

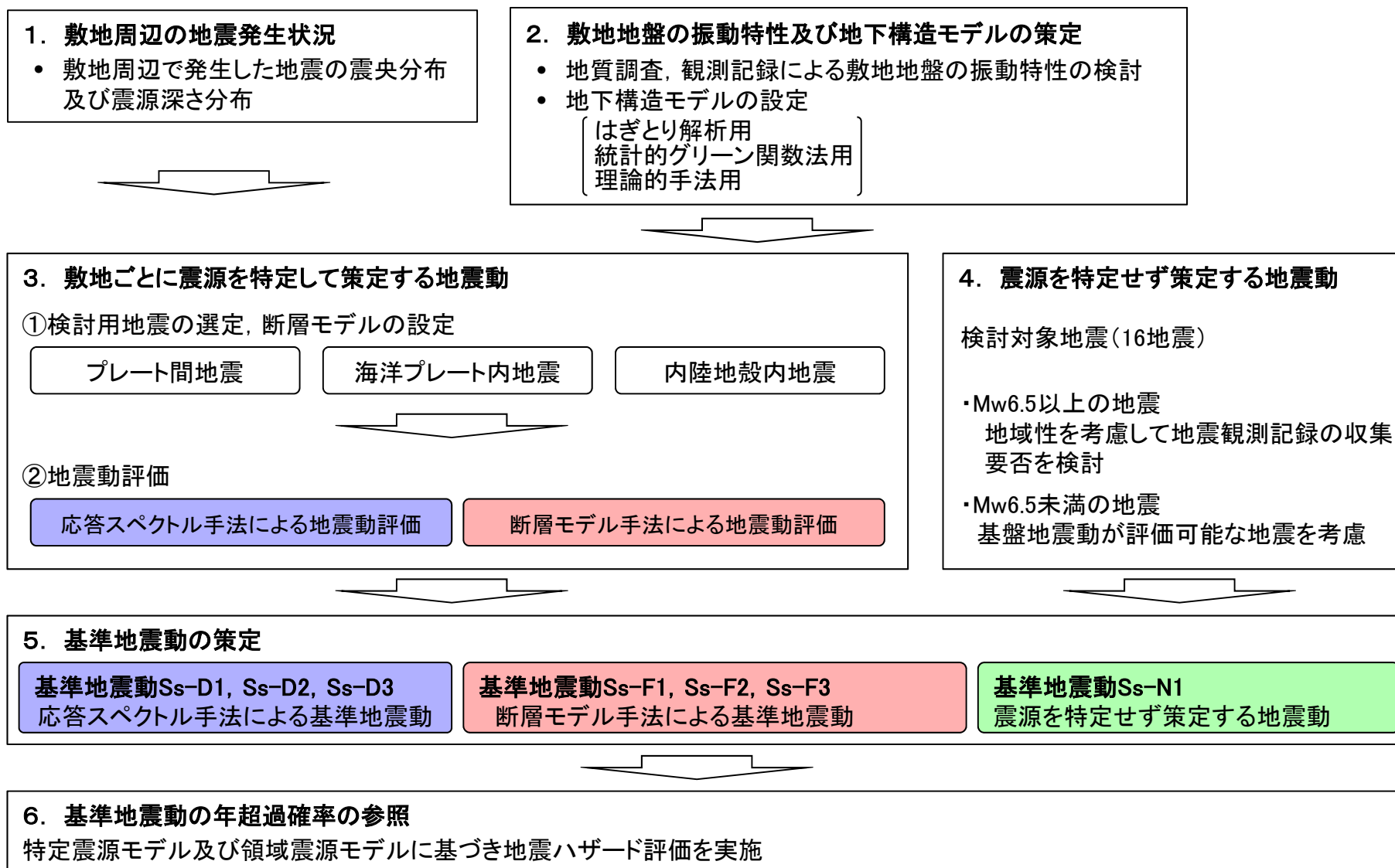
女川原子力発電所2号炉 基準地震動の策定について

令和元年9月27日
東北電力株式会社

審査会合におけるコメント

No.	第750回審査会合におけるコメント(令和元年7月26日)
S188	説明上の重要性及び申請書への記載を踏まえて、資料の構成を整理すること。 • 検討用地震の断層パラメータの設定根拠は、本資料に記載すること。
S193	敷地周辺の地質・地質構造の半径30km以遠の活断層評価の概要に示されている活断層分布図等、双葉断層や福島盆地西縁断層帯のように重要な断層の表示が途中で途切れているものについては、図を修正すること。
S194	海洋プレート内地震のうち4.7型地震の震源モデルの設定において、地殻変動等の知見について本資料に記載すること。
S195	北上低地西縁断層帯、双葉断層及び北上低地帯～宮城県北部の断層群による地震の武村式による地震規模の算定パラメータを示すこと。
S196	内陸地殻内地震の検討用地震の対象の整理において、代表となる地震の選択過程と考え方について説明を充実すること。
S197	「基準地震動の策定について」で、申請時S _s からの変更について整理し説明すること。

基準地震動の策定の全体概要【基準地震動の策定の全体フロー】

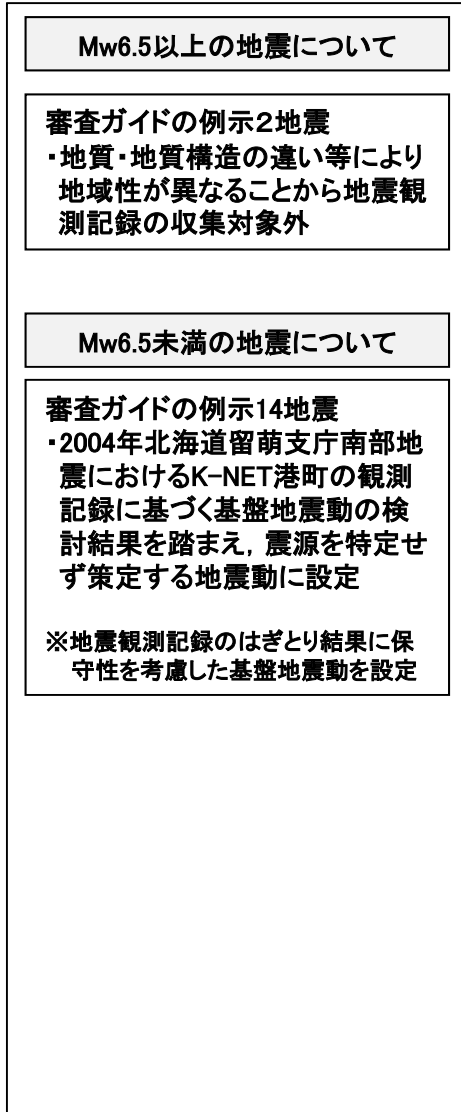


基準地震動の策定の全体概要【地震動評価の概要(1/2)】

■ 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】

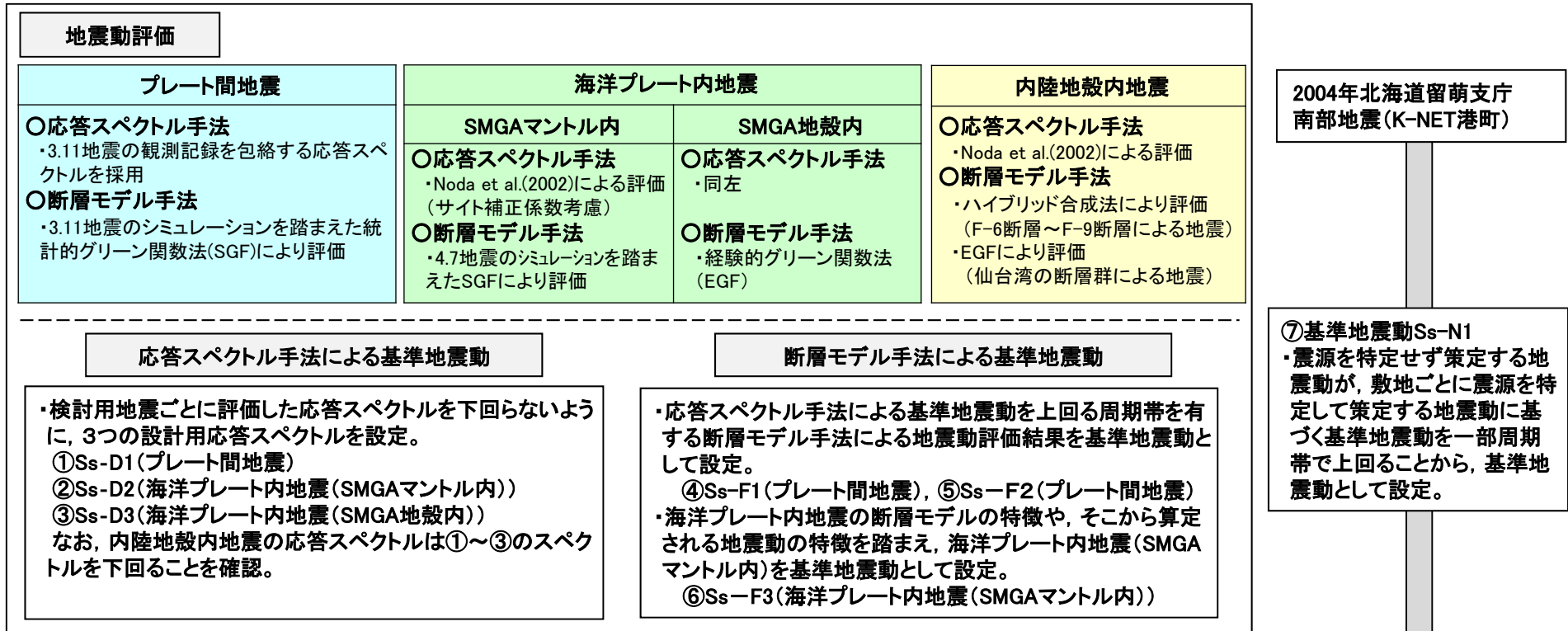


基準地震動の策定の全体概要【地震動評価の概要(2/2)】

■基準地震動の策定フロー

【敷地ごとに震源を特定して策定する地震動】

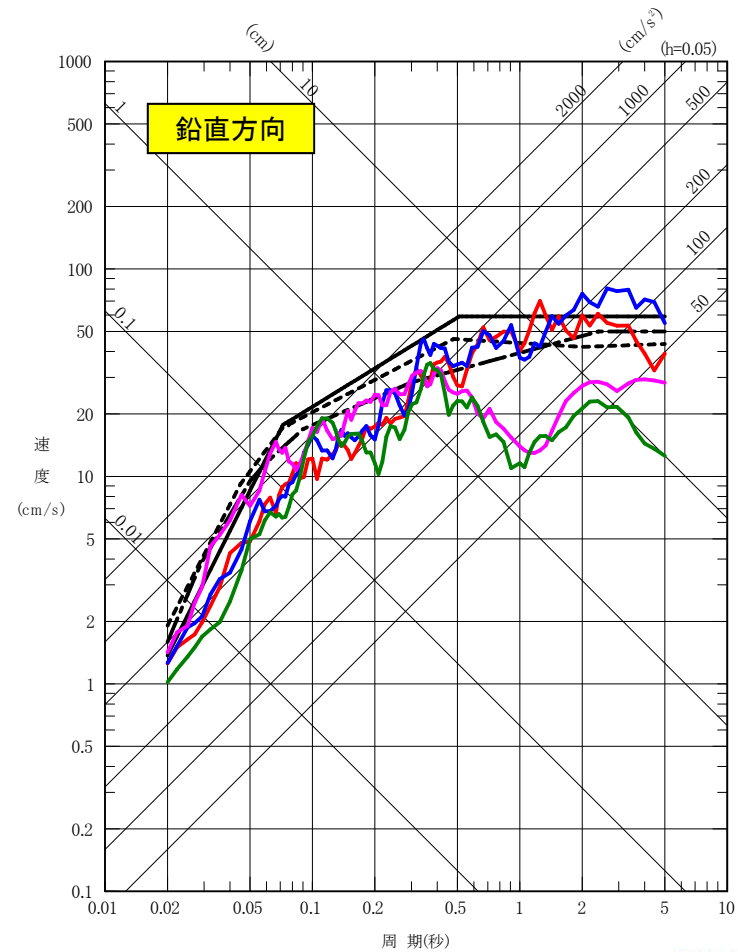
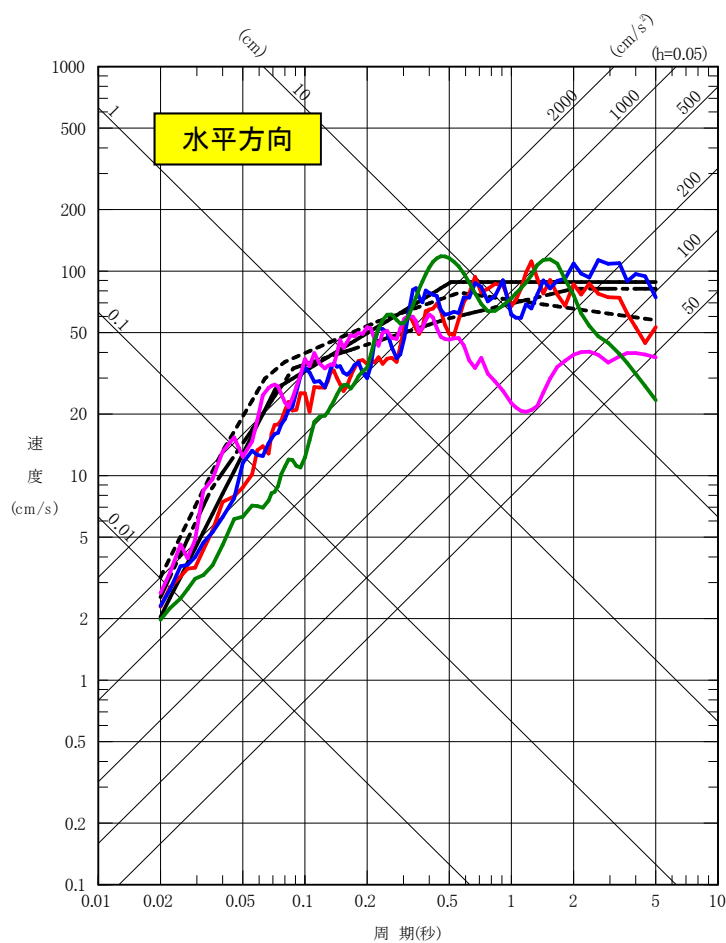
【震源を特定せず策定する地震動】



- 基準地震動の策定**
- 基準地震動Ss-D1 プレート間地震の応答スペクトル手法による基準地震動
 - 基準地震動Ss-D2 海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の応答スペクトル手法による基準地震動
 - 基準地震動Ss-D3 海洋プレート内地震(SMGA地殻内)の応答スペクトル手法による基準地震動
 - 基準地震動Ss-F1 プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動[応力降下量(短周期レベル)の不確かさ]
 - 基準地震動Ss-F2 プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動[SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重量]
 - 基準地震動Ss-F3 海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の断層モデル手法による基準地震動(SMGAマントル内集約)
 - 基準地震動Ss-N1 2004年北海道留萌支庁南部地震(K-NET港町)の検討結果に保守性を考慮した地震動

基準地震動の策定の全体概要 【基準地震動の策定結果】

- 基準地震動Ss-D1 [プレート間地震の応答スペクトル手法による基準地震動]
- - - 基準地震動Ss-D2 [海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
- · - 基準地震動Ss-D3 [海洋プレート内地震(SMGA地殻内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
- 基準地震動Ss-F1 [プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動(応力降下量(短周期レベル)の不確かさ)]
- 基準地震動Ss-F2 [プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動(SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳)]
- 基準地震動Ss-F3 [海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の断層モデル手法による基準地震動(SMGAマントル内集約)]
- 基準地震動Ss-N1 [2004年北海道留萌支庁南部地震(K-NET港町)の検討結果に保守性を考慮した地震動]



余 白

申請時(H25.12.27)からの主な変更内容(1/2)

▶ 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

※本資料において、東北地方太平洋沖(型)地震を3.11(型)地震、2011年4月7日宮城県沖(型)の地震を4.7(型)地震と表記する

①プレート間地震:東北地方太平洋沖型地震(3.11型地震)※

検討ケース		申請時(H25.12)	審査反映
応答スペクトル手法			2011年東北地方太平洋沖地震の敷地における岩盤上部の観測記録(はぎとり波)を包絡した応答スペクトル。
断層モデル 手法	基本震源モデル	2011年東北地方太平洋沖地震の敷地における岩盤上部の観測記録(はぎとり波)を採用。	東北地方太平洋沖型地震(Mw9.0) ※諸井ほか(2013)に基づき設定。応力降下量(短周期レベル)は宮城県沖の地域性を考慮し設定。
	応力降下量(短周期レベル)の不確かさ	※2011年東北地方太平洋沖地震については強震動シミュレーション解析が実施されており、その特徴から、2011年東北地方太平洋沖地震が敷地に対して最も影響の大きい地震であると評価。	不確かさケースとして考慮
	SMGA位置の不確かさ		不確かさケースとして考慮
	SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳		不確かさケースとして考慮

②海洋プレート内地震:2011年4月7日宮城県沖の地震(4.7型地震)※

検討ケース		申請時(H25.12)	審査反映
断層モデル 手法	基本震源モデル	2011年4月7日宮城県沖の地震の余震発生状況や震源域の速度構造を踏まえ、地震規模をM7.5として評価。	2011年4月7日宮城県沖の地震の余震発生状況や震源域の速度構造を踏まえ、地震規模をM7.5として評価。
	地震規模	基本震源モデルで考慮	基本震源モデルで考慮
	断層の位置	—	不確かさケースとして考慮
	応力降下量(短周期レベル)の不確かさ	基本震源モデルで考慮	基本震源モデルで考慮
	SMGA位置の不確かさ	基本震源モデルで考慮	不確かさケースとして考慮

③内陸地殻内地震

検討用地震	検討ケース	申請時(H25.12)	審査反映
F-6断層～F-9断層 による地震	基本震源モデル	地質調査結果から断層長さ22km, M7.1[松田(1975)による]	追加の地質調査結果から断層長さ23.7km, M7.1[松田(1975)による], M7.2[武村(1990)による]
	短周期レベルの不確かさ	不確かさケースとして考慮	不確かさケースとして考慮
	断層傾斜角の不確かさ	—	不確かさケースとして考慮
	アスペリティ位置の不確かさ	—	不確かさケースとして考慮
仙台湾の断層群 による地震	基本震源モデル	F-12断層～F-14断層及びF-15断層・F-16断層として個別に評価しており、検討対象外	F-15断層・F-16断層, F-12断層～F-14断層及び仙台湾北部の南傾斜の仮想震源断層を一連の断層として考慮。地質調査結果から43.1km, M7.6[松田(1975)による]
	短周期レベルの不確かさ		不確かさケースとして考慮

申請時(H25.12.27)からの主な変更内容(2/2)

コメントS197

➤ 敷地ごとに震源を特定せず策定する地震動

申請時(H25.12)	審査反映
<p>加藤ほか(2004)による「震源を事前に特定できない地震による水平動の上限レベルの応答スペクトル」に、敷地における地盤特性を考慮して設定。 ※評価結果は基準地震動により代表させた。</p>	<p>震源と活断層を関連付けることが困難な過去の内陸地殻内地震の震源近傍の観測記録のうち、「2004年北海道留萌支庁南部地震」について、観測記録の基盤地震動を選定し、保守性を考慮。</p>

➤ 基準地震動Ssの策定

※基準地震動Ssの最大加速度は水平方向を示す。

申請時(H25.12)	審査反映
<p>【敷地ごとに震源を特定して策定する地震動】</p> <p>①3.11型地震の評価結果を踏まえ、最大加速度640Galの基準地震動Ss-1を設定。</p> <p>②4.7型地震及びF-6断層～F-9断層による地震の評価結果を踏まえ、最大加速度1,000Galの基準地震動Ss-2を設定。</p>	<p>【敷地ごとに震源を特定して策定する地震動】</p> <p>①3.11型地震の応答スペクトル手法による評価結果を踏まえ、申請時の基準地震動Ss-1から応答スペクトル形状及び継続時間を見直し、最大加速度640Galの基準地震動Ss-D1を設定。</p> <p>②海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の応答スペクトル手法による評価結果を踏まえ、申請時の基準地震動Ss-2から応答スペクトルの形状を見直し、最大加速度1,000Galの基準地震動Ss-D2を設定。</p> <p>③海洋プレート内地震(SMGA地殻内)の応答スペクトル手法による評価結果を踏まえ、最大加速度800Galの基準地震動Ss-D3を設定。</p> <p>④プレート間地震(短周期レベルの不確かさ)の断層モデル手法による評価結果を踏まえ、最大加速度717Galの基準地震動Ss-F1を設定。</p> <p>⑤プレート間地震(SMGA位置と短周期レベルの不確かさ)の断層モデル手法による地震動評価結果を踏まえ、最大加速度722Galの基準地震動Ss-F2を設定。</p> <p>⑥海洋プレート内地震(SMGAマントル内集約)の断層モデル手法による地震動評価結果を踏まえ、最大加速度835Galの基準地震動Ss-F3を設定。 ※内陸地殻内地震の地震動評価は①Ss-D1, ②Ss-D2, ③Ss-D3を下回る。</p>
<p>【震源を特定せず策定する地震動】</p> <p>※加藤ほか(2004)に基づく地震動は①Ss-1及び②Ss-2を下回る。</p>	<p>【震源を特定せず策定する地震動】</p> <p>⑦2004年北海道留萌支庁南部地震(K-NET港町)の検討結果に保守性を考慮し、最大加速度620Galの基準地震動Ss-N1を設定。</p>

➤ 基準地震動の年超過確率の参照

申請時(H25.12)	審査反映
<p>・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。</p>	<p>・特定震源モデル及び領域震源モデルのロジックツリーを一部見直し、地震ハザード評価を実施。 ・活断層の諸元を見直し。 ・2011年東北地方太平洋沖型地震について断層モデル手法を用いた評価を実施。</p>

これまでの審査会合からの変更内容

■敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

No.	第347回審査会合(H28.4.8)からの変更内容	該当箇所
1	「活断層詳細デジタルマップ[新編]」(今泉ほか(2018))に基づき、内陸地殻内地震における活断層の諸元を一部変更した。	本資料「3.3 内陸地殻内地震」

■基準地震動の年超過確率の参照

No.	第558回審査会合(H30.3.23)からの変更内容	該当箇所
1	「活断層詳細デジタルマップ[新編]」(今泉ほか(2018))に基づき、地震ハザード評価における活断層の諸元を一部変更した。	本資料「6. 基準地震動の年超過確率の参照」 補足説明資料「5. 参考」

■地震調査研究推進本部による知見の整理

No.	確認内容	該当箇所
1	「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))をふまえ、これまでの評価への影響の有無について整理した。	補足説明資料「5. 参考」
2	「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))をふまえ、これまでの評価への影響の有無について整理した。	補足説明資料「5. 参考」

目次

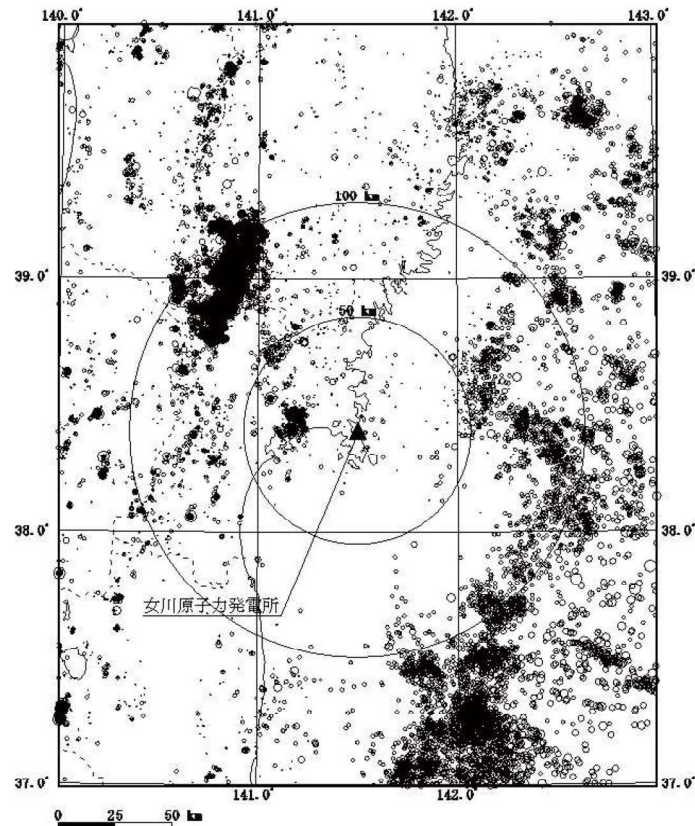
1. 敷地周辺の地震発生状況	11
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定	15
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動	57
3. 1 プレート間地震	59
3. 2 海洋プレート内地震	91
3. 3 内陸地殻内地震	139
4. 震源を特定せず策定する地震動	172
5. 基準地震動の策定	187
6. 基準地震動の年超過確率の参照	207

1. 敷地周辺の地震発生状況

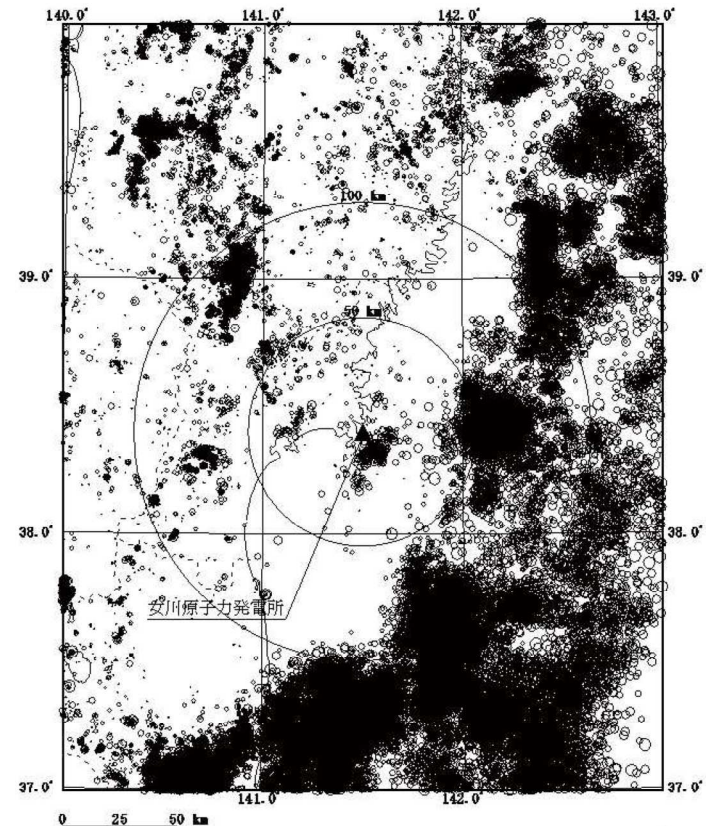
1. 敷地周辺の地震発生状況

1.1 M5.0以下の地震の震央分布(震源深さ30km以浅)

- 太平洋側海域のプレート境界付近, 陸域の内陸地殻内の2003年宮城県中部の地震及び平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震の震源域付近に地震の集中がみられる。
- 2011年東北地方太平洋沖地震以降では, 同地震の余震とされている2011年4月11日福島県浜通りの地震の震源域付近及び金華山付近にも地震の集中がみられる。

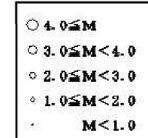


2008年～2011年2月



2011年3月～2017年4月

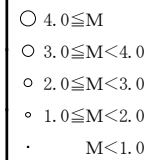
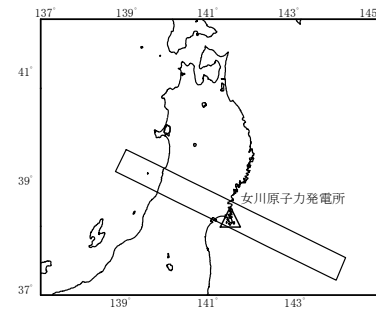
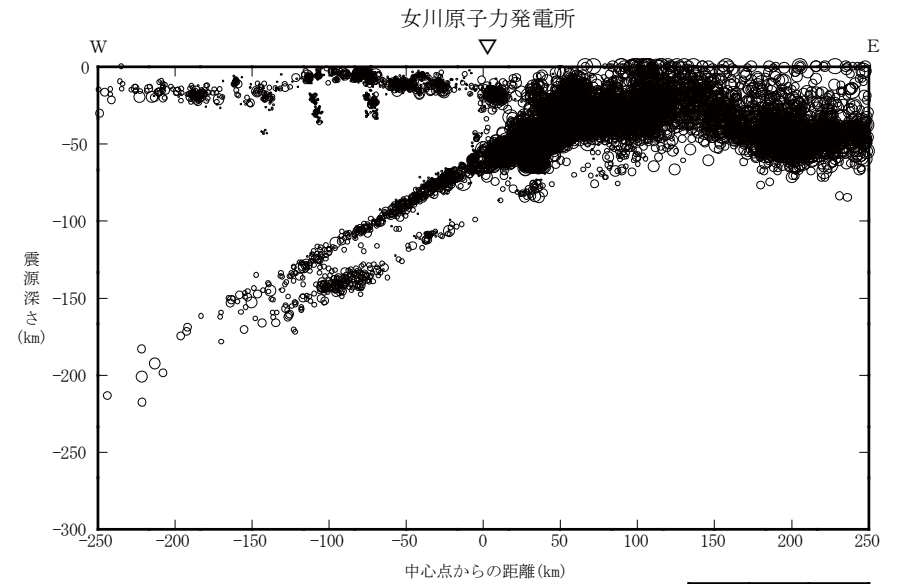
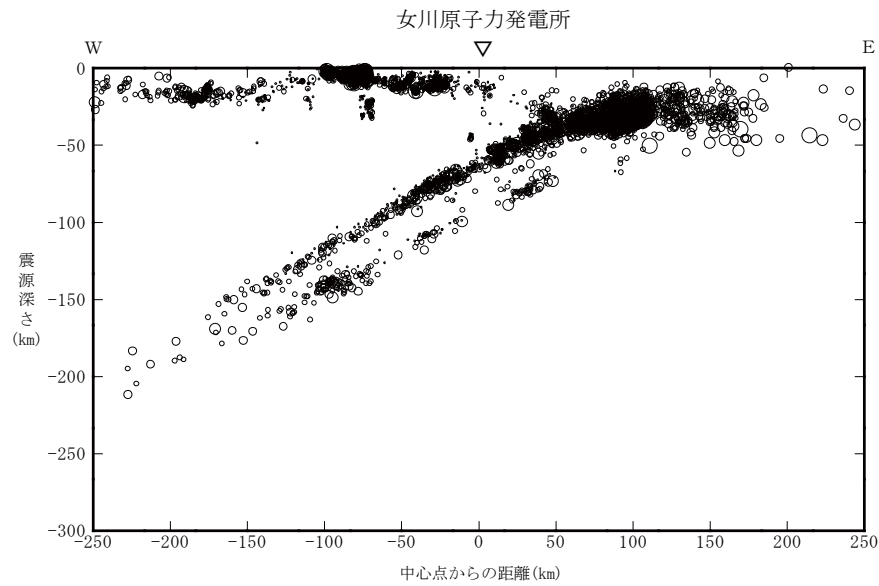
敷地周辺におけるM5.0以下の地震の震央分布
(震源深さ0km～30km)
地震諸元は気象庁カタログによる



1. 敷地周辺の地震発生状況

1.2 M5.0以下の地震の震源深さ分布

- 太平洋プレートの沈み込みに沿って地震が発生し二重深発地震面を形成している。また、上面の地震活動が優勢である。
- 2011年東北地方太平洋沖地震以降では、沖合の地震が増えている。



2008年～2011年2月

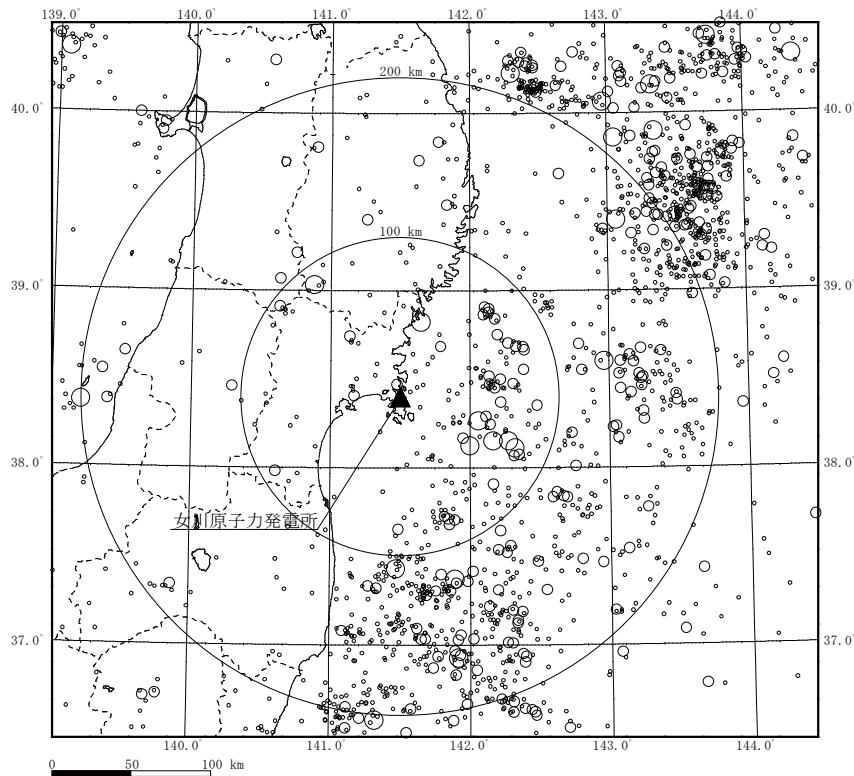
2011年3月～2017年4月

敷地周辺におけるM5.0以下の地震の震源深さ分布
地震諸元は気象庁カタログによる

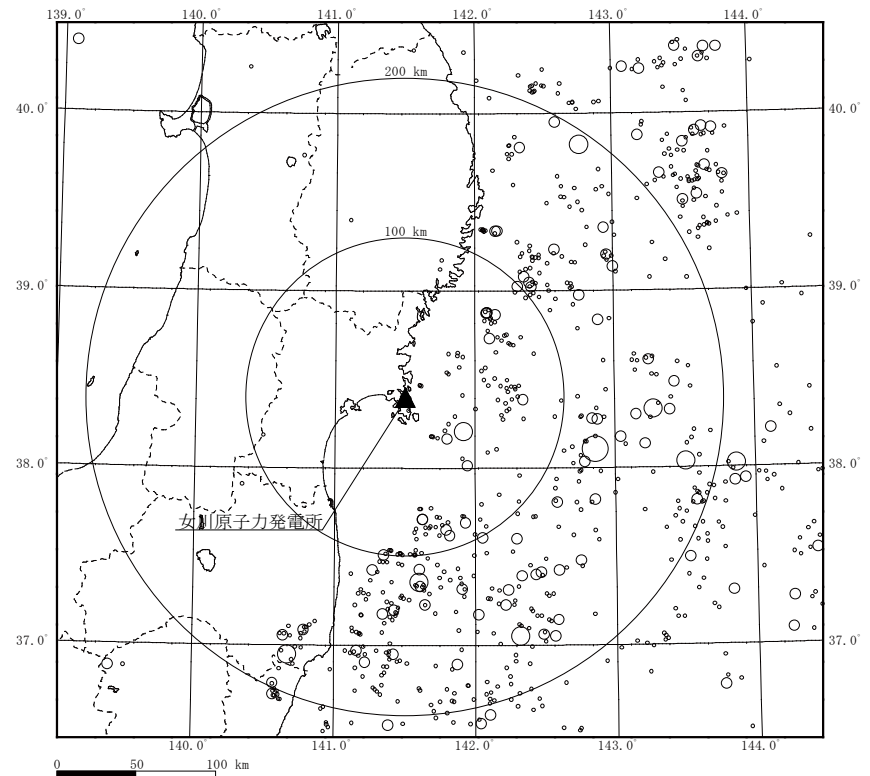
1. 敷地周辺の地震発生状況

1.3 M5.0以上の地震の震央分布及び震源深さ分布

▶ 太平洋側海域で発生頻度が高く、2011年東北地方太平洋沖地震や、その余震が数多く発生している。

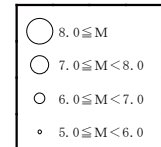


1923年～2011年2月



2011年3月～2017年4月

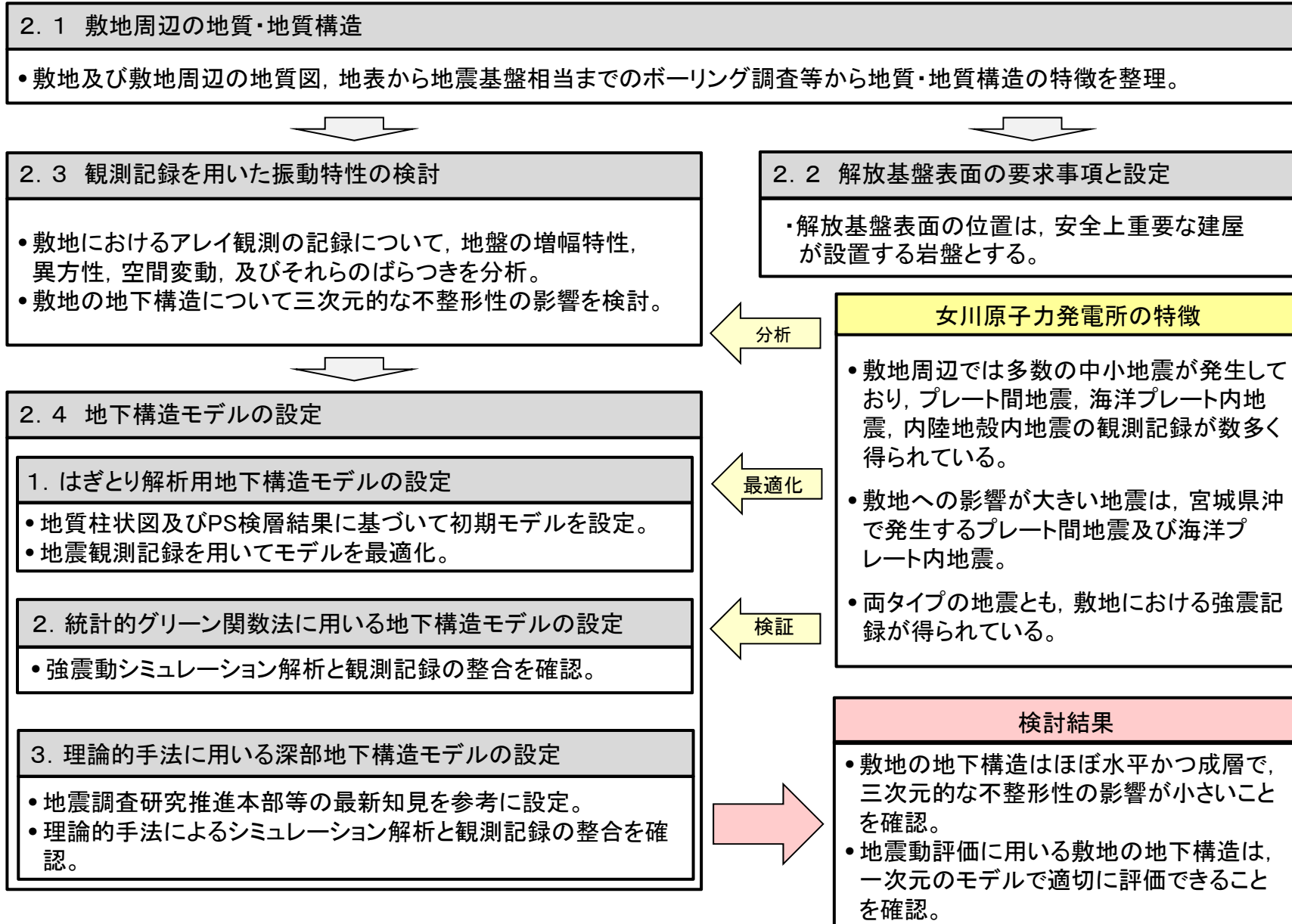
敷地周辺におけるM5.0以上の地震の震央分布
地震諸元は気象庁カタログによる



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

敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定の概要

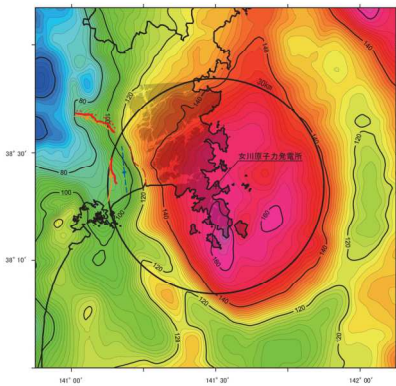


2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.1 敷地周辺の地質・地質構造 敷地周辺の特徴

▶ 敷地周辺の地質・地質構造の特徴

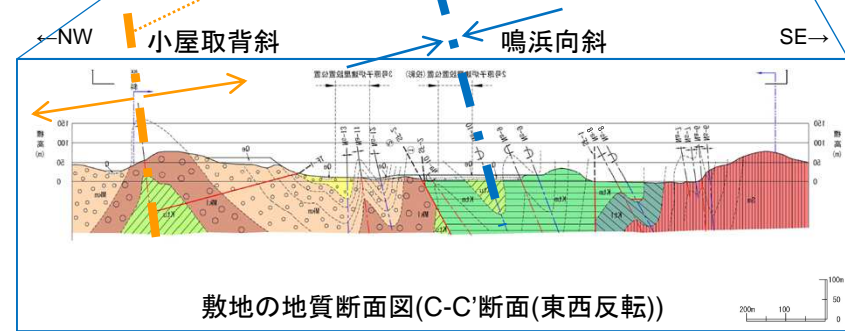
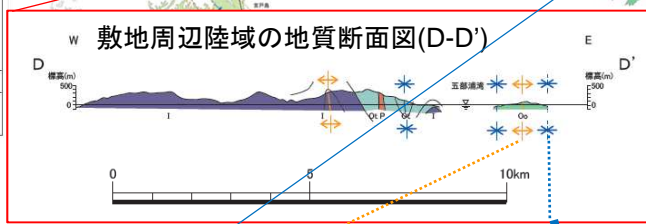
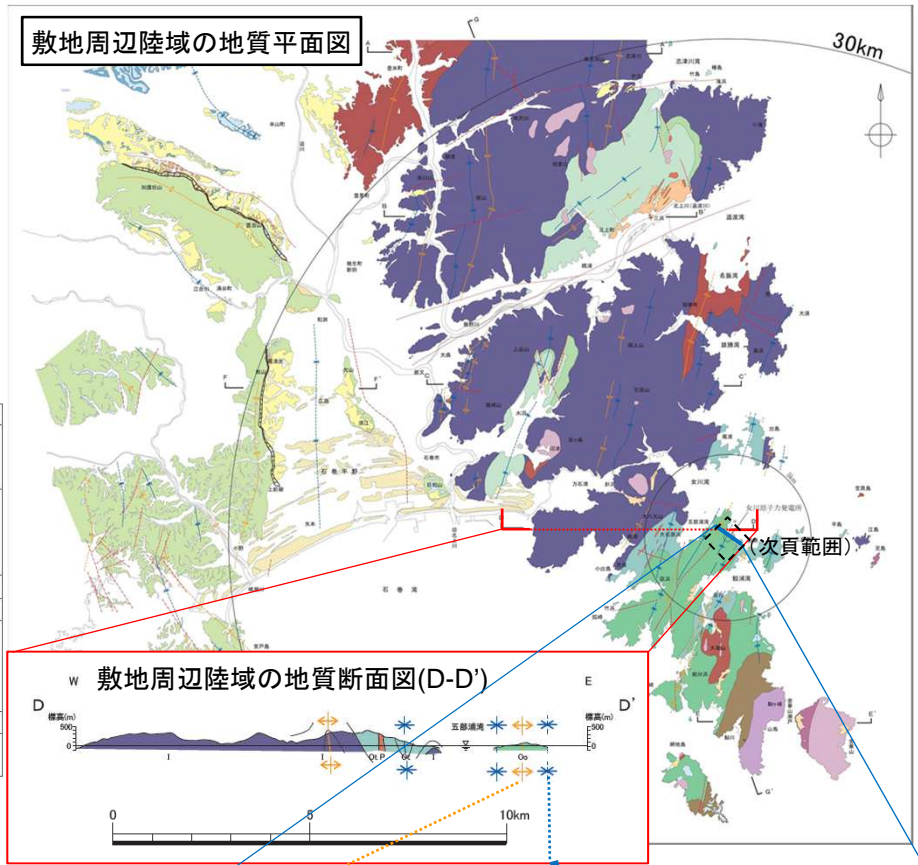
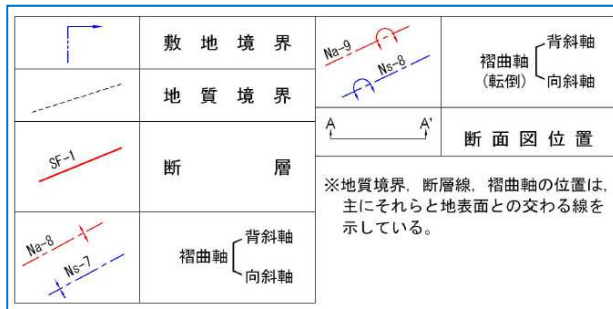
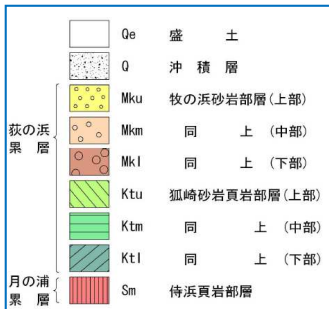
- 敷地は、硬質な中・古生界の砂岩及び頁岩を主とする堆積岩類等が広く分布する北上山地南端部に位置する。
- 中・古生界の堆積岩類は、褶曲構造による繰り返しを伴いながら概ね北西から南東にむかって年代が新しくなるように広く分布する。
- 敷地は、北上山地南端部のうち、南部の牡鹿半島付近の中生界ジュラ系分布域に位置し、敷地周辺と同様に褶曲構造で特徴づけられ、大局的には1組の背斜・向斜(小屋取背斜と鳴浜向斜)が認められる。
- 敷地周辺には、中・古生界に対応する高重力領域が広がっており、敷地は、この広範な高重力異常分布域のほぼ中央付近に位置する。



凡 例			
年代層区分	地 層 名	主 な 岩 相	
新 生 界	完新統	岩屑堆積物	岩屑
	第 四 系	沖積層	砂、泥、礫
		浜地堆積物 (砂丘砂礫を含む)	砂
	更新統	古砂丘砂層	砂
		段丘堆積物	砂礫
		古湖沼状地堆積物	砂礫
高沼水層		砂、泥、礫	
新第三系	御新統	亀岡層、竜の口層、大貫層、全区分層凝灰岩、高成層、後山層、空内層、種彦山層	シルト岩、砂岩、凝灰岩、礫岩
	中第三系	追戸層、松島湾層群、志田層群、奥命迫層	凝灰岩、凝灰質シルト岩、砂岩、礫山岩質火砕岩
	白雲系	山高黒層	安山岩質火砕岩、玄武岩
中 生 界	ノゾ系	牡鹿層群の赤泉層	砂岩、頁岩、砂岩頁岩互層
	ノゾ系	牡鹿層群の月浦層	砂岩、頁岩、砂岩頁岩互層
		志津川層群	砂岩、頁岩、砂岩頁岩互層
	白雲系	箱川層群	頁岩、砂岩
古 生 界	第二系	盛来層	頁岩
	第一系	大八景島層、天神ノ木層、鶴崎層	砂岩、礫岩、石灰岩

- ・産業技術総合研究所(2013)のデータを使用
- ・ブーゲー密度は2.67g/cm³と仮定
- ・ブーゲー異常値のコンター間隔は2mGal

重力異常と地質構造



2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

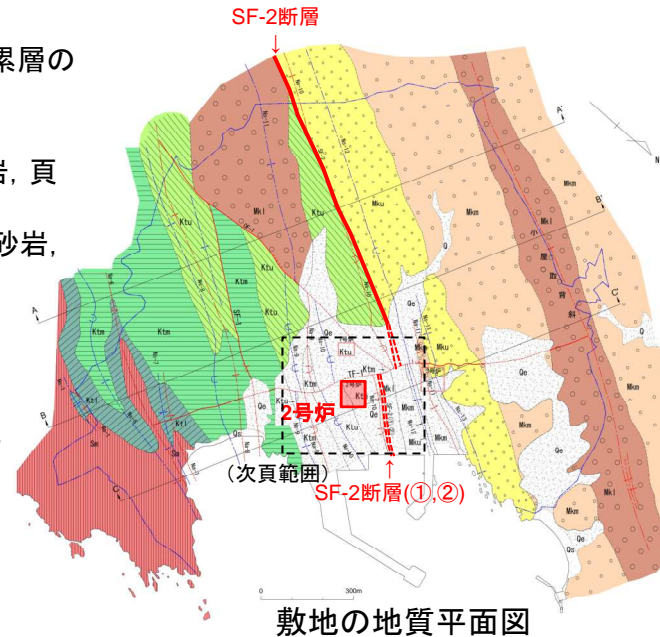
2.1 敷地周辺の地質・地質構造 敷地内の特徴

➤ 敷地の地質概要

- 主として、中生界ジュラ系 牡鹿層群 月の浦累層及び荻の浜累層の砂岩、頁岩、砂岩頁岩互層が広く分布している。
- 部分的に、白亜系のひん岩が貫入している。
- 2号炉付近では、主に、荻の浜累層狐崎砂岩頁岩部層の砂岩、頁岩及び砂岩頁岩互層が分布している。
- SF-2断層よりも北西側には、荻の浜累層牧の浜砂岩部層の砂岩、頁岩及び砂岩頁岩互層が分布している。

➤ 敷地の地質構造

- 敷地の地質構造は、顕著な複褶曲構造で特徴づけられる。
 - ・一組の褶曲(小屋取背斜と鳴浜向斜)と複褶曲構造。
- 断層は、「NNE-SSW~NE-SW方向に延びる褶曲構造に同方向・斜交する方向・ほぼ直交する方向の断層」とによって特徴づけられる。
 - ・敷地の主要な断層：SF-1断層、SF-2断層、OF-1断層、TF-1断層

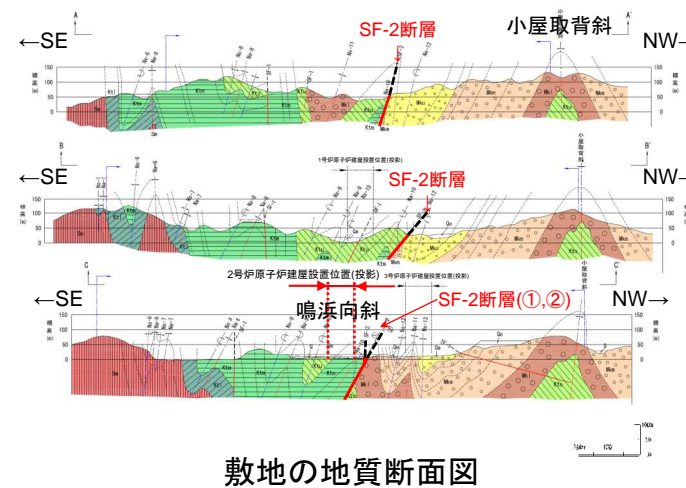
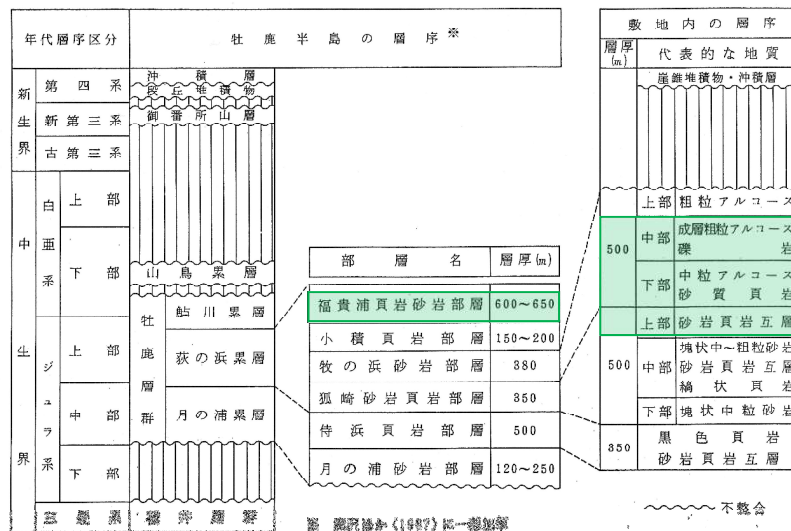


凡 例	
	Qe 盛 土
	Qs 海 浜 砂
	Q 沖 積 層
	Mku 荻の浜砂岩部層(上部)
	Mkm 同 上 (中部)
	Mkl 同 上 (下部)
	Ktu 狐崎砂岩頁岩部層(上部)
	Ktm 同 上 (中部)
	Ktl 同 上 (下部)
	Sm 侍浜頁岩部層

	敷地境界
	地質境界
	断層 ○破線は伏在を表す ○けばは落ちの方向 ○矢印は面の傾斜方向
	褶曲軸 背斜軸 向斜軸 ○破線は伏在を表す
	褶曲軸 背斜軸 向斜軸 ○破線は伏在を表す
	断面図位置

※地質境界、断層線、褶曲軸の位置は、主にそれらと地表面との交わる線を示している。

敷地の地質層序表



	Qe 盛 土
	Q 沖 積 層
	Mku 荻の浜砂岩部層(上部)
	Mkm 同 上 (中部)
	Mkl 同 上 (下部)
	Ktu 狐崎砂岩頁岩部層(上部)
	Ktm 同 上 (中部)
	Ktl 同 上 (下部)
	Sm 侍浜頁岩部層

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

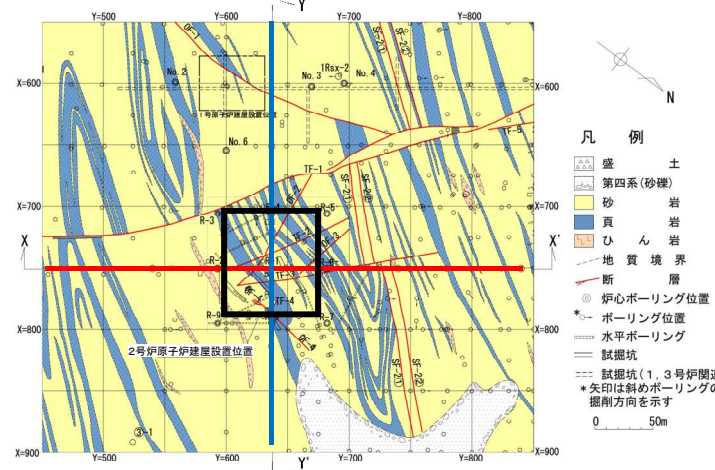
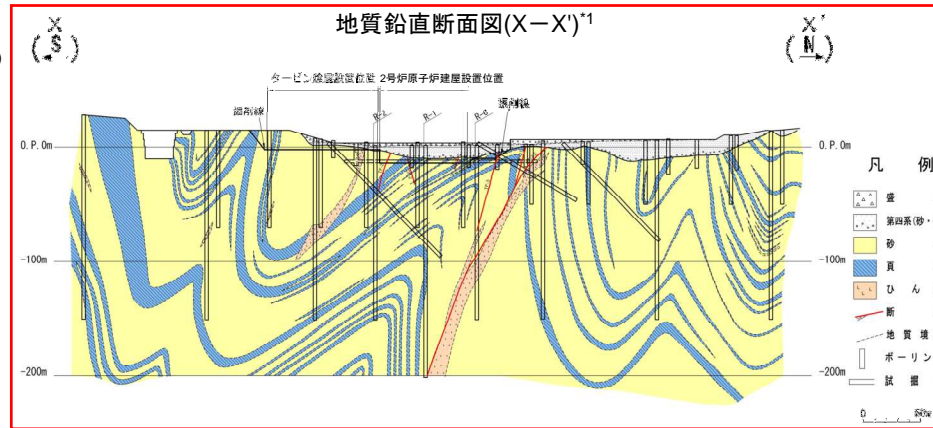
2.1 敷地周辺の地質・地質構造 2号炉付近の特徴

➤ 2号炉付近の地質概要

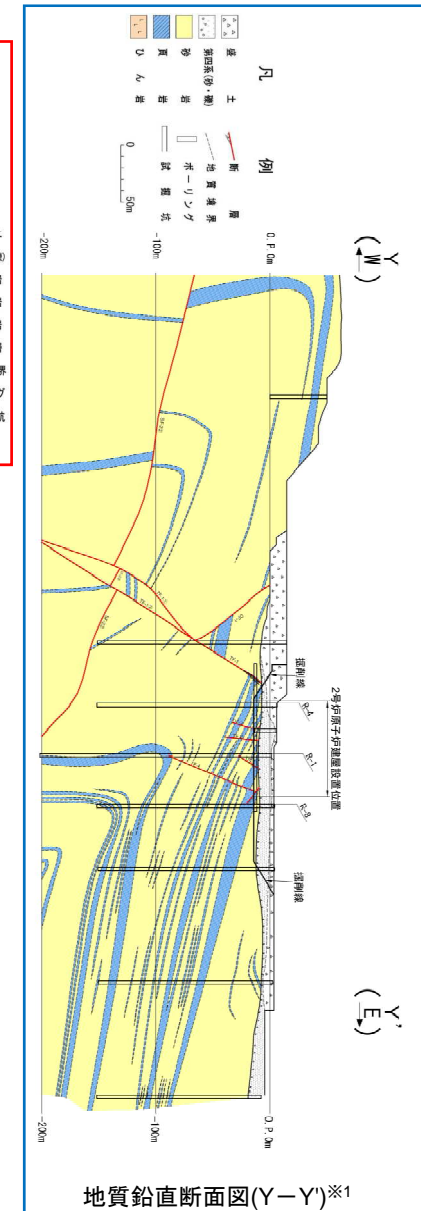
- 主に、荻の浜累層狐崎砂岩頁岩部層の砂岩、頁岩及び砂岩頁岩互層で構成されている。
- 一部に、これらの堆積岩に白亜紀の貫入したひん岩が確認される(地層の走向とほぼ平行に分布)。

➤ 2号炉付近の地質構造の概要

- 敷地の地質構造と同様、褶曲構造と断層とで特徴づけられる。
 - ・ NNE-SSW方向の褶曲軸
 - ・ 原子炉建屋位置は、SF-2断層沿いの背斜構造の西翼部に位置し、地層は南東~南南東に30~50° 傾斜している。
- 断層(破碎規模や変位量が比較的大きく、連続性の認められるもの):9本
 - ・ 走向断層 : SF-2①断層, SF-2②断層
 - ・ 斜交断層 : OF-2断層~OF-4断層
 - ・ 横断断層 : TF-1~TF-4断層



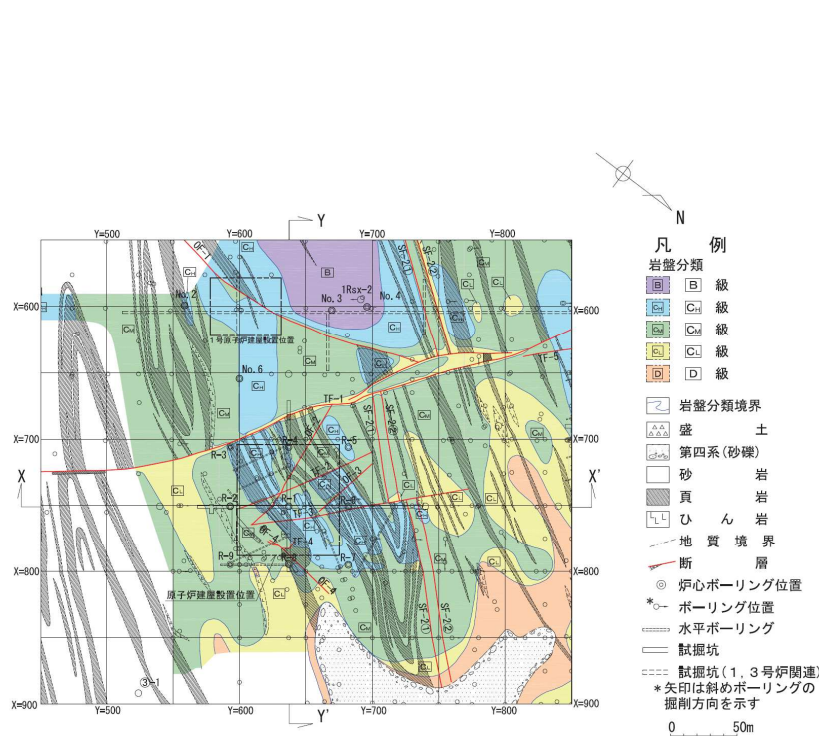
※1:主に砂岩と頁岩との境界には層理面と平行なシームが認められる。
⇒ 褶曲構造が形成される過程で生じた「フレキシユラル・スリップ」によるものと考えられる。



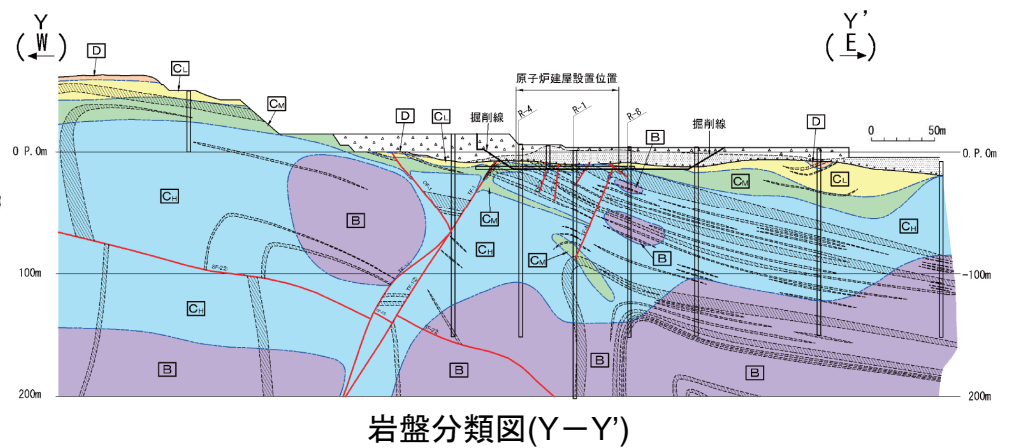
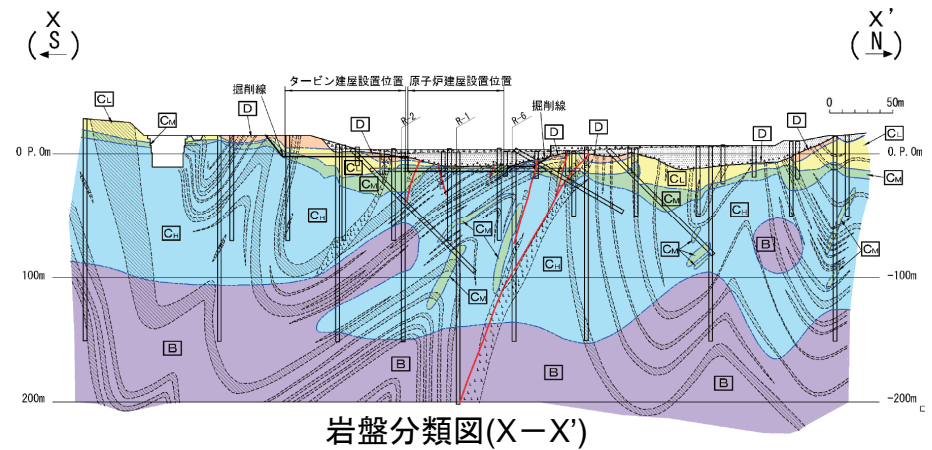
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.1 敷地周辺の地質・地質構造 2号炉原子炉建屋基礎地盤の工学的特性[岩盤分類]

- 岩盤分類の結果、基礎地盤は工学的には概ね成層構造をなしている。
- 原子炉建屋基礎地盤の大部分は C_M 級以上から構成されている。



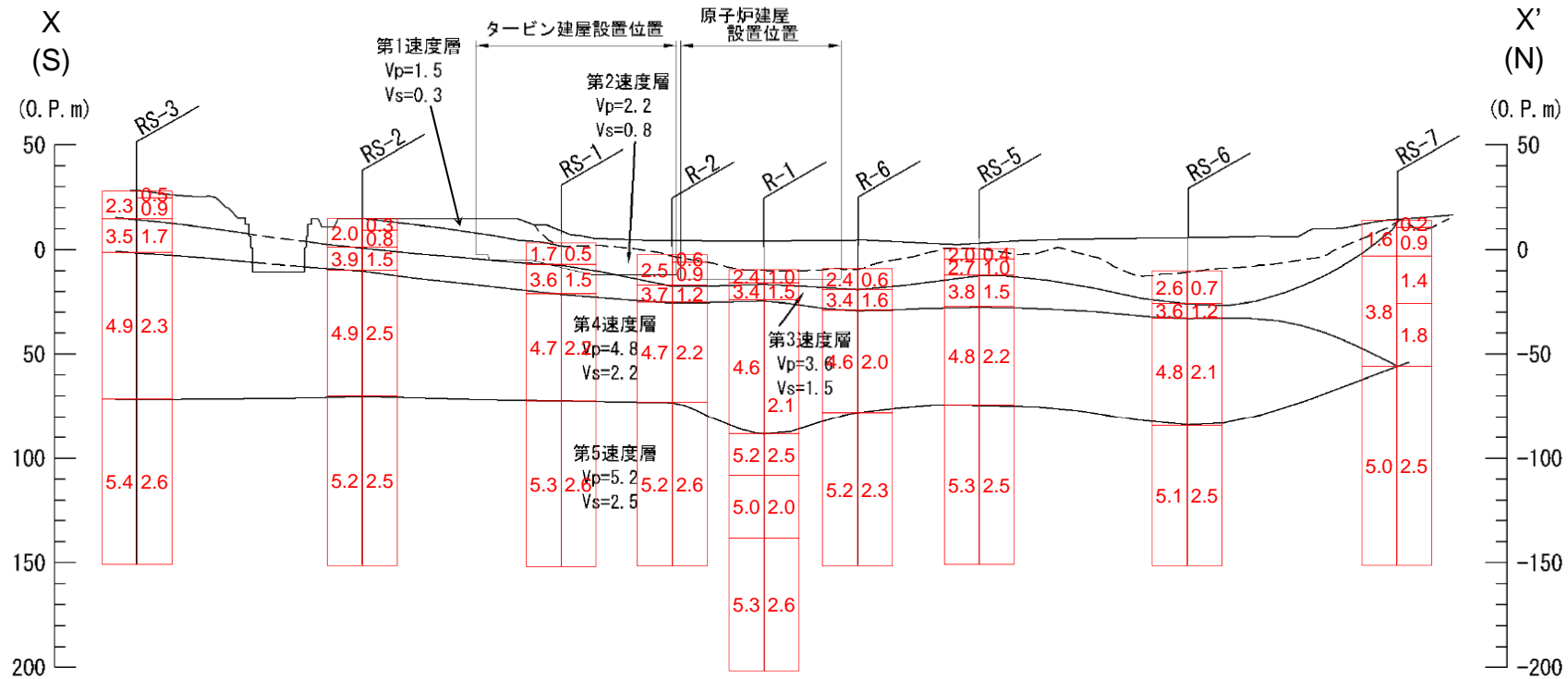
岩盤分類図(O.P.約-14m)



2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.1 敷地周辺の地質・地質構造 2号炉原子炉建屋基礎地盤の工学的特性[速度構造]

- 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層に区分される。
- 速度層境界については、局所的なゆらぎはあるものの各ボーリング孔の全体的な傾向をみて区分し、各孔の深度をなめらかに結んでいる。

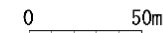


凡 例

---: 盛土及び旧表土と岩盤の境界線

速度層区分図(X-X')

単位 km/sec

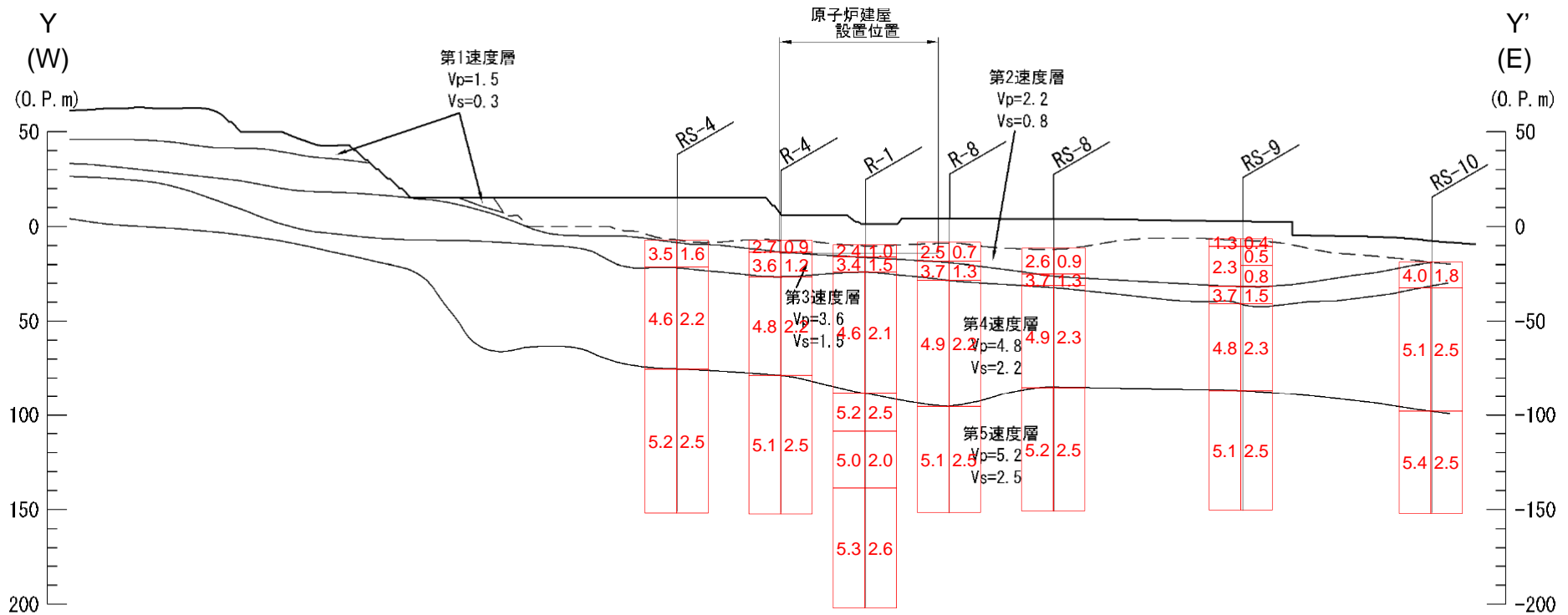


V _P (km/s)	V _S (km/s)
--------------------------	--------------------------

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.1 敷地周辺の地質・地質構造 2号炉原子炉建屋基礎地盤の工学的特性[速度構造]

- 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層に区分される。
- 速度層境界については、局所的なゆらぎはあるものの各ボーリング孔の全体的な傾向をみて区分し、各孔の深度をなめらかに結んでいる。



凡 例

-----: 盛土及び旧表土と岩盤の境界線

速度層区分図(Y-Y')

単位 km/sec



V _P (km/s)	V _S (km/s)
--------------------------	--------------------------

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.1 敷地周辺の地質・地質構造 まとめ

➤ 敷地及び敷地周辺の地質・地質構造

【敷地周辺の広域の地質・地質構造】

- 敷地の位置する北上山地南端部には、硬質な中・古生界の砂岩及び頁岩を主とする堆積岩類等が広く分布する。
- 中・古生界の堆積岩類は、褶曲構造による繰り返しを伴いながら概ね北西から南東にむかって年代が新しくなるように広く分布する。
- 敷地周辺には、中・古生界に対応する高重力領域が広がっており、敷地は、この広範な高重力異常分布域のほぼ中央付近に位置する。
- 敷地は、敷地周辺と同様に褶曲構造で特徴づけられ、大局的には1組の背斜・向斜(小屋取背斜と鳴浜向斜)が認められる。

【敷地の地質・地質構造】

- 敷地には、主として中生界ジュラ系の砂岩、頁岩等が広く分布している。
- 敷地のジュラ系の地質構造は、褶曲構造が発達している。



➤ 2号炉原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

- 2号炉原子炉建屋基礎地盤：主に荻の浜累層狐崎砂岩頁岩部層の硬質な砂岩及び頁岩が分布。
- 岩盤分類：基礎地盤の大部分は、 C_M 級以上の岩盤から構成され、工学的には概ね成層構造をなしているとみなせる。
- PS検層：速度層構造は概ね水平な成層構造をなすことを確認。



➤ まとめ

以上のことから、

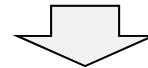
敷地には中生界ジュラ系の硬質な砂岩、頁岩等が認められ、顕著な褶曲構造が認められるものの、基礎地盤の工学的特性から、工学的には概ね水平な成層構造をなすものと判断。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.2 解放基盤表面の要求事項と設定

「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, 平成26年7月9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、ほぼ水平で相当な拡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。**



敷地地盤の特徴

- ・中生界ジュラ系の砂岩、頁岩等が広く分布。
- ・敷地地盤の速度構造は概ね水平成層。
- ・著しい風化も見られない。
- ・ $V_s=1.5\text{km/s}$ 以上の硬質岩盤。
- ・安全上重要な建屋はこの岩盤上に設置。

敷地地盤の振動特性(2.3で説明)

- ・岩盤内における著しい増幅特性は見られない。
- ・地震波の到来方向による影響、場所の違いによる増幅特性の違いは小さい。

解放基盤表面の設定

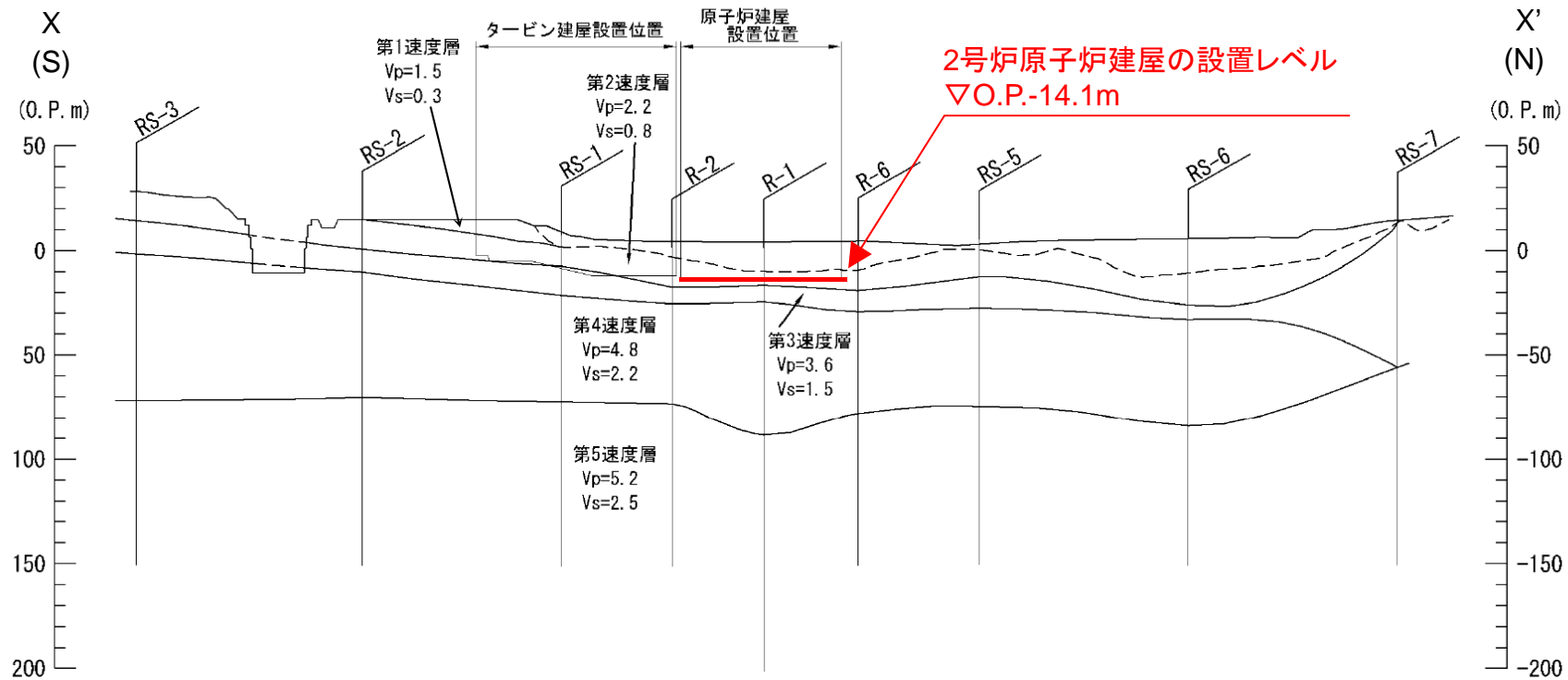
- ・解放基盤表面の位置は、安全上重要な建屋が設置※する岩盤とする。
- ・解放基盤表面の地震動特性は、自由地盤の岩盤上部の観測点で代表する。

※2号炉原子炉建屋の設置レベル O.P.-14.1m
1号炉原子炉建屋の設置レベル O.P.- 1.2m
3号炉原子炉建屋の設置レベル O.P.-14.1m

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.2 解放基盤表面の要求事項と設定 2号炉原子炉建屋設置レベル(1)

- 解放基盤表面の位置は、安全上重要な建屋が設置する岩盤とする。
- 2号炉原子炉建屋の設置レベルは、O.P.-14.1mである。



凡 例

-----: 盛土及び旧表土と岩盤の境界線

単位 km/sec

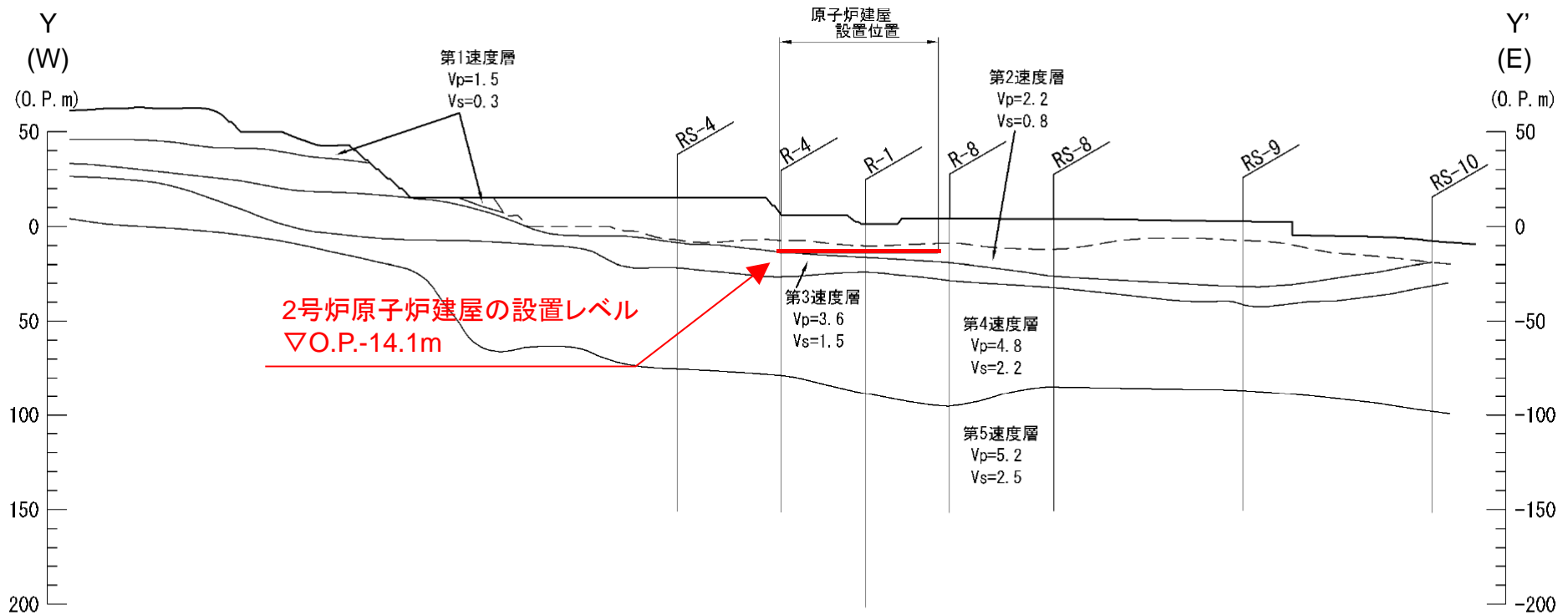
0 50m

速度層区分図(X-X')と2号炉原子炉建屋の設置レベル

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.2 解放基盤表面の要求事項と設定 2号炉原子炉建屋設置レベル(2)

- 解放基盤表面の位置は、安全上重要な建屋が設置する岩盤とする。
- 2号炉原子炉建屋の設置レベルは、O.P.-14.1mである。



凡 例

-----: 盛土及び旧表土と岩盤の境界線

単位 km/sec

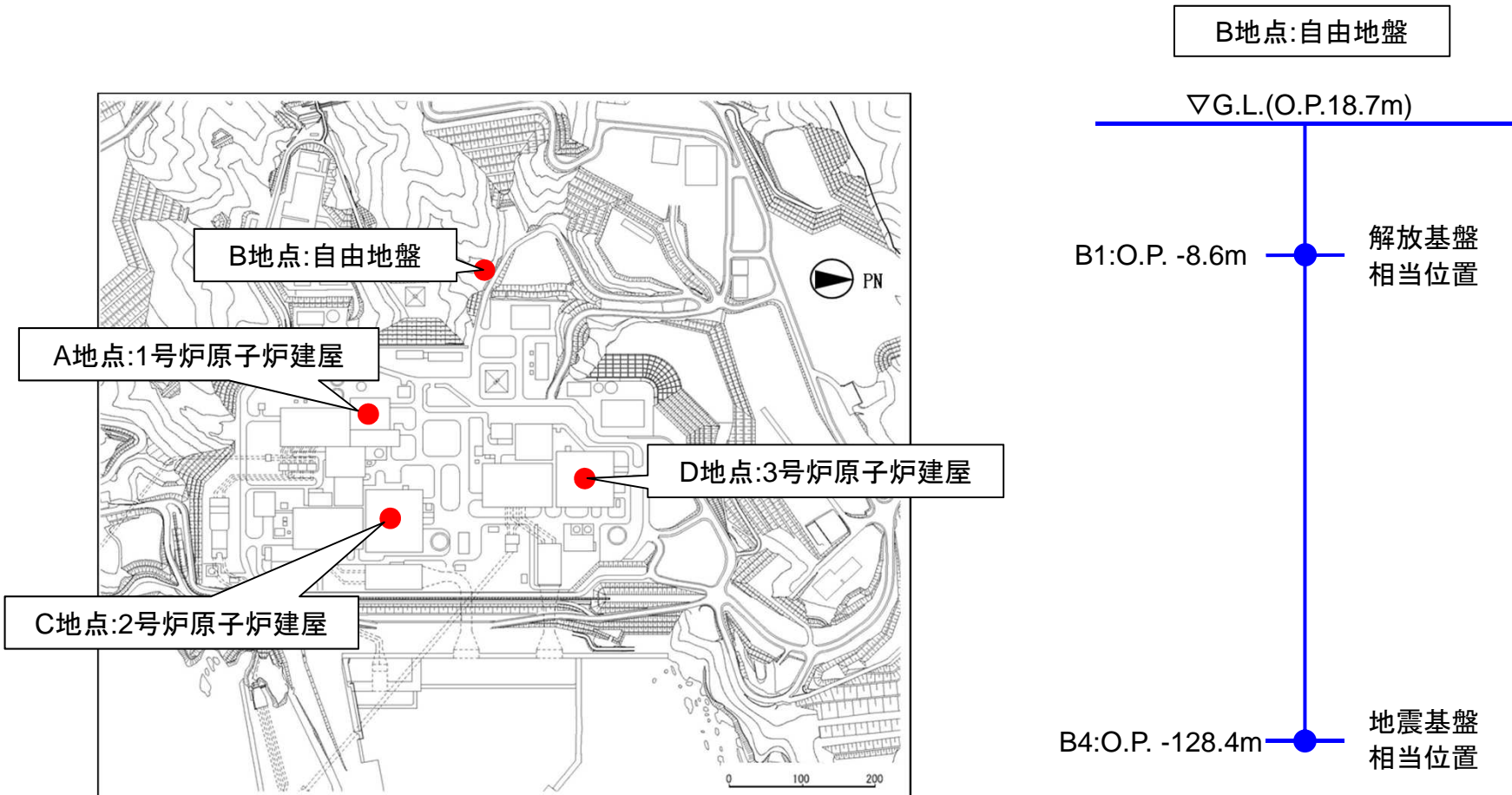


速度層区分図(Y-Y')と2号炉原子炉建屋の設置レベル

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.3 観測記録を用いた振動特性の検討 敷地における地震観測

➤ 敷地では、自由地盤観測点のほか原子炉建屋直下の地中においても地震観測を実施している。

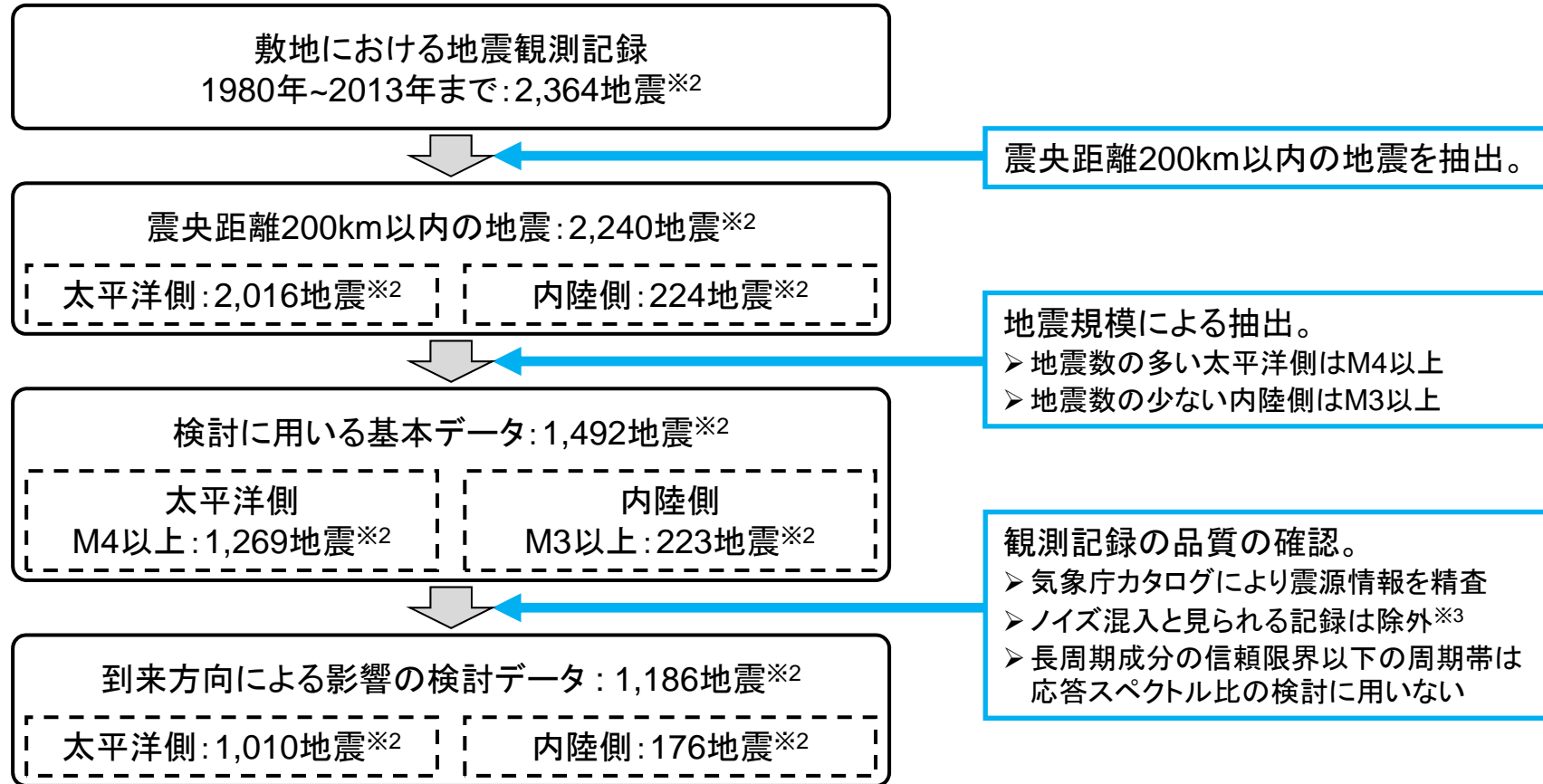


敷地における地震観測点

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.3 観測記録を用いた振動特性の検討 検討の概要(1)

➤ 敷地で得られた豊富な中小地震※1の観測記録を用いる。



※1 強震記録については別途検討する。(補足説明資料p10~12)

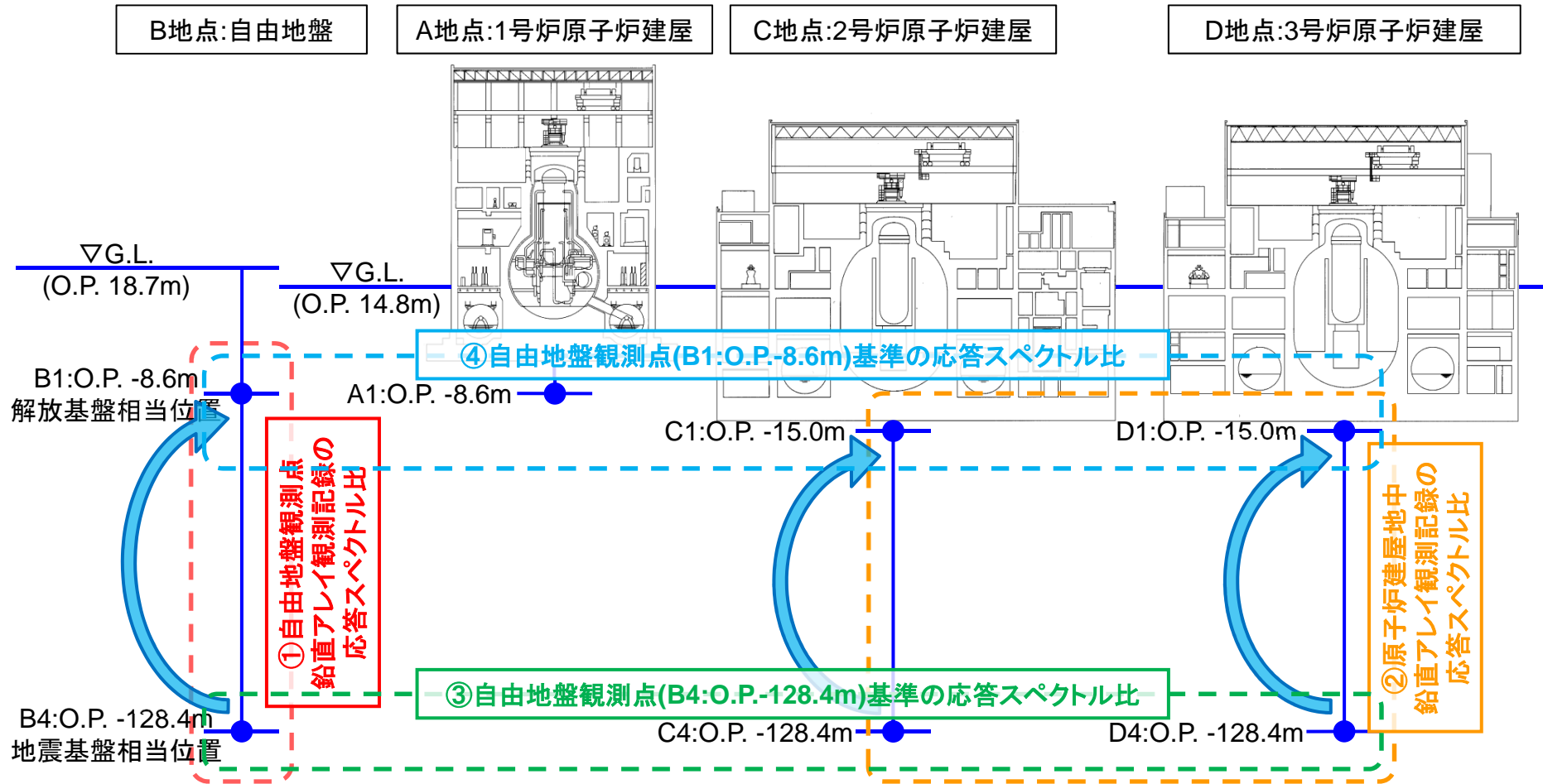
※2 自由地盤観測点(B1:O.P.-8.6m)の記録数を記載した。なお、観測期間等の違いから観測点により地震数は異なり、また、欠測等により同一の観測点でも水平・鉛直成分で地震数が異なる場合がある。

※3 2号炉原子炉建屋地中(C1:O.P.-15.0m)の鉛直成分は、長周期成分の感度低下を確認したことから、その点に留意して検討に使用した。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.3 観測記録を用いた振動特性の検討 検討の概要(2)

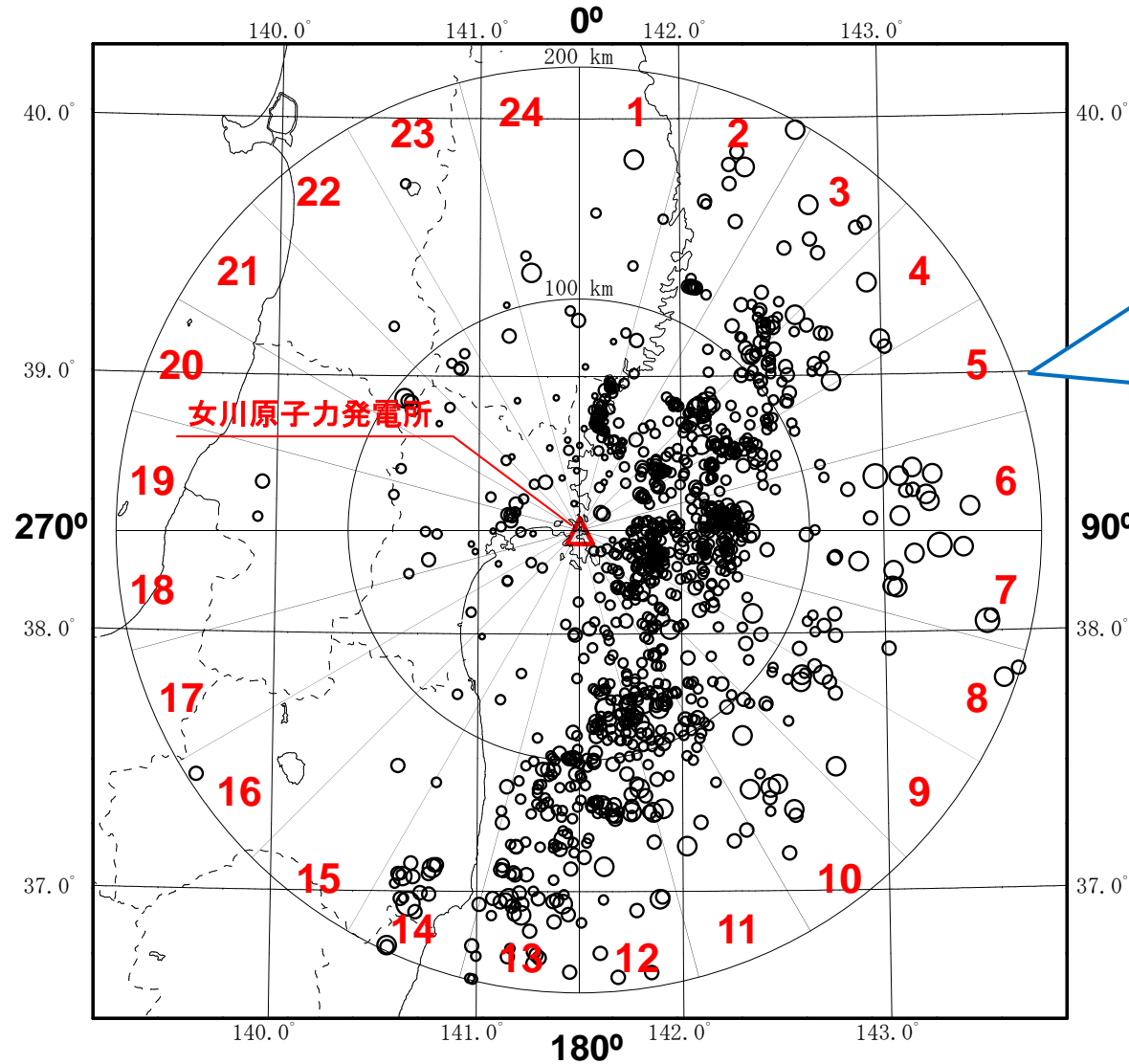
▶ 各観測点の鉛直アレイ及び自由地盤観測点を基準とした深部及び浅部の水平アレイについて、応答スペクトル比の検討を実施した。



検討に用いた地震観測点の組み合わせ

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.3 観測記録を用いた振動特性の検討 地震観測記録の方位区分



- ① 真北方向を0°とし、敷地を中心に時計回りに方位を区分。
- ② 方位区分ごとに各アレイ観測記録の応答スペクトル比の平均を算出。*
- ③ 各方位区分の応答スペクトル比の平均と、さらにその平均を比較。

※各方位区分内の地震数が2以下の場合には検討から除外する。

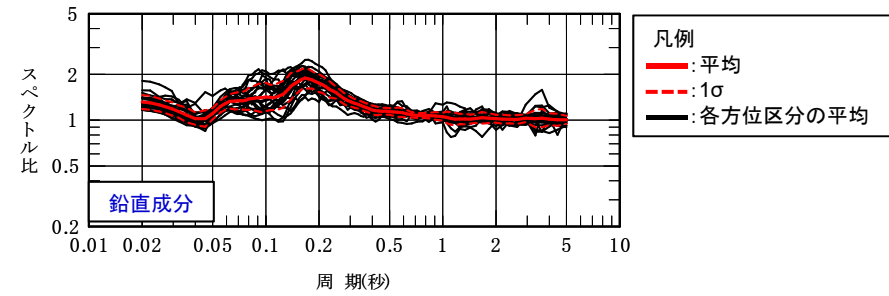
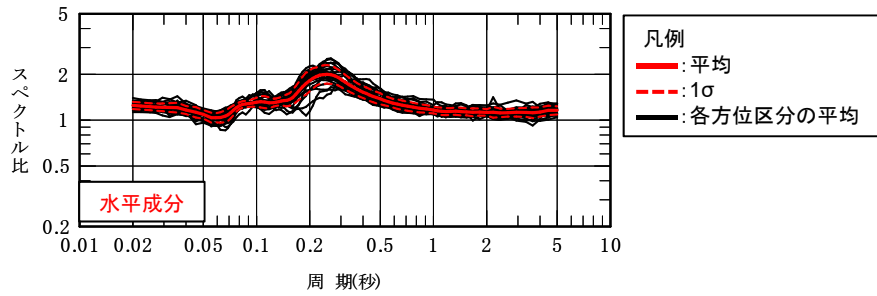


応答スペクトル比による検討の方位区分

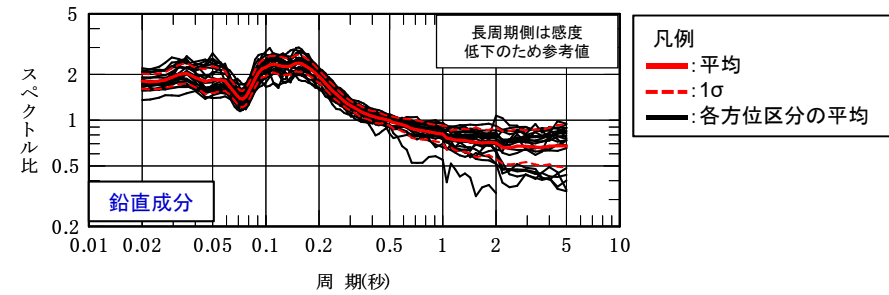
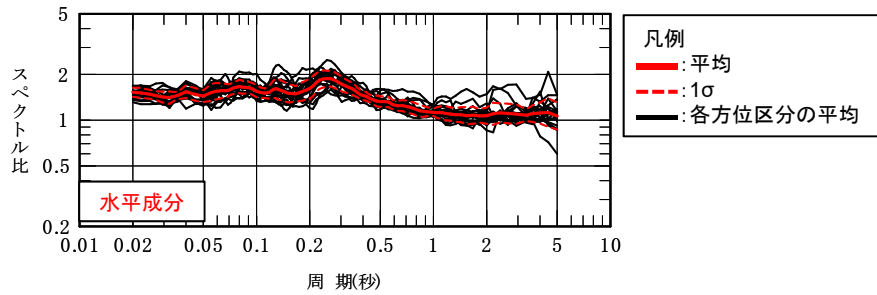
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.3 観測記録を用いた振動特性の検討 検討結果 鉛直アレイ応答スペクトル比

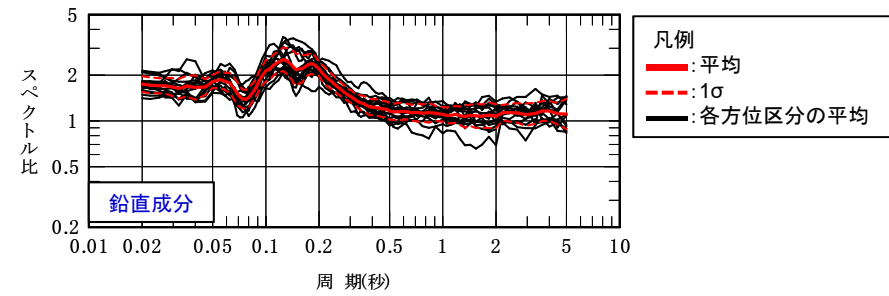
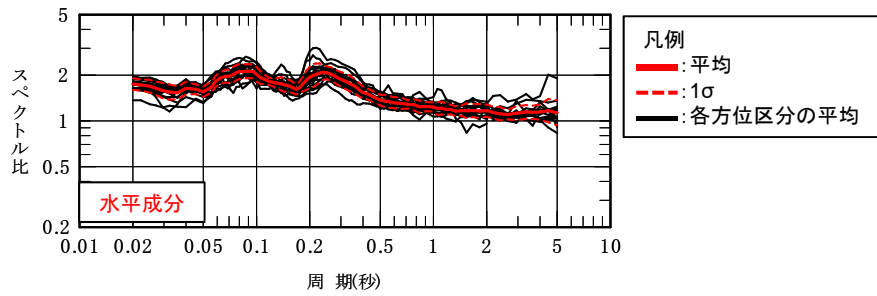
➤ 自由地盤観測点, 2, 3号炉原子炉建屋とも地震数の少ない方位区分はばらつきが見られるものの, いずれも特異な増幅は見られない。



自由地盤観測点 鉛直アレイ観測記録の応答スペクトル比(B1:O.P.-8.6m / B4:O.P.-128.4m)



2号炉原子炉建屋地中 鉛直アレイ観測記録の応答スペクトル比(C1:O.P.-15.0m / C4:O.P.-128.4m)

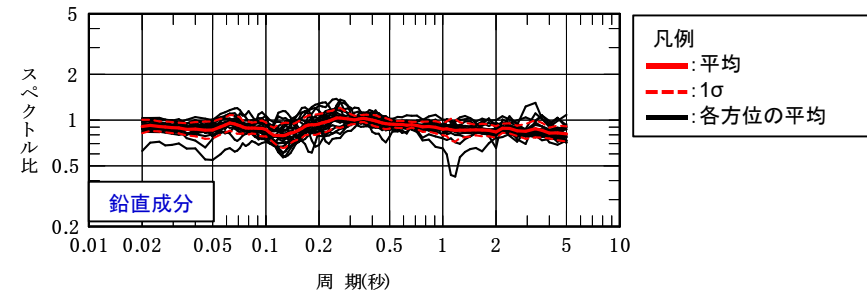
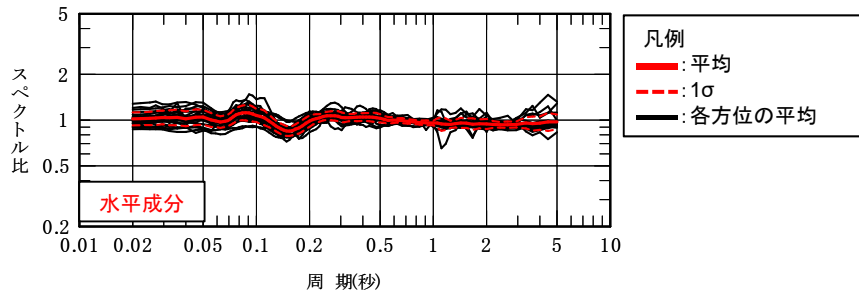


3号炉原子炉建屋地中 鉛直アレイ観測記録の応答スペクトル比(D1:O.P.-15.0m / D4:O.P.-128.4m)

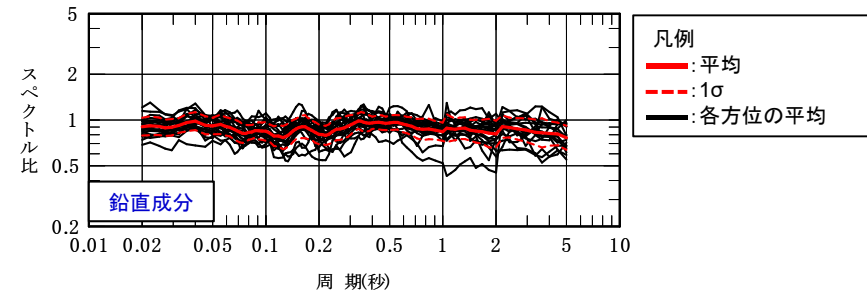
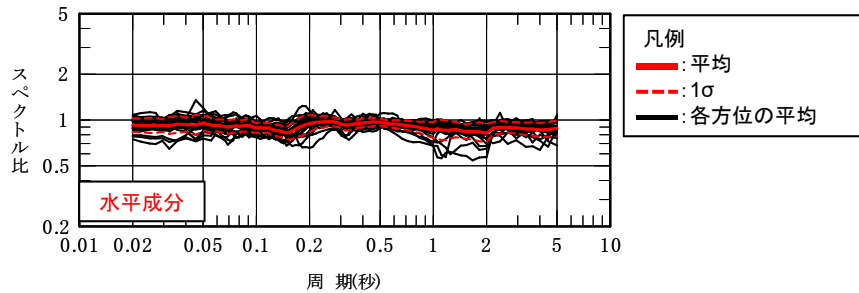
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.3 観測記録を用いた振動特性の検討 検討結果 深部水平アレイ応答スペクトル比

▶ 自由地盤観測点, 2, 3号炉原子炉建屋とも地震数の少ない方位区分はばらつきが見られるものの, 場所の違いによる振動特性の違いは小さい。



2号炉原子炉建屋 深部水平アレイ観測記録の応答スペクトル比(C4:O.P.-128.4m / B4:O.P.-128.4m)

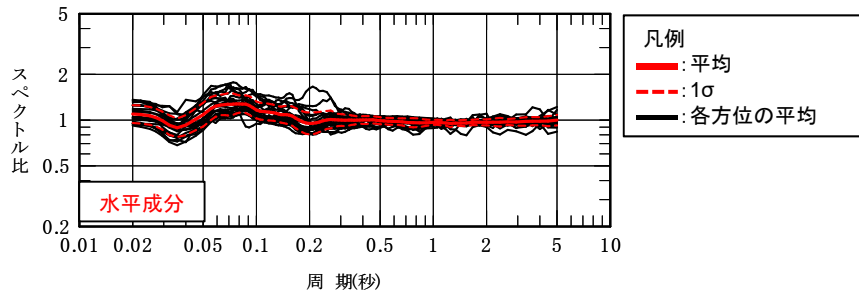


3号炉原子炉建屋 深部水平アレイ観測記録の応答スペクトル比(D4:O.P.-128.4m / B4:O.P.-128.4m)

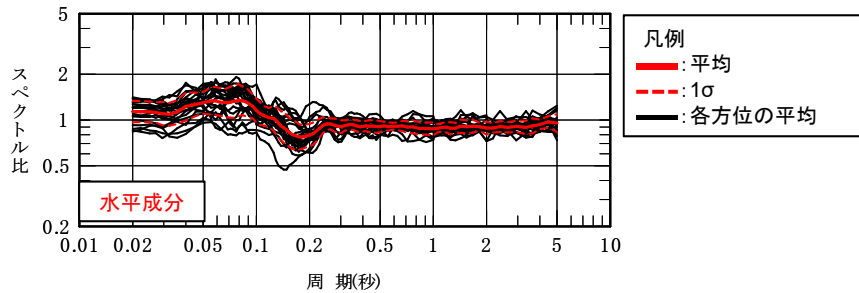
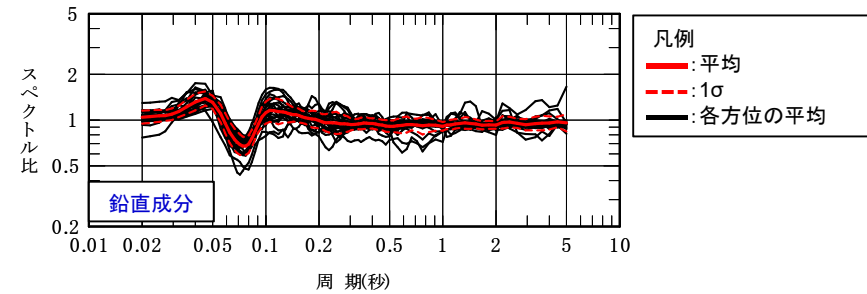
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.3 観測記録を用いた振動特性の検討 検討結果 浅部水平アレイ応答スペクトル比

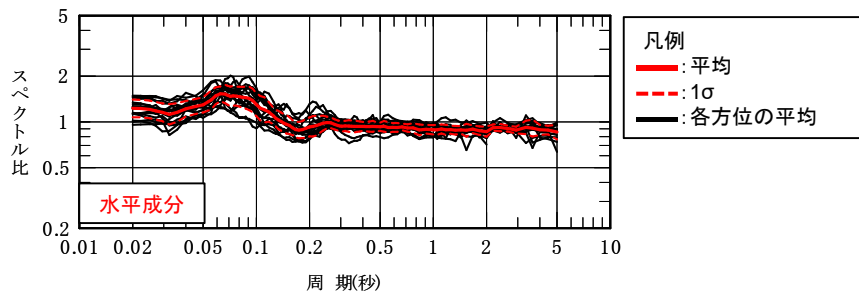
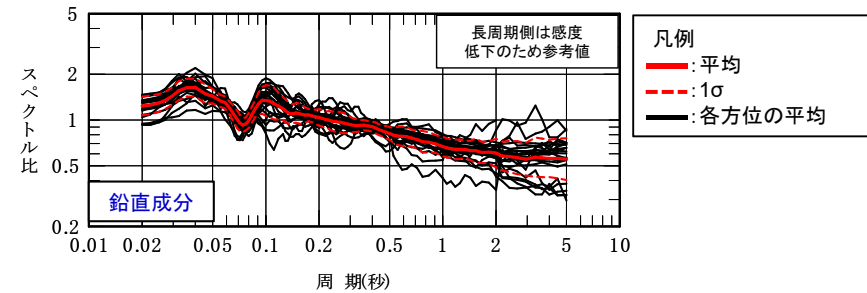
▶ 自由地盤観測点, 1, 2, 3号炉原子炉建屋とも地震数の少ない方位区分はばらつきが見られるものの, 場所の違いによる振動特性の違いは小さい。



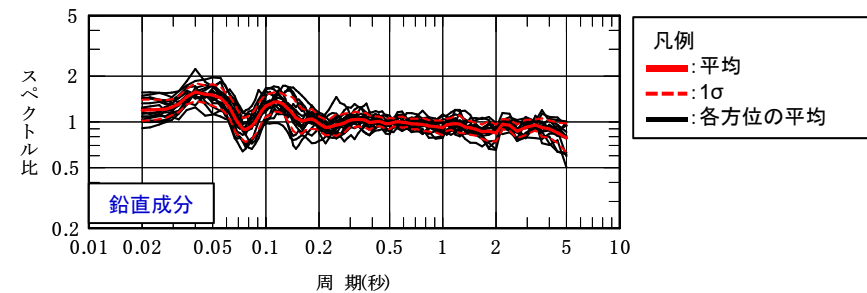
1号炉原子炉建屋 浅部水平アレイ観測記録の応答スペクトル比(A1:O.P.-8.6m / B1:O.P.-8.6m)



2号炉原子炉建屋 浅部水平アレイ観測記録の応答スペクトル比(C1:O.P.-15.0m / B1:O.P.-8.6m)



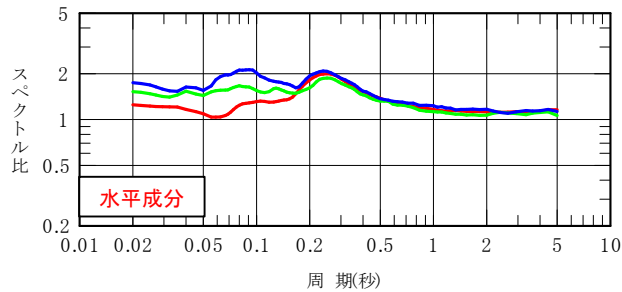
3号炉原子炉建屋 浅部水平アレイ観測記録の応答スペクトル比(D1:O.P.-15.0m / B1:O.P.-8.6m)



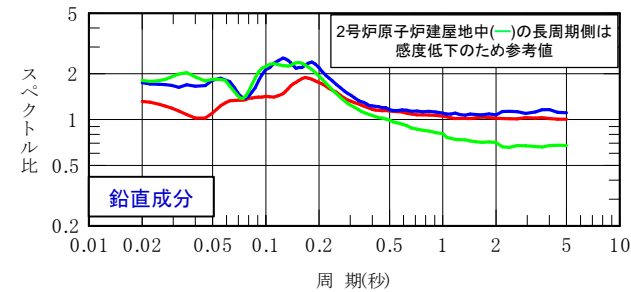
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.3 観測記録を用いた振動特性の検討 検討結果 アレイ間の応答スペクトル比の比較

- ▶ 鉛直アレイの比較から、2, 3号炉原子炉建屋では短周期側において建屋の影響が見られるものの、各地点で特異な増幅は見られず、地点間の振動特性の違いは小さい。
- ▶ 水平アレイの比較から、浅部では建屋の影響が見られるものの、場所の違いによる振動特性の違いは小さい。

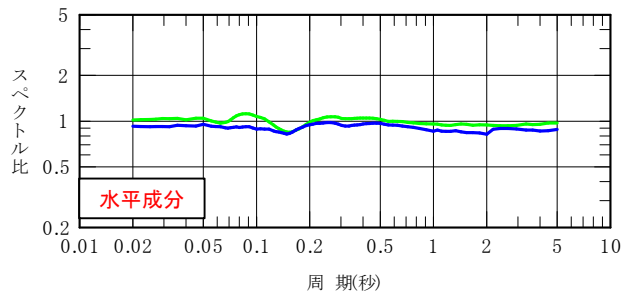


— : 自由地盤(B1 / B4)
— : 2号炉(C1 / C4)
— : 3号炉(D1 / D4)

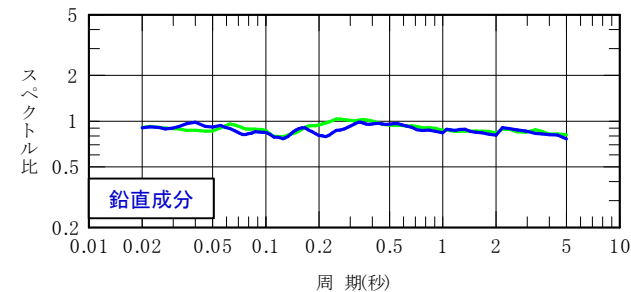


— : 自由地盤(B1 / B4)
— : 2号炉(C1 / C4)
— : 3号炉(D1 / D4)

鉛直アレイ観測記録の応答スペクトル比

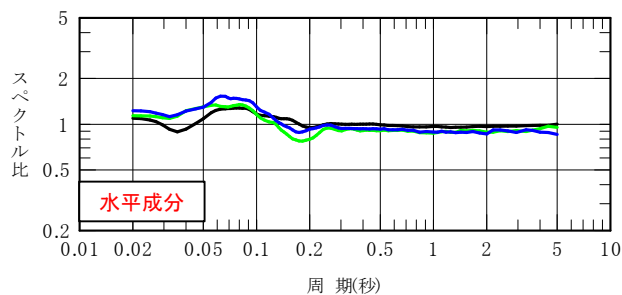


— : 2号炉(C4 / B4)
— : 3号炉(D4 / B4)

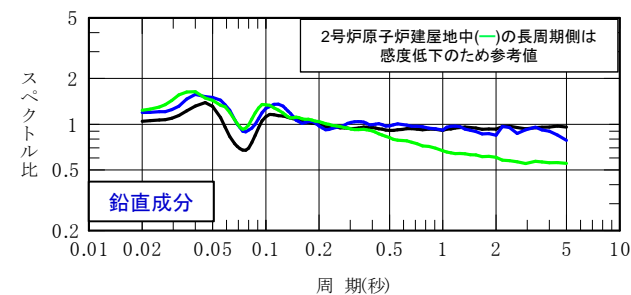


— : 2号炉(C4 / B4)
— : 3号炉(D4 / B4)

深部水平アレイ観測記録の応答スペクトル比



— : 1号炉(A1 / B1)
— : 2号炉(C1 / B1)
— : 3号炉(D1 / B1)



— : 1号炉(A1 / B1)
— : 2号炉(C1 / B1)
— : 3号炉(D1 / B1)

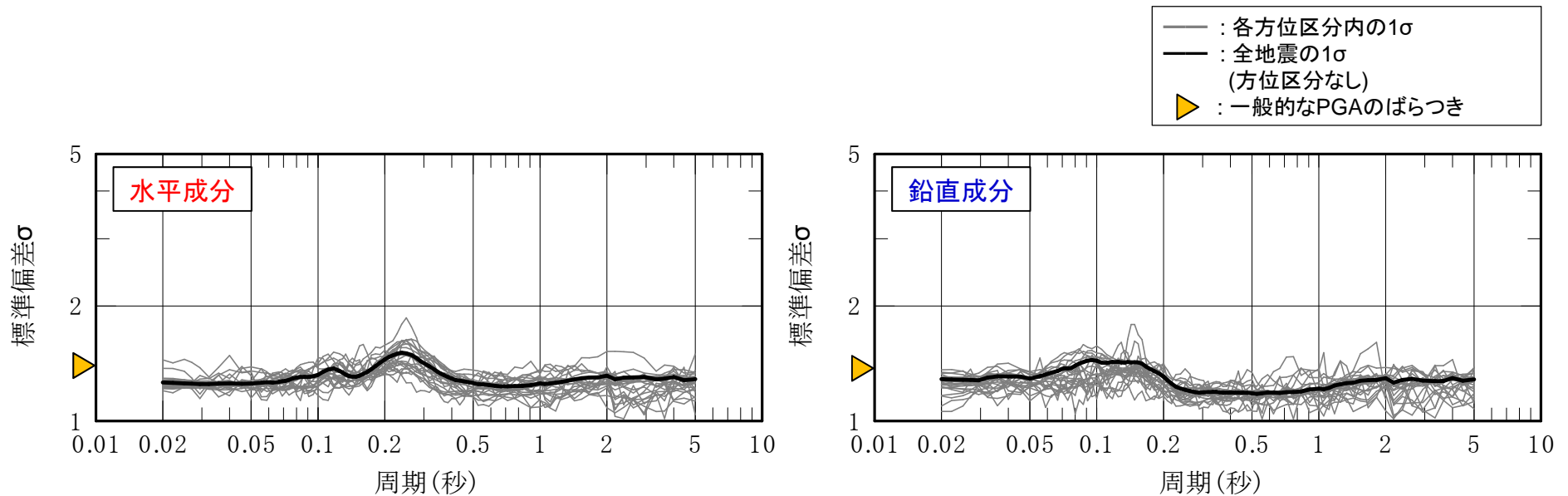
浅部水平アレイ観測記録の応答スペクトル比

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.3 観測記録を用いた振動特性の検討 検討結果 応答スペクトル比のばらつき(1)

- ▶ 各方位区分内及び方位区分を行わない「全地震」の標準偏差を示す。
- ▶ 図には、参考としてAbrahamson(1988)によるPGAの一般的なばらつき*を示す。
- ▶ 方位区分を行わない「全地震」及び「各方位区分」のばらつきは、最大加速度振幅比に相当する周期0.02秒ではPGAによる一般的な地震動のばらつき*と比べて小さいかほぼ同程度である。

※ Abrahamson(1988)による散乱等のサイト特性のばらつき

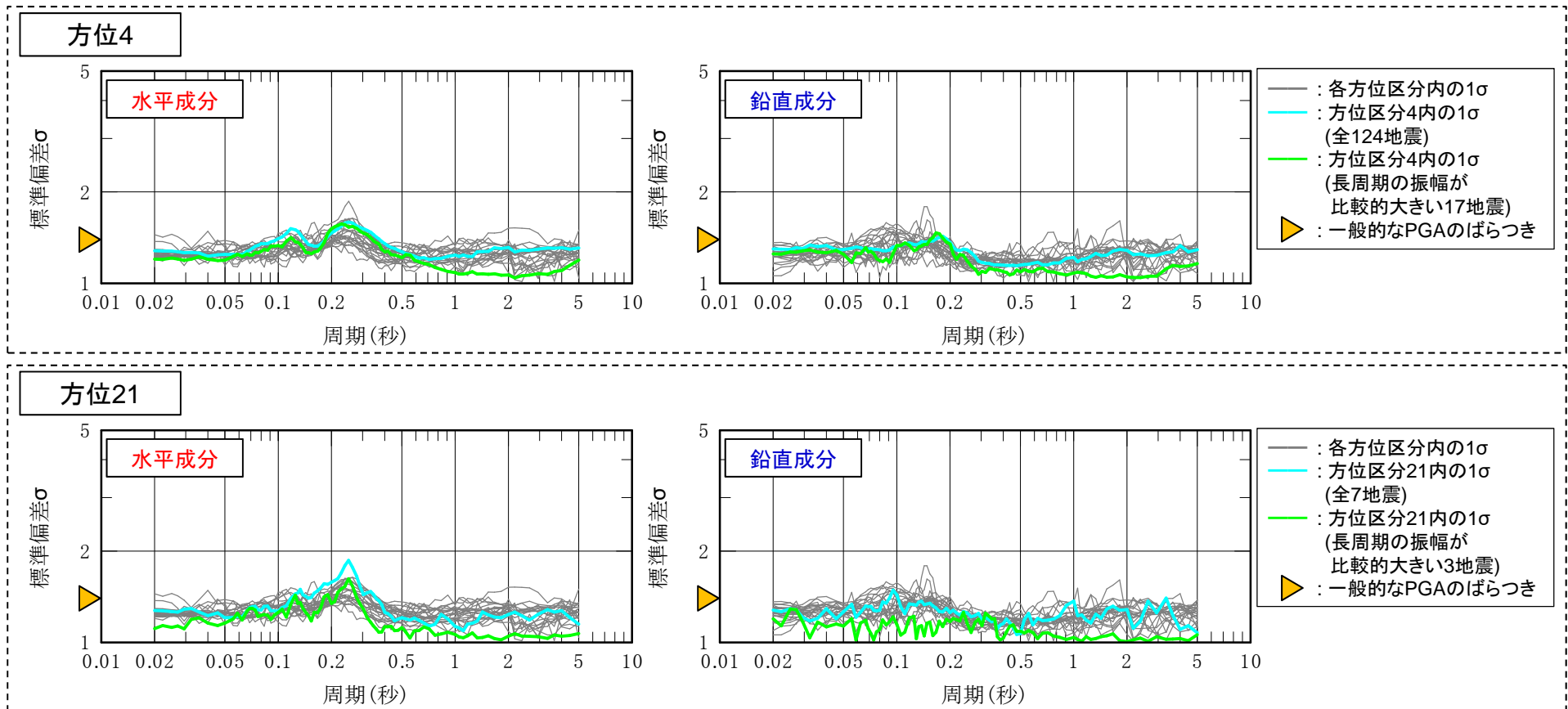


自由地盤観測点 鉛直アレイ観測記録の応答スペクトル比の標準偏差
(B1:O.P.-8.6m / B4:O.P.-128.4m)

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.3 観測記録を用いた振動特性の検討 検討結果 応答スペクトル比のばらつき(2)

- 各方位区分内の長周期のばらつきは、短周期よりも小さいことが期待されるが、前頁の比較では同程度となっている。その理由として、長周期の振幅が小さい地震も採用したことが考えられる。
- 長周期の振幅が比較的大きいと考えられる地震(M5.5以上で信頼限界が周期5秒以上)を用いた検討を行った。
- 長周期の振幅が比較的大きな記録を用いた場合、長周期側のばらつきは短周期と比べて小さくなる。



長周期の振幅が比較的大きい観測記録による標準偏差
自由地盤観測点 鉛直アレイ(B1:O.P.-8.6m / B4:O.P.-128.4m)

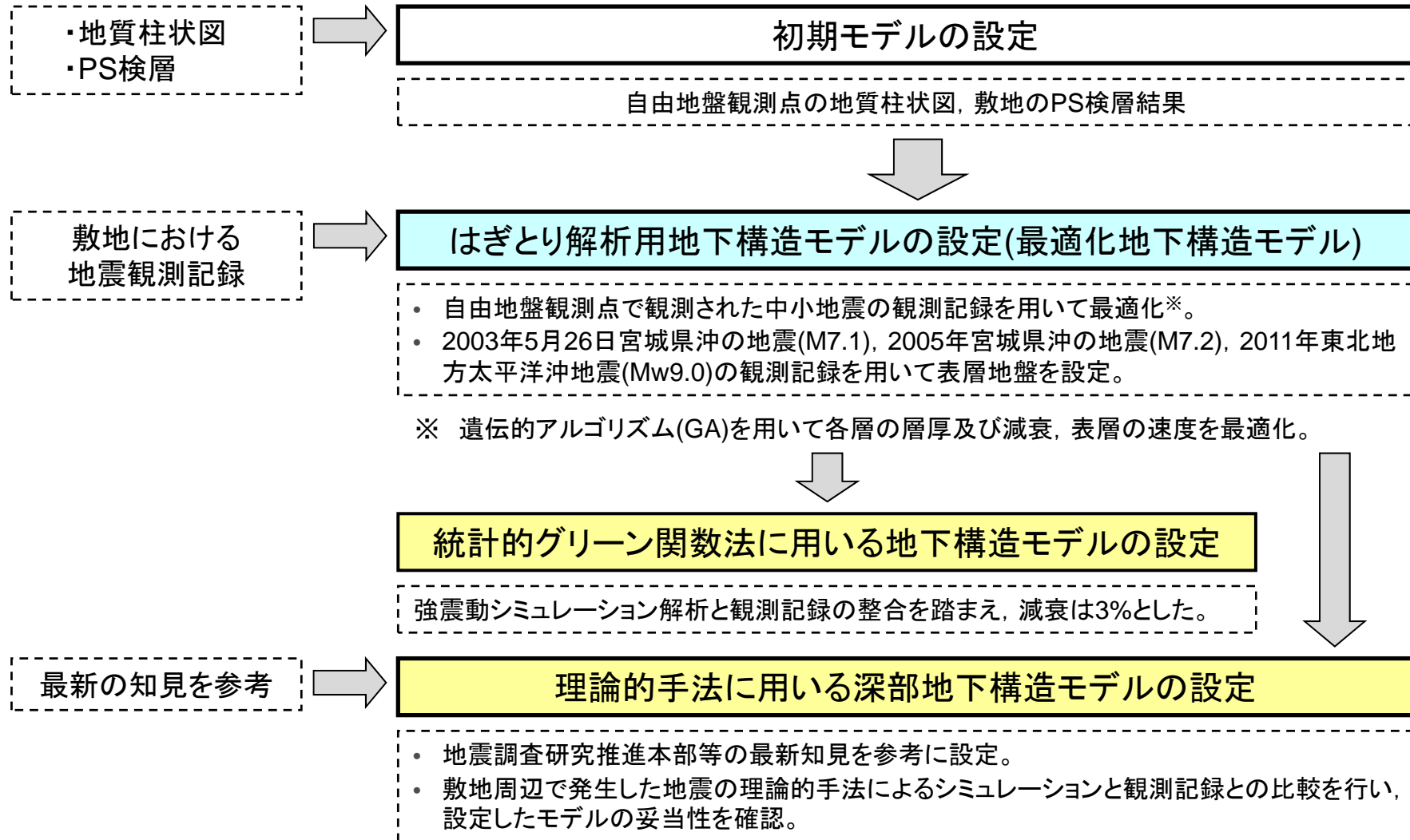
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.3 観測記録を用いた振動特性の検討 まとめ

- 到来方向による各観測点の増幅特性(鉛直アレイ)及び観測点間の違い(水平アレイ)について、方位区分を細分化した応答スペクトル比による検討を実施した。
- その結果、顕著な卓越が見られる到来方向は確認されなかった。また、敷地地盤の振動特性に特異な増幅は見られず、場所の違いによる振動特性の違いは小さいことを確認した。
- 地震観測記録の分析結果は、地質調査結果で得られた水平成層構造と矛盾しない結果となった。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.4 地下構造モデルの設定 設定のフロー



2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.4 地下構造モデルの設定 はぎとり解析用地下構造モデルの設定

同定したはぎとり解析用地下構造モデル

境界の深さ		層厚 (m)	密度 (t/m ³)	V _s (m/s)	減衰定数 $h(f)=h_0f^{-\alpha}$	
G.L. (m)	O.P. (m)				水平	
					h ₀	α
0	18.7					
-1.7	17.0	1.7	2.10	204 (112)	0.10 (0.44)	0.00 (0.38)
-5.0	13.7	3.3				
-21.6	-2.9	16.6				
-27.3	-8.6	5.7	2.55	1500	0.20	1.00
-34.5	-15.8	7.2				
-61.5	-42.8	27.0	2.66	2000	1.00	0.87
-81.8	-63.1	20.3	2.68	2200	0.77	1.00
-147.1	-128.4	65.3		2600		
—	—	∞				

【GAの計算条件】

- 個体数 20
- 遺伝子長 174
- 世代数 100
- 交差率 0.7500
- 突然変異率 0.0100

【計算結果】

Misfit値 0.0196483

▽岩盤上部

(解放基盤表面相当)

▽地震基盤相当

※ ()は、3.11地震に用いる値を示す。41地震による同定結果を踏まえ、表層部を2011年東北地方太平洋沖地震の観測記録を用いて同定。

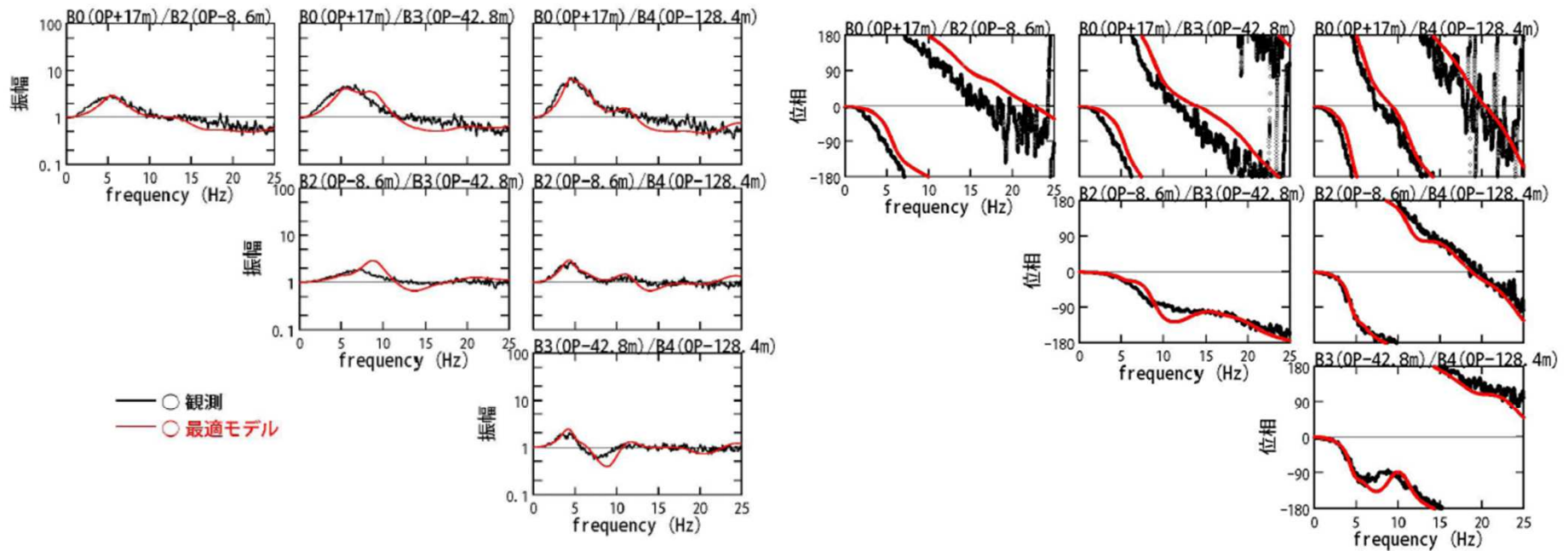
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.4 地下構造モデルの設定 はぎとり解析用地下構造モデルの整合性の確認(1)

➤ 最適化地盤モデルの理論伝達関数と3.11地震の観測記録の伝達関数

地盤モデルの最適化の検討

最適化地盤モデルの地盤伝達関数と3.11地震の伝達関数との比較



水平方向

最適化地盤モデルの地盤伝達関数と3.11地震の地盤伝達関数との比較

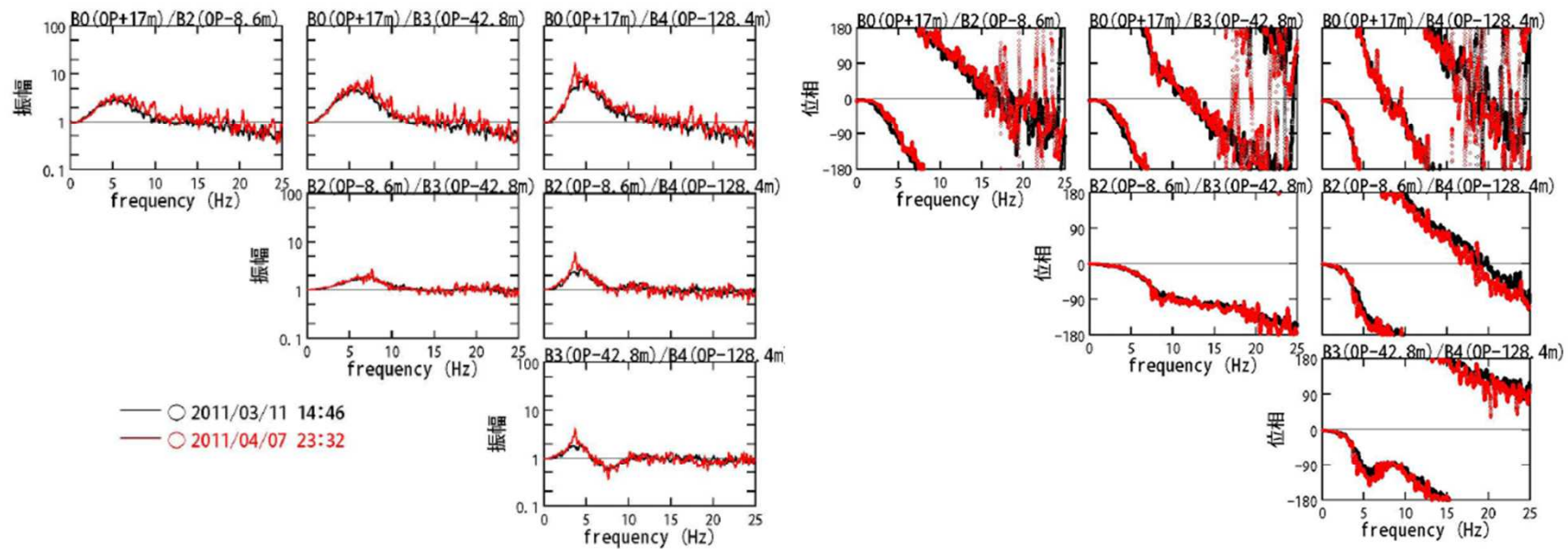
2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.4 地下構造モデルの設定 はぎとり解析用地下構造モデルの整合性の確認(2)

➤ 3.11地震の観測記録の伝達関数と4.7地震の観測記録の伝達関数

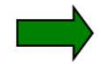
4.7地震の地盤伝達特性

2011年3月11日東北地方太平洋沖地震(M9.0)の観測記録の伝達関数との比較(水平)



2011年4月7日宮城県沖の地震と2011年3月11日東北地方太平洋沖地震の観測記録の伝達関数との比較

3.11地震と4.7地震の観測記録の伝達関数は振幅スペクトル, 位相スペクトルのいずれについてもほぼ一致



3.11地震と同様に今回の最適化地盤モデルを用いる

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

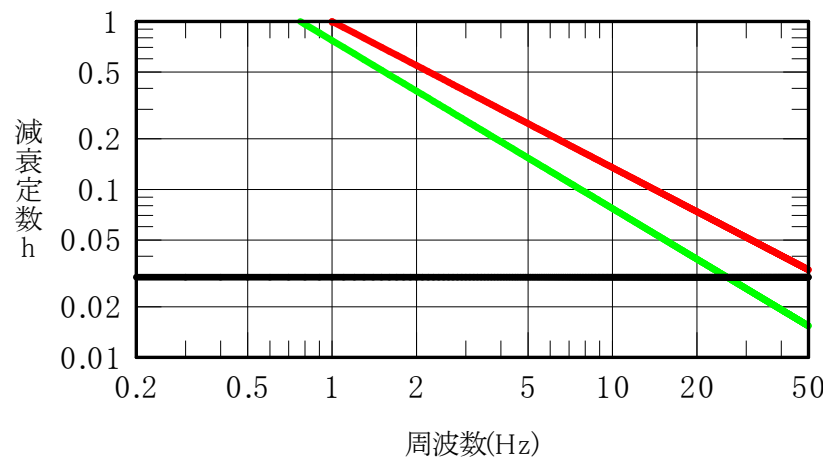
2.4 地下構造モデルの設定 はぎとり解析用地下構造モデルのまとめ

- ボーリング柱状図及び敷地のPS検層結果から自由地盤地震観測点の地下構造の初期モデルを設定。
- 初期モデルを基に、自由地盤地震観測点の地震観測記録に遺伝的アルゴリズムを適用し、自由地盤地震観測点のはぎとり解析用地下構造モデルの同定を実施。
- また、2003年5月26日宮城県沖の地震、2005年宮城県沖の地震、3.11地震の観測記録を用いて表層地盤を設定。
- 3.11地震及び4.7地震の観測記録と、設定した地下構造モデルの伝達関数が整合していることを確認。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.4 地下構造モデルの設定 統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデルの設定

- 女川原子力発電所では、敷地に影響の大きいプレート間地震、海洋プレート内地震の強震記録が得られている。
 - ①2003年5月26日宮城県沖の地震(海洋プレート内地震, M7.1)
 - ②2005年8月16日宮城県沖の地震(プレート間地震, M7.2)
 - ③2011年3月11日東北地方太平洋沖地震(3.11地震)(プレート間地震, M9.0)
 - ④2011年4月7日宮城県沖の地震(4.7地震)(海洋プレート内地震, M7.2)
- これらの地震について、共通の自由地盤地下構造モデルを用い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を実施し、観測記録との整合を確認する。
- 統計的グリーン関数法に用いる自由地盤地下構造モデルは、はぎとり解析に用いる地下構造モデルと同じ速度構造を用い、減衰は強震動シミュレーション解析結果を踏まえ3%に見直した(全ての強震動シミュレーションに共通)。以下、各地震の強震動シミュレーション解析の概要を示す。



【凡例】
 自由地盤のはぎとり解析用地下構造モデルの減衰
 —: $h(f)=1.00 \times f^{-0.87}$ (O.P.-15.8m~-42.8m)
 —: $h(f)=0.77 \times f^{-1.00}$ (O.P.-42.8m~-128.4m)
 統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデルの減衰
 —: $h(f)=0.03$

地下構造モデルの減衰定数

(はぎとり解析用地下構造モデルと統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデルの比較)

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.4 地下構造モデルの設定 統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデルの設定

統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデル

上端深さ		層厚 (m)	密度 (t/m ³)	V _S (m/s)	V _P (m/s)	減衰 (%)
G.L.(m)	O.P.(m)					
-27.3	-8.6					
-34.5	-15.8	7.2	2.55	1500	2882	3.00
-61.5	-42.8	27.0	2.66	2000	4101	
-81.8	-63.1	20.3	2.68	2200	4503	
-147.1	-128.4	65.3		2600	5300	
—	—	∞	2.68	3000	—	※

▽岩盤上部
(解放基盤表面相当)

▽地震基盤相当

※プレート間地震, 内陸地殻内地震

$$Q(f) = 110 \cdot f^{0.69} \quad (f \geq 1\text{Hz}), 110 (f < 1\text{Hz}) \quad (\text{地震調査研究推進本部(2005)})$$

海洋プレート内地震

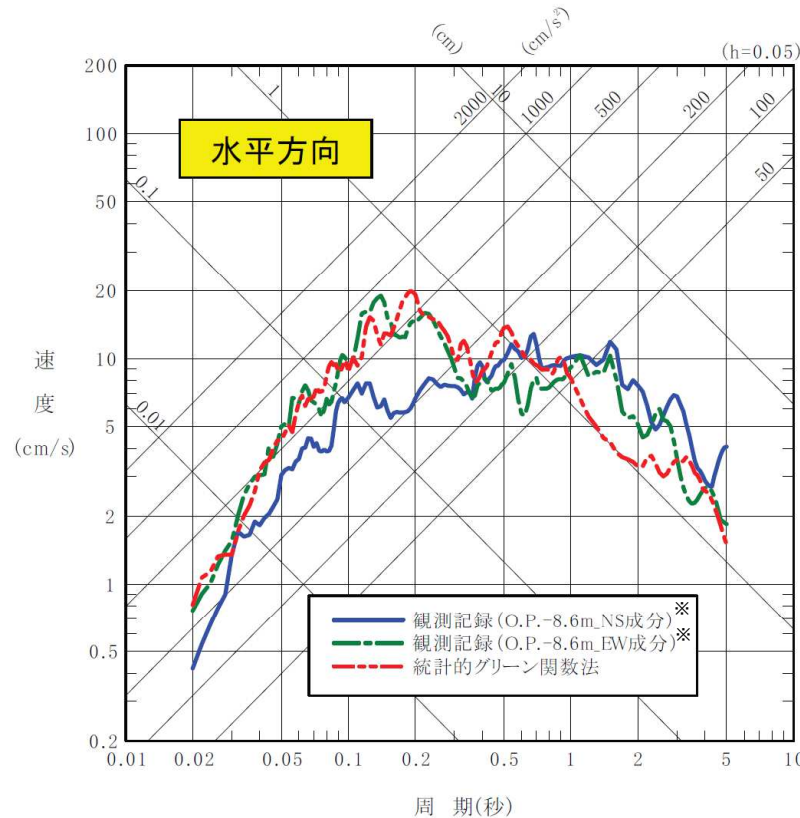
$$Q(f) = 114 \cdot f^{0.92} \quad (\text{佐藤(2004)})$$

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.4 地下構造モデルの設定 統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデルの設定

➤ 2003年5月26日宮城県沖の地震の強震動シミュレーション

2003年宮城県沖の地震に関する統計的グリーン関数法を用いたシミュレーション解析(女川)



岩盤上部(O.P.-8.6m)における地震観測記録(はざとり波)

統計的グリーン関数法は、2003年宮城県沖の地震の強震記録と整合

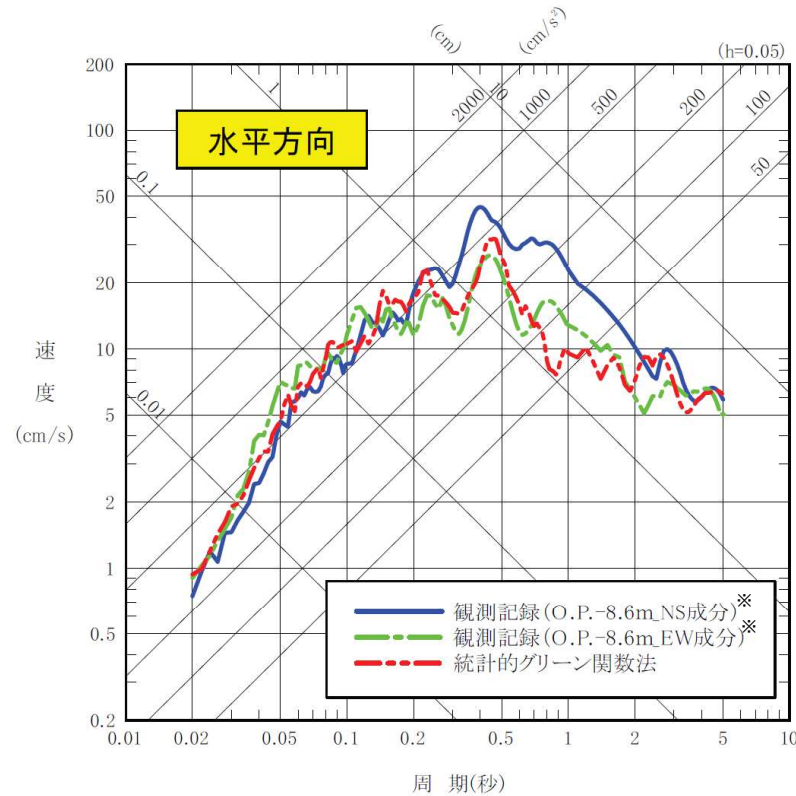
※:敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の地盤の影響を除去したはざとり波。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.4 地下構造モデルの設定 統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデルの設定

➤ 2005年8月16日宮城県沖の地震の強震動シミュレーション

2005年宮城県沖の地震に関する統計的グリーン関数法を用いたシミュレーション解析(女川)



岩盤上部(O.P.-8.6m)における地震観測記録(はぎとり波)

統計的グリーン関数法は、2005年宮城県沖の地震の強震記録と整合

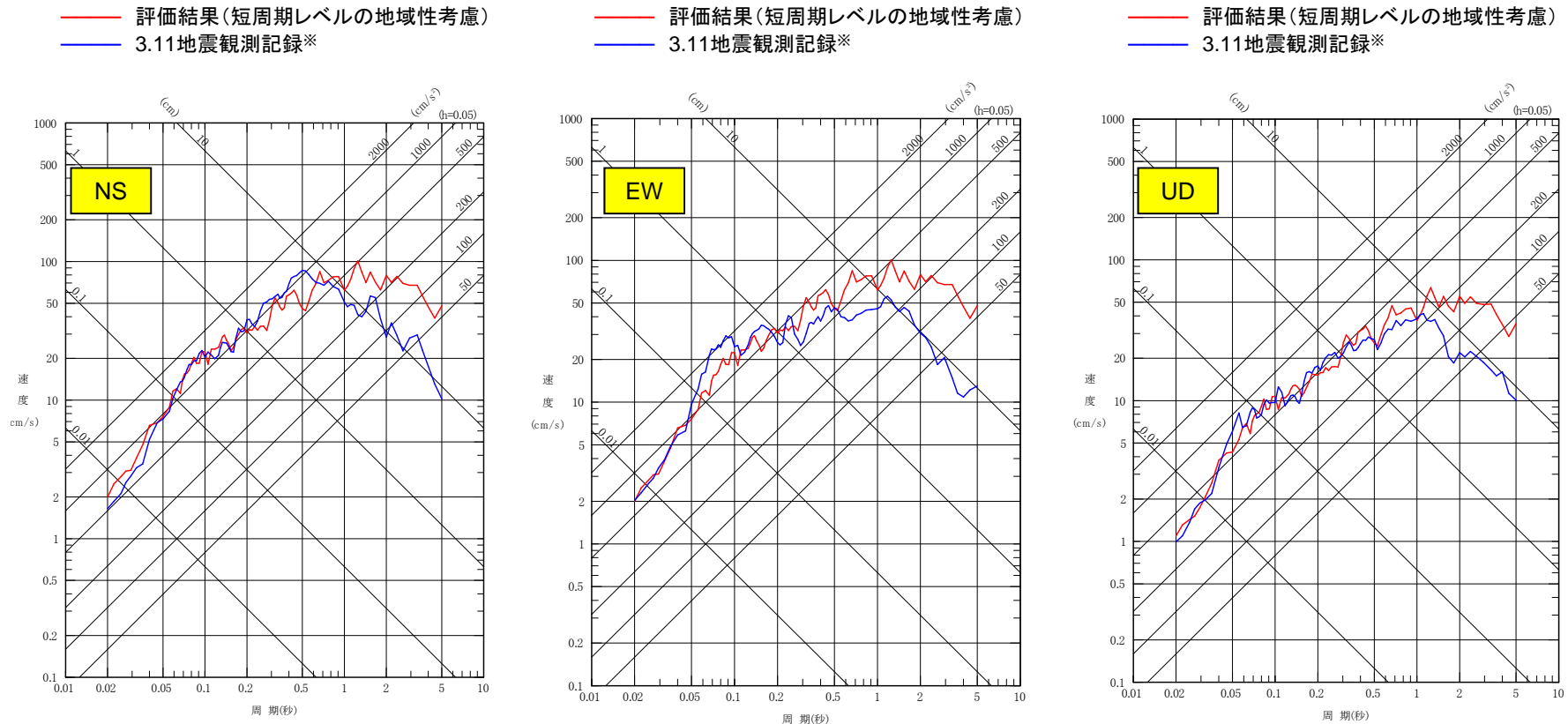
※:敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の地盤の影響を除去したはぎとり波。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.4 地下構造モデルの設定 統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデルの設定

➤ 3.11地震の強震動シミュレーション

- ・地域特性として諸井ほか(2013)の短周期レベル(応力降下量)×1.4を考慮。



3.11地震の観測記録(岩盤上部のはぎとり波)との比較

3.11地震の観測記録と評価結果は整合。

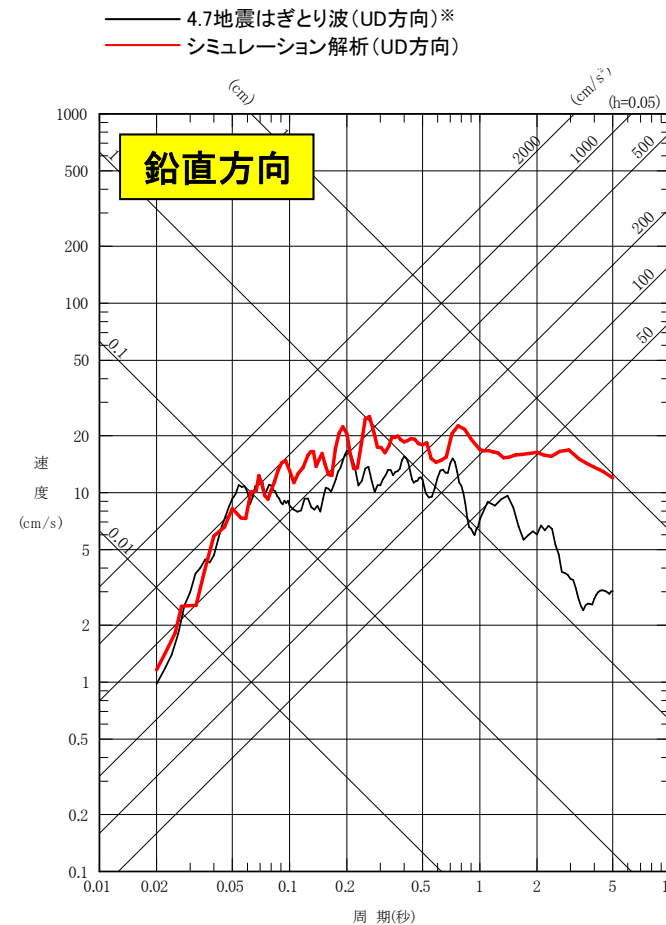
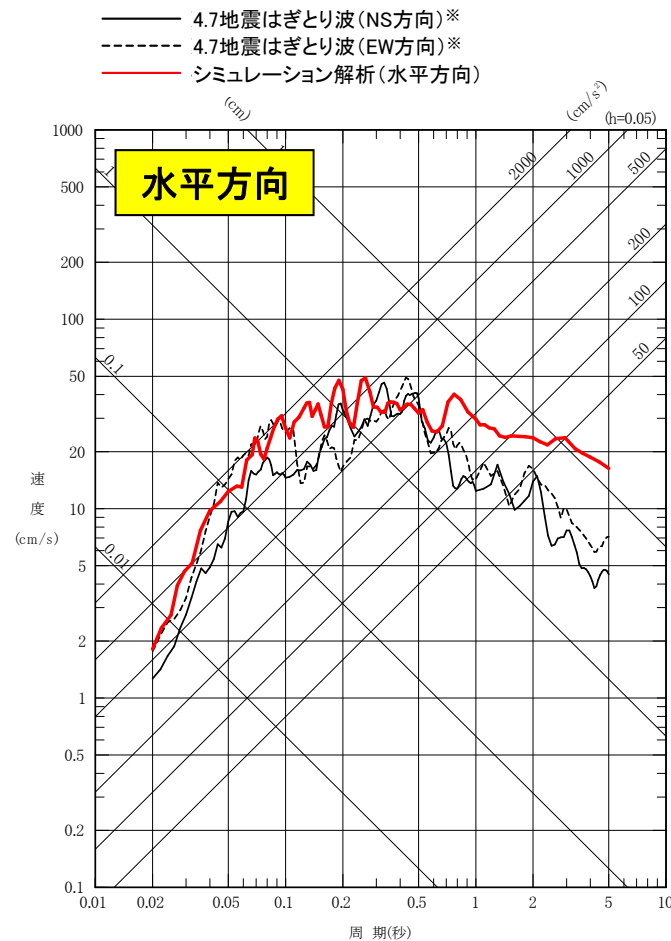
※:敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の地盤の影響を除去したはぎとり波。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.4 地下構造モデルの設定 統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデルの設定

▶ 4.7地震の強震動シミュレーション

- ・応答スペクトルの比較では、周期0.1秒より短周期側では解析結果と観測記録(はぎとり波)は、良く整合している。長周期側では解析結果が大きめの結果となった。
- ・地震動シミュレーション結果は長周期が大きいの課題は残るものの、原子力発電所において特に問題となる短周期における適合性が良いことから、施設に与える影響検討という観点からは、良好な評価と考えられる。



放射特性係数は0.62

※:敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の地盤の影響を除去したはぎとり波。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

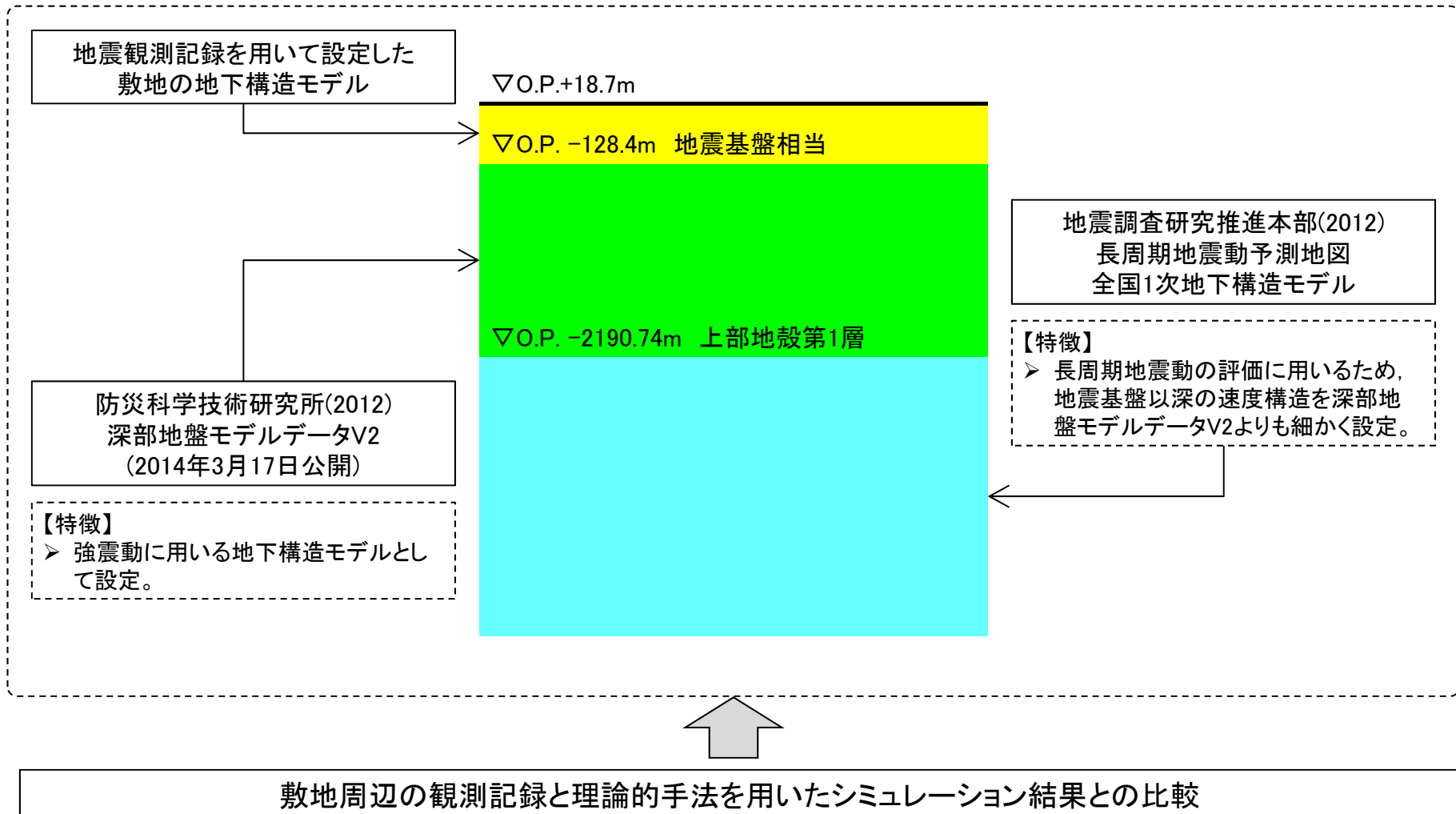
2.4 地下構造モデルの設定 統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデルのまとめ

- 敷地で得られている強震動記録について、共通の自由地盤地下構造モデルを用い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を実施し、観測記録との整合を確認した。
- 統計的グリーン関数法に用いる自由地盤の地下構造モデルは、はぎとり解析用地下構造モデルと同じ速度構造を用い、減衰定数は強震動シミュレーション解析結果を踏まえ3%に設定した。

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.4 地下構造モデルの設定 理論的手法に用いる地下構造モデルの設定の概要

- 理論的手法に用いる深部地下構造モデルについて、地震基盤以浅を敷地における観測記録を用いて設定した地下構造モデル、地震基盤以深を防災科学技術研究所(2012)、地殻構造を地震調査研究推進本部(2012)に基づき設定した。



2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.4 地下構造モデルの設定 理論的手法に用いる深部地下構造モデルの設定

理論的手法に用いる地下構造モデル

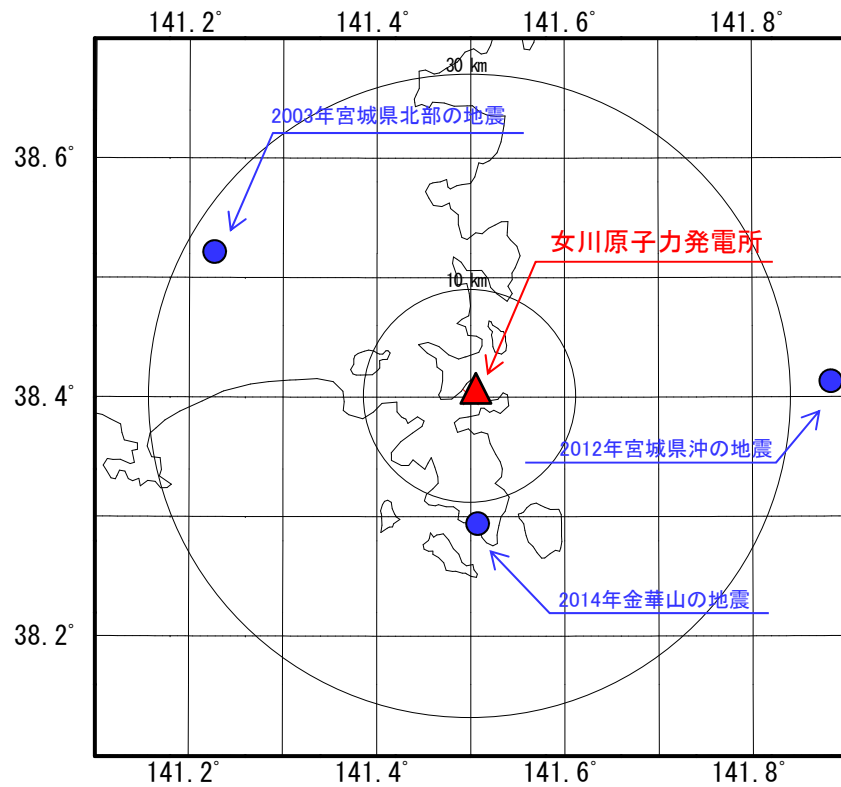
層No.	上端深さ		層厚 (m)	密度 (t/m ³)	V _S (m/s)	V _P (m/s)	Q
	G.L.(m)	O.P.(m)					
1	-27.3	-8.6	7.2	2.55	1500	2882	150
2	-34.5	-15.8	27.0	2.66	2000	4101	200
3	-61.5	-42.8	20.3	2.68	2200	4503	200
4	-81.8	-63.1	65.3	2.68	2600	5300	200
5	-147.1	-128.4	2,062.34	2.60	3100	5500	300
6	-2,209.44	-2,190.74	4,066.3	2.65	3200	5500	400
7	-6,275.74	-6,257.04	9,304.78	2.70	3400	5800	400
8	-15,580.52	-15,561.82	13,210.6	2.80	3800	6400	400
9	-28,791.12	-28,772.42	—	3.20	4500	7500	500

- :敷地における地震観測記録により同定
- :深部地下構造モデルデータV2
- :全国1次地下構造モデル

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

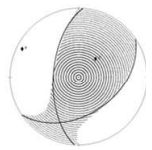
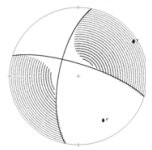
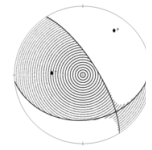
2.4 地下構造モデルの設定 理論的手法に用いる深部地下構造モデル 観測記録による検証

- 深部地下構造モデルを用いて、理論的手法を用いたシミュレーションと敷地の観測記録の比較を行った。
- 検討に用いた地震は、敷地周辺で発生した内陸地殻内地震のうち、長周期成分を比較的含むものを選定した。
- さらに、長周期の品質が比較的良好な観測点の記録を用いた。



検討に用いた地震の震央分布

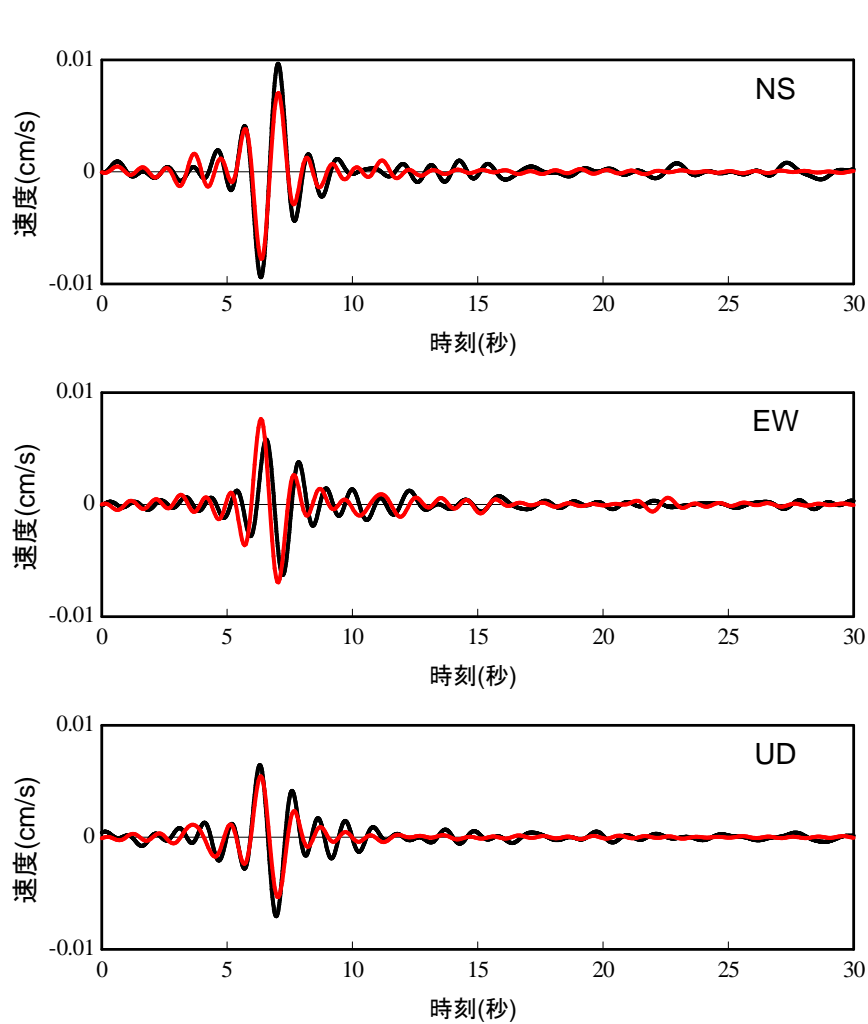
検討に用いた地震の諸元とメカニズム解

発震年月日 時刻 発生地域	マグニ チュード M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)	震源メカニズム (F-net)
2003年8月8日 9時51分 宮城県北部	4.6	11	27	 Strike=184 ; 56 Rake =57 ; 133 Dip =60 ; 44 Mo =3.11e+22
2012年10月1日 7時39分 宮城県沖	4.6	14	34	 Strike=287 ; 191 Rake =-156 ; -16 Dip =76 ; 67 Mo =1.58e+22
2014年2月12日 6時34分 金華山	4.2	8	12	 Strike=328 ; 85 Rake =120 ; 32 Dip =73 ; 34 Mo =5.96e+21

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

2.4 地下構造モデルの設定 理論的手法に用いる深部地下構造モデル 観測記録による検証

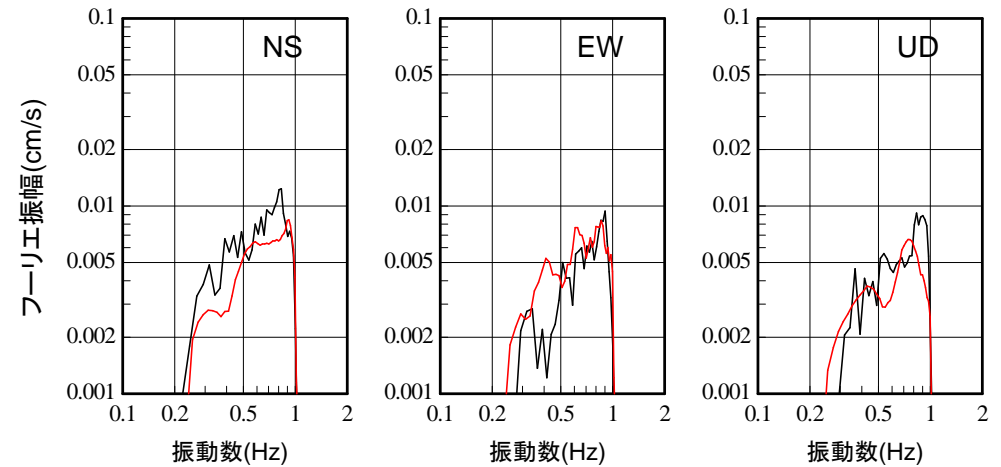
2014年2月12日金華山の地震



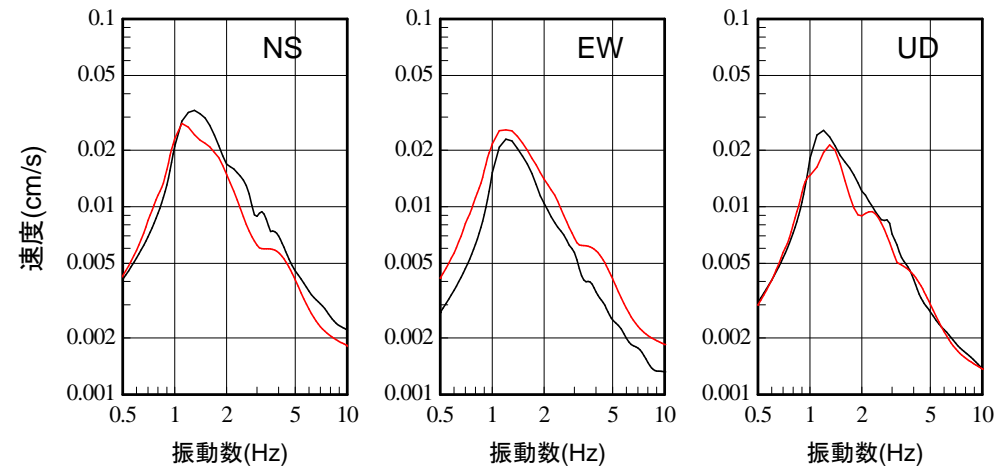
観測記録と理論的手法の速度波形の比較(0.25 ~ 1Hz)
(3号炉原子炉建屋基礎版 O.P. -8.1m)

※ プラントノース基準。

凡例 —: 観測記録 —: 理論的手法



観測記録と理論的手法のフーリエスペクトルの比較
(0.25 ~ 1Hzバンドパス)

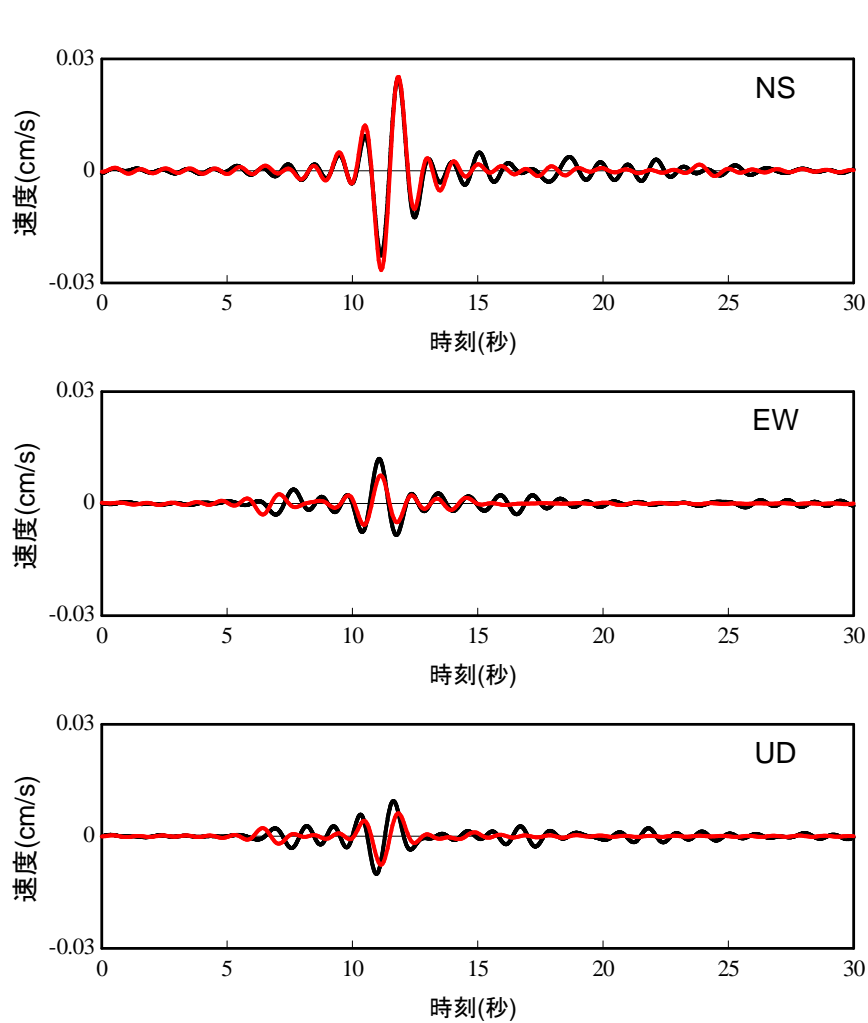


観測記録と理論的手法の疑似速度応答スペクトルの比較
(0.25 ~ 1Hzバンドパス)

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

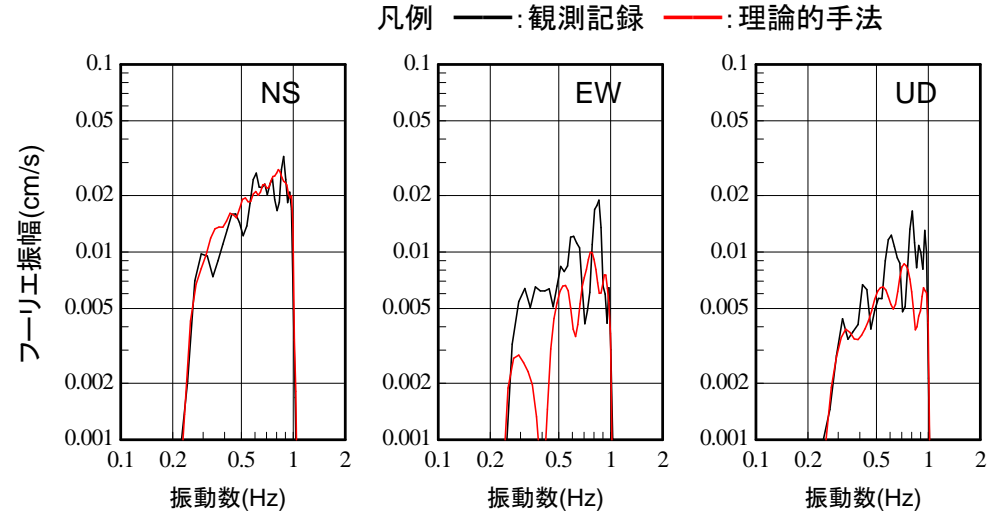
2.4 地下構造モデルの設定 理論的手法に用いる深部地下構造モデル 観測記録による検証

2012年10月1日宮城県沖の地震

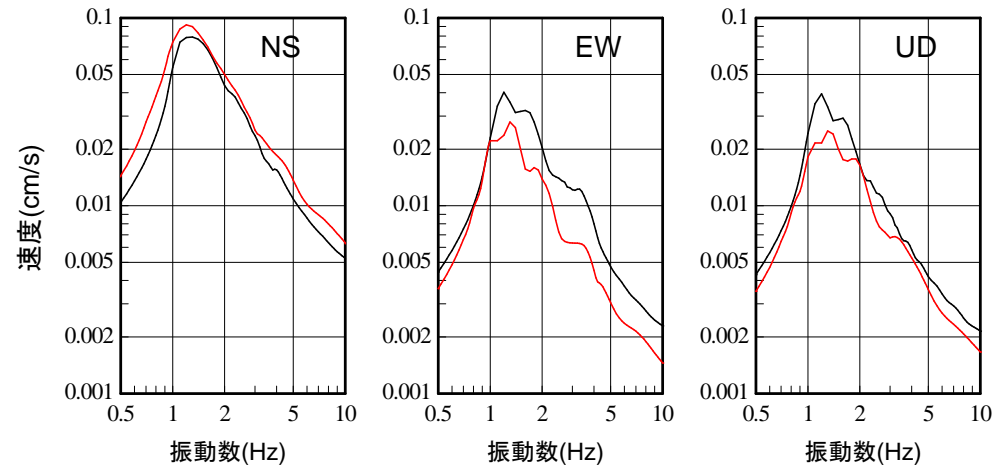


観測記録と理論的手法の速度波形の比較(0.25 ~ 1Hz)
(3号炉原子炉建屋基礎版 O.P. -8.1m)

※ プラントノース基準。



観測記録と理論的手法のフーリエスペクトルの比較
(0.25 ~ 1Hzバンドパス)

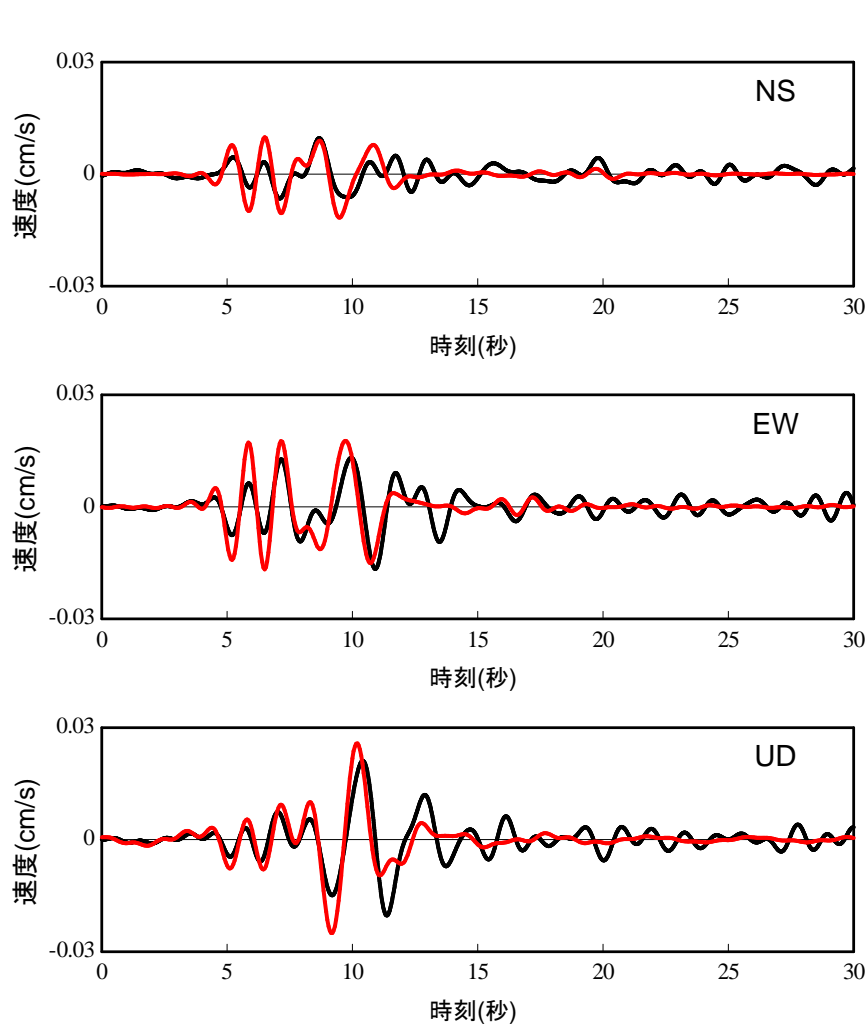


観測記録と理論的手法の疑似速度応答スペクトルの比較
(0.25 ~ 1Hzバンドパス)

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

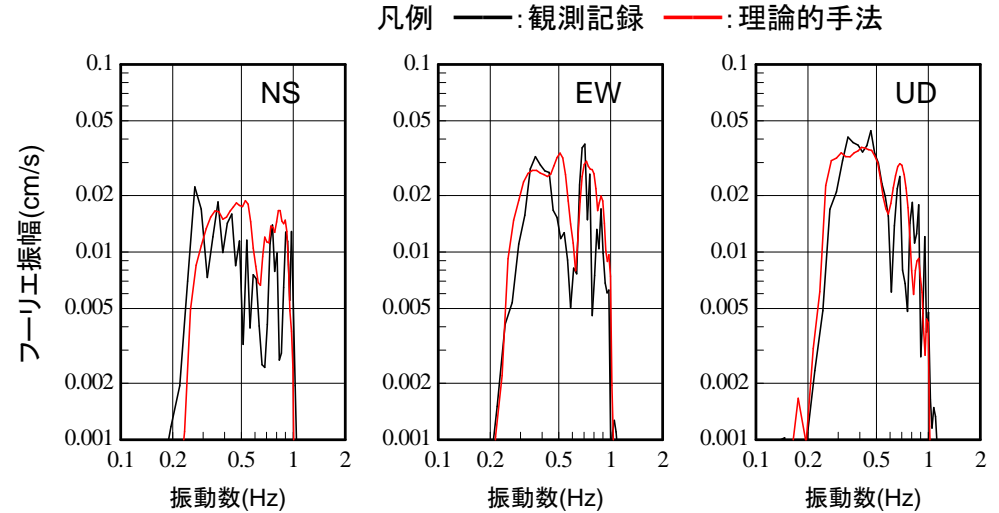
2.4 地下構造モデルの設定 理論的手法に用いる深部地下構造モデル 観測記録による検証

➤ 2003年8月8日宮城県北部の地震

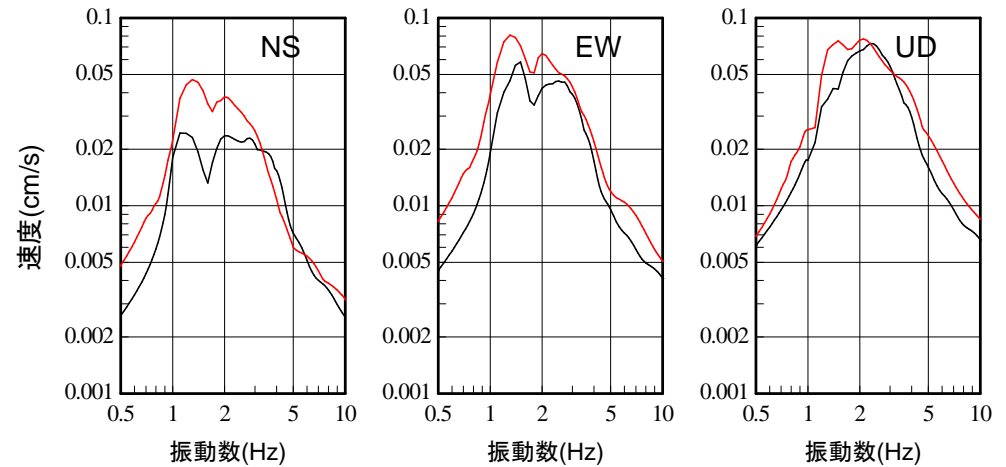


観測記録と理論的手法の速度波形の比較(0.25 ~ 1Hz)
(3号炉原子炉建屋地中 O.P. -15.0m)

※ プラントノース基準。



観測記録と理論的手法のフーリエスペクトルの比較
(0.2 ~ 1Hzバンドパス)



観測記録と理論的手法の疑似速度応答スペクトルの比較
(0.2 ~ 1Hzバンドパス)

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

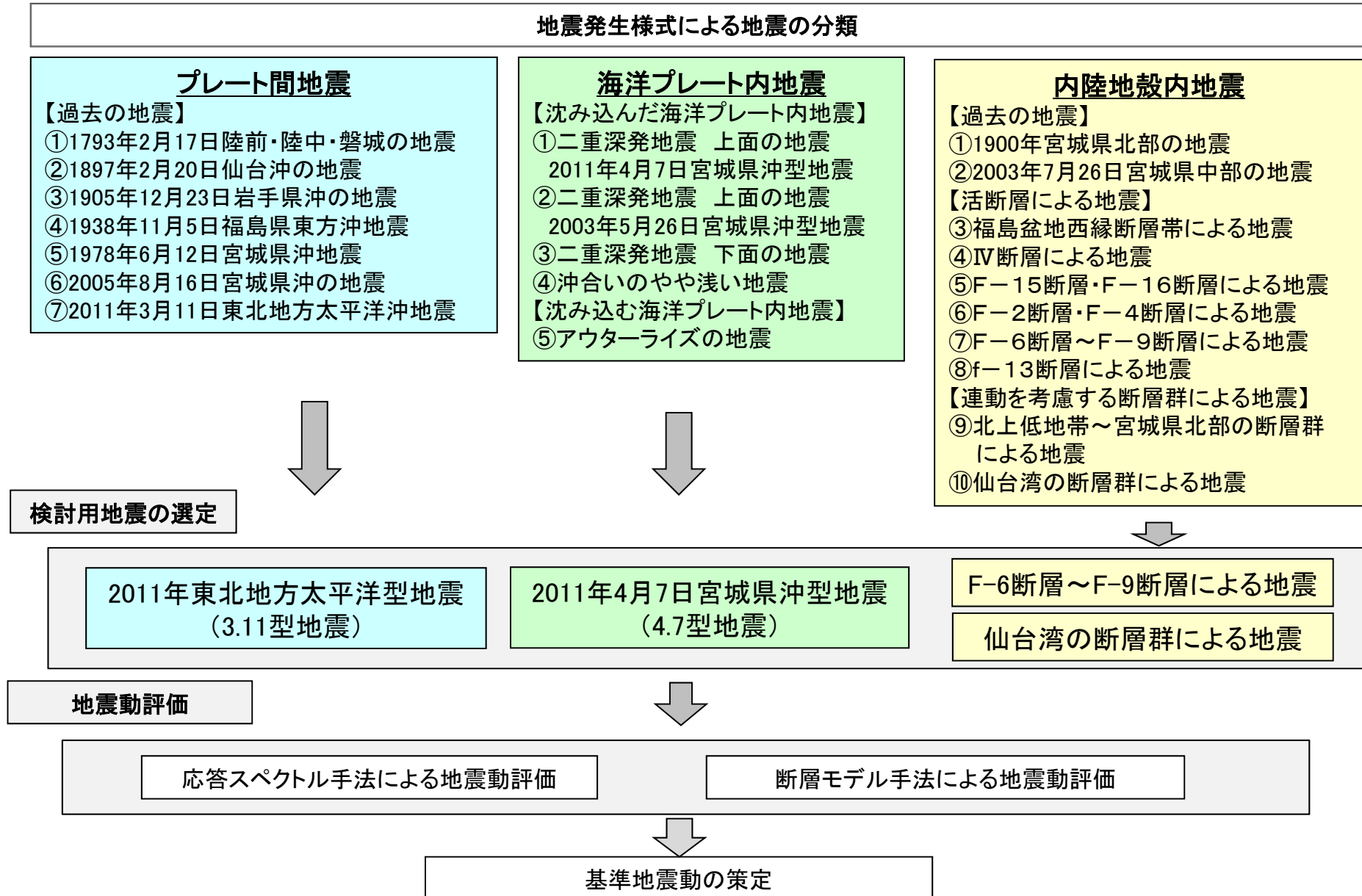
2.4 地下構造モデルの設定 理論的手法に用いる深部地下構造モデルの設定のまとめ

- 理論的手法に用いる深部地下構造モデルについては、地震調査研究推進本部等の最新の知見を反映して設定した。
- 敷地周辺で発生した複数の中小地震を対象に、設定した地下構造モデルを用いたシミュレーション解析を行い、解析結果は観測記録と概ね整合することを確認した。

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. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 地震動評価フロー

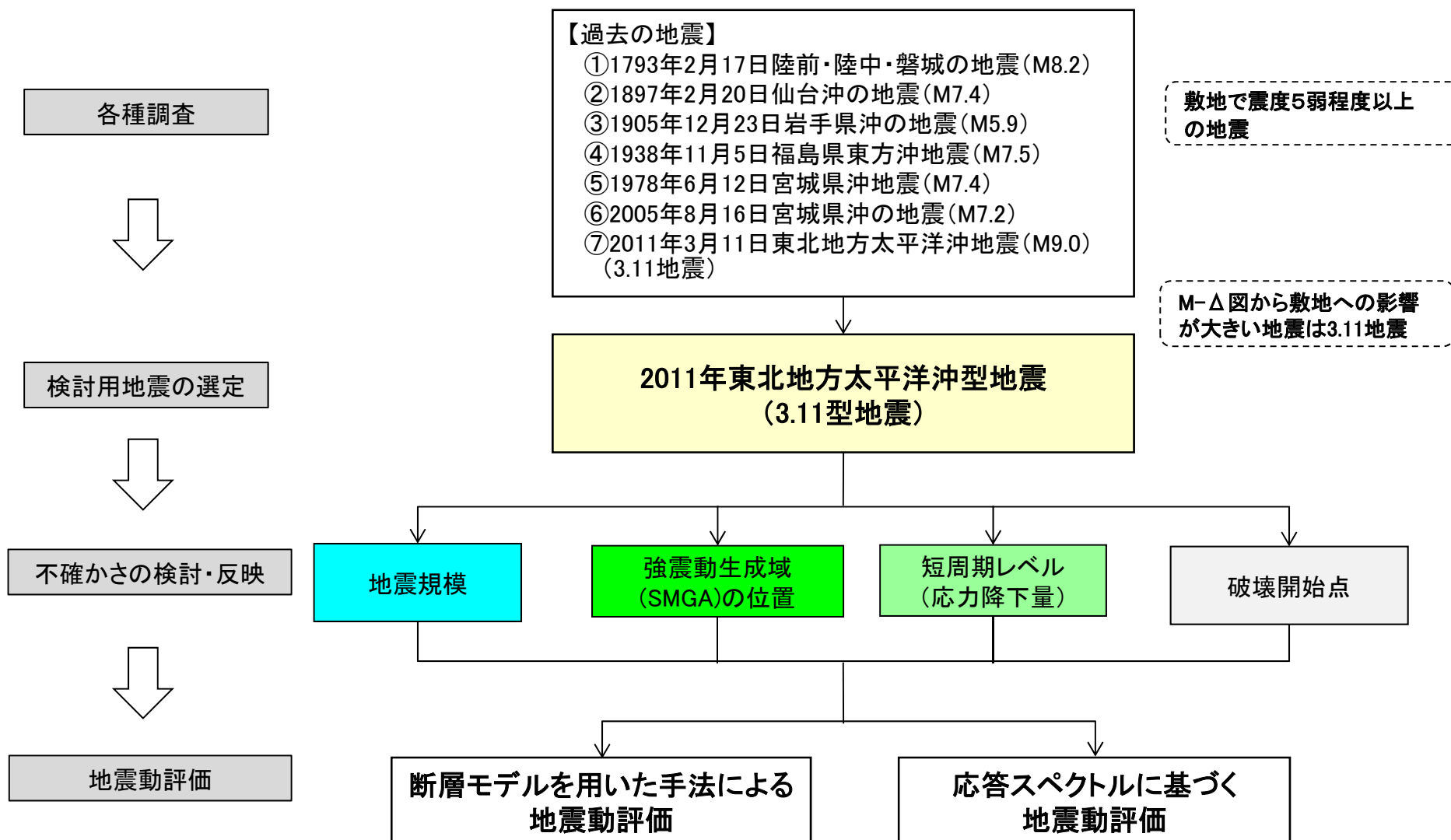


3. 1 プレート間地震

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

3.1.1 検討用地震の選定 地震動評価概要

▶ プレート間地震の地震動評価概要フロー

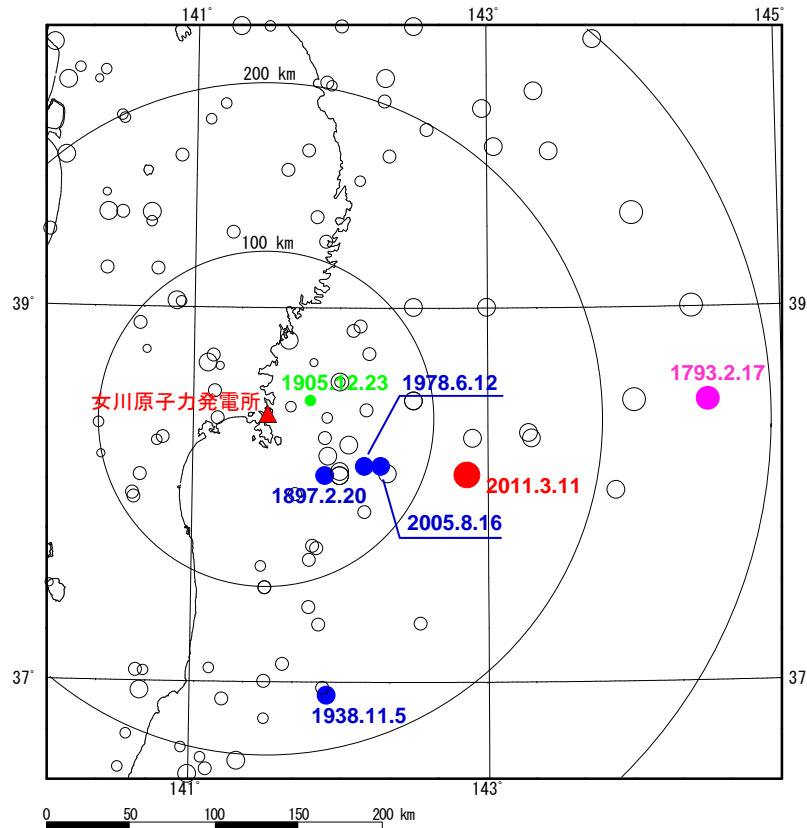


3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3. 1 プレート間地震

3. 1. 1 検討用地震の選定 敷地周辺の被害地震

➤ 敷地周辺で発生した被害地震の震央分布

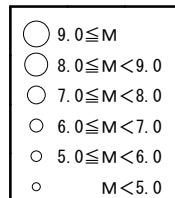
・宇佐美ほか(2013)に記載されている震度分布図及び気象庁で公開されている震度分布図より、敷地で震度5弱(1996年以前は震度V)程度以上の揺れであったと推定されるプレート間地震としては、以下の表に示す地震がある。



敷地に震度5弱程度以上を与えたと推定される
主なプレート間地震(被害地震)

地震名	マグニチュード	震央距離 (km)
1793年2月17日陸前・陸中・磐城の地震	M8.2	262
1897年2月20日仙台沖の地震	M7.4	48
1905年12月23日岩手県沖の地震	M5.9	28
1938年11月5日福島県東方沖地震	M7.5	168
1978年6月12日宮城県沖地震	M7.4	65
2005年8月16日宮城県沖の地震	M7.2	73
2011年3月11日東北地方太平洋沖地震	M9.0	124

敷地周辺の被害地震
〔1922年以前は宇佐美ほか(2013), 1923年から2014年は気象庁地震カタログによる〕

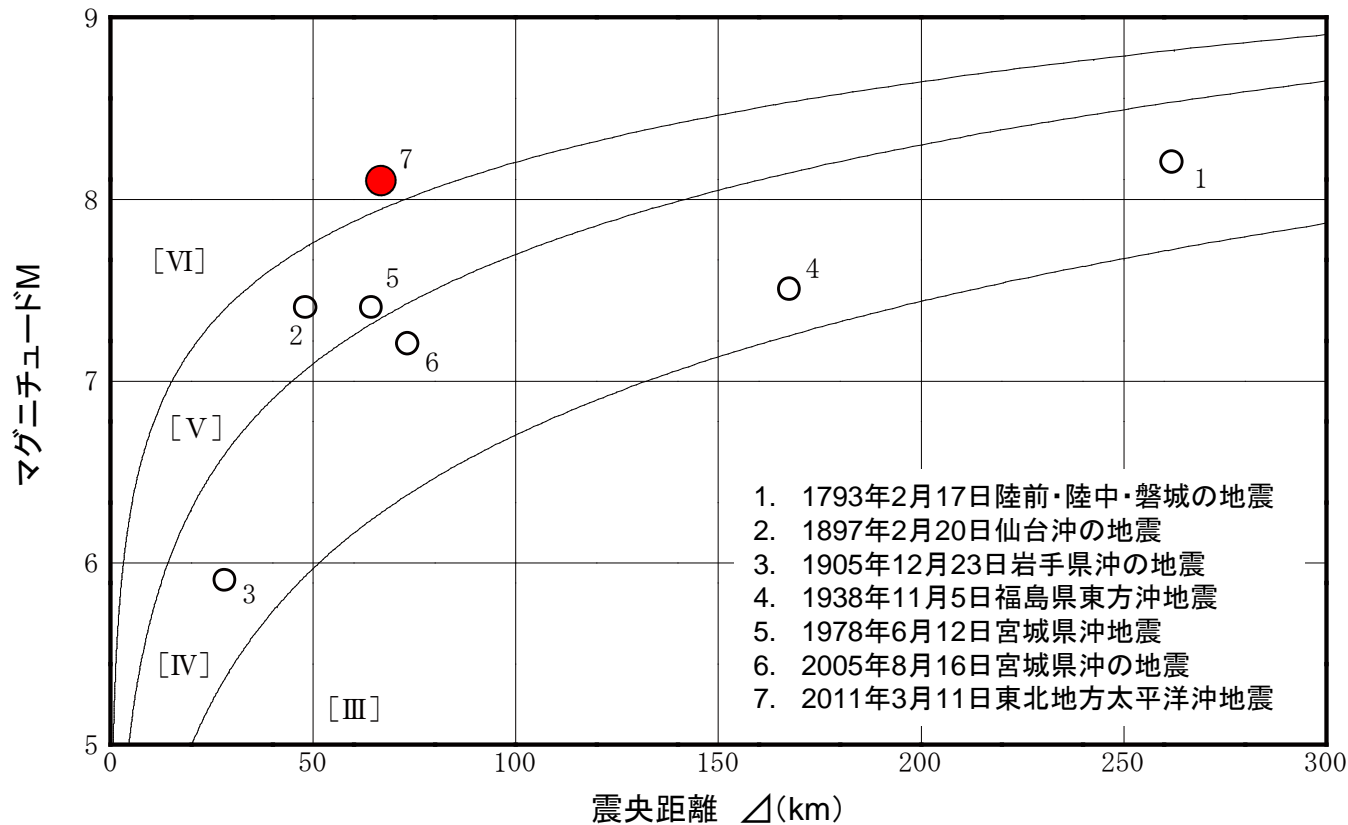


3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3.1 プレート間地震

3.1.1 検討用地震の選定 マグニチュードM-震央距離△

➤ マグニチュードM-震央距離△による検討

- ・震度分布図より、敷地で震度5弱程度以上の揺れであったと推定される地震について、M-△図により検討を行った。
- ・検討の結果、敷地への影響が最も大きい地震は、3.11地震である。



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

※3.11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, △=67.4km)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

3.1.1 検討用地震の選定 まとめ

▶ 検討用地震の選定のまとめ

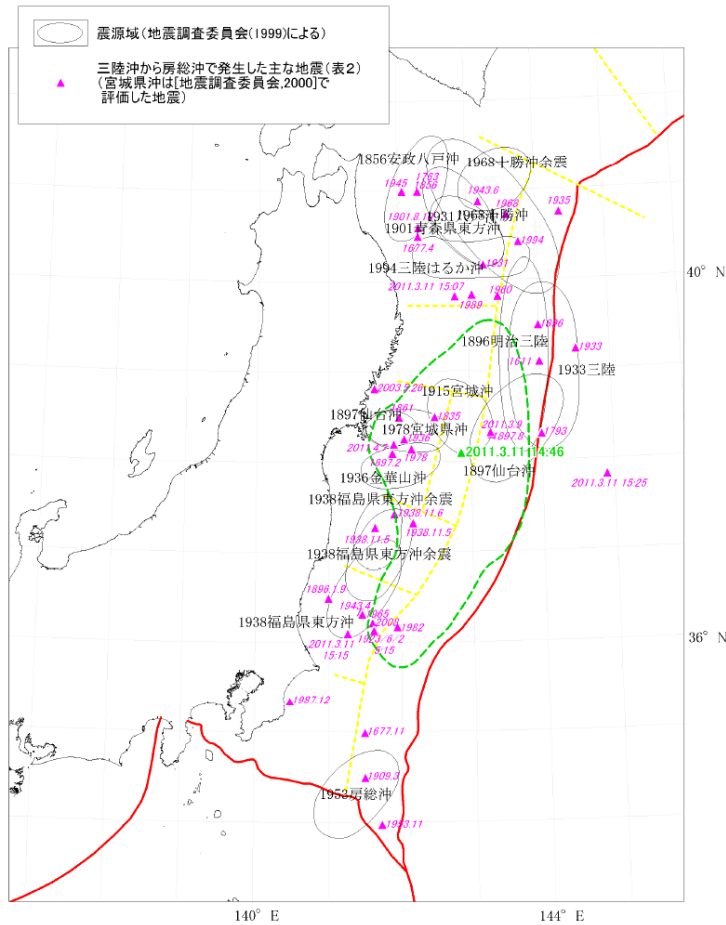


図5 三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域（地震調査委員会，1999）

三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域
[地震調査研究推進本部(2012)]

・被害地震の震度分布から、3.11地震は、敷地を含む広い領域で震度6弱となっており、他の被害地震と比較して敷地への影響が大きい。
・M-Δ図による検討から、敷地への影響が最も大きい地震は、3.11地震であった。

・3.11地震の震源域は、敷地に震度5弱程度以上を与えたとされているプレート間で発生した被害地震など、三陸沖中部から房総沖のプレート間地震の震源域を包含している。
・地震調査研究推進本部(2012)の長期評価では、プレート間地震として3.11地震を踏まえ、過去のM7~8クラスの地震が発生した複数の領域を震源域として発生する東北地方太平洋沖型地震(M9.0)を想定している。

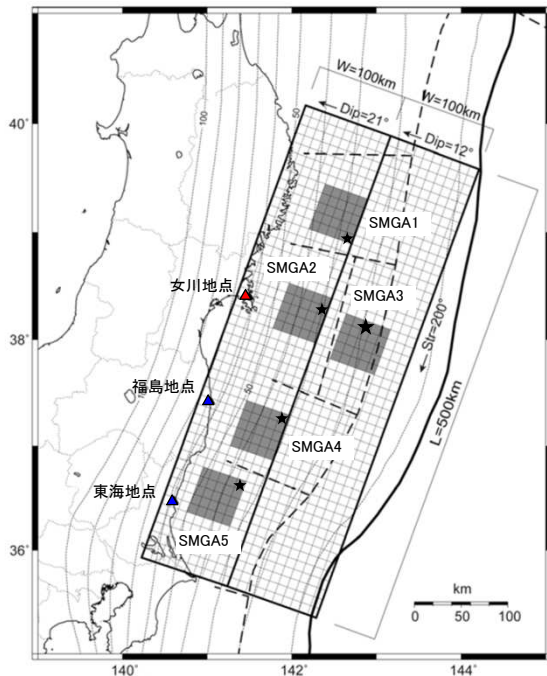
敷地への影響が最も大きいプレート間地震としては、複数の領域を震源域として発生した3.11地震であったことから、検討用地震として、「2011年東北地方太平洋沖型地震」を選定する。

3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.1 プレート間地震

3.1.2 基本震源モデルの設定 諸井ほか(2013)の概要と地域性の考慮

■諸井ほか(2013)による強震動シミュレーション

・地震発生前の先験情報を基に、3.11地震の震源のモデル化を行い、各発電所地点の強震動をどの程度予測可能であったかを検討している。



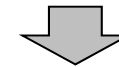
断層モデル(諸井ほか(2013)に一部加筆)

■ : 強震動生成域(SMGA), ★ : 破壊開始点

断層パラメータ

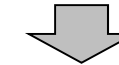
	面積 S(km ²)	地震モーメント M ₀ (Nm)	平均すべり量 D(m)	応力降下量 Δσ(MPa)	短周期レベル A(Nm/s ²)
断層全体	100,000	4.0E+22	8.5	3.08	2.97E+20
SMGA1個あたり	2,500	2.0E+21	17.1	24.6	1.33E+20
背景領域	87,500	3.0E+22	7.3	4.9	—

- 地震前の先験情報に基づく標準的な強震動レシピアにより3.11地震と同規模の地震の震源をモデル化。
- 各領域に強震動生成域(SMGA)を配置し、複数の領域が連動する地震を考慮。
- 女川、福島第一、東海第二の各原子力発電所の強震動を統計的グリーン関数法により再現を実施。
- 福島第一、東海第二は観測記録と整合。女川については、地域性を考慮して短周期レベル(応力降下量)を標準より大きくすることにより観測記録と整合。



(結果)

- M9地震についてもレシピアの有効性が確認された。
- 地域性の考慮の必要性が確認された。**



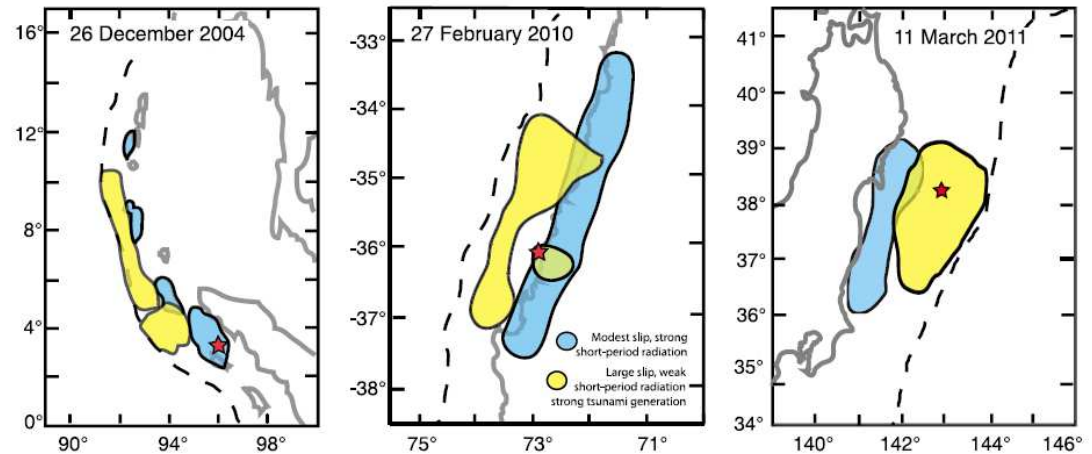
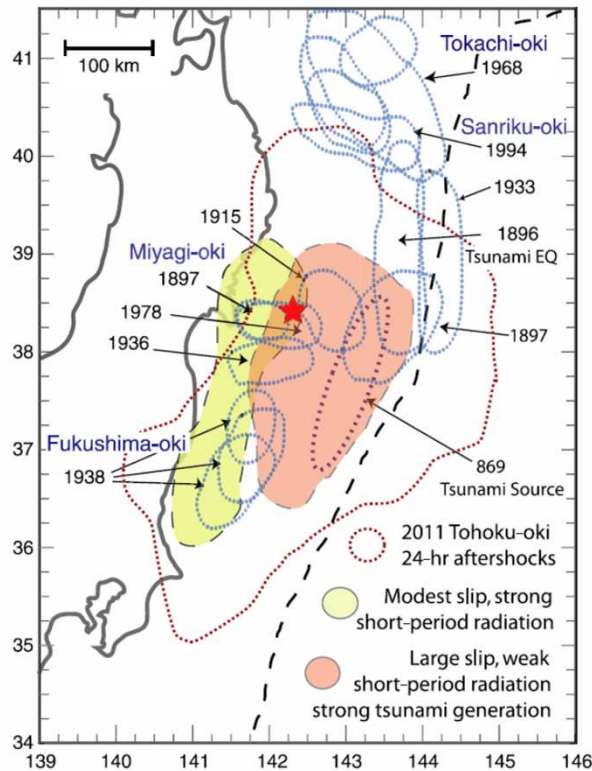
【基本震源モデルの設定】

- 諸井ほか(2013)に基づき基本震源モデルを設定。
- 地域性の考慮として、以下の2点を反映。
 - ① 応力降下量(短周期レベル)を1978年宮城県沖地震レベルに見直し。
※具体的には、諸井ほか(2013)の強震動生成域(SMGA)の応力降下量(24.6MPa)の1.4倍(34.5MPa)を考慮する。
 - ② 地震調査研究推進本部(2005)と同様に、放射特性として一定値(放射特性係数F=0.62)を採用する。

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 検討用地震の不確かさの検討 地震の規模

➤ 3.11地震の強震動生成域

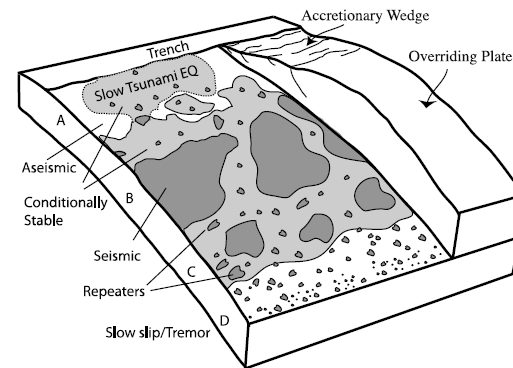
- ・3.11地震の特徴として、強震動生成域(短周期域)とすべりの大きい領域(長周期域)が異なる(Lay et al.(2012))。
- ・本震の広い断層破壊域のなかで、陸寄り(本震の破壊開始点より西側)の深い領域で短周期が生成されている。



2004年スマトラ地震(左図), 2010年チリ地震(中図), 3.11地震(右図)の強震動生成域(青)と大すべり領域(黄) (Lay et al.(2012))

※短周期域と長周期域が分かれている。

3.11地震の余震が発生(本震発生から1日の間)した領域と過去に発生した地震の震源域(Koper et al.(2011))

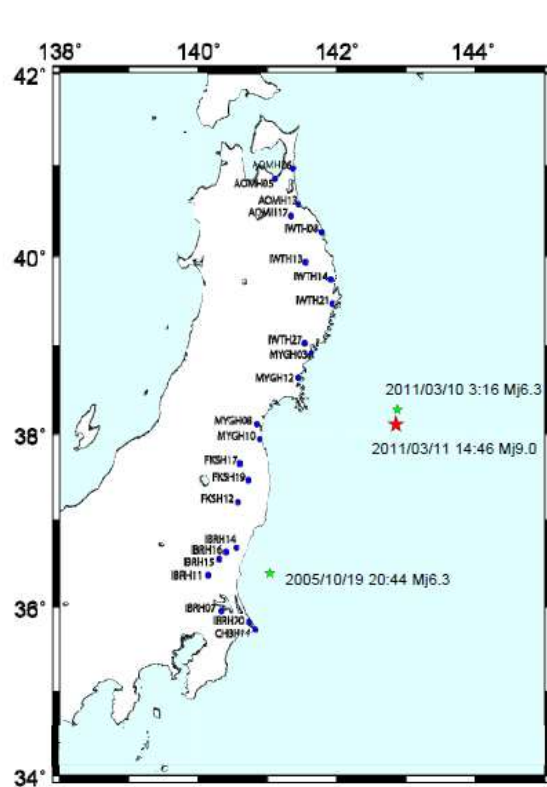


プレート間地震の深さによる地震発生の模式図 (Lay et al.(2012))

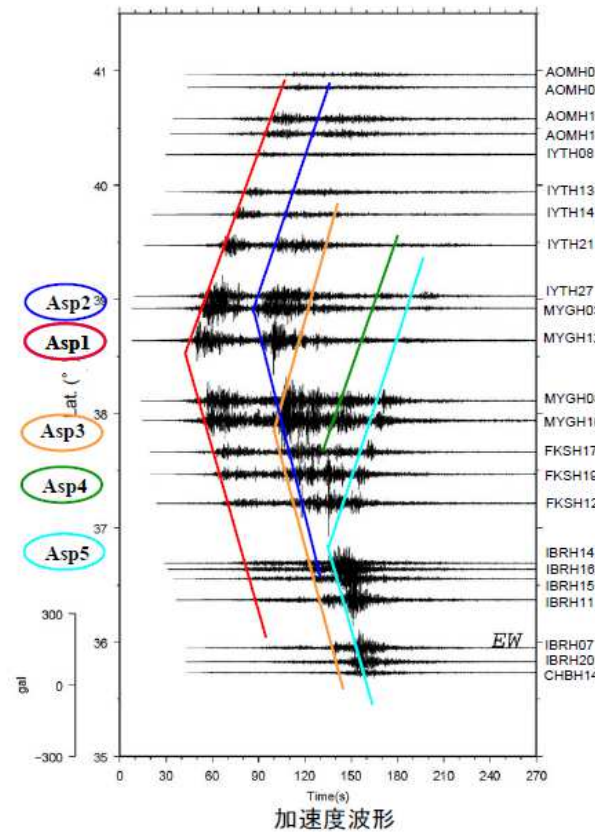
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3.1 プレート間地震 3.1.3 検討用地震の不確かさの検討 地震の規模

■ 3.11地震の強震動の特徴

- ・北部の観測点に対しては、断層南部からの地震波の寄与が非常に小さいと考えられる。
- ・それぞれの地点に対しては、至近の強震動生成域による影響が大きいと考えられる。

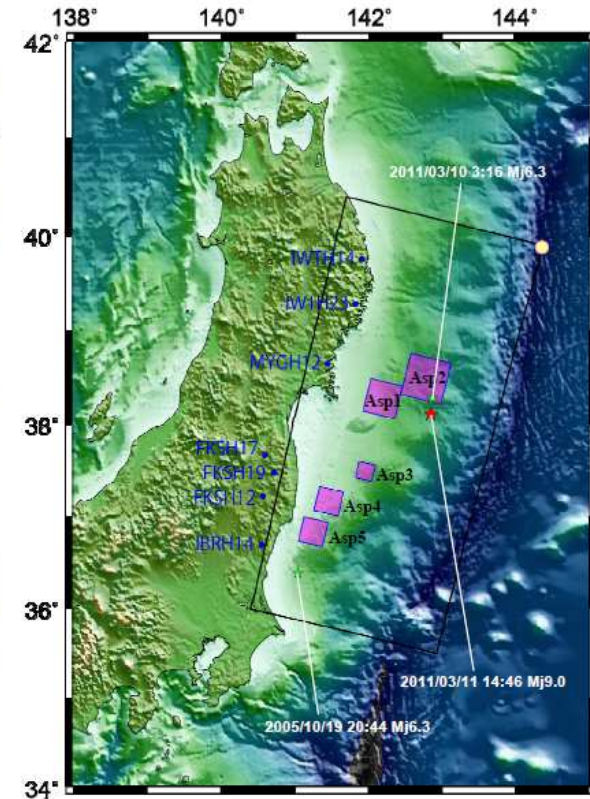


観測点位置



加速度波形

近地強震動波形(K-NET, KiK-net)の特徴(川辺ほか(2011))



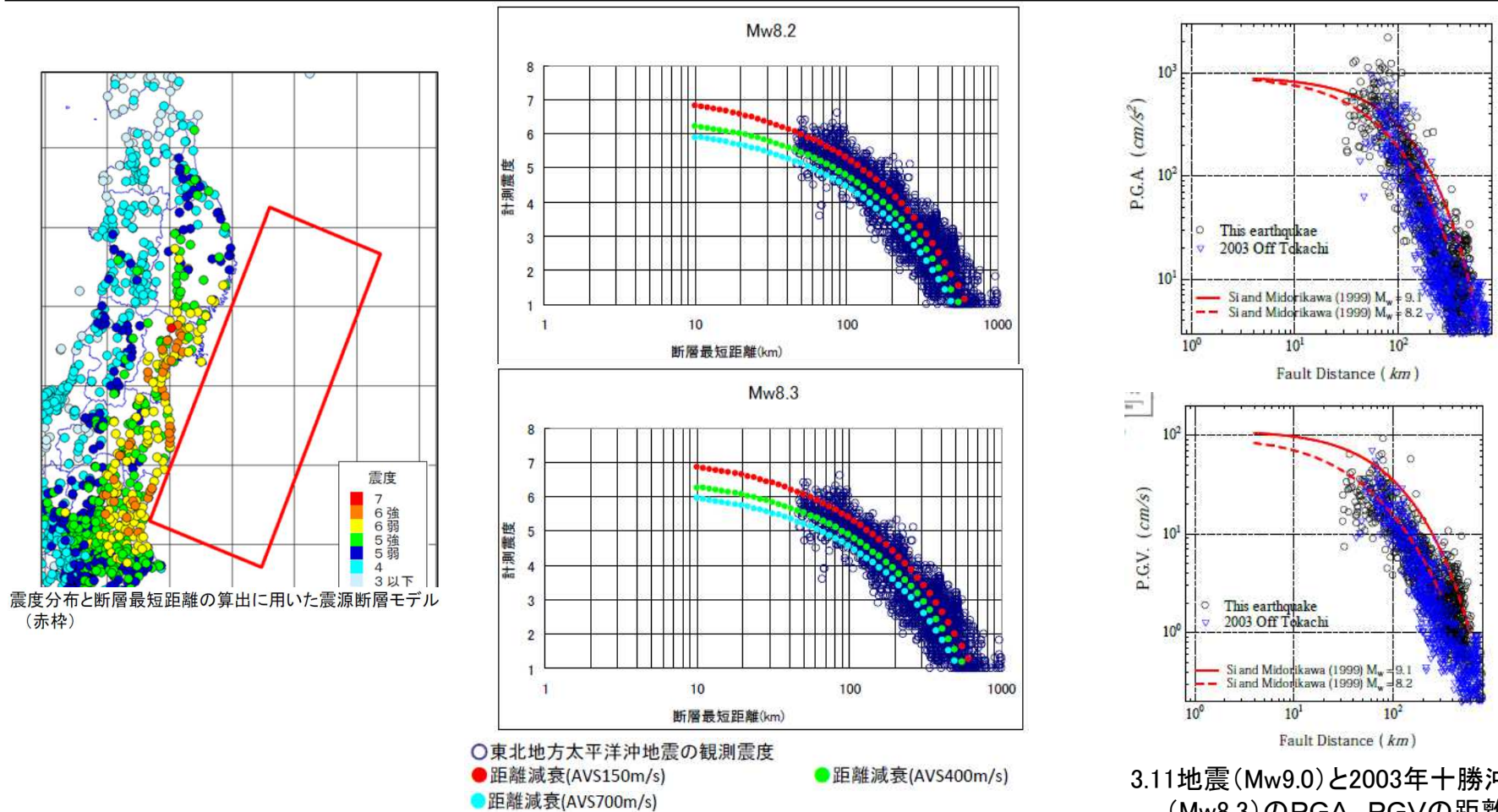
震源モデル(川辺ほか(2011))

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 検討用地震の不確かさの検討 地震の規模

■3.11地震の強震動の特徴 距離減衰式からの比較

【内閣府(2012a)】

・3.11地震において、経験的手法である距離減衰式から求められる、地震規模であるパラメータMwは8.2~8.3程度であり、すべり量や応力降下量など断層運動から求められる地震規模Mw9.0と比べると相当小さい値となっている。



震度分布と断層最短距離の算出に用いた震源断層モデル(赤枠)

3.11地震の震度の距離減衰(内閣府(2012a))

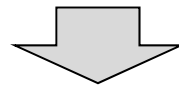
3.11地震(Mw9.0)と2003年十勝沖地震(Mw8.3)のPGA, PGVの距離減衰の比較(司ほか(2011))

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 検討用地震の不確かさの検討 地震の規模

○地震の規模のまとめ

- ・3.11地震では宮城県沖の領域は全て破壊し、また、その隣接領域へも破壊が及んだ地震であるが、女川の記録は2つの波群に分かれており、至近のSMGAの影響が大きい(背景領域や遠いSMGAの影響は小さい)。
- ・3.11地震では大すべり領域からは短周期の強震動は出ていない。

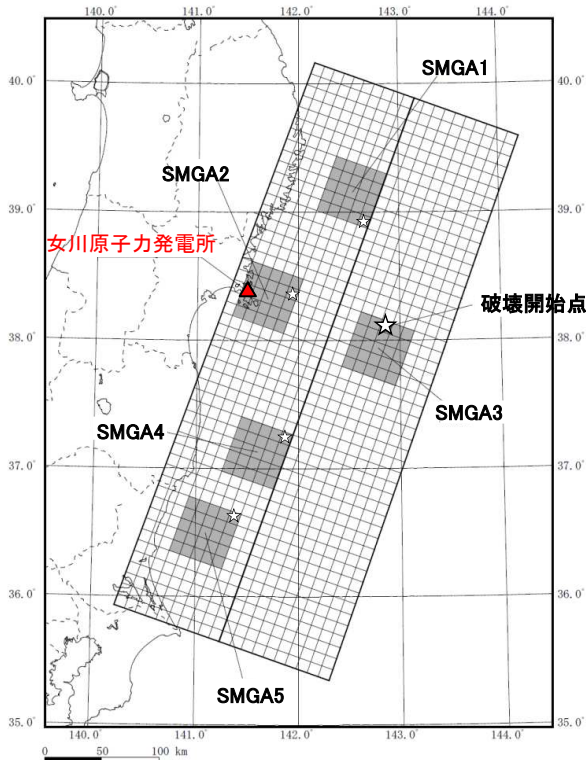


M9.0より規模が大きくなっても(すべり領域が広がっても)地震動の大きさは変わらないと評価。

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 3.1.3 検討用地震の不確かさの検討 SMGAの位置

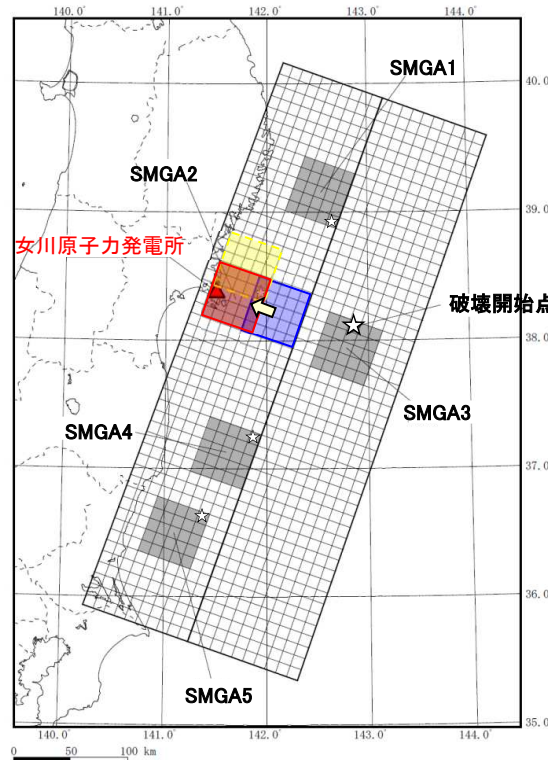
■ SMGAの位置の不確かさ

- ・SMGAの位置の不確かさとして、敷地前面の強震動生成域(SMGA2)を最も敷地に近づけた位置に考慮する。基本ケースと比較して約1割程度敷地に近づくことになる。
- ・なお、仮にSMGA2をさらに南北方向に移動させた場合、上記ケースより距離が遠くなり、敷地への影響は小さいと考えられる。



SMGAの位置の不確かさケース

■ : 強震動生成域(SMGA), ☆: 破壊開始点
※SMGA3の大きい星印は破壊開始点の位置,
小さい星印は各SMGAの破壊開始点の位置。

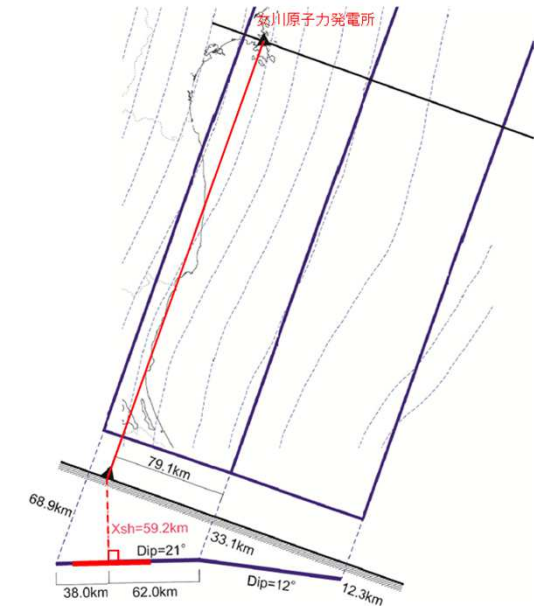


基本ケースとの比較

■ : 基本ケースのSMGA2
■ : 不確かさケースのSMGA2
■ : (参考)SMGA2を北側に設定

SMGA2の等価震源距離の比較

ケース	SMGA2の等価震源距離
基本ケース	71.2km
不確かさケース	62.5km
(参考)北側に設定	68.2km



【SMGA2の位置】
断層面上で敷地からの距離が最短となる点がSMGAの中心となるように配置。

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 検討用地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

➤ 3.11地震の強震記録を用いた断層モデルの比較

- ・不確かさとして基本ケースの応力降下量(短周期レベル)の1.14倍を考慮する。
- ・設定した応力降下量(短周期レベル)は各種モデルのうち最大の佐藤(2012)のSMGAと同程度の値となっている。

SMGAの 主なパラメータ	川辺・釜江 (2013)	Kurahashi and Irikura (2013)	Asano and Iwata(2012)	佐藤(2012)	諸井ほか (2013)	基本ケース ※1	不確かさケース (基本の1.14倍) ※2
SMGA全体の 地震モーメント M_0 (Nm)	2.03E+21	1.76E+21	1.41E+21	9.62E+21	1.00E+22	1.00E+22	1.00E+22
SMGA全体の 面積(km ²)	6225	5628	5042	11475	12500	12500	12500
宮城県沖の SMGAの 面積(km ²)	1600	1156	1296	2025	2500	2500	2500
宮城県沖の SMGAの 応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	20.4	16.0	23.9	39.77	24.6	34.5	39.4
宮城県沖の SMGAの 短周期レベルA (Nm/s ²)	8.80E+19	5.87E+19	1.21E+20	2.03E+20	1.33E+20	1.86E+20	2.13E+20

※1:詳細はp83

※2:詳細はp84

(参考)過去の宮城県沖の地震の短周期レベル(片岡ほか(2006), Satoh(2006)による。)

・1978年宮城県沖地震 : $M_0=3.10E+20$ Nm, 短周期レベルA= $1.01E+20$ Nm/s²

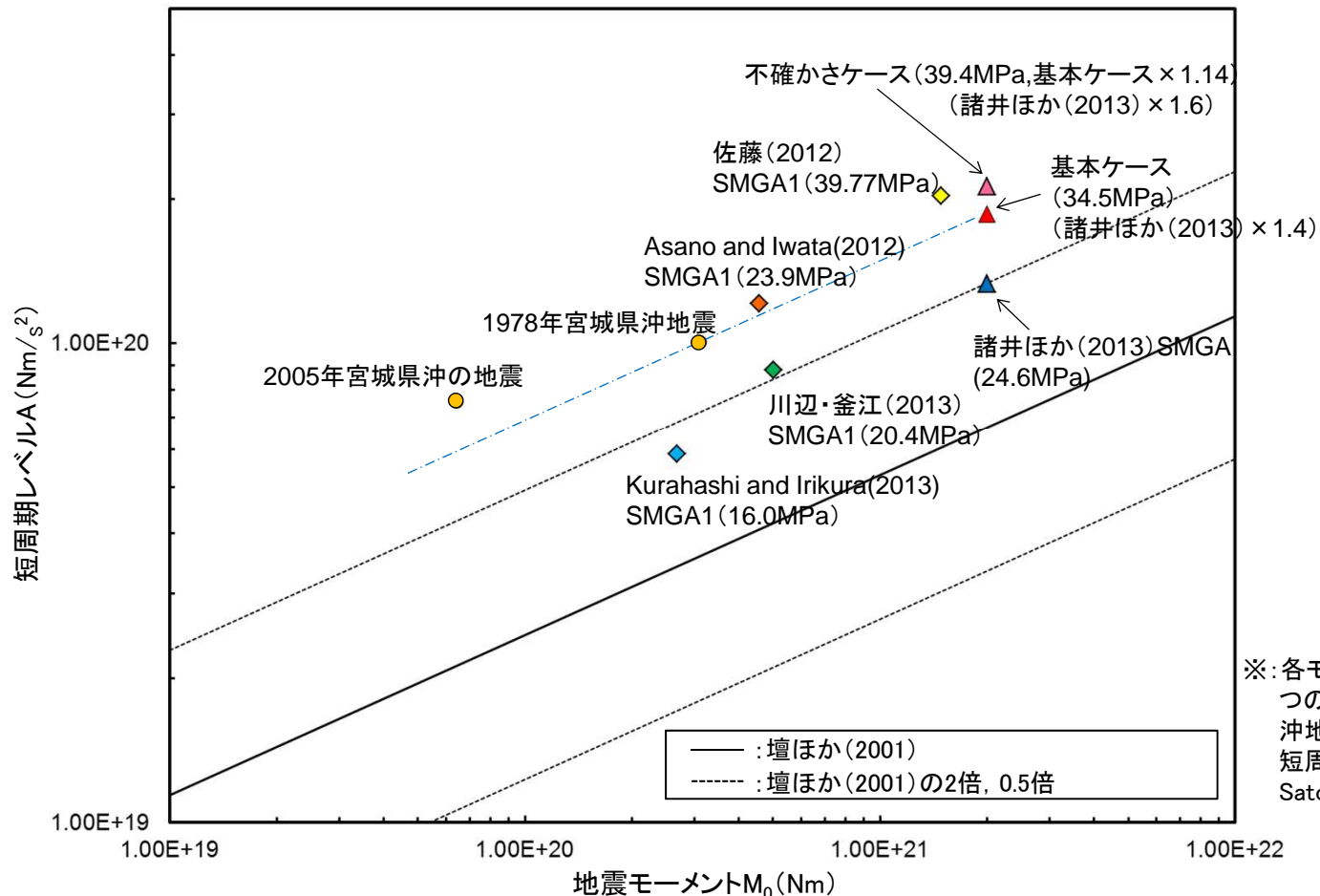
・2005年宮城県沖の地震: $M_0=6.40E+19$ Nm, 短周期レベルA= $7.55E+19$ Nm/s²

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 検討用地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

■宮城県沖のSMGAの地震モーメント M_0 —短周期レベルAの比較

- ・不確かさケース(基本ケースの応力降下量の1.14倍を考慮)のSMGAの短周期レベルは、他のモデルの宮城県沖のSMGAの短周期レベルより大きな値となっている。
- ・また、参考に、基本ケースと比較してSMGAの面積が約1/25~1/100と小さいが1978年宮城県沖地震(M7.4), 2005年宮城県沖の地震(M7.2)の地震モーメント M_0 , 短周期レベルAを図示した。これらの地震のSMGAの応力降下量は約70MPa~90MPaと大きな値となっている(次頁参照)。



※: 各モデルの1個のSMGAをここでは1つの地震として表示。1978年宮城県沖地震, 2005年宮城県沖の地震の短周期レベルは片岡ほか(2006), Satoh(2006)による。

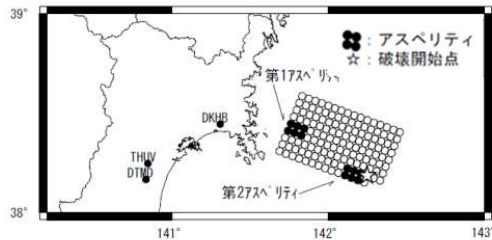
宮城県沖のSMGAの地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係

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 検討用地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

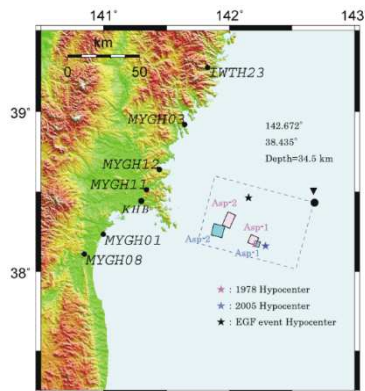
■過去の宮城県沖地震での応力降下量

- ・地震調査研究推進本部(2005)では、1978年宮城県沖地震(M7.4)の観測記録を踏まえ想定宮城県沖地震の断層モデル(A1断層)を想定しており、比較的面積が小さい2つのアスペリティ(SMGA)が考慮されている。また、1978年、2005年の宮城県沖の地震のシミュレーションモデルであるKamae(2006)等においても、2つのSMGAが考慮されている。これらのSMGAの応力降下量は、海溝側で約70MPa～90MPaとM9プレート間の基本モデルのSMGAの応力降下量(34.5MPa)より数倍大きな値となっている。
- ・Uchida and Matsuzawa(2011)では、釜石沖の繰り返し地震や3.11地震の分析を踏まえプレート間地震におけるアスペリティの内部に、さらに小さなアスペリティが存在するアスペリティの階層構造について提案している。過去の宮城県沖地震のSMGAとM9プレート間地震のSMGAもこのような階層関係にあるものと考えられる。M9プレート間地震のシミュレーションでは観測記録の応答スペクトルとの整合性検討を実施していることから、これらの小さいSMGAによる影響も評価に反映されているものと考えられる。ただし、このような小さいアスペリティの影響はパルス的な波形となって表れてくることも指摘(Kurahashi and Irikura(2013))されている。
- ・なお、SMGAの一部のメッシュの応力降下量を3～4倍に割り増した検討を実施し、応答スペクトルに与える影響は小さいことを確認している。



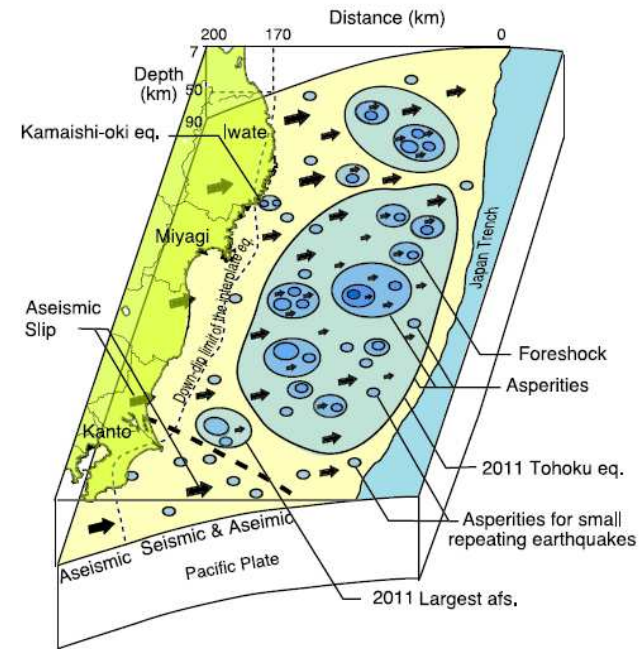
第17アスペリティ(96km²)の
応力降下量(Δσ) : 29MPa
第27アスペリティ(96km²)の
応力降下量(Δσ) : 73MPa

想定宮城県沖地震 A1断層の断層モデル(地震調査研究推進本部(2005))



1978年、2005年宮城県沖の地震の断層モデル(Kamae(2006))

【1978年宮城県沖地震(M7.4)】
第1アスペリティ(海溝側36km²)の
応力降下量(Δσ) : 70MPa
第2アスペリティ(陸側60km²)の
応力降下量(Δσ) : 50MPa
【2005年宮城県沖の地震(M7.2)】
第1アスペリティ(海溝側16km²)の
応力降下量(Δσ) : 90MPa
第2アスペリティ(陸側64km²)の
応力降下量(Δσ) : 30MPa



アスペリティの階層構造の模式図
(Uchida and Matsuzawa(2011))

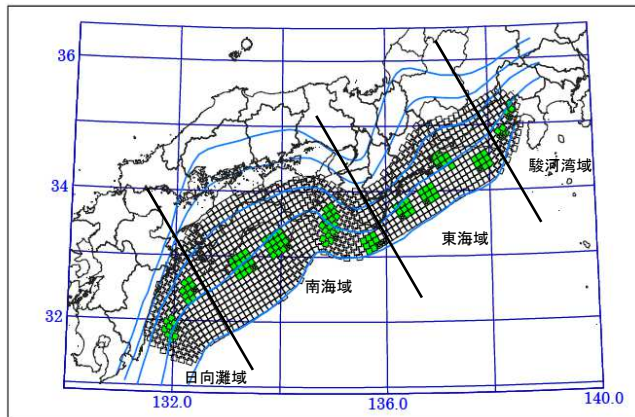
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3.1 プレート間地震

3.1.3 検討用地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

■内閣府(2012b)南海トラフの巨大地震モデルのパラメータとの比較

- ・M9クラスのプレート間地震の断層モデルを想定している例としては内閣府(2012b)の南海トラフのモデルがある。想定されている地域(フィリピン海プレート), SMGAの面積, 応力降下量等の違いがあり直接比較することはできないが, 参考に個々のSMGAの短周期レベルとの比較を行った。
- ・不確かさケースで設定した宮城県沖のSMGAの短周期レベルは, 日向灘域, 東海域, 駿河湾域より大きく, 南海域とは同等のレベルになっている。

短周期レベルの比較



内閣府(2012b)南海トラフ地震モデル

セグメント	短周期レベル(N・m/s ²)		
	内閣府(2012b) 南海トラフ各SMGA※	基本ケース 宮城県沖のSMGA	不確かさケース 宮城県沖のSMGA (基本の1.14倍)
日向灘域	1.14E+20	1.86E+20	2.13E+20
南海域	1.46E+20～2.12E+20		
東海域	1.42E+20～1.43E+20		
駿河湾域	7.25E+19～7.45E+19		

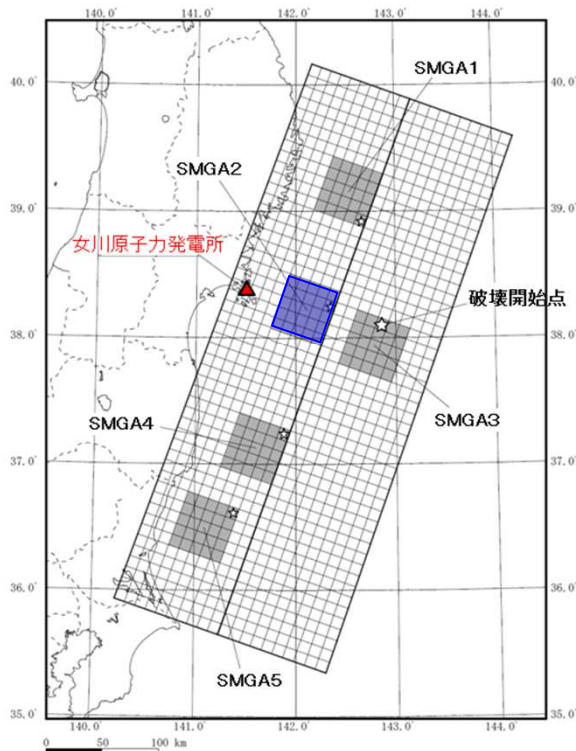
※内閣府(2012b)の断層モデルのパラメータを基に各SMGAの短周期レベルを算定。
短周期レベルA=応力降下量×面積^{0.5}×その他の係数

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

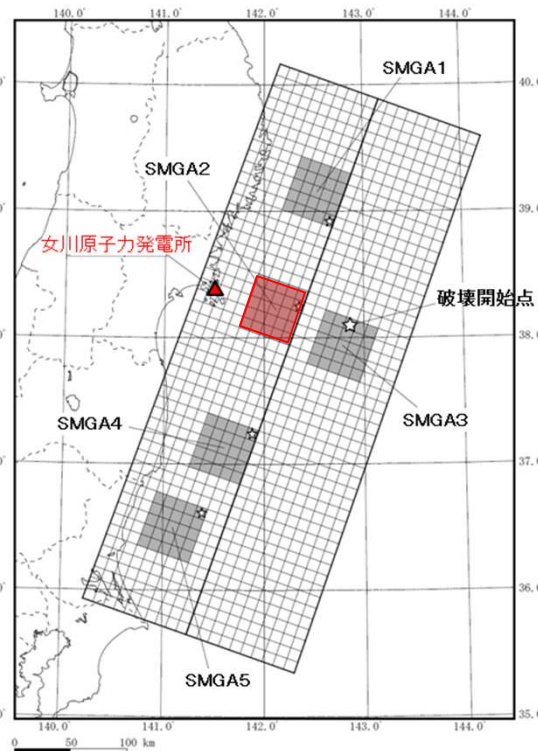
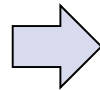
3.1.3 検討用地震の不確かさの検討 短周期レベル(応力降下量)

➤ SMGAの応力降下量の不確かさ

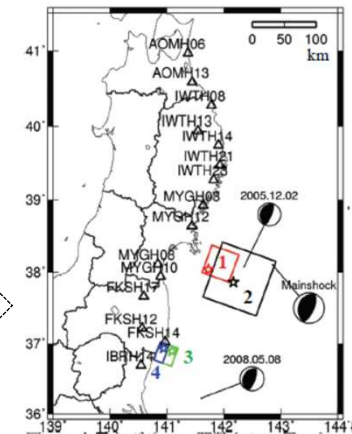
- ・敷地への影響が最も大きい宮城県沖のSMGA2の応力降下量として佐藤(2012)のSMGA1(宮城県沖)の応力降下量と同等の応力降下量39.4MPa(基本ケースの1.14倍)を考慮する。



基本モデル
(SMGAの応力降下量:34.5MPa)



応力降下量の影響を考慮したモデル
(SMGA2の応力降下量:39.4MPa(基本ケースの1.14倍))



・宮城県沖のSMGA1の応力降下量
39.77MPa

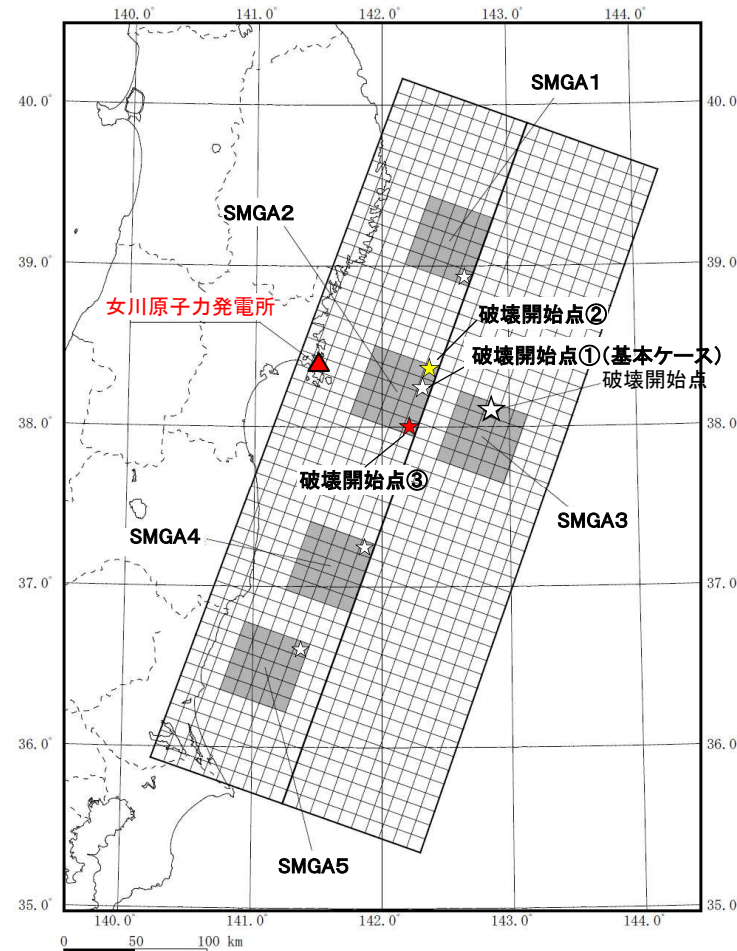
佐藤(2012)の断層モデル

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 検討用地震の不確かさの検討 断層モデルの破壊開始点の影響

➤ 破壊開始点の違いによる影響の確認

- ・基本ケース(※)について、敷地への影響が最も大きいSMGA2に複数の破壊開始点を設定し、破壊開始点の違いによる影響の確認を行う。
- ・破壊開始点の位置は、破壊が敷地に向かうように、SMGA2の北東端と南東端にそれぞれ設定する。
- ・統計的グリーン関数法（放射特性係数 $F=0.62$ ）により評価を実施。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



※断層パラメータの詳細はp83

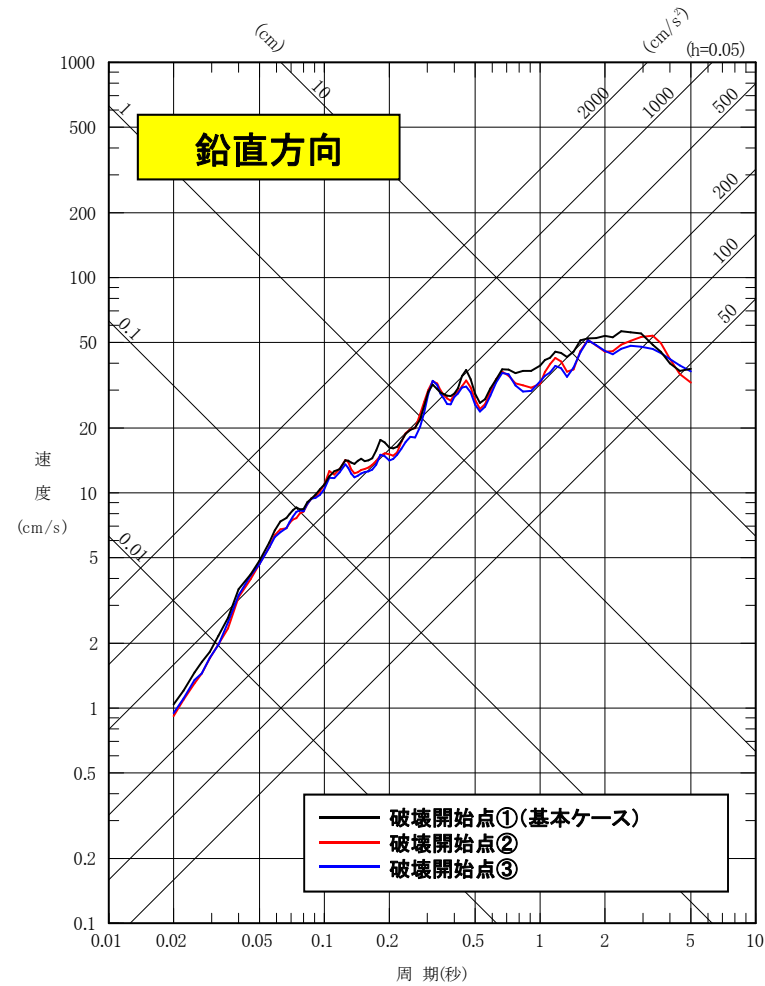
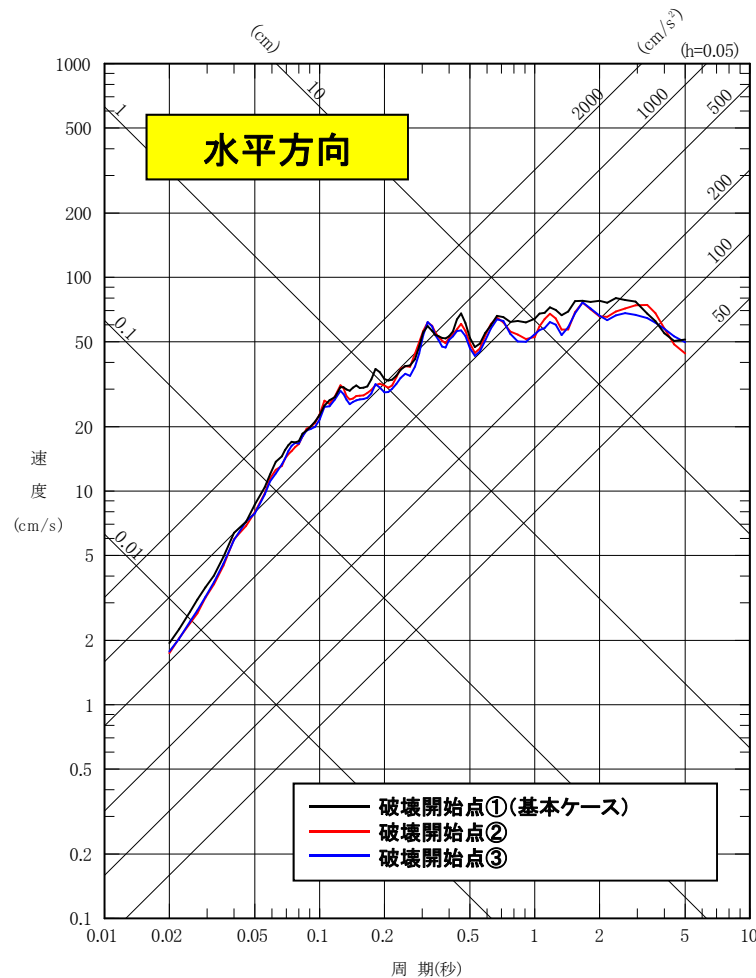
※☆: 基本ケースの破壊開始点
★, ★: 検討した破壊開始点

破壊開始点の検討モデル

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 検討用地震の不確かさの検討 断層モデルの破壊開始点の影響

➤ 破壊開始点の違いによる評価



破壊開始点の違いによる基本ケースとの比較(平均応答スペクトル)

・破壊が敷地に向かう位置に設定したケース①が最も大きい傾向を示す。
⇒不確かさケースも含め、破壊開始点は破壊が敷地に向かう位置①で代表する。

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 検討用地震の不確かさの検討 主要な断層パラメータのまとめ

○地震の規模⇒地震規模の増加の影響は小さいと評価

- ・3.11地震では宮城県沖の領域は全て破壊したことに加え、大すべり領域からは強震動は出ていないことなども考慮すると、M9.0より規模が大きくなっても(破壊領域が周辺に広がっても)地震動の大きさは変わらないと評価する。

○応力降下量(短周期レベル)⇒不確かさケースとして考慮

- ・3.11地震の各種シミュレーションモデルの応力降下量の比較から、面積の大小関係の保守性も踏まえ、割り増した応力降下量を不確かさケースとして考慮する。
- ※なお、1978年宮城県沖地震(M7.4)等の過去の地震のSMGAの応力降下量はM9プレート間地震のSMGAの応力降下量に比べ2倍以上の値を持つものもあるが、これらは階層構造の特徴として整理される。M9プレート間地震のシミュレーションでは観測記録の応答スペクトルとの整合性検討を実施しており、このような影響も評価に反映されている。

○SMGAの位置⇒不確かさケースとして考慮

- ・断層モデルのSMGA位置は3.11地震等の過去の宮城県沖の地震のSMGAを含む位置に該当しており、かつ敷地に対して厳しい位置であることを確認したうえで、さらに保守的な評価としてSMGAを敷地に対して最も近い位置で設定した場合について不確かさケースとして考慮する。

○破壊開始点⇒基本ケースに予め不確かさを考慮

- ・破壊が敷地に向かう位置に設定したケースが最も大きい傾向を示すことを確認。
- ・基本ケース、不確かさケースとも、破壊開始点は当該破壊開始点で代表する。

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 基本、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、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。

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	三陸沖中部から茨城県沖に設定	<p><u>地震規模の増加の影響は小さいと評価</u></p> <p>・3.11地震では宮城県沖の領域は全て破壊したことに加え、大すべり領域からは強震動は出ていないことなども考慮すると、M9.0より規模が大きくなっても(破壊領域が周辺に広がっても)地震動の大きさは変わらないと評価。</p>
	地震規模	M9.0 (Mw9.0)	
	応力降下量 (短周期レベル)	宮城県沖の地域性を考慮し設定	<p><u>不確かさケースとして考慮</u></p> <p>・3.11地震の各種シミュレーションモデルの応力降下量の比較から、面積の大小関係の保守性も踏まえ、割り増した応力降下量を不確かさケースとして考慮する。</p> <p>・過去の宮城県沖地震のSMGAの応力降下量については、アスペリティの階層構造の特徴として整理。</p>
偶然的不確かさ	SMGA位置	M7～8の過去の地震の震源域との対応を考慮し設定	<p><u>不確かさケースとして考慮</u></p> <p>・断層モデルのSMGA位置は3.11地震等の過去の宮城県沖の地震のSMGAを含む位置に該当しており、かつ敷地に対して厳しい位置であることを確認したうえで、さらに保守的な評価としてSMGAを敷地に対して最も近い位置で設定した場合について不確かさケースとして考慮する。</p>
	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><u>基本ケースに予め不確かさを考慮</u></p> <p>・破壊が敷地に向かう位置に設定したケースが最も大きい傾向を示すことを確認。</p> <p>・基本ケース、不確かさケースとも、破壊開始点は当該破壊開始点で代表する。</p>

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 基本, 不確かさの整理

➤ 基本ケースと不確かさケース

・主要なパラメータの整理を踏まえ, 下表の通り基本ケースと不確かさケースを設定する。

検討ケース	認識論的不確かさ			偶然的不確かさ	
	地震規模	断層の位置	応力降下量 (短周期レベル)	SMGAの位置	破壊開始点
基本ケース	M9.0 (Mw9.0, $M_0=4.0 \times 10^{22}$ Nm)	三陸沖中部から 茨城県沖に設定	宮城県沖の地域性を 考慮し設定 34.5MPa	M7~8の過去の地震の 震源域との対応を考慮し 設定	破壊の伝播方向が敷地 に向かうように配置
不確かさケース1 応力降下量 (短周期レベル)	M9.0 (Mw9.0, $M_0=4.0 \times 10^{22}$ Nm)	三陸沖中部から 茨城県沖に設定	基本ケースの1.14倍を考慮 39.4MPa	M7~8の過去の地震の 震源域との対応を考慮し 設定	破壊の伝播方向が敷地 に向かうように配置
不確かさケース2 SMGA位置と応力降下量 (短周期レベル)の不確かさの重畳※	M9.0 (Mw9.0, $M_0=4.0 \times 10^{22}$ Nm)	三陸沖中部から 茨城県沖に設定	基本ケースの1.14倍を考慮 39.4MPa	宮城県沖のSMGAを敷地 に最も近い位置に移動	破壊の伝播方向が敷地 に向かうように配置

※SMGA位置の不確かさケースについては, 不確かさケース2(SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳ケース)で代表させる。

■ : 考慮する不確かさ ■ : 予めモデルに織り込む不確かさ

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 基本ケース, 不確かさケースの断層パラメータ

▶ 各検討ケースの主な断層パラメータ

検討ケース	地震規模M (Mw)	M ₀ (Nm)	断層面積 (km ²)	宮城県沖のSMGA面積 (km ²)	宮城県沖のSMGA応力降下量 Δσ (MPa)	宮城県沖のSMGA短周期レベル (Nm/s ²)
基本ケース	M9.0 (Mw9.0)	4.0E+22 ^{※1}	100,000	2,500	34.5	1.86E+20
不確かさケース1 応力降下量 (短周期レベル)	M9.0 (Mw9.0)	4.0E+22 ^{※1}	100,000	2,500	39.4	2.13E+20
不確かさケース2 SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳	M9.0 (Mw9.0)	4.0E+22 ^{※1}	100,000	2,500	39.4	2.13E+20

※1: M₀=10^(1.5Mw+9.1)

▶ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

・3.11地震の敷地での観測記録のシミュレーション解析を統計的グリーン関数法により行い、観測記録との整合性を確認していることから、統計的グリーン関数法により地震動評価を行う。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。

▶ 応答スペクトルに基づく地震動評価

・3.11地震の観測記録^{※2}を包絡する応答スペクトルを設定することにより評価する。

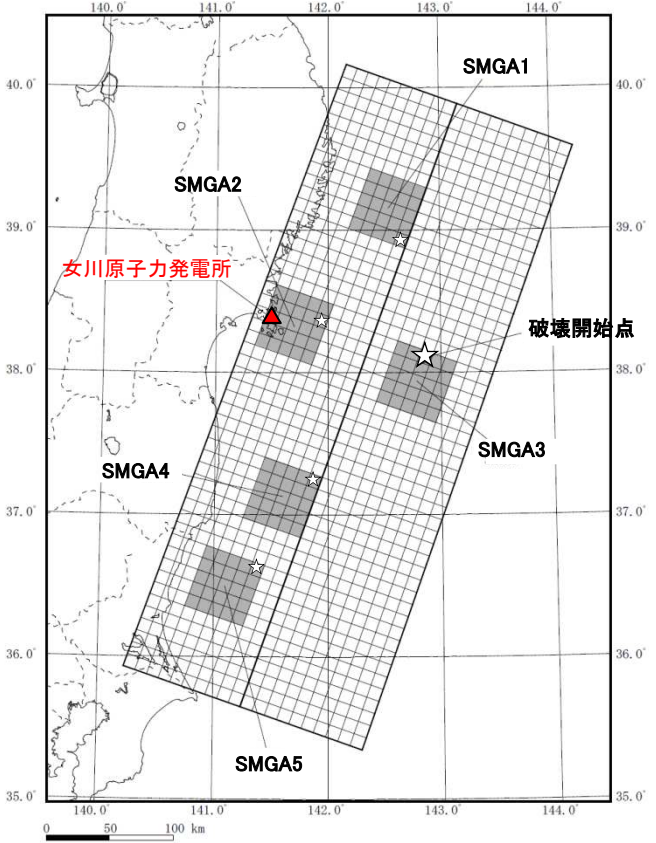
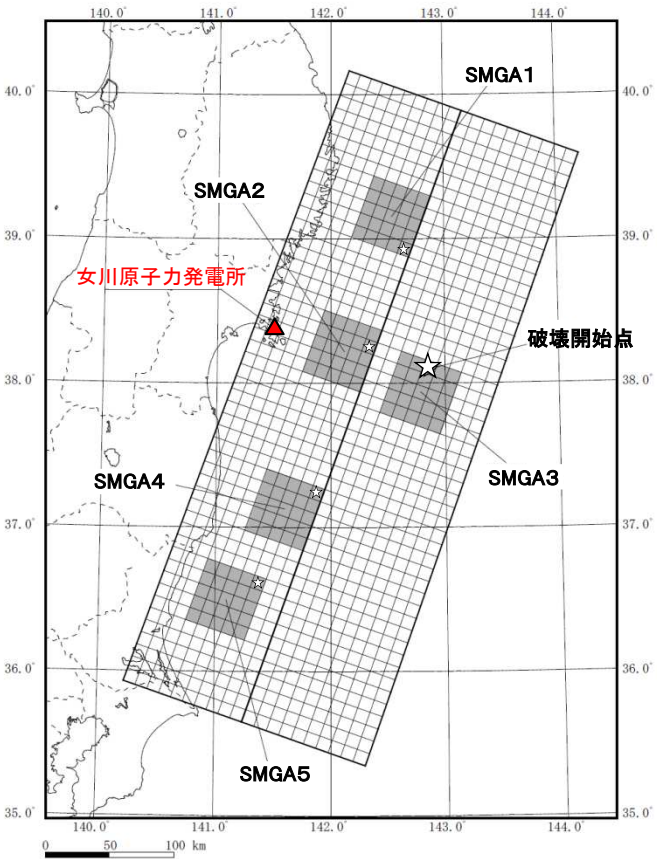
※2: 敷地岩盤上部(O.P.^{※3}-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはざとり波。

※3 O.P.: 女川原子力発電所工事用基準面(Onagawa peil)であり、O.P.±0m = T.P.(東京湾平均海面)-0.74m。

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 基本ケース, 不確かさケースの断層モデル

➤ 基本ケース, 不確かさケースの断層モデル



基本ケースの断層モデル

(不確かさケース1(応力降下量(短周期レベル))も同様)

不確かさケース2の断層モデル

(SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳)

■ : 強震動生成域 (SMGA), ☆ : 破壊開始点

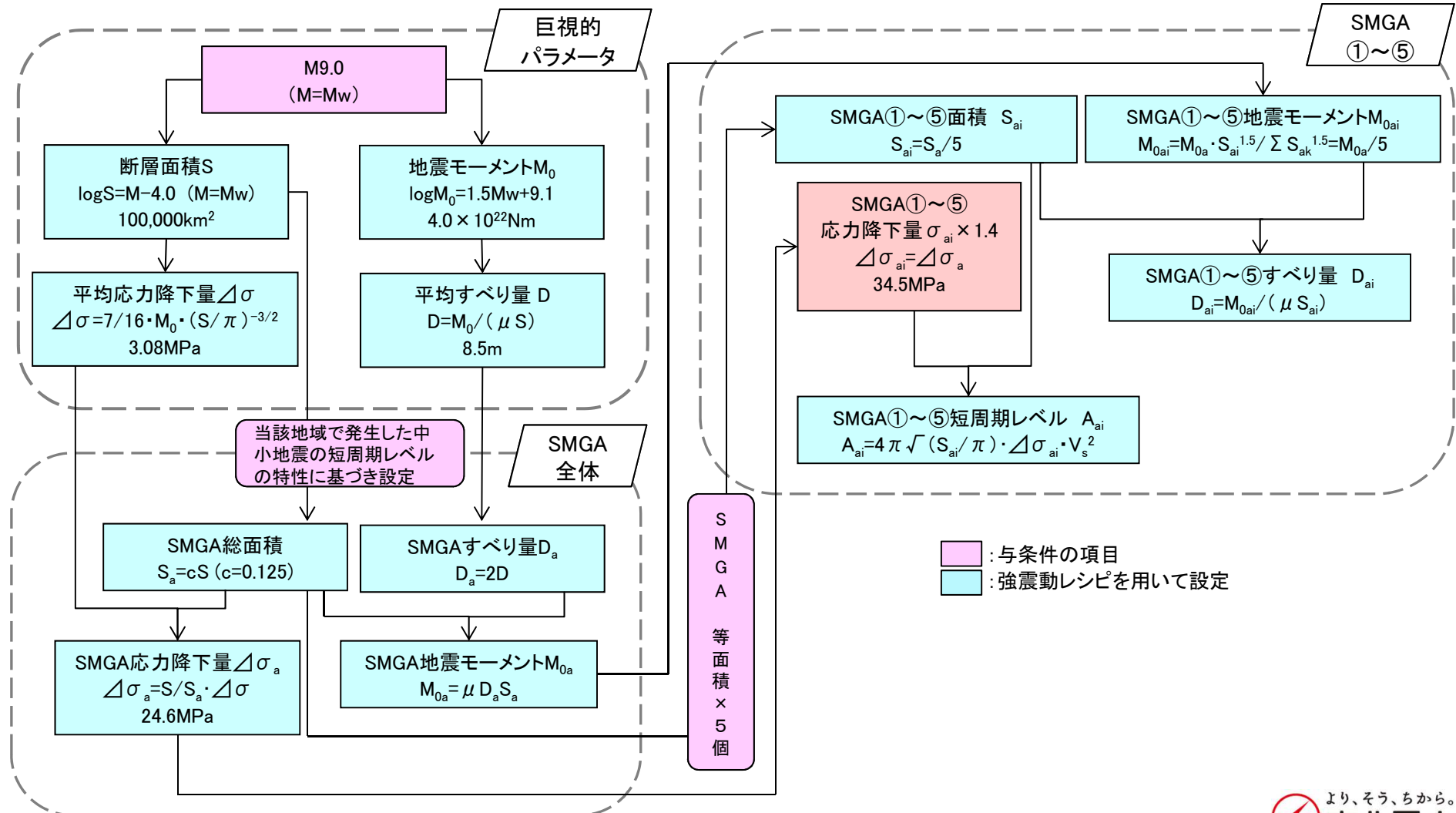
※SMGA3の大きい星印は破壊開始点の位置, 小さい星印は各SMGAの破壊開始点の位置。

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

3.1.4 基本震源モデルの設定 断層パラメータの設定フロー

■基本ケースの断層モデルの設定(断層パラメータの設定フロー)

- ・M9の地震規模を想定し、断層モデルは強震動レシピを用いて設定。
- ・強震動生成域(SMGA)は、地震調査研究推進本部で設定している各領域に1個ずつ設定。



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 基本震源モデルの設定 基本ケースの断層パラメータ

断層パラメータ		設定方法	設定値	断層パラメータ	設定方法	設定値	
走向	$\theta(^{\circ})$	3.11地震のF-netのCMT解	200				面積
傾斜角1(東側)	$\delta_1(^{\circ})$	壇ほか(2005)	12	地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$ $M_{0a}=\mu D_a S_a$	1.0×10^{22}	
傾斜角2(西側)	$\delta_2(^{\circ})$	壇ほか(2005)	21	すべり量	$D_a(\text{m})$ $D_a=2 \times D$	17.1	
すべり角	$\lambda(^{\circ})$	3.11地震のF-netのCMT解	88	短周期レベル	$A_a(\text{Nm}/\text{s}^2)$ $A_a=(\sum A_{ai}^2)^{1/2}$	4.16×10^{20}	
長さ	L(km)	断層面積に基づき設定	500	面積	$S_{a2}(\text{km}^2)$ $S_{a2}=S_a/5$	2500	
幅	W(km)	断層面積に基づき設定	200	地震モーメント	$M_{0a2}(\text{Nm})$ $M_{0a2}=M_{0a} \cdot S_{a2}^{1.5} / \sum S_{ai}^{1.5} = M_{0a} / 5$	2.0×10^{21}	
破壊開始点	基準点北緯	$N(^{\circ})$	本震の震源位置(気象庁(2012))	すべり量	$D_{a2}(\text{m})$ $D_{a2}=M_{0a2} / (\mu S_{a2})$	17.1	
	基準点東経	$E(^{\circ})$	本震の震源位置(気象庁(2012))	応力降下量	$\Delta \sigma_{a2}(\text{MPa})$ $\Delta \sigma_{a2}=S/S_a \cdot \Delta \sigma \times 1.4$	34.5	
	基準点深さ	H(km)	本震の震源位置(気象庁(2012))	短周期レベル	$A_{a2}(\text{Nm}/\text{s}^2)$ $A_{a2}=4\pi \sqrt{(S_{a2}/\pi)} \cdot \Delta \sigma_{a2} \cdot V_s^2$	1.86×10^{20}	
	基準点～上端	$W_1(\text{km})$	—	ライズタイム	$\tau_{a2}(\text{s})$ $\tau_{a2}=0.5W_{a2}/V_r, W_{a2}: \text{アスベリティ幅}$	8.33	
	基準点～北縁	$l_1(\text{km})$	—	面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$ $S_{ai}=S_a/5$	2500	
上端深さ	$h_u(\text{km})$	$h_u=H-W_1 \sin \delta_1$	12.3	地震モーメント	$M_{0ai}(\text{Nm})$ $M_{0ai}=M_{0a} \cdot S_{ai}^{1.5} / \sum S_{ak}^{1.5} = M_{0a} / 5$	2.0×10^{21}	
下端深さ	$h_l(\text{km})$	$h_l=H+(100-W_1) \sin \delta_1 + 100 \sin \delta_2$	68.9	すべり量	$D_{ai}(\text{m})$ $D_{ai}=M_{0ai} / (\mu S_{ai})$	17.1	
断層面積	S(km ²)	$\log S=M-4.0$	100000	応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}(\text{MPa})$ $\Delta \sigma_{ai}=S/S_{ai} \cdot \Delta \sigma \times 1.4$	34.5	
平均応力降下量	$\Delta \sigma(\text{MPa})$	$\Delta \sigma=7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2}$	3.08	短周期レベル	$A_{ai}(\text{Nm}/\text{s}^2)$ $A_{ai}=4\pi \sqrt{(S_{ai}/\pi)} \cdot \Delta \sigma_{ai} \cdot V_s^2$	1.86×10^{20}	
地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$\log M_0=1.5M_w+9.1$	4.0×10^{22}	ライズタイム	$\tau_{ai}(\text{s})$ $\tau_{ai}=0.5W_{ai}/V_r, W_{ai}: \text{アスベリティ幅}$	8.33	
モーメントマグニチュード	Mw	与条件	9.0	面積	$S_b(\text{km}^2)$ $S_b=S-S_a$	87500	
平均すべり量	D(m)	$D=M_0 / (\mu S)$	8.5	地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$ $M_{0b}=M_0-M_{0a}$	3.0×10^{22}	
剛性率	$\mu(\text{N}/\text{m}^2)$	地震調査研究推進本部(2002),(2005)	4.68×10^{10}	すべり量	$D_b(\text{m})$ $D_b=M_{0b} / (\mu S_b)$	7.3	
S波速度	$V_s(\text{km}/\text{s})$	地震調査研究推進本部(2002),(2005)	3.9	応力降下量	$\Delta \sigma_b(\text{MPa})$ $\Delta \sigma_b=0.2 \cdot \Delta \sigma_a$	6.9	
破壊伝播速度	$V_r(\text{km}/\text{s})$	地震調査研究推進本部(2002),(2005)	3.0	ライズタイム	$\tau_b(\text{s})$ $\tau_b=0.5W/V_r$	33.33	
				Q値	Q	佐藤ほか(1994)	$110f^{0.69}$
				高域遮断周波数	fmax(Hz)	宮城県沖の地域性考慮	18

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 不確かさケース1, 2の断層パラメータ

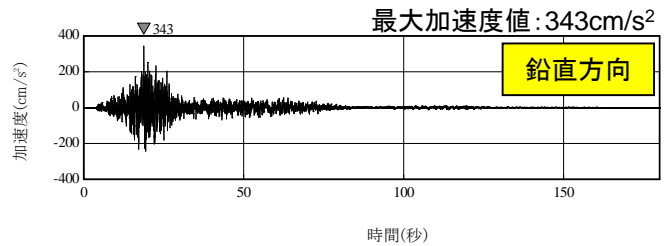
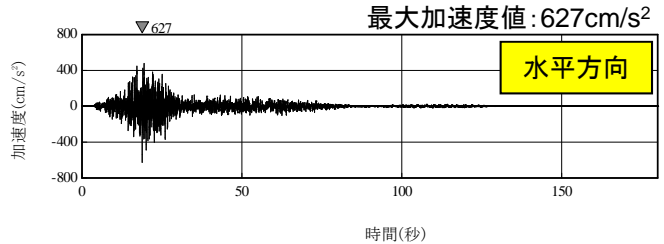
断層パラメータ		設定方法	設定値	
走向	$\theta(^{\circ})$	3.11地震のF-netのCMT解	200	
傾斜角1(東側)	$\delta_1(^{\circ})$	壇ほか(2005)	12	
傾斜角2(西側)	$\delta_2(^{\circ})$	壇ほか(2005)	21	
すべり角	$\lambda(^{\circ})$	3.11地震のF-netのCMT解	88	
長さ	L(km)	断層面積に基づき設定	500	
幅	W(km)	断層面積に基づき設定	200	
破壊開始点	基準点北緯	N(^{\circ})	本震の震源位置(気象庁(2012))	38.1035
	基準点東経	E(^{\circ})	本震の震源位置(気象庁(2012))	142.8610
	基準点深さ	H(km)	本震の震源位置(気象庁(2012))	23.7
	基準点~上端	W_1 (km)	—	55
	基準点~北縁	l_1 (km)	—	195
上端深さ	h_u (km)	$h_u = H - W_1 \sin \delta_1$	12.3	
下端深さ	h_l (km)	$h_l = H + (100 - W_1) \sin \delta_1 + 100 \sin \delta_2$	68.9	
断層面積	S(km ²)	$\log S = M - 4.0$	100000	
平均応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	$\Delta \sigma = 7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2}$	3.08	
地震モーメント	M_0 (Nm)	$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$	4.0×10^{22}	
モーメントマグニチュード	M_w	与条件	9.0	
平均すべり量	D(m)	$D = M_0 / (\mu S)$	8.5	
剛性率	μ (N/m ²)	地震調査研究推進本部(2002),(2005)	4.68×10^{10}	
S波速度	V_s (km/s)	地震調査研究推進本部(2002),(2005)	3.9	
破壊伝播速度	V_r (km/s)	地震調査研究推進本部(2002),(2005)	3.0	

断層パラメータ		設定方法	設定値	
強震動生成域全体	面積	S_a (km ²)	$S_a = cS, c=0.125$	12500
	地震モーメント	M_{0a} (Nm)	$M_{0a} = \mu D_a S_a$	1.0×10^{22}
	すべり量	D_a (m)	$D_a = 2 \times D$	17.1
	短周期レベル	A_a (Nm/S ²)	$A_a = (\sum A_{ai}^2)^{1/2}$	4.28×10^{20}
	面積	S_{a2} (km ²)	$S_{a2} = S_a / 5$	2500
強震動生成域2(宮城県沖)	地震モーメント	M_{0a2} (Nm)	$M_{0a2} = M_{0a} \cdot S_{a2}^{1.5} / \sum S_{ai}^{1.5} = M_{0a} / 5$	2.0×10^{21}
	すべり量	D_{a2} (m)	$D_{a2} = M_{0a2} / (\mu S_{a2})$	17.1
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a2}$ (MPa)	$\Delta \sigma_{a2} = S / S_{a2} \cdot \Delta \sigma \times 1.6$	39.4
	短周期レベル	A_{a2} (Nm/s ²)	$A_{a2} = 4\pi \sqrt{(S_{a2} / \pi)} \cdot \Delta \sigma_{a2} \cdot V_s^2$	2.13×10^{20}
	ライズタイム	τ_{a2} (s)	$\tau_{a2} = 0.5W_{a2} / V_r, W_{a2}: \text{アスベリテイ幅}$	8.33
強震動生成域1, 3, 4, 5	面積	S_{ai} (km ²)	$S_{ai} = S_a / 5$	2500
	地震モーメント	M_{0ai} (Nm)	$M_{0ai} = M_{0a} \cdot S_{ai}^{1.5} / \sum S_{ak}^{1.5} = M_{0a} / 5$	2.0×10^{21}
	すべり量	D_{ai} (m)	$D_{ai} = M_{0ai} / (\mu S_{ai})$	17.1
	応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}$ (MPa)	$\Delta \sigma_{ai} = S / S_{ai} \cdot \Delta \sigma \times 1.4$	34.5
	短周期レベル	A_{ai} (Nm/s ²)	$A_{ai} = 4\pi \sqrt{(S_{ai} / \pi)} \cdot \Delta \sigma_{ai} \cdot V_s^2$	1.86×10^{20}
ライズタイム	τ_{ai} (s)	$\tau_{ai} = 0.5W_{ai} / V_r, W_{ai}: \text{アスベリテイ幅}$	8.33	
背景領域	面積	S_b (km ²)	$S_b = S - S_a$	87500
	地震モーメント	M_{0b} (Nm)	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	3.0×10^{22}
	すべり量	D_b (m)	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$	7.3
	応力降下量	$\Delta \sigma_b$ (MPa)	$\Delta \sigma_b = 0.2 \cdot \Delta \sigma_a$	6.9
	ライズタイム	τ_b (s)	$\tau_b = 0.5W / V_r$	33.33
Q値	Q	佐藤ほか(1994)	$110f^{0.69}$	
高域遮断周波数	fmax(Hz)	宮城県沖の地域性考慮	18	

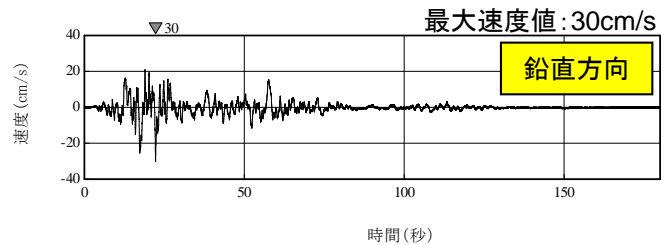
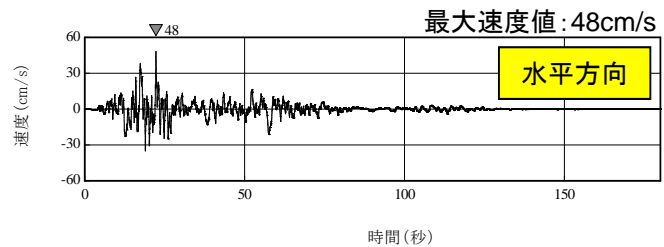
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3. 1 プレート間地震

3. 1. 4 検討用地震の地震動評価 断層モデル手法による地震動評価

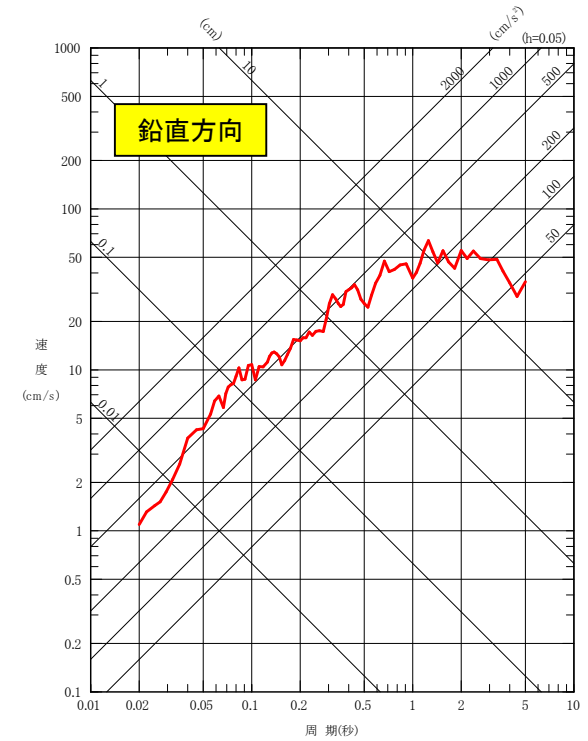
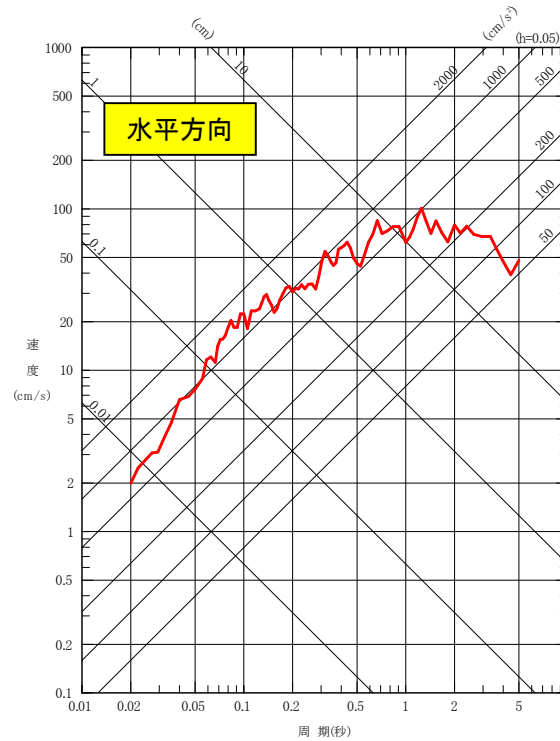
➤ 断層モデルによる手法を用いた地震動評価結果 基本ケース



加速度時刻歴波形



速度時刻歴波形

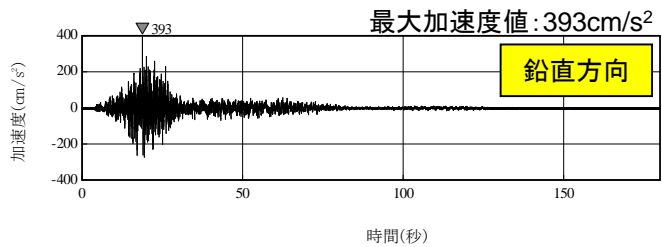
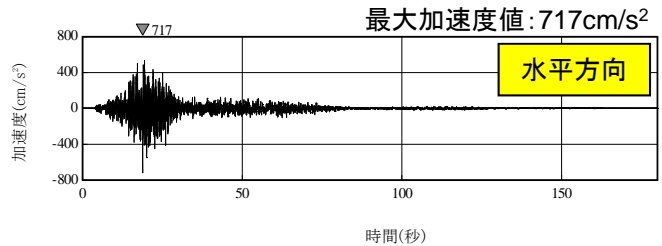


応答スペクトル

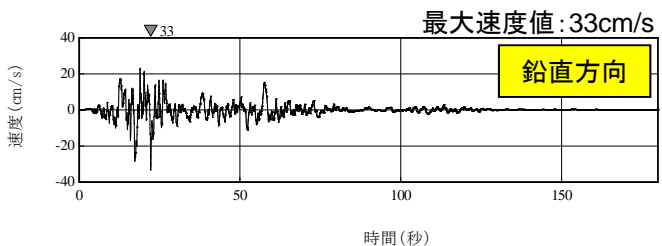
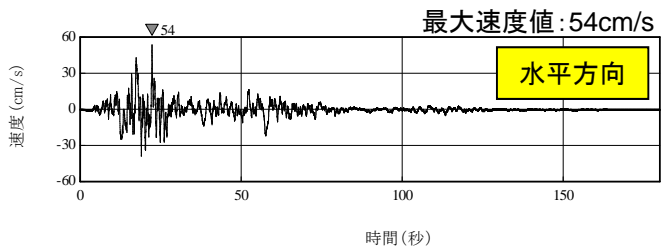
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.1 プレート間地震

3.1.4 検討用地震の地震動評価 断層モデル手法による地震動評価

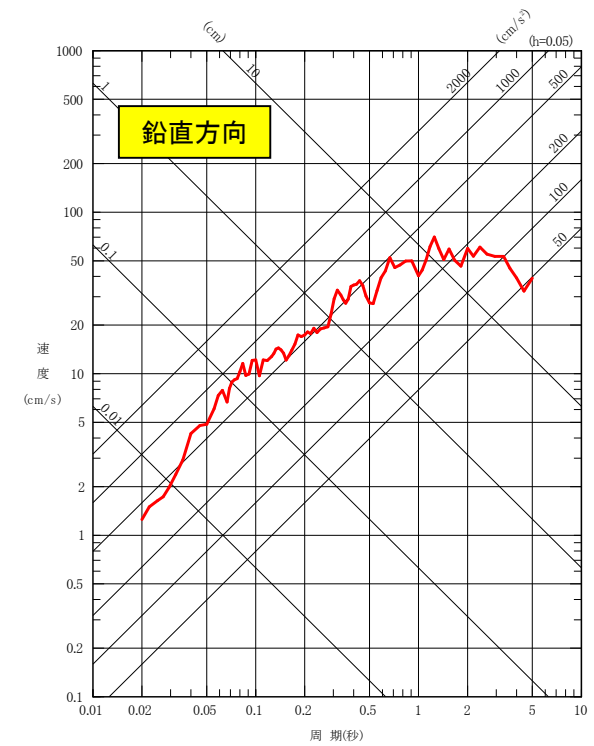
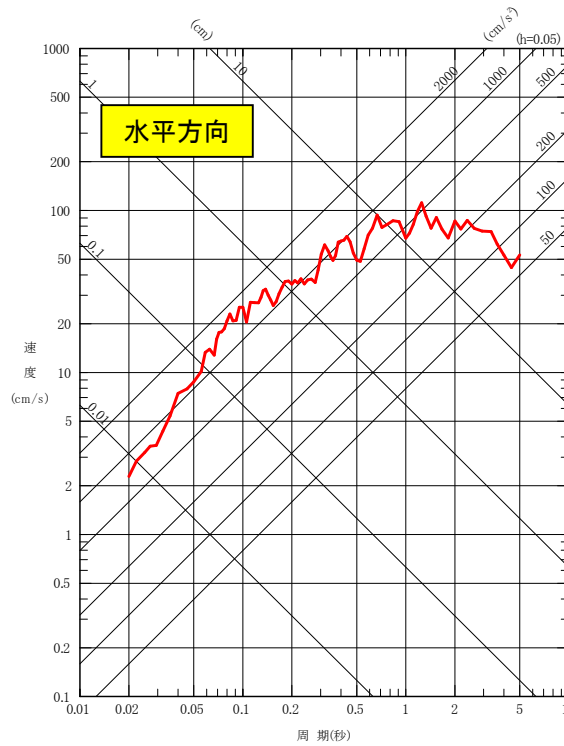
➤ 断層モデルによる手法を用いた地震動評価結果 不確かさケース1 応力降下量(短周期レベル)



加速度時刻歴波形



速度時刻歴波形



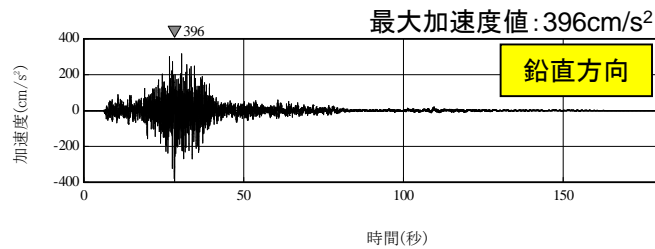
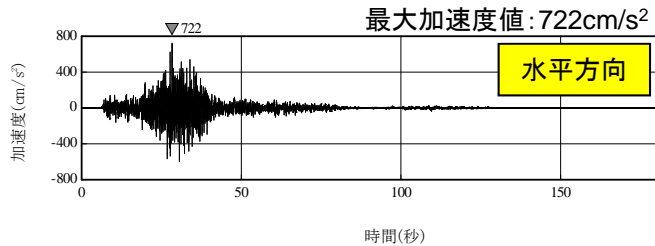
応答スペクトル

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

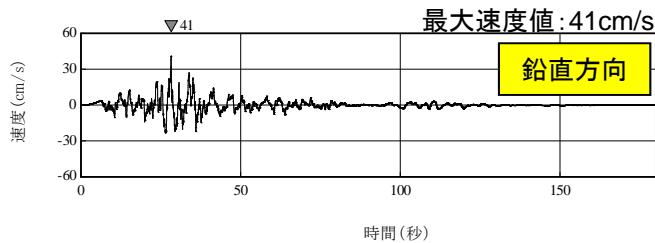
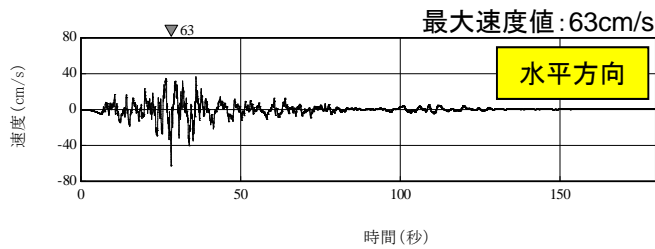
3.1.4 検討用地震の地震動評価 断層モデル手法による地震動評価

➤ 断層モデルによる手法を用いた地震動評価結果 不確かさケース2

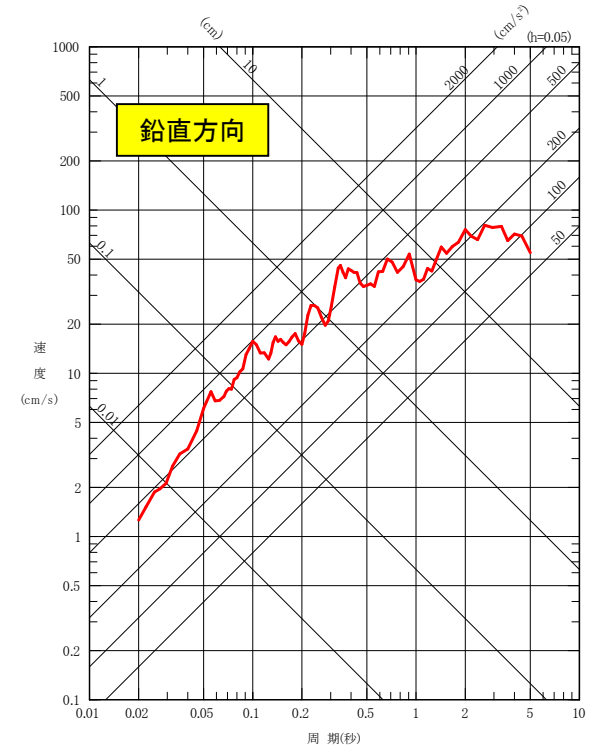
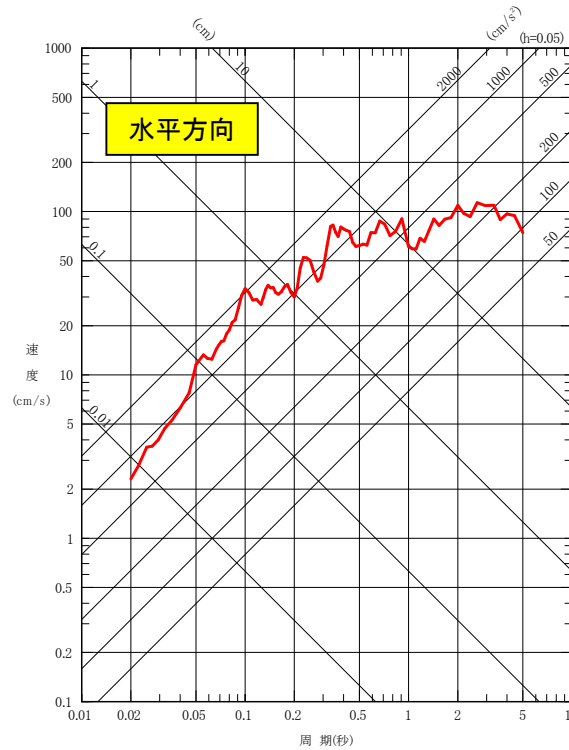
SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳



加速度時刻歴波形



速度時刻歴波形



応答スペクトル

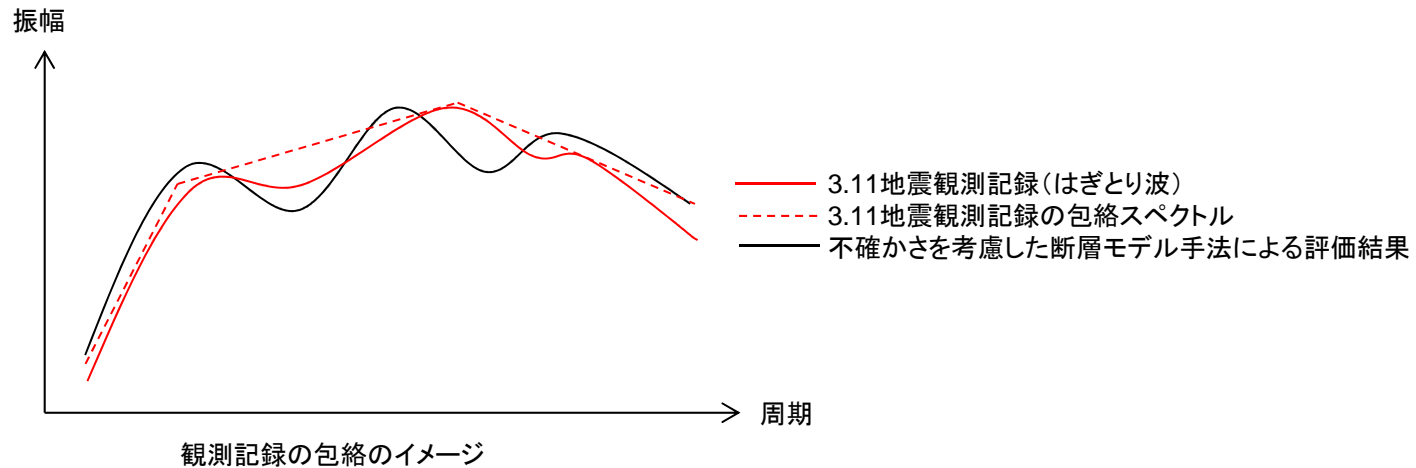
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3.1 プレート間地震

3.1.4 検討用地震の地震動評価 応答スペクトル手法による地震動評価

➤ 応答スペクトルに基づく地震動評価

- ・3.11地震の各地で観測された揺れは、地震動的にはM8前半の規模を適用した距離減衰式と整合することが指摘されているが、具体的にどのような規模を当てはめるか、また、応答スペクトルの周波数特性まで整理した検討については課題となっている。
- ・一方、敷地では3.11地震の観測記録※が得られていることから、距離減衰式による評価に代わり、この観測記録に基づき地震動を設定する。設定においては、観測記録と断層モデル手法による評価結果を比較した際、観測記録が不確かさを考慮した断層モデル手法による評価結果を上回ることが考えられるので、そのような周期帯に余裕を持たせるよう観測記録を包絡した応答スペクトルを設定する。この観測記録を包絡した応答スペクトルを応答スペクトルに基づく手法による地震動評価とする。
- ・なお、余裕の考慮については、観測記録を一律係数倍する方法も考えられるが、観測記録が不確かさを考慮した断層モデル手法による評価結果を上回る周期帯に対してより多くの余裕を持たせるためには、スペクトルの山谷を一律係数倍するよりも、振幅レベルの小さい谷の部分により効果的に包絡される包絡スペクトルの方が適していると考えられる。

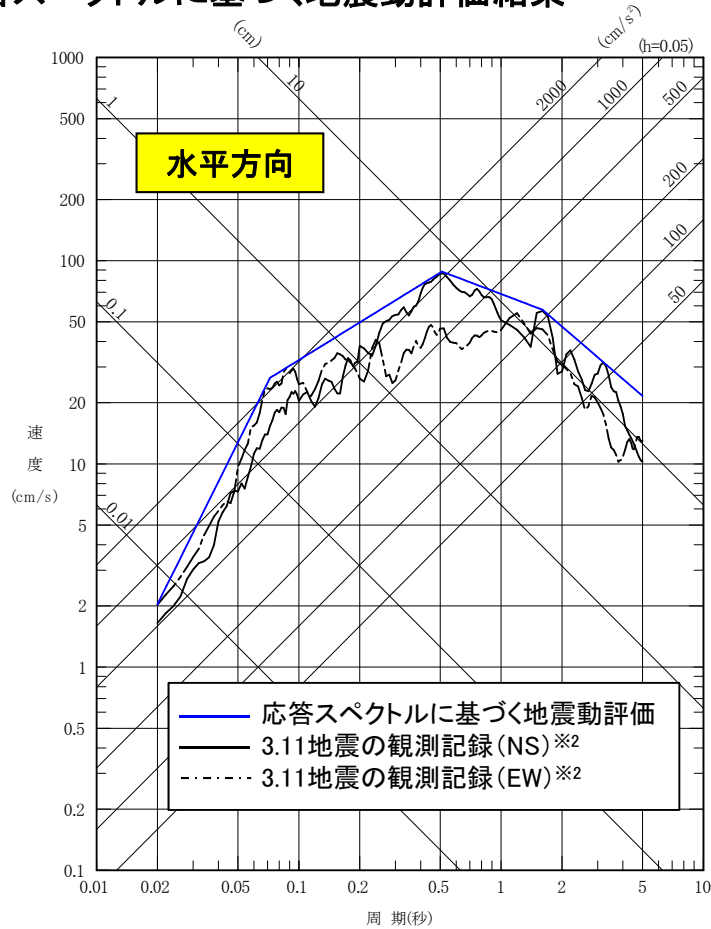
※：敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはぎとり波。



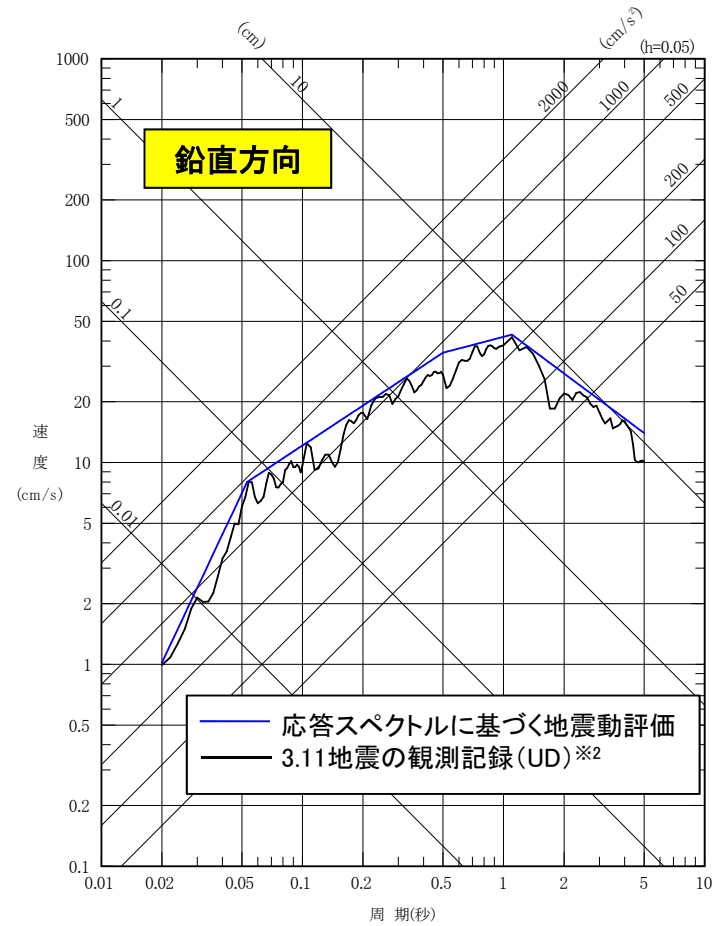
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3.1 プレート間地震

3.1.4 検討用地震の地震動評価 応答スペクトル手法による地震動評価

➤ 応答スペクトルに基づく地震動評価結果



SI比^{※1} 水平方向:1.21



SI比^{※1} 鉛直方向:1.17

※1: 3.11地震に対する応答スペクトルに基づく評価のSI比(応答スペクトル強さの比), $0.1 \leq T \leq 2.5$, $h=0.05$

※2: 敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはざとり波。

- ・3.11地震の観測記録(はざとり波)に対して、これを包絡して余裕を持たせた応答スペクトルを設定。
- ・3.11地震の観測記録(はざとり波)の応答スペクトルで谷となる周期帯に対して十分な余裕を確保している。

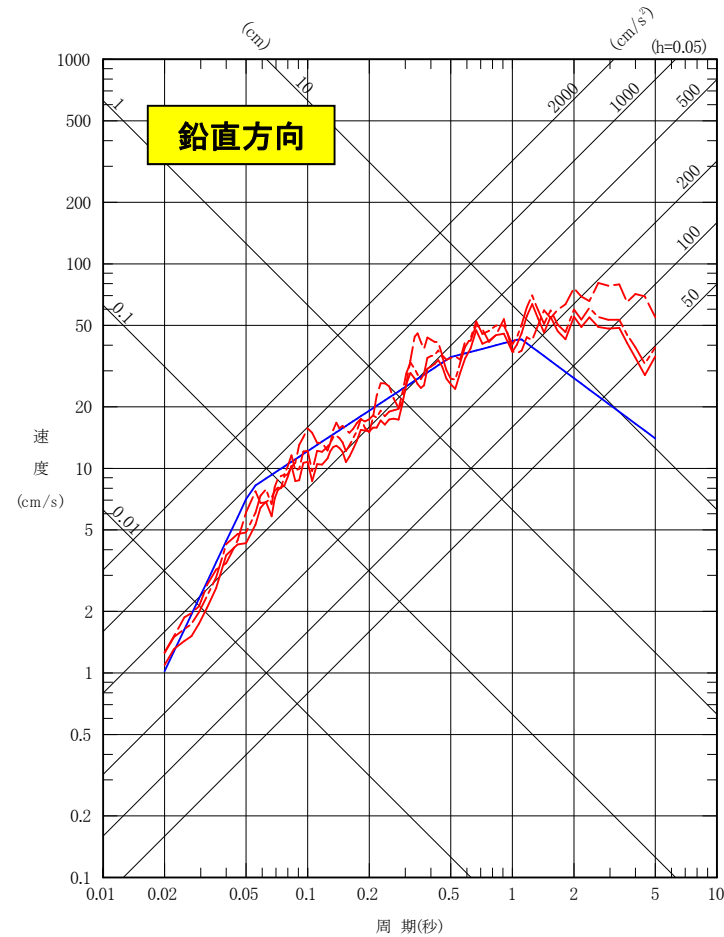
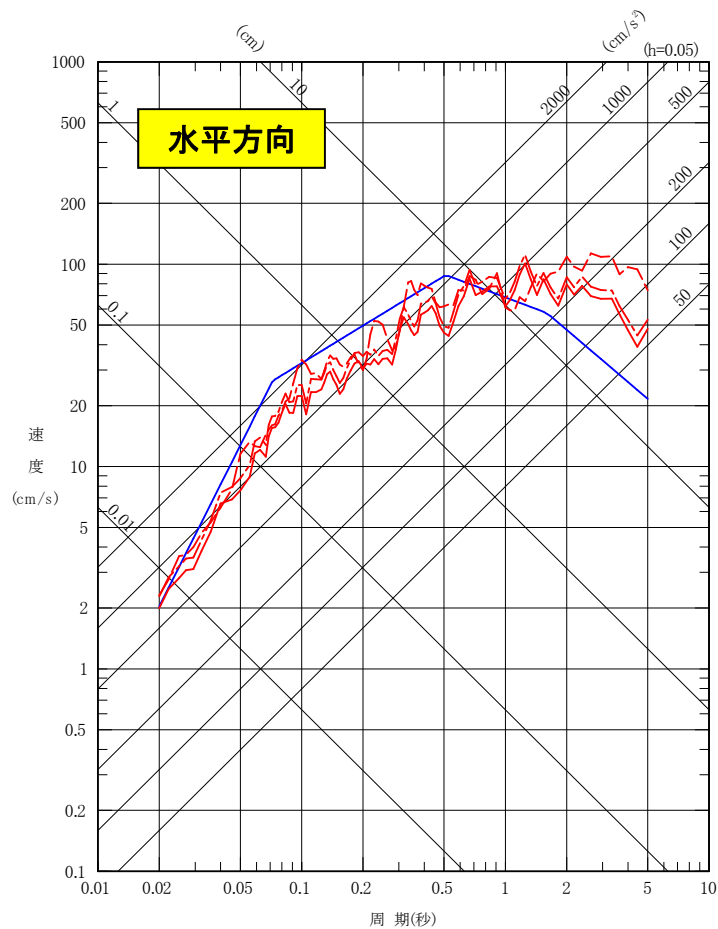
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3. 1 プレート間地震

3. 1. 4 検討用地震の地震動評価 まとめ

➤ 断層モデルによる評価(基本ケース, 不確かさケース), 応答スペクトルに基づく評価

- 断層モデルによる評価(基本ケース)
- - - 断層モデルによる評価(不確かさケース1)
- - - 断層モデルによる評価(不確かさケース2)
- 応答スペクトルに基づく評価

- 断層モデルによる評価(基本ケース)
- - - 断層モデルによる評価(不確かさケース1)
- - - 断層モデルによる評価(不確かさケース2)
- 応答スペクトルに基づく評価



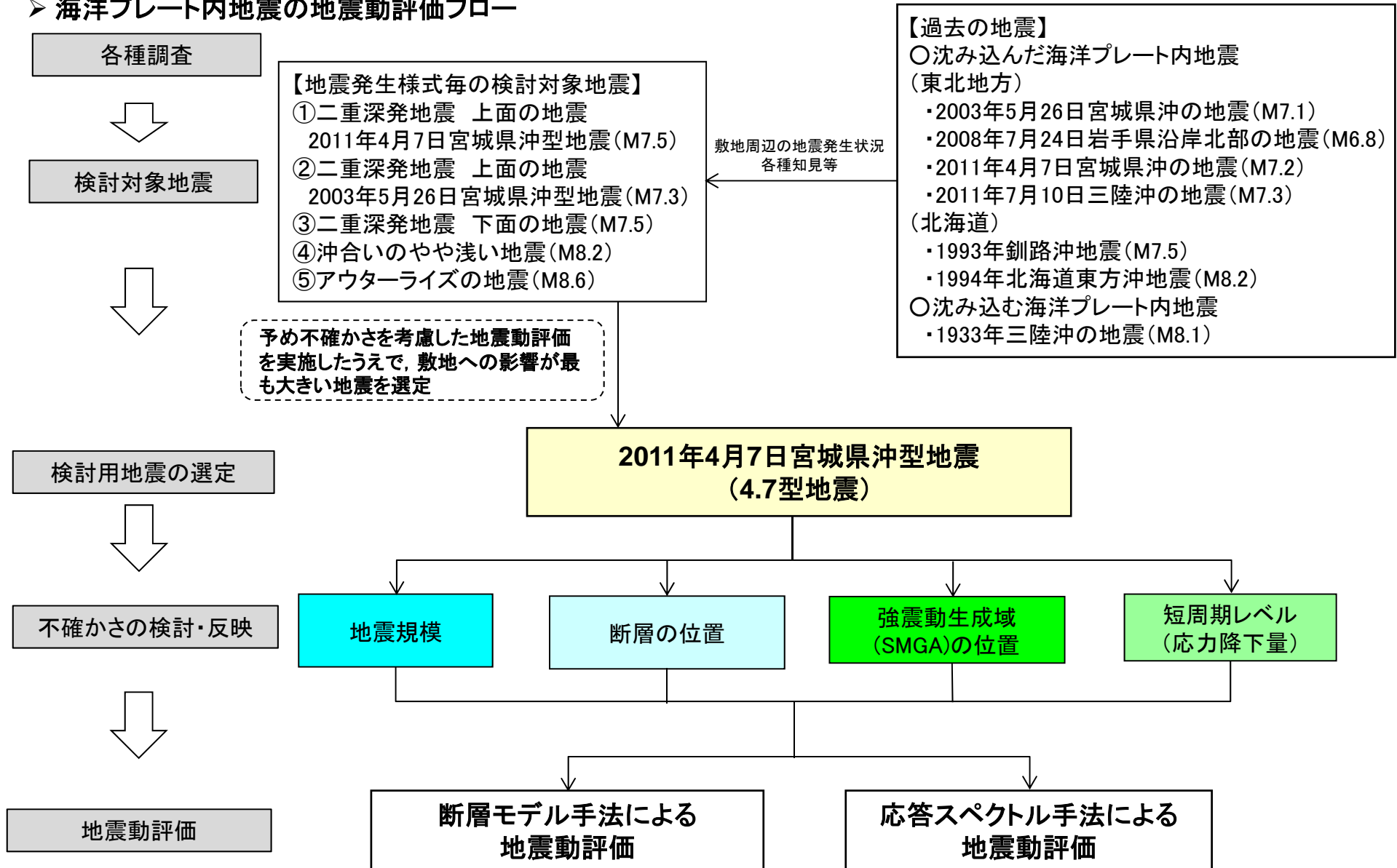
応答スペクトル

3. 2 海洋プレート内地震

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

3.2.1 検討用地震の選定 地震動評価概要

➤ 海洋プレート内地震の地震動評価フロー



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

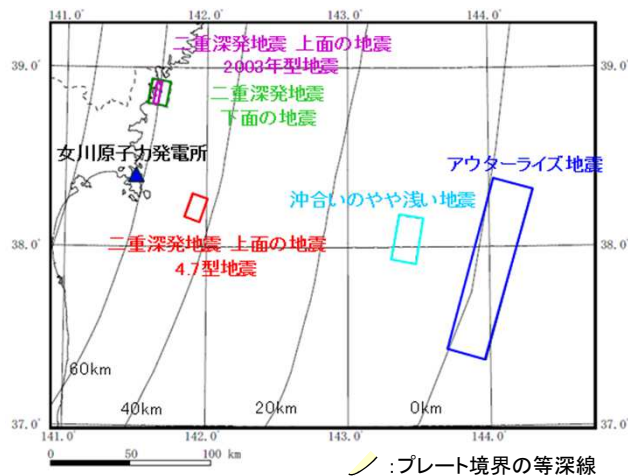
3.2.1 検討用地震の選定 海洋プレート内地震の検討対象地震

発生機構などの違いも踏まえ、5つのタイプの検討対象地震を設定し、それぞれ不確かさを考慮し敷地への影響検討を行った上で、最も影響の大きいタイプの地震を検討用地震として選定している。

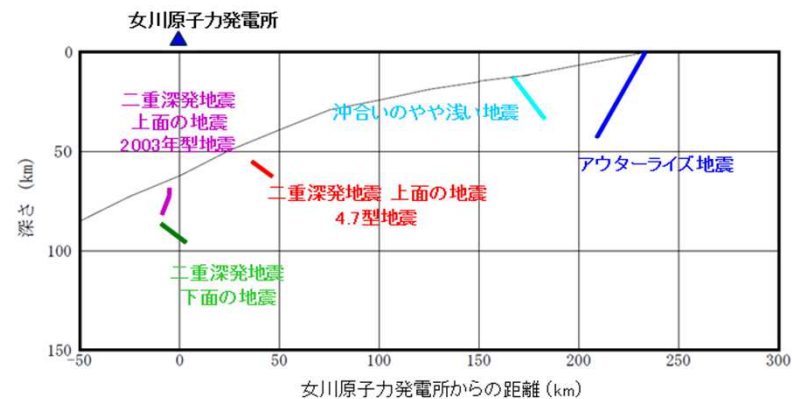
No.	タイプ名	検討した地震規模	東北地方で発生した主な地震	北海道で発生した主な地震
1	沈み込んだ海洋プレート内の地震	二重深発地震 上面の地震 4.7型地震	2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2) ^{※1}	
2		二重深発地震 上面の地震 2003年型地震	2003年5月26日宮城県沖の地震(M7.1) ^{※2}	
3		二重深発地震 下面の地震	2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8)	1993年釧路沖地震(M7.5)
4		沖合いのやや浅い地震	2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)	1994年北海道東方沖地震(M8.2)
5	沈み込む海洋プレート内の地震 アウターライズの地震	M8.6	1933年三陸沖の地震(M8.1) 2011年3月11日三陸沖の地震(M7.5)	

※1: 2011年4月7日宮城県沖の地震を以下「4.7地震」という。

※2: 2003年5月26日宮城県沖の地震を以下「2003年宮城県沖の地震」という。



断層位置 模式図(平面図)



断層位置 模式図(断面図)

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

3.2.1 検討用地震の選定 海洋プレート内地震の検討対象地震

▶ 検討対象地震 断層パラメータの設定の考え方

検討対象地震に関する各種知見と断層モデルの断層面の位置、SMGAの位置等の不確かさの設定方法について、考え方を整理した。

審査ガイドの主要記載事項

3.2.3 震源特性パラメータの設定

海洋プレート内地震の**規模の設定**においては、敷地周辺において過去に発生した地震の規模、すべり量、震源領域の広がり等に関する地形・地質学的、地震学的及び測地学的な直接・間接的な情報が可能な限り活用されていることを確認する。

3.2.3 震源特性パラメータの設定

国内のみならず世界で起きた大規模な地震を踏まえ、地震の発生機構やテクトニクス背景の類似性を考慮した上で**震源領域が設定**されていることを確認する。

3.2.3 震源特性パラメータの設定

特に、スラブ内地震については**アスペリティの応力降下量(短周期レベル)が適切に設定**されていることを確認する。

3.3.2 断層モデルを用いた手法による地震動評価

アスペリティの位置が活断層調査等によって設定できる場合は、その**根拠が示されている**ことを確認する。**根拠がない**場合は、敷地への影響を考慮して**安全側に設定**されている必要がある。

検討対象地震の断層パラメータの設定の考え方

【地震の想定位置(断層の位置)】

○過去の地震の発生状況、テクトニクス背景、地震観測から得られるトモグラフィの知見等を踏まえ、地震タイプごとに想定位置を決定。
・特に、陸域に近い位置で発生する地震(2003年型地震、下面の地震)については、安全側に敷地直下に想定したケースも考慮。

【地震規模】

○沈み込んだ海洋プレート内地震に対しては、東北地方の太平洋プレート内で発生した過去の地震の最大規模M7.3を全ての地震タイプで共通的に考慮。
・テクトニクス背景に相違のある北海道で発生した地震の最大規模(下面の地震M7.5、沖合いのやや浅い地震M8.2(M8.2は世界的にも最大規模))を該当する地震タイプに考慮。
・低速度域の存在が指摘されている場合はそれを考慮(4.7型地震)。

【強震動生成域の応力降下量(短周期レベル)】

○過去に敷地周辺で発生した規模の大きい地震の短周期レベルを基本的に採用。沈み込んだ海洋プレート内地震に対しては、不確かさとして4.7地震の短周期レベル(東北地方で最大レベル)も考慮。
・過去に規模の大きい地震が発生していない地震タイプ(海洋地殻内に強震動生成域が位置する地震、下面の地震)に対しては、他の地震タイプとのテクトニクス的違いや過去の中規模地震の特徴等を考慮し、安全側に設定。

【強震動生成域の位置】

○過去の地震の強震動生成域の位置が特定されているものについてはそれを採用。
・低速度域が認められる場合は、それをベースに安全側に設定(4.7型地震)。
・根拠が無い場合は、敷地への影響を考慮して安全側に設定(下面の地震他)。

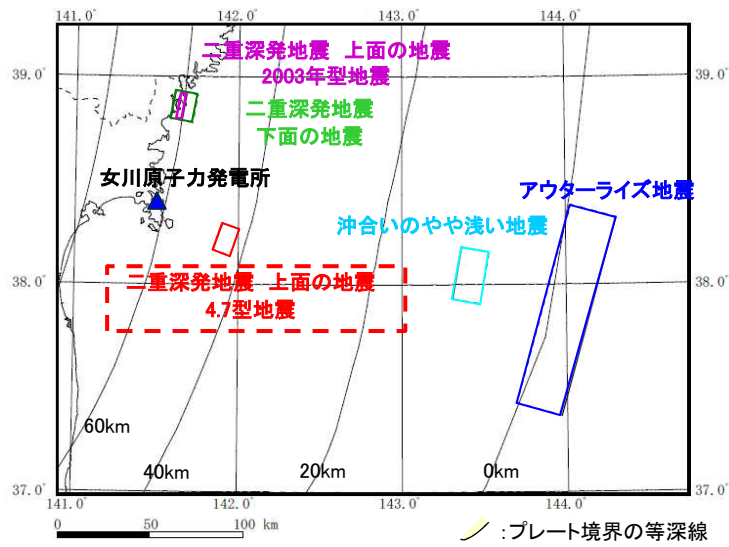
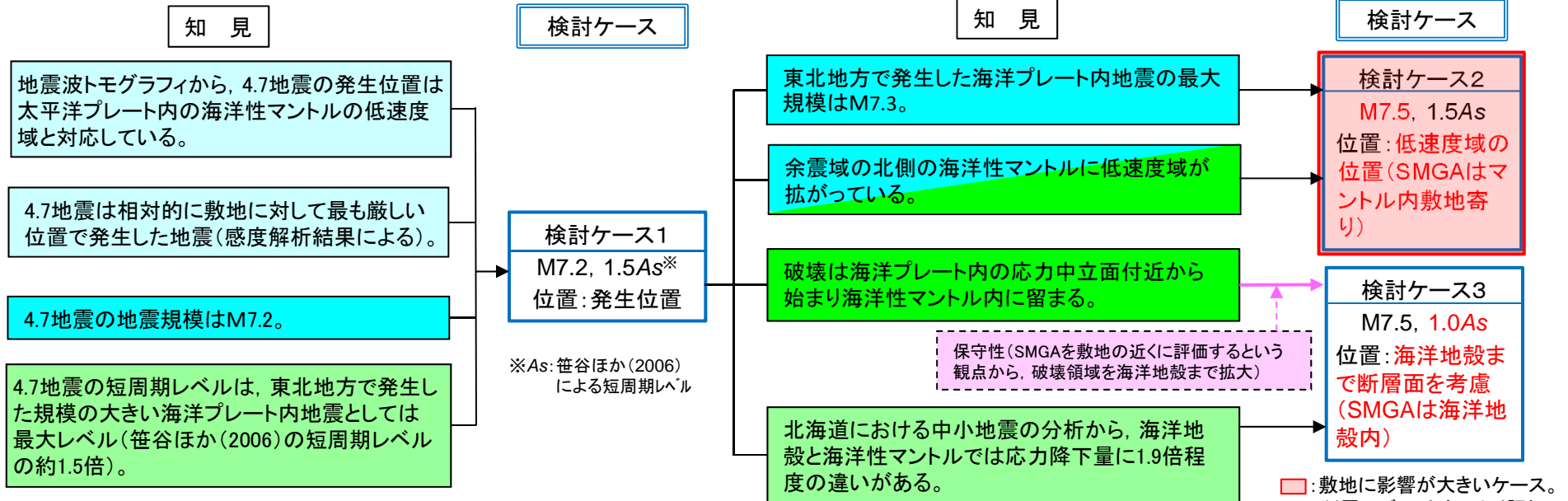
注1: 審査ガイドの記載内容については、一部簡略化して記載。

注2: アスペリティを強震動生成域(SMGA)という。

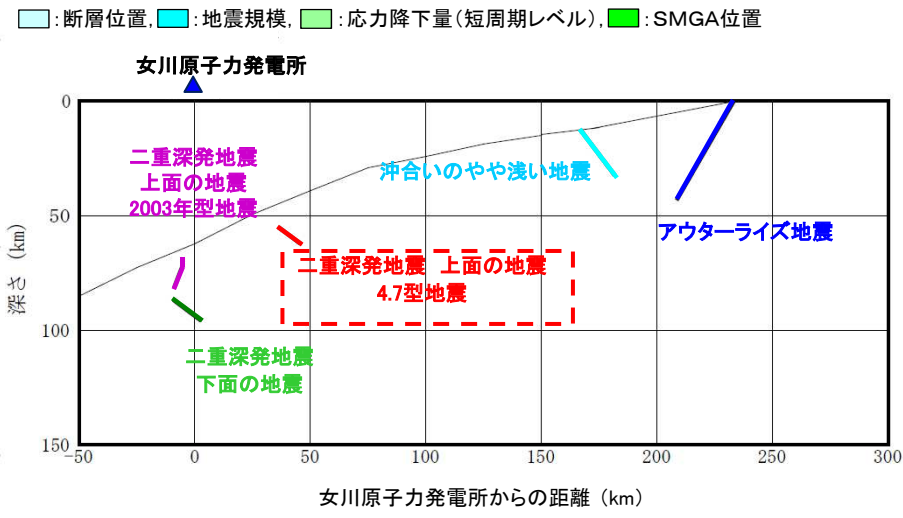
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 3.2 海洋プレート内地震

3.2.1 検討用地震の選定 海洋プレート内地震の検討対象地震

➤ 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震



断層位置 模式図(平面図)

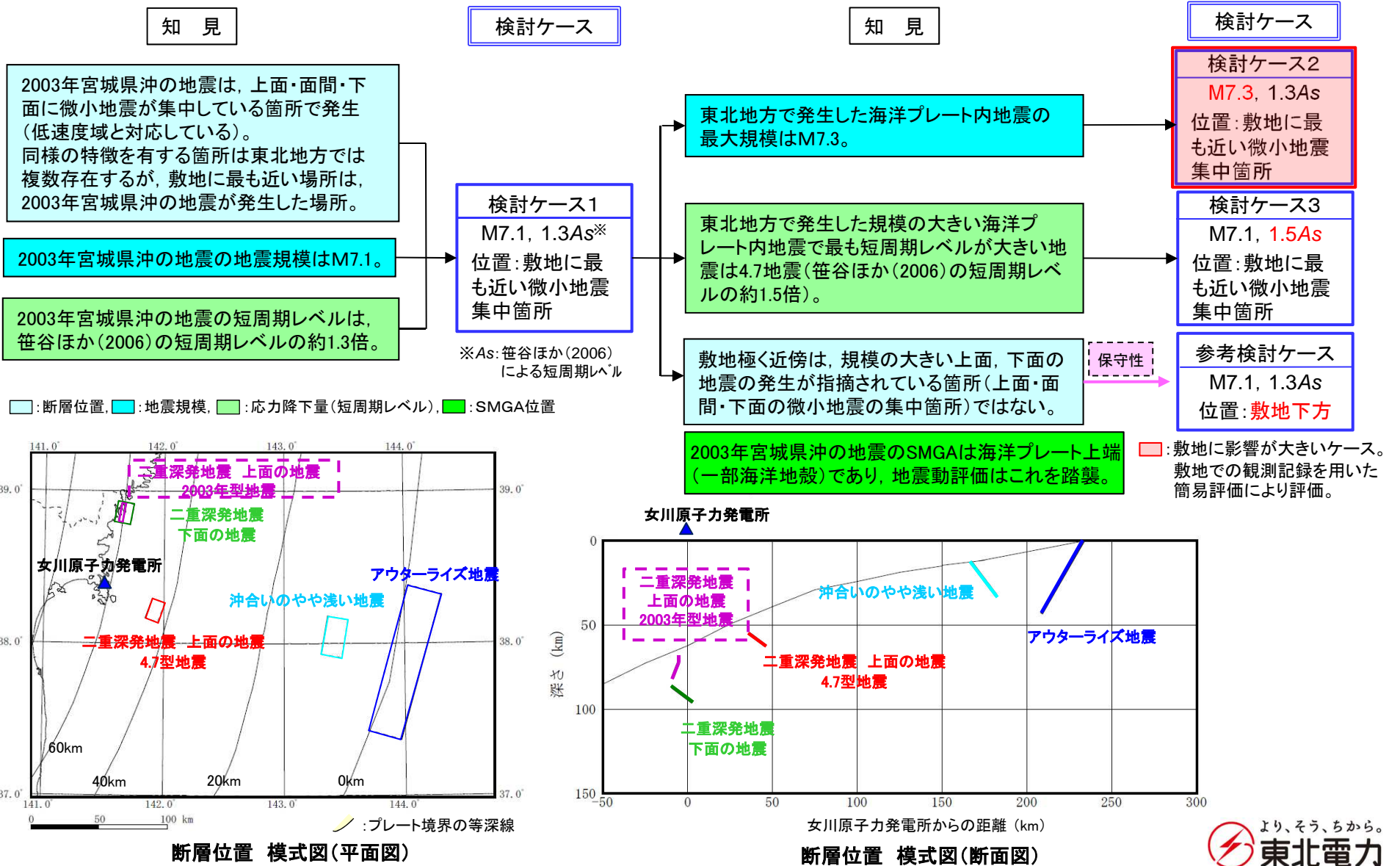


断層位置 模式図(断面図)

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

3.2.1 検討用地震の選定 海洋プレート内地震の検討対象地震

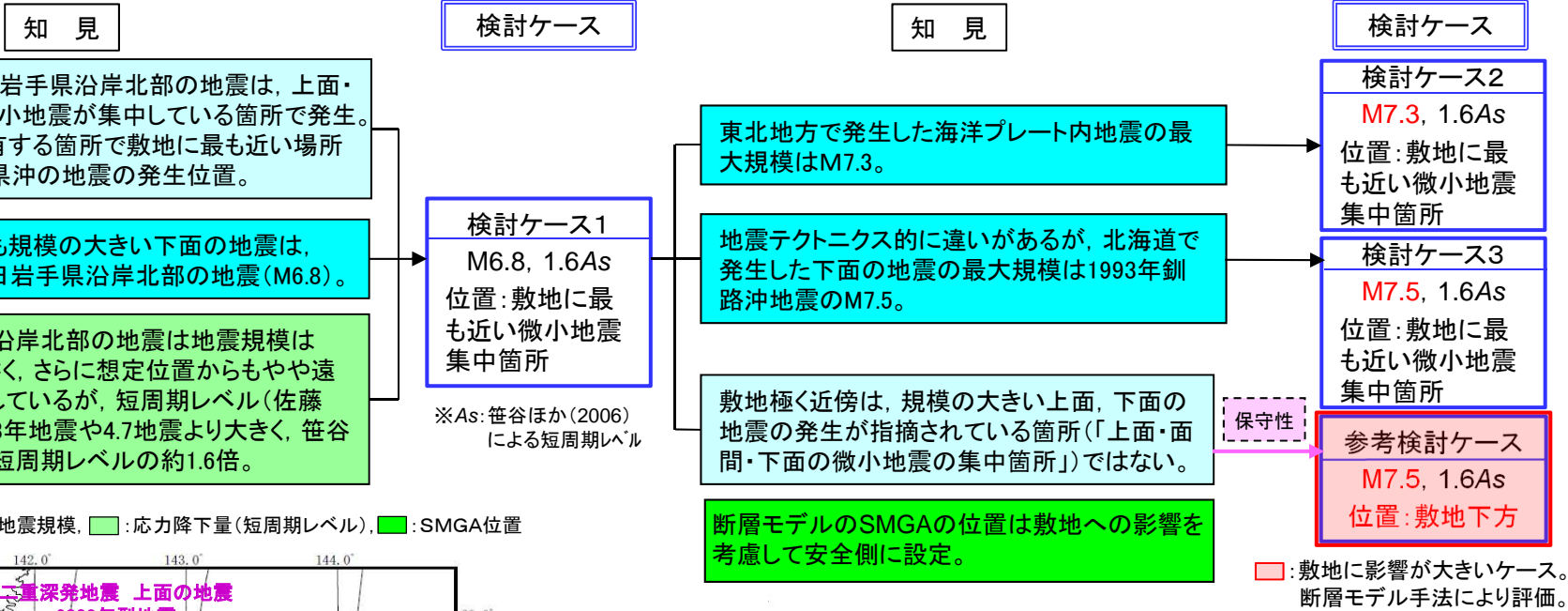
➤ 二重深発地震 上面の地震 2003年型地震



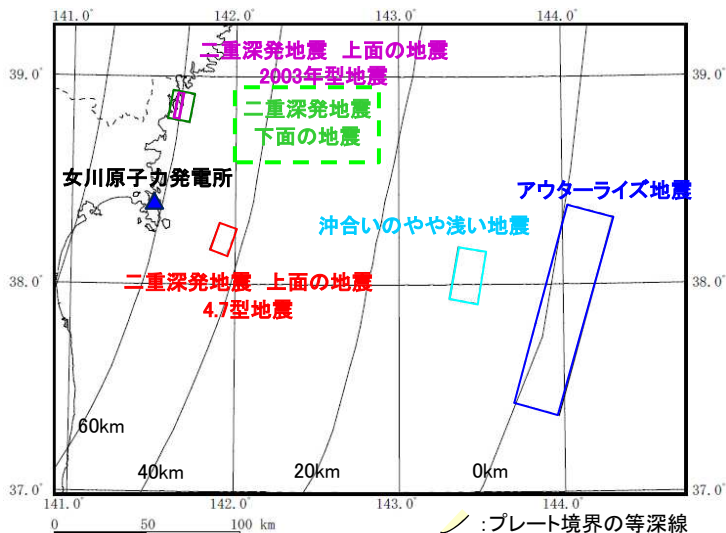
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 3.2 海洋プレート内地震

3.2.1 検討用地震の選定 海洋プレート内地震の検討対象地震

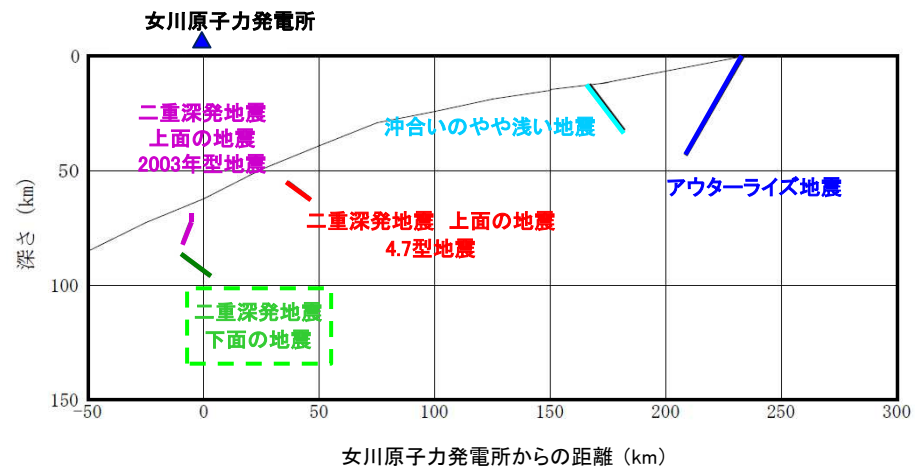
➤ 二重深発地震 下面の地震



□: 断層位置, □: 地震規模, □: 応力降下量(短周期レベル), □: SMGA位置



断層位置 模式図(平面図)

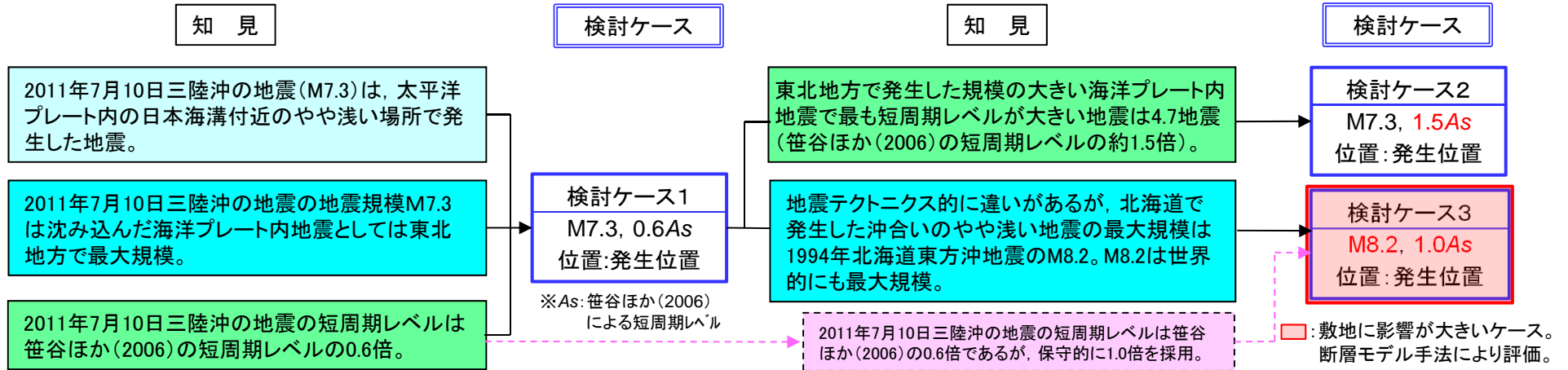


断層位置 模式図(断面図)

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

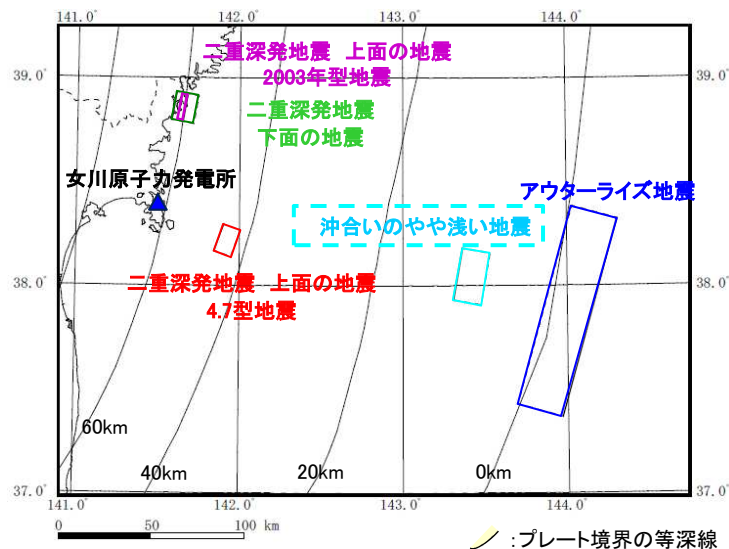
3.2.1 検討用地震の選定 海洋プレート内地震の検討対象地震

➤ 沖合いのやや浅い地震

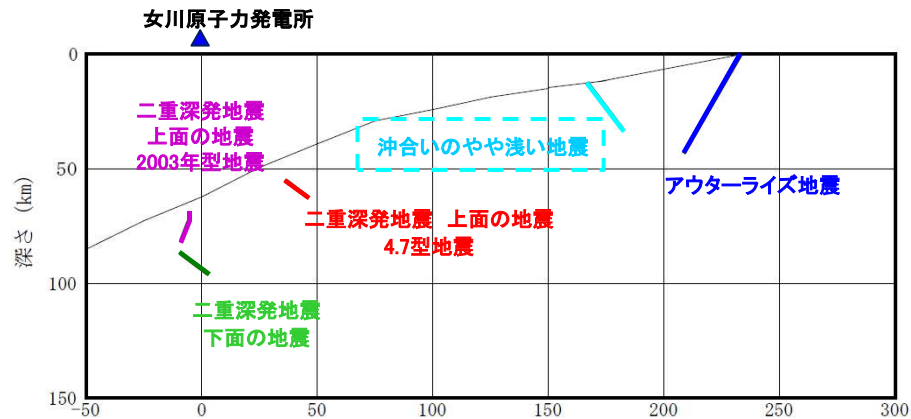


□: 断層位置, ■: 地震規模, ■: 応力降下量(短周期レベル), ■: SMGA位置

断層モデルのSMGAの位置は敷地への影響を考慮して安全側に設定。



断層位置 模式図(平面図)

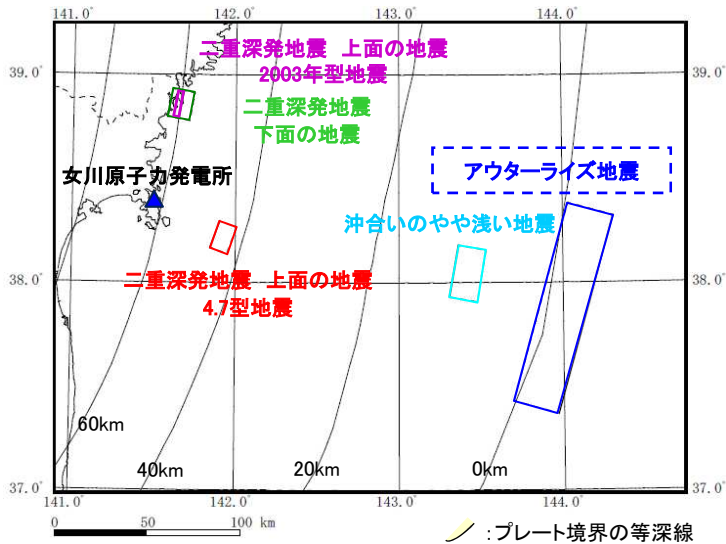
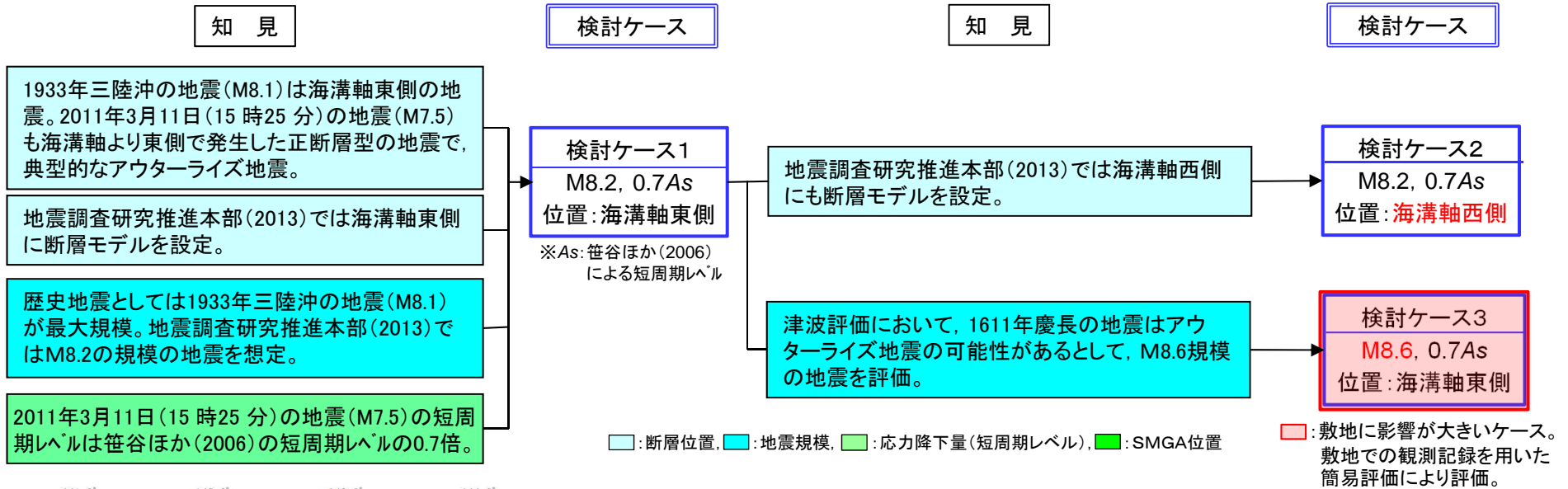


女川原子力発電所からの距離(km)
断層位置 模式図(断面図)

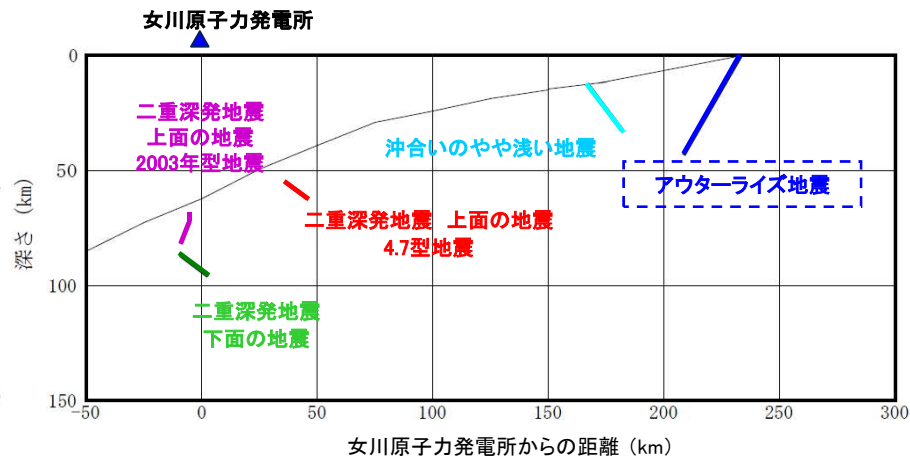
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 3.2 海洋プレート内地震

3.2.1 検討用地震の選定 海洋プレート内地震の検討対象地震

▶ アウターライズ地震



断層位置 模式図(平面図)



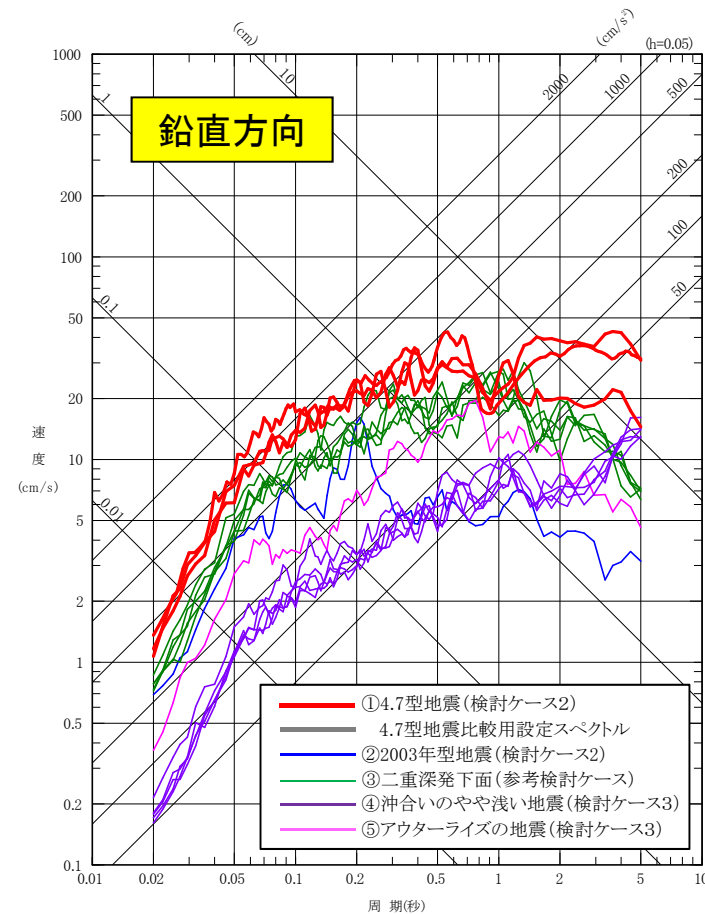
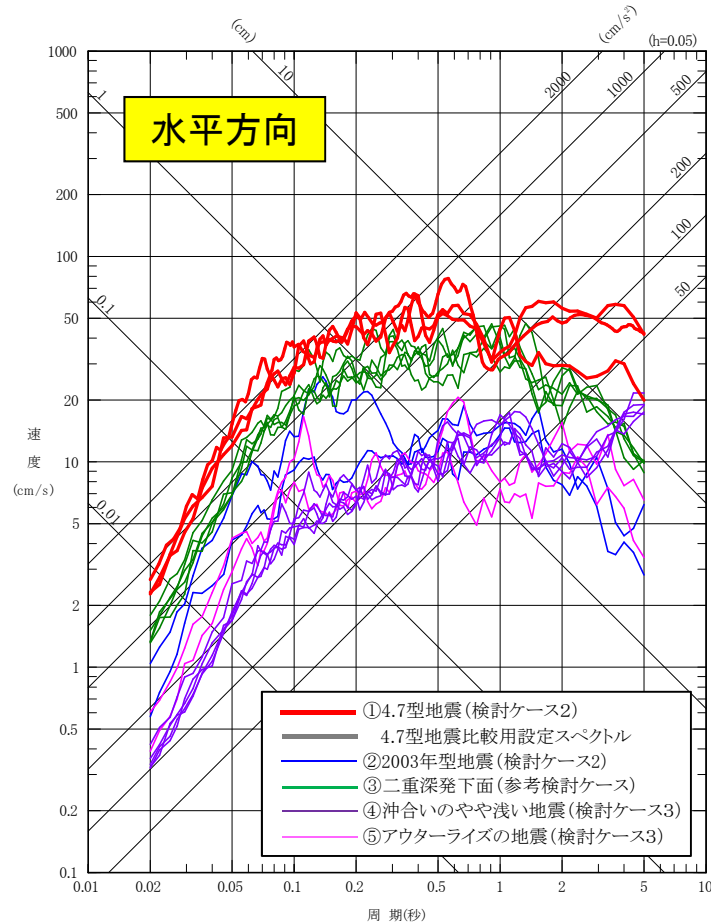
断層位置 模式図(断面図)

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

3.2.1 検討用地震の選定 海洋プレート内地震の検討対象地震

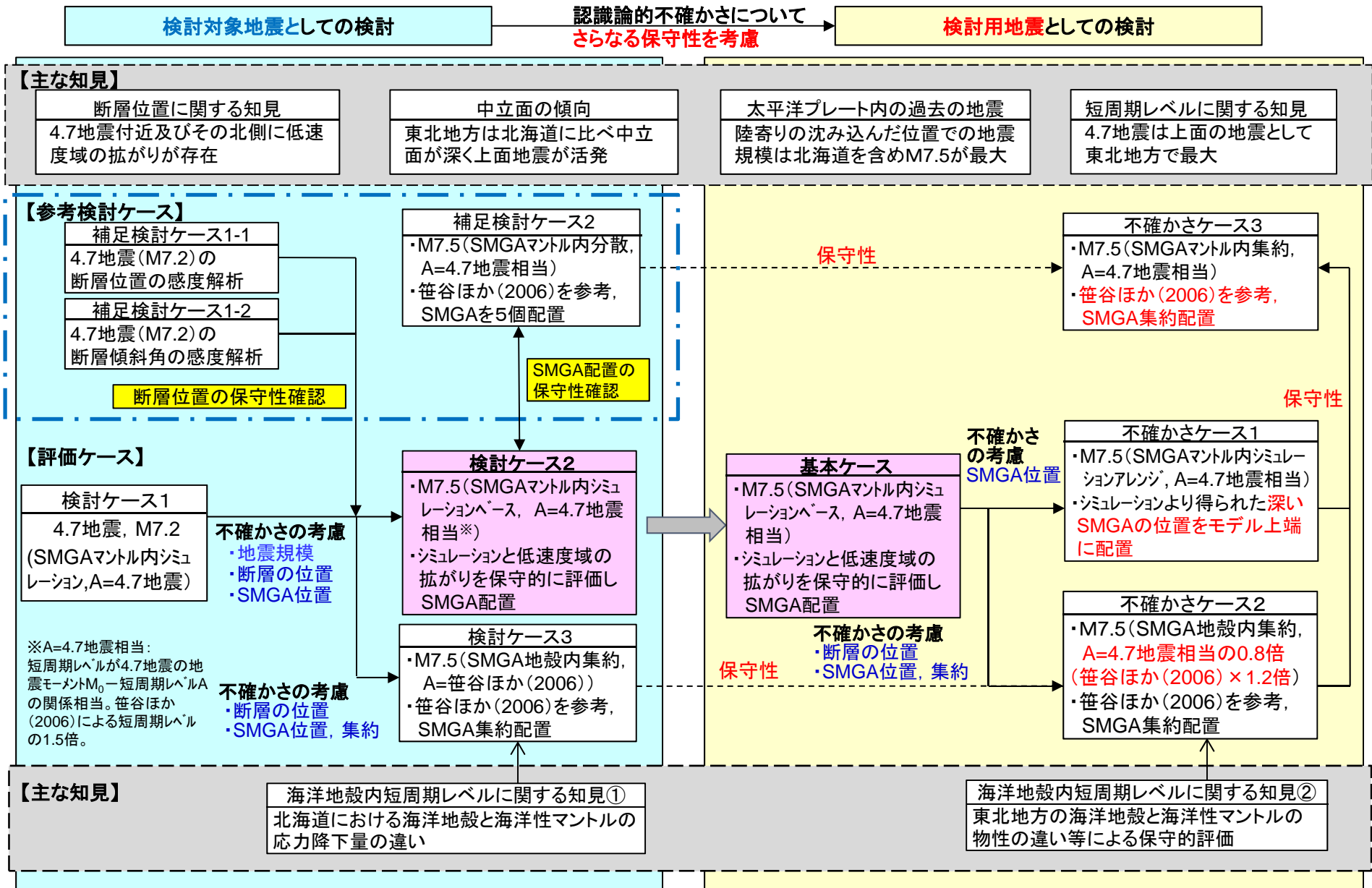
➤ 地震動評価の比較

・地震発生様式ごとに敷地に影響の大きいケースについて比較。

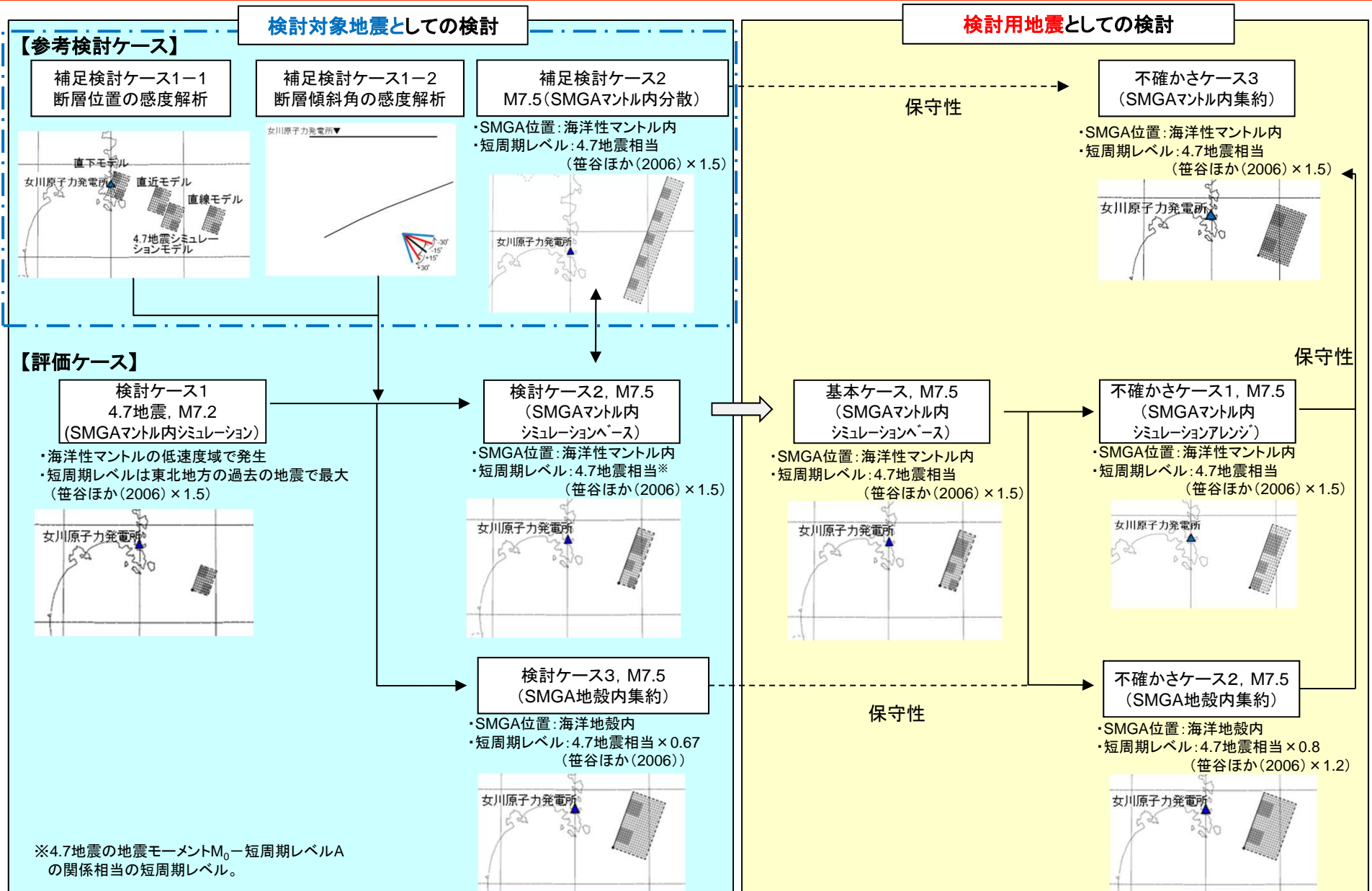


○敷地への影響が最も大きい二重深発地震上面の地震の「4.7型地震(2011年4月7日宮城県沖型地震)」を検討用地震として選定する。

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 3.2.2 検討用地震のモデルの設定 全体概要

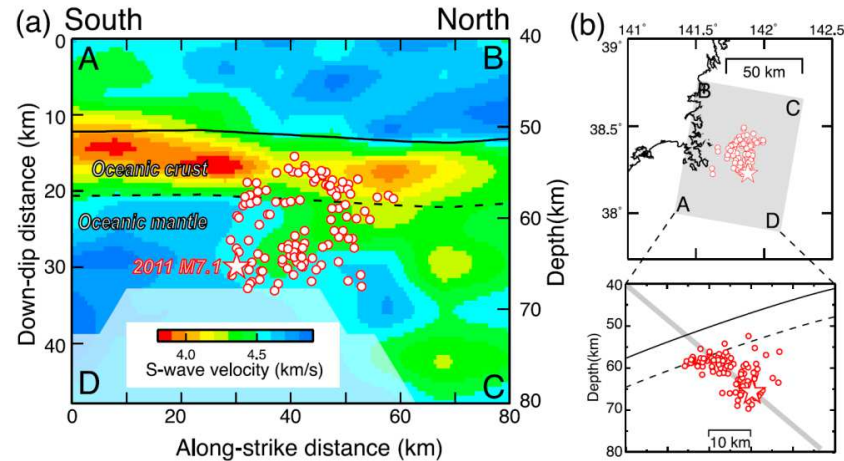


3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 3.2 海洋プレート内地震 3.2.2 検討用地震のモデルの設定 全体概要



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 3.2.2 検討用地震のモデルの設定 知見の整理

➤ 地震規模の間接的な知見



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))

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。

【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。

東北地方の過去の海洋プレート内地震(M7程度以上)

- ・2003年5月26日宮城県沖の地震(M7.1, H=72km): DC型 上面
- ・4.7地震(M7.2, H=66km): DC型 上面
- ・2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8, H=108km): DE型 下面
- ・2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3, H=34km): やや浅い地震, 津波が発生

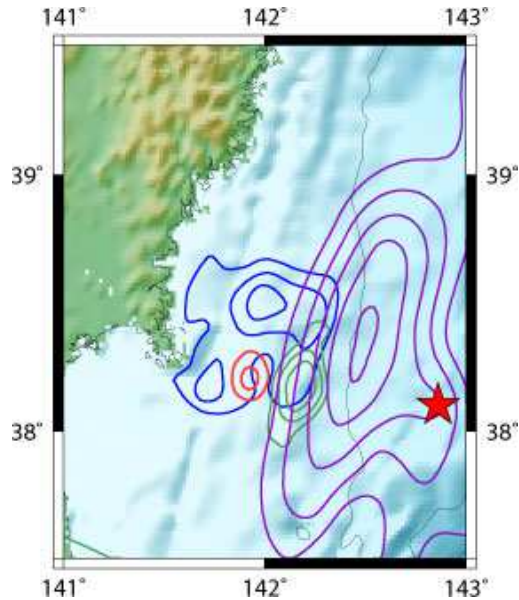
規模を参照

- ・規模の検討として、安全側にM7.5を考慮。
- ・断層モデルは、低速度域の拡がりから、4.7地震モデルの北側に拡張する。

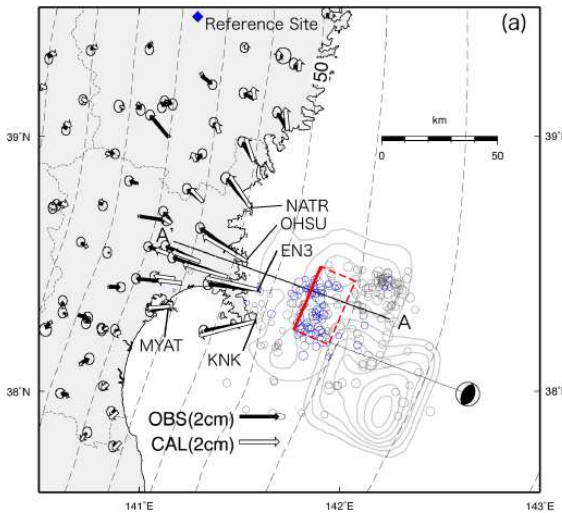
(参考) 北海道の陸寄りの沈み込んだ領域で発生した過去の地震
・1993年釧路沖地震(M7.5, H=101km): DE型 下面

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 検討用地震のモデルの設定 知見の整理

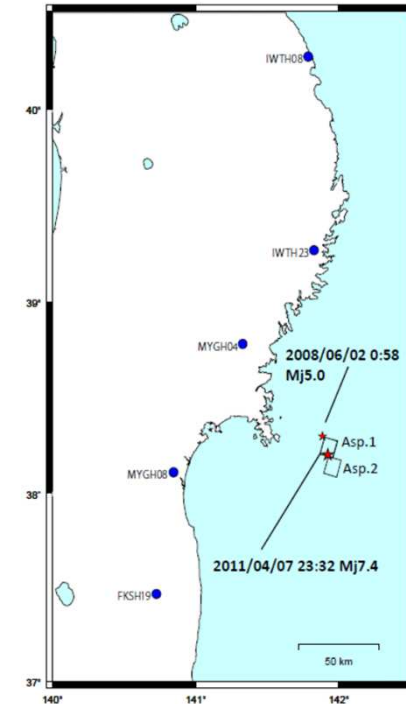
➤ 地震規模の間接的な知見



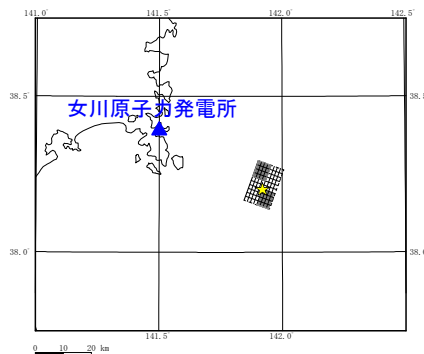
遠地実体波を使ったすべり分布 山中(2011)
赤いコンターが4.7地震



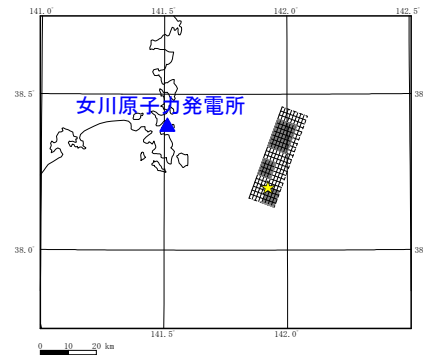
GPSデータに基づき推定された断層モデル
Ohta et al.(2011)



強震記録を用いたフォワードモデルによる
断層モデル 原田・釜江(2011)



検討ケース1 4.7地震, M7.2
SMGAマントル内シミュレーション



検討ケース2 / 基本ケース M7.5
SMGAマントル内シミュレーションベース

- ・4.7地震シミュレーションモデルは、Ohta et al.(2011)の測地データに基づく断層モデル等と比較し、4.7地震の震央付近にアスペリティを集約したモデルとなっている。(参考)
- ・基本ケース(p117)の断層モデルの巨視的面がOhta et al.(2011)と同等の大きさとなっている。

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 検討用地震のモデルの設定 知見の整理

コメントS194

➤ 地震規模の間接的な知見

■ Ohta et al.(2011)による知見

- ・GPSデータに基づき4.7地震の断層モデルの推定を行っている。
- ・4.7地震の震源(破壊開始点)は、DCとDEの中立面付近(Kita et al.(2010))にある。



・4.7地震の破壊は、海洋プレート内の応力中立面を大きく超えて拡大したものではない。

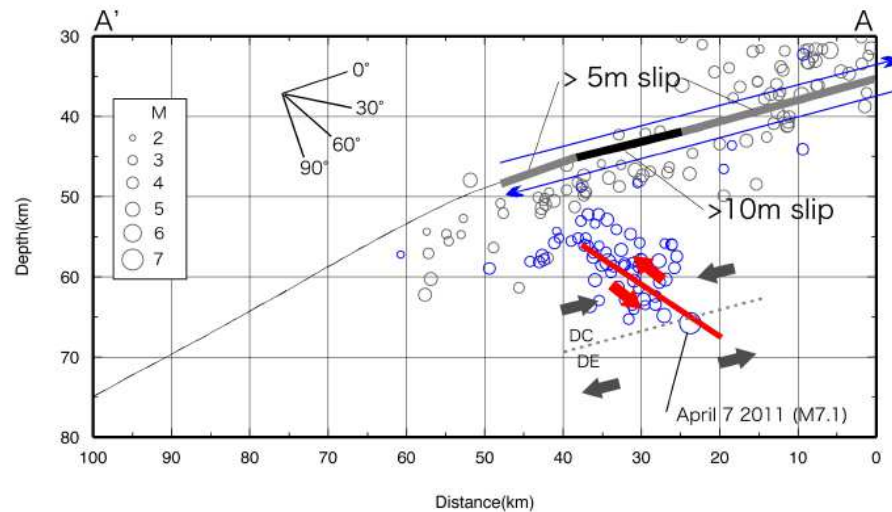
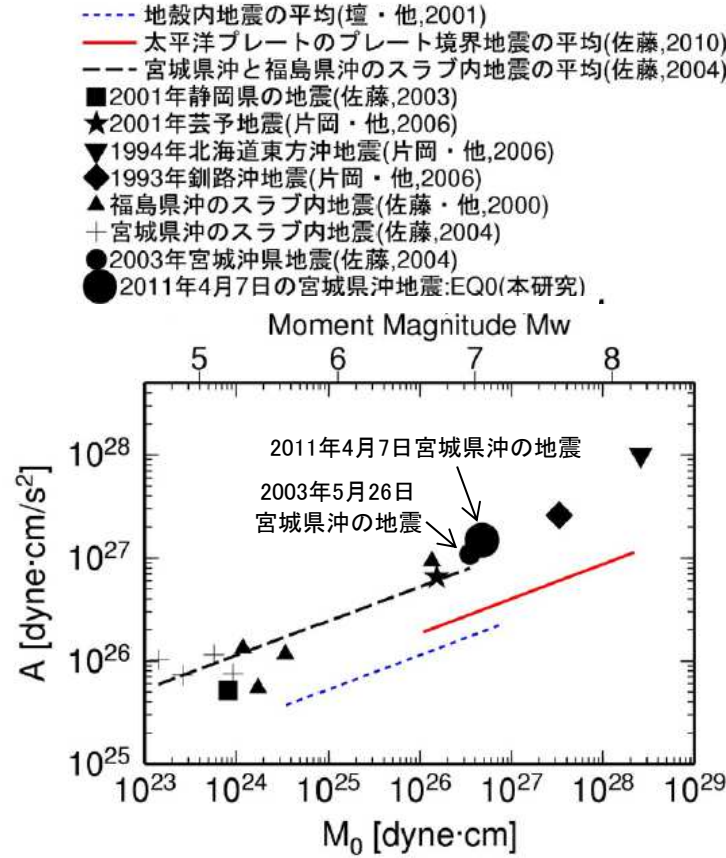


Fig. 4. Location of the estimated fault plane and aftershocks of the $M 9.0$ and $M 7.1$ earthquakes. Along the cross-section is shown by line A–A' in Fig. 3 (a). Small black circles and blue circles represent the aftershocks determined by the JMA between 11 March and 10 April, 2011, and between the 7 April earthquake and 10 April, 2011, respectively. The red thick line denotes the location of the estimated fault plane of the $M 7.1$ event. The black and gray thick lines along the Pacific plate surface denote portions of the fault plane having 10-m- and 5-m-fault slips (Inuma *et al.*, 2011), respectively. The blue and red arrows denote the slip directions of the $M 9$ earthquake and the $M 7.1$, April 7, event, respectively. The gray arrows illustrate the background stress field in the subducting plate. The gray dashed line indicates the neutral stress plane by Kita *et al.* (2010). The protractor indicates the angle from the subducting plate interface.

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 検討用地震のモデルの設定 知見の整理

▶ 短周期レベル(応力降下量)



海洋プレート内地震の地震モーメントと短周期レベルの関係(佐藤(2012)に一部加筆)

4.7地震の短周期レベルAは、同じ太平洋プレート上面(DC型)で発生した2003年5月26日宮城県沖の地震と比較して大きい*。

*4.7地震の短周期レベルAは、2003年5月26日宮城県沖の地震(M7.1)の短周期レベルAの約1.4倍。

なお、規模の差を差し引いて求めた短周期レベルA(短周期レベルAがM₀^{1/3}に比例すると仮定して算定)の差は約1.2倍となる。

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 検討用地震のモデルの設定 知見の整理

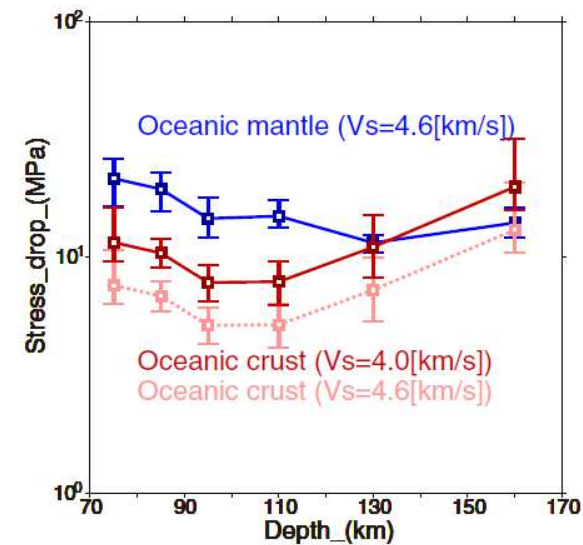
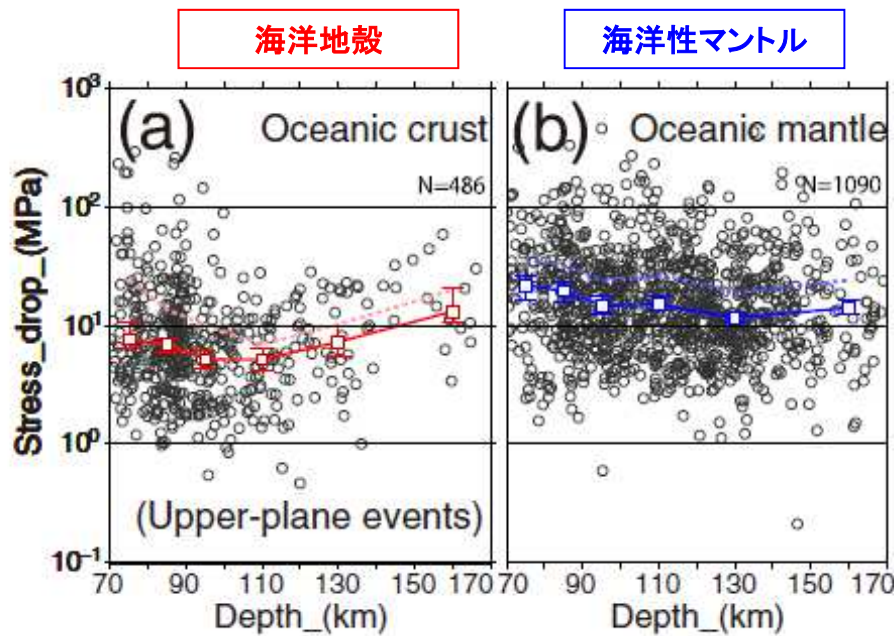
コメントS188

➤ 海洋地殻と海洋性マントルとの物性の違いの考慮

【Kita and Katsumata(2015)】

・北海道下の海洋プレート内地震を分析すると、海洋地殻で発生する地震の応力降下量は、海洋性マントル内で発生する地震の応力降下量よりも小さい傾向がある。

⇒海洋性マントルの応力降下量は海洋地殻の約1.9倍程度となっている。



海洋地殻、海洋性マントルともS波速度を4.6km/sとした場合、海洋性マントルの応力降下量は、海洋地殻の約2.8倍程度(70~120km)。

海洋地殻のS波速度を4.0km/s、海洋性マントルのS波速度を4.6km/sとした場合、**海洋性マントルの応力降下量は海洋地殻の約1.9倍程度(70~120km)。**

北海道下の海洋プレート内地震の応力降下量 (Kita and Katsumata(2015))

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

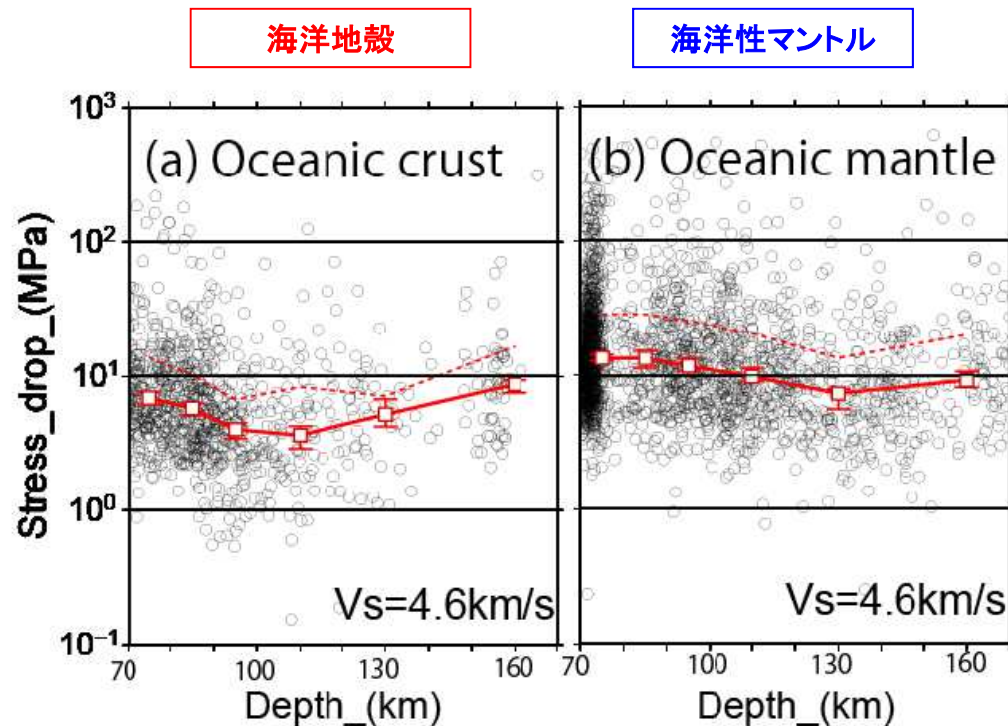
3.2.2 検討用地震のモデルの設定 知見の整理

コメントS188

➤ 海洋地殻と海洋性マントルとの物性の違いの考慮

【北(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】

- ・東北日本下の海洋プレート内地震について分析すると、北海道下と同様に、海洋地殻で発生する地震の応力降下量は、海洋性マントル内で発生する地震の応力降下量よりも小さい傾向がみられた。
- ・東北・北海道では、スラブ内の応力場の違いは、海洋プレート内地震の応力降下量へあまり影響を与えていないと推察される。



東北日本下の海洋プレート内地震の応力降下量（北(2016)）

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

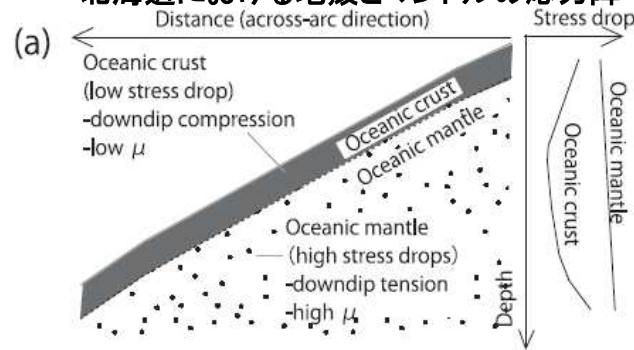
3.2.2 検討用地震のモデルの設定 知見の整理

▶ 海洋地殻と海洋性マントルとの物性の違いの考慮

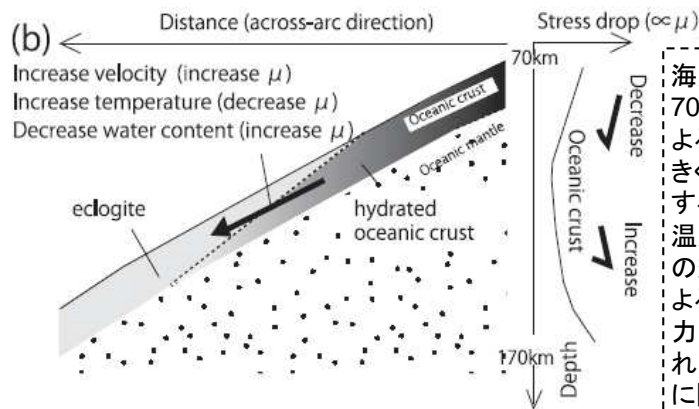
【Kita and Katsumata(2015)】

- ・海洋地殻と海洋性マントルの応力降下量の違いは、剛性とD/rの違いで説明できる可能性がある。
- ・応力降下量は、一般的に剛性に比例※すると考えられるので、海洋地殻と海洋性マントルの岩石のタイプによる剛性の差が応力降下量の差の原因の可能性がある。
- ・また、この違いは、2001年芸予地震の震源モデル(Kakehi(2004), Miyatake et al.(2004))等の研究においても報告されている。

⇒北海道における地殻とマントルの応力降下量の違いは、Kita and Katsumata(2015)では剛性の違いが主要因と考えられている。

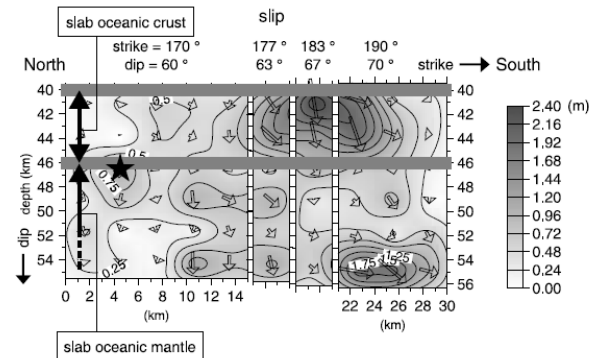


※: $\Delta\sigma = \frac{7\pi}{16r} \cdot \mu D$ $\Delta\sigma$: 応力降下量, r : 等価半径
 μ : 剛性率, D : すべり量

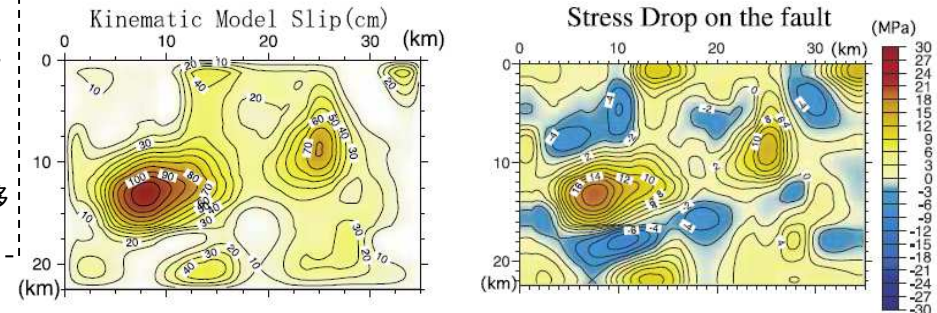


海洋地殻の応力降下量は、70~100kmでは、温度による剛性低下の効果が大きく、応力降下量が減少する。110~170kmでは、温度上昇による剛性低下の効果より脱水作用等による剛性の増大により応力降下量が増加する。これは海洋地殻での相転移に関連する。

海洋プレート内地震の応力降下量 模式図 (Kita and Katsumata(2015))



2001年芸予地震のすべり分布(Kakehi(2004))



2001年芸予地震のすべり分布と応力降下量(Miyatake et al.(2004))

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 検討用地震のモデルの設定 知見の整理

コメントS188

➤ 海洋地殻と海洋性マントルとの物性の違いの考慮

【Kita and Katsumata.(2015)による知見】

- ・Christensen(1996)は、封圧1.0GPaにおける岩石の密度及びVsを示しており、上部マントルの剛性率は67~75GPa、地殻(深さ70~120km)の剛性率は45~48GPaとなる。
- ・この知見から、海洋地殻/上部マントルの剛性率の比として、60~71%が導かれる。



【Christensen(1996)及びChristensen and Mooney(1995)による知見】

- ・Christensen(1996)は、Christensen and Mooney(1995)の知見に基づき、封圧1.0GPaにおける岩石の物性について整理している。

封圧下における物性値【Christensen(1996)より抜粋・一部加筆】

Name Specimens (s) Rocks (r)		ρ , kg/m ³	200 MPa		400 MPa		600 MPa		800 MPa		1000 MPa	
			V_p	V_s	V_p	V_s	V_p	V_s	V_p	V_s	V_p	V_s
海洋地殻の構成岩石 玄武岩	Basalt (BAS)											
	s=252 r=145	Average S.D.	2882 139	5.914 0.546	3.217 0.302	5.992 0.544	3.246 0.293	6.044 0.543	3.264 0.291	6.084 0.542	3.279 0.288	6.118 0.542
海洋地殻の構成岩石 角閃岩	Amphibolite (AMP)											
	s=78 r=26	Average S.D.	2996 85	6.866 0.224	3.909 0.151	6.939 0.199	3.941 0.136	6.983 0.197	3.959 0.133	7.018 0.197	3.974 0.131	7.046 0.197
マントルの構成岩石 かんらん岩	Dunite (DUN)											
	s=36 r=12	Average S.D.	3310 14	8.299 0.091	4.731 0.118	8.352 0.083	4.759 0.116	8.376 0.083	4.771 0.116	8.390 0.084	4.778 0.116	8.399 0.085

マントルの構成岩石(かんらん岩)は、地殻の構成岩石(玄武岩等)に比べて密度・S波速度・P波速度が大きい。

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 検討用地震のモデルの設定 知見の整理

コメントS188

➤ 海洋地殻と海洋性マントルとの物性の違いの考慮

- ・地震調査研究推進本部(2012)の評価に用いている地下構造モデルにおいて、北海道地方から東北地方にかけての太平洋プレートは同じ構造(S波速度、密度等)のモデルが用いられている。
- ・この地下構造モデルの海洋地殻と海洋性マントルの物性の違い($\mu = \rho \beta^2$, ρ :密度, β :S波速度)から算定される応力降下量の比は約2.10倍である。これは、Kita and Katsumata(2015)における海洋地殻と海洋性マントルの応力降下量の関係(海洋性マントル/海洋地殻=約1.9倍程度)と対応している。

全国1次地下構造モデル(暫定版)の物性値(地震本部(2012))

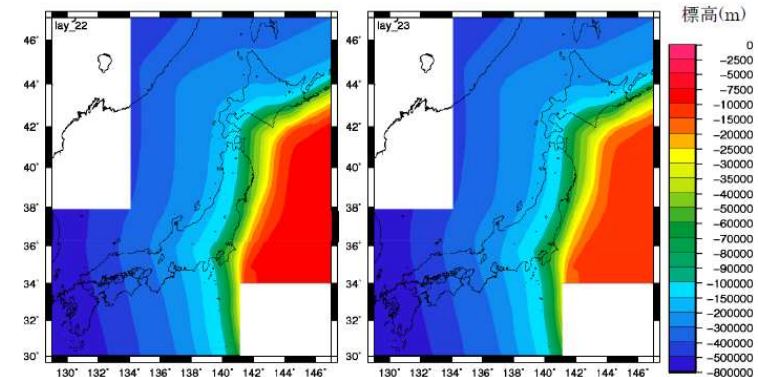
Layer	Vp(km/s)	Vs(km/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs	
1	1.7	0.35	1.80	119	70	
2	1.8	0.5	1.95	170	100	
3	2.0	0.6	2.00	204	120	
4	2.1	0.7	2.05	238	140	
5	2.2	0.8	2.07	272	160	
6	2.3	0.9	2.10	306	180	
7	2.4	1.0	2.15	340	200	付加体を含む
8	2.7	1.3	2.20	442	260	
9	3.0	1.5	2.25	510	300	
10	3.2	1.7	2.30	578	340	
11	3.5	2.0	2.35	680	400	
12	4.2	2.4	2.45	680	400	
13	5.0	2.9	2.60	680	400	地震基盤(近畿圏)
14	5.5	3.2	2.65	680	400	地震基盤(上部地殻第1層)
15	5.8	3.4	2.70	680	400	上部地殻第2層
16	6.4	3.8	2.80	680	400	下部地殻
17	7.5	4.5	3.20	850	500	マントル
18	5.0	2.9	2.40	340	200	海洋性地殻第2層(フィリピン海プレート)
19	6.8	4.0	2.90	510	300	海洋性地殻第3層(フィリピン海プレート)
20	8.0	4.7	3.20	850	500	海洋性マントル(フィリピン海プレート)
21	5.4	2.8	2.60	340	200	海洋性地殻第2層(太平洋プレート)
22	6.5	3.5	2.80	510	300	海洋性地殻第3層(太平洋プレート)
23	8.1	4.6	3.40	850	500	海洋性マントル(太平洋プレート)

- 地震本部などによる地下構造モデル
- Ludwig et al. (1970)
- 長周期地震動予測地図2009年試作版(宮城県沖地震)
- Yamada and Iwata (2005)
- H17年度大大特広域モデル(田中・他, 2006)
- Qs=1000*Vs/5 Qp=1.7*Qs Qsが400を超える場合は400とする(Kawabe and Kamae, 2008 を参考)

海洋地殻と海洋性マントルの剛性率の比(応力降下量※の比)

	S波速度 β (km/s)	密度 ρ (g/cm ³)	剛性率 $\mu = \rho \beta^2$ (N/m ²)	剛性率の比 マントル/地殻 (地殻/マントル)
海洋地殻 (第22層)	3.5	2.8	3.4E+10	2.10 (0.47)
海洋性マントル (第23層)	4.6	3.4	7.2E+10	

※ $\Delta\sigma = \frac{7\pi}{16r} \cdot \mu D$ $\Delta\sigma$: 応力降下量, r: 等価半径
 μ : 剛性率, D: すべり量



第22層 海洋地殻 (Vs(β)=3.5km/s)
第23層 海洋性マントル (Vs(β)=4.6km/s)

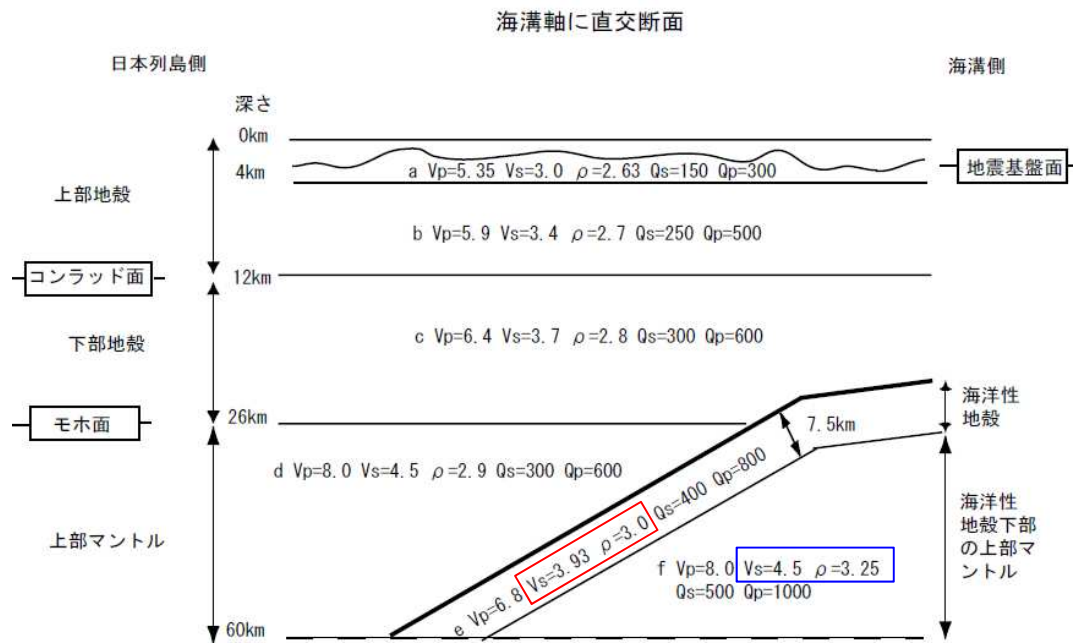
太平洋プレート構造モデル(地震調査研究推進本部(2012))

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 検討用地震のモデルの設定 知見の整理

コメントS188

➤ 海洋地殻と海洋性マントルとの物性の違いの考慮

- ・応力降下量と剛性率は比例関係にある※。
- ・一方、地震調査研究推進本部(2005)では、宮城県沖地震を想定した強震動予測に用いるため、東北地方の上部マントルから地震基盤までの大構造を設定しているが、海洋地殻と海洋性マントルの物性の違い($\mu = \rho \beta^2$, ρ : 密度, β : S波速度)から算定される応力降下量の比は、約1.42倍となる。



※ $\Delta\sigma = \frac{7\pi}{16r} \cdot \mu D$ $\Delta\sigma$: 応力降下量, r : 等価半径
 μ : 剛性率, D : すべり量

海洋地殻と海洋性マントルの剛性率の比(応力降下量の比)

	S波速度 β (km/s)	密度 ρ (g/cm ³)	剛性率 $\mu = \rho \beta^2$ (N/m ²)	剛性率の比 マントル/地殻 (地殻/マントル)
海洋地殻	3.93	3.0	4.6E+10	1.42 (0.70)
海洋性マントル	4.5	3.25	6.6E+10	

理論的評価法を用いる場合の伝播経路のモデル (VsとVpの単位はkm/s、 ρ の単位はg/cm³)

上部マントルから地震基盤までの大構造
(地震調査研究推進本部(2005))

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 検討用地震のモデルの設定 知見の整理

➤ 海洋地殻と海洋性マントルとの物性の違いの考慮

○海洋地殻の地震と海洋性マントルの地震の応力降下量(短周期レベル)

【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:海洋性マントル=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:海洋性マントル=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:海洋性マントル=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:海洋性マントル=約**0.70:1**(1:1.42)

海洋性マント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、海洋性マント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を海洋性マントル内に設定した場合は、4.7地震の知見から笹谷ほか(2006)の短周期レベルの1.5倍を考慮している。したがって、SMGAを海洋地殻内の場合は、4.7地震の**0.47倍~0.70倍**(笹谷ほか(2006)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。

不確かさケース2(SMGA地殻内集約)の応力降下量(短周期レベル)としては、海洋地殻と海洋性マントルの物性の違いを考慮し、保守的に**4.7地震の0.8倍**(笹谷ほか(2006)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

3.2.2 検討用地震のモデルの設定 基本ケース、不確かさケースの整理

➤ 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。

不確かさの種類	パラメータ	基本ケースでの設定	不確かさの考慮
認識論的不確かさ	地震規模	M7.5 (Mw7.4)	<u>予め不確かさを考慮</u> ・基本ケースの段階で、過去の東北地方で発生した海洋プレート内地震の最大規模(M7.3)を上回る規模であり、また、沈み込んだ海洋プレート内地震としては、北海道を含め最大規模(M7.5)に相当し、保守的な設定となっている。
	断層の位置	海洋性マントル内	<u>不確かさケースとして考慮</u> ・基本ケースでは、4.7地震の断層位置及び傾斜角が敷地に対し厳しい位置であることを確認したうえで、4.7地震と同じ海洋性マントル内に設定しているが、断層位置の不確かさとして破壊領域が4.7地震の延長方向に海洋地殻まで拡がることを考慮する。
	短周期レベル (応力降下量)	4.7地震の短周期レベル相当※	<u>予め不確かさを考慮</u> ・SMGAを海洋性マントル内に設定する基本、不確かさケースでは、4.7地震が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であることから、保守的に4.7地震相当の短周期レベル(笹谷ほか(2006)による短周期レベルの1.5倍)を予め考慮する。 ・不確かさケースとしてSMGAを海洋地殻に設定する際は、海洋地殻と海洋性マントルとの物性の違い(0.47~0.70倍)を保守的に考慮し、4.7地震相当の短周期レベルの0.8倍(笹谷ほか(2006)による短周期レベルの1.2倍)を考慮する。
	SMGA位置	4.7地震シミュレーション位置 + 拡張側は断層上端	<u>不確かさケースとして考慮</u> ・基本ケースでは、4.7地震部分は4.7地震のSMGAの位置を踏襲し、北側に拡張した部分のSMGAは予め断層上端(海洋性マントル内)に設定。また、不確かさケースとして保守的に4.7地震部分のSMGAを断層上端に設定した場合を考慮する。 ・また、不確かさケースとして敷地に近い海洋地殻にSMGAを集約したケースを考慮する。さらに、この集約したSMGAを海洋性マントル位置で評価するケースも考慮する。
偶然的不確かさ	破壊開始点	破壊の伝播方向が敷地に向かうように配置	<u>予め不確かさを考慮</u> ・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ように設定した位置)で考慮する。

※: 4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当の短周期レベルを考慮する。笹谷ほか(2006)の短周期レベルの1.5倍。

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 検討用地震のモデルの設定 基本ケース、不確かさケースの整理

➤ 検討用地震の基本ケースと不確かさケース

・前頁での整理を踏まえ、下表のとおり基本ケースと不確かさケースを設定する。

検討ケース	断層モデルの設定条件				
	地震規模M	断層の位置	短周期レベル (応力降下量)	SMGAの位置	破壊開始点
基本ケース (SMGAマントル内 シミュレーションベース)	M7.5※1	海洋性マントル内	4.7地震の 短周期レベル相当※2	4.7地震シミュレーション位置 + 拡張側は断層上端	破壊の伝播方向 が敷地に向かう ように配置
不確かさケース1 (SMGAマントル内 シミュレーションアレンジ)	M7.5※1	海洋性マントル内	4.7地震の 短周期レベル相当※2	4.7地震シミュレーション位置 のSMGAを断層上端 + 拡張側は断層上端	破壊の伝播方向 が敷地に向かう ように配置
不確かさケース2 (SMGA地殻内集約)	M7.5※1	海洋地殻+ 海洋性マントル	4.7地震の 短周期レベル相当 の0.8倍※3	断層上端	破壊の伝播方向 が敷地に向かう ように配置
不確かさケース3 (SMGAマントル内集約)	M7.5※1	海洋性マントル内	4.7地震の 短周期レベル相当※2	断層上端	破壊の伝播方向 が敷地に向かう ように配置

: 予めモデルに織り込む不確かさ

: 考慮する不確かさ

※1: 宮城県沖のプレート内の低速度域の傾向に加え、過去の東北地方で発生した海洋プレート内地震の最大規模(M7.3)や北海道で発生した沈み込んだ海洋プレート内地震の最大規模(M7.5)も踏まえ、保守的にM7.5を考慮する。

※2: 4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当の短周期レベルを考慮する。笹谷ほか(2006)の短周期レベルの1.5倍。

※3: 海洋性マントルと海洋地殻の応力降下量の違いの傾向を踏まえたうえで、保守的に4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当の短周期レベルの0.8倍を考慮する。笹谷ほか(2006)の短周期レベルの1.2倍(=1.5×0.8)。

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 検討用地震のモデルの設定 基本ケース、不確かさケースの整理

▶ 検討用地震の基本ケースと不確かさケースの主な断層パラメータ

検討ケース	地震規模M (Mw)	M ₀ (Nm)	断層面積 (km ²)	短周期レベル (Nm/s ²)	SMGAの面積 (km ²)	SMGAの応力降下量 Δσ (MPa)
基本ケース (SMGAマントル内シミュレーションベース)	M7.5 (7.4※1)	1.58E+20※2	402	1.72E+20※3	161	119.6
不確かさケース1 (SMGAマントル内シミュレーションアレンジ)	M7.5 (7.4※1)	1.58E+20※2	402	1.72E+20※3	161	119.6
不確かさケース2 (SMGA地殻内集約)	M7.5 (7.4※1)	1.58E+20※2	858	1.38E+20※4	170	93.1
不確かさケース3 (SMGAマントル内集約)	M7.5 (7.4※1)	1.58E+20※2	858	1.72E+20※3	170	116.4

※1: 4.7地震のMとMwの関係を基に算定。

※2: $M_0 = 10^{(1.5M_w + 9.1)}$

※3: 笹谷ほか(2006)での短周期レベル $A = 9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ の1.5倍。4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当の短周期レベル。

※4: 笹谷ほか(2006)での短周期レベル $A = 9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ の1.2倍。4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当の短周期レベルの0.8倍。海洋性マントルと海洋地殻の応力降下量の違いの傾向を踏まえたうえで、保守的に設定。

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

3.2.2 検討用地震のモデルの設定 基本ケースの断層モデル

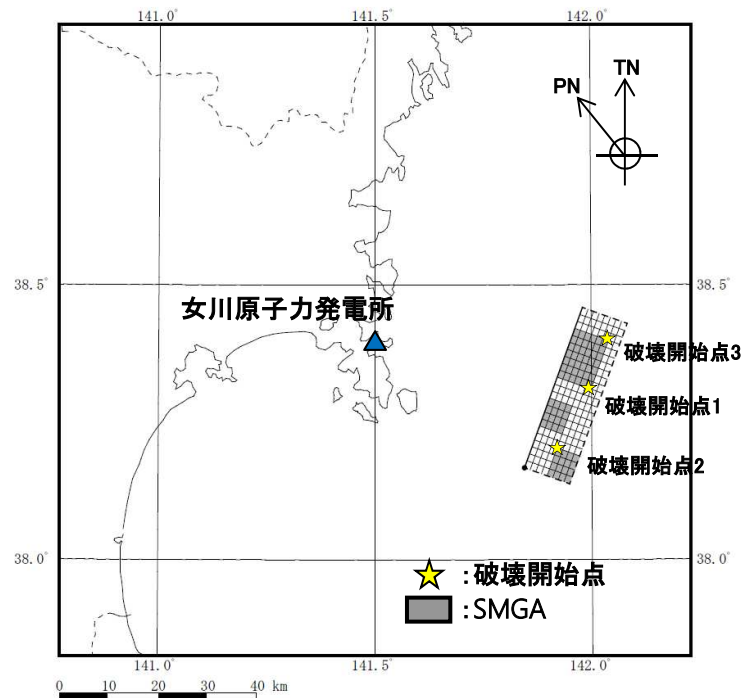
➤ 基本ケース(SMGAマントル内シミュレーションベース)の設定の考え方

【地震規模】宮城県沖のプレート内の低速度域の傾向に加え、過去の東北地方で発生した海洋プレート内地震の最大規模(M7.3)や北海道で発生した沈み込んだ海洋プレート内地震の最大規模(M7.5)も踏まえ、保守的にM7.5を基本ケースとして考慮する。

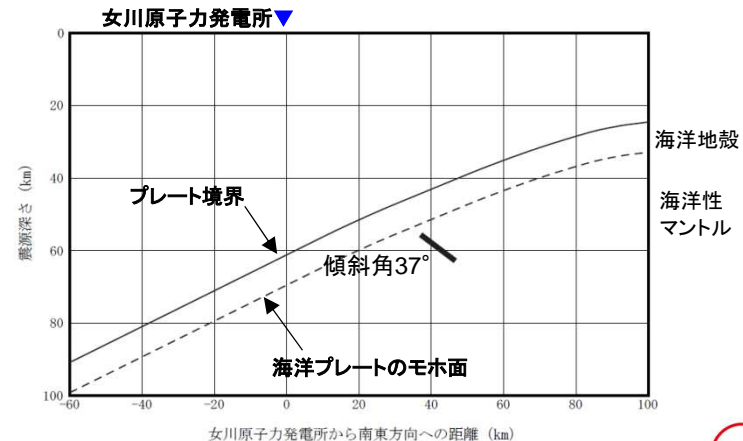
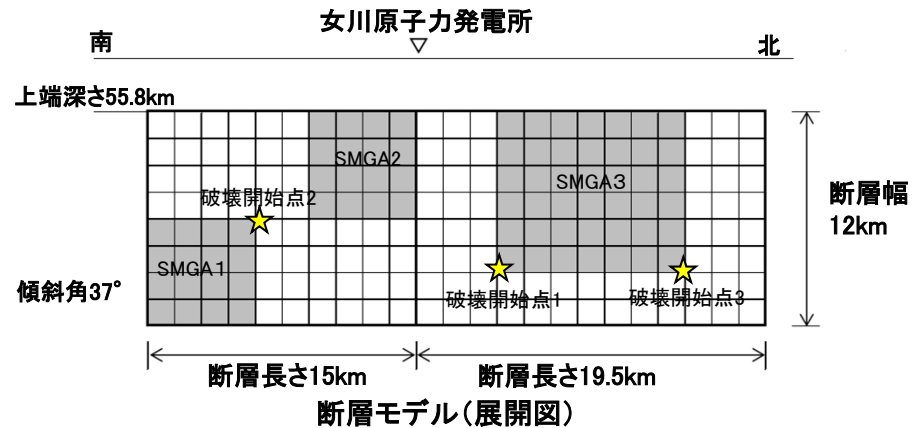
【断層の位置】4.7地震の断層面位置と地域性(低速度域の傾向)を踏まえ設定。なお、4.7地震の発生位置が敷地に与える影響が大きい箇所であることを検討対象地震の段階で確認済み。

【SMGAの位置】4.7地震側はシミュレーションモデルのSMGA位置とし、拡幅した領域については保守的に断層上端に設定。

【短周期レベル】4.7地震の地震モーメント M_0 -短周期レベルAの関係を保持。なお、4.7地震の短周期レベルは上面で発生した地震としては最も大きい。



断層モデル(平面図)



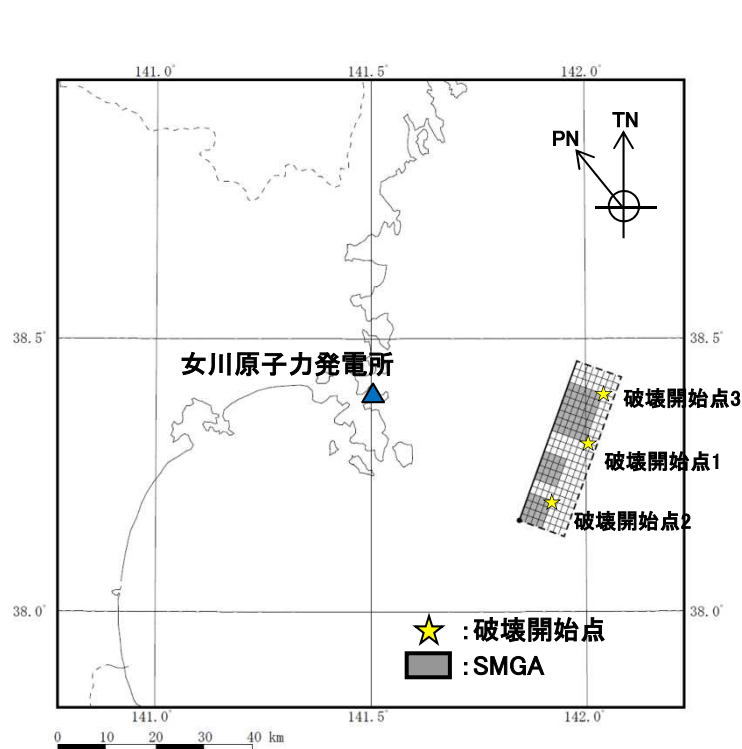
断層モデル(断面図)

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

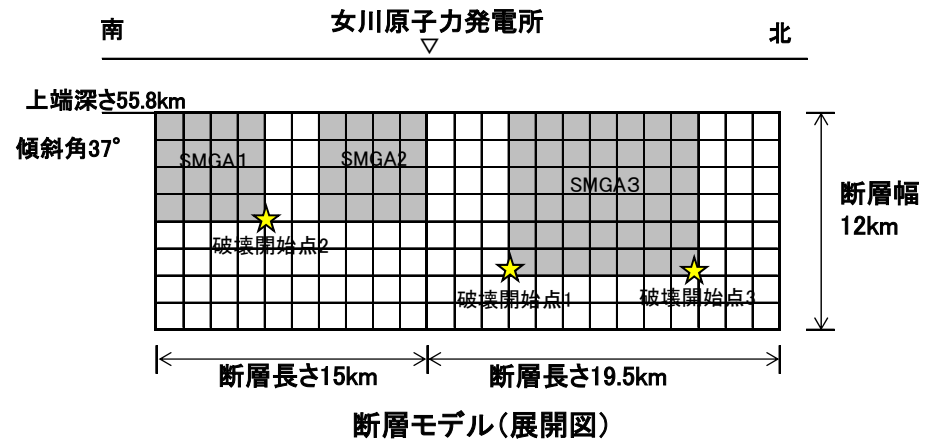
3.2.2 検討用地震のモデルの設定 不確かさケース1の断層モデル

➤ 不確かさケース1 (SMGAマントル内シミュレーションレンジ) の設定の考え方

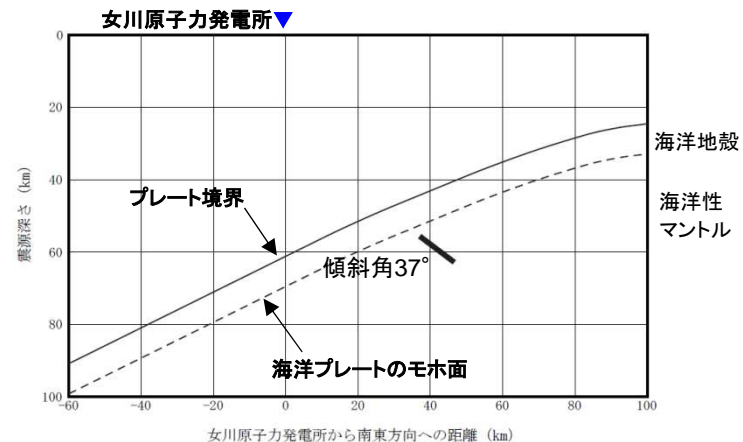
- ・基本ケースの4.7地震シミュレーションモデル部分のSMGA1について、保守的に断層上端に設定する。
- ・その他の断層パラメータは、基本ケースと同様。また、破壊開始点は破壊が敷地に向かう位置に複数点設定。



断層モデル(平面図)



断層モデル(展開図)



女川原子力発電所から南東方向への距離 (km)

断層モデル(断面図)

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 検討用地震のモデルの設定 基本ケース・不確かさケース1

➤ 基本ケース, 不確かさケース1 断層パラメータ

断層パラメータ		設定方法	設定値
断層 面 全 体	気象庁 マグニチュード	M_J	設定条件 7.5
	モーメント マグニチュード	M_w	4.7地震の M_J と M_w の関係を基 に設定 7.4
	走向	$\theta (^{\circ})$	Nakajima et al.(2011)等を参 考に設定 20
	傾斜角	$\delta (^{\circ})$	原田・釜江(2011) 37
	断層長さ	$L(\text{km})$	$L=S/W$ 33.5
	断層幅	$W(\text{km})$	東北大学(2011)等を参考に 設定 12
	断層面積	$S(\text{km}^2)$	$S=(7/16)M_0^4 \pi^2 \beta^2 / A$ (S/S_a) ^{0.5} , $S_a/S=0.4$ 402
	断層上端深さ	$h(\text{km})$	東北大学(2011)等を参考に 設定 55.8
	地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$M_w=(\log M_0 - 9.1)/1.5$ 1.58 × 10 ²⁰
	剛性率	$\mu (\text{N/m}^2)$	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 3.0\text{g/cm}^3$, $\beta = 4.0\text{km/s}$ 4.80 × 10 ¹⁰
	平均すべり量	$D(\text{cm})$	$D=M_0/(\mu S)$ 821
	平均応力降下量	$\Delta \sigma (\text{MPa})$	$\Delta \sigma = (7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$ 47.8
	短周期レベル	$A(\text{Nm/s}^2)$	$A=a \times 9.84 \times 10^{10} \times$ ($M_0 \times 10^7$) ^{1/3} , $a=1.5$ 1.72 × 10 ²⁰
	破壊伝播形式	-	- 放射状
破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	$V_r=0.72\beta$ 2.88	
高域遮断周波数	$f_{\text{max}}(\text{Hz})$	2003年宮城県沖の地震のシ ミュレーション結果 18	

断層パラメータ		設定方法	設定値
強震動生成域全体	地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a}=\mu S_a D_a$ 1.27 × 10 ²⁰
	断層面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a=(S_a/S) \times S$, (S_a/S)=0.4 161
	平均すべり量	$D_a(\text{cm})$	$D_a=\gamma_D D$, $\gamma_D=2.0$ 1641
	応力降下量	$\Delta \sigma_a (\text{MPa})$	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma / (S_a/S)$, (S_a/S)=0.4 119.6
強震動生成域1, 2	地震モーメント	$M_{0a1, 2}(\text{Nm})$	$M_{0a1, 2}$ (面積の1.5乗の重みで配分) 2.15 × 10 ¹⁹
	断層面積	$S_{a1, 2}(\text{km}^2)$	$S_{a1, 2}$ (4.7地震シミュレーションモデル) 36
	平均すべり量	$D_{a1, 2}(\text{cm})$	$D_{a1, 2}=M_{0a1, 2}/(\mu S_{a1, 2})$ 1247
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a1, 2}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{a1, 2}=\Delta \sigma_a$ 119.6
強震動生成域3	地震モーメント	$M_{0a3}(\text{Nm})$	M_{0a3} (面積の1.5乗の重みで配分) 8.37 × 10 ¹⁹
	断層面積	$S_{a3}(\text{km}^2)$	$S_{a3}=S_a - S_{a1} - S_{a2}$ 89
	平均すべり量	$D_{a3}(\text{cm})$	$D_{a3}=M_{0a3}/(\mu S_{a3})$ 1960
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a3}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{a3}=\Delta \sigma_a$ 119.6
背景領域	地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b}=M_0 - M_{0a}$ 3.17 × 10 ¹⁹
	断層面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b=S - S_a$ 241
	平均すべり量	$D_b(\text{cm})$	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$ 274
	応力降下量	$\Delta \sigma_b(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_b=(D_b/W_b)(\pi^{0.5}/D_a)r \cdot \Sigma$ (r_1/r) ³ $\Delta \sigma_a$, $r=(S_a/\pi)^{0.5}$ 13.1

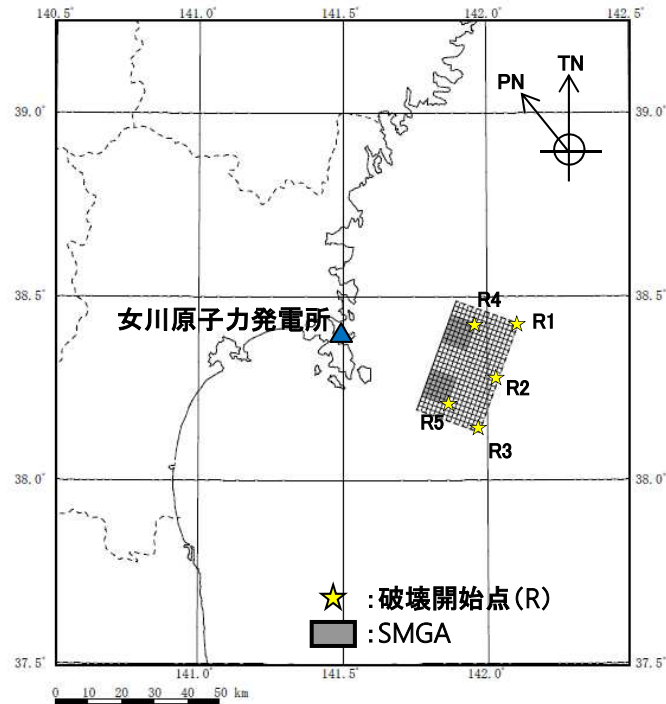
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3.2 海洋プレート内地震

3.2.2 検討用地震のモデルの設定 不確かさケース2 (SMGA地殻内集約)の断層モデル

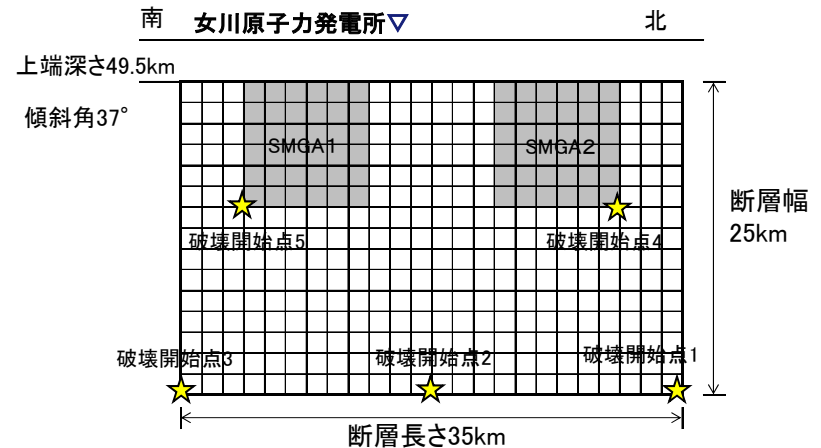
▶ 不確かさケース2 (SMGA地殻内集約)の設定の考え方

- ・4.7地震はその破壊領域が海洋性マントル内に留まった地震であるが、破壊領域が4.7地震の延長方向の海洋地殻まで拡がることを想定し、かつ、SMGAを保守的に海洋地殻内に設定する。地震規模としては、基本ケースと同様に予め規模の不確かさを考慮しM7.5とする。
- ・短周期レベル(応力降下量)は、東北地方の海洋性マントルと海洋地殻の物性の違い(0.47倍～0.70倍、地震調査研究推進本部(2005)、地震調査研究推進本部(2012))を考慮したうえで、保守的に4.7地震の短周期レベル相当※の0.8倍(笹谷ほか(2006)による短周期レベルの1.2倍)を考慮する。

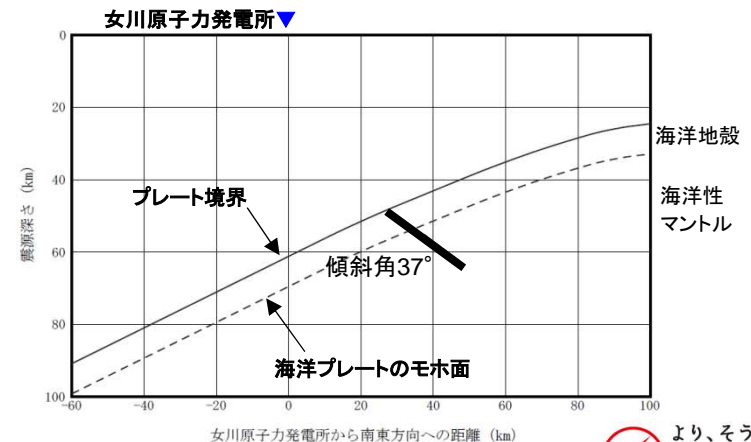
※4.7地震相当:短周期レベルが4.7地震の地震モーメント M_0 —短周期レベルAの関係相当。笹谷ほか(2006)による短周期レベルの1.5倍。



断層モデル(平面図)



断層モデル(展開図)



断層モデル(断面図)

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 検討用地震のモデルの設定 不確かさケース2 (SMGA地殻内集約)の断層パラメータ

➤ 不確かさケース2 (SMGA地殻内集約) 断層パラメータ

断層パラメータ		設定方法	設定値	
断層 面 全 体	気象庁 マグニチュード	M_J	設定条件	7.5
	モーメント マグニチュード	M_w	4.7地震の M_J と M_w の関係を基に 設定	7.4
	走向	$\theta (^{\circ})$	Nakajima et al.(2011)等を参考に 設定	20
	傾斜角	$\delta (^{\circ})$	原田・釜江(2011)	37
	断層長さ	$L(\text{km})$	$L=S/W$	35
	断層幅	$W(\text{km})$	プレート境界から応力中立面を地 震発生層として考慮し設定	25
	断層面積	$S(\text{km}^2)$	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2Sa)$	858
	断層上端深さ	$h(\text{km})$	J-SHIS(2014)のプレート形状を 考慮し設定	49.5
	地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$	1.58×10^{20}
	剛性率	$\mu (\text{N/m}^2)$	$\mu = \rho \beta^2, \rho = 3.0\text{g/cm}^3, \beta = 4.0\text{km/s}$	4.80×10^{10}
	平均すべり量	$D(\text{cm})$	$D=M_0/(\mu S)$	385
	平均応力降下量	$\Delta \sigma (\text{MPa})$	$\Delta \sigma = (7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.4
	短周期レベル	$A(\text{Nm/s}^2)$	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \times 1.2$	1.38×10^{20}
	破壊伝播形式	-	-	放射状
	破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	$V_r=0.72\beta$	2.88

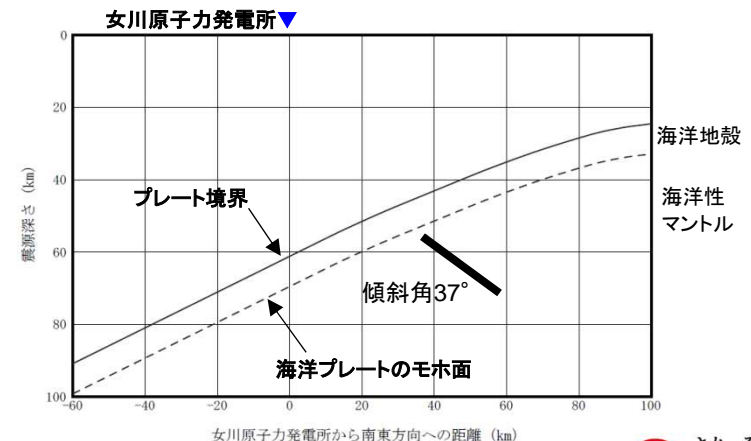
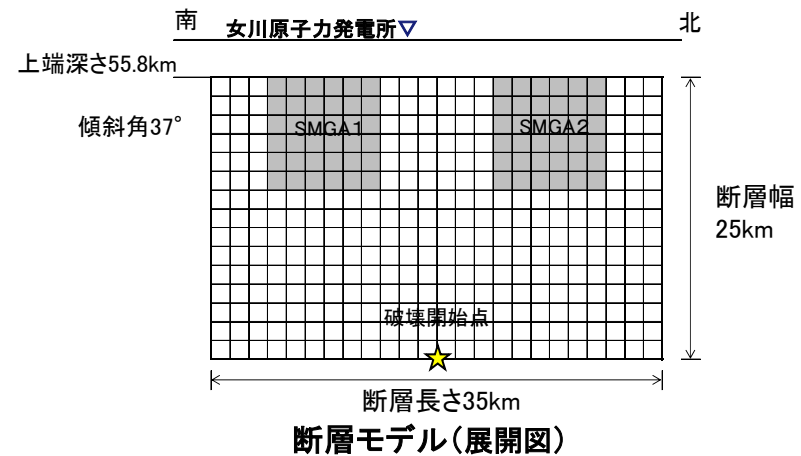
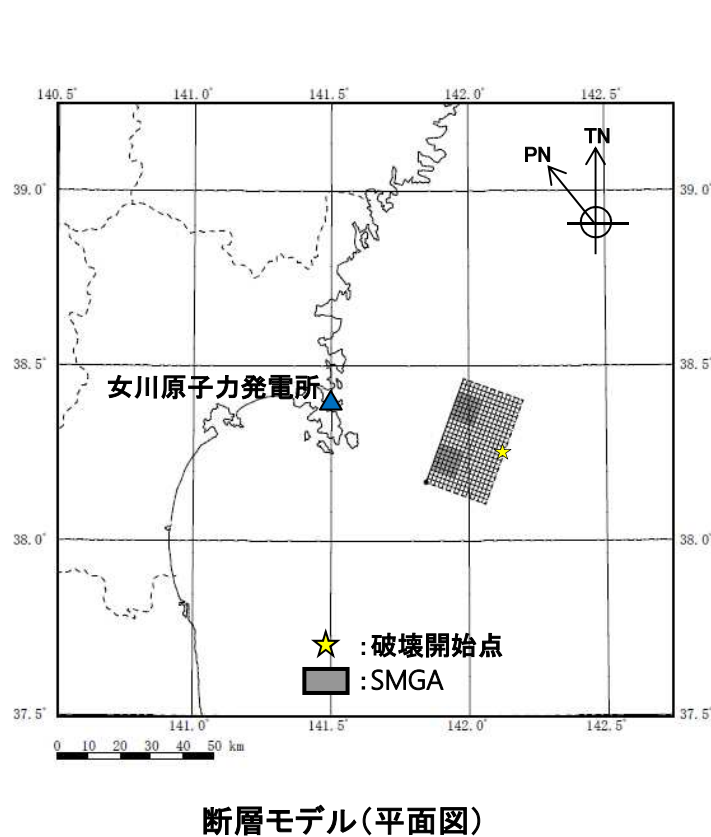
断層パラメータ		設定方法	設定値	
強震動生成域全体	地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a} = \mu S_a D_a$	6.28×10^{19}
	断層面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a = 1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	170
	平均すべり量	$D_a(\text{cm})$	$D_a = \gamma_D D, \gamma_D = 2.0$	770
	応力降下量	$\Delta \sigma_a(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_a = A / (4\beta^2(\pi S_a)^{0.5}) \times 1.2$	93.1
強震動生成域1, 2	地震モーメント	$M_{0ai}(\text{Nm})$	$M_{0ai} = M_{0a} / 2$	3.14×10^{19}
	断層面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	$S_{ai} = S_a / 2$	85
	平均すべり量	$D_{ai}(\text{cm})$	$D_{ai} = M_{0ai} / (\mu S_{ai})$	770
	応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{ai} = \Delta \sigma_a$	93.1
背景領域	地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	9.57×10^{19}
	断層面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b = S - S_a$	688
	平均すべり量	$D_b(\text{cm})$	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$	290
	応力降下量	$\Delta \sigma_b(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_b = (D_b/W_b)(D_a/W_a) \cdot \Delta \sigma_a \times 1.2$	14.0

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 検討用地震のモデルの設定 不確かさケース3(SMGAマントル内集約)の断層モデル

▶ 不確かさケース3(SMGAマントル内集約)の設定の考え方

- ・不確かさケース3の断層モデルは、不確かさケース2(SMGA地殻内集約)の断層モデルのSMGAが基本ケースと同様に海洋性マントル内に配置されるよう、そのまま(傾斜角を一定として)深さ方向にスライドさせる。
- ・短周期レベル(応力降下量)は、SMGAをマントル内に設定することから、基本ケースと同様とする。
- ・これらの設定により、基本ケース、不確かさケース1の南側の2つのSMGA(4.7地震シミュレーションモデルをベースに設定)を1つに集約した場合と同程度の影響があるものと考えられる。



断層モデル(断面図)

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 検討用地震のモデルの設定 不確かさケース3(SMGAマントル内集約)の断層パラメータ

➤ 不確かさケース3(SMGAマントル内集約) 断層パラメータ

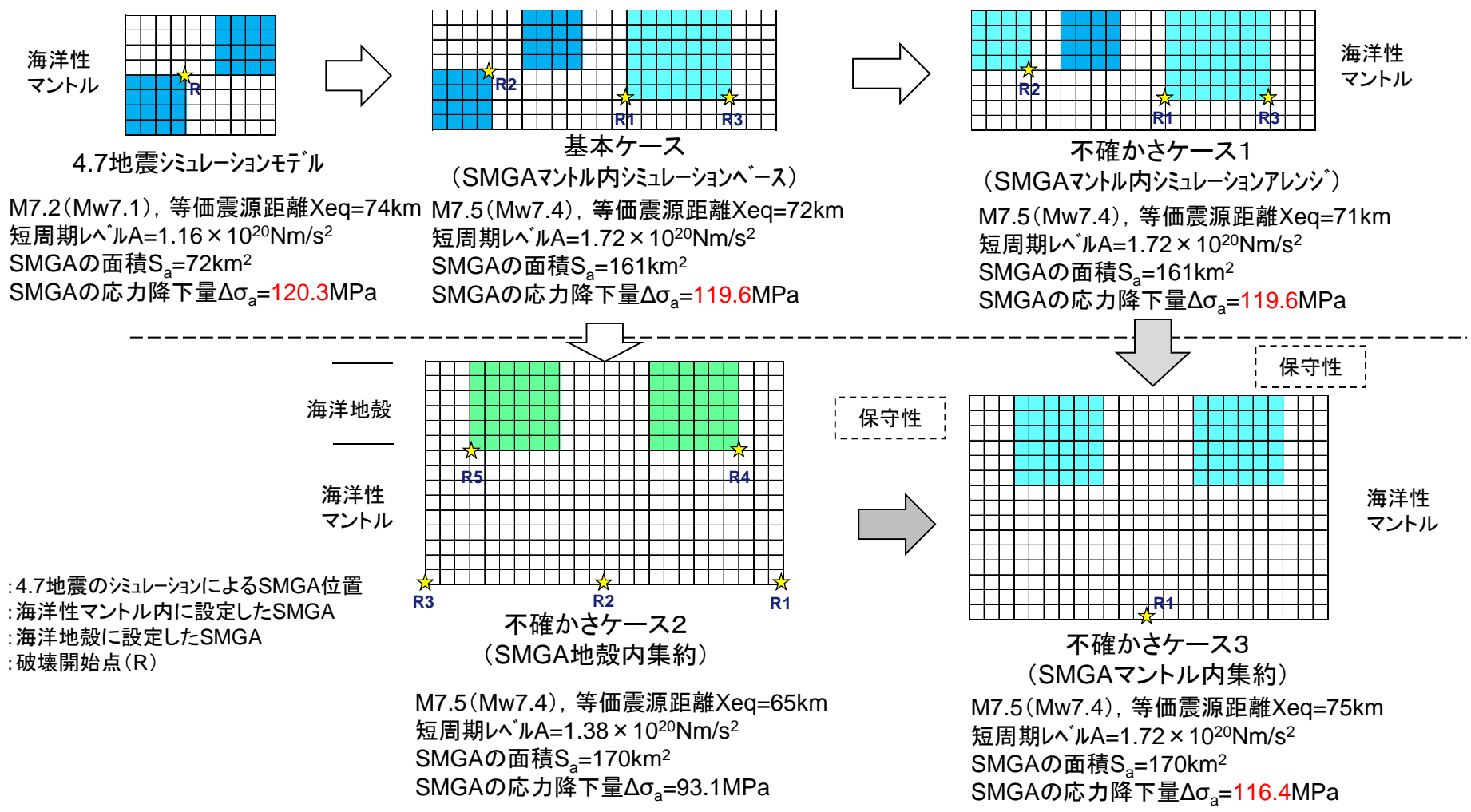
断層パラメータ		設定方法	設定値	
断層面全体	気象庁マグニチュード	M_J	設定条件	7.5
	モーメントマグニチュード	M_w	4.7地震の M_J と M_w の関係を基に設定	7.4
	走向	$\theta (^{\circ})$	Nakajima et al.(2011)等を参考に設定	20
	傾斜角	$\delta (^{\circ})$	原田・釜江(2011)	37
	断層長さ	$L(\text{km})$	$L=S/W$	35
	断層幅	$W(\text{km})$	不確かさケース2に合わせ設定	25
	断層面積	$S(\text{km}^2)$	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	858
	断層上端深さ	$h(\text{km})$	基本ケースに合わせ設定	55.8
	地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$	1.58×10^{20}
	剛性率	$\mu(\text{N/m}^2)$	$\mu=\rho\beta^2, \rho=3.0\text{g/cm}^3, \beta=4.0\text{km/s}$	4.80×10^{10}
	平均すべり量	$D(\text{cm})$	$D=M_0/(\mu S)$	385
	平均応力降下量	$\Delta\sigma(\text{MPa})$	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.4
	短周期レベル	$A(\text{Nm/s}^2)$	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \times 1.5$	1.72×10^{20}
	破壊伝播形式	-	-	放射状
破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	$V_r=0.72\beta$	2.88	
高域遮断周波数	$f_{\text{max}}(\text{Hz})$	2003年宮城県沖の地震のシミュレーション結果	18	

断層パラメータ		設定方法	設定値	
強震動生成域全体	地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a}=\mu S_a D_a$	6.28×10^{19}
	断層面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	170
	平均すべり量	$D_a(\text{cm})$	$D_a=\gamma_D D, \gamma_D=2.0$	770
	応力降下量	$\Delta\sigma_a(\text{MPa})$	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$	116.4
強震動生成域1, 2	地震モーメント	$M_{0ai}(\text{Nm})$	$M_{0ai}=M_{0a}/2$	3.14×10^{19}
	断層面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	$S_{ai}=S_a/2$	85
	平均すべり量	$D_{ai}(\text{cm})$	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu S_{ai})$	770
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}(\text{MPa})$	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$	116.4
背景領域	地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	9.57×10^{19}
	断層面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b=S-S_a$	688
	平均すべり量	$D_b(\text{cm})$	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	290
	応力降下量	$\Delta\sigma_b(\text{MPa})$	$\Delta\sigma_b=(D_b/W_b)(D_a/W_a) \cdot \Delta\sigma_a$	17.5

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

3.2.2 検討用地震のモデルの設定 断層モデルの設定の考え方のまとめ

➤ 断層モデルの設定の考え方



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 検討用地震の地震動評価 概要

1. 断層モデルを用いた手法による地震動評価

(1) 基本ケース, 不確かさケース1, 不確かさケース3: (SMGAを海洋性マントル内に想定したケース)

- ・4.7地震の敷地での観測記録のシミュレーション解析を統計的グリーン関数法により行い, 観測記録との整合性を確認していることから, 統計的グリーン関数法(SGF)により地震動評価を行う。
- ・波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。放射特性は, 一定値(放射特性係数 $F=0.62$)とする。

(2) 不確かさケース2: (SMGAを海洋地殻内に想定したケース)

- ・SMGAの大部分が海洋地殻内に位置する地震の地震動評価手法については, 海洋地殻とマントルの応力降下量の違いと敷地からSMGAまでの距離の違いが地震動評価結果に与える影響も踏まえ, 経験的グリーン関数法(EGF)を採用する。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。
- ・要素地震は, SMGA付近で発生した同じ震源メカニズムの地震を用いることにより, 海洋地殻内の地震の地震動の特性を反映させる。

2. 応答スペクトルに基づく地震動評価

- ・Noda et al.(2002)の方法を用いた地震動評価を行う。なお, 敷地での海洋プレート内地震の観測記録によるサイト補正係数を考慮する。

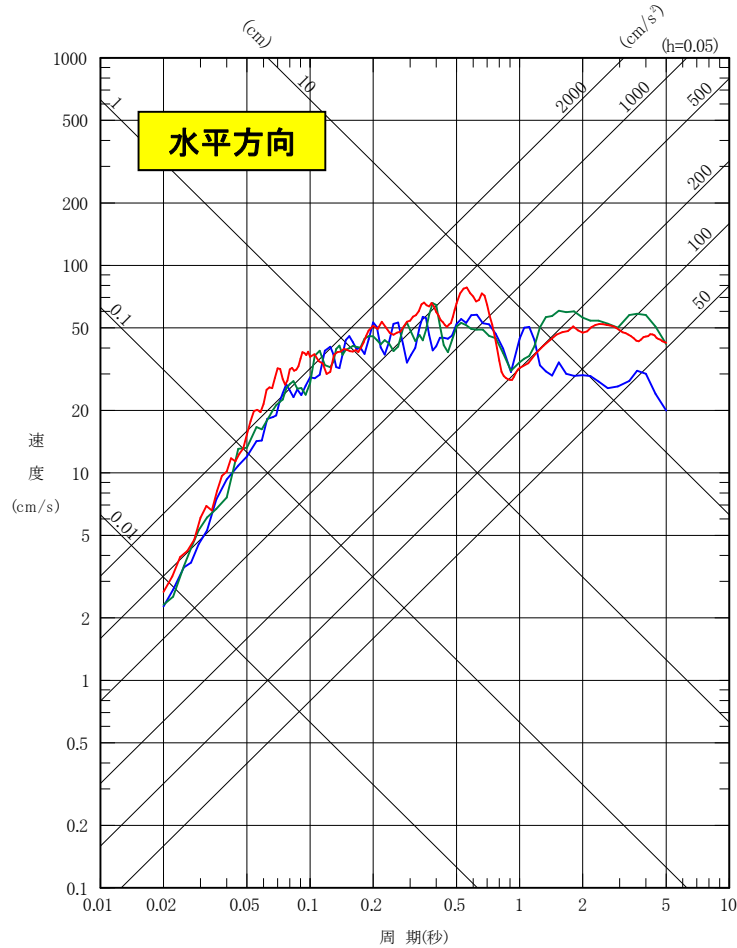
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3.2 海洋プレート内地震

3.2.3 検討用地震の地震動評価 断層モデル手法による地震動評価(SMGAマントル内)

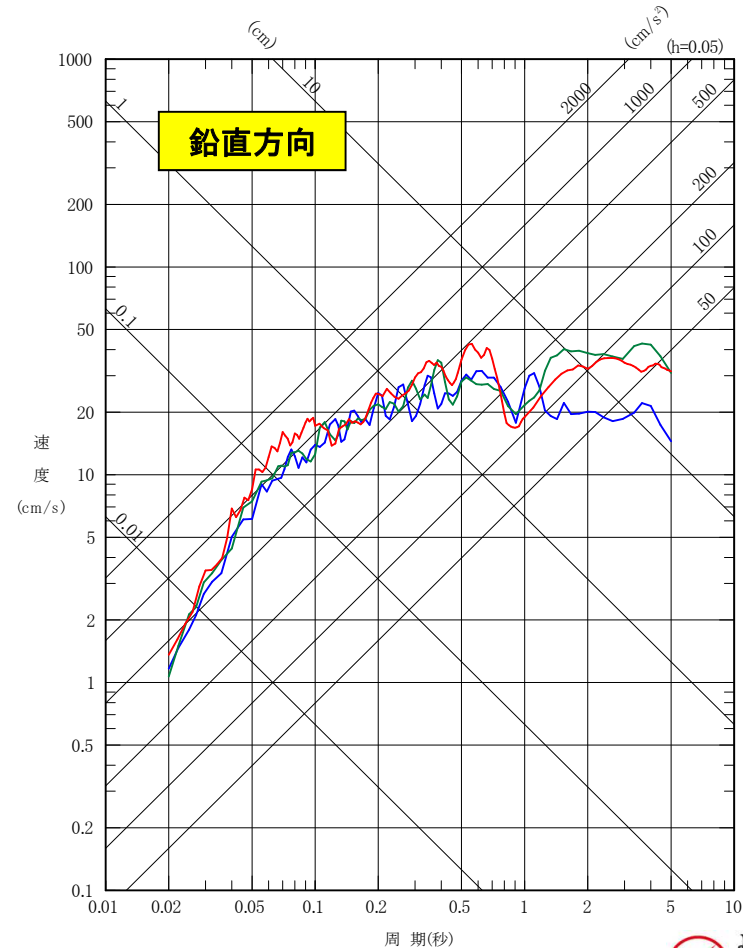
■ 基本ケース(SMGAマントル内シミュレーションベース) 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 SGF

<応答スペクトル>

- 破壊開始点1(基本ケース(SMGAマントル)SGF)
- 破壊開始点2(基本ケース(SMGAマントル)SGF)
- 破壊開始点3(基本ケース(SMGAマントル)SGF)



- 破壊開始点1(基本ケース(SMGAマントル)SGF)
- 破壊開始点2(基本ケース(SMGAマントル)SGF)
- 破壊開始点3(基本ケース(SMGAマントル)SGF)



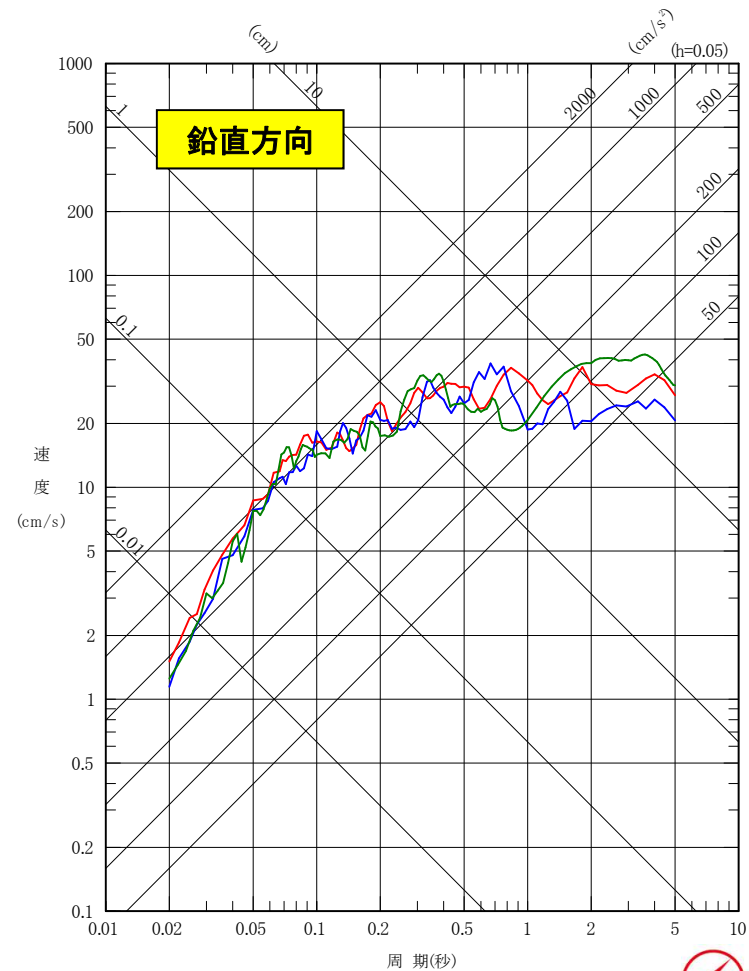
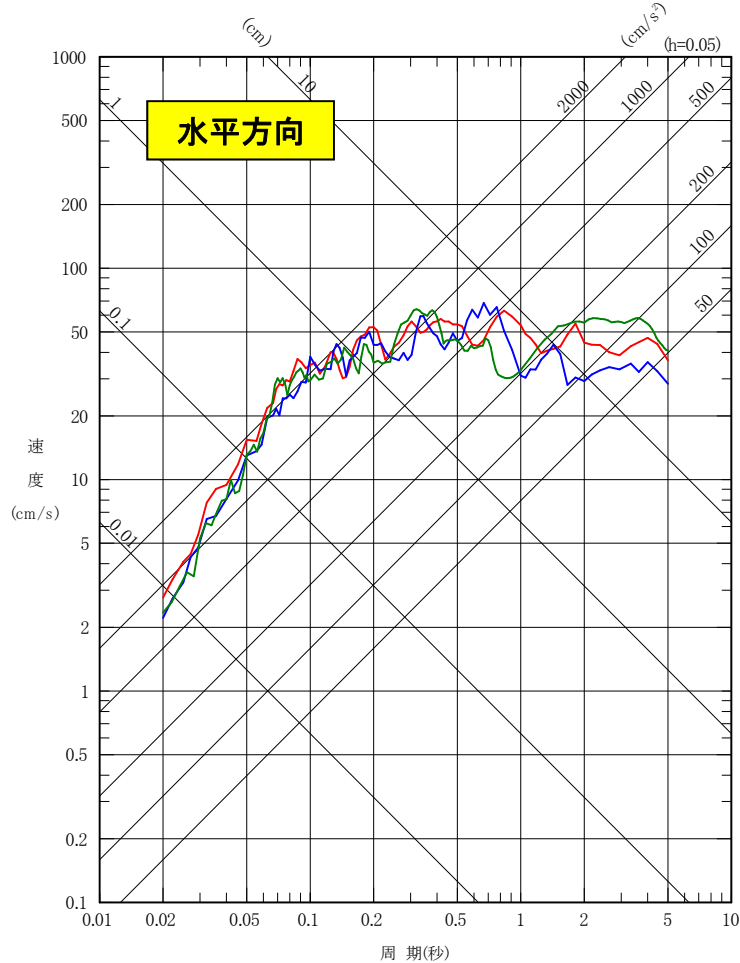
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3.2 海洋プレート内地震

3.2.3 検討用地震の地震動評価 断層モデル手法による地震動評価(SMGAマントル内)

■ 不確かさケース1 (SMGAマントル内シミュレーションレンジ) 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 SGF <応答スペクトル>

- 破壊開始点1(不確かさケース1(SMGAマントル)SGF)
- 破壊開始点2(不確かさケース1(SMGAマントル)SGF)
- 破壊開始点3(不確かさケース1(SMGAマントル)SGF)

- 破壊開始点1(不確かさケース1(SMGAマントル)SGF)
- 破壊開始点2(不確かさケース1(SMGAマントル)SGF)
- 破壊開始点3(不確かさケース1(SMGAマントル)SGF)



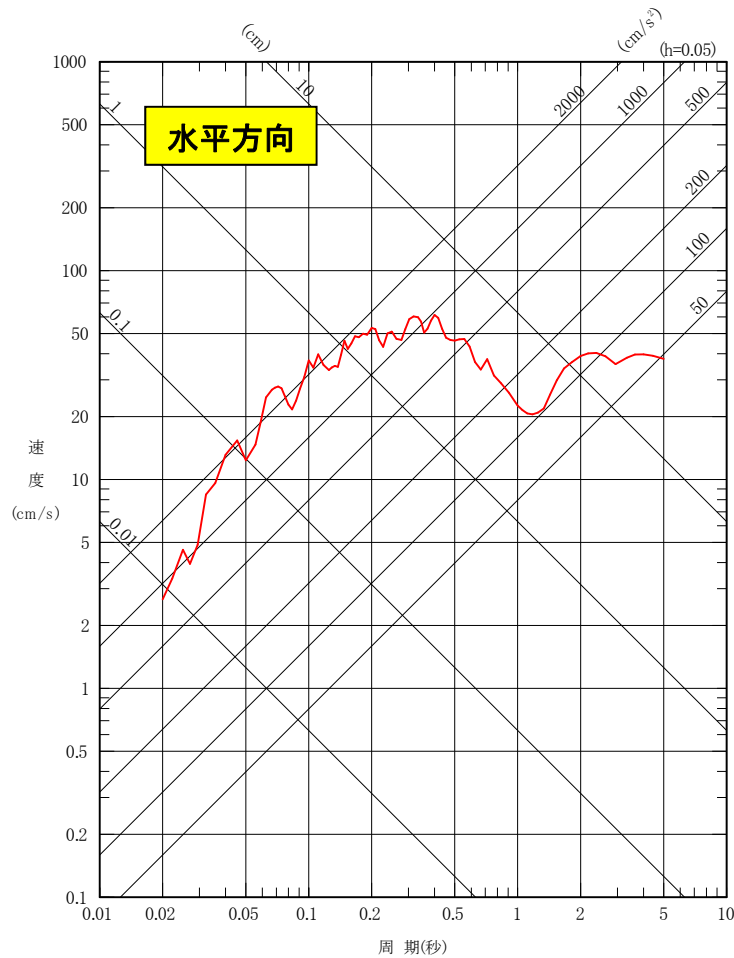
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3.2 海洋プレート内地震

3.2.3 検討用地震の地震動評価 断層モデル手法による地震動評価(SMGAマントル内)

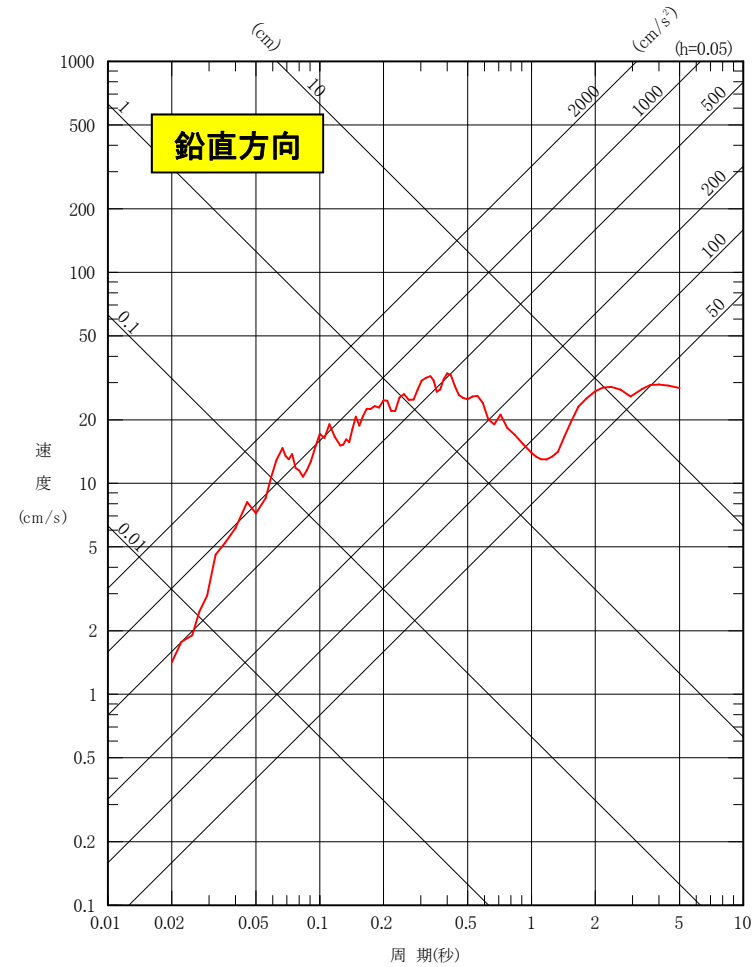
■ 不確かさケース3(SMGAマントル内集約) 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 SGF

<応答スペクトル>

— 不確かさケース3(SMGAマントル内)SGF



— 不確かさケース3(SMGAマントル内)SGF

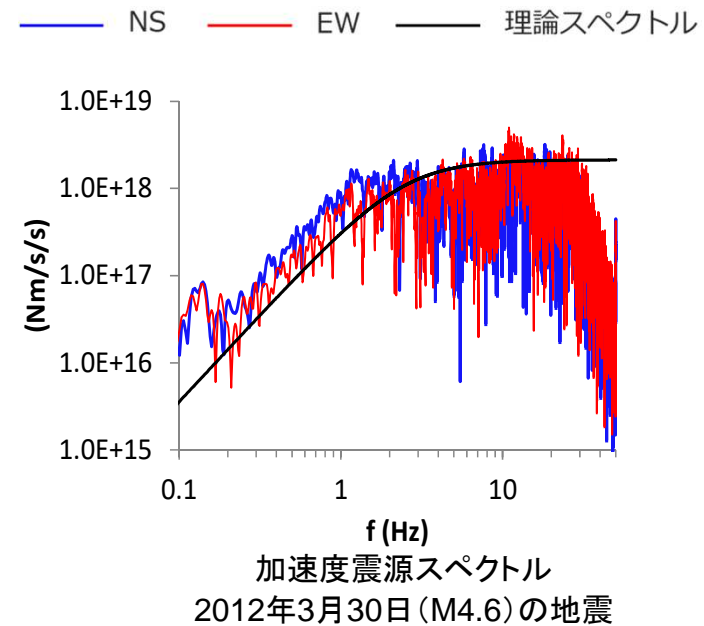
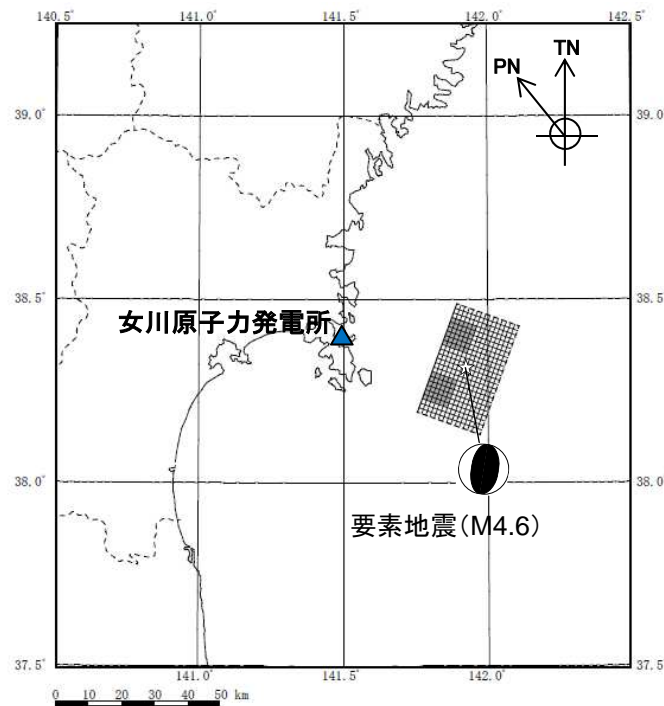


3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 3.2 海洋プレート内地震

3.2.3 検討用地震の地震動評価 不確かさケース

■ 不確かさケース2 (SMGA地殻内集約) 経験的グリーン関数法の要素地震

- 海洋地殻の地震動特性を地震動評価に反映させるため、要素地震の選定にあたっては、①強震動生成域 (SMGA) に震源位置が近く海洋プレート上面からの距離が10km以内、②震源メカニズムが想定地震と同様の逆断層型の地震、③M4.5以上、④周期5秒までSN比が明瞭な地震とした。また、この地震は長周期 (低振動数) 成分が理論に比べ大きい傾向にあり、長周期評価にも適した傾向を持っている。



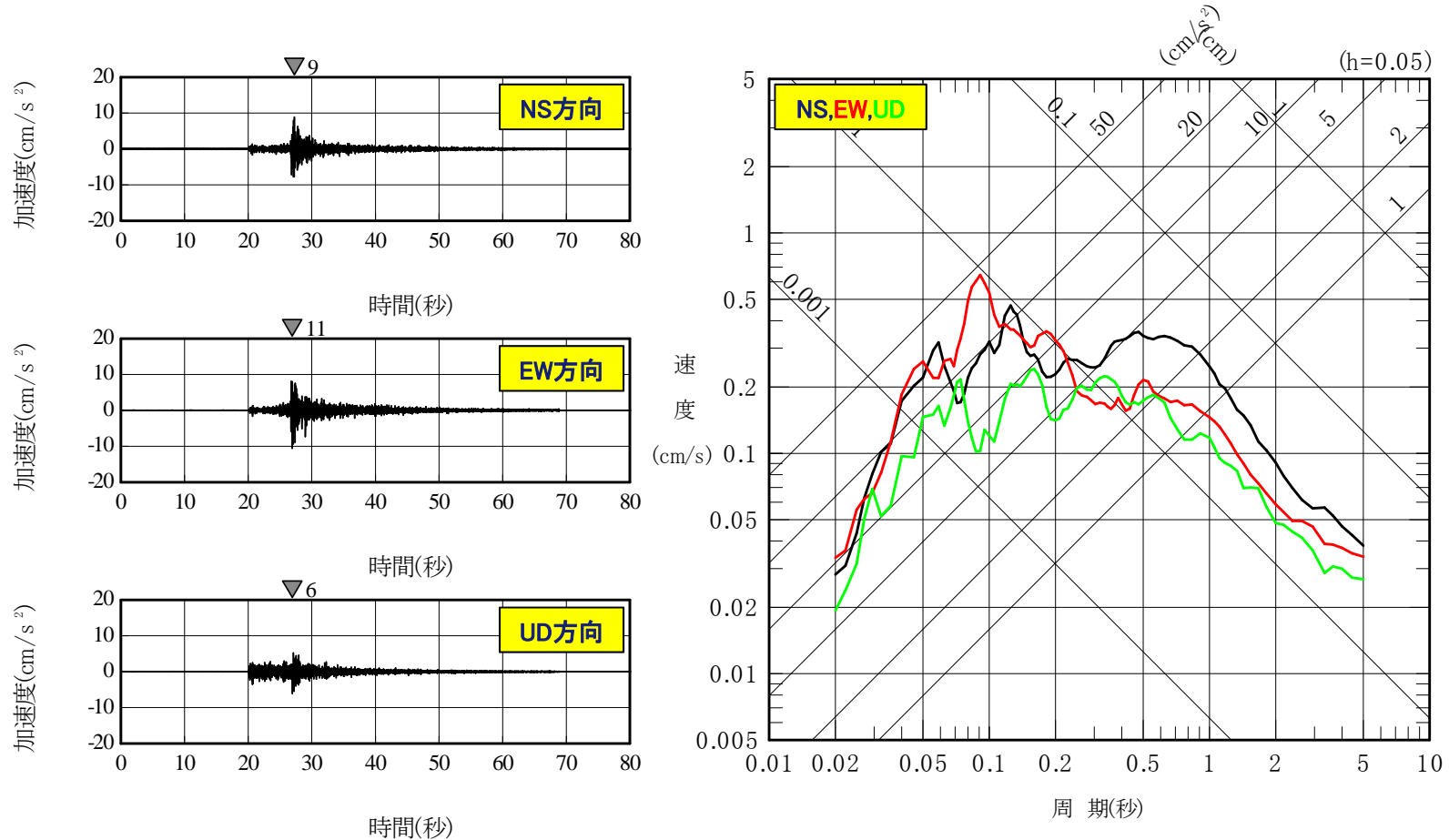
要素地震の諸元

発震の発生日時	震央位置 (経度, 緯度)	地震 規模	震源 深さ (km)	地震モーメント M_0 (Nm)	臨界振動数 f_c (Hz)	応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)
2012年3月30日 5:38	141° 55.2', 38° 18.7'	M4.6	50	9.01E+15	2.44	17.2

※地震諸元は、気象庁による。地震モーメント M_0 は、F-netによる。 f_c は、震源スペクトルより設定。

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
3.2.3 検討用地震の地震動評価 不確かさケース

■ 不確かさケース2 (SMGA地殻内) 要素地震の観測記録 (解放基盤相当 (O.P.*-8.6m) でののはぎとり波)



2012年3月30日 (5:38) の宮城県沖の地震 (M4.6)

※O.P.: 女川原子力発電所工事用基準面 (Onagawa peil) であり, O.P.±0m = T.P. (東京湾平均海面) -0.74m。

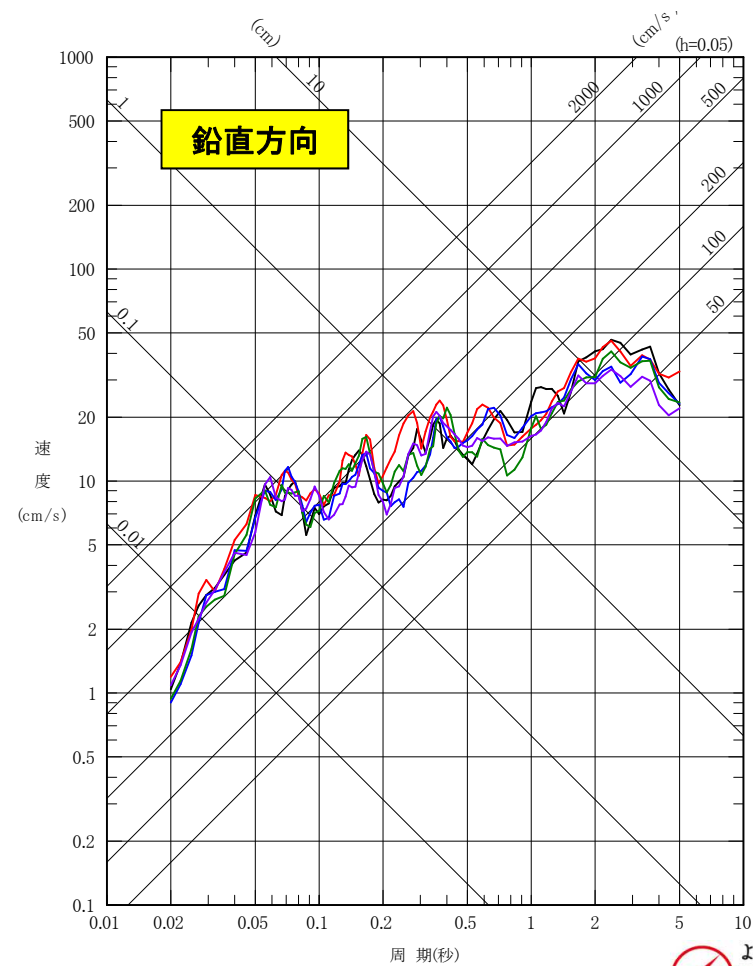
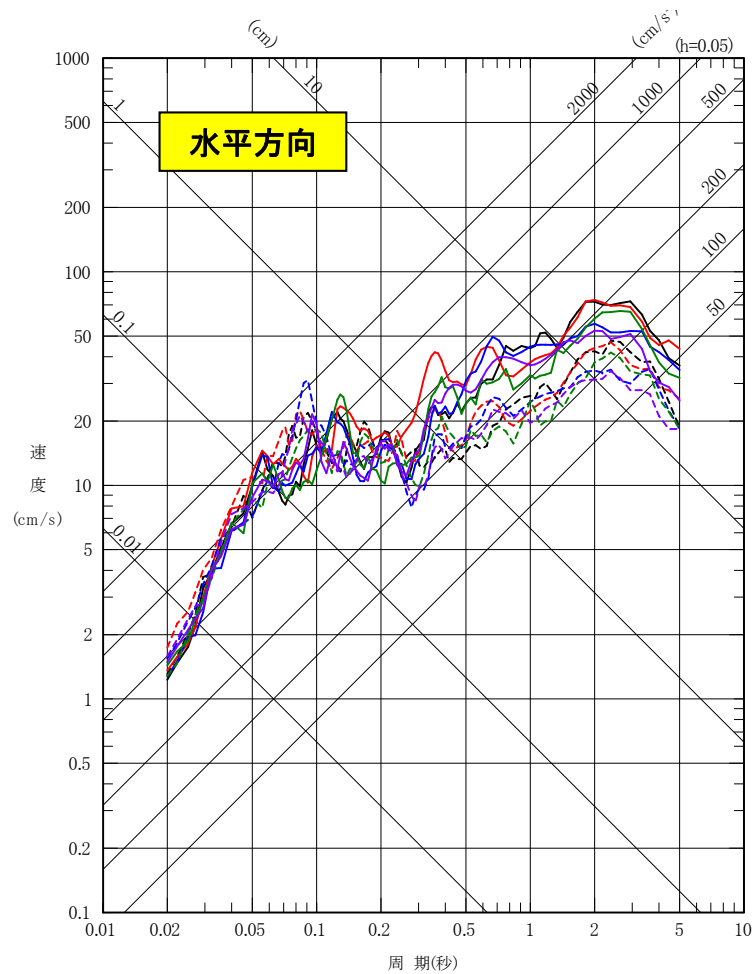
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.3 検討用地震の地震動評価 断層モデル手法による地震動評価(SMGA地殻内)

■ 不確かさケース2(SMGA地殻内集約) 評価結果 EGF
〈応答スペクトル〉

- 破壊開始点1(NS), - - - 破壊開始点1(EW)(不確かさケース2(SMGA地殻内)EGF)
- 破壊開始点2(NS), - - - 破壊開始点2(EW)(不確かさケース2(SMGA地殻内)EGF)
- 破壊開始点3(NS), - - - 破壊開始点3(EW)(不確かさケース2(SMGA地殻内)EGF)
- 破壊開始点4(NS), - - - 破壊開始点4(EW)(不確かさケース2(SMGA地殻内)EGF)
- 破壊開始点5(NS), - - - 破壊開始点5(EW)(不確かさケース2(SMGA地殻内)EGF)

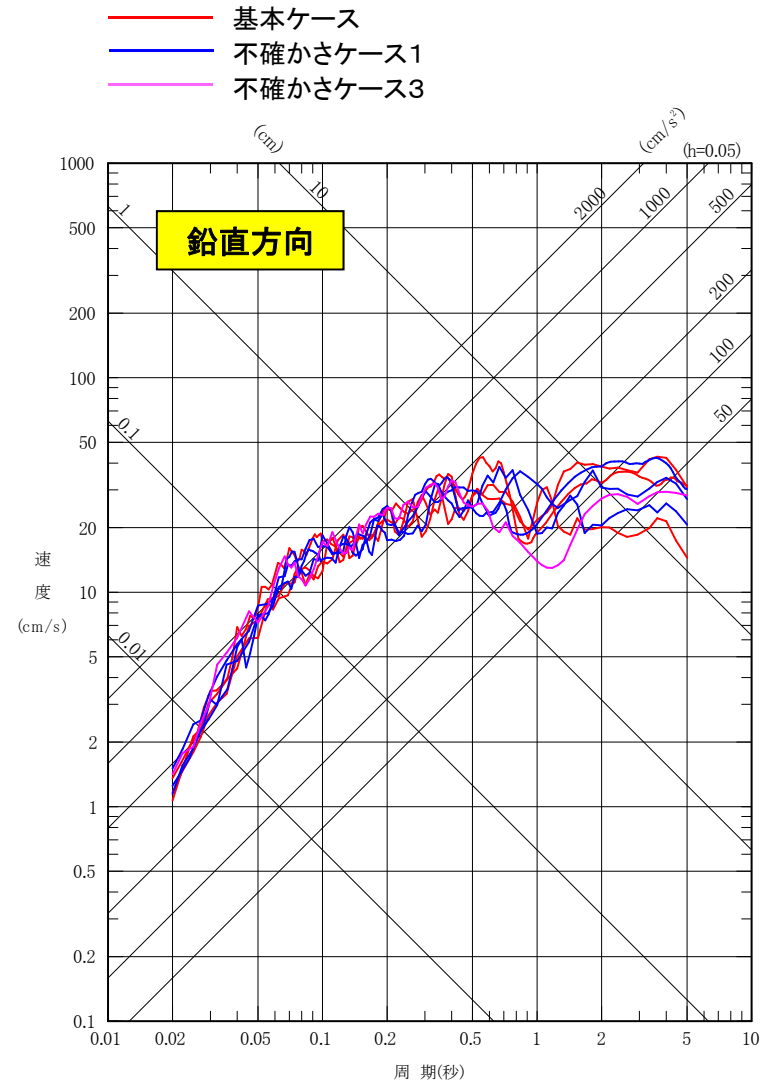
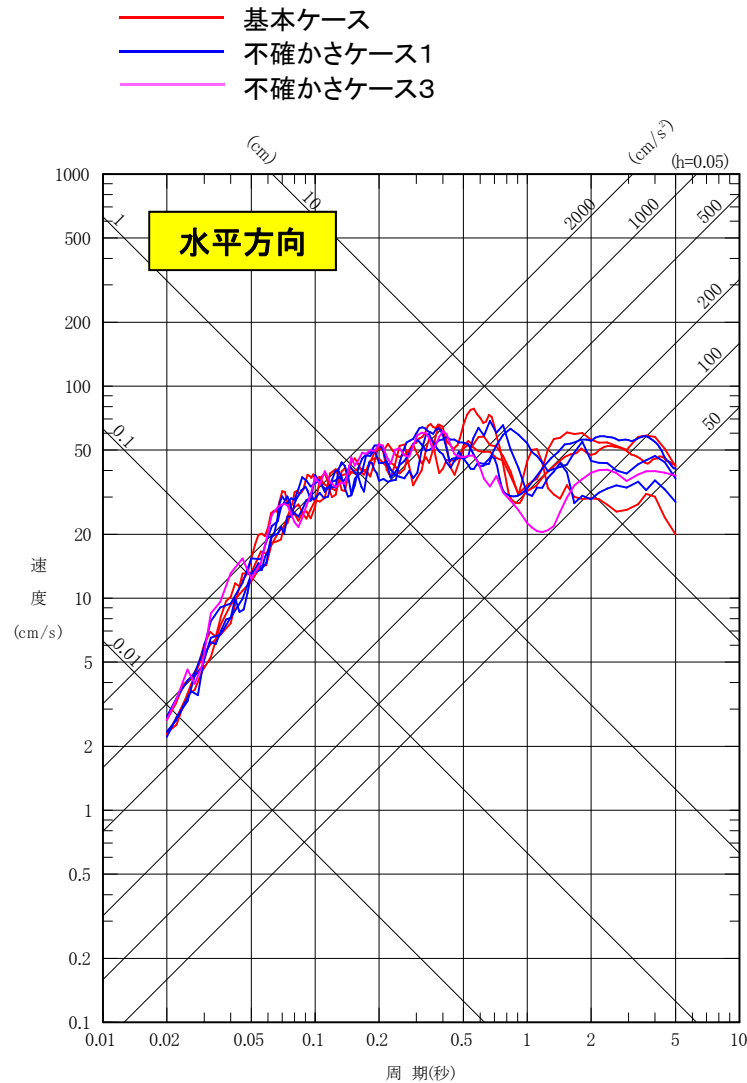
- 破壊開始点1(UD)(不確かさケース2(SMGA地殻内)EGF)
- 破壊開始点2(UD)(不確かさケース2(SMGA地殻内)EGF)
- 破壊開始点3(UD)(不確かさケース2(SMGA地殻内)EGF)
- 破壊開始点4(UD)(不確かさケース2(SMGA地殻内)EGF)
- 破壊開始点5(UD)(不確かさケース2(SMGA地殻内)EGF)



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 検討用地震の地震動評価 断層モデル手法による地震動評価(SMGAマントル内)

■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 まとめ:SMGAマントル内の各ケース



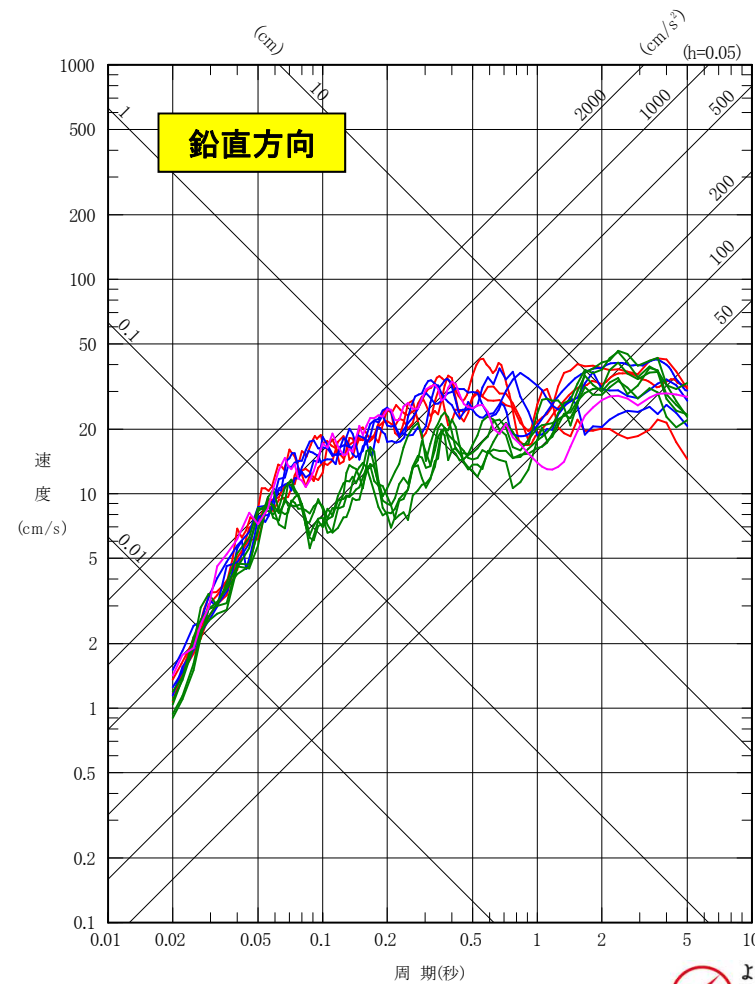
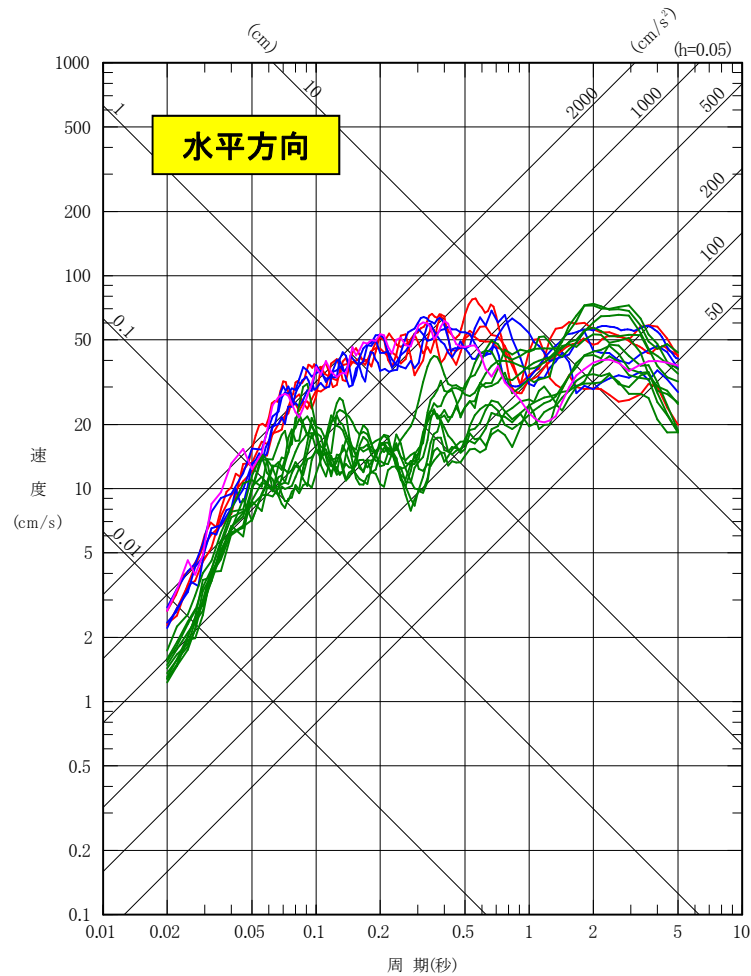
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

3.2.3 検討用地震の地震動評価 断層モデル手法による地震動評価(全ケース)

■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果 まとめ:全ケース

- 基本ケース
- 不確かさケース1
- 不確かさケース2
- 不確かさケース3

- 基本ケース
- 不確かさケース1
- 不確かさケース2
- 不確かさケース3

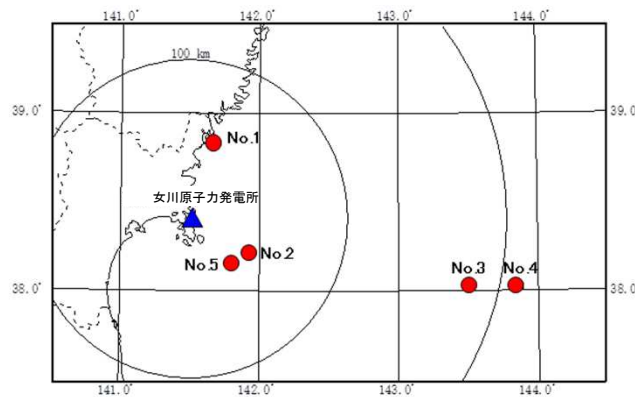


3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/3.2 海洋プレート内地震

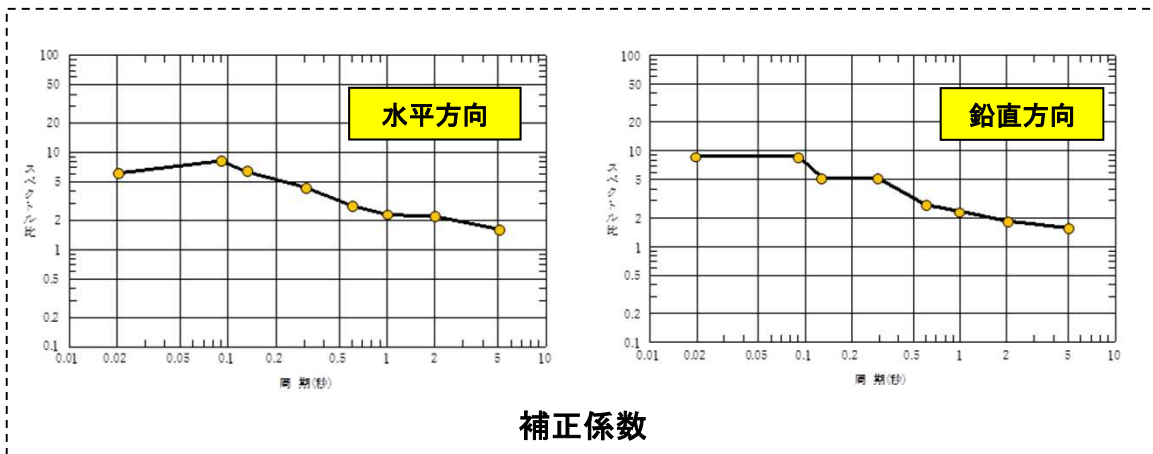
3.2.3 検討用地震の地震動評価 応答スペクトル手法による地震動評価

■ 補正係数の算定方法

- ・敷地で観測された海洋プレート内地震はプレート間地震と比較して少なく, Noda et al.(2002)のデータの範囲(M=5.5~7.0, Xeq=28~202km, 評価式を確認したデータセットM=5.4~8.1, Xeq=14~218km)に対応する海洋プレート内地震の数は限られている。
- ・地震数は少ないが, 敷地から約200kmの範囲内で発生したM6以上の海洋プレート内地震5地震を対象とし, これらの観測記録の応答スペクトルとNoda et al.(2002)に基づく応答スペクトルの比の平均値を基にサイト補正係数を算出。
- ・サイト補正係数のコントロールポイントは, Noda et al.(2002)によるコントロールポイントの周期(8点)の値とする。



サイト補正係数算定に用いた地震の震央分布



サイト補正係数算定に用いた地震の諸元

No.	発生日時	M	震央距離 (km)	震源深さ (km)
1	2003年5月26日	7.1	48	72
2	2011年4月7日	7.2	43	66
3	2011年7月10日	7.3	180	34
4	2012年12月7日	7.3	211	49
5	2013年8月4日	6.0	37	58

※地震諸元: 気象庁地震カタログ

Table 1. Control Points of Horizontal Earthquake Motion on Seismic Bedrock

Field	M	Xeq (km)	Coordinates of Control Points_pSv (cm/s)							
			A	B	C	D	E	F	G	H
			TA(s)	TB(s)	TC(s)	TD(s)	TE(s)	TF(s)	TG(s)	TH(s)
			0.02	0.09	0.13	0.3	0.6	1	2	5
Very Near	8.5	40	1.62	18.44	27.32	47.87	68.05	64.66	53.52	40.06
	8	25	1.69	20.05	28.96	48.22	67.80	65.25	52.51	38.35
	7	12	1.40	17.20	24.84	33.86	43.42	36.42	25.15	17.85
Near	8.5	80	1.04	12.82	18.51	21.84	23.17	17.41	9.64	3.88
	8	50	0.73	7.36	11.43	22.92	34.79	32.58	27.60	21.96
	7	20	0.67	7.45	11.17	20.05	28.65	27.06	22.70	17.19
Inter mediate	8.5	160	0.78	9.44	13.64	19.10	24.83	20.69	14.46	10.37
	8	100	0.77	9.45	13.65	16.23	17.18	12.73	7.16	2.89
	7	50	0.26	2.22	3.67	9.45	15.17	14.83	13.64	12.26
Far	8.5	200	0.32	3.08	4.86	10.27	16.04	14.96	12.73	10.37
	8	200	0.23	2.65	4.01	6.02	7.64	6.68	4.87	3.64
	7	125	0.21	2.49	3.60	4.54	4.84	3.98	2.07	0.86
	8.5	200	0.18	1.44	2.43	6.87	11.17	11.17	10.67	10.04
	8	200	0.10	0.80	1.35	3.82	6.21	6.21	5.93	5.58
	7	125	0.046	0.43	0.70	1.34	1.81	1.59	1.26	1.05
			0.041	0.45	0.65	0.85	1.03	0.80	0.49	0.22

The value of pSv is pseudo-velocity response spectrum with a damping factor of 5%.

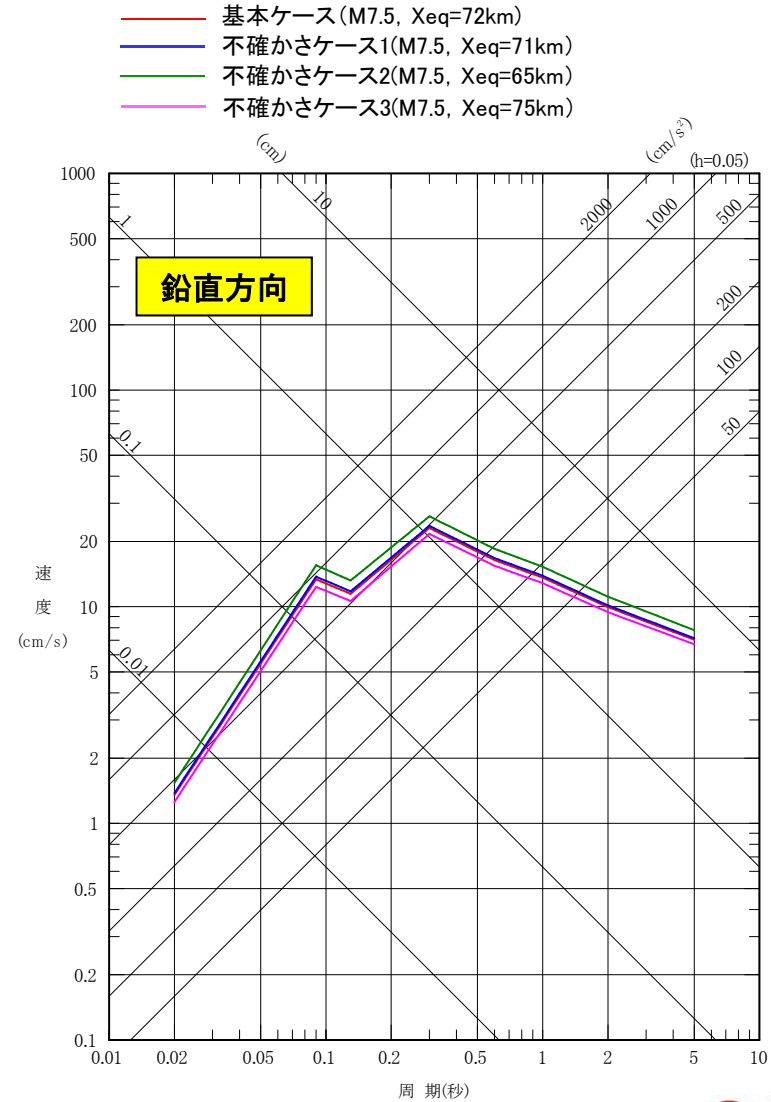
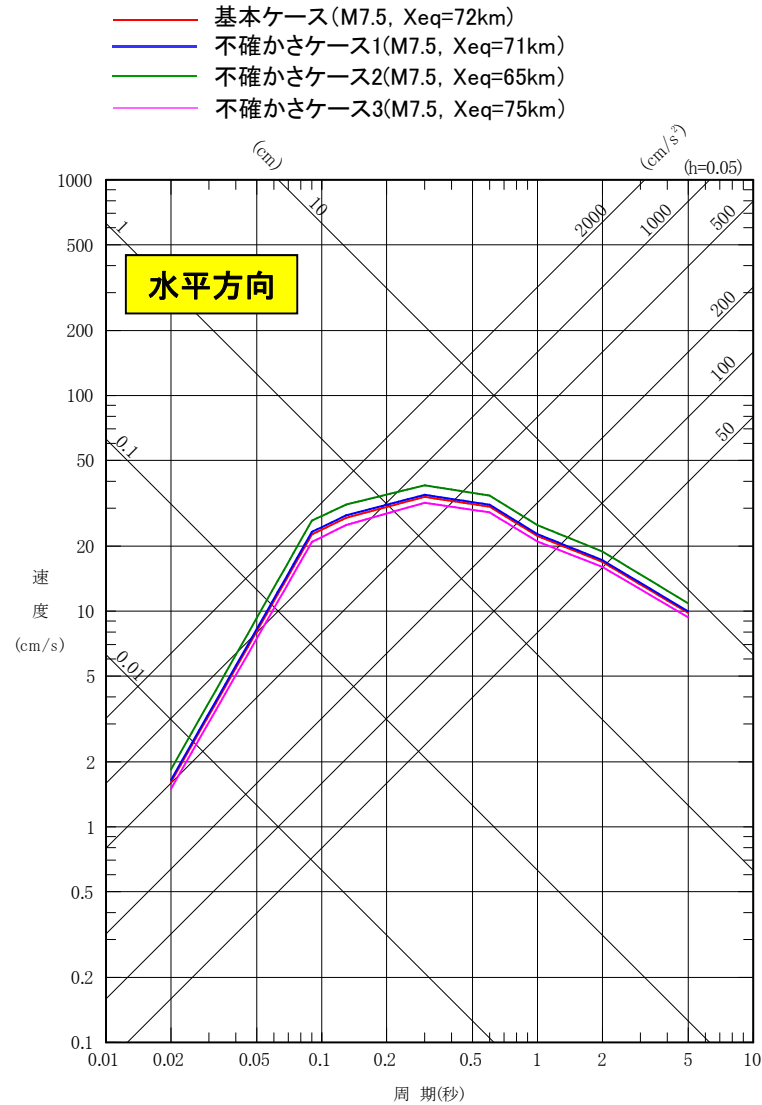
Noda et al.(2002)のコントロールポイント



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 検討用地震の地震動評価 応答スペクトル手法による地震動評価

■ 応答スペクトルに基づく地震動評価結果 まとめ:全ケース

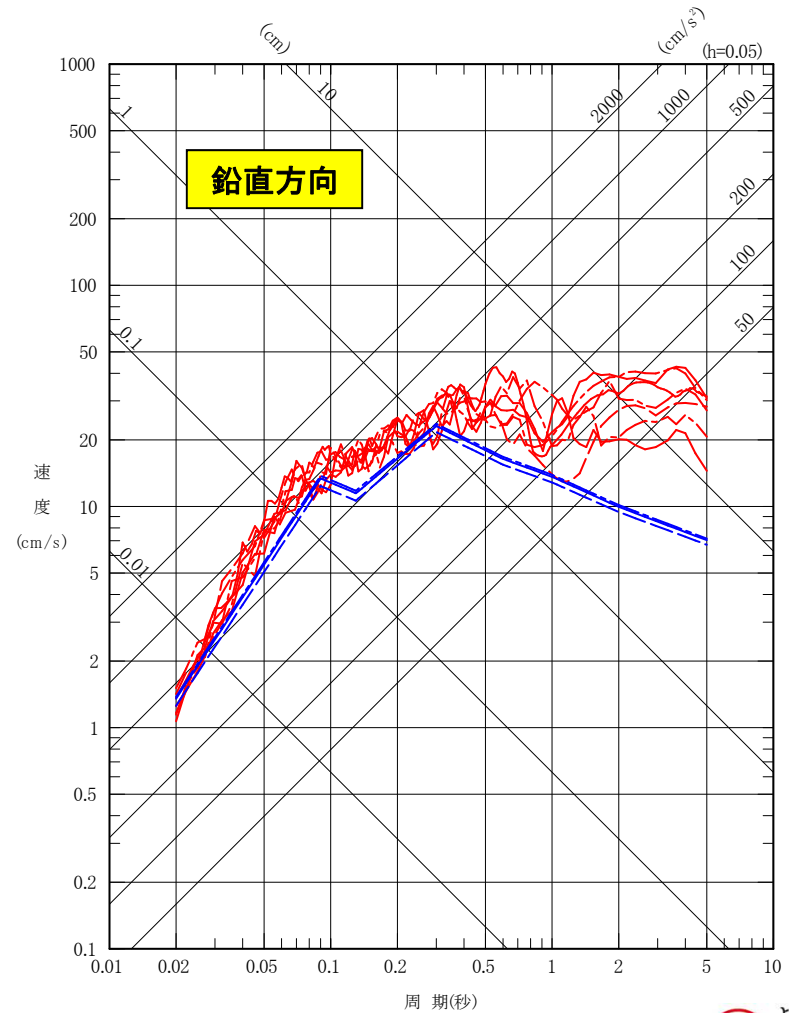
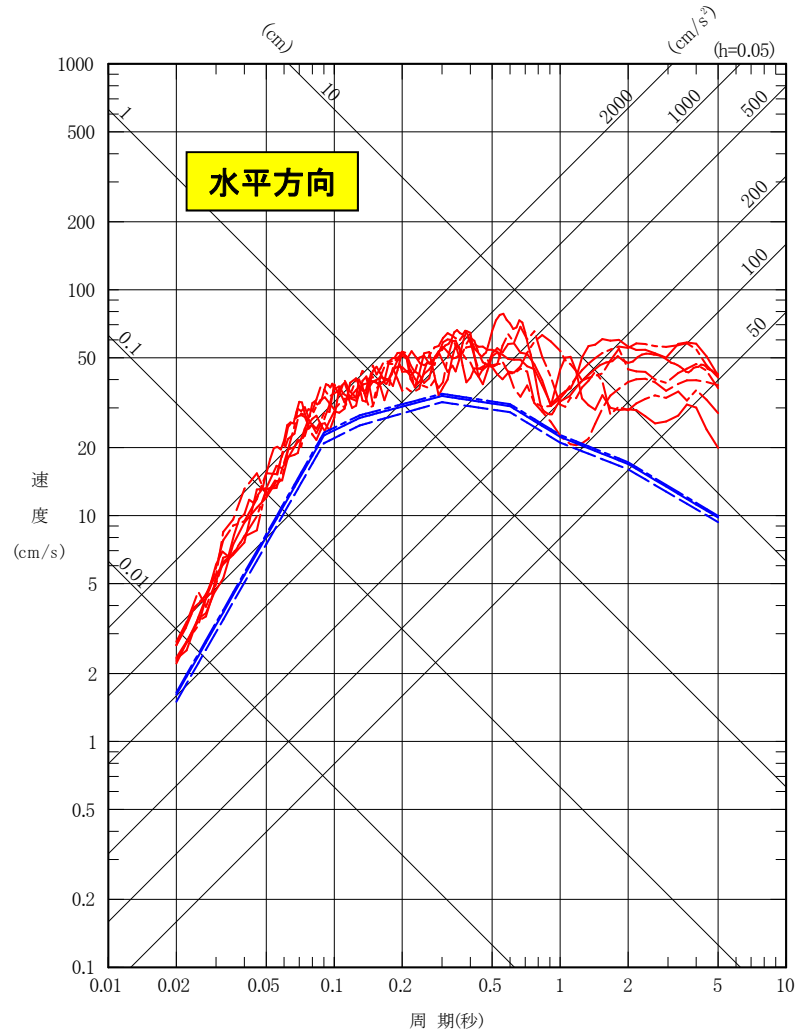


3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3. 2 海洋プレート内地震

3. 2. 3 検討用地震の地震動評価 まとめ(SMGAマントル内)

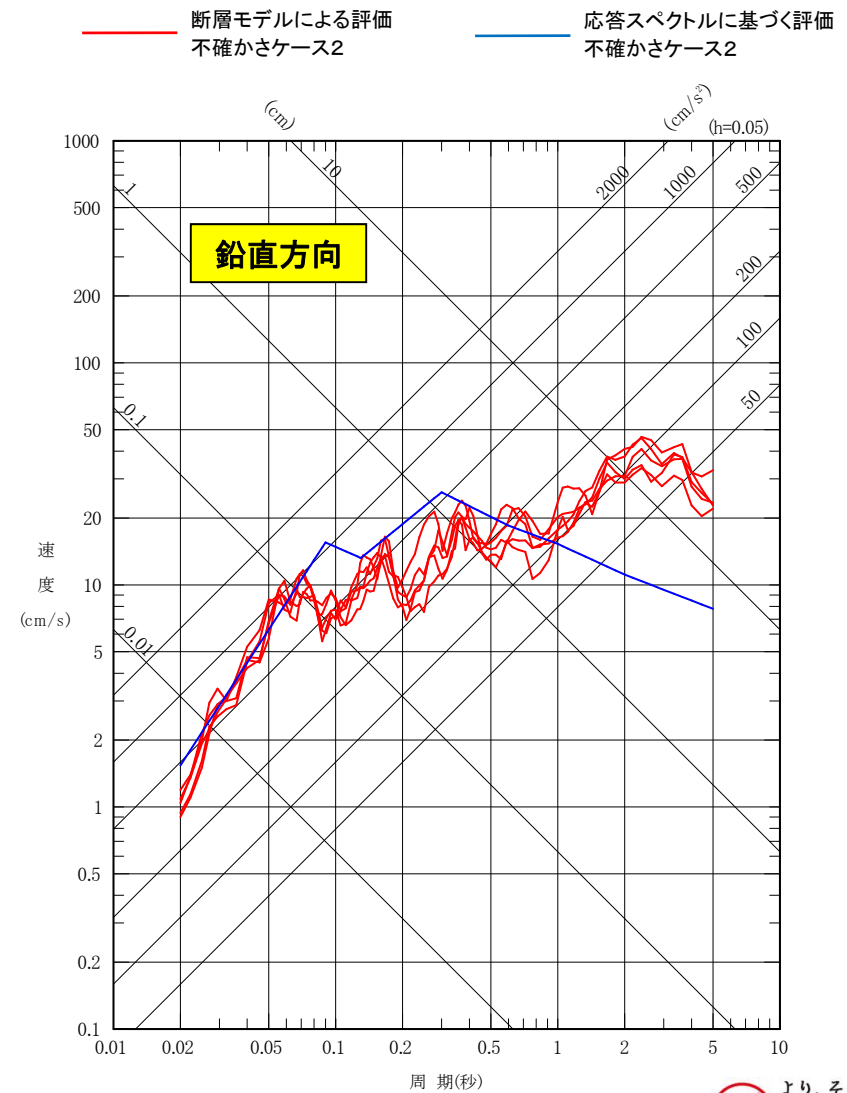
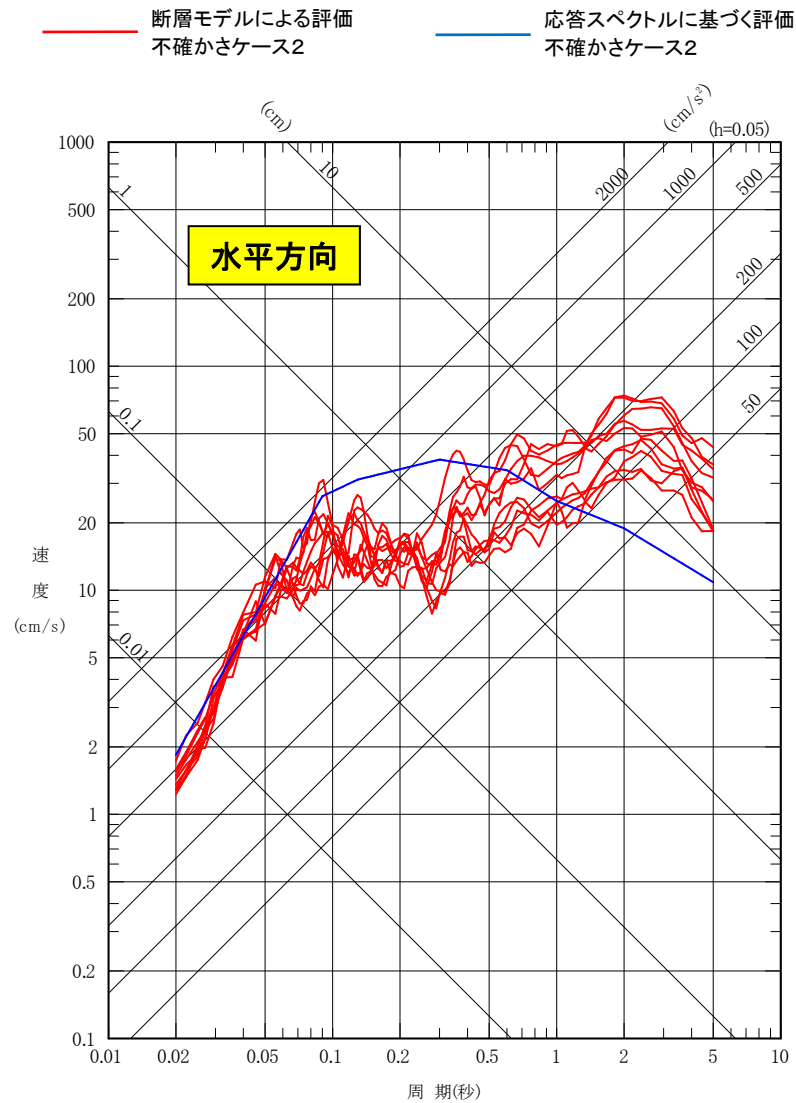
■ 断層モデルを用いた手法による評価と応答スペクトルに基づく評価: SMGAマントル内の各ケース

- | | | | | | | | |
|-----------|----------------|-----------|-------------------|-----------|----------------|-----------|-------------------|
| — (赤) | 断層モデルによる評価(基本) | — (青) | 応答スペクトルに基づく評価(基本) | — (赤) | 断層モデルによる評価(基本) | — (青) | 応答スペクトルに基づく評価(基本) |
| - - - (赤) | 不確かさケース1 | - - - (青) | 不確かさケース1 | - - - (赤) | 不確かさケース1 | - - - (青) | 不確かさケース1 |
| - - - (赤) | 不確かさケース3 | - - - (青) | 不確かさケース3 | - - - (赤) | 不確かさケース3 | - - - (青) | 不確かさケース3 |



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 検討用地震の地震動評価 まとめ(SMGA地殻内)

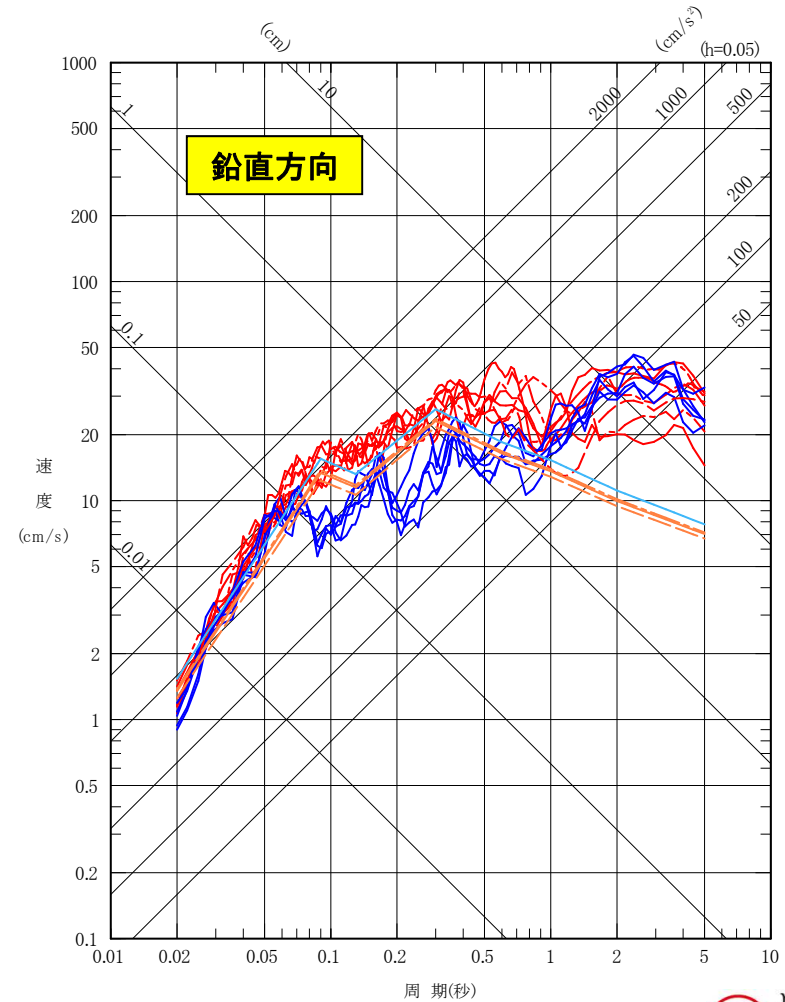
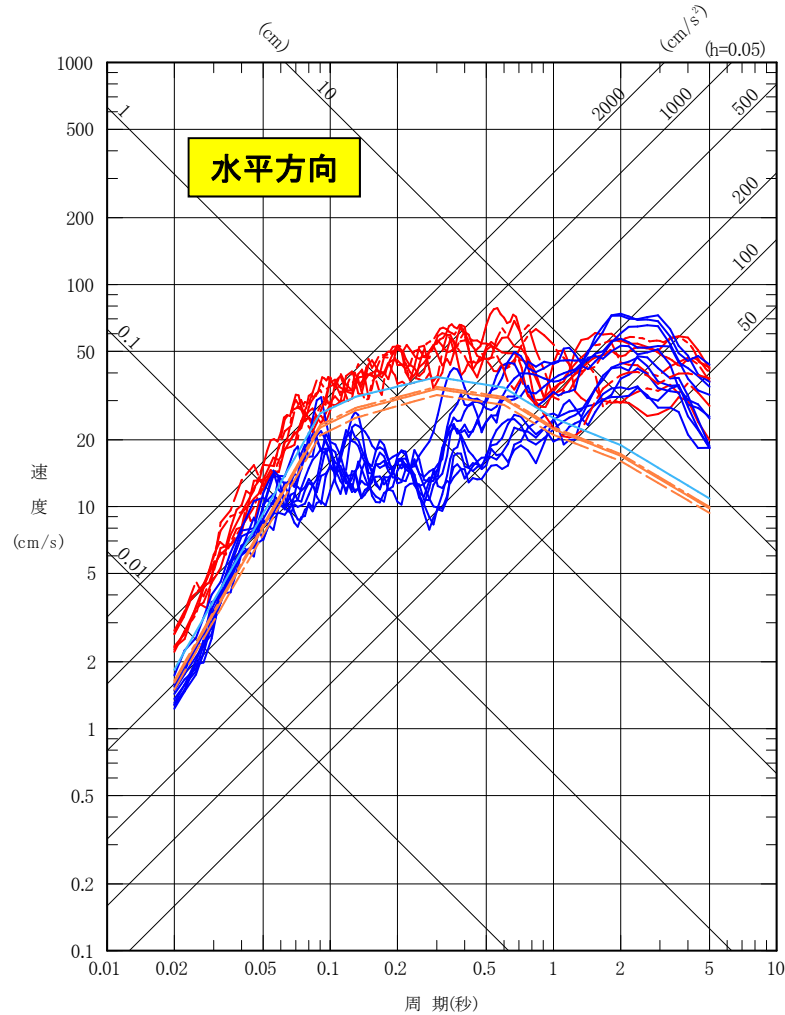
■ 断層モデルを用いた手法による評価と応答スペクトルに基づく評価: SMGA地殻内のケース



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 3.2.3 検討用地震の地震動評価 まとめ(全ケース)

■ 断層モデルを用いた手法による評価と応答スペクトルに基づく評価: 全ケース

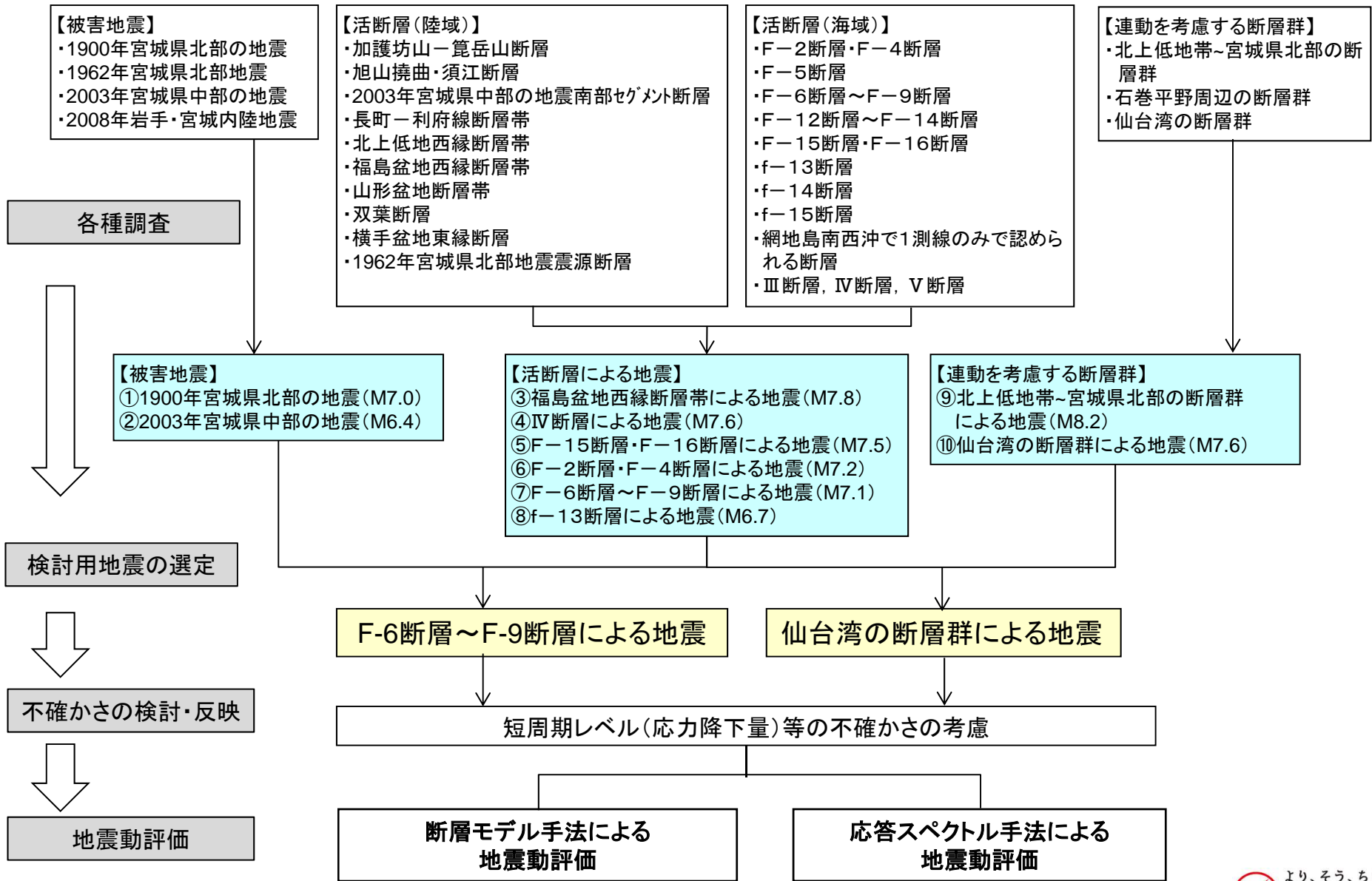
- | | | | |
|------------------|---------------------|------------------|---------------------|
| — 断層モデルによる評価(基本) | — 応答スペクトルに基づく評価(基本) | — 断層モデルによる評価(基本) | — 応答スペクトルに基づく評価(基本) |
| - - - 不確かさケース1 | - - - 不確かさケース1 | - - - 不確かさケース1 | - - - 不確かさケース1 |
| — 不確かさケース2 | — 不確かさケース2 | — 不確かさケース2 | — 不確かさケース2 |
| - - - 不確かさケース3 | - - - 不確かさケース3 | - - - 不確かさケース3 | - - - 不確かさケース3 |



3. 3 内陸地殻内地震

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 検討用地震の選定 地震動評価概要 フロー

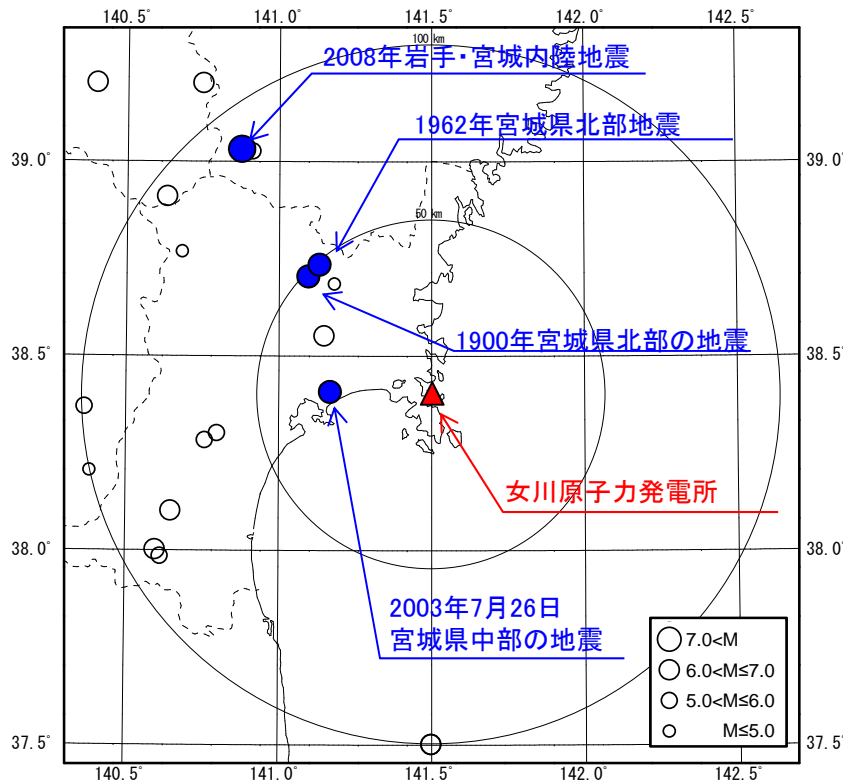


3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3.3 内陸地殻内地震

3.3.1 検討用地震の選定 敷地周辺の被害地震及び活断層による地震

➤ 敷地周辺の被害地震

- ・敷地が位置する北上山地南部では、被害地震は知られていない。
- ・敷地で震度5弱(1996年以前は震度V)程度であったとされている被害地震としては、1900年宮城県北部の地震(M7.0)がある(渡辺(1993)の詳細な震度分布では震度4)。
- ・その他に震度4程度であったとされている被害地震としては、1962年宮城県北部地震(M6.5)及び2003年7月26日宮城県中部の地震(M6.4)がある。また、脊梁山地では2008年岩手・宮城内陸地震(M7.2)が発生しているが、気象庁の震度分布では敷地周辺で震度3程度であり、敷地への影響は小さい。



敷地周辺の内陸で発生した主な被害地震

地震名	マグニチュード	震央距離(△)
1900年宮城県北部の地震	M7.0	48km
1962年宮城県北部地震	M6.5	49km
2003年7月26日宮城県中部の地震	M6.4	29km
2008年岩手・宮城内陸地震	M7.2	88km

敷地で震度4程度以上であったとされている被害地震のうち、地震規模と距離との関係から、1900年宮城県北部の地震及び2003年宮城県中部の地震を検討用地震の対象として選定する。

敷地周辺の内陸の被害地震(震源深さ≤30km)

[1922年以前は宇佐美ほか(2013), 1923年から2014年は気象庁地震カタログによる]

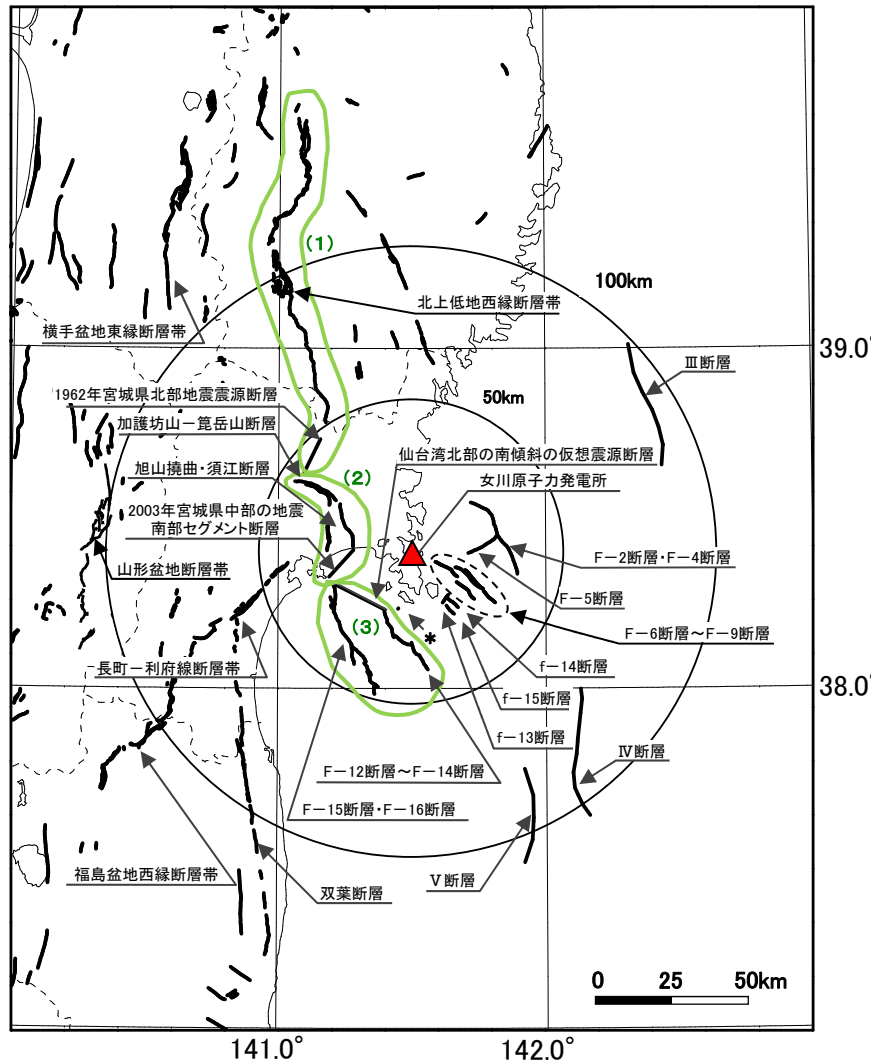
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3.3 内陸地殻内地震

3.3.1 検討用地震の選定 敷地周辺の被害地震及び活断層による地震

コメントS193

➤ 敷地周辺の主な活断層

・地質調査結果に基づき、敷地周辺の震源として考慮する活断層を示す。



敷地周辺の活断層分布図

震源として考慮する活断層

断層名	断層長さ	連動考慮 ^{※3}		
		グループ	断層長さ	
加護坊山-箕岳山断層	約17km	(2)	約35km	
旭山撓曲・須江断層	約16km	(2)		
2003年宮城県中部の地震南部セグメント断層	約12km	(2)		
陸域 30km 以遠 ^{※1}	長町-利府線断層帯	約40km	—	
	北上低地西縁断層帯 ^{※4}	約100km	(1)	約112km
	1962年宮城県北部地震震源断層	約12km	(1)	
	山形盆地断層帯	約60km	—	—
	福島盆地西縁断層帯	約70km	—	—
	双葉断層	約110km	—	—
	横手盆地東縁断層帯	約56km	—	—
海域	F-2断層・F-4断層	約27.8km	—	
	F-5断層	約11.2km	—	
	F-6断層～F-9断層	約23.7km	—	
	仙台湾北部の南傾斜の仮想震源断層 ^{※2}	約20km	(3)	約40km
	F-12断層～F-14断層	約24.2km	(3)	
	F-15断層・F-16断層	約38.7km	(3)	—
	f-13断層	約3.3km	—	—
	f-14断層	約5.1km	—	—
	f-15断層	約3.7km	—	—
	* 網地島南西沖で1測線のみで認められる断層	—	—	—
30km 以遠 ^{※1}	III断層	約41km	—	
	IV断層	約43km	—	
	V断層	約31km	—	

※1: 敷地から半径30km以遠の断層については文献調査結果に基づき評価した。

※2: 連動可能性を考慮する上で仮想的に設定する断層。

※3: さらに保守的な観点から、地震動評価では(1)～(3)が連動した場合も考慮する。

※4: 楢原ほか(2016)による一関-石越撓曲を含む。

黄色網掛けした断層等は、申請時(H25.12.27)から評価が変更になったものを示す。

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 検討用地震の選定 敷地周辺の被害地震及び活断層による地震

コメントS195

➤ 敷地周辺の主な活断層による地震 断層諸元

No.	断層名	活断層長さ (km)	マグニチュード※1,2 M	等価震源距離※3 (km)	備考
1	F-2断層・F-4断層	27.8	7.2	24	<ul style="list-style-type: none"> ・No.1～No.9の断層長さ及び断層位置は地質調査結果による。 ・No.10の位置は活断層研究会編(1991)に、No.11及びNo.12の位置は徳山ほか(2001)による。 ・断層傾斜角は、F-6断層～F-9断層の地質調査結果から60度に設定。 ・地震発生層は、敷地周辺の微小地震分布等を参考に3～15kmに設定。
2	F-5断層	11.2	6.7	23	
3	F-6断層～F-9断層	23.7	7.1	19	
4	F-12断層～F-14断層	24.2	7.1	32	
5	f-13断層	3.3	6.7	17	
6	f-14断層	5.1	6.7	23	
7	f-15断層	3.7	6.7	24	
8	F-15断層・F-16断層	38.7	7.5	39	
9	網地島南西沖で1測線のみで認められる断層	—	6.7	27	
10	Ⅲ断層	41	7.5	86	
11	Ⅳ断層	43	7.6	82	
12	Ⅴ断層	31	7.3	91	
13	加護坊山-筧岳山断層	17	6.9	36	<ul style="list-style-type: none"> ・断層長さ及び断層位置は地質調査結果による。 ・断層傾斜角は、2003年7月26日0時13分宮城県中部の地震を参考に45度に設定。 ・地震発生層は、海野ほか(2004)を参考に2km～11kmに設定。
14	旭山撓曲・須江断層	16	6.8	28	
15	2003年宮城県中部の地震南部セグメント断層	—	5.6	28	
16	1962年宮城県北部地震震源断層	12(※4)	6.5	48	・断層位置は、佐藤編著(1989)による。
17	長町-利府線断層帯	40	7.5	61	<ul style="list-style-type: none"> ・地震調査研究推進本部(2009a)に基づく。
18	山形盆地断層帯	60	7.8	118	
19	横手盆地東縁断層帯	56	7.7	125	
20	北上低地西縁断層帯	100	8.2(8.0)	92	<ul style="list-style-type: none"> ・今泉ほか(2018)による。 ・No.20, 22は松田(1975)の適用範囲外だが、武村(1990)と比較し、保守的な評価である松田(1975)を採用。地震規模の()は武村(1990)。算定諸元は補足説明資料p127に示す。 ・No.21の、断層傾斜角は地震調査研究推進本部(2009a)に基づく。
21	福島盆地西縁断層帯	70	7.9	101	
22	双葉断層	110	8.2(8.0)	87	

※1: 孤立した短い断層については、震源断層が地震発生層の上限から下限まで広がっているとした場合を考慮し、断層幅と同等の断層長さを仮定した。

※2: 地震規模は松田(1975)による。ただし、2003年宮城県中部の地震南部セグメント断層及び1962年宮城県北部地震震源断層は、気象庁地震カタログによる。

※3: 等価震源距離は一様断層を仮定して算定。

※4: 震源断層長さ。

: 連動を考慮する断層

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 検討用地震の選定 敷地周辺の被害地震及び活断層による地震

コメントS196

➤ 主な活断層による地震について、地震規模(M)と等価震源距離(Xeq)による整理*を行い、検討用地震の対象を選定した。

*「Mが大きくXeqが小さい地震」を代表とし、これに包絡される「Mが小さくXeqが大きい地震」をグループ分けした。詳細は補足説明資料p128に示す。

主な活断層による地震				地震規模と等価震源距離による整理結果			
No.	断層名	M	Xeq(km)	No.	断層名	M	Xeq(km)
22	双葉断層	8.2	87	22	双葉断層	8.2	87
20	北上低地西縁断層帯	8.2	92				
21	福島盆地西縁断層帯	7.9	101				
18	山形盆地断層帯	7.8	118				
19	横手盆地東縁断層帯	7.7	125				
11	IV断層	7.6	82	11	IV断層	7.6	82
8	F-15断層・F-16断層	7.5	39	8	F-15断層・F-16断層	7.5	39
17	長町-利府線断層帯	7.5	61				
10	Ⅲ断層	7.5	86				
12	V断層	7.3	91				
1	F-2断層・F-4断層	7.2	24	1	F-2断層・F-4断層	7.2	24
3	F-6断層～F-9断層	7.1	19	3	F-6断層～F-9断層	7.1	19
4	F-12断層～F-14断層	7.1	32				
13	加護坊山-箕岳山断層	6.9	36				
14	旭山撓曲・須江断層	6.8	28	5	f-13断層	6.7	17
5	f-13断層	6.7	17				
2	F-5断層	6.7	23				
6	f-14断層	6.7	23				
7	f-15断層	6.7	24				
9	網地島南西沖で1測線のみで認められる断層	6.7	27				
16	1962年宮城県北部地震震源断層	6.5	48				
15	2003年宮城県中部の地震南部セグメント断層	5.6	28				

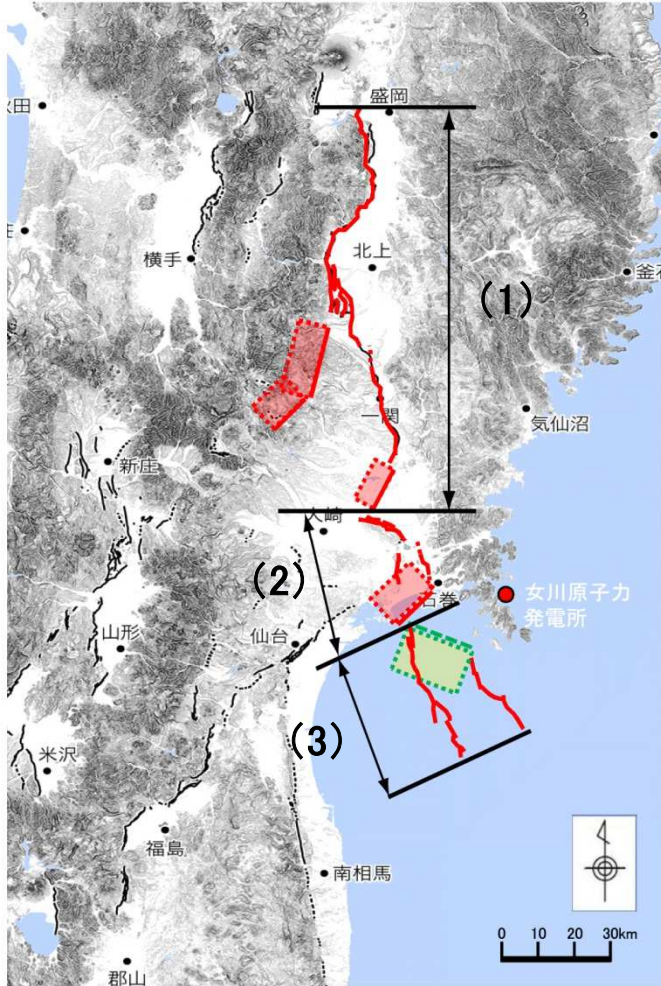
■ : 連動を考慮する断層, Xeq: 等価震源距離

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 検討用地震の選定 敷地周辺の被害地震及び活断層による地震

コメントS195

➤ 考慮する活断層の連動



今泉ほか(2018)に一部加筆

検討用地震の対象として連動を考慮する断層群

連動のグループ	活断層群による地震	活断層長さ (km)	マグニチュード M	等価震源距離 (km)
(1)	北上低地帯～宮城県北部の断層群による地震(※1)	112	8.2	78
(2)	石巻平野周辺の断層群による地震(※2)	44.0	7.6	31
(3)	仙台湾の断層群による地震(※2)	43.1	7.6	31

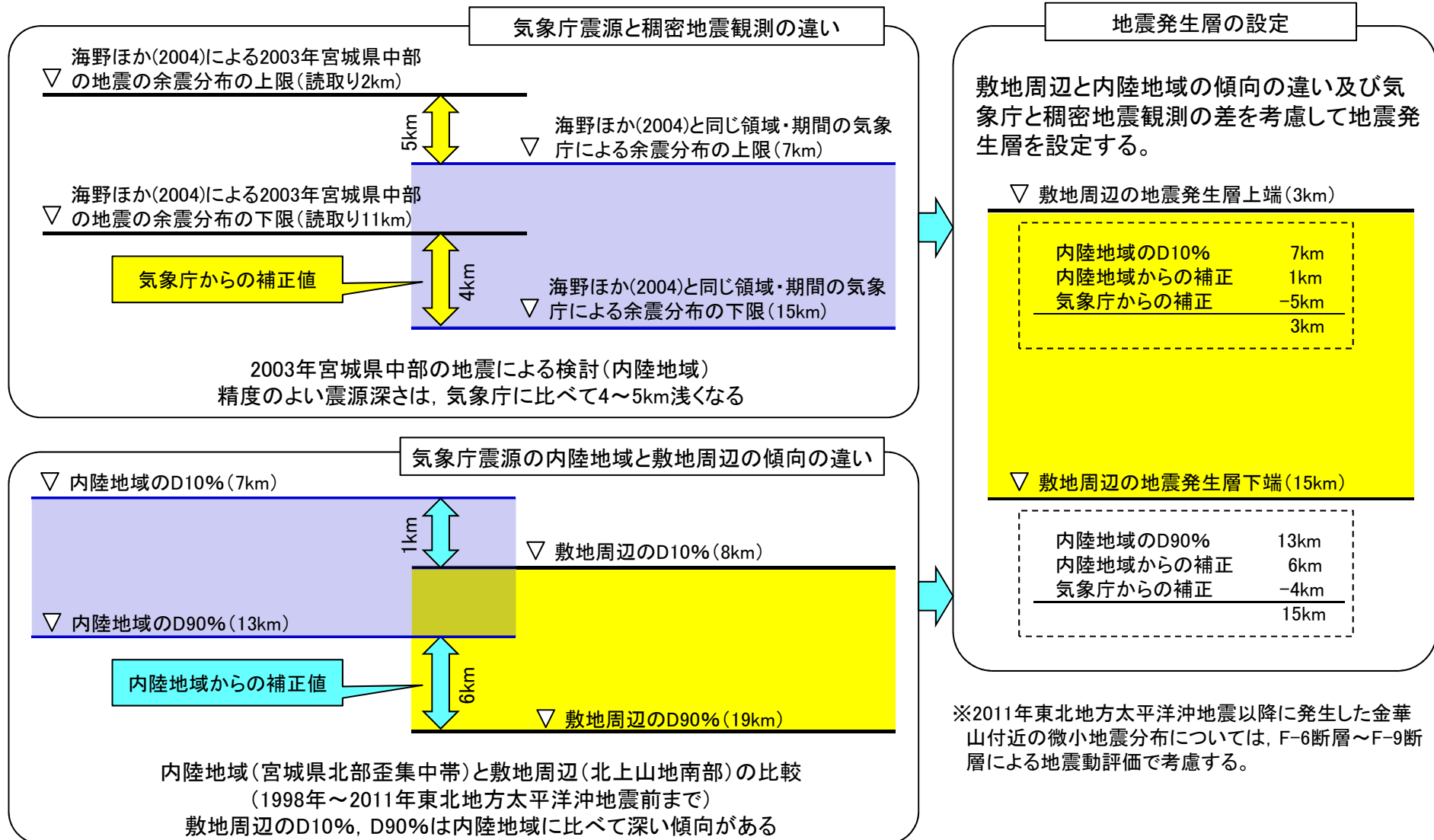
※1: 地震規模の算定にあたっては、松田(1975)の適用範囲外であるものの、武村(1990)による地震規模と比較し、保守的な評価である松田(1975)を採用(補足説明資料p127)。等価震源距離は一樣断層を仮定して算定。

※2: 断層長さは断層モデルによる。地震規模は松田(1975)による。等価震源距離は一樣断層を仮定して算定。

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 検討用地震の選定 敷地周辺の内陸地殻内地震の地震発生層

➤ 内陸地域と敷地周辺の微小地震の深さ分布の違い等を踏まえた地震発生層の設定



※2011年東北地方太平洋沖地震以降に発生した金華山付近の微小地震分布については、F-6断層~F-9断層による地震動評価で考慮する。

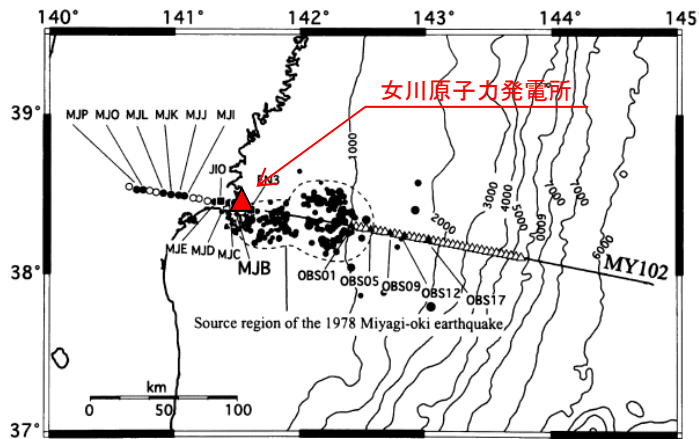
3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3.3 内陸地殻内地震

3.3.1 検討用地震の選定 敷地周辺の内陸地殻内地震の地震発生層

コメントS188

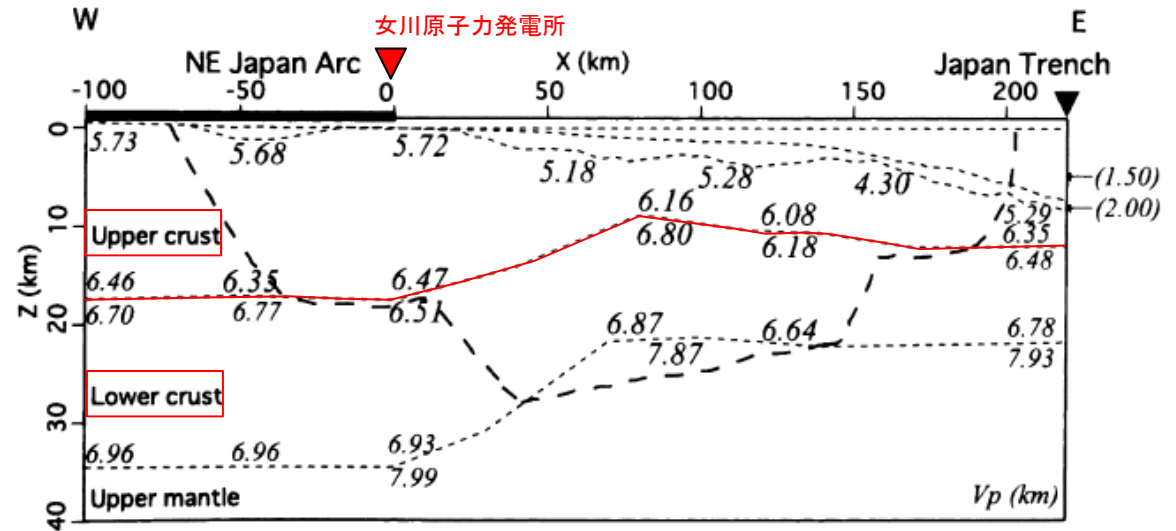
➤ 地球物理学的データの確認

- 伊藤ほか(2002)は、1999年に宮城県沖で行なわれた人工地震探査の観測記録を用いて、東北日本前弧における地殻深部及び最上部マントルの構造を求めた。



検討に用いた測線

- 凡例 ○, □: 陸上観測点
△: 海底地震計
(●, ■, ▲: 検討に用いた観測点)



得られたP波速度構造

----- : インバージョンに用いた初動の波線が分布する範囲を示す。この範囲内の解像度は1に近く信頼性は高い[伊藤ほか(2002)]。

敷地付近を通る断面の速度構造[伊藤ほか(2002) に一部加筆]

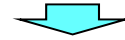
上部地殻と下部地殻の境界であるコンラッド面深さは敷地周辺では18km程度であることから、敷地周辺の地震発生層の下限は18kmより浅いと考えられ、微小地震分布に基づく地震発生層の設定と矛盾しないと考えられる。

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

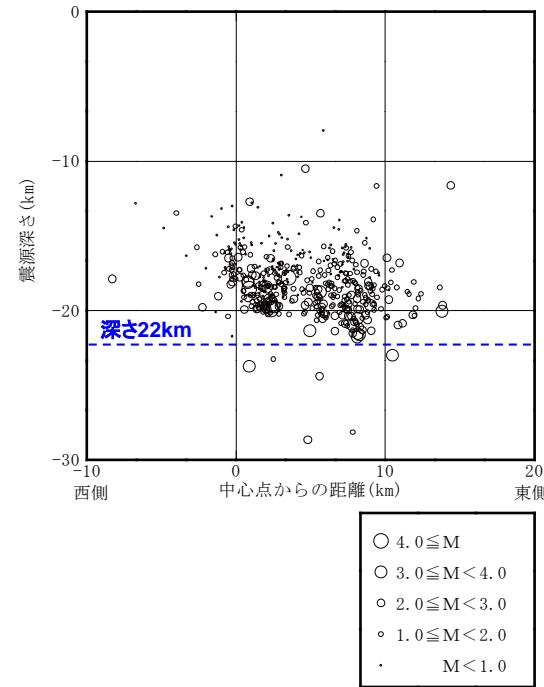
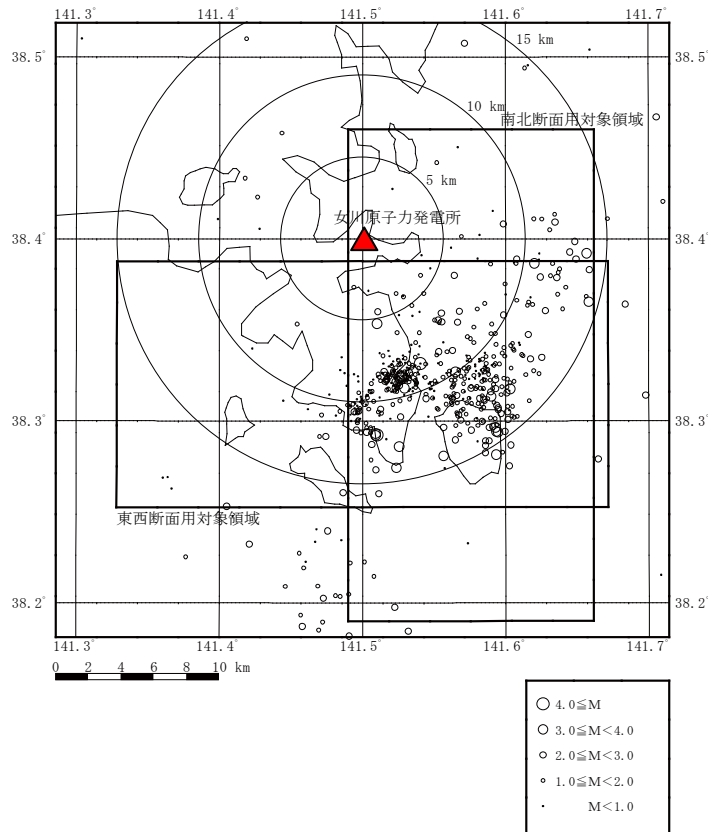
3.3.1 検討用地震の選定 敷地周辺の内陸地殻内地震の地震発生層

▶ 地震発生層の設定 金華山付近の微小地震

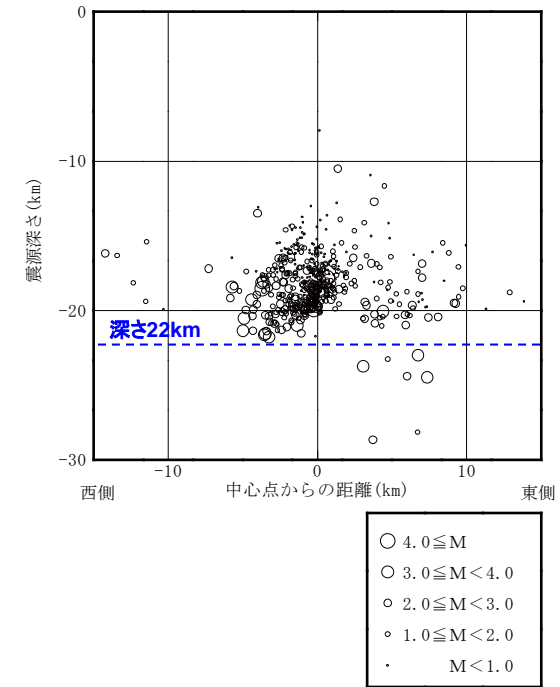
2011年東北地方太平洋沖地震後に、金華山付近(サイトから約10km程度)の深さ20km程度に微小地震が発生



- ・微小地震は、深さ20km程度で発生しており、F-6断層～F-9断層との直接的な対応は見られない。
- ・安全評価上、F-6断層～F-9断層による地震の評価にあたっては、地震発生層の下端深さ22kmを考慮する。



東西断面



南北断面

※東西断面中心点:141.5°, 南北断面中心点:38.32°

敷地近傍の震央分布(2011年3月～2017年4月, 深さ30km以浅, 気象庁地震カタログ)

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 検討用地震の選定 敷地周辺の内陸地殻内地震の地震発生層

(1) 微小地震分布に基づく地震発生層の設定

- ・敷地周辺(北上山地南部)と内陸地域(宮城県北部歪集中帯)の微小地震分布の特徴及び気象庁地震カタログと精度の良い稠密地震観測の震源決定との違いを考慮し, 3~15kmに設定する。

(2) 地球物理学的データによる確認

- ・上部地殻と下部地殻の境界(コンラッド面)は, 敷地付近では深さ18km程度であり, (1)と矛盾しない。
- ・キュリー一点深度分布は, 敷地付近は内陸地域よりも深い傾向にあり, (1)と矛盾しない。

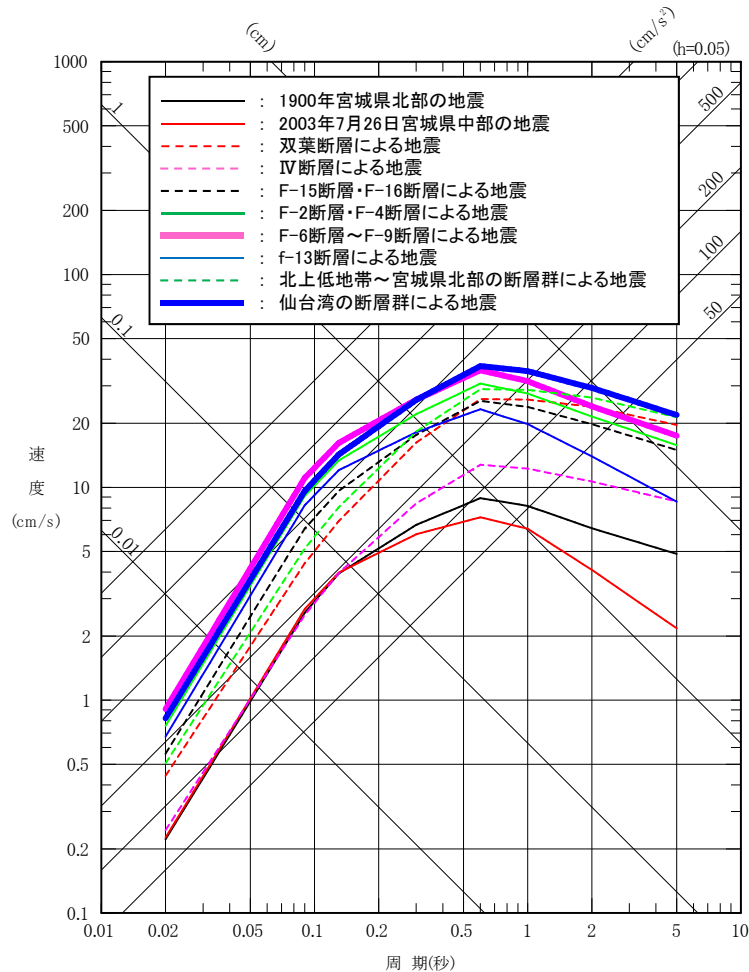
(3) 2011年東北地方太平洋沖地震後の金華山付近の地震

- ・海域の活断層との関連はないと考えられるが, 近くに位置するF-6断層~F-9断層による地震の評価にあたっては, 断層下端深さとして22km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／3.3 内陸地殻内地震

3.3.1 検討用地震の選定

- 検討用地震は、敷地周辺の被害地震、活断層による地震及び連動を考慮する断層群による地震のうち、敷地に対して最も影響の大きい地震を選定した。
- 選定にあたっては、Noda et al.(2002)の応答スペクトルによる比較を行った。



検討用地震の選定
(Noda et al.(2002), 内陸補正なし)

内陸地殻内地震の検討用地震の選定に用いた地震の諸元

種別	地震	マグニチュード M	等価震源距離 (km)
被害地震 (※1)	1900年宮城県北部の地震	7.0	51
	2003年7月26日宮城県中部の地震	6.4	32
活断層による地震 (※2)	双葉断層による地震	8.2	87
	IV断層による地震	7.6	82
	F-15断層・F-16断層による地震	7.5	39
	F-2断層・F-4断層による地震	7.2	24
	F-6断層～F-9断層による地震	7.1	19
	f-13断層による地震	6.7	17
連動を考慮する断層群による地震 (※3)	北上低地帯～宮城県北部の断層群による地震	8.2	78
	仙台湾の断層群による地震	7.6	31

※1: 点震源として等価震源距離を算定した。

※2: p144に示す活断層による地震。

※3: p145に示す連動を考慮する断層群による地震のうち、断層位置、形状、地震規模と距離の比較から選定した。

検討用地震として「F-6断層～F-9断層による地震」、「仙台湾の断層群による地震」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／3.3 内陸地殻内地震

3.3.2 検討用地震の不確かさケースの検討 基本、不確かさケースの整理

➤ 地震動評価における不確かさの整理

- ・検討用地震の断層モデルの設定における不確かさについて、認識論的な不確かさと偶然的な不確かさの観点から整理を行った。

地震動評価における不確かさの整理

区 分		項 目	基本ケースの考え方	不確かさケースの考え方
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。	地震規模 (断層長さ)	詳細な地質調査結果に基づき設定する。	F-6断層～F-9断層による地震については、詳細な調査に基づくことから、不確かさは考慮しない。
		断層の位置		仙台湾の断層群による地震については、仙台湾北部の南傾斜の仮想震源断層を含んでいることから、不確かさは考慮しない。
		地震発生層	微小地震分布の調査等に基づき設定する*。	詳細な調査に基づくことから、不確かさは考慮しない。
		アスペリティの位置	F-6断層～F-9断層による地震では、断層の分布密度が高いF-9断層にアスペリティ1(大)を、F-6断層にアスペリティ2(小)を配置する。 いずれも保守性を考慮して断層上端敷地寄りとする。	F-6断層～F-9断層による地震では、アスペリティを断層上端敷地寄りに集約したケースを考慮する。
			仙台湾の断層群による地震では、保守性を考慮し断層上端敷地寄りにアスペリティを設定する。	仙台湾の断層群による地震では、基本ケースでアスペリティを断層上端敷地寄りに集約しており、不確かさは考慮しない。
		傾斜角	地質調査結果及び地震調査研究推進本部(2009b)により設定する。	F-6断層～F-9断層による地震では、より低角を考慮する。
アスペリティの短周期レベル	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(2009b)を基本ケースとする。	新潟県中越沖地震の知見を反映し、不確かさとして1.5倍を考慮する。		
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。	破壊開始点	特定は困難であることから、破壊が敷地に向かう位置に複数設定する。	基本ケースと同様に、破壊が敷地に向かう位置に複数設定する。

※: F-6断層～F-9断層による地震の断層モデルでは、活断層とは関連しないと考えられるが、2011年東北地方太平洋沖地震後に発生した金華山付近の微小地震を踏まえて地震発生層の下限を設定する。

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

3.3.2 検討用地震の不確かさケースの検討 基本、不確かさケースの設定

➤ 検討用地震の基本ケースと考慮する不確かさ

検討用地震の基本ケースと考慮する不確かさ

	検討ケース	断層モデルの設定条件						
		地震規模	断層の位置	破壊開始点	地震発生層	アスペリティの位置	傾斜角	アスペリティの短周期レベル
F-6断層～F-9断層による地震	基本ケース	M7.1※2 M7.2※3	地質調査結果	破壊が敷地に向かう位置(複数)	3～22km	敷地寄せ断層上端	60°	地震調査研究推進本部(2009b)×1.0
	短周期レベルの不確かさ※1	M7.1※2 M7.2※3	同上	同上	同上	同上	同上	地震調査研究推進本部(2009b)×1.5
	断層傾斜角の不確かさ	M7.1※2 M7.4※3	同上	同上	同上	同上	45°	地震調査研究推進本部(2009b)×1.0
	アスペリティの不確かさ	M7.1※2 M7.2※3	同上	同上	同上	集約敷地寄せ断層上端	60°	同上
仙台湾の断層群による地震	基本ケース	M7.6※2 M7.3※3	地質調査結果	破壊が敷地に向かう位置(複数)	3～15km	敷地寄せ断層上端	60°	地震調査研究推進本部(2009b)×1.0
	短周期レベルの不確かさ※1	同上	同上	同上	同上	同上	同上	地震調査研究推進本部(2009b)×1.5

: 予めモデルに織り込む不確かさ

: 考慮する不確かさ

※1: 新潟県中越沖地震の知見を反映し、短周期レベル(応力降下量)×1.5倍を考慮。

※2: 松田(1975)による。

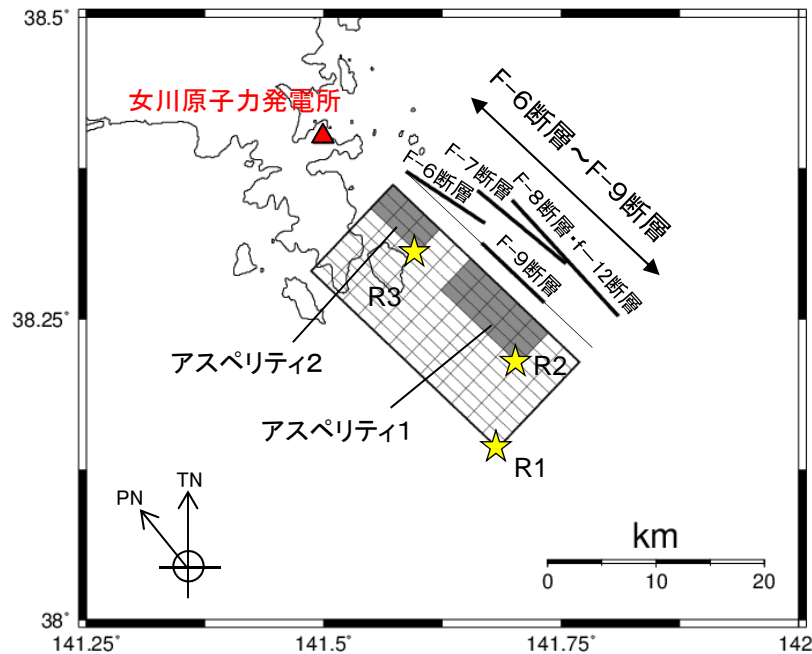
※3: 武村(1990)による。

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

3.3.3 検討用地震の地震動評価 F-6断層～F-9断層による地震の地震動評価

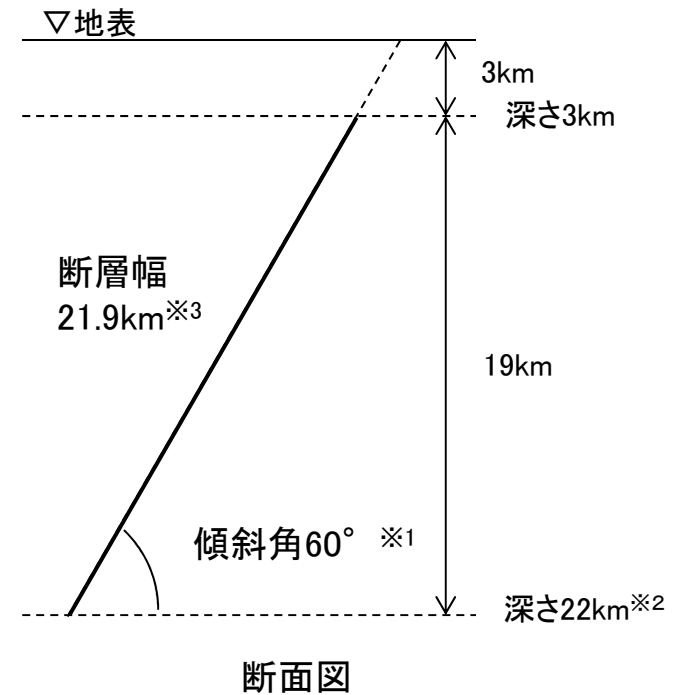
➤ 基本ケース及び短周期レベルの不確かさケースの断層モデル

- ・地質調査結果を踏まえ評価した長さ(23.7km)を断層長さとし、強震動予測レシピに基づき断層モデルを設定。



★:破壊開始点(R)

断層モデル平面図



断面図

※1 傾斜角:地質調査結果では傾斜角は90° ないし高角の北東落ちであることから、地震調査研究推進本部(2009b)を参考に60°に設定。

※2 地震発生層下端:金華山付近の微小地震の発生深さを考慮し設定。

※3 断層幅:傾斜角,地震発生層厚さから設定。

※本資料では、方位は全てプラントノース(PN)を基準とする。PNは真北に対し反時計回りに38.909°の方向。

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 検討用地震の地震動評価 F-6断層～F-9断層による地震の地震動評価

➤ 基本ケース及び短周期レベルの不確かさケースの断層パラメータ

	断層パラメータ	設定方法	設定値	
			基本ケース	不確かさケース
断層面全体	断層長さ(km)	地質調査結果に基づき設定	23.7	同左
	断層幅(km)	地震発生層厚さと傾斜角から設定	21.9	同左
	断層面積(km ²)	S=LW	519	同左
	断層上端深さ(km)	微小地震分布等に基づき設定	3	同左
	断層下端深さ(km)	微小地震分布等に基づき設定	22	同左
	走向(°)	地質調査結果に基づき設定	133.5	同左
	傾斜角(°)	地質調査結果等に基づき設定	60	同左
	破壊伝播形式	—	放射状	同左
	地震モーメント(N・m)	$M_0=(S/4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^{-7}$ 入倉・三宅(2001)	1.50×10^{19}	同左
	剛性率(N/m ²)	$\mu = \rho \beta^2$, $\beta = 3.4 \text{ km/s}$, $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$, 地震調査研究推進本部(2009a)	3.12×10^{10}	同左
	平均すべり量(cm)	$D=M_0/(\mu S)$	92.5	同左
	平均応力降下量(MPa)	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	3.1	同左
	破壊伝播速度(km/s)	$V_r=0.72 \times \beta$, 地震調査研究推進本部(2009b)	2.45	同左
	短周期レベル(N・m/s ²)	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ 壇ほか(2001)	1.31×10^{19}	同左

	断層パラメータ	設定方法	設定値	
			基本ケース	不確かさケース
アスペリティ全体	地震モーメント(N・m)	$M_{0a}=\mu D_a S_a$	5.83×10^{18}	同左
	面積(km ²)	$S_a=\pi r^2, r=(7\pi M_0 \beta^2)/(4AR)$, $R=(S/\pi)^{0.5}$	101.0	同左
	平均すべり量(cm)	$D_a=2 \times D$	185.0	同左
	応力降下量(MPa)	$\Delta\sigma_a=(7/16) \times M_0/(r^2 \times R)$	15.9	23.8
	短周期レベル※(N・m/s ²)	$A_a=(A_{a1}^2+A_{a2}^2)^{0.5}$	1.31×10^{19}	1.96×10^{19}
	アスペリティ1	地震モーメント(N・m)	$M_{0a1}=\mu D_{a1} S_{a1}$	4.31×10^{18}
面積(km ²)		$S_{a1}=(2/3)S_a$	67.3	同左
平均すべり量(cm)		$D_{a1}=(\gamma_i/\sum \gamma_i^3) \times D_a, \gamma_i=ri/r$	205.0	同左
応力降下量(MPa)		$\Delta\sigma_{a1}=\Delta\sigma_a$	15.9	23.8
短周期レベル※(N・m/s ²)		$A_{a1}=4 \pi \times r \times \Delta\sigma_a \times \beta^2$	1.07×10^{19}	1.60×10^{19}
アスペリティ2		地震モーメント(N・m)	$M_{0a2}=\mu D_{a2} S_{a2}$	1.52×10^{18}
	面積(km ²)	$S_{a2}=(1/3)S_a$	33.7	同左
	平均すべり量(cm)	$D_{a2}=(\gamma_i/\sum \gamma_i^3) \times D_a, \gamma_i=ri/r$	145.0	同左
	応力降下量(MPa)	$\Delta\sigma_{a2}=\Delta\sigma_a$	15.9	23.8
	短周期レベル※(N・m/s ²)	$A_{a2}=4 \pi \times r \times \Delta\sigma_a \times \beta^2$	7.54×10^{18}	1.13×10^{19}
	背景領域	地震モーメント(N・m)	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	9.15×10^{18}
面積(km ²)		$S_b=S-S_a$	418.0	同左
平均すべり量(cm)		$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	70.1	同左
実効応力(MPa)		$\sigma_b=(D_b/W_b) \cdot (\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	2.0	3.1
f_{\max} (Hz)		香川ほか(2003)	8.3	同左

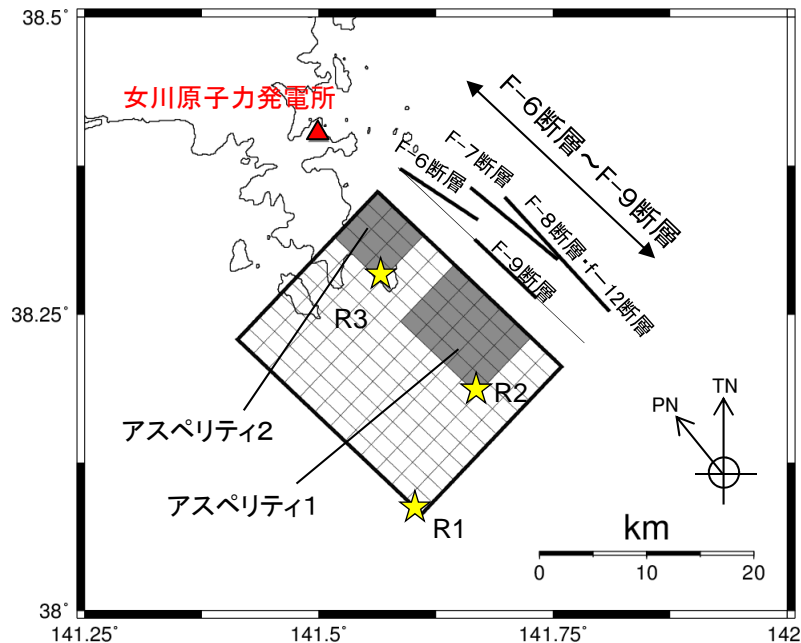
※アスペリティの短周期レベルは参考として記載。

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 検討用地震の地震動評価 F-6断層～F-9断層による地震の地震動評価

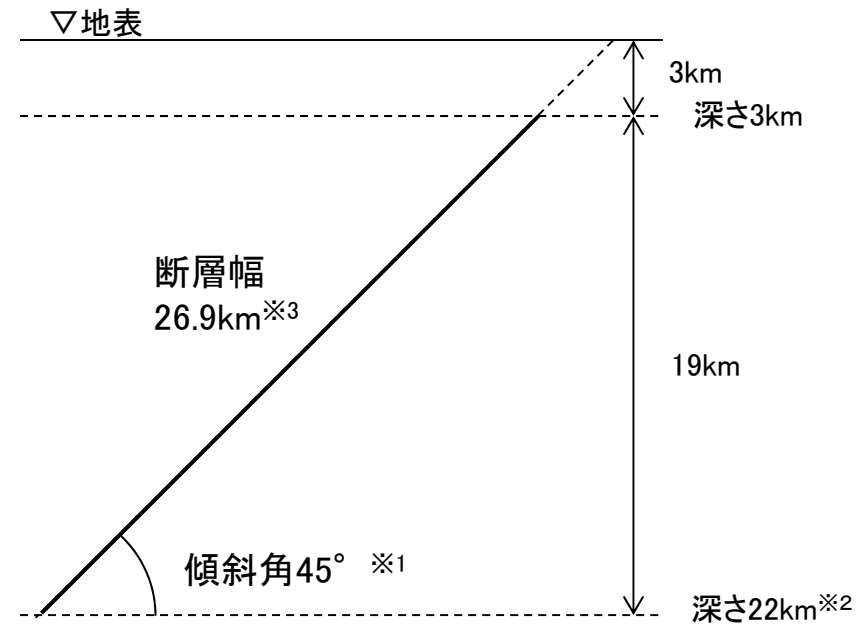
▶断層傾斜角の不確かさケースの断層モデル

- ・地質調査結果を踏まえ評価した長さ(23.7km)を断層長さとし、強震動予測レシピに基づき断層モデルを設定。不確かさとして傾斜角 45° を考慮。



★:破壊開始点(R)

断層モデル平面図



断面図

※1 傾斜角:地質調査結果では傾斜角は 90° ないし高角の北東落ちであるが、不確かさを考慮して 45° に設定。

※2 地震発生層下端:金華山付近の微小地震の発生深さを考慮し設定。

※3 断層幅:傾斜角,地震発生層厚さから設定。

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

3.3.3 検討用地震の地震動評価 F-6断層～F-9断層による地震の地震動評価

▶断層傾斜角の不確かさケースの断層パラメータ

	断層パラメータ	設定方法	設定値
断層面全体	断層長さ(km)	地質調査結果に基づき設定	23.7
	断層幅(km)	地震発生層厚さと傾斜角から設定	26.9
	断層面積(km ²)	S=LW	637.5
	断層上端深さ(km)	微小地震分布等に基づき設定	3
	断層下端深さ(km)	微小地震分布等に基づき設定	22
	走向(°)	地質調査結果に基づき設定	133.5
	傾斜角(°)	不確かさを考慮して設定	45
	破壊伝播形式	—	放射状
	地震モーメント(N・m)	$M_0=(S/4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^{-7}$ 入倉・三宅(2001)	2.26×10^{19}
	剛性率(N/m ²)	$\mu = \rho \beta^2$, $\beta = 3.4\text{km/s}$, $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$, 地震調査研究推進本部(2009a)	3.12×10^{10}
	平均すべり量(cm)	$D=M_0/(\mu S)$	113.6
	平均応力降下量(MPa)	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	3.4
	破壊伝播速度(km/s)	$V_r=0.72 \times \beta$, 地震調査研究推進本部(2009b)	2.45
	短周期レベル(N・m/s ²)	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ 壇ほか(2001)	1.50×10^{19}

	断層パラメータ	設定方法	設定値
アスペリティ全体	地震モーメント(N・m)	$M_{0a}=\mu D_a S_a$	1.01×10^{19}
	面積(km ²)	$S_a=\pi r^2, r=(7\pi M_0 \beta^2)/(4AR)$, $R=(S/\pi)^{0.5}$	142.3
	平均すべり量(cm)	$D_a=2 \times D$	227.2
	応力降下量(MPa)	$\Delta\sigma_a=(7/16) \times M_0/(r^2 \times R)$	15.3
	短周期レベル*(N・m/s ²)	$A_a=(A_{a1}^2+A_{a2}^2)^{0.5}$	1.50×10^{19}
	アスペリティ1	地震モーメント(N・m)	$M_{0a1}=\mu D_{a1} S_{a1}$
面積(km ²)		$S_{a1}=(2/3)S_a$	94.9
平均すべり量(cm)		$D_{a1}=(\gamma_i/\sum \gamma_i^3) \times D_a, \gamma_i=r_i/r$	251.8
応力降下量(MPa)		$\Delta\sigma_{a1}=\Delta\sigma_a$	15.3
短周期レベル*(N・m/s ²)		$A_{a1}=4 \pi \times r \times \Delta\sigma_a \times \beta^2$	1.22×10^{19}
アスペリティ2	地震モーメント(N・m)	$M_{0a2}=\mu D_{a2} S_{a2}$	2.64×10^{18}
	面積(km ²)	$S_{a2}=(1/3)S_a$	47.4
	平均すべり量(cm)	$D_{a2}=(\gamma_i/\sum \gamma_i^3) \times D_a, \gamma_i=r_i/r$	178.1
	応力降下量(MPa)	$\Delta\sigma_{a2}=\Delta\sigma_a$	15.3
	短周期レベル*(N・m/s ²)	$A_{a2}=4 \pi \times r \times \Delta\sigma_a \times \beta^2$	8.65×10^{18}
背景領域	地震モーメント(N・m)	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	1.25×10^{19}
	面積(km ²)	$S_b=S-S_a$	495.2
	平均すべり量(cm)	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$	81.0
	実効応力(MPa)	$\sigma_b=(D_b/W_b) \cdot (\pi^{1/2}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \sigma_a$	1.8
	f_{\max}	香川ほか(2003)	8.3

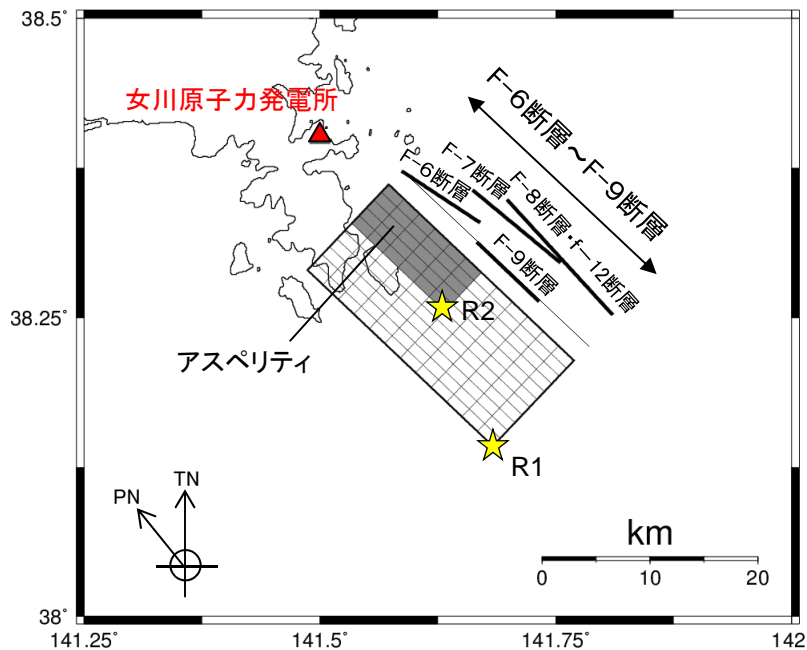
※アスペリティの短周期レベルは参考として記載。

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 検討用地震の地震動評価 F-6断層～F-9断層による地震の地震動評価

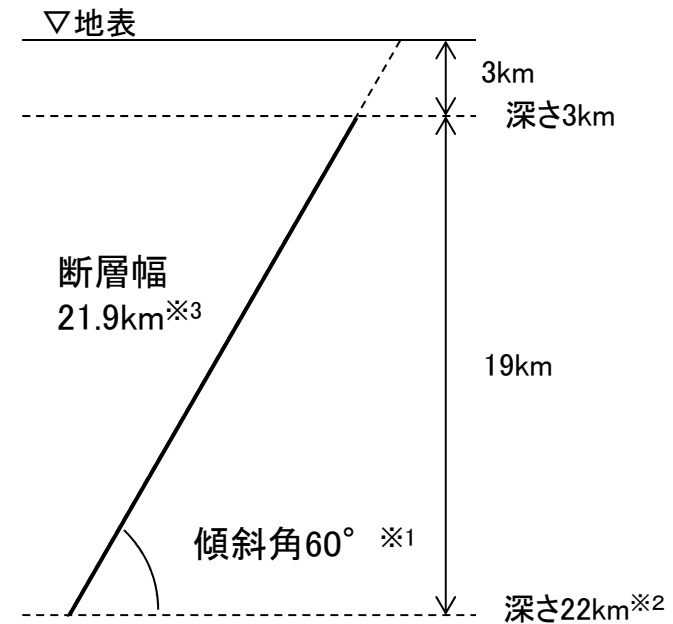
▶ アスペリティの不確かさケースの断層モデル

- ・地質調査結果を踏まえ評価した長さ(23.7km)を断層長さとし、強震動予測レシピに基づき断層モデルを設定。不確かさとしてアスペリティを敷地寄り断層上端に集約。



★:破壊開始点(R)

断層モデル平面図



断面図

※1 傾斜角:地質調査結果では傾斜角は90° ないし高角の北東落ちであることから、地震調査研究推進本部(2009b)を参考に60°に設定。

※2 地震発生層下端:金華山付近の微小地震の発生深さを考慮し設定。

※3 断層幅:傾斜角,地震発生層厚さから設定。

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

3.3.3 検討用地震の地震動評価 F-6断層～F-9断層による地震の地震動評価

➤ アスペリティ集約の影響検討ケースの断層パラメータ

	断層パラメータ	設定方法	設定値
断層面全体	断層長さ(km)	地質調査結果に基づき設定	23.7
	断層幅(km)	地震発生層厚さと傾斜角から設定	21.9
	断層面積(km ²)	S=LW	519
	断層上端深さ(km)	微小地震分布等に基づき設定	3
	断層下端深さ(km)	微小地震分布等に基づき設定	22
	走向(°)	地質調査結果に基づき設定	133.5
	傾斜角(°)	地質調査結果等に基づき設定	60
	破壊伝播形式	—	放射状
	地震モーメント(N・m)	$M_0=(S/4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^{-7}$ 入倉・三宅(2001)	1.50×10^{19}
	剛性率(N/m ²)	$\mu = \rho \beta^2$, $\beta = 3.4\text{km/s}$, $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$, 地震調査研究推進本部(2009a)	3.12×10^{10}
	平均すべり量(cm)	$D=M_0/(\mu S)$	92.5
	平均応力降下量(MPa)	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	3.1
	破壊伝播速度(km/s)	$Vr=0.72 \times \beta$, 地震調査研究推進本部(2009b)	2.45
	短周期レベル(N・m/s ²)	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ 壇ほか(2001)	1.31×10^{19}

	断層パラメータ	設定方法	設定値
アスペリティ	地震モーメント(N・m)	$M_{0a} = \mu D_a S_a$	5.83×10^{18}
	面積(km ²)	$S_a = \pi r^2, r=(7\pi M_0 \beta^2)/(4AR)$, $R=(S/\pi)^{0.5}$	101.0
	平均すべり量(cm)	$D_a = 2 \times D$	185.0
	応力降下量(MPa)	$\Delta\sigma_a = (7/16) \times M_0 / (r^2 \times R)$	15.9
	短周期レベル※(N・m/s ²)	$A_a = 4\pi r_a \cdot \Delta\sigma_a \cdot \beta^2$	1.31×10^{19}
背景領域	地震モーメント(N・m)	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	9.15×10^{18}
	面積(km ²)	$S_b = S - S_a$	418.0
	平均すべり量(cm)	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$	70.1
	実効応力(MPa)	$\sigma_b = (D_b/W_b) \cdot (D_a/W_a) \cdot \sigma_a$	2.7
	f_{max} (Hz)	香川ほか(2003)	8.3

※アスペリティの短周期レベルは参考として記載。

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 検討用地震の地震動評価 F-6断層～F-9断層による地震の地震動評価

▶ 検討ケースの主なパラメータの比較

検討ケース	断層モデルの設定条件							
	断層長さ (km)	地震規模	等価震源距離 (km)	傾斜角	断層面積 (km ²)	地震モーメント (Nm)	アスペリティの応力低下量 (MPa)	アスペリティの短周期レベル (Nm/s ²)
基本ケース	23.7	M7.1※1 M7.2※2	19.7	60°	519	1.50 × 10 ¹⁹	15.9	1.31 × 10 ¹⁹
短周期レベルの不確かさ	23.7	M7.1※1 M7.2※2	19.7	60°	519	1.50 × 10 ¹⁹	23.8	1.96 × 10 ¹⁹
断層傾斜角の不確かさ	23.7	M7.1※1 M7.4※2	20.2	45°	637.5	2.26 × 10 ¹⁹	15.3	1.50 × 10 ¹⁹
アスペリティの不確かさケース	23.7	M7.1※1 M7.2※2	16.5	60°	519	1.50 × 10 ¹⁹	15.9	1.31 × 10 ¹⁹

※1:松田(1975)による。 ※2:武村(1990)による。

主な断層パラメータの設定根拠(基本ケース)

	パラメータの設定根拠
断層面積	断層長さ × 断層幅
断層長さ	地質調査結果による。
断層幅	断層傾斜角と地震発生層厚さより算定。地震発生層厚さは、北上山地の南部に位置する敷地と内陸地域(歪集中帯)の微小地震等の特徴を踏まえ、さらに3.11地震後に金華山付近で発生した微小地震を考慮して設定。
断層傾斜角	地質調査結果では90° ないし高角の北東落ちであることから、地震調査研究推進本部(2009b)を参考に60° とした。
断層の走向	地質調査結果による。

■地震動評価方法

○応答スペクトルに基づく方法による地震動評価

・Noda et al.(2002)の方法を用いた地震動評価を行う。
内陸地殻内地震の観測記録が少ないことから、内陸補正係数は考慮しない。

○断層モデルを用いた手法による地震動評価

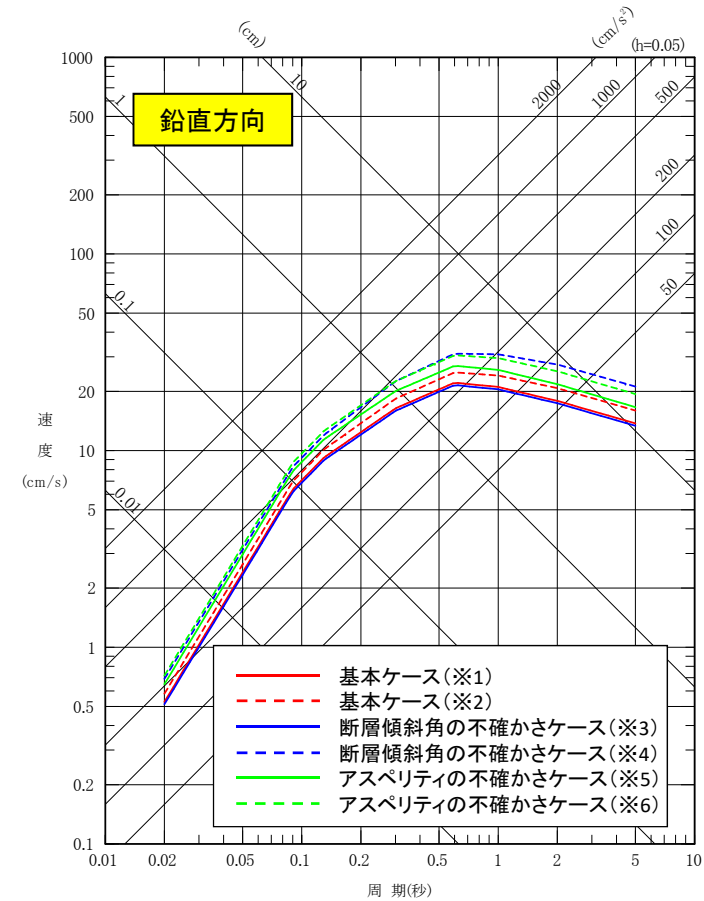
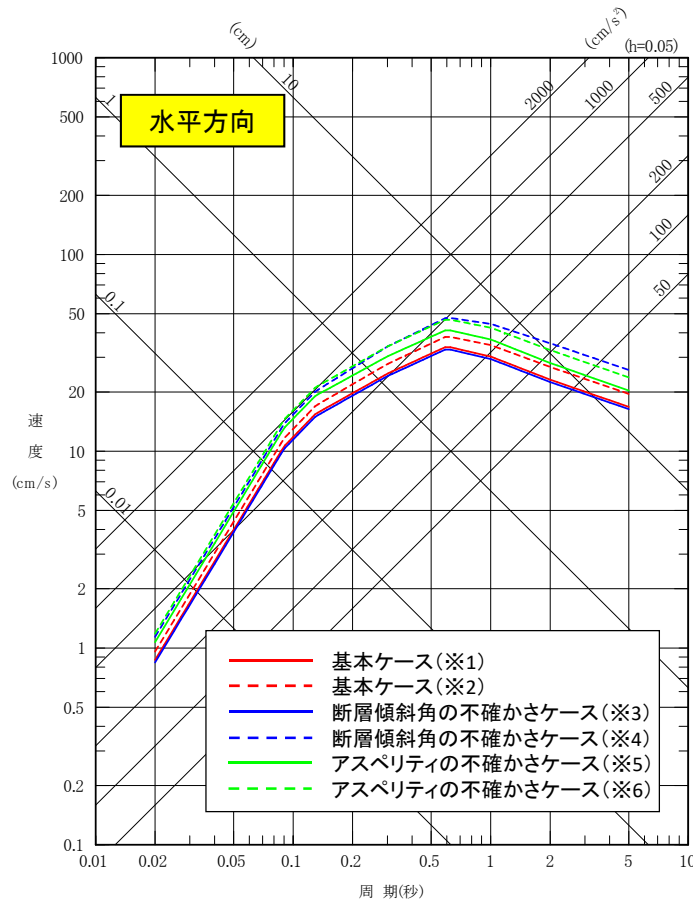
・短周期を入倉ほか(1997)による統計的グリーン関数法、長周期を久田(1997)の理論的方法(波数積分法)によるハイブリッド合成法により評価。

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

3.3.3 検討用地震の地震動評価 F-6断層～F-9断層による地震の地震動評価

➤ 応答スペクトルに基づく方法による地震動評価

- ・松田(1975)及び武村(1990)で算定した地震規模を用いたNoda et al.(2002)による評価を示す。
- ・F-6断層～F-9断層の地震動評価においては、武村(1990)は松田(1975)と比べて保守的な評価となることから、応答スペクトルに基づく地震動評価としては武村(1990)を用いた評価を採用する。



※1 : $M_j 7.1$ [松田(1975)], $X_{eq}=19.7\text{km}$
(短周期レベルの不確かさケース)
※3 : $M_j 7.1$ [松田(1975)], $X_{eq}=20.2\text{km}$
※5 : $M_j 7.1$ [松田(1975)], $X_{eq}=16.5\text{km}$

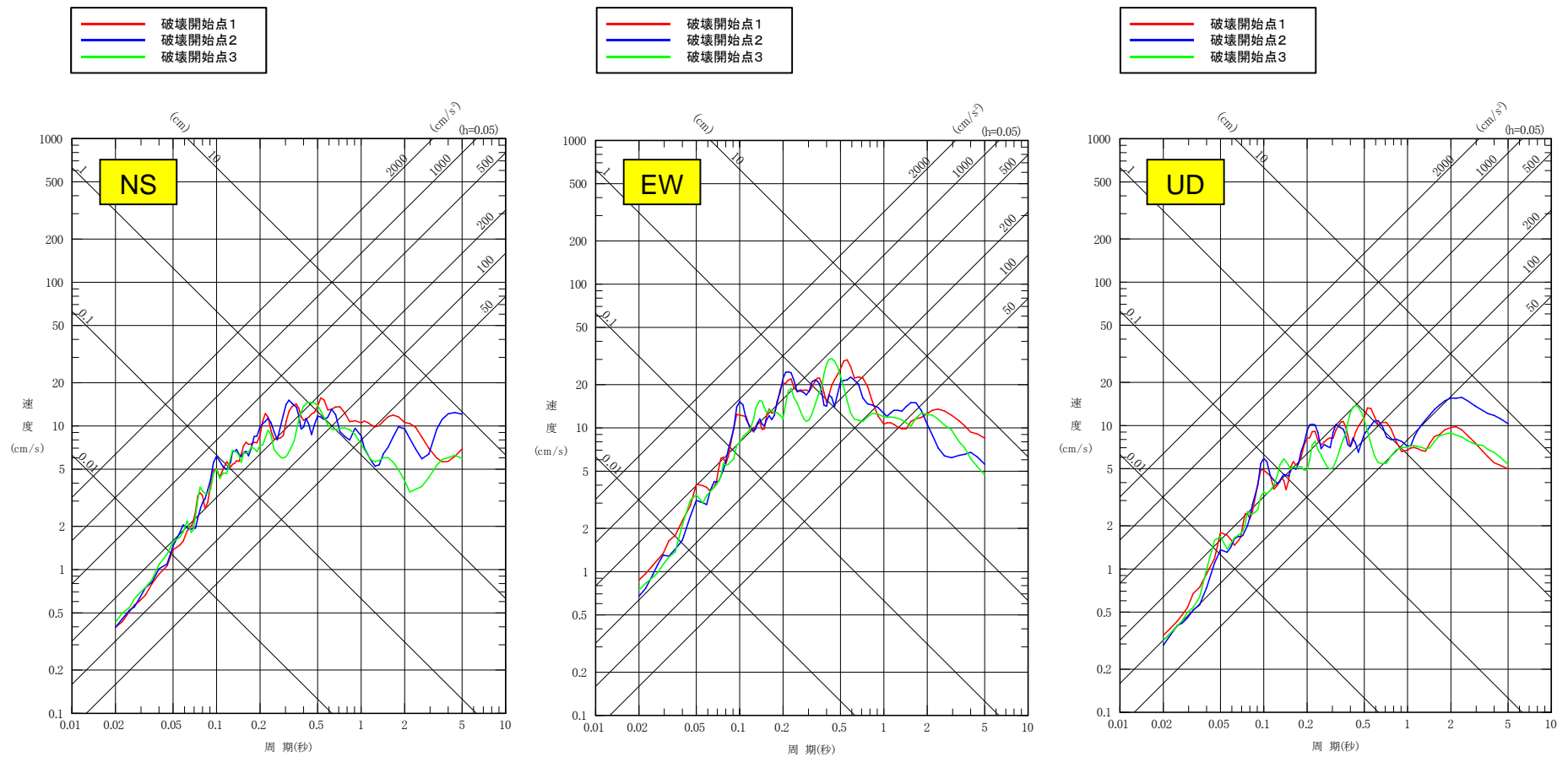
※2 : $M_j 7.2$ [武村(1990)], $X_{eq}=19.7\text{km}$
(短周期レベルの不確かさケース)
※4 : $M_j 7.4$ [武村(1990)], $X_{eq}=20.2\text{km}$
※6 : $M_j 7.2$ [武村(1990)], $X_{eq}=16.5\text{km}$

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 検討用地震の地震動評価 F-6断層～F-9断層による地震の地震動評価

➤ 断層モデルによる評価 基本ケース ハイブリッド合成法(接続周期帯 1.0～2.0秒)

・F-6断層～F-9断層による地震(基本ケース)のハイブリッド合成法(接続周期帯1.0～2.0秒)による地震動評価の応答スペクトルを示す。

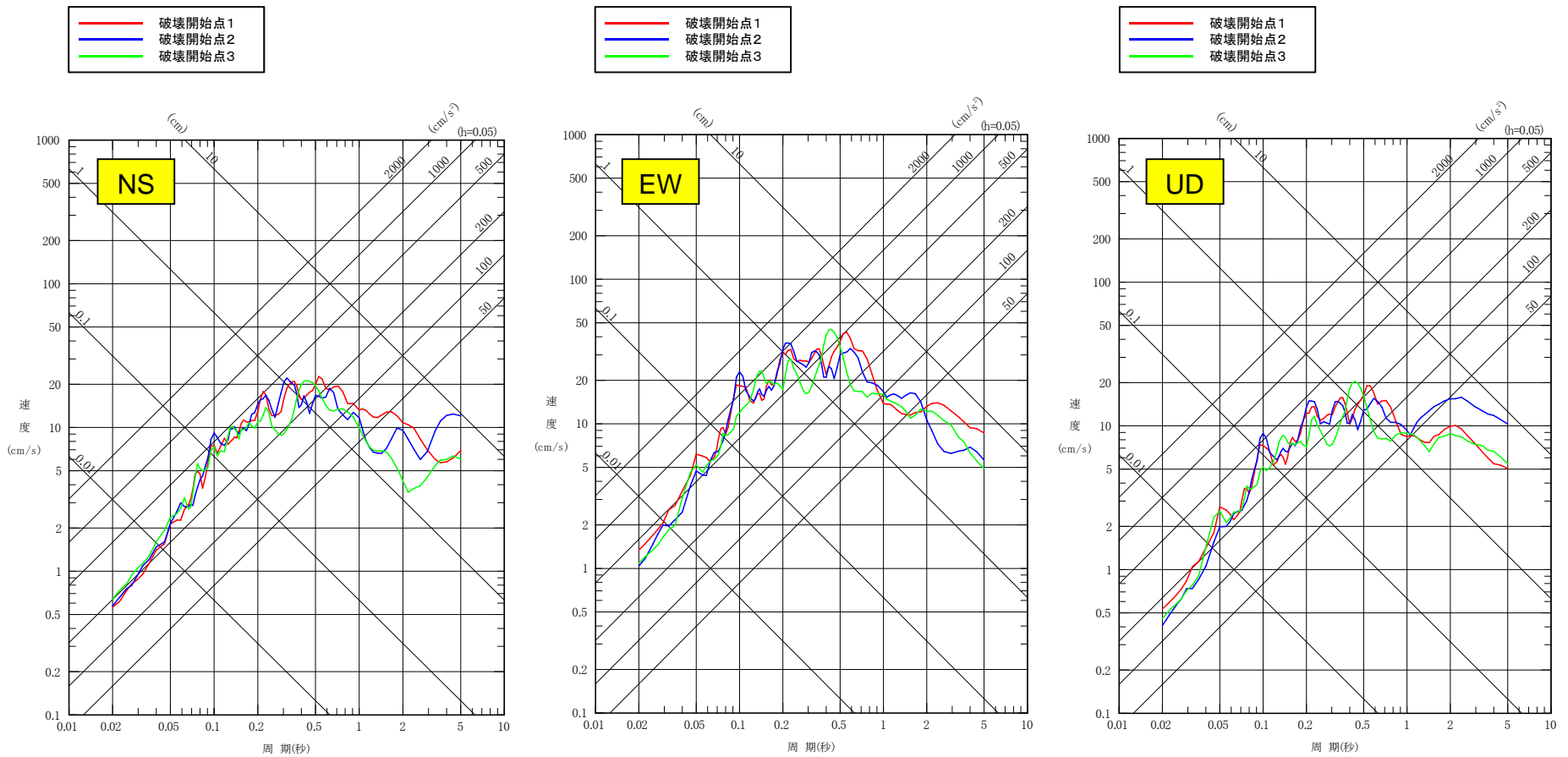


3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3.3 内陸地殻内地震

3.3.3 検討用地震の地震動評価 F-6断層～F-9断層による地震の地震動評価

➤ 断層モデルによる評価 短周期レベルの不確かさケース ハイブリッド合成法(接続周期帯 1.0～2.0秒)

・F-6断層～F-9断層による地震(短周期レベルの不確かさケース)のハイブリッド合成法(接続周期帯1.0～2.0秒)による地震動評価の応答スペクトルを示す。

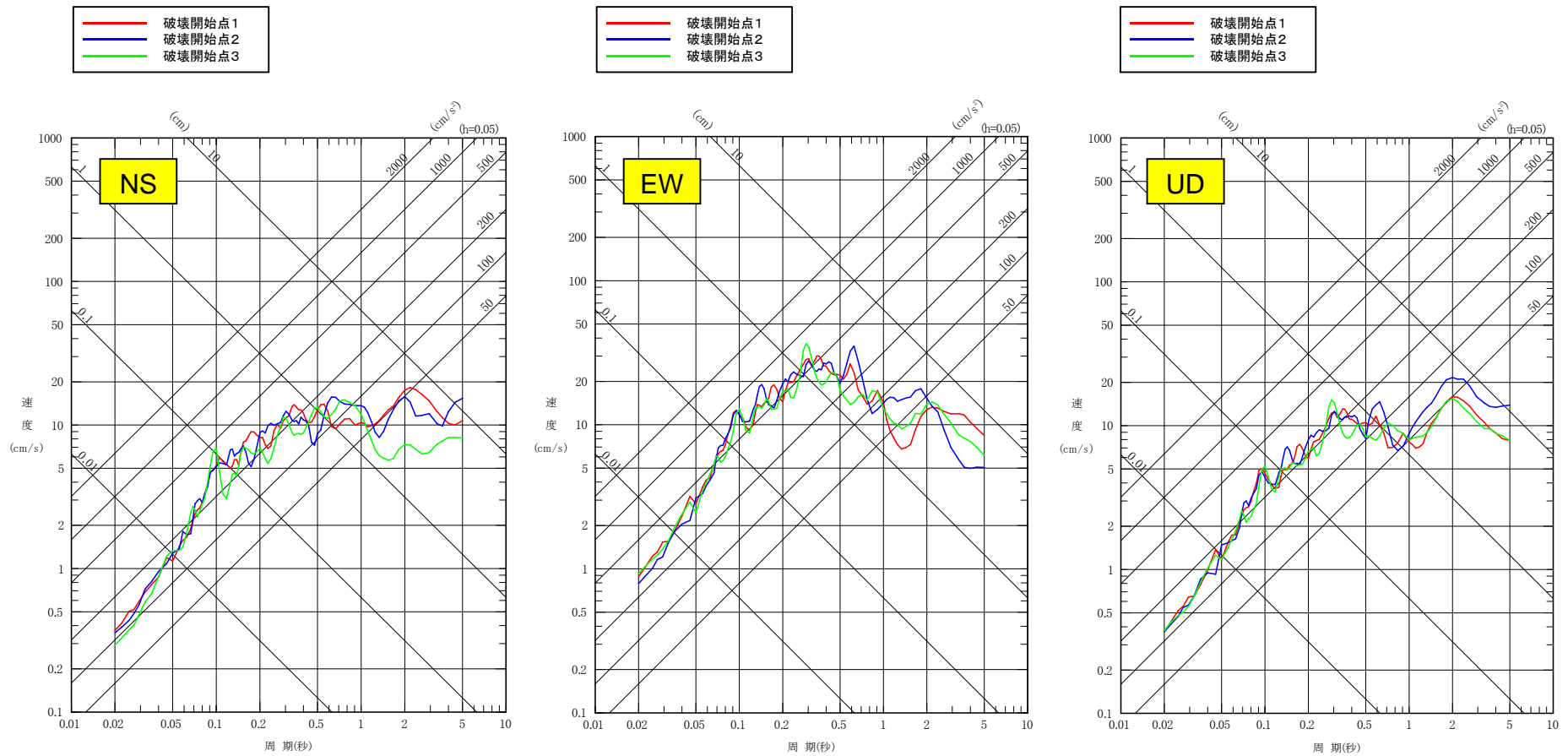


3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3.3 内陸地殻内地震

3.3.3 検討用地震の地震動評価 F-6断層～F-9断層による地震の地震動評価

➤ 断層モデルによる評価 断層傾斜角の不確かさケース ハイブリッド合成法(接続周期帯 1.0～2.0秒)

・F-6断層～F-9断層による地震(断層傾斜角の不確かさケース)のハイブリッド合成法(接続周期帯1.0～2.0秒)による地震動評価の応答スペクトルを示す。

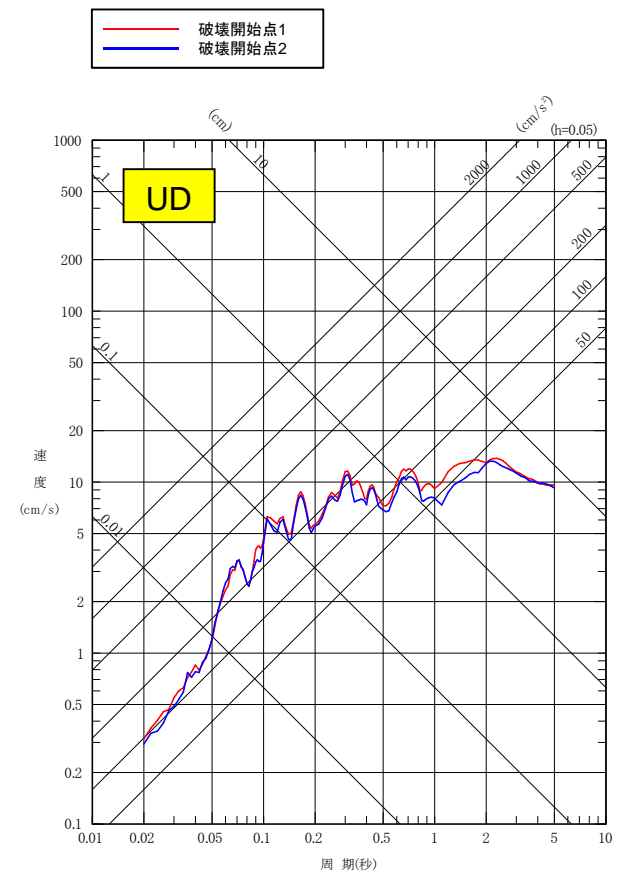
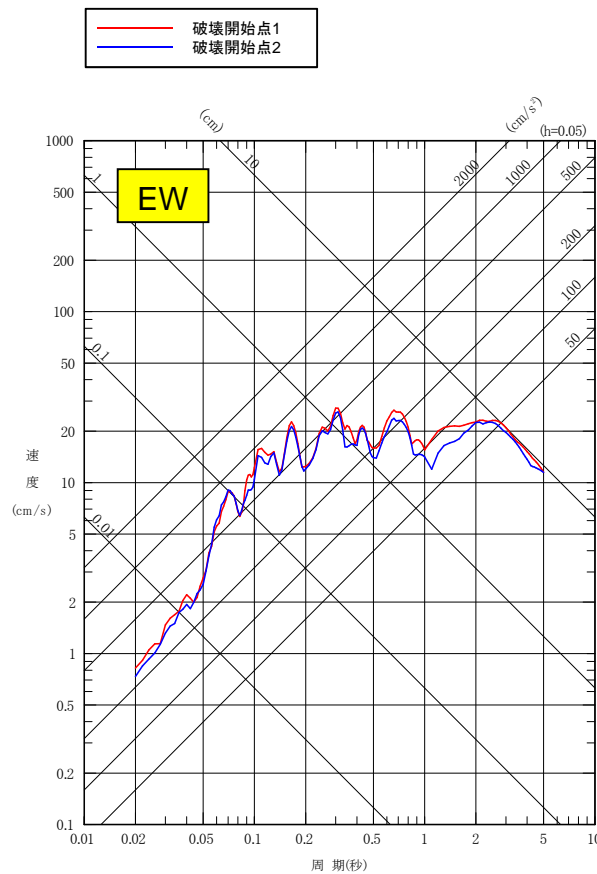
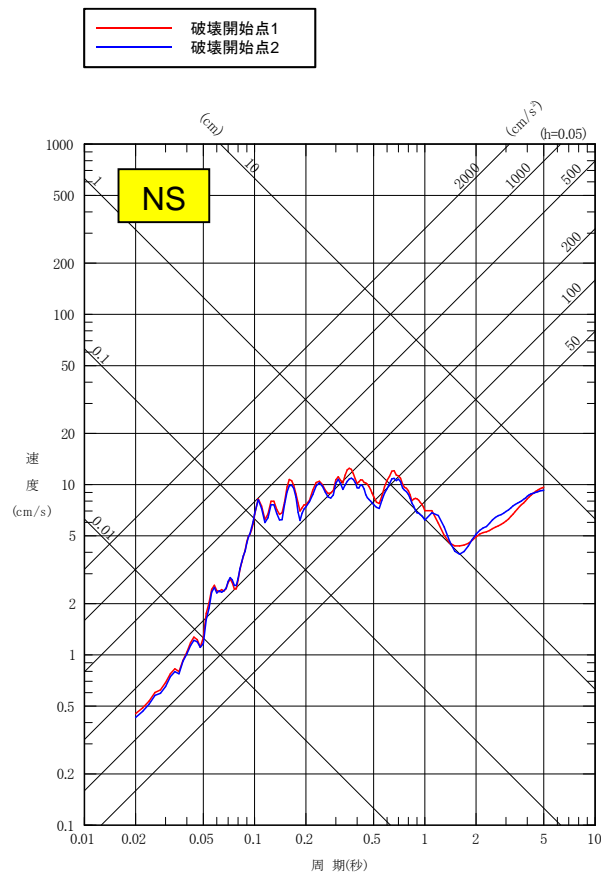


3. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／3.3 内陸地殻内地震

3.3.3 検討用地震の地震動評価 F-6断層～F-9断層による地震の地震動評価

➤ 断層モデルによる評価 アスペリティの不確かさケース ハイブリッド合成法(接続周期帯 1.0～2.0秒)

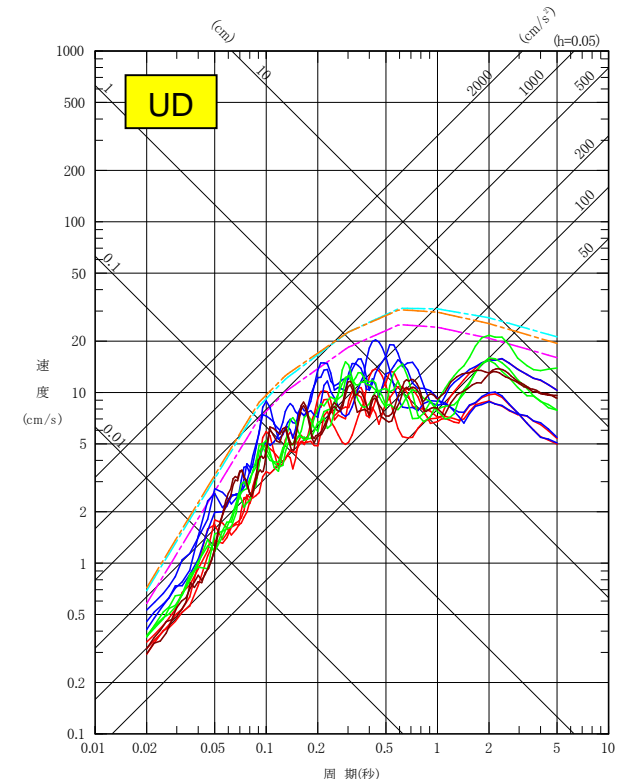
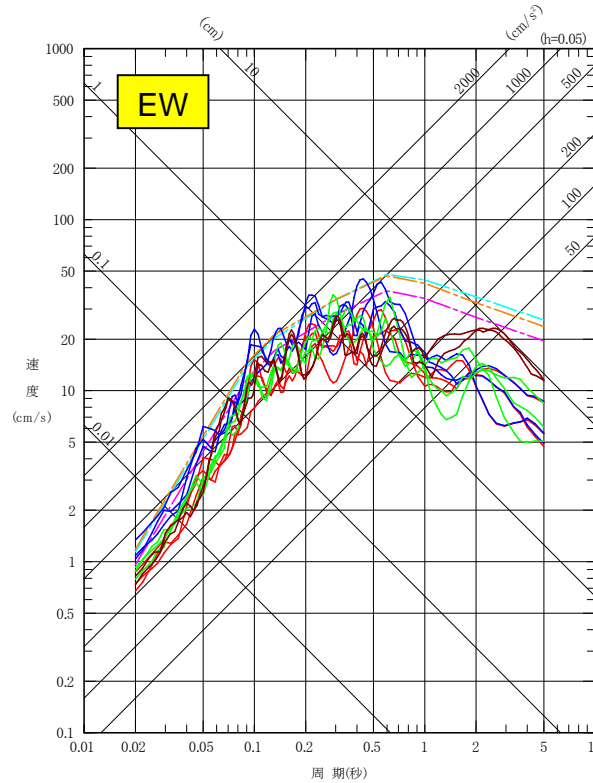
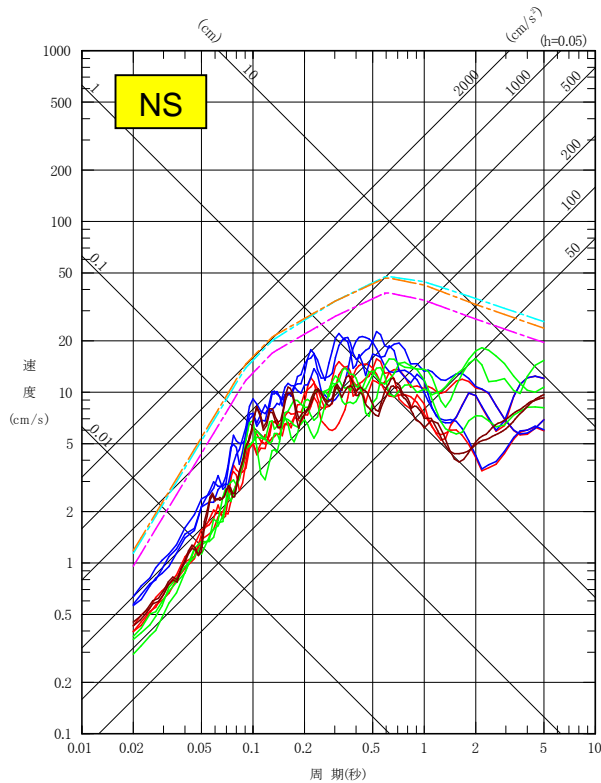
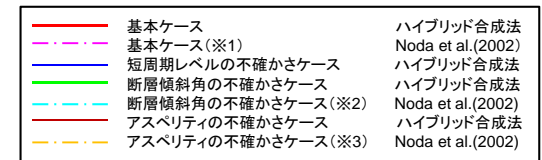
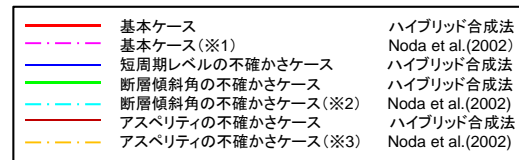
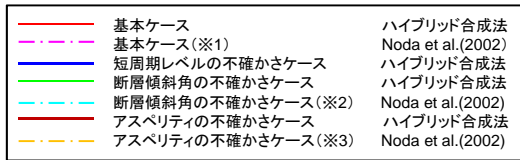
・F-6断層～F-9断層による地震(アスペリティの不確かさケース)のハイブリッド合成法(接続周期帯1.0～2.0秒)による地震動評価の応答スペクトルを示す。



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 検討用地震の地震動評価 F-6断層～F-9断層による地震の地震動評価

➤ 応答スペクトルに基づく評価と断層モデルによる評価



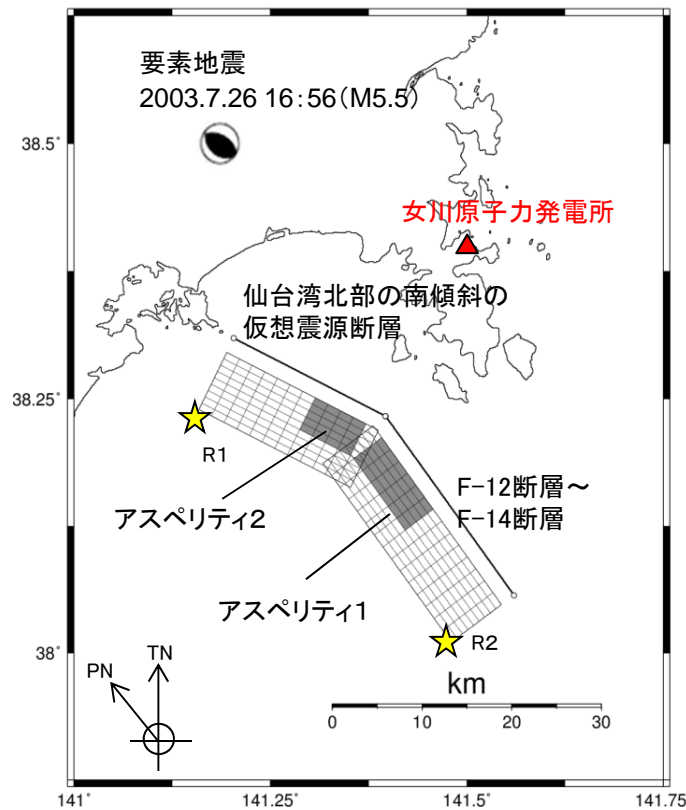
※1 : M_j7.2[武村(1990)], X_{eq}=19.7km
 ※2 : M_j7.4[武村(1990)], X_{eq}=20.2km
 ※3 : M_j7.2[武村(1990)], X_{eq}=16.5km

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 検討用地震の地震動評価 仙台湾の断層群による地震の地震動評価

➤ 断層モデルの設定(基本ケース, 短周期レベルの不確かさケース)

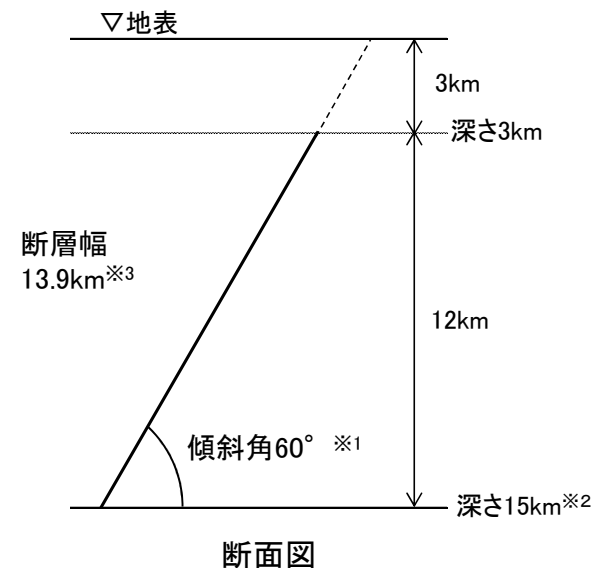
- ・仙台湾の断層群による地震としてF-12断層～F-14断層(24.2km)と仙台湾北部の南傾斜の仮想震源断層(18.9km)を合わせた長さを断層長さとして, 強震動予測レシピにより断層モデルを設定する。
- ・アスペリティ位置は, 安全側の評価となるようにそれぞれの巨視的断層面上端に敷地に寄せて設定する。



★:破壊開始点(R)

平面図

※断層面の屈曲を考慮し, アスペリティは一体のものとして想定。



断面図

※1: 傾斜角: F-12断層～F-14断層は地質調査結果では傾斜角は90°ないし高角の南西上がりであることから, 地震調査研究推進本部(2009b)を参考に60°に設定。仮想震源はF-12断層～F-14断層と同様の傾斜角に設定。

※2: 地震発生層下端: 金華山付近のような微小地震の集中がみられないことから15kmと設定。

※3: 断層幅: 傾斜角, 地震発生層厚さから設定。

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

3.3.3 検討用地震の地震動評価 仙台湾の断層群による地震の地震動評価

➤ 基本ケース及び短周期レベルの不確かさケースの断層パラメータ

	断層パラメータ	設定方法	設定値	
			基本ケース	不確かさケース
断層面全体	断層長さ(km)	地質調査結果に基づき設定	43.1	同左
	断層幅(km)	地震発生層厚さと傾斜角から設定	13.9	同左
	断層面積(km ²)	S=LW(断層面の重複を考慮)	562.4	同左
	断層上端深さ(km)	微小地震分布等に基づき設定	3	同左
	断層下端深さ(km)	微小地震分布等に基づき設定	15	同左
	傾斜角(°)	地質調査結果等に基づき設定	60	同左
	破壊伝播形式	—	放射状	同左
	地震モーメント(N・m)	$M_0=(S/4.24 \times 10^{11})^2 \times 10^{-7}$ 入倉・三宅(2001)	1.76×10^{19}	同左
	剛性率(N/m ²)	$\mu = \rho \beta^2$, $\beta = 3.4 \text{ km/s}$, $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$, 地震調査研究推進本部(2009a)	3.12×10^{10}	同左
	平均すべり量(cm)	$D = M_0 / (\mu S)$	100	同左
	平均応力降下量(MPa)	$\Delta \sigma = (7 \pi^{1.5} / 16) (M_0 / S^{1.5})$	3.2	同左
	破壊伝播速度(km/s)	$V_r = 0.72 \times \beta$, 地震調査研究推進本部(2009b)	2.45	同左
	短周期レベル(N・m/s ²)	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ 壇ほか(2001)	1.38×10^{19}	同左

	断層パラメータ	設定方法	設定値	
			基本ケース	不確かさケース
アスペリティ	地震モーメント(N・m)	$M_{0a} = \mu D_a S_a$	7.23×10^{18}	同左
	面積(km ²)	$S_a = \pi r^2$, $r = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4AR)$, $R = (S / \pi)^{0.5}$	115.5	同左
	平均すべり量(cm)	$D_a = 2 \times D$	200	同左
	応力降下量(MPa)	$\Delta \sigma_a = (7/16) \times M_0 / (r^2 \times R)$	15.7	23.5
	短周期レベル*(N・m/s ²)	$A_a = 4 \pi \times r \times \Delta \sigma_a \times \beta^2$	1.38×10^{19}	2.07×10^{19}
	背景領域	地震モーメント(N・m)	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	1.04×10^{19}
面積(km ²)		$S_b = S - S_a$	446.9	同左
平均すべり量(cm)		$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$	74	同左
実効応力(MPa)		$\sigma_b = (D_b / W_b) \cdot (D_a / W_a) \cdot \sigma_a$	3.4	5.2

※アスペリティの短周期レベルは参考として記載。

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 検討用地震の地震動評価 仙台湾の断層群による地震の地震動評価

▶ 検討ケースの主なパラメータの比較

検討ケース	断層モデルの設定条件							
	断層長さ (km)	地震規模	等価 震源距離 (km)	傾斜角	断層面積 (km ²)	地震 モーメント (Nm)	アスペリティの 応力降下量 (MPa)	アスペリティの 短周期レベル (Nm/s ²)
基本ケース	43.1	M7.6	28	60°	562	1.76 × 10 ¹⁹	15.7	1.38 × 10 ¹⁹
短周期レベルの 不確かさ	43.1	M7.6	28	60°	562	1.76 × 10 ¹⁹	23.5	2.07 × 10 ¹⁹

※ 地震規模は松田(1975)による。

主な断層パラメータの設定根拠

	パラメータの設定根拠
断層面積	断層長さ×断層幅 重複部分は除く。
断層長さ	地質評価結果による。
断層幅	断層傾斜角と地震発生層厚さより算定。地震発生層厚さは、北上山地の南部に位置する敷地と内陸地域(歪集中帯)の微小地震等の特徴を踏まえ設定。
断層傾斜角	F-12断層～F-14断層は地質調査結果では傾斜角は90° ないし高角の南西上がりであることから、地震調査研究推進本部(2009b)を参考に60° に設定。仮想震源はF-12断層～F-14断層と同様の傾斜角に設定。
断層の走向	地質評価結果による。

■地震動評価方法

○応答スペクトルに基づく方法による地震動評価

- ・Noda et al.(2002)の方法を用いた地震動評価を行う。内陸地殻内地震の観測記録が少ないことから、内陸補正係数は考慮しない。

○断層モデルを用いた手法による地震動評価

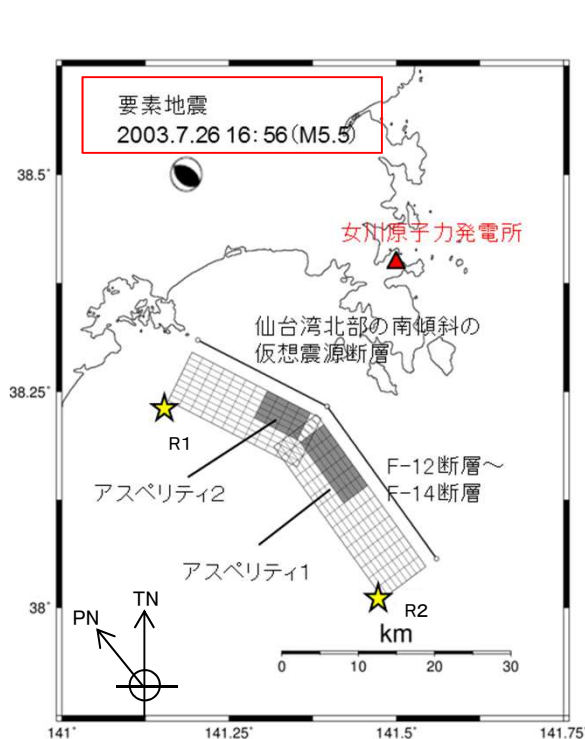
- ・入倉ほか(1997)及び司ほか(2015)の経験的グリーン関数法により評価を行う。
- ・要素地震は、敷地の西側領域(石巻平野周辺から仙台湾の断層群)付近で発生し、想定する断層と同様の震源メカニズム(逆断層)の地震である2003年7月26日16:56宮城県中部の地震(M5.5)を用いる。

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

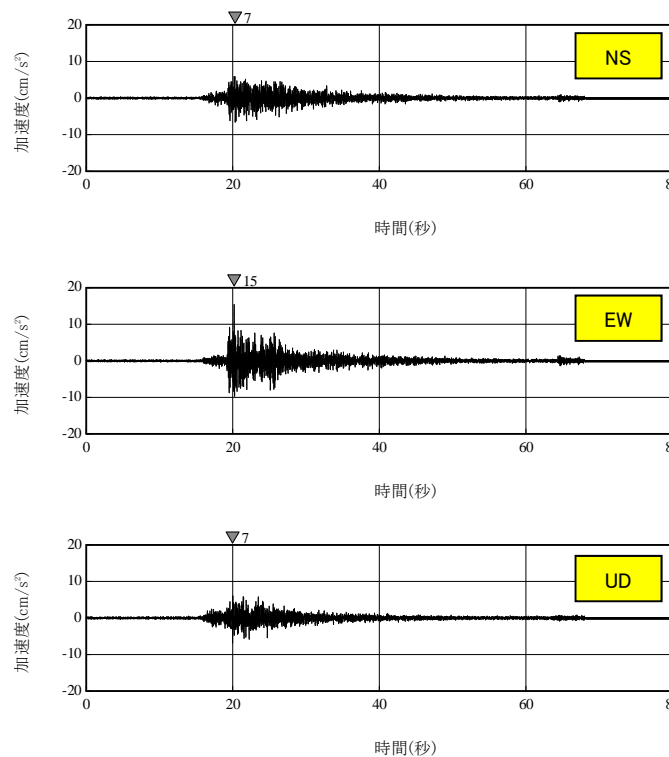
3.3.3 検討用地震の地震動評価 仙台湾の断層群による地震の地震動評価

▶ 経験的グリーン関数法に用いる要素地震[2003年7月26日16:56(M5.5)]

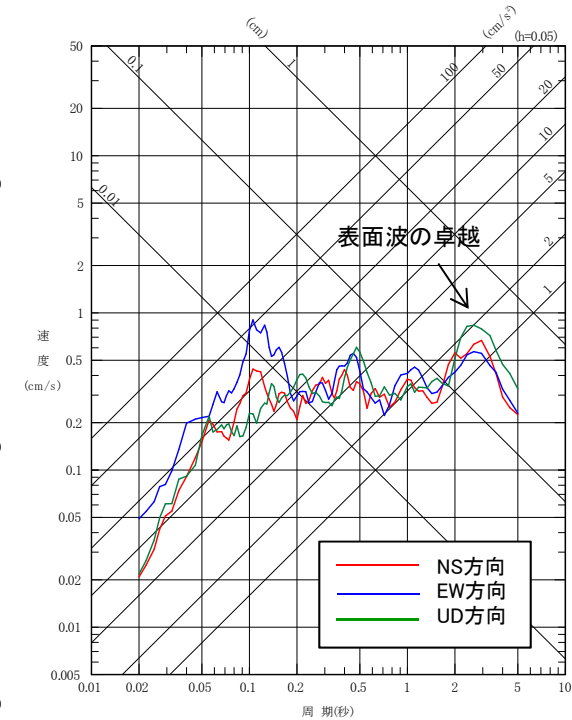
- ・活断層の連動による規模の大きな地震では、表面波の卓越が考えられることから、敷地周辺で観測された内陸地域の地震のうち、メカニズムが想定する断層面に近く、さらに表面波の卓越が見られる地震を要素地震として選定した。



★:破壊開始点(R)
要素地震の震央分布



加速度時刻歴波形



応答スペクトル

要素地震の観測記録[自由地盤の解放基盤相当(O.P.-8.6m)でのはぎとり波]

注: O.P.は女川原子力発電所工事用基準面(Onagawa peil)であり、O.P.±0m = T.P.(東京湾平均海面)-0.74m。

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 検討用地震の地震動評価 仙台湾の断層群による地震の地震動評価

➤ 要素地震の諸元と震源スペクトル

【要素地震の諸元】

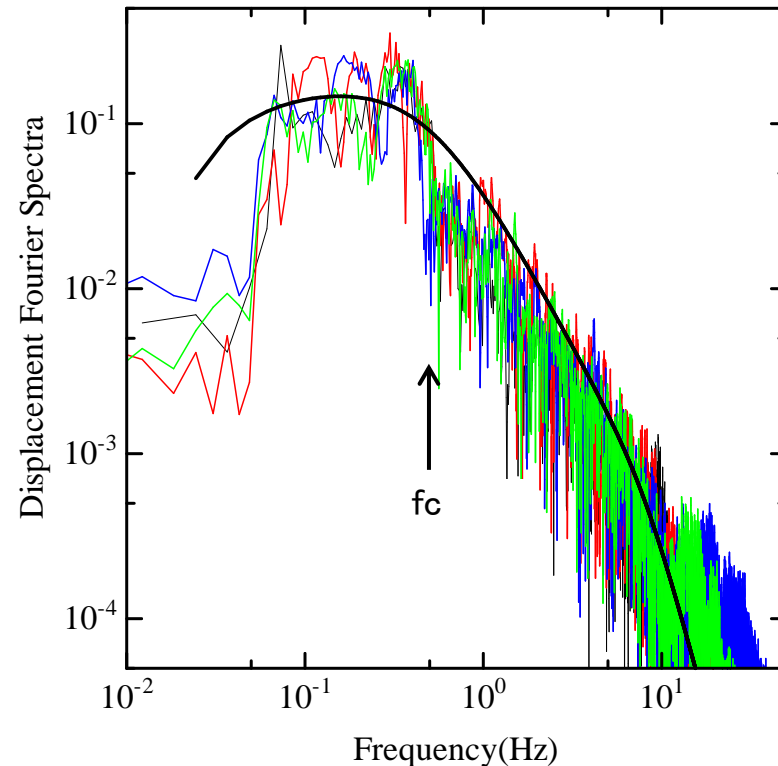
- 要素地震の諸元は気象庁等に基づく。
- 応力降下量は、女川原子力発電所及び周辺のKiK-net観測点の岩盤の記録を用いて検討を行った。
 - ・KiK-net観測点の記録は、地表記録から理論増幅率を用いて解放基盤での地震波形を推定した。
 - ・幾何減衰による補正を行った。

要素地震の諸元

	要素地震
発生日時※1	2003.7.26 16:56
震源地※1	宮城県中部
震源位置※1	東経 141° 11.3′ 北緯 38° 30′
震源深さ(km)※1	12
地震の規模 M※1	5.5
地震モーメント M_0 (N・m)※2	9.45×10^{16}
モーメントマグニチュード M_w	5.3
コーナー周波数(Hz)	0.499
応力降下量(MPa)	3.0

※1: 気象庁地震カタログによる。

※2: F-netによる値。



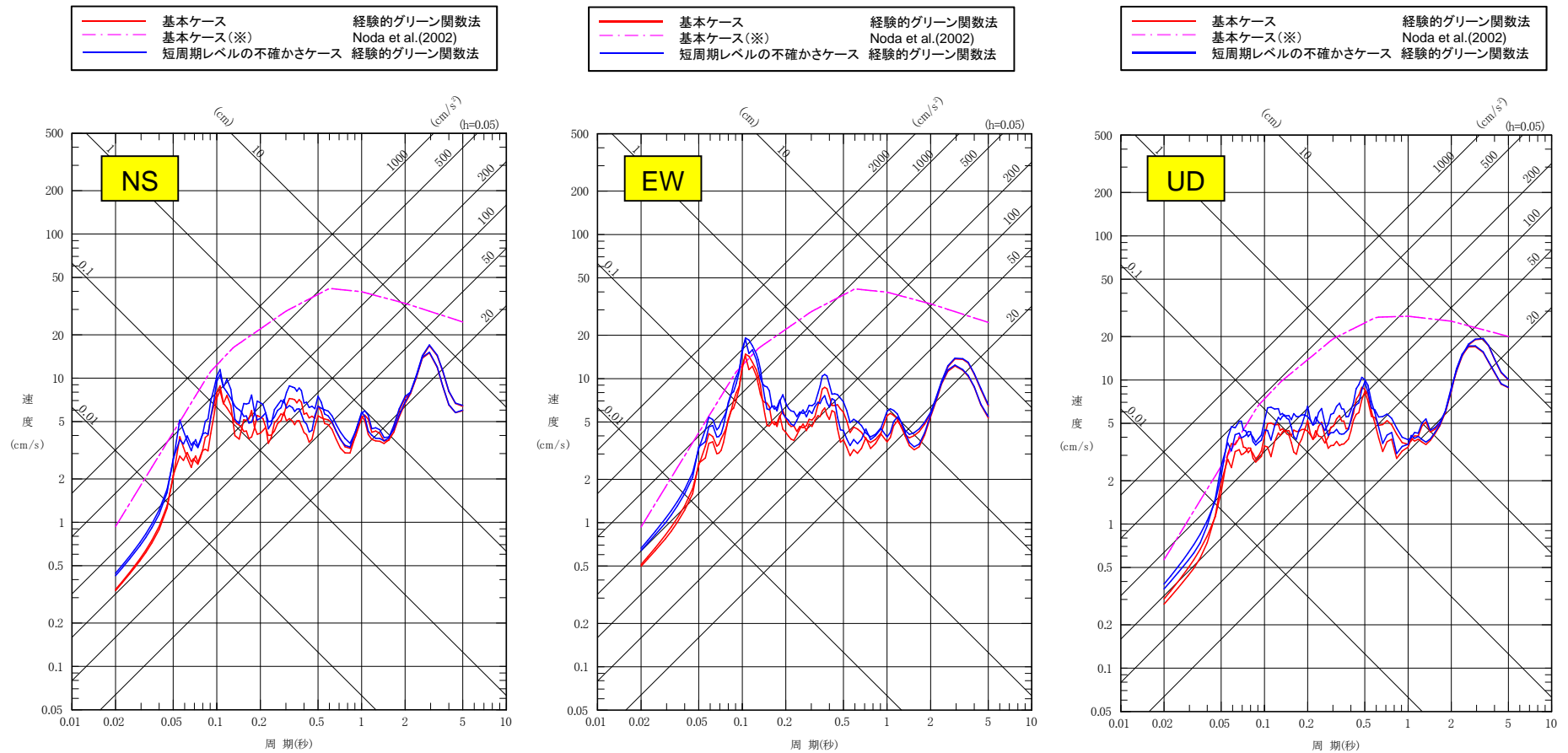
要素地震の震源スペクトル

- 凡例
- : 女川原子力発電所
 - : KiK-net MYGH03(唐桑)
 - : KiK-net MYGH04(東和)
 - : KiK-net MYGH12(志津川)
 - : Boore(1983)

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 検討用地震の地震動評価 仙台湾の断層群による地震の地震動評価

➤ 応答スペクトルに基づく評価と断層モデルによる評価



※ : M_j7.6[松田(1975)], X_{eq}=28.0km(短周期レベルの不確かさケース)

4. 震源を特定せず策定する地震動

4. 震源を特定せず策定する地震動

4.1 検討対象地震と検討概要

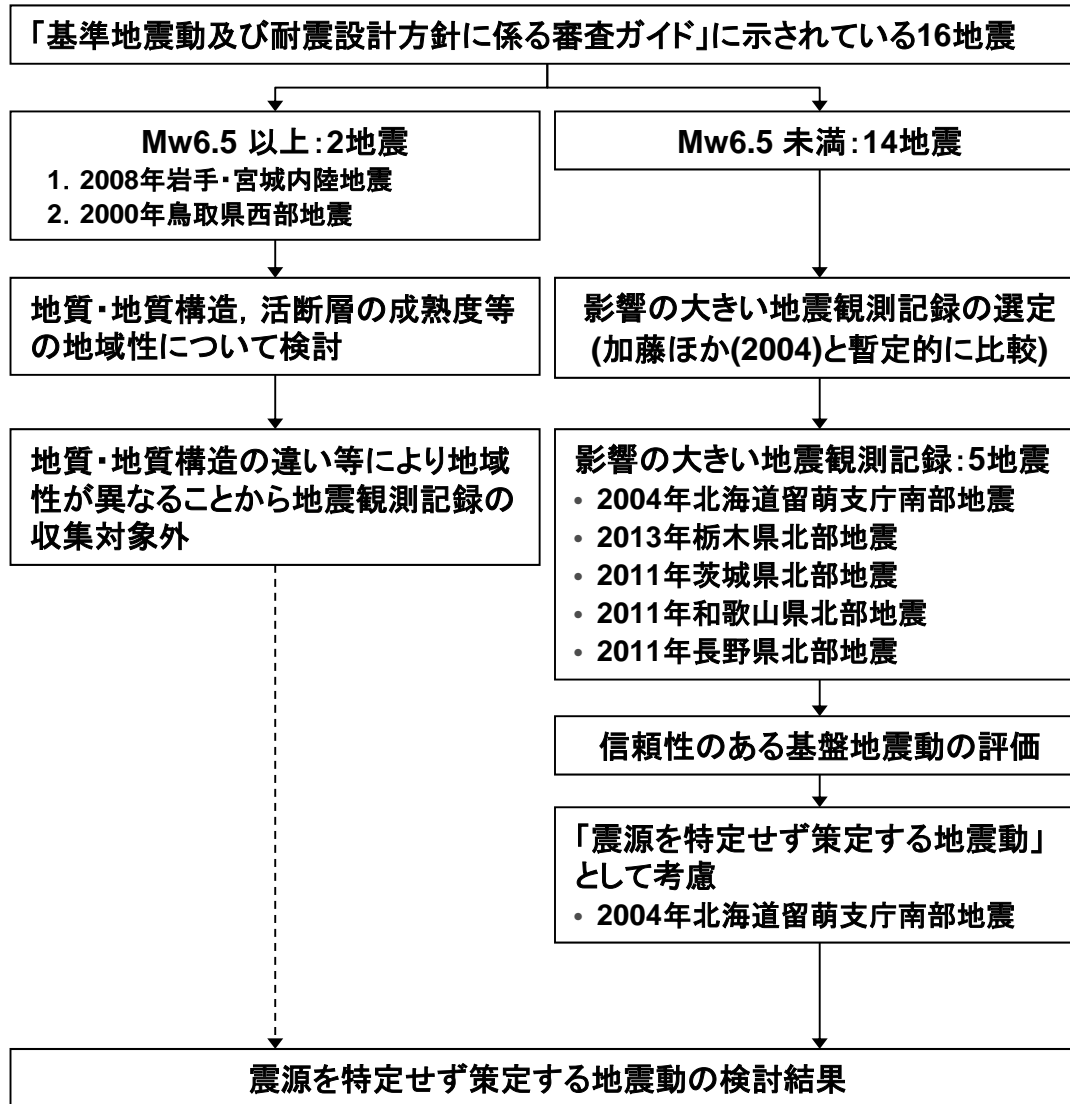


表-1 収集対象となる内陸地殻内の地震の例

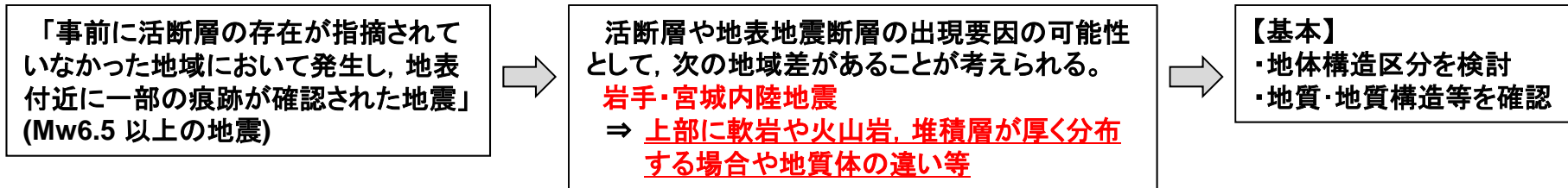
No	地震名	日時	規模
1	2008年岩手・宮城内陸地震	2008/06/14, 08:43	Mw6.9
2	2000年鳥取県西部地震	2000/10/06, 13:30	Mw6.6
3	2011年長野県北部地震	2011/03/12, 03:59	Mw6.2
4	1997年3月鹿児島県北部地震	1997/03/26, 17:31	Mw6.1
5	2003年宮城県北部地震	2003/07/26, 07:13	Mw6.1
6	1996年宮城県北部(鬼首)地震	1996/08/11, 03:12	Mw6.0
7	1997年5月鹿児島県北部地震	1997/05/13, 14:38	Mw6.0
8	1998年岩手県内陸北部地震	1998/09/03, 16:58	Mw5.9
9	2011年静岡県東部地震	2011/03/15, 22:31	Mw5.9
10	1997年山口県北部地震	1997/06/25, 18:50	Mw5.8
11	2011年茨城県北部地震	2011/03/19, 18:56	Mw5.8
12	2013年栃木県北部地震	2013/02/25, 16:23	Mw5.8
13	2004北海道留萌支庁南部地震	2004/12/14, 14:56	Mw5.7
14	2005年福岡県西方沖地震の最大余震	2005/04/20, 06:11	Mw5.4
15	2012年茨城県北部地震	2012/03/10, 02:25	Mw5.2
16	2011年和歌山県北部地震	2011/07/05, 19:18	Mw5.0

4. 震源を特定せず策定する地震動

4.2 Mw6.5以上の地震について 2008年岩手・宮城内陸地震

➤ 審査ガイドの記載と震源域と敷地周辺の地域性の比較

○審査ガイド



○地震地体構造、地質・地質構造等の特徴について整理・比較 (全体詳細は次頁)

岩手・宮城内陸地震 震源域周辺	<ul style="list-style-type: none"> ■ 地震地体構造区分: 火山性内弧地域 • 脊梁山地・出羽丘陵の火山帯とその間の盆地列。島弧方向の逆断層～褶曲発達。活断層密度 中, 活動度 B級。 ■ 火山フロント内の火山地域で、変動地形の認定をさまたげる地形・地質構成にもかかわらず、短い変動地形が認識できる • 新第三系堆積岩類・火山岩, 第四紀火山岩類が分布し, 新第三紀以降のカルデラ構造及び地すべり地形が密集している。 • 長大な活断層帯の南方延長部で発生した地震で、震源域に「短いながらも明瞭な断層変位地形」が判読されるとされている。
女川原子力発電所 敷地周辺	<ul style="list-style-type: none"> ■ 地震地体構造区分: 外弧隆起帯, 安定域 • 外弧隆起帯, 安定。活断層密度 極小, 活動度 C級 ■ 古生代～中生代の堆積岩類が広く分布し、その地質構造は約1億年前に形成された。また、変動地形の疑いのあるリニアメント等は認められない • 女川原子力発電所が位置する北上山地は、古生代から中生代の堆積岩類が広く分布しており、白亜紀の花崗岩類の貫入はあるが、分布は部分的である。また、堆積岩類の地質構造は白亜紀前期に形成されたと理解されている。 • 敷地周辺(牡鹿半島を含む北上山地南部)には活断層がみられず、変動地形の疑いのあるリニアメント等は認められない。

○まとめ

- 以上より、女川原子力発電所敷地周辺は、震源域周辺と地震地体構造上明確に異なり、また、地質・地質構造等及び活断層・リニアメントの分布状況の違いが確認できることから、2008年岩手・宮城内陸地震と同様の地震は発生しないと考えられる。

4. 震源を特定せず策定する地震動

4.2 Mw6.5以上の地震について 2008年岩手・宮城内陸地震

➤ 震源域と敷地周辺の地域性の詳細比較

- ・2008年岩手・宮城内陸地震の震源域は、火山フロント内に位置し、新第三紀以降の火山岩、堆積岩が厚く分布した地域に該当。
- ・女川原子力発電所敷地周辺は、背景とする火山との関係、地質・地質構造、測地学・地震学的知見等より、同様な条件の地域でない判断されることから、地震観測記録の収集対象外とする。

【凡例】○:類似性有り, △:類似性低い~一部有り, ×:類似性無し

項目	類似性	岩手・宮城内陸地震 震源域	女川原子力発電所敷地周辺*
地質構成	×	<ul style="list-style-type: none"> ・ 新第三系(堆積岩, 火山岩等), 第四紀火山岩類 ・ 火山フロント内の火山地域 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 中・古生界(堆積岩, 火山岩, 深成岩類) ・ 火山フロント外(東側)の非火山地域
【特記】	×	<ul style="list-style-type: none"> ・ 新第三紀以降のカルデラ構造及び地すべり地形が密集(基盤の地質分布は断続的であり, 地質構造の連続的な理解が難しい) 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 基盤岩の地質構造が連続的に分布(中・古生界の地質構造は連続的に理解可能)
地質構造	×	<ul style="list-style-type: none"> ・ 中新世以降~現在に形成された褶曲及び断層 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 中生代白亜紀(約一億年前)に形成された褶曲及び断層
変動地形	×	<ul style="list-style-type: none"> ・ 長大な活断層帯の南方延長部で発生した地震 ・ 変動地形の認定をさまたげる地形・地質的な要因が多いにもかかわらず, 短い変動地形が認識できる 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 変動地形は認められない
地震地体構造	×	<ul style="list-style-type: none"> ・ 東北日本弧内帯(8C): 火山性内弧・隆起優勢, 地震活動も活発な地域 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 東北日本弧外帯(8B): 外弧隆起帯の安定域, 地震活動も低い地域
測地学的知見	×	<ul style="list-style-type: none"> ・ 地質学的及び測地学的ひずみ集中帯の重なった領域内に位置 	<ul style="list-style-type: none"> ・ ひずみ集中帯の領域外に位置(中生代白亜紀以降に大きな変動が認められない安定した地域に位置することと対応) ・ なお, ブーゲー重力異常においても, 牡鹿半島を含む北上山地と石巻平野以西の境界には重力異常の急変帯を挟んでおり, 地殻構造は大きく異なることが示される
地震学的知見 (S波・P波速度偏差)	×	<ul style="list-style-type: none"> ・ 南北走向の逆断層活動が顕著 ・ 地震発生前より微小地震がクラスターの発生 ・ 震源域の下方にS波・P波速度偏差の低速度域がある 	<ul style="list-style-type: none"> ・ 顕著な地震活動は認められない ・ 敷地周辺の活断層と関連する微小地震はみられない ・ 敷地周辺の下方にはS波・P波速度偏差の低速度域はない

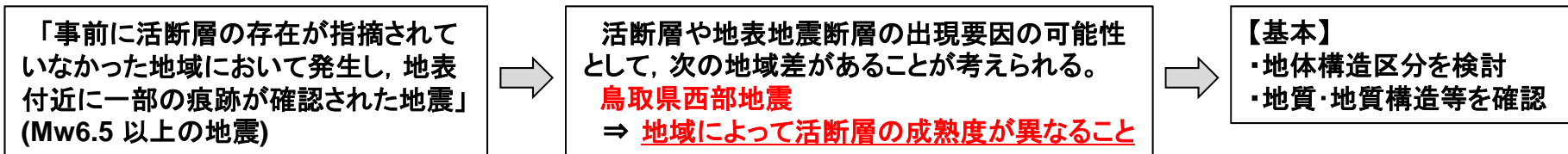
* ここでは、敷地の位置する北上山地南端部・牡鹿半島地域を指す。

4. 震源を特定せず策定する地震動

4.2 Mw6.5以上の地震について 2000年鳥取県西部地震

➤ 審査ガイドの記載と震源域と敷地周辺の地域性の比較

○審査ガイド



○地震地体構造、地質・地質構造等の特徴について整理・比較 (全体詳細は次頁)

鳥取県西部地震 震源域周辺	<p>■ 地震地体構造区分:[内帯] 活断層の密度小, 活動度B(A*)級</p> <ul style="list-style-type: none"> 地形地質上, 安定隆起帯とされているが, 島弧の内帯に位置するため, 外帯と比較し, 地震活動, 断層数, 分布密度が比較的高い。 花崗岩, 貫入岩が広く分布する。また, 活断層は発達初期ないし未成熟な段階として, 活動度の低い断層やリニアメントの集中がみられる 震源域周辺は, 古第三紀の花崗岩類を主体に, 貫入岩体としては新第三紀中新世の安山岩 ~ 玄武岩が広く分布しているが, それらの基盤となっている三郡変成岩類は散点的にしか分布していない。 山陰地域にみられる活断層は, 第四紀中期以降に形成され活断層の発達過程として, 初期ないし未成熟な段階とされており, また, 震源域周辺では, 活動度の低い横ずれ断層が数条認められ, リニアメントの顕著な集中がみられるとされている。
女川原子力発電所 敷地周辺	<p>■ 地震地体構造区分:[外帯] 活断層の密度極小, 活動度C級</p> <ul style="list-style-type: none"> 地形地質上, 外弧隆起帯, 安定域とされており, 島弧の外帯に位置するため, 内帯と比較し, 地震活動が著しく低く, 断層数が少なく, 分布密度も低いとされている。 古生代 ~ 中生代の堆積岩類が広く分布し, その地質構造は約1億年前に形成された。また, 変動地形の疑いのあるリニアメント等は認められない 女川原子力発電所が位置する北上山地は, 古生代から中生代の堆積岩類が広く分布しており, 白亜紀の花崗岩類の貫入はあるが, 分布は部分的である。また, 堆積岩類の地質構造は白亜紀前期に形成されたと理解されている。 敷地周辺(牡鹿半島を含む北上山地南部)には活断層がみられず, 変動地形の疑いのあるリニアメント等は認められない。

○まとめ

■ 以上より, 女川原子力発電所敷地周辺は, 震源域周辺と地震地体構造上明確に異なり, また, 地質・地質構造等及び活断層・リニアメントの分布状況の違いが確認できることから, 2000年鳥取県西部地震と同様の地震は発生しないと考えられる。

* 大局的に活動度がB級となる地域だが, 中央構造線四国断層帯(計200km)は例外的に活動度がA級とされている。

4. 震源を特定せず策定する地震動

4.2 Mw6.5以上の地震について 2000年鳥取県西部地震

➤ 震源域と敷地周辺の地域性の詳細比較

震源域と女川原子力発電所敷地周辺は、地質・地質構造、地震地体構造の一部の類似性以外は、活断層タイプ、地震波低速度域の存在・地震の発生頻度等で大きく異なり、地域性の違いが認められる。

【凡例】○：類似性有り，△：類似性低い～一部有り，×：類似性無し

項目	類似性	鳥取県西部地震の震源域	女川原子力発電所敷地周辺*
地質構成	△	<ul style="list-style-type: none"> 白亜紀～古第三紀の花崗岩が主体 新第三紀中新世の安山岩～玄武岩の岩脈が分布 	<ul style="list-style-type: none"> 白亜紀以前の中・古生界(堆積岩, 火山岩, 深成岩類) 古第三紀以降の火山岩脈が分布せず
【特記】	×	<ul style="list-style-type: none"> 第四紀中期以降に新たな断層面が形成され活断層が発達しつつある(活断層の成熟度が低い) 	<ul style="list-style-type: none"> 基盤岩の地質構造が連続的に分布(中・古生界の地質構造は連続的に理解可能)
地質構造	△～×	<ul style="list-style-type: none"> 基盤となる岩石は、三郡変成岩類(高圧型・ジュラ紀に変成作用を受けたとされる)、分布は散点的 地域一帯は、広範囲に古第三紀の花崗岩類が分布 その後、中新世の苦鉄質火山岩類が、花崗岩類の間を埋めるように分布 火山フロント内(第四紀火山の大山は震源域から約20km) 	<ul style="list-style-type: none"> 古生代から中生代にかけての厚い堆積岩が、白亜紀に大規模な構造運動を受け褶曲構造を呈している 白亜紀の花崗岩類の貫入はあるが、分布は部分的 古第三紀以降の火成活動は確認できない 火山フロント外(第四紀火山は約60km以上西方に分布)
変動地形	×	<ul style="list-style-type: none"> リニアメントの顕著な集中がみられる 	<ul style="list-style-type: none"> 変動地形は認められない
地震地体構造	△～×	<ul style="list-style-type: none"> [内帯] 中国山地・瀬戸内海(10C5):安定隆起域 	<ul style="list-style-type: none"> [外帯] 東北日本弧外帯(8B):外弧隆起帯の安定域
【活断層・地震】	×	<ul style="list-style-type: none"> 活断層の活動度は内帯としては低め、活断層密度が低い割りに地震活動の活発な地域 	<ul style="list-style-type: none"> 活断層の活動度・密度が極めて低く、地震活動も低い地域
地震学的知見(S波・P波速度偏差)	×	<ul style="list-style-type: none"> 応力場は東西圧縮の横ずれ型断層型 地震発生前より比較的活発な地震活動がみられる 震源断層直下の下部地殻に顕著な地震波低速度域が存在 	<ul style="list-style-type: none"> 応力場は東西圧縮の逆断層型 敷地周辺での顕著な地震活動はみられない、敷地周辺の西方で比較的活発な地震活動がみられる 敷地周辺の下部地殻に顕著な地震波低速度域はみられない

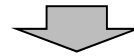
* ここでは、敷地の位置する北上山地南端部・牡鹿半島地域を指す。

4. 震源を特定せず策定する地震動

4.3 Mw6.5未満の地震について 観測記録の収集・整理 検討フロー

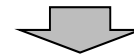
- 「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」において、震源を特定せず策定する地震動の収集対象とされている16地震のうち、Mw6.5未満の14地震を対象として、震源近傍における観測記録を収集し、検討を実施。

- 観測記録の整理
対象：防災科学技術研究所のK-NET, KiK-netの観測記録
 - ① 震央距離：30km以内
 - ② K-NETの地盤条件：岩盤+ AVS30が500m/s以上



- 観測記録の抽出
加藤ほか(2004)と暫定的な比較を実施
 - ① KiK-net：地中観測記録×2*
 - ② K-NET：地表観測記録

*：簡易評価(地中記録の2倍が基盤地震動に相当すると仮定)

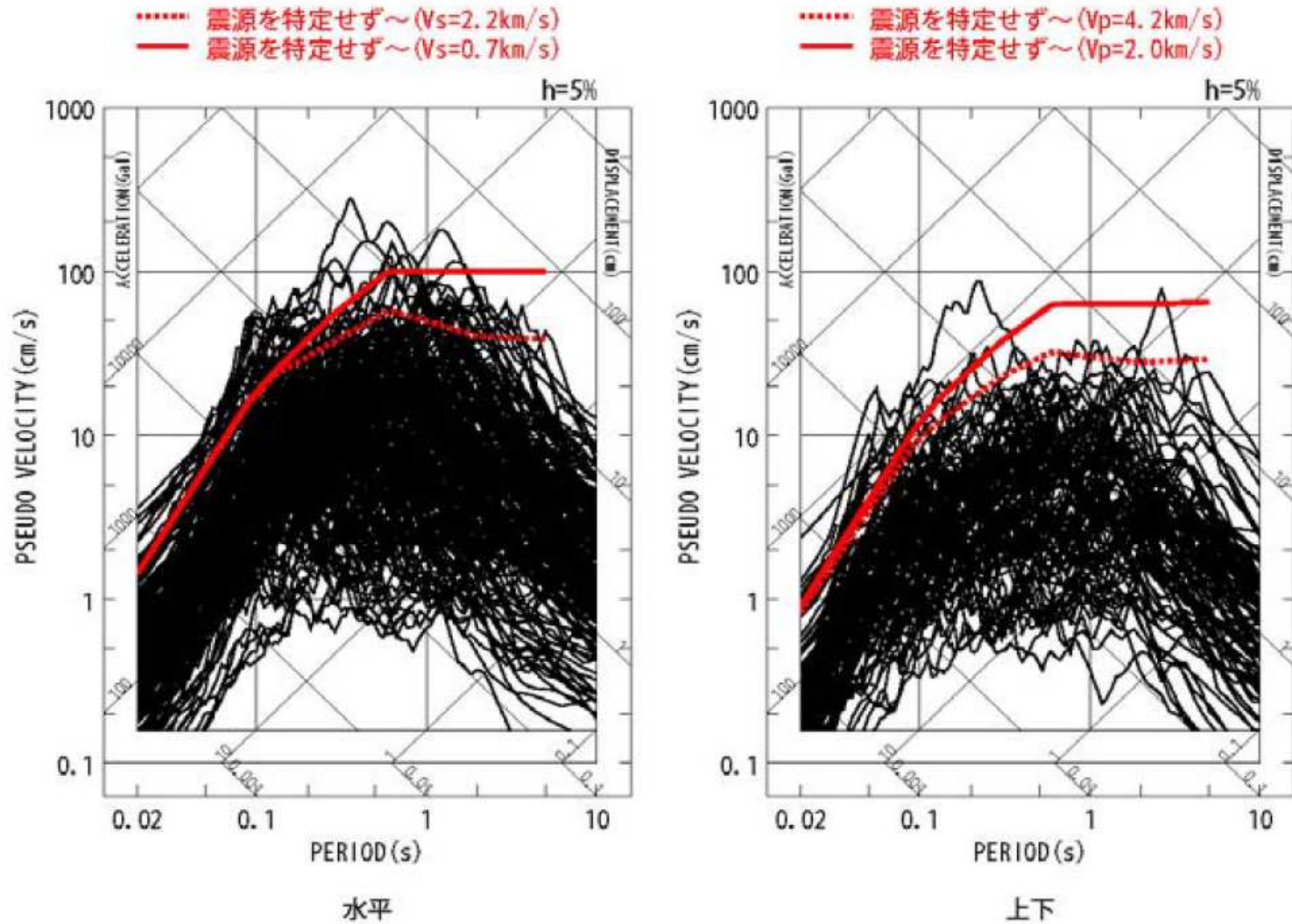


- 詳細に検討すべき対象地震の選定
 - ① KiK-net：加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回ると想定される記録
 - ② K-NET：地表観測記録で特に影響が大きいと考えられる記録

4. 震源を特定せず策定する地震動

4.3 Mw6.5未満の地震について Mw6.5未満の14地震の観測記録(地表)

➢ 14地震の観測記録(地表)の応答スペクトルを重ね書き, 加藤ほか(2004)の応答スペクトルと比較する。



14地震の観測記録(地表)の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトル

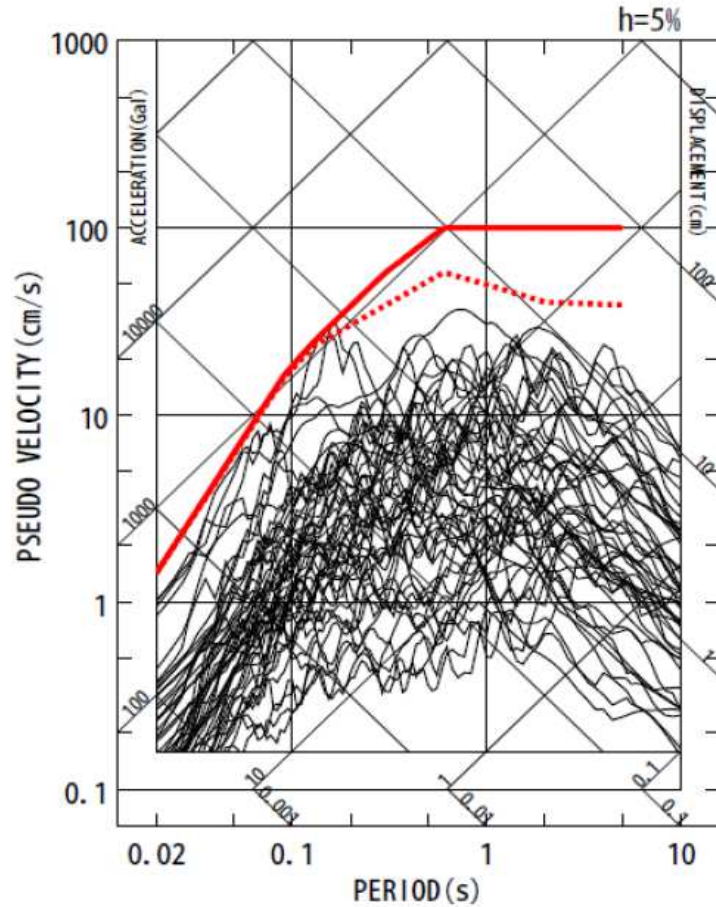
4. 震源を特定せず策定する地震動

4.3 Mw6.5未満の地震について Mw6.5未満の14地震の観測記録(地中)

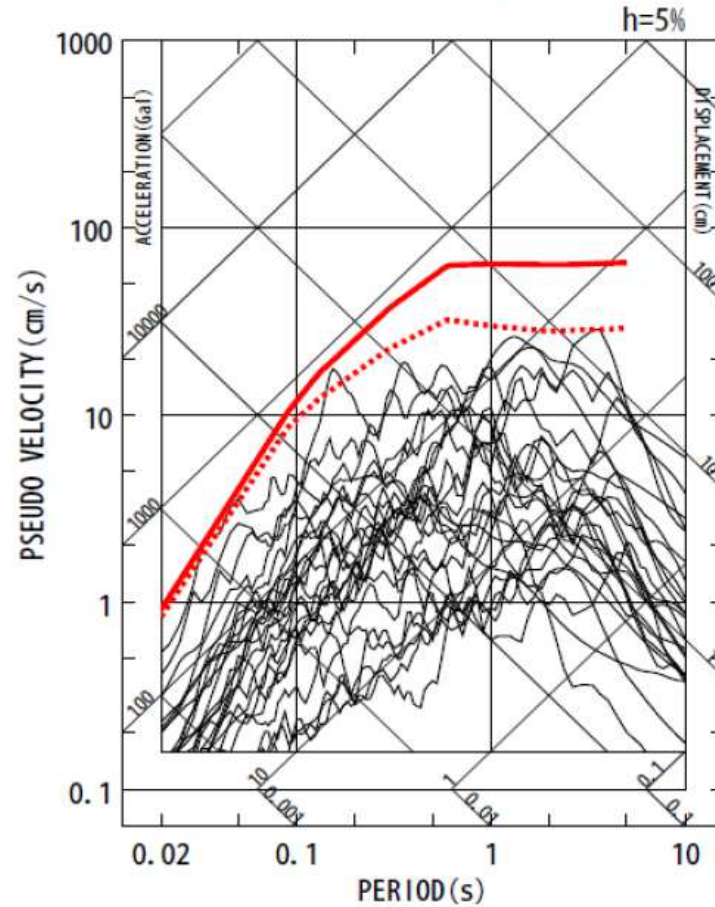
➢ 14地震の観測記録(地中)の応答スペクトルを重ね書き, 加藤ほか(2004)の応答スペクトルと比較する。

..... 震源を特定せず~($V_s=2.2\text{km/s}$)
— 震源を特定せず~($V_s=0.7\text{km/s}$)

..... 震源を特定せず~($V_p=4.2\text{km/s}$)
— 震源を特定せず~($V_p=2.0\text{km/s}$)



水平



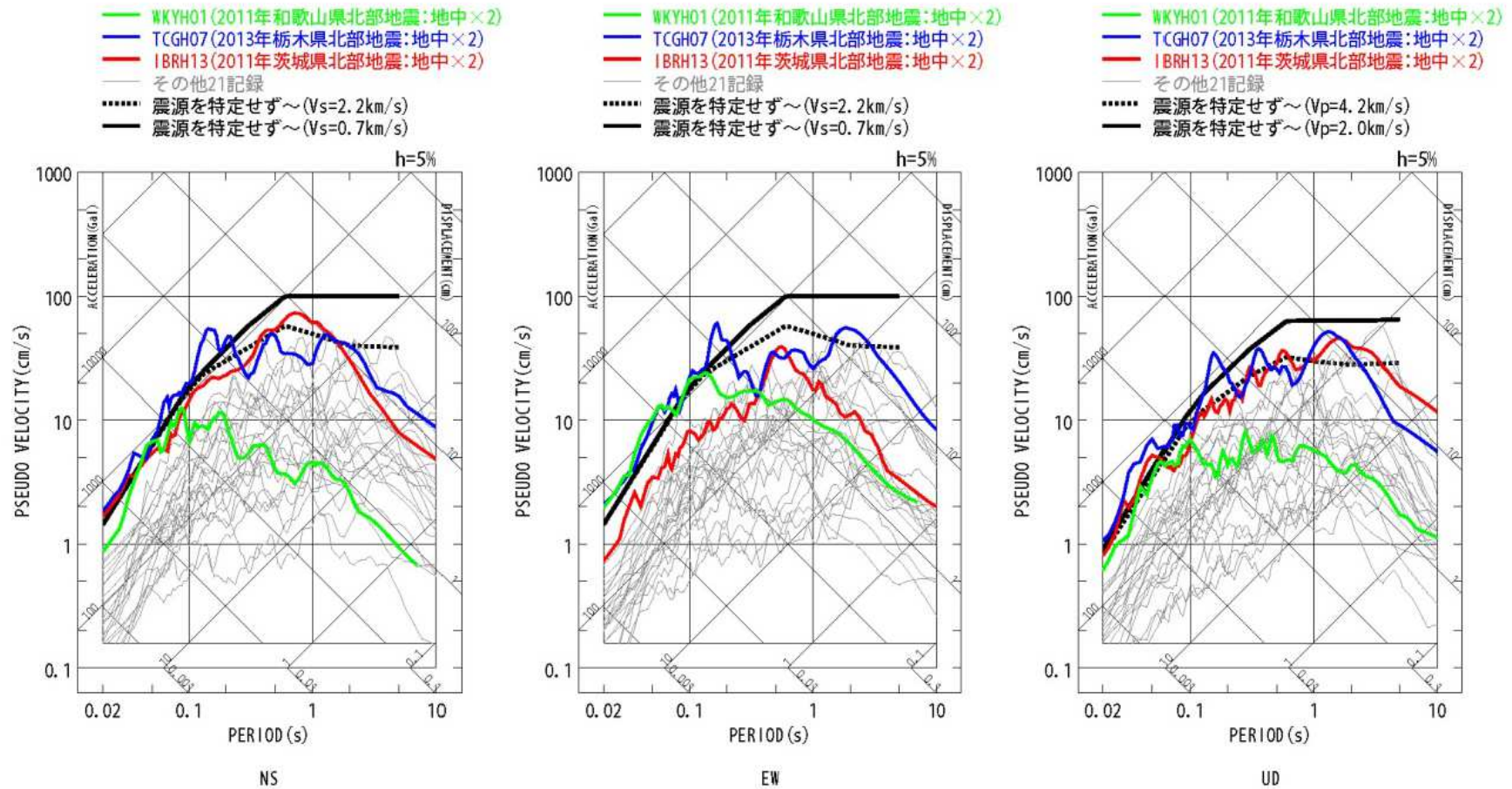
上下

14地震の観測記録(地中)の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトル

4. 震源を特定せず策定する地震動

4.3 Mw6.5未満の地震について KiK-net観測点における基盤地震動の検討

- 収録した観測記録のうち、敷地に与える影響が大きいと考えられる観測記録を用いて基盤地震動を検討する。
- KiK-net観測点の地中記録の2倍が基盤地震動に相当すると仮定し、加藤ほか(2004)の応答スペクトルと比較すると、2011年和歌山県北部地震・WKYH01(広川), 2013年栃木県北部地震・TCGH07(栗山西), 2011年茨城県北部地震・IBRH13(高萩)の観測記録が、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る。



14地震の観測記録(地中×2)の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトル

4. 震源を特定せず策定する地震動

4.3 Mw6.5未満の地震について 検討対象地震の選定結果

- KiK-net観測点で基盤地震動が加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回ると想定される3記録(下表の①～③), 及びK-NET観測点の観測記録で特に影響が大きいと考えられる2記録(下表の④～⑤)の観測された5地震を検討対象地震として選定し検討する。

Mw6.5未満の検討対象地震

No.	地震名 日時	観測点	地震規模
①	2013年栃木県北部地震 2013.02.25 16:23	TCGH07(栗山西)	Mw5.8
②	2011年茨城県北部地震 2011.03.19 18:56	IBRH13(高萩)	Mw5.8
③	2011年和歌山県北部地震 2011.07.05 19:18	WKYH01(広川)	Mw5.0
④	2004年北海道留萌支庁南部地震 2004.12.14 14:56	HKD020(港町)	Mw5.7
⑤	2011年長野県北部地震 2011.03.12 03:59	NIG023(津南)	Mw6.2

4. 震源を特定せず策定する地震動

4.3 Mw6.5未満の地震について 検討対象地震の選定結果

- Mw6.5未満の地震のうち、影響の大きい5地震について整理した結果を以下に示す。
- このうち、2004年北海道留萌支庁南部地震については信頼性の高い基盤波が得られたこと、また、女川における基盤波は加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期帯で上回ることから、震源を特定せず策定する地震動として考慮する。
- それ以外の4地震(2013年栃木県北部地震, 2011年和歌山県北部地震, 2011年茨城県北部地震, 2011年長野県北部地震)については、信頼性のある地盤モデルが構築できず、はぎとり解析による基盤地震動の評価が困難なことから、更なる知見の収集、はぎとり解析等の検討が必要と判断した。

検討項目		2004年 北海道留萌支庁南部地震	2013年 栃木県北部地震	2011年 和歌山県北部地震	2011年 茨城県北部地震	2011年 長野県北部地震
観測点		HKD020(港町)	TCGH07(栗山西)	WKYH01(広川)	IBRH13(高萩)	NIG023(津南)
地盤モデル	使用モデル	• 佐藤ほか(2013)のポーリング結果に基づく地盤モデル	• KiK-net観測記録に基づく地盤同定モデル	• KiK-net観測記録に基づく地盤同定モデル	• KiK-net観測記録に基づく地盤同定モデル	• 地盤情報が少なく、地盤モデルを構築できない
	既往の知見との整合性	• 微動探査による地盤データと整合 • 知見で指摘されている非線形性を考慮	• KiK-net地盤データと整合しない • 知見で指摘されている減衰、方位依存性の影響が不明	• KiK-net地盤データと整合しない • 知見で指摘されている減衰の影響が不明	• 観測記録の伝達関数及びKiK-net地盤データと整合しない • 知見で指摘されている減衰の影響が不明	• 地盤モデルに関する既往の知見がない
	更なる知見収集・検討事項	—	• 地盤モデルの改良 • 知見で指摘されている特性に係るデータの取得と影響度合いの評価	• 地盤モデルの改良 • 知見で指摘されている特性に係るデータの取得と影響度合いの評価	• 地盤モデルの改良 • 知見で指摘されている特性に係るデータの取得と影響度合いの評価	• 地質調査、微動探査等による地盤情報の取得
はぎとり解析	解析手法	• 非線形性を考慮した等価線形解析	• 線形解析	• 線形解析	• 線形解析	• 地盤モデルが構築できないため、解析できない
	精度	• 観測記録と整合	• はぎとり解析の適用性が不明	• はぎとり解析の適用性が不明	• はぎとり解析の適用性が不明	• はぎとり解析の適用性が不明
	更なる知見収集・検討事項	—	• 地表及び地中観測記録の再現解析	• 地表及び地中観測記録の再現解析	• 地表及び地中観測記録の再現解析	• 地表観測記録の再現解析
結果の信頼性		○	×	×	×	×

4. 震源を特定せず策定する地震動

4.3 Mw6.5未満の地震について 2004年北海道留萌支庁南部地震 基盤地震動の選定

- 佐藤ほか(2013)による2004年北海道留萌支庁南部地震におけるHKD020(港町)の基盤地震動評価について、以下の追加検討を実施した。
 - ① G.L.-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(水平成分)
 - ② G.L.-6m ~ G.L.-41mの減衰定数を3%とした基盤地震動評価(水平成分)
 - ③ 再測定されたPS検層結果を踏まえた基盤地震動評価(鉛直成分)
 - ④ 地下水位の状況を踏まえG.L.-6mまでのポアソン比一定とした基盤地震動評価(鉛直成分)

- 上記の① ~ ④の検討結果によると、HKD020(港町)の基盤地震動は水平成分についてはケース②(609cm/s^2)、鉛直成分についてはケース③(306cm/s^2)が最も大きいものとなった。



- 2004年北海道留萌支庁南部地震の「震源を特定せず策定する地震動」に反映する基盤地震動として、水平成分については最大加速度 609cm/s^2 、鉛直成分については最大加速度 306cm/s^2 の基盤地震動を採用する。

4. 震源を特定せず策定する地震動

4.4 震源を特定せず策定する地震動の策定

➤ Mw6.5以上の地震(2008年岩手・宮城内陸地震, 2000年鳥取県西部地震)

地震が発生した地域と敷地周辺との地域性の違いについて検討した結果, 両地震とも女川原子力発電所の敷地周辺との地域性の違いが顕著であると考えられることから, 震源を特定せず策定する地震動として考慮する必要はないものと考えられる。

➤ Mw6.5未満の地震

14地震を検討した結果, 信頼性のある基盤地震動が評価できたと考えられる, 2004年北海道留萌支庁南部地震を震源を特定せず策定する地震動として反映する。

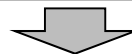
2004年北海道留萌支庁南部地震

以下の検討結果が得られた。

- 佐藤ほか(2013)によると, 水平成分:585cm/s², 鉛直成分:296cm/s²と評価されている。
- はぎとり解析の不確かさ等を含めた検証結果は, 水平成分:609cm/s², 鉛直成分:306cm/s²と評価される。
- なお, PS検層結果から得られているHKD020(港町)の基盤層(G.L.-41m)におけるS波速度は938m/s, P波速度は2,215m/sである。一方, 女川原子力発電所の解放基盤表面相当位置においては下表に示すとおり, S波速度は1,500m/s, P波速度は2,882m/sであり, 本検討結果は地盤条件的に保守性のあるものとなっている。

基盤におけるS波及びP波速度の比較

	HKD020(港町)の基盤層(G.L.-41m)		女川原子力発電所の解放基盤表面相当位置
S波速度	938m/s	<	1,500m/s
P波速度	2,215m/s	<	2,882m/s



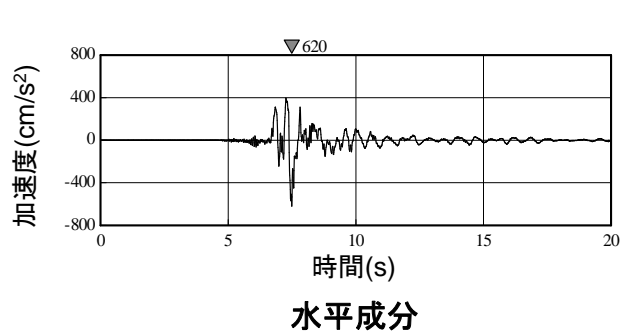
➤ 震源を特定せず策定する地震動

2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮して, 水平成分:620cm/s², 鉛直成分:320cm/s²の地震動を設定する。

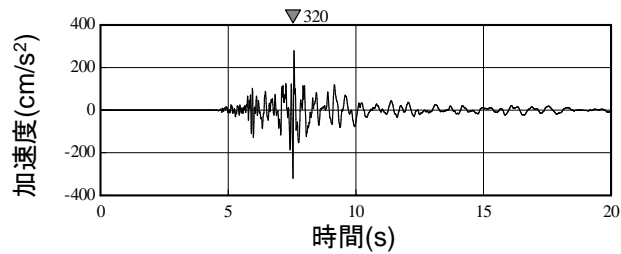
4. 震源を特定せず策定する地震動

4.4 震源を特定せず策定する地震動の策定

➤ 2004年北海道留萌支庁南部地震の地震動

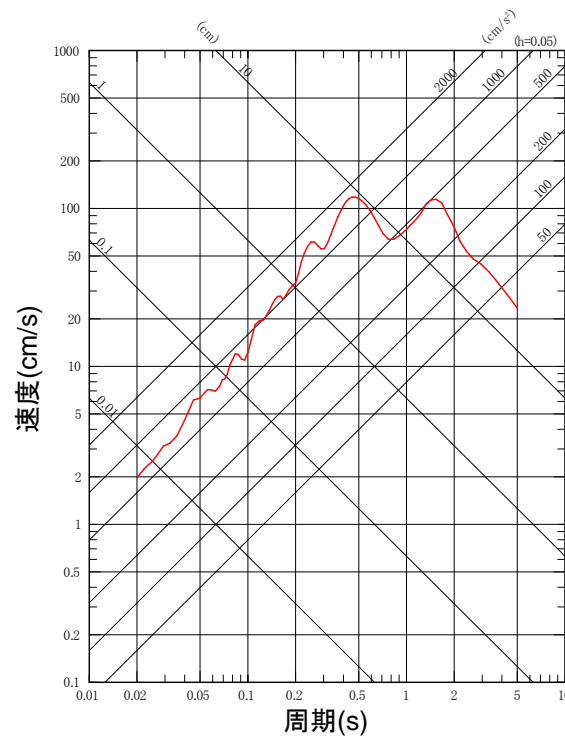


水平成分

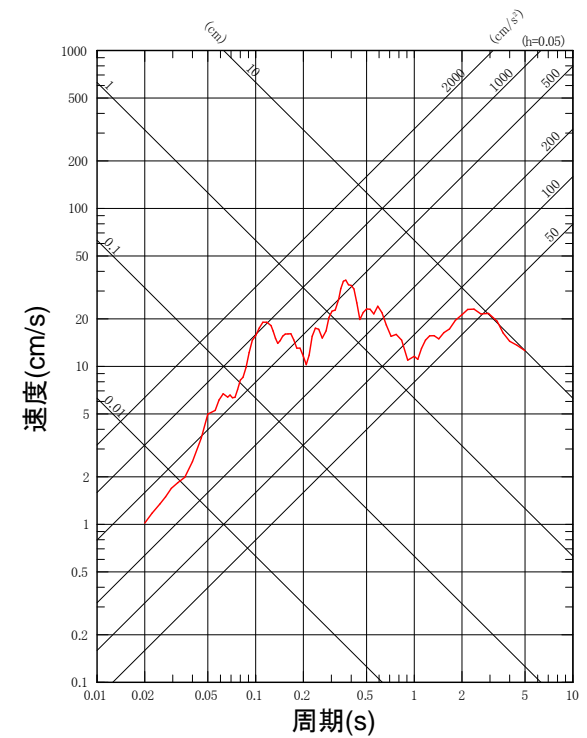


鉛直成分

加速度時刻歴波形



水平成分



鉛直成分

応答スペクトル

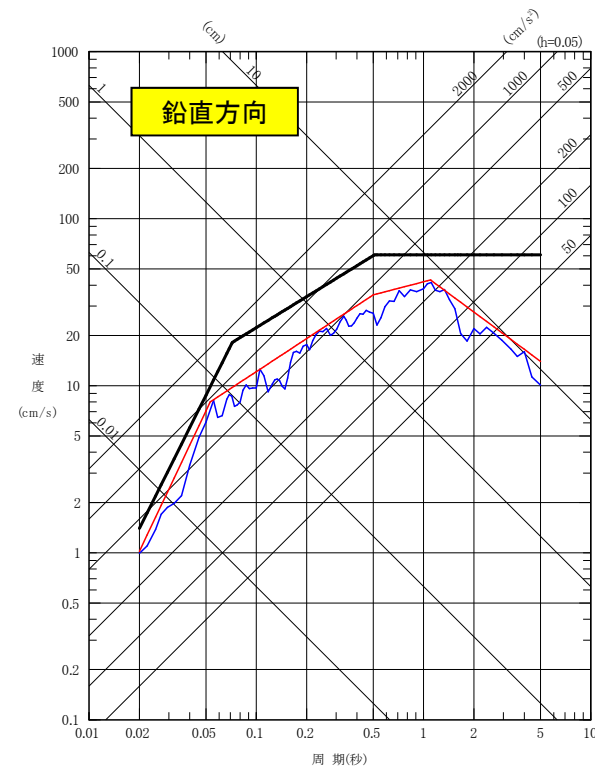
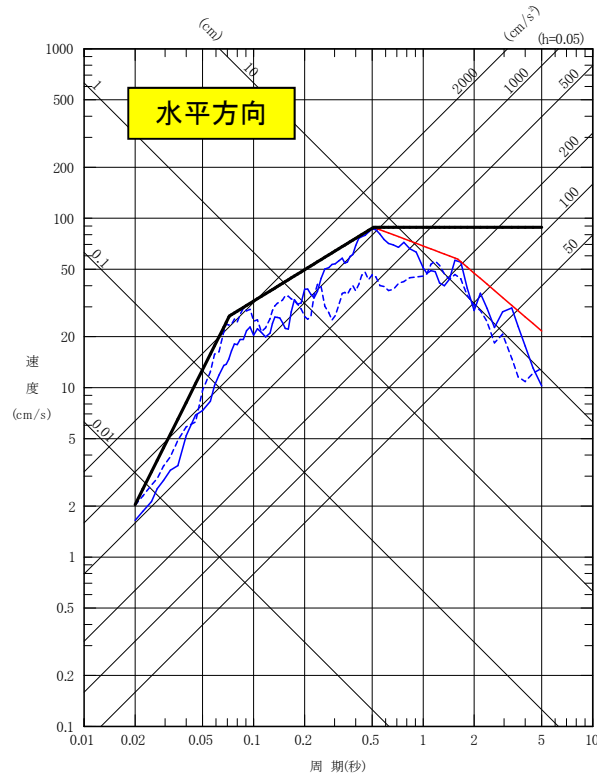
5. 基準地震動の策定

5. 基準地震動の策定/5.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

5.1.1 応答スペクトル手法による基準地震動 プレート間地震

・プレート間地震の応答スペクトル手法による地震動評価結果を包絡する設計用応答スペクトルを基準地震動Ss-D1として設定、特に、長周期側の裕度を考慮した形状としている。なお、鉛直方向の設計用応答スペクトルは、水平方向の2/3倍としている。

- 基準地震動Ss-D1 [プレート間地震の応答スペクトル手法による基準地震動]
- プレート間地震の応答スペクトル手法による地震動評価
- 【参考】3.11地震の観測記録※1(水平方向は実線: NS方向, 点線: EW方向, 鉛直方向は実線: UD方向)



※1: 敷地岩盤上部(O.P.※2 - 8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはざとり波。
 ※2: O.P.は女川原子力発電所工所用基準面(Onagawa Peil)であり、O.P.±0m = T.P.(東京湾平均海面) - 0.74m。

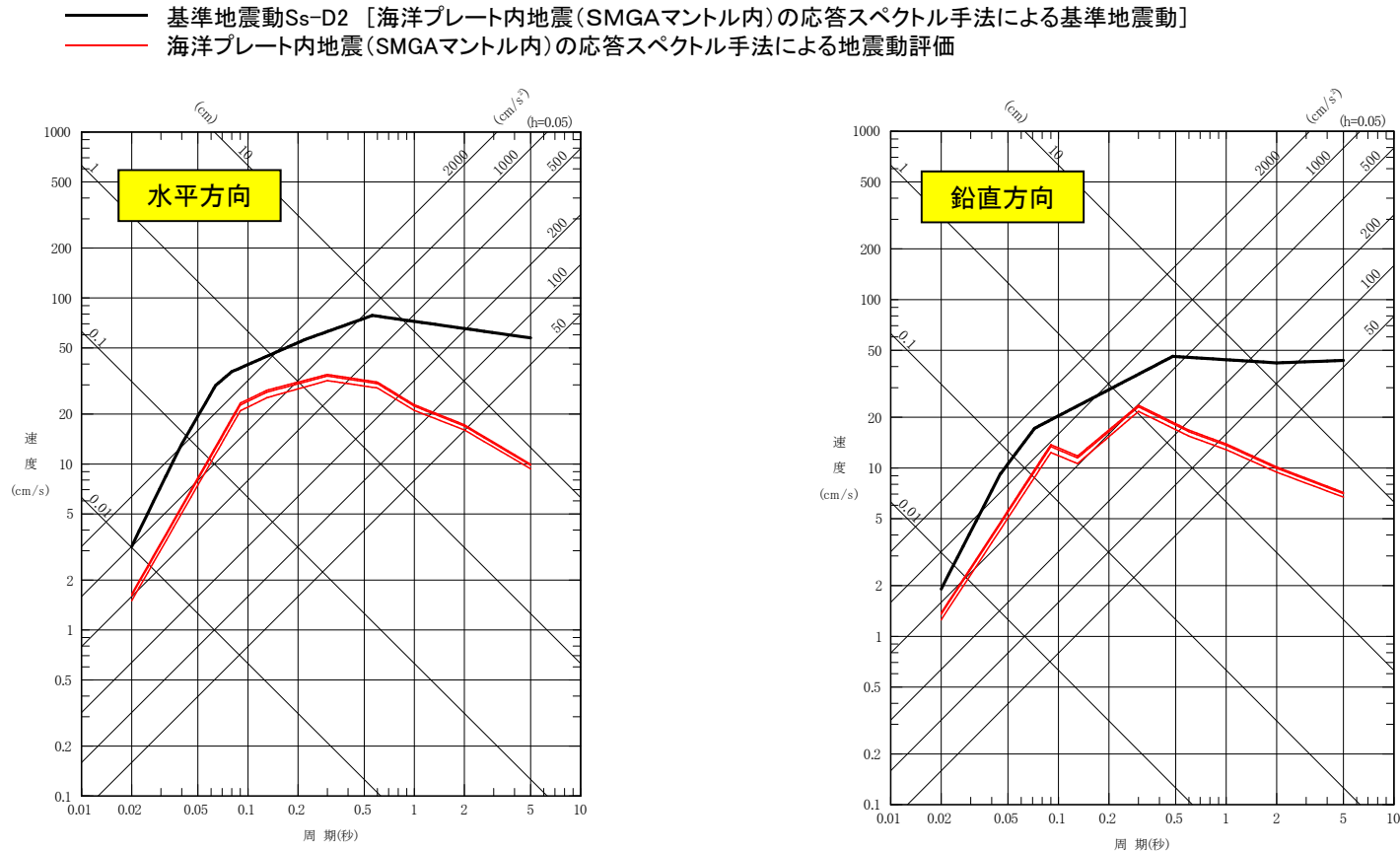
応答スペクトル		コントロールポイント			
		A	B	C	D
Ss-D1H	周期(s)	0.02	0.072	0.51	5
	速度(cm/s)	2.0372	26.5	88.4	88.4

応答スペクトル		コントロールポイント			
		A	B	C	D
Ss-D1V	周期(s)	0.02	0.072	0.51	5
	速度(cm/s)	1.3687	17.7	59.0	59.0

5. 基準地震動の策定/5.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

5.1.1 応答スペクトル手法による基準地震動 海洋プレート内地震(SMGAマントル内)

・海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の応答スペクトル手法による地震動評価結果を包絡する設計用応答スペクトルを基準地震動 Ss-D2として設定。この設計用応答スペクトルは、裕度確保の観点から断層モデル手法による地震動評価結果を全て包絡させている。



応答スペクトル		コントロールポイント							
		A	B	C	D	E	F	G	H
Ss-D2H	周期(s)	0.02	0.032	0.04	0.064	0.08	0.22	0.56	5
	速度(cm/s)	3.183	8.4	13.2	29.8	36.0	56.2	78.5	57.5

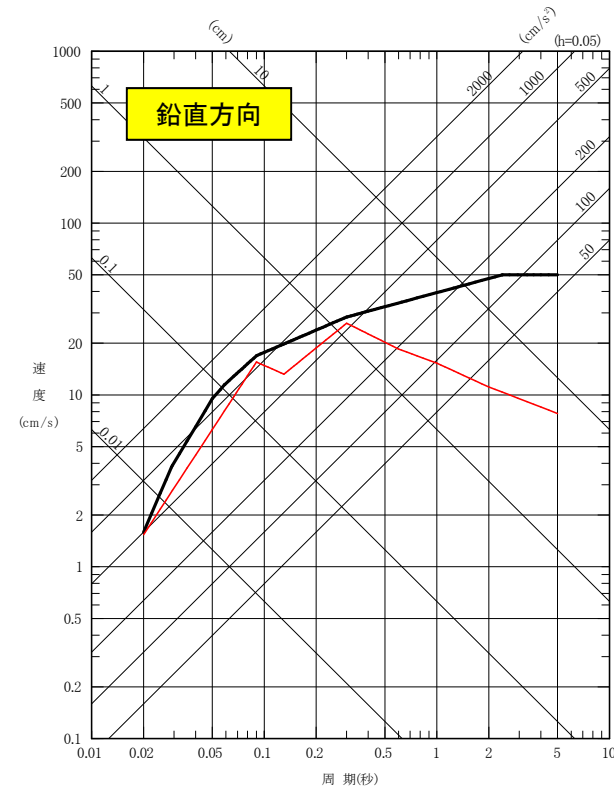
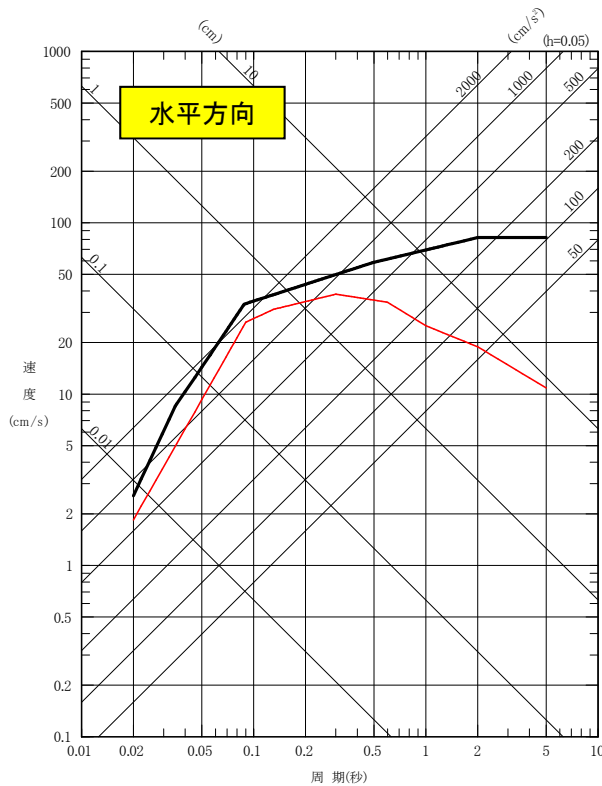
応答スペクトル		コントロールポイント					
		A	B	C	D	E	F
Ss-D2V	周期(s)	0.02	0.045	0.072	0.48	2	5
	速度(cm/s)	1.91	9.2	17.2	46.0	42.1	43.5

5. 基準地震動の策定/5.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

5.1.1 応答スペクトル手法による基準地震動 海洋プレート内地震(SMGA地殻内)

・海洋プレート内地震(SMGA地殻内)の応答スペクトル手法による地震動評価結果を包絡する設計用応答スペクトルを基準地震動Ss-D3として設定。この設計用応答スペクトルは、裕度確保の観点から断層モデル手法による地震動評価結果を全て包絡させている。

— 基準地震動Ss-D3 [海洋プレート内地震(SMGA地殻内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
— 海洋プレート内地震(SMGA地殻内)の応答スペクトル手法による地震動評価



応答スペクトル		コントロールポイント						
		A	B	C	D	E	F	G
Ss-D3H	周期(s)	0.02	0.035	0.056	0.088	0.49	2	5
	速度(cm/s)	2.5465	8.5	17.0	33.5	58.5	82.0	82.0

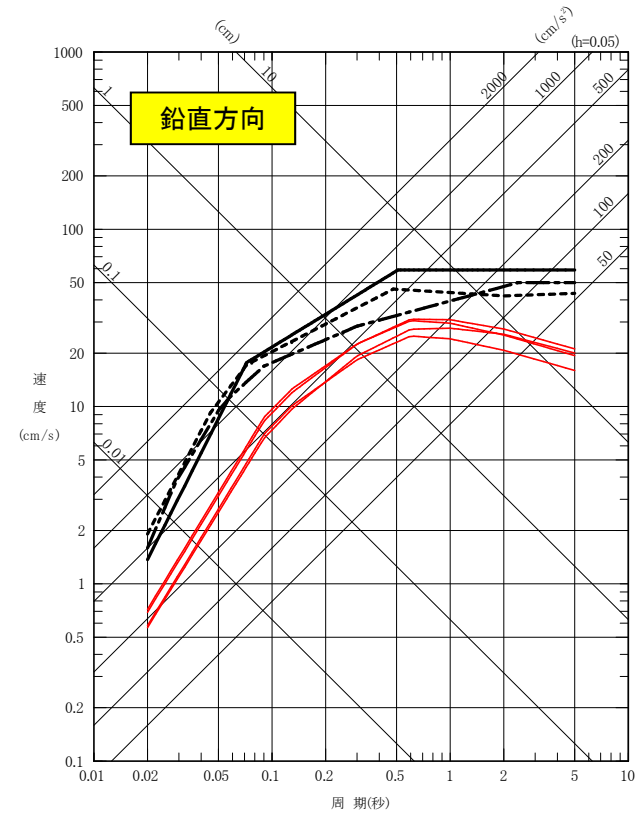
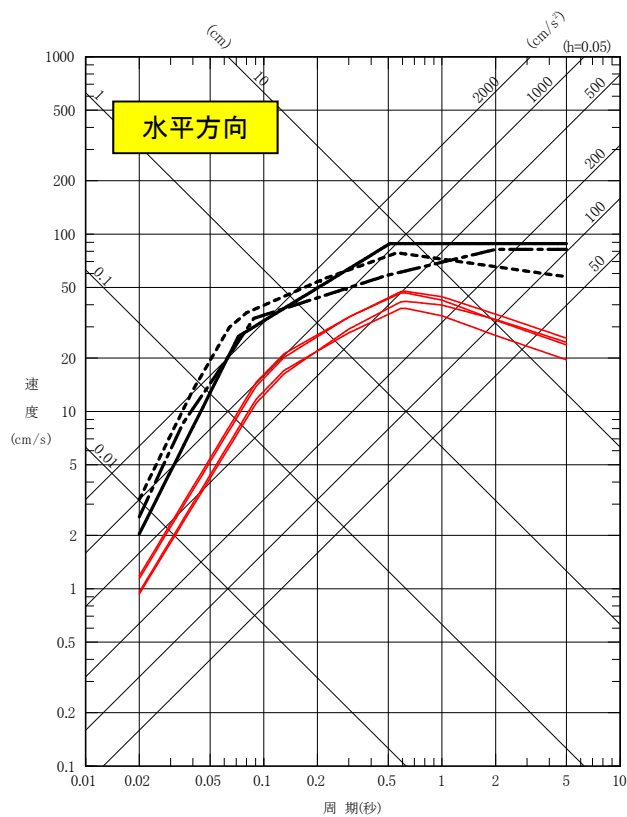
応答スペクトル		コントロールポイント							
		A	B	C	D	E	F	G	H
Ss-D3V	周期(s)	0.02	0.029	0.05	0.059	0.09	0.3	2.4	5
	速度(cm/s)	1.5915	3.8	9.5	11.5	16.9	28.4	50.0	50.0

5. 基準地震動の策定/5.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

5.1.1 応答スペクトル手法による基準地震動 内陸地殻内地震

・内陸地殻内地震の応答スペクトル手法による地震動評価結果は、基準地震動Ss-D1、Ss-D2及びSs-D3の設計用応答スペクトルを下回る。

- 基準地震動Ss-D1 [プレート間地震の応答スペクトル手法による基準地震動]
- - - - 基準地震動Ss-D2 [海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
- · - · 基準地震動Ss-D3 [海洋プレート内地震(SMGA地殻内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
- 内陸地殻内地震の応答スペクトル手法による地震動評価



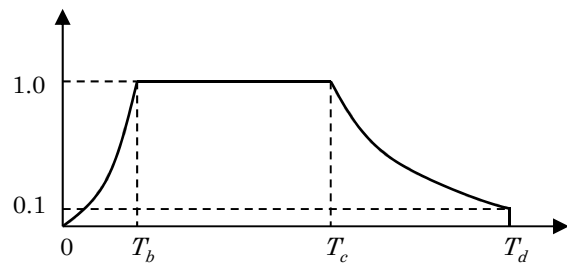
5. 基準地震動の策定 / 5.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

5.1.1 応答スペクトル手法による基準地震動 模擬地震波

➤ 模擬地震波の作成: 包絡線の経時変化

・基準地震動S_s-D1, S_s-D2及びS_s-D3の設計用応答スペクトルに適合する模擬地震波は、乱数の位相を持つ正弦波の重ね合わせによって作成するものとし、振幅包絡線の経時変化については、Noda et al.(2002)の方法に基づき、それぞれ下記に示す形状とする。

模擬地震波	最大加速度 (cm/s ²)	マグニチュード M	等価震源距離 X _{eq} (km)	振幅包絡線の経時変化(s)			備考
				T _b	T _c	T _d (継続時間)	
S _s -D1H	640	8.3	132	16.6	47.5	137.9	Mは次頁を参照し、X _{eq} はプレート間地震(基本ケース)の断層モデルに基づき設定。
S _s -D1V	430						
S _s -D2H	1000	7.5	72	6.6	24.3	72.0	M, X _{eq} は海洋プレート内地震(基本ケース)の断層モデルに基づき設定。
S _s -D2V	600						
S _s -D3H	800	7.5	65	6.6	24.3	69.4	M, X _{eq} は海洋プレート内地震(不確かさケース2)の断層モデルに基づき設定。
S _s -D3V	500						



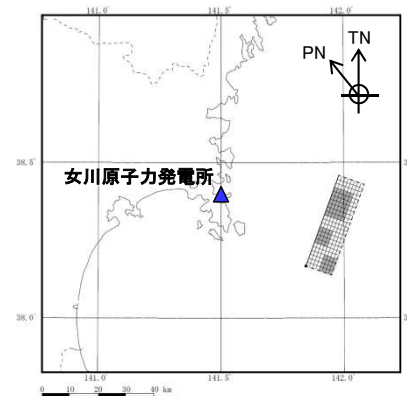
$$T_b = 10^{0.5M - 2.93}$$

$$T_c - T_b = 10^{0.3M - 1.0}$$

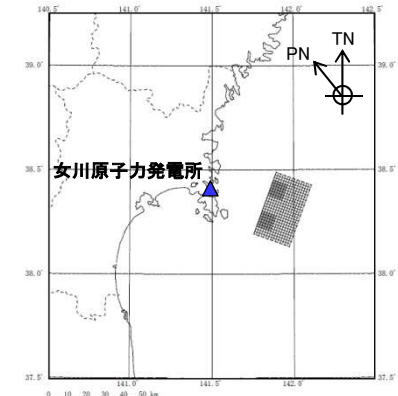
$$T_d - T_c = 10^{0.17M + 0.54 \log X_{eq} - 0.6}$$



プレート間地震(基本ケース)
の断層モデル(巨視的面)



海洋プレート内地震(基本ケース)
の断層モデル



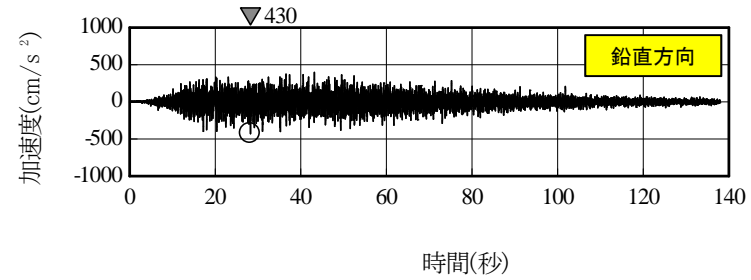
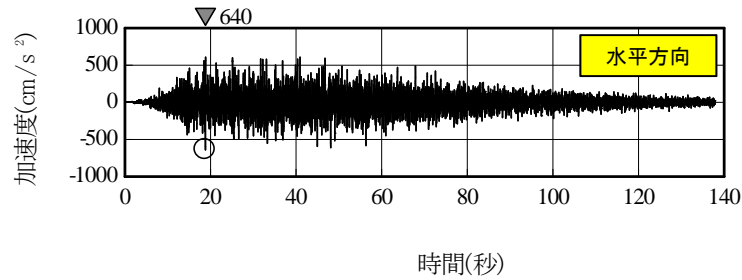
海洋プレート内地震(不確かさケース2)
の断層モデル

5. 基準地震動の策定/5.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

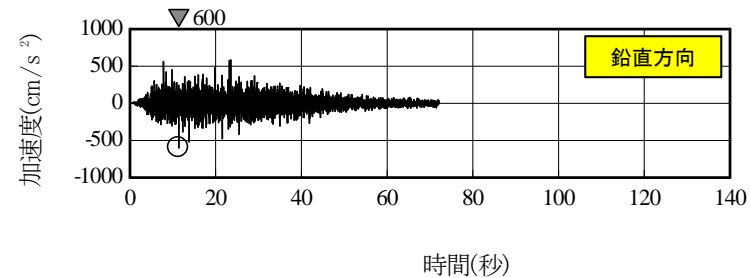
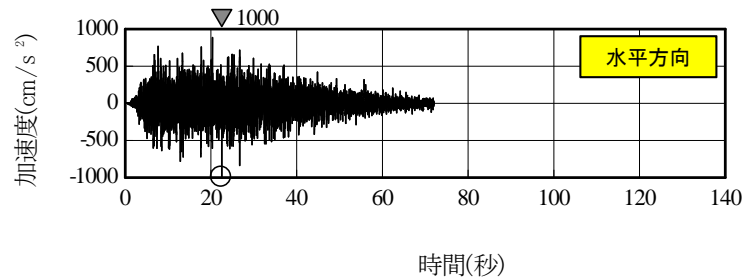
5.1.1 応答スペクトル手法による基準地震動 模擬地震波

➤ 模擬地震波の作成結果: 加速度時刻歴波形

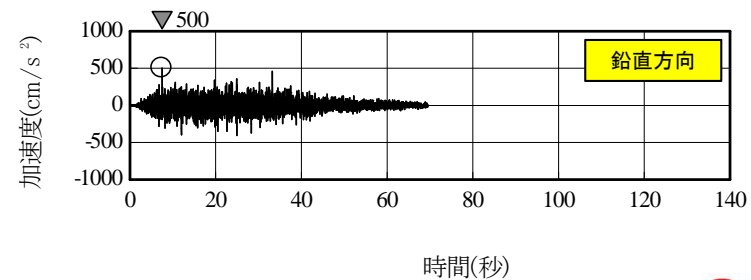
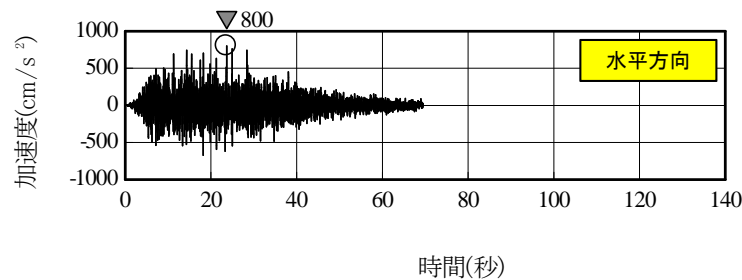
基準地震動Ss-D1



基準地震動Ss-D2



基準地震動Ss-D3



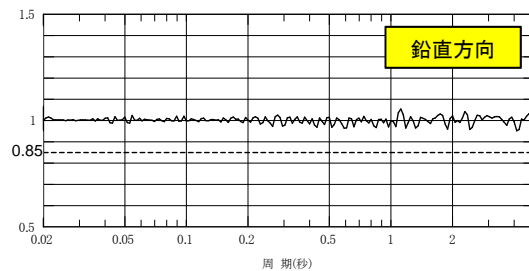
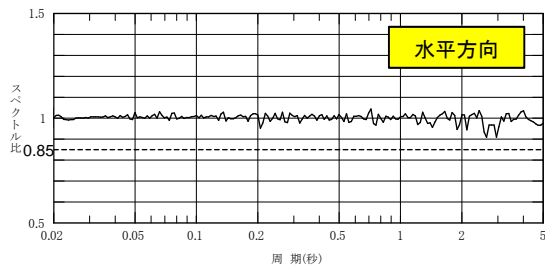
5. 基準地震動の策定 / 5.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

5.1.1 応答スペクトル手法による基準地震動 模擬地震波

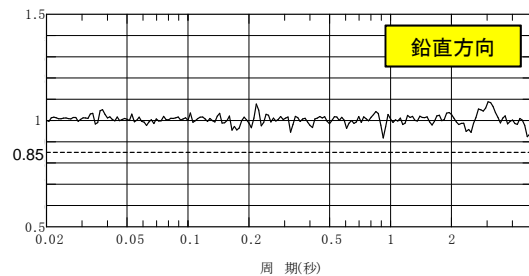
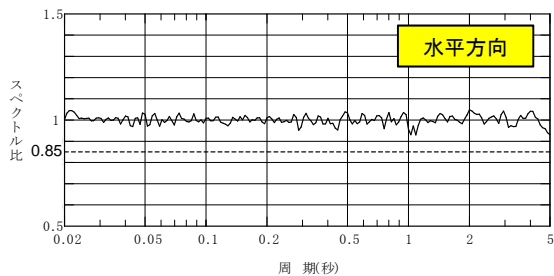
➤ 模擬地震波の作成結果: 適合度の確認

- ・作成した模擬地震波が、日本電気協会(2008)に示される以下の適合度の条件を満足していることを確認した。
 - ① 目標とする応答スペクトル値に対する模擬地震波の応答スペクトルの比が全周期帯で0.85以上
 - ② 応答スペクトルの強度値の比(SI比)が1.0以上

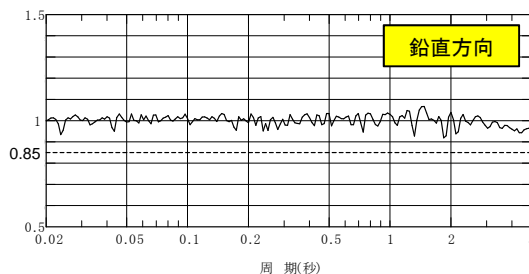
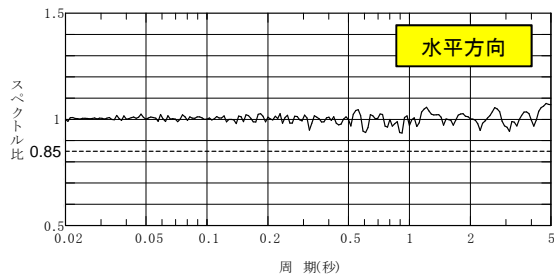
基準地震動S_s-D1の応答スペクトル比



基準地震動S_s-D2の応答スペクトル比



基準地震動S_s-D3の応答スペクトル比



応答スペクトルの強度値の比(SI比)

模擬地震波	SI比 (周期0.1~2.5秒)
S _s -D1H	1.00
S _s -D1V	1.00
S _s -D2H	1.00
S _s -D2V	1.00
S _s -D3H	1.00
S _s -D3V	1.00

$$SI比 = \frac{\int_{0.1}^{2.5} Sv(T)dt}{\int_{0.1}^{2.5} \bar{S}v(T)dt}$$

ここで、

SI : 応答スペクトル強さ

$Sv(T)$: 模擬地震波の応答スペクトル (cm/s)

$\bar{S}v(T)$: 目標とする応答スペクトル (cm/s)

T : 固有周期 (s)

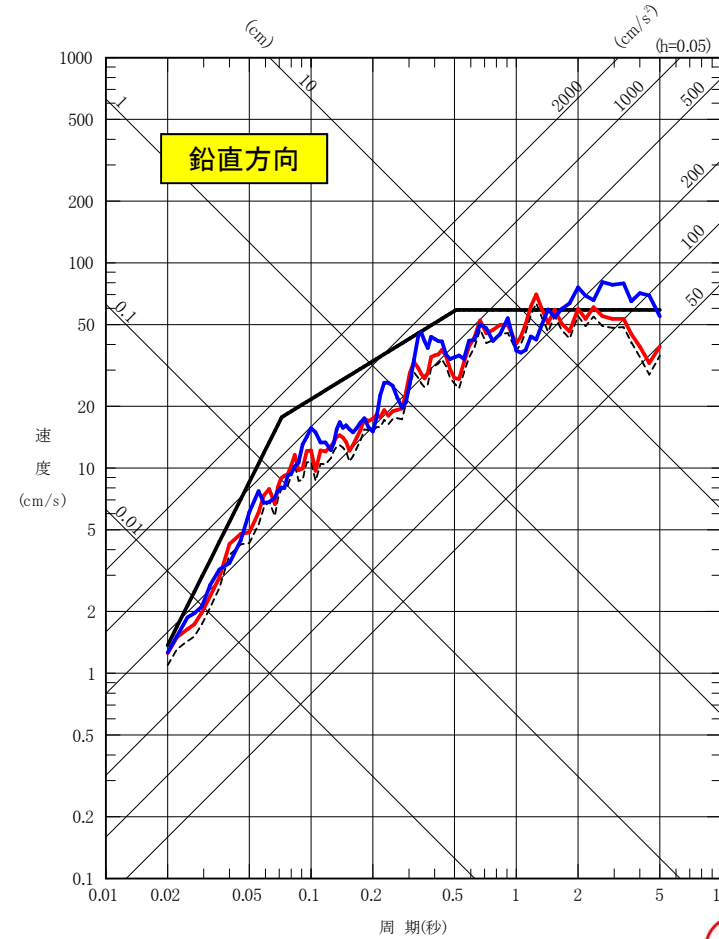
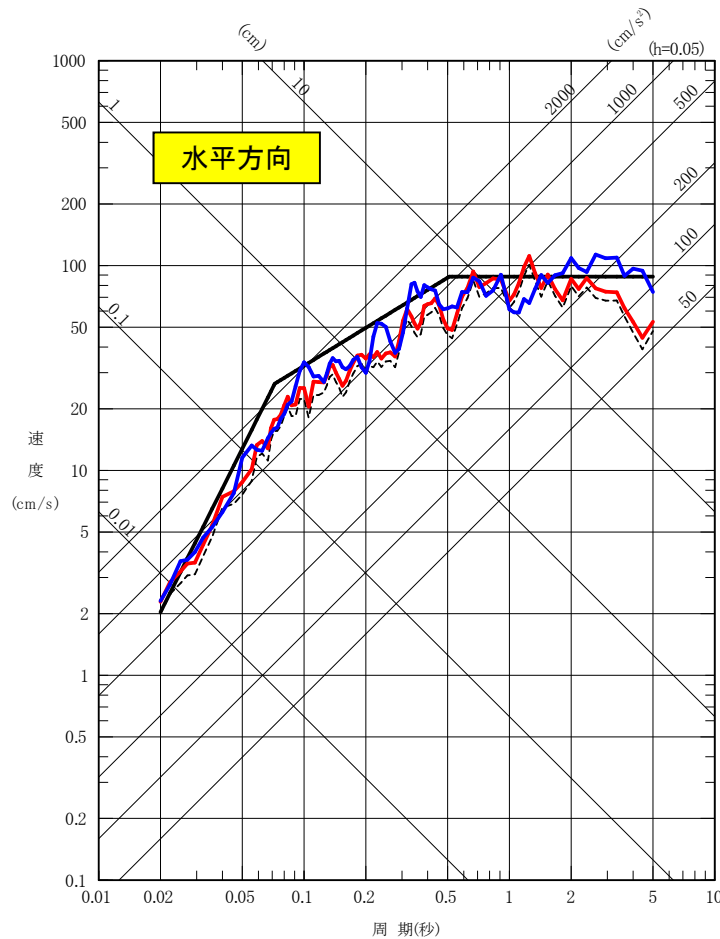
5. 基準地震動の策定 / 5.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

5.1.2 断層モデル手法による基準地震動 プレート間地震

・基準地震動S_s-D1の応答スペクトルを上回ったケースのうち、「応力降下量(短周期レベル)の不確かさケース」及び「SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳ケース」を、それぞれ基準地震動S_s-F1、基準地震動S_s-F2として採用。

- 基準地震動S_s-D1 [プレート間地震の応答スペクトル手法による基準地震動]
- 基準地震動S_s-F1 [プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動(応力降下量(短周期レベル)の不確かさ)]
- 基準地震動S_s-F2 [プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動(SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳)]
- - - 基本ケースの断層モデル手法による地震動評価※

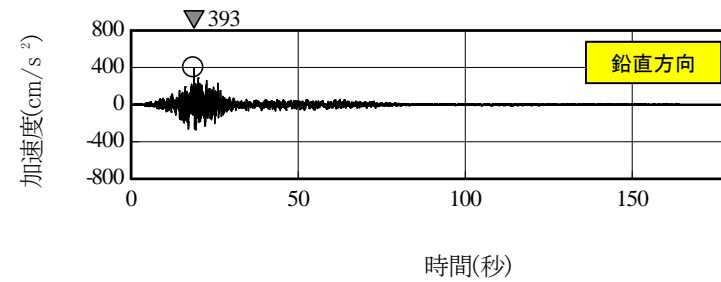
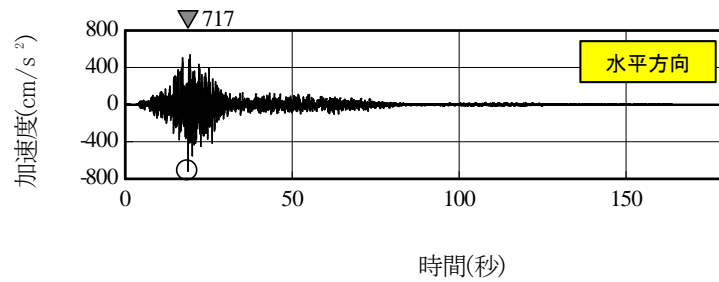
※S_s-F1が基本ケースを全周期帯で上回る。



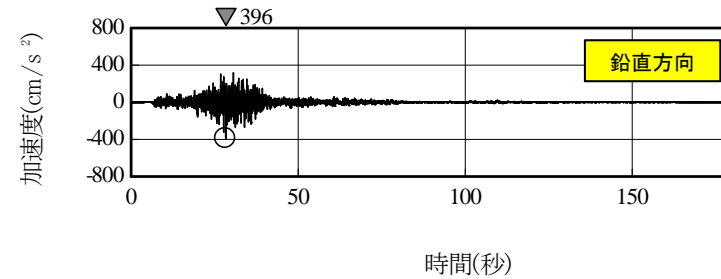
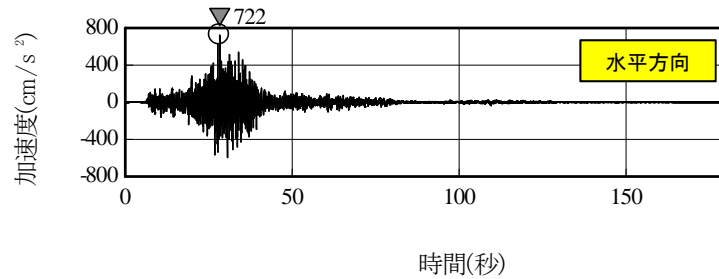
5. 基準地震動の策定/5.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

5.1.2 断層モデル手法による基準地震動 プレート間地震

基準地震動Ss-F1の加速度時刻歴波形



基準地震動Ss-F2の加速度時刻歴波形

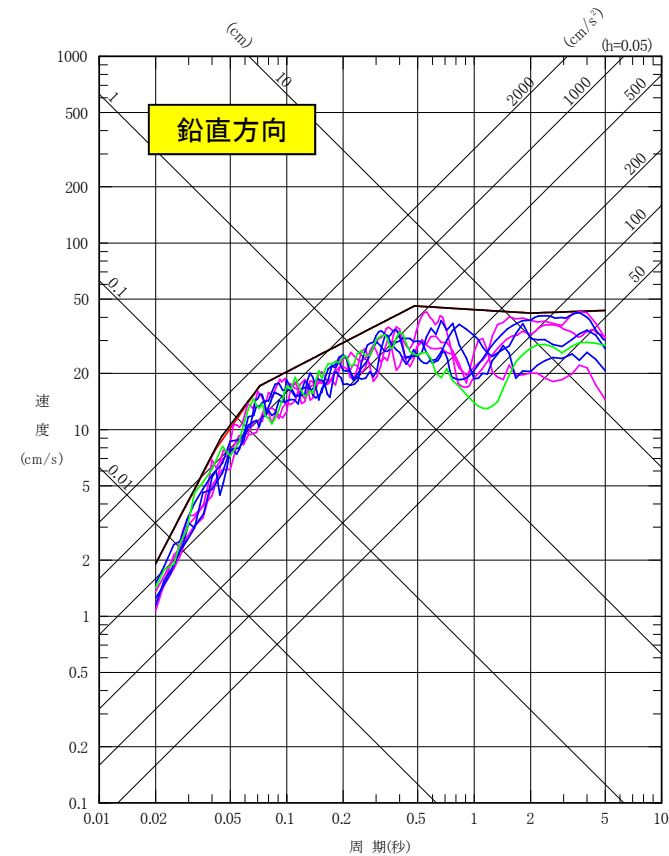
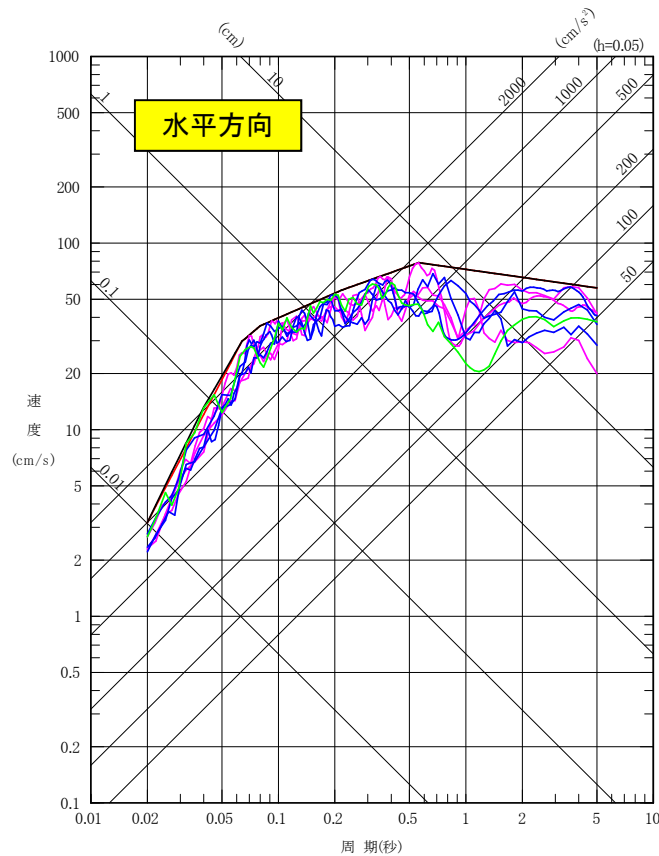


5. 基準地震動の策定 / 5.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

5.1.2 断層モデル手法による基準地震動 海洋プレート内地震(SMGAマントル内)

- ・基準地震動Ss-D2の設計用応答スペクトルは、裕度確保の観点から海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の断層モデル手法による地震動評価結果を全て包絡するように申請時の設計用応答スペクトルを見直している。
- ・なお、不確かさケース3(SMGAマントル内集約)は、申請時の基準地震動の設計用応答スペクトルを超過する。

- 基準地震動Ss-D2 [海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
- 基本ケース(SMGAマントル内シミュレーションベース)の断層モデル手法による地震動評価: 申請時(H25.12)断層モデル手法による地震動評価
- 不確かさケース1(SMGAマントル内シミュレーションアレンジ)の断層モデル手法による地震動評価
- 不確かさケース3(SMGAマントル内集約)の断層モデル手法による地震動評価
- 申請時(H25.12) 基準地震動Ss-2

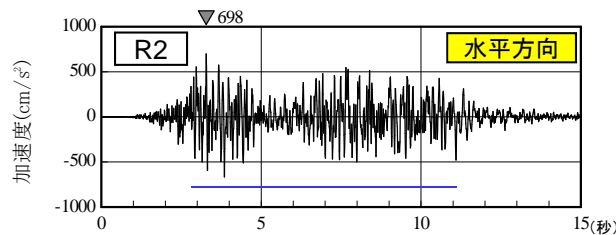
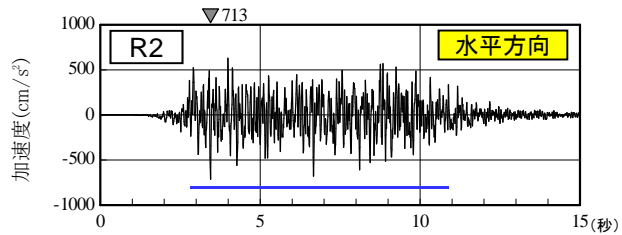
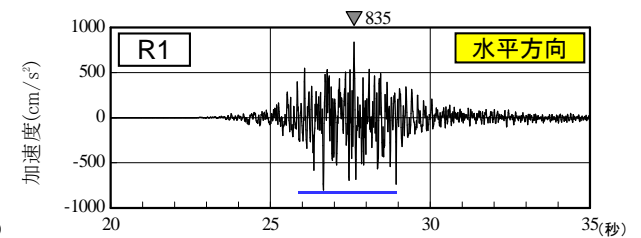
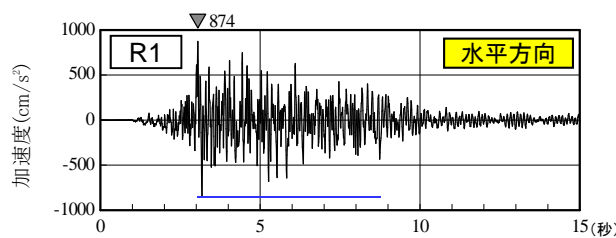
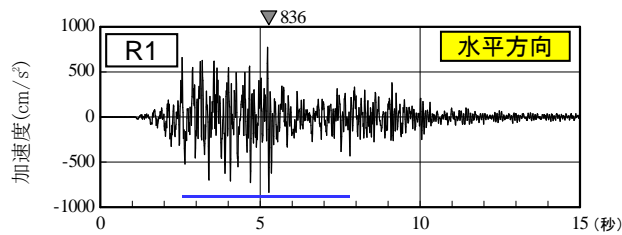


5. 基準地震動の策定 / 5.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

5.1.2 断層モデル手法による基準地震動 海洋プレート内地震(SMGAマントル内)

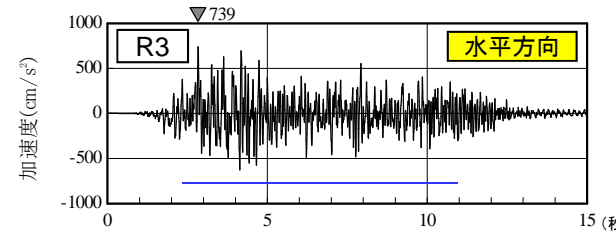
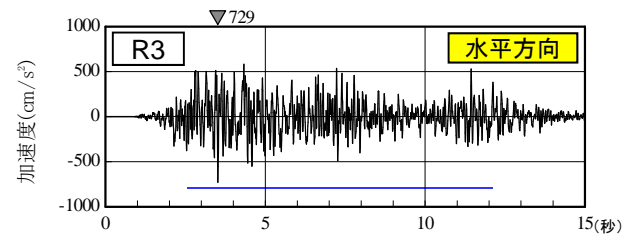
➤ 断層モデル手法による地震動の時刻歴波形の特徴

・各ケースの時刻歴波形を比較すると、特に継続時間に差異が見られる。すなわち、不確かさケース3は、サイトとSMGAの相対的位置関係(SMGAを2つに集約し破壊開始点が断層下端中央)から、主要動の継続時間が他のケースの1/2程度と短い特徴を有している。



不確かさケース3(SMGAマントル内集約)

— : 主要動部
(最大加速度値の0.5倍以上)



基本ケース(SMGAマントル内シミュレーションベース)

不確かさケース1(SMGAマントル内シミュレーションアレンジ)

5. 基準地震動の策定 / 5.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

5.1.2 断層モデル手法による基準地震動 海洋プレート内地震(SMGAマントル内)

➤ 断層モデル手法による基準地震動の選定: 継続時間, 位相特性

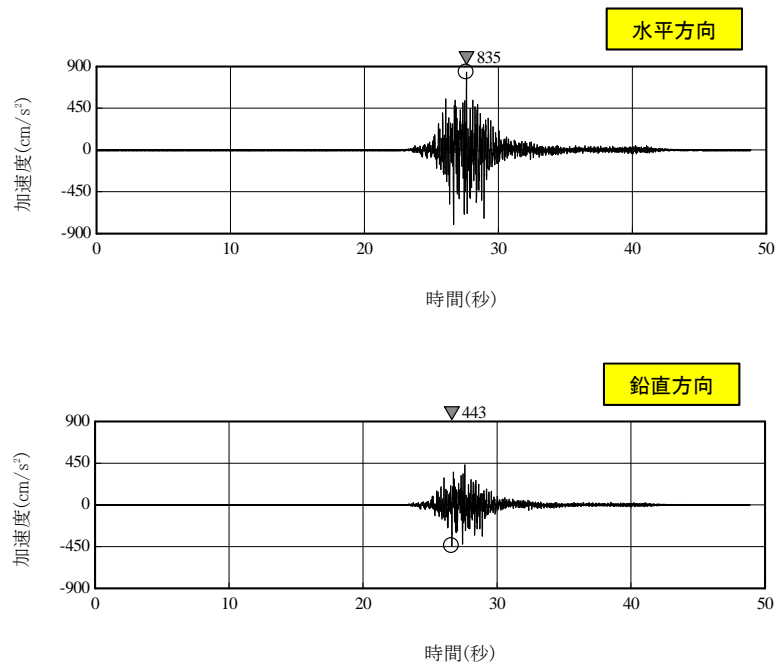
【継続時間, 位相特性の特徴】

- ・海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の断層モデル手法による地震動評価結果は, 内陸地殻内地震と比較すると短周期成分に富んでいる。
- ・不確かさケース3は, サイトとSMGAとの相対的位置関係から, 主要動が最も短い(緻密)という特徴を有している。

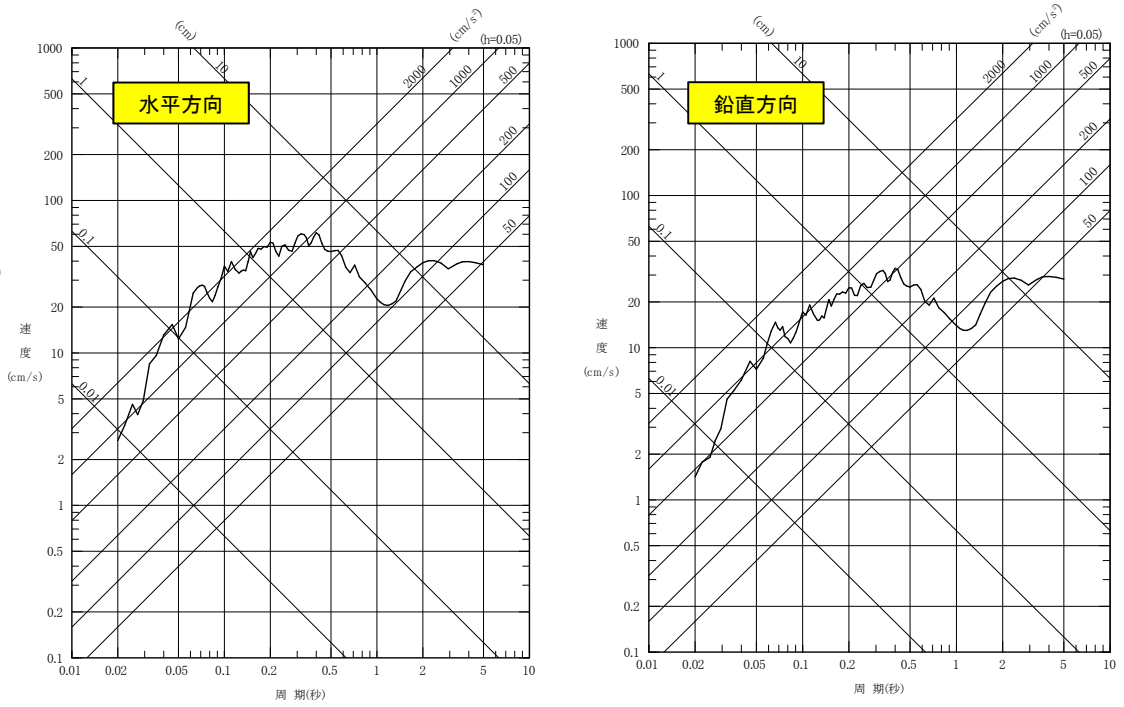
【継続時間, 位相特性の特徴が施設に与える影響】

- ・地震動はもともと短周期のフーリエ振幅がばらつく傾向を有しており, 地震応答解析における建屋の非線形特性等の影響によって位相に相対的変化が加わると, 短周期成分が重畳し, 建屋応答としてもばらつく場合がある。このような短周期側の応答のばらつきは, 短周期成分が富み, かつ主要動が短い(緻密)場合, さらに顕著になる傾向にある。不確かさケース3は, 短周期が卓越し, また主要動の継続時間が最も短いという特徴を有していることから, 断層モデル手法による基準地震動として不確かさケース3を選定する。

基準地震動Ss-F3の加速度時刻歴波形



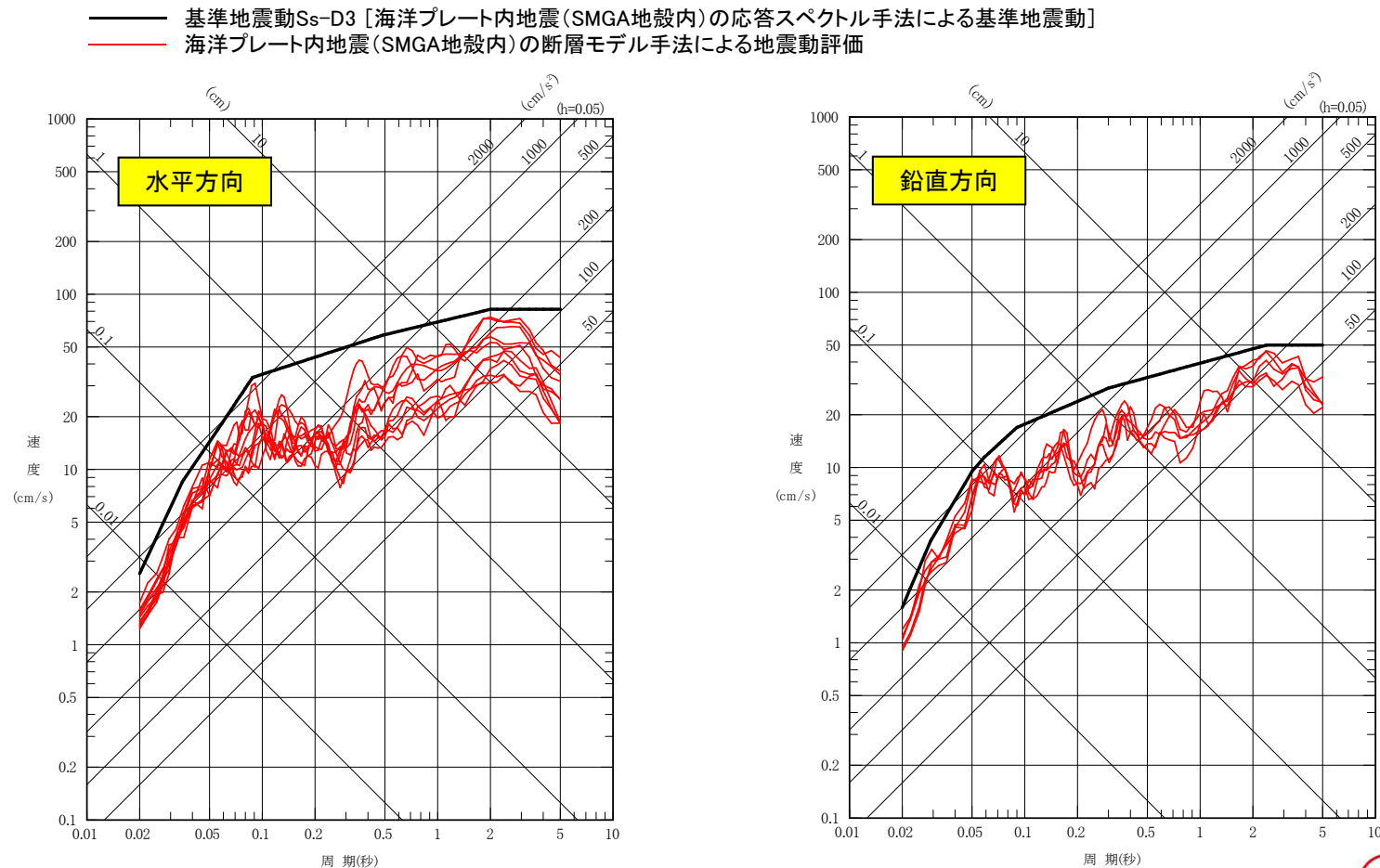
—— 基準地震動Ss-F3
[海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の断層モデル手法による基準地震動 (SMGAマントル内集約)]



5. 基準地震動の策定 / 5.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

5.1.2 断層モデル手法による基準地震動 海洋プレート内地震(SMGA地殻内)

- ・基準地震動Ss-D3の設計用応答スペクトルは、海洋プレート内地震(SMGA地殻内)の断層モデル手法による地震動評価結果を全て包絡するよう設定している。
- ・海洋プレート内地震(SMGA地殻内)の応力降下量は約90MPaと海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の約120MPaより小さいこと、その結果、短周期成分も小さい傾向にあることから、特に断層モデル手法による地震動を基準地震動として選定せず、基準地震動は応答スペクトル手法による基準地震動Ss-D3で代表する。

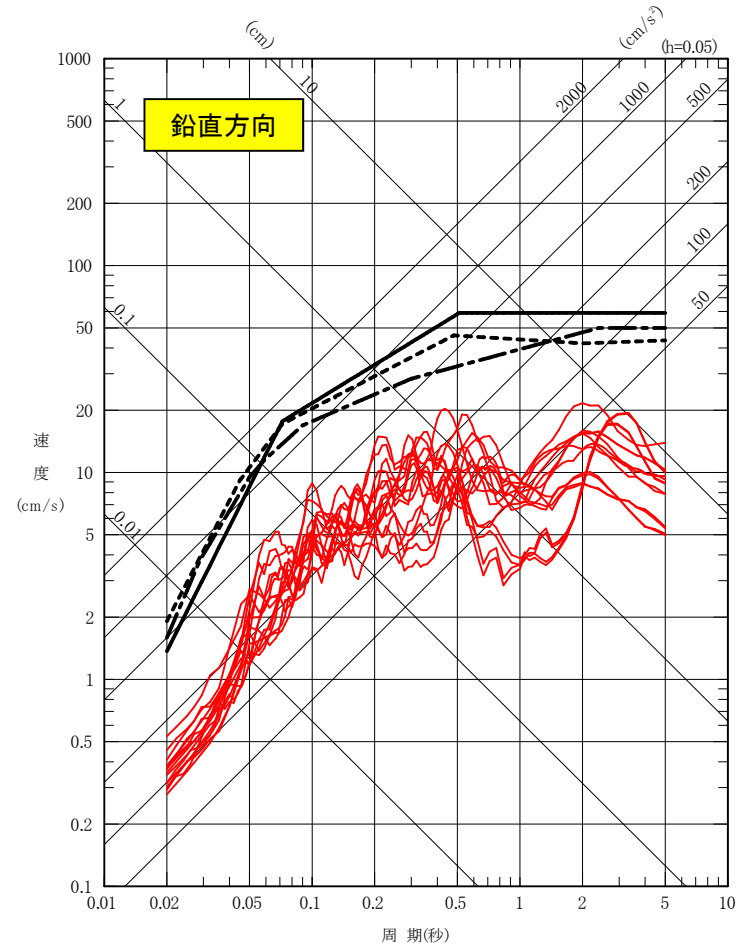
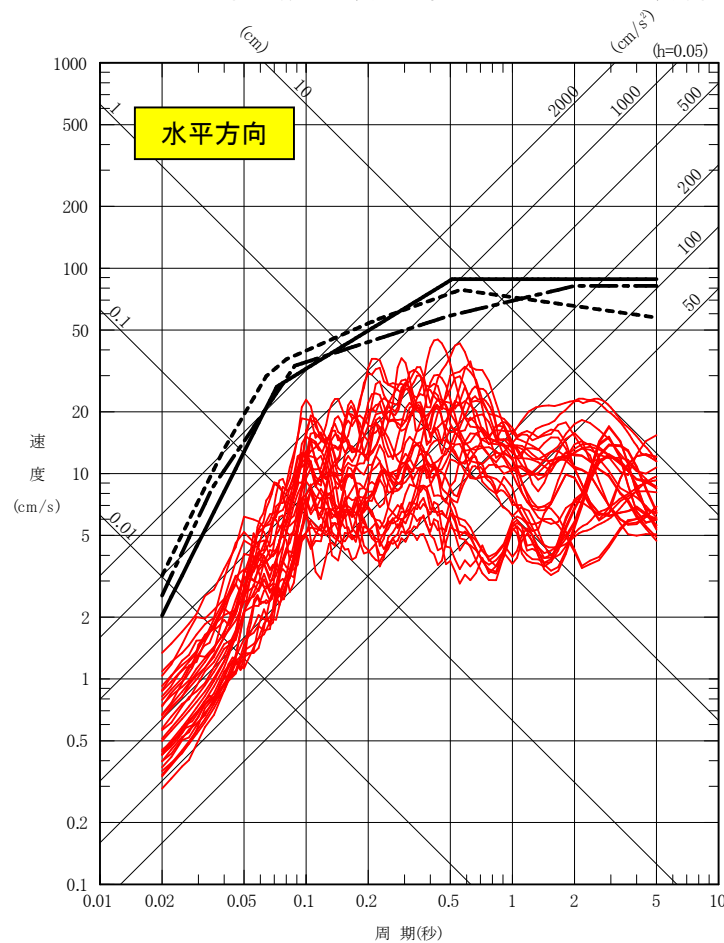


5. 基準地震動の策定/5.1 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

5.1.2 断層モデル手法による基準地震動 内陸地殻内地震

・内陸地殻内地震の断層モデル手法による地震動評価結果は、基準地震動Ss-D1, Ss-D2及びSs-D3の設計用応答スペクトルを下回る。

- 基準地震動Ss-D1 [プレート間地震の応答スペクトル手法による基準地震動]
- - - 基準地震動Ss-D2 [海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
- · - 基準地震動Ss-D3 [海洋プレート内地震(SMGA地殻内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
- 内陸地殻内地震の断層モデル手法による地震動評価



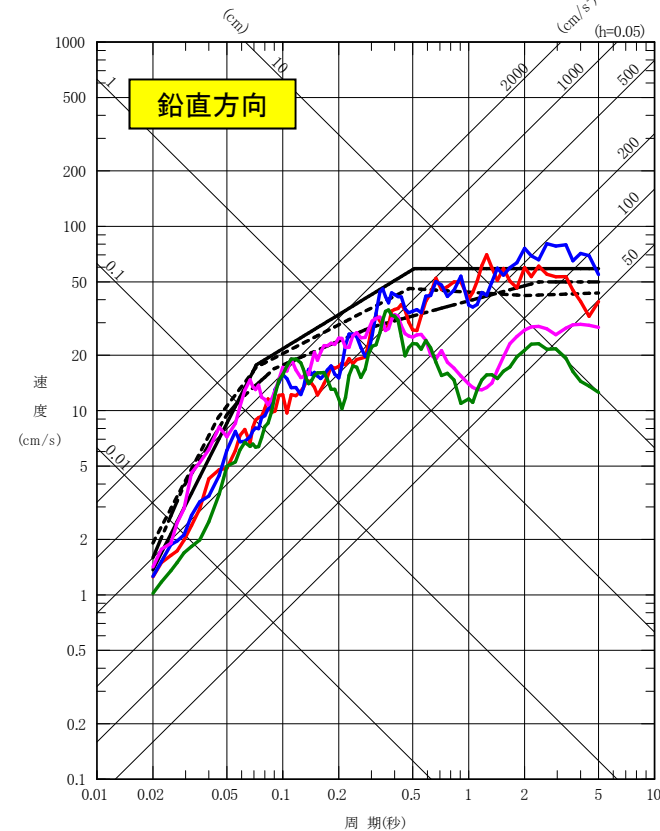
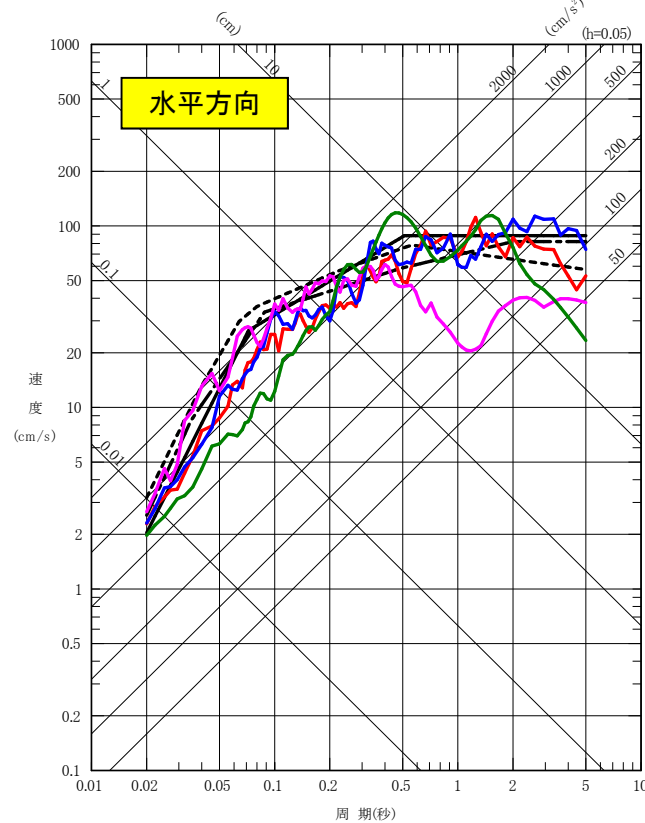
5. 基準地震動の策定

5.2 震源を特定せず策定する地震動

・震源を特定せず策定する地震動と、敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の評価結果に基づき設定した基準地震動S_sを比較する。

・2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した地震動は、水平方向の一部周期帯で震源を特定して策定する地震動の評価結果に基づき設定した基準地震動S_sを上回るため、基準地震動S_s-N1として設定する。

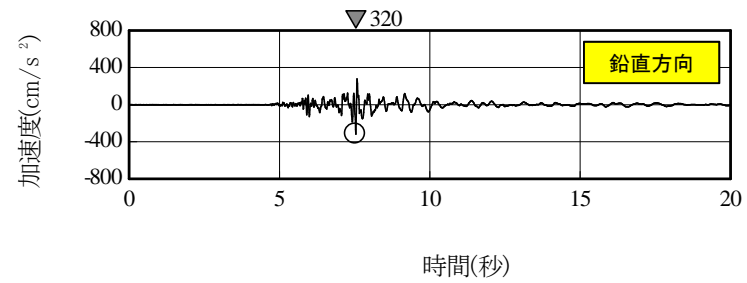
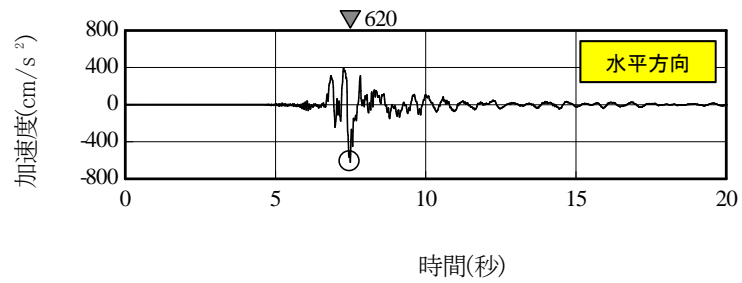
- 基準地震動S_s-D1 [プレート間地震の応答スペクトル手法による基準地震動]
- - - 基準地震動S_s-D2 [海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
- · - 基準地震動S_s-D3 [海洋プレート内地震(SMGA地殻内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
- 基準地震動S_s-F1 [プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動(応力降下量(短周期レベル)の不確かさ)]
- 基準地震動S_s-F2 [プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動(SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳)]
- 基準地震動S_s-F3 [海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の断層モデル手法による基準地震動(SMGAマントル内集約)]
- 基準地震動S_s-N1 [2004年北海道留萌支庁南部地震(K-NET港町)の検討結果に保守性を考慮した地震動]



5. 基準地震動の策定

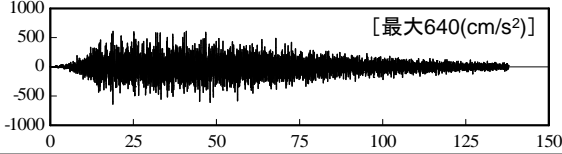
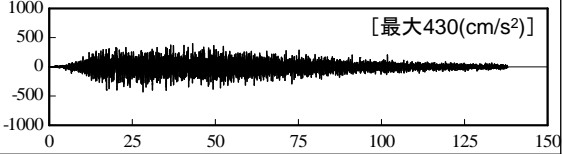
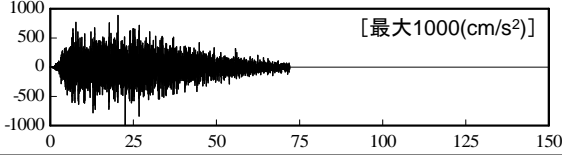
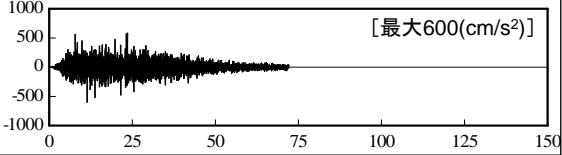
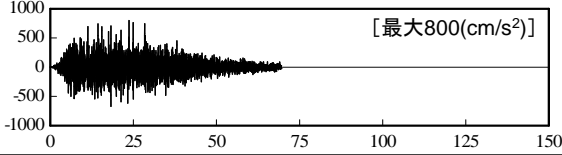
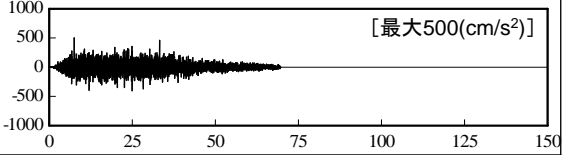
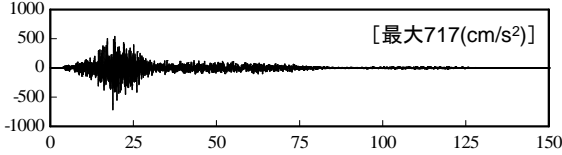
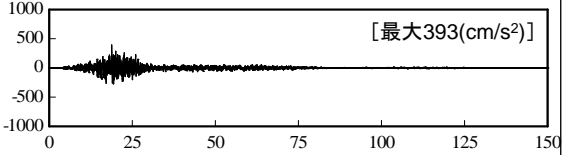
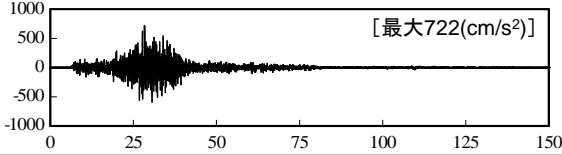
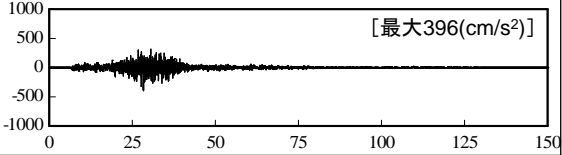
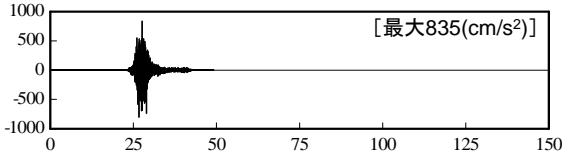
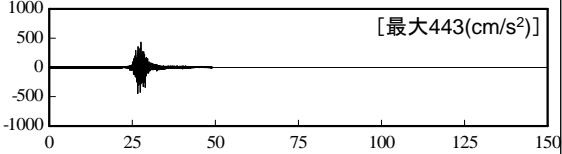
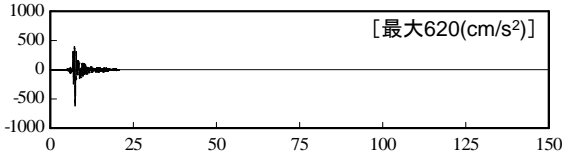
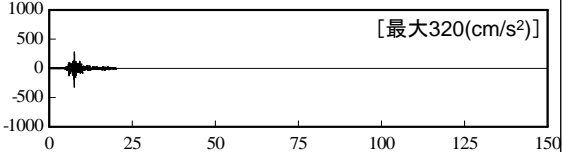
5.2 震源を特定せず策定する地震動

基準地震動Ss-N1の加速度時刻歴波形



5. 基準地震動の策定

5.3 基準地震動の策定のまとめ 最大加速度値

基準地震動		水平方向	鉛直方向
Ss-D1	プレート間地震の応答スペクトル手法による基準地震動	 [最大640(cm/s ²)]	 [最大430(cm/s ²)]
Ss-D2	海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の応答スペクトル手法による基準地震動	 [最大1000(cm/s ²)]	 [最大600(cm/s ²)]
Ss-D3	海洋プレート内地震(SMGA地殻内)の応答スペクトル手法による基準地震動	 [最大800(cm/s ²)]	 [最大500(cm/s ²)]
Ss-F1	プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動 [応力降下量(短周期レベル)の不確かさ]	 [最大717(cm/s ²)]	 [最大393(cm/s ²)]
Ss-F2	プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動 [SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳]	 [最大722(cm/s ²)]	 [最大396(cm/s ²)]
Ss-F3	海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の断層モデル手法による基準地震動(SMGAマントル内集約)	 [最大835(cm/s ²)]	 [最大443(cm/s ²)]
Ss-N1	2004年北海道留萌支庁南部地震(K-NET港町)の検討結果に保守性を考慮した地震動	 [最大620(cm/s ²)]	 [最大320(cm/s ²)]

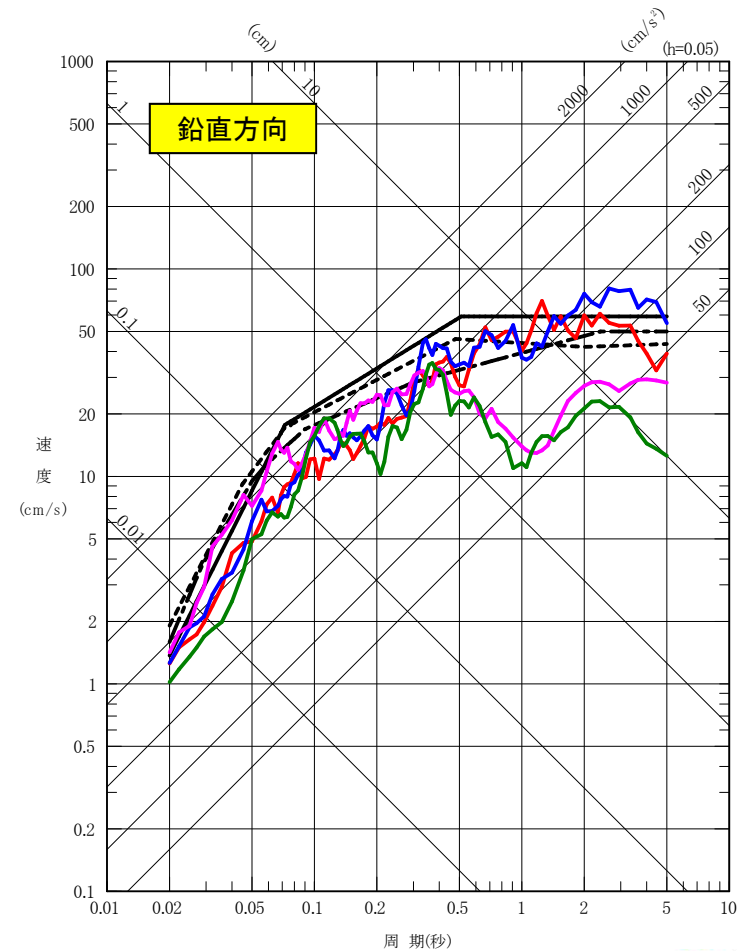
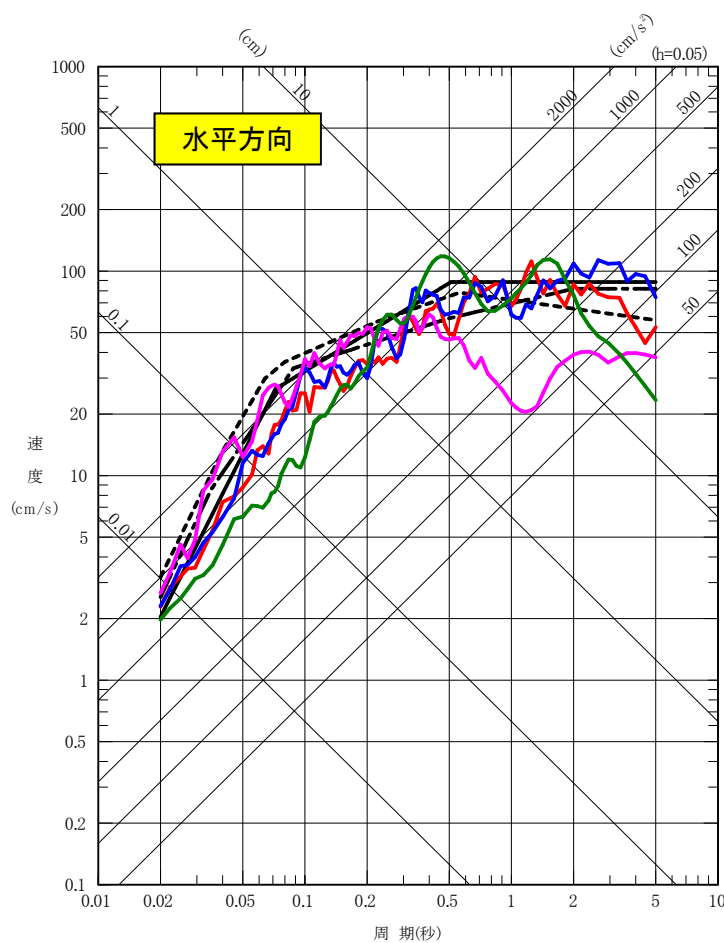
注1: 表中のグラフは各基準地震動の加速度時刻歴波形[縦軸:加速度(cm/s²), 横軸:時間(s)]

注2: 断層モデルによる基準地震動のSs-F1, Ss-F2, Ss-F3については, 3.11地震, 4.7地震の観測記録との整合性を確認したシミュレーションでの手法(統計的グリーン関数法, 放射特性一定)を用いていることから水平一方向としている。

5. 基準地震動の策定

5.3 基準地震動の策定のまとめ 応答スペクトル

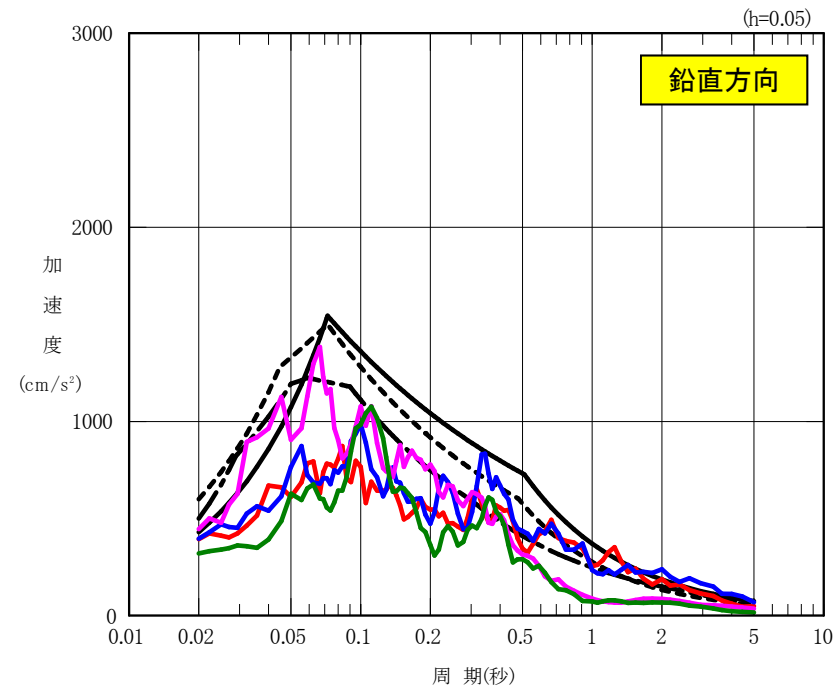
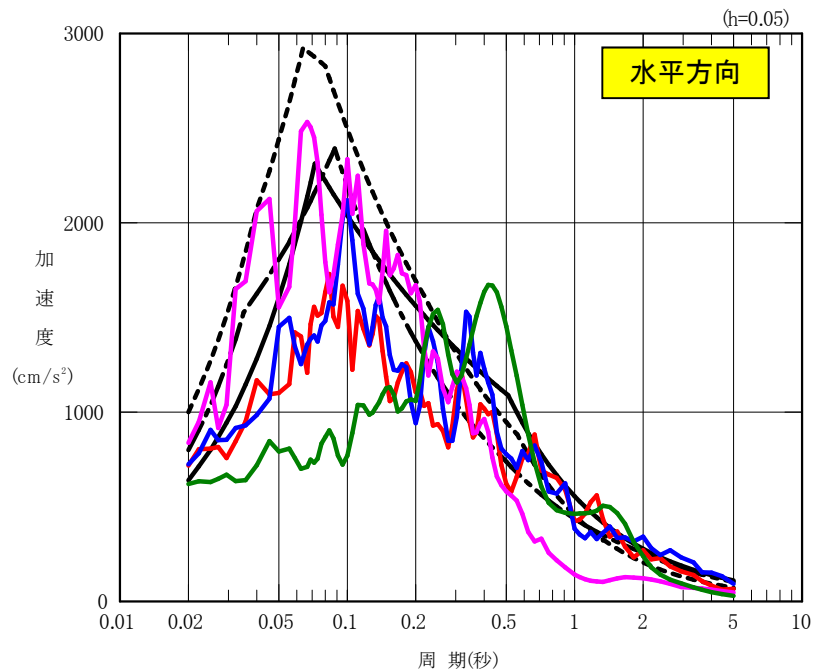
- 基準地震動Ss-D1 [プレート間地震の応答スペクトル手法による基準地震動]
- - - 基準地震動Ss-D2 [海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
- · - · 基準地震動Ss-D3 [海洋プレート内地震(SMGA地殻内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
- 基準地震動Ss-F1 [プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動(応力降下量(短周期レベル)の不確かさ)]
- 基準地震動Ss-F2 [プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動(SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳)]
- 基準地震動Ss-F3 [海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の断層モデル手法による基準地震動(SMGAマントル内集約)]
- 基準地震動Ss-N1 [2004年北海道留萌支庁南部地震(K-NET港町)の検討結果に保守性を考慮した地震動]



5. 基準地震動の策定

5.3 基準地震動の策定のまとめ 応答スペクトル

- 基準地震動Ss-D1 [プレート間地震の応答スペクトル手法による基準地震動]
- - - 基準地震動Ss-D2 [海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
- · - · 基準地震動Ss-D3 [海洋プレート内地震(SMGA地殻内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
- 基準地震動Ss-F1 [プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動(応力降下量(短周期レベル)の不確かさ)]
- 基準地震動Ss-F2 [プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動(SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳)]
- 基準地震動Ss-F3 [海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の断層モデル手法による基準地震動(SMGAマントル内集約)]
- 基準地震動Ss-N1 [2004年北海道留萌支庁南部地震(K-NET港町)の検討結果に保守性を考慮した地震動]



6. 基準地震動の年超過確率の参照

6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.1 確率論的地震ハザードの評価方針

■基本方針

一般社団法人日本原子力学会「原子力発電所に対する地震を起因とした確率論的リスク評価に関する実施基準:2015」に基づき、専門家活用水準1として地震ハザード評価を実施し、基準地震動の応答スペクトルがどの程度の年超過確率に相当するかを確認する。

専門家活用水準1:地震ハザードの不確かさへの影響が比較的小さい水準を想定し、TI(Technical Integrator, ロジックツリーの技術的な纏め役)が文献レビュー及び自らの経験に基づきコミュニティ分布(科学的集団が総合的に評価するその時点での不確かさの客観的分布)を評価し、ロジックツリーを作成する。

■震源モデルの設定※

特定震源モデルと領域震源モデルを設定する。モデルの設定に際しては、地震調査研究推進本部の知見及び各種調査結果等を参考にする。

震源		モデルの設定	
特定震源	プレート間地震	・東北地方太平洋沖型地震	神田ほか(2012), 諸井ほか(2013), 地震調査研究推進本部(2013)に基づき設定
		・宮城県沖地震	地震調査研究推進本部(2005), 地震調査研究推進本部(2013)に基づき設定
	活断層による地震	地質調査結果, [新編]日本の活断層, 地震調査研究推進本部(2009), (2013), 今泉ほか(2018)に基づき設定	
領域震源	領域区分	地震調査研究推進本部(2013)に基づき設定	
	最大マグニチュード	地震調査研究推進本部(2013)に基づき設定	
	発生頻度	気象庁カタログのデータを用いたG-R式より算定	

※確定論においては、海洋プレート内地震のうち2011年4月7日型地震を検討用地震として評価しているが、ハザード評価においては地震活動性等の特徴を踏まえ、海洋プレート内地震を領域震源として設定する。

■地震動伝播モデルの設定

- 東北地方太平洋沖型地震については、Noda et al.(2002)による距離減衰式及び断層モデル手法による評価を分岐として設定する。
- その他の震源については、Noda et al.(2002)による距離減衰式を用いる。
- Noda et al.(2002)による距離減衰式に対しては、観測記録に基づいた補正またはNoda et al.(2002)の手法に基づいた補正を考慮する。

■ロジックツリーの作成

震源モデル及び地震動伝播モデルにおいて、地震ハザード評価に大きな影響を及ぼす認識論的不確かさを選定し、ロジックツリーを作成する。

6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.2 特定震源モデルの設定 プレート間地震

■地震調査研究推進本部(2013)を参考に「東北地方太平洋沖型地震」及び「宮城県沖地震」を対象とする。

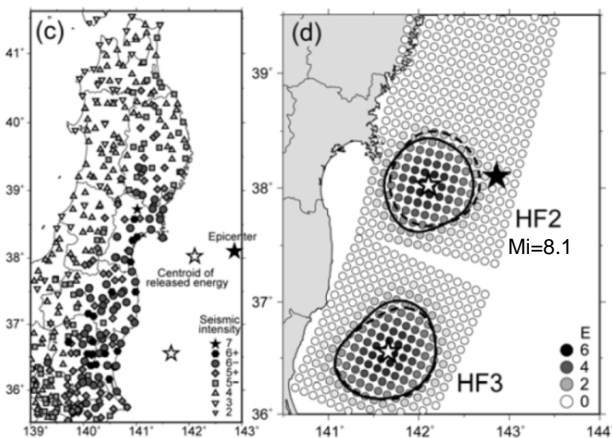
▶東北地方太平洋沖型地震

- ・Noda et al.(2002)による評価に用いる震源モデルは、神田ほか(2012)の東北地方太平洋沖地震の震度インバージョンによる短周期地震波の発生域に基づき設定。
- ・断層モデルによる評価に用いる震源モデルは、諸井ほか(2013)に基づき設定(確定論評価での3.11型地震の基本ケース)。
- ・発生確率モデルは地震調査研究推進本部(2013)に基づく更新過程とし、平均発生間隔を600年に設定。

▶宮城県沖地震

- ・震源モデルは、1978年宮城県沖地震(M7.4)の観測記録を踏まえた地震調査研究推進本部(2005)の想定宮城県沖地震の断層モデル(A1断層)に基づき設定。
- ・発生確率モデルは地震調査研究推進本部(2013)に基づくポアソン過程とし、平均発生間隔を38年に設定。

■東北地方太平洋沖型地震

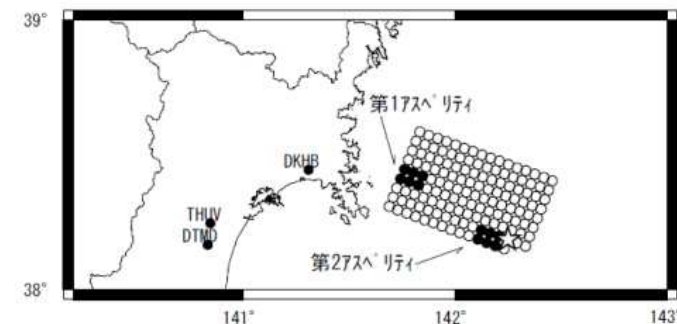


震度インバージョンによる短周期地震波の発生域
[神田ほか(2012)]



諸井ほか(2013)に基づき設定した
確定論評価における3.11型地震の基本ケース

■宮城県沖地震



1978年宮城県沖地震(M7.4)の観測記録を踏まえた想定宮城県沖地震の断層モデル(A1断層)[地震調査研究推進本部(2005)]

検討地震	Noda et al.(2002)		断層モデル手法		平均発生間隔(年) ^{※1}	備考
	M	等価震源距離 Xeq(km)	Mw	断層長さ及び断層幅(km)		
東北地方太平洋沖型地震	8.1	76.3	9.0	500×200	600 ^{※2}	更新過程

※1:地震調査研究推進本部(2013)に基づく ※2:地震調査研究推進本部(2013)に基づき更新過程とし、示されている50年発生確率0%より年発生確率を算出

参考:東北地方太平洋沖型地震に関する時間軸原点の違いによる発生確率の違い

地震	時間軸原点	50年発生確率
東北地方太平洋沖型地震	2011年3月11日	20~30% ^{※3}
	2017年3月11日	ほぼ0% (10 ⁻³⁵) ^{※4}

※3:地震調査研究推進本部(2012a)に基づく ※4:平均発生間隔600年,最新活動時期は2011年3月11日, α=0.24で算出

検討地震	Noda et al.(2002)		平均発生間隔(年) ^{※5}	備考
	M	等価震源距離 Xeq(km)		
宮城県沖地震	7.4	61.8	38	ポアソン過程

※5:地震調査研究推進本部(2013)に基づく

6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.2 特定震源モデルの設定 内陸地殻内地震

■敷地から100km程度以内にある「[新編]日本の活断層」に掲載されている確実度Ⅰ及びⅡの活断層並びに敷地周辺の地質調査結果に基づいて評価した活断層等を対象とする。



➤ 地震規模

- ・地質調査結果、地震調査研究推進本部(2009)の長期評価及び今泉ほか(2018)における断層長さから松田(1975)により算定することを基本とする。
- ・F-6断層～F-9断層については、確定論の地震動評価と同様に武村(1990)による。
- ・松田式でM6.7に満たない断層については、M6.7として評価する。

➤ 地震の平均活動間隔

- ・各断層の活動度(平均変位速度)を踏まえ、採用した地震規模に対応する平均活動間隔を算定する。

＜活動度＞

「[新編]日本の活断層」を参照。記載が無いものはC級として評価。

＜平均変位速度＞

活動度に対応する平均変位速度は、松田(1975)を参考に設定する。ただし、地震調査研究推進本部(2009)の長期評価、今泉ほか(2018)において平均変位速度が示されている場合は、その値を採用。

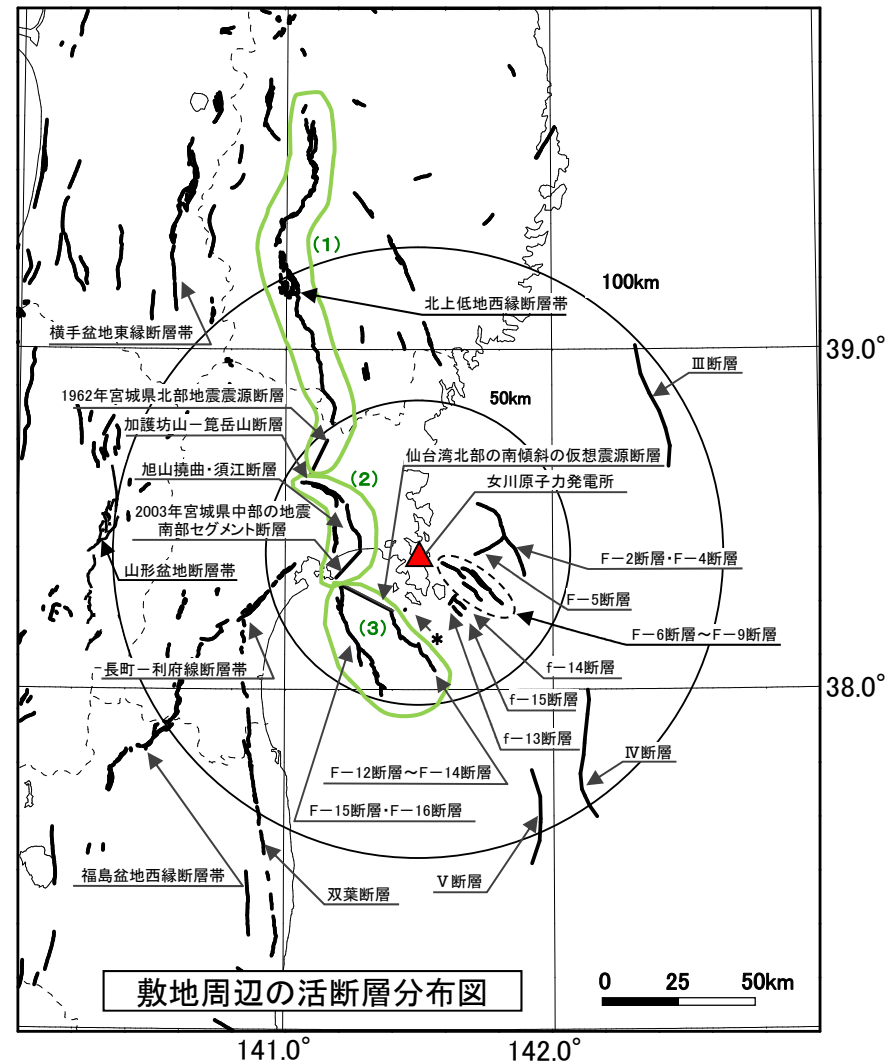
- ・地震調査研究推進本部(2013)の確率論的評価において、平均活動間隔(平均ケース)が示されている断層については、その値も適宜参照。

➤ 発生確率モデル

- ・ポアソン過程を採用する。

➤ 連動の考慮

- ・確定論において連動を考慮している断層群については、地震ハザード評価においても連動を考慮する。



* : 網地島南西沖で1測線のみで認められる断層
 (1)北上低地帯～宮城県北部の断層群による地震として連動を考慮、(2)石巻平野周辺の断層群による地震として連動を考慮、
 (3)仙台湾の断層群による地震として連動を考慮

6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.2 特定震源モデルの設定 内陸地殻内地震

■内陸地殻内地震の特定震源モデルの諸元(単独での活動)

断層名 ■:仙台湾の断層群による地震として連動を考慮 ■:石巻平野周辺の断層群による地震として連動を考慮 ■:北上低地帯～宮城県北部の断層群による地震として連動を考慮	断層長さ (km)	M	平均活動間隔				等価震源距離 Xe(km)	
			採用した地震規模に対応する平均活動間隔			地震調査研究推進本部 (2013)		採用値 (年)
			活動度	平均変位速度 (mm/年)	平均活動間隔 (年)	平均活動間隔 (年)		
F-2断層・F-4断層	27.8	7.2	C	0.05	44,165	—	44,000	24
F-5断層	11.2	6.7	C	0.05	20,943	—	20,000	23
F-6断層～F-9断層	23.7	7.2	C	0.05	37,651	—	37,000	19
F-12断層～F-14断層	24.2	7.1	C	0.05	38,446	—	38,000	32
f-13断層	3.3	6.7	C	0.05	20,943	—	20,000	17
f-14断層	5.1	6.7	C	0.05	20,943	—	20,000	23
f-15断層	3.7	6.7	C	0.05	20,943	—	20,000	24
F-15断層・F-16断層	38.7	7.5	C	0.05	61,481	—	61,000	39
網地島南西沖で1測線のみで認められる断層	—	6.7	C	0.05	20,943	—	20,000	27
Ⅲ断層	41	7.5	C	0.05	65,135	—	65,000	86
Ⅳ断層	43	7.6	C	0.05	68,312	—	68,000	82
Ⅴ断層	31	7.3	C	0.05	49,248	—	49,000	91
加護坊山-箕岳山断層	17	6.9	C	0.05	27,007	—	27,000	36
旭山撓曲・須江断層	16	6.8	C	0.05	25,419	—	25,000	28
2003年宮城県中部の地震南部セグメント断層	—	6.7	C	0.05	20,943	—	20,000	28
1962年宮城県北部地震震源断層	12	6.7	C	0.05	20,943	—	20,000	48
1900年宮城県北部の地震	—	7.0	C	0.05	31,698	—	31,000	51
長町-利府線断層帯	40	7.5	—	0.7	4,539	3,000	3,000	61
北上低地西縁断層帯	100	8.2	—	0.4	20,794	—	20,000	92
山形盆地断層帯	60	7.8	—	1	4,766	2,500	2,500	118
福島盆地西縁断層帯	70	7.9	—	0.6	9,267	—	9,000	101
双葉断層	110	8.2	—	0.5	17,475	—	17,000	87
横手盆地東縁断層帯	56	7.7	—	1	4,448	3,400	3,400	125
鬼首断層	6	6.7	B	0.5	2,094	—	2,000	87
愛子断層	2	6.7	B	0.5	2,094	—	2,000	67
作並屋敷平	9	6.7	C	0.05	20,943	—	20,000	79
遠刈田断層	7	6.7	C	0.05	20,943	—	20,000	88
鶴巻田断層	4	6.7	B	0.5	2,094	—	2,000	92
尾花沢断層	2	6.7	B	0.5	2,094	—	2,000	98
楯岡断層	1.5	6.7	B	0.5	2,094	—	2,000	96
新山寺境ノ目	2	6.7	B	0.5	2,094	—	2,000	99
田沢一里断層	5	6.7	B	0.5	2,094	—	2,000	100

6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.2 特定震源モデルの設定 内陸地殻内地震

■内陸地殻内地震の特定震源モデルの諸元(単独と連動での活動)

断層名 (■, ■, ■:連動を考慮した断層)	断層長さ (km)	M	平均活動間隔					等価震源距離 Xe _q (km)
			採用した地震規模に対応する平均活動間隔			地震調査研究推進本部 (2013)		
			活動度	平均変位速度 (mm/年)	平均活動間隔 (年)	平均活動間隔 (年)	採用値 (年)	
F-2断層・F-4断層	27.8	7.2	C	0.05	44,165	—	44,000	24
F-5断層	11.2	6.7	C	0.05	20,943	—	20,000	23
F-6断層～F-9断層	23.7	7.2	C	0.05	37,651	—	37,000	19
f-13断層	3.3	6.7	C	0.05	20,943	—	20,000	17
f-14断層	5.1	6.7	C	0.05	20,943	—	20,000	23
f-15断層	3.7	6.7	C	0.05	20,943	—	20,000	24
網地島南西沖で1測線のみで認められる断層	—	6.7	C	0.05	20,943	—	20,000	27
Ⅲ断層	41	7.5	C	0.05	65,135	—	65,000	86
Ⅳ断層	43	7.6	C	0.05	68,312	—	68,000	82
Ⅴ断層	31	7.3	C	0.05	49,248	—	49,000	91
1900年宮城県北部の地震	—	7.0	C	0.05	31,698	—	31,000	51
長町-利府線断層帯	40	7.5	—	0.7	4,539	3,000	3,000	61
山形盆地断層帯	60	7.8	—	1	4,766	2,500	2,500	118
福島盆地西縁断層帯	70	7.9	—	0.6	9,267	—	9,000	101
双葉断層	110	8.2	—	0.5	17,475	—	17,000	87
横手盆地東縁断層帯	56	7.7	—	1	4,448	3,400	3,400	125
鬼首断層	6	6.7	B	0.5	2,094	—	2,000	87
愛子断層	2	6.7	B	0.5	2,094	—	2,000	67
作並屋敷平	9	6.7	C	0.05	20,943	—	20,000	79
遠刈田断層	7	6.7	C	0.05	20,943	—	20,000	88
鶴巻田断層	4	6.7	B	0.5	2,094	—	2,000	92
尾花沢断層	2	6.7	B	0.5	2,094	—	2,000	98
楯岡断層	1.5	6.7	B	0.5	2,094	—	2,000	96
新山寺境ノ目	2	6.7	B	0.5	2,094	—	2,000	99
田沢一里断層	5	6.7	B	0.5	2,094	—	2,000	100
仙台湾の断層群による地震	43.1	7.6	C	0.05	68,471	—	68,000	28
石巻平野周辺の断層群による地震	44	7.6	C	0.05	69,901	—	69,000	31
北上低地帯～宮城県北部の断層群による地震	112	8.2	C	0.05	166,353	—	166,000	78

6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.3 領域震源モデルの設定 領域区分の設定

■領域区分の設定

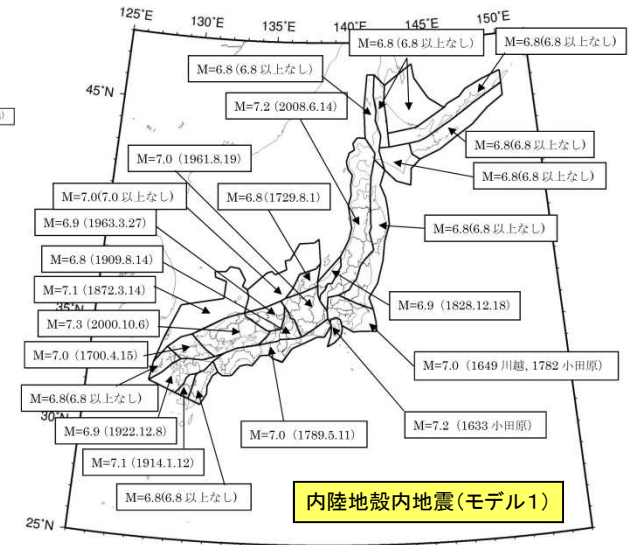
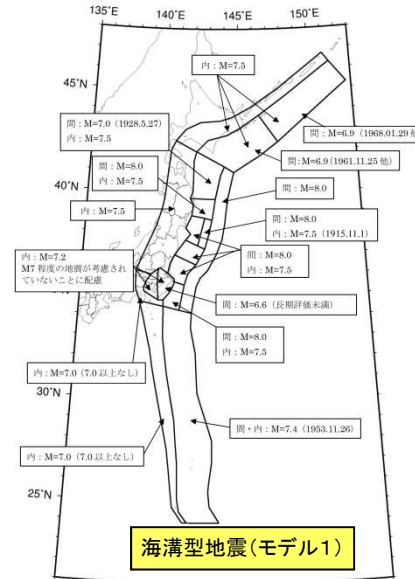
・地震調査研究推進本部(2013)において考慮されている領域区分を参照。

■最大マグニチュードの設定

・地震調査研究推進本部(2013)では、各領域における地震の長期評価結果に基づく「モデル1」と、領域震源に考慮する地震規模を大きくした場合の確率論的評価結果に与える影響を確認するための「モデル2」の2つの震源モデルが考慮されている。
⇒ それぞれのモデルにおける各領域の最大マグニチュードを参照し、ロジックツリーの分岐として考慮する。分岐の重み付けは、過去の地震の発生状況等により設定する。

■地震規模及び発生頻度

・領域ごとに気象庁カタログを用いてG-R式を算出し、そのG-R式から地震規模毎の発生頻度を算定する。



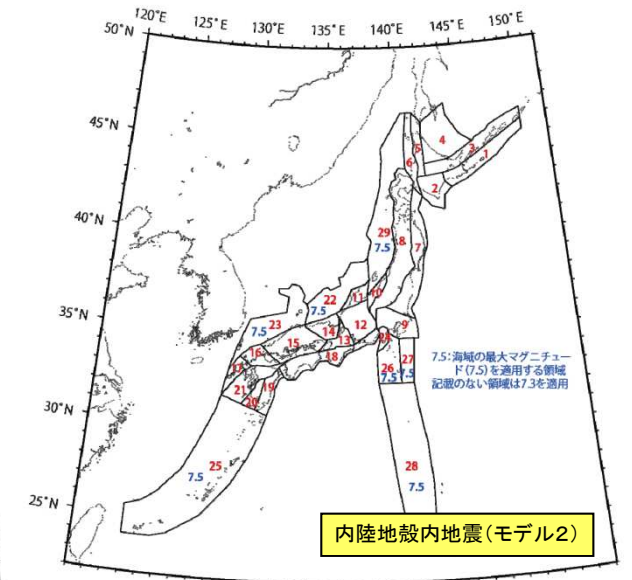
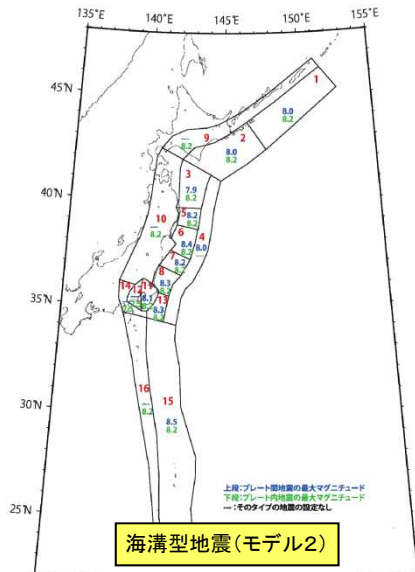
「モデル1」及び「モデル2」の概要

○モデル1(従来モデル)

- ・長期評価の結果を基本とした従来とほぼ同じ地震活動モデル。
- ・主要な活断層や海溝型地震の長期評価に基づく地震活動モデルに加えて、震源についての情報が十分に得られておらず長期評価されていない、より小規模な地震を「震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」としてモデル化したもの。

○モデル2(検討モデル)

- ・地震活動度の不確実性を大きくとるなどの検討を加えた、検討用の地震活動モデル。
- ・地震動ハザード評価の検討に向けて、従来よりも規模の大きな地震まで「震源断層をあらかじめ特定しにくい地震」としてモデル化し、長期評価未了の領域について、地震活動をモデル化する際の不確実性を考慮し、従来考慮していなかった、より規模の大きな地震の発生までを考慮するなどの変更を行ったもの。

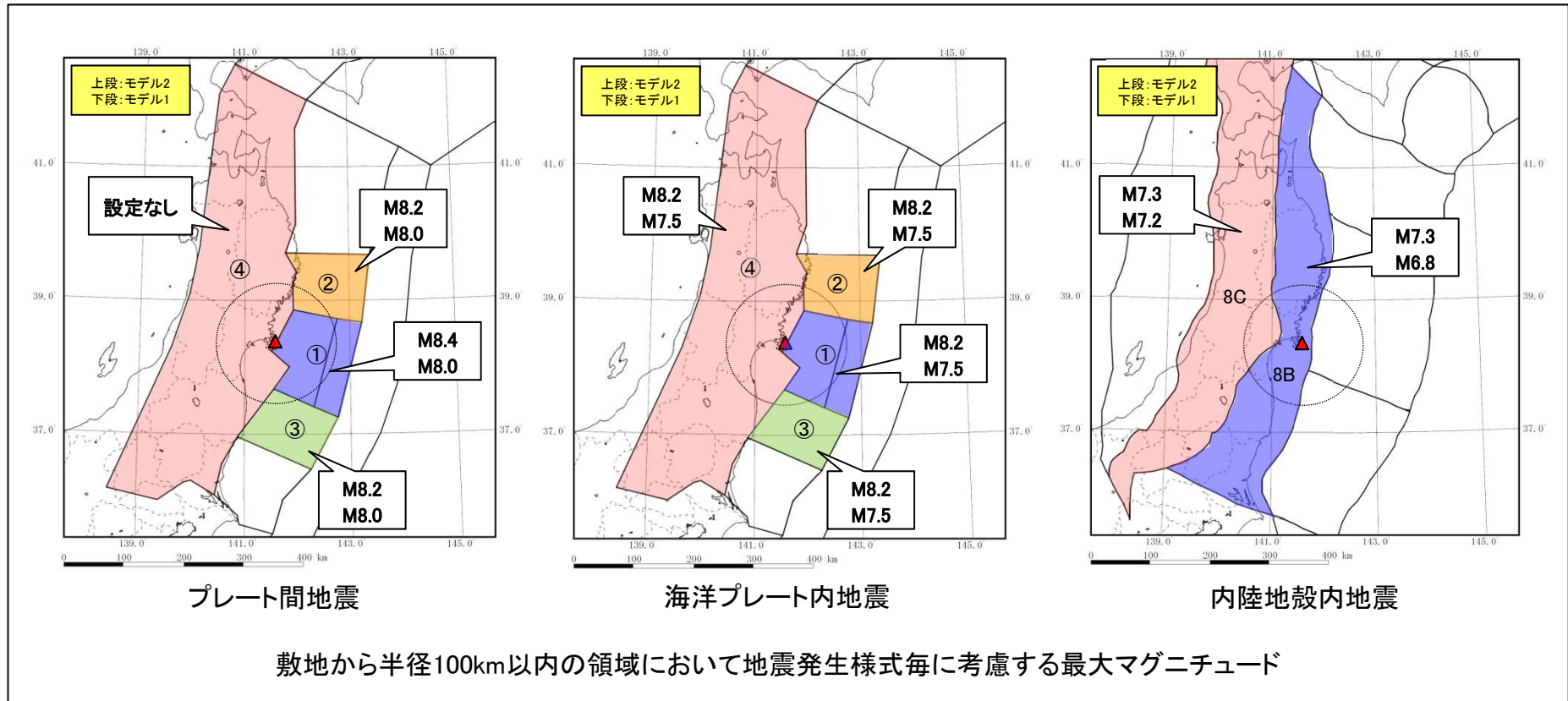


地震調査研究推進本部(2013)における各領域における最大地震規模(一部加筆)

6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.3 領域震源モデルの設定 各領域の最大マグニチュード

・敷地から半径100km以内の領域において、地震調査研究推進本部(2013)における「モデル1」及び「モデル2」を参照し、地震発生様式毎に考慮する最大マグニチュードを整理。



・モデル1及びモデル2の最大マグニチュードについて、ロジックツリーの分岐を設定する。

6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.3 領域震源モデルの設定 各領域の最大マグニチュードの重み付け

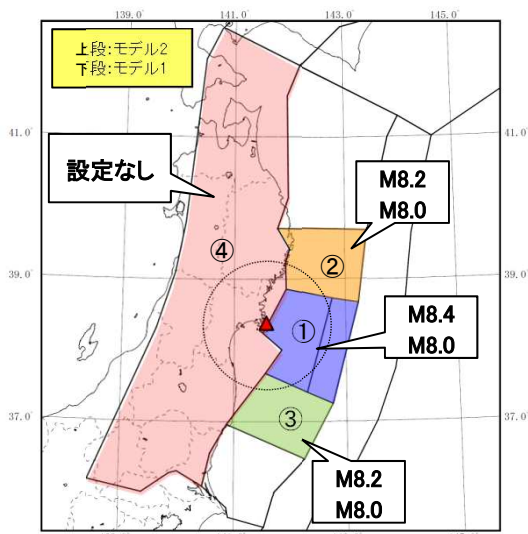
■プレート間地震

【最大マグニチュードの重み付け】

- 地震調査研究推進本部(2013)のモデル1では、東北地方太平洋沖地震後の影響としてM8.0までの余震の発生を考慮している。また、モデル2では各領域面積から最大マグニチュードを設定している。
- 地震調査研究推進本部(2012b)に示されている①領域「宮城県沖＋三陸沖南部海溝寄り」で過去に発生した地震の規模を参照して、最大マグニチュードの重み付けを設定。
⇒M8を超えるものをモデル2のM8.4、M7クラスをモデル1のM8.0に置き換え、分岐を1/8と7/8に設定。※②領域「三陸沖中部」と③領域「福島県沖」にも準用。

【余効滑りの考慮】

- プレート境界地震の発生後には、本震の発生領域の周囲で余効滑りが起きることが知られており、今回の巨大地震の発生後にも、地殻変動データから太平洋プレートの上面で余効滑りが観測されている。[加藤(2012)]
⇒①領域「宮城県沖＋三陸沖南部海溝寄り」において「余効滑り」の分岐を設定する。



領域	最大M	分岐	備考
①宮城県沖＋三陸沖南部海溝寄り	8.4	1/8	余震・余効滑りについて1/2の分岐も考慮
	8.0	7/8	
②三陸沖中部	8.2	1/8	①領域の分岐を準用
③福島県沖	8.0	7/8	

敷地から半径100km以内の領域において考慮する最大マグニチュード

発生年月日	地震名(通称)	宮城県沖 繰り返し	宮城県沖 繰り返し以外	三陸沖 南部 海溝寄り 繰り返し	三陸沖 南部 海溝寄り 繰り返し以外	福島県沖	M
2011/3/11 14:46	東北地方太平洋沖地震	○	○	○	○	○	9.0
869/7/13	貞観地震	○	○	○	○	○	8.3
1897/2/20		○	①				7.4
1933/6/19		○	②				7.1
1936/11/3		○	②				7.4
1937/7/27		○	②				7.1
1978/6/12	1978年 宮城県沖地震	○	③				7.4
2005/8/16		○	④				7.2
1898/4/23			○	⑤			7.2
2003/5/26			○				7.1
2011/4/7			○				7.2
1793/2/17		△	△	○	△	①	7.9※
1897/8/5				○	⑥		7.7
1915/11/1					○	⑦	7.5
2011/3/9					○		7.3
1938/11/5	福島県 東方沖地震					○	7.5
1938/11/5						○	7.3
1938/11/6						○	7.4

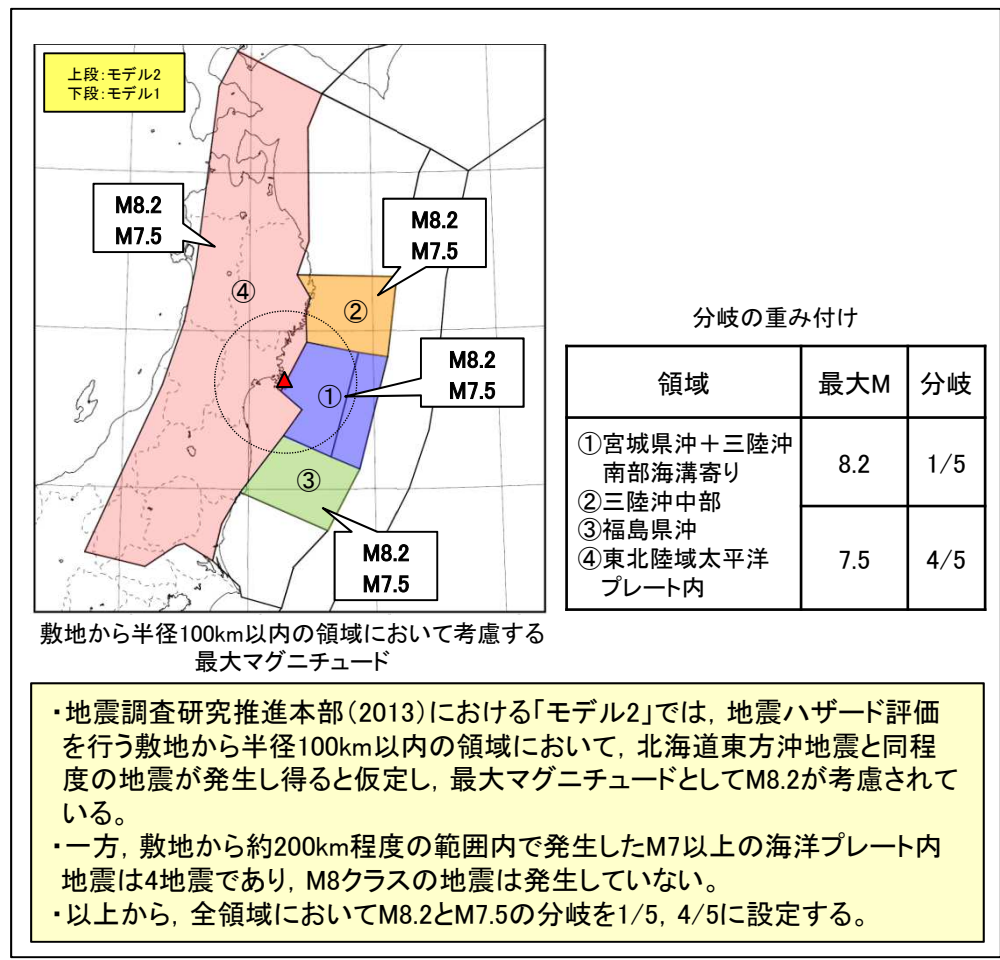
※1793年の地震は三陸沖南部海溝寄りと宮城県沖で連動した可能性があり、連動した場合の地震規模はM8.2程度とされている。

主な地震の発生領域の目安[地震調査研究推進本部(2012b)]に一部加筆]

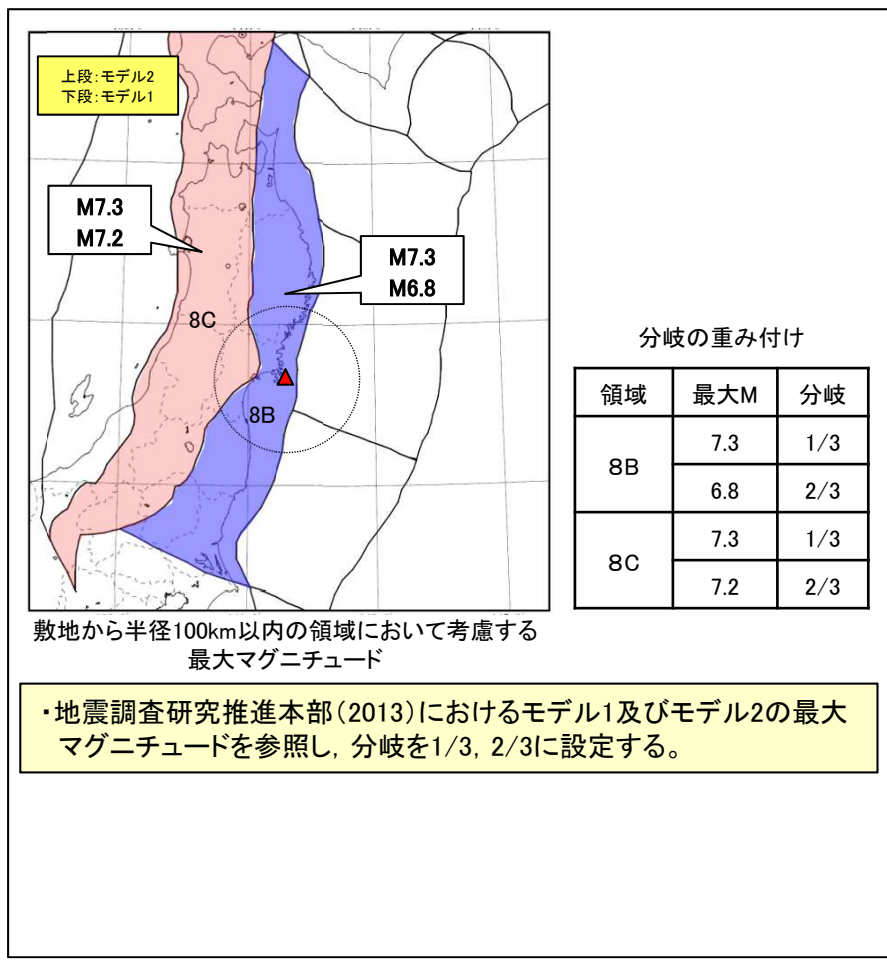
6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.3 領域震源モデルの設定 各領域の最大マグニチュードの重み付け

■ 海洋プレート内地震*



■ 内陸地殻内地震



※日本原子力学会(2015)における領域震源モデルと対象地震との対応付け
海洋プレート内地震について、「将来発生する一つの地震の位置、規模、頻度を特定して取り扱うことが困難であるため、地震活動特性がある程度均質であると考えられる領域内での地震群としての特性を確率モデルで記述する必要がある。」とされている。

⇓

女川の確定論評価で検討用地震として評価している2011年4月7日型地震は、ハザード評価においては領域震源に含める。

6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.4 地震動評価手法

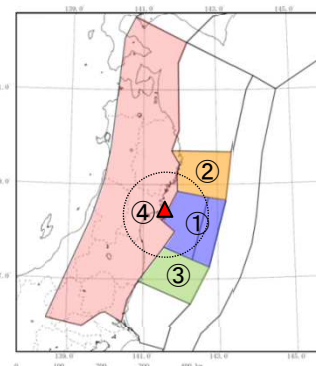
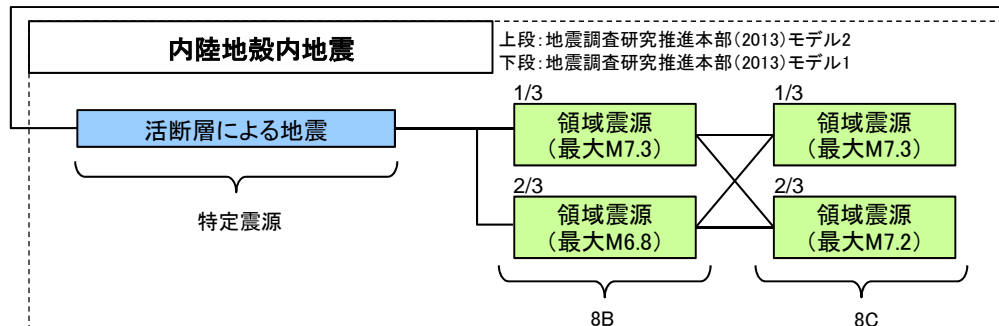
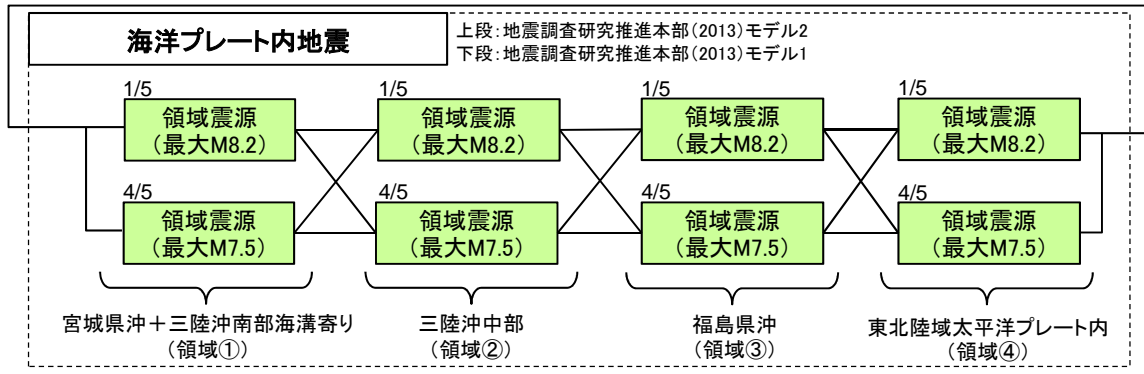
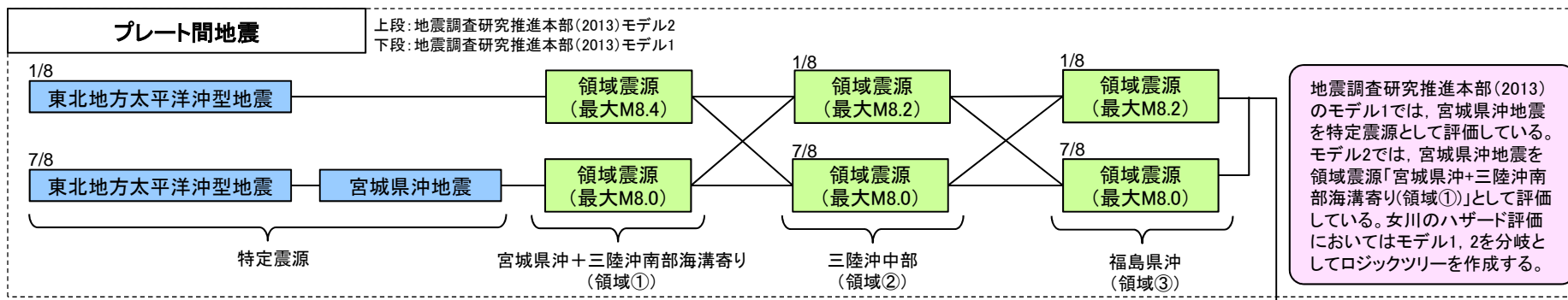
- プレート間地震の特定震源などにおいてNoda et al.(2002)による評価を用いる場合には、宮城県沖の同じ領域で繰り返しM7クラスの地震が発生していること、また、敷地において得られた強震記録に基づいて策定した補正係数を採用していることを踏まえ、ばらつき評価においては、森川ほか(2006)を参照し $\beta = 0.35$ を採用することとし、東北地方太平洋沖型地震の断層モデル手法にも準用する。
- 上記以外の地震に対し、敷地における観測記録による補正係数またはNoda et al.(2002)の補正係数を採用する場合のばらつき評価においては、池浦・野田(2005)を参照し $\beta = 0.40, 0.45$ を考慮する。
- Noda et al.(2002)に補正係数を用いない場合は、 $\beta = 0.50$ を採用する。

考慮する震源		評価手法	補正係数	ばらつき	ばらつきの打ち切り
特定震源	プレート間地震	宮城県沖地震	Noda et al.(2002) 敷地における観測記録とNoda et al.(2002)の比に短周期レベルを考慮した補正係数	0.35 [森川ほか(2006)]	東北地方太平洋沖型地震を上限として 2σ に設定
		東北地方太平洋沖型地震	Noda et al.(2002) 敷地における観測記録とNoda et al.(2002)の比に短周期レベルを考慮した補正係数	0.35 [森川ほか(2006)]	3σ
	断層モデル手法	-			
	活断層による地震	Noda et al.(2002)	Noda et al.(2002)の内陸補正	0.45 [池浦・野田(2005)] 0.40 [池浦・野田(2005)]	3σ
領域震源	プレート間地震		Noda et al.(2002) 敷地における観測記録とNoda et al.(2002)の比に短周期レベルを考慮した補正係数	0.35 [森川ほか(2006)]	3σ
		①宮城県沖+三陸沖南部海溝寄り ②三陸沖中部 ③福島県沖	Noda et al.(2002) 敷地における観測記録とNoda et al.(2002)との比に基づく補正係数	0.45 [池浦・野田(2005)] 0.40 [池浦・野田(2005)]	3σ
			補正なし	0.50	
	海洋プレート内地震	Noda et al.(2002)	敷地における観測記録とNoda et al.(2002)との比に基づく補正係数	0.45 [池浦・野田(2005)] 0.40 [池浦・野田(2005)]	3σ
内陸地殻内地震	Noda et al.(2002)	Noda et al.(2002)の内陸補正	0.45 [池浦・野田(2005)] 0.40 [池浦・野田(2005)]	3σ	

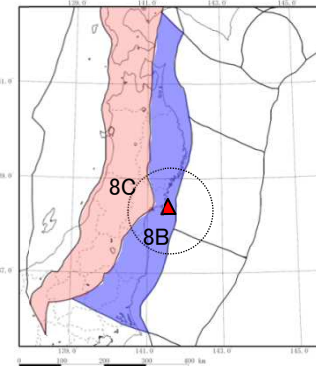
6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.5 ロジックツリー 全体概要

- 地震調査研究推進本部(2013)においては、モデル1, 2に基づく評価がそれぞれなされている。また、日本原子力学会(2015)では、対象とする認識論的不確実さ要因について、判断が分かれる項目、評価方法が複数存在する項目等のうち、影響を及ぼす項目をロジックツリーで考慮することとされている。
- 上記を踏まえ、女川のハザード評価では、モデル1, 2を分岐させたロジックツリーを設定した(地震タイプ毎の詳細ロジックツリーは次頁以降を参照)。



A: 海溝型地震の評価で考慮する領域 (領域震源モデル)

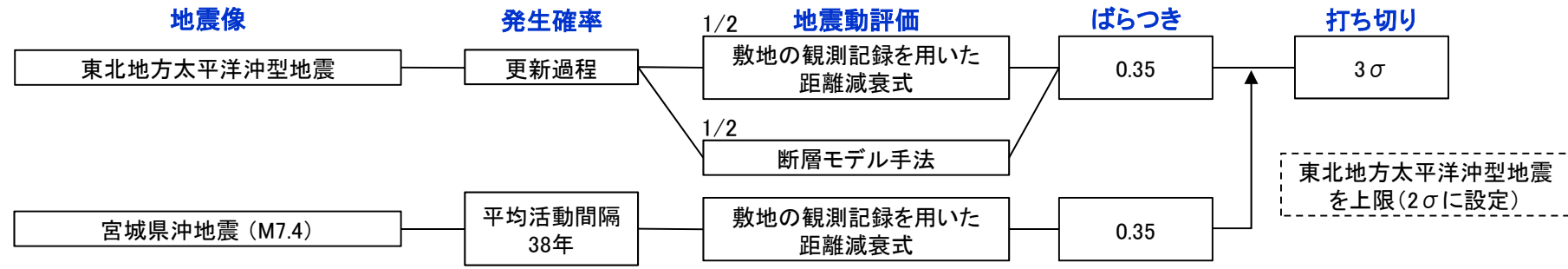


B: 内陸地殻内地震の評価で考慮する領域 (領域震源モデル)

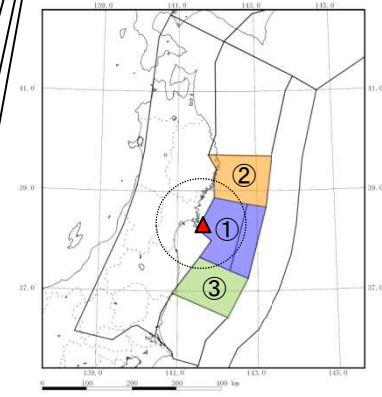
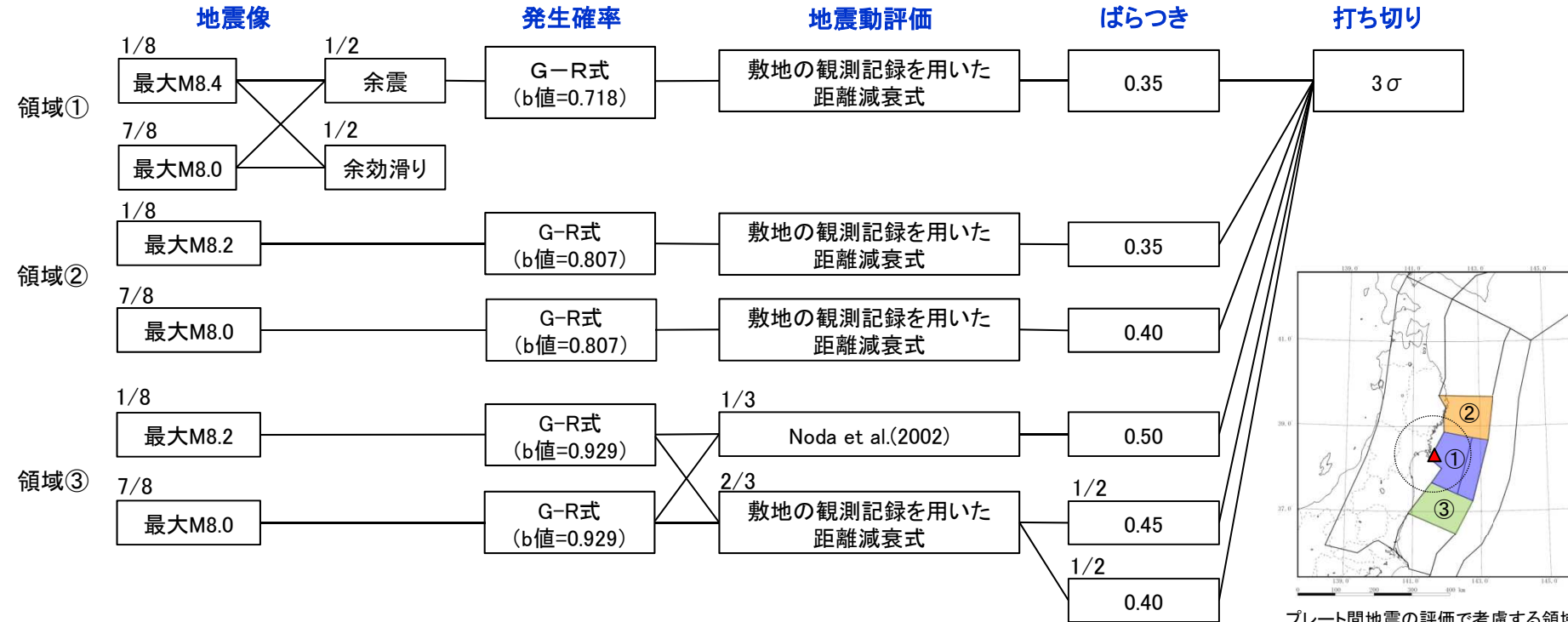
6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.5 ロジックツリー プレート間地震(特定震源, 領域震源)

特定震源



領域震源

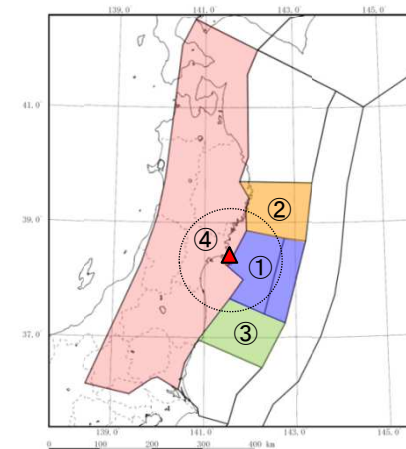
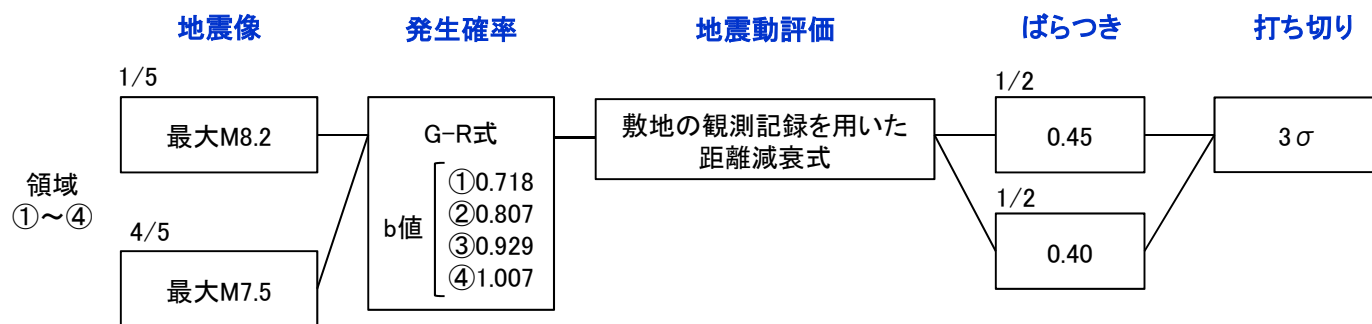


プレート間地震の評価で考慮する領域 (領域震源モデル)

6. 基準地震動の年超過確率の参照

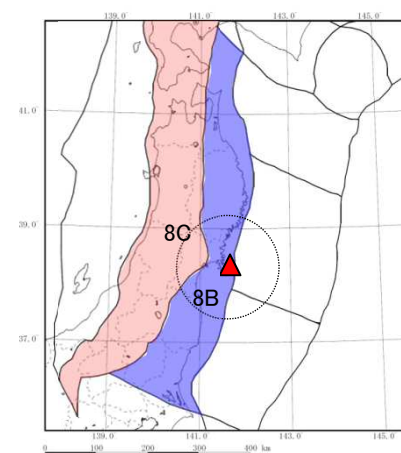
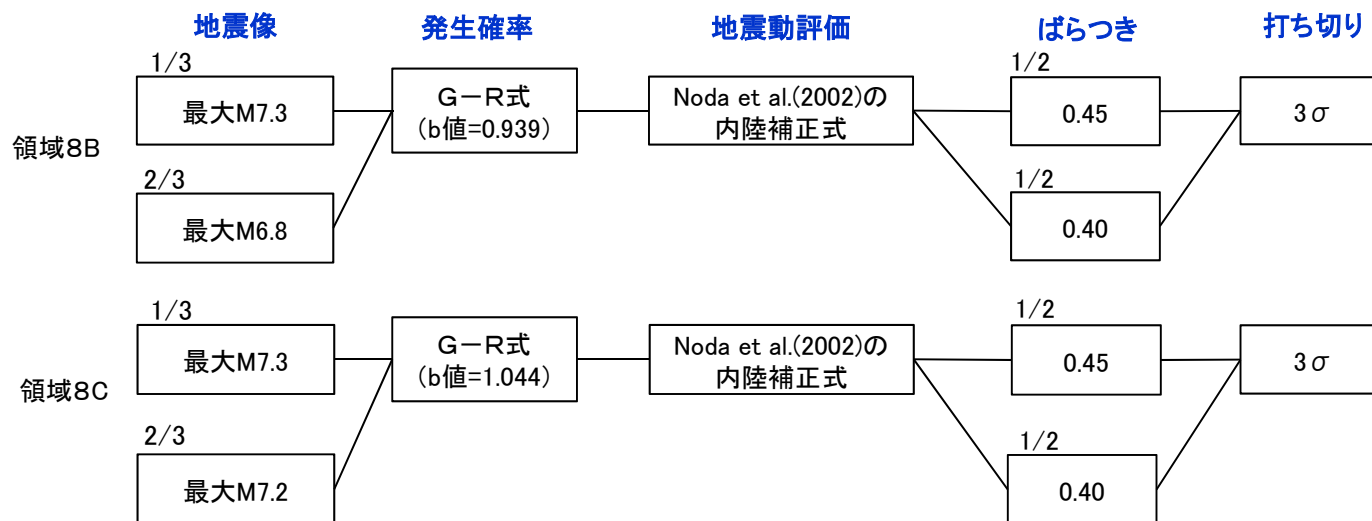
6.5 ロジックツリー 海洋プレート内地震と内陸地殻内地震の領域震源

海洋プレート内地震(領域震源)



海洋プレート内地震の評価で考慮する領域 (領域震源モデル)

内陸地殻内地震(領域震源)



内陸地殻内地震の評価で考慮する領域 (領域震源モデル)

6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.5 ロジックツリー 特定震源(活断層による地震)

コメントS193

地震像

単独での活動	W=1/2	単独と連動	W=1/2
F-2断層・F-4断層		F-2断層・F-4断層	
F-5断層		F-5断層	
F-6断層～F-9断層		F-6断層～F-9断層	
F-12断層～F-14断層		f-13断層	
f-13断層		f-14断層	
f-14断層		f-15断層	
f-15断層		網地島南西沖で1測線のみで認められる断層	
F-15断層・F-16断層		Ⅲ断層	
網地島南西沖で1測線のみで認められる断層		Ⅳ断層	
Ⅲ断層		Ⅴ断層	
Ⅳ断層		1900年宮城県北部の地震	
Ⅴ断層		長町-利府線断層帯	
加護坊山-箕岳山断層		山形盆地断層帯	
旭山撓曲・須江断層		福島盆地西縁断層帯	
2003年宮城県中部の地震南部セグメント断層		双葉断層	
1962年宮城県北部地震震源断層		横手盆地東縁断層帯	
1900年宮城県北部の地震		鬼首断層	
長町-利府線断層帯		愛子断層	
北上低地西縁断層帯		作並屋敷平	
山形盆地断層帯		遠刈田断層	
福島盆地西縁断層帯		鶴巻田断層	
双葉断層		尾花沢断層	
横手盆地東縁断層帯		楯岡断層	
鬼首断層		新山寺境ノ目	
愛子断層		田沢-一里断層	
作並屋敷平		仙台湾の断層群による地震	
遠刈田断層		石巻平野周辺の断層群による地震	
鶴巻田断層		北上低地帯～宮城県北部の断層群による地震	
尾花沢断層			
楯岡断層			
新山寺境ノ目			
田沢-一里断層			

■ : 仙台湾の断層群による地震として連動を考慮
 ■ : 石巻平野周辺の断層群による地震として連動を考慮
 ■ : 北上低地帯～宮城県北部の断層群による地震として連動を考慮

発生確率

断層ごとに平均活動
間隔を設定

地震動評価

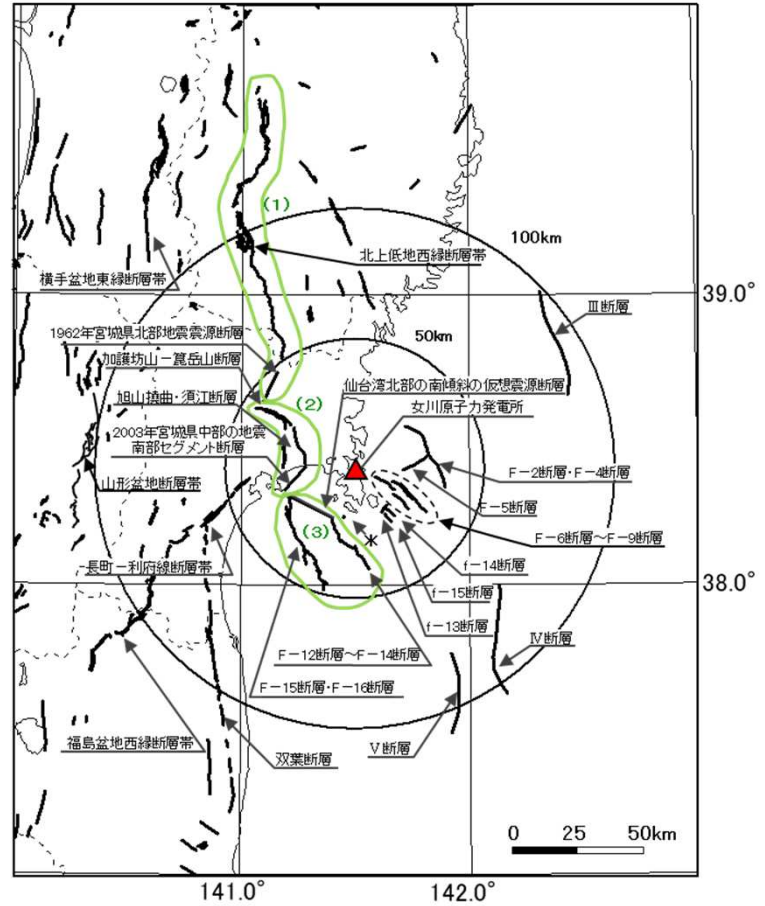
Noda et al.(2002)
の内陸補正式

ばらつき

1/2
0.45
1/2
0.40

打ち切り

3σ

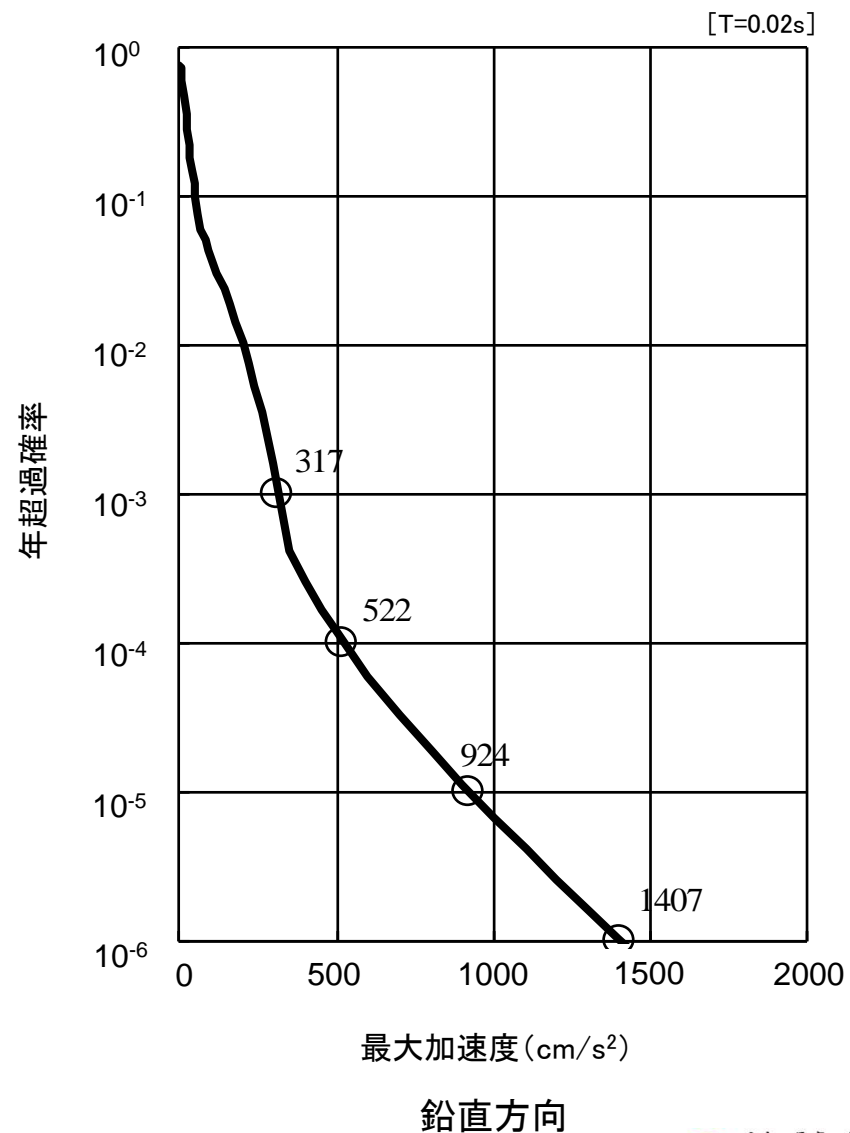
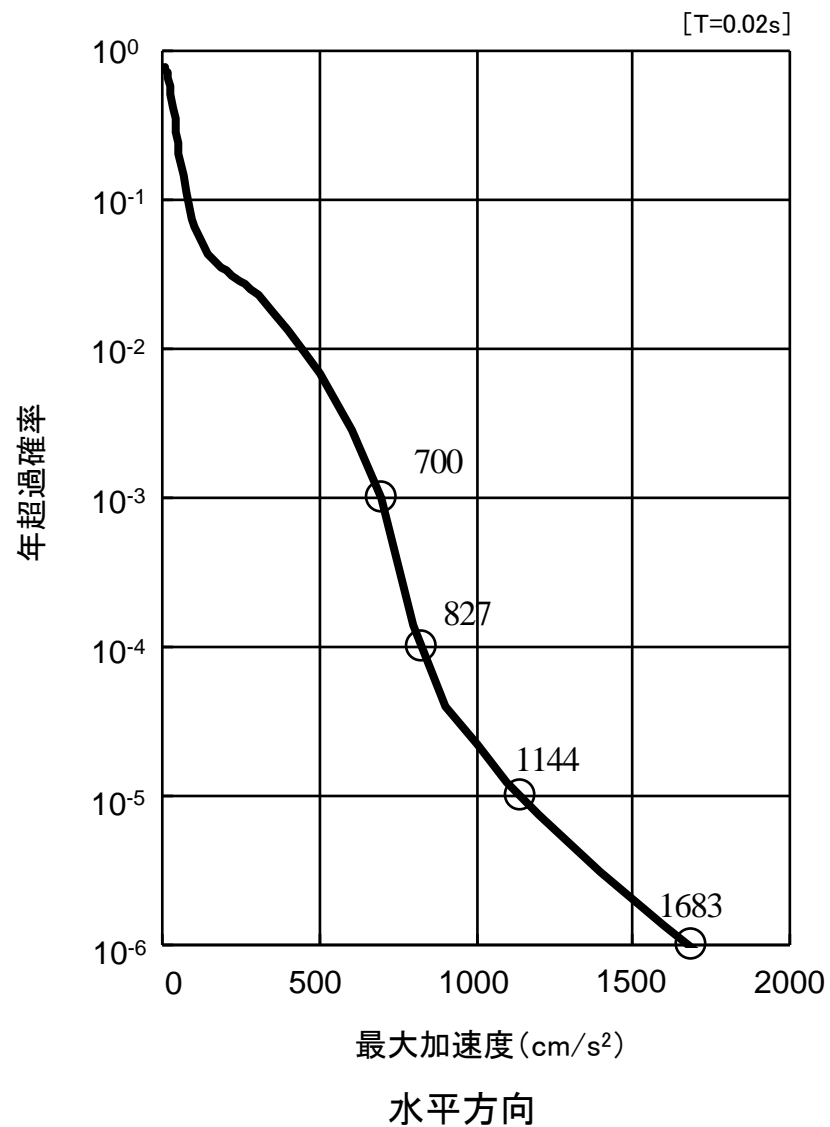


* : 網地島南西沖で1測線のみで認められる断層
 (1) 北上低地帯～宮城県北部の断層群による地震として連動を考慮、(2) 石巻平野周辺の断層群による地震として連動を考慮、
 (3) 仙台湾の断層群による地震として連動を考慮

敷地周辺の活断層分布図

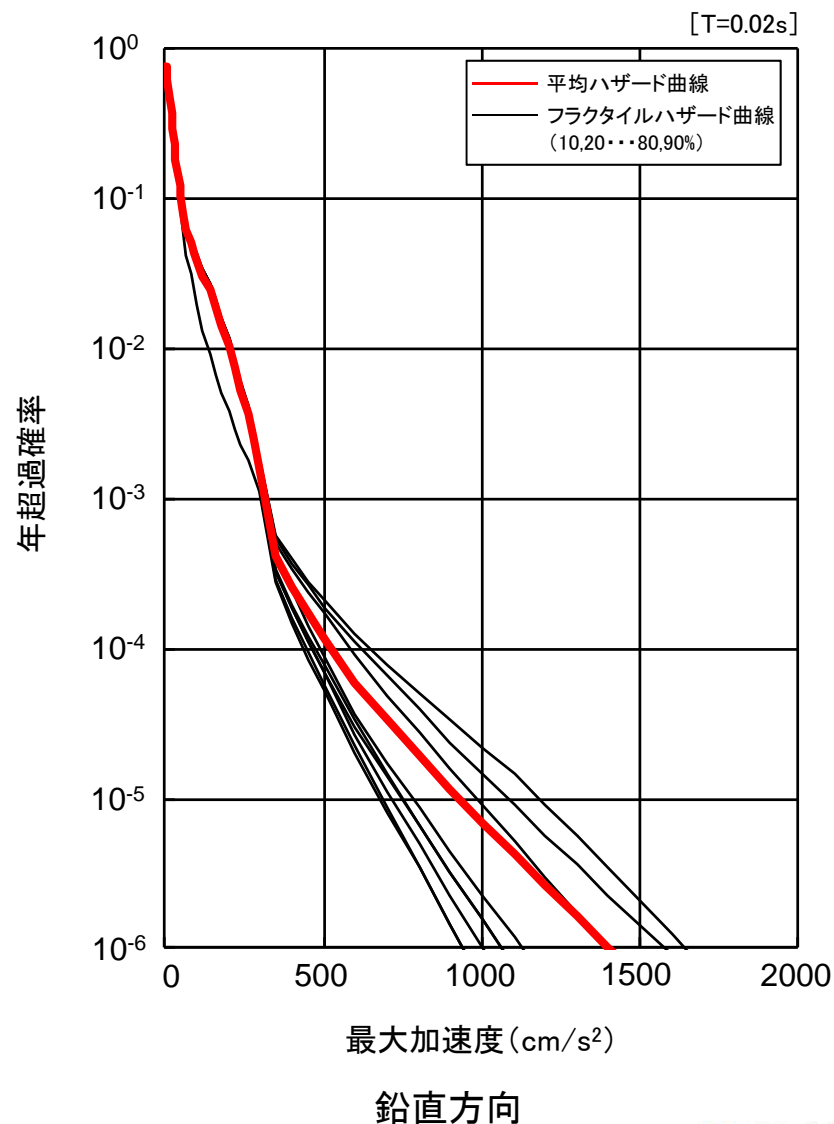
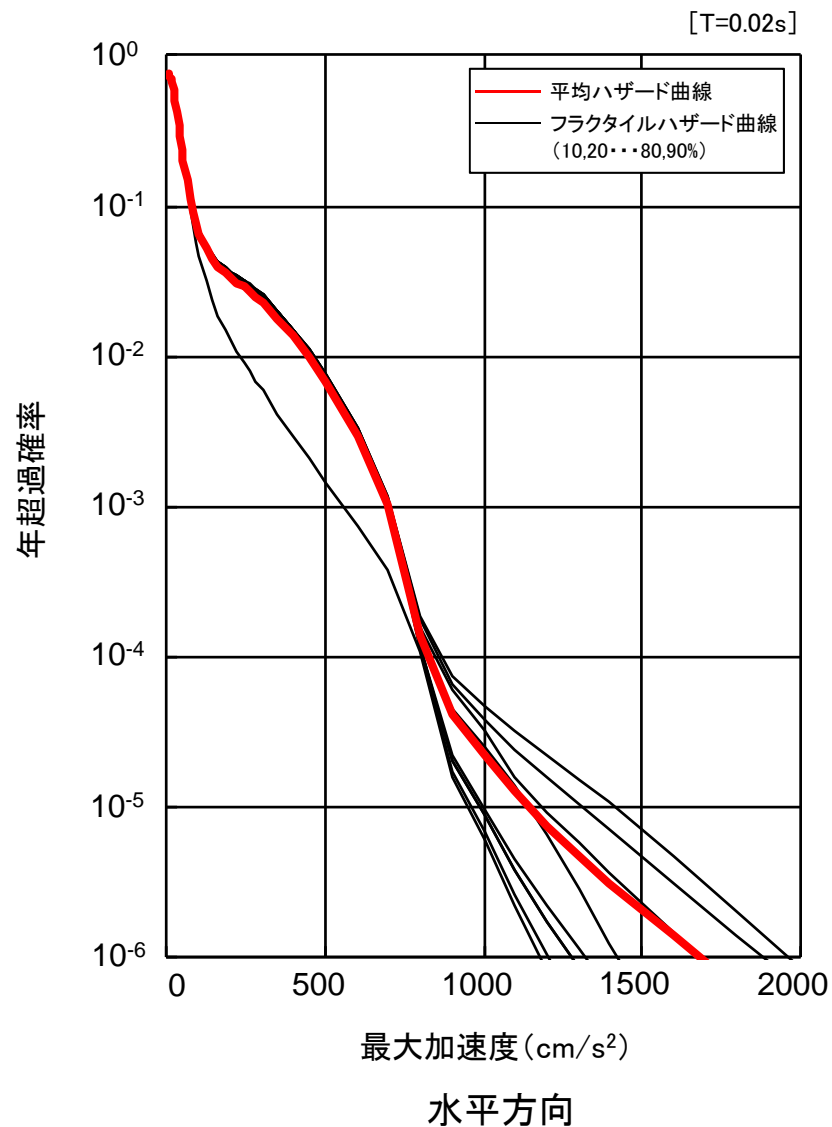
6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.6 地震ハザード評価結果 平均ハザード曲線



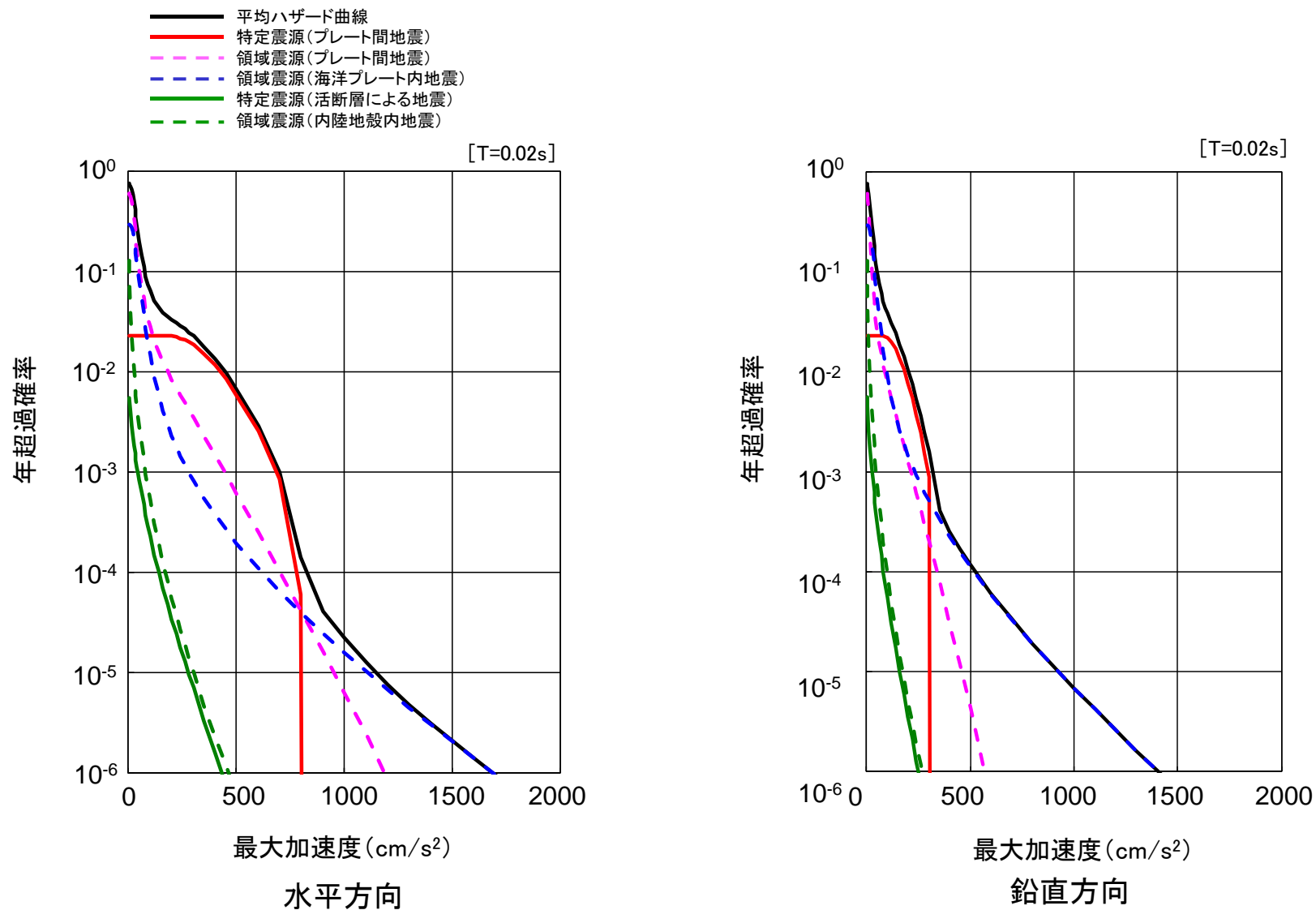
6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.6 地震ハザード評価結果 フラクタイルハザード曲線



6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.6 地震ハザード評価結果 震源別ハザード曲線

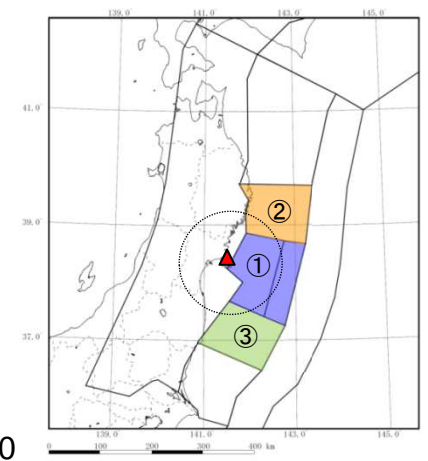
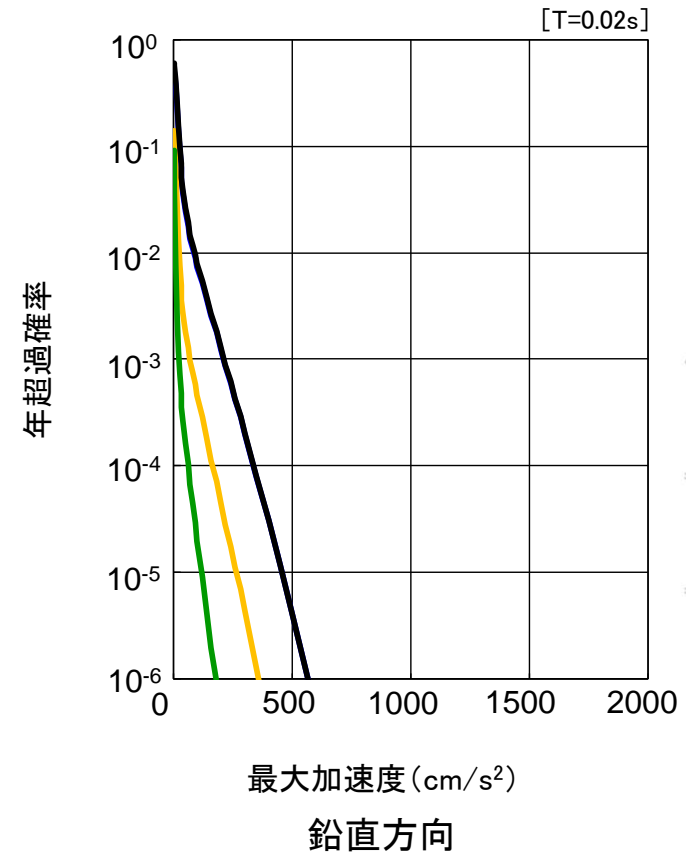
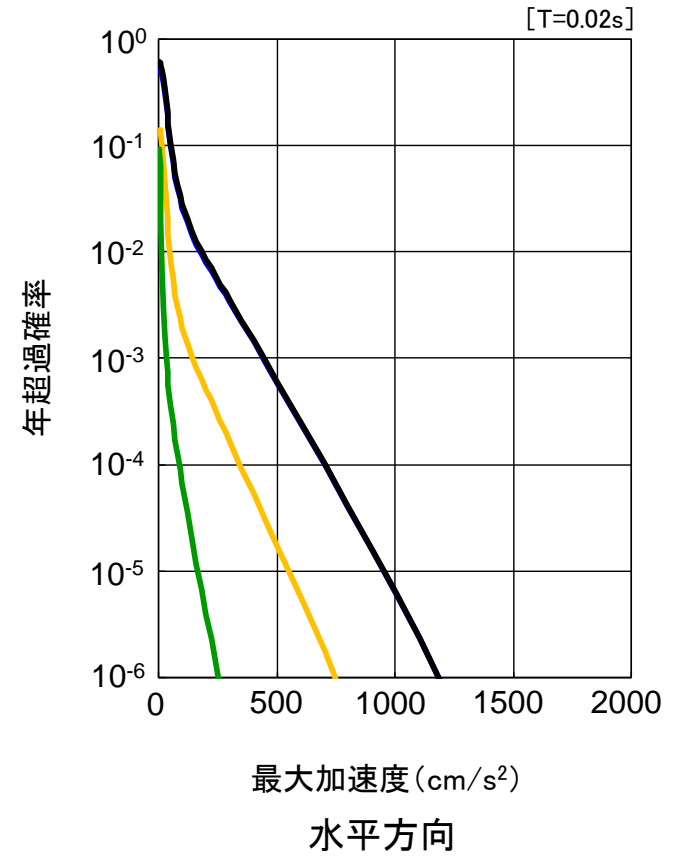


年超過確率 10^{-4} 程度まではプレート間地震の特定震源が支配的であり、年超過確率が 10^{-5} 程度より低い範囲では海洋プレート内地震の領域震源が支配的である。

6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.6 地震ハザード評価結果 領域別ハザード曲線(プレート間地震)

- プレート間地震領域震源全体
- 領域①宮城県沖+三陸沖南部海溝寄り
- 領域②三陸沖中部
- 領域③福島県沖

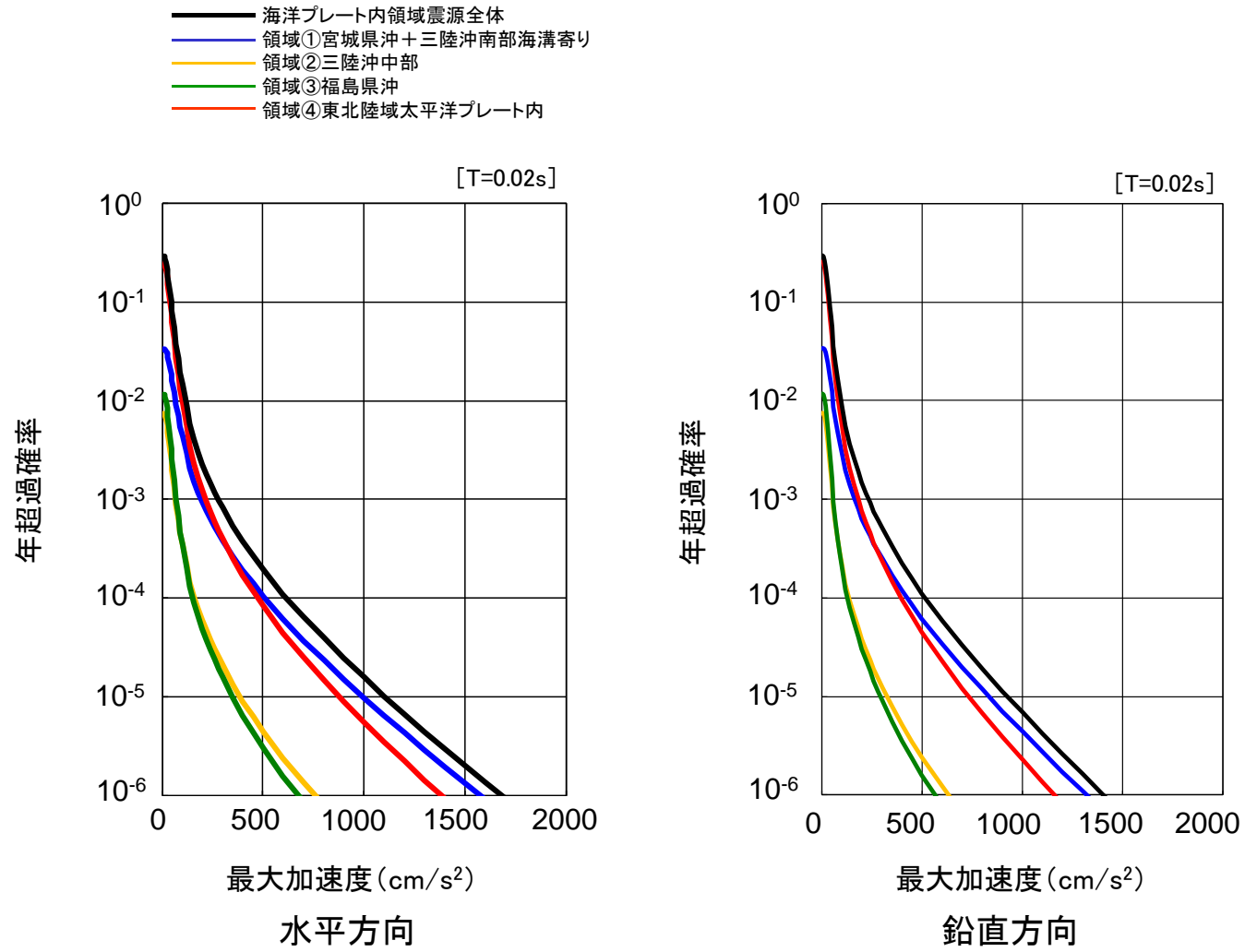


領域区分
(プレート間地震)

プレート間地震の領域震源については、領域①が支配的である。

6. 基準地震動の年超過確率の参照

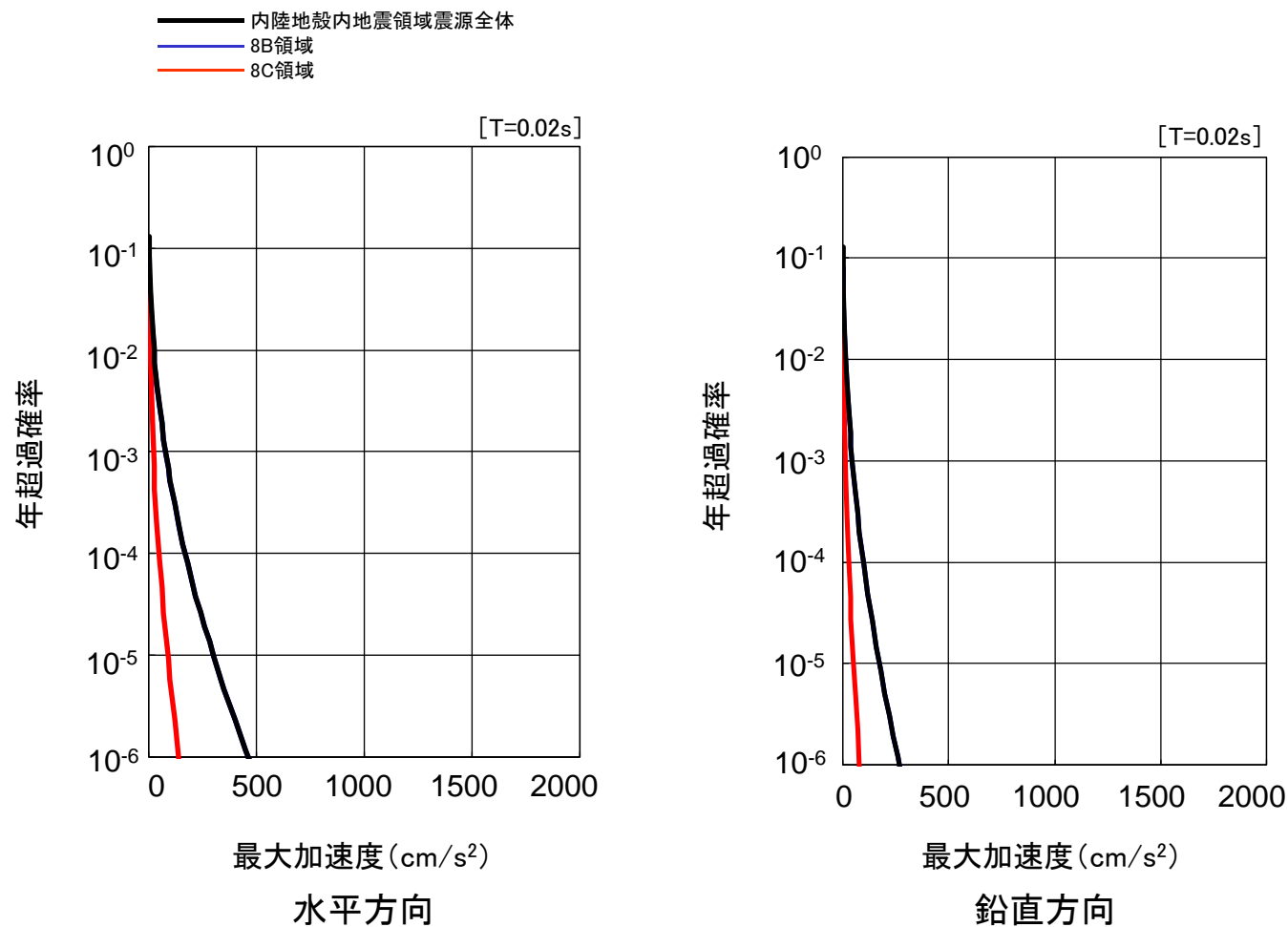
6.6 地震ハザード評価結果 領域別ハザード曲線(海洋プレート内地震)



震源ごとの寄与の確認において年超過確率が 10^{-5} 程度より低い範囲で支配的である海洋プレート内地震の領域震源については、領域①及び領域④が支配的である。

6. 基準地震動の年超過確率の参照

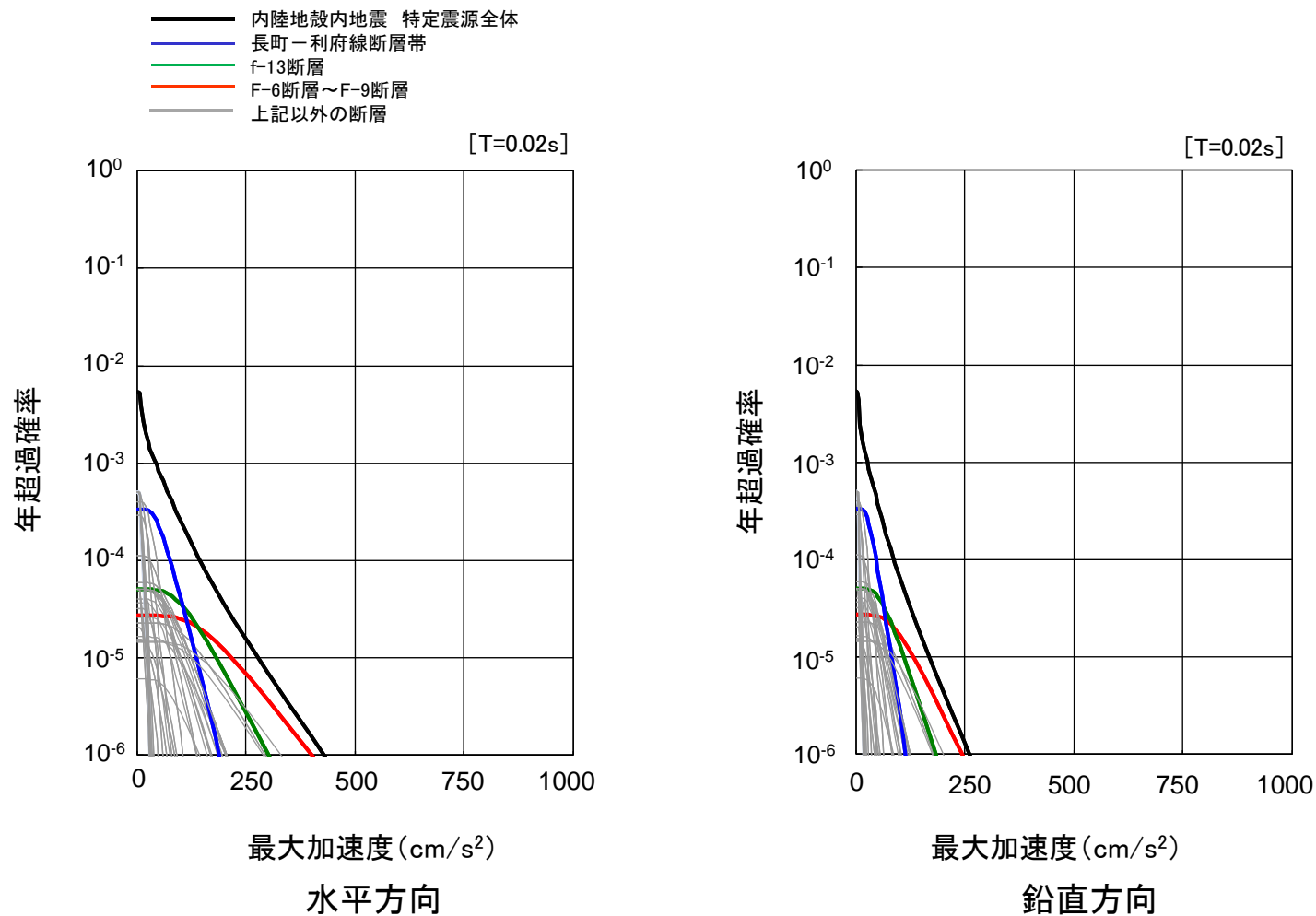
6.6 地震ハザード評価結果 領域別ハザード曲線(内陸地殻内地震)



内陸地殻内地震の領域震源については、8B領域が支配的である。

6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.6 地震ハザード評価結果 震源別ハザード曲線(活断層による地震)



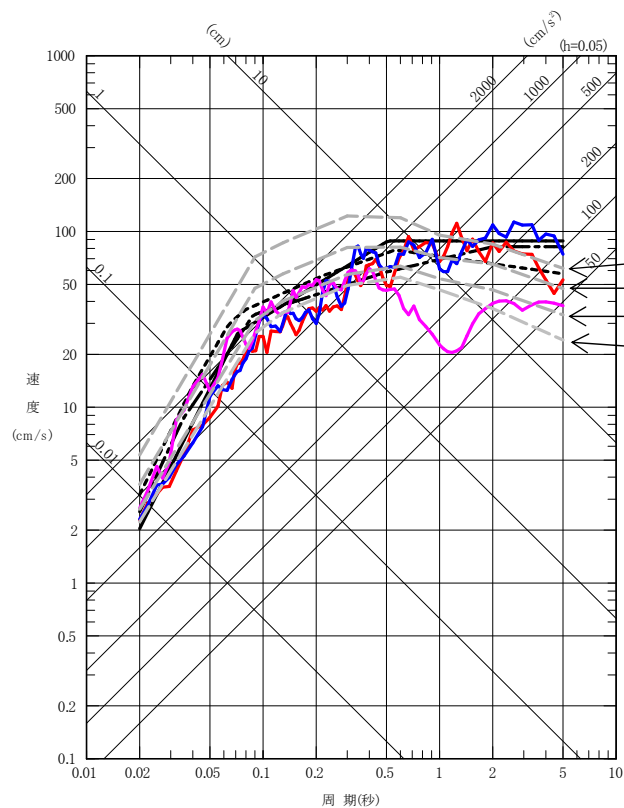
内陸地殻内地震の活断層による地震においては、「長町-利府線断層帯」、「f-13断層」及び「F-6断層~F-9断層」が支配的である。

6. 基準地震動の年超過確率の参照

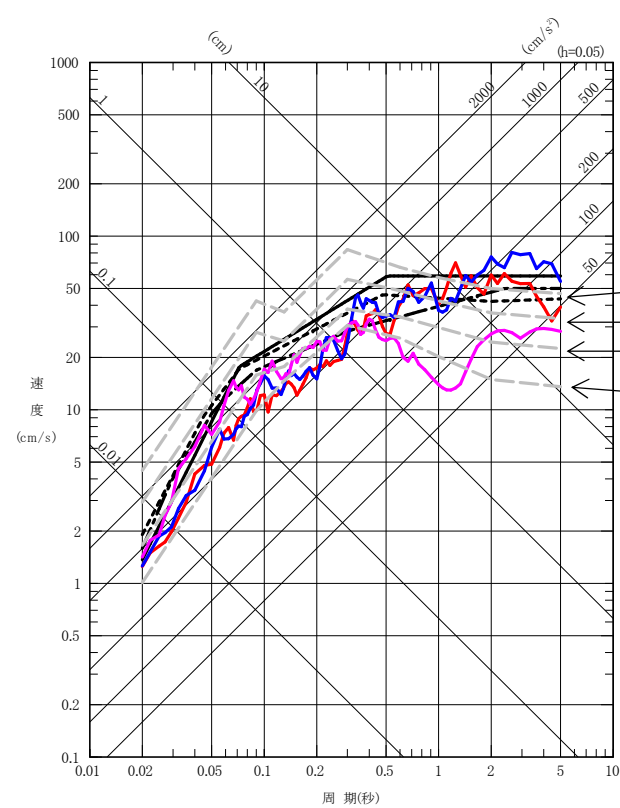
6.7 年超過確率の参照 一様ハザードスペクトルと基準地震動S_s(震源特定する)の比較

■ 基準地震動S_s-D1～D3, S_s-F1～F3の応答スペクトルと一様ハザードスペクトルは下図のとおり。

- 基準地震動S_s-D1 [プレート間地震の応答スペクトル手法による基準地震動]
- - - 基準地震動S_s-D2 [海洋プレート内地震 (SMGAマントル内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
- · - 基準地震動S_s-D3 [海洋プレート内地震 (SMGA地殻内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
- — 基準地震動S_s-F1 [プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動 (応力降下量 (短周期レベル)の不確かさ)]
- — 基準地震動S_s-F2 [プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動 (SMGA位置と応力降下量 (短周期レベル)の不確かさの重畳)]
- — 基準地震動S_s-F3 [海洋プレート内地震 (SMGAマントル内)の断層モデル手法による基準地震動 (SMGAマントル内集約)]



水平方向



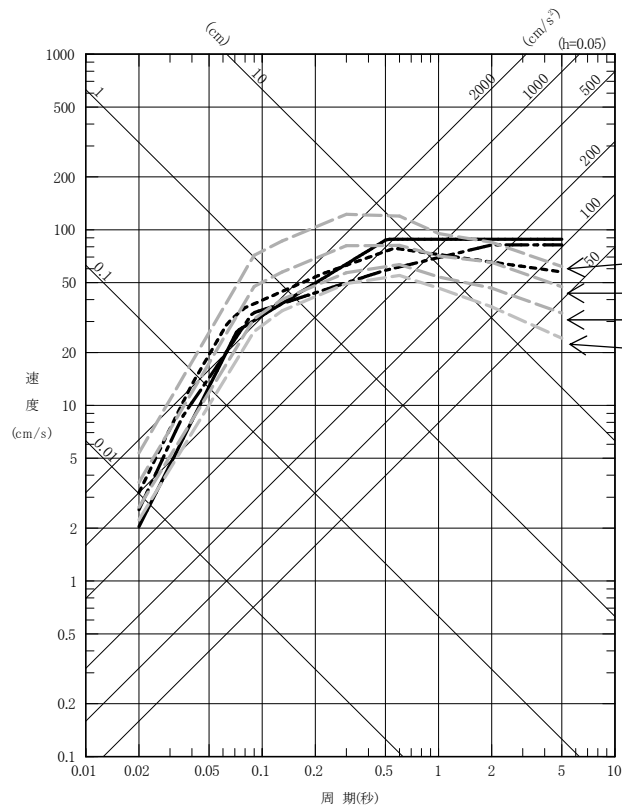
鉛直方向

6. 基準地震動の年超過確率の参照

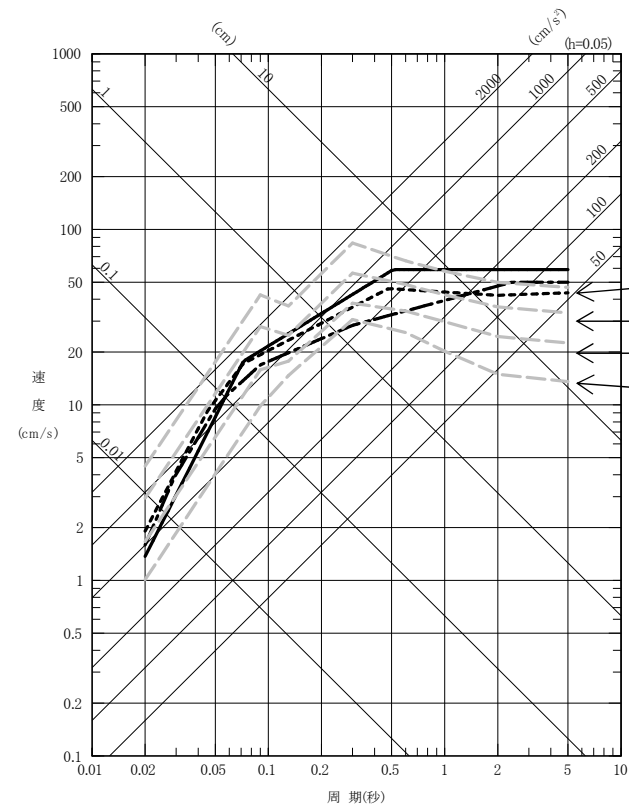
6.7 年超過確率の参照 一様ハザードスペクトルと基準地震動S_s(応答スペクトル手法)の比較

■ 基準地震動S_s-D1～D3の応答スペクトルと一様ハザードスペクトルを比較する。

- 基準地震動S_s-D1 [プレート間地震の応答スペクトル手法による基準地震動]
- - - 基準地震動S_s-D2 [海洋プレート内地震 (SMGAマントル内)の応答スペクトル手法による基準地震動]
- · - 基準地震動S_s-D3 [海洋プレート内地震 (SMGA地殻内)の応答スペクトル手法による基準地震動]



水平方向



鉛直方向

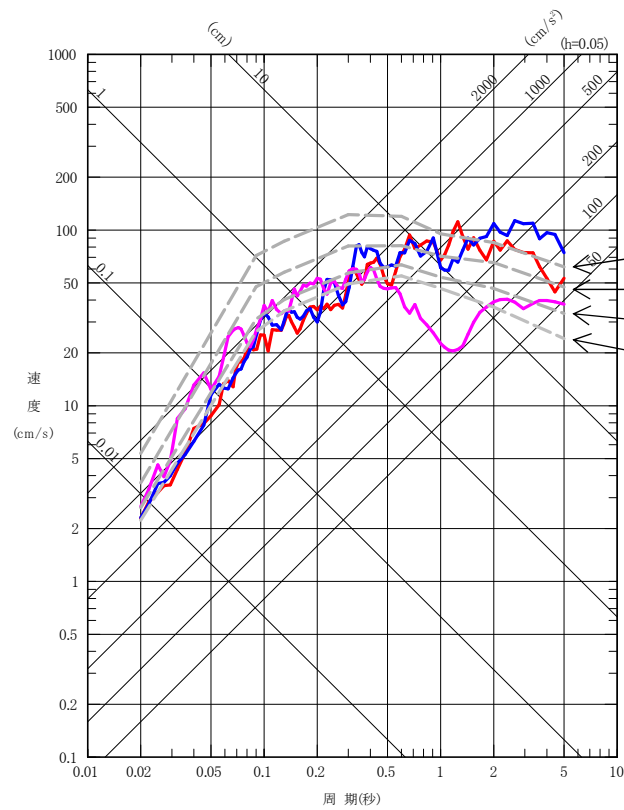
短周期側で最も大きい基準地震動S_s-D2の応答スペクトルは短周期側で10⁻⁴～10⁻⁶の一様ハザードスペクトル程度であり、長周期側で最も大きい基準地震動S_s-D1の応答スペクトルは周期1秒より長周期では10⁻⁶の一様ハザードスペクトルを超えている。

6. 基準地震動の年超過確率の参照

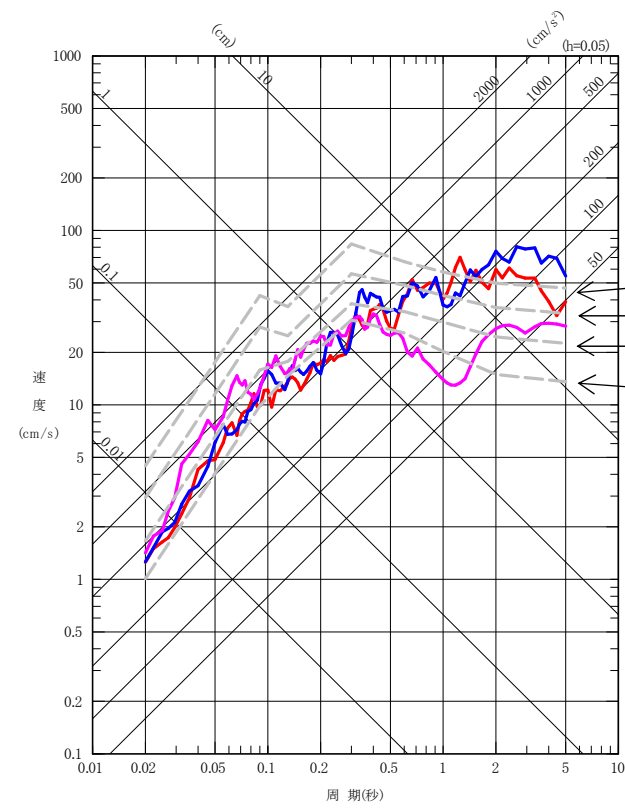
6.7 年超過確率の参照 一様ハザードスペクトルと基準地震動S_s(断層モデル手法)の比較

■ 基準地震動S_s-F1~F3の応答スペクトルと一様ハザードスペクトルを比較する。

- 基準地震動S_s-F1 [プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動(応力降下量(短周期レベル)の不確かさ)]
- 基準地震動S_s-F2 [プレート間地震の断層モデル手法による基準地震動(SMGA位置と応力降下量(短周期レベル)の不確かさの重畳)]
- 基準地震動S_s-F3 [海洋プレート内地震(SMGAマントル内)の断層モデル手法による基準地震動(SMGAマントル内集約)]



水平方向



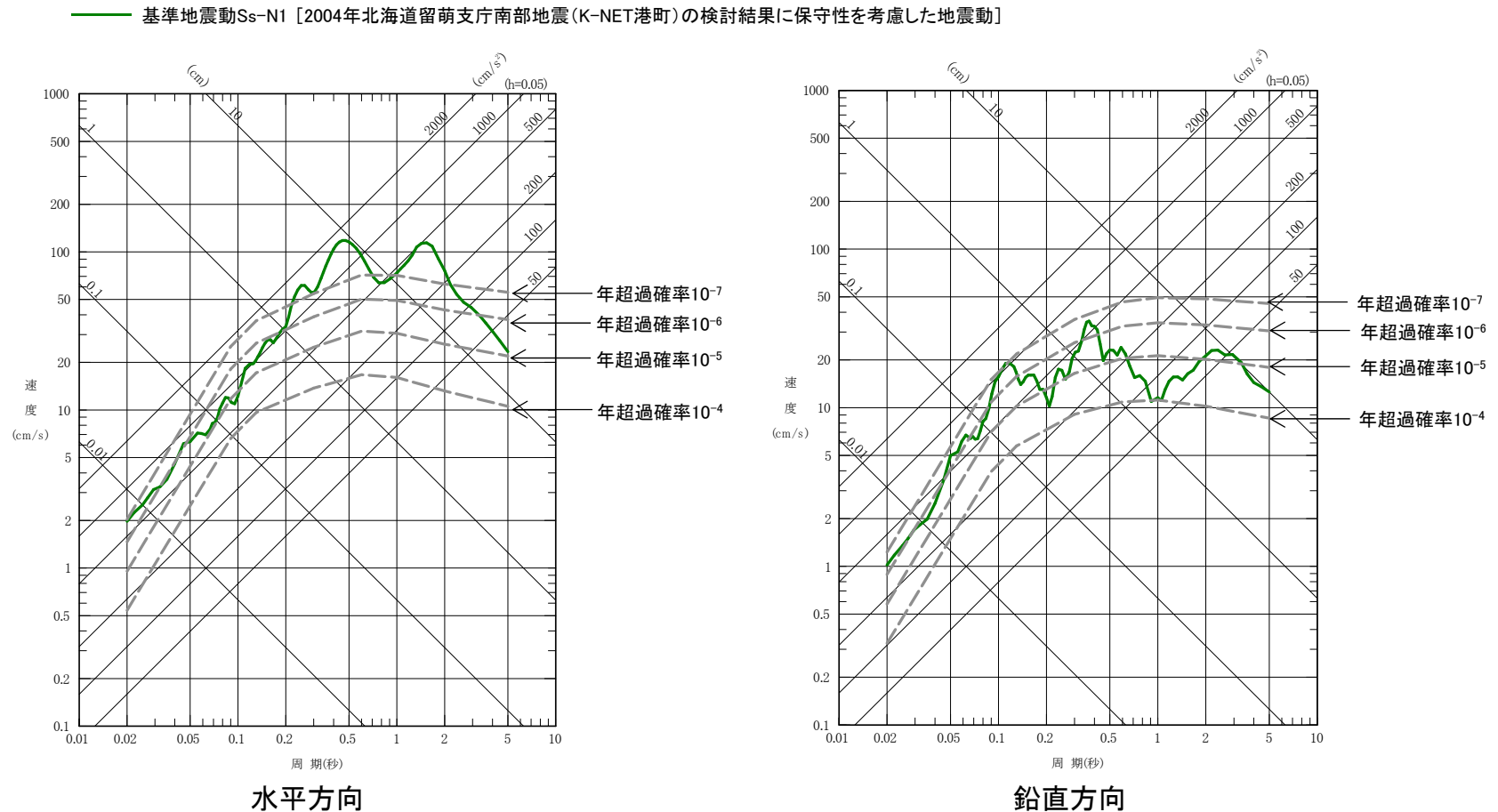
鉛直方向

基準地震動S_s-F1, F2は, 基準地震動S_s-D1を超過する帯域において10⁻⁶の一様ハザードスペクトルを超えている。また, 基準地震動S_s-F3は基準地震動S_s-D2に包絡されており, 短周期側では概ね10⁻⁴の一様ハザードスペクトル程度である。

6. 基準地震動の年超過確率の参照

6.7 年超過確率の参照 一様ハザードスペクトルと基準地震動S_s(震源を特定せず)の比較

■ 内陸地殻内地震の領域震源モデル(8B, 8C)による一様ハザードスペクトルを、震源を特定せず策定する地震動に基づき策定している基準地震動S_s-N1と合わせて示す。



内陸地殻内地震の領域震源モデルによる一様ハザードスペクトルとの比較によれば、基準地震動S_s-N1の応答スペクトルは、水平方向の周期0.2~2秒付近では 10^{-7} の一様ハザードスペクトルを超え、その他の周期帯では 10^{-5} ~ 10^{-7} の一様ハザードスペクトル程度である。また、鉛直方向では全周期帯で 10^{-4} ~ 10^{-7} の一様ハザードスペクトル程度である。

参考文献(1)

基準地震動の策定の全体概要

1. 笹谷努, 森川信之, 前田宜浩(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
2. 地震調査研究推進本部(2009): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
3. 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
4. 武村雅之(1990): 日本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
5. 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
6. 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):標準的な強震動予測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回年次大会梗概集
7. 加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大栄・上田圭一・壇一男(2004): 震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル - 地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討 -, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第4号, 46-86.
8. 今泉俊文・宮内崇裕・堤浩之・中田高編(2018):活断層詳細デジタルマップ[新編], 東京大学出版会
9. 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)
10. 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

1. 敷地周辺の地震発生状況

1. 気象庁地震カタログ(1923~2018):地震月報ほか

2. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

1. 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2013):日本重力CD-ROM
2. Abrahamson,N.A.(1988): Statistical Properties Of Peak Ground Accelerations Recorded By The SMART1Array,Bull.Seism.Am.,Vol.78,1988
3. 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)
4. 佐藤智美(2004):強震記録に基づく2003年宮城県沖の地震の大加速度の成因に関する研究, 日本建築学会構造系論文集, 第581号, 2004年4月
5. 防災科学技術研究所(2012): 深部地盤モデルデータV2, 2014年3月17日公開
6. 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
7. 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>

参考文献(2)

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. 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
2. 気象庁地震カタログ(1923~2018):地震月報ほか
3. 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
4. 勝又讓, 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
5. 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
6. 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
7. 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):標準的な強震動予測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回年次大会梗概集
8. 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)
9. Lay,T., H. Kanamori, C.J. Ammon, K. D. Koper,A. R. Hutko,L.Ye,H. Yue, and T. M. Rushing(2012):Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, Journal of Geophysical Research, Vol. 117, B04311, 2012
10. Koper, K. D., A. R. Hutko, T. Lay, C. J. Ammon, and H.Kanamori (2011): Frequency-dependent rupture process of the 2011 Mw 9.0 Tohoku earthquake: Comparison of short-period P wave backprojection images and broadband seismic rupture models, Earth Planets Space, 63
11. 川辺秀憲, 釜江克弘, 上林宏敏(2011):2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル, 日本建築学会2011年度秋季大会講演予稿集, B22-05
12. 内閣府(2012a):南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告)
13. 司宏俊, 瀬藤一起, 三宅弘恵, 翠川三郎(2011):超巨大地震への地震動最大値距離減衰式の適用について-2011年東北地震と海外の超巨大地震の観測データに基づく検討-, 日本地震学会講演予稿集, p63
14. 川辺秀憲, 釜江克宏(2013):2011年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化, 日本地震工学会論文集 第13巻, 第2号(特集号)
15. Kurahashi, S. and K. Irikura (2013): Short-Period Source Model of the 2011 Mw 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am, Vol.103, May 2013
16. Asano, K. and T. Iwata(2012): Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, Vol. 64(No. 12), pp. 1111-1123, 2012
17. 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, 675, 695-704
18. 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
19. Satoh,T.(2006):High-stress drop interplate and intraplate earthquakes occurred off shore of Miyagi prefecture,Japan,Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion,Grenoble,France,30 August-1 September,pp.689-698
20. 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 第545号

参考文献(3)

21. 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,Vol. 58, pp.1561-1566, 2006
22. Uchida,N. and T.Matsuzawa(2011): Coupling coefficient, hierarchical structure, and earthquake cycle for the source area of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake inferred from small repeating earthquake data, Earth Planets Space,Vol. 63, pp.675-679, 2011
23. 内閣府(2012b):南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)強震断層モデル編-強震断層モデルと震度分布について-
24. 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
25. 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>
26. 壇一男, 畑奈緒未, 武藤尊彦, 宮腰淳一, 神田順(2005):シナリオ地震の生起確率を考慮した基準地震動策定に関する研究(その3)宮城 県沖で発生するプレート境界大地震の断層破壊シナリオとそれに基づく強震動の計算, 日本建築学会大会学術講演梗概集(近畿), B-1, 構造 I, 2005
27. 気象庁(2012): 気象庁技術報告 第133号 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震調査報告
28. 地震調査研究推進本部(2002): 宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について(中間報告)
29. 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明(1994): ボアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 第461号

3.2 海洋プレート内地震

1. 笹谷努, 森川信之, 前田宜浩(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
2. Nakajima, J., A. Hasegawa, and S. Kita (2011) : Seismic evidence for reactivation of a buried hydrated fault in the Pacific slab by the 2011 M9.0 Tohoku Earthquake, Geophys.Res. Lett., 38, L00G06, doi:10.1029/2011GL048432, 2011
3. 山中佳子(2011):4月7日宮城県沖地震(M7.4), 名古屋大学地震火山・防災研究センター リアルタイム地震学・NYG地震学ノート, No.37, <http://www.seis.Nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seisimo Note/2011/nyg37.html>.
4. Yusaku Ohta, Satoshi Miura, Mako Ohzono, Saeko Kita, Takeshi Iinuma, Tomotugu Demachi, Kenji Tachibana, Takashi Nakayama, Satoshi Hirahara, Syunichi Suzuki, Toshiya Sato, Naoki Uchida, Akira Hasegawa, Norihito Umino(2011): Large intraslab earthquake(2011 April 7,M7.1) after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake(M9.0) : Coseismic fault model based on dense GPS network data, Earth Planets Space,63,1207-1211,2011.
5. 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/>)
6. Saeko Kita, T. Okada, A. Hasegawa, the upper and lower planes of the double seismic zone beneath Tohoku and Hokkaido, northeastern Japan, Tectonophysics, 496.
7. 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ープレート境界地震の短周期レベルに着目してー, 日本建築学会構造系論文集, 675, 695-704
8. Saeko Kita and Kei 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.
9. 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

参考文献(4)

10. Y.akehi(2004): Analysis of the 2001 Geiyo, Japan, earthquake using high-density strong ground motion data : Detailed rupture process of a slab earthquake J. Nakajima and T. Matsuzawa (2010) :Existence of interplane earthquakes and neutral stress boundary between in a medium with a large velocity contrast, J. Geophys. Res., 109,B08306
11. Takeshi,Miyatake, Yuji Yagi, Takumi Yasuda(2004):The dynamic rupture process of The 2001 Geiyo, Japan, earthquake., Geophys.Res. Lett.,31,L12612,doi:10/2004GL019721
12. Nikolas I. Christensen(1996):Poisson's ratio and crustal seismology, J. Geophys. Res., 101(B2), 3139-3156
13. Nikolas I. Christensen, Walter D. Mooney(1995): Seismic velocity structure and composition of the continental crust ; A global view , J. Geophys. Res., 100(B7), 9761-9788
14. 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
15. 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)
16. 東北大学(2011):東北大学大学院理学研究科 第190回 地震予知連絡会, <<http://www.aob.gp.tohoku.ac.jp/project/yoti/y-zisin/ccep/>>
17. 地震ハザードステーション(2014):独立行政法人防災科学技術研究所, 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.j-shis.bosai.go.jp/>>
18. 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
19. 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
20. 気象庁地震カタログ(1923~2018):地震月報ほか
21. 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>

3.3 内陸地殻内地震

1. 渡辺偉人(1993): 1861年(文久元)年の被害地震の震央および1900(明治33)年宮城県北部地震の震度分布, 地震 第2輯, 第46巻
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. 気象庁地震カタログ(1923~2018):地震月報ほか
4. 楮原京子, 田代佑徳, 小坂英輝, 阿部恒平, 中山英二, 三輪敦志, 今泉俊文(2016):一関-石越撓曲線の変動地形と地下構造, 地学雑誌 125(2) 221-241
5. 活断層研究会編(1991): [新編]日本の活断層-分布図と資料
6. 徳山英一, 本座英一, 木村政昭, 倉本真一, 芦寿一郎, 岡村行信, 荒戸裕之, 伊藤康人, 徐垣, 日野亮太, 野原壮, 阿部博信, 坂井眞一, 向山建二郎(2001): 日本周辺海域中新世最末期以降の構造発達史, 海洋調査技術 Vol.13, No.1
7. 海野徳仁, 岡田知己, 中島淳一, 堀修一郎, 河野俊夫, 中山貴史, 内田直希, 清水淳平, 菅ノ又淳一, ガマゲシヤンタ, 仁田交市, 矢部 康男, 迫田浩司, 佐藤凡子, 伊藤実, 長谷川昭, 浅野陽一, 長谷見晶子, 出町知嗣, 矢島良紀(2004): 余震観測から推定した2003年7月26日宮城県北部地震(M6.4)の余震の震源とメカニズム解の分布, 地震 第2輯, 第56巻
8. 佐藤良輔編著(1989):日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会

参考文献(5)

9. 地震調査研究推進本部(2009a):全国地震動予測地図
 10. 今泉俊文・宮内崇裕・堤浩之・中田高編(2018):活断層詳細デジタルマップ[新編],東京大学出版会
 11. 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
 12. 武村雅之(1990):日本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
 13. 伊藤亜妃,日野亮太,西野実,藤本博巳,三浦誠一,小平秀一,長谷見晶子(2002):エアガン人工地震探査による東北日本前弧域の地殻深部構造,地震 第2輯,第54巻
 14. 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
 15. 地震調査研究推進本部(2009b):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
 16. 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)
 17. 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 第545号
 18. 香川敬生,鶴久雅人,佐藤信光(2003):硬質サイトの強震観測記録にみられる高周波低減特性の検討,土木学会地震工学論文集,523
 19. 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
 20. 久田嘉章(1997):成層地盤における正規モード解およびグリーン関数の効率的な計算法,日本建築学会構造系論文集 第501号
 21. 司宏俊,福士知司,石川和也,栗山利男(2015):補正経験的グリーン関数を用いた2003年7月26日Mw6.0宮城県北部の地震の地震動評価,日本地震学会講演予稿集2015年度秋季大会
 22. 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>
 23. Boore,D.B.(1983): Stochastic Simulation of High-Frequency Ground Motions Based on Seismological Models of Radiated Spectra, Bull. of the Seismological Society of America, Vol.73, No.6
- ### 4. 震源を特定せず策定する地震動
1. 加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大栄・上田圭一・壇一男(2004):震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル - 地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討 -, 日本地震工学学会論文集, 第4巻, 第4号, 46-86.
 2. 建設技術者のための東北地方の地質編集委員会(編)(2006):建設技術者のための東北地方の地質
 3. 佐藤比呂志・加藤直子・阿部進(2008):2008年岩手宮城内陸地震の地質学的背景,地震研究所ホームページ, <http://www.geosociety.jp/hazard/content0031.html>
 4. 加藤直子・佐藤比呂志・今泉俊文・越谷信・石山達也・戸田茂・蔵下英司・平田直(2010):2008年岩手・宮城内陸地震震源域磐井川沿いにおける反射法・屈折法地震探査,月刊地球, Vol.32, No.7, 433-439.
 5. 産業技術総合研究所 地質図Navi, <https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php>
 6. 産業技術総合研究所地質調査総合センター(編)(2012):20万分の1日本シームレス地質図, <https://gbank.gsj.jp/seamless/index.html?lang=ja&p=sample>, <https://gbank.gsj.jp/seamless/index.html?lang=ja&p=toitsuhanrei>
 7. 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2004),火山 噴火と恵み

参考文献(6)

8. Akiko Tanaka, Makoto Yamano, Yusaku Yano, and Masakatsu Sasada (2004): Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): Appraisal of heat flow from geothermal gradient data, Earth Planets Space, 56, 1191-1194, 2004.
9. 布原啓史・吉田武義・山田亮一(2008): 地理情報システムを用いた地震災害とカルデラ構造との関連の検討, 地質学会webサイト, <http://www.geosociety.jp/hazard/content0035.html>
10. 井口隆・大八木規夫・内山庄一郎・清水文健(2010): 2008年岩手・宮城内陸地震で起きた地すべり災害の地形地質学的背景, 防災科学技術研究所, 主要災害調査第43号, 2010年3月
11. 鈴木康弘・渡辺満久・中田高・小岩直人・杉戸信彦・熊原康博・廣内大助・澤祥・中村優太・丸島直史・島崎邦彦(2008): 2008年岩手・宮城内陸地震に関わる活断層とその意義 - 一関市巖美町付近の調査速報 -, 活断層研究, 29, 25-34.
12. 遠田晋次・丸山正・吉見雅行・金田平太郎・粟田泰夫・吉岡敏和・安藤亮輔(2010): 2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層 - 震源過程および活断層評価への示唆 -, 地震 第2輯, 第62巻, 153-178.
13. 田力正好・池田安隆・野原壯(2009): 河成段丘の高度分布から推定された, 岩手・宮城内陸地震の震源断層, 地震第2輯, 第62巻, 1-11.
14. 活断層研究会(編)(1991): [新編]日本の活断層 - 分布図と資料
15. 日本地すべり学会東北支部(1992): 東北の地すべり・地すべり地形 - 分布図と技術者のための活用マニュアル -
16. 日本の地質増補版編集委員会(編): 日本の地質 増補版(2005)
17. 井上大栄・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹(2002): 2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, 地震 第2輯, 54, 557-573
18. 中田高・今泉俊文(2002): 活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会
19. 岡田篤正(2002): 山陰地方の活断層の諸特徴, 活断層研究, No.22, 17-32
20. 堤浩之・隈元崇・奥村晃史・中田高(2000): 鳥取県西部地震震源域の活断層・月刊地球号外, 31, 81-86.
21. 高田圭太・中田高・野原壯・原口強・池田安隆・伊藤潔・今泉俊文・大槻憲四郎・鷺谷威・堤浩之(2003): 震源断層となりうる活断層とリニアメントの検討 - 中国地方を事例として -, 活断層研究, 23, 77-91.
22. 伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・穴倉正展・井村隆介・小笠原琢・佐々木俊法(2001): 2000年鳥取県西部地震の地震断層調査, 活断層・古地震研究報告, No.1, 1-26, 産業技術総合研究所地質調査総合センター
23. 青柳恭平・阿部信太郎・宮腰勝義・井上大栄・津村紀子(2004): 2000年鳥取県西部地震の余震分布と地形・地質との関係 - 内陸地震のアスペリティ予測に向けて -
24. 本多亮・平松良浩・河野芳輝(2002): 2000年鳥取県西部地震震源域の重力異常とそれから見た震源断層の特徴, 地震第2輯, 第55巻83-88
25. 宮腰勝義・上田圭一・幡谷竜太・阿部信太郎・三浦大助・濱田崇臣・青柳恭平・井上大栄(2004): 地震規模評価のための活断層調査法・活動性評価法, 電力中央研究所報告, U46, 1-189.
26. 垣見俊弘(2002): 「活断層地震」と「バックグラウンド地震」のはざまの地震 - 鳥取県西部地震を例として -, 災害の研究, 33, p.113-125
27. 松田時彦・吉川真季(2001): 陸域のM \geq 5地震と活断層の分布関係 - 断層と地震の分布関係 - その2, 活断層研究, 20, 1-22.
28. 遠田晋次(2013): 内陸地震の長期評価に関する課題と新たな視点, 地質学雑誌, 119, 105-123.
29. 寺川寿子・松浦充宏(2009): 地震学における応力インバージョンの新展開 - CMTデータインバージョン法による応力場の推定 -, 地震 第2輯, 第61巻, 339-346.

参考文献(7)

30. 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>
31. 梅田康弘・松村一男・澁谷拓郎・片尾 浩・大見士朗・渡辺邦彦・伊藤潔(2001): 2000年鳥取県西部地震, 京都大学防災研究所年報, 44(A):47-58.
32. Zhao, D., Tani, H. and Mishra, O. P., (2004): Crustal heterogeneity in the 2000 western Tottori earthquake region: effect of fluids from slab dehydration, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 145, 161-177.
33. Shibutani, T., H. Katao and Group for the dense aftershock observations of the 2000 Western Tottori Earthquake, High resolution 3-D velocity structure in the source region of the 2000Western Tottori Earthquake in southwestern Honshu, Japan using very dense aftershock observations, *Earth Planets Space*, 57, 825--838, 2005.
34. Iwata, T. and H. Sekiguchi (2002). Source process and near-source ground motion during the 2000 Tottori-ken Seibu earthquake (Mw6.8), *Reports on Assessments of Seismic local-site effects at plural test sites, MEXT*, 231-241.
35. 防災科学技術研究所 強震観測網 K-NET, KiK-net, <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>
36. 佐藤浩章・芝良昭・功刀卓・前田宜浩・藤原広行(2013): 物理探査・室内試験に基づく2004年留萌支庁南部地震の地震によるK-NET港町観測点(HKD020)の基盤地震動とサイト特性評価, 電力中央研究所報告

5. 基準地震動の策定

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. 日本電気協会(2008):原子力発電所耐震設計技術指針

参考文献(8)

6. 基準地震動の年超過確率の参照

1. 日本原子力学会(2015):日本原子力学会標準, 原子力発電所に対する地震を起因とした確率論的リスク評価に関する実施基準
2. 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
3. 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):標準的な強震動予測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回年次大会梗概集
4. 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~
5. 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)
6. 活断層研究会編(1991):[新編]日本の活断層, 東京大学出版会
7. 今泉俊文・宮内崇裕・堤浩之・中田高編(2018):活断層詳細デジタルマップ[新編], 東京大学出版会地震調査研究推進本部(2009):全国地震動予測地図
8. 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
9. 地震調査研究推進本部(2012a):今後の地震動ハザード評価に関する検討 ~2011年・2011年における検討結果~
10. 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, 269-284
11. 武村雅之(1990):日本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
12. 地震調査研究推進本部(2012b):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
13. 加藤愛太郎(2012):2011年東北地方太平洋沖地震の特徴について, 地球科学第46巻, 87-98
14. 森川信之, 神野達夫, 成田章, 藤原広行, 奥村俊彦, 福島美彦(2006):震源域と観測点を特定した地震動強さのばらつき -観測記録に基づく検討-, 第12回日本地震工学シンポジウム
15. 池浦友則, 野田静男(2005):同一地点における地震動応答スペクトルのばらつき-地震規模と震源距離がそれぞれ等しい強震記録ペアの分析-, 日本地震工学会論文集, 第5巻, 第3号, 12-30