

東通原子力発電所 基準地震動策定のうち地下構造の評価について

令和元年12月6日
東北電力株式会社

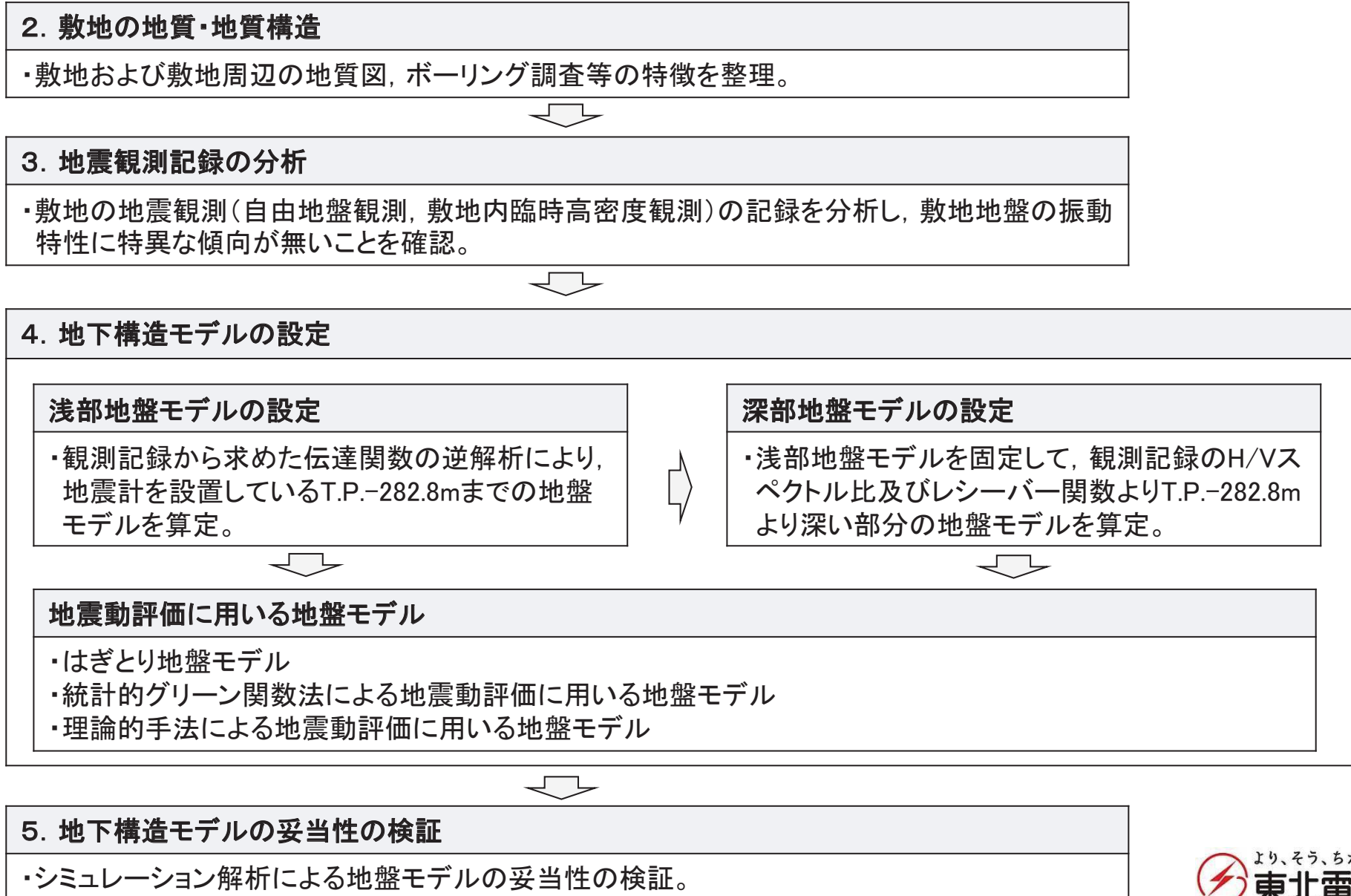
目次

1. 地下構造の評価方針	2
2. 敷地の地質・地質構造	4
3. 地震観測記録の分析	22
4. 地下構造モデルの設定	51
5. 地下構造モデルの妥当性の検証	78
6. まとめ	82
・参考文献	84
・参考資料	85

1. 地下構造の評価方針

1. 地下構造の評価方針

(1) 全体概要



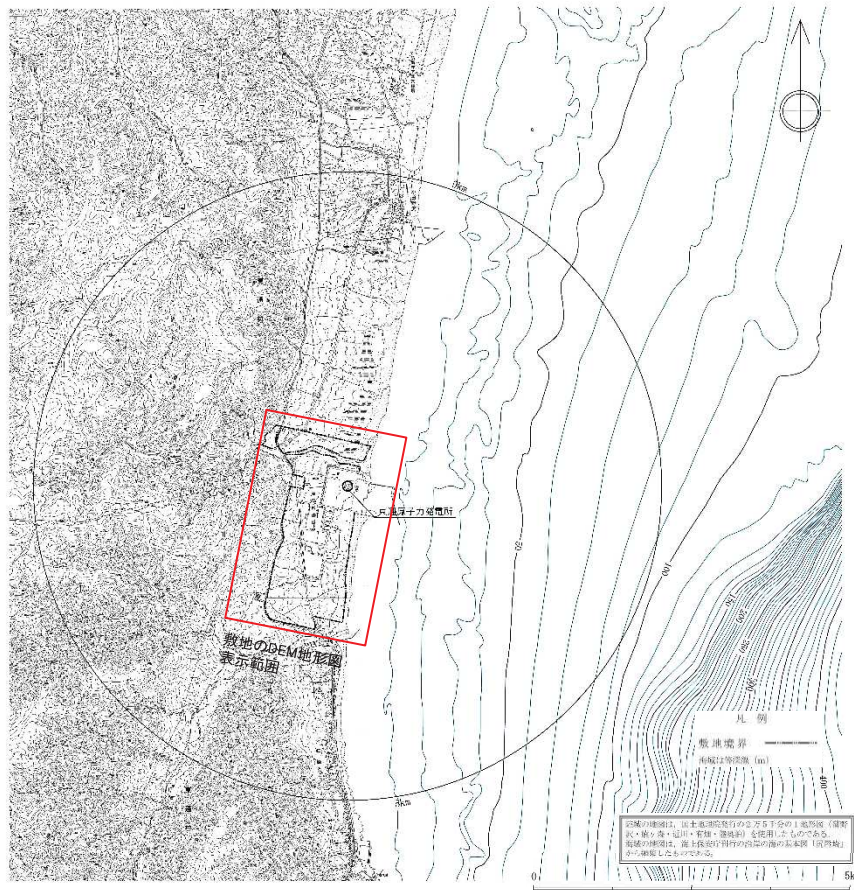
2. 敷地の地質・地質構造

- 2. 1 敷地の地質及び地質構造
- 2. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性
- 2. 3 まとめ

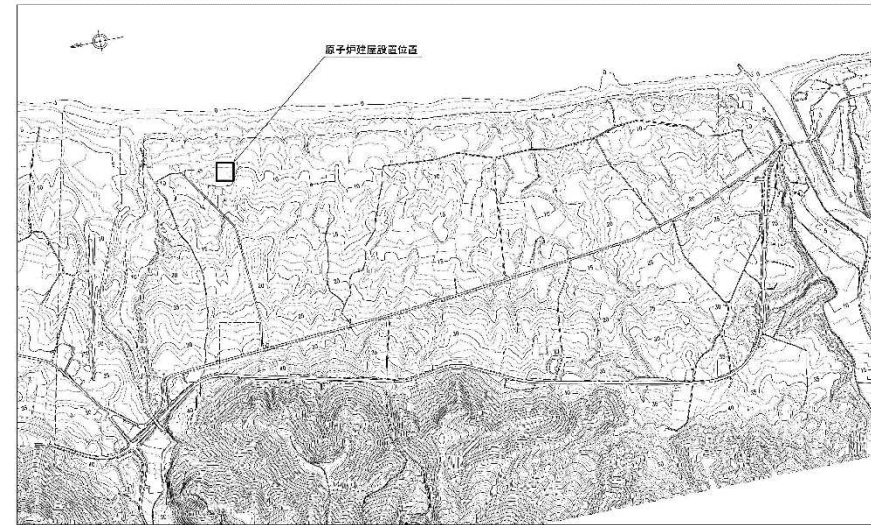
2. 1 敷地の地質及び地質構造

(1) 敷地の地形

- 敷地は、海岸線に沿って南北方向に分布する標高約10m～約40mの台地に位置している。
- 敷地の西部～南部には原地形が残存している。
- 敷地西側は、開析が進行した丘陵よりなる。

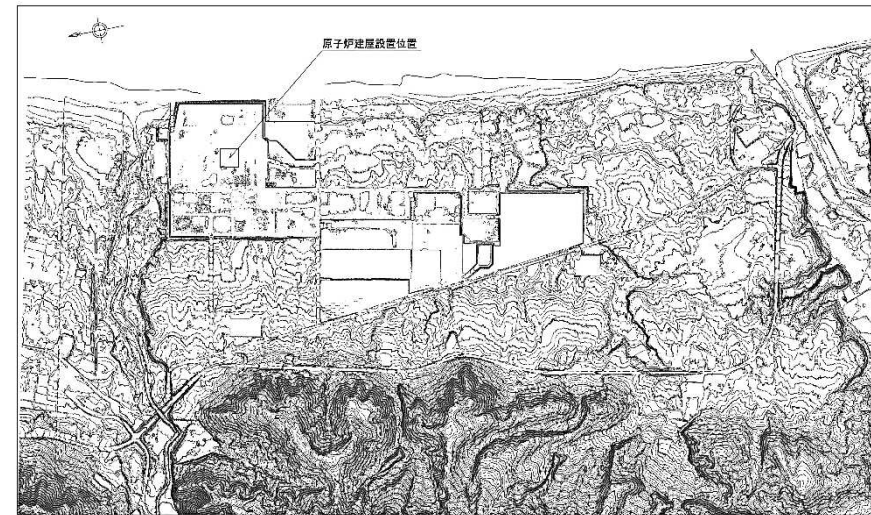


敷地近傍の地形図



空中写真(平成5年撮影)から作成

敷地のDEM地形図(敷地造成前)

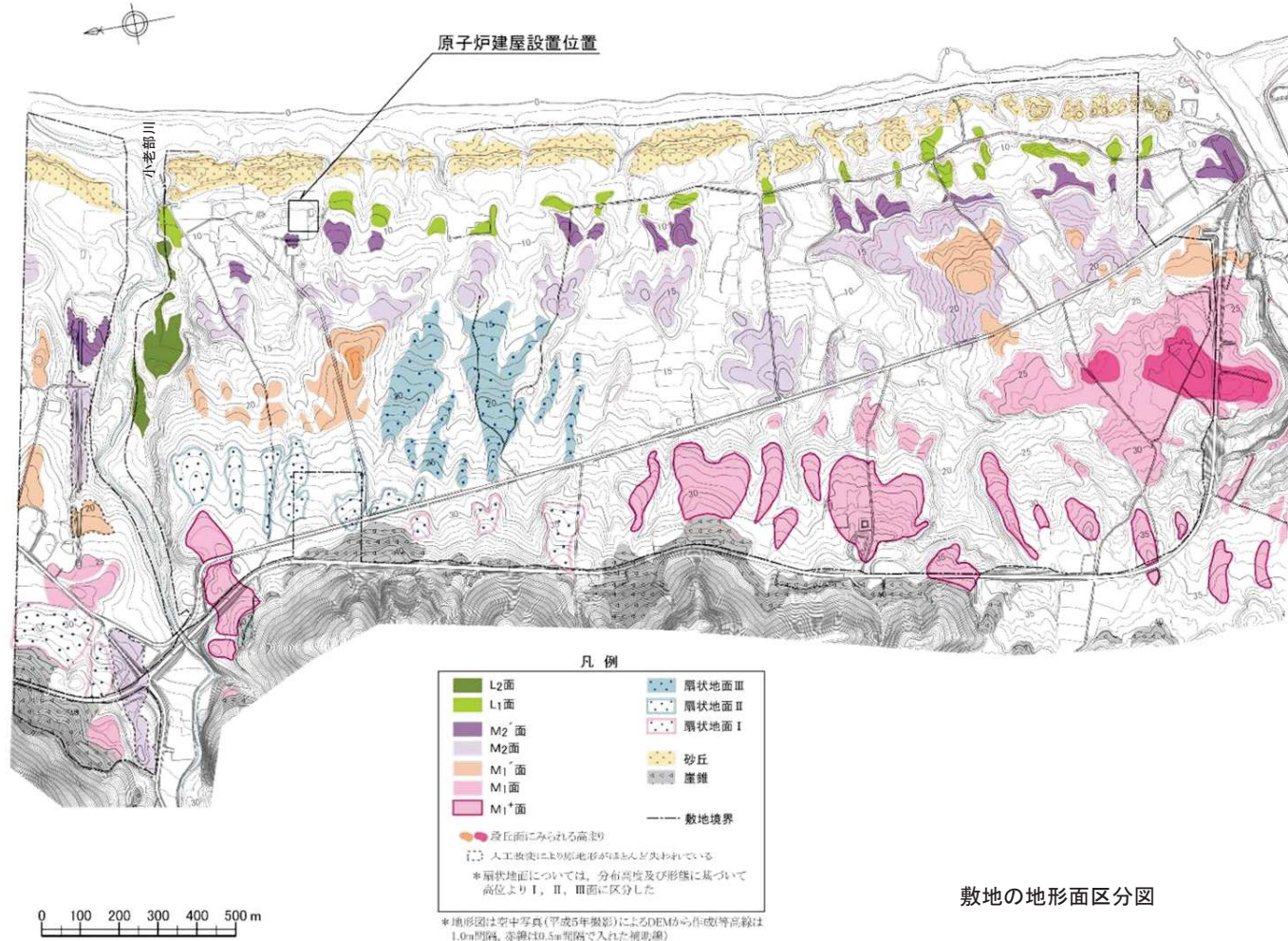


航空レーザー測量(平成19年)によるDEMから作成

敷地のDEM地形図(敷地造成後)

2. 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)

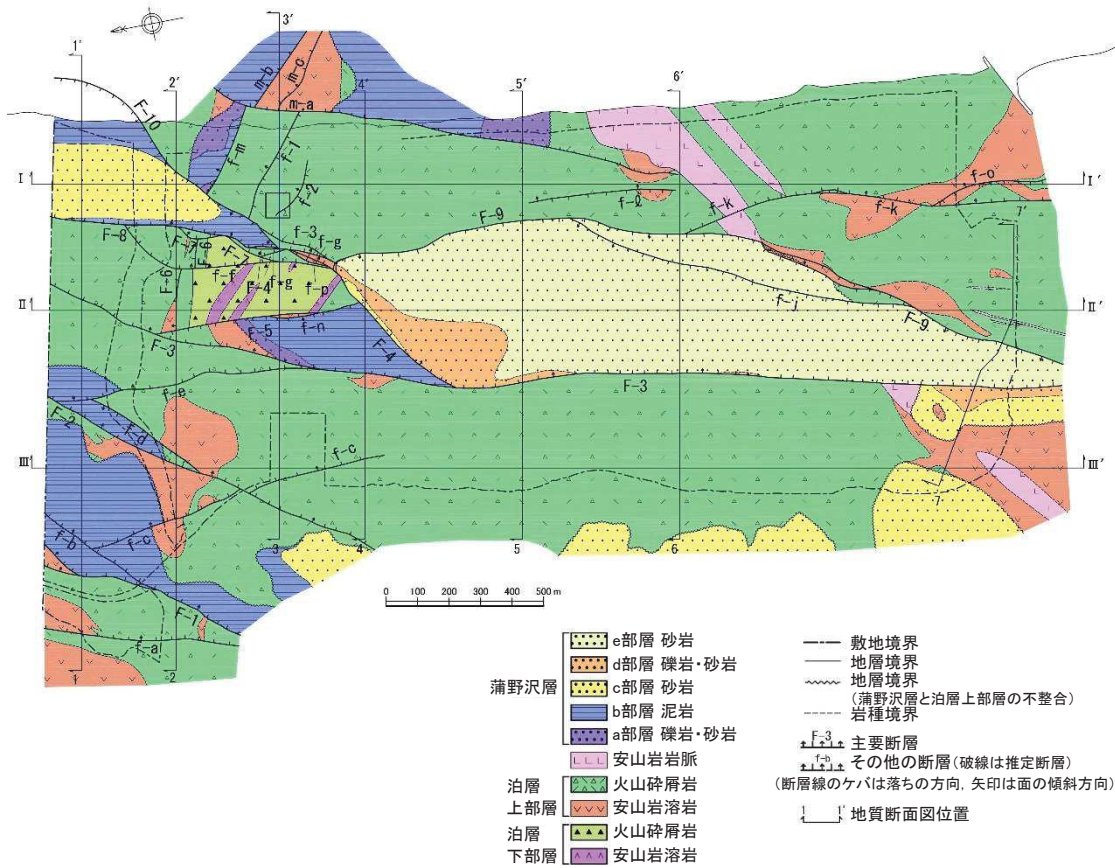
- 敷地の段丘は、段丘面の形態、高度、分布状況及び連続性、開析度、堆積物の層相、火山灰層との層位関係等について、敷地周辺陸域の段丘面との検討を行い、高位より、M₁面、M₁'面、M₂面及びL₁面に区分される。
- M₁面については若干の高度差によって、M₁⁺面及びM₁面に、M₂面についてはM₂面及びM₂'面に細分される。
- 敷地北部には、小老部川が東流して太平洋に注いでおり、この小老部川に沿って幅約60m～約100mの低地が分布する。
- 空中写真判読、航空レーザー測量による2mDEMデータによる詳細地形判読等の再調査を行った結果、断層の活動を示唆するリニアメント、変動地形の可能性のある地形及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



2. 1 敷地の地質及び地質構造

(3) 敷地の地質・地質構造(敷地の地質層序と地質構造)

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



敷地の新第三系の地質構造図

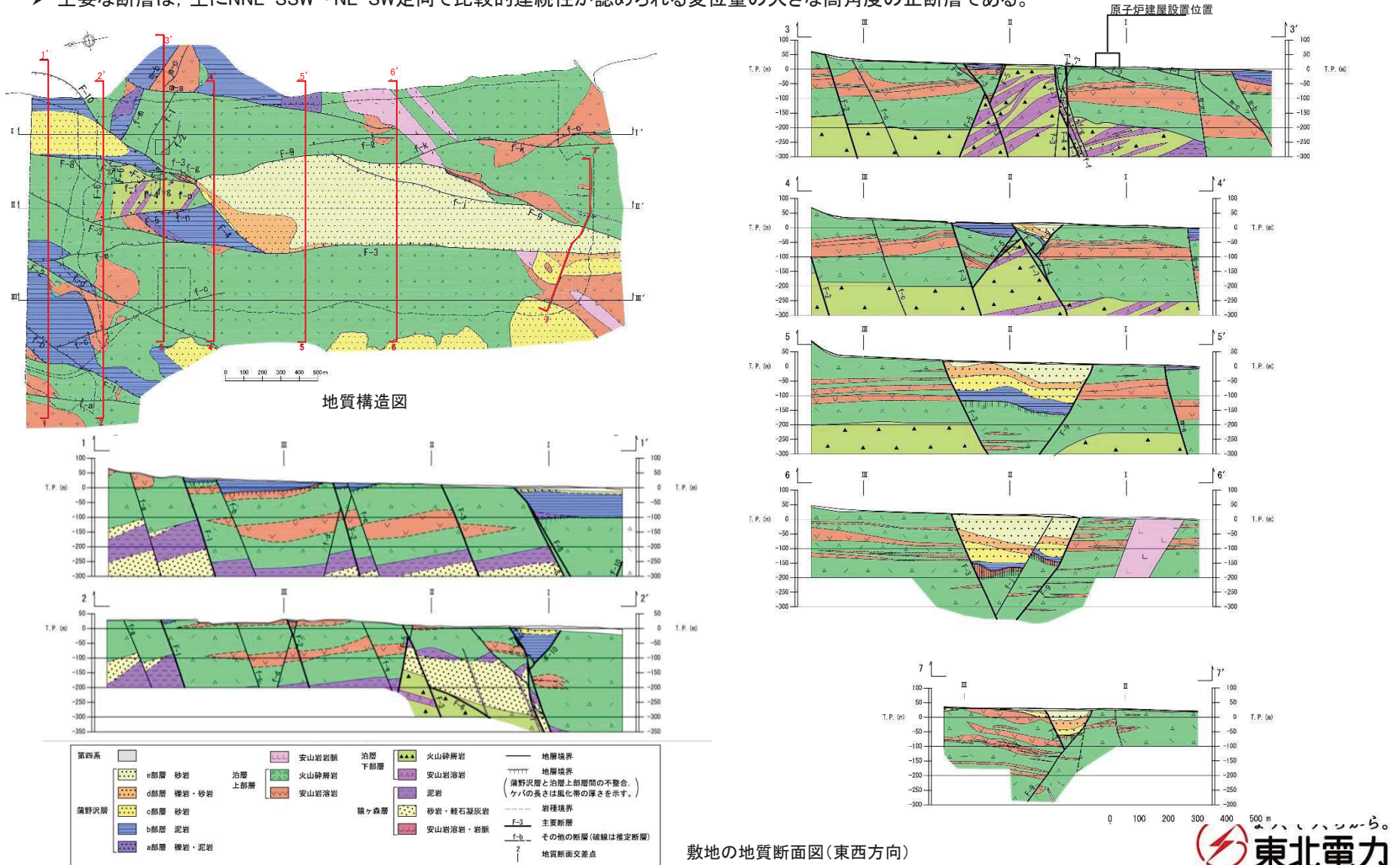
敷地の新第三系の地質層序表

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

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

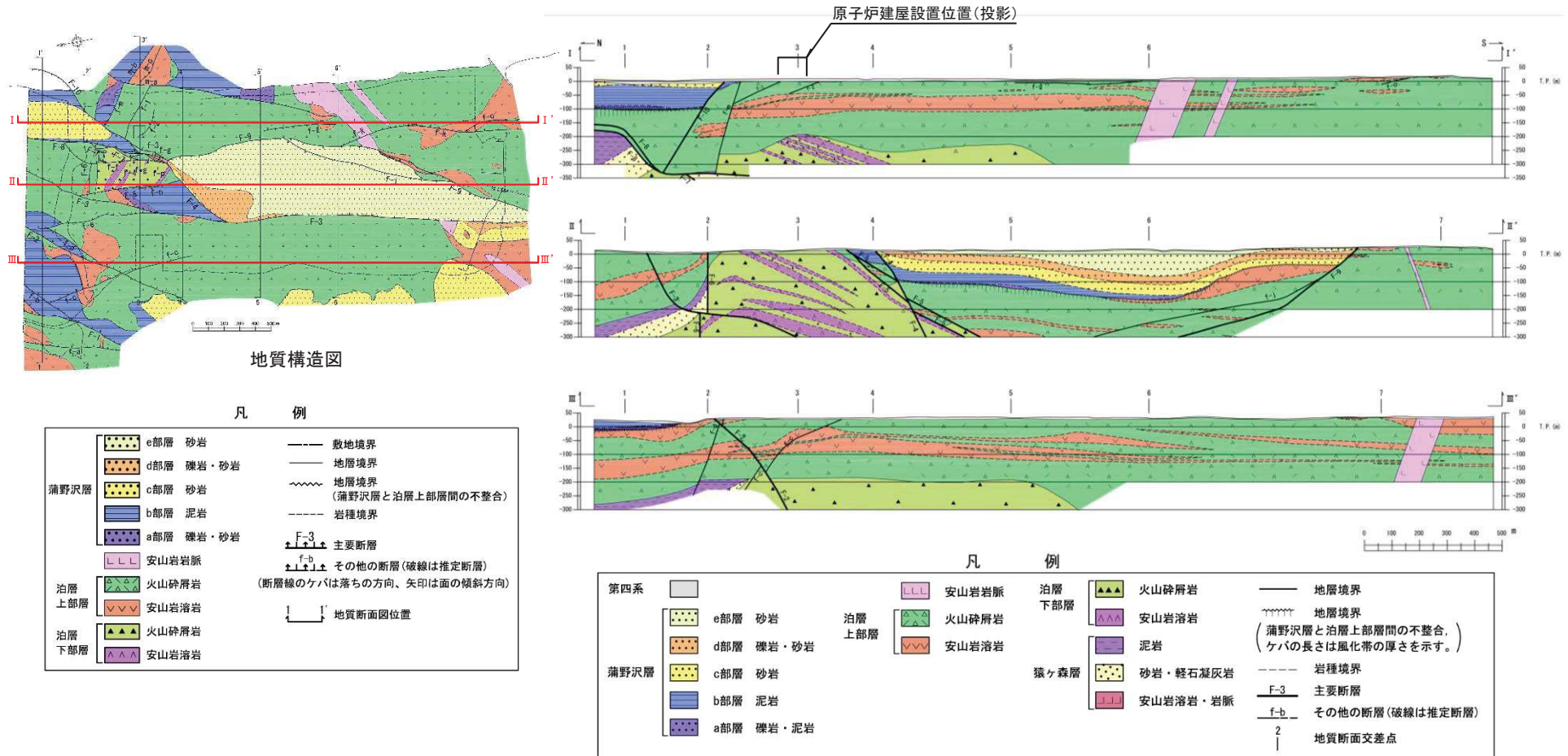
2. 1 敷地の地質及び地質構造 (4) 敷地の地質・地質構造(東西方向の地質断面)

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



2.1 敷地の地質及び地質構造 (5)敷地の地質・地質構造(南北方向の地質断面)

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

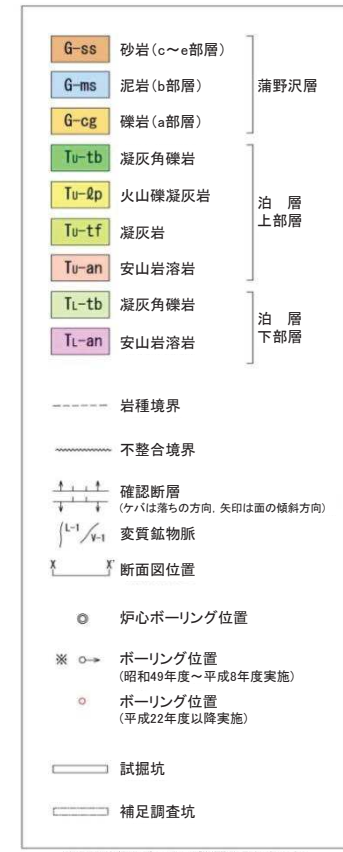
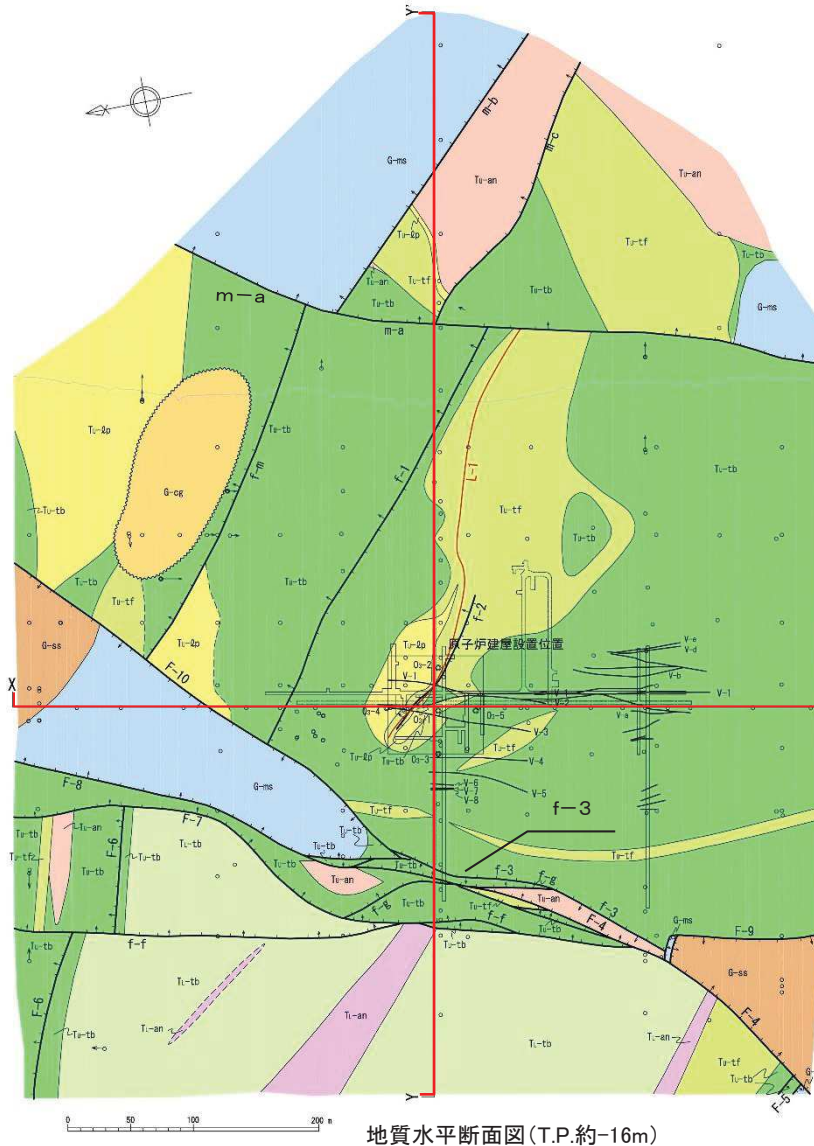
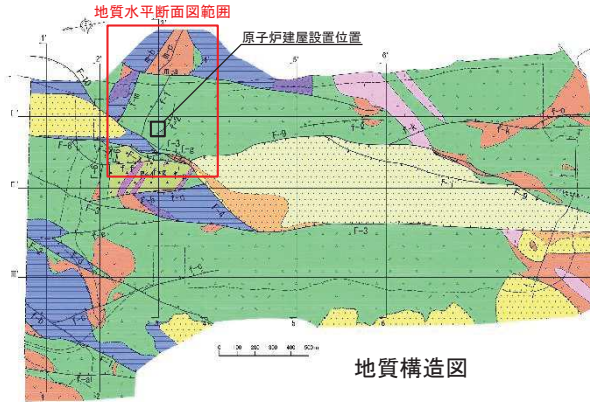


敷地の地質断面図(南北方向)

2. 1 敷地の地質及び地質構造

(6) 原子炉建屋設置位置付近の地質・地質構造

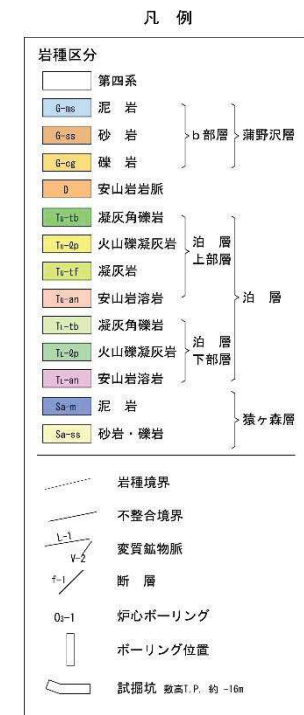
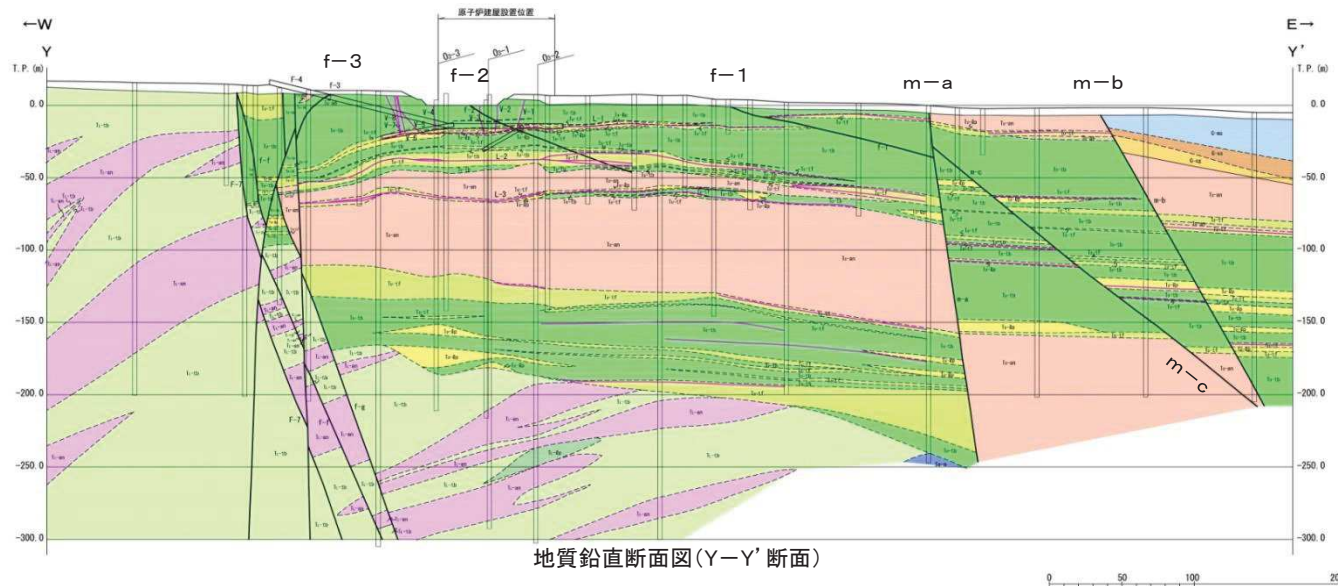
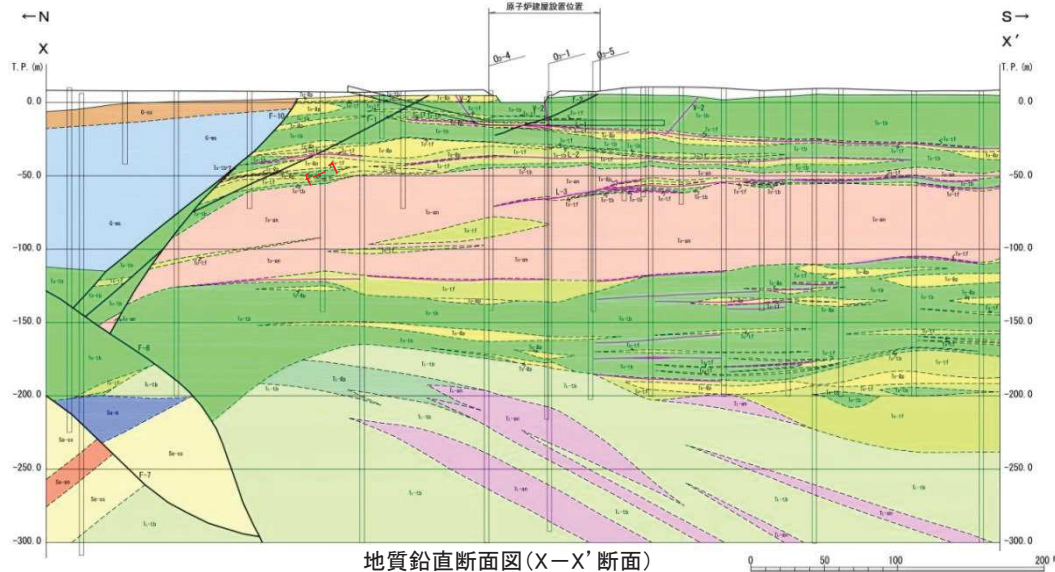
- 原子炉施設設置位置の新第三系は、中新統の猿ヶ森層、泊層及び蒲野沢層からなる。
- 原子炉建屋設置位置付近の新第三系にf-1断層～f-3断層、沿岸にm-a断層～m-c断層が分布する。



2. 1 敷地の地質及び地質構造

(7) 原子炉建屋設置位置付近の地質・地質構造

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



2. 敷地の地質・地質構造

- 2. 1 敷地の地質及び地質構造
- 2. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性
- 2. 3 まとめ

2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(1) 岩盤分類(岩盤分類の基準)

- 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。

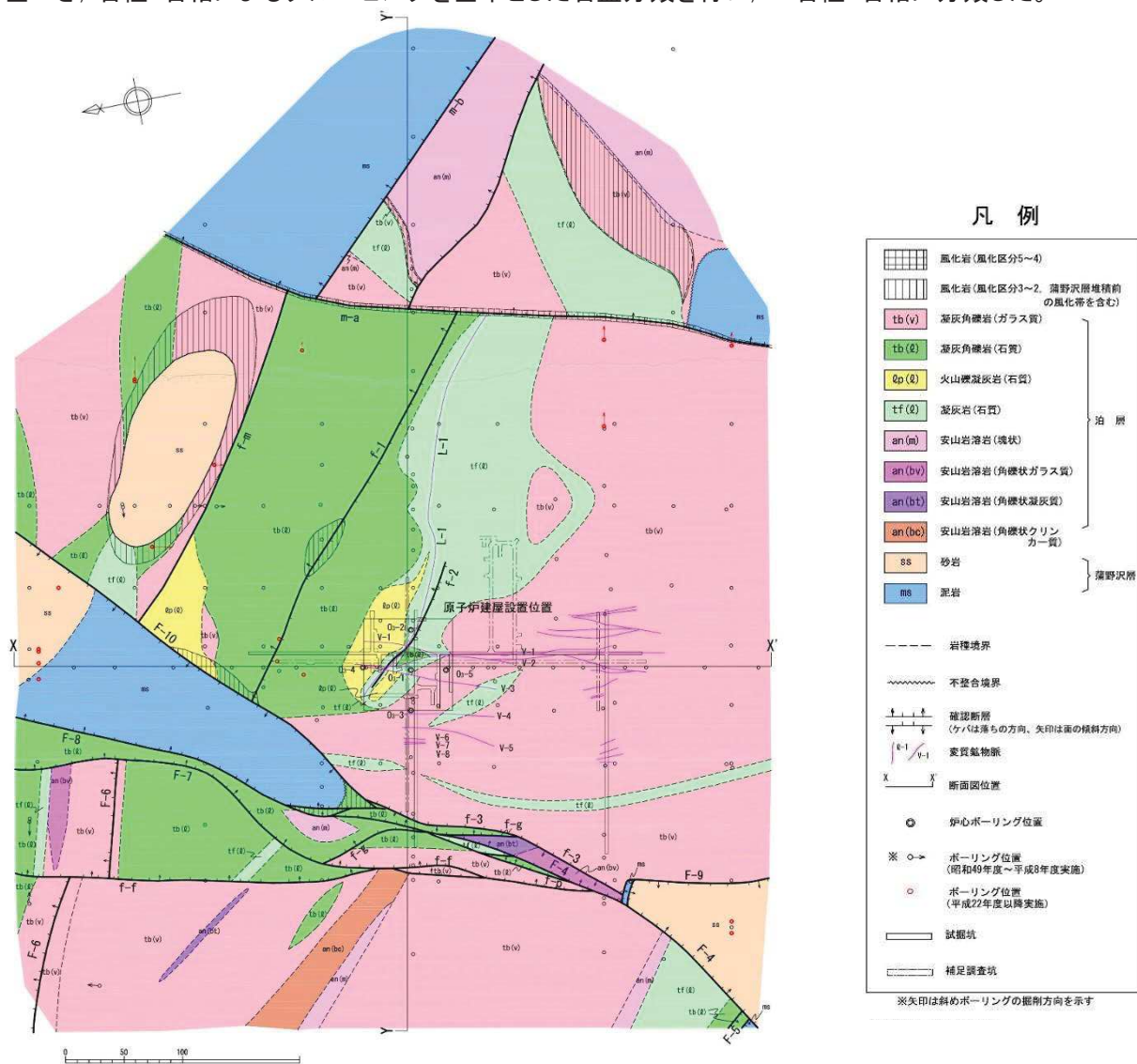


	特 徴
泊層 火山碎屑岩	<ul style="list-style-type: none"> 凝灰角礫岩, 火山礫凝灰岩及び凝灰岩からなるが, いずれの岩種も基質の性状によりガラス質な部分と石質な部分に岩相区分され, 前者は後者より硬質である。 石質基質の一部に弱い変質を受け緑色を呈する部分が認められるが, その分布は不規則なレンズ状又は斑状であり, 広がり有するものではない。 節理が少なく, 風化の影響は地表部に僅かに認められるのみである。
泊層 安山岩溶岩	<ul style="list-style-type: none"> 緻密で塊状の溶岩と, 安山岩角礫と基質が強く固結する角礫状の溶岩があり, 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, 広がり有するものではない。 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僅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。

2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(2) 岩盤分類(岩盤分類図(水平断面))

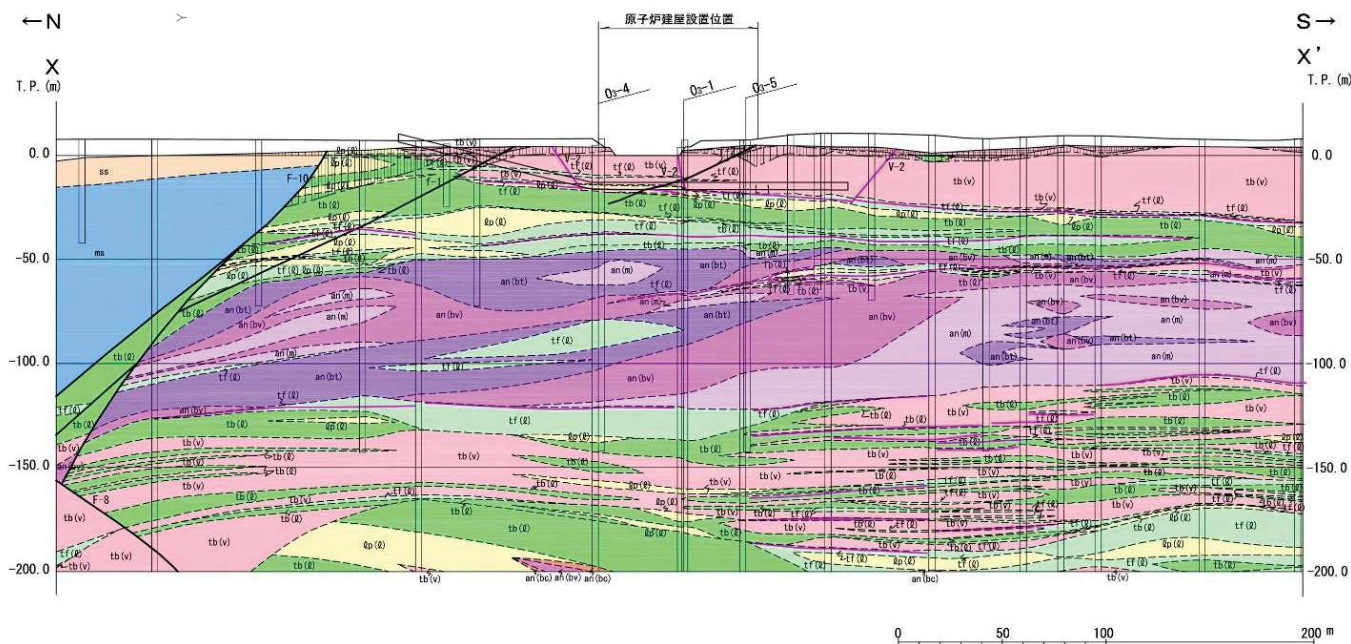
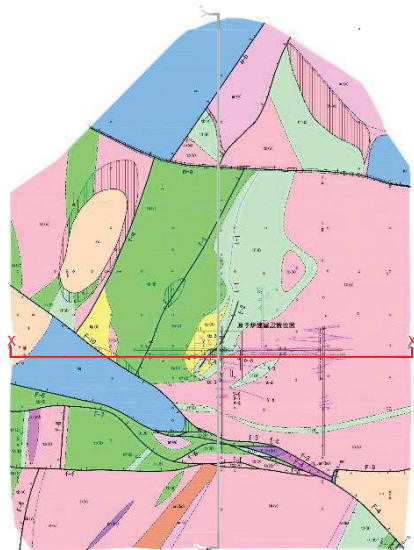
- 原子炉施設設置位置には泊層の火山碎屑岩と安山岩溶岩が分布し、やや離れた位置に蒲野沢層の砂岩、泥岩及び礫岩が分布している。
- 本地点の岩盤の特徴から、岩盤分類にあたり、「原子力発電所耐震設計技術指針」(JEAG4601-1987)の軟質岩盤分類基準案に示される不均質軟岩(軟岩Ⅲ類)の考え方にに基づき、岩種・岩相によるグルーピングを基本とした岩盤分類を行い、11岩種・岩相に分類した。



2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(3) 岩盤分類(岩盤分類図(鉛直断面(X-X'断面)))

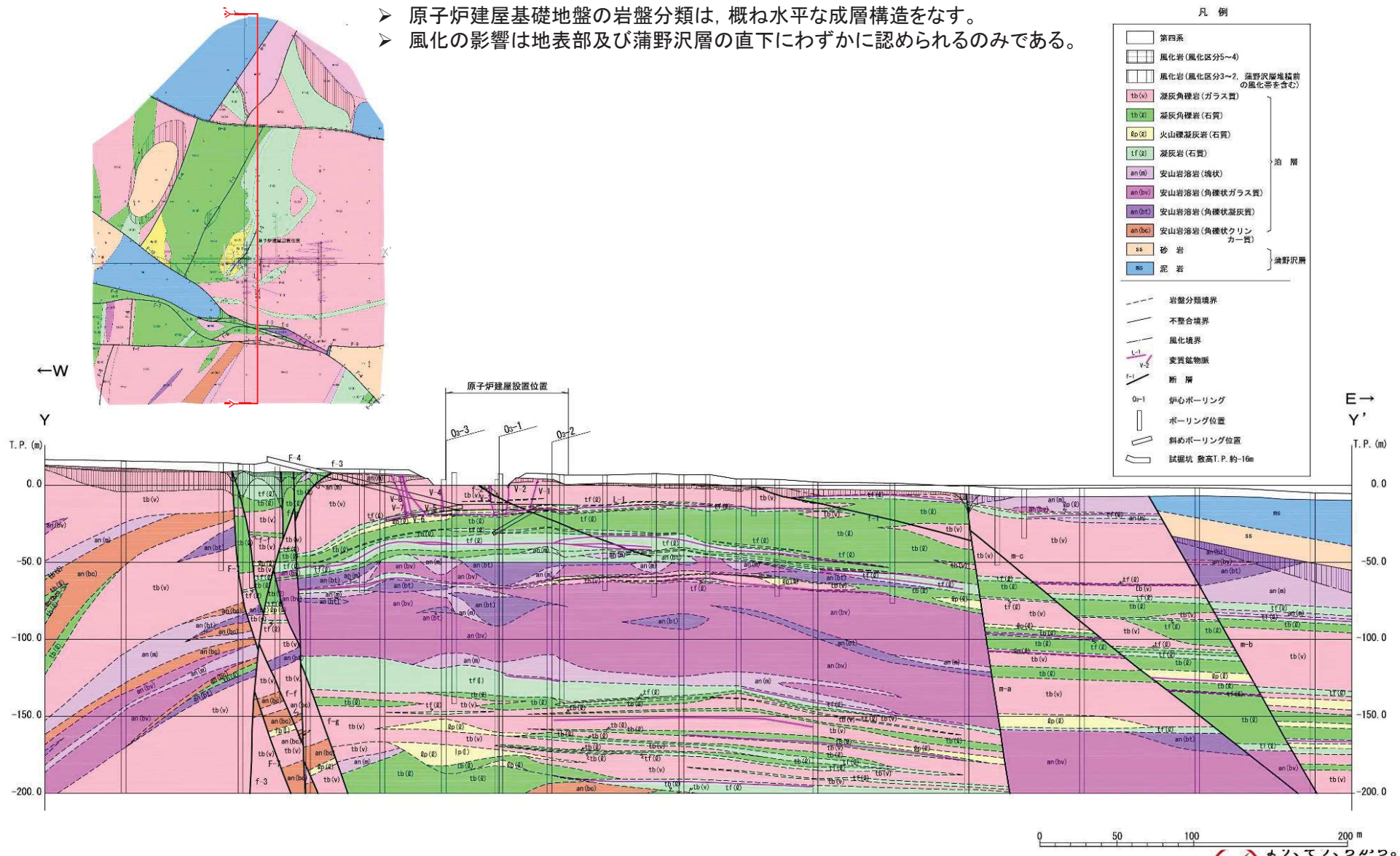
- 原子炉建屋基礎地盤の岩盤分類は、概ね水平な成層構造をなす。
- 風化の影響は地表部にわずかに認められるのみである。



2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(4) 岩盤分類(岩盤分類図(鉛直断面(Y-Y' 断面)))

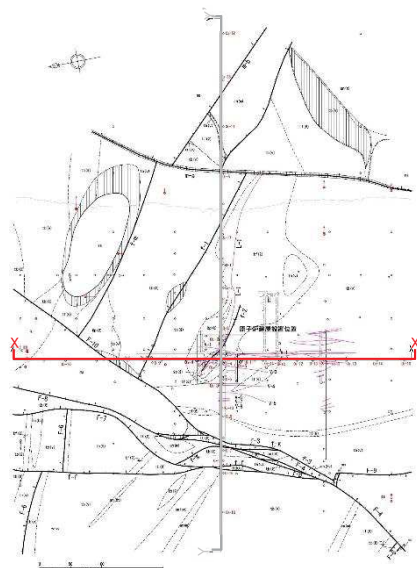
- 原子炉建屋基礎地盤の岩盤分類は、概ね水平な成層構造をなす。
- 風化の影響は地表部及び蒲野沢層の直下にわずかに認められるのみである。



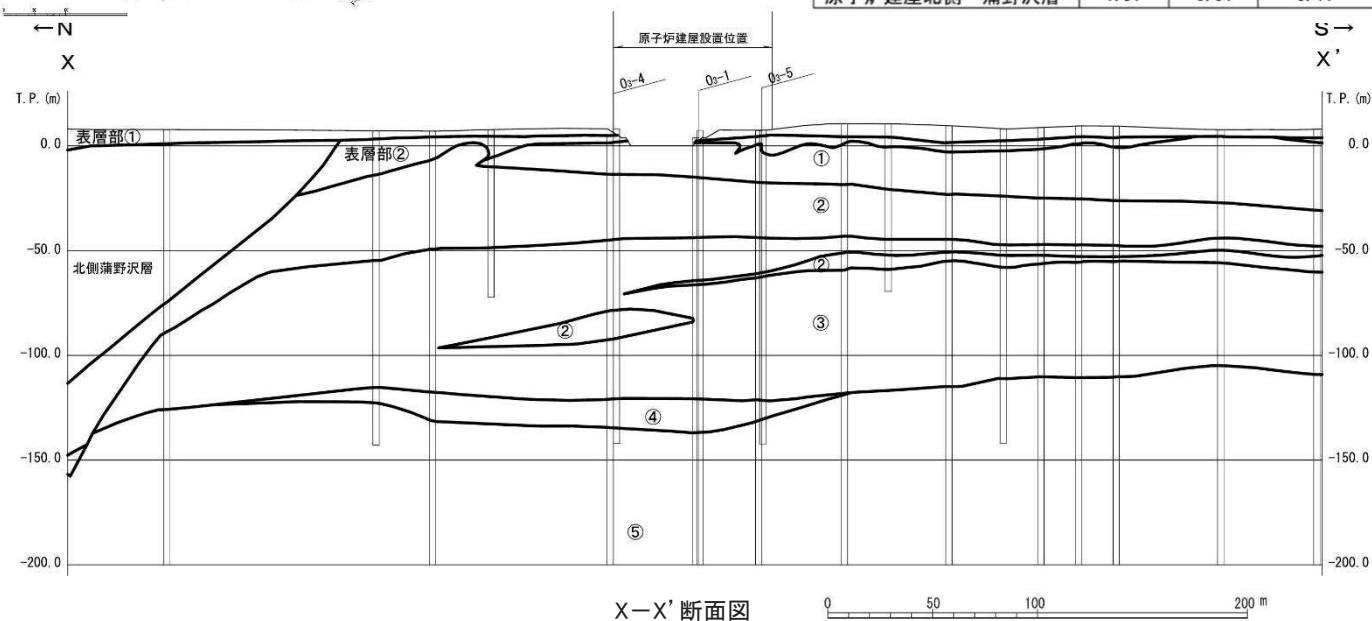
2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

(5) 速度層構造(原子炉建屋付近のPS検層結果)

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

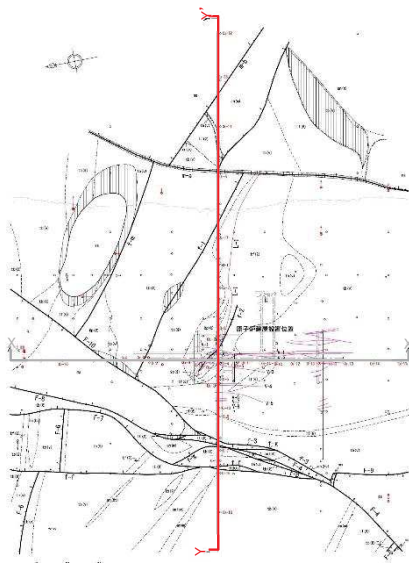


速度層区分	P波速度 V_p (km/s)	S波速度 V_s (km/s)	動ポアソン比 ν_d	
表層部①	1.35	0.40	0.45	
表層部②	2.65	1.02	0.41	
原子炉建屋 付近	①	3.28	1.53	0.36
	②	3.01	1.41	0.36
	③	3.75	1.78	0.35
	④	2.90	1.39	0.35
	⑤	3.40	1.71	0.33
原子炉建屋北側 蒲野沢層	1.91	0.64	0.44	

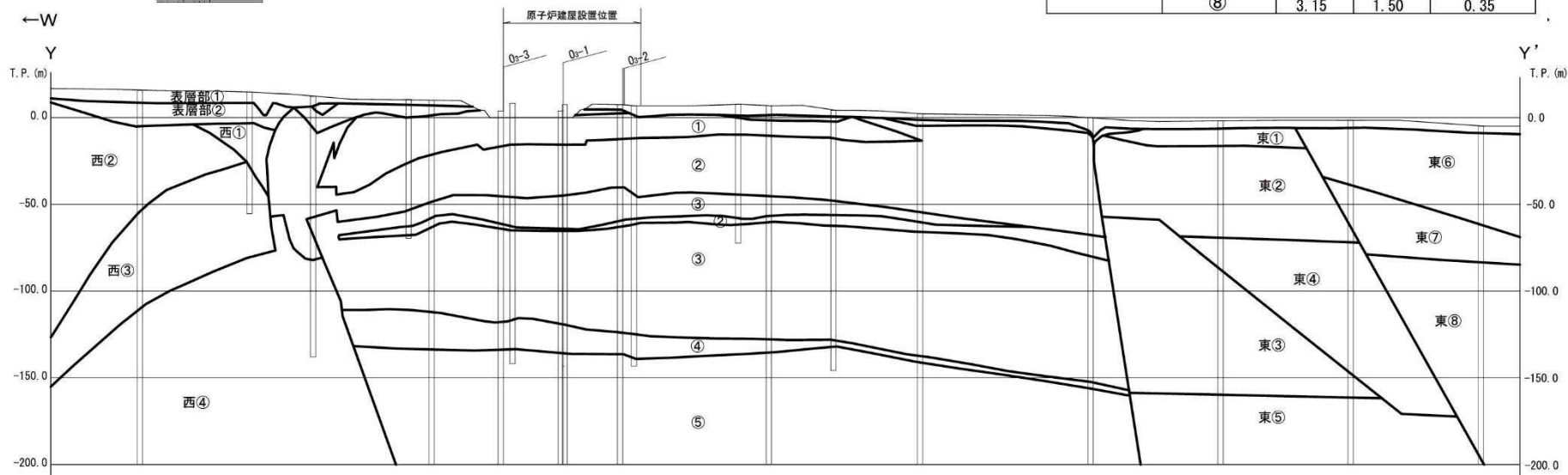


※PS検層の詳細については、「補足説明資料」に示す。

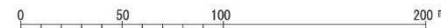
2.2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性 (6)速度層構造(原子炉建屋付近のPS検層結果)



速度層区分	P波速度 V_p (km/s)	S波速度 V_s (km/s)	動ポアソン比 ν_d	
表層部①	1.35	0.40	0.45	
表層部②	2.65	1.02	0.41	
原子炉建屋 付近	①	3.28	1.53	0.36
	②	3.01	1.41	0.36
	③	3.75	1.78	0.35
	④	2.90	1.39	0.35
	⑤	3.40	1.71	0.33
原子炉建屋 西側	①	2.50	0.80	0.44
	②	3.00	1.20	0.40
	③	3.25	1.30	0.40
	④	3.36	1.68	0.33
原子炉建屋 東側	①	4.00	1.90	0.35
	②	3.22	1.59	0.34
	③	3.18	1.58	0.34
	④	2.98	1.41	0.36
	⑤	3.35	1.72	0.32
	⑥	2.07	0.70	0.44
	⑦	3.00	1.32	0.38
	⑧	3.15	1.50	0.35



Y-Y' 断面図



※PS検層の詳細については、「補足説明資料」に示す。

余 白

2. 敷地の地質・地質構造

- 2. 1 敷地の地質及び地質構造
- 2. 2 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性
- 2. 3 まとめ

2.3 まとめ

1. 敷地の地質及び地質構造

(敷地の地質・地質構造)

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



2. 原子炉建屋基礎地盤の工学的特性

- 原子炉施設設置位置には泊層の火山碎屑岩と安山岩溶岩が分布し、やや離れた位置に蒲野沢層の砂岩、泥岩及び礫岩が分布している。
- 岩盤分類は岩種・岩相によるグルーピングを基本として11岩種・岩相に分類した。
- 原子炉建屋基礎地盤の速度層構造は、概ね水平な成層構造をなす。
- 原子炉建屋付近の岩盤は、 V_s =約1.4km/s以上の硬質な岩盤からなる。

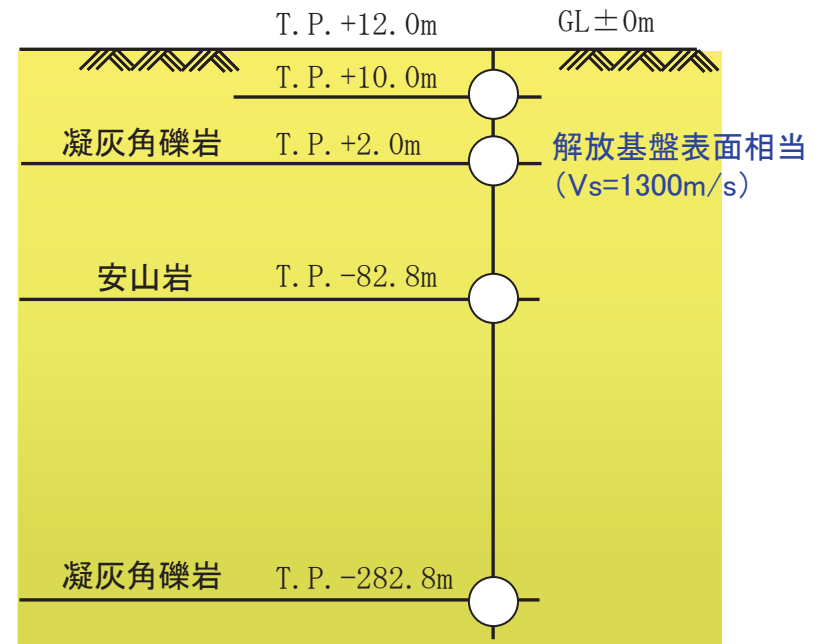
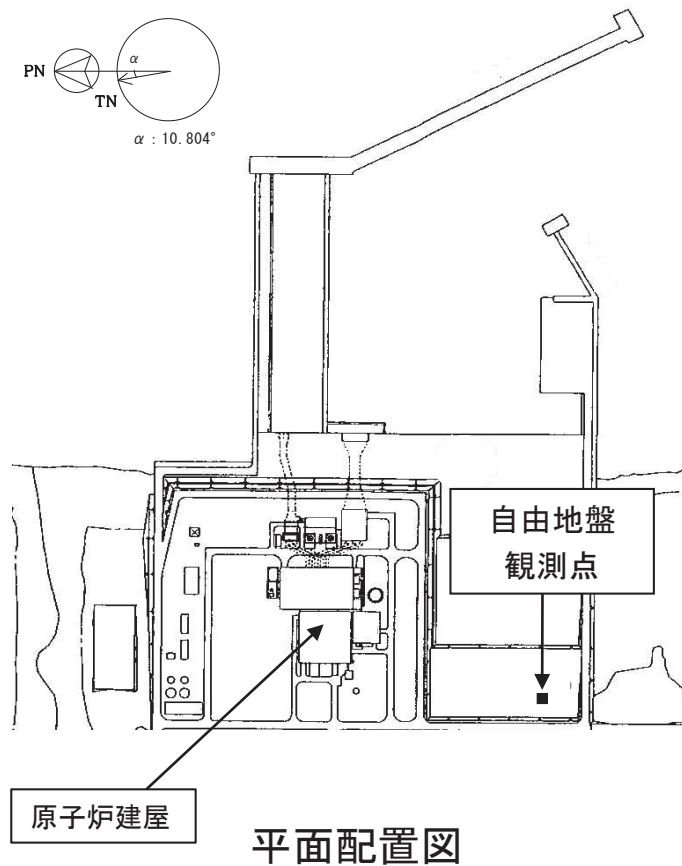
3. 地震観測記録の分析

- 3. 1 自由地盤観測点位置と解放基盤表面の設定
- 3. 2 増幅特性の到来方向別の検討(自由地盤観測点)
- 3. 3 Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルに対する残差の検討
- 3. 4 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較
- 3. 5 増幅特性の到来方向別の検討(敷地内臨時高密度観測)
- 3. 6 まとめ

3. 1 自由地盤観測点位置と解放基盤表面の設定

(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。



○:地震計設置位置

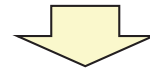
地震計鉛直断面位置図

3. 1 自由地盤観測点位置と解放基盤表面の設定

(2) 解放基盤表面の要求事項と設定

「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈」
(原子力規制委員会, 平成26年7月9日改正)

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



敷地地盤の特徴

- 新第三紀の泊層が相当な拡がりを有して分布。
- 敷地地盤の速度構造は概ね水平な成層構造。
- 著しい風化も見られない。
- PS検層による V_S は約 1.4km/s 以上の硬質岩盤。
- 安全上重要な建屋はこの岩盤上に設置。

敷地地盤の振動特性(後述)

- 著しい増幅特性は見られない。
- 地震波の到来方向による振動特性の違い、場所の違いによる増幅特性の違いは小さい。

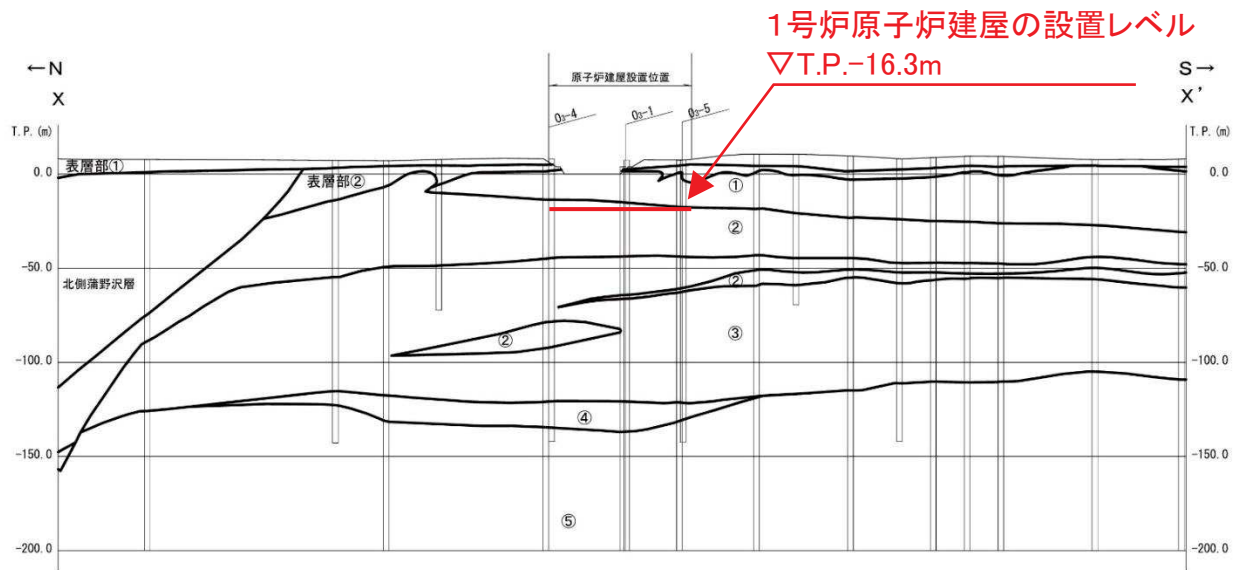
解放基盤表面の設定

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

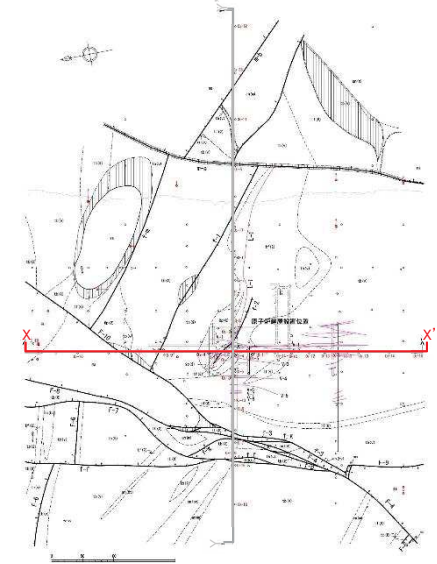
※ 1号炉原子炉建屋の設置レベル T.P.-16.3m

3. 1 自由地盤観測点位置と解放基盤表面の設定 (3) 1号炉原子炉建屋の建屋設置レベル(X-X')

- 解放基盤表面の位置は、安全上重要な建屋が設置する岩盤とする。
- 1号炉原子炉建屋の設置レベルは、T.P.-16.3mである。



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



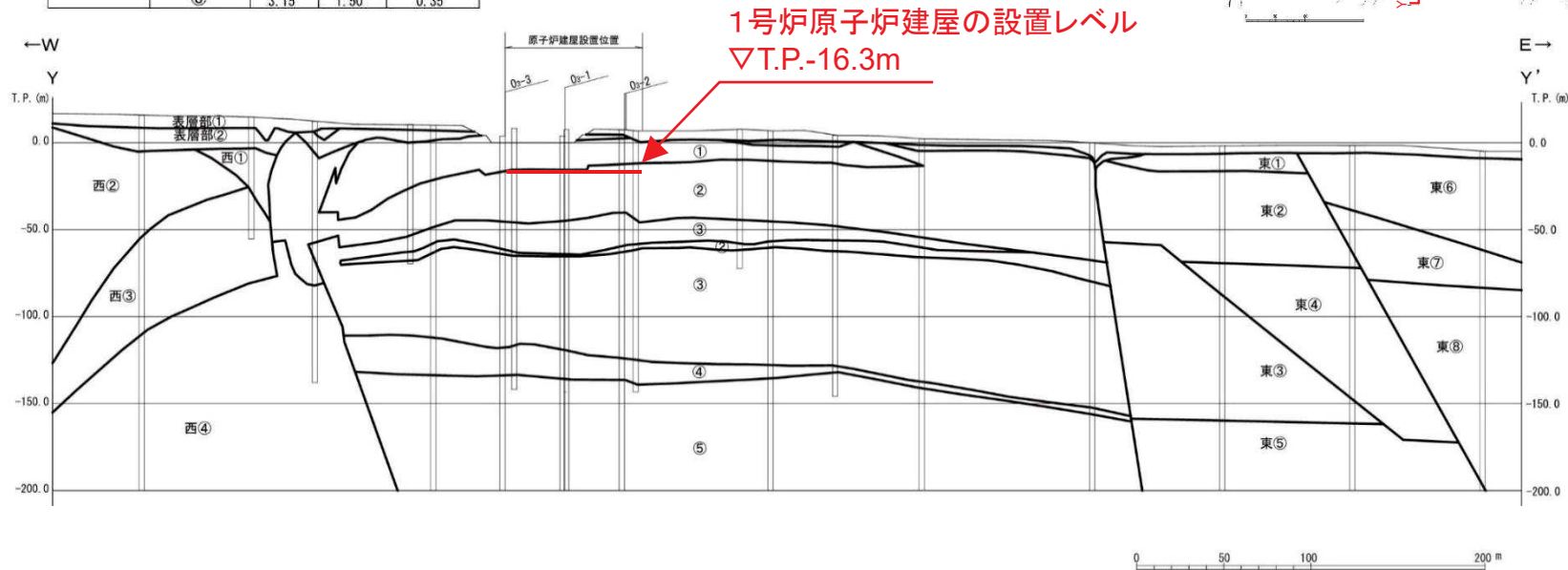
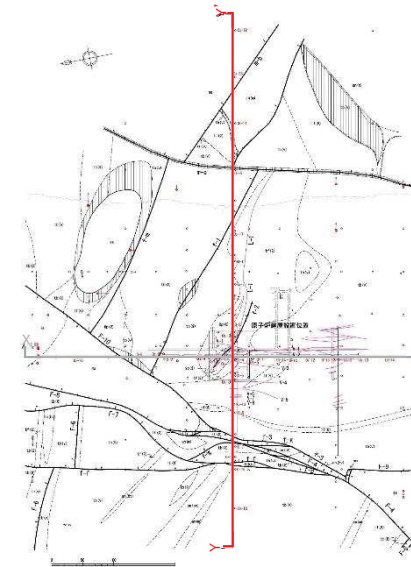
速度層区分図(X-X')と1号炉原子炉建屋の設置レベル

3. 1 自由地盤観測点位置と解放基盤表面の設定

(4) 1号炉原子炉建屋の建屋設置レベル(Y-Y')

- ▶ 解放基盤表面の位置は、安全上重要な建屋が設置する岩盤とする。
- ▶ 1号炉原子炉建屋の設置レベルは、T.P.-16.3mである。

速度層区分	P波速度 V _p (km/s)	S波速度 V _s (km/s)	動ポアソン比 ν _d	
表層部①	1.35	0.40	0.45	
表層部②	2.65	1.02	0.41	
原子炉建屋 付近	①	3.28	1.53	0.36
	②	3.01	1.41	0.36
	③	3.75	1.78	0.35
	④	2.90	1.39	0.35
	⑤	3.40	1.71	0.33
原子炉建屋 西側	①	2.50	0.80	0.44
	②	3.00	1.20	0.40
	③	3.25	1.30	0.40
	④	3.36	1.68	0.33
原子炉建屋 東側	①	4.00	1.90	0.35
	②	3.22	1.59	0.34
	③	3.18	1.58	0.34
	④	2.98	1.41	0.36
	⑤	3.35	1.72	0.32
	⑥	2.07	0.70	0.44
	⑦	3.00	1.32	0.38
	⑧	3.15	1.50	0.35



速度層区分図(Y-Y')と1号炉原子炉建屋の設置レベル

3. 地震観測記録の分析

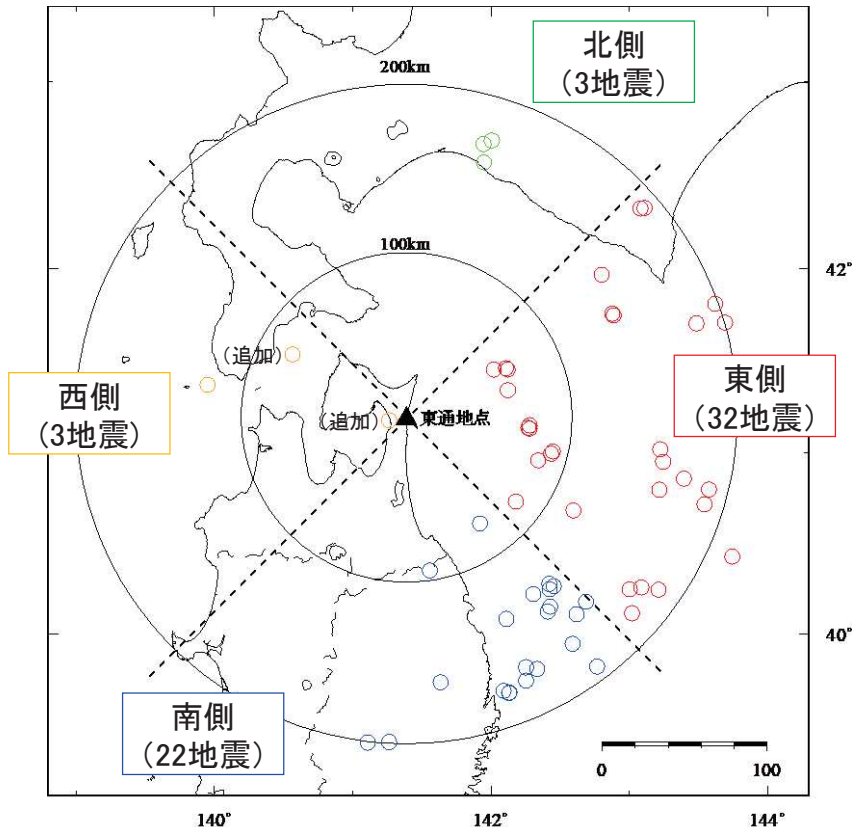
- 3. 1 自由地盤観測点位置と解放基盤表面の設定
- 3. 2 増幅特性の到来方向別の検討(自由地盤観測点)
- 3. 3 Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルに対する残差の検討
- 3. 4 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較
- 3. 5 増幅特性の到来方向別の検討(敷地内臨時高密度観測)
- 3. 6 まとめ

3. 2 増幅特性の到来方向別の検討(自由地盤観測点)

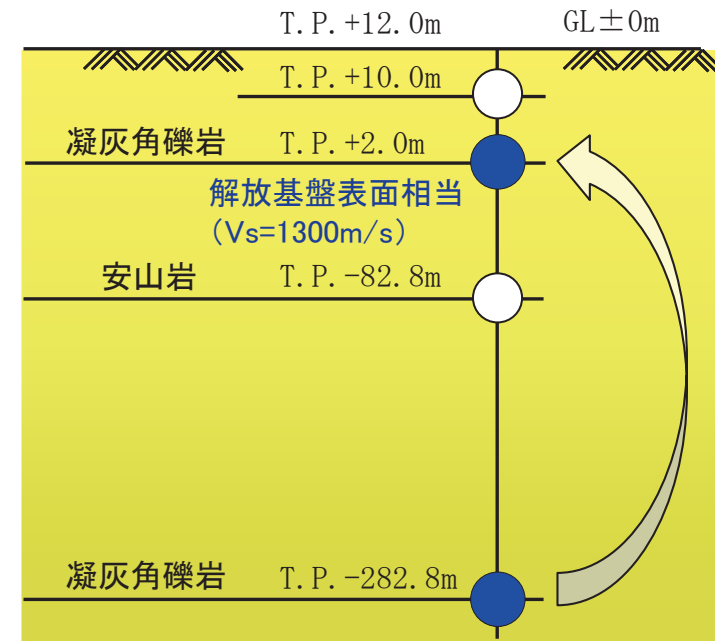
(1) 検討対象地震

【目的】自由地盤観測点の観測記録を用いて、地震波到来方向の違いによる深さ方向の増幅特性の差異が小さいことを確認する。

- ▶ 検討対象地震は、基本的には観測開始(1994年)～2018年に得られた地震規模M5.5以上、震源距離200km以内の58地震とした(後述する「3. 3 Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルに対する残差の検討」と同じものとした)。
- ▶ 検討対象地震を東西南北の4方向に分類し、到来方向毎の加速度応答スペクトル比(T.P.+2mの応答スペクトル/T.P.-282.8mの応答スペクトル)を評価する。
- ▶ なお、西側については対象地震が1地震であったことから、傾向の確認のため地震規模M4以上の2地震を追加した。ただし、地震規模が小さく長周期側の信頼性の観点から参考扱いとする。



対象地震の分布(震央位置)



○:地震計設置位置

検討に用いた地震観測点

3. 2 増幅特性の到来方向別の検討(自由地盤観測点)

(2) 検討対象地震の諸元

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	震源 距離 (km)	震央 方位	備考
					(°)	(')	(°)	(')					
1994	12	28	21	19	143	44.7	40	25.8	7.6	0	216	東	プレート間
1994	12	29	5	52	143	1.2	40	7	6.5	0	182	東	プレート間
1994	12	30	0	29	142	10.8	40	44	5.6	53	99	東	プレート間
1994	12	31	22	50	142	41.2	40	10.8	5.8	24	159	南	プレート間
1995	1	7	7	37	142	18.33	40	13.4	7.2	48	141	南	プレート間
1995	1	7	11	36	142	25.28	40	16.81	6.2	38	139	南	プレート間
1995	2	6	22	51	142	16.12	41	8.36	5.6	56	93	東	プレート間
1995	9	26	16	14	143	29.27	41	42.38	5.9	38	188	東	プレート間
1995	12	30	21	17	143	32.58	40	43.13	6.2	0	189	東	プレート間
1995	12	31	5	45	143	34.59	40	48.05	5.6	3	189	東	プレート間
1997	2	20	16	55	142	52.45	41	45.57	5.9	49	148	東	プレート間*
1999	3	19	2	55	143	13.39	41	1.25	5.8	29	158	東	プレート間
2001	4	3	4	54	141	55.27	40	36.78	5.6	63	101	南	プレート内
2001	8	14	5	11	142	26.19	40	59.73	6.4	38	98	東	プレート間
2001	12	2	22	1	141	15.79	39	23.9	6.4	122	233	南	プレート内
2002	10	14	23	12	142	16.85	41	9.11	6.1	53	92	東	プレート間
2003	4	17	2	59	142	20.51	40	57.64	5.6	40	93	東	プレート間
2003	9	26	6	8	143	41.49	41	42.59	7.1	21	202	東	プレート間
2004	7	21	9	11	143	23.68	40	51.54	5.5	37	176	東	プレート間
2004	8	10	15	13	142	7.93	39	40.44	5.8	48	186	南	プレート間
2004	11	27	7	42	143	4.81	42	19.55	5.6	51	196	東	プレート間
2005	2	26	21	37	142	35.77	40	41.12	5.7	45	124	東	プレート内
2007	4	19	0	7	141	56.8	42	40.24	5.6	126	213	北	プレート内
2008	4	29	14	26	142	6.5	41	27.78	5.7	62	91	東	プレート間
2008	7	24	0	26	141	38.12	39	43.92	6.8	108	196	南	プレート内
2008	9	22	16	31	140	33.93	41	32.28	5.6	152	171	西	プレート内
2009	2	15	18	24	142	25.41	40	15.01	5.9	36	141	南	プレート間
2009	6	5	12	30	143	37.22	41	48.74	6.4	31	201	東	プレート間
2010	9	13	14	47	142	7.31	41	27.36	5.8	63	93	東	プレート間
2010	12	6	16	30	143	13.1	40	47.95	5.8	7	160	東	プレート間
2011	3	11	15	8	142	46.01	39	49.24	7.4	32	194	南	プレート間
2011	3	11	15	49	142	37.08	40	6.57	5.9	7	159	南	プレート間
2011	3	17	13	13	142	24.69	40	7.58	5.9	31	149	南	プレート間
2011	6	23	6	50	142	35.45	39	56.87	6.9	36	175	南	プレート間
2011	8	1	22	44	142	15.21	39	48.96	5.8	43	174	南	プレート間
2011	9	17	4	26	143	5.17	40	15.55	6.6	7	177	東	プレート間
2011	9	17	6	8	143	12.77	40	14.84	6.1	4	186	東	プレート間
2011	9	17	16	33	143	0.18	40	14.98	5.5	14	172	東	プレート間
2011	11	24	19	25	142	53.24	41	45.02	6.2	43	146	東	プレート間
2012	1	28	9	22	142	25.61	40	9.19	5.7	36	149	南	プレート間
2012	3	27	20	0	142	20.03	39	48.38	6.6	21	174	南	内陸
2012	4	30	0	2	142	15.3	39	44.53	5.6	23	178	南	内陸
2012	5	24	0	2	142	7.42	41	20.62	6.1	60	87	東	プレート間
2012	8	25	23	16	143	6.64	42	19.67	6.1	49	197	東	プレート間
2014	6	15	2	31	141	6.46	39	23.77	5.5	94	221	南	プレート内
2014	7	5	7	42	142	8.16	39	40.55	5.9	49	186	南	プレート間
2014	8	10	12	43	142	16.74	41	8.04	6.1	51	90	東	プレート間
2014	10	11	11	35	143	14.68	40	57.13	6.1	36	162	東	プレート間
2015	2	17	13	46	142	6.72	40	5.12	5.7	50	146	南	プレート間
2015	6	8	15	1	142	1.19	41	27.35	5.6	66	90	東	プレート間
2015	7	10	3	32	141	33.59	40	21.24	5.7	88	129	南	プレート内
2016	1	14	12	25	142	48.07	41	58.21	6.7	52	155	東	プレート間
2017	9	10	17	44	142	52.6	41	45.5	5.6	43	146	東	プレート間
2017	9	27	5	22	142	27.3	40	16	6.1	35	141	南	プレート間
2017	12	16	2	58	142	5.6	39	41.1	5.5	52	185	南	プレート内
2018	1	24	19	51	142	26.8	41	0.5	6.3	34	97	東	プレート間
2018	9	6	3	7	142	0.4	42	41.4	6.7	37	178	北	内陸
2018	9	6	3	20	141	56.9	42	34.3	5.5	36	164	北	内陸

「3. 2 増幅特性の到来方向別の検討(自由地盤観測点)」の検討に追加する地震													
2000	4	12	0	9	139	57	41	22	4.3	12	123	西	-
2018	3	9	18	16	141	15	41	10	4.4	93	94	西	-

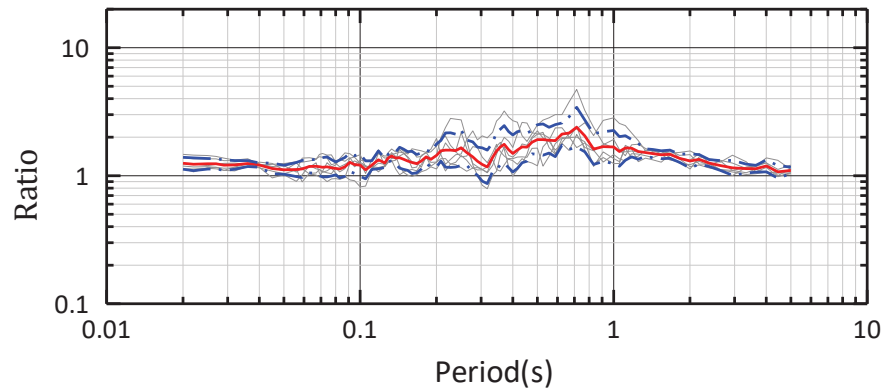
※1997年2月20日の地震については、T.P.-282.8mの観測点が欠測していたため、「3. 2 増幅特性の到来方向別の検討(自由地盤観測点)」では除く。

3. 2 増幅特性の到来方向別の検討(自由地盤観測点)

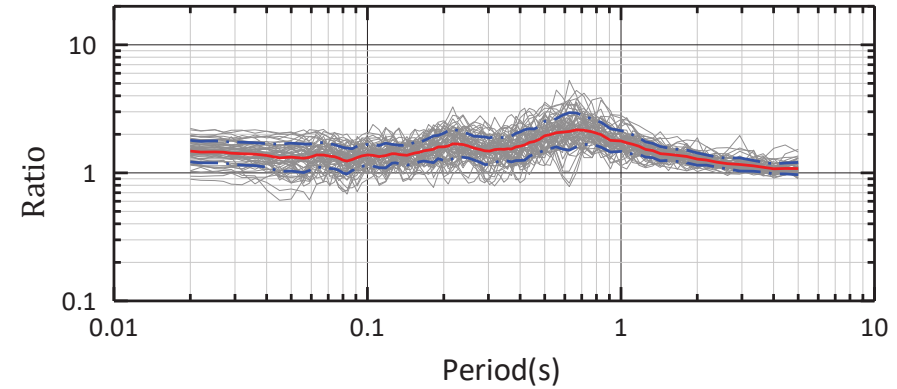
(3) 水平方向 加速度応答スペクトル比(T.P.+2.0m/T.P.-282.8m)

- 各到来方向において、各地震の増幅特性は同様の傾向である。
- 周期0.7秒のピークは、観測記録から求めた地盤の一次固有周期に対応している(P57)。

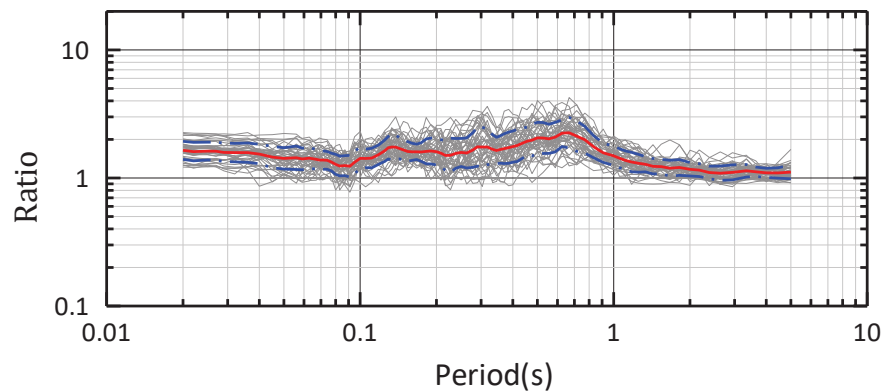
— 各到来方向平均
 - - - 各到来方向平均±標準偏差
 — 各地震



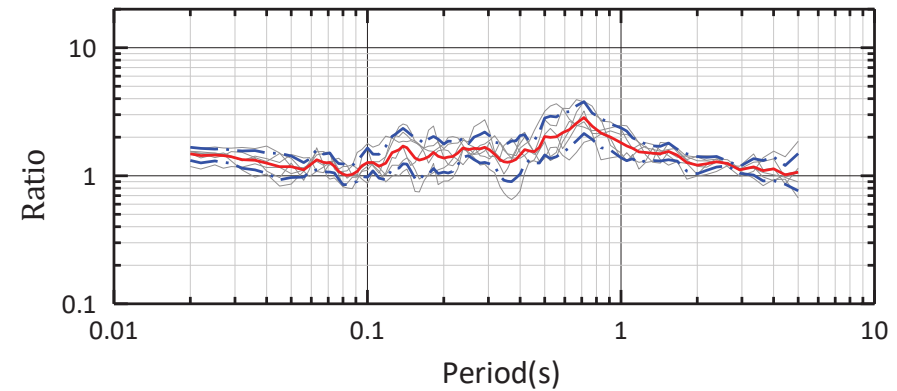
到来方向 北



到来方向 東



到来方向 南



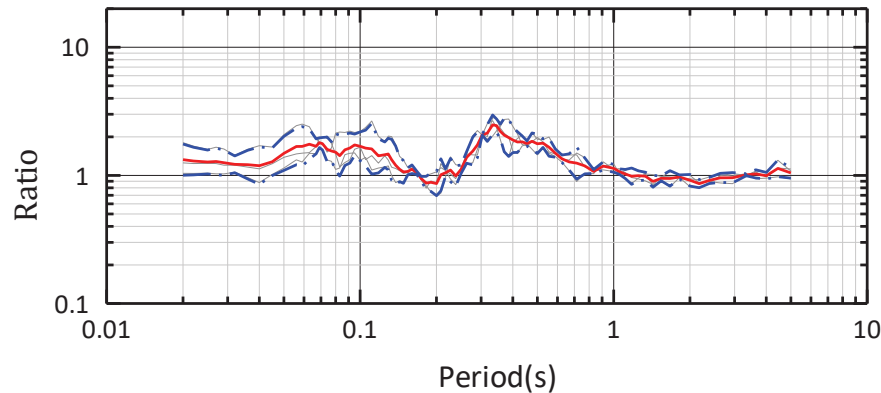
到来方向 西(参考扱い)

3. 2 増幅特性の到来方向別の検討(自由地盤観測点)

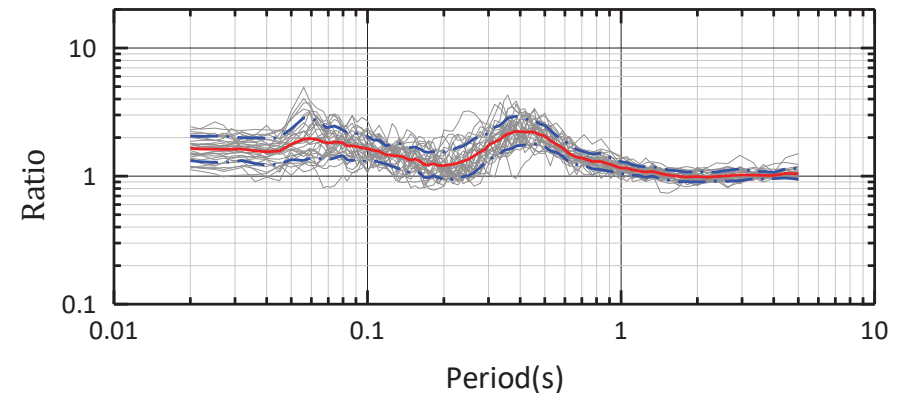
(4)鉛直方向 加速度応答スペクトル比(T.P.+2.0m/T.P.-282.8m)

- 各到来方向において、各地震の増幅特性は同様の傾向である。
- 周期0.4秒のピークは、観測記録から求めた地盤の一次固有周期に対応している(P57)。

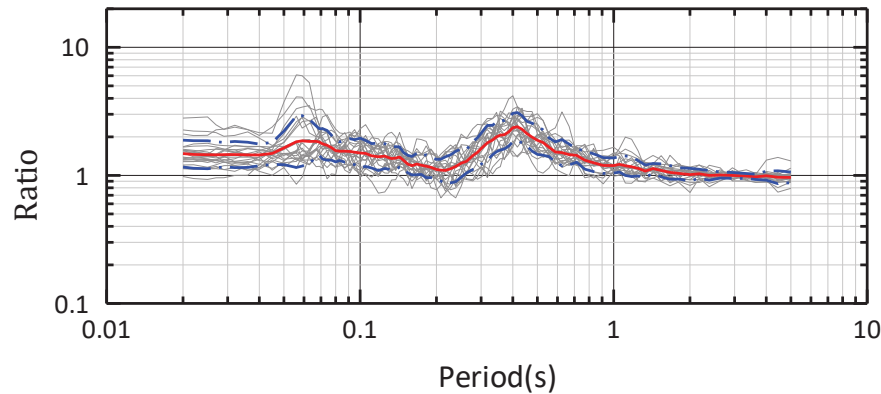
— 各到来方向平均
 - - 各到来方向平均±標準偏差
 — 各地震



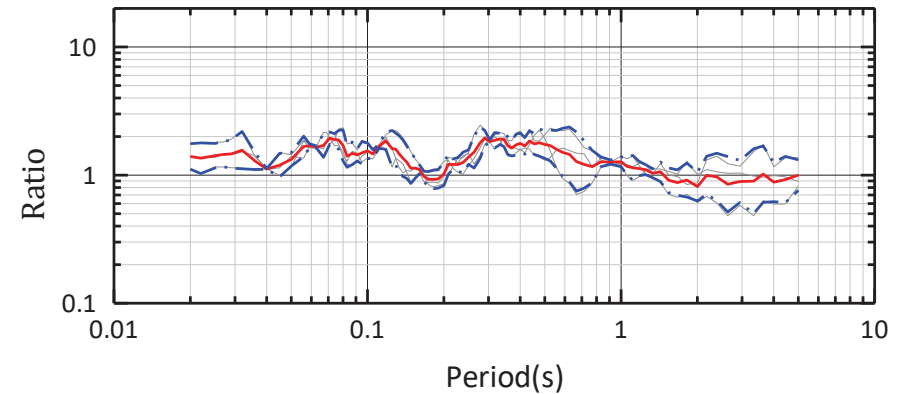
到来方向 北



到来方向 東



到来方向 南



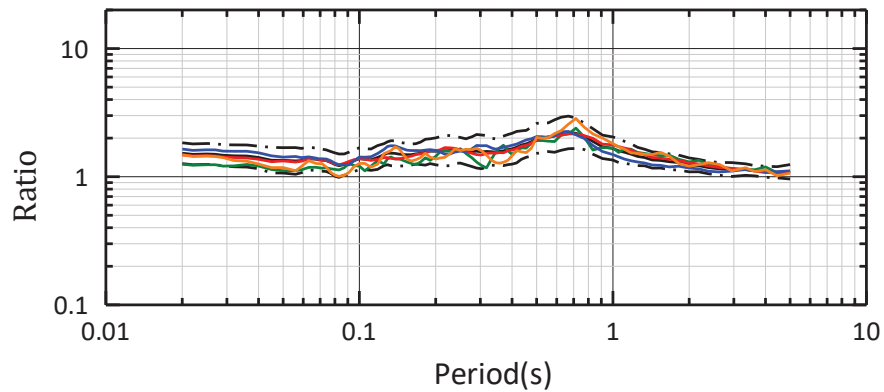
到来方向 西(参考扱い)

3. 2 増幅特性の到来方向別の検討(自由地盤観測点)

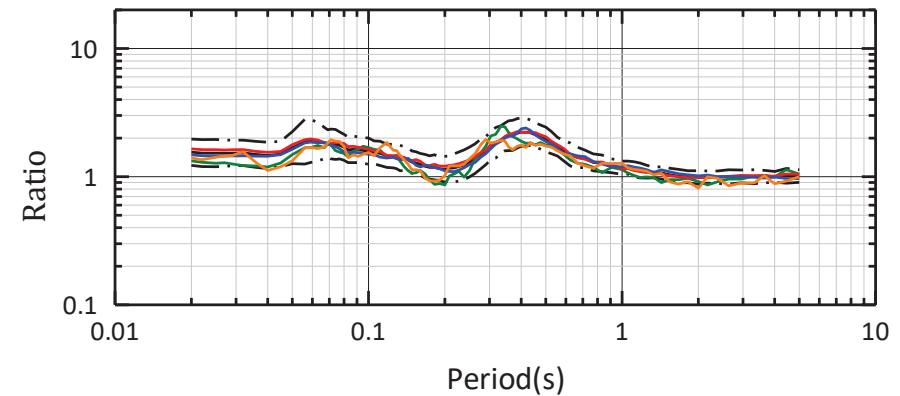
(5) 全地震平均と各方位の平均の比較

- 自由地盤観測点における観測記録の加速度応答スペクトル比(T.P.+2m/T.P.-282.8m)の全地震平均と各方位の平均は同様の傾向であり、到来方向による増幅特性の傾向の違いは小さい。

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



水平方向



鉛直方向

3. 地震観測記録の分析

- 3. 1 自由地盤観測点位置と解放基盤表面の設定
- 3. 2 増幅特性の到来方向別の検討(自由地盤観測点)
- 3. 3 Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルに対する残差の検討
- 3. 4 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較
- 3. 5 増幅特性の到来方向別の検討(敷地内臨時高密度観測)
- 3. 6 まとめ

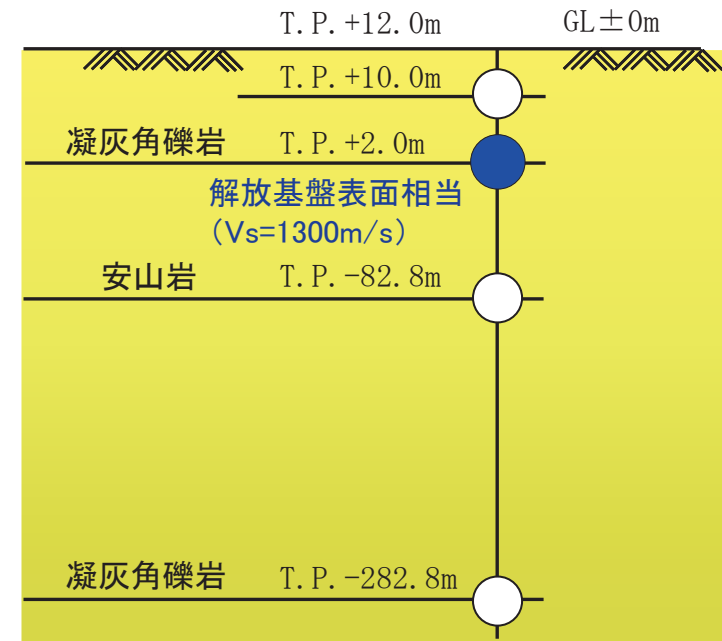
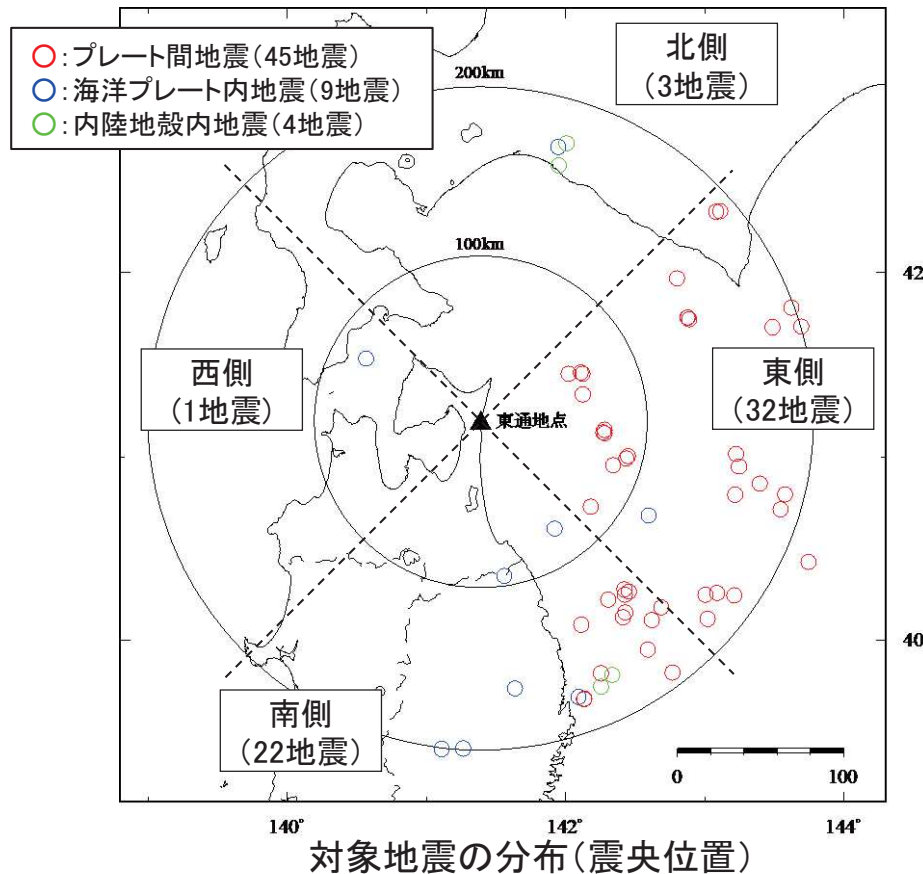
3. 3 Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルに対する残差の検討

(1) 検討概要

【目的】Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルと観測記録の応答スペクトルの残差を用いて以下を確認する。

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

- 検討対象地震は、Noda et al.(2002)の適用範囲を踏まえ、観測開始(1994年)～2018年に得られた地震規模M5.5以上、震源距離200km以内の地震(P29のとおり。)とする。なお、西側については、検討対象地震が1地震のみであることから、参考扱いとする。
- なお、記録はT.P.+2.0mの観測点を使用するが、当該観測点の土被り深さは10m程度と浅いため、はぎとらず、記録そのままの応答スペクトルと距離減衰式を比較した。



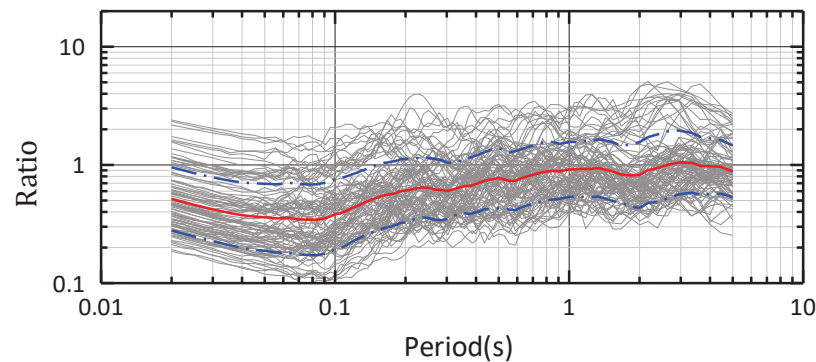
○:地震計設置位置

検討に用いた地震観測点

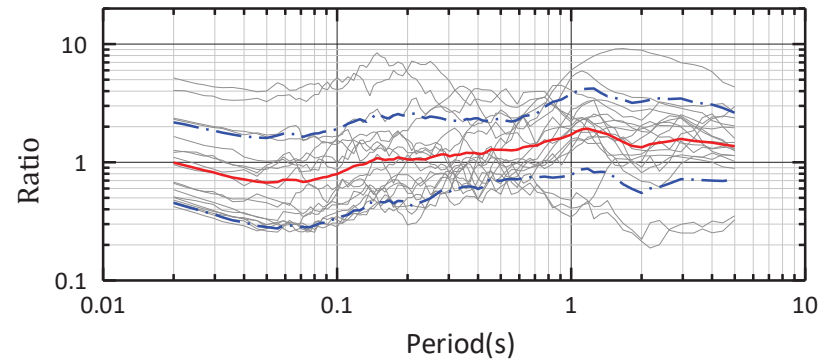
3. 3 Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルに対する残差の検討

(2)①地震タイプ別 水平方向

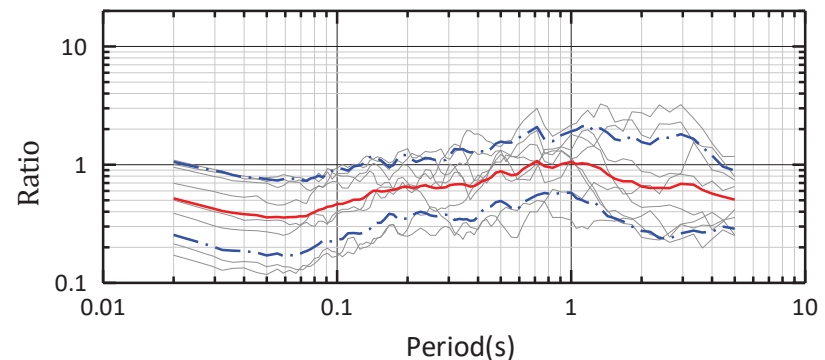
- ▶ プレート間地震の残差の平均は概ね1を下回る。Noda et al.(2002)は福島県沖の地震を中心に策定された式であり、青森県沖のプレート間地震とは震源の特徴、伝播特性の違いがあったとしても、少なくとも地盤で著しい増幅傾向はないことが確認される。
- ▶ 海洋プレート内地震の残差の平均は概ね2を下回る。プレート間地震と海洋プレート内地震の平均的な短周期レベルの違いは2倍程度であり(片岡・他(2006))、東通の傾向はこれと概ね整合しており、これからも少なくとも地盤で著しい増幅傾向はないことが確認される。
- ▶ 内陸地殻内地震は、内陸補正(0.6)よりも大きい傾向にある。これは、今回検討の対象とした地震に平成30年北海道胆振東部地震等の震源深さが深く短周期レベルが大きい傾向にある地震が含まれているためと考えられる。
- ▶ 3つのタイプの地震とも、残差の形状は概ね同様のものとなっており、地盤増幅特性に顕著な違いはないことが確認される。



プレート間地震



海洋プレート内地震



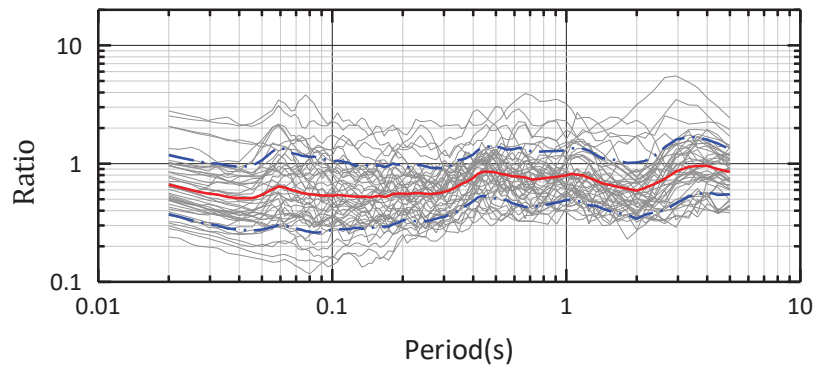
内陸地殻内地震

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

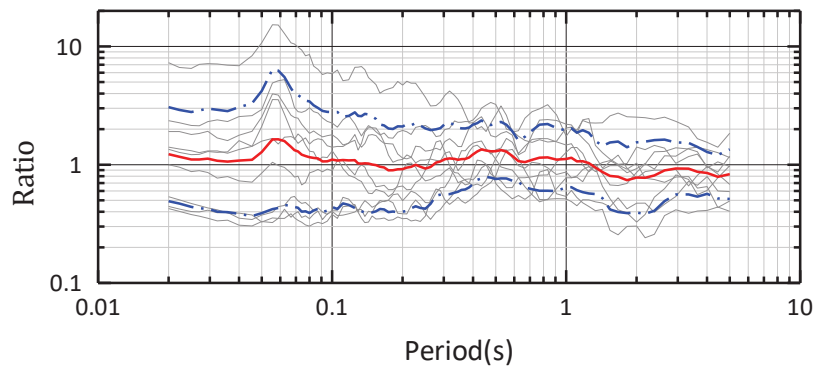
3. 3 Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルに対する残差の検討

(3)①地震タイプ別 鉛直方向

▶ 鉛直方向も水平方向と同様の傾向にある。

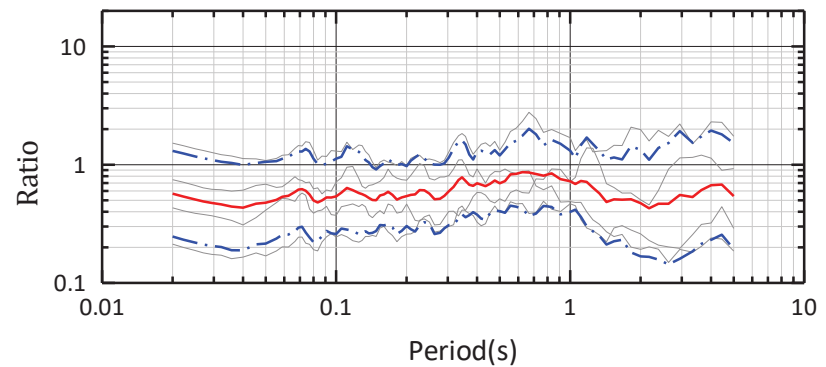


プレート間地震



海洋プレート内地震

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

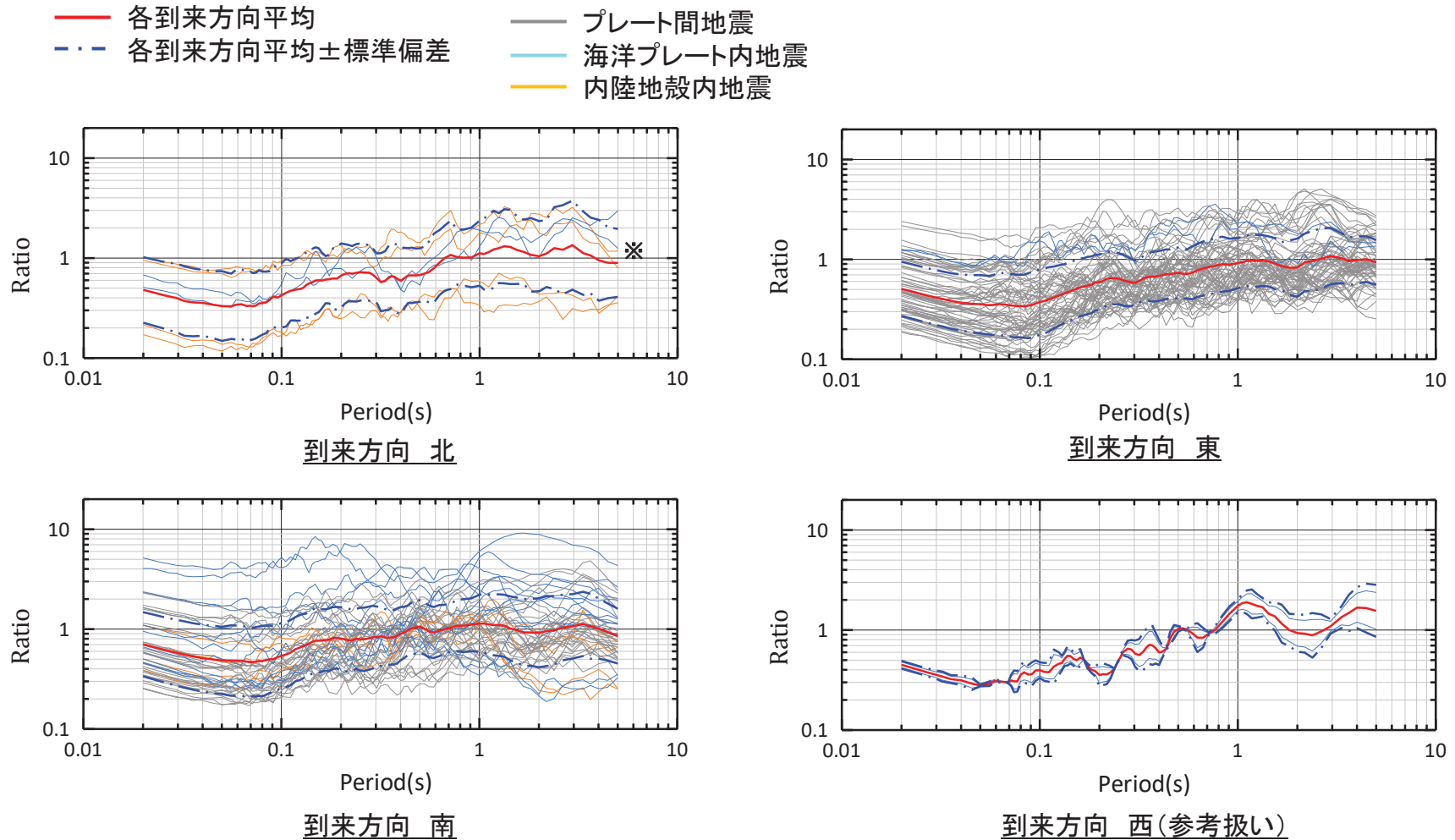


内陸地殻内地震

3. 3 Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルに対する残差の検討

(4)②地震到来方向別 水平方向

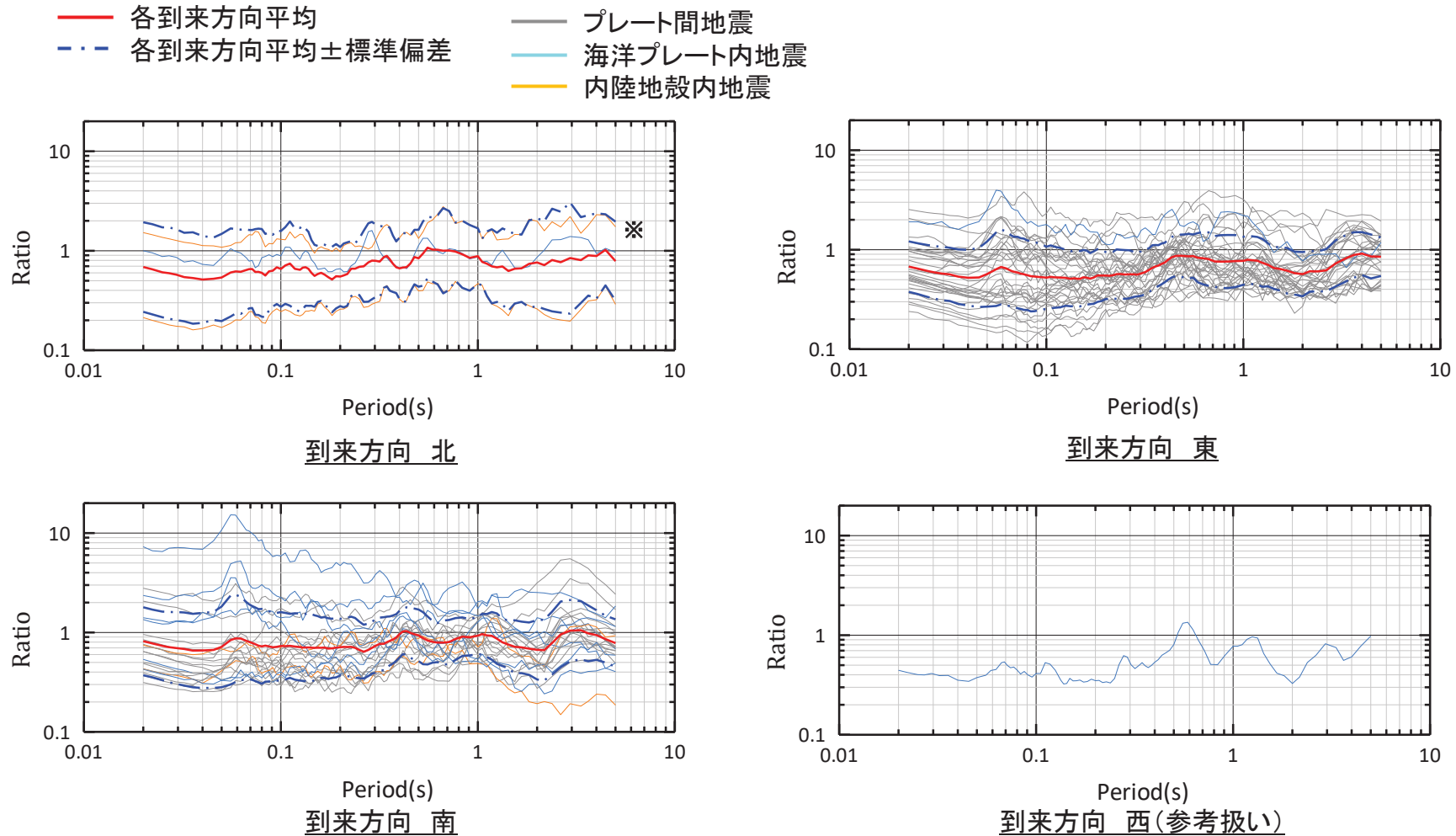
- ▶ 各到来方向における残差は、その大きさについては地震タイプの違いに応じて多少違いがあるが著しいものではない。また、その形状は、到来方向別に大きな違いはない。



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

3. 3 Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルに対する残差の検討 (5)②地震到来方向別 鉛直方向

▶ 鉛直方向も水平方向と同様の傾向にある。



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

3. 地震観測記録の分析

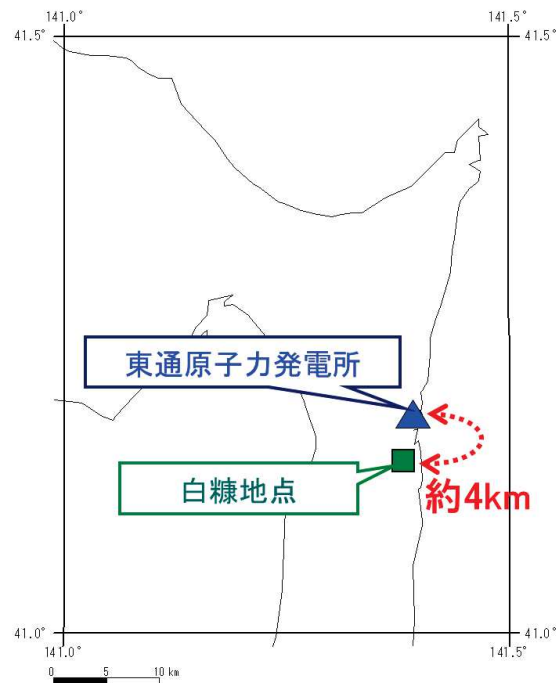
- 3. 1 自由地盤観測点位置と解放基盤表面の設定
- 3. 2 増幅特性の到来方向別の検討(自由地盤観測点)
- 3. 3 Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルに対する残差の検討
- 3. 4 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較
- 3. 5 増幅特性の到来方向別の検討(敷地内臨時高密度観測)
- 3. 6 まとめ

3. 4 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較

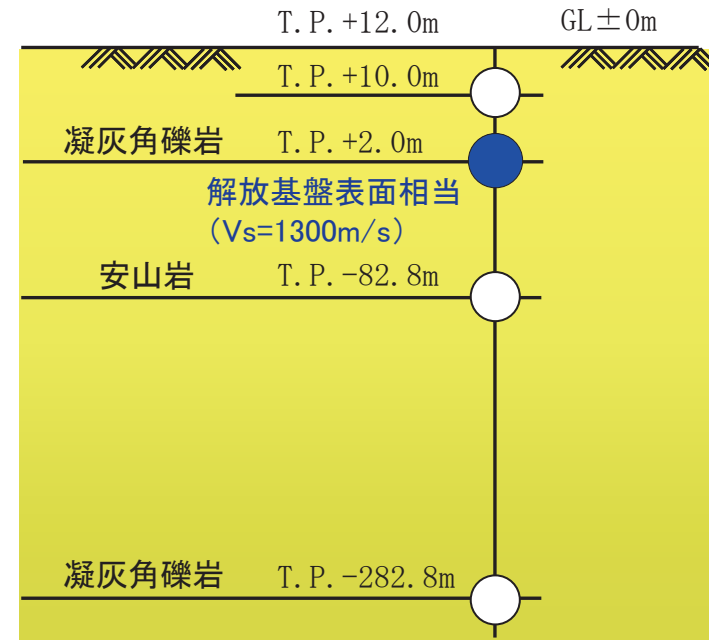
(1) 検討概要

【目的】東通原子力発電所と、より硬質な岩盤の電力中央研究所露頭岩盤上強震観測網RK-net白糠地点の地震観測記録の比較を行い、両者は同様の観測記録となっていることを確認する。

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



東通原子力発電所とRK-netの白糠地点の位置



○:地震計設置位置

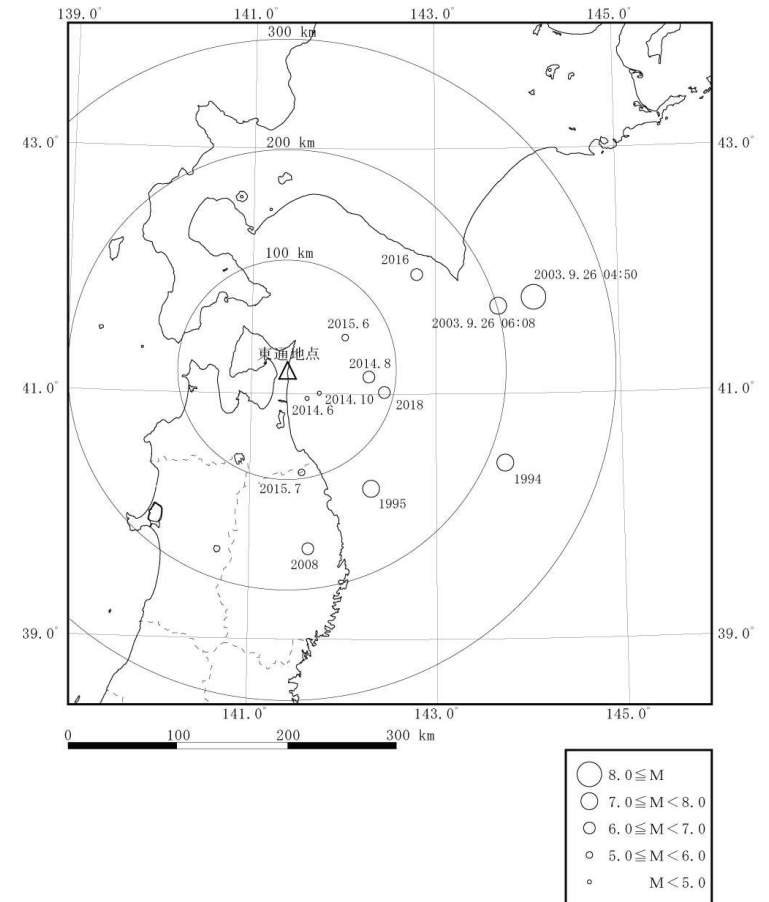
検討に用いた地震観測点
(東通原子力発電所自由地盤観測点)

3. 4 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較 (2) 検討対象地震

- ▶ 対象とする地震は、東通原子力発電所の自由地盤観測点と電力中央研究所の露頭岩盤上強震観測網RK-netの白糠地点の両地点で観測された震源距離がほぼ同じ以下の12地震とした。

年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源深さ (km)	東通地点 震源距離 (km)	白糠地点 震源距離 (km)
					(°)	(')	(°)	(')				
1994	12	28	21	19	143	44.7	40	25.8	7.6	0	216	215
1995	1	7	7	37	142	18.33	40	13.4	7.2	48	141	137
2003	9	26	4	50	144	4.71	41	46.71	8.0	45	238	240※
2003	9	26	6	8	143	41.49	41	42.59	7.1	21	202	204※
2008	7	24	0	26	141	38.12	39	43.92	6.8	108	196	193
2014	6	9	7	50	141	36.67	40	57.43	4.6	82	88	87
2014	8	10	12	43	142	16.74	41	8.04	6.1	51	90	91
2014	10	14	6	24	141	44.59	40	59.99	4.4	81	89	88
2015	6	8	15	1	142	1.19	41	27.35	5.6	66	90	92
2015	7	10	3	32	141	33.59	40	21.24	5.7	88	129	125
2016	1	14	12	25	142	48.07	41	58.21	6.7	52	155	158
2018	1	24	19	51	142	26.8	41	0.5	6.3	34	97	97

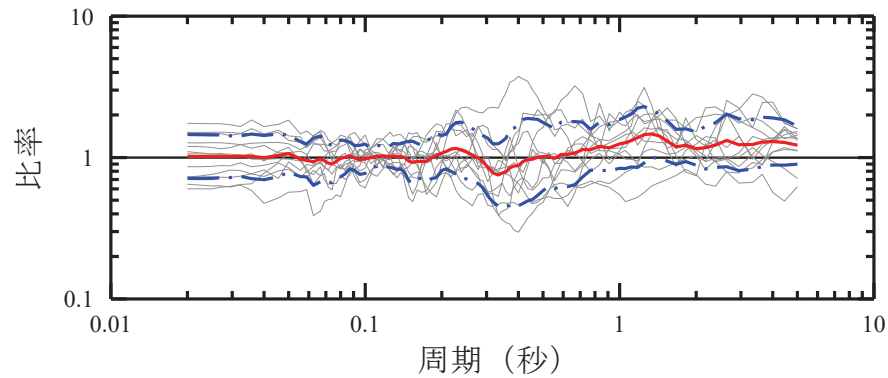
※白糠地点のEW方向が欠測。



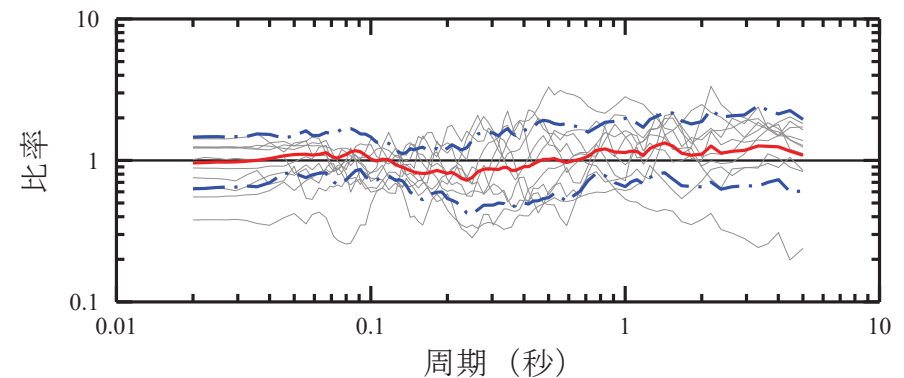
3. 4 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較 (3) 応答スペクトル比(東通地点／白糠地点)

- 東通原子力発電所の白糠地点の観測記録の応答スペクトル比を示す。
- 東通原子力発電所と白糠地点の観測記録の応答スペクトル比は成分によらず全周期帯域で約1倍であり、両者はほぼ同じ振動特性を有している。

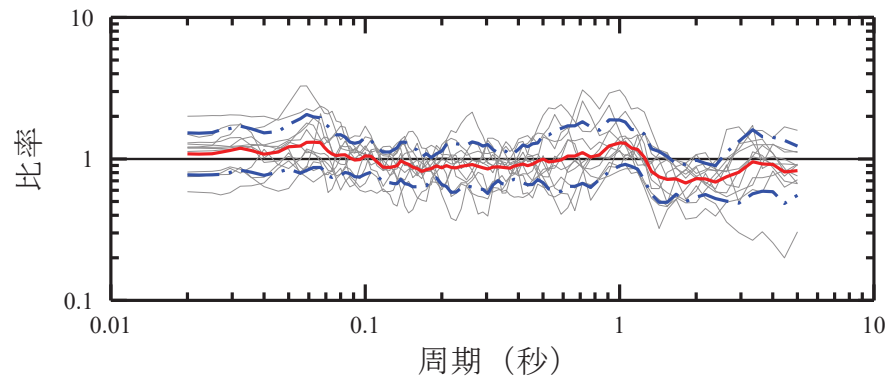
- 地震毎の応答スペクトル比の平均
- - - 地震毎の応答スペクトル比の平均±標準偏差
- 地震毎の応答スペクトル比



NS方向



EW方向



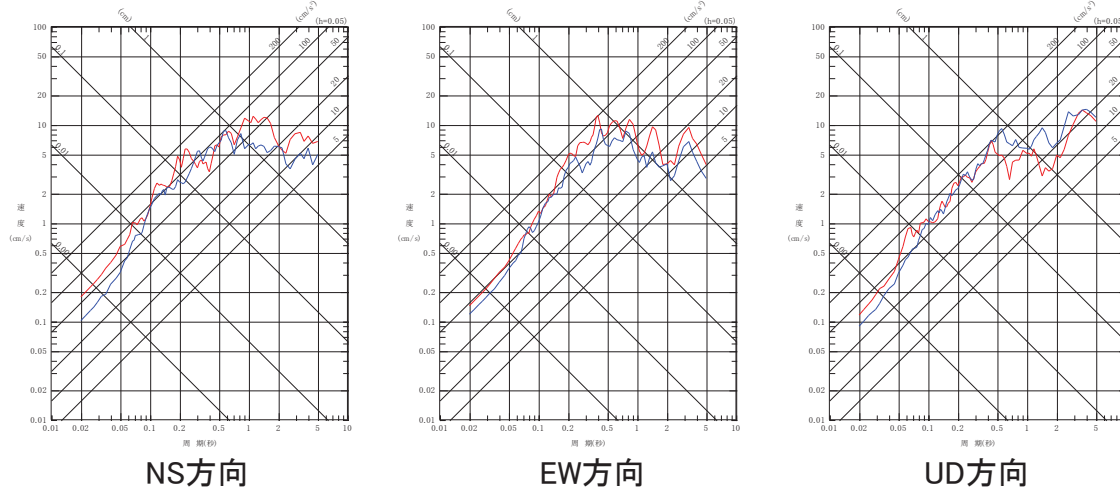
UD方向

3. 4 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較

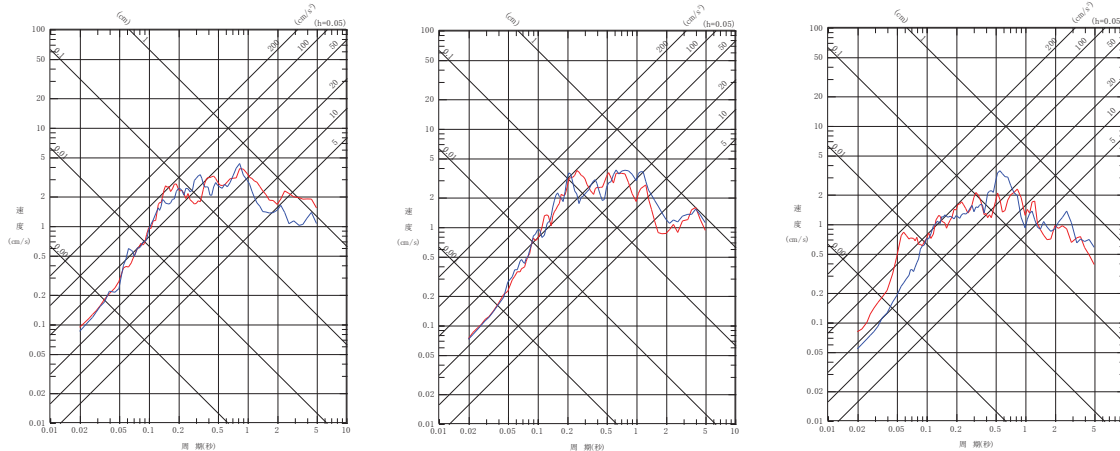
(4) 応答スペクトルの比較

➤ 観測された加速度値が大きい2地震について、応答スペクトルの比較を示す。両者はほぼ同様のスペクトルとなっている。

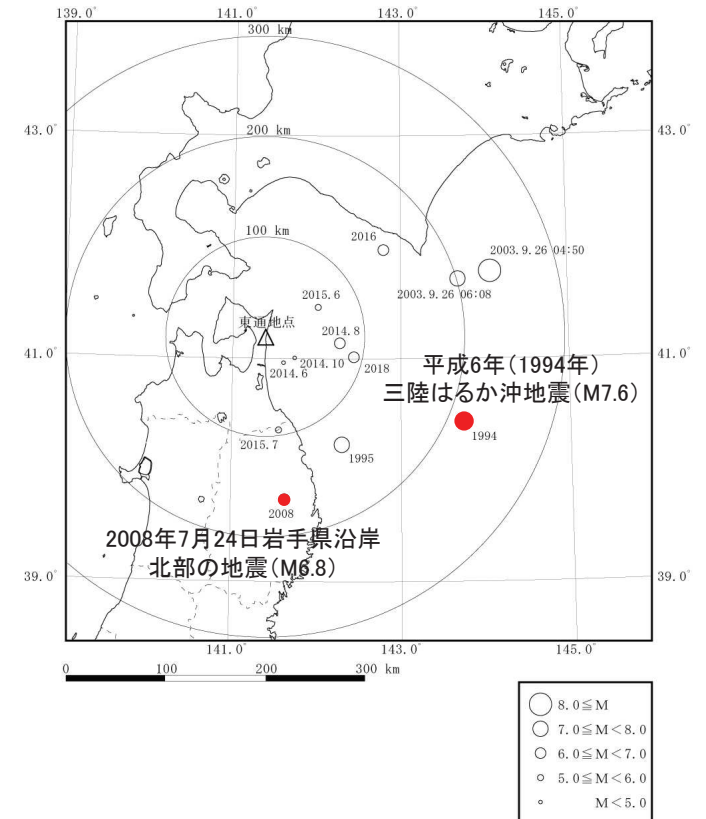
— 東通原子力発電所
— 白糠地点



平成6年(1994年)三陸はるか沖地震(M7.6) (プレート間地震)



2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8) (海洋プレート内地震)



3. 地震観測記録の分析

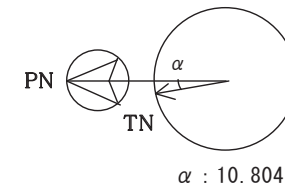
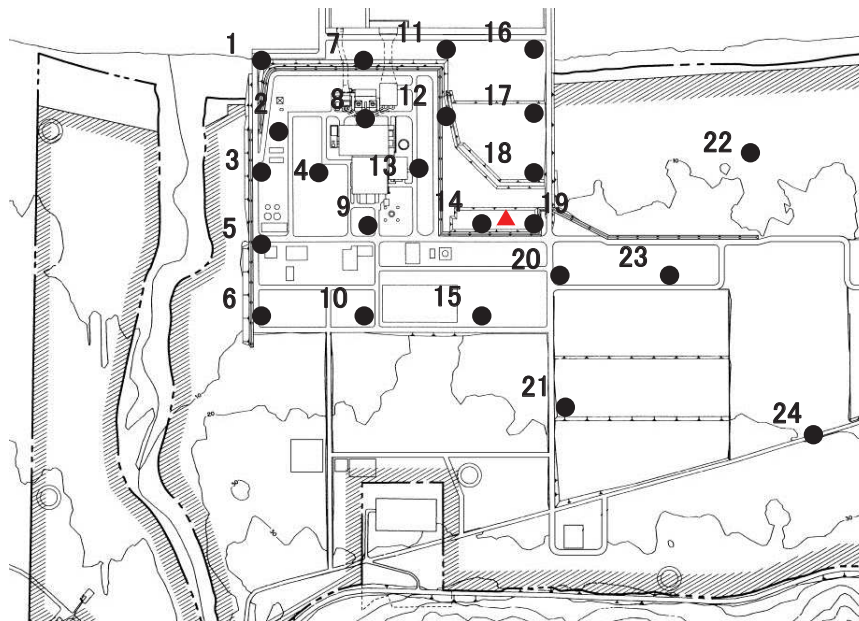
- 3. 1 自由地盤観測点位置と解放基盤表面の設定
- 3. 2 増幅特性の到来方向別の検討(自由地盤観測点)
- 3. 3 Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルに対する残差の検討
- 3. 4 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較
- 3. 5 増幅特性の到来方向別の検討(敷地内臨時高密度観測)
- 3. 6 まとめ

3.5 増幅特性の到来方向別の検討(敷地内臨時高密度観測)

(1) 検討概要

【目的】敷地内臨時高密度観測(敷地内地表24箇所)の地震観測記録を用い、基準観測点に対する他の観測点のスペクトル比が、地震波到来方向の影響を受けない(到来方向別の差異・ばらつきが小さい)ことを確認する。

- 2013年5月～2015年11月(一部は～2014年9月)の期間、敷地地表24箇所に地震計を配置し、高密度微小地震観測を行っている。地震計は、解放基盤表面相当のせん断波速度およ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、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.+12.0m)の応答を基準とした各地点の到来方向別のフーリエスペクトル比のばらつきを確認する。これは、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整形の影響は小さいことから、観測記録のフーリエスペクトル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ためである(敷地地盤の振動特性に不整形の影響が無い場合、地震の到来方向別による各観測点の岩盤中の揺れの差異は小さくなり、フーリエスペクトル比のばらつきも小さくなる)。



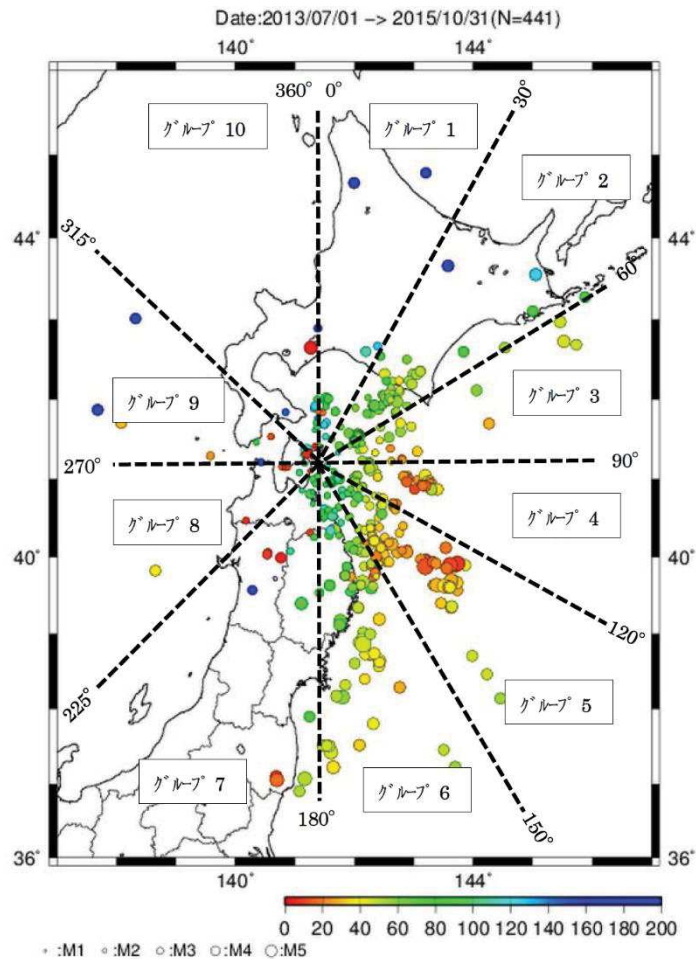
- 高密度観測用地震計
- ▲ 自由地盤観測点

敷地内臨時高密度観測点

3. 5 増幅特性の到来方向別の検討(敷地内臨時高密度観測)

(2) 検討対象地震

- ▶ 2013年5月から2015年11月まで観測した全ての地震(441地震)を用いる。
- ▶ ただし、原子炉建屋等の重要施設周辺から離れた観測点については2014年9月に撤去するまでの288地震とした。



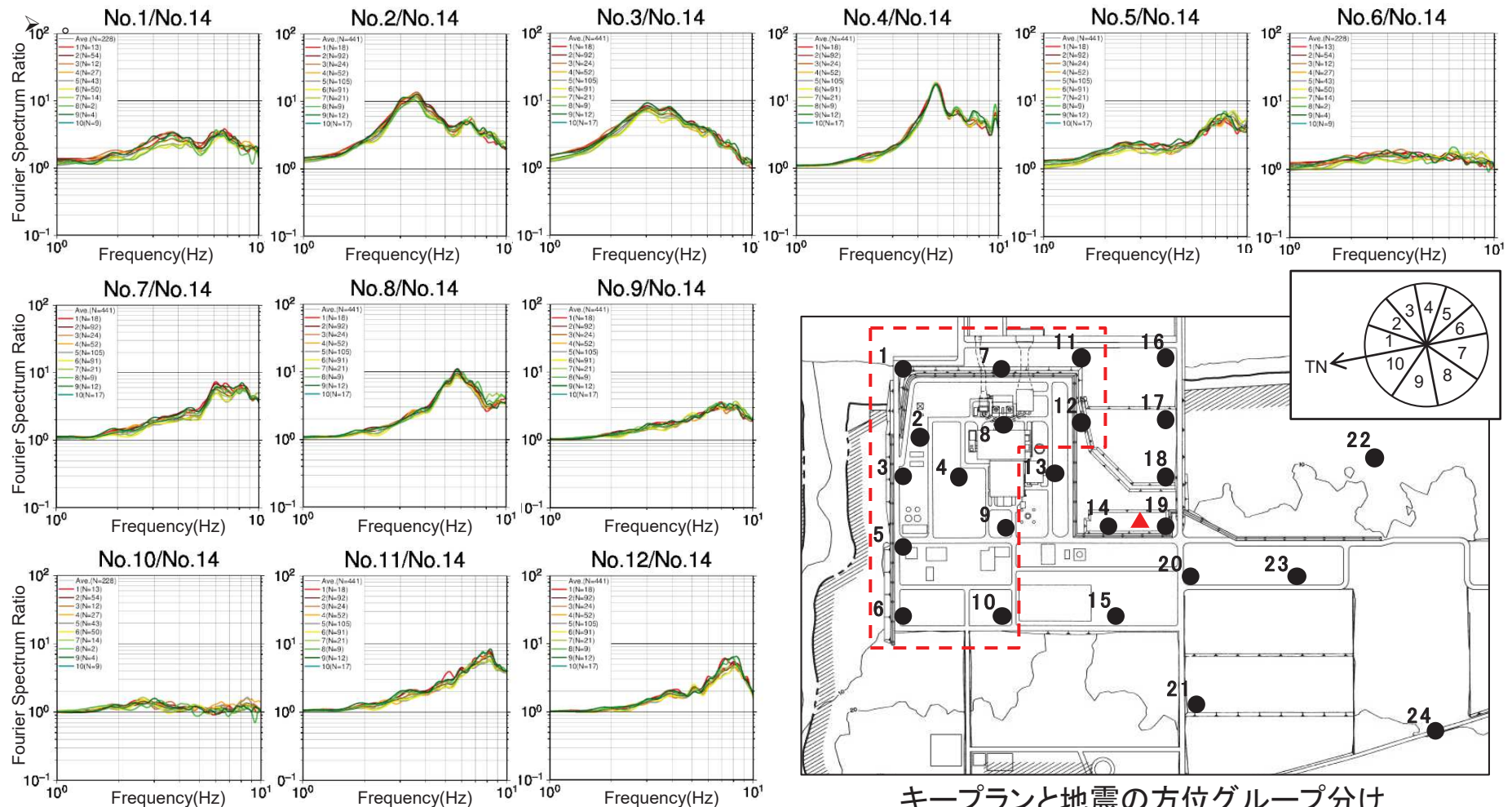
方位グループと観測点の地震数

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

3.5 増幅特性の到来方向別の検討(敷地内臨時高密度観測)

(3) 方位グループ毎の基準化スペクトルの比較(No.1~No.12)

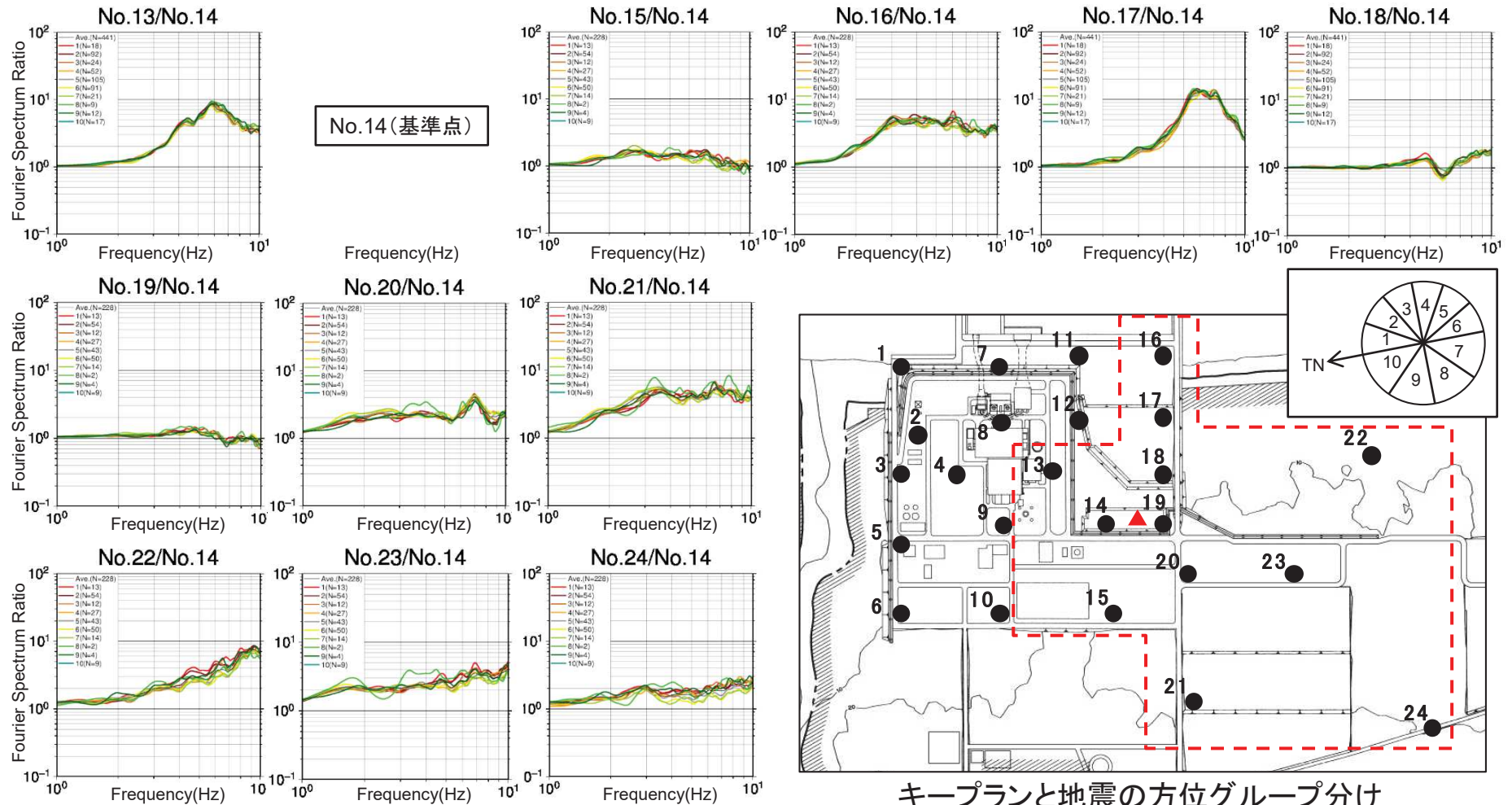
- 主要建屋周辺の観測点(No.1~12)では、No.14を基準としたスペクトル比のばらつきは比較的小さく、到来方向による振動特性の違いは小さい。
- スペクトル比の卓越振動数は6Hz以上が多く、表層地盤が薄いことが反映されている。また、岩盤内の最深観測点と表層観測点の卓越振動数約2Hzに対し高振動数となっている。なお、卓越振動数が小さいNo.3観測点(約3Hz)は表層地盤が厚い部分に該当しており、当該表層地盤モデルの伝達関数と概ね整合していることも確認している(「補足説明資料」の微動アレイ探査結果を参照)。



3. 5 増幅特性の到来方向別の検討(敷地内臨時高密度観測)

(4) 方位グループ毎の基準化スペクトルの比較(No.13~No.24)

- 主要建屋周辺の観測点(No.13~19)では、No.14を基準とした**スペクトル比のばらつきは比較的小さく、到来方向による振動特性の違いは小さい**。また、卓越振動数は不明瞭なものも多く、表層地盤が薄いことが反映されている。
- なお、No.20, 21, 23, 24 では、到来方向グループ8のばらつきが目立つが、地震数が少ない影響と考えられる。



キープランと地震の方位グループ分け

3. 地震観測記録の分析

- 3. 1 自由地盤観測点位置と解放基盤表面の設定
- 3. 2 増幅特性の到来方向別の検討(自由地盤観測点)
- 3. 3 Noda et al.(2002)の方法により評価した応答スペクトルに対する残差の検討
- 3. 4 露頭岩盤上強震観測点(電中研白糠)との比較
- 3. 5 増幅特性の到来方向別の検討(敷地内臨時高密度観測)
- 3. 6 まとめ

3.6 まとめ

- 敷地周辺の地下構造が地震動特性に及ぼす影響を評価するために、敷地で観測された地震観測記録を用いて、以下の項目について検討を実施した。
 - 自由地盤観測点の地震観測記録(鉛直アレイ)を用いて、地震波到来方向の違いによる深さ方向の増幅特性の差異が小さいことを確認した。
 - 自由地盤観測点の地震観測記録とNoda et al.(2002)に基づく地震動評価の残差は、プレート間地震、海洋プレート内地震に対して特に大きいものにはなっていないこと、また、地震種別、到来方向別の残差の形状はほぼ同じ傾向を有していることを確認した。
 - 東通原子力発電所と電力中央研究所の露頭岩盤上強震観測網RK-netの白糠地点の地震観測記録の比較を行い、両者は同様の傾向となっていることを確認した。
 - 敷地内臨時高密度観測(敷地内地表24箇所)による地震観測記録を用いて、それぞれの地点において地震波到来方向による振動性状の違いが小さいことを確認した。

- 以上から、敷地周辺の地下構造は特異な増幅特性を有さず、地震波到来方向による振動性状の違いがないことから、地震動評価に当たっては敷地地盤は水平成層構造とみなして評価できると判断した。

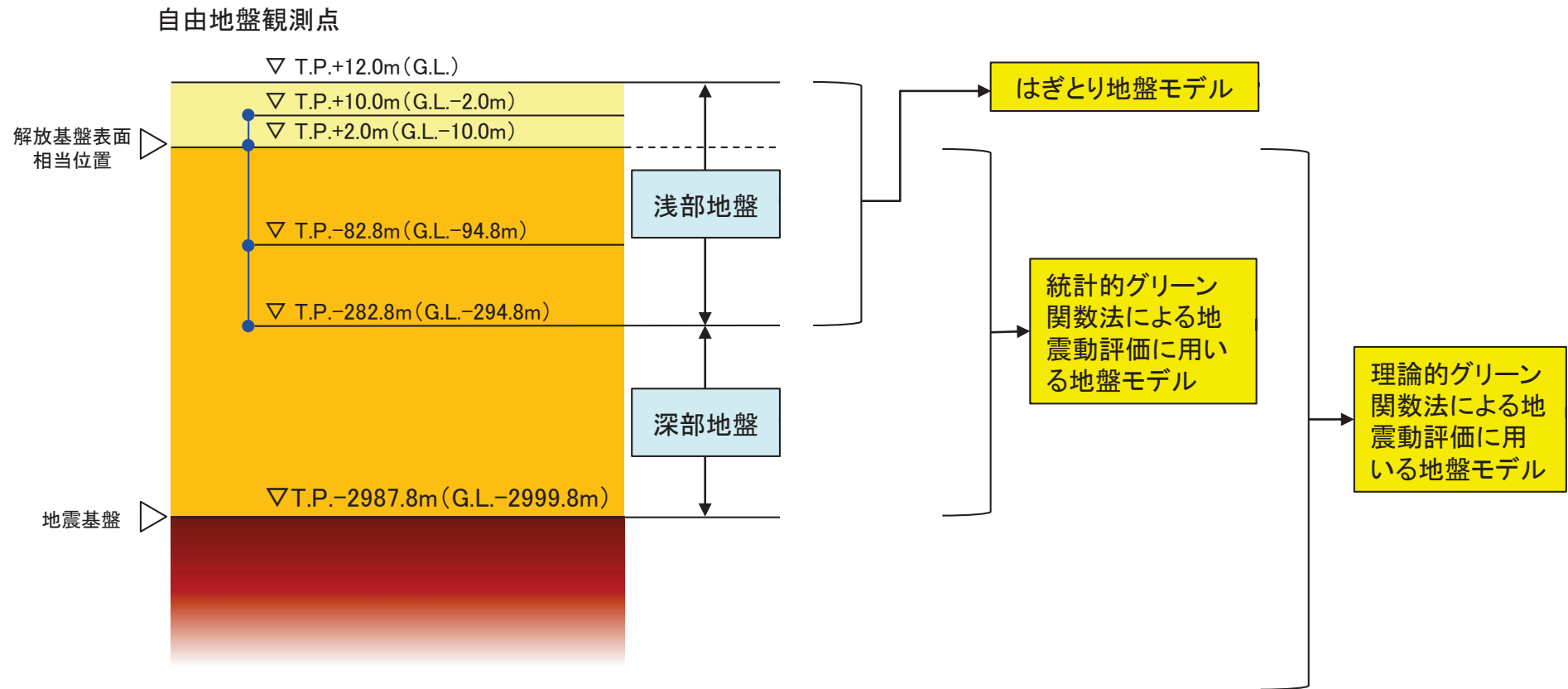
4. 地下構造モデルの設定

- 4. 1 設定概要
- 4. 2 浅部地盤モデルの作成
- 4. 3 深部地盤モデルの作成
- 4. 4 地震動評価用地盤モデルの設定

4.1 設定概要

(1) 地下構造モデルの設定概要

- 敷地地盤の地下構造は水平成層構造とみなして評価できることから、地震動評価にあたっては一次元地下構造モデルを設定する。
- 地震観測点の最深部のT.P.-282.8mより浅い地盤(浅部地盤)と深い地盤(深部地盤)に分けて、観測記録を用いた逆解析により最適化モデルを作成し、はぎとり地盤モデル、統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる地盤モデル、理論的グリーン関数法による地震動評価に用いる地盤モデルを設定する。



4. 1 設定概要

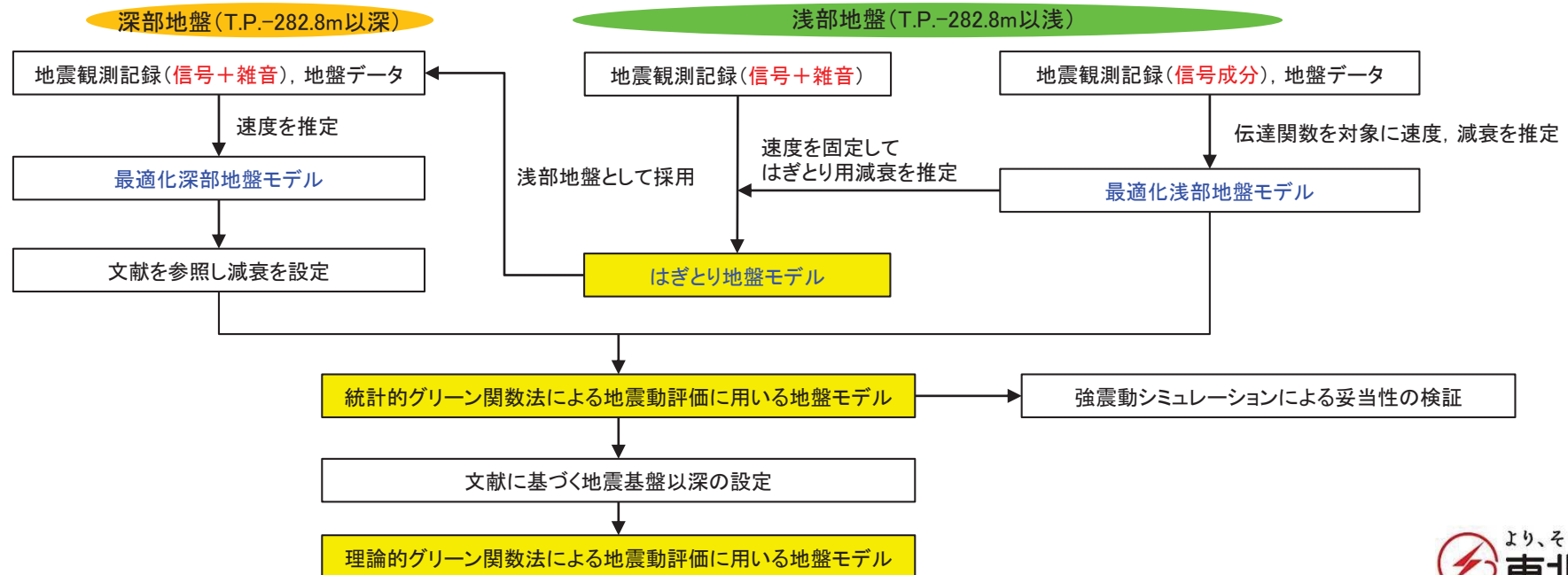
(2) 地下構造モデルの最適化

【浅部地盤(T.P.-282.8m以浅)】

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

【深部地盤(T.P.-282.8m以深)】

- 自由地盤観測点の地震観測記録のP波部H/Vスペクトル比、レシーバー関数およびコーダ部H/Vスペクトル比を対象とした逆解析により速度値を算定する。
- P波部H/Vスペクトル比等には雑音成分が含まれているため、深部地盤の最適化に用いる浅部地盤は、はざとり地盤モデルを採用し、速度構造を推定する（**最適化深部地盤モデル**）。減衰については、これとは別に文献等で示されている値を踏まえて決定する（**統計的グリーン関数法に用いる地盤モデル**）。



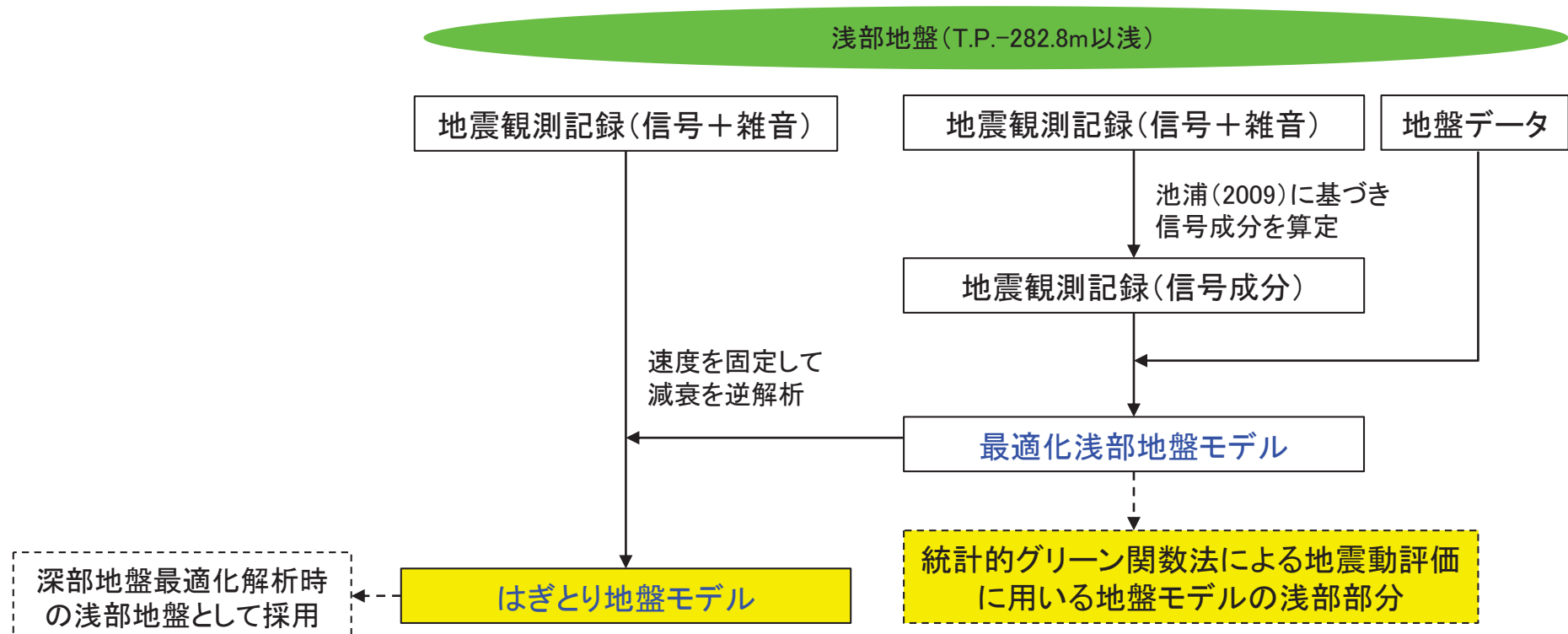
4. 地下構造モデルの設定

- 4. 1 設定概要
- 4. 2 浅部地盤モデルの作成
- 4. 3 深部地盤モデルの作成
- 4. 4 地震動評価用地盤モデルの設定

4. 2. 浅部地盤モデルの作成

(1) 浅部地盤モデルの最適化

- 自由地盤観測点の地震観測記録(S波部Transverse成分およびP波部UD成分)の伝達関数を対象とした逆解析により物性値を推定する。
- 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる地盤モデルについては、雑音成分を含まない信号成分の伝達関数を対象とした逆解析により推定した物性値を採用する(最適化浅部地盤モデル)。信号成分は池浦(2009)に基づき算定する。
- はぎとり地盤モデルについては、最適化浅部地盤モデルの速度を固定し、地震観測記録(信号+雑音)の伝達関数を対象とした逆解析により算定した減衰を採用する(はぎとり地盤モデル)。
- なお、はぎとり地盤モデルは、深部地盤の最適化に用いる浅部地盤として使用する。

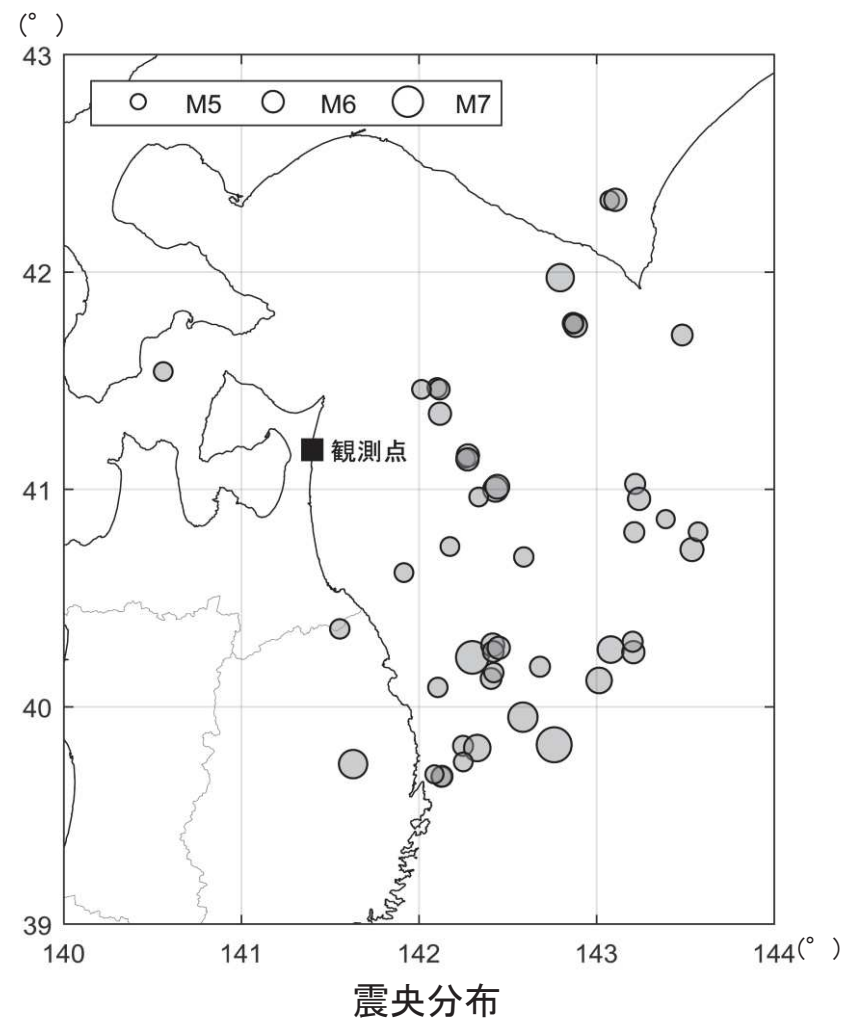


4. 2 浅部地盤モデルの作成

(2) 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。

発震時				東経	北緯		深さ	震央距離	見かけ入射角
年	月	日	時間	(°)	(°)	Mj	(km)	(km)	(°)
1994	12	29	5:52	143.02	40.117	6.5	0	181	90
1994	12	30	0:29	142.18	40.733	5.6	53	83	58
1994	12	31	22:50	142.687	40.18	5.8	24	156	81
1995	1	7	7:37	142.306	40.223	7.2	48	131	70
1995	1	7	11:36	142.421	40.28	6.2	38	132	74
1995	2	6	22:51	142.269	41.139	5.6	56	73	52
1995	9	26	16:14	143.488	41.706	5.9	38	184	78
1995	12	30	21:17	143.543	40.719	6.2	0	188	90
1995	12	31	5:45	143.577	40.801	5.6	3	188	89
1997	2	20	16:55	142.874	41.76	5.9	49	139	71
1999	3	19	2:55	143.223	41.021	5.8	29	154	79
2001	4	3	4:54	141.921	40.613	5.6	63	77	51
2001	8	14	5:11	142.437	40.996	6.4	38	90	67
2002	10	14	23:12	142.281	41.152	6.1	53	74	55
2003	4	17	2:59	142.342	40.961	5.6	40	83	64
2004	7	21	9:11	143.395	40.859	5.5	37	172	78
2004	8	10	15:13	142.132	39.674	5.8	48	179	75
2004	11	27	7:42	143.08	42.326	5.6	51	189	75
2005	2	26	21:37	142.596	40.685	5.7	45	115	69
2008	4	29	14:26	142.108	41.463	5.7	62	67	47
2008	7	24	0:26	141.635	39.732	6.8	108	162	56
2008	9	22	16:31	140.566	41.538	5.6	152	80	28
2009	2	15	18:24	142.424	40.25	5.9	36	135	75
2010	9	13	14:47	142.122	41.456	5.8	63	68	47
2010	12	6	16:30	143.218	40.799	5.8	7	159	88
2011	3	11	15:08	142.767	39.821	7.4	32	191	80
2011	3	17	13:13	142.412	40.126	5.9	31	145	78
2011	6	23	6:50	142.591	39.948	6.9	36	170	78
2011	8	1	22:44	142.254	39.816	5.8	43	168	76
2011	9	17	4:26	143.086	40.259	6.6	7	176	88
2011	9	17	6:08	143.213	40.247	6.1	4	185	89
2011	9	17	16:34	143.209	40.295	5.8	8	182	88
2011	11	24	19:25	142.887	41.75	6.2	43	139	73
2012	1	28	9:22	142.427	40.153	5.7	36	144	76
2012	3	27	20:00	142.334	39.806	6.6	21	172	83
2012	4	30	0:02	142.255	39.742	5.6	23	176	83
2012	5	24	0:02	142.124	41.344	6.1	60	63	47
2012	8	25	23:16	143.111	42.328	6.1	49	191	76
2014	7	5	7:42	142.136	39.676	5.9	49	179	75
2014	8	10	12:43	142.279	41.134	6.1	51	74	56
2014	10	11	11:35	143.245	40.952	6.1	36	157	77
2015	2	17	13:46	142.112	40.085	5.7	50	136	70
2015	6	8	15:01	142.02	41.456	5.6	66	60	42
2015	7	10	3:32	141.56	40.354	5.7	88	93	47
2016	1	14	12:25	142.801	41.97	6.7	52	146	71
2017	9	10	17:44	142.877	41.758	5.6	43	139	73
2017	9	27	5:22	142.455	40.267	6.1	35	135	75
2017	12	16	2:58	142.093	39.685	5.5	52	176	74
2018	1	24	19:51	142.447	41.008	6.3	34	90	69

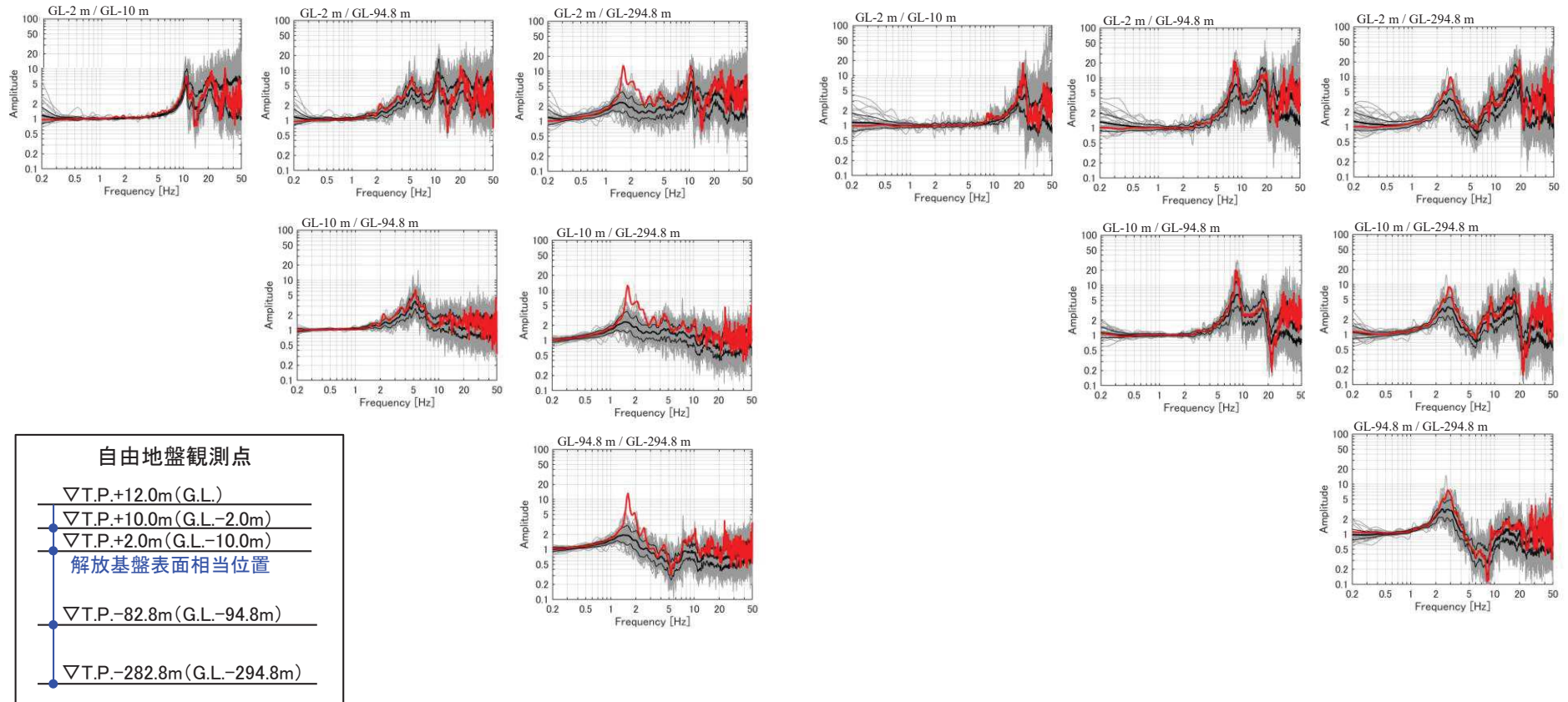


4. 2 浅部地盤モデルの作成

(3) 信号成分から求めた伝達関数と観測記録の伝達関数の比較

- 信号成分から求めた伝達関数は、相対的にインコヒーレントな成分が多い観測点間では、観測記録(信号+雑音)から求めた伝達関数に比べて固有振動数のピークが高くなるが、東通原子力発電所の場合、最深観測点(T.P.-282.8m)が入力となる伝達関数における1次固有振動数で特にその傾向が顕著で、観測記録(信号+雑音)の伝達関数の1 σ よりも大きいものとなっている。なお、インコヒーレンス成分としては散乱波の影響が考えられる。

- 信号成分から求めた伝達関数
- 観測記録の伝達関数(平均, 平均 \pm 1 σ)
- 観測記録の伝達関数(各地震)



《S波部Transverse成分》

《P波部UD成分》

4.2 浅部地盤モデルの作成

(4) 浅部地盤モデル推定における探索範囲

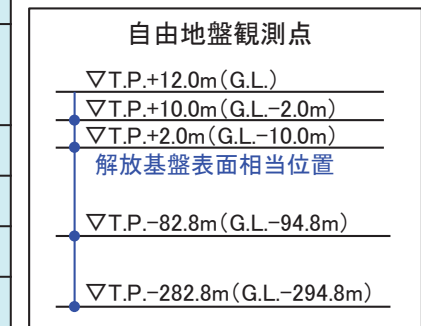
- ▶ 浅部地盤モデルでは、速度と減衰(Q値)を算定する。
- ▶ 層厚および密度は、自由地盤観測点におけるPS検層結果および地震計設置位置を踏まえ、固定値として設定。
- ▶ 速度の探索範囲は、自由地盤観測点におけるPS検層結果および屈折波トモグラフィ解析によるP波速度分布に基づく炉心相当位置の速度(S波速度はポアソン比を用いてP波速度より算定。)を考慮して設定。

$$Q \text{ 値モデル: } Q(f) = Q_0 f^n$$

※PS検層結果および屈折波トモグラフィ解析によるP波速度分布の詳細は、「補足説明資料」に示す。

T.P. (m)	G.L. (m)	層No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
							Q ₀	n	Q ₀	n
12	0									
11.5	-0.5	1	0.5	1.9	50~396	100~1248	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
11	-1	2	0.5	1.9	50~396	100~1248	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
10	-2	3	1	1.9	165~396	100~1248	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
8	-4	4	2	1.9						
6	-6	5	2	1.9	165~1793	520~3685	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
3	-9	6	3	1.9	165~1793	520~3685	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
2	-10	7	1	2.24	1298~1793	2248~3685	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
-7	-19	8	9	2.24						
-62	-74	9	55	2.24	1393~1877	2413~3685	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
-82.8	-94.8	10	20.8	2.72	1645~2145	2849~4455	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
-106	-118	11	23.2	2.72						
-160	-178	12	60	2.3	1521~2080	2938~3641	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
-190	-202	13	24	2.3	1206~2087	2322~3615	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
-252	-264	14	62	2.3	1476~2106	2628~3648	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
-282.8	-294.8	15	30.8	2.33	2090	3690	0.5~10	0.5~1	1~10	0.5~1
		16	∞	2.33						

▽解放基盤表面相当位置

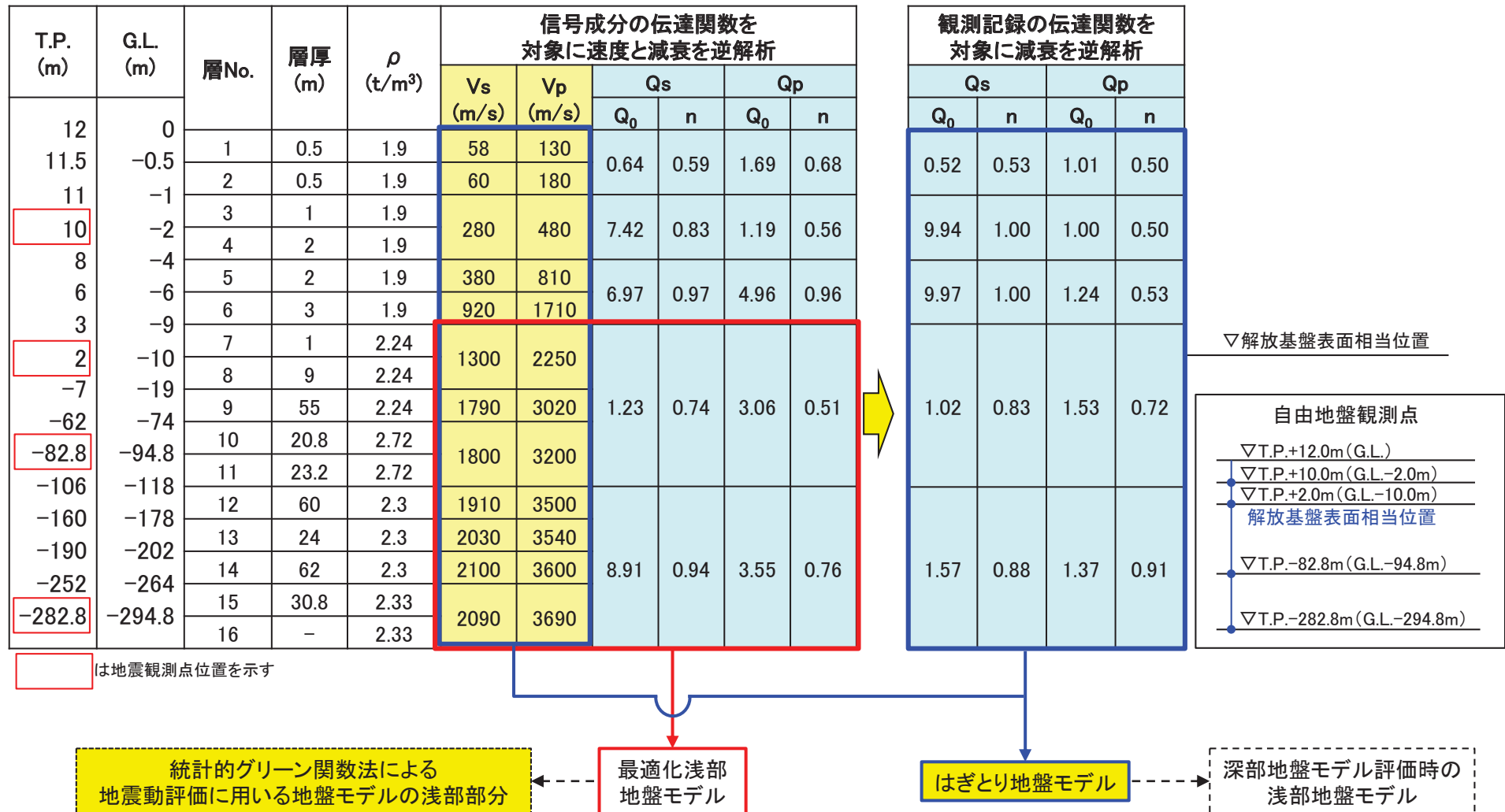


は地震観測点位置を示す

4.2 浅部地盤モデルの作成

(5) 浅部地盤モデルの算定結果

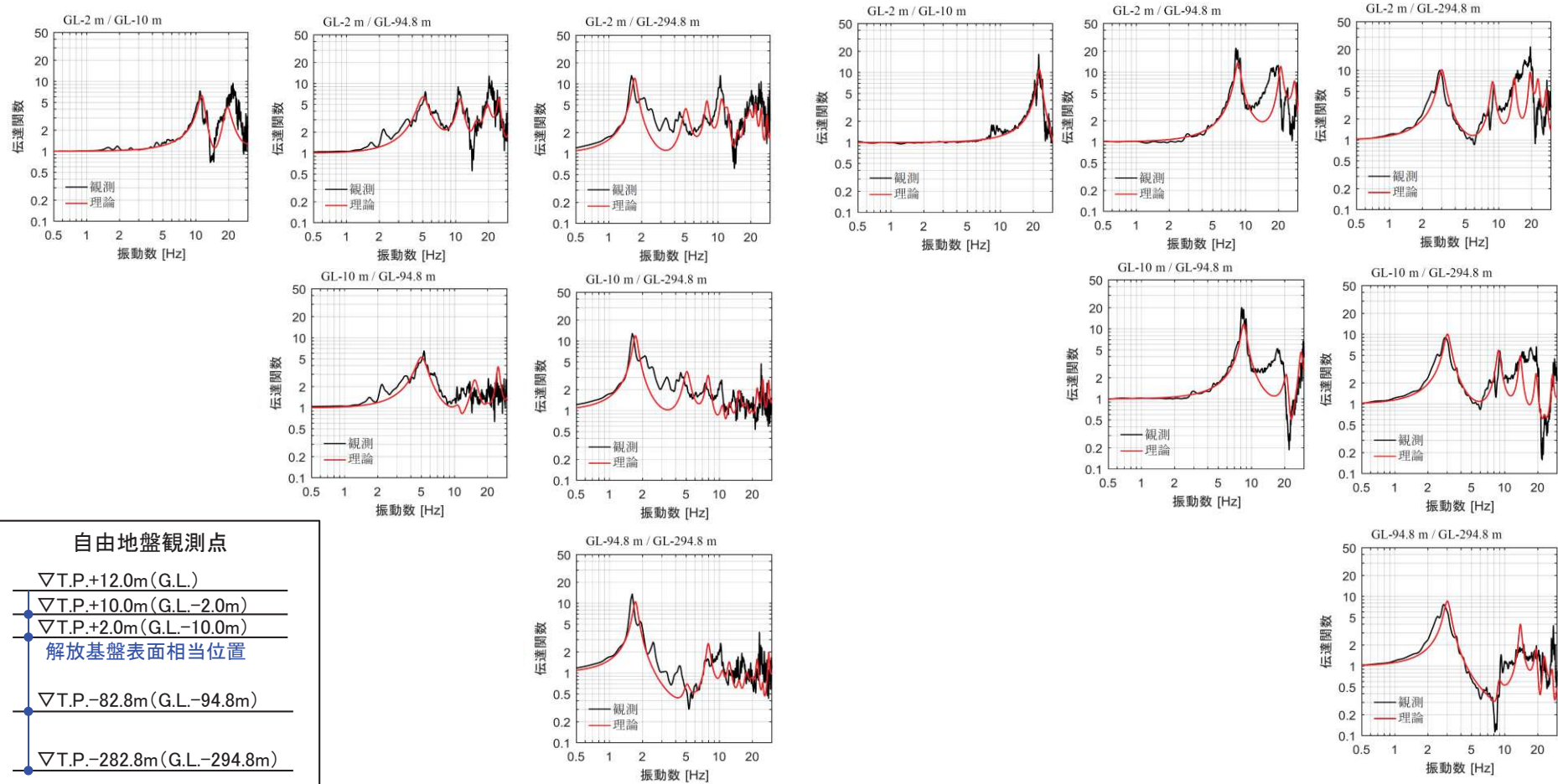
- 最適化浅部地盤モデルは、信号成分の伝達関数を対象とした逆解析により算定した物性値を採用する。
- はぎとり地盤モデルは、最適化浅部地盤モデルの速度を固定し、地震観測記録(信号+雑音)の伝達関数を対象とした逆解析により算定した減衰を採用する。



4.2 浅部地盤モデルの作成

(6) 信号成分から求めた伝達関数のフィッティング状況

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



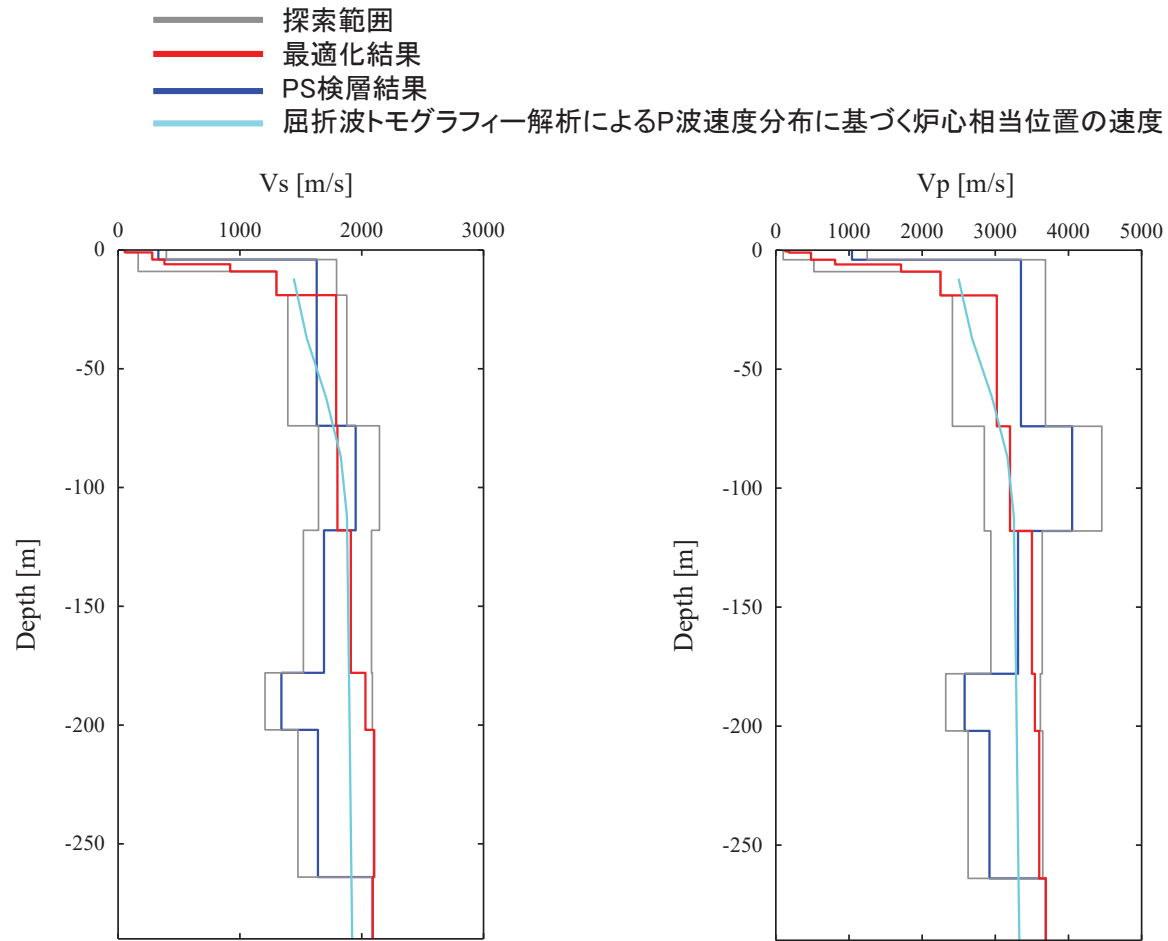
S波部Transverse成分

P波部UD成分

4.2 浅部地盤モデルの作成

(7) PS検層結果との比較

- 最適化した地盤モデルの速度構造は、自由地盤観測点におけるPS検層結果や屈折波トモグラフィ解析によるP波速度分布に基づく炉心相当位置の速度と概ね対応している。



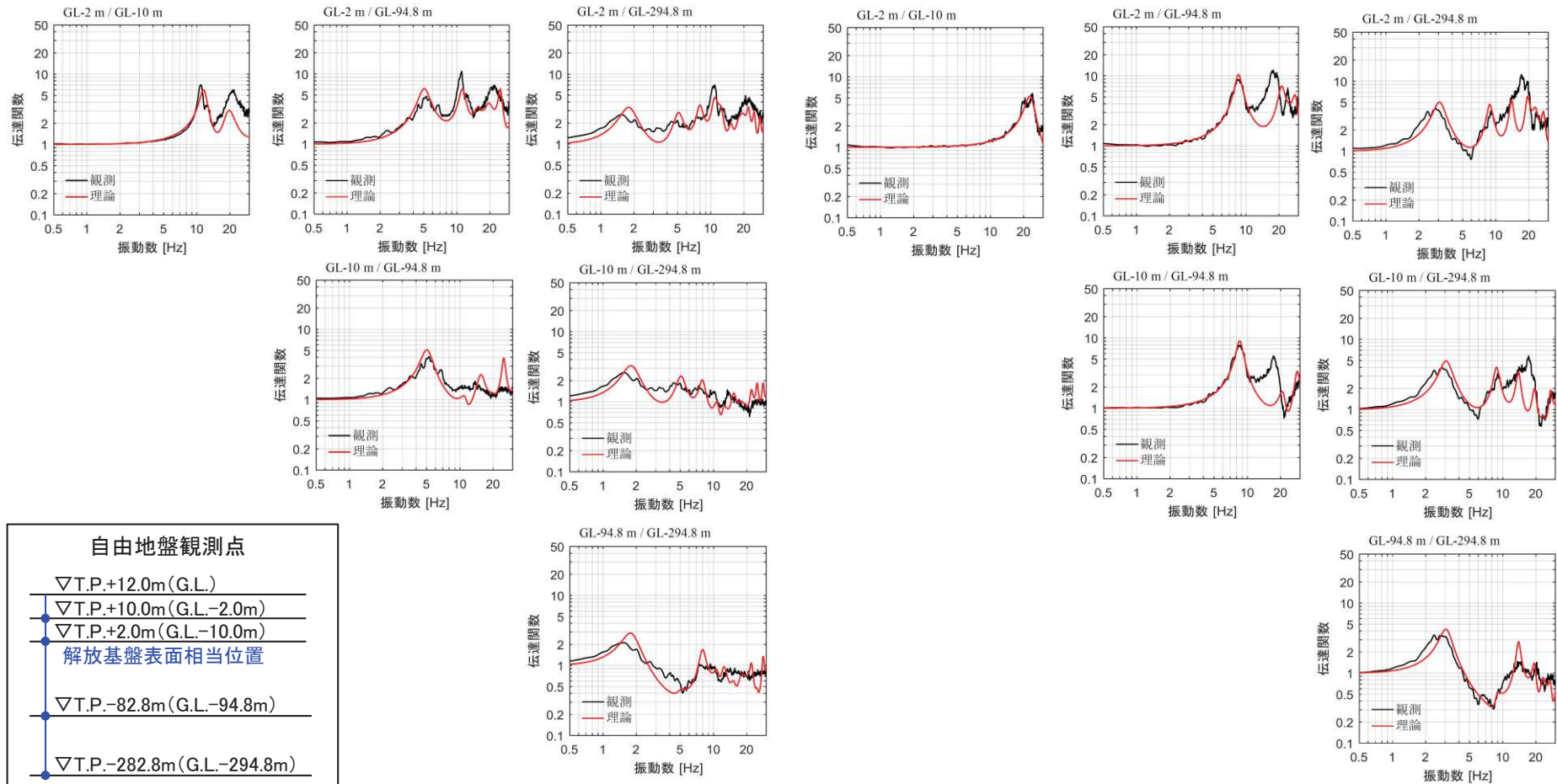
《推定された鉛直分布 Vs》

《推定された鉛直分布 Vp》

4.2 浅部地盤モデルの作成

(8) 観測記録から求めた伝達関数のフィッティング状況

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



S波部Transverse成分

P波部UD成分

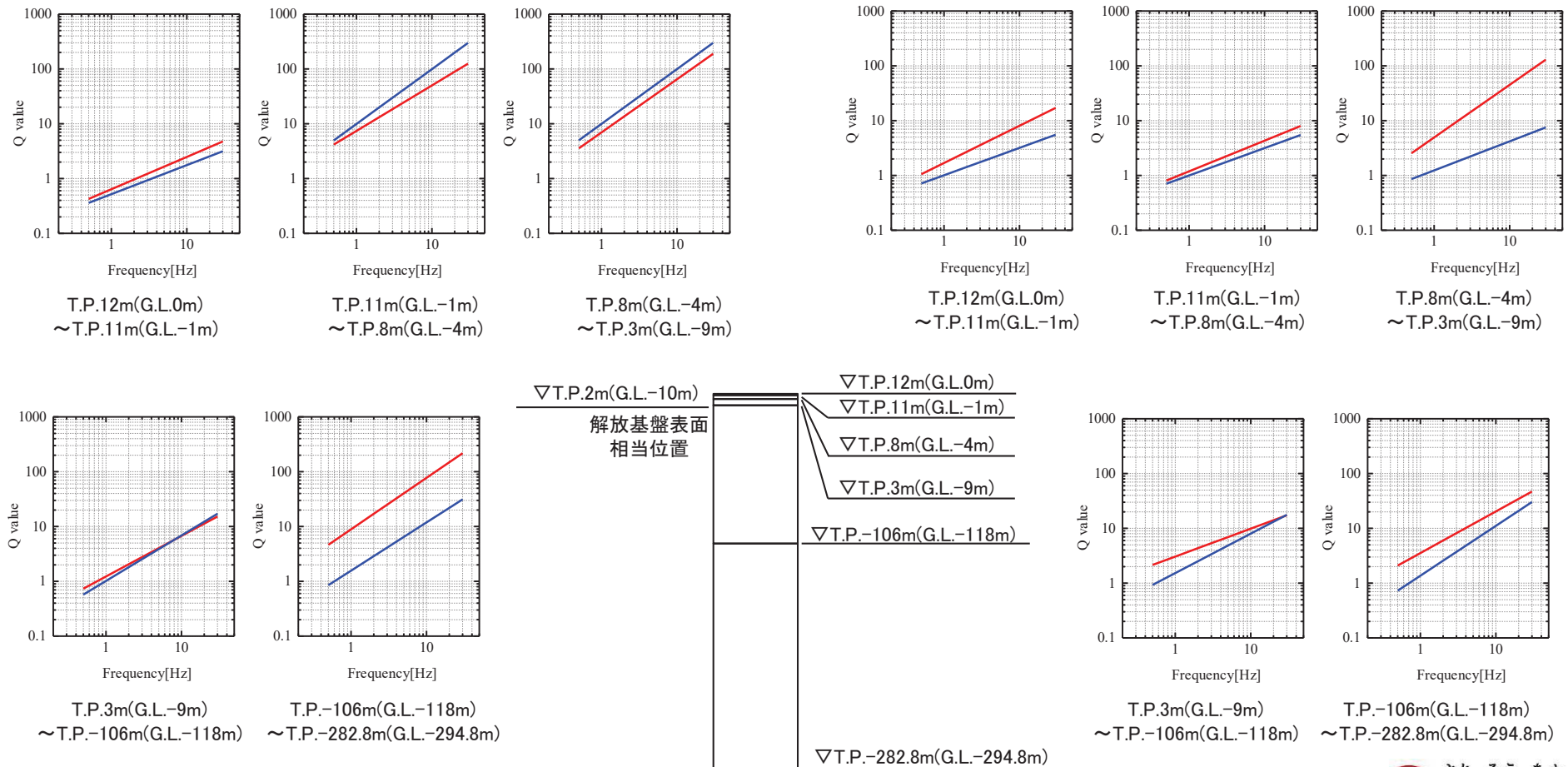
4.2 浅部地盤モデルの作成

(9) 推定された減衰(Q値)の比較

- 最深部観測点(T.P.-282.8m)とその上部の観測点(T.P.-106m)の水平動ではインコヒーレントな成分の影響が顕著なため、推定された減衰(Q値)も信号成分と観測記録(信号+雑音)では6倍程度乖離した結果となっている。Qs, Qpとも、その他の観測点間は信号成分の減衰は観測記録に比べ小さい傾向(Q値としては大きい傾向)にある。

— 最適化浅部地盤モデル(信号成分の伝達関数を対象とした逆解析により推定)

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



《推定されたQs》

《推定されたQp》

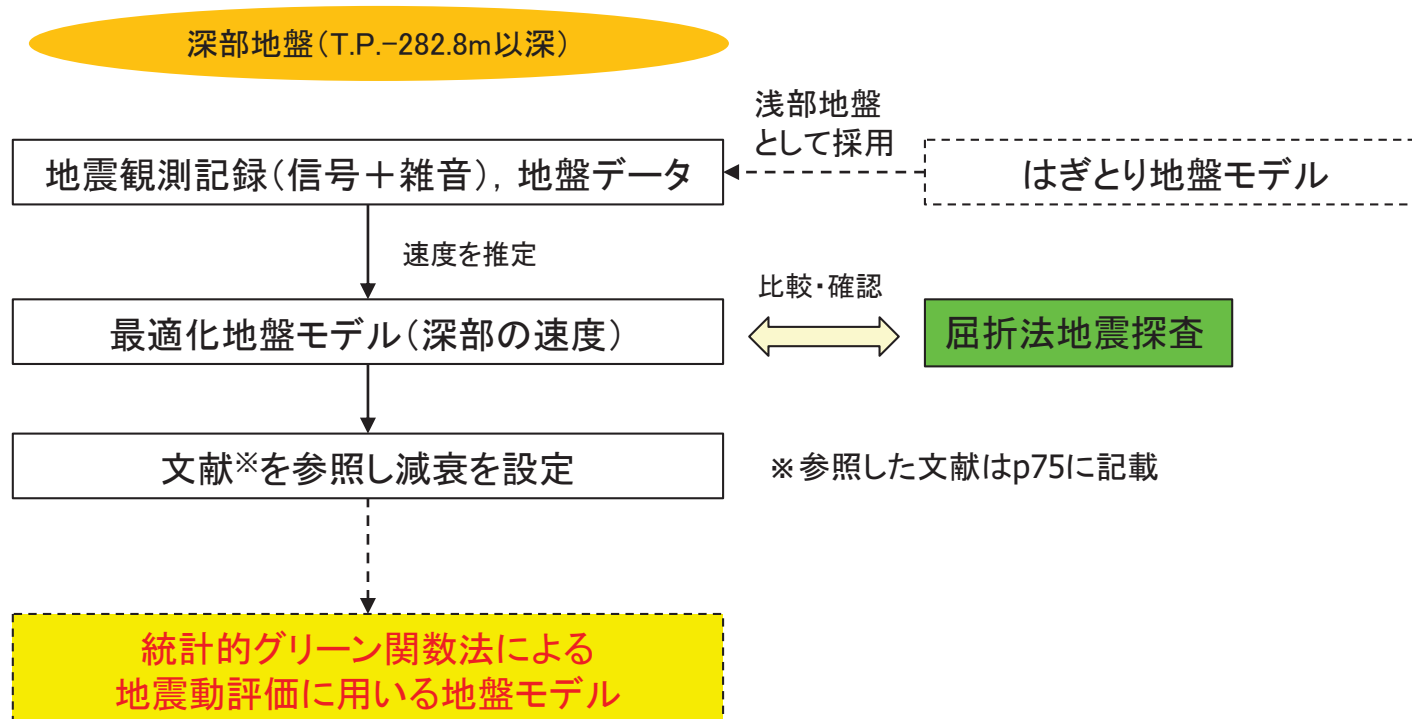
4. 地下構造モデルの設定

- 4. 1 設定概要
- 4. 2 浅部地盤モデルの作成
- 4. 3 深部地盤モデルの作成
- 4. 4 地震動評価用地盤モデルの設定

4.3 深部地盤モデルの作成

(1) 深部地盤モデルの評価フロー

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



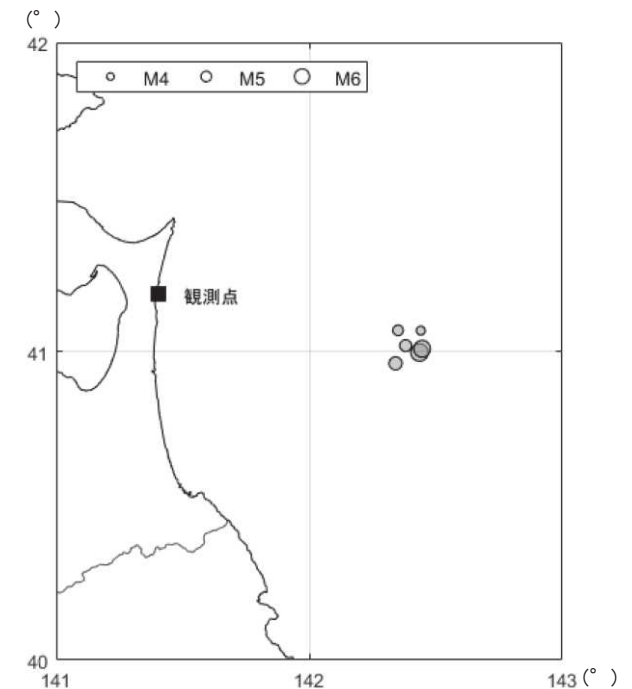
4.3 深部地盤モデルの作成

(2) P波部H/Vスペクトル比およ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

発震時				東経 (°)	北緯 (°)	Mj	深さ (km)	震央距離 (km)	見かけ入射角 (°)
年	月	日	時間						
2001	8	14	5:11	142.437	40.996	6.4	38	90	67
2001	8	24	18:48	142.382	41.018	5.3	41	84	64
2003	1	6	13:42	142.352	41.068	5	45	81	61
2003	4	17	2:59	142.342	40.961	5.6	40	83	64
2017	1	22	3:11	142.442	41.067	4.5	37	88	67
2018	1	24	19:51	142.447	41.008	6.3	34	90	69



検討に用いた地震の震央分布

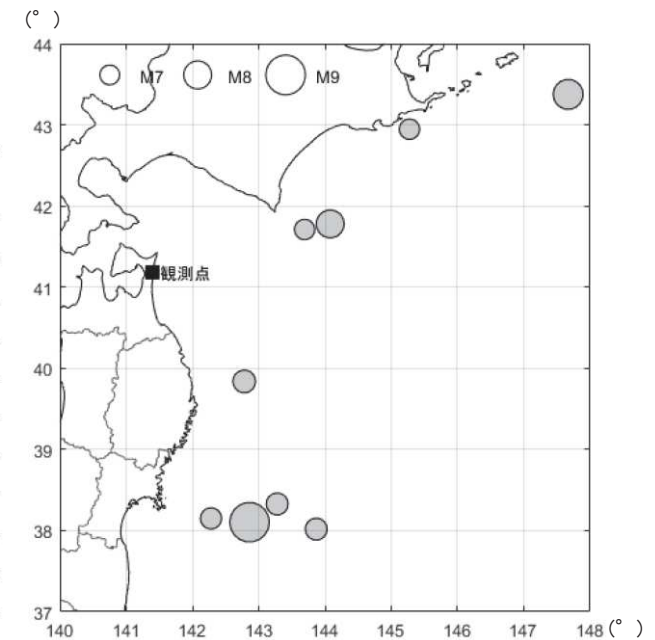
4.3 深部地盤モデルの作成

(3) 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

発震時				東経 (°)	北緯 (°)	Mj	深さ (km)	震央距離 (km)	見かけ入射角 (°)
年	月	日	時間						
1994	10	4	22:22	147.673	43.375	8.2	28	572	87
2003	9	26	4:50	144.079	41.779	8	45	233	79
2003	9	26	6:08	143.692	41.710	7.1	21	200	84
2004	11	29	3:32	145.276	42.946	7.1	48	376	83
2005	8	16	11:46	142.278	38.150	7.2	42	345	83
2011	3	9	11:45	143.278	38.328	7.3	8	356	89
2011	3	11	14:46	142.860	38.103	9	24	364	86
2011	3	11	15:08	142.780	39.838	7.4	32	190	80
2012	12	7	17:18	143.867	38.018	7.3	49	410	83



検討に用いた地震の震央分布

4.3 深部地盤モデルの作成

(4) 深部地盤モデル推定における探索範囲

- 深部地盤モデルでは、層厚、速度、減衰(Q値)を算定する。なお、減衰(Q値)については浅部の減衰が観測記録(信号+雑音)に基づき算定された値であることを踏まえ、参考扱いとした。
- 速度の探索範囲は、屈折波トモグラフィ解析によるP波速度分布に基づく炉心相当位置の速度(S波速度はポアソン比を用いてP波速度より算定。)を考慮して設定。
- 各層の密度に関しては、Kobayashi et al.(2000)に基づきS波速度から換算する。

T.P. (m)	G.L. (m)	層No.	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)
12	0					
		1	0.5	1.9	58	130
11.5	-0.5	2	0.5	1.9	60	180
11	-1	3	1	1.9	280	480
10	-2	4	2	1.9		
8	-4	5	2	1.9	380	810
6	-6	6	3	1.9	920	1710
3	-9	7	1	2.24	1300	2250
2	-10	8	9	2.24		
-7	-19	9	55	2.24	1790	3020
-62	-74	10	20.8	2.72	1800	3200
-82.8	-94.8	11	23.2	2.72		
-106	-118	12	60	2.3	1910	3500
-160	-178	13	24	2.3	2030	3540
-190	-202	14	62	2.3	2100	3600
-252	-264	15	30.8	2.33	2090	3690
-282.8	-294.8	16	100~500	Vsに連動	1800~2600	3000~4500
		17	500~1000		1800~2600	3000~4500
		18	500~1000		1800~2600	3000~4500
		19	500~1000		2200~3000	3500~5000
		20	-		3000~3400	5000~5800

▽解放基盤表面相当位置

4.3 深部地盤モデルの作成

(5) 最適化地盤モデル(深部)の算定結果

➤ 算定された層厚と速度構造を地震動評価に用いる深部地盤モデルに採用する。

T.P. (m)	G.L. (m)	層No.	層厚	ρ	Vs	Vp
			(m)	(t/m ³)	(m/s)	(m/s)
12	0	1	0.5	1.9	58	130
11.5	-0.5	2	0.5	1.9	60	180
11	-1	3	1	1.9	280	480
10	-2	4	2	1.9		
8	-4	5	2	1.9	380	810
6	-6	6	3	1.9	920	1710
3	-9	7	1	2.24	1300	2250
2	-10	8	9	2.24		
-7	-19	9	55	2.24	1790	3020
-62	-74	10	20.8	2.72	1800	3200
-82.8	-94.8	11	23.2	2.72		
-106	-118	12	60	2.3	1910	3500
-160	-178	13	24	2.3	2030	3540
-190	-202	14	62	2.3	2100	3600
-252	-264	15	30.8	2.33	2090	3690
-282.8	-294.8	16	271	2.45	2440	3760
-553.8	-565.8	17	931	2.45	2450	3930
-1484.8	-1496.8	18	923	2.46	2490	3940
-2407.8	-2419.8	19	580	2.52	2780	4060
-2987.8	-2999.8	20	-	2.63	3360	5800

▽解放基盤表面相当位置

最適化深部
地盤モデル

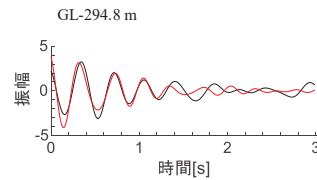
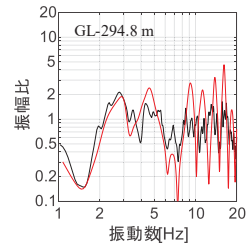
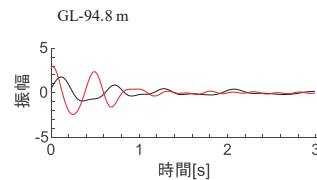
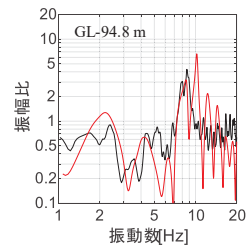
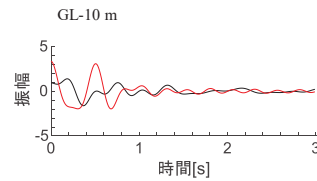
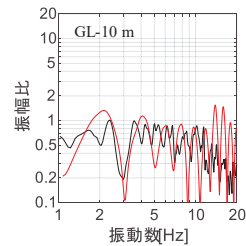
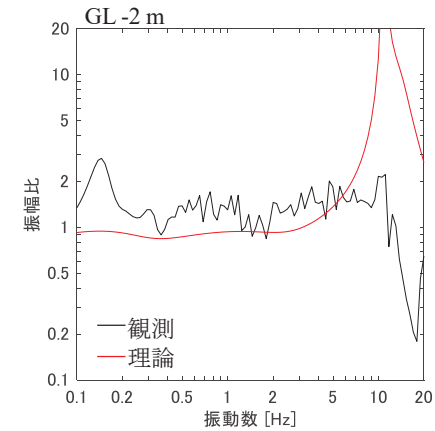
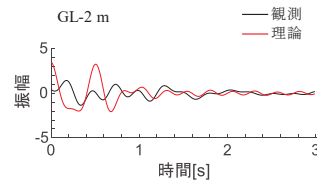
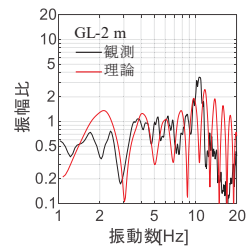
文献※を参照し
減衰を設定

統計的グリーン関数法による
地震動評価に用いる地盤モデル

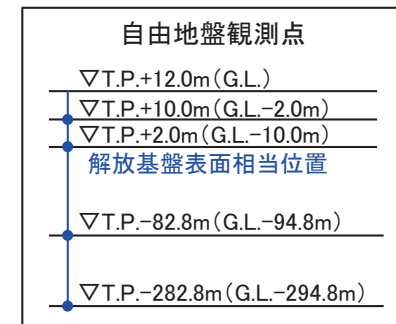
※参照した文献はp75に記載

4.3 深部地盤モデルの作成 (6) フィッティング状況

- 観測値と理論値のフィッティング性状を示す。全測点のP波部H/Vスペクトル比および最下の観測点のレシーバー関数の理論値は、観測値の特徴を概ね表現している。



コーダ部H/V比のフィッティング状況

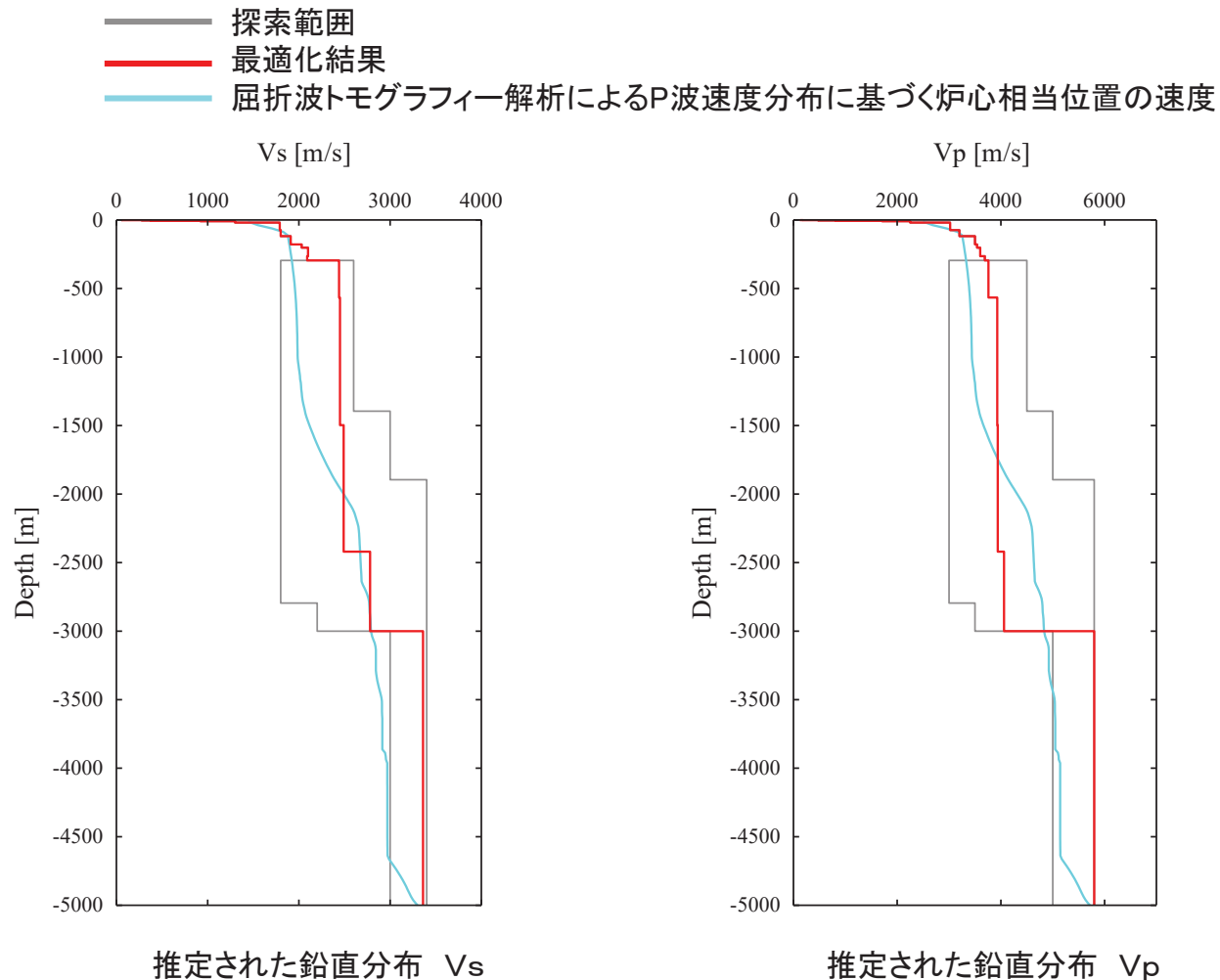


P波部H/V比及びレシーバー関数のフィッティング状況

4.3 深部地盤モデルの作成

(7) 算定された地下構造モデルの鉛直分布

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



4. 地下構造モデルの設定

- 4. 1 設定概要
- 4. 2 浅部地盤モデルの作成
- 4. 3 深部地盤モデルの作成
- 4. 4 地震動評価用地盤モデルの設定

4.4 地震動評価用地盤モデルの設定

(1) はぎとり地盤モデル

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

T.P. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m^3)	V_s (m/s)	V_p (m/s)	Q_s	Q_p
+12.0	—	—	—	—	—	—
+11.5	0.5	1.90	58	130	$0.52f^{0.53}$	$1.01f^{0.50}$
+11.0	0.5	1.90	60	180	$0.52f^{0.53}$	$1.01f^{0.50}$
+10.0	1	1.90	280	480	$9.94f^{1.00}$	$1.00f^{1.00}$
+8.0	2	1.90	280	480	$9.94f^{1.00}$	$1.00f^{1.00}$
+6.0	2	1.90	380	810	$9.97f^{1.00}$	$1.24f^{0.53}$
+3.0	3	1.90	920	1710	$9.97f^{1.00}$	$1.24f^{0.53}$
+2.0	1	2.24	1300	2250	$1.02f^{0.83}$	$1.53f^{0.72}$
-7.0	9.0	2.24	1300	2250	$1.02f^{0.83}$	$1.53f^{0.72}$
-62.0	55.0	2.24	1790	3020	$1.02f^{0.83}$	$1.53f^{0.72}$
-82.8	20.8	2.72	1800	3200	$1.02f^{0.83}$	$1.53f^{0.72}$
-106.0	23.2	2.72	1800	3200	$1.02f^{0.83}$	$1.53f^{0.72}$
-166.0	60.0	2.30	1910	3500	$1.57f^{0.88}$	$1.37f^{0.91}$
-190.0	24.0	2.30	2030	3540	$1.57f^{0.88}$	$1.37f^{0.91}$
-252.0	62.0	2.30	2100	3600	$1.57f^{0.88}$	$1.37f^{0.91}$
-282.8	30.8	2.33	2090	3690	$1.57f^{0.88}$	$1.37f^{0.91}$
	∞	2.33	2090	3690	$1.57f^{0.88}$	$1.37f^{0.91}$

▽岩盤上部

(解放基盤表面相当位置)

地震観測点位置を示す

4.4 地震動評価用地盤モデルの設定

(2) 統計的グリーン関数法に用いる地盤モデル

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

T.P. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	V _s (m/s)	V _p (m/s)	Q _s	Q _p	
	—	—	—	—	—	—	▽岩盤上部
+2.0	9.0	2.24	1300	2250	1.23f ^{0.74}	3.06f ^{0.51}	(解放基盤表面相当)
-7.0	55.0	2.24	1790	3020	1.23f ^{0.74}	3.06f ^{0.51}	
-62.0	20.8	2.72	1800	3200	1.23f ^{0.74}	3.06f ^{0.51}	
-82.8	23.2	2.72	1800	3200	1.23f ^{0.74}	3.06f ^{0.51}	
-106.0	60.0	2.30	1910	3500	8.91f ^{0.94}	3.55f ^{0.76}	
-166.0	24.0	2.30	2030	3540	8.91f ^{0.94}	3.55f ^{0.76}	
-190.0	62.0	2.30	2100	3600	8.91f ^{0.94}	3.55f ^{0.76}	
-252.0	30.8	2.33	2090	3690	8.91f ^{0.94}	3.55f ^{0.76}	
-282.8	271.0	2.45	2440	3760	100	100	
-553.8	931.0	2.45	2450	3930	100	100	
-1484.8	923.0	2.46	2490	3940	100	100	
-2407.8	580.0	2.52	2780	4060	100	100	▽地震基盤
-2987.8	∞	2.63	3360	5800	150	150	

+2.0 地震観測点位置を示す

4. 4 地震動評価用地盤モデルの設定

(3) 統計的グリーン関数法に用いる地盤モデルの深部のQ値について

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

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

場 所	深さ (m)	Q_p	Q_s	岩 種	文 献
Oroville	0–475	—	9	オフィオライト	Malin et al. (1998)
	375–475	—	11		
Anza	0–150	6.5	9	花崗岩	Aster and Shearer (1991)
	150–300	27	26		
Garner valley	0–220	—	12	花崗岩 他	Archuieta et al. (1992)
Parkfield	0–200	6–11	8–19	第三紀層	Blakeslee and Malin (1991)
	0–300	—	10		Jongman and Malin (1995)
	0–1000	—	37		
Los Angeles basin	0–420	45	—	更新世 及び鮮新世	Hauksson et al. (1987)
	420–1500	43	25		

4.4 地震動評価用地盤モデルの設定

(4) 理論的手法に用いる地盤モデル

- 地震基盤以浅は、統計的グリーン関数法による地震動評価で用いる地盤構造モデルと同様。
- 地震基盤以深は、地震調査研究推進本部(2004)及び永井ほか(2001)を参考に設定。

T.P. (m)	層厚 (m)	密度 (t/m ³)	V _s (m/s)	V _p (m/s)	Q _s	Q _p	
+2.0	—	—	—	—	—	—	▽岩盤上部 (解放基盤表面相当)
-7.0	9.0	2.24	1300	2250	100	100	
-62.0	55.0	2.24	1790	3020	100	100	
-82.8	20.8	2.72	1800	3200	100	100	
-106.0	23.2	2.72	1800	3200	100	100	
-166.0	60.0	2.30	1910	3500	100	100	
-190.0	24.0	2.30	2030	3540	100	100	
-252.0	62.0	2.30	2100	3600	100	100	
-282.8	30.8	2.33	2090	3690	100	100	
-553.8	271.0	2.45	2440	3760	100	100	
-1484.8	931.0	2.45	2450	3930	100	100	▽地震基盤
-2407.8	923.0	2.46	2490	3940	150	150	
-2987.8	580.0	2.52	2780	4060	150	150	
-3000.0	12.2	2.63	3360	5800	150	150	
-15000.0	12000.0	2.69	3580	6180	300	300	
-25000.0	10000.0	2.80	3700	6400	300	300	
	∞	3.20	4100	7100	500	500	

+2.0 地震観測点位置を示す

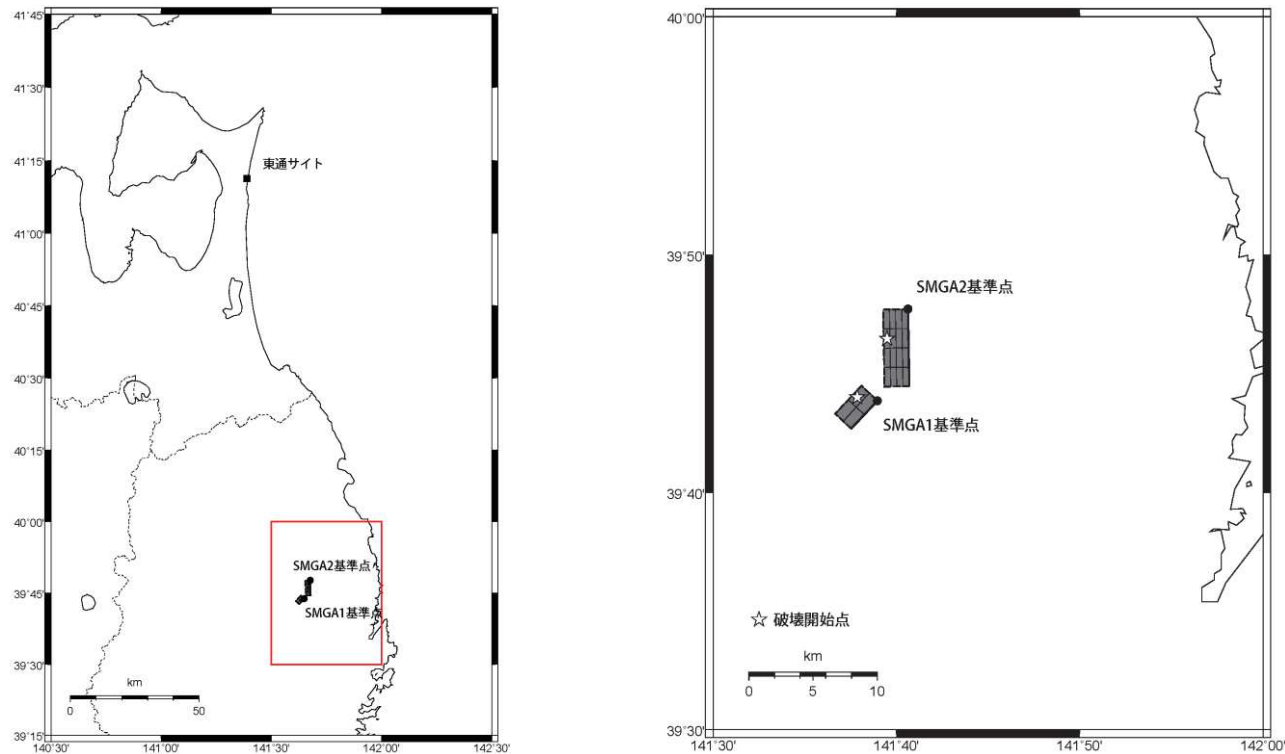
余 白

5. 地下構造モデルの妥当性の検証

5. 1 2008年7月24日岩手沿岸北部の地震のシミュレーション解析

5.1 2008年7月24日岩手沿岸北部の地震のシミュレーション解析 (1) 検討概要

- 敷地で過去に観測された地震のうち、震源断層モデルの設定が行われている地震として、2008年岩手県沿岸北部の地震が挙げられる(浅野・岩田(2009))。浅野・岩田(2009)では、岩手県内の観測記録のシミュレーション解析によりモデルを策定している。
- この地震の敷地自由地盤岩盤上部の観測記録の最大加速度値は約 30cm/s^2 であり、これまで観測された地震のうちでは大きな地震動であることから、地盤モデルの妥当性の検証を目的として、統計的グリーン関数法によるシミュレーション解析を実施した。



2008年岩手県沿岸北部の地震のシミュレーション解析に用いる震源断層モデル

5. 1 2008年7月24日岩手沿岸北部の地震のシミュレーション解析 (2)断層パラメータ

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

パスのQ値; $154f^{0.91}$ (佐藤(2003)による)

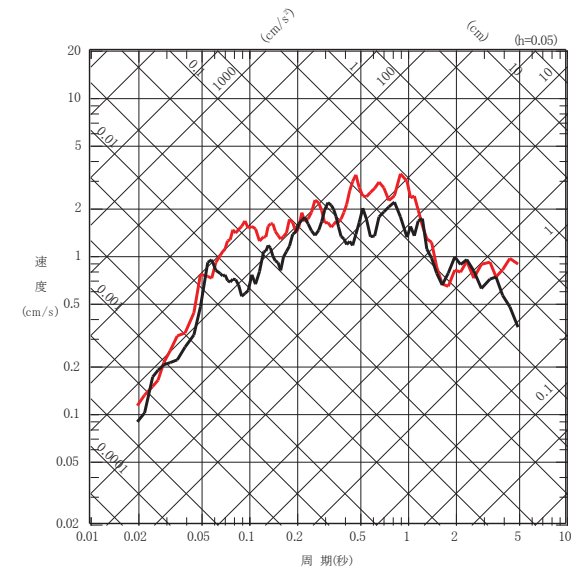
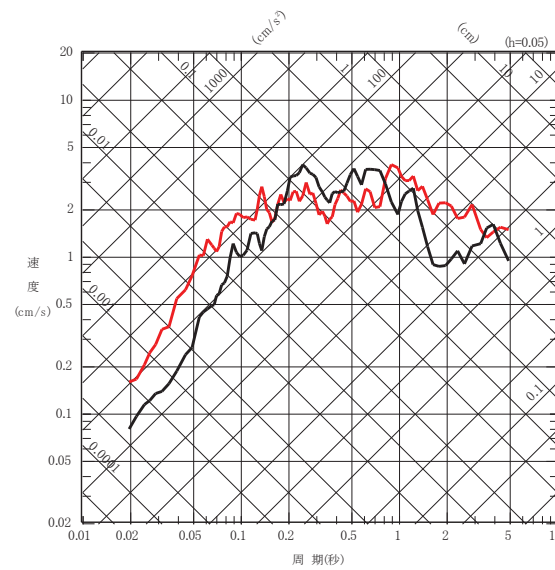
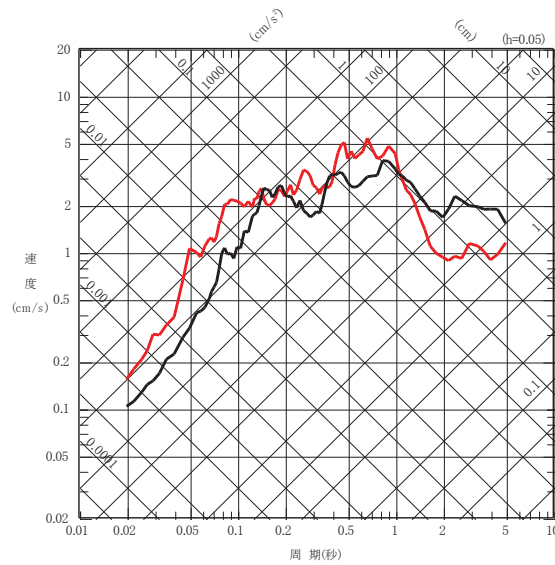
※今回新たに設定

5.1 2008年7月24日岩手沿岸北部の地震のシミュレーション解析

(3)シミュレーション結果

- ▶ 地震動評価結果と、自由地盤観測点の地震観測記録(解放基盤表面相当位置(T.P.2.0m)におけるはぎとり波)の比較を示す。
- ▶ 地震動評価結果は観測記録と概ね整合しており、今回設定した地盤モデルは妥当と判断した。

— 観測記録
— シミュレーション結果



2008年岩手県沿岸北部の地震の敷地における観測記録(解放基盤表面相当におけるはぎとり波)と地震動評価結果の応答スペクトルによる比較

6. まとめ

6. まとめ

➤ 地質調査結果等に基づく地盤構造

- ・地質調査結果から、敷地地盤の速度構造は概ね水平成層である。
- ・ V_s =約1.4km/s以上の硬質岩盤であり、解放基盤表面の位置は、安全上重要な建屋が設置する岩盤とする。
- ・解放基盤表面の地震動特性は、自由地盤の岩盤上部の観測点で代表する。

➤ 地震観測記録の分析

- ・地震波到来方向による深さ方向の増幅特性の傾向の差異が小さいこと、地震波到来方向の違いによる地下構造の影響は小さいこと、場所により地震波到来方向の違いによる振動性状の違いが無いことを確認した。
- ・敷地周辺の地下構造に特異な増幅特性がなく、また、敷地内の各地点において地震波到来方向による振動性状の違いがないことから、地震動評価に当たっては敷地地盤は水平成層構造とみなして評価できると考えられる。

➤ 地下構造モデルの設定

- ・地震動評価に用いる地下構造モデルは、敷地の観測記録等に基づき設定した。

➤ 地下構造モデルの妥当性の検証

- ・設定した地盤モデルを用いた強震動シミュレーション解析は観測記録と整合しており、設定した地盤モデルが妥当であることを確認した。

参考文献

3. 地震観測記録の分析

1. Noda, S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo and T. Watanabe (2002): RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations Between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis, Oct. 16-18, Istanbul
2. 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊輔, 日下部毅明(2006): 短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集A, Vol.62, 2006.10
3. 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.

4. 地下構造モデルの設定

1. 池浦友則(2009): 鉛直アレー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
2. Kobayashi, K., Uetake, T., Mashimo, M. and Kobayashi, H. : Estimation of deep underground velocity structure by inversion of spectral ratio of horizontal to vertical component in P-wave part of earthquake motion, 12WCEE, paper No. 2658, 2000.
3. Rachel E. Abercrombie(1997), Near-surface attenuation and site effects from comparison of surface and deep borehole recordings, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.87, No.3, pp.731-744.
4. P. E. Malin, J. A. Waller, R. D. Borchardt, E. Cranswick, E. G. Jensen, J. Van Schaack(1998) : Vertical seismic profiling of Oroville microearthquakes: Velocity spectra and particle motion as a function of depth, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.78, No.2, pp.401-420.
5. Richard C. Aster, Peter M. Shearer(1991):High-frequency borehole seismograms recorded in the San Jacinto Fault zone, Southern California Part 2. Attenuation and site effects, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.81, No.4, pp.1081-1100.
6. Ralph J. Archuleta, Sandra H. Seale, Peter V. Sangas, Lawrence M. Baker, Scott T. Swain(1992):Garner Valley downhole array of accelerometers: Instrumentation and preliminary data analysis, Bulletin of the Seismological Society of America ,Vol.82, No.4, pp.1592-1621.
7. Sam Blakeslee, Peter Malin(1991):High-frequency site effects at two Parkfield downhole and surface stations, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.81, No.2, pp.332-345.
8. Denis Jongmans and Peter E. Malin(1995):Microearthquake S-Wave Observations from 0 to 1 km in the Varian Well at Parkfield, California, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.85, No.6, pp.1805-1820.
9. Egill Hauksson, Ta-liang Teng, Thomas L. Henyey(1987):Results from a 1500 m deep, three-level downhole seismometer array: Site response, low Q values, and fmax ,Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.77, No.6, pp.1883-1904.

10. 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

11. 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

5. 地下構造モデルの妥当性の検証

1. 浅野公之, 岩田知孝(2009): 経験的グリーン関数法を用いた2008年7月24日岩手県沿岸北部のスラブ内地震の震源モデルの推定, 日本地球惑星科学連合2009年大会, S152-009, 2009年5月.
2. 佐藤智美(2003): 中小地震の応力降下量の断層タイプ・震源深さ依存性及び地域性に関する研究, 土木学会地震工学論文集

参考資料

参考1. 観測記録の信号成分から伝達関数を求める方法

参考1. 観測記録の信号成分から伝達関数を求める方法

(1) 観測記録に含まれる雑音成分が伝達関数に与える影響

○鉛直アレー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)

出力:①応答値

②ホワイトノイズ(入出力で同じ振幅)

固有振動数1.0Hz

減衰5%の定常線形1自由度システム

入力:①0.5~1.0Hzでゆるやかに卓越するスペクトル特性を持つ波

②ホワイトノイズ(入出力で同じ振幅)

$H_0(\omega)$: 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

$$H_1(\omega) = S_{xy}(\omega) / S_{xx}(\omega) = H_0(\omega) \cdot coh^2_x(\omega)$$

$H_2(\omega)$: 出力側のノイズの影響を受ける伝達関数

$$H_2(\omega) = S_{yy}(\omega) / S_{yx}(\omega) = H_0(\omega) / coh^2_y(\omega)$$

$H_R(\omega)$: 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

$$H_R(\omega) = Y(\omega) / X(\omega) \text{の平均} = H_0(\omega) \cdot \sqrt{coh^2_x(\omega) / coh^2_y(\omega)}$$

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)

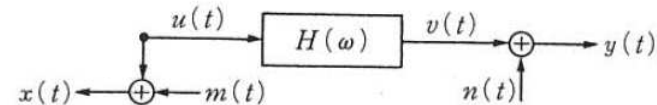
長周期の波が入力する周期帯では、質点系は相対的に剛構造的挙動を示すため、増幅率は1になる。その場合、入力側、出力側とも、信号成分に対するノイズの割合が同じになるため、 H_R が H_0 (真の伝達関数)の推定値として適切になる。

・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。



x,y: 観測記録 u,v: 信号成分 m,n: ノイズ

図2 入出力に観測ノイズを含むシステム

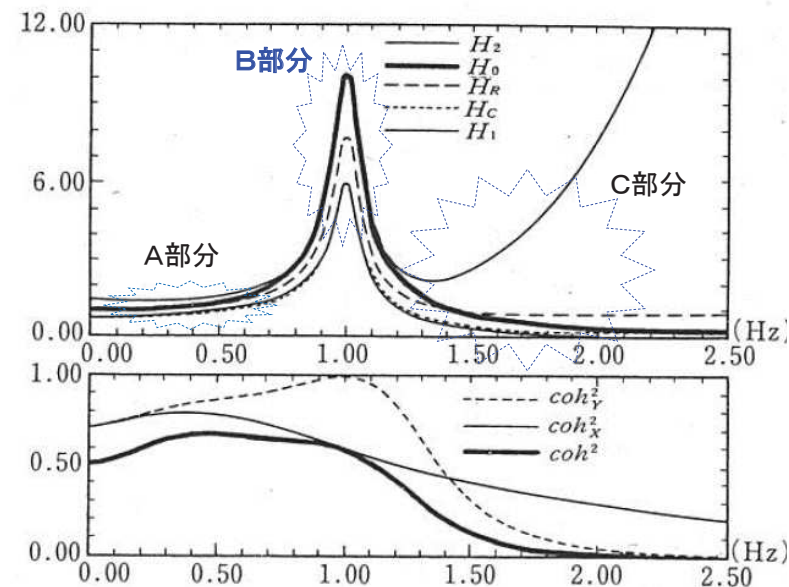
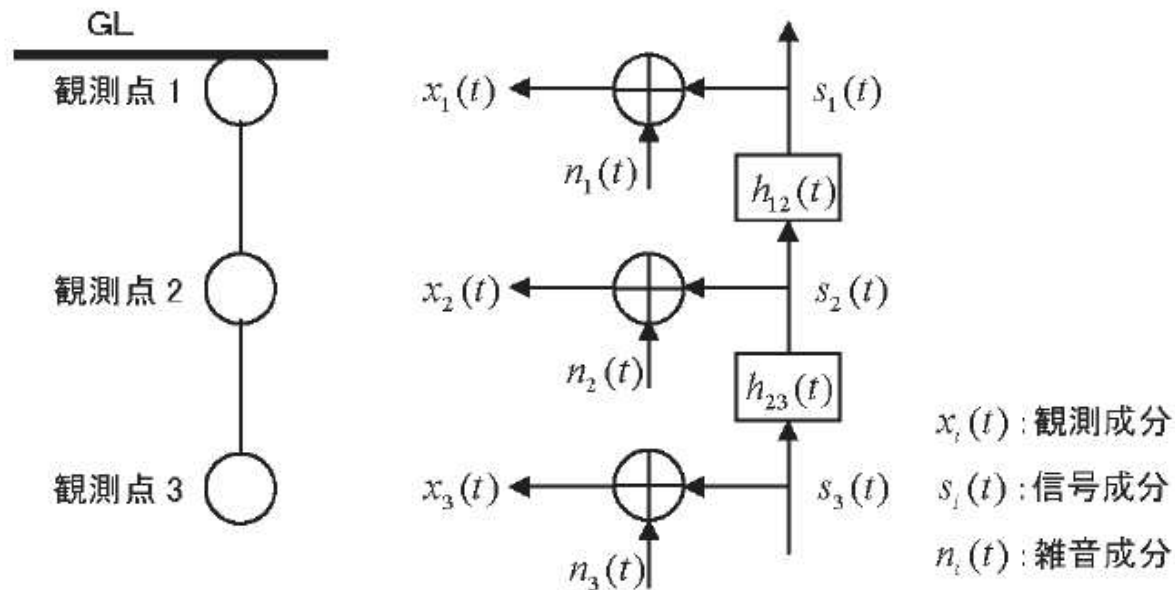


図3 入出力に一樣な観測ノイズを含む振動システムの伝達関数推定値とコヒーレンス関数

参考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)では、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)に分離する方法およ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)では、3観測点からなる鉛直アレーを例としている。



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。

参考1. 観測記録の信号成分から伝達関数を求める方法 (3) 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、観測点の信号成分は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、 $E_{ii}(f)$: $n_i(t)$ のパワースペクトル

参考1. 観測記録の信号成分から伝達関数を求める方法 (4) 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ーの場合では $N < N(N-1)/2$ 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。

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