

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

2024年3月8日
東北電力株式会社

審査会合におけるコメント

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

目次

1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定	3
1. 1 敷地の地質・地質構造	4
1. 2 敷地地盤の振動特性	11
1. 3 地盤モデルの設定	27
1. 4 地盤モデルの妥当性の検証	39
2. プレート間地震	43
2. 1 プレート間地震の発生状況と特徴, 検討用地震の選定	44
2. 2 検討用地震の地震動評価	55
3. 海洋プレート内地震	85
3. 1 海洋プレート内地震の発生状況と特徴	86
3. 2 海洋プレート内地震の検討用地震の選定	105
3. 3 検討用地震の地震動評価	106
4. 内陸地殻内地震	127
4. 1 敷地周辺の内陸地殻内地震の地震発生層	128
4. 2 検討用地震の地震動評価	129

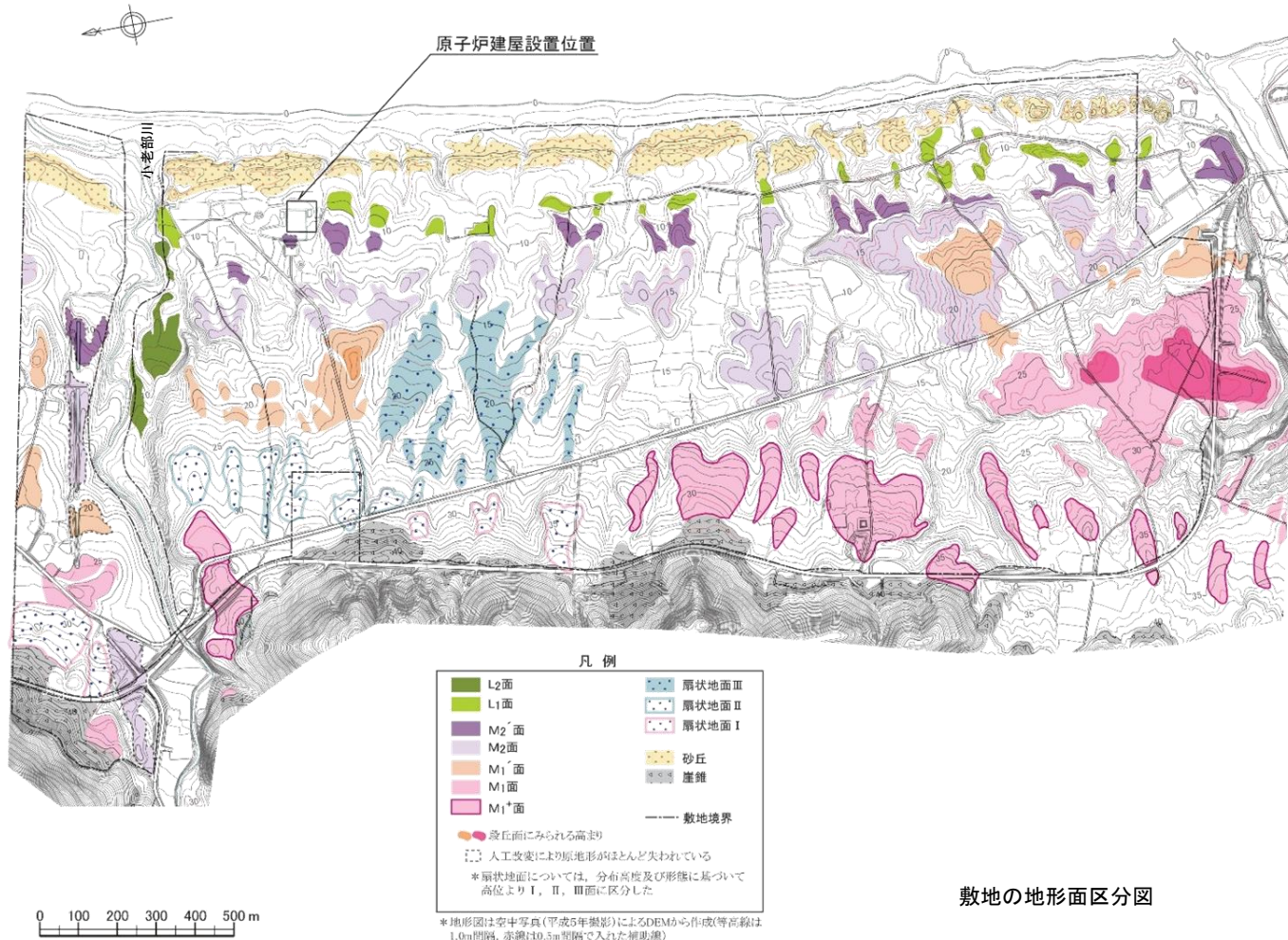
1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定

- 1. 1 敷地の地質・地質構造
- 1. 2 敷地地盤の振動特性
- 1. 3 地盤モデルの設定
- 1. 4 地盤モデルの妥当性の検証

1. 1 敷地の地質・地質構造

1. 1. 1 敷地の地質及び地質構造 (2)敷地の地形(敷地の地形面区分)

- 敷地の段丘は、段丘面の形態、高度、分布状況及び連続性、開析度、堆積物の層相、火山灰層との層位関係等について、敷地周辺陸域の段丘面との検討を行い、高位より、M₁面、M₁'面、M₂面及びL₁面に区分される。
- M₁面については若干の高度差によって、M₁⁺面及びM₁面に、M₂面についてはM₂面及びM₂'面に細分される。
- 敷地北部には、小老部川が東流して太平洋に注いでおり、この小老部川に沿って幅約60m～約100mの低地が分布する。
- 空中写真判読、航空レーザー測量による2mDEMデータによる詳細地形判読等の再調査を行った結果、断層の活動を示唆するリニアメント、変動地形の可能性のある地形及び地すべり地形は認められなかった。



* 地形図は空中写真(平成5年撮影)によるDEMから作成(等高線は1.0m間隔、赤線は10.5m間隔で入れた補助線)

1. 1. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(1) 岩盤分類(岩盤分類の基準)

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








	特 徴
泊層 火山碎屑岩	<ul style="list-style-type: none"> 凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなるが、いずれの岩種も基質の性状によりガラス質な部分と石質な部分に岩相区分され、前者は後者より硬質である。 石質基質の一部に弱い変質を受け緑色を呈する部分が認められるが、その分布は不規則なレンズ状又は斑状であり、広がりをもつものではない。 節理が少なく、風化の影響は地表部にわずかに認められるのみである。
泊層 安山岩溶岩	<ul style="list-style-type: none"> 緻密で塊状の溶岩と、安山岩角礫と基質が強く固結する角礫状の溶岩があり、さらに角礫状の溶岩は基質の性状によりガラス質な部分、凝灰質な部分及びクリンカー質な部分に岩相区分される。 角礫状の溶岩は、基質の違いが岩石の硬さと密接に関連しており、ガラス質な部分は凝灰質及びクリンカー質な部分より硬質。 溶岩の凝灰質基質の一部に弱い変質を受け緑色を呈する部分が認められるが、その分布は不規則なレンズ状又は斑状であり、広がりをもつものではない。 塊状の溶岩を除いて節理が少なく、風化の影響は地表部にわずかに認められるのみである。
蒲野沢層 砂岩・泥岩	<ul style="list-style-type: none"> 蒲野沢層の砂岩、泥岩及び礫岩は堆積性の軟岩であり、風化・変質の影響及び節理は少ない。 礫岩は分布が局所的であり、岩盤分類としては砂岩に含める。

1. 1. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

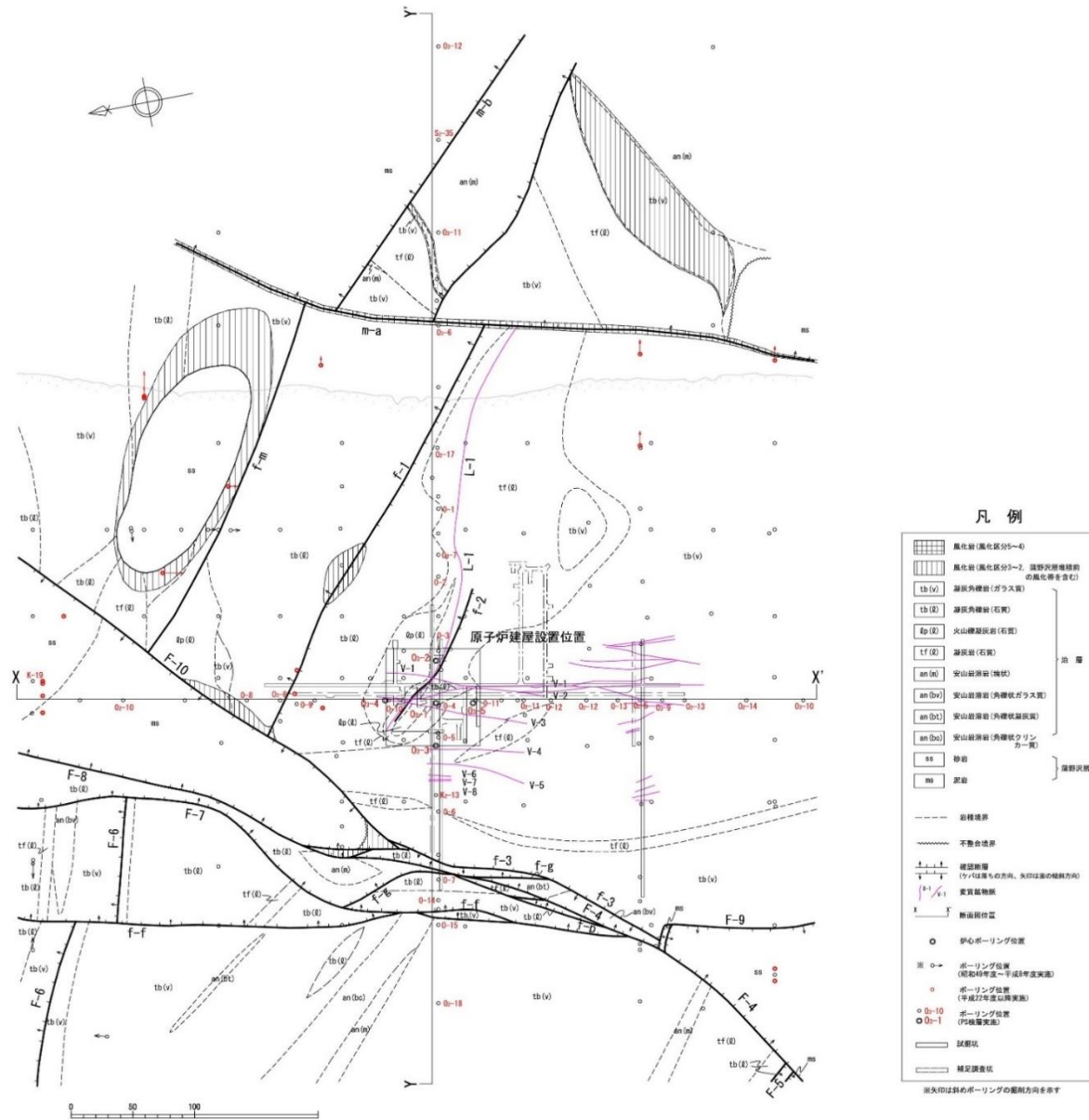
(2) 岩盤分類 (風化区分基準)

➤ 敷地の岩盤は、色調、硬さ等から風化区分2～5の風化岩盤と、未風化の新鮮岩に区分される。

風化区分	性 状	コ ア 写 真
5	原岩の組織が全く認められないか、かろうじて原岩の組織が認められるもの。 新鮮な礫を含まない。 全体に褐色化している。	 <p>(O₃-1:0.78 - 0.94m)</p>
4	礫・基質ともに変色している。基質はかなり軟質化し、指圧で崩れる。礫も軟質化している。	 <p>(O₃-5:3.40 - 3.59m)</p>
3	基質は全体に変色しているが、指圧で崩れない程度に硬い。礫は変色し、やや軟質化しているが、新鮮部を残すものが主体である。	 <p>(O₃-5:4.38 - 4.55m)</p>
2	基質はわずかに変色し、やや軟質化しているが、概ね硬質である。礫は新鮮である。	 <p>(O₃-1:11.70 - 11.90m)</p>
	新鮮である。	 <p>(O₃-5:23.20 - 23.40m)</p>

1. 1. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

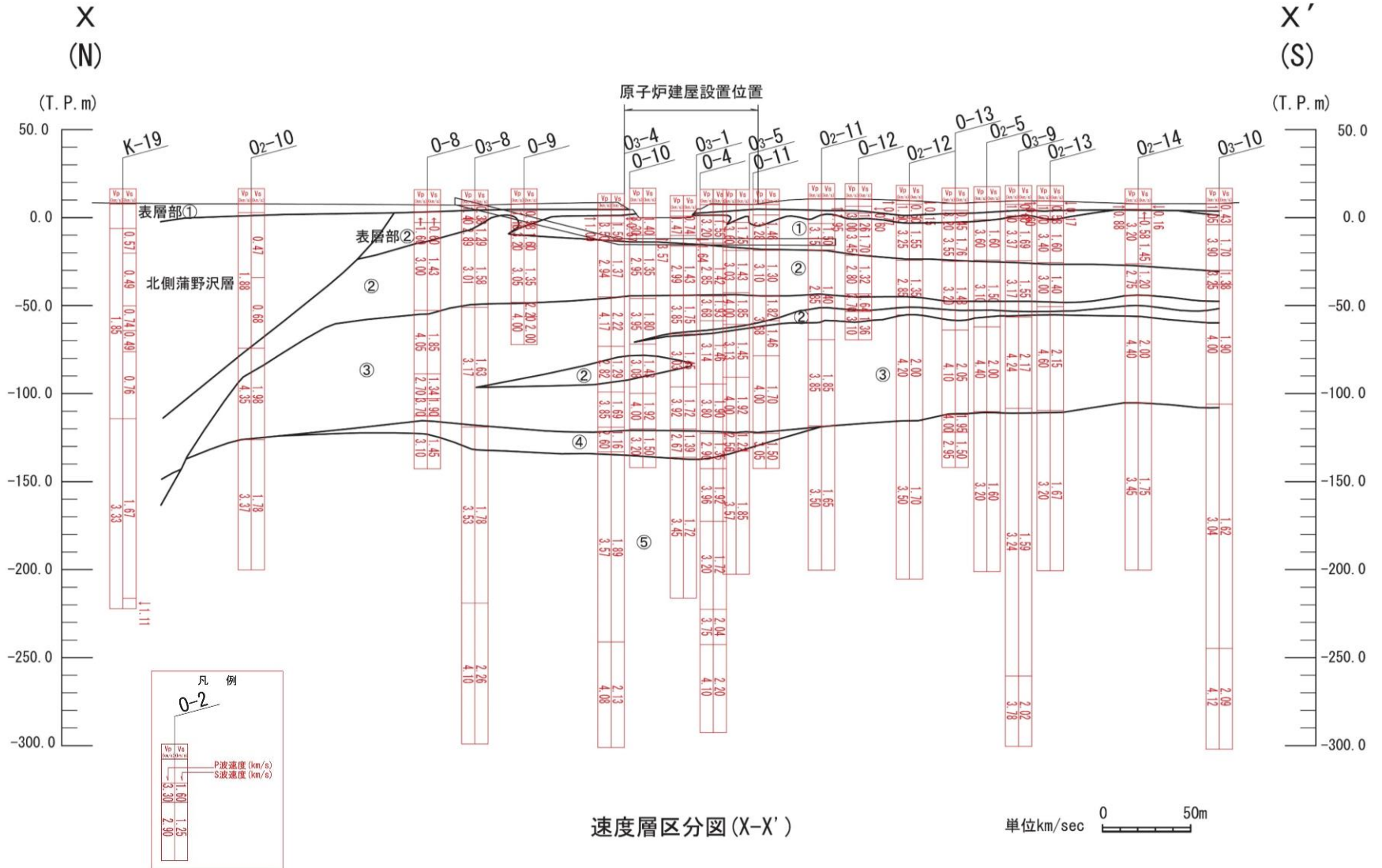
(3) 原子炉建屋設置位置付近の地質調査位置図



1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1. 1 敷地の地質・地質構造

1. 1. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

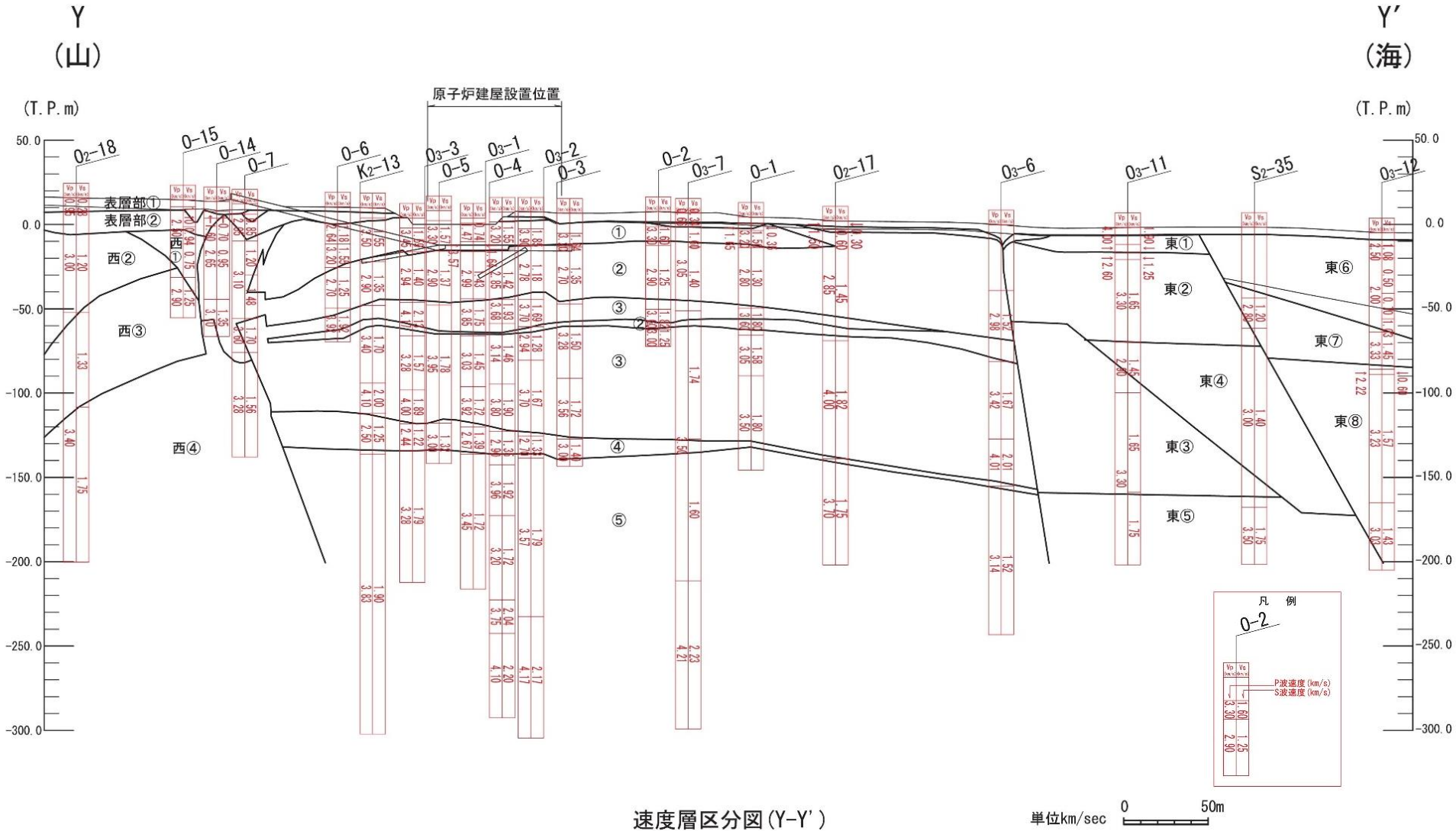
(4) 原子炉建屋設置位置付近の速度層構造【PS検層結果】X-X' 断面



1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1. 1 敷地の地質・地質構造

1. 1. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(4) 原子炉建屋設置位置付近の速度層構造【PS検層結果】Y-Y' 断面

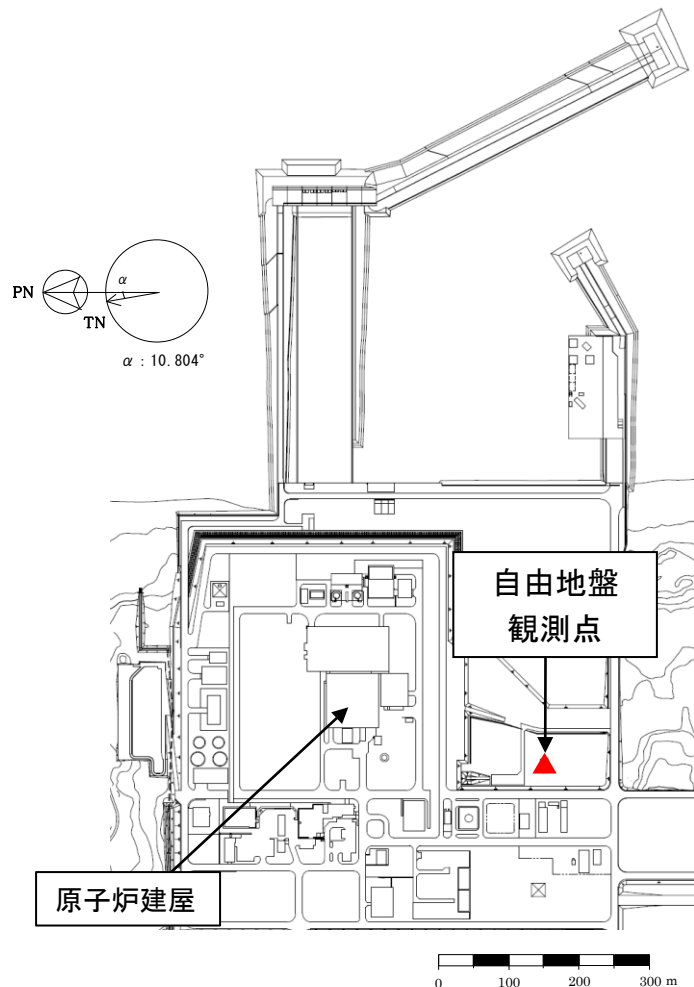


1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.2 敷地地盤の振動特性

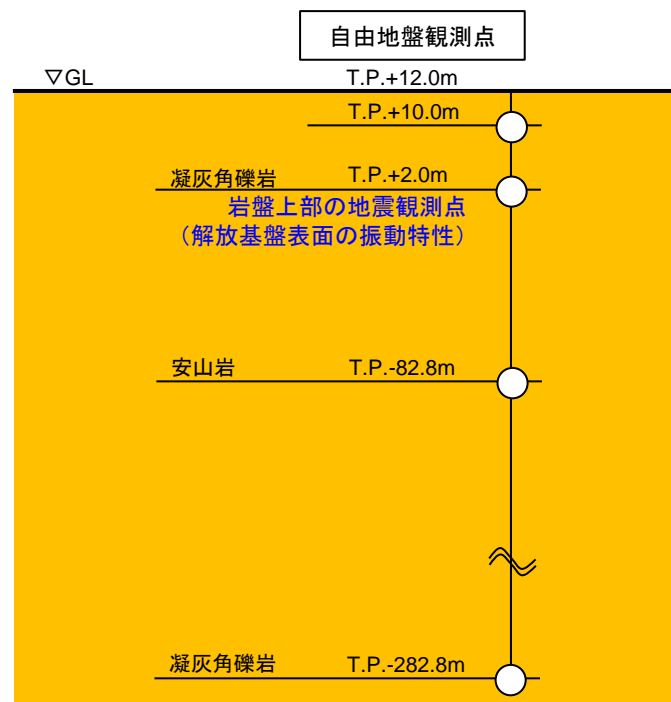
1.2.1 地震計設置方法に起因する特性の補正

(1) 敷地における自由地盤観測点

➤ 敷地における自由地盤観測点での地震観測については、原子炉建屋設置位置付近と同じ岩盤に地震計を設置し1994年4月から行っている。



平面配置図



凡例 ○ : 地震観測点

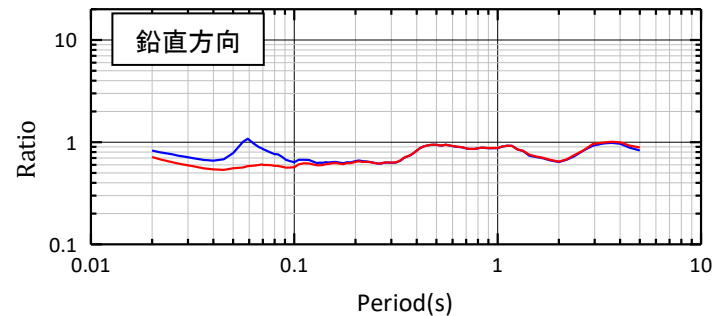
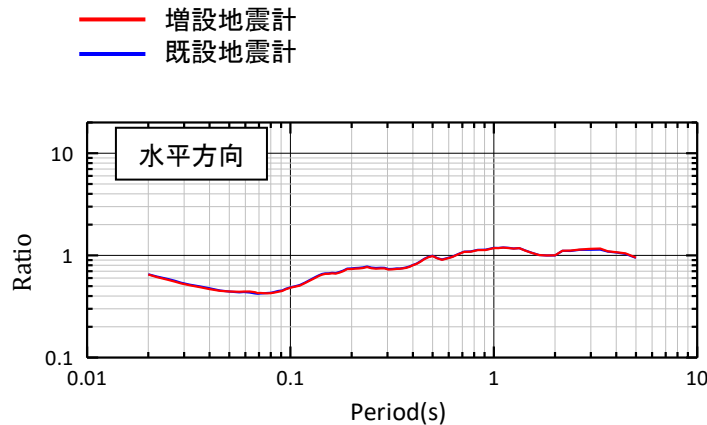
地震計鉛直断面位置図

1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.2 敷地地盤の振動特性

1.2.1 地震計設置方法に起因する特性の補正

(2) 同時観測記録の確認

➤ 自由地盤のT.P.+2.0mの既設地震計のUD方向には、周期0.06秒(上部地盤の卓越振動数に該当)に特異なピークが認められたため、2008年8月から付近の同レベルに追加の地震計を増設し、同時観測を行っていた。同時観測記録を比較すると、既設地震計の鉛直動の周期0.06秒付近の卓越は、増設地震計には認められないことを確認した。なお、水平動には両者には違いがないことも合わせて確認した。



同時観測記録の比較[自由地盤(T.P.+2.0m)/Noda et al.(2002)]
(同時観測期間の地震のうちM5.5以上、震源距離200km程度以内の27地震の平均)

東通原子力発電所 自由地盤の地震観測期間

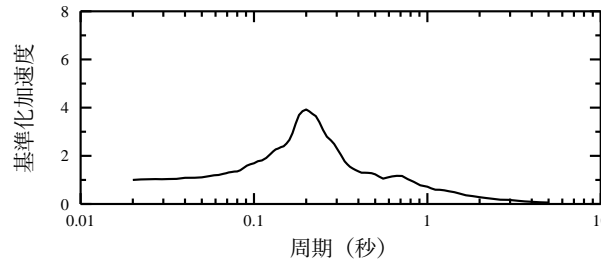
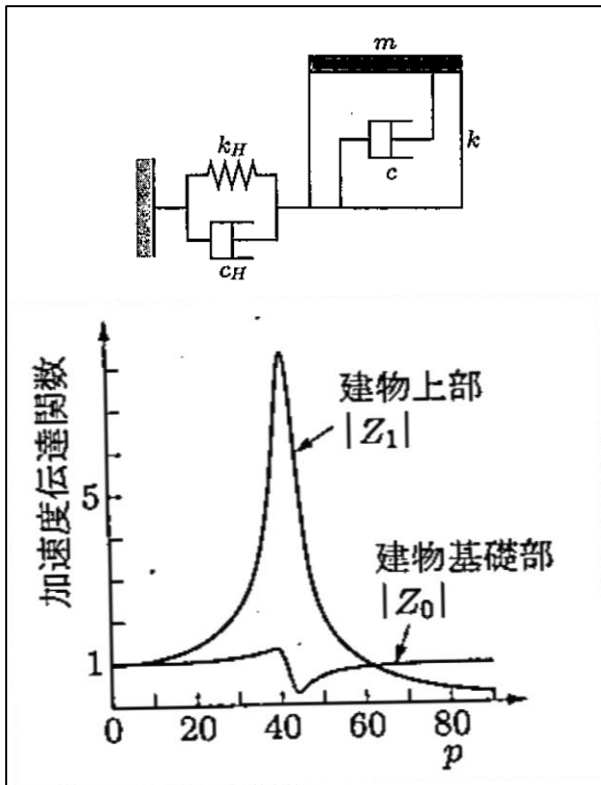
観測点		年											
		1994	~	2004	~	2008	~	2013	2014	2015	2016	2017	2018
本設地震計 自由地盤 (加速度型強震計)	T.P.+10.0m T.P.-82.8m T.P.-282.8m	▽観測開始(1994.4) →											
	T.P.+2.0m	▽観測開始(1994.4) → 同時観測期間 → ▽既設地震計停止(2016.4)											
		▽増設地震計(2008.8)・・・個別収録装置 → ▽増設地震計(収録装置繋ぎ替え) →											

1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.2 敷地地盤の振動特性

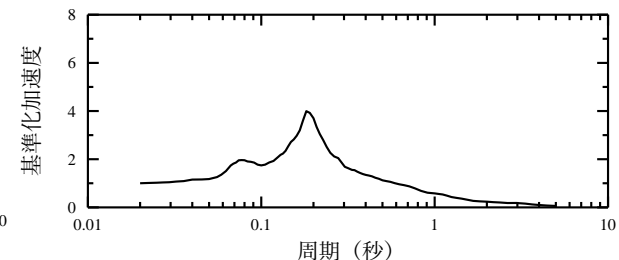
1.2.2 水平アレイ観測記録の検討(原子炉建屋直下と自由地盤)

原子炉建屋直下と支持地盤の相互作用

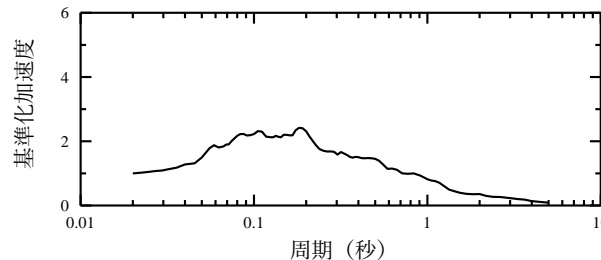
- 原子炉建屋直下地中の観測記録は、建屋の振動特性の影響を受けていることが考えられる。一般に、建屋直下の支持地盤には、建屋の1次固有周期前後において「山」と「谷」が生じる。
- そこで、検討に用いた16地震における原子炉建屋の卓越周期を確認するために、3F(オペレーションフロア)に設置されている地震計の観測記録を用い、周期0.02秒の応答値を1とした基準化応答スペクトルの平均値を算定した。
- NS成分、EW成分とも周期約0.2秒付近にピークが認められる。UD成分については水平動のような明瞭なピークは認められない。従って、原子炉建屋直下地中の振動特性としては、**水平動の周期0.2秒前後に山、谷のピークが生じていることが予想**される。



(a) NS成分



(b) EW成分



(c) UD成分

※下記の地震については、UD成分については、3Fの観測記録が欠測(ノイズ)のため算定から除外した。
2018年1月24日青森県沖の地震
2018年9月6日胆振地方中東部の地震

原子炉建屋3Fの卓越周期(PN基準)
(3F観測記録の基準化応答スペクトル(h=0.05)の平均)

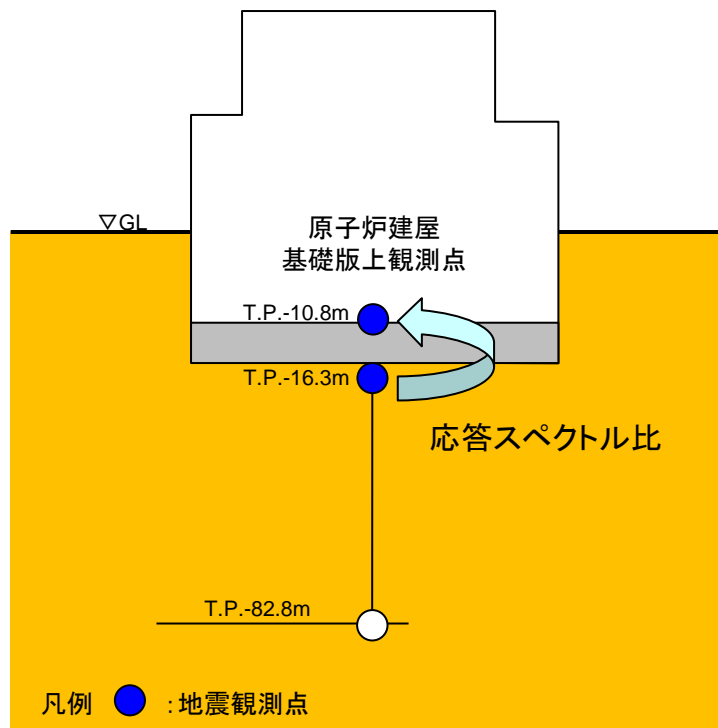
建物と地盤の相互作用を持つ1質点系
建物基礎部の応答
[柴田(2014)より抜粋]

1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.2 敷地地盤の振動特性

1.2.3 原子炉建屋基礎版上と直下の振動特性の比較

(1) 検討の概要

- 本編資料「2.3.2 水平アレイ観測記録の検討(原子炉建屋直下と自由地盤)」では、原子炉建屋直下(T.P.-16.3m)のほかにも原子炉建屋基礎版上(T.P.-10.8m)の地震観測記録を用いた検討を行っている。
- 応答スペクトル比(原子炉建屋基礎版上/原子炉建屋直下)により、両者の振動特性の違いは小さいことを確認する。



検討に用いた地震観測点



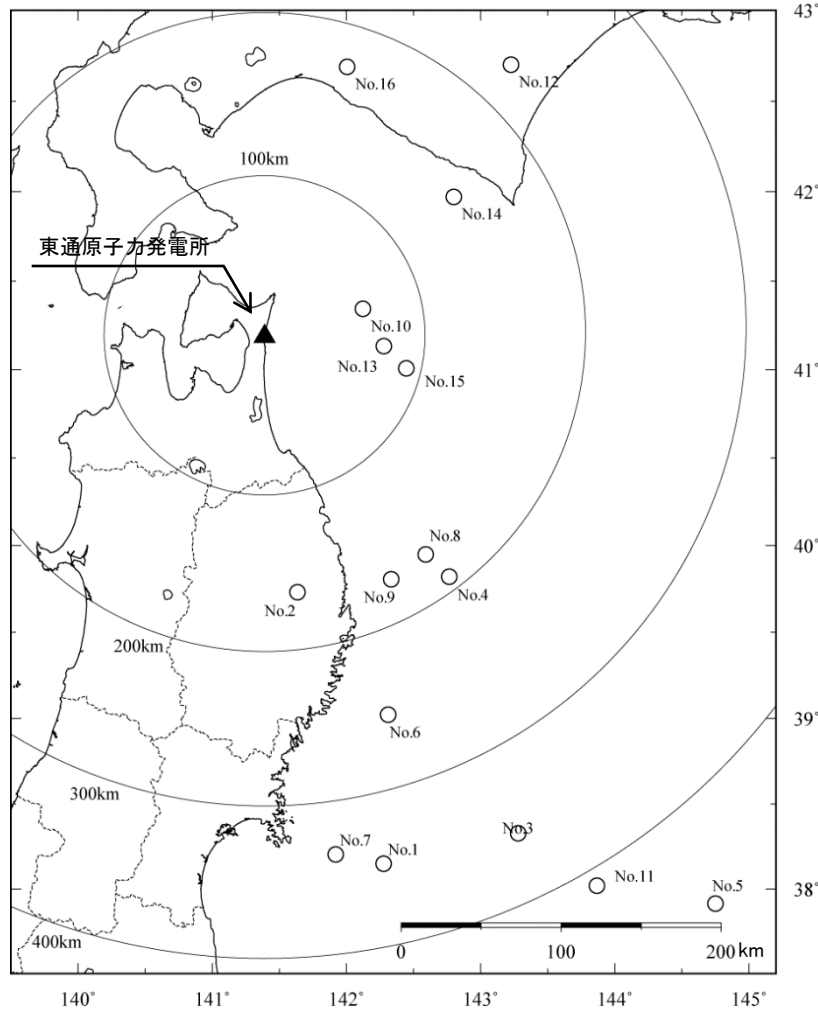
検討に用いた地震観測点

1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.2 敷地地盤の振動特性

1.2.3 原子炉建屋基礎版上と直下の振動特性の比較

(2) 検討対象地震(本編資料2章3.2(2)再掲)

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



検討に用いた観測地震

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

検討に用いた観測地震の震央分布

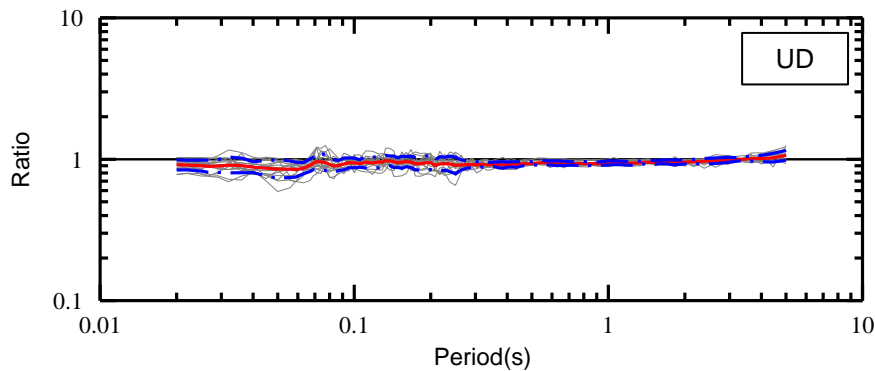
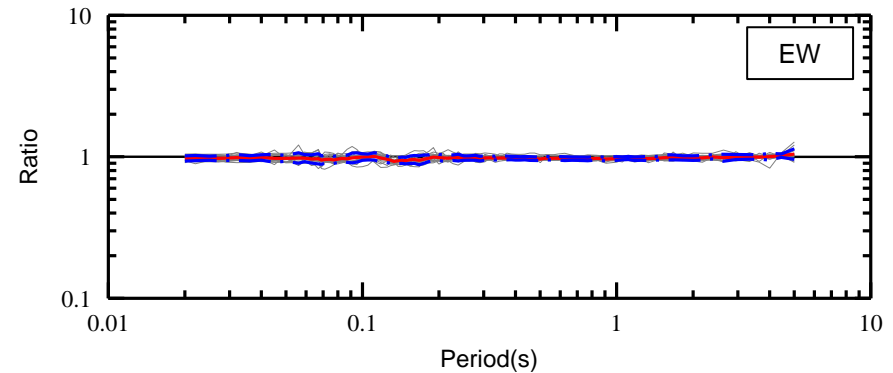
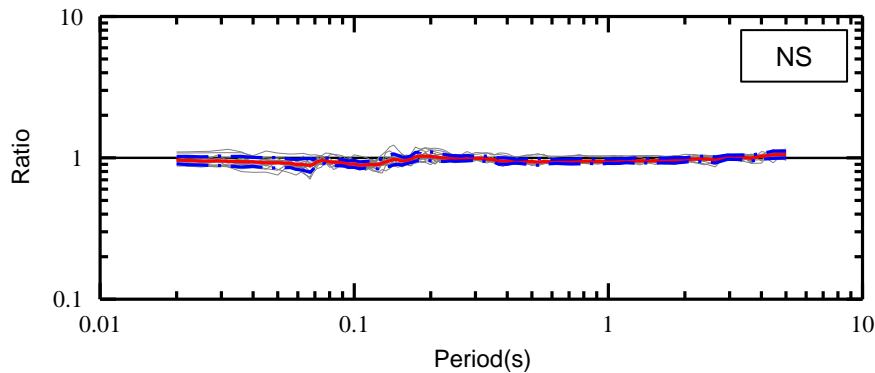
1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.2 敷地地盤の振動特性

1.2.3 原子炉建屋基礎版上と直下の振動特性の比較

(3) 原子炉建屋直下(T.P.-16.3m)に対する原子炉建屋基礎版上(T.P.-10.8m)の応答スペクトル比

【原子炉建屋直下(T.P.-16.3m)に対する原子炉建屋基礎版上(T.P.-10.8m)の観測記録の応答スペクトル比】

- 応答スペクトル比は全周期帯で概ね1倍であり、各地震のばらつきも小さい。
- 両者はほぼ同等の振動特性を示す。



— 地震毎の比率 — 平均
 - - - 平均±標準偏差

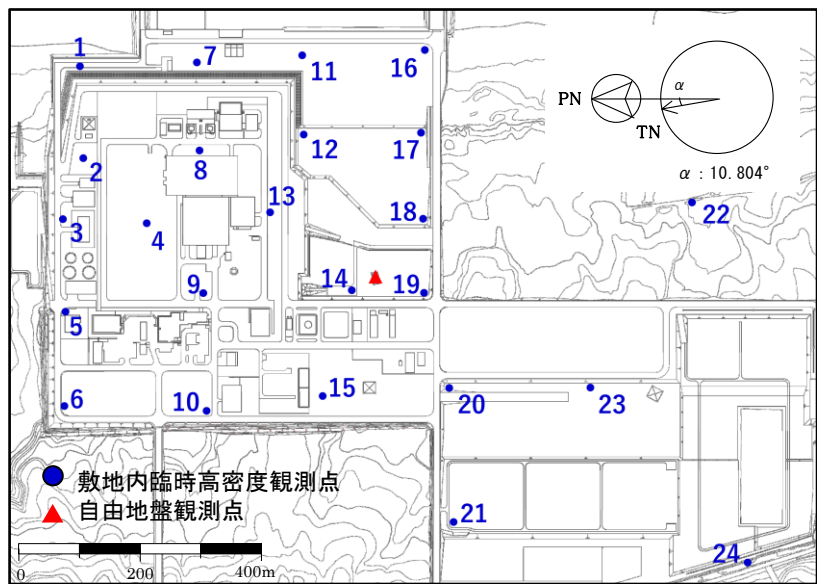
原子炉建屋直下(T.P.-16.3m)に対する原子炉建屋基礎版上(T.P.-10.8m)の観測記録の応答スペクトル比(PN基準)
 原子炉建屋基礎版上(T.P.-10.8m)／原子炉建屋直下(T.P.-16.3m)

1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.2 敷地地盤の振動特性

1.2.4 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(1) 検討概要(本編資料2章3.5(1)再掲)

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



敷地内臨時高密度観測点

基準化スペクトル

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

S_{no} : No.n観測点の基準化スペクトル
 S_n : No.n観測点のフーリエ振幅スペクトル
 S_{14} : No.14観測点のフーリエ振幅スペクトル
 なお, フーリエ振幅スペクトルはTransverse成分とRadial成分の平均とした。

スペクトル密度比

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

基準化スペクトルの面積の算定は1～10Hzとした。

1. 2. 4 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(2) 表層が基準化スペクトルの形状に与える影響①

- ばらつきの検討に先立ち、各観測点の基準化スペクトルの傾向の妥当性確認のため、地盤の増幅特性を表す微動H/Vスペクトルとの比較を行った。また、表層の厚さとの整合性についても検討した。
- 検討に当たっては、各観測点を整地の状態に応じて以下の通り区分した。

整地状態の区分

区分	区分の考え方
盛土	人工的に盛土を行っている観測点。他の区分に比べて地盤が軟らかいと判断した。
整地のみ	鋤取り、敷き均し等のみの観測点。整地前後の標高差±1mを目安とした。
切土	人工的に切土を行っている観測点。
地山	伐採のみで整地を行っていない観測点。

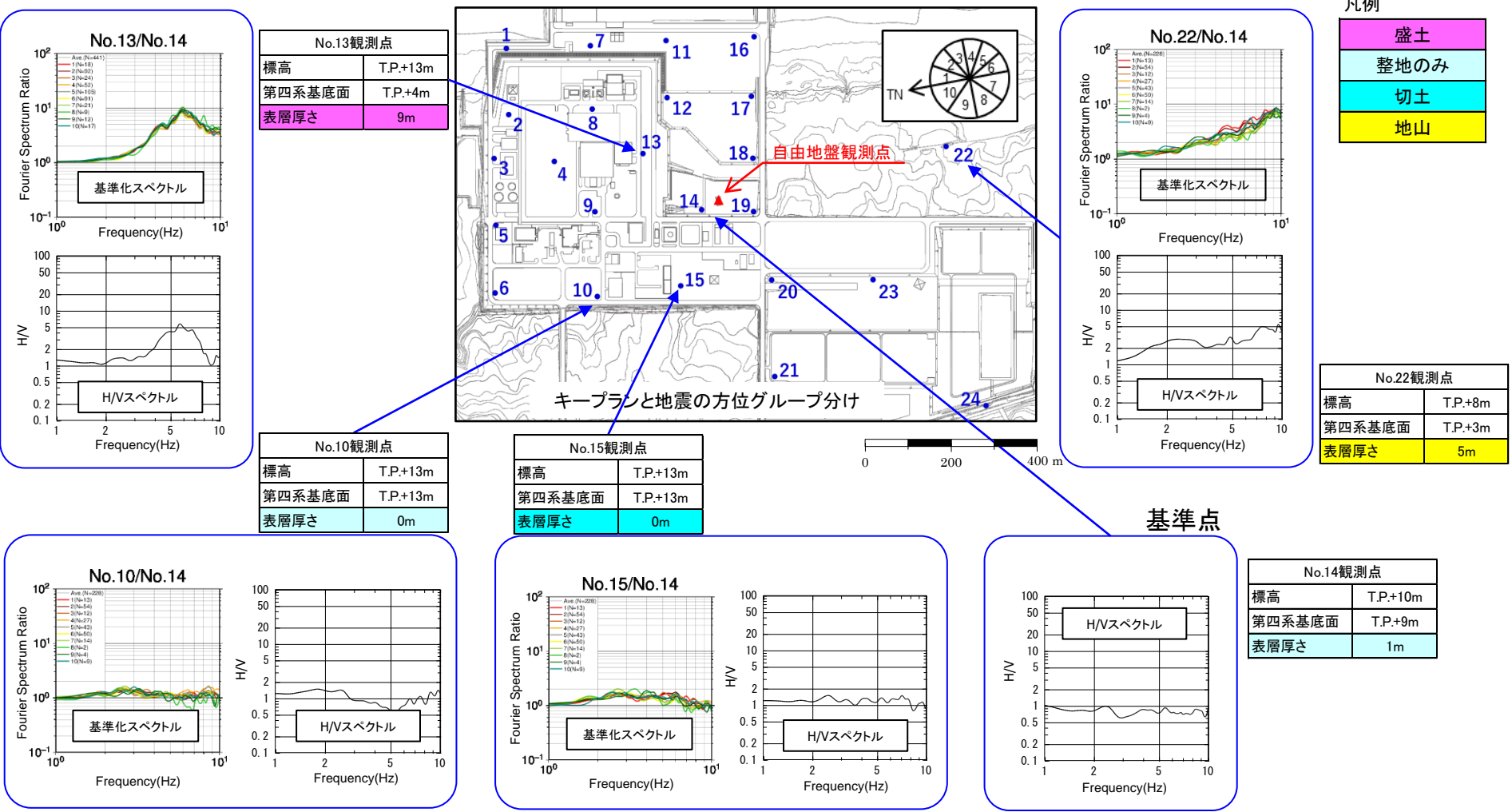
1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.2 敷地地盤の振動特性

1.2.4 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(2) 表層が基準化スペクトルの形状に与える影響②

➤ 微動H/Vスペクトルとの比較及び表層の厚さ等との整合性の検討について、以下に示す。(この頁には代表的な観測点を示す。その他の観測点は次頁以降に示す。)

- ① 基準点である地表観測点であるNo.14の微動H/Vスペクトルは概ね平坦であり、表層の影響が少ない。
- ② 基準化スペクトルの形状は微動H/Vスペクトルと良い対応を示す。また、基準化スペクトルは、盛土では卓越振動数が現れやすく、表層が厚いほど低振動数となる等、整地の状況や表層の厚さと整合する傾向を示している。



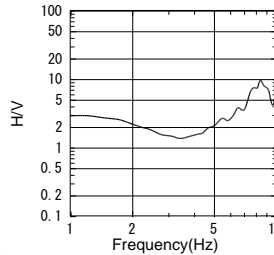
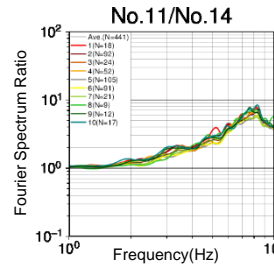
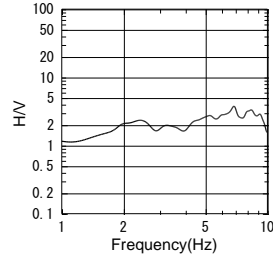
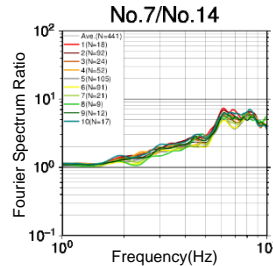
1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.2 敷地地盤の振動特性

1.2.4 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

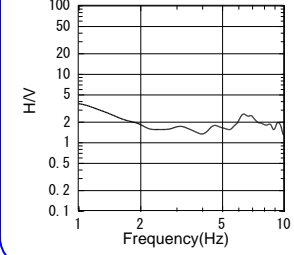
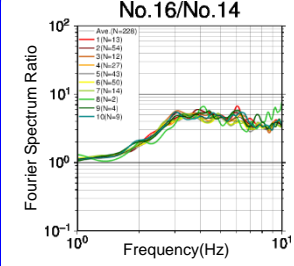
(2) 表層が基準化スペクトルの形状に与える影響③

- 基準化スペクトルと微動H/Vスペクトルとの比較及び表層地盤の厚さによる整理を以下に示す。
- 基準化スペクトルの形状は、地盤の増幅特性を表す微動H/Vスペクトルと良い対応を示す。また、切土・盛土の違いや表層地盤の厚さにより形状に違いがあり、盛土では卓越振動数が現れやすく、表層が厚いほど低振動数となる傾向がある。

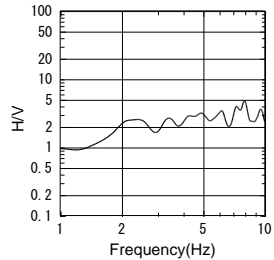
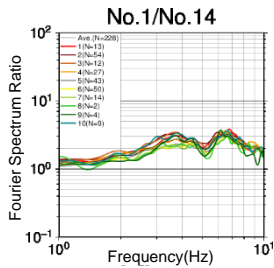
No.7観測点	
標高	T.P.+4m
第四系基底面	T.P.-3m
表層厚さ	7m



No.11観測点	
標高	T.P.+4m
第四系基底面	T.P.-4m
表層厚さ	8m



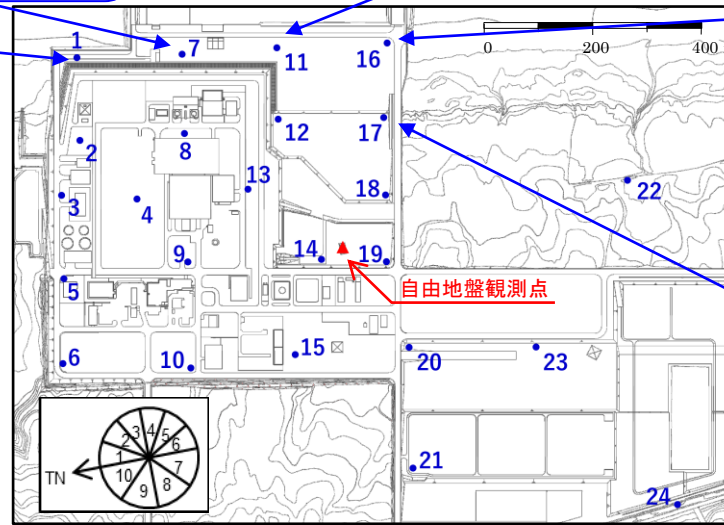
No.16観測点	
標高	T.P.+4m
第四系基底面	T.P.-5m
表層厚さ	9m



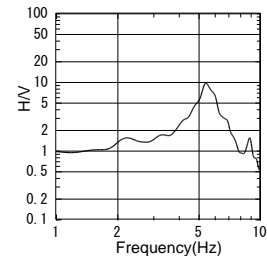
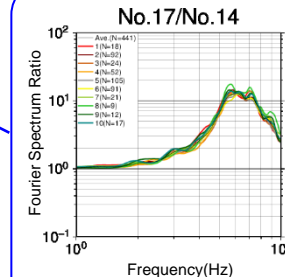
No.1観測点	
標高	T.P.+4m
第四系基底面	T.P.-5m
表層厚さ	9m

凡例

- 盛土 (Pink box)
- 整地のみ (Light blue box)
- 切土 (Light green box)
- 地山 (Yellow box)



No.17観測点	
標高	T.P.+7m
第四系基底面	T.P.-2m
表層厚さ	9m

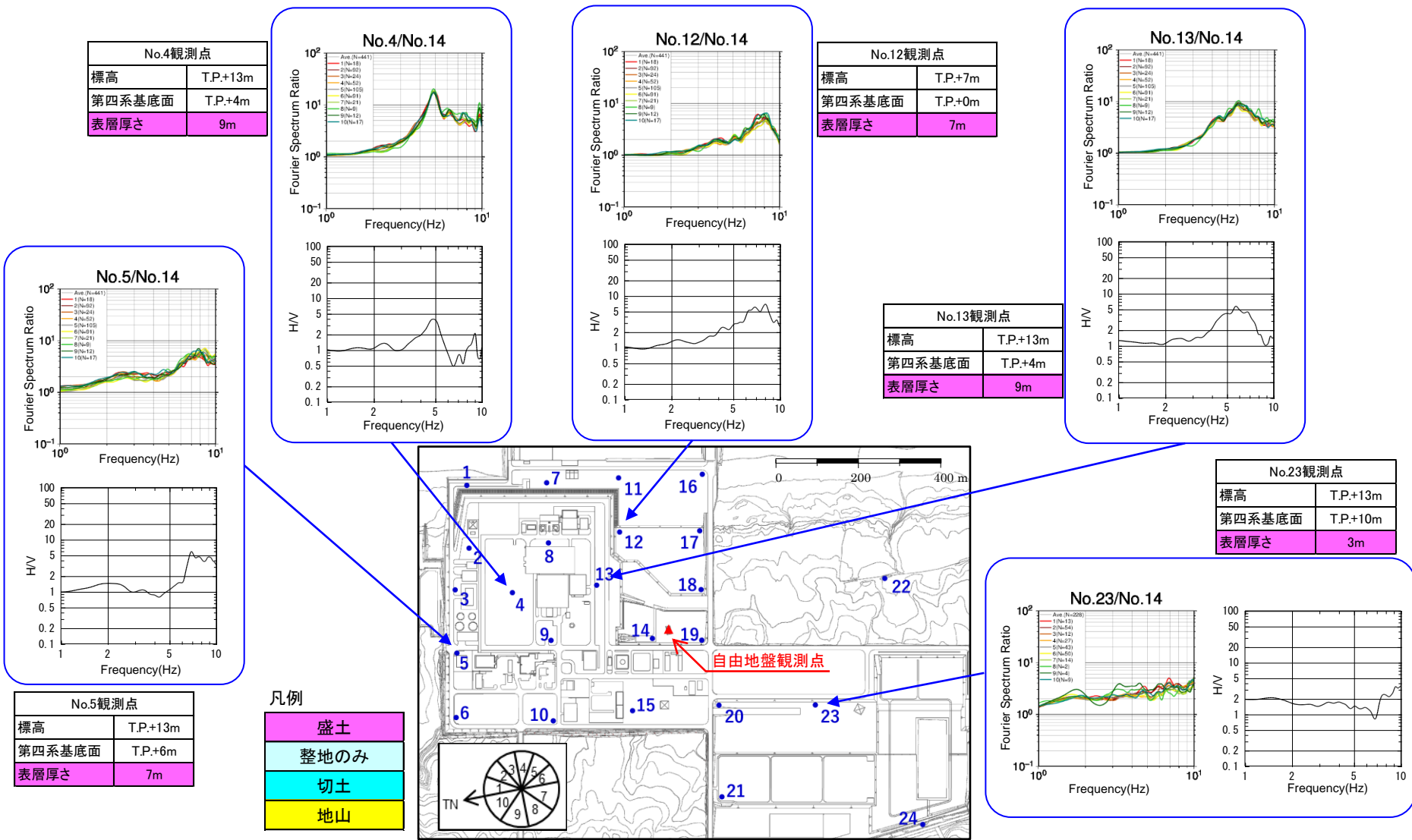


1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.2 敷地地盤の振動特性

1.2.4 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(2) 表層が基準化スペクトルの形状に与える影響④

- 基準化スペクトルと微動H/Vスペクトルとの比較及び表層地盤の厚さによる整理を以下に示す。
- 基準化スペクトルの形状は、地盤の増幅特性を表す微動H/Vスペクトルと良い対応を示す。また、切土・盛土の違いや表層地盤の厚さにより形状に違いがあり、盛土では卓越振動数が現れやすく、表層が厚いほど低振動数となる傾向がある。



1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.2 敷地地盤の振動特性

1.2.4 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(2) 表層が基準化スペクトルの形状に与える影響⑤

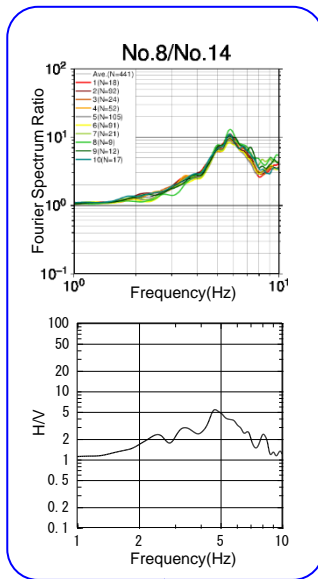
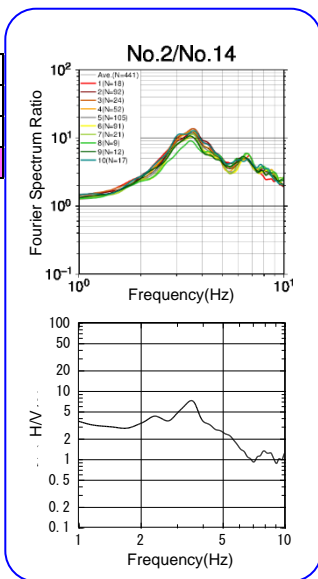
- 基準化スペクトルと微動H/Vスペクトルとの比較及び表層地盤の厚さによる整理を以下に示す。
- 基準化スペクトルの形状は、地盤の増幅特性を表す微動H/Vスペクトルと良い対応を示す。また、切土・盛土の違いや表層地盤の厚さにより形状に違いがあり、盛土では卓越振動数が現れやすく、表層が厚いほど低振動数となる傾向がある。

凡例

盛土
整地のみ
切土
地山

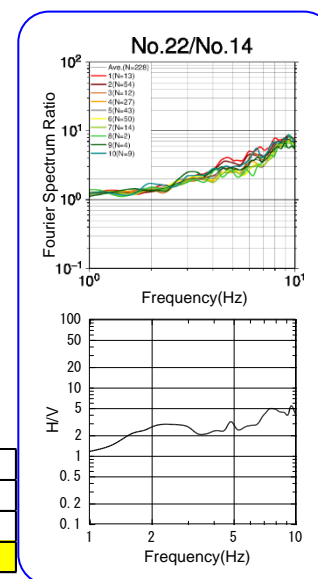
No.2観測点

標高	T.P.+13m
第四系基底面	T.P.-3m
表層厚さ	16m



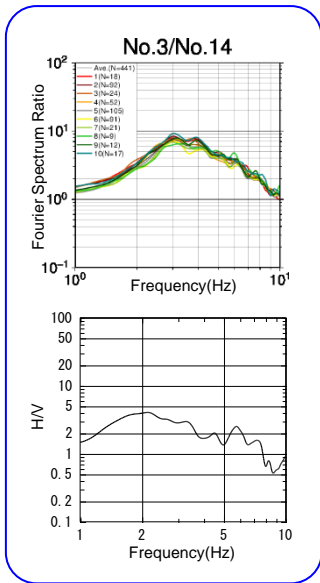
No.8観測点

標高	T.P.+13m
放水路上端	T.P.-0.8m
表層厚さ	14m



No.3観測点

標高	T.P.+13m
第四系基底面	T.P.0m
表層厚さ	13m



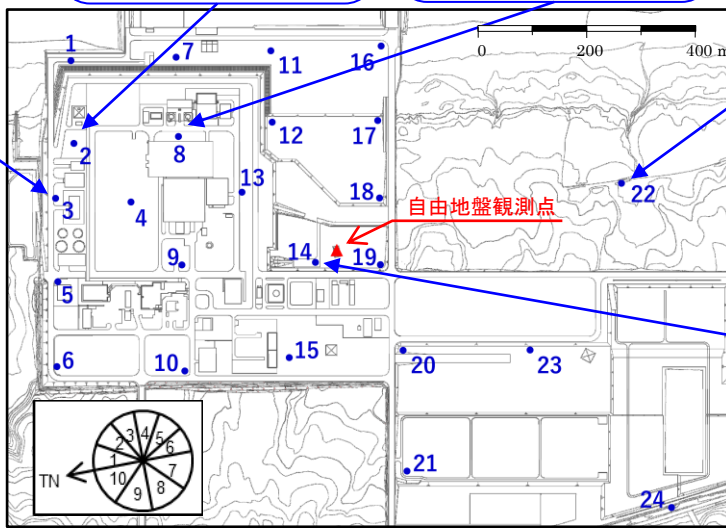
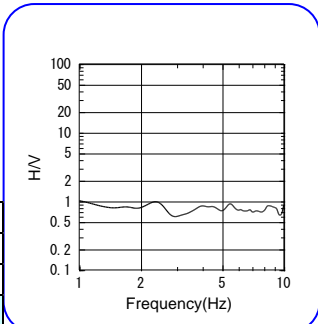
No.22観測点

標高	T.P.+8m
第四系基底面	T.P.+3m
表層厚さ	5m

基準点

No.14観測点

標高	T.P.+10m
第四系基底面	T.P.+9m
表層厚さ	1m

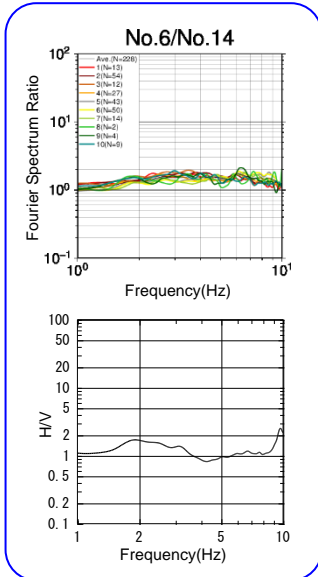


1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.2 敷地地盤の振動特性

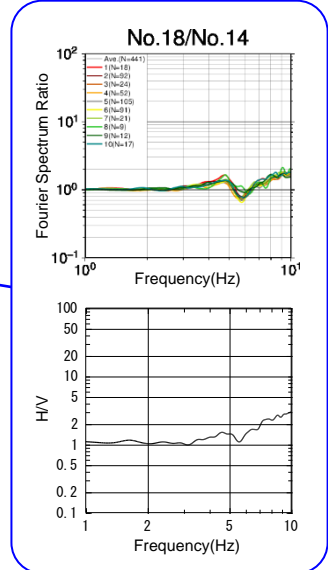
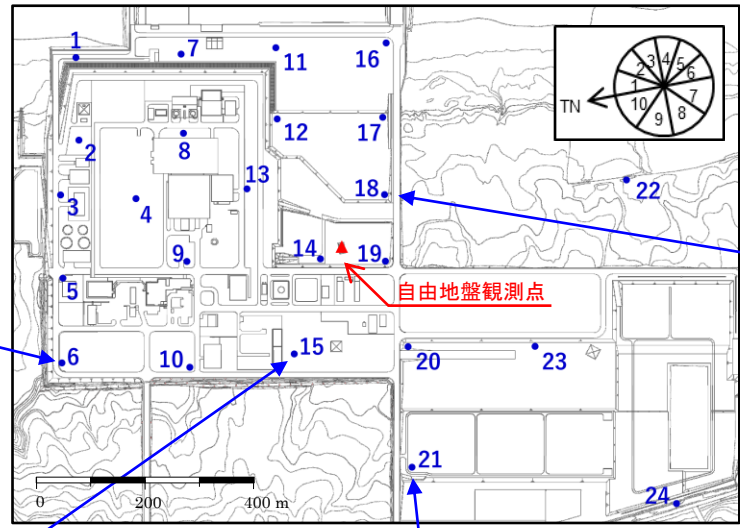
1.2.4 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(2) 表層が基準化スペクトルの形状に与える影響⑥

- 基準化スペクトルと微動H/Vスペクトルとの比較及び表層地盤の厚さによる整理を以下に示す。
- 基準化スペクトルの形状は、地盤の増幅特性を表す微動H/Vスペクトルと良い対応を示す。また、切土・盛土の違いや表層地盤の厚さにより形状に違いがあり、盛土では卓越振動数が現れやすく、表層が厚いほど低振動数となる傾向がある。



No.6観測点	
標高	T.P.+13m
第四系基底面	T.P.+10m
表層厚さ	3m

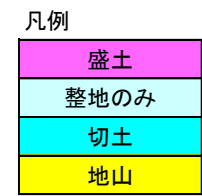
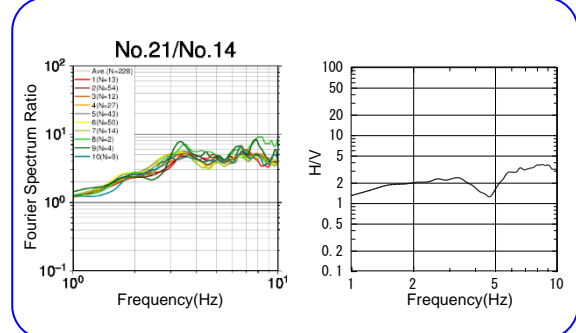
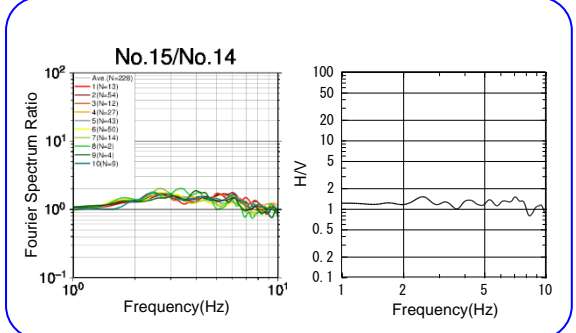


No.15観測点	
標高	T.P.+13m
第四系基底面	T.P.+13m
表層厚さ	0m

No.21観測点	
標高	T.P.+18.55m
第四系基底面	T.P.+18m
表層厚さ	1m

※No.21は、法尻のため水捌げが悪い

No.18観測点	
標高	T.P.+7m
第四系基底面	T.P.+4m
表層厚さ	3m



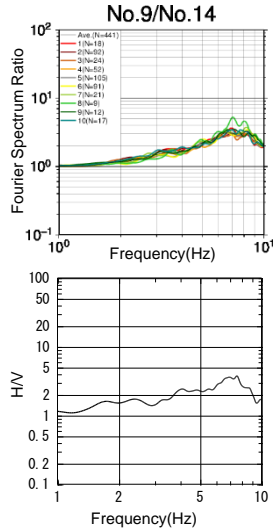
1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.2 敷地地盤の振動特性

1.2.4 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

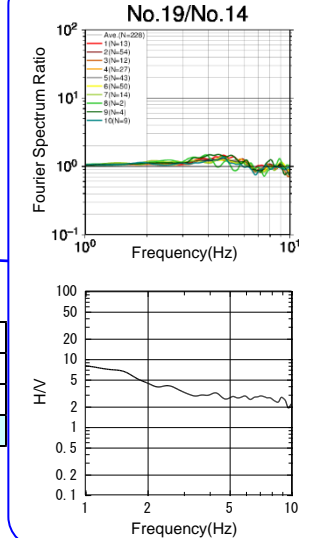
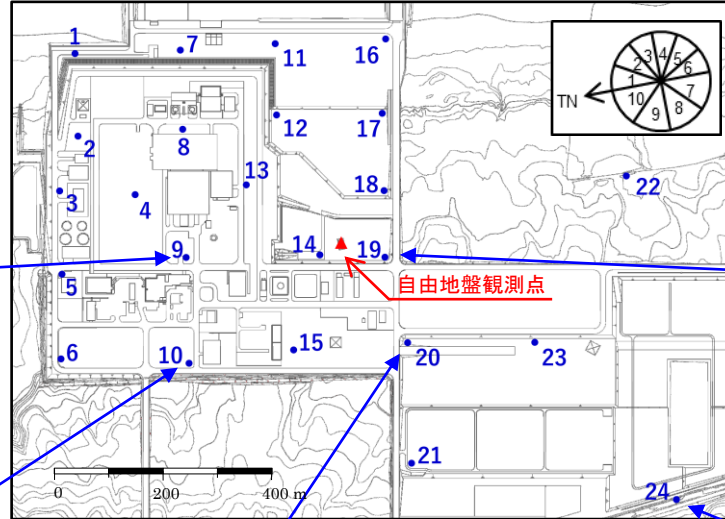
(2) 表層が基準化スペクトルの形状に与える影響⑦

- 基準化スペクトルと微動H/Vスペクトルとの比較及び表層地盤の厚さによる整理を以下に示す。
- 基準化スペクトルの形状は、地盤の増幅特性を表す微動H/Vスペクトルと良い対応を示す。また、切土・盛土の違いや表層地盤の厚さにより形状に違いがあり、盛土では卓越振動数が現れやすく、表層が厚いほど低振動数となる傾向がある。

凡例

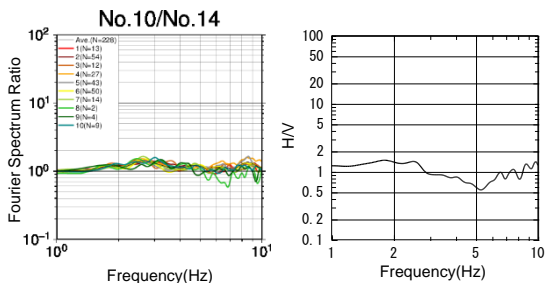


No.9観測点	
標高	T.P.+13m
第四系基底面	T.P.+7m
表層厚さ	6m

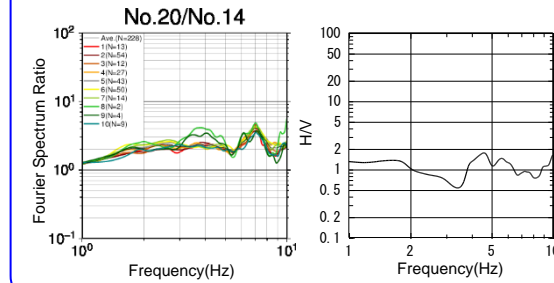


No.19観測点	
標高	T.P.+10m
第四系基底面	T.P.+10m
表層厚さ	0m

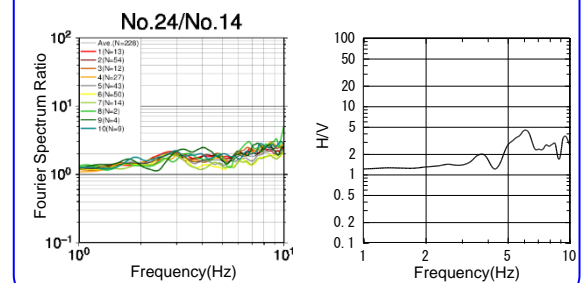
No.10観測点	
標高	T.P.+13m
第四系基底面	T.P.+13m
表層厚さ	0m



No.20観測点	
標高	T.P.+13m
第四系基底面	T.P.+12m
表層厚さ	1m



No.24観測点	
標高	T.P.+19.7m
第四系基底面	T.P.+18m
表層厚さ	2m



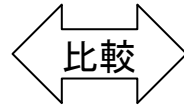
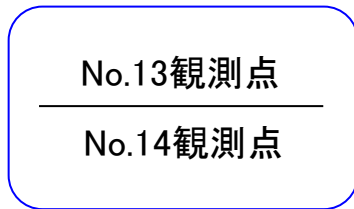
1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.2 敷地地盤の振動特性

1.2.4 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

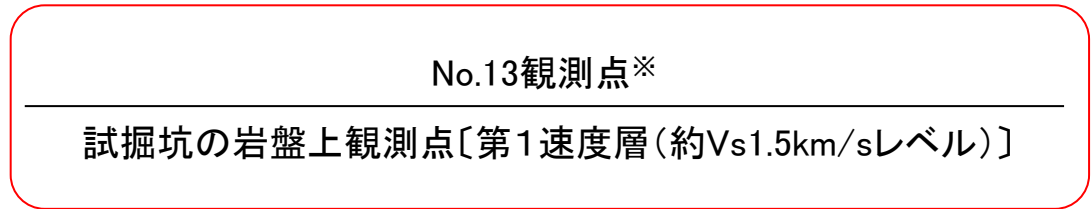
(2) 表層が基準化スペクトルの形状に与える影響⑧

- 基準化スペクトル策定の基準点となるNo.14観測点(T.P.+10.0m)の振動特性確認のために、別途実施している臨時地震観測記録との比較を行った。具体的には、No.14観測点及び試掘坑内観測点を基準として、それぞれの臨時観測期間で共通に観測を行っているNo.13観測点の基準化スペクトルを作成し比較した。

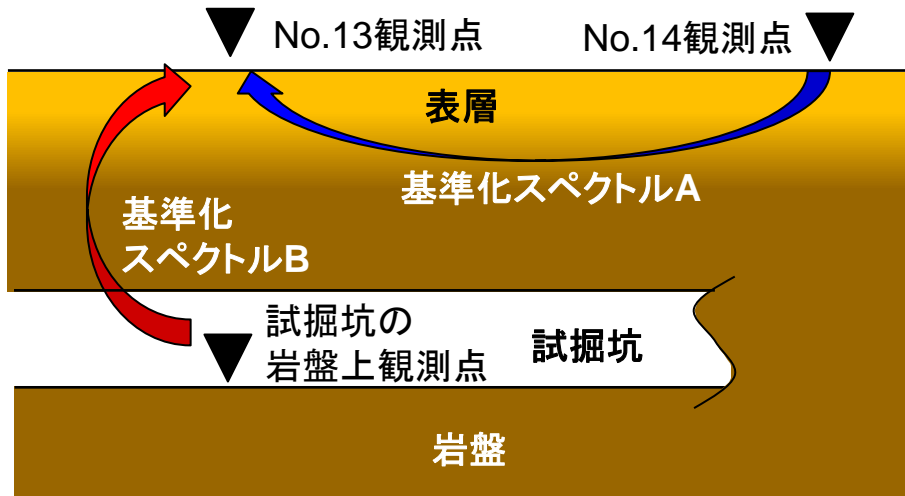
基準化スペクトルA



基準化スペクトルB



※ 基準化スペクトルAに用いた観測記録とは期間が異なる。

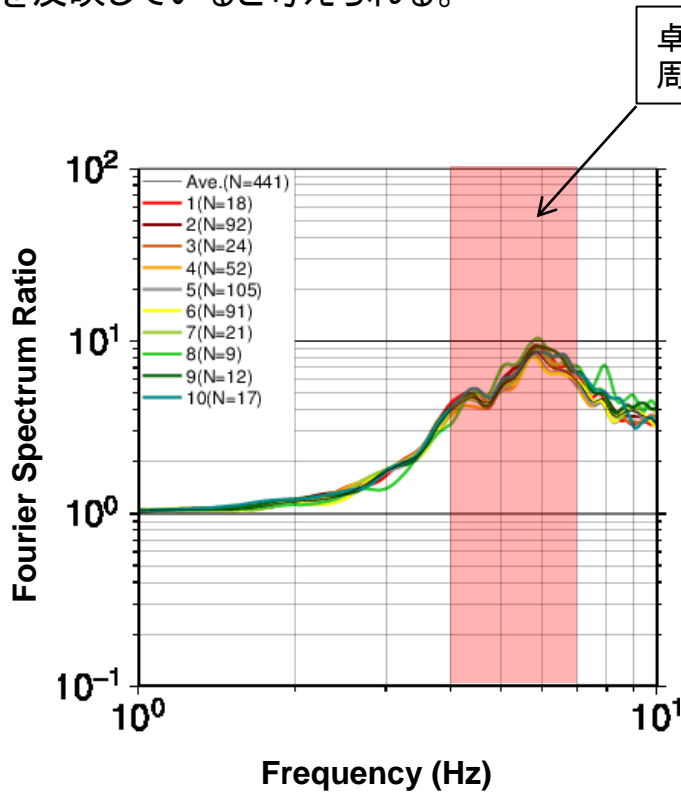


1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.2 敷地地盤の振動特性

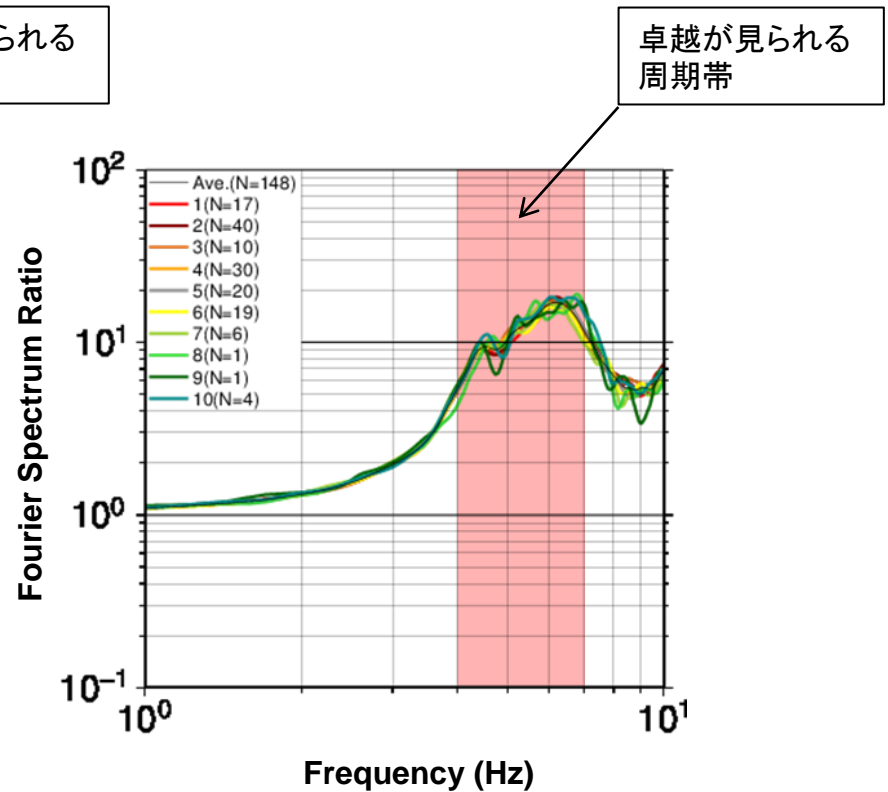
1.2.4 敷地内臨時高密度観測による地下構造の不均質性の検討

(2) 表層が基準化スペクトルの形状に与える影響⑨

- 基準化スペクトルA(No.13観測点/No.14観測点)と基準化スペクトルB(No.13観測点/試掘坑内観測点)は、卓越周期がほぼ同じであることから、No.14は岩盤に近い振動性状を示すと考えられる。
- この点からも、敷地内臨時高密度観測の基準化スペクトルの形状は、各観測点の盛土等の違いや表層の厚さの違いを反映していると考えられる。



基準化スペクトルA
No.13観測点/No.14観測点



基準化スペクトルB
No.13観測点*/試掘坑の岩盤上観測点

*基準化スペクトルAと観測期間が異なる。

1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.3 地盤モデルの設定

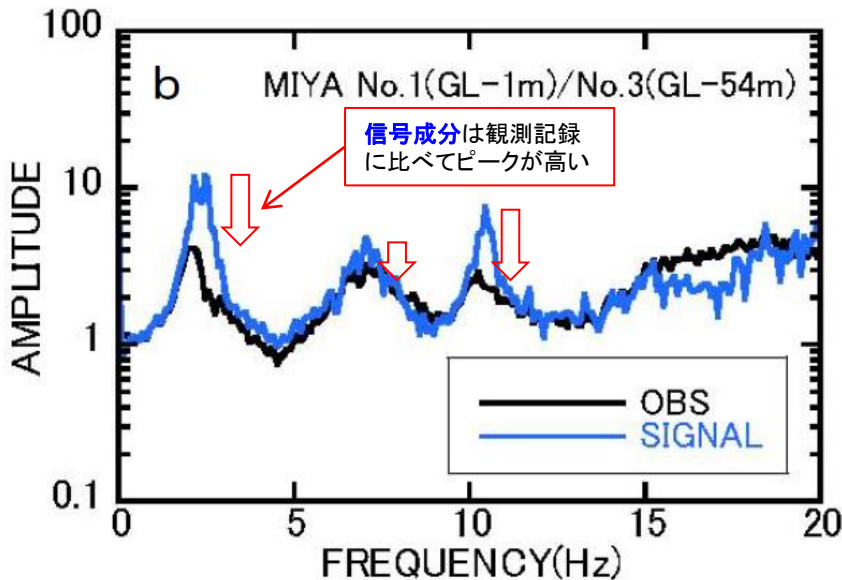
1.3.1 観測記録の信号成分から伝達関数を求める方法

(1) 池浦(2009)の概要

池浦(2009)は、観測地震動をコヒーレントな波動成分(信号成分)とインコヒーレントな成分(雑音成分)に分離する方法及び信号成分を対象とした伝達関数の計算方法を提案している。

【池浦(2009)の概要】

- 地盤の波動伝播現象には散乱等のインコヒーレントな影響が含まれることから、一次元波動論を適用する場合、コヒーレントな成分に着目した検討を行う必要がある。
- 観測地震動をコヒーレントな信号成分とインコヒーレントな雑音成分に分離する手法を提案した。
- 仙台高密度アレイMIYA地点に適用し、信号成分と雑音成分の振幅特性を調べ、以下を得た。
 - A) 鉛直アレイ観測記録から地盤内部の波動伝播を解釈する際には、**観測点間のインコヒーレントな雑音成分の存在は無視できない。**
 - B) 観測記録に含まれるインコヒーレントな雑音成分は、伝達関数のピークを抑制しており、その結果、**減衰定数の過大評価の原因**となっている。

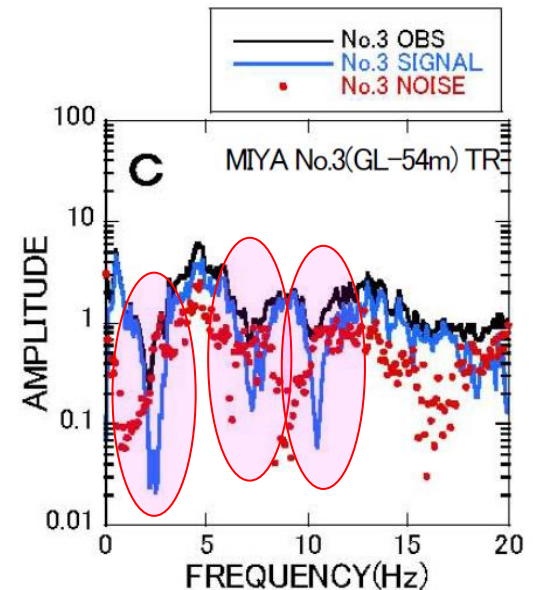
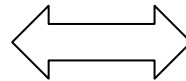


信号成分と観測記録の伝達関数の比較(一部加筆)

信号成分(SIGNAL)
$$H_{ij}(f) = \frac{C_{ij}(f)}{D_{ij}(f)} \quad (i, j = 1 \sim N, i \neq j)$$

観測記録(OBS)
$$H'_{ij}(f) = \sqrt{\frac{C_{ii}(f)C_{ij}(f)}{C_{ji}(f)C_{jj}(f)}}$$

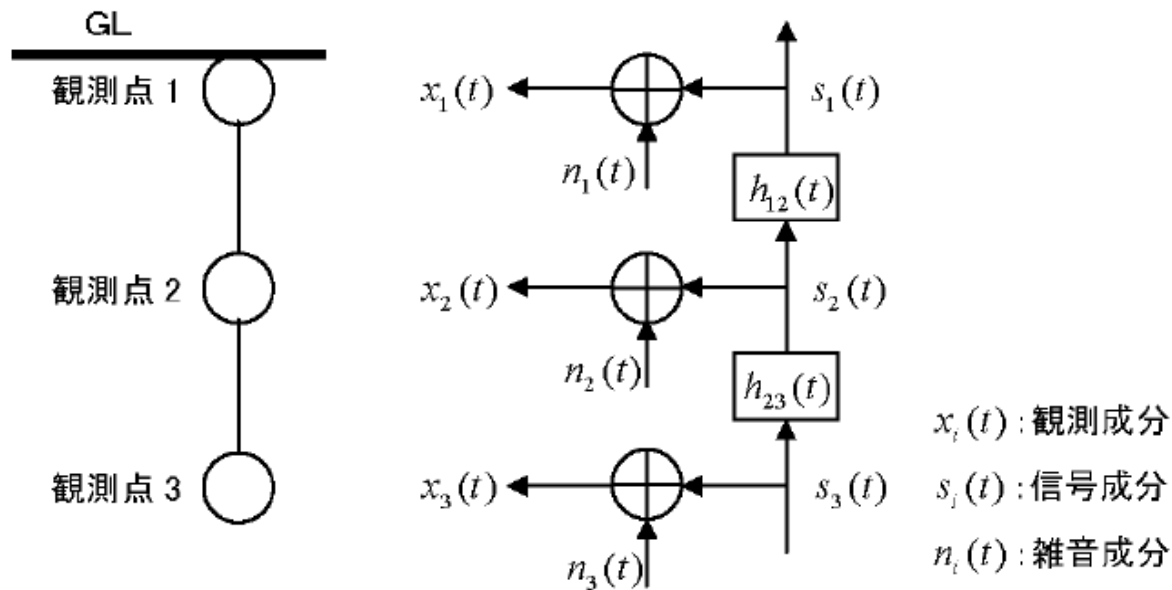
ピークに差が見られる箇所は、雑音成分が信号成分をマスクしている帯域に該当する。



信号成分と雑音成分の基準化パワースペクトル(一部加筆)

1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.3 地盤モデルの設定
1.3.1 観測記録の信号成分から伝達関数を求める方法
(2) 信号成分から伝達関数を求める方法①

【池浦(2009)における信号成分伝達関数の算定概要】



池浦(2009)より

- ・地震動 $x_i(t)$ は、各観測点において信号成分 $s_i(t)$ に雑音成分 $n_i(t)$ が加わった形で観測されている。
- ・ $s_i(t)$ は、地盤内部でコヒーレントに伝播する地震動を各観測点において観測した信号成分を表す。
- ・ $n_i(t)$ は、各観測点においてそれらとは独立に入射するインコヒーレントな雑音成分を表す。

1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.3 地盤モデルの設定

1.3.1 観測記録の信号成分から伝達関数を求める方法

(2) 信号成分から伝達関数を求める方法②

i 観測点($i=1\sim N$)の観測地震動が信号成分と雑音成分の和は、

$$x_i(t) = s_i(t) + n_i(t) \quad (1)式$$

で表され、 i 観測点の信号成分は j 観測点の信号成分と次の線形関係で結ばれているものとする。

$$s_i(t) = h_{ij}(t) * s_j(t) \quad (2)式$$

ここで、 $h_{ij}(t)$: j 観測点から i 観測点へのインパルス応答
* : コンボリューション

(2)式をもとに、次式が得られる。

$$D_{ii}(f) = H_{ij}(f) H_{ij}^*(f) D_{jj}(f) \quad (3)式$$

また、 $D_{ij}(f)$, $H_{ij}(f)$, $D_{jj}(f)$ は、次式の関係にある。

$$D_{ij}(f) = H_{ij}(f) D_{jj}(f) \quad (4)式$$

ここで、 $D_{ij}(f)$: $S_i(t)$ と $S_j(t)$ のクロススペクトル

$D_{ii}(f)$, $D_{jj}(f)$: それぞれ $S_i(t)$ と $S_j(t)$ のパワースペクトル

$H_{ij}(f)$: $h_{ij}(t)$ のフーリエ変換, $S_j(f)$ ($S_j(t)$ のフーリエ変換)から $S_i(f)$ ($S_i(t)$ のフーリエ変換)の伝達関数

$H_{ij}^*(f)$: $H_{ij}(f)$ の複素共役

このとき、 $x_i(t)$ と $x_j(t)$ のクロススペクトル $C_{ij}(f)$ は、 $n_i(t)$ に関する無相関の条件を適用すると、

$$C_{ij}(f) = \begin{cases} D_{ii}(f) + E_{ij}(f) & (i=j) \\ D_{ij}(f) & (i \neq j) \end{cases} \quad (5)式$$

ここで、 $E_{ij}(f)$: $n_i(t)$ のパワースペクトル

1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.3 地盤モデルの設定

1.3.1 観測記録の信号成分から伝達関数を求める方法

(2) 信号成分から伝達関数を求める方法③

$x_i(t)$ と $x_j(t)$ のコヒーレンス $Coh_{ij}(f)$ は次式で定義される。

$$Coh_{ij}(f) = \frac{C_{ij}(f) C_{ij}^*(f)}{C_{ii}(f) C_{jj}(f)} \quad (6)式$$

(6)式の右辺の分子は(3)～(5)式を適用し、次式となる。

$$C_{ij}(f) C_{ij}^*(f) = D_{ij}(f) D_{ij}^*(f) = H_{ij}(f) H_{ij}^*(f) D_{jj}(f) D_{jj}(f) = D_{ii}(f) D_{jj}(f) \quad (7)式$$

ここで、 $C_{ii}(f)$ に含まれる $D_{ii}(f)$ の割合を信号パワー比 $p_{ii}(f)$ を

$$p_{ii}(f) = D_{ii}(f) / C_{ii}(f) \quad (8)式$$

と定義すると、 $Coh_{ij}(f)$ は次のように表される。

$$Coh_{ij}(f) = \frac{D_{ii}(f) D_{jj}(f)}{C_{ii}(f) C_{jj}(f)} = p_{ii}(f) p_{jj}(f) \quad (9)式$$

$p_{ii}(f)$ を未知数とすると観測点が N 個のとき未知数は N 個であるが、2観測点間の観測地震動のコヒーレンスは $N(N-1)/2$ 個与えられるので、 $N \geq 3$ であれば解ける。

4観測点以上の鉛直アレイの場合では $N < N(N-1)/2$ なので、未知数に比べて方程式が多い優決定問題となり、最小二乗解を求める問題となる。

以上により $p_{ii}(f)$ が求められると、 j 観測点から i 観測点への信号成分の伝達関数が次のように算出される。

$$H_{ij}(f) = D_{ij}(f) / D_{jj}(f) = C_{ij}(f) / D_{jj}(f) = C_{ij}(f) / [C_{jj}(f) p_{jj}(f)]$$

1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.3 地盤モデルの設定

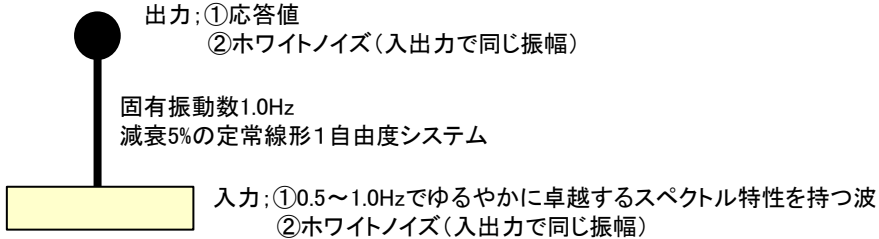
1.3.1 観測記録の信号成分から伝達関数を求める方法

(3) 観測記録に含まれる雑音成分が伝達関数に与える影響

○鉛直アレイの観測点間にインコヒーレントな成分(雑音成分)が含まれる場合は、伝達関数の、特に固有振動数付近のピーク高さが減少するため、これに基づき評価した減衰は過大評価となりやすい。インコヒーレントな成分(雑音成分)としては、岩盤の不均質性に起因する散乱波等が該当する。

★入出力に一樣な観測ノイズを含む振動システムの伝達関数の例

(『地震動 その合成と波形処理(理論地震動研究会 編著)(1994)』(鹿島出版会)から引用)



$H_0(\omega)$: 真の伝達関数
 $H_1(\omega)$: 入力側のノイズの影響を受ける伝達関数
 $H_2(\omega)$: 出力側のノイズの影響を受ける伝達関数
 $H_R(\omega)$: 観測記録のフーリエスペクトル比から算定される一般に用いられる伝達関数

ここに、 $S_{xy}(\omega)$: 入力xと出力yのクロススペクトル、 $S_{xx}(\omega)$: 入力xのパワースペクトル
 $coh^2_x(\omega)$, $coh^2_y(\omega)$: それぞれ入力側(x), 出力側(y)の観測におけるノイズの混入度合
 (池浦(2009)では、この値を算出する。)

図1 振動システムと各種伝達関数

【伝達関数の特徴】

- A部分(長周期の波が入力する部分)
長周期の波が入力する周期帯では、質点系は相対的に剛構造的挙動を示すため、増幅率は1になる。その場合、入力側、出力側とも、信号成分に対するノイズの割合が同じになるため、 H_R が H_0 (真の伝達関数)の推定値として適切になる。
- B部分(固有振動数付近)
固有振動数付近では、応答が大きい=出力側の信号成分が大きい=相対的にノイズの比率が小さいため、 H_2 が H_0 (真の伝達関数)の推定値として適切になる。一方、入力側はモードの節になるため相対的なノイズの影響が大きくなり、 H_1 は過小評価となり、また、 H_R も H_0 に比べ過小になる。
- C部分(短周期の波が入力する部分)
短周期の波が入力する周期帯では、質点系は相対的に柔構造的挙動を示すため、応答値は入力値よりも小さいものになる。その場合、出力側における信号成分に対するノイズの割合が大きくなるため、 H_2 は H_0 (真の伝達関数)から乖離していく。

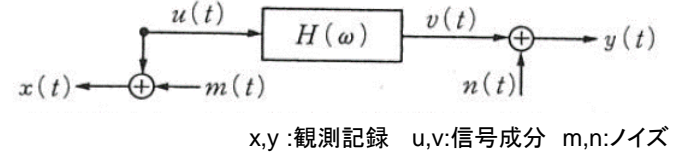


図2 入出力に観測ノイズを含むシステム

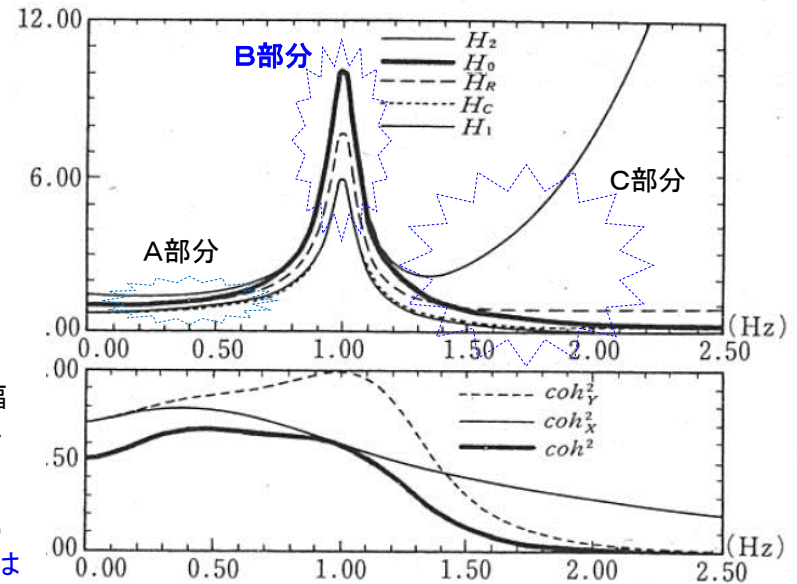


図3 入出力に一樣な観測ノイズを含む振動システムの伝達関数推定値とコヒーレンス関数

1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.3 地盤モデルの設定

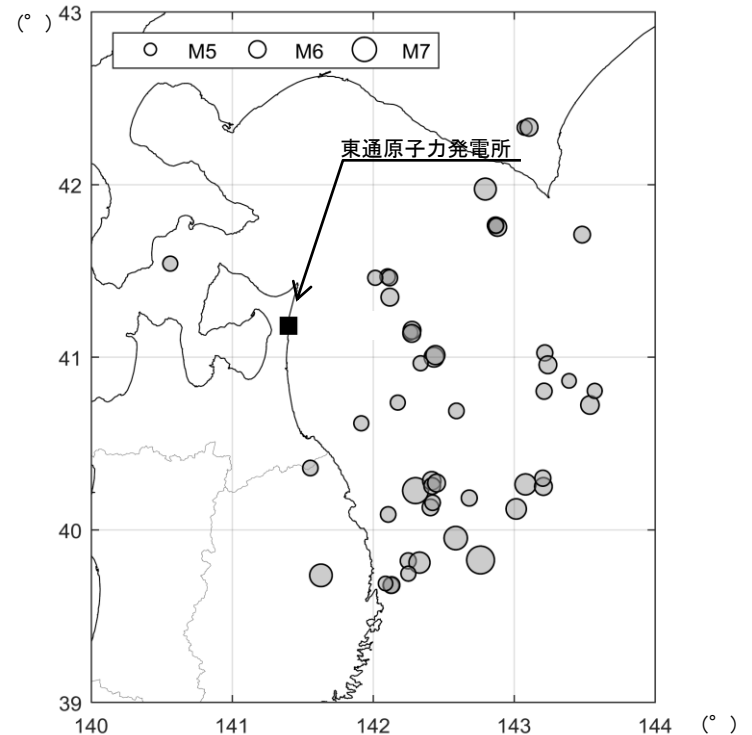
1.3.2 浅部地盤モデルの作成

(1)伝達関数の算定に用いた観測記録

➢ 信号のS/N比を十分に確保するために、M5以上の地震規模の大きい49地震を選定した。

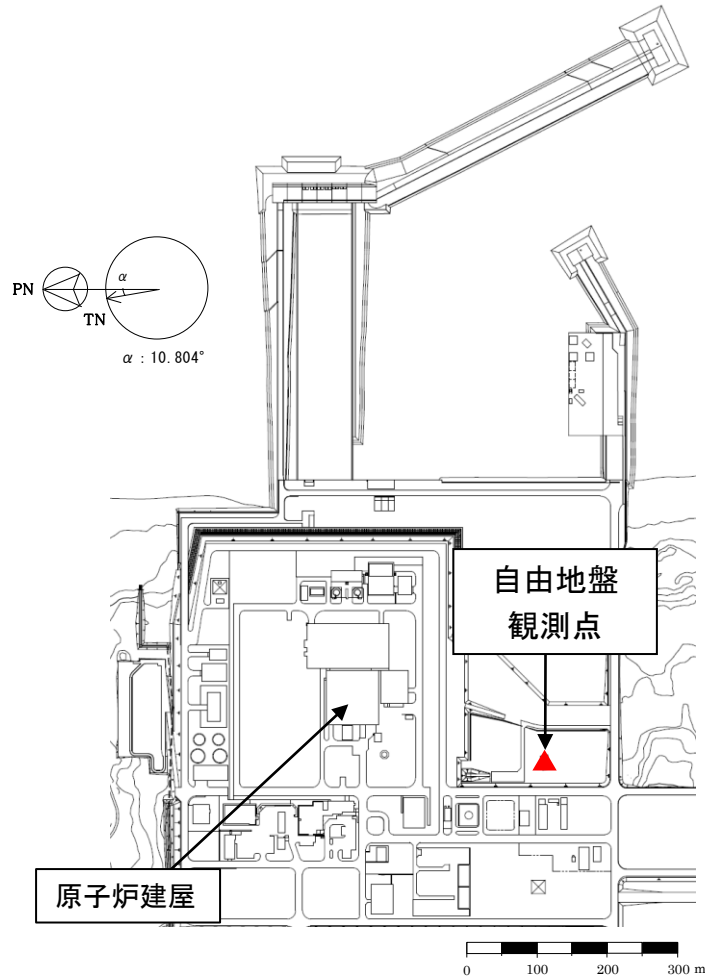
年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源深さ (km)	震央距離 (km)
					(°)	(')	(°)	(')			
1994	12	29	5	52	143	1.2	40	7	6.5	0	182
1994	12	30	0	29	142	10.8	40	44	5.6	53	84
1994	12	31	22	50	142	41.2	40	10.8	5.8	24	157
1995	1	7	7	37	142	18.33	40	13.4	7.2	48	132
1995	1	7	11	36	142	25.28	40	16.81	6.2	38	133
1995	2	6	22	51	142	16.12	41	8.36	5.6	56	74
1995	9	26	16	14	143	29.27	41	42.38	5.9	38	185
1995	12	30	21	17	143	32.58	40	43.13	6.2	0	189
1995	12	31	5	45	143	34.59	40	48.05	5.6	3	189
1997	2	20	16	55	142	52.45	41	45.57	5.9	49	139
1999	3	19	2	55	143	13.39	41	1.25	5.8	29	155
2001	4	3	4	54	141	55.27	40	36.78	5.6	63	78
2001	8	14	5	11	142	26.19	40	59.73	6.4	38	90
2002	10	14	23	12	142	16.85	41	9.11	6.1	53	75
2003	4	17	2	59	142	20.51	40	57.64	5.6	40	84
2004	7	21	9	11	143	23.68	40	51.54	5.5	37	173
2004	8	10	15	13	142	7.93	39	40.44	5.8	48	180
2004	11	27	7	42	143	4.81	42	19.55	5.6	51	189
2005	2	26	21	37	142	35.77	40	41.12	5.7	45	116
2008	4	29	14	26	142	6.5	41	27.78	5.7	62	67
2008	7	24	0	26	141	38.12	39	43.92	6.8	108	163
2008	9	22	16	31	140	33.93	41	32.28	5.6	152	79
2009	2	15	18	24	142	25.41	40	15.01	5.9	36	136
2010	9	13	14	47	142	7.31	41	27.36	5.8	63	68
2010	12	6	16	30	143	13.1	40	47.95	5.8	7	160
2011	3	11	15	8	142	46.01	39	49.24	7.4	32	192
2011	3	17	13	13	142	24.69	40	7.58	5.9	31	146
2011	6	23	6	50	142	35.45	39	56.87	6.9	36	171
2011	8	1	22	44	142	15.21	39	48.96	5.8	43	169
2011	9	17	4	26	143	5.17	40	15.55	6.6	7	177
2011	9	17	6	8	143	12.77	40	14.84	6.1	4	186
2011	9	17	16	33	143	0.18	40	14.98	5.5	14	172
2011	11	24	19	25	142	53.24	41	45.02	6.2	43	140
2012	1	28	9	22	142	25.61	40	9.19	5.7	36	145
2012	3	27	20	0	142	20.03	39	48.38	6.6	21	173
2012	4	30	0	2	142	15.3	39	44.53	5.6	23	177
2012	5	24	0	2	142	7.42	41	20.62	6.1	60	64
2012	8	25	23	16	143	6.64	42	19.67	6.1	49	191
2014	7	5	7	42	142	8.16	39	40.55	5.9	49	179
2014	8	10	12	43	142	16.74	41	8.04	6.1	51	75
2014	10	11	11	35	143	14.68	40	57.13	6.1	36	158

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源深さ (km)	震央距離 (km)
					(°)	(')	(°)	(')			
2015	2	17	13	46	142	6.72	40	5.12	5.7	50	137
2015	6	8	15	1	142	1.19	41	27.35	5.6	66	61
2015	7	10	3	32	141	33.59	40	21.24	5.7	88	94
2016	1	14	12	25	142	48.07	41	58.21	6.7	52	146
2017	9	10	17	44	142	52.67	41	45.55	5.6	43	139
2017	9	27	5	22	142	27.32	40	16	6.1	35	136
2017	12	16	2	58	142	5.69	39	41.17	5.5	52	177
2018	1	24	19	51	142	26.88	41	0.58	6.3	34	91



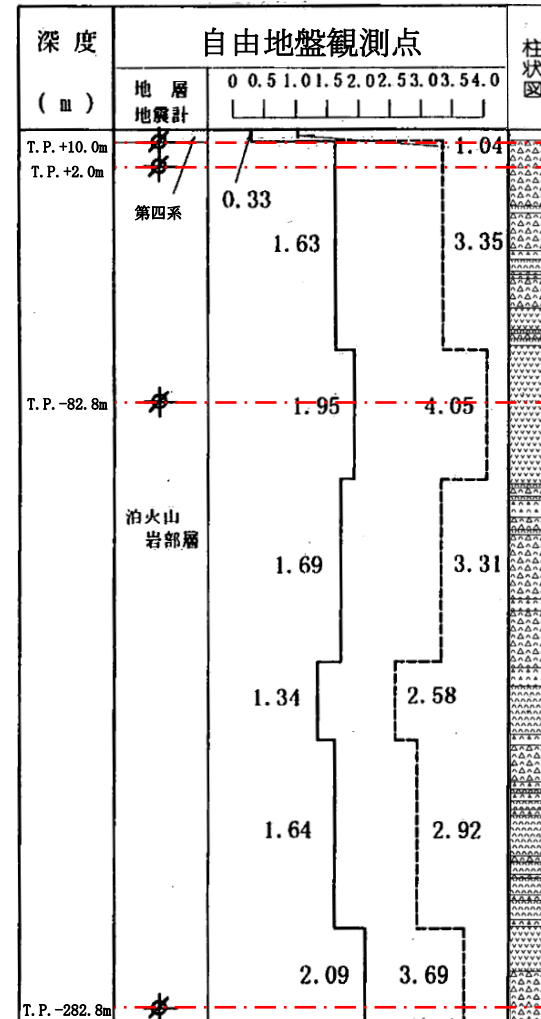
1.3.2 浅部地盤モデルの作成

(2) 自由地盤観測点のPS検層結果



平面配置図

弾性波速度 V_s (km/s) ———
 V_p (km/s) - - - - -



- [Symbol] 火山礫凝灰岩
- [Symbol] 凝灰角礫岩
- [Symbol] 凝灰岩
- [Symbol] 塊状安山岩熔岩

地震計

1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.3 地盤モデルの設定

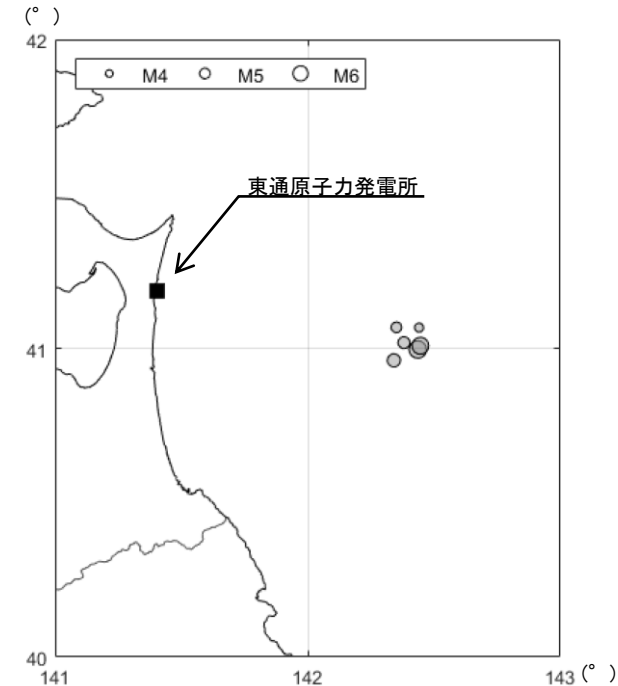
1.3.3 深部地盤モデルの作成

(1) P波部H/Vスペクトル比及びレシーバー関数の評価に用いた地震

- 入射角が同じ地震発生域の地震として6地震を選定。
- 解析区間は、P波初動到達1秒前から5秒間を基本として調整。
- P波部H/Vスペクトル比は、ラジアル成分と上下成分のフーリエスペクトルを0.2Hz幅のParzenウィンドウで平滑後に計算。
- レシーバー関数は、1~4Hzのバンドパスフィルタ処理後に計算。

地盤モデルの検討に用いた地震

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源深さ (km)	震央距離 (km)	見かけ入射角 (°)
					(°)	(')	(°)	(')				
2001	8	14	5	11	142	26.19	40	59.73	6.4	38	90	67
2001	8	24	18	48	142	22.89	41	1.06	5.3	41	85	64
2003	1	6	13	42	142	21.13	41	4.05	5.0	45	82	61
2003	4	17	2	59	142	20.51	40	57.64	5.6	40	84	64
2017	1	22	3	11	142	26.5	41	4.0	4.5	37	89	67
2018	1	24	19	51	142	26.8	41	0.5	6.3	34	91	69



検討に用いた地震の震央分布

1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.3 地盤モデルの設定

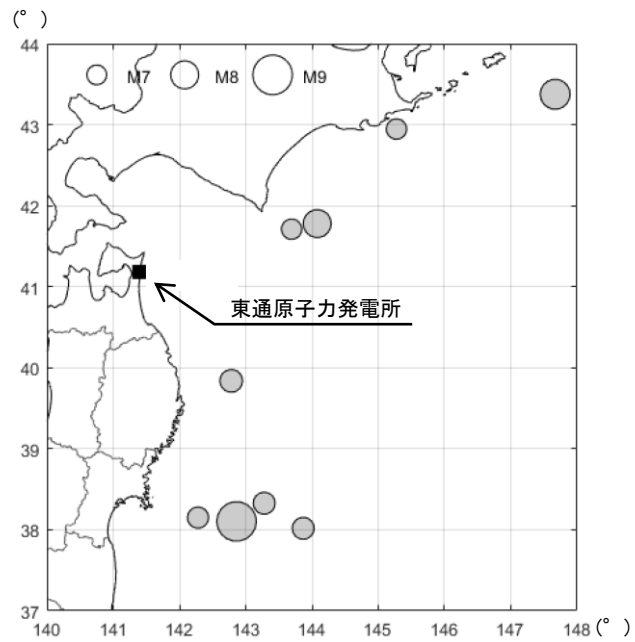
1.3.3 深部地盤モデルの作成

(2) コーダ部H/Vスペクトル比の評価に用いた地震

- コーダ部が卓越しやすい規模の大きな地震として、9地震を選定。
- 自由地盤のT.P.+10.0mの観測記録を用いて計算。
- 解析区間は、S波が収束したと考えられる時間帯60秒間を基本として調整。
- 水平2成分の二乗和平均平方根を分子とし、また、分子・分母それぞれを0.05Hz幅のParzenウィンドウで平滑後に計算。

地盤モデルの検討に用いた地震

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源深さ (km)	震央距離 (km)	見かけ入射角 (°)
					(°)	(')	(°)	(')				
1994	10	4	22	22	147	40.4	43	22.5	8.2	28	572	87
2003	9	26	4	50	144	4.71	41	46.71	8.0	45	234	79
2003	9	26	6	8	143	41.49	41	42.59	7.1	21	201	84
2004	11	29	3	32	145	16.53	42	56.76	7.1	48	376	83
2005	8	16	11	46	142	16.67	38	8.97	7.2	42	346	83
2011	3	9	11	45	143	16.79	38	19.71	7.3	8	356	89
2011	3	11	14	46	142	51.66	38	6.21	9.0	24	365	86
2011	3	11	15	8	142	46.01	39	49.24	7.4	32	192	80
2012	12	7	17	18	143	52.02	38	1.19	7.3	49	411	83

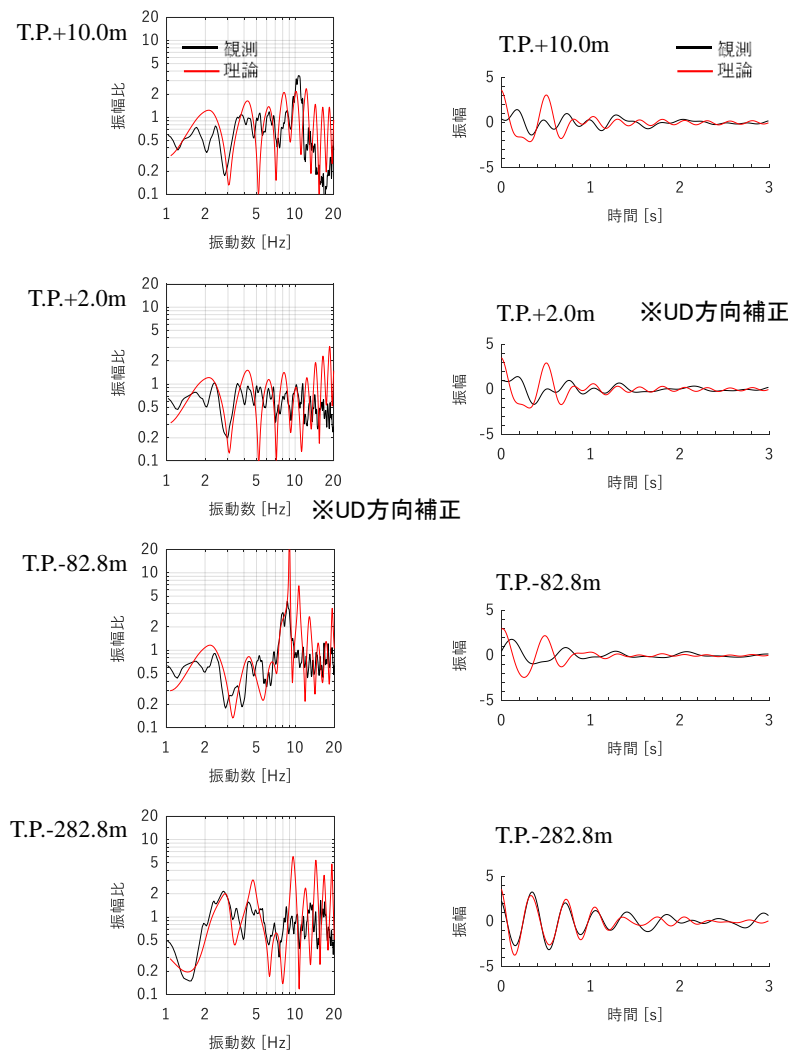


検討に用いた地震の震央分布

1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.3 地盤モデルの設定

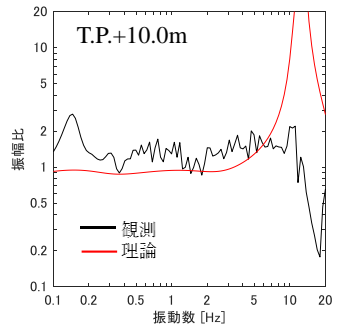
1.3.3 深部地盤モデルの作成

(3) フィッティング状況

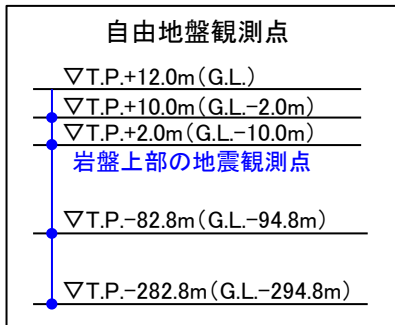


P波部H/V比及びレシーバー関数のフィッティング状況

- P波部H/Vスペクトル及びレシーバー関数では、理論値は観測値を概ね再現している。特に、深部地盤の影響を最も受けるT.P.-282.8m観測点のレシーバー関数は位相、振幅とも適合性が良好である。
- コーダ部H/Vスペクトルでは、地盤が比較的硬質なことから、低い振動数に顕著な卓越は見られない。理論値は観測値における低振動数のスペクトル形状を概ね再現している。



コーダ部H/V比のフィッティング状況



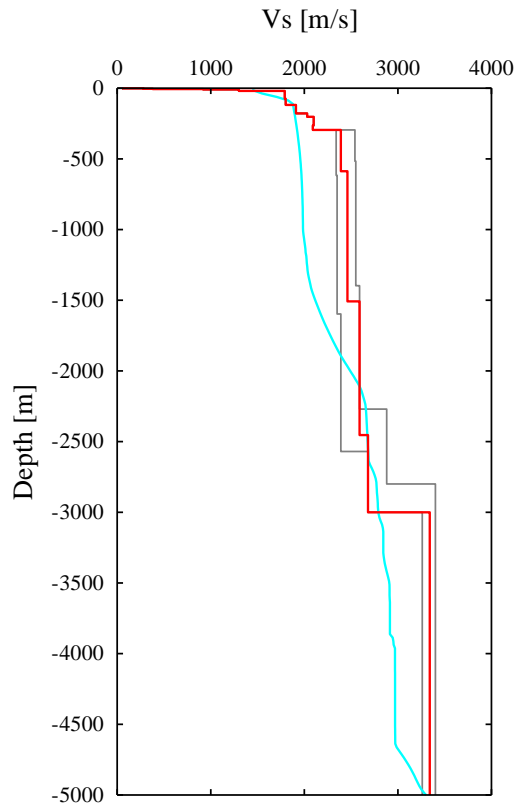
1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.3 地盤モデルの設定

1.3.3 深部地盤モデルの作成

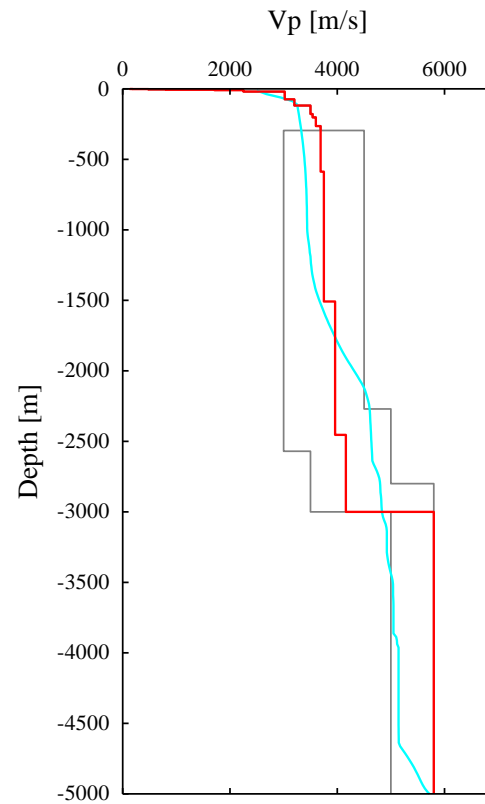
(4) 算定された地盤モデルの鉛直分布

- 算定された地盤モデルの速度構造と屈折波トモグラフィー解析によるP波速度分布に基づく炉心相当位置の速度を比較すると、概ね整合した結果となっている。

— 最適化結果
— 屈折波トモグラフィー解析によるP波速度分布に基づく炉心相当位置の速度



推定された鉛直分布 Vs



推定された鉛直分布 Vp

※参考として、探索範囲を灰色線で記載

1. 敷地地盤の振動特性及び地盤モデルの策定/1.3 地盤モデルの設定

1.3.4. 地震動評価用地盤モデルの設定

理論的手法に用いる地盤モデル(参考とした文献)

- 理論的手法に用いる深部の構造及び減衰は、敷地周辺で発生した地震の知見等を用いる。
- 地震基盤から上部地殻の V_s , V_p 及び密度 ρ は、内陸地殻内地震の震源パラメータとの関係性を踏まえ、地震調査研究推進本部(2004)に基づき層厚の重みづけ平均により算定した。
- 減衰及び下部地殻の構造は、1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較検討において用いられた永井ほか(2001)の値を採用した。

Table 1. Underground structures.

(b) For near-field analysis						
V_p km/s	V_s km/s	ρ 10^3kg/m^3	Q_p	Q_s	Thickness km	
2.0	1.20	2.10	200	100	1	
5.0	2.90	2.40	300	150	2	
5.9	3.40	2.70	600	300	9	
6.4	3.7	2.80	600	300	13	
7.1	4.1	3.20	1000	500	∞	

「近地波形のグリーン関数の計算には、Table1(b)に示す水平多層の速度構造を使用した。これは藤江(1999)による沈み込むプレートと陸側のプレートの構造を平均化したものである。」

永井ほか(2001)より抜粋・一部加筆

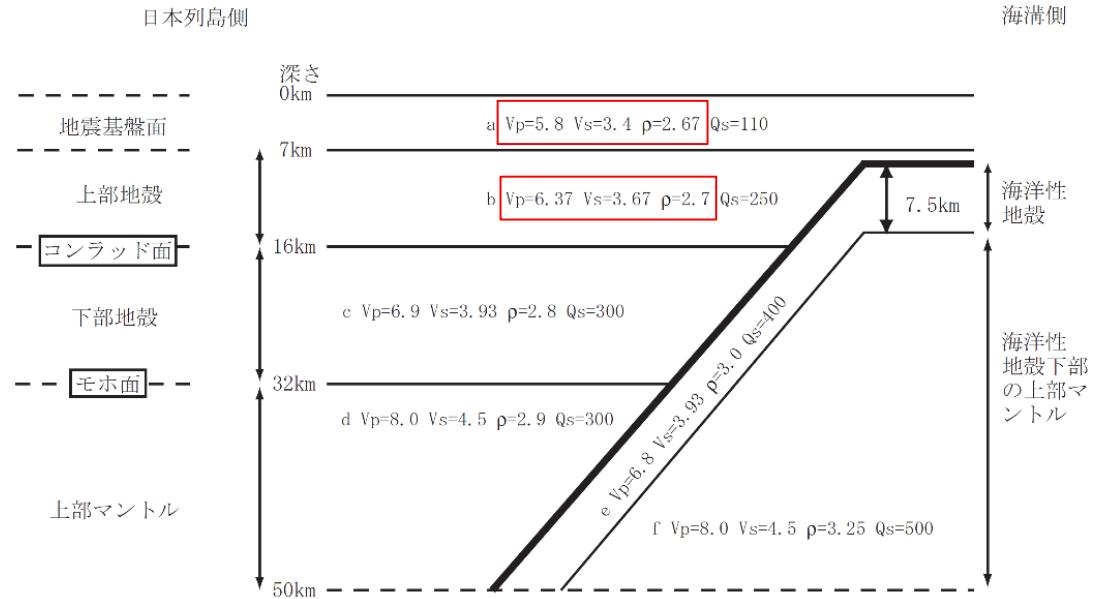


図9 プレートに直交する断面の地下構造

(断面を横から見たところ。P波速度 V_p とS波速度 V_s の単位はkm/s、密度 ρ の単位は g/cm^3)

「三浦・他(2001)による宮城県沖～東北日本の速度構造断面等を参照して、三次元速度構造モデルの設定を行った(図9参照)。」

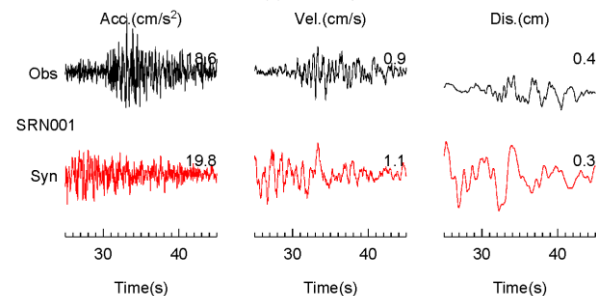
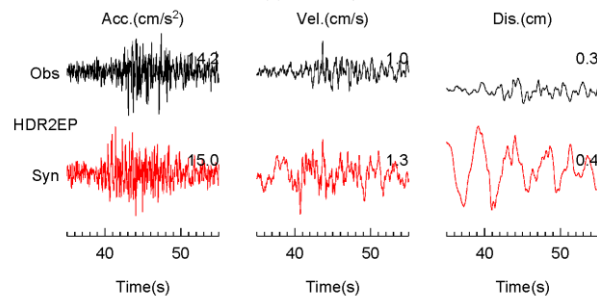
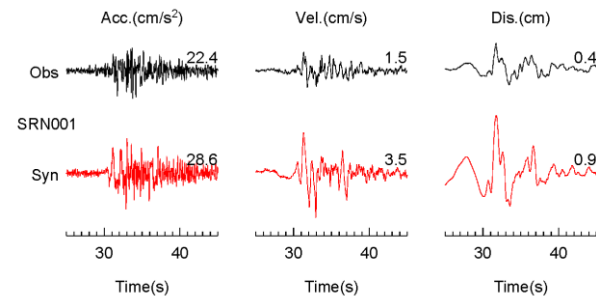
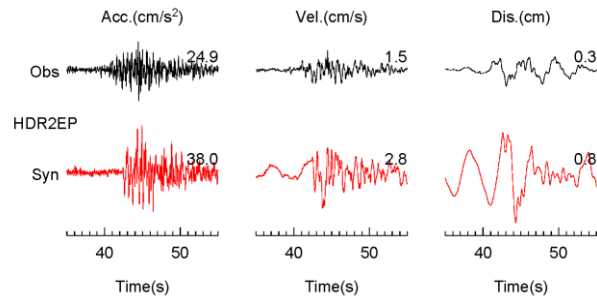
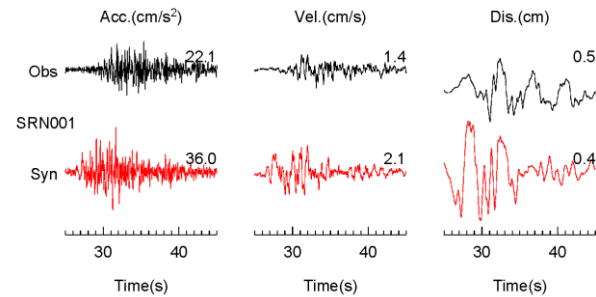
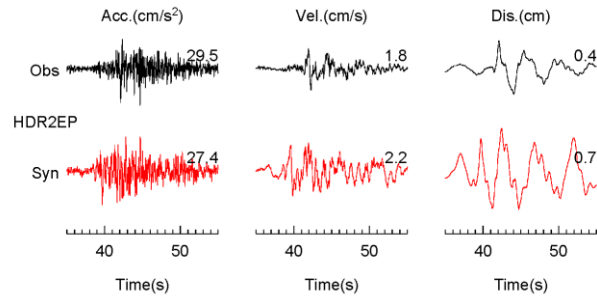
地震調査研究推進本部(2004)より抜粋・一部加筆

1.4.1 2008年岩手県沿岸北部の地震のシミュレーション解析

観測記録とシミュレーション結果(EGF)の波形の比較①

➤ 東通原子力発電所, 電中研白糠の時刻歴波形を示す。

— 観測記録
— シミュレーション(EGF)



東通原子力発電所

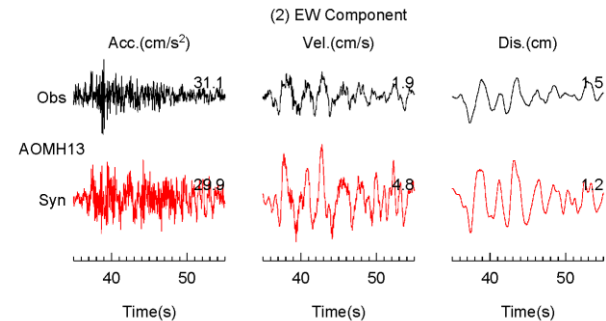
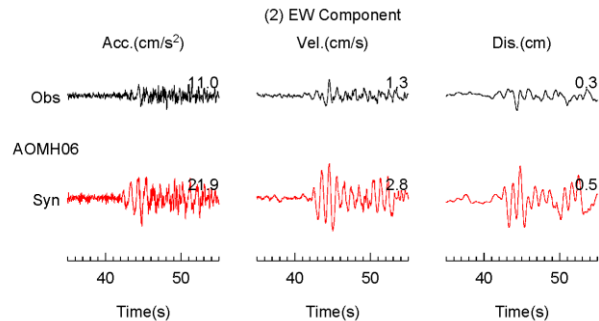
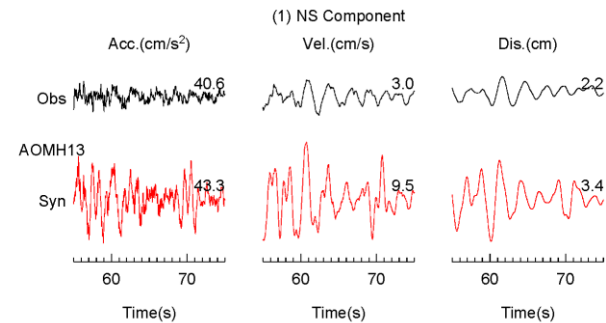
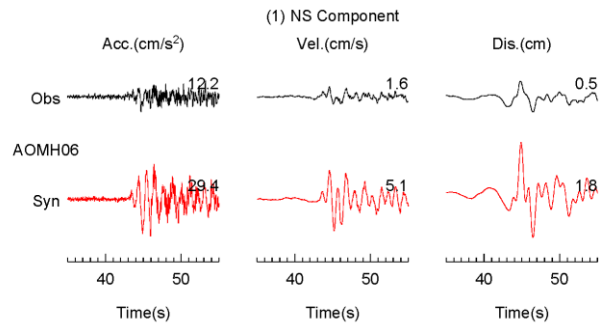
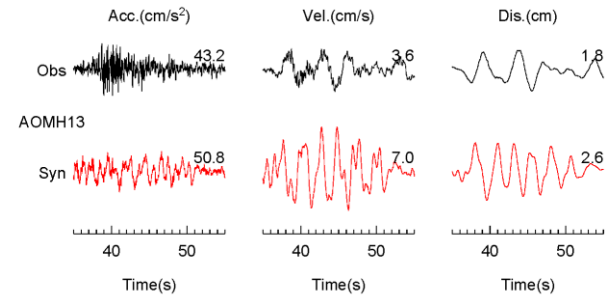
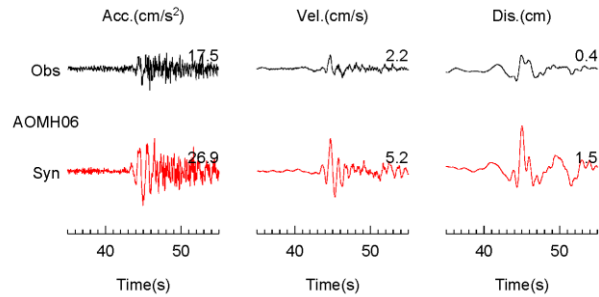
電中研白糠

1.4.1 2008年岩手県沿岸北部の地震のシミュレーション解析

観測記録とシミュレーション結果(EGF)の波形の比較②

➤ 青森県KiK-net 2地点の時刻歴波形を示す。

— 観測記録
— シミュレーション(EGF)



AOMH06

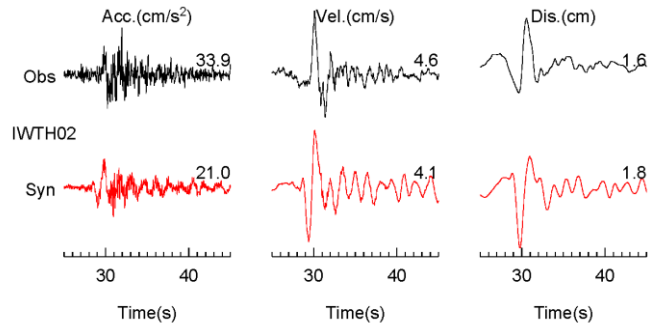
AOMH13

1.4.1 2008年岩手県沿岸北部の地震のシミュレーション解析

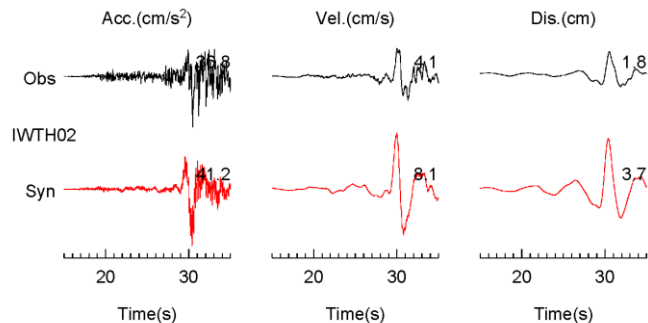
観測記録とシミュレーション結果(EGF)の波形の比較③

➤ 岩手県KiK-net 2地点の時刻歴波形を示す。

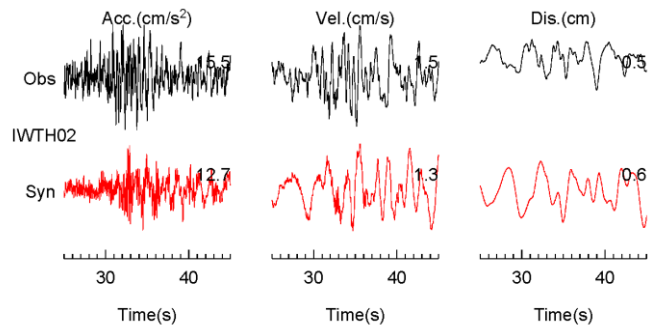
— 観測記録
— シミュレーション(EGF)



(1) NS Component

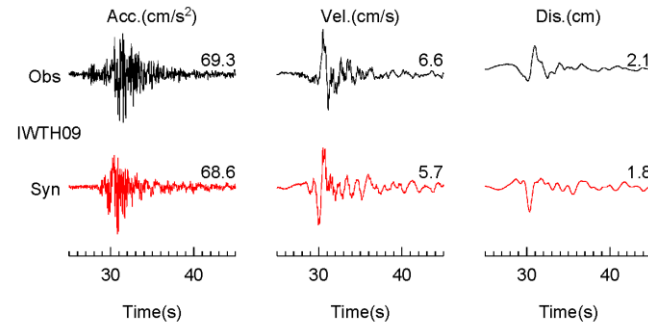


(2) EW Component

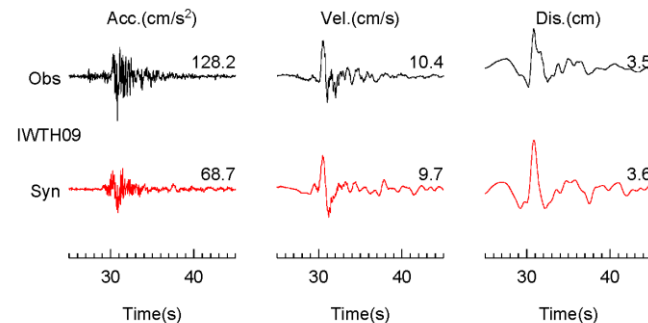


(3) UD Component

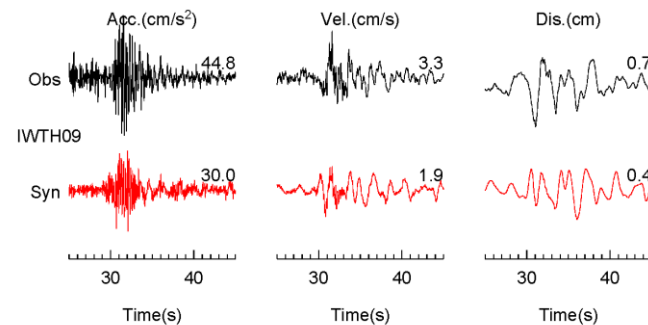
IWTH02



(1) NS Component



(2) EW Component



(3) UD Component

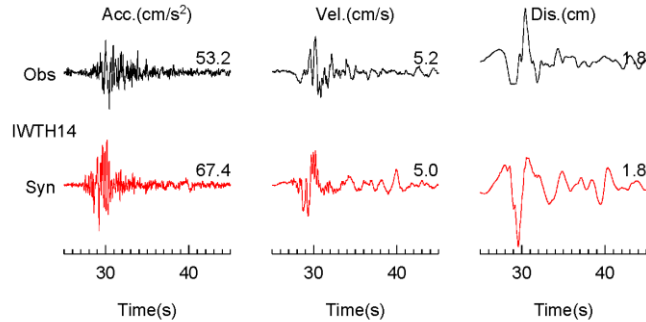
IWTH09

1.4.1 2008年岩手県沿岸北部の地震のシミュレーション解析

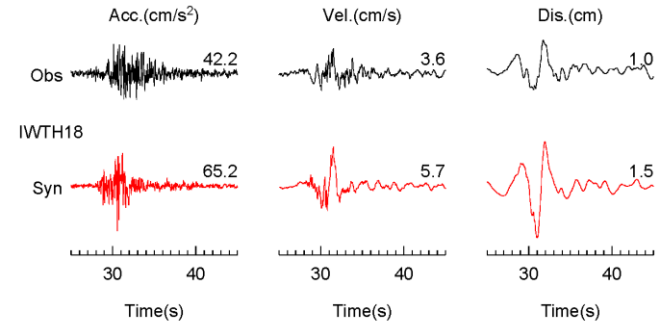
観測記録とシミュレーション結果(EGF)の波形の比較④

➤ 岩手県KiK-net 2地点の時刻歴波形を示す。

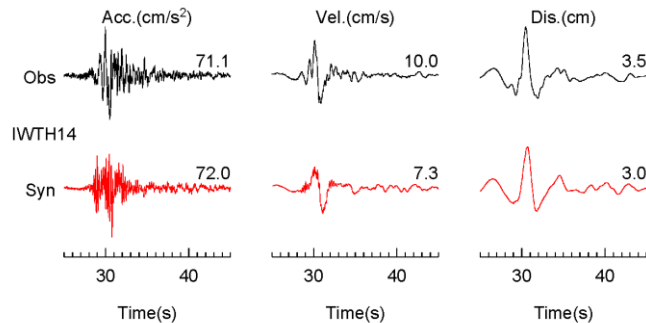
—— 観測記録
—— シミュレーション(EGF)



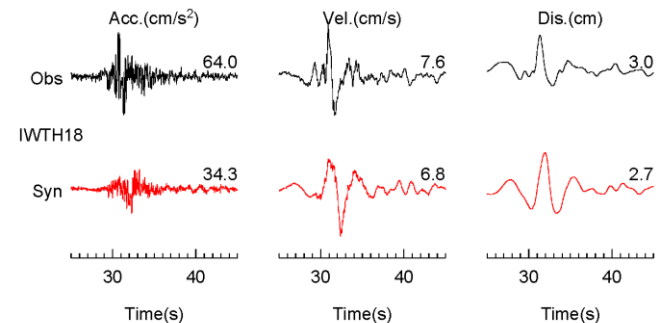
(1) NS Component



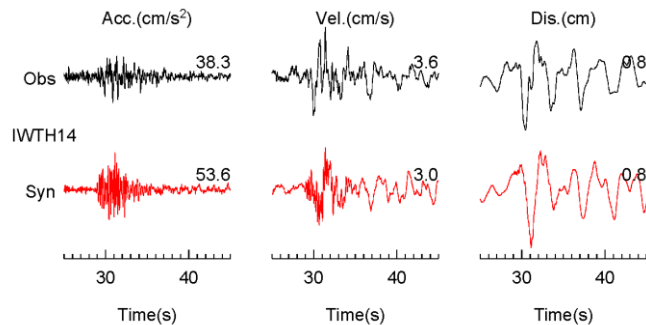
(1) NS Component



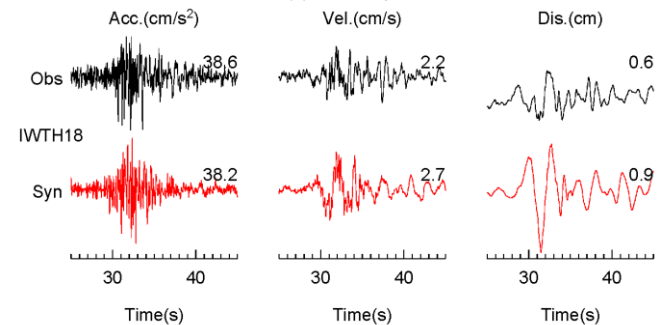
(2) EW Component



(2) EW Component



(3) UD Component



(3) UD Component

IWTH14

IWTH18

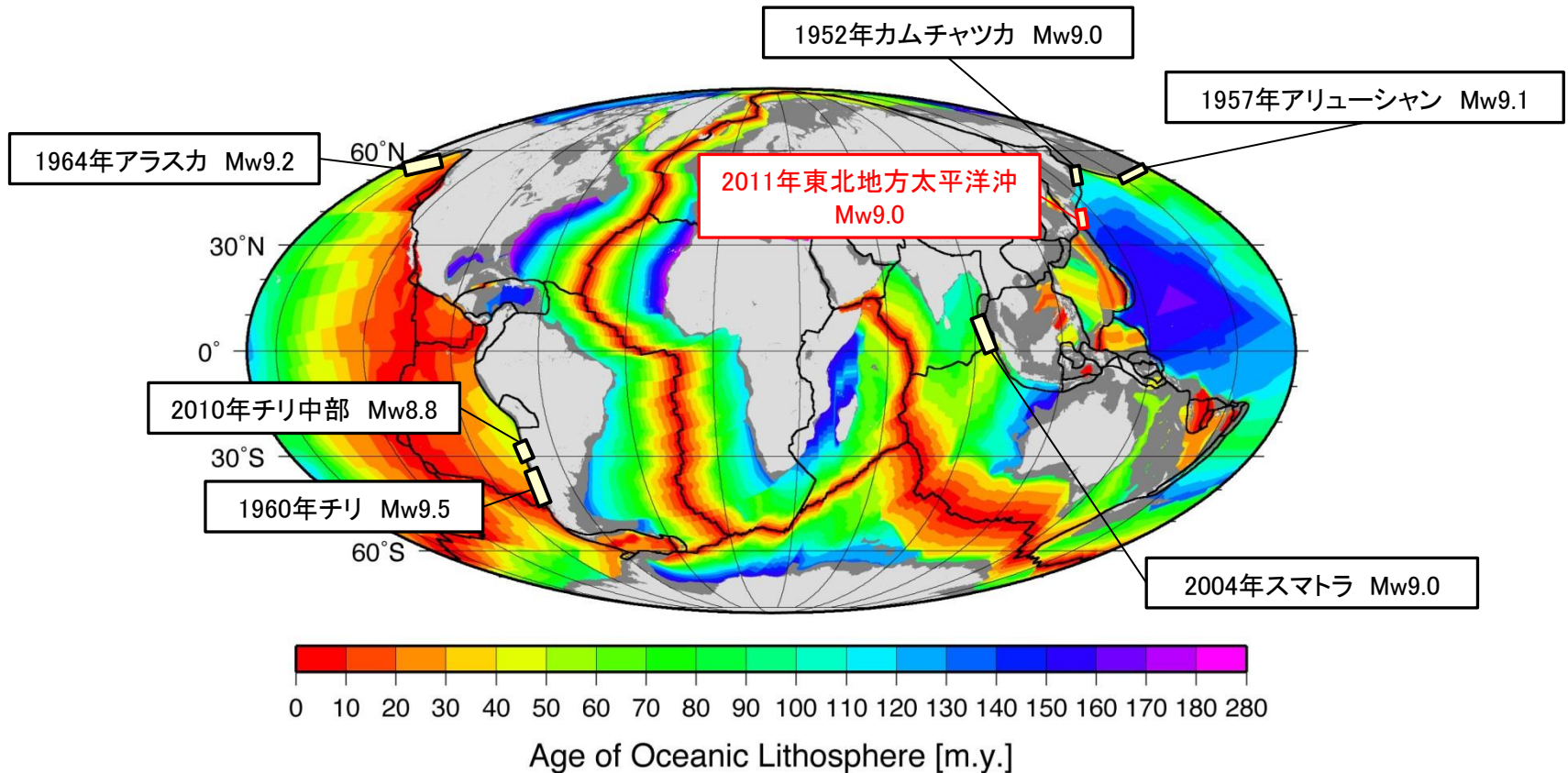
2. プレート間地震

- 2. 1 プレート間地震の発生状況と特徴, 検討用地震の選定
 - 2. 1. 1 世界の主なプレート間地震
 - 2. 1. 2 敷地周辺のプレート間地震の特徴
- 2. 2 検討用地震の地震動評価
 - 2. 2. 1 断層パラメータの妥当性検討
 - 2. 2. 2 経験的グリーン関数法に用いた要素地震の特徴
 - 2. 2. 3 検討用地震の経験的グリーン関数法の領域ごとの地震動
 - 2. 2. 4 統計的グリーン関数法及び距離減衰式による地震動評価との比較
 - 2. 2. 5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

2.1.1 世界の主なプレート間地震

(1) 沈み込むプレートの年齢

- 2010年までのM9クラスの地震は、すべて1億年より若い海洋プレートで発生。
- 2011年東北地方太平洋沖地震が発生した東北地方南部沖は、年齢が1億3千万年である極めて古い海洋プレートが沈み込んでいる。



海洋プレートの年齢と過去に起こったM8.8以上の地震(Müller et al.(2008)に一部加筆)

※:地震規模は, 宇津(2004)による。

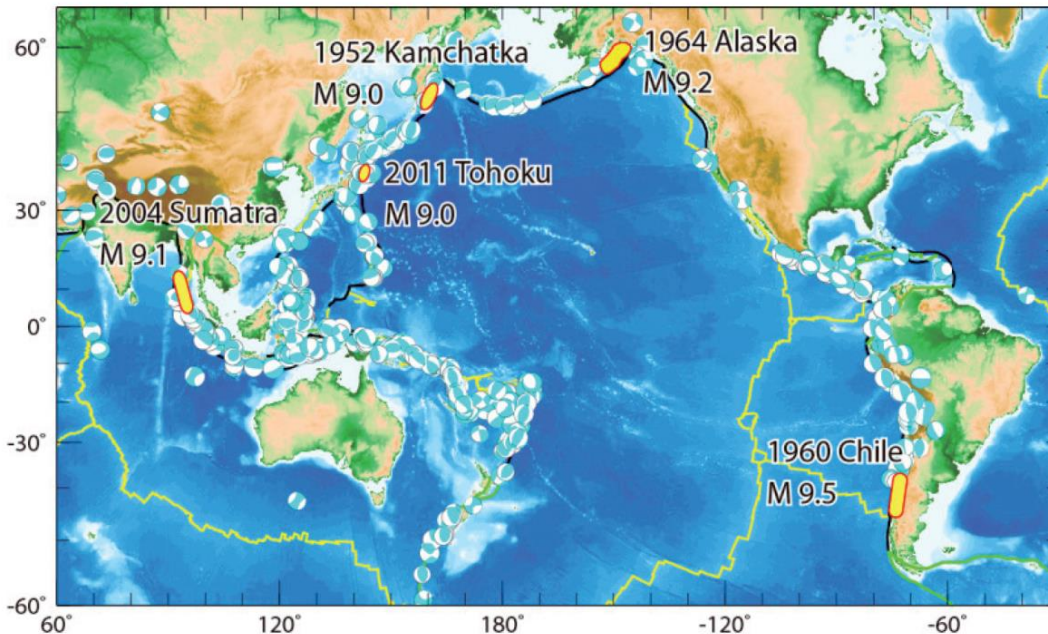
2. プレート間地震/2.1 プレート間地震の発生状況と特徴, 検討用地震の選定

2.1.1 世界の主なプレート間地震

(2) 過去に発生したM9クラスの巨大地震

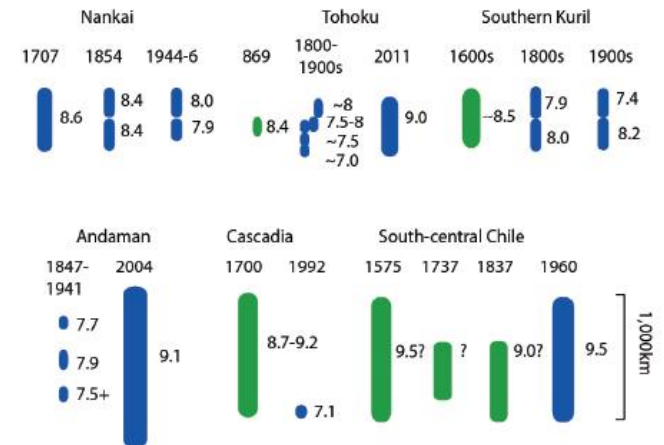
【佐竹(2013)】≪第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」≫

- 2011年東北地方太平洋沖地震は日本周辺で発生した初のM9超巨大地震であったが、世界では20世紀以降でも数回の超巨大地震が発生している。
- 日本も含めた世界各地でここ数年～数十年間に古地震調査が行われ、過去に発生した超巨大地震の履歴が明らかになってきた。歴史記録が残っていない地域でもM9クラスの地震が数百年の間隔で発生していることが明らかになってきたが、同時に、これらの地震はすべて同じ規模で発生していないことも明らかになりつつある。



環太平洋における大地震の分布

水色のメカニズム解は、Global CMT によるM7以上の地震(1976年～2011年)を示す。20世紀以降に発生したM9以上の地震については、地震名・発生年とともに、震源域を黄色で示す。プレート境界を黄色(発散境界)と黒色(収束境界)で示す。



世界の沈み込み帯における巨大地震の規模の多様性

それぞれの形は大きな震源域の大きさを表す(数字はモーメントマグニチュード)。青色は地震の器械記録・歴史記録に基づき、緑色は古地震データにも基づくもの。Satake and Atwater (2007)に東北地方太平洋沖地震を追加。

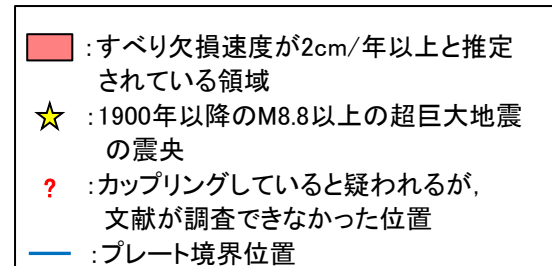
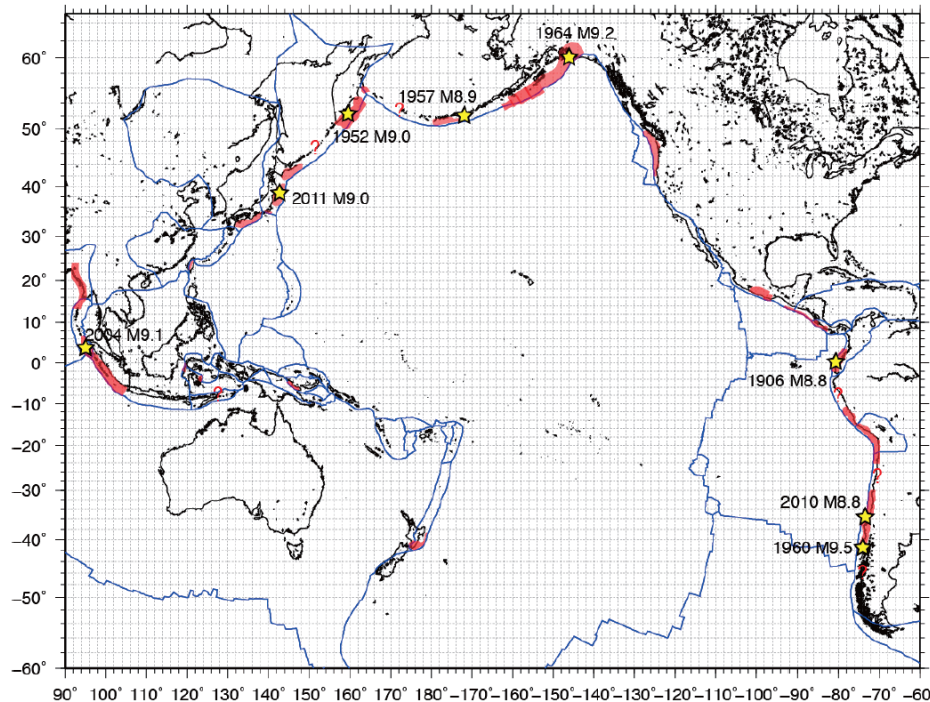
2.1.1 世界の主なプレート間地震

(3) 環太平洋とその周辺におけるすべり欠損速度分布と巨大地震の関係

【西村(2013)】《第197回地震予知連絡会 測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング》

- 測地的観測から推定される固着の強いプレート境界と20世紀以降の巨大地震の発生域の関係を整理し, M9クラスの巨大地震は, 全てカップリング係数*が中程度以上の地域で発生していることを示している。
- 固着域の内部においても長さ方向, 幅方向にカップリング分布の不均質があることが一般的で, M8クラス以下の大地震の震源域を規定しているように見える。超巨大地震発生時にはカップリングの弱い領域を含めて数百km以上に渡って滑りが生じている。また, カップリングの強弱をプレート間相対速度や沈み込むプレートの年代といった単一のパラメータで説明することは困難である。

※:カップリング係数:すべり欠損速度をプレート相対運動速度で除した値



- カップリング係数が大きく, 1に近い沈み込み帯
北米カスケード, チリ, スマトラ, 南海トラフ
- カップリング係数が中程度の地域
カムチャッカ, アリューシャン, アラスカ, メキシコ, 中米, コロンビア, ペルー, 日本海溝, 千島海溝
- カップリング係数が小さいと考えられている地域
ニュージーランド, トンガ, 伊豆・小笠原, マリアナ, 琉球, フィリピン等

環太平洋とその周辺における測地データから推定されたプレート間カップリング分布

2.1.1 世界の主なプレート間地震

(4)まとめ

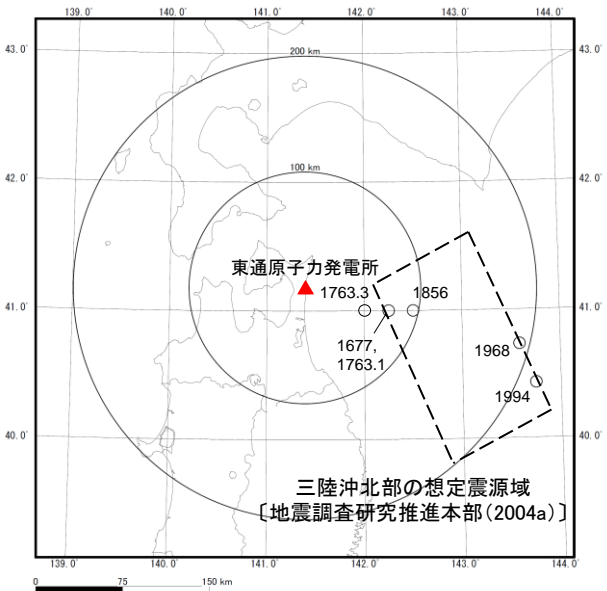
- 2011年東北地方太平洋沖地震は、世界的に見ても最大級(M9クラス)の地震である。
- プレートの年齢からみた場合、2011年東北地方太平洋沖地震は世界で発生した他のM9クラスの地震と異なり、極めて古いプレートで発生した地震である。また、世界最大の1960年チリ地震(Mw9.5)とは、プレートのカップリング係数に違いがみられる。なお、M9クラスの巨大地震は、その規模で繰り返し発生していない可能性も考えられる。

2. プレート間地震/2.1 プレート間地震の発生状況と特徴, 検討用地震の選定

2.1.2 敷地周辺のプレート間地震の特徴

(1) 三陸沖北部の地震

- 地震調査研究推進本部(2004a)
 - ・三陸沖北部の領域において発生する可能性が高いとされる地震として, 1968年十勝沖地震を踏まえた「三陸沖北部の地震(Mw8.3)」が取り上げられている。
- 三陸沖北部で発生した主な被害地震
 - ・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, 1968年十勝沖地震等がある。
 - ・なお, 地震調査研究推進本部(2019)[2章1.2(4)参照]では, 青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間巨大地震として, 1677年陸中の地震(M7.4)を含む4地震(1677年, 1763年1月, 1856年, 1968年)が取り上げられている。
- 以上の地震について, 震央分布図と諸元を下記に整理する。また, これらについて, Noda et al.(2002)による地震動評価も示す。
三陸沖北部の地震(Mw8.3)が敷地に対して最も影響が大きい。



三陸沖北部の想定震源域と被害地震の震央分布図

[1918年以前は宇佐美ほか(2013), 1919年以降は気象庁(2020)による。]

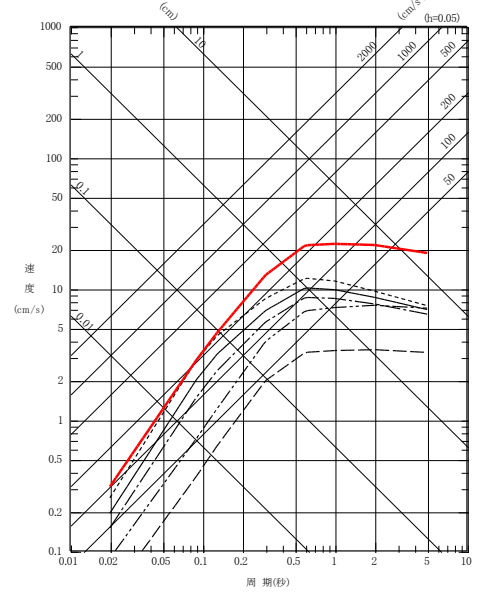
地震調査研究推進本部(2004a)が三陸沖北部に想定する地震

地震名	マグニチュード
三陸沖北部の地震	Mw8.3

三陸沖北部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(km)
1677年陸中の地震	M7.4	75
1763年1月陸奥八戸の地震	M7.4	75
1763年3月陸奥八戸の地震	M7 1/4	55
1856年日高・胆振・渡島・津軽・南部の地震	M7.5	96
1968年十勝沖地震	M7.9	194
1994年三陸はるか沖地震	M7.6	216

- : 三陸沖北部の地震(Mw8.3^{*}, Xeq=124km) ※: M8.3として算定
 - : 1677年陸中の地震, 1763年1月陸奥八戸の地震(M7.4, Xeq=79km)
 - - - : 1763年3月陸奥八戸の地震(M7.25, Xeq=59km)
 - · - · - : 1856年日高・胆振・渡島・津軽・南部の地震(M7.5, Xeq=100km)
 - · · · · : 1968年十勝沖地震(M7.9, Xeq=197km)
 - - - - : 1994年三陸はるか沖地震(M7.6, Xeq=218km)
- 等価震源距離(Xeq)は以下のとおりとした。
 ・三陸沖北部の地震: 次頁, 震源モデルから算定。
 ・その他の地震: 地震規模及び震央距離から算定。



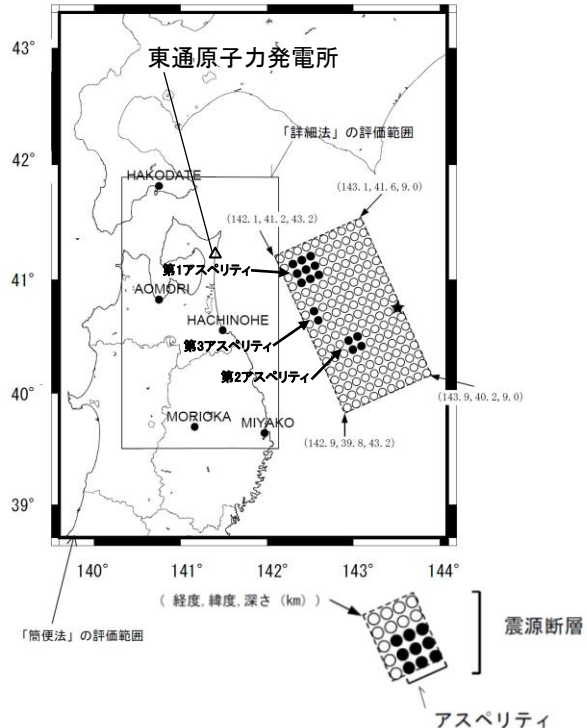
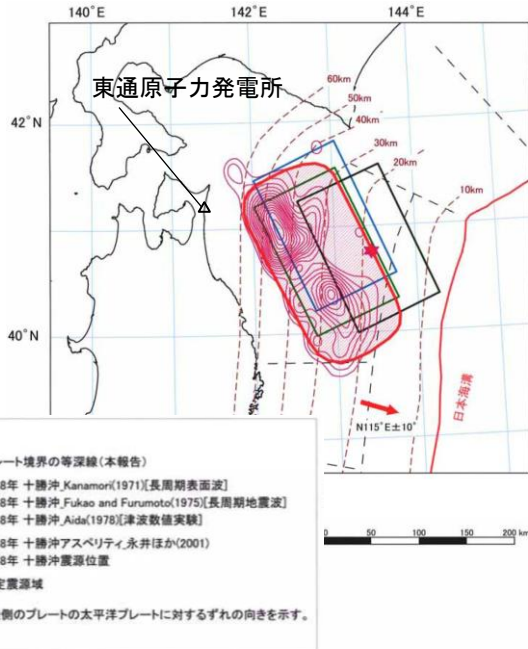
Noda et al.(2002)による地震動評価

2.1.2 敷地周辺のプレート間地震の特徴

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

「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価〔地震調査研究推進本部(2002)〕」を踏まえて、「海溝型地震の強震動評価のレシピ」に基づき、強震動評価を実施している。

- ▶ 三陸沖北部の地震は、陸側のプレートの下へ太平洋プレートが沈み込むことに伴って、これら2つのプレートの境界面で発生する地震である。「長期評価」によると、次の地震の規模は、過去に発生した地震の規模からM8.0前後と推定している。
- ▶ 想定する震源断層のパラメータの設定にあたっては、最新の活動である1968年十勝沖地震における断層パラメータ等の既往の研究成果を参照している。



三陸沖北部の地震の想定震源域

三陸沖北部の地震の震源モデル
地震調査研究推進本部(2004a)に加筆

表1 震源パラメータ

項目	三陸沖北部	
断層位置	図2参照	
走向	図2参照	
傾斜角	図2参照	
断層長さ	図2参照	
断層幅	図2参照	
断層面積	16844 km ²	
断層上端深さ	図2参照	
破壊開始点	過去の地震の破壊開始点	
破壊伝播形式	放射状	
静的応力降下量(円形クラック)	3.9 Mpa	
地震モーメント	3.50E+21 N・m	
モーメントマグニチュード	8.3	
剛性率	4.68E+10 N/m ²	
平均すべり量	444 cm	
S波速度	3.9 km/s	
破壊伝播速度	2.5 km/s	
短周期レベル	1.88E+20 N・m/s ²	
全アスベリテイ	地震モーメント	6.23E+20 N・m
	面積	1500 km ²
	平均すべり量	888 cm
	静的応力降下量	44.3 MPa
	短周期レベル	1.88E+20 N・m/s ²
第1アスベリテイ	面積	900 km ²
	平均すべり量	1056 cm
	地震モーメント	4.45E+20 N・m
	実効応力	34.0 MPa
	短周期レベル	1.12E+20 N・m/s ²
第2アスベリテイ	面積	400 km ²
	平均すべり量	704 cm
	地震モーメント	1.32E+20 N・m
	実効応力	34.0 MPa
	短周期レベル	7.45E+19 N・m/s ²
第3アスベリテイ	面積	200 km ²
	平均すべり量	498 cm
	地震モーメント	4.66E+19 N・m
	実効応力	85.0 MPa
	短周期レベル	1.32E+20 N・m/s ²
背景領域	地震モーメント	2.88E+21 N・m
	面積	15344 km ²
	平均すべり量	4.01E+02 cm
	実効応力	5.0 MPa
	短周期レベル	6.84E+19 N・m/s ²

*アスベリテイとは、震源断層の中で強い地震波を生成する領域のこと。

2. プレート間地震/2.1 プレート間地震の発生状況と特徴, 検討用地震の選定

2.1.2 敷地周辺のプレート間地震の特徴

(3) 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)〕

千島海溝沿いのうち、十勝沖・根室沖・色丹島沖及び択捉島沖を主な対象とし、長期的な観点で地震発生の可能性、震源域の形態等についての評価をとりまとめている。

- 千島海溝沿いでは、大きな津波をもたらした地震が17世紀に発生したことが知られており、北海道東部に巨大な津波をもたらすような地震を「超巨大地震(17世紀型)」と呼ぶ。
- 「超巨大地震(17世紀型)」について、北海道東部における津波堆積物調査結果から、17世紀に1952年の十勝沖地震をはるかに超える規模の津波が発生し、現在の海岸線から1~4km程度内陸まで浸水したと推定されている。この津波を発生させた地震は、十勝沖と根室沖の両領域が海溝寄りの領域を含んで破壊するため、2011年東北地方太平洋沖地震と同様の特徴を持ち、規模はMw8.8に達する地震であった可能性が指摘されている。
- 「超巨大地震(17世紀型)」の震源領域はさらに東側に延びる可能性があると考えられている。

表3-4 超巨大地震(17世紀型)の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1) 地震の発生領域の目安	図1. <u>具体的な地域は特定できないが、根室沖を含む可能性が高い。</u>	当該地域の津波堆積物の空間分布を参考にして判断した。
(2) 震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。	
(3) 震源域	長さ 300km 以上。深さは、60km 程度以浅。海溝寄りの領域も連動する。	
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約 N114° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対する動きの向き)	根室沖と同じ値を使用した。
(5) 発生間隔等	発生頻度 約 340~380 年に 1 回 (過去の地震の推定発生間隔 約 100~800 年)	北海道東部(厚岸郡)において調査された津波堆積物のうち、巨大津波を発生させたと推定される津波堆積物の数や年代推定結果から推定した。

〔地震調査研究推進本部(2017)に下線加筆〕

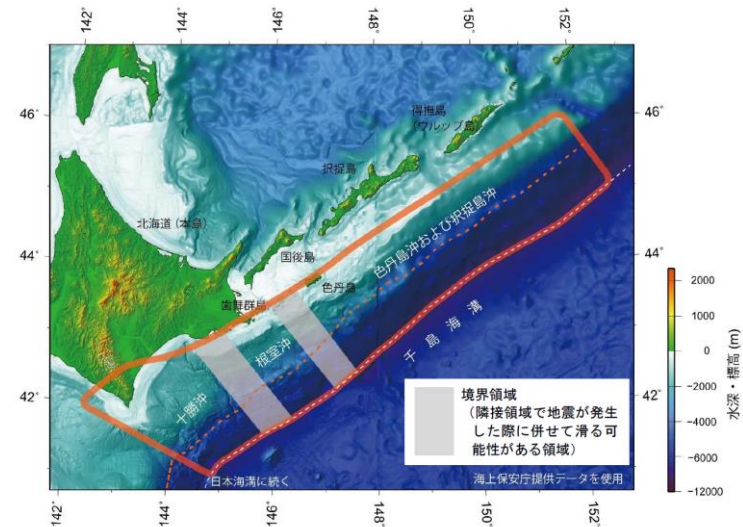


図1. 千島海溝沿いの評価対象領域。赤枠はプレート間地震に関する評価対象領域で、プレート内地震は赤枠外で発生した地震も評価する。赤い点線は、海溝寄りの領域を分ける線で、主に、十勝沖から択捉島沖の海溝寄りのプレート間地震(津波地震等)の評価で使用する。

千島海溝沿いの評価対象領域

2.1.2 敷地周辺のプレート間地震の特徴

(4) 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)〕①

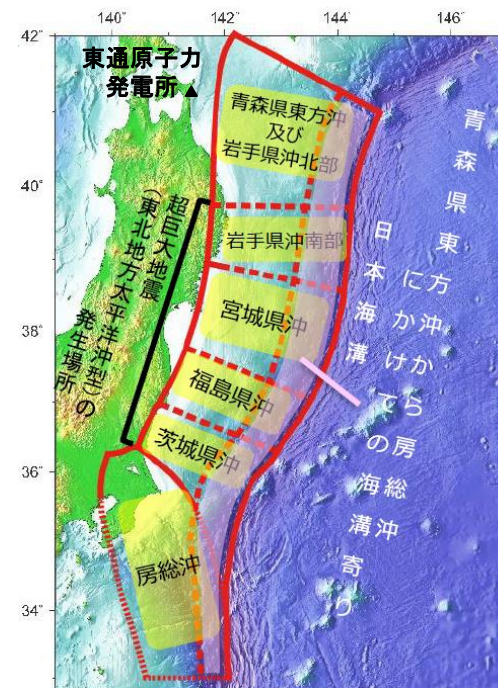
日本海溝沿いのうち青森県東方沖から房総沖までの領域を対象として、長期的な観点で地震発生の可能性、震源域の形態等についての評価をとりまとめている。

東北地方太平洋沖地震から約8年が経過し、震源域や沿岸域における調査研究が大きく進展したことから、新たな長期評価手法の検討途上ではあるが、新たに得られた知見を取り入れたうえで公表された。

- 地震調査研究推進本部(2019)の評価のうち、東通原子力発電所の基準地震動の策定に影響を与える可能性があると考えられるプレート間地震について、発生領域、地震規模を整理した。
- 敷地前面海域となる青森県東方沖及び岩手県沖北部では、プレート間巨大地震としてM7.9程度を想定している。また、青森県東方沖及び岩手県沖北部を含まず、その南方に位置する岩手県沖南部～茨城県沖において、超巨大地震(東北地方太平洋沖型)として、M9.0程度を想定している。

地震調査研究推進本部(2019)が評価している地震

評価対象地震	発生領域	地震規模
①超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部～茨城県沖	M9.0程度
②プレート間巨大地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部	M7.9程度
③ひとまわり小さいプレート間地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部	M7.0～M7.5程度
④海溝寄りのプレート間地震 (津波地震等)	青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄り	Mt8.6～9.0



地震調査研究推進本部(2019)の領域区分(一部加筆)

2. プレート間地震/2.1 プレート間地震の発生状況と特徴, 検討用地震の選定

2.1.2 敷地周辺のプレート間地震の特徴

(4) 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)〕②

➤ 超巨大地震(東北地方太平洋沖型)

- ・津波堆積物調査によると、超巨大地震は過去3,000年間に5回発生している。新しい順に、2011年東北地方太平洋沖地震、1611年慶長三陸地震または1454年享徳地震、869年貞観地震、4～5世紀頃の地震、紀元前4～3世紀頃の地震に対応すると考えられる。
- ・東北地方太平洋沖地震の震源域は、岩手県沖南部から茨城県沖までに及んでおり、その長さは約400km以上、幅は約200kmと推定される。
- ・その他の超巨大地震のうち、869年貞観地震は、震源域は少なくとも宮城県沖から福島県沖にかけての領域を含み、地震規模はMw8.3～8.6もしくはそれ以上と推定される。宮城県から福島県にかけての太平洋沿岸では、東北地方太平洋沖地震を除くと、過去3,000年間で4回の巨大津波による津波堆積物が見つかっており、このうち1回は869年貞観地震、1回は1611年慶長三陸地震(Mw8.4～8.7)または1454年享徳地震(Mw8.4以上)によるものと考えられ、他の2回(4～5世紀、紀元前4～3世紀)は津波堆積物の分布から同様の地震である可能性がある。

➤ 青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間巨大地震

- ・青森県東方沖及び岩手県沖北部については、津波被害の記録が残るようなプレート間巨大地震が17世紀以降現在までに4回(1677年、1763年、1856年、1968年5月16日)発生したと考えられる。

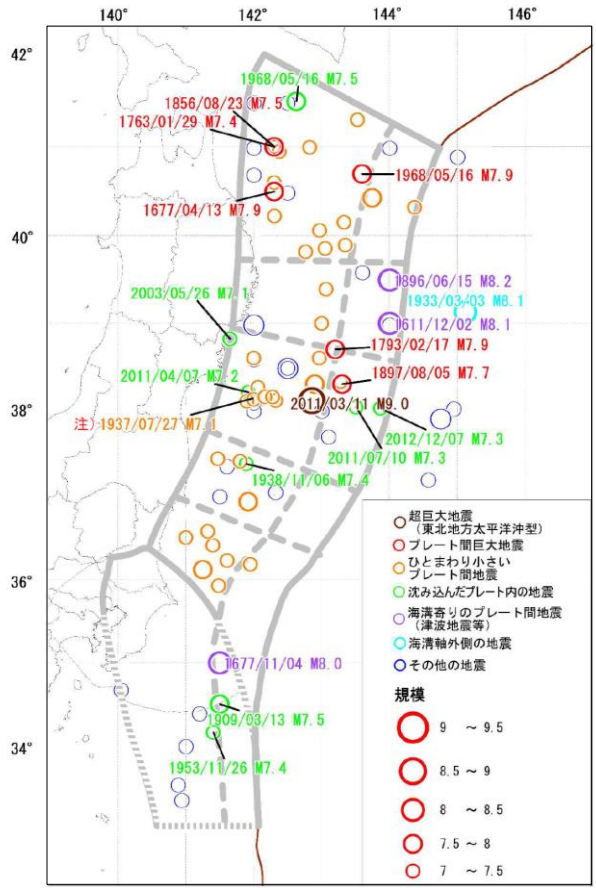
➤ 青森県東方沖及び岩手県沖北部のひとまわり小さいプレート間地震

- ・上記4回の地震以外で、規模はひとまわり小さいが死傷者を伴った地震として、M7.0以上の地震が1923年～2011年3月11日の約88年間に10回発生している。

表2 日本海溝沿いで発生した主な地震のマグニチュード等

対象地震及び発生領域	地震発生日時	地震の平均発生間隔等	地震規模 ^{注1}			死傷者数 ^{注2}		最大震度 ^{注3}	津波高 ^{注4}
			M	Mt	Mw	死者・行方不明者	負傷者		
超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	紀元前4～3世紀	平均発生間隔は550年～600年程度 ^{注5}				—	—		10以上
	4～5世紀								
	869/ 7/13		8.3			1,000	—		
	15～17世紀 ^{注7}					—	—		
	2011/ 3/11 14:46		9.0 ^{注8}	9.1～9.4 ^{注8}	9.0 ^{注8}	19,667 行方不明 2,566	6,231	7	40
青森県東方沖及び岩手県沖北部のプレート間巨大地震	1677/ 4/13	平均発生間隔は97.0年	7.9	7.7			—	—	
	1763/ 1/29		(7.3/4～8.0) ^{注9}			4	—	—	
	1856/ 8/23		7.4 7.9 (7.9) ^{注9}			37	多数	—	6
	1968/ 5/16 09:48		7.5 7.6 (7.8～8.0) ^{注9}			52	330	5	4.7
青森県東方沖及び岩手県沖北部のひとまわり小さいプレート間地震	1901/ 8/10 ^{注10}	1923年1月1日以降、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震発生までの約88年間に10回発生	7.4	7.8	7.5	18 ^{注11}	—	注11	0.3
	1928/ 5/27		7.0	7.1	7.4	—	—	4	0.1
	1931/ 3/ 9		7.2	7.2	8.0	0	0	4	0.2
	1935/10/18		7.1	6.9	7.2	—	—	3	0.1
	1943/ 6/13		7.1	7.3	7.3	—	—	4	0.3
	1945/ 2/10		7.1	7.1	7.2	2	—	5	0.1
	1960/ 3/21		7.2	7.5	8.0	0	0	4	0.6
	1971/ 8/ 2		7.0	7.1	7.1	—	—	5	0.2
	1989/11/ 2		7.1	—	7.4	0	0	4	0.5
	1994/12/28		7.6	—	7.7	3	788	6	0.9
	1995/ 1/ 7		7.2	—	7.0	—	1	5	—
	2011/ 3/11 15:08 ^{注12}		7.4	—	—	—	—	5弱	—

〔地震調査研究推進本部(2019)より抜粋〕



注) 沈み込んだプレート内の地震の可能性もある。

日本海溝沿いで発生した地震の震央分布

2. プレート間地震/2.1 プレート間地震の発生状況と特徴, 検討用地震の選定

2.1.2 敷地周辺のプレート間地震の特徴

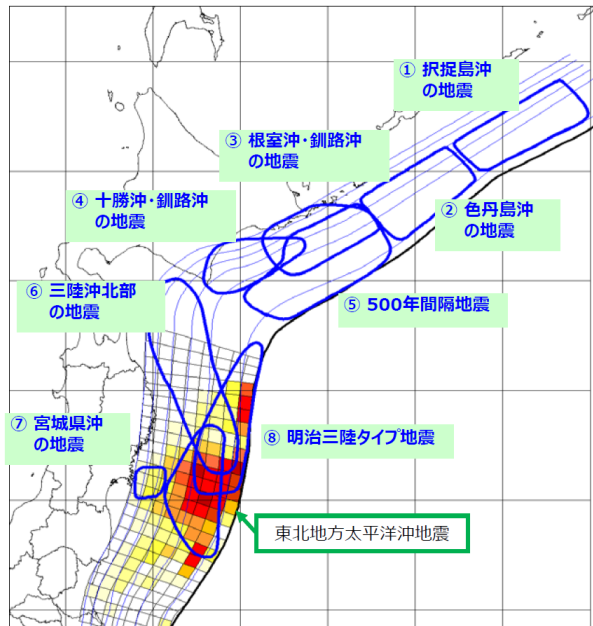
(5) 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震で想定される津波・地震動〔内閣府(2020a)〕①

「日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会」では東日本大震災の教訓を踏まえ、津波堆積物調査などの科学的な知見をベースに、あらゆる可能性を考慮した**最大クラスの地震**を、津波断層モデル及び**強震断層モデル**としてそれぞれ設定している。

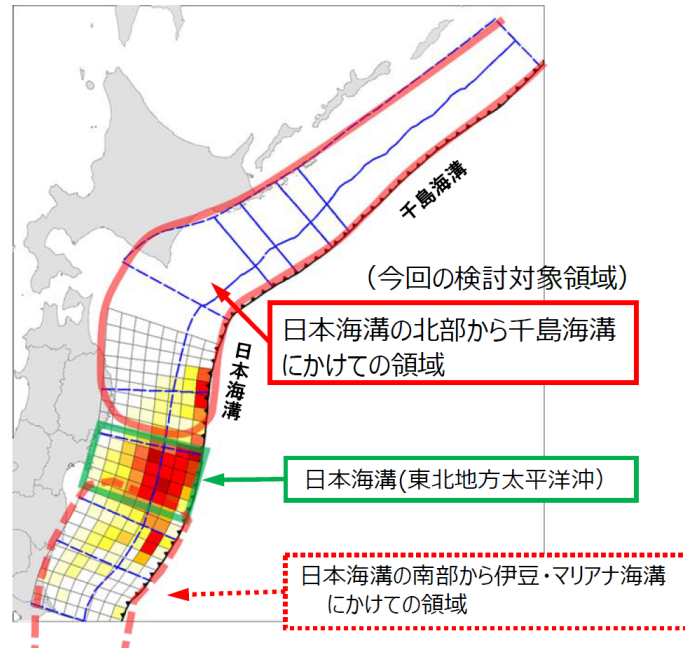
- ▶ 「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」での検討では、日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関して、繰り返し発生している大きな地震を近い将来発生する可能性が高いものとし、8つの検討対象地震を選定。
- ▶ 「日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会」での検討対象領域は、日本海溝の北部から千島海溝にかけての領域としている。

○「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」での検討 (平成18年1月公表)

過去に大きな地震が繰り返し発生しているものについては、近い将来発生する可能性が高いと考え、8つの地震を検討対象地震として選定 (M8クラス)



○「日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会」での検討対象領域



日本海溝・千島海溝沿いにおける最大クラスの地震の検討対象領域

2.1.2 敷地周辺のプレート間地震の特徴

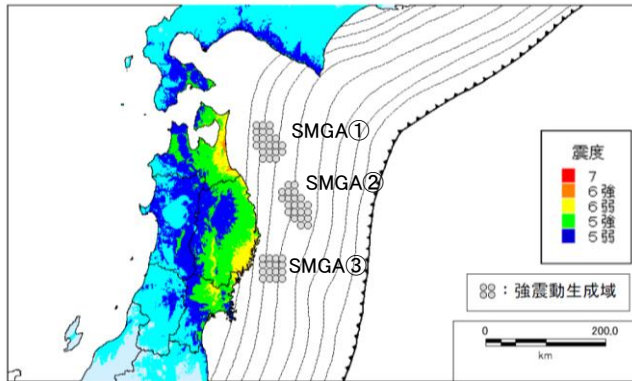
(5) 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震で想定される津波・地震動〔内閣府(2020a)]②

➤ 強震断層モデルの強震動生成域分布

津波断層モデルの検討で得られた震源域において, 過去の地震や地震活動の状況を参考に, 強い揺れの発生源(強震動生成域)を配置している。

① 日本海溝(三陸・日高沖)モデル

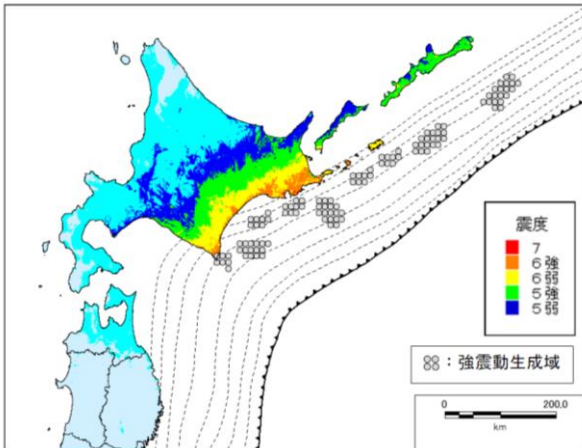
青森県東方沖及び岩手県沖北部, 岩手県沖南部に強震動生成域



〔内閣府(2020a)に加筆〕

② 千島海溝(十勝・根室沖)モデル

十勝沖, 根室沖, 色丹島沖及び択捉島沖に強震動生成域



強震断層モデルの強震動生成域の分布と震度分布

日本海溝(三陸・日高沖)モデル
震源パラメータ〔内閣府(2020b)]

日本海溝沿い			
SMGA	面積(km ²)	7,512	強震動生成域の面積の和
	地震モーメント(Nm)	4.6E+21	強震動生成域の地震モーメントの和
SMGA①	面積(km ²)	2,746.6	
	地震モーメント(Nm)	1.8E+21	$M_0=0.41 \times \Delta\sigma \times S^{3/2}$
	Mw	8.1	$\log(M_0)=1.5M_w+9.1$
	応力パラメータ(MPa)	30.0	
	ライズタイム(s)	9.3	$0.5 \times \sqrt{S/V_r}$
SMGA②	面積(km ²)	2,686.6	
	地震モーメント(Nm)	1.7E+21	$0.41 \times \Delta\sigma \times S^{3/2}$
	Mw	8.1	$\log(M_0)=1.5M_w+9.1$
	応力パラメータ(MPa)	30.0	
	ライズタイム(s)	9.2	$0.5 \times \sqrt{S/V_r}$
SMGA③	面積(km ²)	2,078.5	
	地震モーメント(Nm)	1.2E+21	$0.41 \times \Delta\sigma \times S^{3/2}$
	Mw	8.0	$\log(M_0)=1.5M_w+9.1$
	応力パラメータ(MPa)	30.0	
	ライズタイム(s)	8.1	$0.5 \times \sqrt{S/V_r}$
その他	破壊伝播速度	2.83	$V_r=V_s \times 0.72$
	fmax	6Hz	

※敷地に影響の大きい日本海溝(三陸・日高沖)モデルを示す。

2.2.1 断層パラメータの妥当性検討

(1)2011年東北地方太平洋沖地震との比較

- 2011年東北地方太平洋沖地震の各断層モデルの値と比較し、検討用地震の断層パラメータ(SMGAの面積、短周期レベル、応力降下量)は過小な設定とはなっていない。
- また、諸井ほか(2013)では、2011年東北地方太平洋沖地震の観測記録と整合するSMGA面積は全断層面積の12.5%とされているが、その他の面積比を用いた場合のSMGA1個あたりの短周期レベルと検討用地震を比較しても、過小な設定とはなっていない。

2011年東北地方太平洋沖地震の各断層モデルとの比較

断層モデル	SMGA面積(km ²)	SMGA全体の短周期レベル(Nm/s ²)	【参考】SMGAの応力降下量(MPa)	
Kurahashi and Irikura(2013)	5,628 ※1	1.74 × 10 ²⁰ ※1	21.44 ※2	
Asano and Iwata(2012)	5,042 ※1	1.67 × 10 ²⁰ ※1	18.95 ※2	
佐藤(2012)	11,475 ※1	3.51 × 10 ²⁰ ※1	28.82 ※2	
川辺・釜江(2013)	6,300 ※1	1.74 × 10 ²⁰ ※1	18.26 ※2	
平均値	6,730 ※1	2.05 × 10 ²⁰ ※1	-	
検討用地震	12,500	3.49 × 10 ²⁰	SMGA 1, 2	34.5 (地域性を考慮し1.4倍)
			SMGA3~5	24.6
			SMGA6, 7	24.6

※1:田島(2013), ※2:文献に記載されている各SMGAの応力降下量を算術平均

諸井ほか(2013)との比較

断層モデル	Sa/S	SMGA1個の面積(km ²)	SMGA1個の短周期レベル(Nm/s ²)	
諸井ほか(2013)	0.08	1,600	1.66 × 10 ²⁰	
	0.125	2,500	1.33 × 10 ²⁰	
	0.18	3,600	1.11 × 10 ²⁰	
	0.245	4,900	9.49 × 10 ¹⁹	
検討用地震	0.125	2,500(SMGA1~5)	SMGA 1, 2	1.86 × 10 ²⁰ (地域性を考慮し1.4倍)
			SMGA3~5	1.33 × 10 ²⁰
		3,750(SMGA6, 7)	SMGA6, 7	1.63 × 10 ²⁰

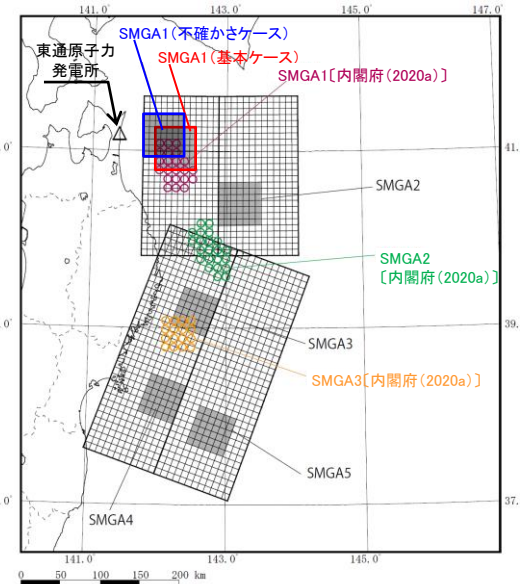
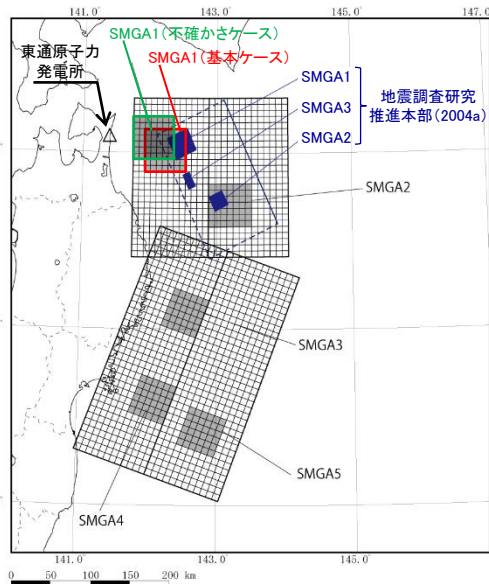
2. プレート間地震/2.2 検討用地震の地震動評価

2.2.1 断層パラメータの妥当性検討

(2) 地震調査研究推進本部(2004a), 内閣府(2020a)との比較

- 検討用地震の震源モデルのうち敷地に最も近いSMGA1を含む三陸沖北部の領域について、地震調査研究推進本部(2004a)による三陸沖北部地震の震源モデル及び内閣府(2020a)による日本海溝(三陸・日高沖)モデルの強震動生成域との比較を示す。
- 検討用地震の震源モデルのうち敷地に最も影響のあるSMGA1は、他2つのモデルの敷地に最も近いSMGAよりもさらに近い位置にあり、また、その短周期レベルも他2つのモデルと同等またはそれ以上である。なお、検討用地震の基本震源モデルのSMGA1の短周期レベルは、短周期レベルが大きい1978年宮城県沖地震を踏まえた割増係数1.4を保守的に考慮している。

三陸沖北部の領域の断層パラメータ比較



三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルと地震調査研究推進本部(2004a)の震源モデル

三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルと内閣府(2020a)の震源モデル

検討用地震 (三陸沖北部の領域のSMGA)				
SMGA	地震モーメント M_0 (Nm)	面積 S (m^2)	応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	短周期レベル (Nm/s^2)
SMGA1	2.0×10^{21}	2500	34.5	1.86×10^{20}
SMGA2	2.0×10^{21}	2500	34.5	1.86×10^{20}

地震調査研究推進本部(2004a) 三陸沖北部の地震の震源モデル				
SMGA	地震モーメント M_0 (Nm)	面積 S (m^2)	応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	短周期レベル (Nm/s^2)
SMGA1	4.45×10^{20}	900	34.0	1.12×10^{20}
SMGA3	4.66×10^{19}	200	85.0	1.32×10^{20}
SMGA2	1.32×10^{20}	400	34.0	7.45×10^{19}

内閣府(2020a) 日本海溝(三陸・日高沖)モデル				
SMGA	地震モーメント※1 M_0 (Nm)	面積※1 S (m^2)	応力降下量※1 $\Delta\sigma$ (MPa)	短周期レベル※2 (Nm/s^2)
SMGA1	1.8×10^{21}	2746.6	30.0	1.70×10^{20}
SMGA2	1.7×10^{21}	2686.6	30.0	1.68×10^{20}

※1: 内閣府(2020b)による(2章1.2参照)。

※2: 東北電力株式会社算定値。

$A = 4\pi (S_0/\pi)^{1/2} \cdot \Delta\sigma_0 \cdot V_0^2$ [地震調査研究推進本部(2020)]により算定。

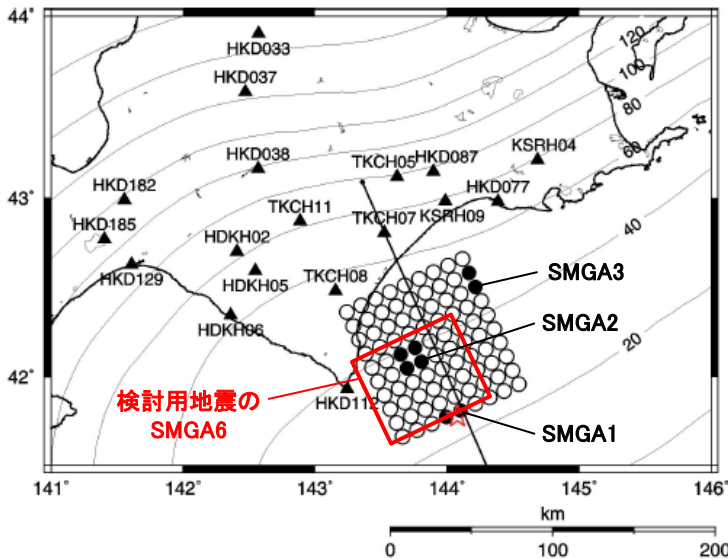
V_0 は検討用地震の地震動評価に用いる3.9km/sと仮定。

2. プレート間地震/2.2 検討用地震の地震動評価

2.2.1 断層パラメータの妥当性検討

(1) 地震調査研究推進本部(2004b)との比較

- 地震調査研究推進本部では、2003年十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証を行っている。
- そこで、検討用地震の十勝沖の領域について、地震調査研究推進本部(2004b)による2003年十勝沖地震の震源断層モデルとの比較を示す。
- 検討用地震の十勝沖の領域のSMGA(SMGA6)は、地震調査研究推進本部(2004b)のSMGAよりも敷地に近い位置にあり、また、その短周期レベルも地震調査研究推進本部(2004b)より大きい。



地震調査研究推進本部(2004b)による震源断層モデルと検討用地震のSMGA6(赤線)の比較(一部加筆)

検討用地震 〔十勝沖の領域のSMGA(SMGA6)〕				
SMGA	地震モーメント M_0 (Nm)	面積 S (m^2)	応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	短周期レベル (Nm/s^2)
SMGA6	3.0×10^{21}	3750	24.6	1.63×10^{20}

地震調査研究推進本部(2004b) 2003年十勝沖地震の震源断層モデル				
SMGA	地震モーメント M_0 (Nm)	面積 S (m^2)	応力降下量 $\Delta\sigma$ (MPa)	短周期レベル (Nm/s^2)
SMGA1	3.50×10^{19}	180.6	37.4	5.42×10^{19}
SMGA2	9.89×10^{19}	361.2	37.4	7.66×10^{19}
SMGA3	3.50×10^{19}	180.6	37.4	5.42×10^{19}
				9.34×10^{19} (全SMGA)

2. プレート間地震/2.2 検討用地震の地震動評価

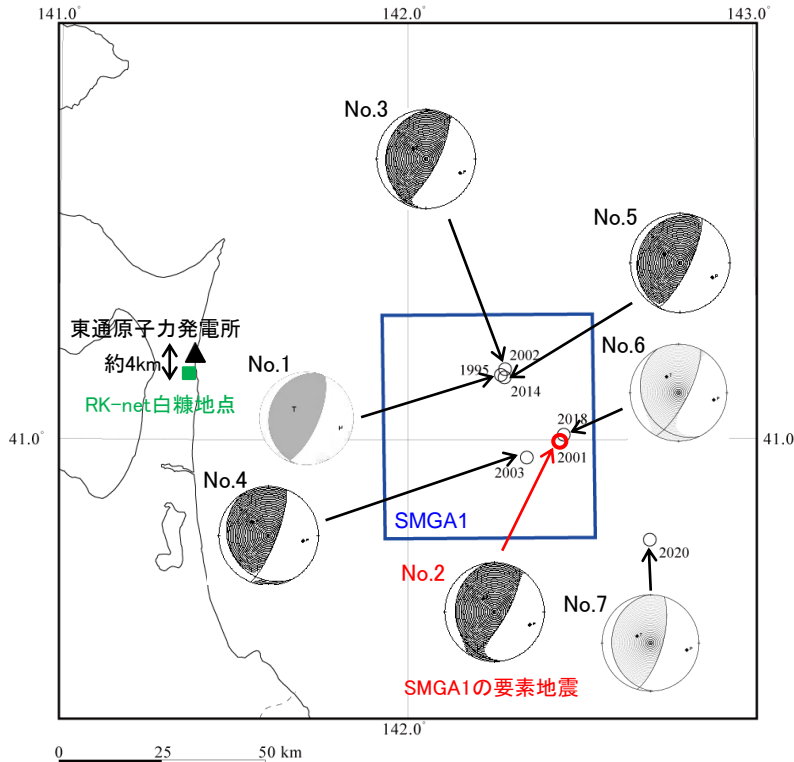
2.2.2 経験的グリーン関数法に用いた要素地震の特徴

(1) 検討に用いた地震の震央分布及び諸元

- ▶ 三陸沖北部の領域に用いる要素地震(下表No.2地震)と、同じ領域で発生した同様のメカニズムを有する他の地震の震源スペクトル等の類似性について確認する。
- ▶ また、東通原子力発電所以外の観測点[電力中央研究所の強震観測網(RK-net)の白糠地点他]の観測記録と比較し、記録の類似性について確認する。

【白糠観測点】

RK-netの白糠地点は、東通原子力発電所から南に約4kmの位置にあり、岩盤が露頭している場所に地震計が設置されている。その地盤は硬質岩盤(安山岩質凝灰角礫岩)で、S波速度は1.98km/s、P波速度は3.65km/s(コア採取による室内試験の結果)である。[東ほか(2009)]



検討に用いた地震の諸元

No.	年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)
						(°)	(')	(°)	(')			
1	1995	2	6	22	51	142	16.12	41	8.36	5.6	56	74
	青森県東方沖											
2 (要素地震)	2001	8	14	5	11	142	26.19	40	59.73	6.4	38	90
	青森県東方沖											
3	2002	10	14	23	12	142	16.85	41	9.11	6.1	53	75
	青森県東方沖											
4	2003	4	17	2	59	142	20.51	40	57.64	5.6	40	84
	青森県東方沖											
5	2014	8	10	12	43	142	16.74	41	8.04	6.1	51	75
	青森県東方沖											
6	2018	1	24	19	51	142	26.88	41	0.58	6.3	34	91
	青森県東方沖											
7	2020	12	21	2	23	142	41.5	40	46.9	6.5	43	118
	青森県東方沖											

白糠地点の位置及び検討に用いた地震の震央分布、メカニズム解

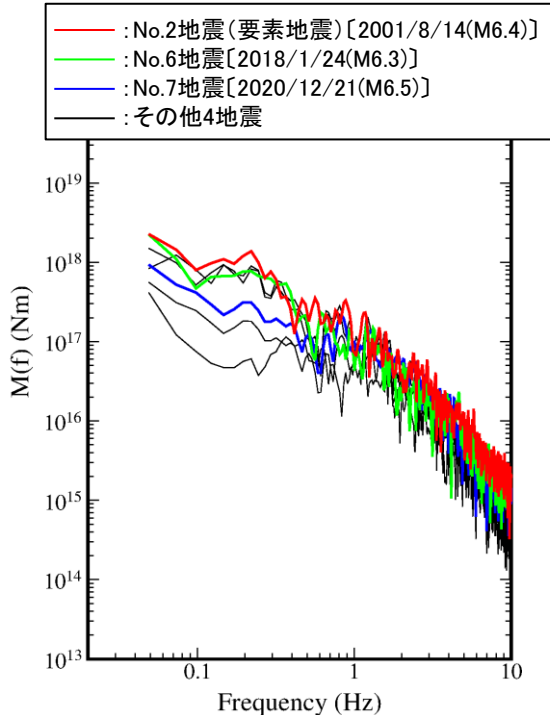
[地震諸元は気象庁(2020)、メカニズム解はUSGS(No.1)及びF-net(No.2~No.7)による。]

2. プレート間地震/2.2 検討用地震の地震動評価

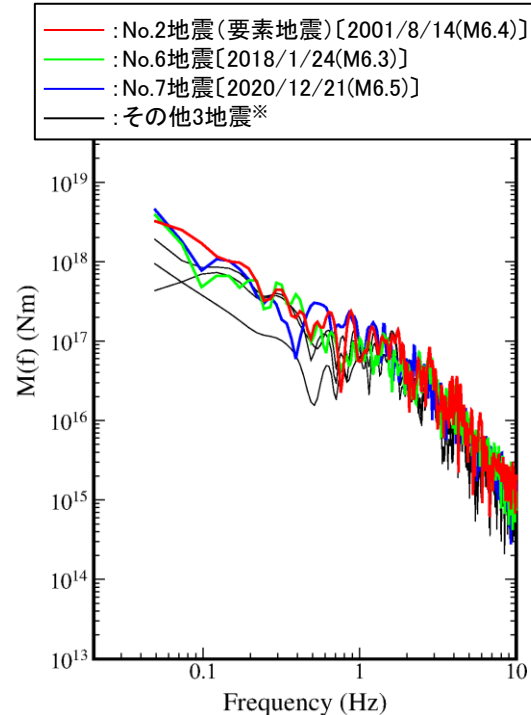
2.2.2 経験的グリーン関数法に用いた要素地震の特徴

(2) 震源スペクトルの比較 同地域で発生した地震

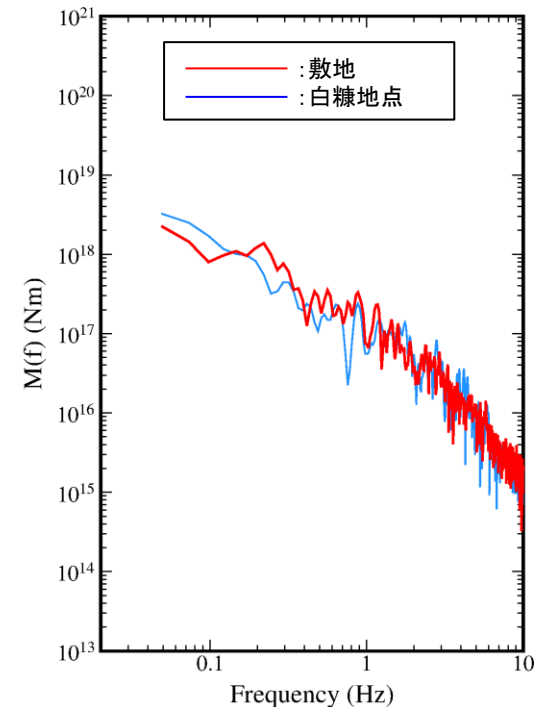
- ▶ 同地域で発生した地震について、観測記録から求めた震源スペクトルの比較を示す。
 - 図①: 敷地の観測記録から求めた震源スペクトル(SMGA1付近で発生した前頁の7地震)を示す。規模の違いによる差があるものの、いずれの地震も約0.4Hzから1Hz付近等の傾向は同様である。また、規模が同等の3地震[No.2地震, No.6地震及びNo.7地震]については、全振動数にわたり大きさ及び傾向は同様である。
 - 図②: 白糖地点の観測記録から求めた震源スペクトルを示す。その傾向は、敷地の観測記録から求めた震源スペクトル(図①)で見られた傾向と同様である。
 - 図③: No.2地震について、敷地及び白糖地点の観測記録から求めた震源スペクトルを示す。両者の大きさ及び傾向は同様である。
- ▶ SMGA1付近で発生した複数の地震には同様の傾向が認められ(図①, 図②), また、敷地と白糖地点の観測記録から求めた震源スペクトルも整合的であることから(図③), 要素地震は、SMGA1の領域で発生する地震としては標準的な傾向を有しているものと考えられる。



図① 敷地の観測記録から求めた震源スペクトル



図② 白糖地点の観測記録から求めた震源スペクトル



図③ No.2(要素地震)[2001/8/14]の地震(M6.4)の観測記録から求めた震源スペクトルの比較

※白糖地点ではNo.4:2003/4/17の地震は観測されていない。

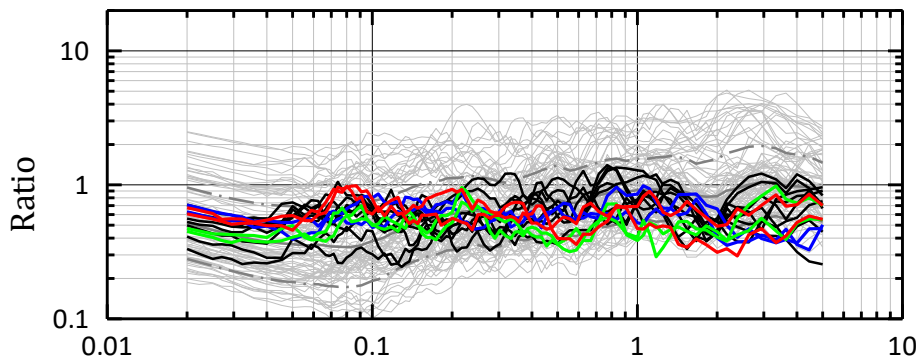
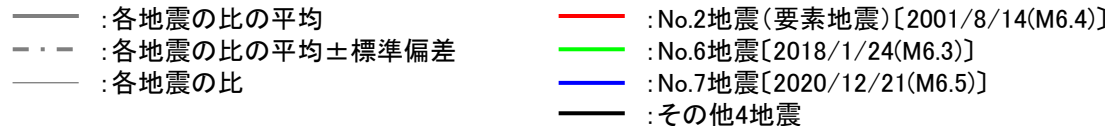
2. プレート間地震/2.2 検討用地震の地震動評価

2.2.2 経験的グリーン関数法に用いた要素地震の特徴

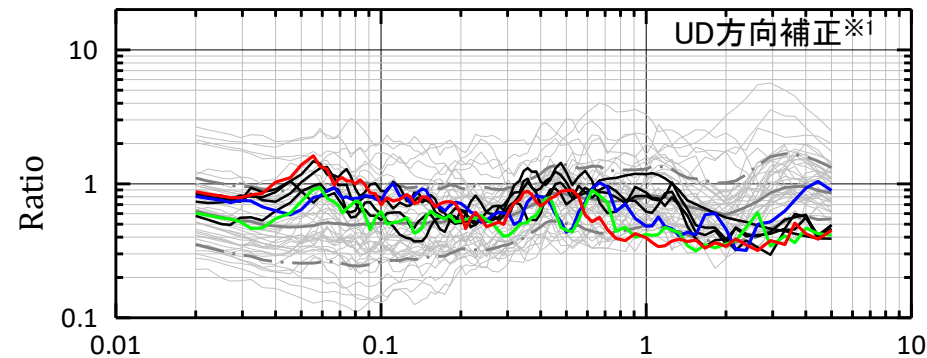
(3) 敷地の観測記録とNoda et al.(2002)との比較

S197

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



Period(s)
水平方向



Period(s)
鉛直方向

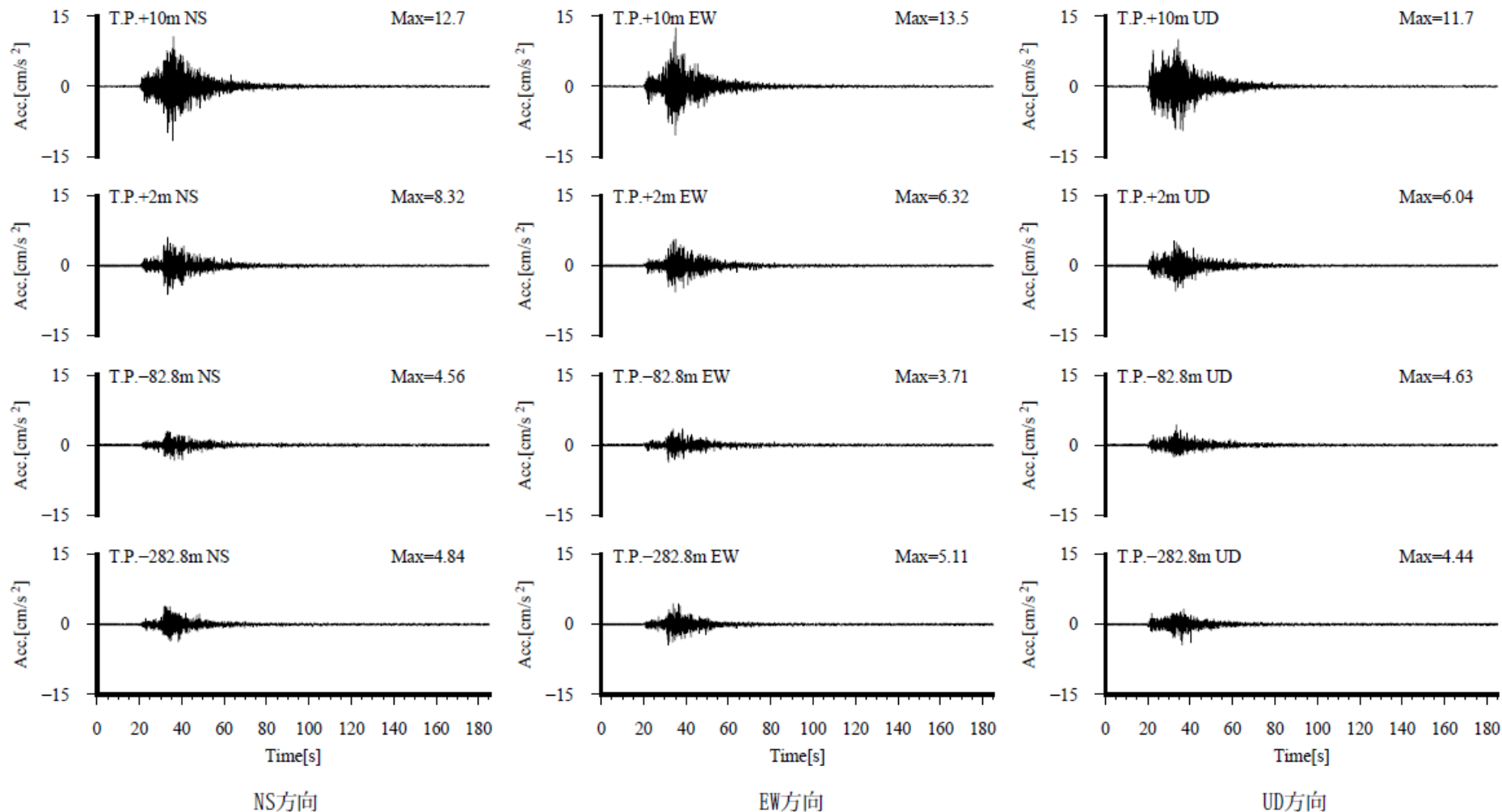
観測記録(地中波)とNoda et al.(2002)との比較(プレート間地震)^{※2}
[自由地盤の岩盤上部地震観測点(T.P.+2.0m)/Noda et al.(2002)]

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

※2:本編資料2章3.4(2)に2020/12/21の地震を追記

2.2.2 経験的グリーン関数法に用いた要素地震の特徴

(4) 検討に用いた主な観測記録 ①2001年8月14日青森県東方沖の地震(M6.4)



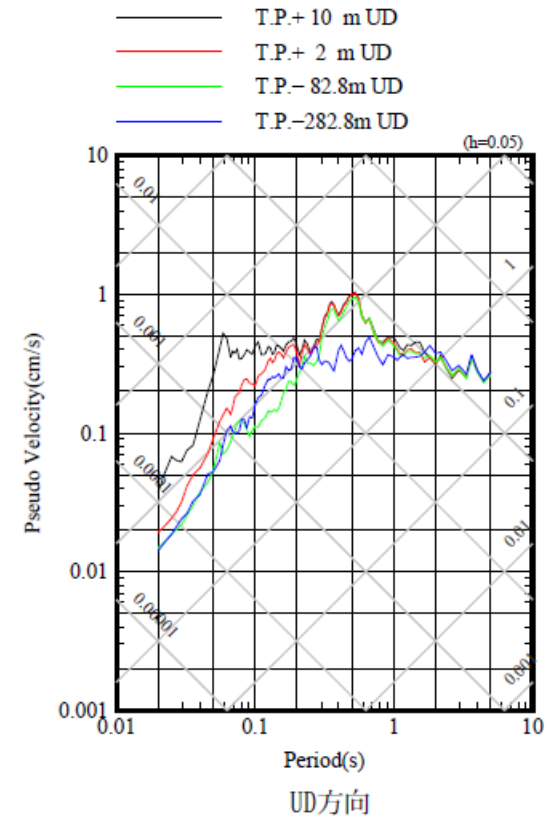
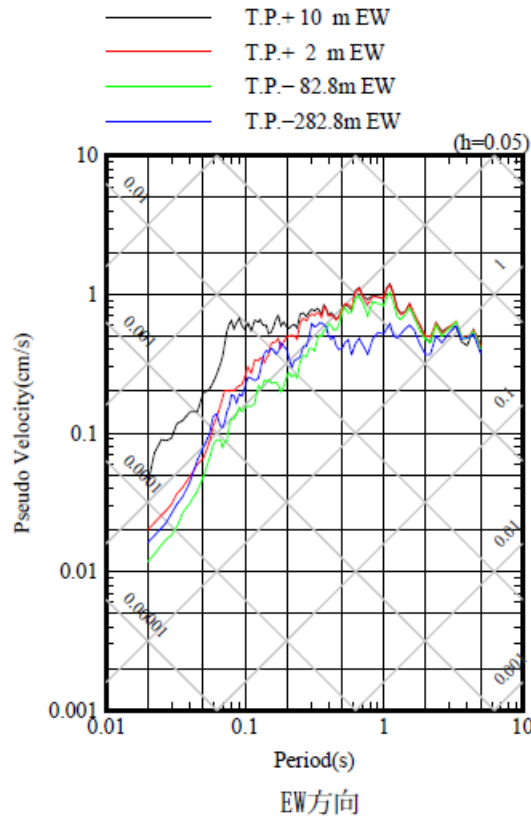
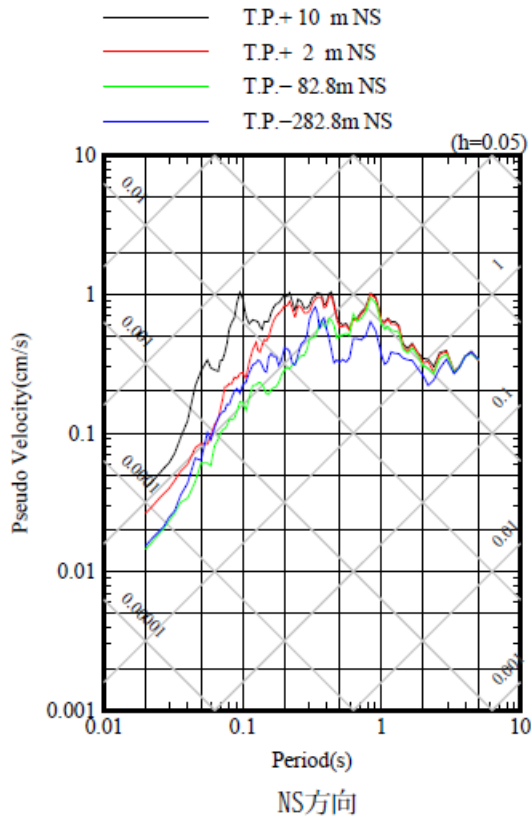
自由地盤 検討に用いた地震の加速度時刻歴波形

2001/8/14 (5:11) M6.4, 深さ=37.69km, 震央距離=90km, 震源距離=98km

※解放基盤表面の振動特性は、自由地盤の岩盤上部の地震観測点 (T.P.+2.0m) で代表する。

2.2.2 経験的グリーン関数法に用いた要素地震の特徴

(4) 検討に用いた主な観測記録 ①2001年8月14日青森県東方沖の地震(M6.4)



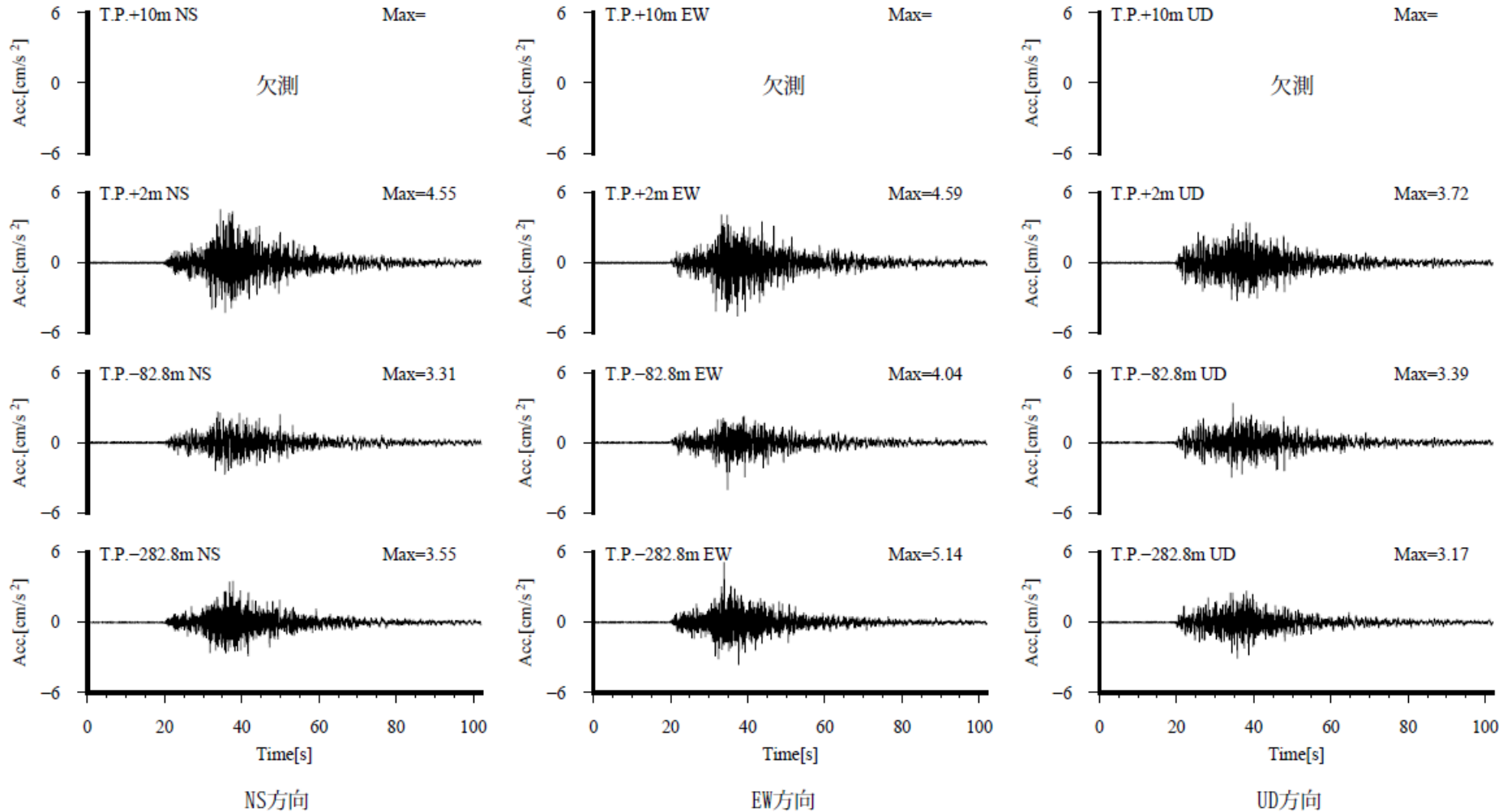
自由地盤 検討に用いた地震の擬似速度応答スペクトル

2001/8/14 (5:11) M6.4, 深さ=37.69km, 震央距離=90km, 震源距離=98km

※解放基盤表面の振動特性は、自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)で代表する。

2.2.2 経験的グリーン関数法に用いた要素地震の特徴

(4) 検討に用いた主な観測記録 ②2018年1月24日青森県東方沖の地震(M6.3)



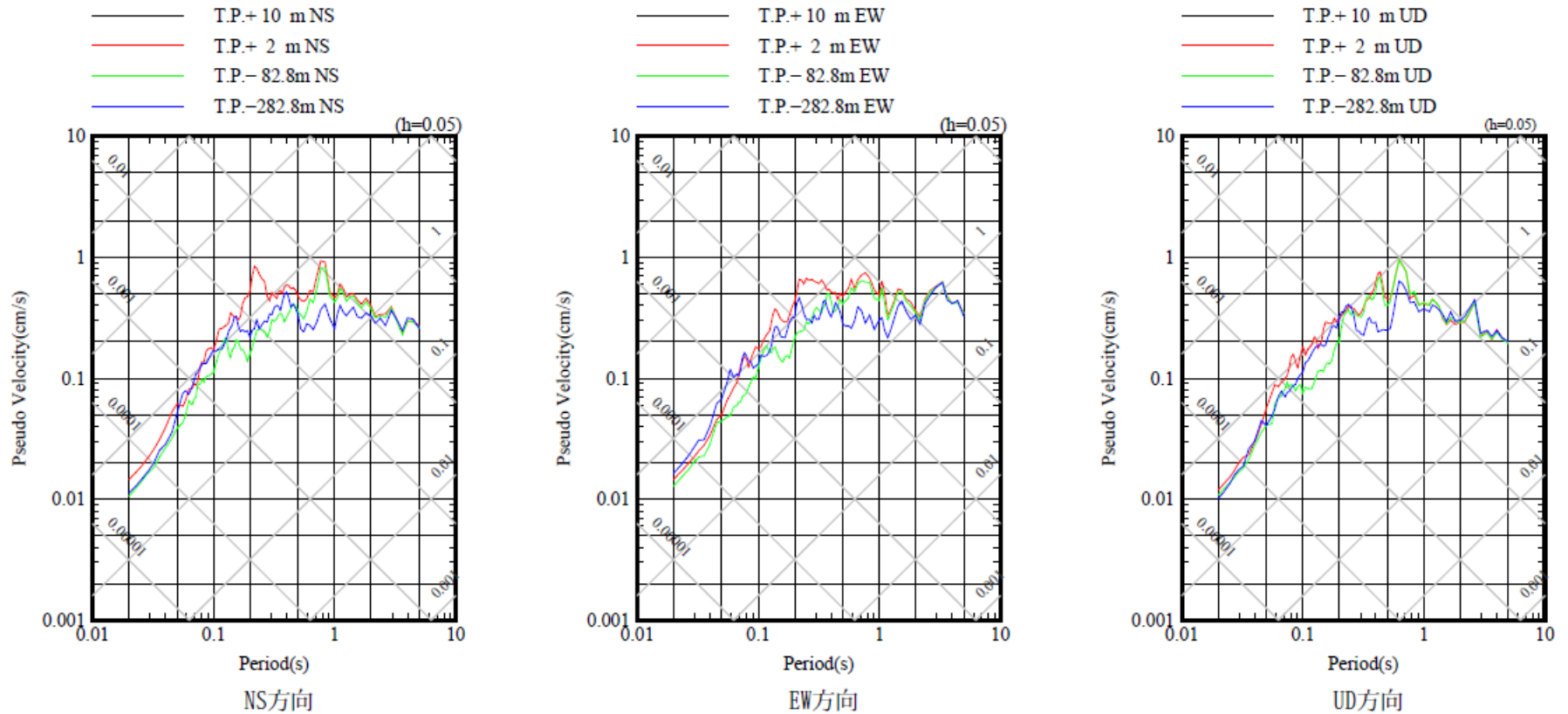
自由地盤 検討に用いた地震の加速度時刻歴波形

2018/1/24 (19:51) M6.3, 深さ=34km, 震央距離=91km, 震源距離=97km

※解放基盤表面の振動特性は、自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)で代表する。

2.2.2 経験的グリーン関数法に用いた要素地震の特徴

(4) 検討に用いた主な観測記録 ②2018年1月24日青森県東方沖の地震(M6.3)



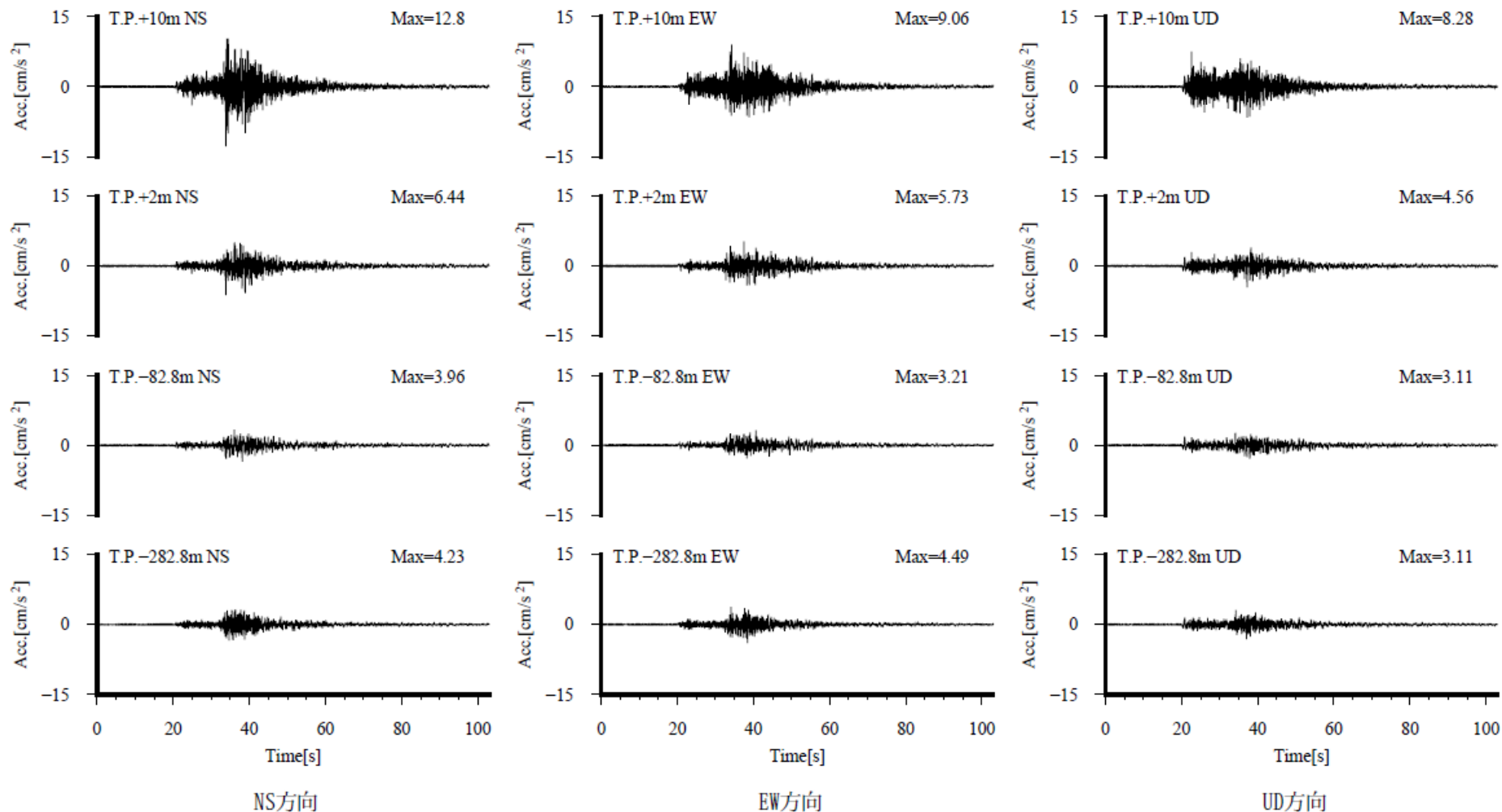
自由地盤 検討に用いた地震の擬似速度応答スペクトル

2018/1/24 (19:51) M6.3, 深さ=34km, 震央距離=91km, 震源距離=97km

※解放基盤表面の振動特性は、自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)で代表する。

2.2.2 経験的グリーン関数法に用いた要素地震の特徴

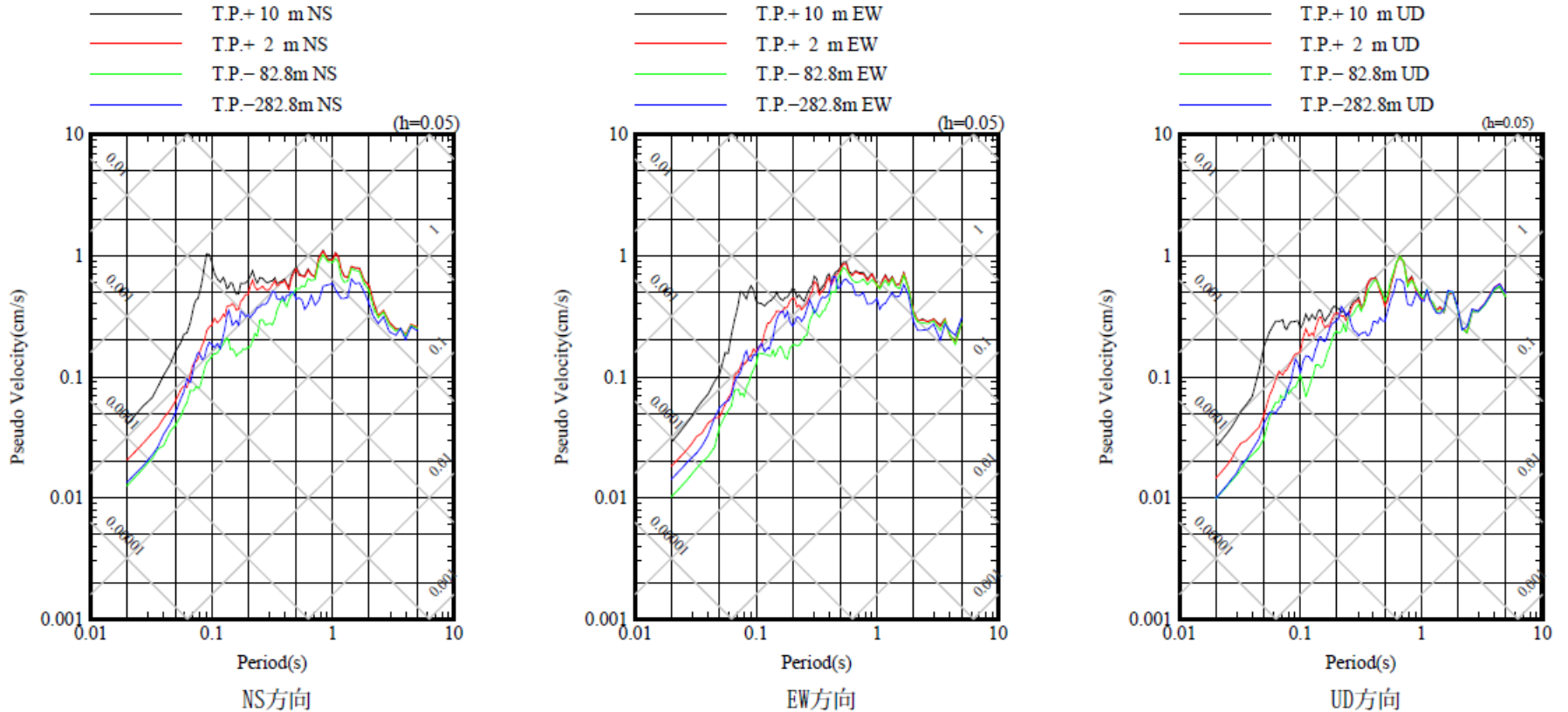
(4) 検討に用いた主な観測記録 ③2020年12月21日青森県東方沖の地震(M6.5)



※解放基盤表面の振動特性は、自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)で代表する。

2.2.2 経験的グリーン関数法に用いた要素地震の特徴

(4) 検討に用いた主な観測記録 ③2020年12月21日青森県東方沖の地震(M6.5)



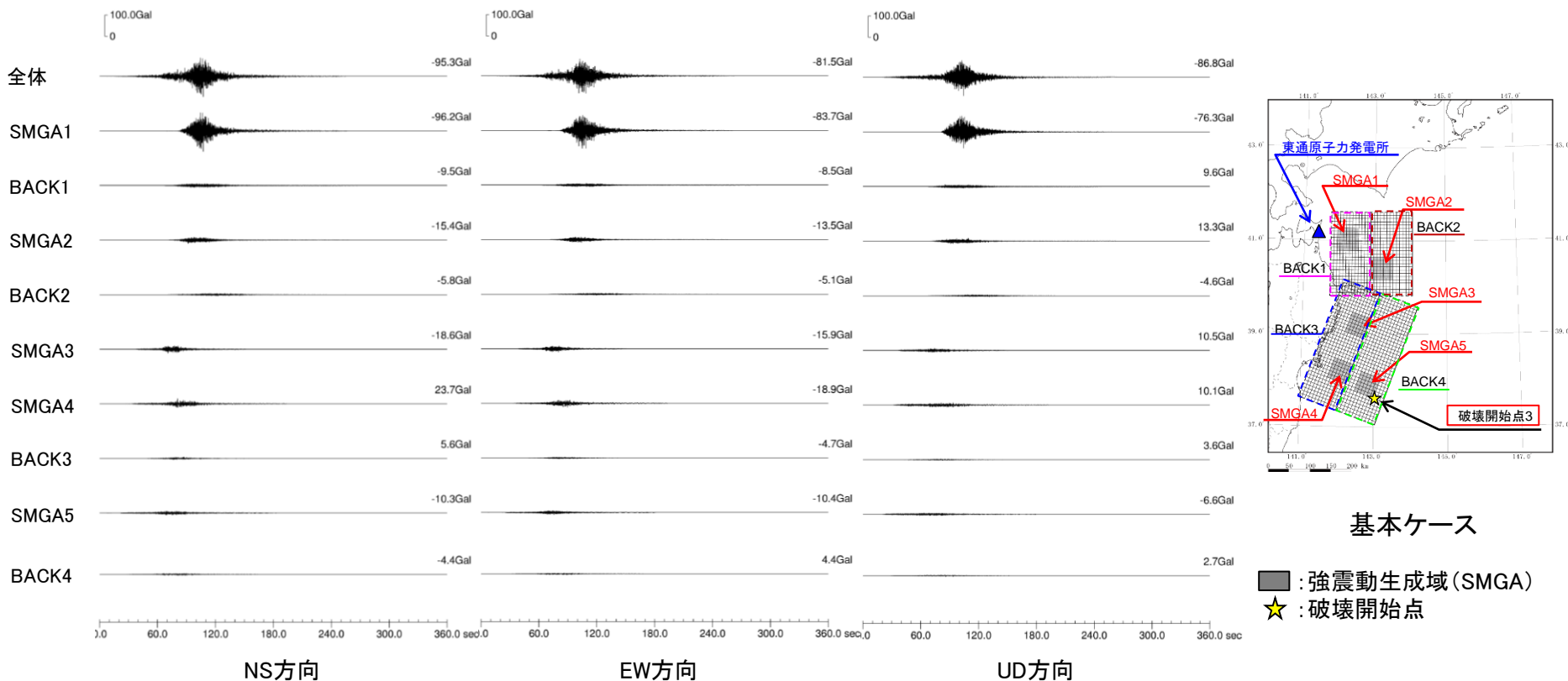
2020/12/21 (2:23) M6.5, 深さ=43km, 震央距離=118km, 震源距離=126km

※解放基盤表面の振動特性は、自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)で代表する。

2.2.3 検討用地震の経験的グリーン関数法の領域ごとの地震動

(1) 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル(基本ケース) ① 加速度波形

➤ 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル(基本ケース)の地震動評価(破壊開始点3)を例に、各領域の加速度波形を示す。敷地前面の三陸沖北部のSMGA1の影響が最も大きく、全体の地震動レベルをほぼ決めている。



基本ケース

■ : 強震動生成域 (SMGA)
★ : 破壊開始点

- ※: BACK1 三陸沖北部(青森県東方沖及び岩手県沖北部) 陸側背景領域
- BACK2 三陸沖北部(青森県東方沖及び岩手県沖北部) 海側背景領域
- BACK3 三陸沖中部(岩手県沖南部)～宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り(宮城県沖) 陸側背景領域
- BACK4 三陸沖中部(岩手県沖南部)～宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り(宮城県沖) 海側背景領域

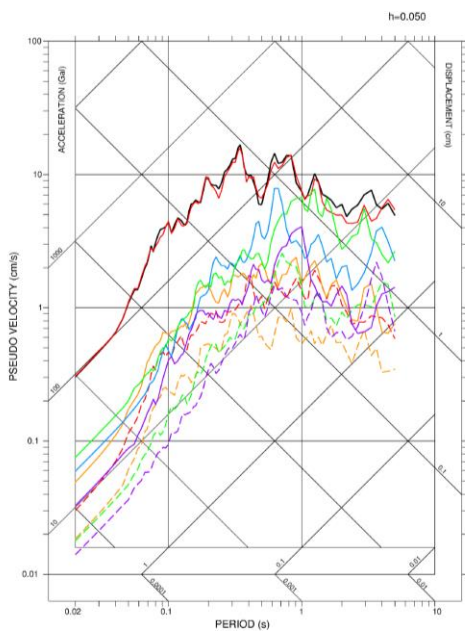
領域ごとの加速度波形(PN基準)

2.2.3 検討用地震の経験的グリーン関数法の領域ごとの地震動

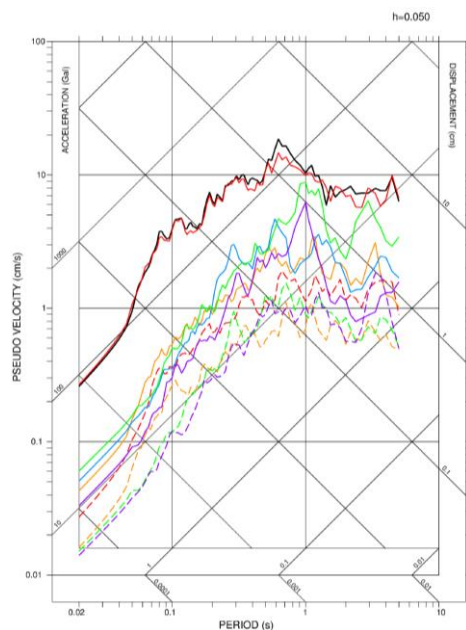
(1)三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル(基本ケース) ②応答スペクトル

➤ 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル(基本ケース)の地震動評価(破壊開始点3)を例に、各領域の応答スペクトルを示す。敷地前面の三陸沖北部のSMGA1の影響が最も大きく、全体の地震動レベルをほぼ決めている。

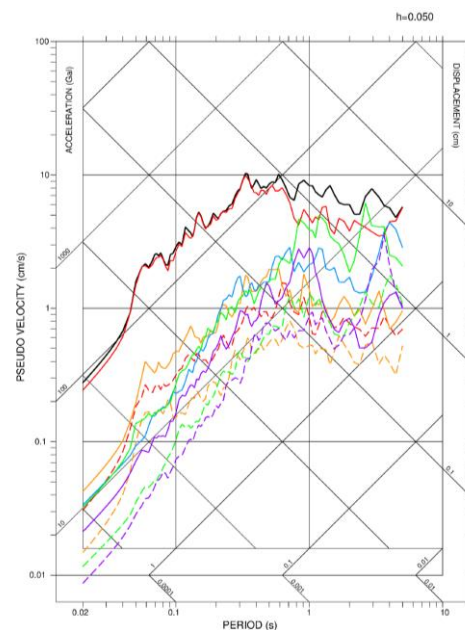
- : 全体
- (赤) : SMGA1
- (黄) : SMGA2
- (青) : SMGA3
- (緑) : SMGA4
- (紫) : SMGA5
- - - (赤) : BACK1:三陸沖北部(青森県東方沖及び岩手県沖北部) 陸側背景領域
- - - (黄) : BACK2:三陸沖北部(青森県東方沖及び岩手県沖北部) 海側背景領域
- - - (青) : BACK3:三陸沖中部(岩手県沖南部)～宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り(宮城県沖) 陸側背景領域
- - - (紫) : BACK4:三陸沖中部(岩手県沖南部)～宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り(宮城県沖) 海側背景領域



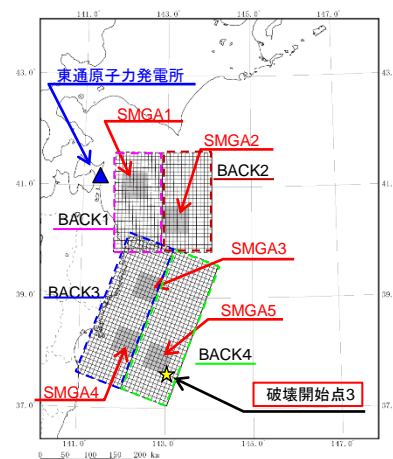
NS方向



EW方向



UD方向



基本ケース

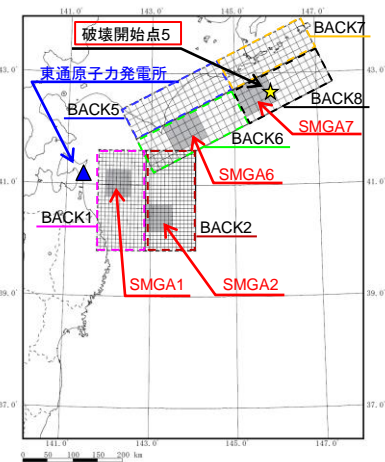
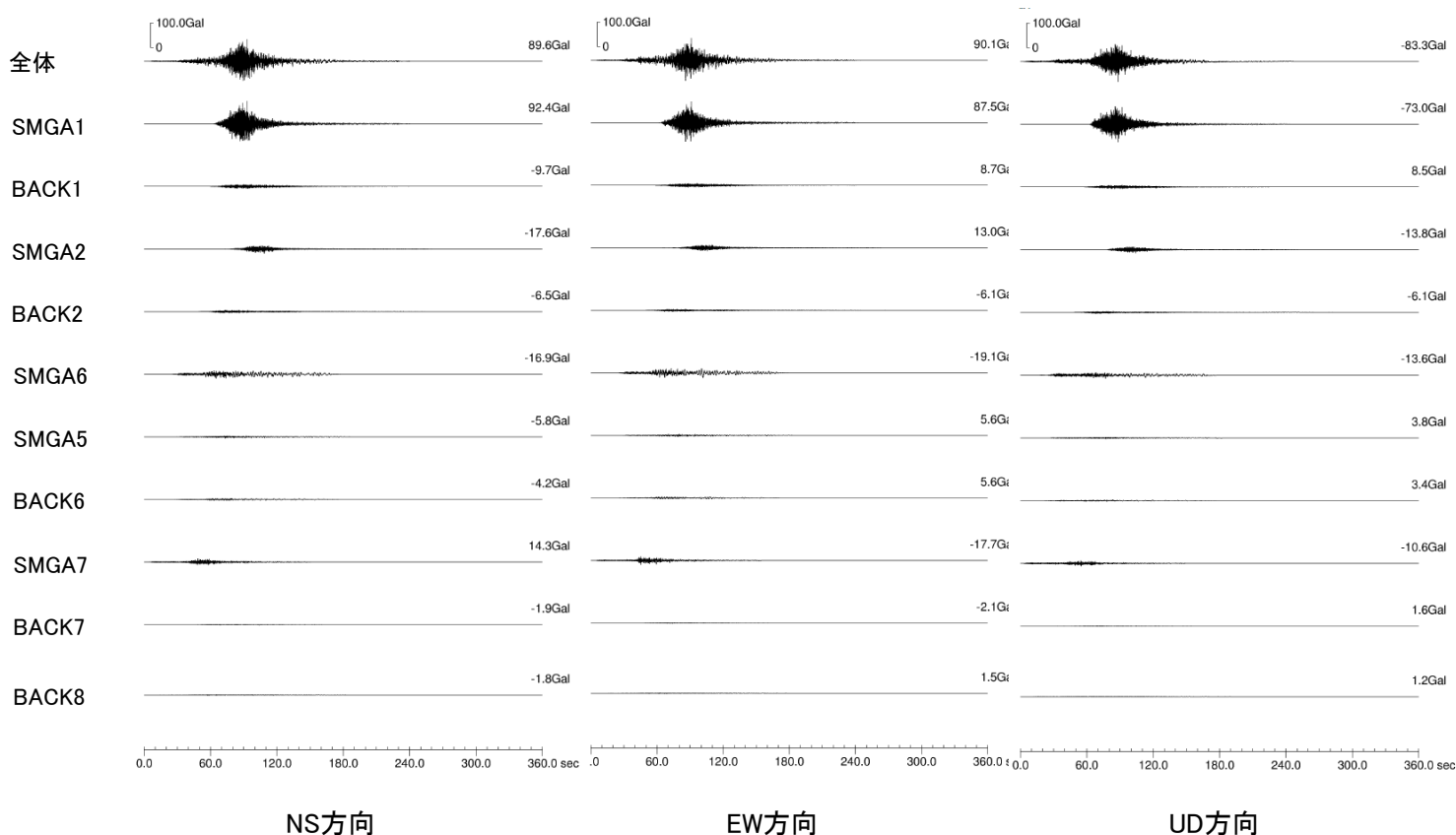
- : 強震動生成域(SMGA)
- ★ : 破壊開始点

領域ごとの応答スペクトル(PN基準)

2.2.3 検討用地震の経験的グリーン関数法の領域ごとの地震動

(2) 三陸沖北部～根室沖の連動モデル(基本ケース) ① 加速度波形

➤ 三陸沖北部～根室沖の連動モデル(基本ケース)の地震動評価(破壊開始点5)を例に、各領域の加速度波形を示す。敷地前面の三陸沖北部のSMGA1の影響が最も大きく、全体の地震動レベルをほぼ決めている。



基本ケース

■ : 強震動生成域 (SMGA)
★ : 破壊開始点

- ※: BACK1 三陸沖北部(青森県東方沖及び岩手県沖北部) 陸側背景領域
- BACK2 三陸沖北部(青森県東方沖及び岩手県沖北部) 海側背景領域
- BACK5 十勝沖 陸側背景領域
- BACK6 十勝沖 海側背景領域
- BACK7 根室沖 陸側背景領域
- BACK8 根室沖 海側背景領域

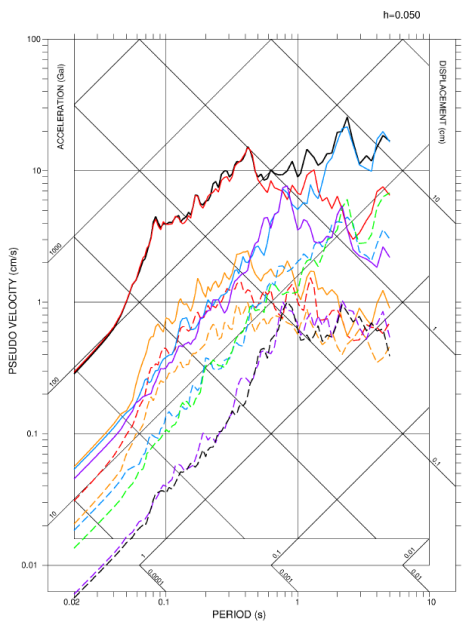
領域ごとの加速度波形(PN基準)

2.2.3 検討用地震の経験的グリーン関数法の領域ごとの地震動

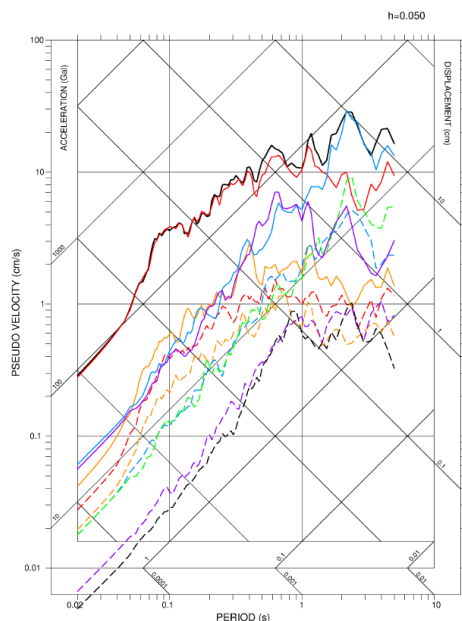
(2) 三陸沖北部～根室沖の連動モデル(基本ケース) ② 応答スペクトル

➤ 三陸沖北部～根室沖の連動モデル(基本ケース)の地震動評価(破壊開始点5)を例に、各領域の応答スペクトルを示す。敷地前面の三陸沖北部のSMGA1の影響が最も大きく、全体の地震動レベルをほぼ決めている。

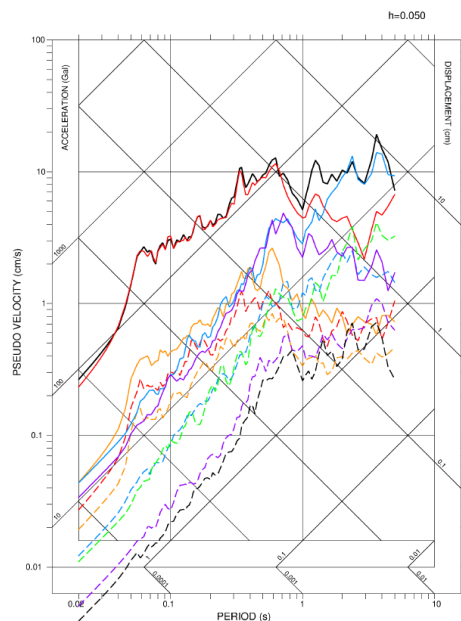
- : 全体
- (赤) : SMGA1
- (黄) : SMGA2
- (青) : SMGA6
- (紫) : SMGA7
- - - (赤) : BACK1: 三陸沖北部(青森県東方沖及び岩手県沖北部) 陸側背景領域
- - - (黄) : BACK2: 三陸沖北部(青森県東方沖及び岩手県沖北部) 海側背景領域
- - - (青) : BACK5: 十勝沖 陸側背景領域
- - - (緑) : BACK6: 十勝沖 海側背景領域
- - - (紫) : BACK7: 根室沖 陸側背景領域
- - - (黒) : BACK8: 根室沖 海側背景領域



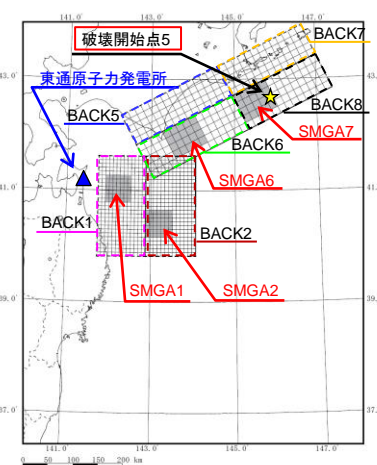
NS方向



EW方向



UD方向



基本ケース

- : 強震動生成域(SMGA)
- ★ : 破壊開始点

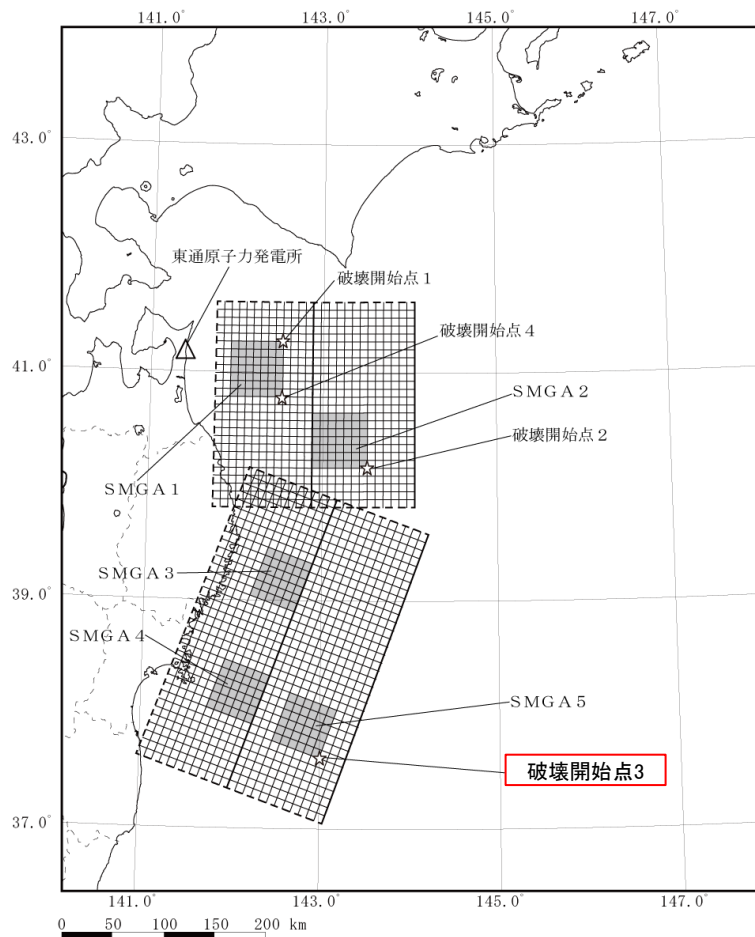
領域ごとの応答スペクトル(PN基準)

2. プレート間地震/2.2 検討用地震の地震動評価

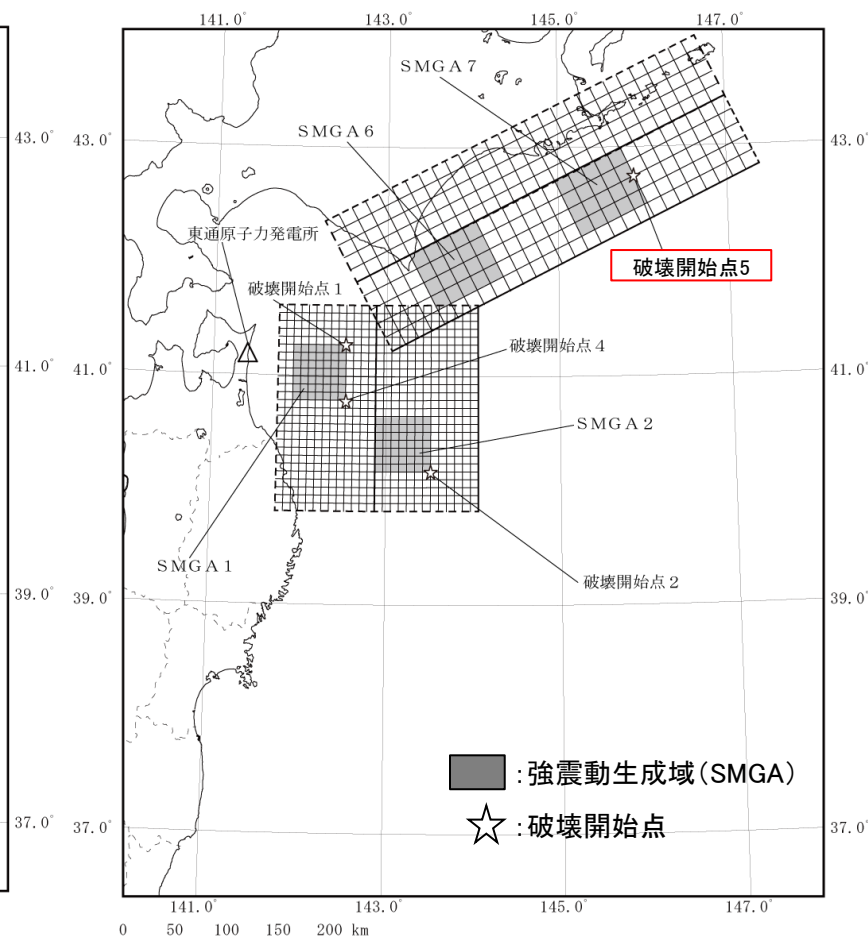
2.2.4 統計的グリーン関数法及び距離減衰式による地震動評価との比較

(1) 統計的グリーン関数法による地震動評価

- 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル(基本ケース, 破壊開始点3)及び三陸沖北部～根室沖の連動モデル(基本ケース, 破壊開始点5)の統計的グリーン関数法[釜江ほか(1991), 入倉ほか(1997)]による地震動評価を行い, 経験的グリーン関数法による地震動評価結果と比較する。また, 合わせて距離減衰式との比較を行う。



三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル(基本ケース)



三陸沖北部～根室沖の連動モデル(基本ケース)

2.2.4 統計的グリーン関数法及び距離減衰式による地震動評価との比較

(2)断層パラメータ表 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル

断層パラメータ		三陸沖北部 (青森県東方沖・岩手県沖北部)	三陸沖中部(岩手県沖南部)～ 宮城県沖及び三陸沖南部海溝寄り(宮城県沖)	設定方法		
巨視的震源特性	走向	$\theta(^{\circ})$	180	200	プレートの沈み込み等深線を参考に設定	
	傾斜角1(東側)	$\delta_1(^{\circ})$	10	12	同上	
	傾斜角2(西側)	$\delta_2(^{\circ})$	20	21	同上	
	長さ	L(km)	200	300	プレートの沈み込み等深線及び断層面積に基づき設定	
	幅	W(km)	200	200	プレートの沈み込み等深線を参考に設定	
	上端深さ	h_u (km)	12.6	12.3	同上	
	下端深さ	h_l (km)	64.2	68.9	同上	
	断層面積	S(km ²)	40000	60000	$S_i=L_i \times W_i$	
	全体の断層面積	S(km ²)	100000		$\log S=M-4.0$	
	平均応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	3.08		$\Delta \sigma=7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2}$	
	地震モーメント	M_0 (Nm)	4.0×10^{22}		$\log M_0=1.5M_w+9.1$	
	モーメントマグニチュード	M_w	9.0		与条件	
	平均すべり量	D(m)	8.5		$D=M_0/(\mu \cdot S)$	
	剛性率	μ (N/m ²)	4.68×10^{10}		$\rho=3.08\text{g/cm}^3, \mu=\rho \cdot \beta^2$	
	S波速度	β (km/s)	3.9		地震調査研究推進本部(2004a)	
破壊伝播速度	V_r (km/s)	3.0		諸井ほか(2013)		
微視的震源特性	全SMGA	面積	S_a (km ²)	12500	$S_a=S \times 0.125$ 諸井ほか(2013)	
		地震モーメント	M_{0a} (Nm)	1.0×10^{22}	$M_{0a}=\mu \cdot S_a \cdot D_a$	
		すべり量	D_a (m)	17.1	$D_a=2D$	
		応力降下量	$\Delta \sigma_a$ (MPa)	24.6	$\Delta \sigma_a=(S/S_a) \cdot \Delta \sigma$	
		短周期レベル	A_a (Nm/s ²)	3.49×10^{20}		$A_a=(\sum A_{ai}^2)^{1/2}$
	各SMGA	—	—	SMGA1~2	SMGA3~5	
		面積	S_{ai} (km ²)	2500	2500	$S_{ai}=S_a/5$
		地震モーメント	M_{0ai} (Nm)	2.0×10^{21}	2.0×10^{21}	$M_{0ai}=\mu \cdot S_{ai} \cdot D_{ai}$
		すべり量	D_{ai} (m)	17.1	17.1	$D_{ai}=D_a \times \gamma_i / \sum (\gamma_i^3), \gamma_i=r_i/r=(S_{ai}/S_a)^{1/2}$
		応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}$ (MPa)	34.5	24.6	$\Delta \sigma_{ai}=\Delta \sigma_a$, 三陸沖北部は1.4倍
	短周期レベル	A_{ai} (Nm/s ²)	1.86×10^{20}	1.33×10^{20}	$A_{ai}=4\pi (S_{ai}/\pi)^{1/2} \cdot \Delta \sigma_{ai} \cdot V_s^2$	
	背景領域	面積	S_b (km ²)	87500		$S_b=S-S_a$
		各領域の面積	S_{bi} (km ²)	35000	52500	$S_{bi}=S_b-\sum S_{ai}$
		地震モーメント	M_{0b} (Nm)	3.0×10^{22}		$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
		各領域の地震モーメント	M_{0bi} (Nm)	1.2×10^{22}	1.8×10^{22}	$M_{0bi}=\mu \cdot D_b \cdot S_{bi}$
すべり量		D_b (m)	7.3		$D_b=M_{0b}/(\mu \cdot S_b)$	
	実効応力	$\Delta \sigma_b$ (MPa)	4.9		$\Delta \sigma_b=0.2 \Delta \sigma_a$	
	Q値	Q_s	93f ^{0.89}		川瀬・松尾(2004)	
	高域遮断振動数	f_{max} (Hz)	13.5		佐藤ほか(1994)	

2.2.4 統計的グリーン関数法及び距離減衰式による地震動評価との比較

(2)断層パラメータ表 三陸沖北部～根室県沖の連動モデル

断層パラメータ		三陸沖北部 (青森県東方沖・岩手県沖北部)	十勝沖及び根室沖	設定方法		
巨視的 震源特性	走向	$\theta (^{\circ})$	180	245	プレートの沈み込み等深線を参考に設定	
	傾斜角1(東側)	$\delta_1 (^{\circ})$	10	10	同上	
	傾斜角2(西側)	$\delta_2 (^{\circ})$	20	30	同上	
	長さ	L(km)	200	400	プレートの沈み込み等深線及び断層面積に基づき設定	
	幅	W(km)	200	150	プレートの沈み込み等深線を参考に設定	
	上端深さ	h_u (km)	12.6	17.0	同上	
	下端深さ	h_d (km)	64.2	67.5	同上	
	断層面積	S(km ²)	40000	60000	$S_i = L_i \times W_i$	
	全体の断層面積	S(km ²)	100000		$\log S = M - 4.0$	
	平均応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	3.08		$\Delta \sigma = 7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2}$	
	地震モーメント	M_0 (Nm)	4.0×10^{22}		$\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$	
	モーメントマグニチュード	M_w	9.0		与条件	
	平均すべり量	D(m)	8.5		$D = M_0 / (\mu \cdot S)$	
	剛性率	μ (N/m ²)	4.68×10^{10}		$\rho = 3.08 \text{g/cm}^3, \mu = \rho \cdot \beta^2$	
	S波速度	β (km/s)	3.9		地震調査研究推進本部(2004a)	
破壊伝播速度	V_r (km/s)	3.0		諸井ほか(2013)		
微視的 震源特性	全 S M G A	面積	S_a (km ²)	12500	$S_a = S \times 0.125$ 諸井ほか(2013)	
		地震モーメント	M_{0a} (Nm)	1.0×10^{22}	$M_{0a} = \mu \cdot S_a \cdot D_a$	
		すべり量	D_a (m)	17.1	$D_a = 2D$	
		応力降下量	$\Delta \sigma_a$ (MPa)	24.6	$\Delta \sigma_a = (S/S_a) \cdot \Delta \sigma$	
		短周期レベル	A_a (Nm/s ²)	3.49×10^{20}	$A_a = (\sum A_{ai}^2)^{1/2}$	
	各 S M G A	—	—	SMGA1~2	SMGA6~7	
		面積	S_{ai} (km ²)	2500	3750	$S_{a1} = S_{a2} = S_a \cdot (S_{=陸}/S)/2, S_{a6} = S_{a7} = S_a \cdot (S_{+陸}/S)/2$
		地震モーメント	M_{0ai} (Nm)	2.0×10^{21}	3.0×10^{21}	$M_{0ai} = \mu \cdot S_{ai} \cdot D_{ai}$
		すべり量	D_{ai} (m)	17.1	17.1	$D_{ai} = D_a \times \gamma_i / \sum (\gamma_i^3), \gamma = r_i/r = (S_{ai}/S_a)^{1/2}$
		応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}$ (MPa)	34.5	24.6	$\Delta \sigma_{ai} = \Delta \sigma_a$, 三陸沖北部は1.4倍
	短周期レベル	A_{ai} (Nm/s ²)	1.86×10^{20}	1.63×10^{20}	$A_{ai} = 4\pi (S_{ai}/\pi)^{1/2} \cdot \Delta \sigma_{ai} \cdot V_s^2$	
	背景 領域	面積	S_b (km ²)	87500		$S_b = S - S_a$
		各領域の面積	S_{bi} (km ²)	35000	52500	$S_{bi} = S_b - \sum S_{ai}$
		地震モーメント	M_{0b} (Nm)	3.0×10^{22}		$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
		各領域の地震モーメント	M_{0bi} (Nm)	1.2×10^{22}	1.8×10^{22}	$M_{0bi} = \mu \cdot D_b \cdot S_{bi}$
すべり量		D_b (m)	7.3		$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	
	実効応力	$\Delta \sigma_b$ (MPa)	4.9		$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$	
	Q値	Qs	$93^{f^{0.89}}$	$91^{f^{0.86}}$	川瀬・松尾(2004)	
	高域遮断振動数	f_{max} (Hz)	13.5		佐藤ほか(1994)	

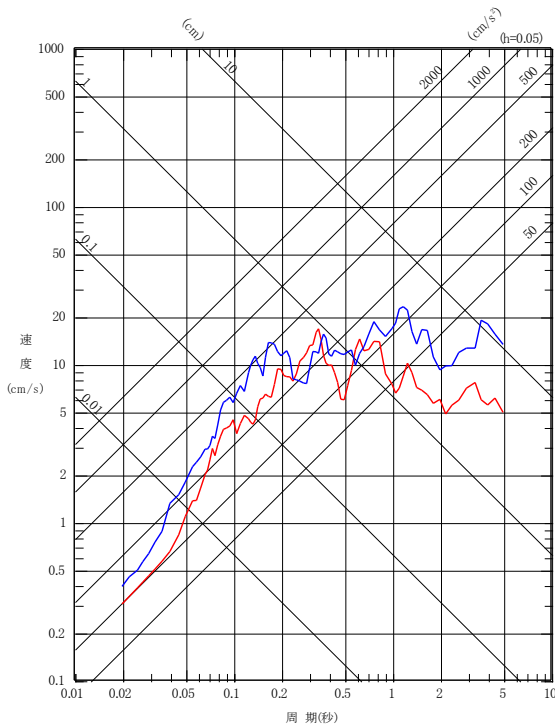
2. プレート間地震/2.2 検討用地震の地震動評価

2.2.4 統計的グリーン関数法及び距離減衰式による地震動評価との比較

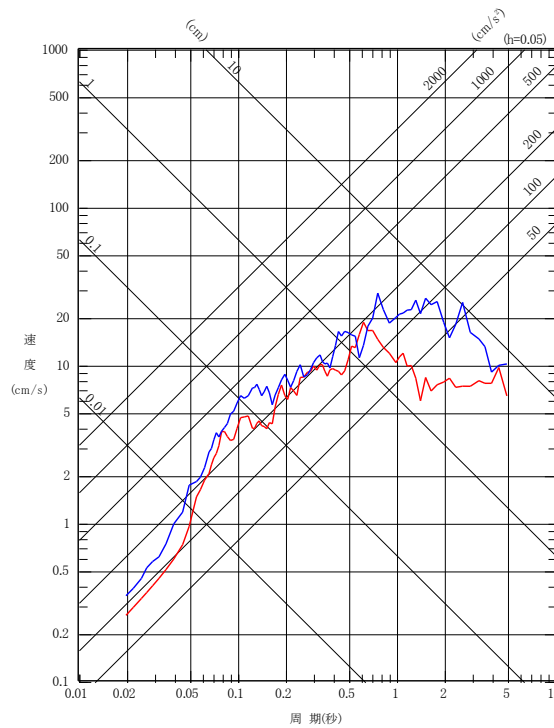
(3) 地震動評価結果 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル

- 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル(基本ケース)の統計的グリーン関数法(SGF)による評価について、経験的グリーン関数法(EGF)による評価と併せて示す。短周期側の地震動レベルは概ね同等となっている。
- 長周期側でSGFがやや大きい点については、EGFに用いた要素地震に関する検討(2章2.2参照)のとおり、理論震源スペクトルと敷地の観測記録から求めた震源スペクトルの差異が現れているものであり、これは、要素地震の放射特性の影響等が考えられる。ただし、SGFの結果においても長周期の応答は20cm/s程度と小さい結果になっている。

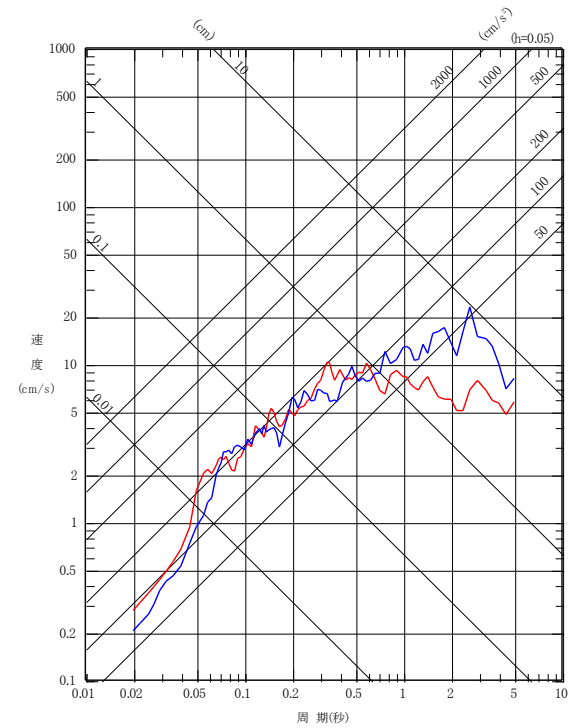
— EGF(基本ケース, 破壊開始点3)
— SGF(基本ケース, 破壊開始点3)



NS方向



EW方向



UD方向

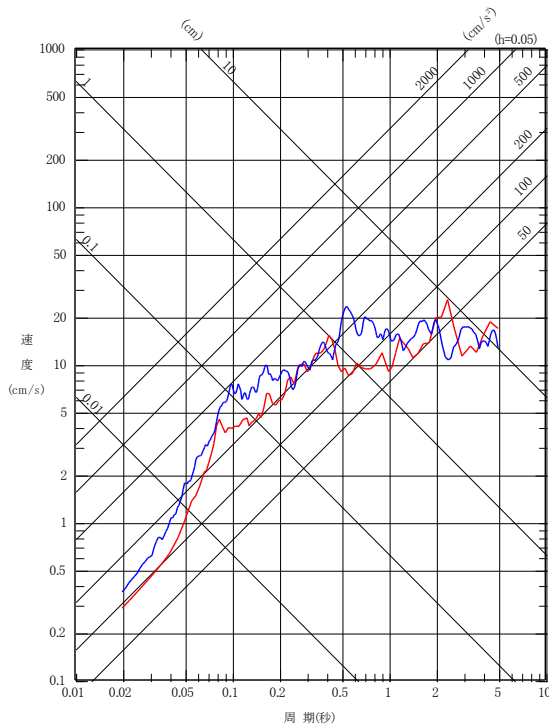
三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル(基本ケース, 破壊開始点3) 応答スペクトル(PN基準)

2.2.4 統計的グリーン関数法及び距離減衰式による地震動評価との比較

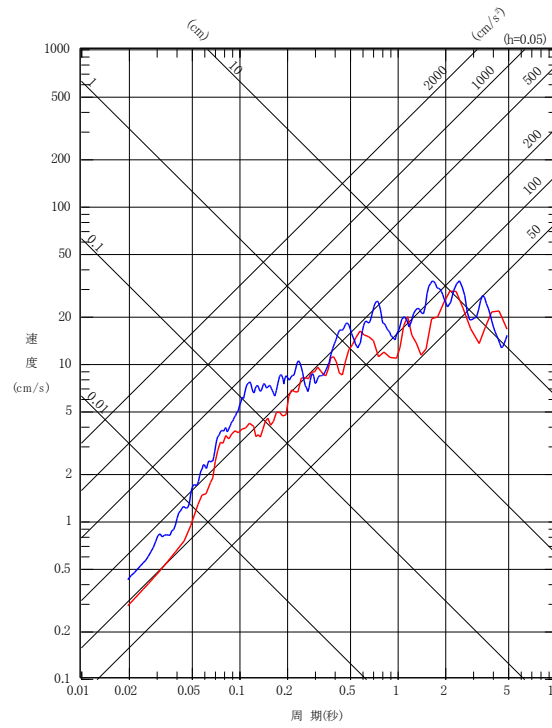
(3) 地震動評価結果 三陸沖北部～根室沖の連動モデル

- 三陸沖北部～根室沖の連動モデル(基本ケース)の統計的グリーン関数法(SGF)による評価について、経験的グリーン関数法(EGF)による評価と併せて示す。地震動レベルは概ね同等となっている。

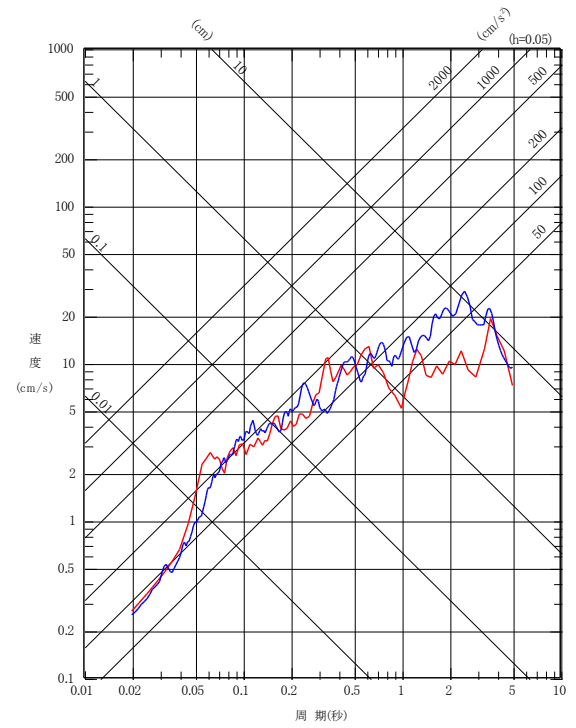
— EGF(基本ケース, 破壊開始点5)
— SGF(基本ケース, 破壊開始点5)



NS方向



EW方向



UD方向

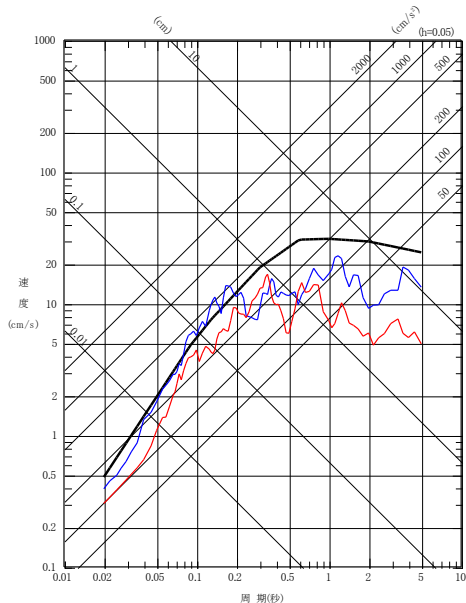
三陸沖北部～根室沖の連動モデル(基本ケース, 破壊開始点5) 応答スペクトル(PN基準)

2.2.4 統計的グリーン関数法及び距離減衰式による地震動評価との比較

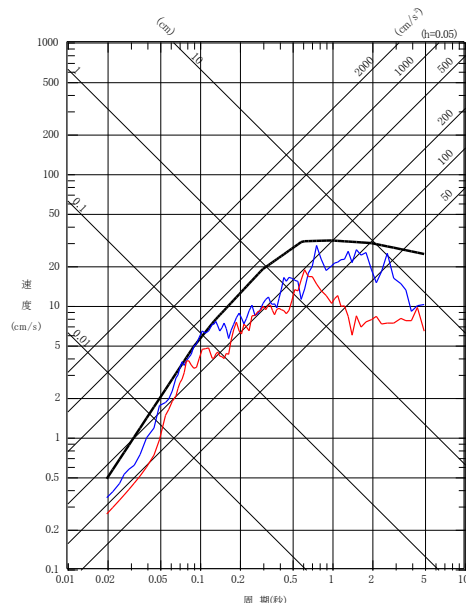
(4) 距離減衰式[Noda et al.(2002)]による地震動評価との比較

- プレート間地震の検討用地震については、外挿となることから距離減衰式による評価が困難であるが、断層モデルによる評価結果では、敷地に与える影響はSMGA1の影響が支配的となっていることを踏まえ、参考として、以下のとおりSMGA1を対象とした距離減衰式による評価を行った。
 - ① 諸井ほか(2013)に基づく全体とSMGA1の面積比12.5%相当の短周期レベルから、佐藤(2010)の経験式によりSMGA1の地震モーメントを算定し、Kanamori(1977)によりモーメントマグニチュード M_w を求め、気象庁マグニチュード(M)と仮定した。
 - ② 敷地に最も近いSMGA1から敷地までの等価震源距離(X_{eq})を算定。
 - ③ Mと X_{eq} を用いてNoda et al.(2002)により算定。
- 距離減衰式[Noda et al.(2002)]による評価結果は、断層モデル解析結果と概ね整合する関係となっている。

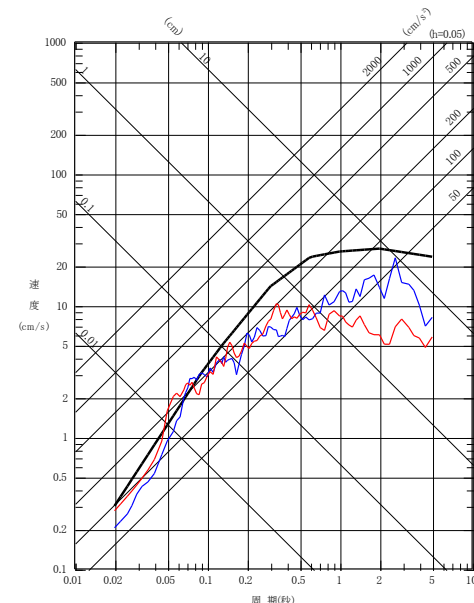
—— 距離減衰式[Noda et al.(2002)]による地震動評価(M8.3, $X_{eq}=89\text{km}$)
—— 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル SGF(基本ケース, 破壊開始点3)
—— 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル EGF(基本ケース, 破壊開始点3)



NS方向(PN基準)



EW方向(PN基準)



UD方向

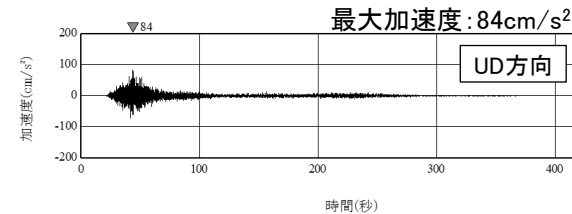
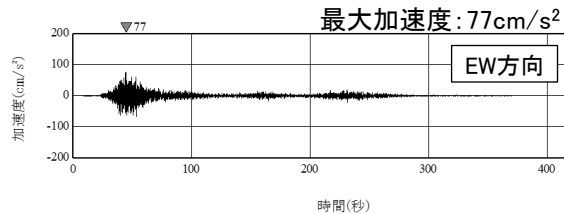
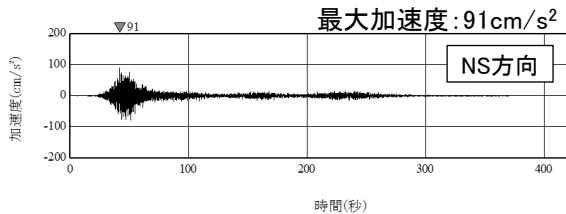
2. プレート間地震/2.2 検討用地震の地震動評価

2.2.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

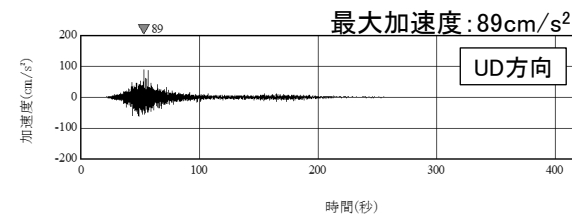
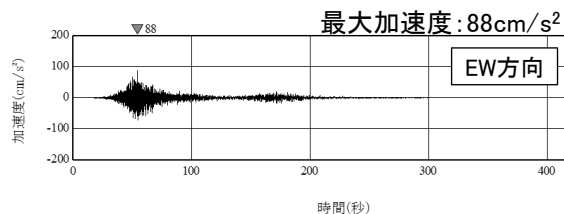
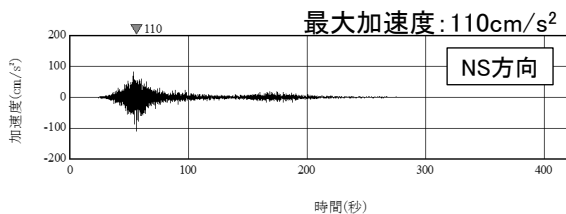
(1)三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル ①基本ケース 加速度波形

【経験的グリーン関数法 加速度波形】

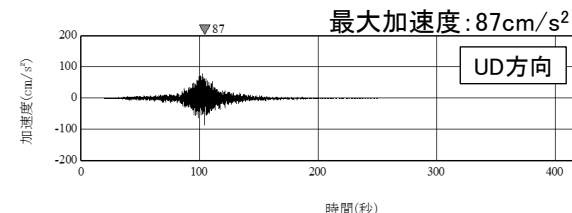
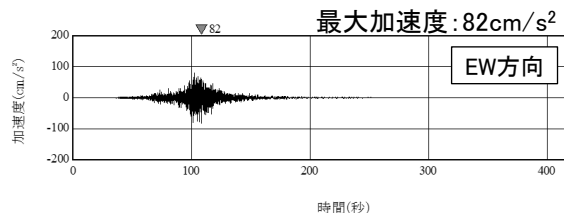
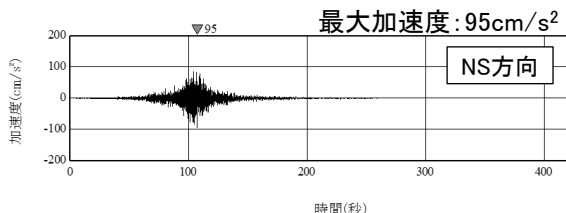
➤ 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルの基本ケースについて、加速度波形を示す。



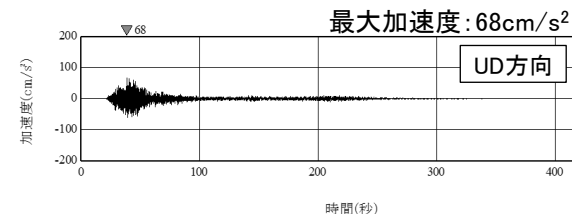
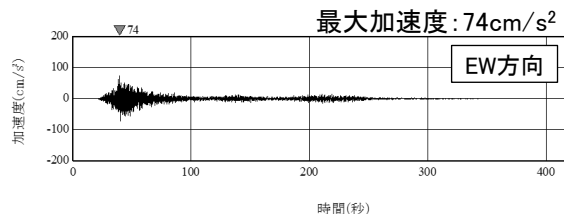
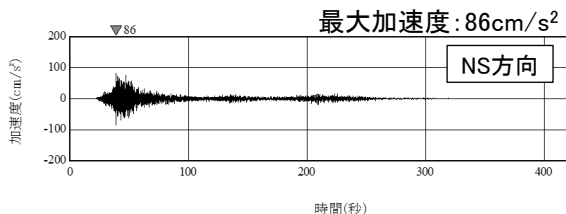
破壊開始点1



破壊開始点2



破壊開始点3



破壊開始点4

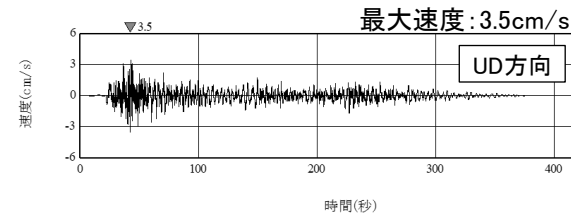
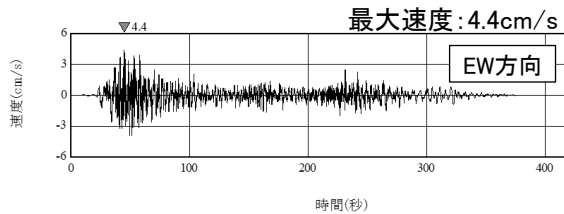
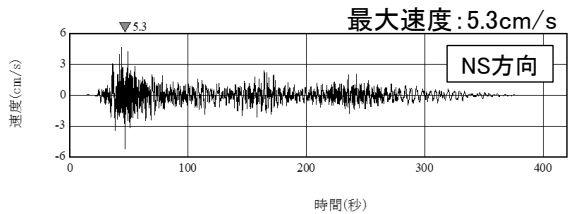
2. プレート間地震/2.2 検討用地震の地震動評価

2.2.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

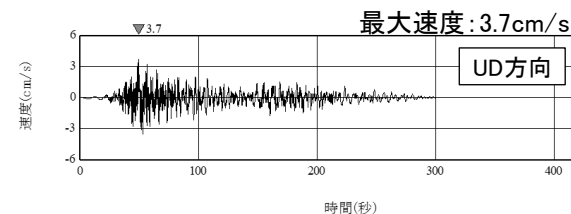
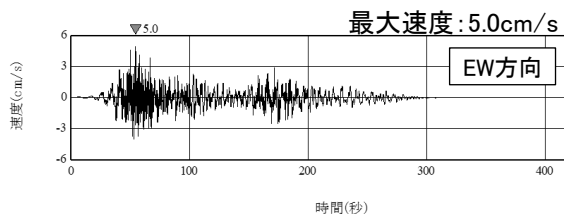
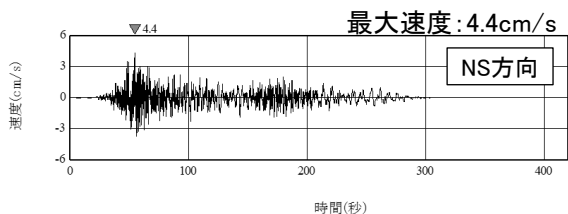
(1)三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル ①基本ケース 速度波形

【経験的グリーン関数法 速度波形】

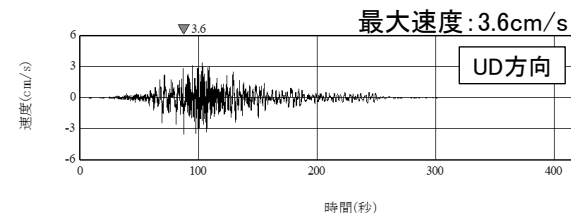
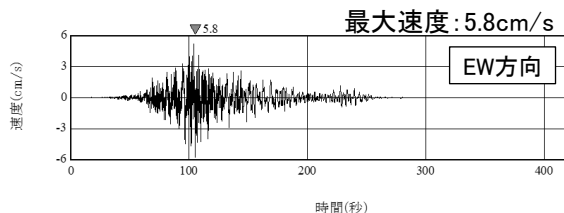
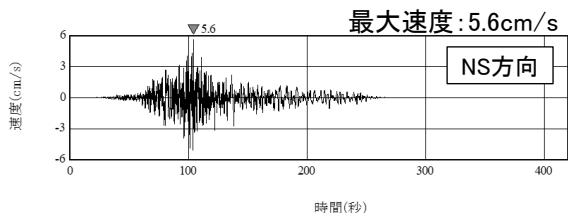
➤ 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルの基本ケースについて、速度波形を示す。



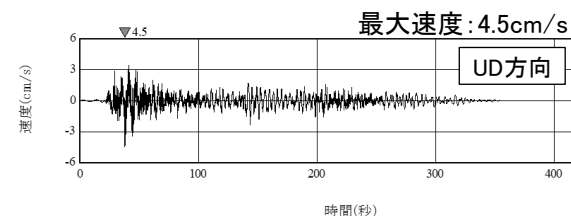
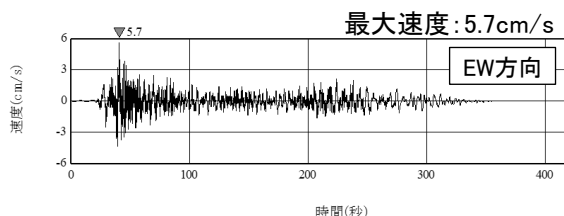
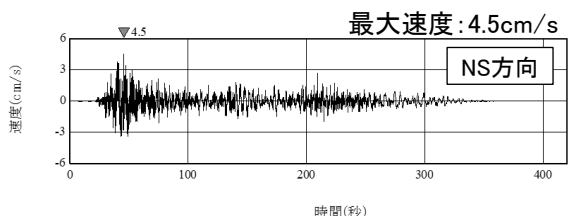
破壊開始点1



破壊開始点2



破壊開始点3



破壊開始点4

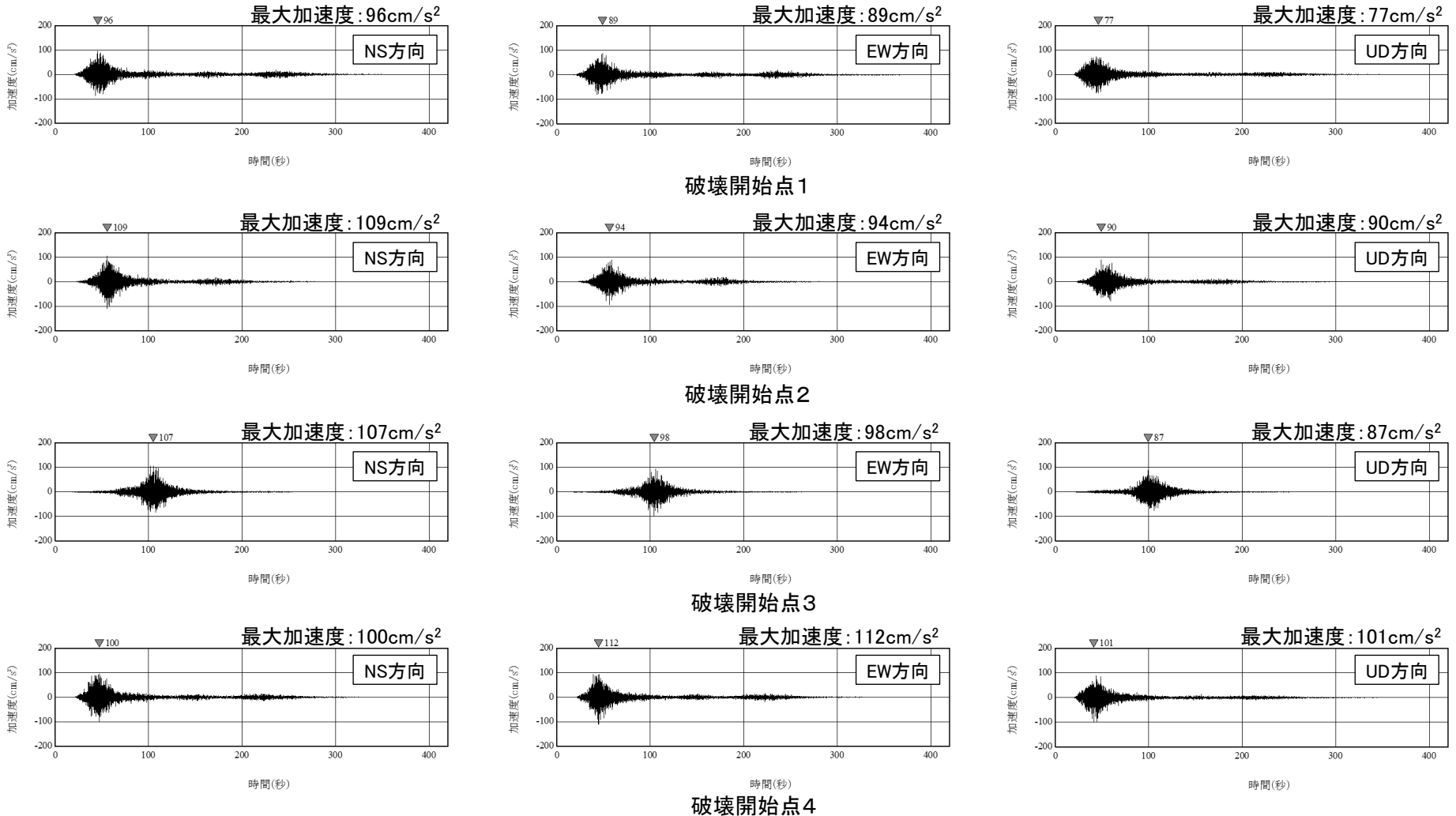
2. プレート間地震/2.2 検討用地震の地震動評価

2.2.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(1)三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル ②不確かさケース 加速度波形

【経験的グリーン関数法 加速度波形】

➤ 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルの不確かさケース(SMGA1を敷地に最も近い位置に設定)について、加速度波形を示す。



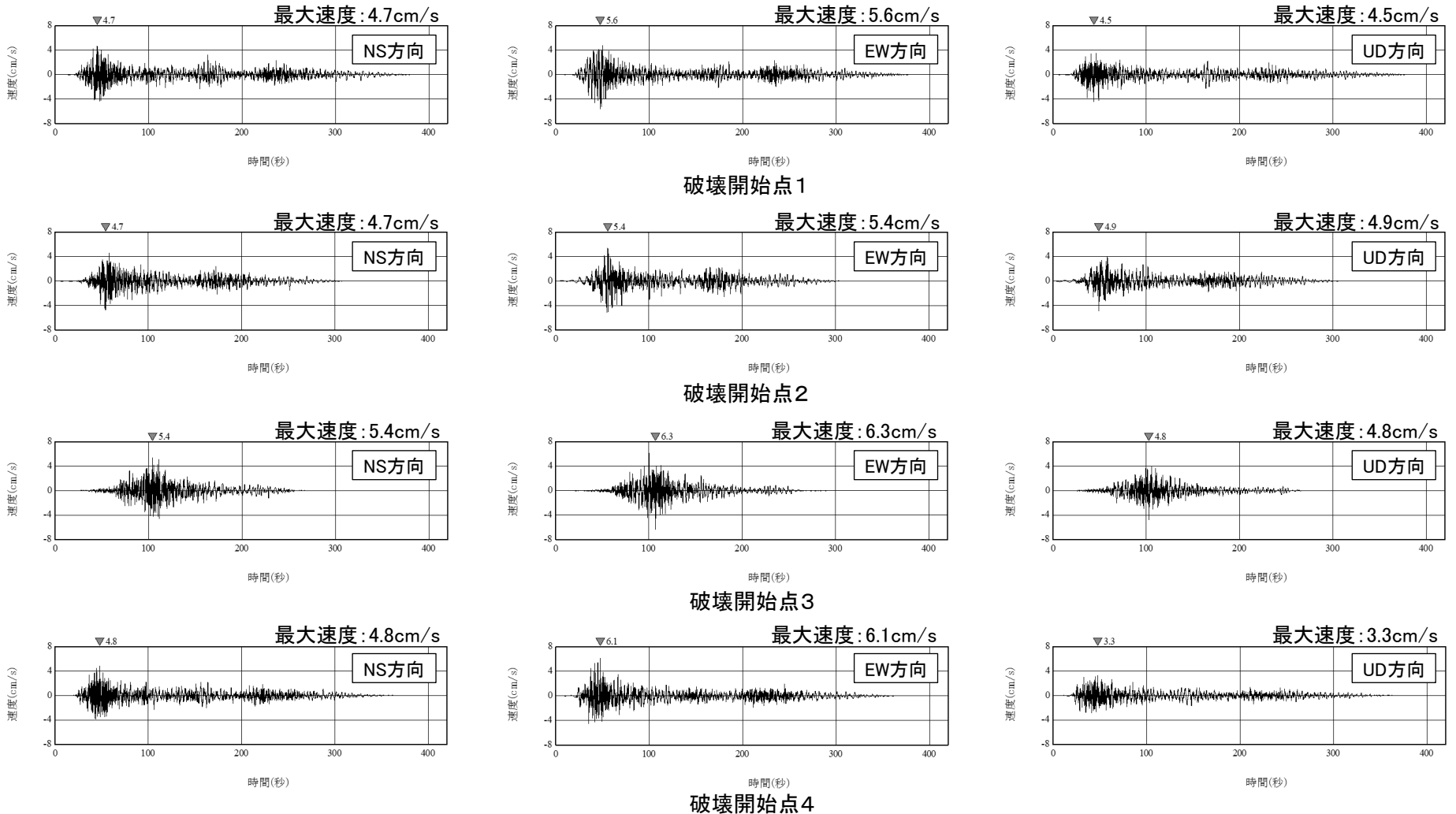
三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル 不確かさケース 加速度波形(PN基準)

2. プレート間地震/2.2 検討用地震の地震動評価
2.2.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(1)三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル ②不確かさケース 速度波形

【経験的グリーン関数法 速度波形】

➤ 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデルの不確かさケース(SMGA1を敷地に最も近い位置に設定)について、速度波形を示す。



三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル 不確かさケース 速度波形(PN基準)

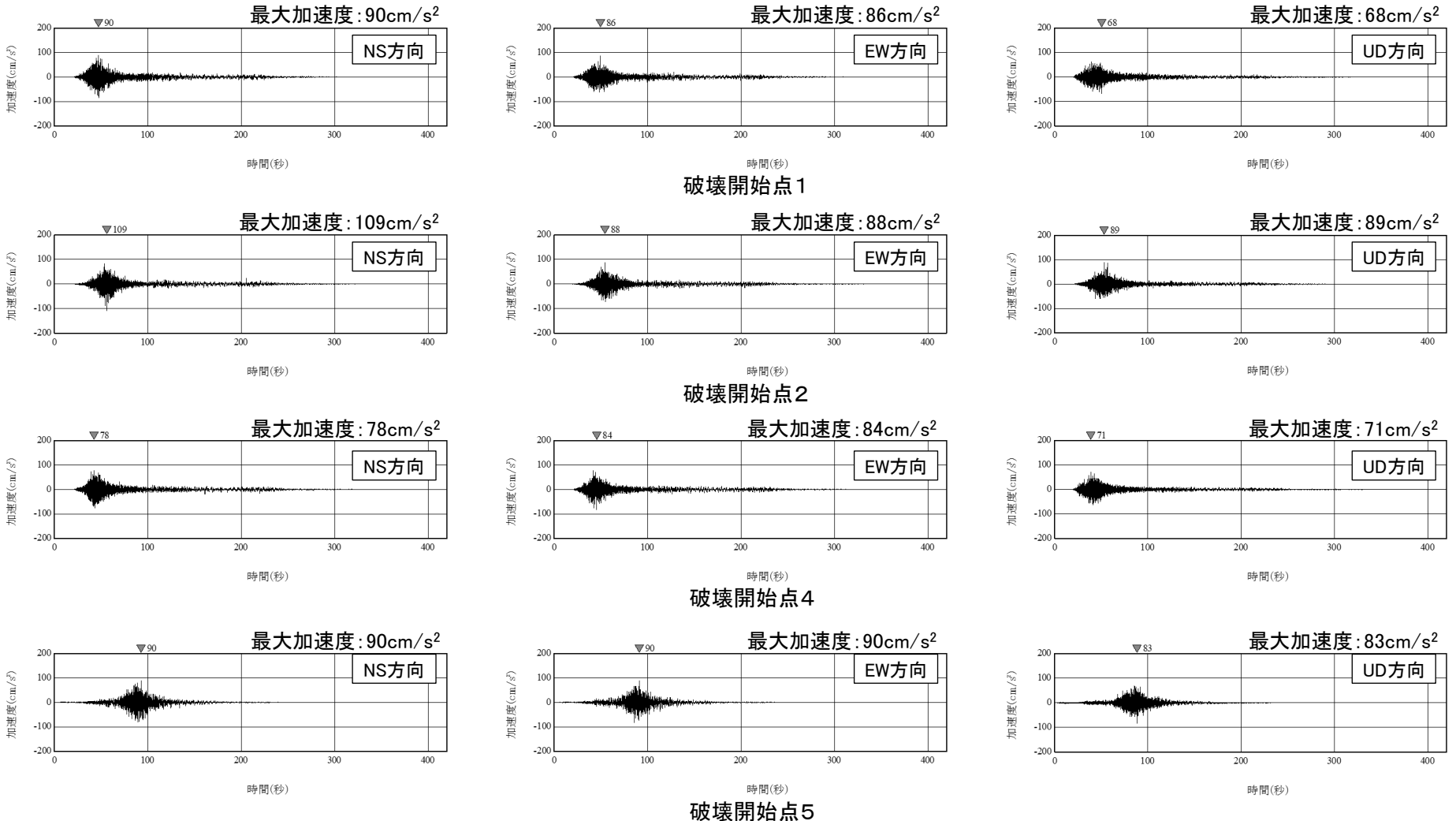
2. プレート間地震/2.2 検討用地震の地震動評価

2.2.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(2)三陸沖北部～根室沖の連動モデル ①基本ケース 加速度波形

【経験的グリーン関数法 加速度波形】

➤ 三陸沖北部～根室沖の連動モデルの基本ケースについて、加速度波形を示す。



三陸沖北部～根室沖の連動モデル 基本ケース 加速度波形(PN基準)

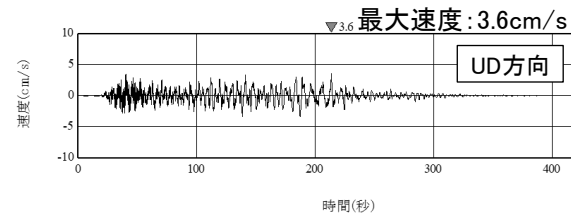
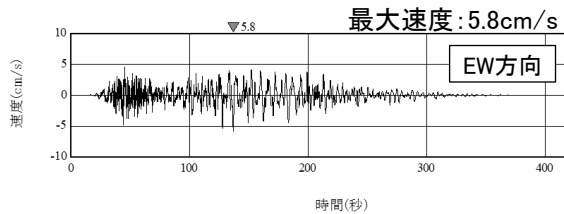
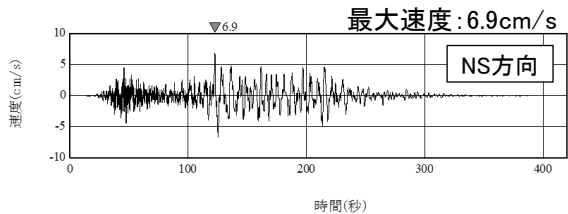
2. プレート間地震/2.2 検討用地震の地震動評価

2.2.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

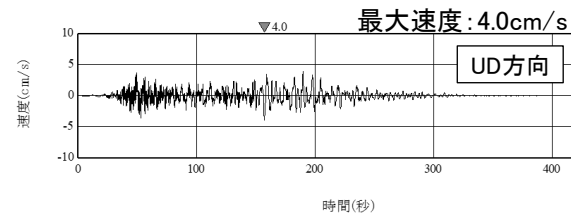
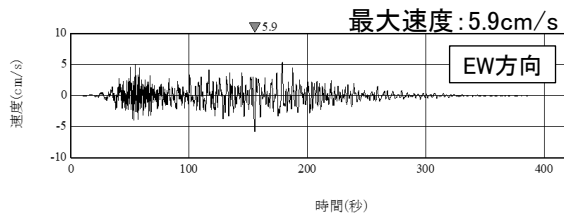
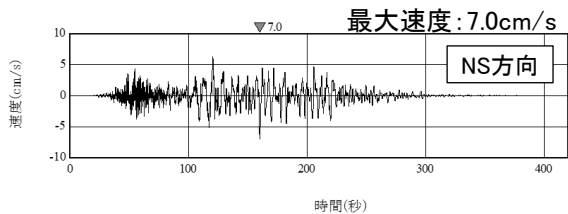
(2)三陸沖北部～根室沖の連動モデル ①基本ケース 速度波形

【経験的グリーン関数法 速度波形】

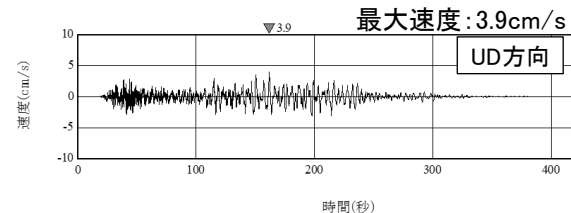
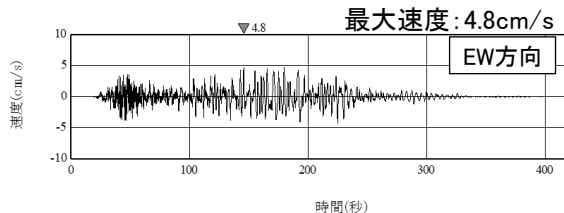
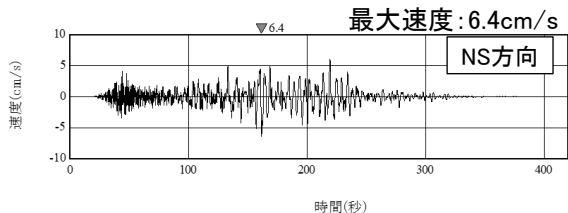
➤ 基本ケース(三陸沖北部～根室沖の連動モデル)について、速度波形を示す。



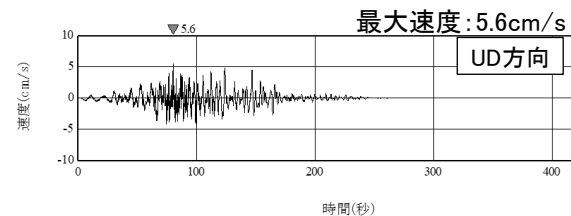
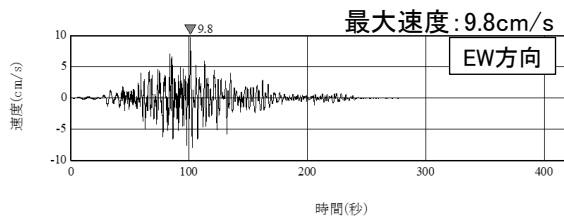
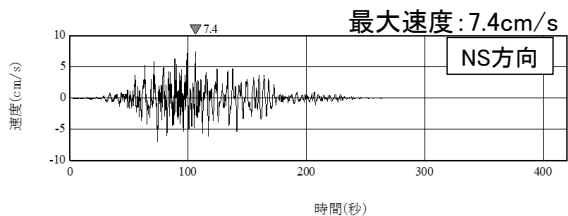
破壊開始点1



破壊開始点2



破壊開始点4



破壊開始点5

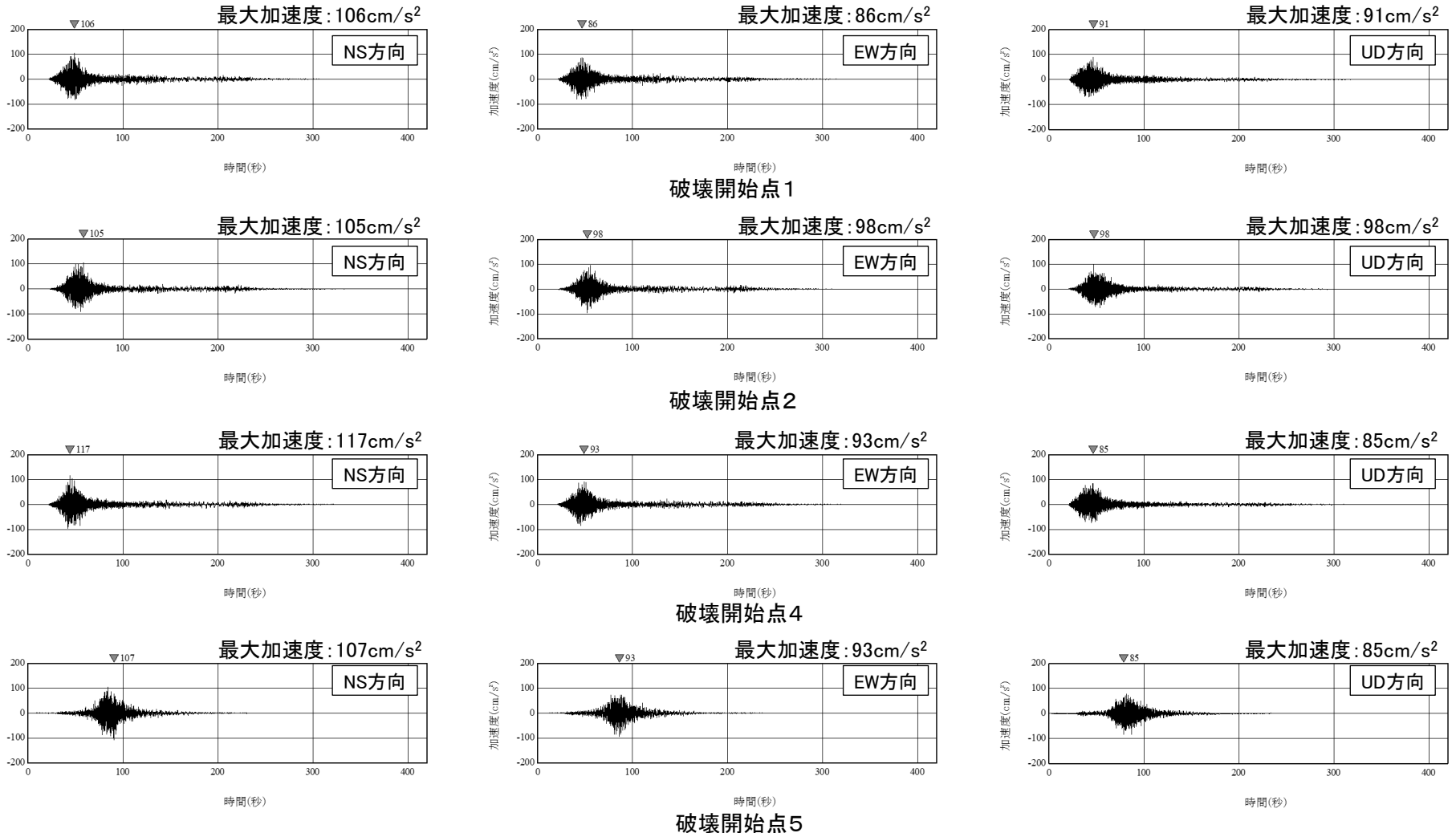
2. プレート間地震/2.2 検討用地震の地震動評価

2.2.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(2)三陸沖北部～根室沖の連動モデル ②不確かさケース 加速度波形

【経験的グリーン関数法 加速度波形】

➤ 三陸沖北部～根室沖の連動モデルの不確かさケース(SMGA1を敷地に最も近い位置に設定)について、加速度波形を示す。



三陸沖北部～根室沖の連動モデル 不確かさケース 加速度波形(PN基準)

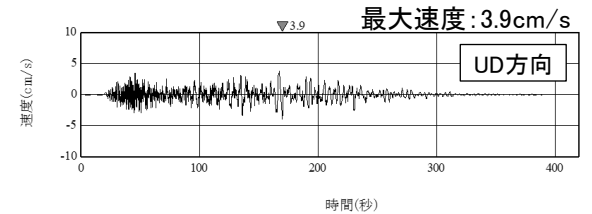
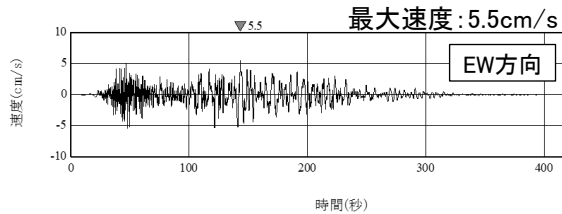
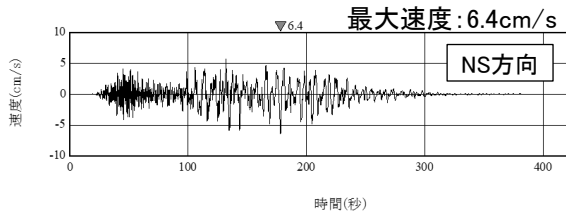
2. プレート間地震/2.2 検討用地震の地震動評価

2.2.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

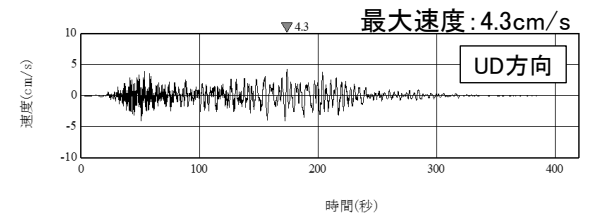
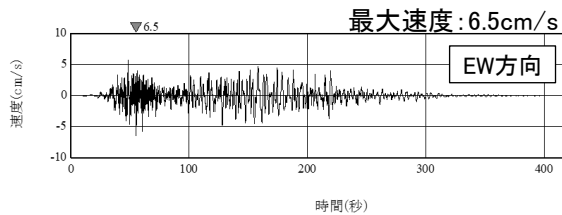
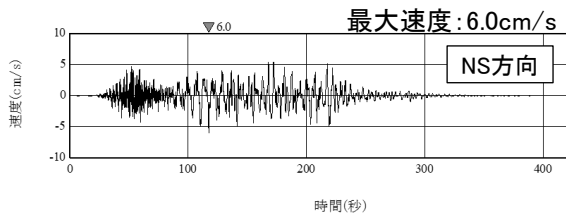
(2)三陸沖北部～根室沖の連動モデル ②不確かさケース 速度波形

【経験的グリーン関数法 速度波形】

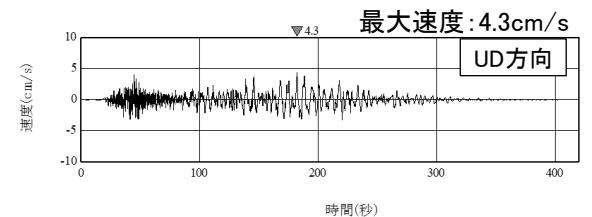
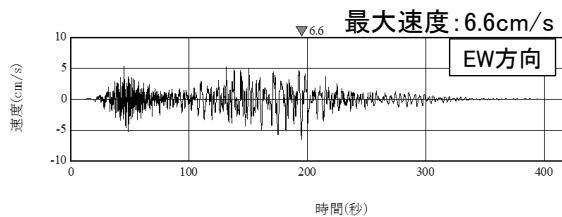
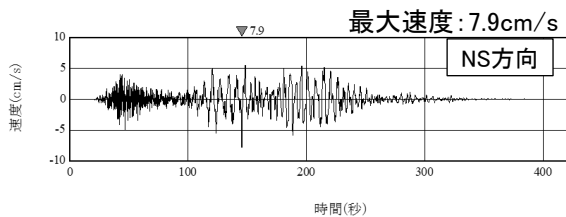
➤ 三陸沖北部～根室沖の連動モデルの不確かさケース(SMGA1を敷地に最も近い位置に設定)について、速度波形を示す。



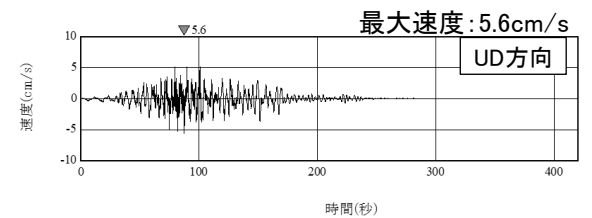
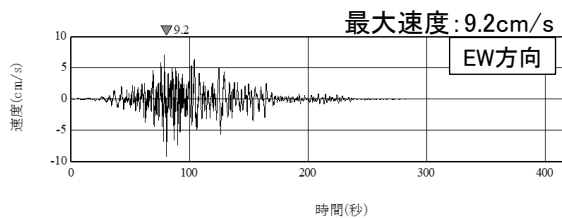
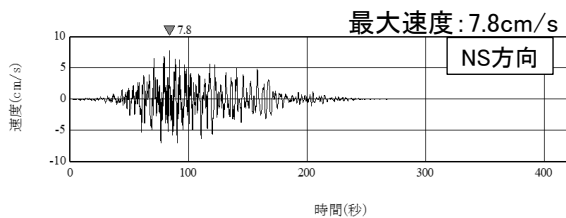
破壊開始点1



破壊開始点2



破壊開始点4



破壊開始点5

3. 海洋プレート内地震

- 3. 1 海洋プレート内地震の発生状況と特徴
 - 3. 1. 1 世界の主な海洋プレート内地震
 - 3. 1. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴
- 3. 2 海洋プレート内地震の検討用地震の選定
 - 3. 2. 1 検討対象地震と申請時の基準地震動 S_s の比較
- 3. 3 検討用地震の地震動評価
 - 3. 3. 1 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の応力降下量
 - 3. 3. 2 検討用地震付近で発生した観測地震(要素地震の検討)
 - 3. 3. 3 Noda et al.(2002)に対するサイト補正係数の検討に用いた観測地震
 - 3. 3. 4 検討用地震の地震動評価の比較
 - 3. 3. 5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

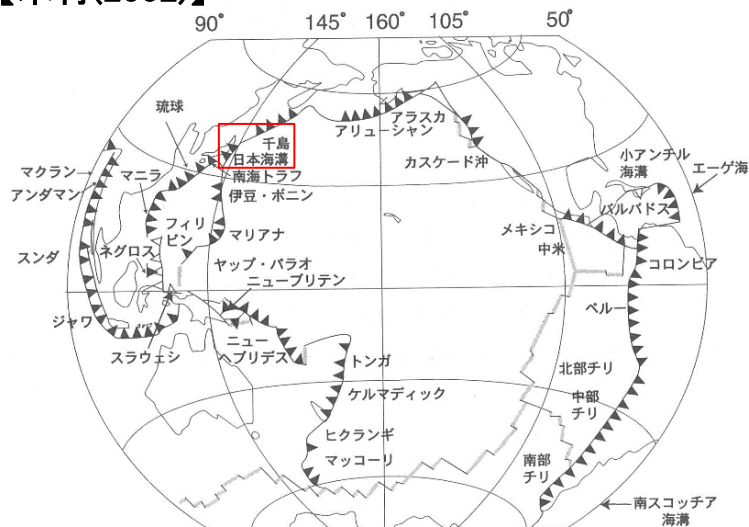
3. 1. 1 世界の主な海洋プレート内地震 (1)世界の沈み込み帯の特徴

【宇津(1999)】

- ▶ 海洋性プレートの沈み込む角度(δ), 地震発生の深さの最大(h_{max}), 収束速度(V_c)等は, 沈み込み帯により異なり多様である。
- ▶ 東通原子力発電所が位置する「東北日本」と北海道の「千島-Kamchatka」は, 同じ太平洋プレートの沈み込み帯に属し, h_{max} と V_c が比較的類似しているものの, 地震面の傾角(δ)及びカップリングの強さ(χ)に違いが見られる。

δ : 地震面の傾角
 h_{max} : 震源深さの最大(+dは, 深さ600km前後にも分離した活動がある)
 V_c : 収束速度
 χ : カップリングの強さ(F: 強, 70~100%, M: 中, 10~70%, W: 弱, 0~10%)
 最大地震: 1997年末までの最大地震のMと発生年
 #: 背弧海盆の拡大あり

【木村(2002)】



世界のプレート沈み込み帯(一部加筆)

主な沈み込み帯[宇津(1999)に一部加筆]

サブダクション帯	δ (°)	h_{max} (km)	V_c (cm/y)	χ	最大地震	注
千島-Kamchatka	45~55	620	8~9	F-M	M_w 9.0 (1952)	
東北日本 (日本海溝)	25~30	600	10	M-W	M_w 8.5 (1933)	
伊豆-小笠原	45~65	560	6~7	W	M_s 7.6 (1909)	#
Marianas (主に米領)	70~90	650	4~5	W	M_w 7.8 (1993)	#
					m_B 7.9 (1914, やや深発)	
西南日本 (南海トラフ)		70	3~5	F	M_s 8.2 (1946)	
琉球	45~50	250	5~7	M-W	m_B 8.1 (1911)	#
Aleutian	40~65	280	7~8	F-M	M_w 9.1 (1957)	
Alaska	20~45	200	5~6	F	M_w 9.2 (1964)	
メキシコ	25~50	210	5~7	M	M_s 8.2 (1932)	
中米	30~70	280	7~9	M-W	M_s 7.9 (1942)	
Caribbean (カリブ諸国)	50~75	250	0.2~2		M_s 8.1 (1946)	
コロンビア-エクアドル	30~40	210	7~8	M-F	M_s 8.5 (1906)	
ペルー	25~30	200+d	7~10	M-W	M_s 7.8 (1913)	
					M_w 8.2 (1994, 深発)	
チリ北部	10~30	300+d	8	M	M_s 8.5 (1922)	
チリ南部	25~35	170	11	F	M_w 9.5 (1960)	
南 Sandwich (Scotia) (英領)	70	250	5~7	W	M_s 7.7 (1929)	#
ニュージーランド	50~60	270+d	5~8		M_s 7.8 (1931)	
Kermadec (ニュージーランド領)	60~70	600	6~7*	M-W	M_s 7.9 (1917, 76)	#
Tonga (トンガ/フィジー)	50~60	660	5~9*	M	M_s 8.4 (1917)	#
New Hebrides (バヌアツ)	65~70	300+d	8~10*	M-W	M_s 8.1 (1940)	#?
Solomon (ソロモン)	50~85	520	10	M-W	M_s 8.0 (1939)	
New Ireland (パプアニューギニア)	75	550	10		M_s 7.9 (1919)	
New Britten (同上)	40~60	290+d		M-W	M_s 7.7 (1945)	#
New Guinea (同上/インドネシア)	55	200	3~4		M_w 8.2 (1996)	
Sunda (Sumatra) (インドネシア)	30~50	180	7	W	M_s 7.7 (1935)	
Sunda (Java-Banda 海) (同上)	50~70	690	7~8	W	M_w 8.5 (1938)	
Andaman (インド領)	20	140	2	W	M_s 7.7 (1941)	#
フィリピン	40~60	660	7~8		M_s 8.3 (1924)	
北 Sulawesi-Sangihe (インドネシア)	55	670			M_s 8.0 (1932)	
インド-Hindu Kush (アフガニスタン)		300	6		M_w 8.6 (1950)	
Agean (Hellenic) (ギリシア)	30~45	260			M_s 7.7 (1956)	#
					m_B 7.7 (1926, やや深発)	

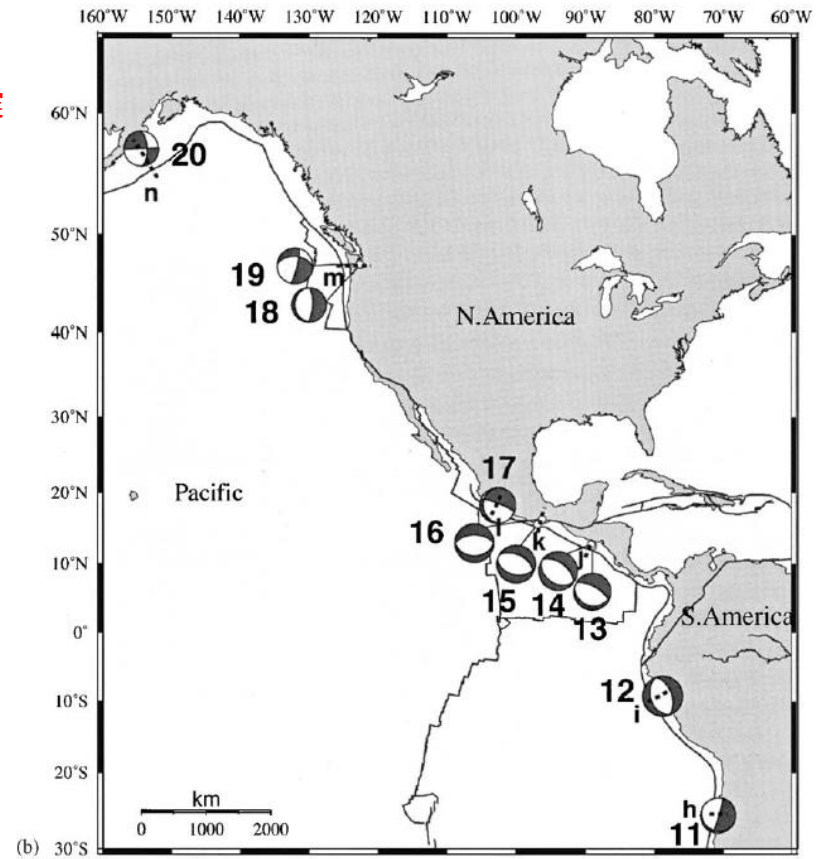
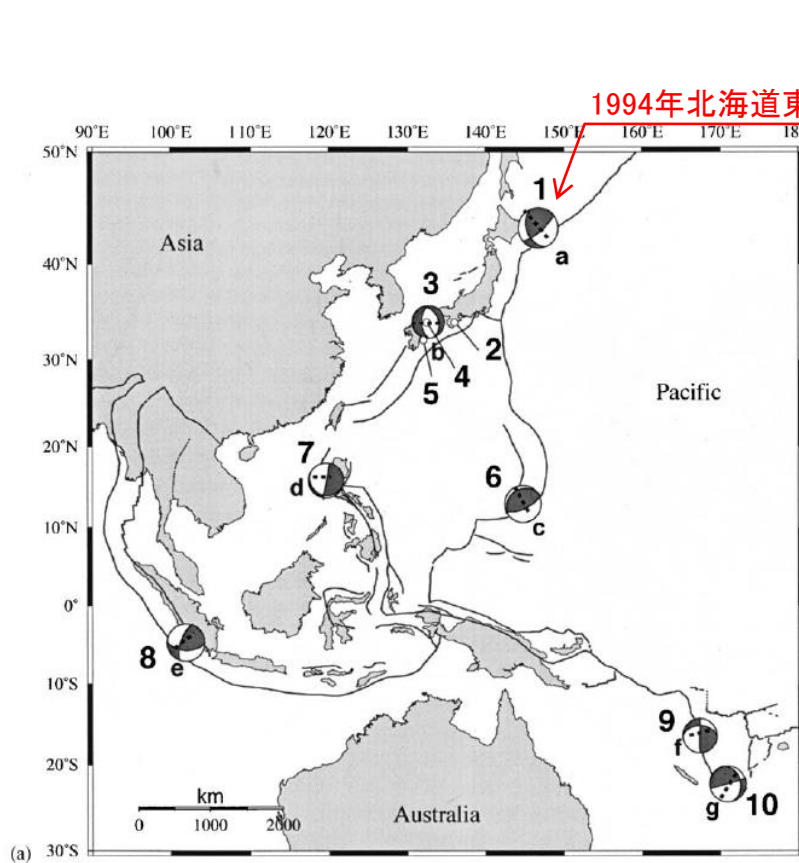
3. 海洋プレート内地震/3. 1 海洋プレート内地震の発生状況と特徴

3. 1. 1 世界の主な海洋プレート内地震

(2)世界の海洋プレート内地震 ①主な地震の分布

【Seno and Yoshida(2004)】

- ハーバードCMTカタログなどから、1977~2001年に発生したMw7.0以上、深さ20~60kmの海洋プレート内地震を抽出し、整理している。
- 地震規模の最大は1994年北海道東方沖地震(M8.2)である。



規模の大きな浅い海洋プレート内地震の震源メカニズム
 [Seno and Yoshida(2004)に一部加筆]

3. 1. 1 世界の主な海洋プレート内地震

(2)世界の海洋プレート内地震 ②主な地震の表

【Seno and Yoshida(2004)】

世界的に見た場合、1994年北海道東方沖地震(M8.2※)が海洋プレート内地震として最大規模である。

※: 気象庁マグニチュード

浅い海洋プレート内地震の一覧〔Seno and Yoshida(2004)に一部加筆〕

Region event	Date	Epicenter		M_w	Depth (km)	Strike/dip/rake			Age (Ma)	Upper plate stress
		°N	°E			(°)	(°)	(°)		
E. Hokkaido										
1 Hokkaido-toho-oki	4 October 1994	43.42	146.81	8.3	33	158	41	24	123	
Kyushu-SW. Japan										
2 Kii-Yamato ^a	7 March 1899	34.1	136.1	7.0	45				15-30	G
3 Geiyo	24 March 2001	34.13	132.71	6.8	47	181	57	-67		
4 Geiyo ^a	2 June 1905	34.1	132.5	7.2	50					
5 Hyuganda ^a	2 November 1931	32.2	132.1	7.1	40					
S. Mariana										
6 Guam	8 August 1993	12.98	144.80	7.7	45	238	24	82	164	G
Manila										
7 Manila	11 December 1999	15.87	119.64	7.2	35	112	13	-169	22	
Sumatra										
8 Sumatra	4 June 2000	-4.73	101.94	7.8	44	92	55	152	66	
Vanuatu										
9 Vanuatu	13 July 1994	-16.50	167.35	7.1	25	272	42	2	35-52	G
10 Vanuatu	6 July 1981	-22.31	170.90	7.5	58	345	30	-179		
N. Chile										
11 Taltal	23 February 1965	-25.67	-70.79	7.0	60	16	86	-78	48	G
C. Peru										
12 Peru	31 May 1970	-9.18	-78.82	7.9	43	160	37	-90	44	G
El Salvador										
13 El Salvador	19 June 1982	12.65	-88.97	7.3	52	102	25	-106	>37	G
14 El Salvador	13 January 2001	12.97	-89.13	7.7	56	121	35	-95		
Mexico										
15 Oaxaca	30 September 1999	15.70	-96.96	7.4	47	102	42	-103	10-17	G
16 Oaxaca	15 January 1931	16.4	-96.3	7.7	40	90	34	-90		
17 Michoacan	11 January 1997	18.34	-102.58	7.1	40	175	18	-28		
N. Cascadia										
18 Nisqually	28 February 2001	47.14	-122.53	6.8	47	176	17	-96	10	G
19 Olympia ^b	13 April 1949	47.17	-122.62	7.1	54	14	82	-135		
Alaska										
20 Kodiak Island	6 December 1999	57.35	-154.35	7.0	36	357	63	-180	55	G

^a Hypocenters and magnitudes are from Utsu (1982), except for the depths of the 1899 and 1905 events which are estimated in this study. Magnitudes are referring to the Japan Meteorological Agency (JMA) magnitude.

^b Hypocenters and magnitudes are from Baker and Langston (1987).

Hypocenters for other events are from the Harvard University centroid moment tensor catalogue (HCMT), except for the depths by individual studies mentioned in the text. Strike, dip and rake are from HCMT except for the 1993 Guam event: Tanioka et al. (1995), 1965 Taltal event: Malgrange and Madariaga (1983), 1970 Peru event: Abe (1972), 1931 Oaxaca event: Singh et al. (1985), and 1949 Olympia event: Baker and Langston (1987). G abbreviates gradient in the upper plate stresses.

3. 1. 1 世界の主な海洋プレート内地震

(2)世界の海洋プレート内地震 ③島弧の特徴

【Seno and Yamanaka(1998)】

■世界の海洋プレート内地震の特徴

- 世界の海洋プレートと島弧に働く応力の状況, プレートの年代がまとめられている。
- 東北日本弧(N.Honshu), カムチャツカ(Kamchatka)及び千島弧(Kuril)は, 海洋プレート内の応力が中立(Neutral), 背弧の応力が圧縮(Compression)である。
- また, 千島弧と比較して東北日本弧の海洋プレートは古い年代となっている。

海洋プレート及び背弧の応力状態
〔Seno and Yamanaka(1998)に一部加筆〕

Arc	Slab Stress	Back-arc Stress	Slab Age (Ma)	Ref. (slab)	Ref. (arc)
S. Ryukyu	C	T	45	(1)	(2)
Izu-Bonin	C	T	150	(3)	(4)
Tonga	C	T	100	(3)	(5)
Kermadec	C	T	90	(3)	(5)
Kamchatka	N	C	90	(6)	(7)
Kuril	N	C	110	(8)	(9)
N. Honshu	N	C	130	(10)	(11)
E. Aleutians	N	T	53	(12)	(11)
S. Honshu	N	T	20	(13)	(9)
New Britain	N	T	30	(14)	(15)
Philippines	T	C	40	(16)	(16)
Sumatra	T	C	50	(3)	(17)
Peru	T	C	30	(18)	(19)
Chile	T	C	40	(18)	(19)
Mariana	T	T	165	(3)	(20)
Kyushu	T	T	26	(1)	(21)
Aegean	T	T	110	(22)	(23)

Slab Stressの凡例は以下の通り。

T: down-dip tension

C: down-dip compression

N: neutral

3. 海洋プレート内地震/3.1 海洋プレート内地震の発生状況と特徴

3.1.1 世界の主な海洋プレート内地震

(2)世界の海洋プレート内地震 ④海洋プレートと島弧の応力の関係

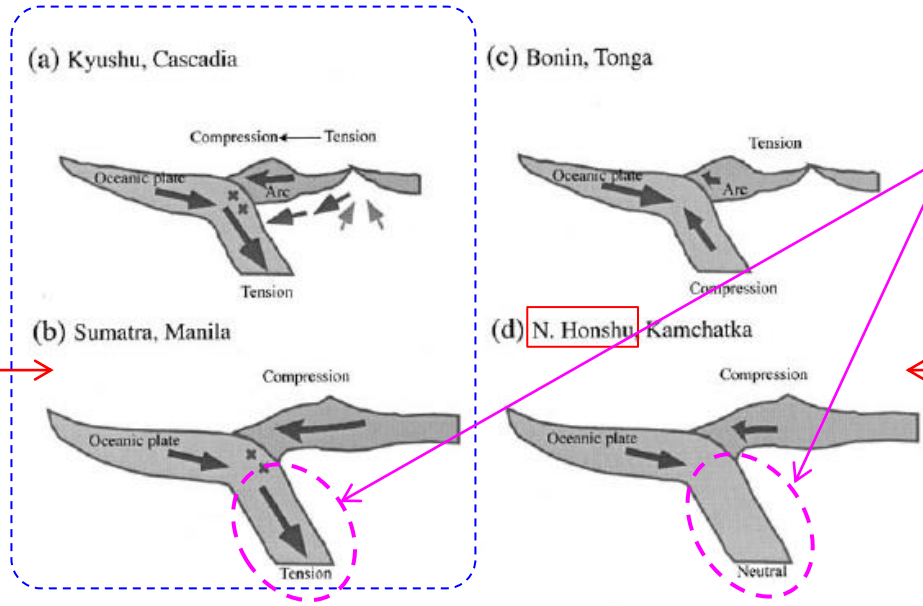
【Seno and Yoshida(2004)】

- 海洋プレートと島弧に働く応力の関係を4つのタイプに分類した。
- 規模の大きい海洋プレート内地震は、海洋プレート内に引張力が作用し、かつ、島弧の応力状態が高いFig.12(a), (b)のタイプの地域で発生している。[Fig.12(a), (b)に該当する地域では、1994年北海道東方沖地震(M8.2※)、1993年グアムの地震(Mw7.7)、2000年スマトラの地震(Mw7.8)等が発生している。] ※: 気象庁マグニチュード
- 大きな海洋プレート内地震が発生していないFig.12(c), (d)のタイプは、海洋プレートに圧縮力が作用している場合か、あるいは、海洋プレート内に中立な応力を持っている場合である。これらの場合、島弧の圧縮の応力に対しバランスが保たれている。

規模の大きな海洋プレート内地震が発生するタイプ



北海道(千島弧)は(b)に分類されている。
(文献中に、「This case is seen in Sumatra, Manila, and E.Hokkaido.」の記載がある。)



北海道と東北地方では、沈み込んだ海洋プレート内の応力状態に違いが見られる。東北地方には大きな応力は発生していない(Neutral)。

東北日本弧は(d)に分類されている。



Fig. 12. Relationships between the slab and arc stresses. The ridge push, slab pull and the fore-arc collision force are balanced (Seno and Yamanaka, 1998). (a) The slab is down-dip tensional and the arc is tensional in the back-arc and compressional in the fore-arc. (b) The slab is down-dip tensional and the arc is compressional. (c) The slab is down-dip compressional and the arc is tensional. (d) The slab is neutral in the stress state and the arc is compressional. In regimes (a) and (b), large shallow intraslab earthquakes tend to occur.

3. 海洋プレート内地震/3. 1 海洋プレート内地震の発生状況と特徴

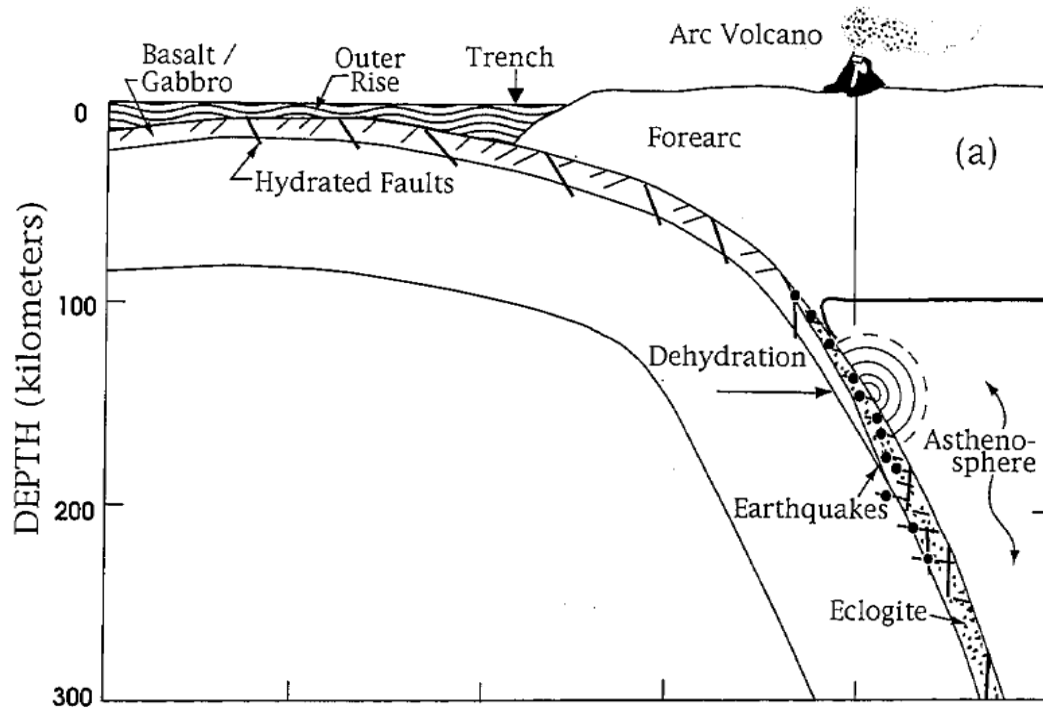
3. 1. 1 世界の主な海洋プレート内地震

(3)アウターライズ地震 ①発生メカニズム

【Kirby et al.(1996)】

■アウターライズ地震の発生メカニズム

- 海洋プレートは、海溝で沈み込む際に下方に曲げられ、そのため海溝付近の海洋プレートの浅い部分で正断層型の地震が発生する。
- この正断層には、陸側と海側に傾斜した両方のタイプがあるが、どちらも傾斜角 60° 程度になる(海洋プレート表面となす角度が 60° 程度)。



海溝－アウターライズにおけるプレートのベンディングによる正断層地震の発生と海洋プレート内地震としての再活動

3. 海洋プレート内地震/3. 1 海洋プレート内地震の発生状況と特徴

3. 1. 1 世界の主な海洋プレート内地震

(3)アウターライズ地震 ②主なアウターライズ地震

【Alvarez-Gomez et al.(2012)】

- 20世紀以降に大津波をもたらしたアウターライズ地震(6地震)を下表のように整理している。
- これによれば, 1933年三陸沖の地震(M8.1※)が最大規模である。 ※: 気象庁マグニチュード

アウターライズの巨大地震の断層パラメータ[Alvarez-Gomez et al.(2012)に一部加筆]

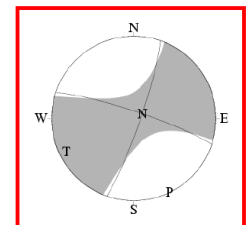
Id.	Date dd/mm/yyyy	Place	M_w	Length km	Width km	Bottom km	Dip °	Slip m	Rigidity Nm^{-2}	Reference
a	03/02/1933	Sanriku	8.4	185	100	70	45	3.3	-	Kanamori (1971)
b	03/02/1933	Sanriku	8.4	220	35	25	45	8	7.0×10^{10}	Kirby et al. (2008)
c	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	80	60	50	1.2	7.0×10^{10}	Abe (1972)
d	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	40	30	50	6	5.0×10^{10}	Beck and Christensen (1991)
e	19/08/1977	Sunda	8.2	200	70	40	45	3	6.4×10^{10}	Gusman et al. (2009)
f	19/08/1977	Sunda	8.2	200	25	29	45	9	4.0×10^{10}	Spence (1986), Lynnes and Lay (1988)
g	04/05/1990	Mariana	7.3	40	25	29	48	3.4	4.0×10^{10}	Satake et al. (1992)
h	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	40	48	1.5	4.0×10^{10}	Satake et al. (1992)
i	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	-	48	-	-	Yoshida et al. (1992)
j	04/09/2001	Juan Fernandez Ridge	6.7	70	26	30	51	1	4.0×10^{10}	Fromm et al. (2006)
k	13/01/2007	Kuril	7.9	120	40	35	45	1.9	5.0×10^{10}	Fujii and Satake (2008)
l	13/01/2007	Kuril	8.0	130	30	-	37	6.4	4.0×10^{10}	Tanioka et al. (2008)

【その他の地震】

なお, 海溝軸外側では以下の地震が発生しているが, 海洋プレートが沈み込む際の正断層とはメカニズムが異なる。

〔気象庁 平成24年4月地震・火山月報(防災編)〕

- 2012年4月11日17時38分(日本時間), インドネシアのスマトラ北部西方沖でMw8.6の地震が発生。
- 発震機構(気象庁のCMT解)は横ずれ断層型で, ユーラシアプレートの下に沈み込む前のインド・オーストラリアプレートの内部で発生した地震である。



気象庁のCMT解

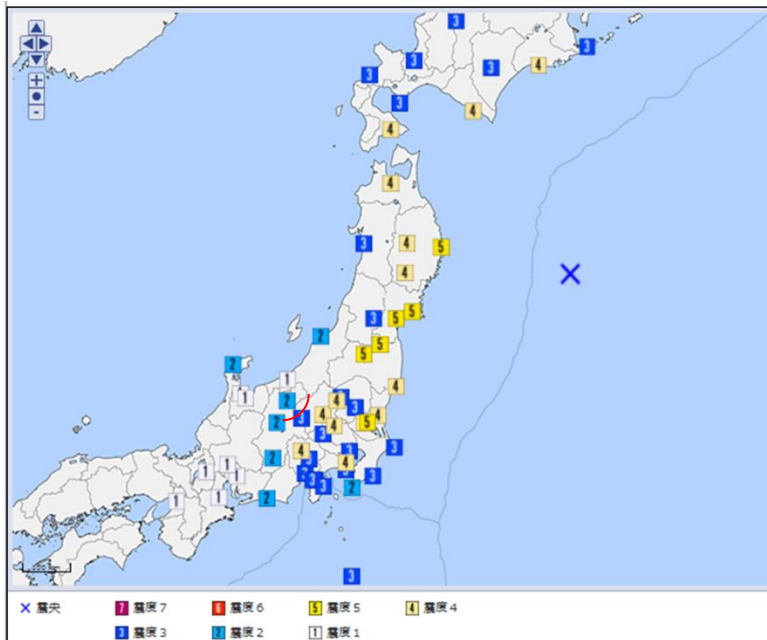
3. 1. 1 世界の主な海洋プレート内地震

(3)アウターライズ地震 ③1933年三陸沖の地震

【地震調査研究推進本部(2019)】

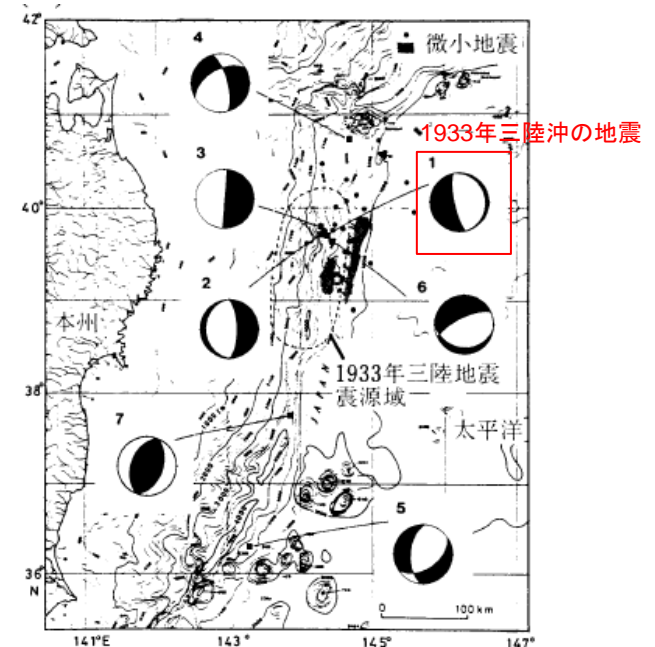
- 海溝軸外側の地震としては、1933年の昭和三陸地震が知られている。瀬野(1995)によると、このタイプの地震は沈み込む前のプレートが曲げられることで発生する正断層型の浅い地震と考えられている。
- 地震による被害は少なく、三陸地方で壁の亀裂、崖崩れ、石垣の崩壊、堤防の決壊があった程度。地震後約30分～1時間の間に津波が北海道・三陸の沿岸を襲い大きな被害が出た。

地震の発生日時	震央地名	緯度	経度	深さ	M	最大震度
1933/03/03 02:30	三陸沖	39° 07.7' N	145° 07.0' E	0km	M8.1	5



1933年三陸沖の地震 震度分布
(気象庁 震度検索データベース)

<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.php>



1933年三陸沖の地震 発震機構(瀬野(1995)に一部加筆)

3. 1. 1 世界の主な海洋プレート内地震

(4)まとめ

1. 沈み込んだ海洋プレート内地震

- 敷地が位置する東北地方(東北日本弧)と北海道(千島弧)には、同じ太平洋プレートが沈み込んでいる。それぞれの地域では、地震発生の最大深さや海洋プレートの収束速度に類似性が見られるものの、地震面の傾角及びカップリングの強さに差異が認められる。
- 世界的に見た場合、沈み込んだ海洋プレート内地震の最大規模は1994年北海道東方沖地震(M8.2)である。
- 東北地方と北海道では、海洋プレート内部及び島弧側の応力状態に違いがみられる。北海道(千島弧)は規模の大きな海洋プレート内地震が発生する地域に区分されるのに対し、東北地方(東北日本弧)は規模の大きな海洋プレート内地震が発生しない地域に区分される。
- 沈み込んだ海洋プレート内地震は、アウターライズで生じた正断層の再活動と考えられる。

2. 沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズ地震)

- 海洋プレートが海溝から沈み込む際に正断層が発生する。
- これまで知られている正断層のアウターライズ地震の最大規模は、東北地方の海溝東側で発生した1933年三陸沖の地震(M8.1)である。津波による被害が発生したが、地震による被害は少なかった。

3. 海洋プレート内地震/3.1 海洋プレート内地震の発生状況と特徴

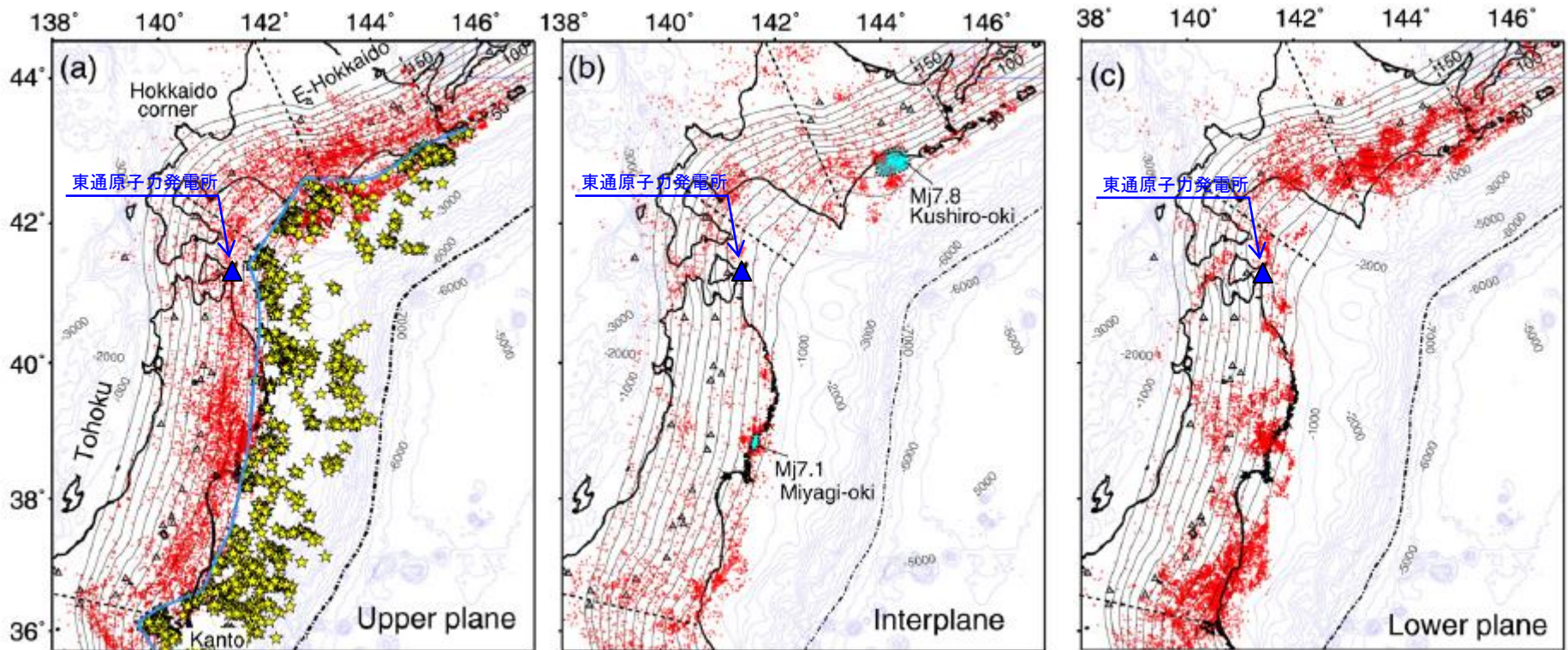
3.1.2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(1) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震①

Kita et al.(2010)では、特に下面の地震の発生状況には非一様性が認められることを指摘している。

【Kita et al.(2010)】

- ◆ 上面の地震は、前弧側にやや多いものの、全域にわたって空間的にほぼ一様に分布する。
- ◆ それに対し下面の地震は、空間的に非一様に分布し、北海道東部、東北中央部、東北南東部にみられる。千島弧と東北日本弧の会合部では、深さ120km以浅の下面の地震活動は非常に低い。
- ◆ 面間地震は、下面の地震が発生する地域にみられる。東北北部(北緯40~41度)ではほとんど活動が見られない。



●: 海洋プレート内地震の震源, ▲: 活火山, 黒線: 海洋プレート上面の等深線, 青太線: プレート間地震の西縁, 青細線: 500mごとの海底等深線, ★: 繰返し地震, ☆: 低角逆断層地震, 青網掛: 1993年釧路沖地震及び2003年宮城県沖の地震の余震範囲

(a)上面, (b)面間, (c)下面の地震の震央分布(一部加筆)

3. 海洋プレート内地震/3.1 海洋プレート内地震の発生状況と特徴

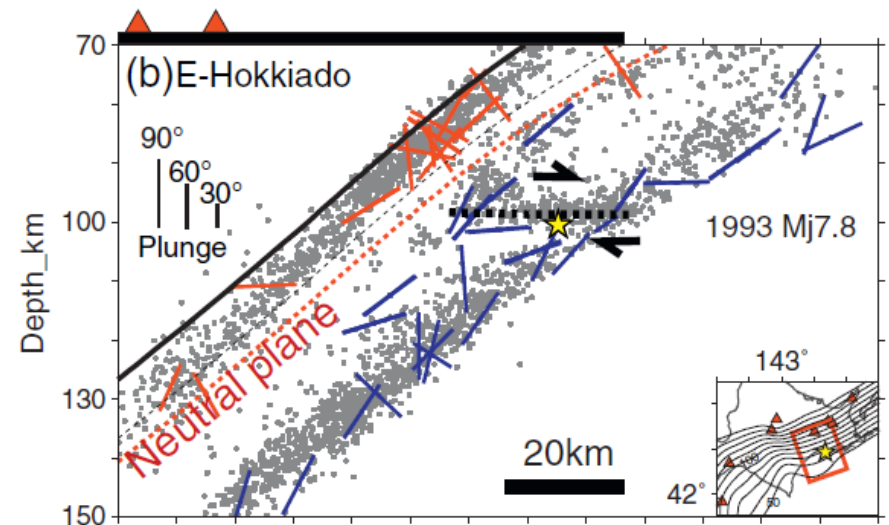
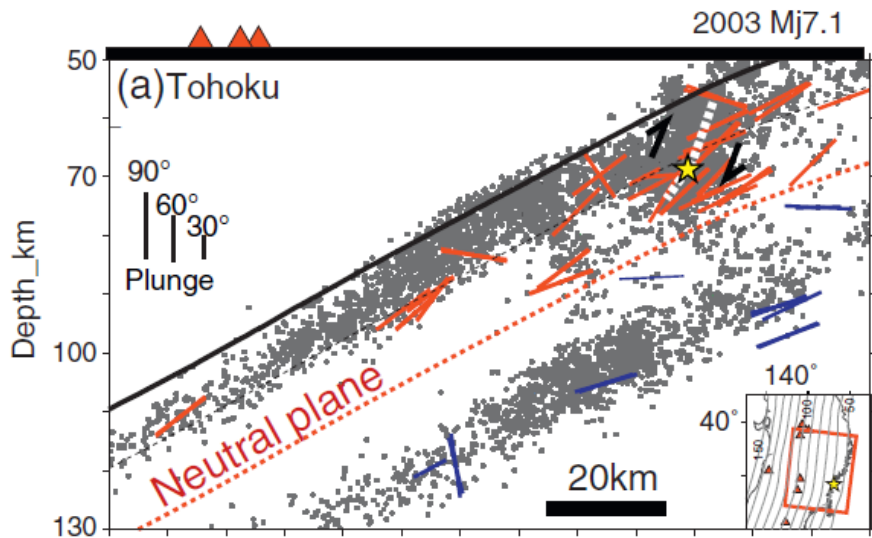
3.1.2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(1) 太平洋プレートで発生する海洋プレート内地震②

Kita et al.(2010)では、DC型、DE型ともその破壊は応力中立面を超えて広がっていないことを指摘している。

【Kita et al.(2010)】

- ◆ 2003年宮城県沖の地震(M7.1)及び1993年釧路沖地震(M7.5)のどちらも、その破壊は応力中立面付近にまで達するものの、それを超えては広がっていない。



●:地震, 黒線:プレート境界面, 黒点線:モホ面, 赤点線:応力中立面, 青線:T軸, 赤線:P軸
 白太点線:2003年宮城県沖の地震の断層面, 黒太点線:1993年釧路沖地震の断層面, ★:破壊開始点

規模の大きな海洋プレート内地震と応力中立面
 [DC型(2003年宮城県沖の地震)及びDE型(1993年釧路沖地震)]

3. 海洋プレート内地震/3. 1 海洋プレート内地震の発生状況と特徴

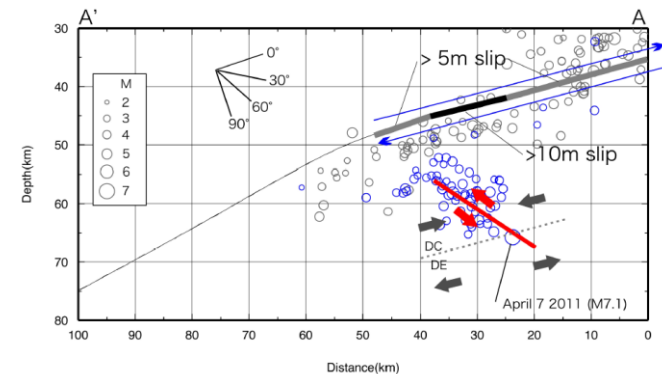
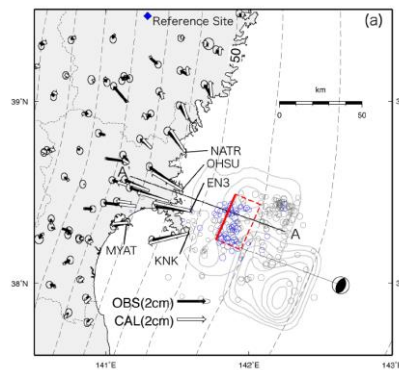
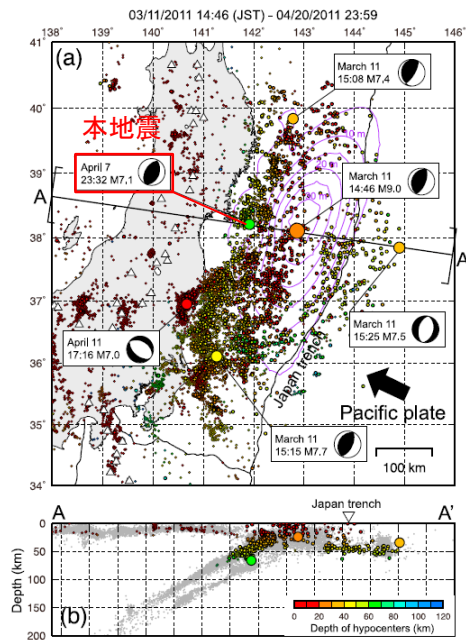
3. 1. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 二重深発地震上面の地震 ①2011年4月7日宮城県沖の地震

Nakajima et al.(2011)では, 4.7地震 (M7.2) のメカニズム解等について整理している。

【Nakajima et al.(2011)】

- ◆ 2011年4月7日に発生したM7.1 (注: 気象庁の確定値はM7.2) の宮城県沖地震 (左図中の緑丸) は, メカニズム解と余震分布から, 太平洋プレート内の二重深発地震の上面から面間にかけて広がる海側に傾斜した断層面を持つ海洋プレート内地震である。
- ◆ 上面の地震に特徴的な, P軸がプレートの傾斜方向に向くDown-dip compression型のメカニズム解を持つ。
- ◆ プレート境界に沿う本震(2011年東北地方太平洋沖地震)の大きなすべりに伴ってせん断応力が増加したために, 誘発されて発生したと推定される。



4.7地震の断層面 [Ohta et al.(2011)]

灰色の破線は, Kita et al.(2010)による応力中立面を示す。4.7地震の断層面は, 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。 [Ohta et al.(2011)]

2011年東北地方太平洋沖地震の本震・余震・誘発地震の震源分布

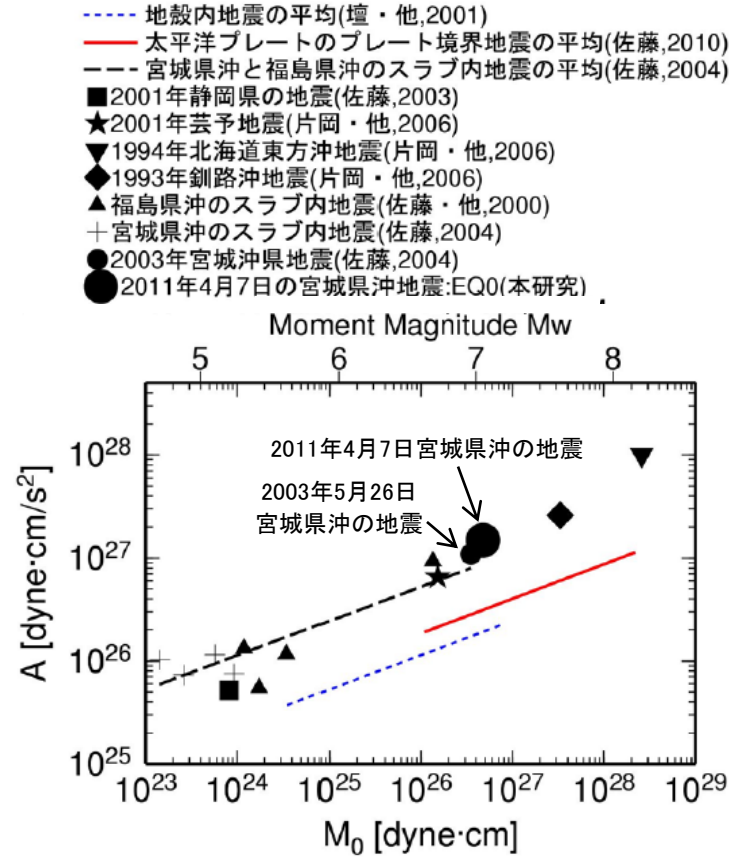
[Nakajima et al.(2011)に一部加筆]

3. 海洋プレート内地震/3. 1 海洋プレート内地震の発生状況と特徴

3. 1. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 二重深発地震上面の地震 ①2011年4月7日宮城県沖の地震

- 4.7地震の短周期レベルAは、同じ太平洋プレートの二重深発地震上面(DC型)で発生した2003年5月26日宮城県沖の地震(5.26地震)と比較して大きい※。



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〕

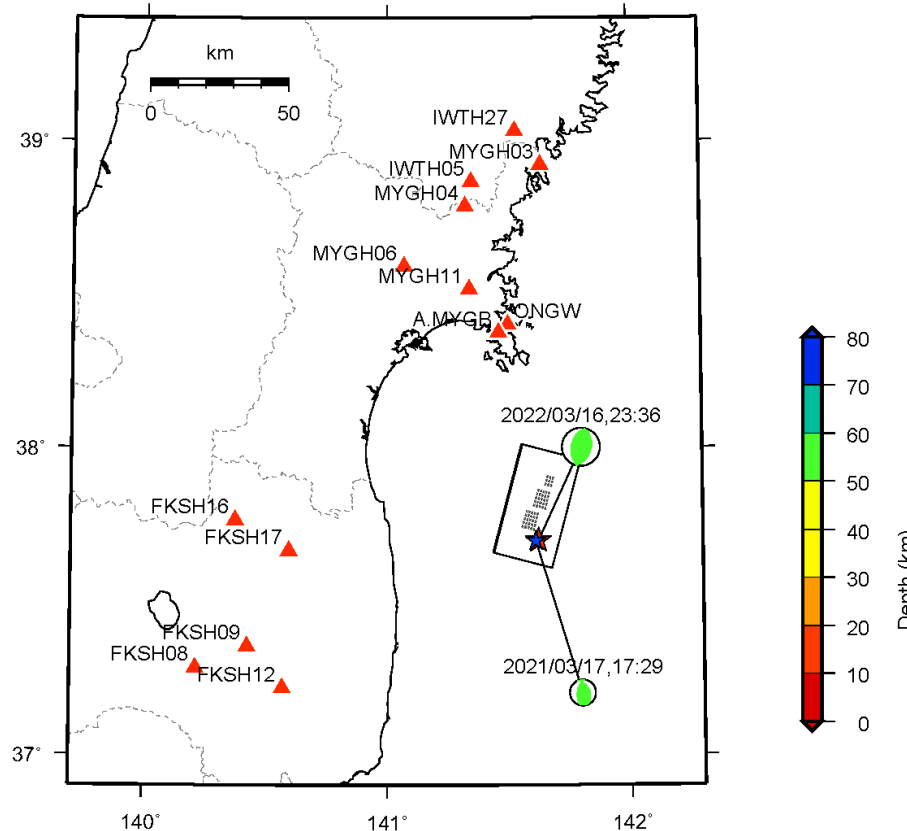
※: 4.7地震の短周期レベルAは、5.26地震(M7.1)の短周期レベルAの約1.4倍。
なお、規模の差を差し引いて求めた短周期レベルA(短周期レベルAが $M_0^{1/3}$ に比例すると仮定して算定)の差は約1.2倍となる。

3. 1. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 二重深発地震上面の地震 ②2022年3月16日福島県沖の地震 強震動シミュレーション

- 3.16地震について、経験的グリーン関数法を用いて強震動生成域(SMGA)を推定し、強震動シミュレーションを行った。また、推定された震源モデルから算定される短周期レベルについて既往経験式との比較検討を行った。*
- 強震動シミュレーションの対象とする観測点は、女川原子力発電所のほか震源距離が160km以内かつVs30が400m/s以上のKiK-net観測点等とした。
- 経験的グリーン関数として使用する小地震は、幾つかの候補の中から特に女川原子力発電所の観測記録との整合性を踏まえ、2021年3月17日17時29分頃に発生した地震(Mw5.0)を選定し、震源パラメータについては吉田ほか(2022)を用いた。

※:本検討については、日本地震工学会・大会(2022)において「2022年3月16日福島県沖の地震の強震動生成域の推定[新井ほか(2022)]」として発表している。

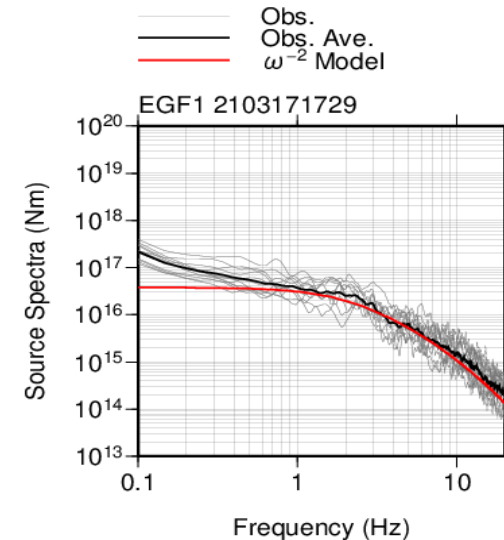


本震及び小地震の震央位置と検討対象観測点分布, SMGAモデル

★:本震震央, ★:小地震震央, ■:SMGA

小地震のパラメータ

パラメータ	単位	設定値	設定根拠
緯度	[°]	37.695	気象庁
経度	[°]	141.613	気象庁
震源深さ	[km]	57.3	気象庁
地震モーメント	[Nm]	3.76E+16	F-net
応力降下量	[MPa]	34.8	吉田・他(2022)
断層面積	[km ²]	1.9	吉田・他(2022)

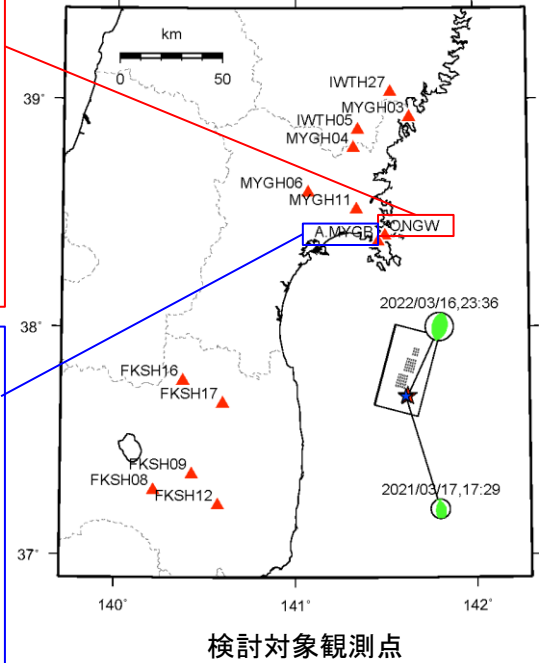
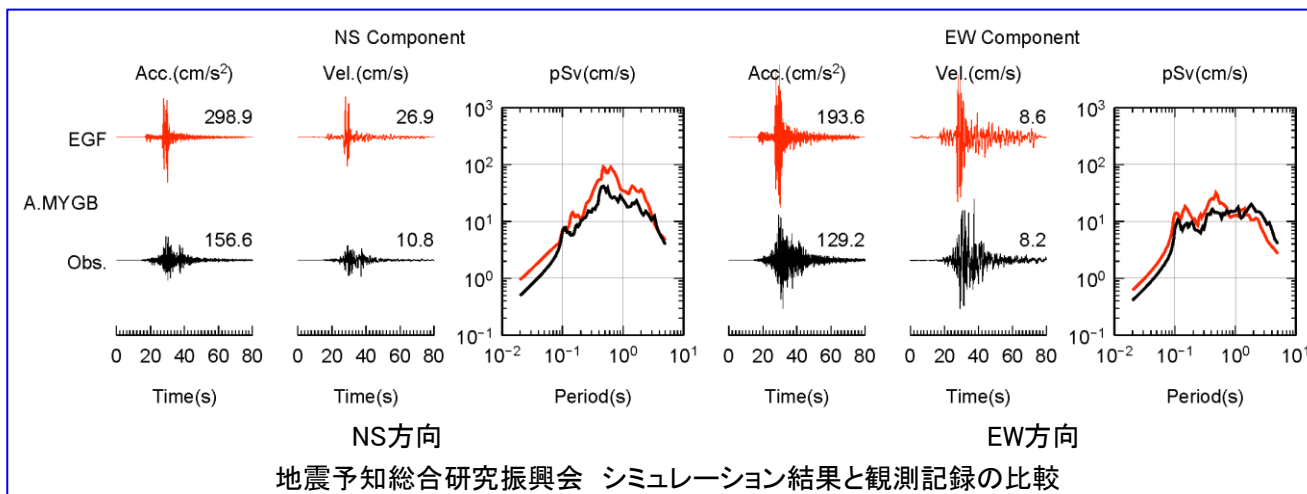
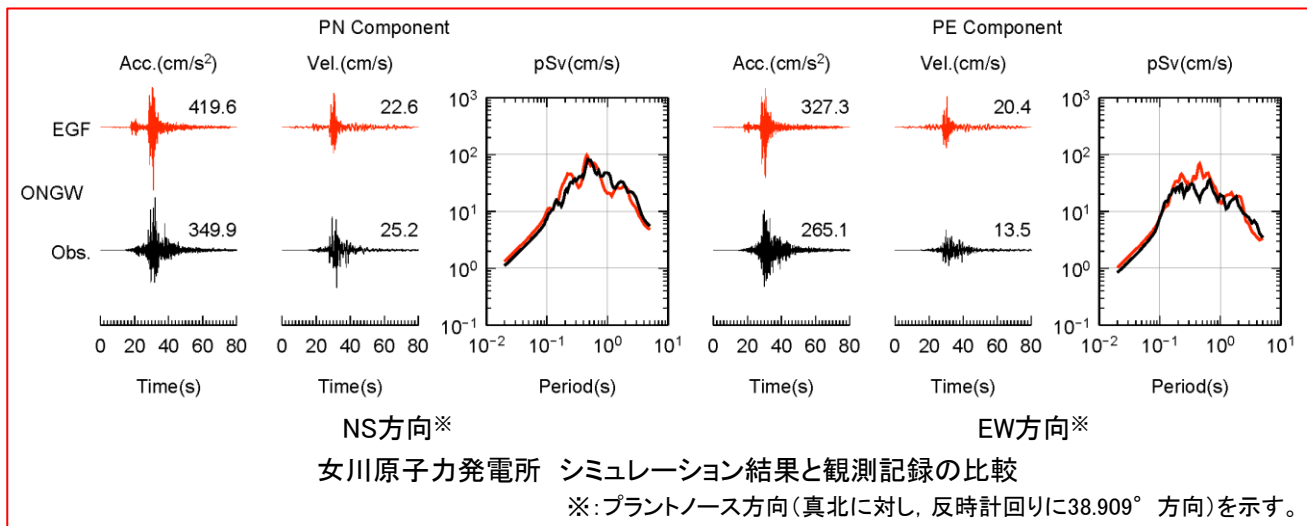


小地震の観測記録より推定した震源スペクトルと理論スペクトルの比較

3. 1. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 二重深発地震上面の地震 ②2022年3月16日福島県沖の地震 強震動シミュレーション

- シミュレーション結果は、牡鹿半島に位置する女川原子力発電所(ONGW:下図赤色枠囲み部)及び地震予知総合研究振興会(A.MYGB:下図青色枠囲み部)の応答スペクトルをほぼ再現できている。
- 女川のPN方向にみられる周期0.5秒のピークも概ね再現出来ているが、一方で観測記録に卓越の認められないPE方向のシミュレーション結果もピークを持っており、片方向の卓越としては評価できていない。



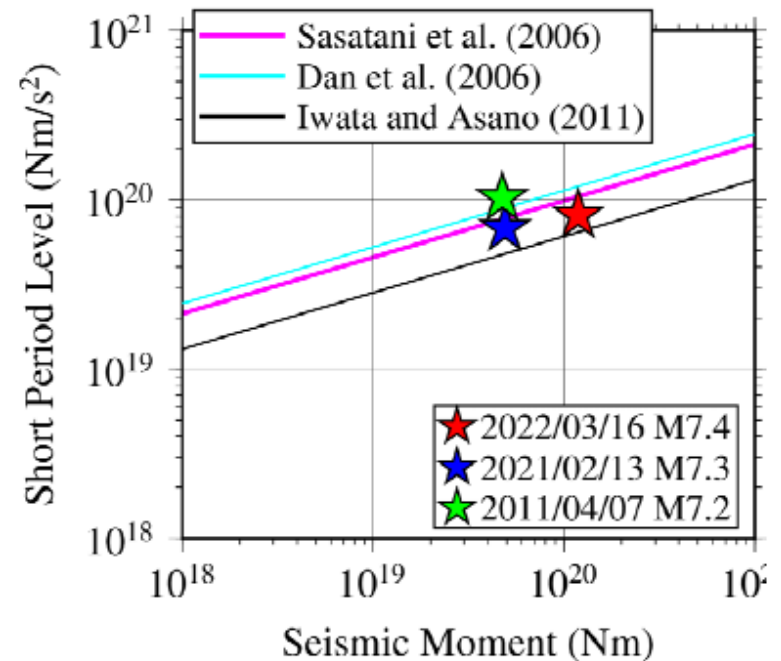
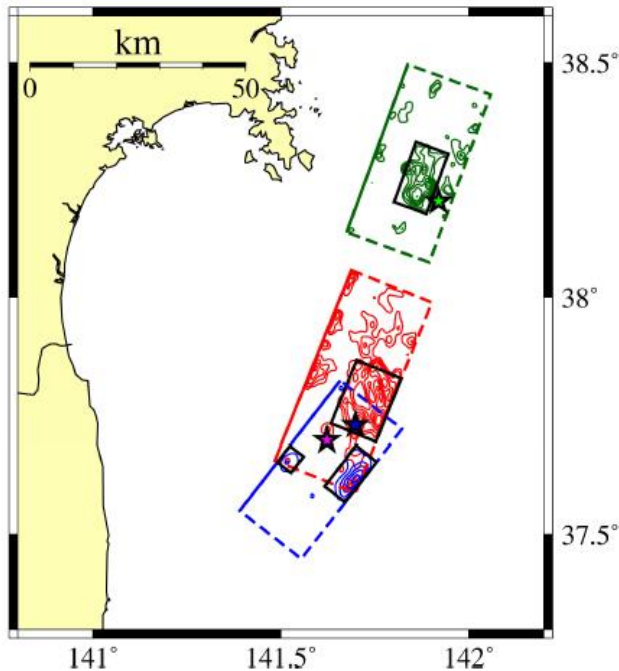
3.1.2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(2) 二重深発地震上面の地震 ②2022年3月16日福島県沖の地震 芝(2022)

- 芝(2022)は、2021年と2022年の福島県沖で発生した地震を対象に、経験的グリーン関数法に準拠した震源インバージョン解析を実施し、震源のすべり分布モデルを推定している。
- さらに、2011年4月7日の宮城県沖の地震も併せて、すべり分布モデルから特性化震源モデルを構築し、周波数上限10Hzまでの強震動を再現する特性化震源パラメータを同定している。

【芝(2022)】

- 今回解析した3地震とも、スラブ内地震のスケーリング則とおおむね調和的な値を示している。短周期レベルについて詳細にみると、2011年宮城県沖の地震がスケーリング則に対して相対的にやや大きく、福島県沖の2地震は小さい分布となる。



2011年宮城県沖の地震(緑), 2021年福島県沖の地震(青)及び2022年福島県沖の地震(赤)の想定断層面とすべり分布(最大値の30%以上の領域のみ着色, それぞれの色の☆は破壊開始点を表し, 黒の矩形は抽出したSMGAを表す。)

解析した3地震の地震モーメントに対する短周期レベルの分布

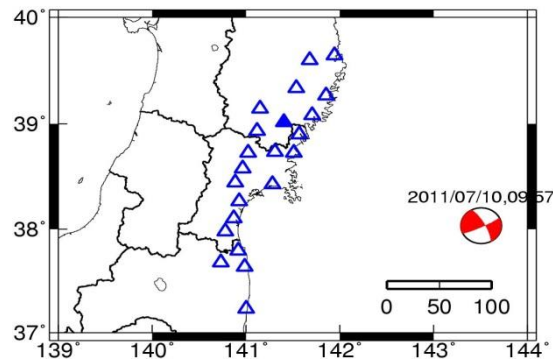
3. 海洋プレート内地震/3.1 海洋プレート内地震の発生状況と特徴

3.1.2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

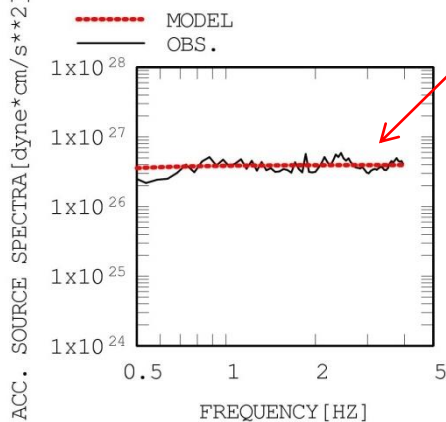
(3) 沖合いのやや浅い地震(東北) 2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)の短周期レベル

【2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)の短周期レベル】

➢ 佐藤・巽(2002)が東日本の震源深さ60km以下の海溝型地震の観測記録からスペクトルインバージョンにより推定したQ値, 経験的地盤増幅率及び2011年7月10日三陸沖の地震のK-NET強震記録を用いて震源スペクトルを算出し, 短周期レベルを推定した。

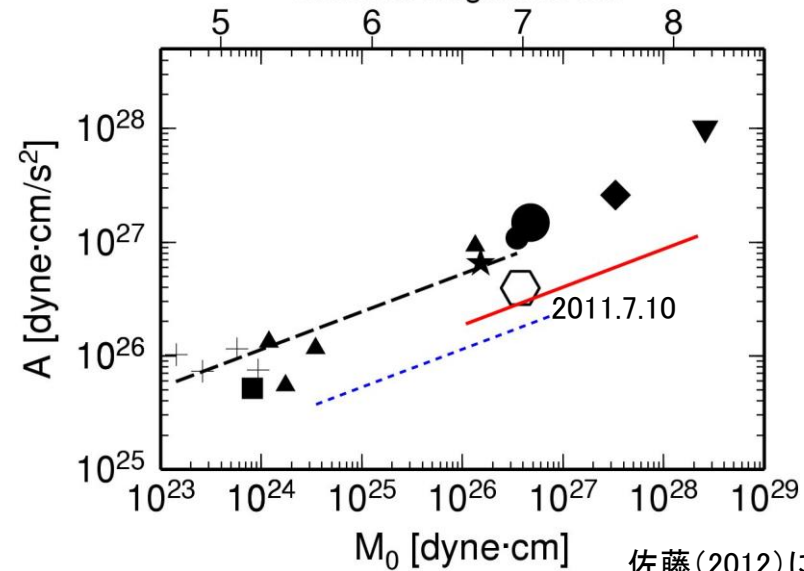


検討に用いたK-NET観測点



$3.95 \times 10^{19} \text{Nm/s}^2$

- 2011年7月10日の地震
- 地殻内地震の平均(壇・他,2001)
- 太平洋プレートのプレート境界地震の平均(佐藤,2010)
- 宮城県沖と福島県沖のスラブ内地震の平均(佐藤,2004)
- 2001年静岡県の地震(佐藤,2003)
- ★ 2001年芸予地震(片岡・他,2006)
- ▼ 1994年北海道東方沖地震(片岡・他,2006)
- ◆ 1993年釧路沖地震(片岡・他,2006)
- ▲ 福島県沖のスラブ内地震(佐藤・他,2000)
- + 宮城県沖のスラブ内地震(佐藤,2004)
- 2003年宮城沖地震(佐藤,2004)
- 2011年4月7日の宮城県沖地震:EQ0(本研究)



佐藤(2012)に加筆

2011年7月10日三陸沖の地震の短周期レベルAは, 同規模のプレート内地震と比較して小さい。

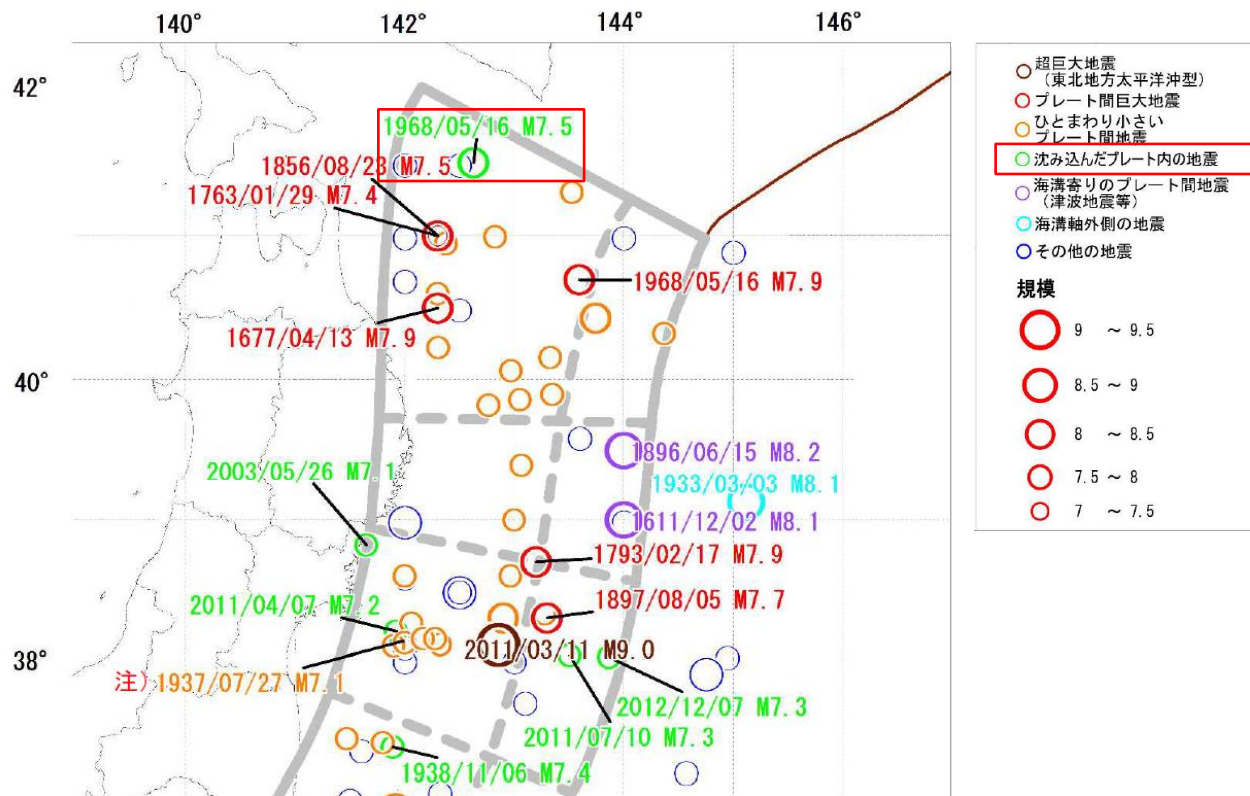
2011年7月10日三陸沖の地震の観測加速度スペクトルと ω^{-2} モデルの比較 (短周期レベルの推定には4Hz以下を用いた)

3. 1. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(4) 1968年5月16日十勝沖地震の最大余震 ①地震調査研究推進本部(2019)の知見

【地震調査研究推進本部(2019)】

- 1968年5月16日19時39分頃の地震は青森県東方沖及び岩手県沖北部で発生したM7.5の地震で、津波を伴った。1968年十勝沖地震の余震と考えられている。
- 沈み込んだプレート内で発生した地震であり、浦河と広尾で震度5を観測したほか、北海道から東北にかけての広い範囲で震度4を観測した。
- この地震のメカニズムはKanamori(1971)によると、正断層型の地震であった。



震央分布図〔地震調査研究推進本部(2019)に一部加筆〕

3. 海洋プレート内地震/3. 1 海洋プレート内地震の発生状況と特徴

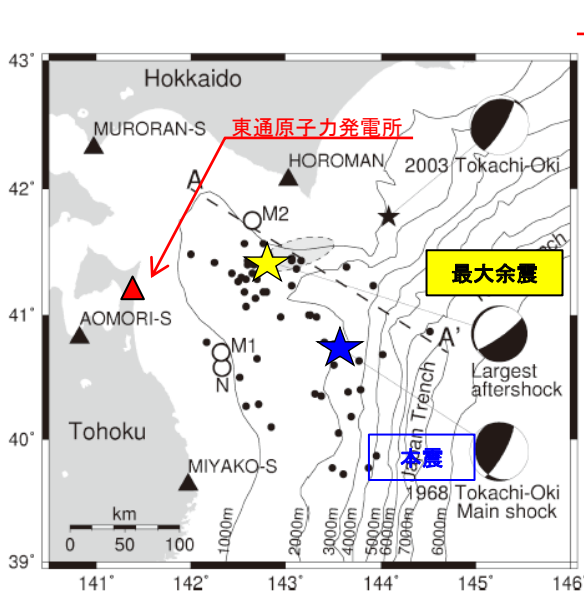
3. 1. 2 敷地周辺の海洋プレート内地震の特徴

(4) 1968年5月16日十勝沖地震の最大余震 ②Izutani(2011)の知見

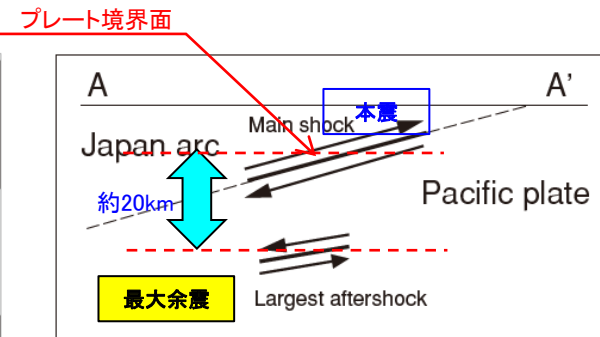
【Izutani(2011)】

- 強震動継続時間の方位依存性から、最大余震の断層面を推定した。
- 本震の滑り方向は太平洋プレートと同じ向きだが、最大余震はほぼ反対の滑り方向を持つ。
- 強震記録の分析から、最大余震の断層位置は本震の20km下方に位置し、本震とほぼ平行である。

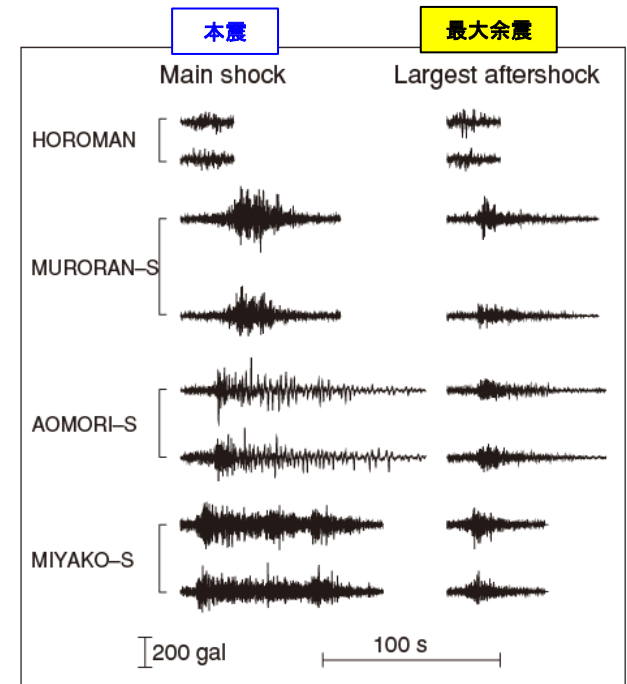
⇒ 1968年十勝沖地震の最大余震(M7.5)は、震源メカニズムからアウターライズの正断層の再活動とはタイプが異なると考えられる。その影響は、本震を上回るものとはなっていない。



本震と最大余震の震央分布



推定された断層面(断面)



強震記録

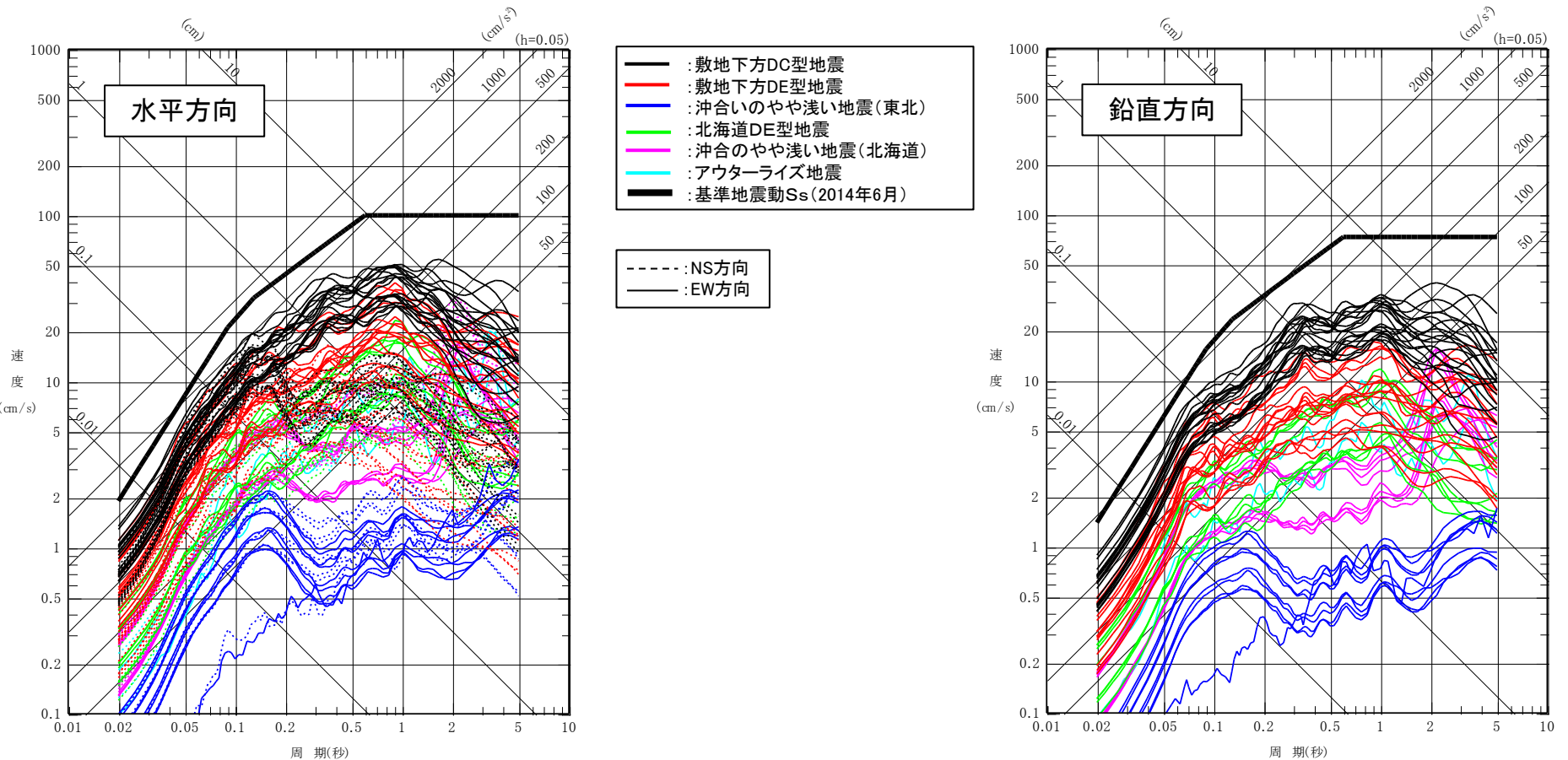
1968年十勝沖地震(プレート間地震)と最大余震(海洋プレート内地震)[Izutani(2011)]に一部加筆]

3. 海洋プレート内地震/3.2 海洋プレート内地震の検討用地震の選定

3.2.1 検討対象地震と申請時の基準地震動S_sの比較

➤ 検討対象地震の地震動評価では、平均応答スペクトル※や一部簡易的な手法も採用しており、地震動評価精度が多少劣るケースがあるが、それが基準地震動S_s策定に与える影響は小さいことを確認するために、検討対象地震の応答スペクトル[本編資料3章2.4(7)再掲]と基準地震動S_s(申請時)の比較を示す。

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



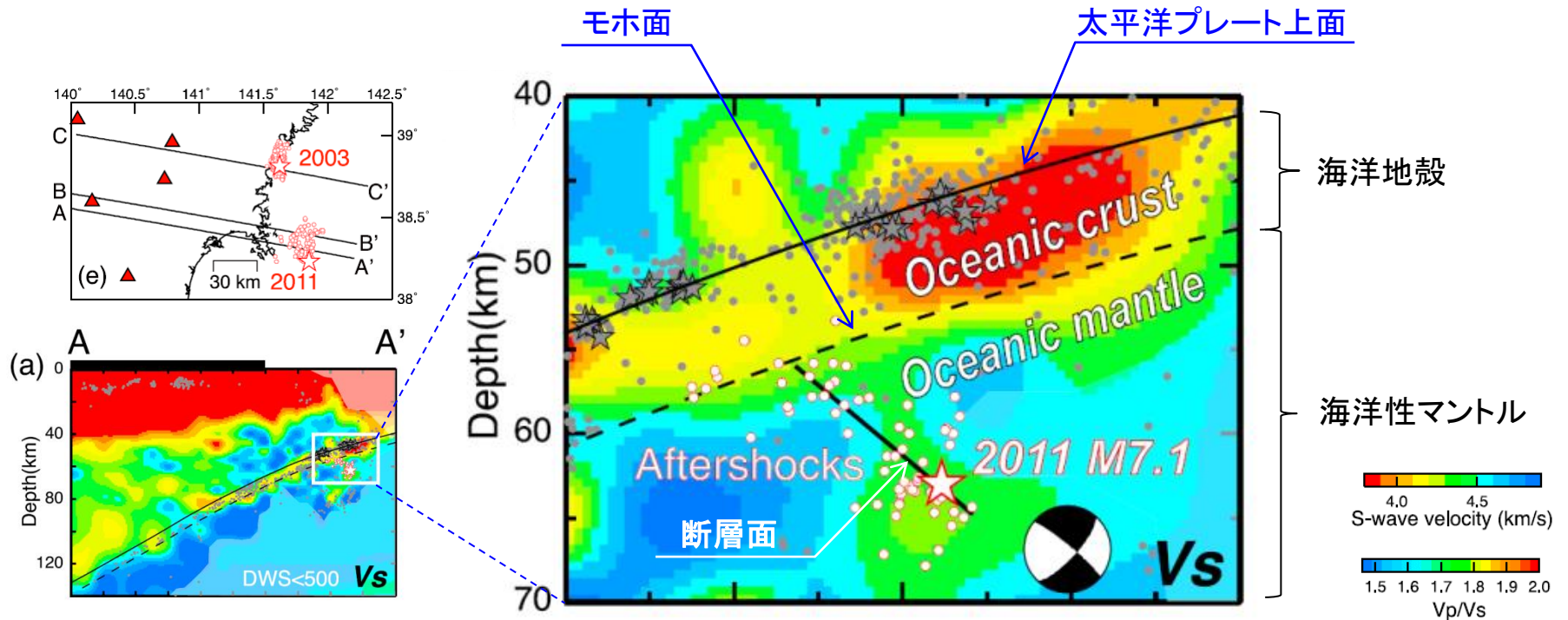
検討対象地震の応答スペクトルと申請時の基準地震動S_s

3. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

3.3.1 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の応力降下量

(1) 4.7地震の断層位置

- 東北地方で発生したDC型地震である2011年4月7日宮城県沖の地震(4.7地震)(M7.2)は、海洋性マントルの最上部で発生した地震であった。
- 基本ケース及びケース2(地震規模・短周期レベル)では、4.7地震の知見を踏まえ海洋性マントルに断層面を想定しているが、不確かさケース3(断層位置等)では、この断層面を敷地により近づけるために断層面を海洋地殻の位置に想定する。



4.7地震震源域の鉛直分布図[Nakajima et al.(2011)]に一部加筆]

白丸は再決定した余震

3. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

3.3.1 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の応力降下量

(2) 海洋地殻と海洋性マンツルの物性の違い①

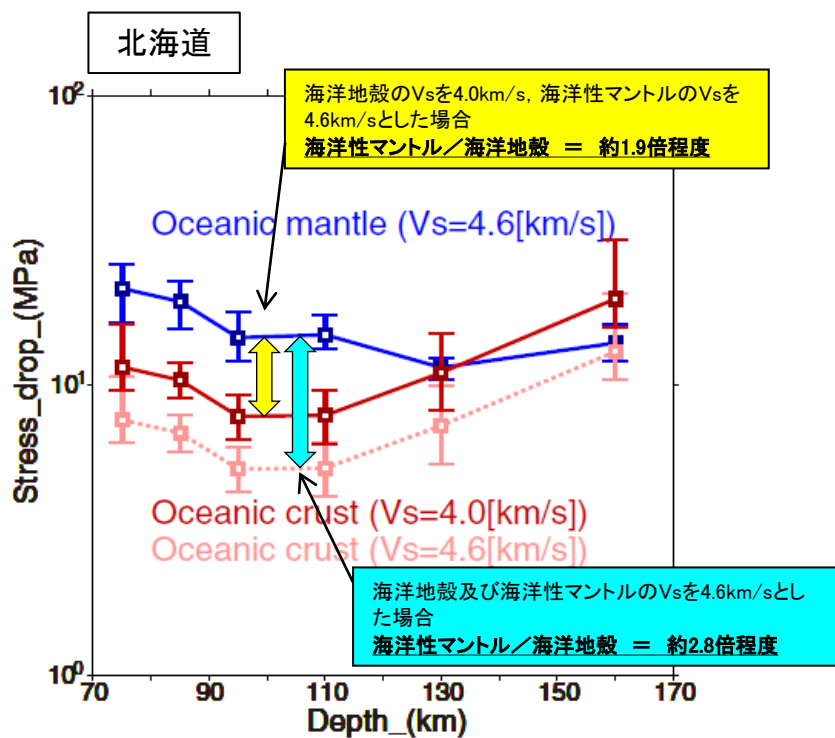
【Kita and Katsumata(2015)】

➢ 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、海洋性マンツ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。

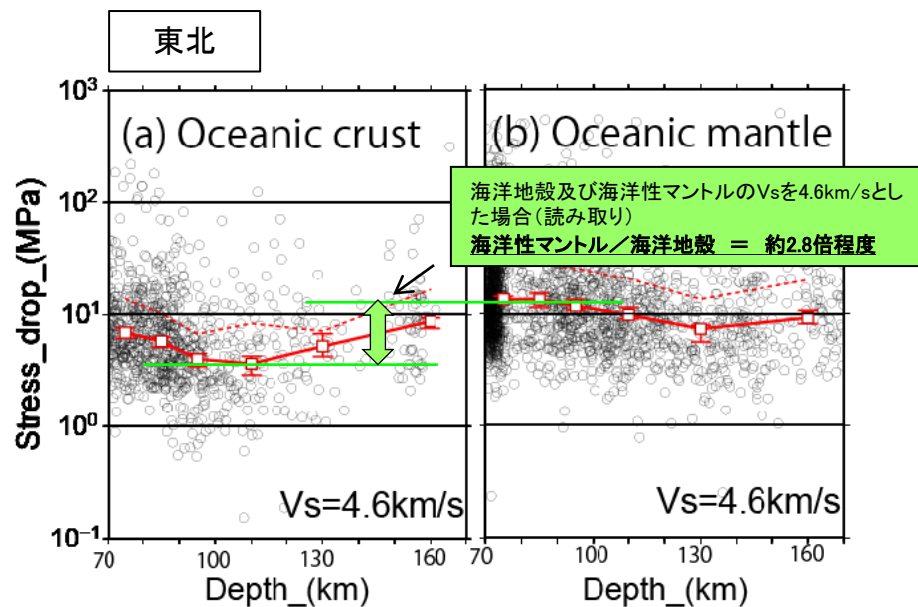
【北(2016)】

➢ 東北地方でも北海道と同じ傾向がみられた。
➢ 剛性の違いなどが応力降下量の違いを誘発すると考えられる。

⇒ 海洋地殻で発生する地震の応力降下量は、海洋性マンツルの地震の1/1.9倍(0.53倍)～1/2.8倍(0.36倍)程度となっている。



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



東北日本の海洋プレート内地震の応力降下量
[北(2016)に一部加筆]

3. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

3.3.1 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の応力降下量

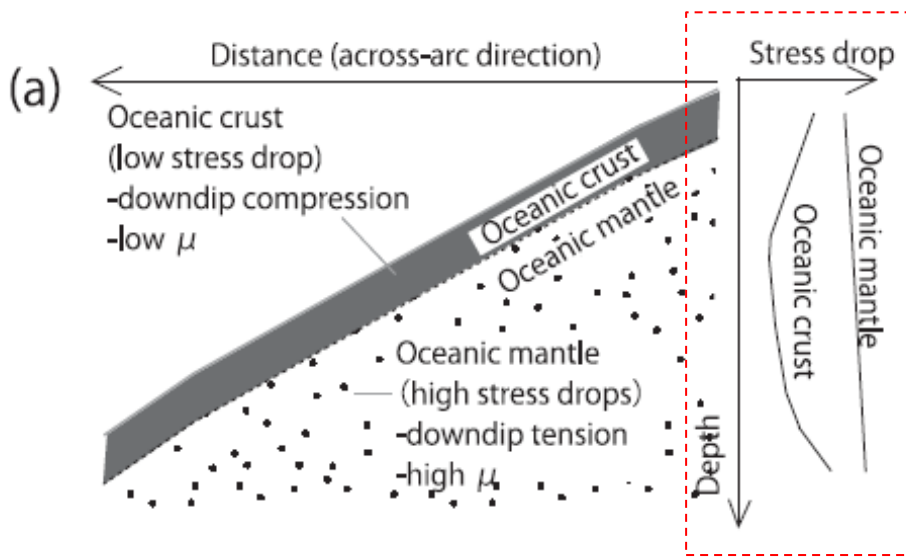
(2) 海洋地殻と海洋性マンツルの物性の違い②

【Kita and Katsumata(2015)】

- 海洋地殻と海洋性マンツルの応力降下量の違いは、それぞれの領域の剛性率及びD/rの違いで説明できる可能性がある*。
- 剛性率の違いは、海洋地殻と海洋性マンツルを構成する岩石の違いによる。(海洋地殻/海洋性マンツル:60~71%)
- D/rの違いは、海洋地殻と海洋性マンツルで発生する地震の破壊メカニズムの違いを示唆。(海洋地殻/海洋性マンツル:74~86%)

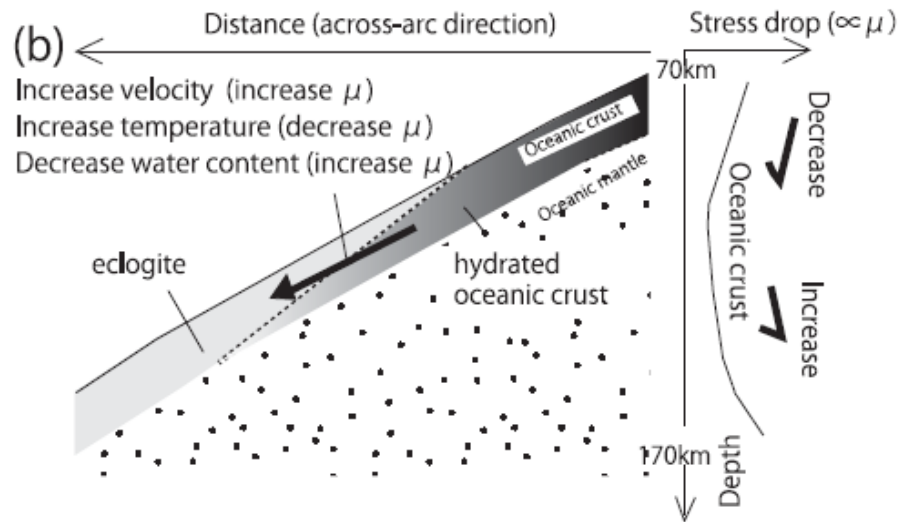
⇒海洋性マンツル及び海洋地殻で発生する地震の応力降下量の違いには、D/rに比べて剛性率の寄与が比較的大きいことから、剛性率に着目した検討を行う。

*: $\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot \pi \cdot \mu \cdot \frac{D}{r}$, $\Delta\sigma$: 応力降下量, r: 等価半径, μ : 剛性率, D: すべり量 ⇒ $\Delta\sigma$ は、 μ 及びD/rに比例する。



(a) 海洋地殻と海洋性マンツルで発生する地震の応力降下量の模式図

- 海洋地殻は海洋性マンツルに比べて剛性が小さく、 $\Delta\sigma$ は小さい。
- 海洋性マンツルは剛性が大きく、深くなるほど $\Delta\sigma$ は大きくなる。



(b) 海洋地殻で発生する地震の応力降下量の模式図(詳細)

- 海洋地殻の応力降下量は、深さ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。
- 深さ110~170kmでは、温度上昇より脱水作用等による影響が大きくなり、剛性が増大し、応力降下量が増加する。

3. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

3.3.1 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の応力降下量

(2) 海洋地殻と海洋性マントルの物性の違い③

【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	2882	5.914	3.217	5.992	3.246	6.044	3.264	6.084	3.279	6.118	3.291
	S.D.	139	0.546	0.302	0.544	0.293	0.543	0.291	0.542	0.288	0.542	0.288
海洋地殻の構成岩石 角閃岩 Amphibolite (AMP) s=78 r=26	Average	2996	6.866	3.909	6.939	3.941	6.983	3.959	7.018	3.974	7.046	3.987
	S.D.	85	0.224	0.151	0.199	0.136	0.197	0.133	0.197	0.131	0.197	0.130
マントルの構成岩石 かんらん岩 Dunite (DUN) s=36 r=12	Average	3310	8.299	4.731	8.352	4.759	8.376	4.771	8.390	4.778	8.399	4.783
	S.D.	14	0.091	0.118	0.083	0.116	0.083	0.116	0.084	0.116	0.085	0.116

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

3. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

3.3.1 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の応力降下量

(2) 海洋地殻と海洋性マンツルの物性の違い④

- ▶ 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ツルの物性の違い($\mu = \rho \beta^2$, 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ツルの応力降下量の関係(海洋性マンツル/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
[地震調査研究推進本部(2012)]

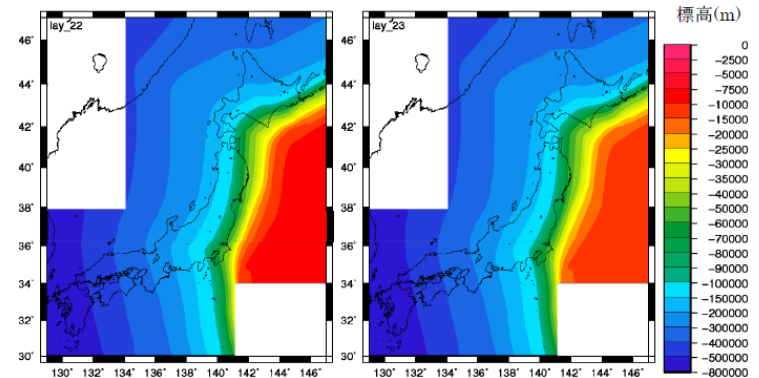
Layer	Vp(km/s)	Vs(km/s)	ρ (g/cm ³)	Qp	Qs	
1	1.7	0.35	1.80	119	70	
2	1.8	0.5	1.95	170	100	
3	2.0	0.6	2.00	204	120	
4	2.1	0.7	2.05	238	140	
5	2.2	0.8	2.07	272	160	
6	2.3	0.9	2.10	306	180	
7	2.4	1.0	2.15	340	200	付加体を含む
8	2.7	1.3	2.20	442	260	
9	3.0	1.5	2.25	510	300	
10	3.2	1.7	2.30	578	340	
11	3.5	2.0	2.35	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	マンツル
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	海洋性マンツル(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	海洋性マンツル(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ツルの剛性率の比(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 マンツル/地殻 (地殻/マンツル)
海洋地殻 (第22層)	3.5	2.8	3.4E+10	2.10 (0.47)
海洋性マンツル (第23層)	4.6	3.4	7.2E+10	

※: $\Delta\sigma = \frac{7}{16} \cdot \pi \cdot \mu \cdot \frac{D}{r}$, $\Delta\sigma$: 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 海洋性マンツル (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. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

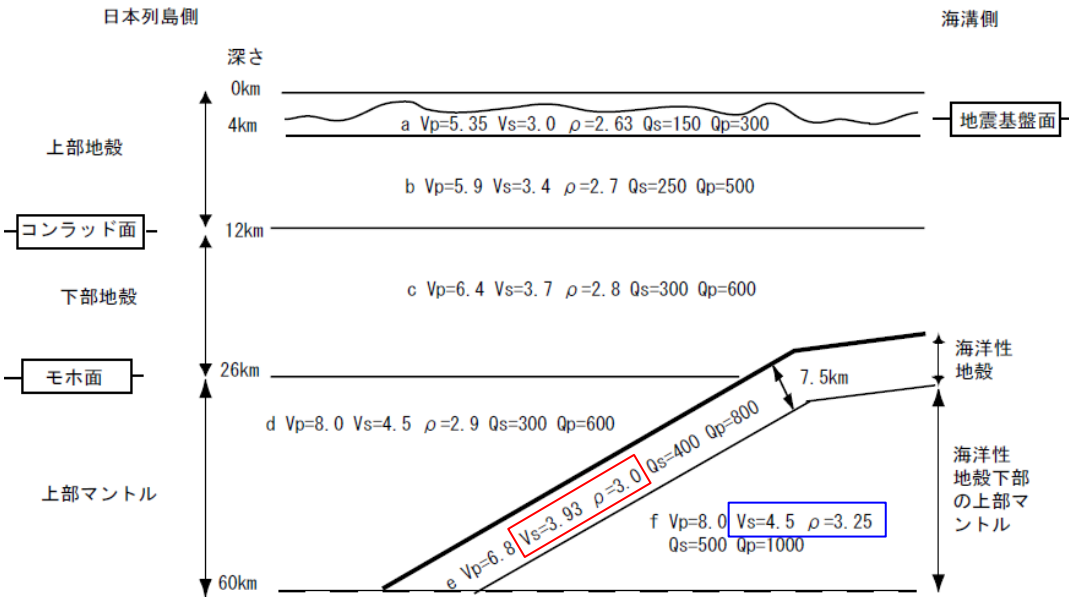
3.3.1 敷地下方DC型地震の断層面を海洋地殻まで近づけた場合の応力降下量

(2) 海洋地殻と海洋性マンツルの物性の違い⑤

- 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ツルの物性の違い($\mu = \rho \beta^2$, 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。

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

海溝軸に直交断面



海洋地殻と海洋性マンツルの剛性率の比(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 マンツル/地殻 (地殻/マンツル)
海洋地殻	3.93	3.0	4.6E+10	1.42 (0.70)
海洋性マンツル	4.5	3.25	6.6E+10	

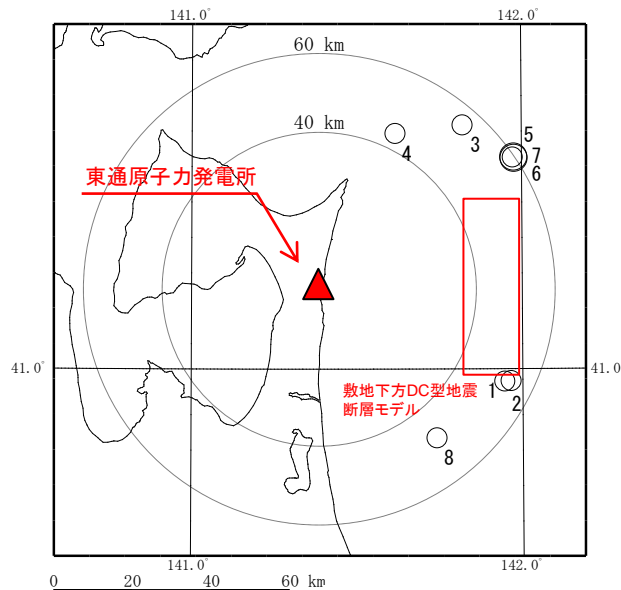
理論的評価法を用いる場合の伝播経路のモデル (VsとVpの単位はkm/s、 ρ の単位はg/cm³)

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. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

3.3.2 検討用地震付近で発生した観測地震(要素地震の検討)

- 検討用地震(M7.4:基本ケース)の経験的グリーン関数法を用いた地震動評価を行う場合は、以下の条件を満たす敷地の観測記録を用いることが望ましい。
 - ① 検討の目標とする地震の断層面付近で発生している。
 - ② 検討の目標とする地震と観測地震のMの差が2程度である。
 - ③ 震源メカニズム(発震機構)が検討の目標とする地震に類似している。
 - ④ 観測地震の地震モーメント等の震源パラメータが知られている。
- 検討用地震である敷地下方DC型地震の想定位置付近で発生した地震のうち、条件に適合する敷地の観測記録は得られていない。



敷地付近で発生した観測地震(海洋プレート内地震)の条件への適合状況

No.	発生年月日	地震規模	震央距離(km)	震源深さ(km)	条件①発生場所	条件②地震規模	条件③震源メカニズム	条件④震源パラメータ	条件への適合
1	1995.1.31	M4.1	52	60	○	×	不明	不明	×
2	1997.2.6	M4.0	54	65	○	×	不明	不明	×
3	2003.1.13	M4.2	55	71	×	×	×	○	×
4	2003.12.16	M4.0	44	77	×	×	×	○	×
5	2005.9.3	M4.9	59	64	×	○	×	○	×
6	2012.4.27	M5.0	60	65	×	○	×	○	×
7	2017.3.8	M5.2	60	65	×	○	×	○	×
8	2017.6.10	M4.2	48	72	×	×	×	○	×

【観測地震の検索条件】

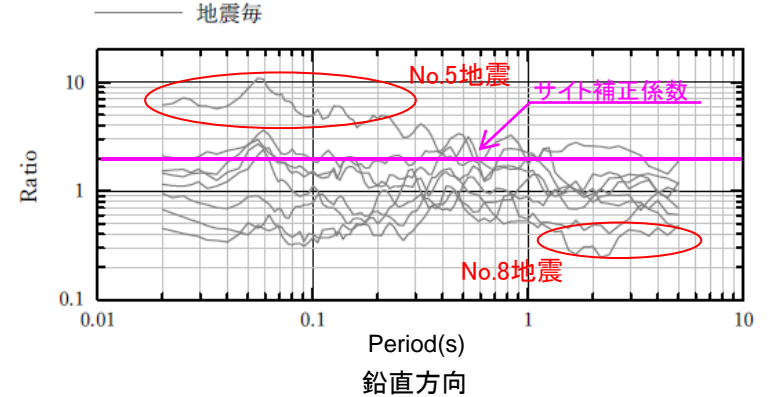
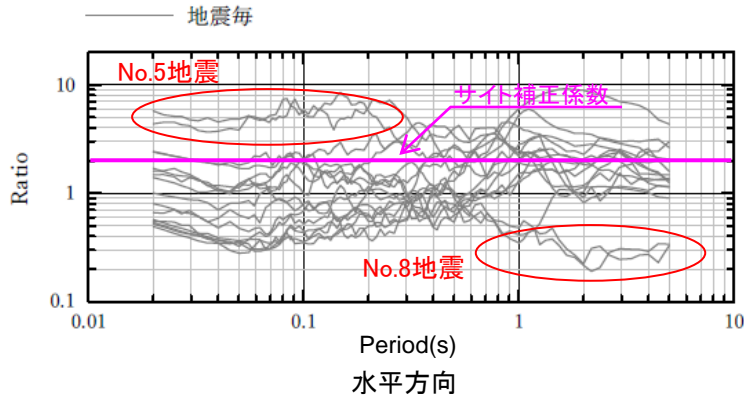
- 40km ≤ 震央距離 ≤ 60km
- 60km ≤ 震源深さ ≤ 80km
- 地震規模 4.0 ≤ M

敷地付近で発生した観測地震の震央分布(海洋プレート内地震)

3. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

3.3.3 Noda et al.(2002)に対するサイト補正係数の検討に用いた観測地震

➤ Noda et al.(2002)に対するサイト補正係数の検討(本編資料3章2.5)に用いた海洋プレート内地震のうち、比較的乖離の大きい地震は、地震モーメント(M_0)に対して短周期レベル(A)が大きいかあるいは小さい地震であることを確認した。

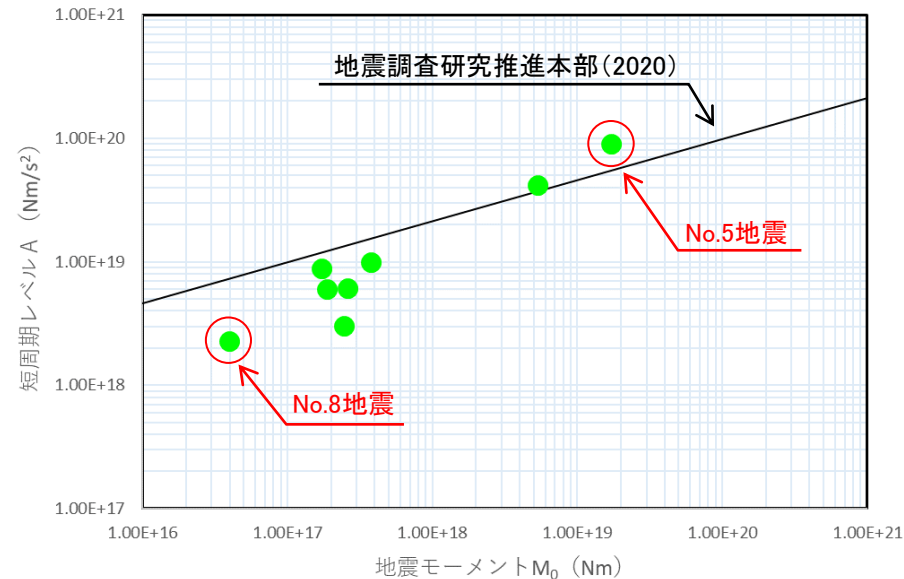


海洋プレート内地震のNoda et al.(2002)に対するサイト補正係数[本編資料3章2.5(6)に一部加筆]

観測地震の地震モーメント及び短周期レベル

No.	年	月	日	時	分	M	地震モーメント ^{※1} M_0 (Nm)	短周期レベル ^{※2} A(Nm/s ²)
1	2001	4	3	4	54	5.6	1.72×10^{17}	8.76×10^{18}
2	2001	12	2	22	1	6.4	5.34×10^{18}	4.21×10^{19}
3	2005	2	26	21	37	5.7	3.74×10^{17}	9.89×10^{18}
4	2007	4	19	0	7	5.6	1.86×10^{17}	5.96×10^{19}
5	2008	7	24	0	26	6.8	1.72×10^{19}	8.96×10^{19}
6	2014	6	15	2	31	5.5	2.44×10^{17}	3.02×10^{18}
7	2015	7	10	3	32	5.7	2.58×10^{17}	6.11×10^{18}
8	2017	12	16	2	58	5.5	3.97×10^{16}	2.29×10^{18}

※1:No.1, 2, 3, 5は佐藤(2013)による。その他はF-netによる。
 ※2:No.1, 2, 3, 5は佐藤(2013)による。その他は震源スペクトルから求めた。



No.5地震及びNo.8地震の観測記録については、第943回適合性審査会合(2021年2月5日)資料1-2-3 p.227, 228及びp.311, 312を参照。

地震モーメント M_0 と短周期レベルAとの関係

検討用地震(敷地下方DC型地震)「基本ケース(M7.4)」と

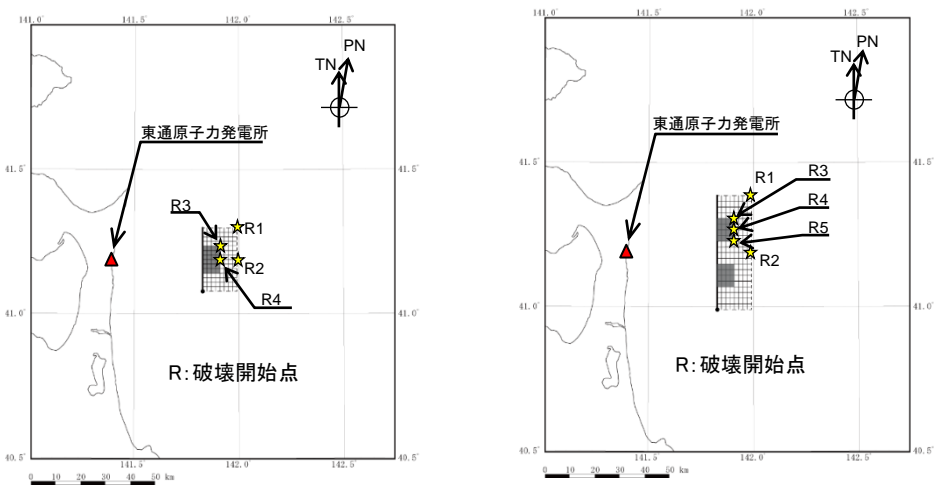
第973回審査会合「基本ケース(M7.3)」の断層モデル手法による評価結果の比較

S237

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

当初ケース(M7.3)と最終ケース(M7.4)の
主なパラメータの比較

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

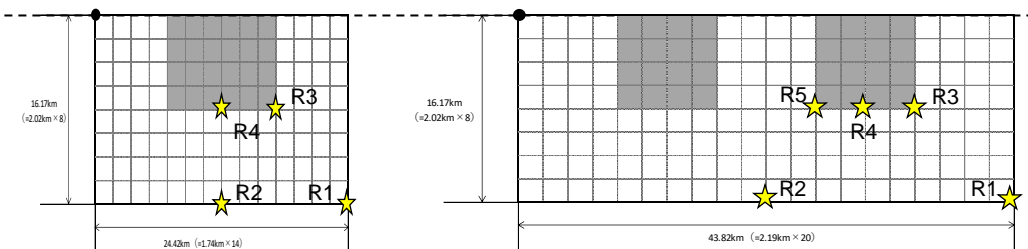


当初ケース(M7.3)

最終ケース(M7.4)

敷地下方DC型地震 断層配置図

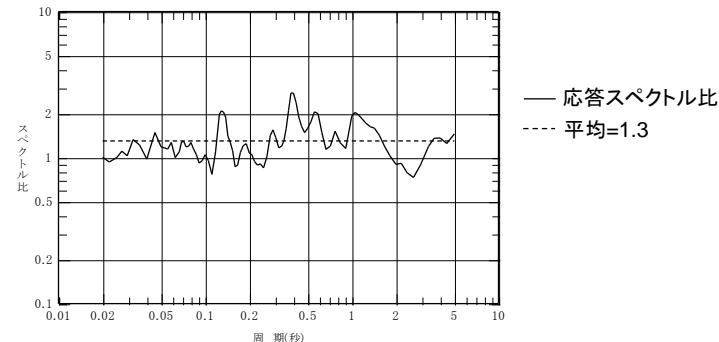
R:破壊開始点
■:強震動生成域(SMGA)



当初ケース(M7.3)

最終ケース(M7.4)

敷地下方DC型地震 展開図



応答スペクトル比 破壊開始点2

[最終ケース(M7.4)/当初ケース(M7.3)]※

※:断層直行方向となり敷地への影響が大きいEW方向を記載

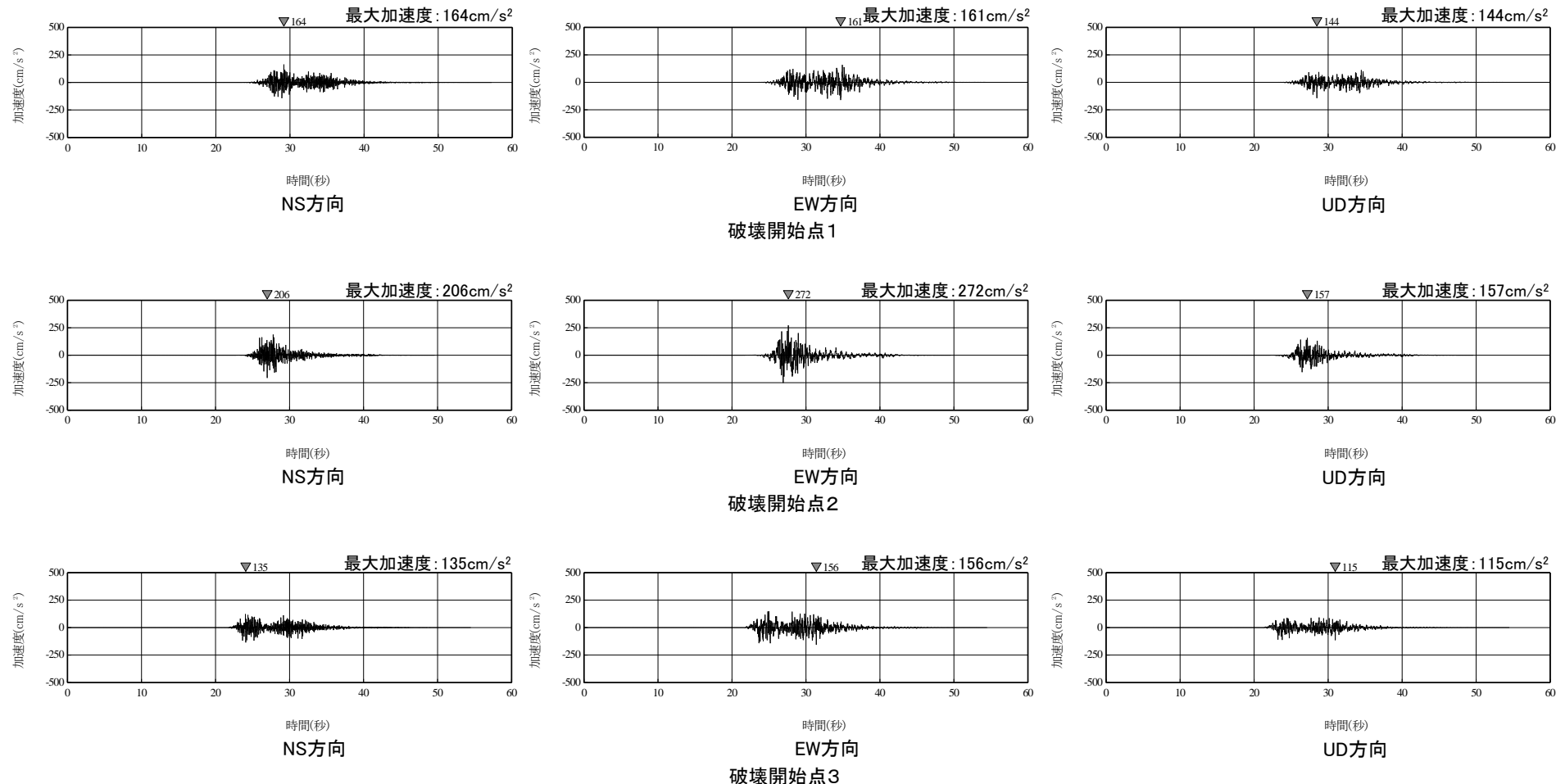
3. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

3.3.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(1) ケース1(基本ケース) ① 加速度波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース1(基本ケース)(M7.4, 1.0As※)について、加速度波形を示す。

※:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



敷地下方DC型地震のうちケース1(基本ケース)の加速度波形(PN基準)

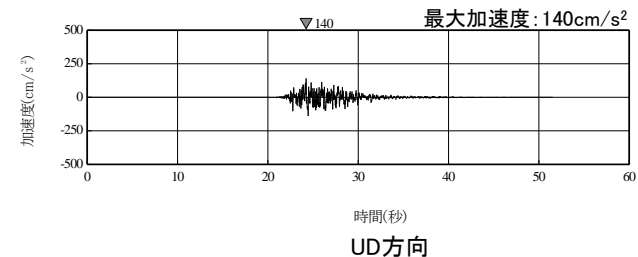
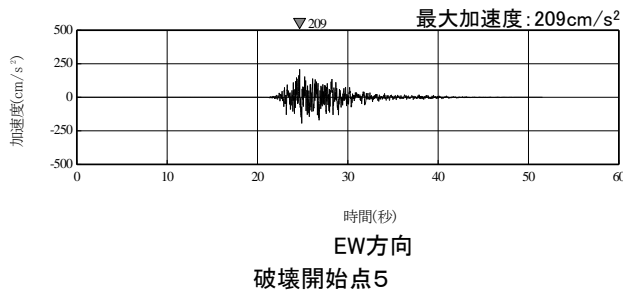
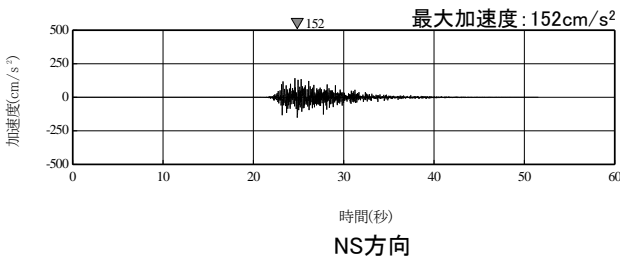
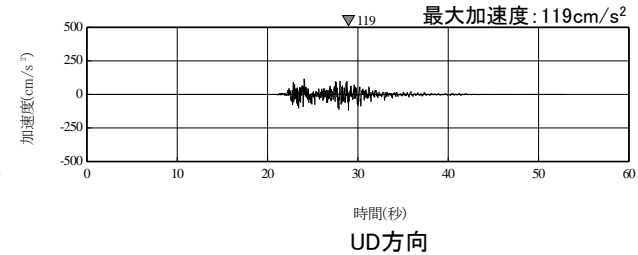
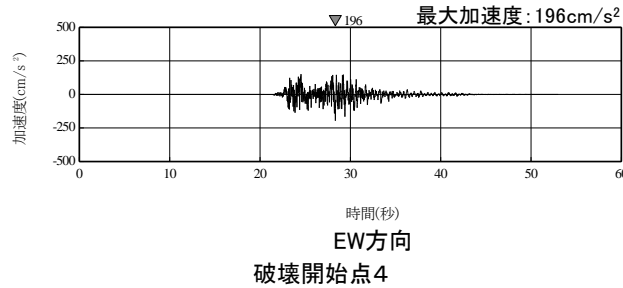
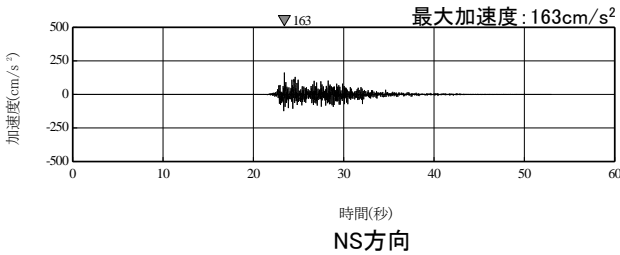
3. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

3.3.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(1) ケース1(基本ケース) ① 加速度波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース1(基本ケース)(M7.4, 1.0As※)について、加速度波形を示す。

※:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



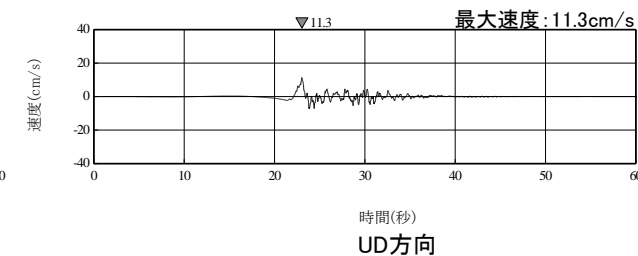
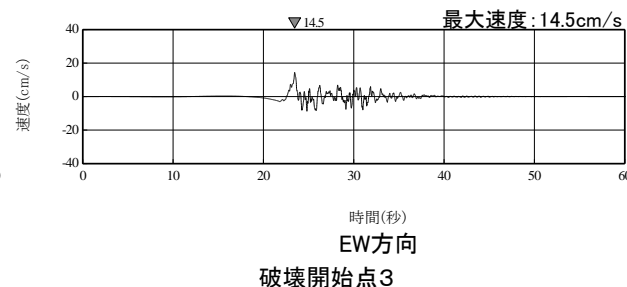
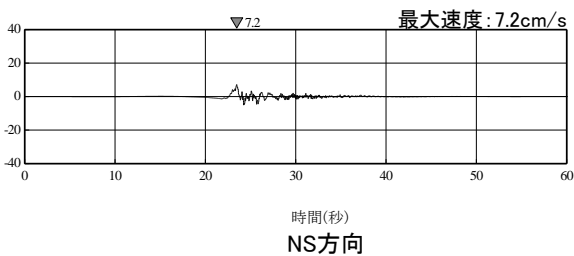
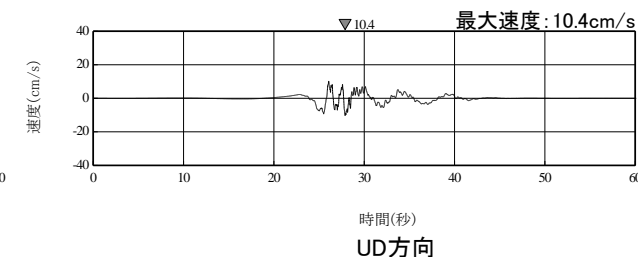
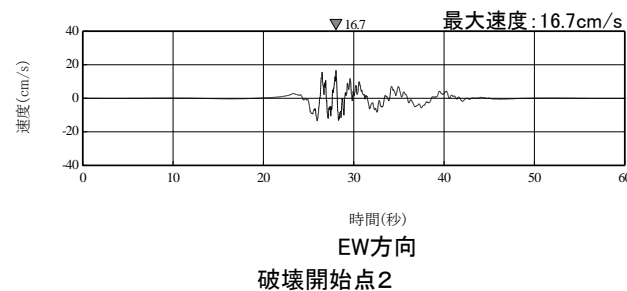
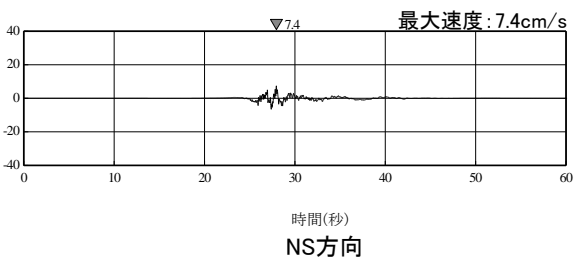
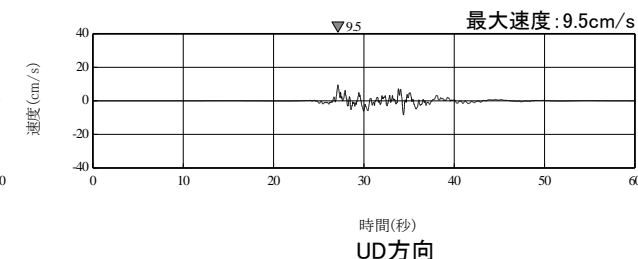
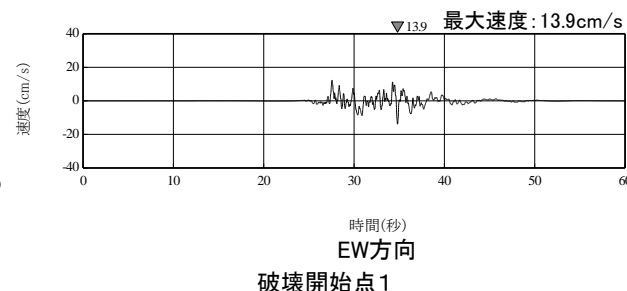
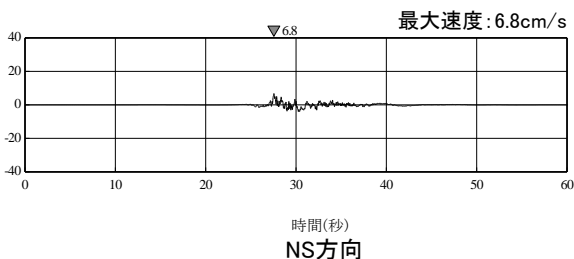
敷地下方DC型地震のうちケース1(基本ケース)の加速度波形(PN基準)

3.3.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(1) ケース1 (基本ケース) ② 速度波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース1 (基本ケース) (M7.4, 1.0As※) について、速度波形を示す。

※: 地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



敷地下方DC型地震のうちケース1 (基本ケース) の速度波形(PN基準)

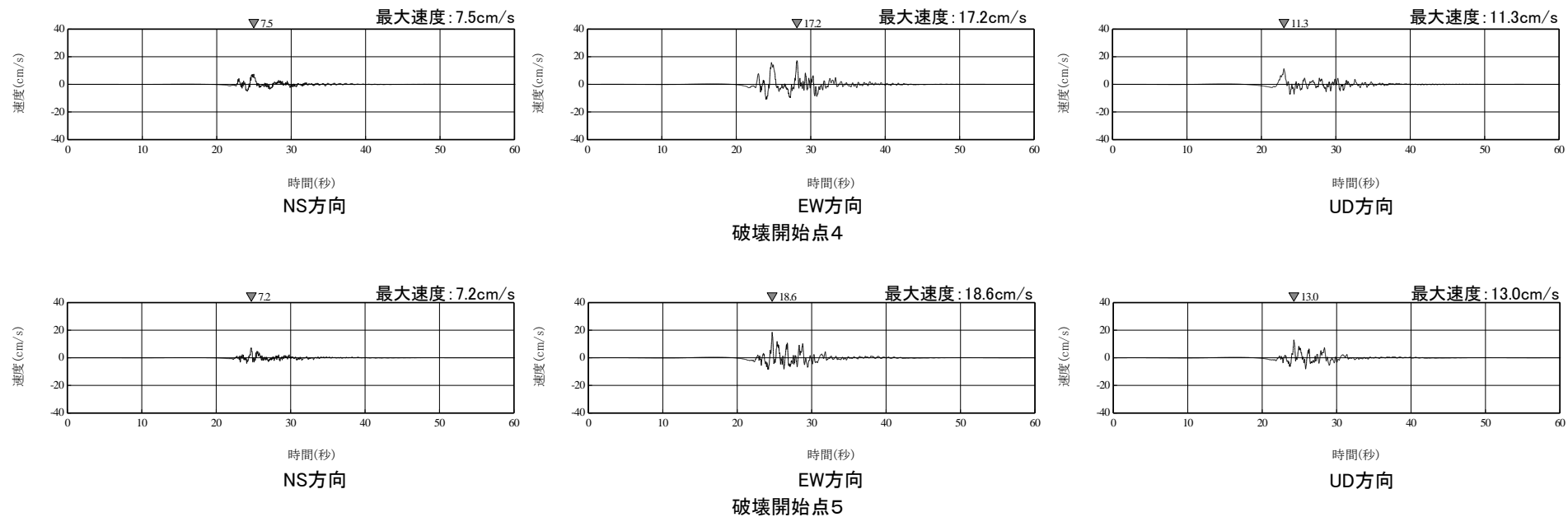
3. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

3.3.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(1) ケース1(基本ケース) ②速度波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース1(基本ケース)(M7.4, 1.0As※)について、速度波形を示す。

※:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



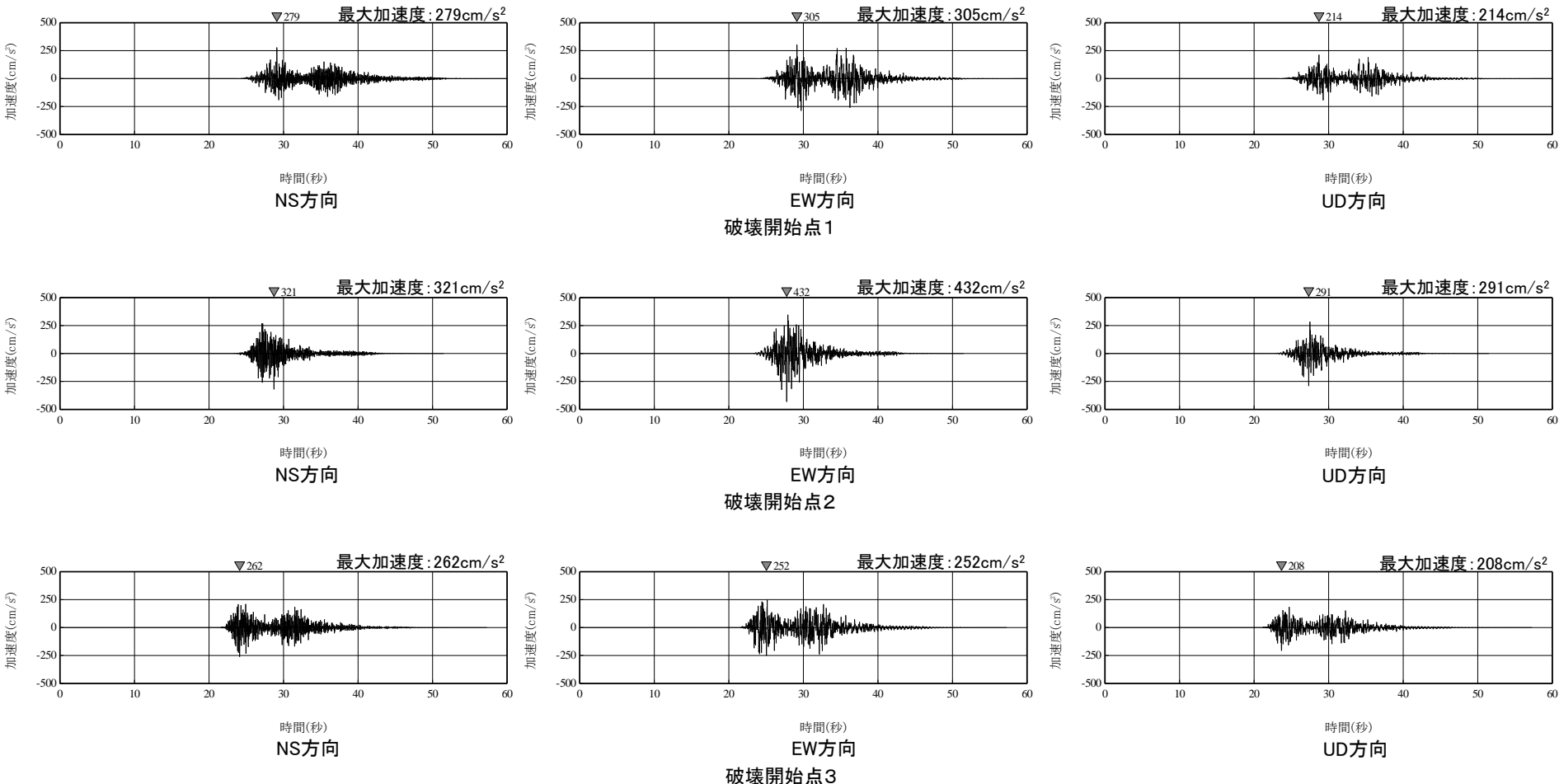
敷地下方DC型地震のうちケース1(基本ケース)の速度波形(PN基準)

3.3.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(2) ケース2(地震規模・短周期レベル) ① 加速度波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース2(地震規模・短周期レベル)(M7.5, 1.5As※)について、加速度波形を示す。

※:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



敷地下方DC型地震のうちケース2(地震規模・短周期レベル)の加速度波形(PN基準)

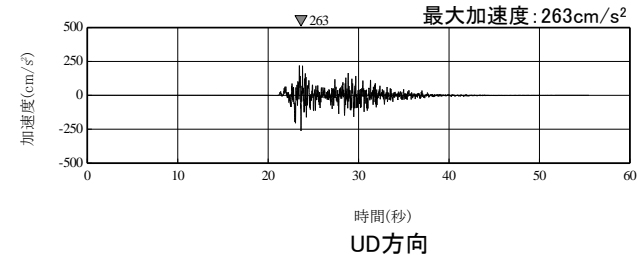
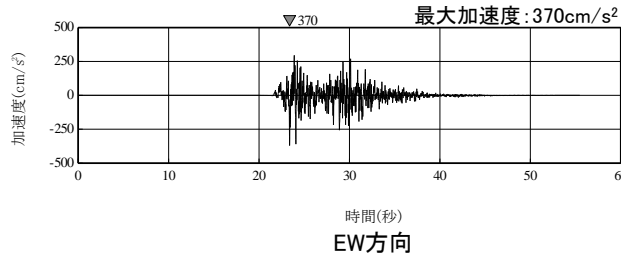
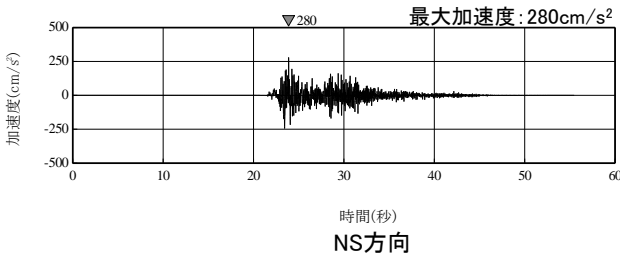
3. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

3.3.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

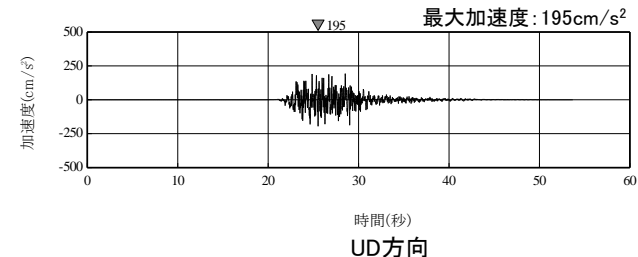
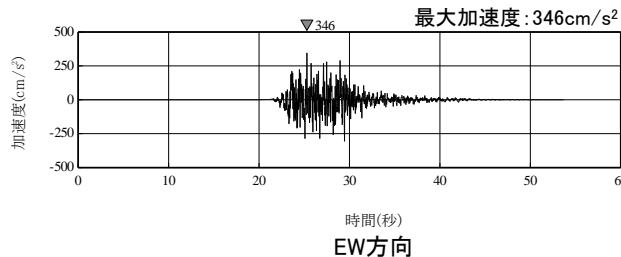
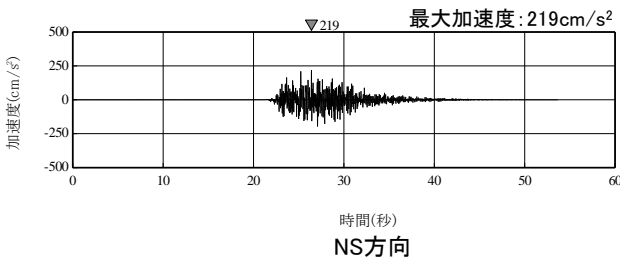
(2) ケース2(地震規模・短周期レベル) ① 加速度波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース2(地震規模・短周期レベル)(M7.5, 1.5As*)について、加速度波形を示す。

※:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



破壊開始点4



破壊開始点5

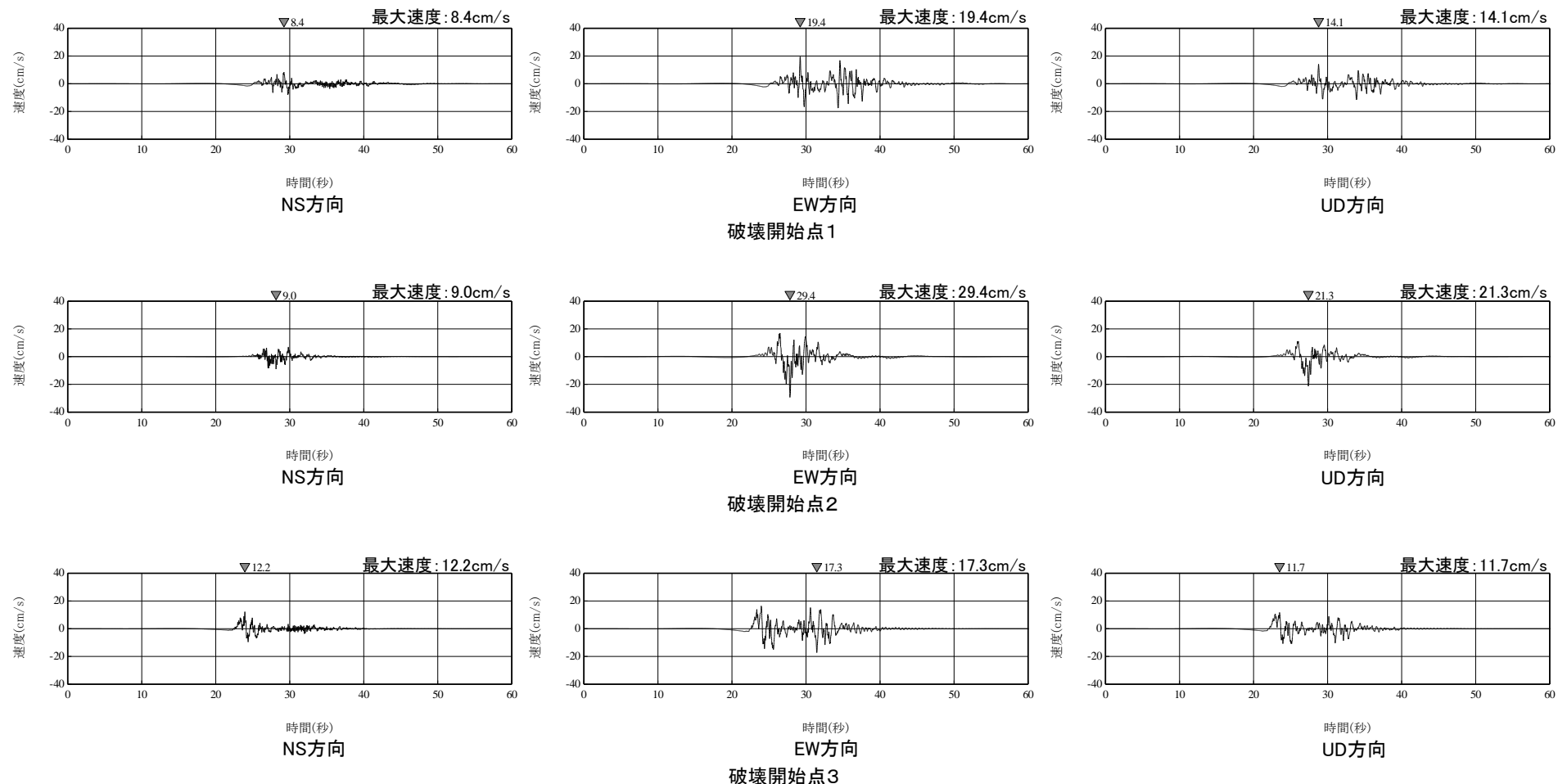
敷地下方DC型地震のうちケース2(地震規模・短周期レベル)の加速度波形(PN基準)

3.3.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(2) ケース2(地震規模・短周期レベル) ②速度波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース2(地震規模・短周期レベル)(M7.5, 1.5As※)について、速度波形を示す。

※:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



敷地下方DC型地震のうちケース2(地震規模・短周期レベル)の速度波形(PN基準)

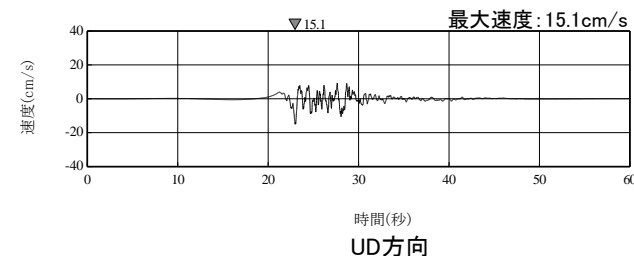
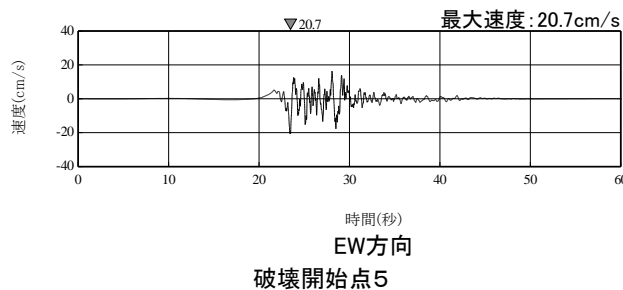
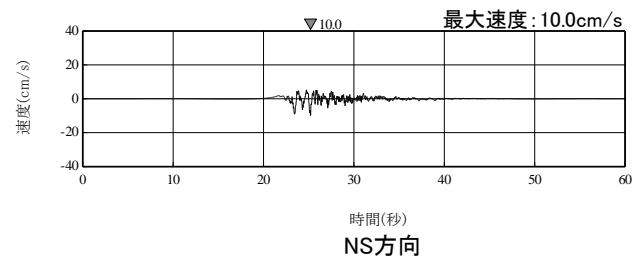
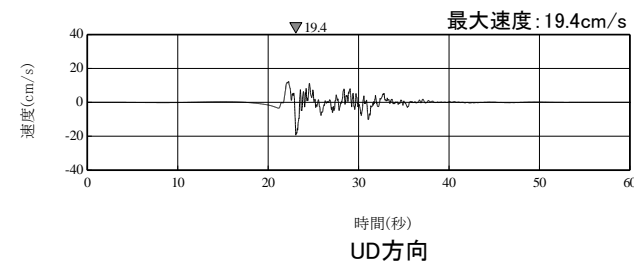
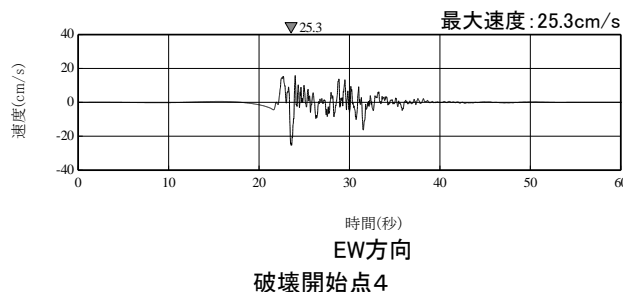
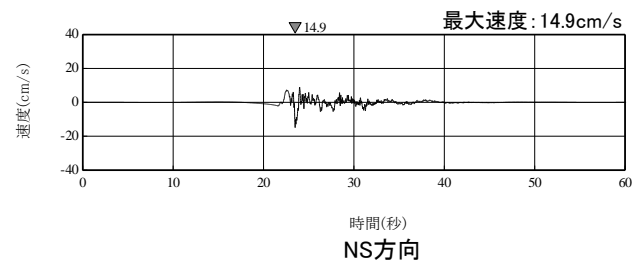
3. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

3.3.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(2) ケース2(地震規模・短周期レベル) ②速度波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース2(地震規模・短周期レベル)(M7.5, 1.5As※)について、速度波形を示す。

※:地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



敷地下方DC型地震のうちケース2(地震規模・短周期レベル)の速度波形(PN基準)

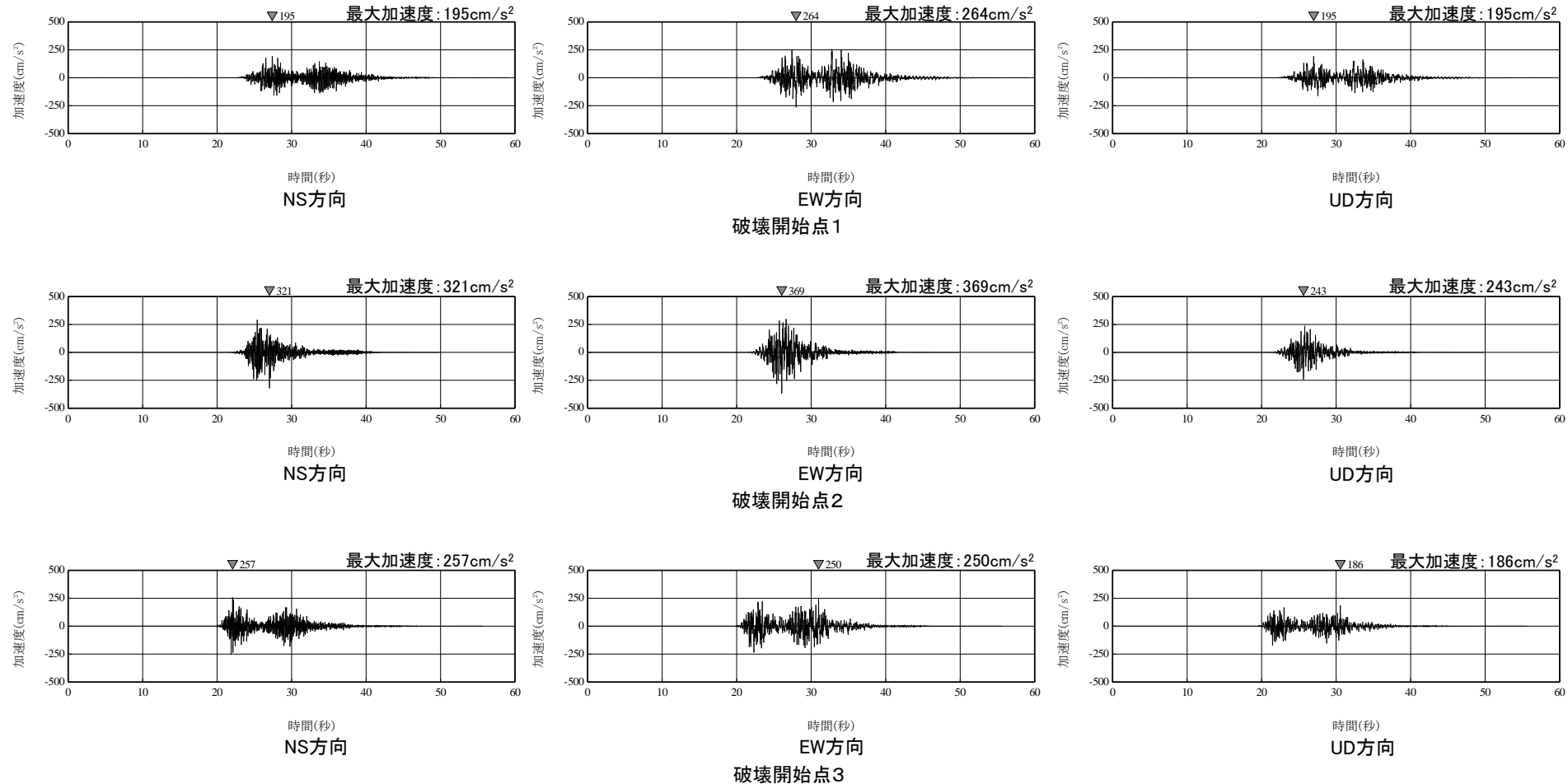
3. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

3.3.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(3) ケース3(断層位置等) ① 加速度波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース3(断層位置等)(海洋地殻, M7.5, 1.2As*)について, 加速度波形を示す。

※: 地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



敷地下方DC型地震のうちケース3(断層位置等)の加速度波形(PN基準)

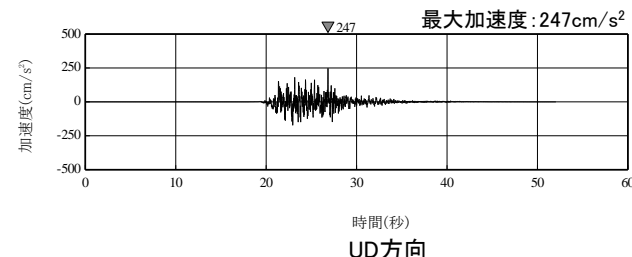
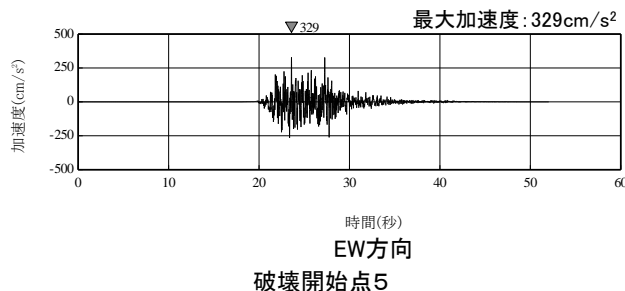
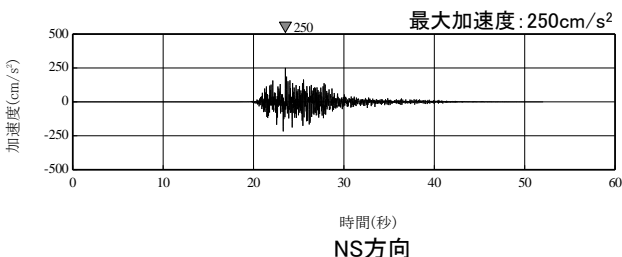
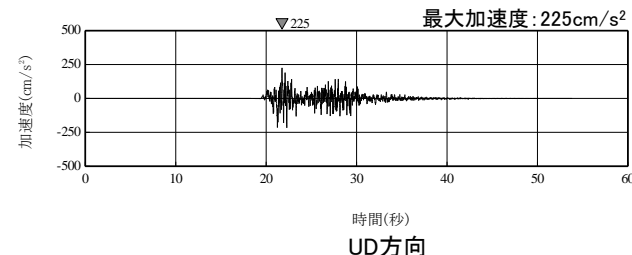
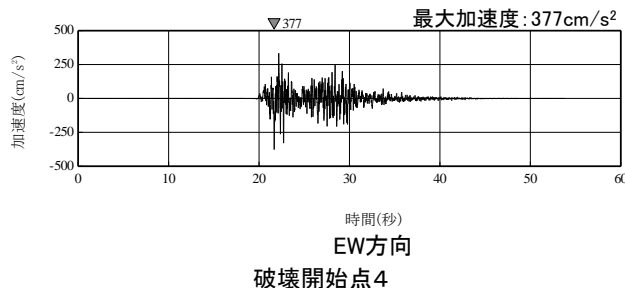
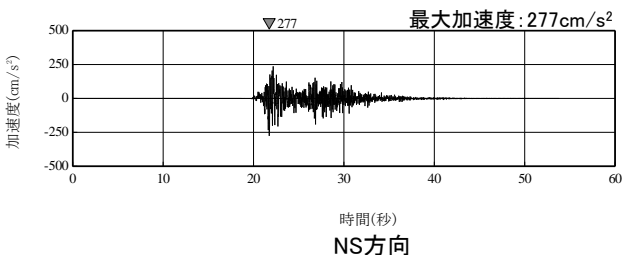
3. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

3.3.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(3) ケース3(断層位置等) ① 加速度波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース3(断層位置等)(海洋地殻, M7.5, 1.2As*)について, 加速度波形を示す。

※: 地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



敷地下方DC型地震のうちケース3(断層位置等)の加速度波形(PN基準)

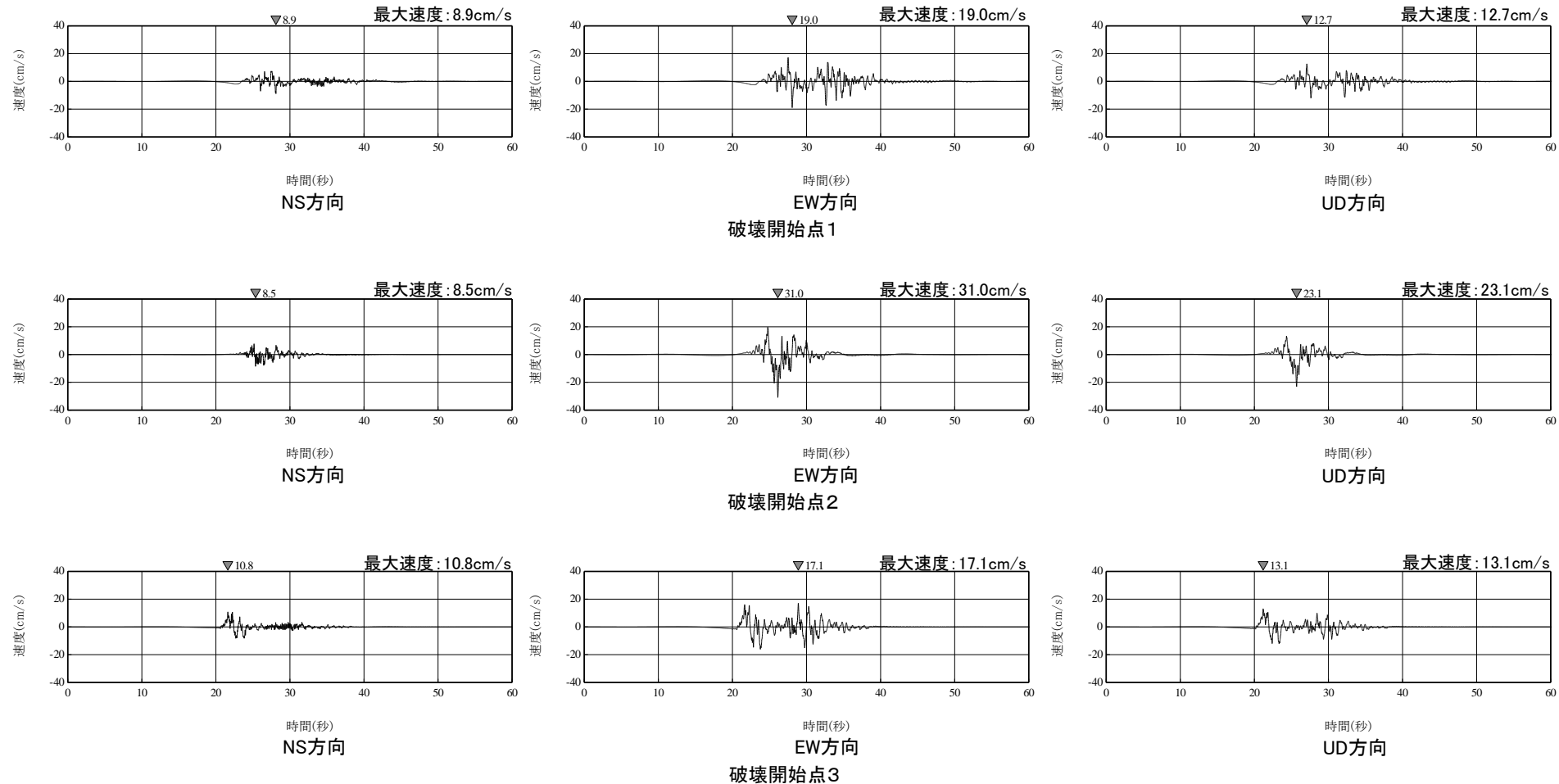
3. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

3.3.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(3) ケース3(断層位置等) ②速度波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース3(断層位置等)(海洋地殻, M7.5, 1.2As*)について, 速度波形を示す。

※: 地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



敷地下方DC型地震のうちケース3(断層位置等)の速度波形(PN基準)

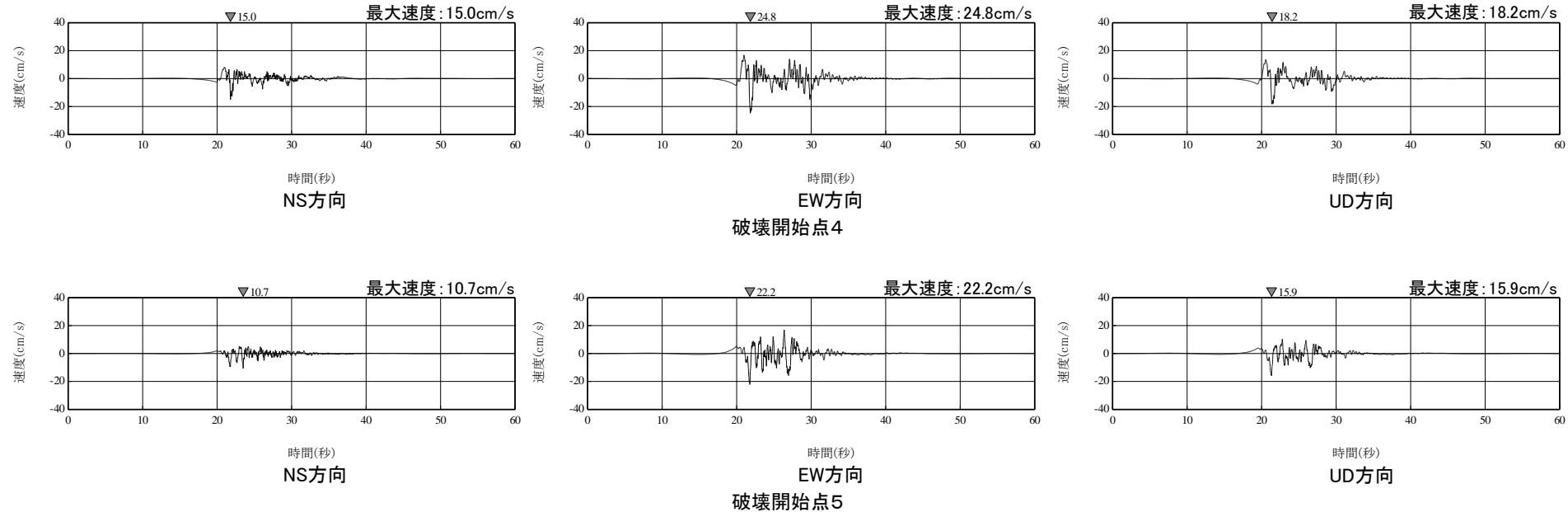
3. 海洋プレート内地震/3.3 検討用地震の地震動評価

3.3.5 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(3) ケース3(断層位置等) ②速度波形

➤ 敷地下方DC型地震のケース3(断層位置等)(海洋地殻, M7.5, 1.2As*)について, 速度波形を示す。

※: 地震調査研究推進本部(2020)の短周期レベルを1.0Asとする。



敷地下方DC型地震のうちケース3(断層位置等)の速度波形(PN基準)

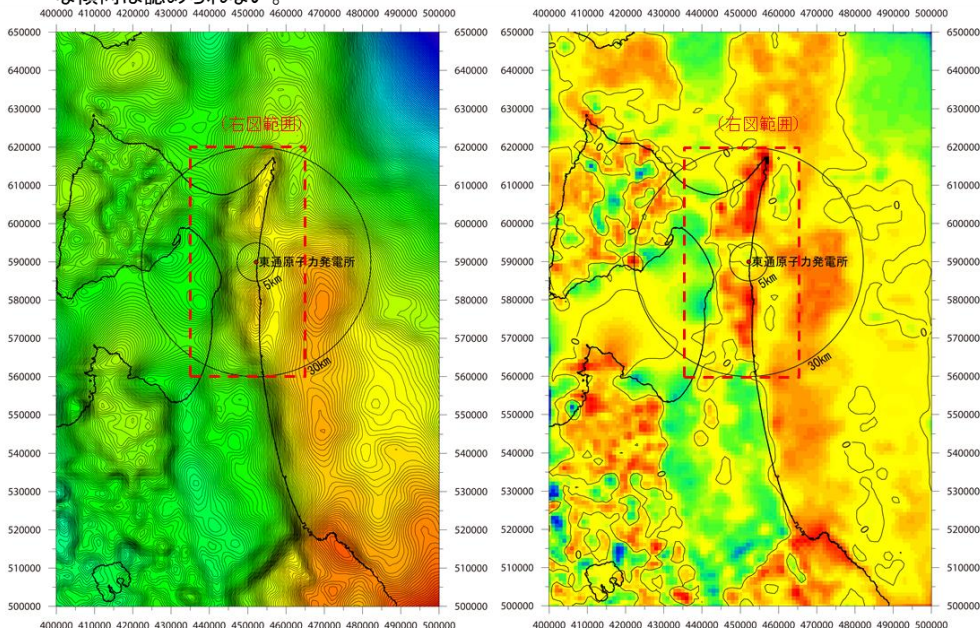
4. 内陸地殻内地震

- 4. 1 敷地周辺の内陸地殻内地震の地震発生層
 - 4. 1. 1 敷地周辺の重力異常に関する検討
- 4. 2 検討用地震の地震動評価
 - 4. 2. 1 各種距離減衰式
 - 4. 2. 2 検討用地震付近で発生した観測地震(要素地震の検討)
 - 4. 2. 3 横浜断層の地質調査結果
 - 4. 2. 4 敷地で観測された内陸地殻内地震〔Noda et al.(2002)との比較〕
 - 4. 2. 5 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」の基本ケースについて
 - 4. 2. 6 地震モーメントの算定
 - 4. 2. 7 ハイブリッド合成法
 - 4. 2. 8 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

4. 内陸地殻内地震/4.1 敷地周辺の内陸地殻内地震の地震発生層

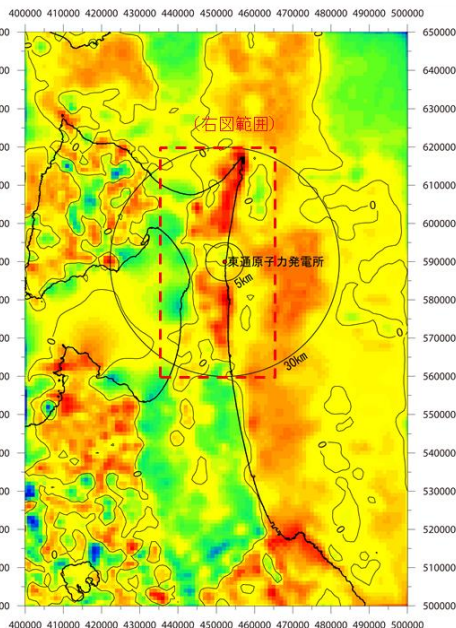
4.1.1 敷地周辺の重力異常に関する検討

- 敷地～敷地近傍の地下構造に関して、重力異常データに基づき更に詳細な検討を行った。
 - ✓ 重力異常データについて、格子間隔1,000m, コンター間隔1mGalで再整理した。(データセットは最新の重力データベースである「地質調査総合センター編(2013), 日本重力データベースDVD版」を用いた。)
 - ✓ 新第三系と基盤を構成する地層の間の顕著な構造差が存在する可能性や、この構造差の位置、連続性、直線性、規模等について検討を行うことを目的とし、詳細な重力異常を基に鉛直1次微分図を作成するとともに、ハイパスフィルタとして傾向面除去及び上方接続結果除去を実施した。
- 詳細な重力異常に基づく鉛直1次微分図を作成した。
- 重力異常図によると、北下脊梁山地の高重力異常域とむつ低地～陸奥湾の低重力異常域の境界部には、大局的には南北方向の重力異常の急勾配域が比較的直線的に連続するが、敷地～敷地近傍では少なくとも地質調査で確認されたNNE-SSW走向の断層群に対応するような、顕著な重力異常急勾配は認められない。
- 鉛直1次微分図によると、北下脊梁山地とむつ低地～陸奥湾の境界部のNNE-SSW方向の重力異常の急勾配域に対応して連続性の良いゼロコンターがみられる。一方、敷地～敷地近傍には、不規則な形状の閉じたゼロコンターが認められるのみであり、敷地直下に小規模な凹地の存在が示唆されるものの、敷地～敷地近傍に分布するNNE-SSW走向の断層群に対応するような傾向は認められない。



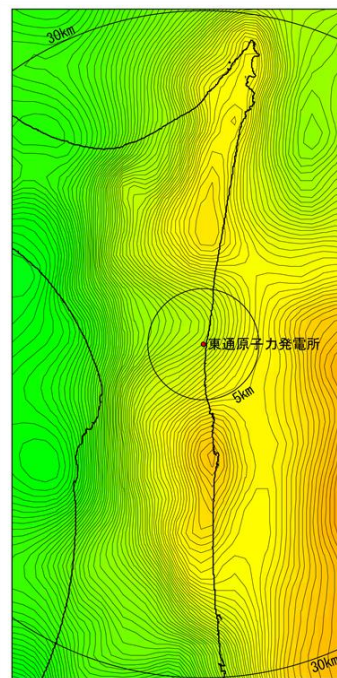
重力異常図(広域)
仮定密度 $\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$, 格子間隔1,000m,
コンター間隔は1mGal

重力異常図(広域)



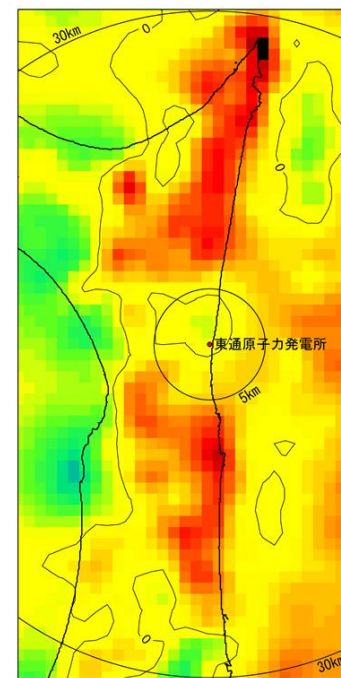
鉛直1次微分図(広域)
仮定密度 $\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$, 格子間隔1,000m,
コンター線は0値を示す

鉛直1次微分図(広域)



重力異常図(敷地近傍)

重力異常図(敷地近傍)



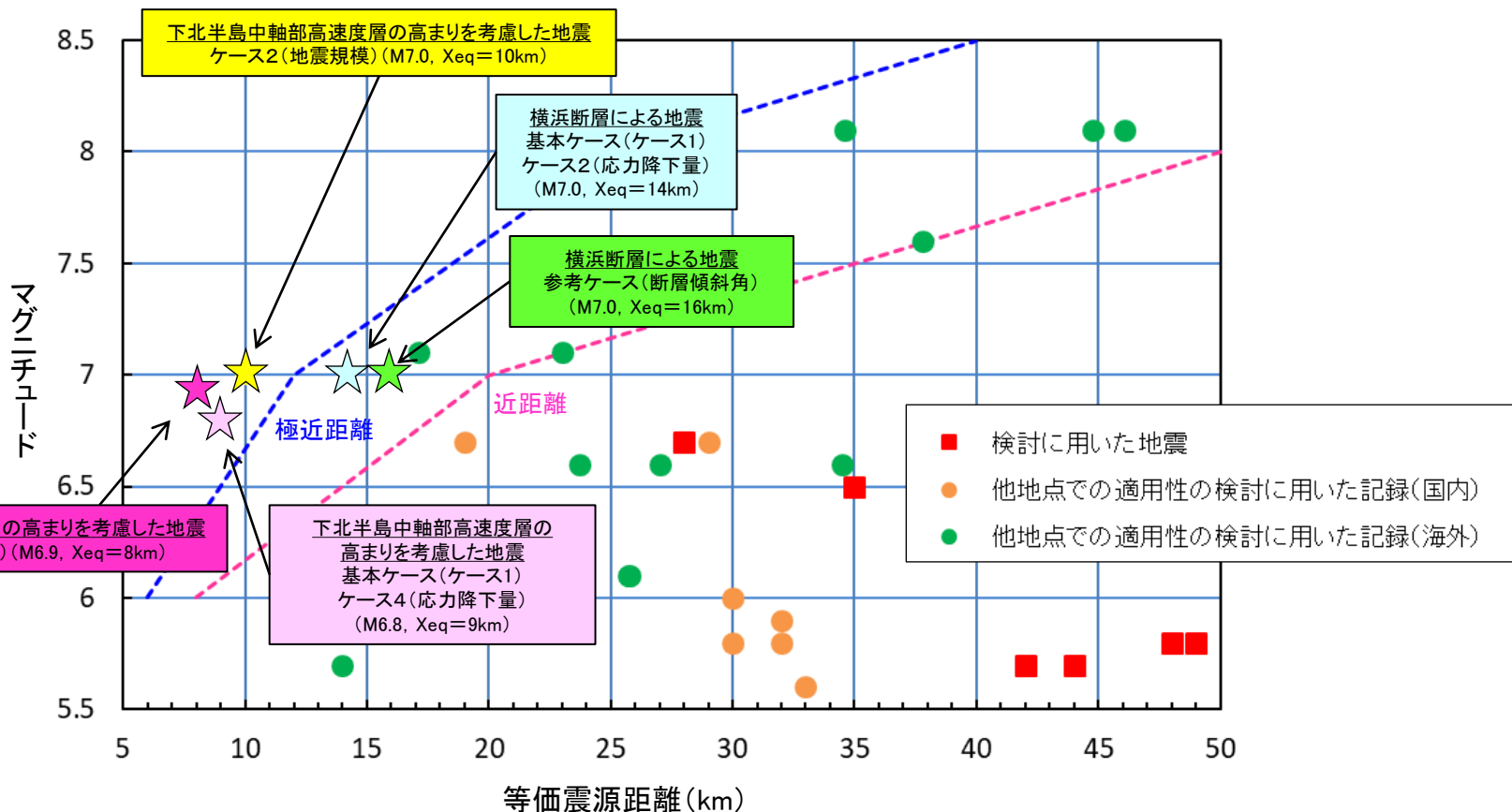
鉛直1次微分図(敷地近傍)

鉛直1次微分図(敷地近傍)

4. 内陸地殻内地震/4. 2 検討用地震の地震動評価

4. 2. 1 各種距離減衰式 (1)Noda et al.(2002)のデータ範囲と検討用地震との関係

- 「横浜断層による地震」は、いずれのケースもデータ範囲内となる。
- 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」は、Noda et al.(2002)のデータ範囲外となる。



Noda et al.(2002)のデータ範囲と「横浜断層による地震」及び「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」との関係
[Noda et al.(2002)のデータ範囲に重ね書き]

4. 内陸地殻内地震/4.2 検討用地震の地震動評価

4.2.1 各種距離減衰式 (2) 距離減衰式の概要

各種距離減衰式の概要

距離減衰式	データベース 対象地域	地震タイプ	主なパラメータ	地震規模の範囲	距離の範囲	地盤条件等*
Zhao et al.(2006)	主に国内	内陸, プレート間, 海洋プレート内	M _w , 断層最短距離, 震源深さ	5.0~8.3	0.3~300km	Soft Soil~Hard rock(V _s =2000m/s)
Abrahamson and Silva(2008)	国内外	内陸	M _w , 断層最短距離, V _{s30} , 断層上端深さ	4.27~7.9	200km以内	100 ≤ V _{s30} ≤ 2000m/s
Chiou and Youngs(2008)	国内外	内陸	M _w , 断層最短距離, V _{s30} , 断層上端深さ	4.27~7.9	70km以内	100 ≤ V _{s30} ≤ 2000m/s
Idriss(2014)	国内外	内陸	M _w , 断層最短距離, V _{s30}	M ≥ 5	150km以内	V _{s30} ≥ 450m/s

※: V_{s30}は地表から深さ30mまでの平均S波速度。

東通原子力発電所では、本編資料2章4に示す地下構造モデルのT.P.+2.0mから30m範囲のS波速度を層厚で重みづけ平均し、1640m/sとした。

【参考】地盤条件等が範囲外の距離減衰式

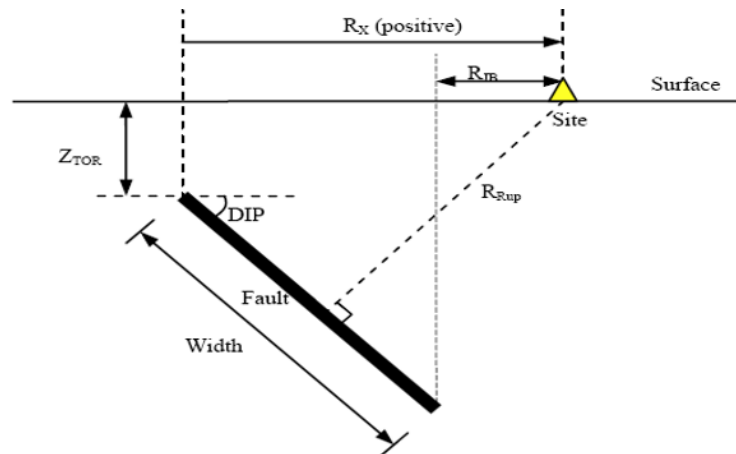
距離減衰式	データベース 対象地域	地震タイプ	主なパラメータ	地震規模の範囲	距離の範囲	地盤条件等*
(参考) Noda et al.(2002)	国内	主に太平洋側の プレート間地震	M _j , 等価震源距離, V _s , V _p	5.5~7.0	28~202km (震源距離)	500 ≤ V _s ≤ 2700m/s
Kanno et al.(2006)	主に国内	内陸, プレート間, 海洋プレート内	M _w , 断層最短距離, 震源深さ, V _{s30}	5.5~8.2	1~500km	100 < V _{s30} < 1400m/s
内山・翠川(2006)	日本周辺	内陸, プレート間, 海洋プレート内	M _w , 断層最短距離, 震源深さ	5.5~8.3	300km以内	150 ≤ V _{s30} ≤ 750m/s
片岡ほか(2006)	国内	内陸, 海溝性	M _w , 断層最短距離, 短周期レベル	陸: 4.9~6.9 海: 5.2~8.2	250km以内	I ~ III種地盤 工学的基盤
Abrahamson et al. (2014)	国内外	内陸	M _w , 断層最短距離, V _{s30} , 断層上端深さ	3.0~8.5	0~300km	180 ≤ V _{s30} ≤ 1000m/s
Boore et al.(2014)	国内外	内陸	M _w , 断層面の地表投影最 短距離, V _{s30}	3.0~8.5(横ずれ・逆断層) 3.0~7.0(正断層)	0~400km	150 ≤ V _{s30} ≤ 1500m/s
Campbell and Bozorgnia(2014)	国内外	内陸	M _w , 断層最短距離, V _{s30} , 断層上端深さ	3.3~8.5(横ずれ断層) 3.3~8.0(逆断層) 3.3~7.5(正断層)	0~300km	150 ≤ V _{s30} ≤ 1500m/s
Chiou and Youngs(2014)	国内外	内陸	M _w , 断層最短距離, V _{s30} , 断層上端深さ	3.5~8.5(横ずれ断層) 3.5~8.0(正・逆断層)	0~300km	180 ≤ V _{s30} ≤ 1500m/s

4. 内陸地殻内地震/4.2 検討用地震の地震動評価

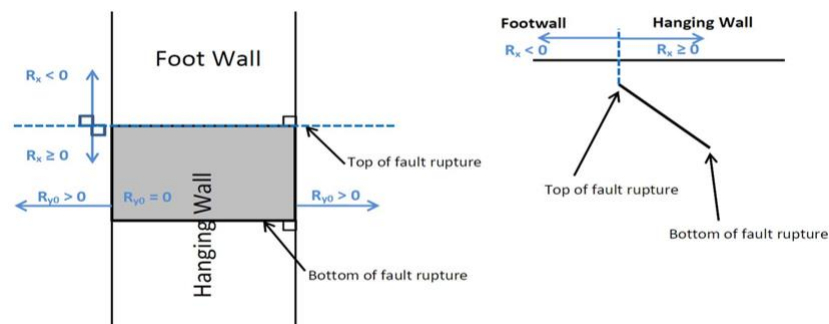
4.2.1 各種距離減衰式 (3)NGA距離減衰式に用いられているパラメータ

NGA距離減衰式^{※1}で用いられている断層パラメータ

区分	パラメータ	単位	摘要
地震規模	M _w	—	モーメントマグニチュード
断層タイプ	F _{RV}	—	逆断層
	F _{NM}	—	正断層
	SS	—	横ずれ断層
地盤条件	V _{S30}	km/s	深さ30mまでの平均V _s
断層からの距離	R _{Rup}	km	断層最短距離
	R _{JB}	km	断層の水平投影面からの距離
	R _X	km	断層上端からの距離
	R _{y0}	km	断層端部からの距離 ^{※2}
	Z _{HYP}	km	断層中心の深さ ^{※2}
断層形状	Z _{TOR}	km	断層上端の深さ
	Dip	deg.	断層傾斜角[NGA(2008)ではδ]
	W	km	断層幅
その他	F _{HW}	—	上盤効果
	Region	—	地域性 ^{※2}



(b) Reverse or normal faulting, hanging-wall site



【出典】《NGAW2_GMPE_Spreadsheets_v5.5_060514_Protected.xlsx》

※1: NGA(2008)は, Abrahamson and Silva(2008)及びChiou and Youngs(2008)。
NGA(2014)(WEST2)は, Abrahamson et al.(2014), Boore et al.(2014), Campbell and Bozorgnia(2014), Chiou and Youngs(2014)及びIdriss(2014)。

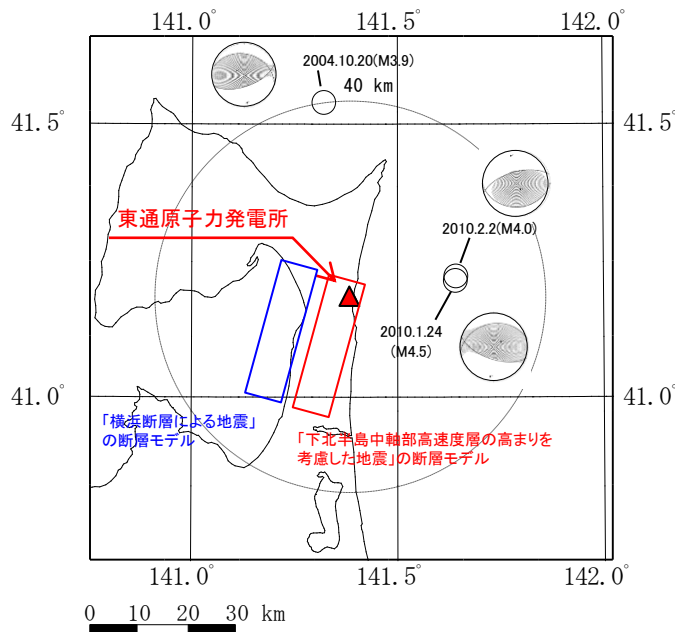
※2: NGA(2014)で追加されたパラメータ。その他はNGA(2008)から継続。

4. 内陸地殻内地震/4.2 検討用地震の地震動評価

4.2.2 検討用地震付近で発生した観測地震(要素地震の検討)

S217

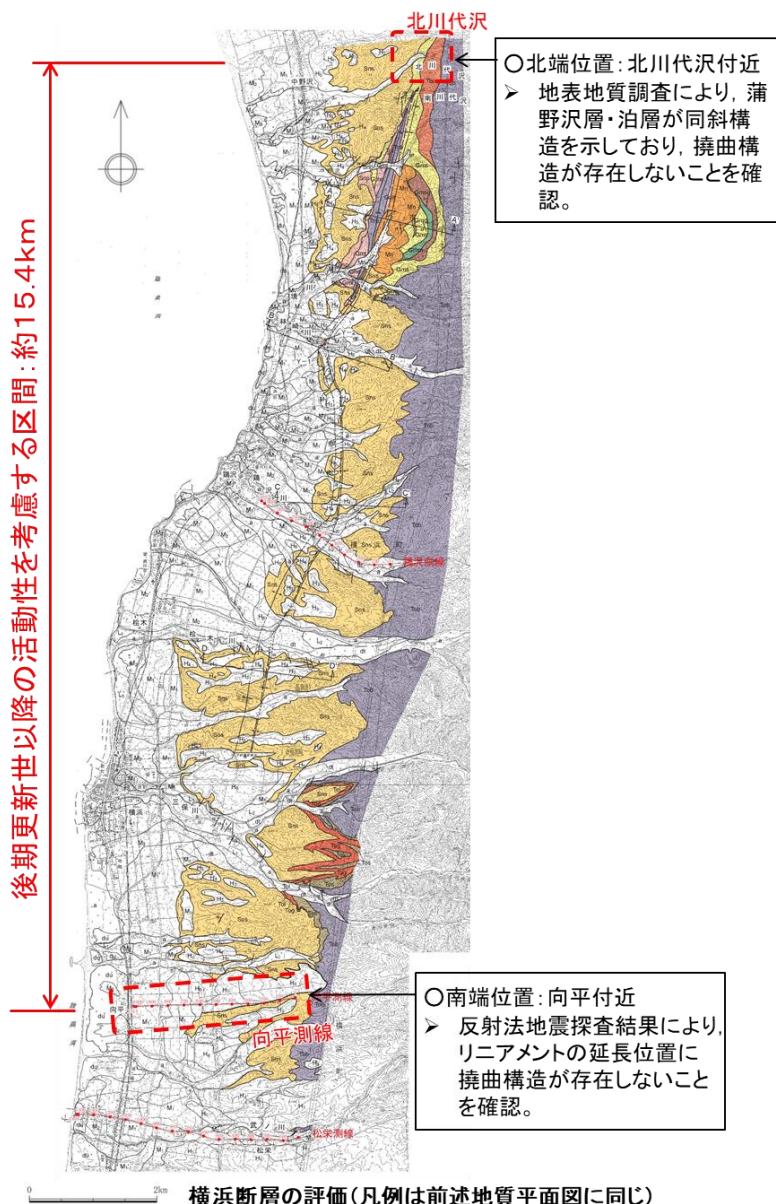
- 検討用地震(M6.8~7.0)の経験的グリーン関数法を用いた地震動評価にあたっては、要素地震として以下の条件を満たす敷地の観測記録が得られている必要がある。
 - ① 検討用地震の断層面付近で発生している。
 - ② Mの差が2程度である。
 - ③ 地震メカニズムが検討用地震に類似している。
 - ④ 地震モーメント等の震源パラメータが知られている。
- 敷地観測記録について、震央距離40km以内、震源深さ20km以浅、地震規模M4程度以上の検索条件で、3地震を抽出した。
- 敷地での地震観測開始(1994年)以降約27年間の観測記録を確認した結果、検討用地震である「横浜断層による地震」及び「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」の震源域付近で、要素地震として適切な内陸地殻内地震の観測地震は発生していない。



敷地周辺の内陸地殻内地震(M4程度以上)の観測地震の震央分布
(震央:気象庁, 震源メカニズム解:F-net)

4. 内陸地殻内地震/4.2 検討用地震の地震動評価

4.2.3 横浜断層の地質調査結果 (1) 評価の概要



○活動性の評価
 横浜断層は、洞爺火山灰層準に変位および変形が認められること等から、後期更新世以降の活動性を考慮し、北川代沢付近(北端)から向平付近(南端)までの約15.4km間について、震源として考慮する活断層と評価する。

【文献調査】

- ▶ 「[新編]日本の活断層」(1991)によれば約4km間に、「活断層詳細デジタルマップ[新編]」(2018)によれば約10km間に活断層等として横浜断層が示されている。

【空中写真判読】

- ▶ むつ市中野沢南東から横浜町横浜南東にかけて、 L_B 、 L_C 及び L_D リニアメントが判読される。
- ▶ 「[新編]日本の活断層」(1991)、「活断層詳細デジタルマップ[新編]」(2018)等の文献指摘の横浜断層は、判読される L_B 、 L_C 及び L_D リニアメントに概ね対応している。

【地質調査】

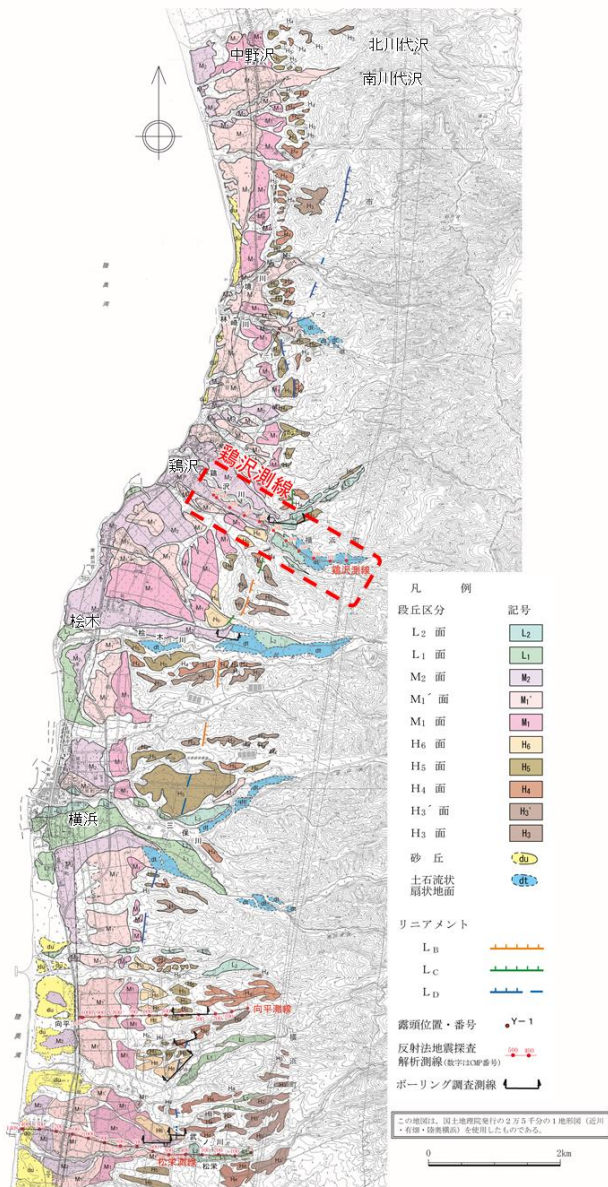
- ▶ 横浜断層は、後期更新世以降の活動性を考慮する。
 - ✓ 空中写真判読によるリニアメントに対応して、中新統あるいは砂子又層に、1対の背斜構造(西側)及び向斜構造(東側)並びに西上がりの逆断層を伴う西上がりの撓曲構造が認められる。
 - ✓ 断層中央部付近で実施されたトレンチ調査結果によれば、洞爺火山灰層準に変位及び変形が認められ、阿蘇4火山灰層準にも高度差があり、その高度差が断層活動により形成された可能性が否定できない。
- ▶ 北川代沢付近(北端)及び向平付近(南端)では撓曲構造が存在しないことを確認しており、約15.4km間について活動性を考慮する。
 - ✓ 横浜断層と下北断層(後述)は、リニアメントの延長位置及び地形の低下側方向が異なること、断層の延長位置及び地質構造の特徴が異なること等から、互いに連続する断層ではないと判断している。

【文献指摘の活断層等及び空中写真判読によるリニアメントに対する評価結果】

- ▶ 文献指摘による横浜断層及び空中写真判読によるリニアメントは、上記のとおり、横浜断層の評価に包含される。
- ✓ 「活断層詳細デジタルマップ[新編]」(2018)による横浜断層帯のうち、北部のリニアメントに対応していない箇所については断層は認められないことを確認している。

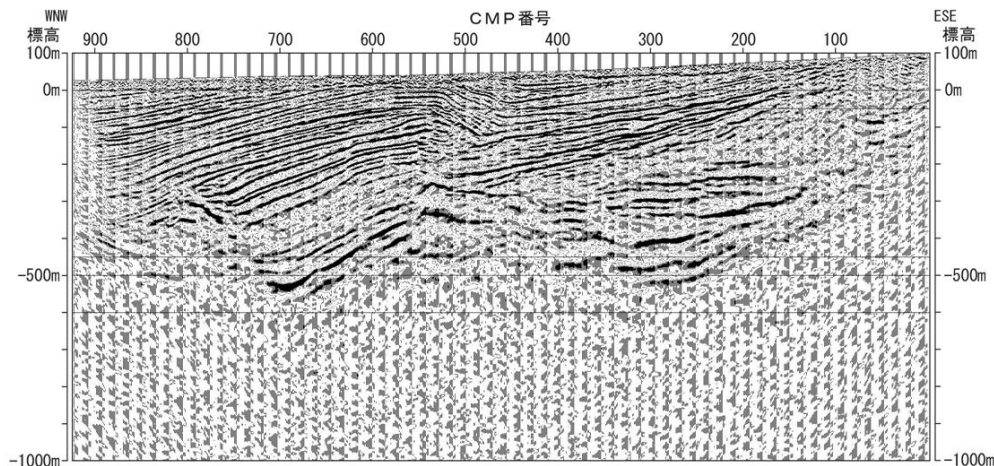
4. 内陸地殻内地震/4.2 検討用地震の地震動評価

4.2.3 横浜断層の地質調査結果 (2) 鷺沢測線の反射法地震探査

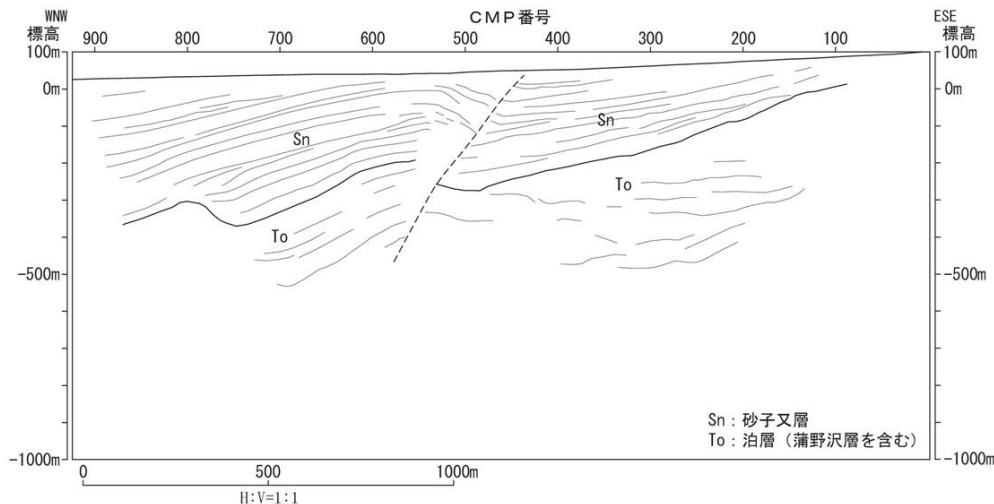


横浜断層周辺の空中写真判読図

➤ 鷺沢東方において、反射法地震探査により、砂子又層の撓曲部に西上りの逆断層が見られる。



振源：油圧インパクト1台
発振点間隔：5m
受振点間隔：10m
収録時間：2sec
サンプリング間隔：1msec



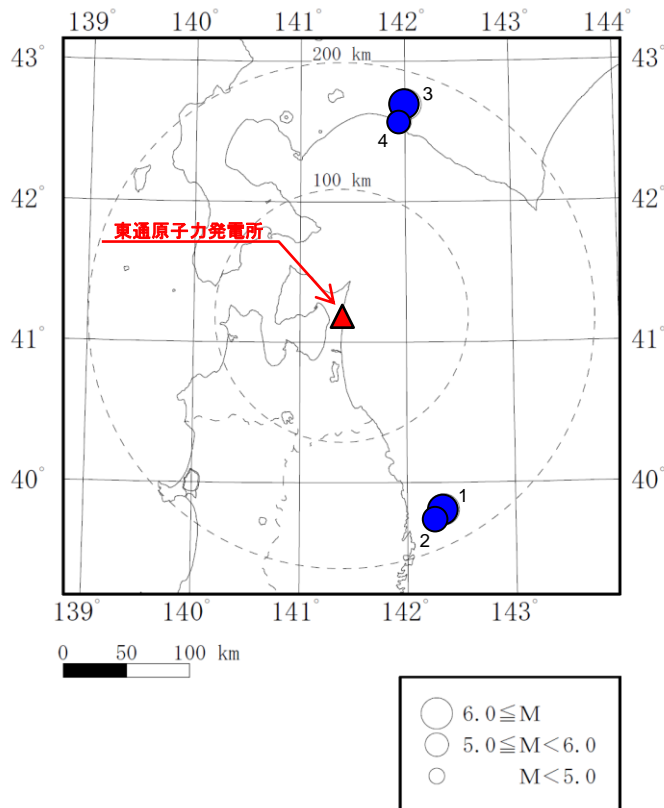
Sn：砂子又層
To：泊層（蒲野沢層を含む）

鷺沢測線の深度断面とその解釈

4.2.4 敷地で観測された内陸地殻内地震〔Noda et al.(2002)との比較〕

(1) 震央分布

敷地で観測されたNoda et al.(2002)のデータ範囲に該当する地震は、①4地震と少ないこと、②そのうち2地震は2018年北海道胆振東部で発生した地震であるが、当該地震についてはIwasaki et al.(2019)によれば日高衝突帯のモホ面の下まで破壊が及んだ地震とされていること、③4地震とも遠方で発生した地震であることから、敷地周辺の内陸地殻内地震の応答スペクトル特性を表しているとは言い難い。



検討に用いた観測記録は、以下の条件を満たす4地震とした。

- ① 自由地盤観測点の観測開始(1994年)～2018年8月の観測記録
- ② 地震規模M5.5以上, 震源距離200km以内
- ③ 気象庁「地震・火山月報(防災編)」に発生様式の記載がある

Noda et al.(2002)に対する応答スペクトル比の検討に用いた内陸地殻内地震

No.	年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)	震源 距離 (km)	Xeq (km)
						(°)	(')	(°)	(')					
1	2012	3	27	20	0	142	20.03	39	48.38	6.6	21	173	174	174
2	2012	4	30	0	2	142	15.3	39	44.53	5.6	23	177	178	178
3	2018	9	6	3	7	142	0.4	42	41.4	6.7	37	174	178	178
4	2018	9	6	3	20	141	56.9	42	34.3	5.5	36	160	164	164

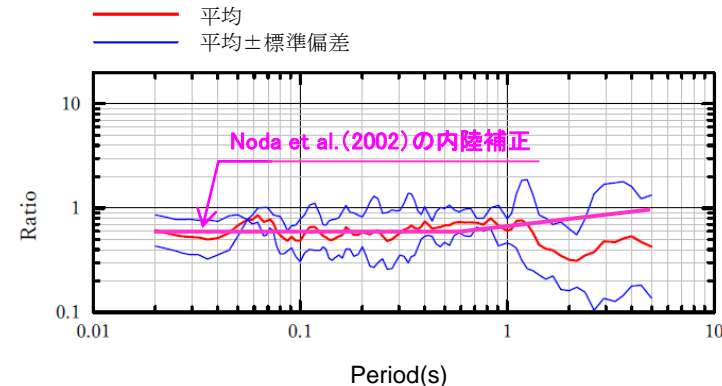
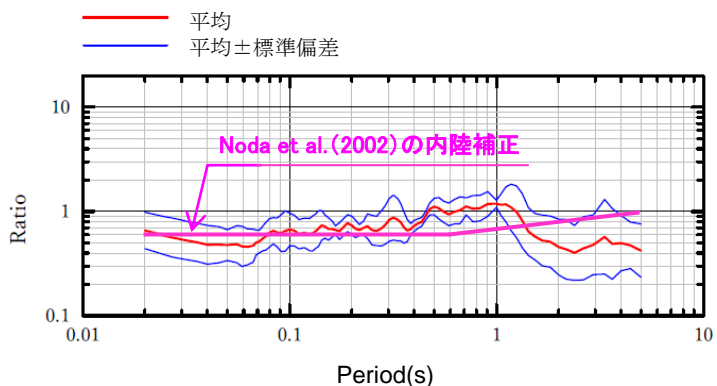
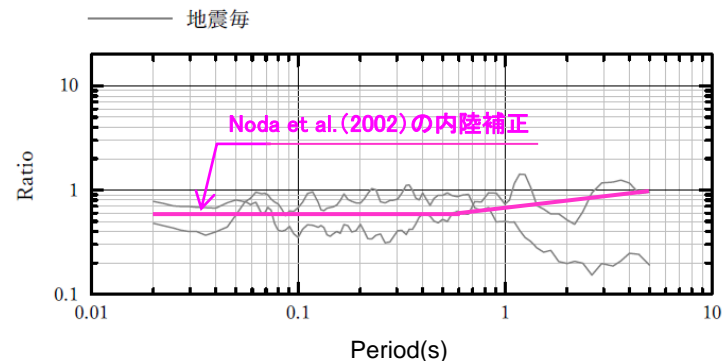
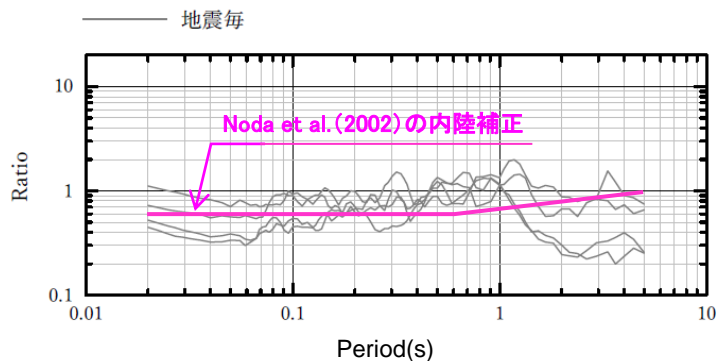
Xeq: 等価震源距離

検討に用いた内陸地殻内地震の震央分布

4.2.4 敷地で観測された内陸地殻内地震[Noda et al.(2002)との比較]

(2) Noda et al.(2002)に対する応答スペクトル比 ①2018年北海道胆振東部地震を除く2地震

【参考】2018年北海道胆振東部地震(M6.7)及びその余震を除く2地震のNoda et al.(2002)に対する観測記録(T.P.+2.0mのはぎとり波)の応答スペクトル比



水平方向

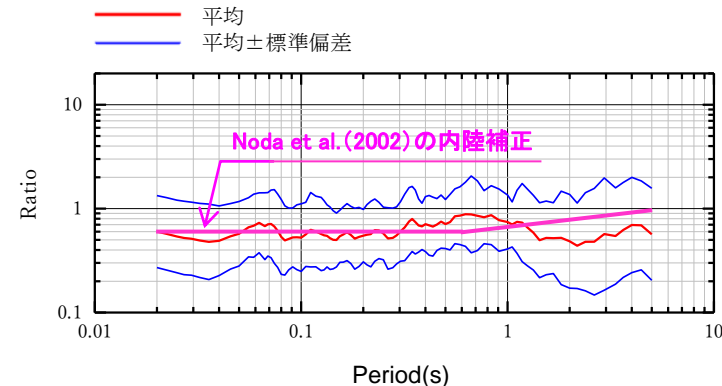
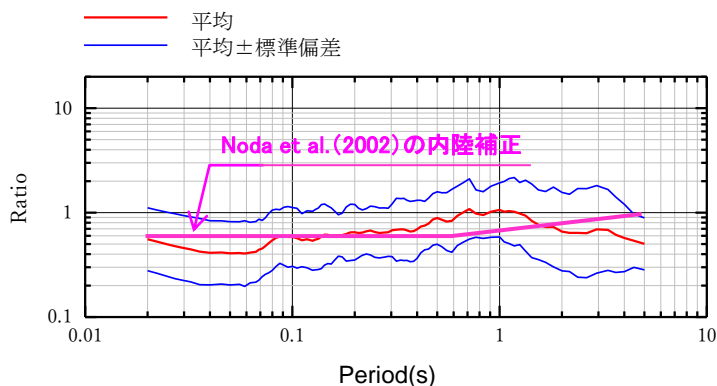
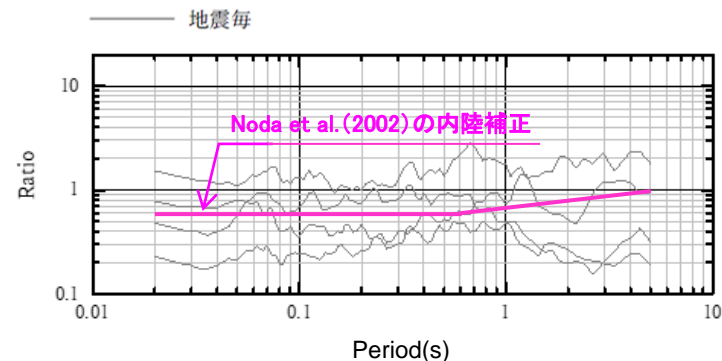
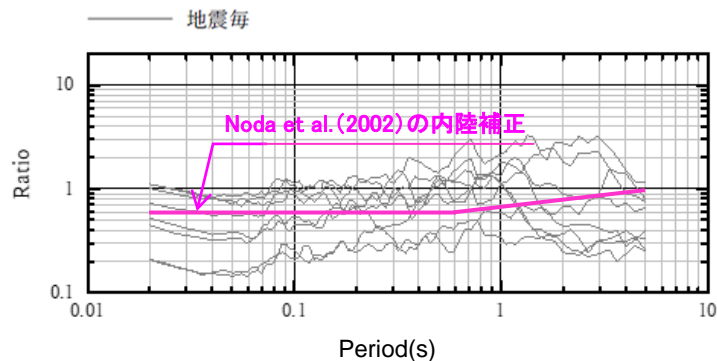
鉛直方向

内陸地殻内地震のNoda et al.(2002)に対する応答スペクトル比(2地震)

4.2.4 敷地で観測された内陸地殻内地震[Noda et al.(2002)との比較]

(2) Noda et al.(2002)に対する応答スペクトル比 ②2018年北海道胆振東部地震を含む4地震

【参考】2018年北海道胆振東部地震(M6.7)及びその余震を含む4地震のNoda et al.(2002)に対する観測記録(T.P.+2.0mのはぎとり波)の応答スペクトル比



水平方向

鉛直方向

内陸地殻内地震のNoda et al.(2002)に対する応答スペクトル比(4地震)

4.2.5 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」の基本ケースについて
基本的考え方

S214

S217

【基本的考え方】

- 「**下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震**」は、地表痕跡は認められないものの陸奥湾側に想定される活断層を伴わない規模の小さい地震をベースにした検討用地震である。断層長さは、地震動評価の保守性確保の観点から「孤立した短い活断層の存在を仮定した断層長さ」を採用する。具体的には、Stirling et al.(2002)及び入倉(2007)では、「地表に数km程度の孤立した短い活断層がある場合には、地下にL=20kmの断層が存在することを否定できない」とされていることを踏まえ(下記参照)、保守的にL=20kmを基本ケースに適用する。

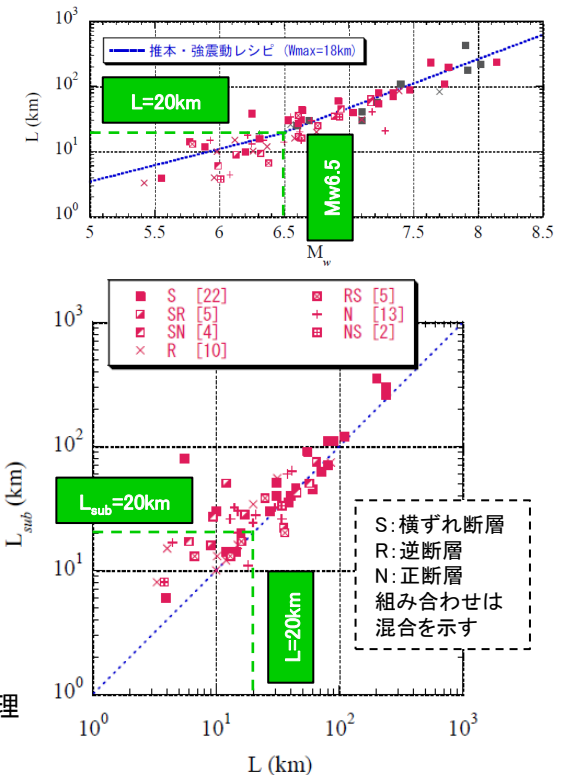
【Stirling et al.(2002)】

- 計器観測が行われる以前(1900年以前)の地震規模は、現代の計器観測に基づくスケーリング則による推定よりも大きく評価される傾向があることから、活断層長さと地震規模などのデータセットを用いて傾向の調査を行った。
- Stirling et al.(2002)は、Wells and Coppersmith(1994)のデータセットから信頼性が低いとされて除外されていた1900~1940年のデータ及び1994年以降のデータを追加した。

【入倉(2007)】

- Stirling et al.(2002)のデータセットのうち、信頼のおけるデータのみを用いて整理された地震モーメント(M_w)と地表断層長さ(L)及びLと震源断層長さ(L_{sub})の関係[橋本ほか(2006)]から、以下を示した。

- ① L=20km(M_w 6.5)でスケーリングが変化する(右上図)。
- ② $L \geq 20$ kmではLと L_{sub} は良く対応するが、 $L < 20$ kmでは L_{sub} は20kmに漸近し、地表に数km程度の孤立した短い活断層がある場合には、地下にL=20kmの断層が存在することを否定できない(右下図)。

Stirling et al.(2002)に基づく断層長さ等の整理
[入倉(2007)に一部加筆]

4.2.6 地震モーメントの算定

(1) 地震調査研究推進本部(2020)の知見

- 地震調査研究推進本部(2020)では、断層幅と地震発生層の関係に応じて地震モーメント(M_0)の算定式の使い分けを示している。

【地震調査研究推進本部(2020):強震動予測レシピ】

利便性に配慮して機械的に値が求められるように、式の使い分けの閾値※1を決めているが、原理的には断層幅や平均滑り量が飽和しているかどうかでスケージング則が変わるため、断層幅が飽和していない場合(1-a)式は(2)式を、飽和している場合(1-b)式は(3)式を用いる方が合理的である。

注:下線は東北電力による。 ※1: $M_0=7.5 \times 10^{18}$ (Nm)

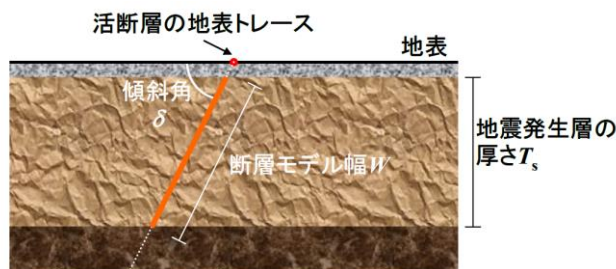
$$W = L \quad (L < W_{max}) \quad \dots\dots\dots (1-a) \Rightarrow \text{断層幅は地震発生層を飽和していない}$$

$$W = W_{max} \quad (L \geq W_{max}) \quad \dots\dots\dots (1-b) \Rightarrow \text{断層幅は地震発生層を飽和}$$

$$W_{max} = T_s / \sin \delta$$

$$T_s = H_d - H_s$$

- W : 断層幅 (km)
- L : 断層長さ (km)
- T_s : 地震発生層の厚さ (km)
- δ : 断層の傾斜角
- H_d : 地震発生層下限 (km)
- H_s : 地震発生層上限 (km)



地震発生層の厚さ T_s と断層モデル幅 W の関係

検討用地震の想定

$$M_0 = \left(\frac{S}{2.23} \times 10^{15} \right)^{3/2} \times 10^{-7} \quad \dots\dots\dots (2) \Rightarrow \text{Somerville et al.(1999)}$$

$$M_0 = \left(\frac{S}{4.24} \times 10^{11} \right)^2 \times 10^{-7} \quad \dots\dots\dots (3) \Rightarrow \text{入倉・三宅(2001)}$$

- M_0 : 地震モーメント (Nm)
- S : 断層面積 (km²)

4. 2. 6 地震モーメントの算定

(2) 検討用地震の検討ケースにおける地震モーメント

S217

- 検討用地震では地震発生層を飽和する断層幅を設定していることから、地震調査研究推進本部(2020)を踏まえると、いずれのケースも入倉・三宅(2001)を用いることが考えられる。
- しかしながら、「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」の基本ケース(ケース1)及びケース4(応力降下量)では、Somerville et al.(1999)が入倉・三宅(2001)をわずかに上回る算定結果となることから、地震動の保守性の観点からSomerville et al.(1999)を用いた〔本編資料3章3. 4(3)参照〕。

検討用地震の地震モーメント算定におけるSomerville et al.(1999)と入倉・三宅(2001)の比較

検討用地震 ケース名	断層長さ (km)	地震発生 層厚さ (km)	断層 傾斜角 (°)	断層幅 (km)	断層面積 (km ²)	地震モーメント(N・m)	
						Somerville et al.(1999)	入倉・三宅 (2001)
「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」 ・基本ケース(ケース1) ・ケース4(応力降下量)	20.0	12.0	60	13.9	278.0	4.40 × 10 ¹⁸	4.30 × 10 ¹⁸
「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」 ・ケース3(断層傾斜角)	20.0	12.0	45	17.0	340.0	5.95 × 10 ¹⁸	6.43 × 10 ¹⁸
「横浜断層による地震」 ・基本ケース(ケース1) ・ケース2(応力降下量) 「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」 ・ケース2(地震規模)	27.0	12.0	60	13.9	375.3	6.90 × 10 ¹⁸	7.83 × 10 ¹⁸

 : Somerville et al.(1999)と入倉・三宅(2001)を比較して大きい値を示す。

$$M_0 = \left(\frac{S}{2.23} \times 10^{15} \right)^{3/2} \times 10^{-7} \quad \dots \dots \dots \text{Somerville et al.(1999)}$$

M_0 : 地震モーメント(Nm)

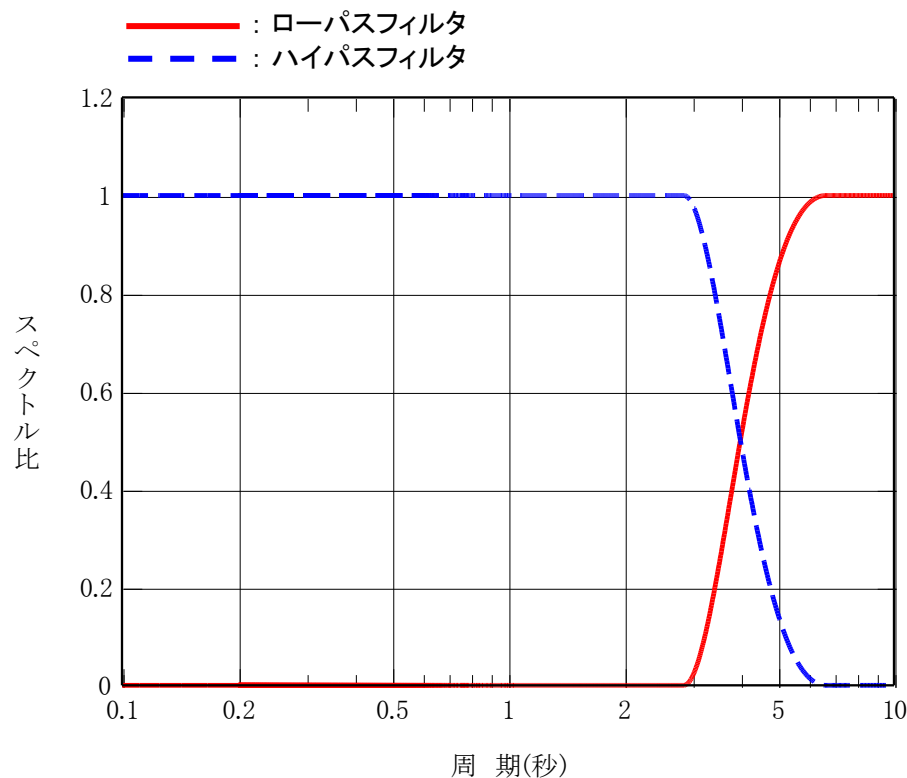
S : 断層面積(km²)

$$M_0 = \left(\frac{S}{4.24} \times 10^{11} \right)^2 \times 10^{-7} \quad \dots \dots \dots \text{入倉・三宅(2001)}$$

4.2.7 ハイブリッド合成法

(1) マッチングフィルタ—

- 統計的グリーン関数法と理論的手法(波数積分法)による地震動評価結果には、遷移周期帯で相補的に低減するマッチングフィルタを施した。
- 接続周期は、統計的グリーン関数法と理論的手法の地震動評価結果を踏まえ、周期4秒とした。



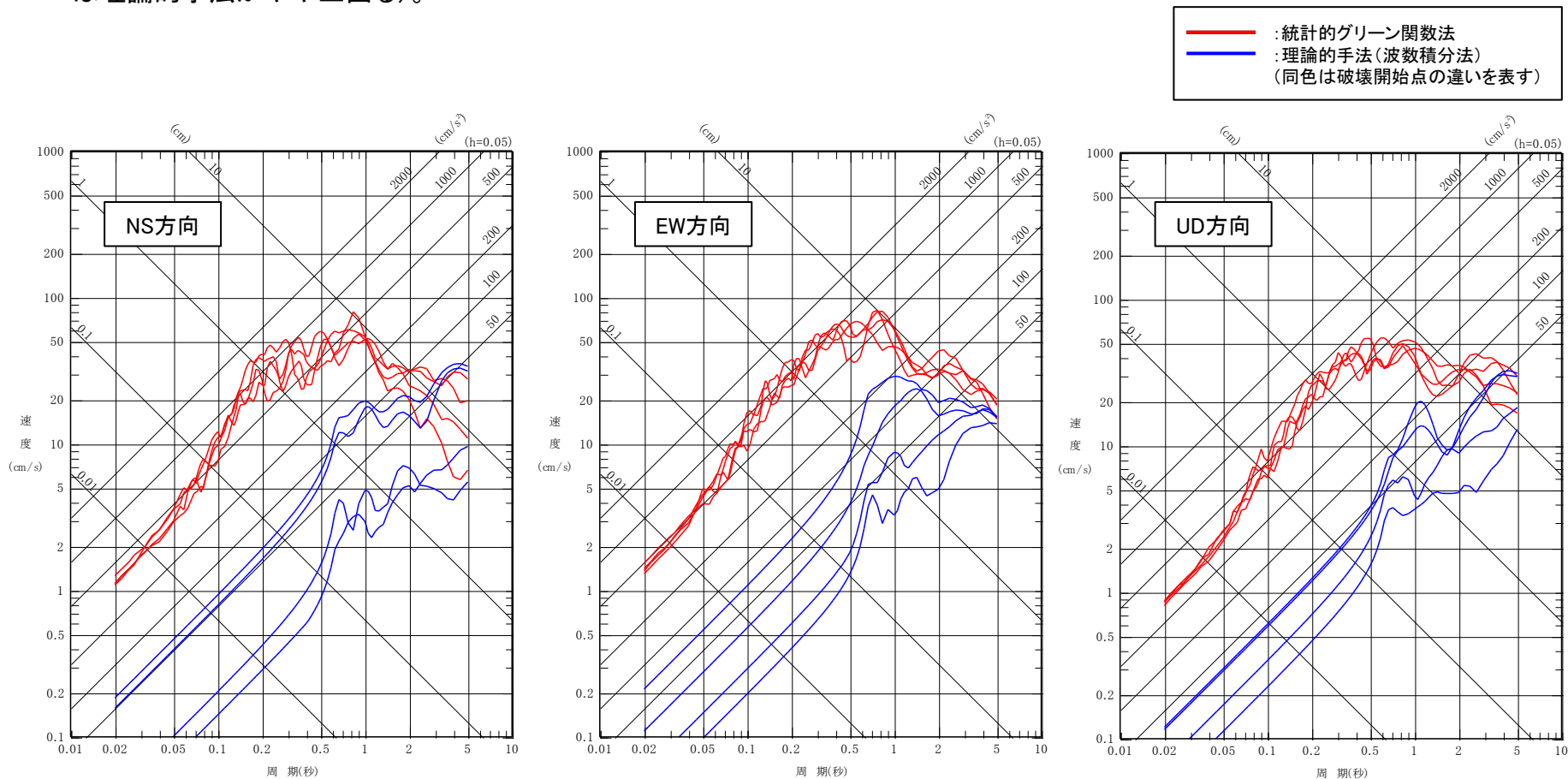
マッチングフィルタ—の形状

4.2.7 ハイブリッド合成法

(2) 合成前の統計的グリーン関数法と理論的手法

S217

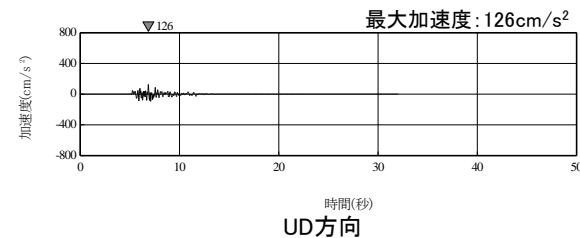
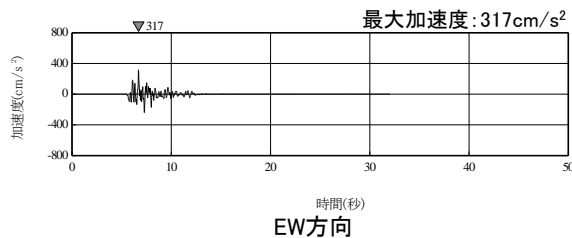
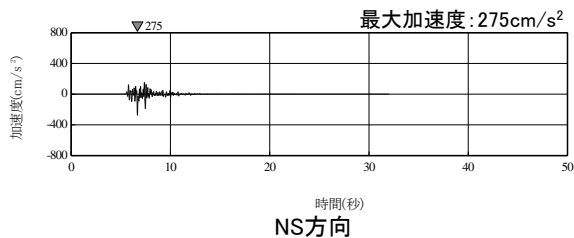
- ハイブリッド合成前の統計的グリーン関数法及び理論的手法による地震動評価を比較した〔「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」のうち地震モーメントが大きいケース2(地震規模)を例示〕。
- 接続周期4秒より長周期側では、統計的グリーン関数法と理論的手法は同等である(理論的手法のNS方向及びUD方向の一部では理論的手法がやや上回る)。



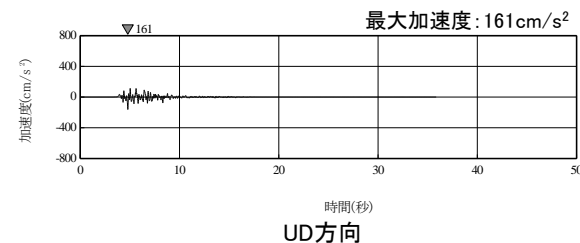
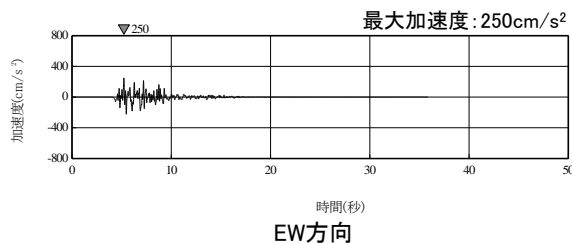
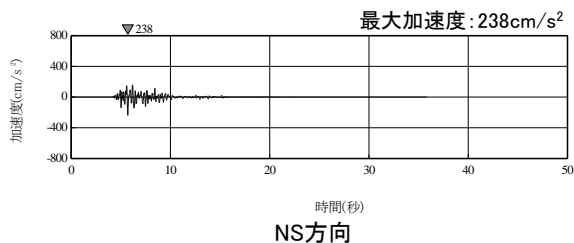
統計的グリーン関数法と理論的手法による地震動評価の比較(PN基準)
「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」ケース2(地震規模)の応答スペクトル

4.2.8 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

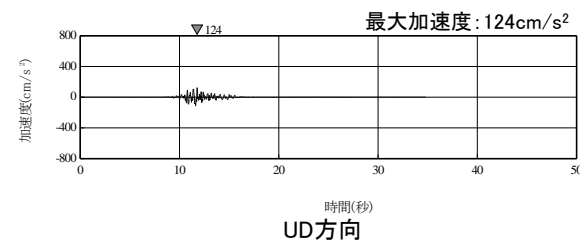
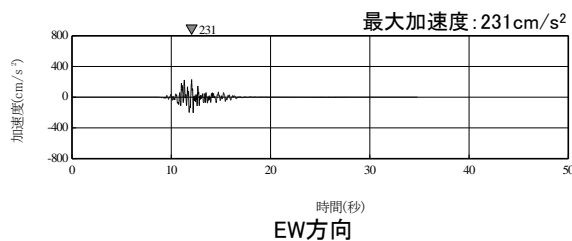
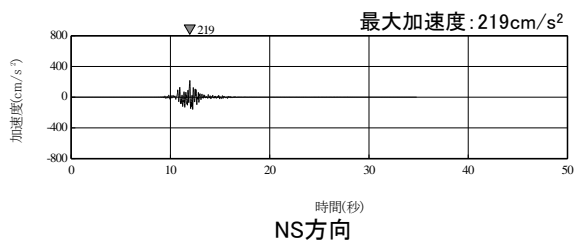
(1) 横浜断層による地震 ①基本ケース(ケース1) 加速度波形



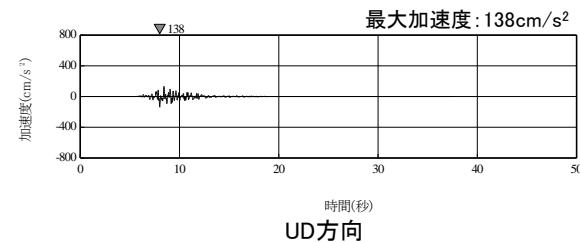
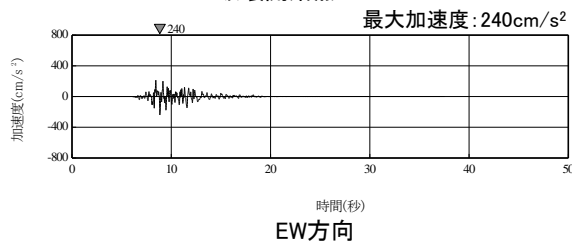
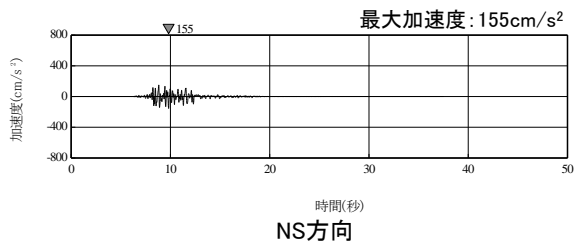
破壊開始点1



破壊開始点2



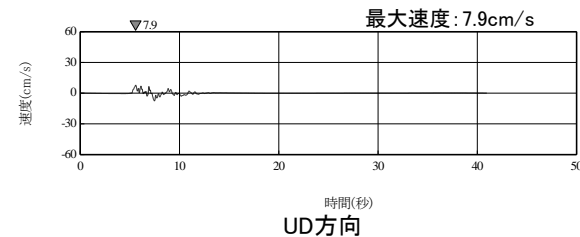
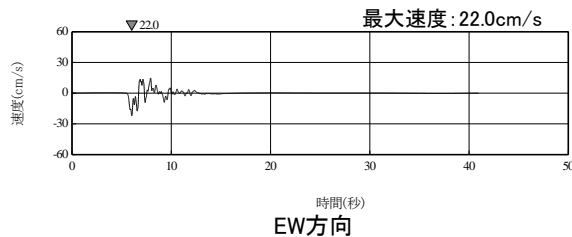
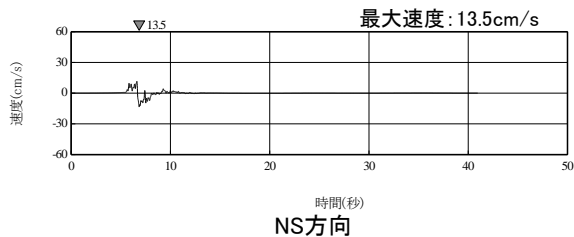
破壊開始点3



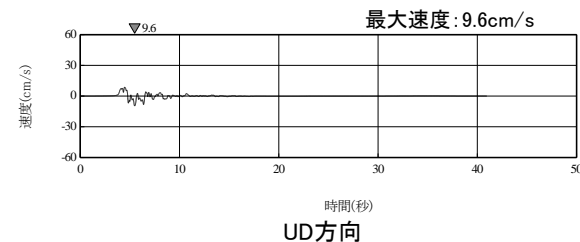
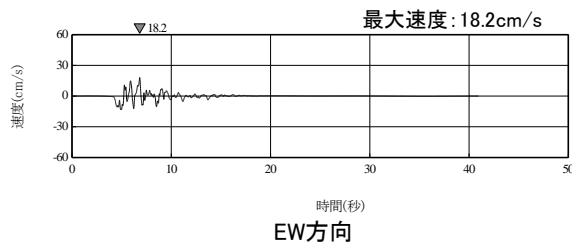
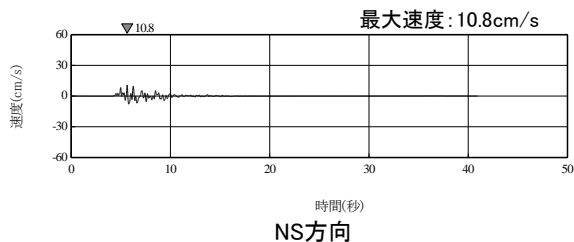
破壊開始点4

4.2.8 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

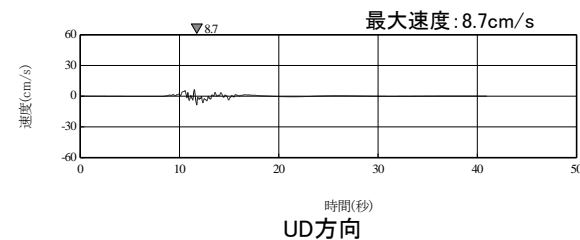
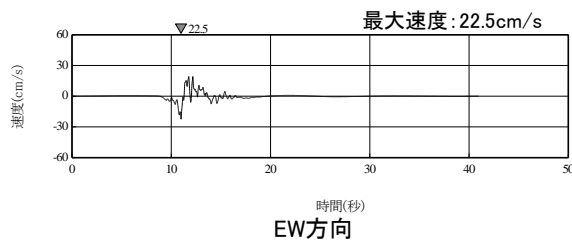
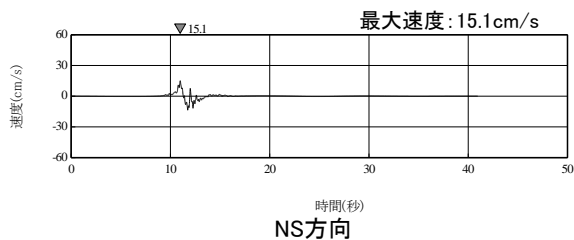
(1) 横浜断層による地震 ①基本ケース(ケース1) 速度波形



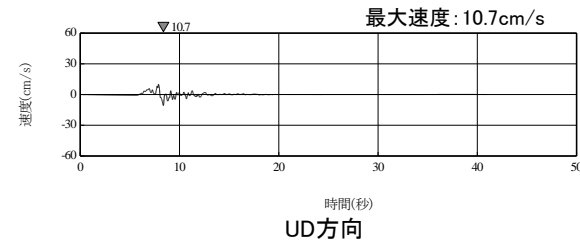
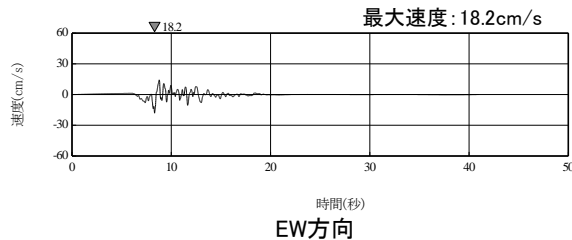
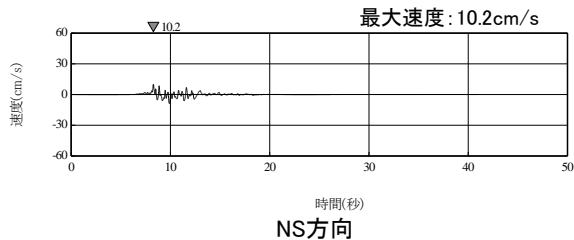
破壊開始点1



破壊開始点2



破壊開始点3

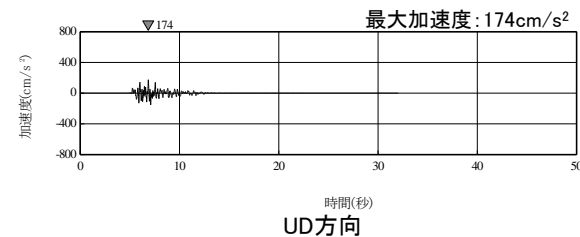
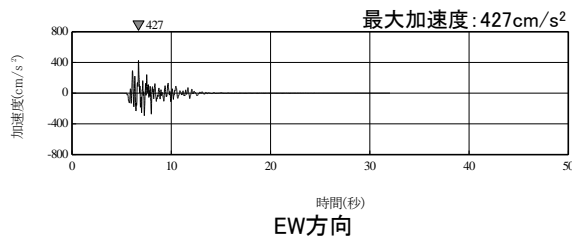
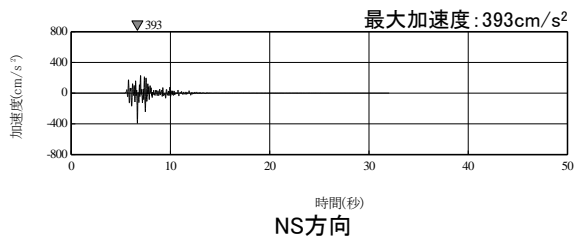


破壊開始点4

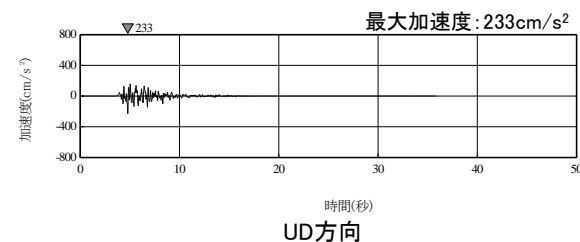
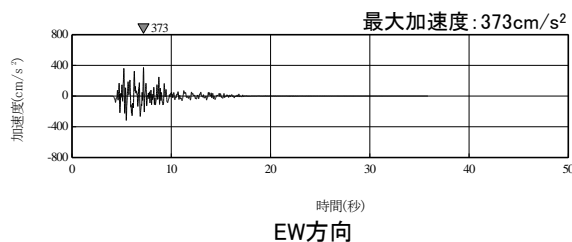
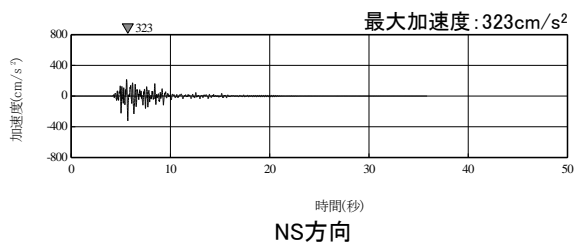
「横浜断層による地震」基本ケース(ケース1)の速度波形(PN基準)

4.2.8 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

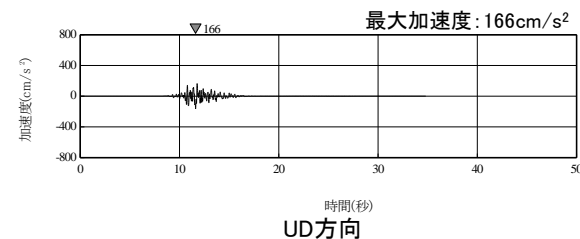
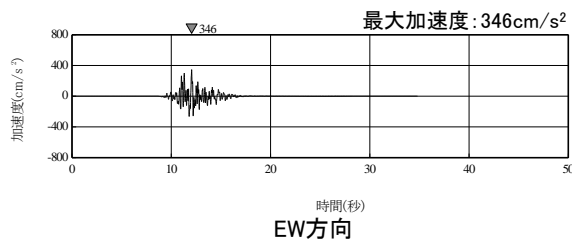
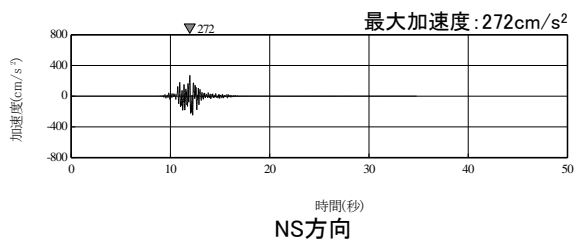
(1) 横浜断層による地震 ② ケース2(応力降下量) 加速度波形



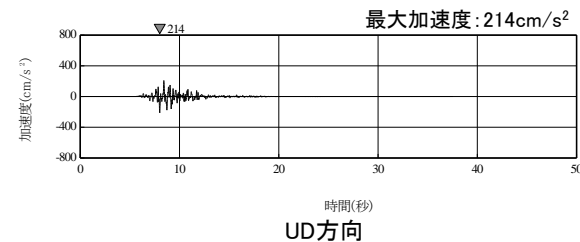
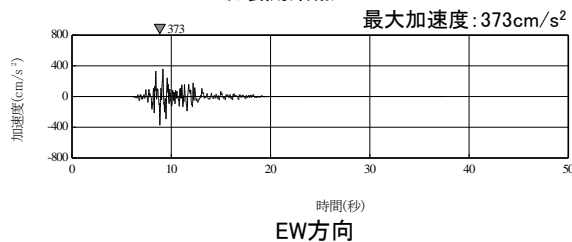
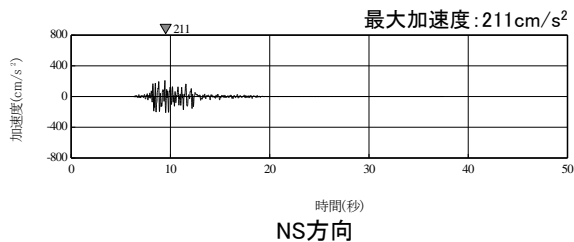
破壊開始点1



破壊開始点2



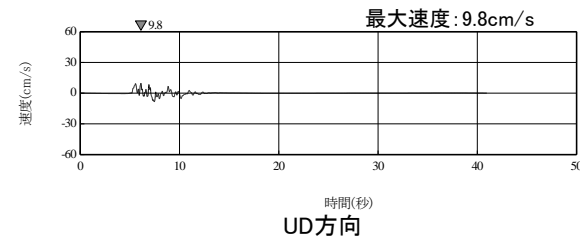
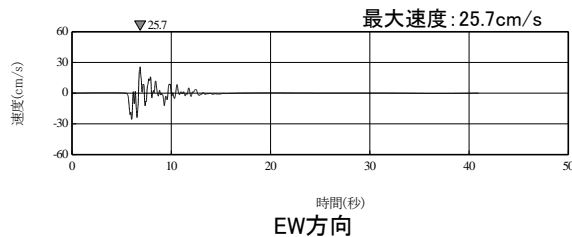
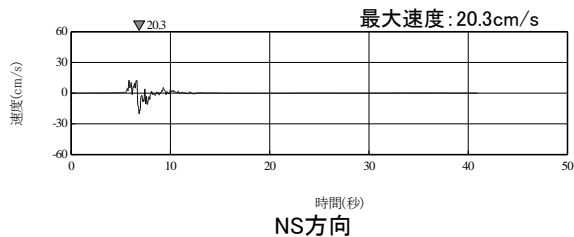
破壊開始点3



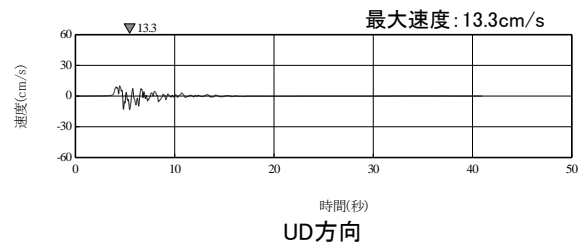
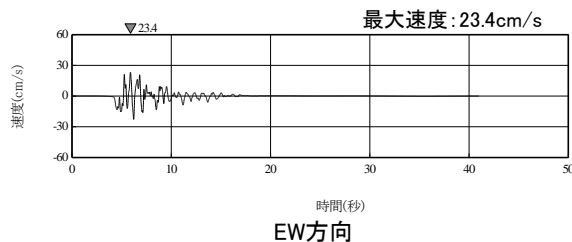
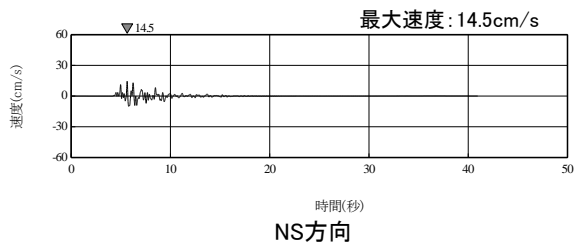
破壊開始点4

4.2.8 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

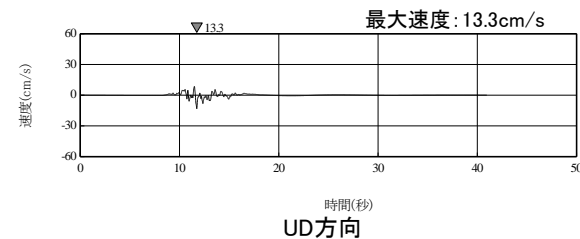
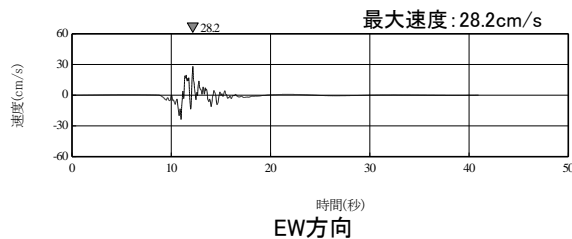
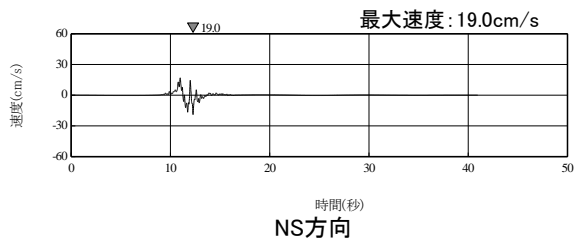
(1) 横浜断層による地震 ② ケース2(応力降下量) 速度波形



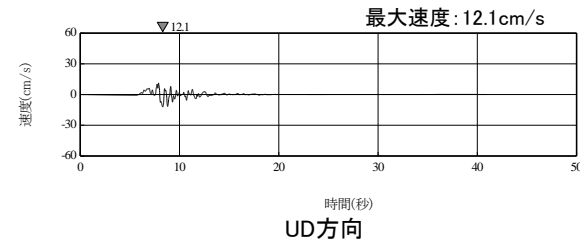
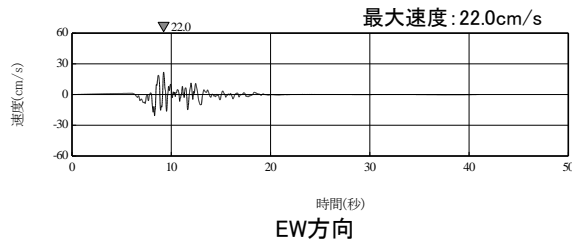
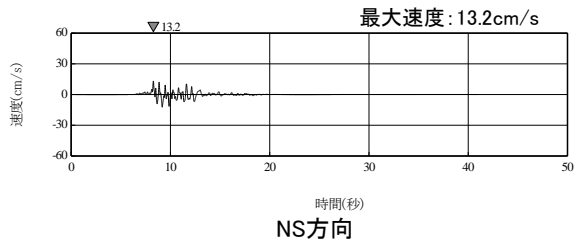
破壊開始点1



破壊開始点2



破壊開始点3

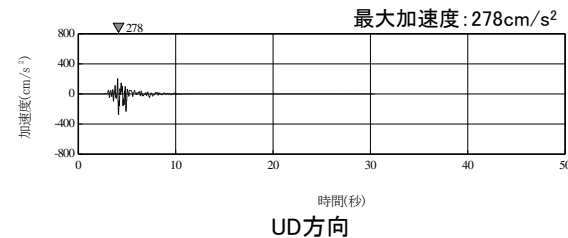
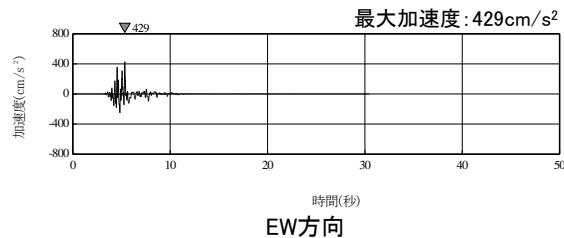
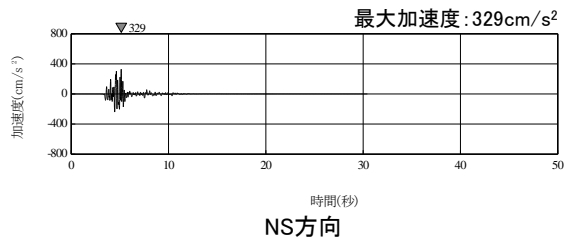


破壊開始点4

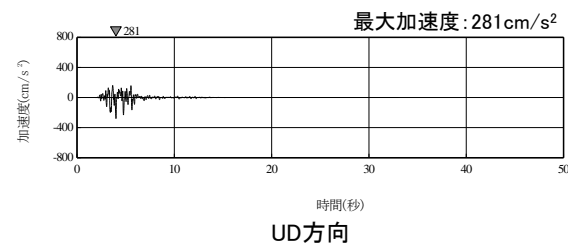
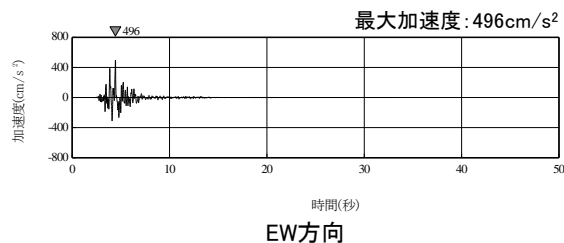
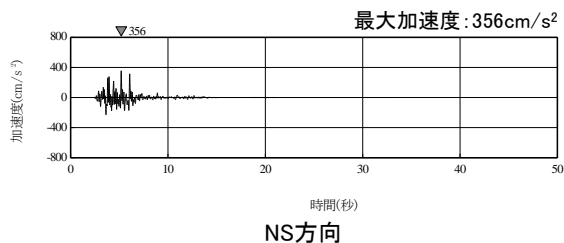
「横浜断層による地震」ケース2(応力降下量)の速度波形(PN基準)

4.2.8 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

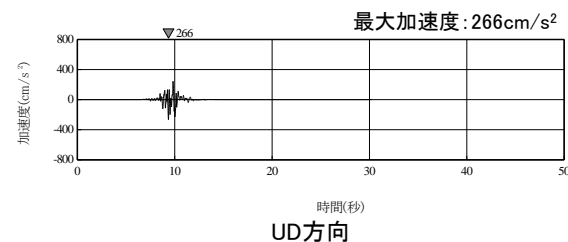
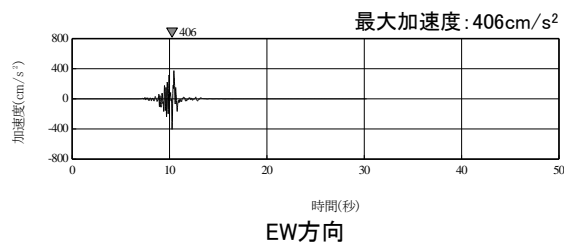
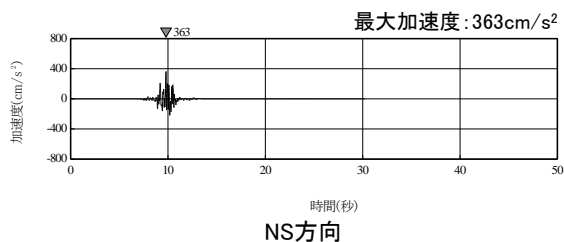
(2) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震 ①基本ケース(ケース1) 加速度波形 **S217**



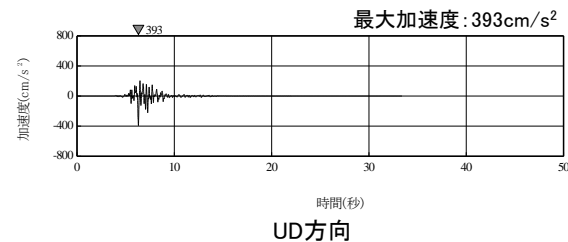
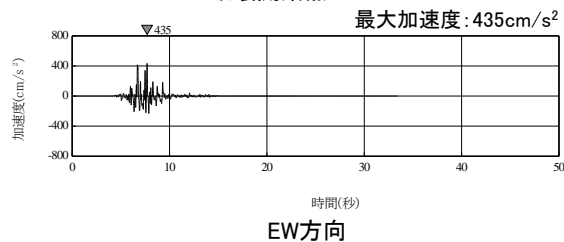
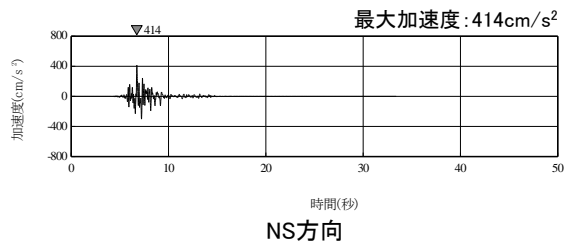
破壊開始点1



破壊開始点2



破壊開始点3



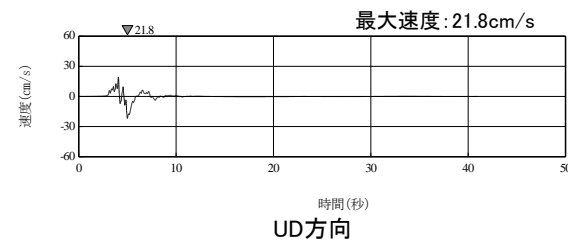
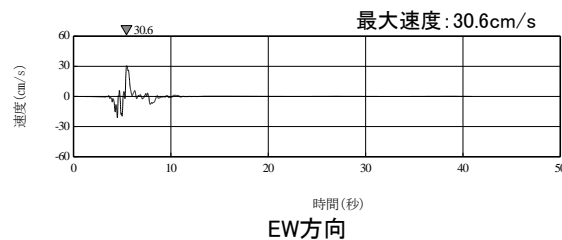
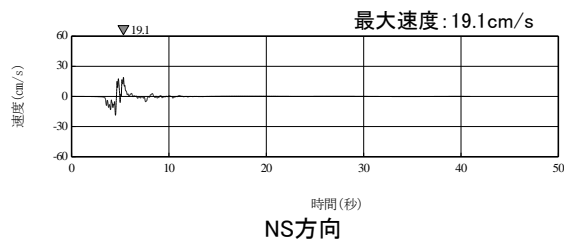
破壊開始点4

「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」基本ケース(ケース1)の加速度波形(PN基準)

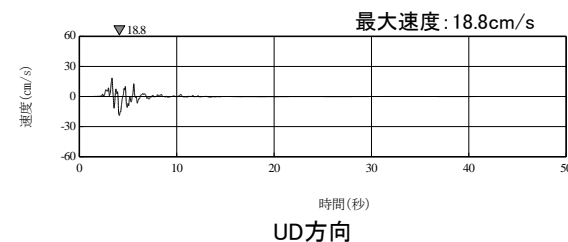
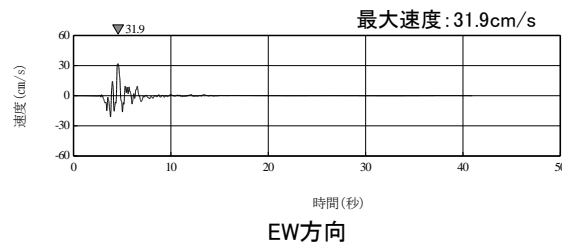
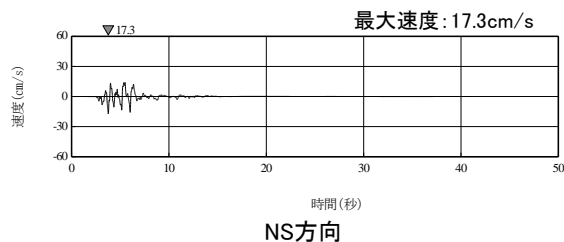
4.2.8 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(2) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震 ①基本ケース(ケース1) 速度波形

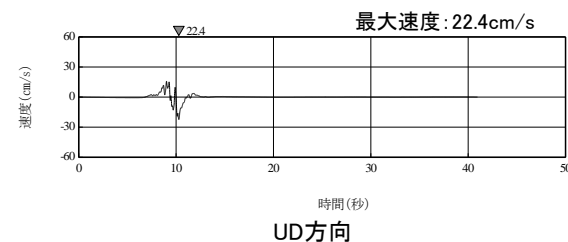
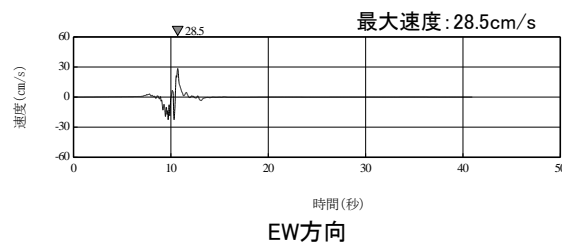
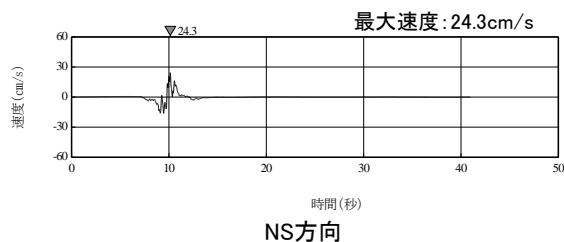
S217



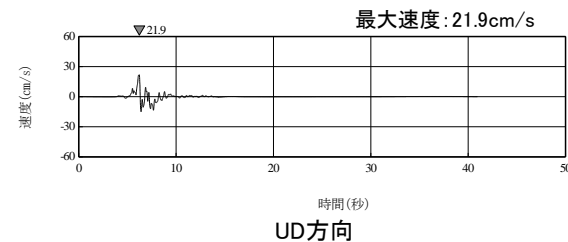
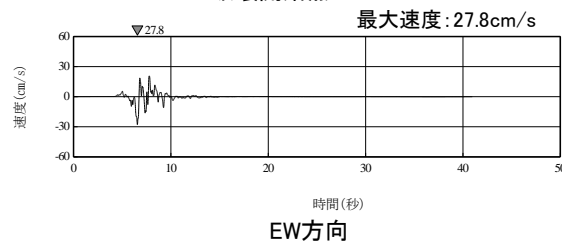
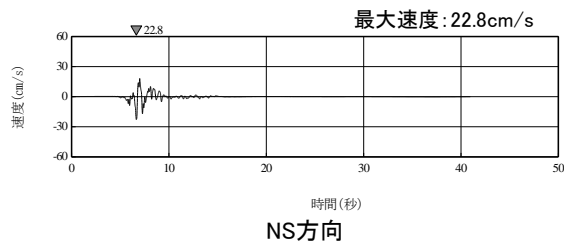
破壊開始点1



破壊開始点2



破壊開始点3



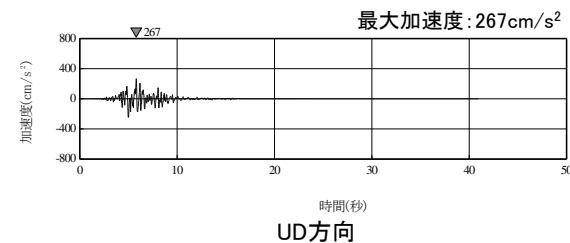
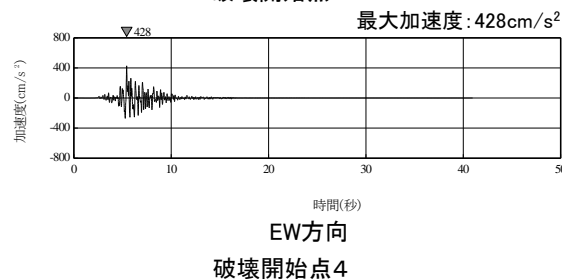
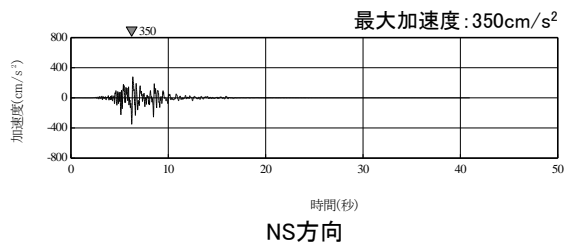
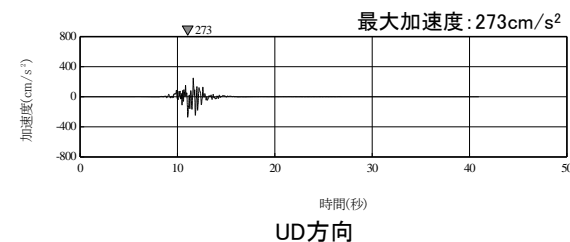
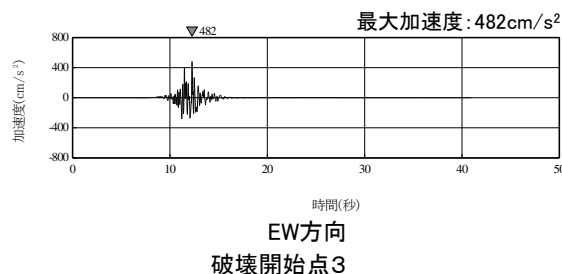
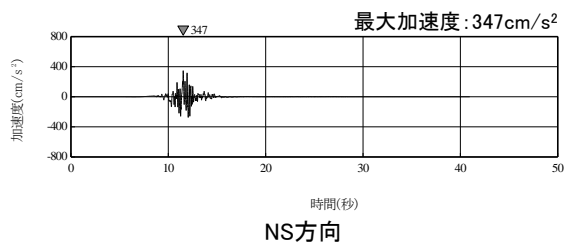
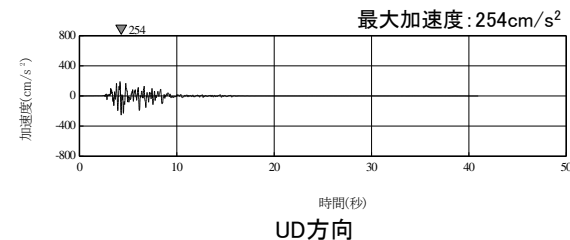
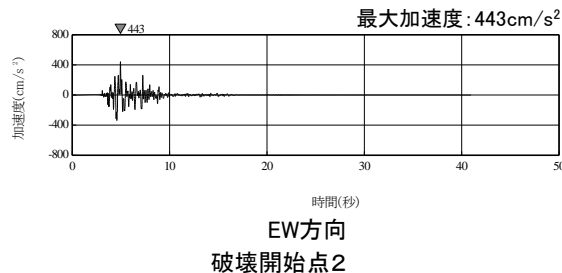
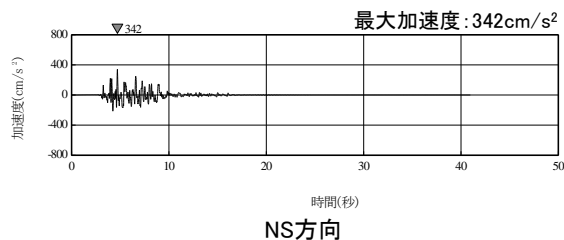
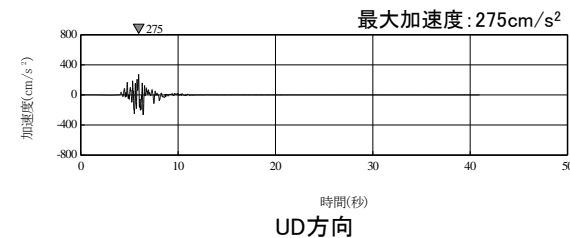
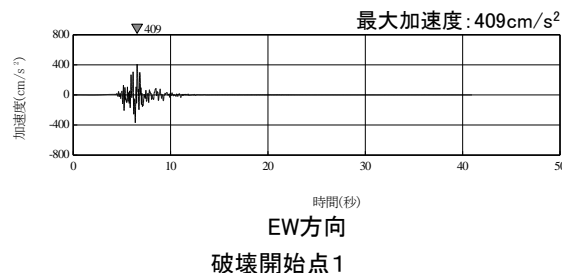
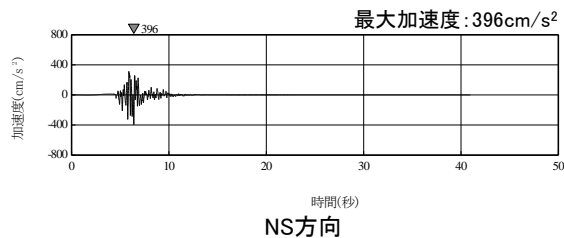
破壊開始点4

「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」基本ケース(ケース1)の速度波形(PN基準)

4.2.8 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(2) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震 ②ケース2(地震規模) 加速度波形

S217

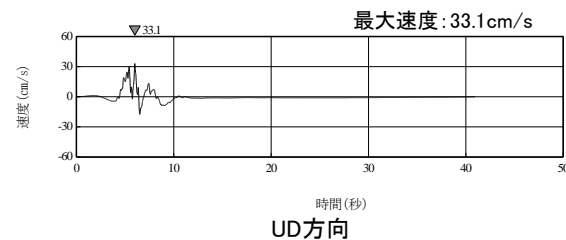
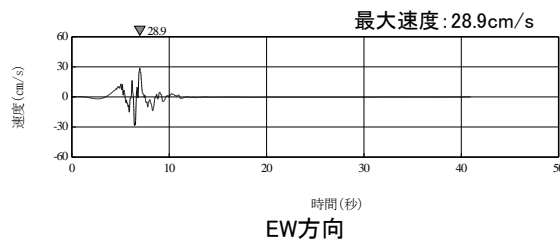
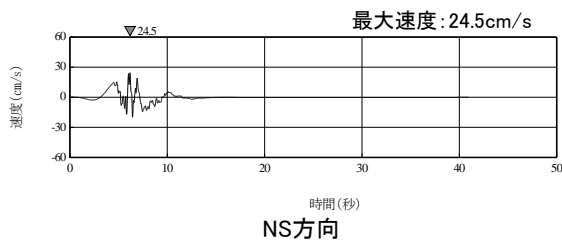


「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」ケース2(地震規模)の加速度波形(PN基準)

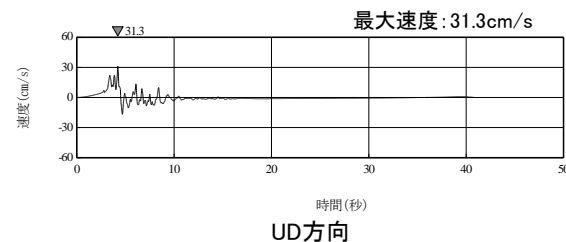
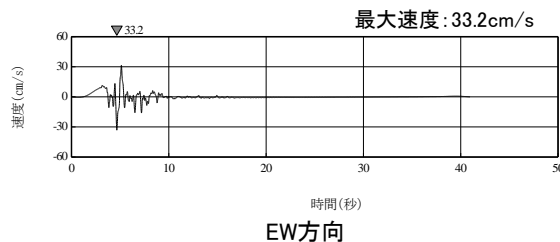
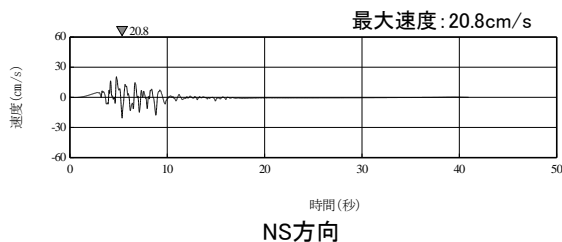
4.2.8 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(2) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震 ②ケース2(地震規模) 速度波形

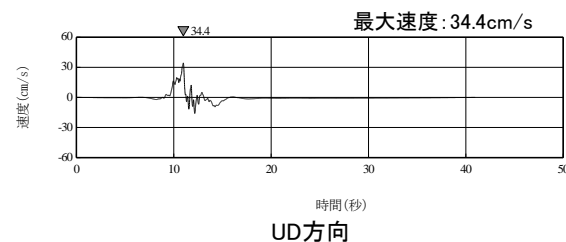
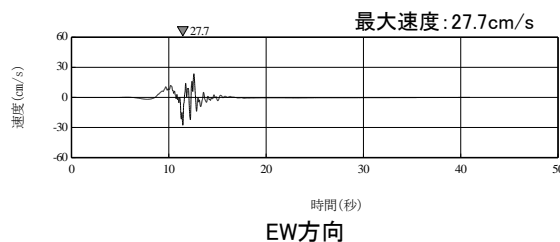
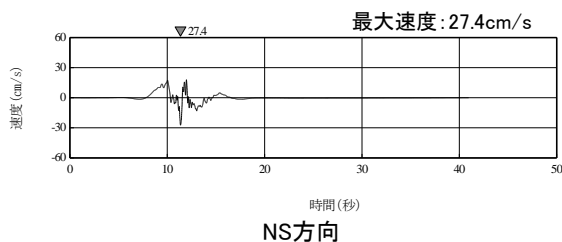
S217



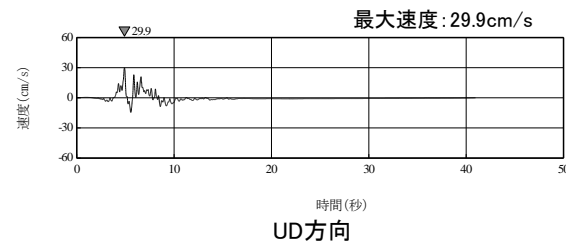
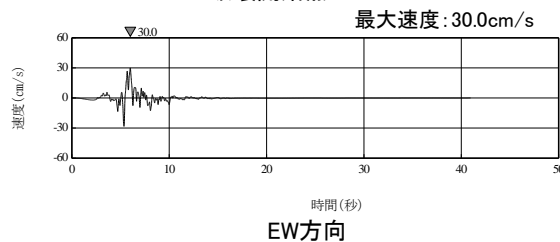
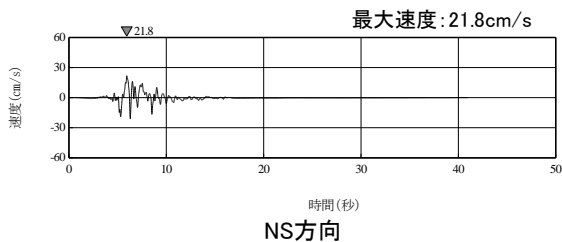
破壊開始点1



破壊開始点2



破壊開始点3



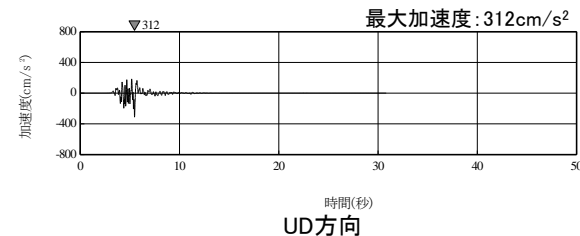
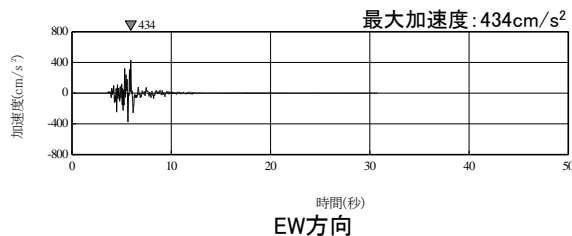
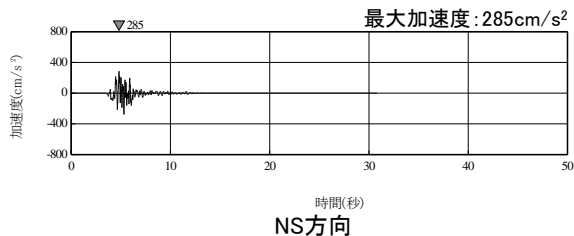
破壊開始点4

「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」ケース2(地震規模)の速度波形(PN基準)

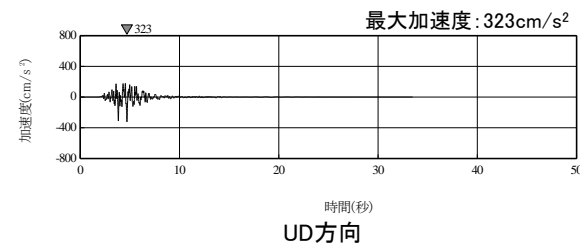
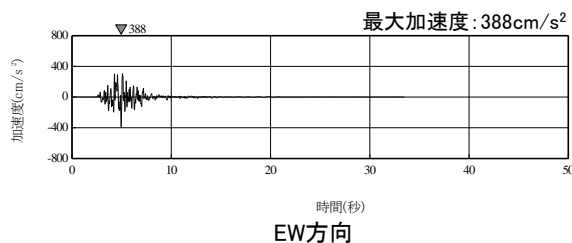
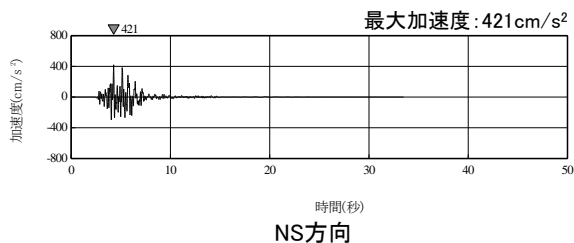
4.2.8 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(2) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震 ③ケース3(断層傾斜角) 加速度波形

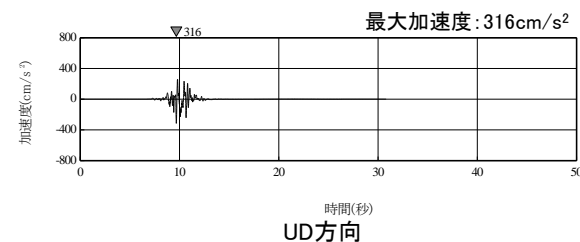
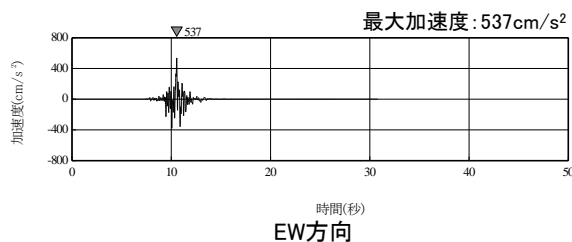
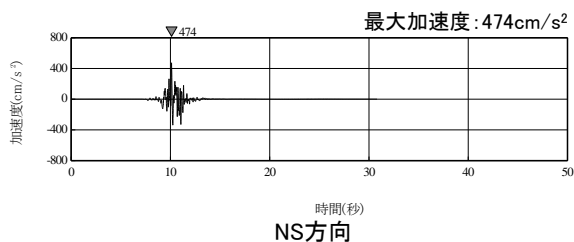
S217



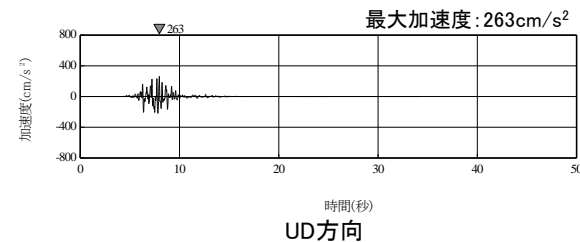
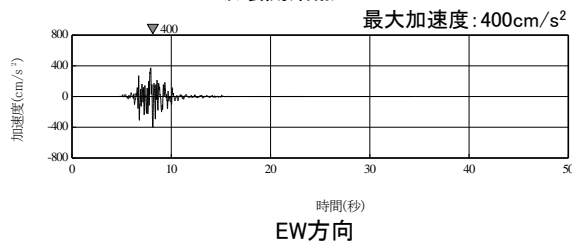
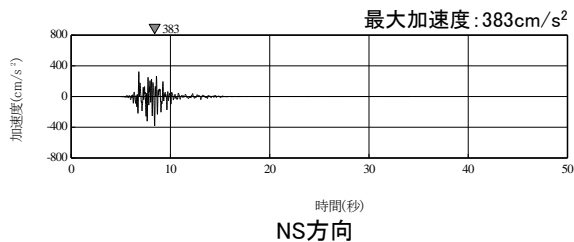
破壊開始点1



破壊開始点2



破壊開始点3



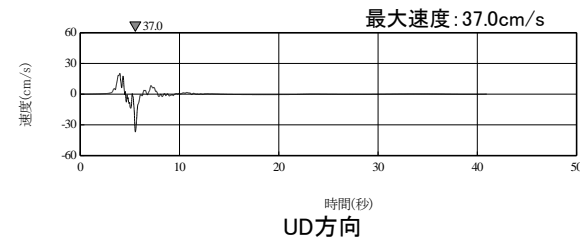
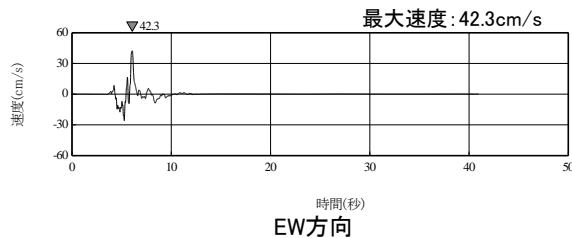
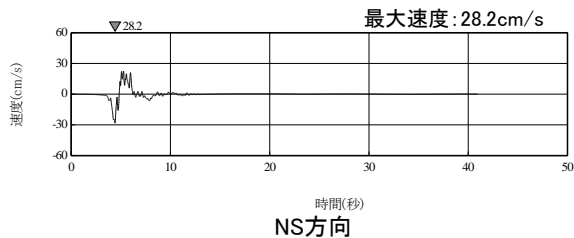
破壊開始点4

「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」ケース3(断層傾斜角)の加速度波形(PN基準)

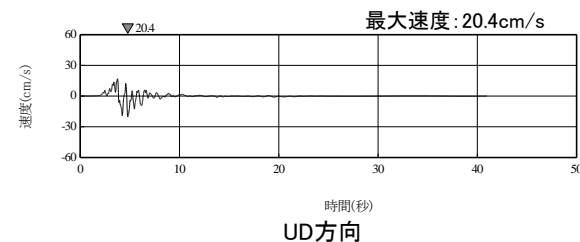
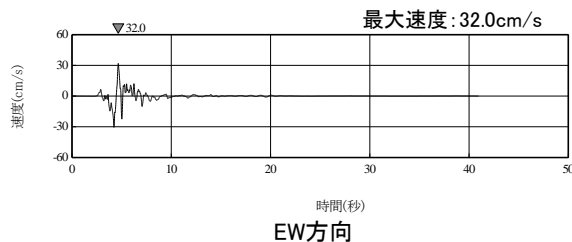
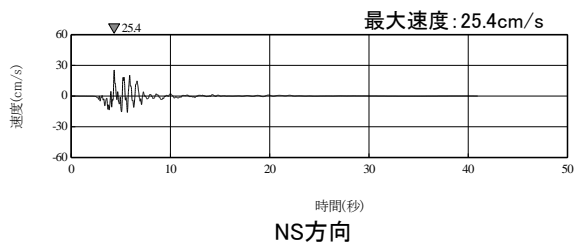
4.2.8 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(2) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震 ③ケース3(断層傾斜角) 速度波形

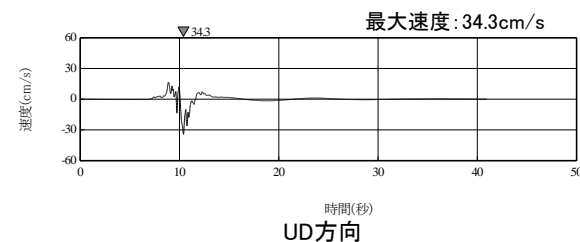
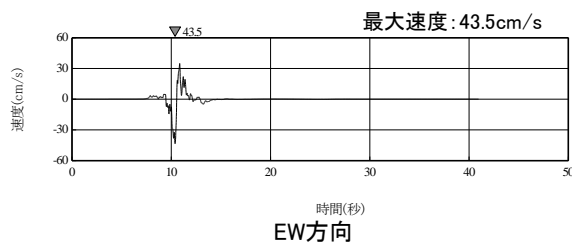
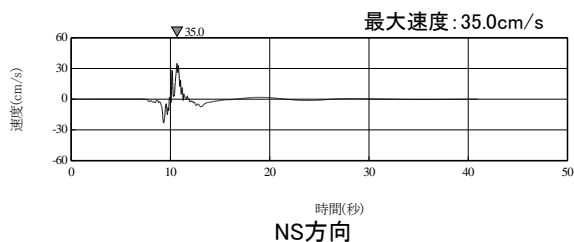
S217



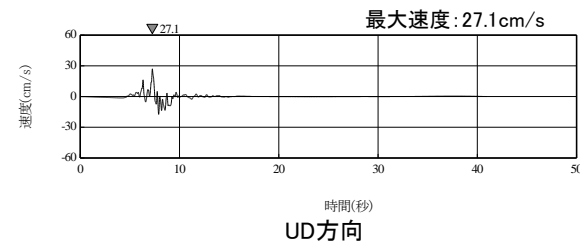
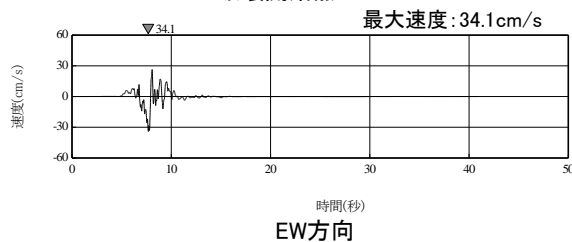
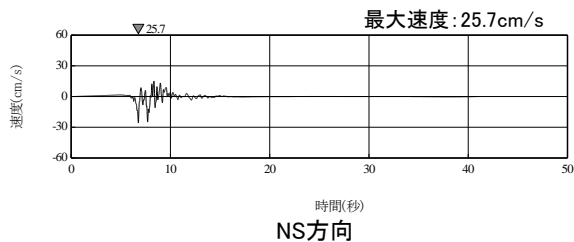
破壊開始点1



破壊開始点2



破壊開始点3



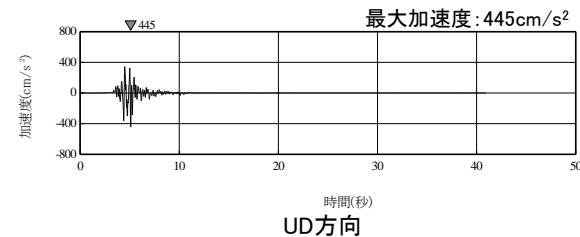
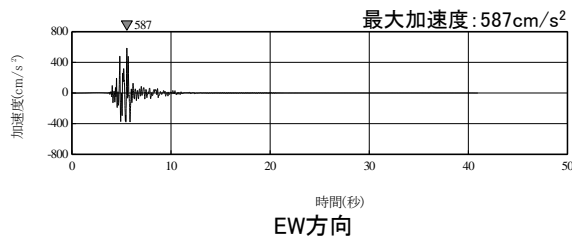
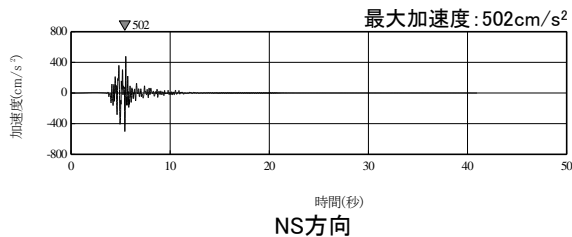
破壊開始点4

「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」ケース3(断層傾斜角)の速度波形(PN基準)

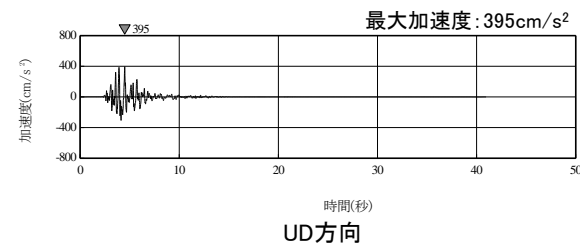
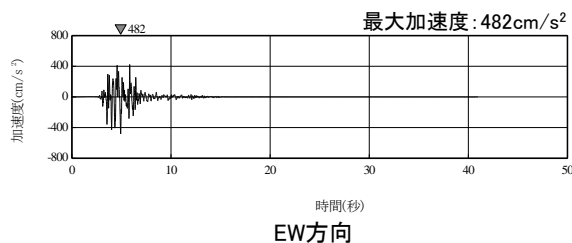
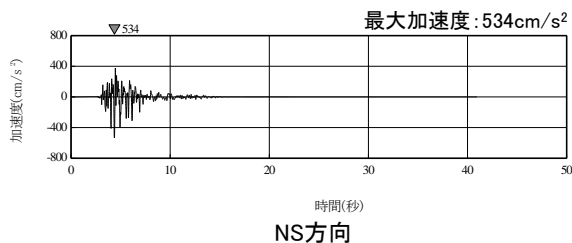
4.2.8 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(2) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震 ④ケース4(応力降下量) 加速度波形

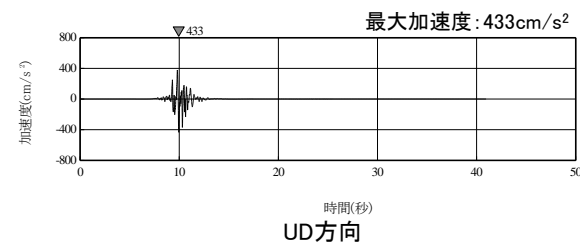
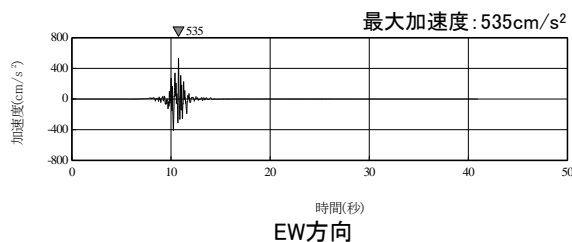
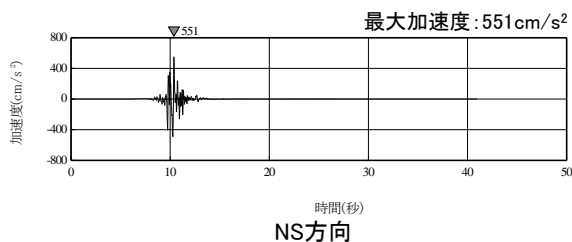
S217



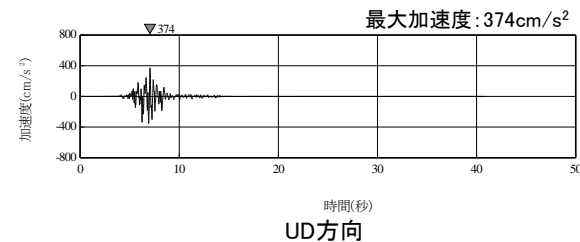
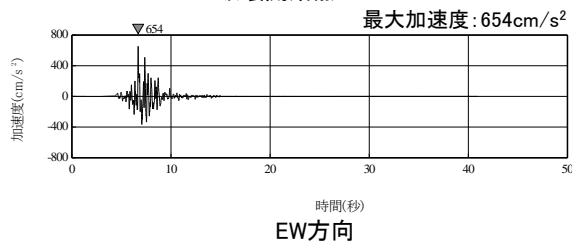
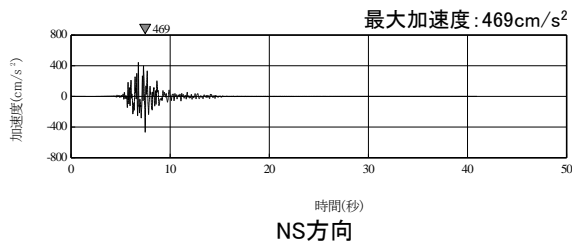
破壊開始点1



破壊開始点2



破壊開始点3



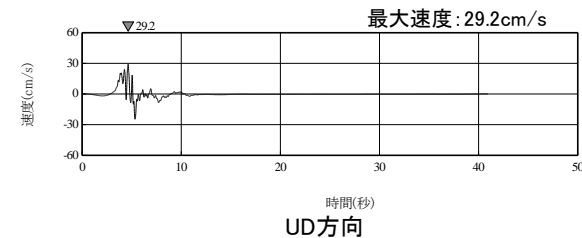
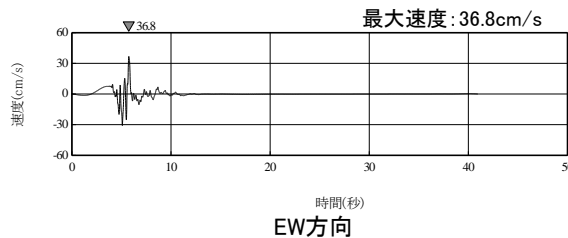
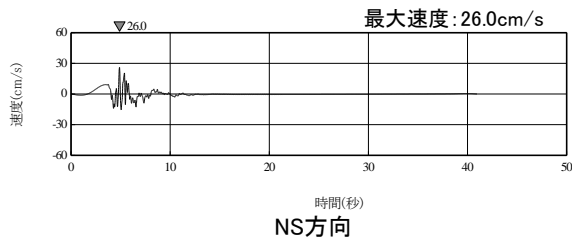
破壊開始点4

「下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震」ケース4(応力降下量)の加速度波形(PN基準)

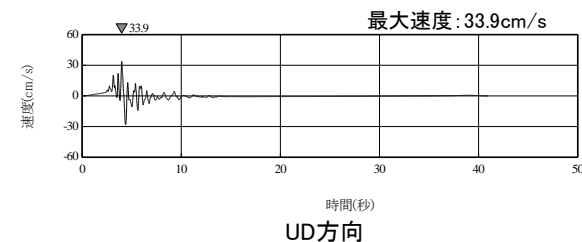
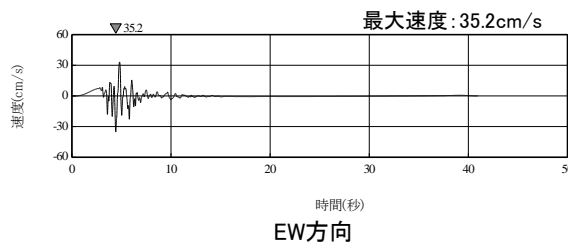
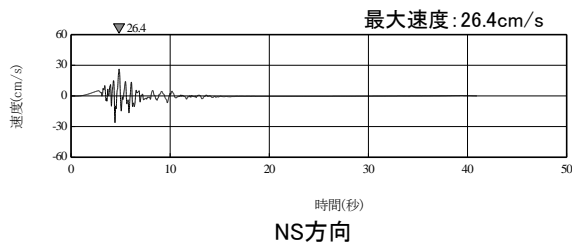
4.2.8 検討用地震の地震動評価結果 時刻歴波形

(2) 下北半島中軸部高速度層の高まりを考慮した地震 ④ケース4(応力降下量) 速度波形

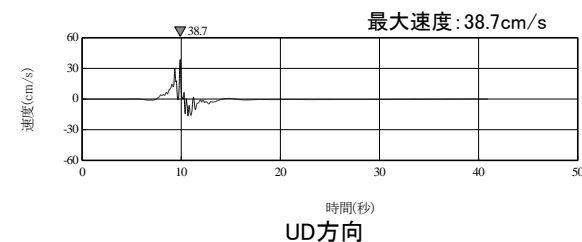
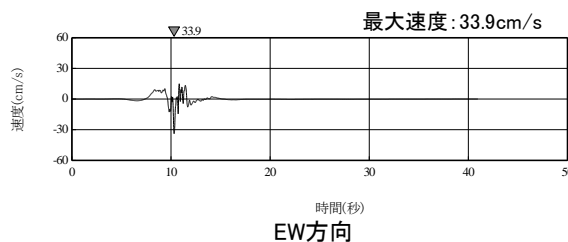
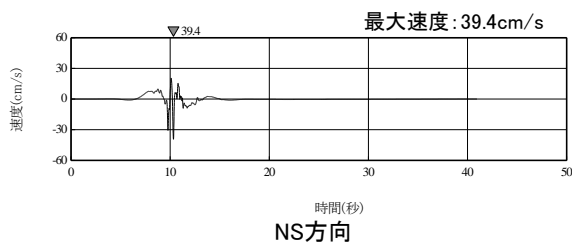
S217



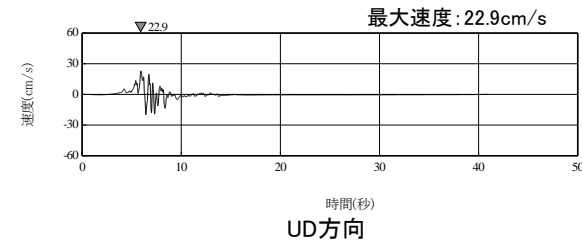
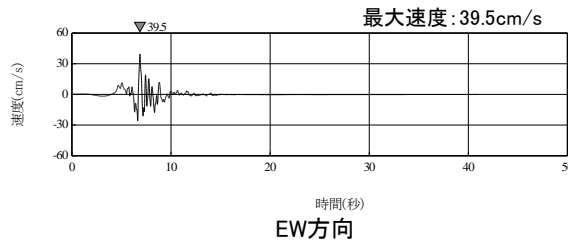
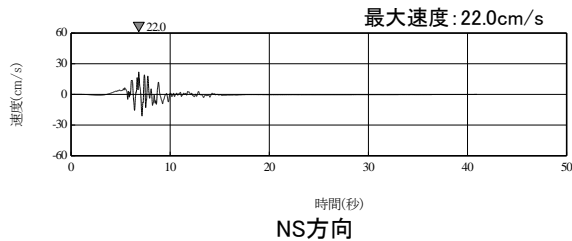
破壊開始点1



破壊開始点2



破壊開始点3



破壊開始点4

参考文献(1)

1. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

1. Noda,S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M.Tohdo and T. Watanabe (2002) :RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations Between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis. Oct. 16-18, Istanbul
2. 柴田明德(2014):最新 耐震構造解析, 森北出版
3. 澤田義博, 田澤芳博, 矢島浩, 佐々木俊二, 笠原敬司(2018): 高密度地震観測に基づく地盤の不整形性の検出方法と地震増幅特性のバラツキの検討, 第15回日本地震工学シンポジウム
4. 池浦友則(2009):鉛直アレイ観測点間で相関する地震動成分の地盤伝達関数, 日本地震工学会論文集 第9巻, 第1号, 2009
5. 地震調査研究推進本部(2004):三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について
6. 永井理子, 菊地正幸, 山中佳子(2001):三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究-1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較-, 地震 第2輯, 第54巻
7. 藤江剛(1999):屈折および反射波を用いた走時インバージョンの開発と三陸沖プレート境界の地殻構造への適用.東京大学博士論文
8. 三浦誠一・高橋成美・仲西理子・小平秀一・金田義行(2001):日本海溝前弧域(宮城沖)における地震学的探査-KY9905航海-, JAMSTEC深海研究, 第18号, 145-156.

2. プレート間地震

1. Müller, R.D., M. Sdrolias, C. Gaina, and W.R.Roest(2008) :Age, spreading rates and spreading asymmetry of the world's ocean crust, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q04006, doi:10.1029/2007GC001743
2. 宇津徳治(2004):世界の被害地震の表, 電子ファイル最終版, 改定・更新版 :<http://iisee.kenken.go.jp/utsu/index.html>
3. 佐竹建治(2013):第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要, 地震予知連絡会 会報, 第89巻, 12-6
4. Global CMT Catalog: Global CMT Web Page, <https://www.globalcmt.org/>
5. Satake, K. and B. F. Atwater(2007):Long-term perspectives on giant earthquakes and tsunamis at subduction zones, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2007. 35:349-74
6. 西村卓也(2013):第197回地震予知連絡会 測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング, 地震予知連絡会 会報, 第89巻, 12-15
7. 地震調査研究推進本部(2004a):三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について
8. 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
9. 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
10. 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
11. 気象庁(2020):地震月報ほか
12. 地震調査研究推進本部(2002):三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について
13. 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)
14. 内閣府(2020a):日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討について(概要報告), 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会
15. 内閣府(2020b):G空間情報センターHP, 内閣府 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討会/強震断層モデル(2)強震断層パラメータ(最終更新2020年12月23日), <<https://www.geospatial.jp/ckan/dataset/1-02>>
16. 諸井孝文, 広谷浄, 石川和也, 水谷浩之, 引間和人, 川里健, 生玉真也, 釜田正毅(2013):標準的な強震動レシピに基づく東北地方太平洋沖巨大地震の強震動の再現, 日本地震工学会第10回年次大会概要集

参考文献(2)

2. プレート間地震

17. Kurahashi, S. and Irikura, K. (2013): Short-period source model of the 2011 Mw9.0 Off the Pacific coast of Tohoku earthquake. Bulletin of Seismological Society of America, 103 (2B), 1373-1393.
18. Asano, K. and T. Iwata (2012): Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, 64, 1111-1123.
19. 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一, 日本建築学会構造系論文集, 第77巻, 第675号, 695-704
20. 川辺秀憲, 釜江克宏(2013): 2011年東北地方太平洋沖地震の特性化震源モデルの構築, 日本地震学会秋季大会予稿集, B22-04.
21. 田島礼子, 松元康広, 司宏俊, 入倉孝次郎(2013): 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究, 地震 第2輯, 第66巻
22. 地震調査研究推進本部(2020): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
23. 地震調査研究推進本部(2004b): 2003年十勝沖地震の観測記録を利用した強震動予測手法の検証について
24. 東貞成, 芝良昭, 佐藤浩章, 佐藤雄亮, 中島正人, 酒井理哉, 佐藤清隆(2009): 電力重要施設の設計用地震動策定法, 電力中央研究所報告N04, 2009
25. The U.S. Geological Survey: Search Earthquake Catalog, <<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>>
26. 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>
27. 川瀬博, 松尾秀典(2004): K-NET, KiK-net, JMA震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第1号, 1-20
28. 釜江克宏, 入倉孝次郎, 福知保長(1991): 地震のスケーリング則に基づいた大地震時の強震動予測: 統計的波形合成法による予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 第430号, 1-9.
29. 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
30. 佐藤智美・川瀬博・佐藤俊明(1994): 表層地盤の影響を取り除いた工学的基盤波の統計的スペクトル特性, 仙台地域のポアホールで観測された多数の中小地震記録を用いた解析, 日本建築学会構造系論文集, 462, 79-89.
31. 佐藤智美(2010): 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, 日本建築学会構造系論文集, 第75巻, 第651号, 923-932
32. Kanamori H.(1977) : The Energy Release in Great Earthquakes, Journal of Geophysical Research Vol.82 No.20

3. 海洋プレート内地震

1. 宇津徳治(1999): 地震活動総説, 東京大学出版会, 1999
2. 木村学(2002): プレート収束帯のテクトニクス学, 東京大学出版会, 2002
3. Seno, T. and M. Yoshida (2004) : Where and why do large shallow intraslab earthquakes occur ?, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 141, 183-206
4. Seno, T. and Y. Yamanaka(1998) : Arc stressed determined by slabs: Implications for mechanisms of back-arc spreading, Geophysical Research letters, Vol.25, No.17, Pages 3227-3230, September 1, 1998
5. Kirby, S. H., Engdahl, E. R. and Denlinger, R. (1996) : Intermediate-Depth Intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs, in Subduction: Top to Bottom edited by Bebout, G. E., Scholl, D., Kirby, S. and Platt, J. P., Geophysical Monograph Series, 96, AGU, Washington, D.C., 347-355, 1996

参考文献(3)

3. 海洋プレート内地震

6. Jose A. Alvarez-Gomez, Omar Q. Gutierrez Gutierrez, Inigo Aniel-Quiroga, M. Gonzalez (2012) : Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the Middle America trench in Central America, *Tectonophysics* 574-575, 133-143
7. 気象庁, 平成24年4月 地震・火山月報(防災編)
8. 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
9. 瀬野徹三(1995) : プレートテクトニクスの基礎, 朝倉書店
10. Saeko Kita, T. Okada, A. Hasegawa (2010) : The upper and lower planes of the double seismic zone beneath Tohoku and Hokkaido, northeastern Japan, *Tectonophysics*, 496.
11. Nakajima J., A. Hasegawa, S. Kita(2011) : Seismic evidence for reactivation of a buried hydrated fault on the Pacific slab by the 2011 M9.0 Tohoku earthquake, *Geophysical Research Letters*, Vol.38
12. Ohta Y., S. Miura, M. Ohzono, S. Kita, T. Iinuma, T. Demachi, K. Tachibana, T. Nakayama, S. Hirahara, S. Suzuki, T. Sato, N. Uchida, A. Hasegawa, N. 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 the dense GPS network data, *Earth Planet Space*, 63
13. 佐藤智美(2012) : 経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデルプレート境界地震の短周期レベルに着目して—, 日本建築学会構造系論文集 第77号, 2012年5月
14. 吉田昌平, 津田健一, 佐藤俊明(2022) : 2022年3月16日福島県沖地震(M7.4)の強震記録を用いた断層破壊過程の推定 その2 経験的グリーン関数法を用いた強震動生成域(SMGA)の推定, 日本建築学会学術講演会梗概集(北海道), pp. 65-66, 2022
15. 新井健介, 吉田昌平, 田中信也, 熊谷周治(2022) : 2022年3月16日福島県沖の地震の強震動生成域の推定, 日本地震工学会第17回年次大会梗概集, TS_20220055.
16. 芝良昭(2022) : 東北太平洋沖で近年発生したスラブ内地震の広帯域震源特性, 日本地震工学会第17回年次大会梗概集, TS_20220053
17. 佐藤智美, 巽誉樹(2002) : 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第556号
18. Kanamaori, H. (1971) : Focal mechanism of the Tokachi-Oki earthquake of May 15, 1968 : Contortion of the lithosphere at a junction of two trenches, *Tectonophysics*, 12, 1-13
19. Izutani, Y. (2011) : Fault extent of the largest aftershock of the 1968 Tokachi-Oki, Japan, earthquake and an interpretation of the normal faulting focal mechanism, *Earth Planets Space*, 63, 2011
20. S. Kita and K. Katsumata (2015) : Stress drops for intermediate-depth intraslab earthquakes beneath Hokkaido, northern Japan: Differences between the subducting oceanic crust and mantle events, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G-Cubed)*, 16, 552-562, 2015
21. 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
22. Nikolas I. Christensen (1996) : Poisson's ratio and crustal seismology, *J. Geophys. Res.*, 101(B2), 3139-3156
23. 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
24. 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
25. 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)
26. 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
27. 佐藤智美(2013) : 東北地方のアウトラーイズ地震, スラブ内地震, プレート境界地震の短周期レベルと f_{max} 及び距離減衰特性, 日本建築学会構造系論文集, 第689号

参考文献(4)

3. 海洋プレート内地震

28. 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>>
29. 地震調査研究推進本部(2020): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)

4. 内陸地殻内地震

1. 地質調査総合センター編(2013): 日本重力データベースDVD版(第2版), 数値地質図P-2
2. 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
3. Zhao, J. X., J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H. K. Thio, P.G. Somerville, Y. Fukushima and Y. Fukushima (2006): Attenuation Relation of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3
4. Norman A. Abrahamson, Walter J. Silva (2008): Summary of the Abrahamson & Silva NGA Ground-Motion Relations, Earthquake Spectra, Vol.24
5. Chiou, B. S. -J and R. R. Youngs (2008): An NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.24
6. I. M. Idriss (2014): An NGA-West 2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectra Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3
7. Kanno T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara and Y. Fukushima (2006): A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3
8. 内山泰生, 翠川三郎(2006): 震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第606号
9. 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊介, 日下部毅明(2006): 短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集A Vol.62, No.4
10. Norman A. Abrahamson, Walter J. Silva and Ronnie Kamai (2014): Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3
11. David M. Boore, Jonathan P. Stewart, Emel Seyhan and Gail M. Atkinson (2014): NGA-West 2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3
12. Kenneth W. Campbell and Yousef Bozorgnia (2014): NGA-West 2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Component of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3
13. Brian S.J. Chiou and Robert R. Youngs (2014): Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3
14. 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>>
15. 活断層研究会編(1991): [新編]日本の活断層 分布図と資料, 東京大学出版会
16. 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
17. Takaya Iwasaki, N. Tsumura, T. Ito, K. Arita, M. Makoto, H. Sato, E. Kurasimo, N. Hirata, S. Abe, K. Noda, A. Fujiwara, S. Kikuchi and K. Suzuki (2019): Structural heterogeneity in and around the fold-and-thrust belt of the Hidaka Collision zone, Hokkaido, Japan and its relationship to the aftershock activity of the 2019 Hokkaido Eastern Iwate Earthquake, Earth, Planets and Space, 2019
18. M. Stirling, D. Rhoades and K. Berryman (2002): Comparison of Earthquake Scaling Relations Derived from Data of the Instrumental and Preinstrumental Era, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.92, No.2

参考文献(5)

4. 内陸地殻内地震

19. 入倉孝次郎(2007):原子力発電所の耐震設計のための基準地震動, 日本地震工学会誌 No.5
20. Wells D., K. Coppersmith(1994):New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement, Bulletin of Seismological Society of America, Vol.84, 1994
21. 地震調査研究推進本部(2020):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
22. Somerville. P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, A. Kowada (1999):Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for the Prediction of Strong Ground Motion, Seismological Research Letters Vol.70 Number 1,1999
23. 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)