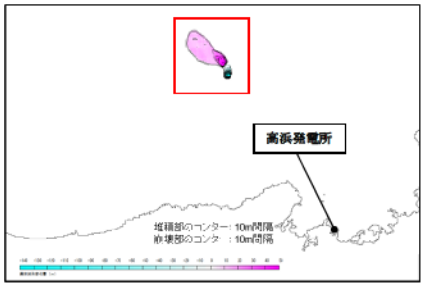
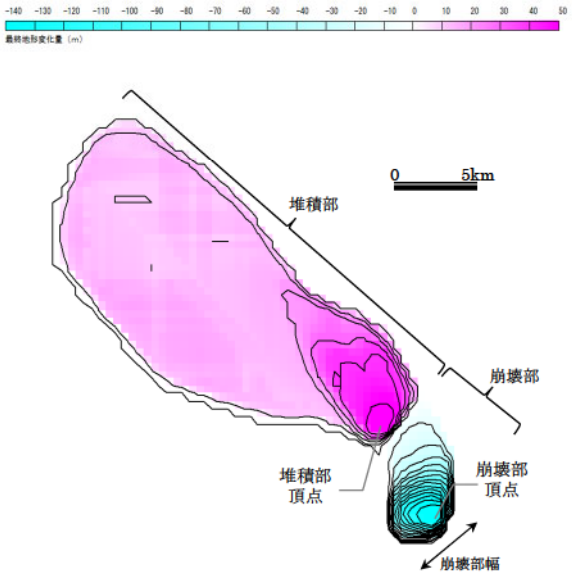
【計算条件】

項目	設定値
設定位置格子サイズ	450m
鉛直方向破壊伝播速度（基本ケース）	0.5m/s※1
破壊継続時間（基本ケース）	5分※2
（参考）地すべり終了時間	1,787秒※3



【海底地形変化量分布図】
（Kinematicモデルへの入力コンター）

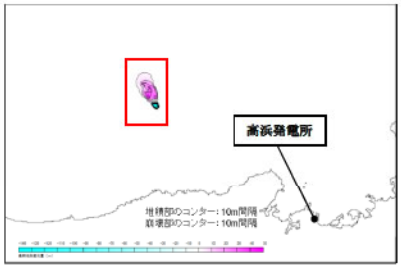


※1　破壊伝播速度の鉛直成分として設定した。
※2　地形変化の速度が鉛直方向破壊伝播速度を超えない範囲で最大となるよう破壊継続時間を設定した。
※3　地すべり終了時間＝地すべり伝播到達時間1,487秒（地すべりの標高差743.7m÷鉛直方向破壊伝播速度0.5m/s）＋破壊継続時間5分(300秒)=1,787秒

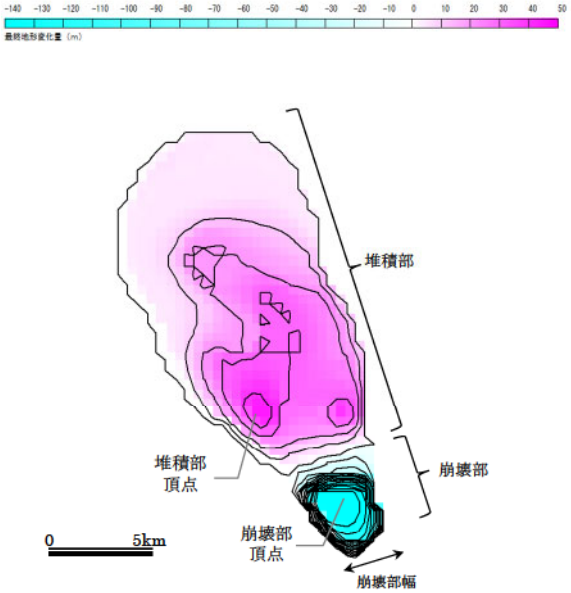
第6.2.22図(3)　Kinematicモデルによる計算条件（エリアB：Es－K7）

【計算条件】

項目	設定値
設定位置格子サイズ	450m
鉛直方向破壊伝播速度（基本ケース）	0.5m/s※1
破壊継続時間（基本ケース）	5分※2
（参考）地すべり終了時間	1,397秒※3



【海底地形変化量分布図】
（Kinematicモデルへの入力コンター）

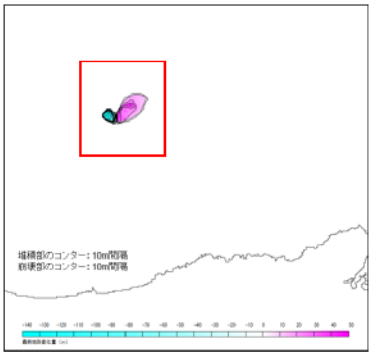


※1　破壊伝播速度の鉛直成分として設定した。
※2　地形変化の速度が鉛直方向破壊伝播速度を超えない範囲で最大となるよう破壊継続時間を設定した。
※3　地すべり終了時間＝地すべり伝播到達時間1,097秒（地すべりの標高差548.7m÷鉛直方向破壊伝播速度0.5m/s）＋破壊継続時間5分(300秒)=1,397秒

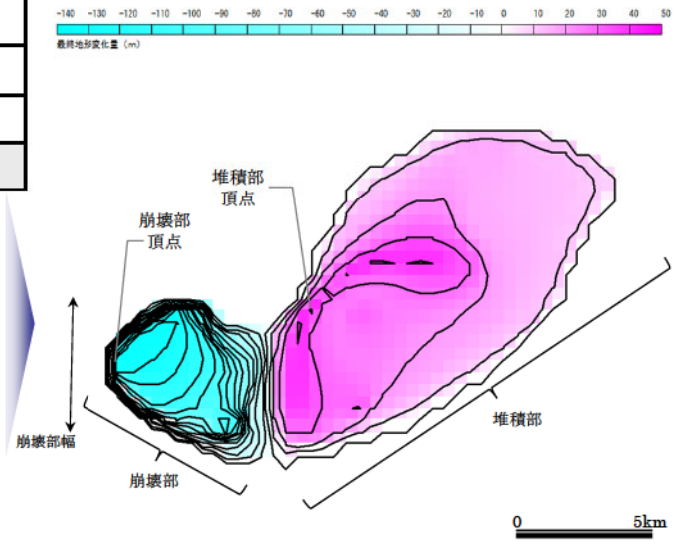
第6.2.22図(4)　Kinematicモデルによる計算条件（エリアC：Es－T8）

【計算条件】

項目	設定値
設定位置格子サイズ	450m
鉛直方向破壊伝播速度（基本ケース）	0.3m/s※1
破壊継続時間（基本ケース）	7分※2
（参考）地すべり終了時間	1,716秒※3



【海底地形変化量分布図】
（Kinematicモデルへの入力コンター）

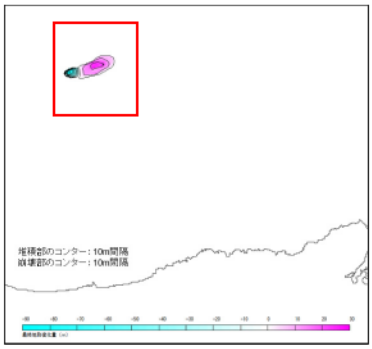


※1　破壊伝播速度の鉛直成分として設定した。
※2　地形変化の速度が鉛直方向破壊伝播速度を超えない範囲で最大となるよう破壊継続時間を設定した。
※3　地すべり終了時間＝地すべり伝播到達時間1,296秒（地すべりの標高差388.9m÷鉛直方向破壊伝播速度0.3m/s）＋破壊継続時間7分(420秒)=1,716秒

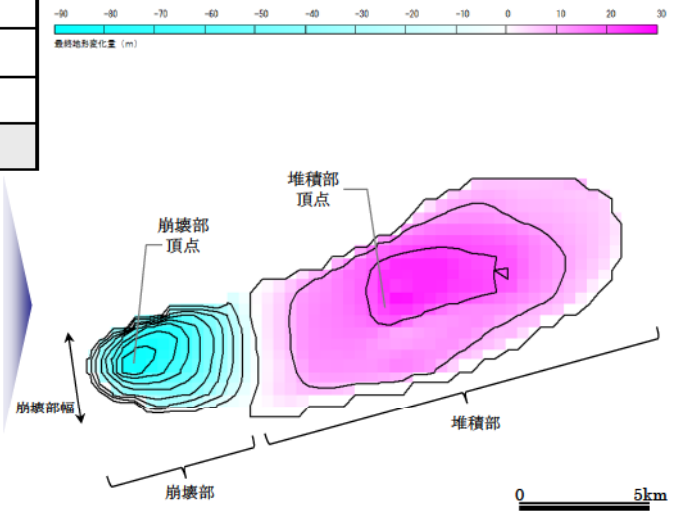
第6.2.22図(5)　Kinematicモデルによる計算条件（エリアC：Es－T13）

【計算条件】

項目	設定値
設定位置格子サイズ	450m
鉛直方向破壊伝播速度（基本ケース）	0.5m/s※1
破壊継続時間（基本ケース）	2分※2
（参考）地すべり終了時間	1,361秒※3

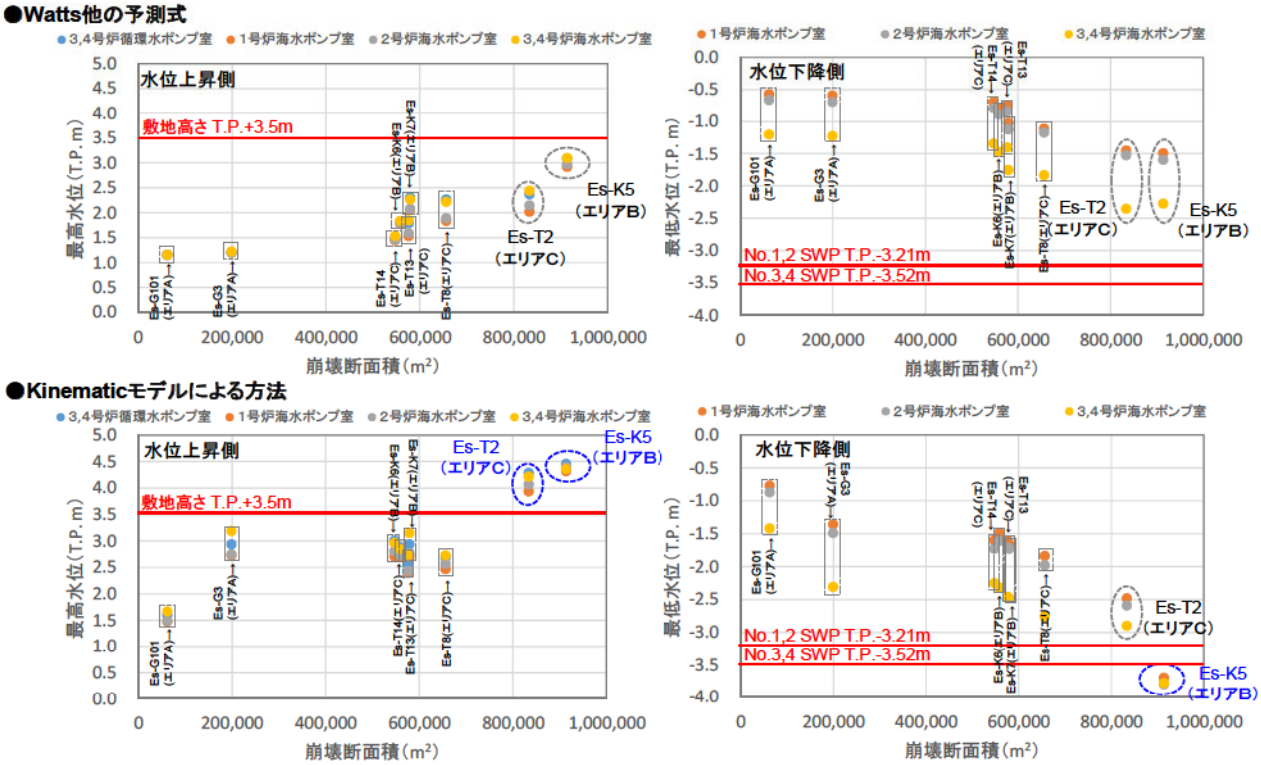


【海底地形変化量分布図】
（Kinematicモデルへの入力コンター）



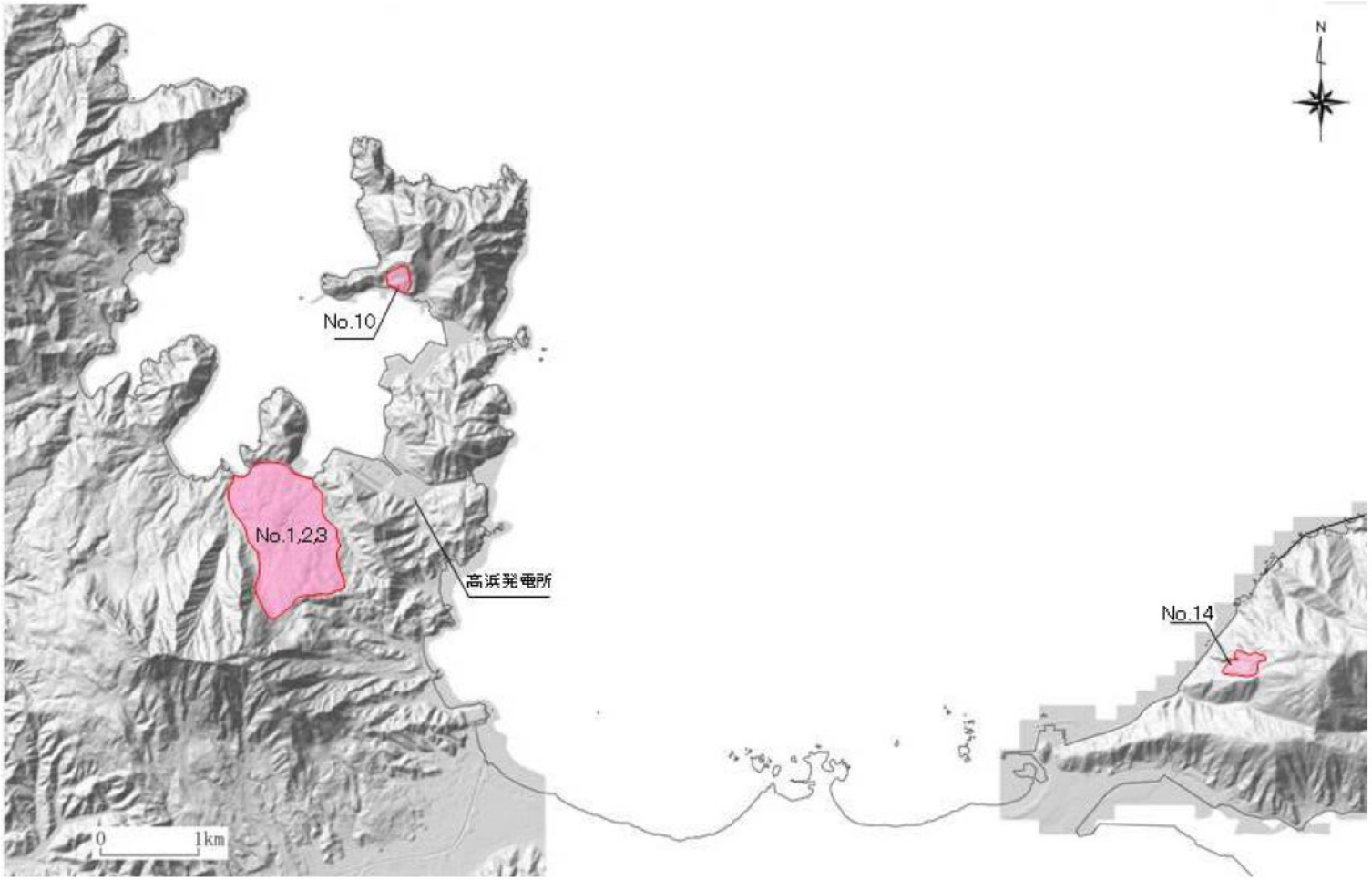
※1　破壊伝播速度の鉛直成分として設定した。
※2　地形変化の速度が鉛直方向破壊伝播速度を超えない範囲で最大となるよう破壊継続時間を設定した。
※3　地すべり終了時間＝地すべり伝播到達時間1,241秒（地すべりの標高差620.4m÷鉛直方向破壊伝播速度0.5m/s）＋破壊継続時間2分(120秒)=1,361秒

第6.2.22図(6)　Kinematicモデルによる計算条件（エリアC：Es－T14）



最高水位・最低水位には、潮位のバラツキ（水位上昇側：+0.15m、水位下降側：－0.17m）及び高潮の裕度（水位上昇側：+0.49m）を考慮している。

第6.2.23図　海底地すべりのうち敷地への遡上及び水位の低下による海水ポンプへの影響のおそれがある波源の確認



第 6.2.24 図　選定した陸上地すべりの位置図

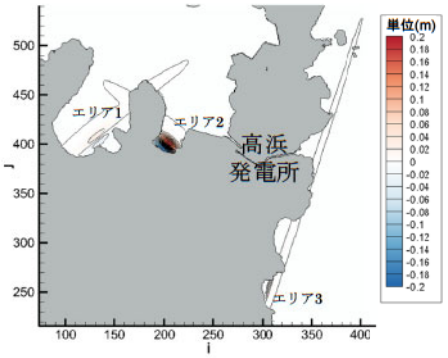
【計算条件】

パラメータ		単位	設定値					備考
			No.1, 2, 3一体（No.1周辺）※1			No.10	No.14	
			エリア1	エリア2	エリア3			
土砂崩壊シミュレーションからの入力値	突入物体積Vs	m^3	4,505,700	2,996,400	1,110,800	143,000	727,201	TITAN2Dでの算定値
	厚さs	m	11.57	19.84	7.77	5.2	4.51	突入位置での層厚の最大値
	幅b	m	550	340	1500	170	400	崩壊域周辺地形図より設定
	突入速度vs	m/s	0.55	1.24	0.43	18.96	36.96	突入地点での最大速度
	水深h	m	20	10	10	20.0	30	崩壊域～サイト間の水深より設定
初期水位計算出力	2次元振幅 $\eta_{0,2D}$	m	0.035	0.236	0.025	2.59	4.83	
	第1波波長 $\lambda 0$	m	59.46	71.08	25.51	221	415.7	
	3次元振幅 $\eta_{0,3D}$	m	0.03	0.20	0.03	1.12	2.37	初期水位分布最大値

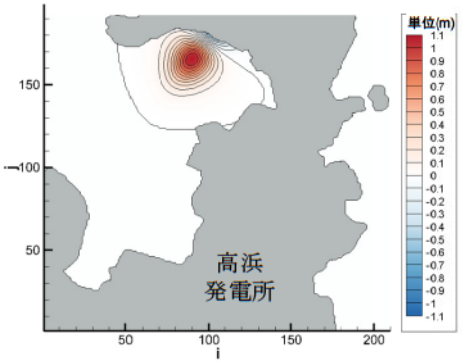
※1：No.1周辺の地すべりについては、評価上No.1, 2, 3を一体として扱う。No.1, 2, 3は土砂が3箇所から海に突入しているため、それぞれの箇所について初期水位を作成した

【初期水位分布図】

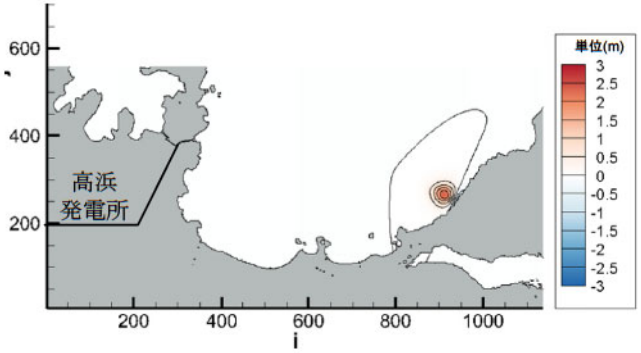
【No.1,2,3】



【No.10】

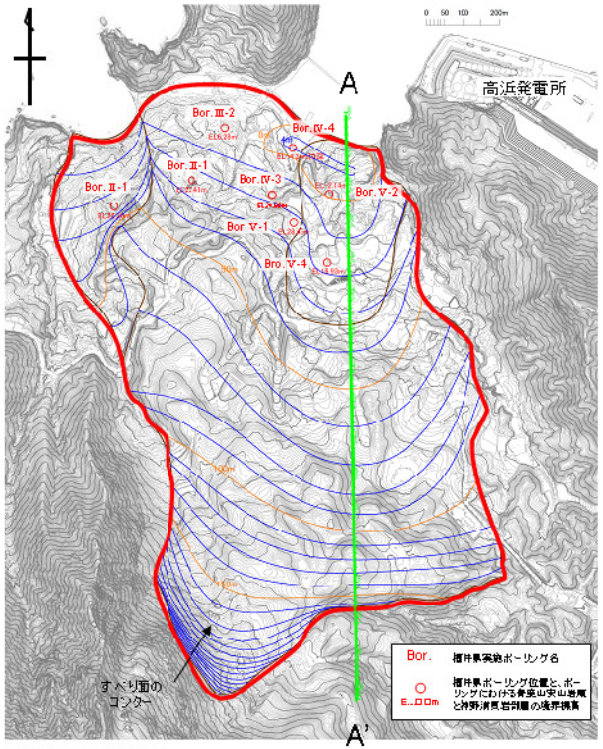


【No.14】



第 6.2.25 図　Watts 他による初期水位波形及び計算条件

【崩壊範囲】

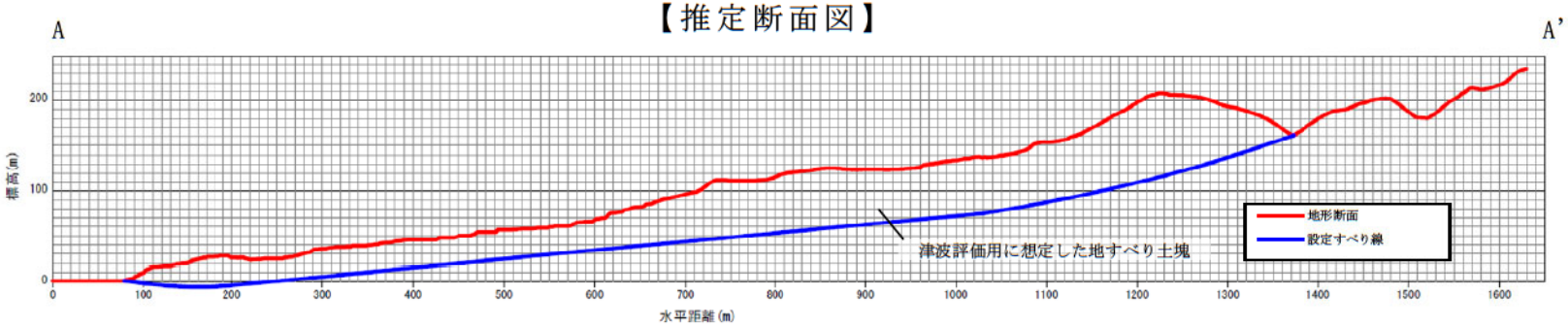


○土砂崩壊シミュレーション用パラメータ

・内部摩擦角（φ）：30°

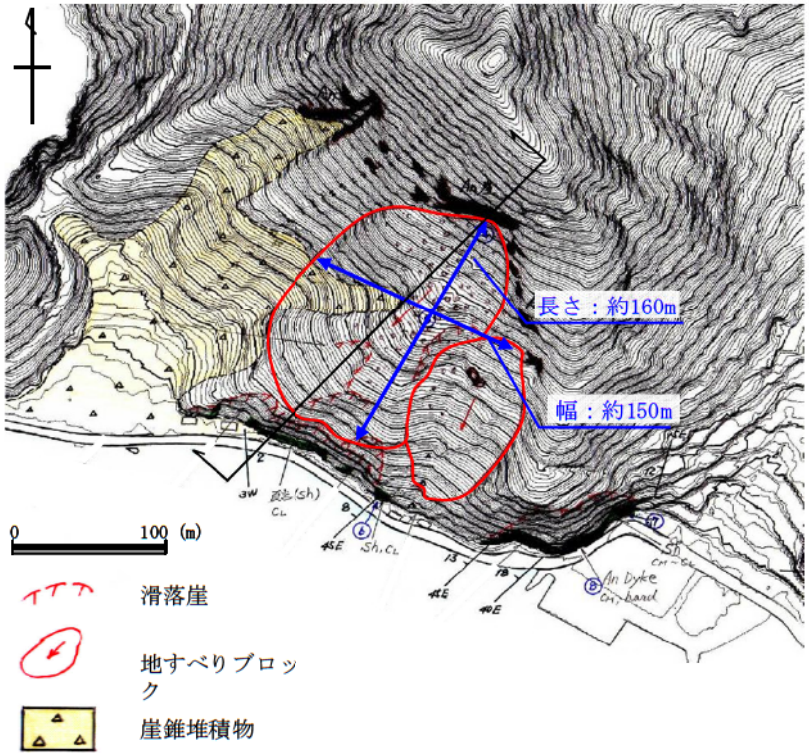
・等価摩擦係数（H/L）：0.2

【推定断面図】

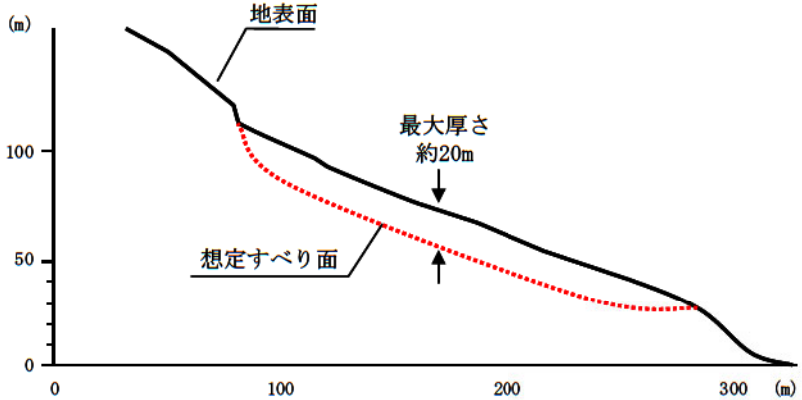


第 6.2.26 図(1)　運動学的手法による計算条件（陸上地すべり(No.1,2,3)）

【崩壊範囲】



【推定断面図】



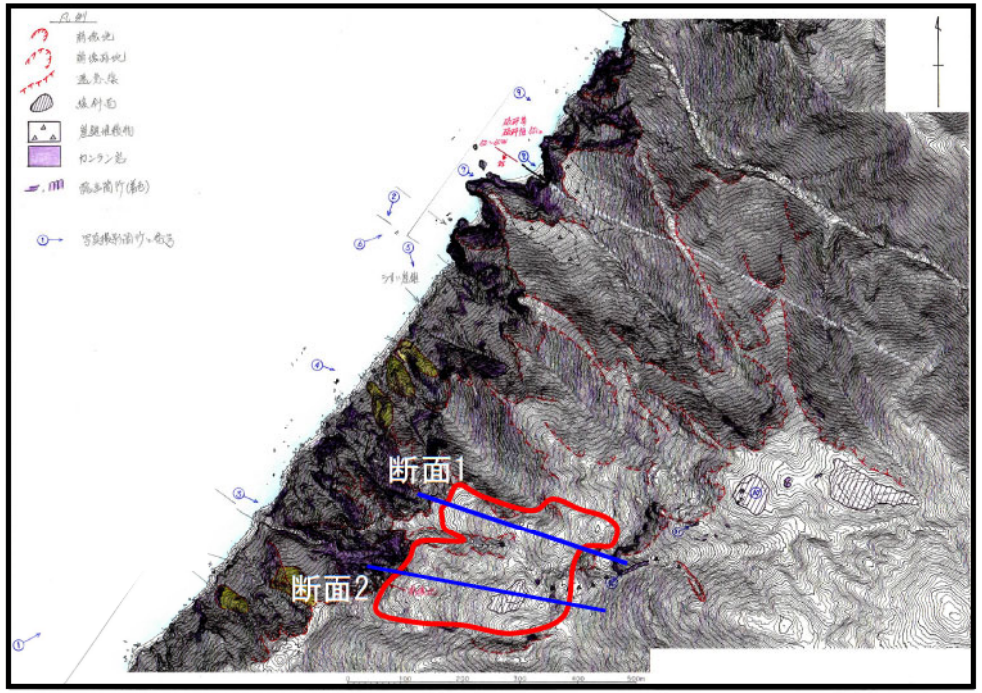
○土砂崩壊シミュレーション用パラメータ

・内部摩擦角（φ）：30°

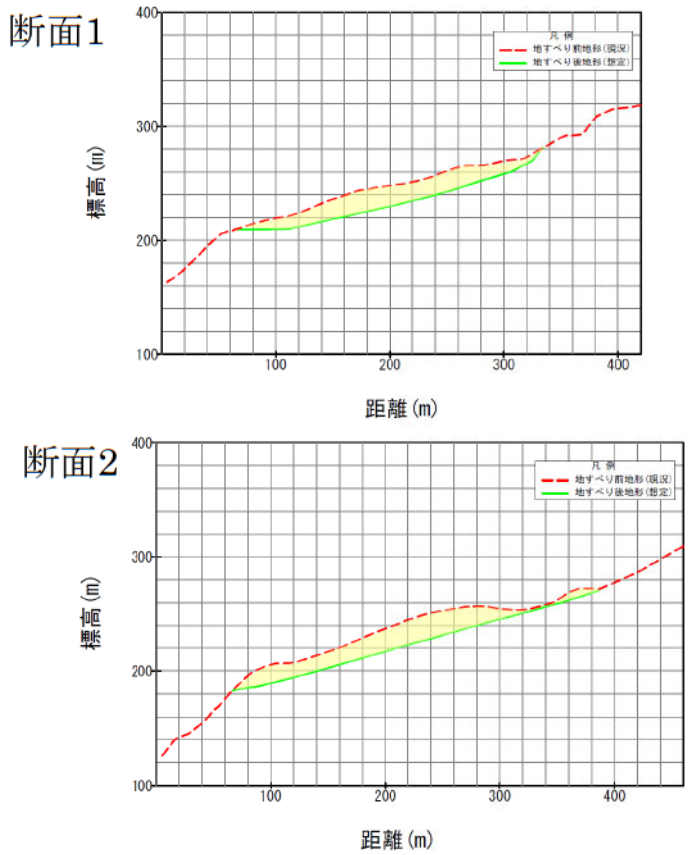
・等価摩擦係数（H/L）：0.3

第 6.2.26 図(2)　運動学的手法による計算条件（陸上地すべり(No.10)）

【崩壊範囲】



【推定断面図】

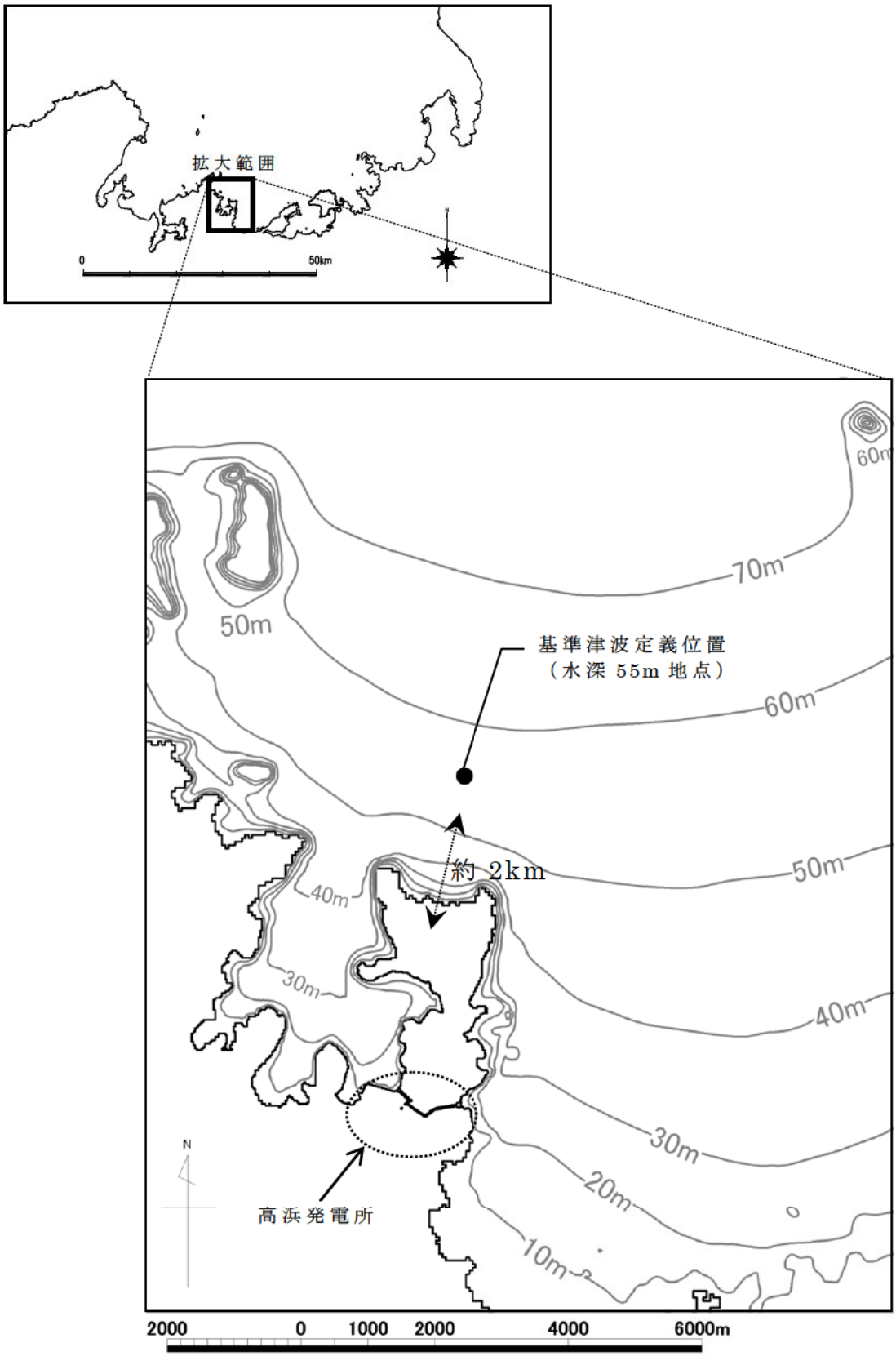


○土砂崩壊シミュレーション用パラメータ

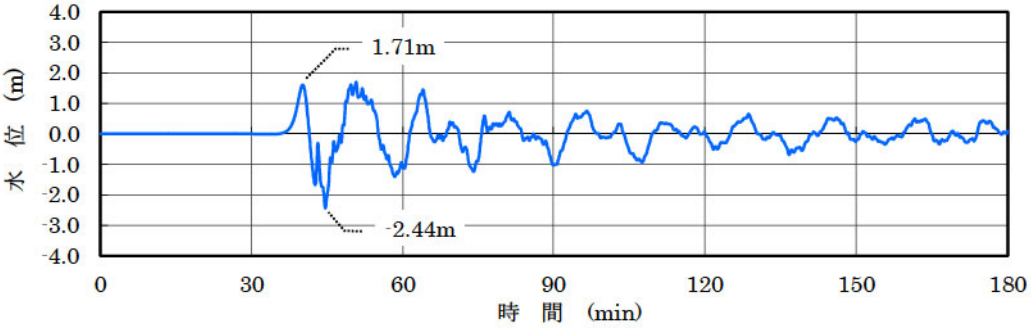
・内部摩擦角（φ）：30°

・等価摩擦係数（H/L）：0.3

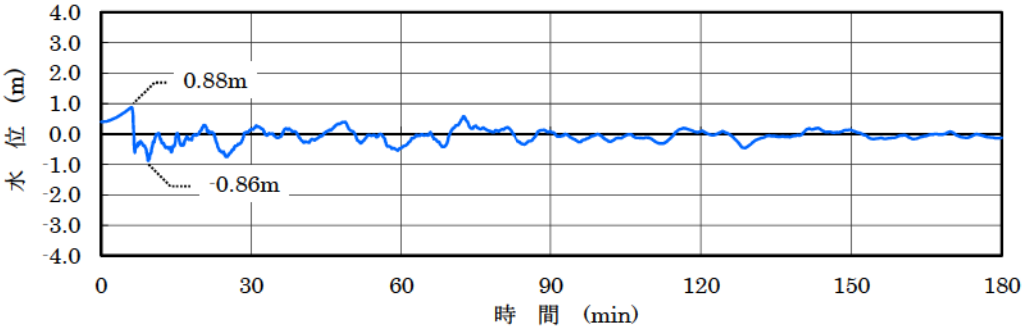
第 6.2.26 図(3)　運動学的手法による計算条件（陸上地すべり(No.14)）



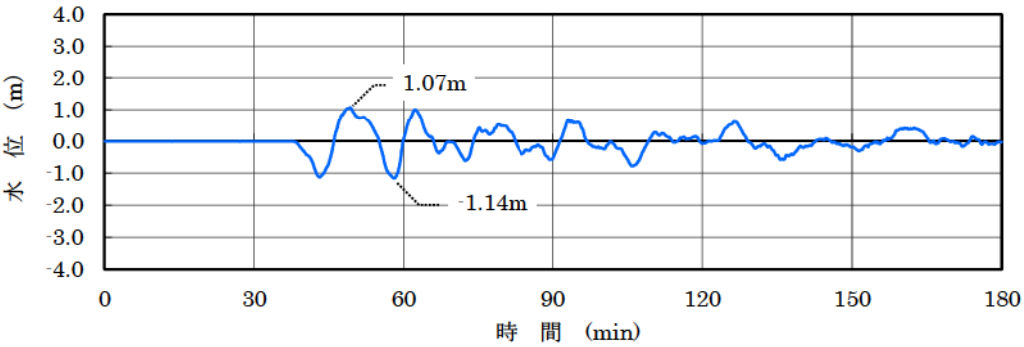
第 6.2.27 図　基準津波定義位置



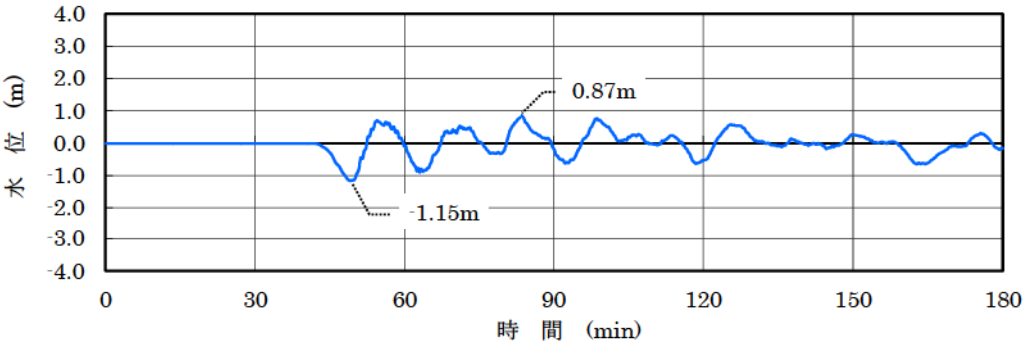
基準津波１



基準津波２



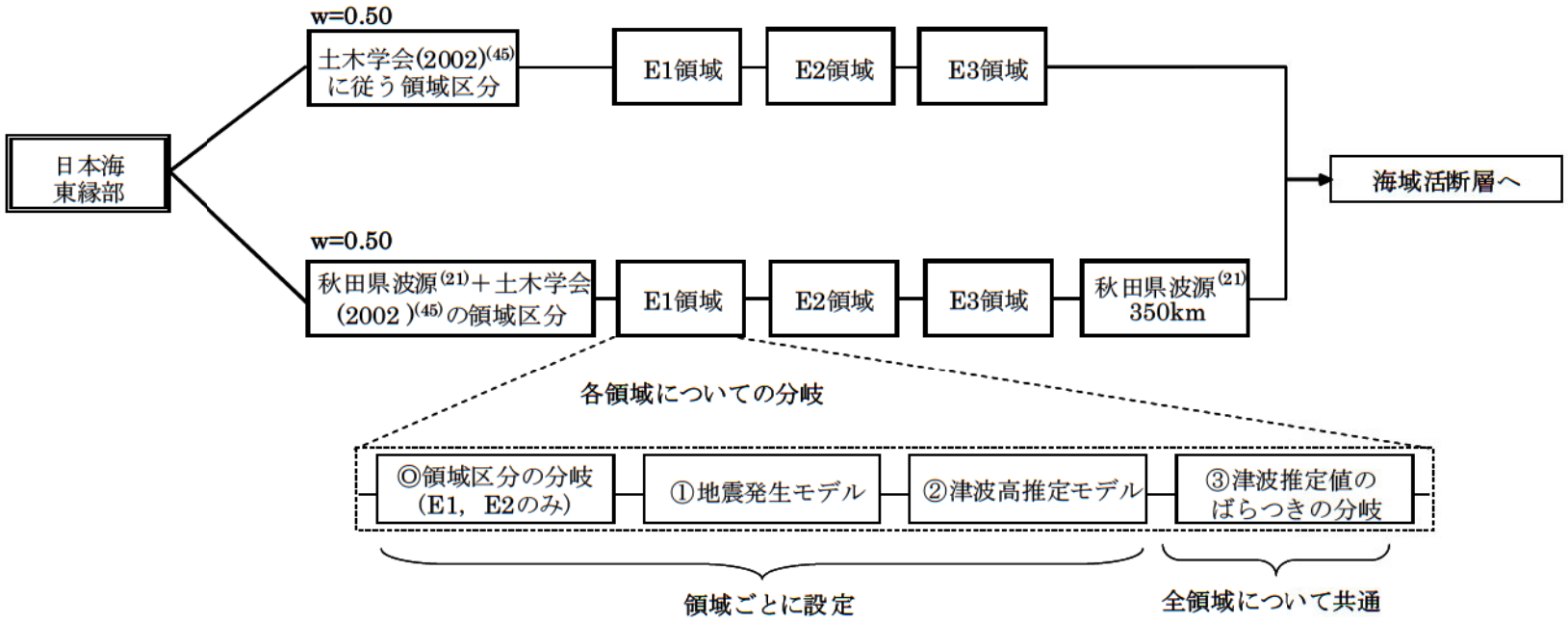
基準津波３ ※



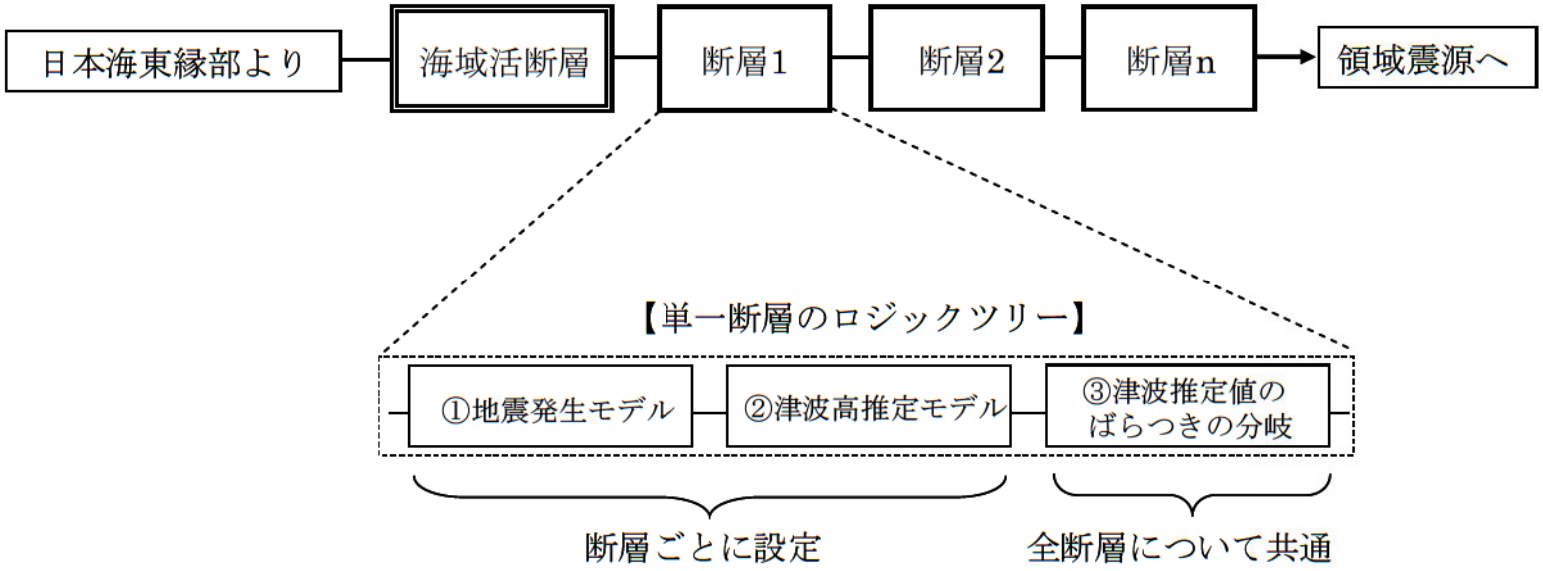
基準津波４ ※

※基準津波３及び基準津波４は、崩壊規模及び破壊伝播速度を固定値としないことから、施設への影響が最も大きくなる崩壊規模及び破壊伝播速度を適用した場合の時刻歴波形を示す。

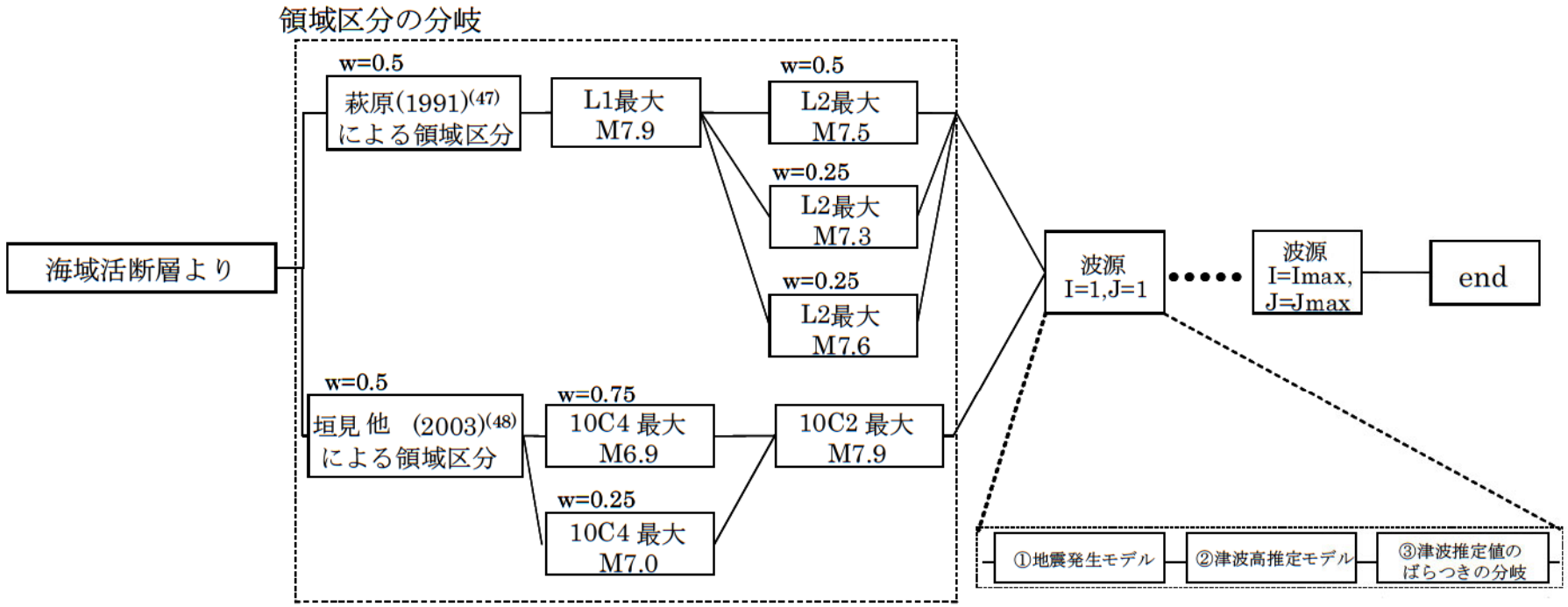
第 6.2.28 図　基準津波の時刻歴波形



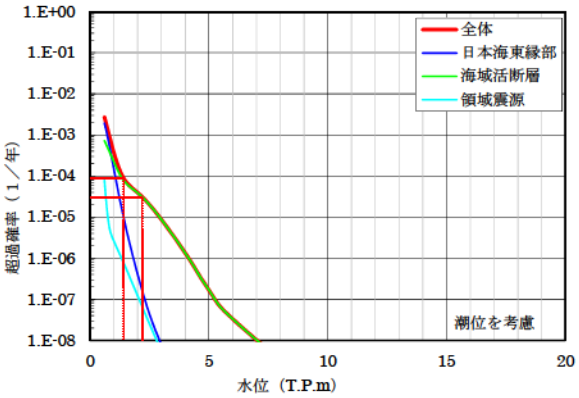
第 6.2.29 図(1)　ロジックツリー（日本海東縁部の断層による津波）

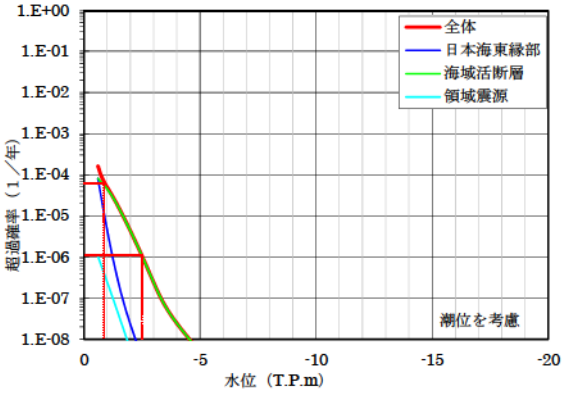


第 6.2.29 図(2)　ロジックツリー（海域活断層による津波）



第 6.2.29 図(3)　ロジックツリー（領域震源（背景的地震）による津波）





評価点（基準津波定義位置：水深55m）		基準津波による水位	年超過確率（1/年）（平均ﾊｻﾞｰﾄﾞ曲線）
最大水位上昇側	基準津波１	T.P.+2.2m	3.1×10^{-5}
	基準津波２	T.P.+1.4m	9.1×10^{-5}

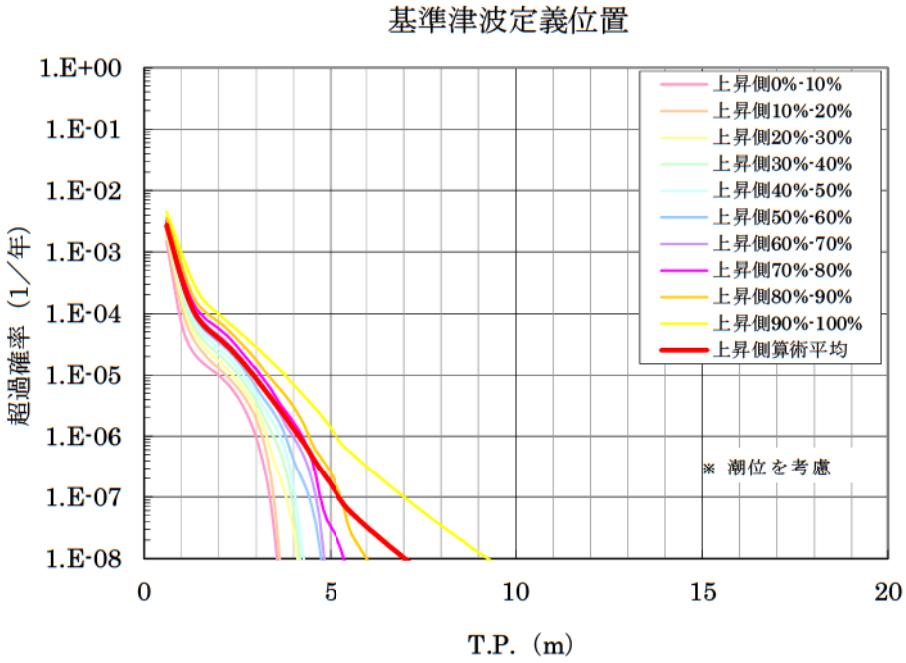
水位上昇側

評価点（基準津波定義位置：水深55m）		基準津波による水位	年超過確率（1/年）（平均ﾊｻﾞｰﾄﾞ曲線）
最大水位下降側	基準津波１	T.P.-2.5m	1.1×10^{-6}
	基準津波２	T.P.-0.9m	6.2×10^{-5}

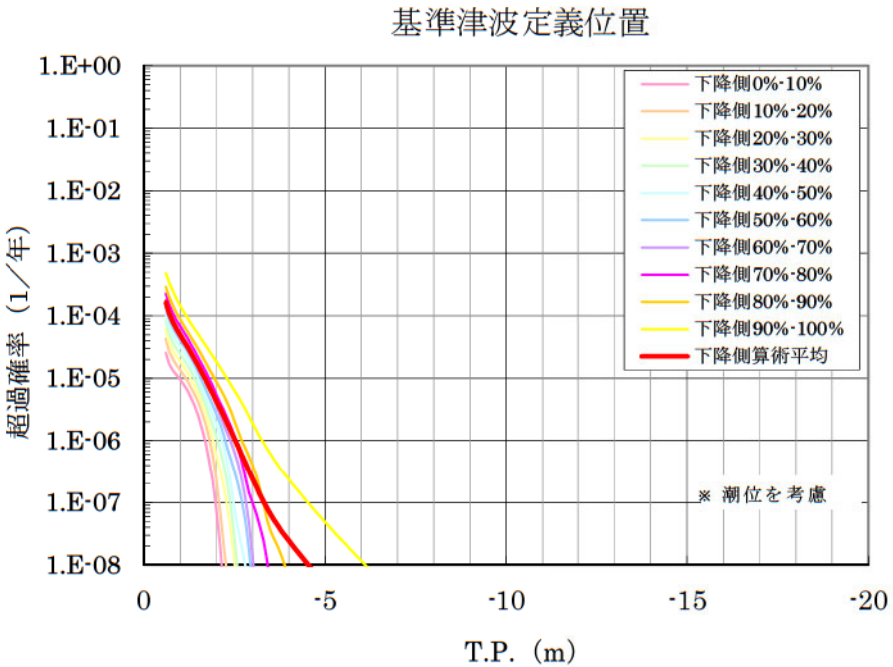
水位下降側

基準津波３及び基準津波４については、海底地すべりによる津波であることから水位の年超過確率を求めることはできないが、基準津波３及び基準津波４による水位は、平均ハザード曲線上では水位上昇側・水位下降側ともに年超過確率10^{-4}～10^{-5}程度に相当する。

第 6.2.30 図　基準津波定義位置における平均ハザード曲線

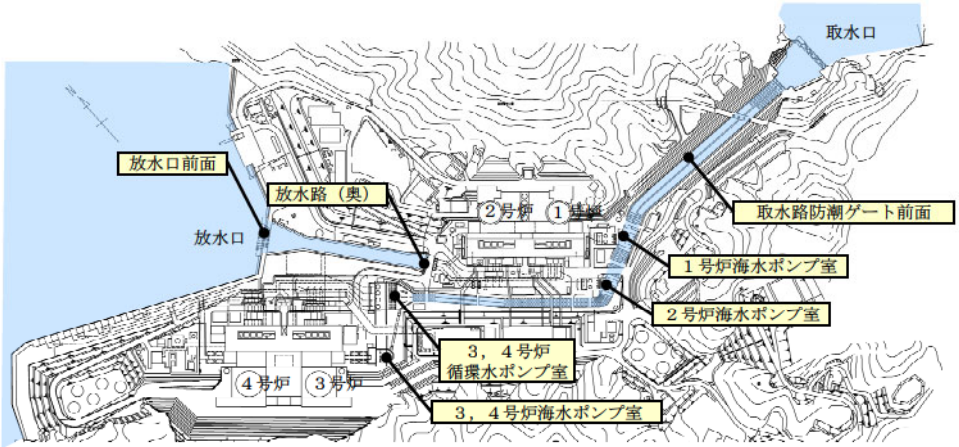


水位上昇側

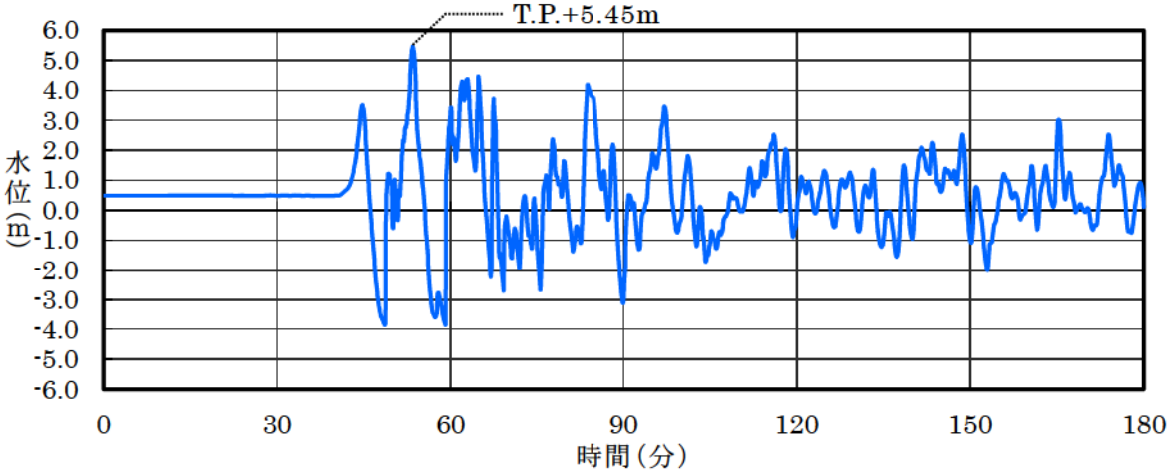


水位下降側

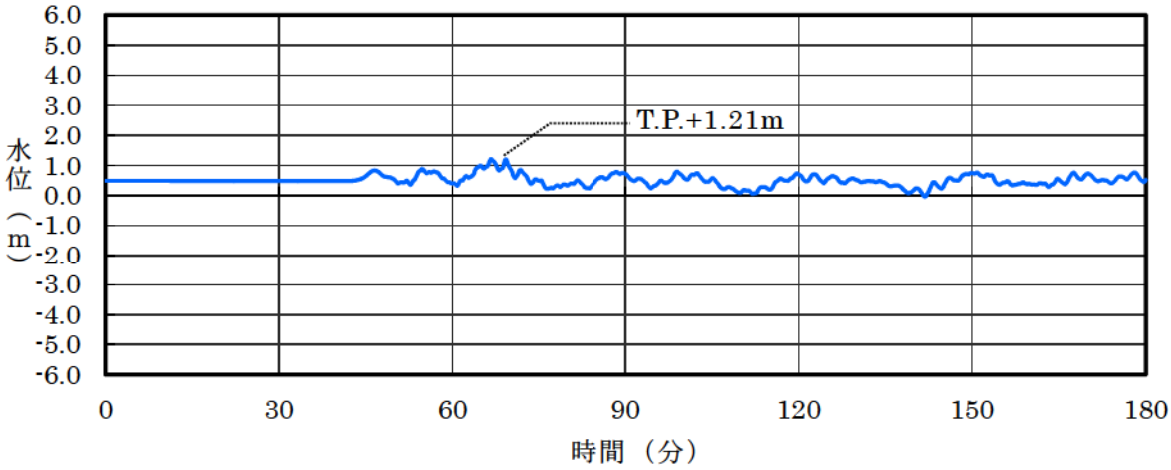
第 6.2.31 図　基準津波定義位置における 10%ごとのフラクタイル曲線



時刻歴波形の算出位置

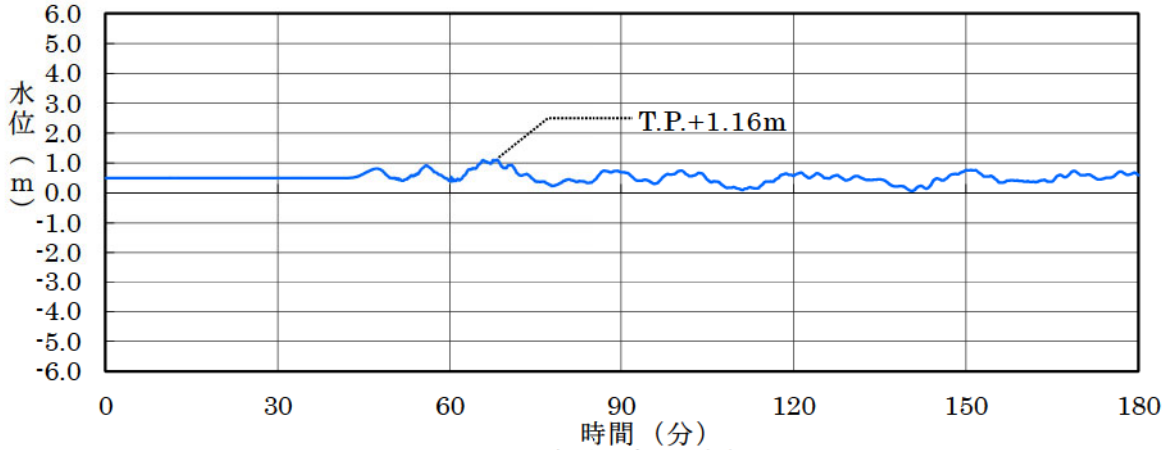


取水路防潮ゲート前面

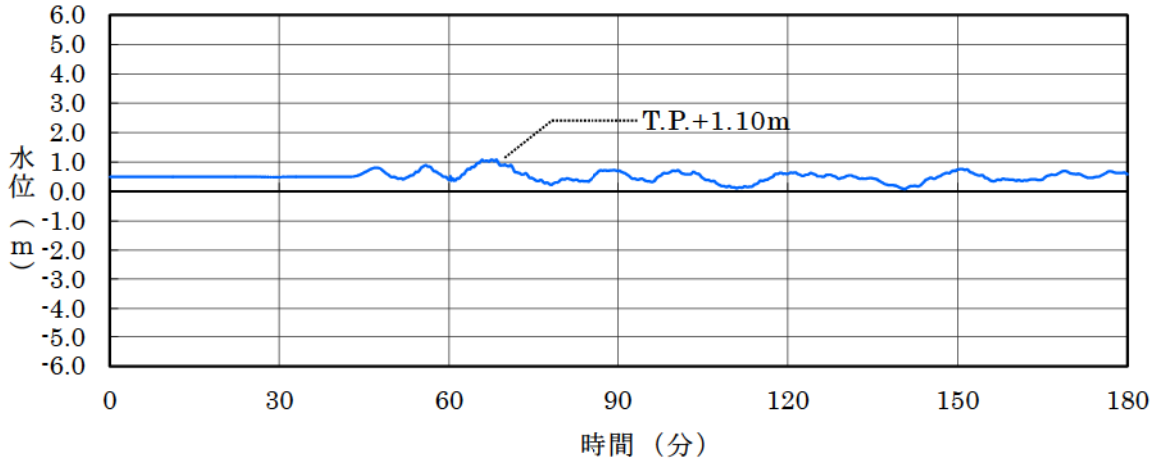


３，４号炉循環水ポンプ室

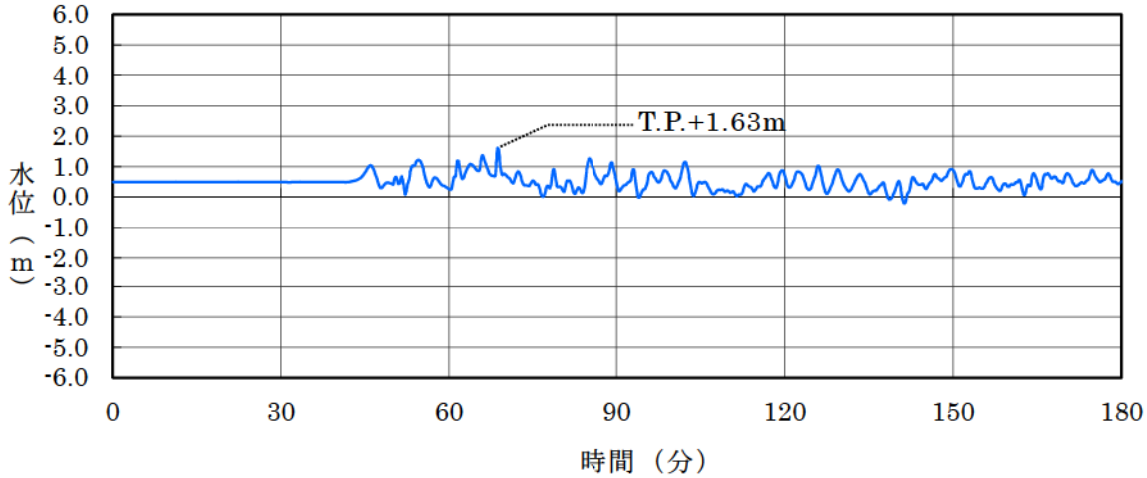
第 6.3.1 図(1)　基準津波１の時刻歴波形（水位上昇側）



1 号炉海水ポンプ室

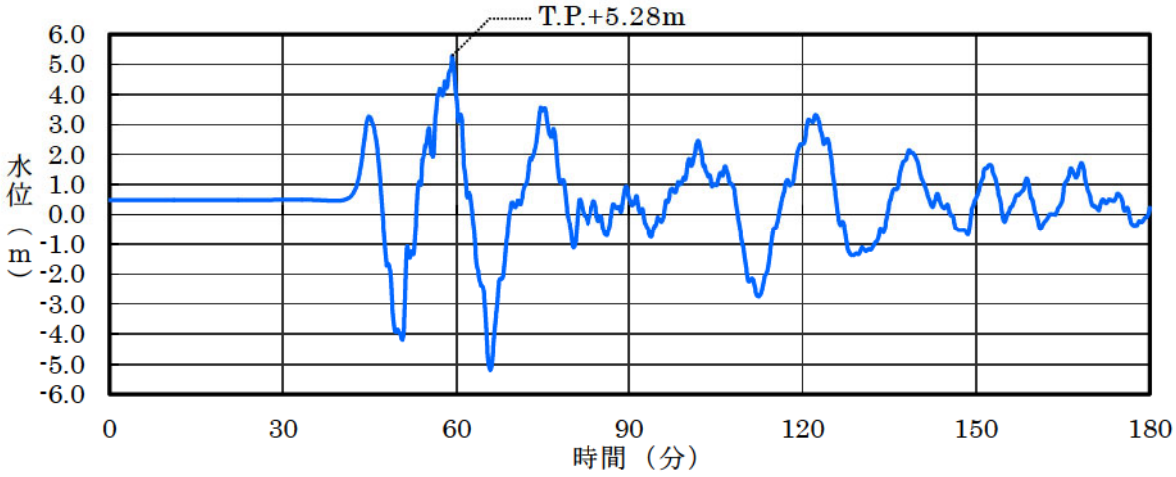


2 号炉海水ポンプ室

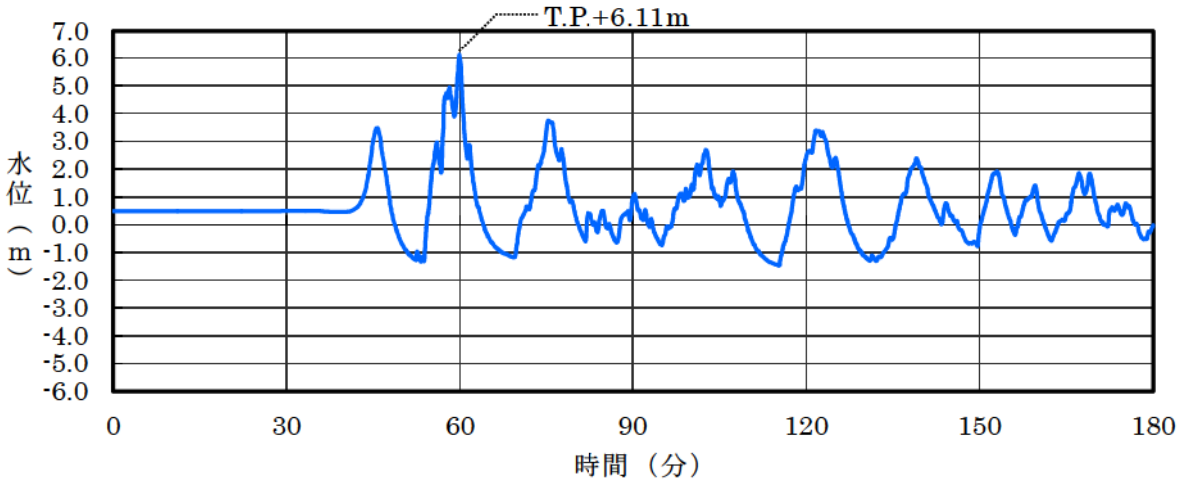


3， 4 号炉海水ポンプ室

第 6.3.1 図(2)　基準津波 1 の時刻歴波形（水位上昇側）

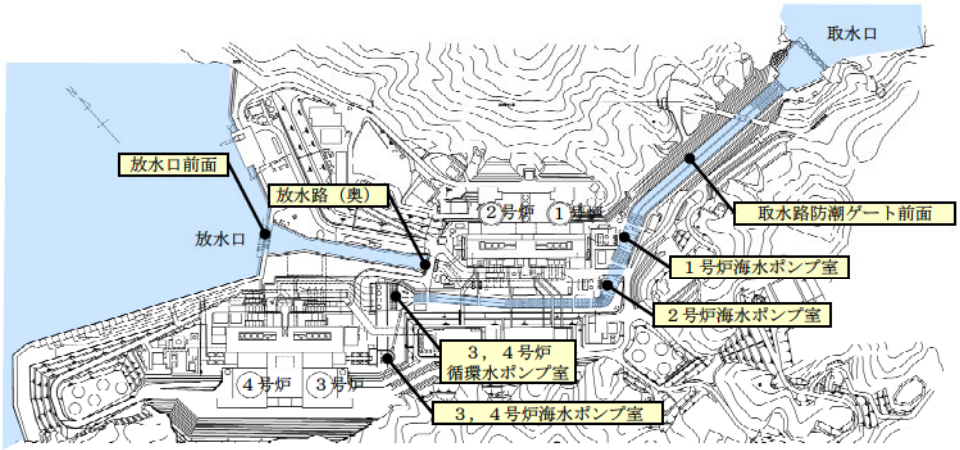


放水口前面

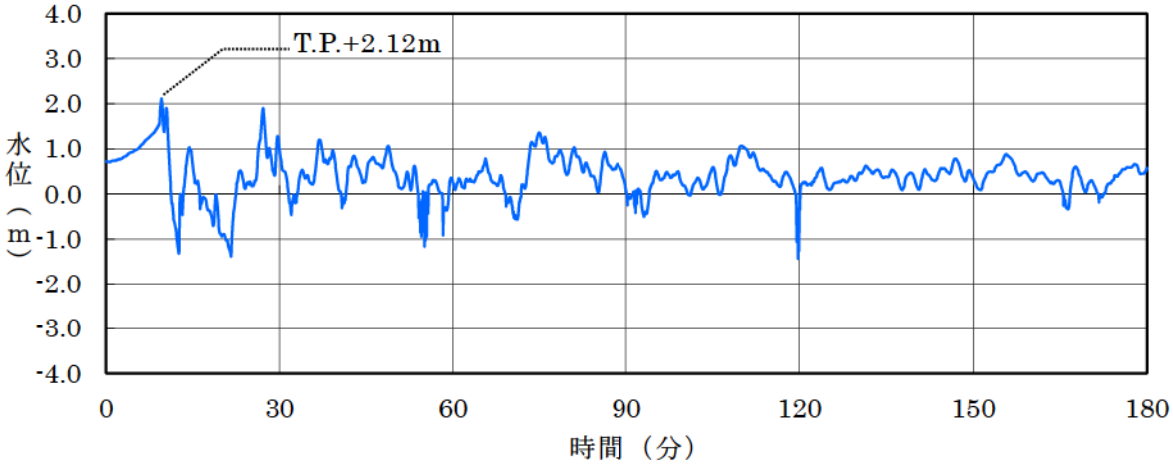


放水路（奥）

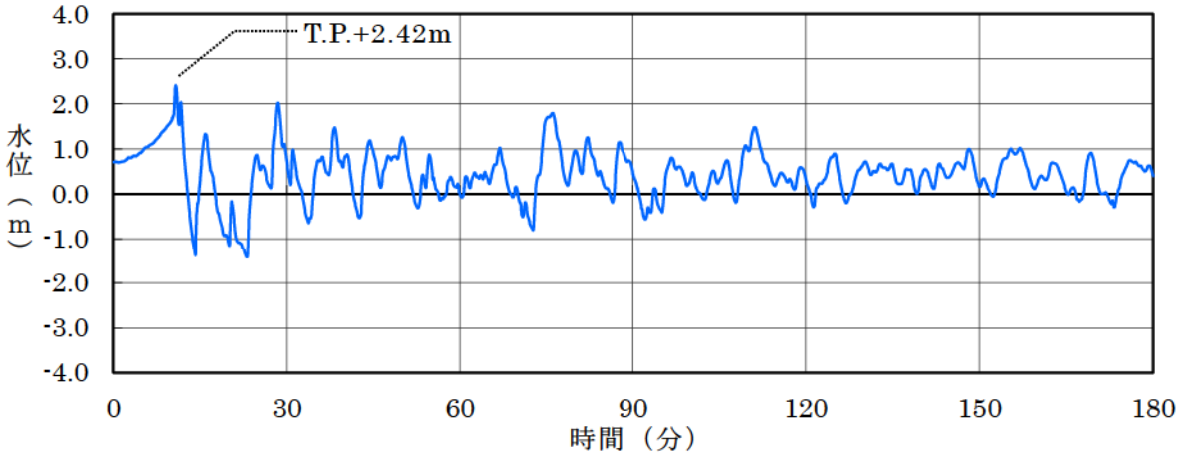
第 6.3.1 図(3)　基準津波 1 の時刻歴波形（水位上昇側）



時刻歴波形の算出位置

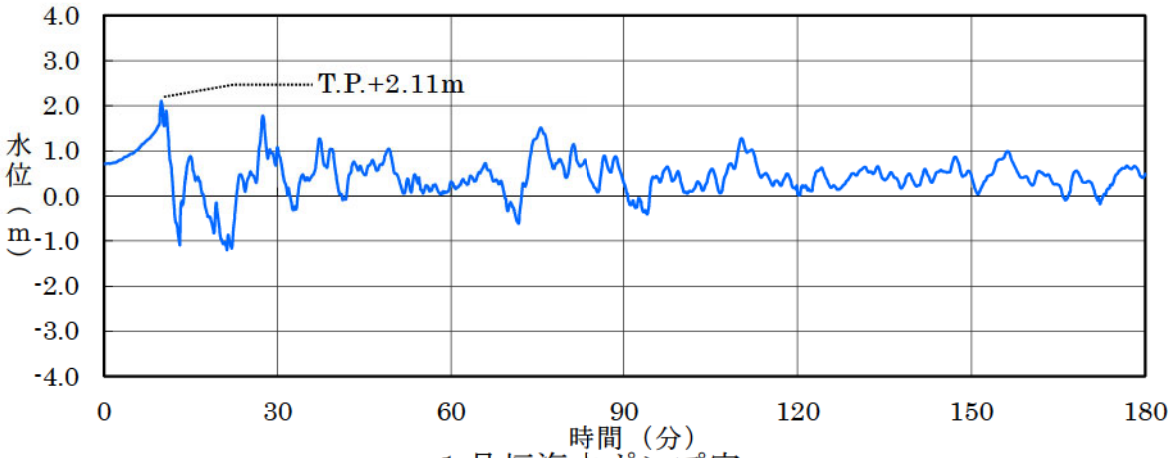


取水路防潮ゲート前面

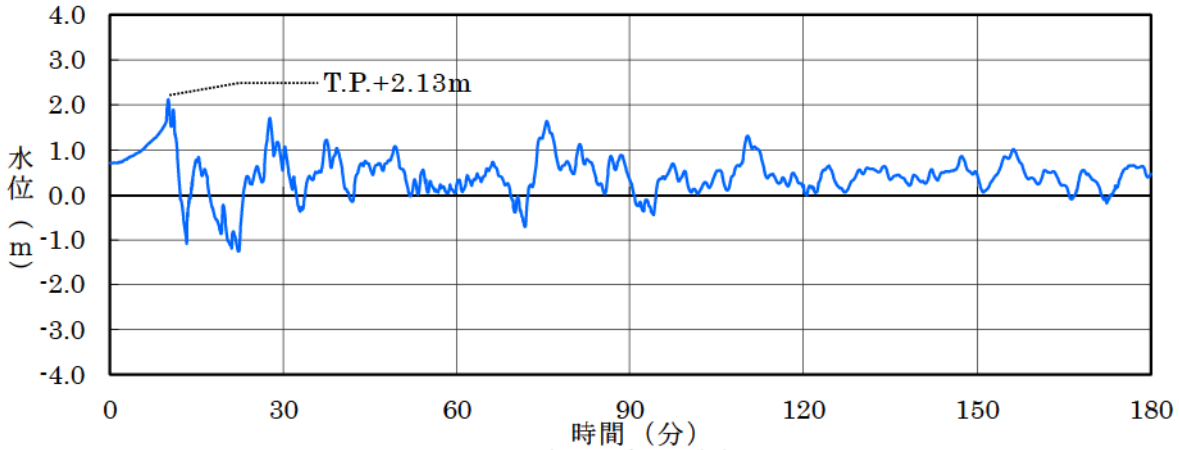


３，４号炉循環水ポンプ室

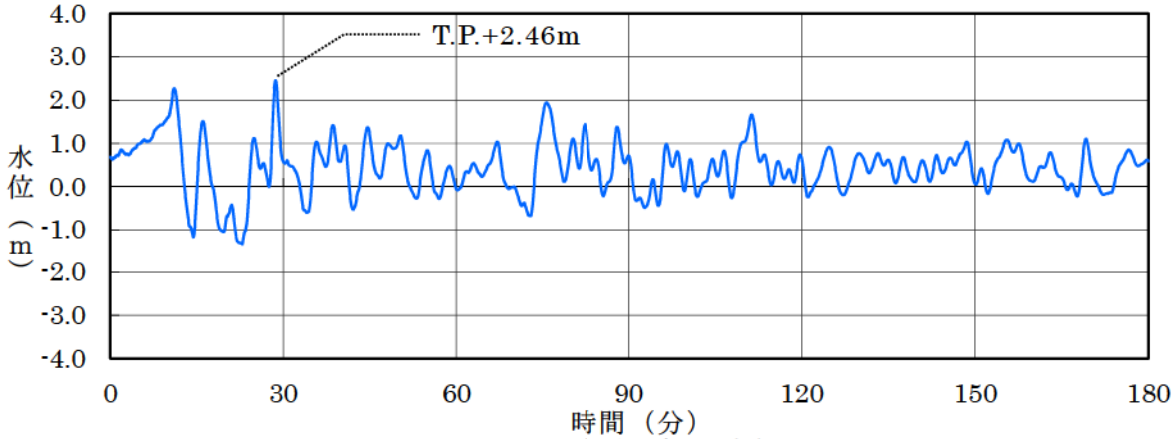
第 6.3.2 図(1)　基準津波２の時刻歴波形（水位上昇側）



1 号炉海水ポンプ室

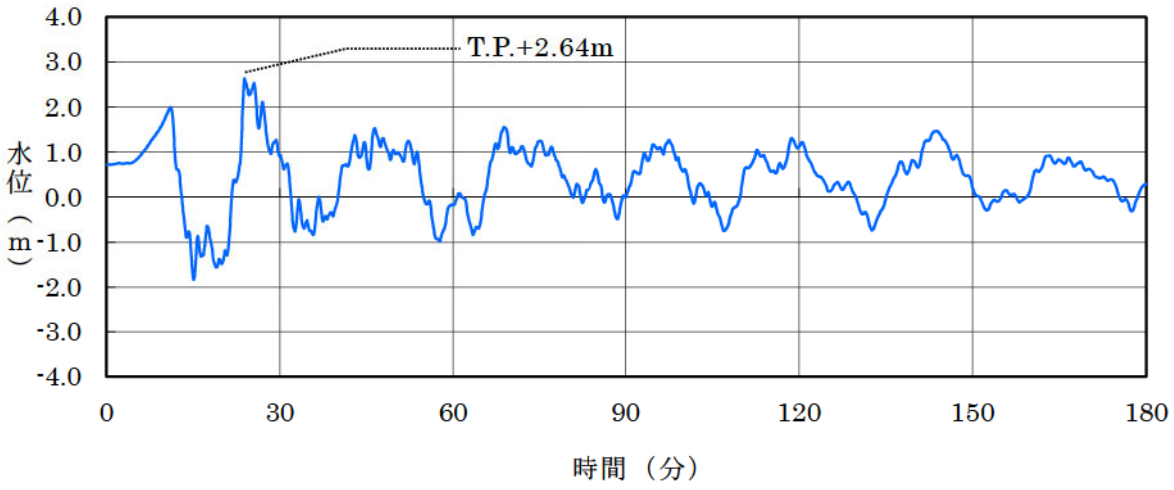


2 号炉海水ポンプ室

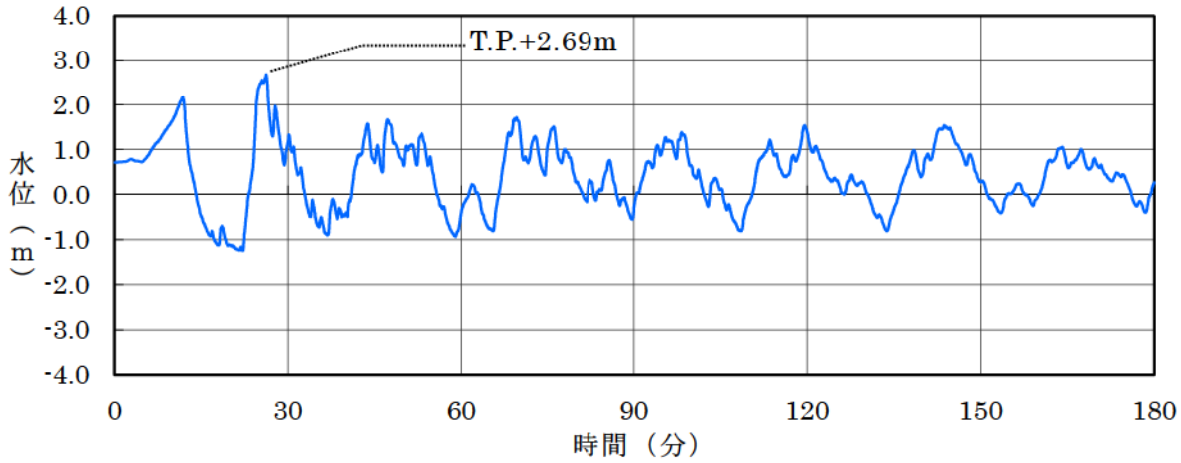


3， 4 号炉海水ポンプ室

第 6.3.2 図(2)　基準津波 2 の時刻歴波形（水位上昇側）

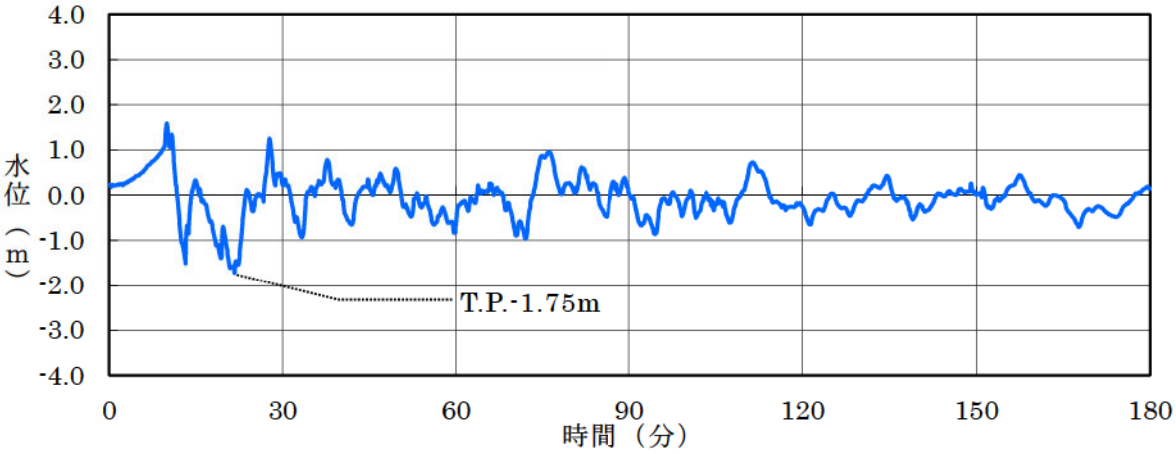


放水口前面

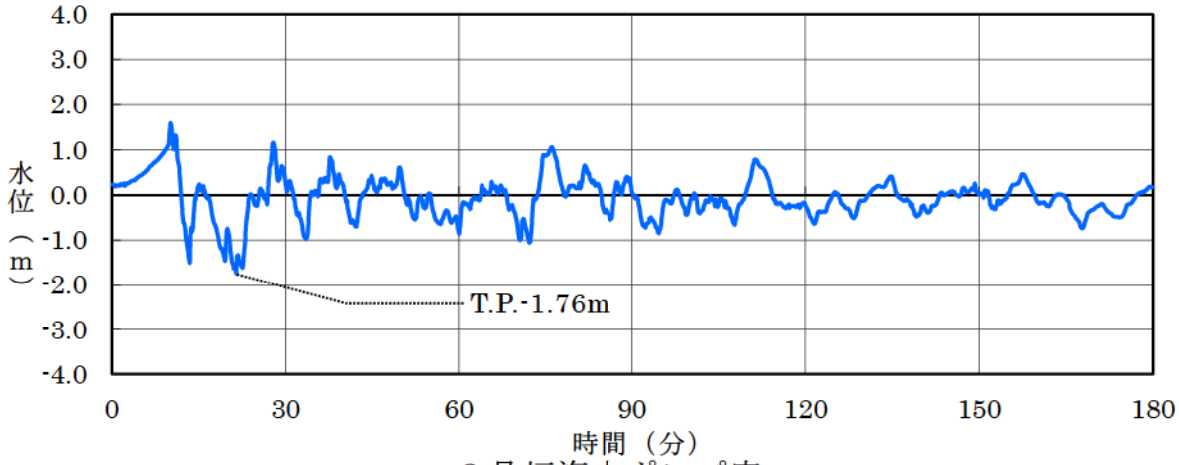


放水路（奥）

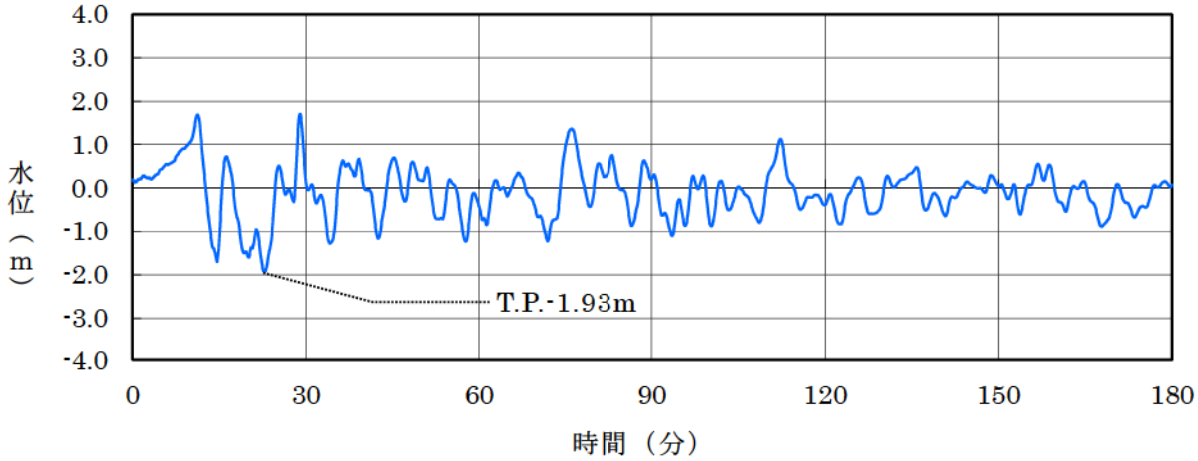
第 6.3.2 図(3)　基準津波 2 の時刻歴波形（水位上昇側）



1 号炉海水ポンプ室

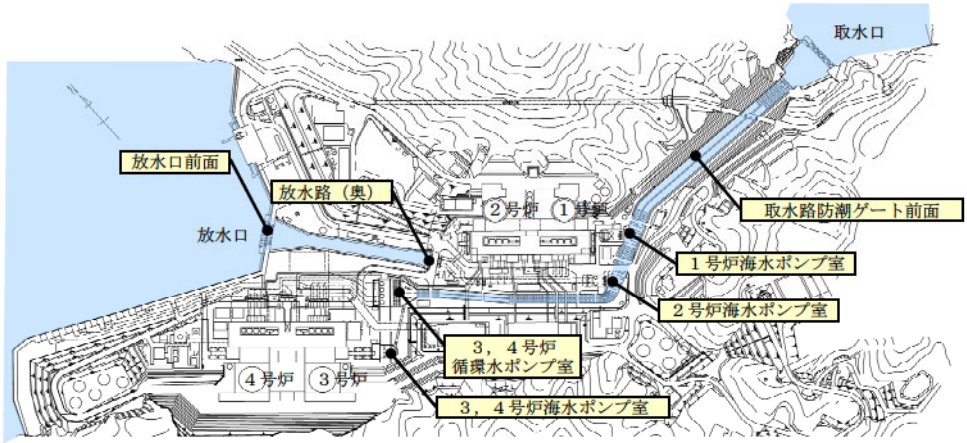


2 号炉海水ポンプ室

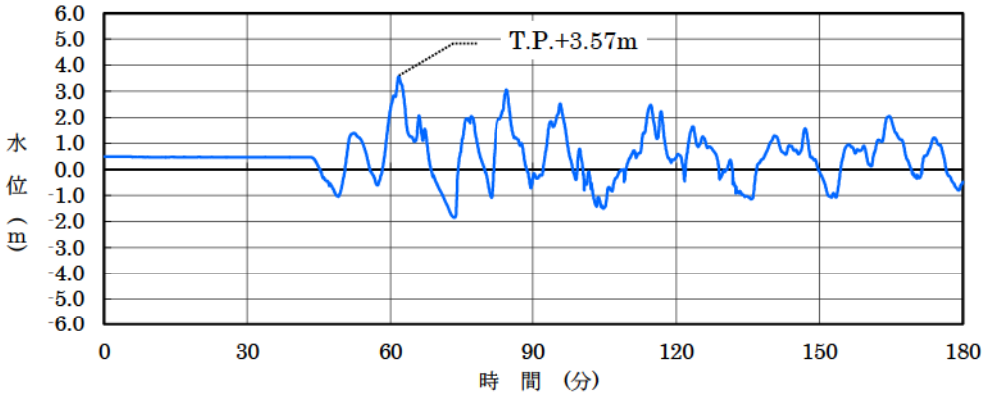


3， 4 号炉海水ポンプ室

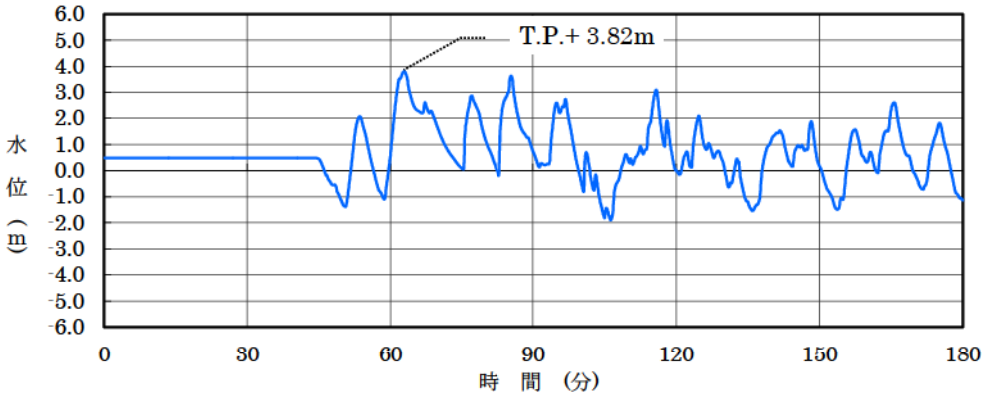
第 6.3.2 図(4)　基準津波 2 の時刻歴波形（水位下降側）



時刻歴波形の算出位置



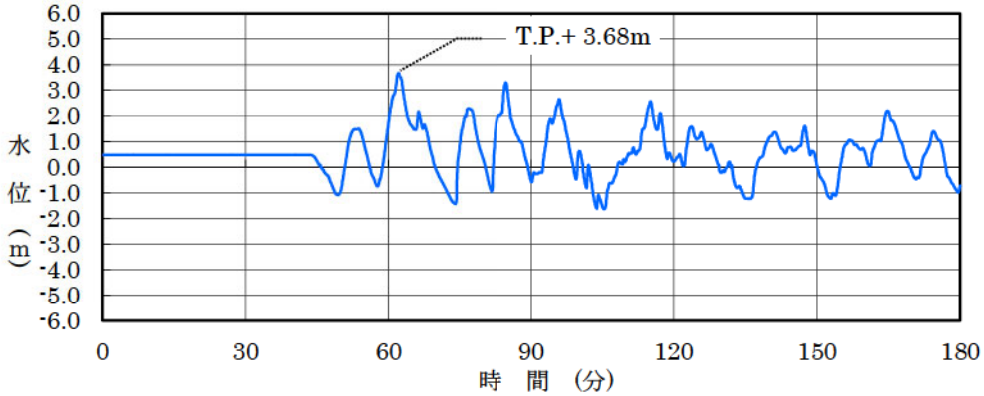
取水路防潮ゲート前面



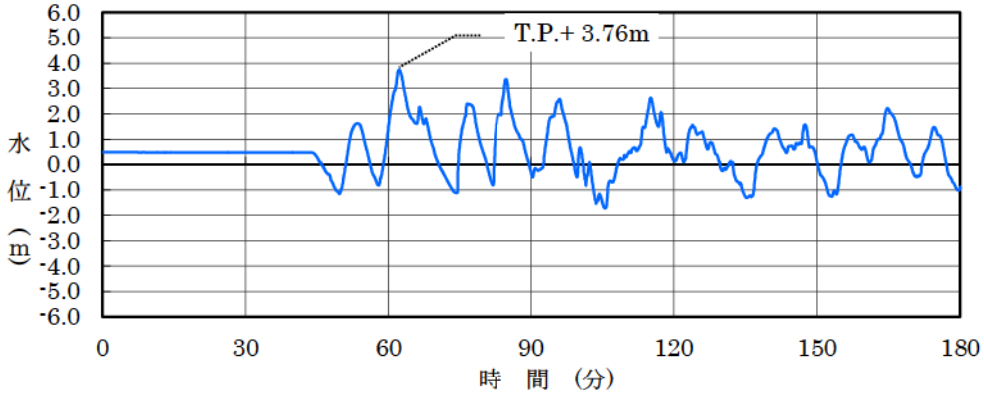
３，４号炉循環水ポンプ室

基準津波３及び基準津波４は、崩壊規模及び破壊伝播速度を固定値としないことから、施設への影響が最も大きくなる崩壊規模及び破壊伝播速度を適用した場合の時刻歴波形を示す。

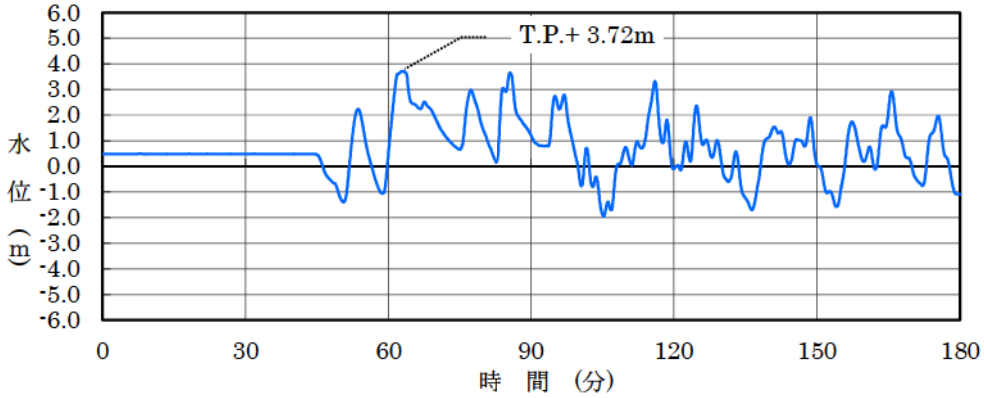
第 6.3.3 図(1)　基準津波３の時刻歴波形（水位上昇側）



1 号炉海水ポンプ室



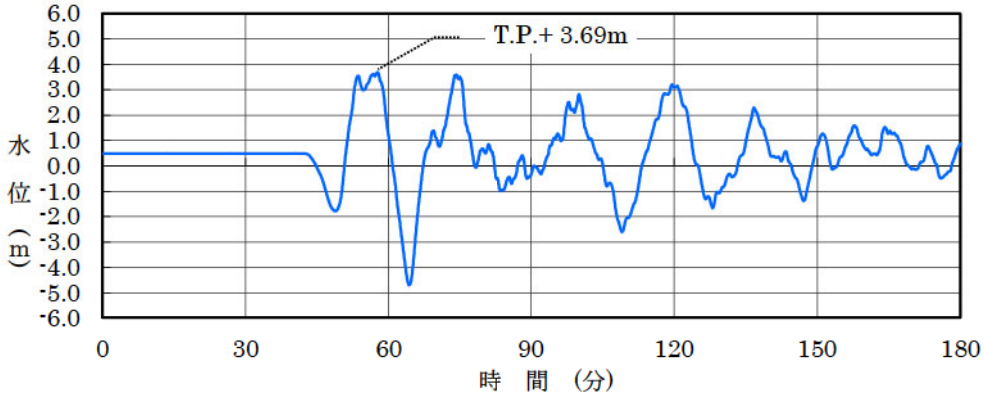
2 号炉海水ポンプ室



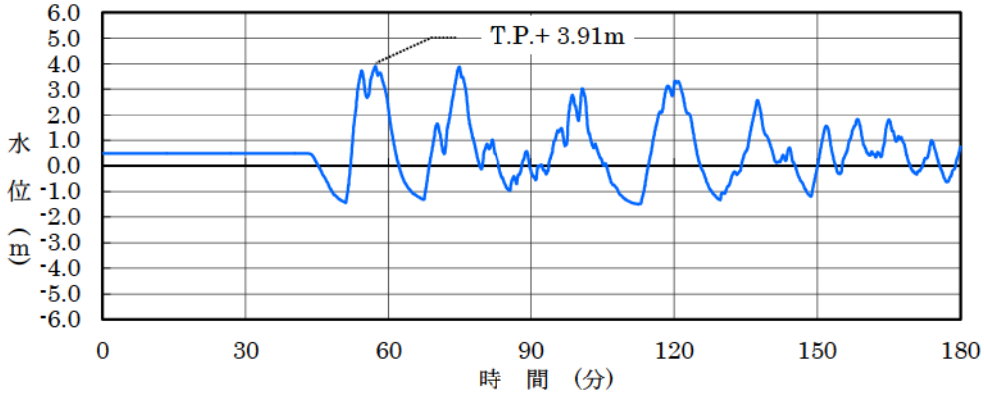
3，4 号炉海水ポンプ室

基準津波 3 及び基準津波 4 は、崩壊規模及び破壊伝播速度を固定値としないことから、施設への影響が最も大きくなる崩壊規模及び破壊伝播速度を適用した場合の時刻歴波形を示す。

第 6.3.3 図(2)　基準津波 3 の時刻歴波形（水位上昇側）



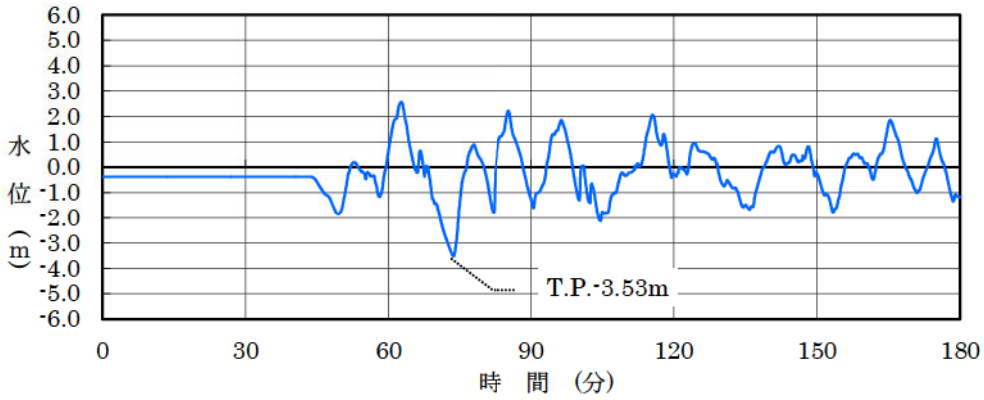
放水口前面



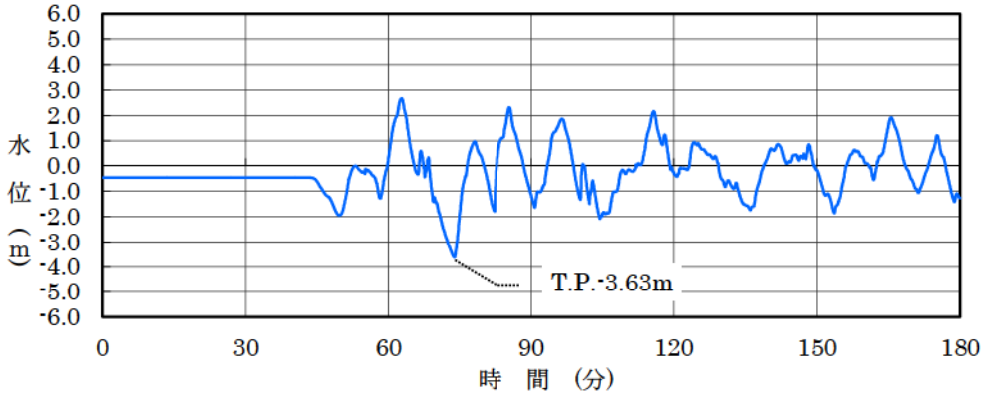
放水路（奥）

基準津波３及び基準津波４は、崩壊規模及び破壊伝播速度を固定値としないことから、施設への影響が最も大きくなる崩壊規模及び破壊伝播速度を適用した場合の時刻歴波形を示す。

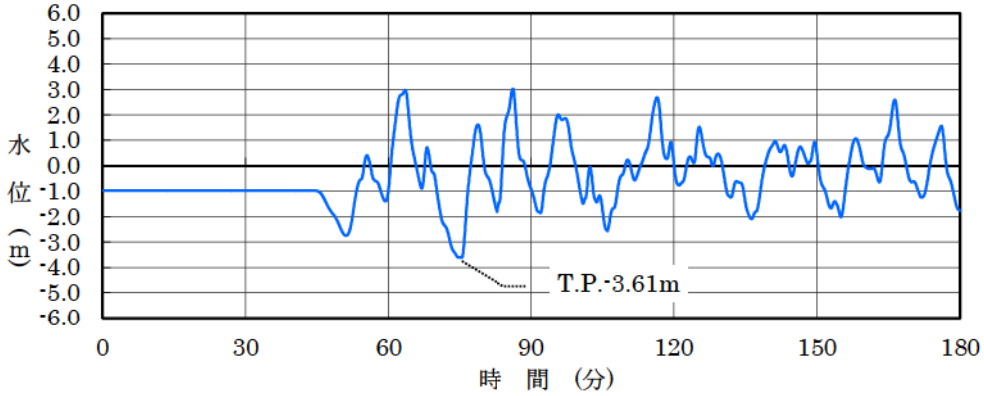
第 6.3.3 図(3)　基準津波３の時刻歴波形（水位上昇側）



1 号炉海水ポンプ室



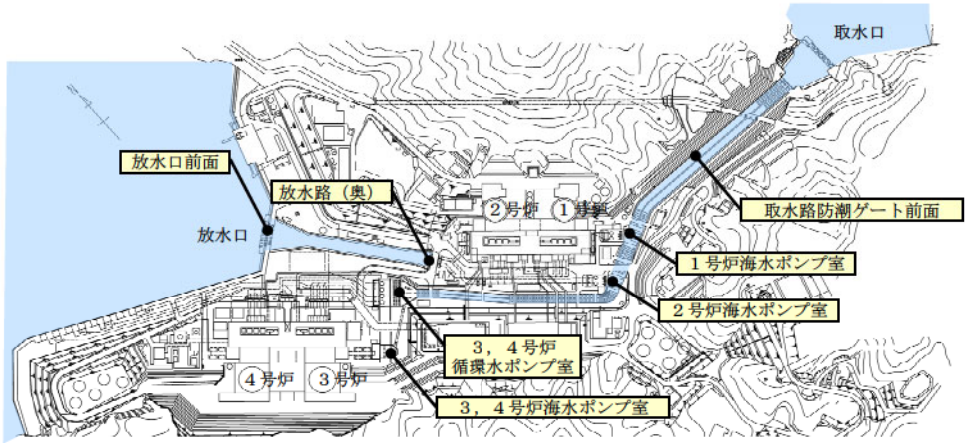
2 号炉海水ポンプ室



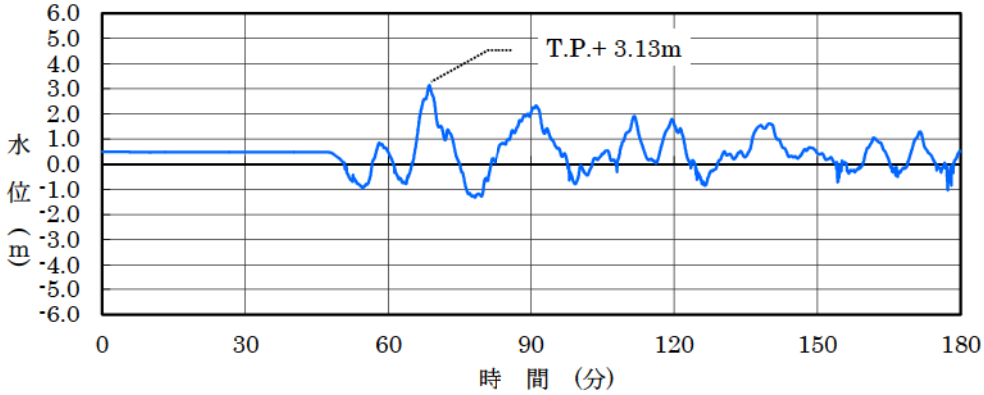
3，4 号炉海水ポンプ室

基準津波 3 及び基準津波 4 は、崩壊規模及び破壊伝播速度を固定値としないことから、施設への影響が最も大きくなる崩壊規模及び破壊伝播速度を適用した場合の時刻歴波形を示す。

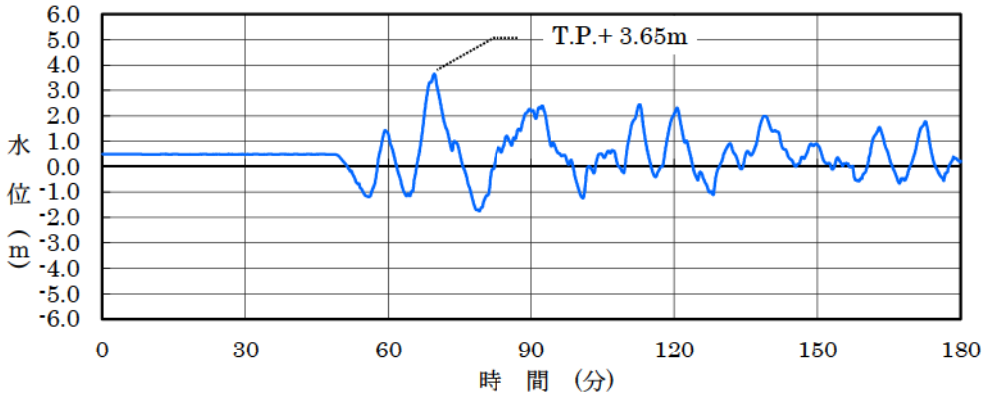
第 6.3.3 図(4)　基準津波 3 の時刻歴波形（水位下降側）



時刻歴波形の算出位置



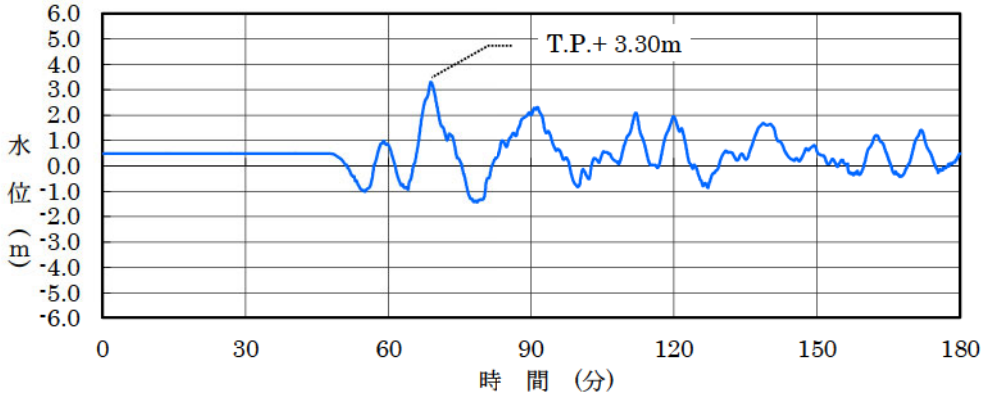
取水路防潮ゲート前面



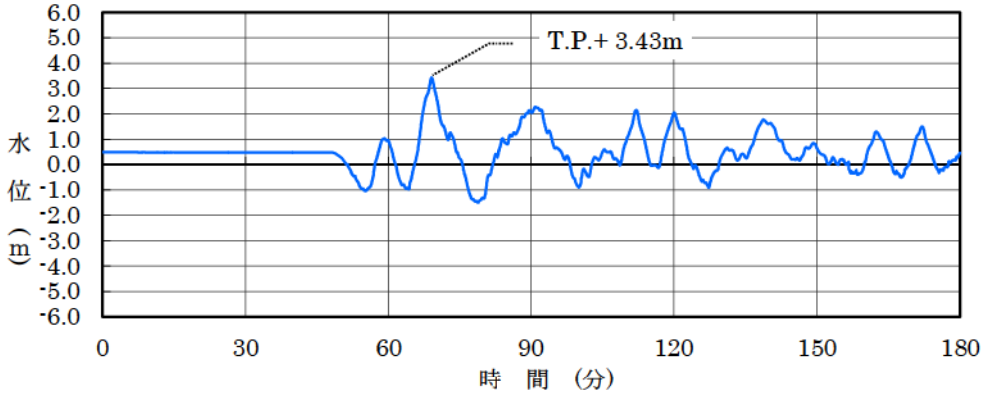
３，４号炉循環水ポンプ室

基準津波３及び基準津波４は、崩壊規模及び破壊伝播速度を固定値としないことから、施設への影響が最も大きくなる崩壊規模及び破壊伝播速度を適用した場合の時刻歴波形を示す。

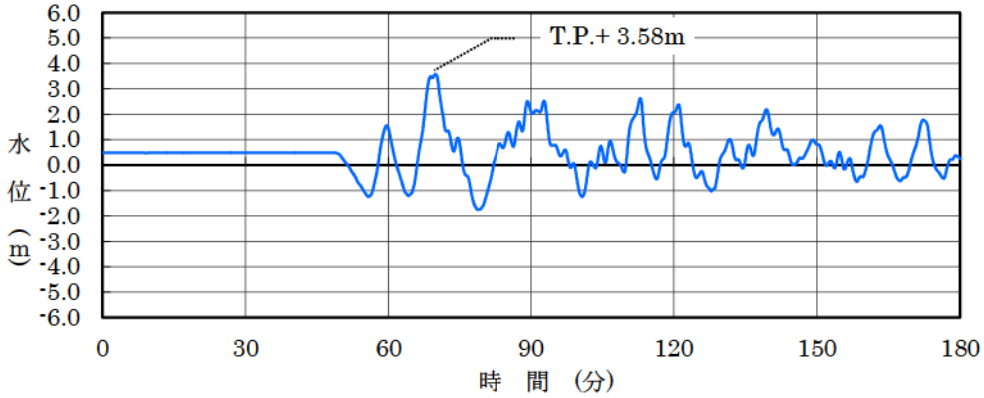
第 6.3.4 図(1)　基準津波４の時刻歴波形（水位上昇側）



1 号炉海水ポンプ室



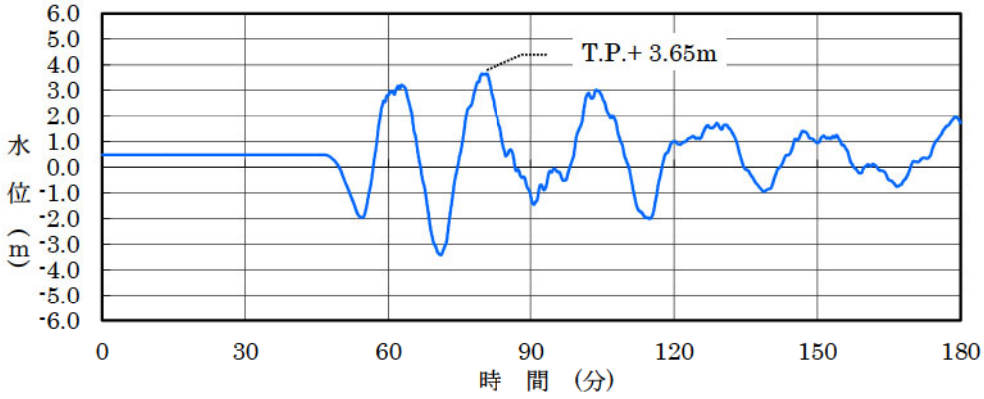
2 号炉海水ポンプ室



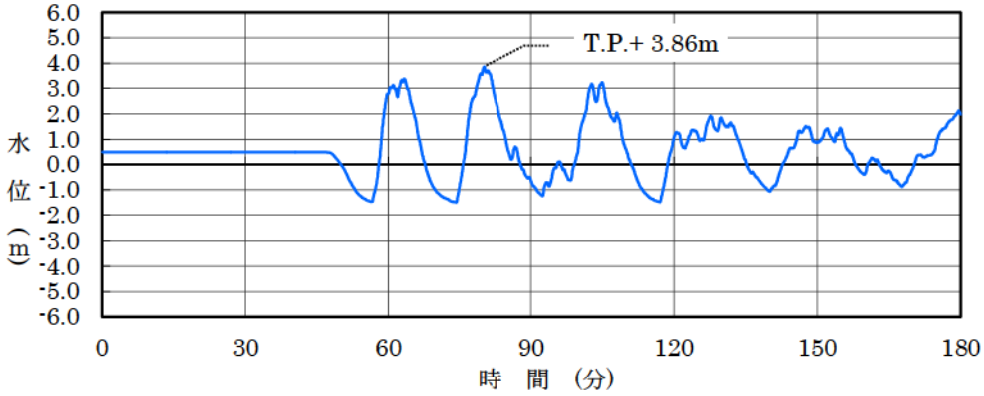
3，4 号炉海水ポンプ室

基準津波 3 及び基準津波 4 は、崩壊規模及び破壊伝播速度を固定値としないことから、施設への影響が最も大きくなる崩壊規模及び破壊伝播速度を適用した場合の時刻歴波形を示す。

第 6.3.4 図(2)　基準津波 4 の時刻歴波形（水位上昇側）



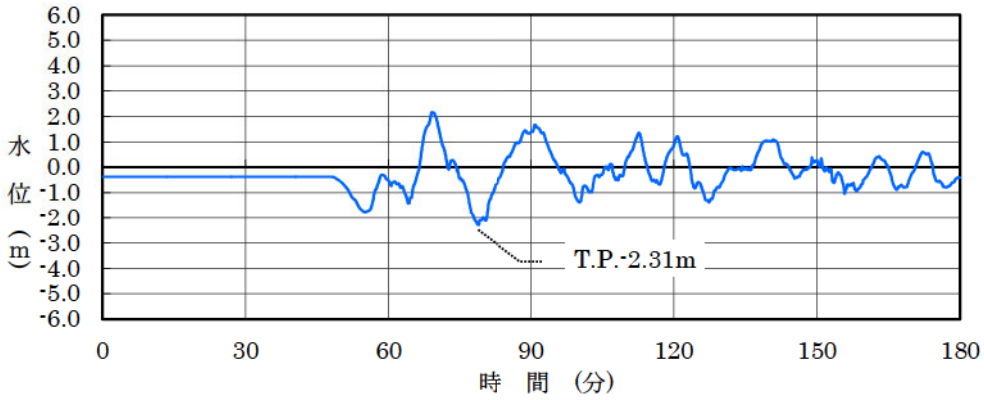
放水口前面



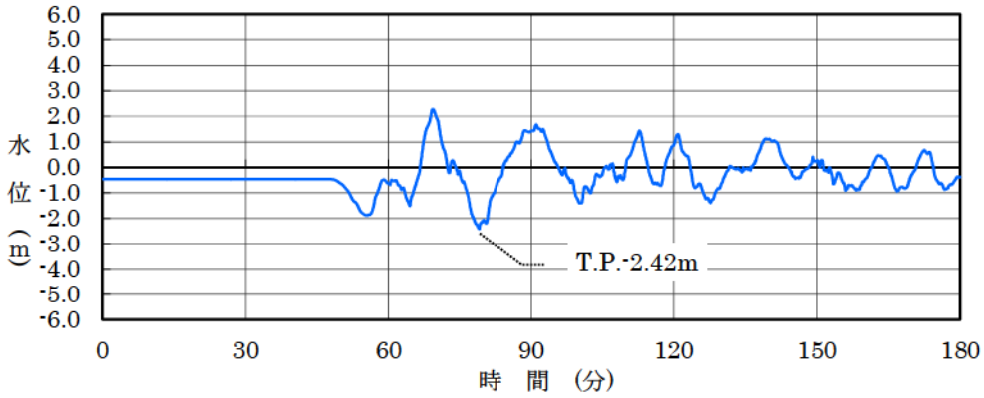
放水路（奥）

基準津波３及び基準津波４は、崩壊規模及び破壊伝播速度を固定値としないことから、施設への影響が最も大きくなる崩壊規模及び破壊伝播速度を適用した場合の時刻歴波形を示す。

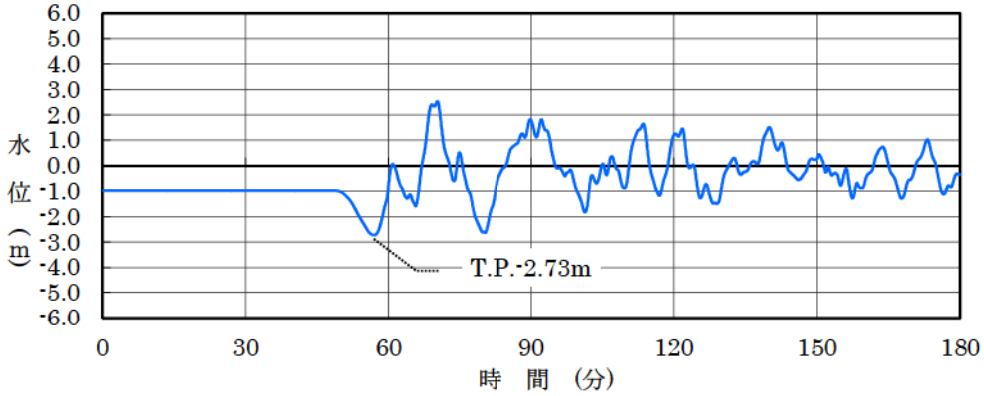
第 6.3.4 図(3)　基準津波４の時刻歴波形（水位上昇側）



1 号炉海水ポンプ室



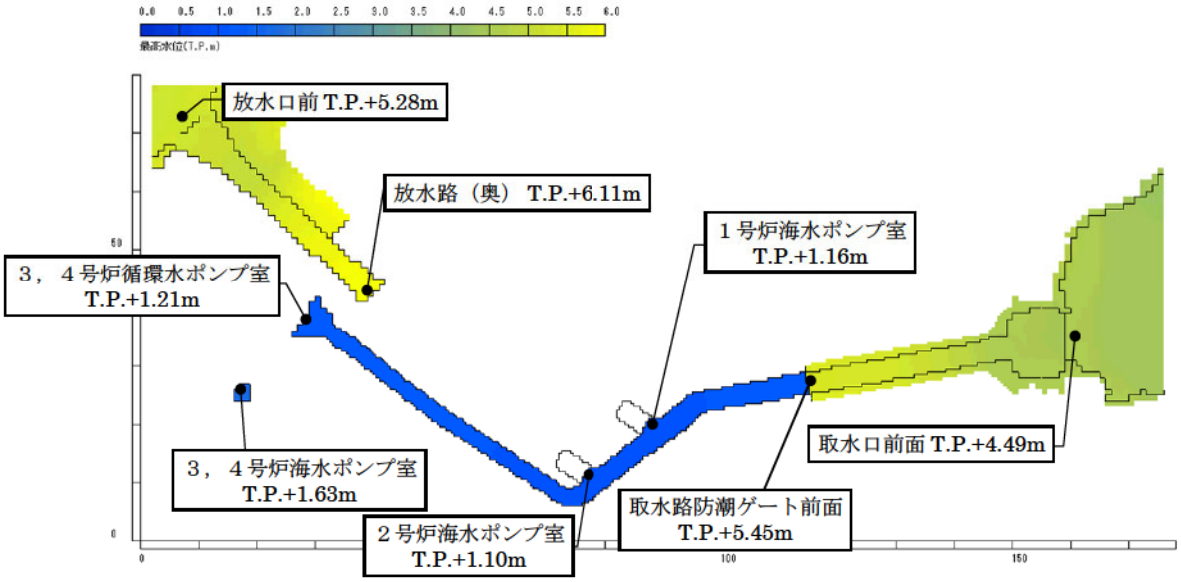
2 号炉海水ポンプ室



3，4 号炉海水ポンプ室

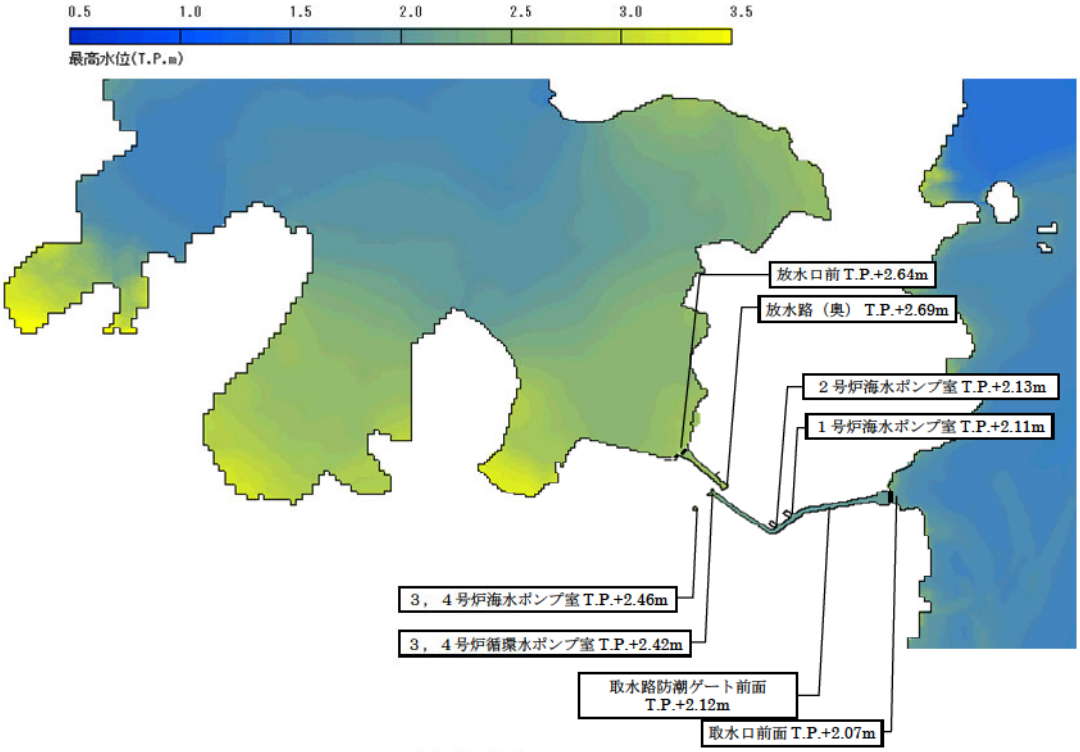
基準津波 3 及び基準津波 4 は、崩壊規模及び破壊伝播速度を固定値としないことから、施設への影響が最も大きくなる崩壊規模及び破壊伝播速度を適用した場合の時刻歴波形を示す。

第 6.3.4 図(4)　基準津波 4 の時刻歴波形（水位下降側）

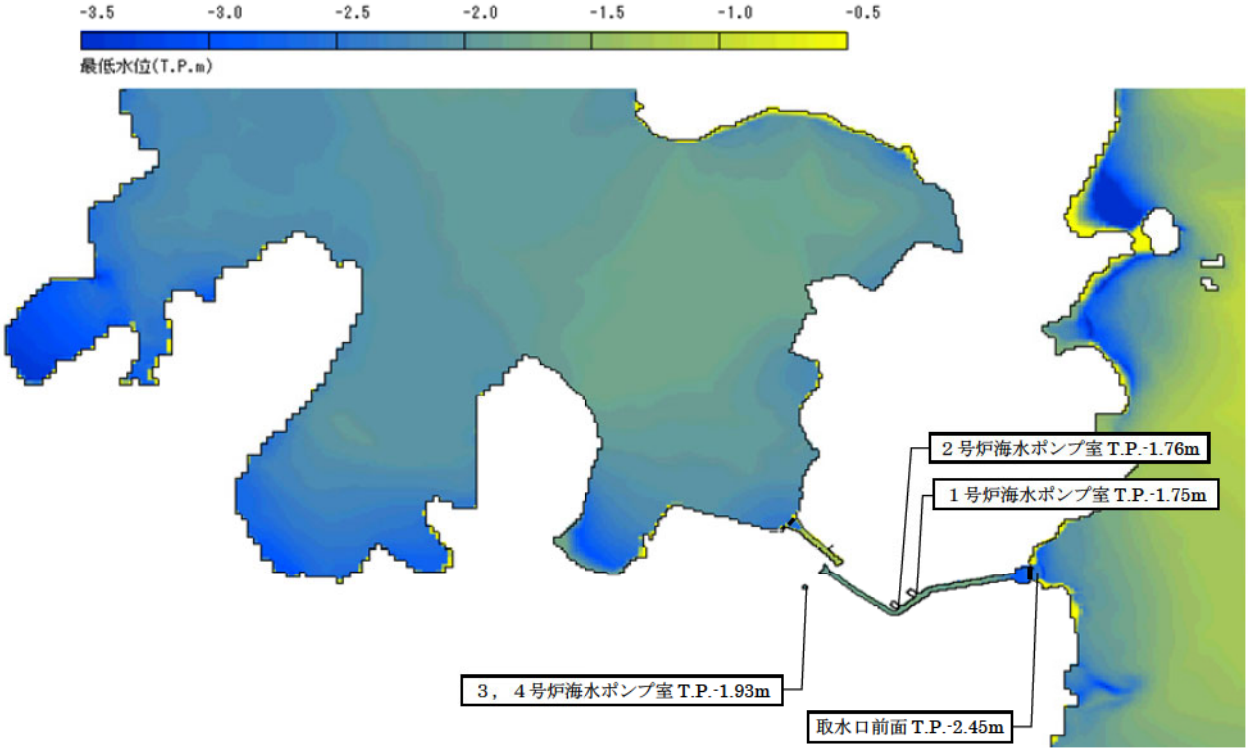


最高水位分布図

第 6.3.5 図　基準津波 1 による水位分布図

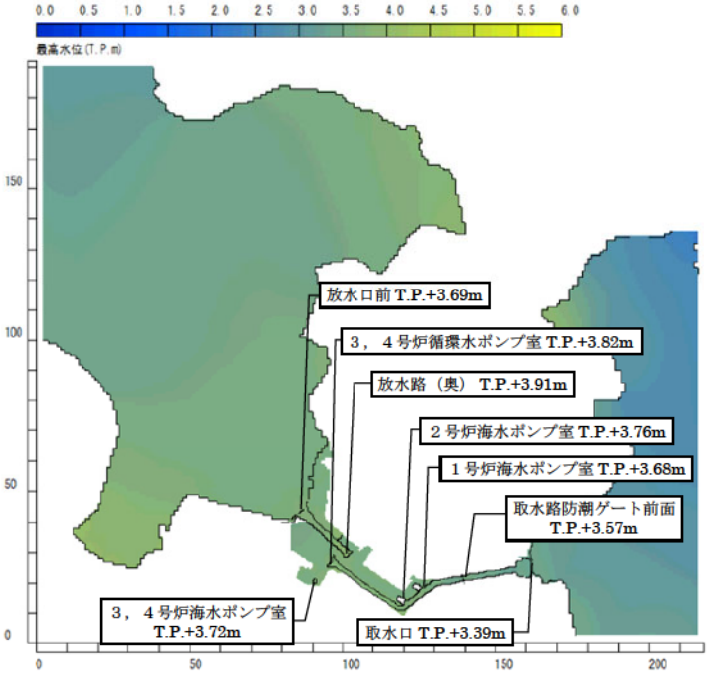


最高水位分布図

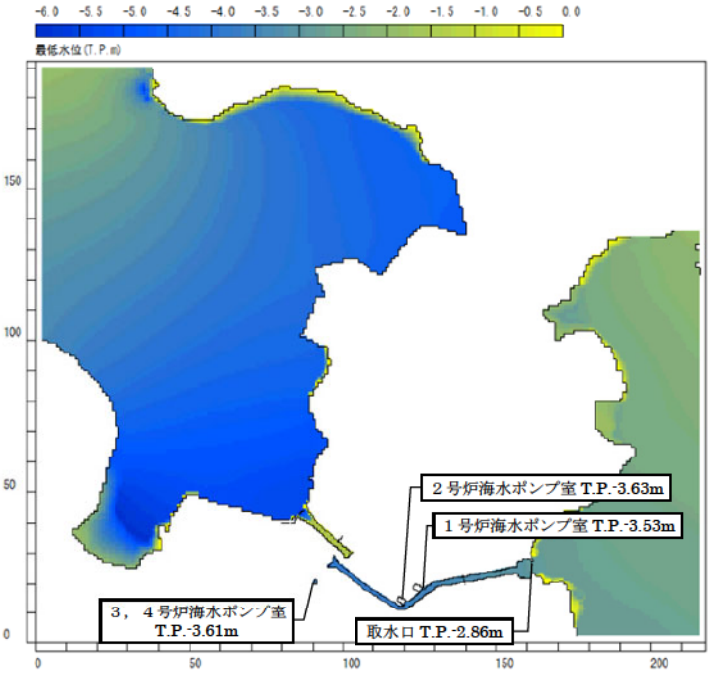


最低水位分布図

第 6.3.6 図　基準津波２による水位分布図

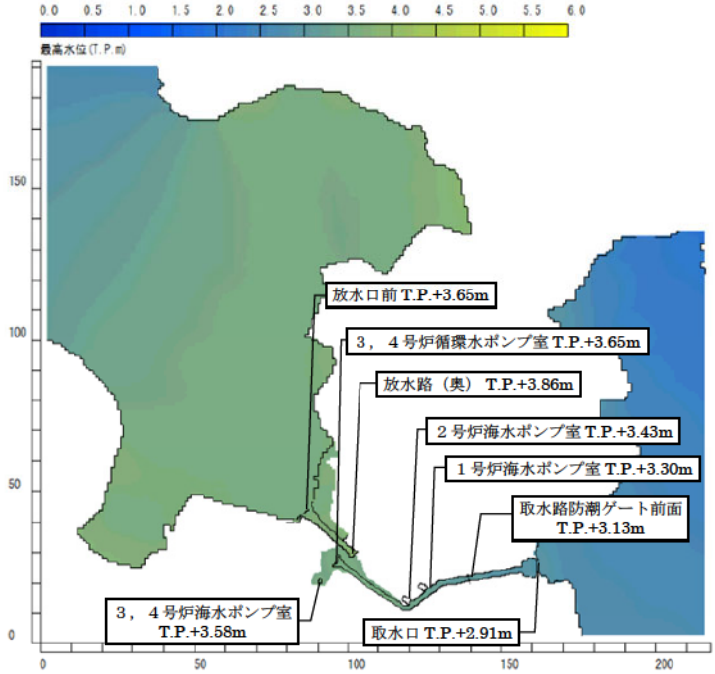


最高水位分布図

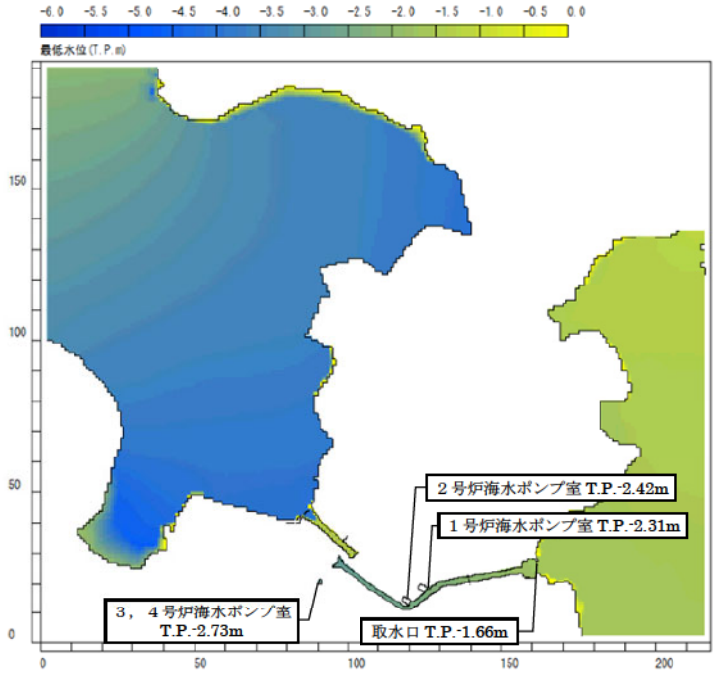


最低水位分布図

第 6.3.7 図　基準津波 3 による水位分布図



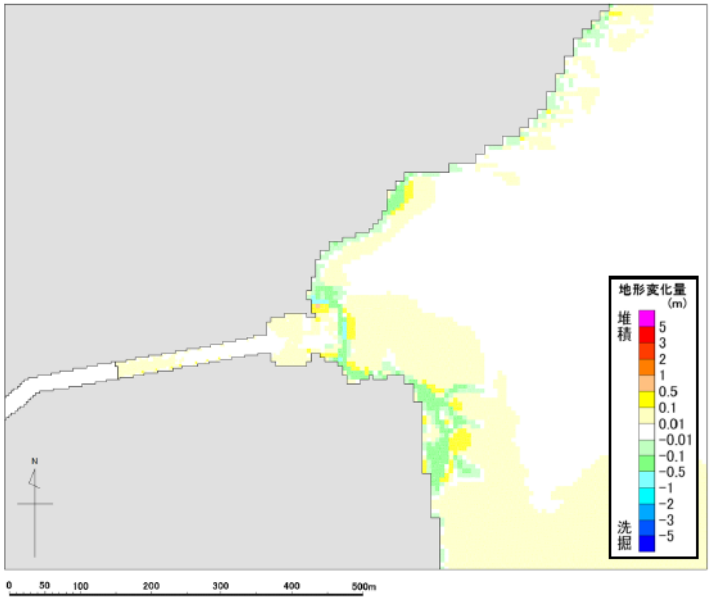
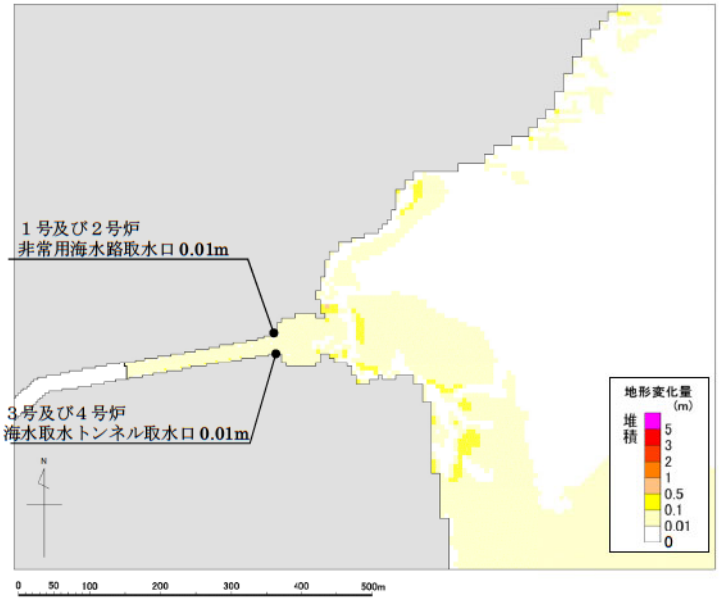
最高水位分布図



最低水位分布図

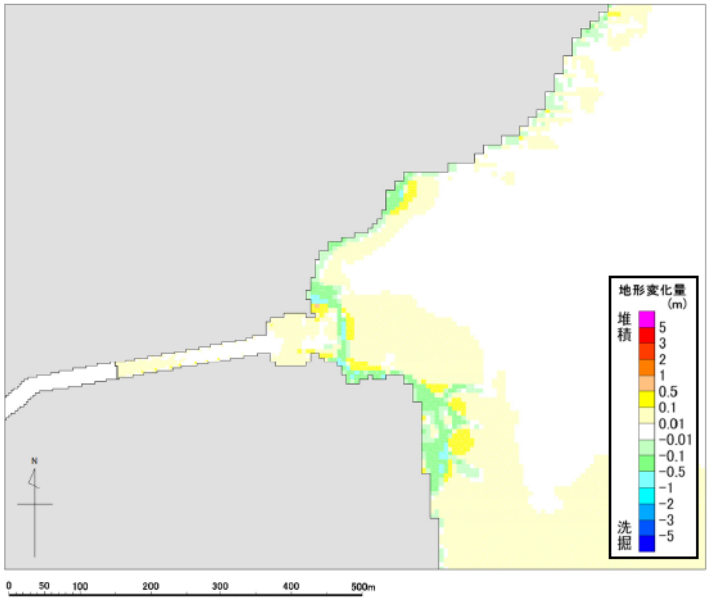
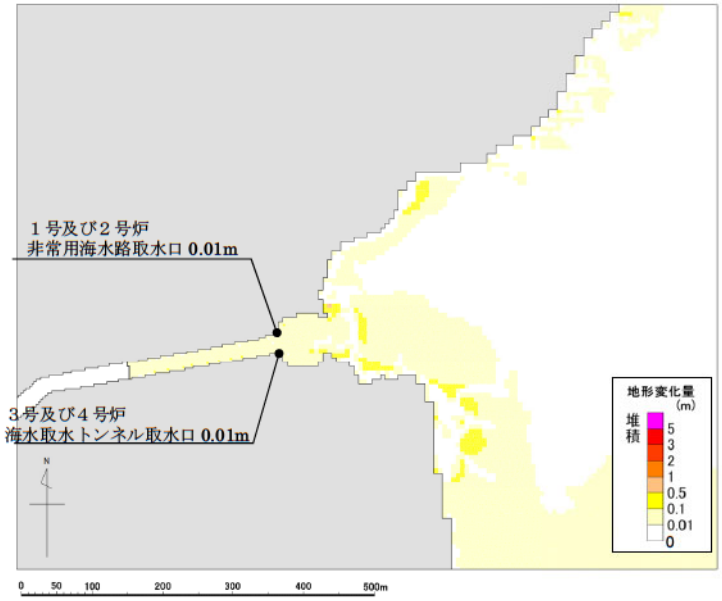
第 6.3.8 図　基準津波 4 による水位分布図

波源	基準津波１：若狭海丘列付近断層と隠岐トラフ海底地すべり（エリアB（Kinematic；78秒ずれ））		
砂移動モデル	藤井他（1998）[49]の手法	浮遊砂体積濃度上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布
	

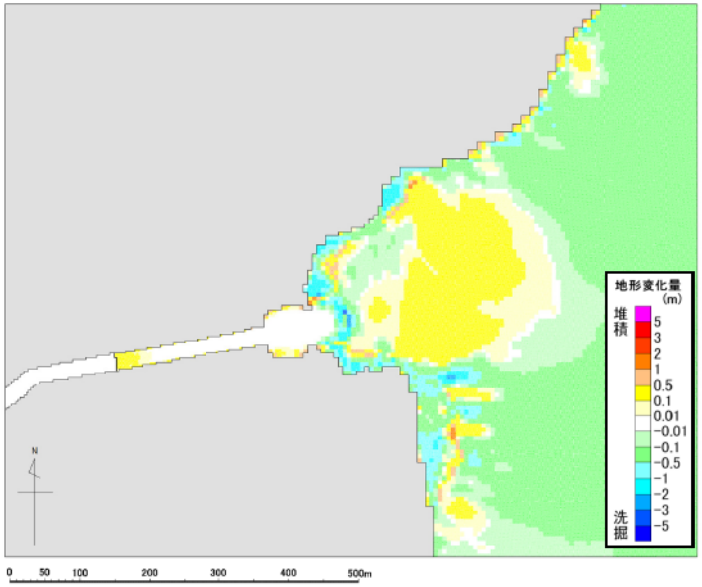
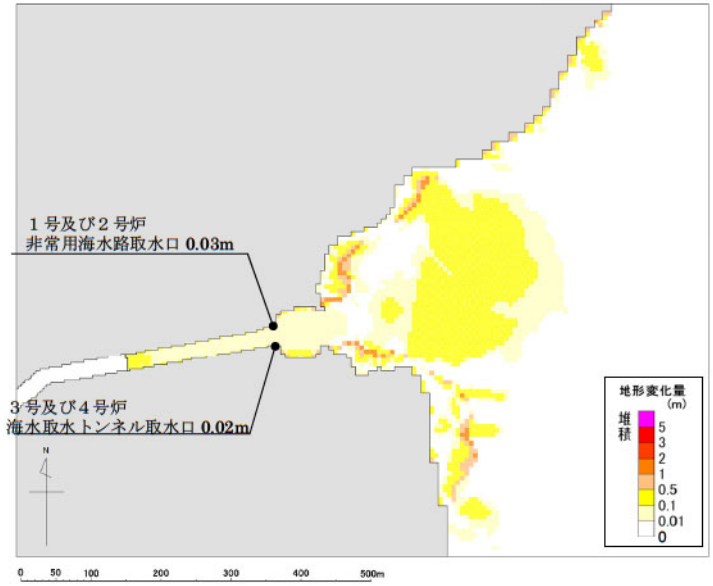
第 6.3.9 図(1)　砂移動による地形変化量（基準津波１）

波源	基準津波１：若狭海丘列付近断層と隠岐トラフ海底地すべり（エリアB（Kinematic；78秒ずれ））		
砂移動モデル	藤井他（1998）[49]の手法	浮遊砂体積濃度上限値	5%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布
	

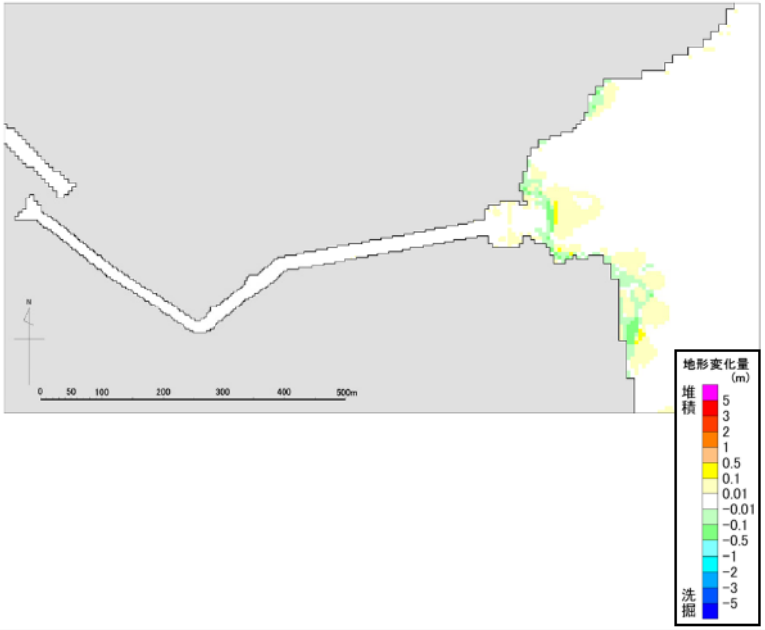
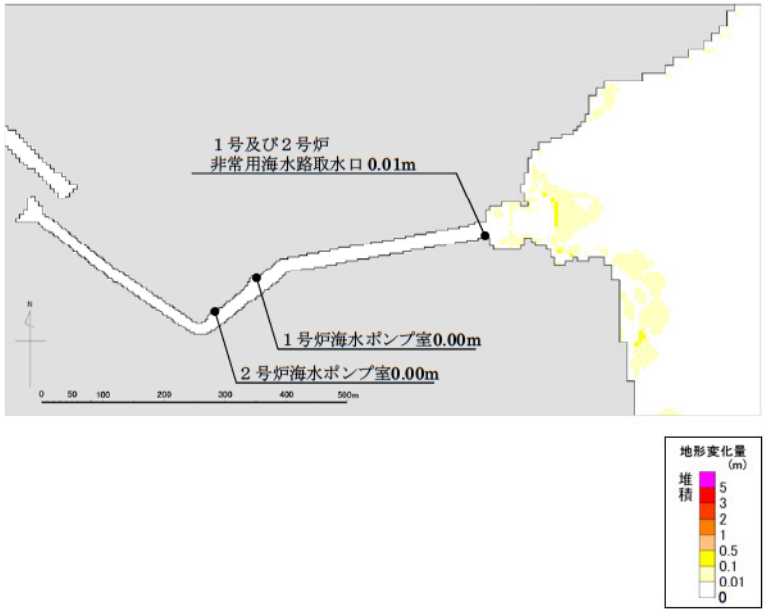
第 6.3.9 図(2)　砂移動による地形変化量（基準津波１）

波源	基準津波１：若狭海丘列付近断層と隠岐トラフ海底地すべり（エリアB（Kinematic；78秒ずれ））		
砂移動モデル	高橋他（1999）[51]の手法	浮遊砂体積濃度上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布
	

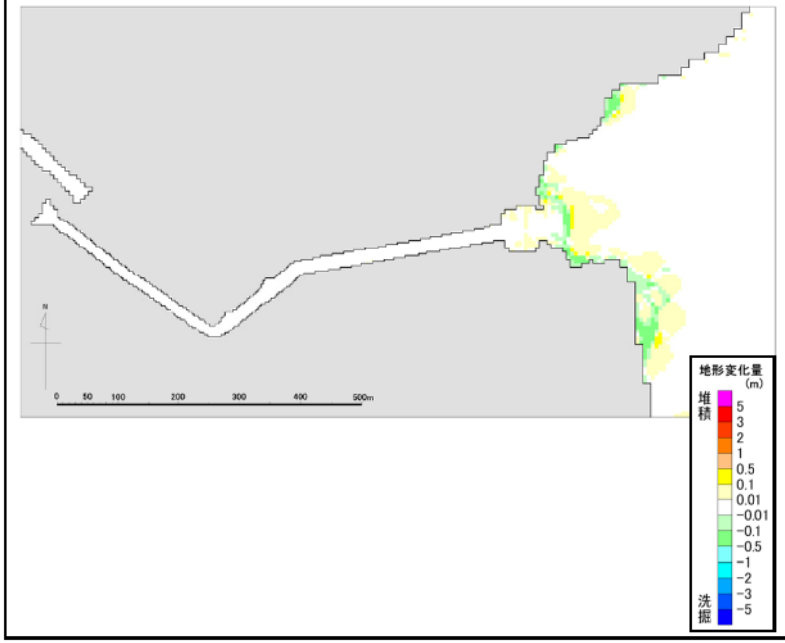
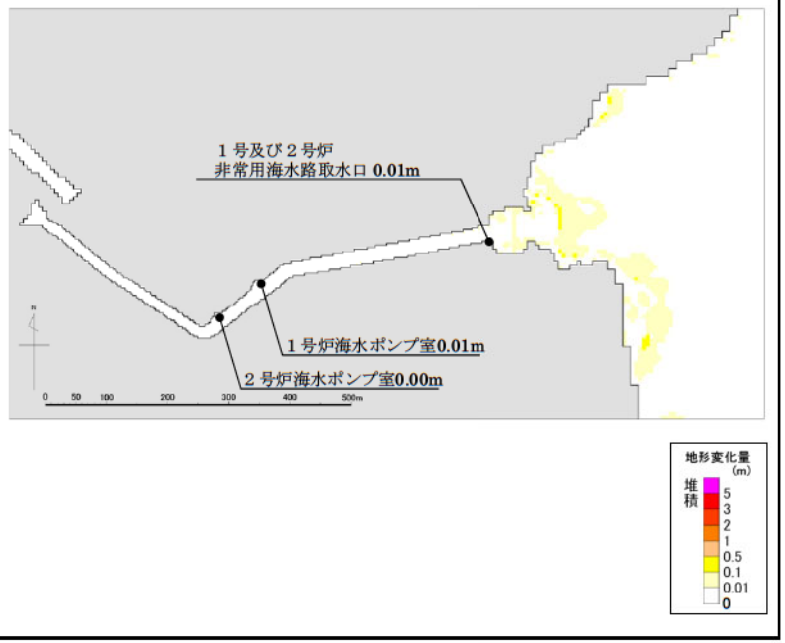
第 6.3.9 図(3)　砂移動による地形変化量（基準津波１）

波源	基準津波２：FO-A～FO-B～熊川断層と陸上地すべり（No.14（運動学的手法；54秒ずれ））		
砂移動モデル	藤井他（1998）[49]の手法	浮遊砂体積濃度上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布
	

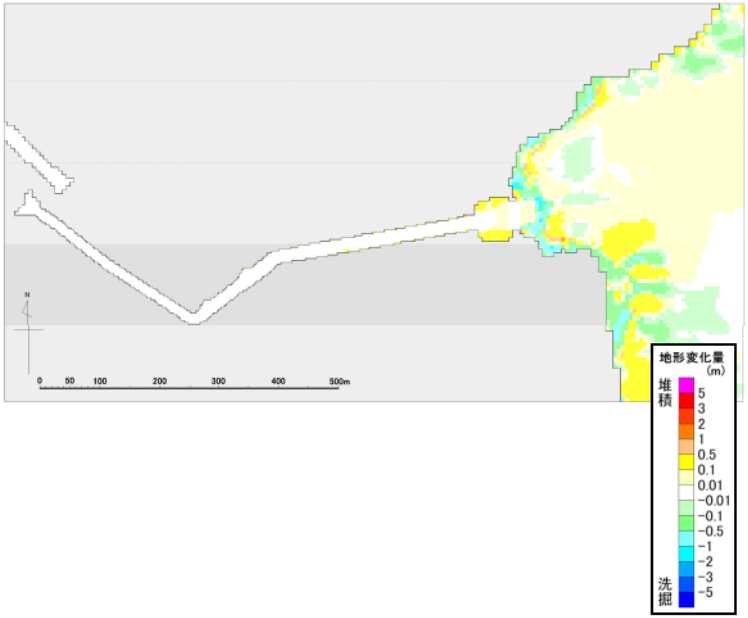
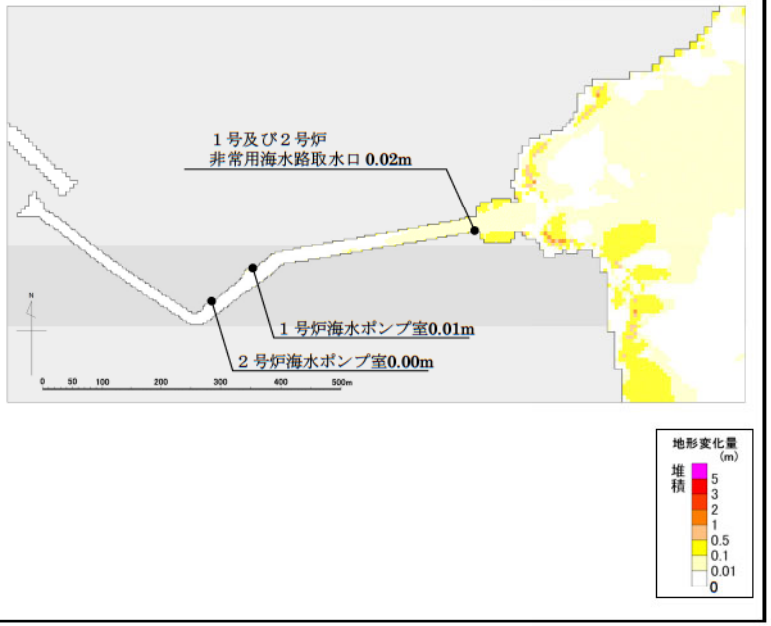
第 6.3.10 図(1)　砂移動による地形変化量（基準津波２）

波源	基準津波２：FO-A～FO-B～熊川断層と陸上地すべり（No.14（運動学的手法；54秒ずれ））		
砂移動モデル	藤井他（1998）[49]の手法	浮遊砂体積濃度上限値	5%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布
	

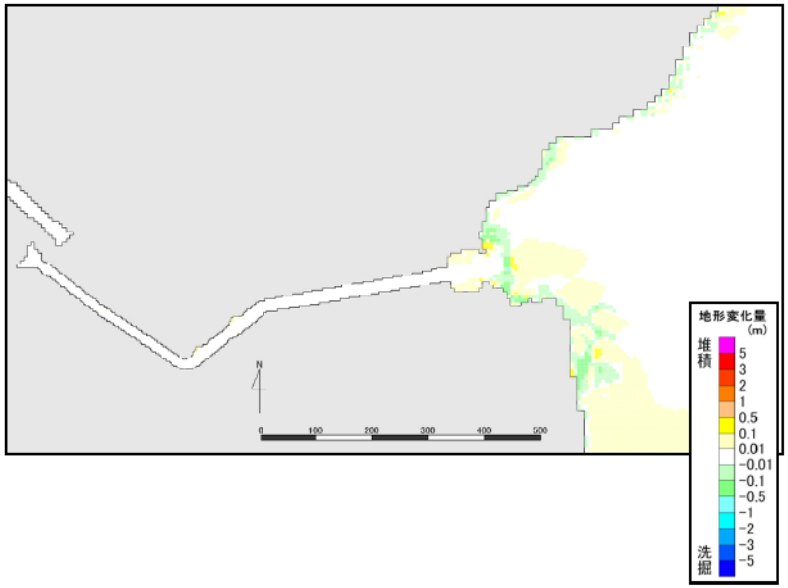
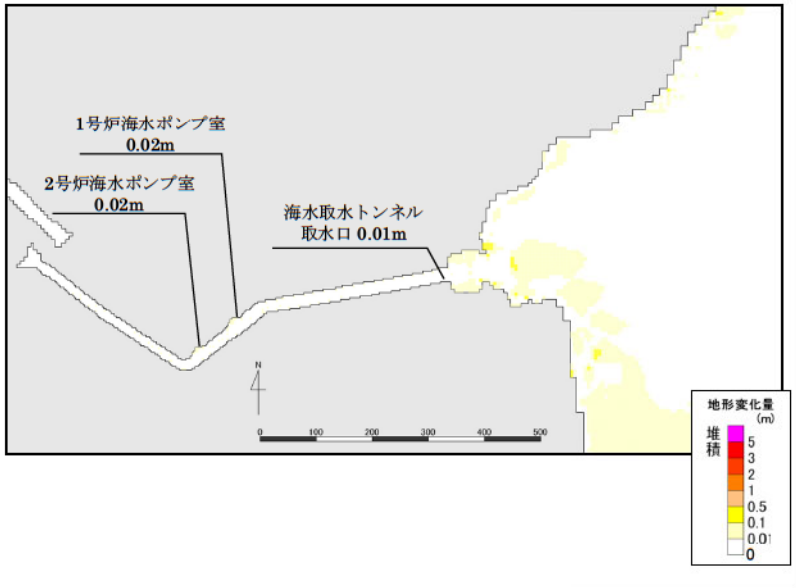
第 6.3.10 図(2)　砂移動による地形変化量（基準津波２）

波源	基準津波２：FO-A～FO-B～熊川断層と陸上地すべり（No.14（運動学的手法；54秒ずれ））		
砂移動モデル	高橋他（1999）[51]の手法	浮遊砂体積濃度上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布
	

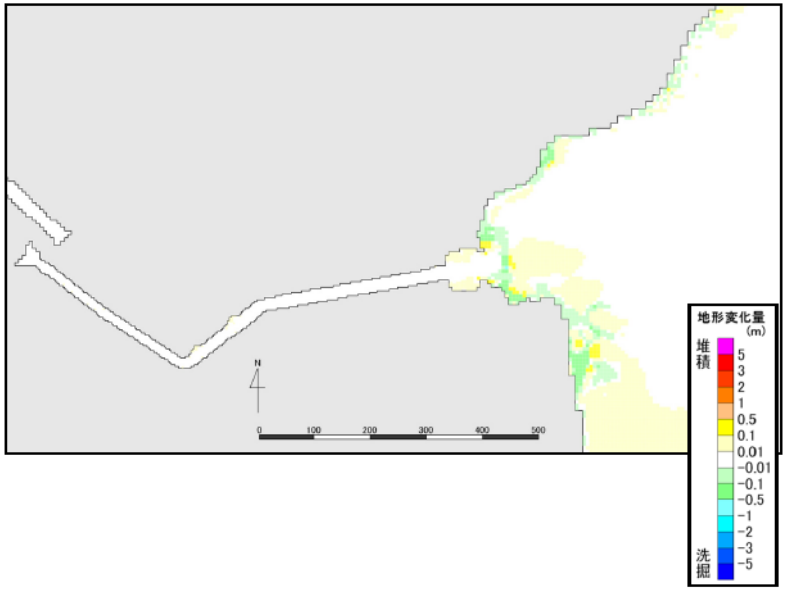
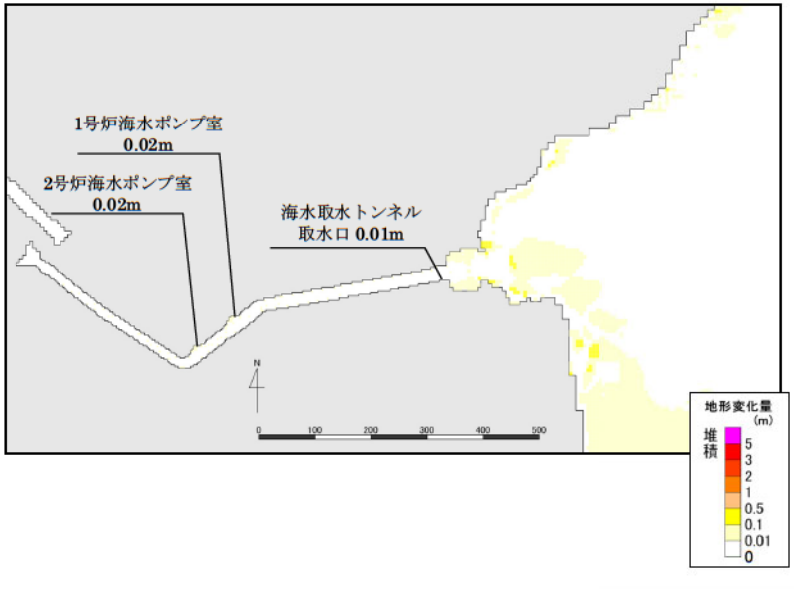
第 6.3.10 図(3)　砂移動による地形変化量（基準津波２）

波源	基準津波３：海底地すべり（エリアＢ）		
砂移動モデル	藤井他（1998）の手法	浮遊砂体積濃度上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布
	

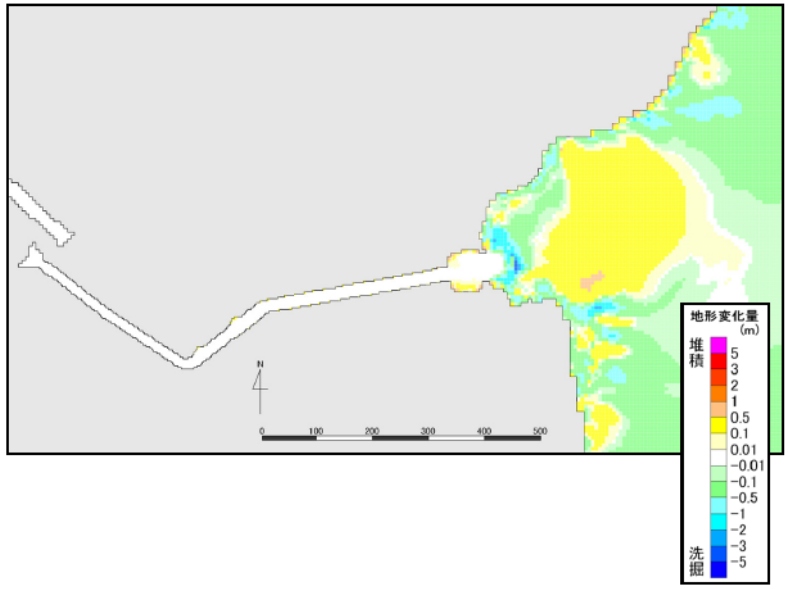
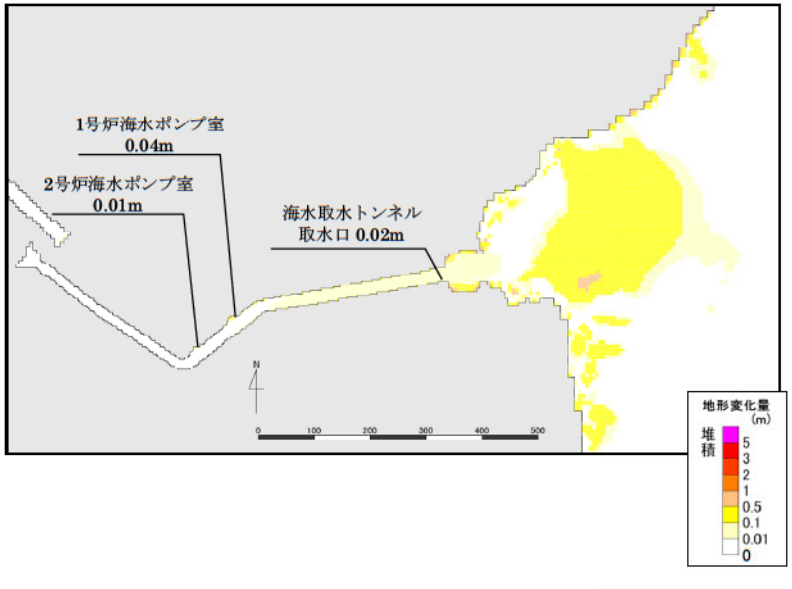
第6.3.11図(1)　砂移動による地形変化量（基準津波３）

波源	基準津波３：海底地すべり（エリアＢ）		
砂移動モデル	藤井他（1998）の手法	浮遊砂体積濃度上限値	5%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布
	

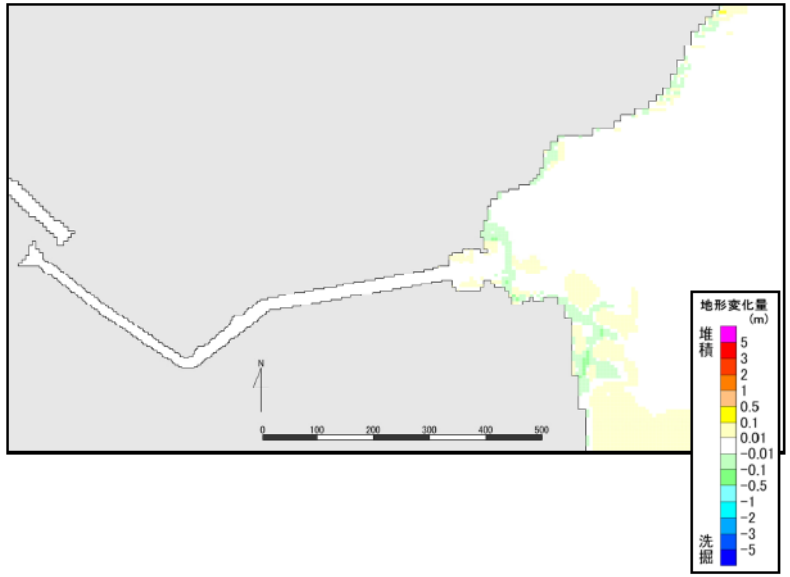
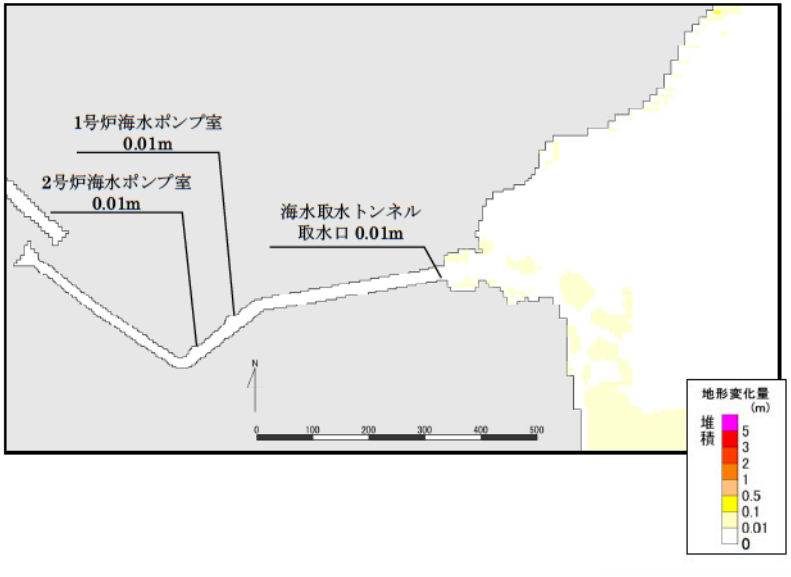
第6.3.11図(2)　砂移動による地形変化量（基準津波３）

波源	基準津波３：海底地すべり（エリアＢ）		
砂移動モデル	高橋他（1999）の手法	浮遊砂体積濃度上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布
	

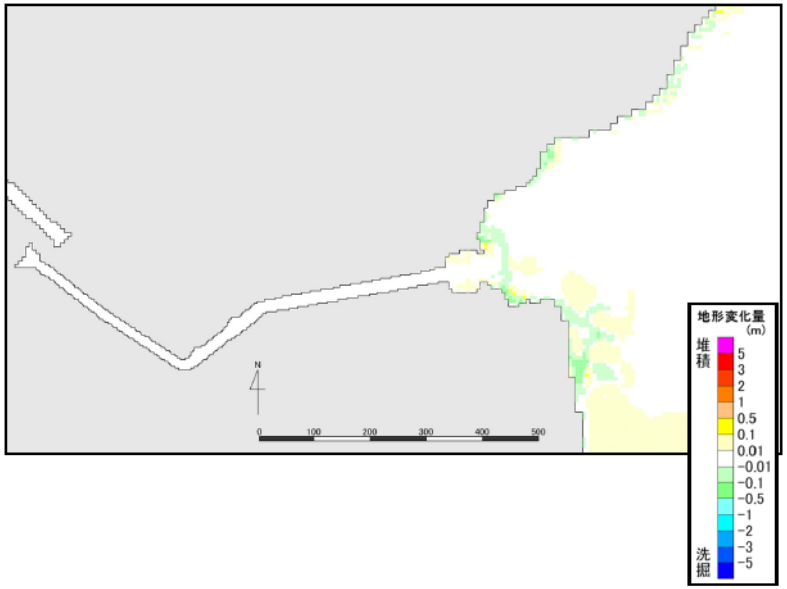
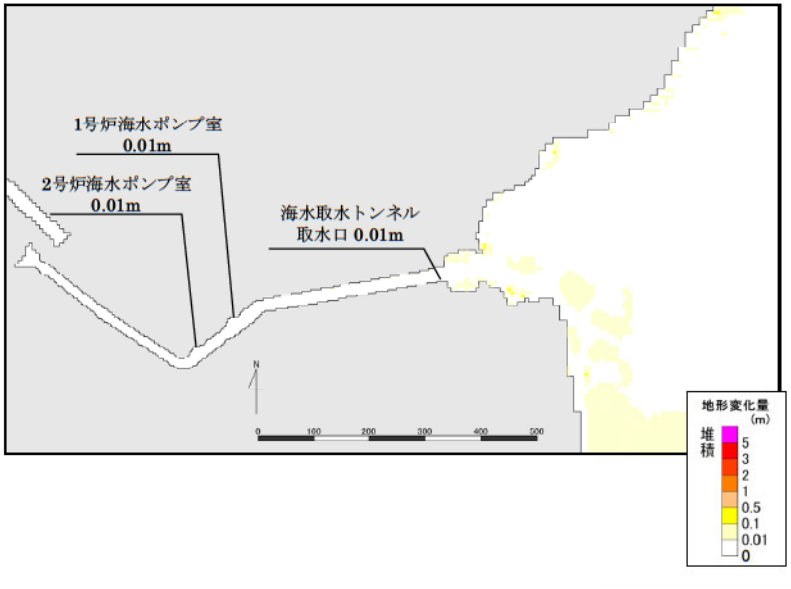
第6.3.11図(3)　砂移動による地形変化量（基準津波３）

波源	基準津波４：海底地すべり（エリアC）		
砂移動モデル	藤井他（1998）の手法	浮遊砂体積濃度上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布
	

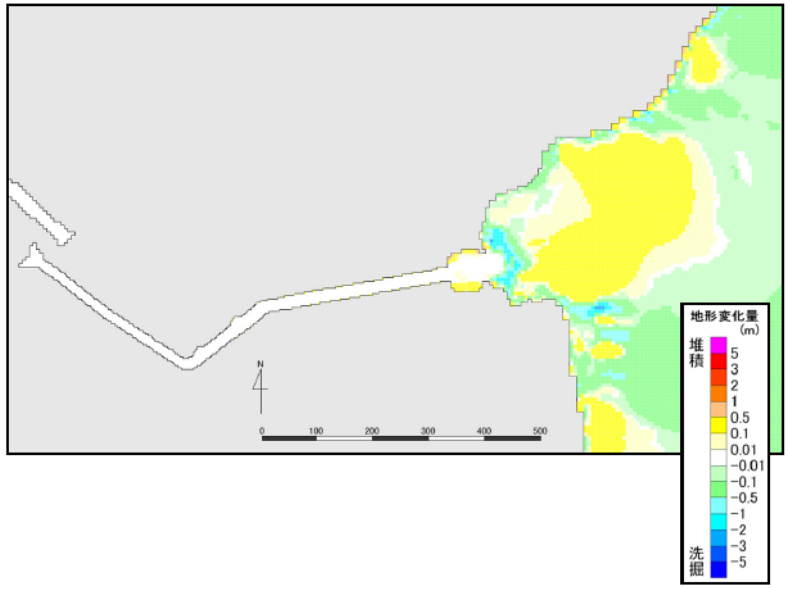
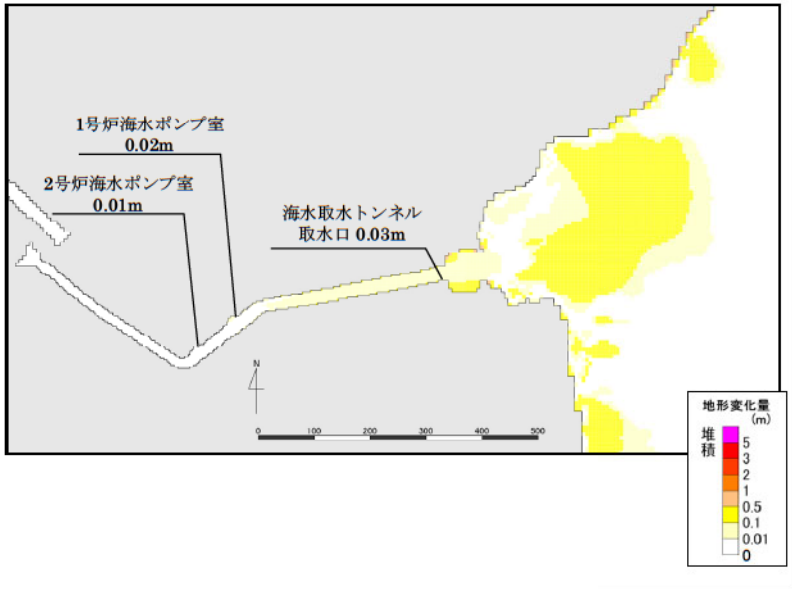
第6.3.12図(1)　砂移動による地形変化量（基準津波４）

波源	基準津波４：海底地すべり（エリアC）		
砂移動モデル	藤井他（1998）の手法	浮遊砂体積濃度上限値	5%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布
	

第6.3.12図(2)　砂移動による地形変化量（基準津波４）

波源	基準津波４：海底地すべり（エリアC）		
砂移動モデル	高橋他（1999）の手法	浮遊砂体積濃度上限値	1%

計算終了時点の地形変化量分布	計算時間中の最大堆積厚分布
	

第6.3.12図(3)　砂移動による地形変化量（基準津波４）

7. 火山

7.1 検討の基本方針

自然現象に対する設計上の考慮として、想定される自然現象が発生した場合においても原子炉施設が安全機能を損なわないことを確認するため、原子力発電所の運用期間における火山影響評価を実施した。初めに立地評価として設計対応が不可能な火山事象が発電所の運用期間に影響を及ぼす可能性の評価を行い、次に影響評価として発電所の安全性に影響を与える可能性のある火山事象について検討した。

7.2 原子力発電所に影響を及ぼし得る火山の抽出

7.2.1 地理的領域内の第四紀火山

発電所の地理的領域（発電所から半径 160km の範囲）に対して、『日本の火山（第 3 版）』（中野他編(2013)[1]）、『第四紀火山岩体・貫入岩体データベース』（西来他編(2012)[2]）及び『日本の第四紀火山カタログ』（第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]）を参照して第四紀火山を抽出した。

文献調査等の結果より、地理的領域内の第四紀火山を第 7.2.1 表に、第四紀火山の分布を第 7.2.1 図に、火山地質図を第 7.2.2 図に示す。また発電所周辺の地質を第 1.3.2 図に示す。

地理的領域内には、発電所敷地（以下「敷地」という。）の北東側と西方側に 25 の第四紀火山が分布するが、敷地を中心とした半径約 50km 範囲には第四紀火山は分布しない。また、敷地周辺、近傍の地質調査の結果、少なくとも半径 30km 内には、降下火砕物を除く第四紀火山の噴出物は確認されていない。

7.2.2 将来の火山活動の可能性

地理的領域内に分布する第四紀火山について、完新世における活動の有無及び噴火履歴より、将来の火山活動の可能性を検討し、原子力発電所に影響を及ぼし得る火山を抽出した。

7.2.2.1 完新世に活動を行った火山

気象庁編(2013)[4]によれば、地理的領域内に分布する活火山（概ね過去 1 万年以内に噴火した火山及び現在活発な噴気活動のある火山）として、白山がある。

よって、白山については、将来の活動可能性が否定できないため、原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

7.2.2.2 完新世に活動を行っていない火山

完新世に活動を行っていない第四紀火山は、地理的領域内に 24 火山確認される。各火山の火山形式、体積、活動年代、活動期間内の最大

休止期間等を第 7.2.2 表に示す。

将来の活動可能性の有無については、文献調査結果を基に、当該火山の第四紀の噴火時期、噴火規模、活動の休止期間を示す階段ダイヤグラムを作成し、評価を行った。

北条八幡、三朝、槇原、郡家、佐坊、照来、大屋・轟、上佐野・目坂、玄武洞、宝山、取立山、願教寺－三ノ峰、戸室山、銚子ヶ峰、毘沙門岳、両白丸山、大日ヶ岳及び烏帽子－鷲ヶ岳については、最後の活動からの経過期間が活動期間内の最大休止期間（活動期間を想定）よりも長い火山又は活動期間が非常に短く第四紀の期間を通じて繰り返しの活動が認められない火山であったことから、将来の活動可能性がない火山と評価した(5)~(19)。

一方、倉吉、扇ノ山、美方火山群、神鍋火山群、上野火山群及び経ヶ岳は、最後の活動からの経過期間が活動期間内の最大休止期間よりも短い火山であったことから、将来の活動可能性が否定できないため、原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した。

7.3 運用期間における火山活動に関する個別評価

原子力発電所に影響を及ぼし得る火山として抽出した、白山、倉吉、扇ノ山、美方火山群、神鍋火山群、上野火山群及び経ヶ岳を対象として、文献調査に基づき、運用期間における火山活動に関する個別評価を行った。

7.3.1 白山

白山は、石川・岐阜県境に位置する第四紀火山であり、第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]によれば、火山体の総体積は 17km³ とされている。白山は、歴史時代に数回の噴火記録を有し、最新の噴火として 1659 年の噴火が認められる活火山である。なお、1935 年にも噴気が確認されている。白山は、敷地の約 134km 北東に位置する。

山崎他(1968)[20]及び長岡他(1985a)[21]によれば、白山は形成時代の異なる安山岩質の成層火山として、加賀室(かがむろ)火山、古白山火山、新白山火山、うぐいす平火山に区分されている。それぞれの活動時期について、酒寄他(1999)[22]、遠藤(1985)[23]によれば、加賀室火山は 30 万年前～40 万年前、古白山火山は 10 万年前～13 万年前、新白山火山は 2 万年前～4 万年前に活動を開始したとされている。各火山の活動履歴を以下に示す。

加賀室火山について、長岡(1971)[24]、長岡他(1985b)[25]によれば、加賀室火山の原地形はほとんど残されていないが、古白山火山の西方に溶岩流が分布するとされている。

古白山火山について、長岡他(1985a)[21]によれば、古白山火山の活動は、Ⅰ期、Ⅱ期、Ⅲ期の活動期に区分されるとしている。酒寄他(1997)[26]によれば、Ⅰ期においては、小規模な山体を形成し、岩屑流と土石流が発生した。Ⅱ期においては、火砕流の噴出に始まり、古白山溶岩類の噴出に伴って成層火山体を形成した。この時期の噴出物が古白山火山の大部分を占めるとされている。Ⅲ期においては、清浄ヶ原溶岩類、大汝峰(おおなんじみね)溶岩類等を噴出し、Ⅱ期に比べて溶岩流の原地形がよく残っているとされている。

新白山火山について、守屋(2000)[27]によれば、最高峰の御前峰(ごぜんがみね)や剣ヶ峰(けんがみね)を中心に形成された小規模な火山体であるとされ、山崎他

(1968)[20]及び長岡他(1985a)[21]は、成層火山体を形成した御前期と、山頂火口群を形成した翠ヶ池期に区分している。

うぐいす平火山は、新白山火山と同時期に形成された２つの火山丘であり、古白山火山噴出物からなる緩斜面上に分布するとされている（長岡他(1985a)[21]）。

新白山火山の活動については、遠藤(1985)[23]によれば、弥陀ヶ原や南竜ヶ馬場に発達する湿原堆積物中の約１万年前以降のテフラの大半が山頂火口群の水蒸気噴火の堆積物と考えられている。守屋(2000)[27]によれば、4,500 年前に御前峰成層火山において山体崩壊が発生し、その崩壊物質が岩屑なだれとして大白川、庄川に流入し、砺波平野に火山泥流をもたらしたとされている。また、御前峰の馬蹄形火口内においては、約 2,000 年前にストロンボリ式及びブルカノ式噴火に伴い、南龍火山灰、白水滝溶岩流及び剣ヶ峰溶岩ドームが噴出した。1042 年噴火においては、千蛇ヶ池火口を形成して千蛇ヶ池泥流を流出し、1554 年噴火においては、翠ヶ池火口から翠ヶ池火砕流を噴出し、その後も御前峰火口において噴火が発生したとされている。そして、1659 年噴火では紺屋ヶ池火口において水蒸気噴火が発生したとされている。一方、田島他(2005)[28]によれば、新白山火山では約１万年前以降の 22 層のテフラを認め、特に約 2,000 年前以降では 200 年に１回の噴火頻度を有することを示すとともに、溶岩ドーム等を形成する噴火が５回～6 回発生したとされている。

白山における各活動期における噴出物の分布を第 7.3.1 図（山崎他(1968)[20]、酒寄他(1999)[22]）に示す。いずれの活動期の噴出物も白山近傍に分布する。ただし、新白山火山における御前峰成層火山の山体崩壊に伴う岩屑なだれ及び火山泥流は、大白川・庄川に沿って砺波平野にかけて流下したと考えられる。

高橋他(2004)[29]によれば、白山下の深さ 10km～14km に顕著な低速度領域かつ高 Vp/Vs 領域が認められ、この領域を避けるように地震活動が認められることから、この低速度領域は火成活動に起因するマグマであるとされている。

したがって、白山においては、火砕物密度流を含むマグマ噴火の発生

可能性は否定できず、火砕物密度流による堆積物が白山近傍に分布することが確認されているが、当該堆積物が敷地周辺では確認されておらず、敷地まで十分に離隔距離がある。

7.3.2 倉吉

倉吉は鳥取県中部に位置する第四紀火山であり、複数の単成火山で構成される。活動年代は約 180 万年前～約 50 万年前（中野他編(2013)[1]）とされている。倉吉は、敷地の約 152km 西に位置する。

倉吉は、鉢伏山（はちぶせやま）板状安山岩類（村山・大沢(1961)[30]）（倉吉玄武岩：加々美他(1996)[9]）と呼ばれる溶岩流で主に構成されており、その分布はそれぞれの山近傍に限られる。

したがって、倉吉は活動履歴より顕著な火砕物密度流の発生は認められないと評価した。

7.3.3 扇ノ山

扇ノ山は、鳥取県と兵庫県の県境に位置する第四紀火山であり、約 20 個の単成火山で構成される。火山体の総体積は 4.70km^3（第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]）、活動年代は約 120 万年前～約 40 万年前（中野他編(2013)[1]）とされている。扇ノ山は、敷地の約 97km 西に位置する。

扇ノ山の層序は、Furuyama(1981)[31]によって示されており、Furuyama et al.(1993)[10]による K-Ar 年代測定等によれば、扇ノ山の活動は第 1 期と第 2 期に大別されている。

Furuyama et al.(1993)[10]によれば、第 1 期の噴出物は、下位より、青下溶岩、大滝谷Ⅰ溶岩、大滝谷Ⅱ溶岩、屏風岩溶岩、大石溶岩、紫蘇輝石含有かんらん石安山岩、石井谷Ⅰ溶岩、霧滝溶岩、斑状普通輝石かんらん石玄武岩、富枝溶岩、かんらん石安山岩、上山溶岩、石井谷Ⅱ溶岩とされている。

第 2 期の噴出物は、菅原溶岩、紫蘇輝石含有かんらん石安山岩、河合谷溶岩、角閃石含有かんらん石安山岩、広留野溶岩、無斑晶かんらん石

玄武岩、畑ヶ平溶岩とされている。

以上より、扇ノ山の噴出物は溶岩流及び降下火砕物からなり、その分布はそれぞれの火山近傍に限られる。

したがって、扇ノ山は活動履歴より顕著な火砕物密度流の発生は認められないと評価した。

7.3.4 美方火山群

美方火山群は、鳥取県と兵庫県の県境付近に位置する第四紀火山であり、兵庫県美方郡香美町から養父市にかけて分布する単成火山で構成される。火山体の総体積は 0.46km³（第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]）、活動年代は約 170 万年前～約 20 万年前（中野他編(2013)[1]）とされている。美方火山群は、敷地の約 91km 西に位置する。

美方火山群を構成する火山は、第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]によれば、和田火山、春来火山、柤岡火山、貫田火山、長板火山、備火山、葛畑火山、味取火山とされ、それらの噴出物は、溶岩流及びスコリアで構成されている。

以上より、美方火山群の噴出物は溶岩流及び降下火砕物からなり、その分布はそれぞれの火山近傍に限られる。

したがって、美方火山群は活動履歴より顕著な火砕物密度流の発生は認められないと評価した。

7.3.5 神鍋火山群

神鍋火山群は、兵庫県豊岡市に位置する第四紀火山であり、稲葉川渓谷沿いの 1.5km×5km の帯状内に分布する 7 つの単成火山で構成される。火山体の総体積は 0.70km³（第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]）、活動年代は約 70 万年前～約 1 万年前又は約 2 万年前（中野他編(2013)[1]）とされている。神鍋火山群は、敷地の約 75km 西に位置する。

古山他(1993)[32]によれば、神鍋火山群は、西気火山、大机（おおづくえ）火山、山宮（やまのみや）火山、ブリ火山、太田火山、清滝火山及び神鍋火山で構成するとされている。

古山他(1993)[32]及び川本(1990)[33]によれば、西気火山噴出物は下位より西気スコリア及び西気溶岩流、大机火山噴出物は下位より大机スコリア及び大机溶岩流、山宮火山噴出物は山宮スコリア、ブリ火山噴出物は下位よりブリスコリア及びブリ溶岩流、太田火山噴出物は下位より太田スコリア及び太田溶岩流、清滝火山噴出物は清滝スコリア、神鍋火山噴出物は下位より神鍋スコリア及び神鍋溶岩流で構成される。

以上より、神鍋火山群の噴出物は溶岩流及び降下火砕物からなり、その分布はそれぞれの火山近傍に限られる。

したがって、神鍋火山群は活動履歴より顕著な火砕物密度流の発生は認められないと評価した。

7.3.6 上野火山群

上野火山群は、長野・岐阜両県に分布する第四紀火山である。火山体体積は 1.24km^3（第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]）、活動年代は 280 万年前～90 万年前（中野他編(2013)[1]）とされている。上野火山群は、敷地の約 181km 東に位置する。

中野他(2000)[19]によれば、上野火山群は玄武岩ないし玄武岩質安山岩の溶岩・火砕岩から独立単成火山群の噴出物であり、高山岩体群、鈴蘭岩体、椹谷岩体、上小川岩体、木曽岩体、柿其峠岩体群、摺鉢山岩体、坂下岩体及び楢谷岩体に区別される。

以上より、上野火山群の噴出物は主に溶岩流及び降下火砕物で構成され、その分布はそれぞれの火山近傍に限られる。

したがって、上野火山群は活動履歴より顕著な火砕物密度流の発生は認められないと評価した。

7.3.7 経ヶ岳

経ヶ岳は、福井県大野市及び勝山市の東部から福井・石川県境にかけて分布する第四紀火山である。火山体体積は 17.9km^3（第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]）、活動年代は約 140 万年前～約 70 万年前（中野他編(2013)[1]）とされている。経ヶ岳は、敷地の約 117km 北東に位置す

る。

棚瀬他(2007)[14]によれば、経ヶ岳は狭義の経ヶ岳火山（以下「経ヶ岳火山（狭義）」という。）と法恩寺火山に区別されている。経ヶ岳火山（狭義）は、下位より、経ヶ岳下部火山岩類、六呂師高原火砕流堆積物及び経ヶ岳山頂火山岩類で構成される。経ヶ岳下部火山岩類は、安山岩～玄武岩質安山岩と同質の火砕岩から主に構成されるが、小規模なスコリア堆積物を伴う。経ヶ岳山頂火山岩類は、安山岩溶岩及び火砕岩で構成され、主に山頂付近から南方にかけて分布する。

法恩寺火山は、下位より法恩寺山下部溶岩類及び法恩寺山上部溶岩類で構成され、比較的火山原面が保存されている。法恩寺山下部溶岩類は玄武岩質安山岩溶岩、法恩寺山上部溶岩類は安山岩溶岩及び火砕岩で構成されている。

三村(2001)[34]によれば、経ヶ岳南西麓には経ヶ岳の山体崩壊に伴う塚原野岩屑なだれ堆積物が分布するとされる。岩屑なだれ堆積物の体積は0.3km^{3}であり、経ヶ岳から 11km の距離まで達し、流れ山が発達した塚原野台地を形成したとされている。その年代は、三村(2001)[34]によれば6,700 年前～5,000 年前の間とされたが、吉澤(2010)[35]によれば、3 万年前～4 万年前頃の可能性が高いとされている。

経ヶ岳の噴出物は主に溶岩流及び火砕物で構成されるが、約 83 万年前に発生した六呂師高原火砕流堆積物、並びに、約 3 万年前～約 4 万年前に発生した塚原野岩屑なだれ堆積物が山麓部にまで分布する。

経ヶ岳については、棚瀬他(2007)[14]によれば、白山、経ヶ岳等を含む両白山地において、西南西－東北東方向に配列する九頭竜火山列（経ヶ岳が属する）とほぼ南北に配列する白山火山列（白山が属する）が存在するとされている。両白山地における火山活動の時空分布の特徴から、この地域の火山活動を 3 つのステージ（Ⅰ期～Ⅲ期）に区分できるとし、Ⅰ期（約 3.6Ma～約 1.5Ma）においては、顕著な火山列を形成しなかったが、Ⅱ期（約 1.2Ma～約 0.7Ma）になって九頭竜火山列の活動が発生し、その活動停止後、Ⅲ期（約 0.4Ma～約 0Ma）になって白山火山列の活動が発生したとされている。また、高橋他(2004)[29]によれば、両白山

地において、白山以外の火山ではマグマの存在を示唆するような構造は認められないとしており、経ヶ岳火山下においても顕著な低速度領域等は認められない。

以上より、両白山地における火山活動履歴及び地球物理学的特徴より、経ヶ岳における火山活動可能性は十分に小さい。また、火砕物密度流による堆積物が経ヶ岳近傍に分布することが確認されているが、当該堆積物は敷地周辺では確認されておらず、敷地まで十分に離隔距離がある。

7.4 設計対応が不可能な火山事象の評価

設計対応が不可能な火山事象は、火砕物密度流、溶岩流、岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊、新しい火口の開口及び地殻変動である。

7.4.1 火砕物密度流

倉吉、扇ノ山、美方火山群、神鍋火山群及び上野火山群については、活動履歴より顕著な火砕物密度流の発生は認められていない。

経ヶ岳については、両白山地における火山活動履歴及び地球物理学的特徴より、火山活動可能性は十分に小さい。また、火砕物密度流による堆積物が経ヶ岳近傍に分布することが確認されているが、当該堆積物は敷地周辺では確認されておらず、敷地まで十分に離隔距離がある。

白山については、火砕物密度流を含むマグマ噴火の発生可能性は否定できず、火砕物密度流による堆積物が白山近傍に分布することが確認されているが、当該堆積物は敷地周辺では確認されておらず、敷地まで十分に離隔距離がある。

以上のことから、火砕物密度流が発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。

7.4.2 溶岩流、岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊

溶岩流、岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊については、それぞれの火山と敷地との位置関係より、敷地まで十分離隔距離があることから、発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。

7.4.3 新しい火口の開口及び地殻変動

新しい火口の開口及び地殻変動については、敷地周辺は、過去の火山活動に伴う火口及びその近傍に位置しないことから、発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。

7.4.4 立地評価

以上の検討結果より、発電所の運用期間に設計対応が不可能な火山事

象が、発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。また、これらの火山活動は、既往最大規模の噴火を考慮しても、発電所に影響を及ぼさないと評価し、火山モニタリングは不要と判断した。

7.5 火山事象の影響評価

設計対応が不可能な火山事象以外の、降下火砕物及びその他の事象について検討した。

7.5.1 降下火砕物

降下火砕物（降灰層厚、粒径及び密度）について、文献調査及び地質調査結果より検討した。

7.5.1.1 降灰層厚に関する文献調査及び地質調査結果

「原子力発電所に影響を及ぼし得る 7 火山」及び地理的領域外の火山について、文献調査及び地質調査結果より、敷地及びその周辺において降灰層厚が比較的厚い降下火砕物を抽出した。

文献調査を行った結果、噴出源を同定できる降下火砕物の分布を第 7.5.1 図及び第 7.5.2 図に示す[1][36]。敷地付近への降下火砕物の分布としては、姶良(あいら)Tn テフラが層厚 20cm 程度、大山倉吉軽石(だいせんくらよし)が層厚 10cm 程度、恵比須峠福田(えびすとうげふくだ)テフラが層厚 40cm 程度、阿蘇(あそ)4 テフラが層厚 15cm 以上とされている[36]。ただし、阿蘇 4 テフラについては、Smith et al.（2013）[37]によると、敷地周辺の水月湖(すいげつこ)で実施されたボーリング調査結果より層厚が約 4cm 程度である。一方、噴出源を同定できない降下火砕物として、三方湖(みかたこ)東岸において NEXCO80 が層厚 20cm とされている[38]。文献調査結果より、「原子力発電所に影響を及ぼし得る 7 火山」の降下火砕物については、敷地及びその周辺においては確認できなかった。

地質調査を行った結果、敷地及びその周辺に分布する主な広域テフラとしては、鬼界葛原(きかいとづらはら)テフラ（約 9.5 万年前）、大山倉吉軽石（約 5.5 万年前）、姶良 Tn テフラ（約 2.9 万年前～約 2.6 万年前）、鬼界アカホヤテフラ（約 7,300 年前）などが確認されているが、降下火砕物として厚く堆積する箇所は確認されていない。また、若狭湾沿岸における津波堆積物調査[39]において、火山灰分析等を実施しており、その結果、鬼界アカホヤテフラ、鬱陵隠岐(うつりょうおき)テフラ（約 1.07 万年前）、姶良 Tn テフラ

などが認められ、姶良 Tn テフラの降灰層厚は 10.5cm であるが、それ以外の降下火砕物の降灰層厚は 10cm 以下である。地質調査結果より、「原子力発電所に影響を及ぼし得る 7 火山」の降下火砕物については、敷地及びその周辺においては確認できなかった。

以上より、噴出源が同定できる降下火砕物については、文献調査及び地質調査に加え位置関係も含めて検討した結果、敷地及びその周辺において降灰層厚が比較的厚い、姶良 Tn テフラ、大山倉吉軽石及び恵比須峠福田テフラを対象に、当該火山の将来の噴火の可能性について噴火履歴及び地下構造から検討した。一方、噴出源が同定できない降下火砕物の降灰層厚については、その堆積状況及び堆積環境より検討した。

(1) 噴出源が同定できる降下火砕物の降灰層厚に関する検討

a. 姶良 Tn テフラ（姶良カルデラ）(40)~(44)

姶良 Tn テフラの噴出源は姶良カルデラであり、噴火履歴より、破局的噴火の活動間隔（約 6 万年以上）は、最新の破局的噴火（姶良 Tn テフラ）の経過時間（約 3 万年）に比べて十分長いこと、現在、破局的噴火に先行して発生するプリニー式噴火ステージの兆候が認められないことから、破局的噴火までには十分時間的な余裕があると考えられ、発電所運用期間にこの規模の噴火の可能性は十分低いと考えられる。

また、姶良カルデラの地下構造による検討を行った結果、姶良カルデラ中央部のマグマ溜まりは深度 12km に位置しており、破局的噴火を引き起こす珪長質マグマの浮力中立点の深度 7km より深い位置にある。

以上より、姶良カルデラについては、発電所運用期間に姶良 Tn テフラ規模相当の噴火の可能性は十分低いと評価する。したがって、運用期間の噴火規模として、後カルデラ火山噴火ステージである桜島での既往最大規模（桜島噴火）程度の噴火を考慮した結果、降下火砕物が敷地に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。

b. 大山倉吉軽石及び大山生竹軽石（大山）[3][45]～[70]

大山倉吉軽石の噴出源は大山であり、大山は、更新世中期に活動を開始し、少なくとも 2 万年前以降までその活動を続けた[45]。山元(2018)[47]によると約 10 万年前の名和噴火からマグマ噴出率が大きくなり、大山倉吉軽石噴火から弥山噴火を経て、噴出率が急減し約 2 万年前の三鈷峰噴火で活動を終えたとされている。また、気象庁[48]によると活火山には大山は含まれていない。第四紀火山の発達史的分類では、現在は第 4 期に整理されており、その第 4 期の噴出量は第 1 期～第 3 期に比べて少なく、数 km^3 とされている。[49][50]

大山の噴火履歴より、40 万年前以降、大山の最も規模の大きな噴火は、大山倉吉軽石であったが、大山倉吉軽石噴火に至る活動間隔は、大山倉吉軽石噴火以降の経過時間に比べて十分長いことから、次の大山倉吉軽石規模の噴火までには、十分時間的な余裕があると考えられ、発電所運用期間中におけるこの規模（約 $20km^3$ 以上）の噴火の可能性は十分低いと考えられる。一方、大山倉吉軽石以外の噴火については、大山倉吉軽石噴火以前又はそれ以降においても繰り返し生じている。大山の噴火履歴に基づく階段ダイヤグラムを第 7.5.3 図に示す。

この繰り返し生じた噴火のうち、原子力規制委員会(2018)[58]によると越畑地点において大山生竹軽石の降灰層厚の評価厚さを 25cm としている。この大山生竹軽石について、町田・新井(2011)[36]、岡田・谷本(1986)[57]及び原子力規制委員会(2018)[58]に示される降灰層厚の情報をもとに等層厚線図を作成し、噴出量を Legros(2000)[59]及び Hayakawa(1985)[60]の手法で算定した結果、1.8～11.0 km^3 となった。原子力規制委員会(2018)[58]によれば、大山生竹軽石の噴出規模は既往の研究で考えられてきた規模を上回る 10km^3 以上と考えられるとしていることを踏まえ、火山影響評価上、大山生竹軽石の噴出量は 11.0km^3 とする。第 7.5.4 図に大山生竹軽石の等層厚線図を示す。

原子力規制庁(2019)[61]によると、大山では、階段ダイヤグラムからマグマ噴出率の変化が認められ、噴出率の高噴出率期と低噴出率期では化学組成のトレンドが明瞭に異なり、大山倉吉軽石は高噴出率期のトレンドと一致し、約 2 万年前の最終噴火では低噴出率期のトレンドに戻っているとされている。また、原子力規制委員会(2019)[62]においては、大山倉吉軽石は高噴出率期に、大山生竹軽石は低噴出率期に発生したとし(第 7.5.5 図(1))、その研究を更に進めた原子力規制庁(2019)[61]においては高噴出率期に発生したとしている。

Yamamoto and Hoang(2019)[63]によると、大山のアダカイトは K_2O 量の高いグループと低いグループに分類できるとし、低いグループのアダカイトは約 10 万年前から約 2 万年前の高噴出率期に発生し、高いグループのアダカイトはその高噴出率期の前後に発生したとしている。また、大山倉吉軽石と大山生竹軽石は低いグループに属するとしている(第 7.5.5 図(2))。

これらのことから、巨大噴火並みに大きい大山倉吉軽石規模の噴火は、高噴出率期でのみ発生すると考えられ、低噴出率期に戻ったとされる現在において、発電所運用期間中における大山倉吉軽石規模の噴火の可能性は十分低いと考えられる。

また、大山生竹軽石について、火山影響評価上、低噴出率期に発生した噴火と見做して火山影響評価の対象として考慮するものとし、高噴出率期に発生した大山倉吉軽石と低噴出率期に発生した大山生竹軽石は一連の巨大噴火では無いと評価する。

兼岡・井田（1997）[41]および東宮（1997）[42]から、マグマの深さと組成との関係を検討した結果、爆発的噴火を引き起こす珪長質マグマの浮力中立点の深度は、7km 程度に定置すると考えられる。大山の地下構造については、Zhao et al.(2011)[64]および大見(2002)[65]によると、大山の地下深部に広がる低速度層と、大山の西で生じている低周波地震の存在から、地下深部にマグマ溜まりが存在する可能性が示唆されるものの、仮にマグマ溜まりだとし

ても、これらの低速度層は 20km 以深に位置していることが示される（第 7.5.6 図(1)）。この研究をさらに進めた Zhao et al.(2018)[66]によると、大山の地下深部の低速度層の存在が示されるが、その深度は Zhao et al.(2011)[64]と同程度であり、大山の地下深部に広がる低速度層の深度に変化がないことが示される（第 7.5.6 図(2)）。

以上より、大山については、火山発達史、噴火履歴の検討結果、噴出率期および地下構造の評価結果から、発電所運用期間中における大山倉吉軽石規模相当の噴火の可能性は十分低いと評価する。

火山影響評価上、発電所運用期間中の考慮すべき噴火規模として、大山倉吉軽石以外の噴火の中で最大規模となる大山生竹軽石の噴火の可能性を考慮し、その噴出規模を 11km^3 として、米子の 1981 年～2009 年の風データを用いて、移流拡散モデルを用いた降下火砕物のシミュレーションを実施した結果、風速等のばらつきも含めても最大層厚としては 21.9cm であった。降下火砕物のシミュレーションの結果を第 7.5.7 図(1)、(2)に示す。

大山生竹軽石について、越畑地点では、大山生竹軽石を含む層は 2 層（2a 層，2c 層）に区分され、露頭西側では 2a 層と 2c 層の境界付近に中礫を主体とする礫層（2b 層）が挟在するものの、降灰層厚の評価厚さは原子力規制委員会（2018）[58]の評価結果に基づき 25cm とする。この越畑地点の評価層厚 25cm と大山から越畑地点までの距離（191.0km）及び発電所までの距離（179.2km）の関係から、発電所地点における層厚を検討した結果、26.6cm となる。

c. 恵比須峠福田テフラ（飛騨（ひだ）山脈）[71]

恵比須峠福田テフラは、飛騨山脈の中でもやや南方で穂高岳（ほだかだけ）～乗鞍岳に噴出源があると推定されている[36]。及川(2003)[71]によると飛騨山脈での火成活動を 3 つのステージに分けている。

stage Ⅰ（約 2.5Ma～約 1.5Ma）は、伸張ないし中間的な地殻応力場の火山活動で、カルデラ形成を伴う大規模火砕流の噴出等が

あり、この内噴出量が詳細に推定されているものとして、恵比須峠福田テフラがある。噴出年代と噴出量については、約 1.75Ma、250km³～350km³と推定されている。

stageⅡ（約 1.5Ma～約 0.8Ma）は、火山活動が低調な時代である。

stageⅢ（約 0.8Ma～約 0Ma）は、東西圧縮の地殻応力場での立山～御岳火山といった成層火山の形成で特徴づけられる時代である。この時代は、10 km³ 程度かそれ以下の規模の活動が卓越し、stage Ⅰ の活動に比べて噴出量が一桁以上小さい。

以上より、発電所運用期間に鮮新世から中期更新世以前に活動した恵比須峠福田テフラ規模の噴火の可能性は十分低く、降下火砕物が敷地に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。

(2) 噴出源が同定できない降下火砕物の降灰層厚に関する検討[38][72]～[76]

文献調査を行った結果、降灰層厚が比較的厚く、噴出源が同定できない降下火砕物として、NEXCO80 を抽出した。

敷地周辺の三方湖東岸で確認された層厚 20cm の NEXCO80 は、Upper と Lower の 2 つのユニットに区別されており、Upper と Lower を比較すると、Upper は重鉱物が少なく、岩片やその他混入物も含むなどの特徴から、再堆積を含んでいると考えられる。また、NEXCO ボーリングコアの調査位置は、三方断層帯の活動に伴うイベントにより、急激な湖水位の相対的上昇と湖岸線の前進、その後の湖域の埋積と扇状地の前進という過程で堆積したと推定されており、降下火砕物の層厚を評価するには堆積環境が複雑であると考えられる。

したがって、NEXCO ボーリングコアだけで評価するのではなく、周辺地域の調査結果と合わせて総合的に評価する必要があるため、周辺地域の調査結果についても検討した。

NEXCO80 は、主成分分析、屈折率等から、琵琶湖高島沖（びわこたかしまおき）ボーリングの BT37（降灰年代 12.7 万年前：長橋他(2004)[75]）、気山（きやま）露頭の美浜テフラ等に対比される。これらの層厚を確認した結果、気山露頭で最大層厚 10cm 程度が確認されている。また、その他の地点でも複数確

認されるが、いずれも 1cm 以下又は肉眼では判別できないものである。

また、NEXCO80 が確認された三方湖東岸の近傍に位置している水月湖で実施された SG06 ボーリングコアは、堆積物の保存状態がよいこと、過去 15 万年間程度の古環境情報を連続的に得られていると推定されていること、詳細に火山灰層厚の分析もされていることから、降下火砕物の層厚の評価に適していると考えられる。しかしながら、SG06 ボーリングコアにおいて NEXCO80 の対比まではなされていないが、NEXCO80 が約 12.7 万年前に降灰したと考えると、SG06 ボーリングコアの Ata（約 10 万年前）からコア底（約 15 万年前と推定）までの範囲内の 7 つの火山灰のうちのどれかに該当するが、いずれの火山灰の最大層厚も 2cm 以下である。

以上より、NEXCO80 については、三方湖東岸においては層厚 20cm であったが再堆積を含んでいると考えられること、またその他周辺調査を行った結果層厚 10cm を超えるものはなかったことから、NEXCO80 の降灰層厚は 10cm 以下と評価した。

7.5.1.2 粒径及び密度に関する文献及び地質調査結果

降下火砕物の粒径については、若狭湾沿岸における津波堆積物調査[39]より、久々子湖（くぐしこ）、菅湖（すがこ）及び中山（なかやま）湿地で確認されている降下火砕物を顕微鏡写真で確認した結果、粒径は約 0.2mm 程度であった。

本調査の中山湿地で得られた姶良 Tn テフラの粒度試験結果より、粒径分布は 1mm 以下であった。粒度試験結果を第 7.5.8 図に示す。また、文献調査の結果、長橋他(2004)[75]では、琵琶湖湖底堆積物のうち高島沖コアを用いて各種の分析がなされており、敷地周辺で確認される主なテフラの最大粒径については、鬼界アカホヤテフラ(0.66mm)、鬱陵隠岐テフラ(0.27mm)、姶良 Tn テフラ(0.95mm)、鬼界葛原テフラ(0.78mm)とされており、いずれの火山灰の最大粒径は 1mm 以下である。さらに、敷地における降下火砕物は地理的領域外(160km)からの降下火砕物が想定されるが、樽前山（たるまえさん）から 156km 離れた地点での粒径分布を参照すると、約 0.2mm から約 1mm 程度である[77]。

降下火砕物の密度については、若狭湾沿岸における津波堆積物調査[39]より得られた菅湖で確認された鬼界アカホヤテフラ及び鬱陵隠岐テフラの火山灰の単位体積重量は、乾燥密度で約 0.7g/cm^3、湿潤密度で約 1.3g/cm^3 程度であった。また、文献調査の結果、宇井(1997)[78]によると、「乾燥した火山灰は密度が 0.4～0.7 程度であるが、湿ると 1.2 を超えることがある。」とされている。

7.5.1.3 評価結果

文献調査、地質調査、降下火砕物シミュレーション結果及び越畑地点における大山生竹軽石の評価層厚と距離の関係をもとにした検討結果から、発電所運用期間における敷地の降下火砕物の最大層厚は 27cm と設定した。また、降下火砕物の粒径及び密度については、文献及び地質調査結果を踏まえ、粒径は 1mm 以下、乾燥密度を 0.7g/cm^3、湿潤密度を 1.5g/cm^3 と設定した。

以上を踏まえて、降下火砕物による直接的影響及び間接的影響を確認することとする。

7.5.2 その他火山事象

その他火山事象として、火山性土石流・火山泥流及び洪水、火山から発生する飛来物（噴石）、火山ガス、津波及び静振、大気現象、火山性地震とこれに関連する事象、熱水系及び地下水の異常について、文献調査、地質調査等の結果より検討した。

火山性土石流・火山泥流及び洪水、火山から発生する飛来物（噴石）については、敷地との位置関係等から、発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。火山ガスについては、敷地は若狭湾に面しており、火山ガスが滞留するような地形ではないと考えられ、地理的領域内の火山噴出物が認められないことから、発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。

津波及び静振については、日本海で認められる活火山や第四紀火山について、津波堆積物調査結果[39]、火山の活動に関する評価結果等から、

発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。

大気現象、火山性地震とこれに関連する事象、熱水系及び地下水の異常については、敷地周辺は過去の火山活動に伴う火口及びその近傍に位置しないことから、発電所に影響を及ぼす可能性は十分に小さいと評価した。

7.6 参考文献

(1) 中野俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚治・山元孝弘・岸本清行編(2013)：日本の火山（第3版） 概要及び付表,200万分の1地質編集図,no.11,産業技術総合研究所地質調査総合センター

(2) 西来邦章・伊藤順一・上野龍之編(2012)：第四紀火山岩体・貫入岩体データベース,地質調査総合センター速報,no.60,産業技術総合研究所地質調査総合センター

(3) 第四紀火山カタログ委員会編(1999)：日本の第四紀火山カタログ ver.1.0(CD-ROM),日本火山学会

(4) 気象庁編(2013)：日本活火山総覧（第4版）

(5) 木谷啓二・岩本志信(2004)：北条町島に分布する無斑晶溶岩のK-Ar年代,鳥取地学会誌,8,p.19－p.25

(6) 石賀敏(2004)：北条町八幡山の地質,鳥取地学会誌,8,p.15－p.18

(7) Uto ,K.(1989) : Neogene volcanism of Southwest Japan : Its time and space based on K-Ar dating. Unpub. Ph. D. thesis , The University of Tokyo , p.184

(8) Kimura , J. , Kunikiyo , T. , Osaka , I. , Nagao , T. , Yamauchi , S. , Kakubuchi , S. , Okada , S. , Fujibayashi , N. , Okada , R. , Murakami , H. , Kusano , T. ,Umeda , K. , Hayashi , S. , Ishimaru , T. , Ninomiya , A. and Tanase , A. (2003) : Late Cenozoic volcanic activity in the Chugoku area, southwest Japan arc during back-arc basin opening and reinitiation of subduction. The Island Arc, 12,p.22－p.45

(9) 加々美寛雄・森口由美・長尾敬介・沢田順弘・永尾隆志(1996)：鳥取県倉吉市に分布する金雲母を含むアルカリ玄武岩の年代とSr・Nd同位体比,文部省科学研究費報告書（総合研究A)「西南日本の新生代火成活動とテクトニクス」, p. 67－p.71

(10) Furuyama , K. , Nagao , K. , Mitsui , S.and Kasatani , K.(1993) : K-Ar ages of Late Neogene monogenetic volcanoes in the east San-

in District , Southwest Japan. Earth Science(Chikyu Kagaku) , 47 , p.519－p.532

(11) 先山徹・松田高明・森永速男・後藤篤・加藤茂弘(1995)：兵庫県北部の鮮新世～更新世火山岩類－K-Ar年代・古地磁気・主化学組成－,人と自然,兵庫県立人と自然の博物館,6,p.149－p.170

(12) 古山勝彦・長尾敬介(2004)：照来コールドロンのK-Ar年代,火山,49,4,p.181－p.187

(13) 古山勝彦(2000)：神鍋単成火山群－近畿地方の代表的な第四紀火山－,高橋正樹・小林哲夫編 フィールドガイド 日本の火山6中部・近畿・中国の火山,p.83－p.100

(14) 棚瀬充史・及川輝樹・二ノ宮淳・林信太郎・梅田浩司(2007)：K-Ar年代測定に基づく両白山地の鮮新－更新世火山活動の時空分布,火山,52,p.39－p.61

(15) 酒寄淳史・林信太郎・梅田浩司(2002)：石川県,戸室火山のK-Ar年代,日本火山学会講演予稿集

(16) 清水智・山崎正男・板谷徹丸(1988)：両白-飛騨地域に分布する鮮新－更新世火山岩のK-Ar年代,蒜山研究所研究報告,14,p.1－p.36

(17) 酒寄淳史・飯田雅裕・森田健一・山口達弘(1996)：天狗・大日ヶ岳火山の地質とK-Ar年代（演旨）,三鉱学会講演要旨集,日本岩石鉱物鉱床学会,資源地質学会,1996,p.79

(18) 東野外志男・長尾敬介・板谷徹丸・坂田章吉・山崎正男(1984)：白山火山及び大日ヶ岳火山のK-Ar年代,石川県白山自然保護センター研究報告,第10集,p.23－p.29

(19) 中野俊・宇都浩三・内海茂(2000)：上野玄武岩類および地蔵峠火山岩類のK-Ar年代と化学組成の時間変化,火山 第2集,45,p.87－p.105

(20) 山崎正男・中西信弘・松原幹夫(1968)：白山火山の形成史,火山 第2集,13,p.32－p.43

(21) 長岡正利・清水智・山崎正男(1985a)：白山火山の地質と形成史,石川県白山自然保護センター研究報告,12,p.9－p.24

(22) 酒寄淳史・東野外志男・梅田浩司・棚瀬充史・林信太郎(1999)：古白

山火山の溶岩のK-Ar年代,石川県白山自然保護センター研究報告,26,p.7－p.11
(23) 遠藤邦彦(1985)：白山火山地域の火山灰と泥炭層の形成過程,白山高山帯自然史調査報告書,石川県白山自然保護センター,p.11－p.30
(24) 長岡正利(1971)：白山火山の地質と形成史,火山 第2集,vol.16,p.53－p.54
(25) 長岡正利・岩田次男・東野外志男・山崎正男(1985b)：加賀室火山―白山火山にさきだつ火山－,石川県白山自然保護センター研究報告,12,p.1－p.7
(26) 酒寄淳史・小路香織・佐藤貴志(1997)：古白山火山の溶岩流層序と岩石記載,金沢大学教育学部紀要（自然科学編）,46,p.45－p.50
(27) 守屋以智雄(2000)：白山火山－過去の噴火を記録する湿原と火口群をめぐる,高橋正樹・小林哲夫編フィールドガイド 日本の火山6中部・近畿・中国の火山,p.65－p.82
(28) 田島靖久・井上公夫・守屋以智雄・長井大輔(2005)：白山火山の最近1万年間の噴火活動史,地球惑星科学関連学会合同大会予稿集,G017-P002
(29) 高橋直季・根岸弘明・平松良浩(2004)：白山火山周辺の三次元地震波速度構造,火山,49,p.355－p.365
(30) 村山正郎・大沢穠(1961)：5万分の1地質図幅「青谷・倉吉」および同説明書,地質調査所,p.71
(31) Furuyama ,K.(1981)：Geology of the Oginosen Volcano Group, Southwest Japan. J. Geosci. Osaka City Univ.,24,p.39－p.74
(32) 古山勝彦・長尾敬介・笠谷一弘・三井誠一郎(1993)：山陰東部,神鍋火山群及び近傍の玄武岩質単成火山のK-Ar年代,地球科学,47,p.377－p.390
(33) 川本竜彦(1990)：神鍋単成火山群の地質,火山,35,p.41－p.56
(34) 三村弘二(2001)：福井県経ヶ岳火山南西麓の覆瓦構造をもつ塚原野岩屑なだれ堆積物と14C年代,地質調査研究報告,52,p.303－p.307
(35) 吉澤康暢(2010)：経ヶ岳火山の岩屑なだれ岩塊の分布,流下機構,14C

年代,福井市自然史博物館研究報告,57,p.11－p.20
(36) 町田洋・新井房夫(2011)：新編 火山灰アトラス[日本列島とその周辺],東京大学出版会
(37) Victoria C. Smith , Richard A.Staff , Simon P.E. Blockley , Christopher Bronk Ramsey , Takeshi Nakagawa , Darren F.Mark , Keiji Takemura , Toru Danhara , Suigetsu 2006 Project Members(2013) : Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive , Japan : chronostratigraphic markers for synchronising of east Asian / west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka , Quaternary Science Reviews , 67 , p.121－p.137
(38) 石村大輔・加藤茂弘・岡田篤正・竹村恵二(2010)：三方湖東岸のボーリングコアに記録された三方断層帯の活動に伴う後期更新世の沈降イベント,地学雑誌,119,p.775－p.793
(39) 関西電力（株）(2012)：平成23年東北地方太平洋沖地震の知見等を踏まえた原子力施設への地震動及び津波の影響に関する安全性評価のうち完新世に関する津波堆積物調査の結果について
(40) Shinji Nagaoka(1988) : The late quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around kagoshima bay , southern kyushu , japan , Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University , 23 , p.49－p.122
(41) 兼岡一郎・井田喜明(1997)：火山とマグマ,東京大学出版会
(42) 東宮昭彦(1997)：実験岩石学的手法で求まるマグマ溜まりの深さ,月刊地球,19,p.720－p.724
(43) 井口正人・太田雄策・中尾茂・園田忠臣・高山鐵朗・市川信夫(2011)：桜島昭和火口噴火開始以降のGPS観測2010年～2011年,「桜島火山における多項目観測に基づく火山噴火準備過程解明のための研究」平成22年度報告書
(44) 小林哲夫・味喜大介・佐々木寿・井口正人・山元孝広・宇都浩三(2013)：桜島火山地質図（第2版）,産業技術総合研究所地質調査総合

センター
(45) 津久井雅志(1984)：大山火山の地質,地質学会誌,90,p.643－p.658
(46) 津久井雅志・西戸裕嗣・長尾敬介(1985)：蒜山火山軍・大山火山のK-Ar年代,地質学雑誌,91,p.279－p.288
(47) 山元孝広(2018)：大山火山のアダカイト質マグマ供給系,日本火山学会講演予稿集2018年度秋季大会
(48) 気象庁
（https://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/kaisetsu/katsukazan_toha/katsukazan_toha.html）確認日：2021年2月4日
(49) 守屋以智雄(1983)：日本の火山地形,東京大学出版会,p.34
(50) 米倉伸之・貝塚爽平・野上道男・鎮西清高(2001)：日本の地形Ⅰ総説,東京大学出版会,p.183－p.184
(51) 須藤茂・猪股隆行・佐々木寿・向山栄(2007)：わが国の降下火山灰データベース作成,地質調査研究報告書,58,p.261－p.321
(52) 加藤茂弘・山下透・檀原徹(2004)：大山テフラの岩石記載的特徴と大山最下部テフラ層中のテフラの対比,第四紀研究,43,p.435－p.445
(53) 岡田昭明・石賀敏(2000)：大山テフラ,日本地質学会第107学術大会見学旅行案内書2000年松江,p.81－p.90
(54) 浅森浩一・梅田浩司(2005)：地下深部のマグマ・高温流体等の地球物理学的調査技術―鬼首・鳴子火山地域および紀伊半島南部地域への適用―,原子力バックエンド研究,11,p.147－p.156
(55) 産業技術総合研究所(2014)：日本の主要第四紀火山の積算マグマ噴出量階段図
(56) 山元孝広(2017)：大山火山噴火履歴の再検討,地質調査研究報告,68,1,p.1－p.16
(57) 岡田昭明・谷本慎一(1986)：大山下部火山灰から新たに発見された2枚の降下軽石層について
(58) 原子力規制委員会(2018)：核原料物質、核燃料物質及び原子炉の規制に関する法律第６７条第１項の規定に基づく報告の徴収について，平成30年12月12日

(59) Legros, F.(2000) : Minimum volume of tephra fallout deposit estimated from a single isopach. Journal of volcanological and Geothermal Research, 96, 25-32.

(60) Hayakawa, Y.(1985) : Pyroclastic geology of Towada volcano. Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo, 60, 507-592.

(61) 原子力規制庁(2019)：安全研究成果報告　火山影響評価に係る科学的知見の整備

(62) 原子力規制委員会(2019)：第8回地震・津波技術評価検討会,参考資料1,平成31年4月22日

(63) Yamamoto and Hoang(2019) : Geochemical variations of the Quaternary Daisen adakites, Southwest Japan, controlled by magma production rate. LITHOS 350-351 (2019) 105214

(64) Dapeng Zhao , Wei Wei , Yukihisa Nishizono , Hirohito Inakura (2011) : Low frequancy earthquakes and tomography in western Japan : Insight into fluid and magmatic activity , Journal of Asian Earth Sciences , 42 , p.1381－p.1393

(65) 大見士朗(2002)：西南日本内陸の活断層に発生する深部低周波地震,京都大学防災研究所年報,45B,平成14年4月,p.545－p.553

(66) Dapeng Zhao, Xin Liu and Yuanyuan Hua(2018) : Tottori earthquakes and Daisen volcano: Effects of fluids, slab melting and hot mantle upwelling. Earth and Planetary Science Letters, 485, p.121－p.129.

(67) University of Wyoming
(http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html)

(68) Michigan Technological University : Forecasting Tephra Dispersion Using TEPHRA2

(69) University of South Florida(2011) : Tephra2 Users Manual Spring

(70) 萬年一剛(2013)：降下火山灰シミュレーションコードTephra2の理論と現状－第四紀学での利用を視野に－,第四紀研究,52,p.173－p.187

(71) 及川輝樹(2003)：飛騨山脈の隆起と火成活動の時空的関連,第四紀研究,42,p.141－p.156
(72) 日本原子力発電（株）(2014)：原子力規制委員会有識者会合による敦賀発電所敷地内破砕帯現地調査について（資料）,2014年1月24日
(73) 日本原子力発電（株）(2014)：敦賀発電所敷地内破砕帯の調査に関する有識者会合　第2回追加調査評価会合（当社資料）,2014年6月21日
(74) 竹村恵二・北川浩之・林田明・安田喜憲(1994)：三方湖・水月湖・黒田低地の堆積物の層相と年代,地学雑誌,103,p.232－p.242
(75) 長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山高・井内美郎(2004)：近畿地方および八ヶ岳山麓における過去43万年間の広域テフラの層序と編年,第四紀研究,43,p.15－p.35
(76) Takeshi Nakagawa , Katsuya Gotanda , Tsuyoshi Haraguchi , Toru Danhara , Hitoshi Yonenobu , Achim Brauer , Yusuke Yokoyama , Ryuji Tada , Keiji Takemura , Richard A.Staff , Rebecca Payne , Christopher Bronk Ramsey , Charlotte Bryant , Fiona Brock , Gordon Schlolaut , Michael Marshall , Pavel Tarasov , Henry Lamb , Suigetsu 2006 Project Members(2012) : SG06 a fully continuous and varved sediment core from Lake Suigetsu , Japan: stratigraphy and potential for improving the radiocarbon calibration model and understanding of late Quaternary climate changes , Quaternary Science Reviews , 36 , p.164－p.176
(77) 鈴木建夫・勝井義雄・中村忠寿(1973)：樽前降下軽石堆積物Ta-b層の粒度組成,火山第2集,18,p.47－p.63
(78) 宇井忠英(1997)：火山噴火と災害,東京大学出版会

第7.2.1表　地理的領域内の第四紀火山

（中野他編(2013)[1]に基づき作成）

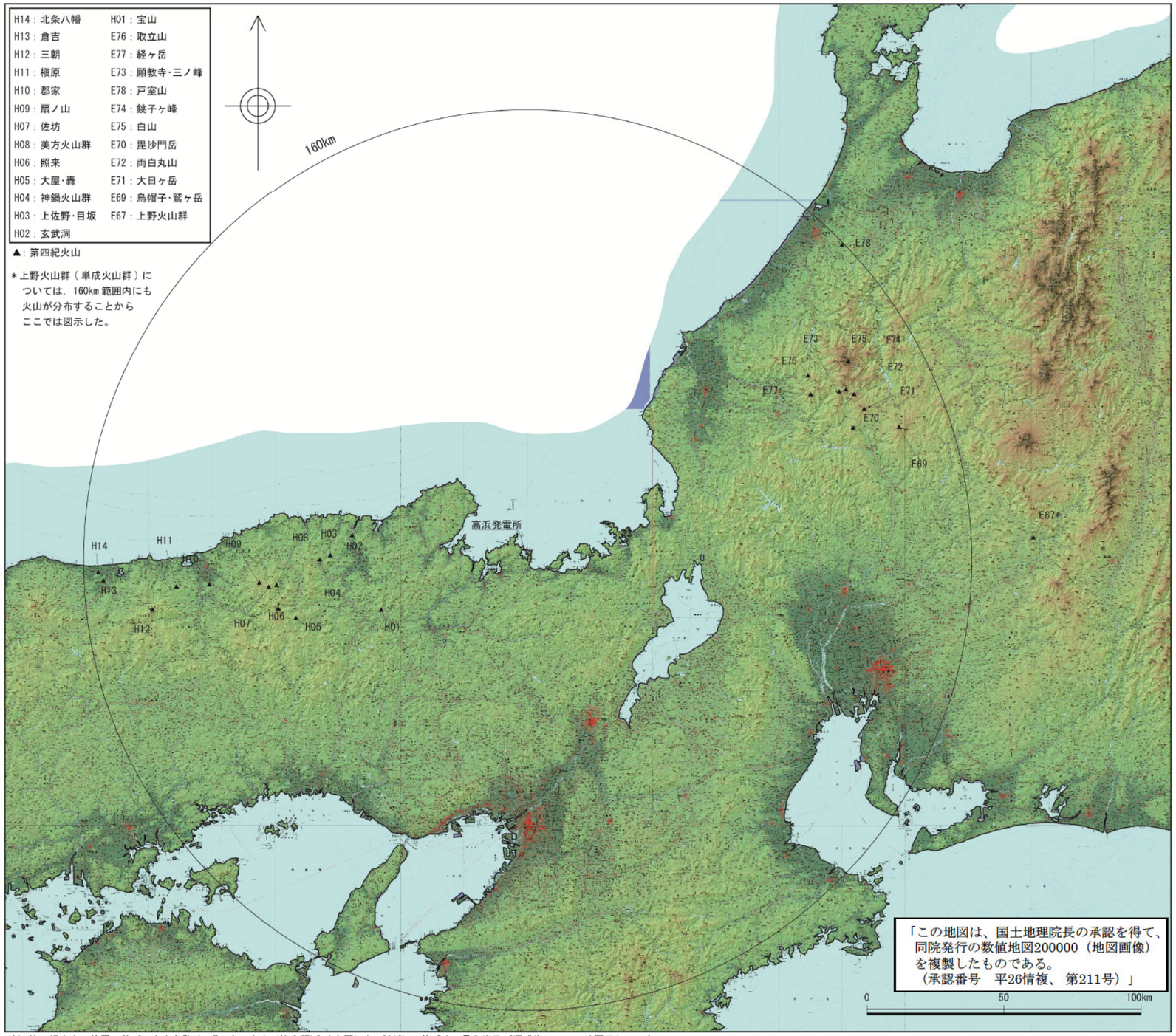
名称	位置情報		
	位置(世界測地系)		敷地からの離隔(km)
	緯度	経度	
北条八幡 (ほうじょうはちまん)	35° 28′ 41″ N	133° 48′ 25″ E	154
倉吉 (くらよし)	35° 26′ 41″ N	133° 49′ 38″ E	152
三朝 (みささ)	35° 21′ 25″ N	134° 01′ 10″ E	136
横原 (まきはら)	35° 25′ 27″ N	134° 06′ 45″ E	127
郡家 (こおげ)	35° 25′ 42″ N	134° 14′ 33″ E	115
扇ノ山 (おうぎのせん)	35° 26′ 23″ N	134° 26′ 27″ E	97
佐坊 (さぼう)	35° 25′ 25″ N	134° 28′ 34″ E	94
美方火山群 (みかた)	35° 25′ 41″ N	134° 30′ 09″ E	91
照来 (てらぎ)	35° 21′ 13″ N	134° 30′ 50″ E	92
大屋・轟 (おおや・とどろき)	35° 20′ 26″ N	134° 35′ 28″ E	85
神鍋火山群 (かんなべ)	35° 30′ 25″ N	134° 40′ 30″ E	75
上佐野・目坂 (かみさの・めさか)	35° 31′ 20″ N	134° 43′ 20″ E	71
玄武洞 (げんぶどう)	35° 35′ 08″ N	134° 47′ 11″ E	65
宝山 (たからやま)	35° 20′ 46″ N	134° 55′ 07″ E	57
取立山 (とりたてやま)	36° 06′ 25″ N	136° 36′ 31″ E	119
経ヶ岳 (きょうがたけ)	36° 02′ 47″ N	136° 37′ 18″ E	117
願教寺・三ノ峰 (がんきょうじ・さんのみね)	36° 03′ 24″ N	136° 44′ 23″ E	126
戸室山 (とむろやま)	36° 31′ 52″ N	136° 44′ 49″ E	158
銚子ヶ峰 (ちょうしがみね)	36° 03′ 42″ N	136° 45′ 55″ E	129
白山 (はくさん)	36° 09′ 18″ N	136° 46′ 17″ E	134
毘沙門岳 (びしゃもんだけ)	35° 56′ 20″ N	136° 47′ 32″ E	125
両白丸山 (りょうはくまるやま)	36° 02′ 58″ N	136° 47′ 49″ E	131
大日ヶ岳 (だいにちがたけ)	36° 00′ 04″ N	136° 50′ 16″ E	132
烏帽子・鷲ヶ岳 (えぼし-わしがたけ)	35° 56′ 25″ N	136° 58′ 17″ E	141
上野火山群 (うえの)	35° 35′ 35″ N	137° 30′ 08″ E	181＊

中野他編(2013)[1]に基づく。貫入岩体・深成岩体については検討の対象から除く。
＊：単成火山岩群の一部が160km範囲内にも分布することから、地理的領域内の火山に含めた。

第 7.2.2 表　地理的領域内の第四紀火山の特徴整理
（中野他編(2013)[1]、西来他編(2012)[2]、
第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]に基づき作成）

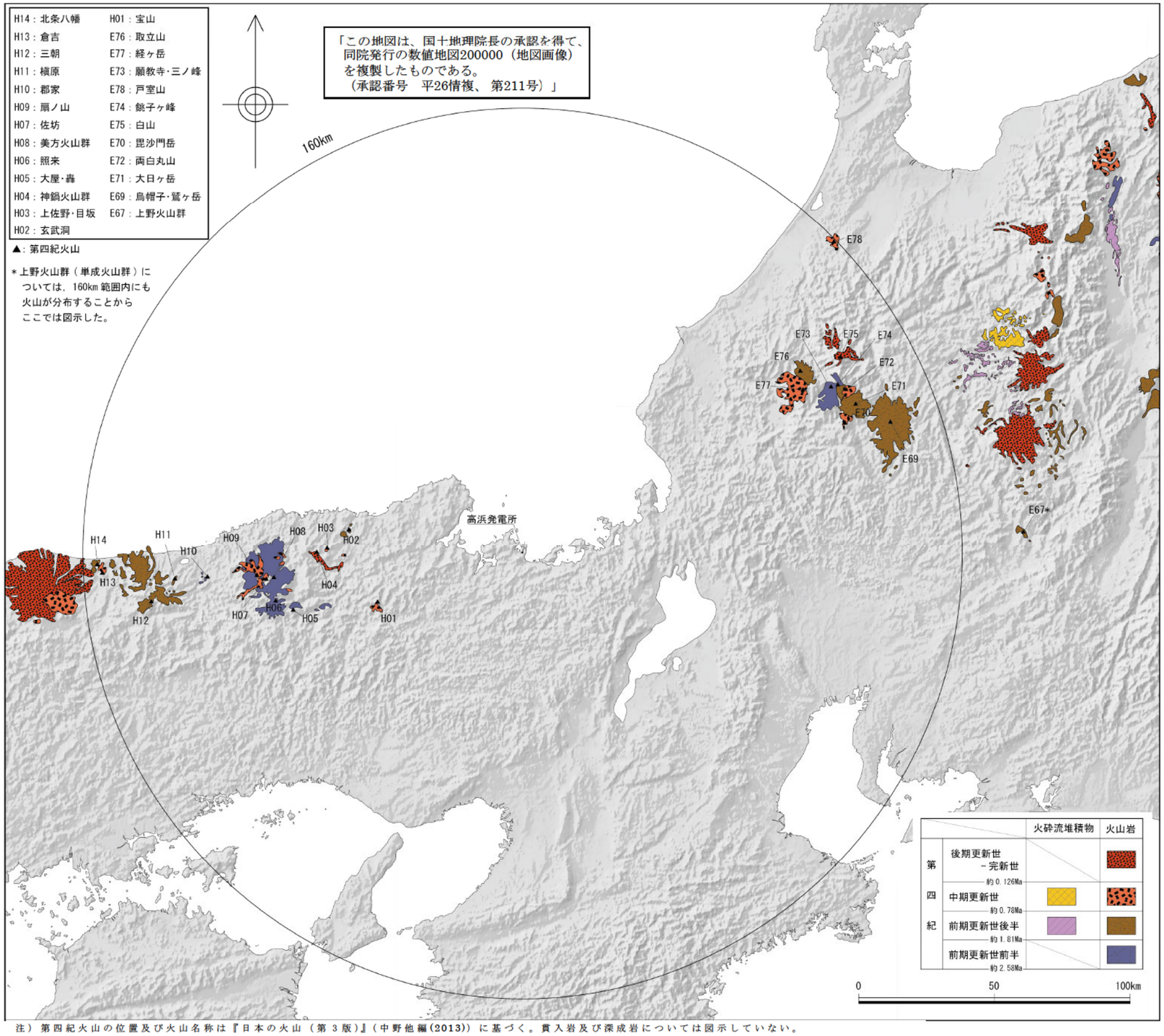
名称	火山の形式＃	データベース等に基づく活動履歴				
		体積※ (km^3)	活動年代 (千年前)	活動期間 (千年)	最新噴火＝経過期間 (千年前)	活動期間内の最大休止期間＝活動期間 (千年)
北条八幡 (ほうじょうはちまん)	(単成火山) 火砕丘･溶岩流	–	2200 ～ 1100	1100	1100	1100
倉吉 (くらよし)	溶岩流	–	1800 ～ 500	1300	500	1300
三朝 (みささ)	溶岩流 (溶岩ドーム)	–	1400 ～ 1300	100	1300	100
横原 (まきはら)	(単成火山) 溶岩流	–	800 ～ 700	100	700	100
郡家 (こおげ)	(単成火山) 溶岩流	–	2100	–	2100	–
扇ノ山 (おうぎのせん)	火砕丘･溶岩流	4.70	1200 ～ 400	800	400	800
佐坊 (さぼう)	溶岩流	–	1700	–	1700	–
美方火山群 (みかた)	火砕丘･溶岩流	0.46	1700 ～ 200	1500	200	1500
照来 (てらぎ)	火砕流・溶岩流 カルデラ	–	3100 ～ 2200	900	2200	900
大屋・轟 (おおや・とどろき)	単成火山群 溶岩流	–	2800 ～ 2400	400	2400	400
神鍋火山群 (かんなべ)	火砕丘･溶岩流	0.70	700 ～ 10-20	680-690	10-20	680-690
上佐野・目坂 (かみさの・めさか)	単成火山群 火砕丘･溶岩流	0.077	230 ～ 130	100	130	100
玄武洞 (げんぶどう)	火砕丘･溶岩流	1.00	1600	–	1600	–
宝山 (たからやま)	火砕丘･溶岩流	1.00	400 ～ 300	100	300	100
取立山 (とりたてやま)	複成火山	10.2	1000 ～ 800	200	800	200
経ヶ岳 (きょうがたけ)	複成火山	17.9	1400 ～ 700	700	700	700
願教寺・三ノ峰 (がんきょうじ・さんのみね)	複成火山	19.8	3100 ～ 2500	600	2500	600
戸室山 (とむろやま)	溶岩ドーム群	0.2	400 ～ 300	100	300	100
銚子ヶ峰 (ちょうしがみね)	(溶岩ドーム)	1.7	1500	–	1500	–
白山 (はくさん)	複成火山	17	400 ～	400	AD1659	400
毘沙門岳 (びしゃもんだけ)	複成火山	3.5	300	–	300	–
両白丸山 (りょうはくまるやま)	複成火山	6.24	400 ～ 300	100	300	100
大日ヶ岳 (だいにちがたけ)	複成火山	16	1100 ～ 900	200	900	200
烏帽子・鷲ヶ岳 (えぼし･わしがたけ)	複成火山	65.8	1600 ～ 1100	500	1100	500
上野火山群 (うえの)	単成火山群 溶岩流	1.24	2800 ～ 900	1900	900	1900

中野他編(2013)[1]に基づく。貫入岩体・深成岩体については検討の対象から除く。
＃：中野他編(2013)[1]及び西来他編(2012)[2]の「形式・構造」に基づく。
※：第四紀火山カタログ委員会編(1999)[3]に基づく。



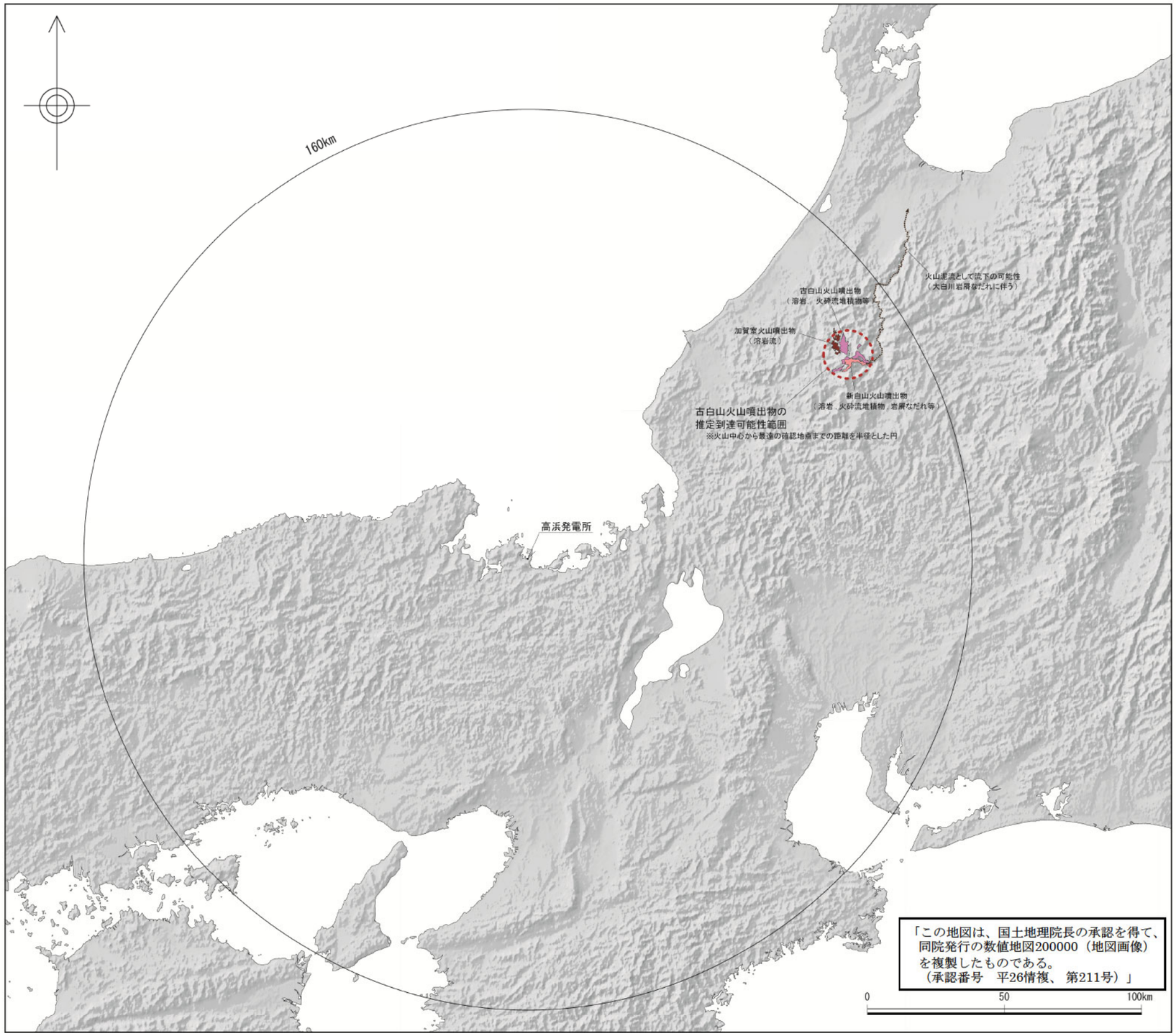
注）注）第四紀火山の位置及び火山名称は『日本の火山（第3版）』（中野他編(2013)）に基づく。貫入岩及び深成岩については図示していない。

第 7.2.1 図　地理的領域内の第四紀火山の分布（中野他編(2013)[1]に基づき作成）

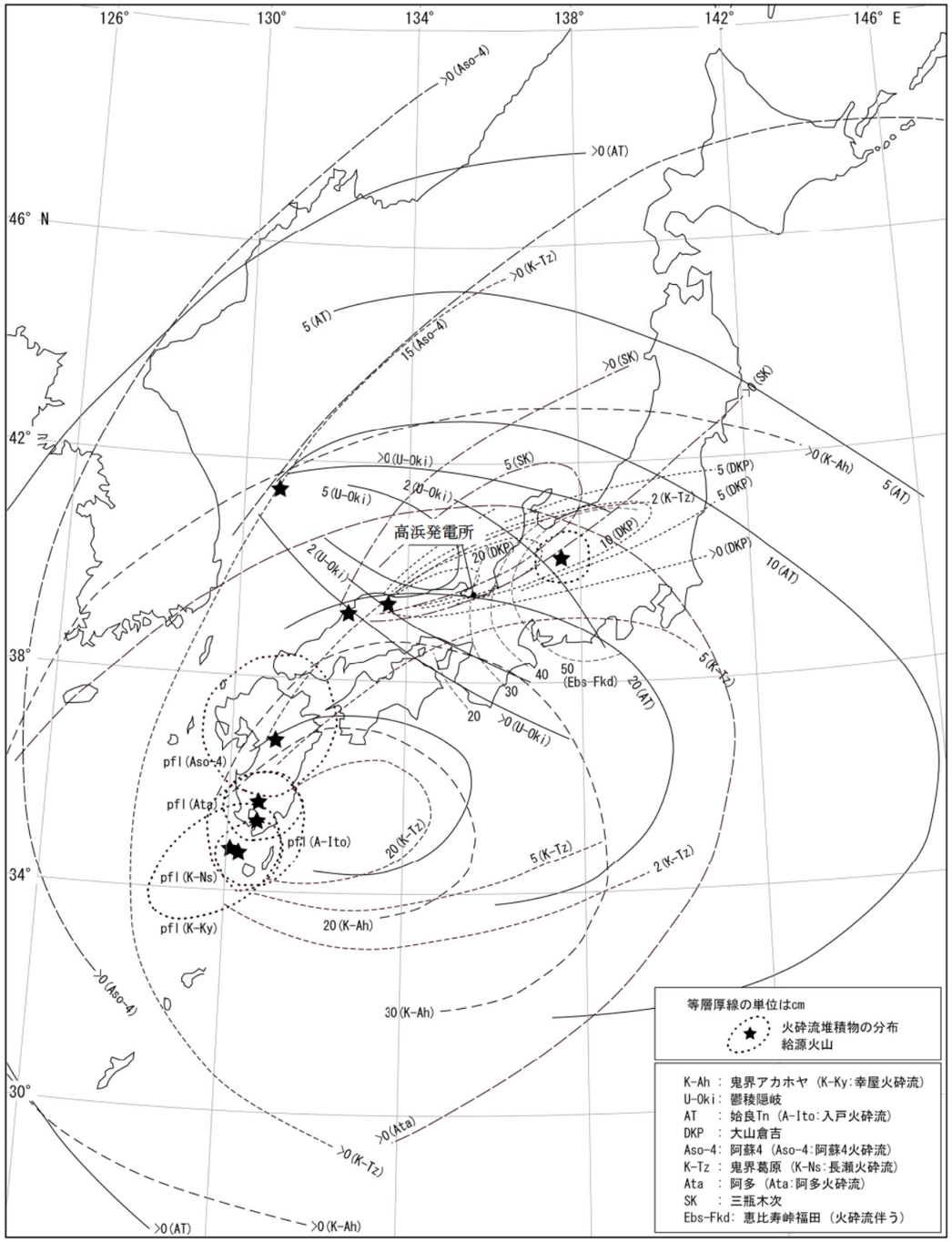


注）第四紀火山の位置及び火山名称は『日本の火山（第３版）』（中野他編(2013)）に基づく。貫入岩及び深成岩については図示していない。

第 7.2.2 図　地理的領域内の火山地質図（中野他編(2013)[1]に基づき作成）

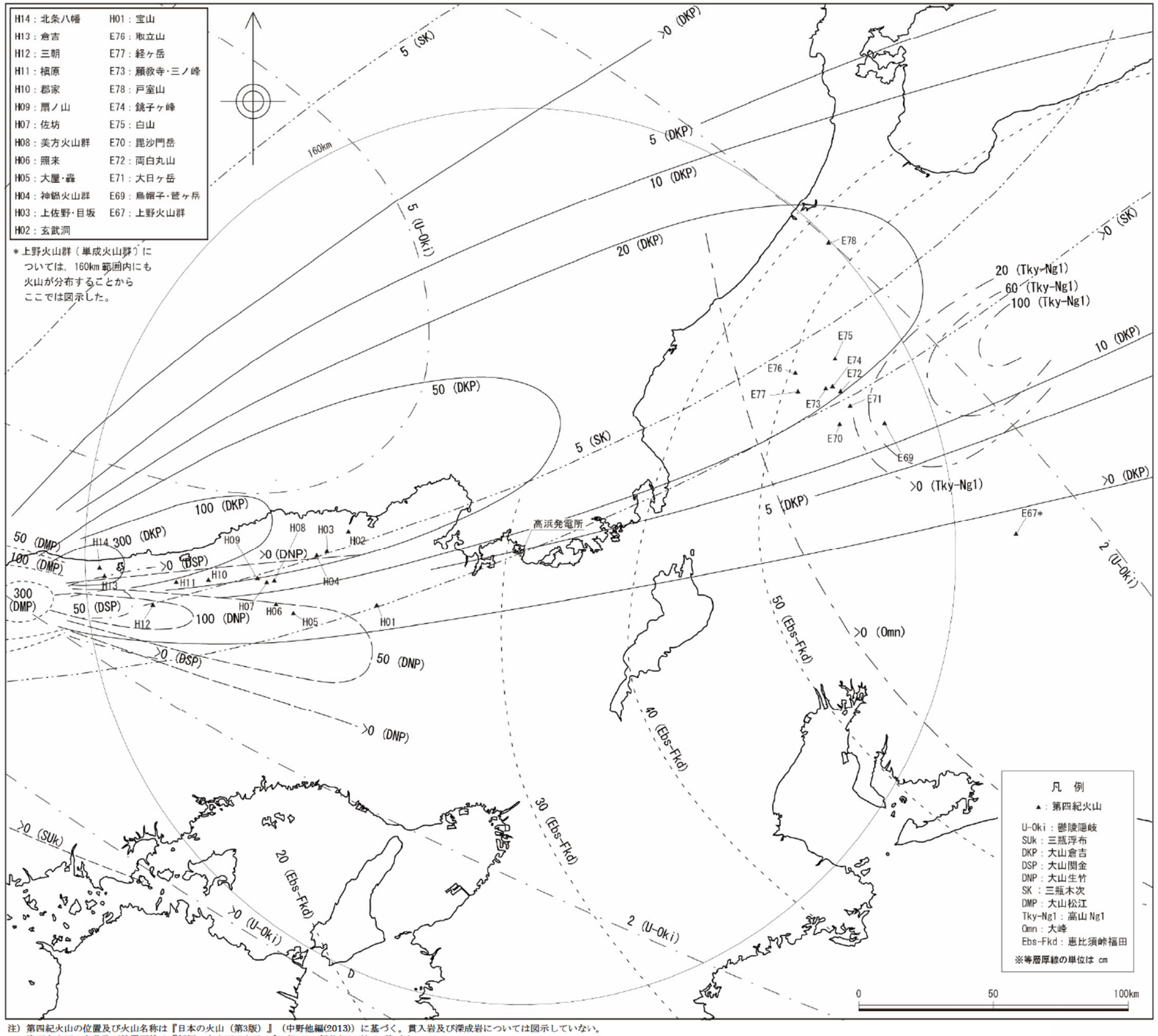


第 7.3.1 図　白山起源の噴出物の分布（山崎他(1968)[20]、酒寄他(1999)[22]に基づき作成）



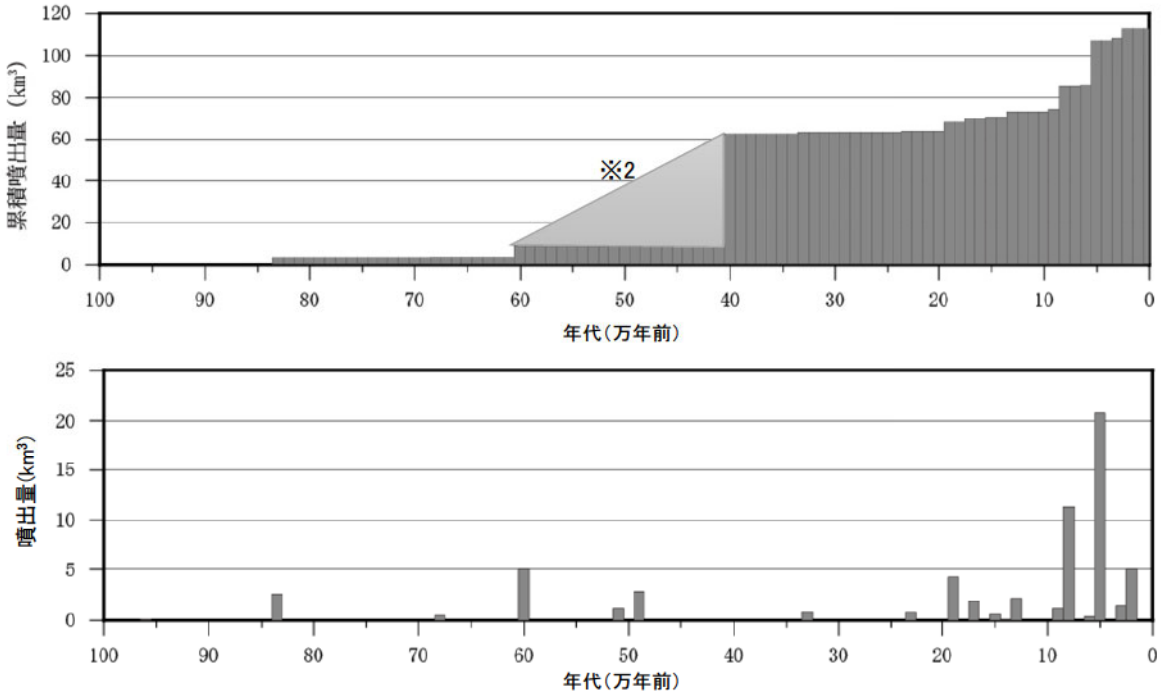
『新編　火山灰アトラス』（町田・新井(2011)）に基づき作成した

第 7.5.1 図　敷地周辺に堆積する降下火砕物の給源火山とその分布（中野他編(2013)[1]、町田・新井(2011)[36]に基づき作成）



注）第四紀火山の位置及び火山名称は『日本の火山（第3版）』（中野他編(2013)）に基づく。貫入岩及び深成岩については図示していない。
降下火山灰の名称及び等層厚線は『新編　火山灰アトラス』（町田・新井(2011)）に基づく。

第 7.5.2 図　敷地周辺の降下火砕物の分布（中野他編(2013)[1]、町田・新井(2011)[36]に基づき作成）



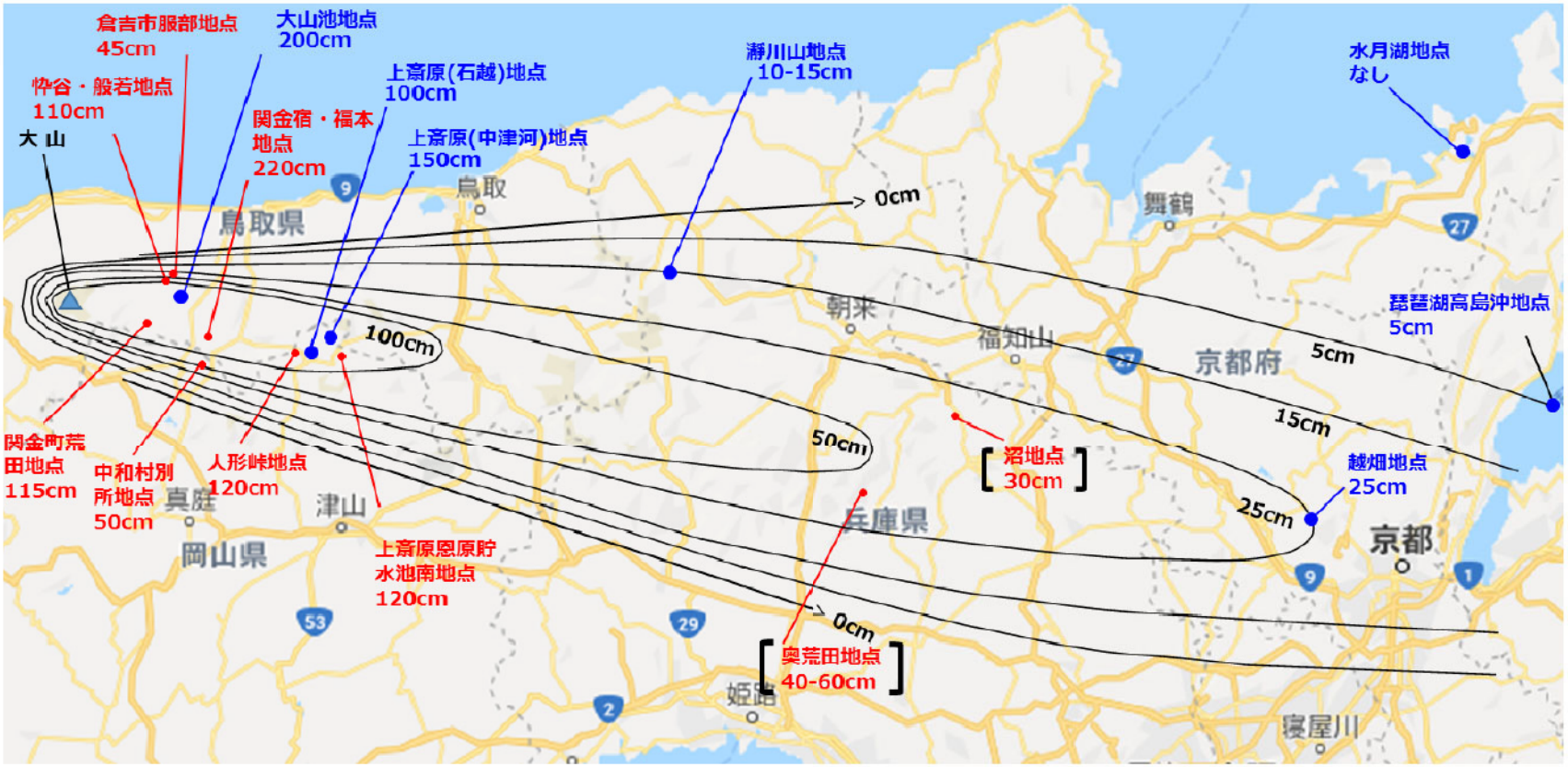
噴出物	噴出年代（万年）	噴出量（km³）	引用
鍔抜山	96.0	0.10	(3)
下蒜山	83.5	2.60	(3)
飯戸山	68.0	0.40	(3)
二股山溶岩	60.0	5.00	(3)
溝口凝灰角礫岩	40.0~60.0	50.00	(3)
中蒜山溶岩	51.0	1.10	(3)
上蒜山溶岩	49.0	2.80	(3)
ｃｐｍ	33.0	0.80	(51)
ｈｐｍ１	23.0	0.76	(51)
奥津軽石（ＤＯＰ）	19.0	4.29	(51)
樋谷軽石（ＨｄＰ）	17.0	1.87	(51)
ｈｐｍ２	15.0	0.30	(51)
別所軽石（ＤＢＰ）	15.0	0.23	(51)
蒜山原軽石（ＤＨＰ）	14.0	0.14	(51)
松江軽石（ＤＭＰ）	13.0	2.19	(51)
名和火砕流	9.5	1.00	(3)
荒田軽石１（ＤＡＰ１）	9.3	0.14	(51)
荒田軽石２（ＤＡＰ２）	8.3	0.26	(51)
生竹軽石（ＤＮＰ）	8.0	11.00	※3
関金軽石（ＤＳＰ）	6.8	0.33	(51)
倉吉軽石（ＤＫＰ）	5.5	20.74	(51)
鴨ヶ丘火山灰（ＫｍＡ）	5.0	0.04	(51)
下のホーキ（ｓｈ）（ＤＳｓ）	2.4	0.37	(51)
上のホーキ（Ｕｈ）（ＤＨｇ）	2.3	0.44	(51)
弥山軽石（ＭｓＰ）（ＤＭｓ）	2.1	0.54	(51)
弥山一三鈷峰	2.0	5.00	(3)

※1）須藤他(2007)[51]、第四紀カタログ編集委員会編(1999)[3]、津久井他(1985)[46]を参考に噴出年代及び噴出量を整理

※2）津久井他(1985)[46]によると、60万年前～40万年前にかけて溝口凝灰角礫岩等が噴出・堆積したとされていることから、階段ダイヤグラムではその期間の噴出物については点線で記載

※3）町田・新井(2011)[36]、岡田・谷本(1986)[57]及び原子力規制委員会(2018)[58]に示される降灰層厚の情報をもとに作成した等層厚線図（第7.5.4図）から算定。

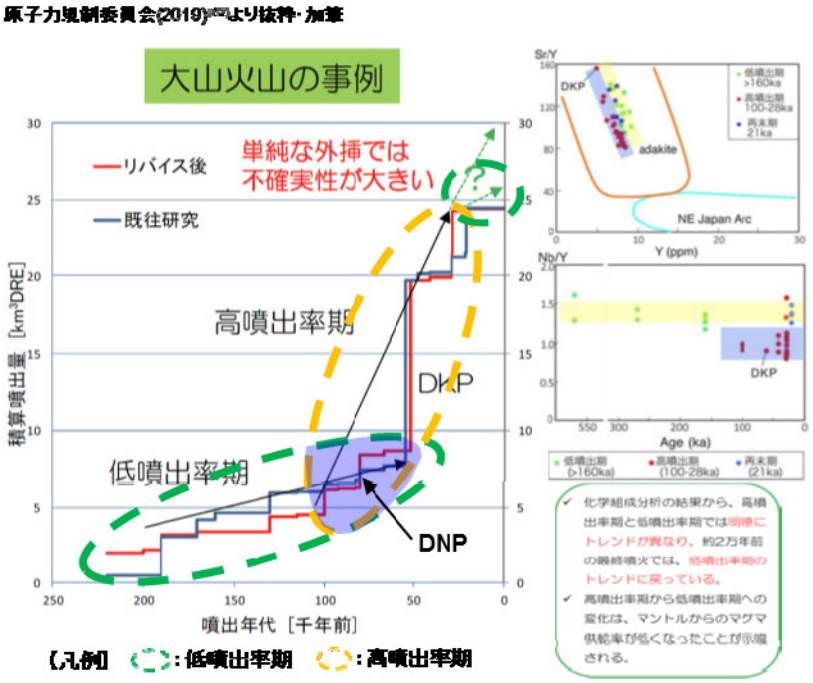
第 7.5.3 図　大山の噴火履歴※1



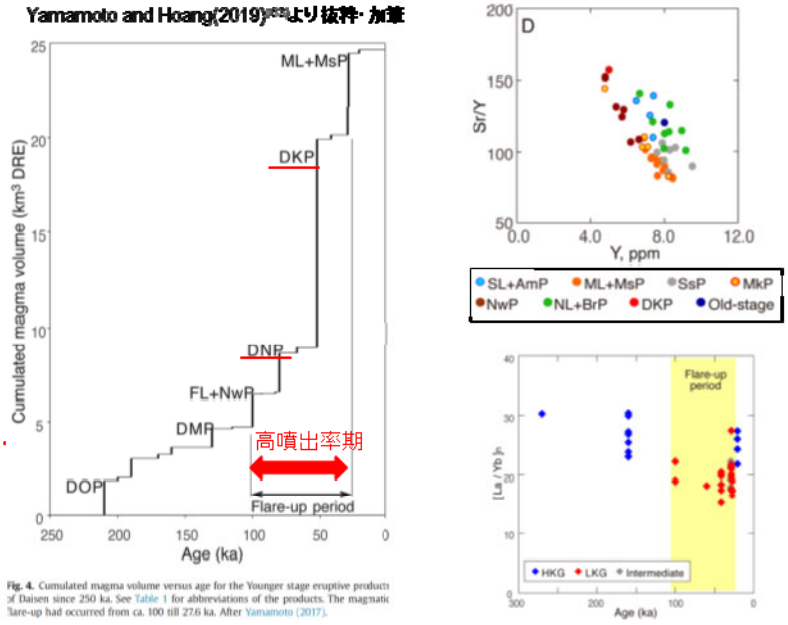
青文字は、原子力規制委員会(2018)[58] で示された地点を示す
赤文字は、岡田・谷本(1986) [57]に記載された地点を示す
[ ] は、参考扱いとした地点を示す

出典：地図データ©2018Google,ZENRINに加筆

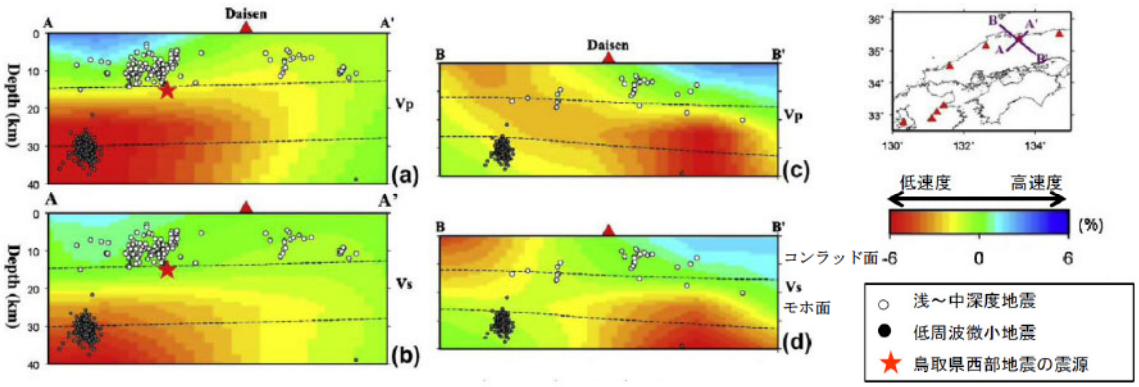
第 7.5.4 図　大山生竹軽石の等層厚線図



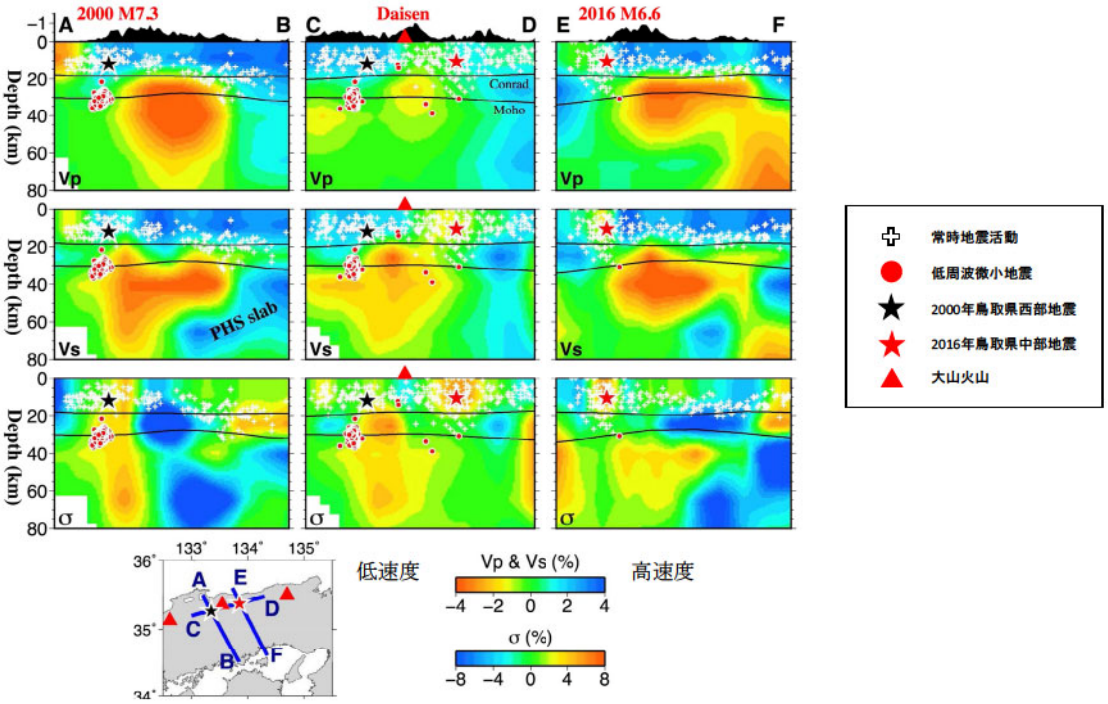
第 7.5.5 図(1)　原子力規制委員会(2019)[62]による大山の噴出率期の評価



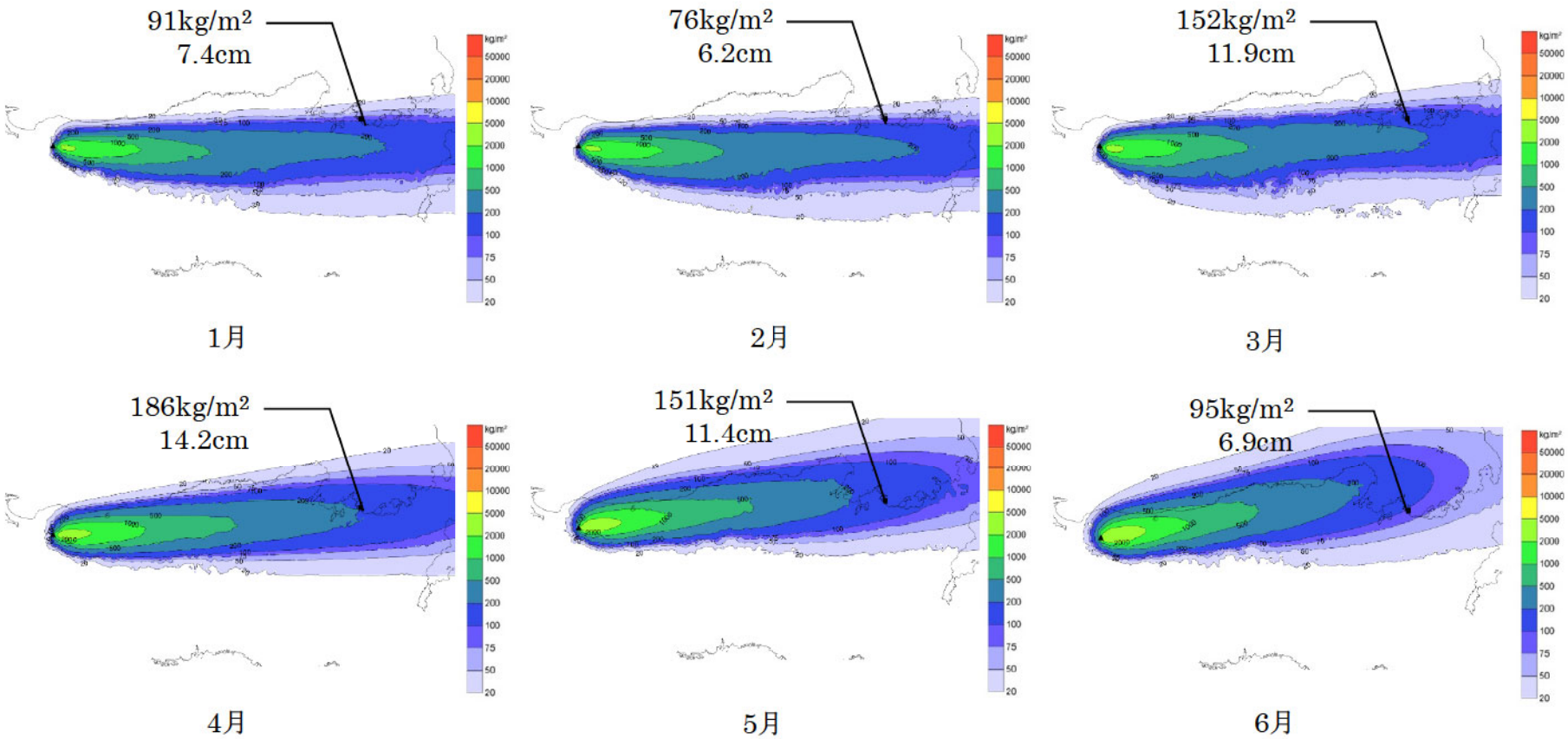
第 7.5.5 図(2)　Yamamoto and Hoang(2019)[63]による大山の噴出率期の評価



第 7.5.6 図(1)　大山の地下構造（Zhao et al.(2011)[64]に加筆）

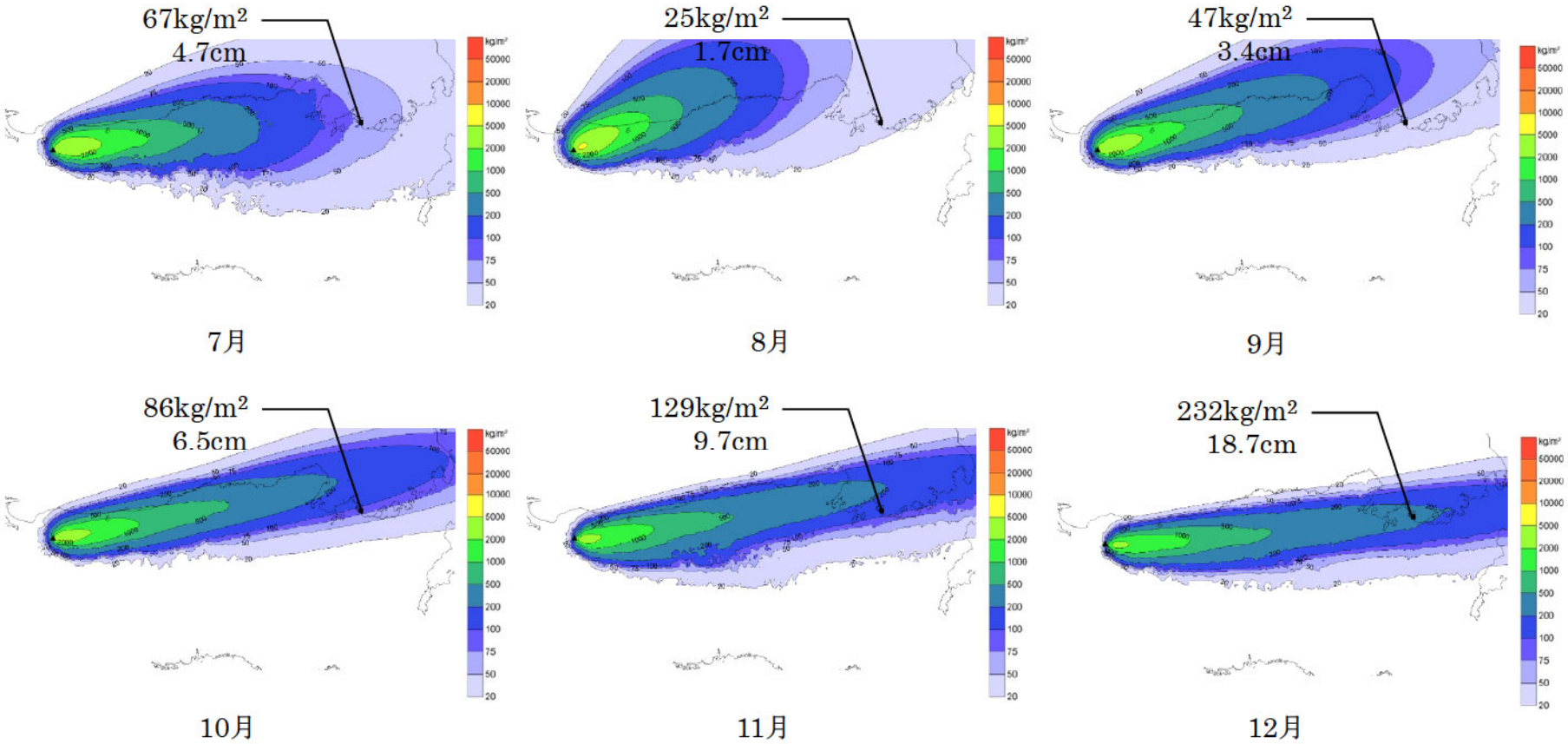


第 7.5.6 図(2)　大山の地下構造（Zhao et al.(2018)[66]に加筆）



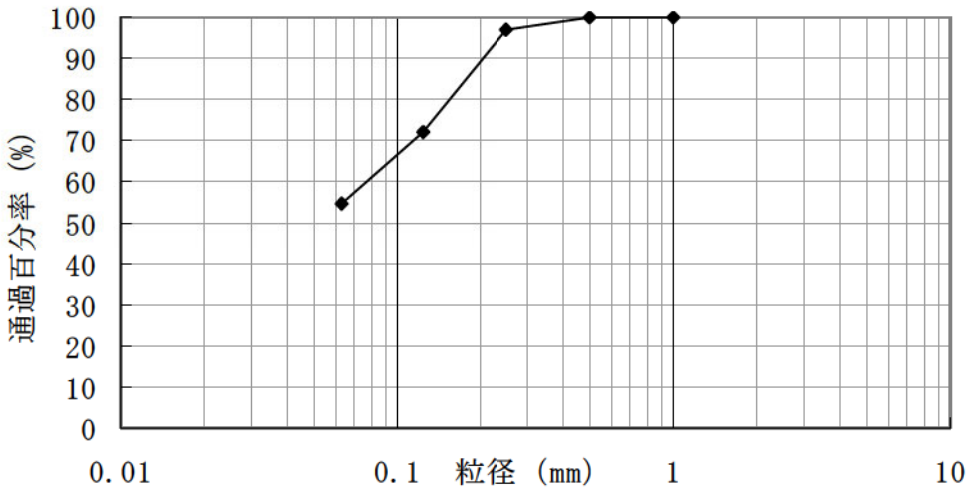
※アイソパックは降下火砕物堆積重量の分布図
上段：高浜発電所近傍での降下火砕物堆積重量
下段：高浜発電所近傍での降下火砕物堆積重量（堆積した粒径分布より等価密度を算出し、層厚を算出）

第 7.5.7 図(1)　大山の降下火砕物シミュレーション結果（基本ケース）



※アイソパックは降下火砕物堆積重量の分布図
上段：高浜発電所近傍での降下火砕物堆積重量
下段：高浜発電所近傍での降下火砕物堆積重量（堆積した粒径分布より等価密度を算出し、層厚を算出）

第 7.5.7 図(2)　大山の降下火砕物シミュレーション結果（基本ケース）



津波堆積物調査[39]で得られた姶良 Tn テフラ（中山湿地）を対象に実施

第 7.5.8 図　粒度試験結果

8. 竜巻

8.1 竜巻

竜巻影響評価は「原子力発電所の竜巻影響評価ガイド」（平成 25 年 6 月 19 日 原規技発第 13061911 号原子力規制委員会決定（改正　平成 26 年 9 月 17 日 原規技発第 1409172 号原子力規制委員会決定））（以下「ガイド」という。）に基づき実施する。

基準竜巻及び設計竜巻の設定は、竜巻検討地域の設定、基準竜巻の最大風速の設定及び設計竜巻の最大風速の設定の流れで実施する。

8.1.1 竜巻検討地域の設定

高浜発電所が立地する地域と、地形条件の類似性の観点及び気象条件の類似性の観点で検討を行い、竜巻検討地域を設定する。

(1) 地形条件の類似性

地形条件の類似性の観点では、独立行政法人原子力安全基盤機構が東京工芸大学に委託した研究の成果「竜巻による原子力施設への影響に関する調査研究」（以下「東京工芸大学委託成果」という。）[1]において、竜巻の発生地点と竜巻が集中する 19 個の地域が示されている。これを第 8.1.1 図に示す。高浜発電所が立地する地域は竜巻が集中する地域とは異なっている。

高浜発電所の立地する地域は、狭隘形状を呈する複雑な地形であるリアス式海岸域である。一般的に、竜巻の渦は地表面粗度の影響を受けやすく、竜巻は狭隘な形状を呈する地形では、竜巻の移動に伴って竜巻を取り巻く渦が地形により遮蔽された結果、漏斗雲及び雲内の渦度の保持が難しくなることが考えられるため、竜巻の襲来数が少なく、F3 規模の大きな竜巻が発生していないものと考えられる。

したがって、狭隘な海岸線地形を地域に関する類似条件として、狭隘形状である地形を有しかつ高浜発電所の周辺地域である福井県、京都府及び兵庫県の日本海側を高浜発電所が立地する地域の類似地域として選定する。

(2) 気象条件の類似性

気象条件の類似性の観点では、気象総観場毎の竜巻発生場所を整理し、高浜発電所と類似の地域を抽出する。気象総観場は、気象庁「竜巻等の突風データベース」の総観場を基に、東京工芸大学委託成果を参考に、台風、低気圧、寒冷前線、その他前線、寒気移流、暖気移流、局地性擾乱及びその他の 8 つに分類する。なお、寒冷前線には気圧の谷を、その他には高気圧を含めている。第 8.1.2 図～第 8.1.5 図に上記の総観場分類に基づいた F スケール別竜巻発生地点の分布を示す。

太平洋側では台風起因の大きな竜巻が多く発生しているのに対し、日本海側や北海道では全く発生していない。また、前線や低気圧起因の竜巻は日本全国で発生しているが、規模的には、太平洋側では F2 を超える（F2～F3、F3）竜巻が観測されているのに対し、日本海側では F2 が最大となっている。九州の日本海側では台風起因の竜巻が発生しており、この地域では、北海道の日本海側から本州の日本海側では多く発生している寒気移流起因の竜巻がほとんど発生していない。

竜巻発生の総観場の特徴を踏まえ、竜巻発生の気象条件を観点とした類似地域として、北海道から本州の日本海側及び北海道の襟裳岬以西を選定する。

(3) 竜巻検討地域

(1)地形条件の類似性、(2)気象条件の類似性と併せて考え、福井県、京都府及び兵庫県の日本海側が地形条件及び気象条件として類似する地域として選定できる。第 8.1.1 表に 1961 年～2012 年 6 月までの福井県、京都府及び兵庫県の竜巻の観測件数を示すが、当該地域は竜巻の発生数が少なく、竜巻規模も最大で F1 である。そのため、寒気移流・寒冷前線要因での竜巻発生が多い気象条件が類似している地域において、発生数が多く、大きな竜巻（F1～F2、F2 竜巻）が発生している地域を含めた北海道から本州の日本海側及び北海道の襟裳岬以西の海岸に沿った海側 5km と陸側 5km を竜巻検討地域に

設定する（面積 38,895km²）。第 8.1.6 図に竜巻検討地域を示す。

8.1.2 基準竜巻の最大風速の設定

基準竜巻の最大風速は、過去に発生した竜巻による最大風速（V_{B1}）及び竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速（V_{B2}）のうち、大きな風速を設定する。

(1) 過去に発生した竜巻による最大風速（V_{B1}）

過去に発生した竜巻による最大風速（V_{B1}）の設定に当たっては、現時点で竜巻検討地域で過去に発生した竜巻の最大風速を十分な信頼性のあるデータ等に基づいて評価できるだけの知見を有していないことから、日本で過去に発生した竜巻の観測データを用いて設定する。なお、今後も地域特性に関する検討、新たな知見の収集やデータの拡充などに取組み、より信頼性のある評価が可能なように努力する。

日本で過去（1961 年から 2012 年 6 月）に発生した最大の竜巻は、F3 スケールである。F3 スケールにおける風速は、70m/s～92m/s であることから、過去に発生した最大の竜巻の最大風速 V_{B1} を 92m/s とする。第 8.1.2 表に日本における F3 スケールの竜巻発生リストを示す。

(2) 竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速（V_{B2}）

竜巻最大風速のハザード曲線は、ガイドに従い、既往の算定方法に基づき、具体的には、東京工芸大学委託成果を参照して算定する。本評価は、竜巻データの分析、竜巻風速、被害幅及び被害長さの確率密度分布及び相関係数の算定並びにハザード曲線の算定によって構成される。

竜巻最大風速のハザード曲線の算定は、竜巻検討地域（海岸線から陸側及び海側それぞれ 5km 全域の範囲）での評価及び竜巻検討地域を海岸線に沿って 1km 範囲ごとに細分化した評価の２通りで算定し、そのうち大きな風速を設定する。

a. 海岸線から陸側及び海側それぞれ 5km 全域の評価

本評価では、竜巻検討地域外で発生して竜巻検討地域内に移動し

た陸上発生竜巻も発生数にカウントする。被害幅及び被害長さは、それぞれ被害全幅及び被害全長を用いる。

b. 竜巻の発生頻度の分析

気象庁の「竜巻等の突風データベース」をもとに、1961 年から 2012 年 6 月までの 51.5 年間の統計量を F スケール別に算出する。第 8.1.7 図に気象庁の「竜巻等の突風データベース」による 1961 年～2012 年までの竜巻年別発生確認数を示す。なお、観測体制の変遷による観測データ品質のばらつきを踏まえ、以下の(a)～(c)の基本的な考え方に基づいて整理を行う。

(a) 被害が小さくて見過ごされやすい F0 及び F スケール不明竜巻に対しては、観測体制が強化された 2007 年以降の年間発生数や標準偏差を用いる。

(b) 被害が比較的軽微な F1 竜巻に対しては、観測体制が整備された 1991 年以降の年間発生数や標準偏差を用いる。

(c) 被害が比較的大きく見逃されることがないと考えられる F2 竜巻は、観測データが整備された 1961 年以降の全期間の年間発生数や標準偏差を用いる。

また、F スケール不明竜巻については、以下の取扱いを行う。

陸上で発生した竜巻（以下「陸上竜巻」という。）については、被害があって初めてその F スケールが推定されるため、陸上での F スケール不明竜巻は、被害が少ない F0 竜巻と見なす。

海上で発生した竜巻（以下「海上竜巻」という。）については、その竜巻のスケールを推定することは困難であることから、「海岸線から海上 5km の範囲における海上竜巻の発生特性が、海岸線から内陸 5km の範囲における陸上竜巻の発生特性と同様である。」という仮定に基づいて各 F スケールに分類する。

上記の考え方に基づく各年代別の竜巻発生数の分析結果を第 8.1.3 表に示す。

また、同表の分析結果に基づいて整理した竜巻最大風速のハザード曲線の算出に使用する竜巻の発生数を第 8.1.4 表に示す。

なお、分析結果は F スケール不明の海上竜巻の取扱いにより、観測実績に対して保守性を高めた評価としている。

c. 年発生数の確率密度分布の設定

ガイドにて、V_{B2} 算定の参考になるとされている東京工芸大学委託成果によれば、Wen and Chu[(2)]が、竜巻に遭遇しかつ竜巻風速がある値以上となる確率モデルの推定法を提案し、竜巻の発生がポアソン過程に従うと仮定した場合、竜巻の年発生数の確率分布はポアソン分布もしくはポリヤ分布に従うとしている。

ポアソン分布は、生起確率が正確に分からないが稀な現象の場合に有用な分布である。一方、ポリヤ分布は、発生状況が必ずしも独立でない稀現象（ある現象が生ずるのは稀であるが、一旦ある現象が発生するとその周囲にもその現象が生じやすくなる性質）の場合に有用な分布である（例えば伝染病の発生件数）。台風や前線により竜巻が発生した場合、同時多発的に複数の竜巻が発生する状況が考えられるため、ポリヤ分布の方が実現象をより反映できると考えられる。

なお、国内を対象とした竜巻の年発生数の分布の適合性に関する検討結果は、東京工芸大学委託成果に示されており、陸上竜巻及び海上竜巻の両方の発生数について、ポリヤ分布の適合性がポアソン分布に比べて優れているとしている。

今回、竜巻検討地域で発生した竜巻を対象に、発生数に関するポアソン分布及びポリヤ分布の適合性を検討した結果を第 8.1.8 図に示す。同図より竜巻検討地域においても、ポリヤ分布の適合性がポアソン分布に比べて優れている。

以上より、ハザード曲線の評価に当たって使用する竜巻の年発生数の確率密度分布は、ポリヤ分布を採用する。

d. 竜巻風速、被害幅及び被害長さの確率分布並びに相関係数

竜巻検討地域における 51.5 年間の竜巻の発生数、被害幅及び被害長さを基に、確率密度分布については、ガイド及びガイドが参考としている東京工芸大学委託成果を参照し、対数正規分布に従うも

のとする。第 8.1.9 図～第 8.1.11 図にそれぞれ風速、被害幅、被害長さの確率密度分布と超過確率を示す。

なお、擬似的な竜巻の作成に伴う被害幅又は被害長さの情報がない竜巻には、被害幅又は被害長さを有する竜巻の観測値を与えている。その際は、被害幅又は被害長さが大きいほうから優先的に用いることで、被害幅又は被害長さの平均値が大きくなるように工夫しているとともに、被害幅又は被害長さ 0 のデータについては計算に用いておらず、保守的な評価を行っている。

このように、前述の F スケール不明の竜巻の取扱い等も含め、データについては保守的な評価となる取扱いを行っている。また、1961 年以降の観測データのみを用いて、竜巻風速、被害幅及び被害長さについて相関係数を求める。その結果を第 8.1.5 表に示す。

e. 竜巻影響エリアの設定

竜巻影響エリアは、高浜発電所 1 号炉と 2 号炉はツインプラントであり建屋及び設備が隣接しているため、1 号炉と 2 号炉の合計値として評価することとする。保守的に竜巻防護施設を包絡する円形エリアを竜巻影響エリアの面積及び評価対象施設を包絡する円形エリア（直径 350m、面積 96,212m^2）として設定する。第 8.1.6 表に評価対象施設の面積を、第 8.1.12 図に評価対象施設を包絡する竜巻影響エリアを示す。

なお、竜巻影響エリアを円形とするため、竜巻の移動方向には依存性は生じない。

f. ハザード曲線の設定

東京工芸大学委託成果によれば、Wen and Chu が竜巻に遭遇し、かつ竜巻風速がある値以上となる確率モデルの推定法を提案している。竜巻の発生がポアソン過程に従うと仮定した場合、竜巻の年発生数の確率分布は、(a)式に示すポリヤ分布の適合性が良いとされている。本ハザード曲線の算定においても、東京工芸大学委託成果にならって適合性の良いポリヤ分布により設定する。

$$P_T(N) = \frac{(\nu T)^N}{N!}(1+\beta\nu T)^{-(N+1/\beta)}\prod_{k=1}^{N-1}(1+\beta k) \qquad \text{(a)}$$

ここで、Nは竜巻の年発生数、v は竜巻の年平均発生数、Tは年数である。β は分布パラメータであり、式(b)で示される。

$$\beta = \left(\frac{\sigma^2}{\nu} - 1\right) \times \frac{1}{\nu} \qquad \text{(b)}$$

ここで、σは竜巻の年発生数の標準偏差である。

D を対象とする構造物が風速 V_0 以上の竜巻風速に遭遇する事象と定義し、竜巻影響評価の対象構造物が 1 つの竜巻に遭遇し、その竜巻の風速が V_0 以上となる確率を $R(V_0)$とした時、T 年以内にいずれかの竜巻に遭遇し、かつ竜巻風速が V_0 以上となる確率は、以下の式(c)となる。

$$P_{V_0,T}(D) = 1 - \left[1 + \beta\nu R(V_0)T\right]^{-1/\beta} \qquad \text{(c)}$$

この $R(V_0)$は、竜巻影響評価の対象地域の面積を A_0（つまり竜巻検討地域の面積=38,895km²）、1 つの竜巻に遭遇し、竜巻風速が V_0 以上となる面積を $DA(V_0)$とすると、式(d)で示される。

$$R(V_0) = \frac{E\left[DA(V_0)\right]}{A_0} \qquad \text{(d)}$$

ここで、$E[DA(V_0)]$は $DA(V_0)$の期待値を意味する。

本評価では、以下のようにして、$DA(V_0)$の期待値を算出し、式(d)により、$R(V_0)$を推定して、式(c)により、$P_{V_0,T}(D)$を求める。風速を V、被害幅を w、被害長さを l、移動方向をα及び構造物の寸法をA，Bとし、f(V,w,l)等の同時確率密度関数を用いると、$DA(V_0)$の期待値は式(e)で示される（Garson et al.[3]）。

$$
\begin{aligned}
E[DA(V_0)] &= \int_0^\infty\int_0^\infty\int_{V_0}^\infty W(V_0)\, l\, f(V,w,l)\, dV\, dw\, dl \\
&+ \int_0^{2\pi}\int_0^\infty\int_{V_0}^\infty H(\alpha)\, l\ \ f(V,l,\alpha)\, dV dl\, d\alpha \\
&+ \int_0^{2\pi}\int_0^\infty\int_{V_0}^\infty W(V_0) G(\alpha)\, f(V,w,\alpha)\, dV dw\, d\alpha \\
&+ AB\int_{V_0}^\infty f(V) dV
\end{aligned}
\tag{e}
$$

ここで、式(e)の右辺第 1 項は、竜巻の被害幅と被害長さの積、つまり被害面積を表しており、いわゆる点構造物に対する被害、第 2 項及び第 3 項は、被害長さ・被害幅と構造物寸法の積、つまり構造物の被害面積を表す。第 4 項は構造物面積 AB に依存する項を示す。

また、H(α) 及び G(α)はそれぞれ、竜巻の被害長さ及び被害幅方向に沿った面に竜巻影響評価対象構造物を投影した時の長さである。e 項にて竜巻影響エリアを円形で設定しているため、H、G ともに竜巻影響エリアの直径 350m で一定（竜巻の移動方向に依存しない）となる。S は第 8.1.12 図に示す竜巻影響エリアの面積（直径 350m の円の面積：96,212m²）を表す。円の直径を L とした場合の計算式は式(f)で示される。

$$
\begin{aligned}
E[DA(V_0)] &= \int_0^\infty\int_0^\infty\int_{V_0}^\infty W(V_0)\, l\, f(V,w,l)\, dV\, dw\, dl \\
&+ L\int_0^\infty\int_{V_0}^\infty l f(V,l) dV dl + L\int_0^\infty\int_{V_0}^\infty W(V_0) f(V,w) dV dw + S\int_{V_0}^\infty f(V) dV
\end{aligned}
\tag{f}
$$

また、$W(V_0)$は、竜巻の被害幅のうち風速が V_0 を超える部分の幅であり、式(g)で示される。この式により、被害幅内の風速分布に応じて被害様相に分布があることが考慮されている（Garson et al.[3]、Garson et al.[4]）。

$$
W(V_0) = \left(\frac{V_{\min}}{V_0}\right)^{1/1.6} w \tag{g}
$$

ここで、係数の 1.6 について、既往の研究では例えば 0.5 や 1.0 などの値も提案されている。ガイドにて参照している Garson et al.[4]では、観測値が不十分であるため 1.6 を用いることが推奨されており、本検討でも 1.6 を用いる。また、高浜発電所の竜巻影響評価では、ランキン渦モデルによる竜巻風速分布に基づいて設計竜巻の特性値等を設定している。ランキン渦モデルは高さ方向によって風速及び気圧が変化しないため、地表から上空まで式(g)を適用できる。なお、式(g)において係数を 1.0 とした場合がランキン渦モデルに該当する。

また、V_{min}は、Gale intensity Velocity と呼ばれ、被害が発生し始める風速に位置づけられる。米国気象局 NWS（National Weather Service）では、34～47 ノット（17.5～24.2m/s）とされている。なお、日本の気象庁が使用している風力階級では、風力 8 が疾強風（gale：17.2～20.7m/s)、風力 9 は大強風（strong gale：20.8～24.4m/s）と分類されており，風力 9 では「屋根瓦が飛ぶ。人家に被害が出始める。」とされている。

以上を参考に、V_{min}=25m/s とする。なお、この値は F0（17～32m/s）のほぼ中央値に相当する。

海岸線から陸側及び海側それぞれ 5km 全域を対象に算定したハザード曲線より、年超過確率 10^{-5} における竜巻風速 V_{B2} を求めると、58m/s となる。第 8.1.13 図に海岸線から陸側及び海側それぞれ 5km 全域における竜巻最大風速のハザード曲線を示す。

g. 1km 範囲ごとに細分化した評価

1km 範囲ごとの評価は、1km 幅は変えずに順次ずらして移動するケース（短冊ケース）を設定して評価する。評価の条件として、竜巻検討地域外で発生して竜巻検討地域内に移動した竜巻である通過竜巻も発生数としてカウントしている。被害幅及び被害長さは、それぞれ 1km 範囲内の被害幅及び被害長さを用いている。上記評価条件に基づいて、海岸線から陸側及び海側それぞれ 5km 全域の評価と同様の方法で算定したハザード曲線より、年超過確率 10^{-5}

における竜巻風速 V_{B2} を求めると、海側 0～1km を対象とした場合の 70m/s が最大となる。第 8.1.14 図に 1km 範囲ごとに細分化した評価における竜巻最大風速のハザード曲線を示す。

h. 竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速（V_{B2}）

海側及び陸側それぞれ 5km 全域の評価と、1km 範囲ごとの評価を比較して、竜巻最大風速のハザード曲線により設定する最大風速 V_{B2} は、ガイドを参考に年超過確率 10^{-5} に相当する風速とし、70m/s とする。第 8.1.15 図に海岸線から陸側及び海側それぞれ 5km 全域における竜巻最大風速のハザード曲線と 1km 範囲ごとに細分化した評価における竜巻最大風速のハザード曲線のうち、最も風速が大きくなる海側 0-1km のハザード曲線を示す。

(3) 基準竜巻の最大風速

過去に発生した竜巻による最大風速 V_{B1}=92m/s 及び竜巻最大風速のハザード曲線による最大風速 V_{B2}=70m/s より、高浜発電所における基準竜巻の最大風速 V_B は 92m/s とする。

8.1.3 設計竜巻の最大風速の設定

発電所が立地する地域の特性として、周辺の地形や竜巻の移動方向を考慮して、基準竜巻の最大風速の割り増しを検討し、設計竜巻の最大風速を設定する。

(1) 高浜発電所周辺の地形

高浜発電所の立地する地形は、二方を山に囲まれ北西及び北東が開かれた狭隘な地形である。

竜巻の渦は地表面粗度の影響を受けやすい。力学的な知見からは、風洞を用いた竜巻状流れ場の可視化実験（松井・田村[5]）等において、旋回流のパラメータの一つであるスワール比（上昇流の運動量に対する角運動量の比）に応じて、地表面粗度が旋回流速度の低下に影響を与えることが分かっている。

最近の知見として、ラージ・エディー・シミュレーション（以下「LES」という。）による非定常乱流解析（Lewellen. D. C., and

Lewellen. W. S.[6]）で得られたスワール比に依存した竜巻の渦構造に関する知見が妥当であることが実際の竜巻近くで行った観測結果から示唆されている（Karstens et al.[7]）。LES を用いた非定常乱流場の数値解析結果では、スワール比が下がるのと同様の効果として、地表面粗度が旋回流の接線風速を弱める効果を有することが示唆されている（Natarajan and Hangan[8]）。

したがって、地表面粗度が大きい陸上部・山岳部を通過する際、竜巻旋回流の強さは粗度の影響を受けて減衰するため、高浜発電所の立地する地形では、竜巻が発生したとしても竜巻が増幅することを考慮する必要はないと考えられる。

一方、斜面における竜巻の増幅については、下り斜面で増幅するという知見と、上り斜面で増幅するという知見の両方が存在しており、現時点で、地形効果による竜巻増幅を十分に評価できるだけの信頼性を有する知見は存在しない。高浜発電所の場合、敷地の南西側に山が存在することから、敷地南西側の山から発電所に進入する場合には、Forbes[9]や Lewellen[10]が増幅するとしている下り斜面に該当する。

そこで、敷地南西側の山から竜巻が発電所に進入することについては、地表面粗度が大きい山間部を越えてくることは考えにくいものの、下り斜面で増幅する可能性があることから、竜巻の移動方向について分析を行う。

(2) 高浜発電所周辺で過去に発生した竜巻の移動方向

高浜発電所の近傍エリアとして、鳥取県から石川県での竜巻の移動方向を調査した結果を第 8.1.16 図と第 8.1.17 図に示す。

35 個の発生竜巻の内、竜巻の移動方向が海上から陸側へ向かう方向（北方向以外）が 32 個で 91%を占めている。以上より、高浜発電所付近の竜巻は、海上から陸側へ向かう方向が卓越している。

竜巻の移動方向の分析結果から、高浜発電所への竜巻の進入ルートは、地形が平坦な海側からとなる可能性が高い。

(3) 設計竜巻の最大風速

高浜発電所では、海上で発生した竜巻が発電所敷地に進入する可能

性が高く、知見にある下り斜面における増幅については、海上で発生した竜巻は上り勾配と下り勾配で相殺されるため、地形効果による竜巻の増幅を考慮する必要はないと考えられる。

したがって、基準竜巻の最大風速に対する割り増しは行わず、設計竜巻の最大風速 V_D は 92m/s とする。

なお、今後も継続的に新たな知見等の収集に取組み、必要な事項については適切に反映を行う。

8.2 参考文献

(1) 東京工芸大学（2011）：平成 21～22 年度原子力安全基盤調査研究（平成 22 年度）竜巻による原子力施設への影響に関する調査研究、独立行政法人原子力安全基盤機構委託研究報告書

(2) Wen. Y. K and Chu. S. L.(1973)：Tornado Risks and Design Wind Speed.Journal of the Structural Division, ASCE, Vol.99, No.ST12,pp.2409-2421.

(3) Garson. R. C., Morla-Catalan J. and Cornell C.A.(1975)：Tornado DesignWinds Based on Risk. Journal of the Structural Division, ASCE, Vol.101,No.ST9, pp.1883-1897.

(4) Garson. R. C., Morla-Catalan J. and Cornell C.A.(1975)：Tornado Risk Evaluation using Wind Speed Profiles. Journal of the Structural Division, ASCE, Vol.101, No.ST5, pp.1167-1171.

(5) 松井正宏、田村幸雄（2005）：竜巻状流れ場の可視化実験および流速計測によるスワール比，粗度の影響、東京工芸大学工学部紀要、28、pp.113-119.

(6) Lewellen. D. C., and Lewellen. W. S.(2007): Near-surface intensification of tornado vortices. J. Atmos. Sci., 64, 2176-2194.

(7) Karstens. C. D., Samaras. T. M., Lee. B. D., Gallus Jr. W. A., and Finley. C. A.(2010): Near-ground pressure and wind measurements in tornadoes. Mon. Wea. Rev., 138, 2570-2588.

(8) Natarajan. D., and Hangan. H.(2012)：Large eddy simulations of translation and surface roughness effects on tornado-like vortices, journal of wind engineering and industrial aerodynamics, 104-106, pp.577-584.

(9) Forbes. G. S. (1998)：Topographic Influences on Tornadoes in Pennsylvania，19th Conference on Severe Local Storms, American Meteorological Society, Minneapolis, MN, pp.269-272.

(10) Lewellen. D. C. (2012)：Effects of Topography on Tornado Dynamics: A Simulation Study, 26th Conference on Severe Local

Storms, American Meteorological Society, Nashville, TN, 4B.1.

第 8.1.1 表　福井県、京都府及び兵庫県の竜巻の観測件数

（1961年～2012年6月）

	F0	F1	F2	不明
福井県	1	2	0	10
京都府	1	0	0	4
兵庫県	0	0	0	5

第 8.1.2 表　F3 の竜巻発生リスト（1961 年～2012 年 6 月）

発生日時	発生場所緯度	発生場所経度	発生場所
1971 年 07 月 07 日 07 時 50 分	35 度 52 分 45 秒	139 度 40 分 13 秒	埼玉県 浦和市
1990 年 12 月 11 日 19 時 13 分	35 度 25 分 27 秒	140 度 17 分 19 秒	千葉県 茂原市
1999 年 09 月 24 日 11 時 07 分	34 度 42 分 4 秒	137 度 23 分 5 秒	愛知県 豊橋市
2006 年 11 月 07 日 13 時 23 分	43 度 58 分 39 秒	143 度 42 分 12 秒	北海道網走支庁 佐呂間町
2012 年 05 月 06 日 12 時 35 分	36 度 6 分 38 秒	139 度 56 分 44 秒	茨城県 常総市

第 8.1.3 表　竜巻発生数の分析結果

竜巻検討地域（沿岸±5km）	発生数の統計	小計	竜巻スケール				不　明		総数
			F0	F1	F2	F3	陸上	海上	含む不明
1961～2012/6（51.5 年間）	期間内総数	90	30	47	13	0	3	113	206
	平均値（年）	1.748	0.583	0.913	0.252	0	0.058	2.194	4.000
	標準偏差（年）	2.526	2.003	1.020	0.522	0	0.309	5.862	7.687
1991～2012/6（21.5 年間）	期間内総数	60	30	27	3	0	3	112	175
	平均値（年）	2.791	1.395	1.256	0.140	0	0.140	5.209	8.140
	標準偏差（年）	3.467	2.956	1.124	0.356	0	0.473	8.294	10.683
2007～2012/6（5.5 年間）	期間内総数	32	26	6	0	0	0	93	125
	平均値（年）	5.818	4.727	1.091	0.000	0	0	16.909	22.727
	標準偏差（年）	6.087	4.814	1.337	0.000	0	0	10.661	14.700
疑似 51.5 年間（陸上竜巻）	期間内総数	322	244	65	13	0	0	871	1193
	平均値（年）	6.236	4.727	1.256	0.252	0	0	16.909	23.145
	標準偏差（年）	4.970	4.814	1.124	0.522	0	0	10.661	11.762
疑似 51.5 年間（全竜巻）	期間内総数	1195	905	241	49	0	0	0	1195
	平均値（年）	23.102	17.514	4.653	0.935	0	0	0	23.102
	標準偏差（年）	9.567	9.265	2.163	1.004	0	0	0	9.567

注 1：切り上げの関係で総計数が一致していない箇所がある。

注 2：色塗り部分については、竜巻発生頻度の分析に用いるデータを示している。

第 8.1.4 表　分析結果に基づいて整理した竜巻の発生数

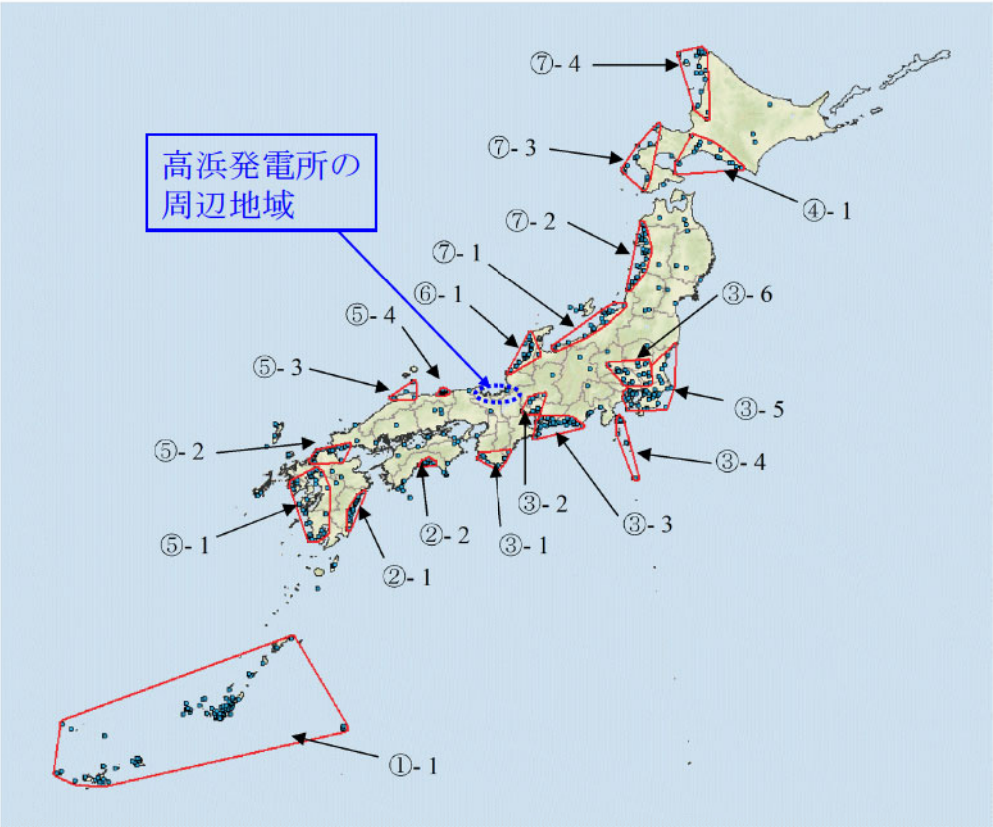
	統計	F0	F1	F2	F3	F 不明	小計
擬似 51.5 年間（全竜巻）	期間内総数	905	241	49	0	0	1195
	平均値（年）	17.573	4.680	0.951	0	0	23.204
	標準偏差（年）	9.265	2.163	1.004	0	0	9.567

第 8.1.5 表　竜巻風速、被害幅及び被害長さの相関係数

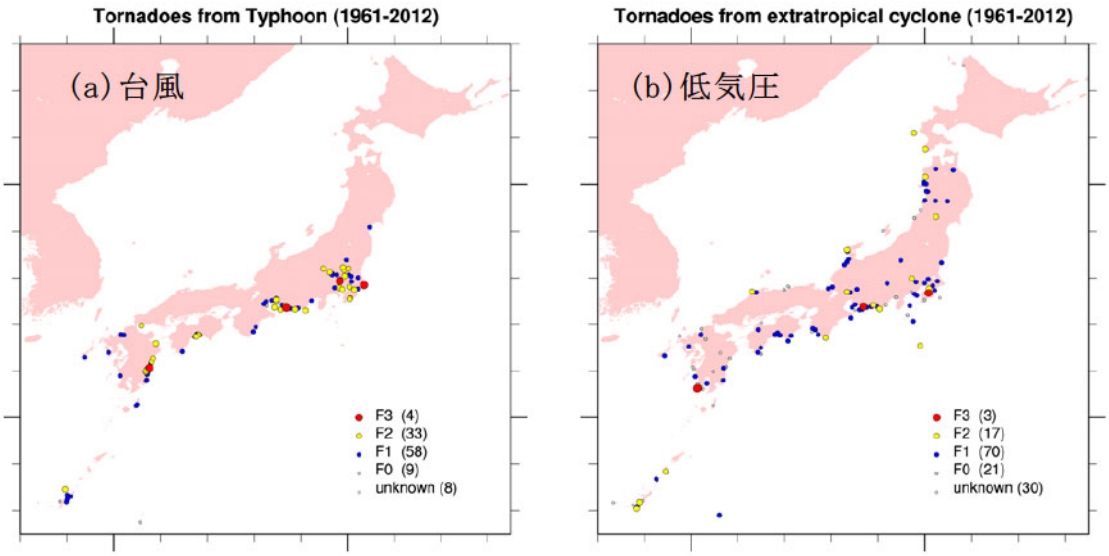
相関係数(対数)	風速(m/s)	被害幅(m)	被害長さ(m)
風速(m/s)	1.000	0	0.301
被害幅(m)	－	1.000	0.458
被害長さ(m)	－	－	1.000

第 8.1.6 表　評価対象施設の面積

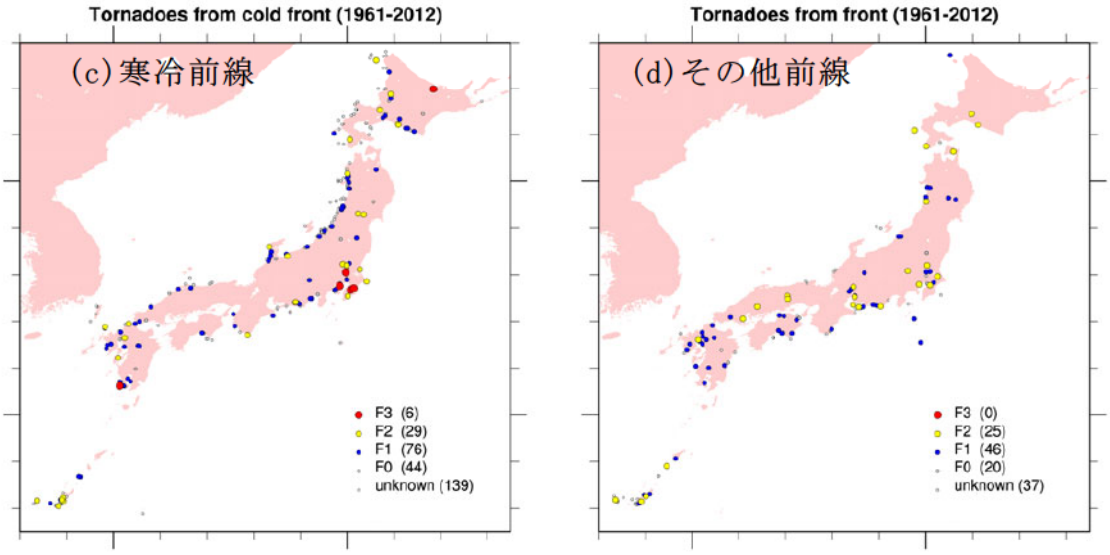
<table>
<tr><th>区分</th><th>施設名</th><th>1 号
(m²)</th><th>2 号
(m²)</th><th>小計
(m²)</th></tr>
<tr><td rowspan="7">建屋</td><td>外部しゃへい建屋</td><td>1,542</td><td>1,542</td><td>3,084</td></tr>
<tr><td>補助建屋</td><td colspan="2" rowspan="5">9,699</td><td rowspan="5">9,699</td></tr>
<tr><td>燃料取扱建屋</td></tr>
<tr><td>中間建屋</td></tr>
<tr><td>ディーゼル建屋</td></tr>
<tr><td>制御建屋</td></tr>
<tr><td>タービン建屋</td><td>4,385</td><td>4,034</td><td>8,419</td></tr>
<tr><td rowspan="4">設備</td><td>海水ポンプ</td><td>311</td><td>224</td><td>535</td></tr>
<tr><td>循環水ポンプ</td><td>42</td><td>42</td><td>84</td></tr>
<tr><td>復水タンク</td><td>96</td><td>96</td><td>192</td></tr>
<tr><td>2 次系純水タンク</td><td colspan="2">386</td><td>386</td></tr>
<tr><td colspan="4">合計</td><td>22,399</td></tr>
</table>



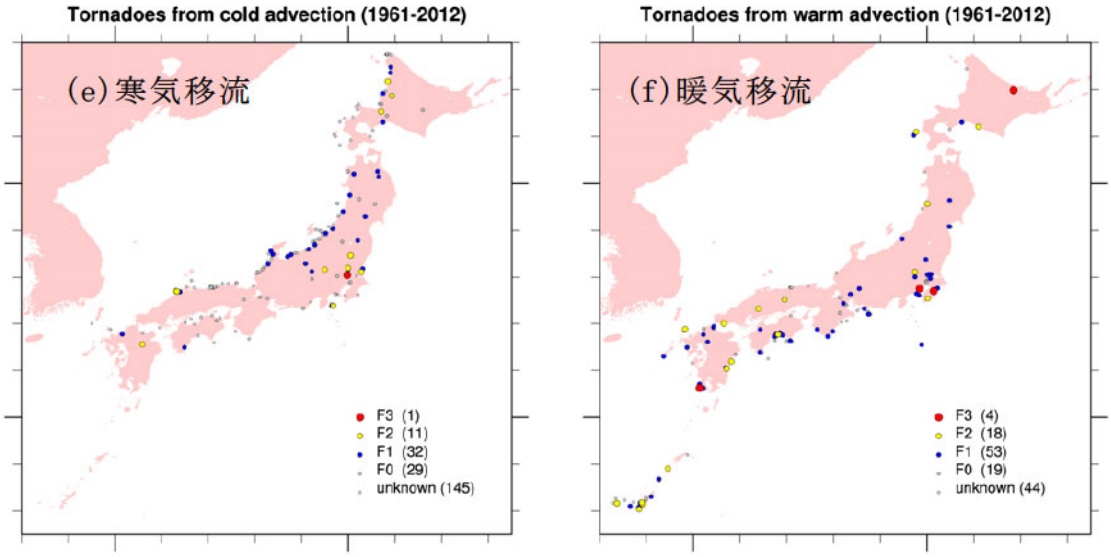
第 8.1.1 図　竜巻の発生地点と竜巻が集中する 19 個の地域



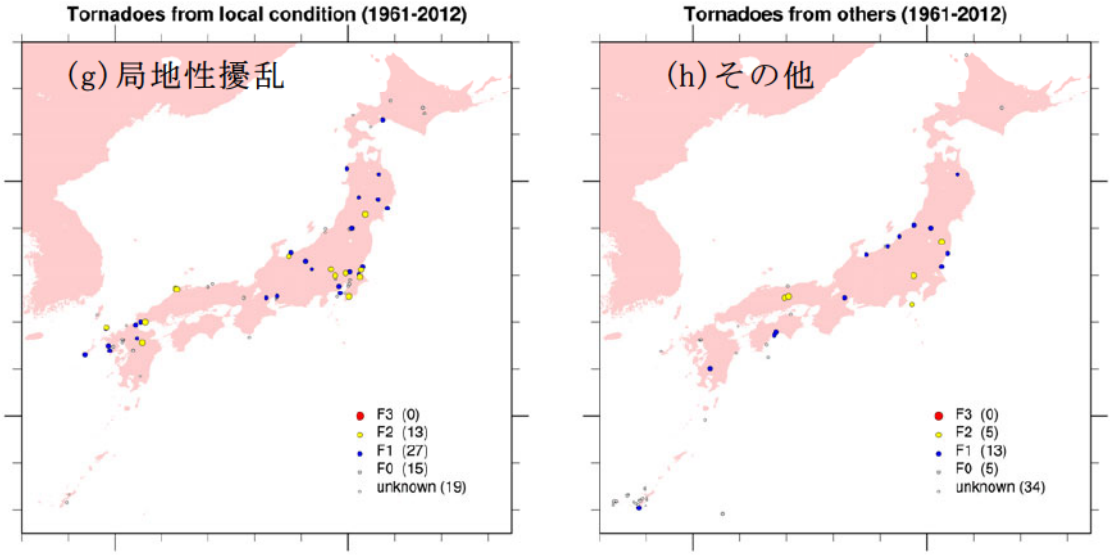
第 8.1.2 図　総観場による F スケール別竜巻発生地点の分布
（台風及び低気圧）



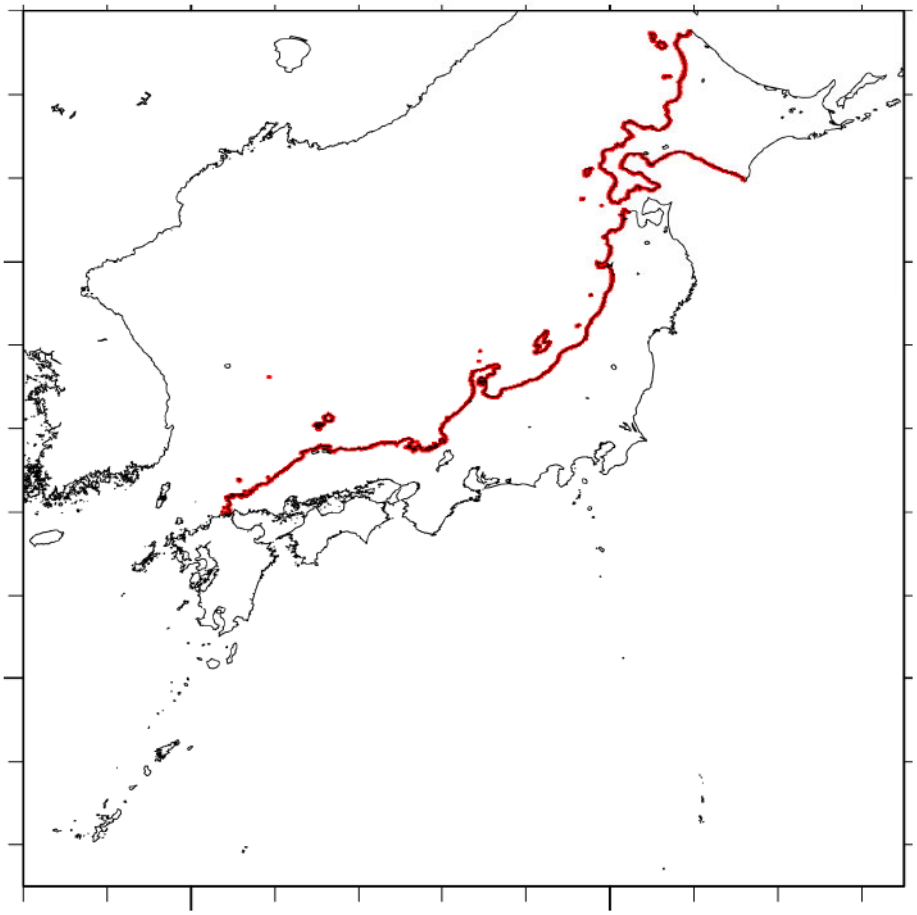
第 8.1.3 図　総観場による F スケール別竜巻発生地点の分布
（寒冷前線及びその他前線）



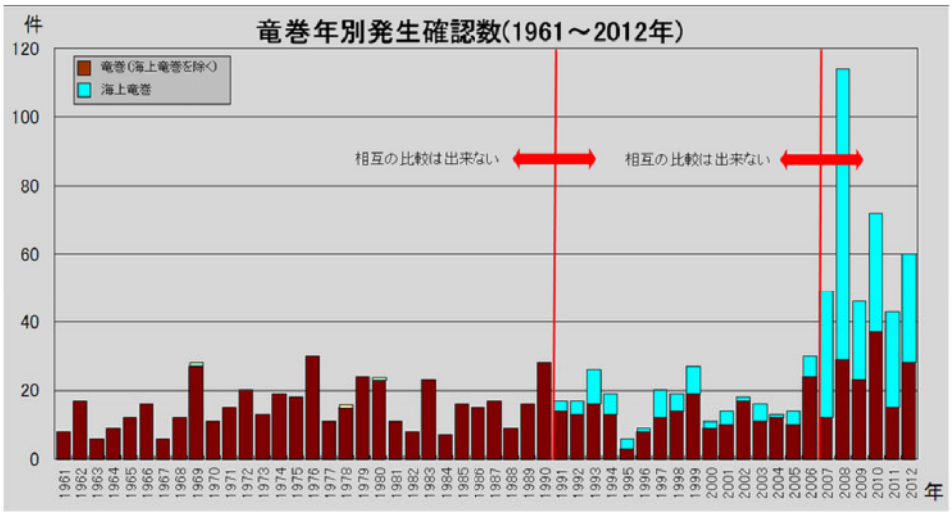
第 8.1.4 図　総観場による F スケール別竜巻発生地点の分布
（寒気移流及び暖気移流）



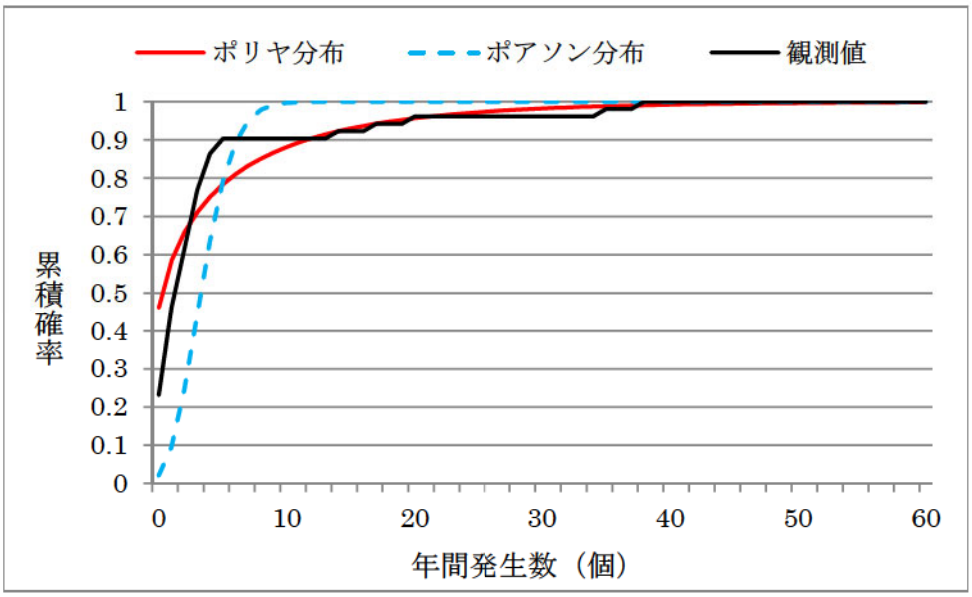
第 8.1.5 図　総観場による F スケール別竜巻発生地点の分布
（局地性擾乱及びその他）



第 8.1.6 図　竜巻検討地域



第 8.1.7 図　竜巻年別発生確認数（1961 年～2012 年）



第 8.1.8 図　竜巻検討地域における竜巻の年発生数の累積頻度