

東通原子力発電所 基準地震動の策定のうち
敷地ごとに震源を特定して策定する地震動について
(コメント回答)

2024年3月8日
東北電力株式会社

審査会合におけるコメント

| No. | コメント時期 | コメント内容 | 今回ご説明資料の掲載箇所 | コメント回答 説明概要 |
|------|---------------------------|---|--|----------------|
| S196 | 2021年4月23日 第968回審査会合 | プレート間地震で想定している不確かさケースについて、敷地とSMGA1との位置関係がわかる断面図を示すこと。 | 本編資料 p.142 | ① |
| S197 | 2021年4月23日 第968回審査会合 | プレート間地震の経験的グリーン関数法による評価に関連し、SMGA1付近で発生した地震の観測記録がNoda et al.(2002)に対して長周期側で小さい傾向について、説明の充実を図ること。 | 本編資料 p.151 補足説明資料 p.60 | ② |
| S214 | 2022年4月11日 第1039回審査会合 | 「下北半島中軸部高速度層の高まりに基づく地震」の断層長さの設定の考え方について、地表痕跡がないことを明確にした記載とすること。 | 本編資料 p.238, 252, 253 補足説明資料 p.138 | ③ |
| S215 | 2022年4月11日 第1039回審査会合 | 「下北半島中軸部高速度層の高まりに基づく地震」のうち、統計的グリーン関数法に加え、ハイブリッド合成法による地震動評価を実施した考え方を明記すること。 | 本編資料 p.254 | ④ |
| S216 | 2022年4月11日 第1039回審査会合 | 「下北半島中軸部高速度層の高まりに基づく地震」のケース3(断層傾斜角)について、長周期側の応答が大きい理由について記載すること。 | 本編資料 p.266 | ⑤ |
| S217 | 2022年4月11日 第1039回審査会合 | 「下北半島中軸部高速度層の高まりに基づく地震」の名称について検討すること。 | 本編資料 p.222, 237～240, p.252, p.254～258, p.263～268 補足説明資料 p.129, 132, 138, 140, 142, 147～154 | ⑥ |
| S236 | 2023年12月22日 第1215回審査会合 | 2022年3月16日福島県沖の地震の短周期レベルに関する知見の反映先は基本ケースではなく不確かさケースを対象にすることを明確に記載すること。 | 本編資料 p.175, 183, 208 | ⑦ |
| S237 | 2023年12月22日 第1215回審査会合 | 海洋プレート内地震の検討用地震の基本ケースにおいて、SMGAを2個にしている理由を記載すること。 | 本編資料 p.209 補足説明資料 p.114 | ⑧ |
| S238 | 2023年12月22日 第1215回審査会合 | 海洋プレート内地震の検討用地震の不確かさケースの重畳の考え方について、認識論的不確かさの重畳は、事業者独自の考え方により評価していることを記載すること。 | 本編資料 p.186, 206, 207 | ⑨ |
| S239 | 2023年12月22日 第1215回審査会合 | 海洋プレート内地震の断層位置を示す断面図全般について、海洋地殻と海洋性マントルの境界も図示すること。 | 本編資料 p.194, 196, 198, 211～213 | ⑩ |

基準地震動の策定全体フローと本資料の説明範囲

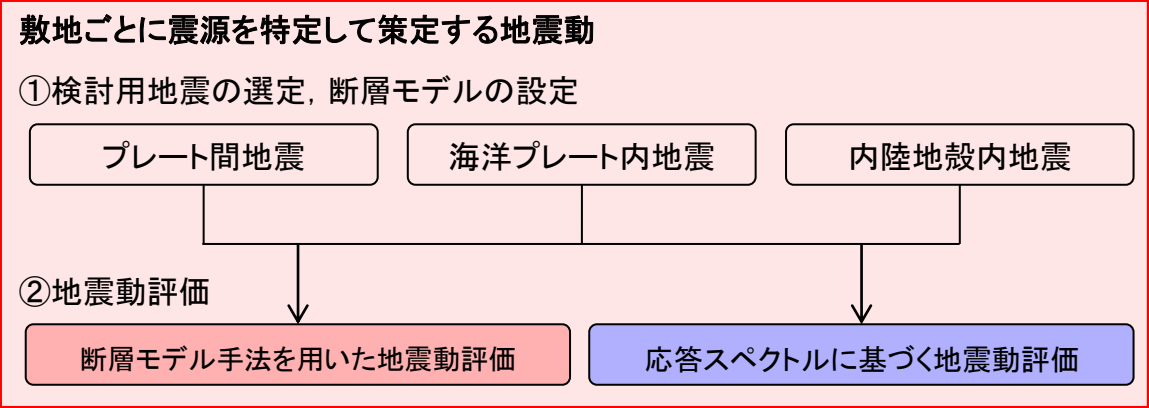
敷地周辺の地震発生状況

- 敷地周辺で発生した地震の震央分布及び震源深さ分布

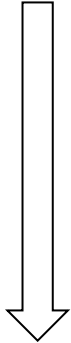
本資料の説明範囲

敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定

- 地質調査、観測記録等による敷地地盤の振動特性の検討
- 経験的グリーン関数法に用いる地盤モデル(はざとり地盤モデル)の設定
- 統計的グリーン関数法に用いる地盤モデルの設定
- 理論的手法に用いる地盤モデルの設定



震源を特定せず策定する地震動



基準地震動の策定

「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」と「震源を特定せず策定する地震動」の評価結果を踏まえて策定



基準地震動の超過確率の参照

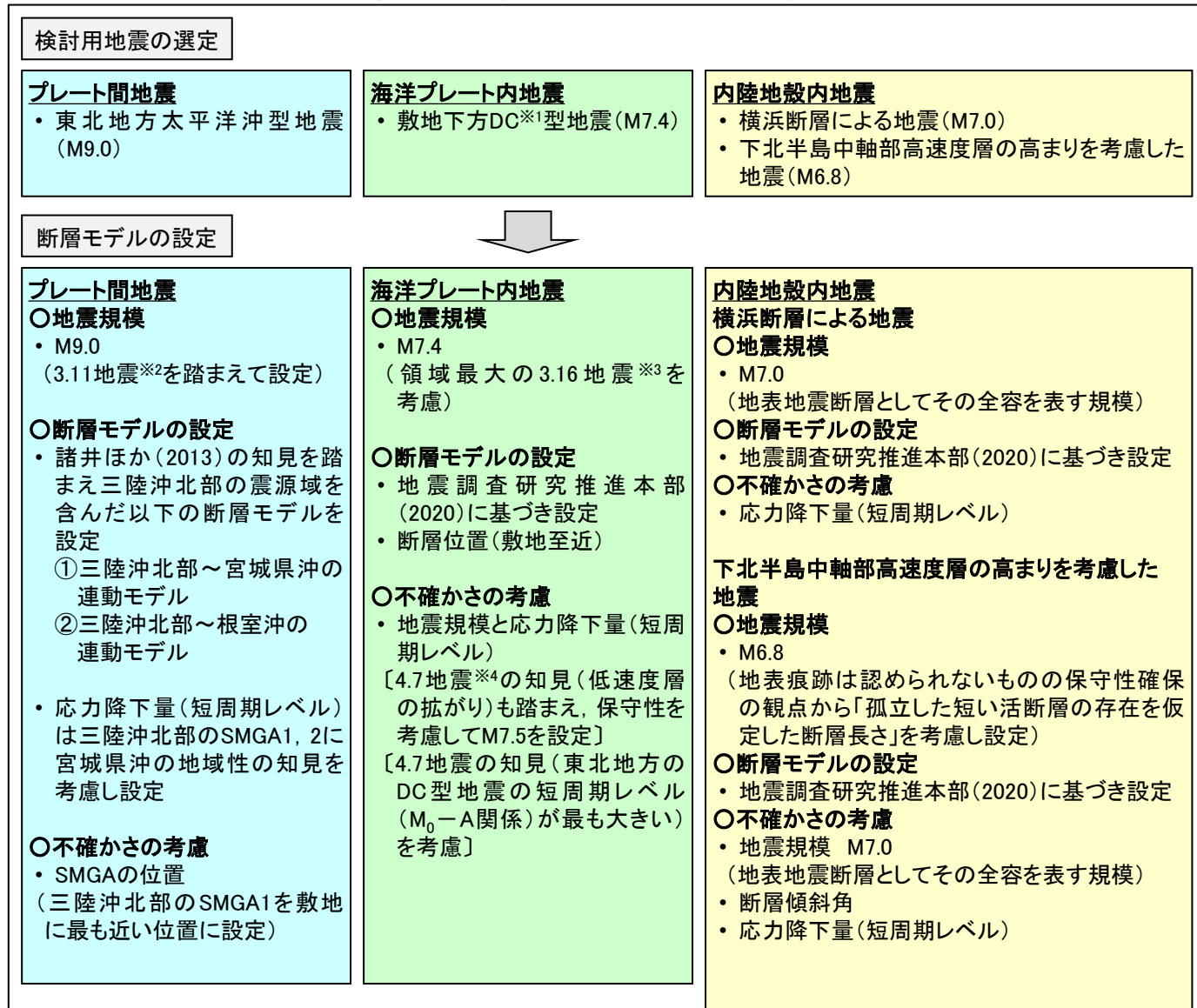
特定震源モデル及び領域震源モデルに基づき地震ハザード評価を実施

※ : 説明済の個所 : 本資料対象範囲外

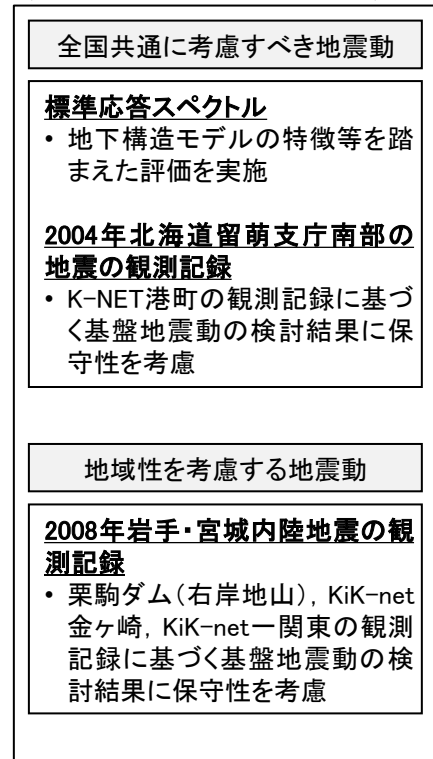
検討概要

➤ 検討用地震の概要

【敷地ごとに震源を特定して策定する地震動】



【震源を特定せず策定する地震動】



- ※1: Down-dip Compression
 ※2: 2011年3月11日東北地方太平洋沖地震
 ※3: 2022年3月16日福島県沖の地震
 ※4: 2011年4月7日宮城県沖の地震

検討概要

➤ 設置変更許可申請時からの地震動評価に関する主な変更点

—:未考慮

| 項目 | | 申請時 | 今回審査 |
|---------------------|--------------------------|-----------------|---|
| 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 | プレート間地震 ・東北地方太平洋沖型地震 | 地震規模 | ・ M9.0 |
| | | 断層モデル設定 | ・ 三陸沖北部～宮城県沖の連動 |
| | | 不確かさの考慮 | ・ 破壊開始点 |
| | 海洋プレート内地震 ・敷地下方DC型地震※ | 地震規模 | ・ M7.2 |
| | | 断層モデル設定 | ・ 4.7地震のシミュレーションモデルを参考 |
| | | 不確かさの考慮 | ・ 破壊開始点 |
| | 内陸地殻内地震 ・横浜断層による地震 | 地震規模 | ・ M6.8 |
| | | 断層モデル設定 | ・ 地質調査結果及び地震調査研究推進本部(2009) |
| | | 不確かさの考慮 | ・ アスペリティ位置, 断層傾斜角, 応力降下量(短周期レベル), 破壊開始点 |
| | ・下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震 | 地震規模 | — |
| | | 断層モデル設定 | — |
| | | 不確かさの考慮 | — |
| 震源を特定せず策定する地震動 | | ・ 加藤ほか(2004)を考慮 | ・ 全国共通に考慮すべき地震動として「2004年北海道留萌支庁南部の地震」及び「標準応答スペクトル」を考慮 |
| | | — | ・ 地域性を考慮する地震動として「2008年岩手・宮城内陸地震を考慮」 |

※:申請時は2011年4月7日宮城県沖型の地震(4.7型地震)と呼称

コメント回答 説明概要

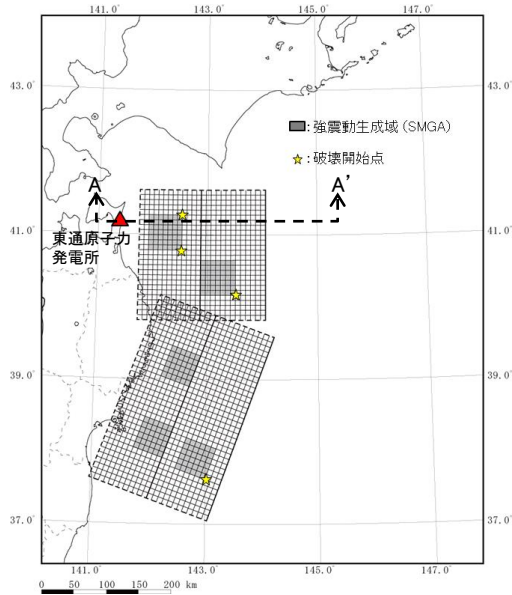
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 1 プレート間地震

3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

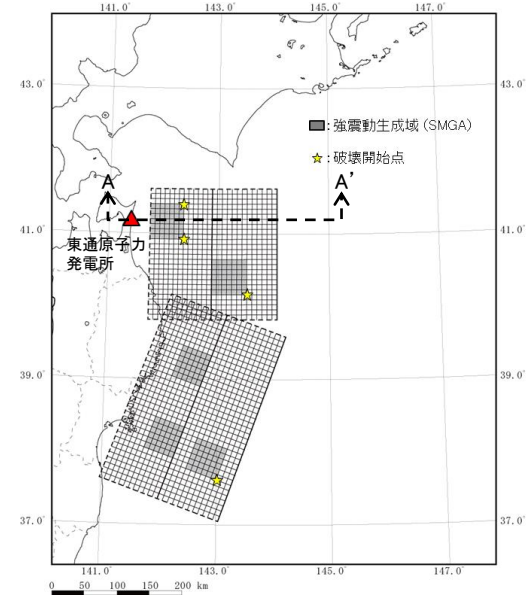
(13) 検討用地震の断層面 ① 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル

S196 概要①

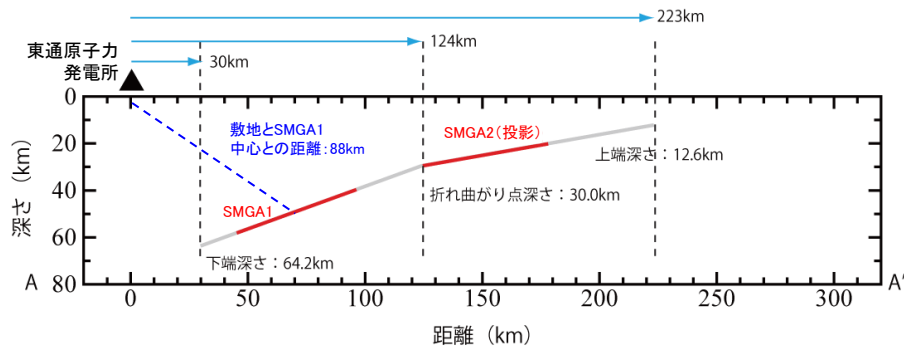
➤ 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルの基本ケース及び不確かさケース(SMGAの位置の不確かさを考慮)の断面図を以下に示す。



三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル 基本ケース

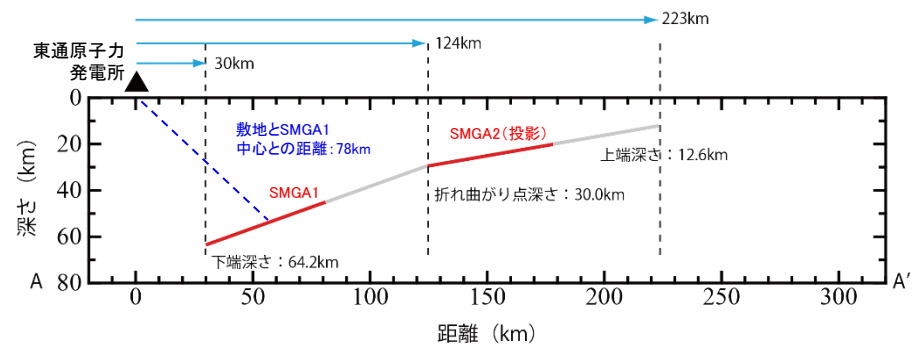


三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル 不確かさケース



断面図(A-A')

三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル 基本ケース



断面図(A-A')

三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル 不確かさケース

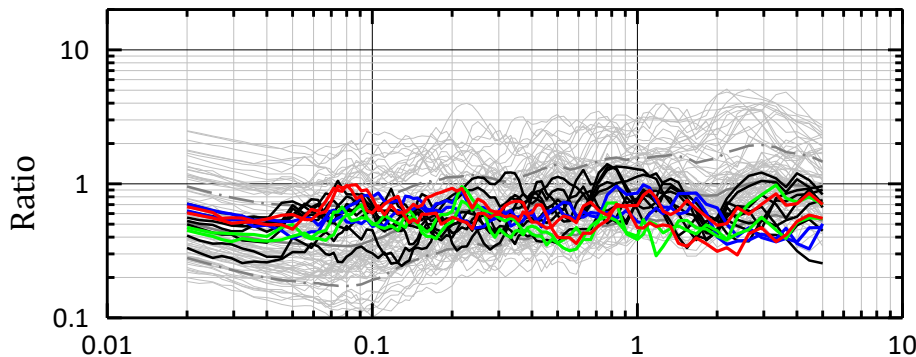
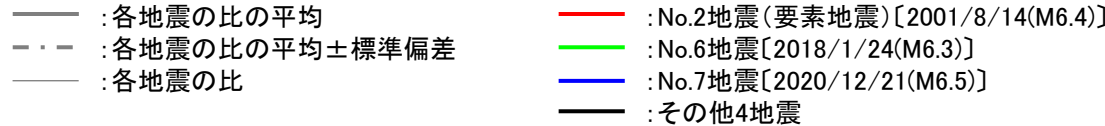
2. プレート間地震/2.2 検討用地震の地震動評価

2.2.2 経験的グリーン関数法に用いた要素地震の特徴

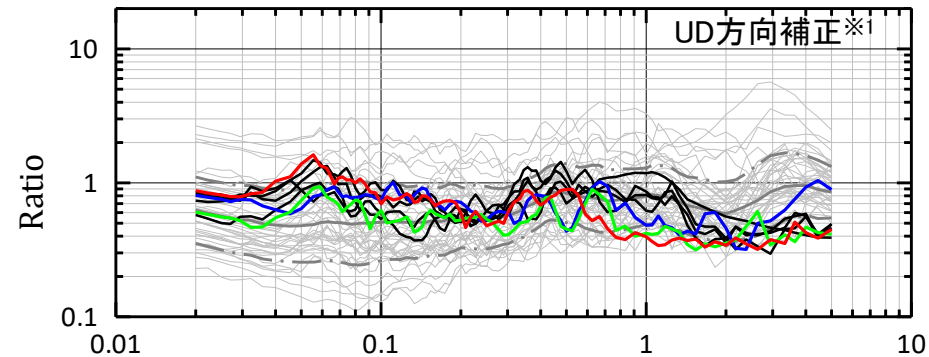
(3) 敷地の観測記録とNoda et al.(2002)との比較

S197 概要②

- 要素地震としたNo.2地震の観測記録から求めた震源スペクトルが、文献による理論震源スペクトルに対し全体的に若干小さい傾向〔本編資料3章 1.4(3)〕にあることについて、同様の傾向がNoda et al.(2002)に対する残差でも認められるかについて確認を行った。
- 東通原子力発電所で観測された7地震のNoda et al.(2002)に対する残差(下図)の傾向は概ね1を下回っている。従って、理論震源スペクトルと敷地の観測記録から求めた震源スペクトルの相対的な全体傾向は整合している。
- なお、敷地の観測記録が全体的にNoda et al.(2002)より小さい傾向にあることは、Noda et al.(2002)は福島県沖の地震を中心に策定された式であることを踏まえると、敷地地盤の振動特性の違いの他に、伝播経路特性の違い(太平洋プレートまでの距離の違い)やプレート間地震の応力降下量の地域傾向の違い、震源からの放射特性などが影響しているものと考えられる。
- 一方、理論震源スペクトルと敷地の観測記録から求めた震源スペクトルの差異の要因としては、観測記録から震源スペクトルを算定する際に使用している伝播経路特性のQ値は川瀬・松尾(2004)と同じ値を使用していることも踏まえると、敷地地盤の振動特性(地盤モデルとの乖離)、伝播経路特性(地域的特性のモデルとの乖離)及び震源の破壊過程の影響が考えられるが、いずれにしてもその各項目の影響度合いの分離は困難である。



Period(s)
水平方向



Period(s)
鉛直方向

観測記録(地中波)とNoda et al.(2002)との比較(プレート間地震)^{※2}
〔自由地盤の岩盤上部地震観測点(T.P.+2.0m)/Noda et al.(2002)〕

※1:2016年4月までの鉛直T.P.+2.0mのUD方向については、極短周期に見られる表層の影響を補正した記録としている。〔補足説明資料1章2.1(2)参照〕

※2:本編資料2章3.4(2)に2020/12/21の地震を追記

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.3 内陸地殻内地震/3.3.3 検討用地震の選定

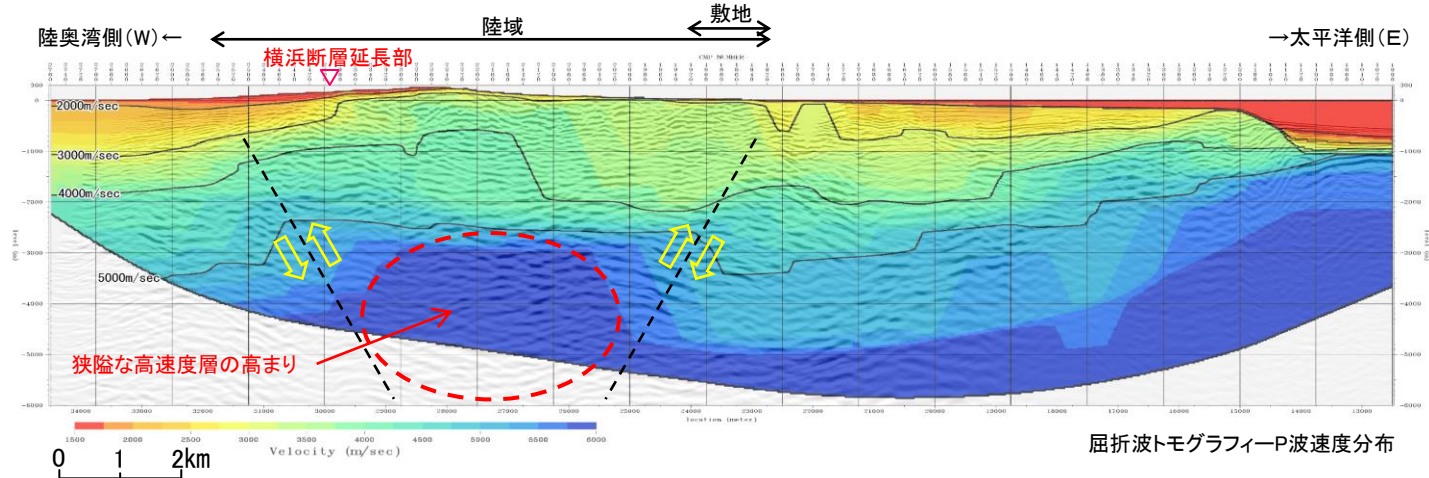
(2) 下北半島東部の地質構造上の特徴から想定する地震

① 検討用地震選定の基本方針

S217 概要⑥

- 敷地周辺に存在する活断層は、下北半島の広域的な応力場等に対応した高角な逆断層が多い。また、地下深部構造(屈折波トモグラフィによるP波速度分布)では、下北半島東西断面中央部付近(中軸部)に狭隘な高速度層の高まり*が認められる。
- この狭隘な高速度層の高まりと関連するような活断層は存在しないため、この高速度層の高まりをテクトニックなものとしてとらえた場合、活断層を伴わない規模の小さい地震を陸奥湾側(東傾斜)及び太平洋側(西傾斜)のエリアに想定することが考えられるが、これらの地震が敷地に与える影響は小さい。
- 一方、陸奥湾側には、敷地により近い位置に横浜断層が存在することを踏まえ、地震動評価の保守性確保の観点から、敷地に対し影響の大きい以下の震源モデルも検討用地震の対象として考慮する(「**下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震**」と呼称)。
 - 陸奥湾側に想定される東傾斜の高角な逆断層を地表痕跡の認められる横浜断層位置で考慮する。
 - 断層長さとして「孤立した短い活断層の存在を仮定した断層長さ」を基本ケースに適用する。
 - 断層モデルの微視的震源特性も活断層に基づき設定するモデルの基本的考え方を踏襲する(アスペリティ配置や応力降下量の不確かさの考慮等)。

※: 下北半島中軸部の深さ3km付近にみられる $V_p=5.8\text{km/s}$ 以上の速度層(下図の赤破線)



下北半島の速度構造(東西断面)と狭隘な高速度層の高まりから想定される地震の断層面

----- : 活断層を伴わない規模の小さい地震の断層面

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 3 内陸地殻内地震/3. 3. 3 検討用地震の選定

(2) 下北半島東部の地質構造上の特徴から想定する地震

② 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震の諸元

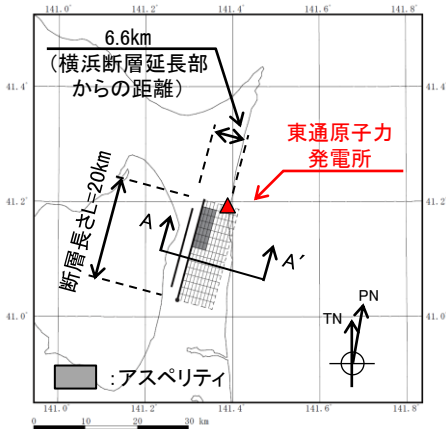
S214 S217 概要③

(1) 地震規模

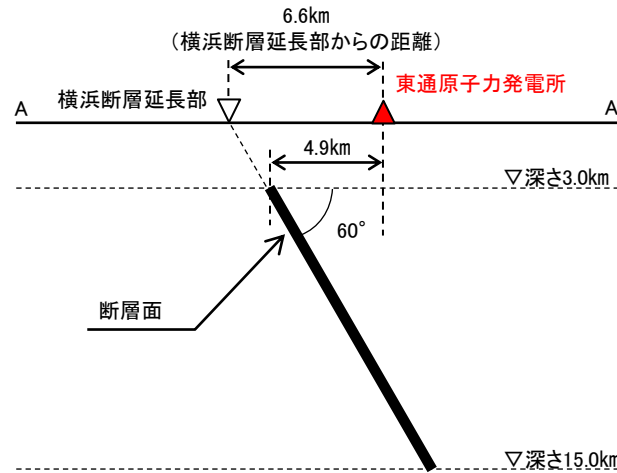
- 「**下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震**」は、地表痕跡が認められないものの陸奥湾側に想定される活断層を伴わない規模の小さい地震をベースにした検討用地震である。地震規模は、地震動評価の保守性確保の観点から「孤立した短い活断層の存在を仮定した断層長さ」を用いて算定する。また、この断層長さを基本ケースに適用する。具体的には、
 - 傾斜角は、下北半島中軸部の狭隘な高速度層の高まりと整合する東傾斜の断層は高角な逆断層であること、地震調査研究推進本部(2020)※1では高角な逆断層の場合、断層傾斜角を60度以上としていること等から、60度として考慮する。その場合、地震発生層を飽和する断層幅は $W=13.9\text{km}$ となる。
 - 地震調査研究推進本部(2020)では、断層長さ(L)が地震発生層を飽和する断層幅(W)よりも小さい場合は、 $L=W$ の断層モデルを設定するため、 $L=13.9\text{km}$ を採用することが考えられる。
 - 一方、Stirling et al.(2002)及び入倉(2007)では、「地表に数km程度の孤立した短い活断層がある場合には、地下に $L=20\text{km}$ の断層が存在することを否定できない」とされていることを踏まえ(補足説明資料4章2. 5参照)、保守的に $L=13.9\text{km}$ よりも長い $L=20\text{km}$ を基本ケースの断層長さに適用する[入倉・三宅(2001)の地震モーメント(M_0)及び武村(1990)の M_0 とMの関係※2から $M6.8$ となる]。

(2) 等価震源距離

- $L=20\text{km}$, $W=13.9\text{km}$ の断層モデルから算定した等価震源距離を採用する。アスペリティは、保守的に横浜断層が認められる範囲のうち敷地寄りの最浅部に設定する。このモデルは基本ケースに適用する。



基本ケースの断層配置図



基本ケースの配置図(A-A' 断面)

下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震の諸元(検討用地震の候補)

| 地震 | 地震規模(M) | 等価震源距離(km) |
|------------------------|---------|------------|
| 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震 | 6.8 | 9 |

※1: 強震動予測レシビ。

※2: 武村(1990)の M_0 とMの関係式[$\log M_0=1.17M+10.72$]。

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.3 内陸地殻内地震

3.3.4 検討用地震の地震動評価

(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震 ③検討ケース

S215 **S217** **概要④**

- 全ケースとも地震発生層を飽和する断層幅を設定していることから、地震モーメントは地震調査研究推進本部(2020)に準じた場合、入倉・三宅(2001)を用いて算定することになるが、基本ケース(ケース1)及びケース4(応力降下量)についてはSomerville et al.(1999)を用いた方が若干大きくなるため、保守的にSomerville et al.(1999)を採用する(補足説明資料4章2.6参照)。
- なお、断層モデルを用いた手法による地震動評価は、敷地において経験的グリーン関数法の要素地震となる適切な観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いる。さらに、短周期側において特に敷地へ与える影響が大きいケース4(応力降下量)は、原子力発電所には短周期側に影響がある設備が多いことを踏まえ、より精度の良い検討を行う観点から統計的グリーン関数法に加えハイブリッド合成法を用いる。また、理論的な手法については長周期側に感度があることから、地震モーメントが大きく長周期側への影響の大きいと考えられるケース2(地震規模)についても、ハイブリッド合成法を用いる。

検討用地震の想定〔下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震〕

検討ケースの青文字:基本ケース
検討ケースの赤文字:不確かさケース

| 検討ケース | 断層傾斜方向 | 断層位置 | 断層長さ 地震モーメント | 地震規模 | 断層傾斜角 | アスペリティの応力降下量 〔レシビ※に対する比〕 短周期レベル | アスペリティの位置 | 破壊開始点 | 評価手法 |
|-----------------|--------|---------|--|------------------|-------|--|-----------|------------------|-----------------------|
| 基本ケース (ケース1) | 東 | 横浜断層の位置 | L=20km $4.40 \times 10^{18}(\text{Nm})$ | M6.8 (Mw6.36) | 60° | 14.21 (MPa) 〔レシビ×1.0〕 $8.69 \times 10^{18}(\text{Nm/s}^2)$ | 敷地に近い最浅部 | 破壊が敷地に向かう位置に複数考慮 | 各種距離減衰式 統計的グリーン関数法 |
| ケース2 (地震規模) | 東 | 横浜断層の位置 | L=27km $7.83 \times 10^{18}(\text{Nm})$ | M7.0 (Mw6.53) | 60° | 13.62 (MPa) 〔レシビ×1.0〕 $1.05 \times 10^{19}(\text{Nm/s}^2)$ | | | 各種距離減衰式 ハイブリッド合成法 |
| ケース3 (断層傾斜角) | 東 | 横浜断層の位置 | L=20km $6.43 \times 10^{18}(\text{Nm})$ | M6.9 (Mw6.47) | 45° | 13.85 (MPa) 〔レシビ×1.0〕 $9.86 \times 10^{18}(\text{Nm/s}^2)$ | | | 各種距離減衰式 統計的グリーン関数法 |
| ケース4 (応力降下量) | 東 | 横浜断層の位置 | L=20km $4.40 \times 10^{18}(\text{Nm})$ | M6.8 (Mw6.36) | 60° | 21.31 (MPa) 〔レシビ×1.5〕 $1.30 \times 10^{19}(\text{Nm/s}^2)$ | | | 各種距離減衰式 ハイブリッド合成法 |

:あらかじめ基本ケースに織り込む不確かさ

:考慮する不確かさ

※:地震調査研究推進本部(2020)

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 3 内陸地殻内地震/3. 3. 4 検討用地震の地震動評価

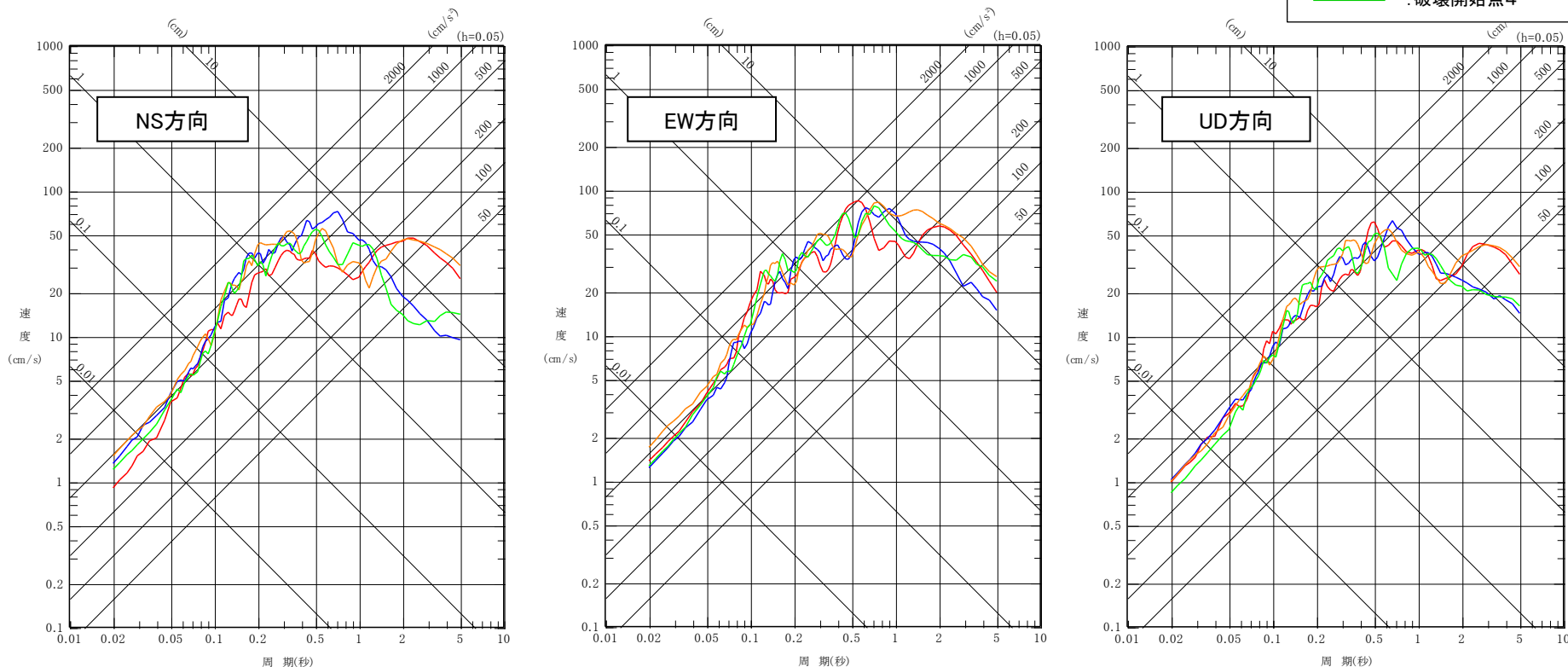
(2) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震

⑤断層モデルを用いた手法 ケース3(断層傾斜角) 応答スペクトル

S216 S217 概要⑤

- 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」のケース3(断層傾斜角)について、統計的グリーン関数法※を適用した評価を行った。
- 破壊開始点1及び3で長周期側の応答が大きい傾向となった。これは、これら破壊開始点が敷地に向かって破壊が進行する位置であること、かつ、敷地に対してケース3の断層面(アスペリティ)でフォワード側の要素が相対的に多くなったこと[3章3. 4(3)⑤断層モデル ケース3参照]が要因となり破壊伝播効果が生じたものと考えられる。
- なお、時刻歴波形にはそれに伴うパルス状の波形がみられる。
[補足説明資料4章2. 8(2)③速度波形参照]

※: 釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)による。



断層モデルを用いた手法による地震動評価 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」ケース3(断層傾斜角)(PN基準)

コメント回答 説明概要

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.5 検討用地震の地震動評価

(1)基本ケース及び不確かさケース ③認識論的不確かさと偶然的不確かさの整理

S236 概要⑦

【不確かさの考え方の整理】

➤ 主要なパラメータについて、海洋プレート内地震に関する知見等を踏まえ、認識論的不確かさと偶然的不確かさに分類し、敷地に与える影響が大きいパラメータについて不確かさを考慮し、地震動評価を行う。

【認識論的不確かさ】:事前の詳細な調査や経験式などにに基づき設定できるもの。

【偶然的不確かさ】 :事前の詳細な調査や経験式などに基づく特定が困難なもの。

青文字:基本ケースにあらかじめ不確かさを考慮
赤文字:不確かさを考慮

| 種類 | パラメータ | 基本ケースでの設定 不確かさケースの設定 | 不確かさの考慮 |
|-------------------|---------------------------|--|--|
| 認識論的 不確かさ | 地震規模 | M7.4 | 不確かさケースとして考慮 ✓ 基本ケースは、東北地方で発生した二重深発地震上面の地震の最大規模(3.16地震)であるM7.4とする。 ✓ 4.7地震では、震源域北部に低速度域の拡がり確認されており、敷地周辺の海洋プレート内には 同様の知見は確認されていないものの、保守性も考慮してM7.5を想定。 |
| | | M7.5 | |
| | 断層の位置 | 敷地至近 海洋性マントル内 | 不確かさケースとして考慮 ✓ 東北地方のDC型地震の4.7地震(M7.2)は、海洋性マントルの低速度域で発生。 ✓ 敷地周辺では、4.7地震でみられたような海洋プレート内の低速度域は知られていないものの、不確かさを考慮して 敷地至近の海洋性マントルの位置に想定。 ✓ 海洋地殻と海洋性マントルの物性の違いから、断層面を海洋性マントルに想定することが自然であるが、敷地付近の観測事例が少ないことなどを考慮し、 敷地至近の海洋地殻の位置に想定。 |
| | | 敷地至近 海洋地殻 | |
| 短周期レベル (応力降下量) | 地震調査研究推進本部 (2020)の1.0倍 | 不確かさケースとして考慮 ✓ 敷地で得られた観測記録には短周期レベルが特に大きい傾向は確認されないことから、基本ケースは、海洋プレート内地震の平均的な値である地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルに基づき設定。 ✓ 不確かさとして、 東北地方で発生したDC型地震である4.7地震のM_0-A関係を考慮 [地震調査研究推進本部(2020)の1.5倍]。4.7地震の短周期レベル(M_0 -A関係)は、東北地方の二重深発地震上面の地震として最も大きい値。なお、3.16地震の短周期レベル(M_0 -A関係)は4.7地震より小さい。 | |
| | 基本ケースの1.5倍 | | |
| 偶然的 不確かさ | SMGA位置 | 断層上端 | 基本ケースにあらかじめ不確かさを考慮 ✓ SMGA位置に関する知見は知られていないことから、 敷地に最も近い断層上端に考慮。 |
| | | 同上 | |
| 偶然的 不確かさ | 破壊開始点 | 破壊が敷地に向かう位置 | 基本ケースにあらかじめ不確かさを考慮 ✓ 基本ケース、不確かさケースとも、 敷地に対し最も影響の大きい破壊開始点位置 (破壊が敷地に向かう位置)に複数考慮。 |
| | | 同上 | |

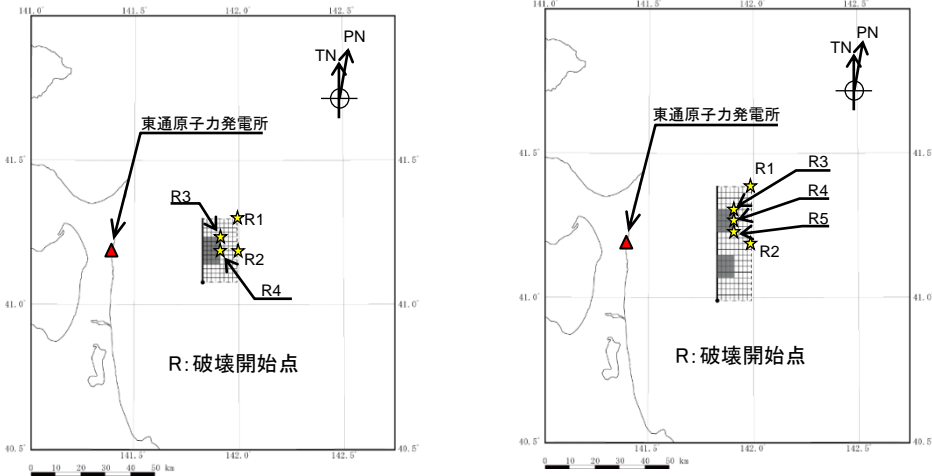
3. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価/3.3.4 検討用地震の地震動評価の比較
検討用地震(敷地下方DC型地震)「基本ケース(M7.4)」と
第973回審査会合「基本ケース(M7.3)」の断層モデル手法による評価結果の比較

S237 概要③

- 検討用地震(敷地下方DC型地震)の基本ケース(M7.4)(以下、「最終ケース」という。)と当初ケース[第973回審査会合に提示した「基本ケース(M7.3)」, 以下、「当初ケース」という。]の断層モデルを示す。
- 最終ケース(M7.4)のSMGAの個数は、地震調査研究推進本部(2020)(強震動レシポ)において「Mw7~8で3個」とされていること、及び3.16地震の震源モデルで複数のSMGAが設定されていることから2個を考慮する。これは、当初ケース(M7.3)と最終ケース(M7.4)の各SMGA単体での面積は同程度であり、地震規模の増加にともない断層面全体が拡大しSMGAを1つ増やした考え方も整合する。
- SMGAからの等価震源距離を比較すると当初ケース(M7.3)と最終ケース(M7.4)では同じ(81km)であり、断層モデル手法による評価結果には地震規模が大きくなったことによる短周期レベルの違いが反映されることになる。
- なお、地震波が重なり敷地への影響が最も大きい破壊開始点2の評価結果の応答スペクトル比を示す。概ね今回のケースが大きくなっている。

当初ケース(M7.3)と最終ケース(M7.4)の
主なパラメータの比較

| | 当初ケース (M7.3):① | 最終ケース (M7.4):② | ②/① |
|-------------------|---|---|-----|
| 断層面積 | 395 (km ²) | 709 (km ²) | 1.8 |
| SMGA面積 | 78 (km ²) | 140 (km ²) | 1.8 |
| 各SMGA面積 (個数) | 78 (km ²) × (1) | 70 (km ²) × (2) | 0.9 |
| 短周期レベル | 7.78 × 10 ¹⁹ (Nm/s ²) | 1.04 × 10 ²⁰ (Nm/s ²) | 1.3 |
| SMGAからの 等価震源距離 | 81 (km) | 81 (km) | 1.0 |

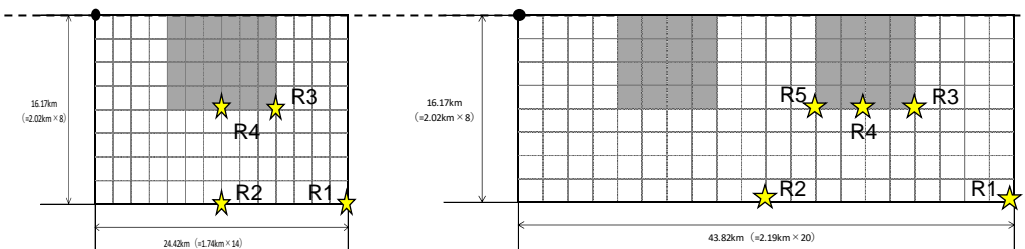


当初ケース(M7.3)

最終ケース(M7.4)

敷地下方DC型地震 断層配置図

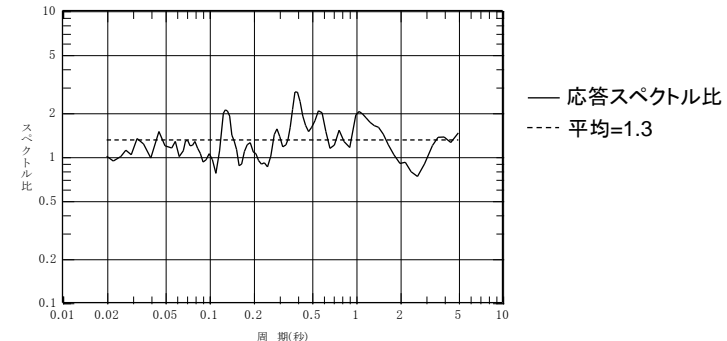
R:破壊開始点
■:強震動生成域(SMGA)



当初ケース(M7.3)

最終ケース(M7.4)

敷地下方DC型地震 展開図



応答スペクトル比 破壊開始点2

[最終ケース(M7.4)/当初ケース(M7.3)]※

※:断層直行方向となり敷地への影響が大きいEW方向を記載

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 2 海洋プレート内地震

3. 2. 3 検討用地震の選定の基本方針

(4) 基本ケース及び不確かさの検討 ① 基本方針

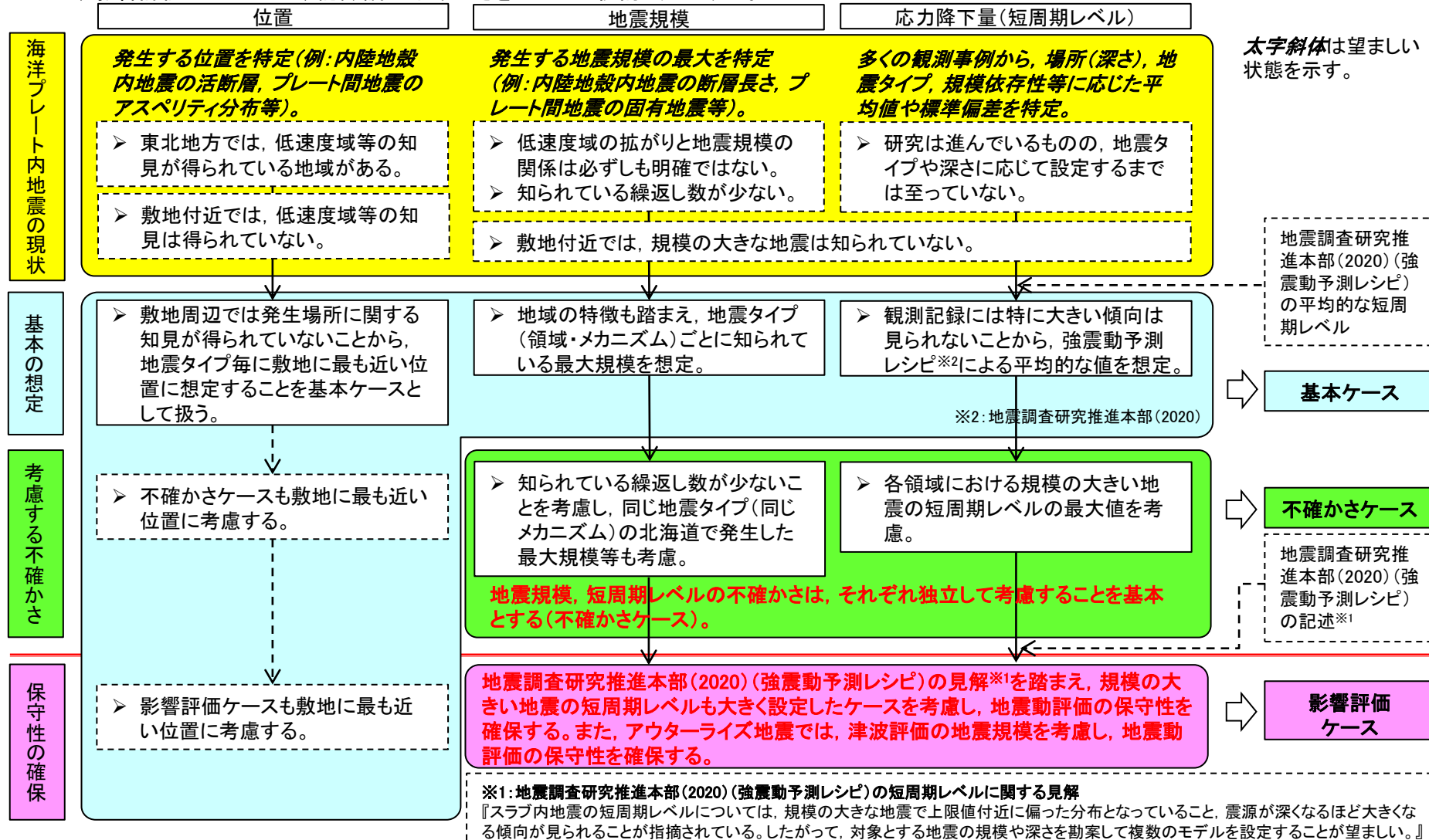
【Step1】検討用地震の選定(検討対象地震)は、不確かさを考慮した検討を行う。

【Step2】検討用地震は、Step1の検討結果を踏まえた評価を行う。

[本編資料3章2. 3(1)に詳細記載]

S238 概要⑨

- 検討用地震の選定にあたり設定する基本ケース及び考慮する不確かさの基本方針を以下に示す。
- 不確かさの考慮は、偶然的な不確かさとともに認識論的不確かさをそれぞれ独立して考慮することを基本とする。
- 更に、保守性確保の観点から、地震調査研究推進本部の見解(海洋プレート内地震の短周期レベルの特徴)^{※1}を踏まえたサイトオリジナルの考えを加え、影響評価ケースとして、認識論的不確かさを重畳した検討も追加する。



3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 2 海洋プレート内地震

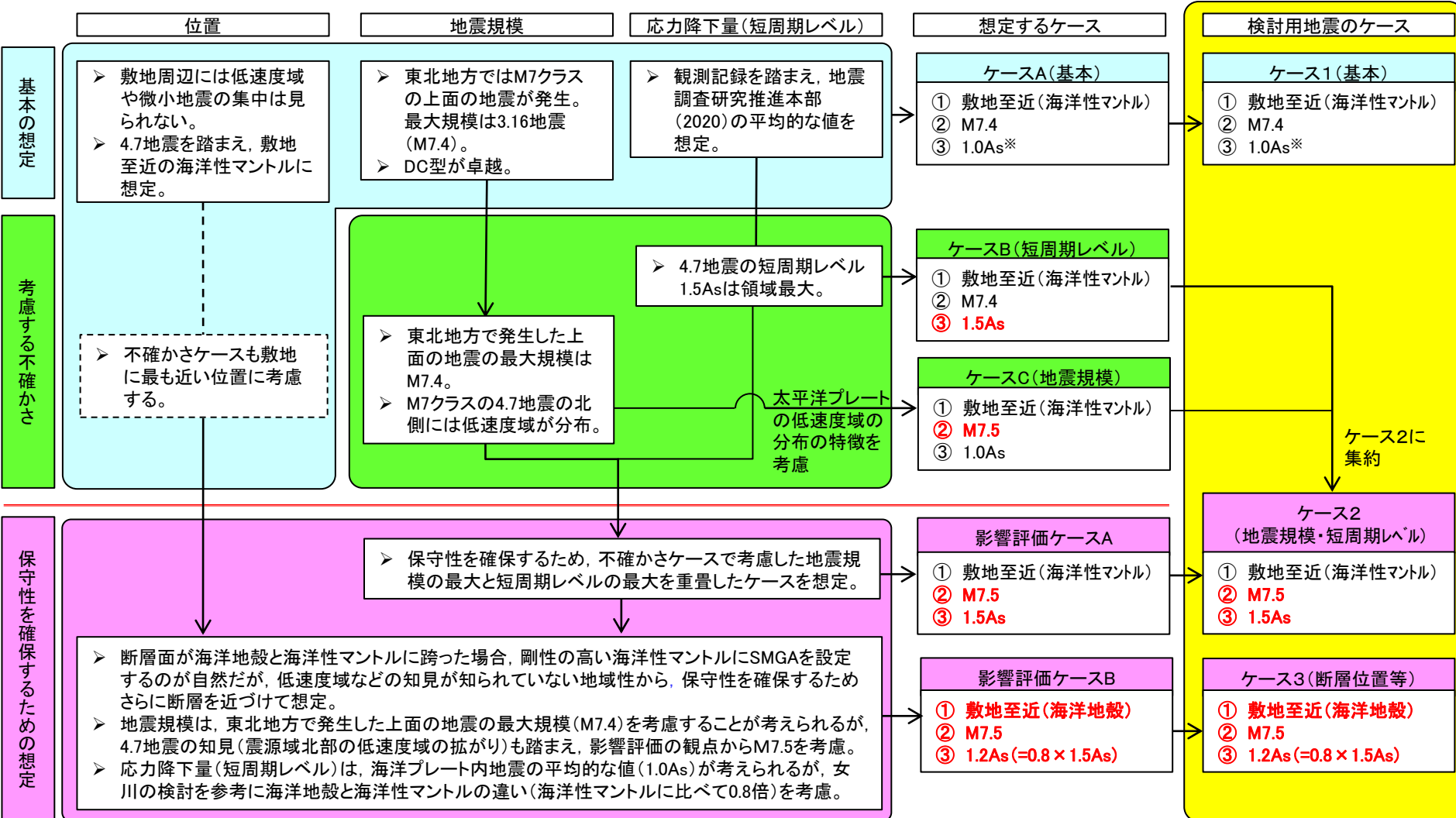
3. 2. 5 検討用地震の地震動評価

(1) 基本ケース及び不確かさケース ①基本方針

【Step2】: 検討用地震

S238 概要⑨

- ▶ 検討用地震(敷地下方DC型地震)の基本ケース及び考慮する不確かさ等の検討フローを以下に示す。
- ▶ 検討用地震の地震動評価においては、検討対象地震の検討において保守性確保の観点から設定した影響評価ケース(地震規模と短周期レベルの不確かさを重畳させたケース)も不確かさケースとして採用する。



※: 地震調査研究推進本部(2020)(強震動予測レシピ)の短周期レベルを1.0Asとする。

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 2 海洋プレート内地震

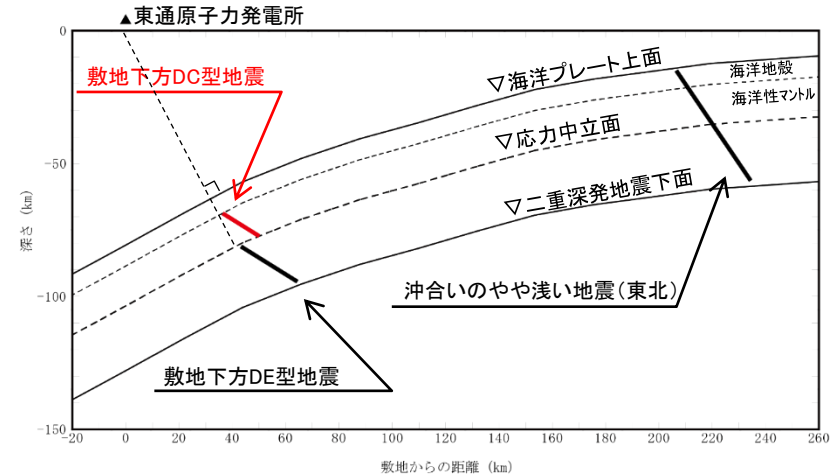
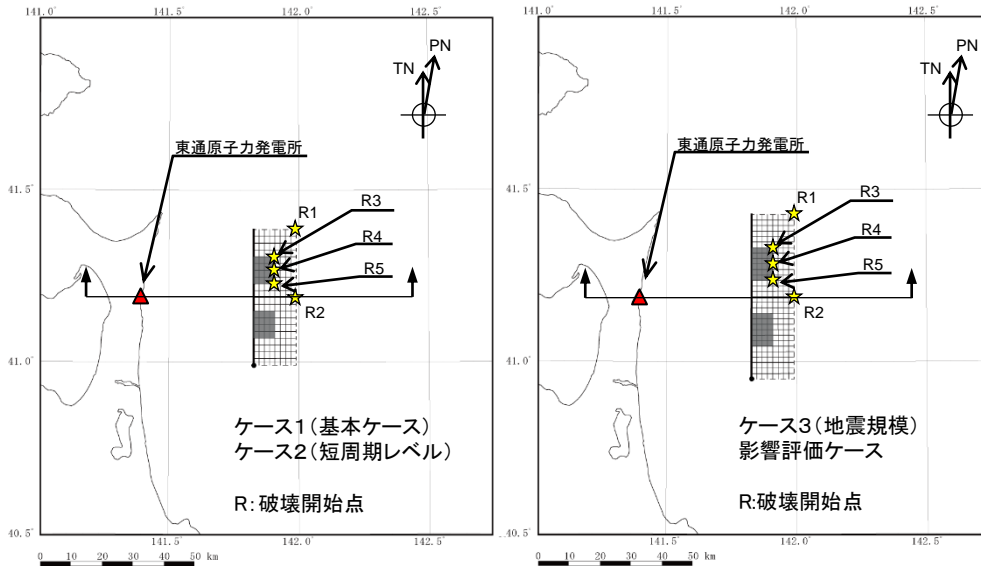
3. 2. 4 検討用地震の選定

(1) 二重深発地震上面の地震(東北) 敷地下方DC型地震 ②基本ケース及び不確かさの想定 断層モデル

S239 概要⑩

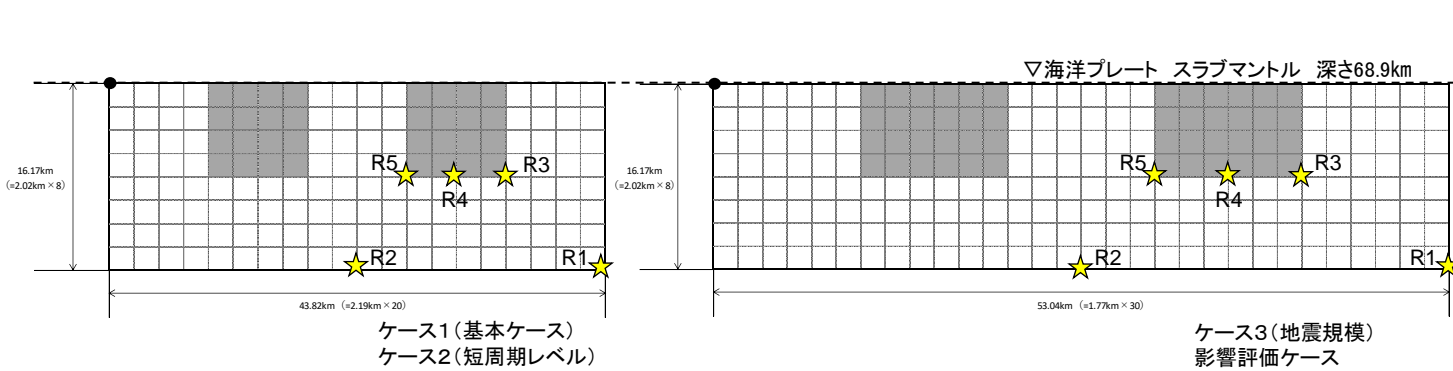
➤ 敷地下方DC型地震の断層モデルを示す。

注: 他の断面図についても海洋地殻と海洋性マンツルの境界を图示



敷地下方DC型地震 断層配置図

敷地下方DC型地震 断層配置図(断面)



敷地下方DC型地震 展開図

R: 破壊開始点
■: 強震動生成域 (SMGA)

敷地下方DC型地震
各ケースの地震規模と等価震源距離

| | 地震規模 | 等価震源距離 |
|---------|------|---------|
| ケース1 | M7.4 | 83 (km) |
| ケース2 | | |
| ケース3 | M7.5 | 84 (km) |
| 影響評価ケース | | |

余 白

目次(1)

| | |
|----------------------------|-----|
| 1. 敷地周辺の地震発生状況 | 19 |
| 1.1 敷地周辺におけるM5.0以上の地震の発生状況 | 20 |
| 1.2 太平洋プレートの沈み込み | 22 |
| 2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定 | 23 |
| 2.1 地下構造の評価方針 | 24 |
| 2.2 敷地の地質・地質構造 | 25 |
| 2.3 敷地地盤の振動特性 | 40 |
| 2.4 地盤モデルの設定 | 88 |
| 2.5 地盤モデルの妥当性の検証 | 102 |
| 2.6 まとめ | 119 |

目次(2)

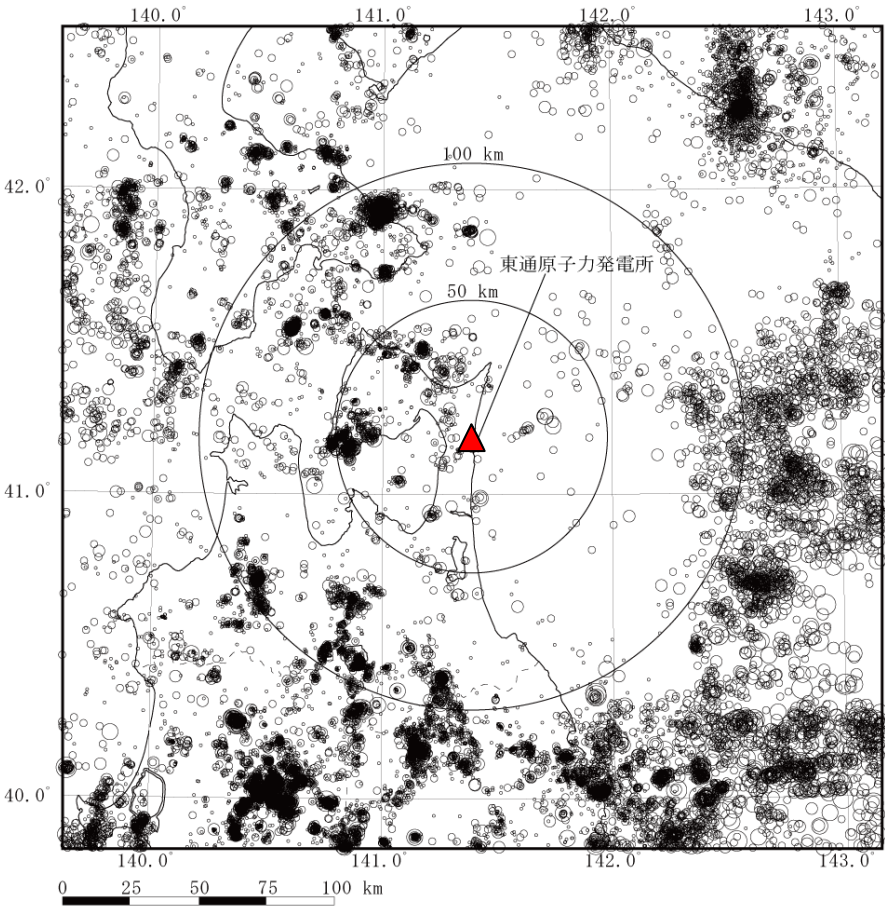
| | | |
|---------|-------------------------|-----|
| 3. | 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 | 120 |
| 3. 1 | プレート間地震 | 121 |
| 3. 1. 1 | 主な被害地震 | 123 |
| 3. 1. 2 | 検討用地震の選定 | 125 |
| 3. 1. 3 | 検討用地震の震源モデルの設定 | 128 |
| 3. 1. 4 | 検討用地震の地震動評価 | 148 |
| 3. 2 | 海洋プレート内地震 | 159 |
| 3. 2. 1 | 主な被害地震 | 161 |
| 3. 2. 2 | 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴 | 163 |
| 3. 2. 3 | 検討用地震の選定の基本方針 | 179 |
| 3. 2. 4 | 検討用地震の選定 | 193 |
| 3. 2. 5 | 検討用地震の地震動評価 | 206 |
| 3. 3 | 内陸地殻内地震 | 221 |
| 3. 3. 1 | 敷地周辺の被害地震及び震源として考慮する活断層 | 223 |
| 3. 3. 2 | 敷地周辺の内陸地殻内の地震発生層 | 226 |
| 3. 3. 3 | 検討用地震の選定 | 234 |
| 3. 3. 4 | 検討用地震の地震動評価 | 240 |

1. 敷地周辺の地震発生状況

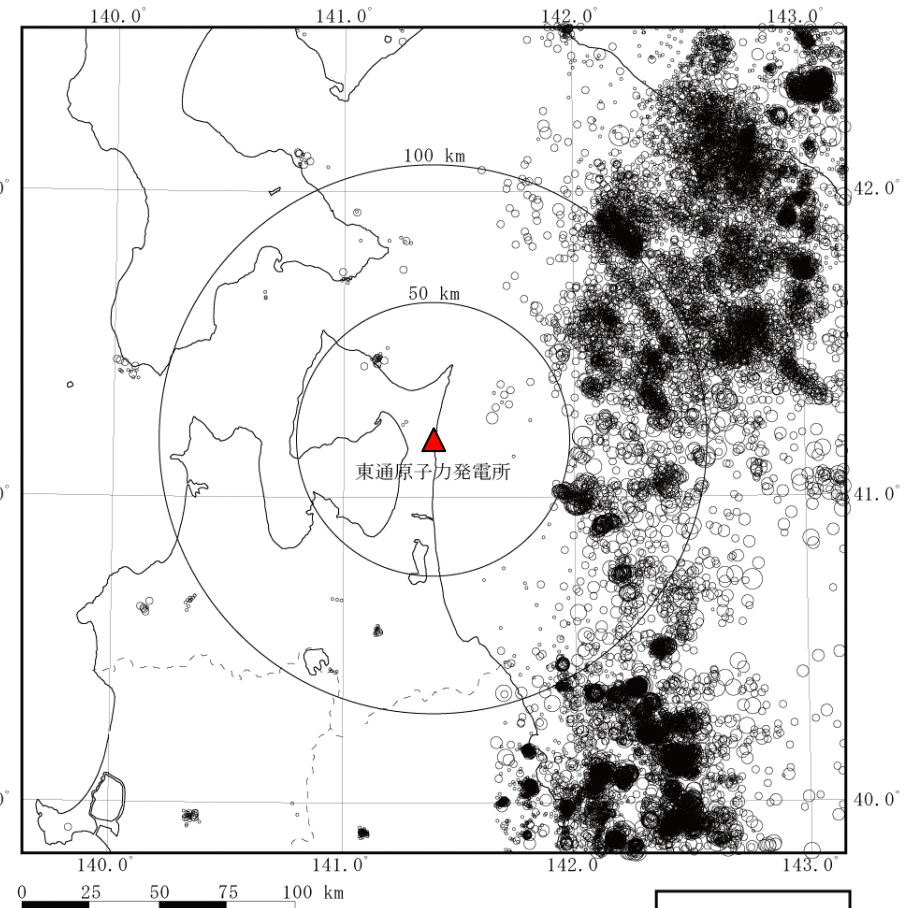
1. 敷地周辺の地震発生状況

1.1 敷地周辺におけるM5.0以下の地震の発生状況 (1)震央分布図

- 深さ0~30kmでは、海域のプレート境界付近及び陸域の地殻内で地震が発生。
- 深さ30~60kmでは、多くの地震がプレート境界付近で発生しており、陸域の地震はほとんど見られない。



震源深さ 0~30km



震源深さ 30~60km

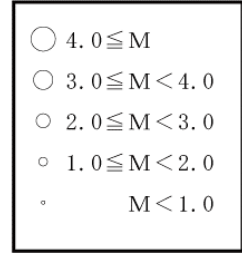
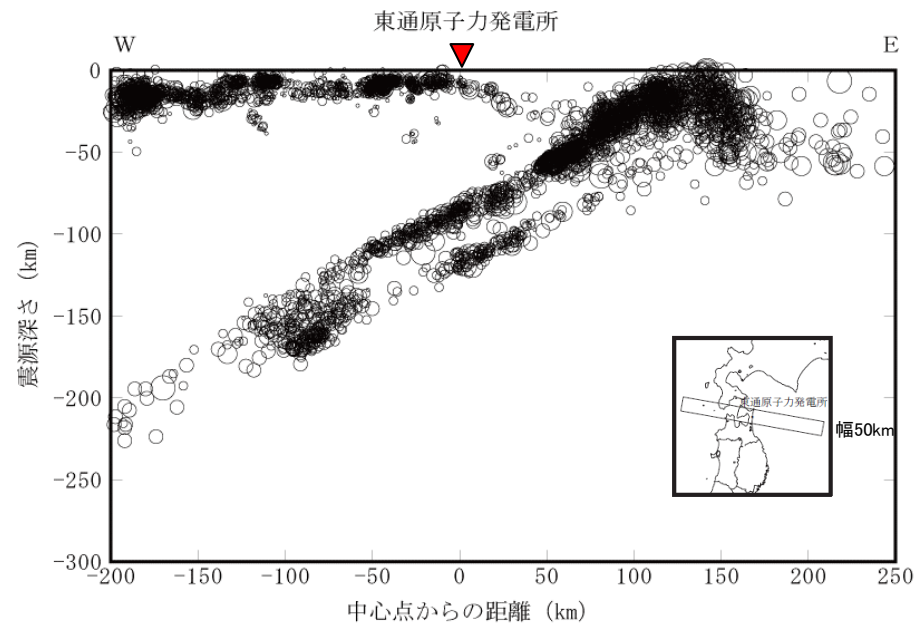
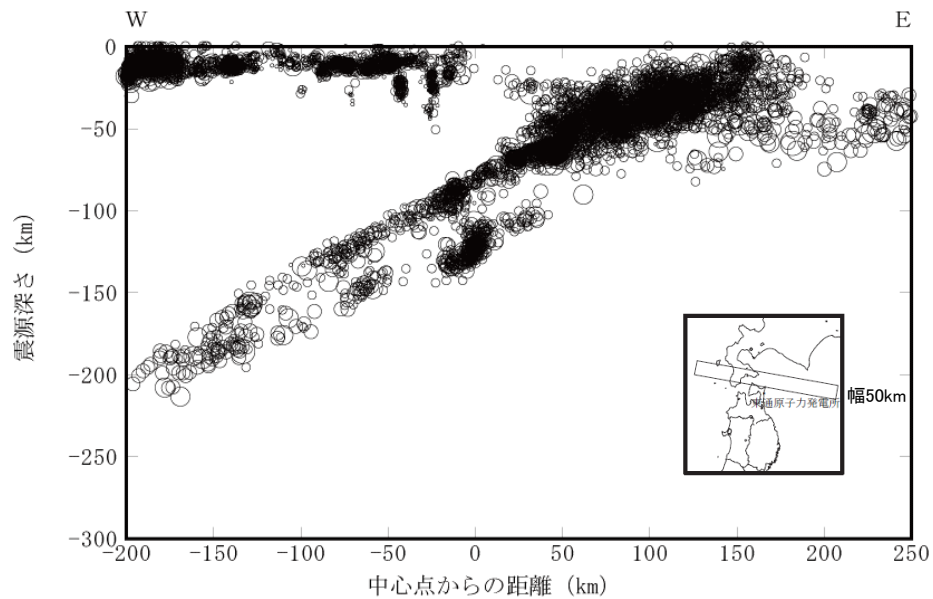


[2011年1月~2018年12月:気象庁(2020)]

1. 敷地周辺の地震発生状況

1.1 敷地周辺におけるM5.0以下の地震の発生状況 (2) 震源深さ分布図

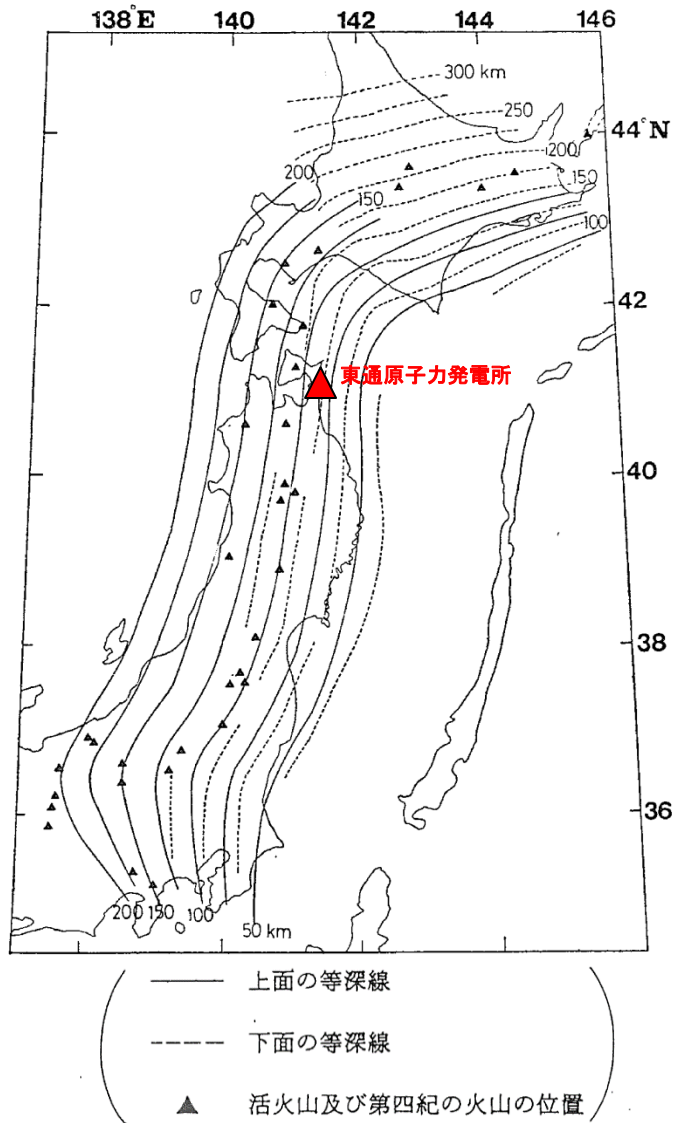
➤ 太平洋プレートの沈み込みに沿って二重深発地震が見られる。



[2011年1月～2018年12月: 気象庁(2020)]

1. 敷地周辺の地震発生状況

1.2 太平洋プレートの沈み込み プレート境界面の等深線



特徴

- 敷地が位置する東北地方では、日本海溝で陸側のプレートの下に海洋プレートである太平洋プレートが沈み込んでいる。
- 沈み込んだ太平洋プレートは、陸側に近づくにしたがって深くなっており、敷地は深発地震上面の等深線75kmと100kmの間に位置する。

深発地震の震源の等深線[長谷川ほか(1983)に一部加筆]

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.1 地下構造の評価方針 全体概要

2章2 敷地の地質・地質構造

- ・敷地及び敷地周辺の地質図, ボーリング調査等の特徴を整理。



2章3 敷地地盤の振動特性

- ・敷地の地震観測(自由地盤観測, 原子炉建屋直下観測, 敷地内臨時高密度観測, 南北アレイ臨時観測等)の記録を分析し, 敷地地盤の振動特性に特異な傾向が無いことを確認。



2章4 地盤モデルの設定

浅部地盤モデルの作成

- ・観測記録から求めた伝達関数の逆解析により, 地震計を設置しているT.P.-282.8mまでの地盤モデルを算定。



深部地盤モデルの作成

- ・浅部地盤モデルを固定して, 観測記録のH/Vスペクトル比及びレシーバー関数等よりT.P.-282.8mより深い部分の地盤モデルを算定。



地震動評価用地盤モデルの設定

- ・はぎとり地盤モデル
- ・統計的グリーン関数法に用いる地盤モデル
- ・理論的手法に用いる地盤モデル



2章5 地盤モデルの妥当性の検証

- ・シミュレーション解析による地盤モデルの妥当性の検証。

2. 2. 1 敷地の地質及び地質構造

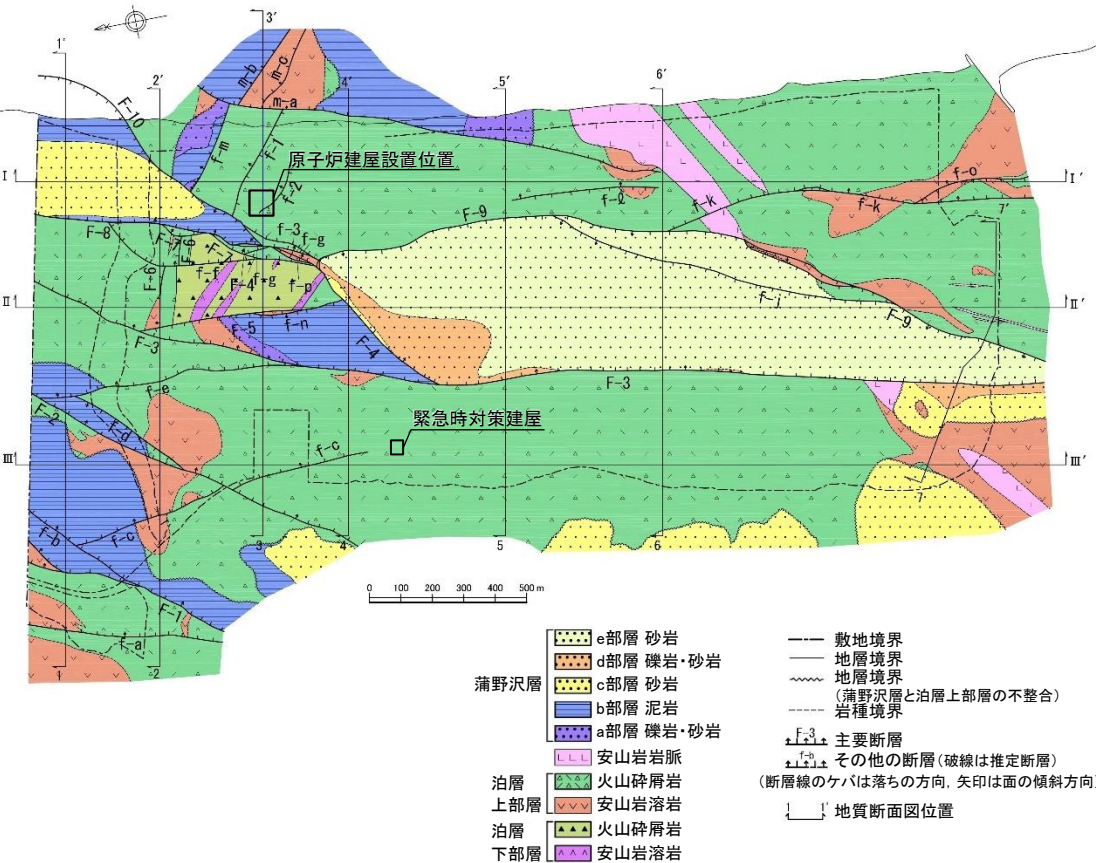
(1) 敷地の地質・地質構造(敷地の地質層序と地質構造)

- 敷地の新第三系は、下位より、新第三系中新統の猿ヶ森層、泊層及び蒲野沢層で構成され、泊層には安山岩が貫入する。
- 泊層上部層分布域に、地塁状をなして泊層下部層が分布し、半地溝状～地溝状をなして蒲野沢層が分布する。
- 猿ヶ森層は、敷地においては地表付近には分布しない。
- 敷地の主要な断層は、これらの地質分布を規制する正断層である。

敷地の新第三系の地質層序表

| 地質時代 | 地層名 | 模式柱状図 | 主要岩相 |
|-------------|---------------|----------------------------------|--|
| 第四紀 | 第四系 | | 未固結～半固結の砂礫、砂、粘性土、ローム |
| | 蒲野沢層 | e部層※ d部層 c部層 b部層 a部層 | 細粒～中粒砂岩、 極細粒砂岩・シルト岩互層(サガリテスを含む) 細礫岩・粗粒砂岩互層、極細粒～中粒砂岩、凝灰岩 中粒～粗粒砂岩(貝殻片を含む)、 細粒砂岩、礫岩 泥岩(重炭、カキ床、凝灰岩を挟む)、 中粒～粗粒砂岩(重炭、凝灰岩を挟む)、礫岩 礫岩、中粒～粗粒砂岩、砂混じり泥岩 化石は確認されていない。 |
| 新生代 新第三紀 | 泊層上部層 | 安山岩岩脈 | 安山岩溶岩 凝灰角礫岩 火山礫凝灰岩 凝灰岩 |
| | 猿ヶ森層 泊層下部層 | | 泥岩 軽石凝灰岩 粗粒砂岩 礫岩 安山岩溶岩 凝灰角礫岩 火山礫凝灰岩 凝灰岩 |

※蒲野沢層e部層から、珪藻化石分析結果から、*Denticulopsis lauta*が産出している。

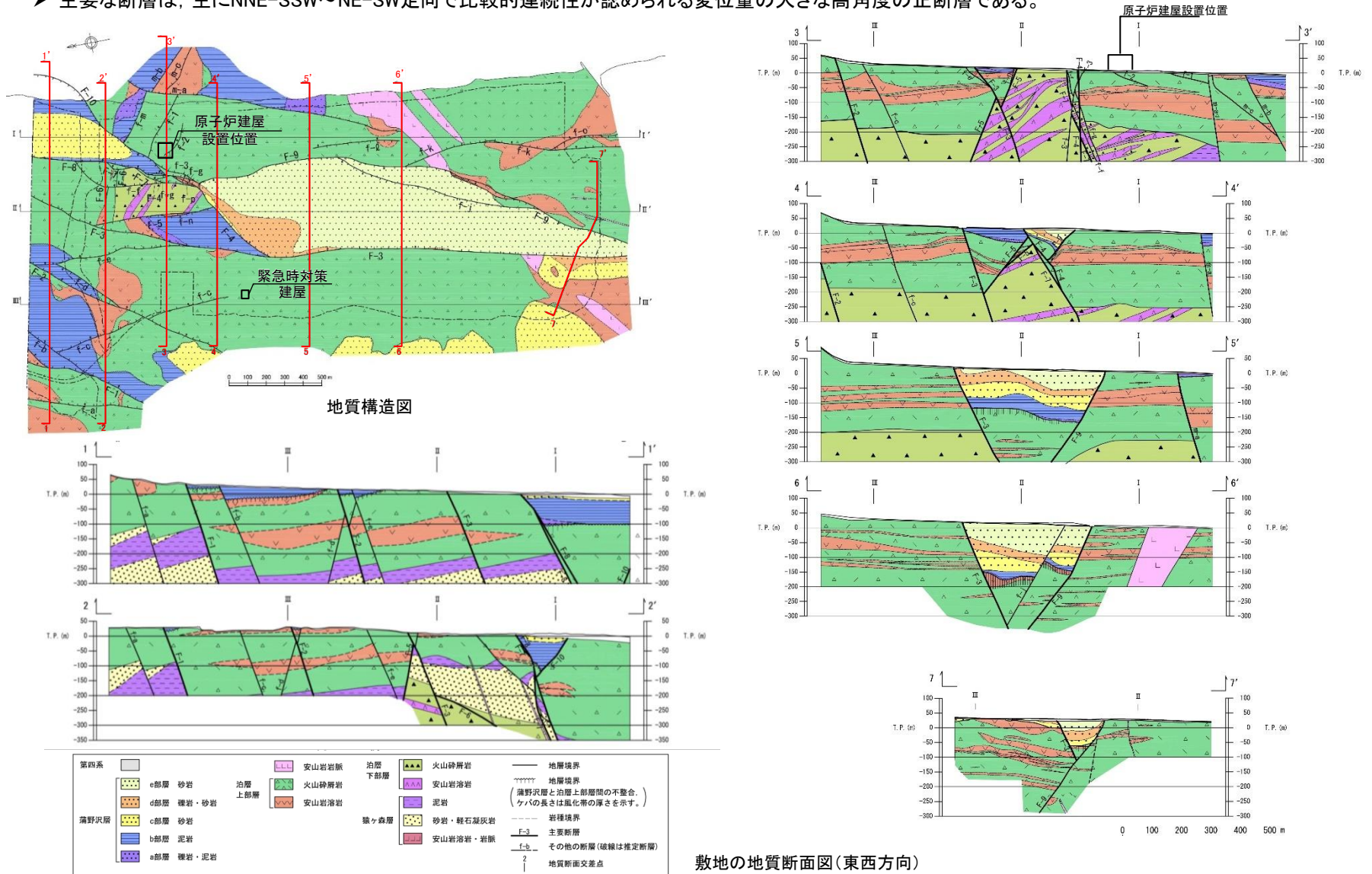


敷地の新第三系の地質構造図

2. 2. 1 敷地の地質及び地質構造

(2) 敷地の地質・地質構造(東西方向の地質断面)

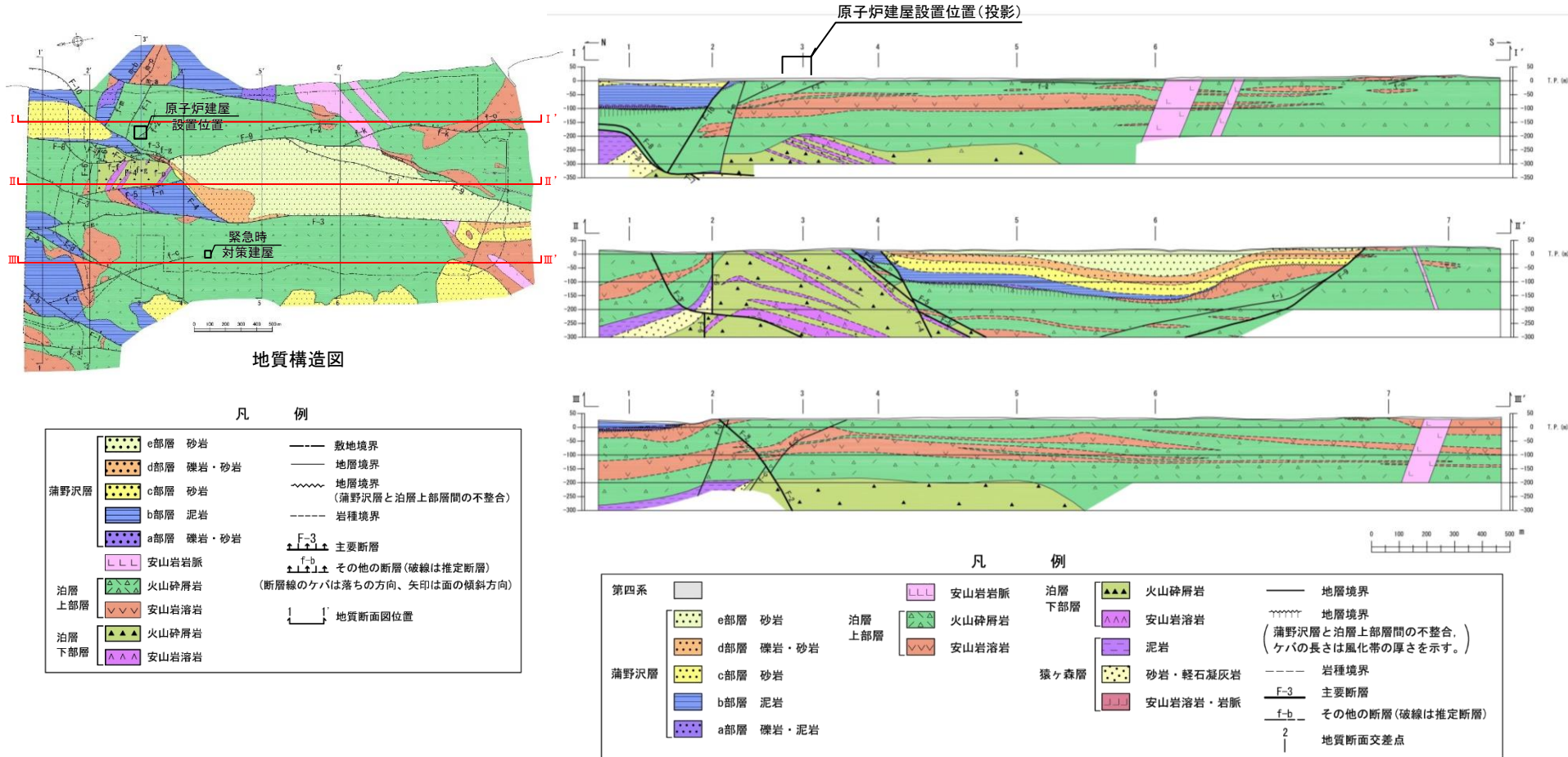
- ▶ 敷地の新第三系は、泊層上部層分布域に地壘状をなして泊層下部層が分布し、半地溝状～地溝状をなして蒲野沢層が分布する。これらの境界をなす主要な断層として、F-1断層～F-10断層が認められる。
- ▶ 主要な断層は、主にNNE-SSW～NE-SW走向で比較的連続性が認められる変位量の大きな高角度の正断層である。



2. 2. 1 敷地の地質及び地質構造

(3) 敷地の地質・地質構造(南北方向の地質断面)

- 敷地の新第三系は、泊層上部層分布域に地塁状をなして泊層下部層が分布し、半地溝状～地溝状をなして蒲野沢層が分布する。これらの境界をなす主要な断層として、F-1断層～F-10断層が認められる。
- 主要な断層は、主にNNE-SSW～NE-SW走向で比較的連続性が認められる変位量の大きな高角度の正断層である。



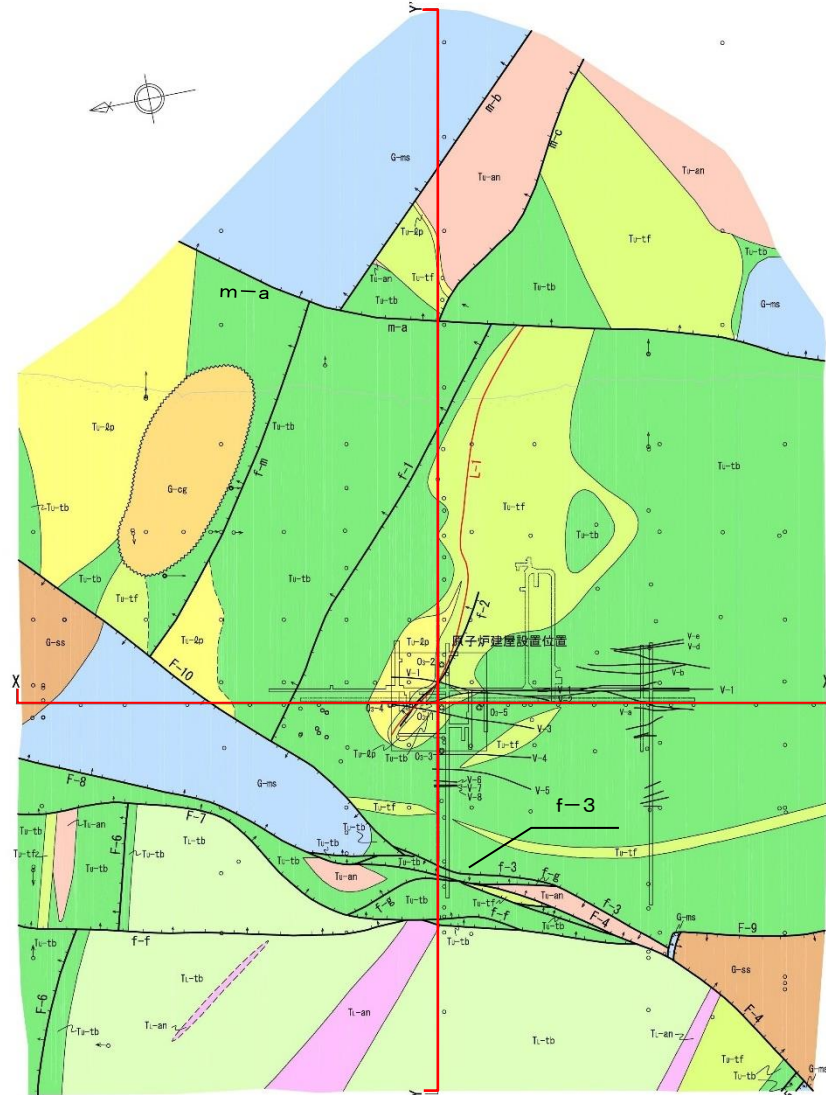
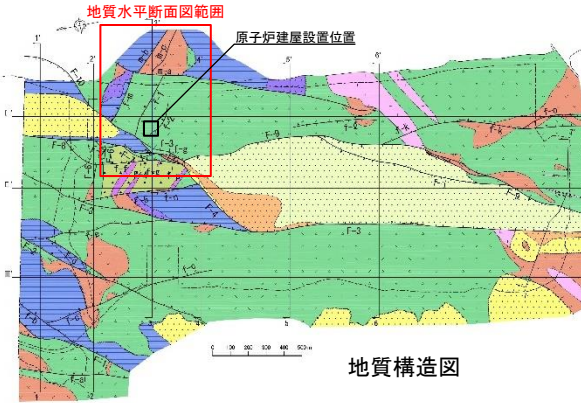
敷地の地質断面図(南北方向)

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.2 敷地の地質・地質構造

2.2.1 敷地の地質及び地質構造

(4) 原子炉建屋設置位置付近の地質・地質構造

- 原子炉施設設置位置の新第三系は、中新統の猿ヶ森層、泊層及び蒲野沢層からなる。
- 原子炉建屋設置位置付近の新第三系にf-1断層～f-3断層、沿岸にm-a断層～m-c断層が分布する。



| | | |
|-------|-----------|-----------|
| G-ss | 砂岩(c~e部層) | 蒲野沢層 |
| G-ms | 泥岩(b部層) | |
| G-cg | 礫岩(a部層) | |
| Tu-tb | 凝灰角礫岩 | 泊層 上部層 |
| Tu-lp | 火山礫凝灰岩 | |
| Tu-tf | 凝灰岩 | |
| Tu-an | 安山岩溶岩 | 泊層 下部層 |
| Tl-tb | 凝灰角礫岩 | |
| Tl-an | 安山岩溶岩 | |

----- 岩種境界

----- 不整合境界

確認断層
(ツバは落ちの方向、矢印は面の傾斜方向)

(L-1) / (V-1) 変質鉱物脈

X X 断面図位置

○ 炉心ボーリング位置

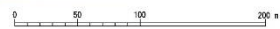
※ ○ ボーリング位置 (昭和49年度～平成8年度実施)

○ ボーリング位置 (平成22年度以降実施)

□ 試掘坑

□ 補足調査坑

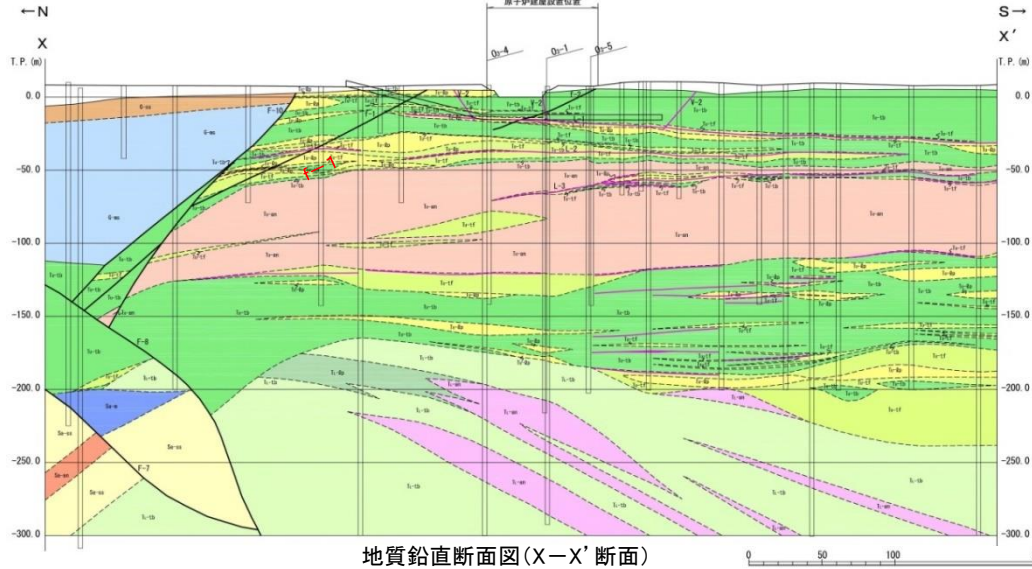
※矢印は斜めボーリングの掘削方向を示す



2. 2. 1 敷地の地質及び地質構造

(5) 原子炉建屋設置位置付近の地質・地質構造

- 原子炉施設設置位置の新第三系は、中新統の猿ヶ森層、泊層及び蒲野沢層からなる。
- 原子炉建屋設置位置付近の新第三系にf-1断層～f-3断層、沿岸にm-a断層～m-c断層が分布する。

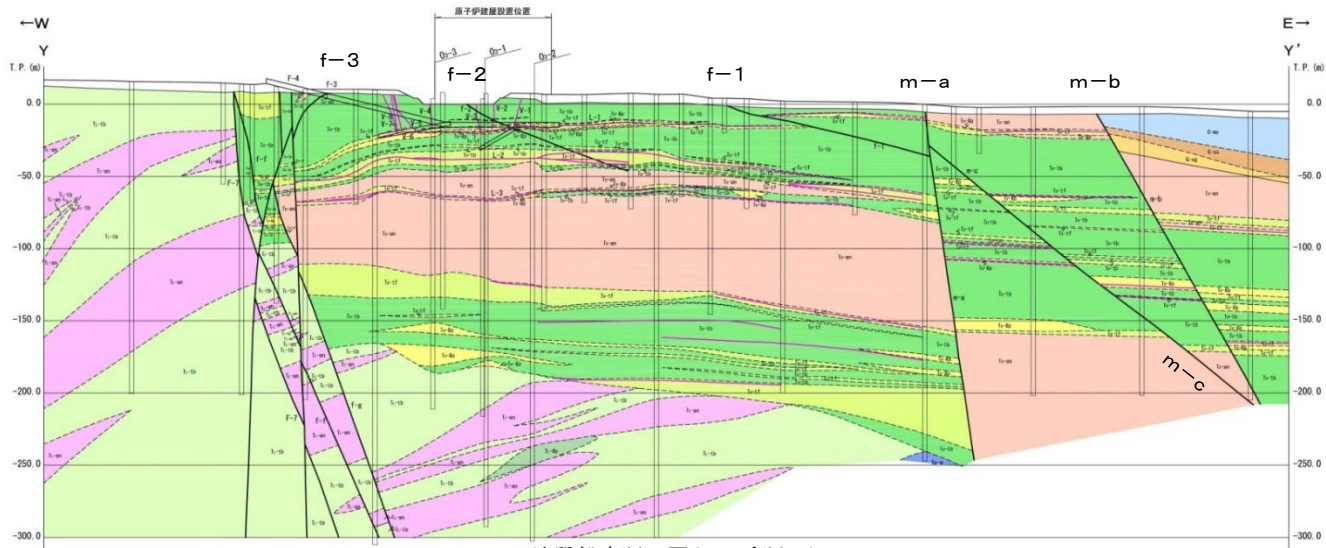


地質鉛直断面図(X-X'断面)

凡例

| 岩種区分 | |
|-------------------|-------------|
| [White box] | 第四系 |
| [Blue box] | G-ss 泥岩 |
| [Orange box] | G-ss 砂岩 |
| [Yellow box] | G-gg 礫岩 |
| [Light blue box] | D 安山岩岩脈 |
| [Green box] | T-tb 凝灰角礫岩 |
| [Yellow box] | T-qb 火山礫凝灰岩 |
| [Light green box] | T-tf 凝灰岩 |
| [Pink box] | T-an 安山岩溶岩 |
| [Light green box] | T-tb 凝灰角礫岩 |
| [Light green box] | T-qb 火山礫凝灰岩 |
| [Pink box] | T-an 安山岩溶岩 |
| [Blue box] | Sa-m 泥岩 |
| [Yellow box] | Sa-ss 砂岩・礫岩 |

| | |
|----------------------|------------------|
| [Dashed line] | 岩種境界 |
| [Wavy line] | 不整合境界 |
| [Line with L-1, V-2] | 変質鉱物脈 |
| [Line with f-1] | 断層 |
| [Circle with O-1] | 炉心ボーリング |
| [Vertical rectangle] | ボーリング位置 |
| [Curved line] | 試掘坑 敷高T.P. 約-16m |



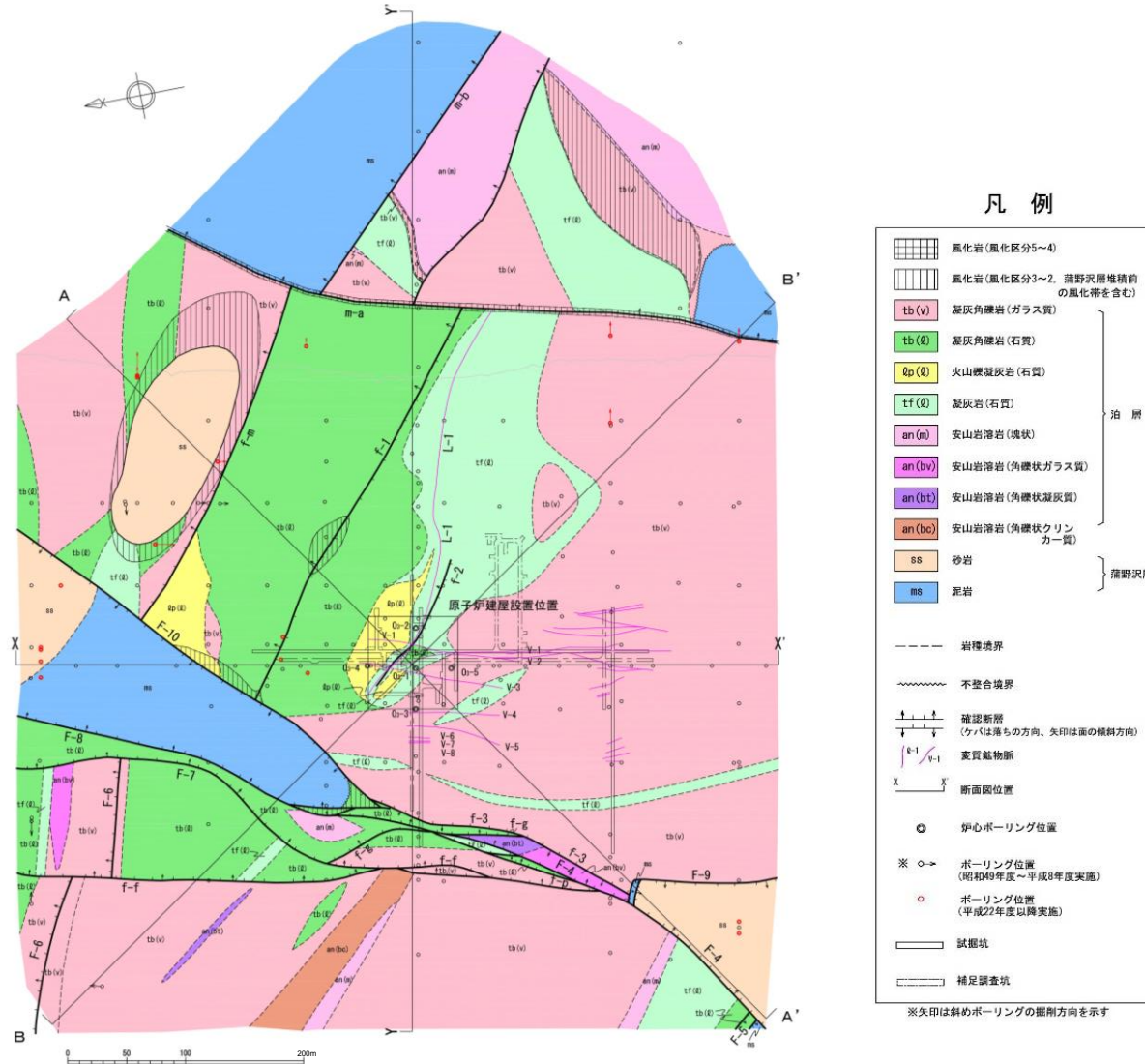
地質鉛直断面図(Y-Y'断面)

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.2 敷地の地質・地質構造

2.2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(1) 岩盤分類(岩盤分類図(水平断面))

- 原子炉施設設置位置には泊層の火山碎屑岩と安山岩溶岩が分布し、やや離れた位置に蒲野沢層の砂岩、泥岩及び礫岩が分布している。
- 本地点の岩盤の特徴から、岩盤分類にあたり、「原子力発電所耐震設計技術指針」(JEAG4601-1987)の軟質岩盤分類基準案に示される不均質軟岩(軟岩Ⅲ類)の考え方に基づき、岩種・岩相によるグルーピングを基本とした岩盤分類を行い、11岩種・岩相に分類した。

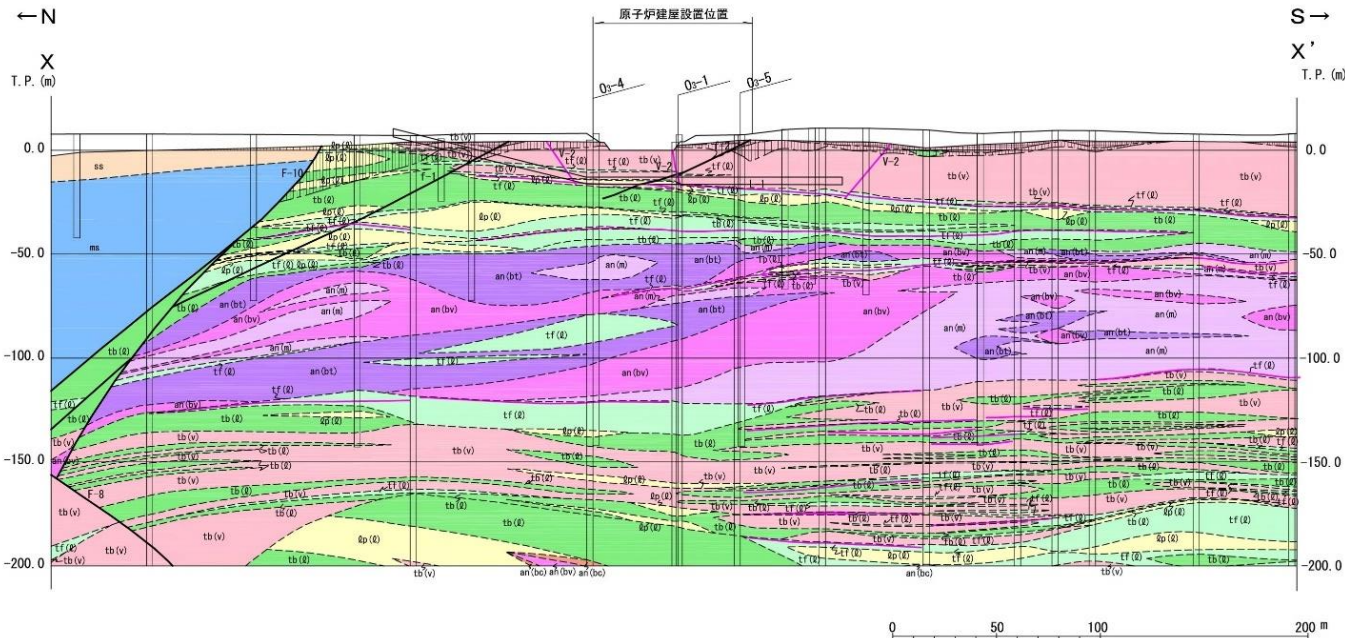
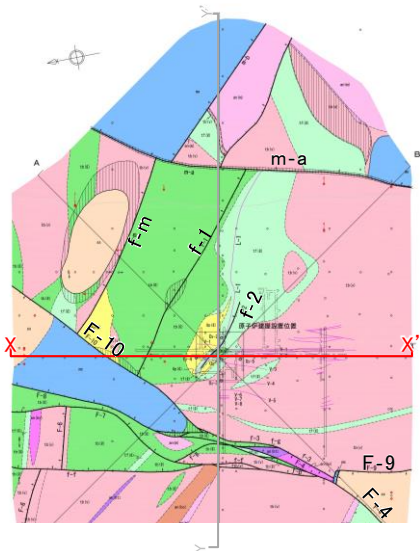


2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.2 敷地の地質・地質構造

2.2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(2) 岩盤分類〔岩盤分類図(鉛直断面(X-X'断面))〕

- 原子炉建屋基礎地盤の岩盤分類は、概ね水平な成層構造をなす。
- 風化の影響は地表部にわずかに認められるのみである。



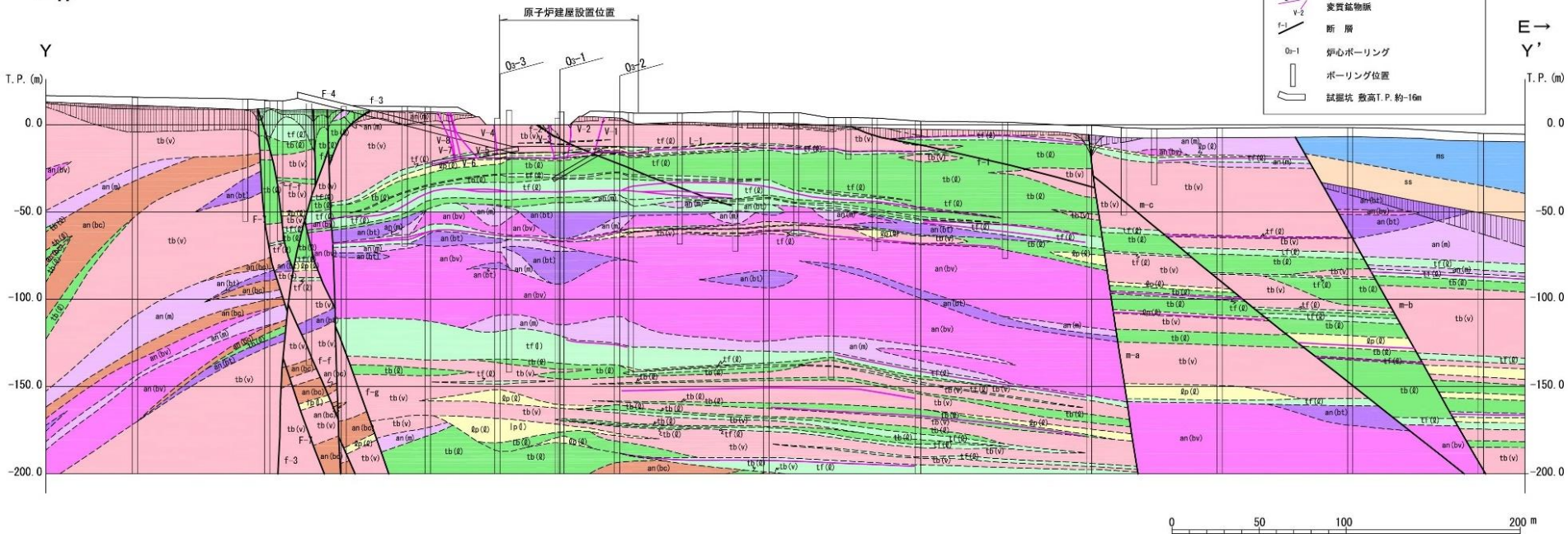
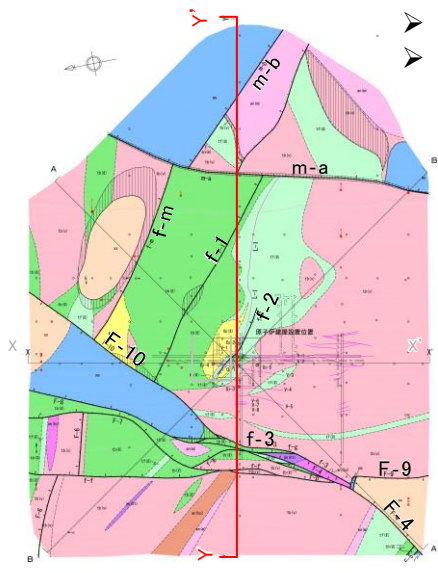
凡例



2. 2. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(3) 岩盤分類〔岩盤分類図(鉛直断面(Y-Y' 断面))〕

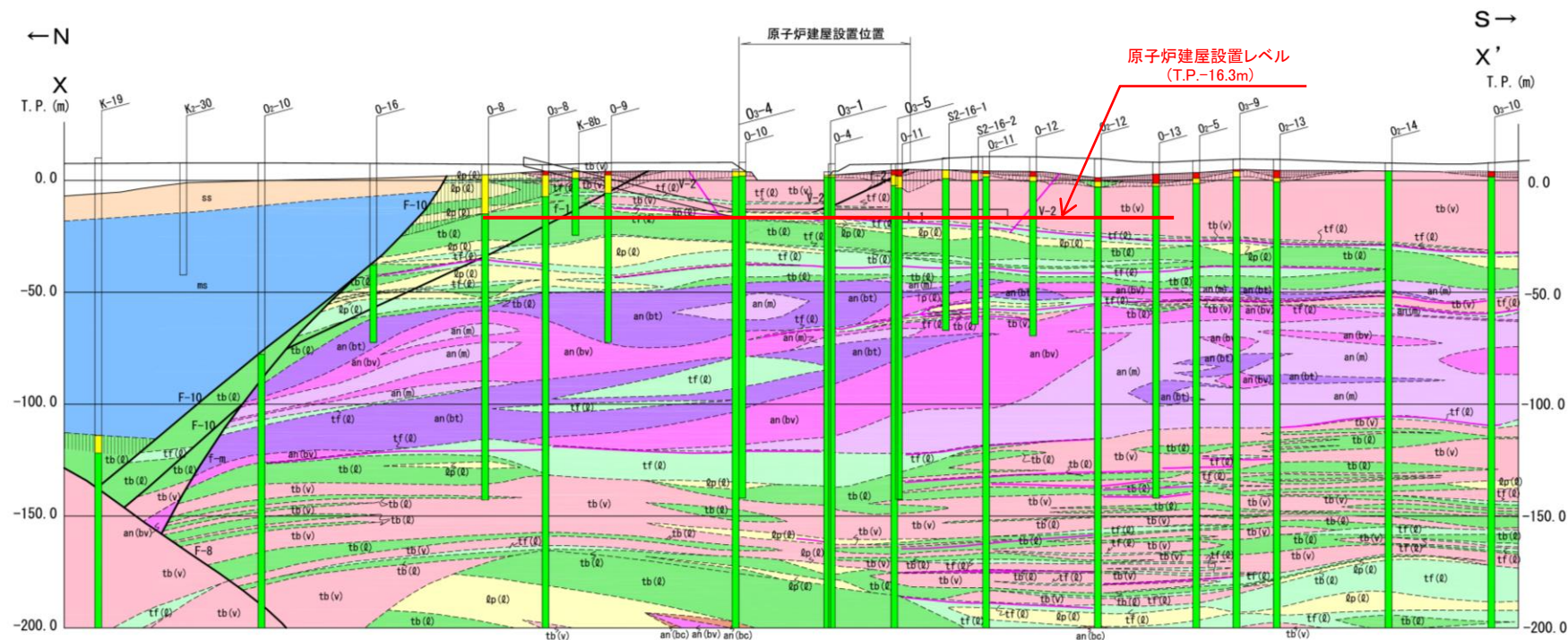
- 原子炉建屋基礎地盤の岩盤分類は、概ね水平な成層構造をなす。
- 風化の影響は地表部及び蒲野沢層の直下にわずかに認められるのみである。



2. 2. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(4) 岩盤分類(原子炉建屋設置位置付近の風化状況(X-X'断面))

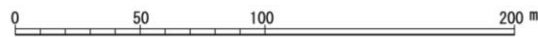
➤ 原子炉建屋設置位置付近の岩盤は、泊層の表層部には風化が認められるものの、原子炉建屋が設置される深さ(T.P.-16.3m)の岩盤は新鮮であり、著しい風化は認められない。



| | |
|--|-----------------------------|
| | 第四系 |
| | 風化岩(風化区分5~4) |
| | 風化岩(風化区分3~2、蒲野沢層堆積前の風化帯を含む) |
| | 凝灰角礫岩(ガラス質) |
| | 凝灰角礫岩(石質) |
| | 火山礫凝灰岩(石質) |
| | 凝灰岩(石質) |
| | 安山岩溶岩(塊状) |
| | 安山岩溶岩(角礫状ガラス質) |
| | 安山岩溶岩(角礫状凝灰質) |
| | 安山岩溶岩(角礫状クリンカー質) |
| | 砂岩 |
| | 泥岩 |

| | |
|--|------------------|
| | 岩盤分類境界 |
| | 不整合境界 |
| | 風化境界 |
| | 変質鉱物派 |
| | 断層 |
| | 炉心ボーリング |
| | ボーリング位置 |
| | 斜めボーリング位置 |
| | 試験坑 敷高T.P. 約-16m |

| 風化区分 | 岩石の状況 |
|------|------------------------------------|
| 5 | 辛うじて原岩の組織が認められる。原岩の組織が全く認められない。 |
| 4 | 指圧で崩れる。礫も軟質化している。 |
| 3 | 岩芯は主に淡褐色を呈するが、指圧で崩れない。礫はやや軟質化している。 |
| 2 | 割れ目淡褐色を呈し、やや軟質化している。礫は硬質である。 |
| | 新鮮である。 |

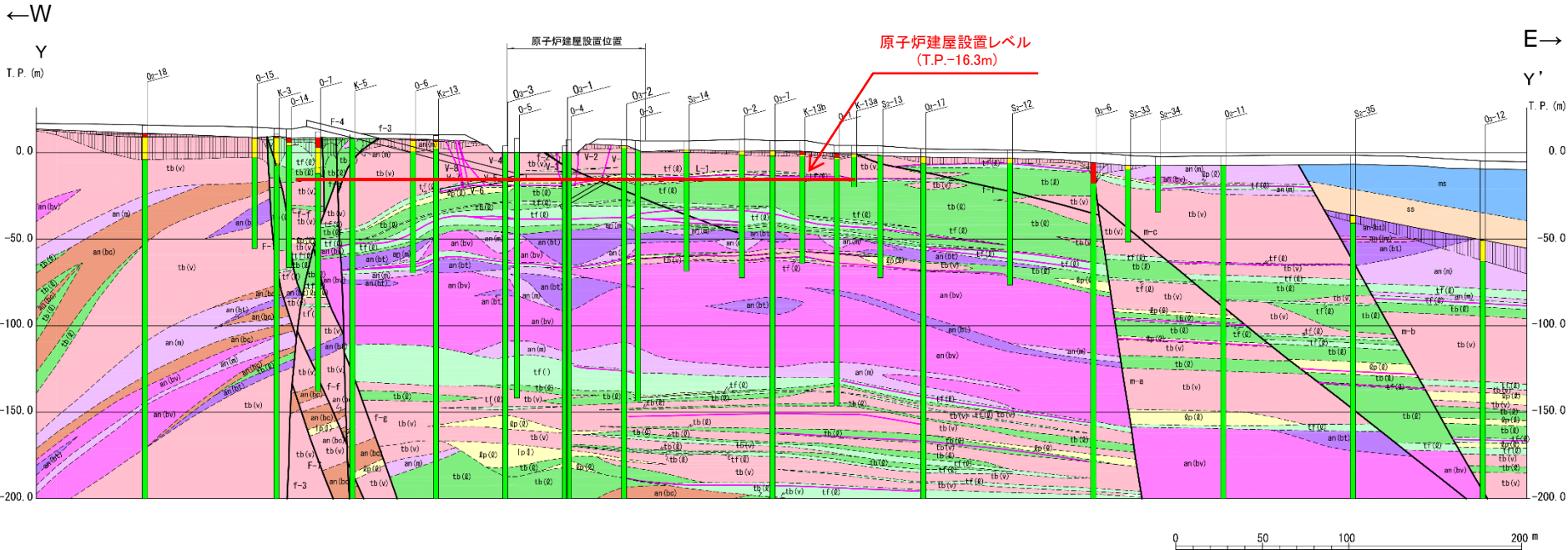


| 風化区分 | | |
|------|------|--|
| 凡例 | 風化区分 | 判定基準 |
| | 5~4 | 辛うじて原岩の組織が認められる~風化変色し指圧で崩れる |
| | 3~2 | 風化変色しているが指圧で崩れない~新裂沿いあるいは基質が風化変色しやや軟質化する |
| | | 新鮮 |

2. 2. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(5) 岩盤分類(原子炉建屋設置位置付近の風化状況(Y-Y'断面))

➤ 原子炉建屋設置位置付近の岩盤は、泊層の表層部には風化が認められるものの、原子炉建屋が設置される深さ(T.P.-16.3m)の岩盤は新鮮であり、著しい風化は認められない。



| | |
|--|-----------------------------|
| | 第四系 |
| | 風化岩(風化区分5~4) |
| | 風化岩(風化区分3~2、蒲野沢層堆積前の風化帯を含む) |
| | 凝灰角礫岩(ガラス質) |
| | 凝灰角礫岩(石質) |
| | 火山礫凝灰岩(石質) |
| | 凝灰岩(石質) |
| | 安山岩溶岩(塊状) |
| | 安山岩溶岩(角礫状ガラス質) |
| | 安山岩溶岩(角礫状凝灰質) |
| | 安山岩溶岩(角礫状クリンカー質) |
| | 砂岩 |
| | 泥岩 |

| | |
|--|-----------------|
| | 岩盤分類境界 |
| | 不整合境界 |
| | 風化境界 |
| | 変質鉱物脈 |
| | 断層 |
| | 炉心ボーリング |
| | ボーリング位置 |
| | 斜めボーリング位置 |
| | 試験坑 敷高T.P.約-16m |

| 風化区分 | 岩石の状況 |
|------|------------------------------------|
| 5 | 辛うじて原岩の組織が認められる。原岩の組織が全く認められない。 |
| 4 | 指圧で崩れる。礫も軟質化している。 |
| 3 | 岩芯は主に淡褐色を呈するが、指圧で崩れない。礫はやや軟質化している。 |
| 2 | 割れ目淡褐色を呈し、やや軟質化している。礫は硬質である。 |
| | 新鮮である。 |

| 凡例 | 風化区分 | 判定基準 |
|----|------|---|
| | 5~4 | 辛うじて原岩の組織が認められる~風化変色し指圧で崩れる |
| | 3~2 | 風化変色しているが指圧で崩れない~稀発汗あるいは基質が風化変色しやや軟質化する |
| | | 新鮮 |

2. 2. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

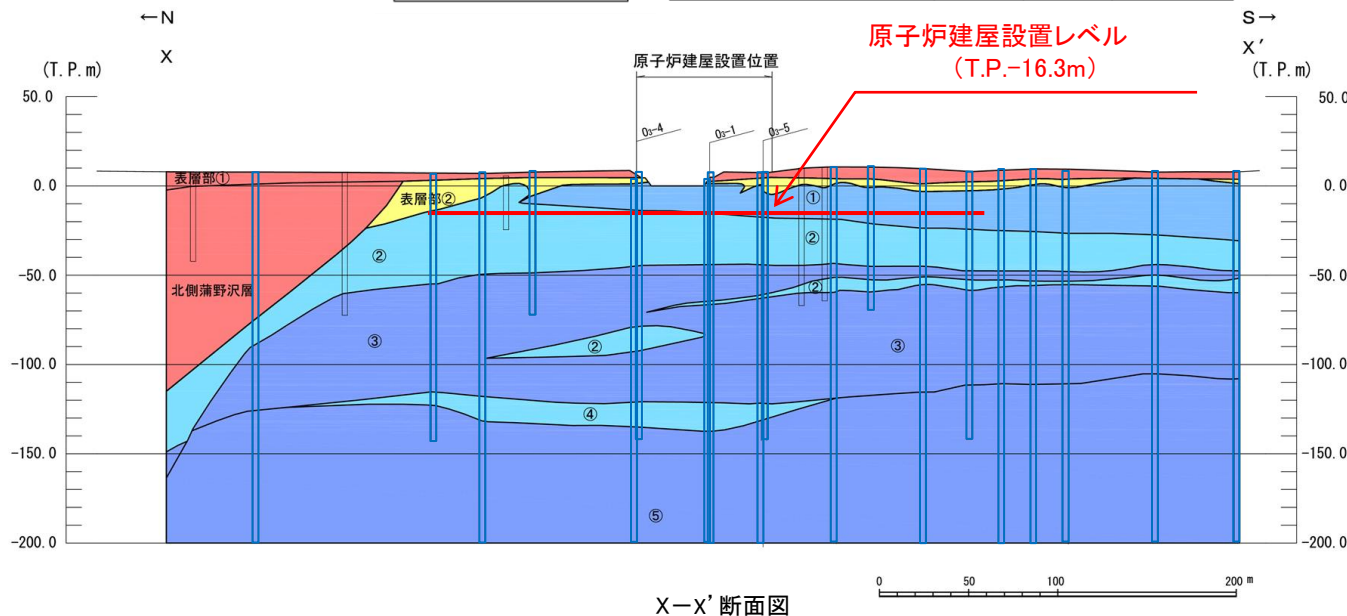
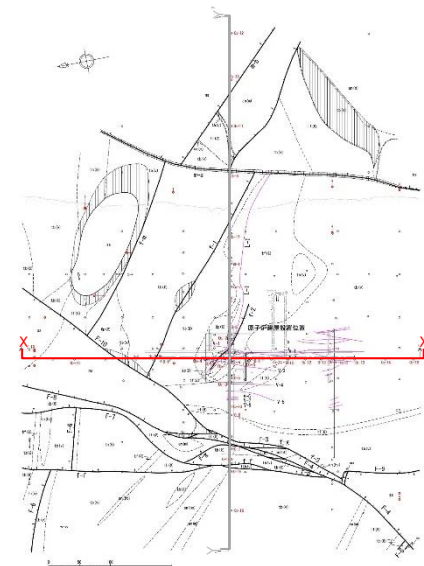
(6) 速度層構造(原子炉建屋付近のPS検層結果) X-X' 断面

- 原子炉建屋基礎地盤の速度層構造については、概ね水平な成層構造をなす5層に区分され、著しい高低差は認められない。
- 原子炉建屋付近の岩盤は、 $V_s = \text{約}1.4\text{km/s}$ 以上の硬質な岩盤からなる。



X-X' 断面

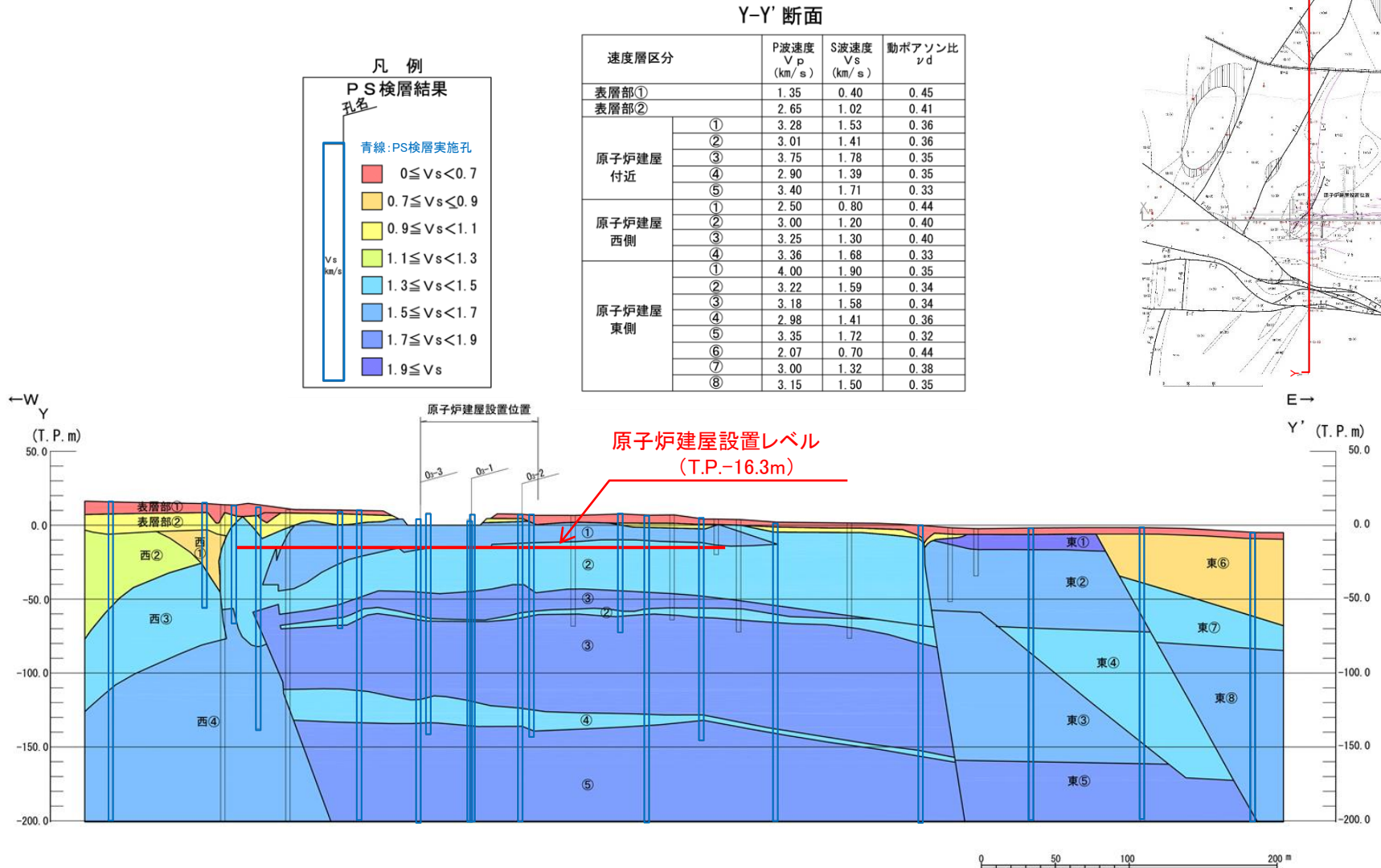
| 速度層区分 | P波速度 V_p (km/s) | S波速度 V_s (km/s) | 動ポアソン比 ν_d | |
|--------------|-------------------|-------------------|----------------|------|
| 表層部① | 1.35 | 0.40 | 0.45 | |
| 表層部② | 2.65 | 1.02 | 0.41 | |
| 原子炉建屋 付近 | ① | 3.28 | 1.53 | 0.36 |
| | ② | 3.01 | 1.41 | 0.36 |
| | ③ | 3.75 | 1.78 | 0.35 |
| | ④ | 2.90 | 1.39 | 0.35 |
| | ⑤ | 3.40 | 1.71 | 0.33 |
| 原子炉建屋北側 蒲野沢層 | 1.91 | 0.64 | 0.44 | |



2. 2. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(7)速度層構造(原子炉建屋付近のPS検層結果)Y-Y'断面

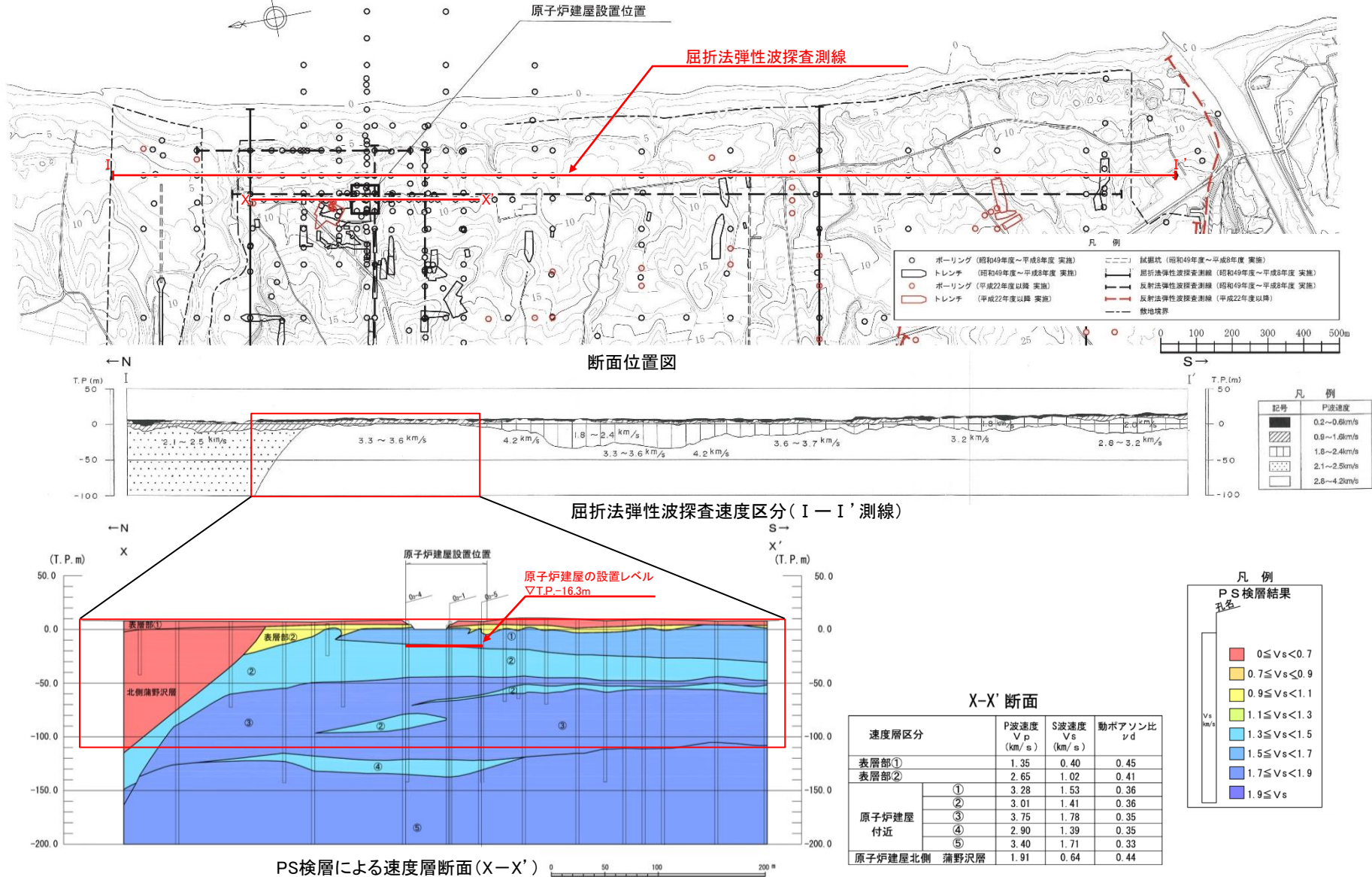
- 原子炉建屋基礎地盤の速度層構造については、概ね水平な成層構造をなす5層に区分され、著しい高低差は認められない。
- 原子炉建屋付近の岩盤は、 V_s =約1.4km/s以上の硬質な岩盤からなる。



2.2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(8) 敷地の屈折法弾性波探査速度区分図

➤ 原子炉建屋付近のPS検層結果による②~③速度層のP波速度は3.01~3.75km/sであり、屈折法弾性波探査による同区間のP波速度である3.3~3.6km/sと同等の速度構造が認められる。

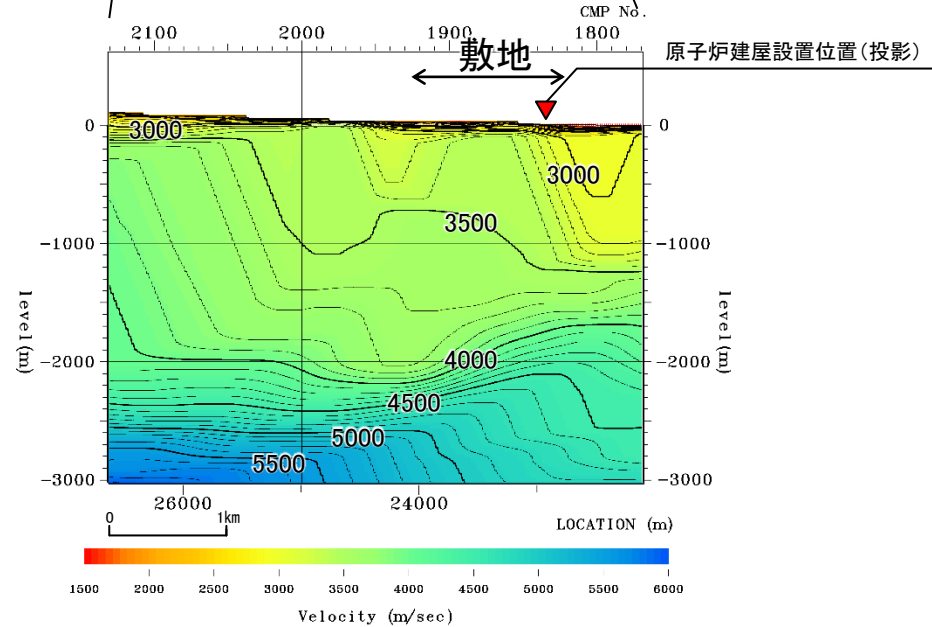
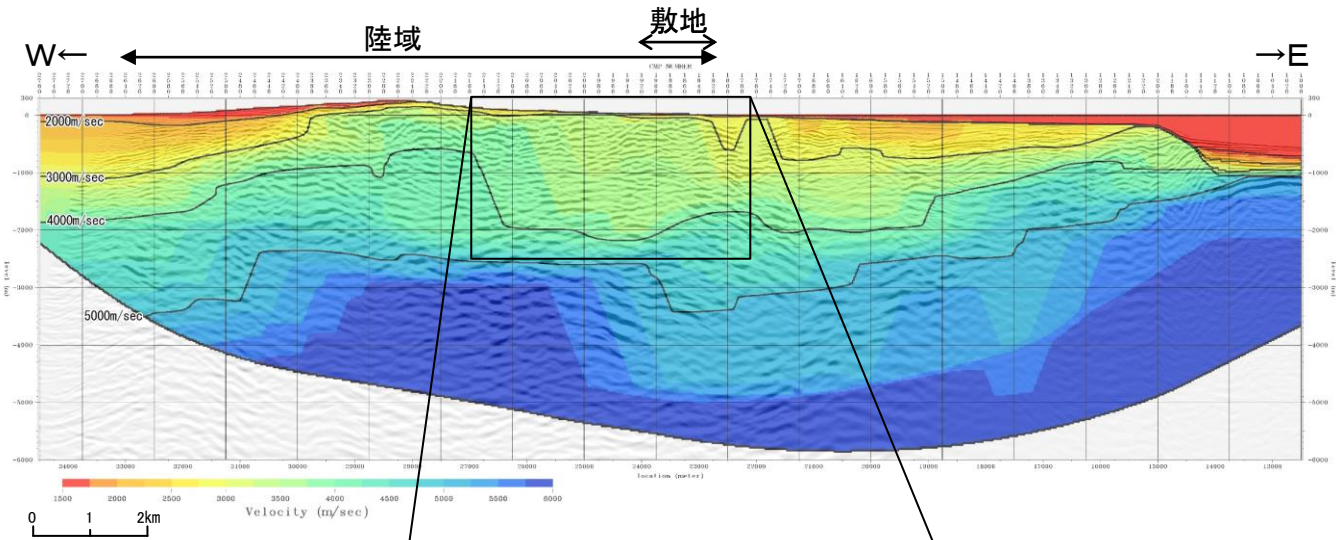


2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.2 敷地の地質・地質構造

2.2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(9) 敷地周辺の東西方向の速度構造(H24海陸統合探査)

➤ 敷地～敷地近傍の地下では概ね水平な速度構造となっている。



2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.2 敷地の地質・地質構造

2.2.3 まとめ

2章2.1 敷地の地質及び地質構造

- ・ 敷地の新第三系は、下位より、新第三系中新統の猿ヶ森層、泊層及び蒲野沢層で構成され、泊層には安山岩が貫入する。
- ・ 泊層上部層分布域に、地壘状をなして泊層下部層が分布し、半地溝状～地溝状をなして蒲野沢層が分布する。



2章2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

- ・ 原子炉施設設置位置には泊層の火山碎屑岩と安山岩溶岩が分布し、やや離れた位置に蒲野沢層の砂岩、泥岩及び礫岩が分布している。
- ・ 岩盤分類は岩種・岩相によるグルーピングを基本として11岩種・岩相に分類した。
- ・ 原子炉建屋が設置される深さ(T.P.-16.3m)の岩盤は新鮮であり、著しい風化は認められない。
- ・ 原子炉建屋基礎地盤の地質構造及び速度層構造は、概ね水平な成層構造をなし、著しい高低差は認められない。
- ・ 原子炉建屋付近の岩盤は、 V_s =約1.4km/s以上の硬質な岩盤からなる。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.1 解放基盤表面の設定 (1)解放基盤表面の要求事項と設定概要

「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈」
(原子力規制委員会, 令和元年9月2日改正)

基準地震動を策定するために、基盤面上の表層及び構造物が無いものとして仮想的に設定する自由表面であって、著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当の広がりを持って想定される基盤の表面をいう。ここでいう上記の「基盤」とは、おおむねせん断波速度 $V_s=700\text{m/s}$ 以上の硬質岩盤であって、著しい風化を受けていないものとする。

原子炉建屋周辺地盤の特徴

- ▶ 新第三系の泊層等が相当な広がりを有して分布。
- ▶ 速度構造は概ね水平な成層構造で、著しい高低差は認められない。
- ▶ 著しい風化も見られない。
- ▶ PS検層による V_s が約 1.4km/s 以上の硬質岩盤。
- ▶ 原子炉建屋周辺では、 V_s が 0.7km/s 未満の層は表層に分布。

敷地地盤の振動特性(後述)

Noda et al.(2002)と同等以下の振幅を示し、著しい増幅傾向は認められない。

- ▶ 自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)の揺れは原子炉建屋直下(T.P.-16.3m)の揺れに対し同等以上となっている。
- ▶ 地震波の到来方向の違い及び場所の違いによる振動特性の検討から、地下構造の不均質性の影響は小さいため、一次元地盤モデルが適用可能。

解放基盤表面の設定

解放基盤表面の位置は、原子炉建屋設置レベルであるT.P.-16.3mに設定する。

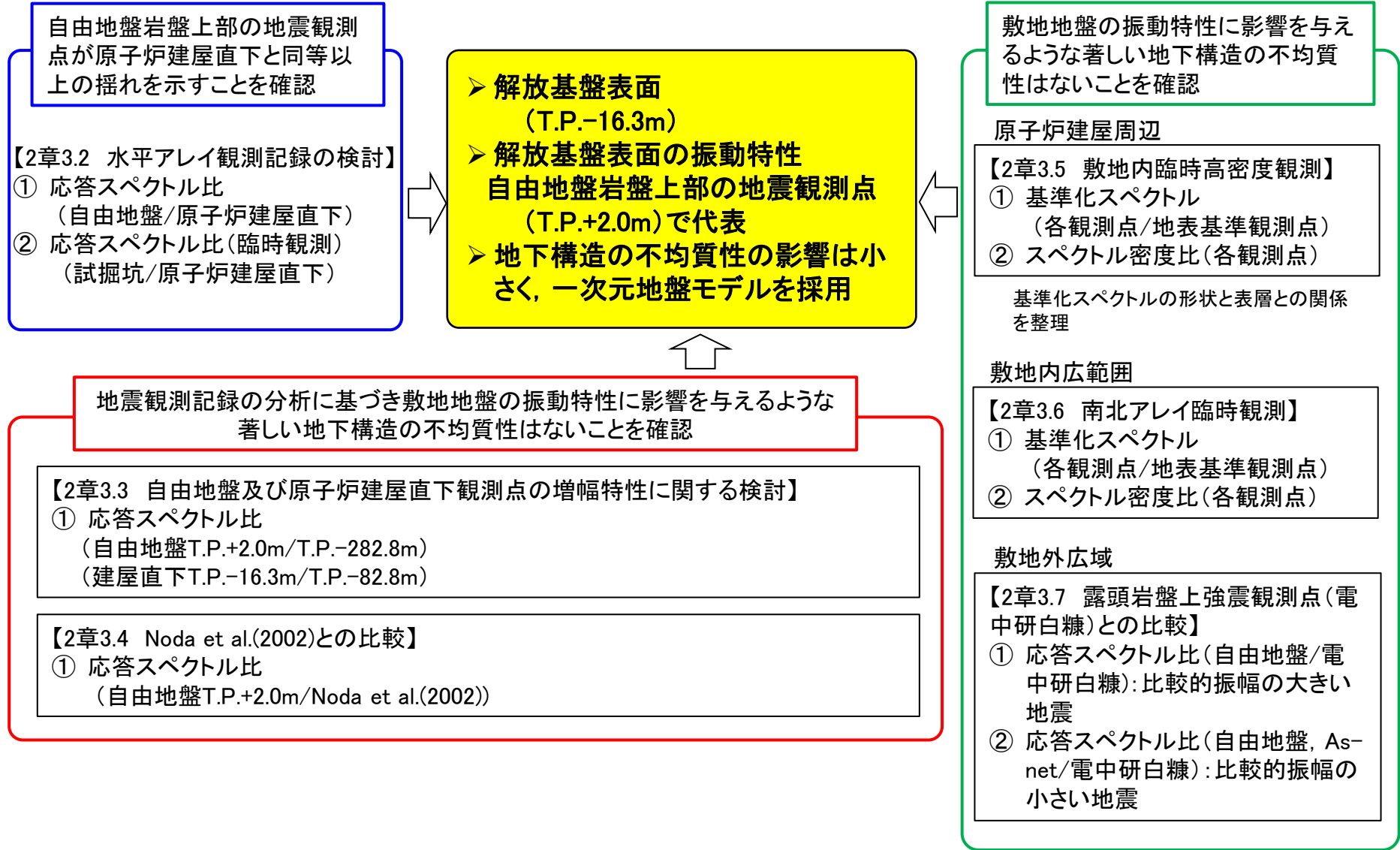
解放基盤表面の地震動評価

- ▶ 解放基盤表面の振動特性は、建屋の影響を受けず、振幅が原子炉建屋直下(T.P.-16.3m)と同等以上である自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)で代表する。
- ▶ 具体的な地震動評価を行う上での扱いは以下とする。
 - ① Noda et al.(2002)の適用にあたっては、自由地盤岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)の観測記録による補正係数を用いる。
 - ② 統計的グリーン関数法に用いる地盤モデルは一次元とし、自由地盤の観測記録等を用いて設定する。
 - ③ 経験的グリーン関数法は、自由地盤岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)のはざとり波を用いる。はざとり用地盤モデルも一次元モデルを採用する。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.1 解放基盤表面の設定 (2) 検討フロー

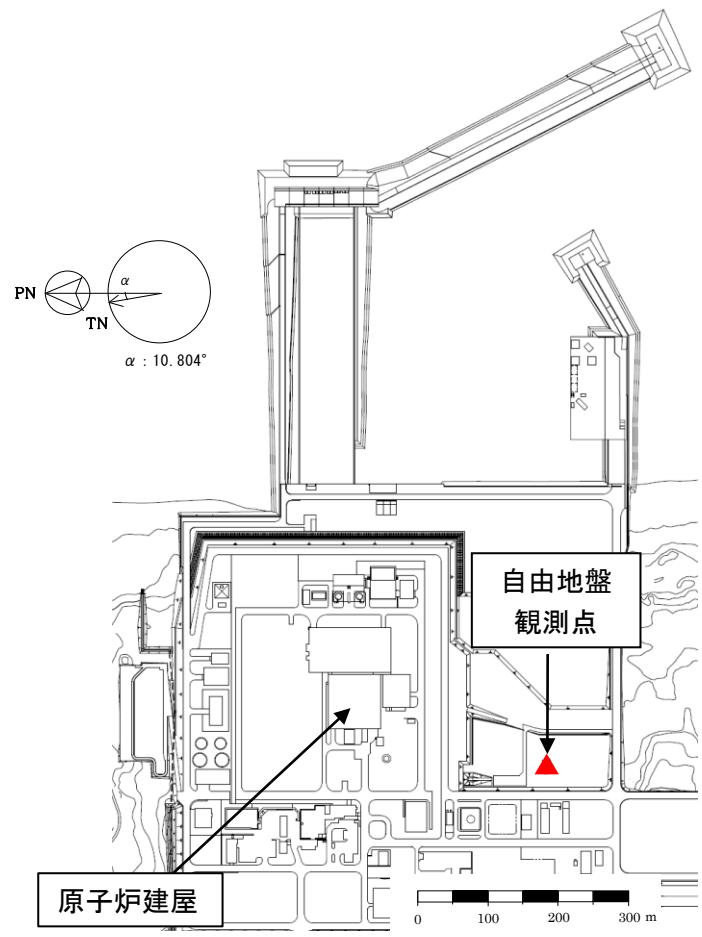


2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

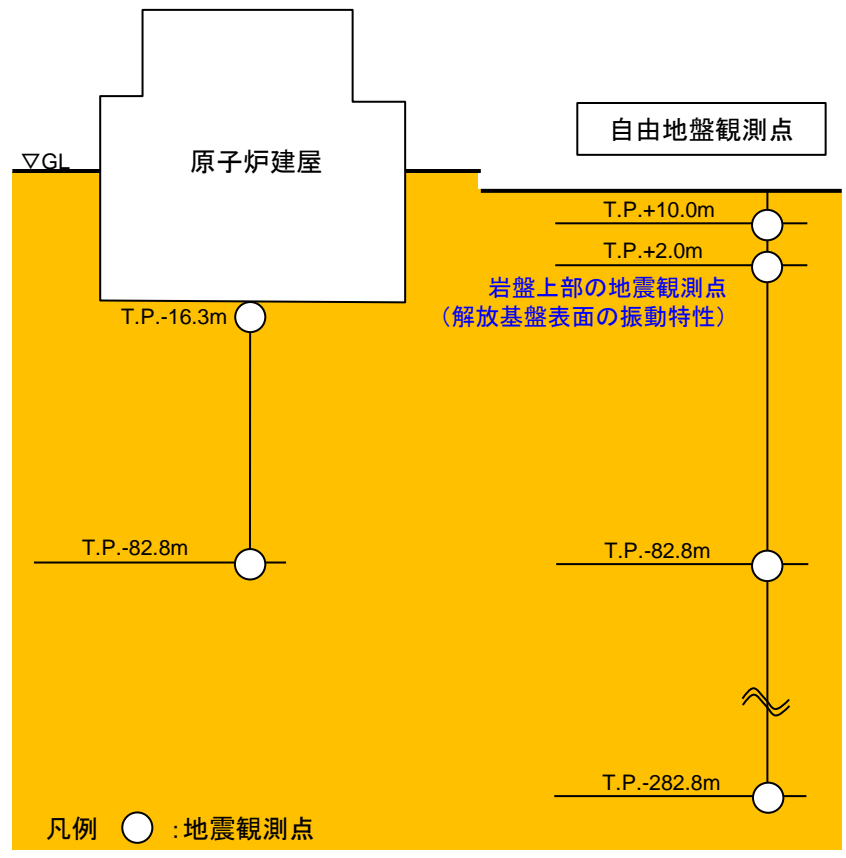
2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.1 解放基盤表面の設定 (3) 敷地における本設地震計(鉛直アレイと水平アレイ)

- 敷地においては、自由地盤系では1994年4月から、原子炉建屋直下では2004年8月から地震観測を行っている。
- 解放基盤表面(原子炉建屋設置レベル, T.P.-16.3m)には火山砕屑岩が分布し、PS検層の速度層構造から、Vsは1.4km/sである(PS検層結果は、補足説明資料1章1.2を参照)。
- 解放基盤表面の振動特性を表す自由地盤岩盤上部の地震観測点には火山砕屑岩が分布し、地震観測記録を用いた最適化を行った結果、Vsは1.3km/sである(検討は本資料2章4で後述する。ボーリング柱状図及びPS検層結果は、補足説明資料1章3.2を参照)。



平面配置図

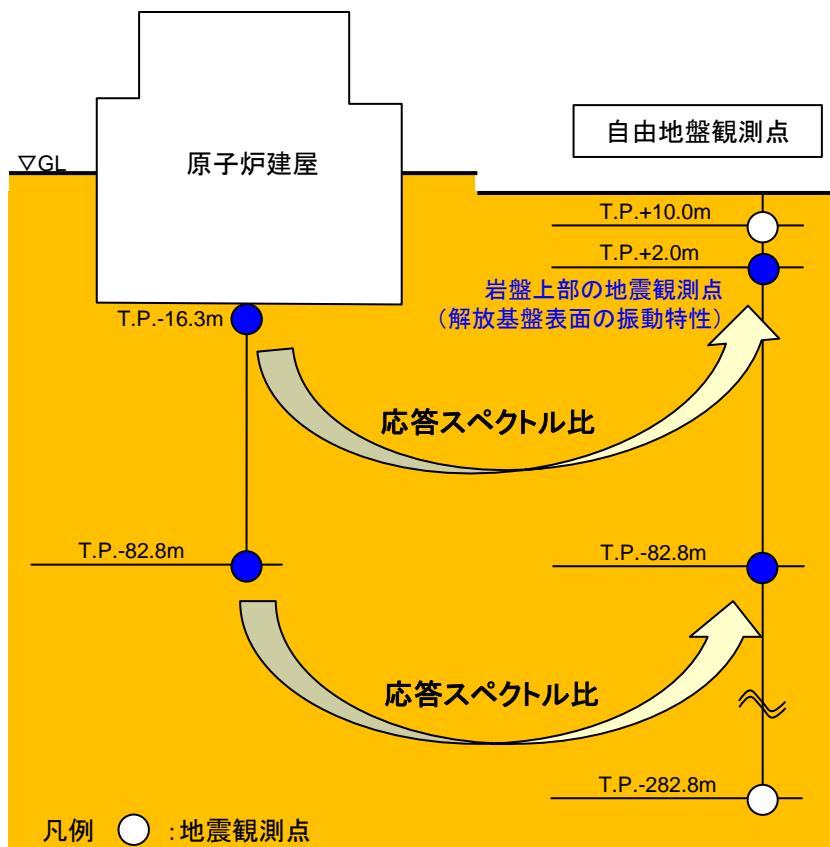


敷地内地盤系の地震観測点

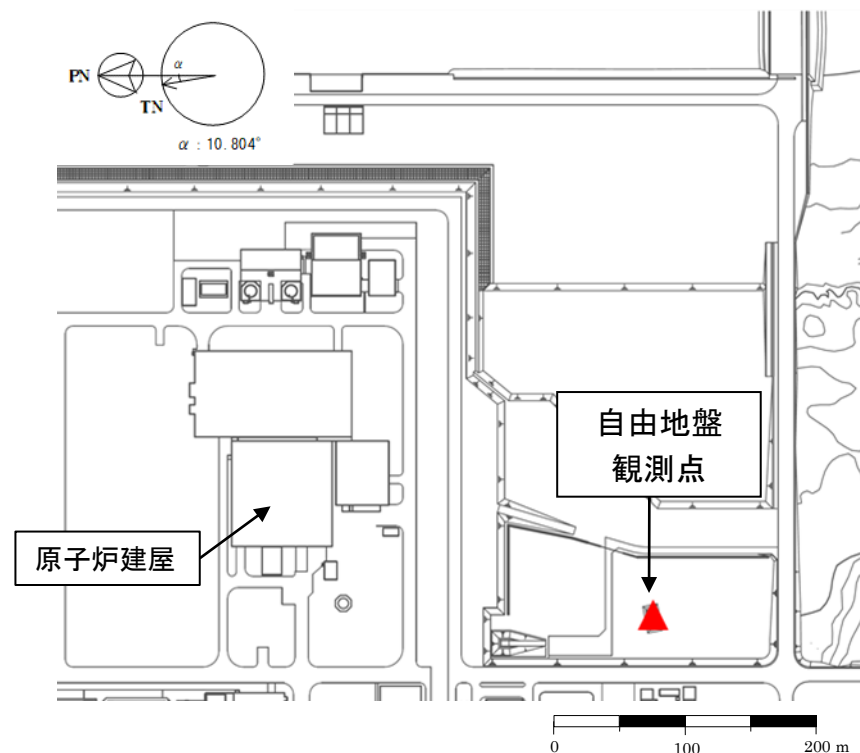
2.3.2 水平アレイ観測記録の検討(原子炉建屋直下と自由地盤)

(1) 原子炉建屋直下と自由地盤の地震観測記録の比較 概要

【目的】 水平アレイ観測記録を用いて、自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)の揺れが解放基盤表面(原子炉建屋直下T.P.-16.3m)の揺れに対し同等以上であることを確認する。



検討の模式図



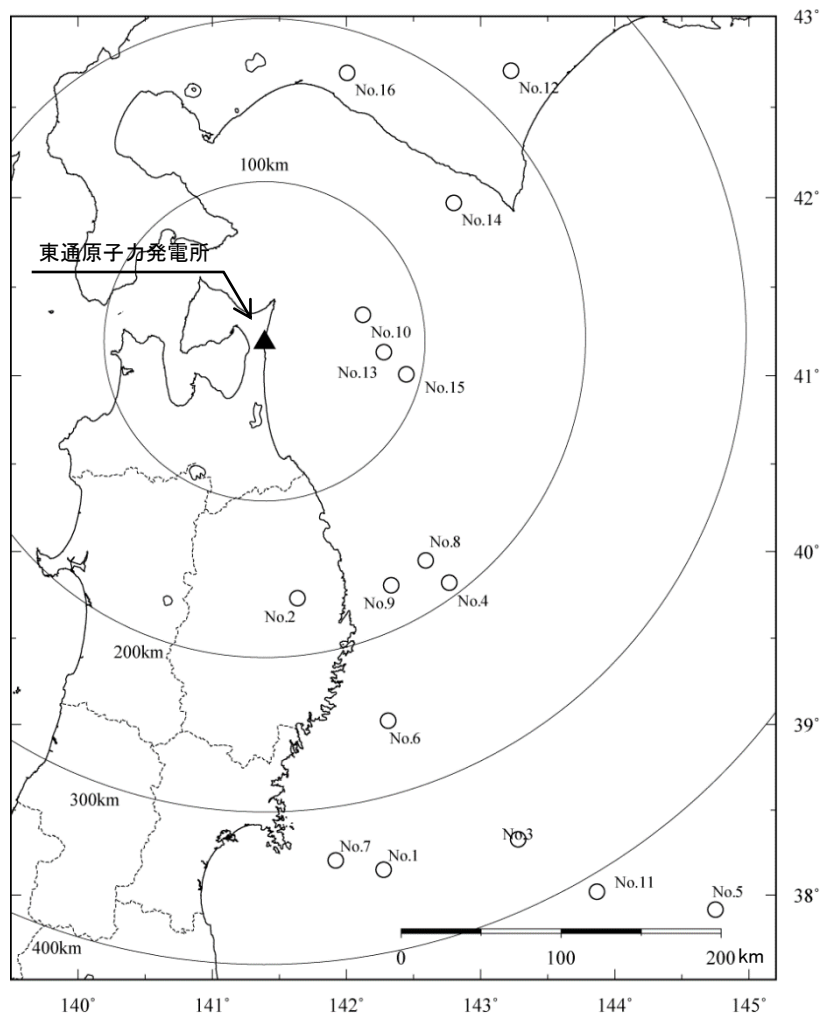
検討に用いた地震観測点

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2. 3. 敷地地盤の振動特性

2. 3. 2 水平アレイ観測記録の検討(原子炉建屋直下と自由地盤)

(2) 検討対象地震

- 検討に用いた記録は、原子炉建屋と地盤の相互作用の影響も踏まえ、M6.0以上を目安に、地震規模が大きく継続時間の長い地震として、以下の16地震を対象とした。



検討に用いた観測地震

| No. | 年 | 月 | 日 | 時 | 分 | 東経 | | 北緯 | | M | 震源 深さ (km) | 震央 距離 (km) |
|-----|------|----|----|----|----|-----|-------|-----|-------|-----|------------------|------------------|
| | | | | | | (°) | (') | (°) | (') | | | |
| 1 | 2005 | 8 | 16 | 11 | 46 | 142 | 16.67 | 38 | 8.97 | 7.2 | 42 | 346 |
| 2 | 2008 | 7 | 24 | 0 | 26 | 141 | 38.12 | 39 | 43.92 | 6.8 | 108 | 163 |
| 3 | 2011 | 3 | 9 | 11 | 45 | 143 | 16.79 | 38 | 19.71 | 7.3 | 8 | 356 |
| 4 | 2011 | 3 | 11 | 15 | 8 | 142 | 46.01 | 39 | 49.24 | 7.4 | 32 | 192 |
| 5 | 2011 | 3 | 11 | 15 | 25 | 144 | 45.06 | 37 | 54.86 | 7.5 | 11 | 464 |
| 6 | 2011 | 3 | 11 | 16 | 28 | 142 | 18.67 | 39 | 1.35 | 6.6 | 17 | 253 |
| 7 | 2011 | 4 | 7 | 23 | 32 | 141 | 55.21 | 38 | 12.25 | 7.2 | 66 | 334 |
| 8 | 2011 | 6 | 23 | 6 | 50 | 142 | 35.45 | 39 | 56.87 | 6.9 | 36 | 171 |
| 9 | 2012 | 3 | 27 | 20 | 0 | 142 | 20.03 | 39 | 48.38 | 6.6 | 21 | 173 |
| 10 | 2012 | 5 | 24 | 0 | 2 | 142 | 7.42 | 41 | 20.62 | 6.1 | 60 | 64 |
| 11 | 2012 | 12 | 7 | 17 | 18 | 143 | 52.02 | 38 | 1.19 | 7.3 | 49 | 411 |
| 12 | 2013 | 2 | 2 | 23 | 17 | 143 | 13.65 | 42 | 42.12 | 6.5 | 102 | 227 |
| 13 | 2014 | 8 | 10 | 12 | 43 | 142 | 16.74 | 41 | 8.04 | 6.1 | 51 | 75 |
| 14 | 2016 | 1 | 14 | 12 | 25 | 142 | 48.07 | 41 | 58.21 | 6.7 | 52 | 146 |
| 15 | 2018 | 1 | 24 | 19 | 51 | 142 | 26.88 | 41 | 0.58 | 6.3 | 34 | 91 |
| 16 | 2018 | 9 | 6 | 3 | 7 | 142 | 0.4 | 42 | 41.4 | 6.7 | 37 | 174 |

検討に用いた観測地震の震央分布

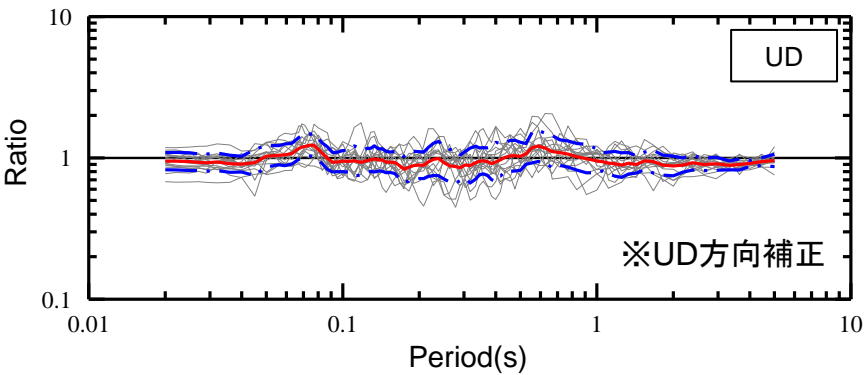
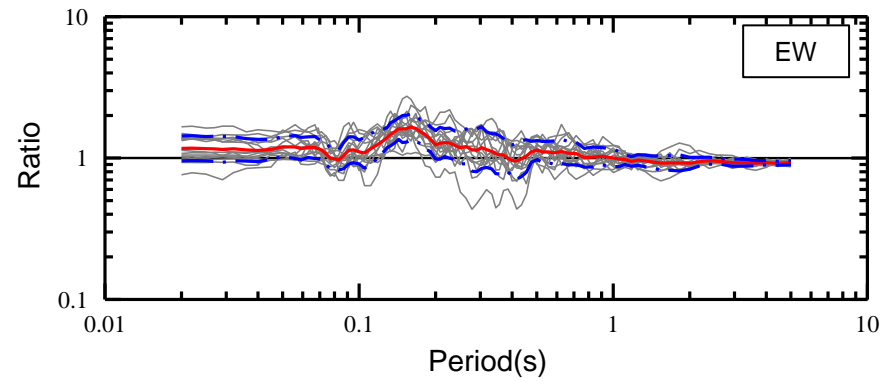
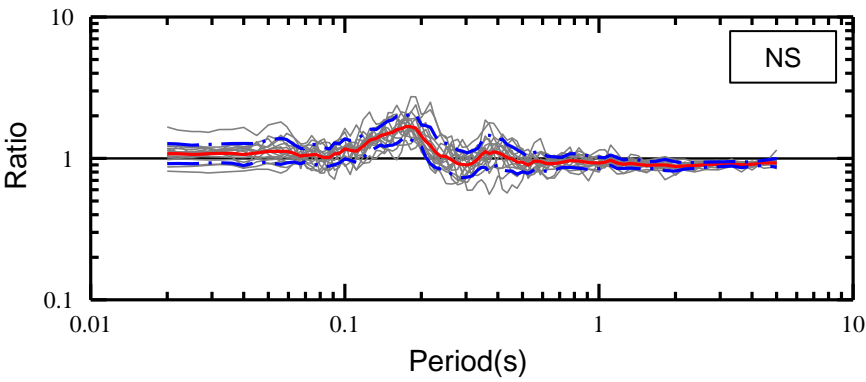
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.2 水平アレイ観測記録の検討(原子炉建屋直下と自由地盤)

(3) 原子炉建屋設置レベル(T.P.-16.3m)に対する自由地盤(T.P.+2.0m)の応答スペクトル比

【原子炉建屋設置レベル(T.P.-16.3m)に対する自由地盤岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)の応答スペクトル比】

- NS方向については周期0.2秒前後にピーク(「山」,「谷」)が,EW方向にも「山」が認められるが(補足説明資料1章2.2参照),その他の周期帯では両者はほぼ同等(自由地盤がやや大きい)傾向にある。
- UD方向については,両者はほぼ同等となっている。



— 地震毎の比率 — 平均
- - - 平均±標準偏差

原子炉建屋設置レベル(T.P.-16.3m)に対する自由地盤(T.P.+2.0m)の観測記録の応答スペクトル比(PN基準)
自由地盤岩盤上部(T.P.+2.0m)／原子炉建屋地中(T.P.-16.3m)

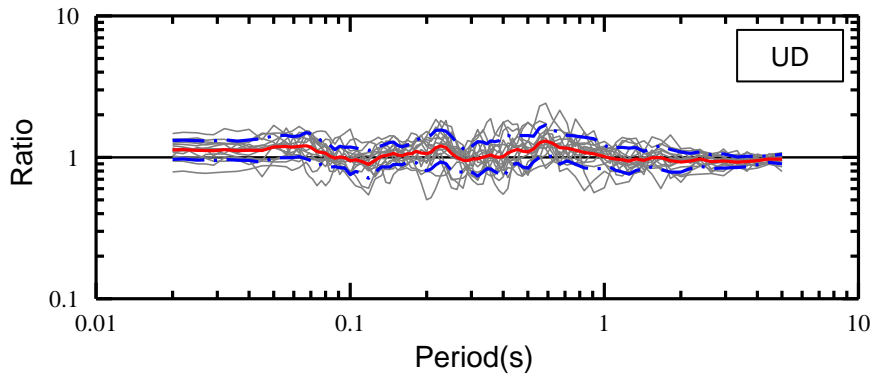
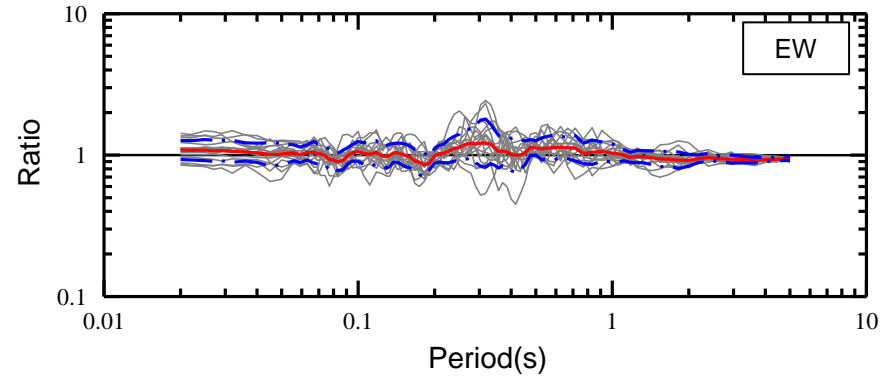
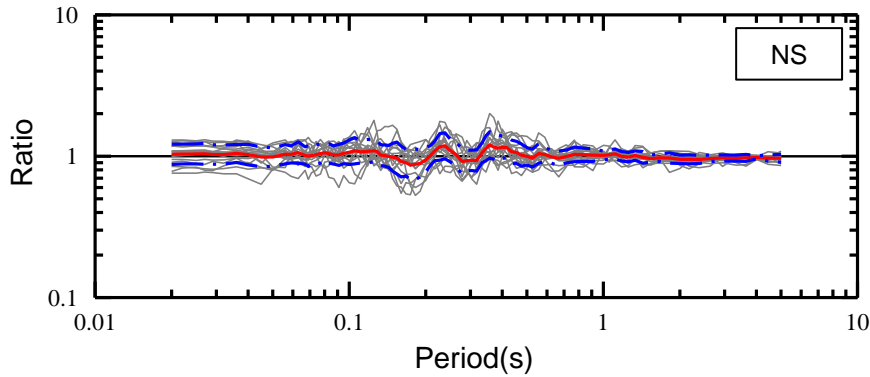
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.2 水平アレイ観測記録の検討(原子炉建屋直下と自由地盤)

(4) 原子炉建屋直下(T.P.-82.8m)に対する自由地盤(T.P.-82.8m)の応答スペクトル比

【原子炉建屋直下(T.P.-82.8m)に対する自由地盤(T.P.-82.8m)の観測記録の応答スペクトル比】

➤ このレベルでは建屋の影響は小さく、原子炉建屋直下と自由地盤の振動特性は概ね同等である。



— 地震毎の比率 — 平均
— 平均±標準偏差

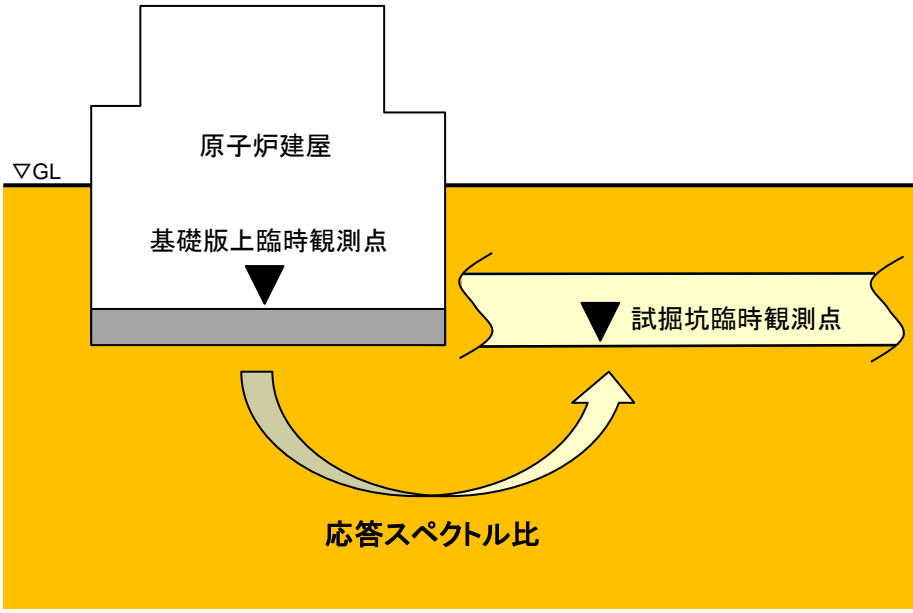
原子炉建屋直下(T.P.-82.8m)に対する自由地盤(T.P.-82.8m)の観測記録の応答スペクトル比(PN基準)
自由地盤(T.P.-82.8m)／原子炉建屋地中(T.P.-82.8m)

2.3.2 水平アレイ観測記録の検討(原子炉建屋直下と自由地盤)

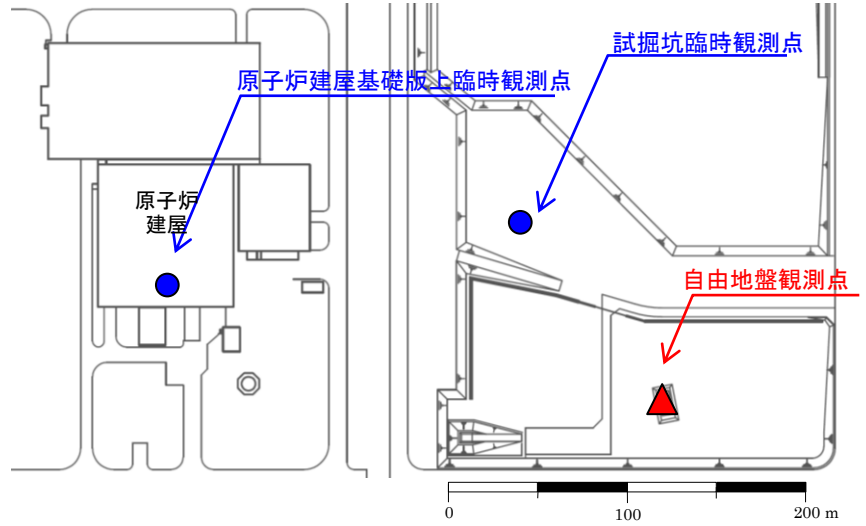
(5) 臨時地震観測による原子炉建屋が支持地盤に与える影響の確認

➤ 東通原子力発電所では原子炉建屋基礎版上(T.P.-10.8m)と試掘坑[約T.P.-16m, 第1速度層(約Vs1.5km/sレベル)]で臨時地震観測を実施しており, 両者の記録を比較することにより, 原子炉建屋が支持地盤(基礎版と同等の揺れを示す※)に与える影響について確認した。

※: 補足説明資料1章2.3参照



検討の模式図



検討に用いた地震観測点

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.2 水平アレイ観測記録の検討(原子炉建屋直下と自由地盤)

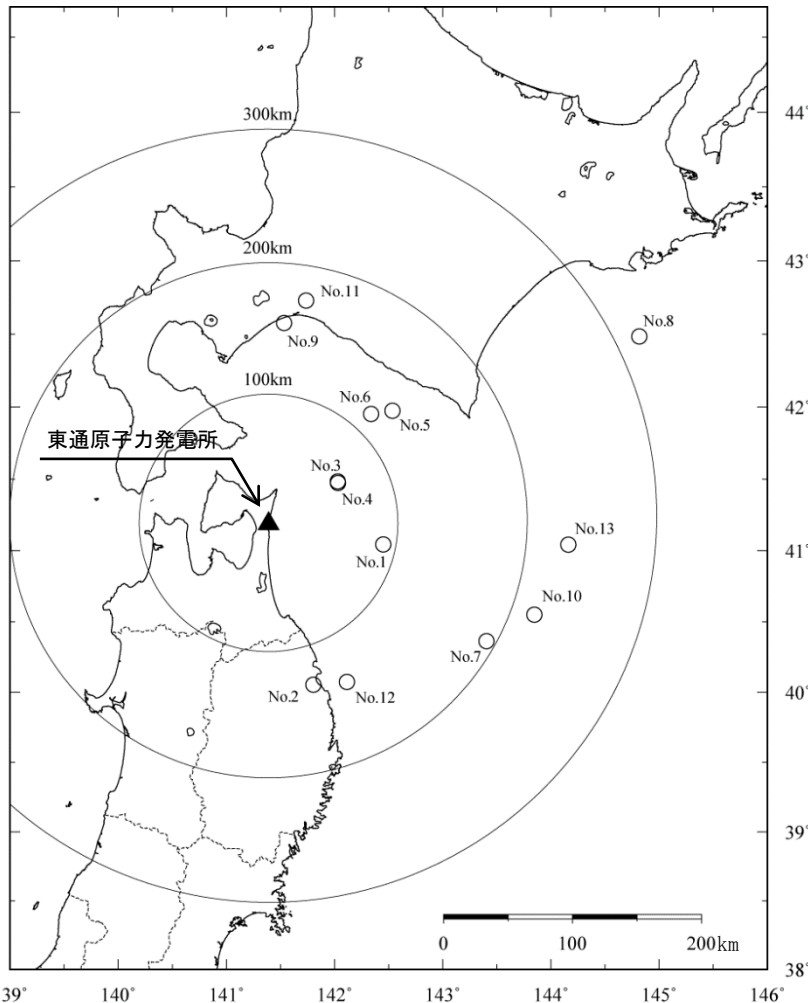
(6) 臨時地震観測の検討に用いた地震

- 検討に用いた記録は、2018年12月～2019年11月に臨時地震観測点で得た記録のうち、原子炉建屋基礎版上の最大加速度振幅が 0.1cm/s^2 以上の13地震とした。

検討に用いた観測地震

| No. | 年 | 月 | 日 | 時 | 分 | 東経 | | 北緯 | | M | 震源 深さ (km) | 震央 距離 (km) | A_{\max} (cm/s^2) |
|-----|------|---|----|----|----|-----|-------|-----|-------|-----|------------------|------------------|-----------------------------------|
| | | | | | | (°) | (') | (°) | (') | | | | |
| 1 | 2019 | 3 | 18 | 7 | 53 | 142 | 27.03 | 41 | 2.63 | 4.1 | 49 | 91 | 0.27 |
| 2 | 2019 | 3 | 18 | 9 | 33 | 141 | 48.32 | 40 | 3.23 | 3.7 | 57 | 131 | 0.12 |
| 3 | 2019 | 3 | 30 | 19 | 59 | 142 | 1.76 | 41 | 29.06 | 3.9 | 63 | 63 | 0.28 |
| 4 | 2019 | 3 | 31 | 8 | 20 | 142 | 1.91 | 41 | 28.42 | 3.6 | 63 | 62 | 0.12 |
| 5 | 2019 | 4 | 3 | 5 | 29 | 142 | 32.17 | 41 | 58.42 | 4.3 | 62 | 129 | 0.11 |
| 6 | 2019 | 4 | 8 | 22 | 22 | 142 | 20.33 | 41 | 57.11 | 4.2 | 71 | 116 | 0.15 |
| 7 | 2019 | 4 | 11 | 17 | 18 | 143 | 24.29 | 40 | 21.75 | 6.2 | 5 | 193 | 0.97 |
| 8 | 2019 | 4 | 15 | 5 | 28 | 144 | 49.09 | 42 | 29.12 | 5.1 | 43 | 319 | 0.11 |
| 9 | 2019 | 4 | 19 | 16 | 5 | 141 | 32.09 | 42 | 34.62 | 3.9 | 122 | 155 | 0.18 |
| 10 | 2019 | 4 | 23 | 2 | 45 | 143 | 50.81 | 40 | 32.98 | 5.6 | 57 | 219 | 0.27 |
| 11 | 2019 | 5 | 4 | 21 | 34 | 141 | 44.25 | 42 | 43.77 | 4.2 | 133 | 174 | 0.15 |
| 12 | 2019 | 5 | 8 | 9 | 20 | 142 | 6.93 | 40 | 4.48 | 4.4 | 48 | 138 | 0.53 |
| 13 | 2019 | 6 | 13 | 9 | 56 | 144 | 9.71 | 41 | 2.57 | 4.7 | 63 | 233 | 0.20 |

※ A_{\max} : 原子炉建屋基礎版上の臨時観測点における水平方向の最大加速度(cm/s^2)。
高感度速度計の速度記録を加速度に変換。

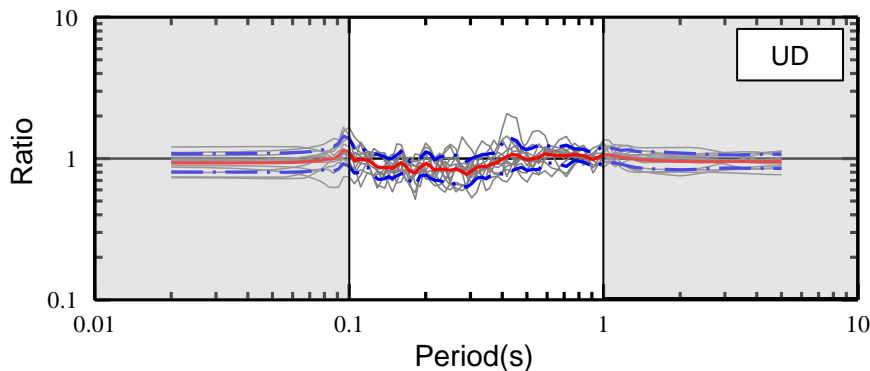
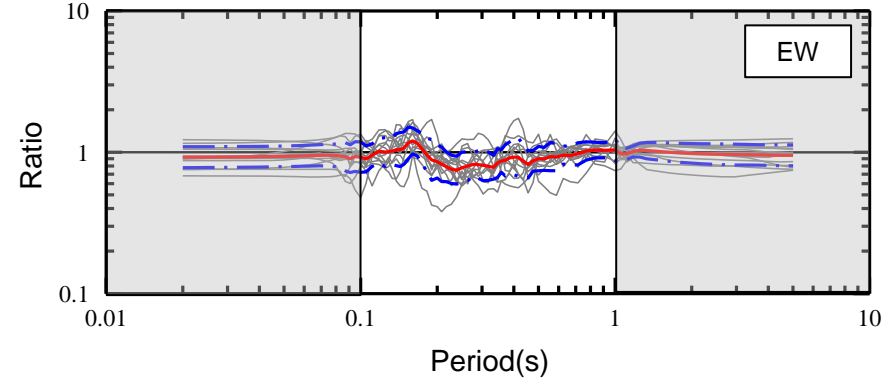
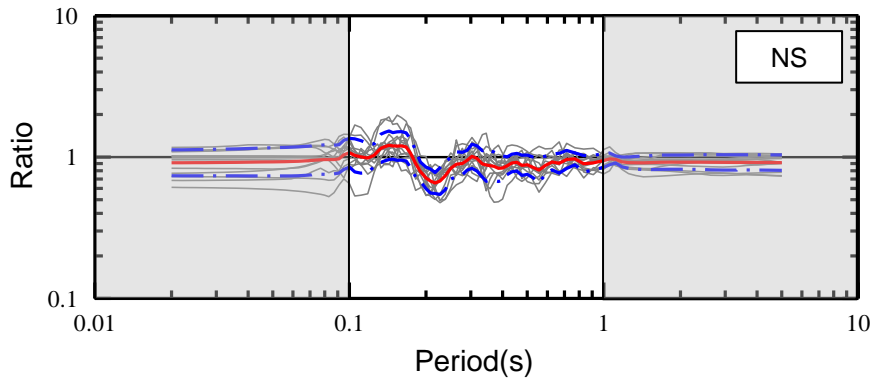


検討に用いた観測地震の震央分布

(7) 臨時地震観測による原子炉建屋基礎版上と試掘坑の比較

【原子炉建屋基礎版上に対する試掘坑(約T.P.-16m)の応答スペクトル比】

- NS方向, EW方向とも周期0.2秒前後にピーク(「山」, 「谷」)が認められる。一方UD方向は両者はほぼ同等である。得られた水平動の「山」, 「谷」の傾向は, 自由地盤(T.P.+2.0m)／建屋直下(T.P.-16.3m)のスペクトル比の傾向と同じであり, このことから, 自由地盤(T.P.+2.0m)／建屋直下(T.P.-16.3m)のスペクトル比の「山」, 「谷」は建屋の影響によるものと判断される。



— 地震毎の比率 — 平均
 - - - 平均±標準偏差

※ 臨時地震観測は高感度速度計の記録を用いた。速度から加速度に変換する際に発生するノイズを除去するため1~10Hzのバンドパスフィルタ処理を行った。したがって, 本検討における有効周期帯は, 網掛を行っていない周期0.1~1秒の範囲である。

原子炉建屋基礎版上に対する試掘坑の観測記録の応答スペクトル比(PN基準)
試掘坑観測点(約T.P.-16m)／原子炉建屋基礎版上観測点

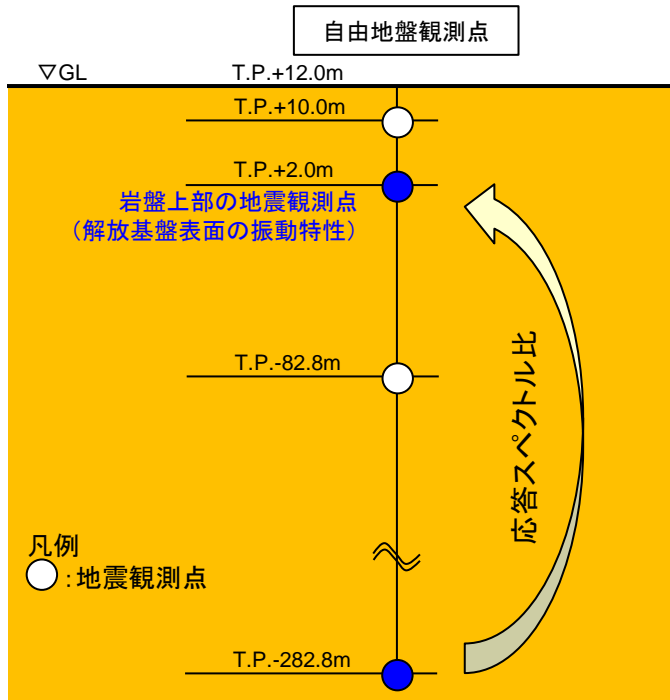
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

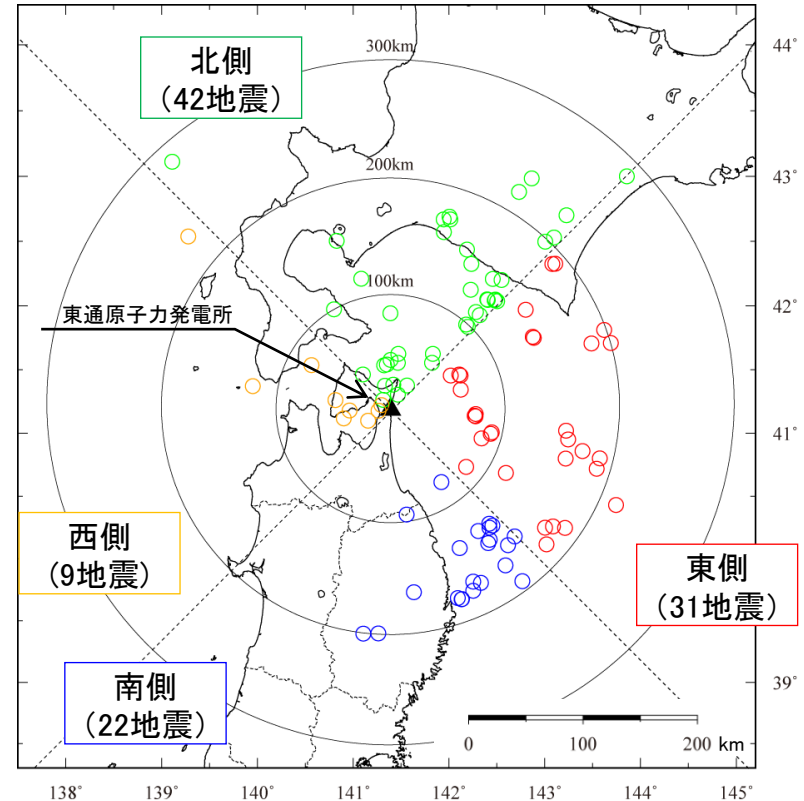
(1) 自由地盤の増幅特性に関する検討

【目的】自由地盤の鉛直アレイ記録を用いて、①増幅特性に著しく大きい周期帯はないこと、②各地震の増幅特性のばらつきも大きいものではないこと、③地震波到来方向の違いによる増幅特性のばらつきも小さいことを確認する。

- 増幅特性の検討は、T.P.-282.8mの地震観測点に対する解放基盤表面の振動特性を表す岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)の応答スペクトル比を用いた。
- 検討に用いた観測記録は、観測開始(1994年)～2018年の期間に敷地の自由地盤観測点で得られた地震のうち、Noda et al.(2002)の適用範囲であるM5.5以上、震源距離200km程度以内の57地震に加え、地震数の少ない西側及び北側については、地震規模の小さなものも含め震央距離300km以内の47地震を追加し、計104地震を検討対象とした。
- なお、地震規模の小さい地震に対しては信頼限界周期を評価した上で検討に使用した。



検討に用いた地震観測点



対象地震の分布(震央位置)

全方位:地震規模M5.5以上、震源距離200km程度以内の57地震とした。
西側・北側:上記のほか、震央距離300km以内の47地震を追加した。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

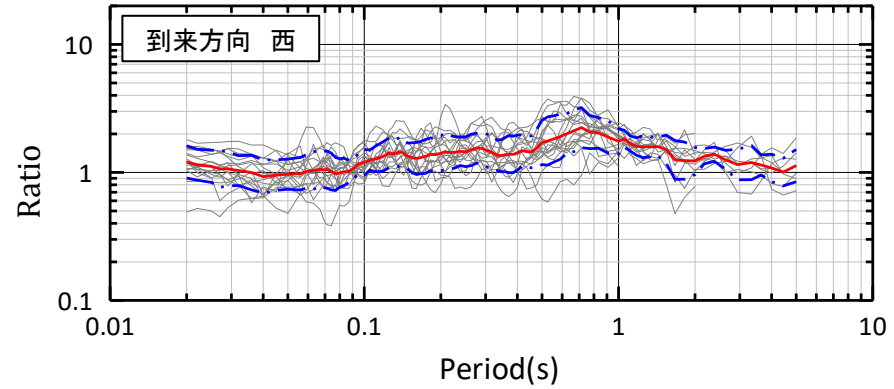
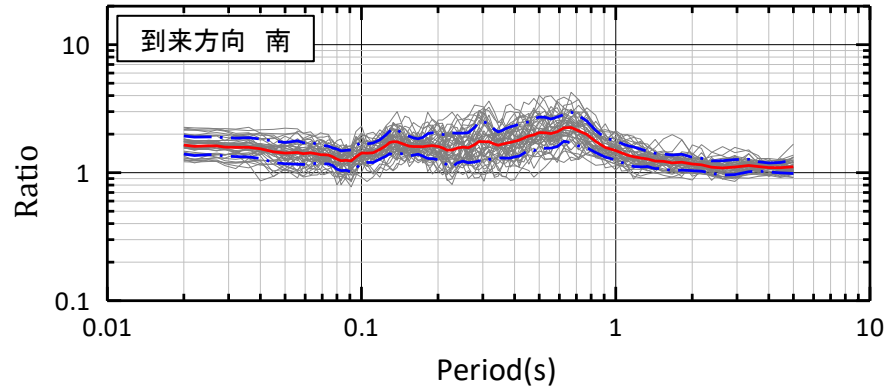
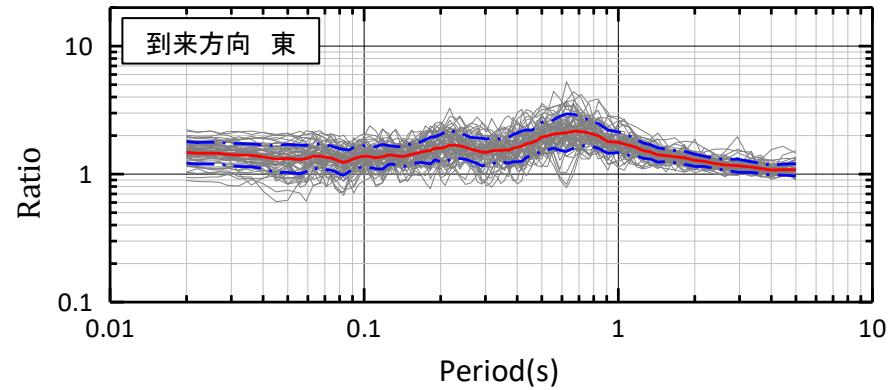
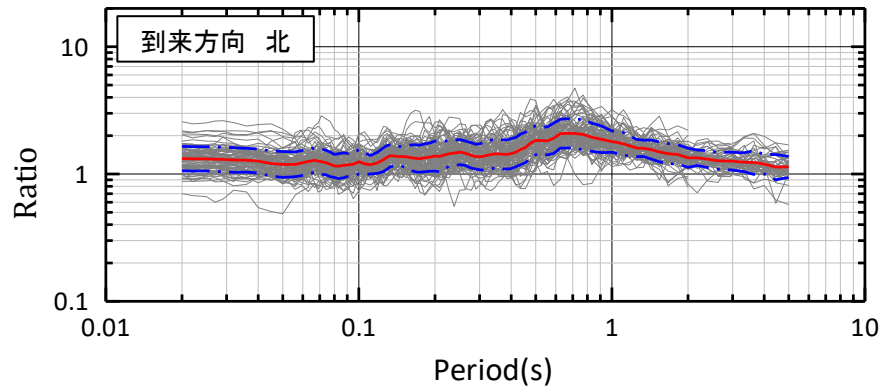
2.3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

(2)自由地盤の鉛直アレイの応答スペクトル比(T.P.+2.0m/T.P.-282.8m) 水平方向

【水平方向の応答スペクトル比(自由地盤 T.P.+2.0m/T.P.-282.8m)】

- 地盤の増幅特性は4方向とも特に著しく大きい周期帯はない。また、到来方向別の各地震の応答スペクトル比のばらつきは、小さい地震が多い西側のばらつきは多少大きいものの、その他の方向は大きいものではない。
- なお、周期0.7秒付近のピークは、観測記録から求めた地盤の一次固有周期に対応している(対応する伝達関数を2章4.2(2)に記載)。

— 各到来方向平均
- - 各到来方向平均±標準偏差
— 各地震



地震波到来方向別の応答スペクトル比 自由地盤 水平方向(PN基準)

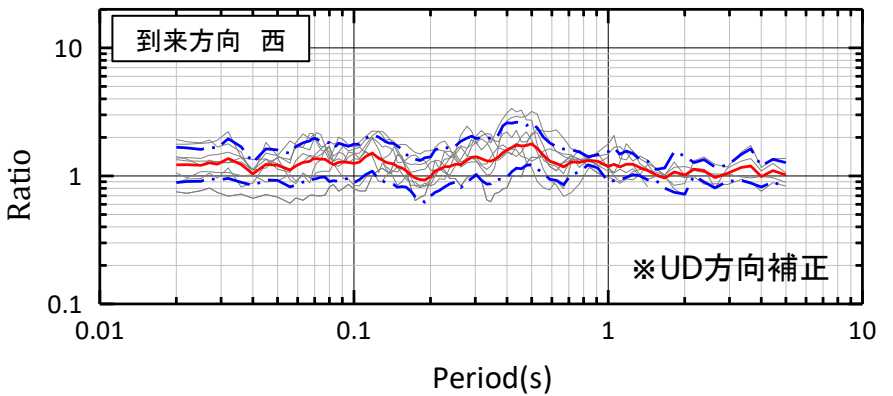
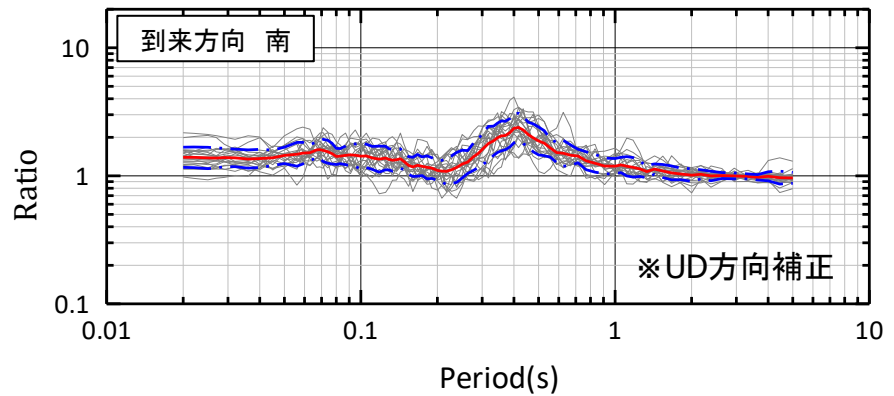
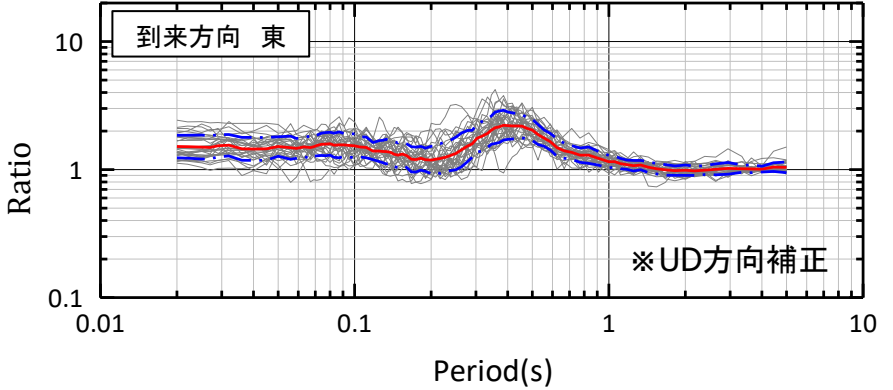
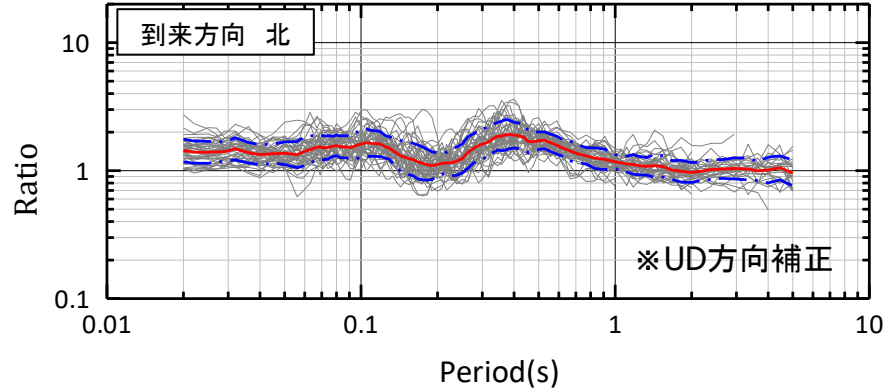
2.3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

(2) 自由地盤の鉛直アレイの応答スペクトル比(T.P.+2.0m/T.P.-282.8m) 鉛直方向

【鉛直方向の応答スペクトル比(自由地盤 T.P.+2.0m/T.P.-282.8m)】

- 地盤の増幅特性は4方向とも特に著しく大きい周期帯はない。また、到来方向別の各地震の応答スペクトル比のばらつきは、小さい地震が多い西側のばらつきは多少大きいものの、その他の方向は大きいものではない。
- なお、周期0.4秒付近のピークは、観測記録から求めた地盤の一次固有周期に対応している(対応する伝達関数を2章4.2(2)に記載)。

— 各到来方向平均
- - 各到来方向平均±標準偏差
— 各地震



地震波到来方向別の応答スペクトル比 自由地盤 鉛直方向

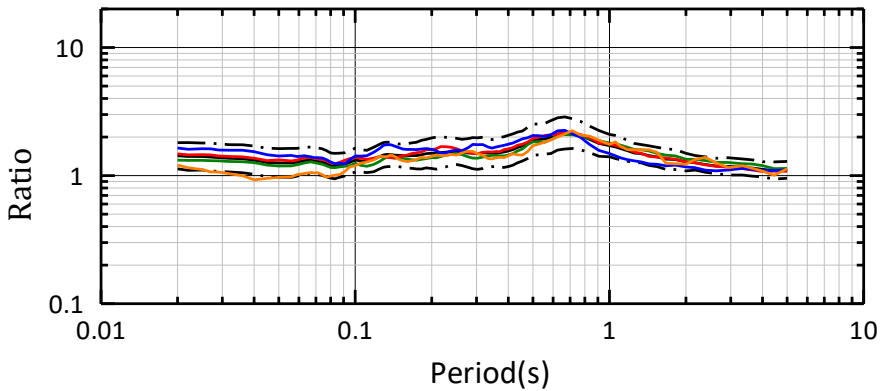
2.3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

(3)自由地盤の鉛直アレイの応答スペクトル比(T.P.+2.0m/T.P.-282.8m) 平均の比較

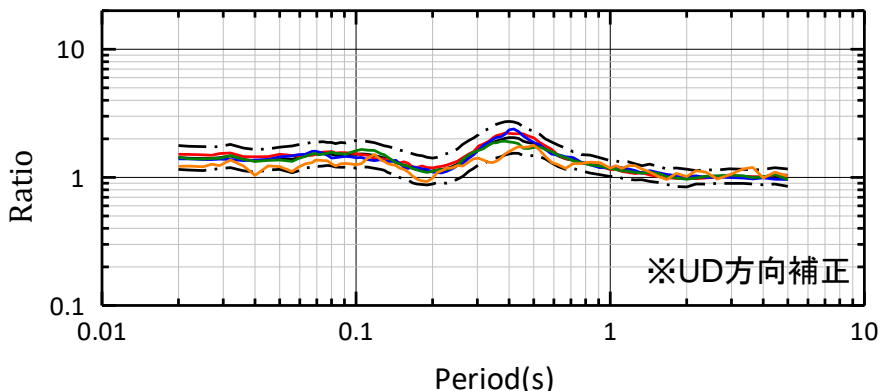
【地震波到来方向別の平均増幅特性の比較】

➤ 地震波到来方向別の平均増幅特性の違いは小さい。

- 全地震平均
- - - 全地震平均±標準偏差
- 到来方向 北
- 到来方向 東
- 到来方向 南
- 到来方向 西



水平方向



鉛直方向

地震波到来方向別の平均応答スペクトル比の比較 自由地盤

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

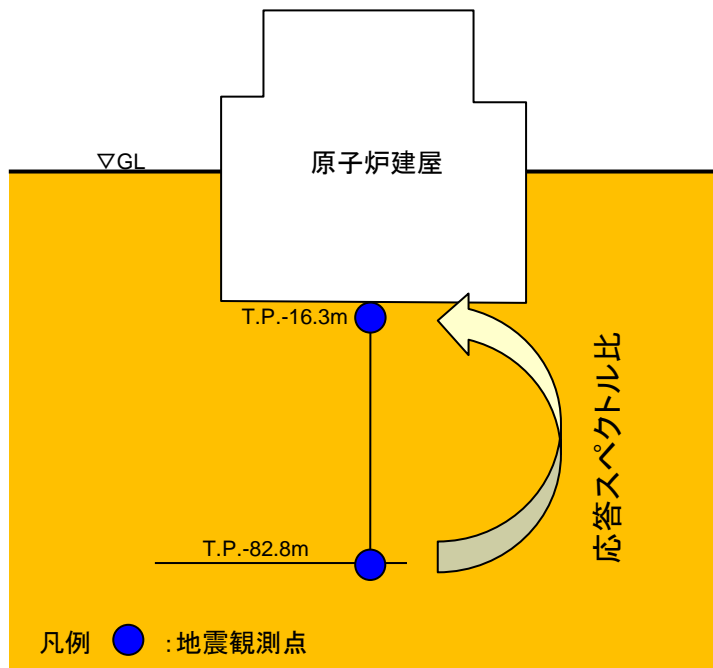
(4)原子炉建屋直下地盤の増幅特性に関する検討

【目的】原子炉建屋直下地盤の鉛直アレイ観測記録においても、自由地盤の増幅特性と同様の傾向にあることを確認する。

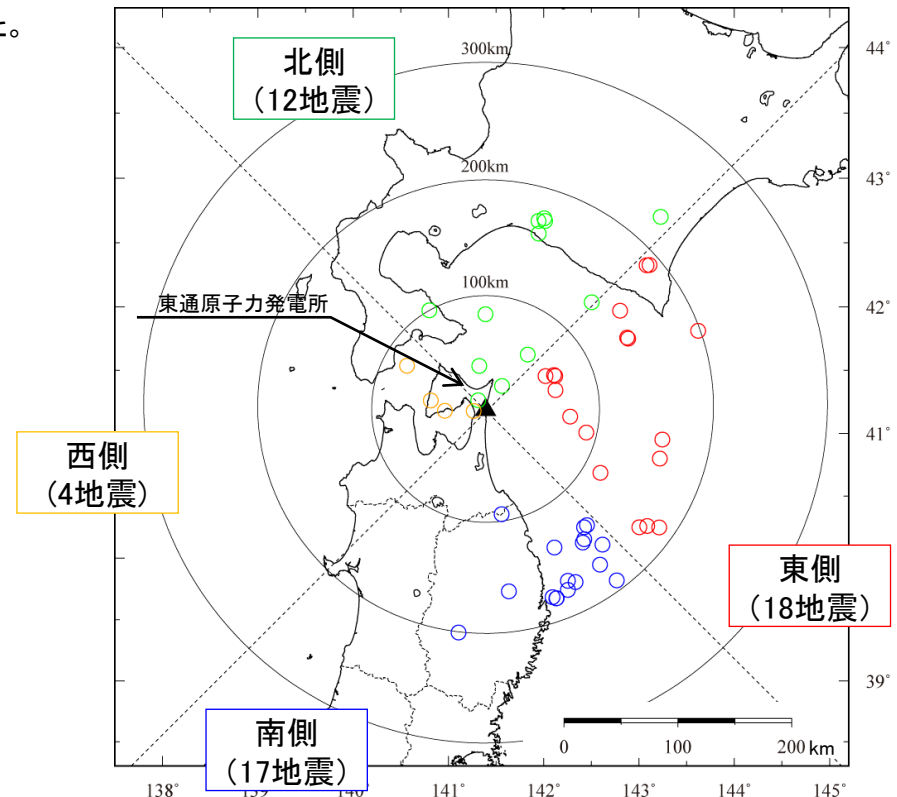
- 振動特性の検討は、原子炉建屋直下深部の地震観測点(T.P.-82.8m)に対する原子炉建屋基礎版下の地震観測点(T.P.-16.3m)の応答スペクトル比を用いた。
- 鉛直アレイの増幅特性の検討に用いた観測地震の震央分布及び地震観測点を以下に示す。
- 検討に用いた観測記録は、自由地盤鉛直アレイの検討に用いた104地震(※)のうち、原子炉建屋直下の観測開始(2004年8月)～2018年の期間で得られた51地震とした。なお、西側については、検討対象地震が4地震と少ないことから参考扱いとする。

※ 全 方 位 : 地震規模M5.5以上, 震源距離200km程度以内とした。

西側・北側 : 上記のほか, 震央距離300km以内とした。



検討に用いた地震観測点



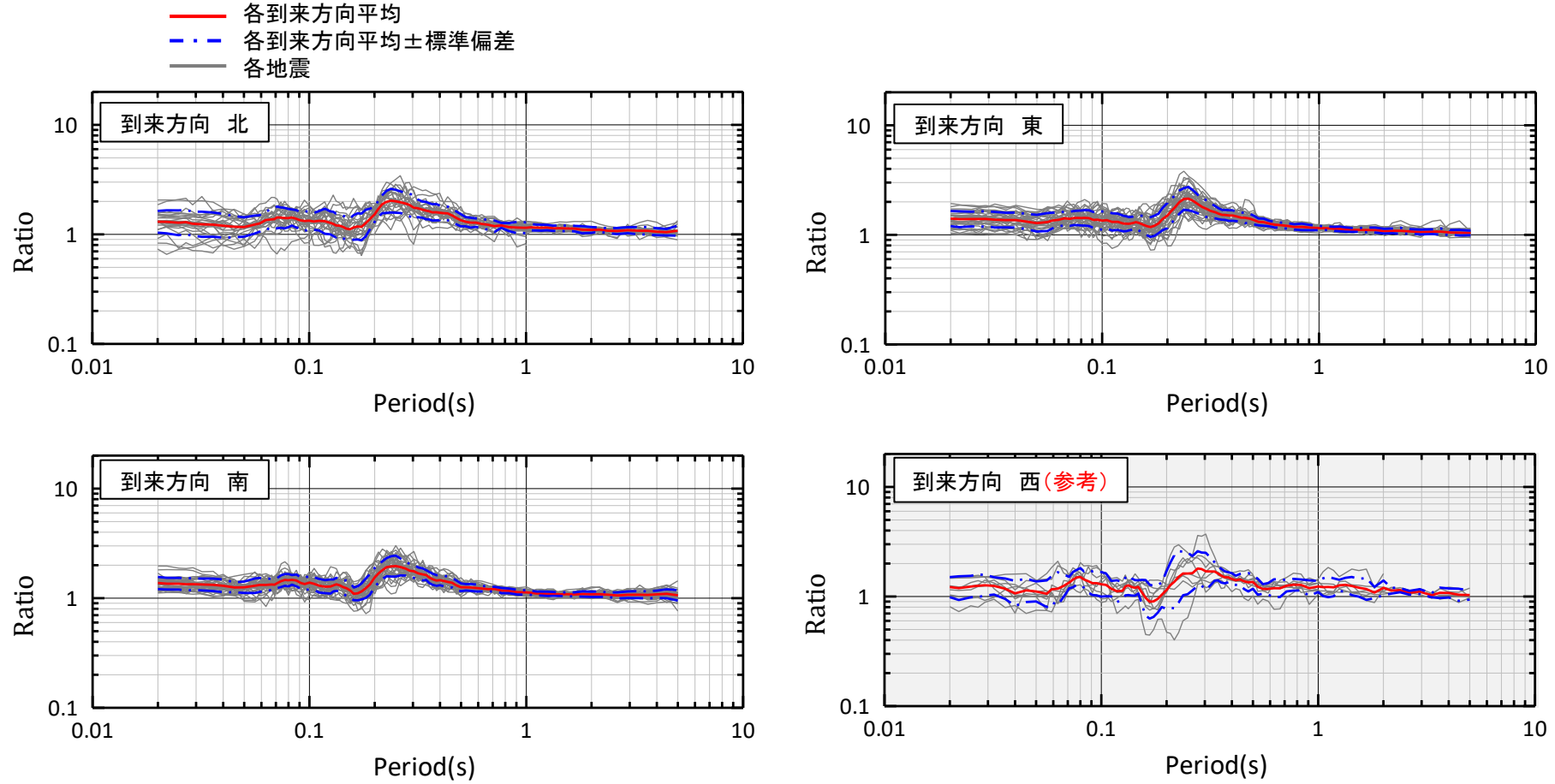
対象地震の分布(震央位置)

2.3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

(5) 原子炉建屋直下の鉛直アレイの応答スペクトル比 (T.P.-16.3m/T.P.-82.8m) 水平方向

【水平方向の応答スペクトル比(原子炉建屋直下 T.P.-16.3m/T.P.-82.8m)】

- 地盤の増幅特性は4方向とも特に著しく大きい周期帯はない。また、地震波到来方向別の各地震の応答スペクトル比のばらつきは、規模が小さい地震が多い北側及び西側は多少大きいものの、東側及び南側では大きいものではない。
- なお、卓越周期については建屋直下の地盤は建屋の相互作用の影響を受けているため、純粋な地盤の卓越周期とは異なるものと考えられる。



地震波到来方向別の応答スペクトル比 原子炉建屋直下 水平方向(PN基準)

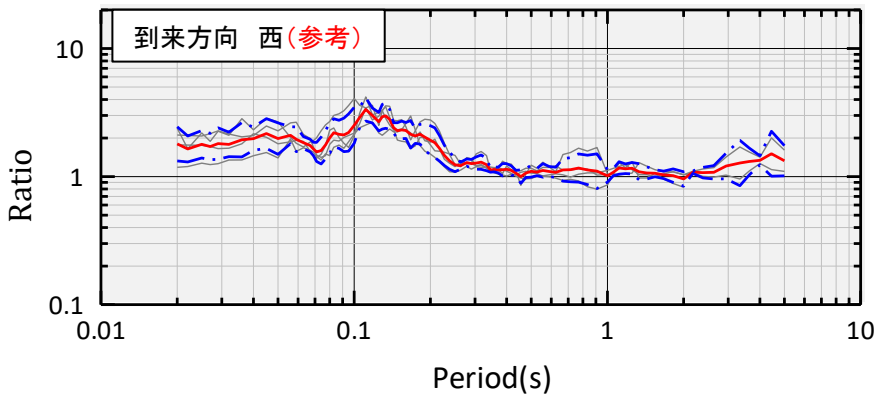
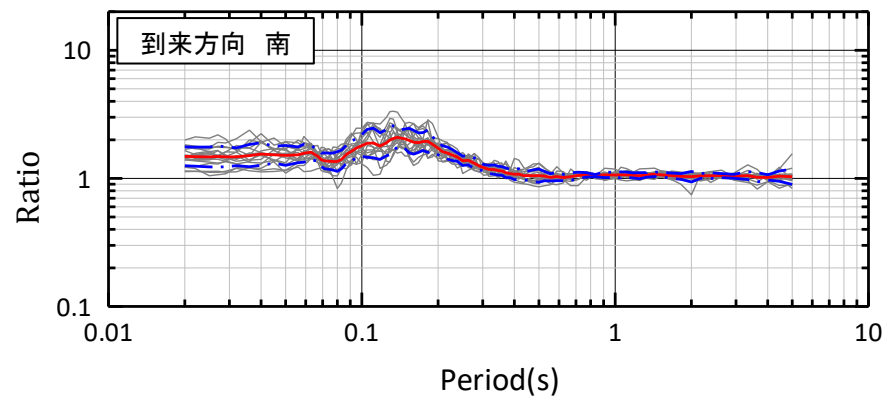
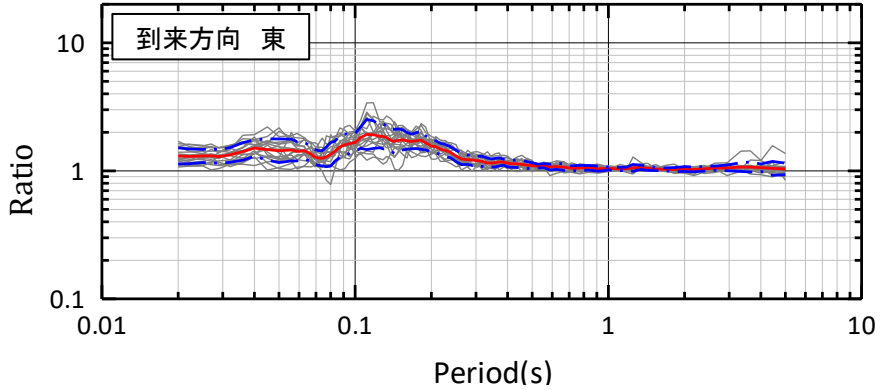
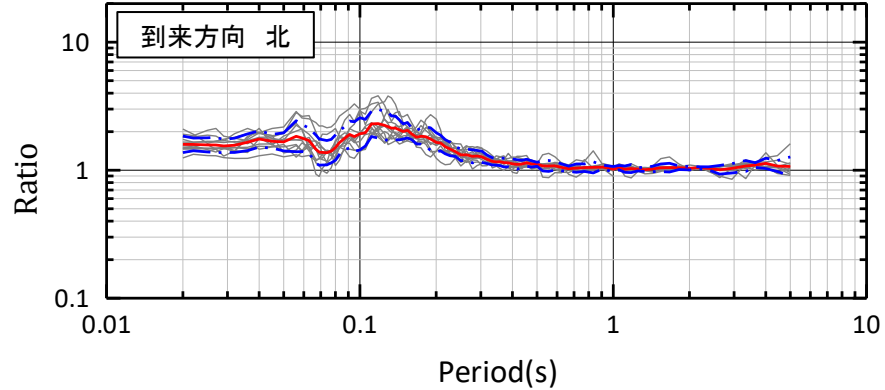
2.3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

(5)原子炉建屋直下の鉛直アレイの応答スペクトル比(T.P.-16.3m/T.P.-82.8m) 鉛直方向

【鉛直方向の応答スペクトル比(原子炉建屋直下 T.P.-16.3m/T.P.-82.8m)】

- 地盤の増幅特性は特に著しく大きい周期帯はなく、また、到来方向別にみても各地震の応答スペクトル比のばらつきは大きいものではない。
- なお、卓越周期については建屋直下の地盤は建屋の相互作用の影響を受けているため、純粋な地盤の卓越周期とは異なるものと考えられる。

— 各到来方向平均
- - 各到来方向平均±標準偏差
— 各地震



地震波到来方向別の応答スペクトル比 原子炉建屋直下 鉛直方向

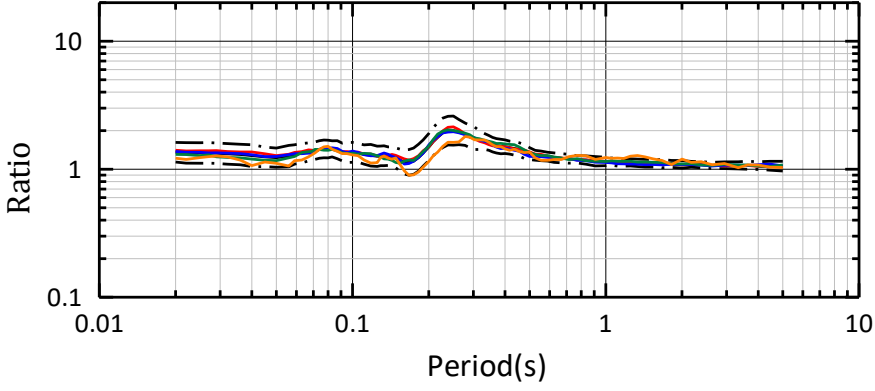
2.3.3 自由地盤及び原子炉建屋直下観測点の増幅特性に関する検討

(5)原子炉建屋直下の鉛直アレイの応答スペクトル比(T.P.-16.3m/T.P.-82.8m) 平均の比較

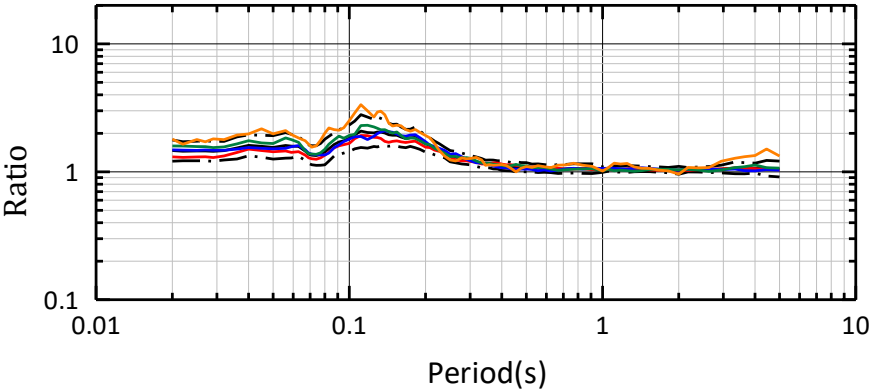
【原子炉建屋直下の応答スペクトル比(原子炉建屋直下 T.P.-16.3m/T.P.-82.8m)】

➤ 地震波到来方向別の平均増幅特性の違いは小さい。

- 全地震平均
- - - 全地震平均±標準偏差
- 到来方向 北
- 到来方向 東
- 到来方向 南
- 到来方向 西 (参考)



水平方向



鉛直方向

地震波到来方向別の平均応答スペクトル比の比較 原子炉建屋直下

(6)まとめ

- 地震観測記録を敷地を中心にした4方位に区分し、地震波到来方向の違いが増幅特性に与える影響について検討を行った。
- その結果、自由地盤の応答スペクトル比(自由地盤 T.P.+2.0m/T.P.-282.8m)、原子炉建屋直下の応答スペクトル比(原子炉建屋直下 T.P.-16.3m/T.P.-82.8m)とも、増幅特性に著しく大きい周期帯はないこと、各地震の増幅特性のばらつきも大きいものではないこと、地震波到来方向の違いによる増幅特性のばらつきも小さいことを確認した。

以上の検討結果から、地下構造には振動特性に影響を与えるような著しい不均質性はないと判断される。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

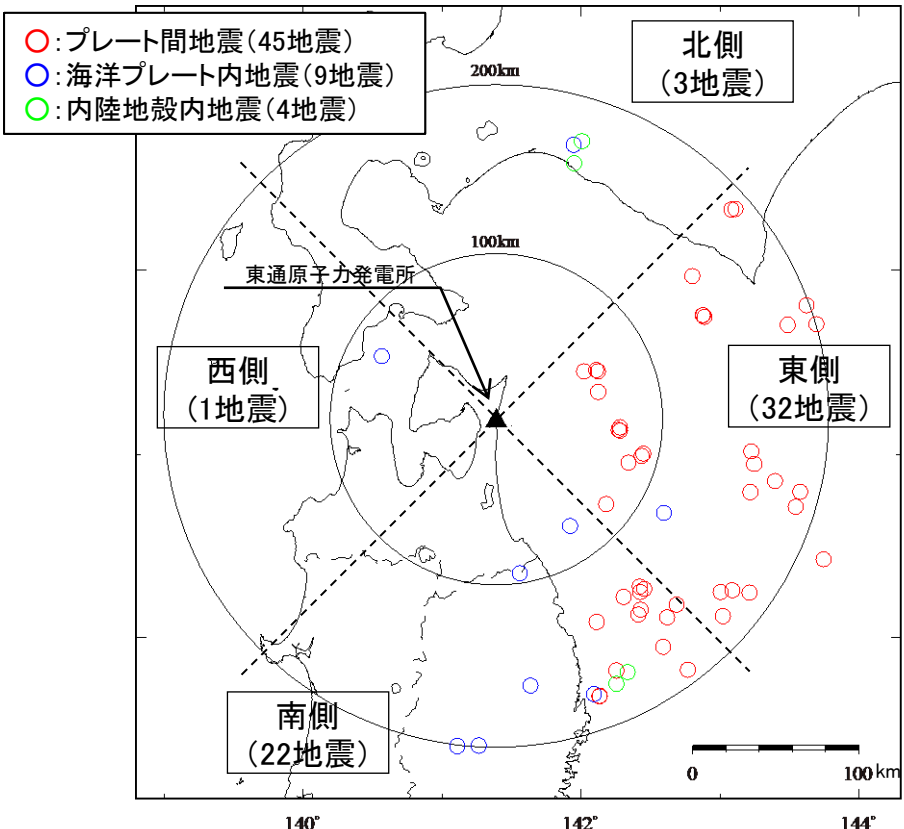
2.3.4 Noda et al.(2002)による応答スペクトルとの比較

(1) 検討方針と検討に用いる観測記録

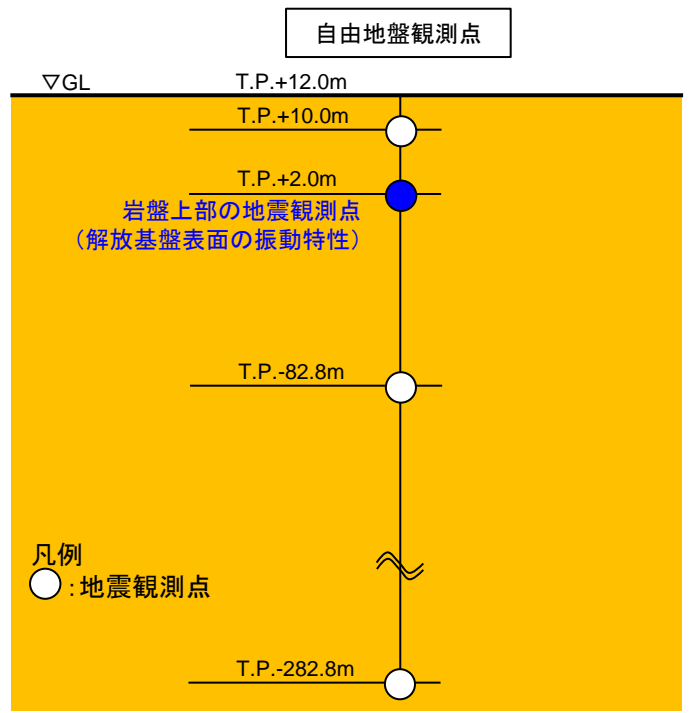
【目的】 Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルと観測記録の応答スペクトルの残差を用いて以下の検討を行う。

- ①地震タイプ別の残差の傾向が、著しく大きい結果になっていないこと
- ②地震波到来方向別に分類した場合の残差の形状が、特に大きな相違はないこと

- 検討対象地震は、Noda et al.(2002)の適用範囲を踏まえ、観測開始(1994年)~2018年に得られた地震規模M5.5以上、震源距離200km程度以内の58地震とする。なお、西側については、検討対象地震が1地震のみであることから、参考扱いとする。
- 観測記録は岩盤上部の観測点(T.P.+2.0m)を用いるが、当該観測点の土被り深さは10m程度と浅いため、地中波の応答スペクトルと距離減衰式を比較した。



対象地震の分布(震央位置)



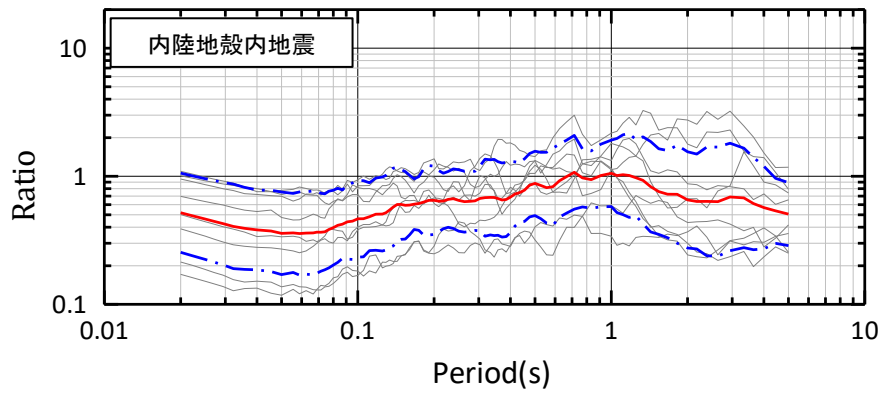
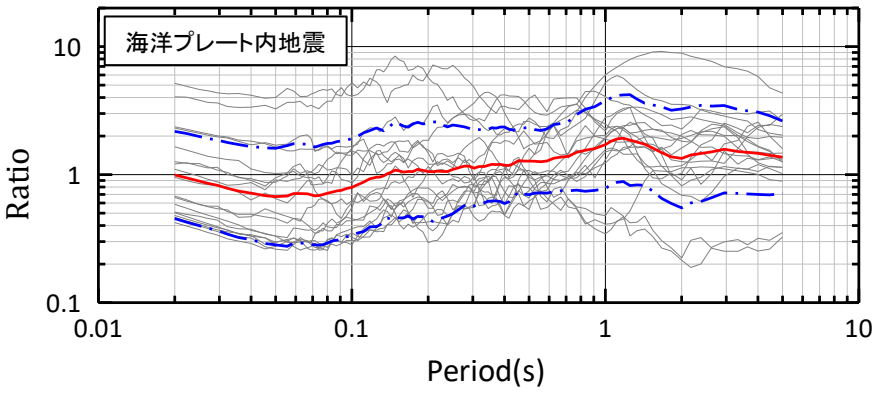
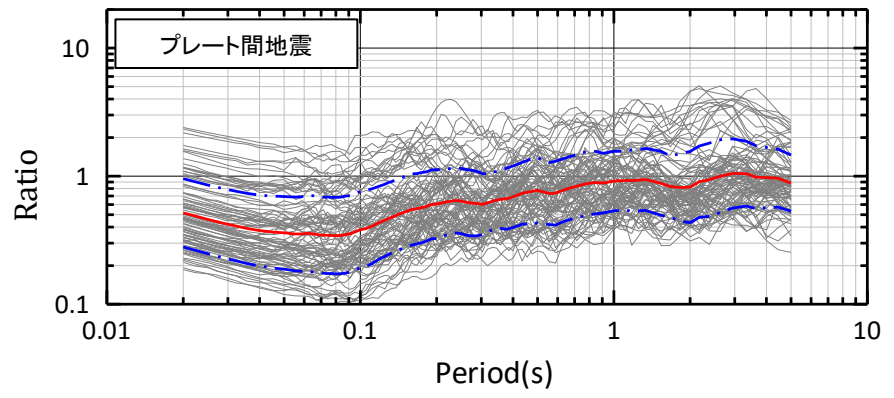
検討に用いた地震観測点

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.4 Noda et al.(2002)による応答スペクトルとの比較

(2) 観測記録とNoda et al.(2002)との比較 地震タイプ別 水平方向

- ▶ プレート間地震の残差の平均は概ね1を下回る。Noda et al.(2002)は福島県沖の地震を中心に策定された式であり、青森県沖のプレート間地震とは震源の特徴、伝播特性の違いがあったとしても、少なくとも地盤で著しい増幅傾向はないと考えられる。
- ▶ 海洋プレート内地震の残差の平均は概ね2を下回る。プレート間地震と海洋プレート内地震の平均的な短周期レベルの違いは2倍程度であり[片岡ほか(2006)], 東通の傾向はこれと概ね整合している。このことから、少なくとも地盤で著しい増幅傾向はないと考えられる。
- ▶ 内陸地殻内地震は、内陸補正よりも一部の周期帯で大きい傾向にある。これは、今回検討の対象とした地震に平成30年北海道胆振東部地震等の震源深さが深く短周期レベルが大きい傾向にある地震が含まれているためと考えられる。
- ▶ 3つのタイプの地震とも、残差の形状は概ね同様であり、地盤増幅特性に顕著な違いはないと判断される。



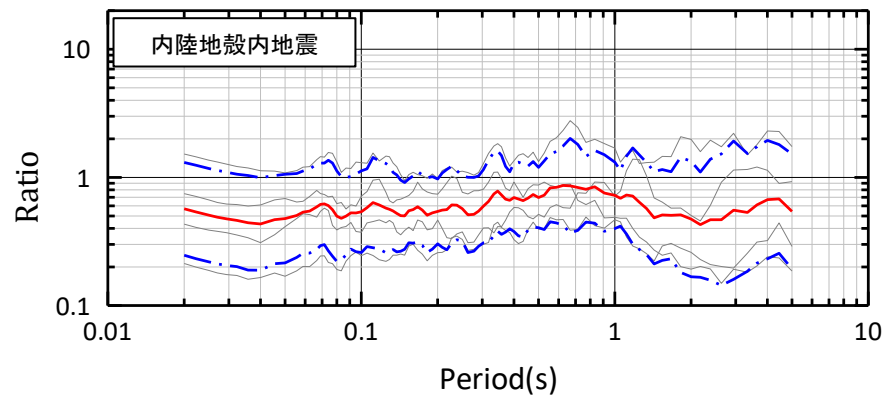
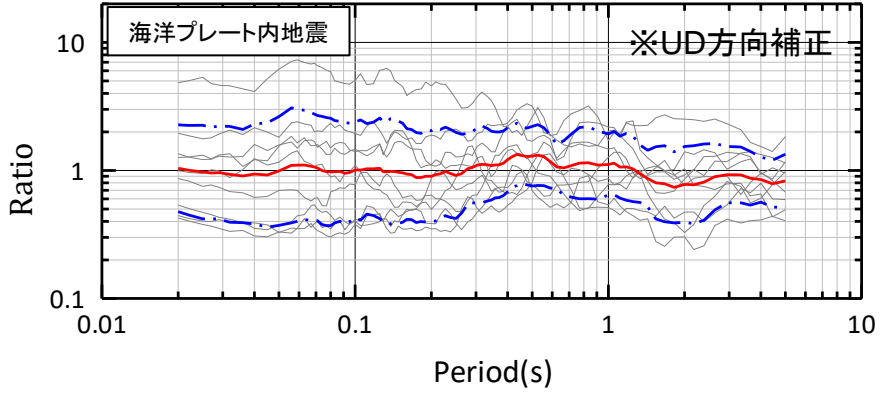
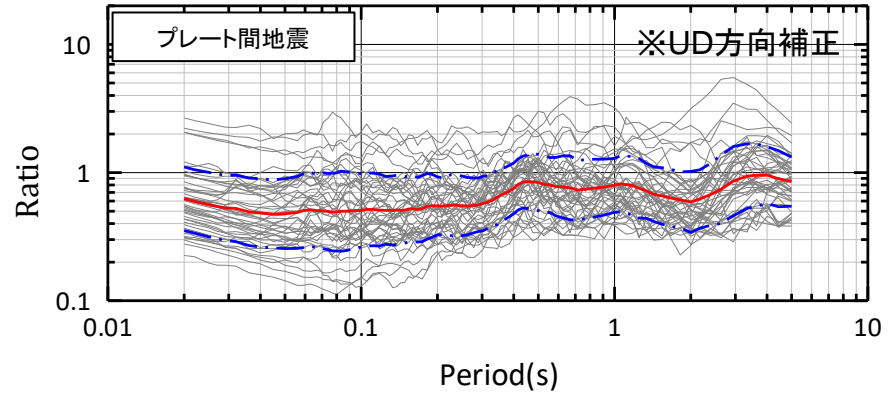
— 各地震の比の平均
 - · - 各地震の比の平均±標準偏差
 — 各地震の比

観測記録とNoda et al.(2002)との比較 地震タイプ別 水平方向
 自由地盤の岩盤上部地震観測点(T.P.+2.0m)/Noda et al.(2002)

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性
2.3.4 Noda et al.(2002)による応答スペクトルとの比較

(2) 観測記録とNoda et al.(2002)との比較 地震タイプ別 鉛直方向

▶ 鉛直方向も水平方向と同様の傾向にある。



— 各地震の比の平均
- - 各地震の比の平均±標準偏差
— 各地震の比

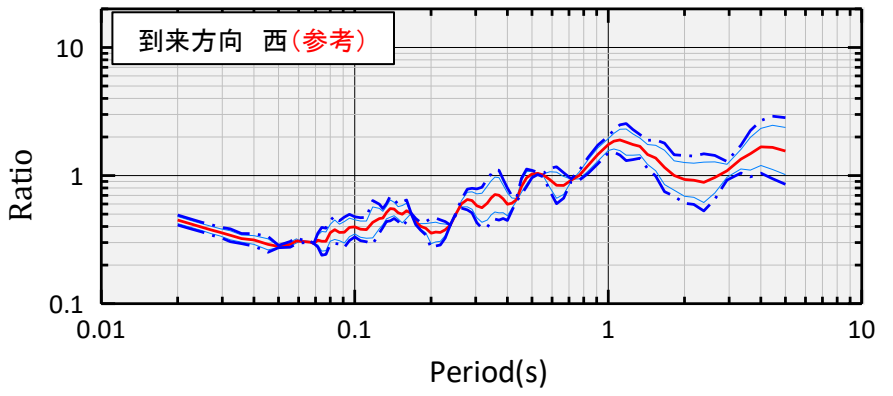
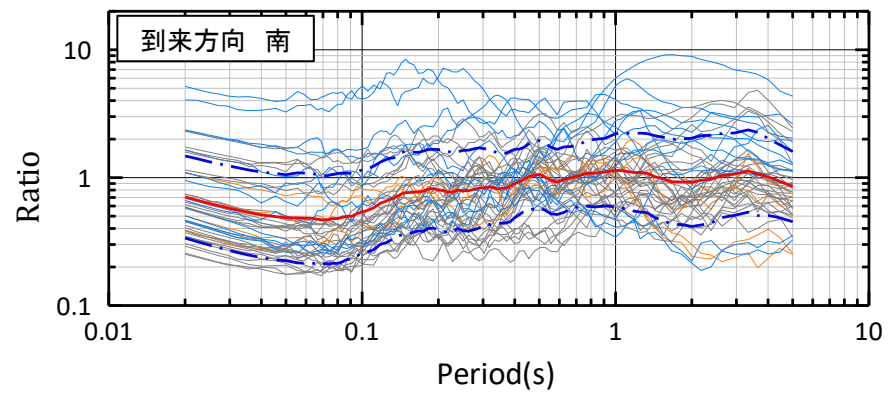
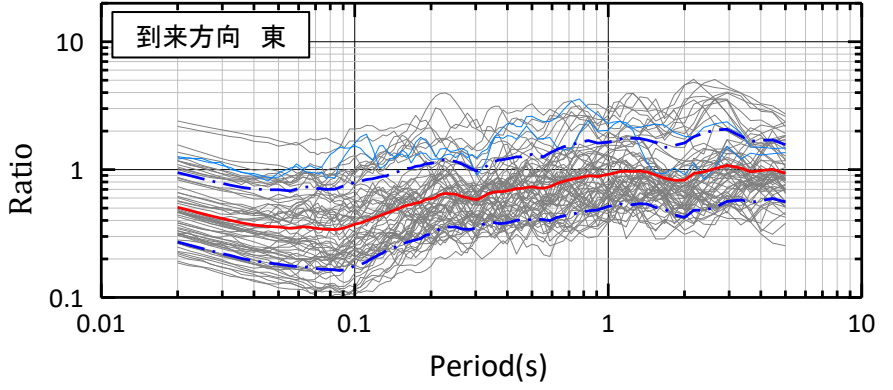
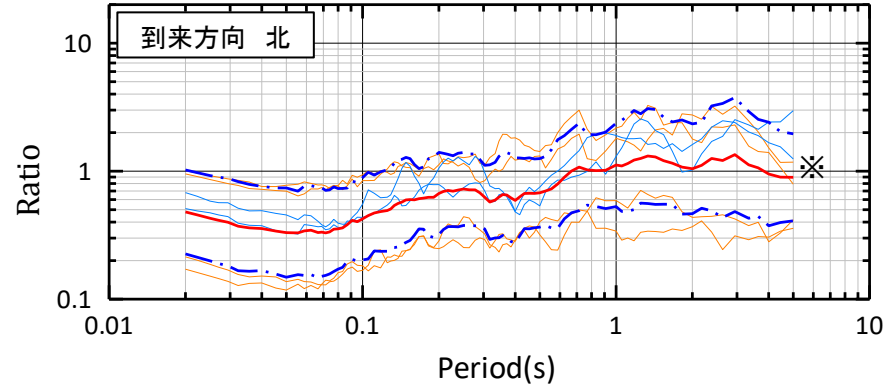
観測記録とNoda et al.(2002)との比較 地震タイプ別 鉛直方向
自由地盤の岩盤上部地震観測点(T.P.+2.0m)/Noda et al.(2002)

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.4 Noda et al.(2002)による応答スペクトルとの比較

(3) 観測記録とNoda et al.(2002)との比較 到来方向による違い 水平方向

▶ 各地震波到来方向における残差は、その大きさについては地震タイプの違いに応じて多少違いはあるが著しいものではない。また、その形状は、地震波到来方向別に大きな違いはない。



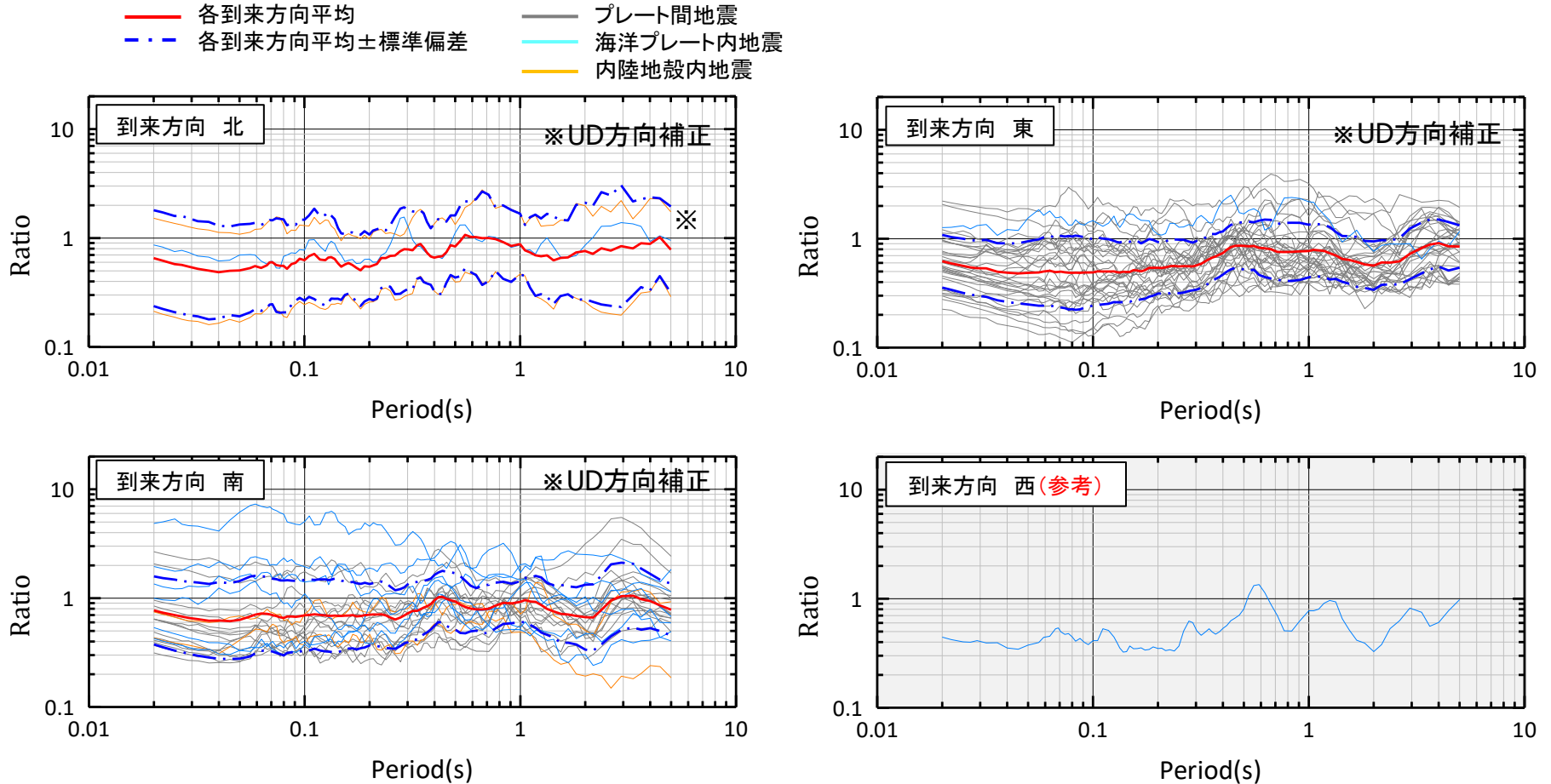
観測記録とNoda et al.(2002)との比較 地震波到来方向別 水平方向
自由地盤の岩盤上部地震観測点(T.P.+2.0m)/Noda et al.(2002)

※:平成30年北海道胆振東部地震:震源深さが深く短周期レベルが大きい傾向にある。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性
2.3.4 Noda et al.(2002)による応答スペクトルとの比較

(3) 観測記録とNoda et al.(2002)との比較 到来方向による違い 鉛直方向

➤ 鉛直方向も水平方向と同様の傾向にある。



観測記録とNoda et al.(2002)との比較 地震波到来方向別 鉛直方向

自由地盤の岩盤上部地震観測点(T.P.+2.0m)/Noda et al.(2002)

※:平成30年北海道胆振東部地震:震源深さが深く短周期レベルが大きい傾向にある。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性 2.3.4 Noda et al.(2002)による応答スペクトルとの比較

(4)まとめ

- Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルと観測記録の応答スペクトルの残差を用いた検討から、地震タイプ別の残差の傾向が著しく大きい結果になっていないこと、また、地震波到来方向別に分類した場合の残差の形状が、特に大きな相違はないことを確認した。

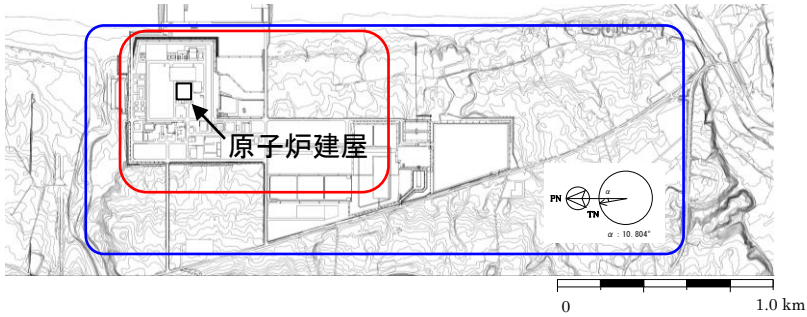
以上の検討結果から、当該自由地盤(T.P.+2.0m)の振動特性は一般的な岩盤における振動特性と同等であり、また、地下構造には振動特性に影響を与えるような著しい不均質性はないと判断される。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

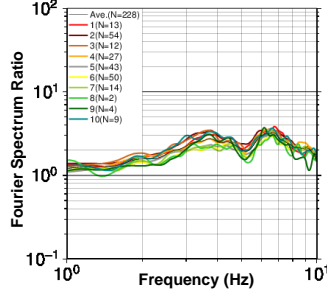
2.3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(1) 検討概要①

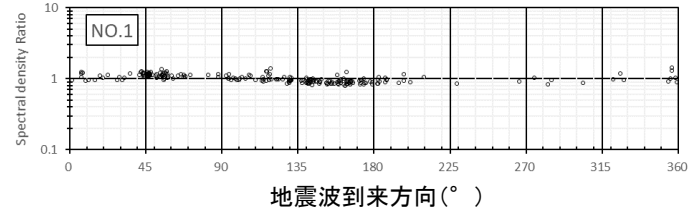
【目的】 敷地内臨時高密度観測を実施し、各観測点の地震波到来方向の違いによる基準化スペクトル及びスペクトル密度比のばらつきは小さいことを確認する。



検討範囲イメージ



基準化スペクトル(例)
(地震波到来方向の比較)



※地震波到来方向は真北(TN)を0°とし、時計回りとした。
スペクトル密度比(例)

2章3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

- 原子炉建屋等の重要施設の周辺で稠密に地震計を配置
- 敷地地表24箇所

- ① 到来方向別 基準化スペクトル(各観測点/地表基準観測点)
- ② 到来方向別 スペクトル密度比(基準化スペクトル/平均基準化スペクトル)

基準化スペクトル及びスペクトル密度比の地震波到来方向によるばらつきは、地点に関わらず小さい。

2章3.6 敷地の広範囲を対象とした南北アレイ臨時観測による地下構造の不均質性の検討

- 敷地全体を南北に縦断するように地震計を配置
- 敷地地表5箇所

- ① 到来方向別 基準化スペクトル(各観測点/地表基準観測点)
- ② 到来方向別 スペクトル密度比(各観測点/地表基準観測点)

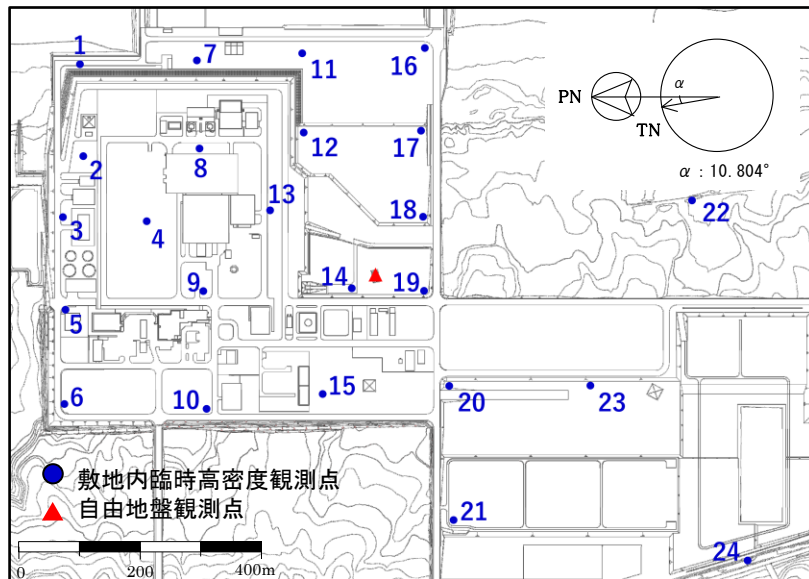
基準化スペクトル及びスペクトル密度比の地震波到来方向によるばらつきは、地点に関わらず小さい。

記録の傾向確認(表層の影響等)

2.3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(1) 検討概要②

- 2013年5月～2015年11月(一部は2014年9月まで)の期間, 敷地内地表24箇所に地震計を配置し, **高密度微小地震観測**を行った。地震計は, 岩盤のせん断波速度及び検討対象とする周波数範囲(1～10Hz)を考慮し, **原子炉建屋等の重要施設の周辺では150m～200m程度に稠密に配置**し, それ以外ではやや広めの間隔に配置した。
- この期間に得られた地震観測記録を用い, 基準化スペクトル及びスペクトル密度比[澤田ほか(2018)]により, 地震波到来方向の違いによる影響を確認する。基準点は, 自由地盤観測点に近く解放基盤表面相当(T.P.+2.0m)の応答に概ね近いと考えられるNo.14観測点(T.P.+10.0m)とした。(補足資料1章2.4参照)
- **敷地地盤の振動特性に地下構造の不均質性の影響が小さい場合, 地震の到来方向の違いによらず各観測点の岩盤中の揺れの差異は小さくなり, 基準化スペクトル及びスペクトル密度比のばらつきも小さくなる。**
- 各観測点の揺れは「観測点直下の岩盤中の揺れ」と「表層地盤の増幅特性」の影響を受けるが, 表層地盤は薄く当該表層地盤の不均質性の影響は小さいことから, 観測記録の基準化スペクトル及びスペクトル密度比のばらつきは岩盤中の揺れのばらつきに相当すると考えられる。



敷地内臨時高密度観測点

基準化スペクトル

$$S_{no} = \frac{S_n}{S_{14}}$$

S_{no} : No.n観測点の基準化スペクトル

S_n : No.n観測点のフーリエ振幅スペクトル

S_{14} : No.14観測点のフーリエ振幅スペクトル

なお, フーリエ振幅スペクトルはTransverse成分とRadial成分の平均とした。

スペクトル密度比

$$\text{スペクトル密度比} = \frac{\text{各観測点・各地震の基準化スペクトルの面積}}{\text{各観測点の平均基準化スペクトルの面積}}$$

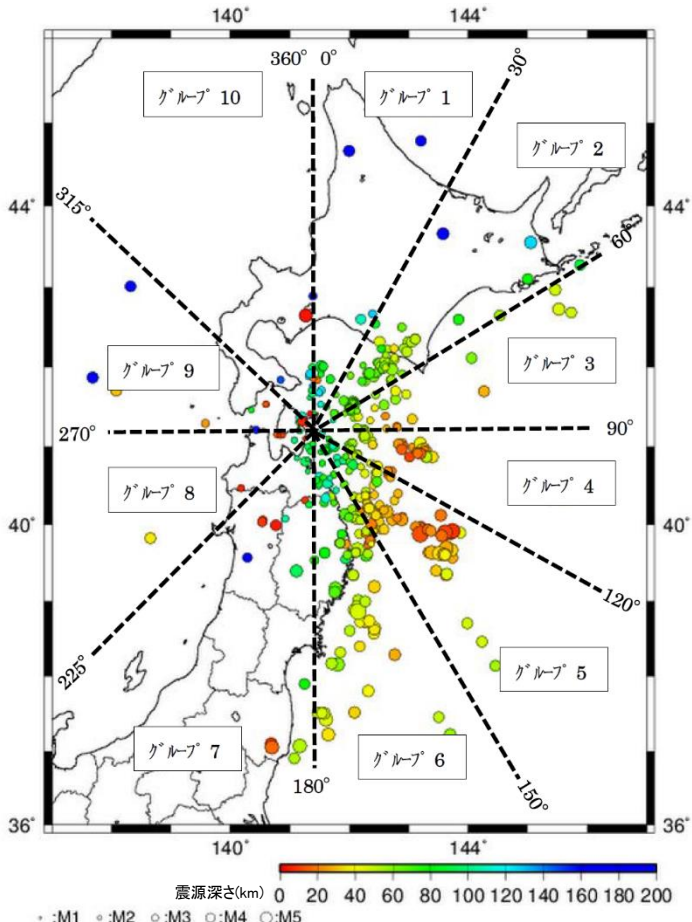
基準化スペクトルの面積の算定は1～10Hzとした。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性
2.3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討
(2) 検討対象地震

- 2013年5月から2015年11月まで観測した地震(441地震)を用いる。
- ただし、原子炉建屋から離れた観測点については、2014年9月に撤去するまでの228地震とした。

方位区分と各観測点の地震数

| 方位Gr | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 合計 |
|-------|-----|------|-----|-----|------|------|-----|-----|-----|-----|------|
| No.1 | 13 | 54 | 12 | 27 | 43 | 50 | 14 | 2 | 4 | 9 | 228 |
| No.2 | 18 | 92 | 24 | 52 | 105 | 91 | 21 | 9 | 12 | 17 | 441 |
| No.3 | 18 | 92 | 24 | 52 | 105 | 91 | 21 | 9 | 12 | 17 | 441 |
| No.4 | 18 | 92 | 24 | 52 | 105 | 91 | 21 | 9 | 12 | 17 | 441 |
| No.5 | 18 | 92 | 24 | 52 | 105 | 91 | 21 | 9 | 12 | 17 | 441 |
| No.6 | 13 | 54 | 12 | 27 | 43 | 50 | 14 | 2 | 4 | 9 | 228 |
| No.7 | 18 | 92 | 24 | 52 | 105 | 91 | 21 | 9 | 12 | 17 | 441 |
| No.8 | 18 | 92 | 24 | 52 | 105 | 91 | 21 | 9 | 12 | 17 | 441 |
| No.9 | 18 | 92 | 24 | 52 | 105 | 91 | 21 | 9 | 12 | 17 | 441 |
| No.10 | 13 | 54 | 12 | 27 | 43 | 50 | 14 | 2 | 4 | 9 | 228 |
| No.11 | 18 | 92 | 24 | 52 | 105 | 91 | 21 | 9 | 12 | 17 | 441 |
| No.12 | 18 | 92 | 24 | 52 | 105 | 91 | 21 | 9 | 12 | 17 | 441 |
| No.13 | 18 | 92 | 24 | 52 | 105 | 91 | 21 | 9 | 12 | 17 | 441 |
| No.14 | 18 | 92 | 24 | 52 | 105 | 91 | 21 | 9 | 12 | 17 | 441 |
| No.15 | 13 | 54 | 12 | 27 | 43 | 50 | 14 | 2 | 4 | 9 | 228 |
| No.16 | 13 | 54 | 12 | 27 | 43 | 50 | 14 | 2 | 4 | 9 | 228 |
| No.17 | 18 | 92 | 24 | 52 | 105 | 91 | 21 | 9 | 12 | 17 | 441 |
| No.18 | 18 | 92 | 24 | 52 | 105 | 91 | 21 | 9 | 12 | 17 | 441 |
| No.19 | 13 | 54 | 12 | 27 | 43 | 50 | 14 | 2 | 4 | 9 | 228 |
| No.20 | 13 | 54 | 12 | 27 | 43 | 50 | 14 | 2 | 4 | 9 | 228 |
| No.21 | 13 | 54 | 12 | 27 | 43 | 50 | 14 | 2 | 4 | 9 | 228 |
| No.22 | 13 | 54 | 12 | 27 | 43 | 50 | 14 | 2 | 4 | 9 | 228 |
| No.23 | 13 | 54 | 12 | 27 | 43 | 50 | 14 | 2 | 4 | 9 | 228 |
| No.24 | 13 | 54 | 12 | 27 | 43 | 50 | 14 | 2 | 4 | 9 | 228 |
| 合計 | 377 | 1790 | 444 | 973 | 1838 | 1733 | 427 | 139 | 200 | 320 | 8241 |



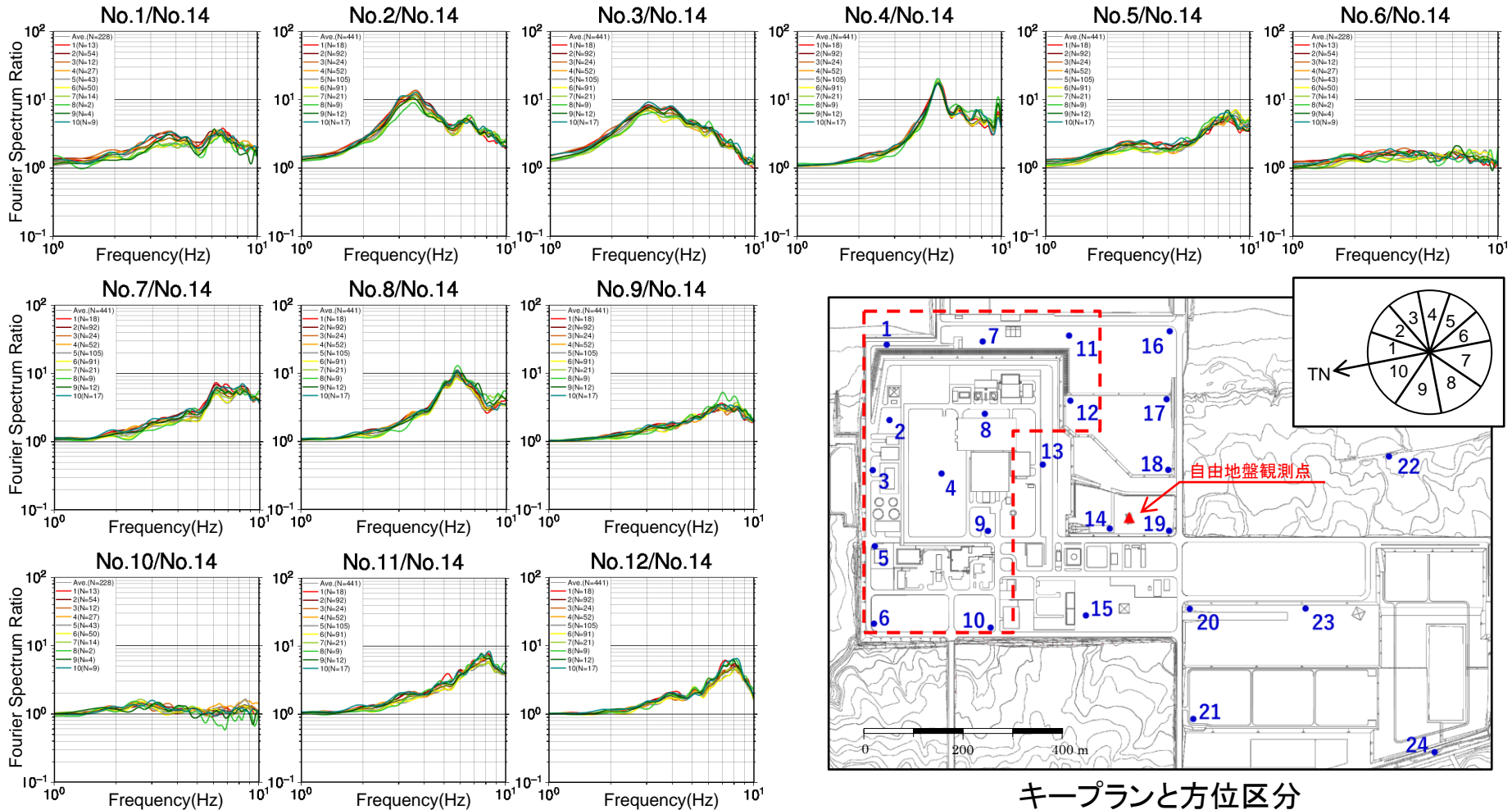
観測地震の震央分布と方位区分

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(3) 方位区分毎の基準化スペクトルの比較 (No.1~No.12)

➤ 基準化スペクトルの地震波到来方向のばらつきは、地点に関わらず小さい。



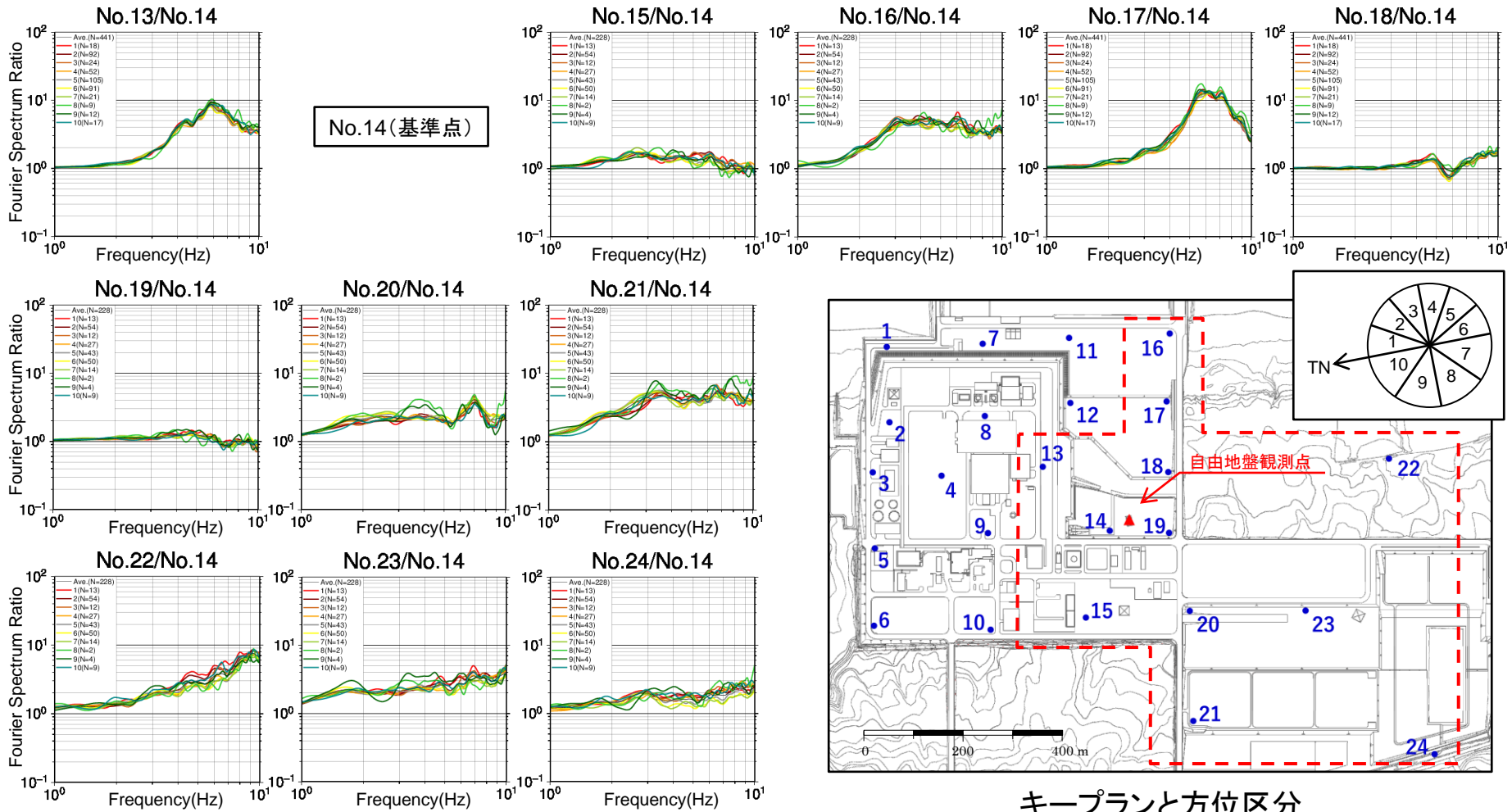
キープランと方位区分

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(3) 方位区分毎の基準化スペクトルの比較 (No.13~No.24)

- 基準化スペクトルの地震波到来方向のばらつきは、地点に関わらず小さい。
- いずれの地点もばらつきは小さいものの、到来方向に着目すると、方位8, 9(西側)は平均に比べて比較的差がみられる振動数がある(例えば, No.20, 21, 23, 24)。これは、地震数が少ない影響と考えられる。



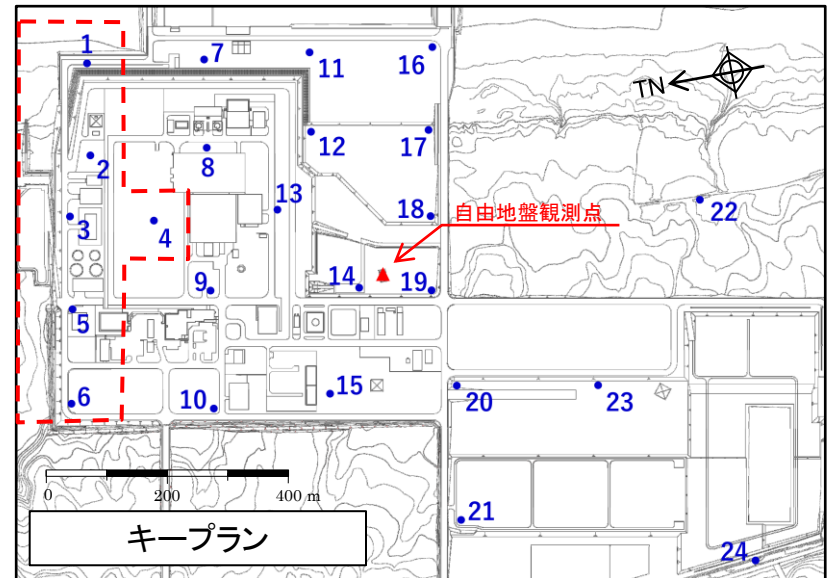
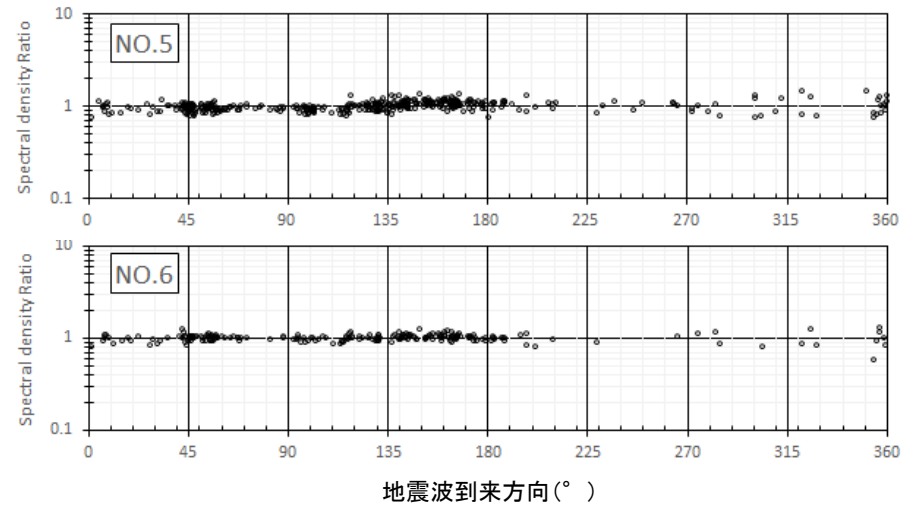
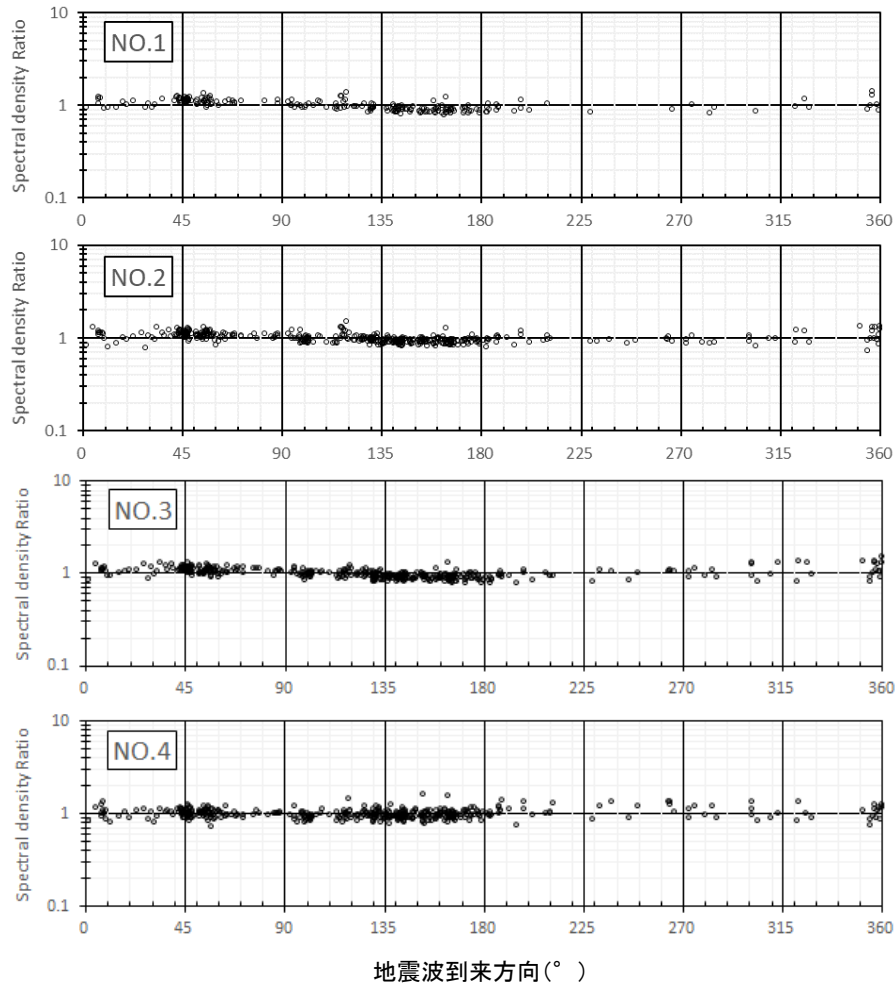
キープランと方位区分

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(4) スペクトル密度比の地震波到来方向依存性(No.1~No.6)

- 各観測点において、スペクトル密度比は概ね1であり、地震波到来方向の違いによるばらつきは小さい。
- また、上記傾向は各観測点で共通している。



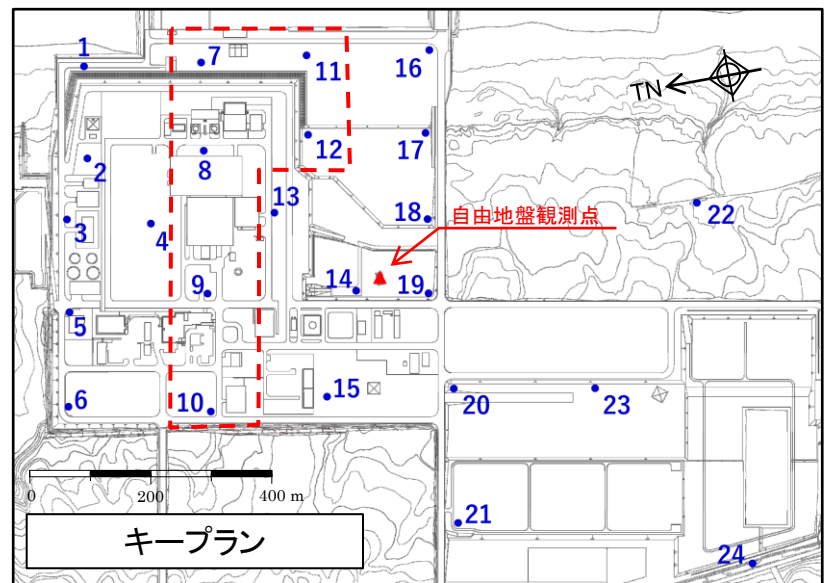
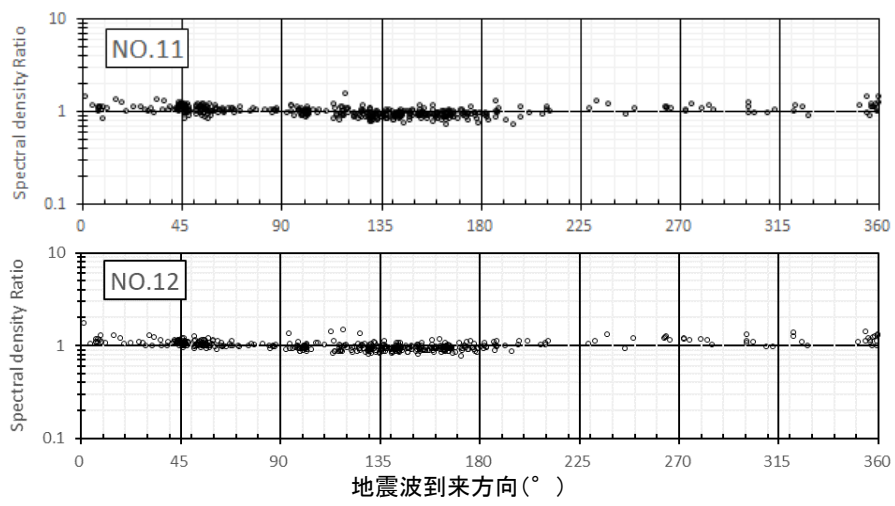
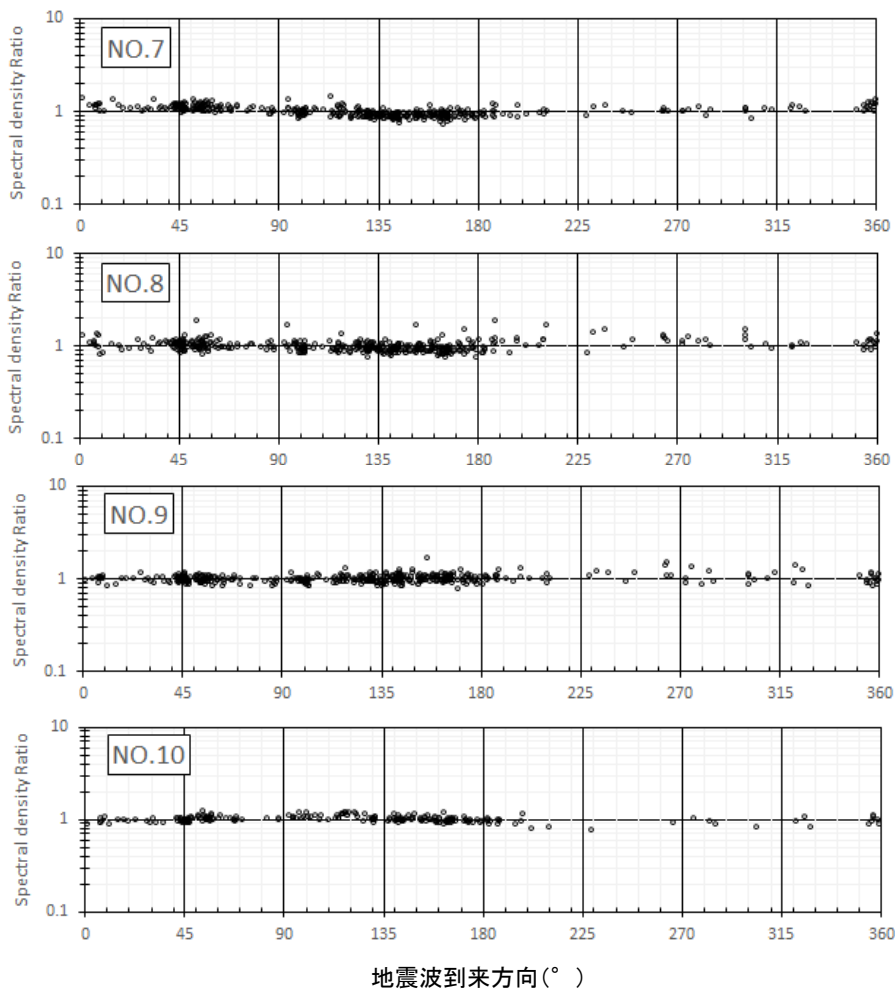
※地震波到来方向は真北(TN)を0°とし、時計回りとした。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2. 3 敷地地盤の振動特性

2. 3. 5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(4) スペクトル密度比の地震波到来方向依存性(No.7~No.12)

- 各観測点において、スペクトル密度比は概ね1であり、地震波到来方向の違いによるばらつきは小さい。
- また、上記傾向は各観測点で共通している。



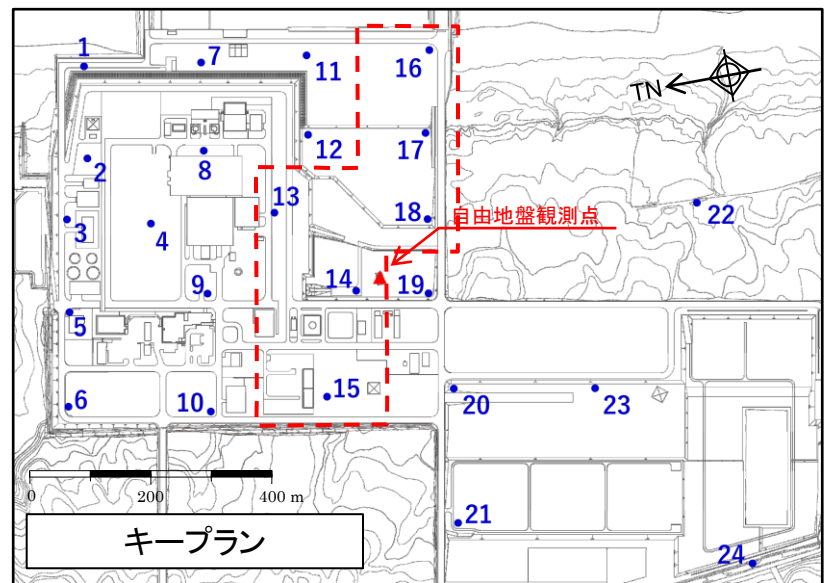
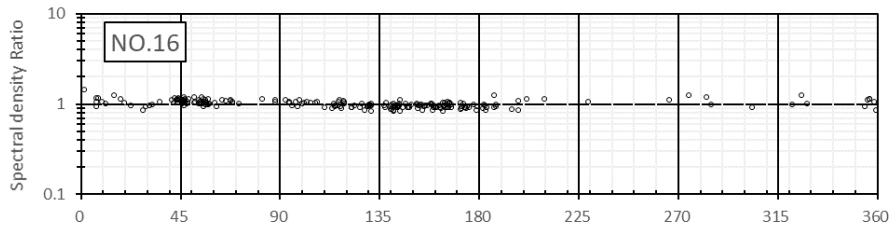
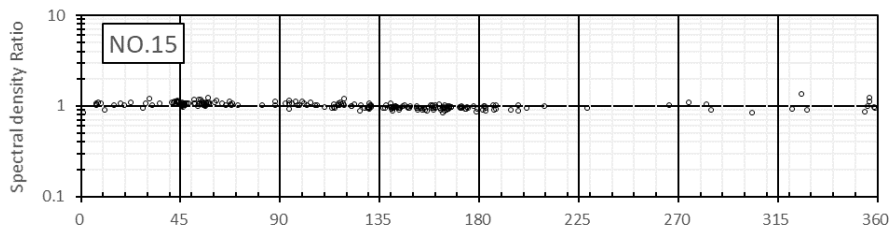
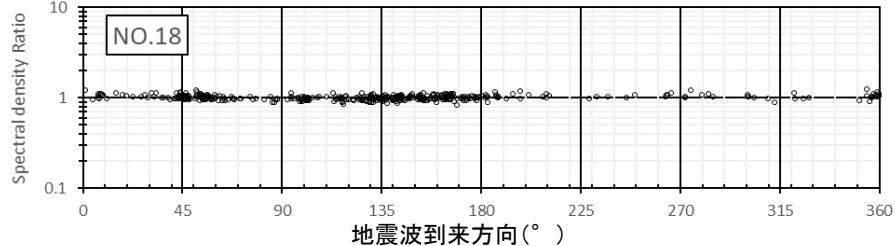
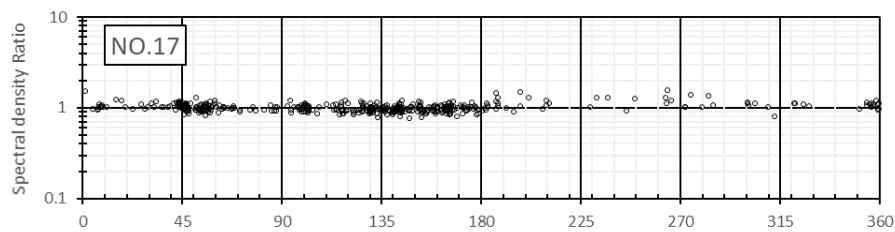
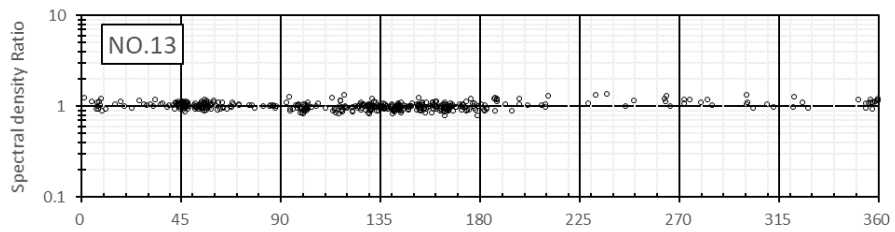
※地震波到来方向は真北(TN)を0°とし、時計回りとした。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(4) スペクトル密度比の地震波到来方向依存性(No.13~No.18)

- 各観測点において、スペクトル密度比は概ね1であり、地震波到来方向の違いによるばらつきは小さい。
- また、上記傾向は各観測点で共通している。



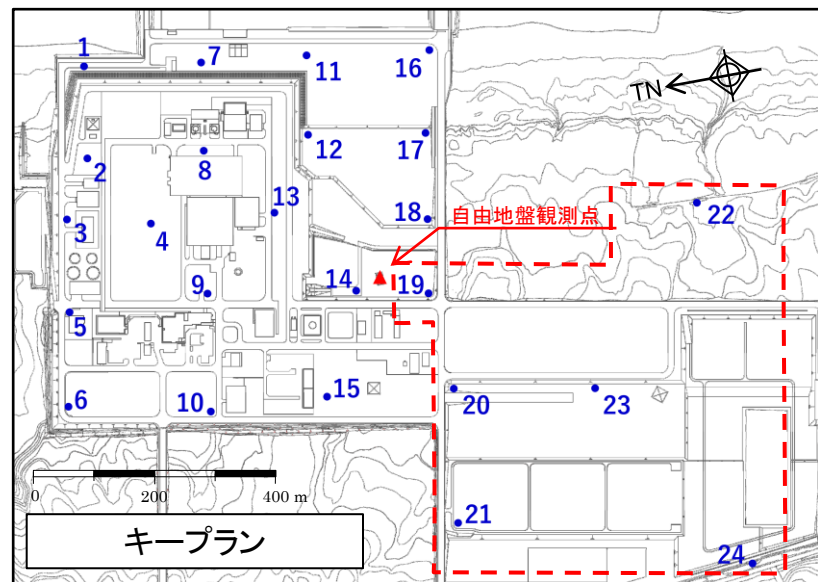
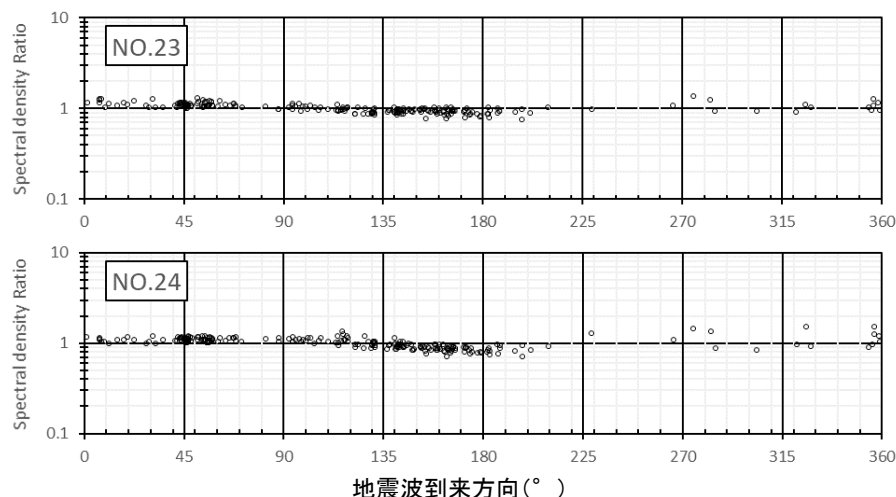
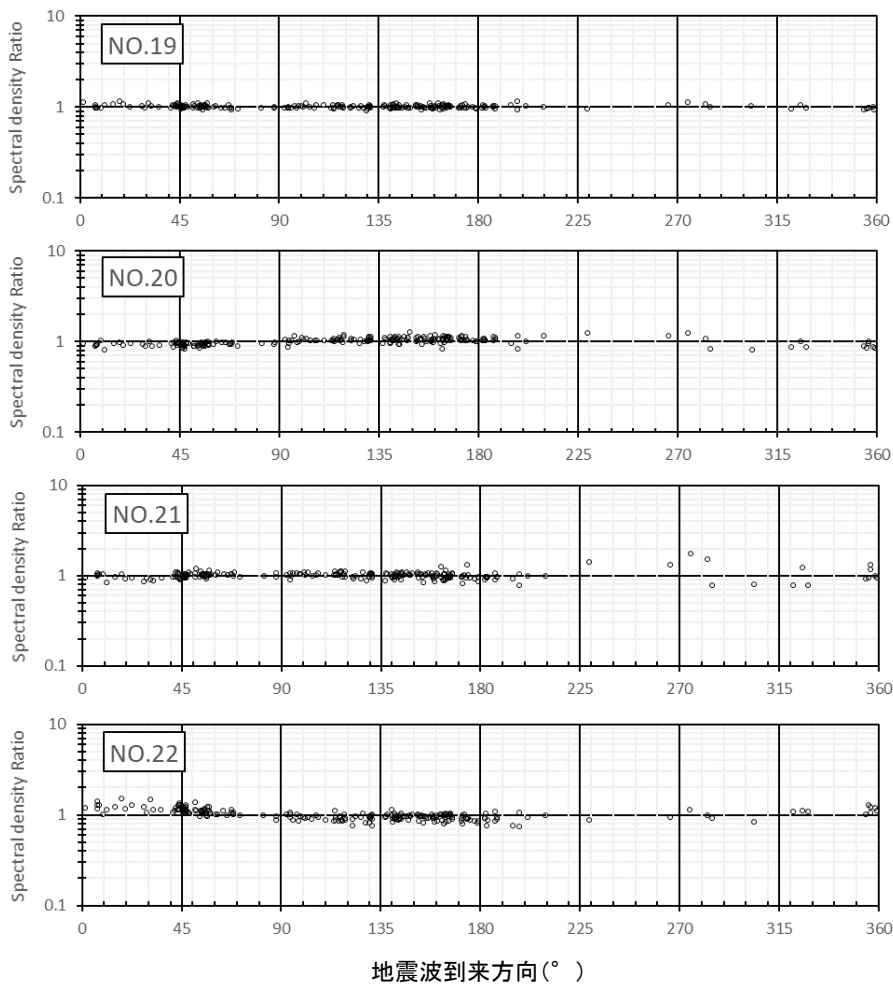
※地震波到来方向は真北(TN)を0°とし、時計回りとした。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(4) スペクトル密度比の地震波到来方向依存性(No.19~No.24)

- 各観測点において、スペクトル密度比は概ね1であり、地震波到来方向の違いによるばらつきは小さい。
- また、上記傾向は各観測点で共通している。なお、ばらつきは小さいものの、基準点からの距離に着目すると、遠い観測点(例えばNo.24)は、比較的ばらつきが大きい傾向がある。



※地震波到来方向は真北(TN)を0°とし、時計回りとした。

2.3.5 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(5)まとめ

- 敷地内臨時高密度観測(敷地内地表24箇所)を実施し、各観測点の基準化スペクトルの形状の違いは盛土等の整地の状況や表層の厚さと整合していることを確認した上で、各観測点の地震波到来方向の違いによる基準化スペクトル及びスペクトル密度比のばらつきは、地点に関わらず小さいことを確認した。

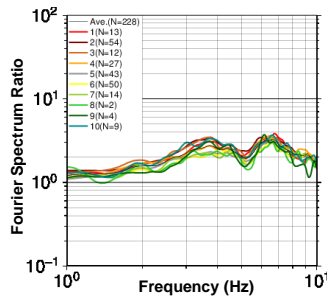
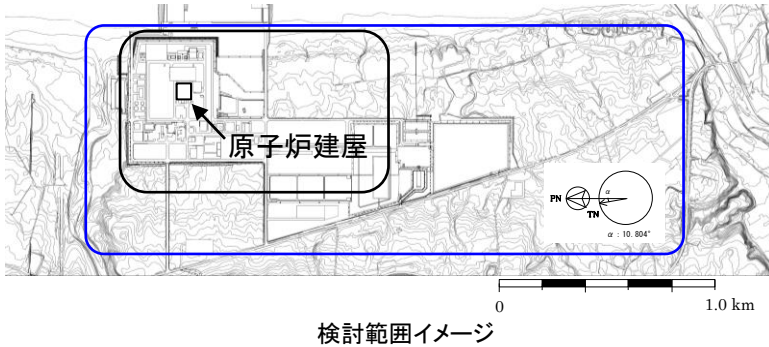
以上の検討結果からも、地下構造には振動特性に影響を与えるような著しい不均質性はないと判断される。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

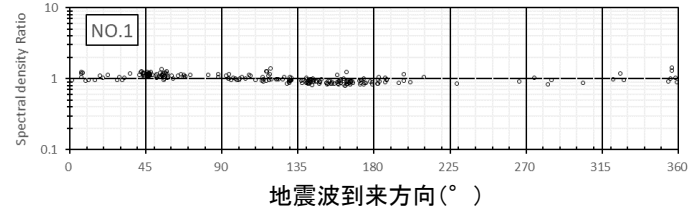
2.3.6 敷地の広範囲を対象とした南北アレイ臨時観測による地下構造の不均質性の検討

(1) 検討概要①

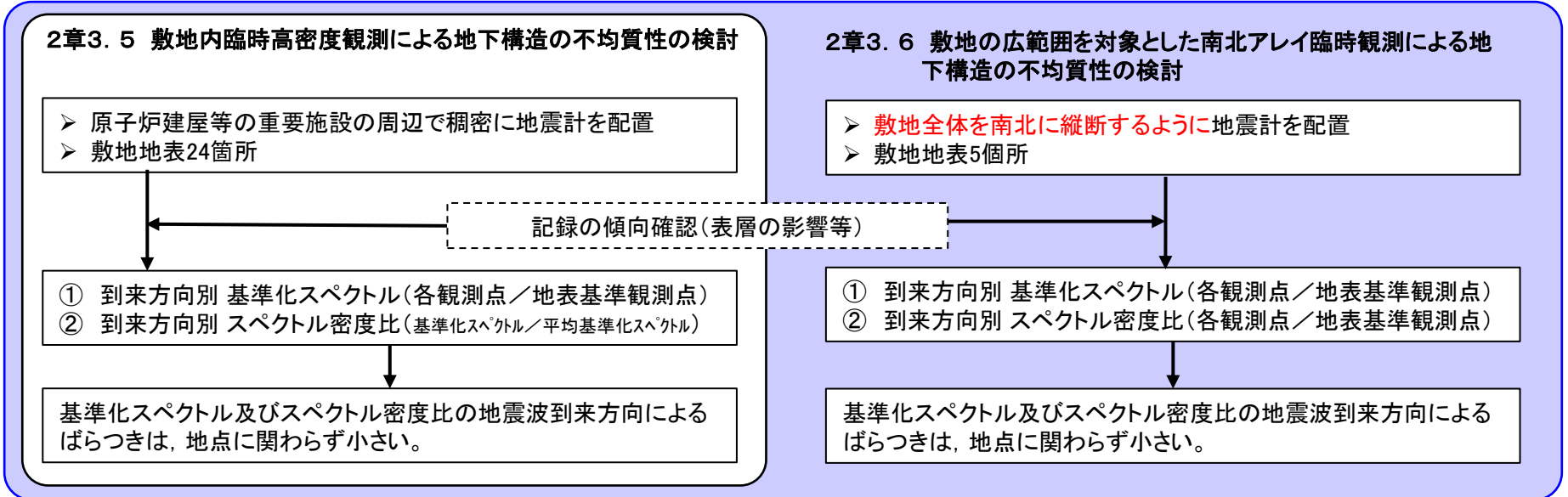
【目的】 敷地内広域の南北アレイ臨時観測を実施し、各観測点の地震波到来方向の違いによる基準化スペクトル及びスペクトル密度比のばらつきは小さいことを確認する。



基準化スペクトル(例)
(地震波到来方向の比較)



※: 地震波到来方向は真北(TN)を0°とし、時計回りとした。
スペクトル密度比(例)

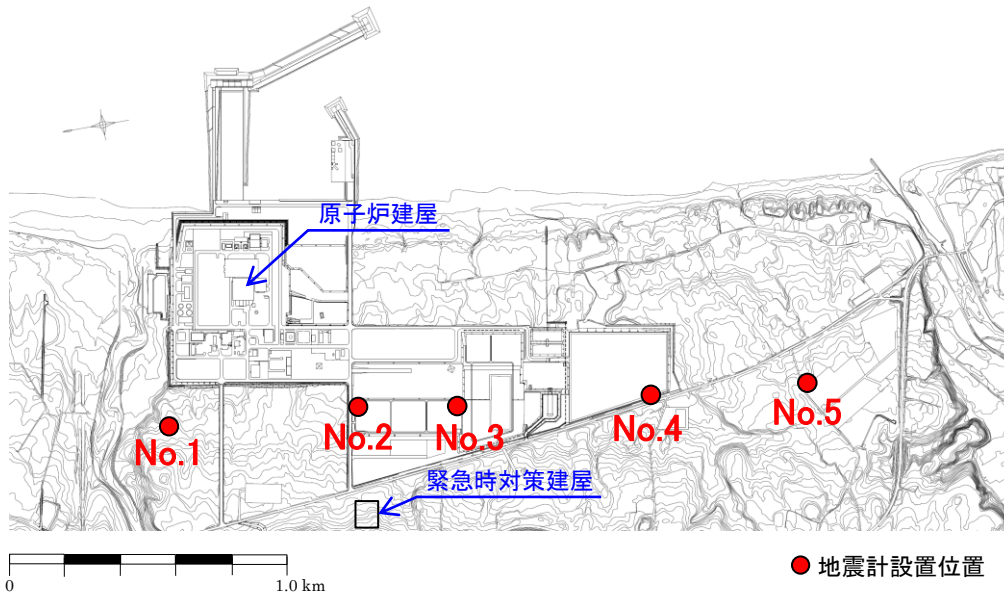


2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

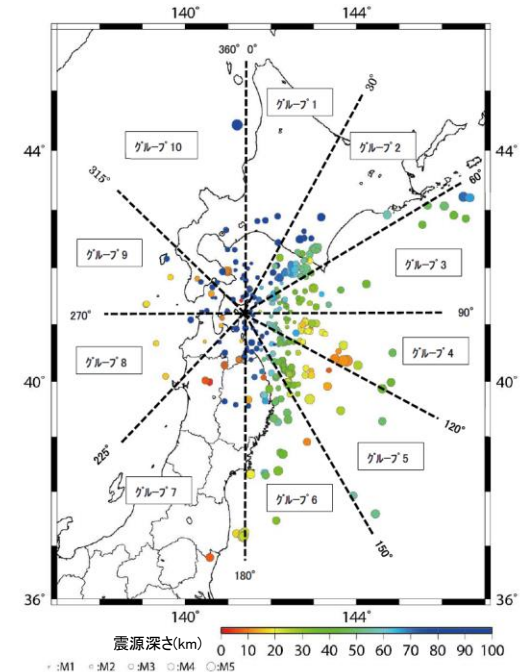
2.3.6 敷地の広範囲を対象とした南北アレイ臨時観測による地下構造の不均質性の検討

(1) 検討概要②

- 2015年11月～2016年12月の期間で、敷地全体で観測点を約500m間隔に配置した南北アレイ臨時観測を行った。
- この期間に得られた地震観測記録(438地震)を用い、基準化スペクトル及びスペクトル密度比[澤田ほか(2018)]により、地震波到来方向の違いによる影響について検討を行った。基準点は、比較的表層の薄いNo.1観測点とした。
- 敷地地盤の振動特性に地下構造の不均質性の影響が小さい場合、地震波到来方向の違いによらず各観測点の岩盤中の揺れの差異は小さくなり、基準化スペクトル及びスペクトル密度比のばらつきも小さくなる。
- 各観測点の揺れは「観測点直下の岩盤中の揺れ」と「表層地盤の増幅特性」の影響を受けるが、表層地盤は薄く当該表層地盤の不均質性の影響は小さいことから、観測記録の基準化スペクトル及びスペクトル密度比のばらつきは岩盤中の揺れのばらつきに相当すると考えられる。



南北アレイ臨時観測の位置



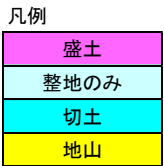
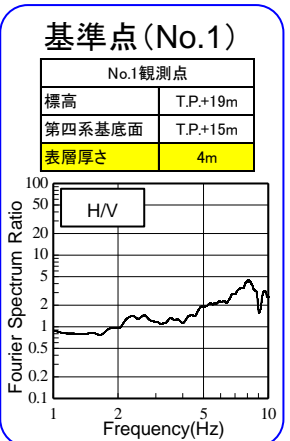
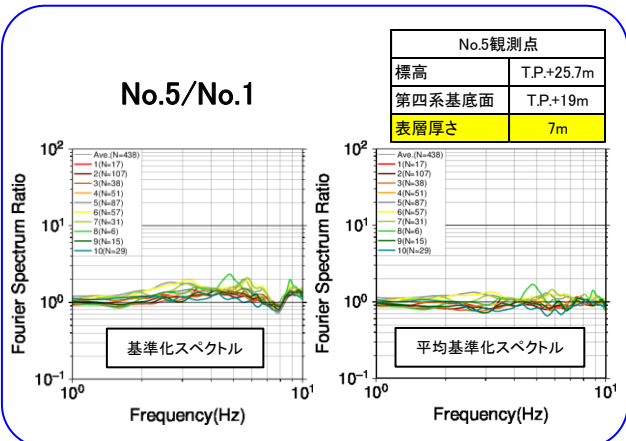
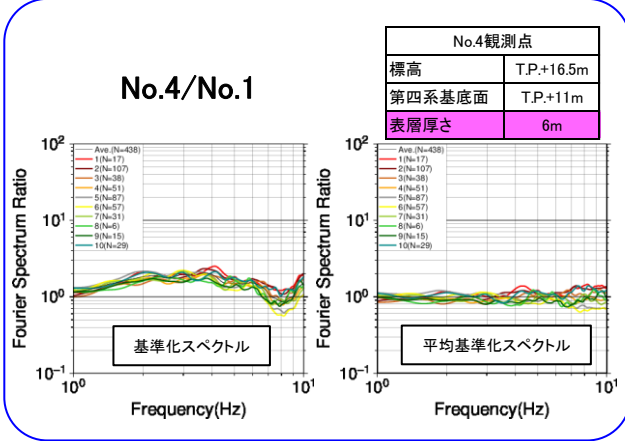
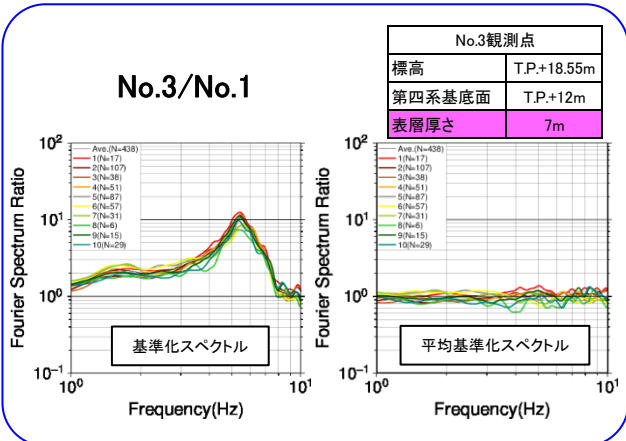
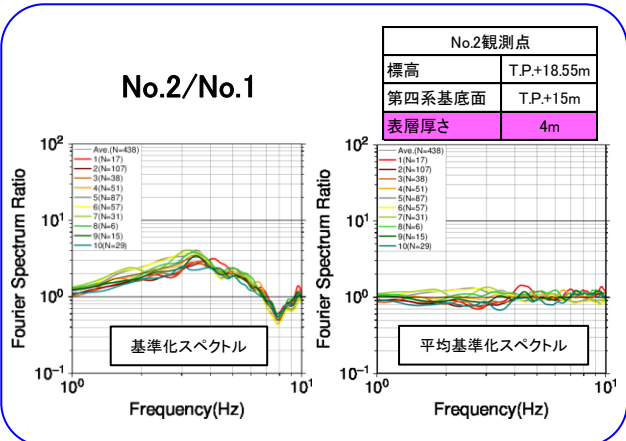
観測地震の震央分布と方位区分

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

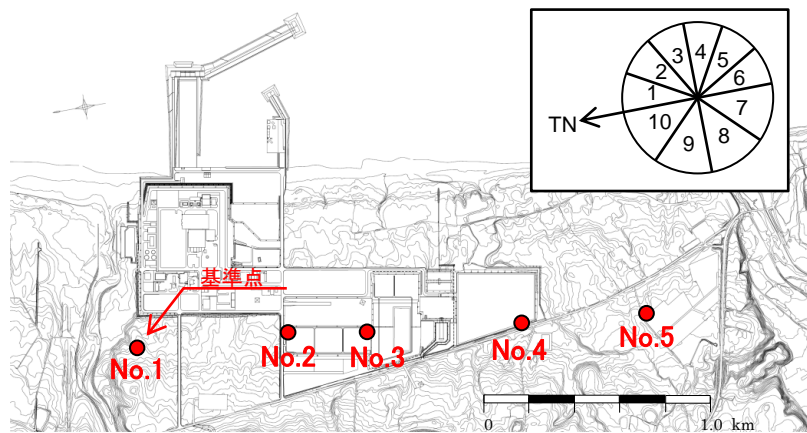
2.3.6 敷地の広範囲を対象とした南北アレイ臨時観測による地下構造の不均質性の検討

(2) 方位区分毎の基準化スペクトルの比較

- 基準観測点は、表層が地山で厚さもこの中では薄いNo.1観測点とする。
- 各観測点の基準化スペクトルの形状と表層地盤の関係では、表層が同じ地山のNo.5観測点はピークの鈍い形状を示していること、表層が盛土のNo.2及びNo.3観測点では卓越部分が認められること、一方、同じ盛土のNo.4観測点は道路脇のためピークは鈍いことなど概ね表層地盤と整合した記録となっている。
- 「No.1を基準とした各地点の基準化スペクトル」及び「各地点の基準化スペクトルをその平均で除した平均基準化スペクトル」は、各観測点とも、ばらつきは比較的小さく、地震波到来方向による振動特性の違いも小さい。
- なお、ばらつきは小さいものの、到来方向に着目すると、地震数が少ない方向は、平均に比べて比較的差がみられる振動数がある。



整地状態は、敷地内臨時高密度観測と同じ区分とした。



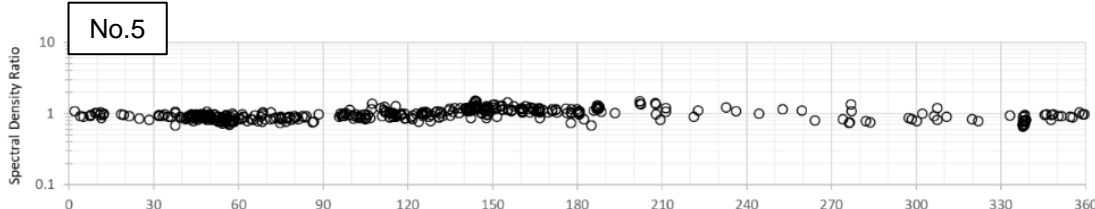
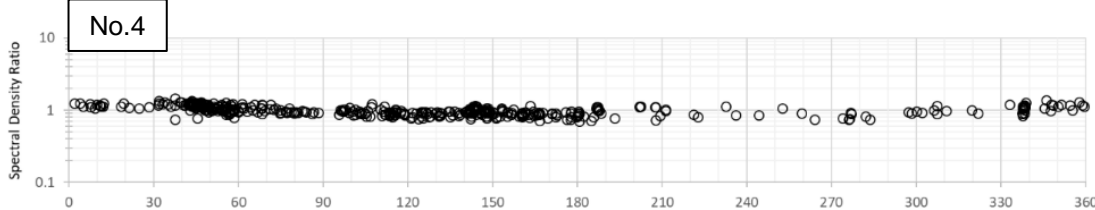
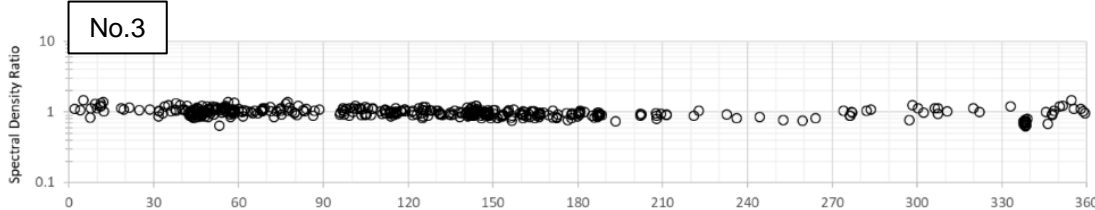
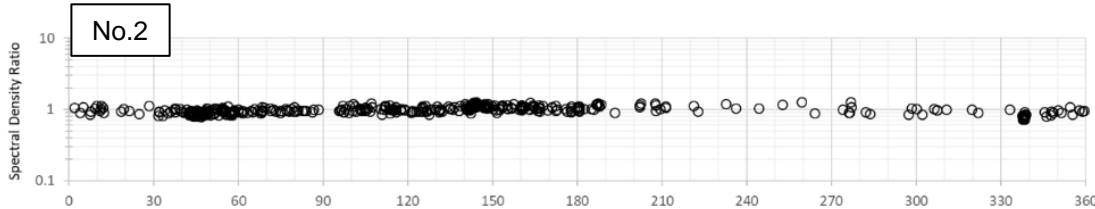
キープランと地震の方位区分

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.6 敷地の広範囲を対象とした南北アレイ臨時観測による地下構造の不均質性の検討

(3) スペクトル密度比の地震波到来方向依存性

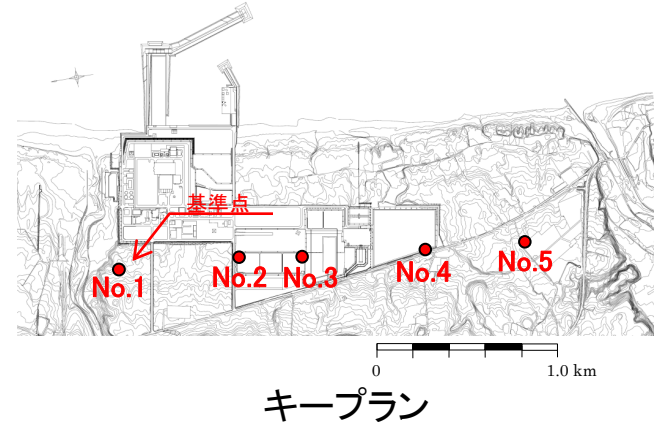
- No.1を基準とした各観測点のスペクトル密度比は概ね1であり、地震波到来方向の違いによるばらつきは小さい。
- また、上記傾向は各観測点で共通している。



地震波到来方向(°)

地震波到来方向は真北(TN)を0°とし、時計回りとした。

※ばらつきは小さいものの、基準点からの距離に着目すると、最も遠いNo.5は、比較的ばらつきが大きい傾向がある。



キープラン

(4)南北アレイ臨時観測による検討 まとめ

- 敷地内広域の南北アレイ臨時観測を実施し、各観測点の基準化スペクトルの形状の違いは盛土等の整地の状況や表層の厚さと概ね整合していることを確認した上で、各観測点の地震波到来方向の違いによる基準化スペクトル及びスペクトル密度比のばらつきは、地点に関わらず小さいことを確認した。

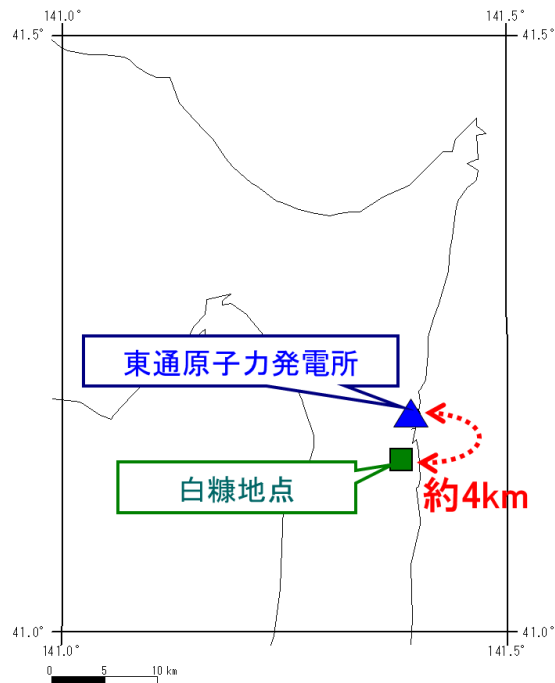
以上の検討結果からも、地下構造には振動特性に影響を与えるような著しい不均質性はないと判断される。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性
2.3.7 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較

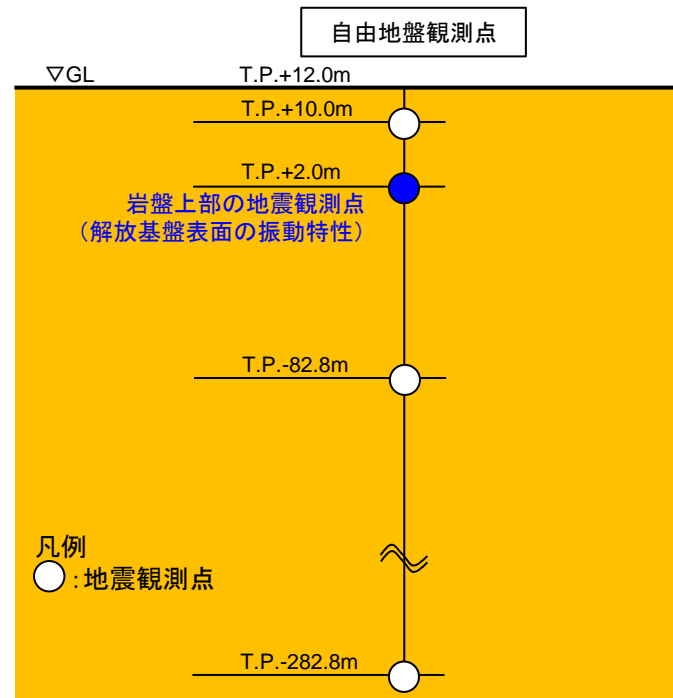
(1) 検討概要

【目的】 東通原子力発電所と、より硬質な岩盤の電力中央研究所露頭岩盤上強震観測網(RK-net)白糠地点の地震観測記録の比較を行い、両者の振動特性について検討を行う。

- 東通原子力発電所から南に約4kmの位置に電力中央研究所の強震観測網(RK-net)の白糠地点がある。RK-netの白糠地点では、岩盤が露頭している場所に地震計が設置されている。その地震計が設置されている地盤は硬質岩盤(安山岩質凝灰角礫岩)で、S波速度は1.98km/s、P波速度は3.65km/s(コア採取による室内試験の結果)である。〔東ほか(2009)〕
- 東通原子力発電所と白糠地点からの震源距離がほぼ同じ位置で発生した地震を対象に、地震観測記録を比較する。なお、自由地盤の記録はT.P.+2.0mの観測点を使用するが、当該観測点の土被り深さは10m程度と浅いため地中波を使用した。



東通原子力発電所とRK-netの白糠地点の位置



検討に用いた地震観測点
(東通原子力発電所自由地盤観測点)

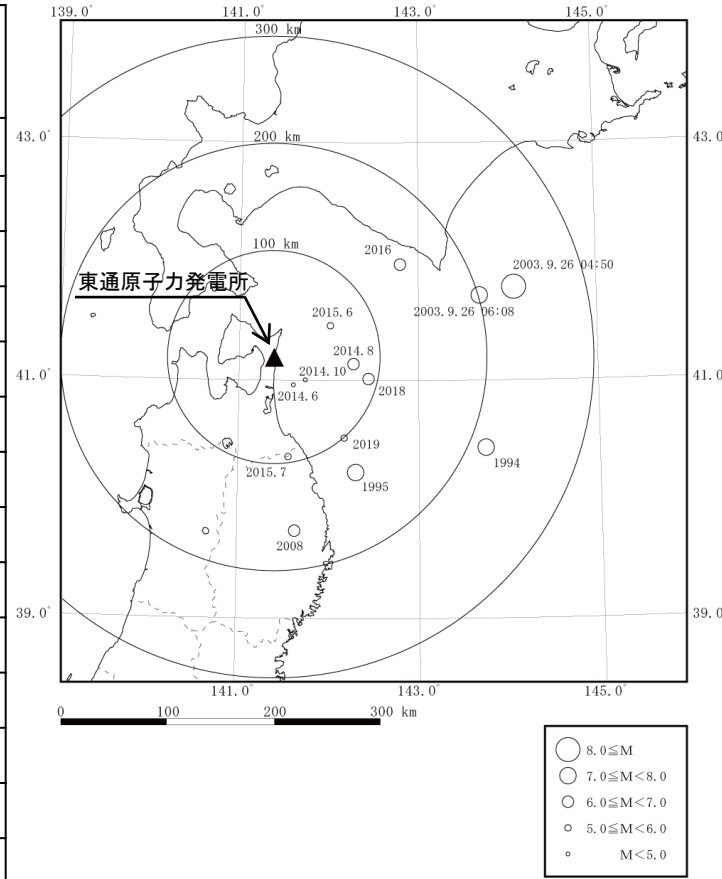
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性
2.3.7 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較

(2) 検討対象地震

▶対象とする地震は、東通原子力発電所の自由地盤観測点と電力中央研究所の露頭岩盤上強震観測網RK-netの白糠地点の両地点で観測された地震のうち、比較的規模の大きい地震及び近年観測された13地震とした。

| 年 | 月 | 日 | 時 | 分 | 東経 | | 北緯 | | M | 震源深さ (km) | 東通原子力 発電所 震源距離 (km) | 白糠地点 震源距離 (km) |
|------|----|----|----|----|-----|-------|-----|-------|-----|--------------|------------------------------|----------------------|
| | | | | | (°) | (') | (°) | (') | | | | |
| 1994 | 12 | 28 | 21 | 19 | 143 | 44.7 | 40 | 25.8 | 7.6 | 0 | 216 | 215 |
| 1995 | 1 | 7 | 7 | 37 | 142 | 18.33 | 40 | 13.4 | 7.2 | 48 | 141 | 137 |
| 2003 | 9 | 26 | 4 | 50 | 144 | 4.71 | 41 | 46.71 | 8.0 | 45 | 238 | 240※ |
| 2003 | 9 | 26 | 6 | 8 | 143 | 41.49 | 41 | 42.59 | 7.1 | 21 | 202 | 204※ |
| 2008 | 7 | 24 | 0 | 26 | 141 | 38.12 | 39 | 43.92 | 6.8 | 108 | 196 | 192 |
| 2014 | 6 | 9 | 7 | 50 | 141 | 36.67 | 40 | 57.43 | 4.6 | 82 | 88 | 87 |
| 2014 | 8 | 10 | 12 | 43 | 142 | 16.74 | 41 | 8.04 | 6.1 | 51 | 90 | 91 |
| 2014 | 10 | 14 | 6 | 24 | 141 | 44.59 | 40 | 59.99 | 4.4 | 81 | 89 | 88 |
| 2015 | 6 | 8 | 15 | 1 | 142 | 1.19 | 41 | 27.35 | 5.6 | 66 | 90 | 92 |
| 2015 | 7 | 10 | 3 | 32 | 141 | 33.59 | 40 | 21.24 | 5.7 | 88 | 129 | 125 |
| 2016 | 1 | 14 | 12 | 25 | 142 | 48.07 | 41 | 58.21 | 6.7 | 52 | 155 | 158 |
| 2018 | 1 | 24 | 19 | 51 | 142 | 26.88 | 41 | 0.58 | 6.3 | 34 | 97 | 97 |
| 2019 | 12 | 19 | 15 | 21 | 142 | 10.7 | 40 | 30.7 | 5.5 | 50 | 112 | 109 |

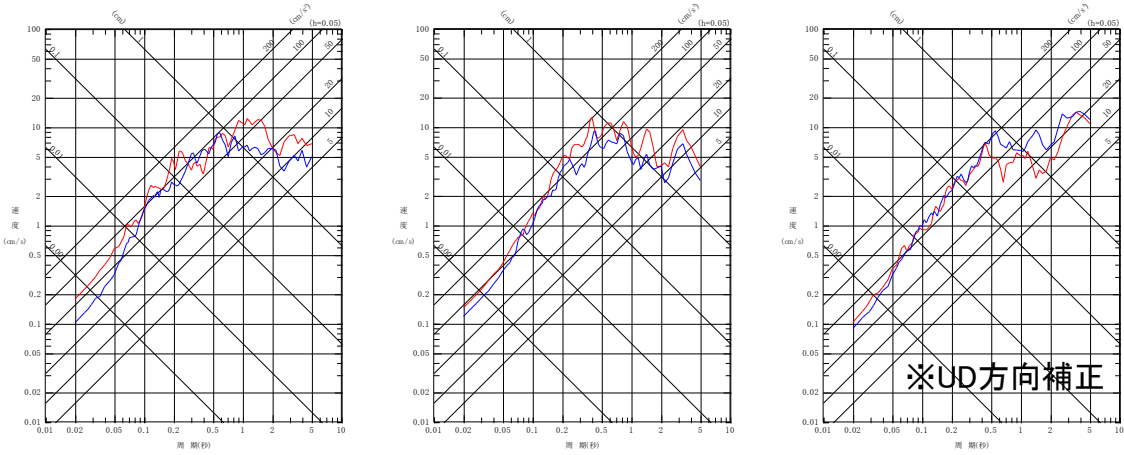
※白糠地点のEW方向が欠測。



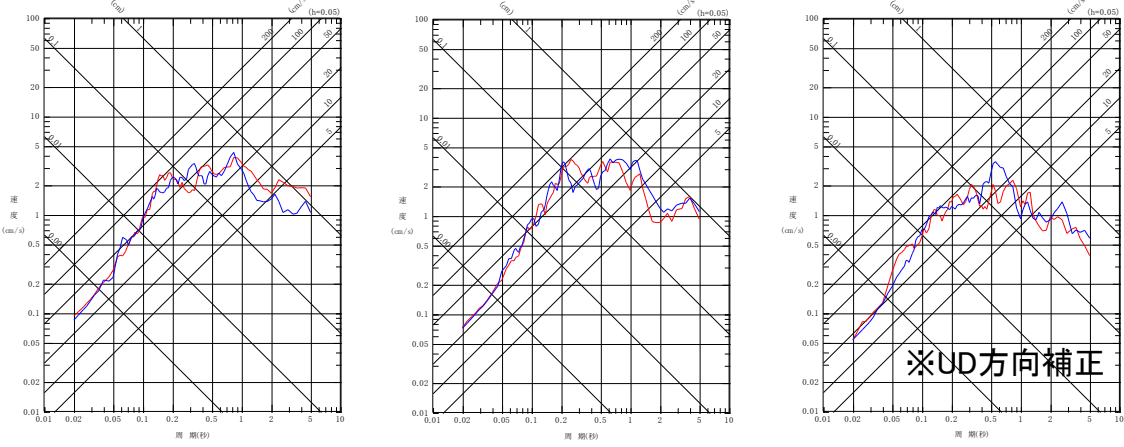
震央分布図

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性
2.3.7 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較
(3) 応答スペクトルの比較

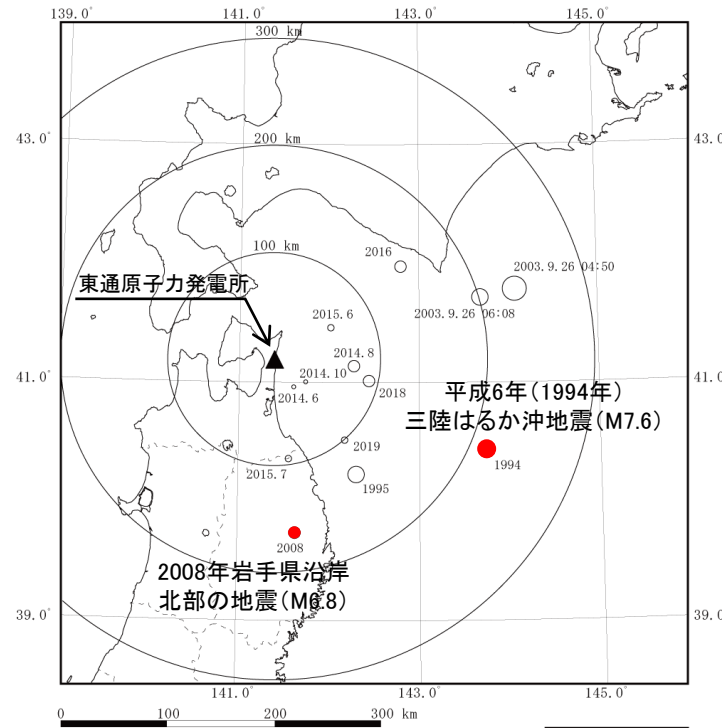
➤ 検討対象とした地震のうち、観測された最大加速度振幅が大きい2地震について、応答スペクトルの比較を示す。両者はほぼ同様のスペクトルとなっている。



NS方向 EW方向 UD方向
平成6年(1994年)三陸はるか沖地震(M7.6)(プレート間地震)



NS方向 EW方向 UD方向
2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)(海洋プレート内地震)



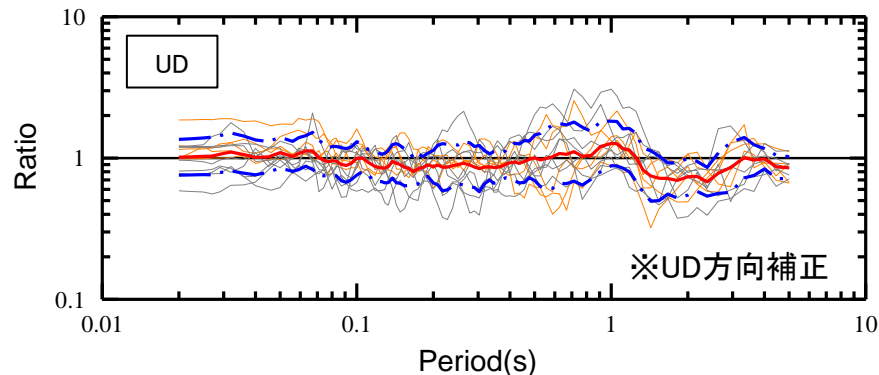
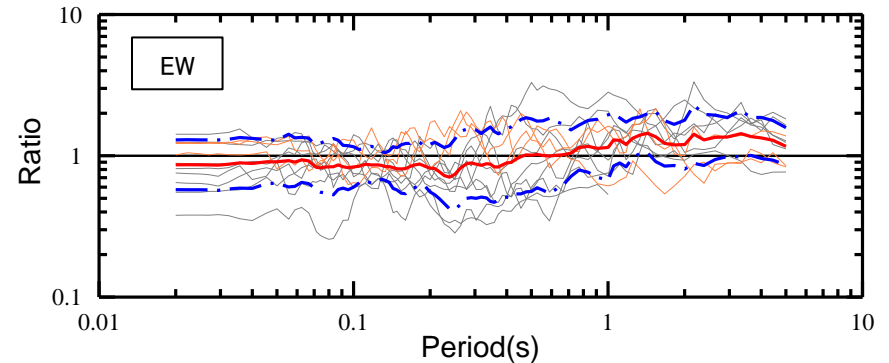
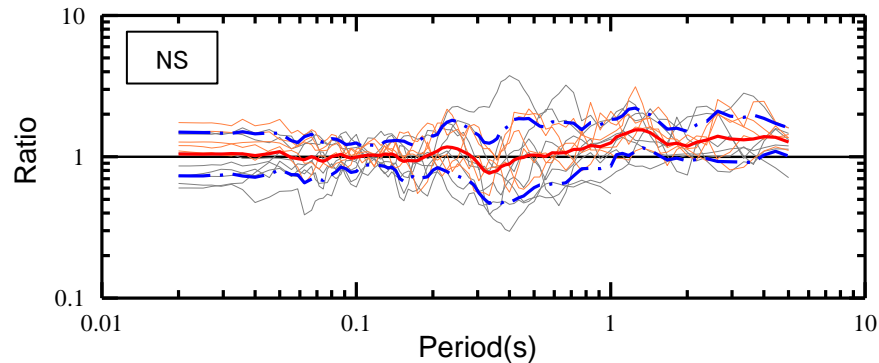
— 東通原子力発電所
— 白糠地点

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.7 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較

(4) 応答スペクトル比(東通地点/白糠地点)

- 東通原子力発電所及び白糠地点の検討対象とした全ての地震の観測記録の応答スペクトル比を示す。
- 応答スペクトル比の平均は方向によらず全周期帯域で約1倍であり、両者はほぼ同じ振動特性の傾向を示す。
- 地震規模が大きい地震(上位5地震)の応答スペクトル比に着目してみると、地震規模が小さい地震と比べてばらつきが小さい。
- 一方、一部周期帯で応答スペクトル比が大きい地震があることから詳細な確認を行う。



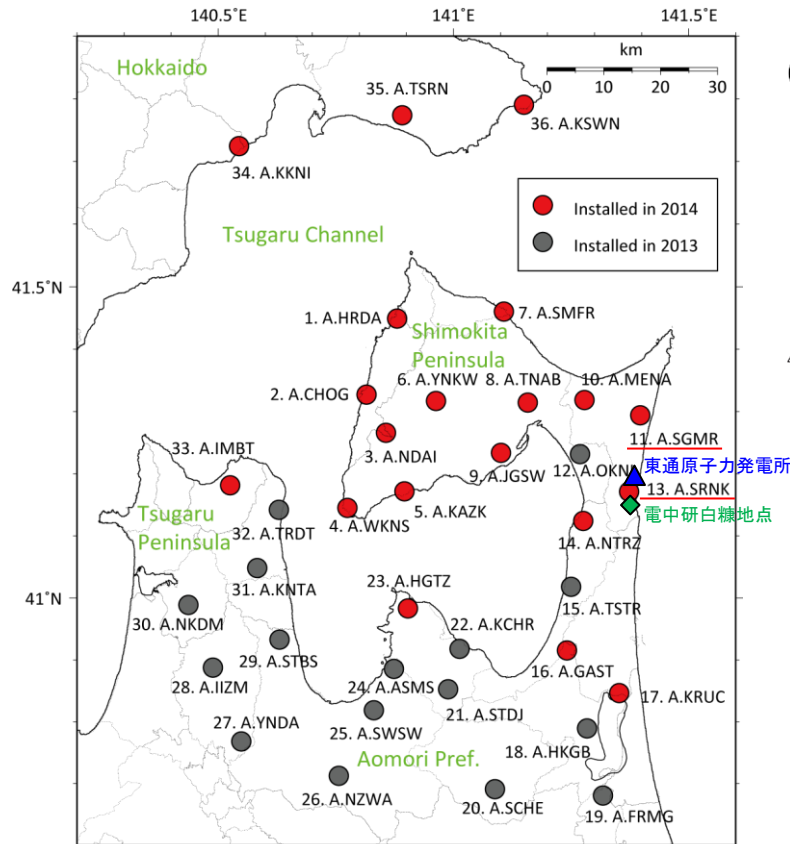
- 地震毎の応答スペクトル比の平均
- - - 地震毎の応答スペクトル比の平均±標準偏差
- 地震毎の応答スペクトル比(地震規模が大きい上位5地震)
- 地震毎の応答スペクトル比(その他8地震)

自由地盤観測点と電中研白糠との応答スペクトル比
自由地盤の岩盤上部地震観測点(T.P.+2.0m)/電中研白糠

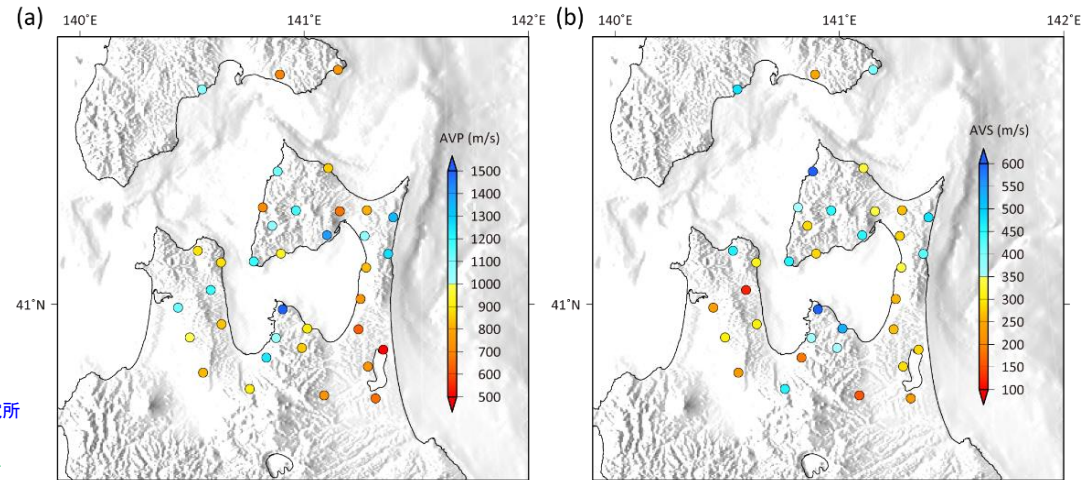
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性
2.3.7 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較

(5) As-netの地震観測記録を用いた確認

- 応答スペクトル比(東通地点/白糠地点)の一部周期帯で比較的差が見られる地震について、敷地周辺で実施されている他の観測点の強震記録との比較を行う。
- 公益財団法人 地震予知総合研究振興会では、2013年から2014年にかけて、下北半島及び津軽半島周辺に高密度の高感度地震観測網(As-net)を順次設置している。このうち東通原子力発電所に比較的近いA.SGMR(敷地から北に約12km)及びA.SRNK(敷地から南に約2km)と比較する。なお、地震計の設置深さは約20mであり、深さ20mの平均S波速度は、A.SGMRは478m/s、A.SRNKは423m/sである[Noguchi et al.(2017)]。



As-netの配置 (Noguchi et al.(2017)に加筆)



Noguchi et al.(2017)より抜粋

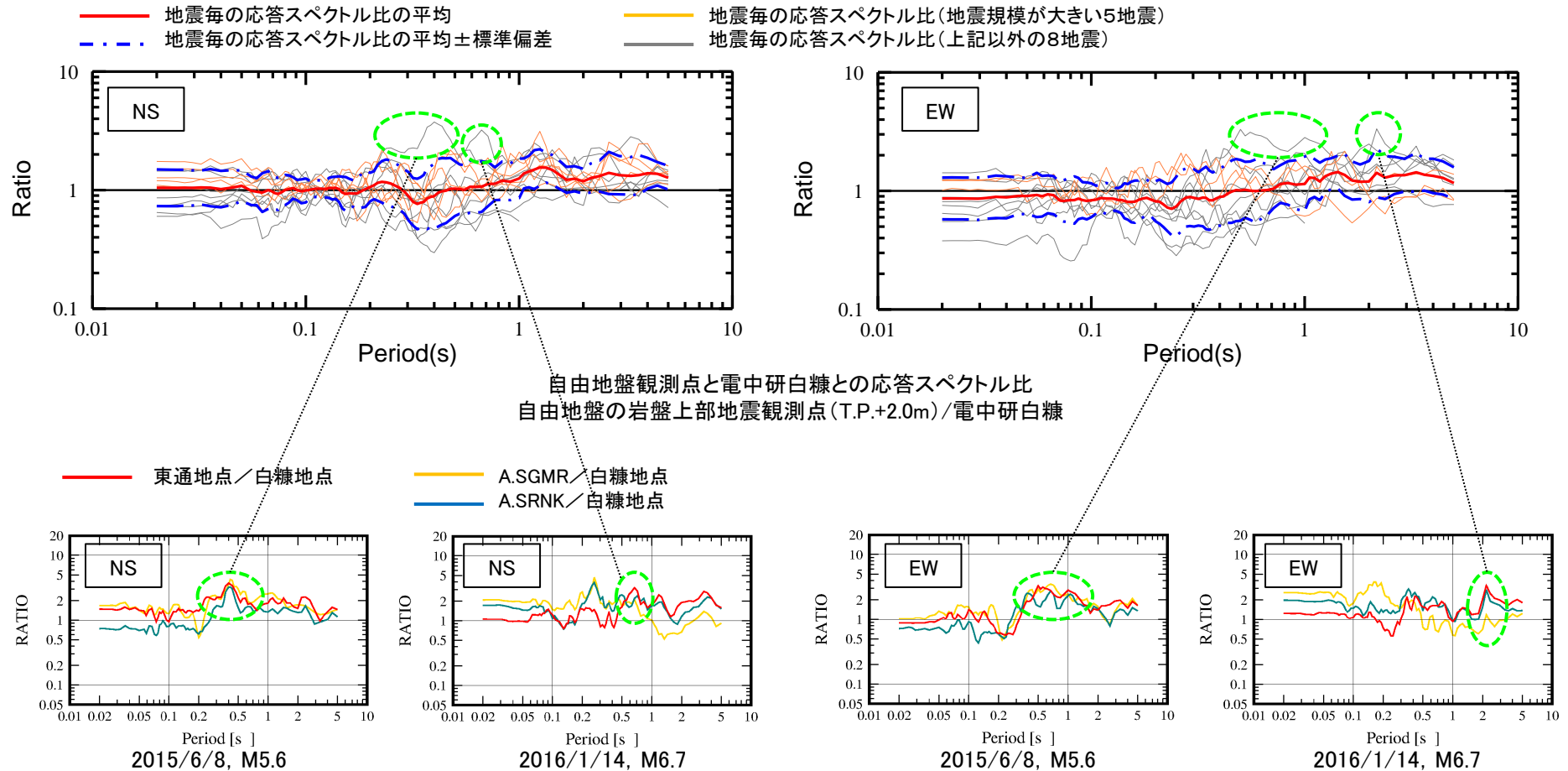
As-net観測点の平均Vp (a)及びVs (b)

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.7 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較

(6) 応答スペクトル比(東通地点, As-net観測点/白糠地点)

- 一部周期帯において応答スペクトル比が大きい地震(東通地点>白糠地点)のうち, As-net観測点(A.SGMR, A.SRNK)で観測されている地震について, 白糠地点に対する応答スペクトル比を示す。
- これらの地震の応答スペクトル比で比較的差が見られる周期帯は, As-net観測点においても同様に認められることから, 敷地の振動特性は周囲の観測点と著しく異なるものではないと考えられる。



自由地盤観測点, As-net観測点と電中研白糠との応答スペクトル比
自由地盤の岩盤上部地震観測点(T.P.+2.0m)/電中研白糠, As-net観測点/電中研白糠

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.7 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較

(7)まとめ

- 東通原子力発電所と、より硬質な岩盤の電力中央研究所露頭岩盤上強震観測網(RK-net)白糠地点の地震観測記録の比較を行い、両者の振動特性について検討を行った。
 - ① 敷地自由地盤と電力中央研究所露頭岩盤上強震観測網(RK-net)白糠地点の応答スペクトル比の平均は、方向によらず全周期帯域で約1倍であり、両者はほぼ同じ振動特性の傾向を示す。
 - ② さらに、地震規模が比較的大きな地震については、地震規模が小さな地震に比べてばらつきが小さい傾向がある。
- 敷地自由地盤と電中研白糠地点の比較で、一部周期帯において比較的差が見られる地震についても、敷地周辺のAs-net観測点で同様の傾向が見られ、敷地の振動特性は周囲と比べて著しく異なるものではないと考えられる。

以上の検討結果からも、当該自由地盤(T.P.+2.0m)の振動特性は一般的な岩盤における振動特性と同等であると判断される。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.3 敷地地盤の振動特性

2.3.8 まとめ

- 敷地には、新第三系の岩盤が相当な拡がりを有して分布し、速度構造は概ね水平な成層構造で、著しい高低差は認められない。解放基盤表面は、著しい風化が認められず V_s が約0.7km/s以上の岩盤である原子炉建屋設置レベル(T.P.-16.3m, PS検層による V_s 約1.4km/s)に設定する。
- 原子炉建屋直下と自由地盤の水平アレイ観測から、自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)の揺れは解放基盤表面と同等以上であり、解放基盤表面の振動特性は自由地盤の岩盤上部の地震観測点で代表する。
- 敷地で実施している地震観測や臨時地震観測、及び敷地周辺の地震観測の記録を用いた検討から、自由地盤の地震観測点(T.P.+2.0m)の振動特性は一般的な岩盤における振動特性と同等であり、また、地下構造には振動特性に影響を与えるような著しい不均質性はないと判断される。

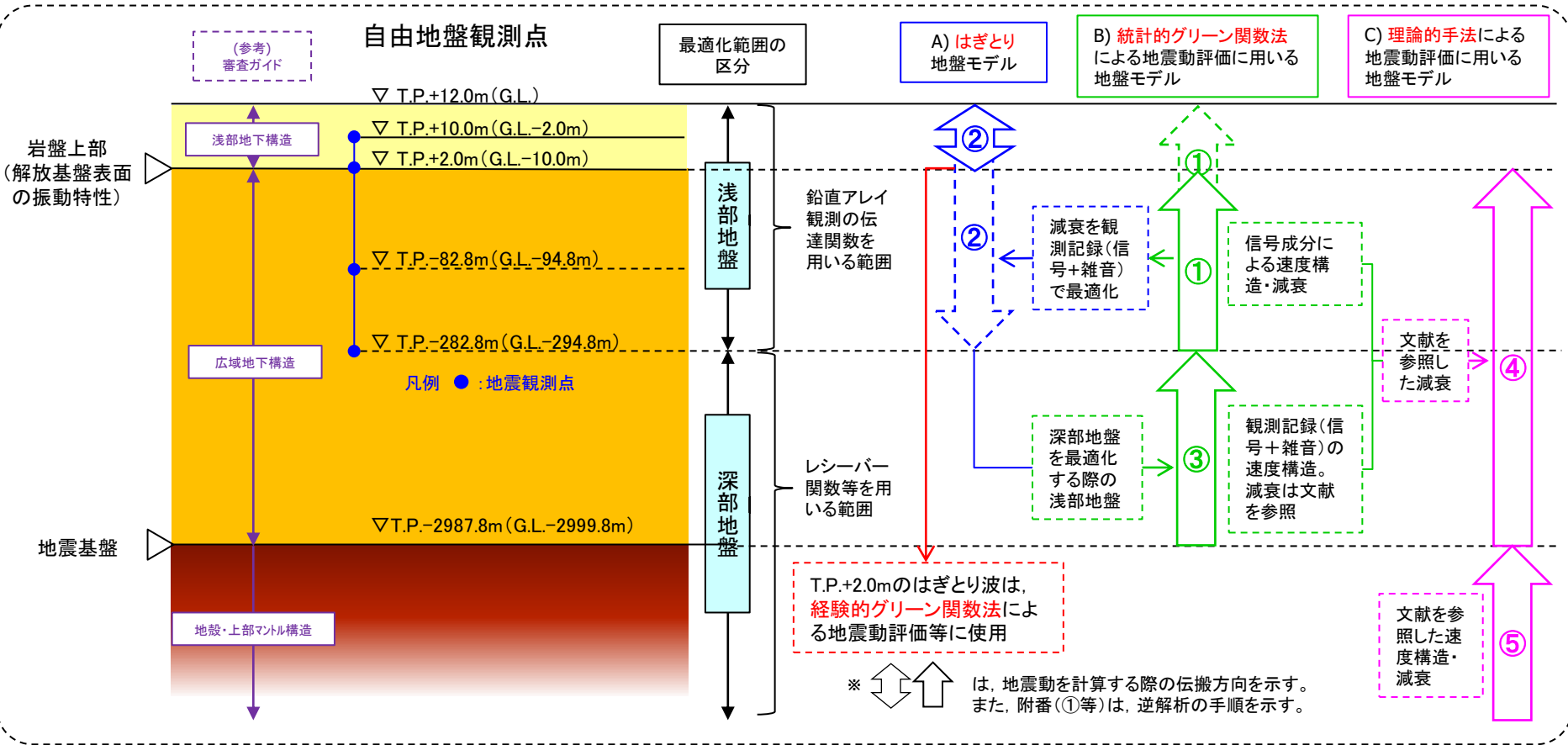
以上の検討結果から、解放基盤表面の地震動評価に用いる地盤モデルについては一次元地盤モデルを適用する。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.4 地盤モデルの設定

2.4.1 設定概要 (1)地盤モデルの設定概要

- 敷地地盤の地下構造は水平成層構造とみなして評価できることから、地震動評価にあたっては一次元地盤モデルを設定する。
- 地盤モデルの速度構造は、地震観測記録を用いた逆解析により決定する。逆解析は、鉛直アレイ観測の伝達関数を用いるT.P.-282.8m以浅の「浅部地盤」と、レシーバー関数等を用いるT.P.-282.8m以深の「深部地盤」とに区分して行う。地盤減衰については、使用する地盤モデルの目的に応じ、地震観測記録を用いた逆解析結果もしくは文献に基づいた値を採用する。
- 地盤モデルの範囲は以下とする。
 - A) はぎとり地盤モデル 地表 ~ 最深部の地震観測点(T.P.+12.0m~T.P.-282.8m)
 - B) 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる地盤モデル 自由地盤岩盤上部の地震観測点 ~ 地震基盤(T.P.+2.0m~T.P.-2987.8m)
 - C) 理論的手法による地震動評価に用いる地盤モデル 解放基盤表面 ~ 地殻・上部マントル(T.P.+2.0m~T.P.-25000m以深)



2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.4 地盤モデルの設定

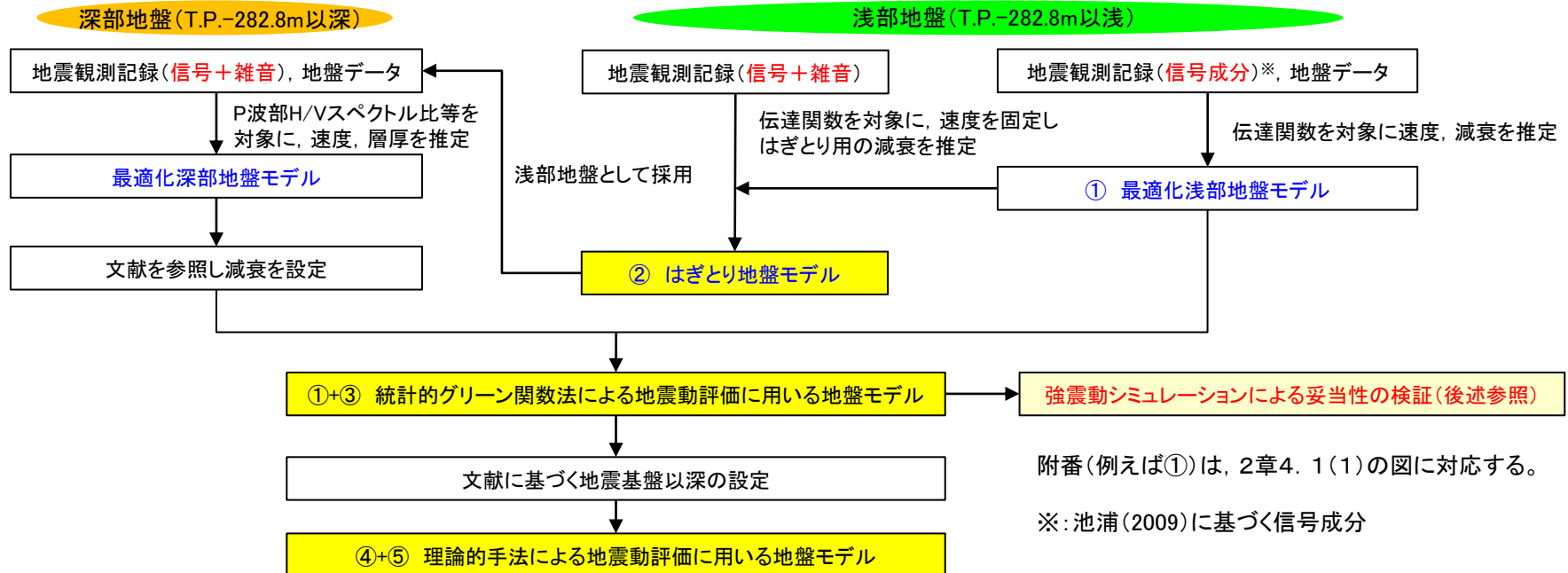
2.4.1 設定概要 (2)地盤モデルの最適化

【浅部地盤(T.P.-282.8m以浅)】

- 浅部地盤のパラメータ(速度構造, 地盤減衰)は, 自由地盤観測点の地震観測記録の伝達関数を対象とした逆解析により推定する。
- 地震観測記録には, 地震観測点間でコヒーレントな信号成分とインコヒーレントな雑音成分が含まれるため, 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる地盤モデルのうち地震計が設置されている浅部地盤の速度構造と地盤減衰については, 信号成分による伝達関数を対象とした逆解析により算定する(最適化浅部地盤モデル)。信号成分の算定方法は池浦(2009)による。
- 一方, はぎとり波は, はぎとる観測点より浅い部分の減衰を大きく評価した地盤モデルの方が算定結果は保守的となるため, はぎとり用の地盤減衰はインコヒーレントな成分も含めた地震観測記録(信号成分+雑音成分)の伝達関数に対し逆解析を行った値を採用する(はぎとり地盤モデル)。

【深部地盤(T.P.-282.8m以深)】

- 深部地盤のパラメータ(層厚, 速度構造)は, 自由地盤観測点の地震観測記録のP波部H/Vスペクトル比, レシーバー関数及びコーダ部H/Vスペクトル比を対象とした逆解析により推定する(最適化深部地盤モデル)。逆解析手法は梅田・小林(2010)による。
- P波部H/Vスペクトル比等には雑音成分が含まれているため, 浅部地盤には, はぎとり地盤モデルを採用する。減衰については, これとは別に文献で示されている値を踏まえて決定する(統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる地盤モデル)。



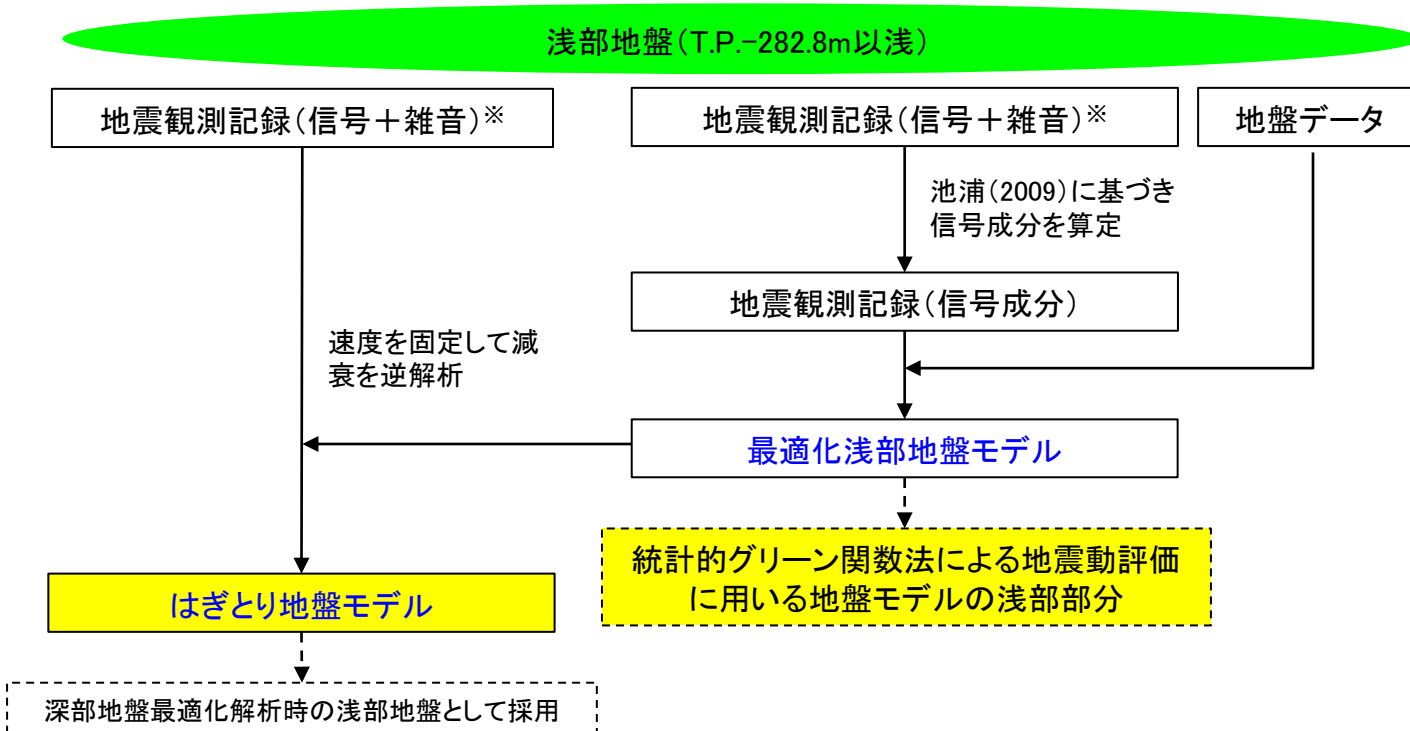
附番(例えば①)は, 2章4.1(1)の図に対応する。

※: 池浦(2009)に基づく信号成分

2.4.2 浅部地盤モデルの作成

(1) 浅部地盤モデルの最適化

- 自由地盤観測点の地震観測記録(S波部Transverse成分及びP波部UD成分)の伝達関数を対象とした逆解析により物性値を推定する。
- 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる地盤モデルについては、一次元とすることから、散乱等によるインコヒーレントな影響を避けるため、雑音成分を含まない信号成分の伝達関数を対象とした逆解析により推定した物性値を採用する(最適化浅部地盤モデル)。信号成分は池浦(2009)に基づき算定する(補足説明資料1章3.1参照)。
- はぎとり地盤モデルについては、地震観測記録自体に雑音成分が含まれていることから、最適化浅部地盤モデルの速度を固定し、地震観測記録(信号+雑音)の伝達関数を対象とした逆解析により算定した減衰を採用する(はぎとり地盤モデル)。
- 逆解析手法は、遺伝的アルゴリズムを採用。
- なお、はぎとり地盤モデルは、深部地盤の最適化に用いる浅部地盤として使用する。



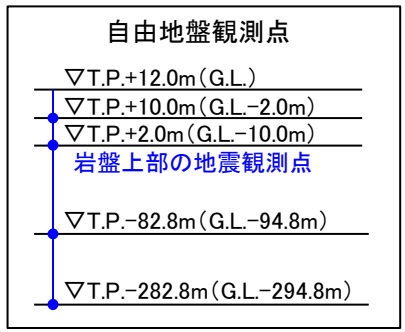
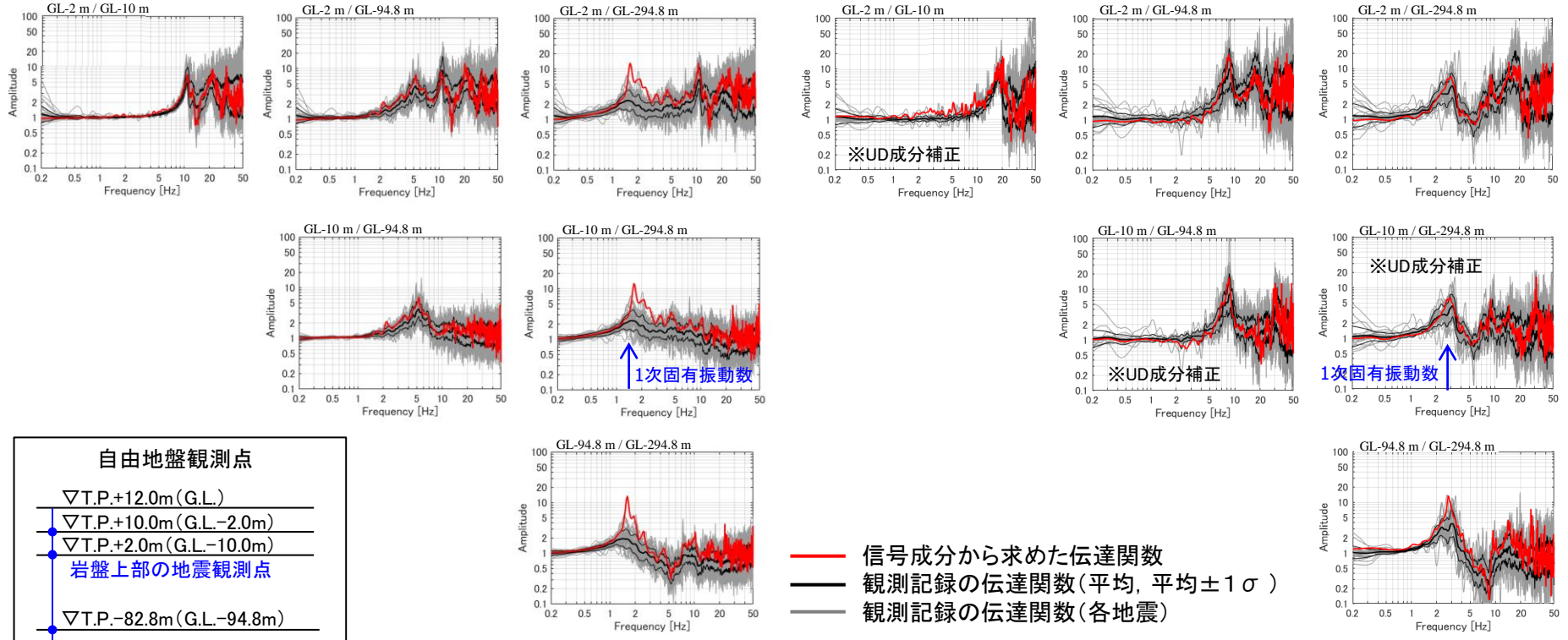
※:補足説明資料1章3.1参照

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.4 地盤モデルの設定

2.4.2 浅部地盤モデルの作成

(2) 信号成分から求めた伝達関数と観測記録の伝達関数の比較

- 信号成分から求めた伝達関数は、相対的にインコヒーレントな成分が多い観測点間では、観測記録(信号+雑音)から求めた伝達関数に比べて固有振動数のピークが高くなるが、東通原子力発電所の場合、最深観測点(T.P.-282.8m)が入力となる伝達関数における1次固有振動数で特にその傾向が顕著で、観測記録(信号+雑音)の伝達関数の1σよりも大きいものとなっている。なお、インコヒーレンス成分としては散乱波の影響が考えられる。
- 最深部の地震観測点(T.P.-282.8m)と岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)の地盤の1次固有振動数は、水平成分1.4Hz(周期0.7秒)、鉛直成分2.5Hz(周期0.4秒)付近である[対応する応答スペクトル比を2章3.3(2)に記載]。



≪S波部Transverse成分≫ ※:S波初動の20秒間

≪P波部UD成分≫ ※:P波初動の5秒間

:伝達関数の算定に用いた観測記録は、補足説明資料1章3.2(1)参照


2.4.2 浅部地盤モデルの作成

(3) 浅部地盤モデルの算定結果

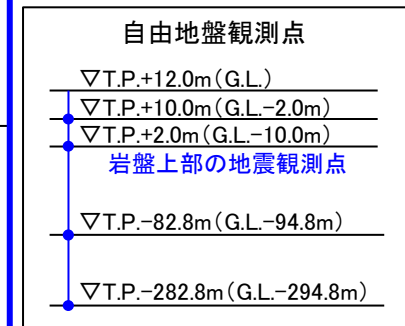
- 最適化浅部地盤モデルは、信号成分の伝達関数を対象とした逆解析により算定した物性値を採用する。
- はぎとり地盤モデルは、最適化浅部地盤モデルの速度を固定し、地震観測記録(信号+雑音)の伝達関数を対象とした逆解析により算定した減衰を採用する。

| T.P. (m) | G.L. (m) | 層No. | 層厚 (m) | ρ (t/m ³) | 信号成分の伝達関数を 対象に速度と減衰を逆解析 | | | | | | |
|-------------|-------------|------|-----------|-------------------------------|----------------------------|-------------|----------------|------|----------------|------|--|
| | | | | | Vs (m/s) | Vp (m/s) | Qs | | Qp | | |
| | | | | | | | Q ₀ | n | Q ₀ | n | |
| 12 | 0 | | | | | | | | | | |
| 11.5 | -0.5 | 1 | 0.5 | 1.9 | 58 | 130 | 0.64 | 0.59 | 1.00 | 0.50 | |
| 11 | -1 | 2 | 0.5 | 1.9 | 60 | 190 | | | | | |
| 10 | -2 | 3 | 1 | 1.9 | 280 | 420 | 7.42 | 0.83 | 1.58 | 0.50 | |
| 8 | -4 | 4 | 2 | 1.9 | | | | | | | |
| 6 | -6 | 5 | 2 | 1.9 | 380 | 570 | 6.97 | 0.97 | 2.31 | 0.65 | |
| 3 | -9 | 6 | 3 | 1.9 | 920 | 1380 | 6.97 | 0.97 | 2.31 | 0.65 | |
| 2 | -10 | 7 | 1 | 2.24 | 1300 | 2250 | | | | | |
| -7 | -19 | 8 | 9 | 2.24 | | | | | | | |
| -62 | -74 | 9 | 55 | 2.24 | 1790 | 3060 | 1.23 | 0.74 | 2.33 | 0.50 | |
| -82.8 | -94.8 | 10 | 20.8 | 2.72 | 1800 | 3340 | | | | | |
| -106 | -118 | 11 | 23.2 | 2.72 | | | | | | | |
| -160 | -178 | 12 | 60 | 2.3 | 1910 | 3350 | | | | | |
| -190 | -202 | 13 | 24 | 2.3 | 2030 | 3360 | | | | | |
| -252 | -264 | 14 | 62 | 2.3 | 2100 | 3390 | 8.91 | 0.94 | 5.55 | 0.50 | |
| -282.8 | -294.8 | 15 | 30.8 | 2.33 | 2090 | 3690 | | | | | |
| | | 16 | - | 2.33 | | | | | | | |

| 観測記録の伝達関数を 対象に減衰を逆解析 | | | |
|-------------------------|------|----------------|------|
| Qs | | Qp | |
| Q ₀ | n | Q ₀ | n |
| 0.52 | 0.53 | 1.00 | 0.50 |
| 9.94 | 1.00 | 1.00 | 0.50 |
| 9.97 | 1.00 | 4.16 | 0.88 |
| 9.97 | 1.00 | 4.16 | 0.88 |
| 1.02 | 0.83 | 2.36 | 0.52 |
| 1.57 | 0.88 | 1.53 | 0.89 |

【青文字】地震観測点位置を示す。
 Vs<0.7km/sの表層を示す。

▽岩盤上部の地震観測点
(解放基盤表面の振動特性)



統計的グリーン関数法による
地震動評価に用いる地盤モデルの上部部分

最適化浅部
地盤モデル

はぎとり地盤モデル

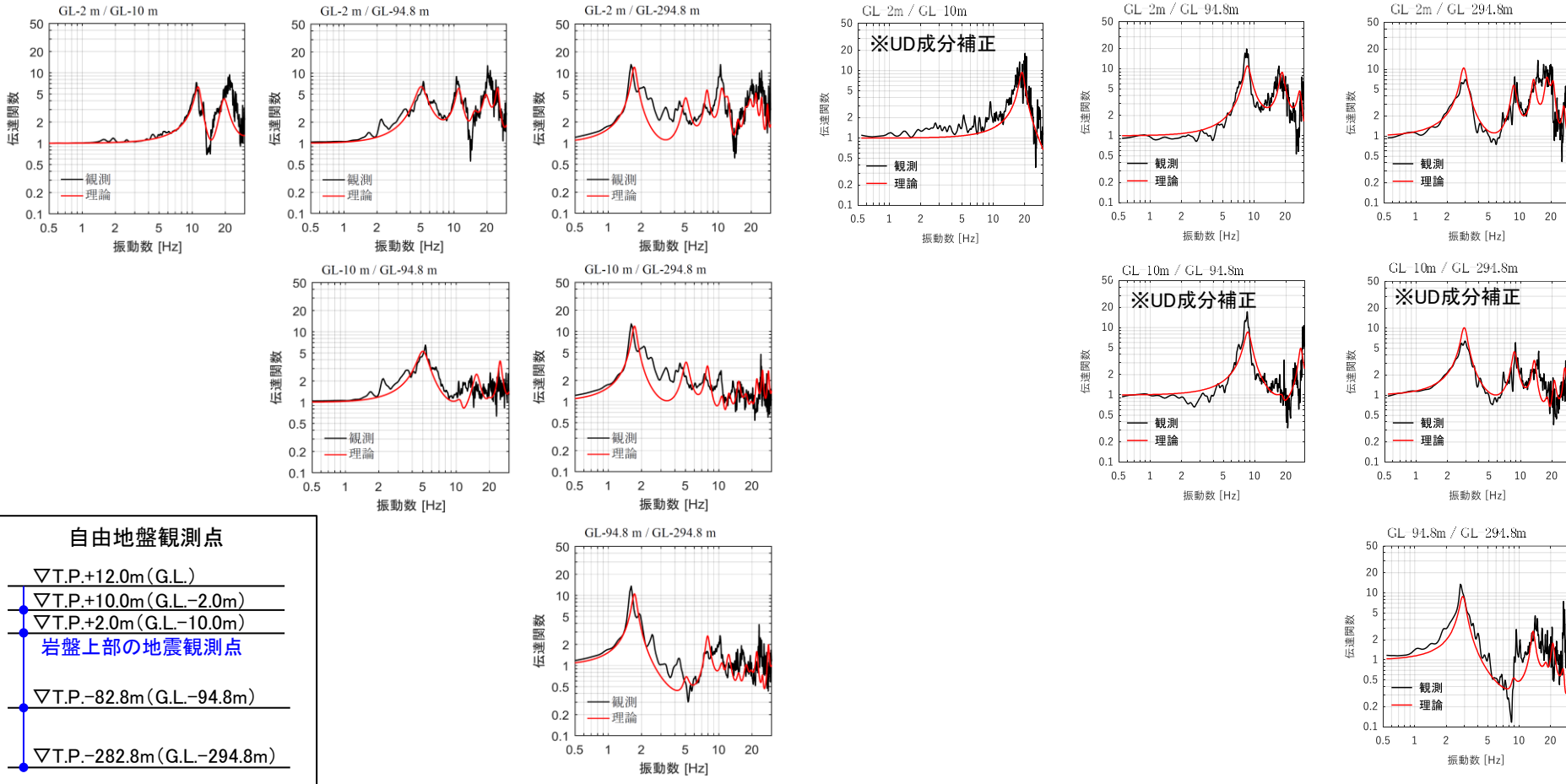
深部地盤モデル評価時の
浅部地盤モデル

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.4 地盤モデルの設定

2.4.2 浅部地盤モデルの作成

(4) 信号成分から求めた伝達関数のフィッティング状況

➤ 最適化結果(理論値)は、信号成分から求めた伝達関数に対し、特に一次固有周期で良く再現できている。



S波部Transverse成分

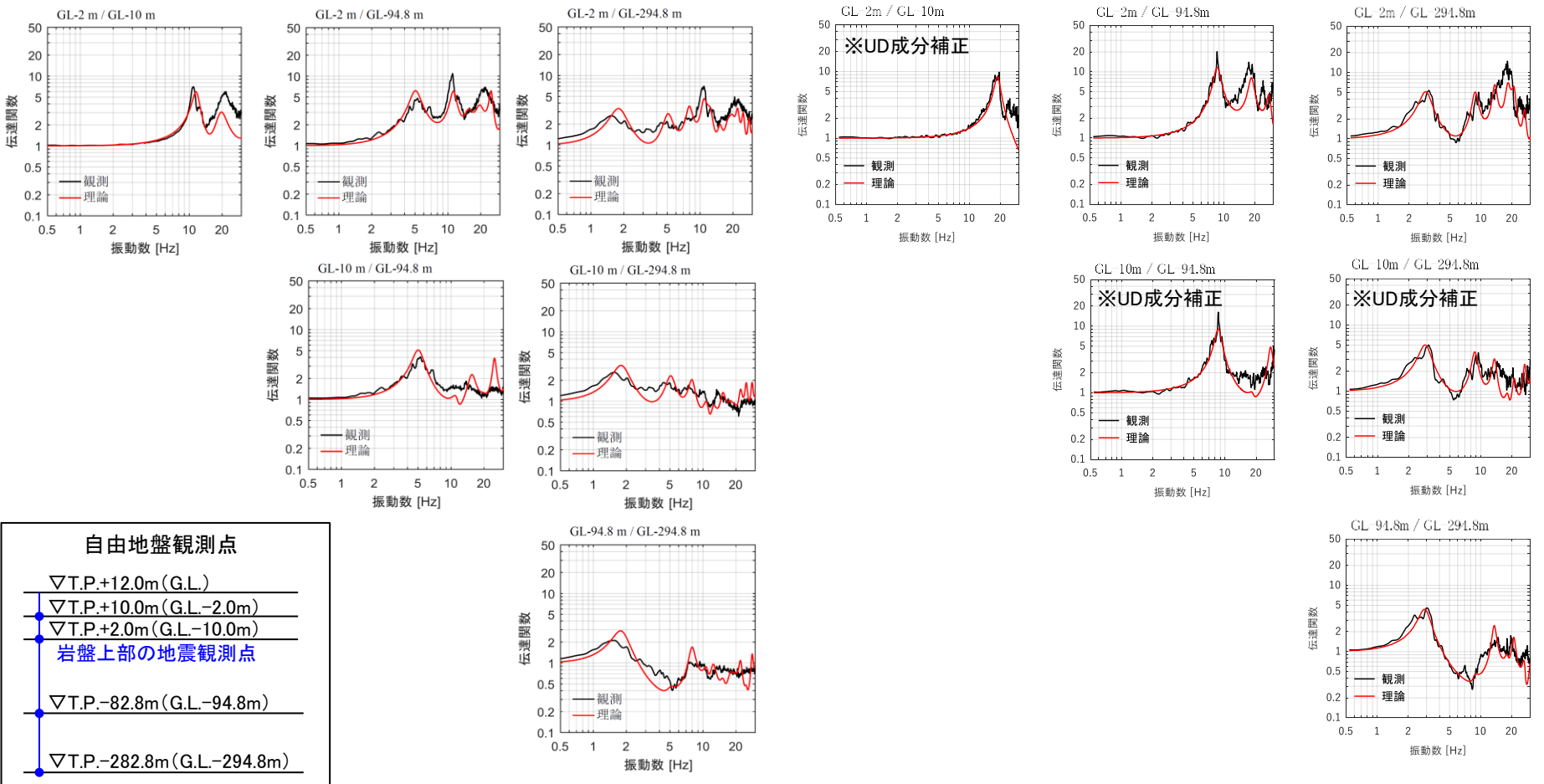
P波部UD成分

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.4 地盤モデルの設定

2.4.2 浅部地盤モデルの作成

(5) 観測記録から求めた伝達関数のフィッティング状況

➤ 最適化結果(理論値)は、観測記録から求めた伝達関数に対し、特に一次固有周期で良く再現できている。



S波部Transverse成分

P波部UD成分

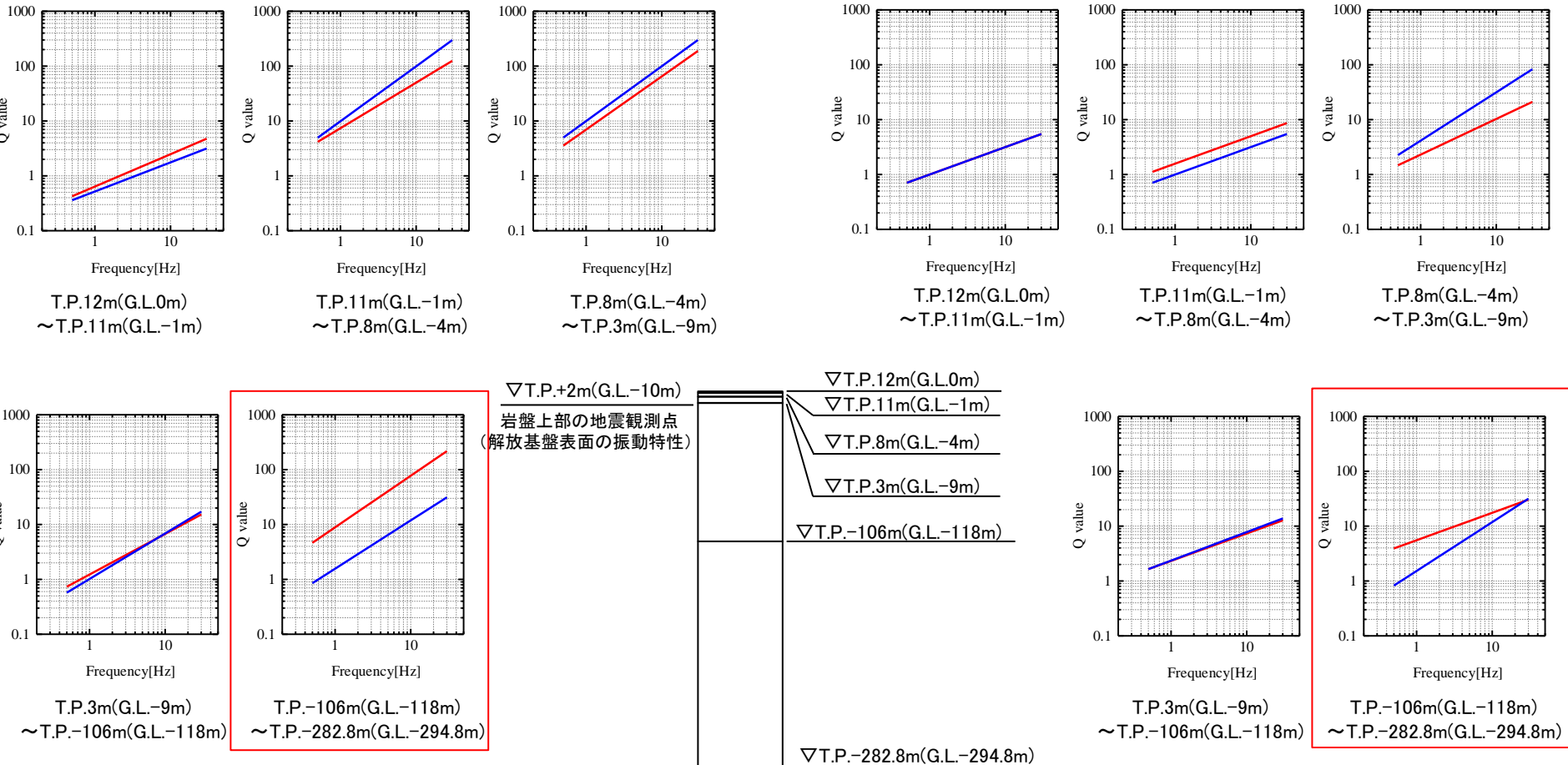
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.4 地盤モデルの設定

2.4.2 浅部地盤モデルの作成

(6) 推定された減衰(Q値)の比較

➤ T.P.-282.8m~T.P.-106.0mの水平動・鉛直動では観測点間距離が遠いためインコヒーレントな成分の影響が顕著になり、推定された減衰(Q値)も信号成分と観測記録(信号+雑音)では乖離しており、信号成分のQs, Qpが大きい(減衰としては小さい)傾向にある。その他の観測点では、地震観測点間の距離も小さいため、ノイズの影響は小さく、Q値はほぼ同程度の値となっている。

— 最適化浅部地盤モデル(信号成分の伝達関数を対象とした逆解析により推定)
— はぎとり地盤モデル(信号成分の伝達関数を対象とした逆解析により推定した速度を固定し、観測記録の伝達関数を対象とした逆解析により減衰を推定)



《推定されたQs》

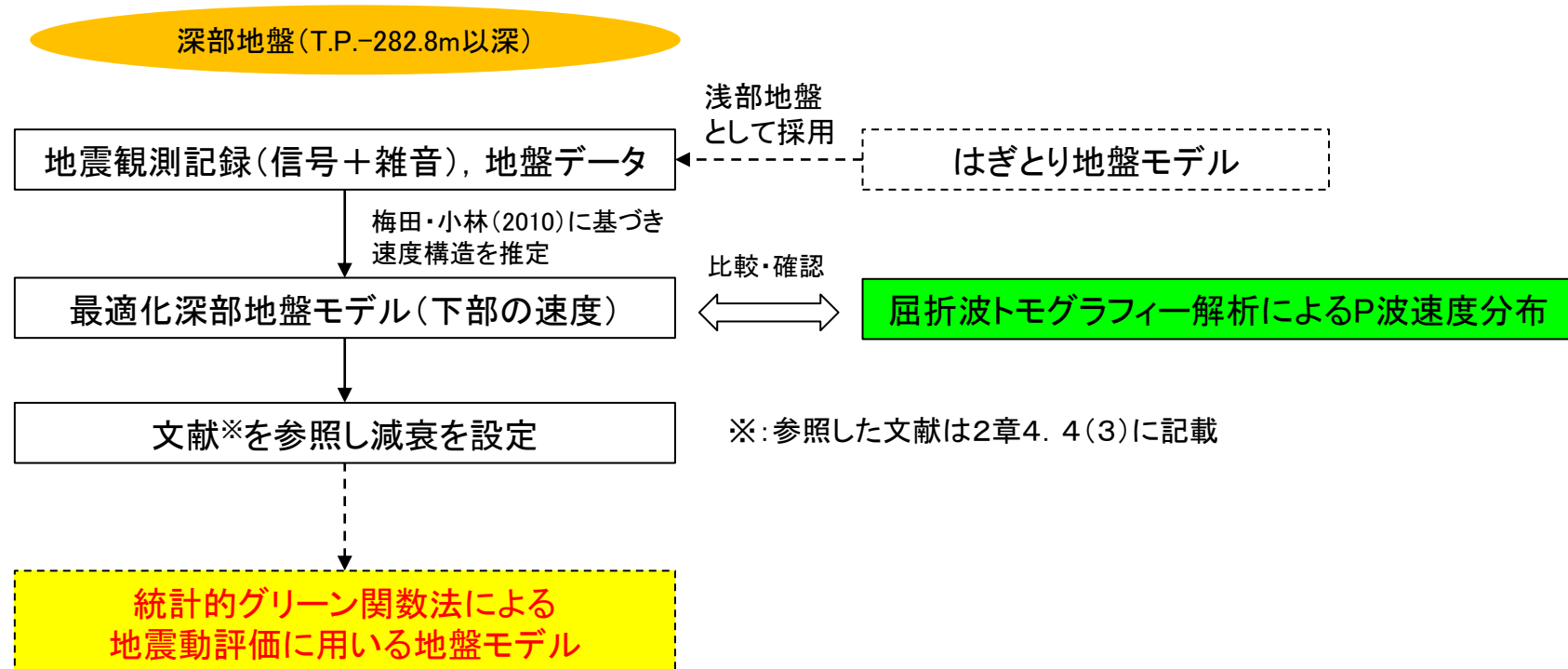
《推定されたQp》

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.4 地盤モデルの設定

2.4.3 深部地盤モデルの作成

(1) 深部地盤モデルの評価フロー

- 梅田・小林(2010)に基づき, 自由地盤観測点の地震観測記録のP波部H/Vスペクトル比, レシーバー関数及びコーダ部H/Vスペクトル比を対象とした逆解析により速度構造を算定する。また, 得られた速度構造について, 屈折波トモグラフィ解析によるP波速度分布に基づく炉心相当位置の速度との整合性を確認する。(補足説明資料1章3.3参照)
- 逆解析手法は, 遺伝的アルゴリズムを採用。
- P波部H/Vスペクトル比等には雑音成分が含まれているため, 深部地盤の最適化に用いる浅部地盤は, はぎとり地盤モデルを採用する。
- 統計的グリーン関数法に用いる地盤モデルは, 速度構造については最適化結果を採用する。一方, 減衰(Q値)については文献を参照し設定する。



2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.4 地盤モデルの設定


2.4.3 深部地盤モデルの作成

(2) 深部地盤モデルの算定結果

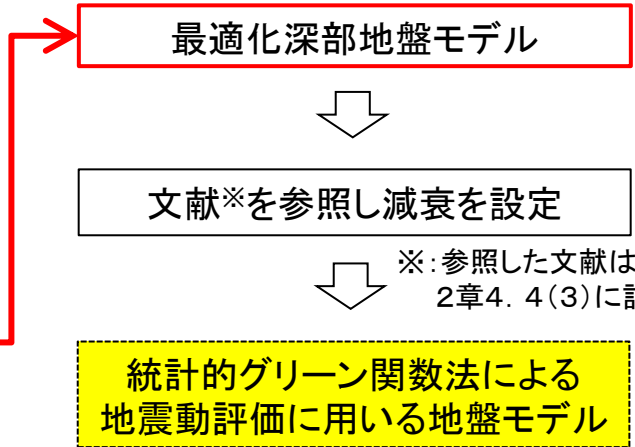
➤ 算定された層厚と速度構造を地震動評価に用いる深部地盤モデルに採用する。

| T.P. (m) | G.L. (m) | 層No. | 層厚 | ρ | Vs | Vp |
|-------------|-------------|------|------|---------------------|-------|-------|
| | | | (m) | (t/m ³) | (m/s) | (m/s) |
| 12 | 0 | | | | | |
| 11.5 | -0.5 | 1 | 0.5 | 1.9 | 58 | 130 |
| 11 | -1 | 2 | 0.5 | 1.9 | 60 | 180 |
| 10 | -2 | 3 | 1 | 1.9 | 280 | 480 |
| 8 | -4 | 4 | 2 | 1.9 | | |
| 6 | -6 | 5 | 2 | 1.9 | 380 | 810 |
| 3 | -9 | 6 | 3 | 1.9 | 920 | 1710 |
| 2 | -10 | 7 | 1 | 2.24 | 1300 | 2250 |
| -7 | -19 | 8 | 9 | 2.24 | | |
| -62 | -74 | 9 | 55 | 2.24 | 1790 | 3020 |
| -82.8 | -94.8 | 10 | 20.8 | 2.72 | 1800 | 3200 |
| -106 | -118 | 11 | 23.2 | 2.72 | | |
| -160 | -178 | 12 | 60 | 2.3 | 1910 | 3500 |
| -190 | -202 | 13 | 24 | 2.3 | 2030 | 3540 |
| -252 | -264 | 14 | 62 | 2.3 | 2100 | 3600 |
| -282.8 | -294.8 | 15 | 30.8 | 2.33 | 2090 | 3690 |
| -574.8 | -586.8 | 16 | 292 | 2.44 | 2390 | 3690 |
| -1495.8 | -1507.8 | 17 | 921 | 2.45 | 2460 | 3750 |
| -2441.8 | -2453.8 | 18 | 946 | 2.48 | 2590 | 3960 |
| -2987.8 | -2999.8 | 19 | 546 | 2.50 | 2680 | 4160 |
| | | 20 | - | 2.63 | 3340 | 5800 |

最深部の地震計深さ(T.P.-282.8m)以深の層境界深さは、地震計設置深さから1mの精度で設定した。

【青文字】地震観測点位置を示す。
 Vs<0.7km/sの表層を示す。

▽岩盤上部の地震観測点
 (解放基盤表面の振動特性)



2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.4 地盤モデルの設定

2.4.4 地震動評価用地盤モデルの設定

(1) はぎとり地盤モデル

- 各観測点におけるはぎとり波算定に用いる地盤モデルのせん断波速度等は、地震観測記録(信号成分)の伝達関数を対象とした逆解析により設定。Q値(減衰)は、地震観測記録(信号成分+雑音)の伝達関数を対象とした逆解析により設定。
- 解放基盤表面の地震動評価として採用する観測点はT.P.+2.0m、地盤のせん断波速度は $V_s=1300\text{m/s}$ 。

| T.P. (m) | 層厚 (m) | 密度 (t/m^3) | V_s (m/s) | V_p (m/s) | Q_s | Q_p |
|-------------|-----------|--------------------------|----------------|----------------|----------------|----------------|
| +12.0 | — | — | — | — | — | — |
| +11.5 | 0.5 | 1.90 | 58 | 130 | $0.52f^{0.53}$ | $1.00f^{0.50}$ |
| +11.0 | 0.5 | 1.90 | 60 | 190 | $0.52f^{0.53}$ | $1.00f^{0.50}$ |
| +10.0 | 1 | 1.90 | 280 | 420 | $9.94f^{1.00}$ | $1.00f^{0.50}$ |
| +8.0 | 2 | 1.90 | 280 | 420 | $9.94f^{1.00}$ | $1.00f^{0.50}$ |
| +6.0 | 2 | 1.90 | 380 | 570 | $9.97f^{1.00}$ | $4.16f^{0.88}$ |
| +3.0 | 3 | 1.90 | 920 | 1380 | $9.97f^{1.00}$ | $4.16f^{0.88}$ |
| +2.0 | 1 | 2.24 | 1300 | 2250 | $1.02f^{0.83}$ | $2.36f^{0.52}$ |
| -7.0 | 9.0 | 2.24 | 1300 | 2250 | $1.02f^{0.83}$ | $2.36f^{0.52}$ |
| -62.0 | 55.0 | 2.24 | 1790 | 3060 | $1.02f^{0.83}$ | $2.36f^{0.52}$ |
| -82.8 | 20.8 | 2.72 | 1800 | 3340 | $1.02f^{0.83}$ | $2.36f^{0.52}$ |
| -106.0 | 23.2 | 2.72 | 1800 | 3340 | $1.02f^{0.83}$ | $2.36f^{0.52}$ |
| -166.0 | 60.0 | 2.30 | 1910 | 3350 | $1.57f^{0.88}$ | $1.53f^{0.89}$ |
| -190.0 | 24.0 | 2.30 | 2030 | 3360 | $1.57f^{0.88}$ | $1.53f^{0.89}$ |
| -252.0 | 62.0 | 2.30 | 2100 | 3390 | $1.57f^{0.88}$ | $1.53f^{0.89}$ |
| -282.8 | 30.8 | 2.33 | 2090 | 3690 | $1.57f^{0.88}$ | $1.53f^{0.89}$ |
| | ∞ | 2.33 | 2090 | 3690 | $1.57f^{0.88}$ | $1.53f^{0.89}$ |

【青文字】地震観測点位置を示す。

$V_s < 0.7\text{km/s}$ の表層を示す。

▽岩盤上部の地震観測点
(解放基盤表面の振動特性)

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.4 地盤モデルの設定

2.4.4 地震動評価用地盤モデルの設定

(2) 統計的グリーン関数法に用いる地盤モデル

- 地震観測点以浅のせん断波速度やQ値(減衰)等は, 地震観測記録(信号成分)の伝達関数を対象とした逆解析により設定。
- 地震観測点以深のせん断波速度等は, 観測記録のH/Vスペクトル振幅比の逆解析結果に基づき設定。Q値(減衰)については文献を参照しQ=100に設定(次頁参照)。

| T.P. (m) | 層厚 (m) | 密度 (t/m ³) | V _S (m/s) | V _P (m/s) | Q _s | Q _p | |
|-------------|-----------|---------------------------|-------------------------|-------------------------|-----------------------|-----------------------|---------------|
| +2.0 | — | — | — | — | — | — | ▽岩盤上部の地震観測点 |
| -7.0 | 9.0 | 2.24 | 1300 | 2250 | 1.23f ^{0.74} | 2.33f ^{0.50} | (解放基盤表面の振動特性) |
| -62.0 | 55.0 | 2.24 | 1790 | 3060 | 1.23f ^{0.74} | 2.33f ^{0.50} | |
| -82.8 | 20.8 | 2.72 | 1800 | 3340 | 1.23f ^{0.74} | 2.33f ^{0.50} | |
| -106.0 | 23.2 | 2.72 | 1800 | 3340 | 1.23f ^{0.74} | 2.33f ^{0.50} | |
| -166.0 | 60.0 | 2.30 | 1910 | 3350 | 8.91f ^{0.94} | 5.55f ^{0.50} | |
| -190.0 | 24.0 | 2.30 | 2030 | 3360 | 8.91f ^{0.94} | 5.55f ^{0.50} | |
| -252.0 | 62.0 | 2.30 | 2100 | 3390 | 8.91f ^{0.94} | 5.55f ^{0.50} | |
| -282.8 | 30.8 | 2.33 | 2090 | 3690 | 8.91f ^{0.94} | 5.55f ^{0.50} | |
| -574.8 | 292.0 | 2.44 | 2390 | 3690 | 100 | 100 | |
| -1495.8 | 921.0 | 2.45 | 2460 | 3750 | 100 | 100 | |
| -2441.8 | 946.0 | 2.48 | 2590 | 3960 | 100 | 100 | |
| -2987.8 | 546.0 | 2.50 | 2680 | 4160 | 100 | 100 | ▽地震基盤 |
| | ∞ | 2.63 | 3340 | 5800 | 150 | 150 | |

【青文字】地震観測点位置を示す。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.4 地盤モデルの設定

2.4.4 地震動評価用地盤モデルの設定

(3) 統計的グリーン関数法に用いる地盤モデルの深部地盤のQ値について

- Abercrombie(1997) は、岩盤のボアホールで観測されたMicroearthquakeから評価されたQs値は深さ0-2900mで $\sim 21 \pm 7$ であること、これはカリフォルニアにおける過去の評価(下表)と整合しており岩種に左右されないこと、減衰の90%は深さ3km以内で生じていること、地震波から評価されるQ値は岩石試験から得られたQ値に比べ小さいこと等から、地震波の減衰には岩盤の不均質による散乱が影響していると指摘している。
- 東通では、アレイ観測点による信号成分と観測記録の検討から、インコヒーレントな散乱の影響が確認されている。従ってカリフォルニアの評価結果を踏まえるとQ値としてはこれらを上回るQ=50を採用することが考えられるが、保守性を持たせQ=100を採用する。

Microearthquake等から求めた岩盤表面近くのQ値 (Abercrombie (1997) より作成)

| 場所 | 深さ (m) | Qp | Qs | 岩種 | 文献 |
|-------------------|----------|------|------|------------|----------------------------|
| Oroville | 0-475 | — | 9 | オフィオライト | Malin et al. (1988) |
| | 375-475 | — | 11 | | |
| Anza | 0-150 | 6.5 | 9 | 花崗岩 | Aster and Shearer (1991) |
| | 150-300 | 27 | 26 | | |
| Garner valley | 0-220 | — | 12 | 花崗岩 他 | Archuleta et al. (1992) |
| Parkfield | 0-200 | 6-11 | 8-19 | 第三紀の岩 | Blakeslee and Malin (1991) |
| | 0-300 | — | 10 | | Jongmans and Malin (1995) |
| | 0-1000 | — | 37 | | |
| Los Angeles basin | 0-420 | 45 | — | 更新世及び鮮新世の岩 | Hauksson et al. (1987) |
| | 420-1500 | 43 | 25 | | |

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.4 地盤モデルの設定

2.4.4 地震動評価用地盤モデルの設定

(4) 理論的手法に用いる地盤モデル

- 地震基盤(深さ3km)以浅の層厚, 密度, V_s 及び V_p は, 統計的グリーン関数法による地震動評価で用いる地盤モデルを用いた。
- Q 値及び地震基盤以深は地震調査研究推進本部(2004)及び永井ほか(2001)を参考に設定(補足説明資料1章3.4参照)。

| T.P. (m) | 層厚 (m) | 密度 (t/m ³) | V_s (m/s) | V_p (m/s) | Q |
|-------------|-----------|---------------------------|----------------|----------------|-----|
| +2.0 | — | — | — | — | — |
| -7.0 | 9.0 | 2.24 | 1300 | 2250 | 100 |
| -62.0 | 55.0 | 2.24 | 1790 | 3060 | 100 |
| -82.8 | 20.8 | 2.72 | 1800 | 3340 | 100 |
| -106.0 | 23.2 | 2.72 | 1800 | 3340 | 100 |
| -166.0 | 60.0 | 2.30 | 1910 | 3350 | 100 |
| -190.0 | 24.0 | 2.30 | 2030 | 3360 | 100 |
| -252.0 | 62.0 | 2.30 | 2100 | 3390 | 100 |
| -282.8 | 30.8 | 2.33 | 2090 | 3690 | 100 |
| -574.8 | 292.0 | 2.44 | 2390 | 3690 | 100 |
| -1495.8 | 921.0 | 2.45 | 2460 | 3750 | 100 |
| -2441.8 | 946.0 | 2.48 | 2590 | 3960 | 150 |
| -2987.8 | 546.0 | 2.50 | 2680 | 4160 | 150 |
| -3000.0 | 12.2 | 2.63 | 3340 | 5800 | 150 |
| -15000.0 | 12000.0 | 2.69 | 3580 | 6180 | 300 |
| -25000.0 | 10000.0 | 2.80 | 3700 | 6400 | 300 |
| | ∞ | 3.20 | 4100 | 7100 | 500 |

▽岩盤上部の地震観測点
(解放基盤表面の振動特性)

▽地震基盤

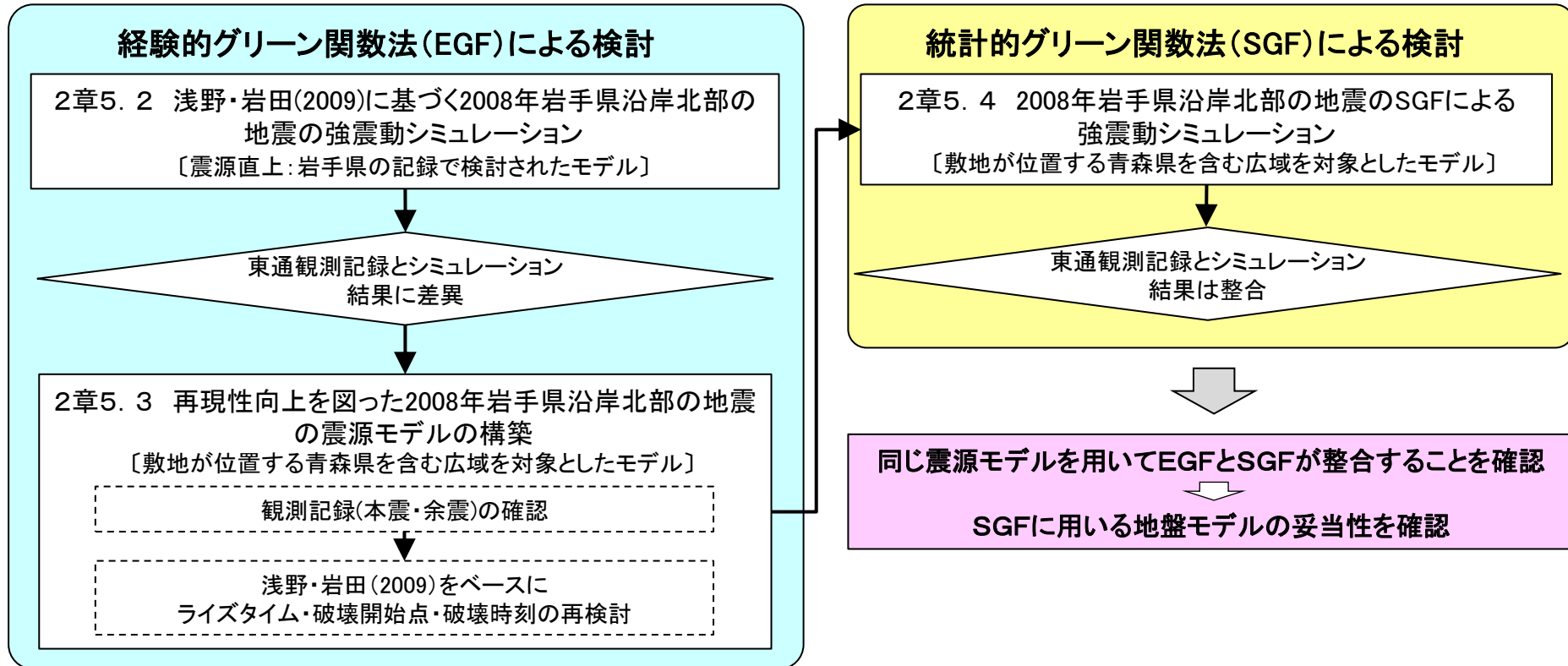
【青文字】地震観測点位置を示す。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.5. 地盤モデルの妥当性の検証

2.5.1 検討の概要

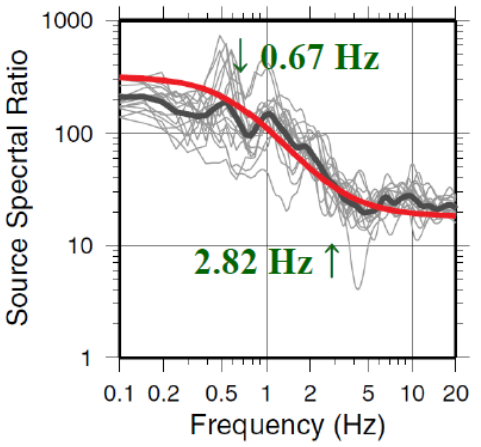
- 敷地で過去に観測された地震のうち、震源断層モデルの設定が行われている地震として、2008年岩手県沿岸北部の地震が挙げられる〔浅野・岩田(2009)〕。
- この地震の敷地自由地盤岩盤上部の観測記録の最大加速度値は約 30cm/s^2 であり、これまで敷地で観測された地震のうちでは大きな地震動であることから、地盤モデルの妥当性の検証を目的として、統計的グリーン関数法(SGF)によるシミュレーション解析を実施した。
- シミュレーション解析を行うにあたり、浅野・岩田(2009)は、岩手県内の観測記録を基に震源モデルを策定していることから、東通原子力発電所との位置関係(震央距離 $\Delta=163\text{km}$)を踏まえ、経験的グリーン関数法(EGF)による解析を行い、青森県を含む広域を対象とした震源モデルの再構築を図った。



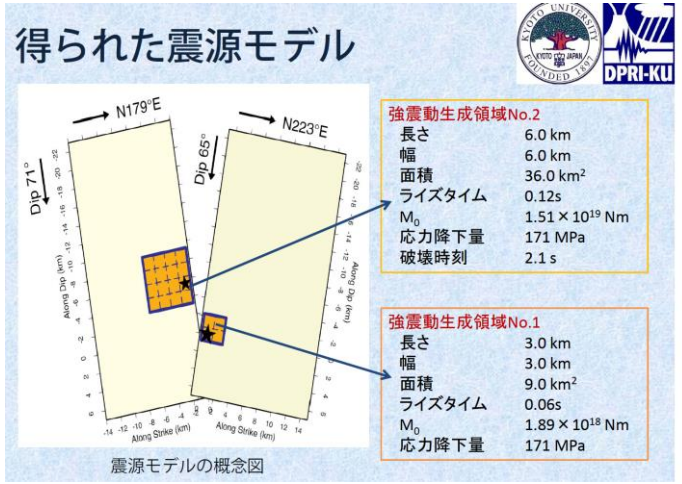
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.5. 地盤モデルの妥当性の検証
2.5.2 浅野・岩田(2009)に基づく2008年岩手県沿岸北部の地震の強震動シミュレーション
(1) 浅野・岩田(2009)の概要 震源モデル

- 波形合成のためのパラメータCとNをSource Spectral Ratio Fitting法(三宅・他,1999)によって本震と余震のコーナー周波数を推定。KiK-netの地中観測17点を使用。
- Suzuki et al.(2009)の震源インバージョンで用いた断層面形状に基づき検討。
- 強震動生成域の面積, ライズタイム, 強震動生成域内の破壊開始点, 破壊伝播速度, 2番目の強震動生成域の位置及び破壊時刻をグリッドサーチにより推定。
- KiK-net地中観測4点の水平2方向をターゲット(解析周波数0.2~10Hz)。
- モデルの評価は, 三宅・他(1999)に従い, 変位波形と加速度エンベロープの残差の和が最小となるモデルを最適とした。

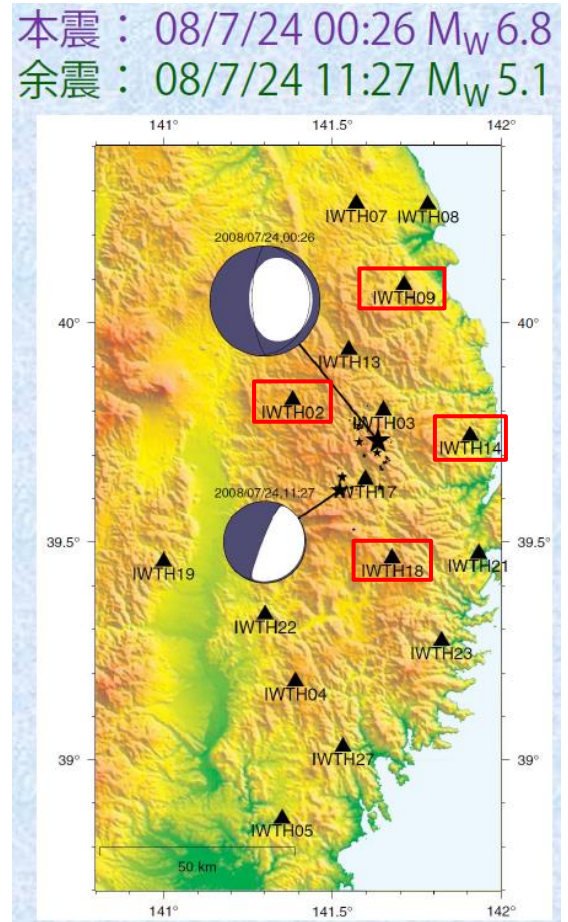
| 諸元(気象庁) | 地震の発生日時 | 震央地名 | 緯度 | 経度 | 深さ | M _j | 最大震度 |
|----------|------------------|---------|------------|-------------|-------|----------------|------|
| 余震(要素地震) | 2008/07/24 11:27 | 岩手県沿岸北部 | 39° 37.2'N | 141° 31.3'E | 112km | 4.8 | 3 |
| 本震 | 2008/07/24 00:26 | 岩手県沿岸北部 | 39° 43.9'N | 141° 38.1'E | 108km | 6.8 | 6弱 |



本震と余震のスペクトル比



震源モデル



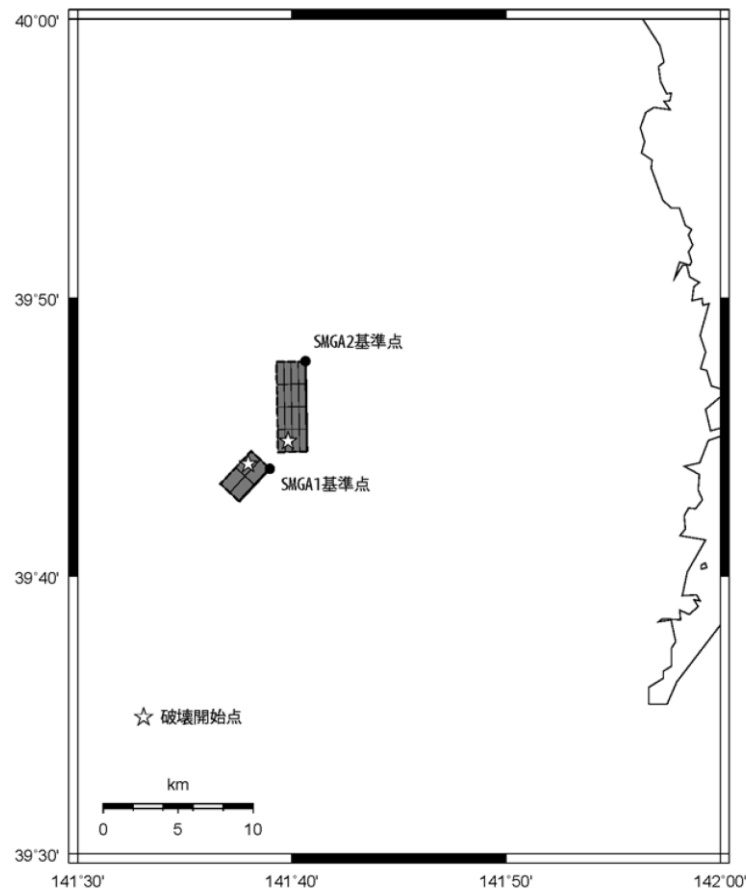
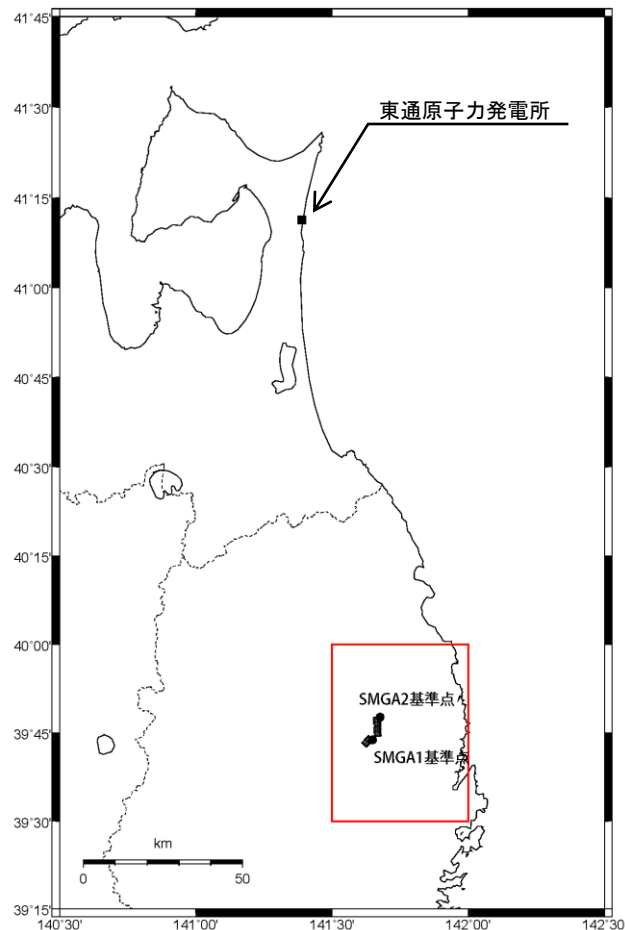
本震・余震の震央位置と観測点
□: ターゲットとした観測点

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2. 5. 地盤モデルの妥当性の検証

2. 5. 2 浅野・岩田(2009)に基づく2008年岩手県沿岸北部の地震の強震動シミュレーション

(1) 浅野・岩田(2009)の概要 震源モデル

➤ 震源断層モデル図(全体図)を示す。



赤枠の拡大図

2008年岩手県沿岸北部の地震のEGFに用いる震源断層モデル

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2. 5. 地盤モデルの妥当性の検証

2. 5. 2 浅野・岩田(2009)に基づく2008年岩手県沿岸北部の地震の強震動シミュレーション

(1) 浅野・岩田(2009)の概要 震源モデル

➤ 断層パラメータを示す。

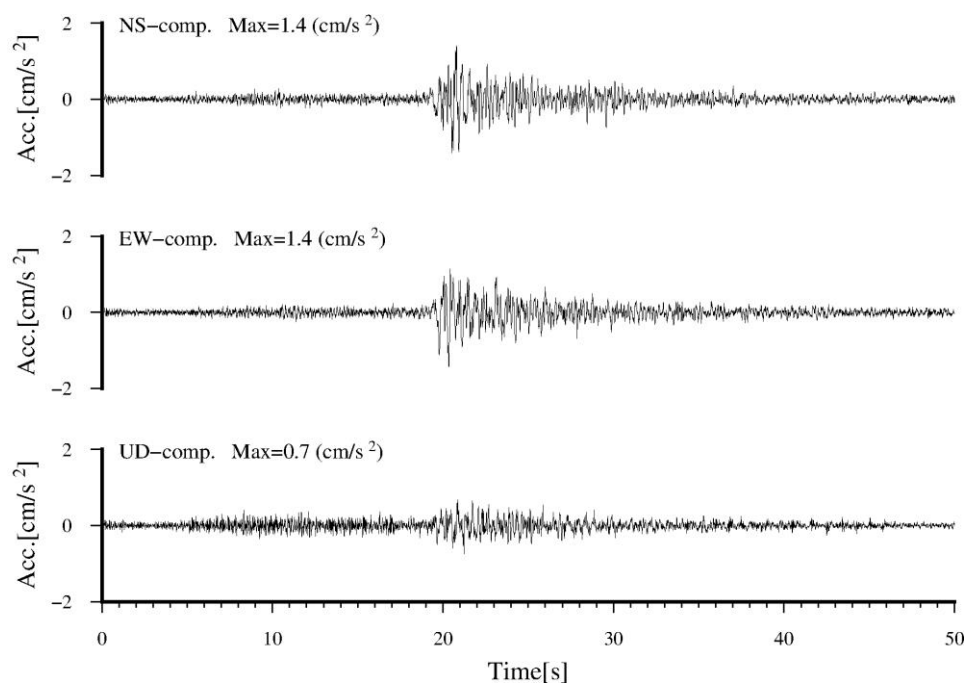
| 断層パラメータ | 記号 | SMGA1 | SMGA2 | 設定方法 |
|--------------|----------------|---|---|--|
| 断層位置 | - | N39.7311° , E141.6494° | N39.7954° , E141.6772° | 浅野・岩田(2009) |
| 走向 | θ | 223 ° | 179 ° | 浅野・岩田(2009) |
| 傾斜角 | δ | 65 ° | 71 ° | 浅野・岩田(2009) |
| 断層長さ | L | 3.0 km | 6.0 km | 浅野・岩田(2009) |
| 断層幅 | W | 3.0 km | 6.0 km | 浅野・岩田(2009) |
| 断層面積 | S | 9.0 km ² | 36.0 km ² | 浅野・岩田(2009) |
| 断層上端深さ | - | 106.0 km | 99.3 km | 浅野・岩田(2009) |
| 破壊開始点 | - | 前頁参照 | 前項参照 | 浅野・岩田(2009) |
| 破壊伝播形式 | - | 同心円状 | 同心円状 | 設定 |
| 地震モーメント | M_0 | 1.89×10^{18} Nm | 1.51×10^{19} Nm | 浅野・岩田(2009) |
| モーメントマグニチュード | M_w | 6.1 | 6.7 | $M_w = (\log M_0 - 9.1) / 1.5$ |
| 気象庁マグニチュード | M_J | 6.8 | | 気象庁 |
| 剛性率 | μ | 8.06×10^{10} N/m ² | 8.06×10^{10} N/m ² | $\mu = \rho \beta^2$ |
| 密度 | ρ | 3.5 g/cm ³ | 3.5 g/cm ³ | Ludwig et al.(1970) |
| S波速度 | β | 4.8 km/s | 4.8 km/s | 浅野・岩田(2009) |
| 平均すべり量 | D | 2.60 m | 5.20 m | $D = M_0 / (\mu S)$ |
| 応力降下量 | $\Delta\sigma$ | 170.6 MPa | 170.6 MPa | 浅野・岩田(2009) |
| ライズタイム | tr | 0.06 s | 0.12 s | 浅野・岩田(2009) |
| 破壊時刻 | - | 0.0 s | 2.1 s | 浅野・岩田(2009) |
| 破壊伝播速度 | V_r | 3.65 km/s | 3.65 km/s | 浅野・岩田(2009) |
| 短周期レベル | A | 8.36×10^{19} Nm/s ² | 1.67×10^{20} Nm/s ² | $A = 4 \pi (S / \pi)^{0.5} \Delta\sigma \beta^2$ |

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2.5. 地盤モデルの妥当性の検証
2.5.2 浅野・岩田(2009)に基づく2008年岩手県沿岸北部の地震の強震動シミュレーション
(2) 経験的グリーン関数法に用いる要素地震

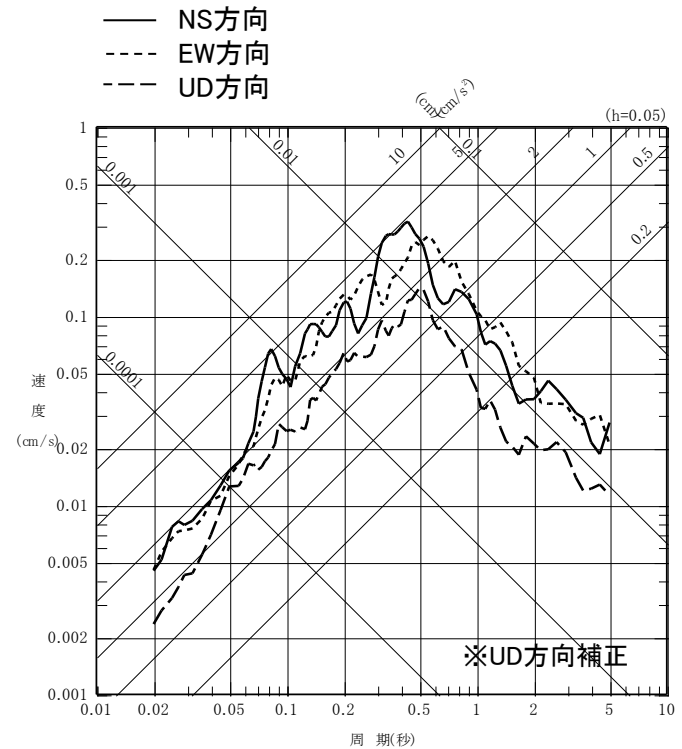
➤ 要素地震の諸元, 時刻歴波形, 応答スペクトルを示す。

要素地震の諸元〔浅野・岩田(2009)〕

| 年月日 | 時刻 | 震央位置 | M _w | 震源深さ | M ₀ | 応力降下量 |
|-----------|-------|-------------|----------------|----------|-----------------------------|---------|
| 2008/7/24 | 11:27 | 141.5218° E | 5.1 | 111.91km | 5.37 × 10 ¹⁶ N・m | 38.8MPa |
| | | 39.6200° N | | | | |



加速度波形



応答スペクトル

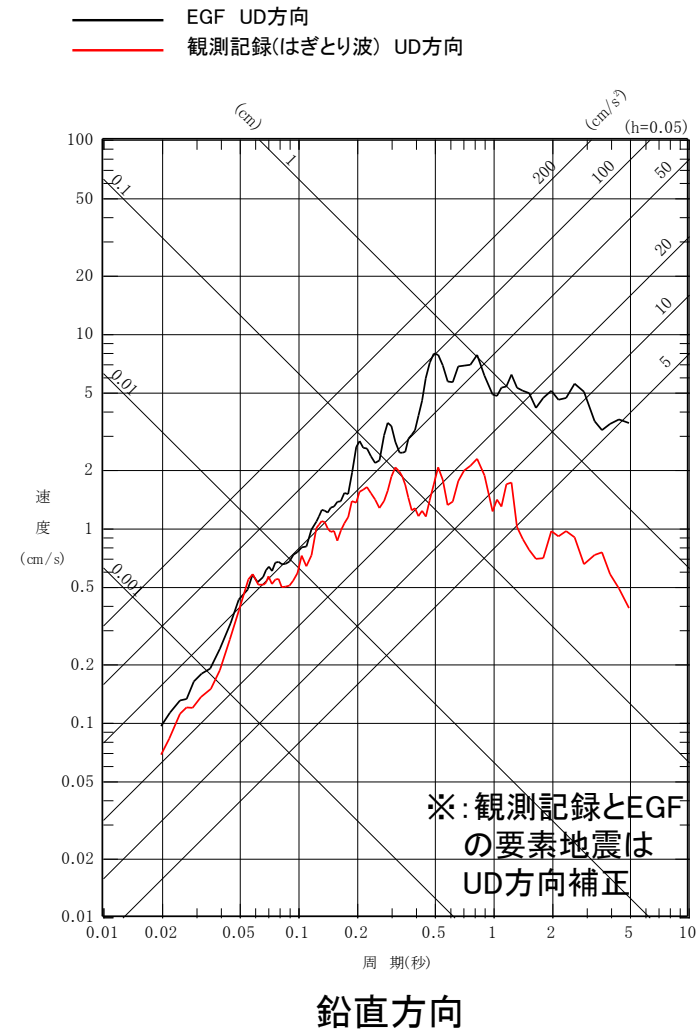
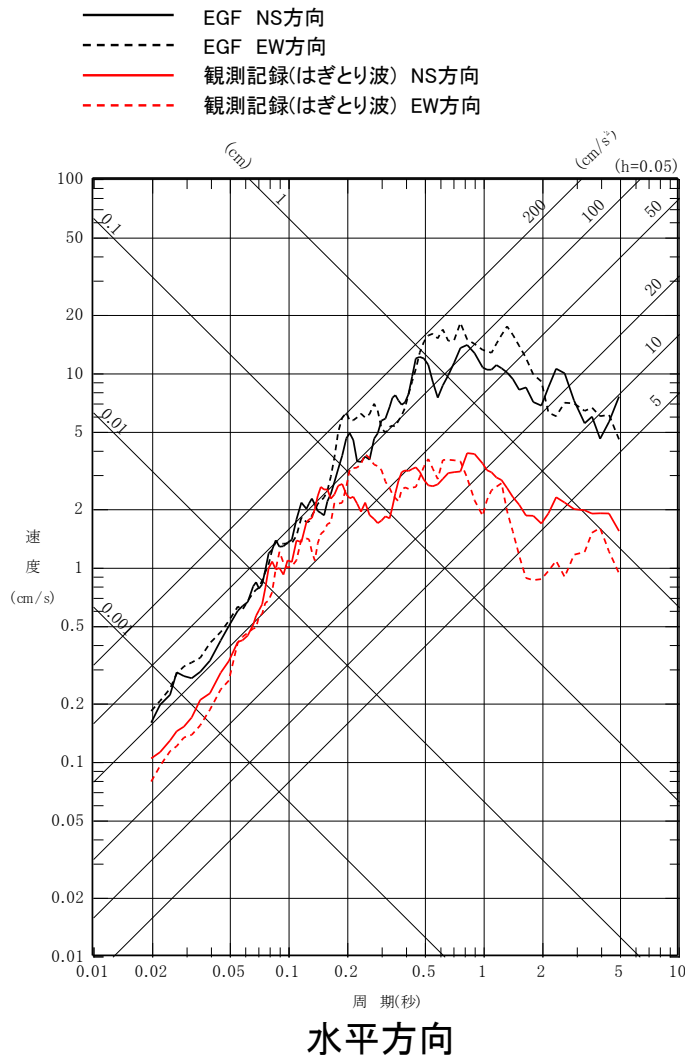
要素地震 (東通原子力発電所 自由地盤 T.P.+2.0m はぎとり波)

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2. 5. 地盤モデルの妥当性の検証

2. 5. 2 浅野・岩田(2009)に基づく2008年岩手県沿岸北部の地震の強震動シミュレーション

(3) 経験的グリーン関数法による敷地のシミュレーション結果

- EGFの解析結果と本震の観測記録〔自由地盤岩盤上部の観測点(T.P.+2.0m)のはざとり波〕の応答スペクトルの比較を示す。
- EGFの結果は観測記録より特に長周期側で大きい結果となった。

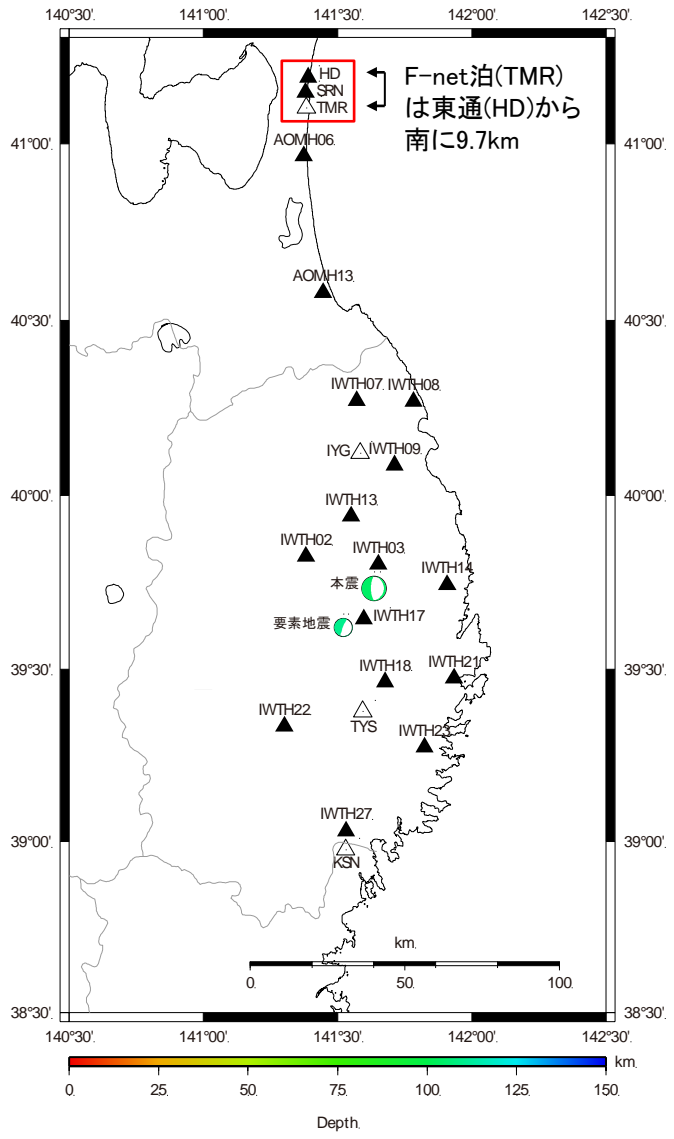


(1)シミュレーションの再現性向上の検討概要

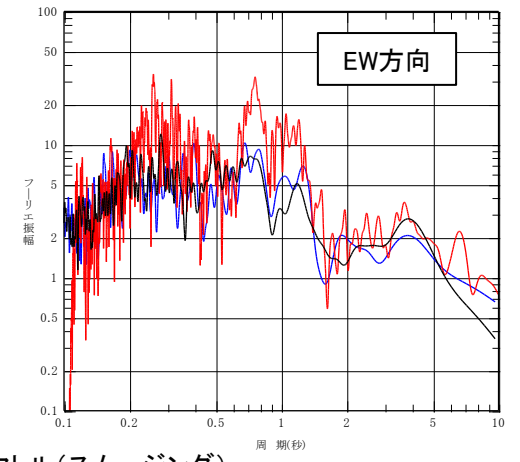
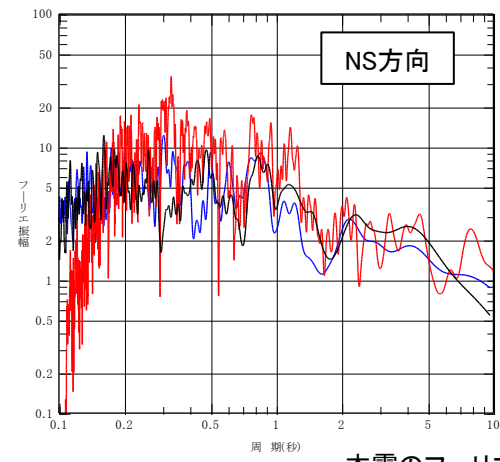
- 浅野・岩田(2009)に基づき、経験的グリーン関数法(EGF)によるシミュレーション解析を行ったところ、東通原子力発電所では、観測記録よりシミュレーション結果が大きい傾向がみられた。
- 浅野・岩田(2009)では、2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの推定において、岩手県内のKiK-net観測点を用いており、特に破壊開始点やライズタイムといったパラメータは、震源直上の4観測点のみから決定されている。
- 震源との位置関係が限定された観測点のみで震源モデルを推定すると、決定された震源パラメータに本震時の指向性効果が含まれてしまう可能性がある。
- そこで、より広域で観測記録を再現可能な震源モデルの推定を目的に、青森県の観測点も加えて浅野・岩田(2009)の震源パラメータの再検討を実施した。
- なお、震源モデルのパラメータ検討に際し、最初に観測記録の品質確認を行った。
 - (1) 観測記録(本震・余震)の確認 … 信頼周期, フーリエスペクトル比等
 - (2) 震源パラメータの検討 … ライズタイム, 破壊開始点, 破壊時刻

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2. 5. 地盤モデルの妥当性の検証
2. 5. 3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築
(2) 観測記録の信頼周期の確認

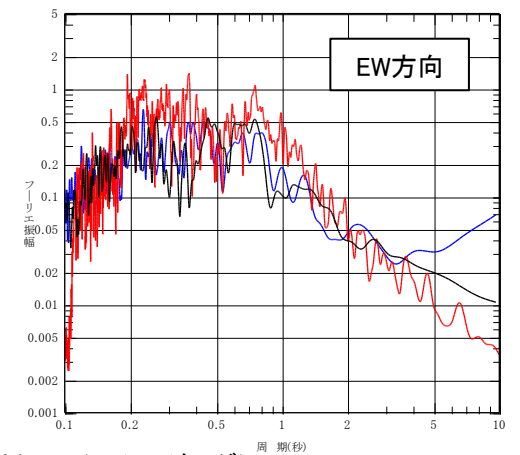
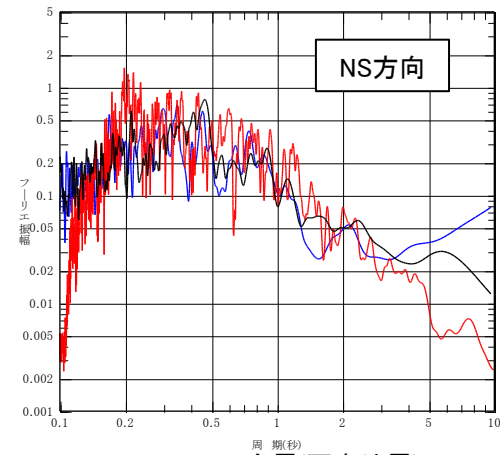
- 東通原子力発電所(HD), 電力中央研究所強震観測網(RK-net)の白糠地点(SRN), F-net泊(TMR)のフリースペクトルの比較を行った。
- 余震(要素地震)は, 周期3秒程度までノイズの問題はないと考えられる。



△: F-net観測点
□: 検討対象とした観測点



本震のフリースペクトル(スムージング)



余震(要素地震)のフリースペクトル(スムージング)

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2. 5. 地盤モデルの妥当性の検証

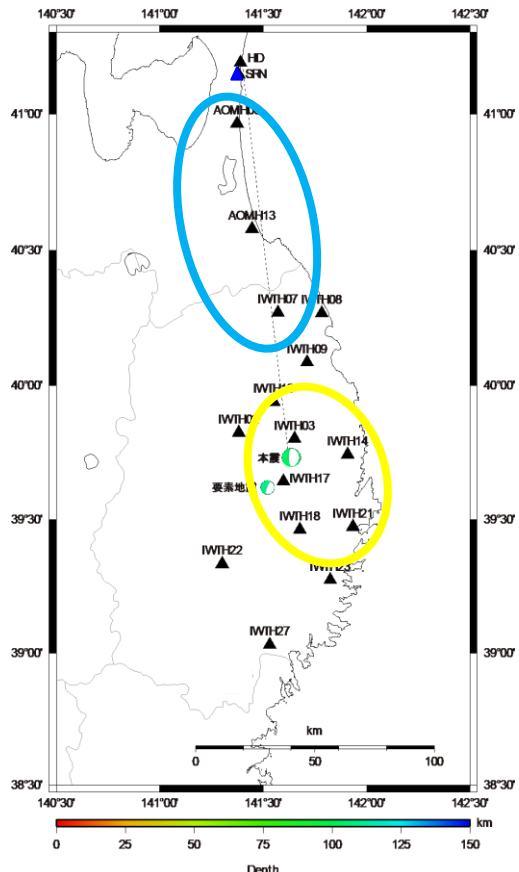
2. 5. 3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築

(3) 本震/要素地震のフーリエスペクトル比

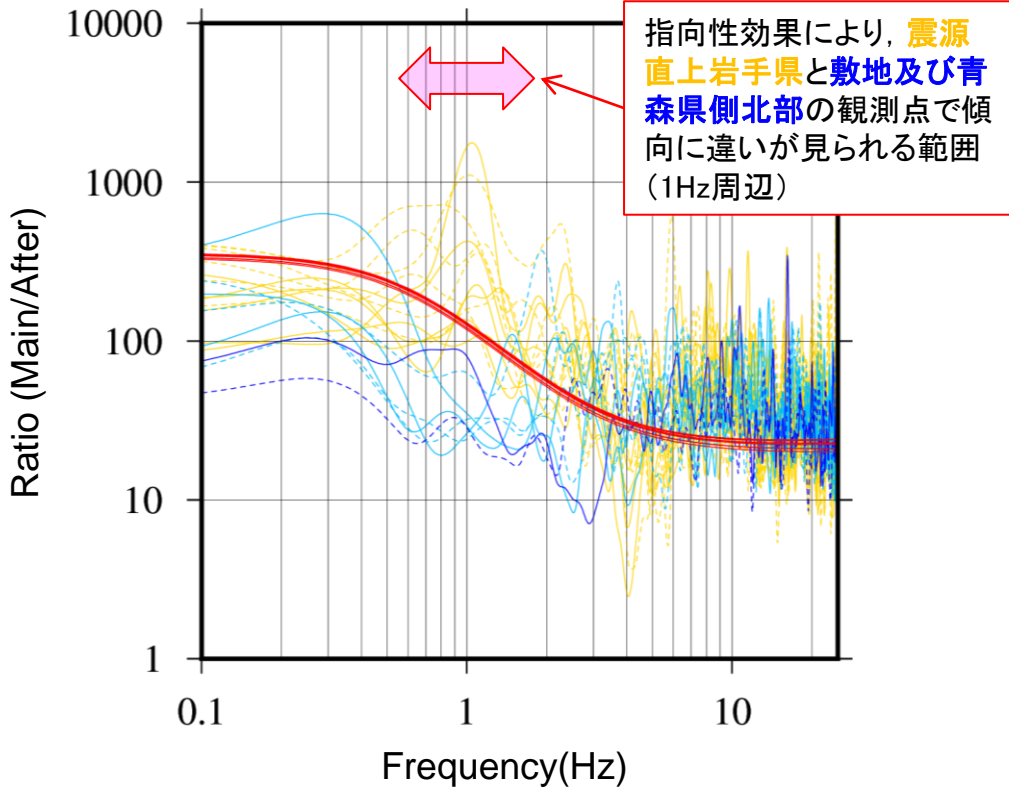
- 震源直上の岩手県観測点(KiK-net 6地点)と青森県側北部観測点〔東通(HD), KiK-net 3地点〕の本震/余震(要素地震)のフーリエスペクトル比を確認した。
- 1Hz周辺に違いがあることから、指向性効果の可能性が考えられる。

○ : 青森県側北部観測点
○ : 震源直上岩手県観測点

— 東通原子力発電所 (NS方向)
- - 東通原子力発電所 (EW方向)
— 青森県側北部KiK-net (NS方向)
- - 青森県側北部KiK-net (EW方向)
— 震源直上岩手県KiK-net (NS方向)
- - 震源直上岩手県KiK-net (EW方向)
— 理論値



観測点位置図



指向性効果により、震源直上岩手県と敷地及び青森県側北部の観測点で傾向に違いが見られる範囲(1Hz周辺)

フーリエスペクトル比(スムージング)

2. 5. 3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築

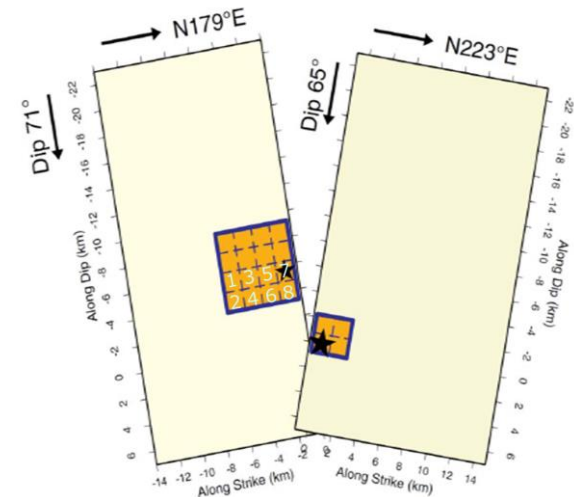
(4) 震源パラメータの検討

- 指向性効果に着目し, ①ライズタイム, ②M₀が大きいSMGA2の破壊開始点について検討を行う。また, 破壊開始点間の距離の変更に伴い ③破壊時刻(SMGA2) の影響についても確認を行う。
- 最適モデルの選定には, 擬似速度応答スペクトル(h=5%)の適合度を基準とした。適合度の定量化のために, Dreger et al.(2015)によるCombined Goodness-of-fit(CGOF)を用いた。

$$CGOF = \frac{1}{2} \left\langle \left| \ln(obs / sim) \right| \right\rangle + \frac{1}{2} \left\langle \left| \ln(sim / obs) \right| \right\rangle$$

obs 観測記録の擬似速度応答スペクトル
sim EGFによるシミュレーション結果の擬似速度応答スペクトル
| | 絶対値
< > 周期点数、観測点数についての平均
※CGOFの値は0以上の値をとり、Dreger et al. (2015)ではこの値が0.70以上になると不合格、0.35以下で合格としている。

| 断層パラメータ | 変動範囲 | 備考 |
|----------------|---|---|
| ①ライズタイム | SMGA1 tr : 0.08~0.33秒 SMGA2 tr : 0.16~0.66秒 (α=0.10~0.40) 0.02刻み | <ul style="list-style-type: none"> 浅野・岩田(2009)のtr SMGA1: 0.06秒 SMGA2: 0.12秒 tr=αW/Vr <p>[参考]</p> <ul style="list-style-type: none"> 2003年5月26日宮城県沖の地震 tr: 0.18~0.36秒 浅野ほか(2004) 2011年4月7日宮城県沖の地震 tr: 0.6秒 原田・釜江(2011) |
| ②破壊開始点 (SMGA2) | 8点(右図) | — |
| ③破壊時刻 (SMGA2) | 1.5~2.5秒 0.1秒刻み | <ul style="list-style-type: none"> 浅野・岩田(2009)では2.1秒 |



破壊開始点の検討位置
浅野・岩田(2009)に加筆

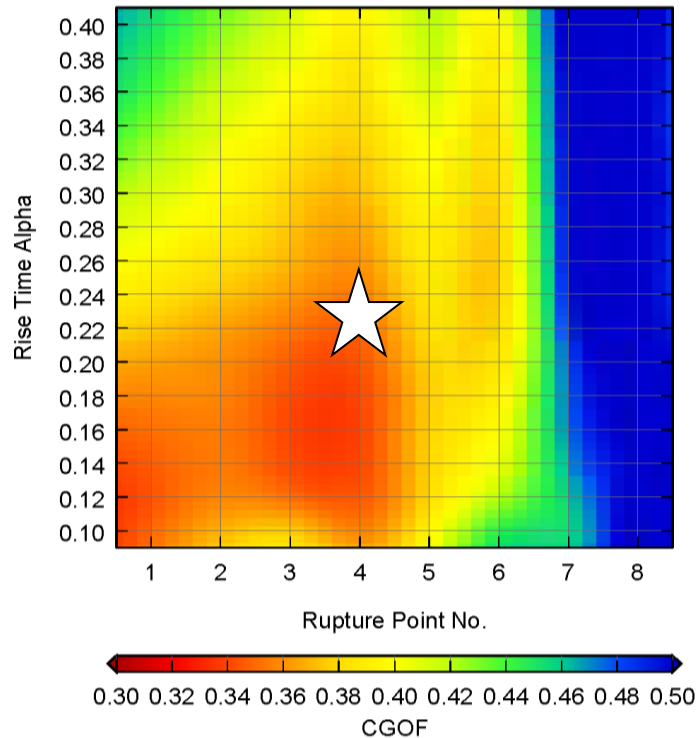
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2. 5. 地盤モデルの妥当性の検証

2. 5. 3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築

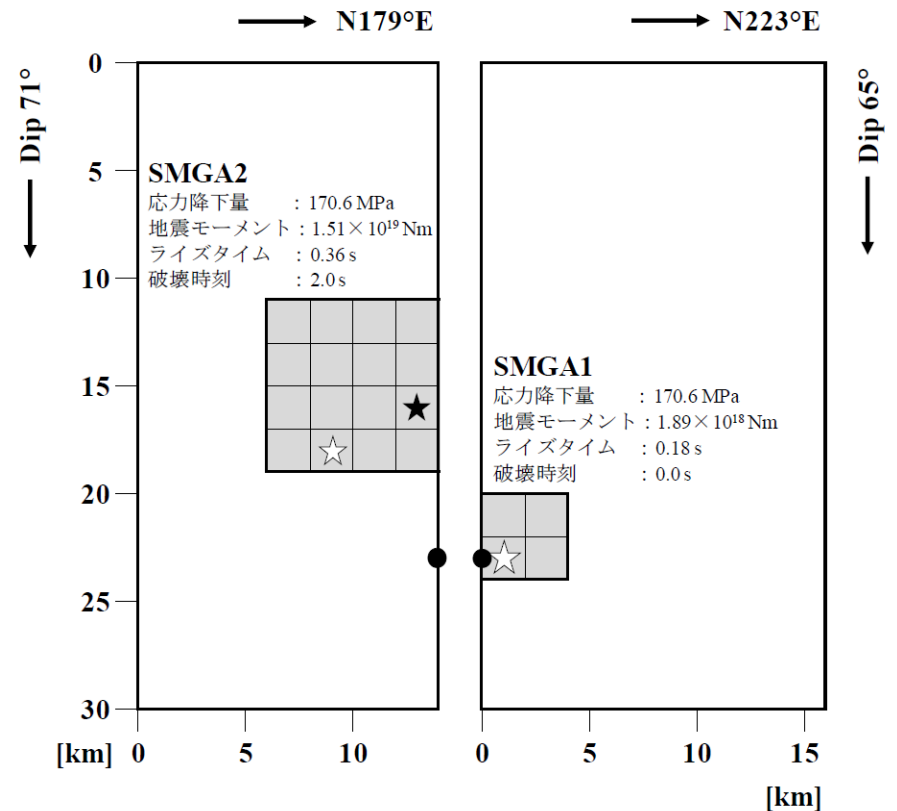
(5) 震源パラメータの検討結果①

➤ 全17観測点の平均でCGOFが小さく、さらに敷地及び青森県側北部の観測記録とシミュレーションの適合が良い以下のパラメータを採用した。なお、破壊時刻については目視で適合を確認した。

- ① ライズタイム: $\alpha=0.22$ SMGA1は0.18秒 SMGA2は0.36秒
- ② 破壊開始点(SMGA2): 4
- ③ 破壊時刻(SMGA2): 2.0秒



全17観測点のCGOF
ライズタイムと破壊開始点



震源モデルの概念図

巨視的断層面はSuzuki *et al.* (2009)、☆: 破壊開始点、●: セグメントが接する点
★: 浅野・岩田 (2009) の破壊開始点 (SMGA1は共通)

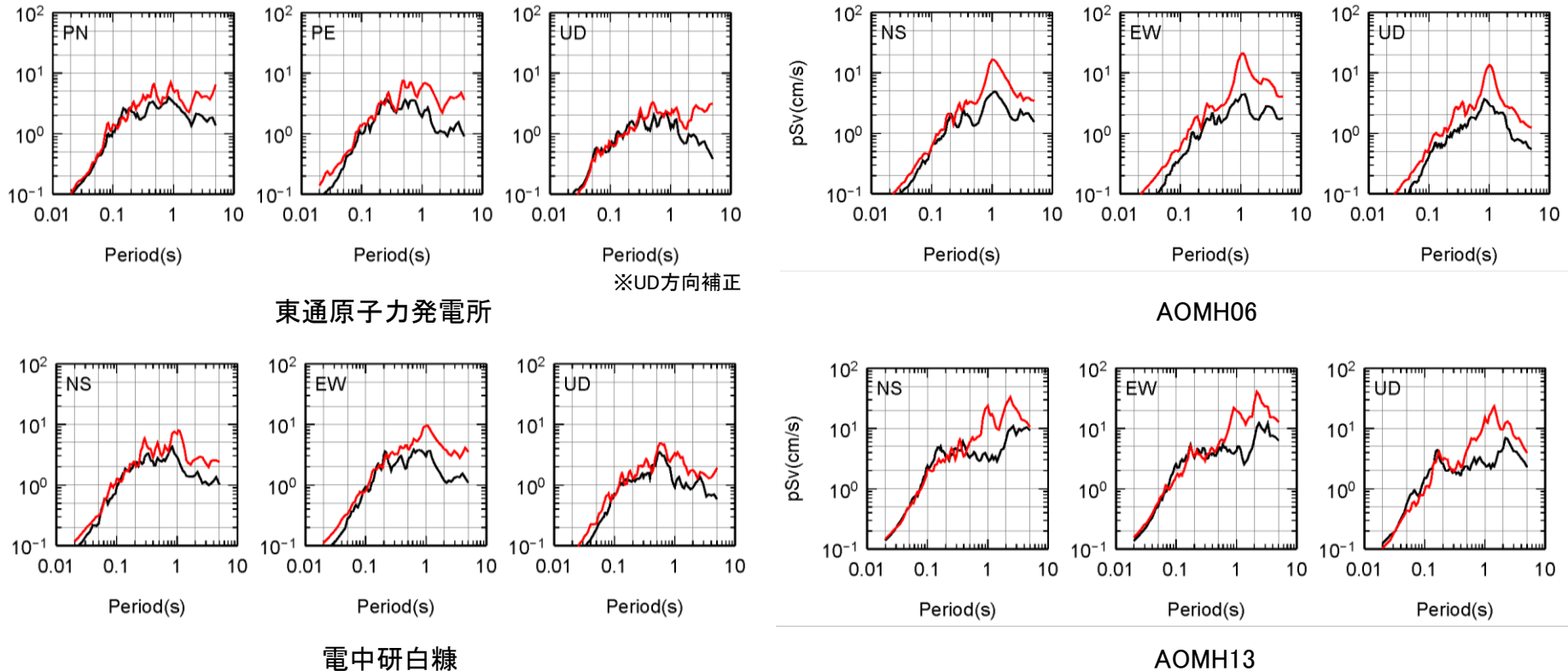
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2. 5. 地盤モデルの妥当性の検証

2. 5. 3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築

(5) 震源パラメータの検討結果②

- 青森県4地点の観測記録とシミュレーション結果の応答スペクトルを示す。
- 東通原子力発電所のシミュレーション結果は、浅野・岩田(2009)の震源モデルによる評価結果と比べ観測記録との整合性が向上している。
- また、電中研白糠や青森県KiK-net2地点についても観測記録と概ね整合している。

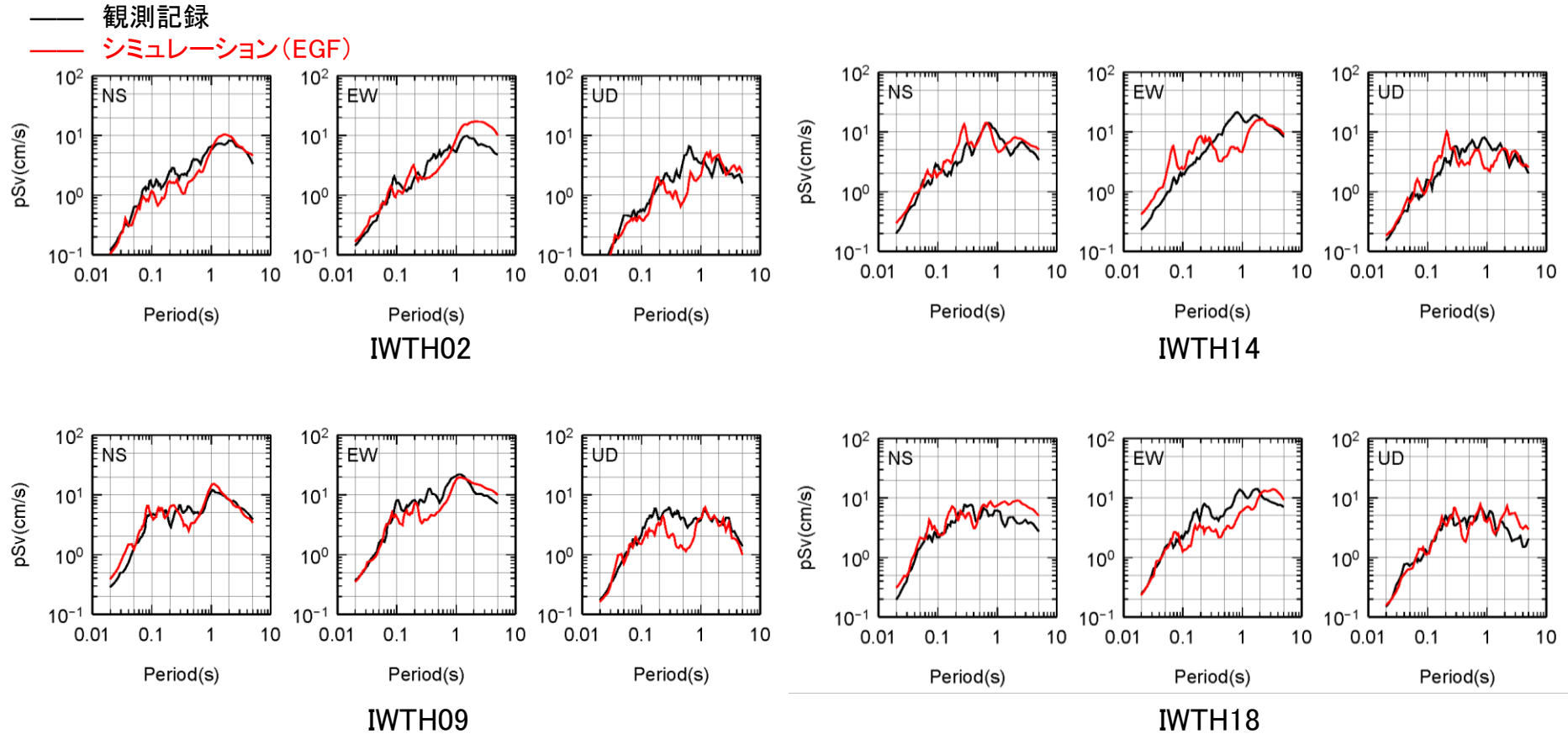
— 観測記録
— シミュレーション(EGF)



時刻歴波形は、補足説明資料1章4. 1を参照。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2. 5. 地盤モデルの妥当性の検証
2. 5. 3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築
(5) 震源パラメータの検討結果③

- 岩手県の震源近傍KiK-net 4地点の観測記録とシミュレーション結果の応答スペクトル※を示す。
- シミュレーション結果は、観測記録と概ね整合している。



時刻歴波形は、補足説明資料1章4. 1を参照。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2. 5. 地盤モデルの妥当性の検証
2. 5. 3 再現性向上を図った2008年岩手県沿岸北部の地震の震源モデルの構築

(5) 震源パラメータの検討結果 まとめ

パラメータの検討結果のまとめ

- 浅野・岩田(2009)モデルをベースに、以下のとおりパラメータを変更すると、青森県側の観測点のシミュレーション結果の再現性が向上した。
 - ① ライズタイム： $\alpha=0.22$ SMGA1は0.18秒 SMGA2は0.36秒
 - ② 破壊開始点(SMGA2):4
 - ③ 破壊時刻(SMGA2):2.0秒
- また、見直したモデルは、岩手県側の観測点のシミュレーション結果においても浅野・岩田(2009)の震源モデル用いた検討と同程度の再現性となる。

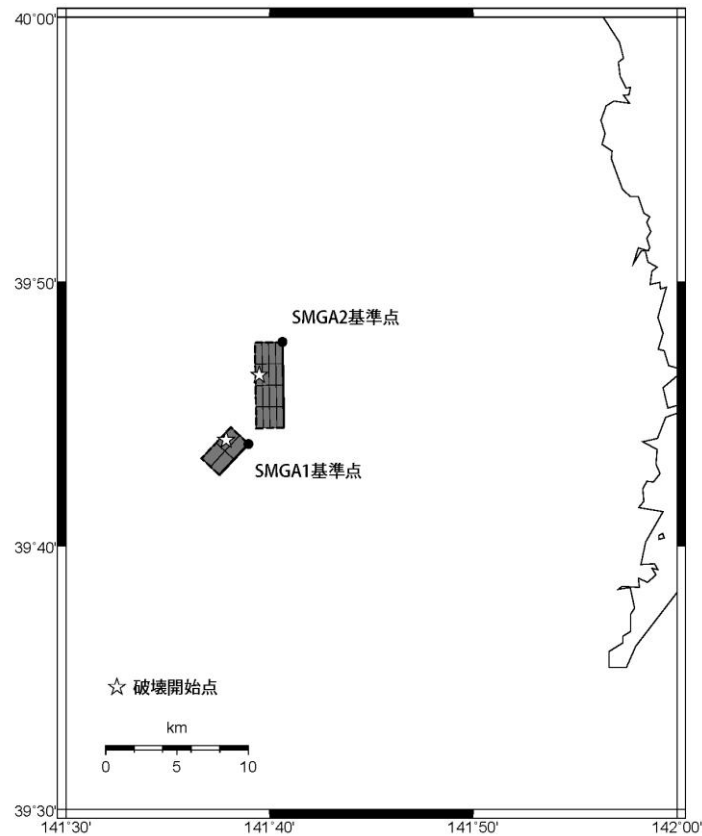
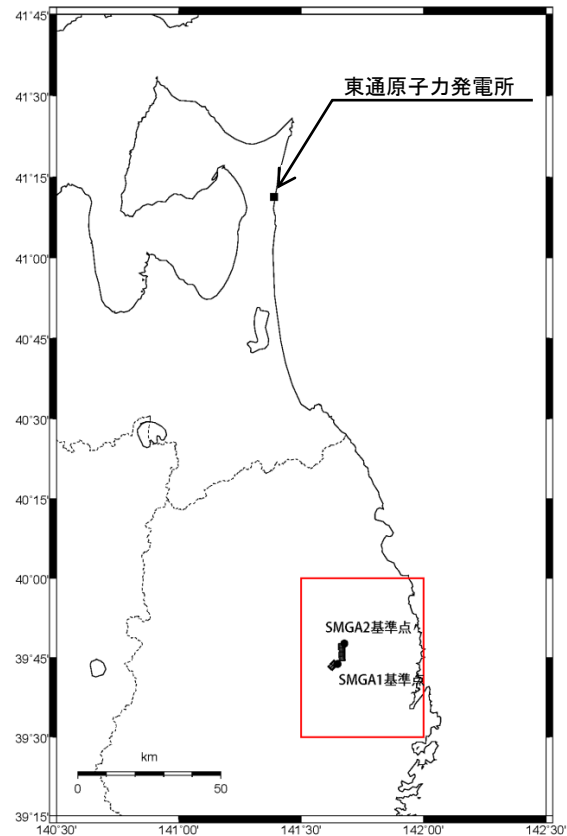
以上のことから、東通原子力発電所のSGFによるシミュレーション解析には、浅野・岩田(2009)の見直しモデルを採用する。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2. 5. 地盤モデルの妥当性の検証

2. 5. 4 2008年岩手県沿岸北部の地震のSGFによる強震動シミュレーション

(1) 統計的グリーン関数法 震源断層モデル

- 「2章5. 3(4)」で再検討した震源パラメータに従い、東通原子力発電所において、統計的グリーン関数法(SGF)によるシミュレーション解析を実施した。
- SGFの断層モデル図(全体図)を示す。



赤枠の拡大図

2008年岩手県沿岸北部の地震のシミュレーション解析に用いる震源断層モデル

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2. 5. 地盤モデルの妥当性の検証

2. 5. 4 2008年岩手県沿岸北部の地震のSGFによる強震動シミュレーション

(1) 統計的グリーン関数法 震源断層モデル

| 断層パラメータ | 記号 | SMGA1 | SMGA2 | 設定方法 |
|---------------------|----------------|---|---|--|
| 断層位置 | - | N39.7311° , E141.6494° | N39.7954° , E141.6772° | 浅野・岩田(2009) |
| 走向 | θ | 223 ° | 179 ° | 浅野・岩田(2009) |
| 傾斜角 | δ | 65 ° | 71 ° | 浅野・岩田(2009) |
| 断層長さ | L | 3.0 km | 6.0 km | 浅野・岩田(2009) |
| 断層幅 | W | 3.0 km | 6.0 km | 浅野・岩田(2009) |
| 断層面積 | S | 9.0 km ² | 36.0 km ² | 浅野・岩田(2009) |
| 断層上端深さ | - | 106.0 km | 99.3 km | 浅野・岩田(2009) |
| 破壊開始点 [※] | - | 前頁参照 | 前頁参照 | 設定 |
| 破壊伝播形式 | - | 同心円状 | 同心円状 | 設定 |
| 地震モーメント | M_0 | 1.89×10^{18} Nm | 1.51×10^{19} Nm | 浅野・岩田(2009) |
| モーメントマグニチュード | M_w | 6.1 | 6.7 | $M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ |
| 気象庁マグニチュード | M_J | 6.8 | | 気象庁 |
| 剛性率 | μ | 8.06×10^{10} N/m ² | 8.06×10^{10} N/m ² | $\mu = \rho \beta^2$ |
| 密度 | ρ | 3.5 g/cm ³ | 3.5 g/cm ³ | Ludwig et al.(1970) |
| S波速度 | β | 4.8 km/s | 4.8 km/s | 浅野・岩田(2009) |
| 平均すべり量 | D | 2.60 m | 5.20 m | $D=M_0/(\mu S)$ |
| 応力降下量 | $\Delta\sigma$ | 170.6 MPa | 170.6 MPa | 浅野・岩田(2009) |
| ライズタイム [※] | tr | 0.1808 s | 0.3616 s | $tr = \alpha W/V_r$, $\alpha = 0.22$ |
| 破壊時刻 [※] | - | 0.0 s | 2.0 s | 設定 |
| 破壊伝播速度 | V_r | 3.65 km/s | 3.65 km/s | 浅野・岩田(2009) |
| 短周期レベル | A | 8.36×10^{19} Nm/s ² | 1.67×10^{20} Nm/s ² | $A = 4\pi(S/\pi)^{0.5}\Delta\sigma\beta^2$ |

パスのQ値; $154f^{0.91}$ (佐藤(2003)による)

※今回再検討したパラメータ

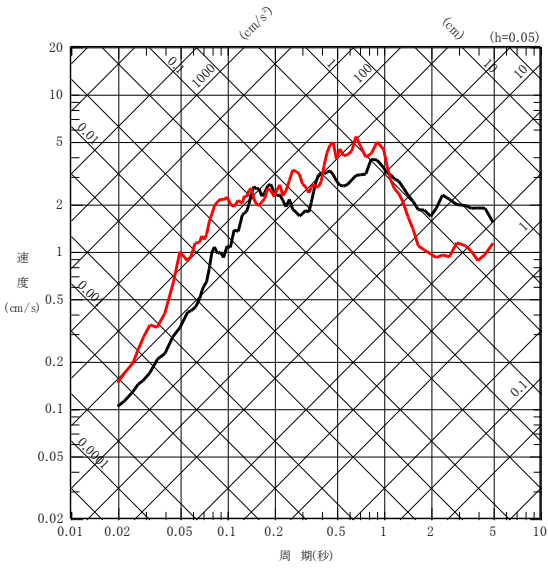
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定/2. 5. 地盤モデルの妥当性の検証

2. 5. 4 2008年岩手県沿岸北部の地震のSGFによる強震動シミュレーション

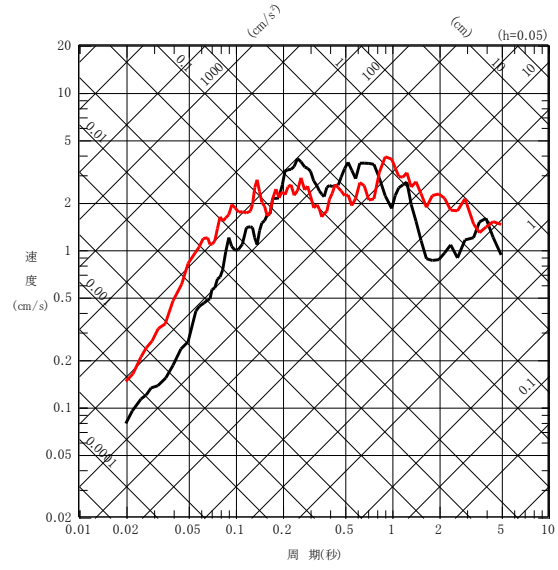
(2) 統計的グリーン関数法によるシミュレーション結果

- SGFによる地震動評価結果と自由地盤観測点の地震観測記録〔岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)におけるはざとり波〕の比較を示す。
- 地震動評価結果は観測記録と概ね整合している。従って、同じ震源モデルを用いたシミュレーション解析において、EGFとSGFの評価結果が整合していることから、今回設定した地盤モデルは妥当と判断した。

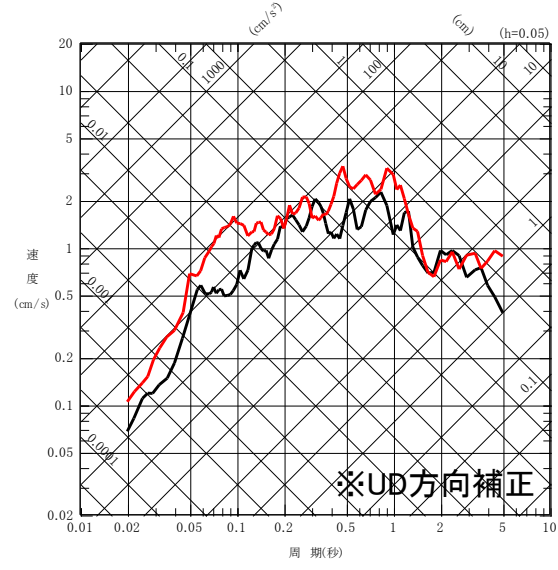
— 観測記録
— シミュレーション結果(SGF)



NS方向



EW方向



UD方向

2008年岩手県沿岸北部の地震の敷地における観測記録(岩盤上部の地震観測点におけるはざとり波)とSGFによる地震動評価結果の応答スペクトルによる比較

2.6 まとめ

1. 敷地の地質・地質構造及び解放基盤表面の設定

- 敷地には、新第三系の岩盤が相当な拡がりをも有して分布し、速度構造は概ね水平な成層構造で、著しい高低差は認められない。解放基盤表面は、著しい風化が認められず V_s が約0.7km/s以上の岩盤である原子炉建屋設置レベル(T.P.-16.3m)に設定する。

2. 敷地地盤の振動特性

- 原子炉建屋直下と自由地盤の水平アレイ観測等から、自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)の揺れは解放基盤表面と同等以上であり、解放基盤表面の振動特性は自由地盤の岩盤上の地震観測点で代表する。
- 敷地で実施している地震観測や臨時地震観測、及び敷地周辺の地震観測の記録を用いた検討から、自由地盤の地震観測点(T.P.+2.0m)の振動特性は一般的な岩盤における振動特性と同等であり、また、地下構造には振動特性に影響を与えるような著しい不均質性はないと判断される。従って解放基盤表面の地震動評価に用いる地盤モデルについては一次元地盤モデルを適用する。

3. 地盤モデルの設定

- 地震動評価に用いる地盤モデルは、敷地の観測記録等に基づき、はぎとり地盤モデル、統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる地盤モデル及び理論的手法に用いる地盤モデルを設定した。

4. 地盤モデルの妥当性の検証

- 経験的グリーン関数法によって観測記録との整合性を確認した断層モデルを用い、設定した地盤モデルを反映して実施した統計的グリーン関数法による強震動シミュレーション解析は観測記録と整合しており、設定した地盤モデルが妥当であると判断した。

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

- 3. 1 プレート間地震
- 3. 2 海洋プレート内地震
- 3. 3 内陸地殻内地震

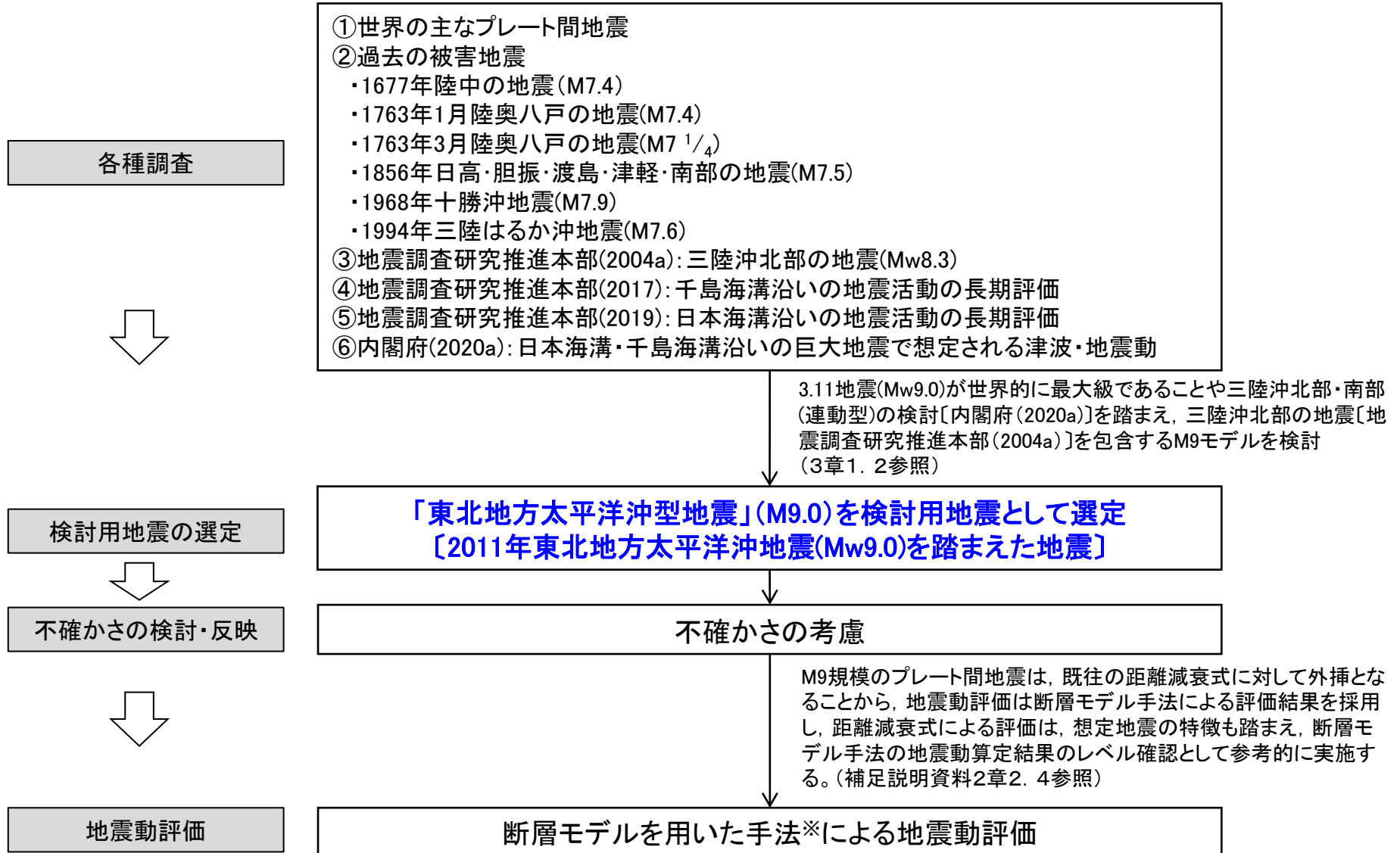
3. 1 プレート間地震

- 3. 1. 1 主な被害地震
- 3. 1. 2 検討用地震の選定
- 3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定
- 3. 1. 4 検討用地震の地震動評価

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.1 プレート間地震

プレート間地震の地震動評価フロー

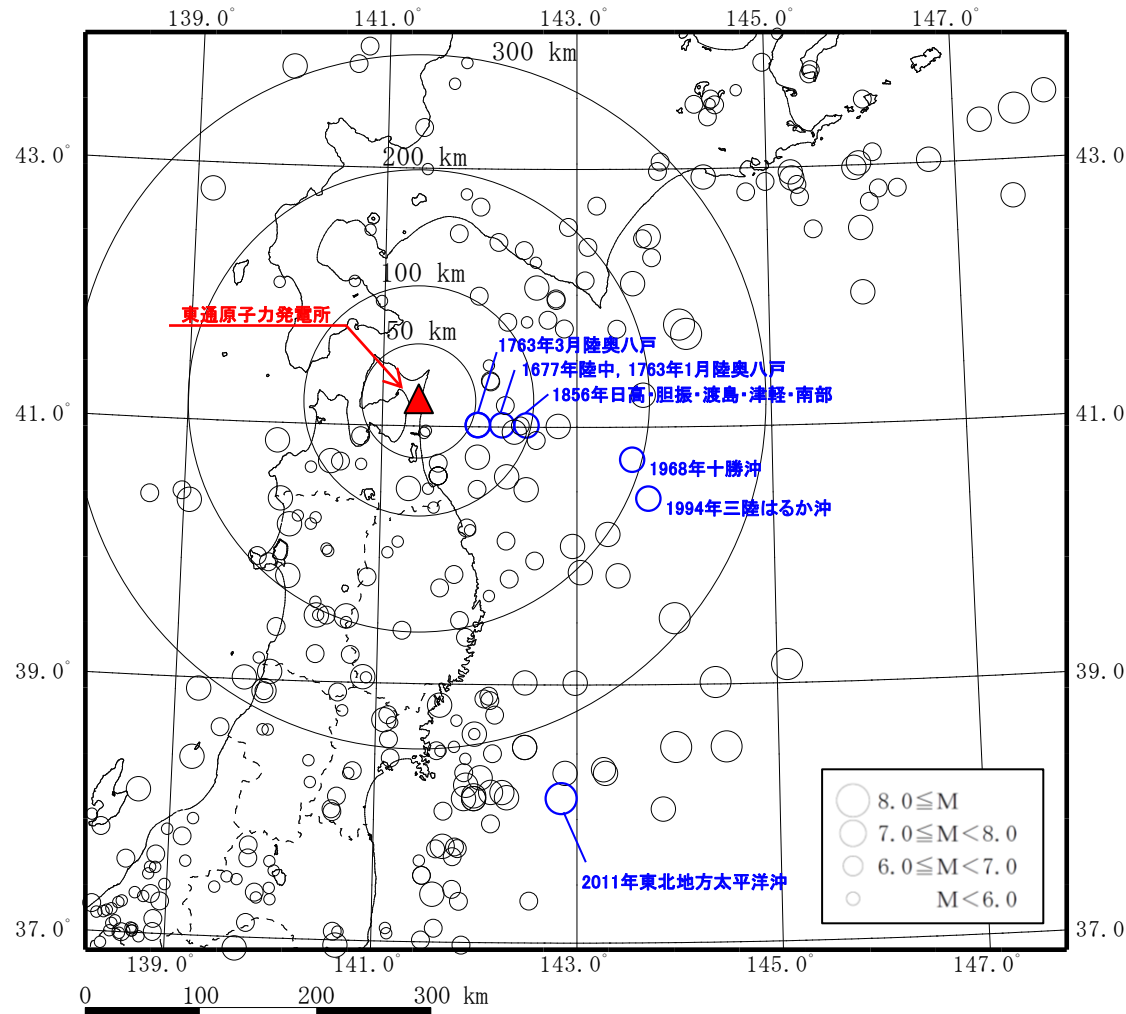
➤ プレート間地震の評価フローを以下に示す。



※: 経験的グリーン関数法〔釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)〕を用いる。

3. 1. 1 主な被害地震

(1) 敷地周辺における主な被害地震の震央分布



敷地周辺の主な被害地震の分布
(599年～2021年3月)

1918年以前は宇佐美ほか(2013), 1919年以降は気象庁(2020)による。
2021年2月13日福島県沖の地震及び2021年3月20日宮城県沖の地震は, 気象庁震源リストによる。
(https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/daily_map/index.html)

【主なプレート間地震】

➤ 敷地周辺では, 以下の地震等が発生している。

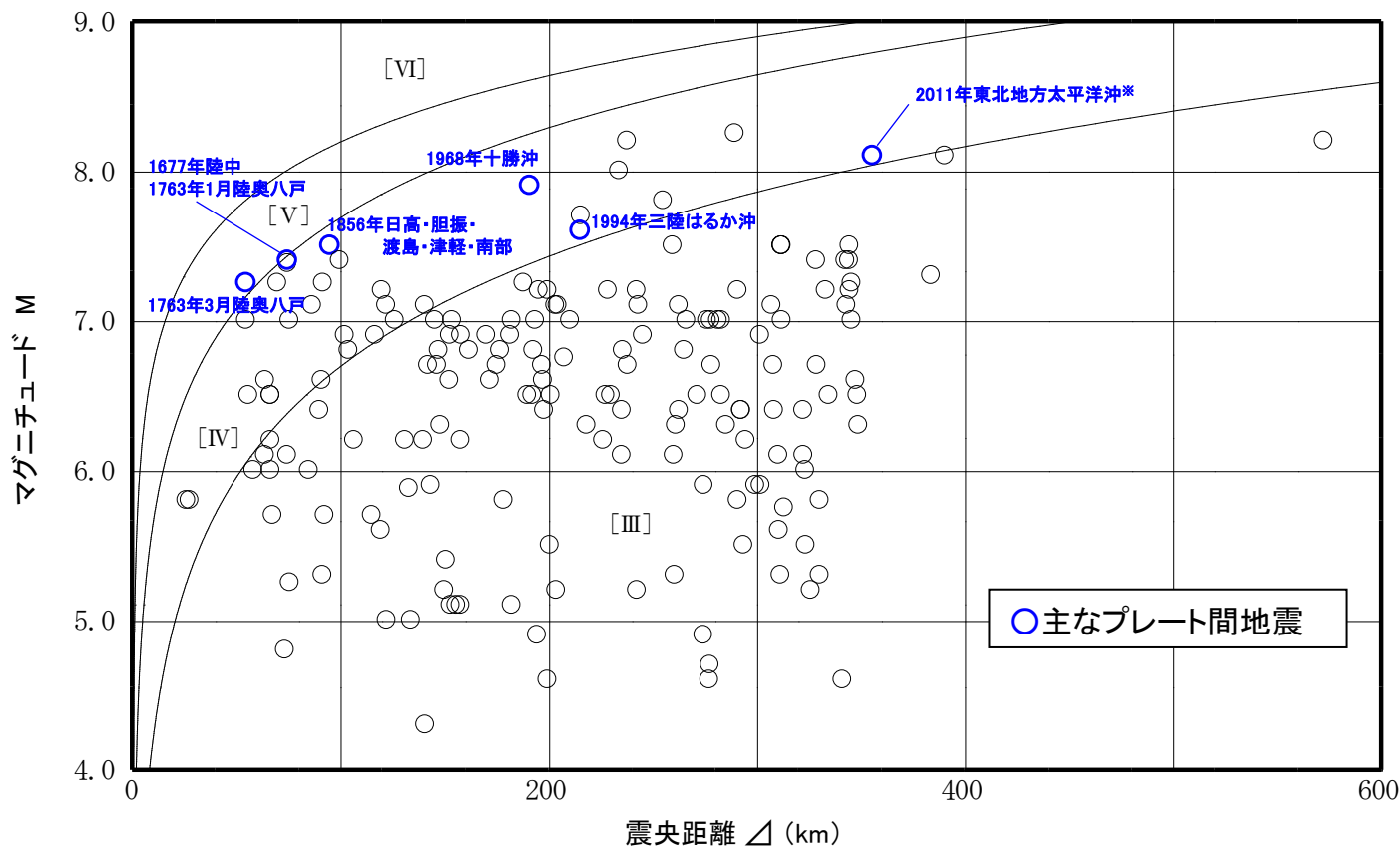
- ① 1677年陸中の地震(M7.4)
- ② 1763年1月陸奥八戸の地震(M7.4)
- ③ 1763年3月陸奥八戸の地震(M7 1/4)
- ④ 1856年日高・胆振・渡島・津軽・南部の地震(M7.5)
- ⑤ 1968年十勝沖地震(M7.9)
- ⑥ 1994年三陸はるか沖地震(M7.6)

➤ また, 東北地方では岩手県沖から茨城県沖にかけての震源域が活動した2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)が発生。

3. 1. 1 主な被害地震

(2) 敷地周辺の主な被害地震のM-△図

- 敷地周辺の主な被害地震による敷地への影響を検討するため、敷地周辺で発生した主な被害地震のマグニチュード(M)-震央距離(△)図を示す。(なお、遠方ではあるものの地震規模が大きい2011年東北地方太平洋沖地震等についても示す。)
- 村松(1969), 勝又・徳永(1971)の震度(気象庁旧震度階級)の区分によると、敷地の最大震度は[V]であるが、大半の地震は震度[IV]以下である。



[VI],[V],[IV]は気象庁旧震度階級で、震度の境界線は村松(1969), 勝又・徳永(1971)による。

※:2011年東北地方太平洋沖地震のMと△は、神田ほか(2012)による震度インバージョンによる値(M8.1, △=356km)を用いた。

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.1 プレート間地震

3.1.2 検討用地震の選定 (1)

プレート間地震の各種調査の要点を以下に整理する。

1. 世界の主なプレート間地震

2011年東北地方太平洋沖地震は、世界的に見ても最大級(M9クラス)の地震。

2. 敷地周辺の過去の主な被害地震(プレート間地震)

敷地周辺で発生した主な地震(被害地震)は、約400年間で6地震(M7¹/₄~7.9)が発生している。敷地周辺の最大震度はV程度。

3. 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価[地震調査研究推進本部(2004a)]

過去の被害地震を踏まえ、それらを包含する**三陸沖北部の地震(Mw8.3)を想定した強震動評価を検討**している。

4. 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)[地震調査研究推進本部(2017)]

超巨大地震(17世紀型)は、十勝沖と根室沖の領域及び海溝寄りの領域を震源領域としたM8.8程度以上の超巨大地震とされており、震源領域はさらに東側に延びる可能性があると考えられている。

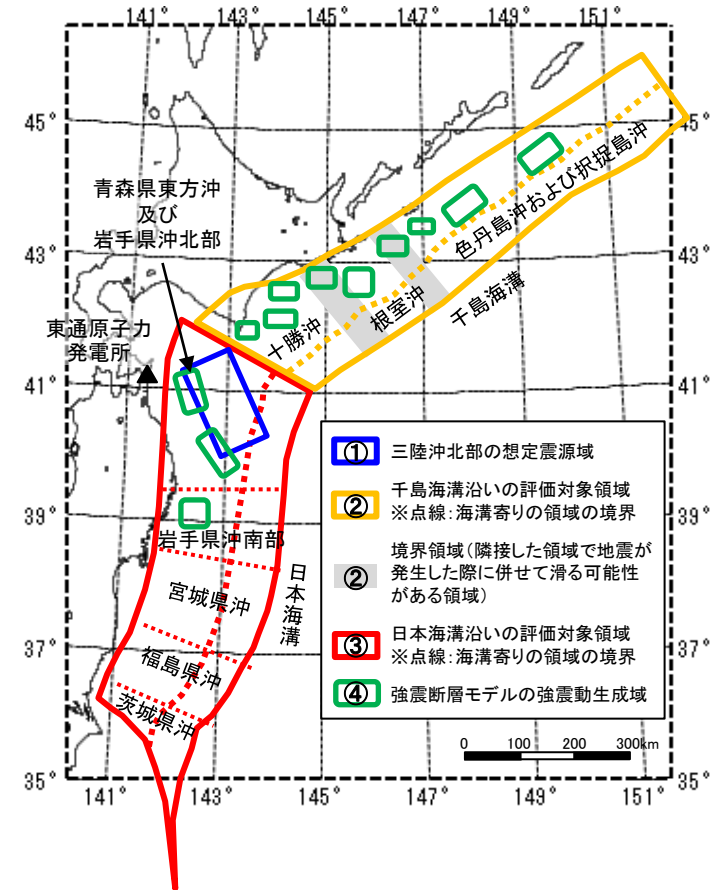
5. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価[地震調査研究推進本部(2019)]

東北地方太平洋沖型(M9.0)については、宮城県沖を必ず含み、隣接する領域(岩手県沖南部または福島県沖)の少なくとも一方にまたがり、場合によっては茨城県沖まで破壊が及ぶ超巨大地震としている。

また、青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間地震としては、M7.9を想定している。

6. 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震で想定される津波・地震動[内閣府(2020a)]

津波断層モデルで得られた震源域において、過去の地震と地震活動の状況を参考に、**強震断層モデル**として、敷地周辺の青森県東方沖等に**①日本海溝(三陸・日高沖)モデル**(敷地で震度5程度以上)を、十勝沖等に**②千島海溝(十勝・根室沖)モデル**を設定している。いずれも、巨視的断層面(地震規模)の設定はされていない。



プレート間地震の検討用地震選定の整理
[①地震調査研究推進本部(2004a), ②同(2017), ③同(2019), ④内閣府(2020a)を参考に作成]

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.1 プレート間地震



3.1.2 検討用地震の選定 (2)

検討用地震の選定

各種調査結果に基づく発生領域と地震規模を整理した結果を踏まえ、以下のとおり、検討用地震を選定する。

- 2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)は世界最大級であること、また、内閣府(2020a)では三陸沖北部の海域を含んだ巨大地震を想定していること、さらに、広域的に破壊するプレート間地震でも直近の強震動生成域の影響が特に支配的であること等を踏まえたものとする。
- プレート間地震の検討用地震は、敷地に対し最も近い位置に強震動生成域を持つ地震として、三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)のM8程度の地震を包含する領域に「東北地方太平洋沖型地震」(M9.0)を設定する。
- なお、千島海溝沿いの「超巨大地震(17世紀型)」の震源域は、敷地から約200km以上の遠距離となることから、敷地への影響は小さいものと考えられる。

各種調査結果(発生領域、地震規模)と検討用地震の整理

| 発生領域 | ① 地震調査研究 推進本部 (2004a) | ③ 地震調査研究 推進本部 (2019) | ② 地震調査研究 推進本部 (2017) | ④ 内閣府 (2020a) | 検討用 地震 |
|--------|--------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|---------------------|---|
| 千島海溝沿い | | | M8.8 | 千島海溝 モデル |  |
| 日本海溝 | 青森県東方沖・ 岩手県沖北部 (三陸沖北部) | Mw8.3 | M7.9 | 日本海溝 モデル | 三陸沖北部 を含むM9.0 |
| | 岩手県沖南部 | | | |  |
| | 宮城県沖 | | M9.0 | | |
| | 福島県沖～茨城県沖 | | | | |

番号は前頁の項目と対応

3. 地震調査研究推進本部(2004a)

三陸沖北部の地震(Mw8.3)

2. 敷地周辺の被害地震を踏まえた設定

- 世界の主なプレート間地震
- 地震調査研究推進本部(2019)※
2011年東北地方太平洋沖地震
は最大級(Mw9.0)

※三陸沖北部が含まれない震源域を想定
(宮城県沖を中心とした領域)

6. 内閣府(2020a)

三陸沖北部及び三陸沖南部を連動
させたモデル

【検討用地震】

三陸沖北部の震源域を含んだ
東北地方太平洋沖型地震(M9.0)

- ・三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル
- ・三陸沖北部～根室沖の連動モデル

《影響小》

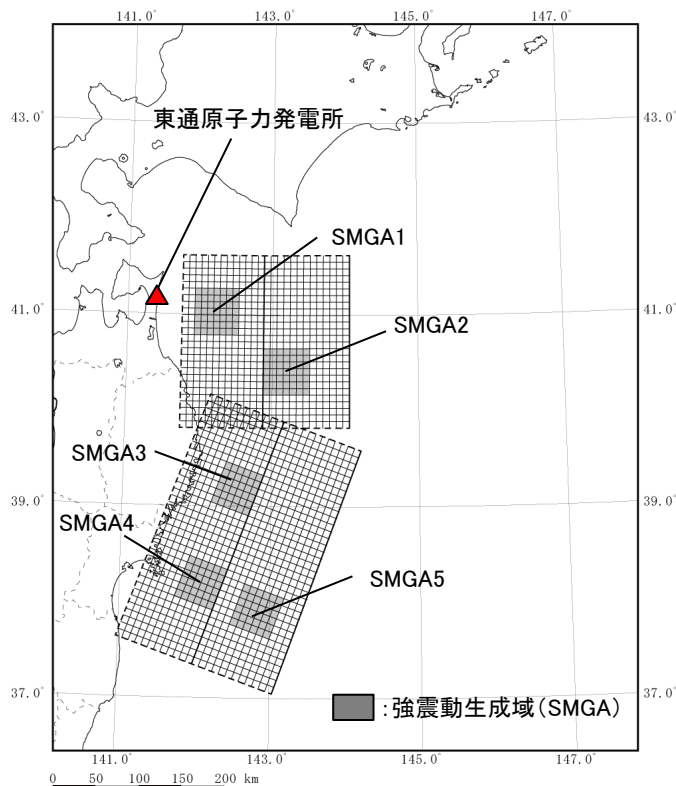
4. 地震調査研究推進本部(2017)
千島海溝沿いの地震活動の長期評価

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.1 プレート間地震

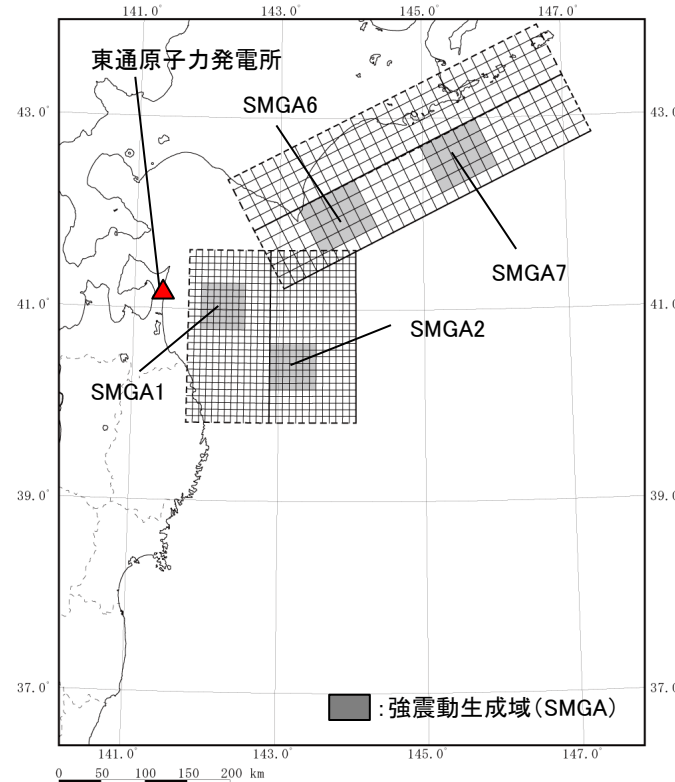
3.1.2 検討用地震の選定 (3)

検討用地震の震源モデルの基本的考え方

- 地震規模は、2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえ、M9.0となるよう設定する。
- 敷地への影響が大きい三陸沖北部については、宮城県沖への連動及び根室沖への連動で共通の断層面を設定する。
 設定に当たっては三陸沖北部の地震を想定した震源モデル〔地震調査研究推進本部(2004a)〕及び日本海溝(三陸・日高沖)モデル〔内閣府(2020a)〕と比較し、敷地への影響としてそれらを上回るモデルとして設定する。
- 三陸沖北部以外の断層面については、敷地から遠方の強震動生成域(SMGA)の影響を確認するため、①三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルと、②三陸沖北部～根室沖の連動モデルの2種類を設定する。



三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル



三陸沖北部～根室沖の連動モデル

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 1 プレート間地震

3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(1) 震源モデルの設定方針

- 「3章1. 2 検討用地震の選定」に基づき震源モデルを設定する。
- また、設定にあたっては、諸井ほか(2013)の知見を踏まえ、敷地の地域性を考慮する。

諸井ほか(2013):『標準的な強震動レシピーに基づく東北地方太平洋沖巨大地震の強震動の再現』

- 地震前の先験情報に基づく標準的な強震動レシピーを用いた震源のモデル化及び各サイト敷地前面の地域性を考慮することにより、女川、福島第一、東海第二の各発電所における観測記録と整合した結果を与え得るモデルとなっている。



【敷地への適用性】

- 同じ太平洋プレートの沈み込みに伴うプレート間地震の評価として、同様の考えで敷地におけるプレート間地震のモデル設定に適用可能である。
- モデルの作成にあたっては、敷地の地域性について考慮することが必要。



【検討用地震】

- 諸井ほか(2013)の知見を踏まえ、敷地の地域性を考慮したうえで、検討用地震の震源モデルを設定する。

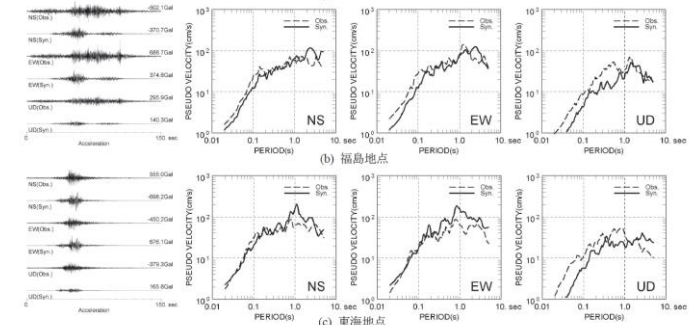
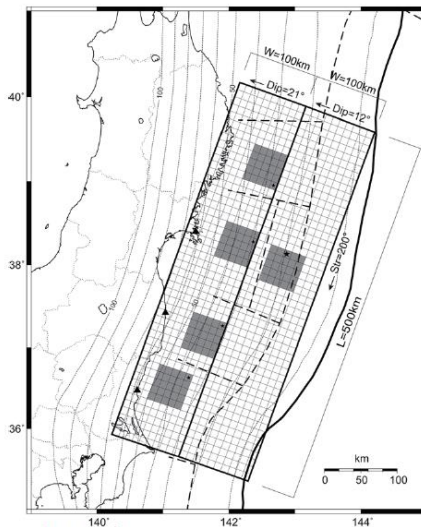


図3 標準的な強震動レシピーに基づく東北地方太平洋沖巨大地震の強震動(加速度波形とh=5%擬似速度応答)の再現

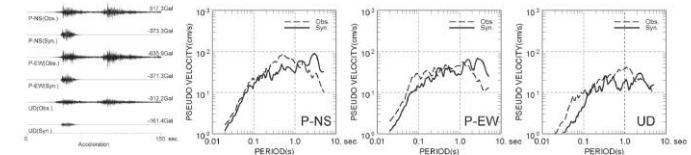


図4 震源の地域性を考慮した女川地点の強震動(短周期レベルを1.4倍) ※宮城県沖SMGAのみで評価

| | 面積 S(km ²) | 地震モーメント M ₀ (Nm) | 平均すべり量 D(m) | 応力降下量 Δσ(MPa) | 短周期レベル A(Nm/s ²) |
|-----------|---------------------------|--------------------------------|----------------|------------------|---------------------------------|
| 断層全体 | 100,000 | 4.0E+22 | 8.5 | 3.08 | 2.97E+20 |
| SMGA1個あたり | 2,500 | 2.0E+21 | 17.1 | 24.6 | 1.33E+20 |
| 背景領域 | 87,500 | 3.0E+22 | 7.3 | 4.9 | — |

『標準的な強震動レシピーに基づく東北地方太平洋沖巨大地震の強震動の再現』
〔諸井ほか(2013)〕

3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(2) 断層面積

- 断層面積, 断層幅は諸井ほか(2013)に基づき, 以下のように設定。
 - ・断層面積は, 宇津(2001)により $100,000\text{km}^2$ とする。 $(\log S = M - 4.0, M = 9.0)$
 - ・断層幅は, 田島ほか(2013)を踏まえて設定する。

【田島ほか(2013)】

・収集したデータ($8.4 \leq M_w \leq 9.1$)から M_0 と断層幅(W)の関係を調べたところ, 文献によるばらつきも大きいですが, 断層幅(W)は, 平均的には 200km 弱($180 \sim 200\text{km}$ 程度)で飽和することがわかった。

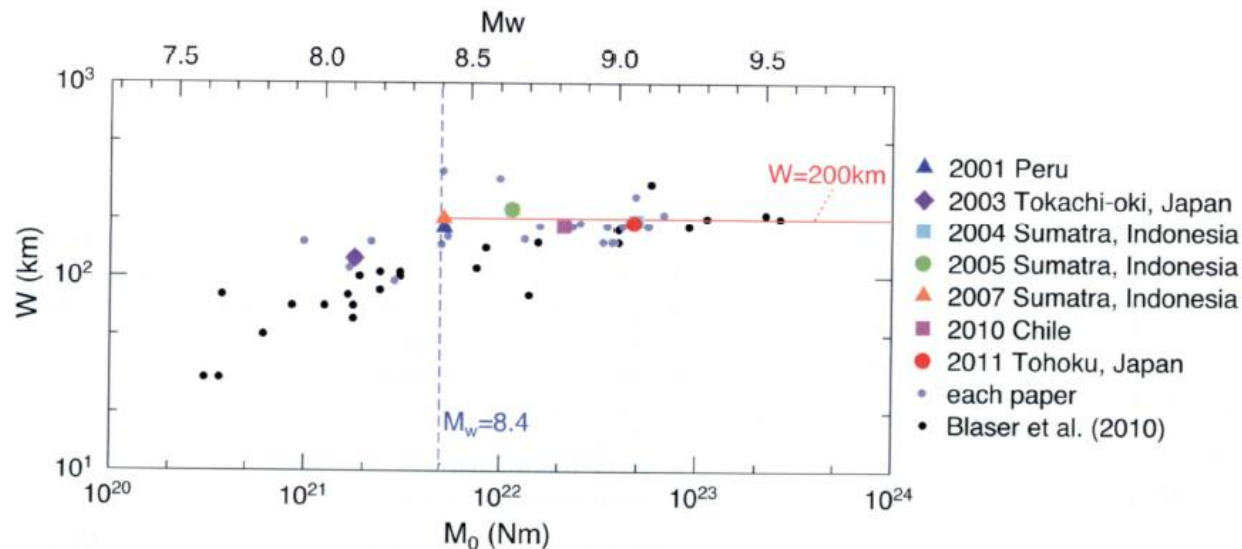


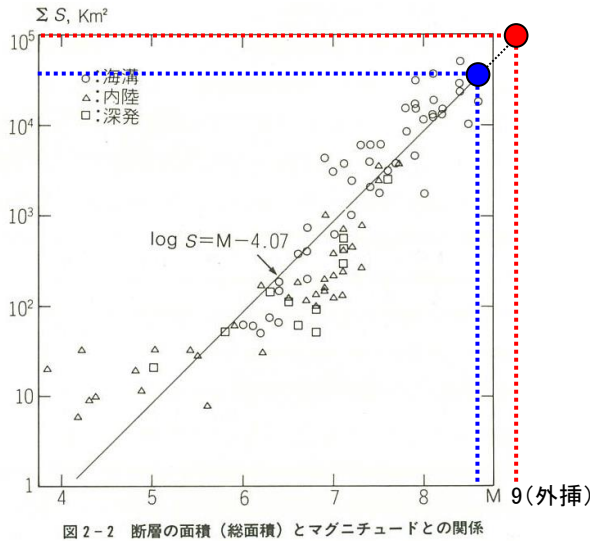
Fig. 4. Relationship between fault width W and M_0 for plate-boundary earthquakes shown in Table 1 and Blaser *et al.* (2010).

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.1 プレート間地震

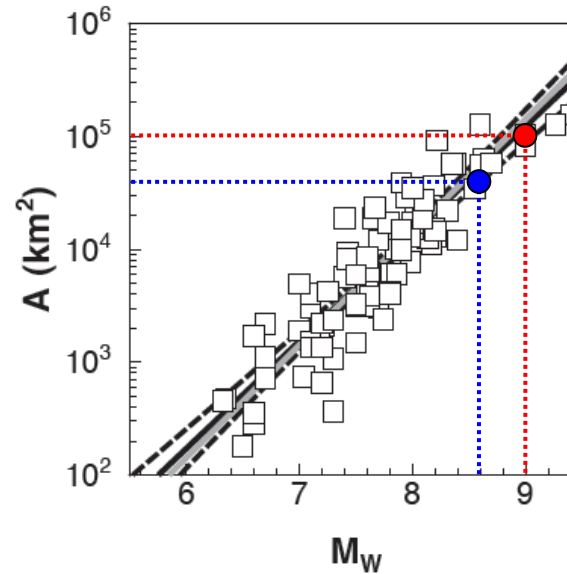
3.1.3 検討用地震の震源モデルの設定

(3) 断層面積の検討

- 総断層面積100,000km²及び三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)の領域の断層面積40,000km²[3章1.3(16)参照]と地震規模の関係は、佐藤(1989)やStrasser(2010)による断層面積と地震規模の関係に照らしても過小とはなっていない。



佐藤(1989)に基づくスケーリング則
〔佐藤(1989)に一部加筆〕



- : 断層面全体(M9.0)
- : 三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)の領域のみ (M8.6, logS=M-4.0)

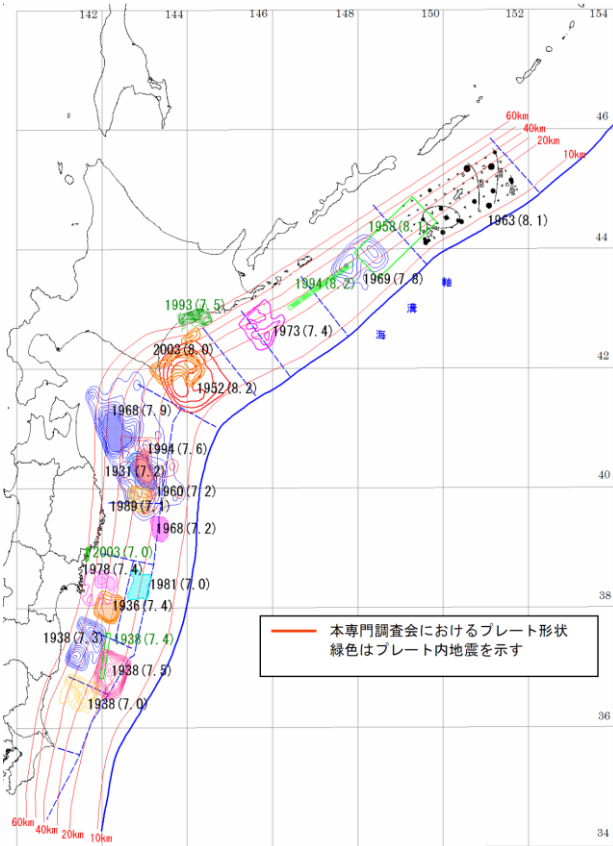
Strasser(2010)に基づくスケーリング則
〔Strasser(2010)に一部加筆〕

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 1 プレート間地震

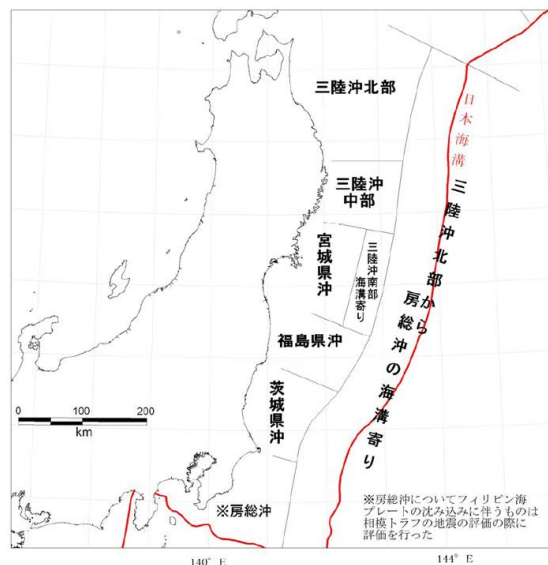
3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(4) 強震動生成域(SMGA)位置の設定方針

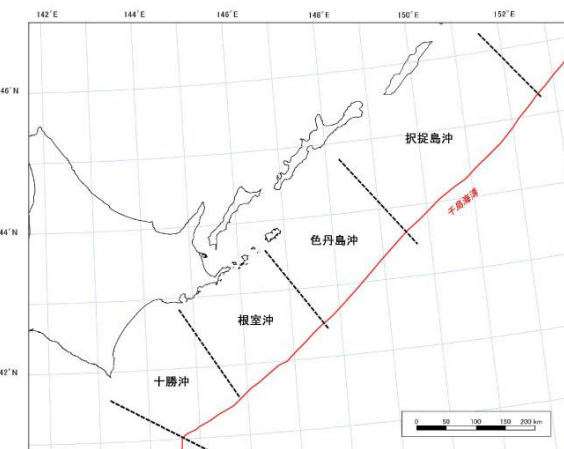
- 諸井ほか(2013)では、M9規模のプレート間地震の破壊領域は広域にわたるため、強震動生成域(SMGA)は各領域区分毎に設定している。
- 本検討においても、中央防災会議(2004)及び地震調査研究推進本部(2004b)(2012)※を参考とし、三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)、三陸沖中部(岩手県沖南部)、宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り(宮城県沖)の領域、十勝沖及び根室沖に配置する。



三陸沖から房総沖にかけての主な地震と
主な震源域〔中央防災会議(2004)〕



三陸沖から房総沖にかけての領域区分
〔地震調査研究推進本部(2012)〕



千島海溝沿いの領域区分
〔地震調査研究推進本部(2004b)〕

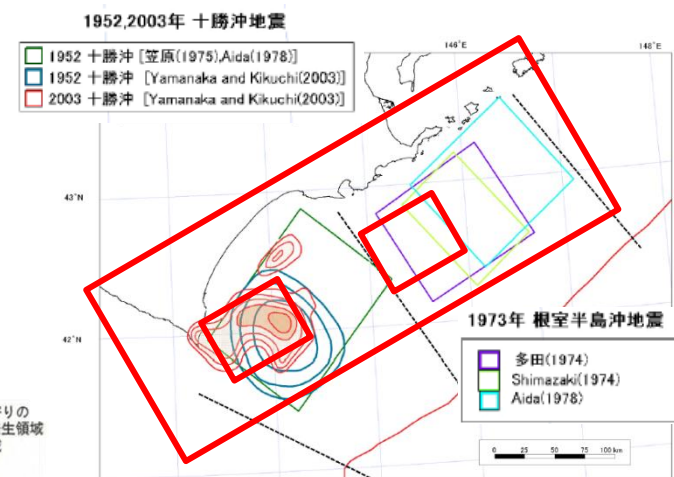
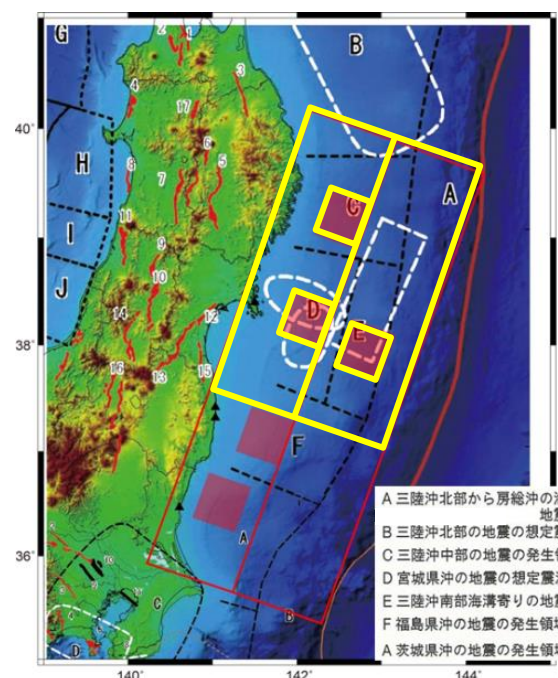
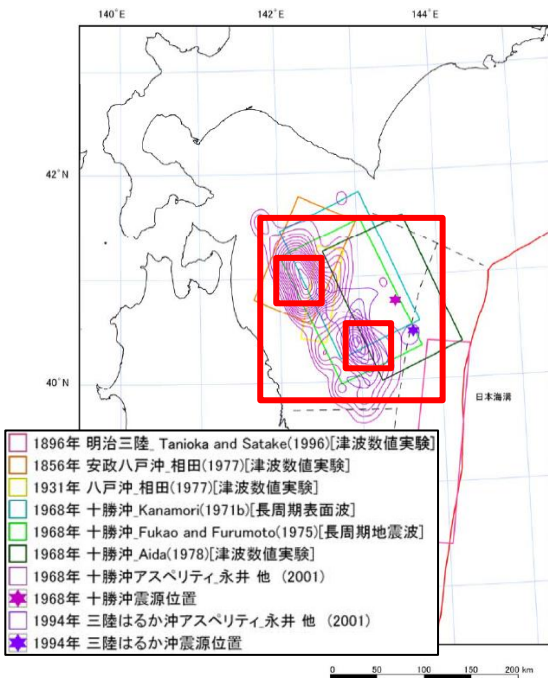
※: 地震調査研究推進本部(2012)を踏まえた諸井ほか(2013)を参考として検討用地震を設定することから、本頁以降は、地震調査研究推進本部(2019)の評価対象領域の区分けではなく、地震調査研究推進本部(2012)の評価対象領域の区分けを主として記載する。なお、地震調査研究推進本部(2012)と(2019)の区分けは異なるが、評価対象領域の範囲は同等である。

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 1 プレート間地震

3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(5)断層面位置及びSMGA位置(平面)

- 敷地に最も近い三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)の領域では、永井ほか(2001)による1968年十勝沖地震の震源におけるすべり量分布等と対応する位置に断層面及びSMGAを設定する。
- 三陸沖中部(岩手県沖南部)～宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り(宮城県沖)の領域については、諸井ほか(2013)を参考に、発生領域の区分けを包含するように断層面を設定し、発生領域の区分けに基づき過去の地震の震源域相当の位置にSMGAを設定する。
- 千島海溝沿いの領域については、地震調査研究推進本部(2004b)に示されている1952年、2003年十勝沖地震及び1973年根室半島沖地震の各種震源モデルを参考に断層面及びSMGAを設定する。



三陸沖北部の領域の断層面及びSMGA位置(赤色線)
[地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆: 图中「1968年十勝沖アスベリティ」のコンターは永井ほか(2001)]

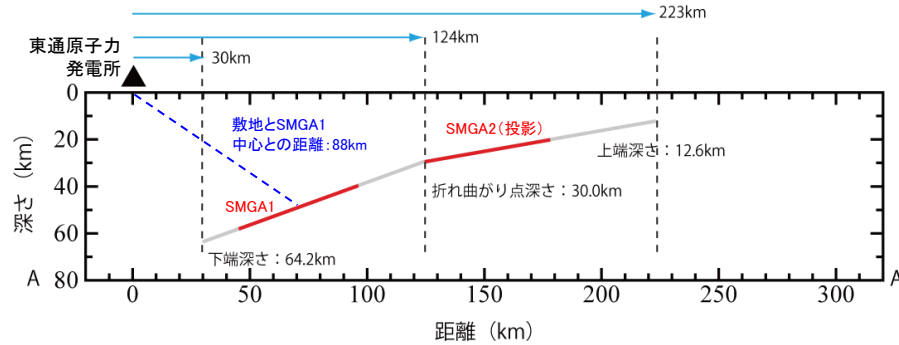
三陸沖中部～宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄りの領域の断層面及びSMGA位置(黄色線)
[背景の図は、地震調査研究推進本部(2012)と諸井ほか(2013)を基に作成]

十勝沖及び根室沖の領域の断層面及びSMGAの位置(赤色線)
[地震調査研究推進本部(2004b)に一部加筆]

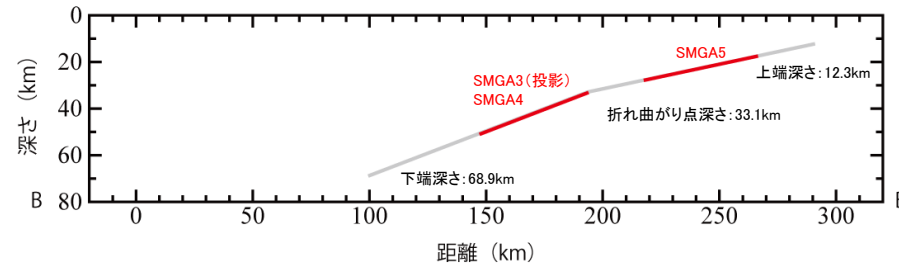
3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(6) 断層面位置(断面)

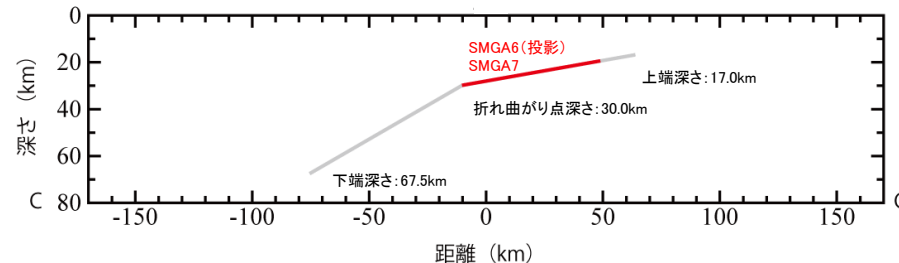
- 各領域は海洋プレートの上面深さ分布(防災科学技術研究所「J-SHIS」による。)及び諸井ほか(2013)を参考に、沈み込み角度が変化する深さで断層面の中心線が折れ曲がる傾斜角の異なる2面の断層面を設定する。
- 設定にあたっては、アサイスマックフロントやプレート境界深度を考慮する。



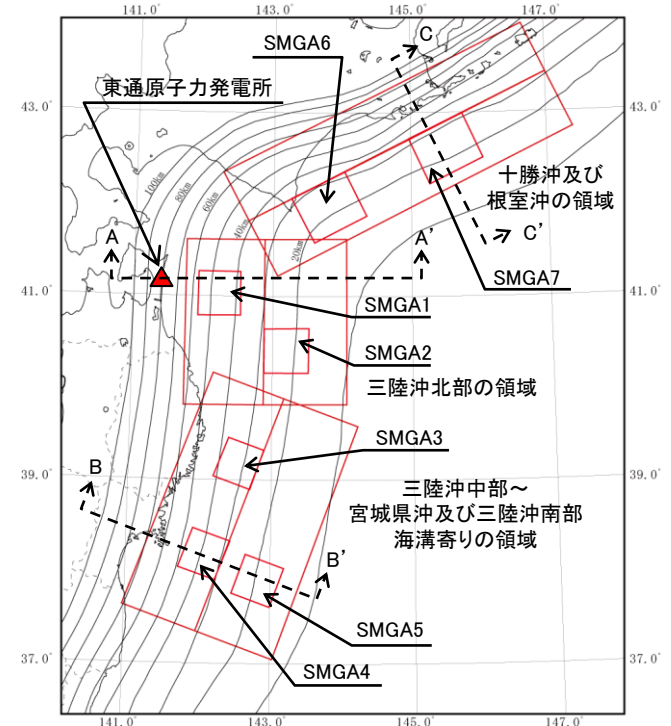
三陸沖北部の領域の断面図(A-A'断面)



三陸沖中部～宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄りの領域の断面図(B-B'断面)



十勝沖及び根室沖の領域の断面図(C-C'断面)



—— 海洋プレート上面の等深線

三陸沖北部の領域: 200km × 200km
三陸沖中部～宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄りの領域: 300km × 200km
十勝沖及び根室沖の領域: 400km × 150km

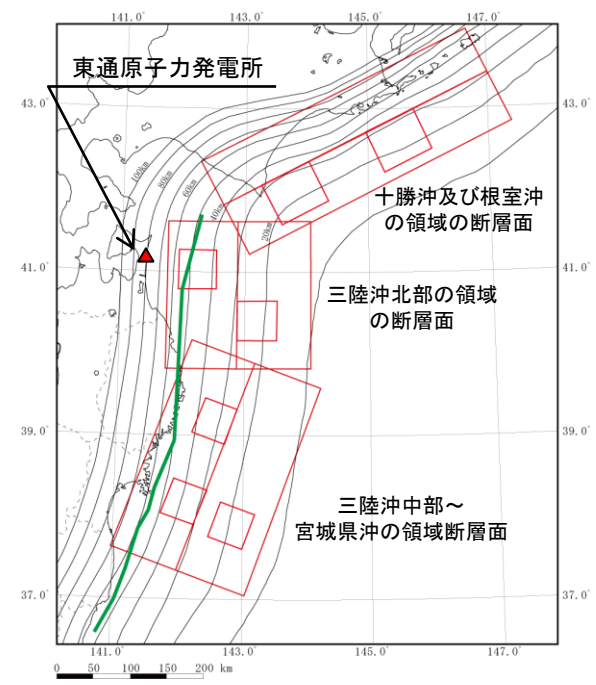
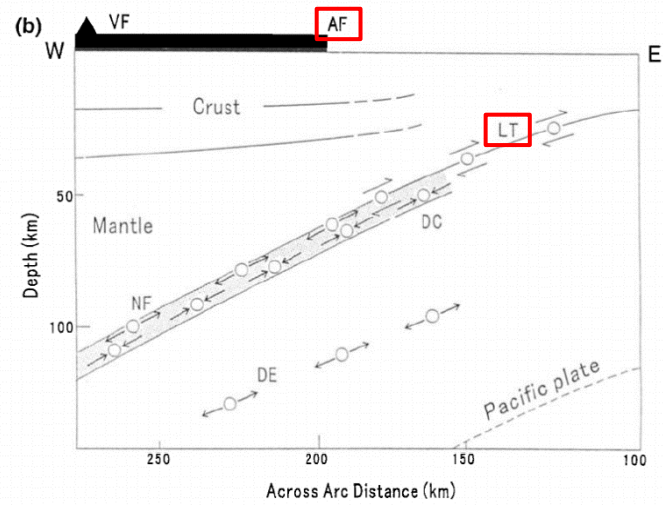
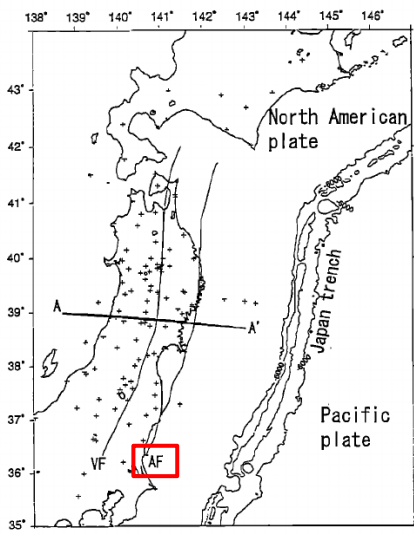
断層面位置

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 1 プレート間地震

3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(7)アサイスミックフロントとの対応 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル

- 敷地周辺では、アサイスミックフロントは海洋プレート上面深さ約50～60kmの位置と対応する。
- 三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)の領域の断層面の下端の深さ位置は64.2kmであることから、アサイスミックフロントよりも西側まで断層面が設定されている。即ち、より敷地に近い位置に断層面がある保守的な設定となっている。
- 三陸沖中部(岩手県沖南部)～宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り(宮城県沖)の領域の断層面西端もアサイスミックフロントに対応している。



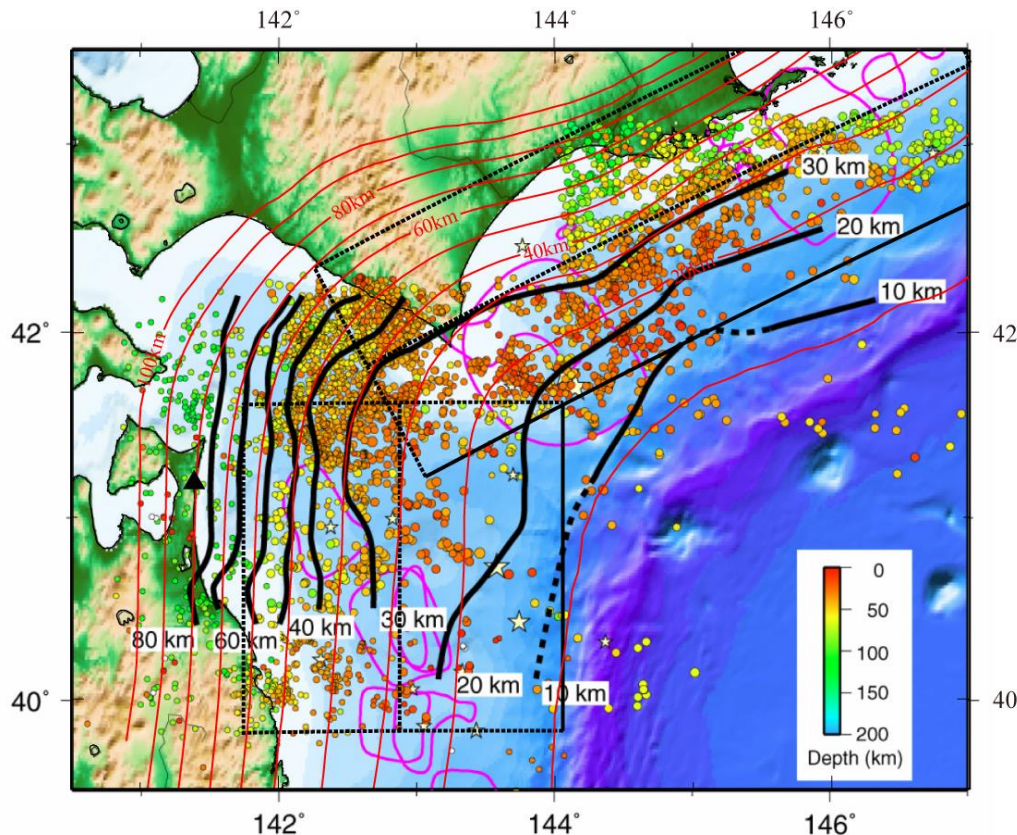
Igarashi et al.(2001)によるアサイスミックフロント位置(一部加筆)
(図中AF:アサイスミックフロント, LT:プレート間地震)

— :アサイスミックフロント
— :海洋プレート上面の等深線
断層面位置

3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(8)プレート境界深度との対応 三陸沖北部～根室沖の連動モデル

- 文部科学省(2007)では、地震(津波)発生可能性の長期評価、強震動(揺れ)や津波の予測を高精度で行うことを目的として、気象庁関係機関と連携して観測研究を行っており、「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」の成果について公表している。
- 設定した十勝沖及び根室沖の領域の断層面は、「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」による根室沖から三陸沖北部にかけてのプレート境界深度(震源分布及びP波速度構造と、過去に行われた構造探査実験の結果、十勝沖海底余震観測により得られた震源分布から推定。)と対応している。



- : 「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」によるプレート境界深度
- (red) : J-SHISのプレート境界深度(加筆)
- - - - : 三陸沖北部～根室沖の連動モデルの断層面(加筆)

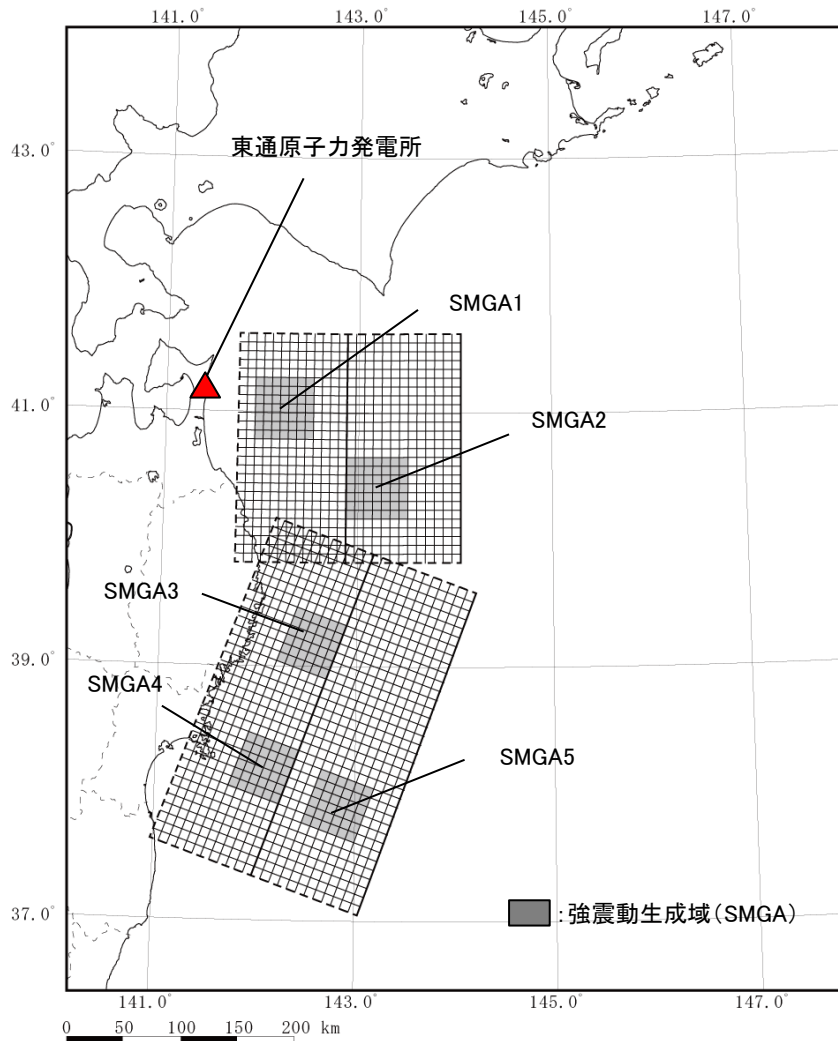
※: 科学技術振興費主要5分野の研究開発委託事業新世紀重点研究創世プラン～リサーチ・レボリューション2002～「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究(東南海・南海地震)(日本海溝・千島海溝周辺の海溝型地震)平成19年度成果報告書」p.146「図35 根室沖から三陸沖北部にかけてのプレート境界深度」をもとに東北電力株式会社作成

根室沖から三陸沖北部にかけてのプレート境界深度[文部科学省(2007)]と十勝沖及び根室沖の領域の断層面※

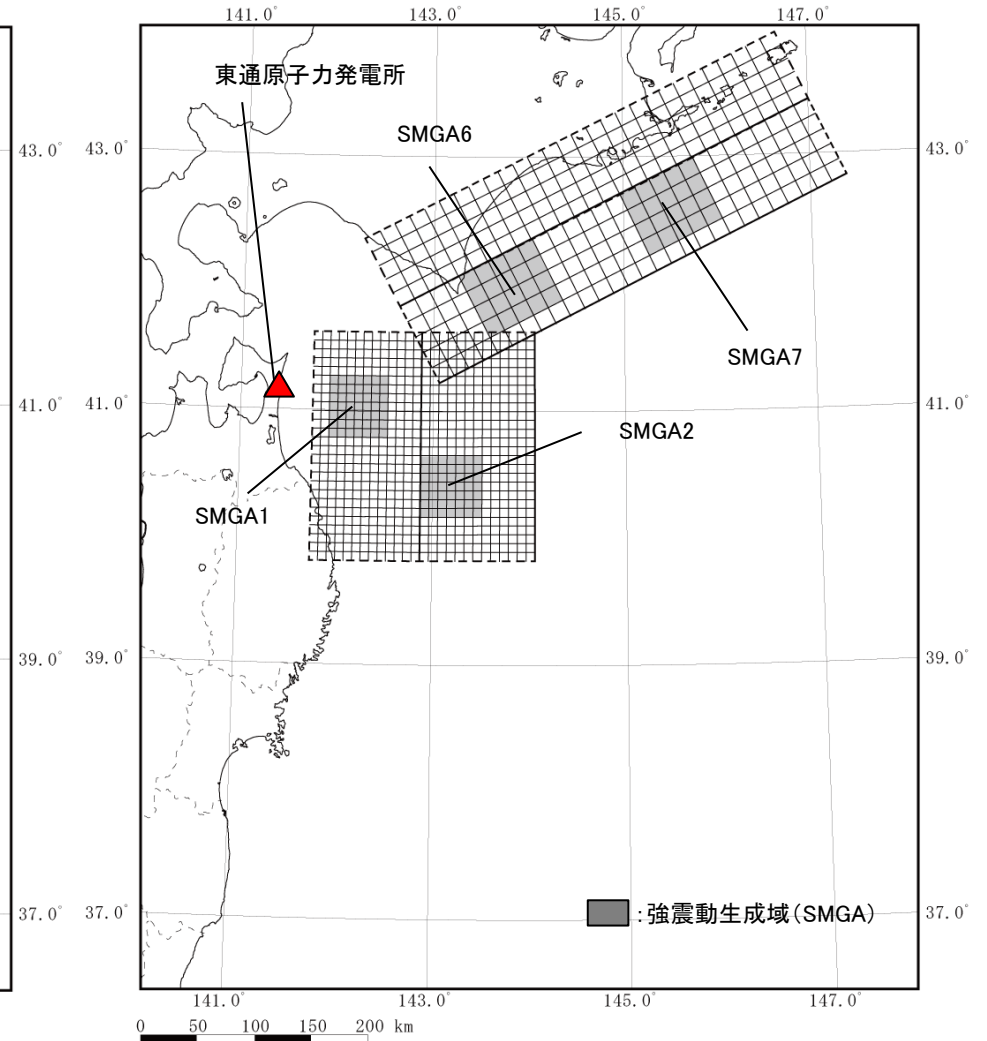
3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(9) 基本震源モデル

➤ 以上により設定した検討用地震(東北地方太平洋沖型地震)の基本震源モデルの断層面を示す。



三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル



三陸沖北部～根室沖の連動モデル

3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(10)破壊開始点 ①三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル

➤ 破壊開始点は、地震波到来方向やディレクティビティ効果を考慮し、敷地へ影響が大きいと考えられる箇所に設定する。

【破壊開始点1】

・敷地の東側から敷地に向かって破壊が伝播するケースとして、SMGA1の北東端に設定する。

【破壊開始点2】

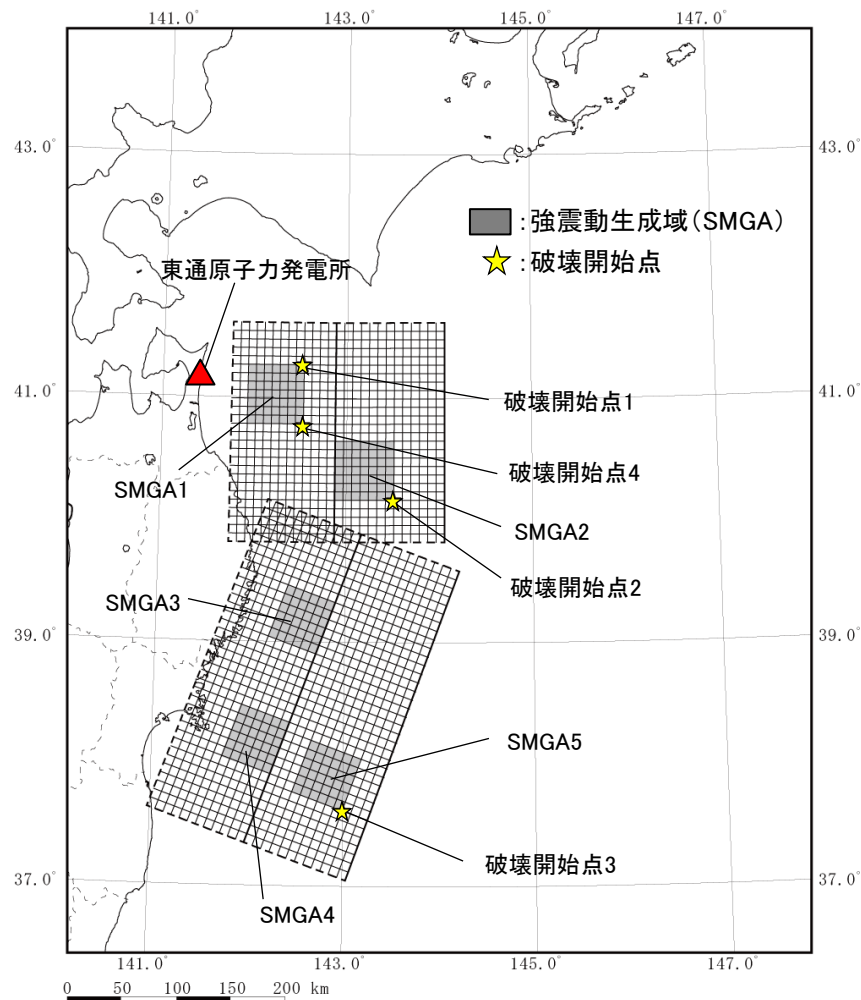
・SMGA1及びSMGA2の破壊伝播方向が敷地に向かって重なるケースとして、SMGA2の南東端に設定する。

【破壊開始点3】

・SMGA3～5の破壊伝播方向が敷地に向かって重なるケースとして、SMGA5の南東端に設定する。

【破壊開始点4】

・敷地への影響が大きいSMGA1(補足説明資料2章2.3参照)について、破壊の伝播方向が敷地へ与える影響を検討するケースとして、SMGA1の南東端に設定する。



三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル
(基本震源モデル)

3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(10)破壊開始点 ②三陸沖北部～根室沖の連動モデル

➤ 破壊開始点は、地震波到来方向やディレクティビティ効果を考慮し、敷地へ影響が大きいと考えられる箇所に設定する。

【破壊開始点1】

- ・敷地の東側から敷地に向かって破壊が伝播するケースとして、SMGA1の北東端に設定する。

【破壊開始点2】

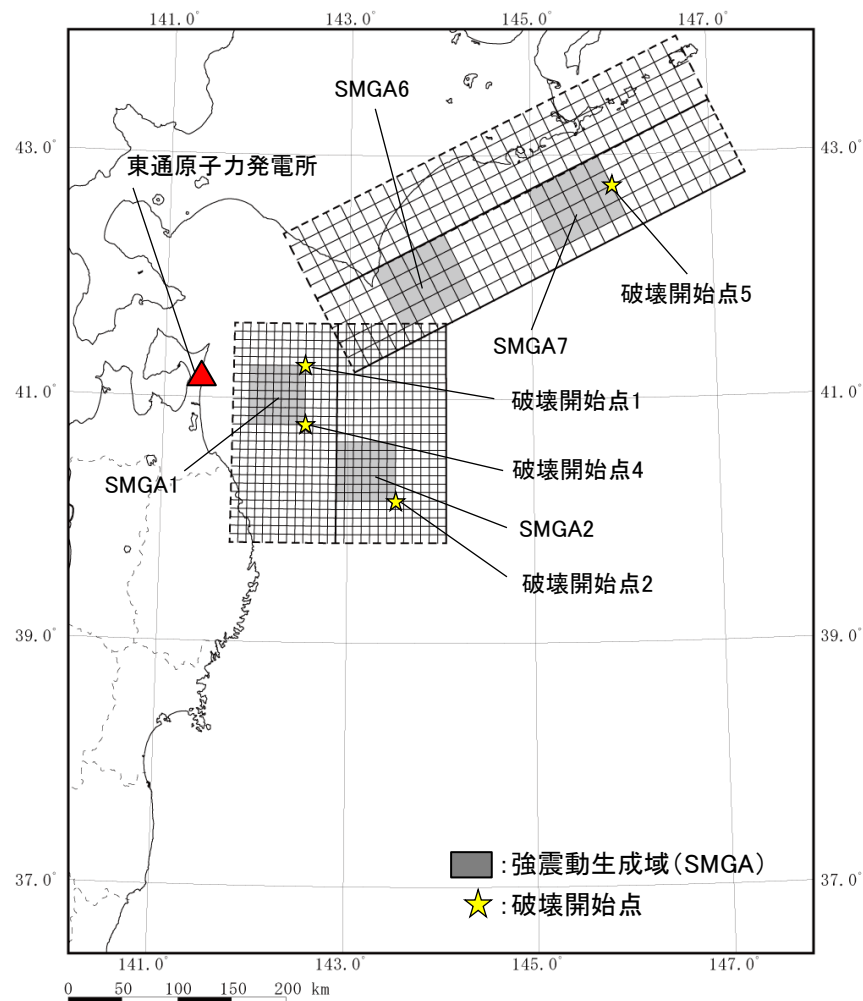
- ・SMGA1及びSMGA2の破壊伝播方向が敷地に向かって重なるケースとして、SMGA2の南東端に設定する。

【破壊開始点4】

- ・敷地への影響が大きいSMGA1(補足説明資料2章2.3参照)について、破壊の伝播方向が敷地へ与える影響を検討するケースとして、SMGA1の南東端に設定する。

【破壊開始点5】

- ・SMGA6及びSMGA7の破壊伝播方向が敷地に向かって重なるケースとして、SMGA7の東側中央に設定する。



三陸沖北部～根室沖の連動モデル
(基本震源モデル)

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.1 プレート間地震

3.1.3 検討用地震の震源モデルの設定

(11) SMGAの短周期レベル

【敷地付近で発生した地震の短周期レベルと既往スケーリング則の比較】

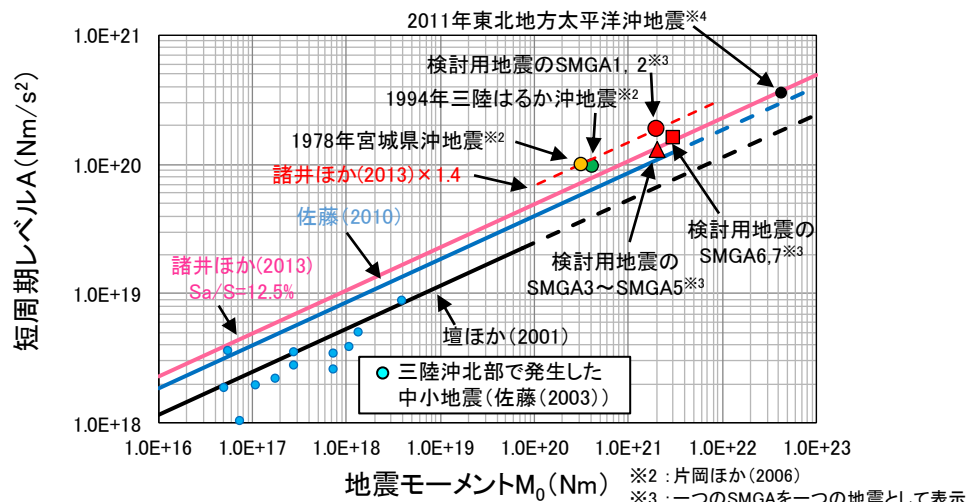
- 佐藤(2003)による三陸沖北部で発生した中小のプレート間地震の地震モーメント(M_0)と短周期レベル(A)の関係(M_0 -A関係)は、諸井ほか(2013)に基づく全断面面積に対する強震動生成域(SMGA)の面積比12.5%の M_0 -A関係に比べて小さい傾向にある。
- 佐藤(2012)において、2011年東北地方太平洋沖地震の短周期レベルは、佐藤(2010)の太平洋プレートにおけるプレート間地震のスケーリング則とよく整合することが示されている。
- 一方、1994年三陸はるか沖地震(M7.6)の短周期レベルは、諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の M_0 -A関係の約1.3倍^{※1}である。

【三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)の領域のSMGAの短周期レベルの設定】

- 諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の短周期レベルの値に、1994年三陸はるか沖地震を踏まえた割増係数1.3を乗じることが考えられる。また、同じ東北地方に発生した過去のプレート間地震では、1978年宮城県沖地震(M7.4)の短周期レベルが諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の M_0 -A関係の約1.4倍^{※1}となっている。瀬野(2020)によれば、1978年宮城県沖地震等の短周期地震動は断層面がスラブ地殻に及んだことにより生成されたものと考察している。青森県沖のプレート間地震に宮城県沖と同様の傾向があるかどうかは不明であるが、ここでは保守的に割増係数1.4を採用する。
- この割増係数1.4は、敷地に最も影響があるSMGA1に適用し、また、同じ領域にあるSMGA2にも適用する。

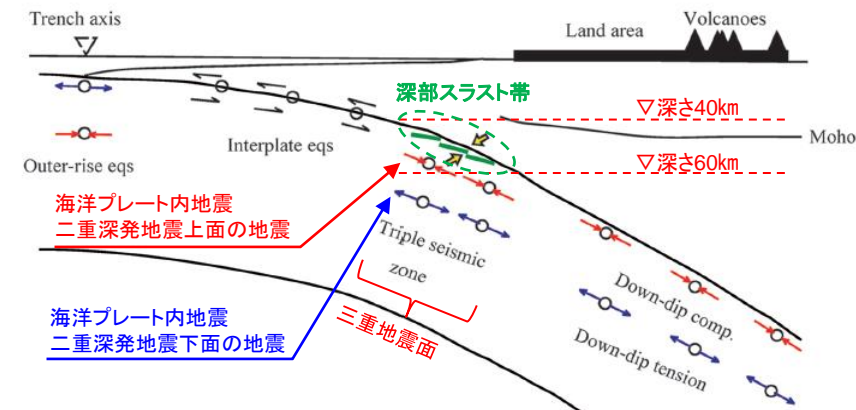
【その他の領域のSMGAの短周期レベルの設定】

- 佐藤(2010)によるスケーリング則を上回っていること、敷地からの距離が遠く多少の短周期レベルの変動があっても敷地に与える影響は小さいと考えられることから、諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の M_0 -A関係による短周期レベルの値を採用する。



短周期レベルと既往スケーリング則の比較

※1: 規模の差を考慮した差(短周期レベルが $M_0^{1/3}$ に比例すると仮定して算定)



沈み込み様式模式図(宮城県沖)[瀬野(2020)に一部加筆]

3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(12) 基本ケース及び不確かさケースの想定

- 検討用地震の基本ケースでは過去の地震の震源域に基づきSMGAを設定しており、敷地への影響が大きい三陸沖北部の領域のSMGA1はアサシミックフロントを超える範囲に位置しているが、さらに保守的な評価として、SMGA1を敷地に最も近い位置に設定した場合を不確かさケースとして考慮する。

検討用地震の想定(三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル)

| 検討ケース | 地震規模 | SMGAの位置 | 応力降下量 (短周期レベル) | 破壊 開始点 |
|--|--|------------------------------|---|-----------|
| ①基本震源モデル (基本ケース) | M9.0 Mw9.0 ($M_0=4.0 \times 10^{22}\text{Nm}$) | M7～8の過去の地震の震源域と の対応を考慮し設定 | SMGA1～2: 1978年宮城県沖地震を踏まえた短周期レベル SMGA3～5: 諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の短周期レベル | 複数 |
| ②SMGAの位置の不確かさを 考慮したケース (不確かさケース) | M9.0 Mw9.0 ($M_0=4.0 \times 10^{22}\text{Nm}$) | SMGA1を敷地に最も近い 位置に設定 | SMGA1～2: 1978年宮城県沖地震を踏まえた短周期レベル SMGA3～5: 諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の短周期レベル | 複数 |

検討用地震の想定(三陸沖北部～根室沖の連動モデル)

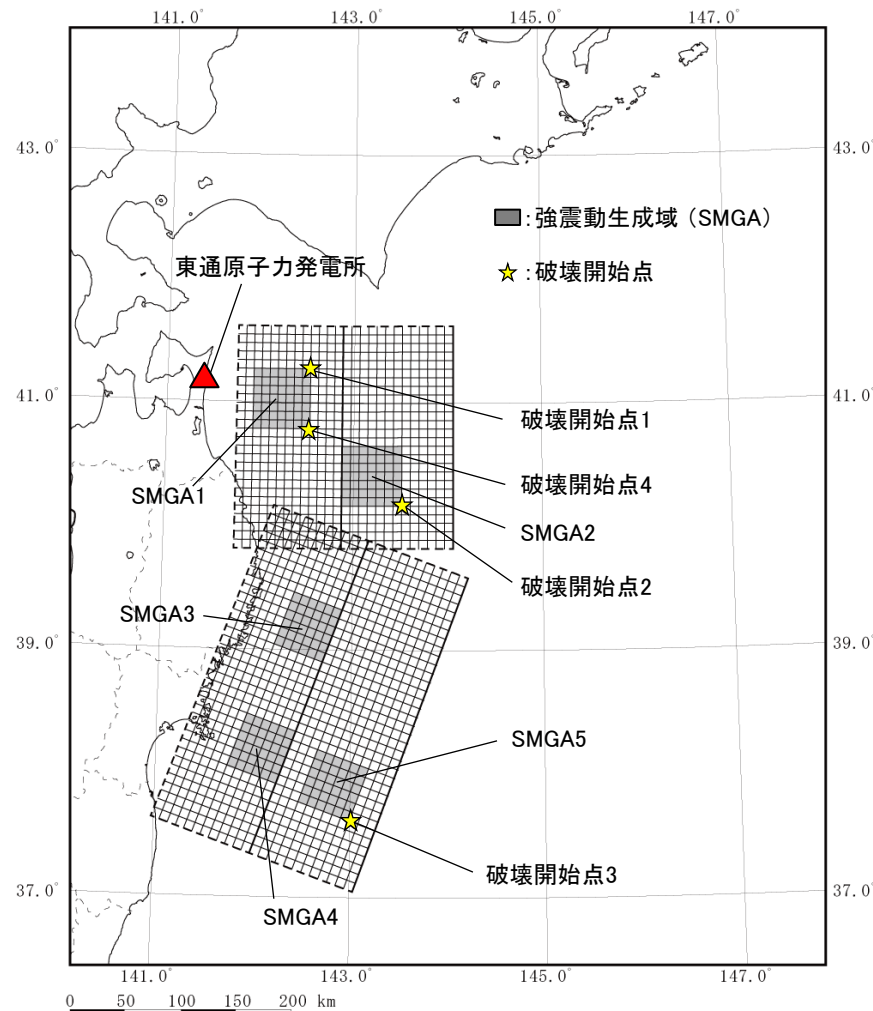
| 検討ケース | 地震規模 | SMGAの位置 | 応力降下量 (短周期レベル) | 破壊 開始点 |
|--|--|------------------------------|---|-----------|
| ①基本震源モデル (基本ケース) | M9.0 Mw9.0 ($M_0=4.0 \times 10^{22}\text{Nm}$) | M7～8の過去の地震の震源域と の対応を考慮し設定 | SMGA1～2: 1978年宮城県沖地震を踏まえた短周期レベル SMGA6～7: 諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の短周期レベル | 複数 |
| ②SMGAの位置の不確かさを 考慮したケース (不確かさケース) | M9.0 Mw9.0 ($M_0=4.0 \times 10^{22}\text{Nm}$) | SMGA1を敷地に最も近い 位置に設定 | SMGA1～2: 1978年宮城県沖地震を踏まえた短周期レベル SMGA6～7: 諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%相当の短周期レベル | 複数 |

: 考慮する不確かさ : あらかじめモデルに織り込む不確かさ

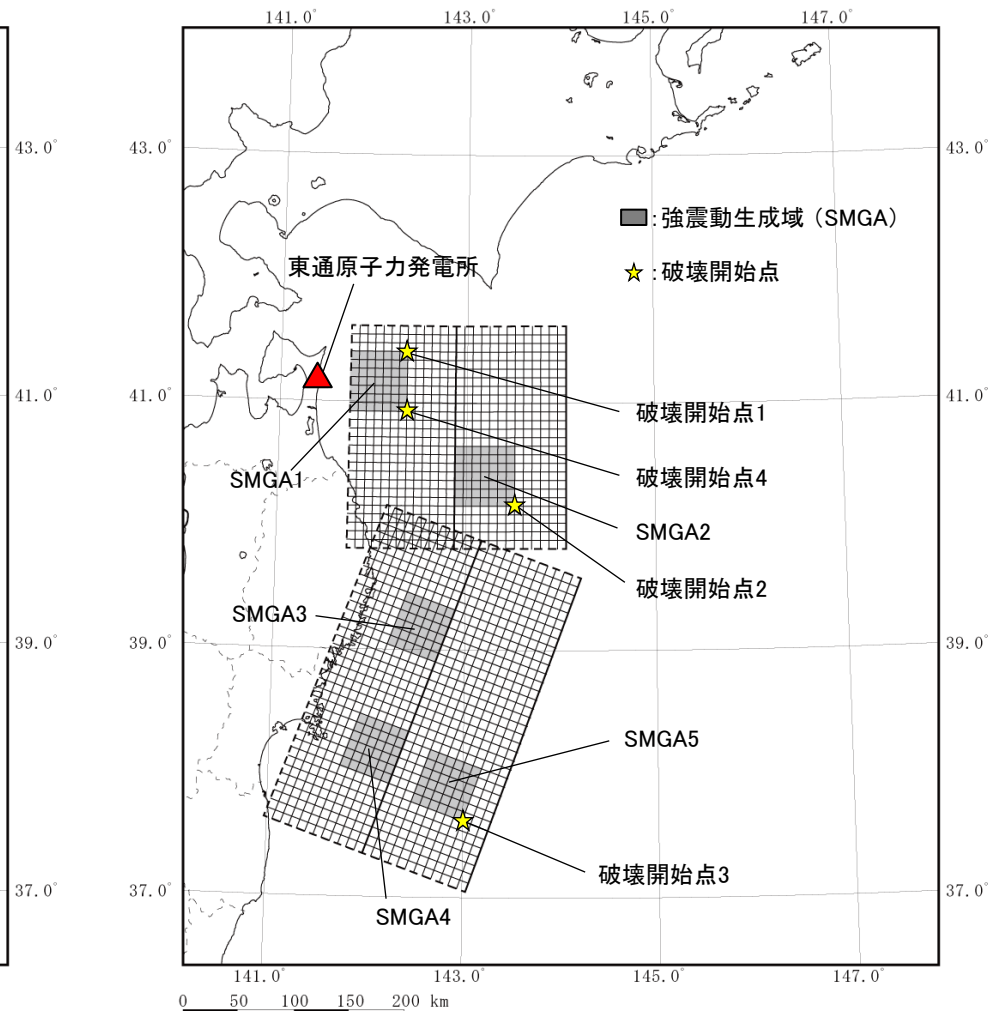
3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(13) 検討用地震の断層面 ①三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル

➤ 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルの基本ケース及び不確かさケース(SMGAの位置の不確かさを考慮)の断層面を以下に示す。



三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル 基本ケース
(敷地に対するSMGA1の $X_{eq}=89\text{km}$)



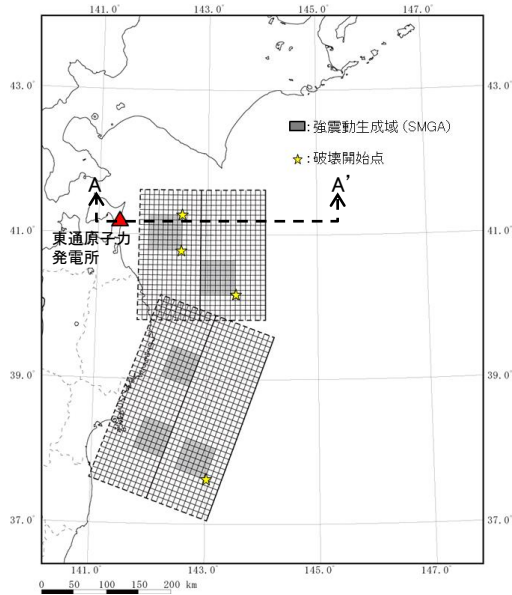
三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル 不確かさケース
(敷地に対するSMGA1の $X_{eq}=80\text{km}$)

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 1 プレート間地震

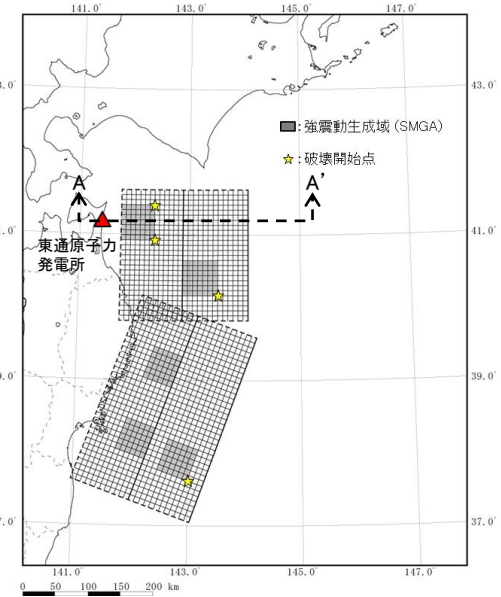
3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(13) 検討用地震の断層面 ①三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル

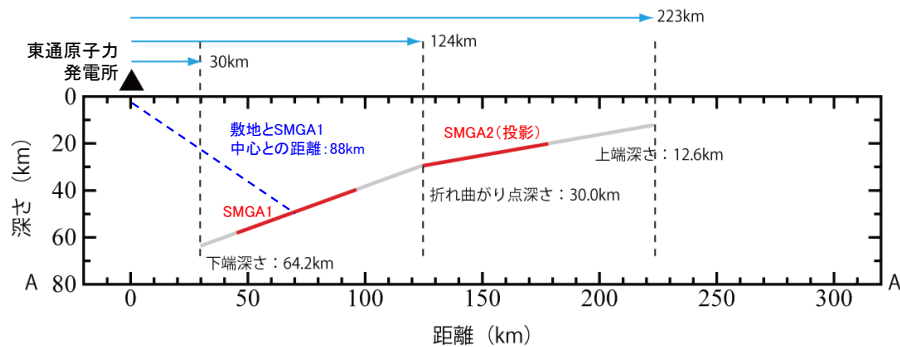
➤ 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルの基本ケース及び不確かさケース(SMGAの位置の不確かさを考慮)の断面図を以下に示す。



三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル 基本ケース

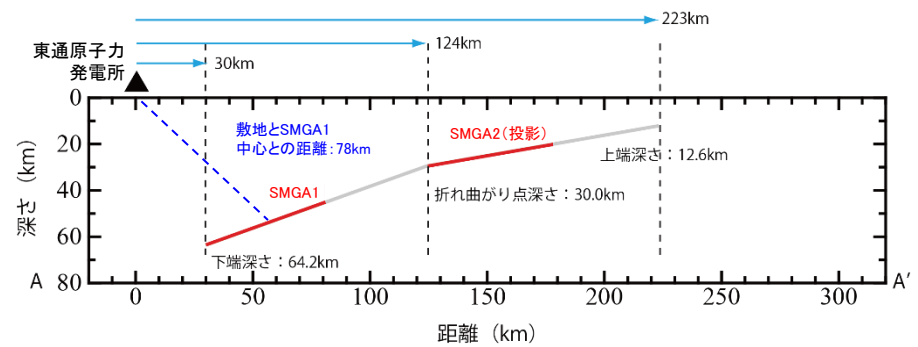


三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル 不確かさケース



断面図(A-A')

三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル 基本ケース



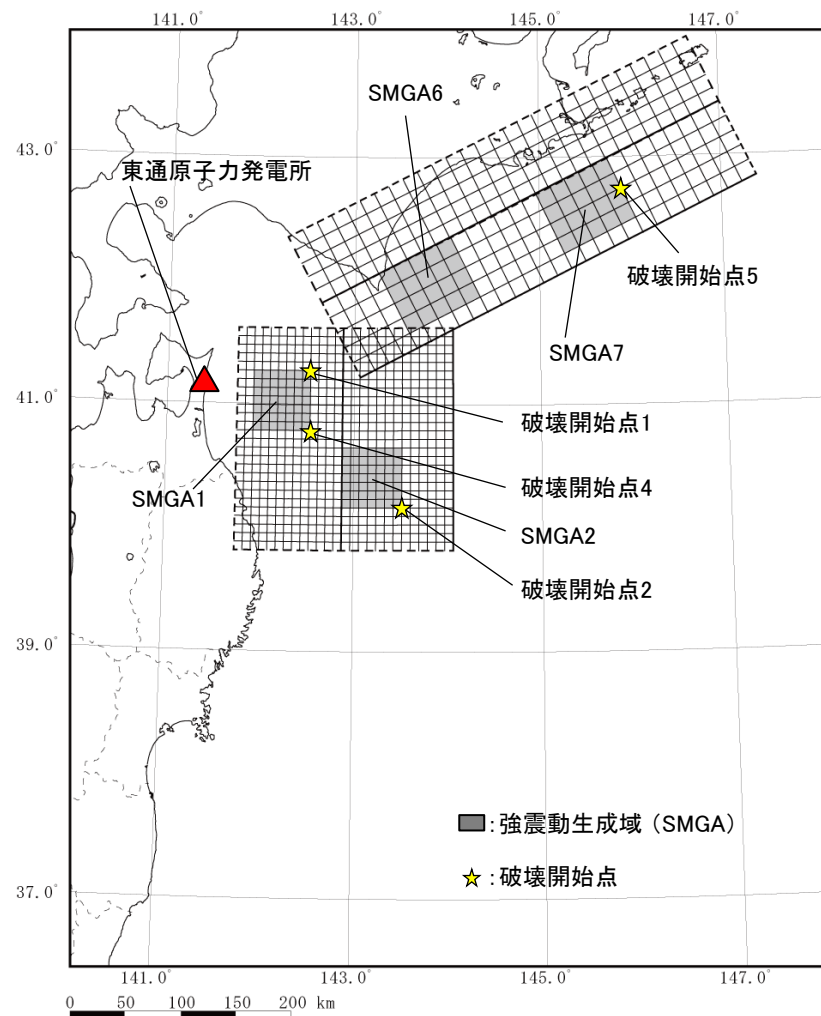
断面図(A-A')

三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル 不確かさケース

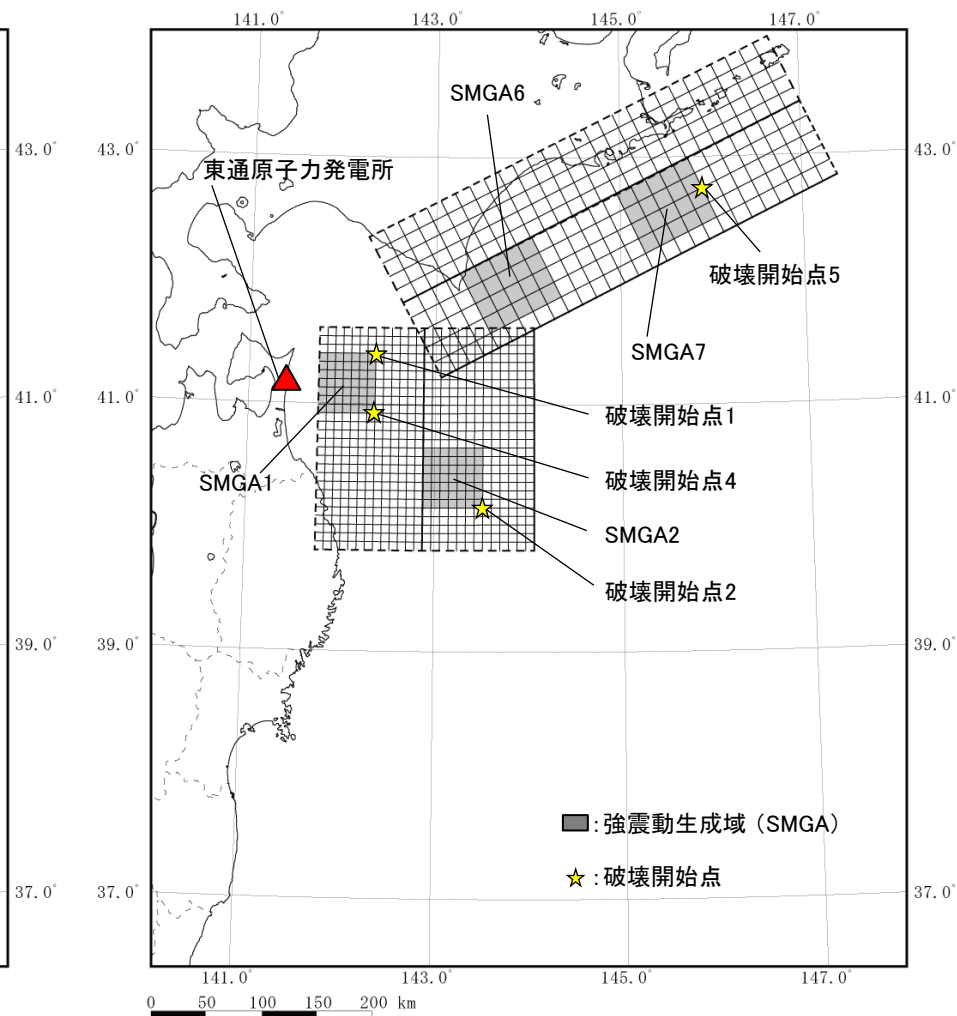
3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(13) 検討用地震の断層面 ②三陸沖北部～根室沖の連動モデル

➤ 三陸沖北部～根室沖の連動モデルの基本ケース及び不確かさケース(SMGAの位置の不確かさを考慮)の断層面を以下に示す。



三陸沖北部～根室沖の連動モデル 基本ケース
(敷地に対するSMGA1の $X_{eq}=89\text{km}$)



三陸沖北部～根室沖の連動モデル 不確かさケース
(敷地に対するSMGA1の $X_{eq}=80\text{km}$)

3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(14) 認識論的不確かさと偶然的不確かさの整理

➤ 主要なパラメータについて、プレート間地震に関する知見等を踏まえ、認識論的不確かさと偶然的不確かさに分類し、敷地に与える影響が大きいパラメータについて不確かさを考慮し、地震動評価を行う。

【認識論的不確かさ】: 事前の詳細な調査や経験式などにに基づき設定できるもの。

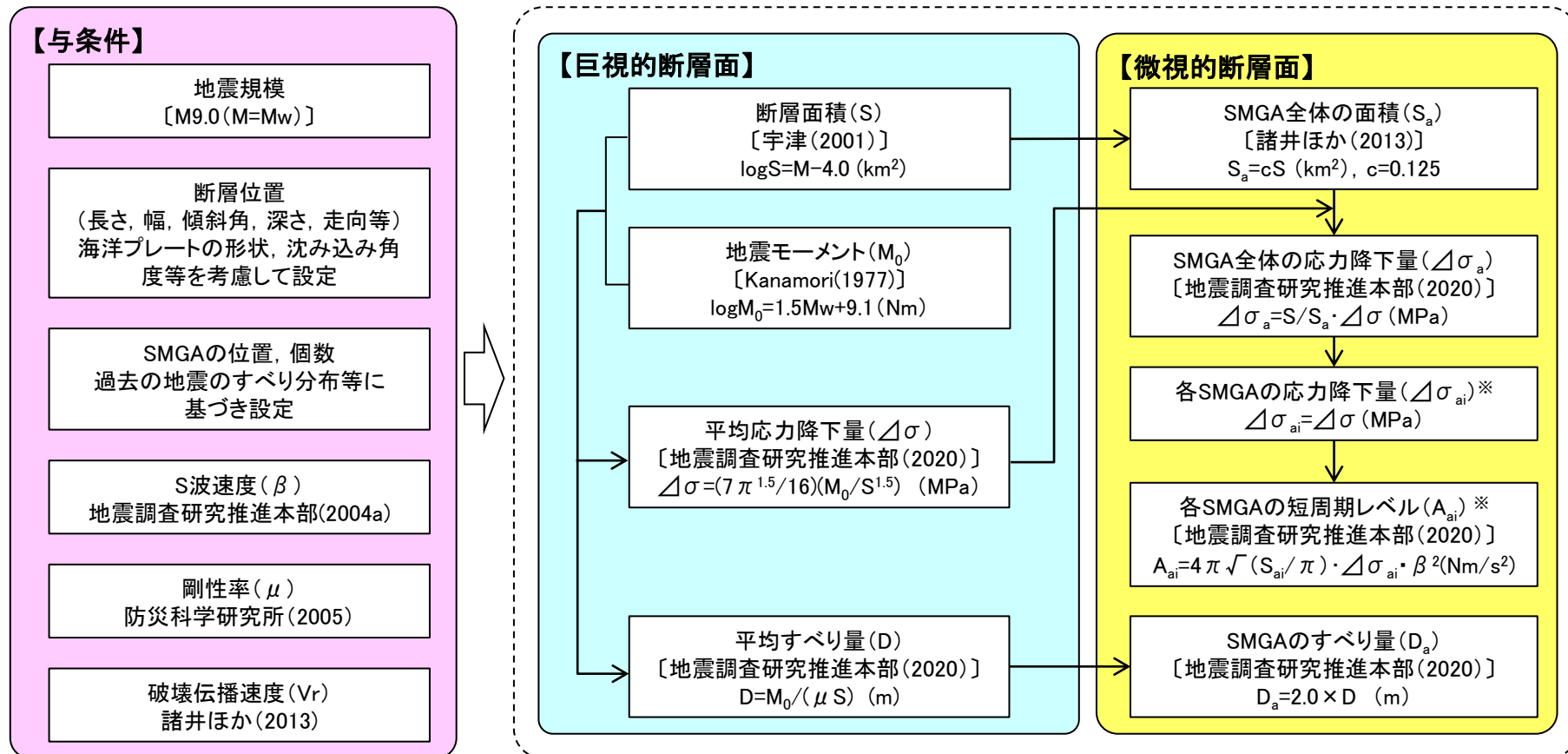
【偶然的不確かさ】 : 事前の詳細な調査や経験式などにに基づく特定が困難なもの。

| 不確かさの種類 | パラメータ | 基本ケースの設定 | 不確かさの考慮 |
|----------|-------------------|---|---|
| 認識論的不確かさ | 断層設定位置 | <ul style="list-style-type: none"> ・三陸沖北部から宮城県沖に設定 ・三陸沖北部から根室沖に設定 | <p>あらかじめ不確かさを考慮</p> <ul style="list-style-type: none"> ・三陸沖北部(青森県東方沖・岩手県沖北部)ではM8級の地震が想定されるものの、国内観測史上最大の2011年東北地方太平洋沖地震が東北地方で発生したこと等も踏まえ、地震規模M9.0をあらかじめ考慮する。 ・断層面は、三陸沖北部を包含するように日本海溝沿いまたは千島海溝沿いに設定する。なお、地震規模がM9.0より大きくなっても、巨視的断層面は敷地から遠ざかる方向に拡大していくため、仮にそこからの地震動が付加されたとしても敷地に及ぼす影響は小さい。 |
| | 地震規模 | M9.0 (Mw9.0) | |
| | 応力降下量 (短周期レベル) | 地域性を考慮し設定 | <p>あらかじめ不確かさを考慮</p> <ul style="list-style-type: none"> ・敷地付近で発生した地震の短周期レベルと既往スケーリング則の比較から、三陸沖北部の領域にあり敷地に最も影響のあるSMGA1及び同領域にあるSMGA2については、1978年宮城沖地震(M7.4)を踏まえた短周期レベル[諸井ほか(2013)に基づく面積比12.5%のM₀-A関係の1.4倍]をあらかじめ考慮する。 |
| 偶然的不確かさ | SMGA位置 | 過去の地震の震源域との対応を考慮し設定 | <p>不確かさケースとして考慮</p> <ul style="list-style-type: none"> ・断層モデルのSMGA位置は、過去の地震の大すべり領域やSMGAを含む位置等に設定している。 ・保守的な評価として、敷地に最も影響のあるSMGA1を敷地に最も近い位置に設定した場合を不確かさケースとして考慮する。 |
| | 破壊開始点 | 破壊の伝播方向が敷地に向かうように配置 | <p>あらかじめ不確かさを考慮</p> <ul style="list-style-type: none"> ・敷地に対し最も影響の大きい破壊開始点位置(破壊が敷地に向かう位置)に複数考慮する。 |

3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(15) 断層パラメータの設定

- 検討用地震の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震規模はM9.0とし、設定にあたっては地震調査研究推進本部(2020)の強震動レシピ等の文献を用いる。



※: 地域性を考慮したSMGAの短周期レベルの考慮(SMGA1及び2は1.4倍)

3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

(16)断層パラメータ表 ①三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル

| 断層パラメータ | | 三陸沖北部 (青森県東方沖・岩手県沖北部) | 三陸沖中部(岩手県沖南部)～ 宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り(宮城県沖) | 設定方法 | | |
|---------|----------------|-------------------------------|---|-----------------------|---|---|
| 巨視的震源特性 | 走向 | $\theta (^{\circ})$ | 180 | 200 | プレートの沈み込み等深線を参考に設定 | |
| | 傾斜角1(東側) | $\delta_1 (^{\circ})$ | 10 | 12 | 同上 | |
| | 傾斜角2(西側) | $\delta_2 (^{\circ})$ | 20 | 21 | 同上 | |
| | 長さ | L(km) | 200 | 300 | プレートの沈み込み等深線及び断層面積に基づき設定 | |
| | 幅 | W(km) | 200 | 200 | プレートの沈み込み等深線を参考に設定 | |
| | 上端深さ | h_u (km) | 12.6 | 12.3 | 同上 | |
| | 下端深さ | h_l (km) | 64.2 | 68.9 | 同上 | |
| | 断層面積 | S(km ²) | 40000 | 60000 | $S_i = L_i \times W_i$ | |
| | 全体の断層面積 | S(km ²) | 100000 | | $\log S = M - 4.0$ | |
| | 平均応力降下量 | $\Delta \sigma$ (MPa) | 3.08 | | $\Delta \sigma = 7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2}$ | |
| | 地震モーメント | M_0 (Nm) | 4.0×10^{22} | | $\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$ | |
| | モーメントマグニチュード | M_w | 9.0 | | 与条件 | |
| | 平均すべり量 | D(m) | 8.5 | | $D = M_0 / (\mu \cdot S)$ | |
| | 剛性率 | μ (N/m ²) | 4.68×10^{10} | | $\rho = 3.08 \text{ g/cm}^3, \mu = \rho \cdot \beta^2$ | |
| S波速度 | β (km/s) | 3.9 | | 地震調査研究推進本部(2004a) | | |
| 破壊伝播速度 | V_r (km/s) | 3.0 | | 諸井ほか(2013) | | |
| 全SMGA | 面積 | S_a (km ²) | 12500 | | $S_a = S \times 0.125$ 諸井ほか(2013) | |
| | 地震モーメント | M_{0a} (Nm) | 1.0×10^{22} | | $M_{0a} = \mu \cdot S_a \cdot D_a$ | |
| | すべり量 | D_a (m) | 17.1 | | $D_a = 2D$ | |
| | 応力降下量 | $\Delta \sigma_a$ (MPa) | 24.6 | | $\Delta \sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta \sigma$ | |
| | 短周期レベル | A_a (Nm/s ²) | 3.49×10^{20} | | $A_a = (\sum A_{ai}^2)^{1/2}$ | |
| | — | — | SMGA1～2 | SMGA3～5 | | |
| | 各SMGA | 面積 | S_{ai} (km ²) | 2500 | 2500 | $S_{ai} = S_a / 5$ |
| | | 地震モーメント | M_{0ai} (Nm) | 2.0×10^{21} | 2.0×10^{21} | $M_{0ai} = \mu \cdot S_{ai} \cdot D_{ai}$ |
| | | すべり量 | D_{ai} (m) | 17.1 | 17.1 | $D_{ai} = D_a \times \gamma_i / \sum (\gamma_i^3), \gamma = r_i/r = (S_{ai}/S_a)^{1/2}$ |
| | | 応力降下量 | $\Delta \sigma_{ai}$ (MPa) | 34.5 | 24.6 | $\Delta \sigma_{ai} = \Delta \sigma_a$, 三陸沖北部は1.4倍 |
| 短周期レベル | | A_{ai} (Nm/s ²) | 1.86×10^{20} | 1.33×10^{20} | $A_{ai} = 4\pi (S_{ai}/\pi)^{1/2} \cdot \Delta \sigma_{ai} \cdot V_s^2$ | |
| 背景領域 | 面積 | S_b (km ²) | 87500 | | $S_b = S - S_a$ | |
| | 各領域の面積 | S_{bi} (km ²) | 35000 | 52500 | $S_{bi} = S_i - \sum S_{ai}$ | |
| | 地震モーメント | M_{0b} (Nm) | 3.0×10^{22} | | $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ | |
| | 各領域の地震モーメント | M_{0bi} (Nm) | 1.2×10^{22} | 1.8×10^{22} | $M_{0bi} = \mu \cdot D_b \cdot S_{bi}$ | |
| | すべり量 | D_b (m) | 7.3 | | $D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$ | |
| | 実効応力 | $\Delta \sigma_b$ (MPa) | 4.9 | | $\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$ | |

3. 1. 3 検討用地震の震源モデルの設定

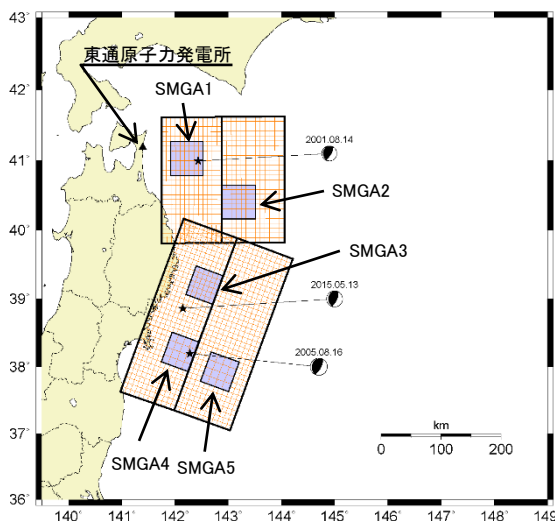
(16)断層パラメータ表 ②三陸沖北部～根室沖の連動モデル

| 断層パラメータ | | 三陸沖北部 (青森県東方沖・岩手県沖北部) | 十勝沖及び根室沖 | 設定方法 | |
|---------|-------------------------------|-----------------------------|-----------------------|---|--|
| 巨視的震源特性 | 走向 | $\theta (^{\circ})$ | 180 | 245 | プレートの沈み込み等深線を参考に設定 |
| | 傾斜角1(東側) | $\delta_1 (^{\circ})$ | 10 | 10 | 同上 |
| | 傾斜角2(西側) | $\delta_2 (^{\circ})$ | 20 | 30 | 同上 |
| | 長さ | L(km) | 200 | 400 | プレートの沈み込み等深線及び断層面積に基づき設定 |
| | 幅 | W(km) | 200 | 150 | プレートの沈み込み等深線を参考に設定 |
| | 上端深さ | h_u (km) | 12.6 | 17.0 | 同上 |
| | 下端深さ | h_l (km) | 64.2 | 67.5 | 同上 |
| | 断層面積 | S(km ²) | 40000 | 60000 | $S_i = L_i \times W_i$ |
| | 全体の断層面積 | S(km ²) | 100000 | | $\log S = M - 4.0$ |
| | 平均応力降下量 | $\Delta \sigma$ (MPa) | 3.08 | | $\Delta \sigma = 7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2}$ |
| | 地震モーメント | M_0 (Nm) | 4.0×10^{22} | | $\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$ |
| | モーメントマグニチュード | M_w | 9.0 | | 与条件 |
| | 平均すべり量 | D(m) | 8.5 | | $D = M_0 / (\mu \cdot S)$ |
| | 剛性率 | μ (N/m ²) | 4.68×10^{10} | | $\rho = 3.08 \text{g/cm}^3, \mu = \rho \cdot \beta^2$ |
| S波速度 | β (km/s) | 3.9 | | 地震調査研究推進本部(2004a) | |
| 破壊伝播速度 | V_r (km/s) | 3.0 | | 諸井ほか(2013) | |
| 全SMGA | 面積 | S_a (km ²) | 12500 | | $S_a = S \times 0.125$ 諸井ほか(2013) |
| | 地震モーメント | M_{0a} (Nm) | 1.0×10^{22} | | $M_{0a} = \mu \cdot S_a \cdot D_a$ |
| | すべり量 | D_a (m) | 17.1 | | $D_a = 2D$ |
| | 応力降下量 | $\Delta \sigma_a$ (MPa) | 24.6 | | $\Delta \sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta \sigma$ |
| | 短周期レベル | A_a (Nm/s ²) | 3.49×10^{20} | | $A_a = (\sum A_{ai}^2)^{1/2}$ |
| | — | — | SMGA1~2 | SMGA6~7 | |
| | 面積 | S_{ai} (km ²) | 2500 | 3750 | $S_{a1} = S_{a2} = S_a \cdot (S_{\text{三陸}}/S)/2, S_{a6} = S_{a7} = S_a \cdot (S_{\text{十勝}}/S)/2$ |
| | 地震モーメント | M_{0ai} (Nm) | 2.0×10^{21} | 3.0×10^{21} | $M_{0ai} = \mu \cdot S_{ai} \cdot D_{ai}$ |
| | すべり量 | D_{ai} (m) | 17.1 | 17.1 | $D_{ai} = D_a \times \gamma_i / \sum (\gamma_i^3), \gamma = r_i/r = (S_{ai}/S_a)^{1/2}$ |
| | 応力降下量 | $\Delta \sigma_{ai}$ (MPa) | 34.5 | 24.6 | $\Delta \sigma_{ai} = \Delta \sigma_a, \text{三陸沖北部は1.4倍}$ |
| 短周期レベル | A_{ai} (Nm/s ²) | 1.86×10^{20} | 1.63×10^{20} | $A_{ai} = 4\pi (S_{ai}/\pi)^{1/2} \cdot \Delta \sigma_{ai} \cdot V_s^2$ | |
| 背景領域 | 面積 | S_b (km ²) | 87500 | | $S_b = S - S_a$ |
| | 各領域の面積 | S_{bi} (km ²) | 35000 | 52500 | $S_{bi} = S_i - \sum S_{ai}$ |
| | 地震モーメント | M_{0b} (Nm) | 3.0×10^{22} | | $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$ |
| | 各領域の地震モーメント | M_{0bi} (Nm) | 1.2×10^{22} | 1.8×10^{22} | $M_{0bi} = \mu \cdot D_b \cdot S_{bi}$ |
| | すべり量 | D_b (m) | 7.3 | | $D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$ |
| | 実効応力 | $\Delta \sigma_b$ (MPa) | 4.9 | | $\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$ |

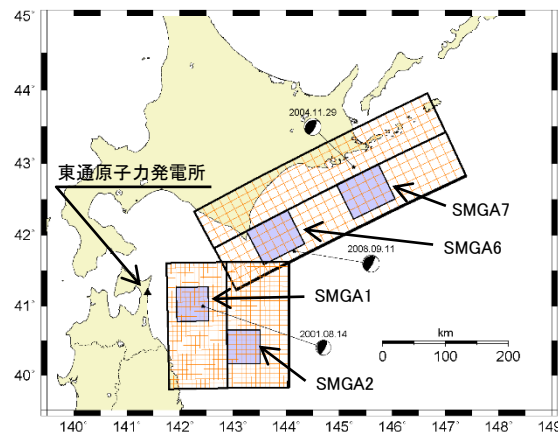
3. 1. 4 検討用地震の地震動評価

(1)地震動評価方針

- M9のプレート間地震は、既往の距離減衰式に対して外挿となることから、地震動評価は断層モデル手法による評価結果を採用し、距離減衰式による評価は、検討用地震の特徴を踏まえ、断層モデル手法の地震動評価結果のレベル確認として参考的に実施する。(補足説明資料2章2. 4参照)
- 断層モデルを用いた手法による地震動評価は、設定した震源モデルの各SMGA付近で発生したプレート間地震の観測記録が敷地で得られていることから、経験的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]による地震動評価を実施する。また、経験的グリーン関数法による評価結果のレベル確認として、参考的に統計的グリーン関数法による評価を実施し比較する。(補足説明資料2章2. 4参照)

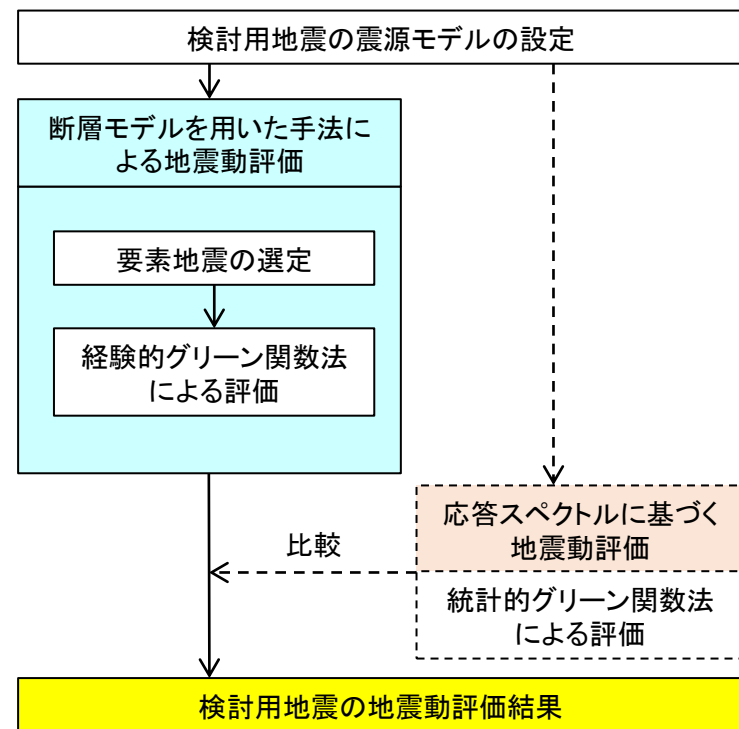


三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル



三陸沖北部～根室沖の連動モデル

検討用地震の基本震源モデル及び要素地震として選定した地震の震央位置



検討用地震の地震動評価フロー図
※:破線部は補足説明資料2章2. 4に記載

3. 1. 4 検討用地震の地震動評価

(2) 要素地震の選定

➤ 経験的グリーン関数法に用いる要素地震は、日本建築学会(2016)を参考に、特に以下の点を重視して選定した。

【三陸沖北部の領域】

➤ 敷地に近く地震動評価への影響が大きいいため、要素地震として選んだ観測記録の特性が重要となることから、特に以下を考慮する。

- ① SMGA1の領域またはその付近で発生した地震
- ② 地震規模はM6～M7程度(想定地震のMとの差が2以内)
- ③ メカニズム(発震機構)が類似
- ④ 文献(複数観測点による検討)により、震源パラメータが推定されている

➤ なお、地震規模がM6以上と比較的大きな地震を要素地震とする場合、観測記録には震源の破壊過程の影響が含まれていることが考えられるため、要素地震に選定した観測記録の特性について以下を確認する。(補足説明資料2章2. 2参照)

- ・同タイプ、同地域で発生した地震との類似性
- ・周辺他機関の観測記録との類似性

【三陸沖北部以外の領域】

➤ 敷地から200km以上と遠く、観測記録のS/N比を確保するために比較的地震規模の大きい地震を選定する。なお、大きな地震の場合、震源の破壊過程の影響が含まれることが考えられるが、敷地からの距離が遠く、また、最終的な地震動評価結果に与える影響も小さいことから、特に要素地震に対する特性の詳細検討は行わない。

経験的グリーン関数法の特徴と要素地震の選定について[日本建築学会(2016)]

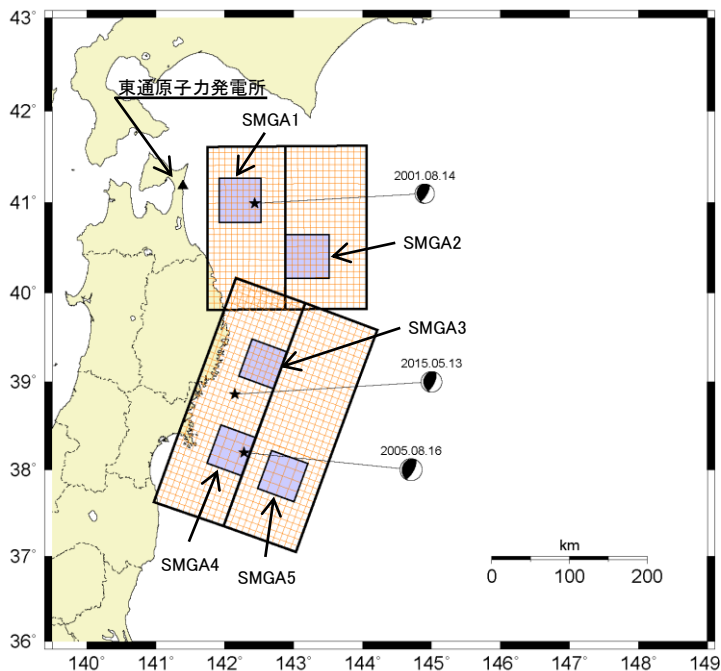
- 経験的グリーン関数法は、評価対象地点で観測された中小地震の記録そのものをグリーン関数として用いる方法で、伝播特性や地盤特性が記録の中に自動的に含まれており、深部地盤のモデル化が不要になる等、利点の多い予測手法の一つである。
- 記録の選択に関しては、想定大地震の震源域やその近傍で発生した中・小地震を選択し、可能な限り想定大地震と伝播経路特性と震源特性(走向、傾斜角、すべり角)が類似していることが望ましい。
- 想定マグニチュードに対して、中小地震のマグニチュードの差が2以内の記録を選択することや、2以内に収まらない場合は、小地震から中地震を合成し、中地震から大地震を合成する2段階の合成を行うなどの配慮が必要である。
- 中小地震記録は長周期成分のS/N比(信号とノイズの比)が低い記録が多く、記録の有効周期範囲等にも注意して、適切なフィルター処理を行った上で使用することや、表層地盤の非線形性が問題となる地点では、中小地震記録から表層地盤の影響を取り除いて工学的基盤波を作成し、大地震波形を合成後、再度、表層地盤の非線形性を考慮して評価するなどの配慮が必要である。

3. 1. 4 検討用地震の地震動評価

(3) 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルの要素地震 ①要素地震の諸元

➤ 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルに用いる要素地震について、震央位置、諸元及びメカニズム解について示す。

要素地震の諸元



要素地震の震央位置

| 対象領域 | 発震日時 | M | 震源距離 (km) | 震源深さ (km) | メカニズム解 |
|---------------------------------------|---------------------|----------|-----------|-----------|----------|
| ・SMGA1 ・SMGA2 ・三陸沖北部の背景領域 | 2001.08.14 5:11 | 6.4 | 98 | 37.69 | 品質:92.15 |
| | | 走向 (°) | 傾斜角 (°) | すべり角 (°) | |
| | | 30 ; 174 | 72 ; 22 | 103 ; 55 | |
| ・SMGA3 ・三陸沖中部～宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄りの背景領域 | 2015.05.13 6:12 | 6.8 | 270 | 46.24 | 品質:93.57 |
| | | 走向 (°) | 傾斜角 (°) | すべり角 (°) | |
| | | 26 ; 178 | 68 ; 25 | 101 ; 64 | |
| ・SMGA4 ・SMGA5 | 2005.08.16 11:46 | 7.2 | 348 | 42.04 | 品質:90.66 |
| | | 走向 (°) | 傾斜角 (°) | すべり角 (°) | |
| | | 29 ; 194 | 69 ; 22 | 96 ; 76 | |

※:M, 震源位置(震源距離), 震源深さは気象庁による。メカニズム解についてはF-netによる。

3. 1. 4 検討用地震の地震動評価

(3) 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルの要素地震 ②震源パラメータ及び震源スペクトル

S197

- 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルに用いる要素地震について、震源パラメータ及び震源スペクトルを示す。三陸沖北部と、宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄りに適用する要素地震の理論震源スペクトルは文献を採用した。三陸沖中部については、KiK-net観測記録に基づき推定した要素地震の震源スペクトルを採用した。
- なお、三陸沖北部の領域に用いる要素地震[2001.8.14青森県東方沖の地震(M6.4)]について、敷地への影響が大きいSMGA1の領域で発生する地震の特徴を有していることを、同領域で発生した複数の地震による観測記録及び他機関による敷地付近の観測記録を用いた検討により確認している。(検討内容及び検討に用いた主な観測記録については補足説明資料2章2. 2参照。)

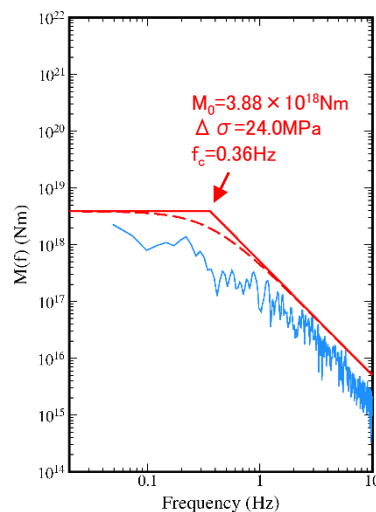
要素地震の震源パラメータ

| 対象領域 | 発震日時 | 震源パラメータ | | |
|------------|-----------------|-------------------------|-----------------------|-------------------------------|
| | | 地震モーメント※1 M_0 (Nm) | コーナー振動数 f_c (Hz) | 応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) |
| 三陸沖北部 | 2001.8.14 5:11 | 3.88×10^{18} | 0.36※2 | 24.0※2 |
| 三陸沖中部 | 2015.5.13 6:12 | 1.71×10^{19} | 0.29※3 | 38.8※3 |
| 宮城県沖・三陸沖南部 | 2005.8.16 11:46 | 5.43×10^{19} | 0.152※4 | 25.2※4 |

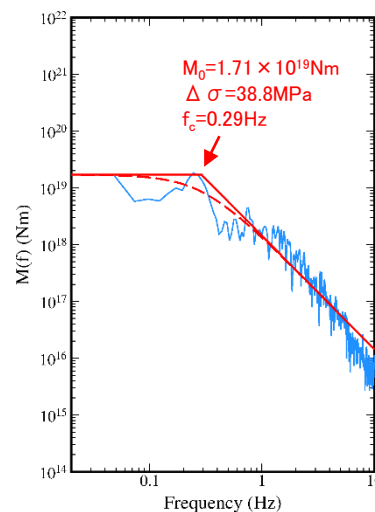
- ※1: F-net
- ※2: 川瀬・松尾(2004)
- ※3: 東北電力株式会社推定値
- ※4: Kamae(2006)

要素地震のQ値補正には、 $Q(f)=93f^{0.89}$ [川瀬・松尾(2004)]を用いる。

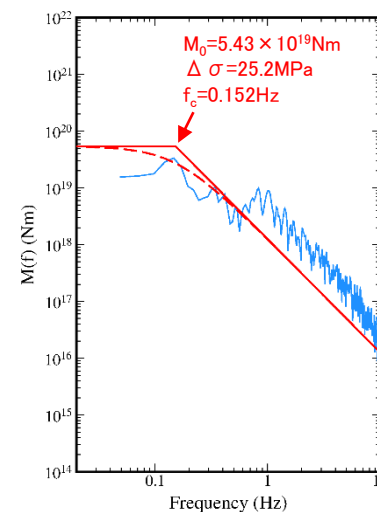
— : 理論震源スペクトル
— : 敷地の観測記録から求めた震源スペクトル



2001.8.14の地震※5



2015.5.13の地震



2005.8.16の地震

※5: 2001.8.14の地震の観測記録から求めた震源スペクトルが、文献による理論震源スペクトルに対して全体的に若干小さい傾向にあるが、これは震源特性(放射特性含む)、伝播特性、サイト特性が影響しているものと考えられる。(補足説明資料2章2. 2参照)

要素地震の ω^{-2} モデルによる理論震源スペクトルと敷地の観測記録から求めた震源スペクトル

3. 1. 4 検討用地震の地震動評価

(4) 三陸沖北部～根室沖の連動モデルの要素地震 ①要素地震の諸元

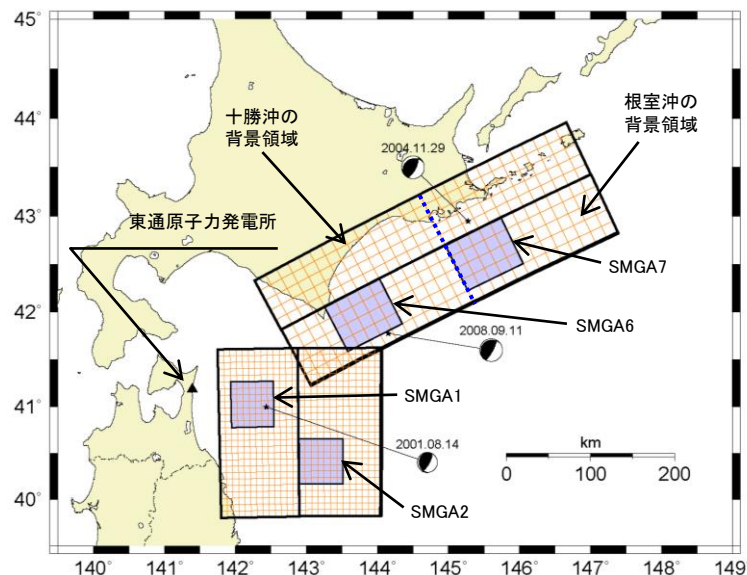
➤ 三陸沖北部～根室沖の連動モデルに用いる要素地震について、震央位置、諸元及びメカニズム解について示す。

要素地震の諸元

| 対象領域 | 発震日時 | M | 震源距離 (km) | 震源深さ (km) | メカニズム解 |
|---------------------------------|--------------------|----------|-----------|-----------|---|
| ・SMGA1 ・SMGA2 ・三陸沖北部の背景領域 | 2001.08.14 5:11 | 6.4 | 98 | 37.69 |  品質:92.15 |
| | | 走向 (°) | 傾斜角 (°) | すべり角 (°) | |
| | | 30 ; 174 | 72 ; 22 | 103 ; 55 | |

| 対象領域 | 発震日時 | M | 震源距離 (km) | 震源深さ (km) | メカニズム解 |
|---------------------|-------------------|----------|-----------|-----------|---|
| ・SMGA6 ・十勝沖の背景領域 | 2008.9.11 9:20 | 7.1 | 241 | 30.86 |  |
| | | 走向 (°) | 傾斜角 (°) | すべり角 (°) | |
| | | 235 ; 28 | 15 ; 76 | 116 ; 83 | |

| 対象領域 | 発震日時 | M | 震源距離 (km) | 震源深さ (km) | メカニズム解 |
|---------------------|--------------------|----------|-----------|-----------|---|
| ・SMGA7 ・根室沖の背景領域 | 2004.11.29 3:32 | 7.1 | 378 | 48.17 |  |
| | | 走向 (°) | 傾斜角 (°) | すべり角 (°) | |
| | | 242 ; 28 | 26 ; 68 | 122 ; 75 | |



要素地震の震央位置

※: M, 震源位置(震源距離), 震源深さは気象庁による。震源メカニズム解については、2001.8.14はF-net, 2008.9.11及び2004.11.29はGlobal CMT Catalogによる。

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.1 プレート間地震

3.1.4 検討用地震の地震動評価

(4)三陸沖北部～根室沖の連動モデルの要素地震 ②震源パラメータ及び震源スペクトル

- 三陸沖北部～根室沖の連動モデルに用いる要素地震について、震源パラメータ及び震源スペクトルを示す。三陸沖北部に適用する要素地震の理論震源スペクトルは文献に基づき設定している。十勝沖及び根室沖については、KiK-net観測記録に基づき推定した要素地震の震源スペクトルを採用している。

要素地震の震源パラメータ

| 対象領域 | 発震日時 | 震源パラメータ | | |
|-----------|-----------------|-------------------------|-----------------------|-------------------------------|
| | | 地震モーメント※1 M_0 (Nm) | コーナー振動数 f_c (Hz) | 応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa) |
| 三陸沖北部(再掲) | 2001.8.14 5:11 | 3.88×10^{18} | 0.36※2 | 24.0※2 |
| 十勝沖 | 2008.9.11 9:20 | 1.78×10^{19} | 0.16※3 | 11.3※3 |
| 根室沖 | 2004.11.29 3:32 | 3.65×10^{19} | 0.2※3 | 27.1※3 |

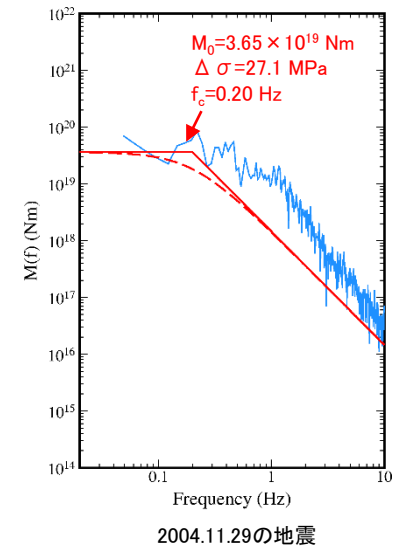
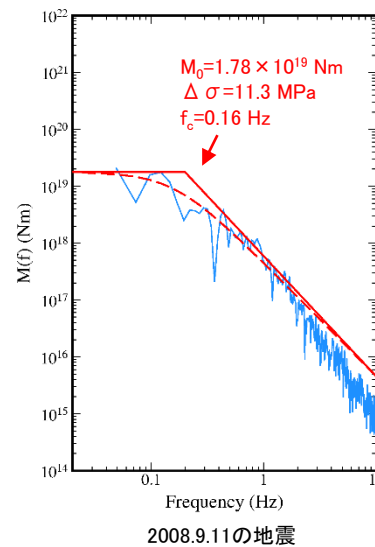
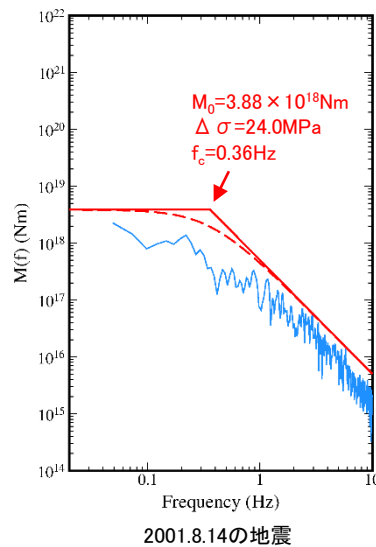
※1: 2001.8.14はF-net, 2008.9.11及び2004.11.29はGlobal CMT Catalogによる。

※2: 川瀬・松尾(2004)

※3: 東北電力株式会社推定値

要素地震のQ値補正には,
 $Q(f)=93f^{0.89}$ (三陸沖北部),
 $91f^{0.86}$ (十勝沖, 根室沖)
〔川瀬・松尾(2004)〕を用いる。

— : 理論震源スペクトル
— : 敷地の観測記録から求めた震源スペクトル



要素地震の ω^{-2} モデルによる理論震源スペクトルと敷地の観測記録から求めた震源スペクトル

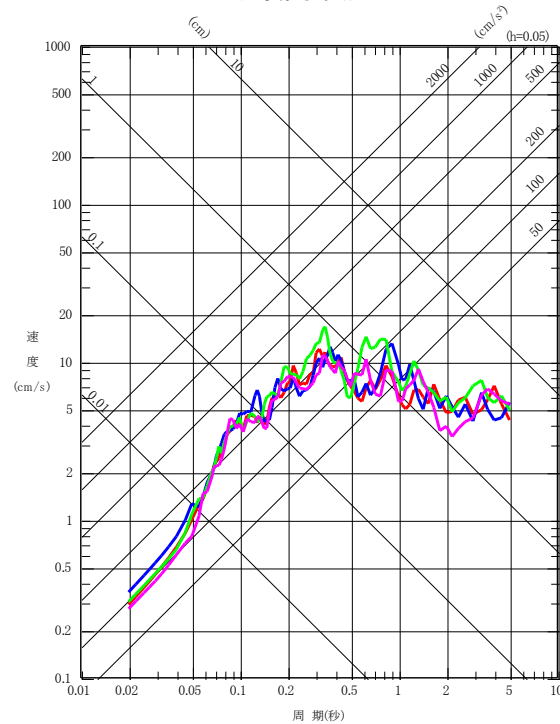
3. 1. 4 検討用地震の地震動評価

(5)地震動評価結果 ①三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル a. 基本ケース

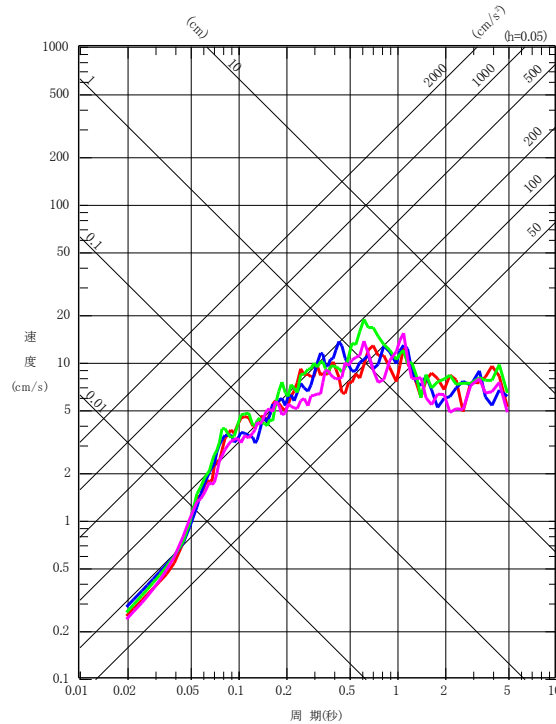
【経験的グリーン関数法 応答スペクトル】

- 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルの基本ケースについて、断層モデルによる手法を用いた地震動評価結果を示す。なお、敷地前面の三陸沖北部のSMGA1の影響が最も大きい(補足説明資料2章2. 3参照)。

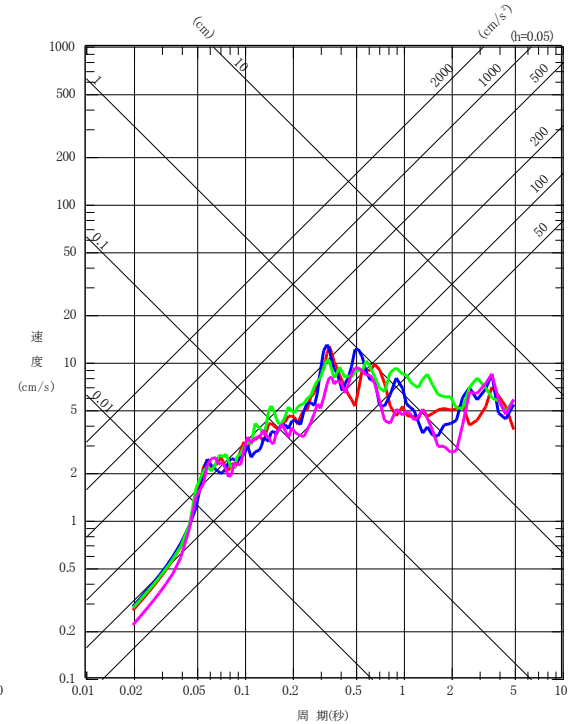
- : 破壊開始点1
- : 破壊開始点2
- : 破壊開始点3
- : 破壊開始点4



NS方向



EW方向



UD方向

三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル 基本ケース 応答スペクトル(PN基準)

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.1 プレート間地震

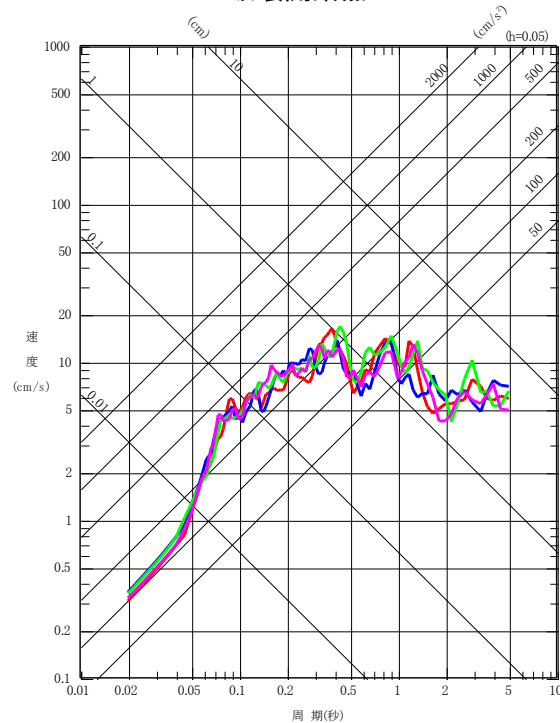
3.1.4 検討用地震の地震動評価

(5)地震動評価結果 ①三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル b. 不確かさケース

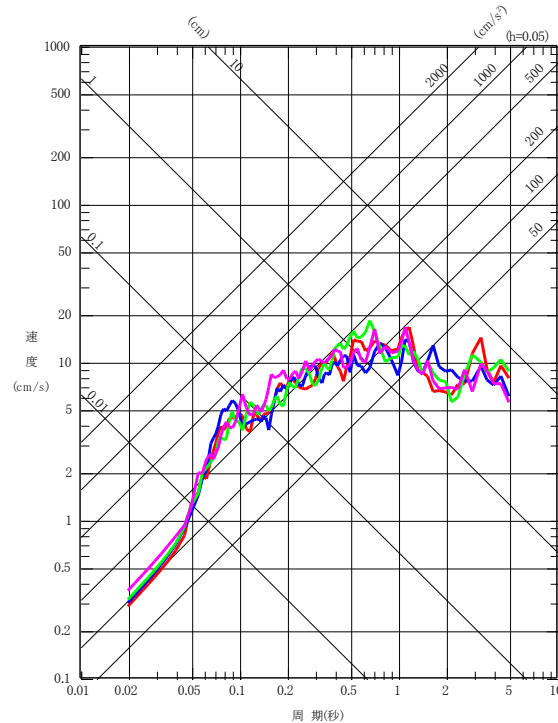
【経験的グリーン関数法 応答スペクトル】

➤ 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルの不確かさケース(SMGA1を敷地に最も近い位置に設定)について、断層モデルによる手法を用いた地震動評価結果を示す。

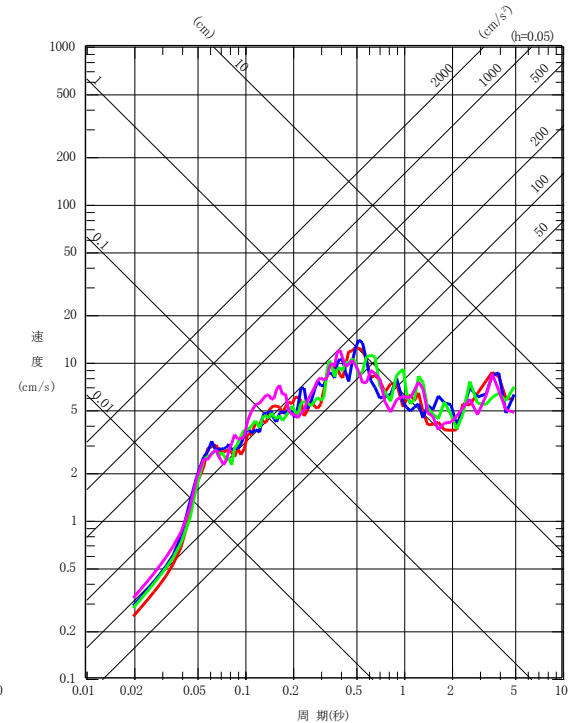
- : 破壊開始点1
- : 破壊開始点2
- : 破壊開始点3
- : 破壊開始点4



NS方向



EW方向



UD方向

三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル 不確かさケース 応答スペクトル(PN基準)

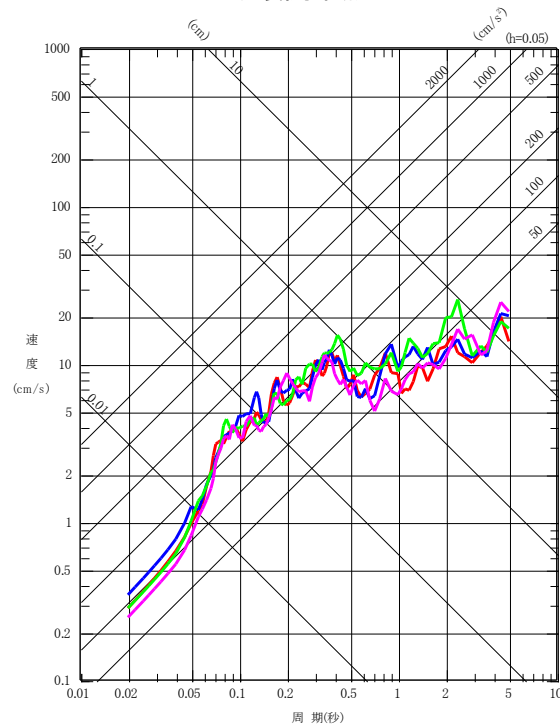
3. 1. 4 検討用地震の地震動評価

(5)地震動評価結果 ②三陸沖北部～根室沖の連動モデル a. 基本ケース

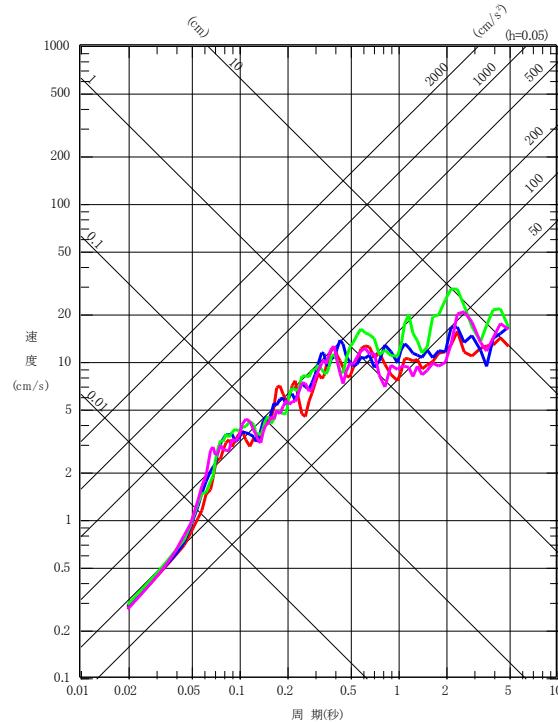
【経験的グリーン関数法 応答スペクトル】

➤ 三陸沖北部～根室沖の連動モデルの基本ケースについて、断層モデルによる手法を用いた地震動評価結果を示す。

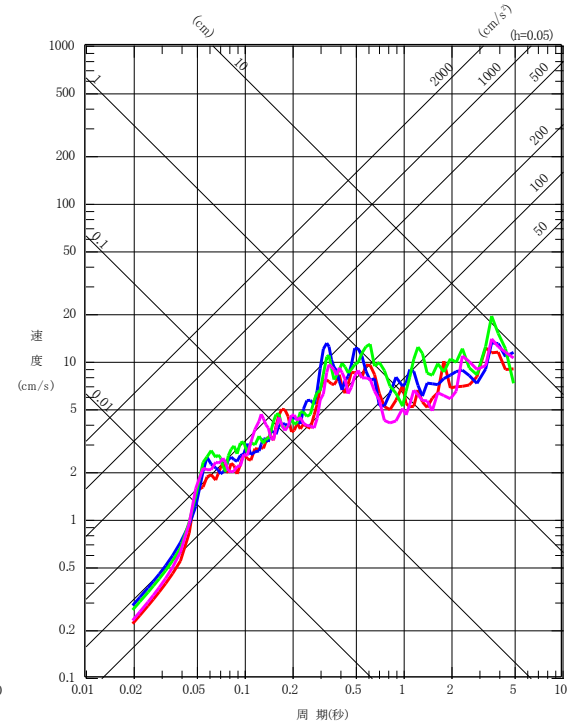
- : 破壊開始点1
- : 破壊開始点2
- : 破壊開始点4
- : 破壊開始点5



NS方向



EW方向



UD方向

三陸沖北部～根室沖の連動モデル 基本ケース 応答スペクトル(PN基準)

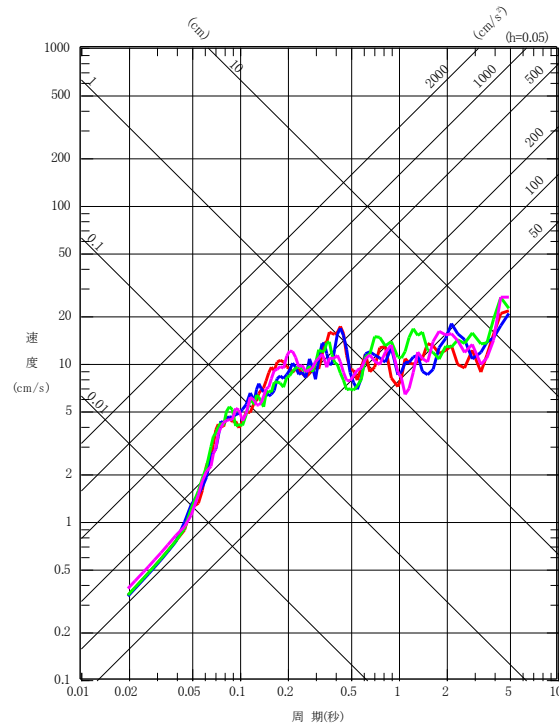
3.1.4 検討用地震の地震動評価

(5)地震動評価結果 ②三陸沖北部～根室沖の連動モデル b. 不確かさケース

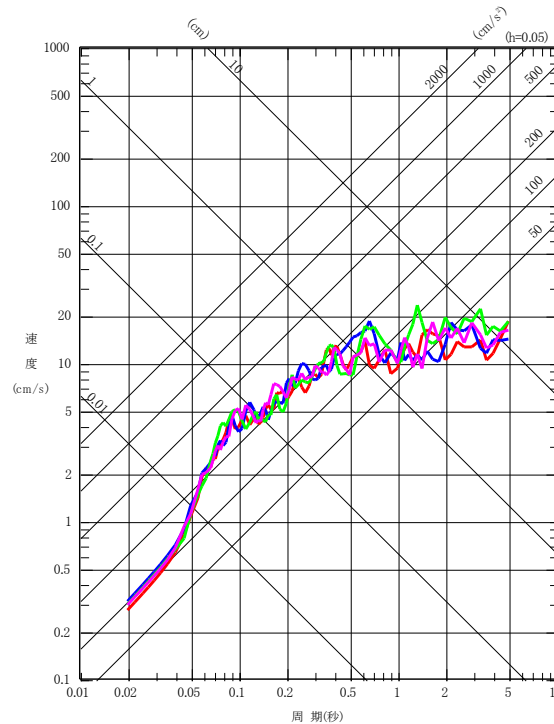
【経験的グリーン関数法 応答スペクトル】

➤ 三陸沖北部～根室沖の連動モデルの不確かさケース(SMGA1を敷地に最も近い位置に設定)について、断層モデルによる手法を用いた地震動評価結果を示す。

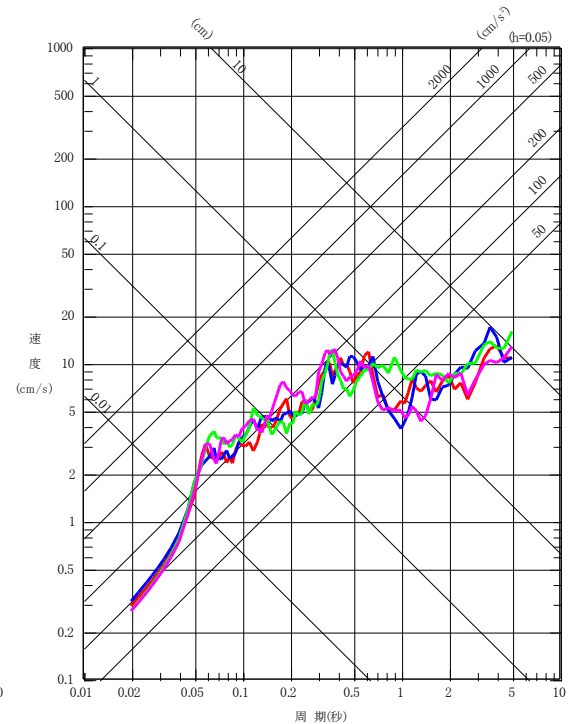
- : 破壊開始点1
- : 破壊開始点2
- : 破壊開始点4
- : 破壊開始点5



NS方向



EW方向



UD方向

三陸沖北部～根室沖の連動モデル 不確かさケース 応答スペクトル(PN基準)

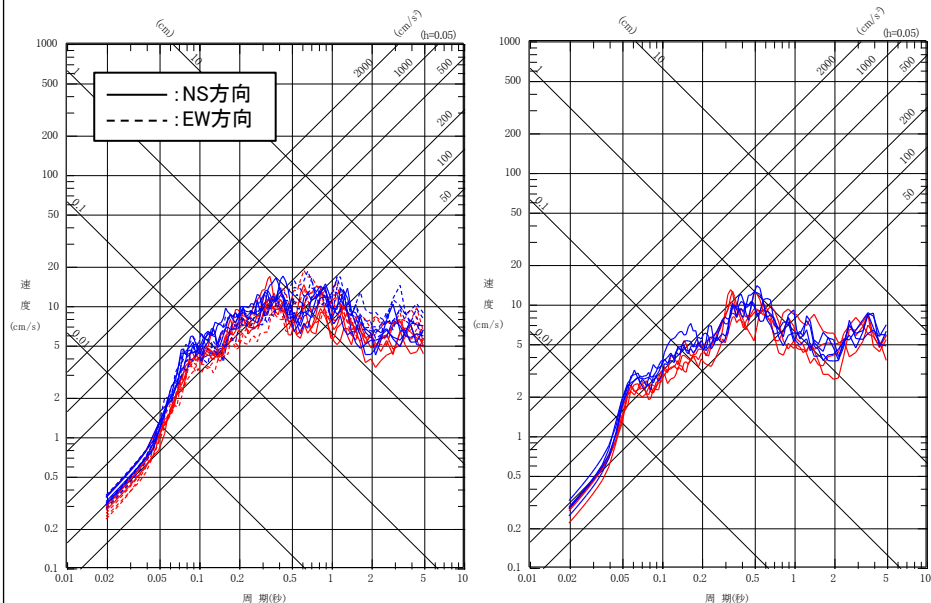
3. 1. 4 検討用地震の地震動評価

(6)まとめ 検討用地震の地震動評価

- 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル及び三陸沖北部～根室沖の連動モデルについて、不確かさを考慮した設定(SMGAの位置の不確かさを考慮したケース)を行い、断層モデルを用いた手法(経験的グリーン関数法)による地震動評価を行った(検討用地震の地震動評価)。

三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル

— :基本ケース(破壊開始点1, 2, 3, 4)
— :不確かさケース(破壊開始点1, 2, 3, 4)

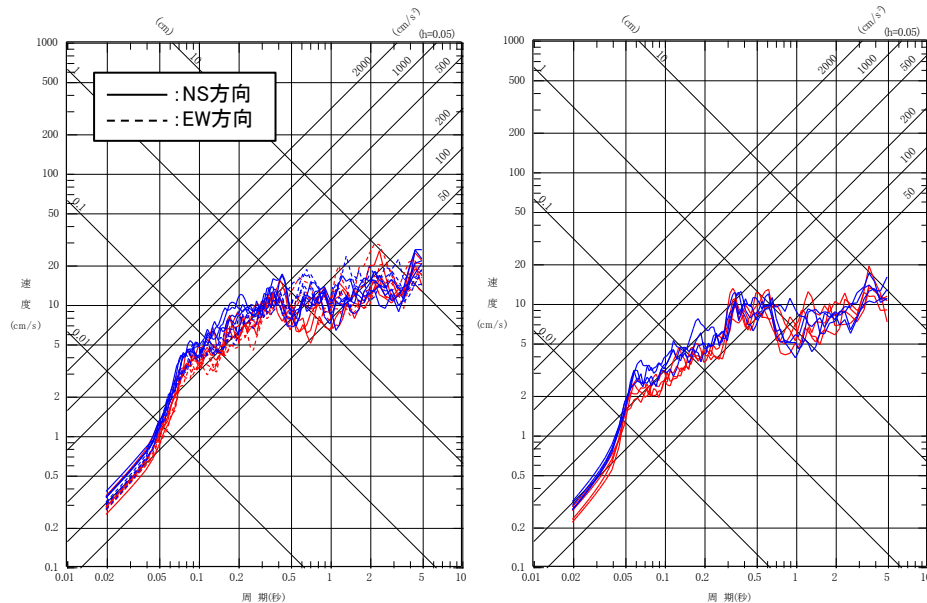


水平方向

鉛直方向

三陸沖北部～根室沖の連動モデル

— :基本ケース(破壊開始点1, 2, 4, 5)
— :不確かさケース(破壊開始点1, 2, 4, 5)



水平方向

鉛直方向

地震動評価結果 応答スペクトル(PN基準)

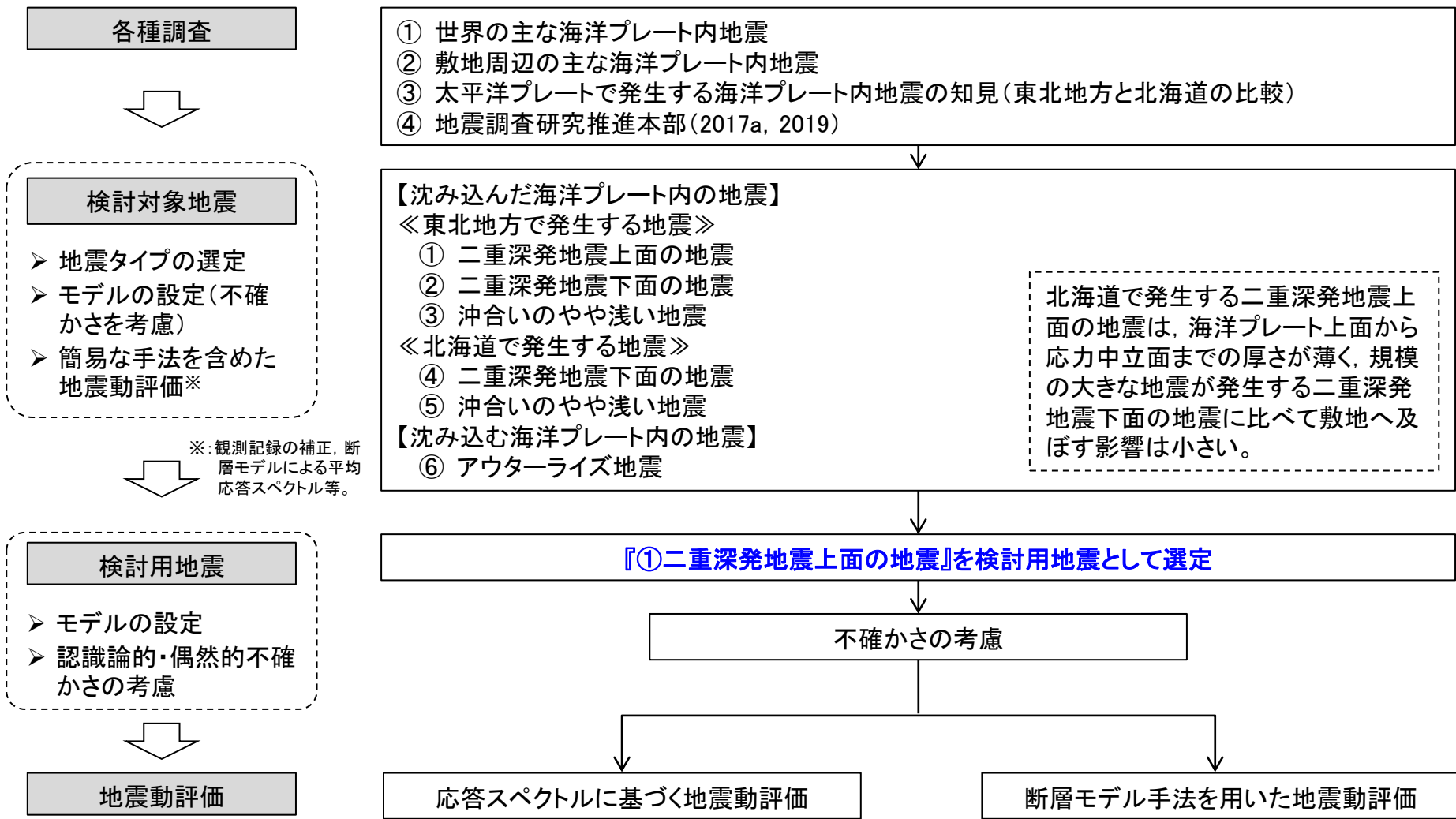
3. 2 海洋プレート内地震

- 3. 2. 1 主な被害地震
- 3. 2. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴
- 3. 2. 3 検討用地震の選定の基本方針
- 3. 2. 4 検討用地震の選定
- 3. 2. 5 検討用地震の地震動評価

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 2 海洋プレート内地震

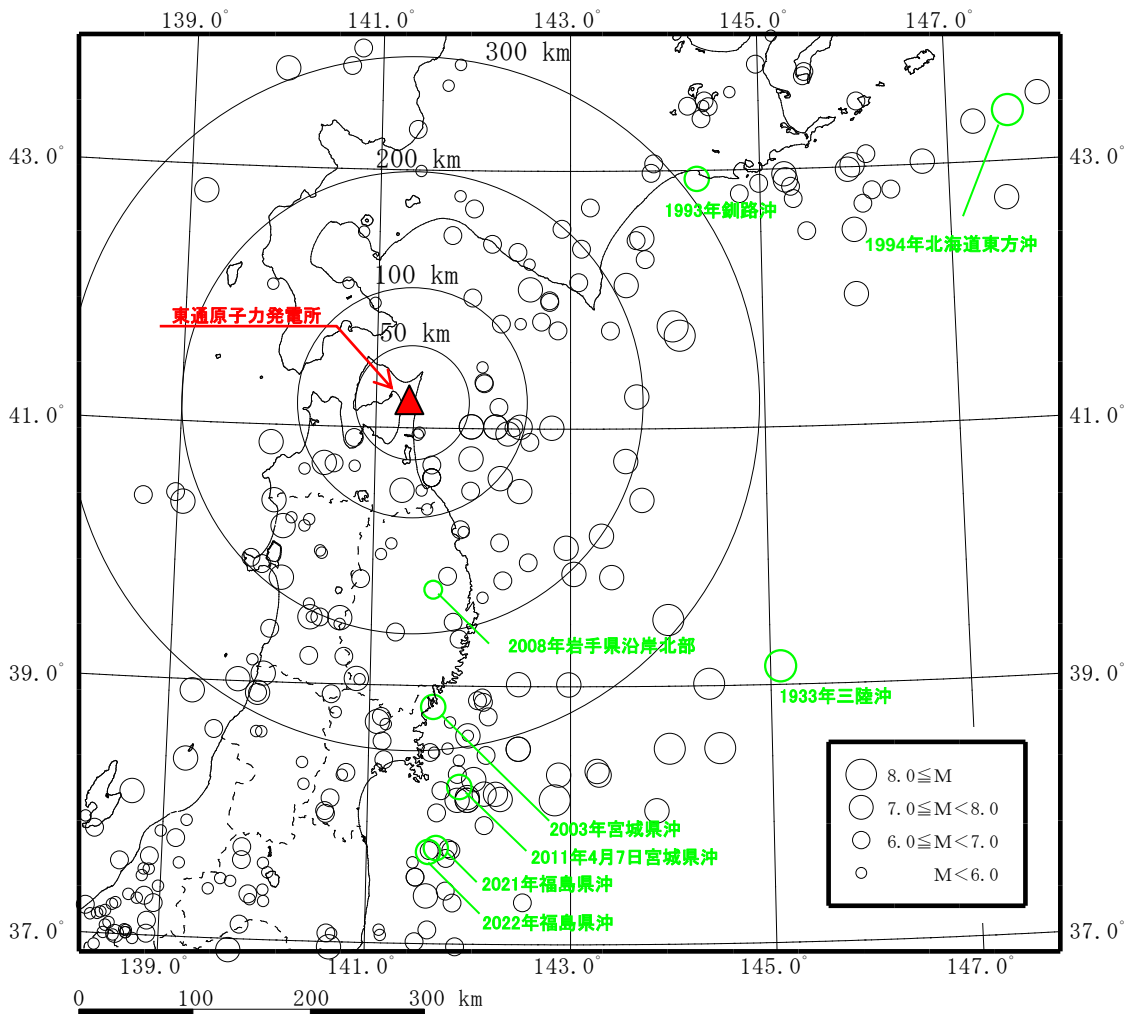
海洋プレート内地震の地震動評価フロー

➤ 海洋プレート内地震の評価フローを以下に示す。



3.2.1 主な被害地震

(1) 敷地周辺における主な被害地震の震央分布



敷地周辺の主な被害地震の分布
(599年～2022年3月)

1918年以前は宇佐美ほか(2013), 1919年以降は気象庁(2020)による。
2021年2月13日福島県沖の地震, 2021年3月20日宮城県沖の地震, 2021年5月1日宮城県沖の地震及び
2022年3月16日福島県沖の地震は, 気象庁震源リスト
(https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/daily_map/index.html)による。

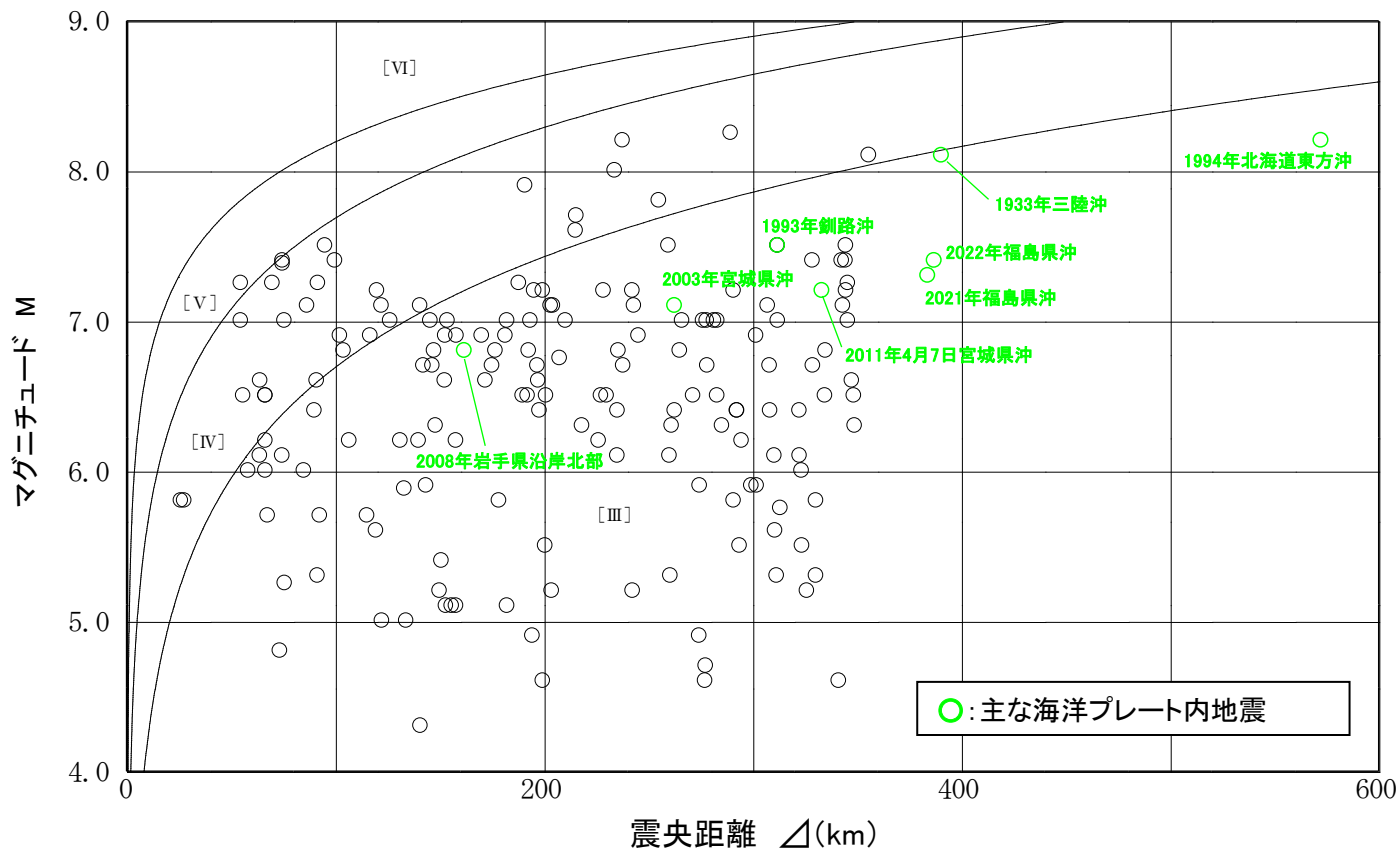
【主な海洋プレート内地震の被害地震】

- 敷地から100km以内では, 海洋プレート内地震の被害地震は知られていない。
- 東北地方では以下の被害地震が発生している。
 - ①二重深発地震上面の地震
 - 2003年5月26日宮城県沖の地震(M7.1)(5.26地震)
 - 2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)(4.7地震)
 - 2021年2月13日福島県沖の地震(M7.3)(2.13地震)
 - 2022年3月16日福島県沖の地震(M7.4)(3.16地震)
 - ②二重深発地震下面の地震
 - 2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)
 - ③日本海溝付近のアウトターライズの地震
 - 1933年三陸沖の地震(M8.1)
- 北海道では以下の被害地震が発生している。
 - ④二重深発地震下面の地震
 - 1993年釧路沖地震(M7.5)
 - ⑤沖合いのやや浅い地震
 - 1994年北海道東方沖地震(M8.2)

3. 2. 1 主な被害地震

(2) 敷地周辺の主な被害地震のM-Δ図

- 敷地周辺の主な被害地震による敷地への影響を検討するため、敷地周辺で発生した主な被害地震のM(マグニチュード)-Δ(震央距離)図を示す。なお、遠方ではあるものの地震規模が大きい1933年三陸沖の地震, 1994年北海道東方沖地震についても示す。
- 村松(1969), 勝又・徳永(1971)の震度(気象庁旧震度階級)の区分によると、海洋プレート内地震の被害地震による敷地の震度は、[Ⅲ]以下である。



※: 2011年東北地方太平洋沖地震のMとΔは、神田ほか(2012)による震度インバージョンによる値(M8.1, Δ=356km)を用いた。

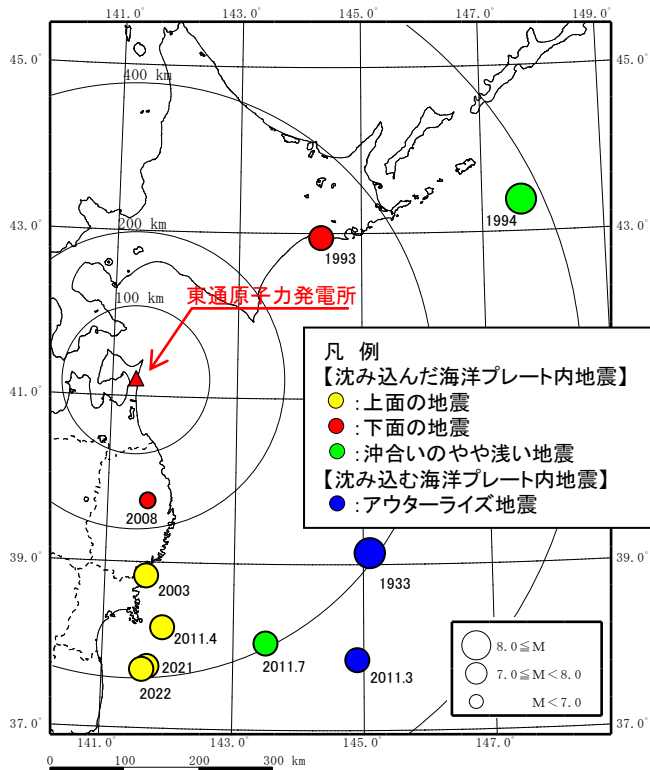
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(1) 敷地周辺の主な海洋プレート内地震

- 東北地方から北海道では、海溝から陸側に向かって沈み込んだ海洋プレート内で発生する地震は、二重深発地震を形成している。
- 東北地方(東北日本弧)では、下面(Down-dip Extensionの地震、以下「DE型」という。)に比べて上面(Down-dip Compressionの地震、以下「DC型」という。)の活動が活発で、M7クラスの地震が発生しており、その最大規模は2022年福島県沖の地震(M7.4)(3.16地震)である。一方、下面(DE型)ではM7を超える地震は発生しておらず、その最大規模は2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)である。沖合のやや浅い地震としては2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)が最大である。
- 北海道(千島弧)では上面(DC型)に比べ下面(DE型)の活動が活発で、最大規模としては1993年釧路沖地震(M7.5)がある。また、沖合のやや浅い地震として、1994年北海道東方沖地震(M8.2)がある。
- アウターライズ地震としては、1933年三陸沖の地震(M8.1)が発生している。

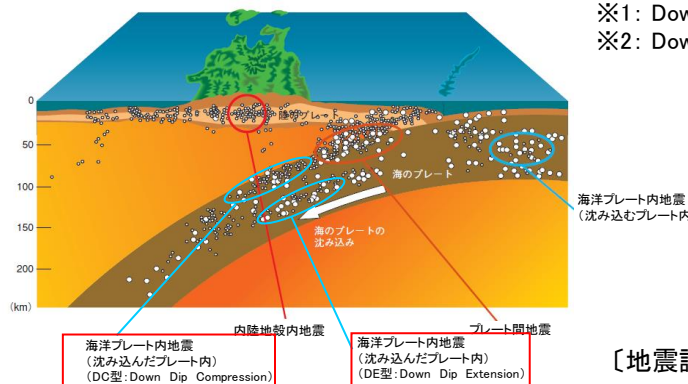
敷地周辺の主な海洋プレート内地震



主な海洋プレート内地震の震央分布

※:地震諸元は気象庁による

| 地震タイプ | | 東北地方(東北日本弧) | 北海道(千島弧) |
|------------------------------|------------------------|--|---------------------|
| 海洋プレート沈み込んだ内地震 | 二重深発地震 上面の地震(DC型※1) | 2003年宮城県沖の地震(M7.1) 2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2) 2021年福島県沖の地震(M7.3) 2022年福島県沖の地震(M7.4) | (規模の大きな地震は知られていない) |
| | 二重深発地震 下面の地震(DE型※2) | 2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8) | 1993年釧路沖地震(M7.5) |
| | 沖合いのやや浅い地震 | 2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3) | 1994年北海道東方沖地震(M8.2) |
| 沈み込む海洋プレート内地震 (アウターライズ地震) | | 1933年三陸沖の地震(M8.1) 2011年3月11日三陸沖の地震(M7.5) | (規模の大きな地震は知られていない) |



※1: Down-dip Compressionの地震
※2: Down-dip Extensionの地震

地震発生タイプの模式図

[地震調査研究推進本部(2017b)に一部加筆]

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 2 海洋プレート内地震

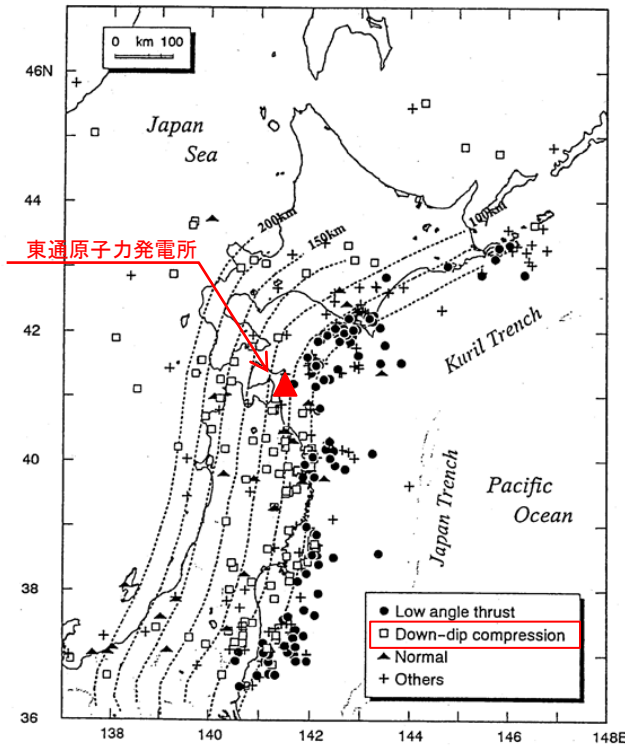
3. 2. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震

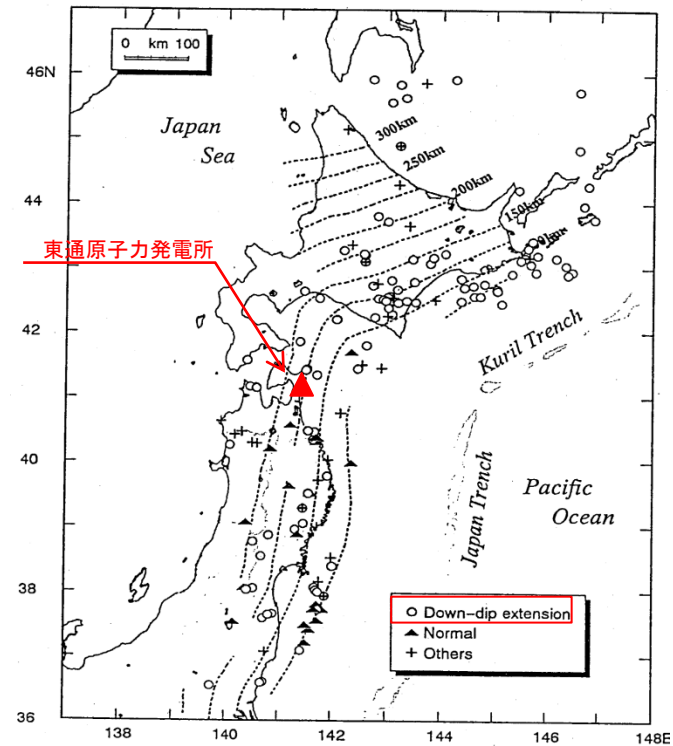
Kosuga et al.(1996)では、東北地方と北海道では二重深発地震の上面及び下面の活動に違いがあることを示している。

【Kosuga et al.(1996)】

- ◆ 東北地方では、海洋プレート上面で発生するDown-dip compressionの地震が優勢である。
- ◆ 北海道では、海洋プレート下面で発生するDown-dip extensionの地震が優勢である。



二重深発地震上面の地震



二重深発地震下面の地震

Fig. 6 (continued).

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

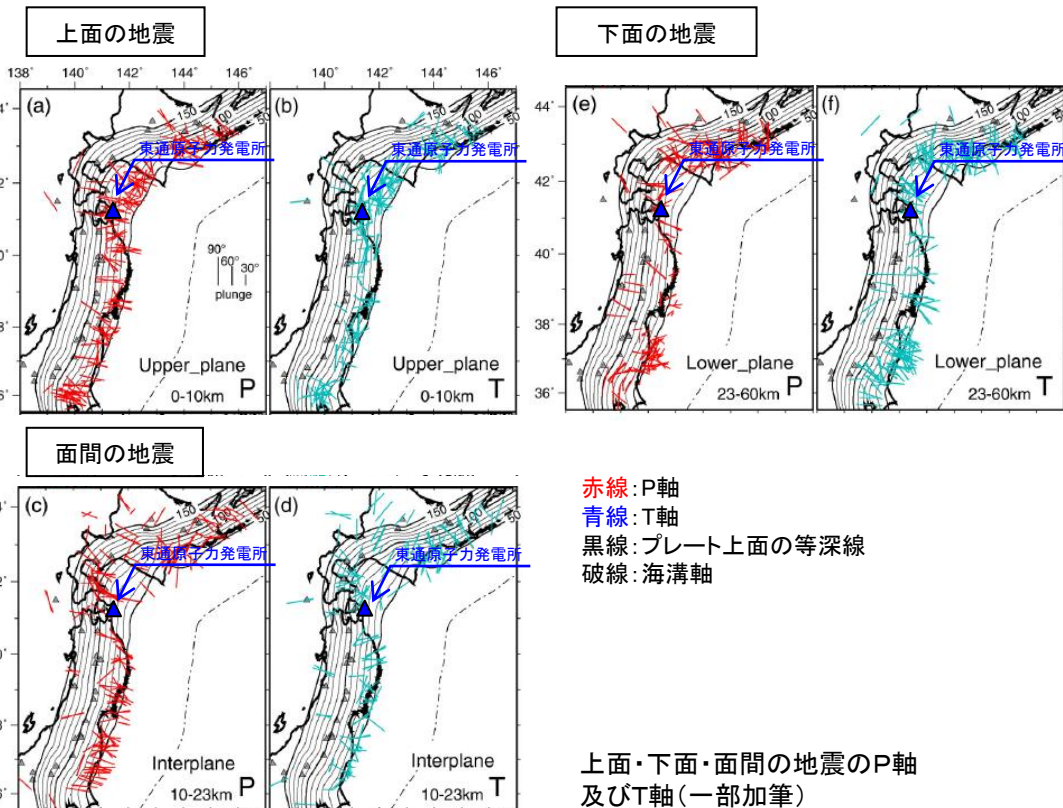
3.2.2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震

Kita et al.(2010)を踏まえると、Down-dip Extension(DE)の応力場が広い北海道では、東北地方に比べて規模の大きな下面の地震が発生する可能性があると考えられる。

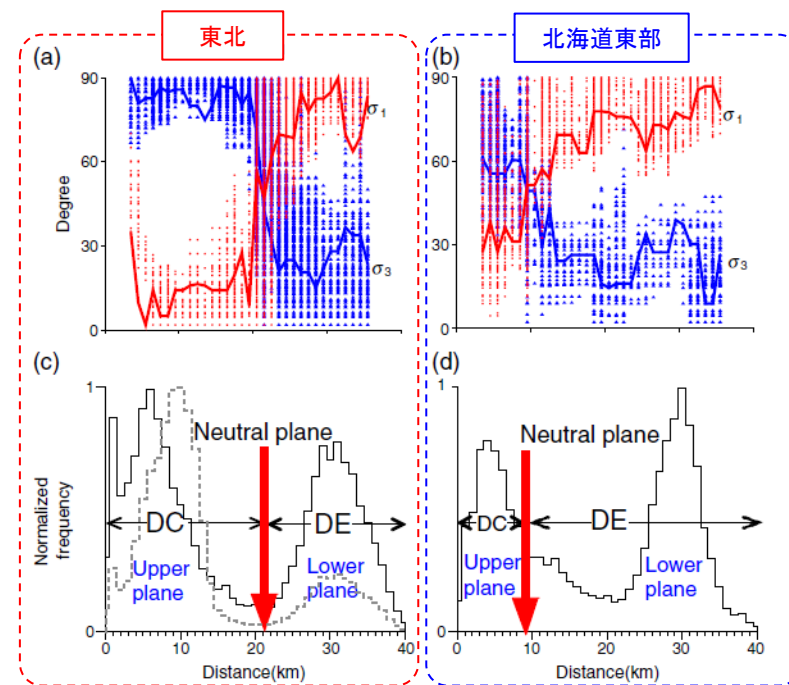
【Kita et al.(2010)】

- ◆ 東北地方も北海道も、上面の地震活動はP軸(DC型)が卓越、下面の地震はT軸(DE型)が卓越する傾向がある。ただし、北海道東部では、上面の地震活動は、東北地方と比べて顕著ではない。
- ◆ 面間地震は、東北地方ではP軸(DC型)が、北海道東部ではT軸(DE型)が卓越する傾向がある。
- ◆ 応力中立面は、東北地方では海洋プレート上面から深さ21km付近、北海道東部では海洋プレート上面から深さ9km付近である。



赤線: P軸
青線: T軸
黒線: プレート上面の等深線
破線: 海溝軸

上面・下面・面間の地震のP軸及びT軸(一部加筆)



応力テンソルインバージョンの結果

(a)東北地方及び(b)北海道東部における最大主応力軸(赤線)及び最小主応力軸(青線)と海洋プレートの傾斜方向となす角。海洋プレート表面からの距離を横軸にして示す。
(c)東北地方及び(d)北海道東部における海洋プレート内地震の発生頻度分布。海洋プレート表面からの深さを横軸。推定された応力中立軸を赤矢印で示す。

3. 2. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震 ① 応力中立面が異なる原因

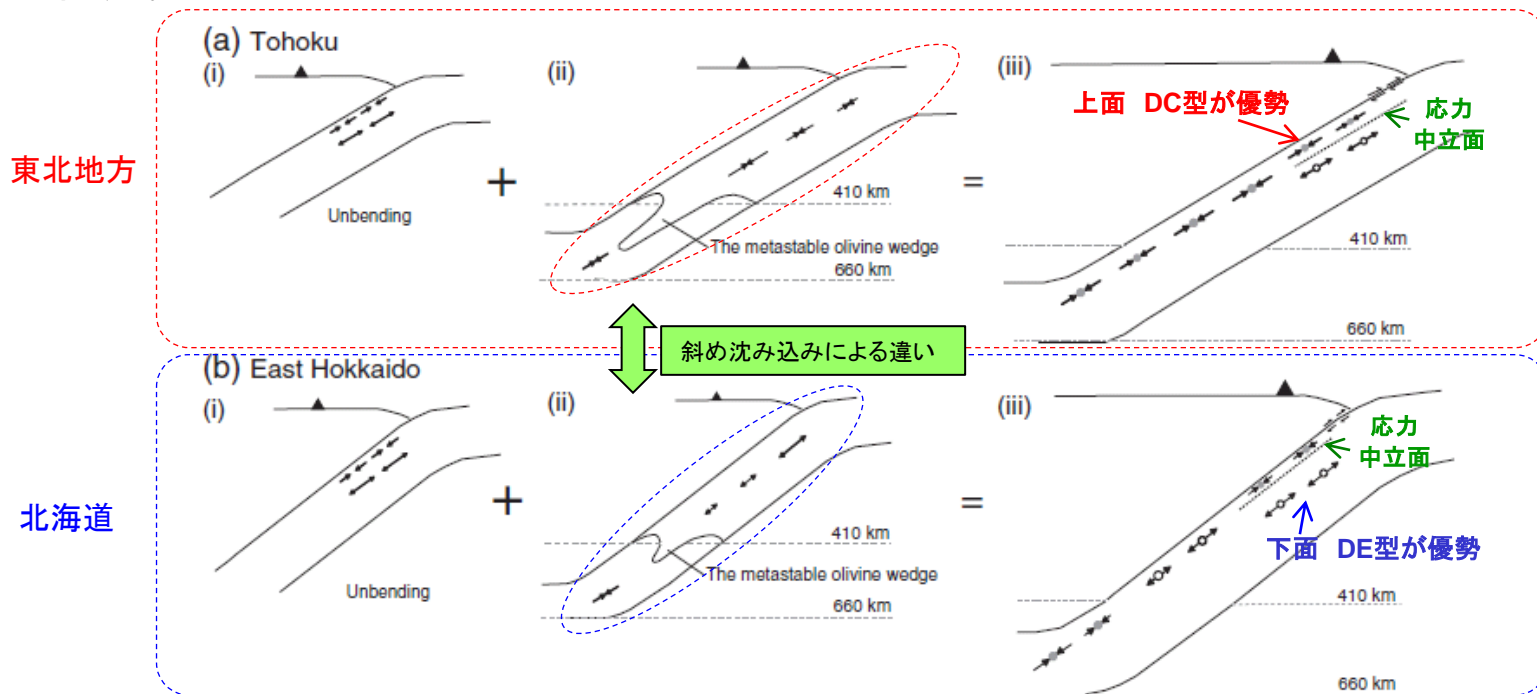
Kita et al.(2010)では、東北地方と北海道の海洋プレート内地震の発生様式の特徴が違う原因として、北海道における太平洋プレートの斜め沈み込みを指摘している。

【Kita et al.(2010)】

- ◆ Unbendingによる応力は、東北地方と北海道で違いはないが、浮力※1による応力に違いがあることから、二種類の応力の重ね合わせで、応力中立面の位置に違いが現れると推定される。
- ◆ 応力中立面の位置が異なる原因は、北海道下で太平洋プレートが斜め沈み込みをしていることによる熱パラメータ※2の値の違いにあると推定される。

※1: 準安定オリビン相が410km不連続面を超えて深くまで及ぶと、周囲のマントルより密度が小さいため浮力が働く。

※2: 鉛直方向のプレートの沈み込み速度とプレート年齢を乗じたもので、それが大きいほど沈み込んだ海洋プレート、すなわち海洋プレートの中心部の温度が低いことに対応する。



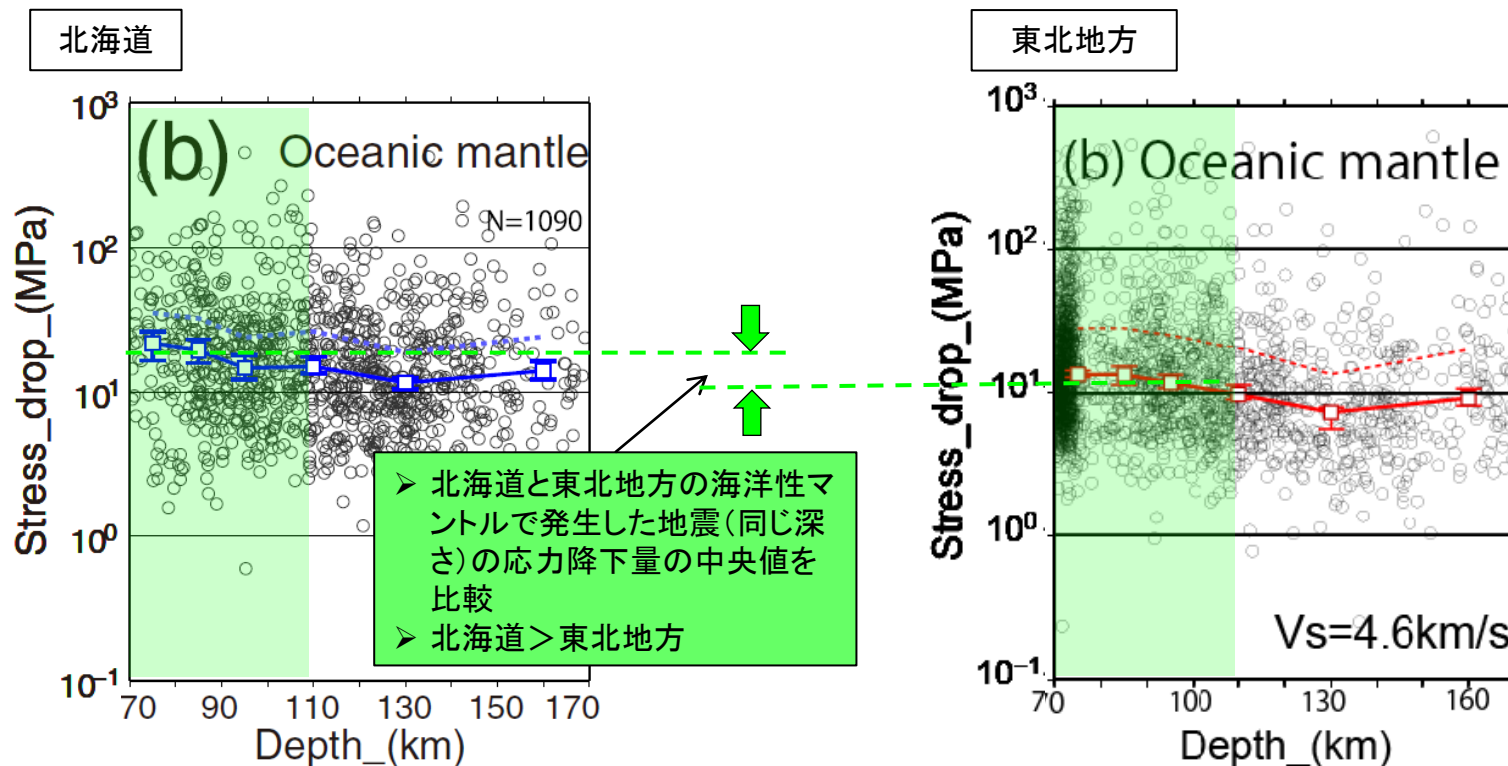
応力中立面位置の違いの原因[Kita et al.(2010)に一部加筆]

3. 2. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震 ② 応力降下量の違い

北海道下で発生した1726個の海洋プレート内地震($2.0 < M < 5.0$)の応力降下量[Kita and Katsumata(2015)], 東北地方下で発生した約5000個の海洋プレート内地震($2.0 < M < 5.0$)の応力降下量[北(2016)]の比較から以下の傾向が確認される。

- ① 北海道と東北地方では、海洋プレート内地震の応力降下量の中央値に違いが見られる。
- ② 東北地方に比べて北海道の海洋プレート内地震の応力降下量は大きい傾向がある。



北海道の海洋プレート内地震の応力降下量
[Kita and Katsumata(2015)に一部加筆]

東北日本の海洋プレート内地震の応力降下量
[北(2016)に一部加筆]

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 2 海洋プレート内地震

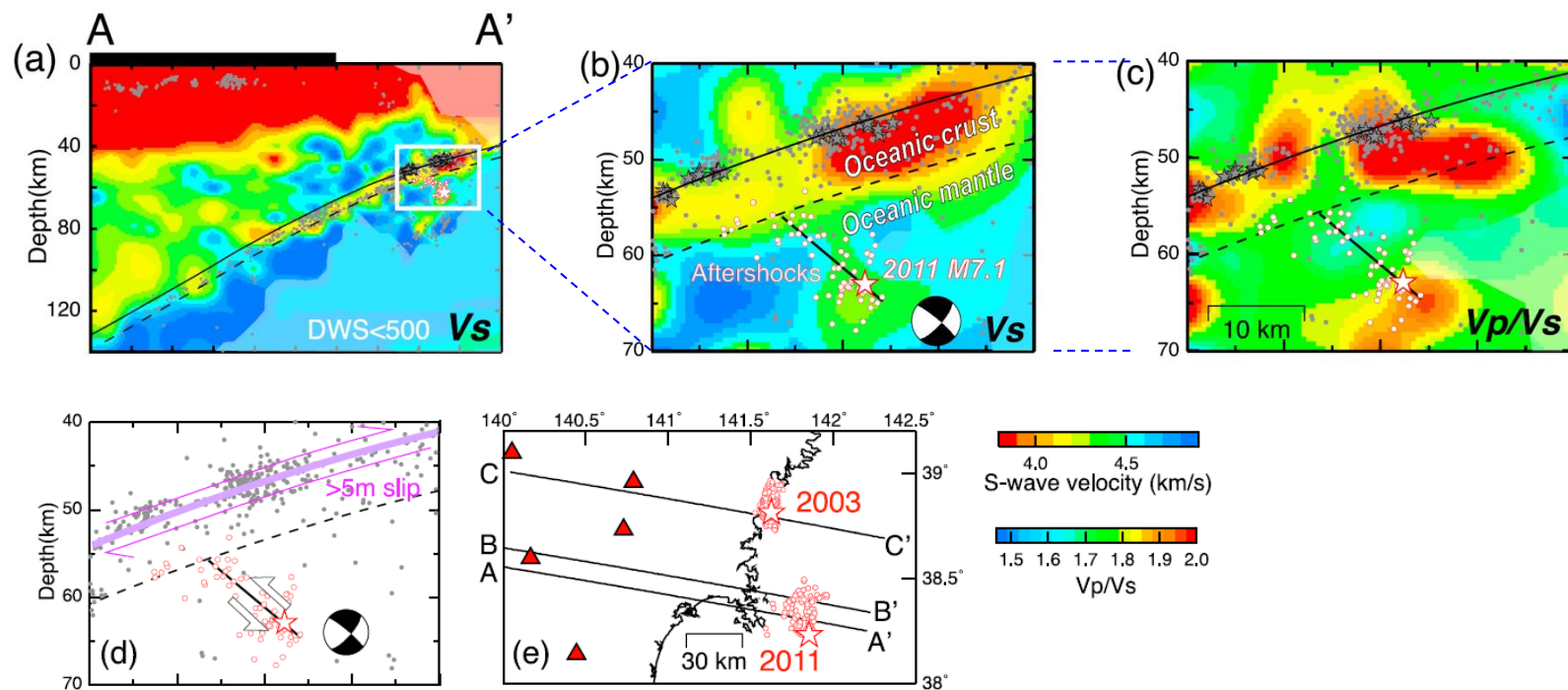
3. 2. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(3) 二重深発地震上面の地震 ①2011年4月7日宮城県沖の地震

Nakajima et al.(2011)では、4.7地震(M7.2)は低速度の領域で発生していることを示している。

【Nakajima et al.(2011)】

- ◆ M7.1 (注: 気象庁の確定値はM7.2)の地震の震源域における詳細な速度構造を推定したところ、海洋性マントルが低速度になっている領域で余震が発生している。M7.1の地震は海洋性マントル最上部の低速度域内で発生したことを示している。
- ◆ 余震の並びとプレート境界とのなす角は約60度であり、アウターライズで生成された含水化した正断層が再活動し、M7.1の地震を発生させたことが示唆される。



4.7地震の震源域周辺のS波速度構造等の鉛直分布図[Nakajima et al.(2011)に一部加筆]
白丸は再決定した余震。黒の太線はメカニズム解から推定した断層面。黒実線はプレート境界。破線は海洋プレートモホ面。

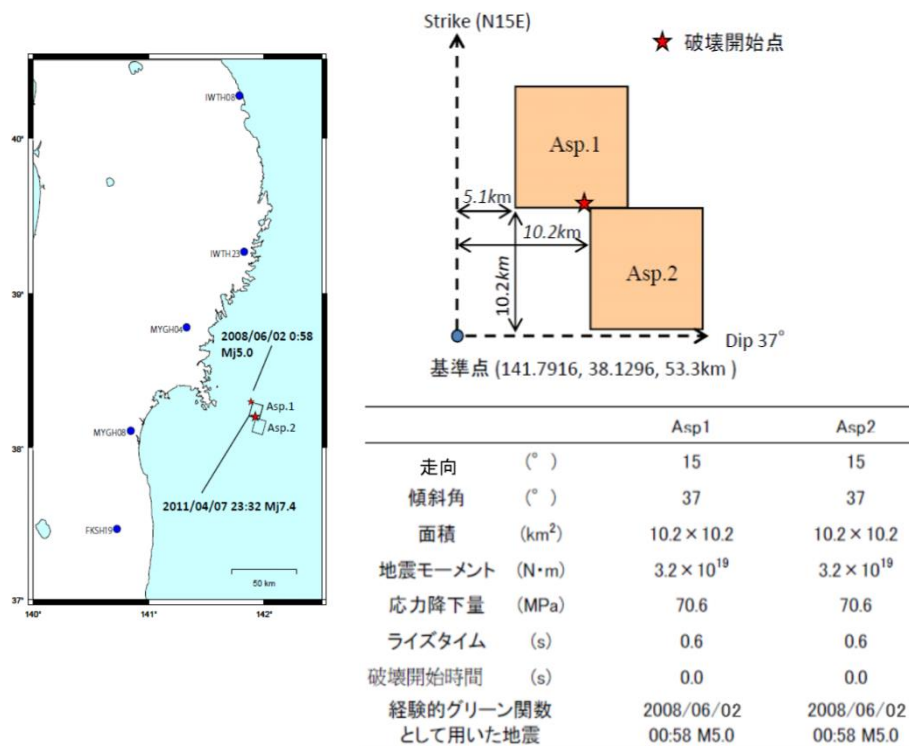
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 2 海洋プレート内地震

3. 2. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(3) 二重深発地震上面の地震 ①2011年4月7日宮城県沖の地震

- 原田・釜江(2011)による4.7地震の短周期レベルは, 地震調査研究推進本部(2020)による海洋プレート内地震の地震モーメント(M_0)－短周期レベル(A)の関係と比較して約1.5倍大きい。

【原田・釜江(2011)】



原田・釜江(2011)による4.7地震の震源モデル

4.7地震の短周期レベル(A)

| モデル | 断層パラメータ | 地震モーメント M_0 (N·m)※ | 短周期レベル A (N·m/s ²) |
|--|---------|-----------------------|--------------------------------|
| 4.7地震 シミュレーションモデル [原田・釜江(2011)] | | 4.74×10^{19} | 1.16×10^{20} |
| (参考) 標準レシポ: 地震調査研究推進本部 (2020)(強震動予測レシ ピ)の短周期レベルA | | 4.74×10^{19} | 7.67×10^{19} |

約1.5倍

※: F-netによる。

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 2 海洋プレート内地震

3. 2. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

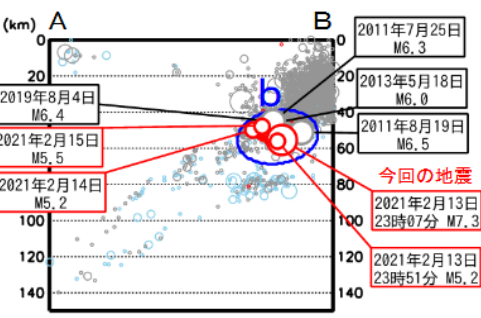
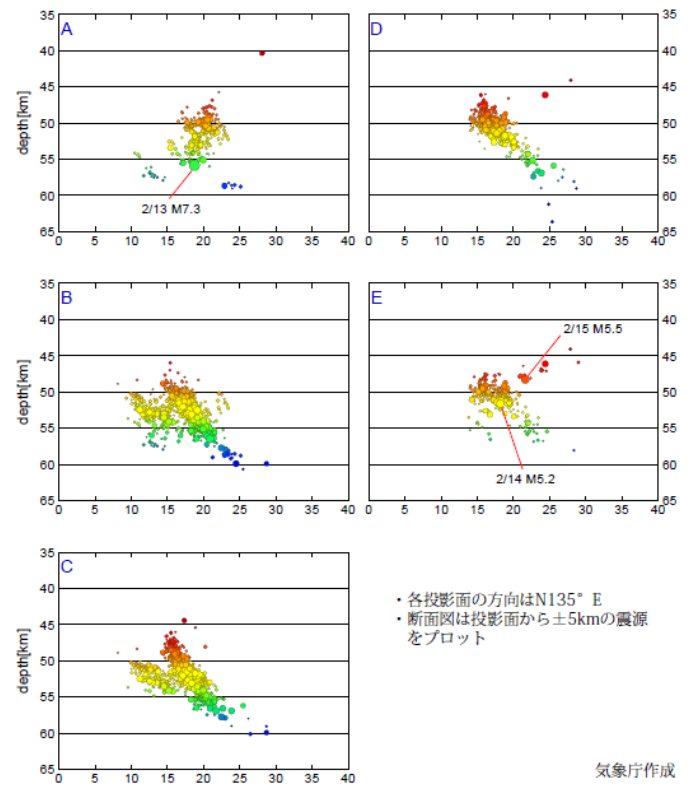
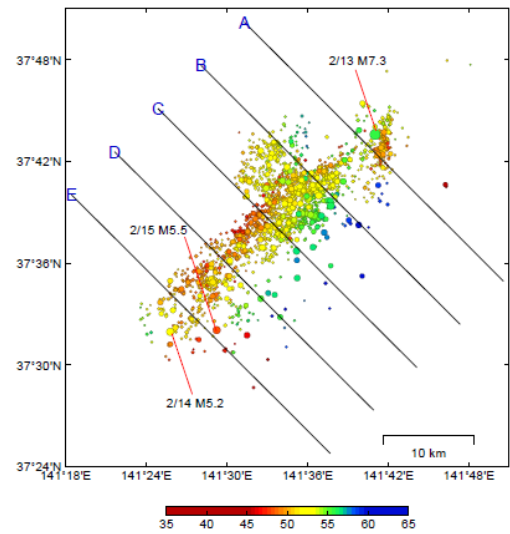
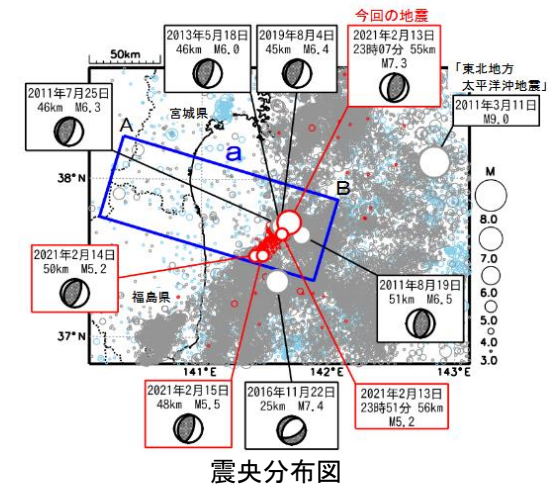
(3) 二重深発地震上面の地震 ②2021年2月13日福島県沖の地震

- 地震調査研究推進本部では、2.13地震はDC型の海洋プレート内地震としている。
- また、震源分布から、東傾斜の断層面がうかがえる。

【地震調査研究推進本部(2021)】HPより引用(下線を加筆)

〈https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2021/20210213_fukushima_2.pdf〉

『2月13日23時07分に福島県沖の深さ約55kmでマグニチュード(M)7.3の地震が発生した。今回の地震により宮城県及び福島県で最大震度6強を観測し、被害を伴った。この地震の発震機構は西北西-東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で、太平洋プレート内部で発生した地震である。』



領域aの震源深さ分布

震央分布

断层面図

DD法による再計算震源分布

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 2 海洋プレート内地震

3. 2. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

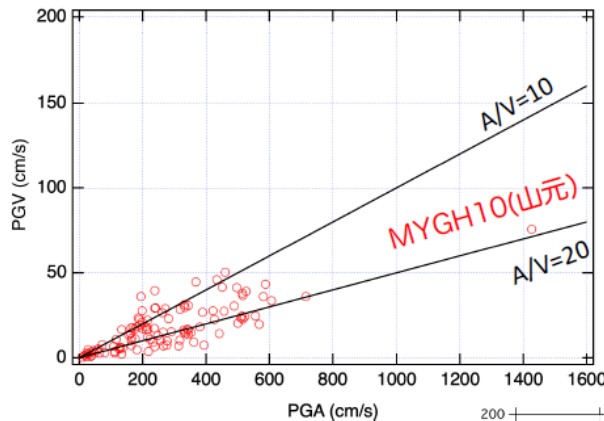
(3) 二重深発地震上面の地震 ②2021年2月13日福島県沖の地震

- 大野(2021)は、2.13地震の最大加速度／最大速度比(A/V比)は、概ね10～20の範囲に分布し、短周期が卓越していることを指摘している。
- また、同様のメカニズムを持つ二重深発地震上面の地震である4.7地震についても併せてA/V比を示しており、2.13地震に比べ4.7地震の方がA/V比は大きいことを示している。

【大野(2021)】

東北大学災害科学国際研究所HPより引用

<https://irides.tohoku.ac.jp/research/prompt_investigation/2021fukushima-eq.html>



PGV-PGA関係

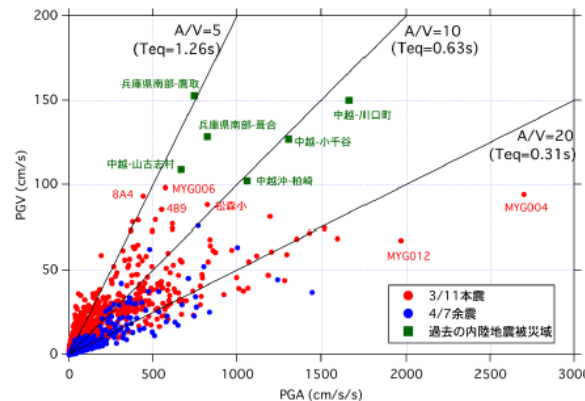
A/V比が大きい
=短周期卓越

2021年2月13日
福島県沖の地震

2.13地震の特徴

『最大加速度／最大速度比が大きく、短周期卓越型の記録が多い。』

過去の被害地震



図中の最大加速度(PGA)及び最大速度(PGV)は水平2方向の最大値

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

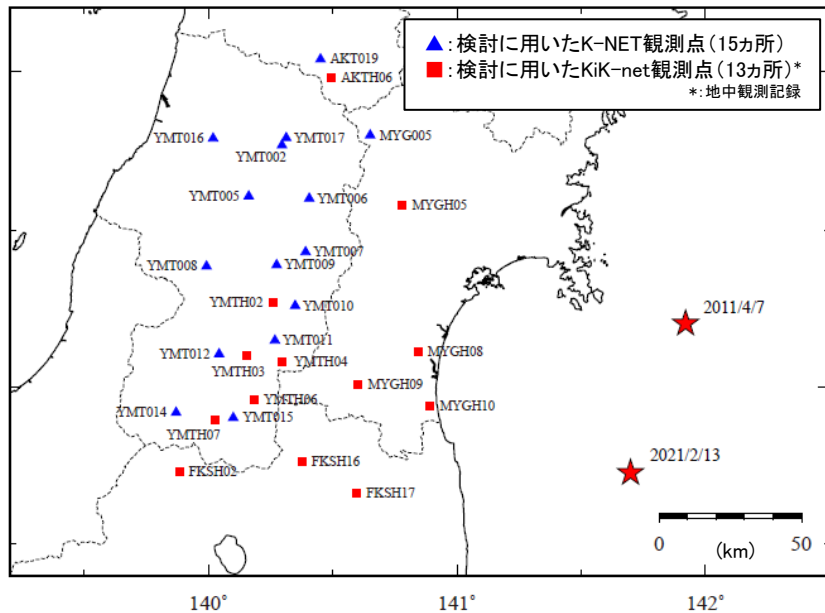
3.2.2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(3) 二重深発地震上面の地震 ②2021年2月13日福島県沖の地震

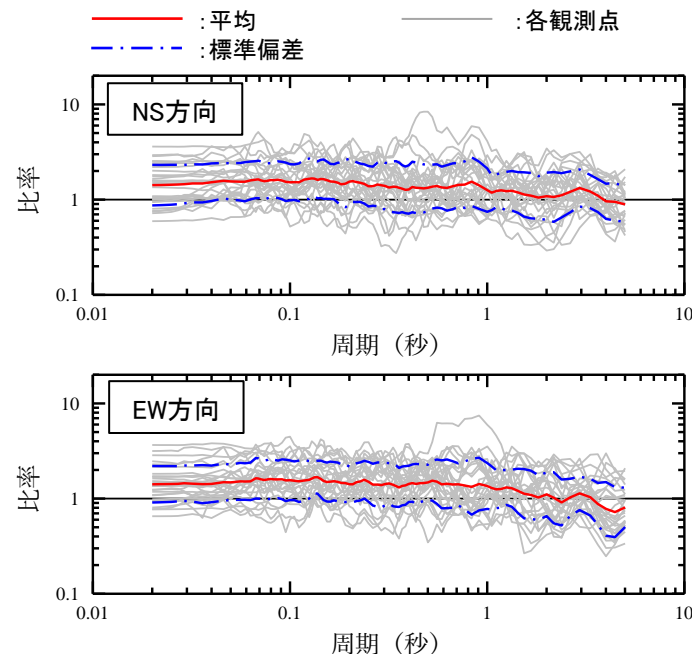
- 前頁の大野(2021)で示された傾向(4.7地震は2.13地震に比べて短周期が卓越)を応答スペクトルの特性で確認した。検討は、両地震の記録が得られているK-NET及びKiK-net観測点のそれぞれの地震におけるNoda et al.(2002)に対する残差を算定し、残差の比を全観測点について平均することにより求めた。

$$2.13地震に対する4.7地震のNoda et al.(2002)の残差の比 = \frac{4.7地震の観測記録の応答スペクトル / 4.7地震のNoda et al.(2002)の応答スペクトル}{2.13地震の観測記録の応答スペクトル / 2.13地震のNoda et al.(2002)の応答スペクトル}$$

- 地震動の大きさは、震源特性(マグニチュード、短周期レベル等)、伝播特性、サイト特性の影響を受けるが、マグニチュードの大きさの違い及び伝播経路の距離の違いはNoda et al.(2002)で補正した上で比較する。また、伝播経路の違いの影響を出来るだけ排除するために、観測点は震央距離200km以内で両地震に対し同程度の距離の地点を選定した。また、そのため、各観測点の地震動の揺れの大きさも両地震では概ね同程度になることから、残差の比におけるサイトの非線形性の影響も小さいものになっている。
- 検討結果は、短周期～中周期では4.7地震が大きく、長周期は2.13地震が大きい傾向となっており、各地の応答スペクトルからも大野(2021)と同様に4.7地震の短周期が2.13地震に比べて卓越する傾向を確認した。この傾向は、主に震源の特性(短周期レベル)が反映されたものと考えられる。



検討に用いた観測点の配置図



Noda et al.(2002)の残差の比(4.7地震/2.13地震)

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 2 海洋プレート内地震

3. 2. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

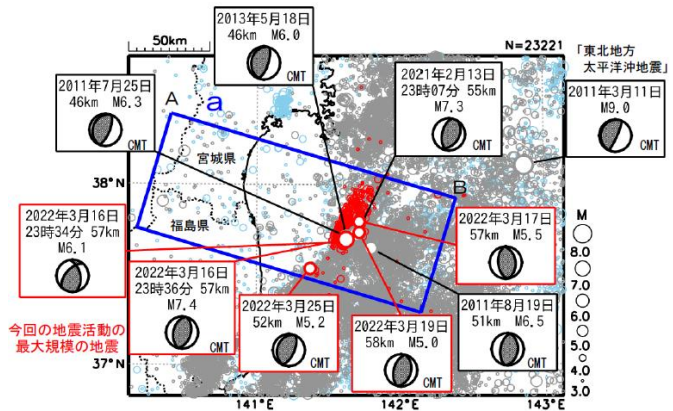
(3) 二重深発地震上面の地震 ③2022年3月16日福島県沖の地震

- 地震調査研究推進本部では、3.16地震はDC型の海洋プレート内地震としている。
- また、震源分布から、東傾斜の断層面がうかがえる。

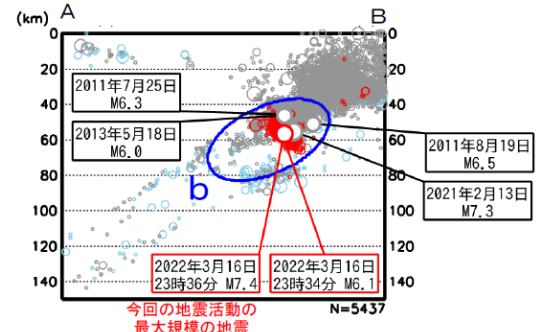
【地震調査研究推進本部(2022)】HPより引用(下線を加筆)

〈https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2022/20220316_fukushima_2.pdf〉

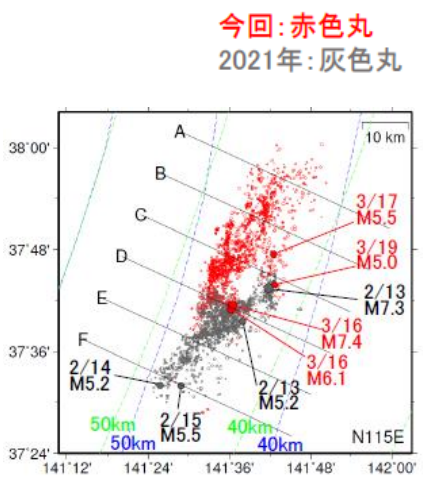
『3月16日23時36分に福島県沖の深さ約55kmでマグニチュード(M)7.4の地震が発生した。この地震により宮城県及び福島県で最大震度6強を観測し、被害を伴った。また、宮城県では長周期地震動階級4を観測した。この地震の発震機構は西北西-東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で、太平洋プレート内部で発生した地震である。』



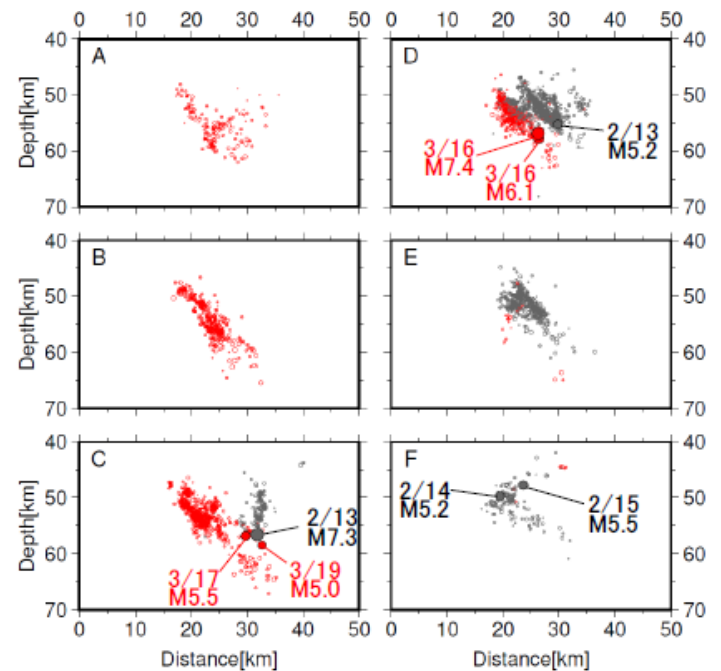
震央分布図



領域aの震源深さ分布



震央分布



断面図

DD法による再計算震源分布

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(3) 二重深発地震上面の地震 ③2022年3月16日福島県沖の地震

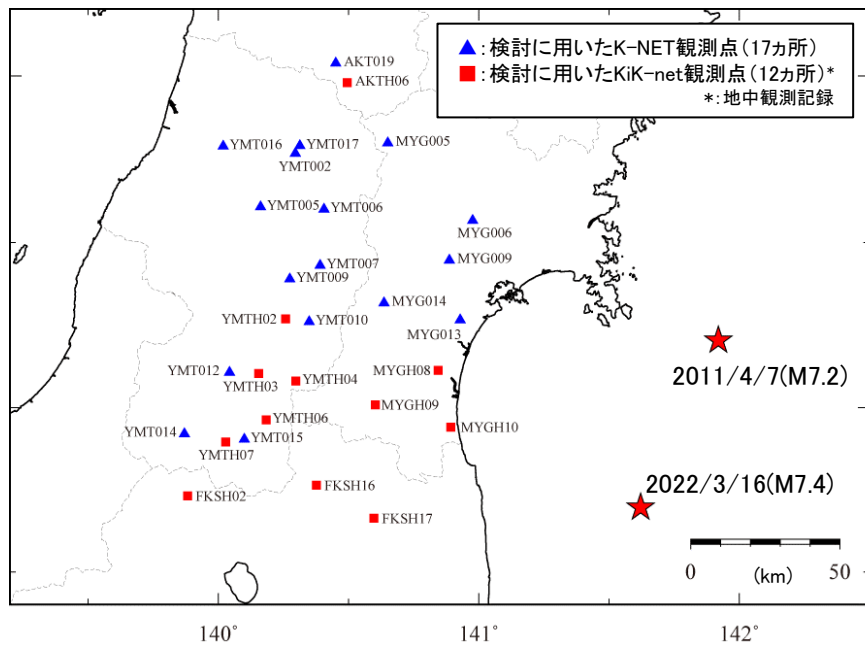
- 地震動の大きさ(短周期レベル)について応答スペクトルの特性で概略的な確認をした。検討は、両地震の記録が得られているK-NET及びKiK-net観測点の観測記録を用いて、それぞれの地震におけるNoda et al.(2002)に対する残差を算定し、残差の比を全観測点について平均することにより求めた。

4.7地震の観測記録の応答スペクトル / 4.7地震のNoda et al.(2002)の応答スペクトル

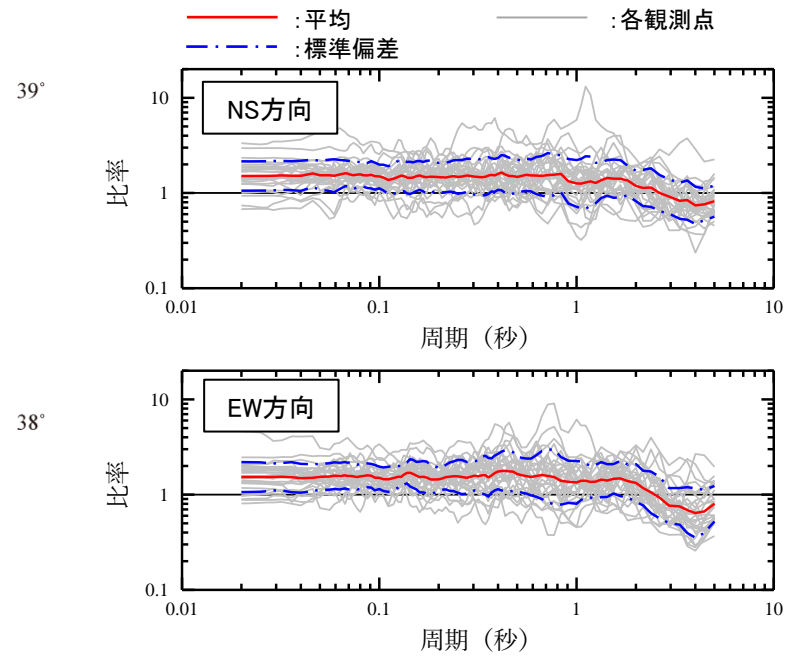
3.16地震に対する4.7地震のNoda et al.(2002)の残差の比 =

3.16地震の観測記録の応答スペクトル / 3.16地震のNoda et al.(2002)の応答スペクトル

- 地震動の大きさは、震源特性(マグニチュード、短周期レベル等)、伝播特性、サイト特性の影響を受けるが、マグニチュードの大きさの違い及び伝播経路の距離の違いはNoda et al.(2002)で補正した上で比較する。また、経路の違いの影響を出来るだけ排除するために、観測点は震央距離200km以内で両地震に対して同程度の距離の地点を選定した。
- 検討結果は、短周期～中周期では4.7地震が大きく、長周期は3.16地震が大きい傾向となっており、この傾向は、主に震源の特性(短周期レベル)が反映されたものと考えられる。



検討に用いた観測点の配置図



Noda et al.(2002)の残差の比(4.7地震/3.16地震)

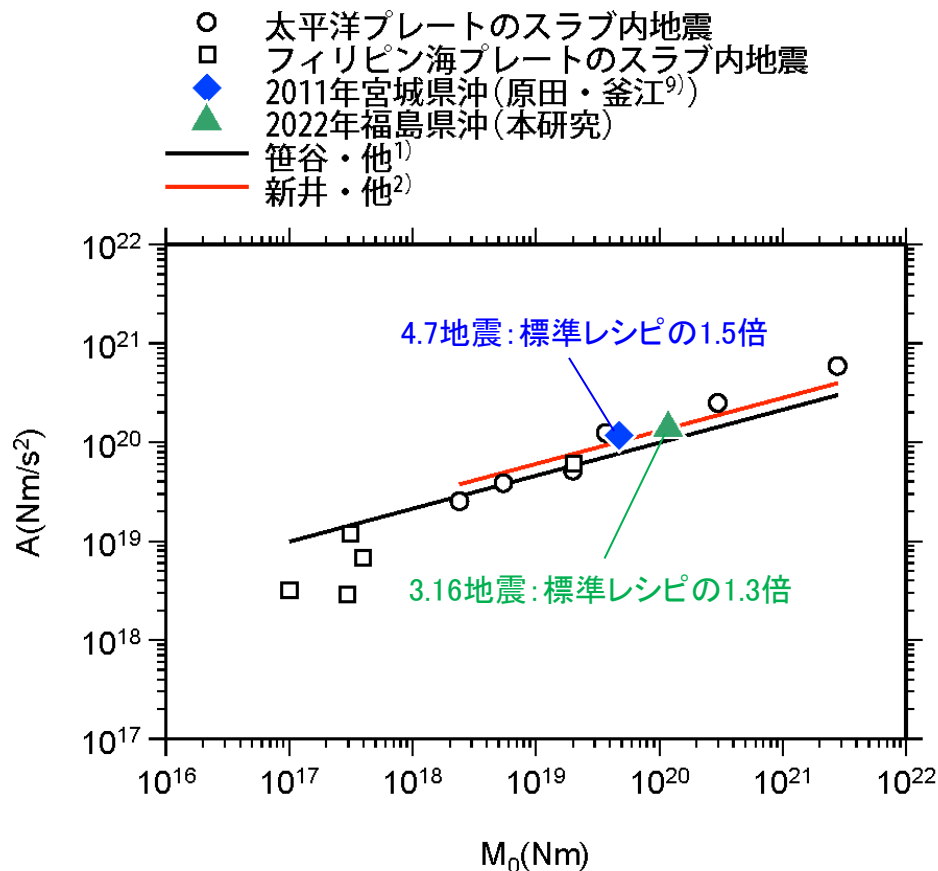
3. 2. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(3) 二重深発地震上面の地震 ③2022年3月16日福島県沖の地震

S236

- 新井ほか(2022)では, 3.16地震のSMGAモデルの短周期レベルを過去の地震及びスケーリング則と比較している。3.16地震の短周期レベル(図中:2022年福島県沖)は標準レシピ※の約1.3倍となり, 4.7地震(図中:2011年宮城県沖)の比率(約1.5倍)より小さい。
- 芝(2022)においても3.16地震の短周期レベルが求められており, スケーリング則との比率は4.7地震より小さい。(補足説明資料3章 1. 2参照)
- 東北地方(東北日本弧)の二重深発地震上面の地震で短周期レベル(M_0 -A関係)が最も大きい地震は4.7地震である。

※: 標準レシピ: 地震調査研究推進本部(2020)(強震動予測レシピ)で参照している笹谷ほか(2006)の短周期レベル



地震モーメント(M_0)と短周期レベル(A)の関係[新井ほか(2022)に一部加筆]

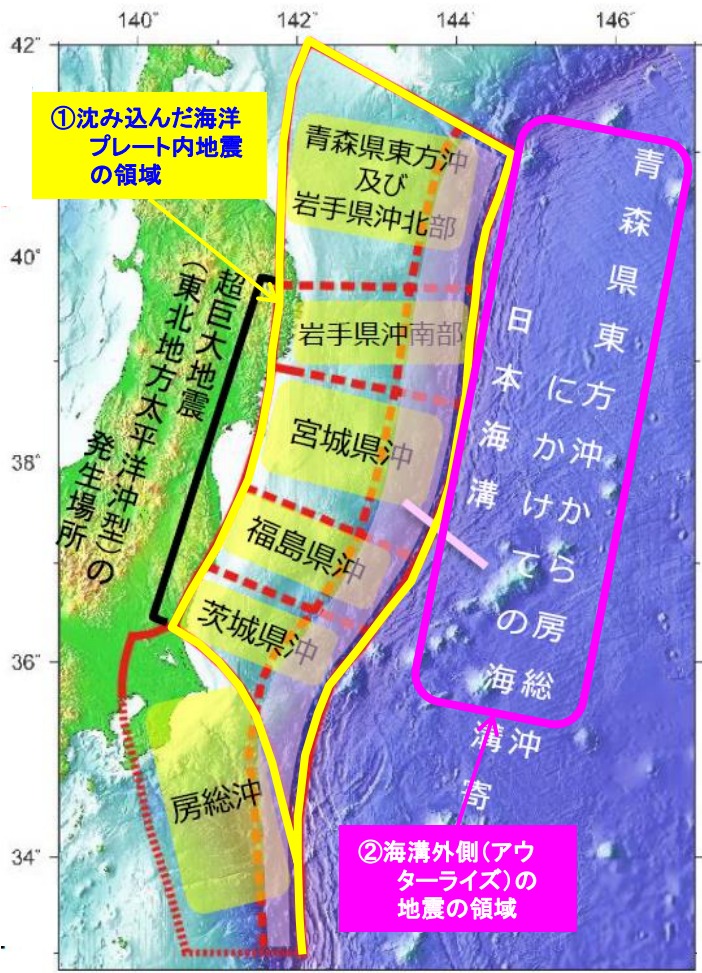
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 2 海洋プレート内地震

3. 2. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(4) 地震調査研究推進本部の知見①

【地震調査研究推進本部(2019) 日本海溝沿いの地震活動の長期評価】

➤ 地震調査研究推進本部では、2011年東北地方太平洋沖地震後の新たな知見を取り入れて長期評価を見直している。東北地方の太平洋沖には海洋プレート内地震としてのシナリオ地震は想定されておらず、領域震源ごとに定めた地震規模に基づき地震動の確率評価を行っている。



地震調査研究推進本部(2019)

【①沈み込んだ海洋プレート内地震】

- ✓ M7.0~7.5程度の地震としては、1923年以降2011年3月11日までに3~4回発生している。
- ✓ 1968年十勝沖地震(M7.9, プレート間地震)の最大余震(M7.5)が発生している*。
- ✓ 繰り返しが確認されていないことから、青森県東方沖から茨城県沖のどこかでM7.0~7.5程度の地震が発生するものとして評価する。
- ✓ なお、隣接する千島海溝では、1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生しており、日本海溝沿いでも同様の地震が発生する可能性は否定できない。

【②海溝外側(アウターライズ)の地震】

- ✓ 1933年三陸沖の地震が発生していることから、M8.2前後と評価する。

*:Izutani(2011)によれば、本震の影響を上回るものではない(補足説明資料3章1. 2参照)。

日本海溝沿いの評価対象領域(一部加筆)

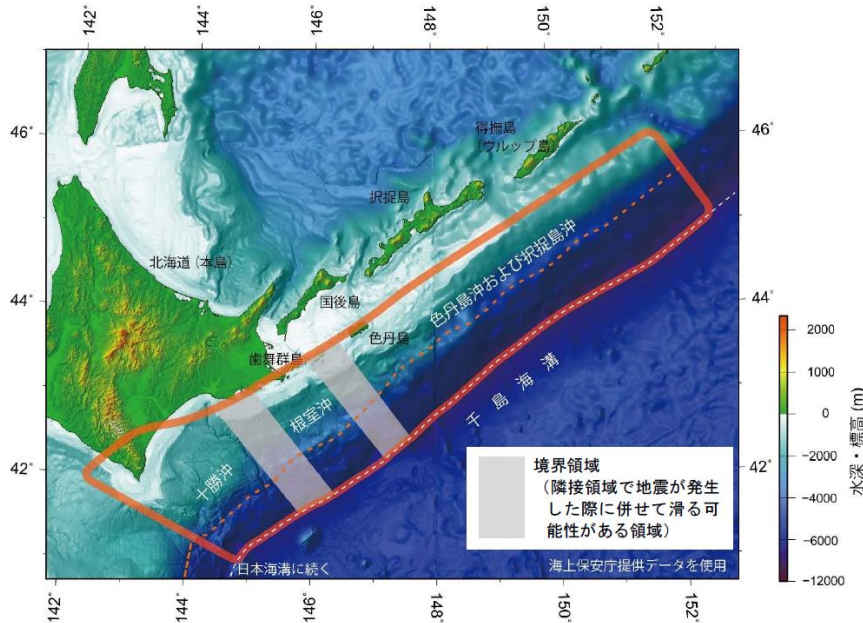
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 2 海洋プレート内地震

3. 2. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(4) 地震調査研究推進本部の知見②

【地震調査研究推進本部(2017a) 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)】

- 過去に巨大な津波を引き起こす地震が発生していた可能性が指摘されているため、これまでに得られた調査観測・研究の成果を取り入れ、評価を改訂している。
- 海洋プレート内地震としてのシナリオ地震は想定されておらず、領域震源ごとに定めた地震規模に基づき地震動の確率評価を行っている。



千島海溝沿いの評価対象領域

地震調査研究推進本部(2017a)

【①沈み込んだ海洋プレート内のやや浅い地震(深さ50km程度)】

- ✓ 1839年以降, 1958年択捉島南東沖の地震(M8.1)及び1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生している。

【②沈み込んだ海洋プレート内のやや深い地震(深さ100km程度)】

- ✓ 1900年以降, 1924年北海道東方沖の地震(M7.5), 1978年択捉島付近の地震(M7.2)及び1993年釧路沖地震(M7.5)が発生している。

【③海溝軸外側(アウターライズ)の地震】

- ✓ 領域外で2007年ウルップ島沖の地震(M8.2), 隣接する領域で1933年三陸沖の地震(M8.1)が発生している。

3. 2. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(5) まとめ

■敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴(東北地方と北海道の比較)

- 東北地方と北海道では、海洋プレート内地震の地震活動の特徴に違いがある。
 - ① 東北地方(東北日本弧)では二重深発地震のうち上面の地震活動(DC型)が優勢であるのに対し、北海道(千島弧)では、下面の地震活動(DE型)が優勢である。
 - ② 過去の地震から、東北地方では、沈み込んだ海洋プレート内地震としては、M7.4を超える地震は発生していない。一方、北海道では、深い領域で1993年釧路沖地震(M7.5)、浅い領域で1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生している。
- 東北地方と北海道のテクトニクスについて、Kita et al.(2010)等により以下の知見が得られている。
 - ① 北海道と東北地方では、海洋プレートの応力中立面の位置が有意に異なっている。応力中立面は、東北地方では海洋プレート上面から深さ21km付近であるのに対し、北海道では深さ9km付近と浅い。北海道は過去に大地震が発生した下面の領域が大きく、東北地方に比べて大きな地震が発生する可能性が考えられる。
 - ② この応力中立面の位置が異なる原因は、北海道下では太平洋プレートが斜め沈み込みをしていることが要因として推定される。
 - ③ また、東北地方に比べて、北海道で発生する海洋プレート内地震の応力降下量は大きい傾向がある。
- 地震調査研究推進本部(2017a, 2019)では、海洋プレート内地震としてのシナリオ地震は想定していない。



北海道で発生する地震は東北地方で発生する地震に比べ敷地からの距離が遠いものの、地震規模や応力降下量が大きい傾向があることから、**東北地方と北海道の両方に同じタイプの地震を想定し、敷地に与える影響を比較した上で、検討用地震を選定する。**

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.3 検討用地震の選定の基本方針

(1) 基本方針と検討のフロー

【審査ガイドの要求】

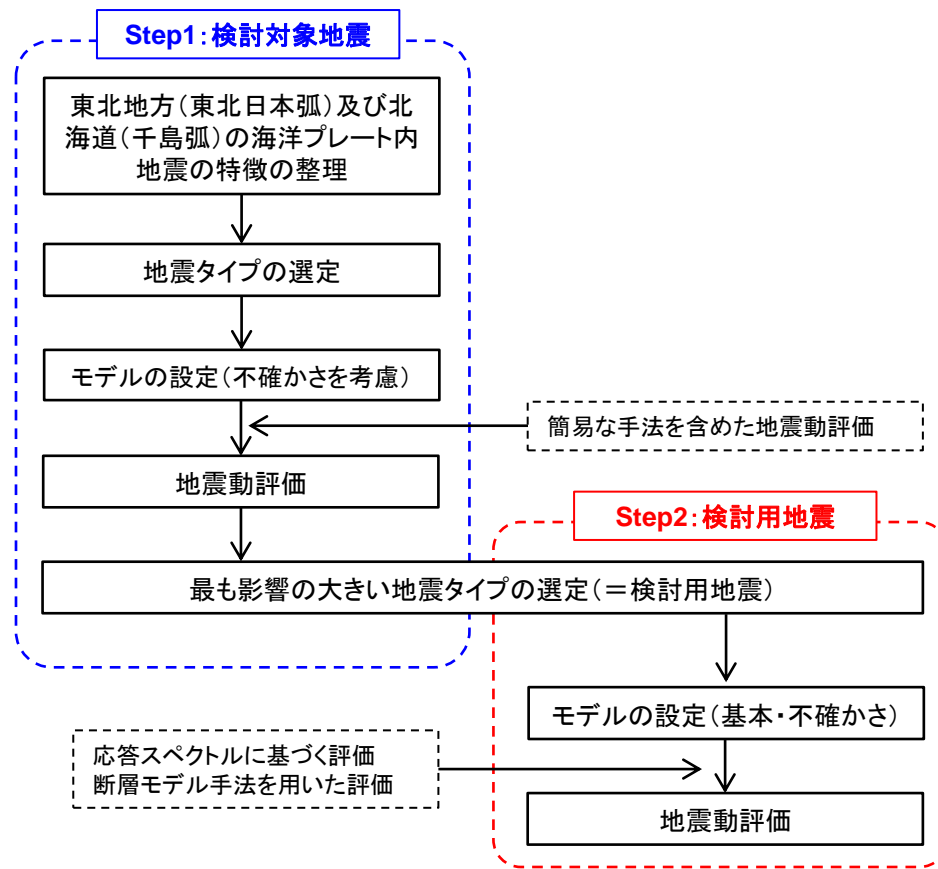
・審査ガイドでは、プレート間地震、海洋プレート内地震の検討用地震の震源特性パラメータの設定においては、地震規模、震源領域についての検討要求に加え、特に**海洋プレート内地震では、アスペリティの応力降下量(短周期レベル)が適切に設定されていることを要求している。**

【検討用地震選定の基本方針】

・海洋プレート内地震の地震規模及び震源位置については、変動地形学・地質学的データによる評価が難しいこと等から保守的な評価が必要なこと、また、応力降下量(短周期レベル)についても決定論的に設定することは困難であり保守的な評価が必要となることから、検討用地震選定の対象となる**検討対象地震**のパラメータ設定においても、**①地震規模、②震源位置、③応力降下量(短周期レベル)について不確かさを考慮したケースを設定した上で、敷地に対し最も影響の大きい地震を選定する。**

・検討対象地震の地震動評価では、例えば内陸地殻内地震であれば地震規模と震源距離をパラメータとした距離減衰式を採用するのが一般的であり、選定における大小関係比較は平均的なスペクトル特性に基づいていること、また、**海洋プレート内地震の場合、短周期レベルの違いが応答スペクトルに与える影響を評価出来る手法を採用する必要があること等**を踏まえ、地震動評価は以下のいずれかの手法を採用する。

- ①断層モデル手法で得られる平均応答スペクトル※
- ②断層モデル手法で得られる平均応答スペクトルのNoda et al.(2002)を用いた補正(規模補正等)
- ③敷地において適切な観測記録が得られている場合には、観測記録のNoda et al.(2002)を用いた補正(距離補正等)



海洋プレート内地震の地震動評価フロー

※: 平均応答スペクトル 断層モデル手法を用いた地震動評価では、各小領域の破壊伝播の揺らぎを考慮した複数ケースを算定しており、平均応答スペクトルは複数の算定結果を平均化したもの

3. 2. 3 検討用地震の選定の基本方針

(2) 海洋プレート内地震の地震諸元設定に当たっての特徴

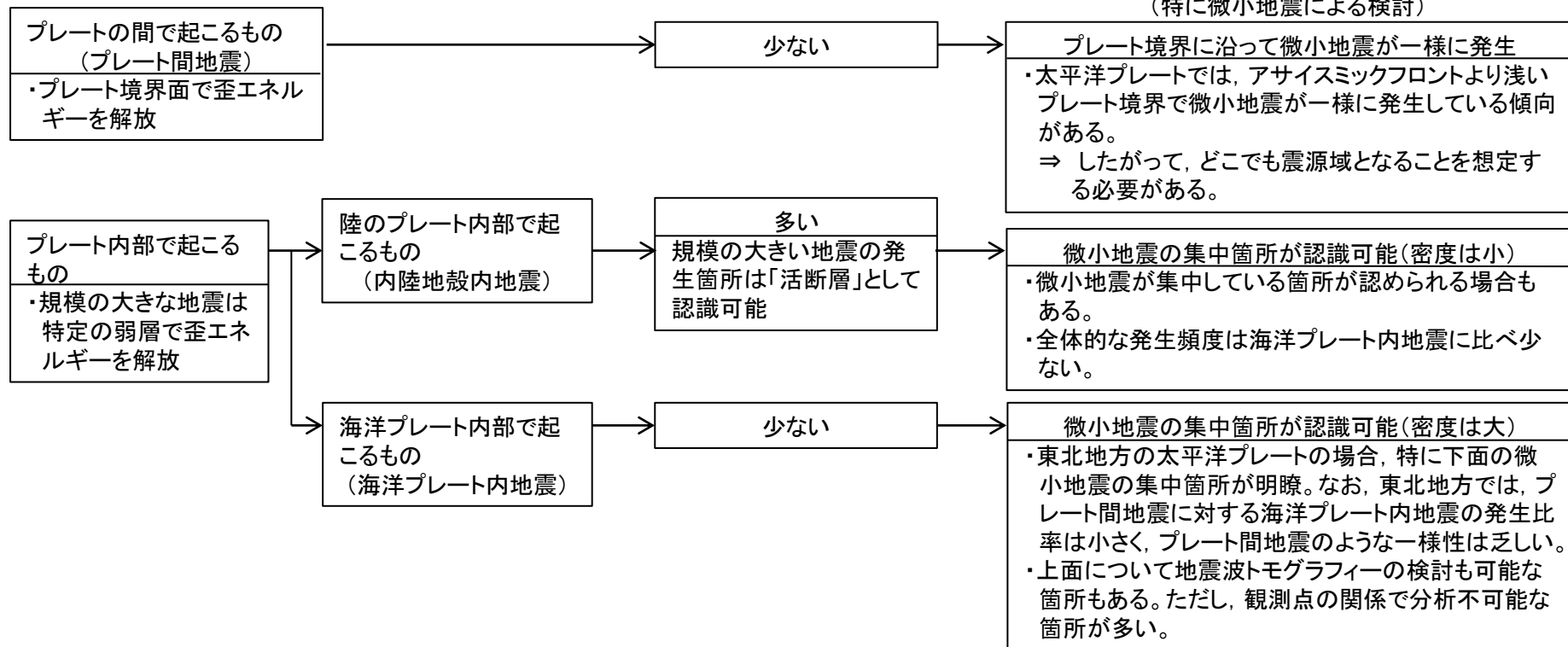
【海洋プレート内地震の特徴(プレート間地震, 内陸地殻内地震との比較)】

- ① 海洋プレート内地震は、内陸地殻内地震と同様にプレート内部の弱層で発生する地震である。東北地方では、微小地震の分布はプレート間地震のように一様に分布している訳ではなく、**海洋プレート内地震の発生が集中する箇所**の識別が可能。したがって、タイプによって想定位置の特定は可能。しかし、**沖合いなど観測の精度が落ちる箇所もあり、観測の精度に応じたより保守的な評価が必要**。
- ② また、内陸地殻内地震と比べ、海洋プレート内地震の場合、**変動地形学・地質学的データ**による評価が難しいため、**この点からもより保守的な評価が必要**。例えば、活断層からは地震規模の推定が可能であるが、海洋プレート内地震の場合、**直接的な地震規模の推定は困難なため、保守的評価が必要**。

【地震のタイプとその特徴】

【変動地形学・地質学的データ】

【地球物理学的データ】 (特に微小地震による検討)



3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.3 検討用地震の選定の基本方針

(3) 東北地方と北海道に想定する地震 ①地震規模, 想定位置, 短周期レベル

【想定する地震規模】

東通原子力発電所の立地を考慮し, 東北地方(東北日本弧)及び北海道(千島弧)の海洋プレート内地震の特徴を踏まえ, 敷地周辺に発生する海洋プレート内地震のタイプ別に以下の通り考慮する。

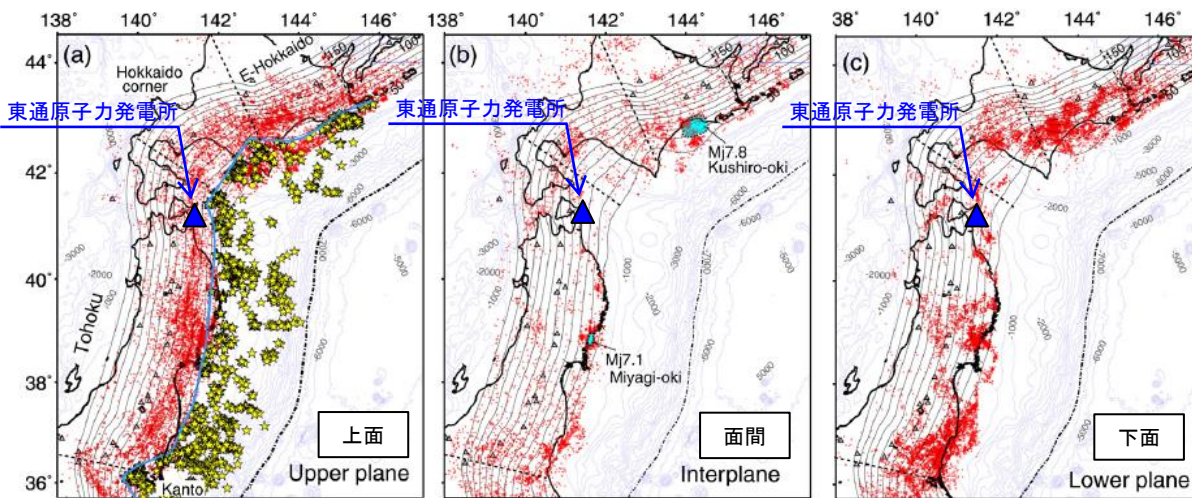
- 基本ケースは, 東北地方及び北海道のそれぞれの各領域において, **これまで知られている最大規模の地震**を考慮する。
- 不確かさとして, **地球物理学的データにより想定される規模***もしくは**東北地方・北海道の領域の区別なく最大規模の地震**を考慮する。

【想定する位置】

- 海洋プレート内に流体によると思われる低速度域(例えば, 4.7地震や1993年釧路沖地震)が詳しく知られている場合や, 面間地震が分布する場合には, その位置に地震を想定することが考えられる。
- しかし, 敷地付近等では十分なデータ収集, 分析は行われていないことを踏まえ, **基本ケース, 不確かさケース**とも, 海洋プレートの形状を考慮した上で, **地震タイプごとに敷地に最も近い位置(敷地至近)に地震を想定すること**により, 保守性を確保する。

【想定する応力降下量(短周期レベル)】

- 想定する位置における応力降下量の特徴が特に認められない場合は, 観測記録の残差を考慮した距離減衰式[Noda et al.(2002), 3章2.5参照]との考え方の整合性を踏まえ, **基本ケース**としては**地震調査研究推進本部(2020)の平均的な値**を採用する。
- 不確かさとして, 北海道, 東北地方別に, **各領域に発生した過去の大地震の応力降下量**を採用する。



青文字: 基本の想定で考慮する事項
 青下線: 基本及び不確かさの想定で共通に考慮する事項
 赤文字: 不確かさの想定で考慮する事項
 ※: 次頁参照

【Kita et al.(2010)】

- 面間地震は, 下面の地震が発生する地域にみられる。東北北部(北緯40~41度)ではほとんど活動が見られない。
- 会合部の深さ120km以浅では, 下面の活動性は非常に低い。

[Kita et al.(2010)に一部加筆]

3. 2. 3 検討用地震の選定の基本方針

(3) 東北地方と北海道に想定する地震 ②東北地方 地震規模

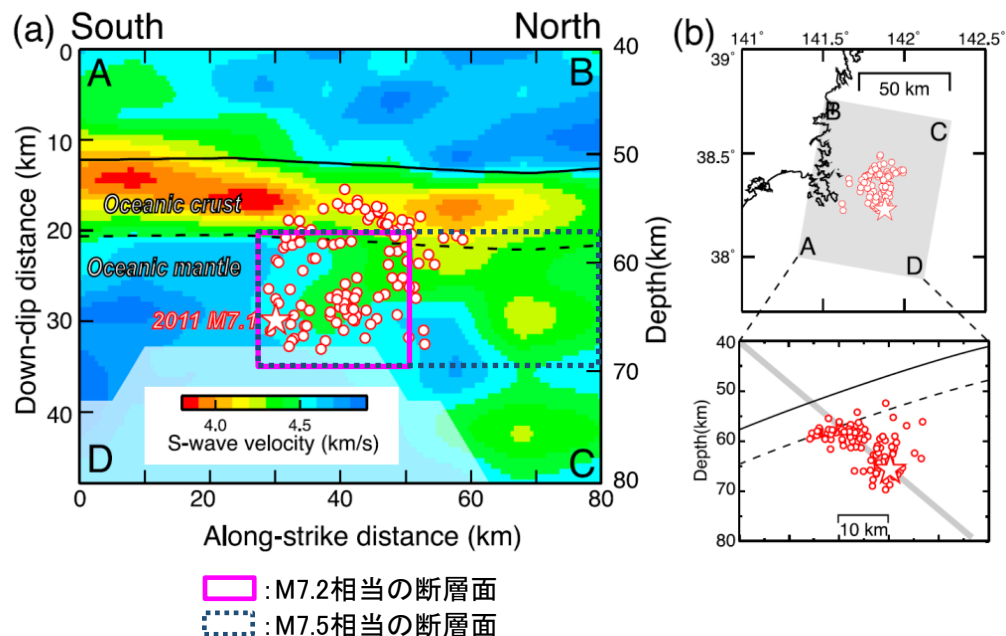
➤ 東北地方で想定する地震規模

【Nakajima et al.(2011)】からの整理

- ・4.7地震の断層面に沿ったS波速度分布から、余震分布から推定される断層面は、海洋性マントル内の低速度域に対応している。
- ・4.7地震の震源から南側の海洋性マントル内は高速度域となっており、余震の分布はない。
- ・一方、北側の海洋性マントル内の低速度域は余震分布のさらに北側にも広がっている。



- ・4.7地震の震源域の北側の低速度域の広がりを保守的に断層面として考慮した場合、地震規模M7.5相当の断層面となる。



4.7地震の震源域周辺のS波速度構造の南北断層面に沿った分布図[Nakajima et al.(2011)]に一部加筆]
白丸は再決定した余震。黒実線はプレート境界。破線は海洋プレートモホ面。

3. 2. 3 検討用地震の選定の基本方針

(3) 東北地方と北海道に想定する地震 ③地震タイプごとの特徴の整理

S236

➤ 東北地方及び北海道の地震タイプごとの特徴を以下のとおり整理した。

東北地方と北海道における海洋プレート内地震の地震タイプごとの特徴

| 地震のタイプ | | 東北地方(東北日本弧) | 北海道(千島弧) |
|----------------------------------|-----------------|---|---|
| 沈み込んだ海洋プレート内地震 | 二重深発地震 上面の地震 | <ul style="list-style-type: none"> ➤ 下面に比べて活動が優勢。 ➤ Down-dip Compression(DC)型が卓越。 ➤ M7クラスとして5.26地震, 4.7地震, 2.13地震及び3.16地震が発生し, 地震規模の最大は3.16地震(M7.4)。 ➤ 4.7地震では, 震源域の北側にも低速度域を確認。 ➤ 4.7地震の短周期レベルは, 海洋プレート内地震の平均的な値※の1.5倍であり最大。なお, 3.16地震は平均的な値の1.3倍であり4.7地震より小さい。 | <ul style="list-style-type: none"> ➤ プレート上面から応力中立面までの厚さが薄く, 規模の大きな地震が発生する二重深発地震下面に比べて地震規模は小さい。 |
| | 二重深発地震 下面の地震 | <ul style="list-style-type: none"> ➤ 上面に比べて分布は不均質。 ➤ Down-dip Extension(DE)型が卓越。 ➤ 地震規模の最大は, 2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)。 ➤ 同地震の短周期レベルは, 海洋プレート内地震の平均的な値※の1.6倍(後述)。 | <ul style="list-style-type: none"> ➤ Down-dip Extension(DE)型が卓越。 ➤ 会合部付近では, 下面の活動性は低い。 ➤ 応力中立面が浅く, 地震が発生する領域が広い。 ➤ 地震規模の最大は, 1993年釧路沖地震(M7.5)。 ➤ 同地震の短周期レベルは, 海洋プレート内地震の平均的な値※の2.1倍(後述)。 |
| | 沖合いの やや浅い地震 | <ul style="list-style-type: none"> ➤ 地震規模の最大は, 2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)。 ➤ 同地震の短周期レベルは, 海洋プレート内地震の平均的な値※の0.6倍(後述)。 | <ul style="list-style-type: none"> ➤ 1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生。同地震は世界的に見ても最大級の海洋プレート内地震。 ➤ 同地震の短周期レベルは, 海洋プレート内地震の平均的な値※の2.0倍(後述)。 |
| 沈み込む 海洋プレート内地震 (アウターライズ地震) | | <ul style="list-style-type: none"> ➤ 世界的に見た正断層のアウターライズ地震の最大規模である1933年三陸沖の地震(M8.1)が発生。 ➤ 最近では, 2011年3月11日15時25分三陸沖の地震(M7.5)が発生。 ➤ 同地震の短周期レベルは, 海洋プレート内地震の平均的な値※の0.7倍(後述)。 | <ul style="list-style-type: none"> ➤ 規模の大きなアウターライズ地震は知られていない。 |

※: 強震動予測レシビ 地震調査研究推進本部(2020)

3. 2. 3 検討用地震の選定の基本方針

(3) 東北地方と北海道に想定する地震 ④地震タイプごとの整理

➤ 前頁を踏まえ、東北地方及び北海道の地震タイプごとに想定する地震を以下に示す。

青文字: 基本の想定で考慮する事項
青下線: 基本及び不確かさの想定で共通に考慮する事項
赤文字: 不確かさの想定で考慮する事項

東北地方と北海道に想定する地震

| 地震のタイプ | 東北地方(東北日本弧)に想定する地震 | 北海道(千島弧)に想定する地震 |
|----------------|--|--|
| 沈み込んだ海洋プレート内地震 | <p>敷地下方DC型地震</p> <ul style="list-style-type: none"> ➤ 基本ケースとして敷地至近に東北地方の上面の地震の最大規模であるM7.4を想定。短周期レベルは平均的な値※の1.0倍。 ➤ 不確かさとして、4.7地震の低速度域の拡がりも踏まえ、保守的に評価した地震規模(M7.5)及び短周期レベル(平均的な値※の1.5倍)を想定。 | <ul style="list-style-type: none"> ➤ 敷地からの距離が遠く、影響は小さいことから想定しない。 |
| | <p>敷地下方DE型地震</p> <ul style="list-style-type: none"> ➤ 基本ケースとして敷地至近に東北地方の下面の最大規模であるM6.8を想定。短周期レベルは平均的な値※の1.0倍。 ➤ 不確かさとして、北海道で発生した1993年釧路沖地震の地震規模M7.5を想定。東北地方の最大規模の地震の短周期レベル(平均的な値※の1.6倍)を想定。 | <p>北海道DE型地震</p> <ul style="list-style-type: none"> ➤ 基本ケース、不確かさケースとも敷地至近の千島弧の位置に北海道の最大規模(1993年釧路沖地震)であるM7.5を想定。 ➤ 基本ケースの短周期レベルは平均的な値※の1.0倍。 ➤ 不確かさケースは、最大規模の地震の短周期レベル(平均的な値※の2.1倍)を想定。 |
| | <p>沖合いのやや浅い地震(東北)</p> <ul style="list-style-type: none"> ➤ 基本ケースとして東北地方の沖合いのやや浅い地震の最大規模であるM7.3を同じ深さの敷地至近(敷地前面の日本海溝西側)に想定。観測記録に基づき、短周期レベルは小さい傾向(平均的な値※の0.6倍)を考慮。 ➤ 不確かさとして北海道で発生した1994年北海道東方沖地震のM8.2を想定。短周期レベルは保守性を考慮し、平均的な値※の1.0倍を想定。 | <p>沖合いのやや浅い地震(北海道)</p> <ul style="list-style-type: none"> ➤ 基本ケース、不確かさケースとも敷地至近の千島弧の位置に北海道の最大規模(1994年北海道東方沖地震)であるM8.2を想定。 ➤ 基本ケースの短周期レベルは平均的な値※の1.0倍。 ➤ 不確かさケースは、最大規模の地震の短周期レベル(平均的な値※の2.0倍)を想定。 |
| | <p>アウターライズ地震</p> <ul style="list-style-type: none"> ➤ 基本ケースは、敷地至近(敷地前面の日本海溝東側)に東北地方の最大規模(1933年三陸沖の地震)であるM8.1を想定。 ➤ 不確かさとして津波評価を考慮した地震規模M8.6を想定。 ➤ 文献に基づき、短周期レベルは小さい傾向を考慮(平均的な値※の0.7倍)。 | <ul style="list-style-type: none"> ➤ 東北地方に想定するアウターライズ地震に比べ距離が遠く、影響は小さいことから想定しない。 |

※: 強震動予測レシビ
地震調査研究推進本部(2020)

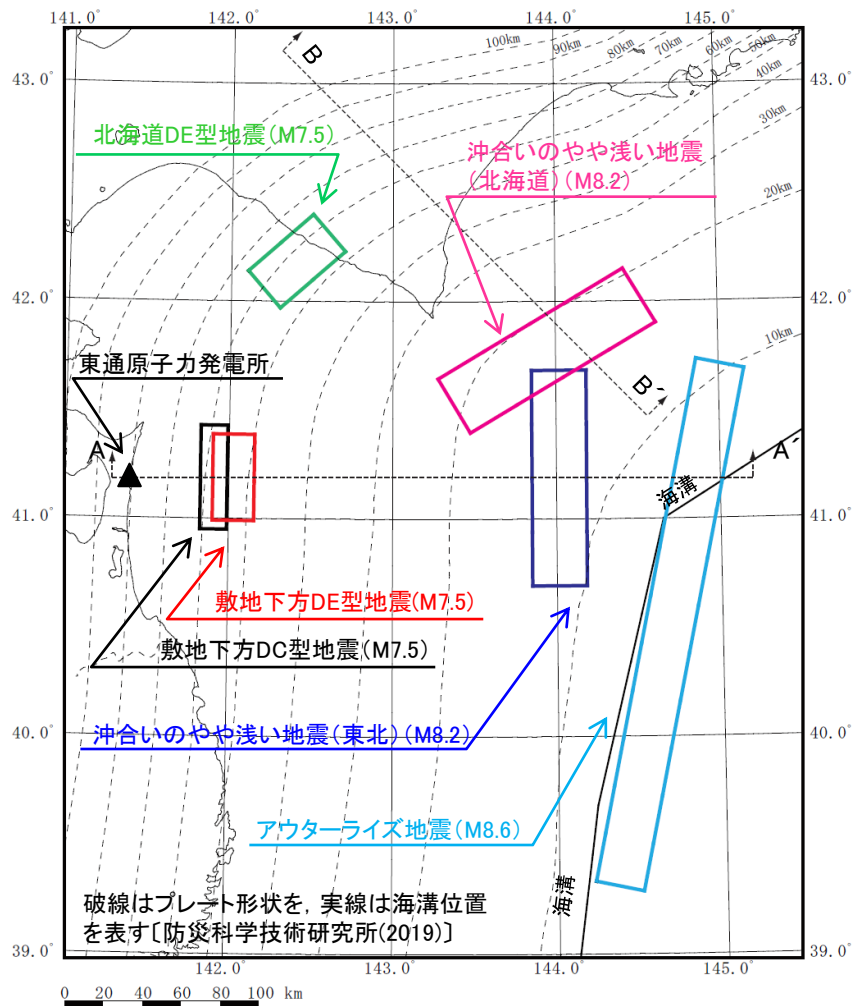
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.3 検討用地震の選定の基本方針

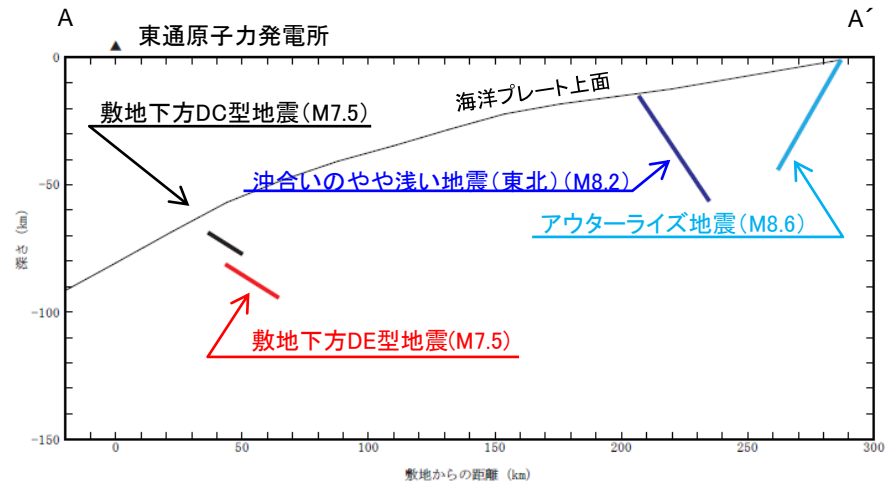
(3) 東北地方と北海道に想定する地震 ⑤断層位置

➤ 想定する地震の断層位置を示す。

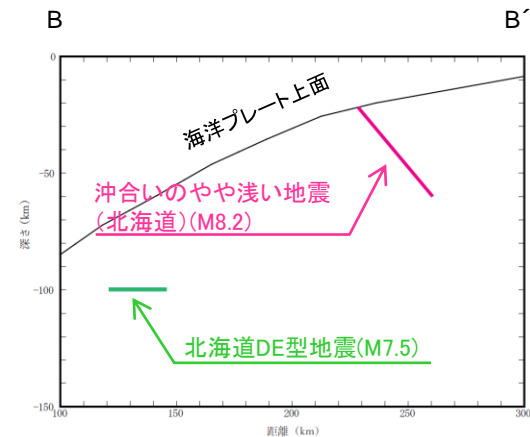
※: 想定する断層面は、最大地震規模のケースを記載した。



断層配置図(平面)



断層配置図(A-A'断面)

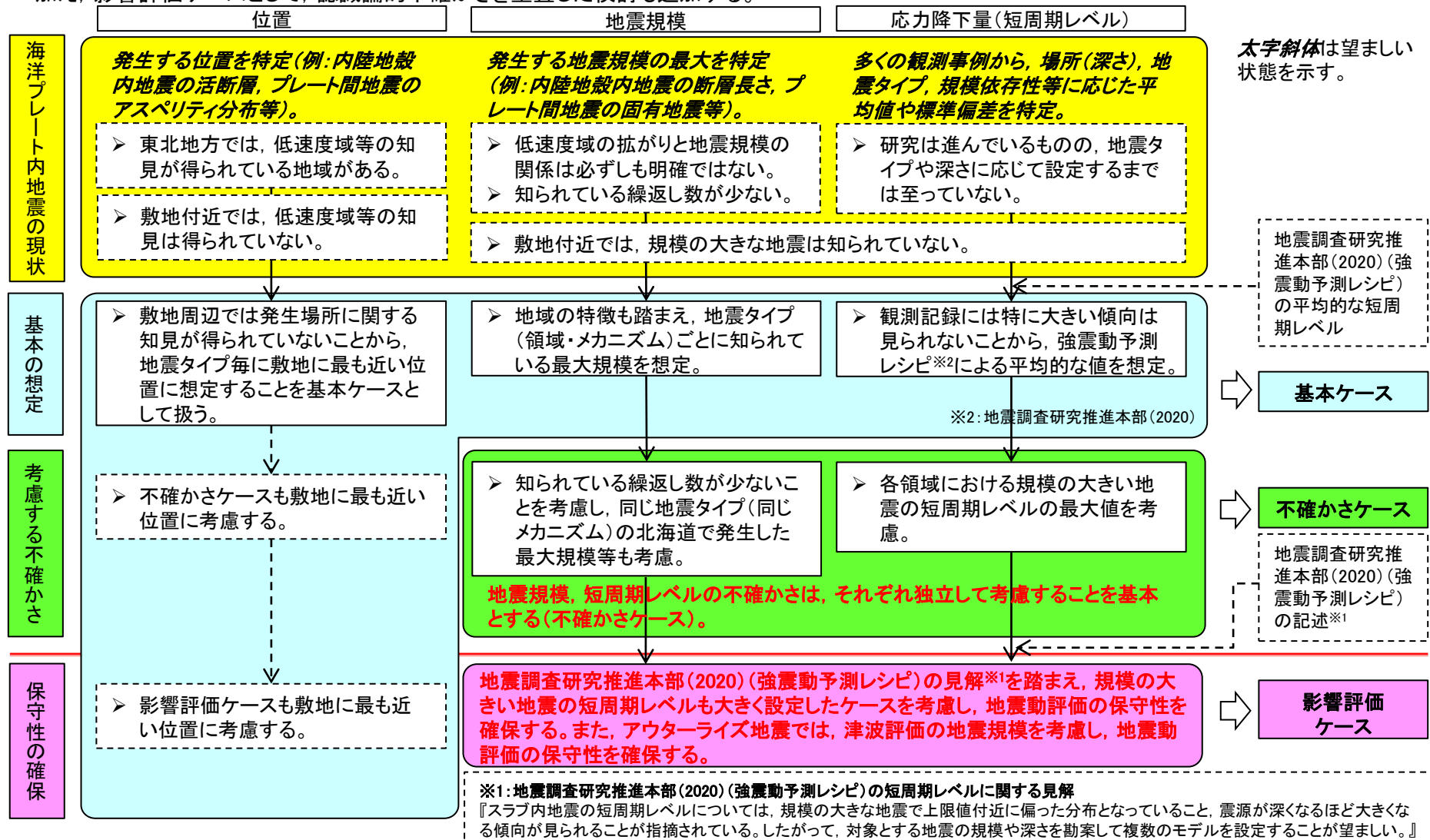


断層配置図(B-B'断面)

3.2.3 検討用地震の選定の基本方針

(4) 基本ケース及び不確かさの検討 ①基本方針

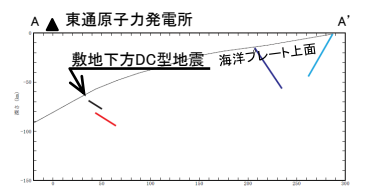
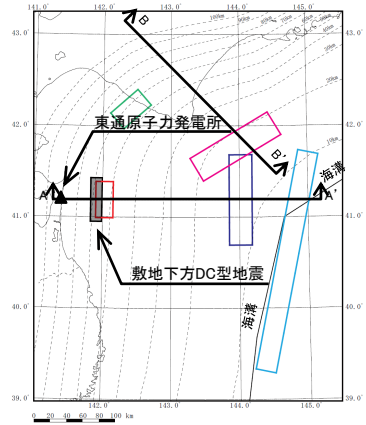
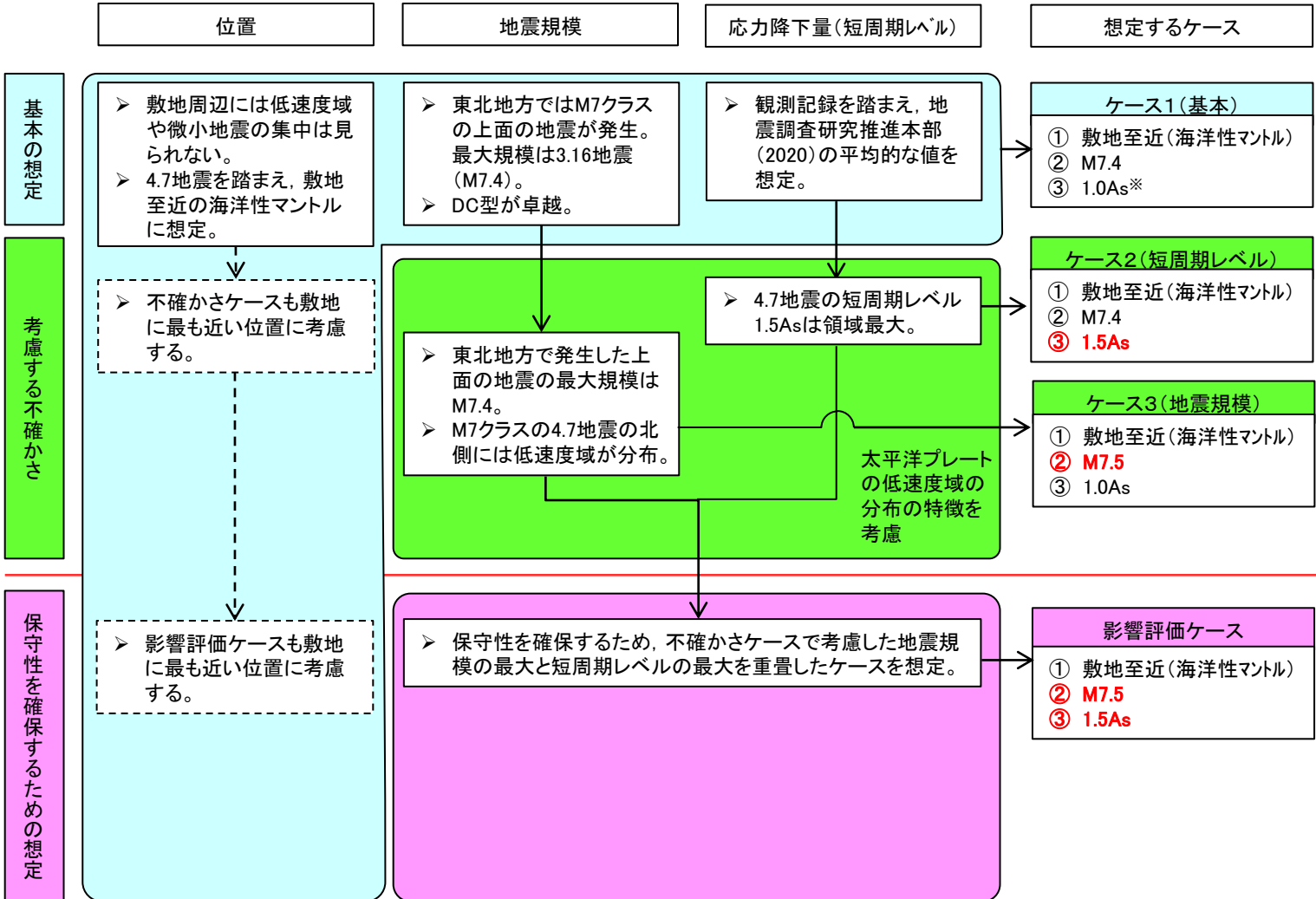
- 検討用地震の選定にあたり設定する基本ケース及び考慮する不確かさの基本方針を以下に示す。
- 不確かさの考慮は、偶然的な不確かさとともに認識論的不確かさをそれぞれ独立して考慮することを基本とする。
- 更に、保守性確保の観点から、地震調査研究推進本部の見解(海洋プレート内地震の短周期レベルの特徴)^{※1}を踏まえたサイトオリジナルの考えを加え、影響評価ケースとして、認識論的不確かさを重畳した検討も追加する。



3.2.3 検討用地震の選定の基本方針

(4) 基本ケース及び不確かさの検討 ②二重深発地震上面の地震(東北)

➤ 二重深発地震上面の地震(東北)[敷地下方DC型地震]の基本ケース及び考慮する不確かさ等の検討フローを以下に示す。

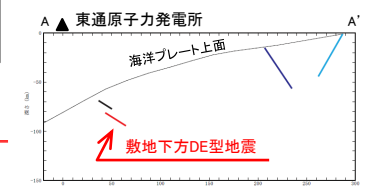
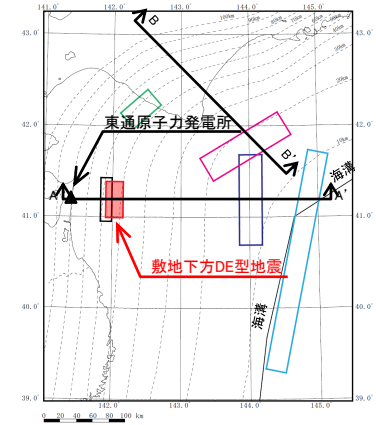
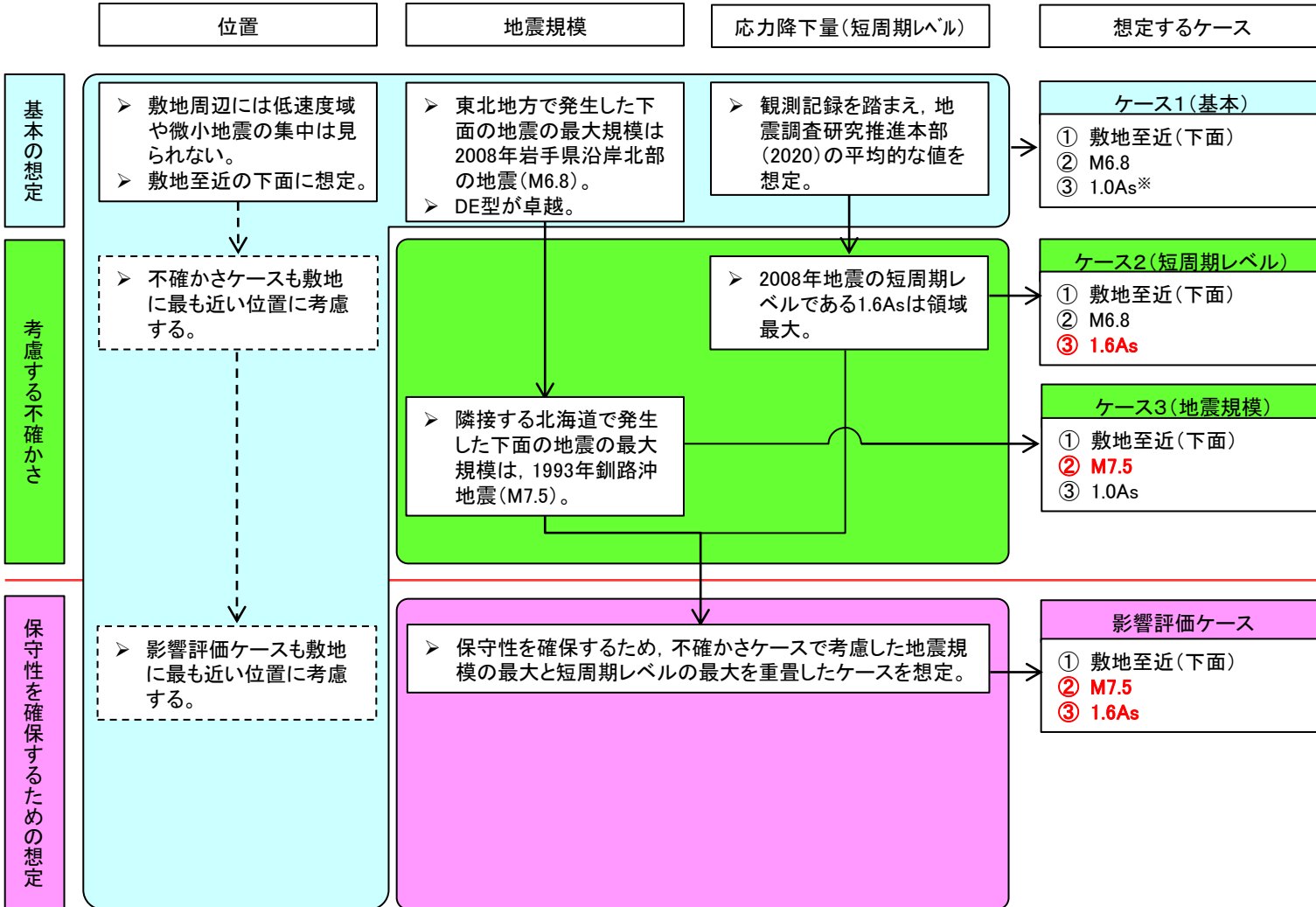


*: 地震調査研究推進本部(2020)(強震動予測レシビ)の短周期レベルを1.0Asとする。

3.2.3 検討用地震の選定の基本方針

(4)基本ケース及び不確かさの検討 ③二重深発地震下面の地震(東北)

➤ 二重深発地震下面の地震(東北)[敷地下方DE型地震]の基本ケース及び考慮する不確かさ等の検討フローを以下に示す。

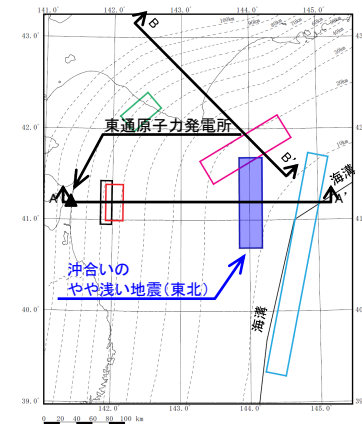
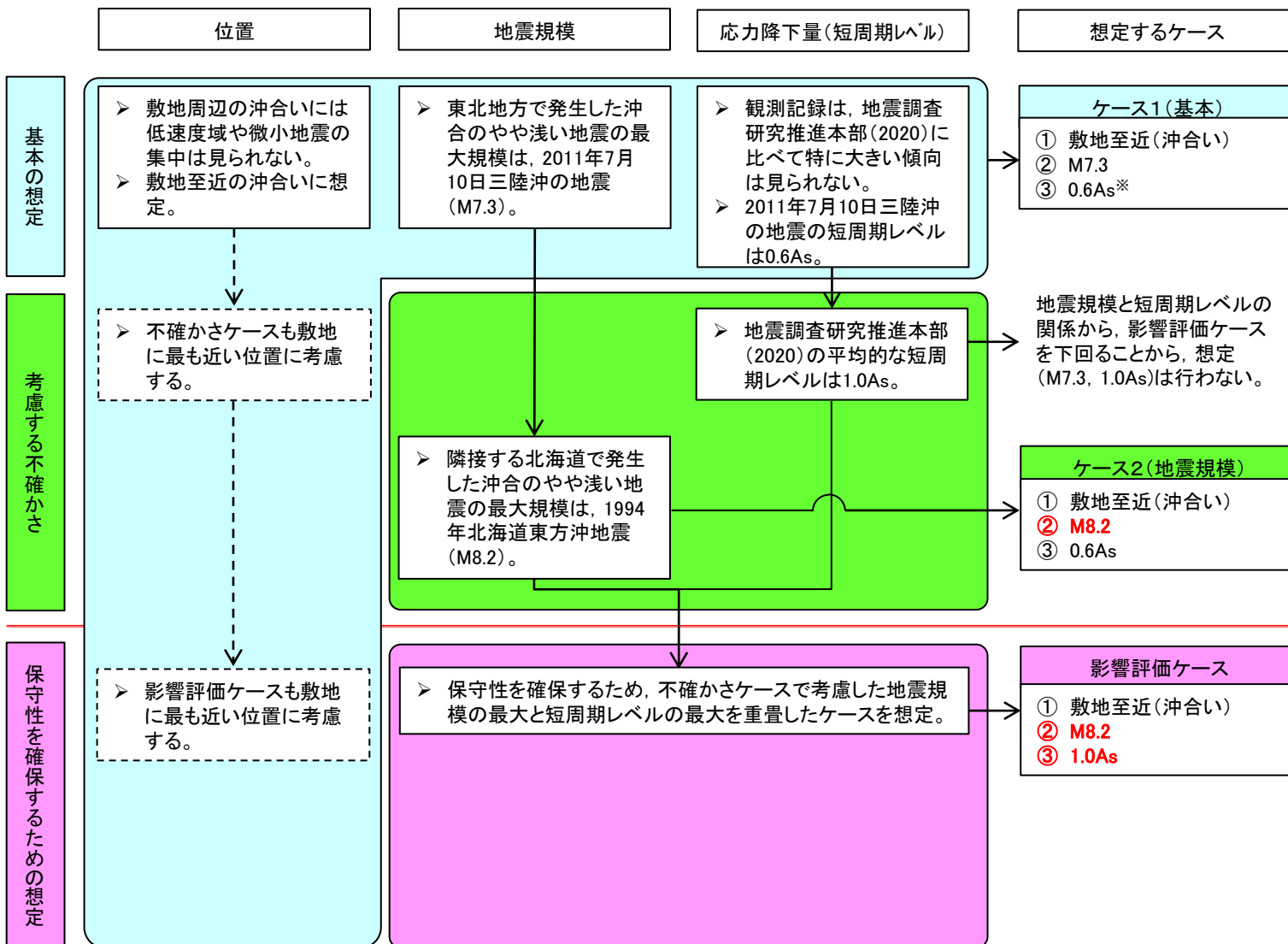


※:地震調査研究推進本部(2020)(強震動予測レシビ)の短周期レベルを1.0Asとする。

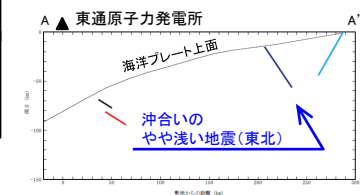
3.2.3 検討用地震の選定の基本方針

(4) 基本ケース及び不確かさの検討 ④ 沖合いのやや浅い地震(東北)

➤ 沖合いのやや浅い地震(東北)の基本ケース及び考慮する不確かさ等の検討フローを以下に示す。



断層配置図(平面)



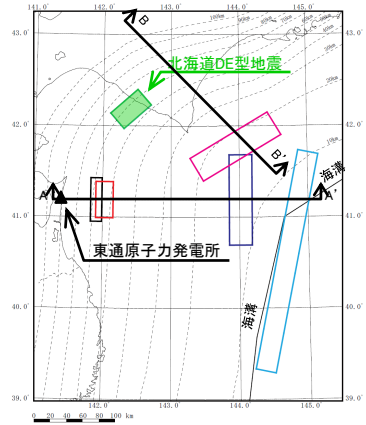
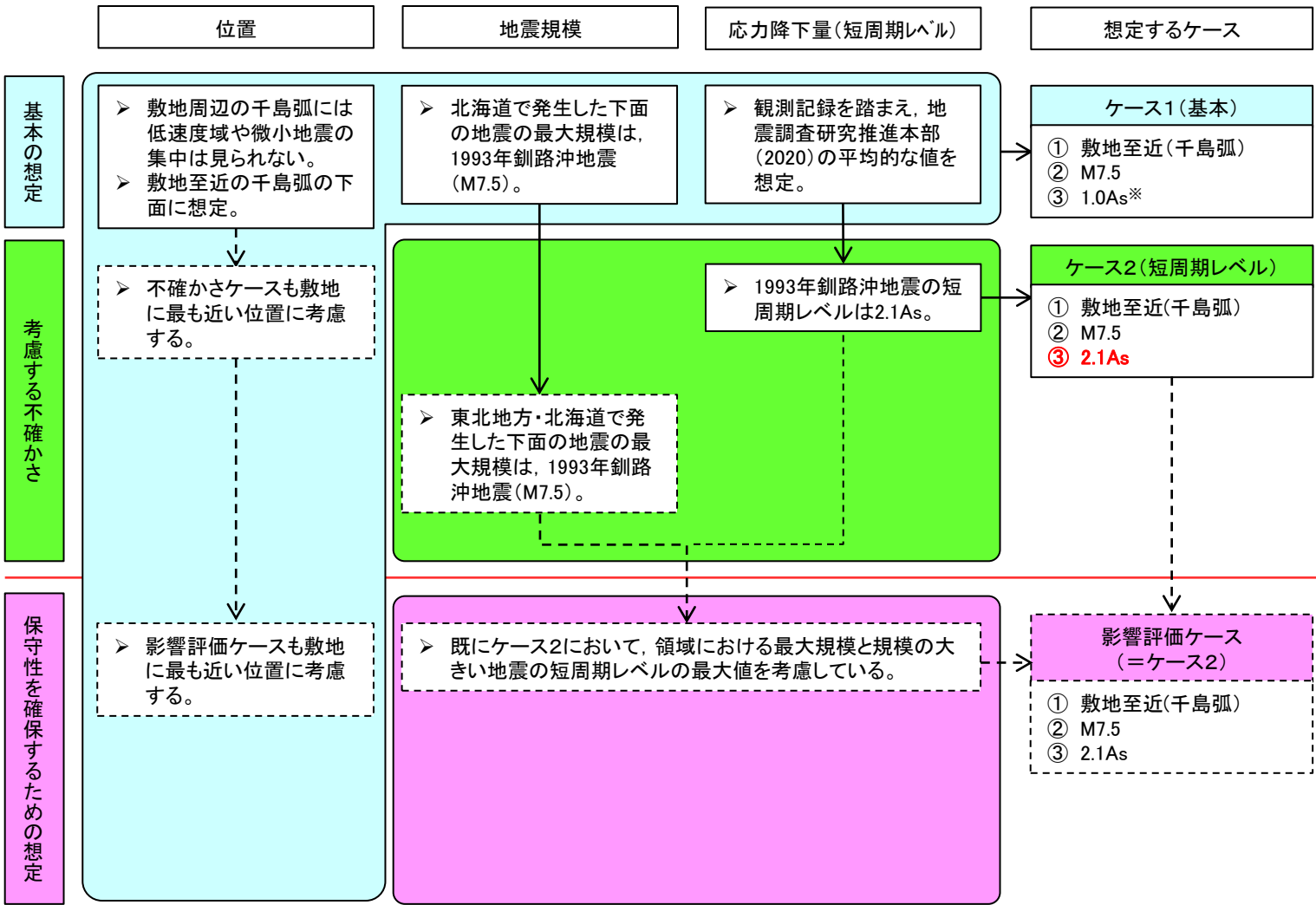
断層配置図(断面)

*: 地震調査研究推進本部(2020)(強震動予測レシピ)の短周期レベルを1.0Asとする。

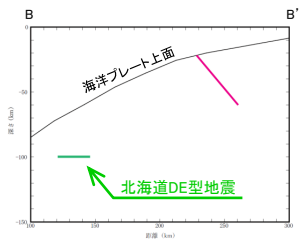
3.2.3 検討用地震の選定の基本方針

(4)基本ケース及び不確かさの検討 ⑤二重深発地震下面の地震(北海道)

➤ 二重深発地震下面の地震(北海道)[北海道DE型地震]の基本ケース及び考慮する不確かさ等の検討フローを以下に示す。



断層配置図(平面)



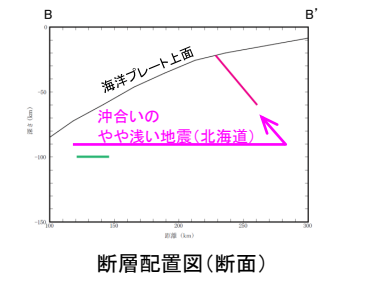
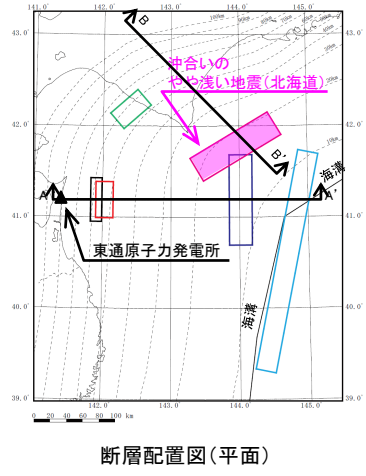
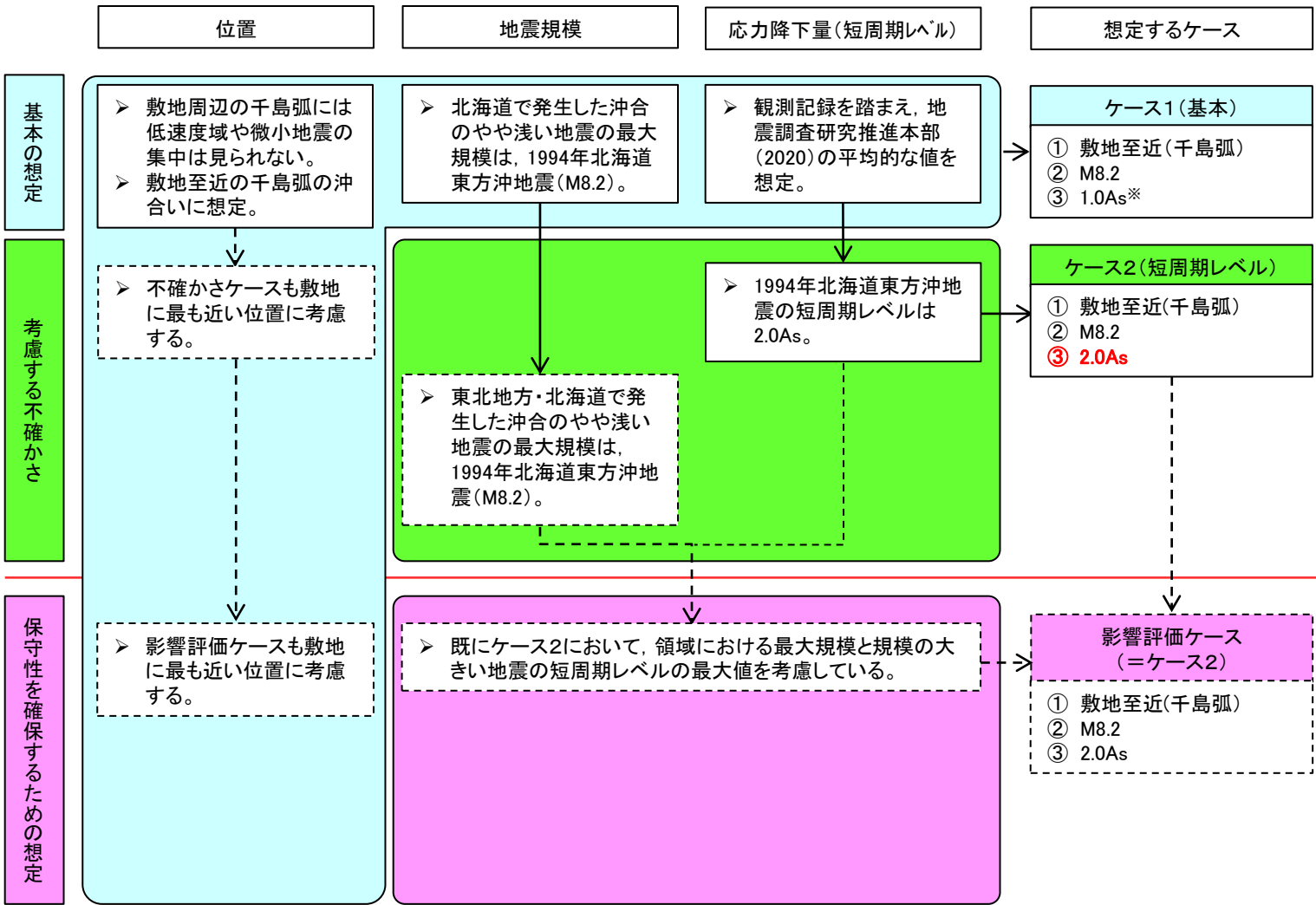
断層配置図(断面)

※: 地震調査研究推進本部(2020)(強震動予測レシビ)の短周期レベルを1.0Asとする。

3.2.3 検討用地震の選定の基本方針

(4)基本ケース及び不確かさの検討 ⑥沖合いのやや浅い地震(北海道)

➤ 沖合いのやや浅い地震(北海道)の基本ケース及び考慮する不確かさ等の検討フローを以下に示す。



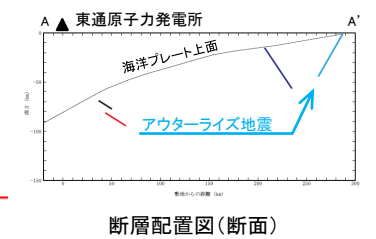
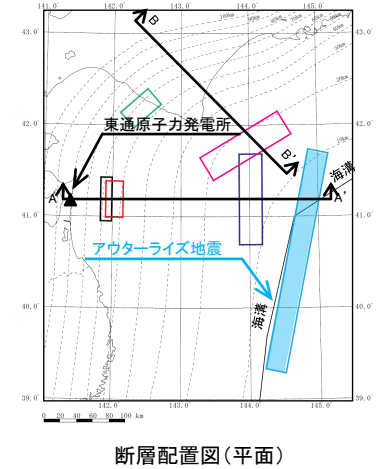
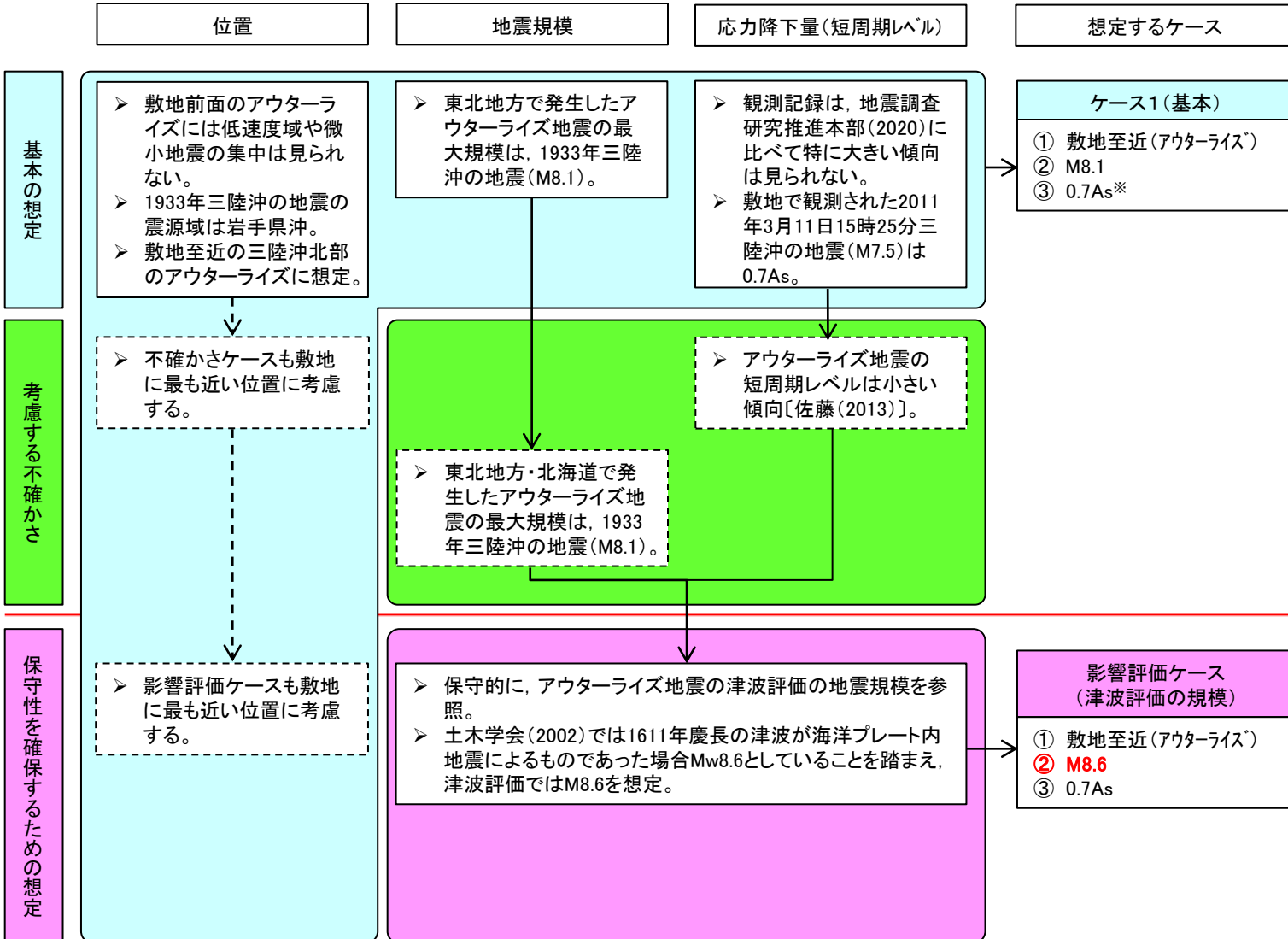
※: 地震調査研究推進本部(2020)(強震動予測レシビ)の短周期レベルを1.0Asとする。

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.3 検討用地震の選定の基本方針

(4) 基本ケース及び不確かさの検討 ⑦アウターライズ地震

▶ アウターライズ地震の基本ケース及び考慮する不確かさ等の検討フローを以下に示す。



*:地震調査研究推進本部(2020)(強震動予測レシビ)の短周期レベルを1.0Asとする。

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.4 検討用地震の選定

(1)二重深発地震上面の地震(東北) 敷地下方DC型地震 ①基本ケース及び不確かさの想定

- 東通原子力発電所周辺では、4.7地震の震源域にみられるような海洋プレート内の低速度域は確認されていないものの、敷地に最も近い海洋プレート内地震として上面の「敷地下方DC型地震」を想定する。
- 基本ケースは、東北地方で発生した二重深発地震上面の地震の最大規模であるM7.4(3.16地震)の地震規模とし、M7クラスの4.7地震を参考に敷地至近の海洋性マントルに想定する。断層傾斜角は、アウターライズで生成した正断層の再活動を考慮し、海洋プレートの境界面に対して60°とする。
- 破壊開始点は、破壊が敷地に向かう位置に、敷地と断層の位置関係を考慮して設定する。
- 東北地方で発生した二重深発地震上面の地震としては4.7地震の短周期レベルが最も大きいことから、不確かさとして考慮する。また、地震規模の不確かさとして、4.7地震の知見(震源域北部の低速度域の拡がり)も踏まえ、保守性も考慮したM7.5を想定する。
- 敷地において適切な観測記録が得られていないことから(補足説明資料3章3.2参照)、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定[二重深発地震上面の地震(敷地下方DC型地震)]

| | タイプ | 地震規模 | 想定位置 | SMGA位置 | 短周期レベル※1 (A) | 備考 |
|------------------|-----|------|-------------------|------------|-----------------|--|
| ケース1 (基本ケース) | DC型 | M7.4 | 敷地至近 (海洋性マントル) | 断層上端 均等 | 1.0As | ・東北地方の最大規模の上面の地震を考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトル |
| ケース2 (短周期レベル) | DC型 | M7.4 | 敷地至近 (海洋性マントル) | 断層上端 均等 | 1.5As | ・原田・釜江(2011)による4.7地震のM ₀ -Aを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正 |
| ケース3 (地震規模) | DC型 | M7.5 | 敷地至近 (海洋性マントル) | 断層上端 均等 | 1.0As | ・4.7地震の知見(低速度域の拡がり)を踏まえ、 保守性も考慮し、M7.5を想定 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正 |
| 影響評価ケース | DC型 | M7.5 | 敷地至近 (海洋性マントル) | 断層上端 均等 | 1.5As | ・断層モデルの平均応答スペクトル |

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

■ :考慮する不確かさ

■ :あらかじめモデルに織り込む不確かさ

↑
短周期レベルの不確かさに反映

4.7地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

| | ①原田・釜江(2011) | ②地震調査研究推進本部(2020)※2 | ①/② |
|--------------------------------|-------------------------|-------------------------|-----|
| 短周期レベル(A) (Nm/s ²) | 1.16 × 10 ²⁰ | 7.67 × 10 ¹⁹ | 1.5 |

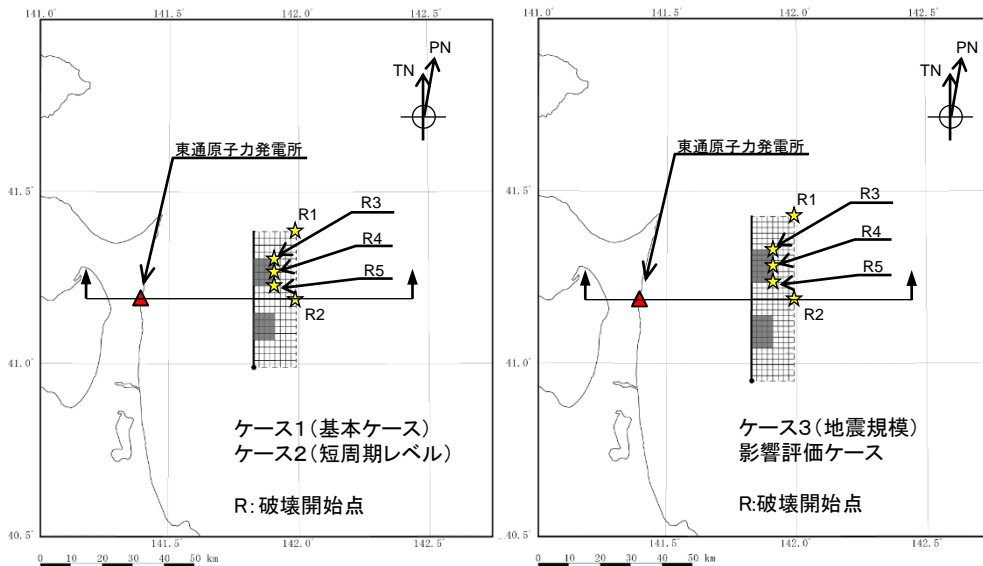
※2:F-netによる地震モーメント[4.74 × 10¹⁹(Nm)]より算定

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

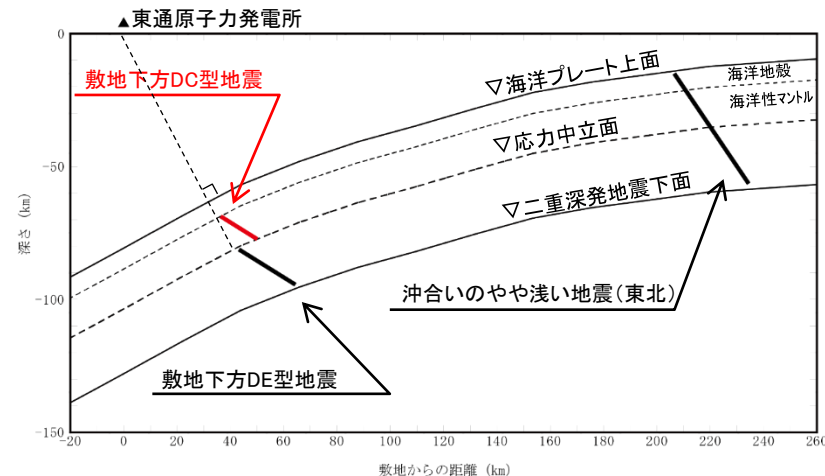
3.2.4 検討用地震の選定

(1) 二重深発地震上面の地震(東北) 敷地下方DC型地震 ②基本ケース及び不確かさの想定 断層モデル **S239**

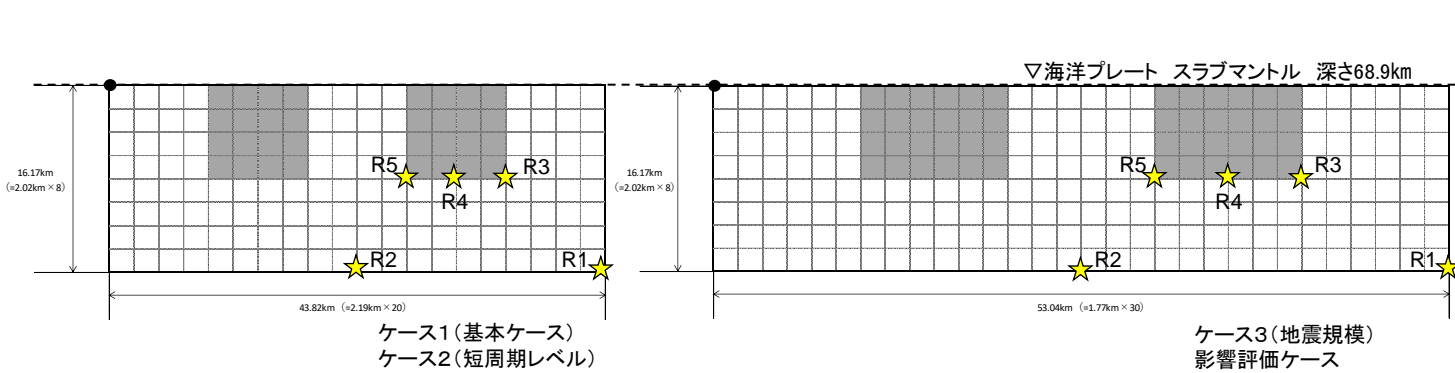
➤ 敷地下方DC型地震の断層モデルを示す。



敷地下方DC型地震 断層配置図



敷地下方DC型地震 断層配置図(断面)



敷地下方DC型地震 展開図

R:破壊開始点
■:強震動生成域(SMGA)

敷地下方DC型地震
各ケースの地震規模と等価震源距離

| | 地震規模 | 等価震源距離 |
|---------|------|--------|
| ケース1 | M7.4 | 83(km) |
| ケース2 | | |
| ケース3 | M7.5 | 84(km) |
| 影響評価ケース | | |

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.4 検討用地震の選定

(2)二重深発地震下面の地震(東北) 敷地下方DE型地震 ①基本ケース及び不確かさの想定

- 東通原子力発電所周辺では、規模の大きな下面の地震は知られておらず、発生場所を示す低速度域も知られていないものの、海洋プレート内地震の下面の地震として「**敷地下方DE型地震**」を想定する。
- 基本ケースは、東北地方のDE型地震の最大規模である2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)の地震規模とし、敷地至近の海洋プレート下面に想定する。断層傾斜角は、アウターライズで生成した正断層の再活動を考慮し、海洋プレートの境界面に対して60°とする。
- 破壊開始点は、破壊が敷地に向かう位置に、敷地と断層の位置関係を考慮して設定する。
- 東北地方で発生した二重深発地震下面の地震としては最大規模の2008年岩手県沿岸北部の地震の短周期レベルを不確かさとして考慮する。また、北海道で発生した1993年釧路沖地震(M7.5)を踏まえ地震規模の不確かさを考慮する。
- 敷地において適切な観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定〔二重深発地震下面の地震(敷地下方DE型地震)〕

| | タイプ | 地震規模 | 想定位置 | SMGA位置 | 短周期レベル※1 (A) | 備考 |
|------------------|-----|------|-----------------|------------|-----------------|--|
| ケース1 (基本ケース) | DE型 | M6.8 | 敷地至近 (応力中立面) | 断層上端 中央 | 1.0As | ・2008年岩手県沿岸北部の地震のMを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトル |
| ケース2 (短周期レベル) | DE型 | M6.8 | 敷地至近 (応力中立面) | 断層上端 中央 | 1.6As | ・2008年岩手県沿岸北部の地震のM ₀ -Aを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正 |
| ケース3 (地震規模) | DE型 | M7.5 | 敷地至近 (応力中立面) | 断層上端 均等 | 1.0As | ・1993年釧路沖地震を踏まえM7.5 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正 |
| 影響評価ケース | DE型 | M7.5 | 敷地至近 (応力中立面) | 断層上端 均等 | 1.6As | ・断層モデルの平均応答スペクトル |

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

■ :考慮する不確かさ

□ :あらかじめモデルに織り込む不確かさ

↑ 短周期レベルの不確かさに反映

2008年岩手県沿岸北部の地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

| | ①佐藤(2013) | ②地震調査研究推進本部(2020)※2 | ①/② |
|--------------------------------|-------------------------|-------------------------|-----|
| 短周期レベル(A) (Nm/s ²) | 8.96 × 10 ¹⁹ | 5.47 × 10 ¹⁹ | 1.6 |

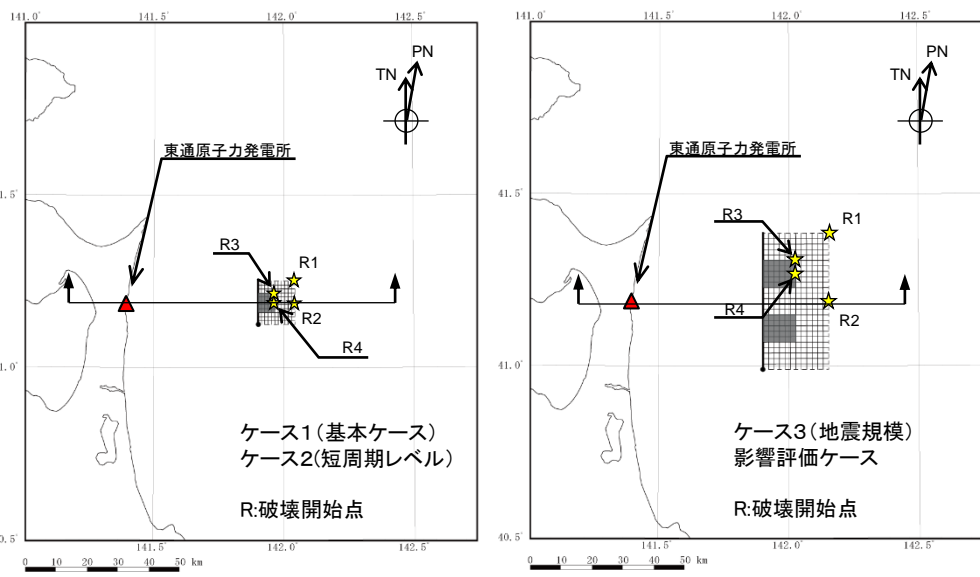
※2:F-netによる地震モーメント[1.72 × 10¹⁹(Nm)]より算定

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

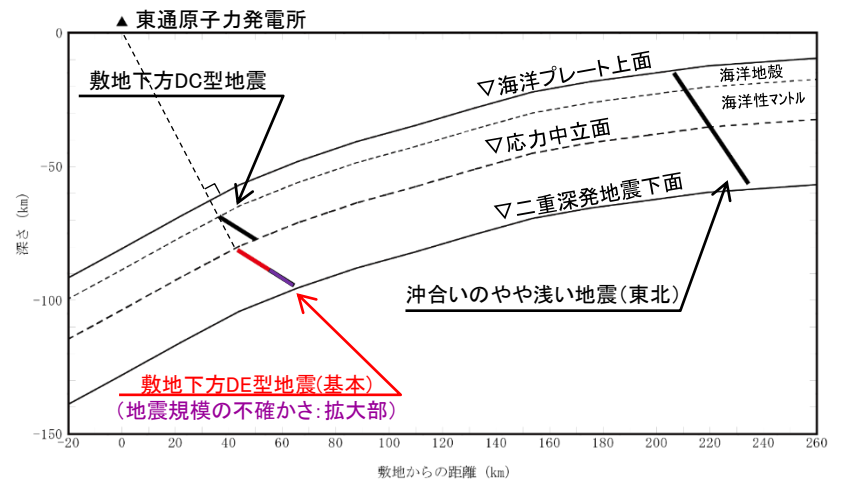
3.2.4 検討用地震の選定

(2)二重深発地震下面の地震(東北) 敷地下方DE型地震 ②基本ケース及び不確かさの想定 断層モデル **S239**

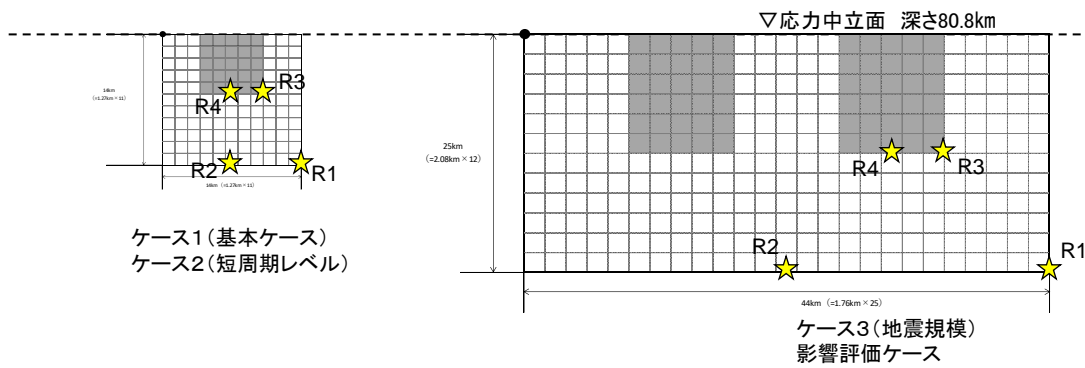
➤ 敷地下方DE型地震の断層モデルを示す。



敷地下方DE型地震 断層配置図



敷地下方DE型地震 断層配置図(断面)



敷地下方DE型地震 展開図

R:破壊開始点
■:強震動生成域(SMGA)

敷地下方DE型地震
各ケースの地震規模と等価震源距離

| | 地震規模 | 等価震源距離 |
|-------------|------|---------|
| ケース1 | M6.8 | 95 (km) |
| ケース2 | | |
| ケース3 | M7.5 | 99 (km) |
| 影響評価 ケース | | |

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.4 検討用地震の選定

(3) 沖合いのやや浅い地震(東北) ①基本ケース及び不確かさの想定

- 東北地方では、規模の大きなやや浅い地震は知られていないものの、敷地前面に「**沖合いのやや浅い地震(東北)**」を想定する。
- 基本ケースとしては、東北地方で発生した沖合いのやや浅い地震である2011年7月10日三陸沖の地震のM7.3を敷地前面の同じ深さに想定する。不確かさケースとしては、東通原子力発電所が立地する領域とは異なるものの、北海道(千島弧)で発生した1994年北海道東方沖地震のM8.2を考慮し、2011年7月10日三陸沖の地震の震源深さが断層中央(応力中立面)となるよう想定する。
- 断層傾斜角は、アウターライズで生成した正断層の再活動を考慮し、海洋プレートの境界面に対して60°とする。
- 破壊開始点は、破壊が敷地に向かう位置に、敷地と断層の位置関係を考慮して設定する。
- 基本ケースの短周期レベルは、2011年7月10日三陸沖の地震の短周期レベルを参考に設定する。さらに、同地震の短周期レベルは地震調査研究推進本部(2020)と比べて小さいことから、地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを不確かさとして考慮する。
- 地震動評価は、基本ケース(M7.3)は2011年7月10日三陸沖の地震の敷地で観測された記録の距離補正によって、不確かさケース(M8.2)については、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定[**沖合いのやや浅い地震(東北)**]

| | タイプ | 地震規模 | 想定位置 | SMGA位置 | 短周期レベル※1 (A) | 備考 |
|-----------------|-----|------|----------------|--------|-----------------|--|
| ケース1 (基本ケース) | 逆断層 | M7.3 | 敷地前面 (海溝西側) | 断層中央 | 0.6As | ・東北地方で最大規模の2011年7月10日三陸沖の地震のMと震源深さ及びM ₀ -Aを考慮 ・観測記録の距離補正により評価 |
| ケース2 (地震規模) | 逆断層 | M8.2 | 敷地前面 (海溝西側) | 断層中央 | 0.6As | ・1994年北海道東方沖地震のMを考慮 ・2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)の震源深さ及びM ₀ -Aを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正 |
| 影響評価ケース | 逆断層 | M8.2 | 敷地前面 (海溝西側) | 断層中央 | 1.0As | ・地震調査研究推進本部(2020)のM ₀ -Aを保守的に設定 ・断層モデルの平均応答スペクトル |

※1: 地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

 : 考慮する不確かさ : あらかじめモデルに織り込む不確かさ

2011年7月10日三陸沖の地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

2011年7月10日三陸沖の地震の短周期レベルは、地震調査研究推進本部(2020)と比べて小さいことから、不確かさとして保守性を考慮

| | ①スペクトルインバージョン※2 | ②地震調査研究推進本部(2020)※3 | ①/② |
|--------------------------------|-------------------------|-------------------------|-----|
| 短周期レベル(A) (Nm/s ²) | 3.95 × 10 ¹⁹ | 7.10 × 10 ¹⁹ | 0.6 |

※2: 補足説明資料3章1.2を参照

※3: F-netによる地震モーメント[3.75 × 10¹⁹(Nm)]より算定

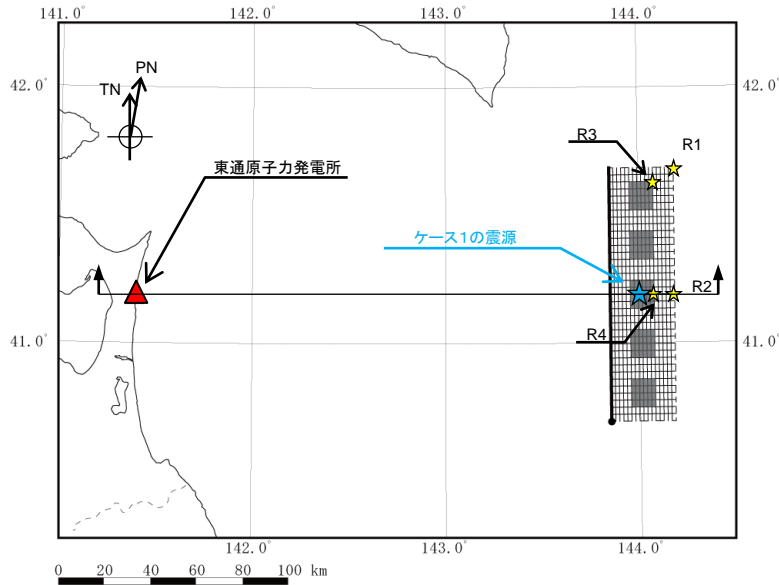
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.4 検討用地震の選定

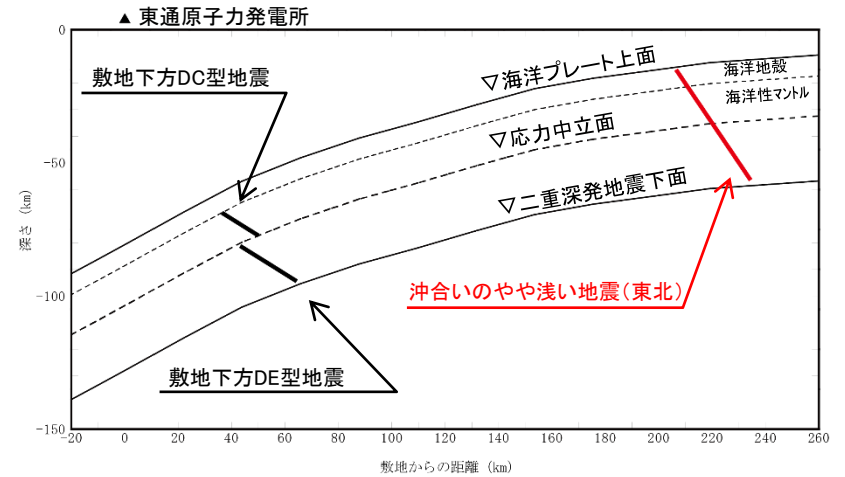
(3) 沖合いのやや浅い地震(東北) ②不確かさケースの断層モデル

S239

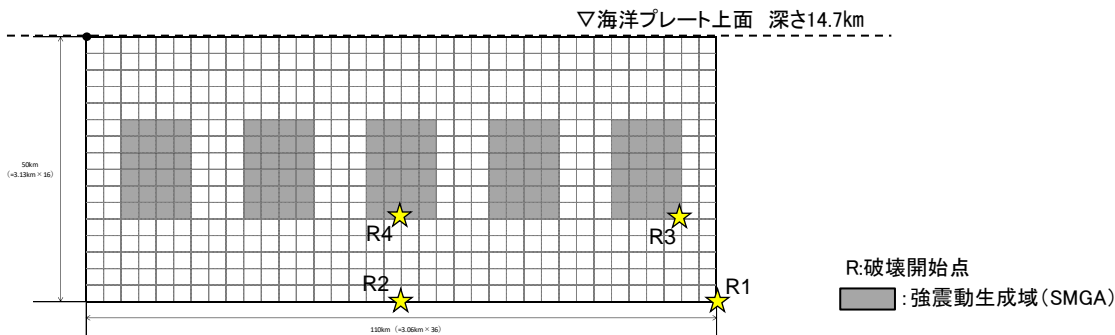
➤ 沖合いのやや浅い地震(東北)の断層モデルを示す。



沖合いのやや浅い地震(東北) 断層配置図 R:破壊開始点



沖合いのやや浅い地震(東北) 断層配置図(断面)



沖合いのやや浅い地震(東北) 展開図 ケース2及び影響評価ケース

沖合いのやや浅い地震(東北) 各ケースの地震規模と等価震源距離

| | 地震規模 | 等価震源距離 |
|-------------|------|----------|
| ケース1 | M7.3 | 226 (km) |
| ケース2 | M8.2 | 226 (km) |
| 影響評価 ケース | | |

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.4 検討用地震の選定

(4)二重深発地震下面の地震(北海道) 北海道DE型地震 ①基本ケース及び不確かさの想定

- 東通原子力発電所の周辺の北海道(千島弧)には、1993年釧路沖地震の震源域にみられる海洋プレート内の低速度域は確認されていないものの、北海道で発生する二重深発地震下面の地震として、「北海道DE型地震」を想定する。
- 基本ケースは、北海道で発生したDE型地震の最大規模である1993年釧路沖地震(M7.5)の地震規模とし、敷地に最も近い千島弧に想定する。震源深さは、1993年釧路沖地震と同じとする。
- 断層傾斜角は、アウターライズで生成した正断層の再活動及び1993年釧路沖地震を考慮する。
- 破壊開始点は、破壊が敷地に向かう位置に設定する。
- Morikawa and Sasatani(2004)及び笹谷ほか(2006)に基づき、1993年釧路沖地震の短周期レベルを不確かさとして考慮する。1993年釧路沖地震は、下面の地震としては東北地方及び北海道の最大であることから、地震規模の不確かさは考慮しない。
- 敷地において適切な観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定〔北海道 二重深発地震下面の地震(北海道DE型地震)〕

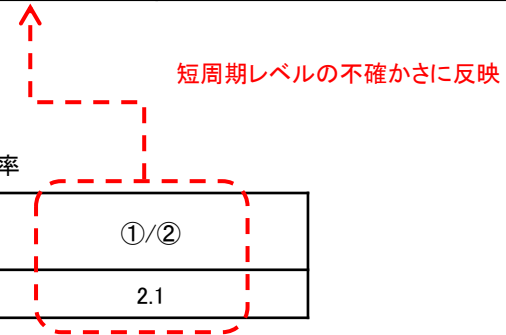
| | タイプ | 地震規模 | 想定位置 | SMGA位置 | 短周期レベル※1 (A) | 備考 |
|--------------------|-----|------|-----------------|--------|-----------------|--|
| ケース1 (基本ケース) | DE型 | M7.5 | 敷地至近千島弧 (下面) | 断層中央 | 1.0As | ・1993年釧路沖地震のM及び震源深さを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトルを補正 |
| ケース2※2 (短周期レベル) | DE型 | M7.5 | 敷地至近千島弧 (下面) | 断層中央 | 2.1As | ・1993年釧路沖地震のM ₀ -Aを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトル |

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

※2:ケース2は、影響評価ケースと同等の不確かさを考慮。

■ :考慮する不確かさ

■ :あらかじめモデルに織り込む不確かさ



1993年釧路沖地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

| | ①Morikawa and Sasatani(2004), 笹谷ほか(2006) | ②地震調査研究推進本部(2020)※3 | ①/② |
|--------------------------------|---|-------------------------|-----|
| 短周期レベル(A) (Nm/s ²) | 3.12 × 10 ²⁰ | 1.46 × 10 ²⁰ | 2.1 |

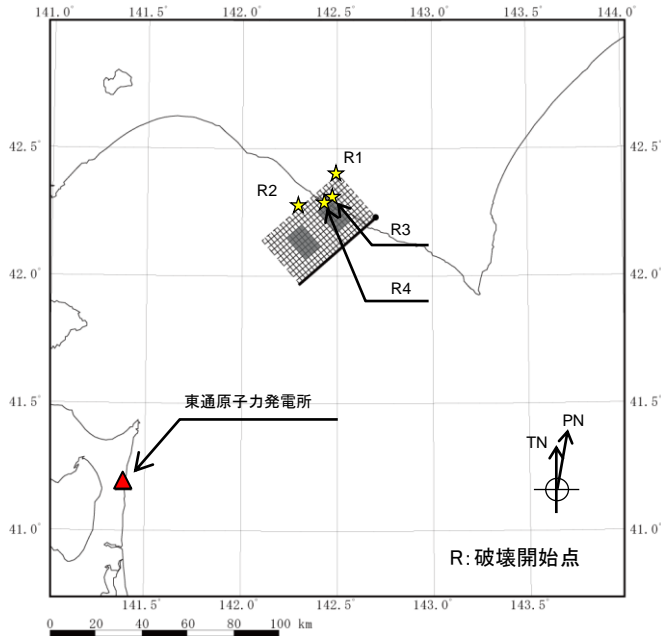
※3: Takeo et al.(1993)による地震モーメント[3.3 × 10²⁰(Nm)]より算定

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

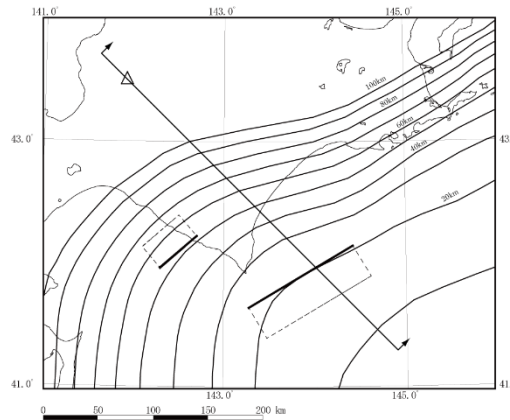
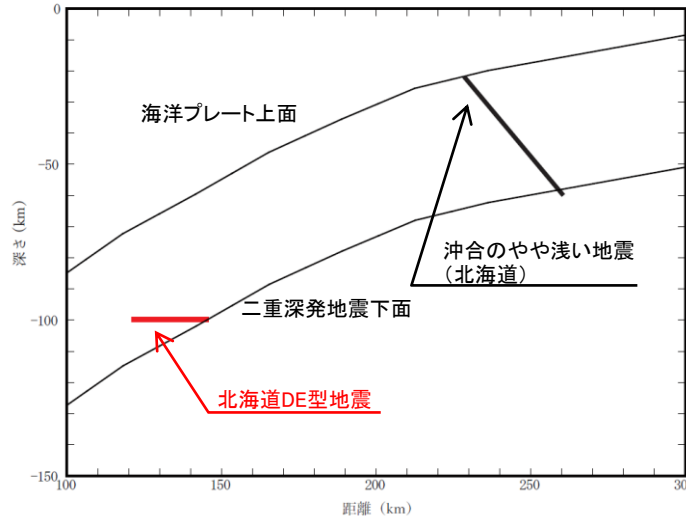
3.2.4 検討用地震の選定

(4)二重深発地震下面の地震(北海道) 北海道DE型地震 ②基本ケース及び不確かさの想定 断層モデル

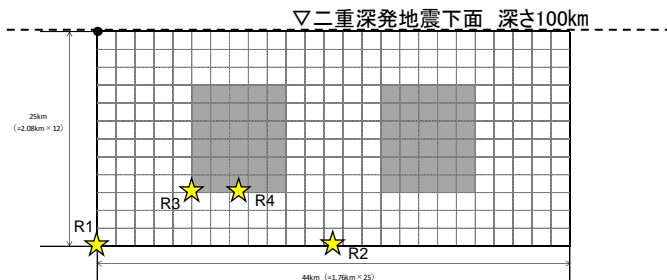
▶ 北海道DE型地震の断層モデルを示す。



北海道DE型地震 断層配置図



北海道DE型地震
断層配置図(断面)



北海道DE型地震 展開図

R:破壊開始点
■:強震動生成域(SMGA)

北海道DE型地震
各ケースの地震規模と等価震源距離

| | 地震規模 | 等価震源距離 |
|------|------|---------|
| ケース1 | M7.5 | 171(km) |
| ケース2 | | |

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.4 検討用地震の選定

(5) 沖合いのやや浅い地震(北海道) ①基本ケース及び不確かさの想定

- 北海道では、沖合いのやや浅い地震として1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生していることから、同タイプの地震として「**沖合いのやや浅い地震(北海道)**」を想定する。
- 地震規模は1994年北海道東方沖地震のM8.2を考慮し、敷地に最も近い千島弧に想定する。震源深さは、地震調査研究推進本部(2013)も踏まえ1994年北海道東方沖地震と同じとする。
- 断層傾斜角は、アウターライズで生成した正断層の再活動を考慮し、海洋プレートの境界面に対して60°とする。
- 破壊開始点は、破壊が敷地に向かう位置に設定する。
- Morikawa and Sasatani(2004)及び笹谷ほか(2006)に基づき、1994年北海道東方沖地震の短周期レベルを不確かさとして考慮する。1994年北海道東方沖地震は、沖合いのやや浅い地震としては東北地方及び北海道の最大であることから、地震規模の不確かさは考慮しない。
- 敷地において適切な観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた地震動評価を行う。

検討対象地震の想定[沖合いのやや浅い地震(北海道)]

| | タイプ | 地震規模 | 想定位置 | SMGA位置 | 短周期レベル※1 (A) | 備考 |
|--------------------|-----|------|------------------|--------|-----------------|---|
| ケース1 (基本ケース) | 逆断層 | M8.2 | 敷地至近千島弧 (沖合い) | 断層中央 | 1.0As | ・1994年北海道東方沖地震のM及び震源深さを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトル |
| ケース2※2 (短周期レベル) | 逆断層 | M8.2 | 敷地至近千島弧 (沖合い) | 断層中央 | 2.0As | ・1994年北海道東方沖地震のM ₀ -Aを考慮 ・断層モデルの平均応答スペクトル |

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

※2:ケース2は、影響評価ケースと同等の不確かさを考慮。

■ :考慮する不確かさ □ :あらかじめモデルに織り込む不確かさ



1994年北海道東方沖地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

| | ①Morikawa and Sasatani(2004), 笹谷ほか(2006) | ②地震調査研究推進本部(2020)※3 | ①/② |
|--------------------------------|---|-------------------------|-----|
| 短周期レベル(A) (Nm/s ²) | 5.92 × 10 ²⁰ | 2.92 × 10 ²⁰ | 2.0 |

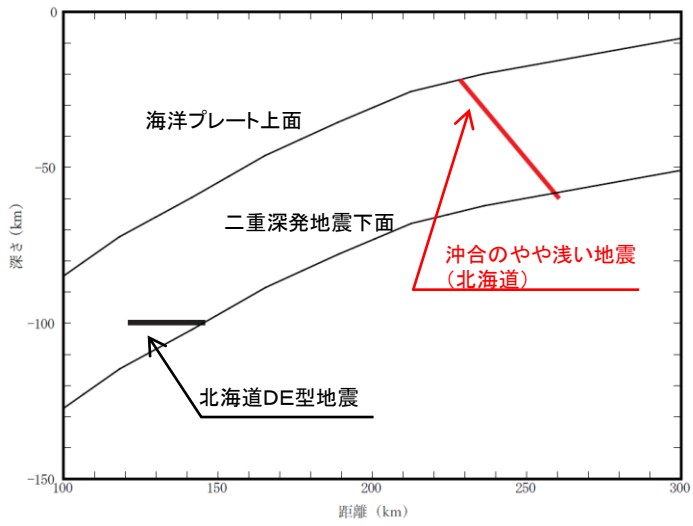
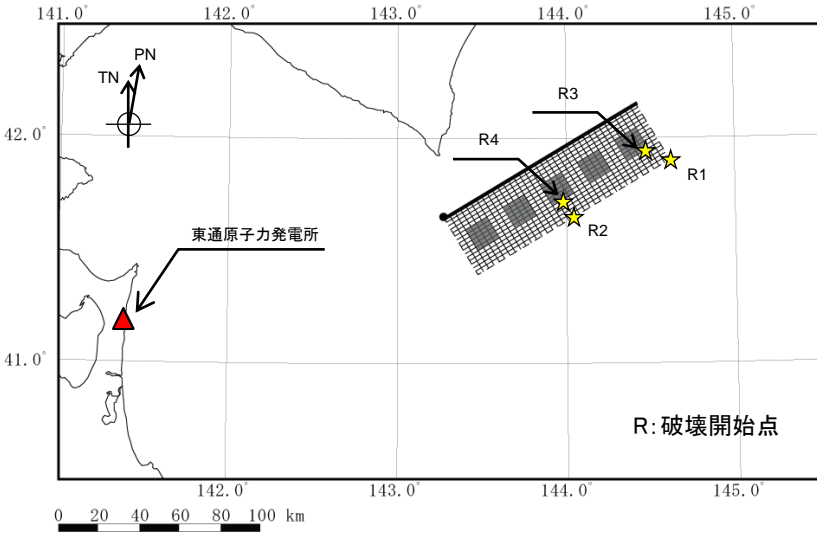
※3: Kikuchi and Kanamori(1995)による地震モーメント[2.6 × 10²¹(Nm)]より算定

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

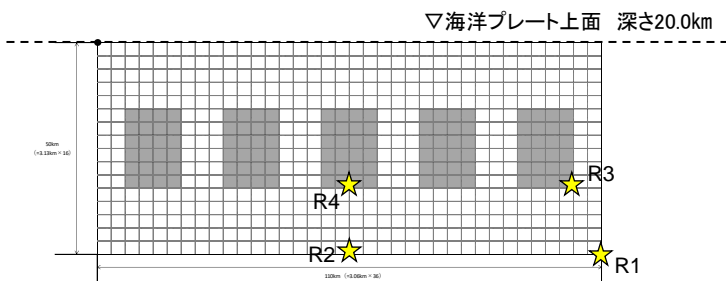
3.2.4 検討用地震の選定

(5) 沖合いのやや浅い地震(北海道) ②基本ケース及び不確かさの想定 断層モデル

➤ 沖合いのやや浅い地震(北海道)の断層モデルを示す。

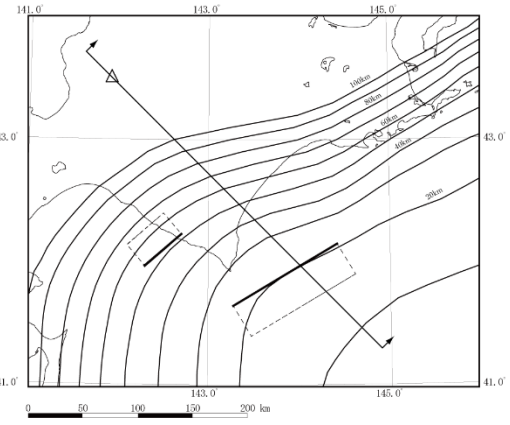


沖合いのやや浅い地震(北海道) 断層配置図



沖合いのやや浅い地震(北海道) 展開図

R:破壊開始点
■:強震動生成域(SMGA)



沖合いのやや浅い地震(北海道) 断層配置図(断面)

沖合いのやや浅い地震(北海道) 各ケースの地震規模と等価震源距離

| | 地震規模 | 等価震源距離 |
|------|------|---------|
| ケース1 | M8.2 | 220(km) |
| ケース2 | | |

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3. 2 海洋プレート内地震

3. 2. 4 検討用地震の選定

(6)アウターライズ地震 ①基本ケース及び不確かさの想定

- アウターライズでは1933年三陸沖の地震(M8.1)が発生していることから、同タイプの地震として「アウターライズ地震」を想定する。
- これまで知られている正断層のアウターライズ地震の最大規模である1933年三陸沖の地震(M8.1)を基本ケースとし、敷地に最も近い海溝軸東側に想定する。
- また、土木学会(2002)では1611年慶長の津波が海洋プレート内地震によるものであった場合Mw8.6としていることを踏まえ、津波評価においてM8.6としていることから、この地震規模を影響評価ケースとして考慮する。
- M7クラス後半の地震として、2011年3月11日15時25分三陸沖の地震(M7.5)が発生しており、この地震の短周期レベル[佐藤(2013)]は、地震調査研究推進本部(2020)による平均的な短周期レベルに比べて小さいものとなっている。
- 上記地震については、敷地における観測記録が得られていることから、距離及び地震規模の補正による簡易評価を行う。

検討対象地震の想定〔アウターライズ地震〕

| | タイプ | 地震規模 | 想定位置 | SMGA位置 | 短周期レベル※1 (A) | 備考 |
|----------------------|-----|------|---------------|--------|-----------------|---|
| ケース1 (基本ケース) | 正断層 | M8.1 | 敷地前面 海溝軸東側 | 断層中央 | 0.7As | <ul style="list-style-type: none"> ・1933年三陸沖の地震のMを考慮 ・2011年3月11日15時25分三陸沖の地震のM₀-Aを考慮 ・地震観測記録を補正 |
| 影響評価ケース (津波評価の規模) | 正断層 | M8.6 | 敷地前面 海溝軸東側 | 断層中央 | 0.7As | <ul style="list-style-type: none"> ・津波評価の地震規模を参考 ・2011年3月11日15時25分三陸沖の地震のM₀-Aを考慮 ・地震観測記録を補正 |

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

■ :考慮する不確かさ □ :あらかじめモデルに織り込む不確かさ

2011年3月11日15時25分三陸沖の地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

| | ①佐藤(2013) | ②地震調査研究推進本部(2020)※2 | ①/② |
|--------------------------------|-------------------------|-------------------------|-----|
| 短周期レベル(A) (Nm/s ²) | 9.37 × 10 ¹⁹ | 1.33 × 10 ²⁰ | 0.7 |

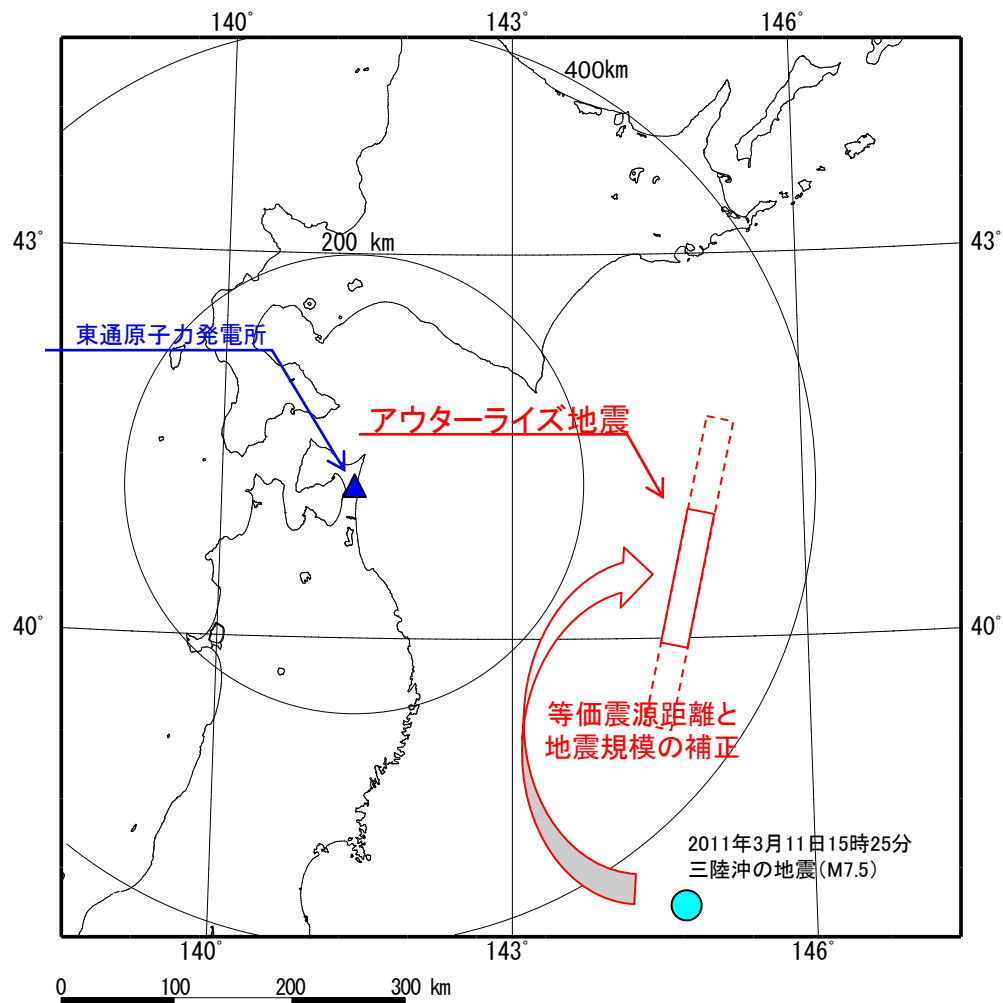
※2:F-netによる地震モーメント[2.46 × 10²⁰(Nm)]より算定

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.4 検討用地震の選定

(6)アウターライズ地震 ②アウターライズ地震と観測地震の震央位置

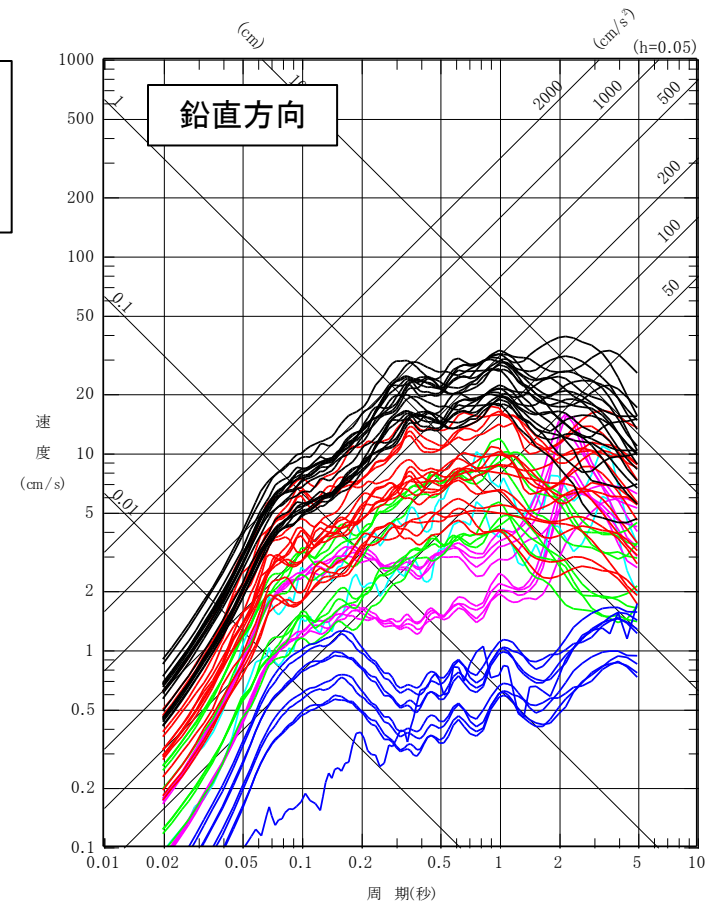
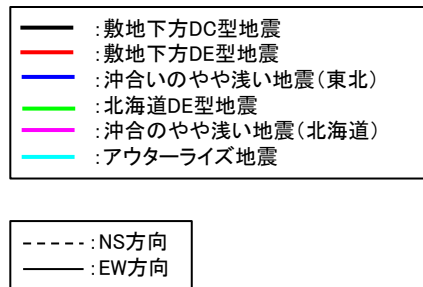
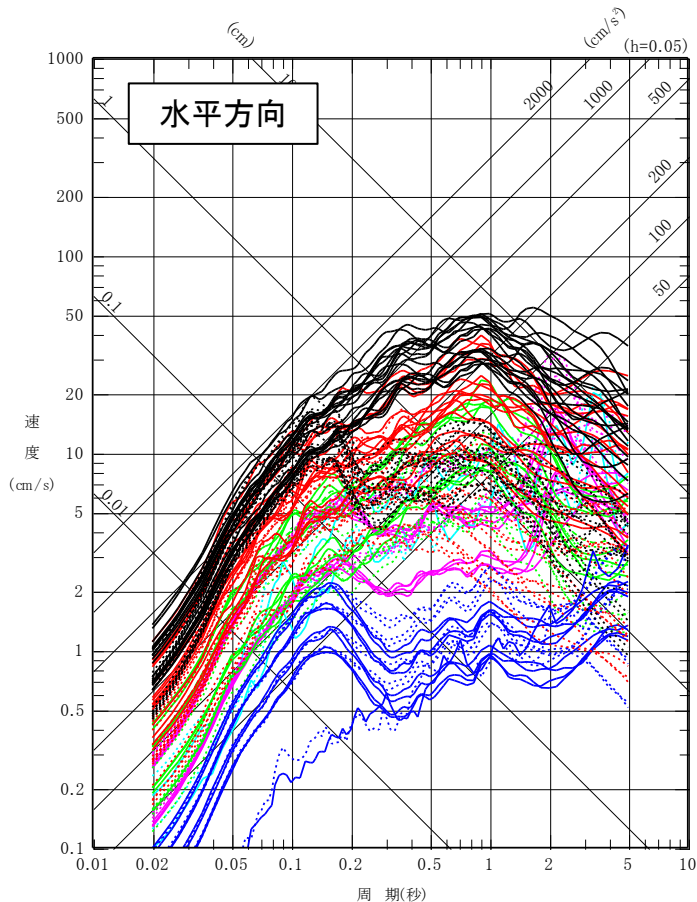
➤ アウターライズ地震と観測地震の震央位置を以下に示す。



3. 2. 4 検討用地震の選定

(7)まとめ(検討対象地震の地震動評価)

- 各検討対象地震について、全てのケースの応答スペクトルの比較を以下に示す。
- 各検討対象地震の地震動が敷地に与える影響は特に大きいものではないこと(詳細は補足説明資料3章2. 1参照), また、個々のケースでは一部の周期で地震タイプの違いによる凹凸があるものの、地震タイプ全体で比較した場合、[敷地下方DC型地震]が全ての周期帯において他の地震タイプを上回っていることから、この地震タイプを検討用地震として選定する。

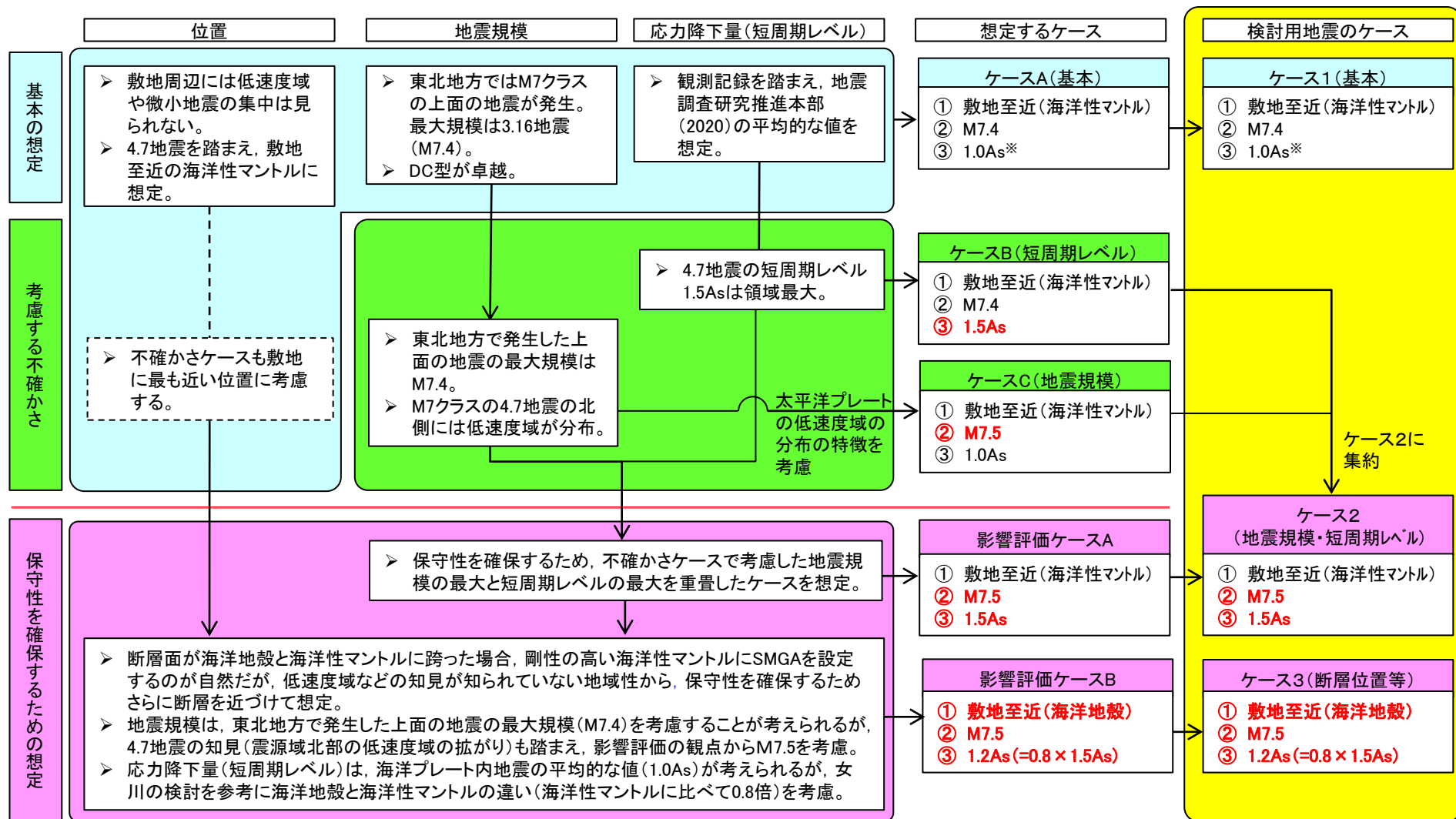


各検討対象地震の地震動評価

3.2.5 検討用地震の地震動評価

(1) 基本ケース及び不確かさケース ①基本方針

- ▶ 検討用地震(敷地下方DC型地震)の基本ケース及び考慮する不確かさ等の検討フローを以下に示す。
- ▶ 検討用地震の地震動評価においては、検討対象地震の検討において保守性確保の観点から設定した影響評価ケース(地震規模と短周期レベルの不確かさを重畳させたケース)も不確かさケースとして採用する。



*: 地震調査研究推進本部(2020)(強震動予測レシピ)の短周期レベルを1.0Asとする。

3. 2. 5 検討用地震の地震動評価

(1) 基本ケース及び不確かさケース ②検討ケース

S238

- 検討用地震として選定した「**敷地下方DC型地震**」について、検討ケースを以下に示す。

■基本ケース

- 3章2. 4(検討用地震の選定)での検討を踏まえ、**基本ケース**は、東北地方で発生した二重深発地震上面の最大規模であるM7.4とする。
- 想定位置、SMGA位置・個数、短周期レベルは3章2. 4と同じとする。断層面は概ね敷地への延長上にあり、破壊開始点は、ディレクティビティ効果を考慮して破壊が敷地に向かう位置に複数設定する(不確かさケースでも同様とする)。

■不確かさケース

- 3章2. 4(検討用地震の選定)での検討から、保守性確保の観点から設定した影響評価ケース(地震規模と短周期レベルの不確かさを重畳させたケース)も**不確かさケース2(地震規模・短周期レベル)**として採用する。
- また、以下の観点(①, ②)から太平洋プレートの地殻まで破壊が広がる断層面を想定した場合に比べ海洋性マントルが破壊する場合の方が自然と考えられるものの、敷地に対する距離は近くなることを考慮し、**不確かさケース3[断層位置・地震規模・短周期レベル(以下、「断層位置等」という。)]**を想定する。その場合の地震規模は、東北地方で発生した上面の地震の最大規模であるM7.4が考えられるが、4.7地震の知見(震源域北部の低速度域の拡がり)も踏まえ、保守性も考慮したM7.5を想定する。また、応力降下量(短周期レベル)は、海洋プレート内地震の平均的な値である地震調査研究推進本部(2020)の値を用いることが考えられるが、女川原子力発電所での検討を参考に海洋性マントルと海洋地殻の物性の違いを考慮する(後述)。

①地殻とマントルに跨って断層面を想定した場合、両者の物性の違い等を考慮するとSMGAはマントル内に生成されると考えられる。

②瀬野(2020)は、1978年宮城県沖地震等のプレート間地震の短周期地震動は断層面がスラブ地殻に及んだことにより生成されたものと考察している。

■地震動評価の方法

- 応答スペクトルに基づく地震動評価は、解放基盤表面における水平方向及び鉛直方向の地震動の応答スペクトルを予測し、敷地の特性等を適切に反映することが可能なNoda et al.(2002)の手法を用いる。
- 断層モデルを用いた手法による地震動評価は、敷地において、敷地下方DC型地震の想定位置付近で発生した適切な観測記録が得られていないことから(補足説明資料3章3. 2参照)、統計的グリーン関数法を用いた地震動評価を行う。

3. 2. 5 検討用地震の地震動評価

(1) 基本ケース及び不確かさケース ③ 認識論的不確かさと偶然的不確かさの整理

【不確かさの考え方の整理】

➤ 主要なパラメータについて、海洋プレート内地震に関する知見等を踏まえ、認識論的不確かさと偶然的不確かさに分類し、敷地に与える影響が大きいパラメータについて不確かさを考慮し、地震動評価を行う。

【認識論的不確かさ】: 事前の詳細な調査や経験式などにに基づき設定できるもの。

【偶然的不確かさ】 : 事前の詳細な調査や経験式などに基づく特定が困難なもの。

青文字: 基本ケースにあらかじめ不確かさを考慮
赤文字: 不確かさを考慮

| 種類 | パラメータ | 基本ケースでの設定 不確かさケースの設定 | 不確かさの考慮 |
|-------------------|---------------------------|--|--|
| 認識論的 不確かさ | 地震規模 | M7.4 | 不確かさケースとして考慮 ✓ 基本ケースは、東北地方で発生した二重深発地震上面の地震の最大規模(3.16地震)であるM7.4とする。 ✓ 4.7地震では、震源域北部に低速度域の拡がり確認されており、敷地周辺の海洋プレート内には 同様の知見は確認されていないものの、保守性も考慮してM7.5を想定。 |
| | | M7.5 | |
| | 断層の位置 | 敷地至近 海洋性マントル内 | 不確かさケースとして考慮 ✓ 東北地方のDC型地震の4.7地震(M7.2)は、海洋性マントルの低速度域で発生。 ✓ 敷地周辺では、4.7地震でみられたような海洋プレート内の低速度域は知られていないものの、不確かさを考慮して 敷地至近の海洋性マントルの位置に想定。 ✓ 海洋地殻と海洋性マントルの物性の違いから、断層面を海洋性マントルに想定することが自然であるが、敷地付近の観測事例が少ないことなどを考慮し、 敷地至近の海洋地殻の位置に想定。 |
| | | 敷地至近 海洋地殻 | |
| 短周期レベル (応力降下量) | 地震調査研究推進本部 (2020)の1.0倍 | 不確かさケースとして考慮 ✓ 敷地で得られた観測記録には短周期レベルが特に大きい傾向は確認されないことから、基本ケースは、海洋プレート内地震の平均的な値である地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルに基づき設定。 ✓ 不確かさとして、 東北地方で発生したDC型地震である4.7地震のM_0-A関係を考慮 [地震調査研究推進本部(2020)の1.5倍]。4.7地震の短周期レベル(M_0 -A関係)は、東北地方の二重深発地震上面の地震として最も大きい値。なお、3.16地震の短周期レベル(M_0 -A関係)は4.7地震より小さい。 | |
| | 基本ケースの1.5倍 | | |
| 偶然的 不確かさ | SMGA位置 | 断層上端 | 基本ケースにあらかじめ不確かさを考慮 ✓ SMGA位置に関する知見は知られていないことから、 敷地に最も近い断層上端に考慮。 |
| | | 同上 | |
| 偶然的 不確かさ | 破壊開始点 | 破壊が敷地に向かう位置 | 基本ケースにあらかじめ不確かさを考慮 ✓ 基本ケース、不確かさケースとも、 敷地に対し最も影響の大きい破壊開始点位置 (破壊が敷地に向かう位置)に複数考慮。 |
| | | 同上 | |

3.2.5 検討用地震の地震動評価

(1)基本ケース及び不確かさケース ④検討ケース

S237

- 基本ケースの地震規模は、東北で発生した二重深発地震上面の地震の最大規模である3.16地震の規模(M7.4)とする。不確かさで考慮する地震規模は、4.7地震の知見(震源域北部の低速度域の拡がり)を踏まえ、保守性も考慮したM7.5を想定する。
- 基本ケースの短周期レベルは、地震調査研究推進本部(2020)の平均的な値とする。不確かさで考慮する短周期レベルは、東北地方で発生した二重深発地震上面の最大値である4.7地震を考慮し、海洋地殻に想定する場合はさらに物性の違いを考慮する。
- 基本ケース、不確かさケースともSMGAの個数は、地震調査研究推進本部(2020)で「Mw7~8で3個」とされていること、及び3.16地震の震源モデルで複数のSMGAが設定されていることから2個を考慮する。(補足説明資料3章3.4参照)

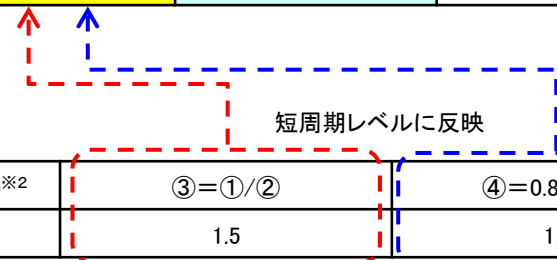
検討用地震の想定〔二重深発地震上面の地震(敷地下方DC型地震)〕

| | タイプ | 地震規模 | 想定位置 | SMGA位置 | 短周期レベル※1 (A) | 破壊開始点 | 備考 |
|-----------------------|-----|------|-------------------|------------|------------------------|------------------|--|
| ケース1 (基本ケース) | DC型 | M7.4 | 敷地至近 (海洋性マントル) | 断層上端 均等 | 1.0As | 破壊が敷地に向かう位置に複数想定 | 東北地方で発生した上面の地震の最大規模を考慮 |
| ケース2 (地震規模・短周期レベル) | DC型 | M7.5 | 敷地至近 (海洋性マントル) | 断層上端 均等 | 1.5As | 破壊が敷地に向かう位置に複数想定 | ・原田・釜江(2011)による4.7地震のM ₀ -Aを考慮 ・4.7地震の知見(低速度域の拡がり)を踏まえ、保守性を考慮しM7.5を想定 |
| ケース3 (断層位置等) | DC型 | M7.5 | 敷地至近 (海洋地殻) | 断層上端 均等 | 1.2As (0.8 × 1.5As) | 破壊が敷地に向かう位置に複数想定 | ・4.7地震の知見(低速度域の拡がり)を踏まえ、保守性を考慮しM7.5を想定 ・断層位置を海洋地殻まで近づけて想定 ・海洋性マントルと海洋地殻の物性の違いを考慮 |

※1:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。

■ :考慮する不確かさ

□ :あらかじめモデルに織り込む不確かさ



4.7地震の地震調査研究推進本部(2020)に対する短周期レベルの倍率

| | | | | |
|--------------------------------|-------------------------|-------------------------|-------|-------------|
| | ①原田・釜江(2011) | ②地震調査研究推進本部(2020)※2 | ③=①/② | ④=0.8 × ③※3 |
| 短周期レベル(A) (Nm/s ²) | 1.16 × 10 ²⁰ | 7.67 × 10 ¹⁹ | 1.5 | 1.2 |

※2:F-netによる地震モーメント[4.74 × 10¹⁹(Nm)]より算定

※3:「0.8倍」は、海洋性マントルの強震動生成域に対する海洋地殻の強震動生成域の短周期レベルの比を示す(次頁)

3. 2. 5 検討用地震の地震動評価

(2) 断層面を海洋地殻まで近づけた場合の応力降下量

■ 海洋地殻及び海洋性マンタルの地震の応力降下量(短周期レベル)

(補足説明資料3章3. 1参照)

【地震記録等による検討】

- Kita and Katsumata(2015) での応力降下量(短周期レベル)
海洋地殻: 海洋性マンタル=約**0.53:1**(1:1.9)
- Christensen(1996)の岩石試験を基にした 応力降下量(短周期レベル)
海洋地殻: 海洋性マンタル=約**0.60:1**(1:1.7)

【地盤構造モデルに基づく検討】

- 地震調査研究推進本部(2012)速度構造での応力降下量(短周期レベル)
海洋地殻: 海洋性マンタル=約**0.47:1**(1:2.10)
- 地震調査研究推進本部(2005)速度構造での応力降下量(短周期レベル)
海洋地殻: 海洋性マンタル=約**0.70:1**(1:1.42)

海洋性マンタルの応力降下量に対し海洋地殻の応力降下量(短周期レベル)は**0.47倍~0.70倍**程度の値と評価される。

北海道下の太平洋プレートでは、海洋性マンタルの応力降下量は海洋地殻より大きく、東北日本下の太平洋プレートでも同様の傾向がある[Kita and Katsumata(2015), 北(2016)]。

SMGAを海洋性マンタル内に設定した場合は、4.7地震の知見から地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルの1.5倍を考慮している。したがって、SMGAが海洋地殻内の場合は、4.7地震の**0.47倍~0.70倍**[地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルの約0.7(=1.5×0.47)~1.05倍(=1.5×0.70)]程度と考えられる。

断層面を海洋地殻まで近づけた場合のSMGAの短周期レベルは、海洋地殻と海洋性マンタルの物性の違いを考慮し、保守的に**4.7地震の0.8倍**[地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルの1.2倍]を考慮する。

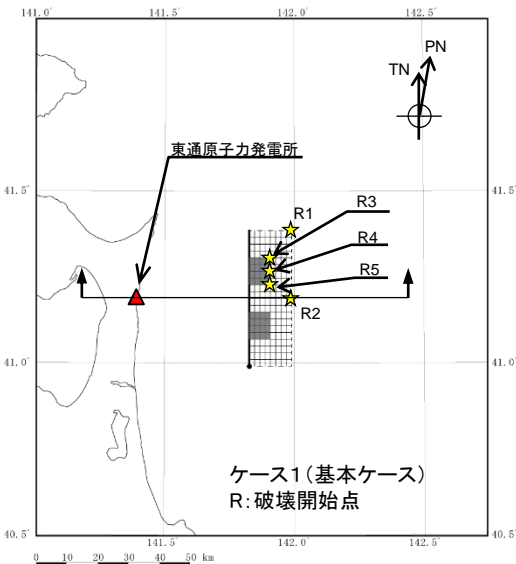
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.5 検討用地震の地震動評価

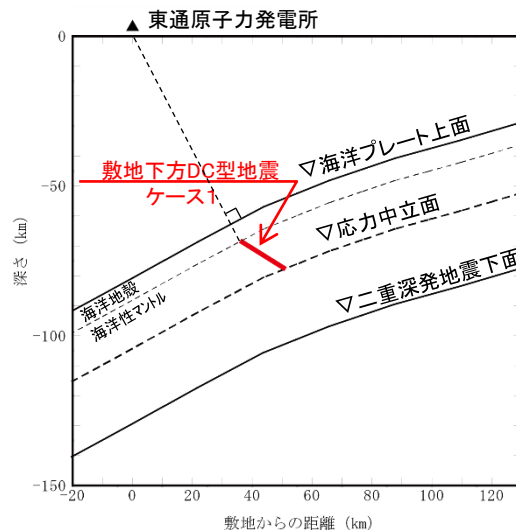
(3) 敷地下方DC型地震 断層モデル ①ケース1(基本ケース)

S239

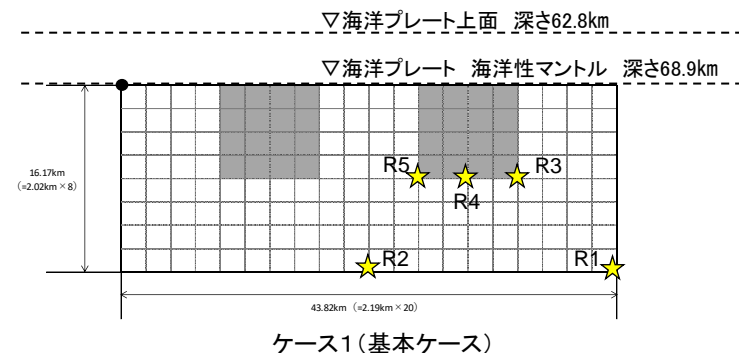
➤ 敷地下方DC型地震(ケース1)の断層モデルを示す。



断層配置図



断層配置図(断面)



展開図
R:破壊開始点
■:強震動生成域(SMGA)

破壊開始点位置は、破壊が敷地に向かう位置に、敷地と断層の位置関係を考慮して設定。

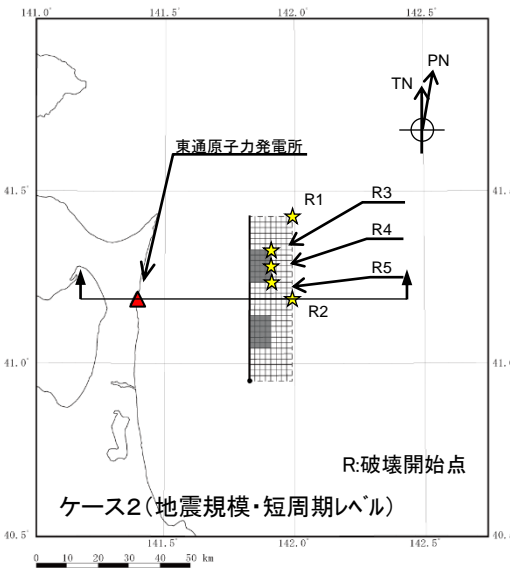
検討用地震(海洋プレート内地震)[敷地下方DC型地震] ケース1(基本ケース)の主な諸元

| | 地震規模 | 断層傾斜角 (°) | 地震モーメント (N・m) | 短周期レベル (Nm/s ²) | 断層上端深さ D(km) | 等価震源距離 Xeq(km) |
|-----------------|------|--------------|-----------------------|--------------------------------|-----------------|-------------------|
| ケース1 (基本ケース) | M7.4 | 32 | 1.19×10^{20} | 1.04×10^{20} | 68.9 | 83 |

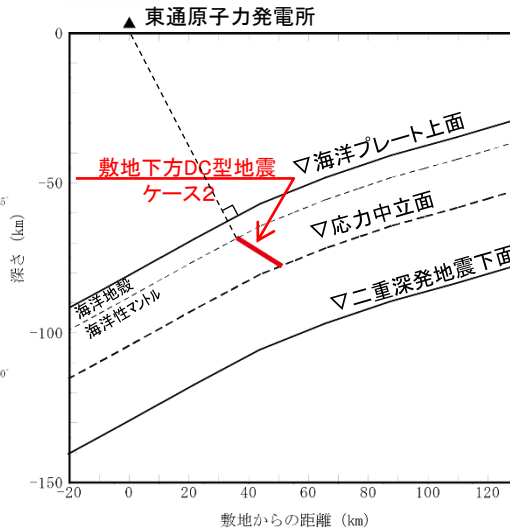
3.2.5 検討用地震の地震動評価

(3) 敷地下方DC型地震 断層モデル ②ケース2(地震規模・短周期レベル) **S239**

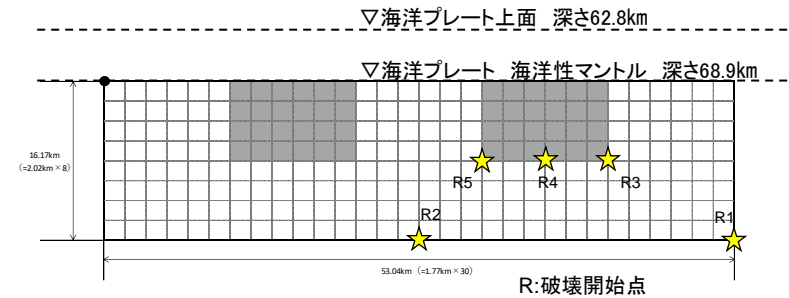
➤ 敷地下方DC型地震(ケース2)の断層モデルを示す。



断層配置図



断層配置図(断面)



ケース2(地震規模・短周期レベル)

展開図 R:破壊開始点
■:強震動生成域(SMGA)

破壊開始点位置は、破壊が敷地に向かう位置に、敷地と断層の位置関係を考慮して設定。

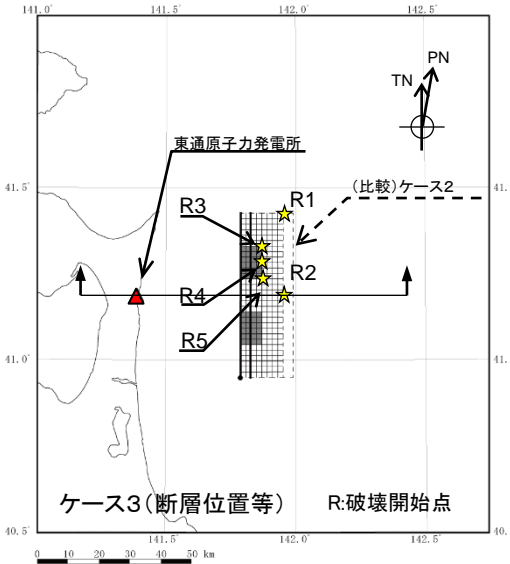
検討用地震(海洋プレート内地震)[敷地下方DC型地震] ケース2(地震規模・短周期レベル)の主な諸元

| | 地震規模 | 断層傾斜角 (°) | 地震モーメント (N・m) | 短周期レベル (Nm/s ²) | 断層上端深さ D(km) | 等価震源距離 Xeq(km) |
|-----------------------|------|--------------|-----------------------|--------------------------------|-----------------|-------------------|
| ケース2 (地震規模・短周期レベル) | M7.5 | 32 | 1.58×10^{20} | 1.72×10^{20} | 68.9 | 84 |

3. 2. 5 検討用地震の地震動評価

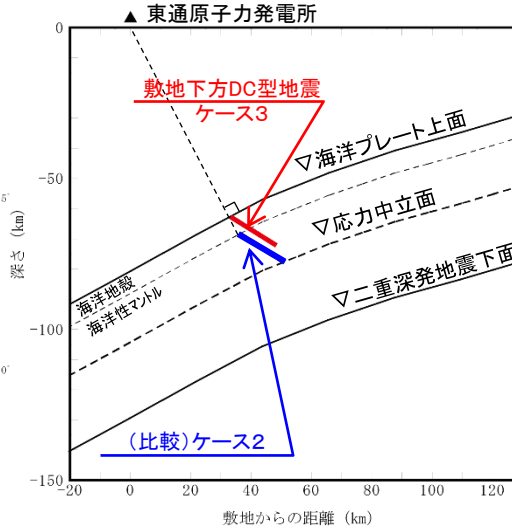
(3)敷地下方DC型地震 断層モデル ③ケース3(断層位置等)

➤ 敷地下方DC型地震(ケース3)の断層モデルを示す。

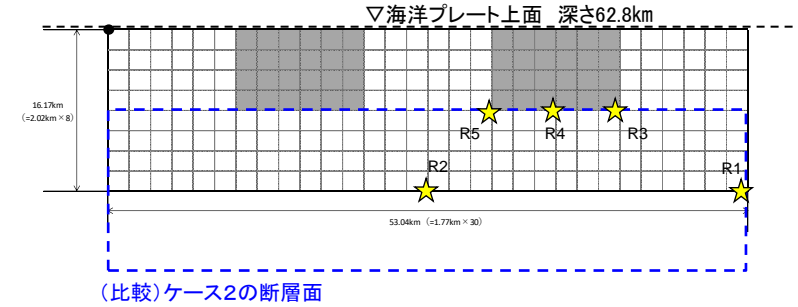


断層配置図

破壊開始点位置は、破壊が敷地に向かう位置に、敷地と断層の位置関係を考慮して設定。



断層配置図(断面)



ケース3(断層位置等)

展開図 R:破壊開始点
■ :強震動生成域 (SMGA)

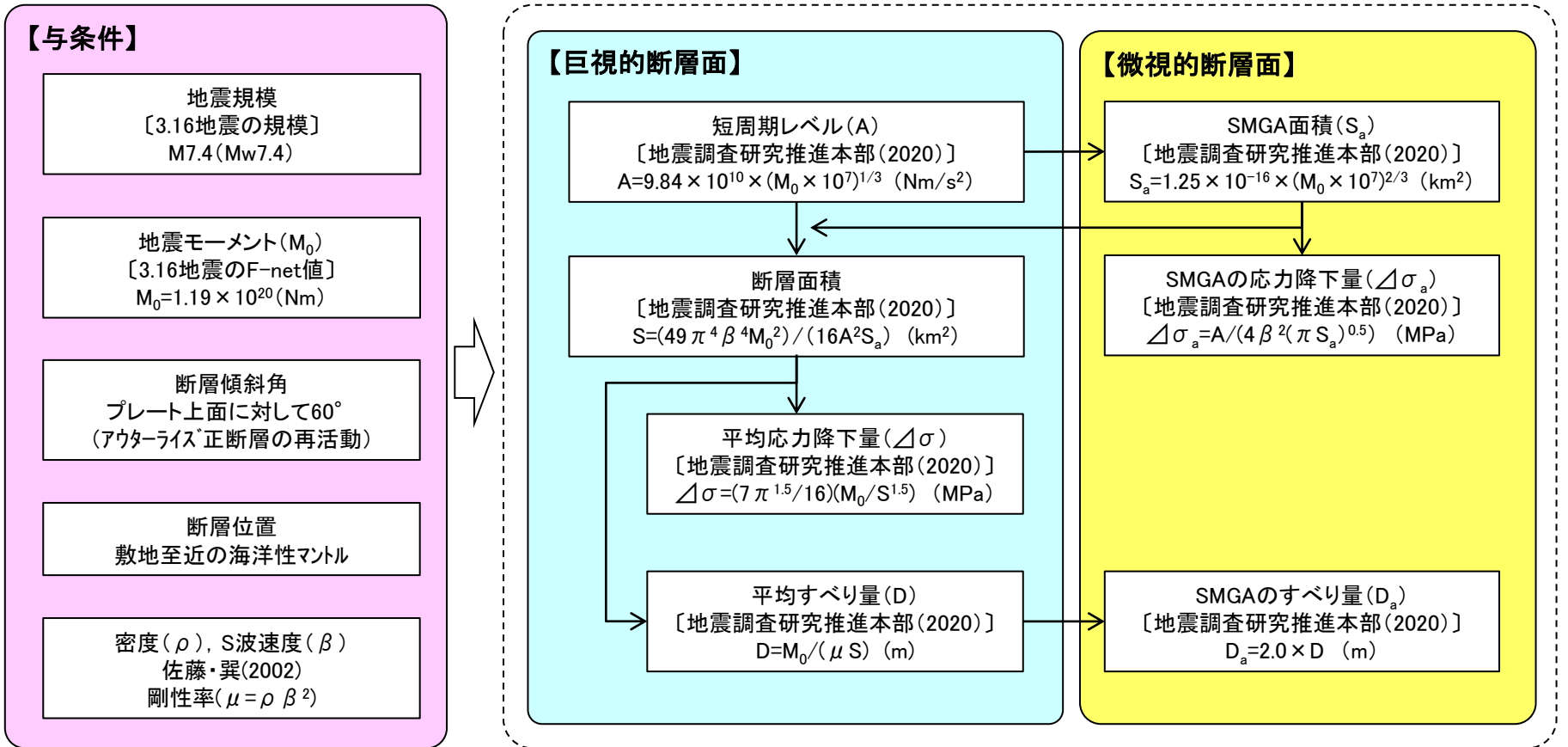
検討用地震(海洋プレート内地震)〔敷地下方DC型地震〕 ケース3(断層位置等)の主な諸元

| | 地震規模 | 断層傾斜角 (°) | 地震モーメント (N・m) | 短周期レベル (Nm/s ²) | 断層上端深さ D(km) | 等価震源距離 Xeq(km) |
|-----------------|------|--------------|-------------------------|--------------------------------|-----------------|-------------------|
| ケース3 (断層位置等) | M7.5 | 32 | 1.58 × 10 ²⁰ | 1.38 × 10 ²⁰ | 62.8 | 77 |

3.2.5 検討用地震の地震動評価

(4) 敷地下方DC型地震 断層パラメータ設定フロー①

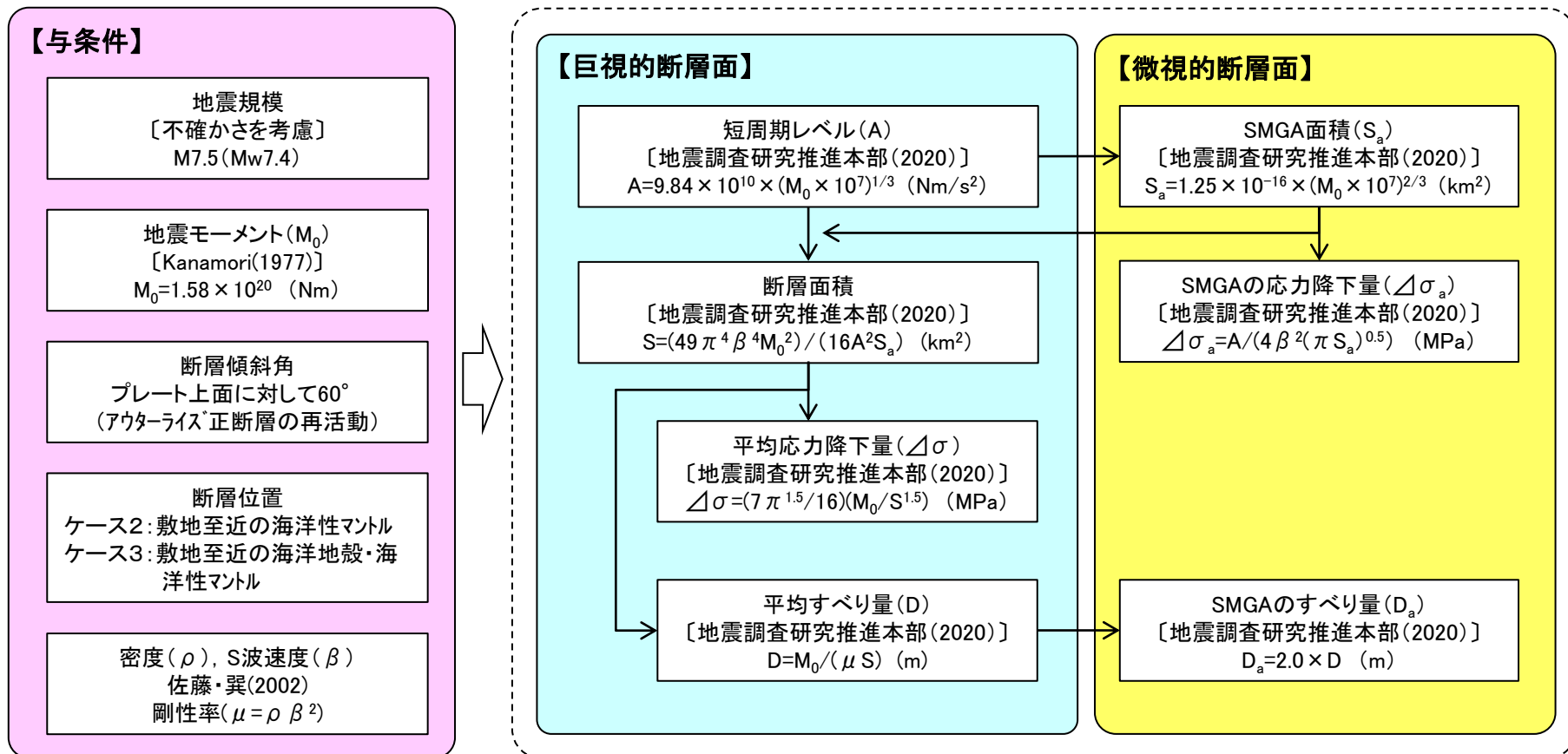
- 敷地下方DC型地震[ケース1(基本ケース)]の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震規模及び地震モーメントは、東北地方で発生した二重深発地震上面の地震の最大規模である3.16地震(M7.4)の値を用いる。
- 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



3. 2. 5 検討用地震の地震動評価

(4) 敷地下方DC型地震 断層パラメータ設定フロー②

- 敷地下方DC型地震〔ケース2(断層規模・短周期レベル)及びケース3(断層位置等)〕の断層パラメータ設定フローを示す。
- 地震規模は、4.7地震及びその知見を踏まえM7.5(Mw7.4)とし、地震モーメントは、不確かさを考慮した地震規模から算定する。
- 設定は、地震調査研究推進本部(2020)の強震動予測レシピを用いる。



※: A及び $\Delta\sigma_a$ について、ケース2では1.5倍、ケース3では1.2倍とする。

3. 2. 5 検討用地震の地震動評価

(5)敷地下方DC型地震 断層パラメータ

➤ 敷地下方DC型地震の各ケースの断層パラメータを以下に示す。

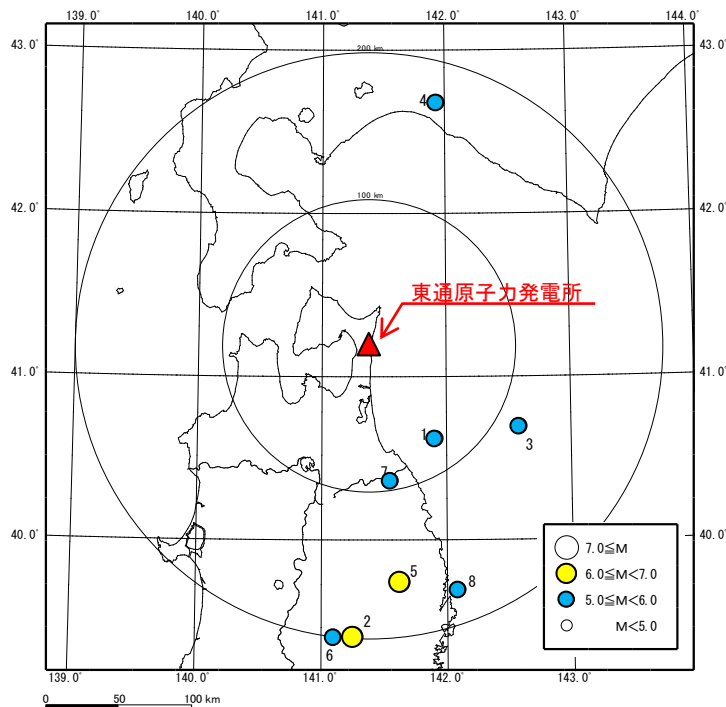
| 断層パラメータ | 記号 | 単位 | 設定方法 | ケース1 (基本ケース) | ケース2 (地震規模・短周期レベル) | ケース3 (断層位置等) | |
|----------|--------------------|---------------------|-------------------------|---|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| 巨視的断層面 | 地震規模(モーメントマグニチュード) | (Mw) | — | 3.16地震の規模, 4.7地震の知見に基づく規模 | 7.4(7.4) | 7.5(7.4) | ← |
| | 走向 | θ | ° | 海溝軸を考慮 | 0 | ← | ← |
| | 断層傾斜角 | δ | ° | 海洋プレート上面に対し60° | 32 | ← | ← |
| | 断層長さ | L | km | 断層面積より設定 | 43.82 | 53.04 | ← |
| | 断層幅 | W | km | 断層面積より設定 | 16.17 | ← | ← |
| | 断層面積 | S | km ² | $S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_0)$ | 709 | 858 | ← |
| | 断層上端深さ | — | km | 海洋プレートの沈み込みを考慮 | 68.9 | ← | 62.8 |
| | 地震モーメント | M_0 | Nm | 3.16地震のF-net, $M_0=10^{(1.5Mw+9.1)}$ | 1.19×10^{20} | 1.58×10^{20} | ← |
| | 剛性率 | μ | N/m ² | $\mu = \rho \beta^2$ | 4.80×10^{10} | ← | ← |
| | 密度 | ρ | g/cm ³ | 佐藤・巽(2002) | 3.0 | ← | ← |
| | S波速度 | β | km/s ² | 佐藤・巽(2002) | 4.0 | ← | ← |
| | 平均すべり量 | D | m | $D=M_0/(\mu S)$ | 3.50 | 3.85 | ← |
| | 平均応力降下量 | $\Delta\sigma$ | MPa | $\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$ | 15.37 | ← | ← |
| | 破壊伝播速度 | V_r | km/s | $V_r=0.72\beta$ [Geller(1976)] | 2.88 | ← | ← |
| | 短周期レベル | A | Nm/s ² | $A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ | 1.04×10^{20} | 1.72×10^{20} | 1.38×10^{20} |
| 高周波遮断周波数 | f_{max} | Hz | 2008年岩手県沿岸北部の地震シミュレーション | 18 | ← | ← | |
| SMGA | 地震モーメント | M_{0a} | Nm | $M_{0a}=\mu D_a S_a$ | 4.71×10^{19} | 6.28×10^{19} | ← |
| | 面積 | S_a | km ² | $S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$ | 140 | 170 | ← |
| | 平均すべり量 | D_a | m | $D_a=2D$ | 7.00 | 7.70 | ← |
| | 応力降下量 | $\Delta\sigma_a$ | MPa | $\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$ | 77.6 | 116.4 | 93.1 |
| 各SMGA | 地震モーメント | M_{0ai} | Nm | $M_{0ai}=M_{0a}/n$, n:SMGAの個数 | 2.36×10^{19} | 3.14×10^{19} | ← |
| | 面積 | S_{ai} | km ² | $S_{ai}=S_a/n$, n:SMGAの個数 | 70 | 85 | ← |
| | 平均すべり量 | D_{ai} | m | $D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$ | 7.00 | 7.70 | ← |
| | 応力降下量 | $\Delta\sigma_{ai}$ | MPa | $\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$ | 77.6 | 116.4 | 93.1 |
| 背景領域 | 地震モーメント | M_{0b} | Nm | $M_{0b}=M_0-M_{0a}$ | 7.19×10^{19} | 9.57×10^{19} | ← |
| | 面積 | S_b | km ² | $S_b=S-S_a$ | 568 | 688 | ← |
| | 平均すべり量 | D_b | m | $D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$ | 2.63 | 2.90 | ← |
| | 実効応力 | $\Delta\sigma_b$ | MPa | $\Delta\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a)\Delta\sigma_a$ | 14.6 | 21.9 | 17.5 |
| Q値 | Q | — | 佐藤・巽(2002) | $114^{0.92}$ | ← | ← | |

3. 2. 5 検討用地震の地震動評価

(6) 応答スペクトルに基づく地震動評価 Noda et al.(2002)に対する補正係数①

- 応答スペクトルに基づく地震動評価は、解放基盤表面における水平方向及び鉛直方向の地震動の応答スペクトルを予測し、敷地の特性等を適切に反映することが可能なNoda et al.(2002)の手法を用いる。
- 海洋プレート内地震は、同程度の規模のプレート間地震や内陸地殻内地震に比べて短周期成分が卓越することが知られている〔例えば、片岡ほか(2006)〕。
- これを踏まえて、Noda et al.(2002)に対する敷地で得られた海洋プレート内地震の応答スペクトル比をNoda et al.(2002)に対するサイト補正係数として採用する。サイト補正係数は、Noda et al.(2002)のコントロールポイントと同じ周期(8点)とする。

- 検討に用いた観測記録は、以下の条件を満たす5地震とした。
 - ① 自由地盤観測点の観測開始(1994年)～2018年8月の観測記録
 - ② 地震規模M5.5以上、震源距離200km以内
 - ③ 気象庁「地震・火山月報(防災編)」に発生様式の記載がある
- さらに、抽出した地震数が少ないことから、④を満たす3地震を追加した。
 - ④ 地震規模M5.5以上、震央距離200km以内



海洋プレート内地震のサイト補正係数算定に用いた地震の震央分布

海洋プレート内地震のサイト補正係数算定に用いた地震

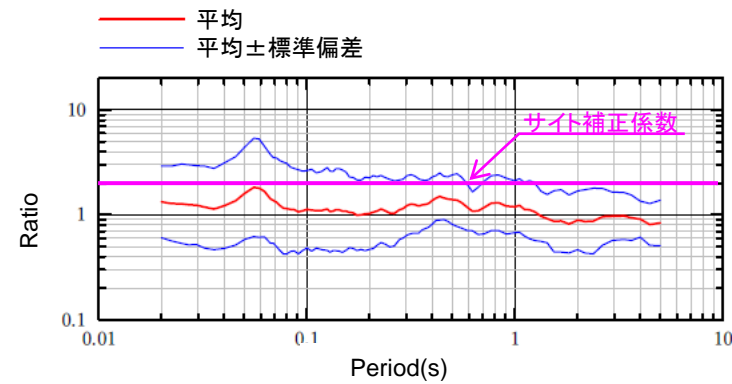
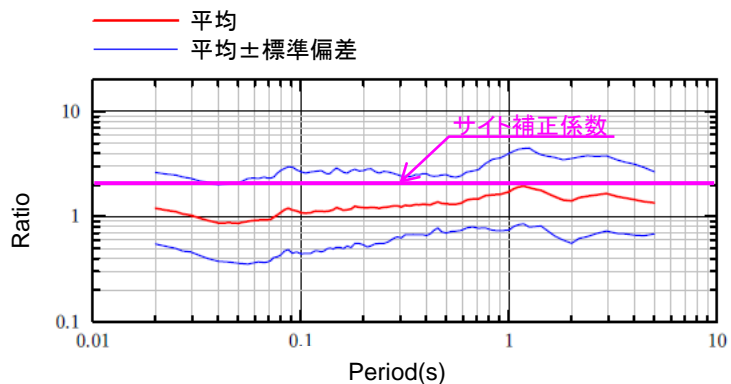
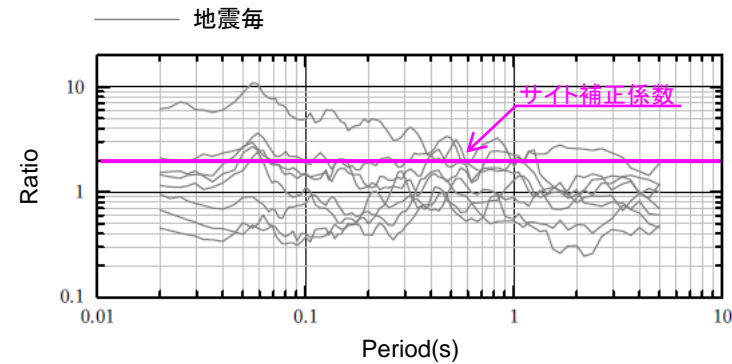
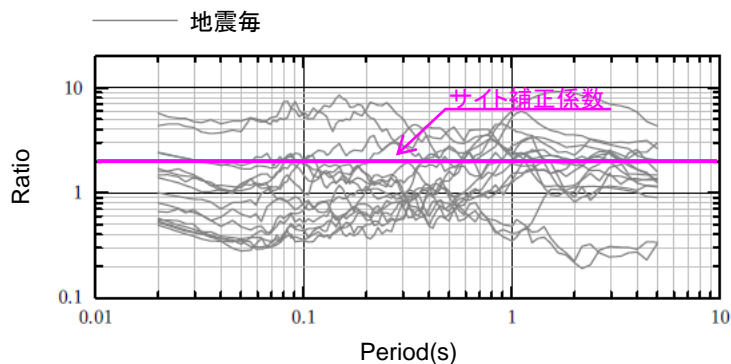
| No. | 年 | 月 | 日 | 時 | 分 | 東経 | | 北緯 | | M | 震源深さ (km) | 震央距離 (km) | 震源距離 (km) | Xeq (km) |
|-----|------|----|----|----|----|-----|-------|-----|-------|-----|--------------|--------------|--------------|-------------|
| | | | | | | (°) | (') | (°) | (') | | | | | |
| 1 | 2001 | 4 | 3 | 4 | 54 | 141 | 55.27 | 40 | 36.78 | 5.6 | 63 | 78 | 101 | 101 |
| 2 | 2001 | 12 | 2 | 22 | 1 | 141 | 15.79 | 39 | 23.9 | 6.4 | 122 | 199 | 233 | 233 |
| 3 | 2005 | 2 | 26 | 21 | 37 | 142 | 35.77 | 40 | 41.12 | 5.7 | 45 | 116 | 124 | 124 |
| 4 | 2007 | 4 | 19 | 0 | 7 | 141 | 56.80 | 42 | 40.24 | 5.6 | 126 | 171 | 213 | 213 |
| 5 | 2008 | 7 | 24 | 0 | 26 | 141 | 38.12 | 39 | 43.92 | 6.8 | 108 | 163 | 196 | 196 |
| 6 | 2014 | 6 | 15 | 2 | 31 | 141 | 6.46 | 39 | 23.77 | 5.5 | 94 | 200 | 221 | 221 |
| 7 | 2015 | 7 | 10 | 3 | 32 | 141 | 33.59 | 40 | 21.24 | 5.7 | 88 | 94 | 129 | 129 |
| 8 | 2017 | 12 | 16 | 2 | 58 | 142 | 5.69 | 39 | 41.17 | 5.5 | 52 | 177 | 185 | 185 |

Xeq: 等価震源距離

3. 2. 5 検討用地震の地震動評価

(6) 応答スペクトルに基づく地震動評価 Noda et al.(2002)に対する補正係数②

- Noda et al.(2002)に対する観測記録(T.P.+2.0mのはざとり波)の応答スペクトル比を示す(検討に用いた地震の特徴については補足説明資料3章3. 3参照)。
- 観測記録との比較を参考に、海洋プレート内地震のNoda et al.(2002)に対するサイト補正係数は、全周期帯で2とする。



水平方向

鉛直方向

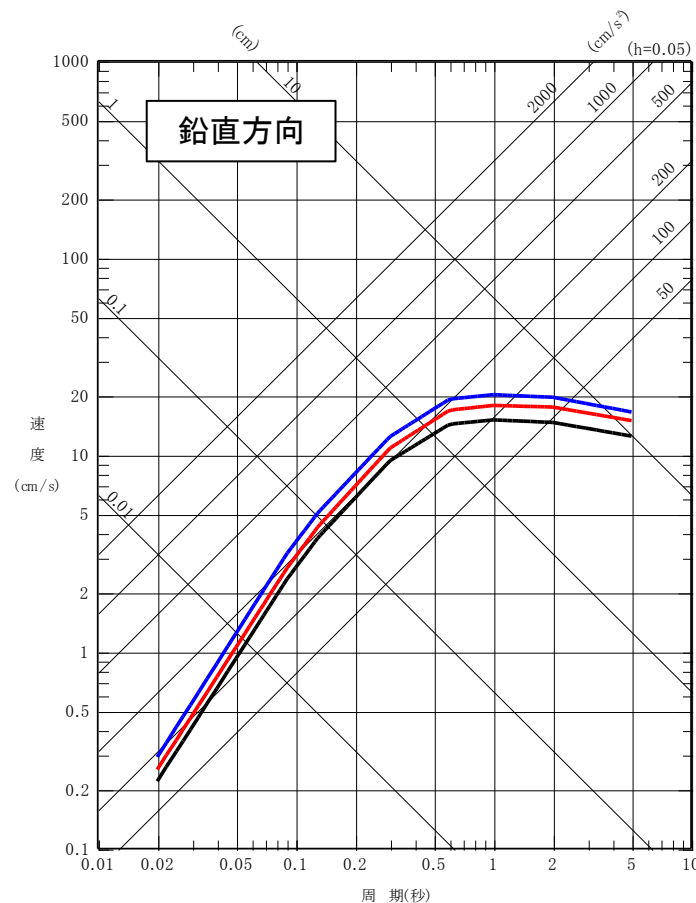
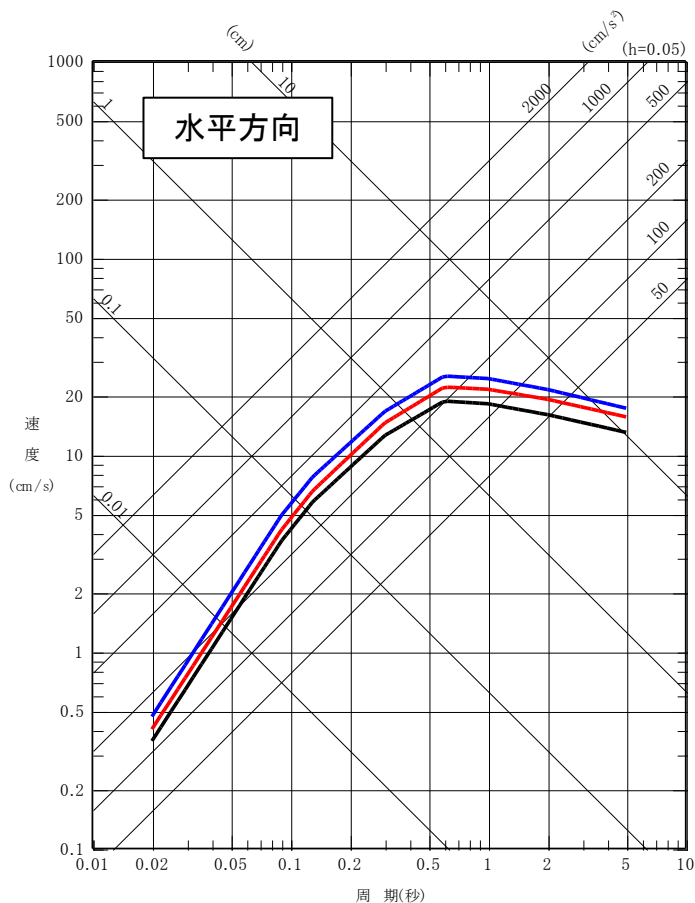
海洋プレート内地震のNoda et al.(2002)に対するサイト補正係数

3. 2. 5 検討用地震の地震動評価

(7) 応答スペクトルに基づく地震動評価

➤ Noda et al.(2002)の手法による敷地下方DC型地震の地震動評価を示す。

- : ケース1(基本ケース)(M7.4, Xeq=83km)
- : ケース2(地震規模・短周期レベル)(M7.5, Xeq=84km)
- : ケース3(断層位置等)(M7.5, Xeq=77km)

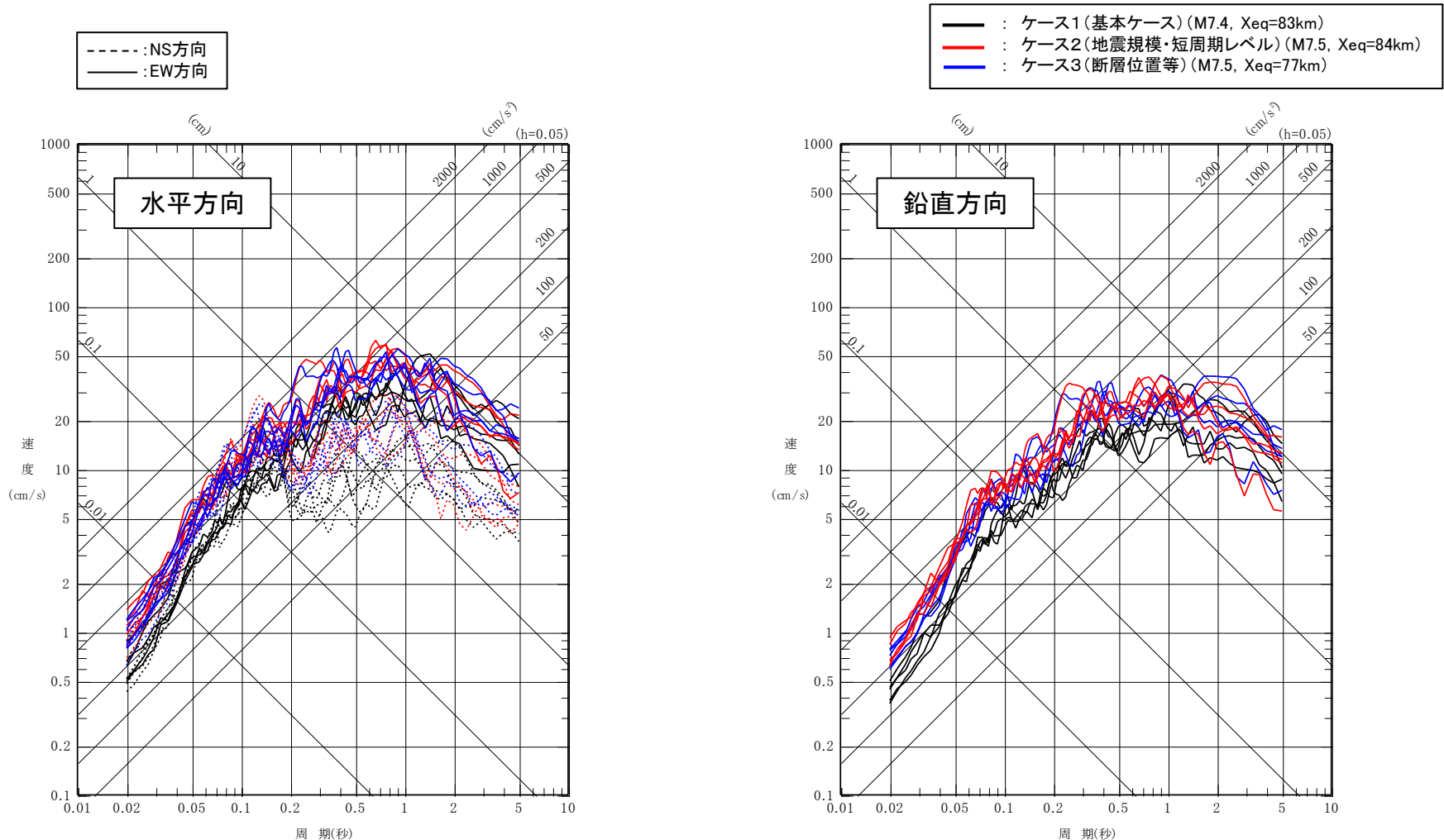


敷地下方DC型地震の応答スペクトルに基づく地震動評価

3. 2. 5 検討用地震の地震動評価

(8) 断層モデル手法を用いた地震動評価 応答スペクトル

- 敷地下方DC型地震の断層モデル手法による評価結果を示す。
- 断層モデル手法を用いた地震動評価は、敷地において適切な地震観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法(SGF)[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いた。



敷地下方DC型地震の断層モデル手法を用いた地震動評価(PN基準)

3. 3 内陸地殻内地震

- 3. 3. 1 敷地周辺の被害地震及び震源として考慮する活断層
- 3. 3. 2 敷地周辺の内陸地殻内の地震発生層
- 3. 3. 3 検討用地震の選定
- 3. 3. 4 検討用地震の地震動評価

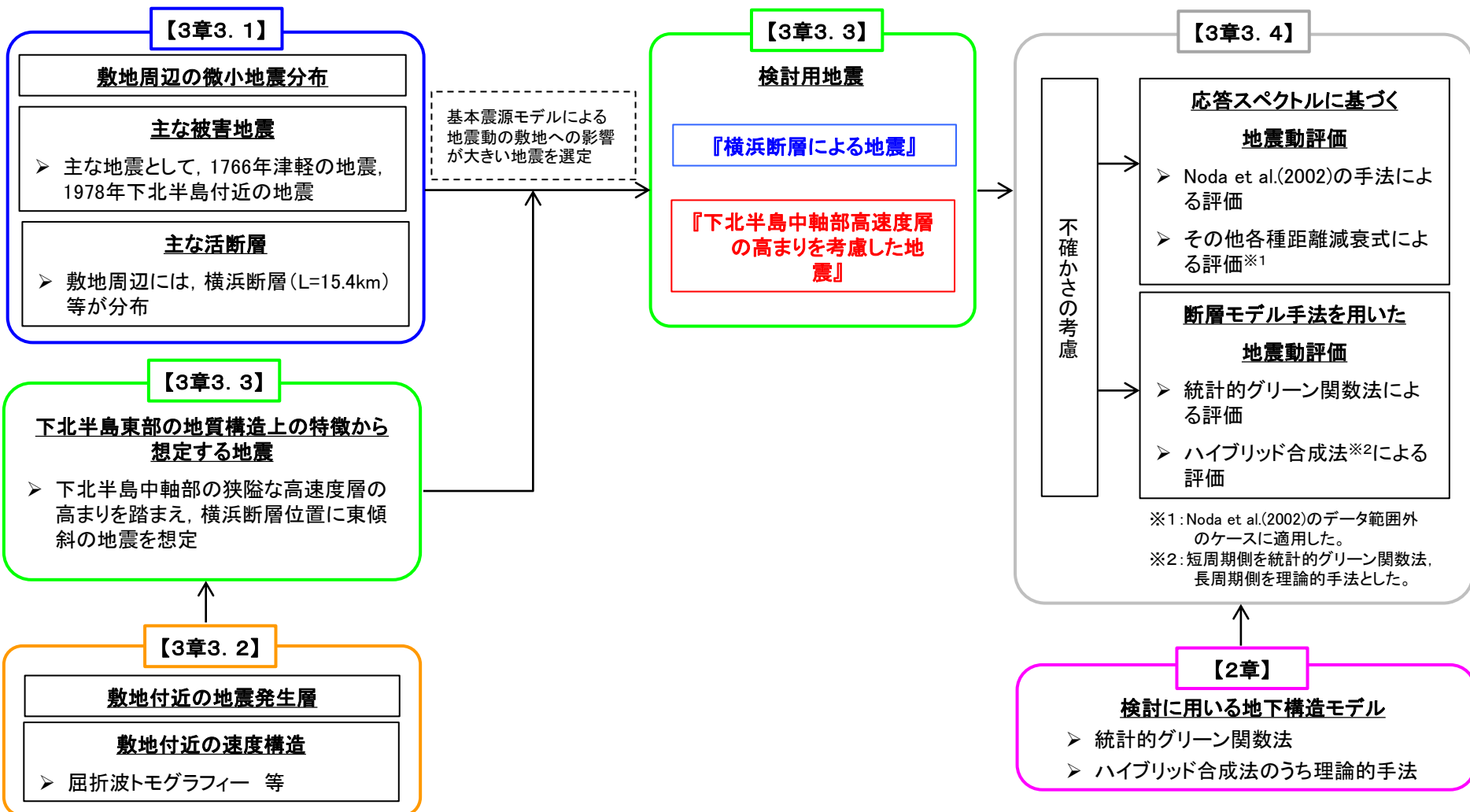
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.3 内陸地殻内地震

検討用地震選定と地震動評価の基本的考え方及び全体フロー

S217

➢ 以下の地震が敷地に与える影響について比較し、影響の大きい地震を検討用地震として選定する。

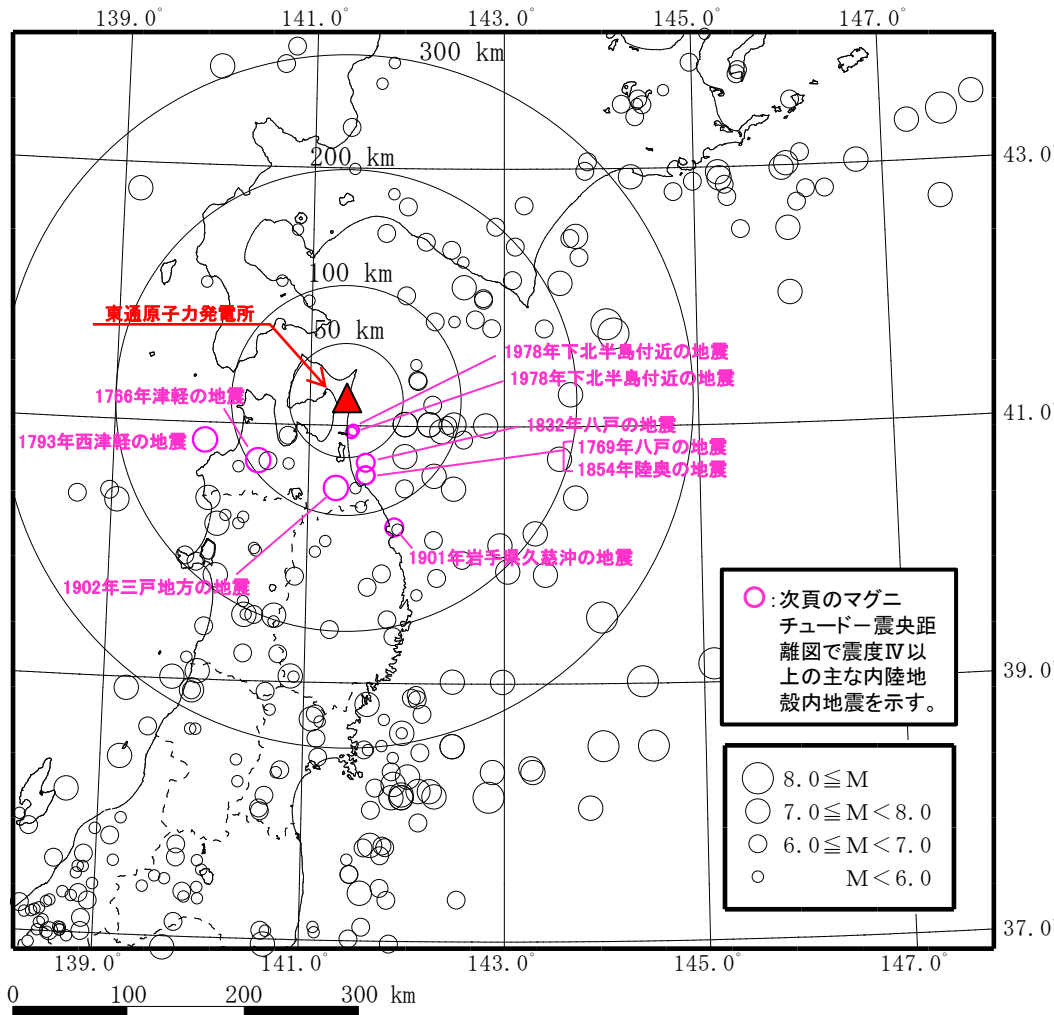
- ① 主な被害地震
- ② 「震源として考慮する活断層」から想定される地震
- ③ 下北半島東部の地質構造上の特徴から想定する地震(地震動評価の保守性確保の観点から考慮する地震)



3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.3 内陸地殻内地震

3.3.1 敷地周辺の被害地震及び震源として考慮する活断層

(1) 敷地周辺における主な被害地震 ①震央分布図



敷地周辺の主な被害地震の分布
(599年～2021年5月)

1918年以前は宇佐美ほか(2013), 1919年以降は気象庁(2020)による。
2021年2月13日福島県沖の地震, 2021年3月20日宮城県沖の地震及び5月1日宮城県沖の地震は, 気象庁震源リスト
(https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/daily_map/index.html)による。

【敷地周辺における主な被害地震の特徴】

- 敷地に最も近い位置で発生している被害地震は1978年下北半島付近の地震[2地震 (M5.8, Xeq=28km), (M5.8, Xeq=30km)]であり, 地震規模は小さい。
- M7以上の被害地震としては, 陸域の西側で1766年津軽の地震(M7.3, Xeq=94km)等が発生しているが, 敷地からの距離は遠い。
- また, さらに遠方の日本海東縁部では, 1983年日本海中部地震(M7.7)及び1993年北海道南西沖地震(M7.8)が発生している。

敷地周辺の内陸地殻内で発生した主な被害地震※1

| 発生年月日 | 震源地名 | 地震規模 | 震央距離 (km) | 等価震源距離※2 (km) |
|-------------|--------|------|-----------|---------------|
| 1766. 3. 8 | 津軽 | M7.3 | 93 | 94 |
| 1769. 7. 12 | 八戸 | M6.5 | 67 | 68 |
| 1793. 2. 8 | 西津軽 | M7.0 | 127 | 128 |
| 1832. 3. 15 | 八戸 | M6.5 | 56 | 57 |
| 1854. 8. 28 | 陸奥 | M6.5 | 67 | 68 |
| 1901. 9. 30 | 岩手県久慈沖 | M6.9 | 117 | 118 |
| 1902. 1. 30 | 三戸地方 | M7.0 | 76 | 78 |
| 1978. 5. 16 | 下北半島付近 | M5.8 | 27 | 28 |
| 1978. 5. 16 | 下北半島付近 | M5.8 | 28 | 30 |

※1: 次ページのマグニチュード-震央距離図により敷地で震度IV以上の主な内陸地殻内地震

※2: 等価震源距離は地震規模及び震央距離から算定

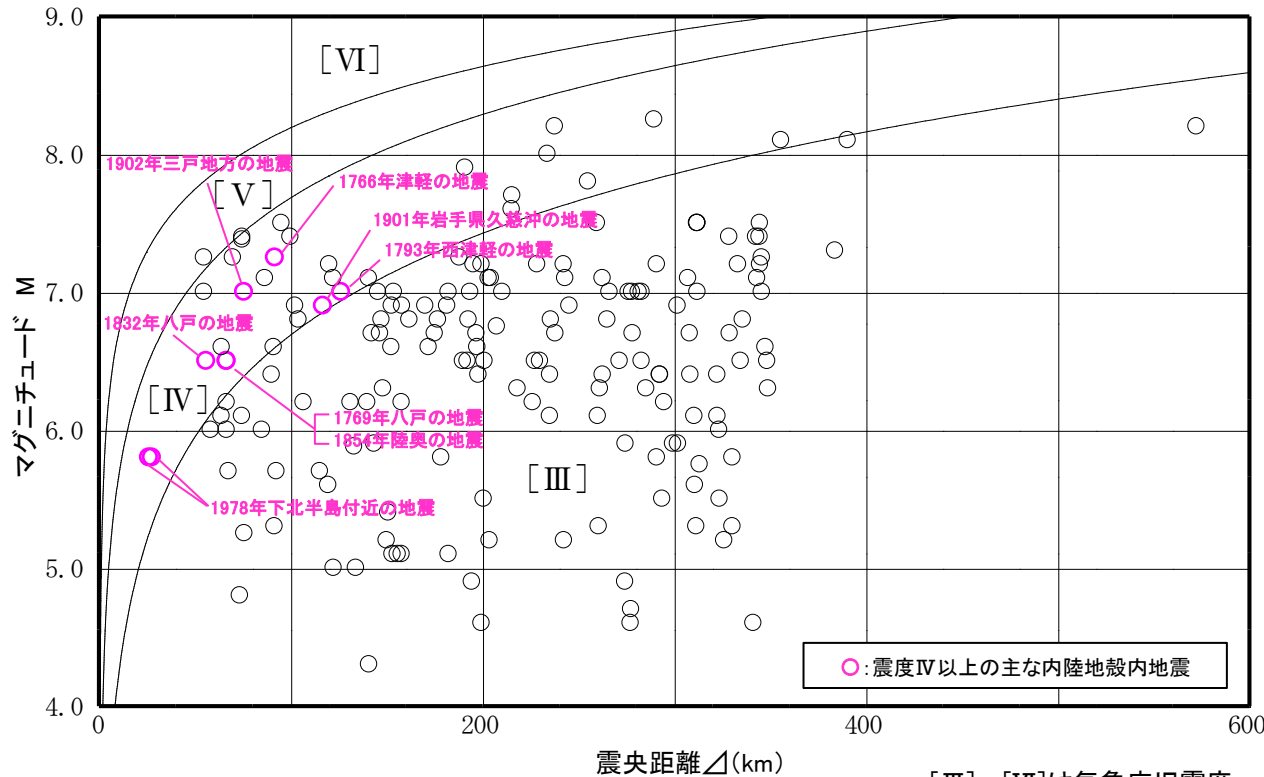
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.3 内陸地殻内地震

3.3.1 敷地周辺の被害地震及び震源として考慮する活断層

(1) 敷地周辺における主な被害地震 ② マグニチュード-震央距離図

【敷地周辺における主な被害地震が敷地に与える影響】

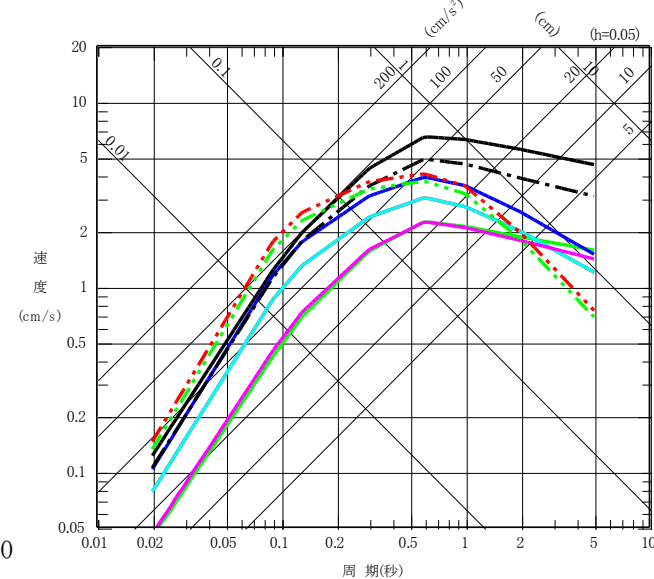
- 敷地周辺で発生した主な被害地震のマグニチュード(M)-震央距離(Δ)図と村松(1969)及び勝又・徳永(1971)の震度区分(気象庁旧震度階級)の関係では、内陸地殻内の被害地震で敷地において震度[V]以上のものは発生していない。
- また、Noda et al.(2002)を用いた応答スペクトルの比較から、敷地への影響が大きい被害地震は、1766年津軽の地震(M7.3, Xeq=94km)及び1978年下北半島付近の地震(M5.8, Xeq=28km)である。



[III]~[VI]は気象庁旧震度階級で、震度の境界線は村松(1969)及び勝又・徳永(1971)による。

※:2011年東北地方太平洋沖地震のMと Δ は、神田ほか(2012)による震度インバージョンによる値(M8.1, Δ =356km)を用いた。

- : 1766年津軽の地震(M7.3, Xeq=94km)
- : 1769年八戸の地震(M6.5, Xeq=68km)
- : 1793年西津軽の地震(M7.0, Xeq=128km)
- : 1832年八戸の地震(M6.5, Xeq=57km)
- : 1854年陸奥の地震(M6.5, Xeq=68km)
- : 1901年岩手県久慈沖の地震(M6.9, Xeq=118km)
- : 1902年三戸地方の地震(M7.0, Xeq=78km)
- - - : 1978年下北半島付近の地震(M5.8, Xeq=28km)
- · · : 1978年下北半島付近の地震(M5.8, Xeq=30km)

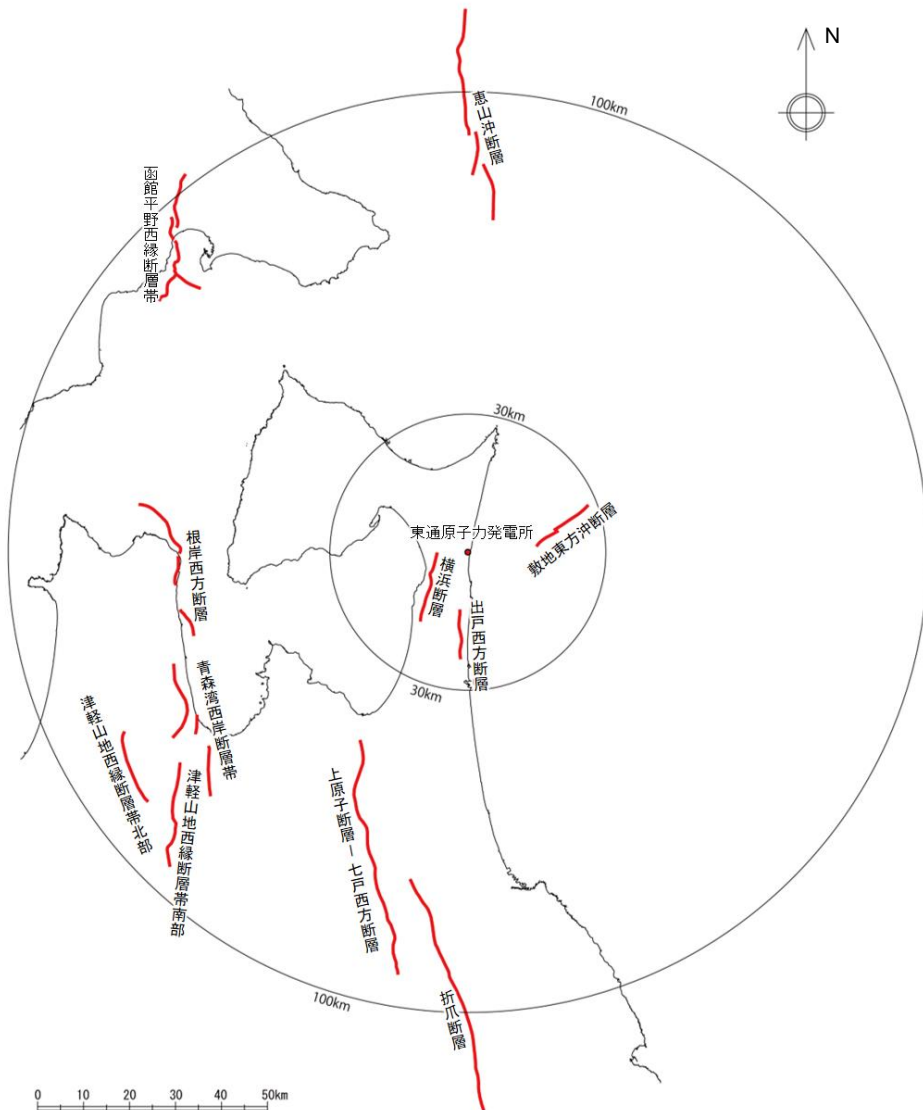


主な被害地震の応答スペクトル(水平方向)
[Noda et al.(2002)]

3.3.1 敷地周辺の被害地震及び震源として考慮する活断層

(2) 敷地周辺の震源として考慮する活断層

▶ 地質調査による震源として考慮する活断層(第878回適合性審査会合 資料1-1 p.7-3) に示したとおり、半径30km以内には、横浜断層〔断層長さ(L)=約15.4km〕, 出戸西方断層(L=約11km)及び敷地東方沖断層(L=約14.5km)がある。



震源として考慮する活断層

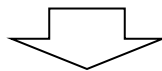
| 断層名 | | 評価長さ |
|-------------------------|-------------|-------------------------|
| 陸域 | 横浜断層 | 約15.4km |
| | 出戸西方断層 | 約11km |
| | 上原子断層 | 約51km |
| | 七戸西方断層 | |
| | 折爪断層 | 約53km |
| | 根岸西方断層 | 約38km |
| | 青森湾西岸断層帯 | 約31km |
| | 津軽山地西縁断層帯北部 | 約16km |
| | 津軽山地西縁断層帯南部 | 約23km |
| | 函館平野西縁断層帯 | 海域南東延長部を含む 函館平野西縁断層帯 |
| 海域南西延長部を含む 函館平野西縁断層帯 | | 約28km |
| 海域 | 敷地東方沖断層 | 約14.5km |
| | 恵山沖断層 | 約47km |

3.3.2 敷地周辺の内陸地殻内の地震発生層

(1) 地震発生層に関する検討の基本方針

【地震発生層に関する主な既往知見】

- 伊藤(2002)によると、地震発生層には上限及び下限が存在し、D10%※1を上限、D90%※2を下限の目安として用いることができるとしている。
- 入倉・三宅(2001)によると、微小地震の浅さの限界は、 $V_p=5.8\sim 5.9\text{km/s}$ 層の上限と良い関係があるとされている。
- 木下・大竹(2000)によると、地殻内の地震はコンラッド面より浅い上部地殻で発生し、下部地殻では流動性に富み、地震を発生させるほどの歪エネルギーを蓄積することができないとされている。



敷地周辺の地震発生層は、微小地震の震源深さ分布(D10%及びD90%)、速度構造、コンラッド面の深さ等を踏まえ設定する。

※1:D10%:その値より震源深さが浅い地震数が全体の10%となるときの震源深さ。

※2:D90%:その値より震源深さが浅い地震数が全体の90%となるときの震源深さ。

3. 3. 2 敷地周辺の内陸地殻内の地震発生層

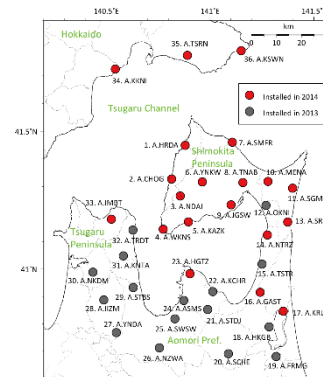
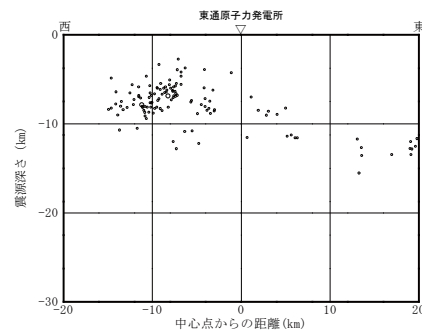
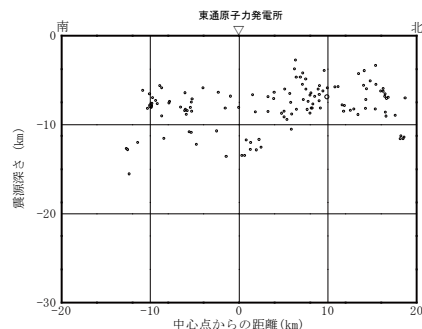
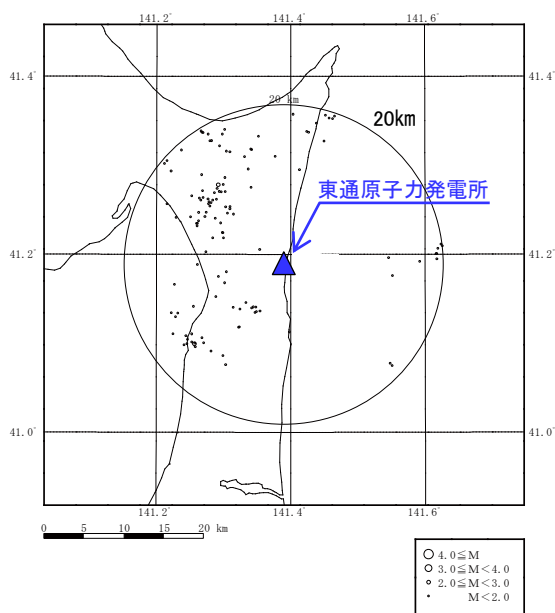
(2) 微小地震の震源深さ分布 ①As-netの震源による検討 20km範囲

【As-net(地震予知総合研究振興会)の震源データを用いた検討の概要】

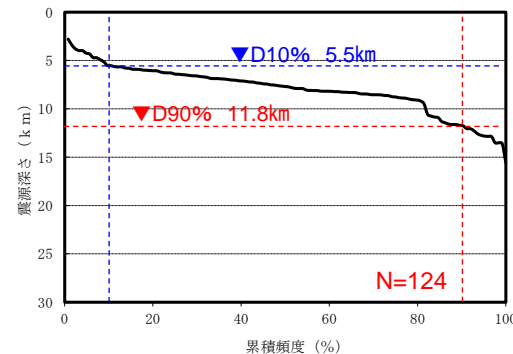
- (公財)地震予知総合研究振興会では青森県を中心に高密度地震観測網(As-net)を展開しており、決定された地震の震源データに基づき、敷地からの半径20km以内のD10%及びD90%について評価を行った。使用したデータの期間は2014年1月1日～2018年12月31日である。

【検討結果の特徴】

- D10%は5.5km, D90%は11.8kmと、気象庁一元化データに基づく評価(半径20km)よりD10%は浅くなった。一般的に、高密度の地震観測網で決定された震源深さは浅く決定される方向となり、評価結果はこれと整合したものである。震源データを用いた検討としては、As-netによる検討結果を採用する。



As-net観測点[Noguchi et al.(2017)]



震源深さの累積度数分布

As-netの震源データに基づいた震央分布及び震源深さ分布

低周波地震及び震源決定誤差が大きい地震(水平1.0km以上, 鉛直2.0km以上)は除外した。

3.3.2 敷地周辺の内陸地殻内の地震発生層

(2) 微小地震の震源深さ分布 ②原子力安全基盤機構(2004)

【検討の概要】

- 原子力安全基盤機構では、気象庁の一元化震源データ(1997年10月～2001年8月)を用いて、全国の15の地震域ごとに地震発生上下限層に関するパラメータの検討を行っている。この検討結果に基づき、敷地付近のD10%及びD90%の値を確認する。

【確認結果】

- 東通原子力発電所が位置する「東北東部」は、D10%は深さ6.2km、D90%は深さ13.8kmと評価されている。

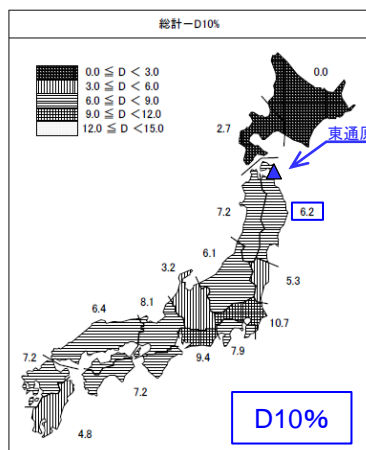
【原子力安全基盤機構(2004)】

原子力安全基盤機構(2004)による「東北東部」地震域の地震発生層(一部加筆)

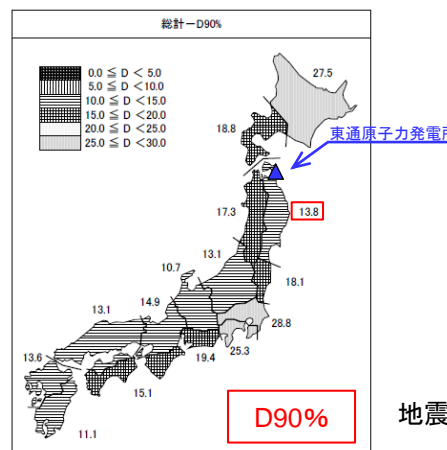
| 地震域 | M区分 | 最浅(km) | D10%(km) | D50%(km) | D90%(km) | 最深(km) | データ数 | D90%-D10%(km) | 震源域上端深さ最浅値(飯田式) |
|------|---------------|--------|----------|----------|----------|--------|------|---------------|-----------------|
| 東北東部 | 2.0 ≤ M < 2.5 | 0.0 | 5.8 | 10.4 | 13.7 | 29.6 | 288 | 7.9 | -0.7 |
| | 2.5 ≤ M < 3.0 | 0.0 | 6.4 | 11.3 | 15.9 | 29.7 | 97 | 9.5 | -1.3 |
| | 3.0 ≤ M < 3.5 | 0.0 | 7.3 | 11.0 | 13.1 | 29.3 | 44 | 5.8 | -1.4 |
| | 3.5 ≤ M < 4.0 | 8.7 | 9.8 | 12.2 | 15.7 | 29.5 | 20 | 5.9 | 5.9 |
| | 4.0 ≤ M | 3.2 | 7.6 | 9.1 | 13.2 | 14.7 | 11 | 5.6 | -10.5 |
| 全データ | | 0.0 | 6.2 | 10.7 | 13.8 | 29.7 | 460 | 7.6 | -10.5 |

D10%: その値より震源深さが浅い地震数が全体の10%となるときの震源深さ。地震発生層上限に対応する。

D90%: その値より震源深さが浅い地震数が全体の90%となるときの震源深さ。地震発生層下限に対応する。



地震域区分ごとのD10%の深さ分布 (一部加筆)



地震域区分ごとのD90%の深さ分布 (一部加筆)

3. 3. 2 敷地周辺の内陸地殻内の地震発生層

(3) 地震発生層の地球物理学的な知見 ①コンラッド面の深さ分布

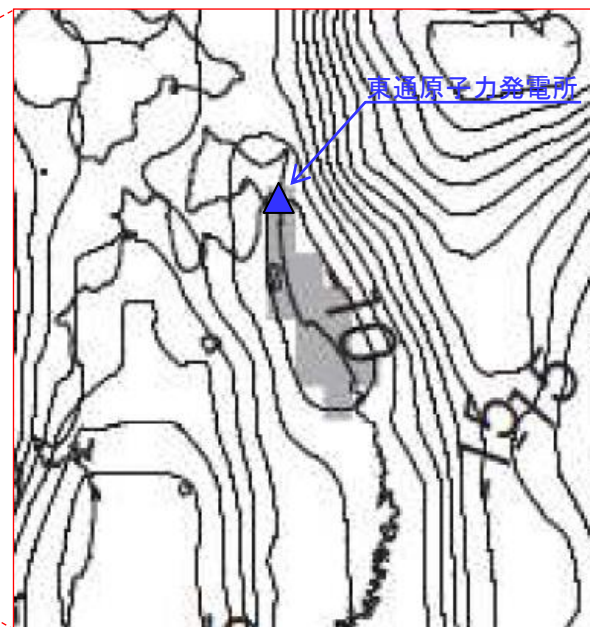
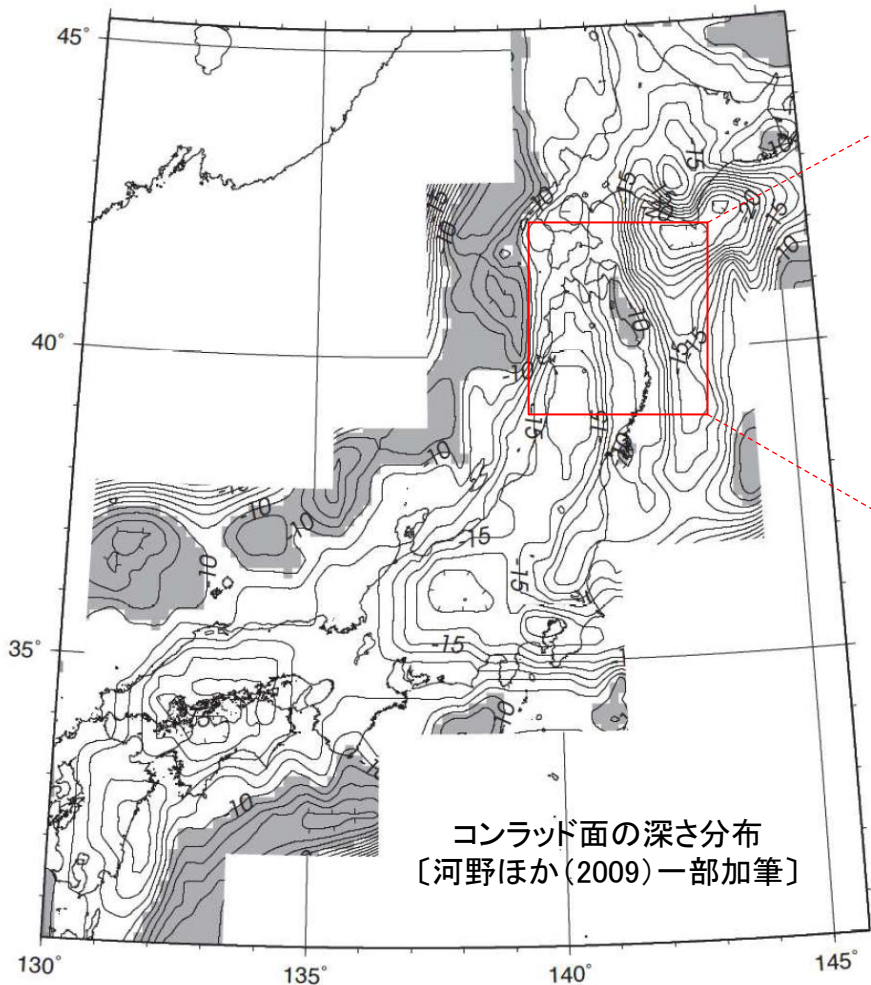
【検討の概要】

➤ 河野ほか(2009)は、重力異常データを用いて日本列島の三次元地下構造を推定しており、この評価結果から敷地近傍の値を確認する。

【確認結果】

➤ 東通原子力発電所付近の上部地殻の下面(コンラッド面)の深さは、**約10km**と読み取れる。

【河野ほか(2009)】



拡大図

灰色の網掛は、深さ10km以浅を表す。

3. 3. 2 敷地周辺の内陸地殻内の地震発生層

(3) 地震発生層の地球物理学的な知見 ②キュリー一点深度の分布

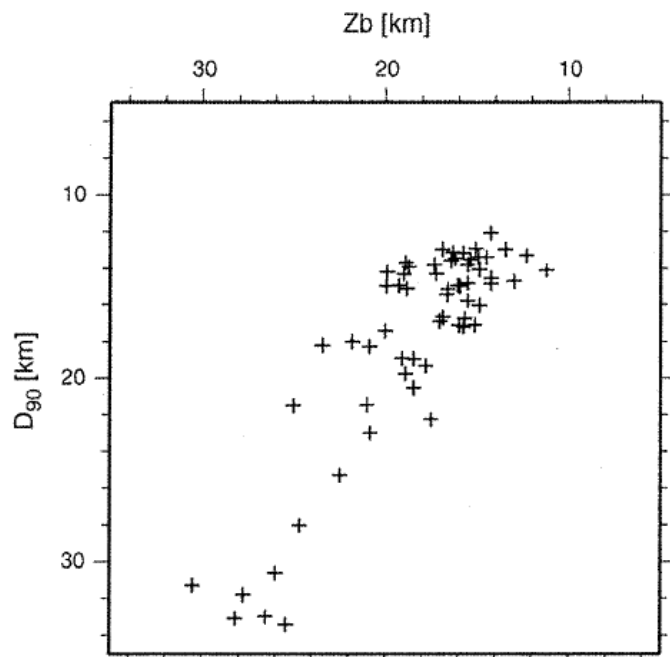
【検討の概要】

- Tanaka and Ishikawa (2005)は、キュリー一点深度と地震発生層の下限(D90%)は良い相関を示すことを示している。また、大久保(1984)は、日本全国のキュリー一点深度を示しており、この評価結果から敷地付近のキュリー一点深度を確認する。

【確認結果】

- 東通原子力発電所付近のキュリー一点深度は、13~15kmと読み取れる。

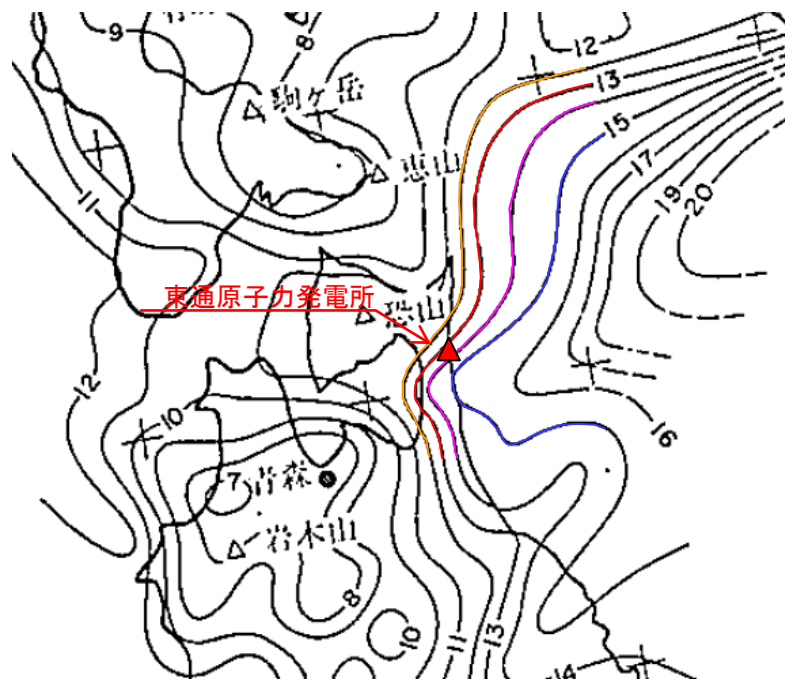
【Tanaka and Ishikawa (2005)】



D90%と磁性体の下面深度(Zb)
〔Tanaka and Ishikawa(2005)〕

磁性体の下面深度(キュリー一点深度)と地震発生層の下限(D90%)は良い相関を示す。

【大久保(1984)】



キュリー一点深度の分布
〔大久保(1984)一部加筆〕

3. 3. 2 敷地周辺の内陸地殻内の地震発生層

(4) 敷地周辺の速度構造 東西方向

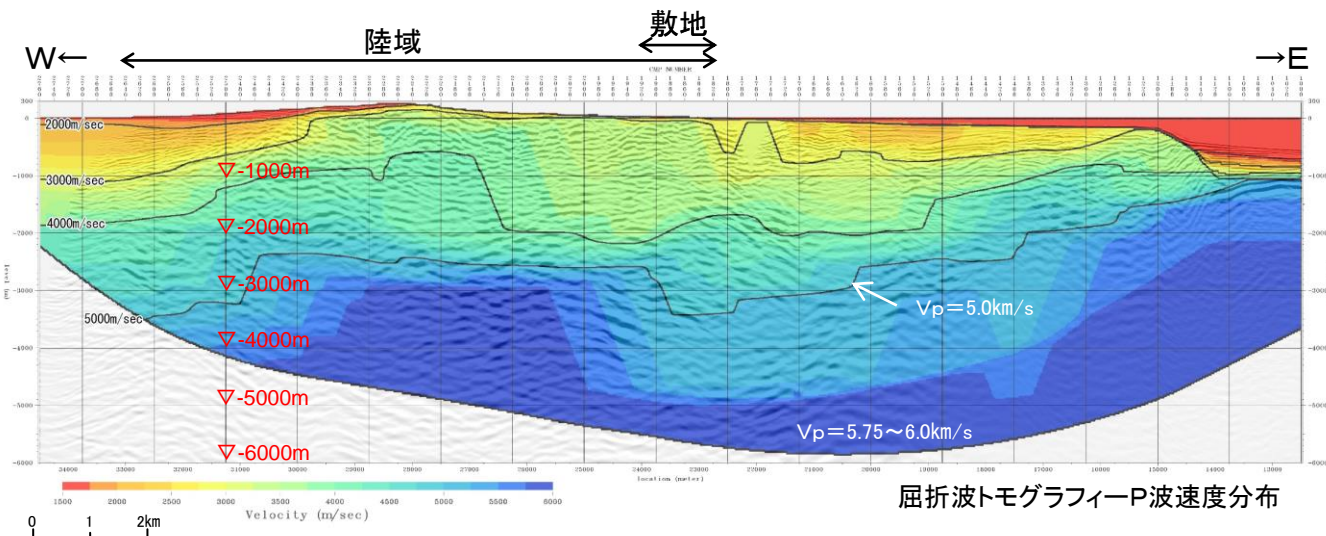
【検討の概要】

- 敷地周辺で実施した海陸統合探査(第902回適合性審査会合 資料2-2-1 p.6-189)に基づき、地震発生層の上限と考えられている $V_p=5.8\sim 5.9\text{km/s}$ 層※の深さ分布を確認する。

【検討結果(東西方向)】

- 敷地極く近傍では深さ3kmにおける V_p は約 5.0km/s であり、地震発生層は3kmよりも深い。一方、下北半島東西断面中央部付近(中軸部)の高速層の高まり部分では、深さ3kmの V_p は約 $5.75\sim 6.0\text{km/s}$ となっている。さらに太平洋側の沖合では、深さ2km付近の V_p は約 $5.75\sim 6.0\text{km/s}$ となっている。
- 地震発生層はある程度広域な範囲の速度構造の特徴を反映したものとして評価されるが、下北半島中軸部の狭隘な高速層の高まり[下北半島東部の地質構造上の特徴として検討用地震の想定で考慮、3章3. 3(2)参照]を地震発生層の上限とみなしたとしても、深さは3km程度もしくはそれ以深と評価される。なお、太平洋側の沖合には敷地に大きな影響を与える活断層は存在しない。

※:入倉・三宅(2001)



敷地周辺の東西方向の速度構造(H24海陸統合探査)



3. 3. 2 敷地周辺の内陸地殻内の地震発生層

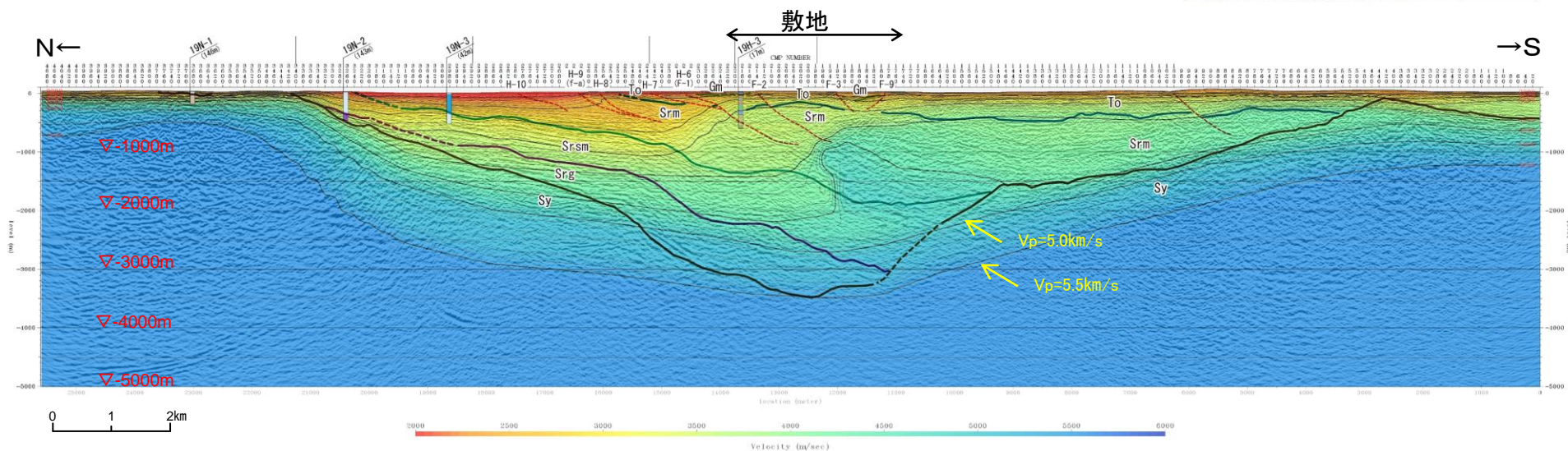
(4) 敷地周辺の速度構造 南北方向

【検討の概要】

- 敷地周辺で実施したH31-A測線反射法地震探査結果(第902回適合性審査会合 資料2-2-1 p.6-199)に基づき, 地震発生層の上限と考えられている $V_p=5.8\sim 5.9\text{km/s}$ 層の深さ分布を確認する。

【検討結果(南北方向)】

- 敷地付近の深さ3kmの V_p は 5.0km/s 程度であり, 地震発生層は3kmよりも深い。
- なお, 敷地を中心として, 周辺に向かって速度層は緩やかに浅くなる傾向があるが, これは重力異常分布の傾向と整合したものである(補足説明資料4章1.1参照)。





敷地周辺の南北方向の速度構造(H31-A測線)

3. 3. 2 敷地周辺の内陸地殻内の地震発生層

(5) 敷地周辺の地震発生層の設定 まとめ

- 敷地周辺の震源深さ分布及び地球物理学的な知見を踏まえ、保守的な設定として地震発生層の**上限を深さ3km**、**下限を深さ15km**に設定する。

東通原子力発電所周辺の地震発生層

| 地震発生層 | 主な知見 | 敷地周辺の状況 | 設定 |
|-------|---|---|---|
| 上限深さ | 【伊藤(2002)】 ➤ D10%に相当 | 震源深さ分布 ➤ As-net 深さ5.5km ➤ 原子力安全基盤機構 深さ6.2km | ➤ 震源深さ分布から、地震発生層の上限は5kmよりも深い。 ➤ 下北半島中軸部の狭隘な高速度層の高まり(検討用地震で考慮、後述)に着目しても、地震発生層上限の深さは3km程度もしくはそれ以深と判断。 <div style="text-align: center;">  </div> <div style="border: 1px dashed red; padding: 5px; text-align: center;"> 保守的な評価として深さ3kmに設定する。 </div> |
| | 【入倉・三宅(2001)】 ➤ $V_p=5.8\sim 5.9\text{km/s}$ 層に相当 | 敷地周辺の速度構造 ➤ 東西方向 <ul style="list-style-type: none"> 敷地近傍では深さ3kmのV_pは5.0km/sで、地震発生層は深さ3kmより深い 下北半島中軸部の狭隘な高速度層の高まり部分では深さ3kmのV_pは約5.75~6.0km/s ➤ 南北方向 <ul style="list-style-type: none"> 敷地近傍では深さ3kmのV_pは5.0km/sで、地震発生層は深さ3kmより深い | |
| 下限深さ | 【伊藤(2002)】 ➤ D90%に相当 | 震源深さ分布 ➤ As-net 深さ11.8km ➤ 原子力安全基盤機構 深さ13.8km | ➤ 震源深さ分布から、地震発生層の下限深さは14kmよりも浅い。 ➤ 地球物理学的知見からも深さ15kmよりも浅い。 <div style="text-align: center;">  </div> <div style="border: 1px dashed red; padding: 5px; text-align: center;"> 保守的な評価として、深さ15kmに設定する。 </div> |
| | 【木下・大竹(2000)】 ➤ 地殻内の地震はコンラッド面より浅い上部地殻で発生 | 敷地付近 ➤ 河野ほか(2009) 深さ約10km | |
| | 【Tanaka and Ishikawa(2005)】 ➤ キュリー点深度と良い相関 | 敷地付近 ➤ 大久保(1984) 深さ13~15km | |

(1) 敷地周辺の被害地震及び震源として考慮する活断層による地震

① 検討用地震選定の基本方針

敷地周辺の被害地震のうち敷地への影響が大きい地震及び震源として考慮する活断層による地震(3章3.1参照)から、マグニチュード(M)－震央距離(Δ)図及びNoda et al.(2002)を用いて検討用地震の候補を選定する。

(1) 震源として考慮する活断層による地震の規模

- 地震調査研究推進本部(2009)に基づく断層はその地震規模を用いる。その他は断層長さ(L)から松田(1975)により算定する。
- ただし、断層長さが短く敷地に近い横浜断層、敷地東方沖断層及び出戸西方断層による各地震については、保守的に「地表地震断層としてその全容を表す規模」としてM7.0を採用する。また、この規模を基本ケースにも適用する。

- ・ 孤立した短い活断層の場合、地震調査研究推進本部(2020)※1に基づき地震発生層を飽和するよう $L=W$ と設定することが考えられるが、横浜断層、敷地東方沖断層及び出戸西方断層は、審査ガイド※2の「震源を特定せず策定する地震動」で示された“Mw6.5程度以上”よりも規模の小さいモデルとなる。

#: 審査ガイドには、「震源断層がほぼ地震発生層の厚さ全体に広がっているものの、地表地震断層としてその全容を表すまでには至っておらず、震源の規模が推定出来ない地震(Mw6.5程度以上)」との記載がある。

- ・ そこで、保守的に「地表地震断層としてその全容を表す規模」との位置づけで、地震モーメント $M_0=7.5 \times 10^{18}(\text{Nm})$ ※3以上を地震規模に考慮する〔武村(1990)の M_0 とMの関係式※4からM7.0となる〕。

(2) 震源として考慮する活断層による地震の震央距離及び等価震源距離

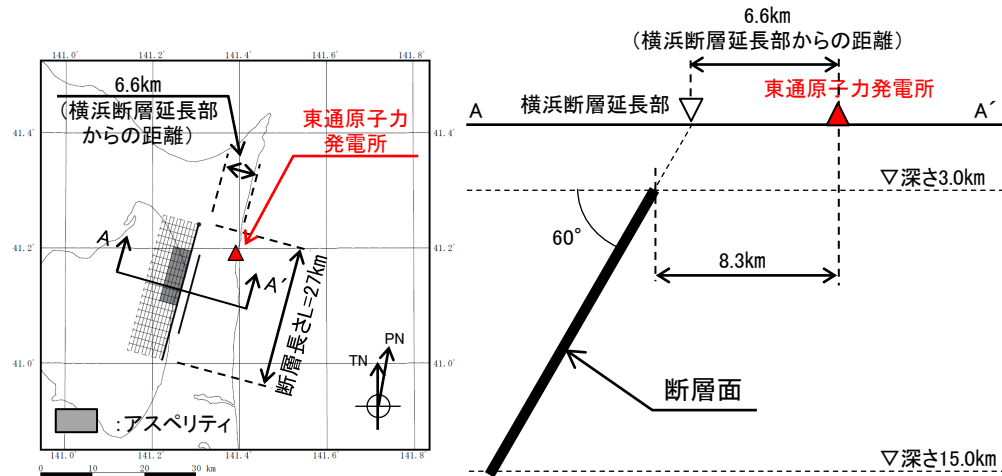
- M－ Δ 図では、断層中央からの震央距離とする。
- Noda et al.(2002)では、敷地に近い横浜断層、敷地東方沖断層及び出戸西方断層については、「地表地震断層としてその全容を表す規模」に相当する断層長さ及び地震発生層を飽和する断層幅(断層傾斜角は地質調査結果)の断層モデルから算定した等価震源距離を採用する。この際、アスペリティは地表に活断層が認められる範囲のうち敷地に最も近い最浅部に設定する。このモデルは基本ケースに採用する。

※1: 強震動予測レシピ

※2: 基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド

※3: 地震モーメント $M_0=7.5 \times 10^{18}(\text{Nm})$ を閾値として、断層長さ(L)は、より小さい地震では $M_0^{1/3}$ に、より大きい地震では $M_0^{1/2}$ に比例することが指摘されている〔入倉・三宅(2001)〕。 $M_0=7.5 \times 10^{18}(\text{Nm})$ から換算されるモーメントマグニチュードはMw6.52となる。

※4: 武村(1990)の M_0 とMの関係式〔 $\log M_0=1.17M+10.72$ 〕。



基本ケースの断層配置図

基本ケースの配置図(A-A' 断面)

「横浜断層による地震」の例

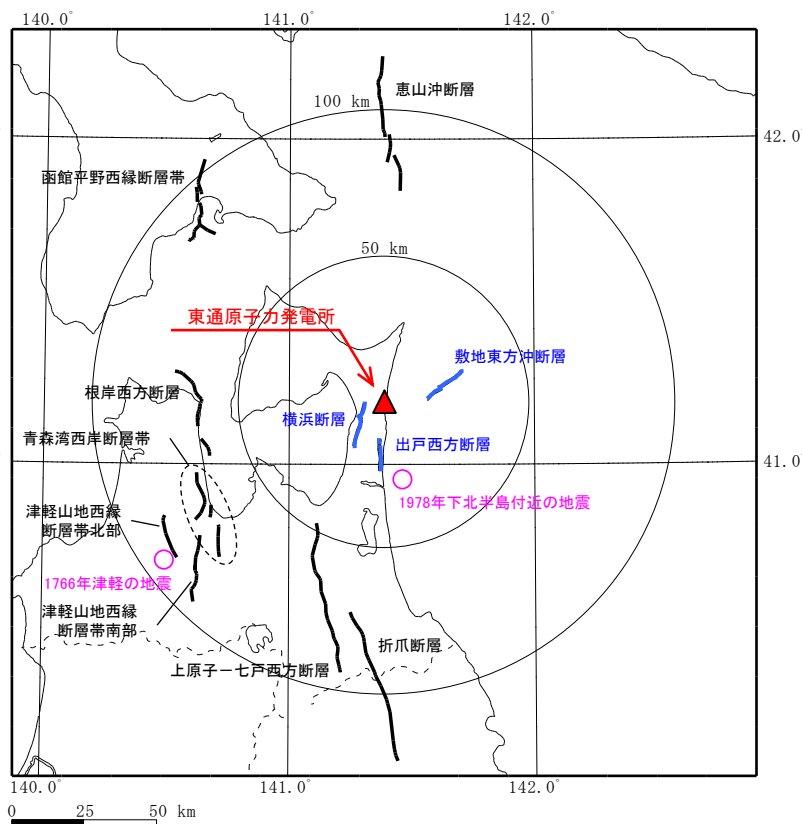
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.3 内陸地殻内地震/3.3.3 検討用地震の選定

(1) 敷地周辺の被害地震及び震源として考慮する活断層による地震

② 震源として考慮する活断層による地震等の諸元

- 地質調査結果に基づく震源として考慮する活断層について、想定する地震規模、震央距離及び等価震源距離を整理した。また、敷地への影響が大きい被害地震(1766年津軽の地震及び1978年下北半島付近の地震)も併せて示す(3章3.1参照)。
- なお、敷地から30km以遠では、文献により孤立した短い活断層も指摘されている。

敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震
〔敷地への影響が比較的大きい被害地震も記載(3章3.1参照)〕



震源として考慮する活断層分布
〔敷地への影響が比較的大きい被害地震も記載(3章3.1参照)〕

| No. | 断層名 | 断層長さ (km) | 地震規模 ^{※1} M | 震央距離 (km) | 等価震源距離 (km) | |
|-----|------------------------------|-------------------------|----------------------|-----------|-------------|-----|
| 1 | 横浜断層 | 15.4 | 7.0 | 12 | 14 | |
| 2 | 出戸西方断層 | 11 | 7.0 | 18 | 17 | |
| 3 | 敷地東方冲断層 | 14.5 | 7.0 | 21 | 18 | |
| 4 | 上原子-七戸西方断層 | 51 | 7.7 | 67 | 69 | |
| 5 | 恵山沖断層 | 47 | 7.6 | 96 | 95 | |
| 6 | 折爪断層 | 53 | 7.7 | 96 | 97 | |
| 7 | 根岸西方断層 | 38 | 7.5 | 68 | 73 | |
| 8 | 青森湾西岸断層帯 | 31 | 7.3 | 72 | 77 | |
| 9 | 津軽山地西縁断層帯北部 | 16 | 7.3 | 86 | 78 | |
| 10 | 津軽山地西縁断層帯南部 | 23 | 7.3 | 86 | 80 | |
| 11 | 函館平野西縁断層帯 | 海域南東延長部を含む 函館平野西縁断層帯 | 26 | 7.2 | 93 | 97 |
| | | 海域南西延長部を含む 函館平野西縁断層帯 | 28 | 7.2 | 95 | 103 |
| 12 | 1766年津軽の地震 ^{※2} | — | 7.3 | 93 | 94 | |
| 13 | 1978年下北半島付近の地震 ^{※2} | — | 5.8 | 27 | 28 | |

※1: No.1~3は、「地震発生層を飽和し地表地震断層としてその全容を表す規模」及びアスペリティ位置を考慮したモデルによる等価震源距離を採用。その他の活断層による地震の等価震源距離は一律断層モデルより算定。No.8~10の地震規模は、地震調査研究推進本部(2009)による。

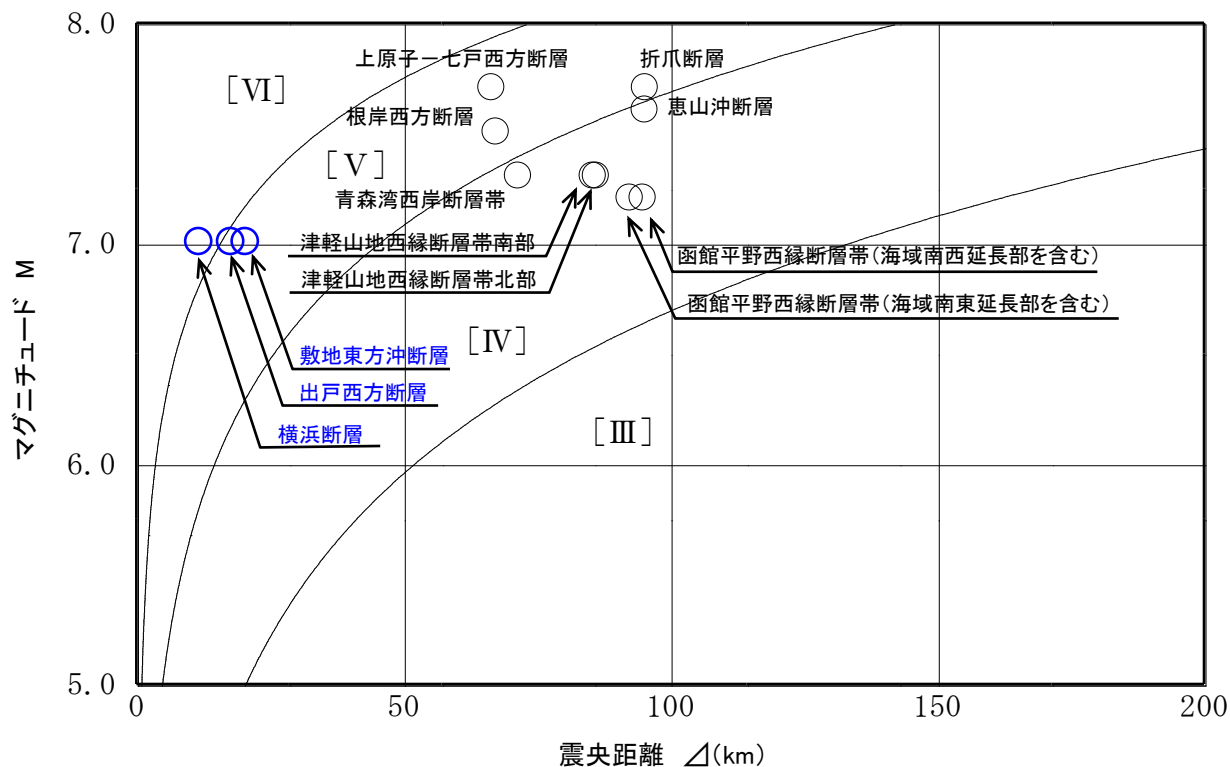
※2: 3章3.1を再掲。

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.3 内陸地殻内地震/3.3.3 検討用地震の選定

(1) 敷地周辺の被害地震及び震源として考慮する活断層による地震

③ マグニチュード－震央距離図

- マグニチュード(M)－震央距離(Δ)と村松(1969)及び勝又・徳永(1971)の震度区分(気象庁旧震度階級)の関係から、敷地で震度[VI]と考えられる地震として、横浜断層による地震(M7.0, Δ=12km)がある。
- また、震度[V]のうち比較的影響が大きい地震として、出戸西方断層による地震(M7.0, Δ=18km)、敷地東方沖断層による地震(M7.0, Δ=21km)がある。



震源として考慮する活断層による地震等のマグニチュード(M)－震央距離(Δ)図

[III]～[VI]は気象庁旧震度階級で、震度の境界線は村松(1969)及び勝又・徳永(1971)による。

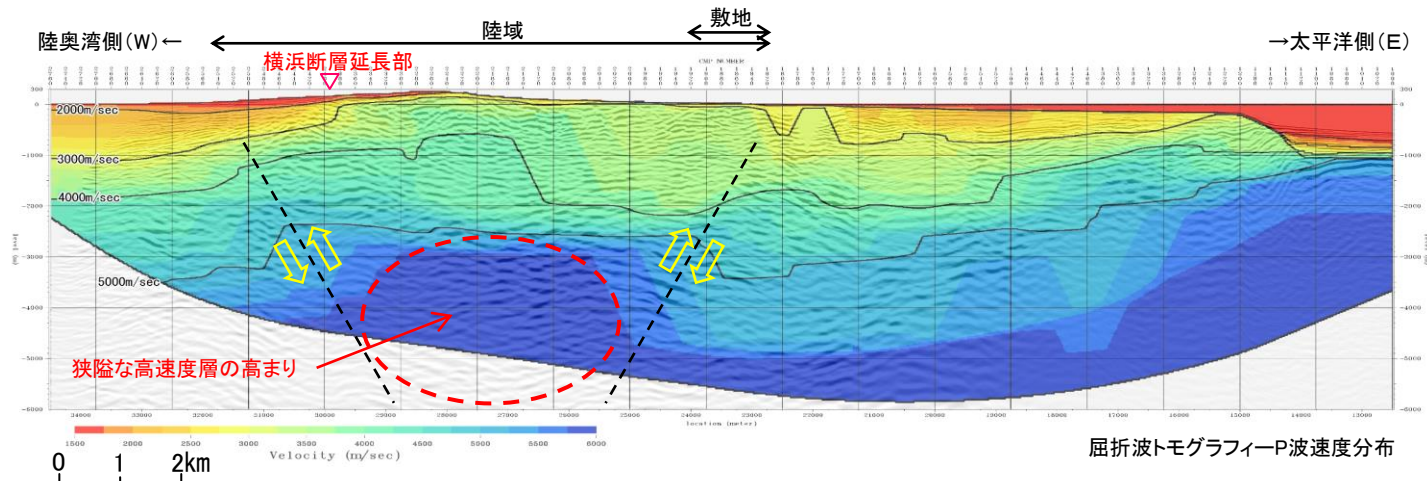
(2) 下北半島東部の地質構造上の特徴から想定する地震

S217

① 検討用地震選定の基本方針

- 敷地周辺に存在する活断層は、下北半島の広域的な応力場等に対応した高角な逆断層が多い。また、地下深部構造(屈折波トモグラフィによるP波速度分布)では、下北半島東西断面中央部付近(中軸部)に狭隘な高速度層の高まり*が認められる。
- この狭隘な高速度層の高まりと関連するような活断層は存在しないため、この高速度層の高まりをテクトニックなものとしてとらえた場合、活断層を伴わない規模の小さい地震を陸奥湾側(東傾斜)及び太平洋側(西傾斜)のエリアに想定することが考えられるが、これらの地震が敷地に与える影響は小さい。
- 一方、陸奥湾側には、敷地により近い位置に横浜断層が存在することを踏まえ、地震動評価の保守性確保の観点から、敷地に対し影響の大きい以下の震源モデルも検討用地震の対象として考慮する(「**下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震**」と呼称)。
 - 陸奥湾側に想定される東傾斜の高角な逆断層を地表痕跡の認められる横浜断層位置で考慮する。
 - 断層長さとして「孤立した短い活断層の存在を仮定した断層長さ」を基本ケースに適用する。
 - 断層モデルの微視的震源特性も活断層に基づき設定するモデルの基本的考え方を踏襲する(アスペリティ配置や応力降下量の不確かさの考慮等)。

※: 下北半島中軸部の深さ3km付近にみられる $V_p=5.8\text{km/s}$ 以上の速度層(下図の赤破線)



下北半島の速度構造(東西断面)と狭隘な高速度層の高まりから想定される地震の断層面

--- : 活断層を伴わない規模の小さい地震の断層面

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.3 内陸地殻内地震/3.3.3 検討用地震の選定

(2) 下北半島東部の地質構造上の特徴から想定する地震

② 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震の諸元

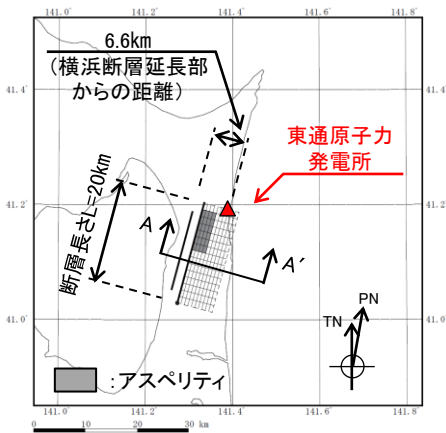
S214 S217

(1) 地震規模

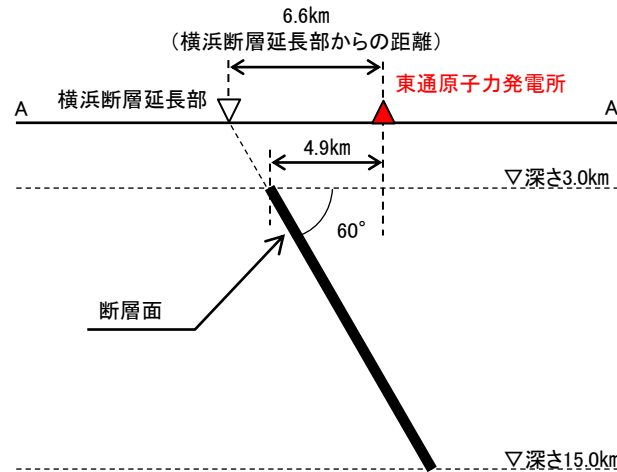
- 「**下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震**」は、地表痕跡が認められないものの陸奥湾側に想定される活断層を伴わない規模の小さい地震をベースにした検討用地震である。地震規模は、地震動評価の保守性確保の観点から「孤立した短い活断層の存在を仮定した断層長さ」を用いて算定する。また、この断層長さを基本ケースに適用する。具体的には、
 - 傾斜角は、下北半島中軸部の狭隘な高速度層の高まりと整合する東傾斜の断層は高角な逆断層であること、地震調査研究推進本部(2020)※1では高角な逆断層の場合、断層傾斜角を60度以上としていること等から、60度として考慮する。その場合、地震発生層を飽和する断層幅は $W=13.9\text{km}$ となる。
 - 地震調査研究推進本部(2020)では、断層長さ(L)が地震発生層を飽和する断層幅(W)よりも小さい場合は、 $L=W$ の断層モデルを設定するため、 $L=13.9\text{km}$ を採用することが考えられる。
 - 一方、Stirling et al.(2002)及び入倉(2007)では、「地表に数km程度の孤立した短い活断層がある場合には、地下に $L=20\text{km}$ の断層が存在することを否定できない」とされていることを踏まえ(補足説明資料4章2.5参照)、保守的に $L=13.9\text{km}$ よりも長い $L=20\text{km}$ を基本ケースの断層長さに適用する[入倉・三宅(2001)の地震モーメント(M_0)及び武村(1990)の M_0 とMの関係※2から $M6.8$ となる]。

(2) 等価震源距離

- $L=20\text{km}$, $W=13.9\text{km}$ の断層モデルから算定した等価震源距離を採用する。アスペリティは、保守的に横浜断層が認められる範囲のうち敷地寄りの最浅部に設定する。このモデルは基本ケースに適用する。



基本ケースの断層配置図



基本ケースの配置図(A-A' 断面)

下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震の諸元(検討用地震の候補)

| 地震 | 地震規模(M) | 等価震源距離(km) |
|------------------------|---------|------------|
| 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震 | 6.8 | 9 |

※1: 強震動予測レシビ。

※2: 武村(1990)の M_0 とMの関係式[$\log M_0=1.17M+10.72$]。

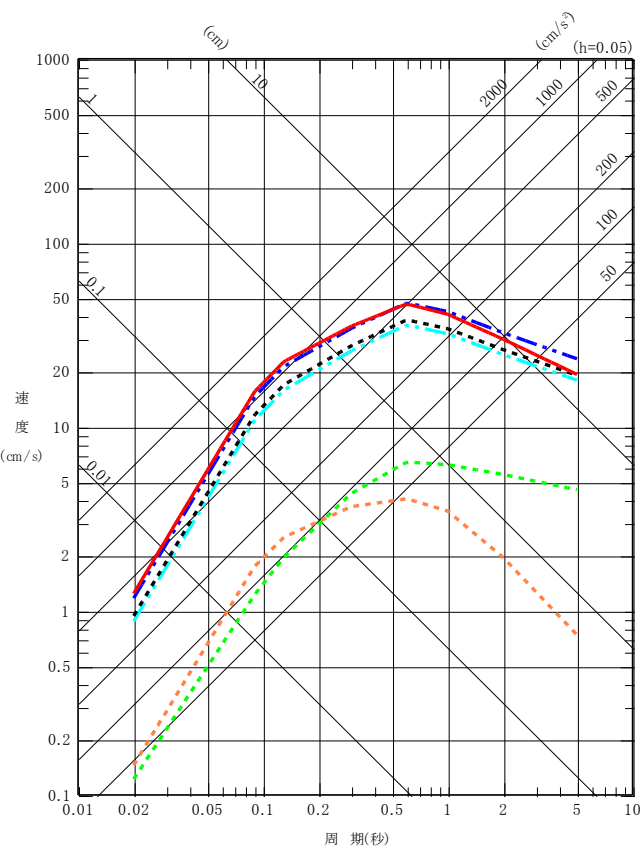
3. 3. 3. 検討用地震の選定

(3)内陸地殻内地震の検討用地震

S217

【内陸地殻内地震が敷地に与える影響(検討用地震の選定)】

- 敷地周辺の被害地震及び敷地周辺の震源として考慮する活断層による地震のうち敷地へ与える影響が大きい地震について、敷地に与える影響を距離減衰式[Noda et al.(2002)]を用いて評価した結果、「横浜断層による地震」が全ての周期帯で他の地震を上回った。このことから、「**横浜断層による地震**」を検討用地震として選定する。
- また、地震動評価の保守性確保の観点から考慮した「**下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震**」が敷地に与える影響は、短周期側で「横浜断層による地震」を上回ることから、この地震も検討用地震として考慮する。



敷地周辺の内陸地殻内地震の地震動評価
[Noda et al.(2002), 水平方向, 内陸補正なし]

被害地震及び震源として考慮する活断層による地震の諸元(検討用地震の候補)

| 凡例 | 断層名 | 地震規模 M | 等価震源距離 (km) | 断層傾斜角 (度) |
|-----|------------------|--------|-------------|-----------|
| --- | 1766年津軽の地震※1 | 7.3 | 94 | — |
| --- | 1978年下北半島付近の地震※1 | 5.8 | 28 | — |
| --- | 横浜断層による地震※2 | 7.0 | 14 | 60 |
| --- | 出戸西方断層による地震※2 | 7.0 | 17 | 70 |
| --- | 敷地東方沖断層による地震※2 | 7.0 | 18 | 60 |

下北半島東部の地質構造上の特徴から想定する地震の諸元(検討用地震の候補:再掲)

| 凡例 | 断層名 | 地震規模 M | 等価震源距離 (km) | 断層傾斜角 (度) |
|----|------------------------|--------|-------------|-----------|
| — | 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震 | 6.8※3 | 9※4 | 60 |

※1:3章3. 1再掲。

※2:地震規模は「地表地震断層としてその全容を表す規模」を考慮。等価震源距離は、アスペリティを考慮した断層モデルから算定。

※3:地震規模は「孤立した短い活断層を仮定した断層長さ」を考慮し、入倉・三宅(2001)の地震モーメント(M_0)及び武村(1990)の M_0 とMの関係から算定。

※4:等価震源距離9kmの場合、Noda et al.(2002)のデータ範囲外となる。本検討の目的がそれぞれの地震が敷地に与える影響程度の大小比較であることを踏まえ、「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」については、Noda et al.(2002)データ範囲内で最も小さい11kmを採用し、その場合であっても敷地に与える影響が大きいことを確認する。

3.3.4 検討用地震の地震動評価

(1) 地震動評価の基本方針

S217

(1) 応答スペクトルに基づく手法

- 「横浜断層による地震」については、解放基盤表面における水平方向及び鉛直方向の地震動を予測し、敷地の特性を適切に反映することが可能なNoda et al.(2002)の手法を用いる。
- 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」については、Noda et al.(2002)のデータ範囲外となることから(補足説明資料4章2.1参照)、各種距離減衰式による評価を行う。

(2) 断層モデルを用いた手法

- 敷地において経験的グリーン関数法の要素地震となる適切な観測記録が得られていないことから(補足説明資料4章2.2参照)、統計的グリーン関数法〔釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)〕を用いる。
- 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」のうち、短周期側において特に敷地へ与える影響が大きいケース※¹及び地震モーメントが大きいケース※²については、統計的グリーン関数法に加えハイブリッド合成法※³による地震動評価を実施する。

※1:後述する「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」のケース4(応力降下量)。

※2:後述する「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」のケース2(地震規模)。

※3:短周期側を統計的グリーン関数法、長周期側を理論的手法〔Hisada(1994)〕とする。

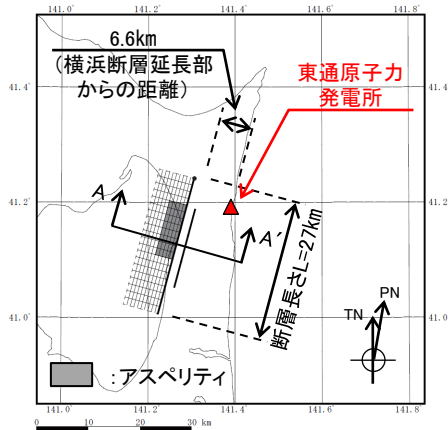
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.3 内陸地殻内地震

3.3.4 検討用地震の地震動評価

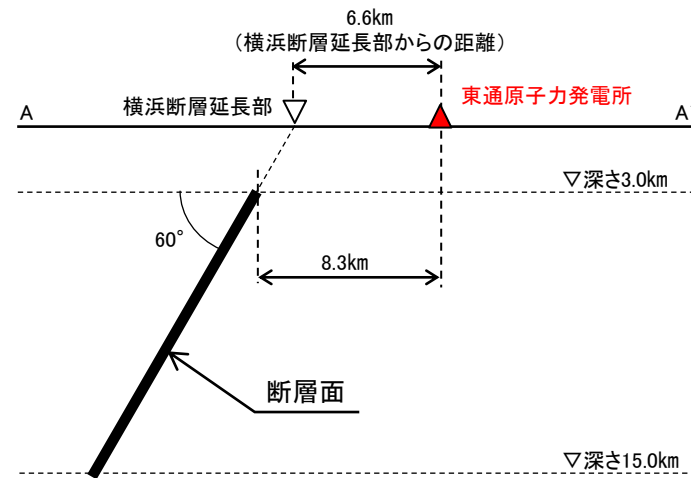
(2) 横浜断層による地震 ①基本ケースの設定

【基本ケースのモデル設定の考え方】

- 「横浜断層による地震」の基本ケースは、保守的に「地表地震断層としてその全容を表す規模」との位置づけで地震モーメント $M_0=7.5 \times 10^{18}$ (Nm) 以上を採用する。
- 断層傾斜角は、地質調査結果に基づき策定する(横浜断層の地質調査結果の概要は補足説明資料4章2.3参照)。具体的には、傾斜角60度の西傾斜のモデルを採用する。
- 断層幅は、断層傾斜角と地震発生層の飽和を考慮する($W=13.9$ km)。
- 基本ケースの断層長さは、 $M_0=7.5 \times 10^{18}$ (Nm) から入倉・三宅(2001)を用いた断層面積を算定し、地震発生層を飽和する断層幅から $L=27$ km を採用する。
- アスペリティの配置は、敷地に対し最も近い最浅部に設定する。



基本ケースの断層配置図



基本ケースの配置図(A-A' 断面)

「横浜断層による地震」の概要

3.3.4 検討用地震の地震動評価

(2) 横浜断層による地震 ②断層モデル設定の考え方と不確かさの整理

➤ 地質調査に基づき西傾斜60度とし、あらかじめ地震規模の不確かさを考慮して、保守的に「地表地震断層としてその全容を表す規模」との位置付けで $M_0=7.5 \times 10^{18}$ (Nm) (Mw6.52)以上の地震を想定する。

【認識論的な不確かさ】: 事前の詳細な調査や経験式などに基づき設定できるもの。

青文字: あらかじめ基本ケースで保守性を考慮

【偶然的な不確かさ】: 事前の詳細な調査や経験式などに基づく特定が困難なもの。

赤文字: 基本ケースに対し不確かさを考慮

| 種類 | パラメータ | 基本ケースの設定 | 基本ケース及び不確かさケースの設定の考え方 |
|--------------|------------------------------|---|--|
| 認識論的 不確かさ | 断層傾斜方向 | 西傾斜 | 基本ケース及び不確かさケースとも、地質調査結果に基づき、西傾斜とする。 |
| | 断層の位置 | 地質調査結果 (横浜断層) | 基本ケース及び不確かさケースとも、地質調査結果(横浜断層)に対し断層長さを均等に設定する。 |
| | 地震規模 (断層長さ) | $M_0=7.5 \times 10^{18}$ (Nm)以上 (L=27km) | 基本ケース及び不確かさケースとも、保守的に「地表地震断層としてその全容を表す規模」との位置づけで $M_0=7.5 \times 10^{18}$ (Nm) (Mw6.52)以上となるように断層面を設定する ^{※1} 。 |
| | 断層傾斜角 | 60度 | 基本ケース及び不確かさケースとも、地質調査結果による傾斜角60度を採用する。 不確かさケースとしては、60度よりも高角な断層を想定した方が敷地までの距離がわずかに近くなるが、地震調査研究推進本部(2020) ^{※2} では地質調査結果がある場合はその傾斜角を、無い場合は逆に低角な45度を採用するとしていることから、更なる高角なケースは不確かさケースとしては考慮しない。 また、不確かさケースとしては、地震調査研究推進本部(2020)を踏まえ低角な断層(45度)を適用することが考えられるが、その場合敷地までの距離が遠くなること、傾斜角45度の場合の断層幅は17kmとなり、これを断層長さとしたモデルのMwは保守性を持たせた基本ケースより小さく、45度モデルに対しても基本ケースと同じ規模が適用されること等から敷地への影響は特別大きくならないため、不確かさケースとしては考慮しない。 |
| 偶然的 不確かさ | アスペリティの 応力降下量 (短周期レベル) | 地震調査研究推進本部 (2020)の1.0倍 | 基本ケースには、敷地周辺の内陸地殻内地震の応力降下量(短周期レベル)に関する知見は知られていないことから、経験的に求められた平均的な値である地震調査研究推進本部(2020)による値を採用する。 不確かさとしては、アスペリティの応力降下量に2007年新潟県中越沖地震(Mw6.6)の知見を反映し、地震調査研究推進本部(2020)による値の1.5倍を考慮する。 |
| | アスペリティ位置 | 活断層が認定される範囲 で敷地に近い位置 | 基本ケース及び不確かさケースとも、アスペリティ位置に関する知見は知られていないことから、保守的に活断層の認定される範囲において最も敷地に近い最浅部に設定する。 |
| | 破壊開始点 | 破壊が敷地に向かう位置 | 基本ケース及び不確かさケースとも、敷地に対し影響の大きい破壊開始点位置(破壊が敷地に向かうように設定した位置)に複数考慮する。 |

※1: 断層長さは、入倉・三宅(2001)を用いた断層面積及び地震発生層を飽和する断層幅を考慮。

※2: 強震動予測レシピ

3.3.4 検討用地震の地震動評価

(2) 横浜断層による地震 ③ 検討ケース

検討ケースの青文字: 基本ケース
検討ケースの赤文字: 不確かさケース

検討用地震の想定〔横浜断層による地震〕

| 検討ケース | 断層 傾斜方向 | 断層 位置 | 断層長さ 地震モーメント | 地震 規模 | 断層 傾斜角 | アスペリティの応力降下量 〔レシビ※に対する比〕 短周期レベル | アスペリティの 位置 | 破壊 開始点 | 評価手法 |
|-----------------|------------|------------|--|--------------------------|-----------|---|------------------|------------------------------|-------------------------------------|
| 地質調査結果 | 西 | 調査結果 位置 | L=15.4km (参考) $2.55 \times 10^{18}(\text{Nm})$ | (参考) M6.6 (Mw6.20) | 60° | (参考) 14.96 (MPa) 〔レシビ×1.0〕 $7.24 \times 10^{18}(\text{Nm/s}^2)$ | — | — | — |
| 基本ケース (ケース1) | 西 | 調査結果 位置 | L=27km $7.83 \times 10^{18}(\text{Nm})$ | M7.0 (Mw6.53) | 60° | 13.62 (MPa) 〔レシビ×1.0〕 $1.05 \times 10^{19}(\text{Nm/s}^2)$ | 敷地に 近い 最浅部 | 破壊が敷 地に向か う位置に 複数考慮 | Noda et al.(2002) 統計的グリーン 関数法 |
| ケース2 (応力降下量) | 西 | 調査結果 位置 | L=27km $7.83 \times 10^{18}(\text{Nm})$ | M7.0 (Mw6.53) | 60° | 20.43 (MPa) 〔レシビ×1.5〕 $1.58 \times 10^{19}(\text{Nm/s}^2)$ | | | Noda et al.(2002) 統計的グリーン 関数法 |

: あらかじめ基本ケースに織り込む不確かさ

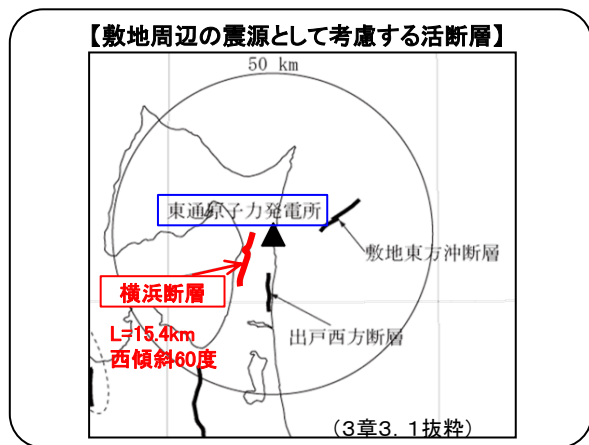
: 考慮する不確かさ

※: 地震調査研究推進本部(2020)

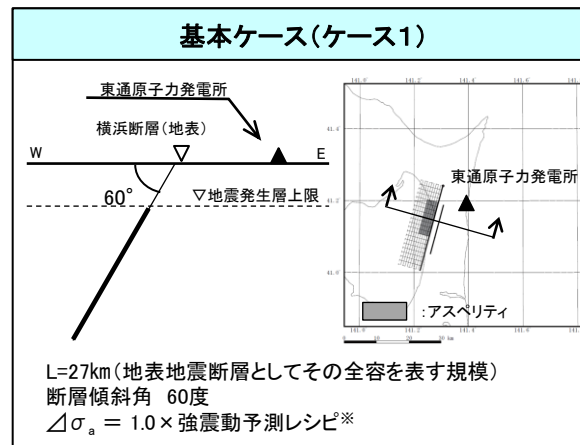
3.3.4 検討用地震の地震動評価

(2) 横浜断層による地震 ④ 基本ケース及び不確かさケースの整理

▶ 「横浜断層による地震」については、地質調査結果に基づく断層長さ(L=15.4km)に対し、保守的に「地表地震断層としてその全容を表す規模」との位置づけで $M_0=7.5 \times 10^{18}$ (Nm)以上(L=27km)を考慮し、さらにアスペリティの応力降下量の不確かさを考慮。



▶ 地震規模(断層長さ)は、保守的に「地表地震断層としてその全容を表す規模」との位置づけで $M_0=7.5 \times 10^{18}$ (Nm)以上となるように設定(L=27km)。



■ : 基本ケース
■ : 不確かさケース
赤文字は基本ケースからの変更箇所

地震規模の不確かさ

▶ 基本ケースに反映済み
[地質調査結果(L=15.4km)に対し、すでに「地表地震断層としてその全容を表す規模」との位置づけで $M_0=7.5 \times 10^{18}$ (Nm)以上(L=27km)を考慮済み。]

断層傾斜角の不確かさ

▶ 以下を踏まえ、更なる不確かさは考慮しない。

- 地震調査研究推進本部(2020)*では地質調査結果がある場合はその傾斜角を、無い場合は低角な45度を採用するとされている。
- 一方、低角な断層(45度)を採用した場合、敷地までの距離が遠くなること、また、45度にした場合の断層幅の値(17km)も踏まえると地震規模は保守性を持たせた基本ケースと同じとなること等から、敷地への影響は特別大きくならない。

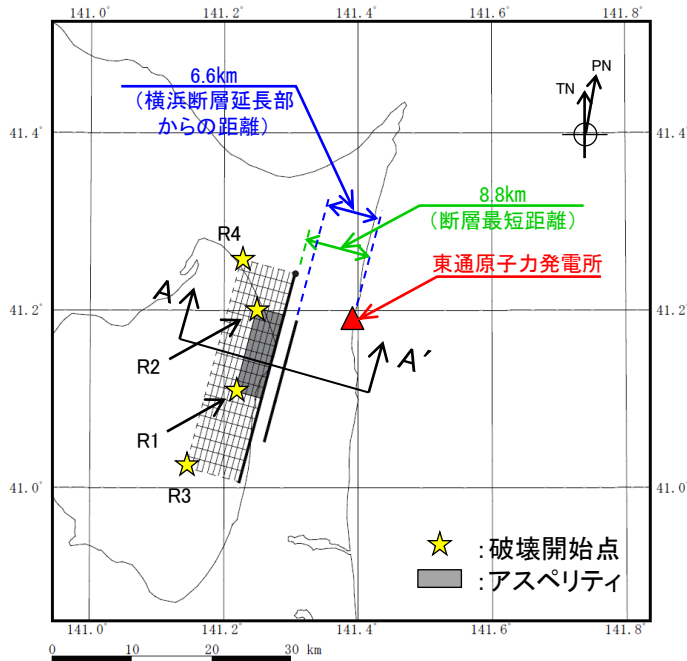
ケース2(応力降下量)

L=27km(地表地震断層としてその全容を表す規模)
断層傾斜角 60度
 $\Delta\sigma_0 = 1.5 \times$ 強震動予測レシビ

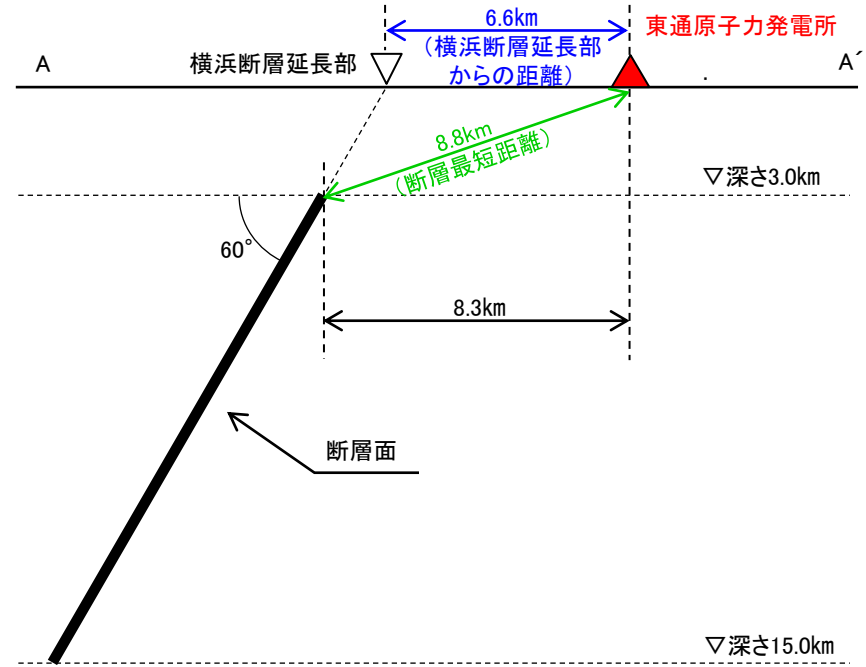
*: 強震動予測レシビ: 地震調査研究推進本部(2020)

3.3.4 検討用地震の地震動評価

(2) 横浜断層による地震 ⑤断層モデル



断層配置図



配置図(A-A' 断面)

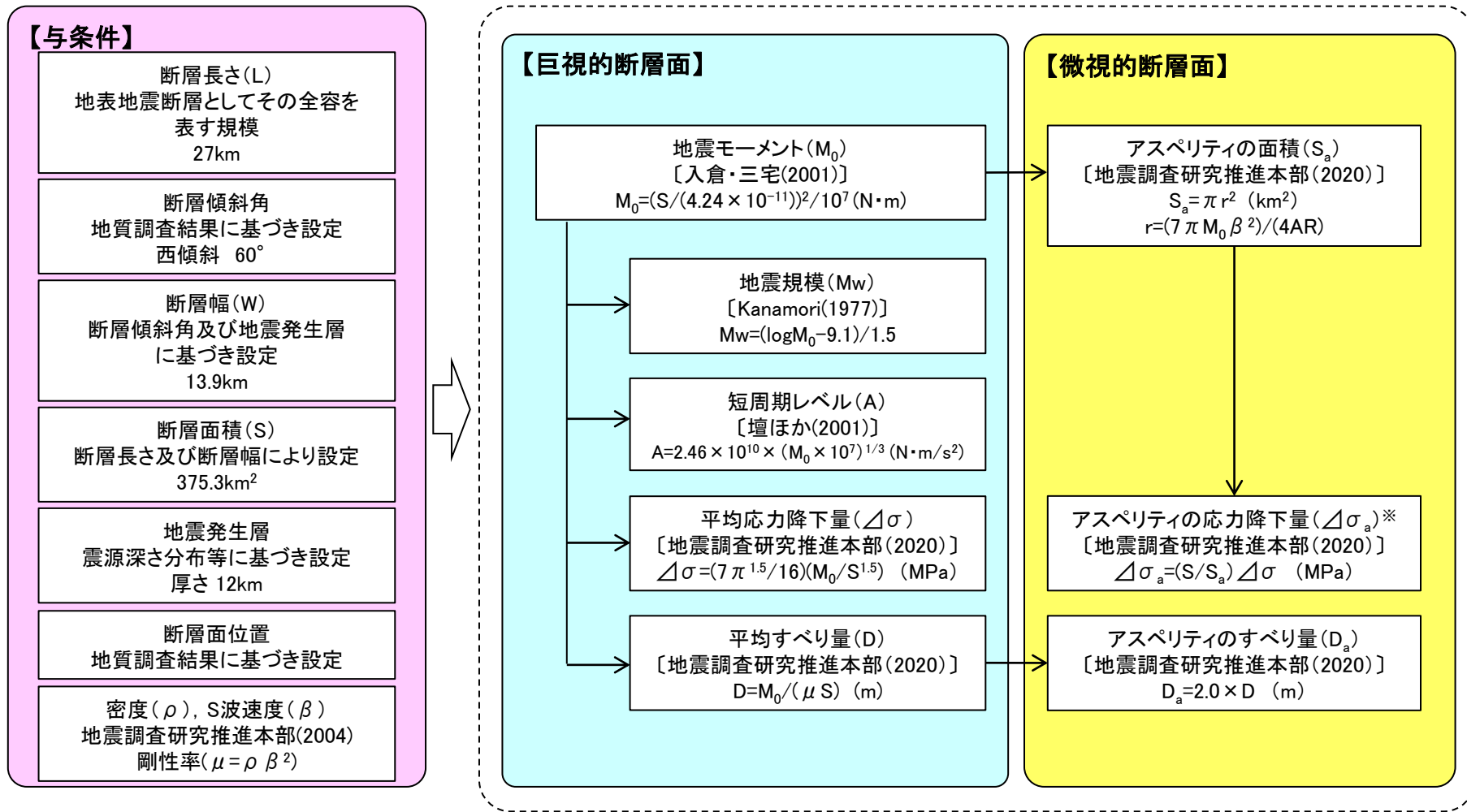
「横浜断層による地震」の断層モデル(ケース1及びケース2)

「横浜断層による地震」の断層諸元(ケース1及びケース2)

| ケース名 | 断層長さ L(km) | M | Mw | 等価震源距離 Xeq(km) | 断層最短距離 R _{Rup} (km) |
|----------------------------|---------------|-----|------|-------------------|---------------------------------|
| 基本ケース(ケース1) ケース2(応力降下量) | 27.0 | 7.0 | 6.53 | 14 | 8.8 |

3.3.4 検討用地震の地震動評価

(2) 横浜断層による地震 ⑥断層パラメータ設定フロー



※: ケース2(応力降下量)では, $\Delta\sigma_a$ を1.5倍にする。

3. 3. 4 検討用地震の地震動評価

(2) 横浜断層による地震 ⑦断層パラメータ

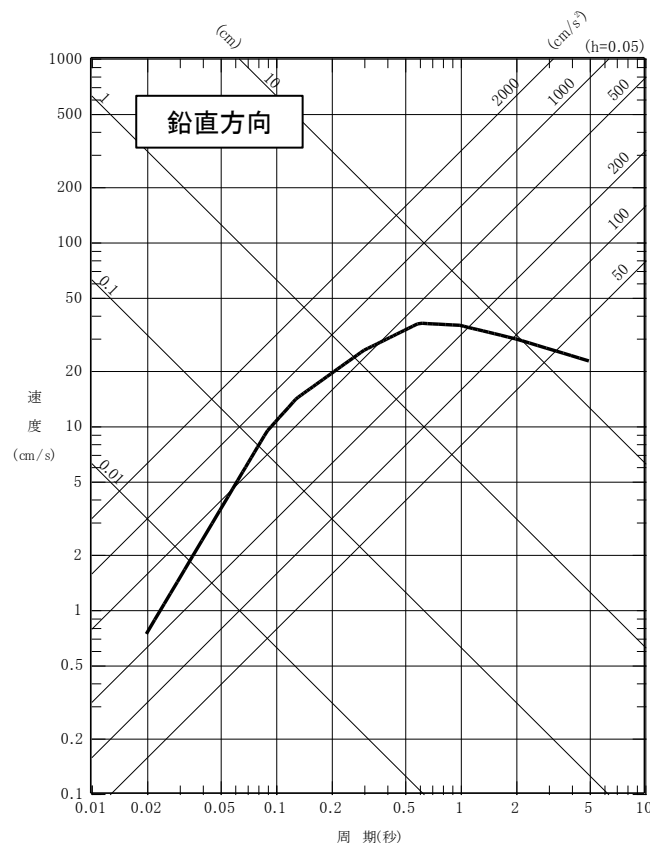
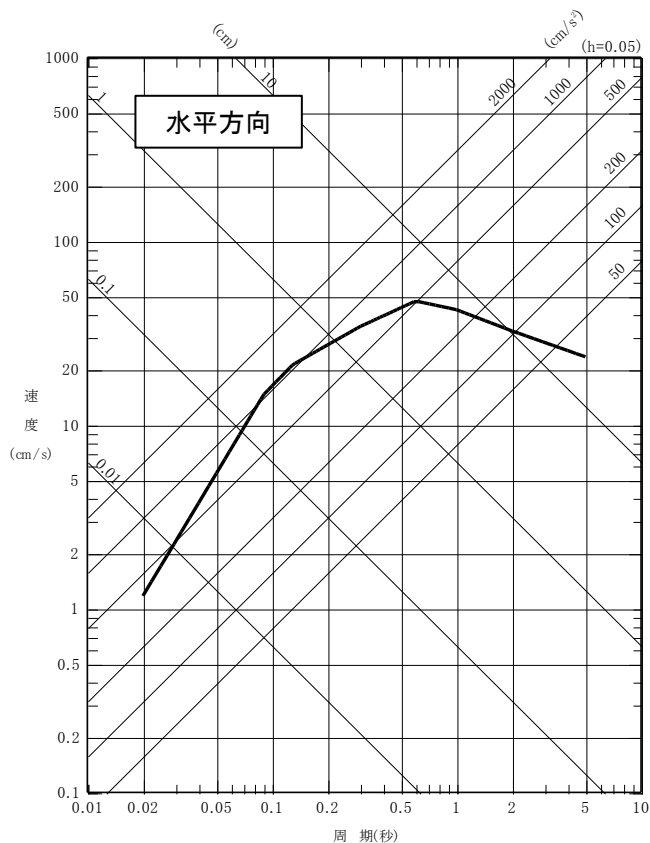
| 断層パラメータ | 記号 | 単位 | 設定方法 | 基本ケース (ケース1) | ケース2 (応力降下量) | |
|----------|------------------|-------------------|--|--|-----------------------|-------|
| 巨視的断層面 | 走向 | θ | ° | 設定 | 195 | ← |
| | 断層傾斜角 | δ | ° | 設定 | 西傾斜 60 | ← |
| | 断層長さ | L | km | 設定 | 27.0 | ← |
| | 断層幅 | W | km | 地震発生層厚さ(12km)と断層傾斜角から設定 | 13.9 | ← |
| | 断層面積 | S | km ² | S=L×W | 375.3 | ← |
| | 断層上端深さ | — | km | 地震発生層の検討結果による | 3.0 | ← |
| | 断層下端深さ | — | km | 地震発生層の検討結果による | 15.0 | ← |
| | 地震モーメント | M ₀ | Nm | M ₀ =(S/(4.24×10 ⁻¹¹)) ² /10 ⁷ [入倉・三宅(2001)] | 7.83×10 ¹⁸ | ← |
| | 気象庁マグニチュード | M _J | — | M _J =(logM ₀ -10.72)/1.17 [武村(1990)] | 7.0 | ← |
| | モーメントマグニチュード | M _w | — | M _w =(logM ₀ -9.1)/1.5 [Kanamori(1977)] | 6.53 | ← |
| | 密度 | ρ | g/cm ³ | 地震調査研究推進本部(2004)に基づき設定 | 2.69 | ← |
| | S波速度 | β | km/s | 地震調査研究推進本部(2004)に基づき設定 | 3.58 | ← |
| | 剛性率 | μ | N/m ² | $\mu = \rho \beta^2$ | 3.45×10 ¹⁰ | ← |
| | 平均すべり量 | D | m | D=M ₀ /(μ S) | 0.606 | ← |
| | 平均応力降下量 | $\Delta\sigma$ | MPa | $\Delta\sigma = (7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$ | 2.63 | ← |
| | 破壊伝播速度 | V _r | km/s | V _r =0.72 β [Geller(1976)] | 2.58 | ← |
| | 短周期レベル | A | Nm/s ² | A=2.46×10 ¹⁰ ×(M ₀ ×10 ⁷) ^{1/3} [壇ほか(2001)] | 1.05×10 ¹⁹ | ← |
| 高周波遮断周波数 | f _{max} | Hz | 鶴来ほか(1997) | 6.0 | ← | |
| アスベリテイ | 等価半径 | r | km | r=(7 π M ₀ β^2)/(4AR) | 4.80 | ← |
| | 地震モーメント | M _{0a} | Nm | M _{0a} = μ D _a S _a | 3.02×10 ¹⁸ | ← |
| | 面積 | S _a | km ² | S _a = πr^2 | 72.3 | ← |
| | 平均すべり量 | D _a | m | D _a =2D | 1.211 | ← |
| | 応力降下量 | $\Delta\sigma_a$ | MPa | $\Delta\sigma_a = (S/S_a)\Delta\sigma$, ケース2は1.5倍 | 13.62 | 20.43 |
| 短周期レベル | A _a | Nm/s ² | A _a =4 π (S _a / π) ^{0.5} $\Delta\sigma_a\beta^2$, ケース2は1.5倍 | 1.05×10 ¹⁹ | 1.58×10 ¹⁹ | |
| 背景領域 | 地震モーメント | M _{0b} | Nm | M _{0b} =M ₀ -M _{0a} | 4.81×10 ¹⁸ | ← |
| | 面積 | S _b | km ² | S _b =S-S _a | 303.0 | ← |
| | 平均すべり量 | D _b | m | D _b =M _{0b} /(μ S _b) | 0.461 | ← |
| | 実効応力 | σ_b | MPa | $\Delta\sigma_b = (D_b/W_b)/(D_a/W_a)\Delta\sigma_a$, W _b = S _b ^{0.5} , W _a = W | 3.17 | 4.76 |
| Q値 | Q | — | 川瀬・松尾(2004) | 243 ^{0.69} | ← | |

3. 3. 4 検討用地震の地震動評価

(2) 横浜断層による地震 ⑧ 応答スペクトルに基づく手法

- 応答スペクトルの算定には, Noda et al.(2002)による手法を用いた。なお, 内陸の地震の応答スペクトルは平均的な値に比べて小さいことが知られているが(内陸補正), 敷地における内陸地殻内地震の観測記録は少なく, また, いずれも震源位置が遠いこと等から, 敷地周辺の地震に対する応答スペクトル特性が十分把握されていないため, 内陸補正は行わない。(敷地で観測された内陸地殻内地震の応答スペクトルの傾向については補足説明資料4章2. 4参照。)

— : 基本ケース(ケース1)及びケース2(応力降下量)(M7.0, Xeq=14km)



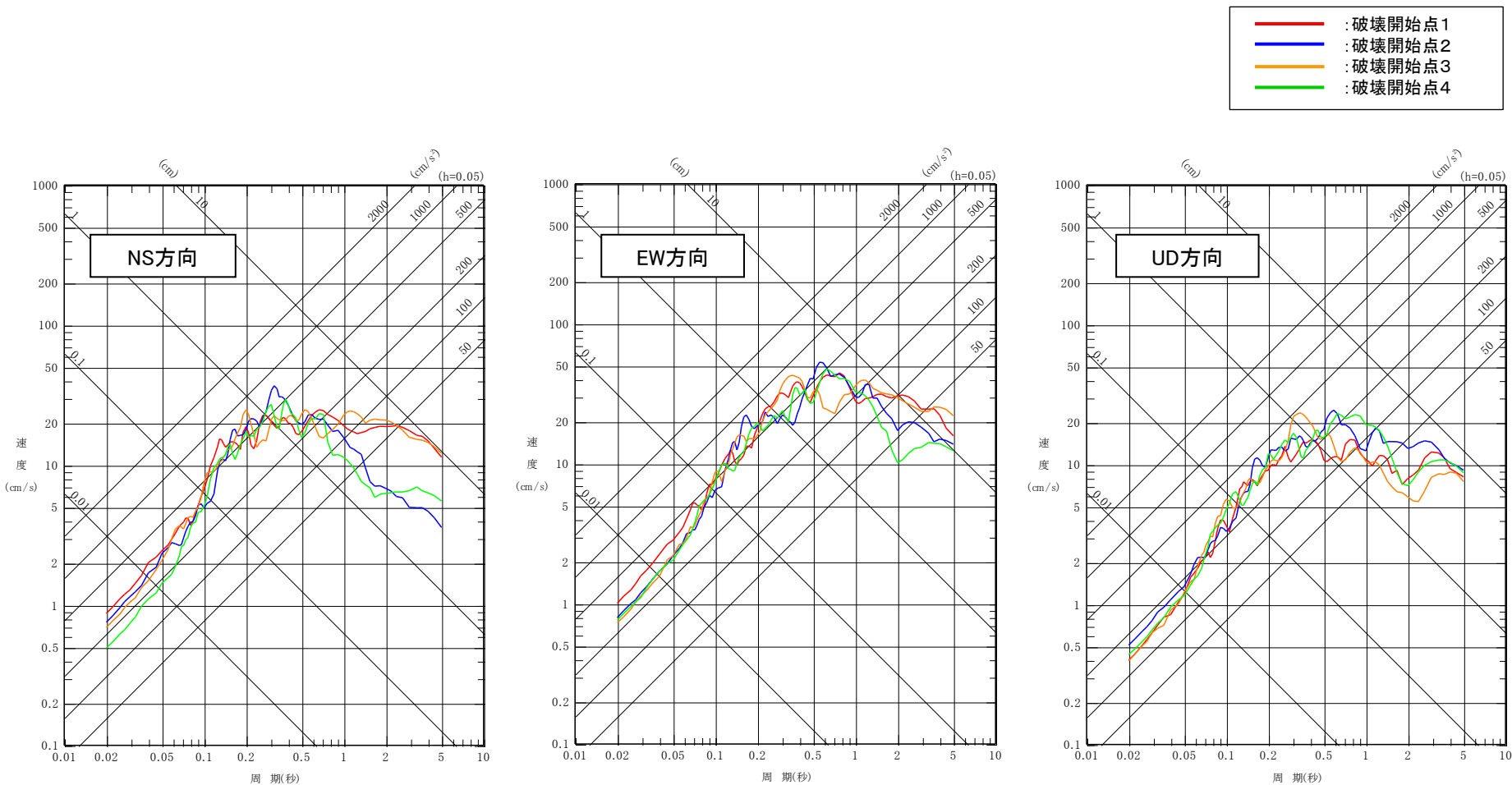
応答スペクトルに基づく地震動評価 「横浜断層による地震」[Noda et al.(2002)]

3.3.4 検討用地震の地震動評価

(2)横浜断層による地震 ⑨断層モデルを用いた手法 基本ケース(ケース1) 応答スペクトル

➤ 「横浜断層による地震」の基本ケース(ケース1)について、統計的グリーン関数法*を適用した評価を行った。

*: 釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)による。



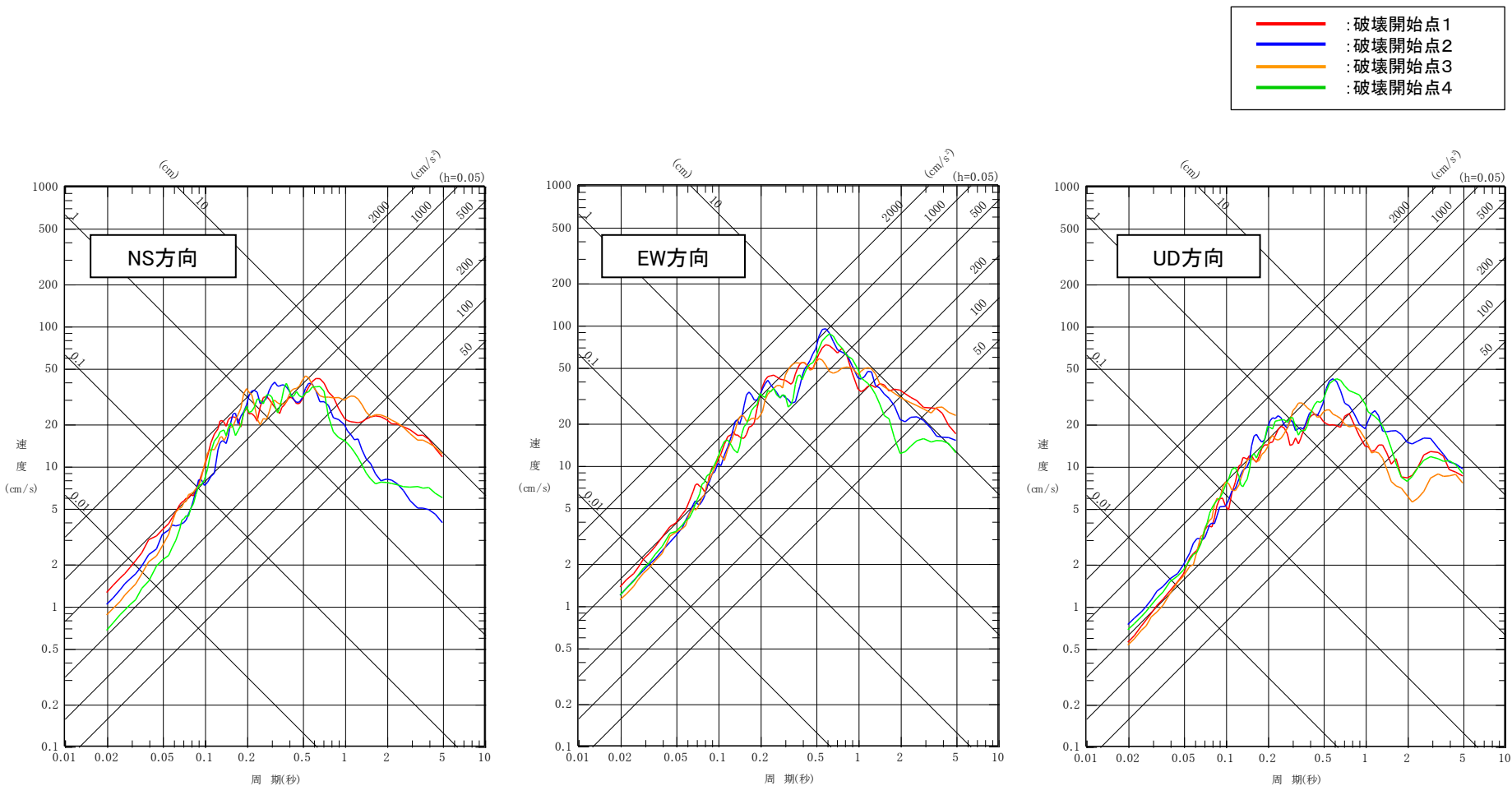
断層モデルを用いた手法による地震動評価 「横浜断層による地震」基本ケース(ケース1)(PN基準)

3.3.4 検討用地震の地震動評価

(2) 横浜断層による地震 ⑨断層モデルを用いた手法 ケース2(応力降下量) 応答スペクトル

➤ 「横浜断層による地震」のケース2(応力降下量)について、統計的グリーン関数法※を適用した評価を行った。

※: 釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)による。



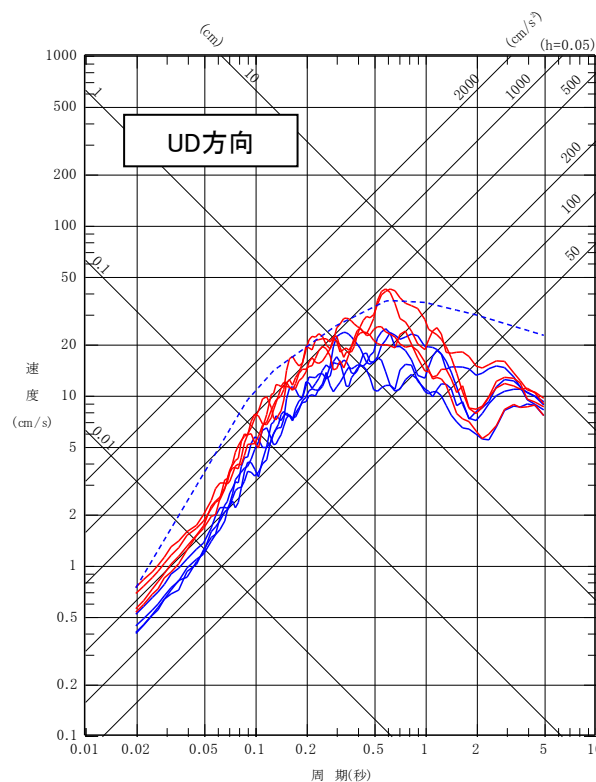
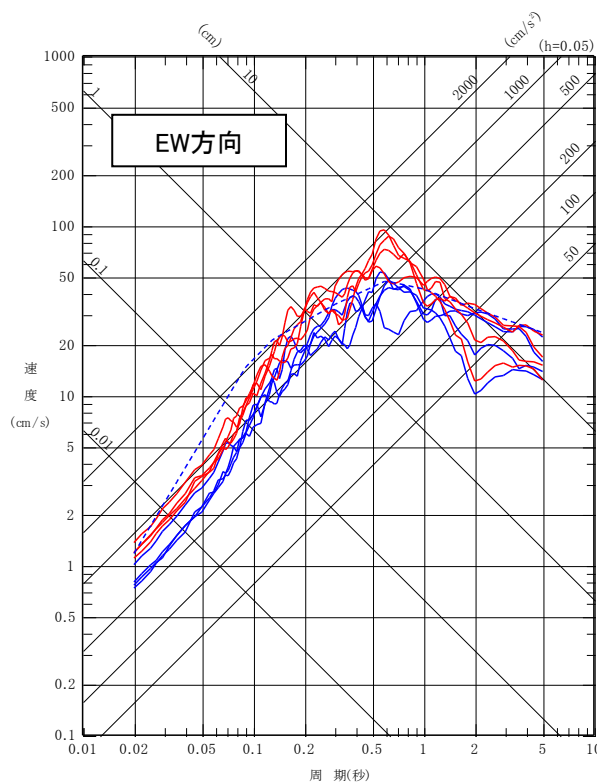
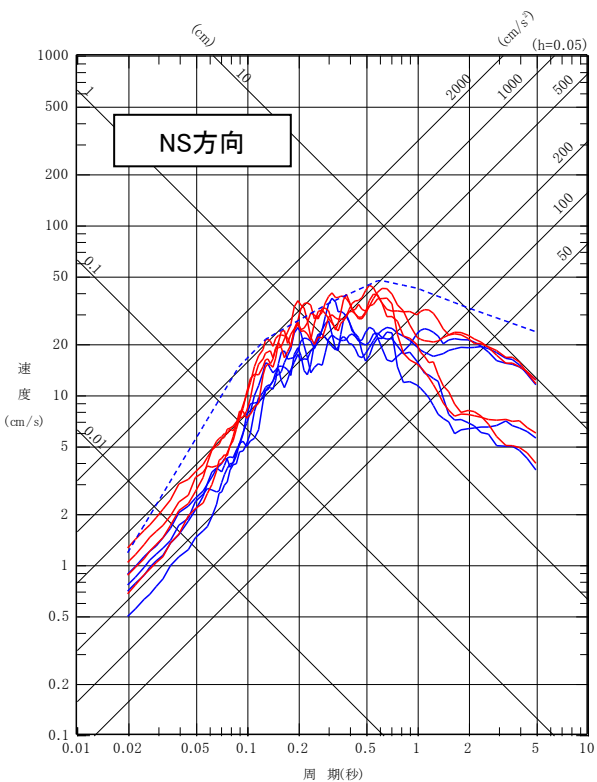
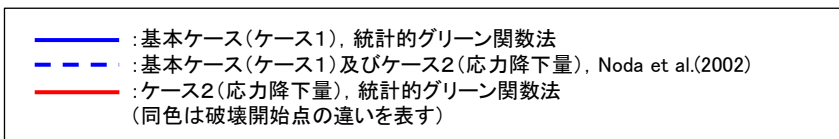
断層モデルを用いた手法による地震動評価 「横浜断層による地震」ケース2(応力降下量)(PN基準)

3.3.4 検討用地震の地震動評価

(2) 横浜断層による地震 ⑩まとめ

- 「横浜断層による地震」について, Noda et al.(2002)及び統計的グリーン関数法※を用いた地震動評価を実施。
- ケース2(応力降下量)が基本ケース(ケース1)を全周期帯で上回る。

※: 釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)による。



「横浜断層による地震」の地震動評価(PN基準)

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.3 内陸地殻内地震

3.3.4 検討用地震の地震動評価

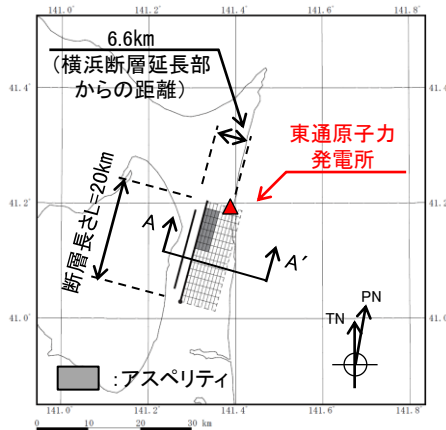
(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震 ①基本ケースの設定

S214 S217

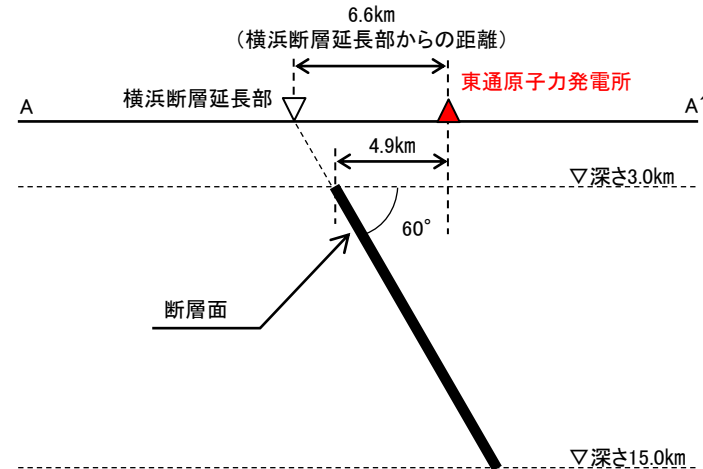
【基本ケースのモデル設定の考え方】

- 「**下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震**」は、地表痕跡は認められないものの陸奥湾側に想定される活断層を伴わない規模の小さい地震をベースにした検討用地震である。断層長さは、地震動評価の保守性確保の観点から「孤立した短い活断層の存在を仮定した断層長さ」である $L=20\text{km}$ を基本ケースに適用する。傾斜角は、下北半島中軸部の狭隘な高速度層の高まりと整合する東傾斜の断層は高角な逆断層であること、地震調査研究推進本部(2020)*では高角な逆断層の場合、断層傾斜角を60度以上としていること等から、基本ケースは60度として考慮する。
- 断層幅は、断層傾斜角と地震発生層の飽和を考慮する($W=13.9\text{km}$)。
- アスペリティの配置についても、横浜断層による地震と同様に敷地に対し最も近い最浅部に設定する。

※:強震動予測レシピ



基本ケースの断層配置図



基本ケースの配置図(A-A' 断面)

「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」の概要

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.3 内陸地殻内地震/3.3.4 検討用地震の地震動評価

(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震

②断層モデルの設定の考え方と不確かさの整理

➤ 地震動評価の保守性確保の観点から、地表痕跡は認められないものの陸奥湾側に想定される東傾斜の活断層を伴わない規模の小さい地震を、地表痕跡の認められる横浜断層の位置で考慮する(地表延長部)。また、断層長さは、「孤立した短い活断層の存在を仮定した断層長さ」としてL=20kmを基本ケースに適用する。

【認識論的な不確かさ】: 事前の詳細な調査や経験式などにに基づき設定できるもの。

青文字: あらかじめ基本ケースで保守性を考慮

【偶然的な不確かさ】: 事前の詳細な調査や経験式などにに基づく特定が困難なもの。

赤文字: 基本ケースに対し不確かさを考慮

| 種類 | パラメータ | 基本ケースの設定 | 基本ケース及び不確かさケースの設定の考え方 |
|--------------|------------------------------|---------------------------|--|
| 認識論的 不確かさ | 断層傾斜方向 | 東傾斜 | 基本ケース及び不確かさケースとも、 陸奥湾側に想定される東傾斜の断層 (下北半島中軸部の狭隘な高速度層の高まりの成因をテクトニックなものと捉えた場合に想定される断層)を考慮する。 |
| | 断層の位置 | 横浜断層の位置 | 基本ケース及び不確かさケースとも、下北半島中軸部の狭隘な高速度層の高まりを踏まえると、地表延長部は陸奥湾付近となるが地表延長部を地表痕跡の認められる 横浜断層位置 で考慮する。 ----- 基本ケース及び不確かさケースとも、横浜断層の地質調査結果に対し断層長さを均等に設定する。 |
| | 地震規模 (断層長さ) | M6.8 (L=20km) | 基本ケースは、「 孤立した短い活断層の存在を仮定した断層長さ 」としてL=20km適用する(補足説明資料4章2.5参照)。 ----- 不確かさとして、地震規模の保守性確保の観点から、「 地表地震断層としてその全容を表す規模 」としてL=27km [$M_0=7.5 \times 10^{18}(\text{Nm})$ ※1以上の規模相当]を採用する。 |
| | 断層傾斜角 | 60度 | 基本ケースは、以下を踏まえ横浜断層の位置に東傾斜60度を想定する。 ① 下北半島では高角な逆断層が卓越する。 ② 横浜断層より西側の陸奥湾側に高角な断層を想定すると下北半島中軸部の狭隘な高速度層の高まりと整合する。 ③ 地震調査研究推進本部(2020)※2では高角な逆断層の場合、断層傾斜角を60度以上としている。 ----- 不確かさとして、地震調査研究推進本部(2020)を踏まえ 低角な断層(45度) を考慮する。 |
| | アスペリティの 応力降下量 (短周期レベル) | 地震調査研究推進本部 (2020)の1.0倍 | 基本ケースは、 経験的に求められた平均的な値である地震調査研究推進本部(2020)による値 を採用する。 ----- 不確かさとしては、アスペリティの応力降下量に2007年新潟県中越沖地震(Mw6.6)の知見を反映し、 地震調査研究推進本部(2020)による値の1.5倍 を考慮する。 |
| 偶然的 不確かさ | アスペリティ位置 | 横浜断層が認定される範囲で敷地に近い位置 | 基本ケース及び不確かさケースとも、横浜断層による地震の考え方に準じ、アスペリティは 敷地に最も近い最浅部 に設定する。 |
| | 破壊開始点 | 破壊が敷地に向かう位置 | 基本ケース及び不確かさケースとも、 敷地に対し影響の大きい破壊開始点位置(破壊が敷地に向かうように設定した位置) に複数考慮する。 |

※1: 地震モーメント(M_0)は地震調査研究推進本部(2020)による。断層長さは、入倉・三宅(2001)を用いた断層面積及び地震発生層を飽和する断層幅を考慮した。

※2: 強震動予測レシビ

3.3.4 検討用地震の地震動評価

(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震 ③検討ケース

S215 S217

- 全ケースとも地震発生層を飽和する断層幅を設定していることから、地震モーメントは地震調査研究推進本部(2020)に準じた場合、入倉・三宅(2001)を用いて算定することになるが、基本ケース(ケース1)及びケース4(応力降下量)についてはSomerville et al.(1999)を用いた方が若干大きくなるため、保守的にSomerville et al.(1999)を採用する(補足説明資料4章2.6参照)。
- なお、断層モデルを用いた手法による地震動評価は、敷地において経験的グリーン関数法の要素地震となる適切な観測記録が得られていないことから、統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]を用いる。さらに、短周期側において特に敷地へ与える影響が大きいケース4(応力降下量)は、原子力発電所には短周期側に影響がある設備が多いことを踏まえ、より精度の良い検討を行う観点から統計的グリーン関数法に加えハイブリッド合成法を用いる。また、理論的な手法については長周期側に感度があることから、地震モーメントが大きく長周期側への影響の大きいと考えられるケース2(地震規模)についても、ハイブリッド合成法を用いる。

検討用地震の想定〔下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震〕

検討ケースの青文字:基本ケース
検討ケースの赤文字:不確かさケース

| 検討ケース | 断層傾斜方向 | 断層位置 | 断層長さ 地震モーメント | 地震規模 | 断層傾斜角 | アスペリティの応力降下量 〔レシピア※に対する比〕 短周期レベル | アスペリティの位置 | 破壊開始点 | 評価手法 |
|-----------------|--------|---------|--|------------------|-------|---|-----------|------------------|-----------------------|
| 基本ケース (ケース1) | 東 | 横浜断層の位置 | L=20km $4.40 \times 10^{18}(\text{Nm})$ | M6.8 (Mw6.36) | 60° | 14.21 (MPa) 〔レシピア × 1.0〕 $8.69 \times 10^{18}(\text{Nm/s}^2)$ | 敷地に近い最浅部 | 破壊が敷地に向かう位置に複数考慮 | 各種距離減衰式 統計的グリーン関数法 |
| ケース2 (地震規模) | 東 | 横浜断層の位置 | L=27km $7.83 \times 10^{18}(\text{Nm})$ | M7.0 (Mw6.53) | 60° | 13.62 (MPa) 〔レシピア × 1.0〕 $1.05 \times 10^{19}(\text{Nm/s}^2)$ | | | 各種距離減衰式 ハイブリッド合成法 |
| ケース3 (断層傾斜角) | 東 | 横浜断層の位置 | L=20km $6.43 \times 10^{18}(\text{Nm})$ | M6.9 (Mw6.47) | 45° | 13.85 (MPa) 〔レシピア × 1.0〕 $9.86 \times 10^{18}(\text{Nm/s}^2)$ | | | 各種距離減衰式 統計的グリーン関数法 |
| ケース4 (応力降下量) | 東 | 横浜断層の位置 | L=20km $4.40 \times 10^{18}(\text{Nm})$ | M6.8 (Mw6.36) | 60° | 21.31 (MPa) 〔レシピア × 1.5〕 $1.30 \times 10^{19}(\text{Nm/s}^2)$ | | | 各種距離減衰式 ハイブリッド合成法 |

:あらかじめ基本ケースに織り込む不確かさ

:考慮する不確かさ

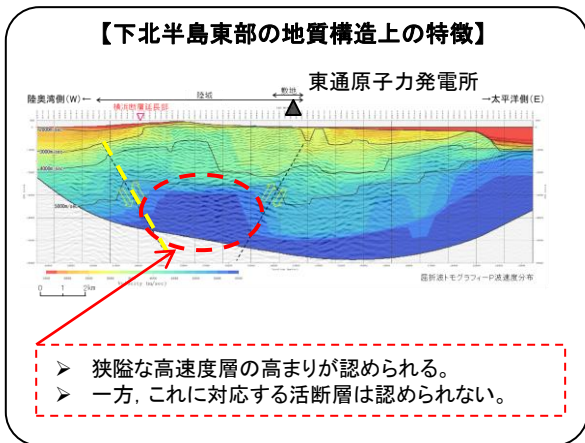
※:地震調査研究推進本部(2020)

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.3 内陸地殻内地震

3.3.4 検討用地震の地震動評価

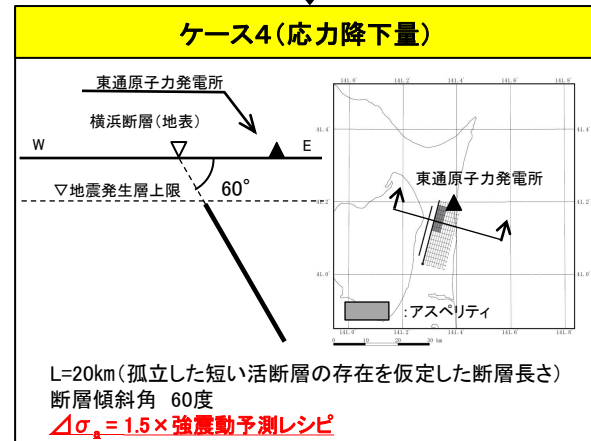
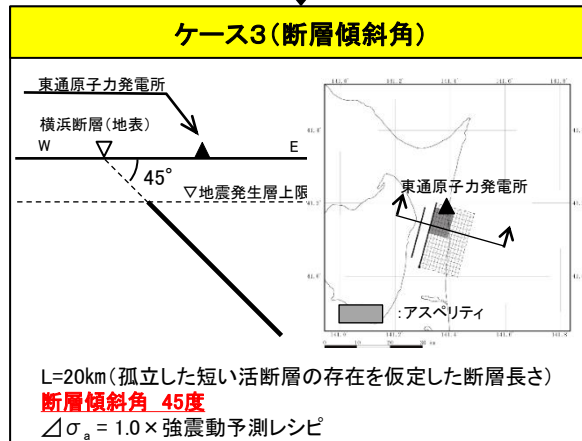
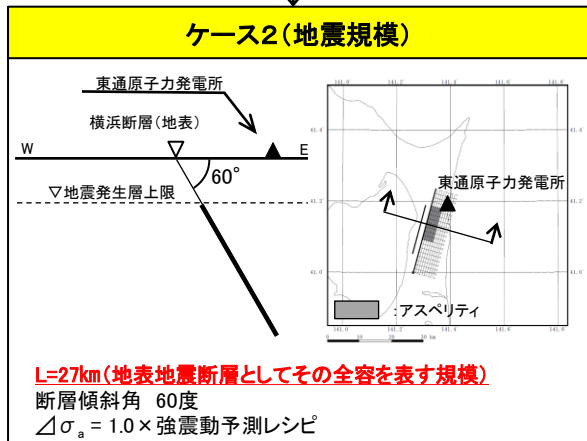
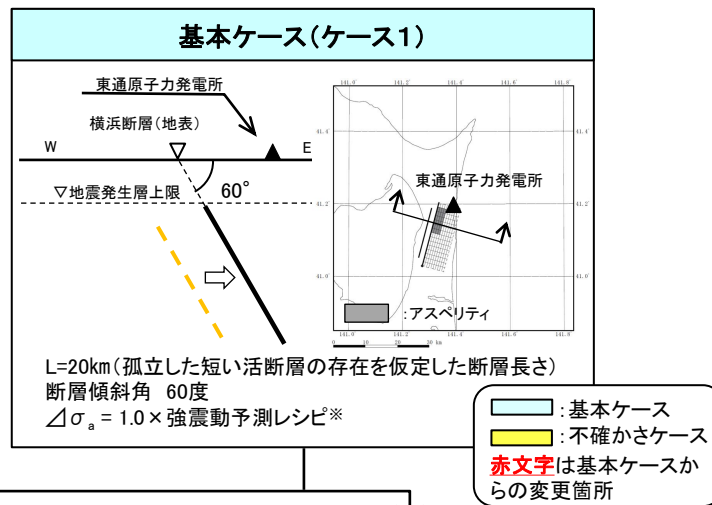
(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震 ④基本ケース及び不確かさケースの整理 **S217**

➢ 「**下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震**」については、あらかじめ地震動評価の保守性確保の観点から「孤立した短い活断層の存在を仮定した断層長さ」として $L=20\text{km}$ を地表痕跡の認められる横浜断層の位置で考慮し、さらに地震規模、断層傾斜角及びアスペリティの応力降下量の不確かさを考慮。



➢ 地震動評価の保守性確保の観点から、以下を考慮

- ・陸奥湾側に想定される東傾斜の高角な逆断層を、敷地に近い地表痕跡の認められる横浜断層位置で考慮。
- ・「孤立した短い活断層の存在を仮定した断層長さ」($L=20\text{km}$)を基本ケースに考慮。
- ・アスペリティの配置も、活断層に基づく地震(横浜断層による地震)と同様に敷地に近い最浅部に設定。



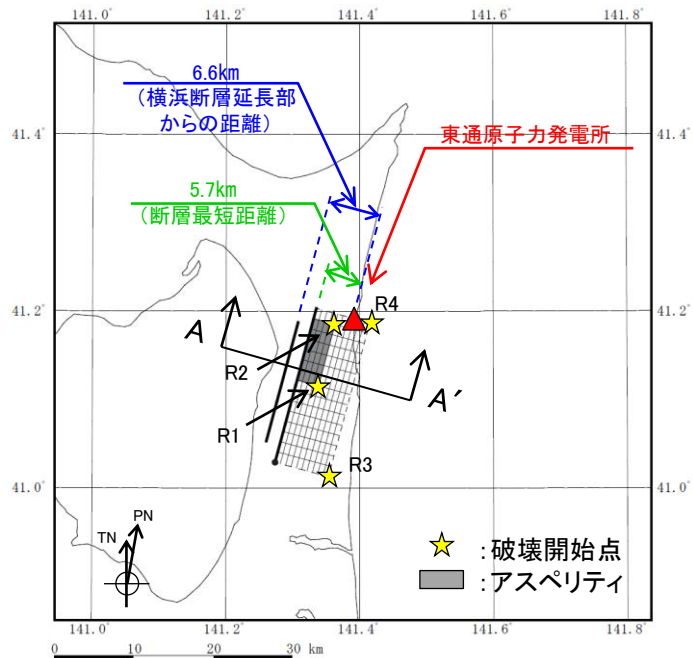
※: 強震動予測レシビ: 地震調査研究推進本部(2020)

「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」の基本ケース及び不確かさケースの構成

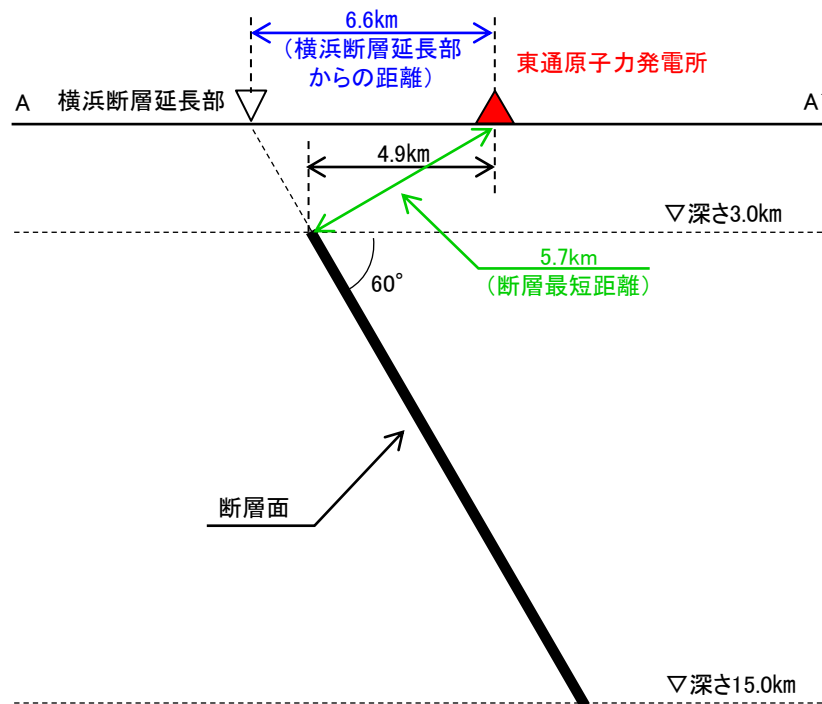
(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震

⑤断層モデル 基本ケース(ケース1)及びケース4(応力降下量)

S217



断層配置図



配置図(A-A' 断面)

「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」の断層モデル(ケース1及びケース4)

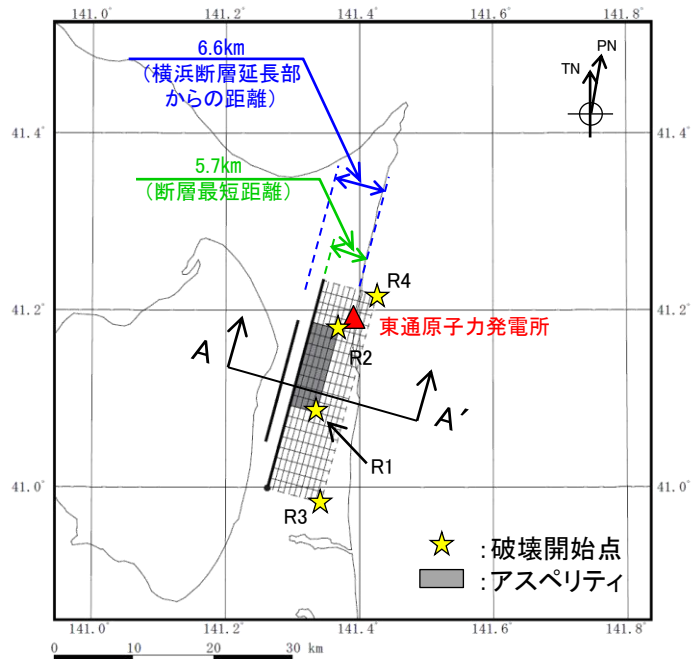
「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」の断層諸元(ケース1及びケース4)

| ケース名 | 断層長さ L(km) | M | Mw | 等価震源距離 Xeq(km) | 断層最短距離 R _{Rup} (km) |
|----------------------------|---------------|-----|------|-------------------|---------------------------------|
| 基本ケース(ケース1) ケース4(応力降下量) | 20.0 | 6.8 | 6.36 | 9 | 5.7 |

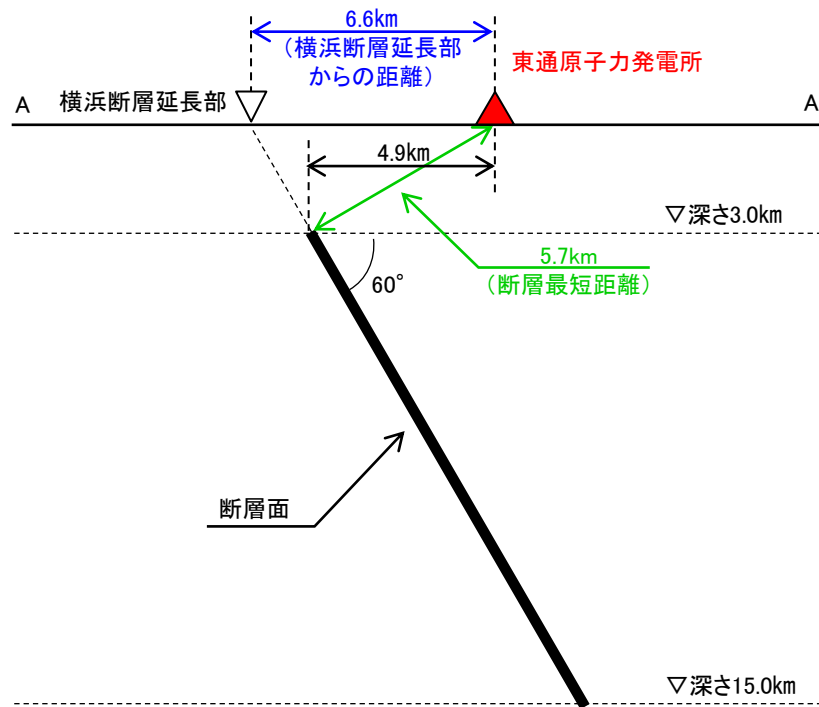
(3)下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震

⑤断層モデル ケース2(地震規模)

S217



断層配置図



配置図(A-A' 断面)

「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」の断層モデル(ケース2)

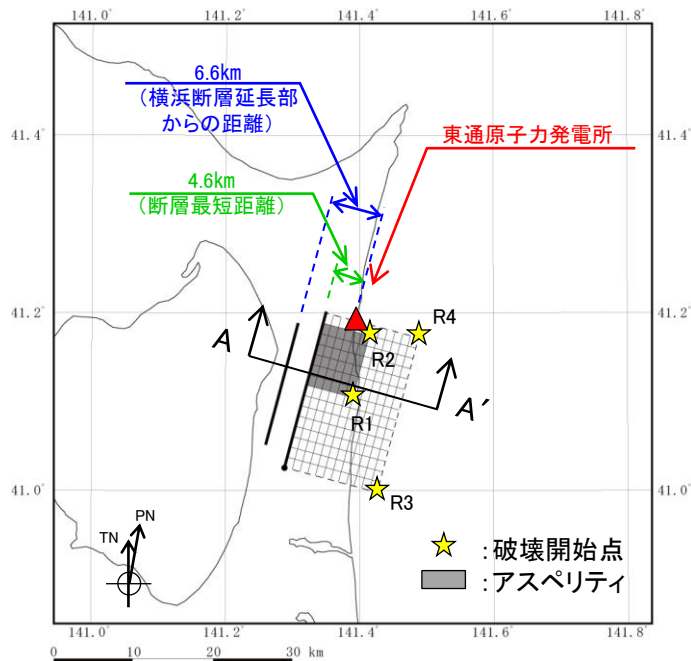
「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」の断層諸元(ケース2)

| ケース名 | 断層長さ L(km) | M | Mw | 等価震源距離 Xeq(km) | 断層最短距離 R _{Rup} (km) |
|------------|---------------|-----|------|-------------------|---------------------------------|
| ケース2(地震規模) | 27.0 | 7.0 | 6.53 | 10 | 5.7 |

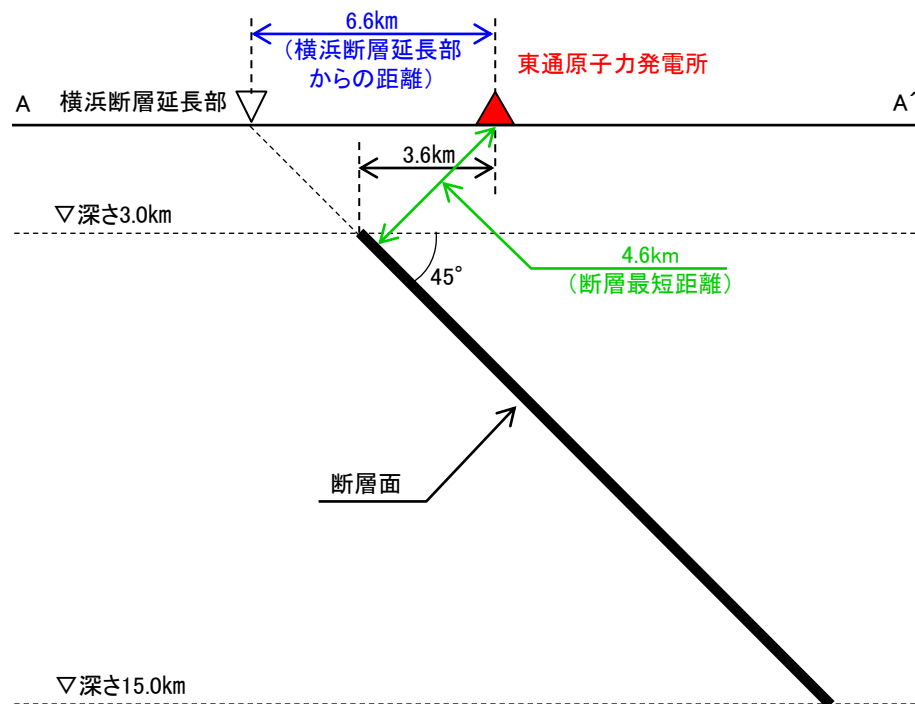
(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震

⑤断層モデル ケース3(断層傾斜角)

S217



断層配置図



配置図(A-A' 断面)

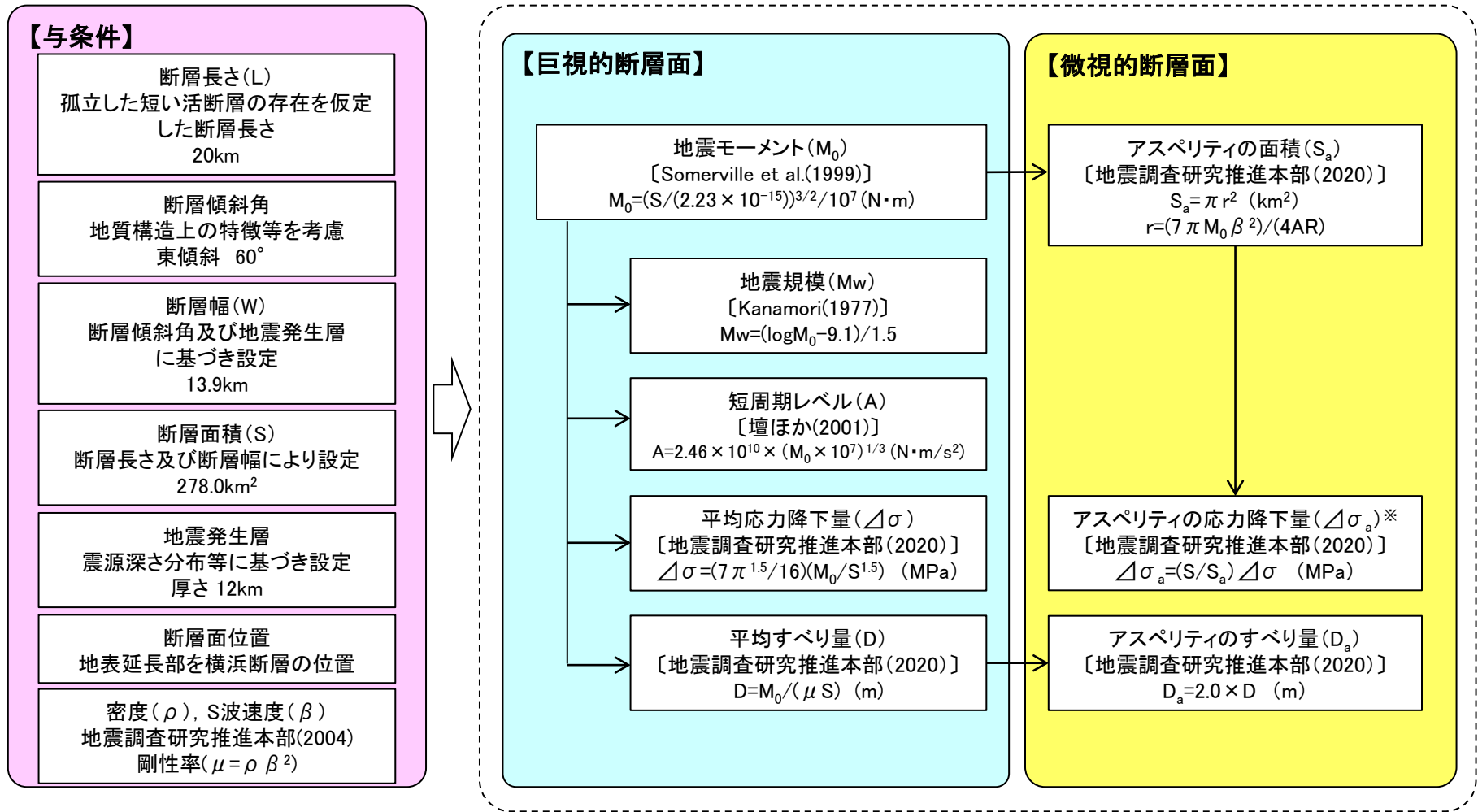
「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」の断層モデル(ケース3)

「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」の断層諸元(ケース3)

| ケース名 | 断層長さ L(km) | M | Mw | 等価震源距離 Xeq(km) | 断層最短距離 R _{Rup} (km) |
|-------------|---------------|-----|------|-------------------|---------------------------------|
| ケース3(断層傾斜角) | 20.0 | 6.9 | 6.47 | 8 | 4.6 |

(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震

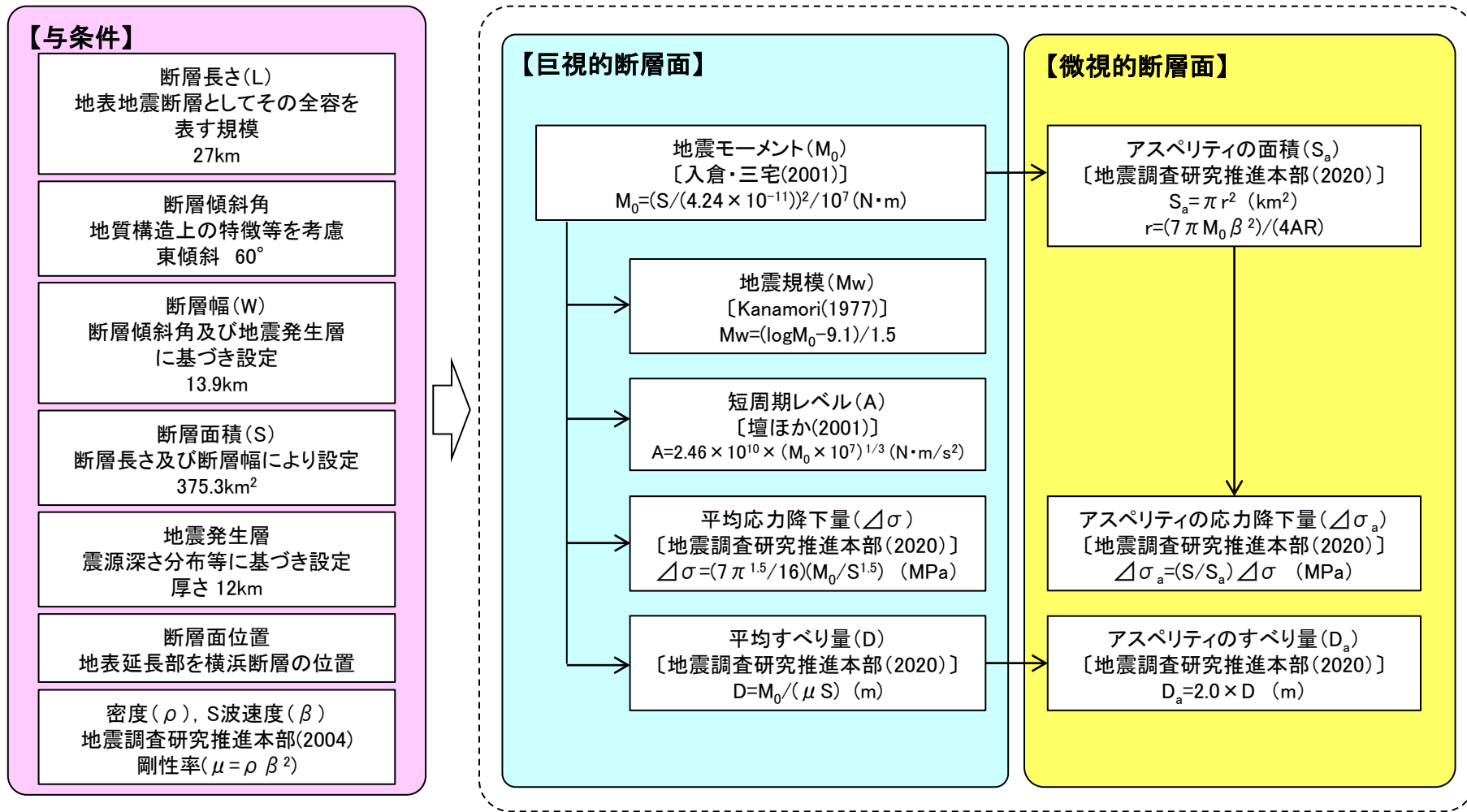
⑥断層パラメータ設定フロー 基本ケース(ケース1)及びケース4(応力降下量)



※: ケース4(応力降下量)では, Δσ_aを1.5倍にする。

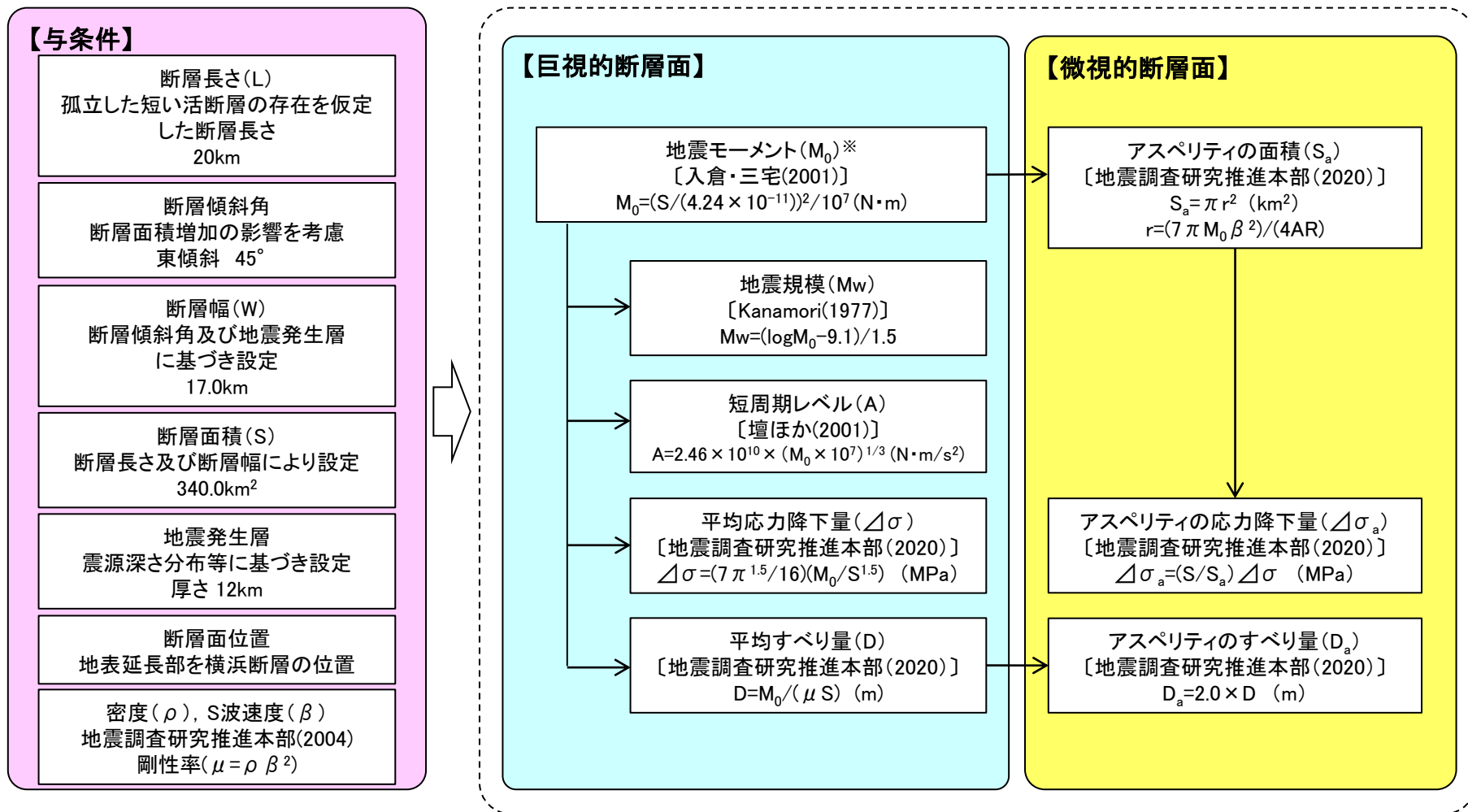
(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震

⑥ 断層パラメータ設定フロー ケース2(地震規模)



(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震

⑥断層パラメータ設定フロー ケース3(断層傾斜角)



※: M₀の算定は, Somerville et al.(1999)より保守的な入倉・三宅(2001)を用いた(補足説明資料4章2. 6参照)。

(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震

⑦断層パラメータ

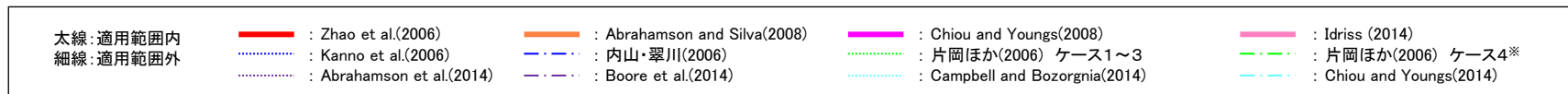
| 断層パラメータ | | 記号 | 単位 | 設定方法 | 基本ケース (ケース1) | ケース2 (地震規模) | ケース3 (断層傾斜角) | ケース4 (応力降下量) |
|----------|---------------------------|-------------------|--|--|-----------------------|-----------------------|-----------------------|-----------------------|
| 巨視的断層面 | 走向 | θ | ° | 設定 | 15 | ← | ← | ← |
| | 断層傾斜角 | δ | ° | 設定 | 東傾斜 60 | ← | 東傾斜 45 | 東傾斜 60 |
| | 断層長さ | L | km | 設定 | 20.0 | 27.0 | 20.0 | ← |
| | 断層幅 | W | km | 地震発生層厚さ(12km)と断層傾斜角から設定 | 13.9 | ← | 17.0 | 13.9 |
| | 断層面積 | S | km ² | S=L×W | 278.0 | 375.3 | 340.0 | 278.0 |
| | 断層上端深さ | — | km | 地震発生層の検討結果による | 3.0 | ← | ← | ← |
| | 断層下端深さ | — | km | 地震発生層の検討結果による | 15.0 | ← | ← | ← |
| | 地震モーメント | M_0 | Nm | ケース1, 4 : $M_0=(S/(2.23 \times 10^{-15}))^{3/2}/10^7$ [Somerville et al.(1999)] ケース2, 3 : $M_0=(S/(4.24 \times 10^{-11}))^2/10^7$ [入倉・三宅(2001)] | 4.40×10^{18} | 7.83×10^{18} | 6.43×10^{18} | 4.40×10^{18} |
| | 気象庁マグニチュード ^d | M_j | — | $M_j=(\log M_0 - 10.72)/1.17$ [武村(1990)] | 6.8 | 7.0 | 6.9 | 6.8 |
| | モーメントマグニチュード ^d | M_w | — | $M_w=(\log M_0 - 9.1)/1.5$ [Kanamori(1977)] | 6.36 | 6.53 | 6.47 | 6.36 |
| | 密度 | ρ | g/cm ³ | 地震調査研究推進本部(2004)に基づき設定 | 2.69 | ← | ← | ← |
| | S波速度 | β | km/s | 地震調査研究推進本部(2004)に基づき設定 | 3.58 | ← | ← | ← |
| | 剛性率 | μ | N/m ² | $\mu = \rho \beta^2$ | 3.45×10^{10} | ← | ← | ← |
| | 平均すべり量 | D | m | $D=M_0/(\mu S)$ | 0.459 | 0.606 | 0.549 | 0.459 |
| | 平均応力降下量 | $\Delta\sigma$ | MPa | $\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$ | 2.31 | 2.63 | 2.50 | 2.31 |
| | 破壊伝播速度 | V_r | km/s | $V_r=0.72\beta$ [Geller(1976)] | 2.58 | ← | ← | ← |
| | 短周期レベル | A | Nm/s ² | $A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ [壇ほか(2001)] | 8.69×10^{18} | 1.05×10^{19} | 9.86×10^{18} | 8.69×10^{18} |
| 高周波連断周波数 | f_{max} | Hz | 鶴来ほか(1997) | 6.0 | ← | ← | ← | |
| アスペリティ | 等価半径 | r | km | $r=(7\pi M_0 \beta^2)/(4AR)$ | 3.80 | 4.80 | 4.42 | 3.80 |
| | 地震モーメント | M_{0a} | Nm | $M_{0a}=\mu D_a S_a$ | 1.43×10^{18} | 3.02×10^{18} | 2.32×10^{18} | 1.43×10^{18} |
| | 面積 | S_a | km ² | $S_a=\pi r^2$ | 45.3 | 72.3 | 61.4 | 45.3 |
| | 平均すべり量 | D_a | m | $D_a=2D$ | 0.918 | 1.211 | 1.097 | 0.918 |
| | 応力降下量 | $\Delta\sigma_a$ | MPa | $\Delta\sigma_a=(S/S_a)\Delta\sigma$, ケース4は1.5倍 | 14.21 | 13.62 | 13.85 | 21.31 |
| 短周期レベル | A_a | Nm/s ² | $A_a=4\pi(S_a/\pi)^{0.5}\Delta\sigma_a\beta^2$, ケース4は1.5倍 | 8.69×10^{18} | 1.05×10^{19} | 9.86×10^{18} | 1.30×10^{19} | |
| 背景領域 | 地震モーメント | M_{0b} | Nm | $M_{0b}=M_0-M_{0a}$ | 2.97×10^{18} | 4.81×10^{18} | 4.11×10^{18} | 2.97×10^{18} |
| | 面積 | S_b | km ² | $S_b=S-S_a$ | 232.7 | 303.0 | 278.6 | 232.7 |
| | 平均すべり量 | D_b | m | $D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$ | 0.370 | 0.461 | 0.428 | 0.370 |
| | 実効応力 | σ_b | MPa | $\Delta\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_b/W_a)\Delta\sigma_a$, $W_a=S_a^{0.5}$, $W_b=W$ | 2.77 | 3.17 | 2.49 | 4.15 |
| Q値 | Q | — | 川瀬・松尾(2004) | 243 ⁶⁹ | ← | ← | ← | |

(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震

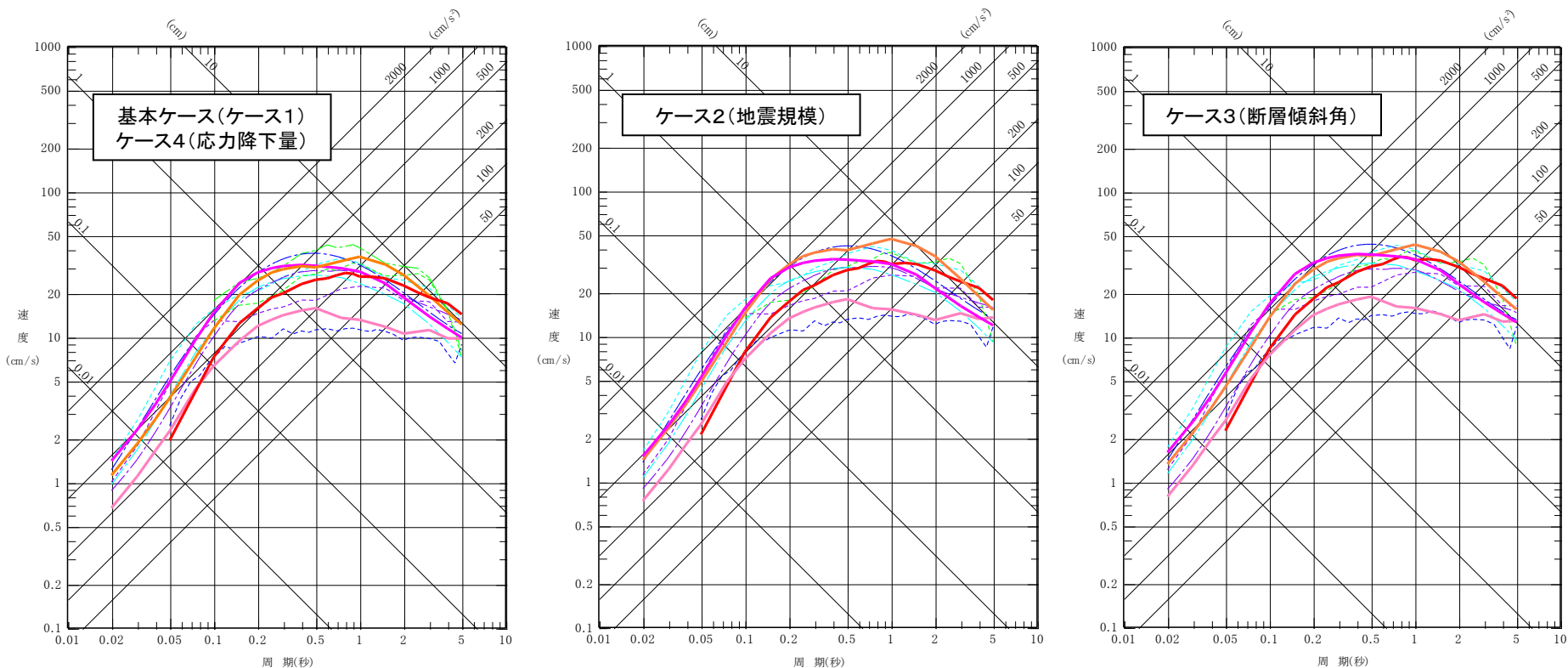
⑧ 応答スペクトルに基づく手法

S217

- ▶ 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」については、Noda et al.(2002)のデータ範囲外のため、各種距離減衰式による評価を行った。
- ▶ 各種距離減衰式による評価においては、東通の地盤条件($V_s30=1640\text{m/s}$)で適用可能な式に加え、適用外となる式に対しても参考的に評価を実施した(各種距離減衰式の概要については補足説明資料4章2.1参照)。
- ▶ 距離減衰式による違いは大きい結果となった。また、適用範囲内の式の応答スペクトルは、適用外の式に対して一部の周期帯で下回る個所があるものの全体的には同等以上となっていることも踏まえ、適用範囲内の式で評価を代表する。



※: ケース4(応力降下量)の短周期レベルは、基本ケース(ケース1)の1.5倍である $1.30 \times 10^{19}(\text{Nm/s}^2)$ とした。



応答スペクトルに基づく地震動評価 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」(水平)

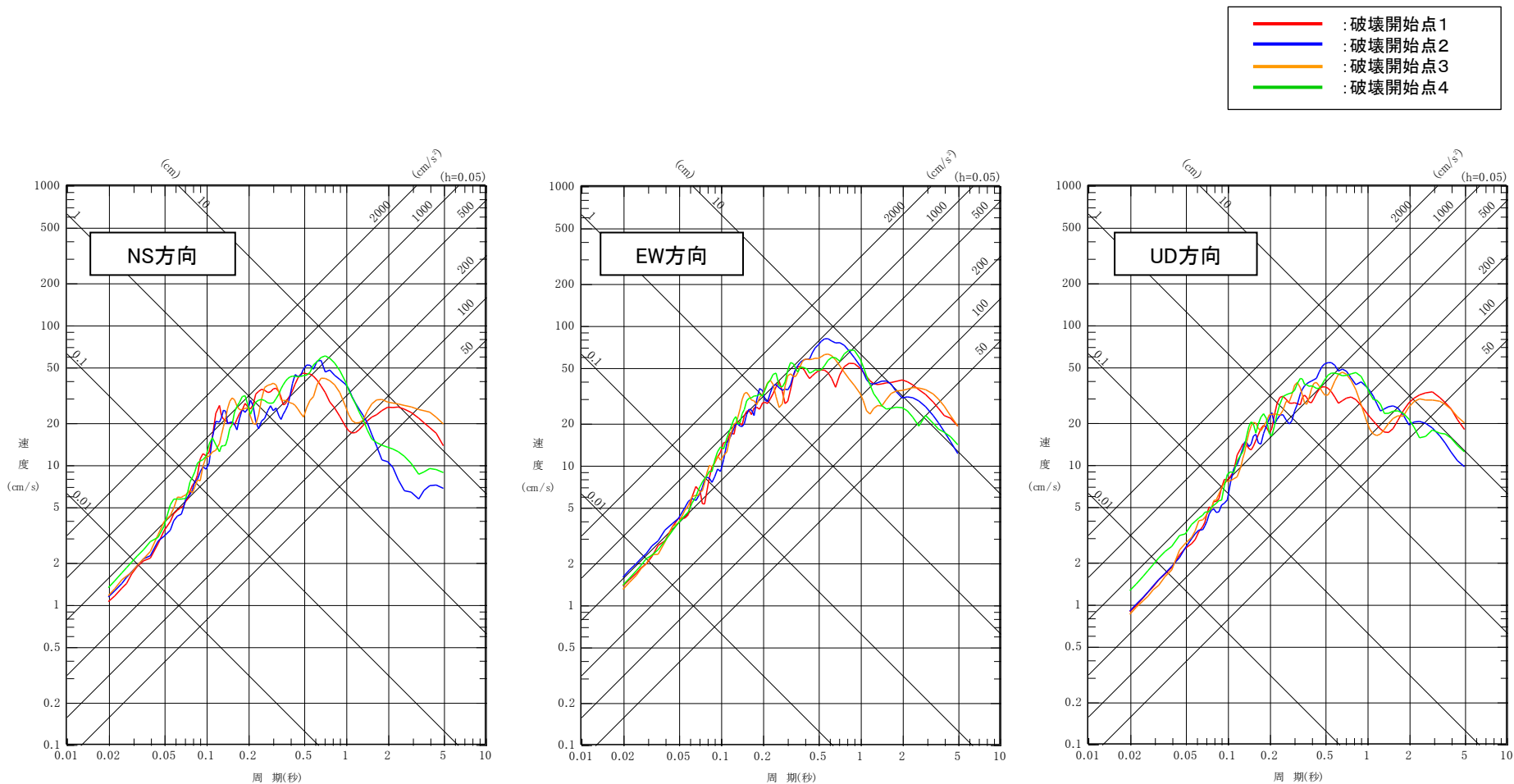
(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震

⑨ 断層モデルを用いた手法 基本ケース(ケース1) 応答スペクトル

S217

➤ 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」の基本ケース(ケース1)について、統計的グリーン関数法※を適用した評価を行った。

※: 釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)による。



断層モデルを用いた手法による地震動評価 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」基本ケース(ケース1)(PN基準)

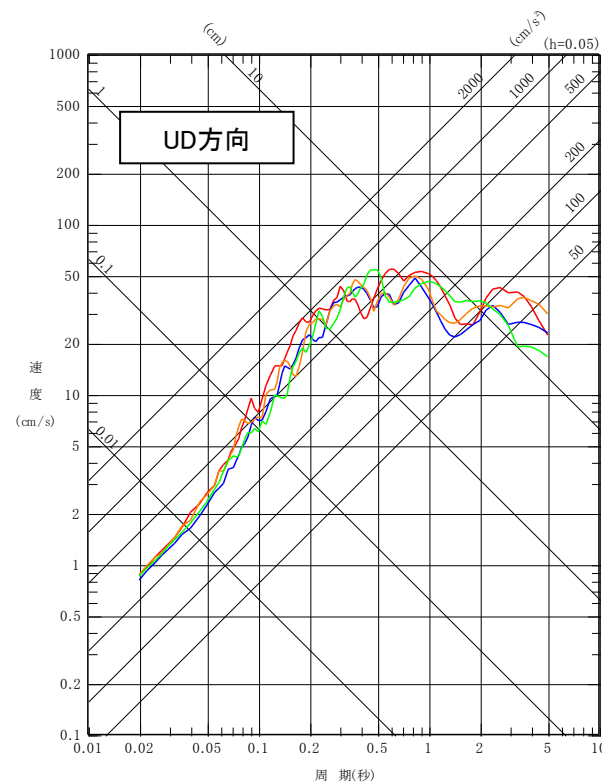
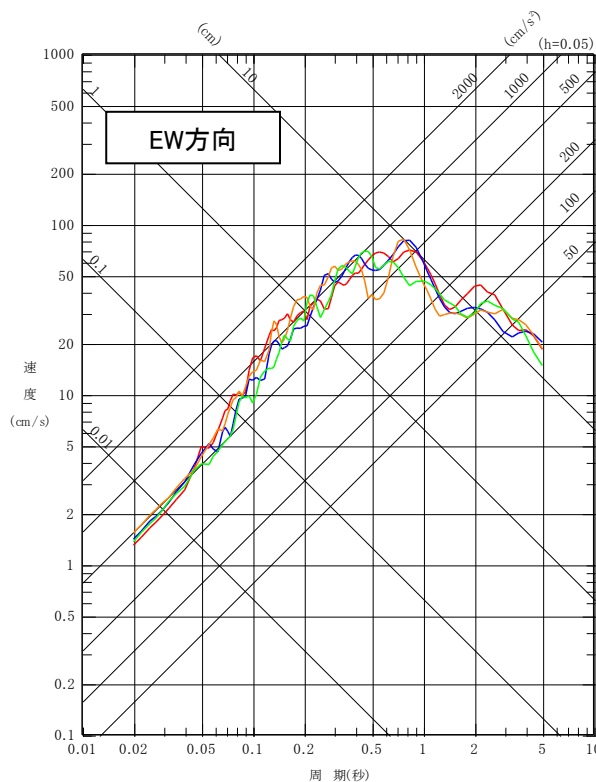
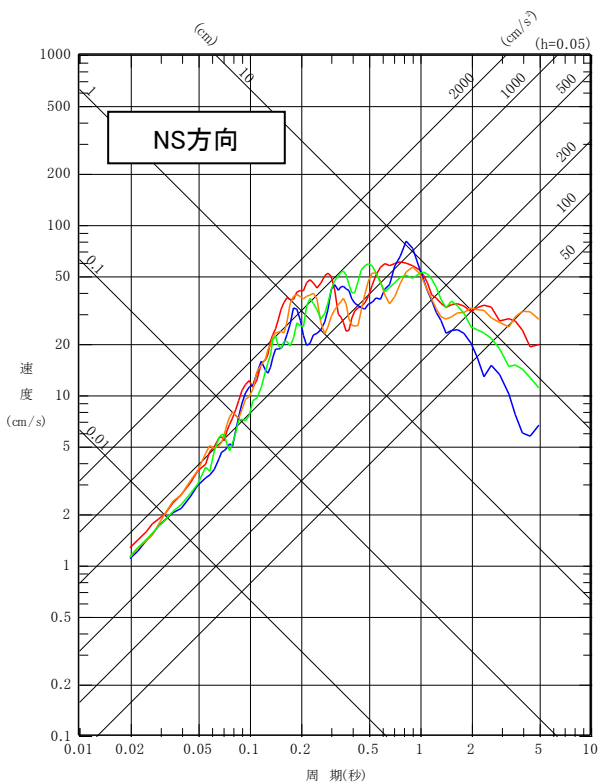
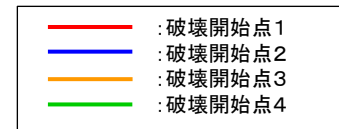
(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震

⑨ 断層モデルを用いた手法 ケース2(地震規模) 応答スペクトル

S217

➤ 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」のケース2(地震規模)について、ハイブリッド合成法※を適用した評価を行った。

※:短周期側を統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)],長周期側を理論的手法[Hisada(1994)]とする。



断層モデルを用いた手法による地震動評価 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」ケース2(地震規模)(PN基準)

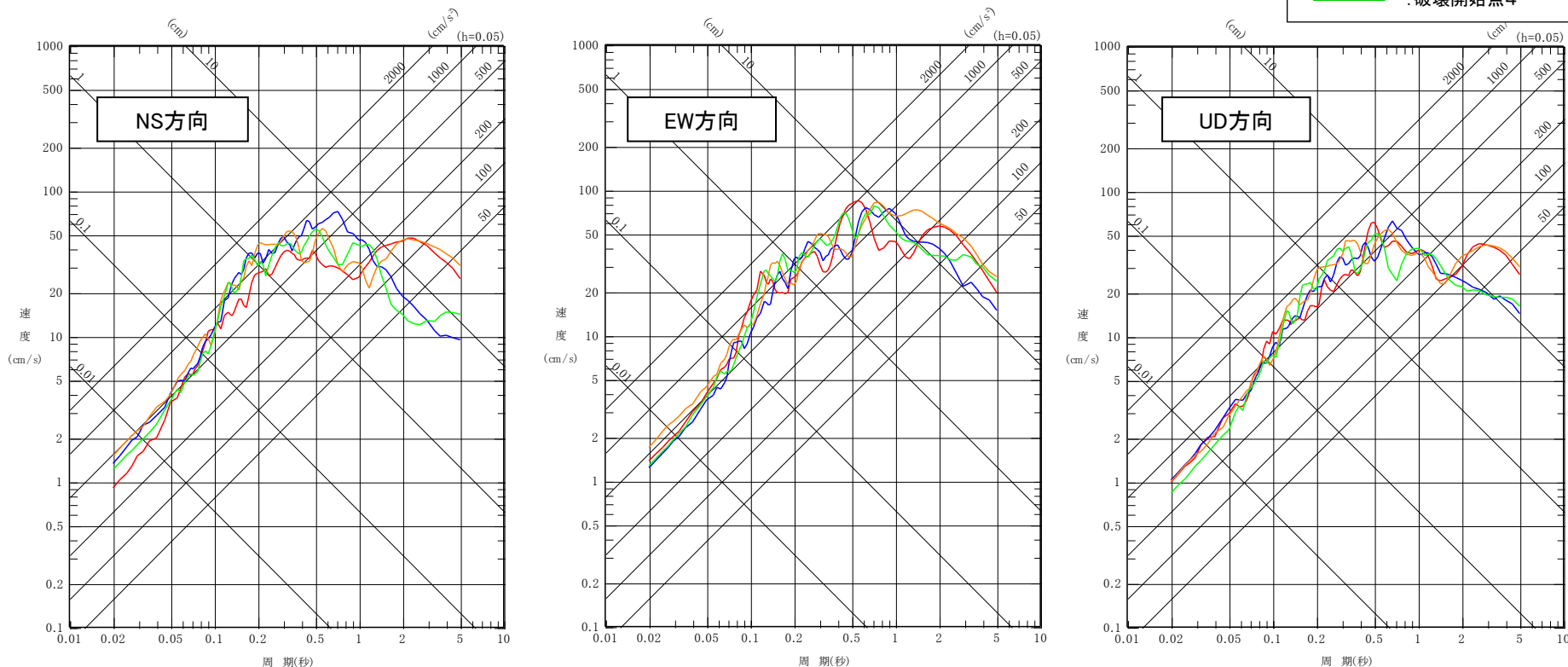
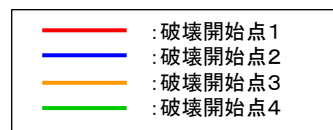
(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震

⑨ 断層モデルを用いた手法 ケース3(断層傾斜角) 応答スペクトル

S216 S217

- 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」のケース3(断層傾斜角)について、統計的グリーン関数法※を適用した評価を行った。
- 破壊開始点1及び3で長周期側の応答が大きい傾向となった。これは、これら破壊開始点が敷地に向かって破壊が進行する位置であること、かつ、敷地に対してケース3の断層面(アスペリティ)でフォワード側の要素が相対的に多くなったこと[3章3.4(3)⑤断層モデル ケース3参照]が要因となり破壊伝播効果が生じたものと考えられる。
- なお、時刻歴波形にはそれに伴うパルス状の波形がみられる。
[補足説明資料4章2.8(2)③速度波形参照]

※: 釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)による。



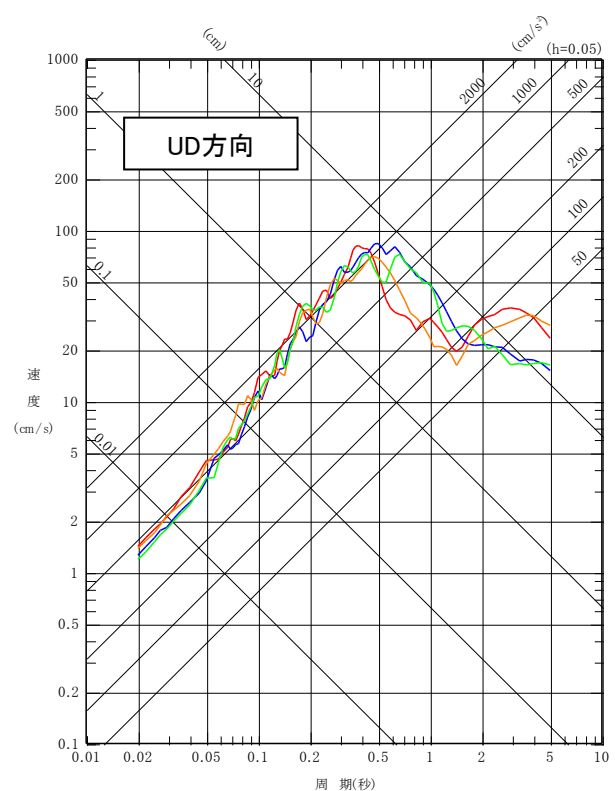
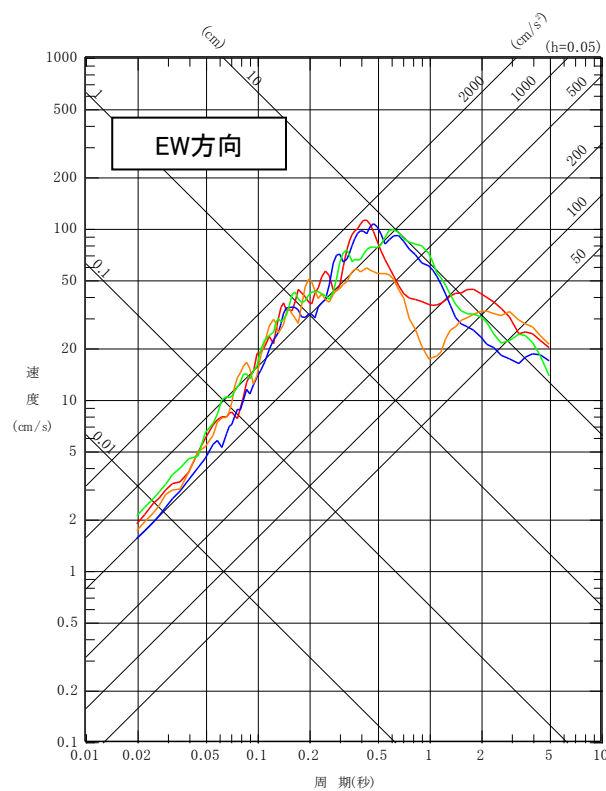
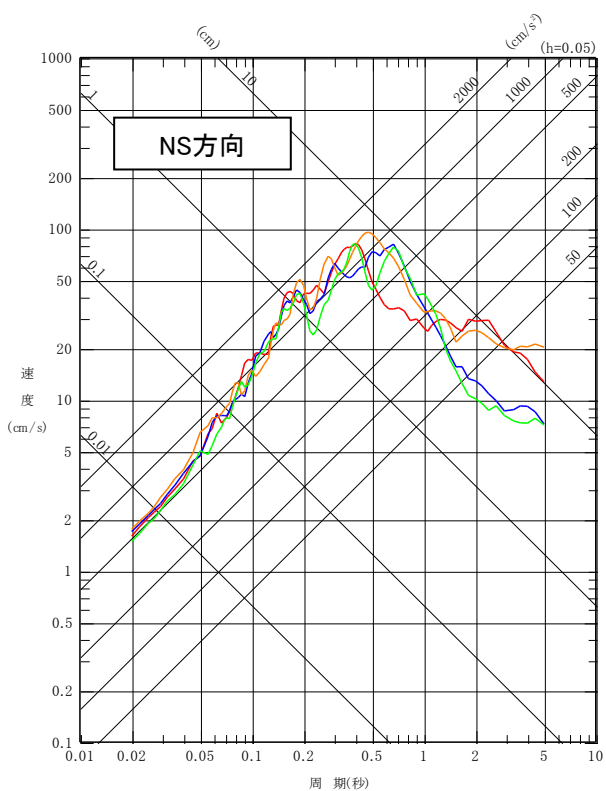
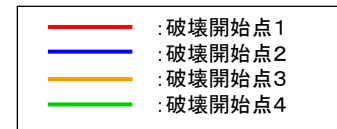
断層モデルを用いた手法による地震動評価 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」ケース3(断層傾斜角)(PN基準)

(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震

⑨ 断層モデルを用いた手法 ケース4(応力降下量) 応答スペクトル

➤ 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」のケース4(応力降下量)について、ハイブリッド合成法※を適用した評価を行った。

※:短周期側を統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)],長周期側を理論的手法[Hisada(1994)]とする。



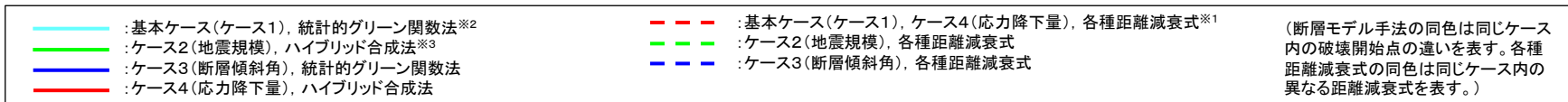
断層モデルを用いた手法による地震動評価 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」ケース4(応力降下量)(PN基準)

(3) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震

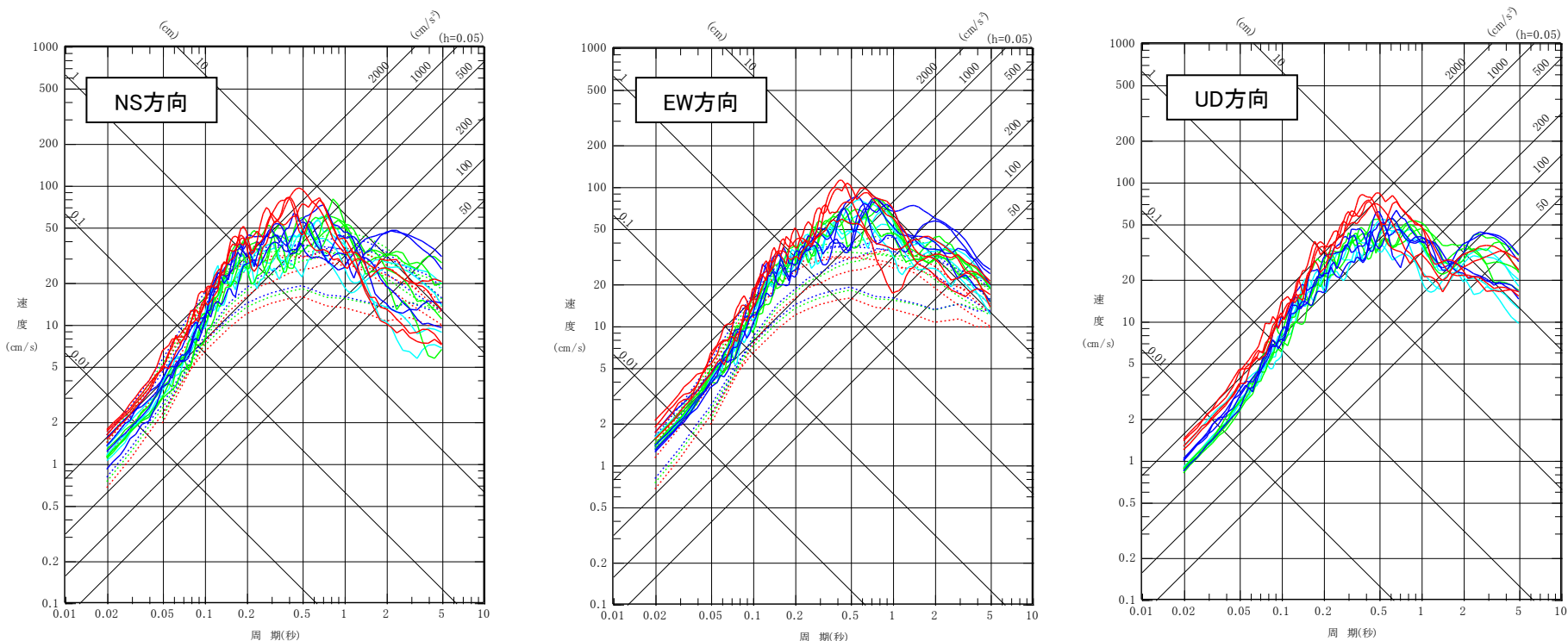
⑩まとめ

S217

- 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」について、各種距離減衰式※¹、統計的グリーン関数法※²及びハイブリッド合成法※³による地震動評価を実施。
- 短周期側ではケース4(応力降下量)が、長周期側ではケース3(断層傾斜角)が大きい結果となった。



※¹: 適用範囲内の各種距離減衰式の地震動評価を記載。
 ※²: 統計的グリーン関数法は[釜江ほか(1991)及び入倉ほか(1997)]による。
 ※³: 短周期側を統計的グリーン関数法、長周期側を理論的手法[Hisada(1994)]とする。



「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」の地震動評価〔断層モデル波(PN基準)及び距離減衰式〕

参考文献(1)

1. 敷地周辺の地震発生状況

1. 気象庁(2020):地震月報ほか
2. 長谷川昭, 海野徳仁, 高木章雄, 鈴木貞臣, 本谷義信, 亀谷悟, 田中和夫, 澤田義博(1983):北海道および東北地方における微小地震の震源分布—広域の験震データの併合処理—, 地震, 第2輯, 第36巻

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

1. Noda, S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo and T. Watanabe (2002):RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations Between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis. Oct. 16-18, Istanbul
2. 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊輔, 日下部毅明(2006):短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集A, Vol.62, 2006.10
3. 澤田義博, 田澤芳博, 矢島浩, 佐々木俊二, 笠原敬司(2018):高密度地震観測に基づく地盤の不整形性の検出方法と地震増幅特性のパラツキの検討, 第15回日本地震工学シンポジウム
4. 東貞成, 芝良昭, 佐藤浩章, 佐藤雄亮, 中島正人, 酒井理哉, 佐藤清隆(2009):電力重要施設の設計用地震動策定法, 電力中央研究所報告N04, 2009
5. S. Noguchi, S. Sekine, Y. Sawada, K. Kasahara, S. Sasaki, Y. Tazawa, H. Yajima(2017):Earthquake monitoring using dense local seismic network, AS-net, in northern Tohoku, Japan, 16th World Conference on Earthquake
6. 池浦友則(2009):鉛直アレイ観測点間で相関する地震動成分の地盤伝達関数, 日本地震工学会論文集 第9巻, 第1号, 2009
7. 梅田尚子, 小林喜久二(2010):地震記録の逆解析による地下構造推定手法の適用性検討, 第13回地震工学シンポジウム論文集
8. Rachel E. Abercrombie(1997):Near-surface attenuation and site effects from comparison of surface and deep borehole recordings, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.87, No.3, pp.731-744.
9. P. E. Malin, J. A. Waller, R. D. Borcherdt, E. Cranswick, E. G. Jensen, J. Van Schaack(1998):Vertical seismic profiling of Oroville microearthquakes: Velocity spectra and particle motion as a function of depth, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.78, No.2, pp.401-420.
10. Richard C. Aster, Peter M. Shearer(1991):High-frequency borehole seismograms recorded in the San Jacinto Fault zone, Southern California Part 2. Attenuation and site effects, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.81, No.4, pp.1081-1100.
11. Ralph J. Archuleta, Sandra H. Seale, Peter V. Sangas, Lawrence M. Baker, Scott T. Swain(1992):Garner Valley downhole array of accelerometers: Instrumentation and preliminary data analysis, Bulletin of the Seismological Society of America ,Vol.82, No.4, pp.1592-1621.
12. Sam Blakeslee, Peter Malin(1991):High-frequency site effects at two Parkfield downhole and surface stations, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.81, No.2, pp.332-345.
13. Denis Jongmans and Peter E. Malin(1995):Microearthquake S-Wave Observations from 0 to 1 km in the Varian Well at Parkfield, California, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.85, No.6, pp.1805-1820.
14. Egill Hauksson, Ta-liang Teng, Thomas L. Henyey(1987):Results from a 1500 m deep, three-level downhole seismometer array: Site response, low Q values, and fmax ,Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.77, No.6, pp.1883-1904.
15. 地震調査研究推進本部(2004):三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について
16. 永井理子, 菊地正幸, 山中佳子(2001):三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究—1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較—, 地震 第2輯, 第54巻

参考文献(2)

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

17. 浅野公之, 岩田知孝(2009): 経験的グリーン関数法を用いた2008年7月24日岩手県沿岸北部のスラブ内地震の震源モデルの推定, 日本地球惑星科学連合2009年大会, S152-009, 2009年5月.
18. 三宅弘恵, 岩田知孝, 入倉孝二郎(1999): 経験的グリーン関数法を用いた1997年3月26日(M_{JMA} 6.5)及び5月13日(M_{JMA} 6.3)鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, 地震 第2輯 第51巻
19. Wataru Suzuki, S. Aoi, and H. Sekiguchi (2009): Rupture Process of the 2008 Northern Iwate Intralab Earthquake Derived from Strong-Motion Records. Bulletin of the Seismological Society of America, 99-5, 2825-2835
20. William J. Ludwig, John E. Nafe, Charles L. Drake(1970): Seismic Reflection, the Sea. Vol. 4 (Part 1), Wiley-Interscience, New York, 53-84.
21. Dreger, D. S., G. C. Gregory, C. Beroza, S. M. Day, C. A. Goulet, T. H. Jordan, P. A. Spudich and, J. P. Stewart (2015): Validation of the SCEC Broadband Platform V14.3 Simulation Methods Using Pseudospectral Acceleration Data, Seismological Research Letters, Vol. 86, pp. 39-47.
22. 浅野公之, 岩田知孝, 入倉孝二郎(2004): 2003年5月26日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション, 地震 第2輯 第57巻
23. 原田怜, 釜江克宏(2011): 2011年4月7日宮城県沖のスラブ内地震の震源のモデル化, <<http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/>>
24. 佐藤智美(2003): 中小地震の応力降下量の断層タイプ・震源深さ依存性及び地域性に関する研究, 土木学会地震工学論文集

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

3.1 プレート間地震

1. 地震調査研究推進本部(2004a): 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について
2. 地震調査研究推進本部(2017): 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)
3. 地震調査研究推進本部(2019): 日本海溝沿いの地震活動の長期評価
4. 内閣府(2020a): 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討について(概要報告), 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会
5. 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長(1991): 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測: 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第430号, 1-9
6. 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子(1997): 経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25
7. 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
8. 気象庁(2020): 地震月報ほか
9. 村松郁栄(1969): 震度分布と地震のマグニチュードとの関係, 岐阜大学教育学部研究報告, 自然科学, 第4巻
10. 勝又譲, 徳永規一(1971): 震度IVの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応, 験震時報, 第36巻
11. 神田克久, 武村雅之, 広谷浄, 石川和也(2012): 震度分布に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の短周期地震波発生域, 地震 第2輯, 第65巻
12. 諸井孝文, 広谷浄, 石川和也, 水谷浩之, 引間和人, 川里健, 生玉真也, 釜田正毅(2013): 標準的な強震動レシピに基づく東北地方太平洋沖巨大地震の強震動の再現, 日本地震工学会第10回年次大会概要集
13. 宇津徳治(2001): 地震学(第3版), 共立出版, 2001

参考文献(3)

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

3.1 プレート間地震

14. 田島礼子, 松元康広, 司宏俊, 入倉孝次郎(2013): 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究, 地震 第2輯, 第66巻
15. 佐藤良輔(1989): 日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会
16. Strasser, F. O., M. C. Arango, and J. J. Bommer(2010): Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with Moment Magnitude, Seismological Research Letters, Vol.81, No. 6, 941–950.
17. 中央防災会議(2004): 「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」(第7回) 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会
18. 地震調査研究推進本部(2004b): 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)について
19. 地震調査研究推進本部(2012): 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について
20. 地震調査研究推進本部(2019): 日本海溝沿いの地震活動の長期評価
21. 永井理子, 菊地正幸, 山中佳子(2001): 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究—1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較—, 地震 第2輯, 第54巻
22. 独立行政法人防災科学技術研究所地震J-SHIS: 地震ハザードステーション(Japan Seismic Hazard Information Station, 略称: J-SHIS)(オンライン), <<http://www.jshis.bosai.go.jp/>>
23. Igarashi, T., Matsuzawa, T., Umino, N. and Hasegawa, A. (2001): Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone. J. Geophys. Res., 106, 2177–2191
24. 文部科学省(2007): 南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究(東南海・南海地震)(日本海溝・千島海溝周辺の海溝型地震)平成19年度 成果報告書
25. 佐藤智美(2003): 中小地震の応力降下量の断層タイプ・震源深さ依存性及び地域性に関する研究, 土木学会地震工学論文集
26. 佐藤智美(2012): 経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデルプレート境界地震の短周期レベルに着目して—, 日本建築学会構造系論文集, 第77巻, 第675号, 695–704
27. 佐藤智美(2010): 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, 日本建築学会構造系論文集, 第75巻, 第651号, 923–932
28. 瀬野徹三(2020): 三重地震面再訪—プレート収束の新しい描像としての“超沈み込み”—, 地震 第2輯, 第73巻
29. 壇一男・渡辺基史・佐藤俊明・石井透(2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51–62.
30. 片岡正次郎・佐藤智美・松本俊輔・日下部毅明(2006): 短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集A, Vol. 62, No. 4, 740–757.
31. 地震調査研究推進本部(2020): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
32. 防災科学技術研究所(2005): 三陸沖北部の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討 防災科学技術研究所研究資料, 第279号
33. Kanamori H.(1977): The Energy Release in Great Earthquakes, Journal of Geophysical Research Vol.82 No.20
34. 防災科学技術研究所 広帯域地震観測網 F-net: <<http://www.fnet.bosai.go.jp/top.php?LANG=ja>>
35. 川瀬博, 松尾秀典(2004): K-NET, KiK-net, JMA震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第1号, 1–20

参考文献(4)

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

3.1 プレート間地震

36. Kamae, K. (2006): Source modeling of the 2005 off-shore Miyagi prefecture, Japan, earthquake (MJMA=7.2) using the empirical Green's function method, Earth Planets Space, 58, 1561-1566.
37. Global CMT Catalog: Global CMT Web Page, <https://www.globalcmt.org/>

3.2 海洋プレート内地震

1. 地震調査研究推進本部(2017a): 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)
2. 地震調査研究推進本部(2019): 日本海溝沿いの地震活動の長期評価
3. 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
4. 気象庁(2020): 地震月報ほか
5. 気象庁震源リスト: 気象庁HP<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/daily_map/index.html>
6. 村松郁栄(1969): 震度分布と地震のマグニチュードとの関係, 岐阜大学教育学部研究報告, 自然科学, 第4巻
7. 勝又譲, 徳永規一(1971): 震度IVの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応, 験震時報, 第36巻
8. 神田克久, 武村雅之, 広谷浄, 石川和也(2012): 震度分布に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の短周期地震波発生域, 地震 第2輯, 第65巻
9. 気象庁(1951~2020): 地震月報ほか
10. 地震調査研究推進本部(2017b): 地震がわかる! <https://www.jishin.go.jp/main/pamphlet/wakaru_shiryo2/wakaru_shiryo2.pdf>
11. Kosuga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki, Y. Motoya (1996) : Spatial distribution of intermediate-depth earthquakes with horizontal or vertical nodal planes beneath northeastern Japan, Physics of the Earth and Planetary Interiors 93
12. Saeko Kita, T. Okada, A. Hasegawa (2010) : The upper and lower planes of the double seismic zone beneath Tohoku and Hokkaido, northeastern Japan, Tectonophysics, 496.
13. S. Kita and K. Katsumata (2015) : Stress drops for intermediate-depth intraslab earthquakes beneath Hokkaido, northern Japan: Differences between the subducting oceanic crust and mantle events, Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G-Cubed), 16, 552-562, 2015
14. 北佐枝子(2016): 東北日本下におけるスラブ内地震の応力降下量の深さ変化の特徴, 日本地震学会講演予稿集, S08
15. Nakajima J., A. Hasegawa, S. Kita(2011): Seismic evidence for reactivation of a buried hydrated fault on the Pacific slab by the 2011 M9.0 Tohoku earthquake, Geophysical Research Letters, Vol.38
16. 原田怜, 釜江克宏(2011): 2011年4月7日宮城県沖のスラブ内地震の震源のモデル化, <<http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/>>
17. 地震調査研究推進本部(2020): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 令和2年(2020年)年5月1日修正版
18. 防災科学技術研究所 広帯域地震観測網 F-net: <http://www.fnet.bosai.go.jp/top.php?LANG=ja>
19. 地震調査研究推進本部(2021): 2021年2月13日福島県沖の地震の評価<https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2021/20210213_fukushima_2.pdf>
20. 大野晋(2021): 2021年2月13日福島県沖の地震(M7.3) 地震動について, 東北大学災害科学国際研究所HP, <https://irides.tohoku.ac.jp/research/prompt_investigation/2021fukushima-eq.html>

参考文献(5)

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

3.2 海洋プレート内地震

21. Noda, S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo and T. Watanabe (2002): RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations Between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis. Oct. 16-18, Istanbul
22. 地震調査研究推進本部(2022):2022年3月16日福島県沖の地震の評価, <https://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2022/20220316_fukushima_2.pdf>
23. 新井健介, 吉田昌平, 田中信也, 熊谷周治(2022):2022年3月16日福島県沖の地震の強震動生成域の推定, 日本地震工学会第17回年次大会梗概集, TS_20220055.
24. 芝良昭(2022):東北太平洋沖で近年発生したスラブ内地震の広帯域震源特性, 日本地震工学会第17回年次大会梗概集, TS_20220053
25. 笹谷努, 森川信之, 前田宣浩(2006):スラブ内地震の震源特性, 北海道大学地球物理学研究報告, No.69, 2006
26. Izutani, Y. (2011): Fault extent of the largest aftershock of the 1968 Tokachi-Oki, Japan, earthquake and an interpretation of the normal faulting focal mechanism, Earth Planets Space, 63, 2011
27. 防災科学技術研究所(2019):地震ハザードステーション(J-SHIS), <https://doi.org/10.17598/nied.0010>
28. 佐藤智美(2013):東北地方のアウトラーイズ地震, スラブ内地震, プレート境界地震の短周期レベルと f_{max} 及び距離減衰特性, 日本建築学会構造系論文集, 689, 1227-1236
29. 公益社団法人土木学会(2002):原子力発電所の津波評価技術, 土木学会原子力土木委員会津波評価部会
30. 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長(1991):地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測:統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第430号, 1-9
31. 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子(1997):経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25
32. Morikawa N., Sasatani T.(2004): Source Models of Two Large Intraslab Earthquakes from Broadband Strong Ground Motion, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.94, No.3, 2004
33. Takeo, M., S. Ide, Y. Yoshida(1993): The 1993 Kushiro-Oki, Japan, earthquake: A high stress-drop event in a subducting slab, Geophys. Res. Lett., 20
34. 地震調査研究推進本部(2013):今後の地震動ハザード評価に関する検討 ~2013年における検討結果~
35. Kikuchi, M., H. Kanamori(1995): The Shikotan earthquake of October 4, 1994: Lithospheric earthquake, Geophys. Res. Lett., 22
36. 瀬野徹三(2020):三重地震面再訪 -プレート収束の新しい描像としての“超沈み込み”-, 地震 第2輯 第73巻
37. Nikolas I. Christensen (1996): Poisson's ratio and crustal seismology, J. Geophys. Res., 101(B2), 3139-3156
38. 地震調査研究推進本部(2012):「長周期地震動予測地図」2012年試作版
39. 地震調査研究推進本部(2005):宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)
40. 佐藤智美, 巽誉樹(2002):全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第556号
41. Kanamori H.(1977): The Energy Release in Great Earthquakes, Journal of Geophysical Research Vol.82 No.20
42. Geller, R.J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, 66
43. 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊輔, 日下部毅昭(2006):短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集A, Vol.62

参考文献(6)

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

3.3 内陸地殻内地震

1. Noda, S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo and T. Watanabe (2002): RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations Between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis, Oct. 16-18, Istanbul
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. 気象庁(2020): 地震月報ほか
4. 村松郁栄(1969): 震度分布と地震のマグニチュードとの関係, 岐阜大学教育学部研究報告, 自然科学, 第4巻
5. 勝又謙, 徳永規一(1971): 震度IVの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応, 験震時報, 第36巻
6. 神田克久, 武村雅之, 広谷浄, 石川和也(2012): 震度分布に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の短周期地震波発生域, 地震 第2輯, 第65巻
7. 伊藤潔(2002): 地殻内地震発生層, 月刊地球 号外 No.38
8. 入倉孝次郎, 三宅弘恵(2001): シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌 110(6)
9. 木下繁夫, 大竹政和(2000): 強震動の基礎, <<http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/gk/publication>>
10. S. Noguchi, S. Sekine, Y. Sawada, K. Kasahara, S. Sasaki, Y. Tazawa, H. Yajima(2017): Earthquake monitoring using dense local seismic network, AS-net, in northern Tohoku, Japan, 16th World Conference on Earthquake, 2017 Santiago Chile
11. 独立行政法人原子力安全基盤機構(2004): 地震記録データベースSANDELのデータ整備と地震発生上下限層深さの評価に関する報告書, 平成16年8月
12. 河野芳輝, 島谷理香, 寺島秀樹(2009): 重力異常から推定される日本列島周辺の三次元地殻構造, 地震 第2輯, 第61巻特集号
13. A. Tanaka, Y. Ishikawa(2005): Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness: The Japanese islands case study, Physics of the Earth and Planetary Interiors 152(2005)
14. 大久保泰邦(1984): 全国のキュリー点解析結果, 地質ニュース 362号
15. 地震調査研究推進本部(2009): 全国地震動予測地図 別冊2 震源を特定した地震動予測地図, 地震調査研究推進本部地震調査委員会
16. 松田時彦(1975): 活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震 第2輯 第28巻
17. 地震調査研究推進本部(2020): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
18. 原子力規制委員会(2021): 基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド(2013年制定, 2021年改訂)
19. 武村雅之(1990): 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震 第2輯 第43巻
20. M. Stirling, D. Rhoades and K. Berryman (2002): Comparison of Earthquake Scaling Relations Derived from Data of the Instrumental and Preinstrumental Era, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.92, No.2
21. 入倉孝次郎(2007): 原子力発電所の耐震設計のための基準地震動, 日本地震工学会誌 No.5
22. 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長(1991): 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測: 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第430号, 1-9
23. 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子(1997): 経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25
24. Yoshiaki Hisada (1994): An Efficient Method for Computing Green's Functions for Layered Half-Space with Sources and Receivers at Close Depths, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.84, No.5

参考文献(7)

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

3.3 内陸地殻内地震

25. 地震調査研究推進本部(2004):三陸沖北部の地震を想定した地震動評価
26. Kanamori H. (1977): The Energy Release in Great Earthquakes, *Journal of Geophysical Research* Vol.82 No.20
27. 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透 (2001): 断層の非一様滑り破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, *日本建築学会構造系論文集*, 第545号
28. Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 66
29. 鶴来雅人, 香川敬生, 入倉孝次郎, 古和田明 (1997): 近畿地方で発生する地震の f_{max} に関する基礎的検討, *地球惑星科学関連学会合同大会予稿集*, 103
30. 川瀬博, 松尾秀典 (2004): K-NET, KiK-net, JMA震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, *日本地震工学会論文集*, 第4巻, 第1号, 1-20
31. Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, A. Kowada (1999): Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for the Prediction of Strong Ground Motion, *Seismological Research Letters* Vol.70 Number 1, 1999
32. Zhao, J. X., J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H. K. Thio, P.G. Somerville, Y. Fukushima and Y. Fukushima (2006): Attenuation Relation of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.96, No.3
33. Norman A. Abrahamson, Walter J. Silva (2008): Summary of the Abrahamson & Silva NGA Ground-Motion Relations, *Earthquake Spectra*, Vol.2
34. Chiou, B. S. -J and R. R. Youngs (2008): An NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, *Earthquake Spectra*, Vol.24
35. I. M. Idriss (2014): An NGA-West 2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectra Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes, *Earthquake Spectra*, Vol.30, No.3
36. Kanno T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara and Y. Fukushima (2006): A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.96, No.3
37. 内山泰生, 翠川三郎 (2006): 震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, *日本建築学会構造系論文集*, 第606号
38. 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊介, 日下部毅明 (2006): 短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, *土木学会論文集A* Vol.62, No.4
39. Norman A. Abrahamson, Walter J. Silva and Ronnie Kamai (2014): Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions, *Earthquake Spectra*, Vol.30, No.3
40. David M. Boore, Jonathan P. Stewart, Emel Seyhan and Gail M. Atkinson (2014): NGA-West 2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes, *Earthquake Spectra*, Vol.30, No.3
41. Kenneth W. Campbell and Yousef Bozorgnia (2014): NGA-West 2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Component of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra, *Earthquake Spectra*, Vol.30, No.3
42. Brian S.J. Chiou and Robert R. Youngs (2014): Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, *Earthquake Spectra*, Vol.30, No.3