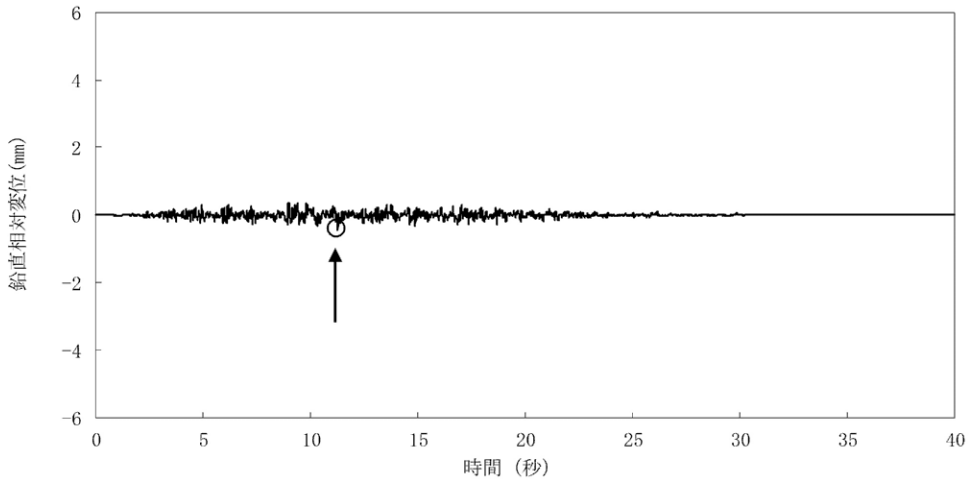
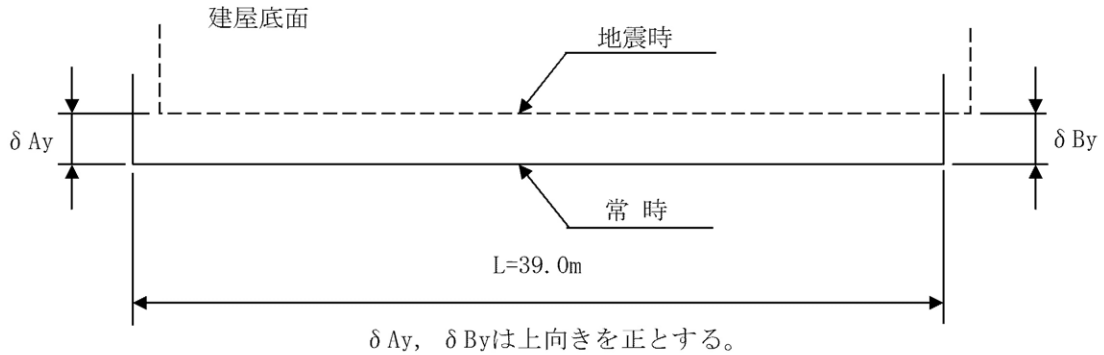
第 7.6.5.2 表（18） [redacted] 基礎底面両端の鉛直方向の相対変位・傾斜

（Ｙ$_{Ｇ２}$－Ｙ$_{Ｇ２}$’断面、Ｓｓ-3）

相対変位の時刻歴 鉛直方向 δAy － δBy	最大傾斜 $\frac{\lvert \delta Ay - \delta By \rvert}{L}$
 最大相対変位＝　0.5　mm　（T=11.26秒）	1/78,000

（注）記号の説明

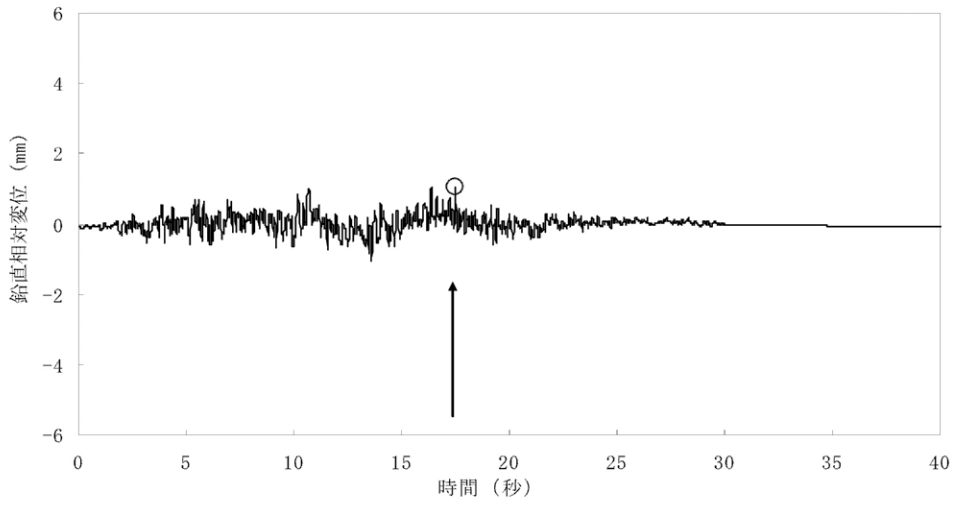


δAy，δByは上向きを正とする。

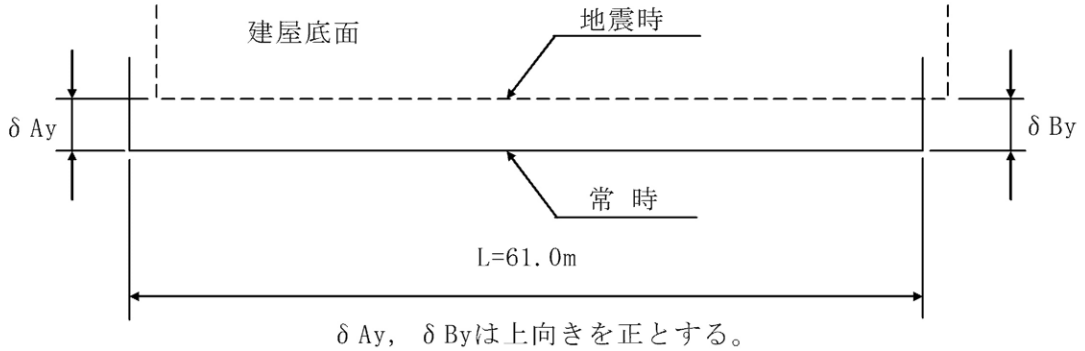
[redacted] ：防護上の観点から公開できません

第7.6.5.2表（19） [redacted] 基礎底面両端の鉛直方向の相対変位・傾斜

（X_{WL}－X_{WL}’断面、Ss-1）

相対変位の時刻歴 鉛直方向 δAy － δBy	最大傾斜 $\frac{\lvert \delta Ay - \delta By \rvert}{L}$
 最大相対変位＝1.0 mm （T=17.51秒）	1/61,000

（注）記号の説明

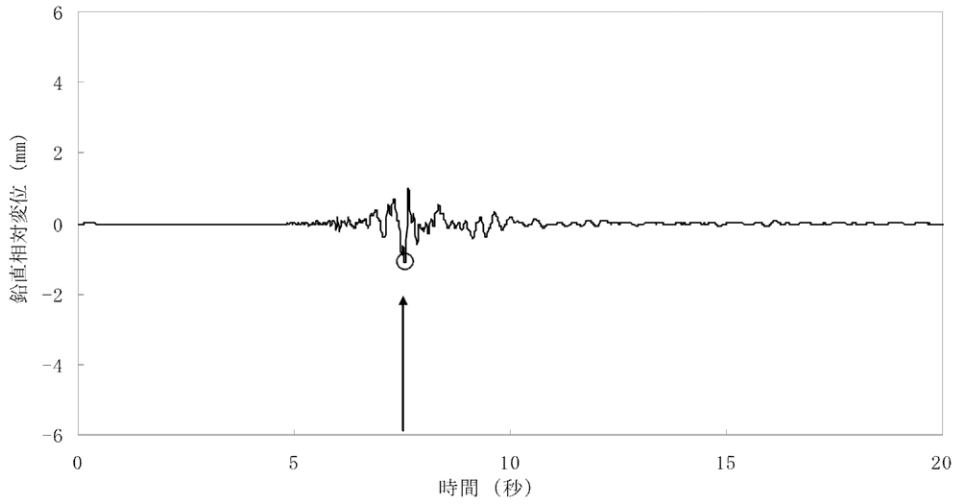


δAy，δByは上向きを正とする。

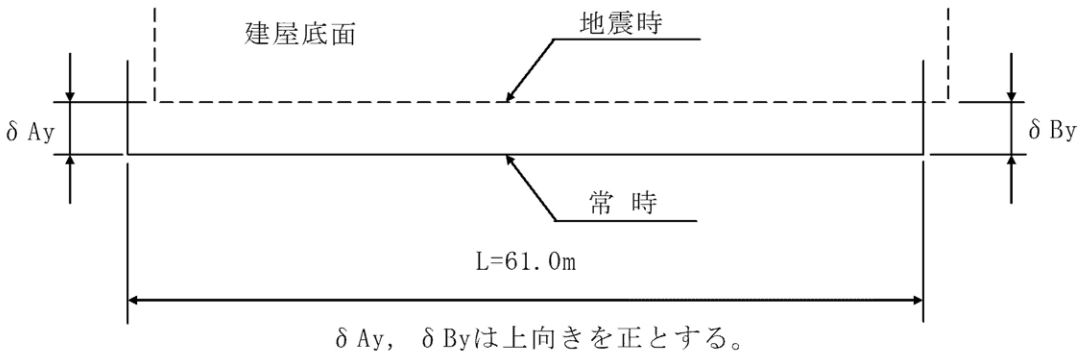
[redacted] ：防護上の観点から公開できません

第7.6.5.2表（20） [redacted] 基礎底面両端の鉛直方向の相対変位・傾斜

（X_{WL}－X_{WL}’断面、Ss-2）

相対変位の時刻歴 鉛直方向 δAy － δBy	最大傾斜 $\frac{\lvert \delta Ay - \delta By \rvert}{L}$
 最大相対変位＝ 1.1 mm （T=7.57秒）	1/55,000

（注）記号の説明

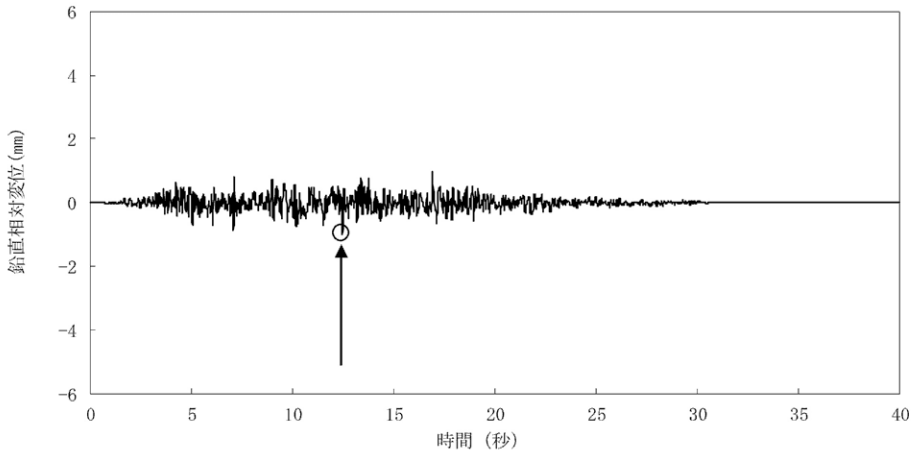


δAy，δByは上向きを正とする。

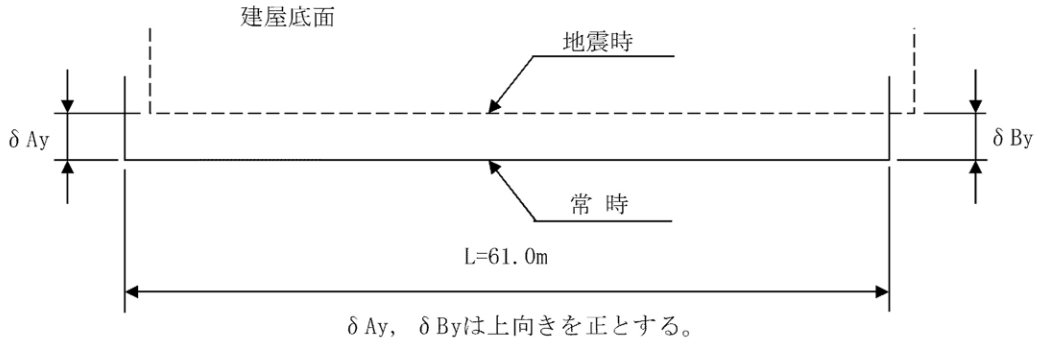
[redacted] ：防護上の観点から公開できません

第7.6.5.2表（21） [redacted] 基礎底面両端の鉛直方向の相対変位・傾斜

（X_{WL}－X_{WL}’断面、Ss-3）

相対変位の時刻歴 鉛直方向 δAy － δBy	最大傾斜 $\frac{\lvert \delta Ay - \delta By \rvert}{L}$
 最大相対変位＝　1.0　mm　（T=12.46秒）	1/61,000

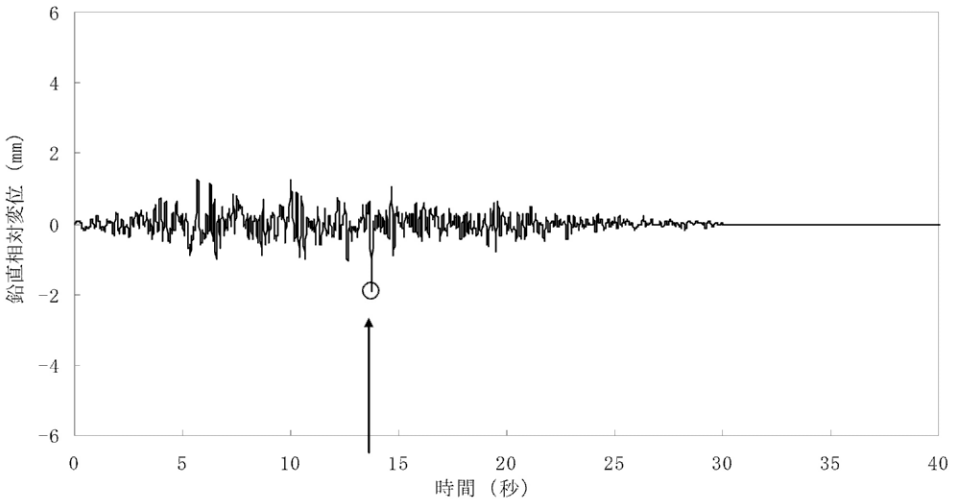
（注）記号の説明



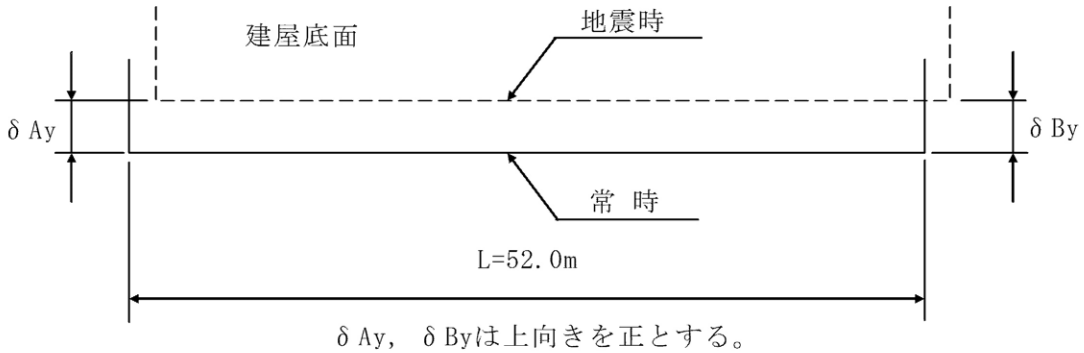
[redacted] ：防護上の観点から公開できません

第7.6.5.2表（22） [redacted] 基礎底面両端の鉛直方向の相対変位・傾斜

（Ｙｗ－Ｙｗ’断面、Ss-1）

相対変位の時刻歴 鉛直方向 δAy － δBy	最大傾斜 $\frac{\lvert \delta Ay - \delta By \rvert}{L}$
 最大相対変位＝ 1.9 mm （T=13.74秒）	1/27,000

（注）記号の説明

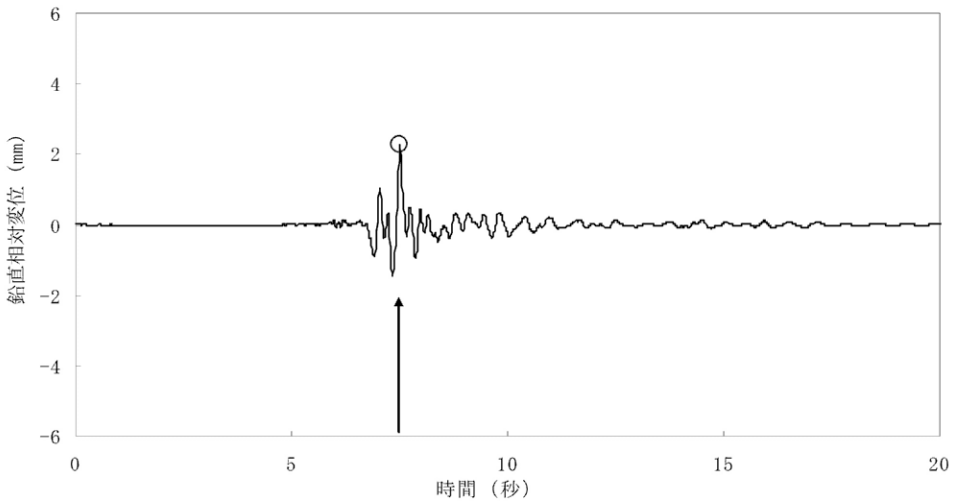


δAy，δByは上向きを正とする。

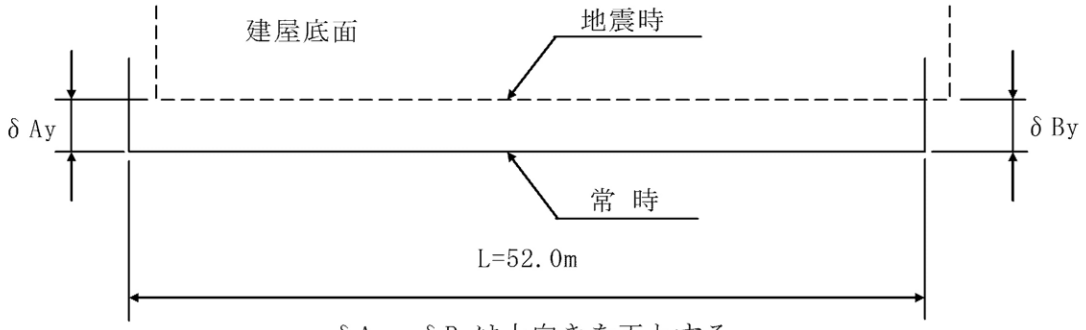
[redacted] ：防護上の観点から公開できません

第7.6.5.2表（23） [redacted] 基礎底面両端の鉛直方向の相対変位・傾斜

（Ｙｗ－Ｙｗ’断面、Ss-2）

相対変位の時刻歴 鉛直方向 δAy － δBy	最大傾斜 $\frac{\lvert \delta Ay - \delta By \rvert}{L}$
 最大相対変位＝ 2.3 mm （T=7.51秒）	1/23,000

（注）記号の説明

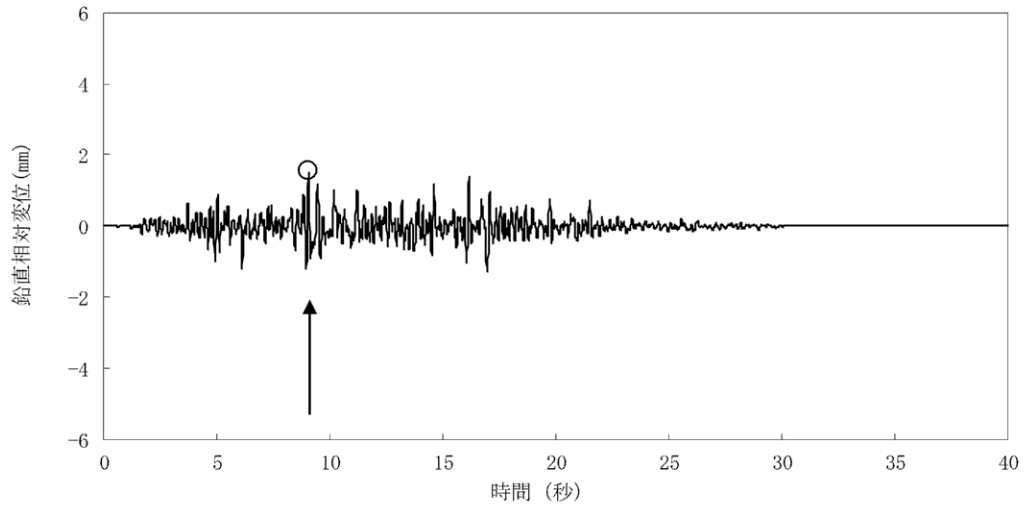


δAy，δByは上向きを正とする。

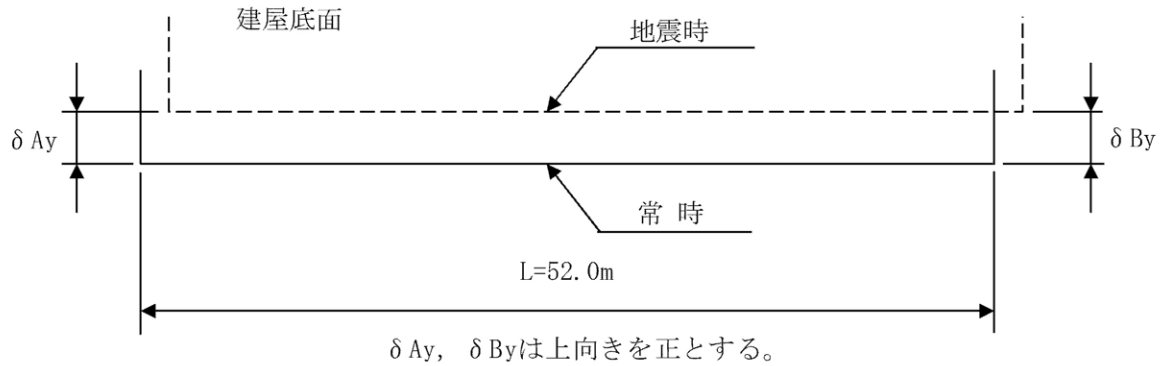
[redacted] ：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.2 表（24） [redacted] 基礎底面両端の鉛直方向の相対変位・傾斜

（Ｙｗ－Ｙｗ’断面、Ｓｓ-3）

相対変位の時刻歴 鉛直方向 δAy － δBy	最大傾斜 $\frac{\lvert \delta Ay - \delta By \rvert}{L}$
 最大相対変位＝　1.5　mm　（T=9.05秒）	1/35,000

（注）記号の説明



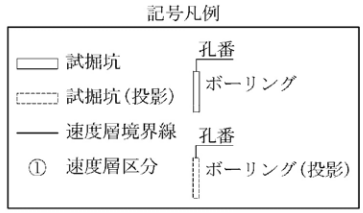
δAy，δByは上向きを正とする。

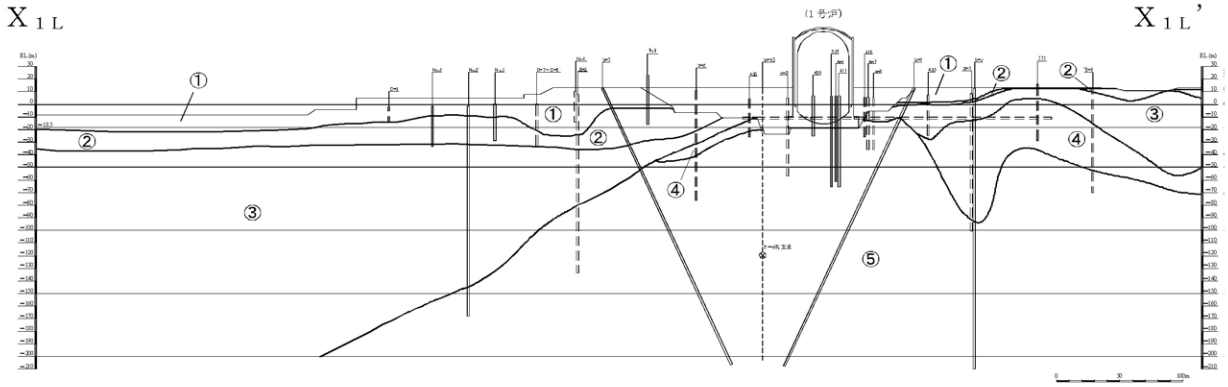
[redacted]：防護上の観点から公開できません

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.1.1 図　対象施設配置図

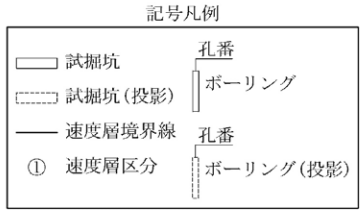
速度層区分	P波速度 Vp (km/s)	S波速度 Vs (km/s)
①	1.17	0.28
②	1.86	0.52
③	2.51	0.90
④	3.40	1.37
⑤	4.33	2.05

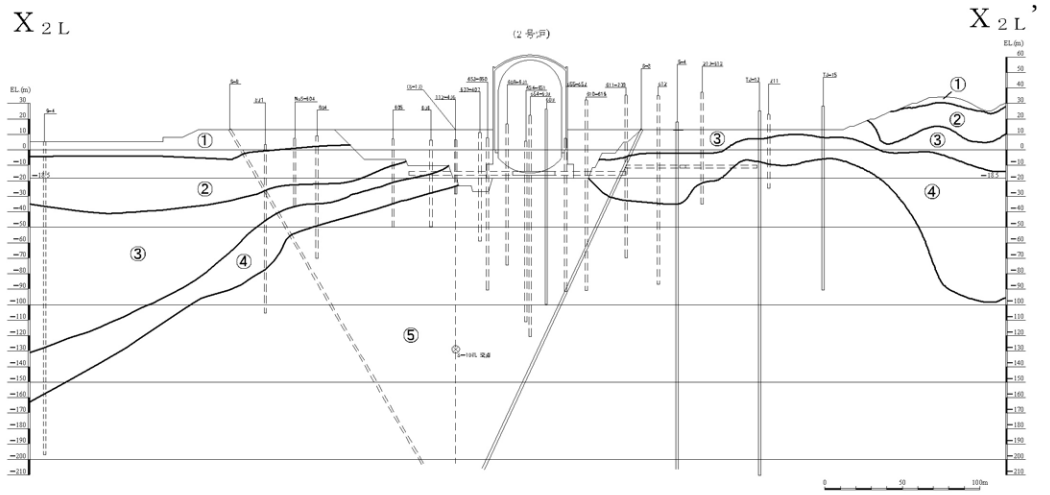




第 7.6.1.2 図 (1)　速度層断面図 (X1L－X1L' 断面)

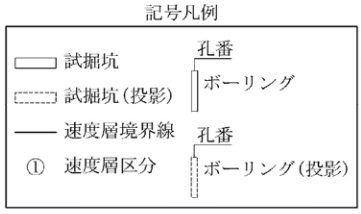
速度層区分	P波速度 Vp (km/s)	S波速度 Vs (km/s)
①	1.17	0.28
②	1.86	0.52
③	2.51	0.90
④	3.40	1.37
⑤	4.33	2.05

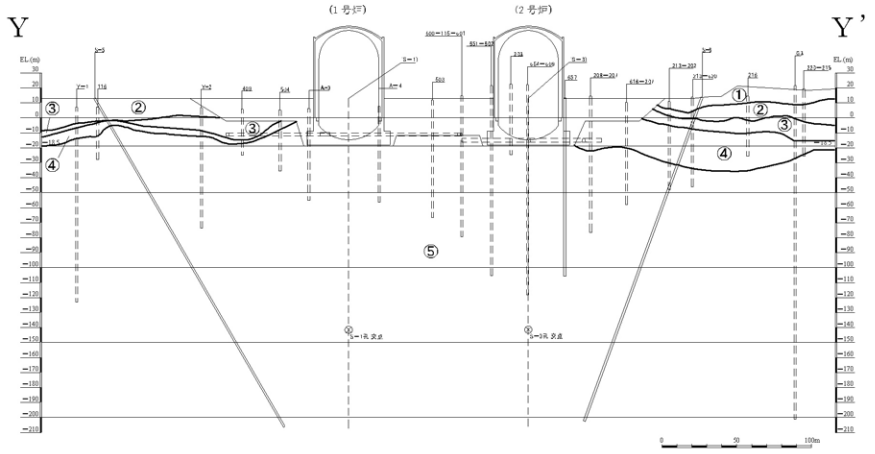




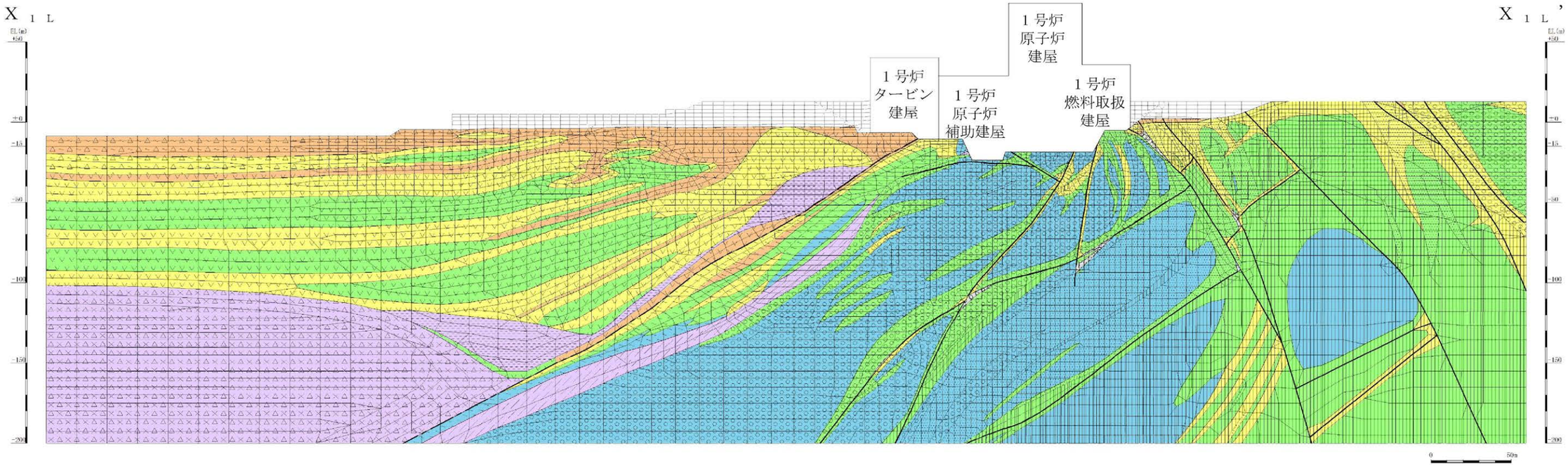
第 7.6.1.2 図 (2)　速度層断面図 (X2L－X2L' 断面)

速度層区分	P波速度 Vp (km/s)	S波速度 Vs (km/s)
①	1.17	0.28
②	1.86	0.52
③	2.51	0.90
④	3.40	1.37
⑤	4.33	2.05





第 7.6.1.2 図（3） 速度層断面図（Ｙ－Ｙ’断面）



凡　例

【岩種・岩級による岩盤分類】

（岩　種）		（岩　級）	
△～	溶結凝灰岩		B，CH級
	北薩火山岩類Ⅱ		CM級
	粘板岩・頁岩		CL級
	砂岩		D級
	礫岩		
～～	変はんれい岩類		

【岩種による岩盤分類】

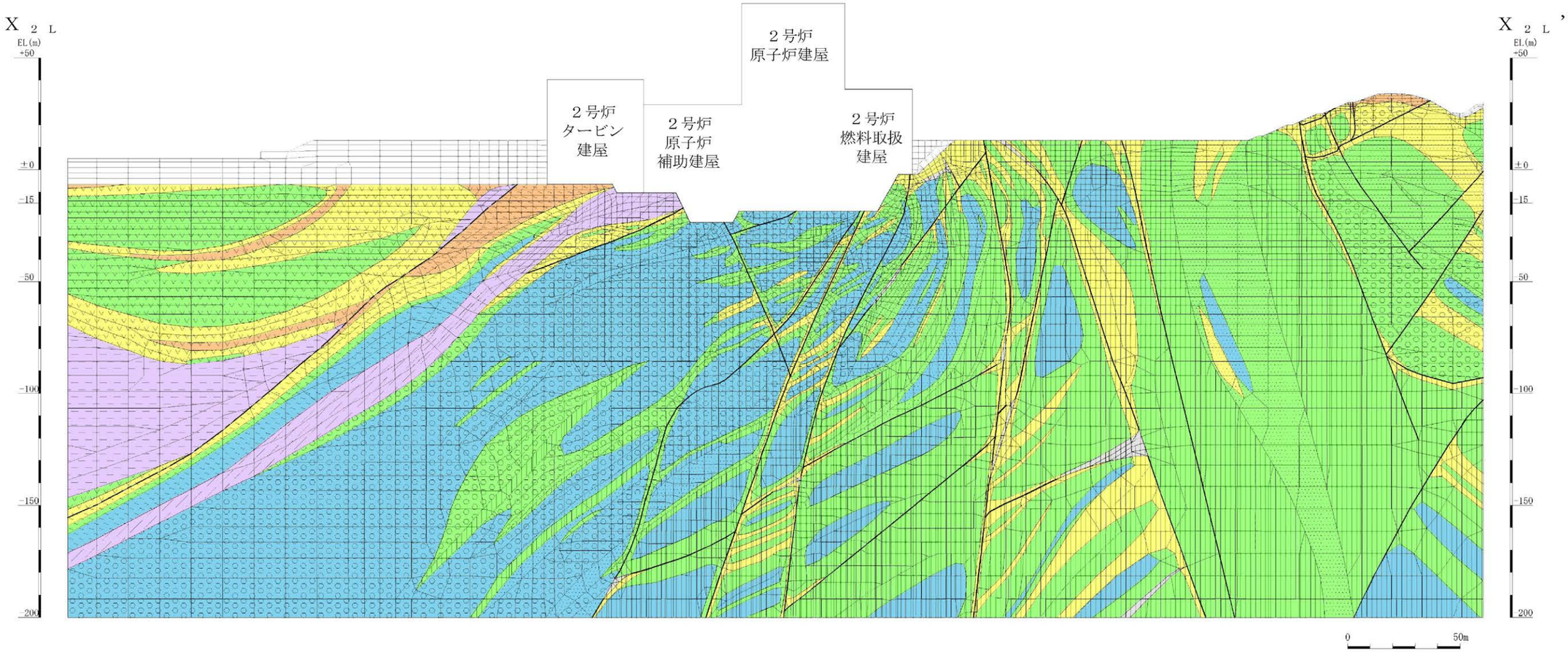
- みやま層
- △× 北薩火山岩類Ⅰ
- 混在岩

【その他】

- 断層（破砕部を含む）
- 断層（凝灰質粘土状）
- 埋戻土

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.1.3 図（1）　解析用要素分割図（X_{1L}－X_{1L}'断面）



凡　例

【岩種・岩級による岩盤分類】

（岩　種）		（岩　級）	
△～	溶結凝灰岩		B，CH級
	北薩火山岩類Ⅱ		CM級
	粘板岩・頁岩		CL級
	砂岩		D級
	礫岩		
～～	変はんれい岩類		

【岩種による岩盤分類】

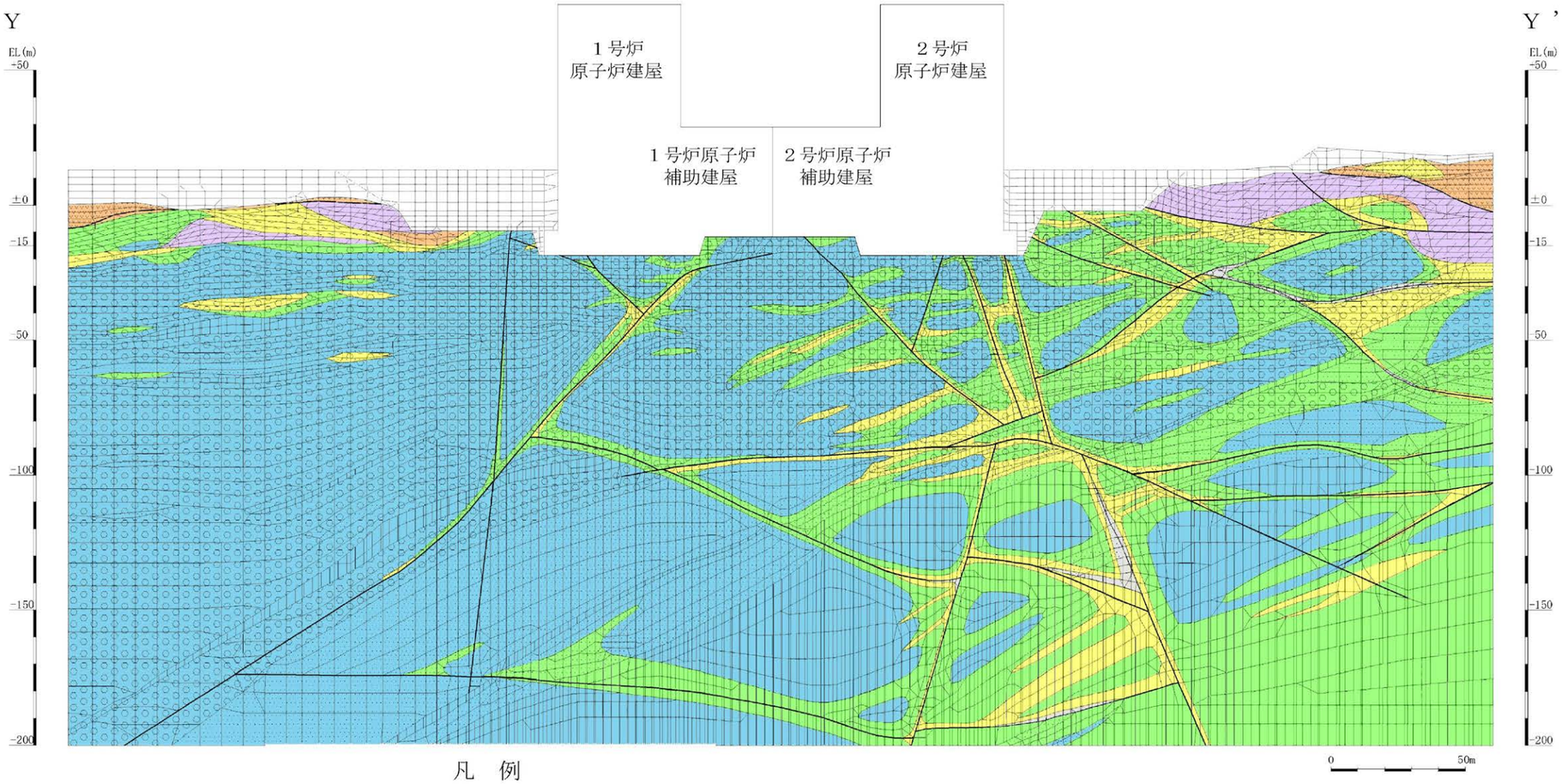
	みやま層
△×	北薩火山岩類Ⅰ
	混在岩

【その他】

	断層（破砕部を含む）
	断層（凝灰質粘土状）
	埋戻土

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.1.3 図（2）　解析用要素分割図（X_{2L}－X_{2L}’断面）



凡　例

【岩種・岩級による岩盤分類】

（岩　種）		（岩　級）	
△～	溶結凝灰岩		B，CH級
	北薩火山岩類Ⅱ		CM級
	粘板岩・頁岩		CL級
	砂岩		D級
	礫岩		
～～	変はんれい岩類		

【岩種による岩盤分類】

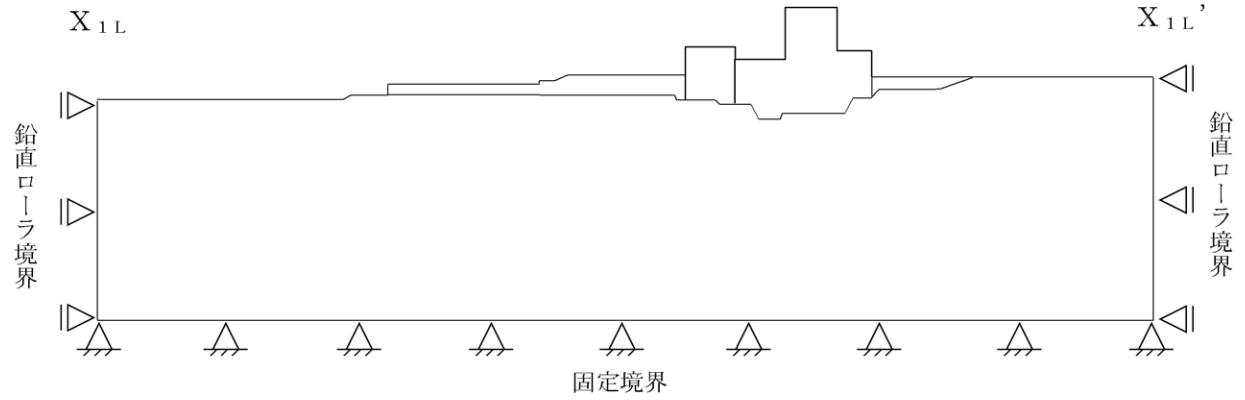
- みやま層
- △× 北薩火山岩類Ⅰ
- 混在岩

【その他】

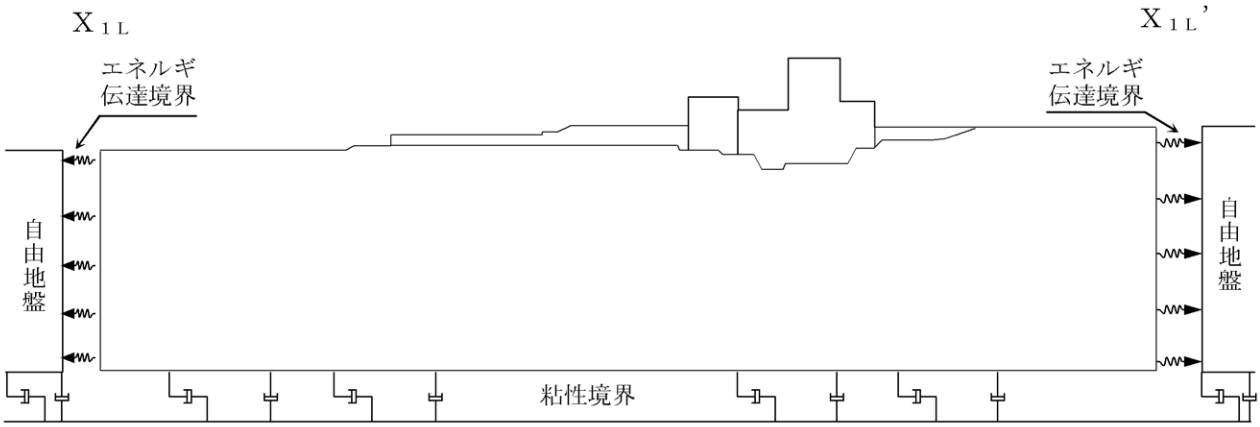
- 断層（破砕部を含む）
- 断層（凝灰質粘土状）
- 埋戻土

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.1.3 図（3）　解析用要素分割図（Y－Y’断面）



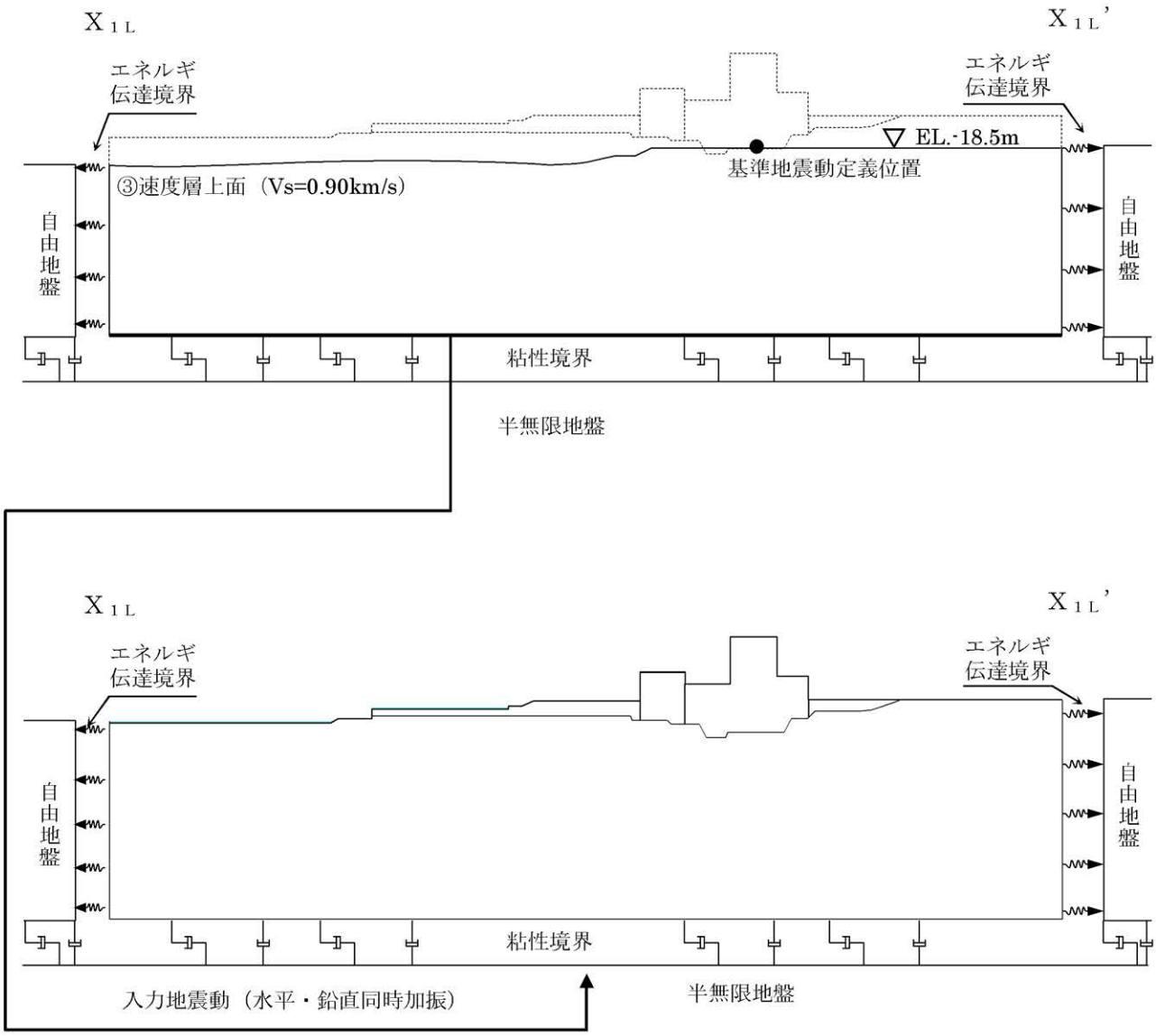
静的解析時



半無限地盤

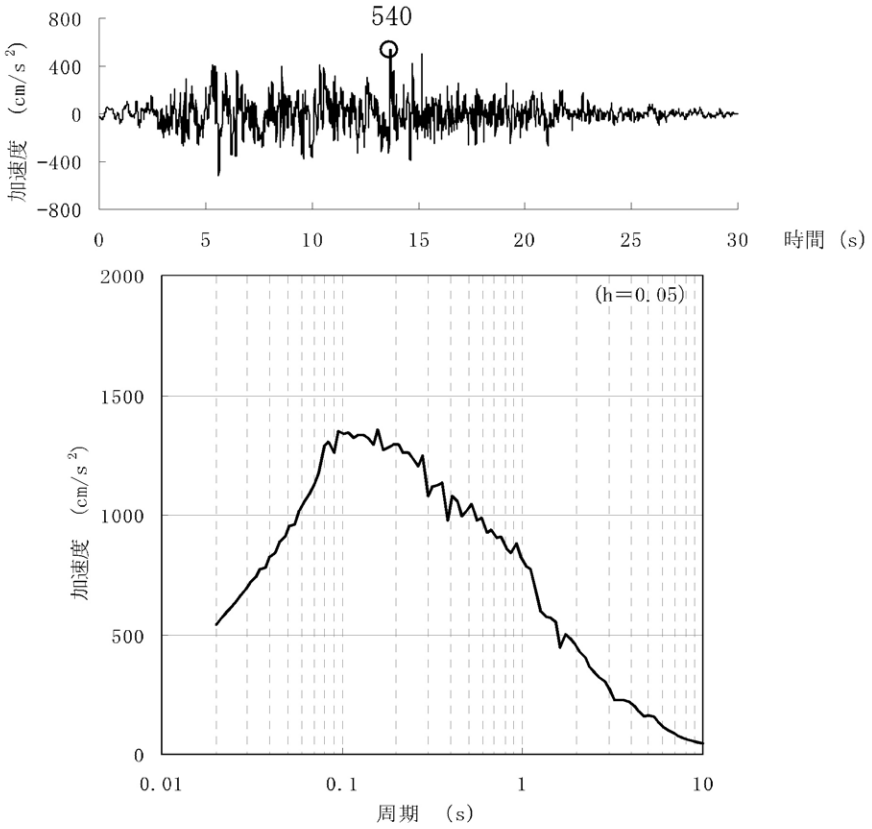
動的解析時

第 7.6.1.4 図　境界条件（Ｘ１Ｌ－Ｘ１Ｌ’断面の例）

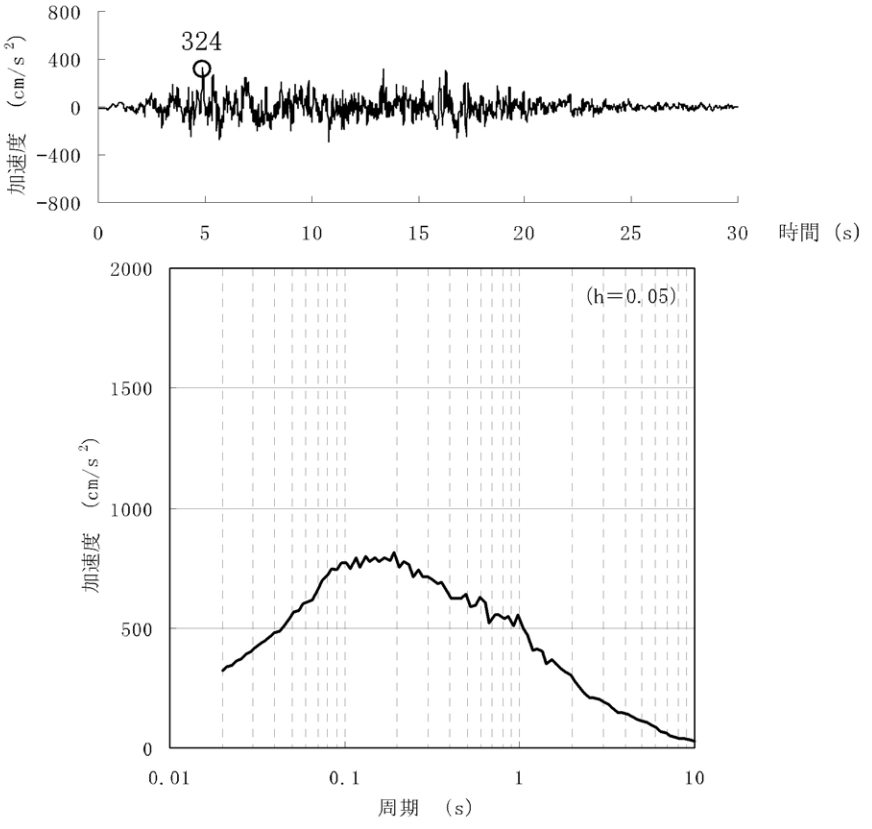


第 7.6.1.5 図　入力地震動の考え方（Ｘ１Ｌ－Ｘ１Ｌ’断面の例）

（水平動：Ss－1H）

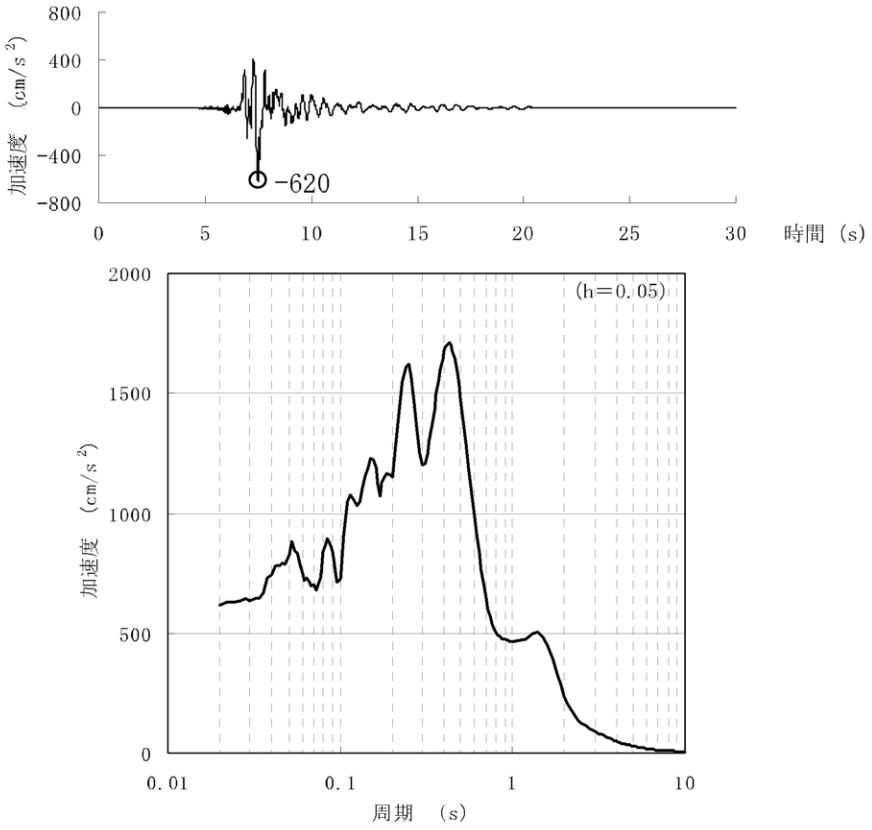


（鉛直動：Ss－1V）

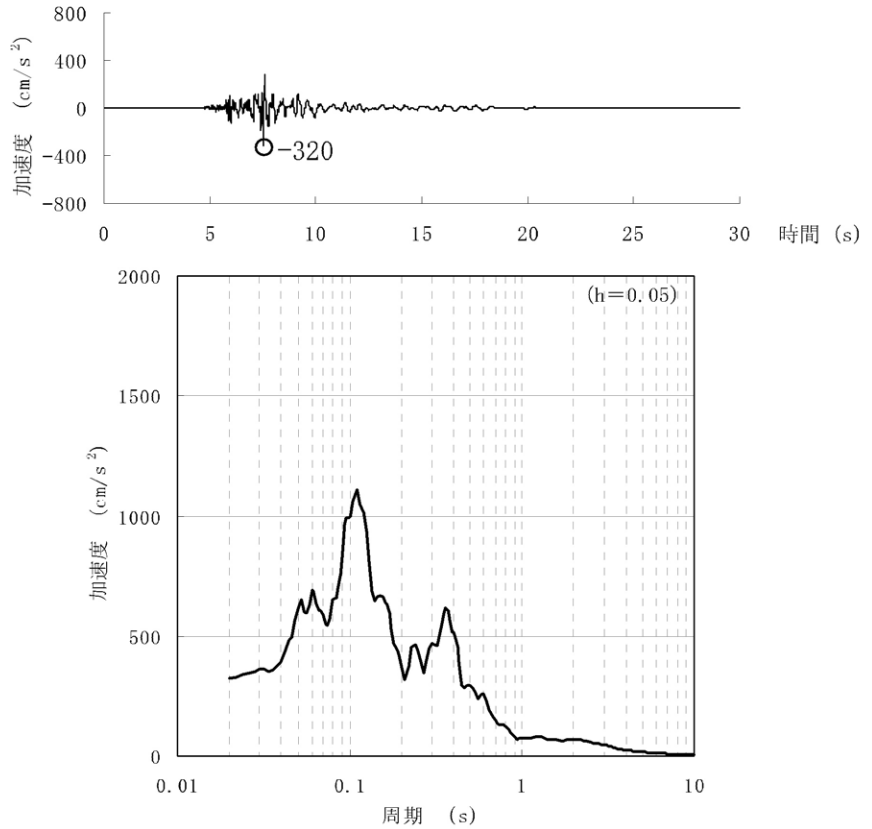


第 7.6.1.6 図 （1）　基準地震動の時刻歴波形と加速度応答スペクトル（Ss-1）

（水平動：Ss－2H）

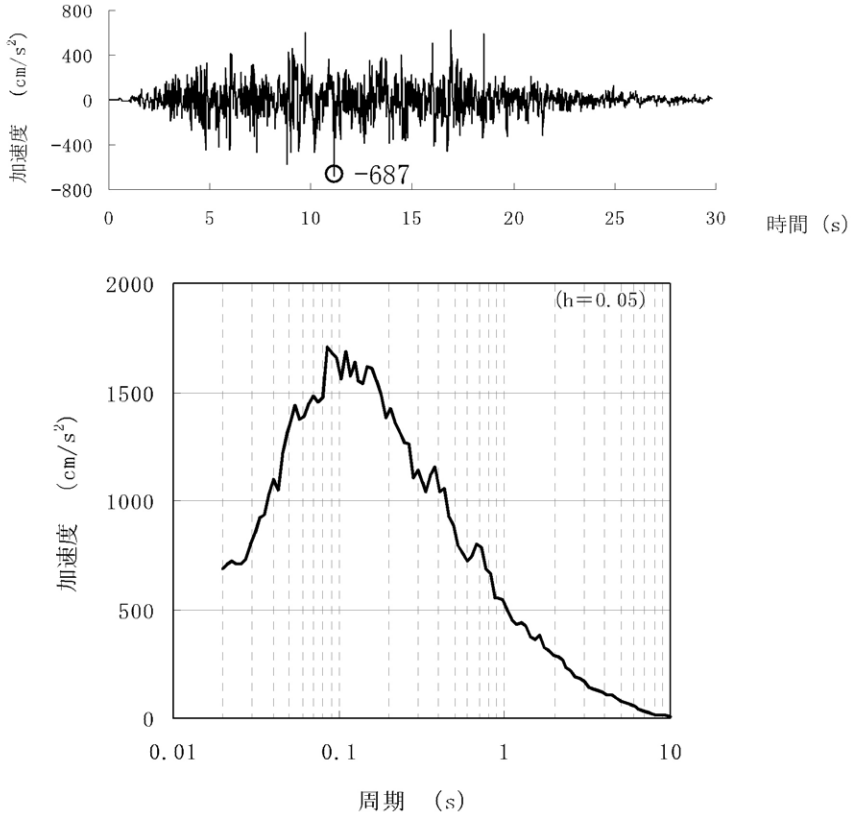


（鉛直動：Ss－2V）

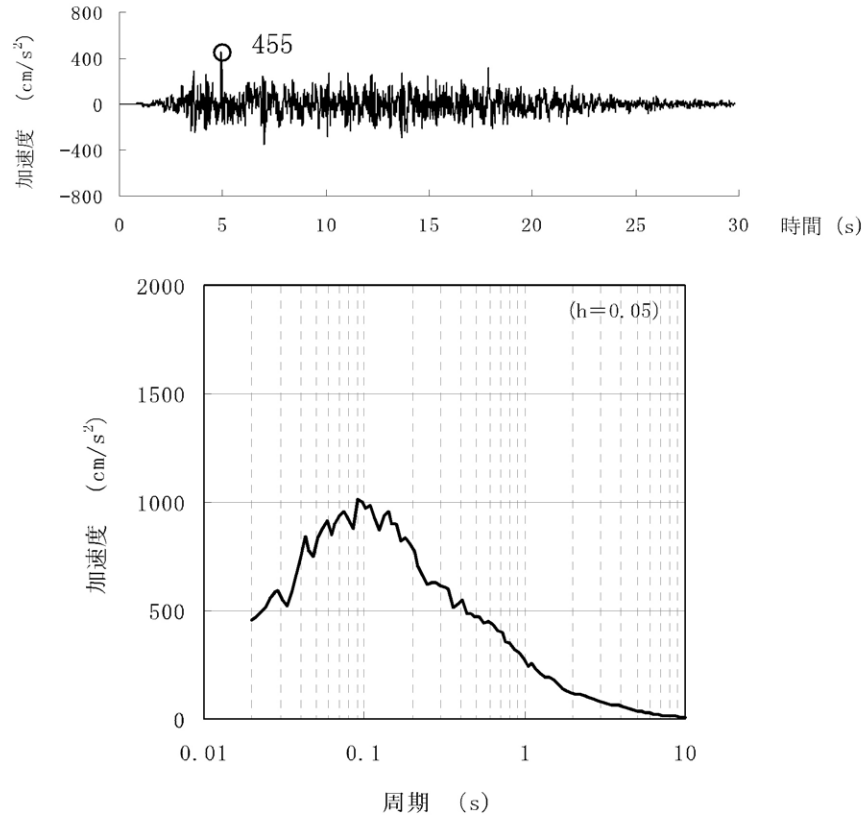


第 7.6.1.6 図 （2）　基準地震動の時刻歴波形と加速度応答スペクトル（Ss-2）

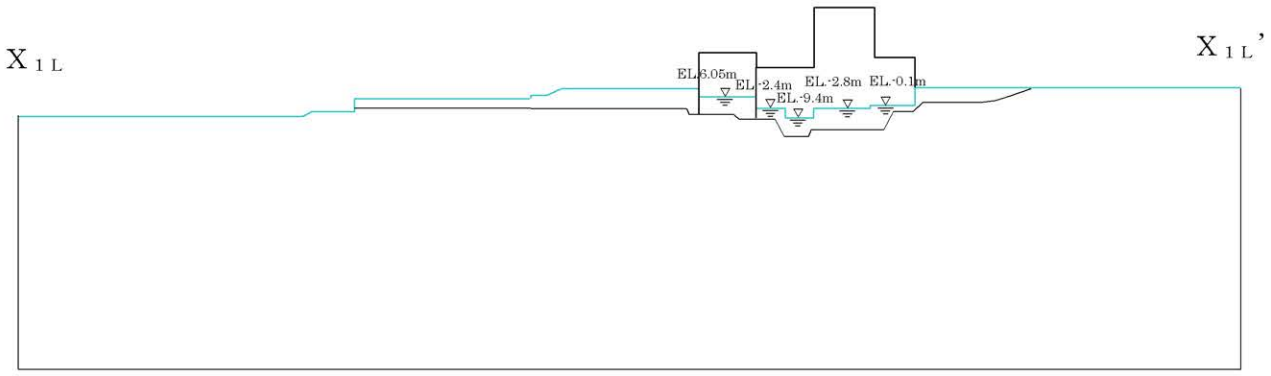
（水平動：Ss－3H）



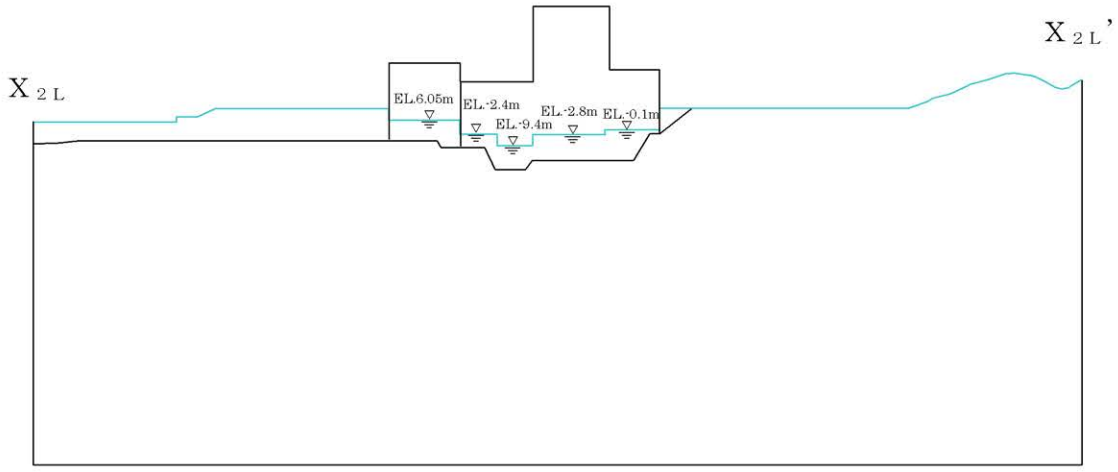
（鉛直動：Ss－3V）



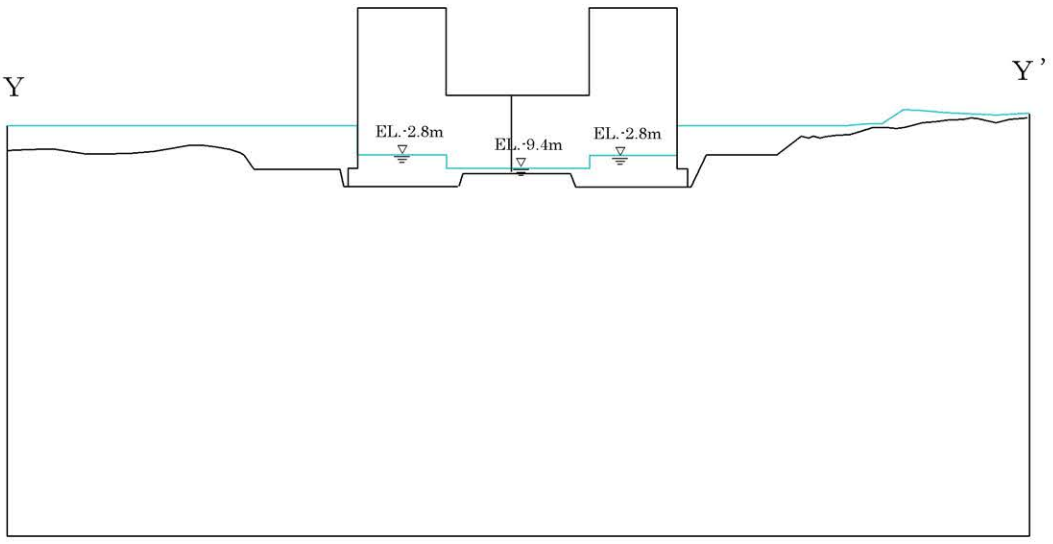
第 7.6.1.6 図 （3）　基準地震動の時刻歴波形と加速度応答スペクトル（Ss-3）



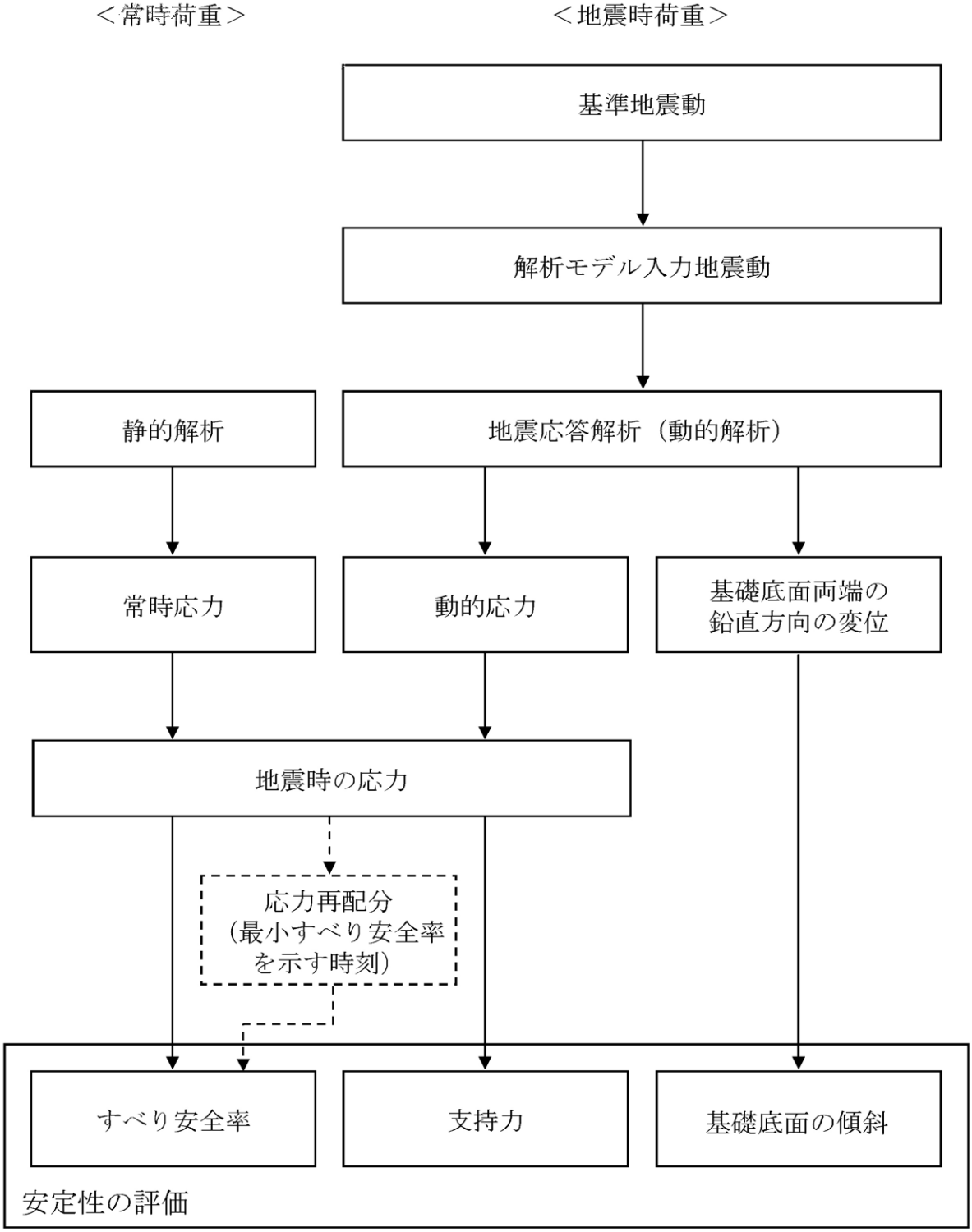
第 7.6.1.7 図 (1)　解析用地下水位（X１L－X１L’断面）



第 7.6.1.7 図 (2)　解析用地下水位（X２L－X２L’断面）



第 7.6.1.7 図 (3)　解析用地下水位（Y－Y’断面）



第 7.6.1.8 図　基礎地盤の安定性評価フロー

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.2.1 図　周辺斜面位置図

：防護上の観点から公開できません

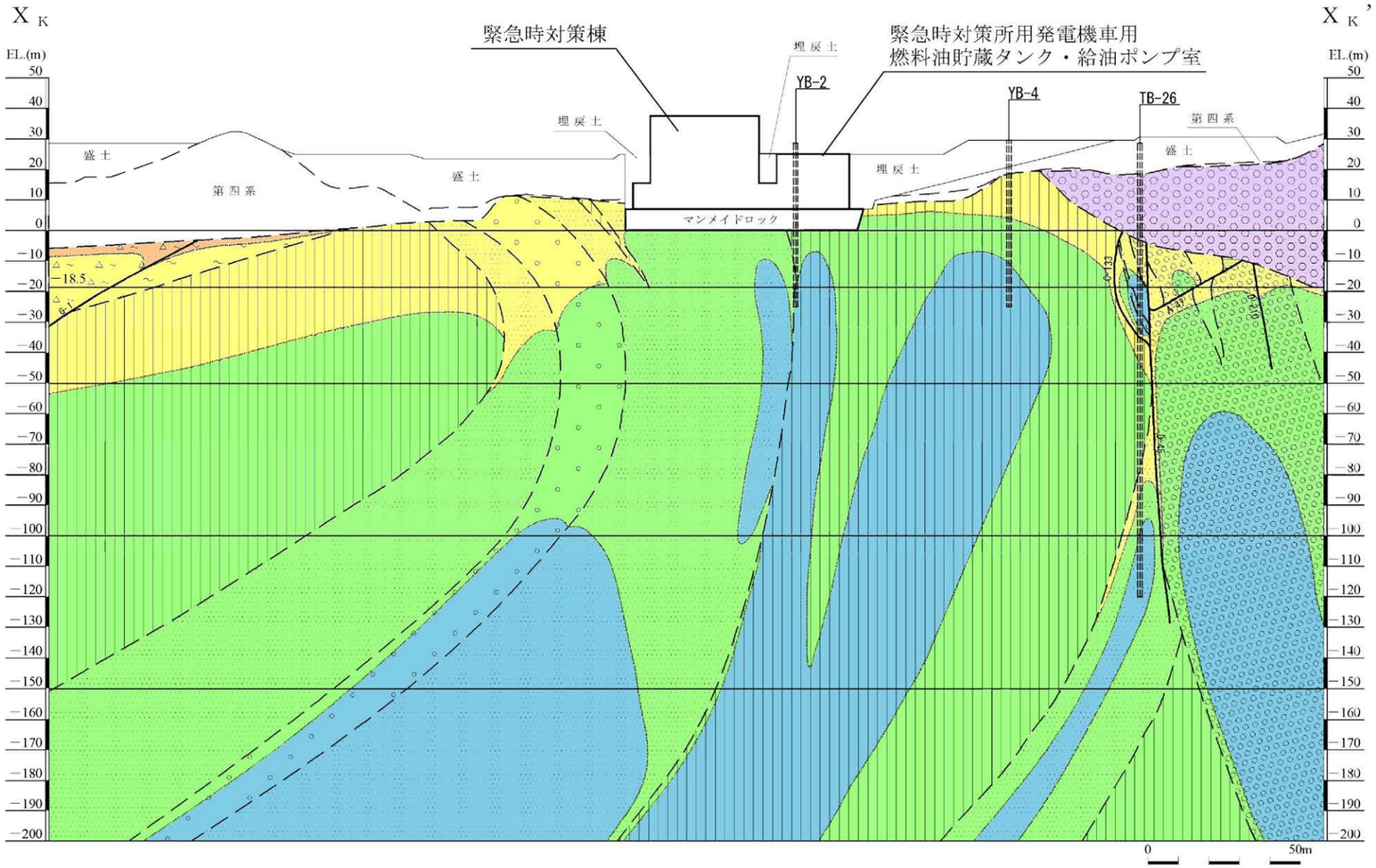
第 7.6.3.1 図　対象施設配置図

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.3.2 図　ボーリング調査位置図

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.3.3 図　地質断面位置図



凡　例

【岩種・岩級による岩盤分類】

地層名		地質	(岩級)
火砕流堆積物		溶結凝灰岩	B, CH級
北薩火山岩類Ⅱ（輝石安山岩質）		安山岩溶岩	CM級
		火山角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、凝灰岩	CL級
久見崎層	上部層	頁岩	D級
		砂岩	
		礫岩	
	下部層	頁岩	
		砂岩	
		礫岩	
川内層	上部層	粘板岩	
		砂岩	
		礫岩	
	下部層	粘板岩	
		砂岩	
		礫岩	
変はんれい岩類		変はんれい岩類の破砕部	
		変はんれい岩類	

【岩種による岩盤分類】

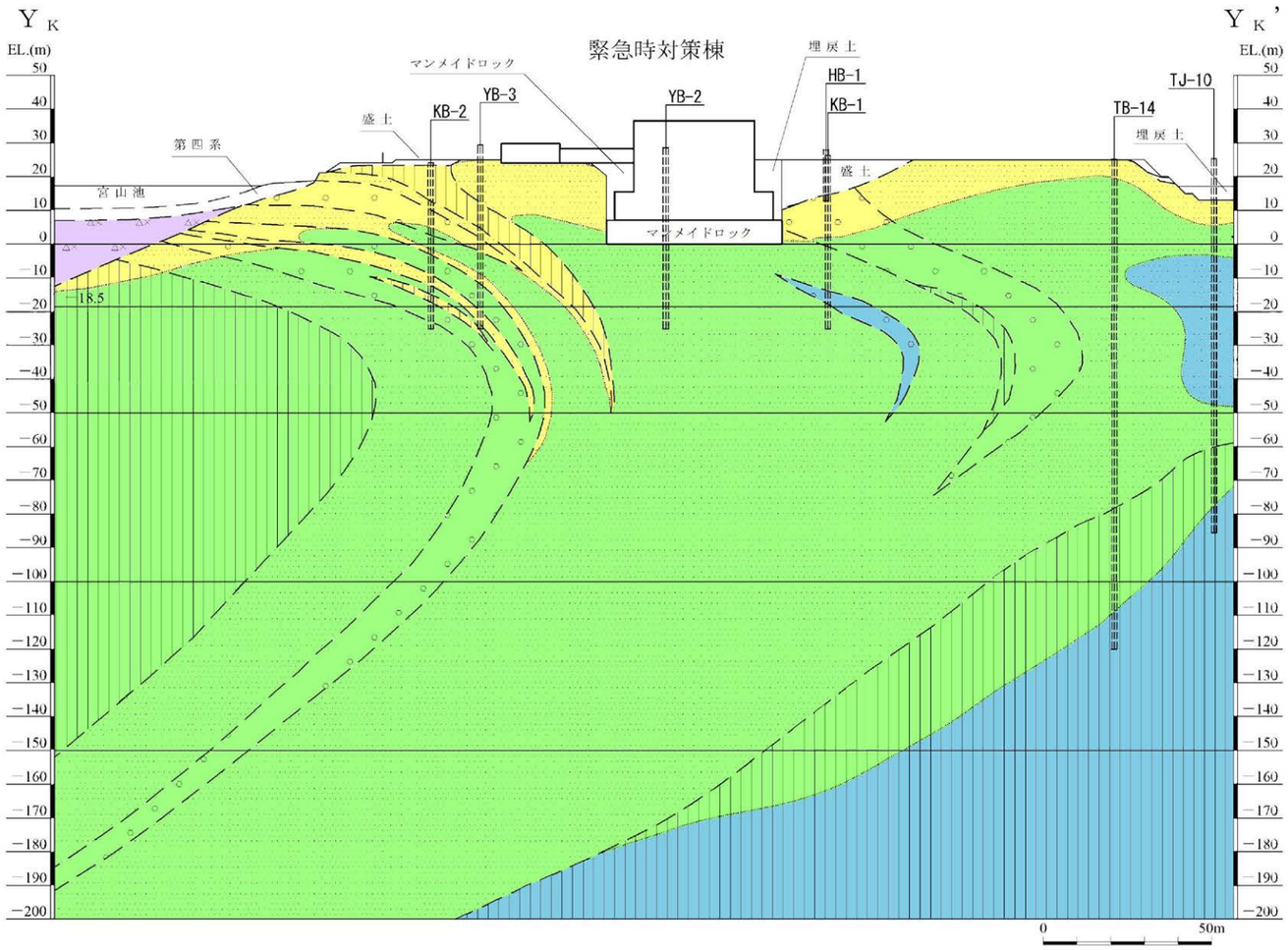
地層名	地質
みやま層	凝灰質シルト岩、凝灰質砂岩、凝灰質礫岩
北薩火山岩類Ⅰ（角閃石安山岩質）	軽石質凝灰角礫岩
	火山角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩
	砂岩、礫岩
混在岩	礫岩岩塊
	砂岩岩塊
	石灰岩岩塊
	泥質岩基質

【その他】

断層（破砕部を含む）
埋戻土
ボーリング
ボーリング（投影）
試掘坑
試掘坑（投影）
地質境界線
岩級境界線

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.3.4 図（1）　鉛直岩盤分類図（X_K － X_K' 断面）



凡　例

【岩種・岩級による岩盤分類】

（岩種）　（岩級）

地層名	地質	
火砕流堆積物	溶結凝灰岩	B，C級
北陸火山岩類Ⅱ（輝石安山岩質）	安山岩溶岩	C級
	火山角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、凝灰岩	CL級
久見崎層 上部層	頁岩	D級
	砂岩	
	礫岩	
久見崎層 下部層	頁岩	
	砂岩	
	礫岩	
川内層 上部層	粘板岩	
	砂岩	
	礫岩	
川内層 下部層	粘板岩	
	砂岩	
	礫岩	
変はんれい岩類	変はんれい岩類の破砕部	
	変はんれい岩類	

【岩種による岩盤分類】

地層名	地質
みやま層	凝灰質シルト岩、凝灰質砂岩、凝灰質礫岩
北陸火山岩類Ⅰ（角閃石安山岩質）	軽石質凝灰角礫岩
	火山角礫岩、凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩
	砂岩、礫岩
混在岩	礫岩岩塊
	砂岩岩塊
	石灰岩岩塊
	泥質岩基質

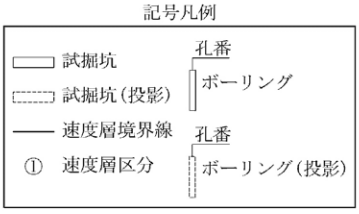
【その他】

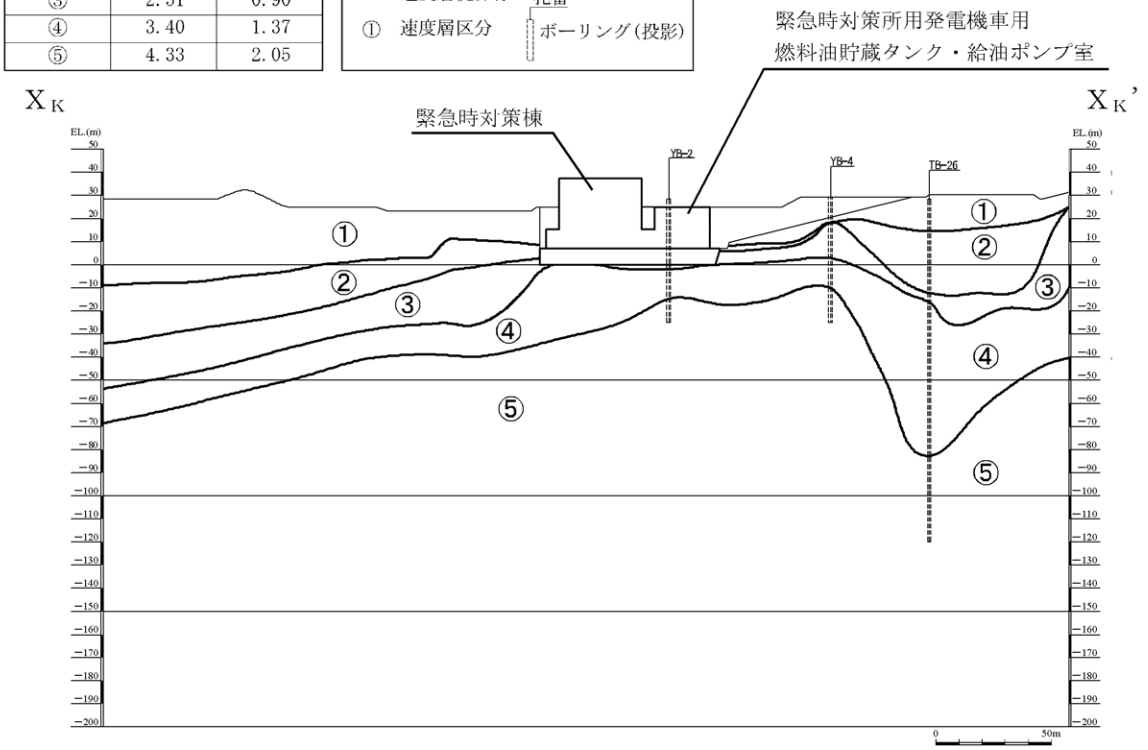
断層（破砕部を含む）
埋戻土
ボーリング
ボーリング（投影）
試掘坑
試掘坑（投影）
地質境界線
岩級境界線

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.3.4 図（2）　鉛直岩盤分類図（Y K － Y K ’ 断面）

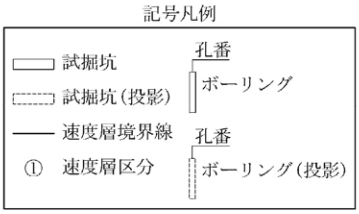
速度層区分	P波速度 V_P (km/s)	S波速度 V_S (km/s)
①	1.17	0.28
②	1.86	0.52
③	2.51	0.90
④	3.40	1.37
⑤	4.33	2.05

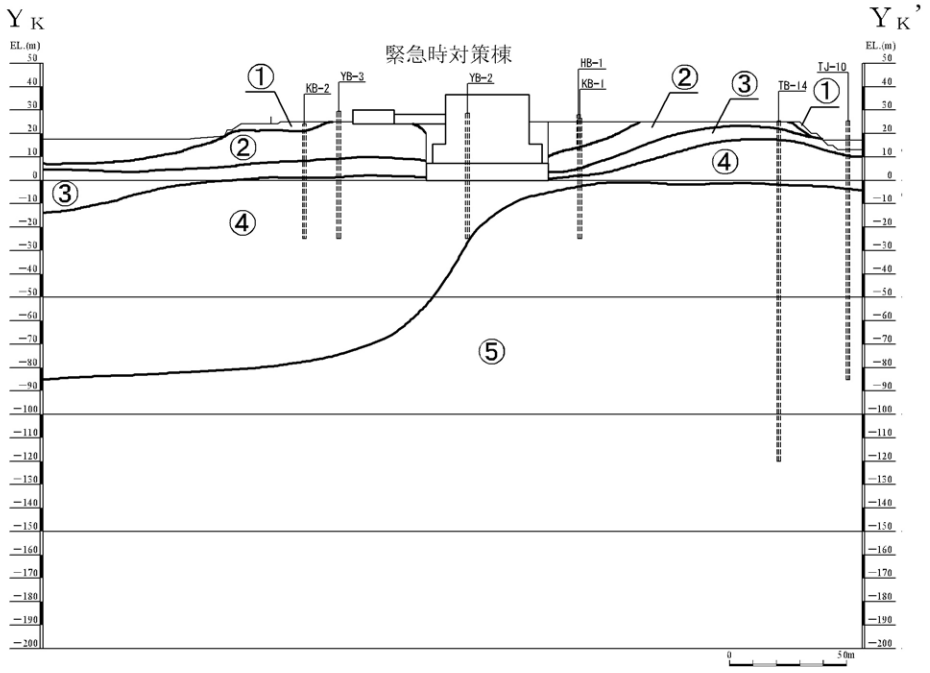




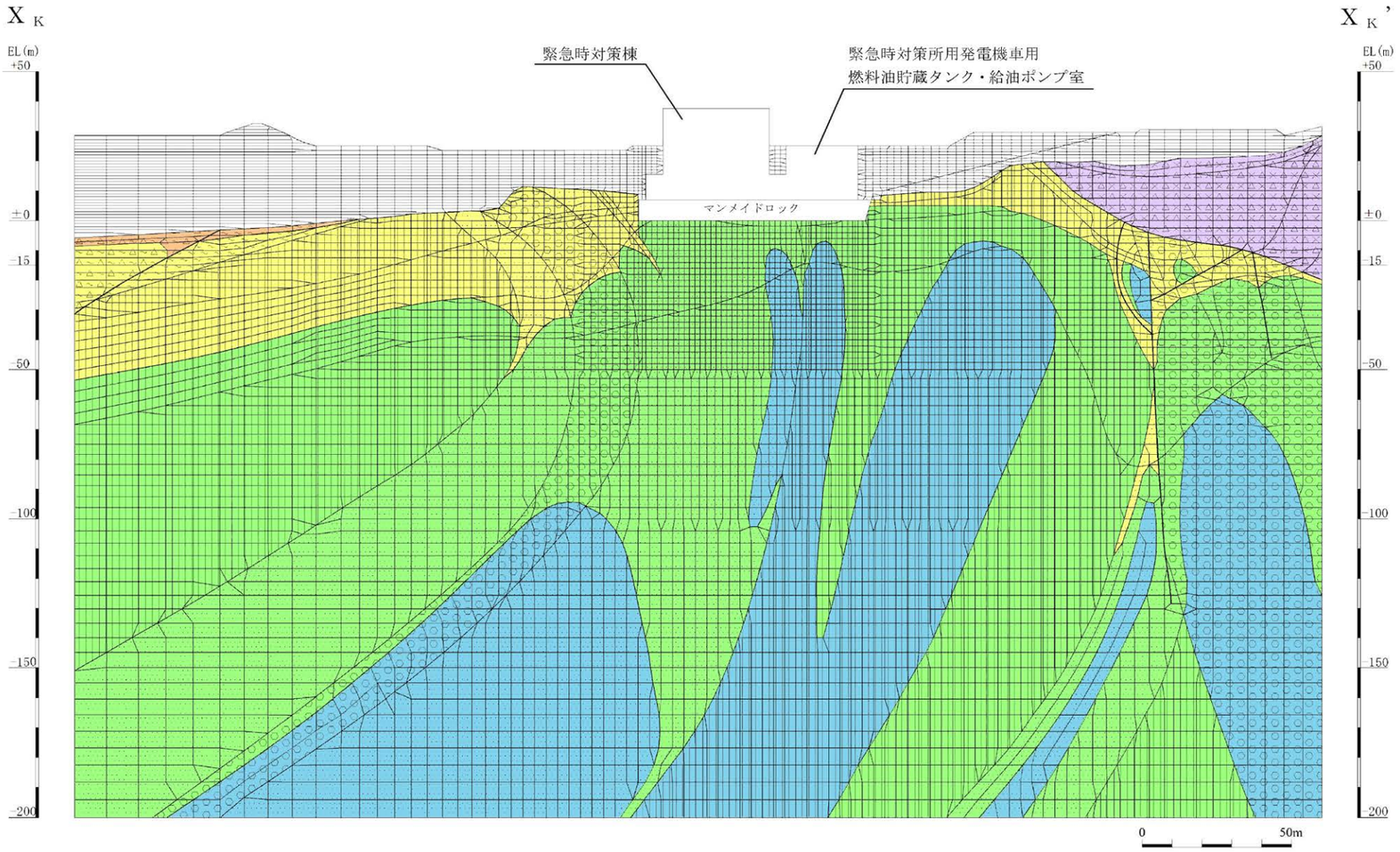
第 7.6.3.5 図 (1)　速度層断面図（X_K－X_K' 断面）

速度層区分	P波速度 V_P (km/s)	S波速度 V_S (km/s)
①	1.17	0.28
②	1.86	0.52
③	2.51	0.90
④	3.40	1.37
⑤	4.33	2.05





第 7.6.3.5 図 (2)　速度層断面図（Y_K－Y_K' 断面）



凡　例

【岩種・岩級による岩盤分類】

（岩　種）		（岩　級）	
△～	溶結凝灰岩		B，CH級
	北薩火山岩類Ⅱ		CM級
	粘板岩・頁岩		CL級
	砂岩		D級
	礫岩		
～～	変はんれい岩類		

【岩種による岩盤分類】

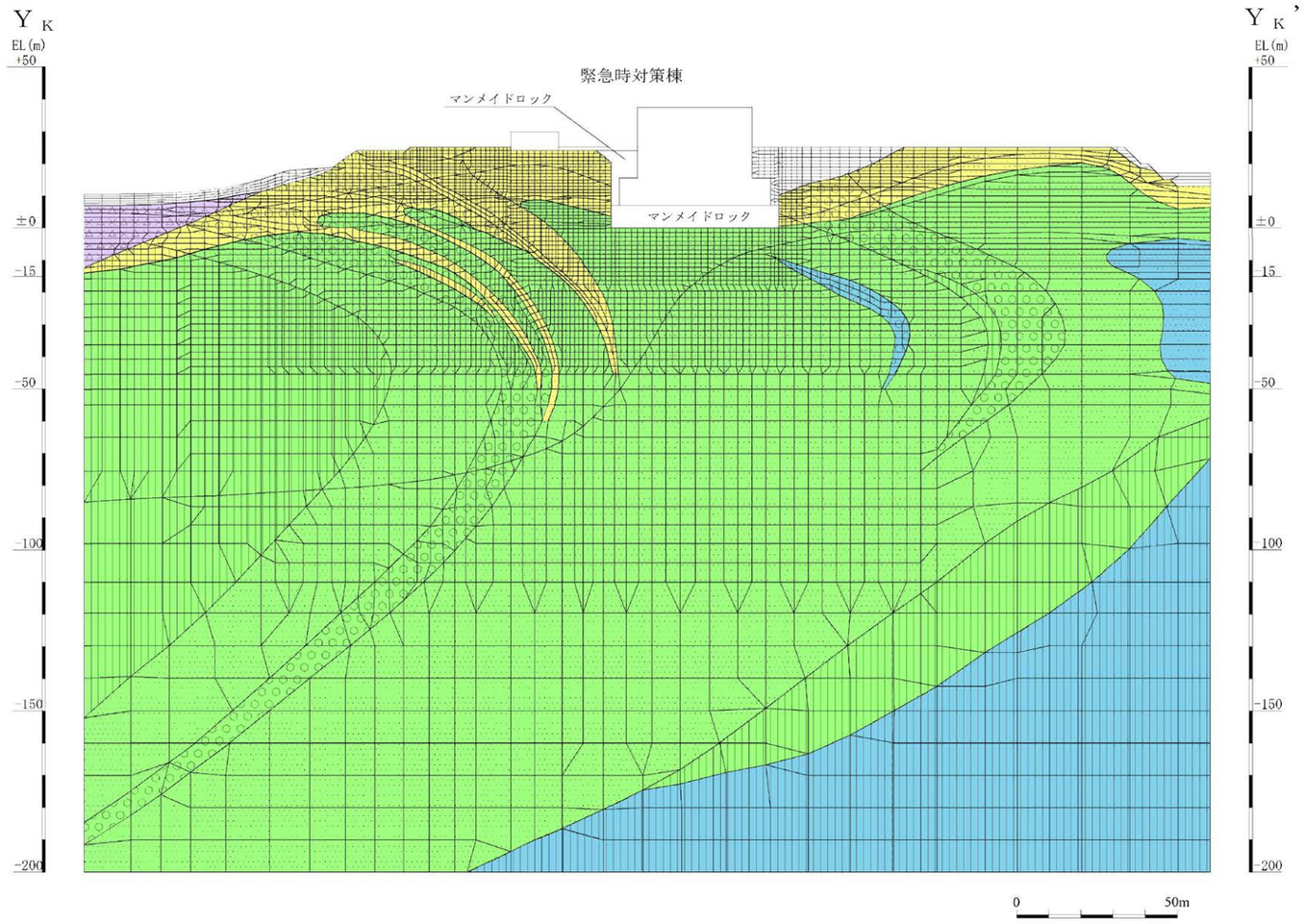
- みやま層
- △× 北薩火山岩類Ⅰ
- 混在岩

【その他】

- 断層（破砕部を含む）
- 断層（凝灰質粘土状）
- 埋戻土

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.3.6 図（1）　解析用要素分割図（X K － X K ’ 断面）



凡　例

【岩種・岩級による岩盤分類】

（岩　種）	（岩　級）
溶結凝灰岩	B，CH級
北薩火山岩類Ⅱ	CM級
粘板岩・頁岩	CL級
砂岩	D級
礫岩	
変はんれい岩類	

【岩種による岩盤分類】

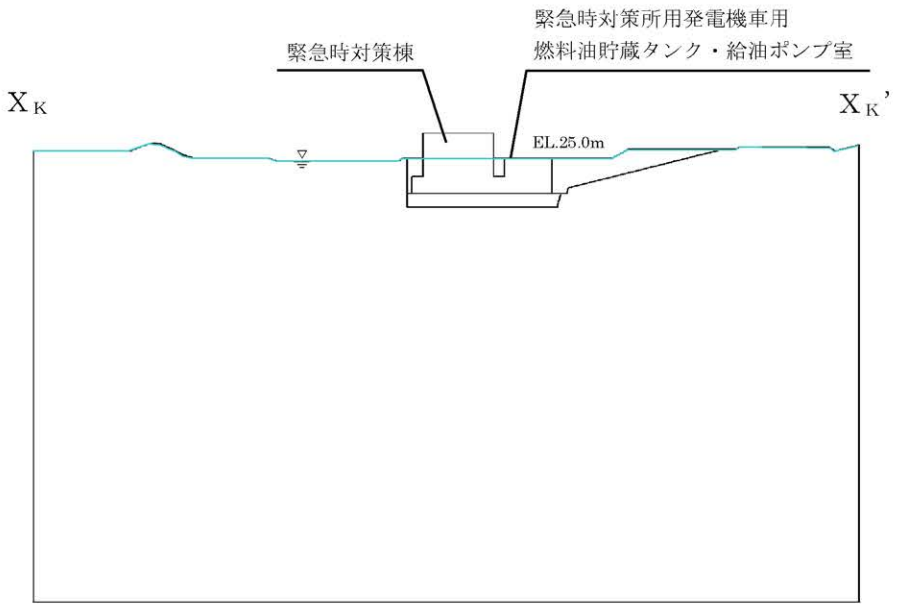
- みやま層
- 北薩火山岩類Ⅰ
- 混在岩

【その他】

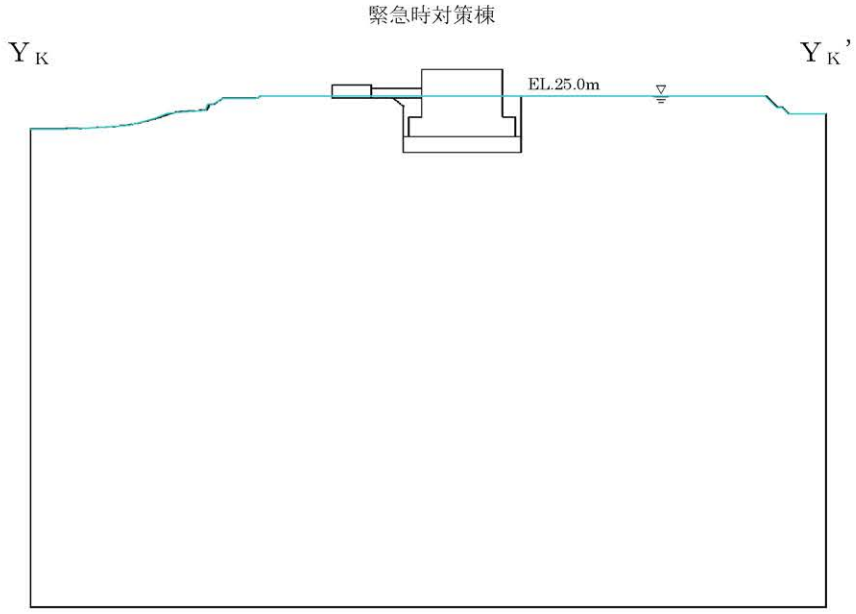
- 断層（破砕部を含む）
- 断層（凝灰質粘土状）
- 埋戻土

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.3.6 図（2）　解析用要素分割図（Y_K－Y_K'断面）



第 7.6.3.7 図 (1)　解析用地下水位（X K － X K' 断面）



第 7.6.3.7 図 (2)　解析用地下水位（Y K － Y K' 断面）

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.4.1 図　周辺斜面位置図

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.1 図　対象施設配置図

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.2 図　ボーリング調査位置図

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.3 図（1）　鉛直岩盤分類図（X_{G1}－X_{G1}’断面）

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.3 図（2）　鉛直岩盤分類図（X_T－X_T’断面）

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.3 図（3）　鉛直岩盤分類図（X_{G2}－X_{G2}’断面）

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.3 図（4）　鉛直岩盤分類図（X_{WL}－X_{WL}’断面）

：防護上の観点から公開できません

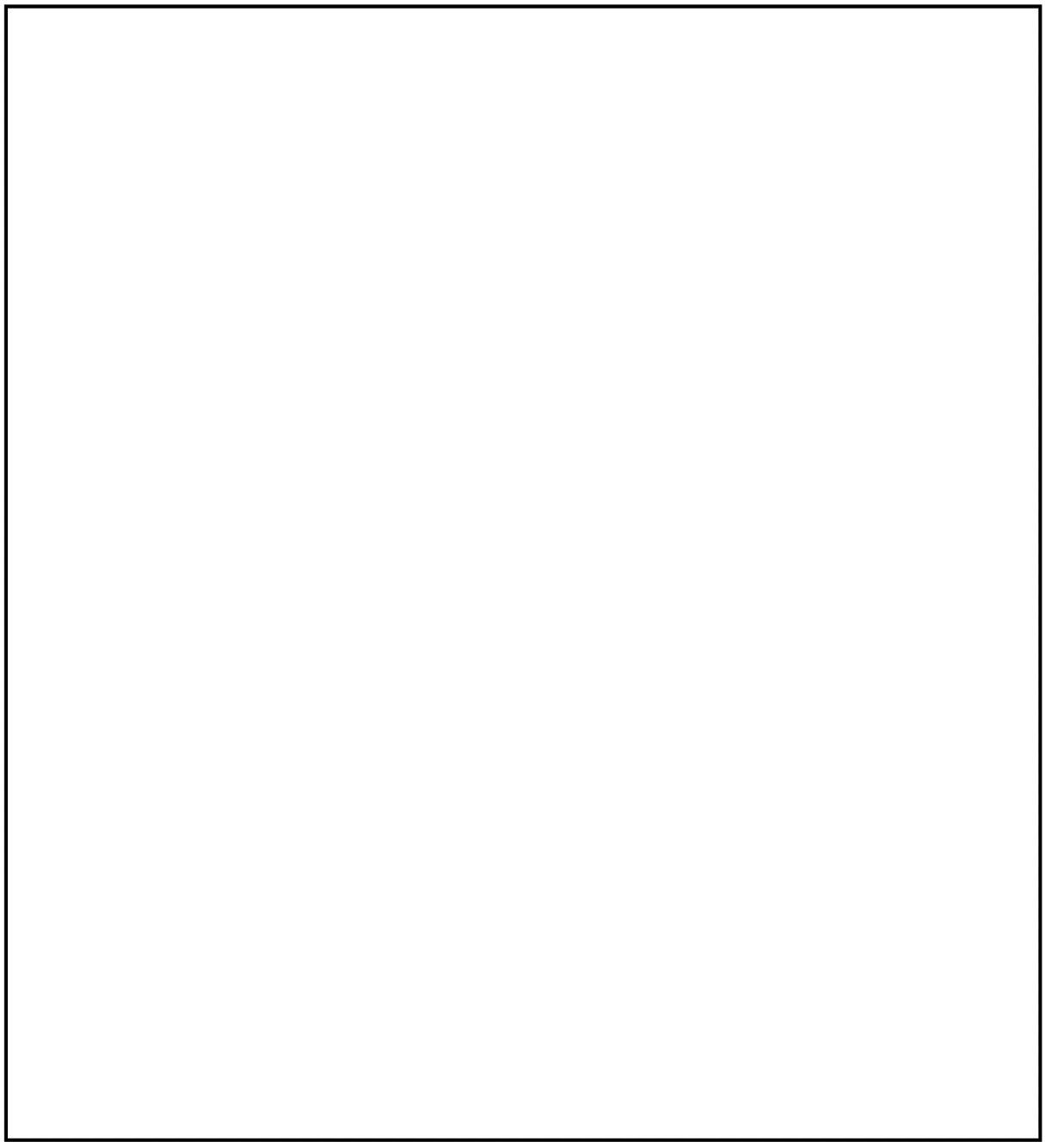
第 7.6.5.3 図（5）　鉛直岩盤分類図（Y_{G2}－Y_{G2}’断面）

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.3 図（6）　鉛直岩盤分類図（Y_{TL}－Y_{TL}’断面）

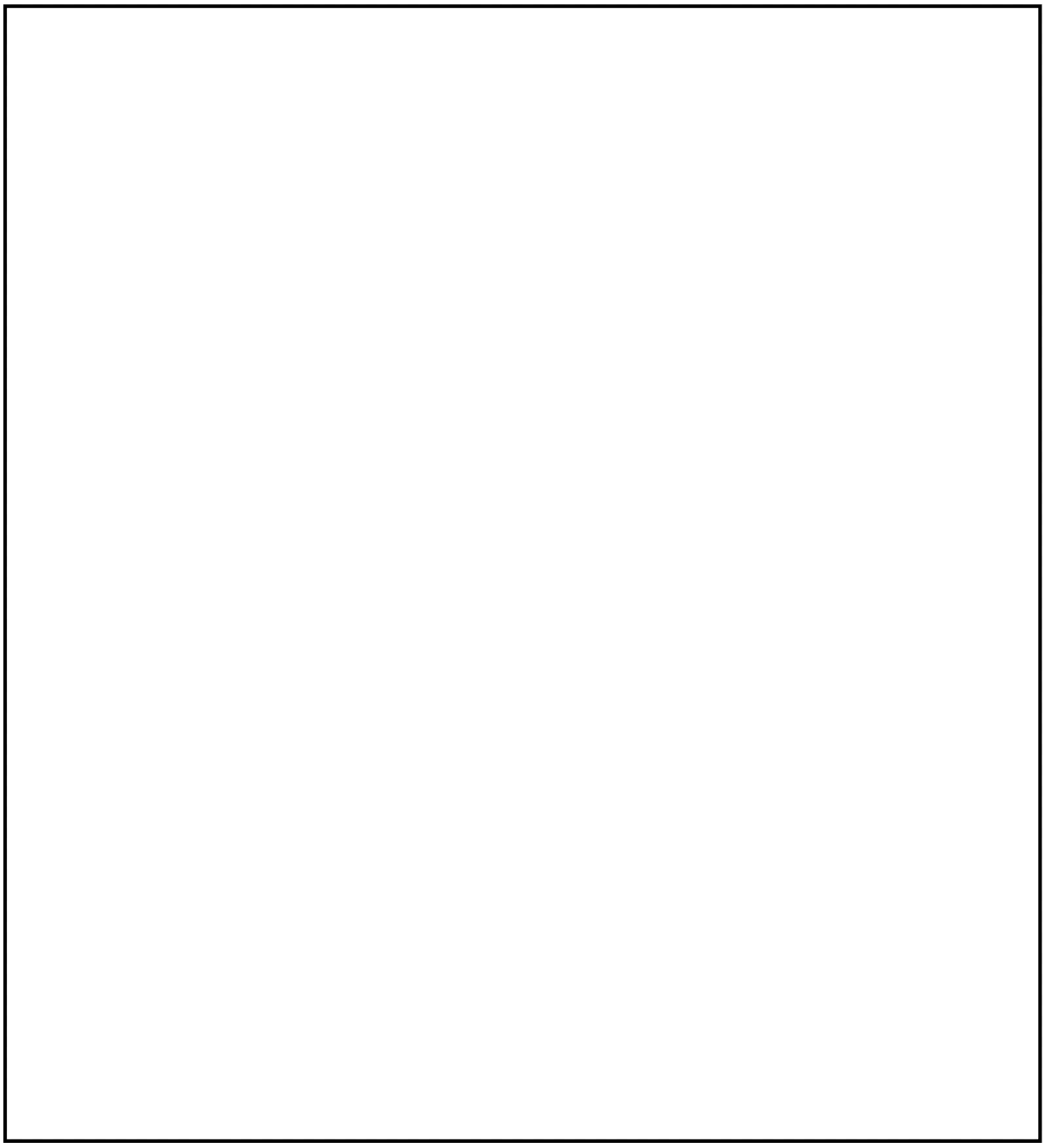
：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.3 図（7）　鉛直岩盤分類図（$Y_w - Y_w'$ 断面）



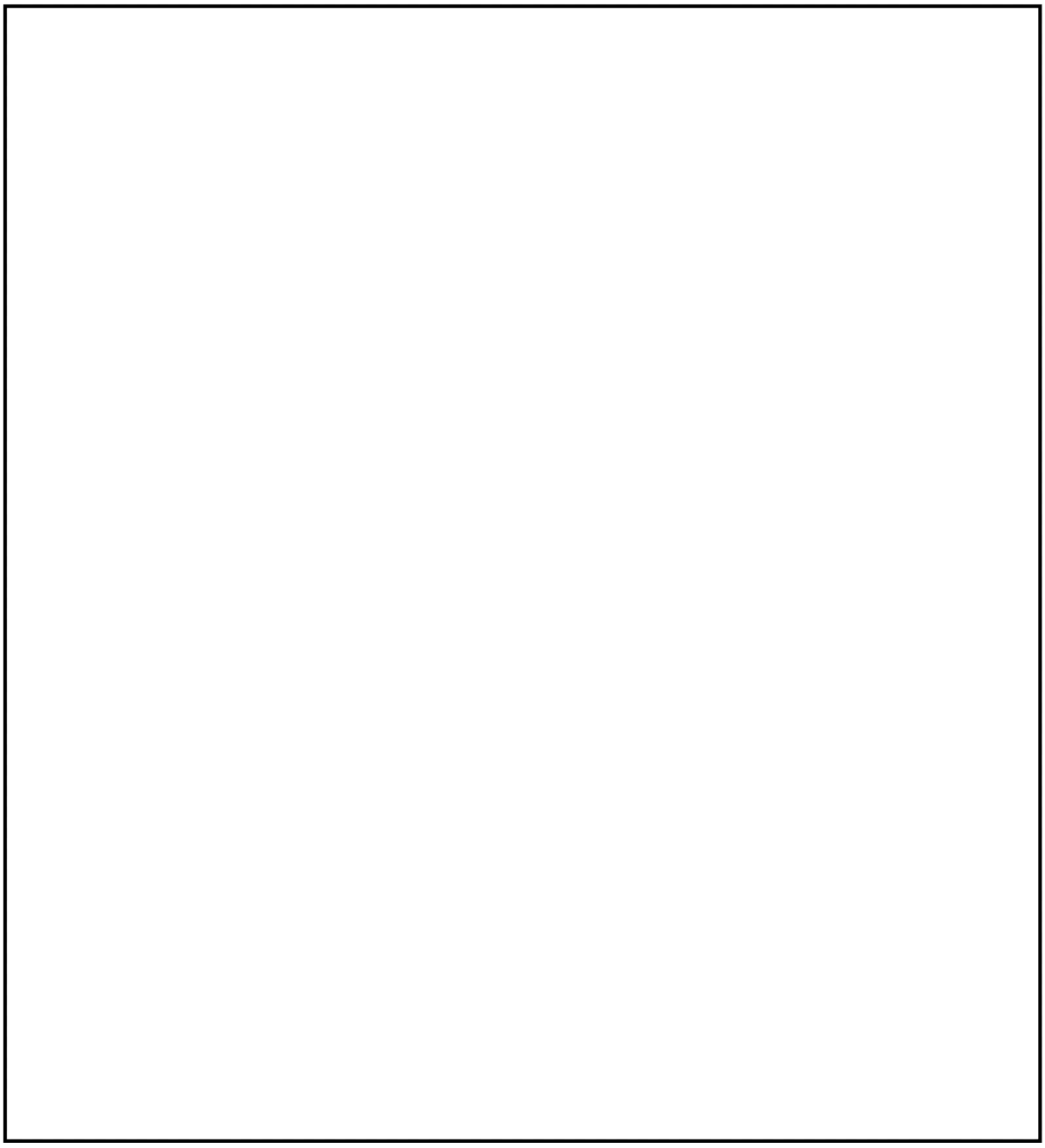
：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.4 図（1）　速度層断面図（X_{G1}－X_{G1}’断面）



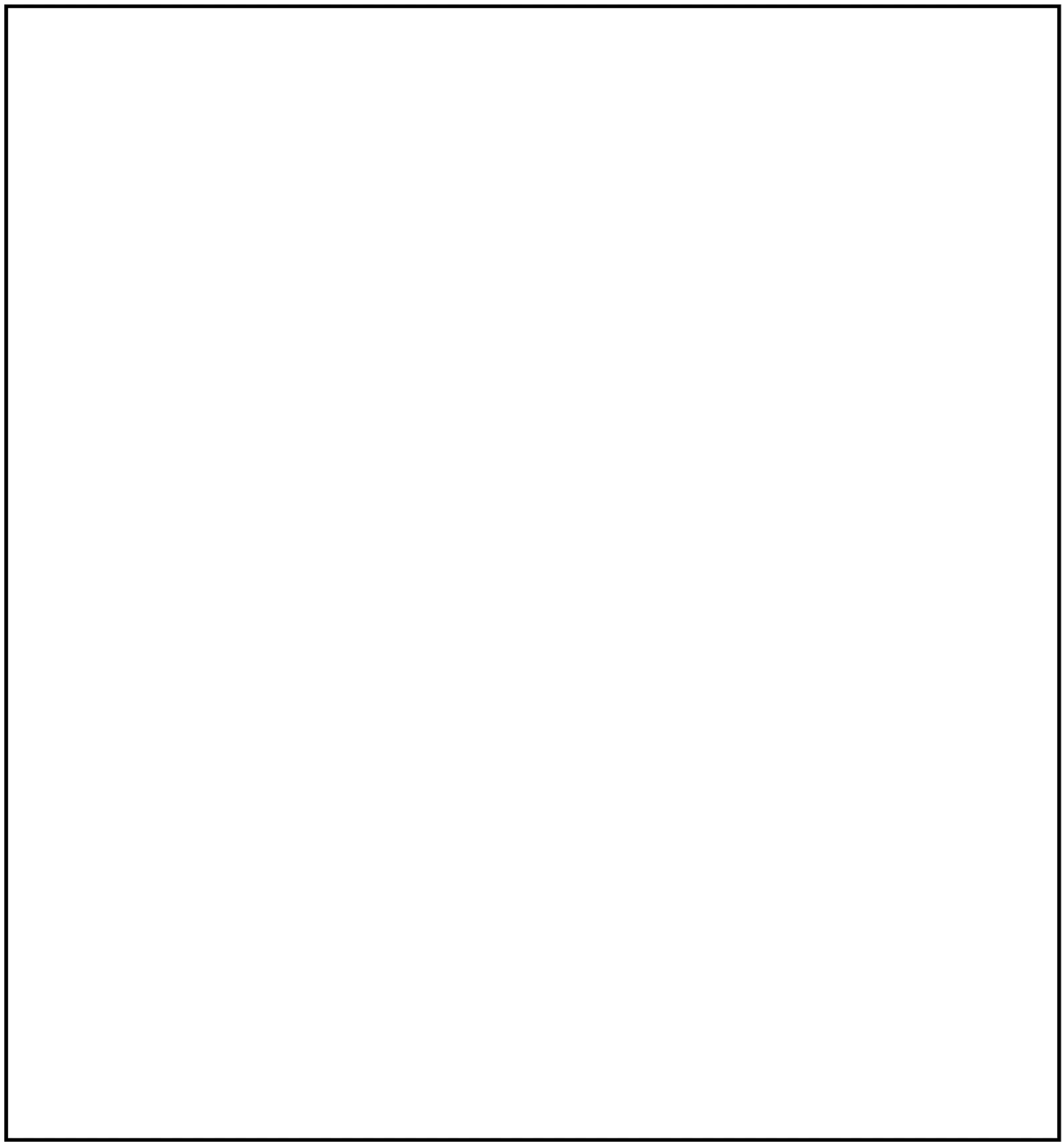
：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.4 図 (2)　速度層断面図（$X_T - X_T'$ 断面）



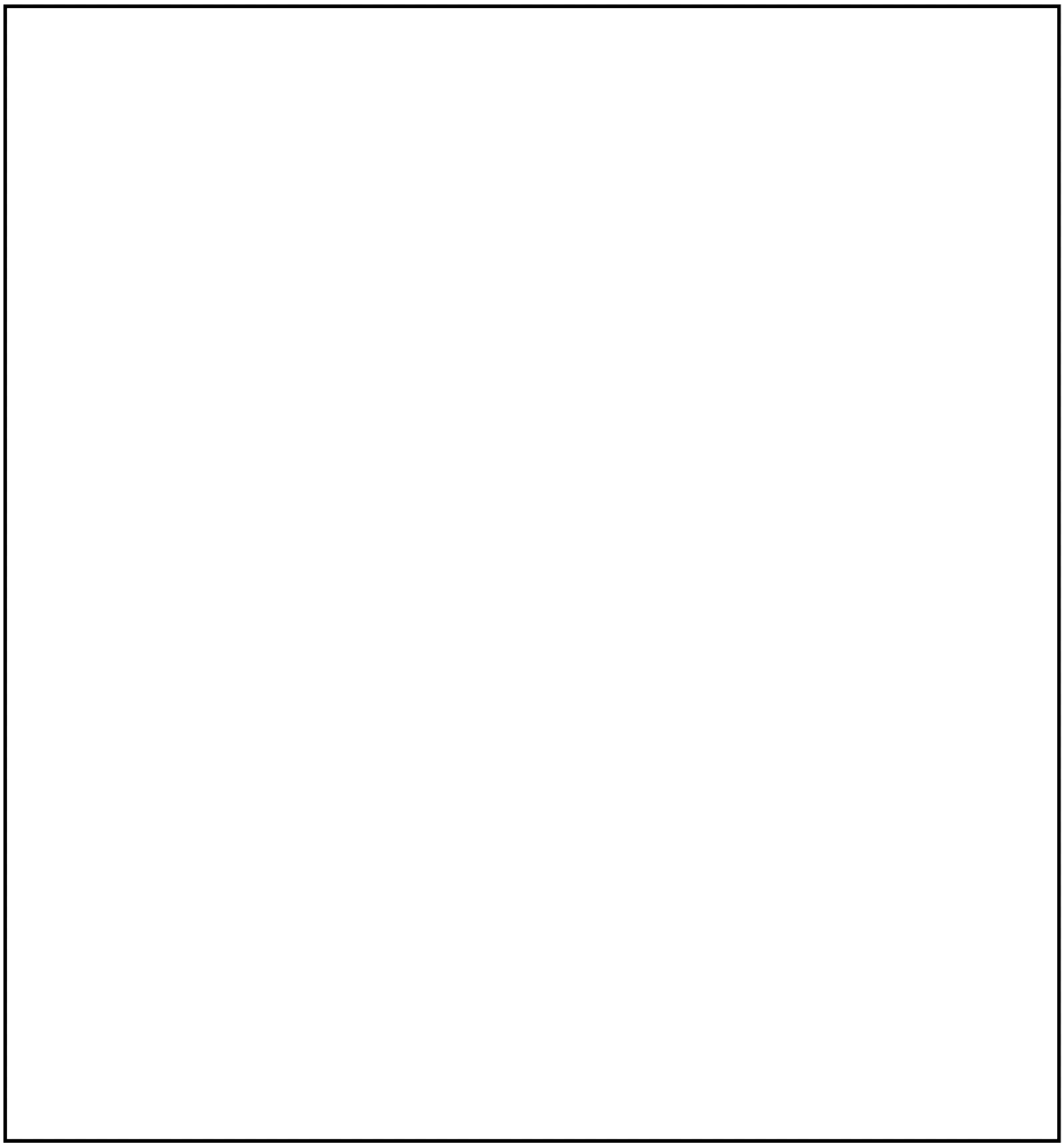
：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.4 図（3）　速度層断面図（X_{G2}－X_{G2}’断面）



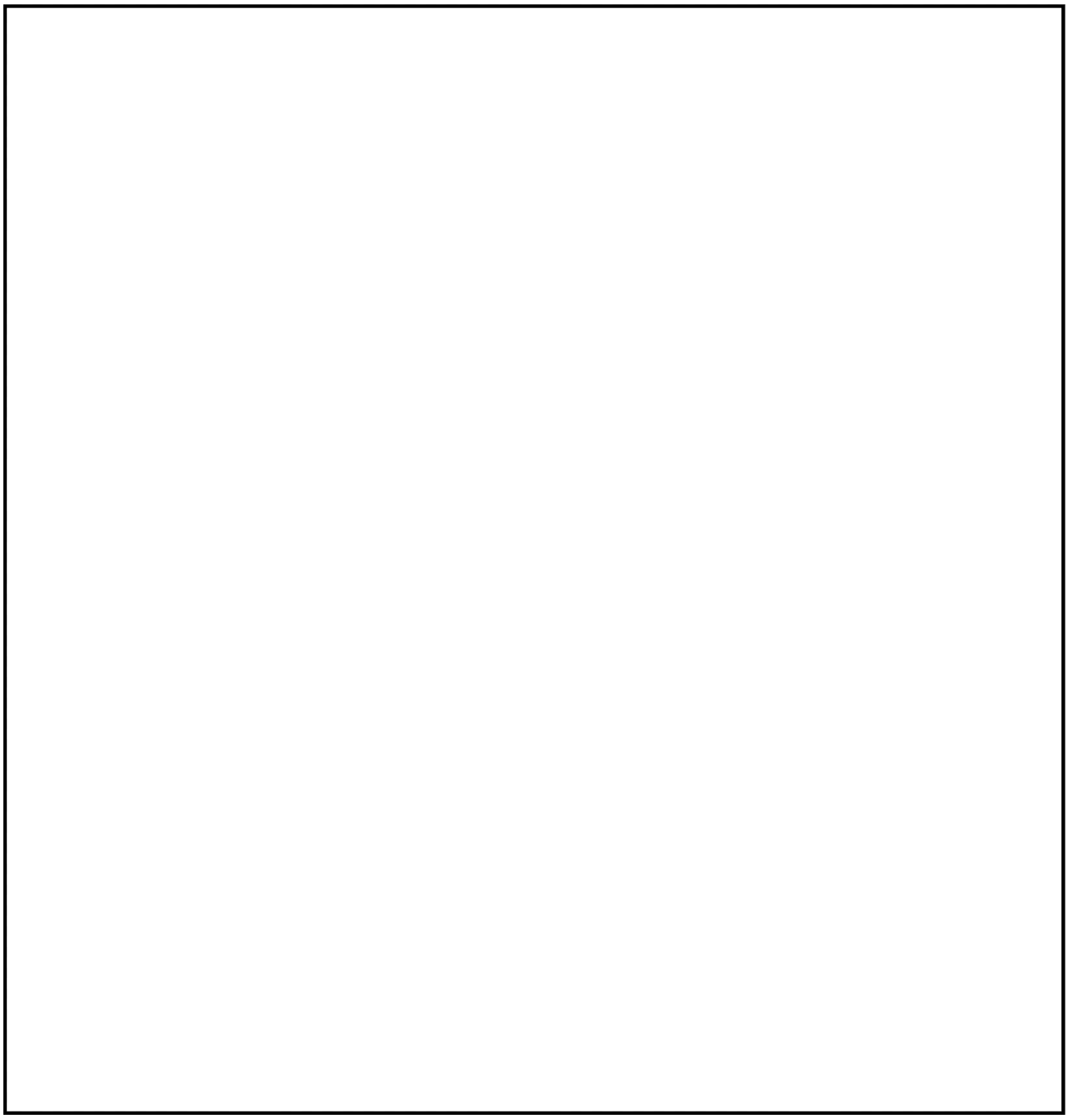
：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.4 図（4）　速度層断面図（X_{WL}－X_{WL}’断面）



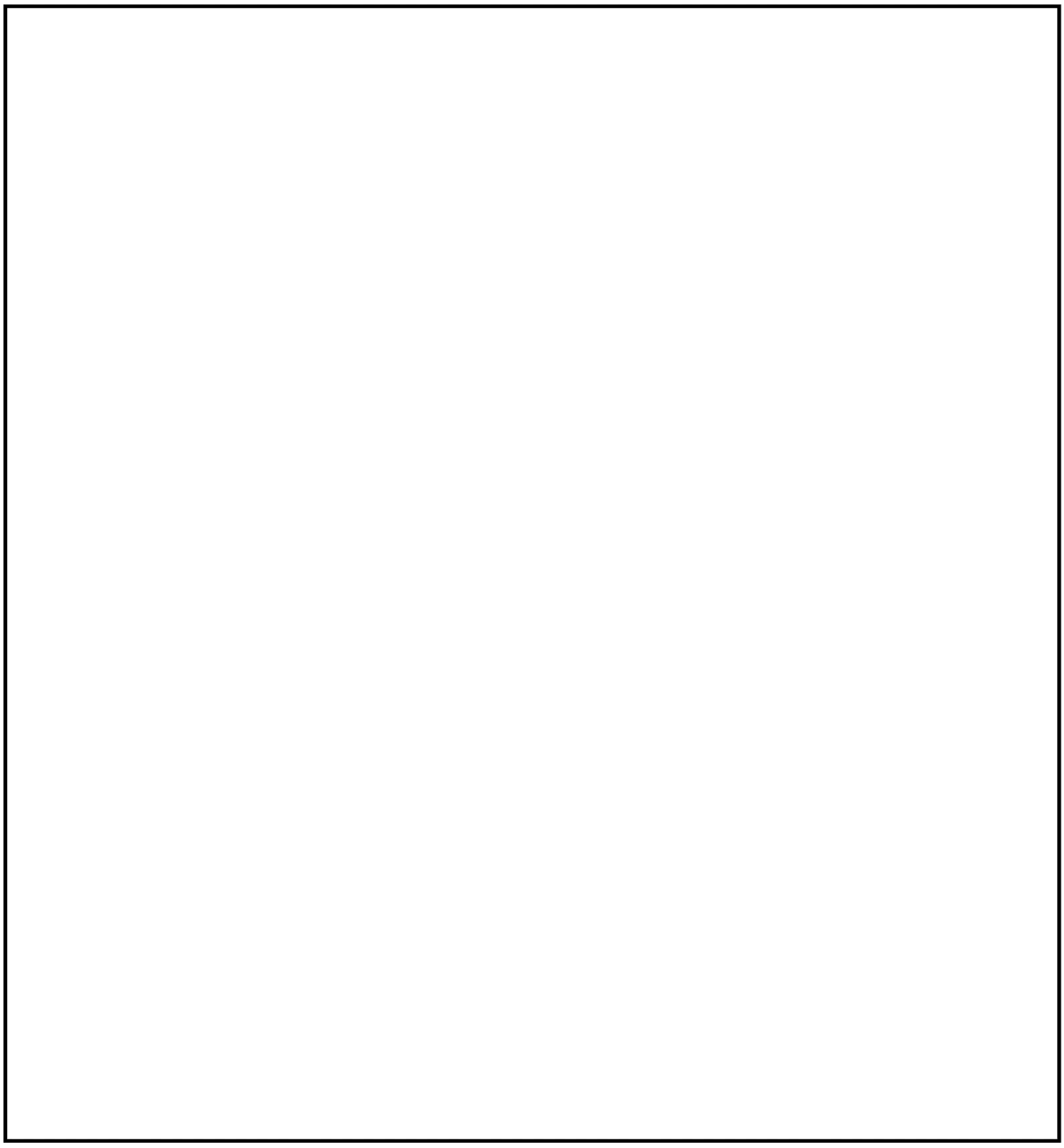
：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.4 図（5）　速度層断面図（Y_{G2}－Y_{G2}’断面）



：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.4 図 (6)　速度層断面図（Y_{TL}－Y_{TL}’断面）



：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.4 図 (7)　速度層断面図（Y_W－Y_W’断面）

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.5 図（1）　解析用要素分割図（X_{G1}－X_{G1}’断面）

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.5 図（2）　解析用要素分割図（X_T－X_T’断面）

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.5 図（3）　解析用要素分割図（X_{G2}－X_{G2}’断面）

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.5 図（4）　解析用要素分割図（X_{WL}－X_{WL}’断面）

：防護上の観点から公開できません

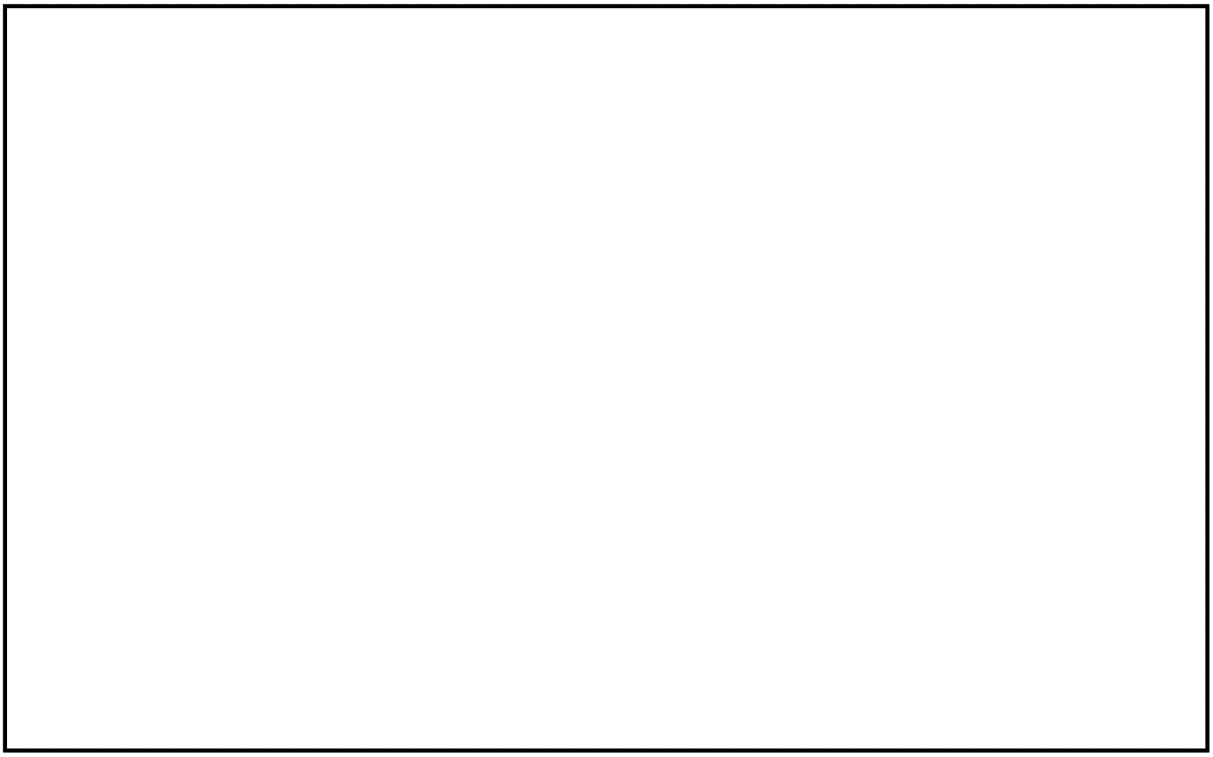
第 7.6.5.5 図（5）　解析用要素分割図（Y_{G2}－Y_{G2}’断面）

：防護上の観点から公開できません

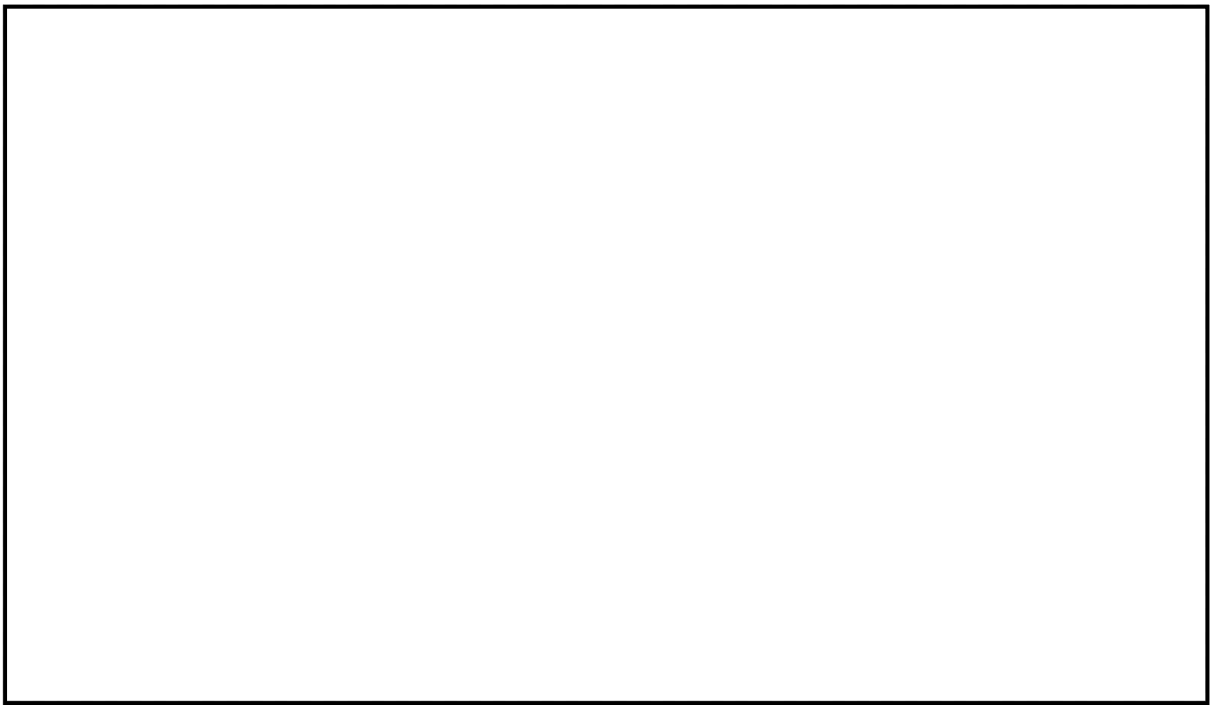
第 7.6.5.5 図（6）　解析用要素分割図（Y_{TL}－Y_{TL}’断面）

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.5.5 図（7）　解析用要素分割図（Ｙｗ－Ｙｗ’断面）

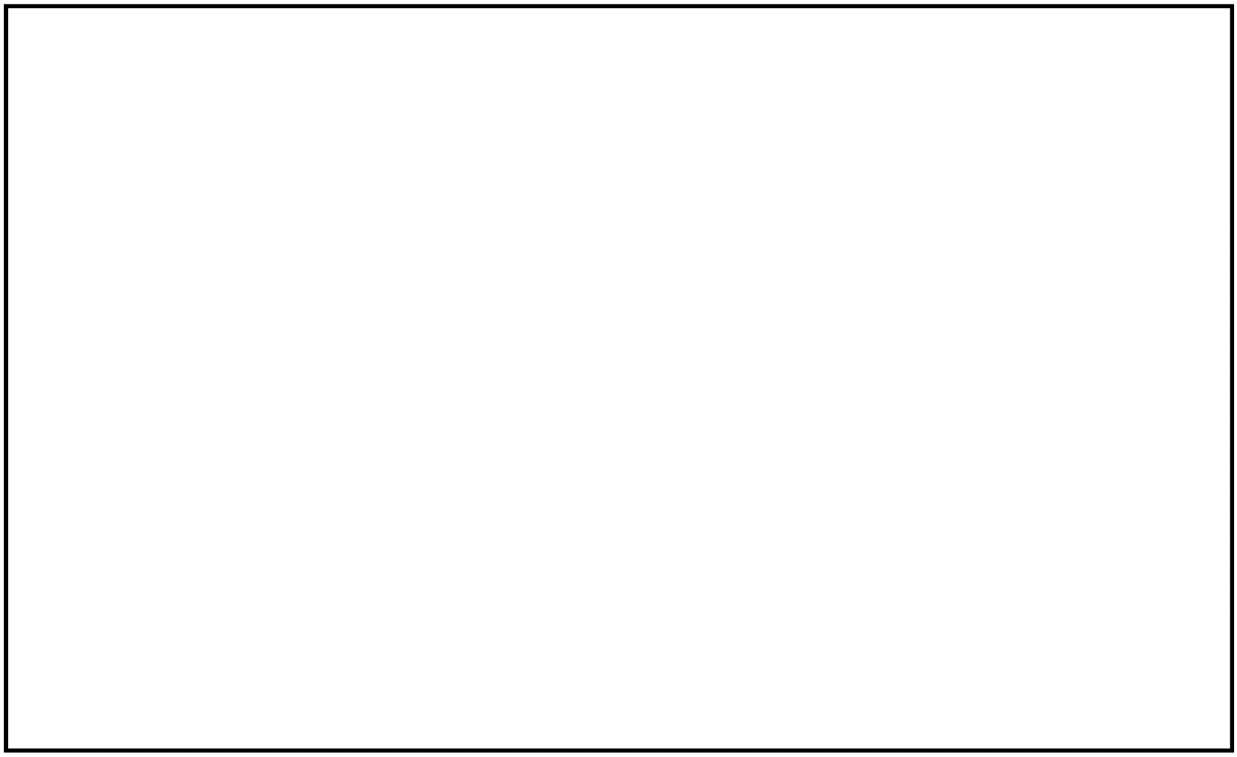


第 7.6.5.6 図（1）　解析用地下水位（X_{G1}－X_{G1}’断面）

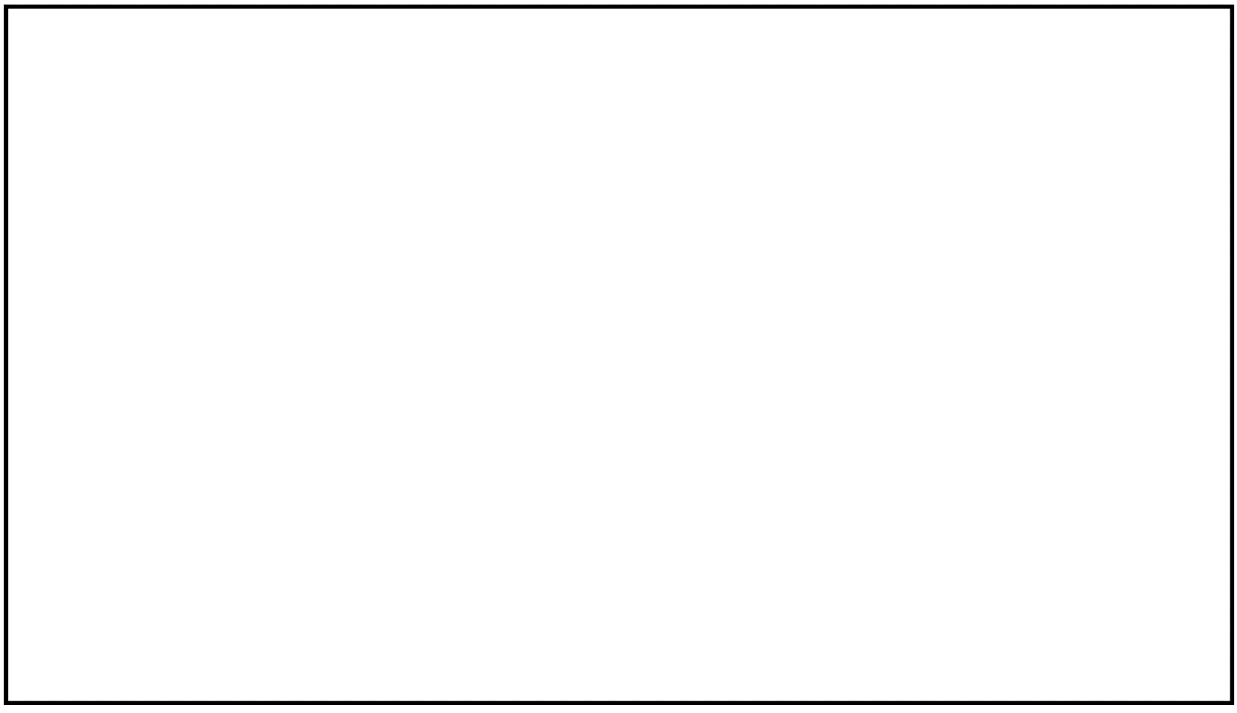


第 7.6.5.6 図（2）　解析用地下水位（X_{T}－X_{T}’断面）

：防護上の観点から公開できません

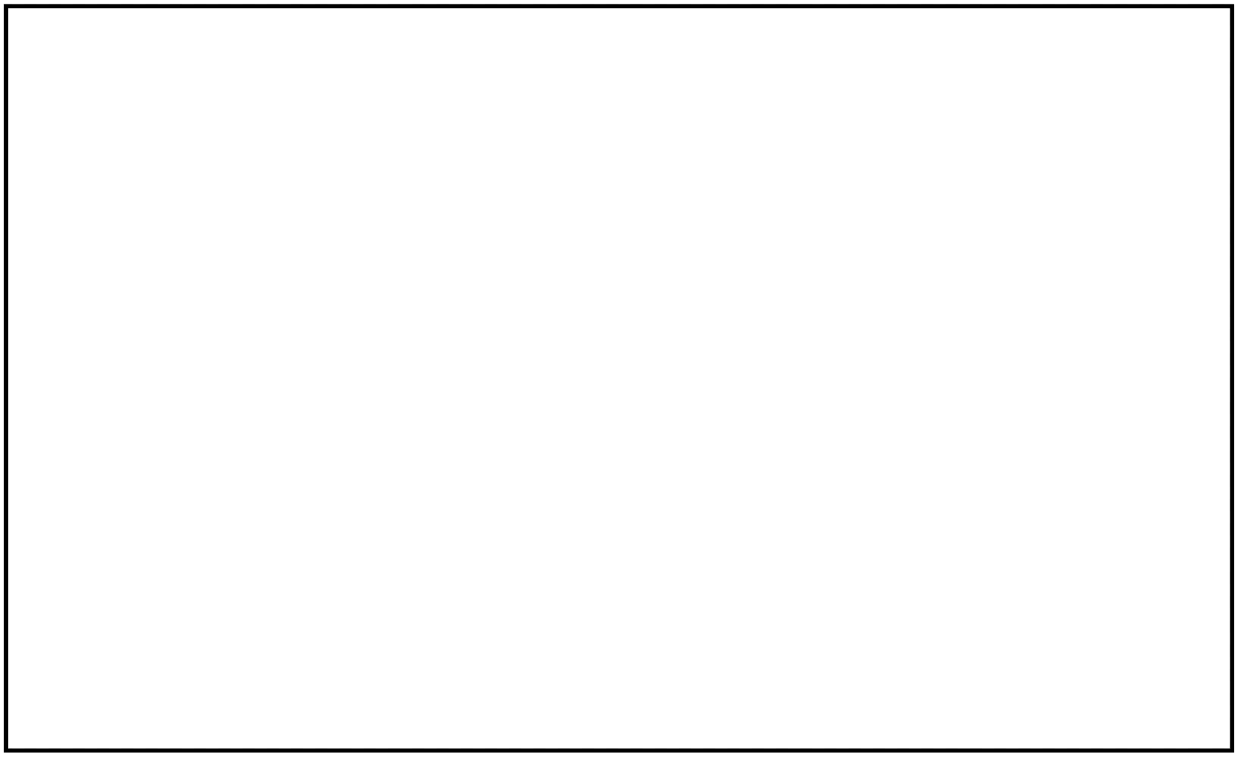


第 7.6.5.6 図 (3)　解析用地下水位（$X_{G2}-X_{G2}$’断面）

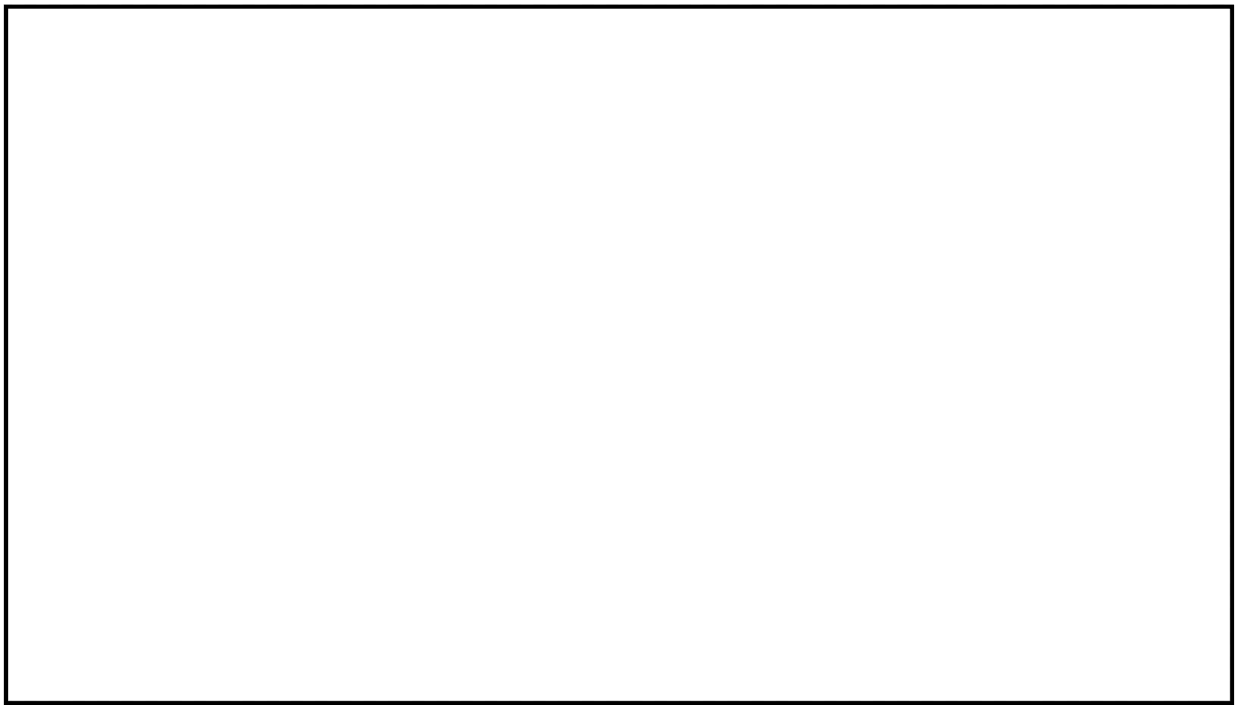


第 7.6.5.6 図 (4)　解析用地下水位（$X_{WL}-X_{WL}$’断面）

：防護上の観点から公開できません

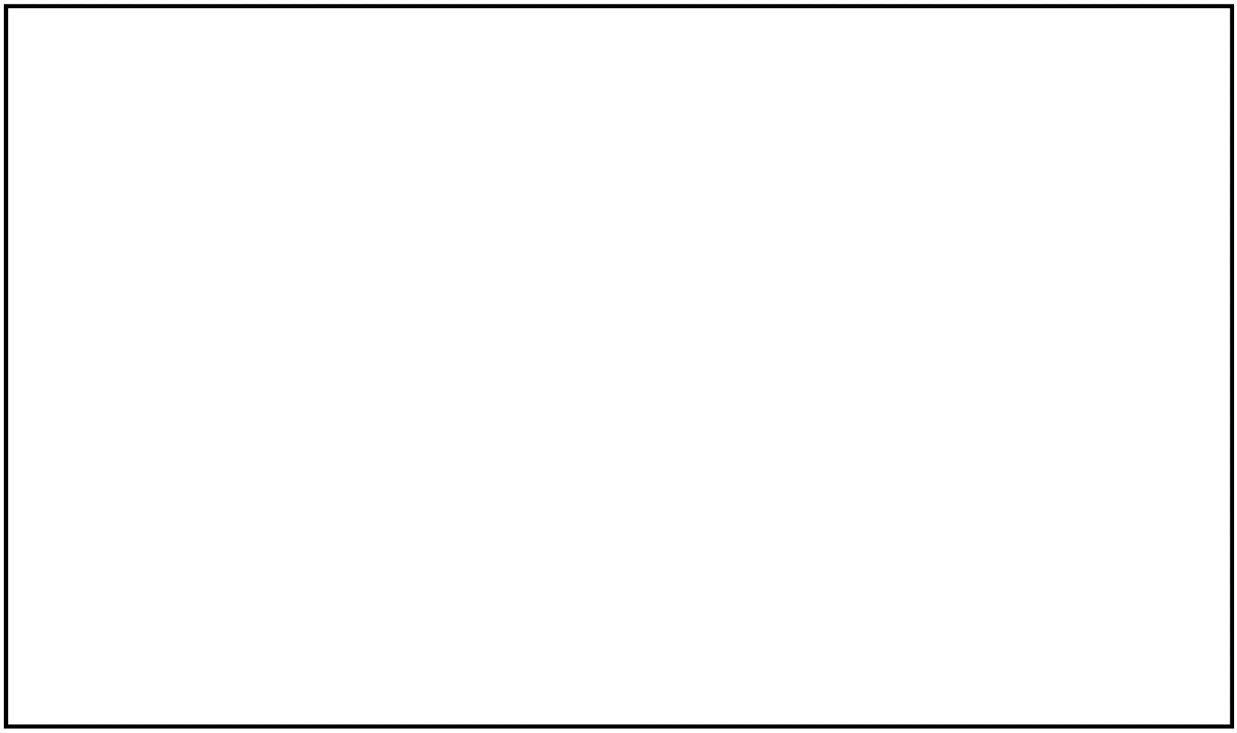


第 7.6.5.6 図 (5)　解析用地下水位（Y_{G2}－Y_{G2}’断面）



第 7.6.5.6 図 (6)　解析用地下水位（Y_{TL}－Y_{TL}’断面）

：防護上の観点から公開できません



第 7.6.5.6 図（7）　解析用地下水位（Y_w－Y_w’断面）

：防護上の観点から公開できません

：防護上の観点から公開できません

第 7.6.6.1 図　周辺斜面位置図

7.7 津　　波

7.7.1 概　　要

供用中に設計基準対象施設に大きな影響を及ぼすおそれがある津波（以下「基準津波」という。）を策定し、基準津波による発電用原子炉施設への影響を評価する。

基準津波は、最新の科学的・技術的知見を踏まえ、地震に伴う津波、地震以外を要因とする津波及びこれらの組み合わせによる津波を想定し、不確かさを考慮して策定する。

7.7.2 既往津波

文献調査[(1)～(19)]によれば、敷地周辺の沿岸域に被害をもたらした既往津波は認められない。

なお、記録されている敷地周辺の沿岸域における津波高としては、1960年チリ地震津波の中甑における1.65m（全振幅）、2010年チリ地震津波の枕崎における0.84m（全振幅）、2011年東北地方太平洋沖地震津波の枕崎における0.91mがある。

7.7.3 地震に伴う津波

発電所に影響を与える可能性がある地震に伴う津波として、南海トラフ～琉球海溝におけるプレート間地震及び海洋プレート内地震に伴う津波並びに敷地周辺の海域活断層による地殻内地震に伴う津波について検討する。

7.7.3.1 プレート間地震に伴う津波

プレート間地震に伴う津波については、全ての沈み込み帯で

Ｍ９クラスの地震が発生しうるとの説[20]や南海トラフ～琉球海溝のテクトニクス的背景は2004年スマトラ島沖地震が発生したスマトラ島～アンダマン諸島の領域と類似しているとの指摘[21]があること等を踏まえ、南海トラフ～琉球海溝において、プレート境界面における固着域に関する分析を行い、その分析結果に基づき、すべり量等の不確かさを考慮した津波波源を設定し、津波水位を評価する。

さらに、2011年東北地方太平洋沖地震津波の教訓を踏まえ、現在の知識・データを超えることが起こりうるとの観点での津波波源を設定し、津波水位を評価する。

7.7.3.1.1　固着域に関する分析

南海トラフ～琉球海溝について、垣見ほか（2003）[22]の地震地体構造区分等を参考に、南海トラフ、琉球海溝北部、琉球海溝中部及び琉球海溝南部に区分し、各領域での固着域を評価する。

固着域の評価においては、地震履歴、テクトニクス等に関する情報に着目し、大規模な津波を伴うＭｗ9.0以上の地震（以下「超巨大地震」という。）の記録がある世界の沈み込み帯との比較・分析を行い、超巨大地震を発生させるような大規模な固着域の存否等を検討する。

南海トラフ～琉球海溝において、区分した領域を第7.7.3.1図に示す。

（1）　地震履歴に関する情報

超巨大地震の記録がある沈み込み帯及び南海トラフ～琉球海

溝において、津波堆積物調査等による地震履歴に関する情報[23]～[37]、[103]を整理し、分析を行う。

超巨大地震の記録がある沈み込み帯及び南海トラフ～琉球海溝における地震履歴に関する情報を第7.7.3.1表に示す。

a. 超巨大地震の記録がある沈み込み帯

超巨大地震の記録がある沈み込み帯においては、Ｍｗ8.5クラスの巨大地震が、数百年間隔で繰り返し発生していると考えられる。

b. 南海トラフ～琉球海溝

南海トラフでは、津波堆積物調査等による情報[31]～[35]から、Ｍｗ8.5クラスの巨大地震が繰り返し発生しているとされている。ただし、地震調査研究推進本部（2013）によると、約5,000年間の地質記録において、九州・パラオ海嶺までの南海トラフ全域を波源域とする超巨大地震に伴う津波が発生した証拠は認められず、松岡・岡村（2012）等によると、過去7,000年間に超巨大地震が発生していないことを示唆する情報がある。

瀬野（2013）によると、南海トラフで発生した地震の応力降下量は、超巨大地震の記録がある沈み込み帯における地震の応力降下量に比べて小さく、超巨大地震が発生する可能性は低いとされている。

琉球海溝では、地震調査研究推進本部（2004、2022）によると、津波を伴った大地震として、琉球海溝南部ではＭｔ8.5（国立天文台編（2013）によればＭ7.4）の1771年八重山地震、琉球海溝中部ではＭ8.0の1911年喜界島地震が確認されて

いる。なお、琉球海溝北部では、津波を伴う大地震の記録はない。

Goto et al.（2013）によると、琉球海溝南部では、直径１m以上の津波石を海岸に打ち上げる規模の大津波が繰り返し発生しているとされているものの、琉球海溝中部では、過去2,300年間に、琉球海溝南部の先島諸島で発生しうる規模の大津波は発生していないとされ、Ｍｗ8.5クラスの巨大地震は発生していないと考えられる。

(2)　テクトニクス等に関する情報（測地学的検討）

超巨大地震の記録がある沈み込み帯及び南海トラフ～琉球海溝において、測地学的検討による情報[38)～45)]を整理し、分析を行う。

超巨大地震の記録がある沈み込み帯及び南海トラフ～琉球海溝における測地学的検討による情報を第7.7.3.2表に示す。

a.　超巨大地震の記録がある沈み込み帯

超巨大地震の記録がある沈み込み帯においては、測地データにより、固着域が認められる。なお、西村（2013）の環太平洋とその周辺の測地データから推定されたプレート間カップリングの分布図によると、超巨大地震の記録がある沈み込み帯におけるすべり欠損速度は、年間２cm以上である。

Loveless and Meade（2010）のプレート間のカップリング係数によると、東北地方太平洋沖地震以前に、陸域のGPSにより、震源域に大規模な固着域が検知されており、東北地方太平洋沖地震規模の固着域は、海溝軸から離れた陸域のGPSにより、検知可能と考えられる。

b.　南海トラフ～琉球海溝

Kato and Kubo（2006）のGPSによる日本全国の速度分布図によると、南海トラフにおけるユーラシアプレートの変位の方向はフィリピン海プレートの進行方向と同じであるが、琉球海溝におけるユーラシアプレートの変位の方向はフィリピン海プレートの進行方向と反対方向であり、南海トラフでは固着が強く、琉球海溝では固着が弱いと考えられる。

文部科学省・海洋研究開発機構（2013）のすべり欠損速度分布によると、南海トラフでは、年間２cm以上のすべり欠損速度が認められるものの、九州・パラオ海嶺付近では、すべり欠損速度が年間２cm以下となり、琉球海溝北部及び中部では、すべり欠損速度は認められない。

中村（2012）及びNakamura（2013）によると、海底地殻変動観測による調査結果から、琉球海溝中部の沖縄本島沖に固着域が分布することが推定されており、その最深部は深さ12km～14kmとされている。また、地震調査研究推進本部（2013）によると、南海トラフのカップリング係数は、プレート境界の深度約10km～20kmで最大となり、それより深部では小さくなっていき、深度40kmでほぼ０になると推定されている。このことから、琉球海溝中部における固着域の最深部は、南海トラフと比べて十分浅く、琉球海溝では固着が弱いと考えられる。

(3)　テクトニクス等に関する情報（沈み込み帯の特徴）

超巨大地震の記録がある沈み込み帯及び南海トラフ～琉球海溝において、巨大地震に関連していると考えられている特徴に

関する情報[46]～[52]を整理し、分析を行う。なお、巨大地震に関連していると考えられている特徴については、上田（1989）におけるチリ型及びマリアナ型を参考とする。

超巨大地震の記録がある沈み込み帯及び南海トラフ～琉球海溝における巨大地震に関連していると考えられている特徴に関する情報を第7.7.3.3表に示す。

a. 超巨大地震の記録がある沈み込み帯

海洋プレートの年代、スラブの傾斜、付加体及び海洋プレートの凹凸地形については、超巨大地震の記録がある沈み込み帯に共通性は認められないものの、背弧拡大がないことについては、超巨大地震の記録がある沈み込み帯に共通性が認められる。

Uyeda and Kanamori（1979）によると、マリアナ型では、プレート間が固着していないため、背弧が拡大するとされ、海溝軸に対して直交方向に背弧が拡大する特徴を持つと考えられる。なお、その機構については、上田（1989）によると、くさび型マントル流モデル等の諸説があるとされている。

超巨大地震の記録がある沈み込み帯のうち、スマトラについては、背弧拡大が認められるものの、Uyeda and Kanamori（1979）によると、leaky transform型の拡大とされ、マリアナにおけるback-arc spreading型の拡大とは区別されている。また、Diehl et al.（2013）によると、アンダマン海は、プルアパートを成因として、海溝軸に対して平行方向に拡大する背弧海盆とされており、マリアナ型の背弧拡大によ

る背弧海盆とは形成メカニズムが異なると考えられる。

b.　南海トラフ～琉球海溝

南海トラフについては、背弧拡大は認められない。

琉球海溝については、Nishimura et al.（2004）の沖縄トラフにおける変位ベクトルの分布図によると、沖縄トラフにおいて、マリアナ型と同様、海溝軸に対して直交成分をもつ方向に背弧が拡大する特徴が認められ、プレート間の固着は弱いと考えられる。

（4）　分析結果

南海トラフ～琉球海溝の各領域内における最大規模の歴史地震は、南海トラフではＭｗ8.5クラス、琉球海溝北部及び中部ではＭｗ8.0クラス、琉球海溝南部ではＭｗ8.5クラスであるものの、前述の検討結果を踏まえ、それらを超える可能性について、領域毎に検討する。

南海トラフでは、Ｍｗ8.5クラスの巨大地震が発生していることなどから、大規模な固着域が存在する可能性があるものの、約5,000年間の地質記録において、超巨大地震が発生した証拠は認められず、応力降下量において、超巨大地震の記録がある沈み込み帯との差異が認められること等から、超巨大地震を発生させるような規模ではないと想定される。

琉球海溝北部では、テクトニクス等に関する情報において、超巨大地震の記録がある沈み込み帯との差異が認められることから、固着域は小規模であると想定される。

琉球海溝中部では、地震履歴、テクトニクス等に関する情報において、超巨大地震の記録がある沈み込み帯との差異が認め

られることから、固着域は小規模であると想定される。

琉球海溝南部では、Ｍｗ8.5クラスの巨大地震が発生していることなどから、大規模な固着域が存在する可能性があるものの、テクトニクス等に関する情報において、超巨大地震の記録がある沈み込み帯との差異が認められることから、超巨大地震を発生させるような規模ではないと想定される。

以上から、南海トラフ～琉球海溝においては、超巨大地震の記録がある沈み込み帯での固着域と同規模の固着域はなく、各領域内における最大規模の歴史地震と整合的な固着域が想定される。

7.7.3.1.2　領域境界を越えて固着域が破壊する可能性の検討

領域境界を越えて固着域が破壊する可能性を検討するために、領域境界毎に構造的境界の有無を検討する。

(1)　南海トラフと琉球海溝の構造的境界

文部科学省・海洋研究開発機構（2013）によると、構造探査等の結果、九州・パラオ海嶺付近を境に、海洋プレートの地殻浅部の厚さ等の構造が異なるとされている。

Seno（2000）[53]によると、四国海盆の年代は15Ma～30Ma、西フィリピン海盆の年代は40Ma～49Maとされており、九州・パラオ海嶺付近を境に、プレートの年代が異なると考えられる。

以上から、南海トラフと琉球海溝の領域境界においては、構造的境界が存在すると考えられる。

(2)　琉球海溝内の構造的境界

長宗（1987）[54]の稍深発地震の分布によると、琉球海溝北部

と中部で、深発地震面の傾斜が異なるとされている。

NOAA NGDC[55]の「Age of Oceanic Lithosphere（m.y.）」によると、琉球海溝南部から中部にかけて、海洋プレートの年代が古くなっている。

横瀬ほか（2010）[56]及び小西（1965）[57]によると、琉球弧は、トカラ海峡及び宮古凹地における横ずれ断層により、地質学的に３分割されるとされている。

Nishimura et al.（2004）によると、琉球弧は、北部・中部・南部の３ブロックに分かれるモデルにより、GPSによる速度分布が説明できるとされている。

以上から、琉球海溝での各領域境界においては、構造的境界が存在すると考えられる。

(3)　分析結果

固着域の評価結果及び前述の検討結果を踏まえ、領域境界を越えて固着域が破壊する可能性について、領域境界毎に検討する。

南海トラフと琉球海溝との領域境界においては、南海トラフの固着域は超巨大地震を発生させるような規模ではないこと、境界付近ですべり欠損速度が顕著に小さくなること、構造的境界が存在することから、領域境界を越える固着域の破壊を考慮する必要はないと考えられる。

琉球海溝北部と琉球海溝中部との領域境界においては、領域内の固着域が小規模であること、構造的境界が存在することから、領域境界を越える固着域の破壊を考慮する必要はないと考えられる。

琉球海溝中部と琉球海溝南部との領域境界においては、琉球海溝南部の固着域は超巨大地震を発生させるような規模ではないこと、琉球海溝中部においては、過去2,300年間に、Ｍｗ8.5クラスの巨大地震が発生していないこと、構造的境界が存在することから、領域境界を越える固着域の破壊を考慮する必要はないと考えられる。

以上から、南海トラフ～琉球海溝において、領域境界を越えた範囲がスケーリング則に従って連動する場合を考慮する必要はないと考えられる。

7.7.3.1.3　分析結果に基づく津波波源の設定

南海トラフ～琉球海溝での分析の結果、各領域で想定される地震の最大規模は、琉球海溝北部及び中部ではＭｗ8.0クラス、琉球海溝南部ではＭｗ8.5クラスと考えられるものの、領域内にある複数の固着域が連動破壊することにより、各領域の領域全範囲がスケーリング則に従って連動する場合を想定し、領域全範囲を断層面積とした津波波源を設定する。

(1)　琉球海溝における津波波源

琉球海溝における津波波源の断層幅については、琉球海溝の固着域は、南海トラフと比べて十分小さく、浅部に限られると考えられるものの、内閣府（2011）[58]による南海トラフの津波波源と同等の深さから海溝軸までのスラブ面形状に沿った長さを断層幅として設定する。

南海トラフ～琉球海溝におけるスラブ面形状[36]、[43]、[59]、[60]を第7.7.3.2図に示す。

平均すべり量については、断層面積から、円形クラックの式より算出する。その際の応力降下量については、内閣府（2012）及びMurotani（2013）[61]を基に、基本ケースとして、平均的なパラメータである1.2（MPa）を設定する。また、すべり量の不確かさを考慮し、不確かさケース①及び不確かさケース②として、十分安全側のパラメータである3.0（MPa）を設定する。

すべり量の不均一性については、海溝軸付近でのすべり量が最大となるように、平均すべり量の４倍となる領域、平均すべり量の３倍となる領域、平均すべり量の２倍となる領域を設定する。大すべり域の大きさについては、基準津波及び耐津波設計方針に係る審査ガイドに記載される東北地方太平洋沖地震津波のすべり分布の分析結果に基づき、平均すべり量の４倍、３倍及び２倍となる領域が、それぞれ、全体の面積の11％、20％及び40％となるように設定する。

大すべり域の位置については、全ての海溝軸付近に大すべり域を配置した波源を用いて、伝播過程の検討を行い、発電所に対して安全側となる位置に設定する。

各領域における伝播過程の検討結果を第7.7.3.3図に示す。

破壊様式については、基本ケース及び不確かさケース①では瞬時破壊を考慮し、不確かさケース②では不確かさケース①の最大ケースにおいて破壊伝播を考慮した検討を行う。その際の破壊開始点については、大すべり域における中心位置及び発電所から遠い位置に設定する。

分析結果に基づく琉球海溝の津波波源を第7.7.3.4図、その諸

元を第7.7.3.4表に示す。

(2) 南海トラフにおける津波波源

南海トラフについては、内閣府（2012）による津波波源を設定する。すべり量等のパラメータについては、内閣府（2012）において検討されている11ケースのうち、最も安全側と考えられる検討ケース⑤を使用する。

7.7.3.1.4 領域境界を越えて固着域が破壊する津波波源の設定

現在の知識・データを超えることが起こりうるとの観点から、琉球海溝の海溝軸付近での固着域が東北地方太平洋沖地震規模の大きさで破壊する場合を想定し、琉球海溝北部～琉球海溝中部までの範囲を断層面積とした津波波源を設定する。

断層幅、平均すべり量、すべり量の不均一性における大すべり域の大きさ及び大すべり域の位置並びに破壊様式については、「7.7.3.1.3 分析結果に基づく津波波源の設定」と同様に設定する。なお、平均すべり量を算出する際の応力降下量については、3.0（MPa）を設定する。

伝播過程の検討結果を第7.7.3.5図に示す。

領域境界を越えて固着域が破壊する津波波源を第7.7.3.6図、その諸元を第7.7.3.5表に示す。

7.7.3.1.5 数値シミュレーション

弾性体理論[62]に基づき海面変位を算定し、非線形長波理論に基づき平面二次元の差分法を用いて数値シミュレーション[63]～[74]により津波評価を行う。

数値シミュレーションの計算条件を第7.7.3.6表に示す。海底地形を第7.7.3.7図に、計算格子分割を第7.7.3.8図に示す。

各ケースの取水口位置での最大水位変動量を第7.7.3.7表に示す。

7.7.3.2　海洋プレート内地震に伴う津波

海洋プレート内地震に伴う津波については、前述の南海トラフ～琉球海溝での固着域に関する分析結果から、津波発生の可能性を検討し、発電所への影響を評価する。

海洋プレート内地震に伴う津波については、想定される津波の規模及び敷地とプレート境界との位置関係から、琉球海溝におけるプレート間地震に伴う津波に比べ、影響が小さいと考えられる。

7.7.3.3　海域活断層による地殻内地震に伴う津波

海域活断層による地殻内地震に伴う津波については、「7.3 地盤」における調査結果及び地震調査研究推進本部における評価[75]、[76]に基づき、津波波源を設定し、簡易予測式による津波高の検討から、発電所に及ぼす影響が大きいと考えられる津波波源を抽出する。抽出した津波波源について、不確かさを考慮したパラメータスタディにより、安全側の津波水位を評価する。

敷地周辺の海域活断層の津波波源を第7.7.3.9図に示す。

7.7.3.3.1　簡易予測式による津波高の検討

阿部（1989）[77]の簡易予測式による津波高の比較により、発

電所に及ぼす影響が大きいと考えられる津波波源を抽出する。

阿部（1989）の簡易予測式で用いた津波波源の諸元及び津波高の比較結果を第7.7.3.8表に示す。

発電所に及ぼす影響が大きいと考えられる市来断層帯市来区間による地震、甑断層帯甑区間①及び②による地震、市来断層帯甑海峡中央区間による地震、甑島北方断層による地震、甑島西方断層による地震及び長崎海脚断層による地震を、数値シミュレーションによる津波評価の検討対象として抽出する。

7.7.3.3.2　津波波源の設定

検討対象として選定した津波波源について、土木学会（2002）[78]を参考に、不確かさを考慮したパラメータスタディを実施する。

すべり量については、断層長さから、武村（1998）[79]及びKanamori（1977）[80]を基に算出する。

傾斜角については、調査結果に基づき設定し、不明な場合は45°～90°として設定する。

すべり角については、広域応力場Ｔ軸（135°～180°）及び傾斜角・走向から、高角となるすべり角を設定する。

断層上縁深さについては、０kmを基本ケースとし、最大水位変動量が最も大きいケースにおいては、０km及び2.5kmを設定する。

7.7.3.3.3　数値シミュレーション

弾性体理論[62]に基づき海面変位を算定し、非線形長波理論に

基づき平面二次元の差分法を用いて数値シミュレーション[63]～[72]により津波評価を行う。

数値シミュレーションの計算条件を第7.7.3.9表に示す。海底地形を第7.7.3.10図に、計算格子分割を第7.7.3.11図に示す。

各ケースの取水口位置での最大水位変動量を第7.7.3.10表に示す。

7.7.4　地震以外を要因とする津波

発電所に影響を与える可能性がある地震以外を要因とする津波として、地すべり及び斜面崩壊に伴う津波並びに火山現象に伴う津波について検討する。

7.7.4.1　地すべり及び斜面崩壊に伴う津波

地すべり及び斜面崩壊に伴う津波については、沿岸陸域の地すべり地形及び海底地すべり地形を抽出し、発電所への影響を評価する。

7.7.4.1.1　沿岸陸域の地すべり地形

沿岸陸域における地すべり地形の調査にあたっては、文献調査及び現地確認を実施し、発電所に影響を与える可能性がある沿岸陸域の地すべり地形を抽出する。

防災科学技術研究所（2008a）[81]及び防災科学技術研究所（2008b）[82]によると、発電所から半径約10km範囲の沿岸陸域において、轟川河口地点に地すべり地形が認められるとされるものの、九州活構造研究会編（1989）[83]によると、地すべり地

形は判読されていない。

防災科学技術研究所（2008a）及び防災科学技術研究所（2008b）による沿岸陸域の地すべり地形の位置を第7.7.4.1図に示す。

轟川河口地点における現地確認の結果、明瞭な地すべり地形は認められない。なお、地すべりによる移動土塊は、轟川方向に流入する地形であり、発電所に影響のある津波を発生させるものではないと考えられる。

7.7.4.1.2　海底地すべり地形

海底地すべり地形の調査にあたっては、文献調査及び海上音波探査記録等の確認を行い、発電所に影響を与える可能性がある海底地すべり地形を抽出する。

徳山ほか（2001）[84]によると、川内原子力発電所の位置する九州西岸域及び南西諸島に海底地すべりは認められない。

岩淵・向山（2006）[85]によると、吹上浜沖の大陸棚外縁に沿って断続的に分布する溝状の凹地形が認められ、斜面の走向方向に細長く延びていること、それぞれが閉じた凹地形となっていること、これらが位置するのは入戸火砕流堆積物の二次堆積物からなる地域であること等より、凹地形は海底地すべりの初期に地すべりの頭部で形成された陥没帯であると判断できるとされている。

敷地周辺海域の海上音波探査記録等において、海底面付近の崩落崖や堆積層中の音響的散乱層等の有無を確認した結果、上甑島の西側大陸斜面及び上甑島の北側大陸斜面に海底地すべり

の痕跡と考えられる地形が認められる。

海底地すべり地形の位置を第7.7.4.2図に示す。

上甑島の西側大陸斜面については、大陸斜面近傍の海底谷下に音響的散乱層が認められることから、大陸斜面付近の地層が急激な崩壊を起こし、津波を発生させたと仮定する。

上甑島の北側大陸斜面については、地層のずれの連続性や撓みの状況からクリープ変形により形成された地形と推定され、津波を発生させるものではないと評価する。

また、岩淵・向山（2006）の指摘する凹地形については、敷地南西側の大陸棚外縁に沿って、凹地形が確認されるものの、凹地形直下の地層に陥没を示唆する反射パターンの食い違い、乱れ等は認められず、大陸斜面の傾斜等に関わらず、概ね水深120m～150m程度に分布していることから、凹地形の形成要因は、海底地すべりによるものではなく、海水準低下時の侵食・堆積作用によるものと考えられ、地すべりの痕跡ではないと評価する。

以上から、津波発生要因となる可能性がある海底地すべりとして、上甑島の西側大陸斜面における海底地すべりを抽出し、数値シミュレーションによる津波評価の検討対象として選定する。

7.7.4.1.3　数値シミュレーション

検討対象として選定した、上甑島の西側大陸斜面における海底地すべりについて、音波探査結果等に基づき海底地すべりモデルを設定し、数値シミュレーション[(63)～(72)]により津波評価を

行う。数値シミュレーションは、Watts et al.（2005）の予測式に基づく手法[86]、[87]及び二層流モデルに基づく手法[88]、[89]を用いる。

海底地すべりのモデル図を第7.7.4.3図に、その諸元を第7.7.4.1表に示す。

数値シミュレーションの計算条件を第7.7.4.2表に示す。海底地形を第7.7.4.4図に、計算格子分割を第7.7.4.5図に示す。

２つの手法による取水口位置での最大水位変動量を第7.7.4.3表に示す。

7.7.4.2　火山現象に伴う津波

火山現象に伴う津波については、「7.8　火山」における検討結果から、津波発生の可能性を検討し、発電所への影響を評価する。

火山現象に伴う津波については、過去の火山現象の発生状況から想定される津波の規模及び地形的障害を考慮すると、影響を及ぼすような津波が到達することはないと考えられる。

7.7.5　津波発生要因の組み合わせの検討

地震以外を要因とする津波のうち、上甑島の西側大陸斜面における海底地すべりに伴う津波以外は、発電所への影響はないと考えられる。このため、地震動によって、上甑島の西側大陸斜面における海底地すべりが発生する場合を想定し、その周辺にある海域活断層による地殻内地震に伴う津波との組み合わせについて、数値シミュレーションにより津波評価を行う。

敷地周辺の海域活断層の津波波源及び海底地すべりの位置を第7.7.5.1図に示す。

海底地すべりの開始時間については、同時発生及び時間差発生を考慮する。時間差については、地震動の伝播時間及び地震の規模を考慮した継続時間[90]を踏まえ、設定する。

設定した時間差及び各ケースの取水口位置での最大水位変動量を第7.7.5.1表に示す。

7.7.6 基準津波の策定

想定した津波毎の取水口位置での最大水位変動量を第7.7.6.1表に示す。

想定した津波のうち、発電所に大きな影響を及ぼすおそれがある津波として、琉球海溝におけるプレート間地震（Ｍｗ9.1）に伴う津波を選定し、基準津波とする。

基準津波の策定位置を第7.7.6.1図に、基準津波の時刻歴波形を第7.7.6.2図に示す。なお、基準津波の策定位置は、時刻歴波形に対して施設からの反射波の影響が微少となるよう、施設から離れた沿岸域としている。

サイト周辺における基準津波の最大水位上昇量分布及び最大水位下降量分布並びに取水口位置での時刻歴波形を第7.7.6.3図に示す。

なお、行政機関により想定されている津波評価[91]、[92]との比較により、基準津波による津波評価が安全側であることを確認している。

行政機関により想定された津波の最大水位変動量を第7.7.6.2

表に示す。

7.7.6.1　地震調査研究推進本部（2022）を踏まえた津波評価への影響

地震調査研究推進本部（2004）の改訂が行われ、2022年３月に地震調査研究推進本部（2022）[103]として公表された。改訂に伴う主な変更点は、地震規模の見直し、評価対象領域の拡大、被害地震の変更である。なお、7.7.3.1に整理している過去の巨大地震については、初版から変更はない。ここでは、地震調査研究推進本部（2022）の改訂内容を踏まえた津波評価への影響を確認する。

7.7.6.1.1　プレート間地震に伴う津波への影響

（1）　琉球海溝における津波波源への影響

地震調査研究推進本部（2022）では、南西諸島周辺及び与那国島周辺の巨大地震として、M8.0程度の地震規模を想定するとともに、与那国島周辺の評価対象領域を地震調査研究推進本部（2004）から台湾東岸まで拡大している。

「7.7.3.1 プレート間地震に伴う津波」で述べたとおり、琉球海溝における津波波源は、第7.7.3.6図のとおり、断層全体でＭｗ9.1を想定していること、地震調査研究推進本部（2022）において拡大された評価対象領域は、設定したスラブ面形状の範囲内であることから、地震調査研究推進本部（2022）を踏まえた津波評価への影響はない。

(2)　南海トラフにおける津波波源への影響

地震調査研究推進本部（2022）では、日向灘における巨大地震としてM8程度の地震規模を想定するとともに、日向灘領域の評価対象領域を地震調査研究推進本部（2004）から拡大している。

「7.7.3.1 プレート間地震に伴う津波」で述べたとおり、日向灘を含む南海トラフにおける津波波源は、内閣府（2012）による津波波源を設定しており、断層全体でＭｗ9.1、日向灘域でＭｗ８程度以上を想定していること、地震調査研究推進本部（2022）において拡大された評価対象領域は、設定した津波波源の範囲内であることから、地震調査研究推進本部（2022）を踏まえた津波評価への影響はない。

7.7.6.1.2　海洋プレート内地震に伴う津波への影響

地震調査研究推進本部（2022）では、南西諸島周辺の評価対象領域を地震調査研究推進本部（2004）から海溝軸外側まで拡大したうえで、M8.0程度の地震規模を想定している。

「7.7.3.2 プレート内地震に伴う津波」で述べたとおり、海洋プレート内地震に伴う津波については、想定される津波の規模及び敷地とプレート境界との位置関係から、琉球海溝におけるプレート間地震に伴う津波に比べ、影響が小さいと考えられることから、地震調査研究推進本部（2022）を踏まえた津波評価への影響はない。

7.7.6.1.3　津波評価への影響の確認結果

以上より、地震調査研究推進本部（2022）を踏まえても津波評価への影響がないことを確認した。

7.7.7　基準津波に対する安全性

取水口位置での基準津波による最高水位は、朔望平均満潮位を考慮するとT.P.＋５m程度である。また、最低水位は、朔望平均干潮位を考慮するとT.P.－5.5m程度である。

重要な安全機能を有する設備を内包する建屋はT.P.＋13mの敷地に設置されており、重要な安全機能を有する屋外設備である海水ポンプを設置しているエリアはT.P.＋15mの防護壁に囲まれているため、十分な裕度があり、基準津波による遡上波に対して影響を受けるおそれはない。

朔望平均潮位を考慮した場合のサイト周辺における基準津波の最高水位分布及び最低水位分布並びに取水口位置での時刻歴波形を第7.7.7.1図に示す。

朔望平均潮位を考慮した基準津波について、取水設備の水理特性を考慮した水位変動に関する数値シミュレーション(93)～(95)を実施する。

取水設備の水理特性を考慮した水位変動に関する数値シミュレーションの計算条件を第7.7.7.1表に、取水口～取水ピットの構造図を第7.7.7.2図に、取水ピットでの水位を第7.7.7.2表に、取水ピットでの時刻歴波形を第7.7.7.3図に示す。

取水ピットでの最高水位は、T.P.＋5.02mである。また、最低水位は、T.P.－3.40mである。

重要な安全機能を有する屋外設備である海水ポンプを設置しているエリアはT.P.＋15mの防護壁に囲まれているため、津波が取水路から流入することはない。また、海水ポンプの取水可能水位はT.P.－5.07mであることから、津波により水位が低下した場合でも、海水ポンプの取水性に影響を及ぼすことはない。

また、基準津波に伴う砂移動による影響について検討する。

取水口の呑口レベルは、カーテンウォール前面位置での海底面より3.5m高い位置にあり、呑口前面には、貯留堰が設置されていることから、砂は呑口に到達しにくい。

基準津波について、砂移動に関する数値シミュレーション[96]～[100]を実施した結果、取水口位置での砂の堆積はほとんどなく、砂の堆積に伴って、取水口が閉塞することはない。

砂移動に関する数値シミュレーションの計算条件を第7.7.7.3表に、サイト周辺における砂移動による地形変化量を第7.7.7.4図に示す。

7.7.8　超過確率の参照

日本原子力学会（2012）[101]及び土木学会原子力土木委員会津波評価部会（2011）[102]の方法を参考に、確率論的津波ハザード評価を行い、基準津波による水位の超過確率を参照する。

確率論的津波ハザード評価において設定したロジックツリーを第7.7.8.1図に、水位と年超過確率の関係を第7.7.8.2図に示す。

基準津波による水位の年超過確率は、基準津波の策定位置においては、水位上昇側で10^{-5}～10^{-6}程度、水位下降側で10^{-6}～10^{-7}

程度、取水口位置においては、水位上昇側で10^{-5}～10^{-6}程度、水位下降側で10^{-5}～10^{-6}程度である。

7.7.9　参考文献

(1)　渡辺偉夫（1998）：日本被害津波総覧【第２版】、東京大学出版会.

(2)　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.

(3)　国立天文台編（2013）：理科年表　平成 26 年、丸善出版.

(4)　福岡管区気象台（1970）：九州および山口県の地震・津波、福岡管区気象台要報、第 25 号.

(5)　福岡管区気象台（1979）：九州・山口県付近の地震・津波の概要、気象庁技術報告、第 96 号.

(6)　福岡管区気象台（1981）：九州・山口県における被害地震、福岡管区気象台要報、第 36 号.

(7)　福岡管区気象台（1991）：九州地方の地震活動（1984 年～1990 年）－テレメータシステム整備後の地震資料－、福岡管区気象台要報、第 46 号.

(8)　宇津徳治（1982）：日本付近のM6.0 以上の地震および被害地震の表：1885 年～1980 年、東京大学地震研究所彙報、vol.57、pp.401-463.

(9)　Iida, K.（1956）：Earthquakes accompanied by tsunamis occurring under the sea off the Islands of Japan, The Journal of Earth Sciences, Nagoya University, vol.４, pp.１-43.

(10)　今村明恒（1949）：本邦津浪年代表、地震第２輯、vol.２、pp.23-28.

(11)　渡辺偉夫（1968）：日本およびその周辺（沖縄および南千島を含む）の津波の表、地震第２輯、vol.21、pp.293-313.

(12)　渡辺偉夫（1983）：改訂日本およびその周辺の津波の表、地震第２輯、vol.36、pp.83-107.

(13)　Usami, T.（1979）：Study of Historical Earthquakes in Japan、東京大学地震研究所彙報、vol.54、pp.399-439.

(14) 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、土木学会.

(15) 土木学会（1997）：1993 年北海道南西沖地震震害調査報告.

(16) 気象庁（1961）：昭和 35 年５月 24 日チリ地震津波調査報告、気象庁技術報告、第８号.

(17) チリ津波合同調査班（1961）：1960 年５月 24 日チリ地震津波に関する論文及び報告、丸善.

(18) 気象庁（2010）：平成 22 年３月　地震・火山月報（防災編）.

(19) 気象庁（2011）：平成 23 年３月　地震・火山月報（防災編）.

(20) McCaffrey, R. (2008): Global frequency of magnitude 9 earthquakes. Geology, vol.36, pp.263-266.

(21) Hsu, S.-K. and Sibuet, J.-C. (2005): Earthquake off Japan could generate strong tsunami. Eos Transactions AGU, vol.86, pp.169-170.

(22) 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、vol.55、pp.389-406.

(23) Cisternas, M., Atwater, B. F., Torrejo´n, F., Sawai, Y., Machuca, G., Lagos, M., Eipert, A., Youlton, C., Salgado, I., Kamataki, T., Shishikura, M., Rajendran, C. P., Malik, J. K., Rizal, Y. and Husni, M. (2005): Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. Nature, vol.437, pp.404-407.

(24) 佐竹健治（2013）：カスケード沈み込み帯における巨大地震の発生履歴の研究史、地震予知連絡会会報、vol.89、pp.421-424.

(25) Goldfinger, C., Nelson, C. H., Morey, A. E., Johnson, J. E., Patton, J. R., Karabanov, E., Gutiérrez-Pastor, J., Eriksson, A. T., Gràcia, E., Dunhill, G., Enkin, R. J., Dallimore, A., and Vallier, T.

(2012): Turbidite event history - methods and implications for Holocene paleoseismicity of the Cascadia subduction zone. USGS Professional Paper, 1661-F.

(26) Shennan, I., Bruhn, R. and Plafker, G. (2009): Multi-segment earthquakes and tsunami potential of the Aleutian megathrust. Quaternary Science Reviews, vol.28, pp.7-13.

(27) Ryan, H. F., von Huene, R., Wells, R. E., Scholl, D. W., Kirby, S. and Draut, A. E. (2012): History of earthquakes and tsunamis along the eastern Aleutian-Alaska megathrust, with implications for tsunami hazards in the California Continental Borderland. USGS Professional Paper, 1795-A.

(28) Pinegina, T. K., Bourgeois, J., Bazanova, L. I., Melekestsev, I. V. and Braitseva, O. A. (2003): A millennial-scale record of Holocene tsunamis on the Kronotskiy Bay coast, Kamchatka, Russia. Quaternary Research, vol.59, pp.36-47.

(29) 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2011）：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.

(30) 藤野滋弘（2013）：インド洋における過去の巨大地震・津波、地震予知連絡会会報、vol.89、pp.429-431.

(31) 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013）：南海トラフの地震活動の長期評価（第二版）.

(32) 松岡裕美・岡村　眞（2012）：津波堆積物から見た南海トラフ沿いの巨大地震履歴、地震予知連絡会会報、vol.87、pp.495-496.

(33) 藤原　治（2013）：地形・地質記録から見た南海トラフの巨大地震・津波（東海地域の例）、GSJ 地質ニュース、vol.２、pp.197-200.

(34) 宍倉正展（2013）：地形・地質記録から見た南海トラフの巨大地震・津波（南海地域の例）、GSJ 地質ニュース、vol. 2、pp. 201-204.

(35) 瀬野徹三（2013）：南海トラフ三連動型地震・M9 はあり得るか？、GSJ 地質ニュース、vol. 2、pp. 212-214.

(36) 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）：日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価.

(37) Goto, K., Miyagi, K. and Imamura, F. (2013): Localized tsunamigenic earthquakes inferred from preferential distribution of coastal boulders on the Ryukyu Islands, Japan. Geology, vol. 41 pp. 1139-1142.

(38) Scholz, C. H. and Campos, J. (1995): On the mechanism of seismic decoupling and back arc spreading in subduction zones. Journal of Geophysical Research, vol. 100, pp. 22103-22115.

(39) Scholz, C. H. and Campos, J. (2012): The seismic coupling of subduction zones revisited. Journal of Geophysical Research, vol. 117, B05310.

(40) 西村卓也（2013）：測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング、地震予知連絡会会報、vol. 89、pp. 453-455.

(41) Loveless, J. P. and Meade, B. J. (2010): Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan. Journal of Geophysical Research, vol. 115, B02410.

(42) Kato, T. and Kubo, A. (2006): Present-day tectonics in four active island arcs based on GPS observations and forearc stress fields. Geophysical Monograph Series, vol. 116, pp. 31-42.

(43) 文部科学省研究開発局・独立行政法人海洋研究開発機構（2013）：東海・東南海・南海地震の連動性評価研究プロジェクト　東海･東南海･南海地震

の連動性評価のための調査観測･研究（平成 20～24 年度）成果報告書.

(44) 中村　衛（2012）：南西諸島の地震活動と巨大津波発生可能性、科学、vol.82, pp.201-207.

(45) Nakamura, M. (2013): Interplate coupling in the Ryukyu Trench: possibility of large interplate earthquakes and mega-tsunamis. Shieh, C.-L., Koizumi, N. and Matsumoto, N. eds. Proceedings of the 10th Taiwan-Japan International Workshop on Hydrological and Geochemical Research for Earthquake Prediction, GSJ Openfile Report, no.574, pp.19-28.

(46) 上田誠也（1989）：プレート・テクトニクス、岩波書店.

(47) Mantovani, E., Viti, M., Babbucci, D., Tamburelli, C. and Albarello, D. (2001): Back arc extension: which driving mechanism? Journal of the Virtual Explorer, vol.３, pp.17-45.

(48) Uyeda, S. and Kanamori, H. (1979): Back-arc opening and the mode of subduction. Journal of Geophysical Research, vol.84, pp.1049-1061.

(49) Clift, P. and Vannucchi, P. (2004): Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: implications for the origin and recycling of the continental crust. Review of Geophysics, vol.42, RG2001.

(50) Ruff, L. J. (1989): Do trench sediments affect great earthquake occurrence in subduction zones? Pure and Applied Geophysics, vol.129, pp.263-282.

(51) Diehl, T., Waldhauser, F., Cochran, J. R., Kamesh Raju, K. A., Seeber, L., Schaff, D. and Engdahl, E. R. (2013): Back-arc extension in the Andaman Sea: Tectonic and magmatic processes

imaged by high-precision teleseismic double-difference earthquake relocation. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, vol.118, pp. 1 -19.

(52) Nishimura, S. Hashimoto, M. and Ando, M. (2004): A rigid block rotation model for the GPS derived velocity field along the Ryukyu arc. Physics of the Earth and Planetary Interiors, vol.142 pp.185-203.

(53) Seno, T. (2000): Why the Philippine Sea plate moves as it does. Journal of Geological Society of the Phillippines, vol.55, pp.105-117.

(54) 長宗留男（1987）：九州-琉球列島における稍深発地震とテクトニクス、地震第２輯、vol.40、pp.417-423.

(55) NOAA National Geophysical Data Center: Age of Oceanic Lithosphere (m.y.). http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/ocean_age/data/2008/ngdc-generated_images/whole_world/2008_age_of_oceans_plates.pdf

(56) 横瀬久芳・佐藤　創・藤本悠太・Mirabueno, M. H. T.・小林哲夫・秋元和実・吉村　浩・森井康宏・山脇信博・石井輝秋・本座栄一（2010）：トカラ列島における中期更新世の酸性海底火山活動、地学雑誌、vol.119、pp.46-68.

(57) 小西健二（1965）：琉球列島（南西諸島）の構造区分、地質学雑誌、vol.71、pp.437-457.

(58) 内閣府（2011）：南海トラフの巨大地震モデル検討会（中間とりまとめ）.

(59) 内閣府（2012）：南海トラフの巨大地震モデル検討会（第二次報告）.

(60) 防災科学技術研究所（2007）：地震ハザードステーション（確率論的地震動予測地図）、フィリピン海プレート形状データ.

(61) Murotani, S. Satake, K. and Fujii, Y. (2013) : Scaling relations of seismic moment, rupture area, average slip, and asperity size for M ～9 subduction-zone earthquakes, Geophysical Research Letters, vol. 40, pp.5070-5074.

(62) Mansinha, L. and Smylie,D.E. (1971) : The displacement fields of inclined faults, Bulletin of the Seismological Society of America, vol.61,pp.1433-1440.

(63) 後藤智明・小川由信 (1982) : Leap-frog 法を用いた津波の数値計算法, 東北大学工学部研究報告.

(64) U.S. Geological Survey (1996) : GTOPO30 Global 30 Arc Second Elevation Data Set (E100N40).

(65) 国土地理院 (1997) : 数値地図 50mメッシュ (標高) 日本ーⅢ.

(66) 日本海洋データセンター (2005) : 日本周辺の 500m メッシュ海底地形データ (J-EGG500:JODC-Expert Grid data for Geography).

(67) 国土地理院 (2006) : 数値地図 25000 (行政界・海岸線).

(68) 国土地理院 (2009) : 数値標高モデル (DEM) 10m メッシュ (標高).

(69) 日本水路協会 (2011) : JTOPO30v2 M1304, 1305, 1306, 1404, 1405, 1504, 1505.

(70) 日本水路協会 (2008, 2009, 2011, 2012) : 海底地形デジタルデータ M7000 シリーズ (薩南、奄美海域、九州西岸海域、関東南部、遠州灘、四国南岸沖～豊後水道、若狭湾、隠岐、対馬海峡、瀬戸内海東部、瀬戸内海西部、沖縄本島海域、先島諸島、八丈島海域、小笠原海域、大東島海域).

(71) Shuto, N., Suzuki, T., Hasegawa, K. and Inagaki, K. (1986) : A Study of Numerical Techniques on the Tsunami Propagation and Run-up., Science of tsunami hazards, The International Journal of the

Tsunami Society, vol.４, pp.111-124.

(72) 小谷美佐・今村文彦・首藤伸夫（1998）：GIS を利用した津波遡上計算と被害推定法、海岸工学論文集、vol.45、pp.356-360.

(73) General Bathymetric Chart of the Oceans (2010) : The GEBCO_08 Grid.

(74) 国土地理院（1997）：数値地図 50ｍメッシュ（標高）日本－Ⅱ.

(75) 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013a）：甑断層帯の長期評価.

(76) 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2013b）：市来断層帯の長期評価.

(77) 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、pp.51-69.

(78) 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.

(79) 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、vol.51、pp.211-228.

(80) Kanamori, H.（1977）：The energy release in great earthquakes, Journal of Geophysical Research, vol.82, pp.2981-2987.

(81) 防災科学技術研究所（2008a）：地すべり地形分布図　第35集「八代」.

(82) 防災科学技術研究所（2008b）：地すべり地形分布図　第39集「鹿児島」.

(83) 九州活構造研究会編（1989）：九州の活構造、東京大学出版会.

(84) 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、vol.13、pp.27-53.

(85) 岩淵　洋・向山健二郎（2006）：薩摩半島吹上浜沖陸棚斜面の特異地形、地質学雑誌、vol.112、pp.531-534.

(86) Grilli, S.T., Watts, P. (2005) : Tsunami Generation by Submarine

Mass Failure. Ⅰ : Modeling, Experimental Validation, and Sensitivity Analyses, Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, vol.131, pp.283-297.

(87) Watts, P., Grilli, S. T., Tappin, D. R., Fryer, G. J. (2005) : Tsunami Generation by Submarine Mass Failure. Ⅱ : Predictive Equations and Case Studies, Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, vol.131, pp.298-310.

(88) 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、vol.45、pp.346-350.

(89) Kawamata, K., Takaoka, K., Ban, K., Imamura, F, Yamaki, S., and Kobayashi, E. (2005) : Model of Tsunami generation by collapse of volcanic eruption : The 1741 Oshima-Oshima Tsunami, Advances in Natural and Technological Hazards Research, vol.23, pp.79-96.

(90) 日本電気協会原子力規格委員会編 (2008) : 原子力発電所耐震設計技術指針 JEAG4601－2008.

(91) 鹿児島県 (2013) : 鹿児島県地域防災計画 (津波災害対策編) (平成 24 年度).

(92) 沖縄県土木建築部海岸防災課 (2013) :沖縄県津波被害想定調査業務委託報告書 (概要版).

(93) 土木学会水理委員会水理公式集改訂小委員会編 (1999) : 水理公式集 (平成 11 年版).

(94) 電力土木技術協会 (1995) : 火力・原子力発電所土木構造物の設計 (増補改訂版).

(95) 千秋信一 (1967) : 発電水力演習、学献社.

(96) 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、vol.45、pp.376-380.

(97) 小林昭男･織田幸伸･東江隆夫･高尾　誠･藤井直樹（1996）：津波による砂移動に関する研究、海岸工学論文集、vol.43、pp.691-695.

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

(99) 藤田尚毅・稲垣和男・藤井直樹・高尾誠・金戸俊道（2010）：津波による海底地形変化評価モデルの現地適用性に関する研究、海洋開発論文集、vol.26、pp.213-218.

(100) 高橋智幸・黒川貴博・藤田将孝・島田広昭（2011）：津波による土砂移動の粒径依存性に関する水理実験、土木学会論文集 B2（海岸工学）、Vol.67、pp.231-235.

(101) 日本原子力学会（2012）：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.

(102) 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.

(103) 地震調査研究推進本部地震調査委員会（2022）：日向灘及び南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価（第二版）.

第 7.7.3.1 表　地震履歴に関する情報

	地震履歴に関する情報
チリ[23]	・AD1960 年　チリ地震　(Mw9.5) ・BC80 年以降、8 回の Mw9 クラスの津波が、300 年間隔で発生 ・歴史上、津波を伴う地震が 16 世紀以降に 100～150 年間隔で 3 回発生
カスケード[24]、[25]	・AD1700 年　カスケード地震　(Mw9.0) ・過去約 1 万年間に発生した 41 回の地震の平均間隔は約 240 年 ・AD1700 年の地震のようにカスケード沈み込み帯の全域を破壊した Mw9 クラスの地震の数は上記の約半分
アラスカ・アリューシャン[26]、[27]	(アラスカ) ・AD1964 年　アラスカ地震　(Mw9.2) ・過去 6000 年間で 11 回の地震が発生 ・約 900 年前、約 1500 年前の波源域はアラスカ地震より大きい (アリューシャン) ・AD1965 年　ラッツアイランド地震　(Mw8.7) ・AD1957 年　アリューシャン地震　(Mw9.1)
カムチャッカ[28]	・AD1952 年　カムチャッカ津波　(Mw9.0) ・AD1737 年　カムチャッカ津波 (歴史文献に基づくと、過去 300 年間で最大) ・過去 3000 年間で 1000 年当たり平均 12 回の津波が発生しており、大規模な津波が約 1000 年毎に 1 回発生
東北[29]	・AD2011 年　東北地方太平洋沖地震　(Mw9.0) ・AD869 年　貞観地震　(Mw8.4 もしくはそれ以上) ・約 600 年間隔で巨大津波が発生
スマトラ[30]	・AD2004 年　スマトラ沖地震　(Mw9.0) ・過去に、Mw8.5 以上の地震が、複数回(2100～2500 年前頃、1000～1400 年前頃、西暦 1500 年頃)発生
南海トラフ[31]	・AD1946 年　昭和南海地震(Mw8.2～8.5) ・AD1944 年　昭和東南海地震(Mw8.1～8.2) ・AD1854 年　安政南海地震(M8.4) ・AD1854 年　安政東海地震(M8.4) ・AD1707 年　宝永地震(M8.6)
琉球海溝[36]、[37]、[103]	(琉球海溝中部) ・AD1911 年　喜界島地震(M8.0) (琉球海溝南部) ・AD1771 年　八重山地震　(Mt8.5) (琉球海溝中部・南部) ・南部では、大きな津波が繰り返し発生した証拠として、津波石が認められるものの、中部では、2300 年前以降に、津波石は認められない

Mt: 津波マグニチュード

第 7.7.3.2 表　テクトニクス等に関する情報（測地学的検討）

	カップリング係数[39]	すべり欠損速度[40]
チリ	0.96～1.0	年間 2cm 以上
カスケード	1.0	年間 2cm 以上
アラスカ・アリューシャン	0.62～0.96	年間 2cm 以上
カムチャッカ	0.48～0.67	年間 2cm 以上
東北	0.54～0.65	年間 2cm 以上
スマトラ	1.0	年間 2cm 以上
南海トラフ	1.0	年間 2cm 以上
琉球海溝	0.0	（年間 2cm 以上の領域として示されていない）

第 7.7.3.3 表　テクトニクス等に関する情報（沈み込み帯の特徴）

	海洋プレートの年代[47]	沈み込むスラブの傾斜[48]	付加体[49]	海洋プレートの凹凸地形[50]	背弧拡大
チリ	15Ma	30°	発達	凹凸なし	なし
カスケード	3Ma	―	発達	凹凸なし	なし
アラスカ・アリューシャン	アラスカ：46Ma	アラスカ：55°	発達	アラスカ：凹凸なし	なし
	アリューシャン：54Ma	アリューシャン：65°		アリューシャン：凹凸あり	
カムチャッカ	90Ma	50°	発達	凹凸なし	なし
東北	130Ma	40°	なし	凹凸あり	なし※
スマトラ	55Ma	スマトラ：30°	発達	凹凸なし	アンダマン海
		アンダマン海：50°			
マリアナ（巨大地震が発生していない沈み込み帯）	160Ma	90°	なし	凹凸あり	マリアナトラフ
南海トラフ	17Ma	―	発達	凹凸なし	なし
琉球海溝	49Ma	45°	なし	北部：凹凸あり	沖縄トラフ
				南部：凹凸なし	

※　日本海は 15Ma に拡大をほぼ終了した背弧海盆であり、現在は活動していない。

第 7.7.3.4 表(1)　琉球海溝の津波波源の諸元

（分析結果に基づく津波波源：基本ケース）

	ケースA-1 （琉球海溝北部）	ケースA-2 （琉球海溝中部）	ケースA-3 （琉球海溝南部）
総面積	51,072km^2	69,787km^2	86,678km^2
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	8.4	8.6	8.7
応力降下量	1.2MPa	1.2MPa	1.2MPa
剛性率	4.1×10^{10}N/m^2	4.1×10^{10}N/m^2	4.1×10^{10}N/m^2
平均すべり量	2.7m	3.2m	3.5m
地震ﾓｰﾒﾝﾄ	5.7×10^{21}N･m	9.1×10^{21}N･m	1.3×10^{22}N･m
すべり角	海溝軸に直交方向	海溝軸に直交方向	海溝軸に直交方向
破壊様式	瞬時破壊	瞬時破壊	瞬時破壊

第 7.7.3.4 表(2)　琉球海溝の津波波源の諸元

（分析結果に基づく津波波源：不確かさケース①）

	ケースB-1 （琉球海溝北部）	ケースB-2 （琉球海溝中部）	ケースB-3 （琉球海溝南部）
総面積	51,072km^2	69,787km^2	86,678km^2
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	8.7	8.8	8.9
応力降下量	3.0MPa	3.0MPa	3.0MPa
剛性率	4.1×10^{10}N/m^2	4.1×10^{10}N/m^2	4.1×10^{10}N/m^2
平均すべり量	6.8m	7.9m	8.8m
地震ﾓｰﾒﾝﾄ	1.4×10^{22}N･m	2.3×10^{22}N･m	3.1×10^{22}N･m
すべり角	海溝軸に直交方向	海溝軸に直交方向	海溝軸に直交方向
破壊様式	瞬時破壊	瞬時破壊	瞬時破壊

第 7.7.3.4 表(3)　琉球海溝の津波波源の諸元

（分析結果に基づく津波波源：不確かさケース②）

	ケースB-1-1 （琉球海溝北部）	ケースB-1-2 （琉球海溝北部）
総面積	51,072km^2	51,072km^2
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	8.7	8.7
応力降下量	3.0MPa	3.0MPa
剛性率	4.1×10^{10}N/m^2	4.1×10^{10}N/m^2
平均すべり量	6.8m	6.8m
地震ﾓｰﾒﾝﾄ	1.4×10^{22}N･m	1.4×10^{22}N･m
すべり角	海溝軸に直交方向	海溝軸に直交方向
破壊様式	破壊伝播考慮	破壊伝播考慮
破壊伝播速度	2.5km/s	2.5km/s
ライズタイム	1 分	1 分
破壊開始点 （大すべり域における位置）	中心位置	発電所から遠い位置

第 7.7.3.5 表　琉球海溝の津波波源の諸元

（領域境界を越えて固着域が破壊する津波波源）

	ケース C-1 （琉球海溝北部～中部）	ケース C-1-1 （琉球海溝北部～中部）	ケース C-1-2 （琉球海溝北部～中部）
総面積	120,859km^2	120,859km^2	120,859km^2
ﾓｰﾒﾝﾄﾏｸﾞﾆﾁｭｰﾄﾞ	9.1	9.1	9.1
応力降下量	3.0MPa	3.0MPa	3.0MPa
剛性率	4.1×10^{10}N/m^2	4.1×10^{10}N/m^2	4.1×10^{10}N/m^2
平均すべり量	10.4m	10.4m	10.4m
地震ﾓｰﾒﾝﾄ	5.2×10^{22}N･m	5.2×10^{22}N･m	5.2×10^{22}N･m
すべり角	海溝軸に直交方向	海溝軸に直交方向	海溝軸に直交方向
破壊様式	瞬時破壊	破壊伝播考慮	破壊伝播考慮
破壊伝播速度	―	2.5km/s	2.5km/s
ライズタイム	―	1 分	1 分
破壊開始点 （大すべり域における位置）	―	中心位置	発電所から遠い位置

第 7.7.3.6 表　数値シミュレーションの主な計算条件

（南海トラフ～琉球海溝）

項目	計算条件
計算時間間隔	0.1 秒
計算領域	南日本海域（南北約 2000km、東西約 2300km）
格子分割サイズ	沖合の最大 1600m から 800、400、200、100、50、25、12.5、6.25m と 1/2 ずつ徐々に細かい格子サイズを設定
基礎方程式	慣性項、海底摩擦項を含む非線形長波方程式
沖側境界条件	吸収境界条件
陸側境界条件	・50m 格子以下の領域および防波堤は、陸上遡上条件を考慮 ・貯留堰、カーテンウォールは考慮せずにモデル化 ・その他の領域は、陸上に向かう津波に対して完全反射条件 ・静水面より下降する津波に対しては、移動境界条件を用いて海底露出を考慮
海面変位	・地震断層モデルを用いて地盤の鉛直変位量を設定 ・水平変位による鉛直への寄与分を考慮
潮位条件	T.P.±0.00m
海底摩擦係数	マニングの粗度係数 n＝0.025 $m^{-1/3}$・s（小谷ほか（1998））
水平渦動粘性係数	0.0 m^2/s
計算時間	地盤変動開始から 6 時間まで

基礎方程式：非線形長波（浅水理論）の連続式及び運動方程式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}+\frac{\partial N}{\partial y}=0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M^2}{D}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{MN}{D}\right)+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}-K_h\left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 M}{\partial y^2}\right)+\frac{gn^2}{D^{7/3}}M\sqrt{M^2+N^2}=0$$

$$\frac{\partial N}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{MN}{D}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{N^2}{D}\right)+gD\frac{\partial \eta}{\partial y}-K_h\left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 N}{\partial y^2}\right)+\frac{gn^2}{D^{7/3}}N\sqrt{M^2+N^2}=0$$

ここに、t：時間、x、y：平面座標、
η：静水面から鉛直上方にとった水位変動量、
M：x 方向の線流量、N：y 方向の線流量、h：静水深、
D：全水深（D＝h＋η）、g：重力加速度、
K_h：水平渦動粘性係数、n：マニングの粗度係数

第 7.7.3.7 表　プレート間地震に伴う津波の最大水位変動量

（南海トラフ～琉球海溝）

ケース			津波波源	応力降下量(MPa)	破壊様式	取水口位置での最大水位変動量（初期潮位：T.P.±0.00m）	
						上昇側(m)	下降側(m)
分析結果に基づく津波波源	基本ケース	ケースA-1	琉球海溝北部(Mw8.4)	1.2	瞬時破壊	+1.13	-1.38
		ケースA-2	琉球海溝中部(Mw8.6)			+0.64	-0.71
		ケースA-3	琉球海溝南部(Mw8.7)			+0.20	-0.30
	不確かさケース①	ケースB-1	琉球海溝北部(Mw8.7)	3.0		+2.27	-2.61
		ケースB-2	琉球海溝中部(Mw8.8)			+1.68	-1.61
		ケースB-3	琉球海溝南部(Mw8.9)			+0.47	-0.67
	不確かさケース②	ケースB-1-1	琉球海溝北部(Mw8.7)	3.0	破壊伝播（中心位置）	+2.12	-2.53
		ケースB-1-2			破壊伝播（発電所から遠い位置）	+2.13	-2.54
領域境界を越えて固着域が破壊する津波波源		ケースC-1	琉球海溝北部～中部(Mw9.1)	3.0	瞬時破壊	+3.22	-3.77
		ケースC-1-1			破壊伝播（中心位置）	+2.75	-3.57
		ケースC-1-2			破壊伝播（発電所から遠い位置）	+3.52	-3.80
南海トラフの津波波源			南海トラフ(Mw9.1)※	2.8	瞬時破壊	+1.04	-1.16

※内閣府(2012)による検討ケース⑤のパラメータを使用

第 7.7.3.8 表　阿部(1989)の簡易予測式による推定津波高

断層名	断層長さ (km)	断層幅 (km)	すべり量 (m)	地震モーメント (N・m)	モーメントマグニチュード	津波の伝播距離 (km)	推定津波高 (m)
市来断層帯 市来区間	24.6	15.0	2.04	1.22×10^{19}	6.7	11	1.1
甑断層帯 甑区間①	40.8	15.0	3.39	7.26×10^{19}	7.2	26	1.6
甑断層帯 甑区間②	42.8	15.0	3.56	8.01×10^{19}	7.2	25	1.8
市来断層帯 甑海峡中央区間	37.8	15.0	3.14	6.22×10^{19}	7.1	28	1.3
市来断層帯 吹上浜西方沖区間	20.2	13.5	1.68	1.60×10^{19}	6.7	30	0.5
F-E 断層	9.1	6.0	0.75	1.45×10^{18}	6.0	22	0.1
F-F 断層	18.0	12.0	1.49	1.13×10^{19}	6.6	27	0.5
甑島北方断層	28.1	15.0	2.34	3.45×10^{19}	7.0	34	0.8
甑島西方断層	65.9	15.0	5.48	1.90×10^{20}	7.5	57	1.4
長崎海脚断層	86.3	15.0	7.18	3.25×10^{20}	7.6	80	1.4
男女海盆北方断層	50.0	15.0	4.15	1.09×10^{20}	7.3	103	0.5
男女海盆断層	51.0	15.0	4.24	1.14×10^{20}	7.3	105	0.5

：数値シミュレーション対象断層

第 7.7.3.9 表　数値シミュレーションの主な計算条件（海域活断層）

項目	計算条件
計算時間間隔	0.1秒
計算領域	南九州周辺海域（南北約 520km、東西約 470km）
格子分割サイズ	沖合の最大 800m から 400、200、100、50、25、12.5、6.25m と 1/2 ずつ徐々に細かい格子サイズを設定
基礎方程式	慣性項、海底摩擦項を含む非線形長波方程式
沖側境界条件	自由透過条件
陸側境界条件	・50m 格子以下の領域及び防波堤は、陸上遡上条件を考慮 ・貯留堰、カーテンウォールは考慮せずにモデル化 ・その他の領域は、陸上に向かう津波に対して完全反射条件 ・静水面より下降する津波に対しては、移動境界条件を用いて海底露出を考慮
海面変位	地震断層モデルを用いて地盤の鉛直変動量が瞬時に生じるように設定
潮位条件	T.P.±0.00m
海底摩擦係数	マニングの粗度係数 n＝0.025 $m^{-1/3}$・s（小谷ほか（1998））
水平渦動粘性係数	0.0 m^2/s
計算時間	地盤変動開始から 4 時間まで

基礎方程式：非線形長波（浅水理論）の連続式及び運動方程式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}+\frac{\partial N}{\partial y}=0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M^2}{D}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{MN}{D}\right)+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}-K_h\left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 M}{\partial y^2}\right)+\frac{gn^2}{D^{7/3}}M\sqrt{M^2+N^2}=0$$

$$\frac{\partial N}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{MN}{D}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{N^2}{D}\right)+gD\frac{\partial \eta}{\partial y}-K_h\left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 N}{\partial y^2}\right)+\frac{gn^2}{D^{7/3}}N\sqrt{M^2+N^2}=0$$

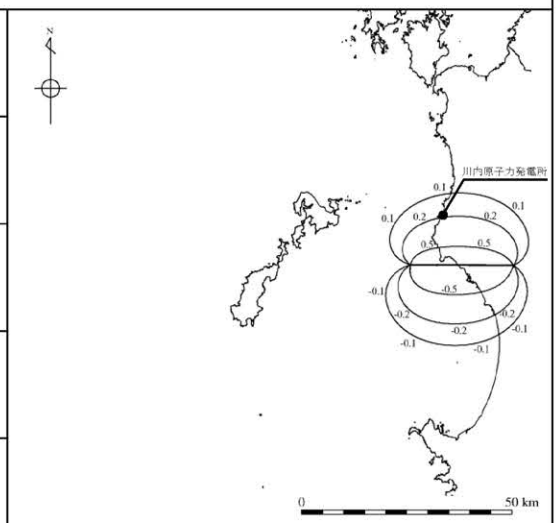
ここに、t：時間、x、y：平面座標、
η：静水面から鉛直上方にとった水位変動量、
M：x方向の線流量、N：y方向の線流量、h：静水深、
D：全水深（D＝h＋η）、g：重力加速度、
K_h：水平渦動粘性係数、n：マニングの粗度係数

第7.7.3.10表(1)　市来断層帯市来区間による地殻内地震に伴う津波の最大水位変動量

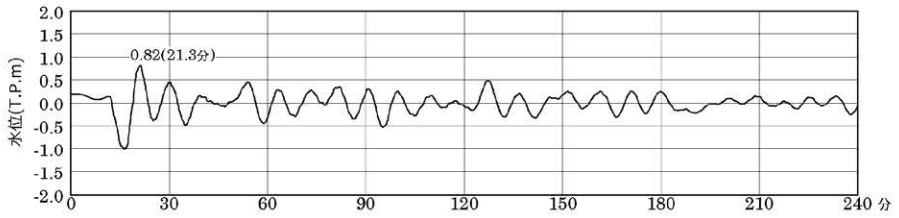
上昇側

最大水位変動量　:+0.82m

断層諸元と地盤変動量分布	断層長さ　:24.6km 傾斜角　:82.5° すべり量　:202cm 上縁深さ　:0km 初期潮位　:T.P.±0.00m



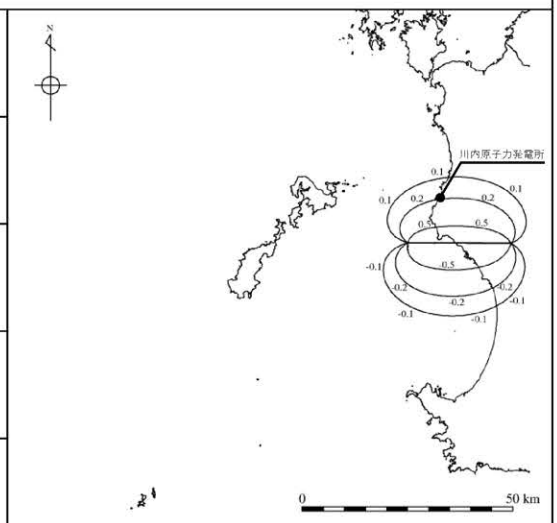
取水口位置での時刻歴波形



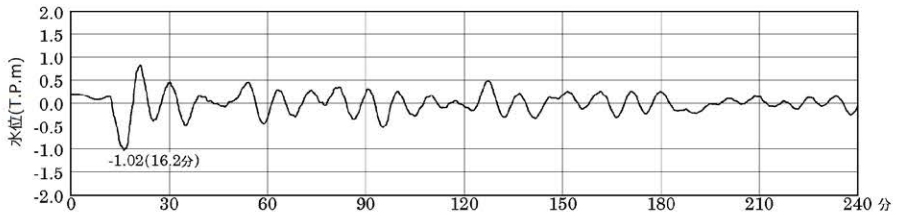
下降側

最大水位変動量　:-1.02m

断層諸元と鉛直変動量分布	断層長さ　:24.6km 傾斜角　:82.5° すべり量　:202cm 上縁深さ　:0km 初期潮位　:T.P.±0.00m



取水口位置での時刻歴波形

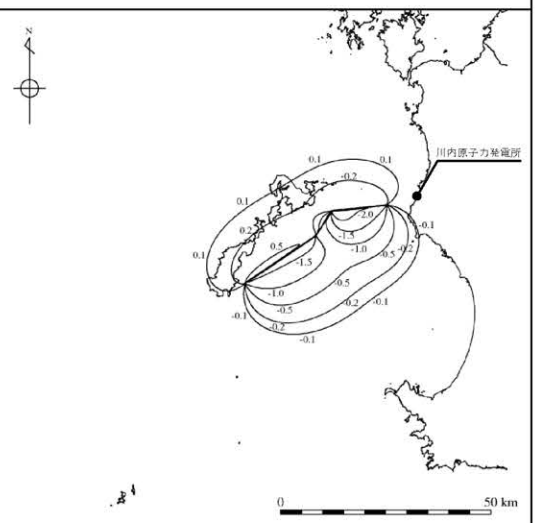


第7.7.3.10表(2)　甑断層帯甑区間①による地殻内地震に伴う津波の最大水位変動量

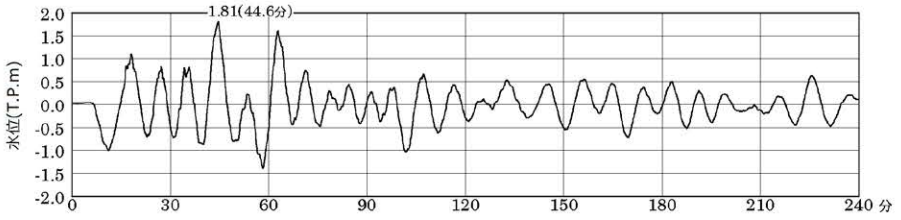
上昇側

最大水位変動量　:+1.81m

断層諸元と地盤変動量分布	断層長さ　:40.8km 傾斜角　:60° すべり量　:294cm 上縁深さ　:0km 初期潮位　:T.P.±0.00m



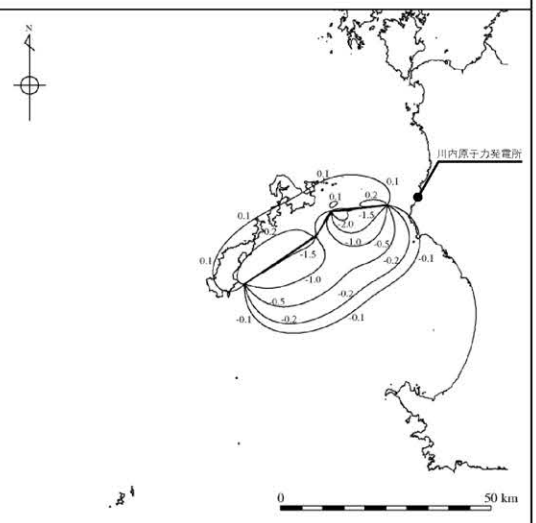
取水口位置での時刻歴波形



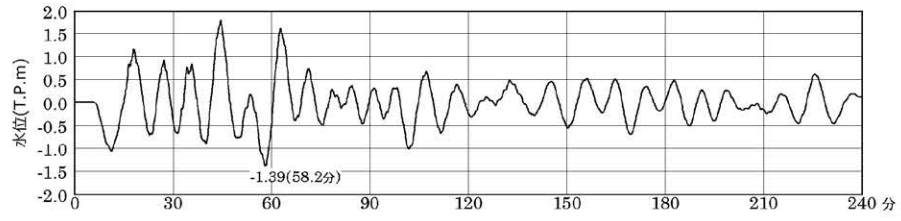
下降側

最大水位変動量　:-1.39m

断層諸元と地盤変動量分布	断層長さ　:40.8km 傾斜角　:52.5° すべり量　:269cm 上縁深さ　:0km 初期潮位　:T.P.±0.00m



取水口位置での時刻歴波形

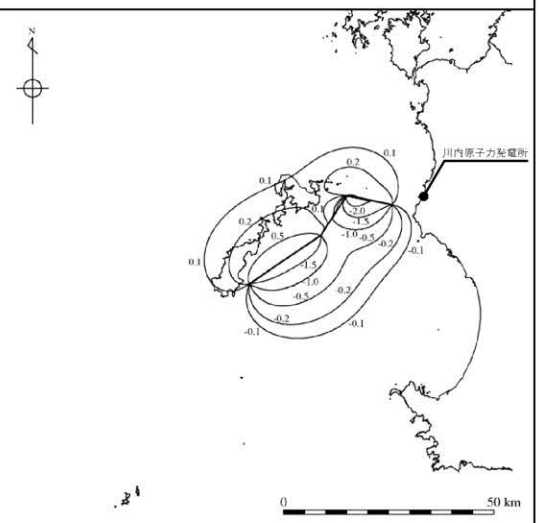


第7.7.3.10表(3)　甑断層帯甑区間②による地殻内地震に伴う津波の最大水位変動量

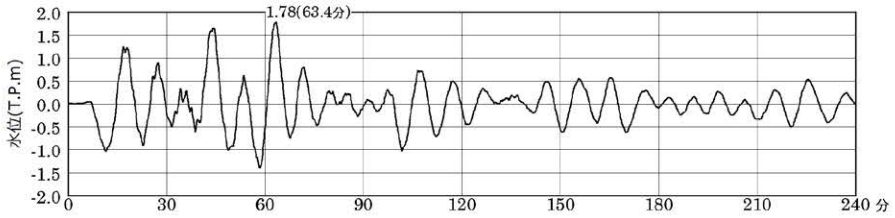
上昇側

最大水位変動量　:+1.78m

断層諸元と地盤変動量分布	断層長さ　:42.8km 傾斜角　:67.5° すべり量　:329cm 上縁深さ　:0km 初期潮位　:T.P.±0.00m



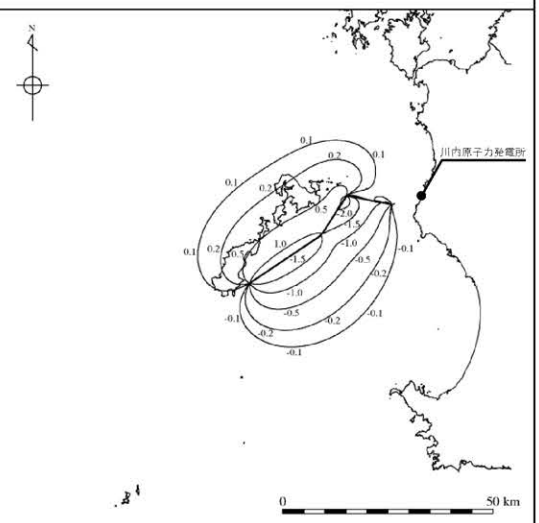
取水口位置での時刻歴波形



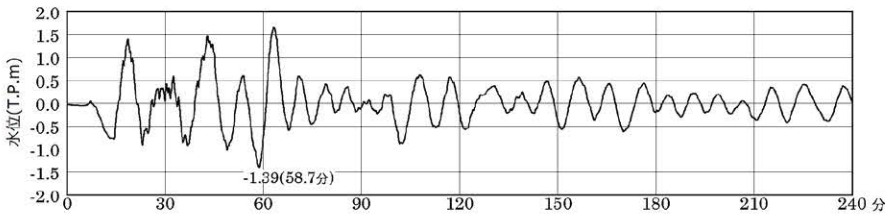
下降側

最大水位変動量　:-1.39m

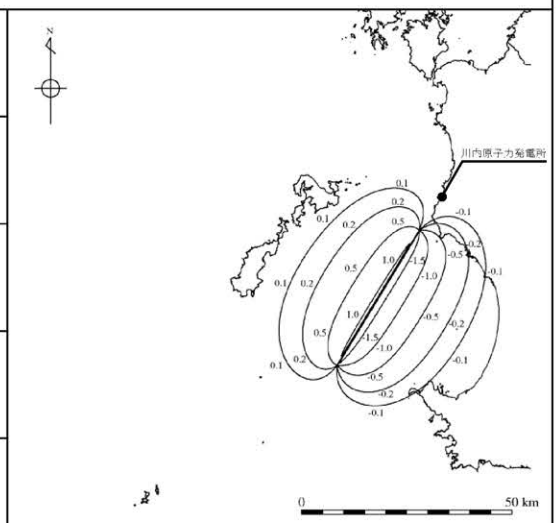
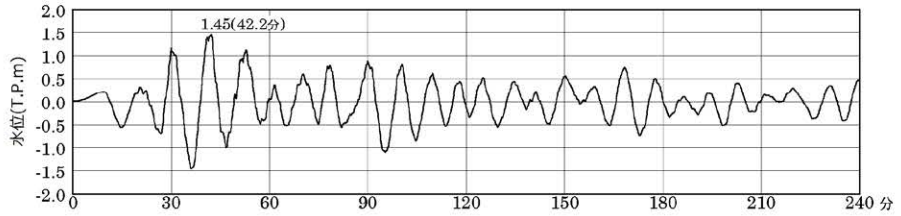
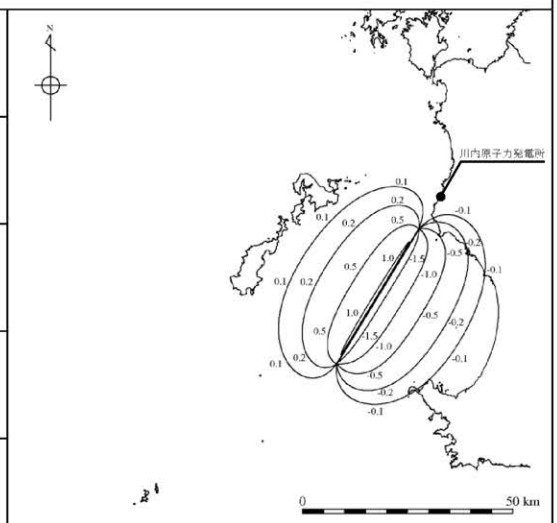
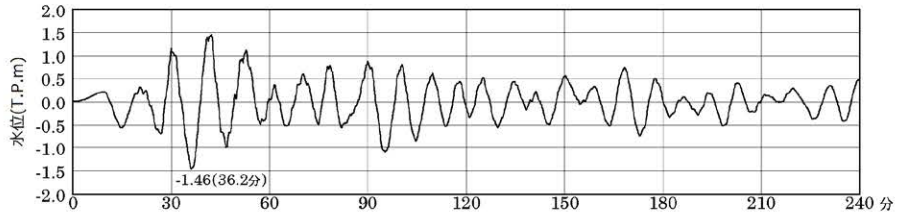
断層諸元と地盤変動量分布	断層長さ　:42.8km 傾斜角　:75° すべり量　:344cm 上縁深さ　:0km 初期潮位　:T.P.±0.00m



取水口位置での時刻歴波形



第7.7.3.10表(4)　市来断層帯甑海峡中央区間による地殻内地震に伴う津波の最大水位変動量

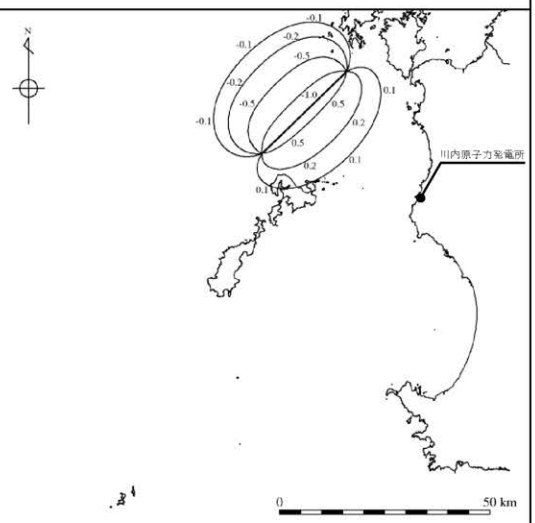
<table>
<tr><td rowspan="6">上昇側</td><td colspan="3">最大水位変動量　:+1.45m</td></tr>
<tr><td rowspan="5">断層諸元と
地盤変動量分布</td><td>断層長さ　:37.8km</td><td rowspan="5"> 
</td></tr>
<tr><td>傾斜角　:75°</td></tr>
<tr><td>すべり量　:303cm</td></tr>
<tr><td>上縁深さ　:0km</td></tr>
<tr><td>初期潮位　:T.P.±0.00m</td></tr>
<tr><td>取水口位置での
時刻歴波形</td><td colspan="2"> 
</td></tr>
<tr><td rowspan="6">下降側</td><td colspan="3">最大水位変動量　:-1.46m</td></tr>
<tr><td rowspan="5">断層諸元と
地盤変動量分布</td><td>断層長さ　:37.8km</td><td rowspan="5"> 
</td></tr>
<tr><td>傾斜角　:75°</td></tr>
<tr><td>すべり量　:303cm</td></tr>
<tr><td>上縁深さ　:0km</td></tr>
<tr><td>初期潮位　:T.P.±0.00m</td></tr>
<tr><td>取水口位置での
時刻歴波形</td><td colspan="2"> 
</td></tr>
</table>

第7.7.3.10表(5)　甑島北方断層による地殻内地震に伴う津波の最大水位変動量

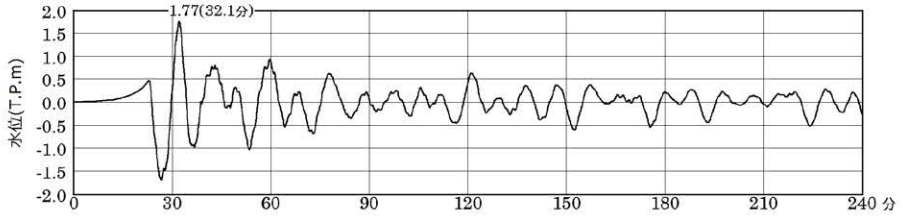
上昇側

最大水位変動量　:+1.77m

断層諸元と地盤変動量分布	
	断層長さ　:28.1km
	傾斜角　:67.5°
	すべり量　:216cm
	上縁深さ　:0km
	初期潮位　:T.P.±0.00m



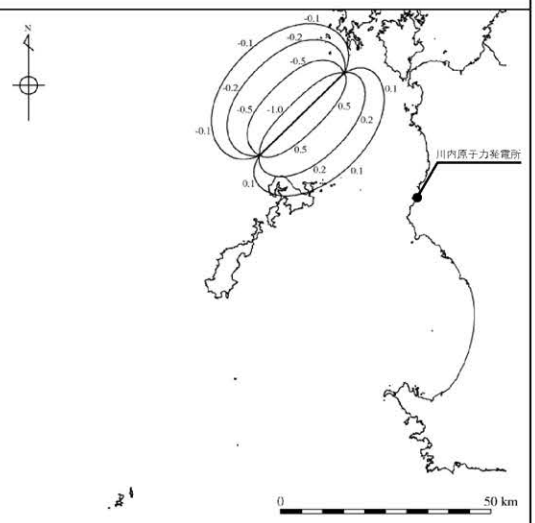
取水口位置での時刻歴波形



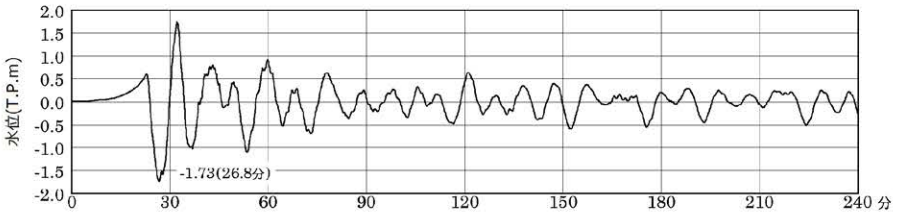
下降側

最大水位変動量　:-1.73m

断層諸元と地盤変動量分布	
	断層長さ　:28.1km
	傾斜角　:75°
	すべり量　:226cm
	上縁深さ　:0km
	初期潮位　:T.P.±0.00m



取水口位置での時刻歴波形

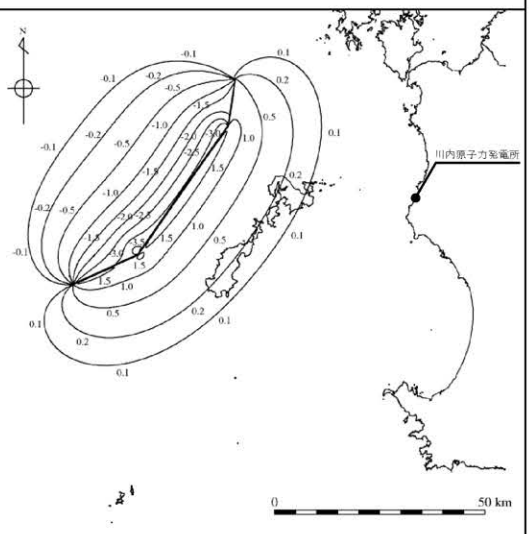


第7.7.3.10表(6)　甑島西方断層による地殻内地震に伴う津波の最大水位変動量

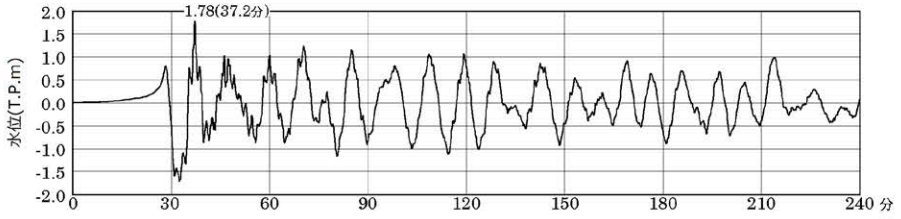
上昇側

最大水位変動量　:+1.78m

断層諸元と地盤変動量分布	
	断層長さ　:65.9km
	傾斜角　:75°
	すべり量　:530cm
	上縁深さ　:0km
	初期潮位　:T.P.±0.00m



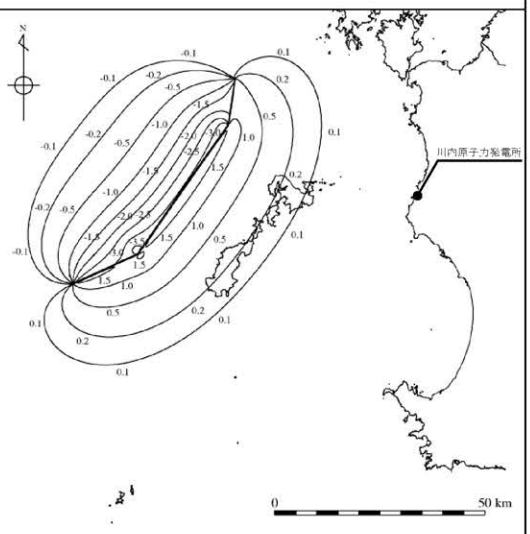
取水口位置での時刻歴波形



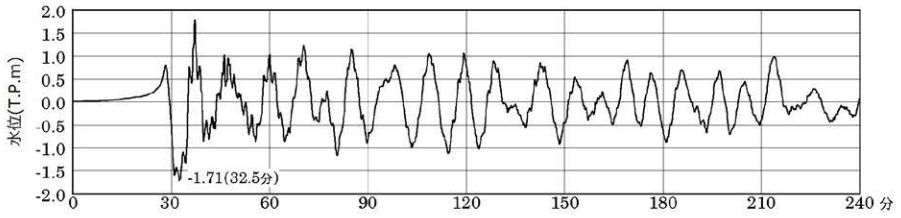
下降側

最大水位変動量　:-1.71m

断層諸元と地盤変動量分布	
	断層長さ　:65.9km
	傾斜角　:75°
	すべり量　:530cm
	上縁深さ　:0km
	初期潮位　:T.P.±0.00m



取水口位置での時刻歴波形

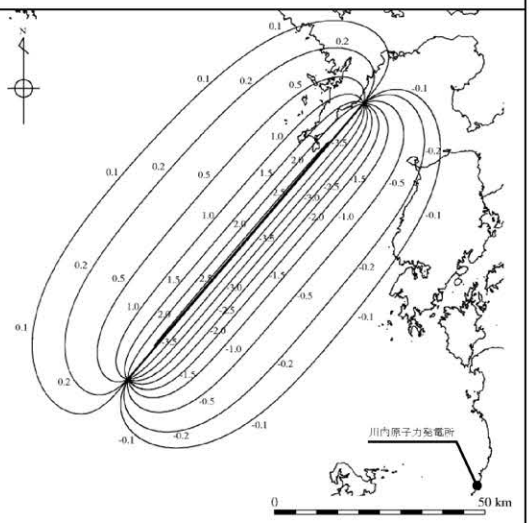


第7.7.3.10表(7)　長崎海脚断層による地殻内地震に伴う津波の最大水位変動量

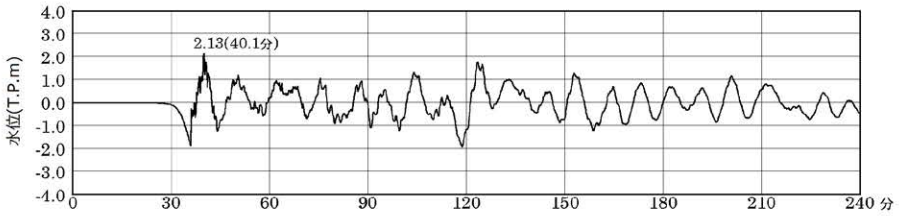
上昇側

最大水位変動量　:+2.13m

断層諸元と地盤変動量分布	
	断層長さ　:86.3km
	傾斜角　:75°
	すべり量　:693cm
	上縁深さ　:0km
	初期潮位　:T.P.±0.00m



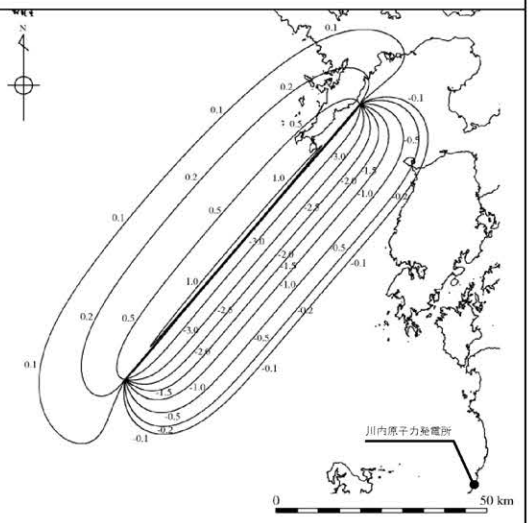
取水口位置での時刻歴波形



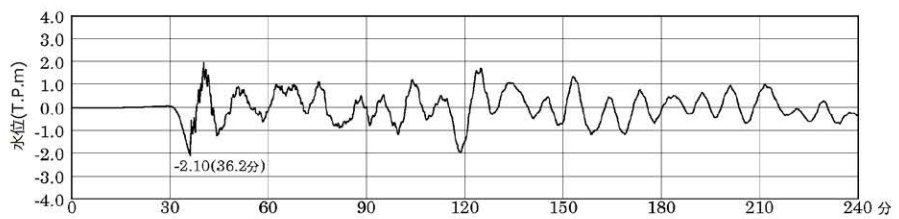
下降側

最大水位変動量　:-2.10m

断層諸元と地盤変動量分布	
	断層長さ　:86.3km
	傾斜角　:52.5°
	すべり量　:570cm
	上縁深さ　:0km
	初期潮位　:T.P.±0.00m



取水口位置での時刻歴波形

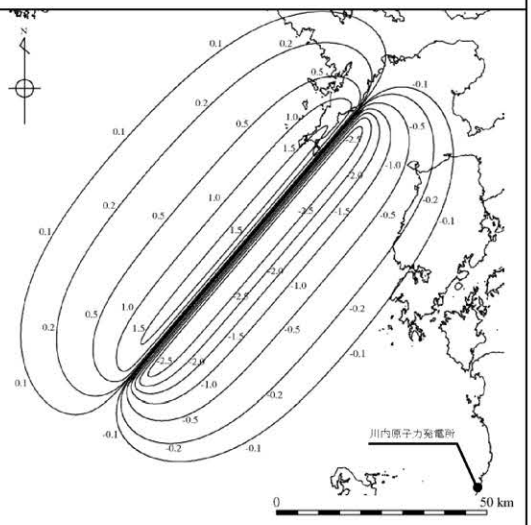


第7.7.3.10表(8)　長崎海脚断層による地殻内地震に伴う津波の最大水位変動量（上縁深さの不確かさを考慮した場合）

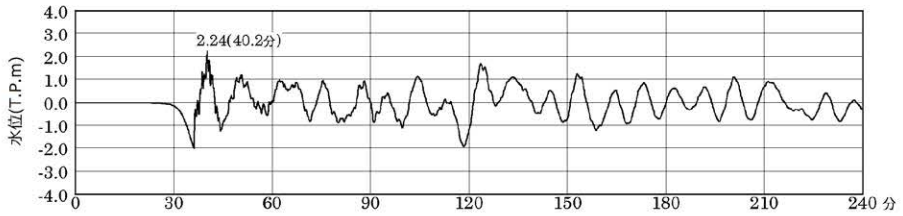
上昇側

最大水位変動量　:+2.24m

断層諸元と地盤変動量分布	
	断層長さ　:86.3km
	傾斜角　:75°
	すべり量　:693cm
	上縁深さ　:2.5km
	初期潮位　:T.P.±0.00m



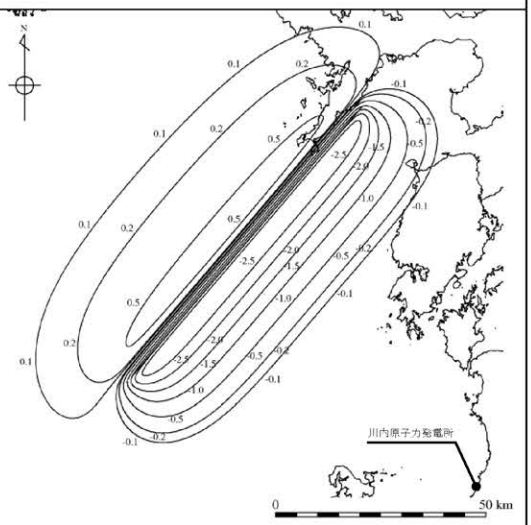
取水口位置での時刻歴波形



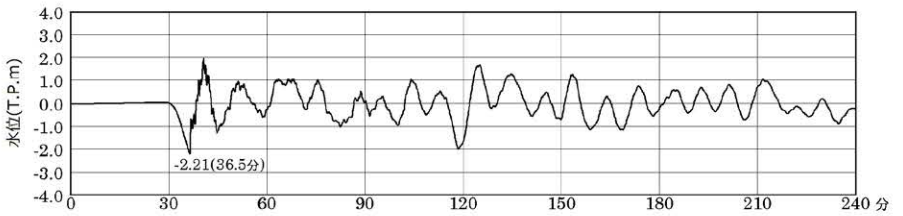
下降側

最大水位変動量　:-2.21m

断層諸元と地盤変動量分布	
	断層長さ　:86.3km
	傾斜角　:52.5°
	すべり量　:570cm
	上縁深さ　:2.5km
	初期潮位　:T.P.±0.00m



取水口位置での時刻歴波形



第7.7.4.1表(1)　海底地すべりモデルの諸元

(Watts et al.(2005)の予測式に基づく手法)

項目	単位	値	備考
SMF 水中比重	-	1.85	Watts et al.(2005)と同値とした
SMF 長さ	m	1,376	海上音波探査記録、海底地形図から推定
SMF 厚さ	m	93.5	海上音波探査記録から推定
SMF 幅	m	7,200	海底地形図から推定
初期の SMF 最小没水深	m	446	海上音波探査記録から推定
斜面勾配	deg.	2.06	海上音波探査記録から推定、崩壊域頂点から堆積域中央までの距離と崩壊高さから算出
重力加速度	m/s^2	9.8	
抗力係数	-	1	
付加質量係数	-	1	
底面摩擦係数	-	0	
最終速度	m/s	25	
初期加速度	m/s^2	0.105	
特性時間	sec	242	
特性距離	m	6,160	
特性津波波長	m	16,008	
形状パラメータΔx	m	8,004	特性津波波長/2
形状パラメータκ'	-	0.56	崩壊深さ(鉛直)92.6m、堆積厚さ 14.6m から、上昇側のピーク水位が下降側の 1/6 として算出

※SMF：地すべり地塊

第7.7.4.1表(2)　海底地すべりモデルの諸元

（二層流モデルに基づく手法）

項目	単位	値	備考
海水密度	g/cm^3	1.03	
崩壊物密度	g/cm^3	2.0	松本ほか(1998)
上層の粗度係数	$m^{-1/3}\cdot s$	0.025	
下層の粗度係数	$m^{-1/3}\cdot s$	0.40	Kawamata et al.(2005)
内部摩擦係数	－	0.2	Kawamata et al.(2005)
下層の水平渦動粘性係数	m^2/s	0.1	Kawamata et al.(2005)

第7.7.4.2表　数値シミュレーションの主な計算条件（海底地すべり）

項目	計算条件
計算時間間隔	0.05 秒
計算領域	南九州周辺海域（南北約 520km、東西約 470km）
格子分割サイズ	沖合の最大 800m から 400、200、100、50、25、12.5、6.25m と 1/2 ずつ徐々に細かい格子サイズを設定
基礎方程式	慣性項、海底摩擦項を含む非線形長波方程式
沖側境界条件	自由透過条件
陸側境界条件	・50m 格子以下の領域及び防波堤は、陸上遡上条件を考慮 ・貯留堰、カーテンウォールは考慮せずにモデル化 ・その他の領域は、陸上に向かう津波に対して完全反射条件 ・静水面より下降する津波に対しては、移動境界条件を用いて海底露出を考慮
潮位条件	T.P.±0.00m
海底摩擦係数	マニングの粗度係数 $n=0.025 m^{-1/3}\cdot s$（小谷ほか（1998））
水平渦動粘性係数	$0.0 m^2/s$
計算時間	海底地すべり発生から 4 時間まで

基礎方程式：非線形長波（浅水理論）の連続式及び運動方程式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial M}{\partial x}+\frac{\partial N}{\partial y}=0$$

$$\frac{\partial M}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{M^2}{D}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{MN}{D}\right)+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}-K_h\left(\frac{\partial^2 M}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 M}{\partial y^2}\right)+\frac{gn^2}{D^{7/3}}M\sqrt{M^2+N^2}=0$$

$$\frac{\partial N}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{MN}{D}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{N^2}{D}\right)+gD\frac{\partial \eta}{\partial y}-K_h\left(\frac{\partial^2 N}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 N}{\partial y^2}\right)+\frac{gn^2}{D^{7/3}}N\sqrt{M^2+N^2}=0$$

ここに、t：時間、x、y：平面座標、
η：静水面から鉛直上方にとった水位変動量、
M：x方向の線流量、N：y方向の線流量、h：静水深、
D：全水深（D＝h＋η）、g：重力加速度、
K_h：水平渦動粘性係数、n：マニングの粗度係数

第7.7.4.3表　海底地すべりに伴う津波の最大水位変動量

手　法	取水口位置での最大水位変動量 （初期潮位：T.P.±0.00m）	
	上昇側（m）	下降側（m）
Watts et al.（2005）の予測式に基づく手法	+0.30	−0.31
二層流モデルに基づく手法	+0.34	−0.36

第7.7.5.1表　海底地すべりに伴う津波と海域活断層による地殻内地震に伴う津波との組み合わせによる最大水位変動量

断層名	ケース	取水口位置での最大水位変動量（初期潮位：T.P.±0.00m）	
		上昇側（m）	下降側（m）
甑島北方断層	同時発生	+1.67	−1.73
	時間差(31.5秒)	+1.65	−1.73
	時間差(63秒)	+1.69	−1.73
甑島西方断層	同時発生	+1.79	−1.75
	時間差(51秒)	+1.86	−1.83
	時間差(102秒)	+1.86	−1.84
長崎海脚断層	同時発生	+2.26	−2.16
	時間差(67.5秒)	+2.25	−2.14
	時間差(135秒)	+2.22	−2.19

第 7.7.6.1 表　想定した津波毎の最大水位変動量

津波波源	取水口位置での最大水位変動量 （初期潮位：T.P.±0.00m）	
	上昇側（m）	下降側（m）
プレート間地震 （琉球海溝（Mw9.1））	+3.52	−3.80
海域活断層 （長崎海脚断層）	+2.24	−2.21
海底地すべり	+0.34	−0.36
海域活断層（長崎海脚断層）と 海底地すべりの組み合わせ	+2.26	−2.19

第7.7.6.2表　行政機関により想定された津波の最大水位変動量

ケース	津波波源	取水口位置での最大水位変動量（初期潮位：T.P.±0.00m）	
		上昇側 （m）	下降側 （m）
鹿児島県想定	種子島東方沖（Mw8.2）	+0.43	−0.60
	トカラ列島太平洋沖（Mw8.2）	+1.04	−1.18
	奄美群島太平洋沖（北部）（Mw8.2）	+0.57	−0.89
	奄美群島太平洋沖（南部）（Mw8.2）	+0.55	−0.51
沖縄県想定	沖縄本島南東沖（Mw9.0）	+1.66	−1.14
	八重山諸島南方沖（Mw9.0）	+0.65	−0.71

第7.7.7.1表　数値シミュレーションの主な計算条件

（取水設備の水理特性による水位変動）

項目		計算条件
計算時間間隔		0.01 秒
計算領域		取水口～取水ピット (1 号機-1、1 号機-2、2 号機-1、2 号機-2)
基礎方程式		非定常管路流の連続式及び運動方程式
境界条件	循環水ポンプ 取水量	1 号機:31.806m^3/s/台×2 台 ＝ 63.61m^3/s 2 号機:31.806m^3/s/台×2 台 ＝ 63.61m^3/s
	補機系ポンプ 取水量	1 号機:0.611m^3/s/台×2 台 ＝ 1.22m^3/s 2 号機:0.611m^3/s/台×2 台 ＝ 1.22m^3/s
潮位条件	水位上昇側	朔望平均満潮位　T.P.+1.38m
	水位下降側	朔望平均干潮位　T.P.-1.72m
取水路の摩擦損失係数		マニングの粗度係数 n=0.020$m^{-1/3}$・s ※暗渠(RC)
貝の付着代		10cm
局所損失係数		土木学会(1999)、電力土木技術協会(1995)、 千秋信一(1967)による
計算時間		地盤変動開始から 6 時間まで

開水路の連続式及び運動方程式

$$\frac{\partial A}{\partial t}+\frac{\partial Q}{\partial x}=0 \qquad \frac{\partial Q}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{Q^2}{A}\right)+gA\frac{\partial H}{\partial x}+gA\left(\frac{n^2\,|v|\,v}{R^{4/3}}+\frac{1}{\Delta x}f\frac{|v|v}{2g}\right)=0$$

管路の連続式及び運動方程式

$$\frac{\partial Q}{\partial x}=0 \qquad \frac{\partial Q}{\partial t}+gA\frac{\partial H}{\partial x}+gA\left(\frac{n^2\,|v|\,v}{R^{4/3}}+\frac{1}{\Delta x}f\frac{|v|v}{2g}\right)=0$$

水槽の連続式

$$A_P\frac{dH_P}{dt}=Q_S$$

ここに　t :時間, Q :流量
v :流速, x :管底に沿った座標
A :流水断面積, R :径深
H :圧力水頭＋位置水頭(管水路の場合),
位置水頭(開水路の場合)
n :マニングの粗度係数
Δx :管路の流れ方向の長さ
f :局所損失係数,　g :重力加速度
A_p :水槽の平面積(水位の関数)
H_p :水槽水位
Q_s :水槽へ流入する流量の総和

第7.7.7.2表　取水ピットでの水位

取水ピット	取水ピットでの水位 （朔望平均潮位を考慮）	
	最高水位（T.P.m）	最低水位（T.P.m）
1号機－1	+5.02	-3.39
1号機－2	+5.02	-3.40
2号機－1	+5.02	-3.36
2号機－2	+5.02	-3.40

第7.7.7.3表(1)　数値シミュレーションの主な計算条件

（砂移動計算その１）

項目	計算条件
計算時間間隔	0.1 秒
計算領域	日本海南西部および東シナ海北部（南北約 2000km、東西約 2300km）
格子分割サイズ	沖合の最大 1600m から 800、400、200、100、50、25、12.5、6.25m と 1/2 ずつ徐々に細かい格子サイズを設定
基礎方程式	慣性項、海底摩擦項を含む非線形長波方程式
砂移動解析領域	50、25、12.5、6.25m 格子領域
沖側境界条件	吸収境界条件
陸側境界条件	・50m 格子以下の領域は陸上遡上を考慮 ・貯留堰、カーテンウォールは考慮せずにモデル化 ・その他の領域は陸上に向かう津波に対して完全反射条件 ・静水面より下降する津波に対して海底露出を考慮
初期条件	・地震断層モデルを用いて地盤の鉛直変位量を設定 ・水平変位による鉛直への寄与分を考慮
潮位条件	T.P.±0.00m
海底摩擦係数	マニングの粗度係数 n=0.025 $m^{-1/3}$・s（小谷ほか(1998)）
水平渦動粘性係数	0.0m^2/s
底質土砂の諸元	粒径 0.0002m、密度 2,700kg/m^3、空隙率 0.4
海水密度	1,030kg/m^3
計算時間	地盤変動開始から 6 時間まで

第7.7.7.3表(2)　数値シミュレーションの主な計算条件

（砂移動計算その２）

項目	藤井ほか(1998)の手法
地盤高の連続式	$\frac{\partial Z}{\partial t}+\alpha(\frac{\partial Q}{\partial x})+\frac{E-S}{\sigma(1-\lambda)}=0$
浮遊砂濃度連続式	$\frac{\partial C}{\partial t}+\frac{\partial(UC)}{\partial x}-\frac{E-S}{D}=0$
流砂量式	小林ほか(1996)の実験公式 $Q=80\psi^{1.5}\sqrt{sgd^3}$
巻き上げ量の算定式	$E=\frac{(1-\alpha)Qw^2\sigma(1-\lambda)}{Uk_z\left[1-\exp\left\{\frac{-wD}{k_z}\right\}\right]}$
沈降量の算定式	$S=wC_b$
摩擦速度の計算式	log-wake 則を鉛直方向に 積分した式より算出

Z　：水深変化量(m)　　t　：時間(s)　　x　：平面座標

Q　：単位幅,単位時間当たりの掃流砂量（$m^3/s/m$）　　w　：土粒子の沈降速度(m/s)

Ψ　：シールズ数

σ　：砂の密度(kg/m^3)　　ρ　：海水の密度(kg/m^3)　　λ　：空隙率

s　：$=\sigma/\rho-1$　　g　：重力加速度(m/s^2)　　d　：砂の粒径（m）

U　：流速(m/s)　　D　：全水深(m)　　h　：水深(m)

n　：マニングの粗度係数（$s/m^{1/3}$）

α　：局所的な外力のみに移動を支配される成分が全流砂量に占める比率（=0.1、藤井ほか(1998)より）

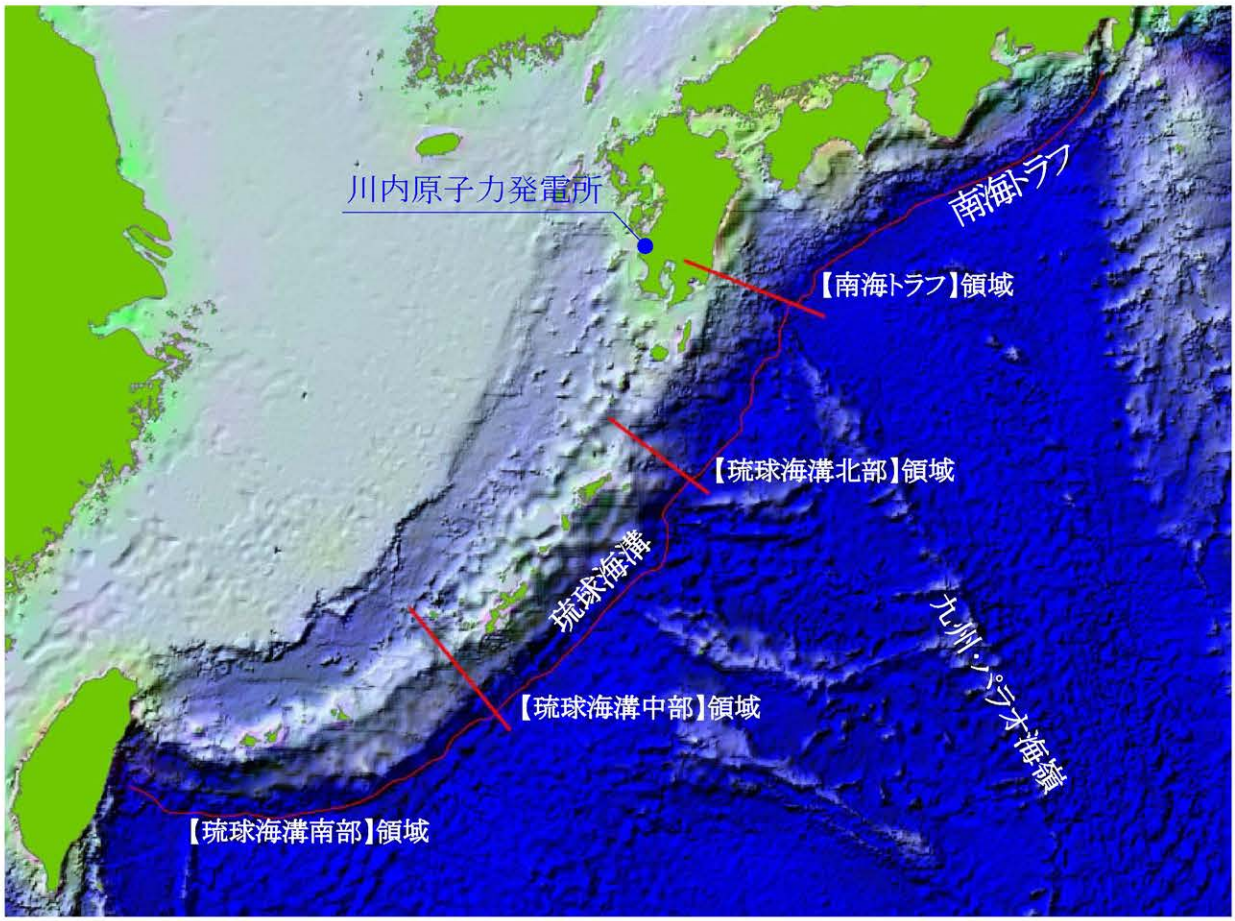
C　：浮遊砂濃度(kg/m^3)　　C_b　：底面浮遊砂濃度(kg/m^3)

k_z　：鉛直拡散係数（$=0.2\kappa u_* h$　、藤井ほか(1998)より）(m^2/s)　　ks　：相当粗度($=(7.66ng^{1/2})^6$)(m)

κ　：カルマン定数（=0.4、藤井ほか(1998)より）　　z_0　：粗度高さ($=ks/30$)

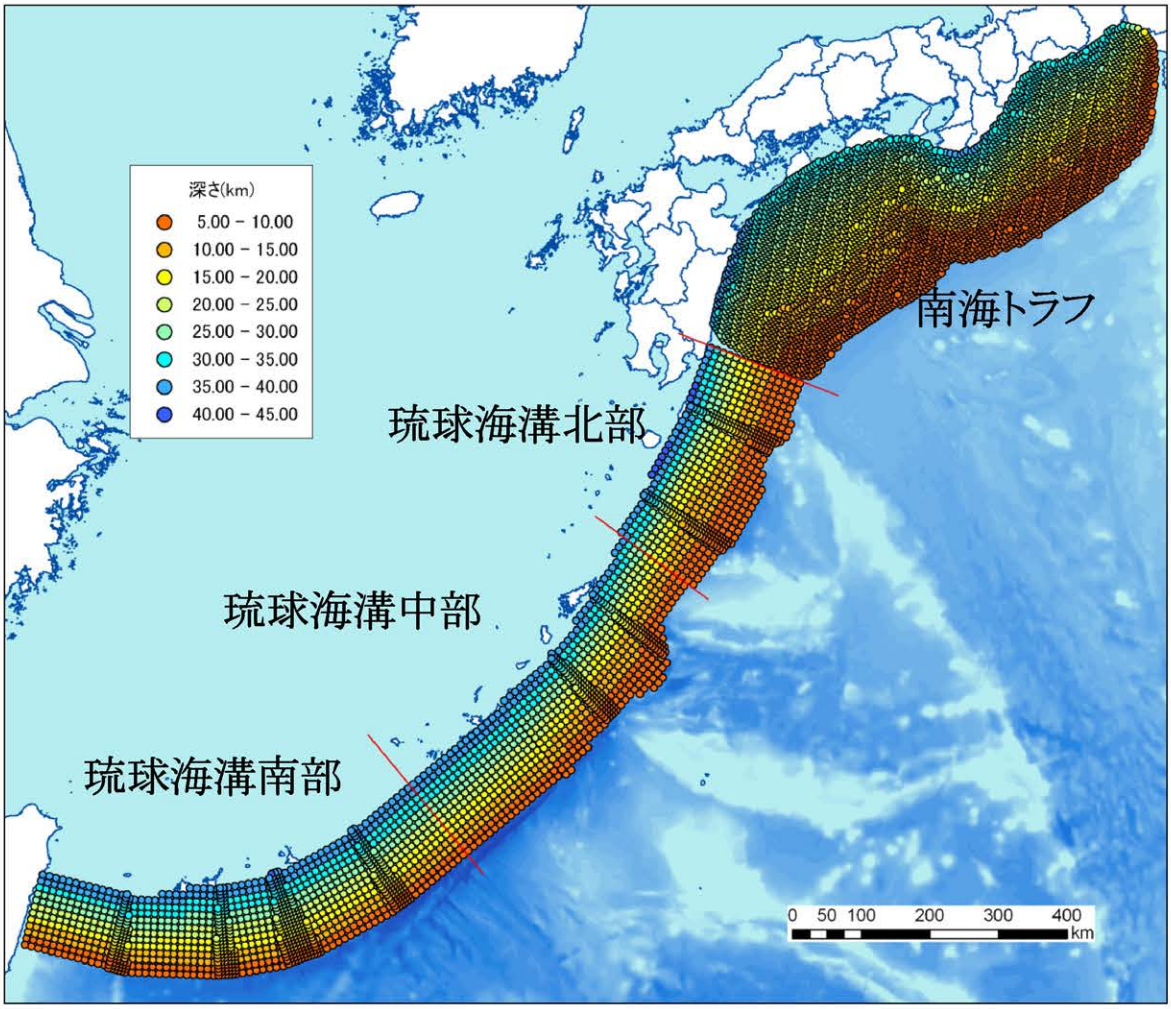
log-wake 則：対数則 $u_*/U=\kappa/\{\ln(h/z_0)-1\}$ に wake 関数（藤井ほか(1998)より）を付加した式

上限浮遊砂体積濃度：5%

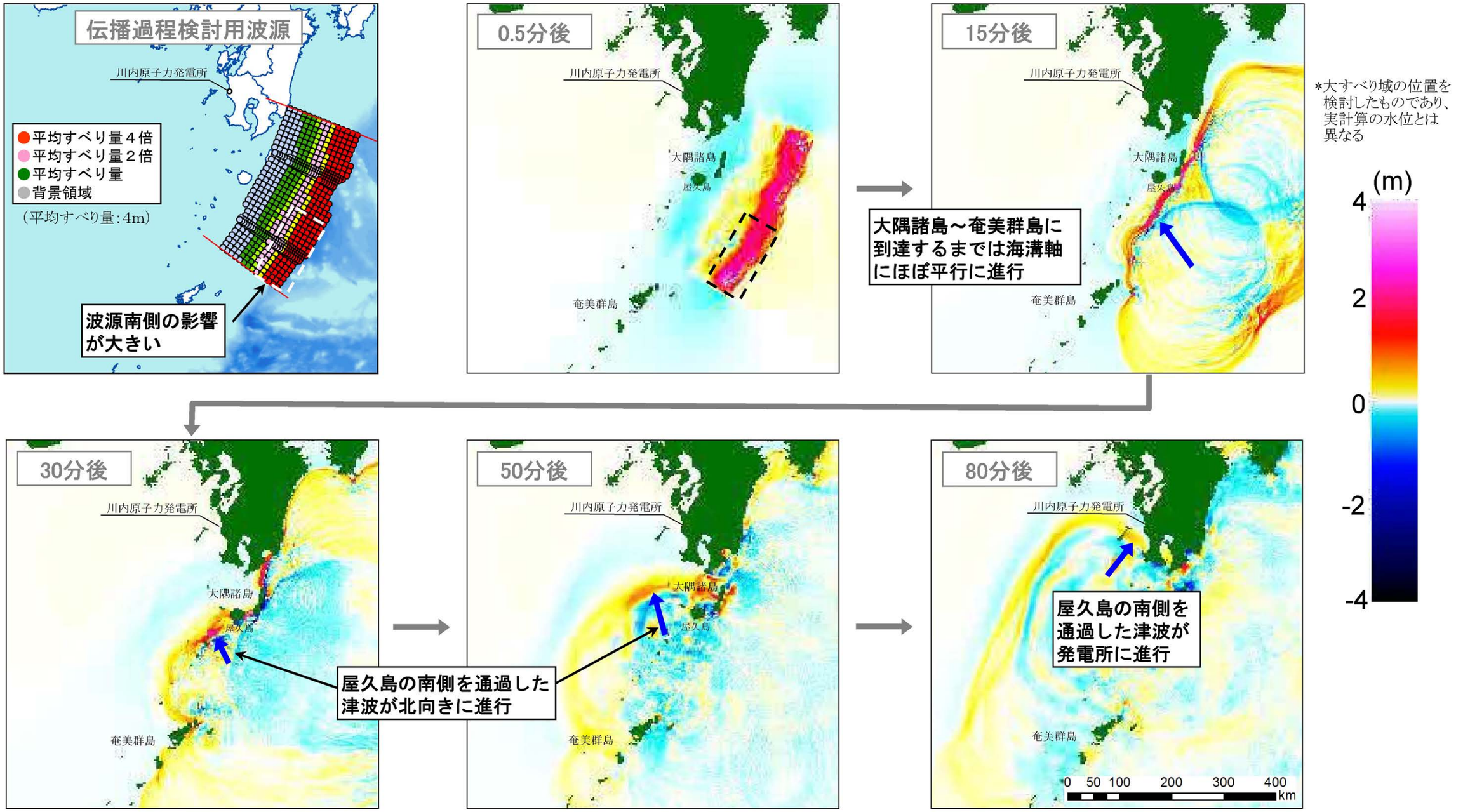


©ESRI, NOAA NGDC

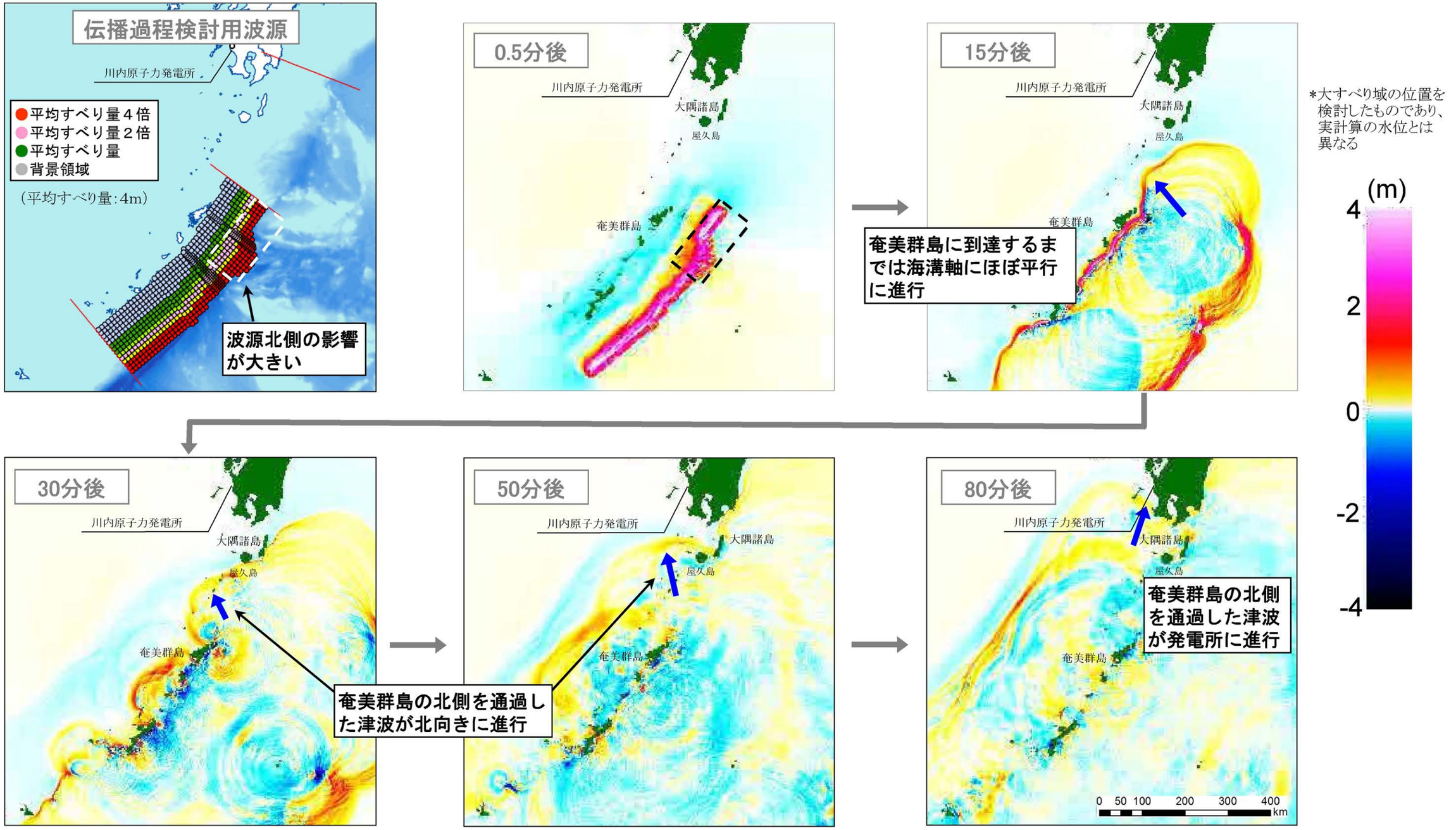
第7.7.3.1図　南海トラフ～琉球海溝における領域区分図



第7.7.3.2図　南海トラフ～琉球海溝におけるスラブ面形状

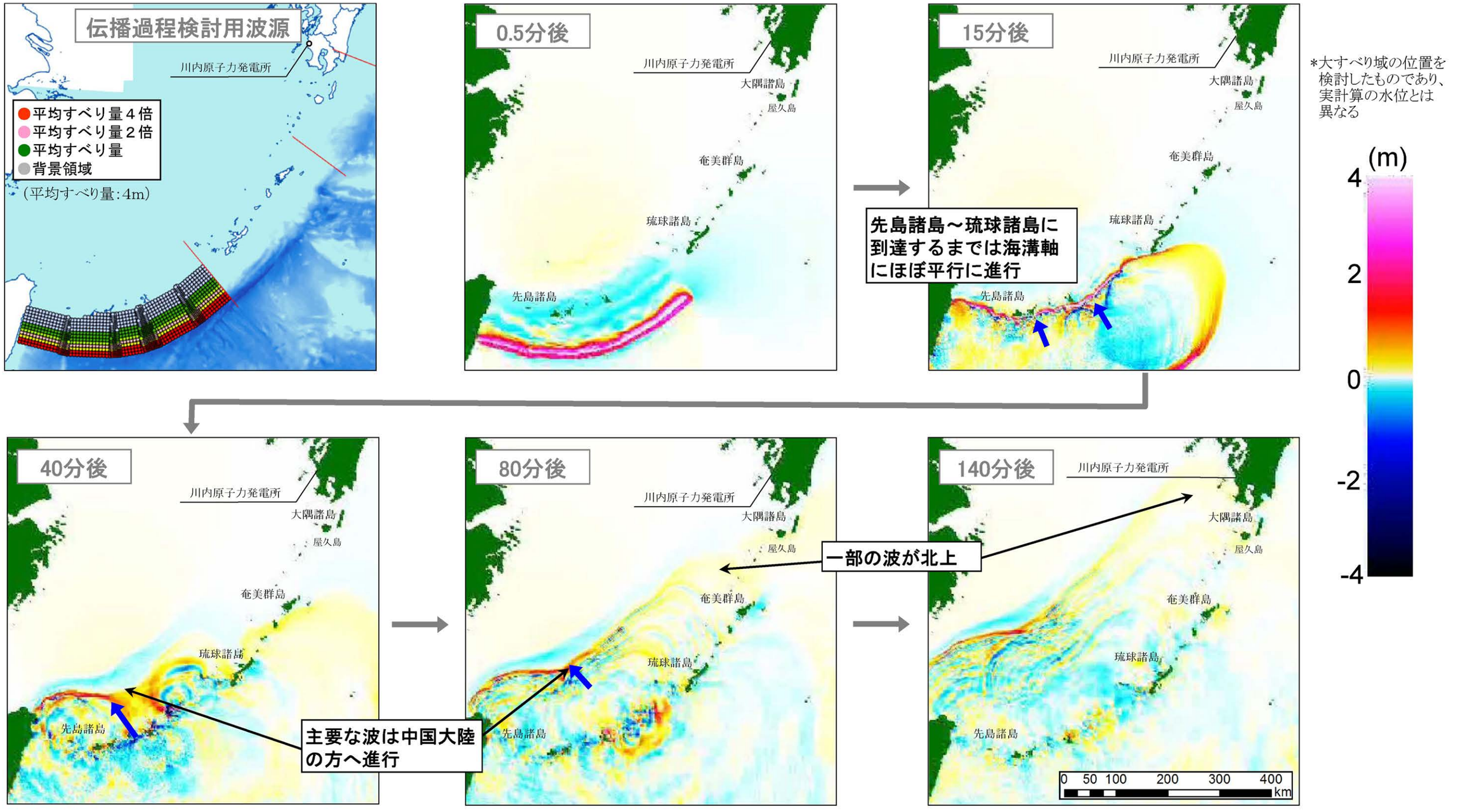


第7.7.3.3図(1)　琉球海溝北部を波源とした津波の伝播過程



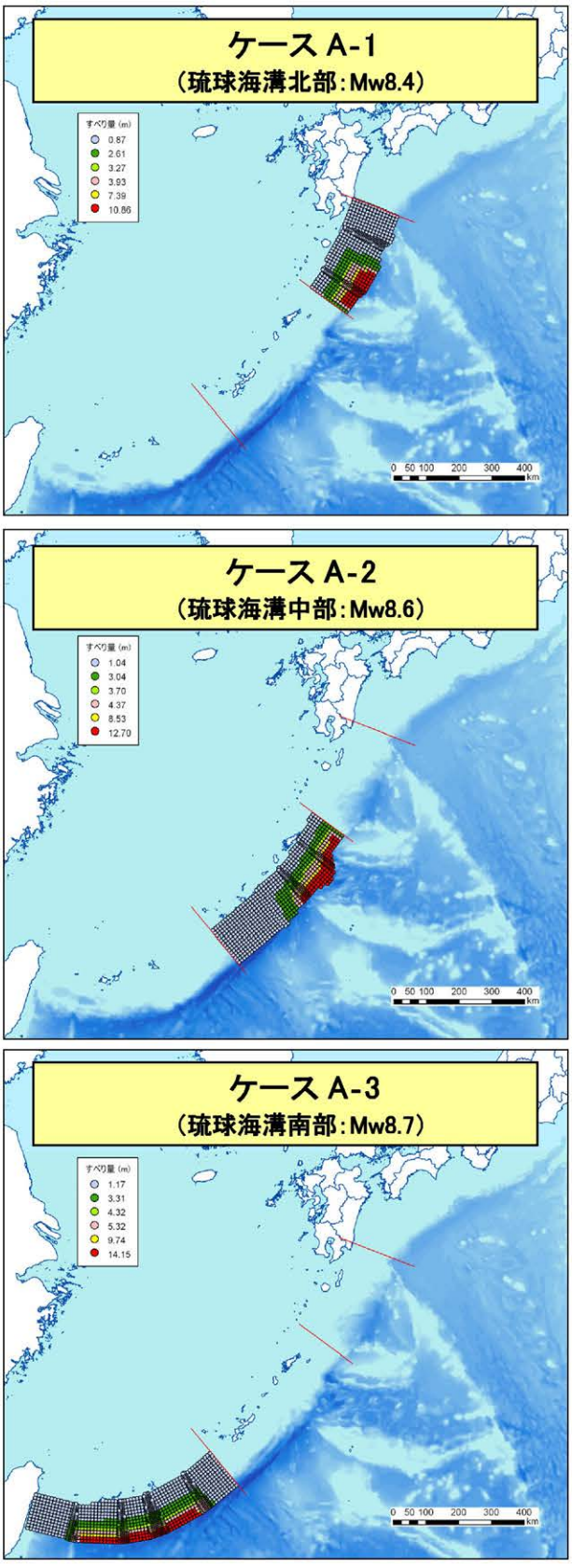
*大すべり域の位置を検討したものであり、実計算の水位とは異なる

第7.7.3.3図(2)　琉球海溝中部を波源とした津波の伝播過程



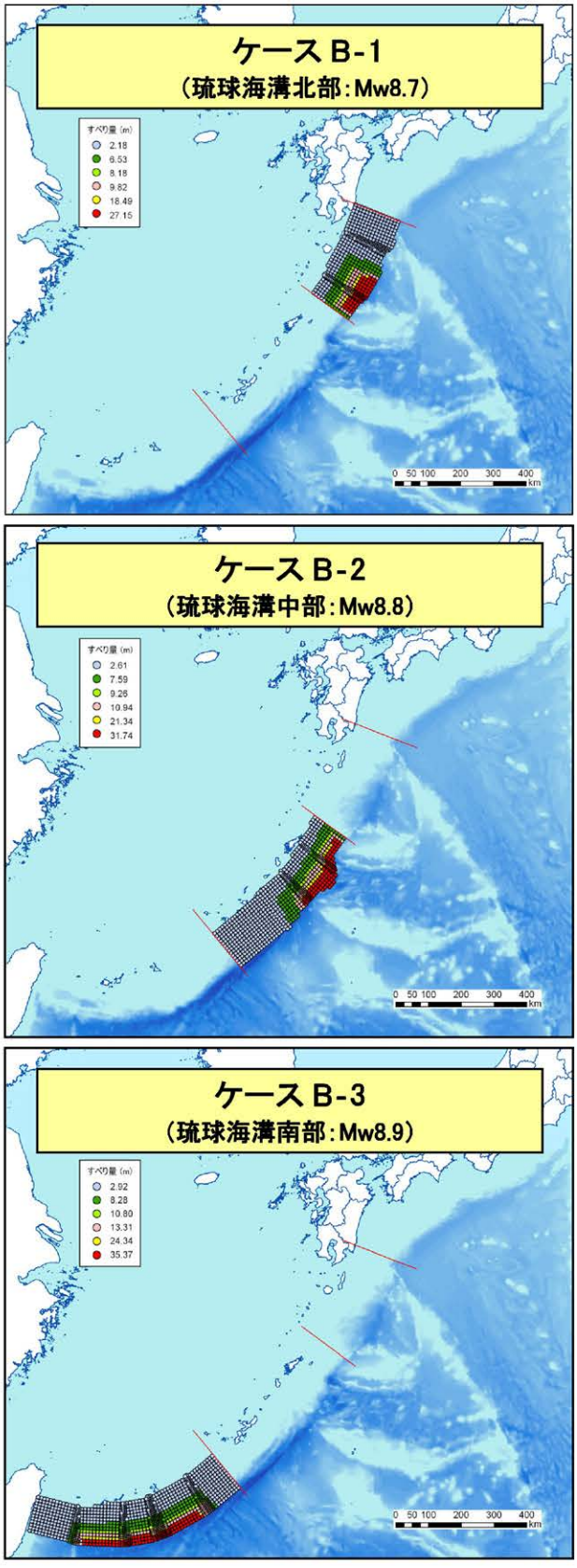
*大すべり域の位置を検討したものであり、実計算の水位とは異なる

第7.7.3.3図(3)　琉球海溝南部を波源とした津波の伝播過程



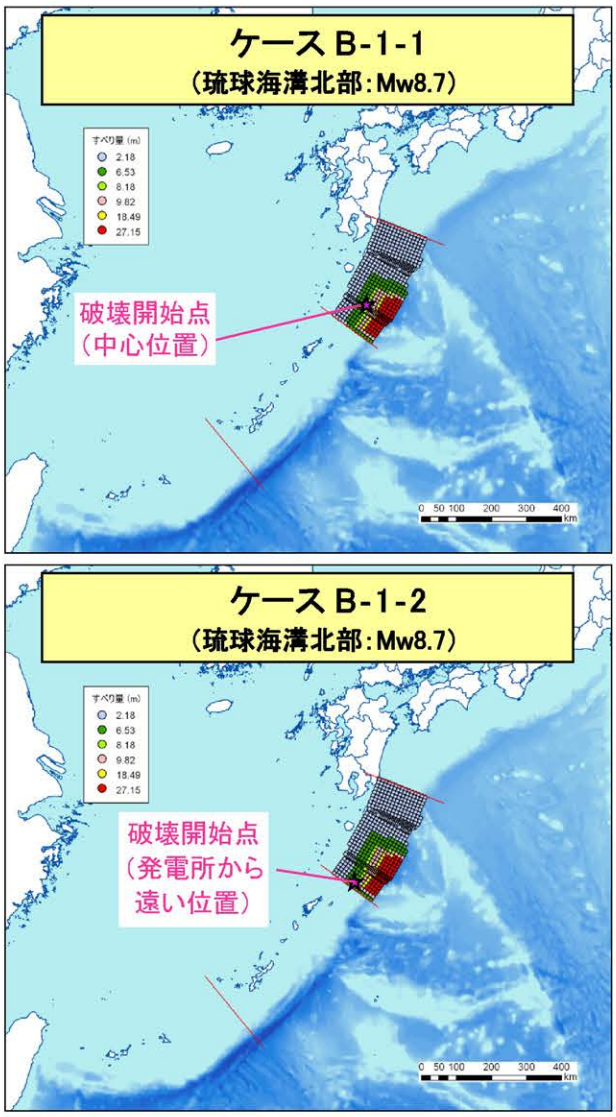
第7.7.3.4図(1)　琉球海溝の津波波源

（分析結果に基づく津波波源：基本ケース）



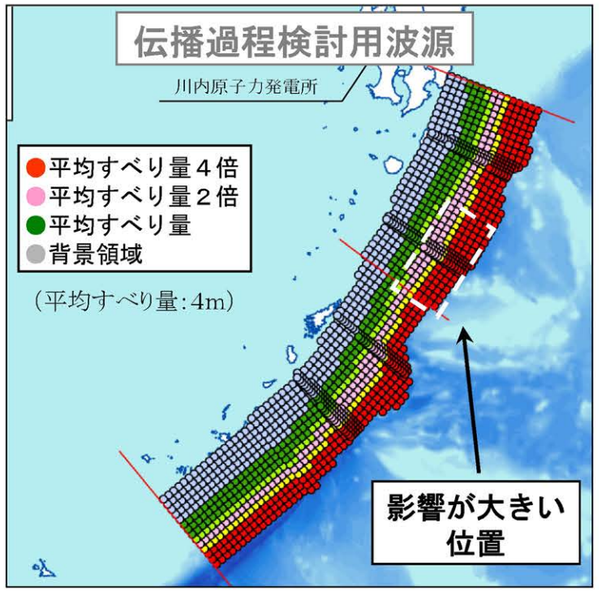
第7.7.3.4図(2)　琉球海溝の津波波源

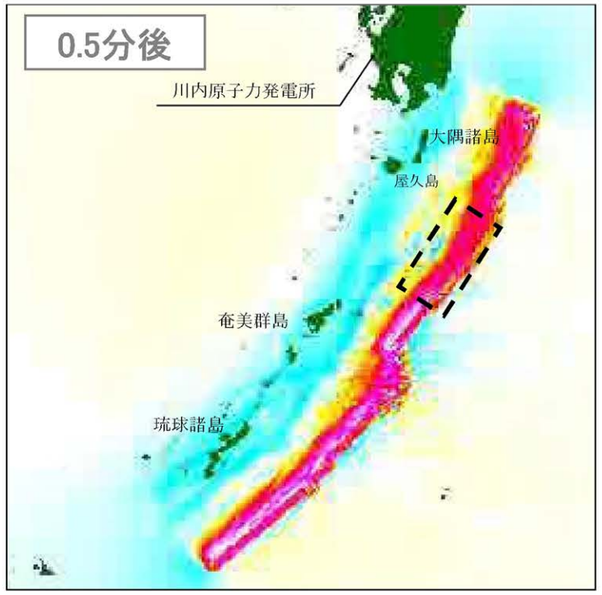
（分析結果に基づく津波波源：不確かさケース①）

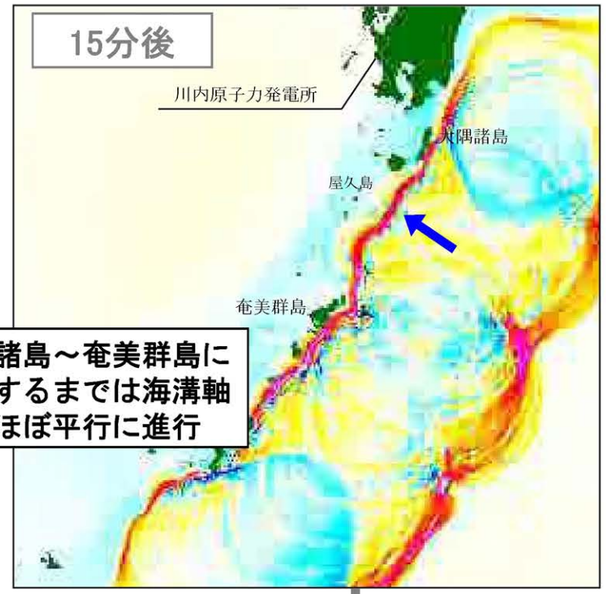


第7.7.3.4図(3)　琉球海溝の津波波源

（分析結果に基づく津波波源：不確かさケース②）

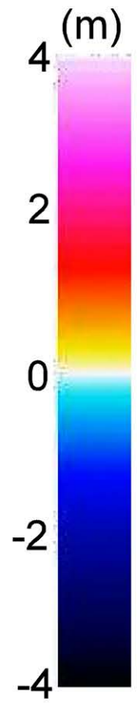


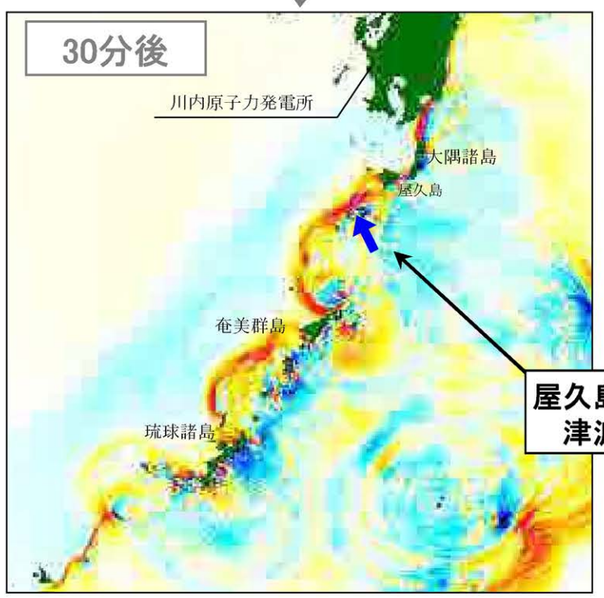




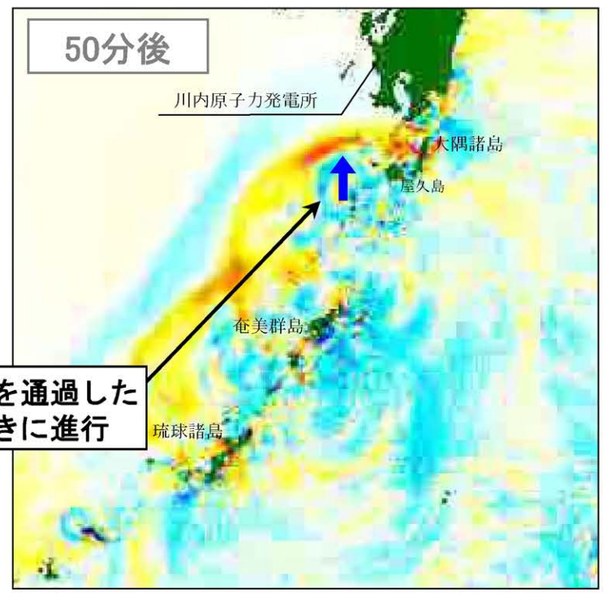
大隅諸島～奄美群島に到達するまでは海溝軸にほぼ平行に進行

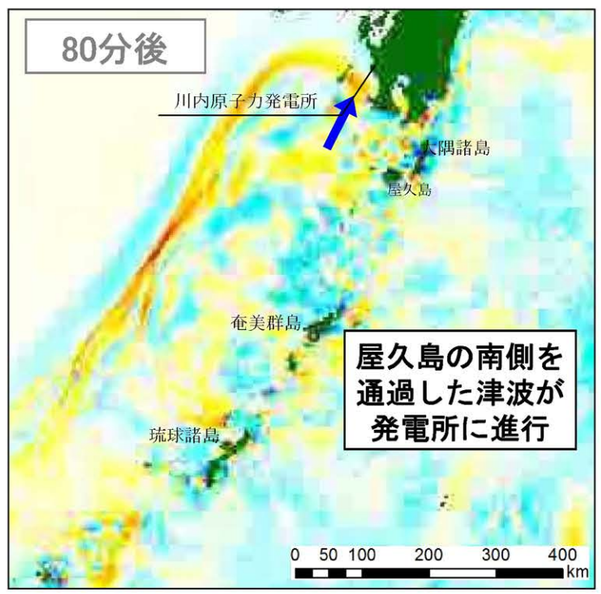
＊大すべり域の位置を検討したものであり、実計算の水位とは異なる



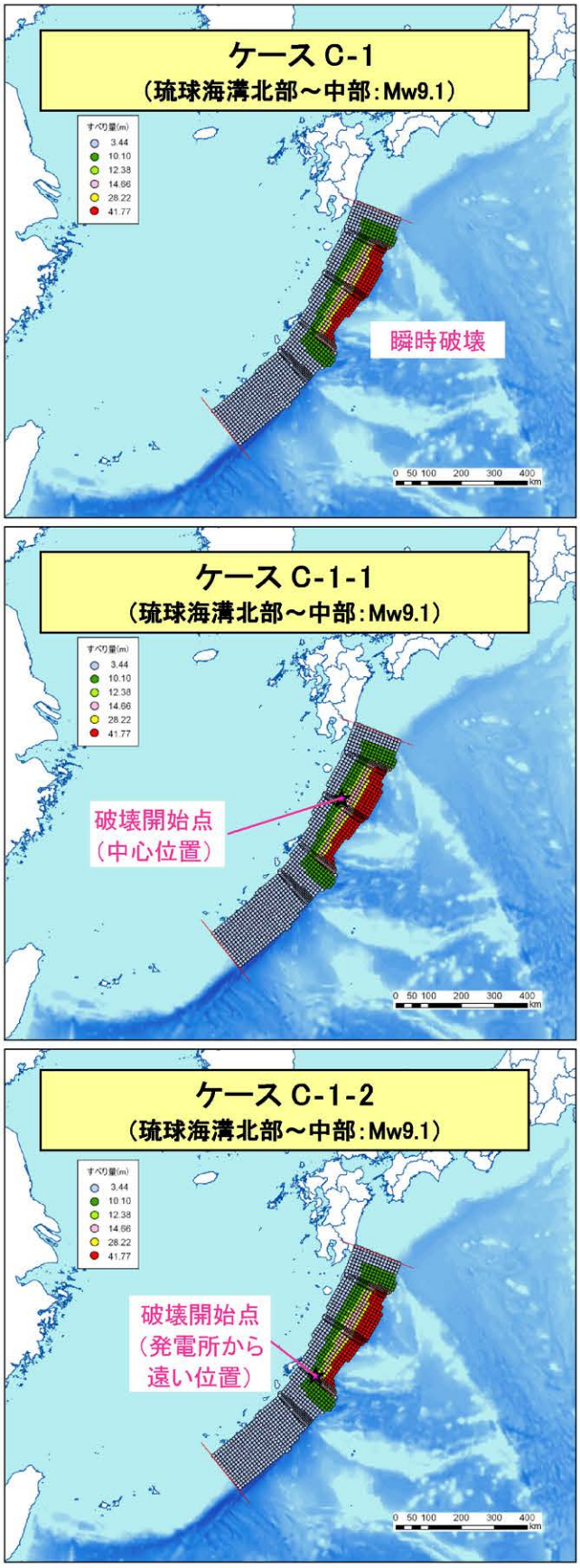


屋久島の南側を通過した津波が北向きに進行



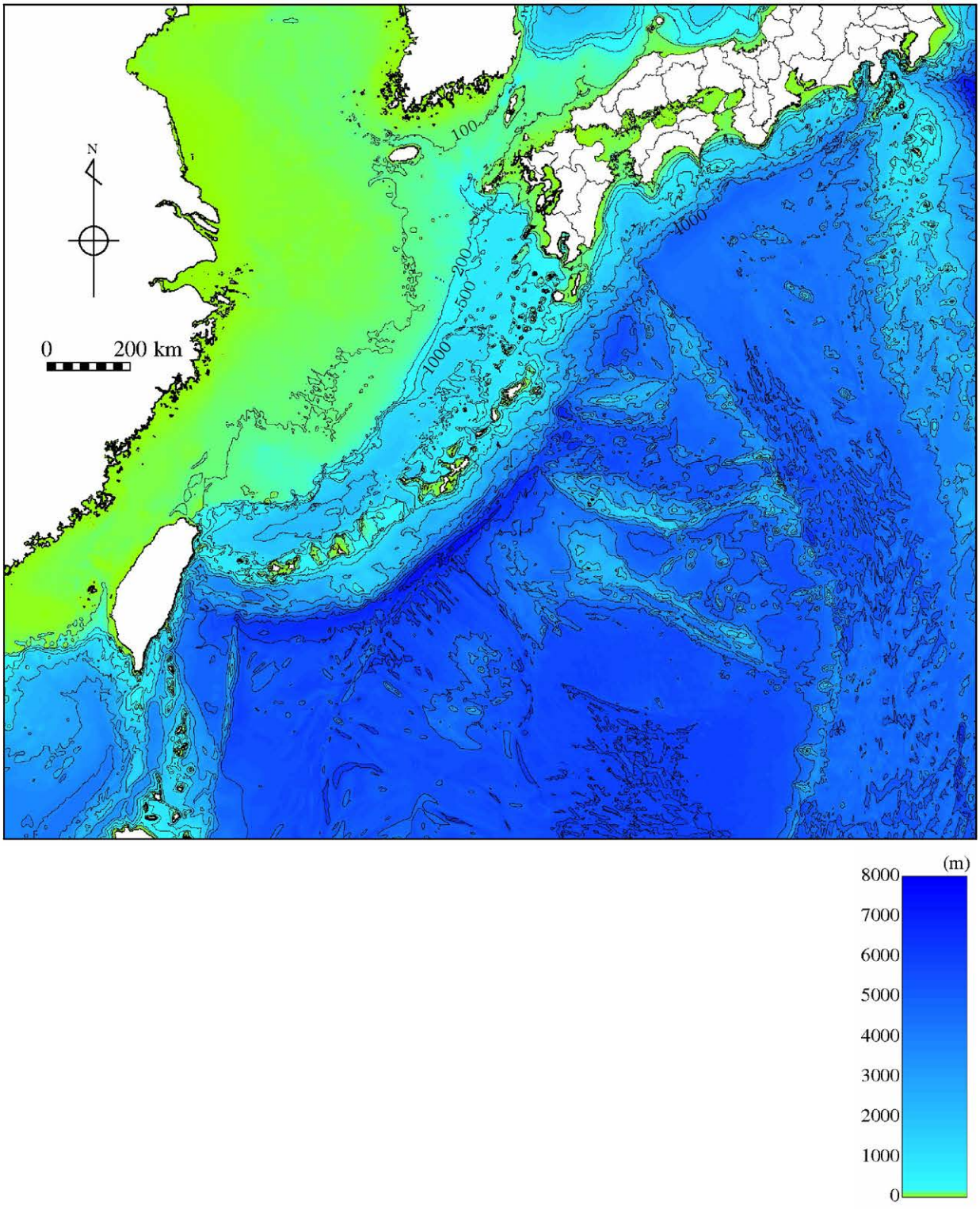


第7.7.3.5図　琉球海溝北部～琉球海溝中部を波源とした津波の伝播過程

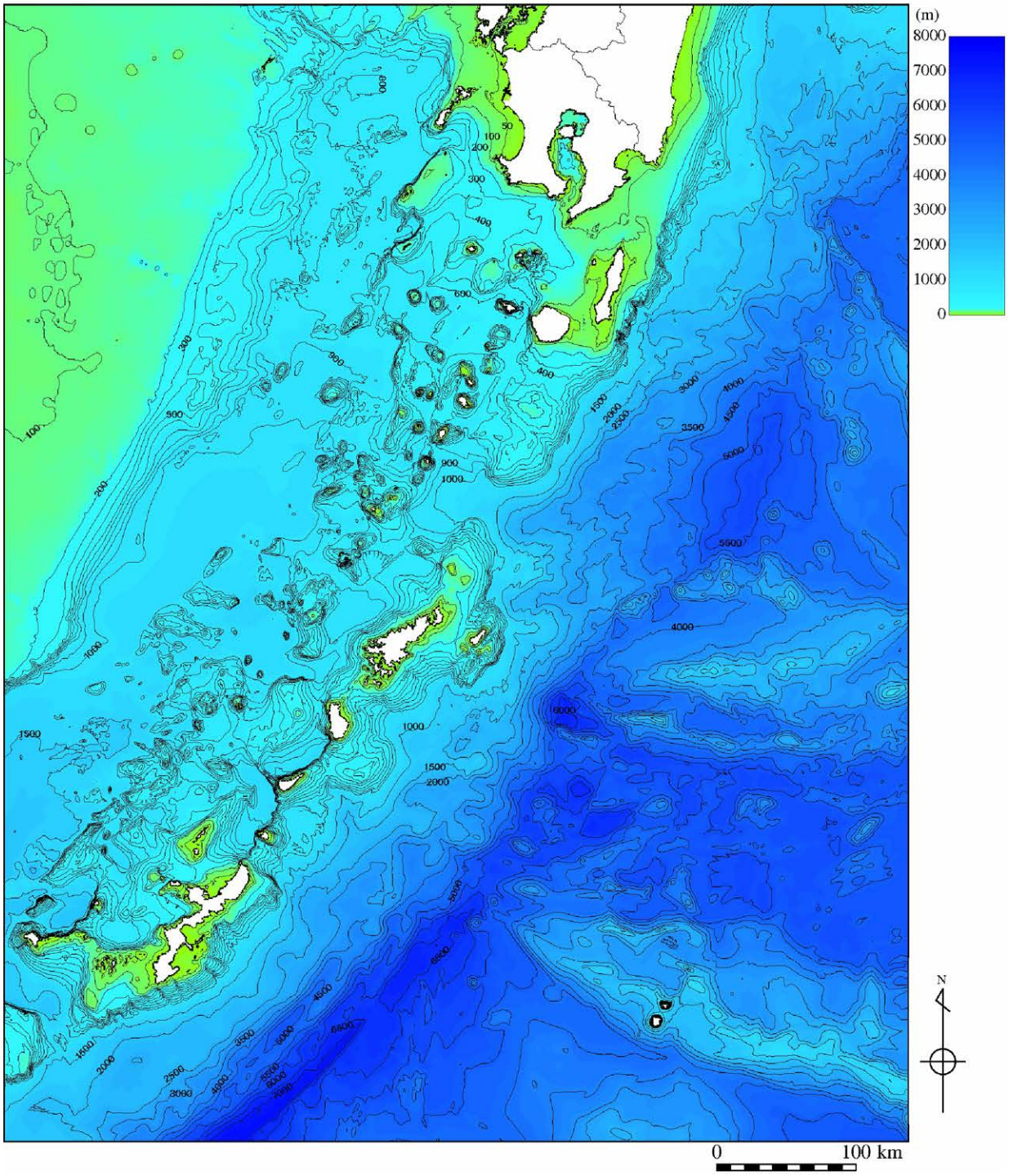


第7.7.3.6図　琉球海溝の津波波源

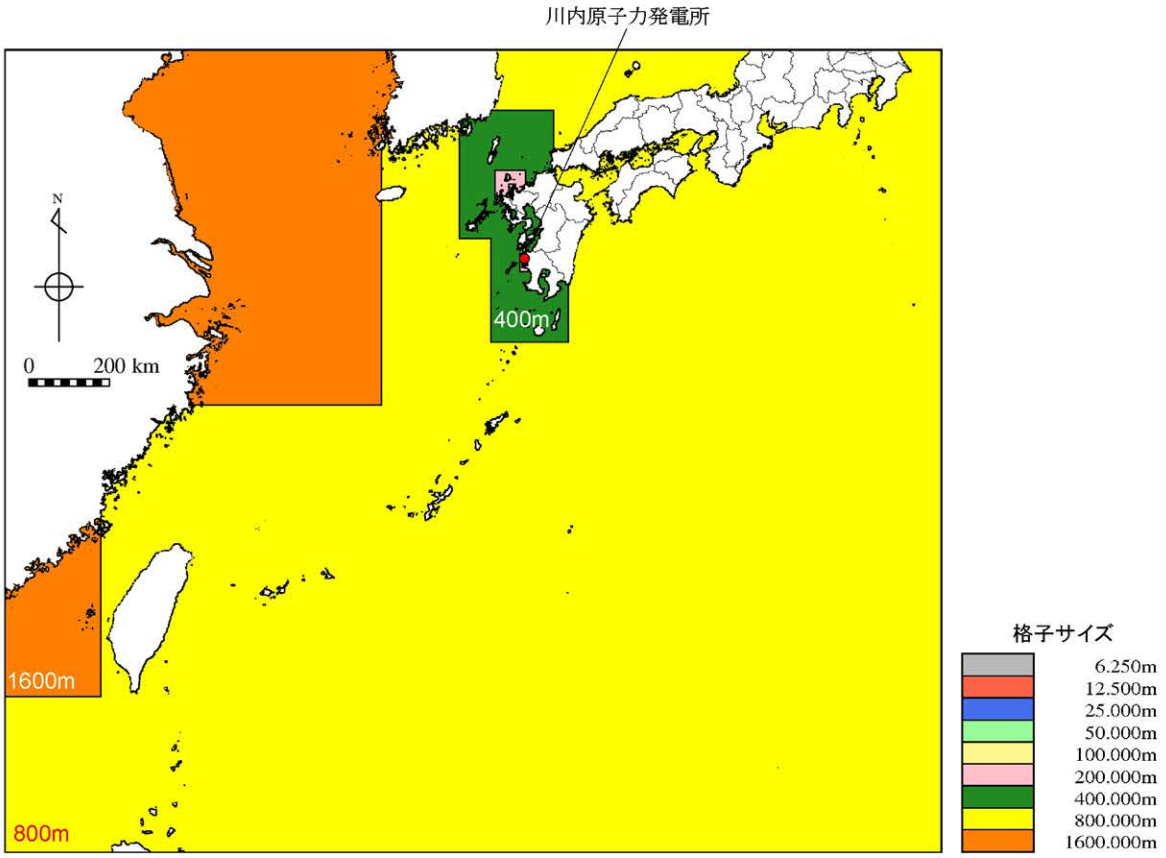
（領域境界を越えて固着域が破壊する津波波源）



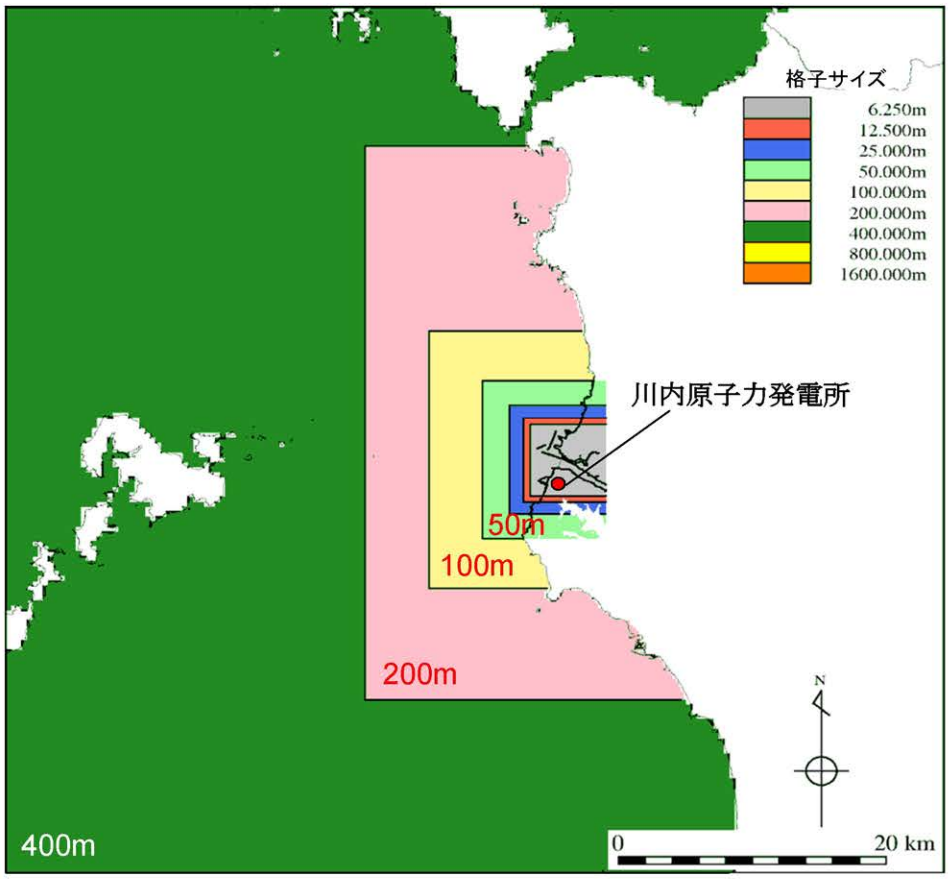
第7.7.3.7図(1)　海底地形（計算領域全体）



第7.7.3.7図(2)　海底地形（琉球海溝北部周辺）



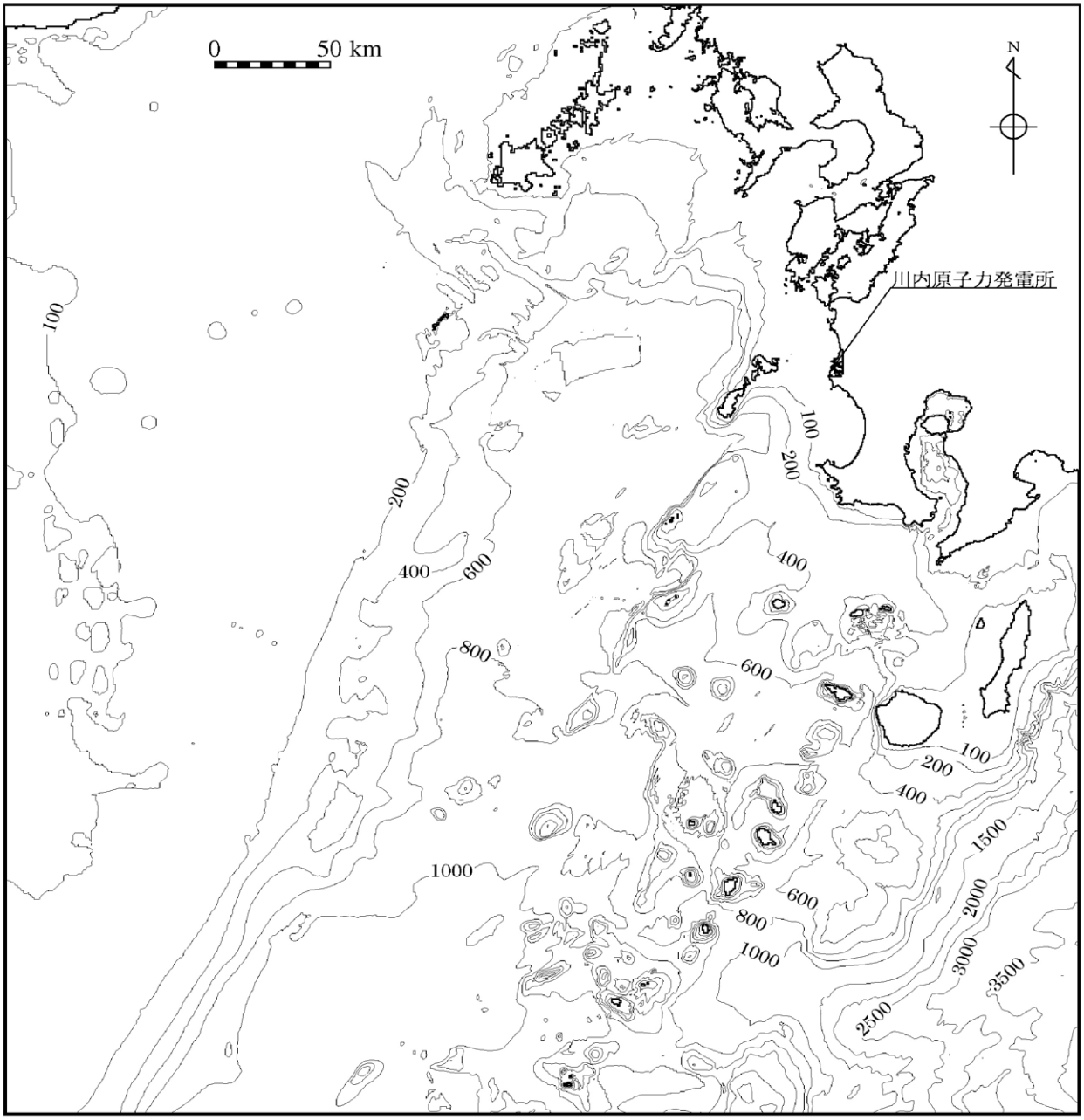
第7.7.3.8図(1)　計算格子分割（計算領域全体）



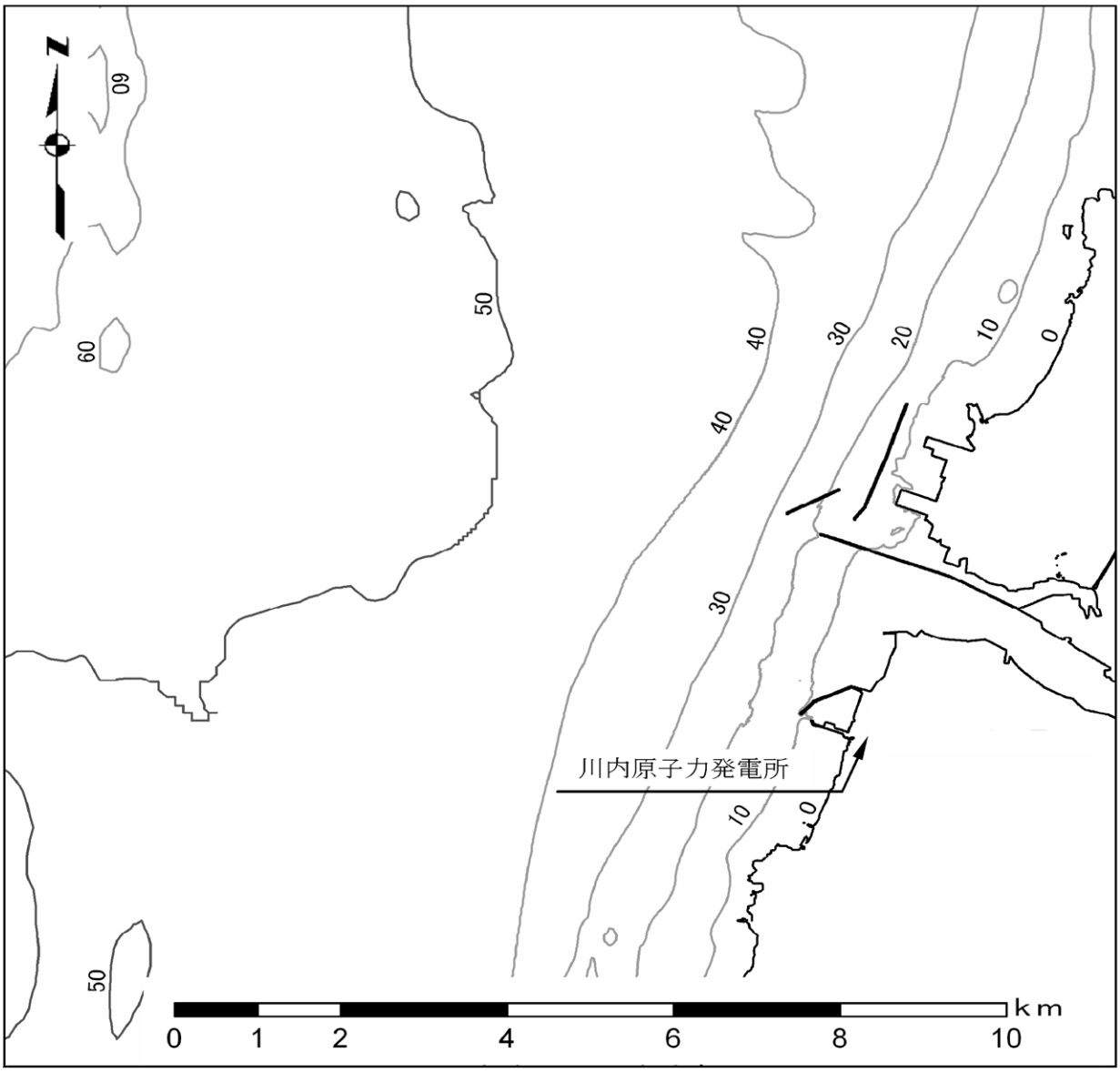
第7.7.3.8図(2)　計算格子分割（敷地前面海域）



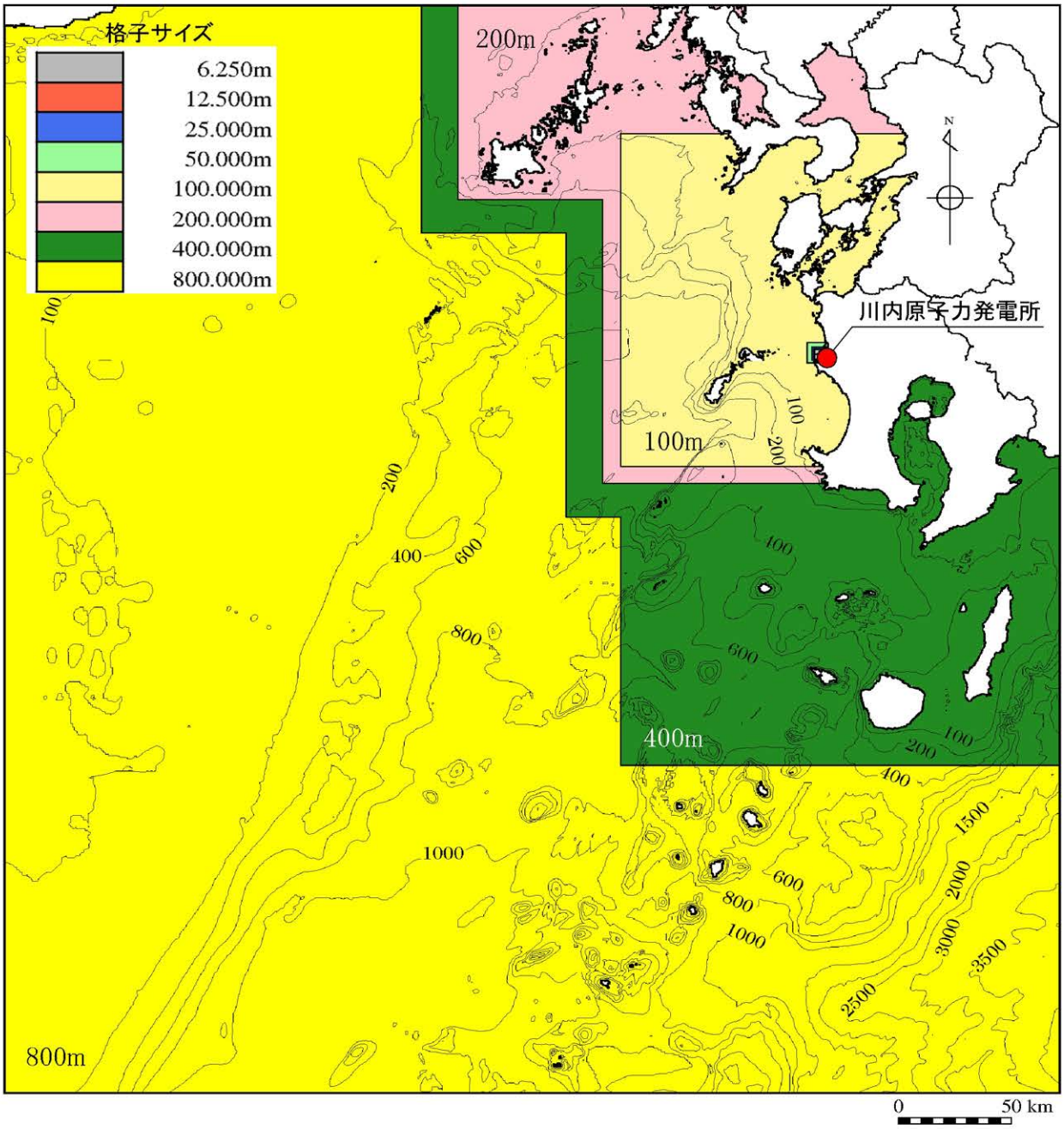
第7.7.3.9図　敷地周辺の海域活断層の津波波源



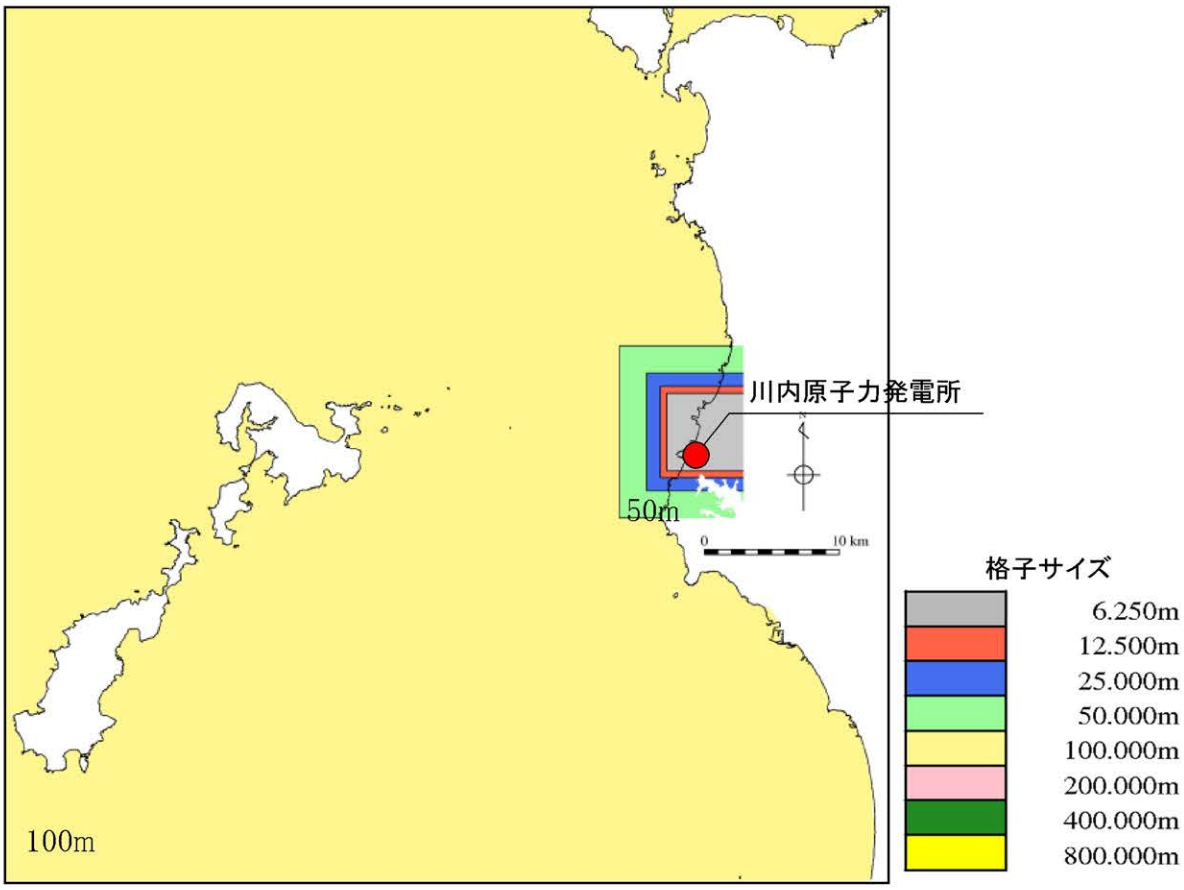
第7.7.3.10図(1)　海底地形（計算領域全体）



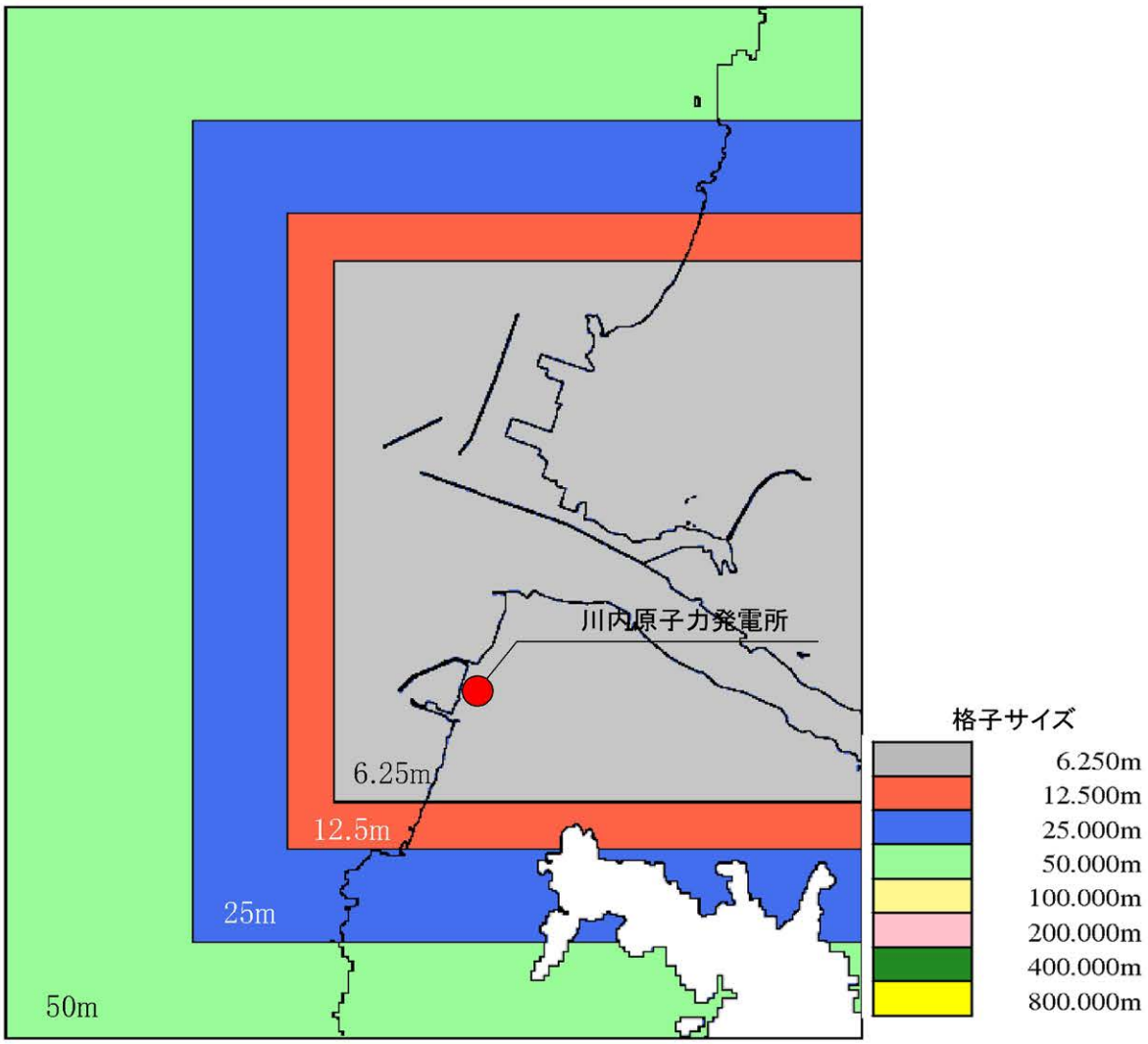
第7.7.3.10図(2)　海底地形（敷地近傍海域）



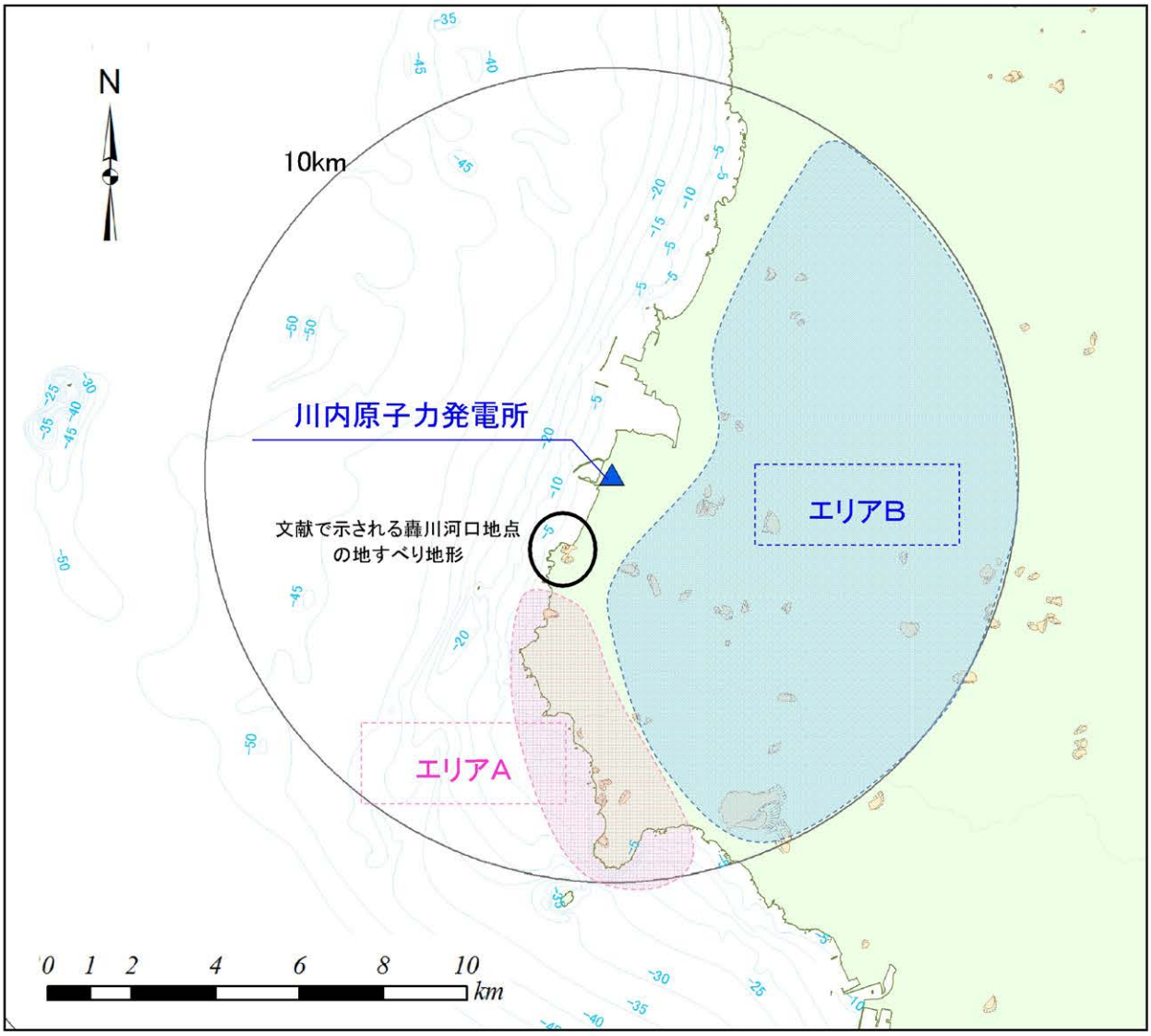
第7.7.3.11図(1)　計算格子分割（計算領域全体）



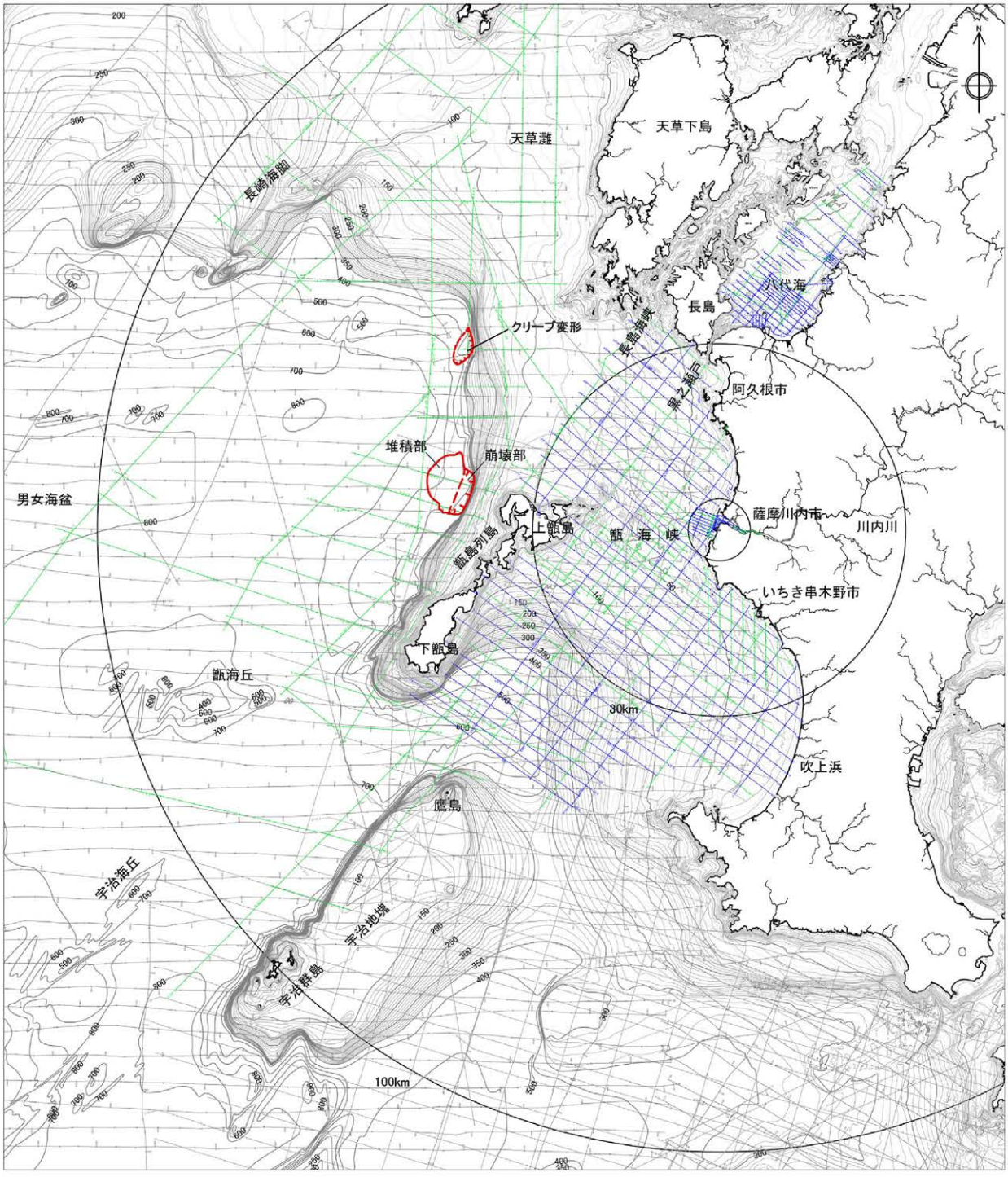
第7.7.3.11図(2)　計算格子分割（敷地前面海域）



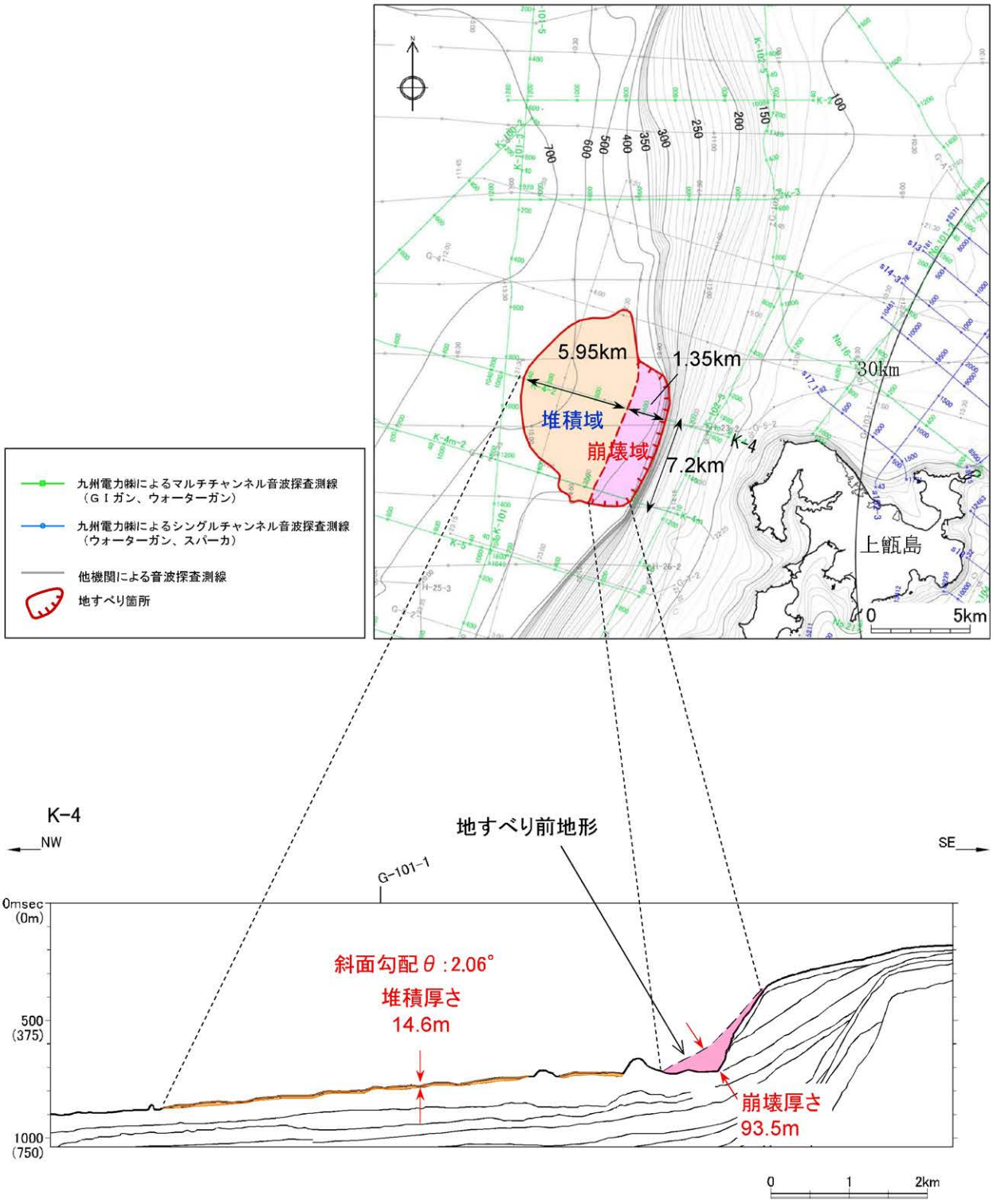
第7.7.3.11図(3)　　計算格子分割（敷地近傍海域）



第7.7.4.1図　沿岸陸域の地すべり地形の位置

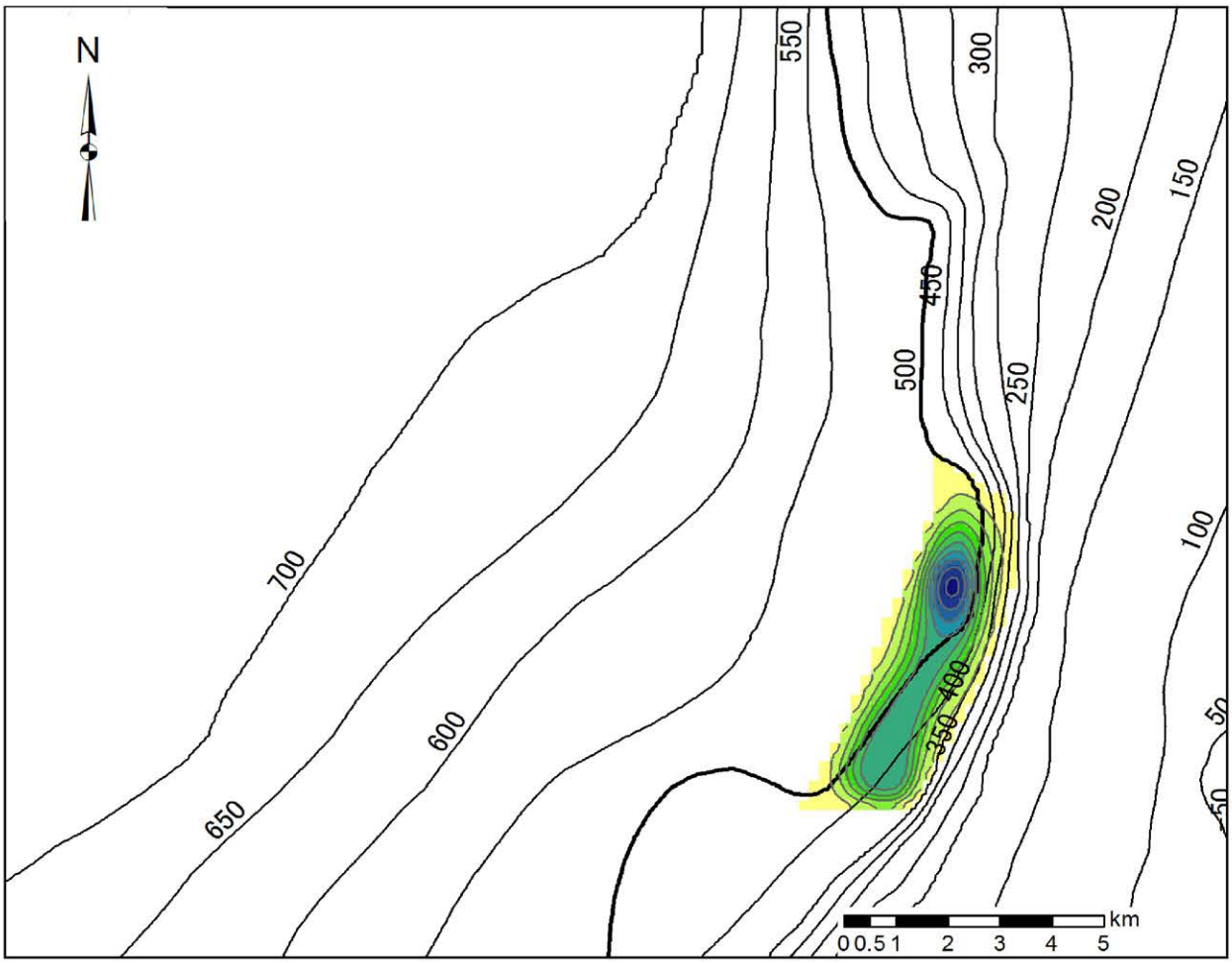


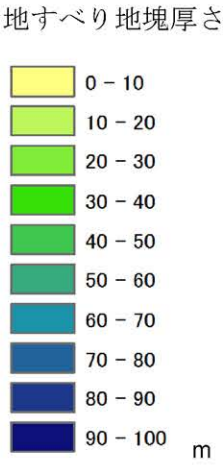
第7.7.4.2図　海底地すべり地形の位置



第7.7.4.3図(1)　海底地すべりモデル

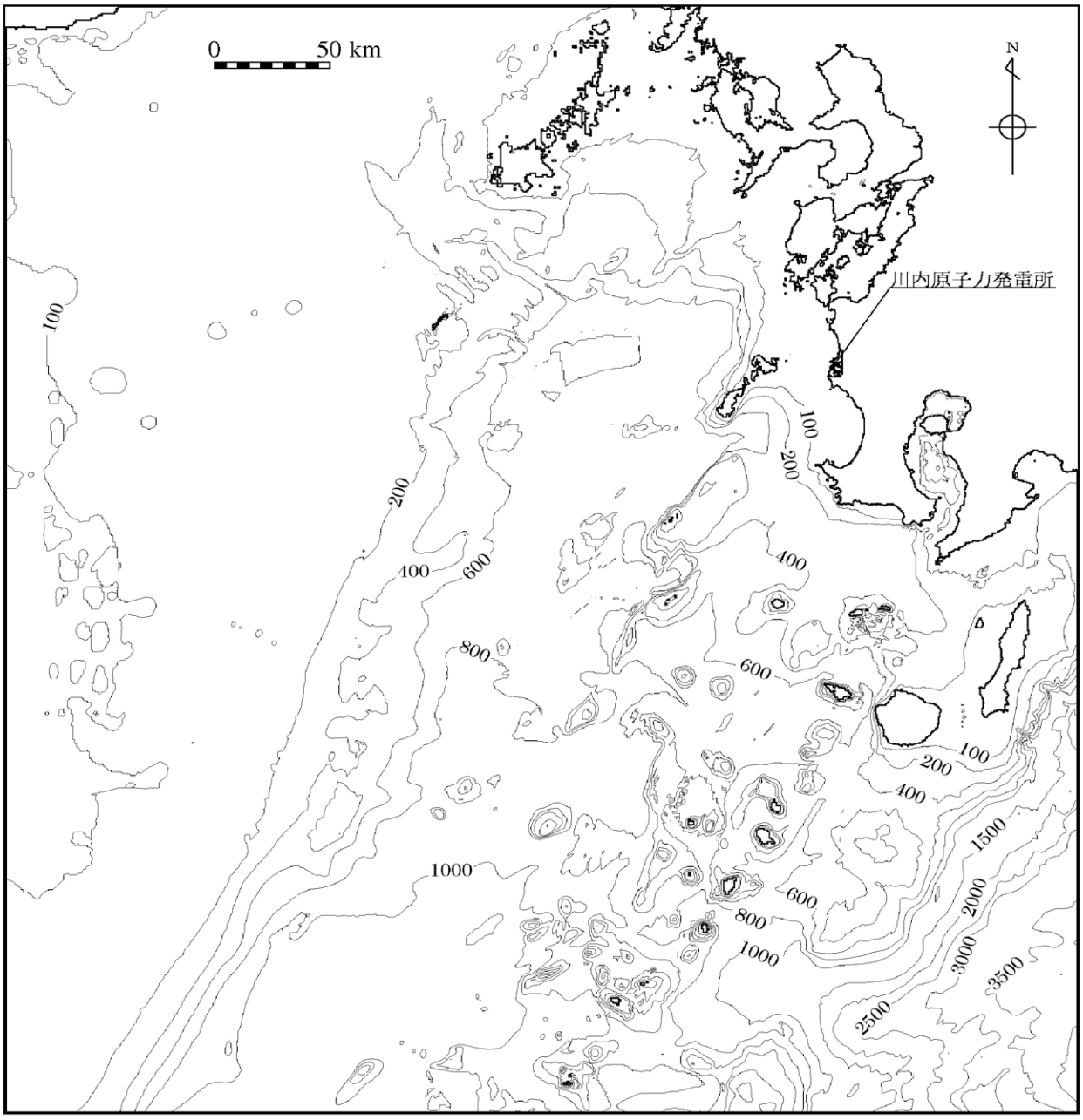
（Watts et al.(2005) の予測式に基づく手法）



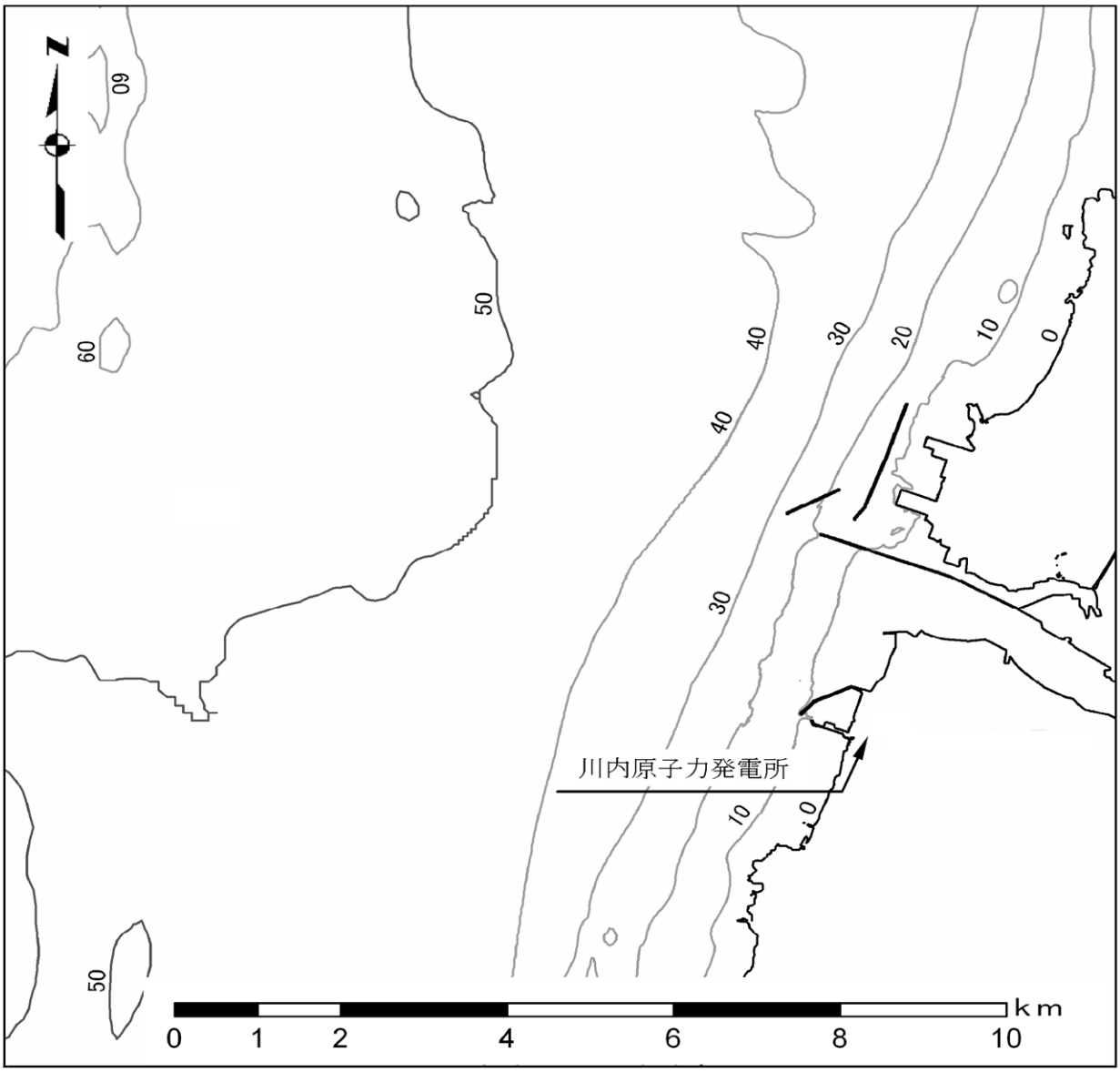


第7.7.4.3図(2)　海底地すべりモデル

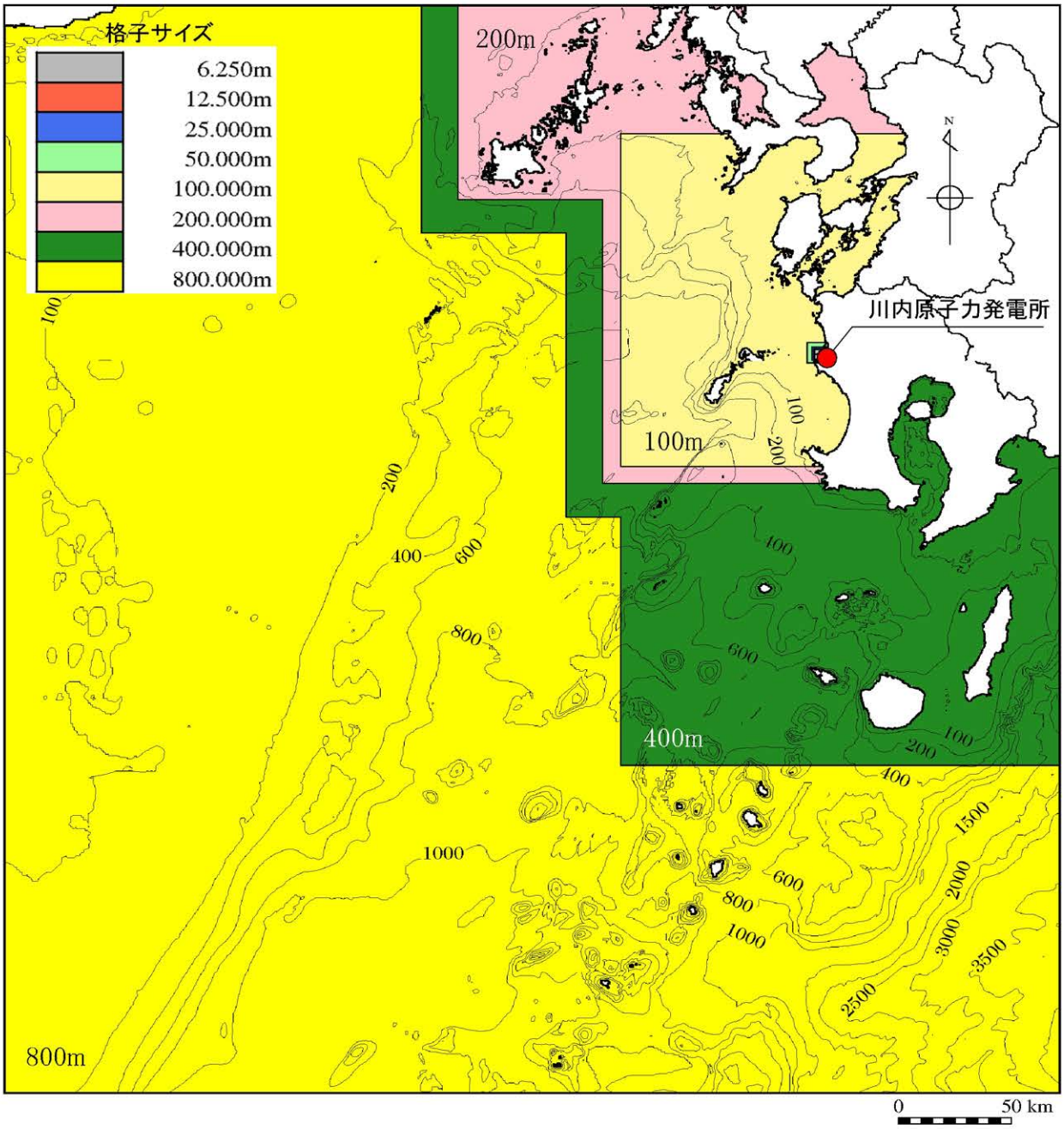
（二層流モデルに基づく手法）



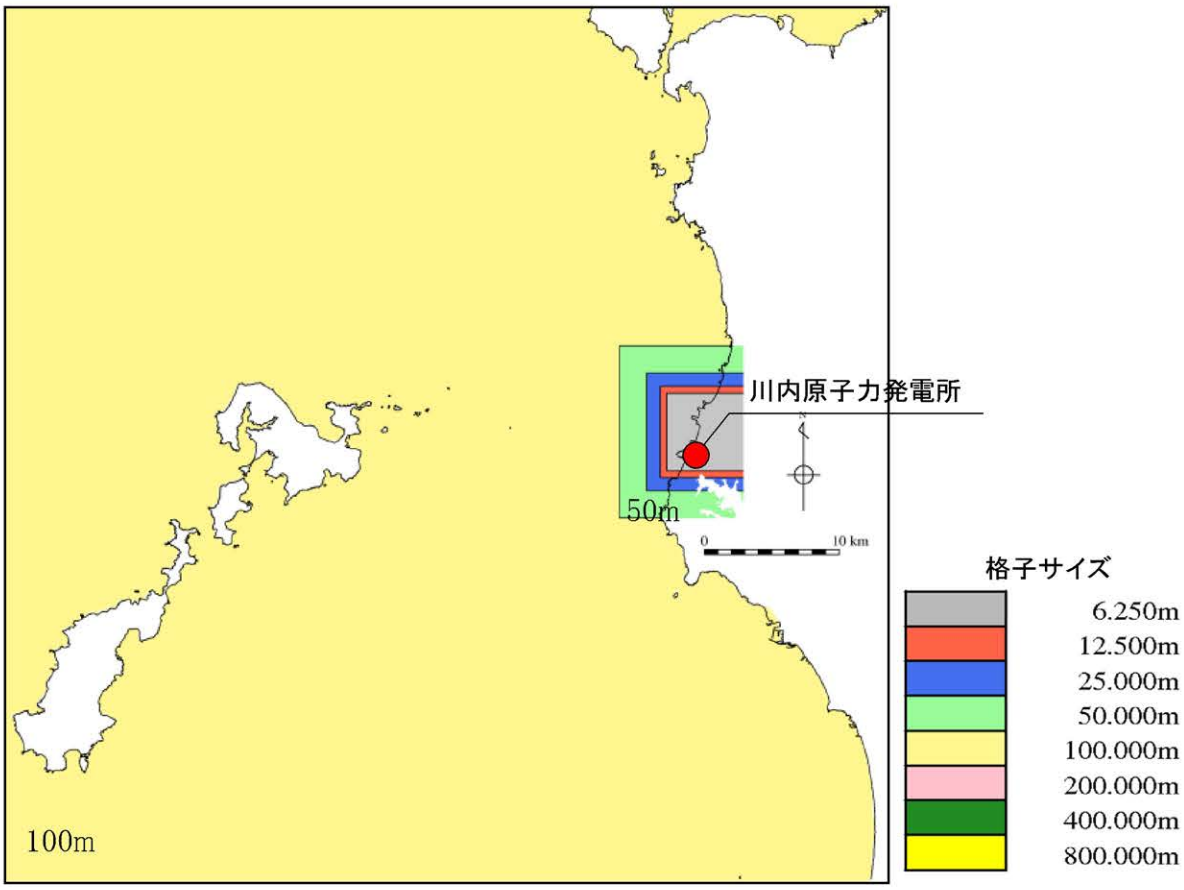
第7.7.4.4図(1)　海底地形（計算領域全体）



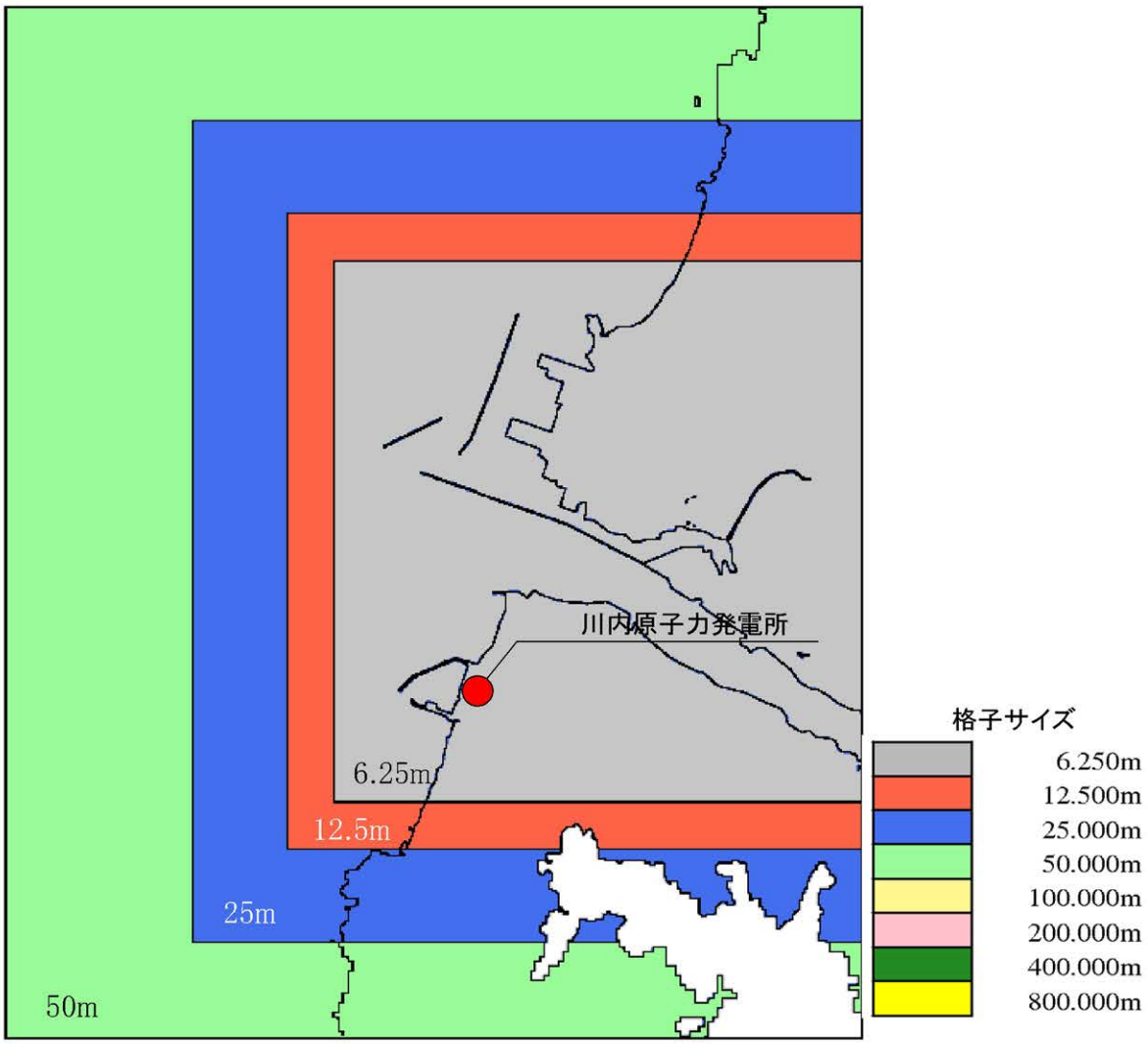
第7.7.4.4図(2)　海底地形（敷地近傍海域）



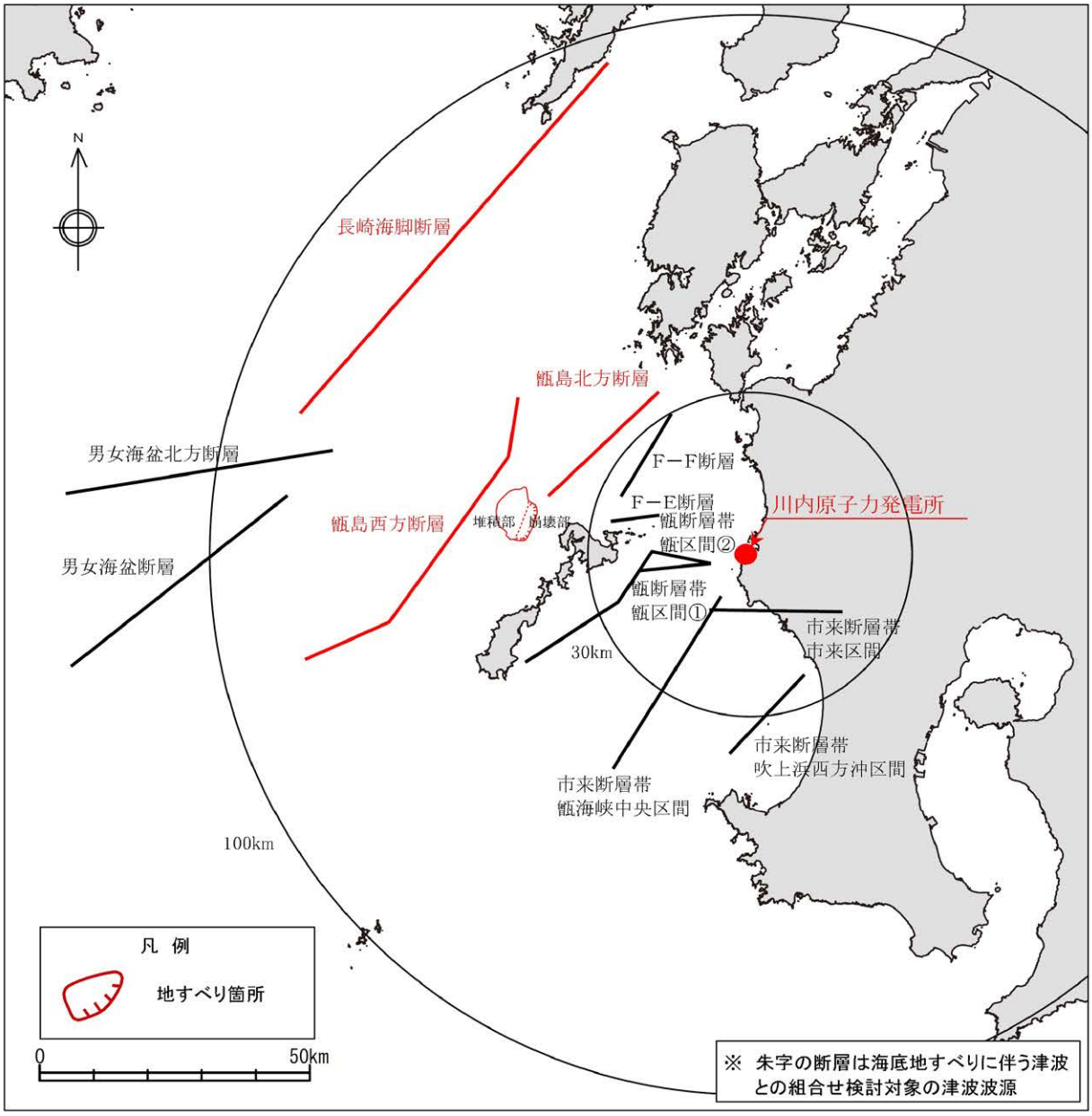
第7.7.4.5図(1)　計算格子分割（計算領域全体）



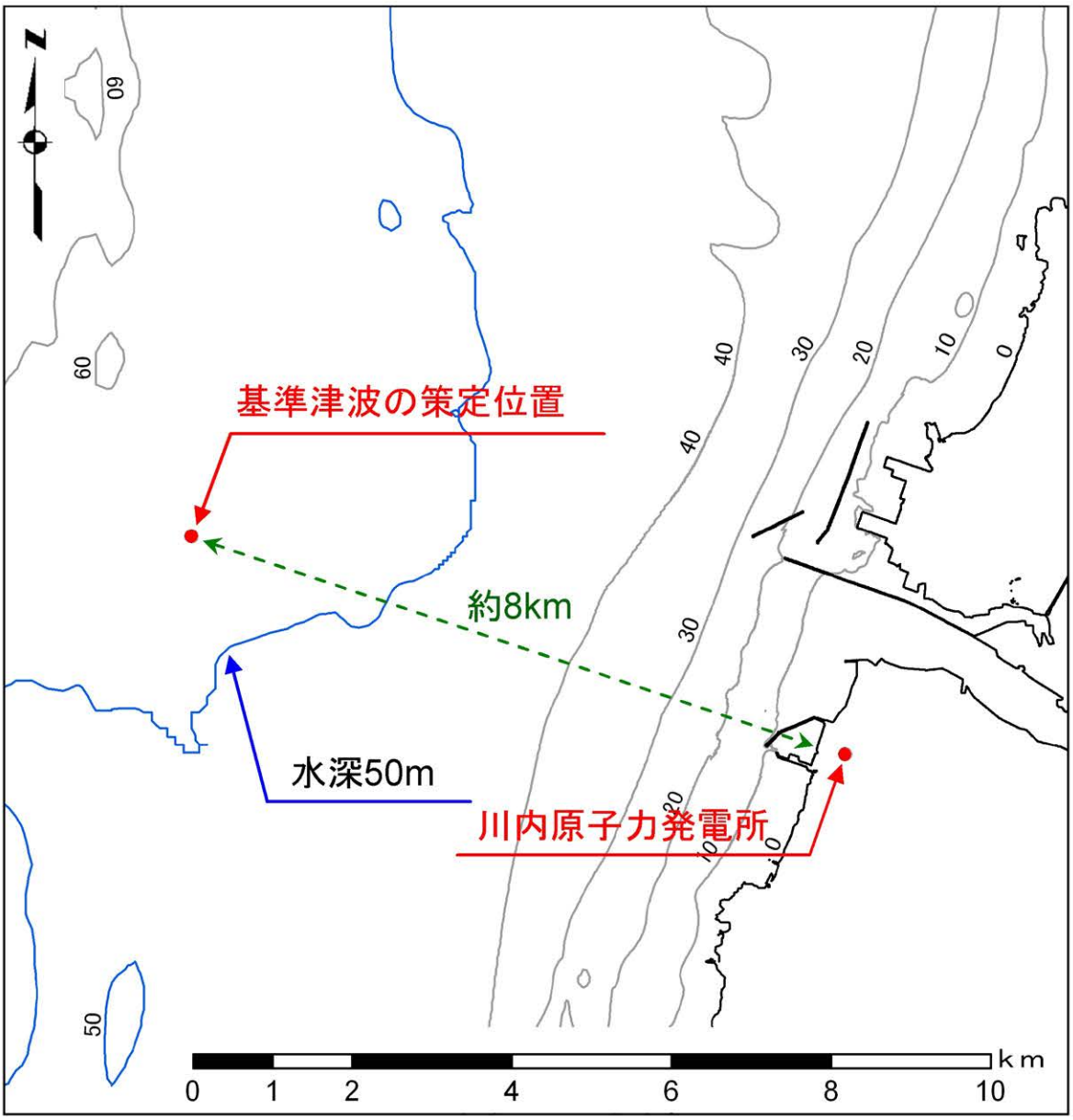
第7.7.4.5図(2)　計算格子分割（敷地前面海域）



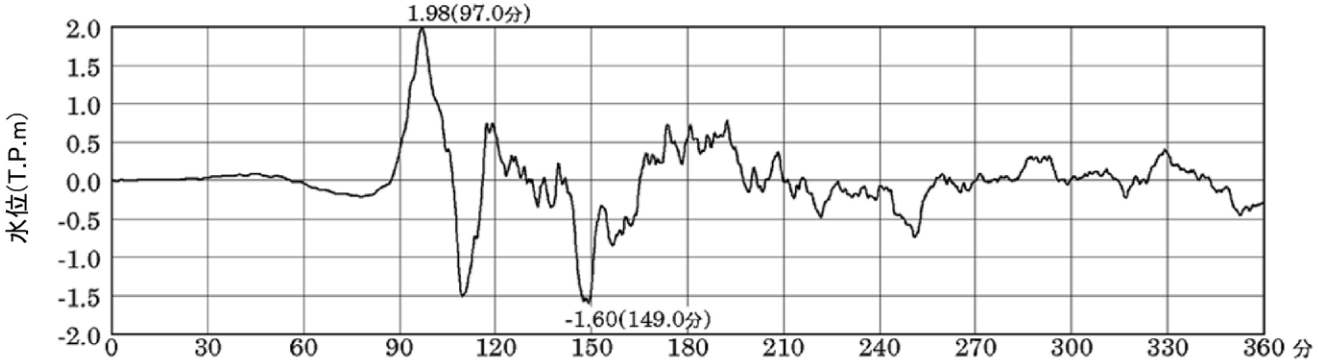
第7.7.4.5図(3)　計算格子分割（敷地近傍海域）



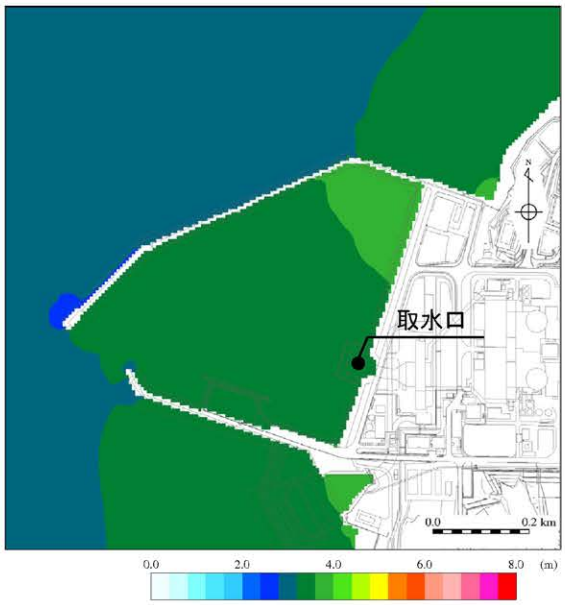
第7.7.5.1図　敷地周辺の海域活断層の津波波源及び海底地すべりの位置



第7.7.6.1図　基準津波の策定位置

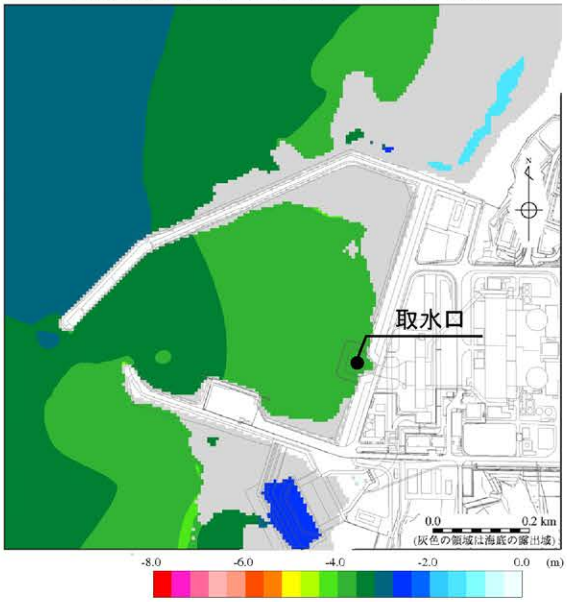


第7.7.6.2図　基準津波の時刻歴波形（初期潮位：T.P.±0.00m）



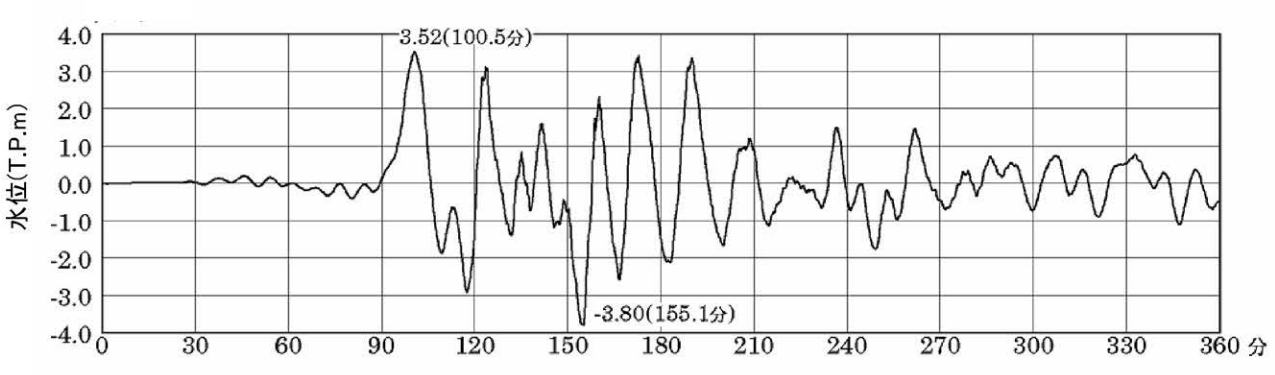
第7.7.6.3図(1)　基準津波の最大水位上昇量分布

(初期潮位：T.P.±0.00m)



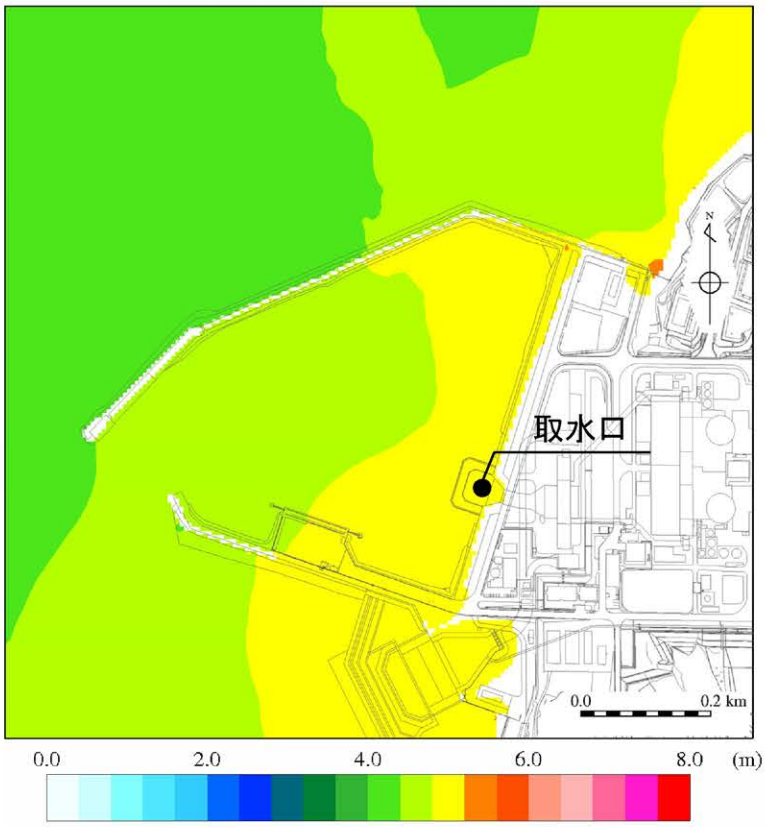
第7.7.6.3図(2)　基準津波の最大水位下降量分布

(初期潮位：T.P.±0.00m)

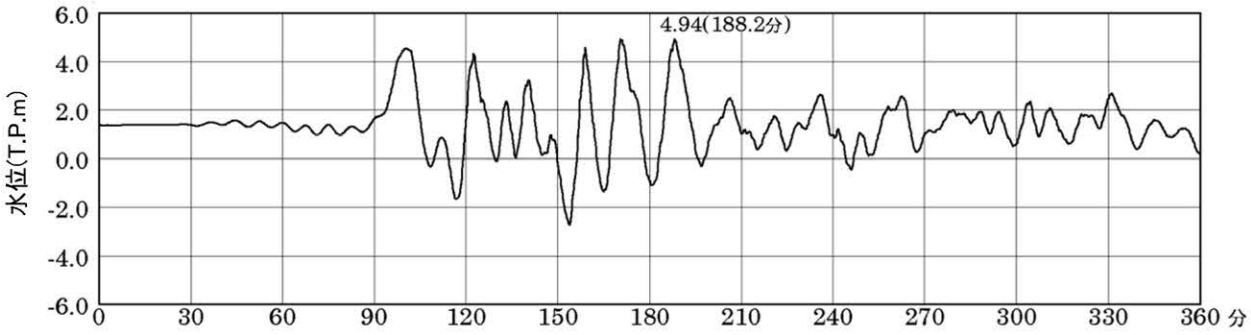


第7.7.6.3図(3)　基準津波の取水口位置での時刻歴波形

(初期潮位：T.P.±0.00m)

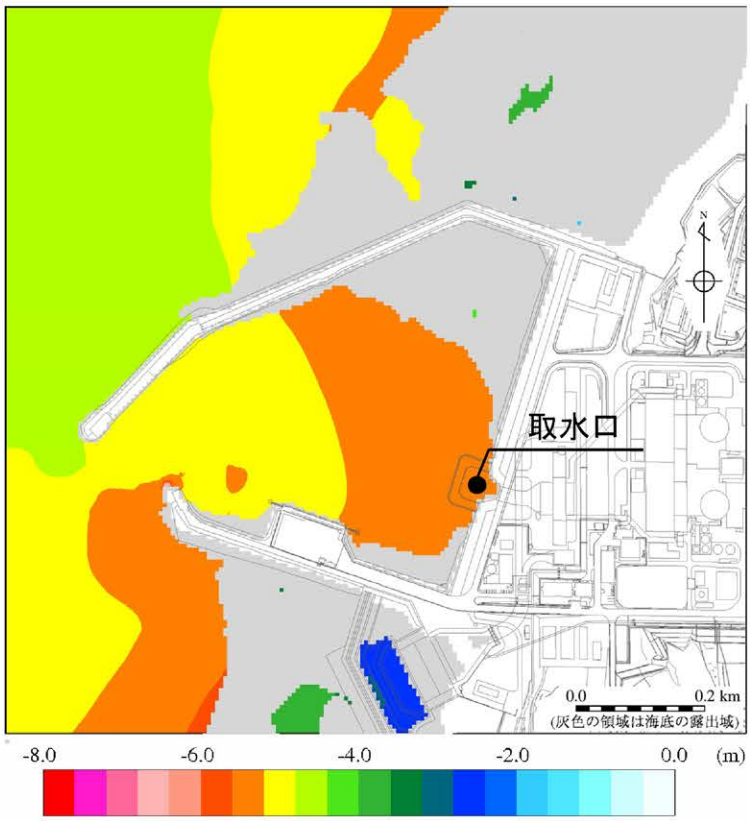


第7.7.7.1図(1)　基準津波の最高水位分布（朔望平均満潮位を考慮）

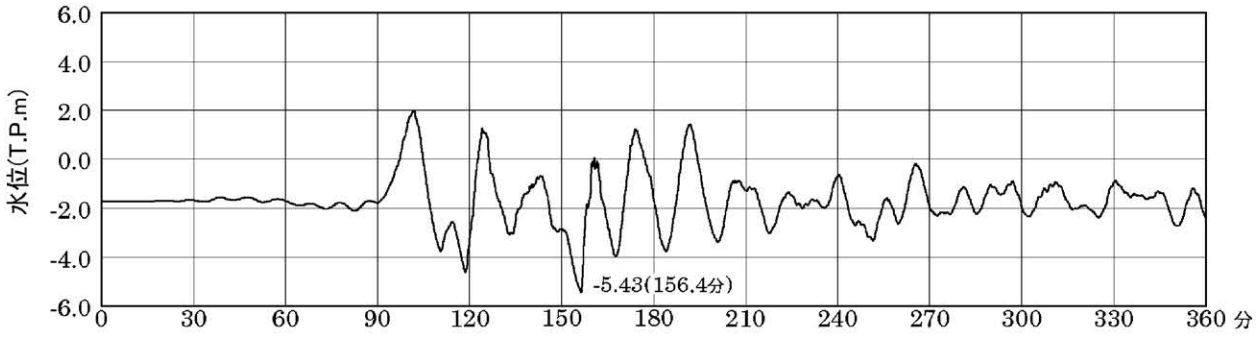


第7.7.7.1図(2)　基準津波の取水口位置での時刻歴波形

（朔望平均満潮位を考慮）

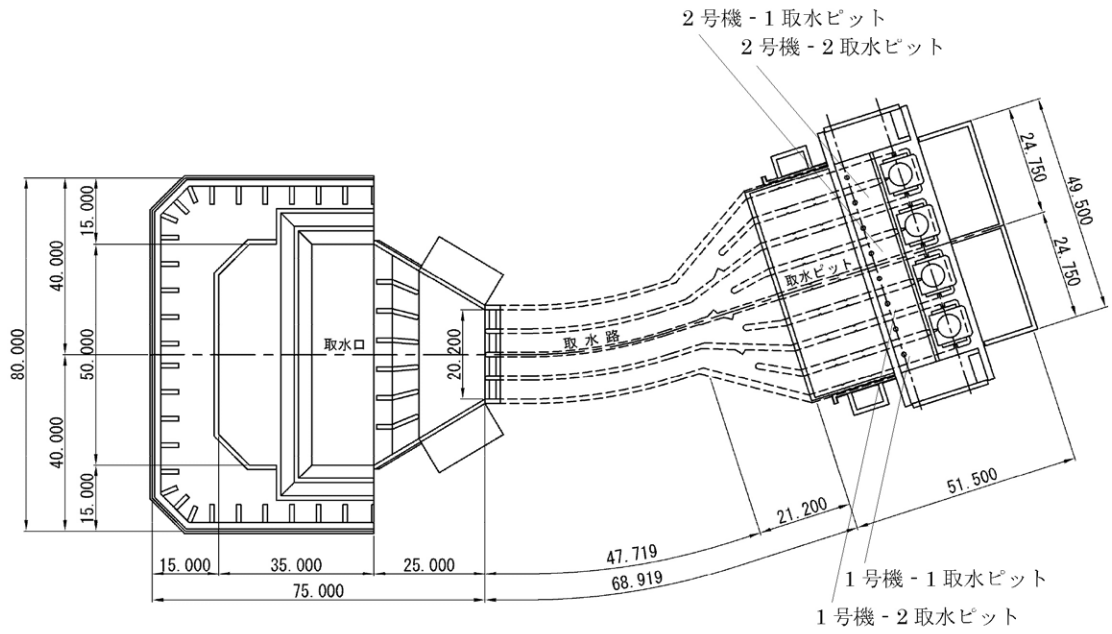


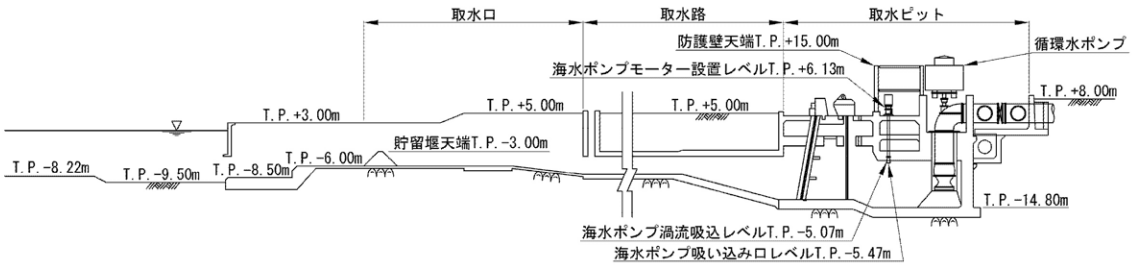
第7.7.7.1図(3)　基準津波の最低水位分布（朔望平均干潮位を考慮）



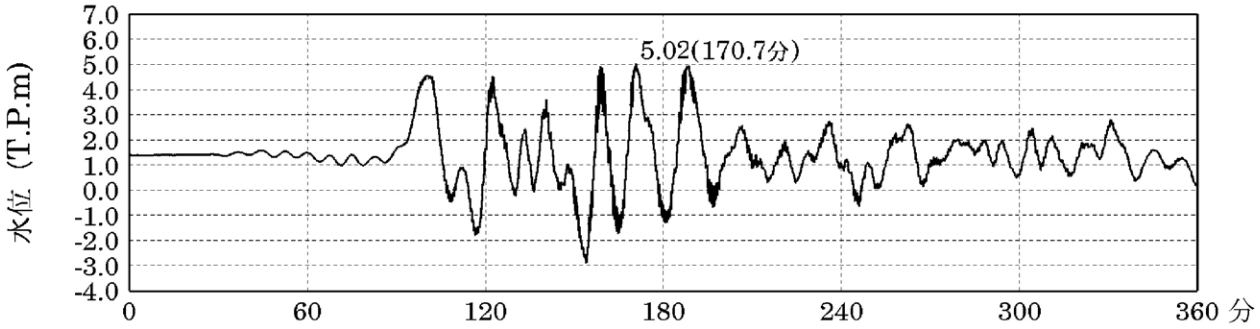
第7.7.7.1図(4)　基準津波の取水口位置での時刻歴波形

（朔望平均干潮位を考慮）



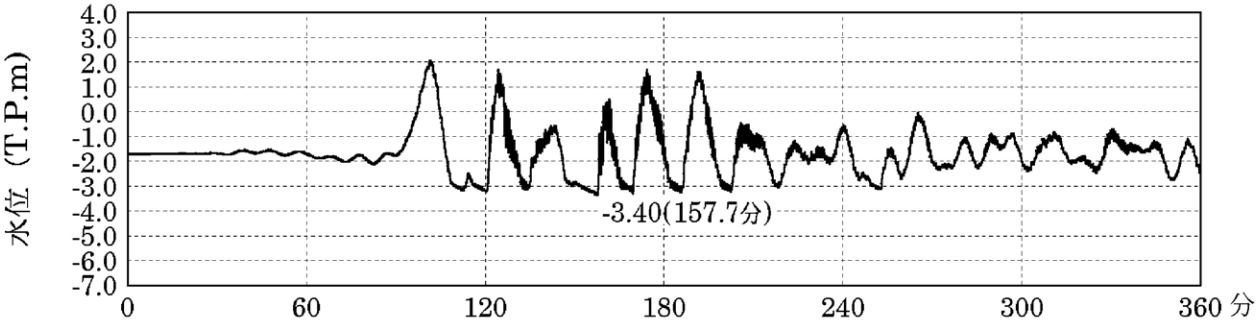


第7.7.7.2図　取水口～取水ピットの構造図



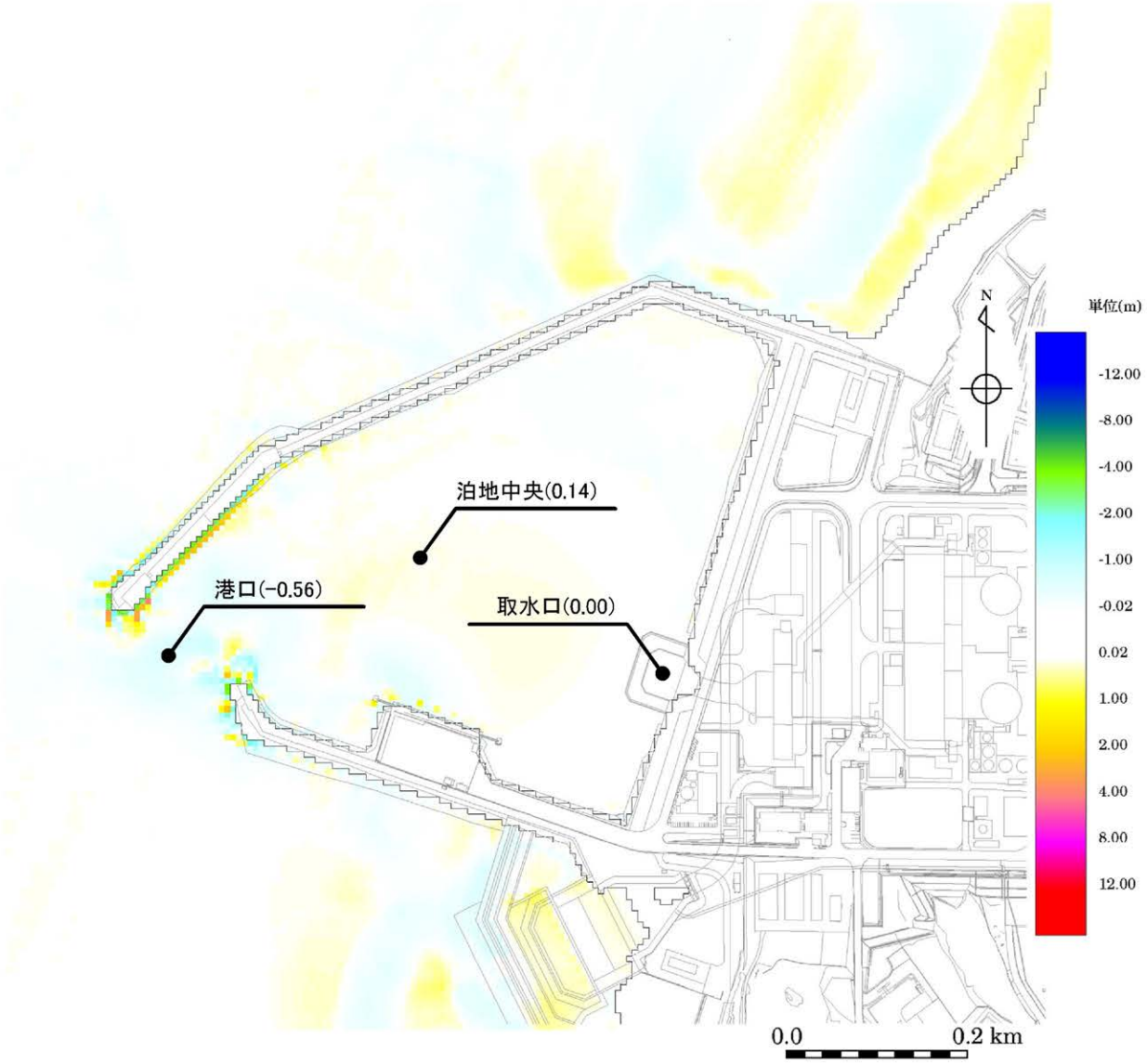
第7.7.7.3図(1)　取水ピットでの時刻歴波形

（水位上昇側、朔望平均満潮位を考慮）

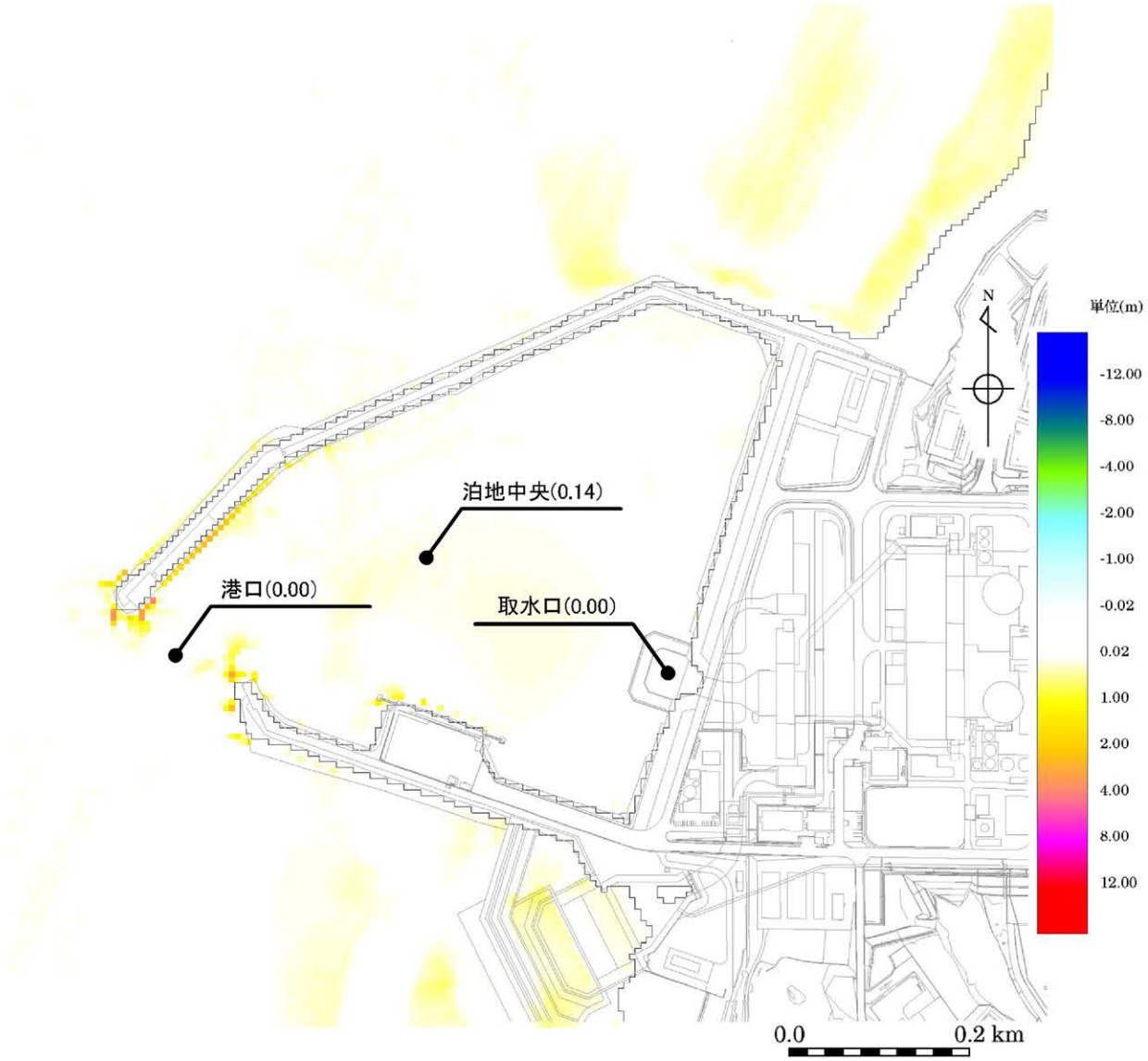


第7.7.7.3図(2)　取水ピットでの時刻歴波形

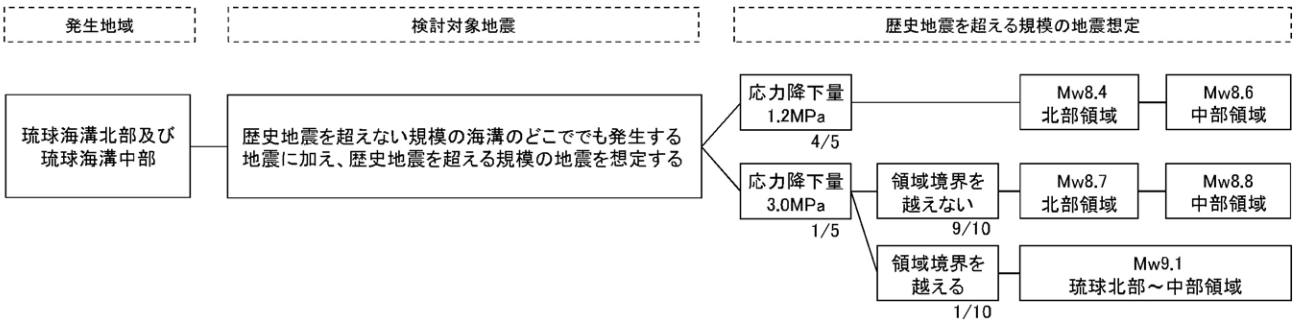
（水位下降側、朔望平均干潮位を考慮）



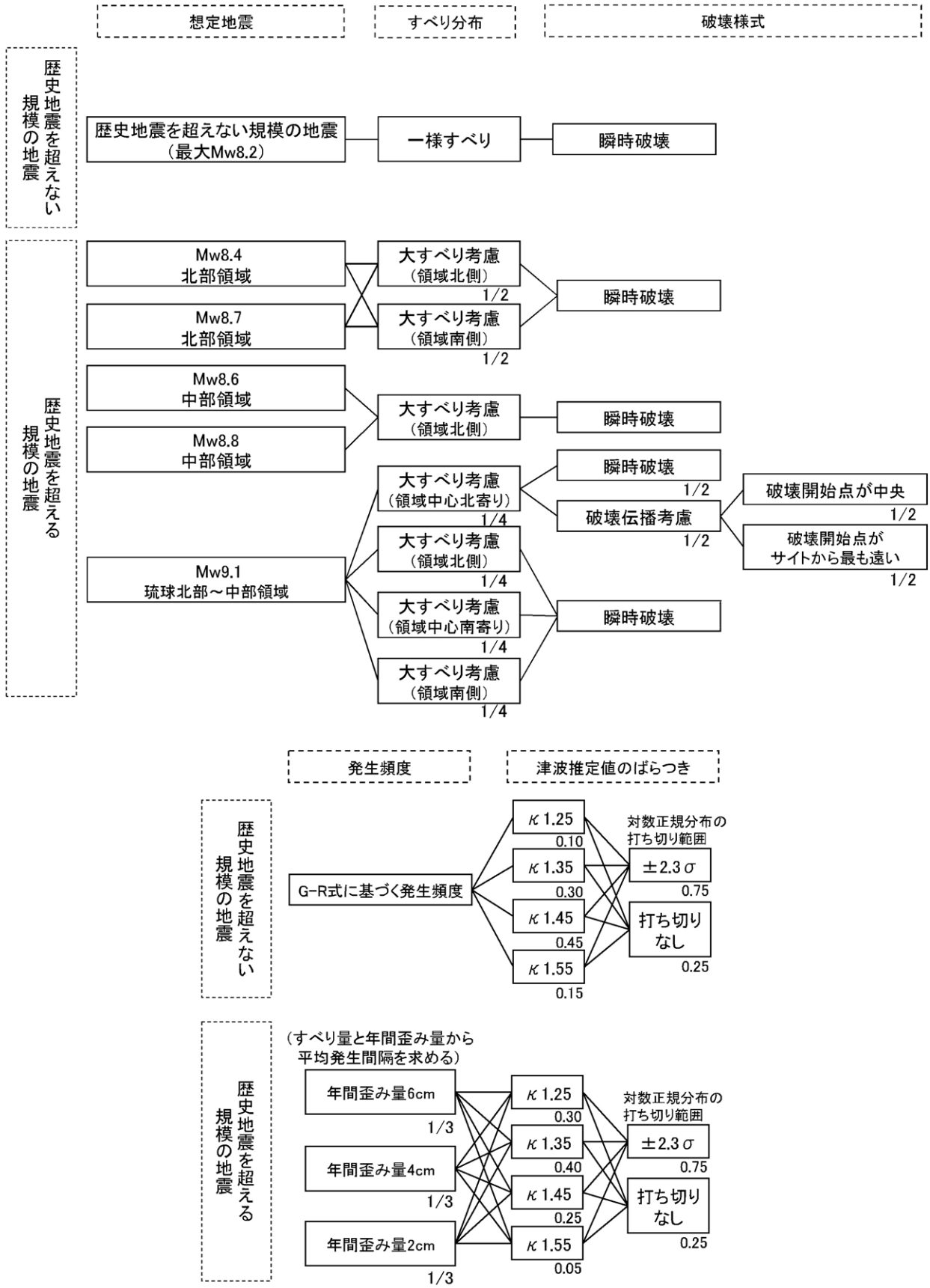
第7.7.7.4図(1)　砂移動による最終地形変化量



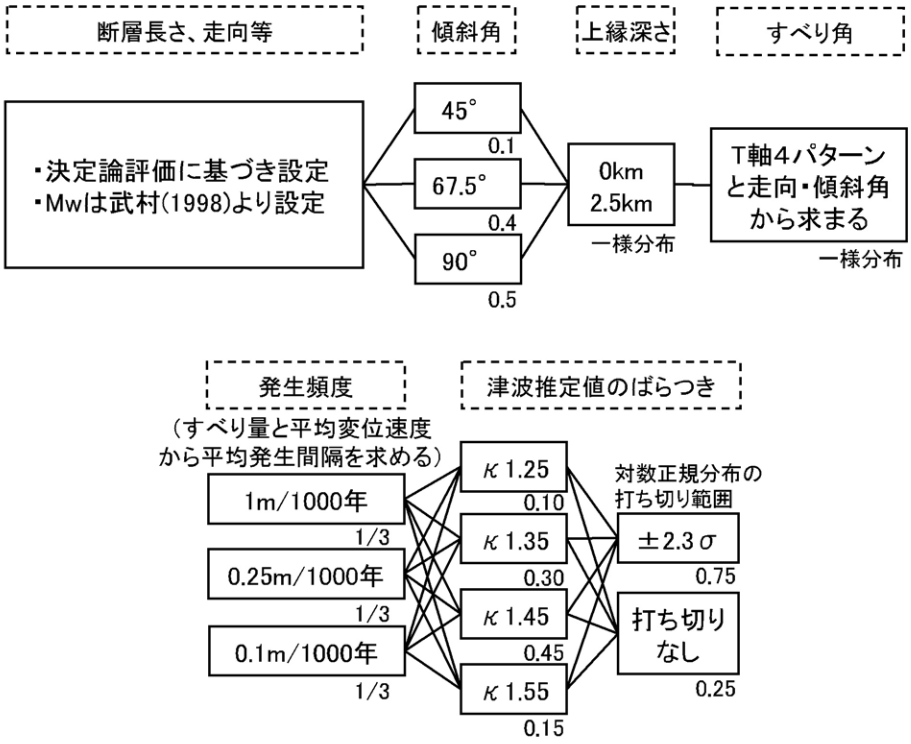
第7.7.7.4図(2)　砂移動による最大堆積厚



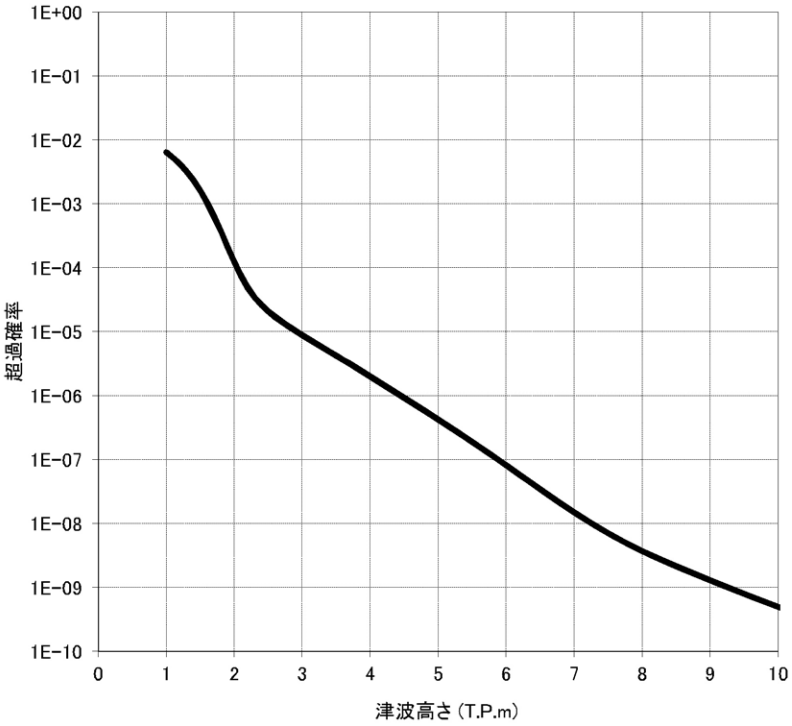
第7.7.8.1図(1)　ロジックツリー（プレート間地震）



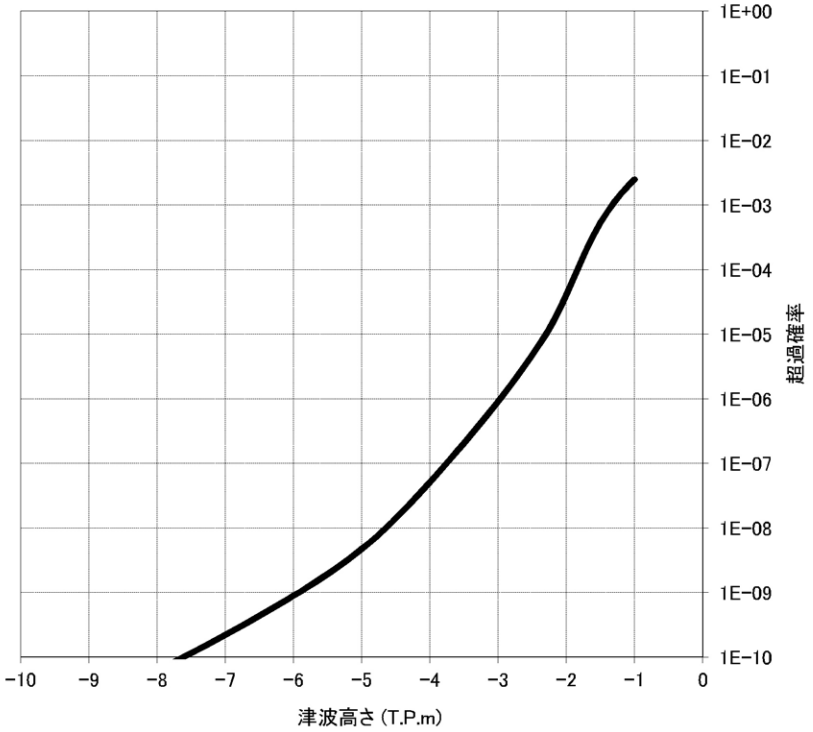
第7.7.8.1図(2)　ロジックツリー（プレート間地震）



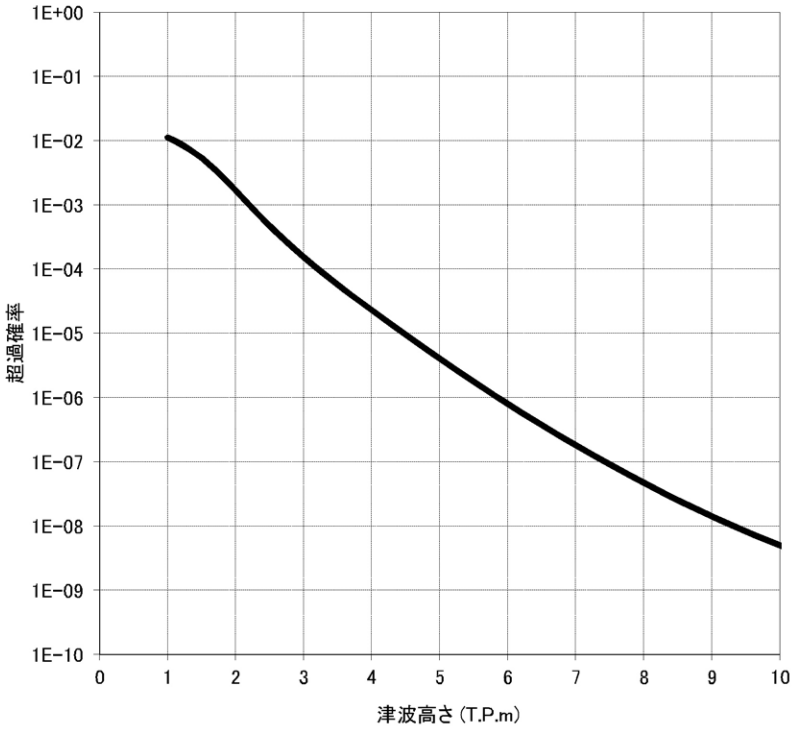
第7.7.8.1図(3)　ロジックツリー（海域活断層による地殻内地震）



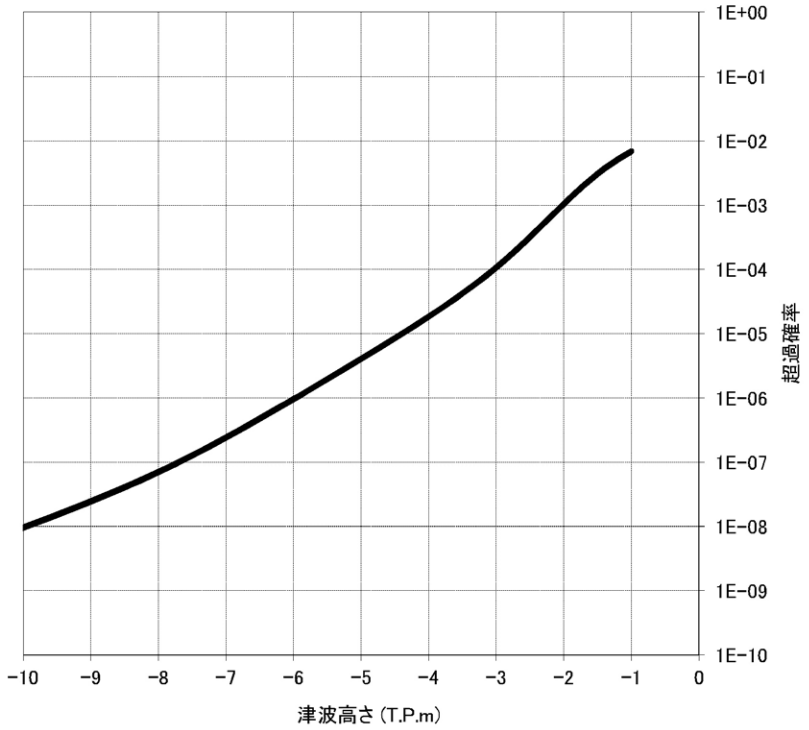
第7.7.8.2図(1)　基準津波の策定位置における水位と年超過確率の関係（水位上昇側）



第7.7.8.2図(2)　基準津波の策定位置における水位と年超過確率の関係（水位下降側）



第7.7.8.2図(3)　取水口位置における水位と年超過確率の関係（水位上昇側）



第7.7.8.2図(4)　取水口位置における水位と年超過確率の関係（水位下降側）

7.8 火　山

7.8.1 調査内容

敷地に影響を及ぼす可能性がある火山について、その活動性及び影響範囲を把握するため、文献調査、地形・地質調査及び地球物理学的調査を実施した。

7.8.1.1 文献調査

第四紀火山の位置に関する文献としては、気象庁編の「日本活火山総覧（第４版）」（2013a）(1)、第四紀火山カタログ委員会編の「日本の第四紀火山カタログ」（1999）(2)、独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター（以下「地質調査総合センター」という。）編の「日本の第四紀火山」（2012）(3)及び「日本の火山（第３版）」（2013）(4)、海上保安庁海洋情報部発行の「海域火山データベース」（2013）(5)等がある。

第四紀火山の活動年代及び噴出物の分布に関する文献としては、地質調査総合センター編の「日本の火山（第３版）」（2013）、日本第四紀学会編の「日本第四紀地図」（1987）(6)、通商産業省工業技術院地質調査所（現　地質調査総合センター。以下「地質調査所」という。）発行の20万分の１地質図幅のうち「野母崎（のもざき）」（1977）(7)、「福江（ふくえ）及び富江（とみえ）」（1986）(8)、「長崎（第２版）」（1989）(9)、「鹿児島」（1997）(10)及び「宮崎」（1997）(11)、地質調査総合センター発行の20万分の１地質図幅のうち「甑島（こしき）及び黒島（くろ）」（2004）(12)、「熊本」（2004）(13)、「開聞岳（かいもんだけ）及び黒島の一部」（2004）(14)、「屋（や）

久島」（2007）[15]、「八代及び野母崎の一部」（2010）[16]、町田・新井編の「新編　火山灰アトラス」（2011）[17]等がある。

これらの文献により、敷地を中心とする半径160kmの範囲（以下「地理的領域」という。）において、第四紀火山の位置、活動年代、噴出物の分布等を把握した。

7.8.1.2　地形・地質調査

地形調査では、主に国土地理院で撮影された縮尺４万分の１、２万分の１及び１万分の１の空中写真並びに同院発行の縮尺５万分の１及び２万５千分の１の地形図を使用して、空中写真判読等を実施し、敷地を中心とする半径30kmの範囲及びその周辺地域において、第四紀火山の可能性がある地形を抽出した。

地質調査では、「7.3　地盤」における調査結果に加え、第四紀火山の噴出物を対象に地表踏査等を実施し、敷地を中心とする半径30kmの範囲及びその周辺地域において、第四紀火山の活動年代、噴出物の分布等を把握した。

7.8.1.3　地球物理学的調査

地球物理学的調査では、地震活動、地殻変動等に関する検討を実施し、マグマ溜まりの規模、位置等を把握した。

7.8.2　調査結果

7.8.2.1　敷地に影響を及ぼす可能性がある火山の抽出

文献調査及び地形・地質調査により、地理的領域において、

第四紀火山の噴出物の分布等を把握し、敷地に影響を及ぼす可能性がある火山（以下「検討対象火山」という。）を抽出する。なお、姶良カルデラ、加久藤カルデラ及び小林カルデラ（以下「加久藤・小林カルデラ」という。）、阿多カルデラ、鬼界並びに阿蘇カルデラについては、カルデラ形成前後に活動した火山も含めて、１つの検討対象火山としている。

地理的領域の検討対象火山の活動年代と敷地からの距離を第7.8.2.1表に、地理的領域の検討対象火山の位置を第7.8.2.1図に示す。

7.8.2.2　将来の活動性評価

検討対象火山について、将来の活動性を評価し、将来の活動可能性が否定できない火山を抽出する。

検討対象火山のうち、完新世に活動を行った米丸・住吉池、姶良カルデラ、加久藤・小林カルデラ、阿多カルデラ、雲仙岳、鬼界、阿蘇カルデラ、口永良部島及び福江火山群については、将来の活動可能性が否定できない火山とする。完新世に活動を行っていない火山のうち、川内、北薩火山群、薩摩丸山、薗牟田、長島、招川内、雨祈岡、肥薩火山群、尾巡山、輝北、財部、長尾山、横尾岳、大岳、牧島、有喜、黒島、赤井、大峰、虚空蔵山、弘法岳、佐世保火山群、吉ノ本、有田及び荻岳については、活動履歴において最後の活動終了からの期間が過去の最大休止期間より長いこと等から、将来の活動可能性はないと評価し、それ以外のえびの火山群、南島原、金峰山、船野山及び多良岳については、将来の活動可能性が否定できない火山と

する。

7.8.2.3　運用期間中の活動性評価

将来の活動可能性が否定できない火山のうち、過去にVEI７以上の噴火（町田・新井（2011）に従い、以下「破局的噴火」という。）を発生させた姶良カルデラ、加久藤・小林カルデラ、阿多カルデラ、鬼界及び阿蘇カルデラについては、運用期間中の活動性を検討する。

町田・新井（2011）によると、日本列島の各火山における破局的噴火の頻度は、数万年から十数万年に１度程度とされている。また、阿多カルデラ以北、加久藤・小林カルデラ以南の鹿児島地溝において、約60万年前以降に破局的噴火が複数回発生しており、その活動間隔は約９万年の周期性を有している。最新の破局的噴火は姶良カルデラにおける約3.0万年前～約2.8万年前の破局的噴火であることから、破局的噴火の活動間隔は、最新の破局的噴火からの経過時間に比べて十分長く、当該地域において、運用期間中の破局的噴火の可能性は十分低いと考えられる。

Nagaoka（1988）[18]によると、姶良カルデラ及び阿多カルデラにおいては、破局的噴火に先行して、プリニー式噴火が間欠的に発生するプリニー式噴火ステージ、破局的噴火が発生する破局的噴火ステージ、破局的噴火時の残存マグマによる火砕流を噴出する中規模火砕流噴火ステージ、多様な噴火様式の小規模噴火が発生する後カルデラ火山噴火ステージが認められるとされている。

鍵山編（2003）[19]、東宮（1997）[20]等によるマグマ溜まりの浮力中立点に関する検討及びRoche and Druitt（2001）[21]、篠原ほか（2008）[22]等によるメルト包有物、鉱物組成等に関する分析結果に基づくと、破局的噴火時のマグマ溜まりは少なくとも地下10km以浅にあると考えられる。

Druitt et al.（2012）[23]によると、結晶成長に関する分析から、破局的噴火直前の100年程度の間に、急激にマグマが供給されたと推定されている。

以上を踏まえ、活動履歴、火山直下の地下構造等から、現在のマグマ溜まりが破局的噴火直前の状態にあるかを検討し、運用期間中の噴火規模を評価する。

なお、その他の将来の活動可能性が否定できない火山については、運用期間中の噴火規模として、各火山の既往最大規模を考慮する。

7.8.2.3.1　姶良カルデラ

姶良カルデラは、敷地の東南東約50kmに位置する東西約17km、南北約23kmのカルデラである。姶良カルデラ周辺の火山としては、カルデラの北東側に若尊（わかみこ）カルデラが、南西縁に桜島（さくらじま）が位置し、縁辺部に先姶良（せんあいら）の火山岩類が分布する。若尊カルデラは、直径約10kmのカルデラであり、桜島は、北岳（きただけ）（標高1,117m）及び北岳の山腹に生じた南岳（みなみだけ）（標高1,060m）からなる成層火山である。なお、気象庁編（2013a）では、若尊カルデラ及び桜島は活火山に指定されている。

町田・新井（2011）によると、姶良カルデラでは、約3.0万年

前～約2.8万年前に火砕流及び降下火砕物を噴出した姶良Tn噴火が認められる。姶良Tn噴火の際に噴出した入戸火砕流堆積物は九州南部の広い範囲に分布し、姶良Tn噴火の噴火規模は破局的噴火とされている。

地質調査結果によると、敷地を中心とする半径30kmの範囲に、入戸火砕流堆積物が認められるものの、敷地に、同火砕流堆積物は認められない。なお、敷地から半径５kmの範囲に同火砕流堆積物が認められることから、火砕流が敷地に到達した可能性は否定できない。

姶良Tn噴火に関する活動について、姶良Tn噴火以前の活動としては、長岡ほか（2001）[24]及び町田・新井（2011）によると、約9.0万年前に福山噴火が、約5.0万年前～約4.5万年前に岩戸噴火が、約3.3万年前に大塚噴火が、約3.1万年前に深港噴火が、約3.0万年前に毛梨野噴火が認められ、いずれも降下軽石を主体とする噴火とされている。姶良Tn噴火以降の活動としては、西村・小林（2012）[25]によると、約1.9万年前に火砕サージを噴出した高野噴火が、約1.6万年前に火砕流を噴出した新島噴火が認められる。奥野（2002）[26]及び小林ほか（2013）[27]によると、約2.6万年前以降に桜島が活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体とともに、降下軽石を主体とする噴火が複数回認められる。なお、地質調査総合センター編の「日本の火山（第３版）」（2013）によると、約120万年前～約10万年前の間に先姶良の火山岩類の活動が認められる。

破局的噴火の活動間隔については、姶良Tn噴火以前の破局的

噴火は明らかになっていないものの、少なくとも福山噴火から姶良Tn噴火までに破局的噴火は認められず、破局的噴火の活動間隔は約６万年以上と考えられる。最新の破局的噴火は約3.0万年前～約2.8万年前の姶良Tn噴火であることから、破局的噴火の活動間隔は、最新の破局的噴火からの経過時間に比べて十分長く、破局的噴火までには十分な時間的余裕があると考えられる。

また、Nagaoka（1988）によると、福山噴火、岩戸噴火、大塚噴火及び深港噴火はプリニー式噴火ステージ、姶良Tn噴火は破局的噴火ステージ、高野噴火及び新島噴火は中規模火砕流噴火ステージ、桜島の活動は後カルデラ火山噴火ステージとされており、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な時間的余裕があると考えられる。

姶良カルデラの地下構造については、井口ほか（2011）[28]によると、測地学的検討から、桜島直下の深さ６kmに、姶良カルデラ中央部の深さ12kmにマグマ溜まりを示唆する圧力源が想定されている。

また、国土地理院による電子基準点の解析結果[29]によると、マグマ溜まりの増大を示唆する基線の伸張傾向が認められるものの、加茂・石原（1980）[30]により示される水準測量結果に基づくマグマ供給量は、Druitt et al.（2012）に示される破局的噴火直前でのマグマ供給量に比べ十分小さい。

以上のことから、現在のマグマ溜まりは破局的噴火直前の状態ではなく、今後も、現在の噴火ステージが継続するものと判断され、運用期間中の噴火規模については、後カルデラ火山噴

火ステージである桜島での既往最大噴火規模を考慮する。なお、小林・溜池（2002）[31]及び小林ほか（2013）によると、桜島での既往最大噴火は桜島薩摩噴火であり、その噴出物量は約11km^3～約14km^{3}とされている。

7.8.2.3.2　加久藤・小林カルデラ

加久藤カルデラは敷地の東北東約60kmに、小林カルデラは敷地の東北東約80kmに位置し、両カルデラは隣接しており、いずれもカルデラ地形が不明瞭である。加久藤・小林カルデラ周辺の火山としては、加久藤カルデラ南縁付近に霧島山が位置する。霧島山は、韓国岳（標高1,700m）、新燃岳（標高1,421m）、高千穂峰（標高1,573m）等の北西－南東方向に連なる複数の成層火山及び火砕丘からなる火山群であり、その山麓の一部には先霧島の火山岩類が分布する。なお、気象庁編（2013a）では、霧島山は活火山に指定されている。

町田・新井（2011）によると、加久藤・小林カルデラでは、約53万年前～約52万年前に小林笠森噴火が、約33万年前～約32万年前に加久藤噴火が認められ、いずれも火砕流及び降下火砕物を噴出した噴火とされている。小林笠森噴火の際に噴出した小林火砕流堆積物及び加久藤噴火の際に噴出した加久藤火砕流堆積物は鹿児島県北部及び中部、宮崎県中部及び南部並びに熊本県南部の広い範囲に分布する。また、加久藤噴火の噴火規模は破局的噴火とされており、小林笠森噴火についても、火砕流堆積物の分布範囲等から、噴火規模は破局的噴火と考えられる。

地質調査結果によると、敷地を中心とする半径30kmの範囲に、

加久藤火砕流堆積物及び小林火砕流堆積物が認められるものの、敷地に、いずれの火砕流堆積物も認められない。なお、敷地から半径５kmの範囲に加久藤火砕流堆積物が認められることから、火砕流が敷地に到達した可能性は否定できない。

加久藤噴火に関する活動について、加久藤噴火以前の活動としては、長岡ほか（2010）[32]によると、約52万年前～約34万年前の間に、降下軽石を主体とする噴火が複数回発生した境別府（さかいべっぷ）噴火期が認められる。加久藤噴火以降の活動としては、井村・小林（2001）[33]及び地質調査総合センター編の「日本の火山（第３版）」（2013）によると、約30万年前に先霧島の火山岩類の活動が認められる。また、約30万年前以降に霧島山が活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体とともに、降下火山灰、降下軽石又は降下スコリアを主体とする噴火が複数回認められる。

破局的噴火の活動間隔については、小林笠森噴火と加久藤噴火との間隔は約20万年であり、最新の破局的噴火は約33万年前～約32万年前の加久藤噴火であることから、破局的噴火の活動間隔は、最新の破局的噴火からの経過時間に比べて短い。

また、Nagaoka（1988）を参考にすると、現在の霧島山の活動は、多様な噴火様式の小規模噴火を繰り返していることから、後カルデラ火山噴火ステージと判断される。

加久藤・小林カルデラの地下構造については、鍵山ほか（1997）[34]によると、霧島山の比抵抗構造において、マグマに関連すると考えられる低比抵抗域の上面は深さ約10kmとされている。また、Goto et al.（1997）[35]に示される比抵抗構造

において、加久藤カルデラの地下10km以浅に大規模な低比抵抗域は認められない。小林カルデラについては、加久藤噴火以降、火山活動が霧島山に限られることから、大規模なマグマ溜まりは存在しないと考えられる。

また、国土地理院による電子基準点の解析結果によると、マグマ溜まりの顕著な増大を示唆する基線変化は認められない。

以上のことから、現在のマグマ溜まりは破局的噴火直前の状態ではなく、今後も、現在の噴火ステージが継続するものと判断され、運用期間中の噴火規模については、後カルデラ火山噴火ステージである霧島山での既往最大噴火規模を考慮する。なお、長岡ほか（2010）によると、霧島山での既往最大噴火は霧島イワオコシ噴火であり、その噴出物量は約1km^3とされている。

7.8.2.3.3　阿多カルデラ

阿多カルデラは、北側に位置するカルデラ（以下「阿多カルデラ（北部）」という。）及び南側に位置するカルデラ（以下「阿多カルデラ（南部）」という。）からなり、阿多カルデラ（北部）は敷地の南東約70kmに位置する東西約11km、南北約10kmのカルデラ、阿多カルデラ（南部）は敷地の南南東約80kmに位置する東西約20km、南北約10kmのカルデラである。阿多カルデラ周辺の火山としては、阿多カルデラ（南部）の西側に指宿（いぶすき）火山群及び池田（いけだ）が、南西縁に開聞岳が位置する。指宿火山群は複数の成層火山や溶岩円頂丘からなり、池田は直径約4kmの池田カルデラ、マール群等からなる。開聞岳（標高924m）は、おおむね円錐形をなす成層火山である。なお、気象庁編

（2013a）では、池田及び開聞岳は活火山に指定されている。

町田・新井（2011）によると、阿多カルデラでは、約24万年前に阿多鳥浜噴火が、約10.5万年前に阿多噴火が認められ、いずれも火砕流及び降下火砕物を噴出した噴火とされている。阿多鳥浜噴火の際に噴出した鳥浜火砕流堆積物及び阿多噴火の際に噴出した阿多火砕流堆積物は、九州南部の広い範囲並びに鹿児島県の屋久島及び種子島に分布し、いずれの噴火規模も破局的噴火とされている。

地質調査結果によると、敷地を中心とする半径30kmの範囲に、阿多火砕流堆積物及び鳥浜火砕流堆積物が認められるものの、敷地に、いずれの火砕流堆積物も認められない。なお、敷地から半径５kmの範囲に阿多火砕流堆積物が認められることから、火砕流が敷地に到達した可能性は否定できない。

阿多噴火に関する活動について、阿多噴火以前の活動としては、Nagaoka（1988）によると、阿多噴火以前の数万年間に上ノ宇都噴火、塩屋噴火及び阿多丸峰噴火が認められ、いずれも降下軽石を主体とする噴火とされている。阿多噴火以降の活動としては、Nagaoka（1988）及び川辺・阪口（2005）[36]によると、約10万年前に今和泉噴火が、約8.0万年前に田代噴火が認められ、いずれも火砕流を主体とする噴火とされている。川辺・阪口（2005）によると、約10.5万年前以降に指宿火山群が新期指宿火山群の活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体とともに、降下火山灰、降下軽石又は降下スコリアを主体とする噴火が複数回認められる。奥野（2002）によると、池田では、約6,400年前に主に降下軽石

を噴出した池田噴火が認められる。藤野・小林（1997）[37]及び奥野（2002）によると、約4,400年前以降に開聞岳が活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体が認められる。なお、川辺・阪口（2005）及び地質調査総合センター編の「日本の火山（第３版）」（2013）によると、約110万年前～約10.5万年前の間に、指宿火山群において、古期指宿火山群及び中期指宿火山群の火山岩類の活動が認められる。

破局的噴火の活動間隔については、阿多噴火と阿多鳥浜噴火との間隔は約14万年であり、最新の破局的噴火は約10.5万年前の阿多噴火であることから、破局的噴火の活動間隔は、最新の破局的噴火からの経過時間に比べて長い。

また、Nagaoka（1988）によると、上ノ宇都噴火、塩屋噴火及び阿多丸峰噴火はプリニー式噴火ステージ、阿多噴火は破局的噴火ステージ、今和泉噴火及び田代噴火は中規模火砕流噴火ステージ、指宿火山群及び開聞岳の活動は後カルデラ火山噴火ステージとされ、池田については、プリニー式噴火ステージの開始を示す噴火である可能性があるとされている。現在の噴火ステージは後カルデラ火山噴火ステージ又はプリニー式噴火ステージの初期段階であるものの、プリニー式噴火ステージの継続期間は数万年であり、池田噴火からの経過時間に比べて十分長いことから、破局的噴火までには、十分な時間的余裕があると考えられる。

阿多カルデラの地下構造については、西ほか（2001）[38]に示される地震波速度構造において、マグマ溜まりの存在の可能

性を示す低速度異常が認められる。

また、国土地理院による電子基準点の解析結果によると、マグマ溜まりの顕著な増大を示唆する基線変化は認められない。

以上のことから、現在のマグマ溜まりは破局的噴火直前の状態ではなく、今後も、現在の噴火ステージが継続するものと判断され、運用期間中の噴火規模については、後カルデラ火山噴火ステージである開聞岳及び指宿火山群並びにプリニー式噴火ステージである池田での既往最大噴火規模を考慮する。なお、奥野ほか（1995）[39]、藤野・小林（1997）及び第四紀火山カタログ委員会編（1999）によると、池田、開聞岳及び指宿火山群での既往最大噴火は池田噴火であり、その噴出物量は約５km^3とされている。

7.8.2.3.4　鬼　　界

鬼界は、敷地の南方約120kmの海域に位置する東西約23km、南北約16kmのカルデラである。鬼界周辺の火山としては、カルデラの北西縁に薩摩硫黄島（さつまいおう）が位置し、薩摩硫黄島は硫黄岳（いおうだけ）（標高704m）及び稲村岳（いなむらだけ）（標高236m）の成層火山からなる火山島である。なお、気象庁編（2013a）では、薩摩硫黄島は活火山に指定されている。

小野ほか（1982）[40]及び町田・新井（2011）によると、鬼界では、約14万年前に火砕流を噴出した小（こ）アビ山噴火が、約9.5万年前に火砕流及び降下火砕物を噴出した鬼界葛原（きかいとづらはら）噴火が、約7,300年前に火砕流及び降下火砕物を噴出した鬼界アカホヤ噴火が認められる。小アビ山噴火の際に噴出した小アビ山火砕流堆

積物は竹島及び薩摩硫黄島に、鬼界葛原噴火の際に噴出した長瀬火砕流堆積物は竹島に、鬼界アカホヤ噴火の際に噴出した幸屋火砕流堆積物は鹿児島県南部を含む、カルデラから半径約100kmの範囲に分布する。また、鬼界葛原噴火及び鬼界アカホヤ噴火の噴火規模は破局的噴火とされており、小アビ山噴火についても、竹島における火砕流堆積物の層厚が鬼界葛原噴火及び鬼界アカホヤ噴火と同程度であることから、噴火規模は破局的噴火と考えられる。なお、Maeno et al.（2006）[41]等によると、鬼界アカホヤ噴火時には、津波が発生したとされている。

地質調査結果によると、敷地を中心とする半径30kmの範囲に、小アビ山火砕流堆積物、長瀬火砕流堆積物及び幸屋火砕流堆積物は認められない。

鬼界アカホヤ噴火に関する活動について、鬼界アカホヤ噴火以前の活動としては、小林ほか（2010）[42]によると、約1.6万年前～約7,300年前までに、降下火山灰を主体とする噴火が複数回発生した籠港噴火期が認められる。鬼界アカホヤ噴火以降の活動としては、奥野（2002）及び前野・谷口（2005）[43]によると、約6,000年前以降に薩摩硫黄島が活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体が認められる。

破局的噴火の活動間隔については、小アビ山噴火と鬼界葛原噴火との間隔は約５万年、鬼界葛原噴火と鬼界アカホヤ噴火との間隔は約９万年であり、最新の破局的噴火は約7,300年前の鬼界アカホヤ噴火であることから、いずれの活動間隔も、最新の破局的噴火からの経過時間に比べて十分長く、破局的噴火まで

には、十分な時間的余裕があると考えられる。

また、Nagaoka（1988）によると、小アビ山噴火、鬼界葛原噴火及び鬼界アカホヤ噴火は破局的噴火ステージ、薩摩硫黄島の活動は後カルデラ火山噴火ステージとされている。

鬼界の地下構造については、篠原ほか（2008）等によると、メルト包有物に関する検討から、地下３kmにマグマ溜まりの存在が推定され、現在の火山ガスの放出量が800年間継続していたと仮定した場合、80km^{3}以上のマグマ溜まりが存在すると推定されている。

また、国土地理院による電子基準点の解析結果によると、マグマ溜まりの顕著な増大を示唆する基線変化は認められない。

以上のことから、現在のマグマ溜まりは破局的噴火直前の状態ではなく、今後も、現在の噴火ステージが継続するものと判断され、運用期間中の噴火規模については、後カルデラ火山噴火ステージである薩摩硫黄島での既往最大噴火規模を考慮する。なお、前野・谷口（2005）によると、層厚数m以上の火砕物は認められないことから、薩摩硫黄島での既往最大噴火の噴出物量は１km^{3}以下と考えられる。

7.8.2.3.5　阿蘇カルデラ

阿蘇カルデラは、敷地の北東約150kmに位置する東西約17km、南北約25kmのカルデラである。阿蘇カルデラ周辺の火山としては、カルデラの中央部に阿蘇山（あそさん）が、東側に根子岳（ねこだけ）が位置し、縁辺部に先阿蘇（せんあそ）の火山岩類が分布する。阿蘇山は、高岳（たかだけ）（標高1,592m）、中岳（なかだけ）（標高1,506m）等の東西方向に連なる成層火山

からなる火山群であり、根子岳（標高1,433m）は、開析の進んだ成層火山である。なお、気象庁編（2013a）では、阿蘇山は活火山に指定されている。

小野・渡辺（1983）[44]、松本ほか（1991）[45]及び町田・新井（2011）によると、阿蘇カルデラでは、約27万年前～約25万年前に阿蘇１噴火が、約14万年前に阿蘇２噴火が、約12万年前に阿蘇３噴火が、約9.0万年前～約8.5万年前に阿蘇４噴火が認められ、いずれも火砕流及び降下火砕物を噴出した噴火とされている。阿蘇１噴火の際に噴出した阿蘇１火砕流堆積物及び阿蘇２噴火の際に噴出した阿蘇２火砕流堆積物は、大分県西部並びに熊本県北部及び中部の広い範囲に、阿蘇３噴火の際に噴出した阿蘇３火砕流堆積物は、大分県西部及び中部並びに熊本県北部及び中部の広い範囲に、阿蘇４噴火の際に噴出した阿蘇４火砕流堆積物は、九州北部及び中部並びに山口県南部の広い範囲に分布する。また、阿蘇３噴火及び阿蘇４噴火の噴火規模は、破局的噴火とされており、阿蘇１噴火及び阿蘇２噴火についても、火砕流堆積物の分布範囲等から、その噴火規模は破局的噴火と考えられる。

地質調査結果によると、敷地を中心とする半径30kmの範囲に、阿蘇１火砕流堆積物、阿蘇２火砕流堆積物、阿蘇３火砕流堆積物及び阿蘇４火砕流堆積物は認められない。

阿蘇４噴火に関する活動について、阿蘇４噴火以前の活動としては、小野ほか（1977）[46]によると、阿蘇３噴火及び阿蘇４噴火の間に、降下軽石又は降下火山灰を主体とする噴火が複数回発生した阿蘇4/3噴火期が認められる。阿蘇４噴火以降の活

動としては、小野・渡辺（1985）[47]及び宮縁ほか（2003）[48]によると、約９万年前以降に阿蘇山が噴火活動を開始し、溶岩や火砕物を噴出する小規模噴火の繰り返しにより形成された火山体とともに、降下軽石を主体とする噴火が複数回認められる。なお、三好ほか（2009）[49]及び地質調査総合センター編の「日本の火山（第３版）」（2013）によると、約80万年前～約40万年前の間に先阿蘇の火山岩類の活動が認められ、約14万年前～約12万年前の間に根子岳の火山岩類の活動が認められる。

破局的噴火の活動間隔については、阿蘇１噴火と阿蘇２噴火との間隔は約11万年、阿蘇２噴火と阿蘇３噴火との間隔は約２万年、阿蘇３噴火と阿蘇４噴火との間隔は約３万年であり、活動間隔にばらつきはあるものの、最新の破局的噴火は約9.0万年前～約8.5万年前の阿蘇４噴火であることから、破局的噴火の最短の活動間隔は最新の破局的噴火からの経過時間に比べて短い。

また、Nagaoka（1988）を参考にすると、現在の阿蘇山の活動は、多様な噴火様式の小規模噴火を繰り返していることから、後カルデラ火山噴火ステージと判断される。

阿蘇カルデラの地下構造については、Sudo and Kong（2001）[50]に示される地震波速度構造において、地下６kmに小規模なマグマ溜まりは認められるものの、大規模なマグマ溜まりは認められない。高倉ほか（2000）[51]によると、阿蘇カルデラの地下10km以浅にマグマと予想される低比抵抗域は認められない。また、三好ほか（2005）[52]によると、阿蘇４噴火以降の火山岩の分布とそれらの組成から、大規模な流紋岩質～デイサイト

質マグマ溜まりは想定されないとされている。

また、国土地理院による電子基準点の解析結果によると、マグマ溜まりの顕著な増大を示唆する基線変化は認められない。

以上のことから、現在のマグマ溜まりは破局的噴火直前の状態ではなく、今後も、現在の噴火ステージが継続するものと判断され、運用期間中の噴火規模については、後カルデラ火山噴火ステージである阿蘇山での既往最大噴火規模を考慮する。なお、宮縁ほか（2003）によると、阿蘇山での既往最大噴火は阿蘇草千里ヶ浜噴火であり、その噴出物量は約２km^3とされている。

7.8.2.4　敷地において考慮する火山事象

将来の活動可能性が否定できない火山について、運用期間中の噴火規模を考慮し、敷地において考慮する火山事象を評価する。

なお、過去に破局的噴火を発生させたカルデラについては、運用期間中の破局的噴火の可能性が十分低いものの、姶良カルデラ、加久藤・小林カルデラ及び阿多カルデラは、火砕流が敷地に到達した可能性は否定できないことから、また、鬼界及び阿蘇カルデラは、自然現象における不確かさを考慮すると敷地への影響は否定できないことから、火山活動のモニタリングを実施する。

モニタリングにあたっては、既存観測網等による地殻変動及び地震活動の観測データ、公的機関による発表情報等を収集・分析し、第三者（火山専門家等）の助言を得た上で活動状況に

変化がないことを定期的に確認する。

対象火山の状態に顕著な変化が生じた場合は、第三者（火山専門家等）の助言を得た上で破局的噴火への発展性を評価し、破局的噴火への発展の可能性がある場合は、発電用原子炉の停止、適切な燃料体等の搬出等を実施する。

7.8.2.4.1　降下火砕物

町田・新井（2011）によると、敷地に対して最も影響が大きい降下火砕物は、桜島における桜島薩摩噴火によるものであり、その層厚は敷地付近で12.5cm以下とされている。地質調査結果によると、敷地付近に、桜島薩摩噴火による降下火砕物は認められない。以上のことから、敷地において考慮する降下火砕物の層厚を15cmと評価する。

降下火砕物の諸元については、桜島薩摩噴火による降下火砕物を対象とした各種試験結果から、密度は飽和密度1.3～1.5 g／cm^3、湿潤密度1.1～1.3 g／cm^3及び乾燥密度0.6～0.8 g／cm^3であり、粒径は95％以上が４mm以下である。

7.8.2.4.2　火砕物密度流

敷地を中心とする半径160kmの範囲の火山について、火砕流堆積物の分布範囲は敷地までの距離に比べ十分小さいことから、火砕物密度流が敷地に到達することはなく、火砕物密度流による影響はないと判断される。

7.8.2.4.3　溶 岩 流

敷地を中心とする半径50kmの範囲の火山について、火山岩の分布範囲は敷地までの距離に比べ十分小さいことから、溶岩流が敷地に到達することはなく、溶岩流による影響はないと判断される。

7.8.2.4.4　岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊

敷地を中心とする半径50kmの範囲の火山について、Ui et al.（2000）[53]に基づき、標高から算出される岩屑なだれの最大流走距離は敷地までの距離に比べ十分小さいことから、岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊が敷地に到達することはなく、岩屑なだれ、地滑り及び斜面崩壊による影響はないと判断される。

7.8.2.4.5　火山土石流、火山泥流及び洪水

火山土石流、火山泥流及び洪水は、河川、谷等に沿って、低所を流下する性質があるため、敷地を中心とする半径120kmの範囲の火山のうち、敷地に流入する川内川（せんだい）流域に分布する火山を検討対象とする。川内川は中流域において河床勾配が緩くなることから、火山土石流、火山泥流及び洪水の影響は川内川中流域の平坦な箇所までと考えられる。さらに、敷地周辺の川内川下流域においても、平坦な箇所が認められ、影響は河川低地に限られると考えられることから、火山土石流、火山泥流及び洪水による影響はないと判断される。

7.8.2.4.6　火山から発生する飛来物

敷地を中心とする半径10kmの範囲には火山が分布しないことから、火山から発生する飛来物による影響はないと判断される。

7.8.2.4.7　火山ガス

敷地を中心とする半径160kmの範囲の火山について、火山噴出物の分布範囲は敷地までの距離に比べ十分小さいことから、影響を及ぼすような火山ガスが敷地に到達することはない。また、仮に到達したとしても、敷地は海に面して開放された土地に位置し、火山ガスが滞留することはないため、火山ガスによる影響はないと判断される。

7.8.2.4.8　新しい火口の開口

敷地を中心とする半径20kmの範囲には火山が分布しないこと並びに敷地近傍において低周波地震が認められないこと（気象庁編、2013b）[54]及び熱水活動が認められないこと（阪口・高橋、2002）[55]から、新しい火口の開口による影響はないと判断される。

7.8.2.4.9　津　　波

過去の火山事象の発生状況から想定される津波の規模及び地形的障害を考慮すると、敷地に影響を及ぼすような津波が到達することはなく、火山事象に伴う津波による影響はないと判断される。

7.8.2.4.10　その他の火山事象

火山と敷地とは十分な離隔があることから、火山活動に伴う大気現象、地殻変動及び静振、火山性地震とこれに関連する事象並びに熱水系及び地下水の異常による影響はないと判断される。

7.8.3　参考文献

(1)　気象庁編（2013a）：日本活火山総覧（第４版）、気象業務支援センター.

(2)　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、日本火山学会.

(3)　地質調査総合センター編（2012）：日本の第四紀火山、Ver.1.49、更新：2012.6.25、https://gbank.gsj.jp/volcano/QV/VOL_JP/index.htm.

(4)　中野　俊・西来邦章・宝田晋治・星住英夫・石塚吉浩・伊藤順一・川辺禎久・及川輝樹・古川竜太・下司信夫・石塚　治・山元孝広・岸本清行（2013）：日本の火山（第３版）、地質調査総合センター.

(5)　海上保安庁海洋情報部（2013）：海域火山データベース、更新：2013.3.29、海上保安庁、http://www1.kaiho.mlit.go.jp/GIJUTSUKOKUSAI/kaiikiDB/list-2.htm.

(6)　日本第四紀学会編（1987）：日本第四紀地図、東京大学出版会.

(7)　水野篤行・須田芳朗・松田武雄（1977）：20 万分の１地質図幅「野母崎」、地質調査所.

(8)　松井和典・河田清雄（1986）：20 万分の１地質図幅「福江及び富江」、地質調査所.

(9)　松井和典・須田芳郎・広島俊男（1989）：20 万分の１地質図幅「長崎（第２版）」、地質調査所.

(10)　宇都浩三・阪口圭一・寺岡易司・奥村公男・駒沢正夫（1997）：20 万分の１地質図幅「鹿児島」、地質調査所.

(11)　斎藤　眞・阪口圭一・駒澤正夫（1997）：20 万分の１地質図幅「宮崎」、地質調査所.

(12)　利光誠一・尾崎正紀・川辺禎久・川上俊介・駒澤正夫・山崎俊嗣（2004）：20 万分の１地質図幅「甑島及び黒島」、地質調査総合センター.

(13) 星住英夫・尾崎正紀・宮崎一博・松浦浩久・利光誠一・宇都浩三・内海茂・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久（2004）：20 万分の１地質図幅「熊本」、地質調査総合センター.

(14) 川辺禎久・阪口圭一・斎藤　眞・駒澤正夫・山崎俊嗣（2004）：20 万分の１地質図幅「開聞岳及び黒島の一部」、地質調査総合センター.

(15) 斎藤　眞・小笠原正継・長森英明・下司信夫・駒澤正夫（2007）：20 万分の１地質図幅「屋久島」、地質調査総合センター.

(16) 斎藤　眞・宝田晋治・利光誠一・水野清秀・宮崎一博・星住英夫・濱崎聡志・阪口圭一・大野哲二・村田泰章（2010）：20 万分の１地質図幅「八代及び野母崎の一部」、地質調査総合センター.

(17) 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.

(18) Nagaoka, S.（1988）：The late Quaternary tephra layers from the caldera volcanoes in and around Kagoshima bay, Southern Kyushu, Japan. Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University, vol.23, pp.49-122.

(19) 鍵山恒臣編（2003）：マグマダイナミクスと火山噴火、地球科学の新展開３、朝倉書店.

(20) 東宮昭彦（1997）：実験岩石学的手法で求めるマグマ溜まりの深さ、月刊地球、第 19 巻、第 11 号、pp.720-724.

(21) Roche, O. and Druitt, T. H.（2001）: Onset of caldera collapse during ignimbrite eruptions. Earth Planet. Sci. Lett., vol.191, pp.191-202.

(22) 篠原宏志・斎藤元治・松島喜雄・川辺禎久・風早康平・浦井　稔・西　祐司・斎藤英二・濱崎聡志・東宮昭彦・森川徳敏・駒澤正夫・安原正也・宮

城磯治（2008）：火山研究解説集、薩摩硫黄島、地質調査総合センター、https://gbank.gsj.jp/volcano-AV/vr/sij/doc/006.html.

(23) Druitt, T. H., Costa, F., Deloule, E., Dungan, M. and Scaillet, B. (2012): Decadal to monthly timescales of magma transfer and reservoir growth at a caldera volcano. Nature, vol.482, pp.77-80.

(24) 長岡信治・奥野　充・新井房夫（2001）：10 万～３万年前の姶良カルデラ火山のテフラ層序と噴火史、地質学雑誌、第 107 巻、第７号、pp.432-450.

(25) 西村光史・小林哲夫（2012）：姶良カルデラ、高野ベースサージと新島火砕流堆積物の関係、日本火山学会講演予稿集　2012 年度秋季大会、p.165.

(26) 奥野　充（2002）：南九州に分布する最近約３万年間のテフラの年代学的研究、第四紀研究、第 41 巻、第４号、pp.225-236.

(27) 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）、火山地質図１、地質調査総合センター.

(28) 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、「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、pp.47-53.

(29) 国土地理院：基準点・測地観測データ、日本列島の地殻変動、http://mekira.gsi.go.jp/index.html.

(30) 加茂幸介・石原和弘(1980)：地盤変動からみた桜島の火山活動、桜島地域学術調査協議会調査研究報告、鹿児島県、 pp.19-28.

(31) 小林哲夫・溜池俊彦（2002）：桜島火山の噴火史と火山災害の歴史、第四紀研究、第 41 巻、第４号、pp.269-278.

(32) 長岡信治・新井房夫・檀原　徹（2010）：宮崎平野に分布するテフラから

推定される過去 60 万年間の霧島火山の爆発的噴火史、地学雑誌、第 119 巻、第１号、pp.105-136.

(33) 井村隆介・小林哲夫（2001）：霧島火山地質図、火山地質図 11、地質調査所.

(34) 鍵山恒臣・歌田久司・三ヶ田均・筒井智樹・増谷文雄（1997）：霧島火山群の構造とマグマ供給系、火山、第 42 巻、特別号、pp.157-165.

(35) Goto, T., Oshiman, N. and Sumitomo, N. (1997): The resistivity structure around the hypocentral area of the Ebino earthquake swarm in Kyushu district, Japan. J.Gromag. Geoelectr., vol.49, pp.1279-1291.

(36) 川辺禎久・阪口圭一（2005）：開聞岳地域の地質、地域地質研究報告（５万分の１地質図幅）、地質調査総合センター.

(37) 藤野直樹・小林哲夫（1997）：開聞岳火山の噴火史、火山、第 42 巻、第３号、pp.195-211.

(38) 西　潔・山本圭吾・井口正人・石原和弘・吉澤　保（2001）：南九州の３次元地震波速度構造、月刊地球、第 23 巻、第８号、pp.573-577.

(39) 奥野　充・成尾英仁・新井房夫・小林哲夫（1995）：大隅半島南部に分布する後期更新世テフラ、鹿児島大学理学部紀要（地学・生物学）、第 28 巻、pp. 101-110.

(40) 小野晃司・曽屋龍典・細野武男（1982）：薩摩硫黄島地域の地質、地域地質研究報告（５万分の１図幅）、 地質調査所.

(41) Maeno, F., Imamura, F. and Taniguchi, H. （2006） : Numerical simulation of tsunamis generated by caldera collapse during the 7.3 ka Kikai eruption, Kyushu, Japan. Earth Planets and Space, vol.58, pp.1013-1024.

(42) 小林哲夫・奥野　充・長岡信治・宮縁育夫・井口正人・味喜大介（2010）：大規模カルデラ噴火の前兆現象－鬼界カルデラと姶良カルデラー、京都大学防災研究所年報、第53号Ｂ、pp. 269-275.

(43) 前野　深・谷口宏充（2005）：薩摩硫黄島におけるカルデラ形成期以降の噴火史、火山、第50巻、第２号、pp.71-85.

(44) 小野晃司・渡辺一徳（1983）：阿蘇カルデラ、月刊地球、第 5 巻、第 2 号、pp.73-82.

(45) 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳（1991）：阿蘇火山岩類の K-Ar 年代測定－火山層序との整合性と火砕流試料への適応－、日本火山学会講演予稿集　1991年度秋季大会、p.73.

(46) 小野晃司・松本徰夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和（1977）：竹田地域の地質、地域地質研究報告（５万分の１図幅）、地質調査所.

(47) 小野晃司・渡辺一徳（1985）：阿蘇火山地質図、火山地質図４、地質調査所.

(48) 宮縁育夫・星住英夫・高田英樹・渡辺一徳・徐　勝（2003）：阿蘇火山における過去約９万年間の降下軽石堆積物、火山、第 48 巻、第２号、pp.195-214.

(49) 三好雅也・古川邦之・新村太郎・下野まどか・長谷中利昭（2009）：阿蘇カルデラ外輪山に分布する先阿蘇火山岩類の岩石記載と全岩化学組成、地質学雑誌、第115巻、第12号、pp.672-687.

(50) Sudo, Y. and Kong L.S.L（2001）: Three-dimensional seismic velocity structure beneath Aso Volcano, Kyushu, Japan. Bull. Volcanol, vol.63, pp.326-344.

(51) 高倉伸一・橋本武志・小池克明・小川康雄（2000）：ＭＴ法による阿蘇カルデラの比抵抗断面、ＣＡ研究会論文集、pp.23-30.

(52) 三好雅也・長谷中利昭・佐野貴司（2005）：阿蘇カルデラ形成後に活動した多様なマグマとそれらの成因関係について、火山、第 50 巻、第５号、pp.269-283.

(53) Ui, T., Takarada, S. and Yoshimoto, M. (2000)：Debris avalanches. Encyclopedia of Volcanoes（Sigurdsson, H., ed.）, Academic Press, pp.617-626.

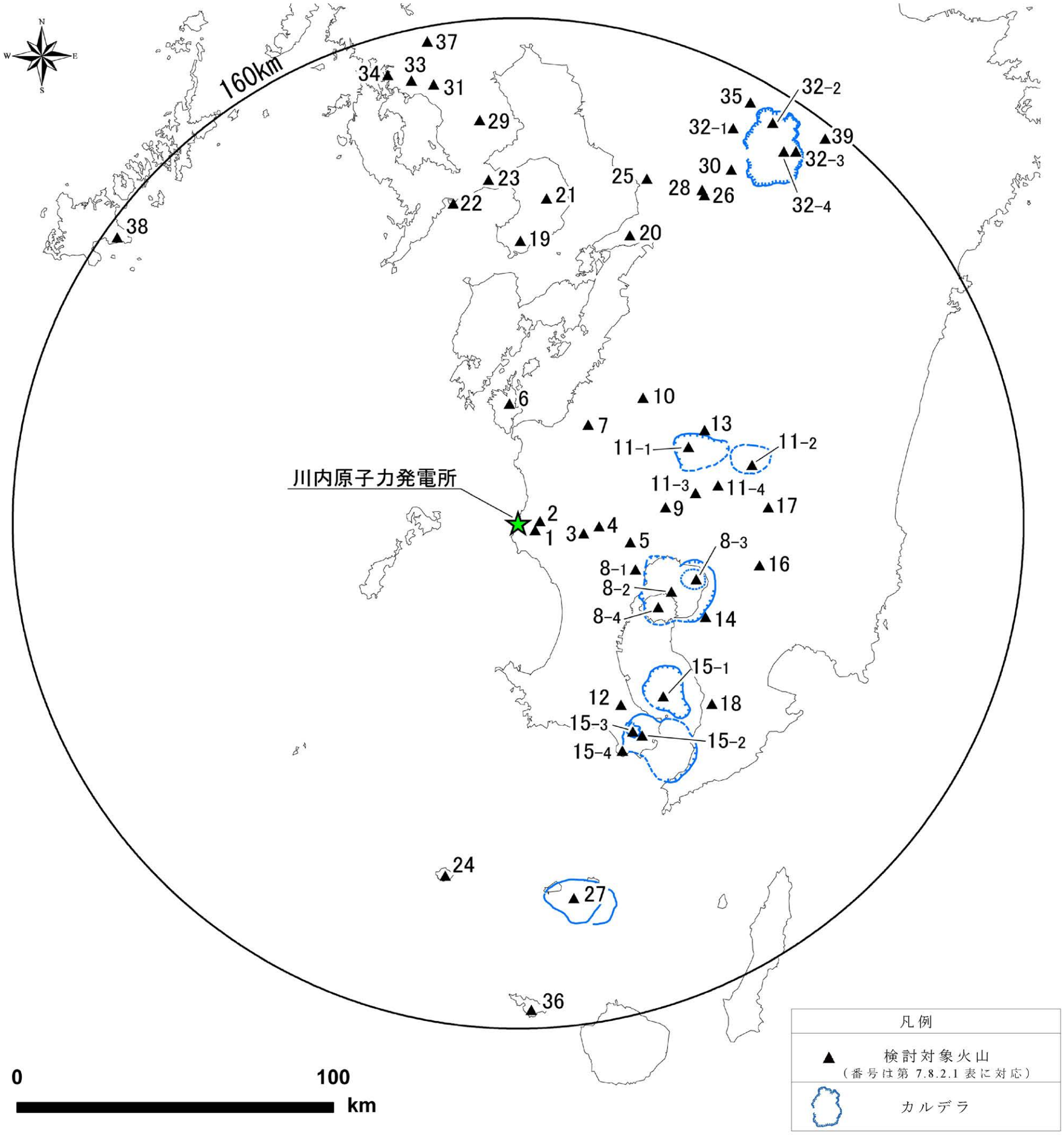
(54) 気象庁編（2013b）：地震年報 2011 年、気象業務支援センター.

(55) 阪口圭一・高橋正明（2002）：東北・九州地方地熱資源図 CD-ROM 版、産総研数値地質図、GT-1、地質調査総合センター.

第 7.8.2.1 表　地理的領域の検討対象火山の活動年代と敷地からの距離

火山名※			活動期間もしくは最新の活動時期※ （「　」内は自社測定結果を踏まえた活動期間）	敷地からの距離 (km)
1	川内		2.5-1.0Ma　「2.7～2.1Ma、1.2～0.8Ma」	6
2	北薩火山群		2.5-0.8Ma	9
3	薩摩丸山		0.5Ma	21
4	薗牟田		0.5-0.35Ma　「0.65Ma～0.35Ma」	26
5	米丸・住吉池		8,000 年から 7,000 年前（最新噴火）	36
6	長島		3.7-2.5Ma　「3.7Ma～2.2Ma」	38
7	招川内		1.2Ma	38
8	姶良カルデラ	8-1　先姶良	1.2-0.1Ma	40
		8-2　姶良カルデラ	カルデラ形成：25,000 年前	53
		8-3　若尊カルデラ	カルデラ形成：19,000 年前、海底熱水活動	59
		8-4　桜島	22,000 年前以降、最新噴火：AD2012	52
9	雨祈岡		0.8Ma	47
10	肥薩火山群		3.2-1.8Ma	56
11	加久藤・小林カルデラ	11-1　加久藤カルデラ	0.35-0.3Ma	59
		11-2　小林カルデラ	0.5-0.4Ma	76
		11-3　先霧島	0.3Ma	57
		11-4　霧島山	0.3Ma 以降、最新噴火：AD2011	64
12	尾巡山		2.3-2.1Ma	66
13	えびの火山群		1.8-0.5Ma	66
14	輝北		1.4Ma	66
15	阿多カルデラ	15-1　阿多カルデラ	カルデラ形成:0.11Ma	72
		15-2　指宿火山群	1.1-0.03Ma	78
		15-3　池田	6,500 年前以降、最新噴火 4,900 年前（鍋島岳）	75
		15-4　開聞岳	4,500 年前以降、最新噴火：AD885	79
16	財部		2.1-1.1Ma	78
17	長尾山		1.1Ma	79
18	横尾岳		1.4-1.3Ma	84
19	南島原		1.4-0.5Ma	90
20	大岳		1.5-1.4Ma	98
21	雲仙岳		0.5Ma 以降、最新噴火:AD1995	103
22	牧島		2.8-2.3Ma	103
23	有喜		2.4-1.3Ma	109
24	黒島		1.0-0.9Ma	114
25	金峰山		1.4-0.2Ma	117
26	船野山		0.5Ma	120
27	鬼界		カルデラ形成：95,000 年前、7,300 年前 最新噴火:AD2004	120
28	赤井		0.15Ma	121
29	多良岳		1.3-0.4Ma	128
30	大峰		0.09Ma	131
31	虚空蔵山		2.5-2.2Ma	142
32	阿蘇カルデラ	32-1　先阿蘇	0.8-0.4Ma	143
		32-2　阿蘇カルデラ	0.27-0.09Ma（４つの巨大噴火）	150
		32-3　根子岳	0.14-0.12Ma	147
		32-4　阿蘇山	0.09Ma 以降、最新噴火:AD2011	145
33	弘法岳		2.3-2.2Ma	144
34	佐世保火山群		2.6-1.9Ma	148
35	吉ノ本		2.8-2.5Ma	152
36	口永良部島		0.5Ma 以降、最新噴火：AD1980	154
37	有田		2.5-2.0Ma	155
38	福江火山群		0.8Ma 以降、最新噴火:2,400 年前	156
39	荻岳		0.1Ma より古い	156

※　地質調査総合センター編の「日本の火山（第３版）」（2013）による



第 7.8.2.1 図　地理的領域の検討対象火山の位置

7.9　竜　　巻

7.9.1　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）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。

7.9.1.1　竜巻検討地域の設定

川内原子力発電所が立地する地域と、気象条件の類似性の観点及び局所的な地域性の観点で検討を行い、竜巻検討地域を設定する。

(1)　気象総観場毎の整理

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、川内原子力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、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（以下「東京工芸大学委託成果」という。）[(1)]を参考に、低気圧、台風、停滞前線、局地性降雨（局地性擾乱、雷雨含む）、季節風及びその他の６つに分類する。なお、低気圧には、気圧の谷、暖気の移流、寒気の移流及び前線（停滞前線除く）を含めている（第 7.9.1.1 図）。

低気圧起因の竜巻は日本全国で発生しており、地域性はないと判断する（第 7.9.1.2 図）。次に、停滞前線起因の竜巻は、

北海道を除く地域で発生している（第 7.9.1.3 図）。同様に、台風起因の竜巻は九州から太平洋側の地域で発生している（第 7.9.1.4 図）。残る局地性降雨、季節風及びその他の竜巻については、日本全国で発生していると判断する。

(2)　抽出した地域を対象とした竜巻発生頻度等の分析

竜巻発生の地域性が見られる停滞前線起因と台風起因の発生エリアの重なりを考慮すると、九州・山口、太平洋側沿岸において類似性がある。そこで、この九州・山口、太平洋側沿岸を基本として、竜巻の発生頻度の観点から竜巻検討地域の検討を行う。

九州・山口、太平洋側沿岸の海岸線から海側陸側各 5 km の範囲を対象として、単位面積当りの竜巻発生数のエリア毎の比較を示す（第 7.9.1.5 図、第 7.9.1.1 表）。なお、竜巻の数は、台風に限定せず全ての気象要因による発生数である。

これらより、九州から太平洋側沿岸に拡げていくと、九州（沖縄県含む）、山口県、高知県、徳島県、和歌山県、三重県、愛知県、静岡県、神奈川県、東京都、千葉県及び茨城県に当る①+②+③+④のケースが単位面積当りの竜巻発生数が最も大きくなる。

次に、各ケースに含まれるＦスケールが比較的大きな竜巻(F1～F2 以上）の発生数について、九州（沖縄県含む）から茨城県（①+②+③+④のケース）まで拡げることで F2～F3 などの大きな竜巻も取込めていることがわかる（第 7.9.1.2 表）。

(3)　集中地域における竜巻の発生頻度の確認

局所的な類似性の観点では、独立行政法人原子力安全基盤機

構「原子力発電所の竜巻影響評価ガイド（案）及び解説」[2]に、全国 19 個の竜巻集中地域が示されており、川内原子力発電所は集中地域⑨に立地している（第 7.9.1.6 図）。集中地域⑨について、海側陸側各５kmの範囲を対象とした単位面積当りの竜巻発生数の分析を行い、九州（沖縄県含む）から茨城県（①+②+③+④のケース）の地域を下回ることを確認している（第 7.9.1.3 表）。

(4) 竜巻検討地域

九州（沖縄県含む）、山口県、高知県、徳島県、和歌山県、三重県、愛知県、静岡県、神奈川県、東京都、千葉県及び茨城県の海岸線から陸側及び海側それぞれ５km の範囲を竜巻検討地域に設定する（面積約 $8.5\times10^{4}km^{2}$）。第 7.9.1.7 図に竜巻検討地域を示す。

7.9.1.2 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、その最大風速を基に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 7.9.1.4 表に日本における F3 スケールの竜巻一覧を示す。

(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、「原子力発電所の竜巻影響評価ガイド」（以下「ガイド」という。）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の算定、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「竜巻等の突風データベース」（第 7.9.1.8 図）をもとに、1961 年～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。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及びF3竜巻に対しては、観測記録が整備された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スケール不明の竜巻については、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。）及び海上で発生して陸上へ移動した竜巻については、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スケール不明の竜巻は、被害が少ないF0竜巻と見なす。

海上で発生しその後上陸しなかった竜巻（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。

その結果、Fスケール不明の海上竜巻の取扱いにより、第7.9.1.5表のとお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[3]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、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（第 7.9.1.9 図）。

以上より、ハザード曲線の評価に当たって使用する竜巻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 7.9.1.10～12 図）。

なお、疑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(第 7.9.1.6 表)。

e. 竜巻影響エリアの設定

竜巻影響エリアは、川内原子力発電所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。川内原子力発電所１号炉と２号炉の評価対象施設の面積（第 7.9.1.7 表）及び設置位置を考慮して、評価対象施設を包絡する円形のエリア（半径 170m、面積約 $9.1\times10^{4}m^{2}$）として設定する(第 7.9.1.13 図)。

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. ハザード曲線の算定

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以上となる確率を求め、ハザード曲線を求める。

前述のとおり、竜巻の年発生数の確率密度分布としてポリヤ分布の適合性が高い。ポリヤ分布は式(a)で示される(Wen and Chu)　。

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

ここで、Nは竜巻の年発生数、ν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。

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

ここで、σは竜巻の年発生数の標準偏差である。

Dを竜巻影響評価となる対象構造物が風速V_0以上の竜巻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 以上となる確率は式（c）で示される。

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

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約 $8.5\times10^4 km^2$）、１つの竜巻の風速がV_0

以上となる面積を$DA(V_0)$とすると式（d）で示される。

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

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$Pv_{0,T}(D)$を求める。風速をV、被害幅をw、被害長さをl及び移動方向をα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.[4]）。

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

ここで、$H(\alpha)$及び$G(\alpha)$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。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 340m で一定（竜巻の移動方向に依存しない）となる。Sは竜巻影響エリアの面積（直径 340m の円の面積：約 $9.1\times10^4\mathrm{m}^2$）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。

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

また、風速の積分範囲の上限値は、ハザード曲線の形状が不自然にならない程度に大きな値として 120 m/s に設定する。

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（被害幅の端ほど風速が小さくなる）ことが考慮されている(Garson et al.[4]、Garson et al.[5])。

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

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.[5]では、観測値が不十分であるため保守的に 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、川内原子力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、Vmin 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。Garson et al.[5]では、Vmin＝40mph≒18m/s（1mph≒1.61km/h）を提案している。米国気象局 NWS（National Weather Service）では、Gale intensity velocity は 34～47 ノット（17.5～24.2m/s）とされている。また、気象庁が使用している風力階級では、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、本検討においては、Vmin=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} における風速を求めると、69.3m/s となる（第 7.9.1.14 図）。

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、発生数は、竜巻検討地域外で発生して竜巻検討地域内に移動した竜巻である通過竜巻もカウントしている。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} における風速を求めると、陸側４～５kmを対象とした場合の 75.4m/s が最大となる(第 7.9.1.15 図)。

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、75.4m/s とする（第 7.9.1.16 図）。

(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}=75.4m/s より、川内原子力発電所における基準竜巻の最大風速 V_Bは 92m/s とする。

7.9.1.3 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) 川内原子力発電所周辺の地形

川内原子力発電所敷地周辺の地形を第 7.9.1.17 図に示す。敷地の陸側は標高約 160m～約 320m 程度の山々が存在している。

竜巻の渦は、地表面粗度の影響を受けやすい。内陸や山岳部での竜巻発生数が海岸線付近に比べて少ないのは、この影響によるところが大きいと考えられる。

力学的な知見としては、風洞を用いた竜巻状流れ場の可視化実験（松井、田村[6]）等において、地表面粗度が大きくなると、旋回流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）が小さくなり、旋回流速度が低下することが分かっている。

最近の知見として、LES（ラージ・エディー・シミュレーション）を用いた非定常乱流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 [7])。

したがって、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く、山間部以外は平坦な地形であることから、川内原子力発電所が立地する地形では、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。川内原子力発電所の場合、敷地の東側に山が存在する以外は平坦な地形であることから、敷地東側の山から発電所に進入する場合には、Forbes[8] やLewellen[9]が増幅するとしている下り斜面に該当する。

そこで、敷地東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)　九州西部地域で過去に発生した竜巻の移動方向

川内原子力発電所が立地する九州西部地域（熊本県、鹿児島県）で過去に発生した竜巻のうち、移動方向が記録されている36個の竜巻について、移動方向の実績を整理する（第7.9.1.18図）。

その結果、北東方向の17個をはじめ、北～東向きに31個（約85%）が集中している。

また、鹿児島県沿岸部で発生した竜巻について、竜巻発生時の気圧配置などを確認したところ、北東方向への風の吹込みによって、竜巻の発生及び移動が起こっていることが支配的である。

なお、北西～南西向きに移動した竜巻が若干数あるが、鹿児島県の離島での発生が殆どである。また、熊本県において西南西に移動した竜巻が存在するが、その移動距離も僅か0.1km程度である。

竜巻の移動方向の分析結果から、川内原子力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（第7.9.1.19図）。

(3) 設計竜巻の最大風速

川内原子力発電所では、竜巻は地形が平坦な海側から発電所敷地に進入する可能性が高く、発電所敷地自体も平坦であるため、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ため、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。

7.9.2　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) 独立行政法人原子力安全基盤機構（2013）：原子力発電所の竜巻影響評価ガイド（案）及び解説

(3) 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.

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

(5) 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.

(6) 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.

(7) Natarajan, D., and H. Hangan. (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.

(8) Forbes, G. S. (1998) : Topographic Influences on Tornadoes in Pennsylvania, 19th Conference on Severe Local Storms, American

Meteorological Society, Minneapolis, MN, pp.269-272.

(9) 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 7.9.1.1 表　単位面積当りの竜巻発生数の比較

		面積 (km^2)	竜巻数 (個)	単位面積当り発生数 (個/年/km^2)
①	九州(沖縄含)	51.3×10^3	197	7.46×10^{-5}
①＋②	九州(沖縄含)、山口県、高知県	60.9×10^3	235	7.49×10^{-5}
①＋②＋③	九州(沖縄含)、山口県、高知県、徳島県、和歌山県、三重県、愛知県、静岡県	74.0×10^3	288	7.56×10^{-5}
①＋②＋③＋④	九州(沖縄含)、山口県、高知県、徳島県、和歌山県、三重県、愛知県、静岡県、神奈川県、東京都、千葉県、茨城県	85.4×10^3	336	7.64×10^{-5}
①＋②＋③＋④＋⑤	九州(沖縄含)、山口県、高知県、徳島県、和歌山県、三重県、愛知県、静岡県、神奈川県、東京都、千葉県、茨城県、福島県、宮城県	89.5×10^3	339	7.35×10^{-5}
参考	日本全国	159.6×10^3	551	6.70×10^{-5}
	九州(沖縄除く)	40.5×10^3	93	4.46×10^{-5}

第 7.9.1.2 表　Ｆスケール「F1～F2」以上の取込み状況

		発生数(個)				計 (個)
		F1～F2	F2	F2～F3	F3	
①	九州(沖縄含)	7	16	2	0	25
①＋②	九州(沖縄含)、山口県、高知県	10	18	2	0	30
①＋②＋③	九州(沖縄含)、山口県、高知県、徳島県、和歌山県、三重県、愛知県、静岡県	14	21	3	1	39
①＋②＋③＋④	九州(沖縄含)、山口県、高知県、徳島県、和歌山県、三重県、愛知県、静岡県、神奈川県、東京都、千葉県、茨城県	20	26	5	1	52
①＋②＋③＋④＋⑤	九州(沖縄含)、山口県、高知県、徳島県、和歌山県、三重県、愛知県、静岡県、神奈川県、東京都、千葉県、茨城県、福島県、宮城県	20	26	5	1	52
参考	日本全国	26	34	5	1	66
	九州(沖縄除く)	4	8	2	0	14

第 7.9.1.3 表　気象要因抽出地域と集中地域の竜巻発生数の比較

	面積 (km^2)	竜巻数 (個)	単位面積当り発生数 (個/年/km^2)
① + ② + ③ + ④	85.4×10^3	336	7.64×10^{-5}
集 中 地 域 ⑨	10.8×10^3	30	5.38×10^{-5}
(参考)日本全国	159.6×10^3	551	6.70×10^{-5}

第 7.9.1.4 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 7.9.1.5 表　竜巻発生数の分析結果

竜巻検討地域(海岸±5km)	発生数の統計	陸上で発生した竜巻						海上で発生して陸上へ移動した竜巻						海上竜巻	総計
		F0	F1	F2	F3	F不明	小計	F0	F1	F2	F3	F不明	小計	F不明	
1961～2012/6 (51.5年間)	期間内総数	38	76	30	3	14	161	13	40	19	3	7	82	98	341
	平均値(年)	0.74	1.48	0.58	0.06	0.27	3.13	0.25	0.78	0.37	0.06	0.14	1.59	1.90	6.62
	標準偏差(年)	1.85	1.50	0.73	0.24	0.66	2.98	0.52	1.28	0.63	0.24	0.40	1.75	4.78	8.07
1991～2012/6 (21.5年間)	期間内総数	38	47	12	1	10	108	13	30	9	0	5	57	98	263
	平均値(年)	1.77	2.19	0.56	0.05	0.47	5.02	0.61	1.40	0.42	0.00	0.23	2.65	4.56	12.23
	標準偏差(年)	2.56	1.72	0.75	0.22	0.92	3.58	0.67	1.73	0.67	0.00	0.43	2.07	6.63	10.00
2007～2012/6 (5.5年間)	期間内総数	27	10	1	0	6	44	7	3	0	0	3	13	73	130
	平均値(年)	4.91	1.82	0.18	0.00	1.09	8.00	1.27	0.55	0.00	0.00	0.55	2.36	13.27	23.64
	標準偏差(年)	3.73	1.73	0.43	0.00	1.64	5.08	0.80	0.58	0.00	0.00	0.58	1.25	9.12	14.87
疑似51.5年間(各竜巻)	期間内総数	253	113	30	3	57	456	66	72	19	3	29	189	684	1,329
	平均値(年)	4.91	2.19	0.58	0.06	1.09	8.83	1.27	1.40	0.37	0.06	0.55	3.64	13.27	25.74
	標準偏差(年)	3.73	1.72	0.73	0.24	1.64	4.48	0.80	1.73	0.63	0.24	0.58	2.10	9.12	10.38

分析結果に基づいて整理した竜巻の発生数

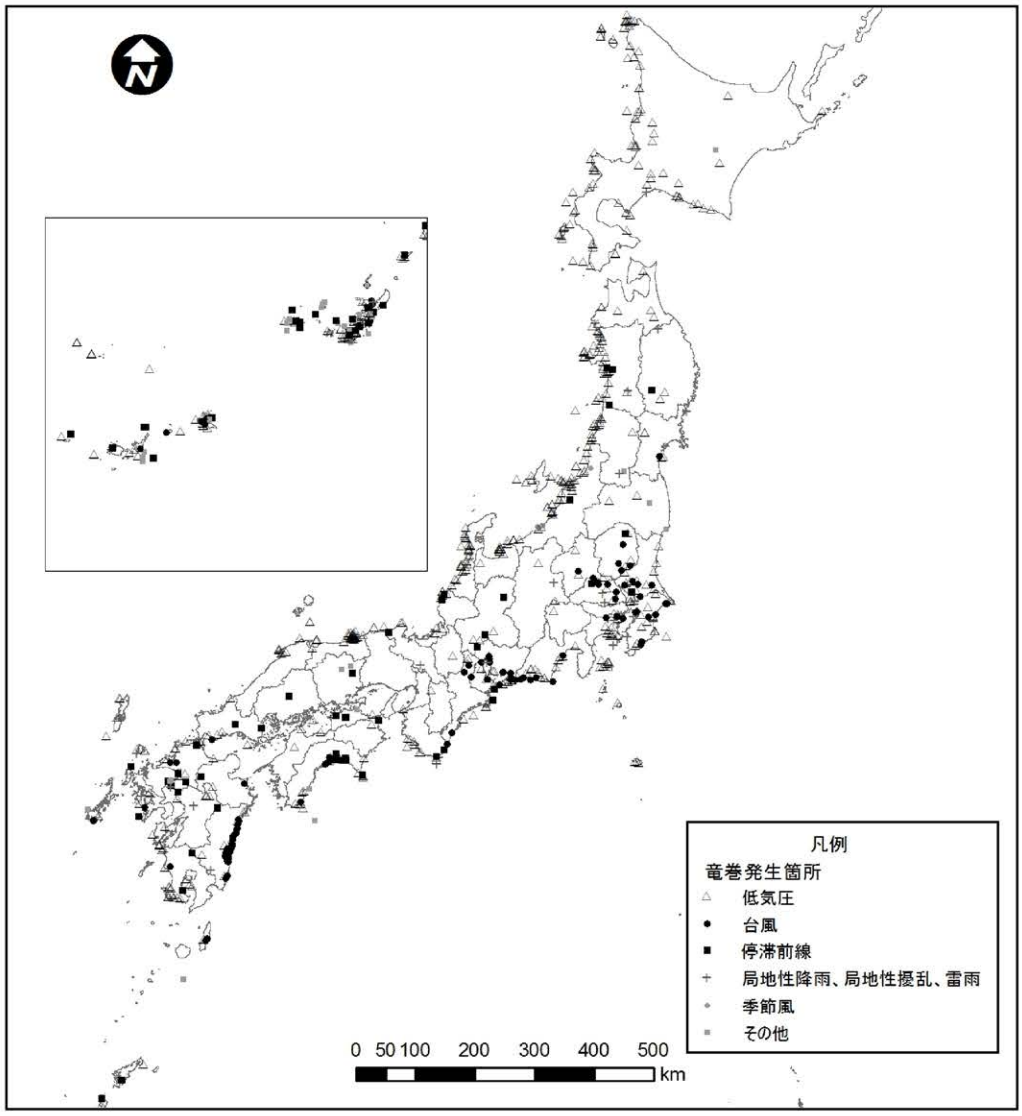
	統計	F0	F1	F2	F3	F不明	小計
疑似51.5年間(全竜巻)	期間内総数	870	355	94	11	0	1,330
	平均値(年)	16.89	6.89	1.83	0.21	0.00	25.83
	標準偏差(年)	6.51	3.22	1.31	0.44	0.00	7.40

第7.9.1.6表　竜巻風速、被害幅及び被害長さの相関係数

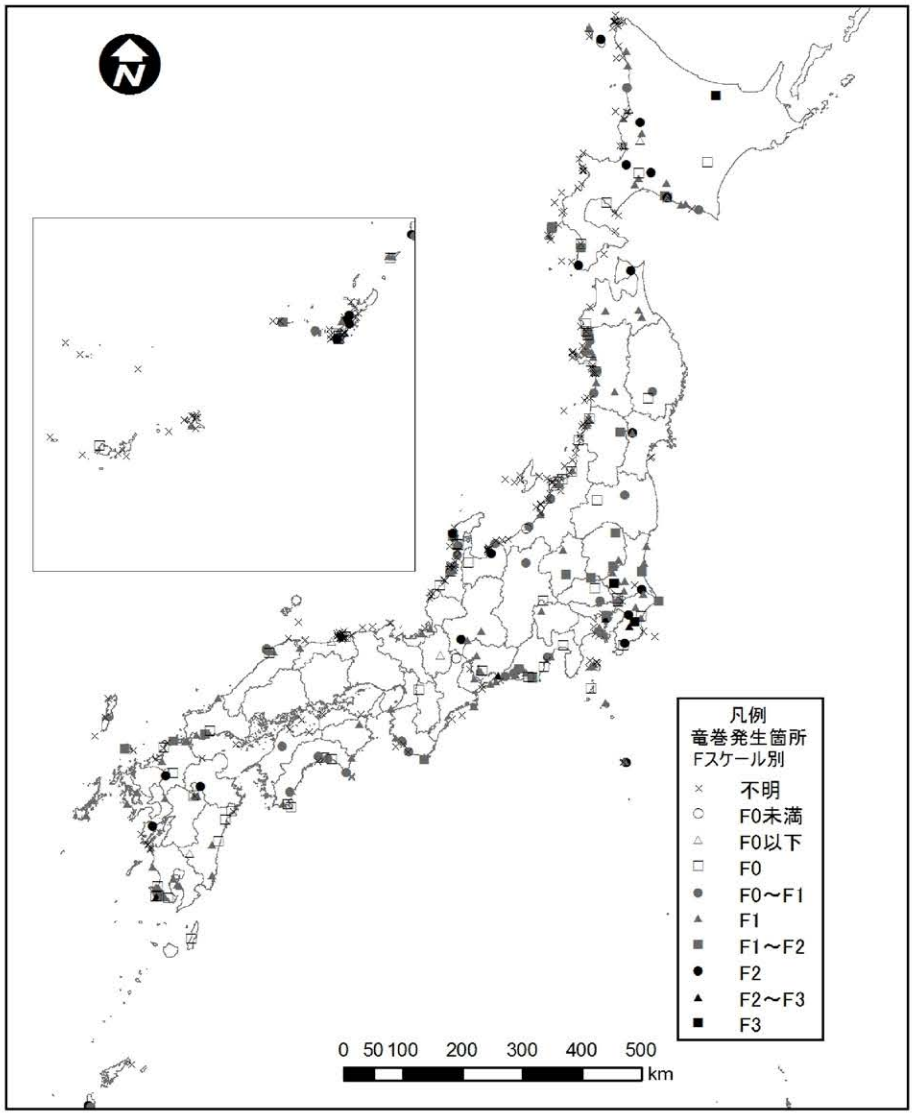
相関係数	風速 [m/s]	被害幅 [m]	被害長さ [km]
風速 [m/s]	1.000	0.412	0.436
被害幅 [m]	—	1.000	0.403
被害長さ [km]	—	—	1.000

第 7.9.1.7 表　評価対象施設の面積

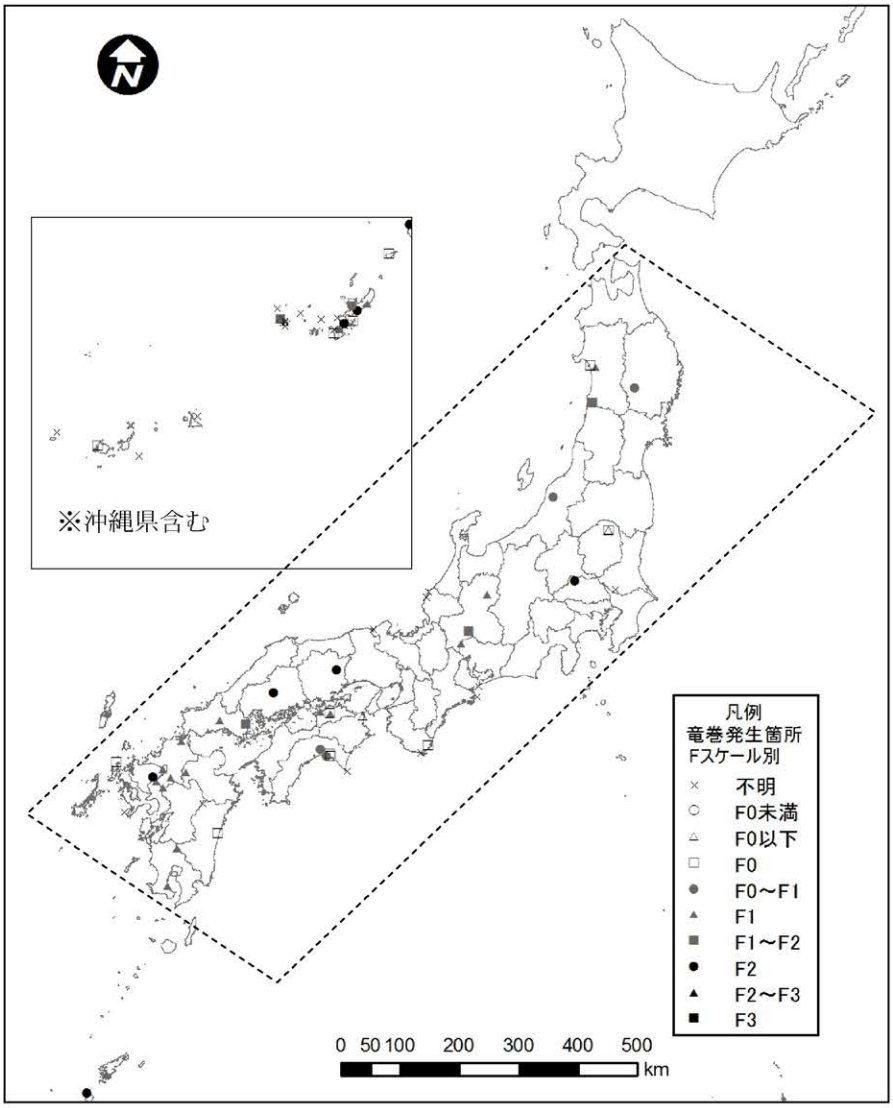
施設名	面積(m^2)		
	1号	2号	計
原子炉建屋	1,530	1,580	3,110
燃料取扱建屋	2,050	1,970	4,020
原子炉補助建屋	3,100	3,160	6,260
中間建屋	1,150	1,130	2,280
制御建屋	1,050	0	1,050
主蒸気管建屋	240	230	470
ディーゼル建屋	460	470	930
タービン建屋	4,920	4,420	9,340
復水タンク	180	230	410
燃料取替用水タンク	570	340	910
廃棄物処理建屋	425	425	850
海水ポンプ	210	210	420
計	15,885	14,165	30,050



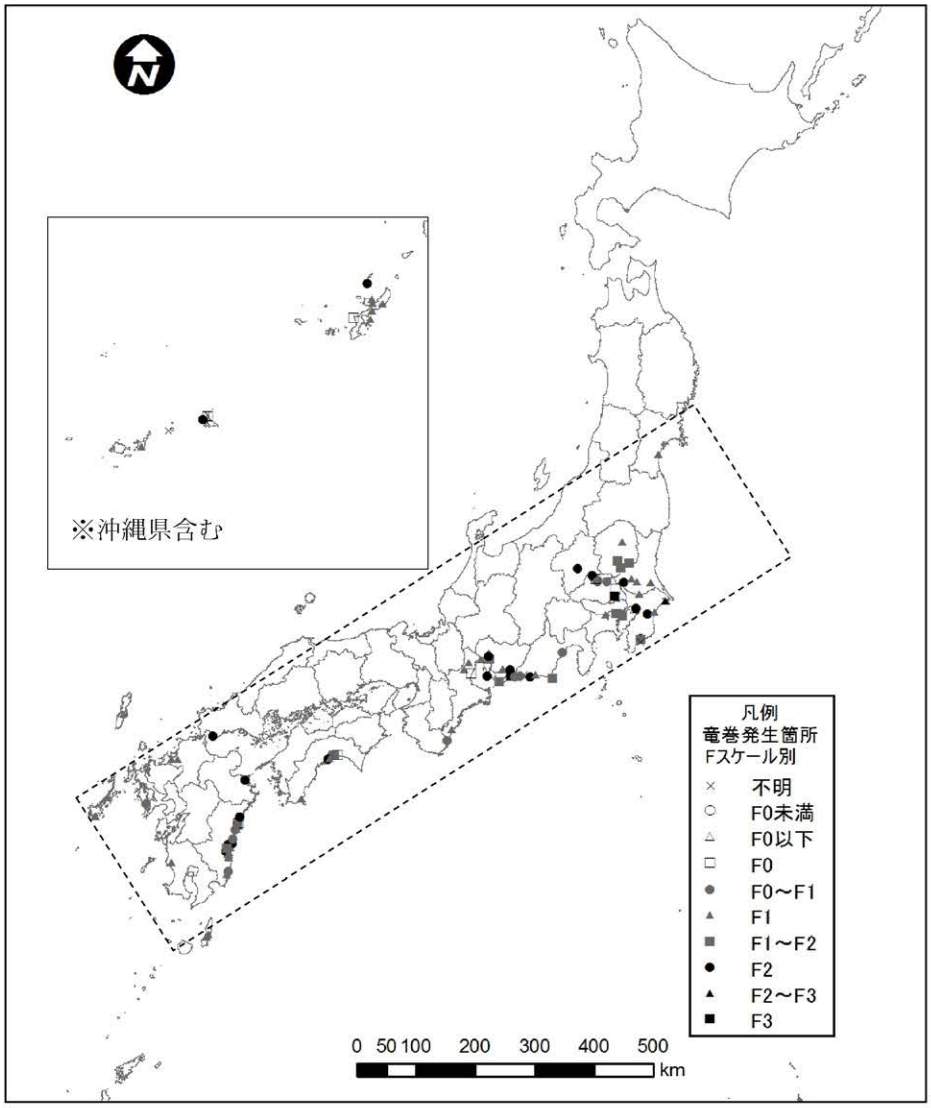
第 7.9.1.1 図　気象要因別の竜巻発生位置



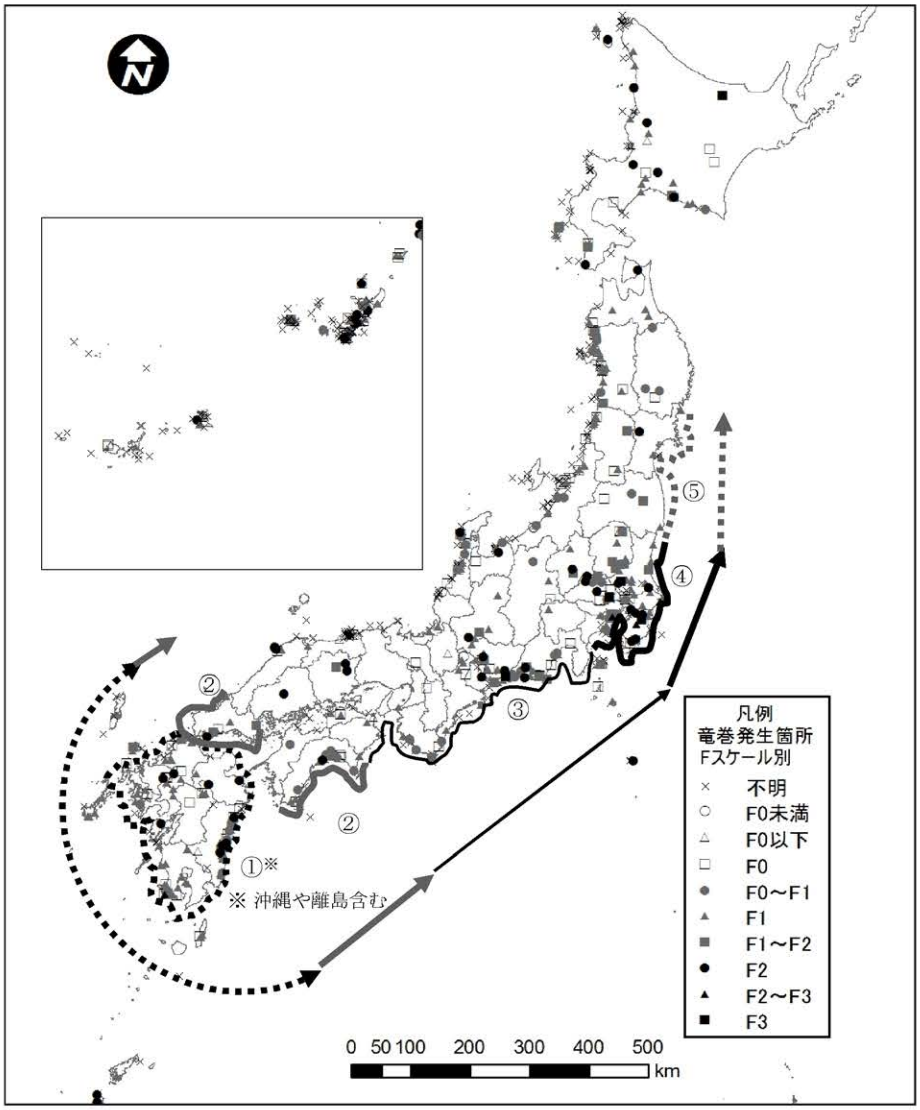
第 7.9.1.2 図　竜巻発生位置（低気圧起因）



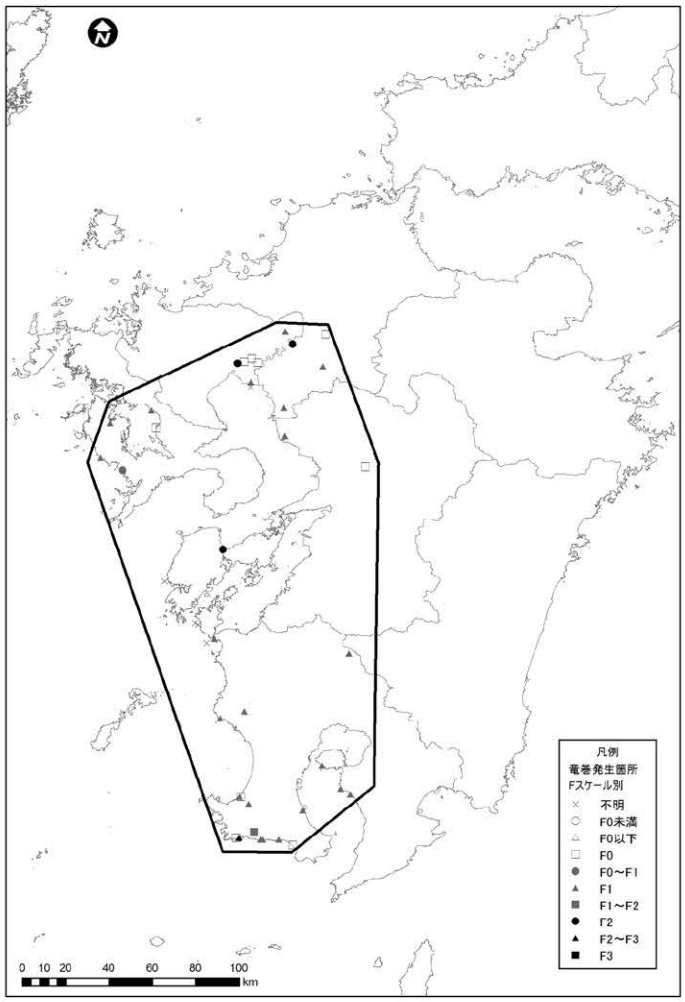
第 7.9.1.3 図　竜巻発生位置（停滞前線起因）



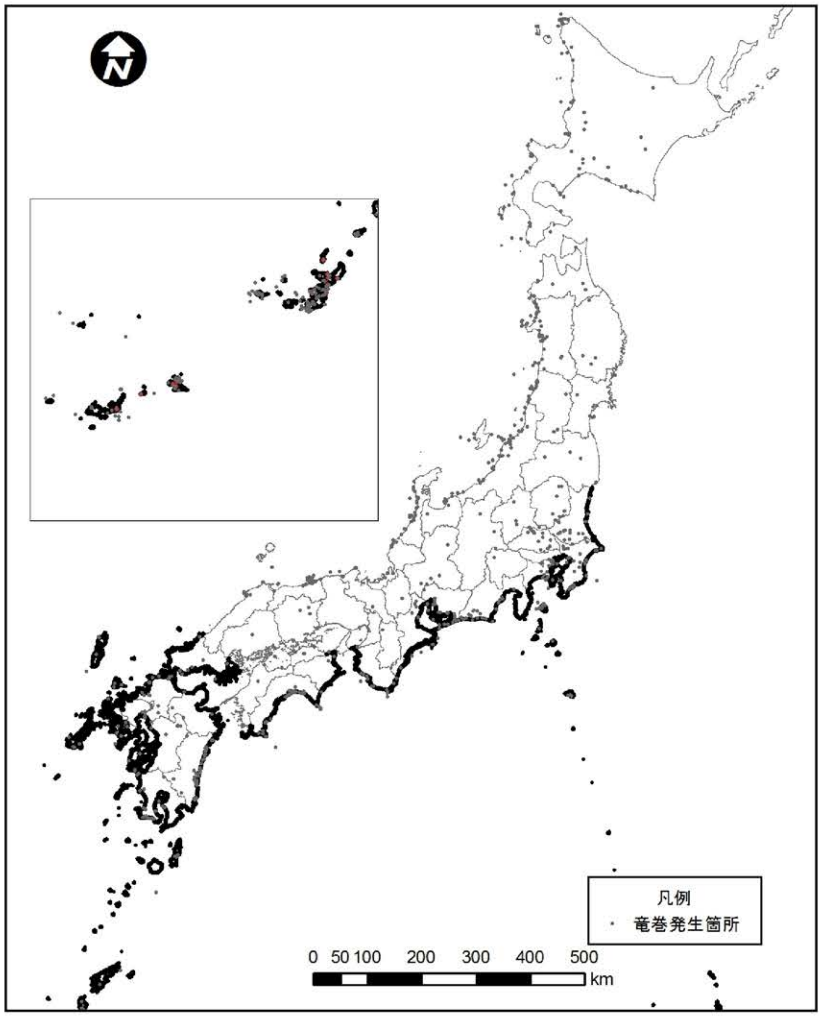
第 7.9.1.4 図　竜巻発生位置（台風起因）



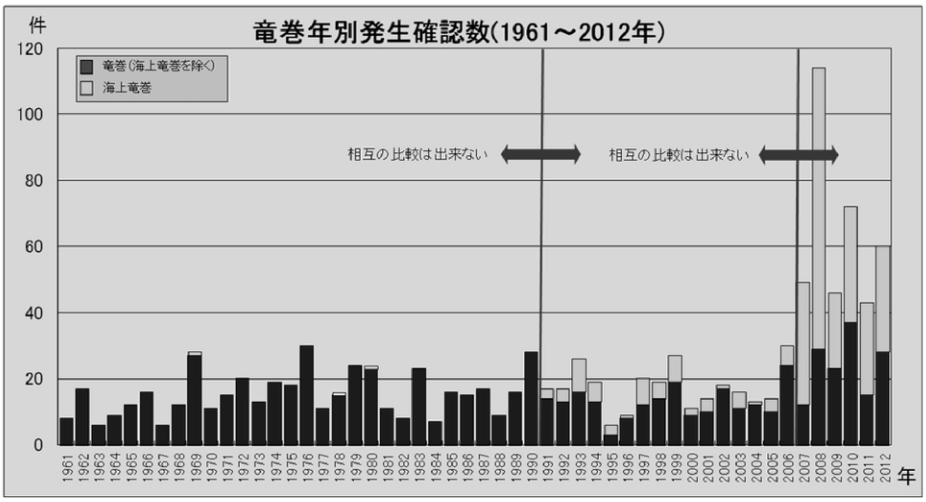
第 7.9.1.5 図　F スケール別の竜巻発生位置



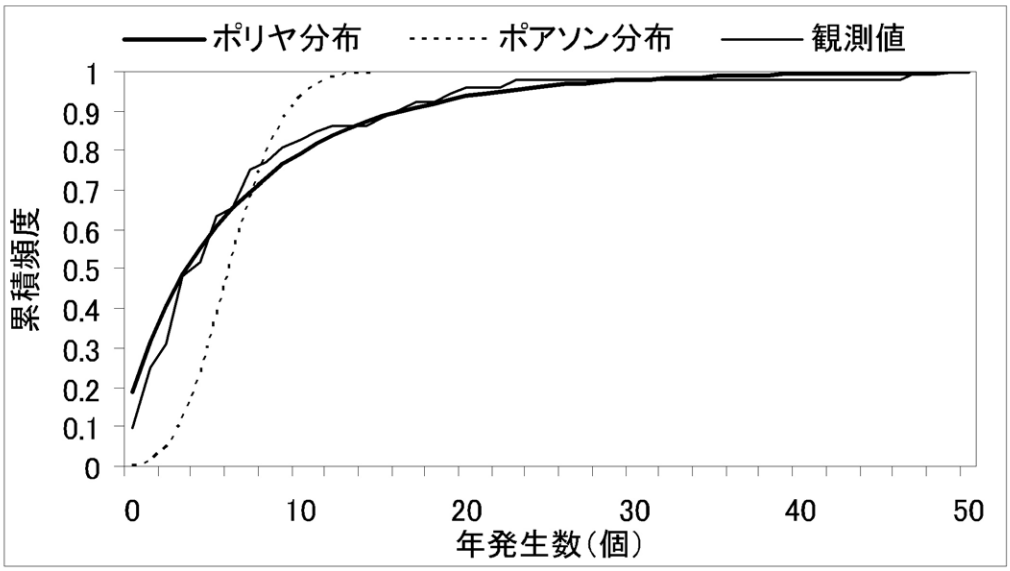
第 7.9.1.6 図　集中地域⑨における F スケール別竜巻発生位置



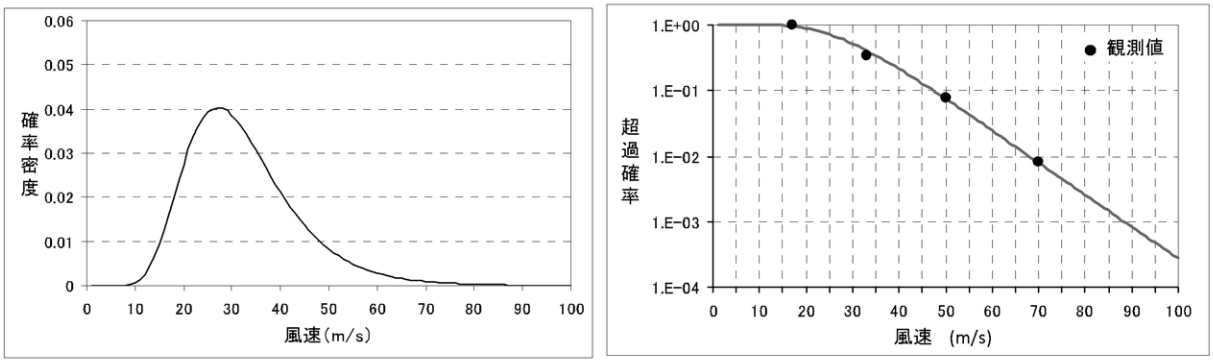
第 7.9.1.7 図　竜巻検討地域



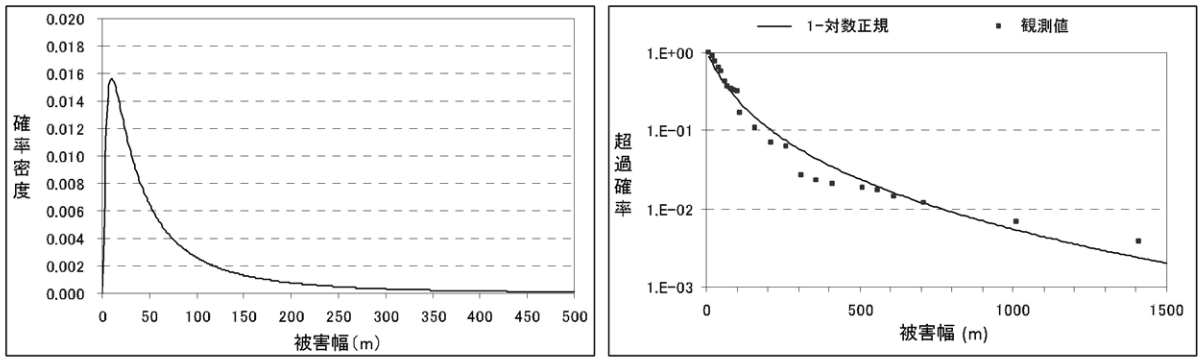
第 7.9.1.8 図　竜巻の年発生数（出典：気象庁ホームページ）



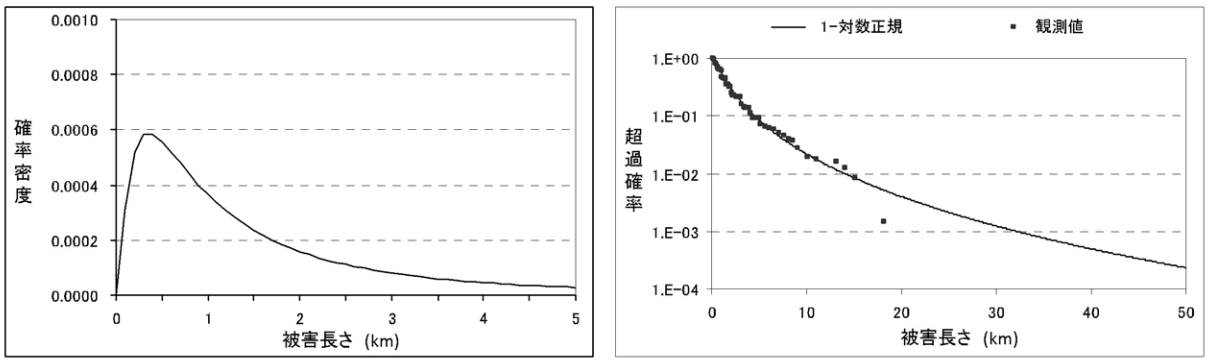
第 7.9.1.9 図　竜巻検討地域における竜巻の年発生数の累積頻度



第7.9.1.10図　風速の確率密度分布（左）と超過確率（右）



第7.9.1.11図　被害幅の確率密度分布（左）と超過確率（右）



第7.9.1.12図　被害長さの確率密度分布（左）と超過確率（右）