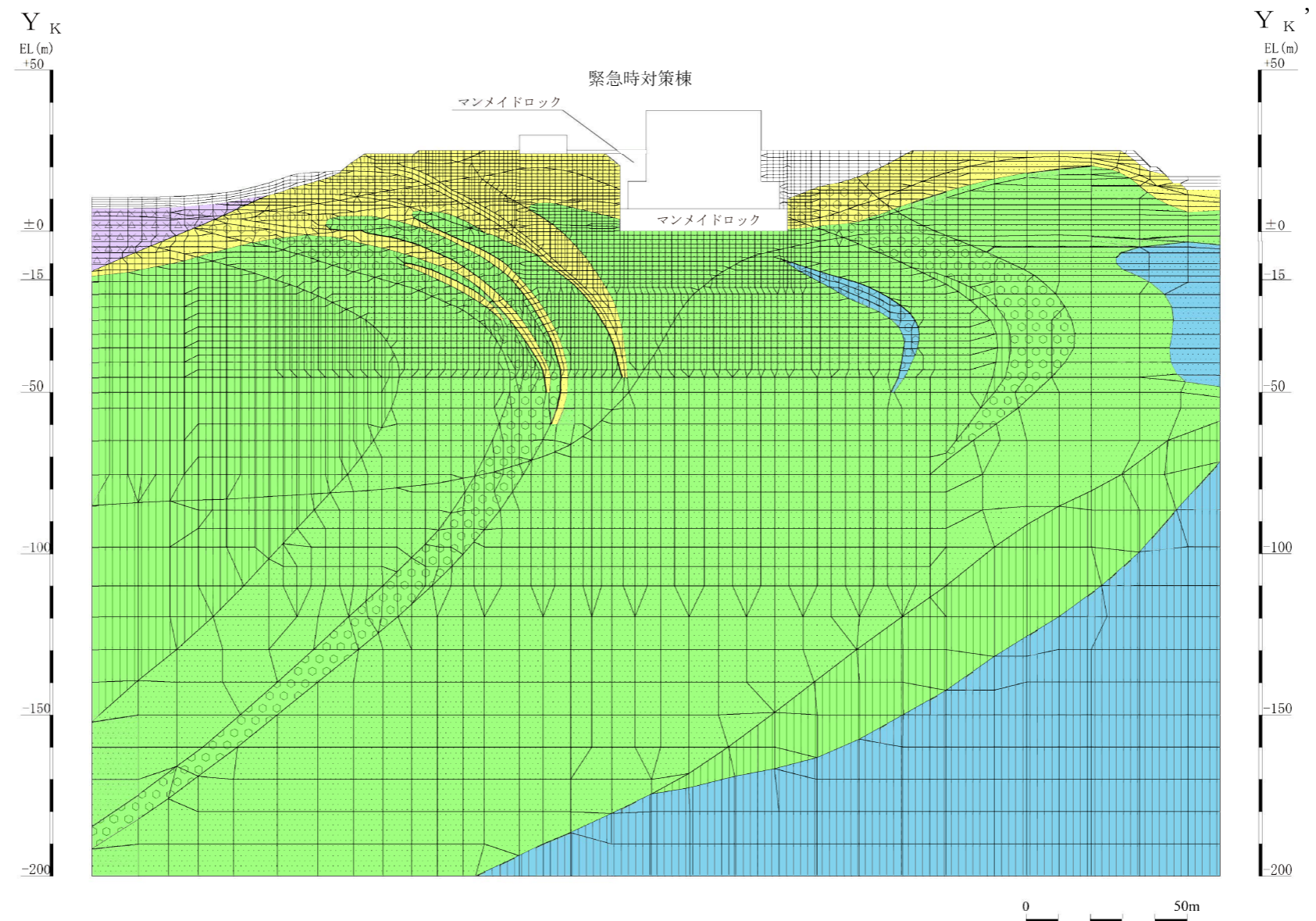


凡 例

【岩種・岩級による岩盤分類】		
(岩 種)	(岩 級)	
△~	溶結凝灰岩	B, C <sub>H</sub> 級
▽▽▽	北薩火山岩類II	C <sub>M</sub> 級
	粘板岩・頁岩	C <sub>L</sub> 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<sub>K</sub> - X<sub>K</sub>' 断面)

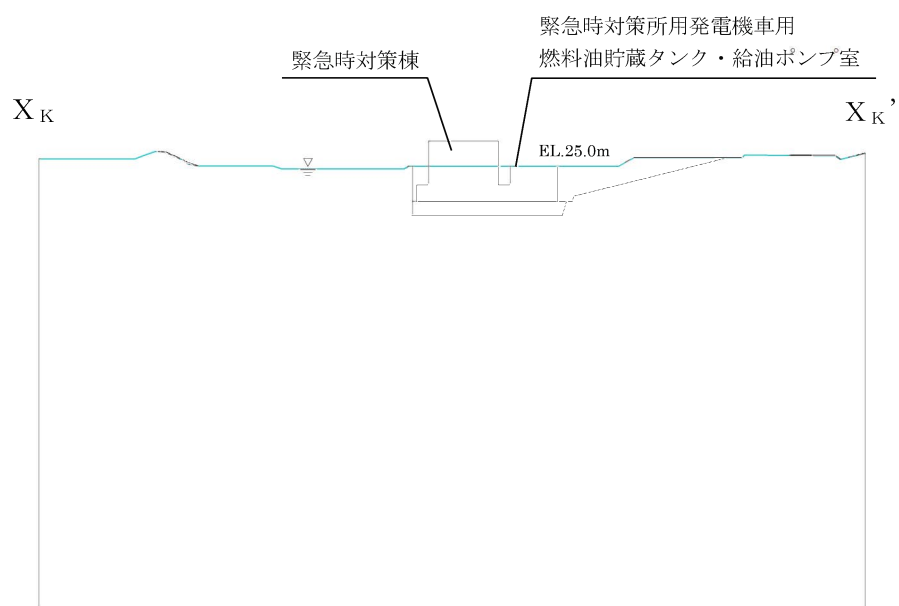


凡 例

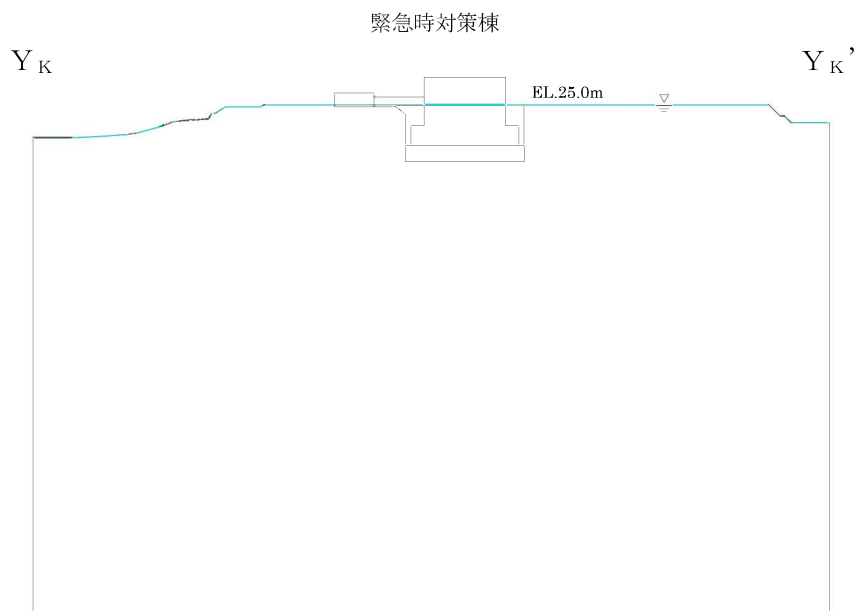
【岩種・岩級による岩盤分類】			
(岩 種)	(岩 級)		
	溶結凝灰岩		B, C II級
	北薩火山岩類 II		C III級
	粘板岩・頁岩		C I級
	砂岩		D級
	礫岩		
	変はんれい岩類		
【岩種による岩盤分類】			
	みやま層		
	北薩火山岩類 I		
	混在岩		
【その他】			
	断層 (破砕部を含む)		
	断層 (凝灰質粘土状)		
	埋戻土		

: 防護上の観点から公開できません

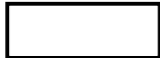
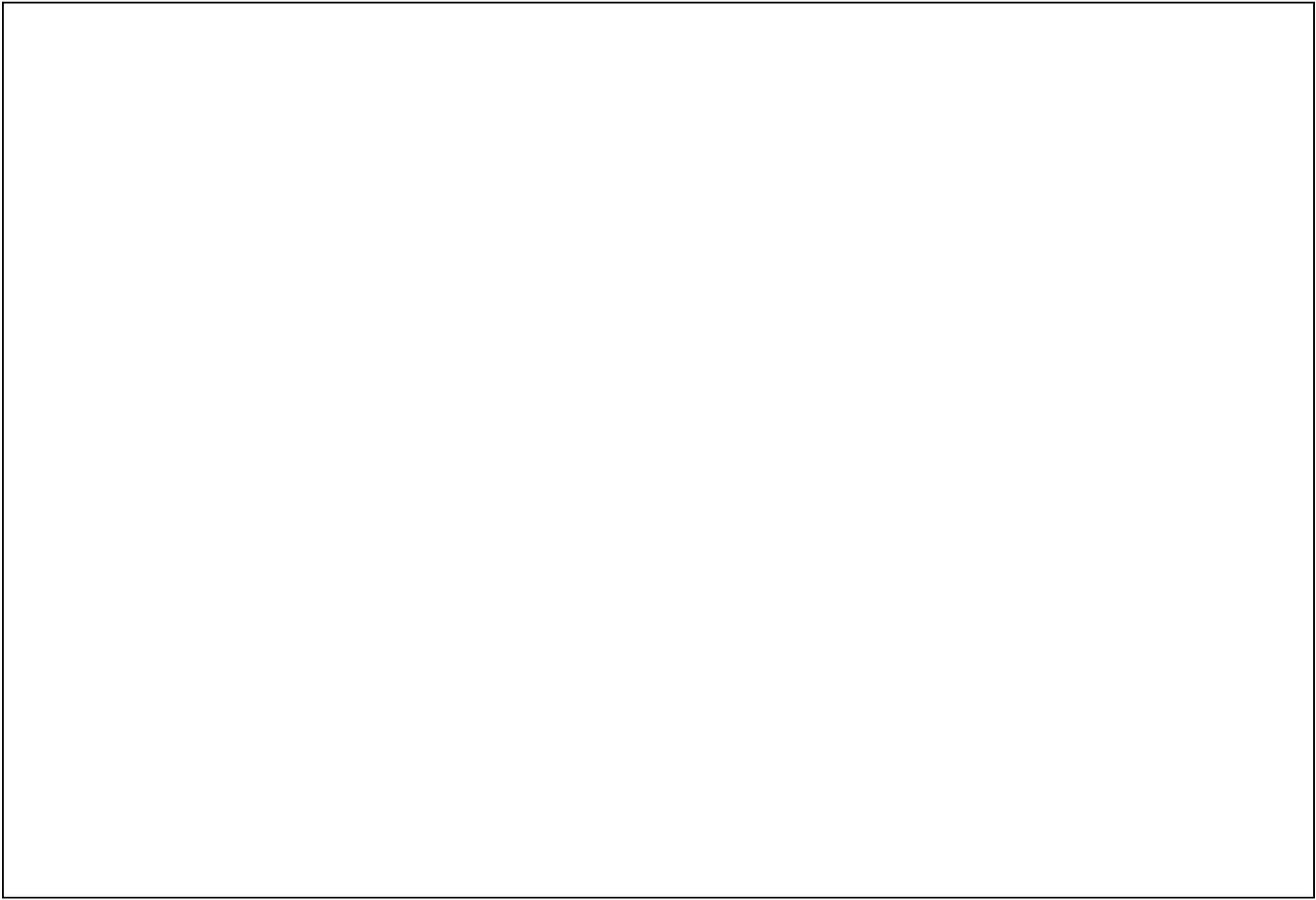
第 7.6.3.6 図 (2) 解析用要素分割図 (Y<sub>K</sub> - Y<sub>K</sub>' 断面)



第 7.6.3.7 図 (1) 解析用地下水位 ( $X_K - X_K'$  断面)

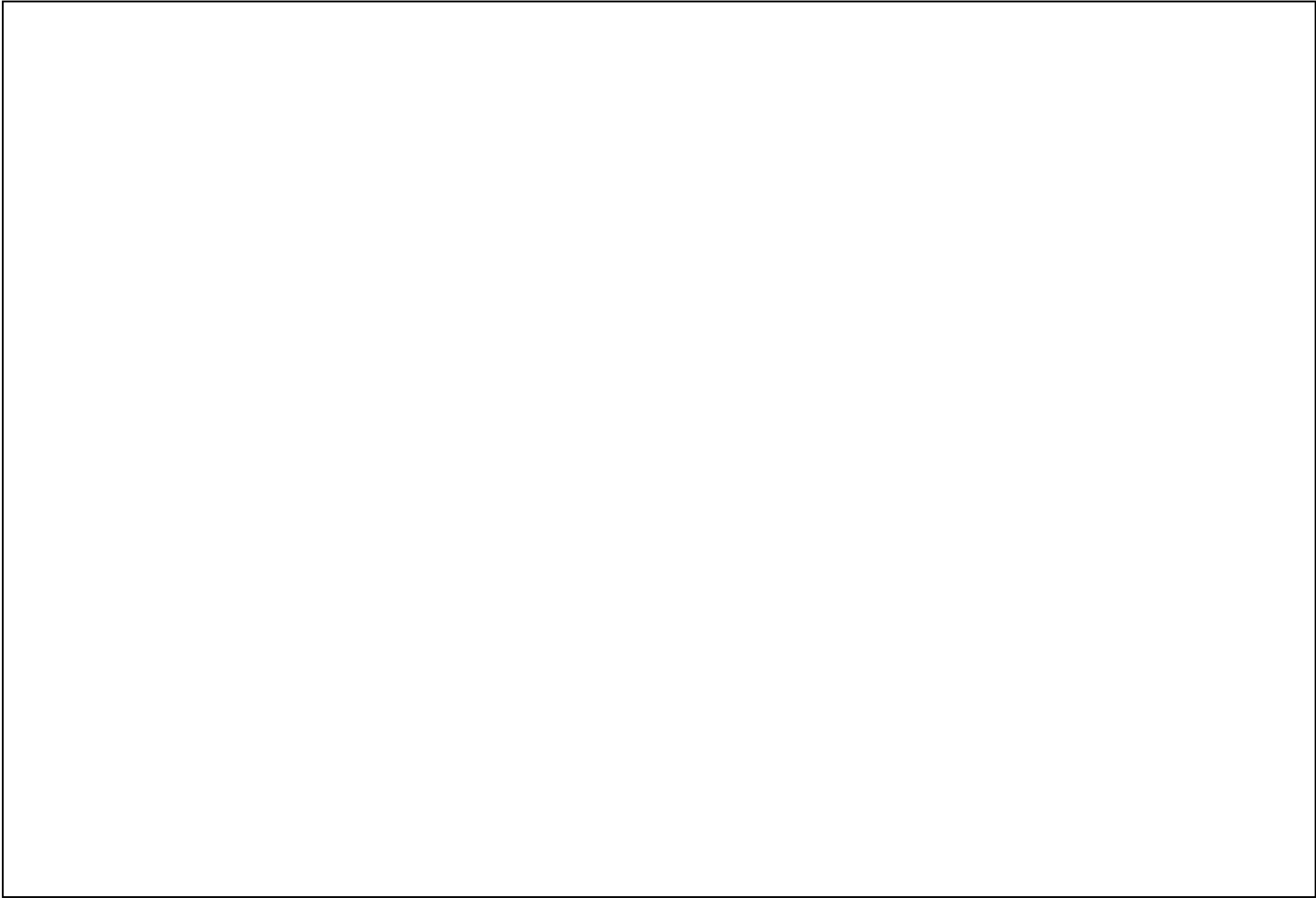


第 7.6.3.7 図 (2) 解析用地下水位 ( $Y_K - Y_K'$  断面)



: 防護上の観点から公開できません

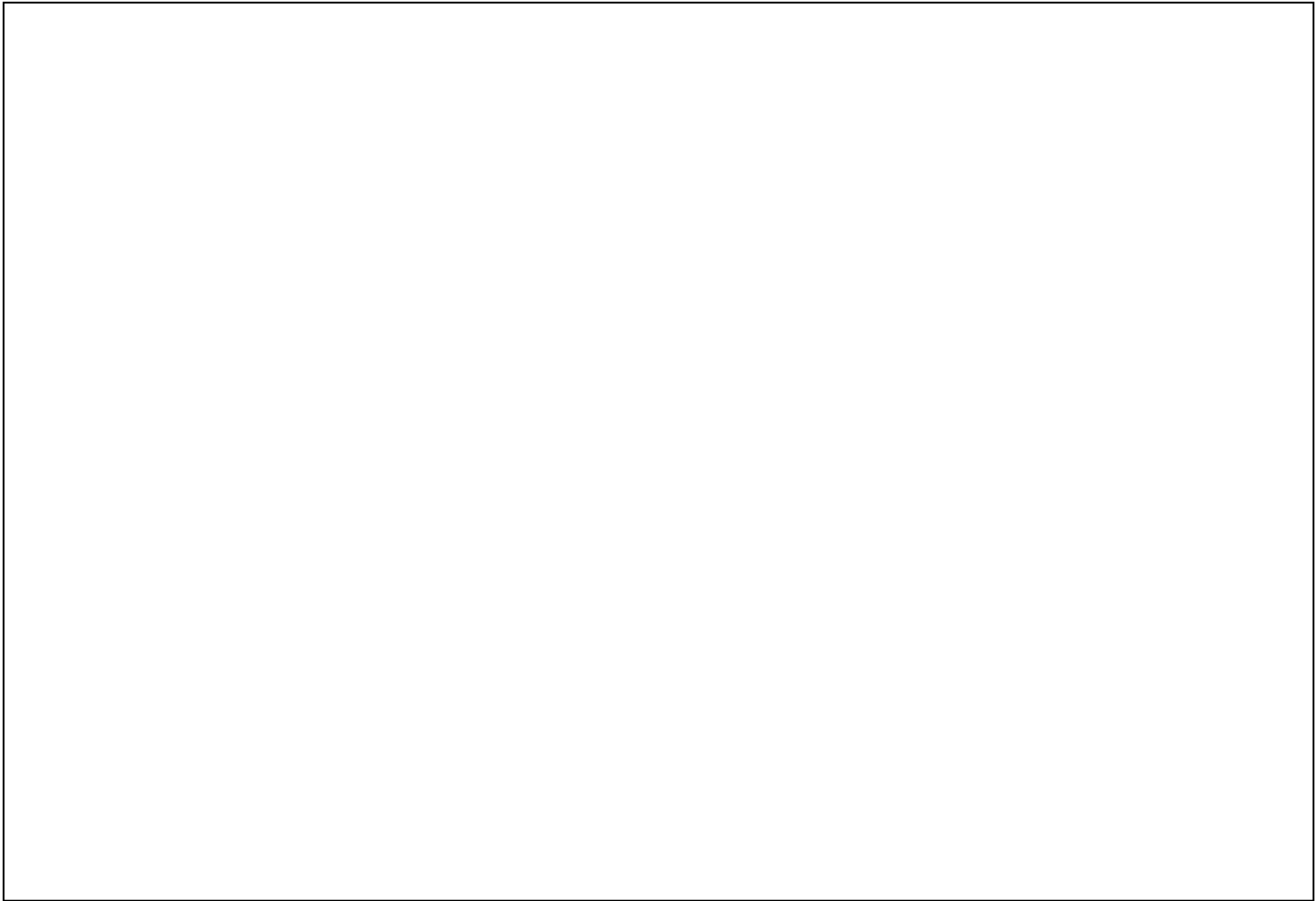


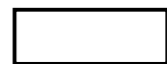


: 防護上の観点から公開できません



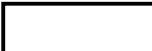
: 防護上の観点から公開できません



 : 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)

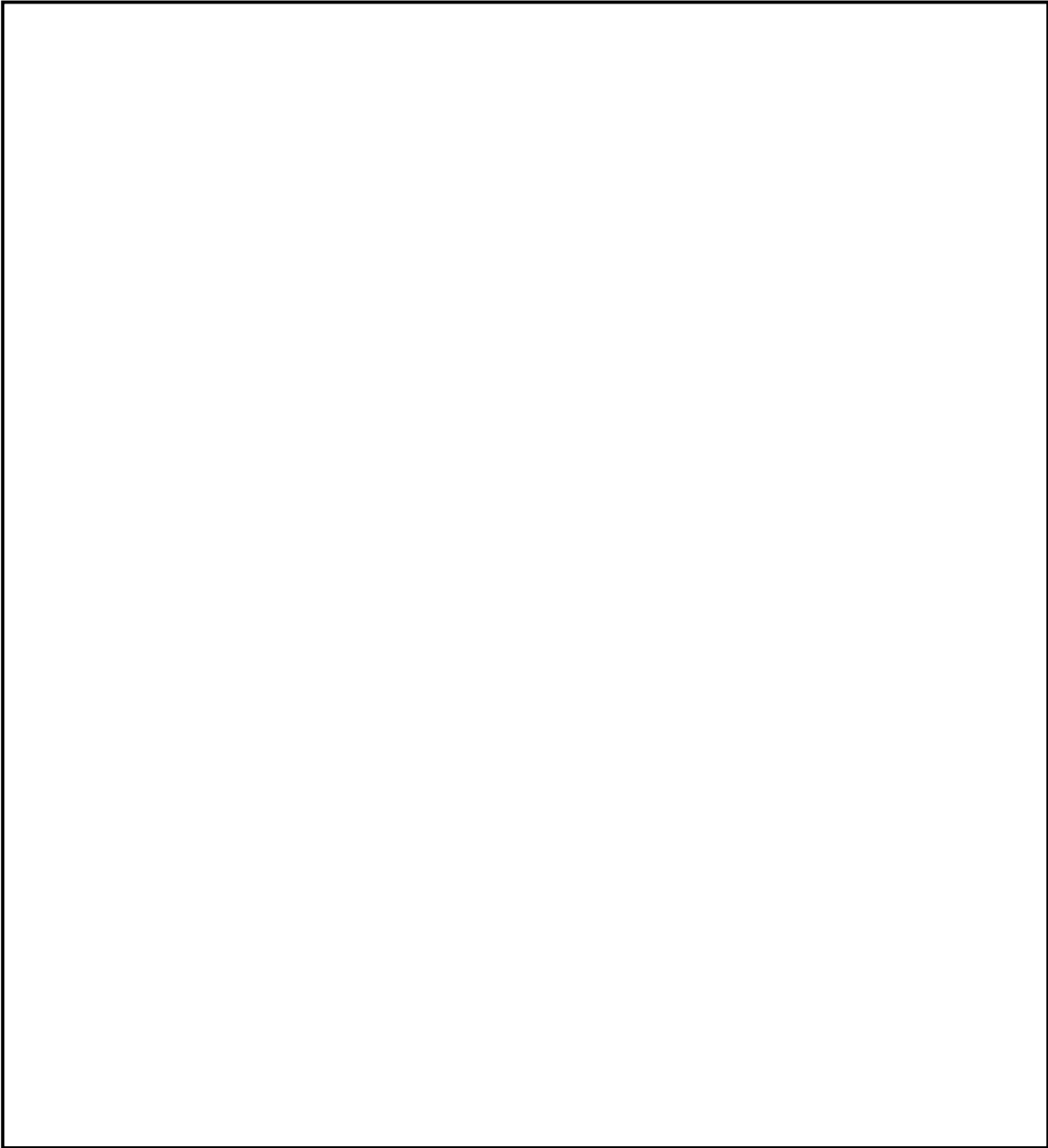


: 防護上の観点から公開できません



 : 防護上の観点から公開できません

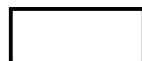
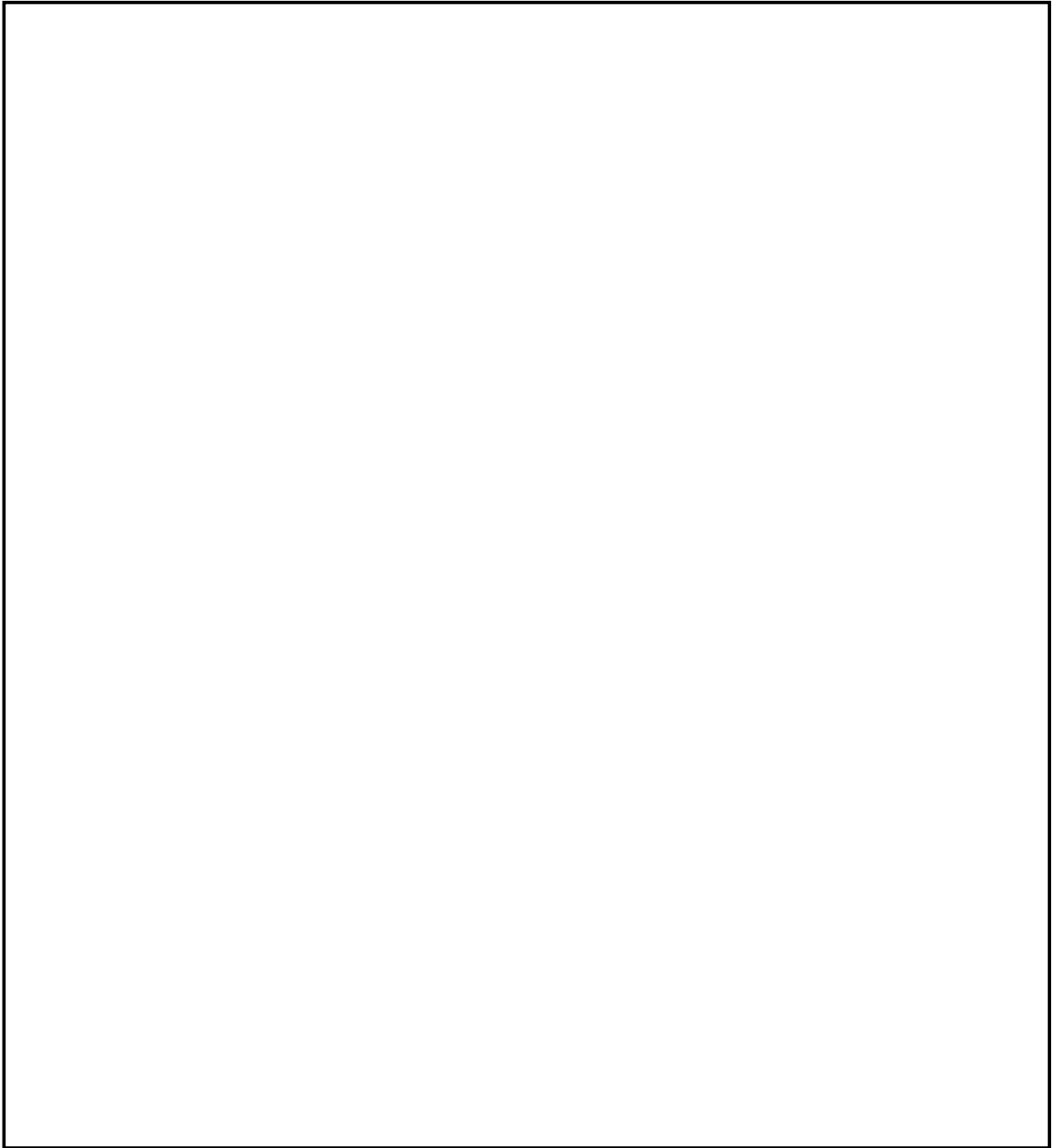
第 7.6.5.3 図 (7) 鉛直岩盤分類図 ( $Y_w - Y_w'$  断面)



: 防護上の観点から公開できません

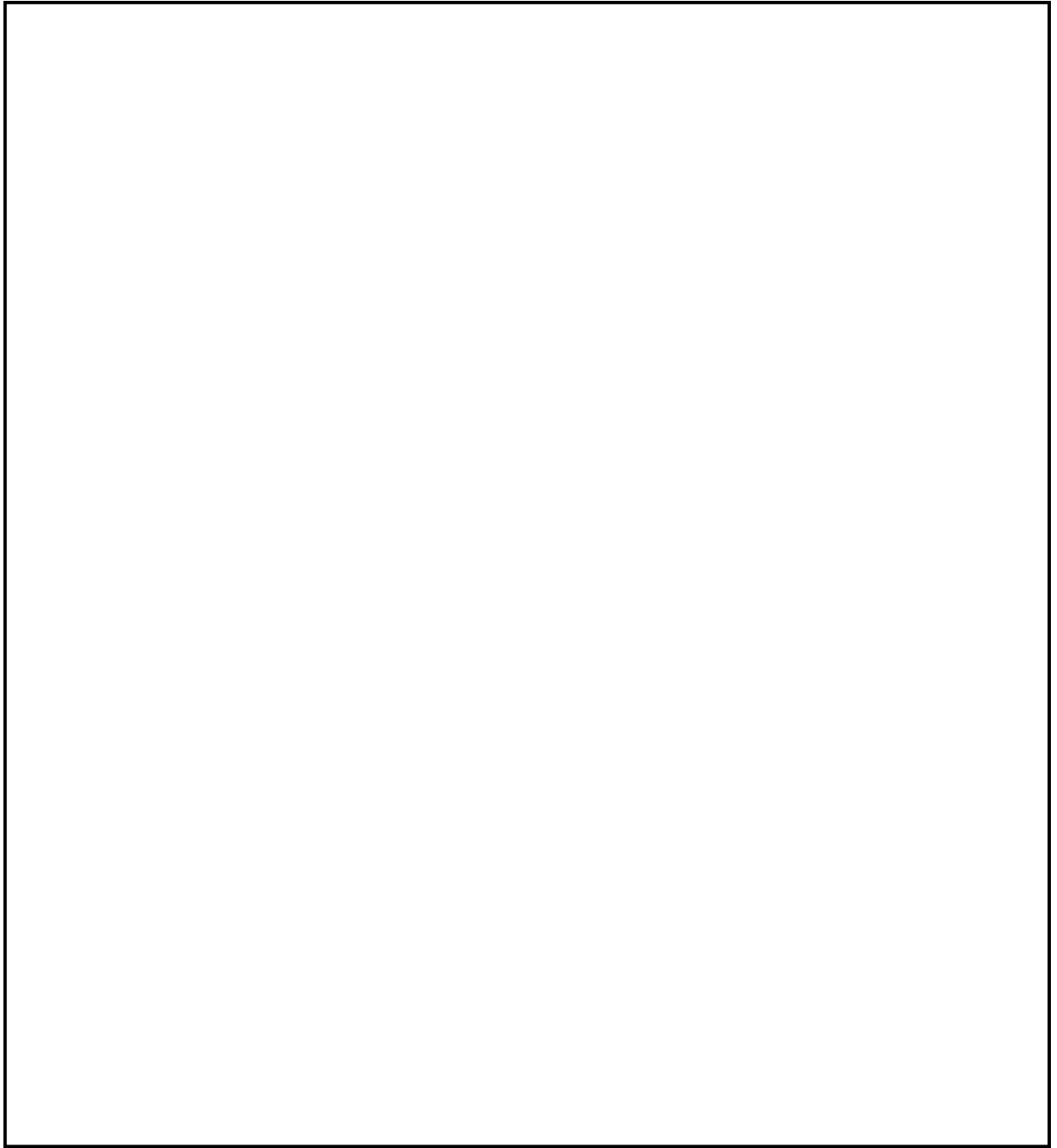
第 7.6.5.4 図 (1) 速度層断面図 ( $X_{G1} - X_{G1}'$  断面)





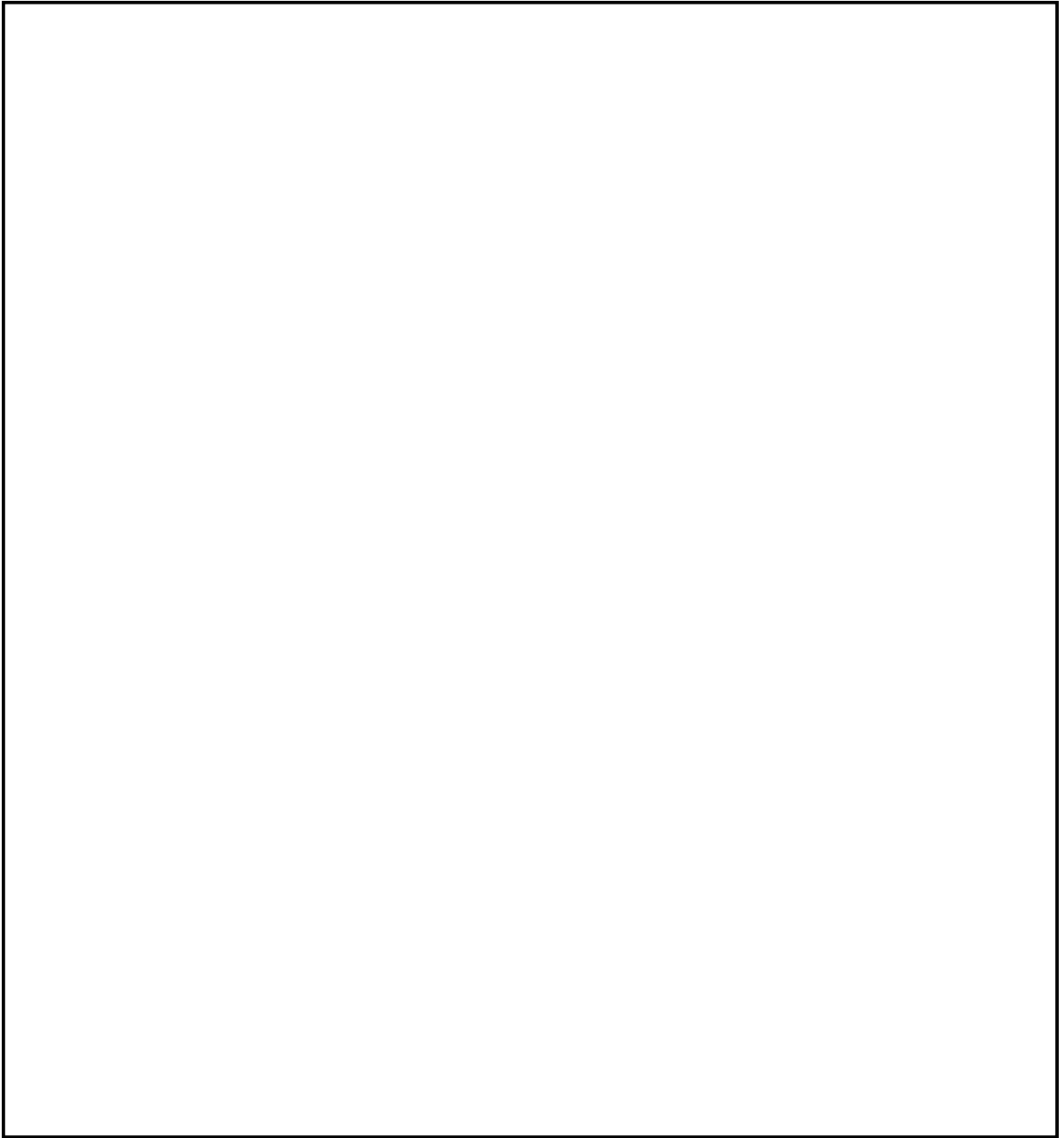
: 防護上の観点から公開できません

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



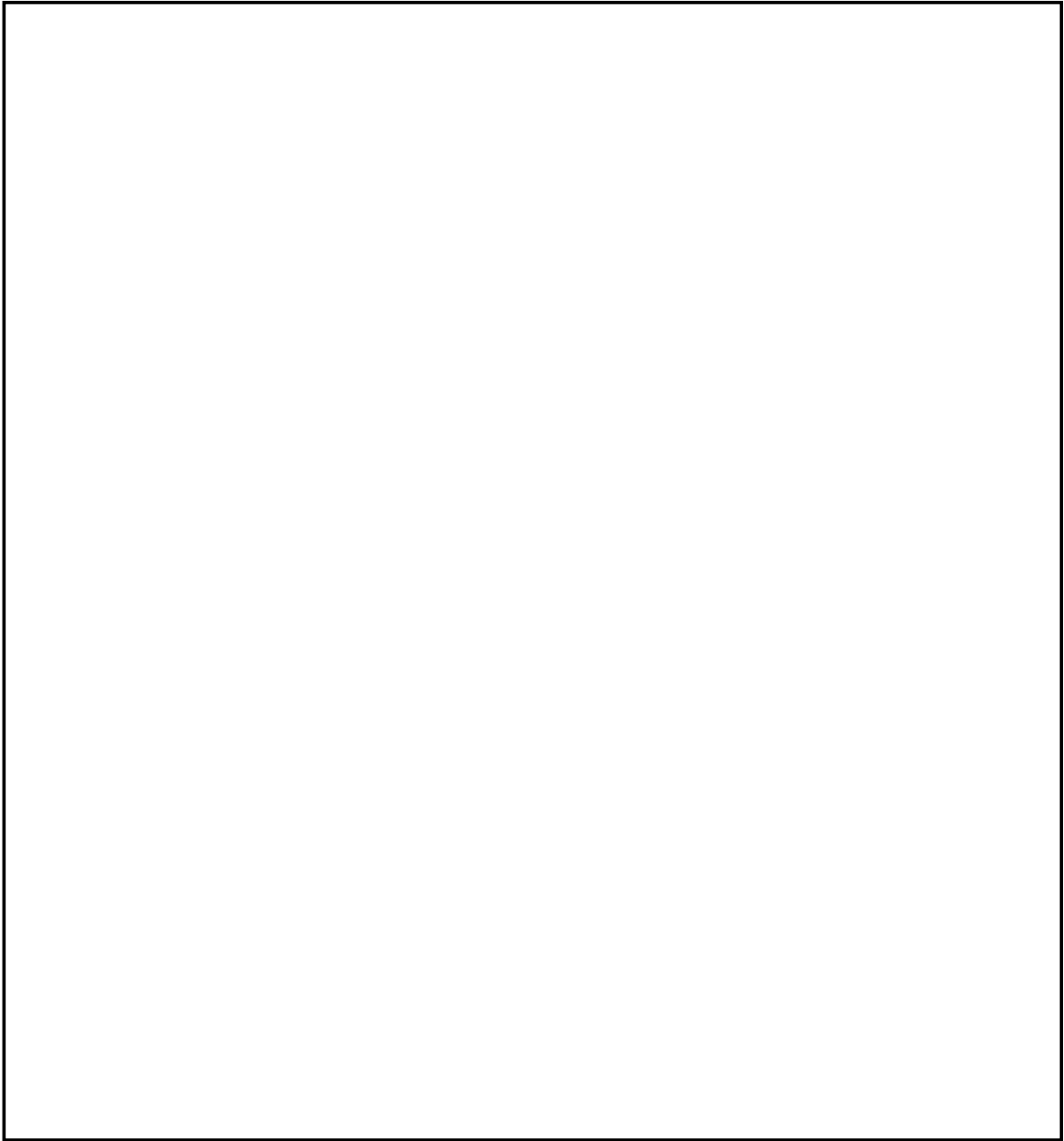
: 防護上の観点から公開できません

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



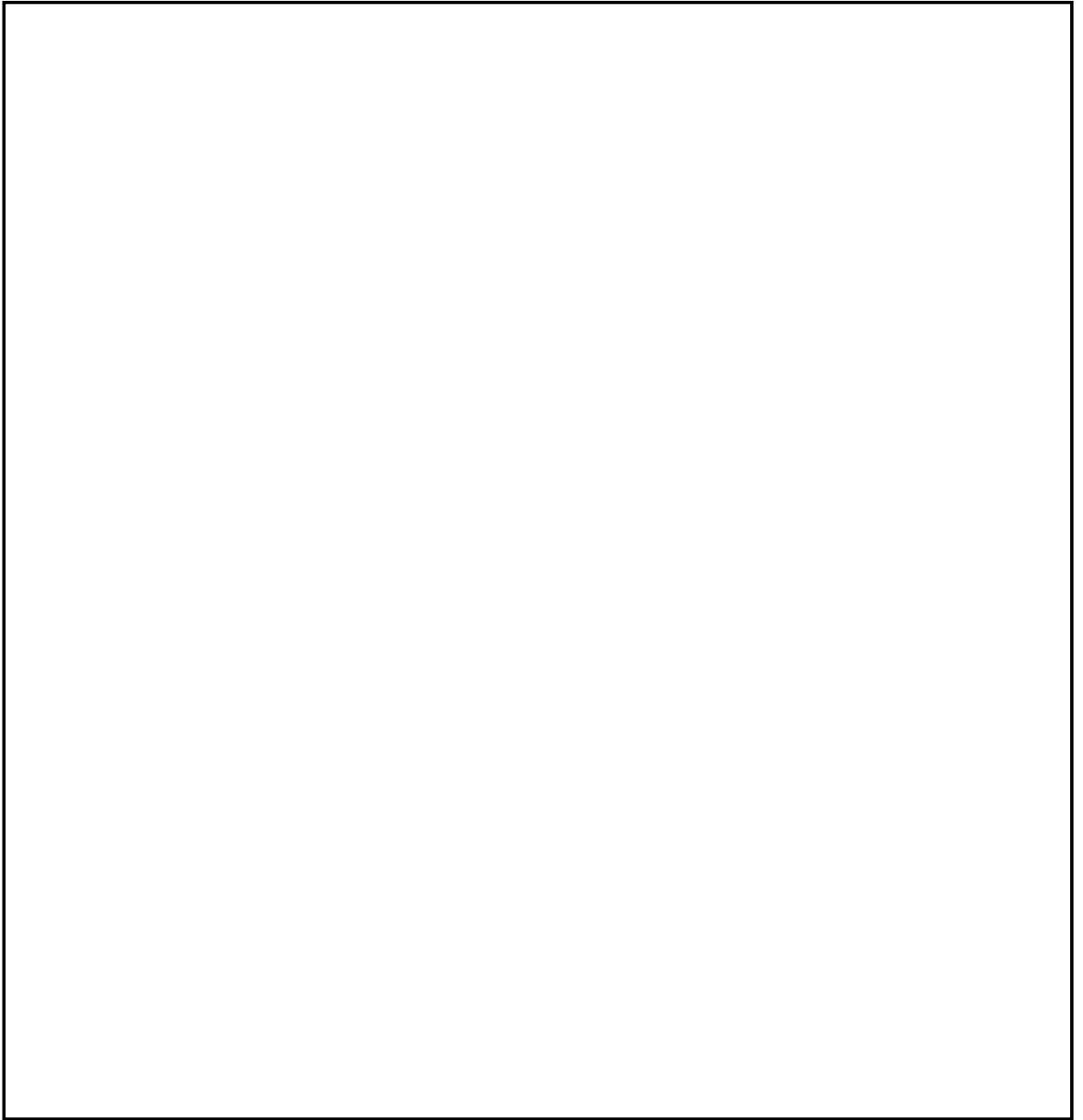
: 防護上の観点から公開できません

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

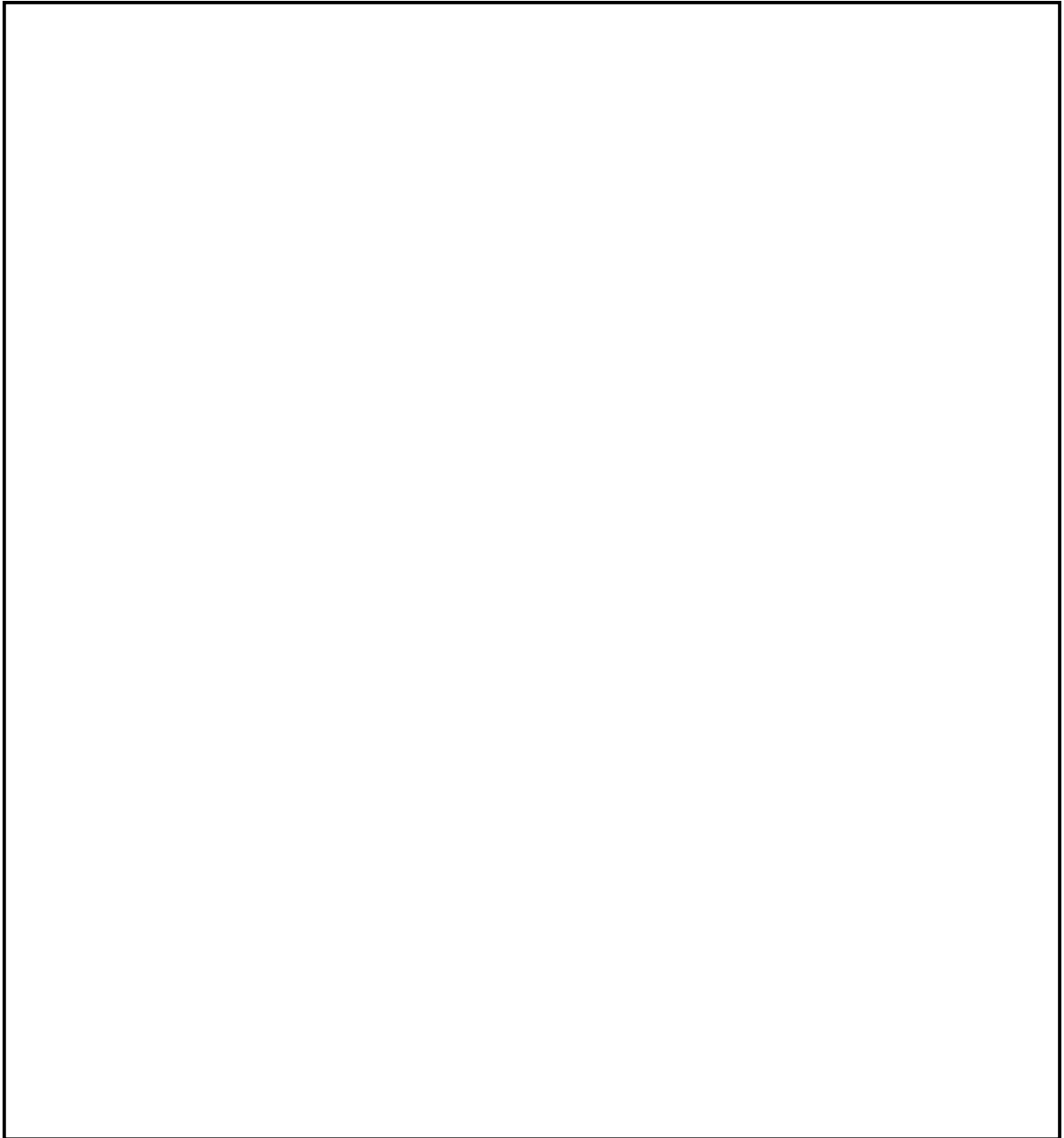
第 7.6.5.4 図 (5) 速度層断面図 ( $Y_{G2} - Y_{G2}'$  断面)



: 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

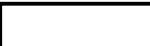
第 7.6.5.5 図 (1) 解析用要素分割図 ( $X_{G1} - X_{G1}'$  断面)



 : 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)

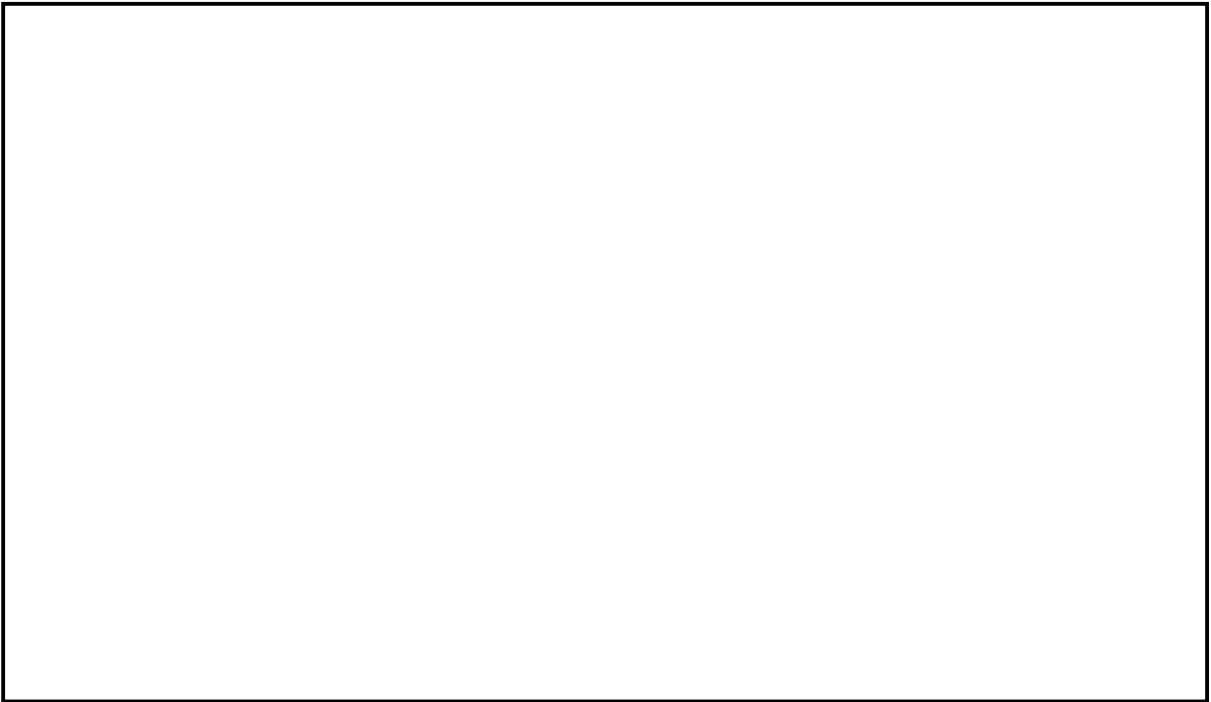


 : 防護上の観点から公開できません

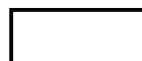
第 7.6.5.5 図 (7) 解析用要素分割図 ( $Y_w - Y_w'$  断面)



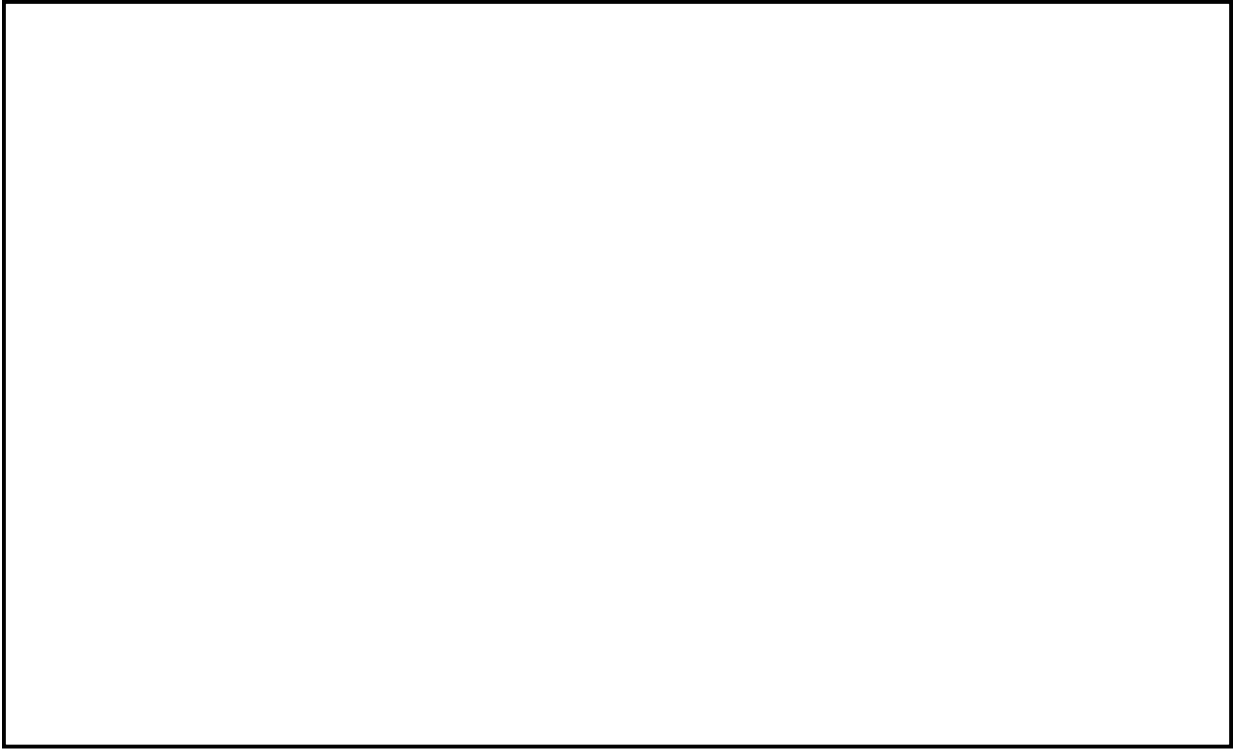
第 7.6.5.6 図 (1) 解析用地下水位 ( $X_{G1} - X_{G1}'$  断面)



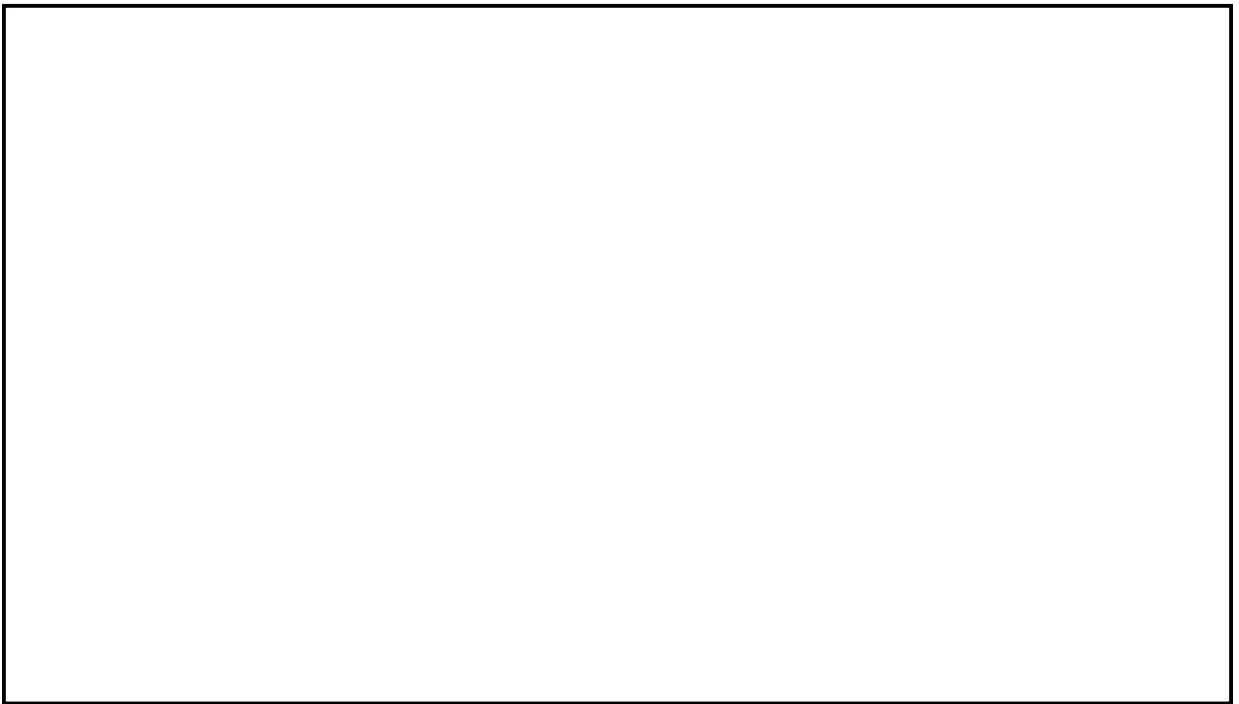
第 7.6.5.6 図 (2) 解析用地下水位 ( $X_T - X_T'$  断面)



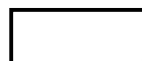
: 防護上の観点から公開できません



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



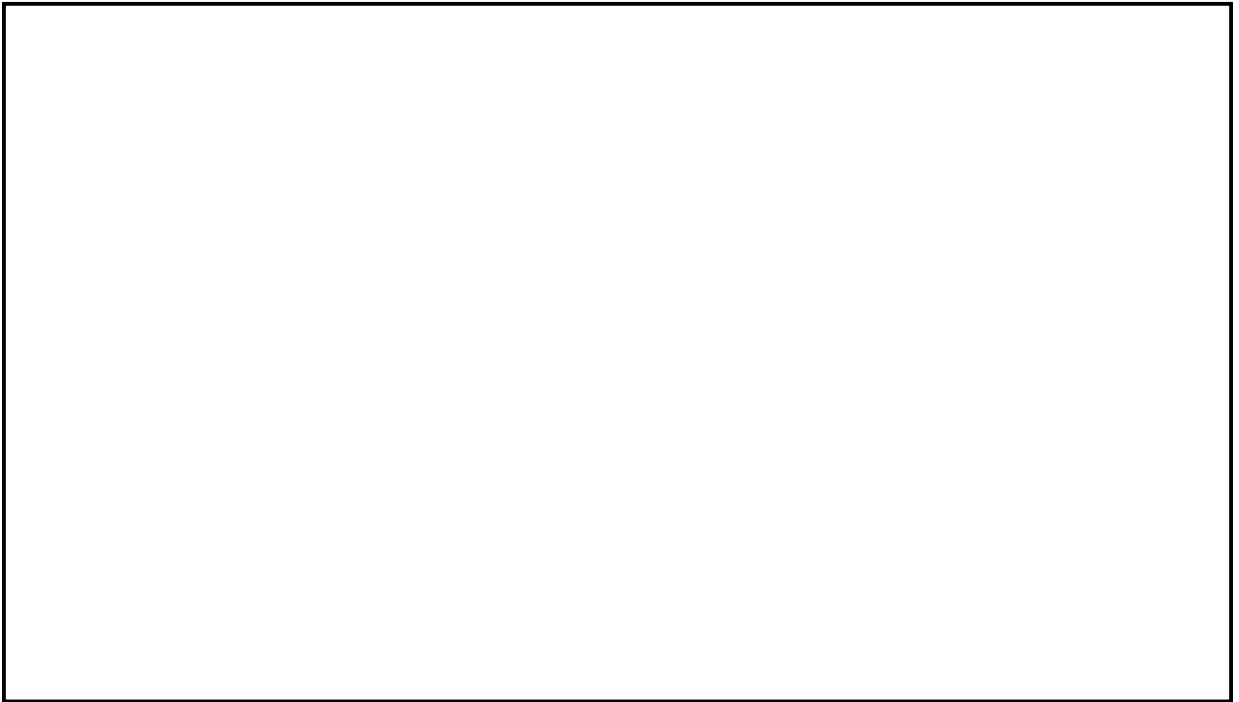
第 7.6.5.6 図 (4) 解析用地下水位 ( $X_{WL} - X_{WL}'$  断面)



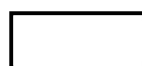
: 防護上の観点から公開できません



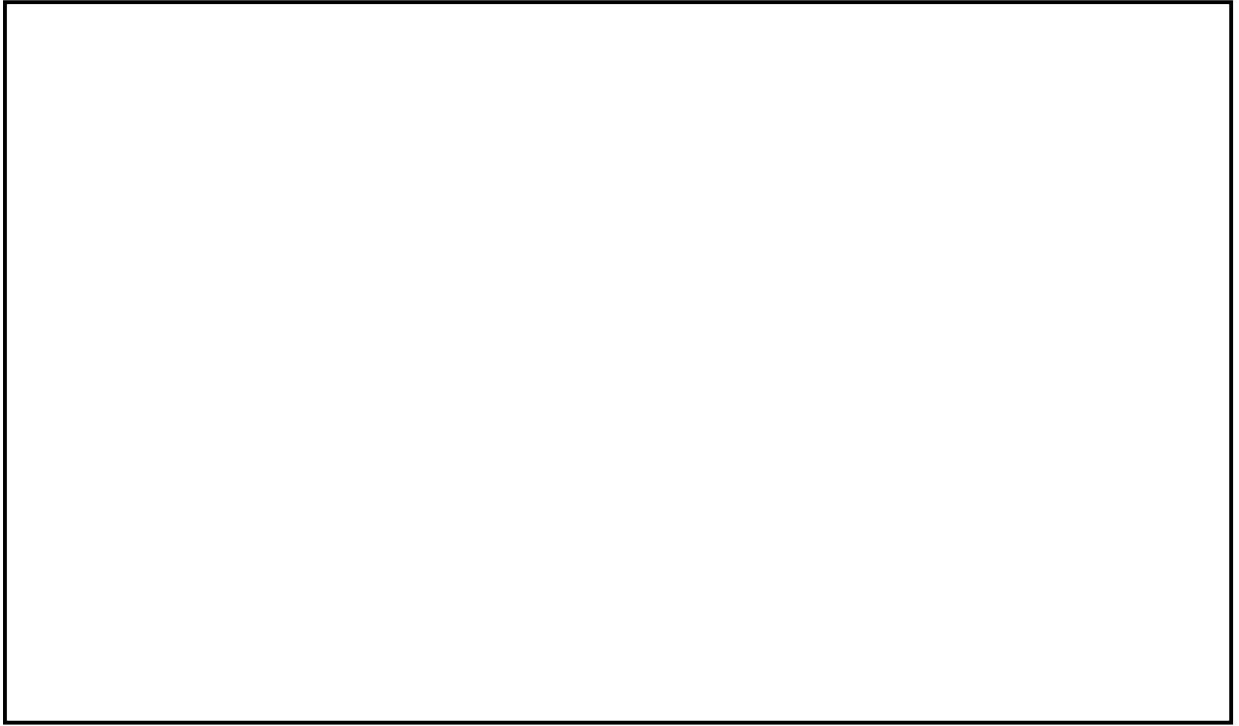
第 7.6.5.6 図 (5) 解析用地下水位 ( $Y_{G2} - Y_{G2}'$  断面)



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



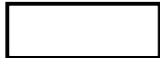
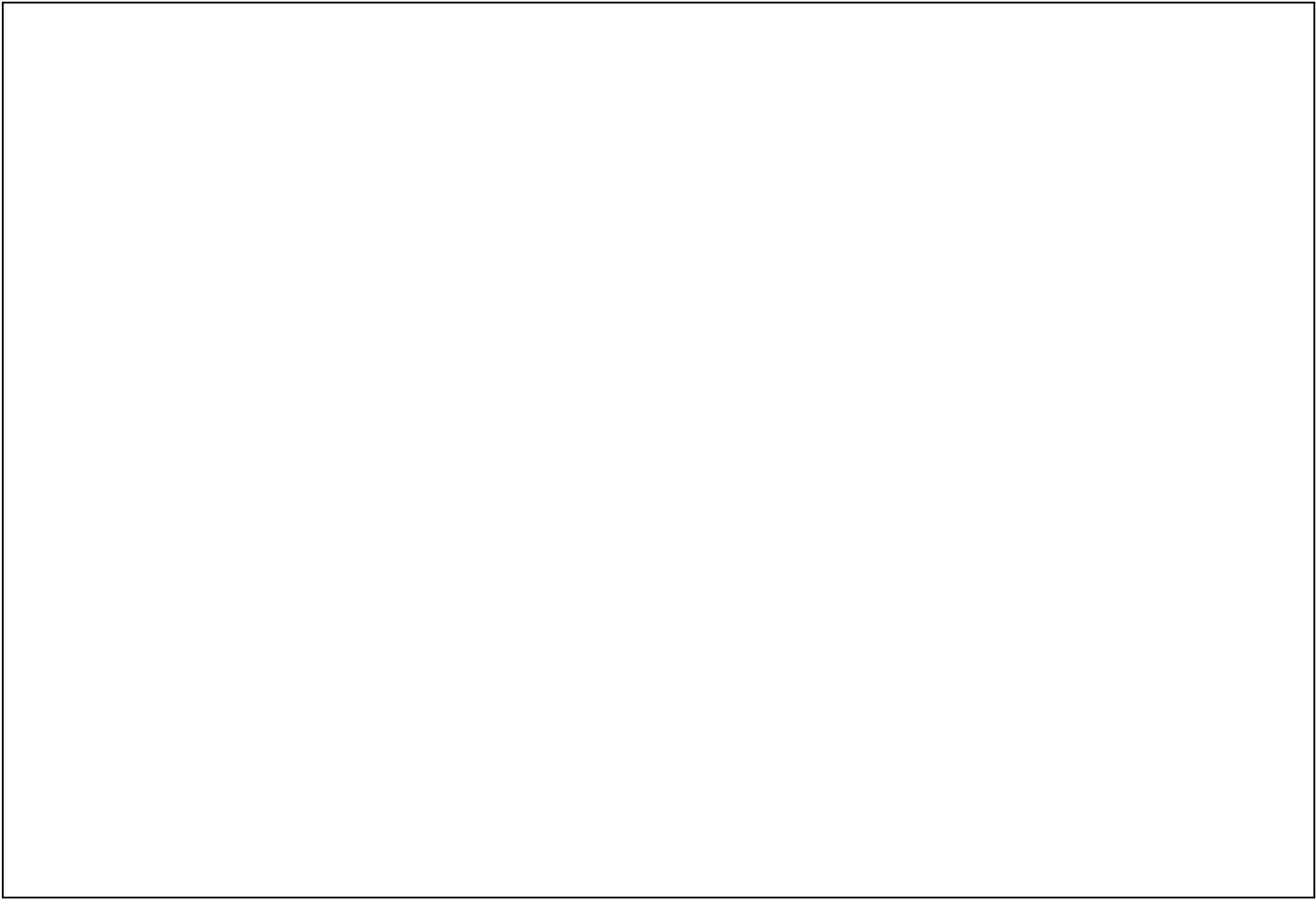
: 防護上の観点から公開できません



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



## 7.7 津 波

### 7.7.3 地震に伴う津波

#### 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<sup>(20)</sup>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<sup>(21)</sup>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・データを超越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）<sup>(22)</sup>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 M<sub>w</sub>9.0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<sup>(23)～(37)、(103)</sup>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、M<sub>w</sub>8.5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<sup>(31)～(35)</sup>から、M<sub>w</sub>8.5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M t 8.5（国立天文台編（2013）によればM 7.4）の1771年八重山地震、琉球海溝中部ではM 8.0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1 m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、M w 8.5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<sup>(38)～(45)</sup>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2 cm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による日本全国の世界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 2 cm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 2 cm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<sup>(46)～(52)</sup>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、プルア部分を成因として、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M<sub>w</sub> 8.5クラス、琉球海溝北部及び中部ではM<sub>w</sub> 8.0クラス、琉球海溝南部ではM<sub>w</sub> 8.5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、M<sub>w</sub> 8.5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、Mw 8.5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）<sup>(53)</sup>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）<sup>(54)</sup>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<sup>(55)</sup>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）<sup>(56)</sup>及び小西（1965）<sup>(57)</sup>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、Mw 8.5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ル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Mw 8.0クラス、琉球海溝南部ではMw 8.5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ル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）<sup>(58)</sup>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<sup>(36)</sup>、<sup>(43)</sup>、<sup>(59)</sup>、<sup>(60)</sup>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)<sup>(61)</sup>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を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<sup>(62)</sup>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<sup>(63)~(74)</sup>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。

## 7.7.6 基準津波の策定

### 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）<sup>(103)</sup>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M<sub>w</sub>9.1、日向灘域でM<sub>w</sub>8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。

### 7.7.9 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) 福岡管区气象台 (1970) : 九州および山口県の地震・津波、福岡管区气象台要報、第 25 号.
- (5) 福岡管区气象台 (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) 福岡管区气象台 (1981) : 九州・山口県における被害地震、福岡管区气象台要報、第 36 号.
- (7) 福岡管区气象台 (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 -、福岡管区气象台要報、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., Torrejón, 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 Philippines*, 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](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<sub>w</sub> ~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) : JTOP030v2 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) : 甌断層帯の長期評価.
- (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 壯・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 <sup>(23)</sup>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•AD1960 年 チリ地震 (Mw9.5)</li> <li>•BC80 年以降、8 回の Mw9 クラスの津波が、300 年間隔で発生</li> <li>•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</li> </ul>
カスケード <sup>(24)、(25)</sup>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•AD1700 年 カスケード地震 (Mw9.0)</li> <li>•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</li> <li>•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</li> </ul>
アラスカ・アリューシャン <sup>(26)、(27)</sup>	<p>(アラスカ)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>•AD1964 年 アラスカ地震 (Mw9.2)</li> <li>•過去 6000 年間で 11 回の地震が発生</li> <li>•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)</li> <li>•AD1965 年 ラッツアイランド地震 (Mw8.7)</li> <li>•AD1957 年 アリューシャン地震 (Mw9.1)</li> </ul>
カムチャッカ <sup>(28)</sup>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•AD1952 年 カムチャッカ津波 (Mw9.0)</li> <li>•AD1737 年 カムチャッカ津波 (歴史文献に基づく、過去 300 年間で最大)</li> <li>•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</li> </ul>
東北 <sup>(29)</sup>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•AD2011 年 東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0)</li> <li>•AD869 年 貞観地震 (Mw8.4 もしくはそれ以上)</li> <li>•約 600 年間隔で巨大津波が発生</li> </ul>
スマトラ <sup>(30)</sup>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•AD2004 年 スマトラ沖地震 (Mw9.0)</li> <li>•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</li> </ul>
南海トラフ <sup>(31)</sup>	<ul style="list-style-type: none"> <li>•AD1946 年 昭和南海地震(Mw8.2~8.5)</li> <li>•AD1944 年 昭和東南海地震(Mw8.1~8.2)</li> <li>•AD1854 年 安政南海地震(M8.4)</li> <li>•AD1854 年 安政東海地震(M8.4)</li> <li>•AD1707 年 宝永地震(M8.6)</li> </ul>
琉球海溝 <sup>(36)、(37)、(103)</sup>	<p>(琉球海溝中部)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>•AD1911 年 喜界島地震(M8.0)</li> </ul> <p>(琉球海溝南部)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>•AD1771 年 八重山地震 (Mt8.5)</li> </ul> <p>(琉球海溝中部・南部)</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>•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</li> </ul>

Mt: 津波マグニチュード

(2号炉)

7. 発電用原子炉設置変更許可申請（平成27年12月17日申請）に係る気象、地盤、水理、地震、社会環境等

### 7.3 地 盤

1号炉に同じ。

## 7.5 地 震

以下を除き、1号炉に同じ。

### 7.5.5 敷地地盤の振動特性

#### 7.5.5.2 解放基盤表面の設定

「3. 地盤」によると、原子炉基礎岩盤における岩盤の弾性波平均速度値は、P波が約4.0km/s、S波が約1.8km/sであり、良質の岩盤といえる。この岩盤は地質調査の結果、相当の広範囲にわたり基盤を構成している。

解放基盤表面は、S波速度が0.7km/s以上となっていることから、原子炉格納施設基礎設置位置のEL.-18.5mとして、地震動評価上、解放基盤表面におけるS波速度は、1.5km/sと設定する。

## 7.6 原子炉建屋等の基礎地盤及び周辺斜面の安定性

1号炉に同じ。

## 7.7 津 波

1号炉に同じ。