

大洗研究所(南地区) 高速実験炉原子炉施設(「常陽」)

基準地震動 S_s の策定について

令和4年11月7日

国立研究開発法人日本原子力研究開発機構

基準地震動Ssの策定

➤ 申請時の評価

■ 地下構造評価

各種地質構造調査及び地震観測記録から解放基盤表面、浅部地盤構造モデル、深部地盤構造モデルを設定した。設定した地盤構造モデルについて、観測記録及び模擬入力波を用いた地震動特性評価により妥当性を検証し、敷地地盤は水平な成層構造とみなすことができることを確認した。

■ 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

地震発生様式	プレート間地震	海洋プレート内地震	内陸地殻内地震	
検討用地震	2011年東北地方太平洋沖型地震 (Mw9.0)	茨城県南部の地震 (Mw7.3)	F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震 (M7.8)	F3断層～F4断層による地震 (M7.0)
基本震源モデル	強震動予測レシピに基づく震源モデル	中央防災会議(2013)等に基づく震源モデル	地質調査結果や強震動予測レシピに基づく震源モデル	地質調査結果や強震動予測レシピに基づく震源モデル
不確かさの考慮	<ul style="list-style-type: none"> SMGA位置 短周期レベル SMGA位置と短周期レベルの重畳 	<ul style="list-style-type: none"> 断層傾斜角 アスペリティ位置 応力降下量 地震規模 	<ul style="list-style-type: none"> 短周期レベル 断層傾斜角 アスペリティ位置 	<ul style="list-style-type: none"> 短周期レベル 断層傾斜角 アスペリティ位置

各検討用地震について、応答スペクトルに基づく手法による地震動評価及び断層モデルを用いた手法による地震動評価を実施した。

■ 震源を特定せず策定する地震動

【既往の知見】

【全国共通に考慮すべき地震動】

加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル

- ・2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した地震動
- ・標準応答スペクトルを考慮した地震動

■ 基準地震動Ss



(単位: cm/s²)

基準地震動Ss		NS成分	EW成分	UD成分
Ss-D	応答スペクトル手法による基準地震動	700		500
Ss-1	F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点1)	973	711	474
Ss-2	F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点2)	835	761	436
Ss-3	F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点3)	948	850	543
Ss-4	F3断層～F4断層による地震(断層傾斜角の不確かさ, 破壊開始点3)	740	630	405
Ss-5	2011年東北地方太平洋沖型地震(SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳)	670	513	402
Ss-6	標準応答スペクトルを考慮した地震動	754		572

基準地震動Ssの策定

該当箇所

申請以降に実施した検討

- ・標準応答スペクトルを考慮した地震動(基準地震動Ss-6)の評価について以下の見直しを行った。
 - 敷地の地震基盤相当面をVs=2,200m/s以上となるG.L.-1.293km(Vs=3,052m/s)に設定した。
 - 乱数位相による検討において、模擬地震波の振幅包絡線の経時特性(Noda et al.(2002)の方法)を定めるパラメータであるマグニチュードをM=7.0に設定した。
 - 複数の手法として、敷地の地震観測記録による実位相を用いた検討を行った。乱数位相と実位相の2つの検討結果について比較し、乱数位相による検討結果を標準応答スペクトルを考慮した地震動として選定した。

- ・申請以降に公表された新たな情報である房総沖の津波波源(プレート間地震)について、既往の地震動評価に影響を与えないことを確認した。

- 5. 震源を特定せず策定する地震動
- 6. 基準地震動Ssの策定

参考資料3

最終評価

(単位:cm/s²)

基準地震動Ss (赤字は見直した基準地震動)		NS成分	EW成分	UD成分
Ss-D	応答スペクトル手法による基準地震動	700		500
Ss-1	F3断層~F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点1)	973	711	474
Ss-2	F3断層~F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点2)	835	761	436
Ss-3	F3断層~F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点3)	948	850	543
Ss-4	F3断層~F4断層による地震(断層傾斜角の不確かさ, 破壊開始点3)	740	630	405
Ss-5	2011年東北地方太平洋沖型地震(SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳)	670	513	402
Ss-6	標準応答スペクトルを考慮した地震動	827		591

1.	基準地震動 S_s の策定の概要	5
1.1	常陽の基準地震動 S_s 策定の概要	5
1.2	常陽地点における地震動特性の分析	10
2.	敷地周辺の地震発生状況	27
3.	地下構造評価	37
3.1	評価の方針	37
3.2	敷地の解放基盤表面の設定	41
3.3	敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討	49
3.4	敷地の地盤構造モデルの設定	63
3.5	観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価	71
4.	敷地ごとに震源を特定して策定する地震動	98
4.1	プレート間地震	98
4.2	海洋プレート内地震	120
4.3	内陸地殻内地震	151
5.	震源を特定せず策定する地震動	189
6.	基準地震動 S_s の策定	215
7.	基準地震動 S_s の年超過確率の参照	225
	参考資料	250
	参考1 震源を特定せず策定する地震動(M_w 6.5以上の地震に関する検討)	251
	参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について	293
	参考3 房総沖の津波波源による影響確認について	299
	参考文献	301

1. 基準地震動 S_s の策定の概要
 - 1.1 常陽の基準地震動 S_s 策定の概要
 - 1.2 常陽地点における地震動特性の分析
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
 - 3.1 評価の方針
 - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
 - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
 - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
 - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 4.1 プレート間地震
 - 4.2 海洋プレート内地震
 - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動 S_s の策定
7. 基準地震動 S_s の年超過確率の参照

参考資料

- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 房総沖の津波波源による影響確認について

参考文献

検討概要 (1 / 2)

■敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

プレート間地震	海洋プレート内地震	内陸地殻内地震	
<p>【検討用地震の選定】</p> <p>2011年東北地方太平洋沖型地震 (Mw9.0)</p>	<p>【検討用地震の選定】</p> <p>中央防災会議 茨城県南部の地震 (Mw7.3)</p>	<p>【検討用地震の選定】</p> <p>F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震 (M7.8)</p>	<p>【検討用地震の選定】</p> <p>F3断層～F4断層による地震 (M7.0)</p>
<p>【基本震源モデルの設定】</p> <p>強震動予測レシピに基づく震源モデル (Mw9.0)</p>	<p>【基本震源モデルの設定】</p> <p>中央防災会議 (2013) 等の各種知見に基づく震源モデル (Mw7.3)</p>	<p>【基本震源モデルの設定】</p> <p>地質調査結果や強震動予測レシピに基づく震源モデル (M7.8)</p>	<p>【基本震源モデルの設定】</p> <p>地質調査結果や強震動予測レシピに基づく震源モデル (M7.0)</p>
<p>主な特徴</p> <ul style="list-style-type: none"> ・既往最大である2011年東北地方太平洋沖地震と同様のMw9.0を想定している。 ・巨大プレート間地震に対して適用性を確認した強震動予測レシピに基づきパラメータを設定している。 ・基本震源モデルによる評価結果は、東北地方太平洋沖地震における敷地観測記録と良く対応していることを確認している。 	<p>主な特徴</p> <ul style="list-style-type: none"> ・想定になった中央防災会議(2013)は、フィリピン海プレートに関する最新知見を踏まえたものであり、1855年安政江戸地震の再現モデル(応力降下量52MPa)に2割程度保守性を考慮(応力降下量62MPa)している。 ・フィリピン海プレートの厚さが20km以上となる領域のうち、敷地に近い位置に想定している。 	<p>主な特徴</p> <ul style="list-style-type: none"> ・2011年福島県浜通りの地震の知見から、地震発生層の上端深さを3kmと設定している。下端深さについては保守的に18kmとし、断層幅をより厚く想定している。 ・断層傾斜角については、F1断層における音波探査結果や2011年福島県浜通りの地震の震源インバージョンモデルでの傾斜角を参考に西傾斜60度としている。 ・断層全長約58kmを南部と北部に区分けする際、リニアメントが判読されない区間をF1断層側に含め、これらを合わせて一つの区間とすることで敷地に近い南部区間に配置するアスペリティの地震モーメントや短周期レベルを大きくし、安全側の設定としている。 	<p>主な特徴</p> <ul style="list-style-type: none"> ・地質調査結果を基に評価される地震規模(地震モーメント6.45×10^{18}Nm)に対して、内陸地殻内地震のスケールリング則を踏まえ、保守的に地震規模を嵩上げ(地震モーメント7.50×10^{18}Nm)している。 ・破壊開始点の設定にあたっては、断層下端及びアスペリティ下端に複数設定し、敷地の地震動への影響を踏まえて選定している。なお、断層が敷地に近く、破壊開始点の影響が大きいことから、基本震源モデル並びに不確かさを考慮したモデルの各検討ケースに応じて破壊開始点を選定している。
<p>【不確かさの考慮】</p> <ul style="list-style-type: none"> ・SMGA位置の不確かさ(過去に発生した地震の位置→敷地最短) ・短周期レベルの不確かさ(宮城県沖で発生する地震の短周期励起特性を概ねカバーするレベルとして基本震源モデルの1.5倍を考慮) ・SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳 	<p>【不確かさの考慮】</p> <ul style="list-style-type: none"> ・断層傾斜角の不確かさ(90度→敷地に向く角度+すべりの方向) ・アスペリティ位置の不確かさ(海洋マントル上端→海洋地殻上端) ・応力降下量の不確かさ(62MPa→77MPa) ・地震規模の不確かさ(Mw7.3→Mw7.4) 	<p>【不確かさの考慮】</p> <ul style="list-style-type: none"> ・短周期レベルの不確かさ(2007年新潟県中越沖地震の知見を踏まえ基本震源モデルの1.5倍を考慮) ・断層傾斜角の不確かさ(2011年福島県浜通りの地震の震源域での余震分布の形状を考慮し、傾斜角45度を考慮) ・アスペリティ位置の不確かさ(端部1マス離隔あり→端部1マス離隔なし) 	<p>【不確かさの考慮】</p> <ul style="list-style-type: none"> ・短周期レベルの不確かさ(2007年新潟県中越沖地震の知見を踏まえ基本震源モデルの1.5倍を考慮) ・断層傾斜角の不確かさ(強震動予測レシピを踏まえ、傾斜角45度を考慮) ・アスペリティ位置の不確かさ(震源として考慮する活断層のうち、主体的なF3断層部に設定→F4b-1断層部に配置されるように設定)

■震源を特定せず策定する地震動

既往の知見
<p>震源を事前に特定できない地震に関する既往の知見である加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル</p>
<p>地域性を考慮する地震動</p>
<p>2008年岩手・宮城内陸地震及び2000年鳥取県西部地震について、地質・地質構造、変動地形、火山フロント、地震地体構造、応力場等を整理し、震源域と敷地近傍の特徴には類似性がないことから、観測記録の収集対象外とする。</p>
<p>全国共通に考慮すべき地震動</p>
<p>2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した地震動を設定</p>
<p>標準応答スペクトルについて、乱數位相及び実位相による検討を行い、地震動の応答スペクトル及び継続時間の比較から乱數位相による検討結果を選定</p>

検討概要 (2 / 2)

■敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

プレート間地震	海洋プレート内地震	内陸地殻内地震	
【応答スペクトル手法】	【応答スペクトル手法】	【応答スペクトル手法】	【応答スペクトル手法】
敷地における2011年東北地方太平洋沖地震の解放基盤波を包絡し、断層モデル手法の評価結果を補完した応答スペクトルを設定	Noda et al.(2002)による手法に補正係数を考慮	Noda et al.(2002)による手法に補正係数を考慮	Noda et al.(2002)による手法に加え、その他の距離減衰式を考慮
【断層モデル手法】	【断層モデル手法】	【断層モデル手法】	【断層モデル手法】
経験的グリーン関数法による評価	統計的グリーン関数法による評価	経験的グリーン関数法による評価	統計的グリーン関数法による評価
応答スペクトル手法による基準地震動		断層モデル手法による基準地震動	
<ul style="list-style-type: none"> ・応答スペクトル手法によるプレート間地震、海洋プレート内地震、内陸地殻内地震の地震動評価結果をすべて包絡するようSs-Dを策定 ・模擬地震波の作成においてはプレート間地震である2011年東北地方太平洋沖型地震を考慮した振幅包絡線を作成し、継続時間をより長く設定 		<ul style="list-style-type: none"> 断層モデル手法によるプレート間地震、海洋プレート内地震、内陸地殻内地震の地震動評価結果のうち、一部周期帯で基準地震動Ss-Dを上回るケースを選定 	

■震源を特定せず策定する地震動

加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル、2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した地震動、標準応答スペクトルを考慮した地震動のうち、一部周期帯で基準地震動Ss-Dを上回るケースを選定

■基準地震動Ssの策定

- Ss-D 応答スペクトル手法による基準地震動
- Ss-1 F3断層～F4断層による地震(M7.0) (短周期レベルの不確かさ、破壊開始点1)
- Ss-2 F3断層～F4断層による地震(M7.0) (短周期レベルの不確かさ、破壊開始点2)
- Ss-3 F3断層～F4断層による地震(M7.0) (短周期レベルの不確かさ、破壊開始点3)
- Ss-4 F3断層～F4断層による地震(M7.0) (断層傾斜角の不確かさ、破壊開始点3)
- Ss-5 2011年東北地方太平洋沖型地震(Mw9.0) (SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重量)
- Ss-6 標準応答スペクトルを考慮した地震動

基準地震動Ss：最大加速度値

■ 基準地震動Ssの最大加速度の一覧を示す。

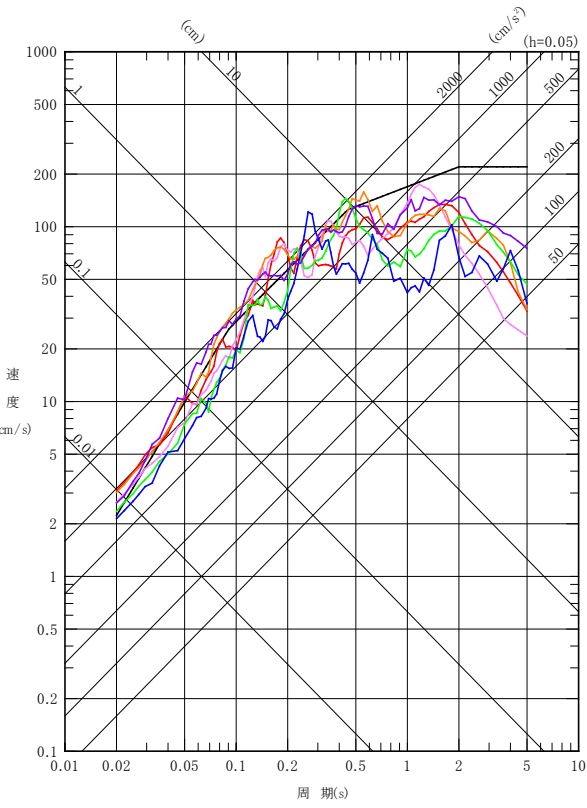
基準地震動		最大加速度 (cm/s ²)		
		NS成分	EW成分	UD成分
Ss-D	応答スペクトル手法による基準地震動			
Ss-1	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点1)			
Ss-2	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点2)			
Ss-3	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点3)			
Ss-4	F3断層～F4断層による地震 (断層傾斜角の不確かさ, 破壊開始点3)			
Ss-5	2011年東北地方太平洋沖型地震 (SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳)			
Ss-6	標準応答スペクトルを考慮した地震動			

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

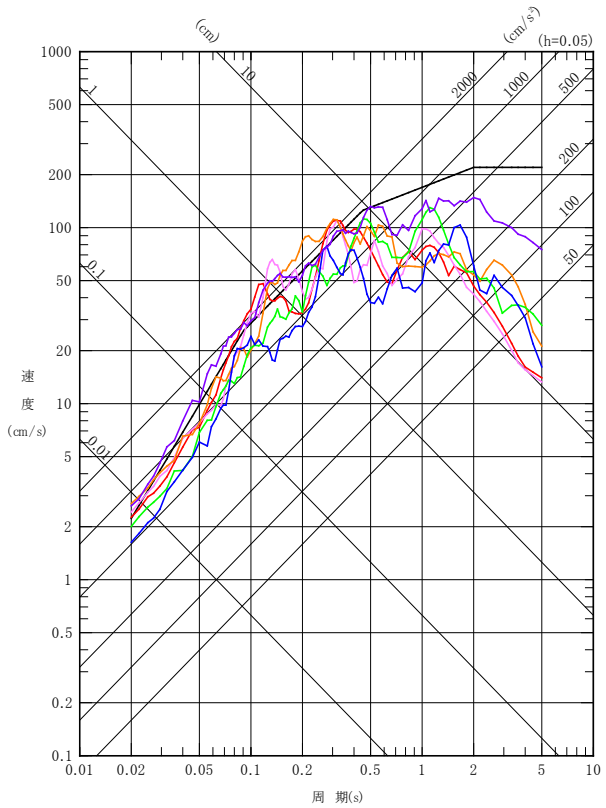
基準地震動Ss：応答スペクトル

■ 基準地震動Ssの応答スペクトル

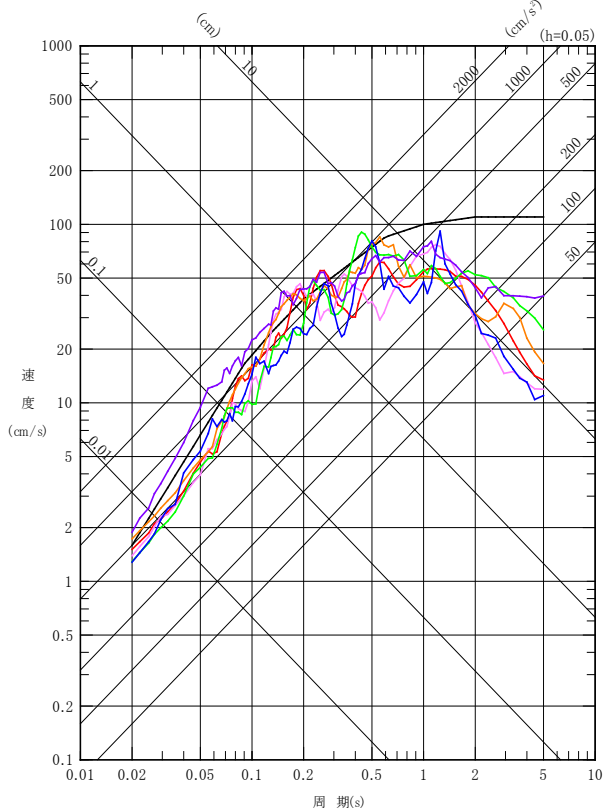
- Ss-D 応答スペクトル手法による基準地震動
- Ss-1 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ,破壊開始点1)
- Ss-2 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ,破壊開始点2)
- Ss-3 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ,破壊開始点3)
- Ss-4 F3断層～F4断層による地震(断層傾斜角の不確かさ,破壊開始点3)
- Ss-5 2011年東北地方太平洋沖型地震(SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重量)
- Ss-6 標準応答スペクトルを考慮した地震動



NS成分



EW成分



UD成分

1. 基準地震動 S_s の策定の概要
 - 1.1 常陽の基準地震動 S_s 策定の概要
 - 1.2 常陽地点における地震動特性の分析
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
 - 3.1 評価の方針
 - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
 - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
 - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
 - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 4.1 プレート間地震
 - 4.2 海洋プレート内地震
 - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動 S_s の策定
7. 基準地震動 S_s の年超過確率の参照

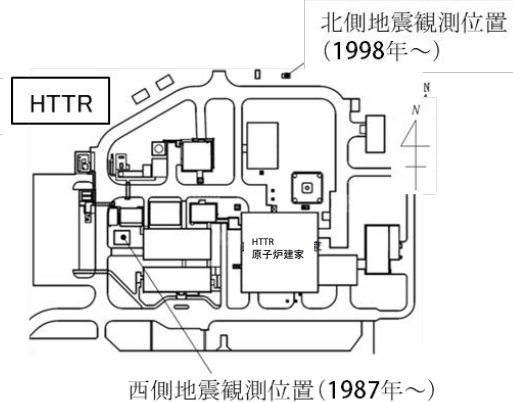
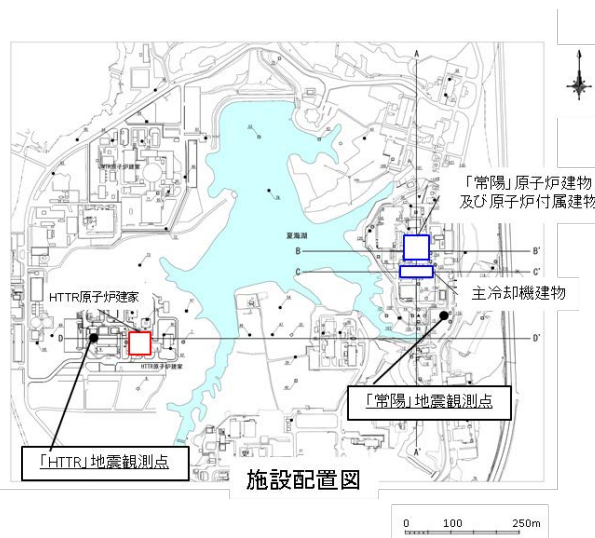
参考資料

- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 房総沖の津波波源による影響確認について

参考文献

常陽地点における地震動特性の分析

- ・大洗研究所敷地内では、「常陽」地震観測点及び「HTTR」地震観測点の2地点で地震観測を実施している。両地点の水平距離は約700mである。
- ・常陽の地震動評価にあたって、両地点の解放基盤表面付近（HTTRでは西側観測点GL-174m地点、常陽ではGL-170m※1及びGL-173m地点※2）の地震観測記録に基づく地震動特性の分析を実施した。



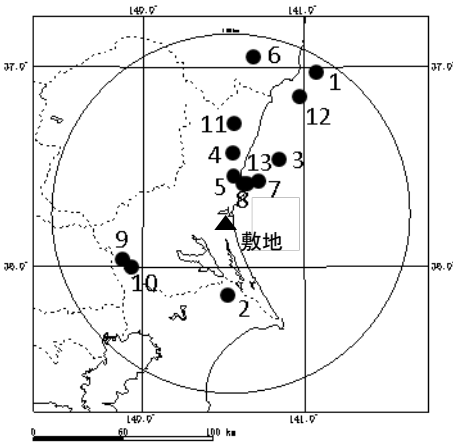
T.P (m)	G.L. (m)	層厚 (m)	地震観測位置		
			西側	北側	
37.1	0	1.0			地表面
36.1	-1	29.0	○		
7.1	-30	2.0		○	
5.1	-32	63.0	○		
-57.9	-95	77.5	○		
-135.4	-172.5	1.5			解放基盤表面
-136.9	-174	76.0	○		
-212.9	-250	-		○	

T.P (m)	G.L. (m)	層厚 (m)	地震観測位置	
6.5	-32.0	63.0	○	
-131.5	-170.0	3.0	○(※1)	
-134.5	-173.0	0.9	○(※2)	
-135.4	-173.9	-		解放基盤表面

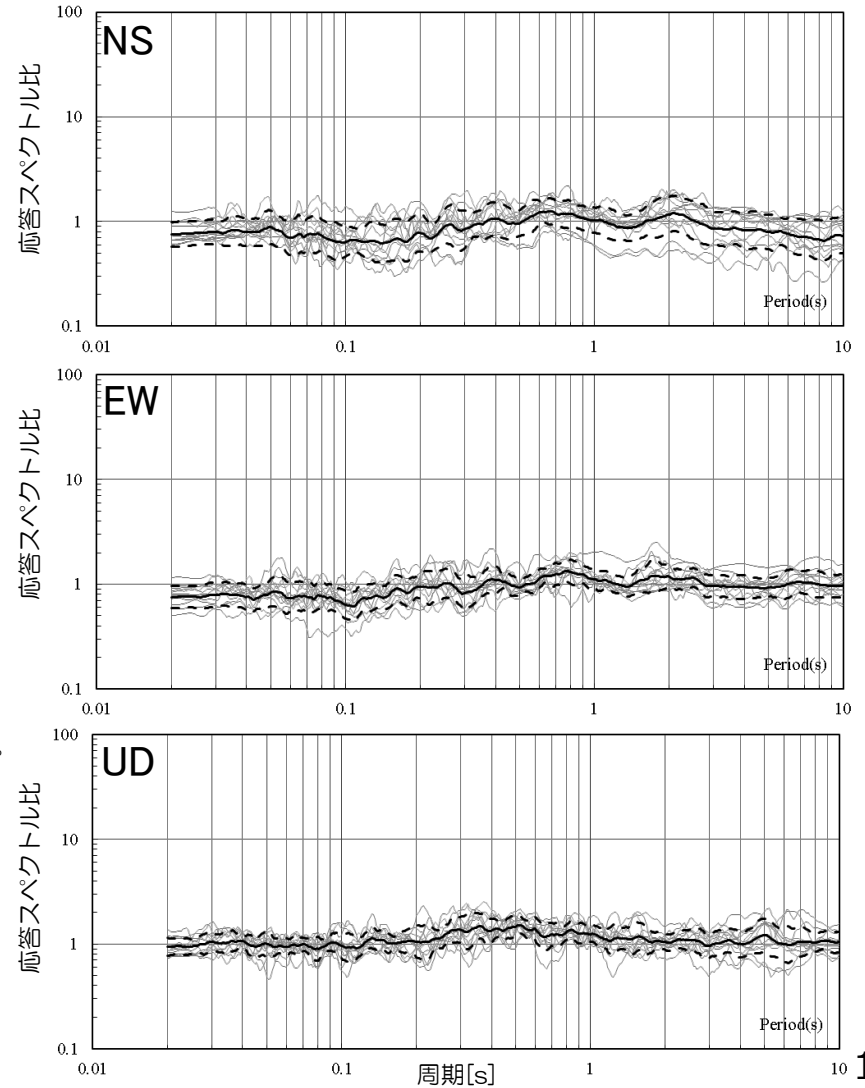
※1: 観測期間 2016年1月26日～
 ※2: 観測期間 2012年4月1日～2016年1月25日

- 下表に示す13地震について、HTTR地点(西側観測点GL-174m)及び常陽地点(GL-170m及びGL-173m地点)の解放基盤表面付近の地震観測記録から両地点の応答スペクトル比(常陽/HTTR)を求めた。その結果、応答スペクトル比は概ね1倍であることを確認した。
- さらに、加速度時刻歴波形と速度応答スペクトルについてその概形を比較した。その結果、時刻歴波形については経時変化や継続時間及び加速度レベルが、速度応答スペクトルについては周波数特性や強度レベルが、概ね類似していることを確認した。(結果は次ページに示す。)

No.	年月日	地震	地震規模 M	震央距離※1 (km)	深さ (km)	地震発生様式※2
1	2012.8.26	福島県沖の地震	5.2	90.96	89.98	海洋プレート内地震
2	2012.9.14	千葉県北東部の地震	5.1	45.24	36.60	プレート間地震A
3	2012.10.24	茨城県沖の地震	4.5	39.57	51.45	プレート間地震A
4	2013.1.28	茨城県北部の地震	4.8	33.65	73.66	海洋プレート内地震
5	2013.3.18	茨城県北部の地震	4.4	20.43	56.02	プレート間地震A
6	2013.9.20	福島県浜通りの地震	5.9	87.86	16.69	内陸地殻内地震
7	2013.10.12	茨城県沖の地震	4.8	22.32	51.77	プレート間地震A
8	2013.10.20	茨城県沖の地震	4.3	19.65	53.09	プレート間地震A
9	2016.5.16	茨城県南部の地震	5.5	65.40	42.20	プレート間地震B
10	2016.6.12	茨城県南部の地震	4.8	63.43	40.27	プレート間地震B
11	2016.12.28	茨城県北部の地震	6.3	50.24	10.84	内陸地殻内地震
12	2017.1.5	福島県沖の地震	5.3	76.07	55.85	プレート間地震A
13	2017.1.18	茨城県沖の地震	4.2	19.67	53.08	プレート間地震A

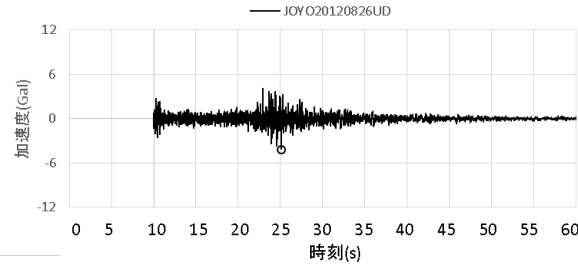
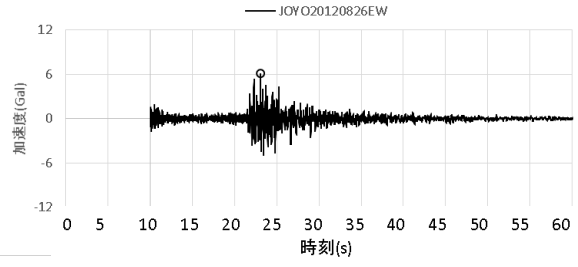
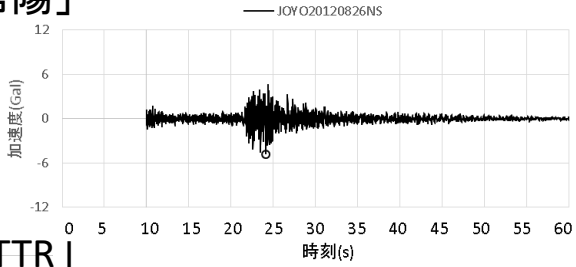


- 震央距離は「常陽」との位置関係を示す。
 - プレート間地震A: 太平洋プレートと陸プレートの境界。
 - プレート間地震B: フィリピン海プレートと陸プレートの境界。
 - 水色にハッチングした地震は地震規模M5以上の地震である。
- 平均: —
 ±1σ: - - -

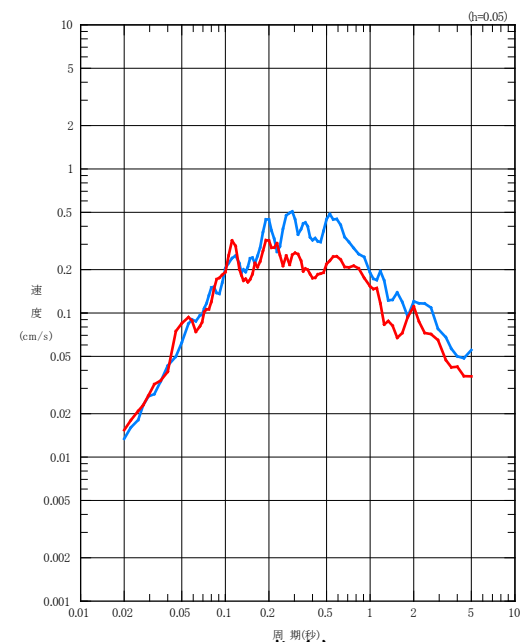
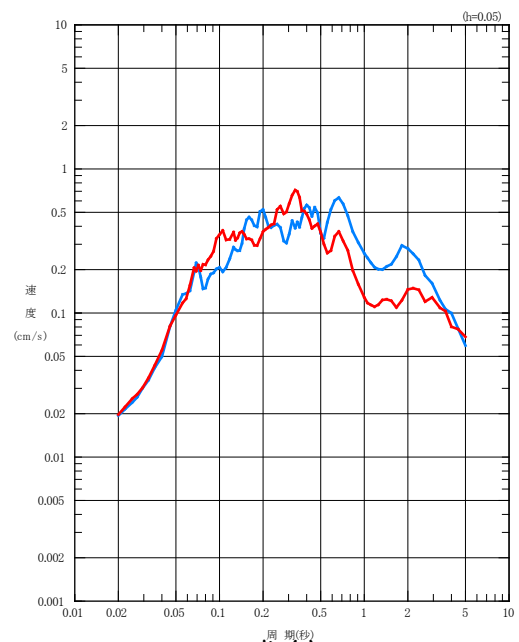
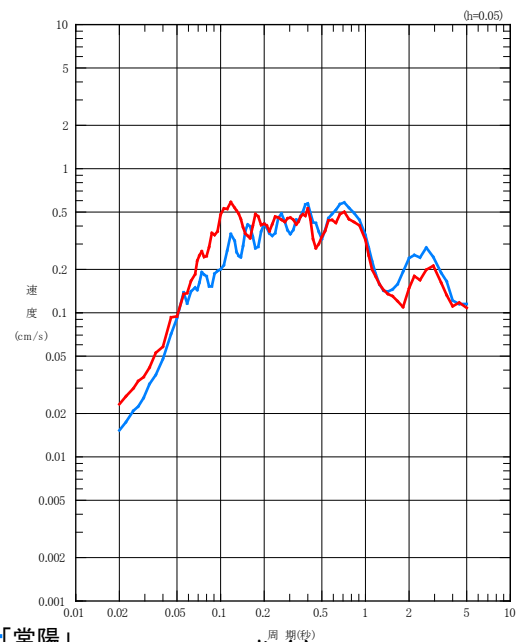
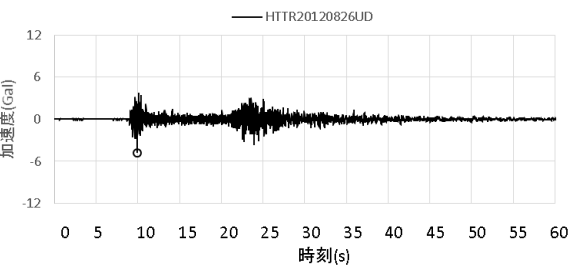
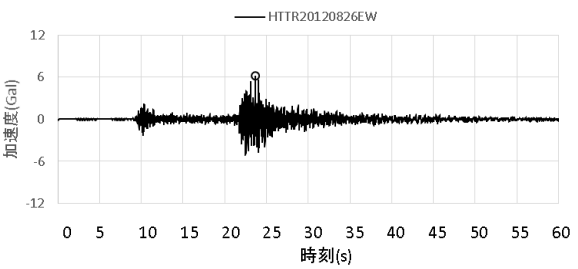
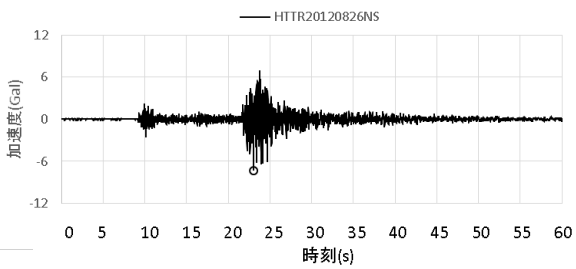


・P波初動の到達時間および冒頭の観測記録を踏まえ地震動の到達時間が概ね一致するように、時刻歴波形を時間方向に調整

「常陽」



「HTTR」



—「常陽」
—「HTTR」

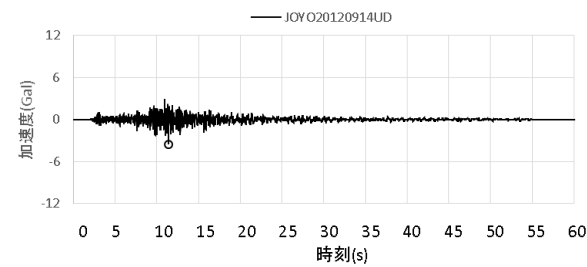
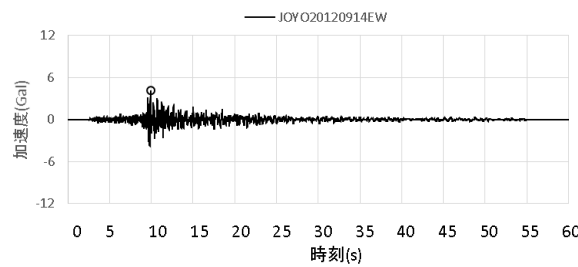
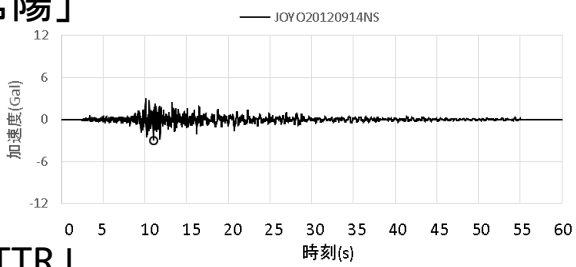
NS成分

EW成分

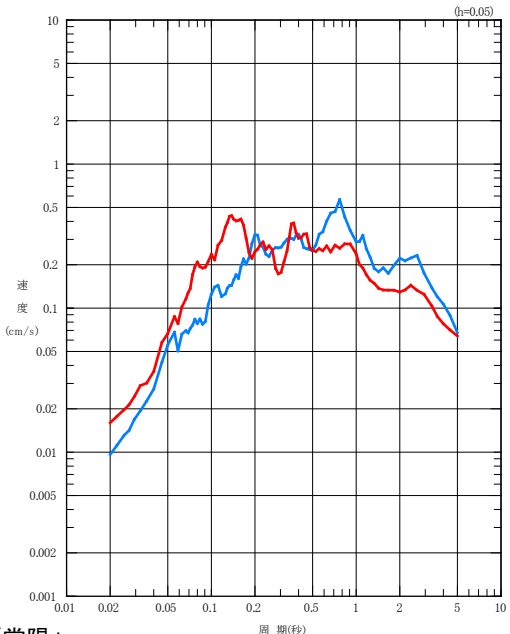
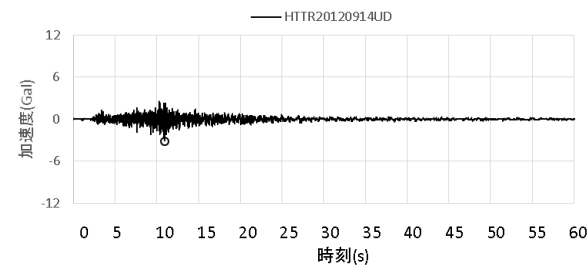
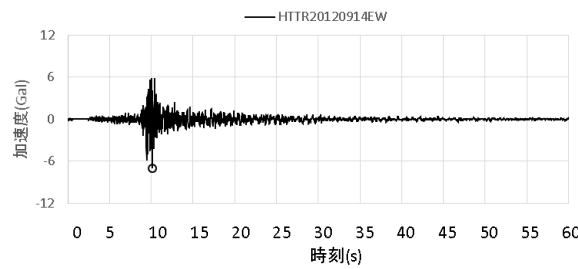
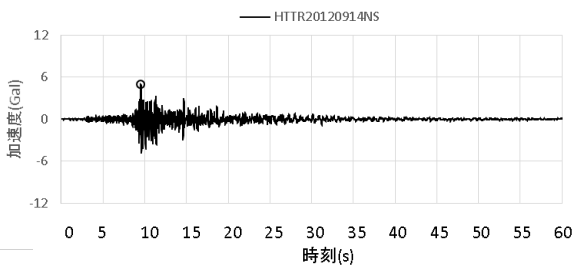
UD成分

・P波初動の到達時間および冒頭の観測記録を踏まえ地震動の到達時間が概ね一致するように、時刻歴波形を時間方向に調整

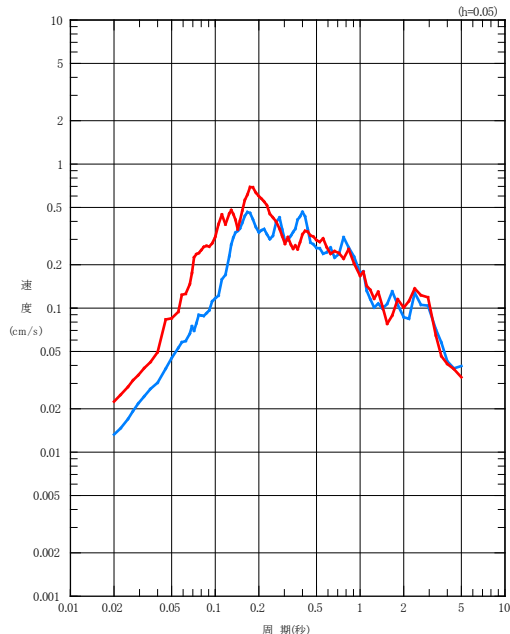
「常陽」



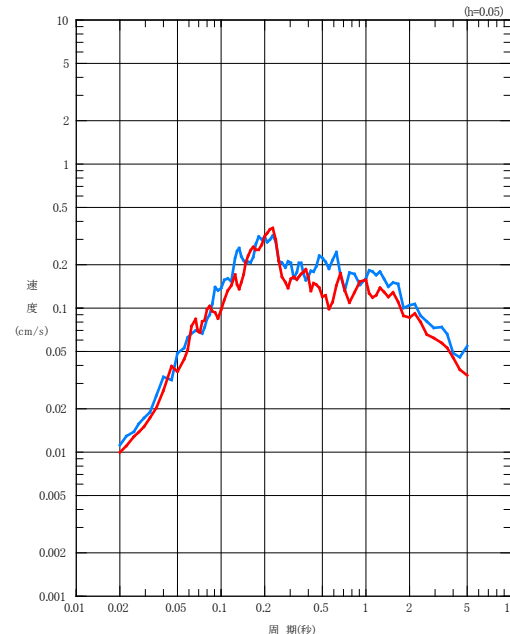
「HTTR」



NS成分



EW成分

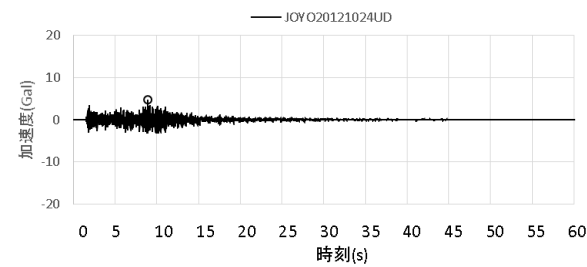
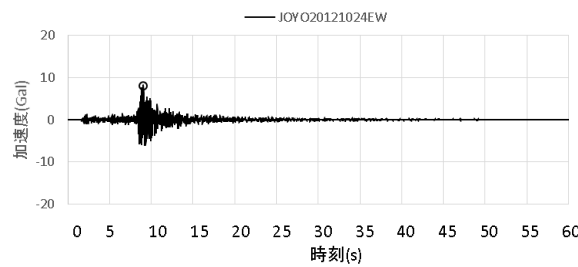
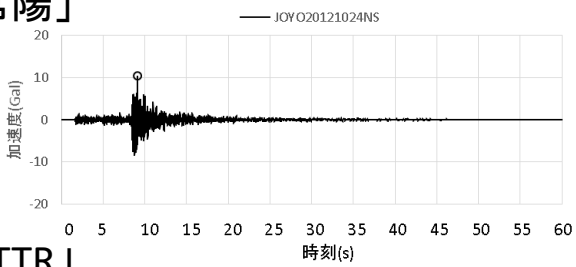


UD成分

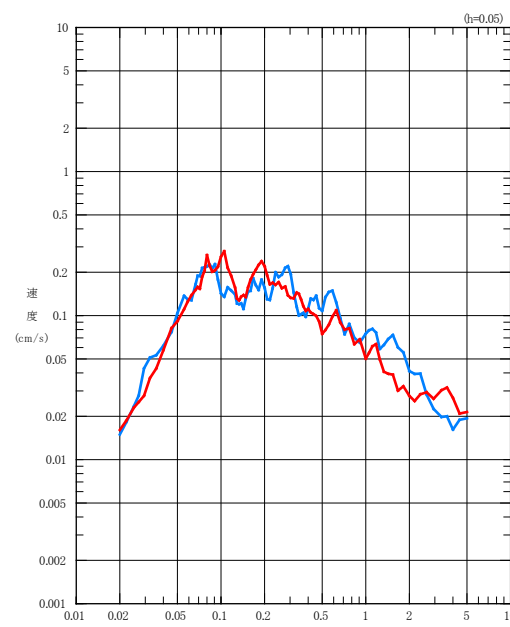
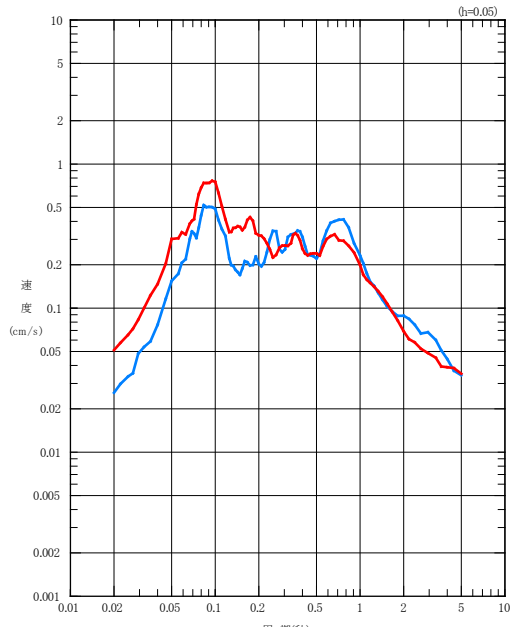
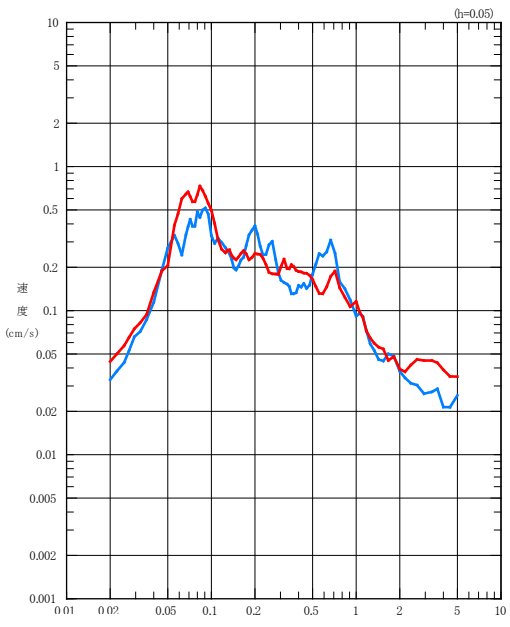
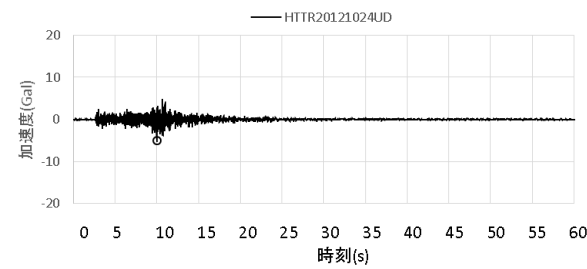
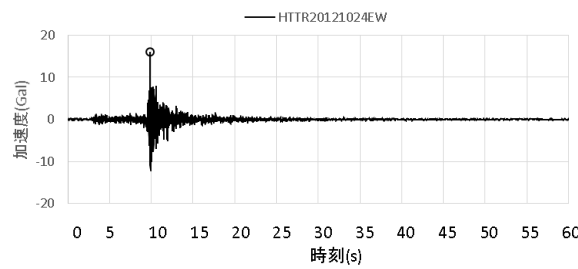
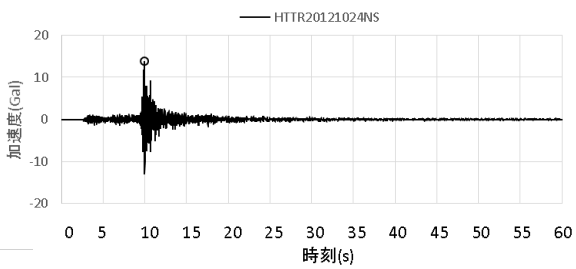
—「常陽」
—「HTTR」

・P波初動の到達時間および冒頭の観測記録を踏まえ地震動の到達時間が概ね一致するように、時刻歴波形を時間方向に調整

「常陽」



「HTTR」



—「常陽」
 —「HTTR」

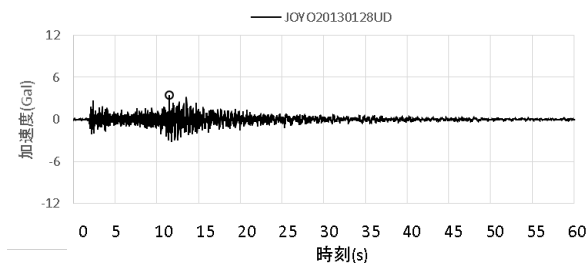
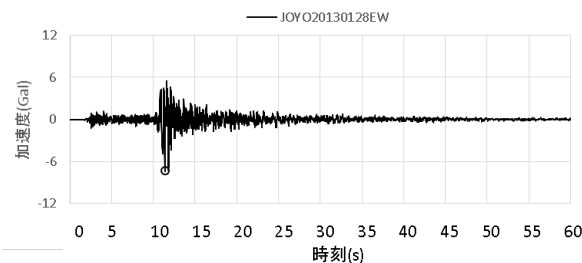
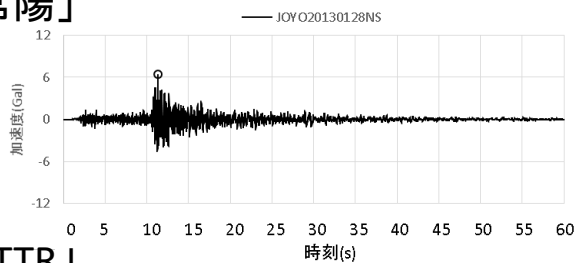
NS成分

EW成分

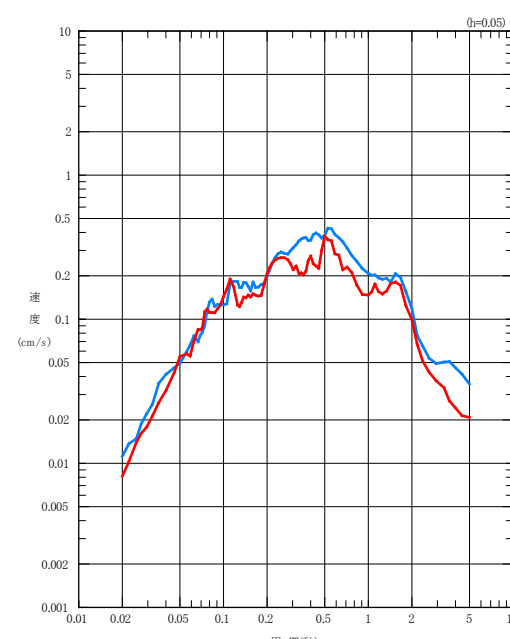
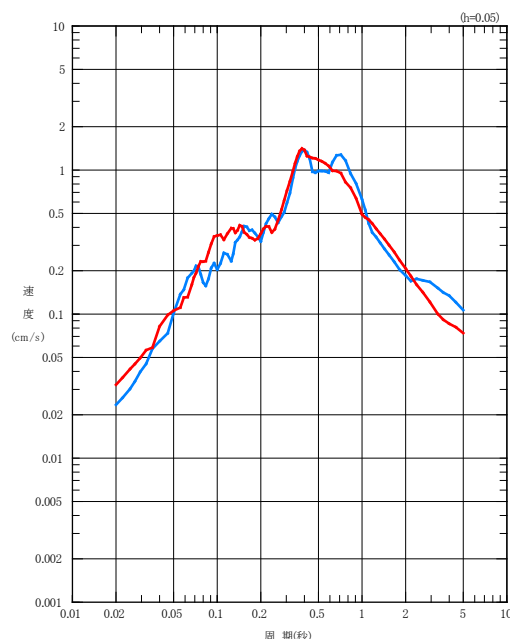
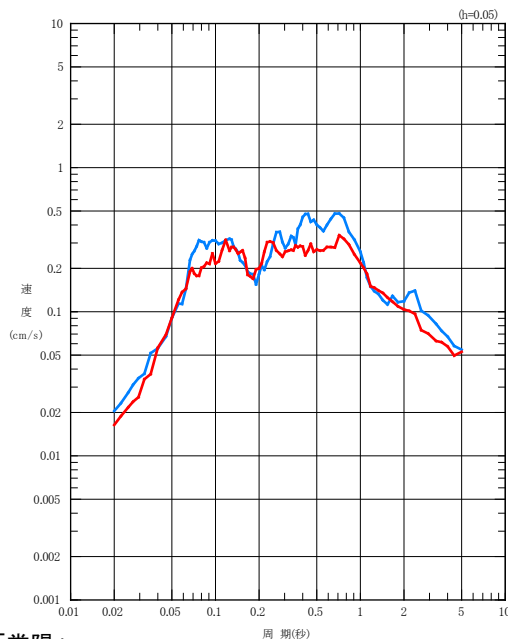
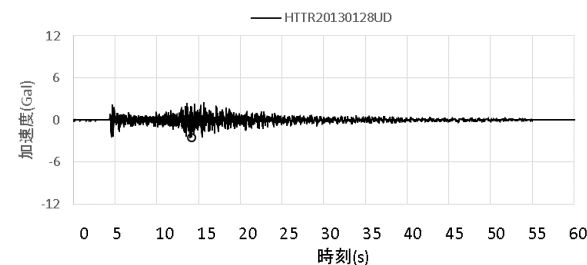
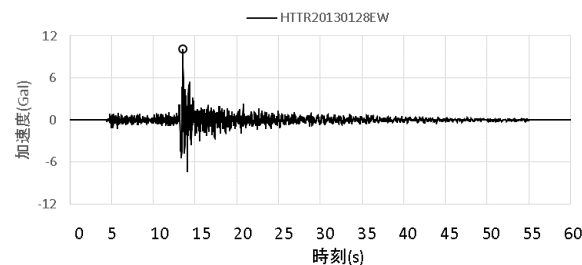
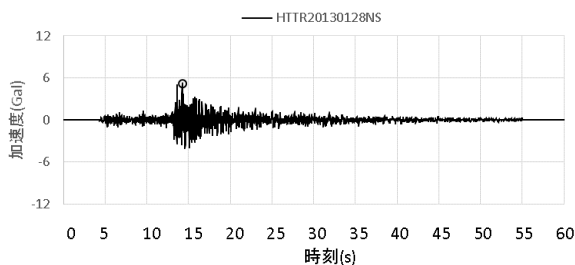
UD成分

・P波初動の到達時間および冒頭の観測記録を踏まえ地震動の到達時間が概ね一致するように、時刻歴波形を時間方向に調整

「常陽」



「HTTR」



NS成分

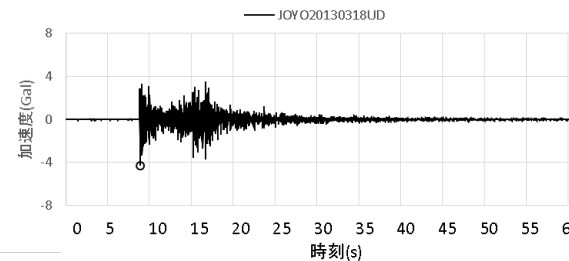
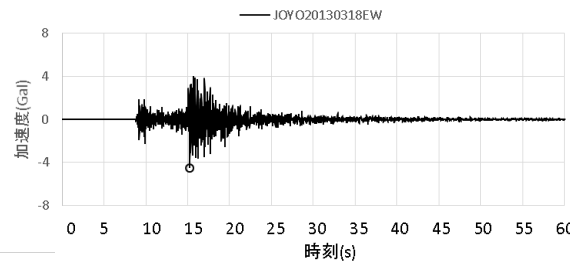
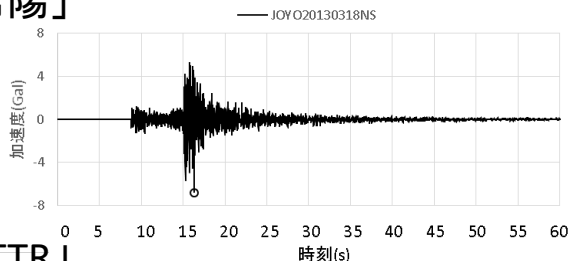
EW成分

UD成分

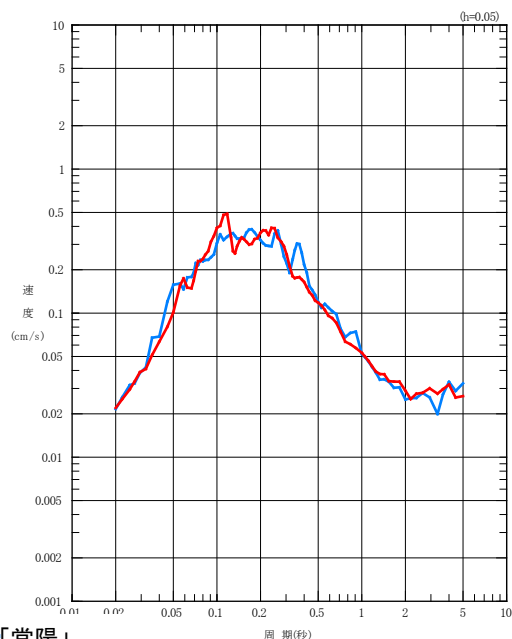
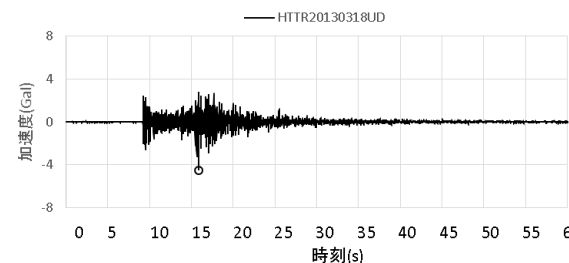
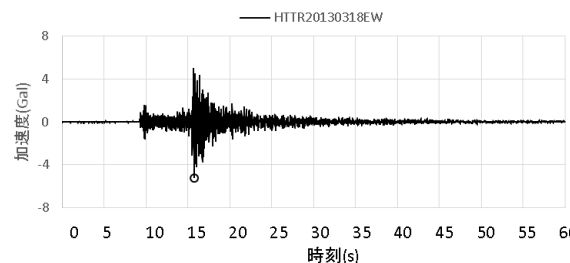
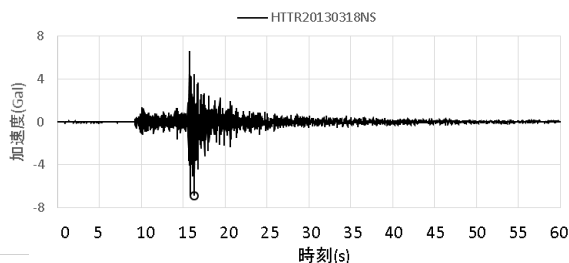
—「常陽」
—「HTTR」

・P波初動の到達時間および冒頭の観測記録を踏まえ地震動の到達時間が概ね一致するように、時刻歴波形を時間方向に調整

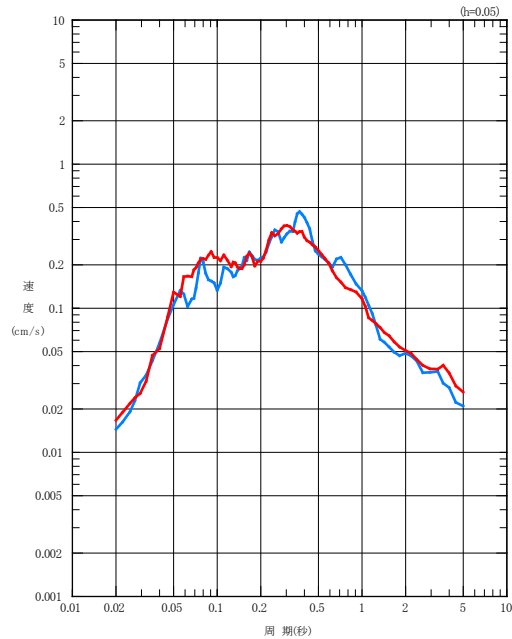
「常陽」



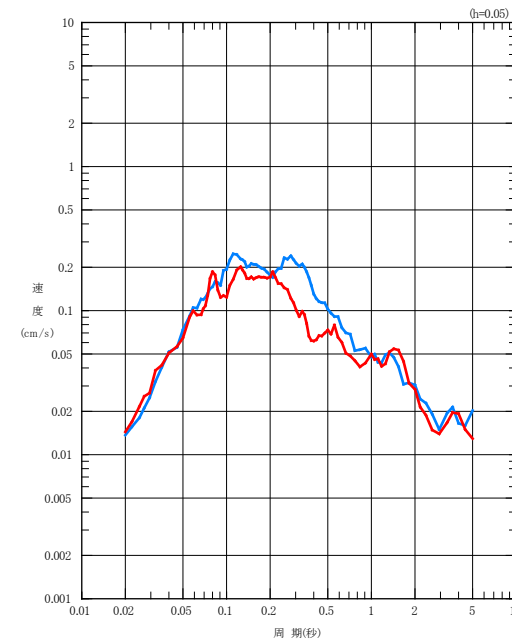
「HTTR」



NS成分



EW成分

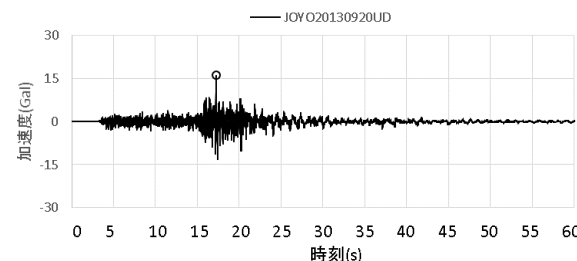
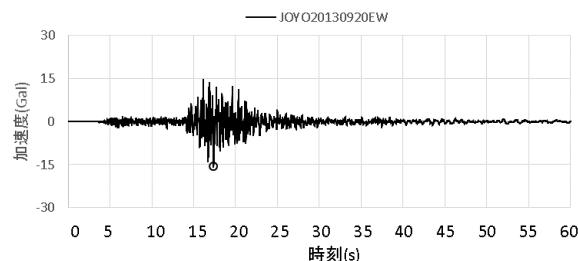
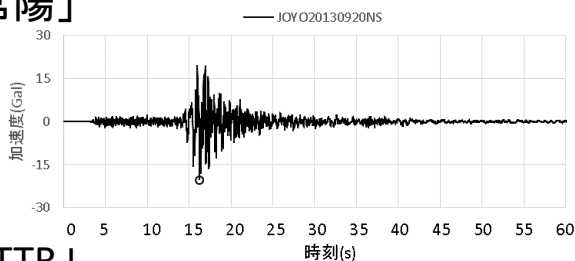


UD成分

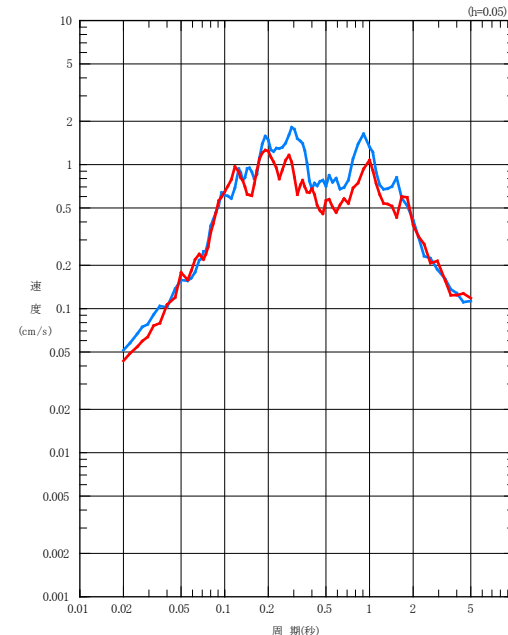
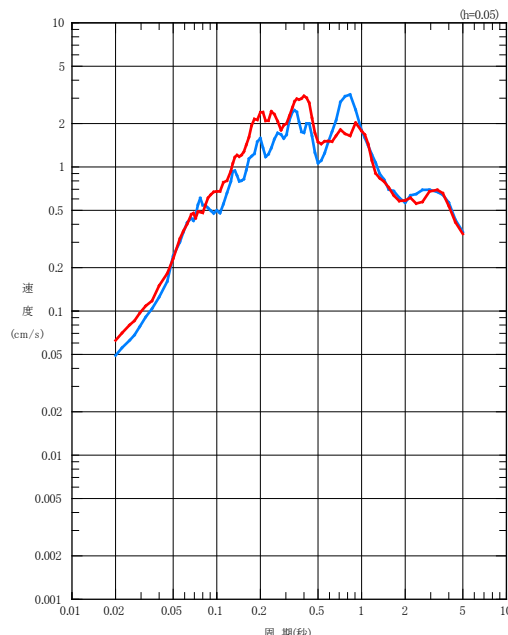
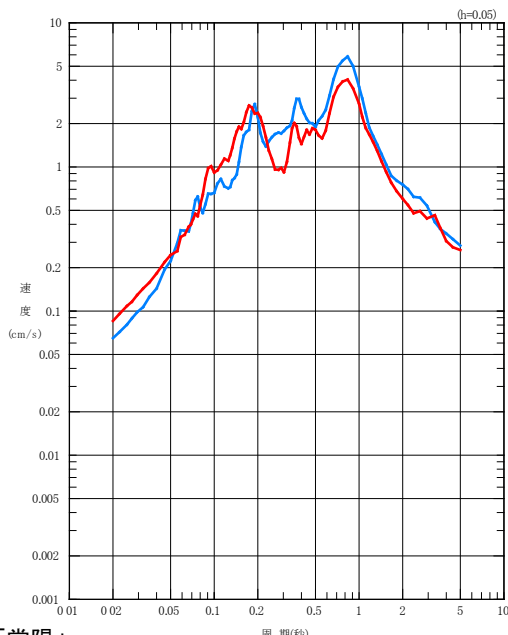
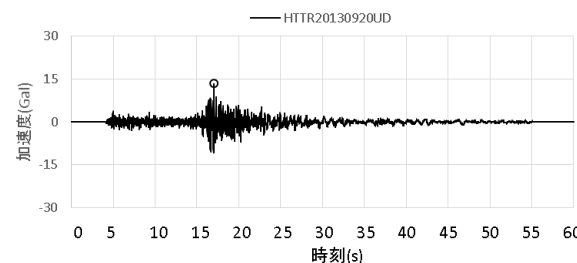
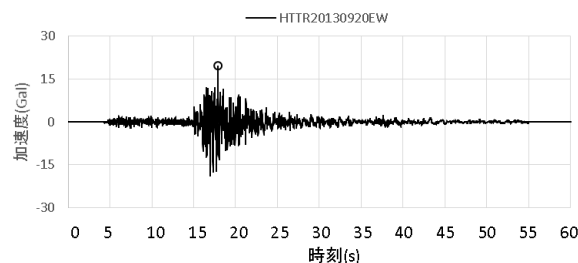
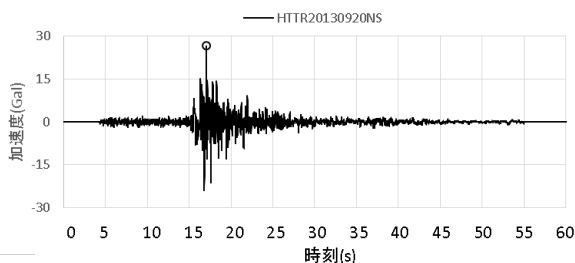
—「常陽」
—「HTTR」

・P波初動の到達時間および冒頭の観測記録を踏まえ地震動の到達時間が概ね一致するように、時刻歴波形を時間方向に調整

「常陽」



「HTTR」



NS成分

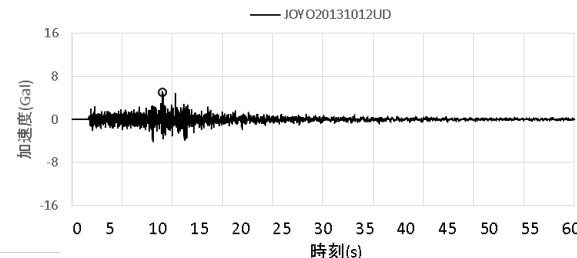
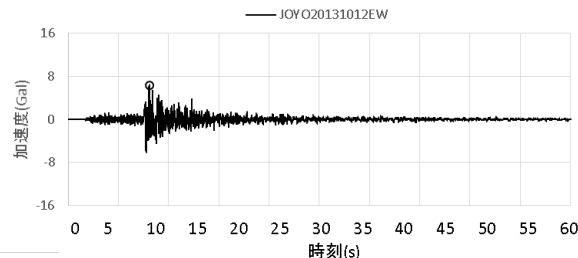
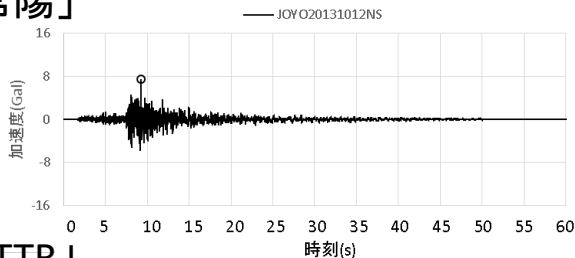
EW成分

UD成分

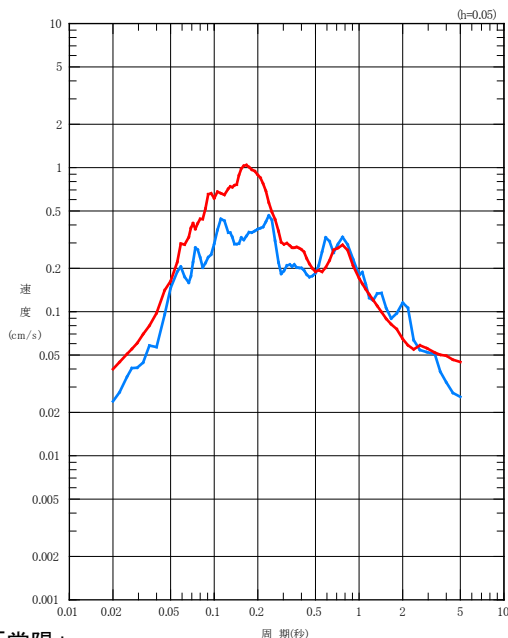
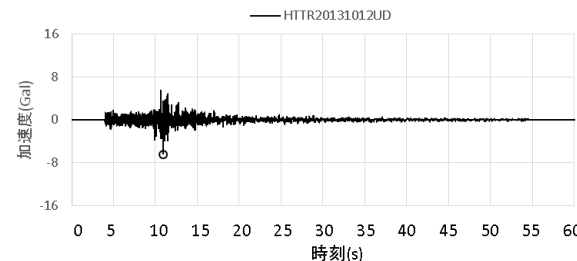
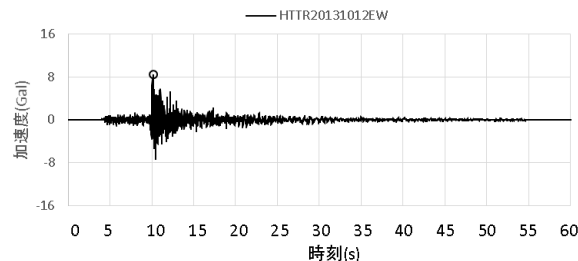
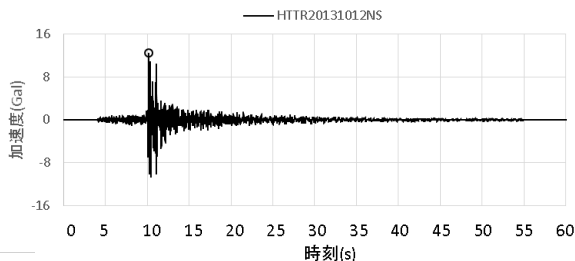
—「常陽」
 —「HTTR」

・P波初動の到達時間および冒頭の観測記録を踏まえ地震動の到達時間が概ね一致するように、時刻歴波形を時間方向に調整

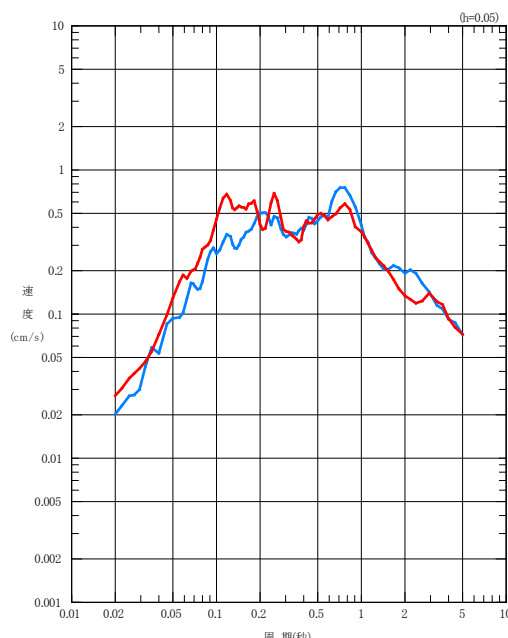
「常陽」



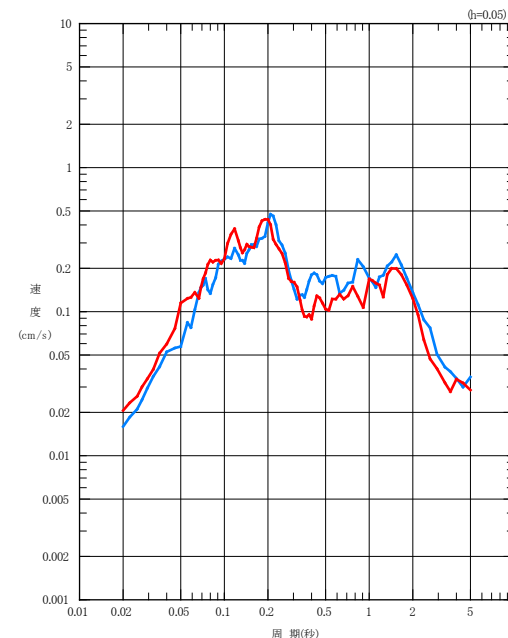
「HTTR」



NS成分



EW成分

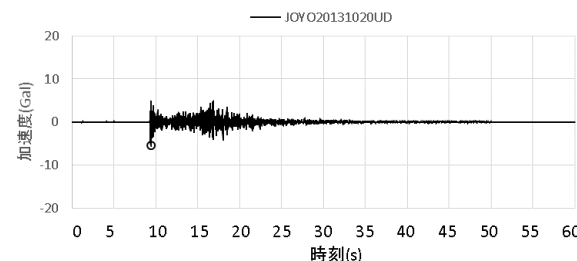
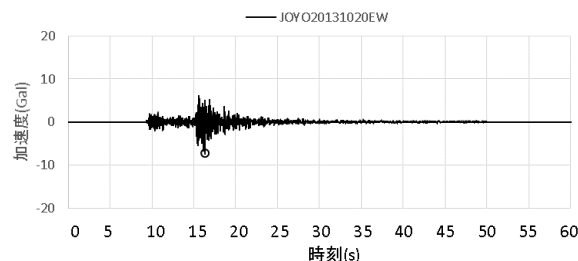
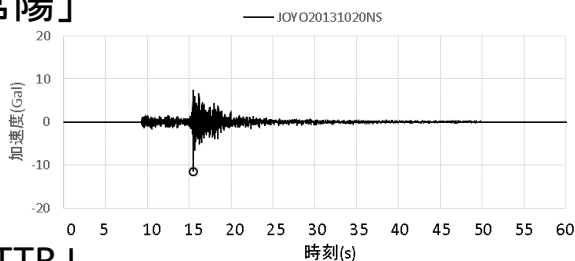


UD成分

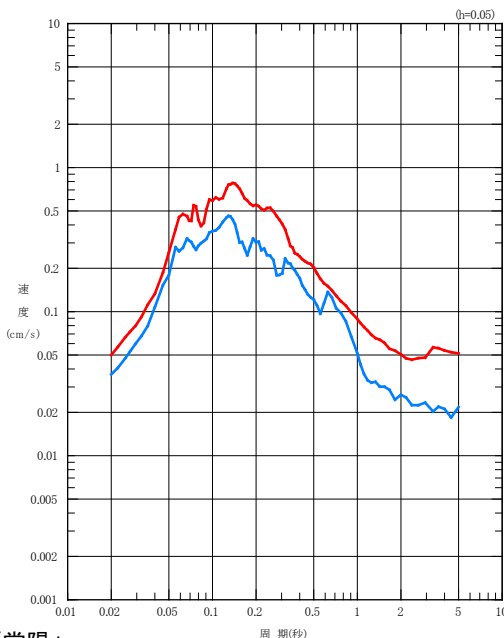
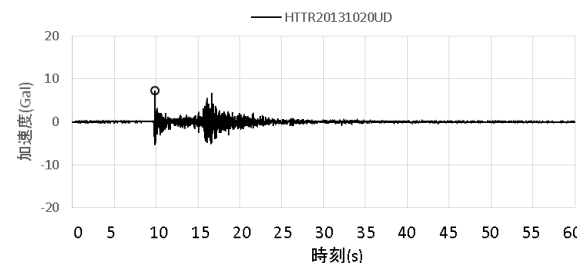
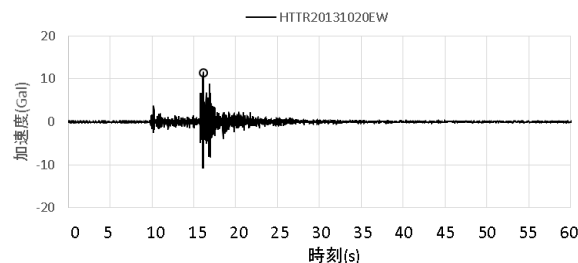
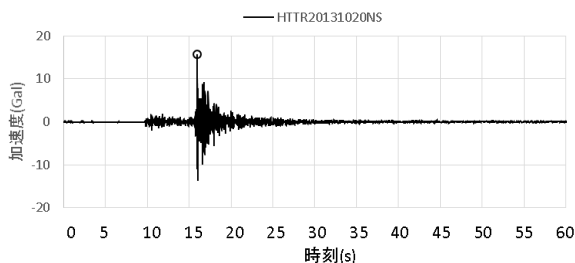
—「常陽」
 —「HTTR」

・P波初動の到達時間および冒頭の観測記録を踏まえ地震動の到達時間が概ね一致するように、時刻歴波形を時間方向に調整

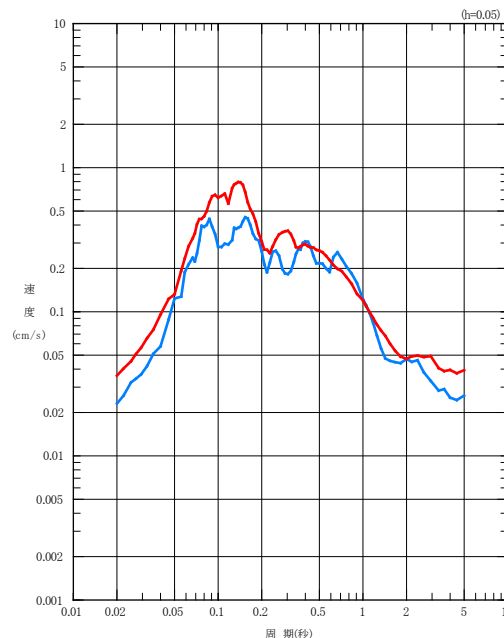
「常陽」



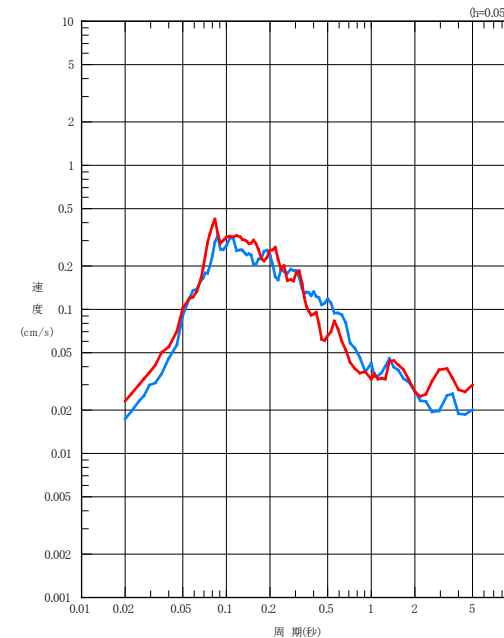
「HTTR」



NS成分



EW成分

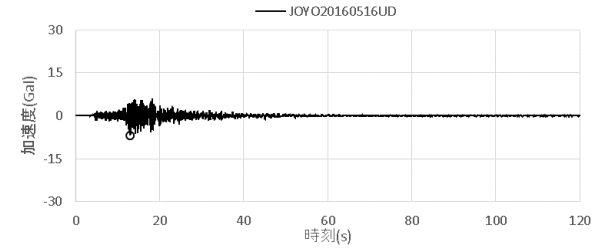
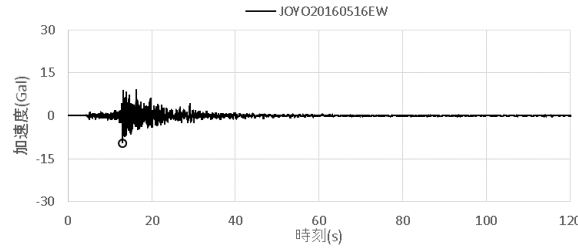
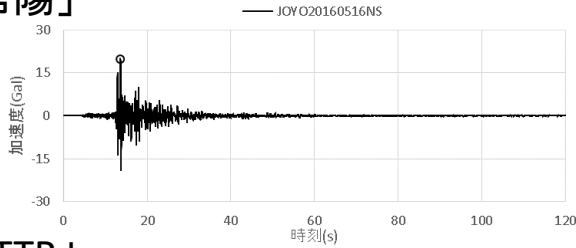


UD成分

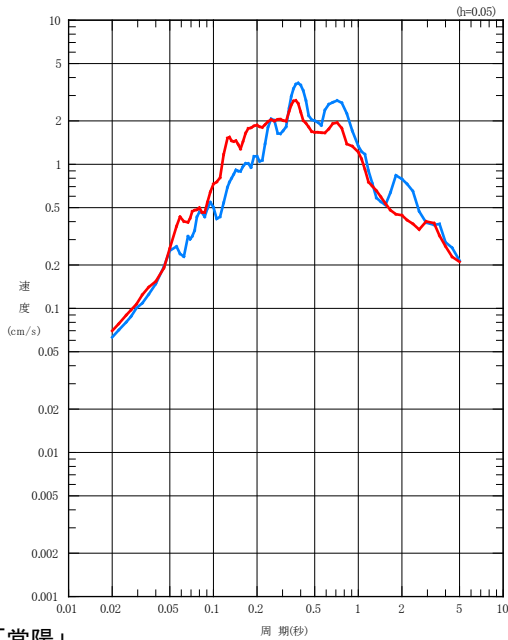
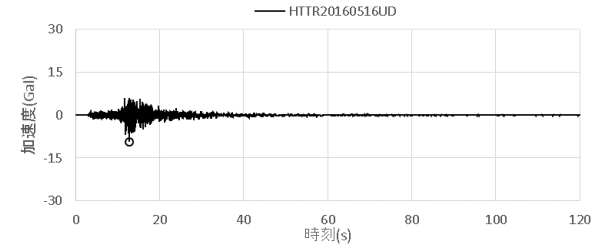
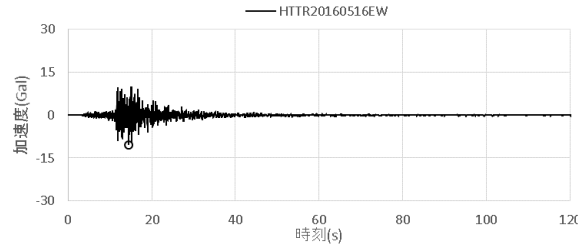
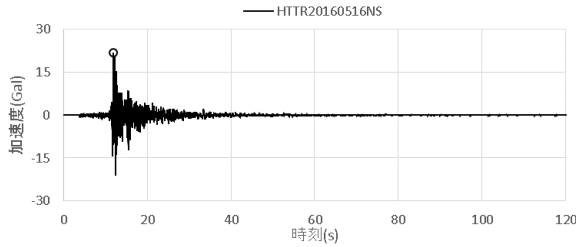
—「常陽」
 —「HTTR」

・P波初動の到達時間および冒頭の観測記録を踏まえ地震動の到達時間が概ね一致するように、時刻歴波形を時間方向に調整

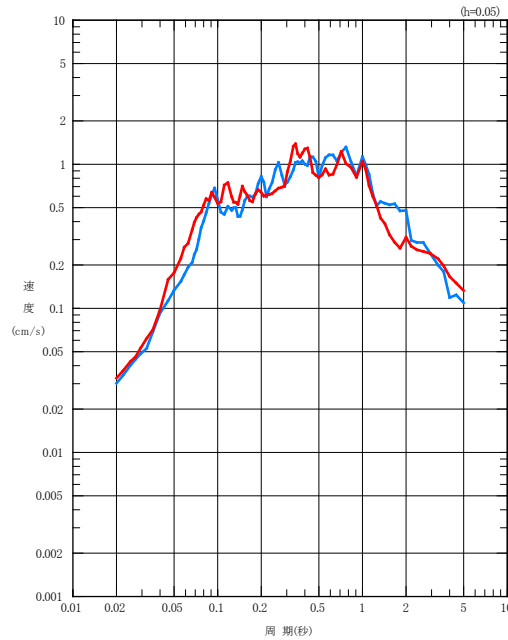
「常陽」



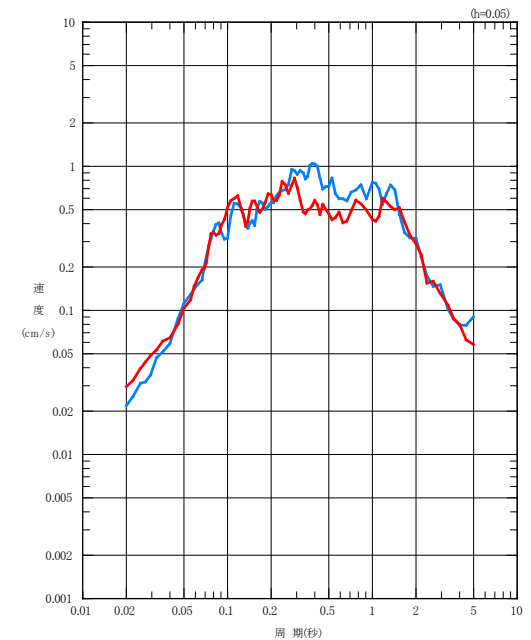
「HTTR」



NS成分



EW成分

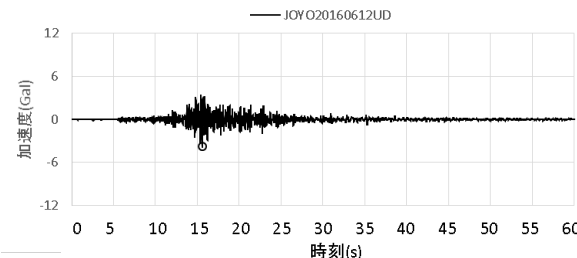
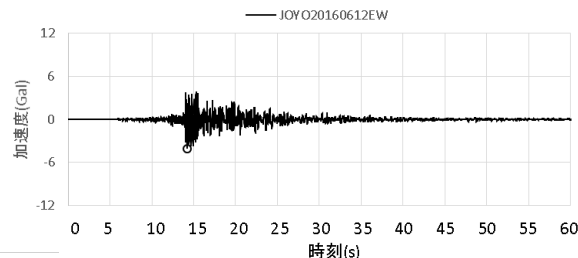
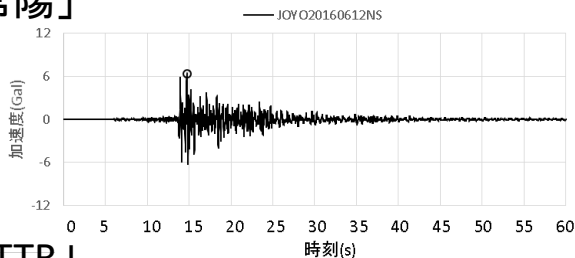


UD成分

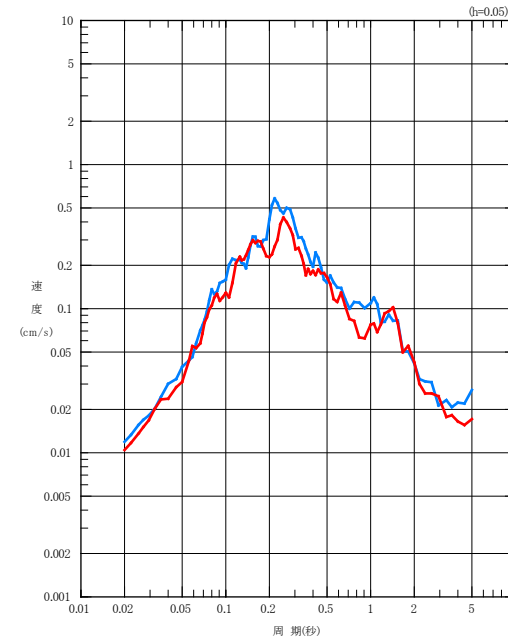
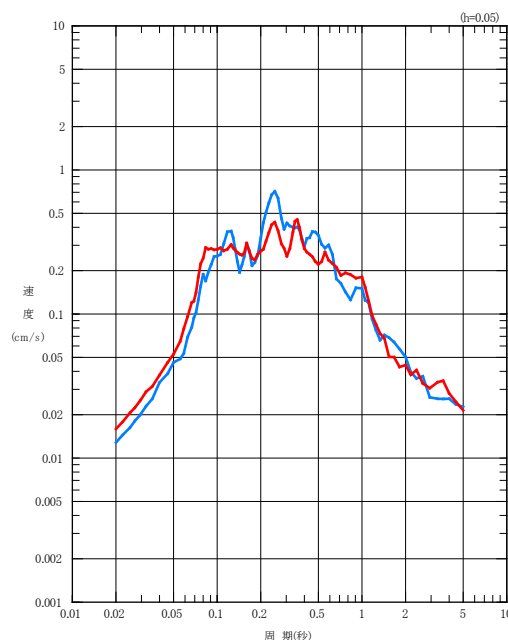
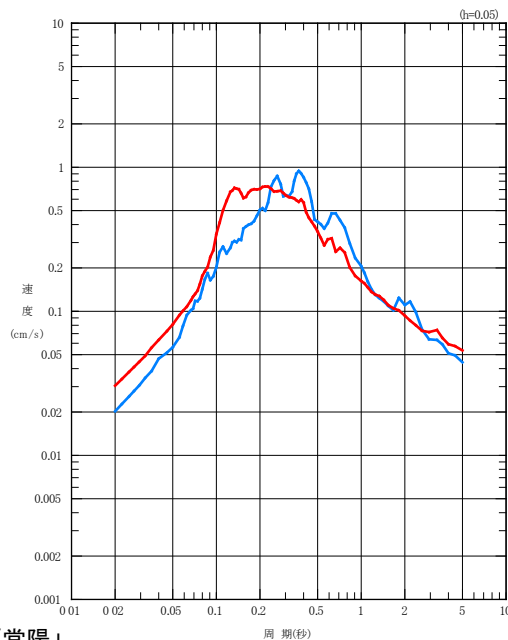
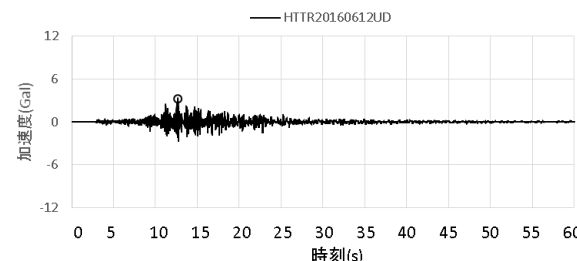
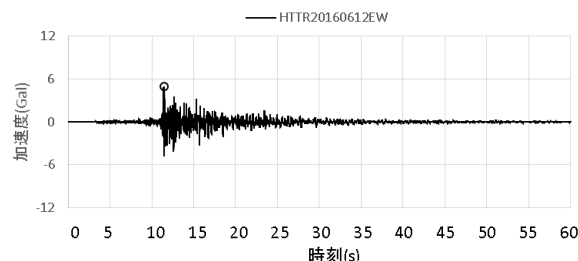
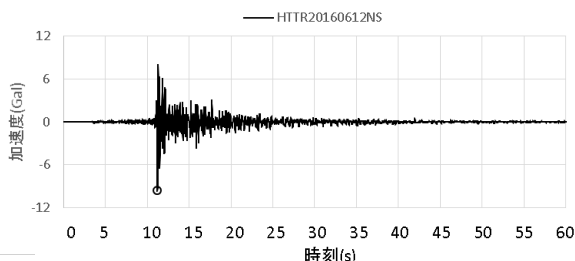
—「常陽」
 —「HTTR」

・P波初動の到達時間および冒頭の観測記録を踏まえ地震動の到達時間が概ね一致するように、時刻歴波形を時間方向に調整

「常陽」



「HTTR」



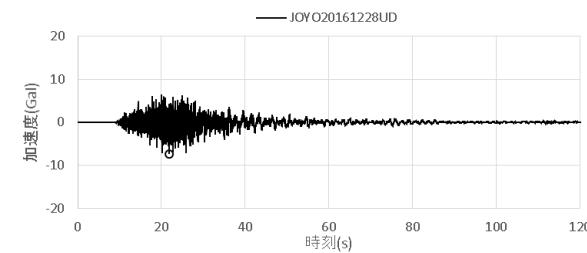
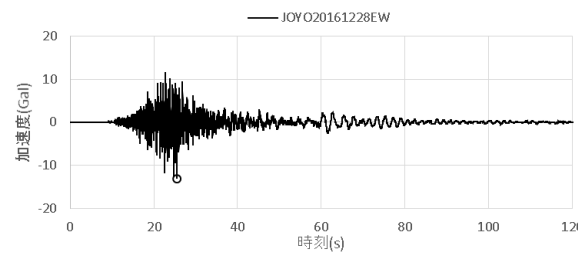
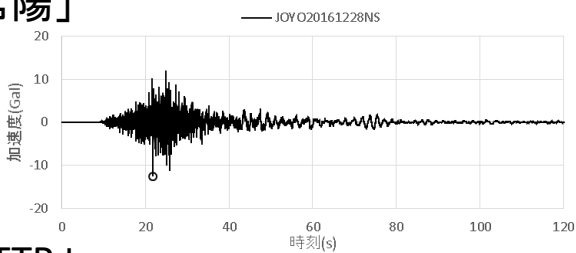
NS成分

EW成分

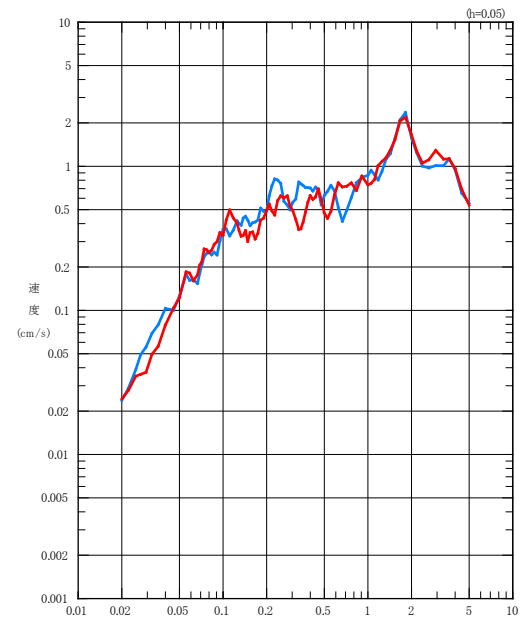
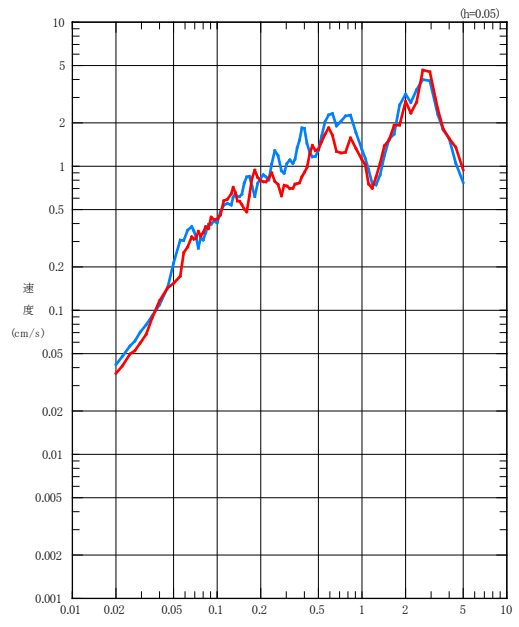
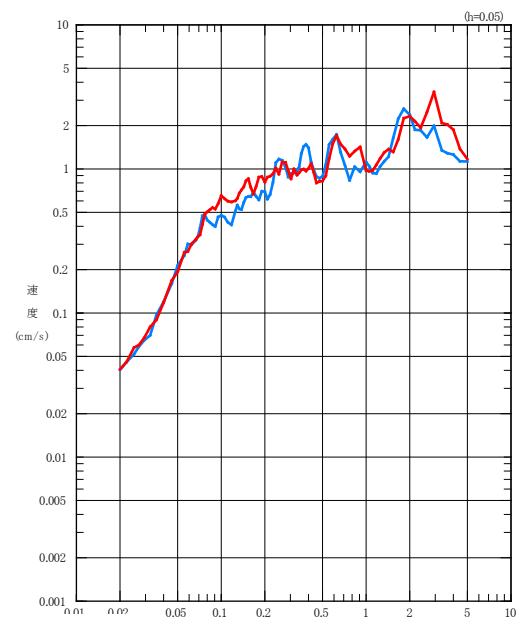
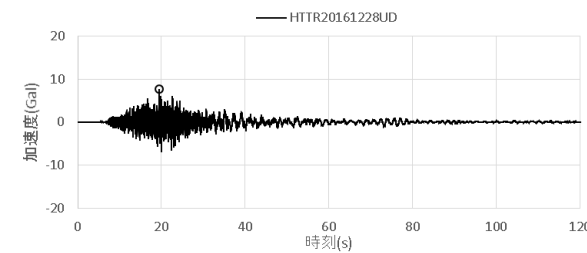
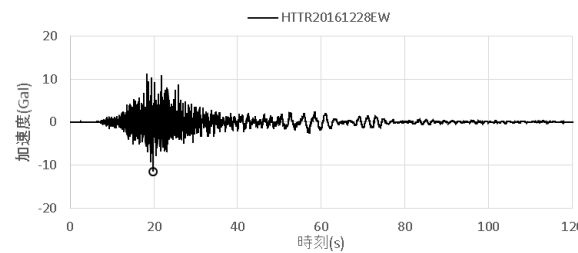
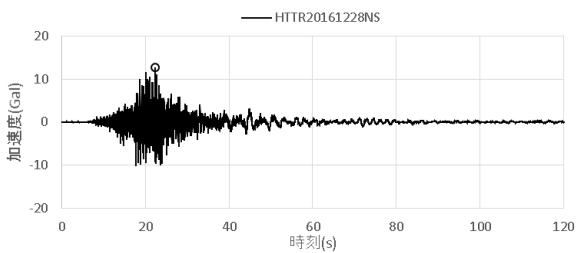
UD成分

・P波初動の到達時間および冒頭の観測記録を踏まえ地震動の到達時間が概ね一致するように、時刻歴波形を時間方向に調整

「常陽」



「HTTR」



—「常陽」
 —「HTTR」

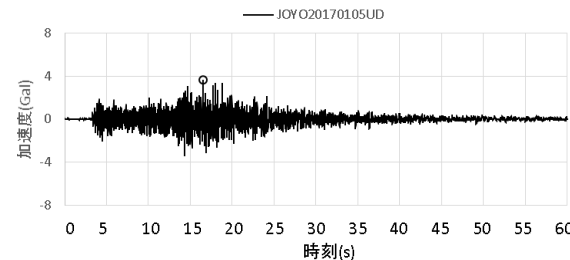
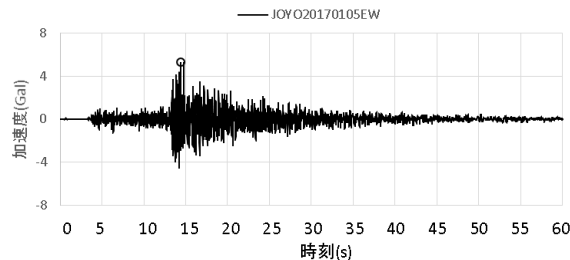
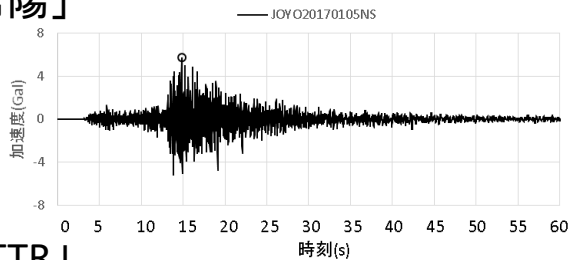
NS成分

EW成分

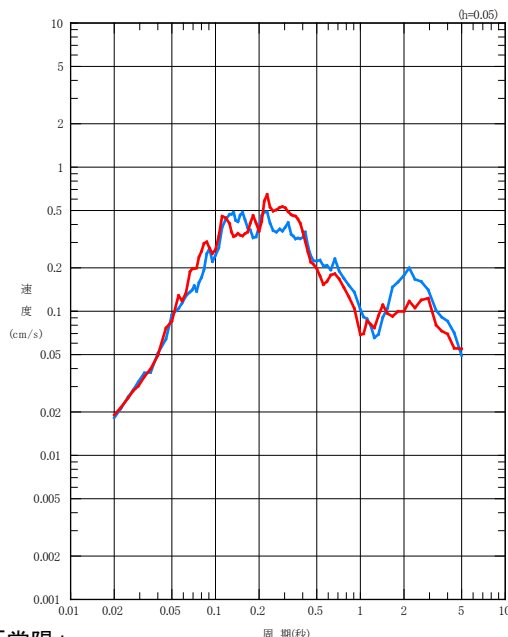
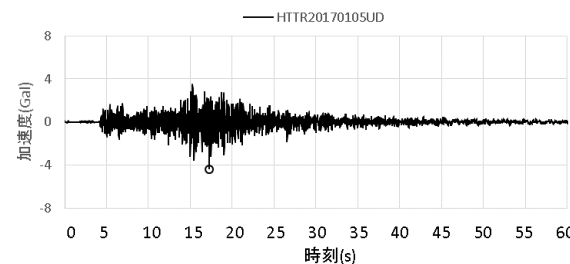
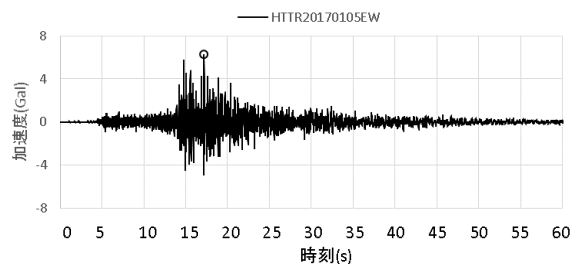
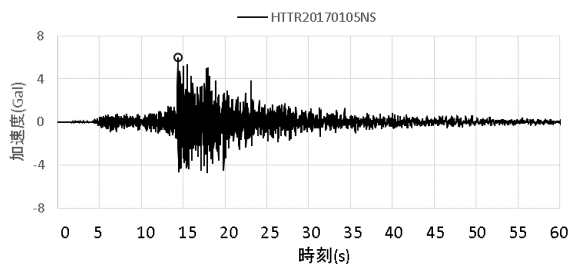
UD成分

・P波初動の到達時間および冒頭の観測記録を踏まえ地震動の到達時間が概ね一致するように、時刻歴波形を時間方向に調整

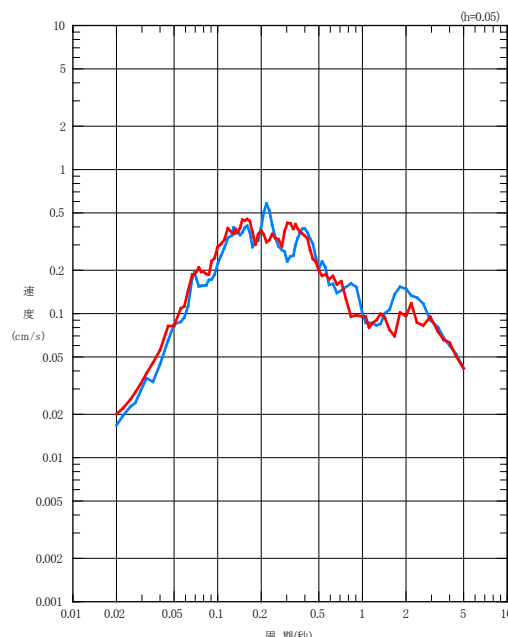
「常陽」



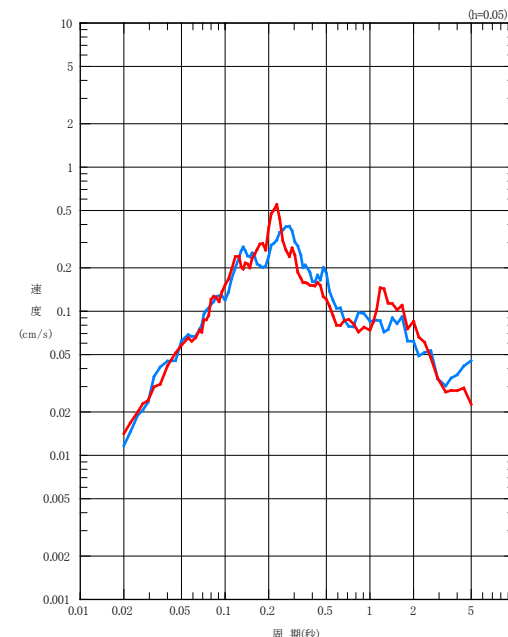
「HTTR」



NS成分



EW成分

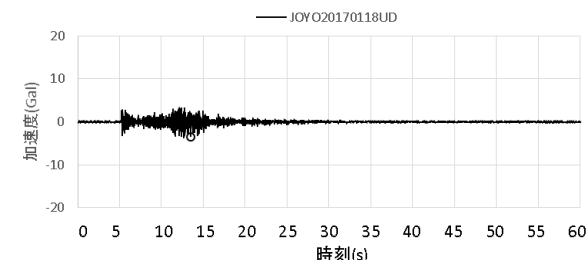
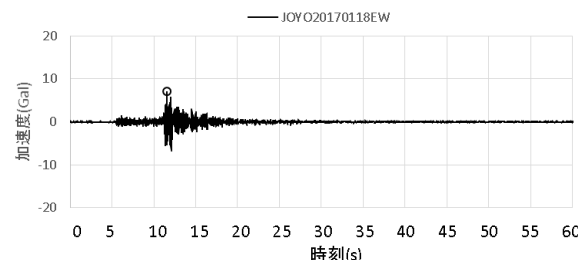
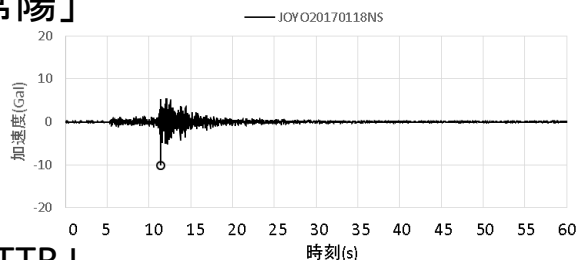


UD成分

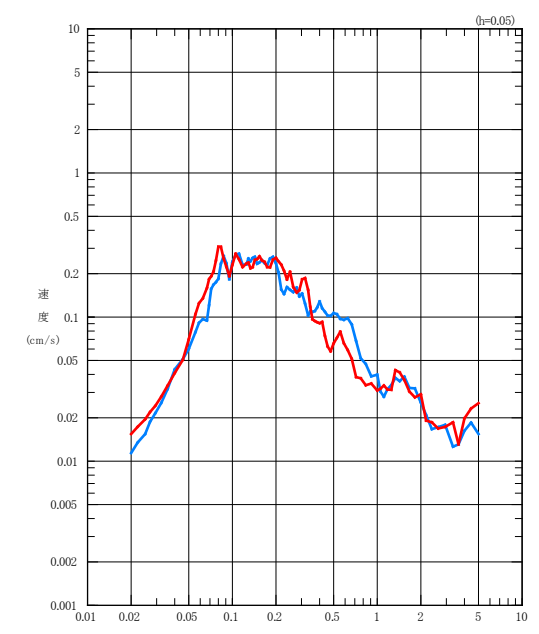
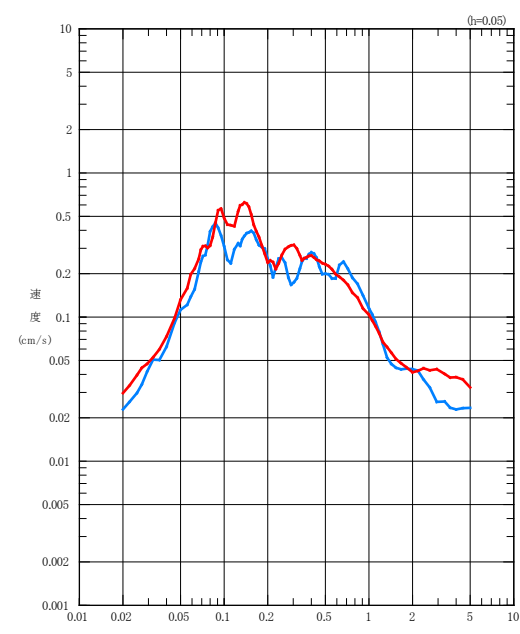
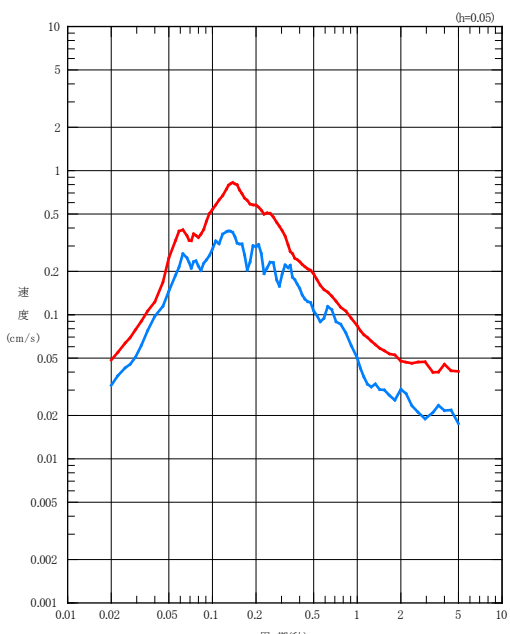
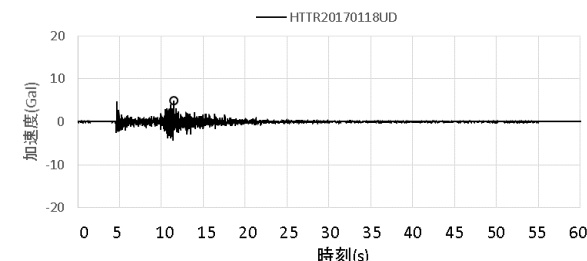
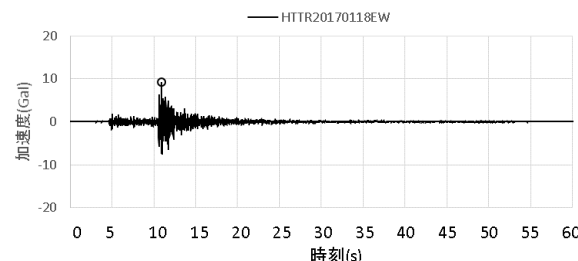
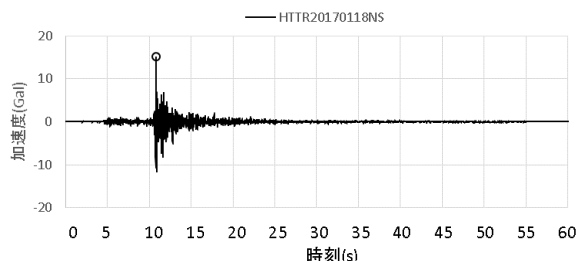
—「常陽」
 —「HTTR」

・P波初動の到達時間および冒頭の観測記録を踏まえ地震動の到達時間が概ね一致するように、時刻歴波形を時間方向に調整

「常陽」



「HTTR」



—「常陽」
 —「HTTR」

NS成分

EW成分

UD成分

まとめ

- 「常陽」及び「HTTR」で得られた地震観測記録を用いて、両地点の地震動特性について分析を行った。
- その結果、両地点の応答スペクトル比は概ね1倍であること、個々の観測記録の時刻歴波形及び速度応答スペクトルの概形、周波数特性、強度レベルなどが概ね類似していることなどから、両地点の解放基盤表面での地震動特性に差異がないことを確認した。



「常陽」と「HTTR」の地震動特性は同様であることから、「常陽」では「HTTR」の地震動評価を用いることとする。

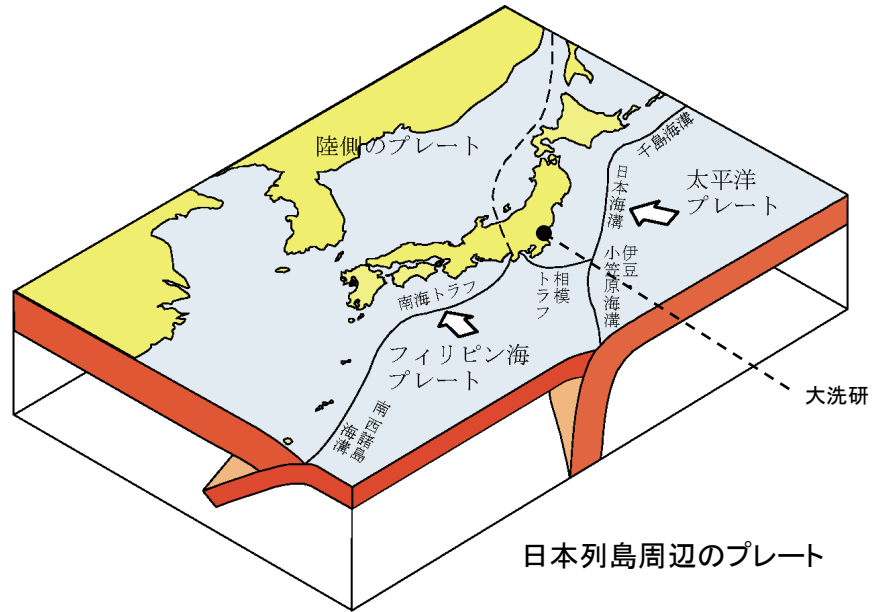
1. 基準地震動 S_s の策定の概要
 - 1.1 常陽の基準地震動 S_s 策定の概要
 - 1.2 常陽地点における地震動特性の分析
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
 - 3.1 評価の方針
 - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
 - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
 - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
 - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 4.1 プレート間地震
 - 4.2 海洋プレート内地震
 - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動 S_s の策定
7. 基準地震動 S_s の年超過確率の参照

参考資料

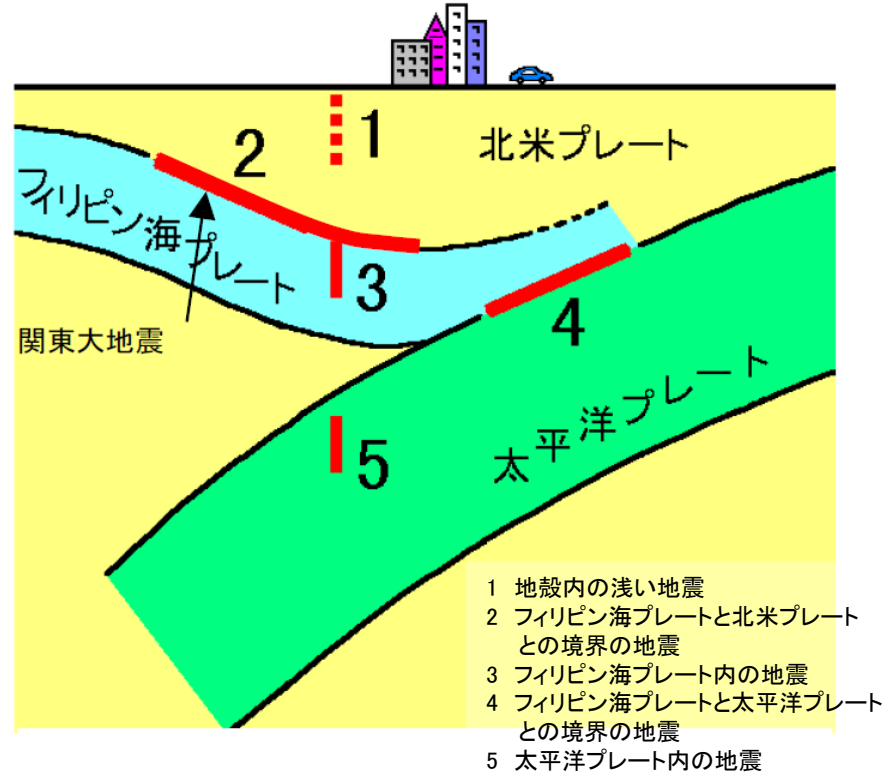
- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 房総沖の津波波源による影響確認について

参考文献

敷地周辺のプレートテクトニクス



日本のプレートテクトニクスモデル概念図
(防災科学技術研究所)



南関東地域で発生する地震のタイプ
(中央防災会議に一部加筆)

- 敷地東方においては、陸側のプレートの下に太平洋プレートが沈み込んでいる。
- 敷地南方においては、陸側のプレートの下に相模トラフから北西方向にフィリピン海プレートが沈み込んでいる。
- さらにその下には、日本海溝から西向きに太平洋プレートが沈み込んでいる。

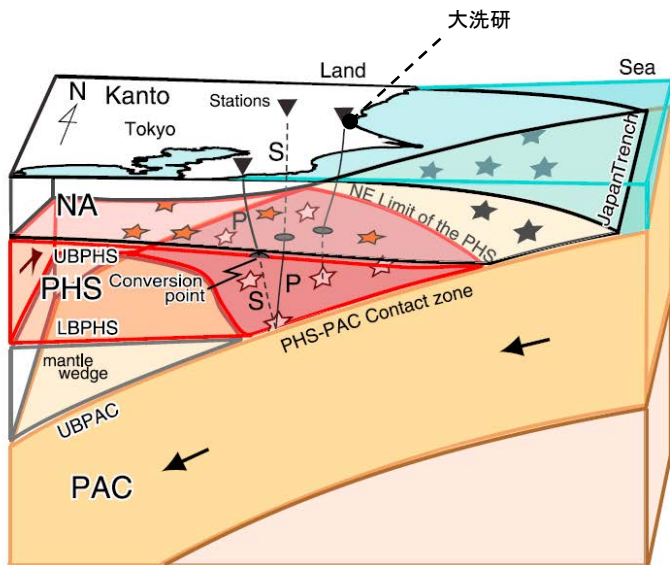


Figure 2. Schematic showing the configuration of three plates in Kanto. Not to scale. The Pacific plate (PAC) is subducting from the east beneath the North American (NA) plate. Between these two plates, the Philippine Sea plate (PHS) subducts from the southeast. Interplate earthquakes including small repeating earthquakes occur on the plate boundaries between the three plates. Gray, white (pink), and red stars indicate the earthquakes on the PAC-NA, PHS-PAC, and NA-PHS boundaries, respectively. The shaded area on the UBPHS shows the PHS-PAC contact zone. Black lines from white stars (contact zone earthquakes) to reverse triangles (stations) show the raypaths of converted waves at the UBPHS.

Uchida *et al.* (2010)に一部加筆

関東地方におけるプレートテクトニクスモデル (南からの概観)

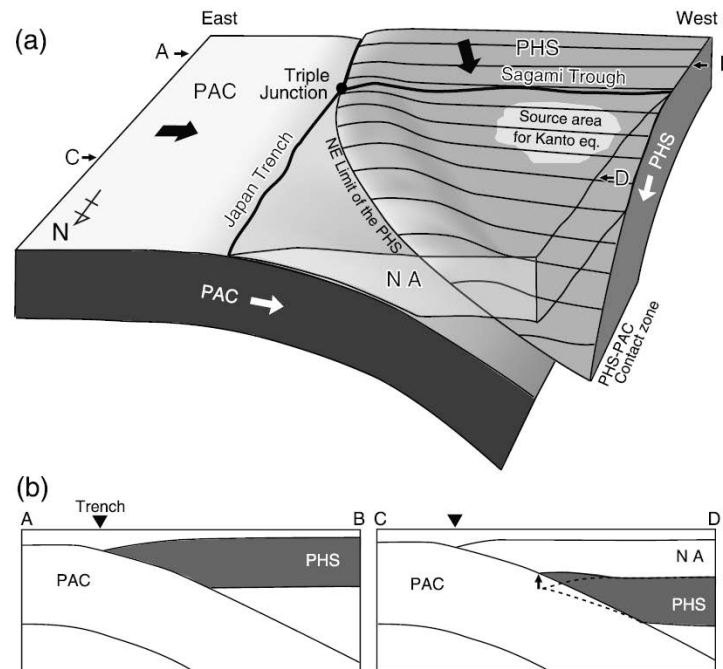


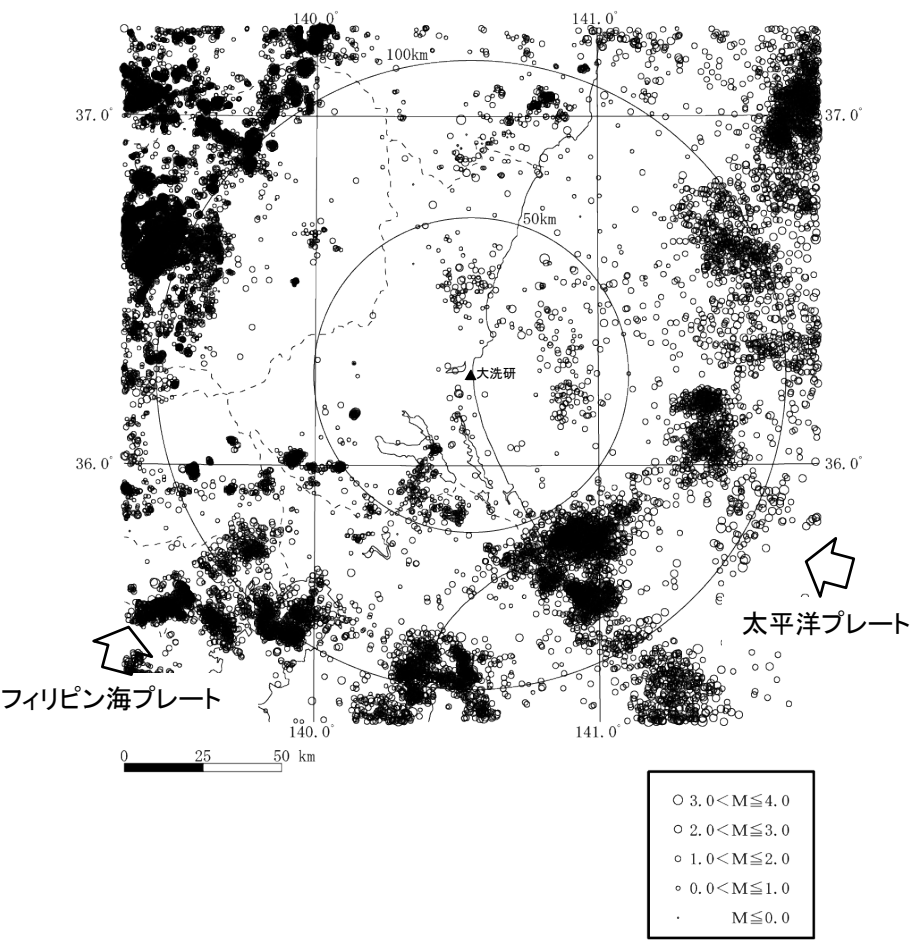
Figure 9. (a) Schematic figure showing the shape of the PHS subducting beneath Kanto. (b) East-west cross sections along A-B and C-D in Figure 9a. The PHS near the NE limit of the PHS is deformed because of the interaction with the PAC and the slab dip near the NE limit of the PHS is relatively gentle.

Uchida *et al.* (2010)より抜粋

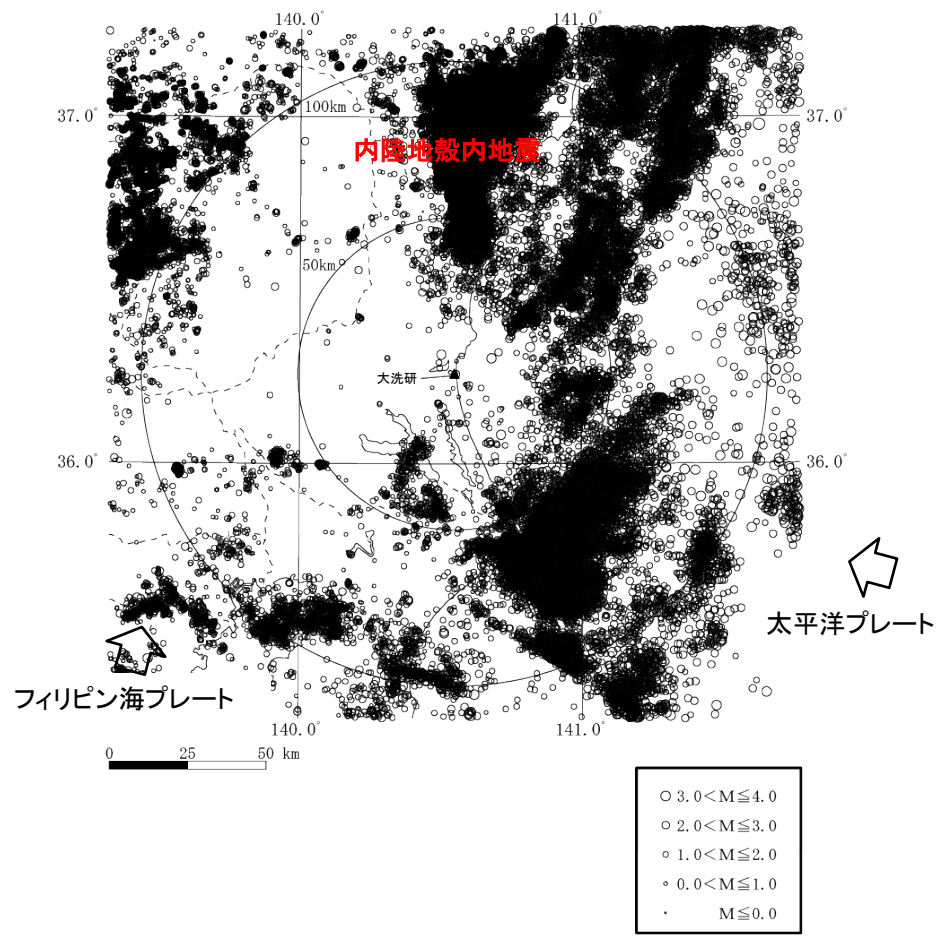
フィリピン海プレートの沈み込み形状 (北からの概観)

- 関東地方においては、南方からフィリピン海プレートが沈み込み、その下に東方から太平洋プレートが沈み込んでいる。
- 茨城県南部付近においては、フィリピン海プレートは北西方向に沈み込んでいる。

Naoki Uchida, Toru Matsuzawa, Junichi Nakajima, and Akira Hasegawa (2010):
Subduction of a wedge-shaped Philippine Sea plate beneath Kanto, central Japan, estimated from converted waves and small repeating earthquakes,
JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 115, B07309, doi:10.1029/2009JB006962, 2010

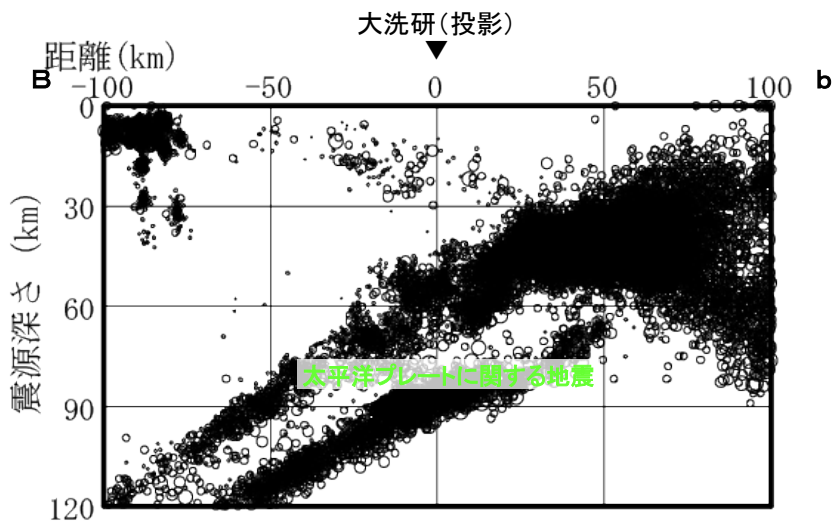


(気象庁, 1998年1月～2011年2月)

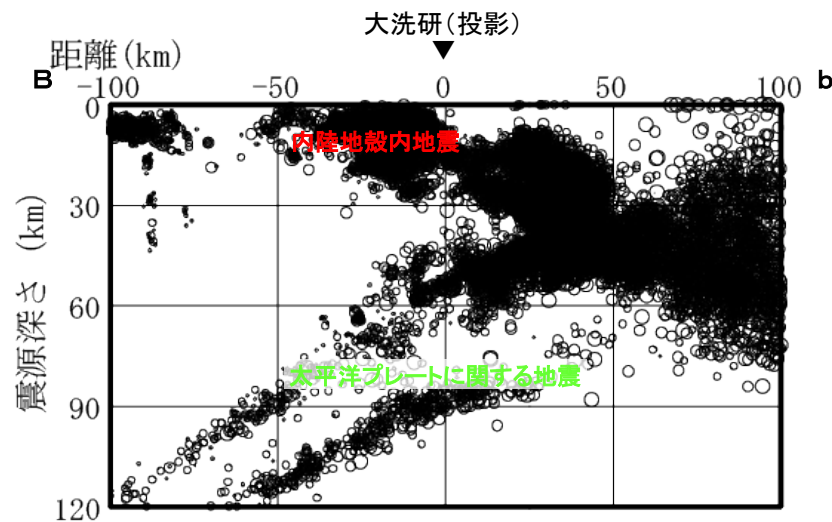


(気象庁, 2011年3月～2015年12月)

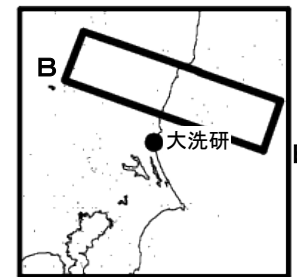
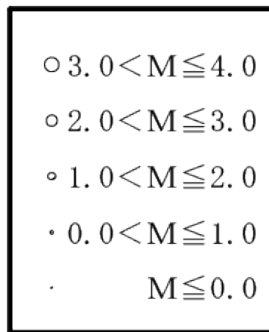
2011年3月以降は, 福島県と茨城県の県境付近で内陸地殻内地震が集中して発生している。



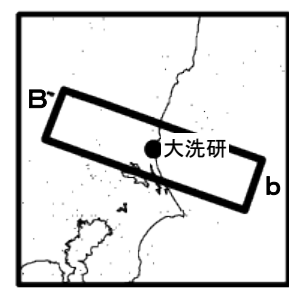
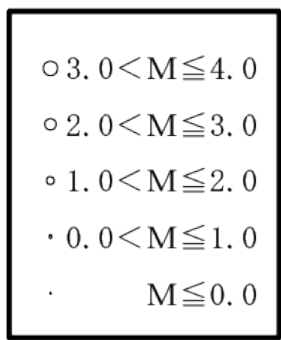
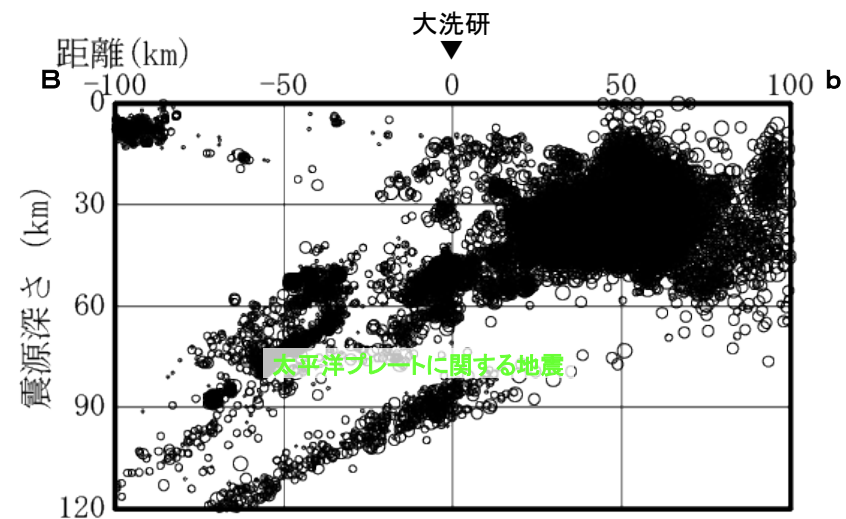
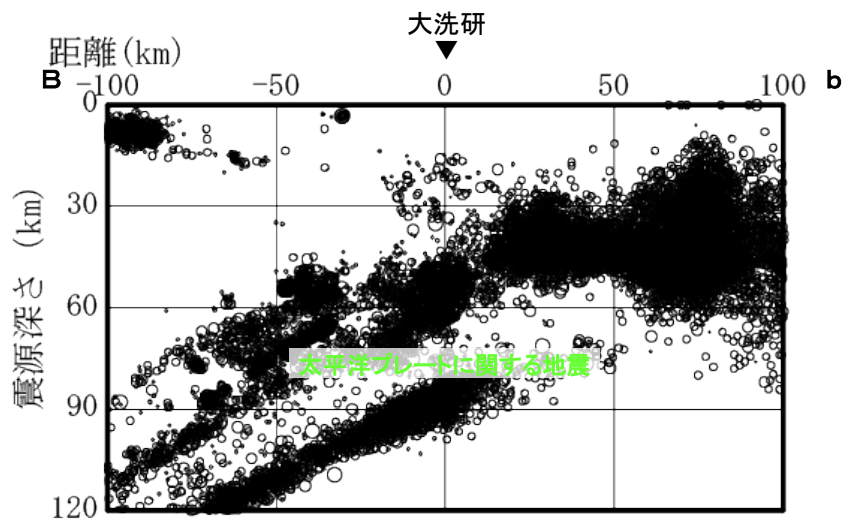
(気象庁, 1998年1月~2011年2月)



(気象庁, 2011年3月~2015年12月)



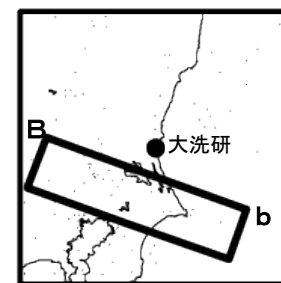
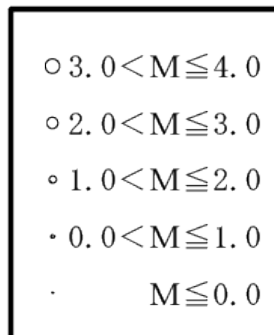
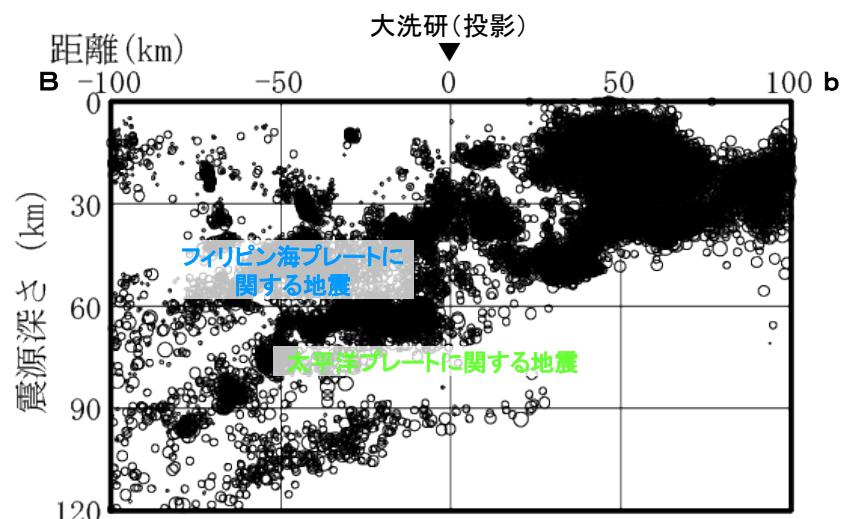
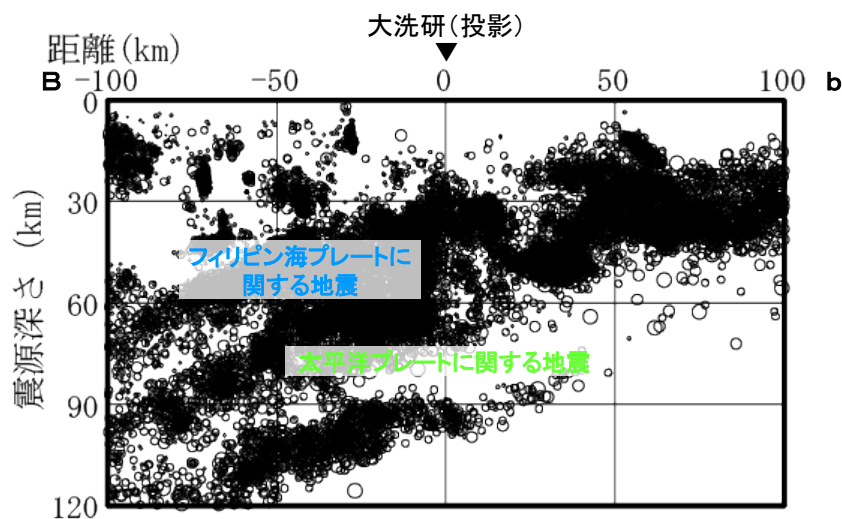
- 2011年3月以降は、福島県と茨城県の県境付近の深さ10km程度において内陸地殻内地震が発生している。
- 深さ80km程度以深では、太平洋プレートの二重深発地震面が見られる。



(気象庁, 1998年1月～2011年2月)

(気象庁, 2011年3月～2015年12月)

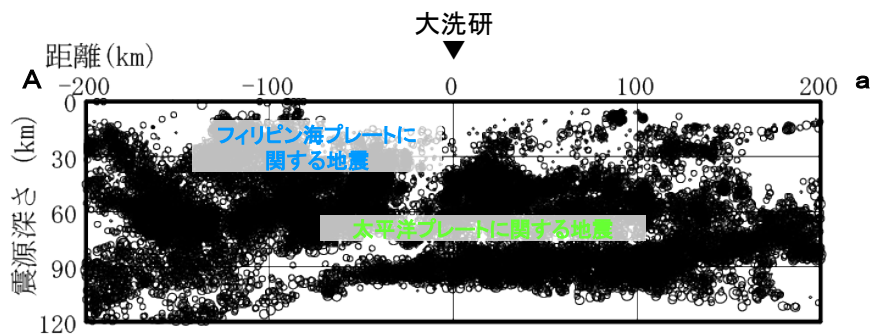
- 敷地周辺においては、内陸地殻内地震の目立った活動は見られない。
- 深さ80km程度以深では、太平洋プレートの二重深発地震面が見られる。



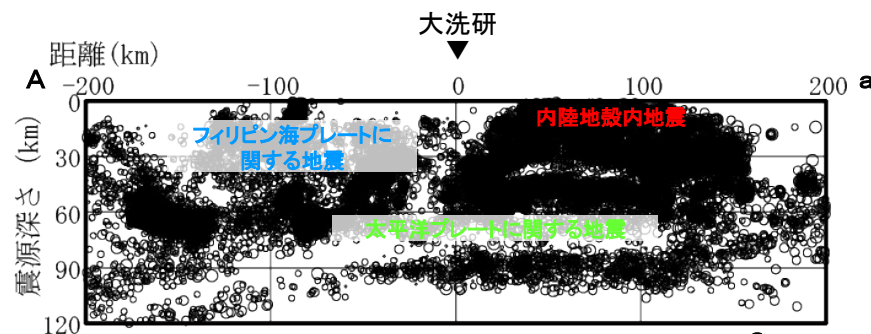
(気象庁, 1998年1月~2011年2月)

(気象庁, 2011年3月~2015年12月)

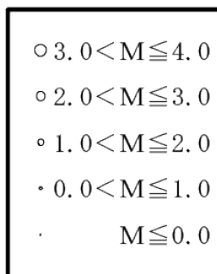
- 深さ40km程度以深では, フィリピン海プレートに関する地震が見られる。
- 深さ80km程度以深では, 太平洋プレートの二重深発地震面が見られる。
- 2011年3月以降, 地震発生頻度は増加したものの, 地震の発生する位置に大きな変化はない。



(気象庁, 1998年1月~2011年2月)

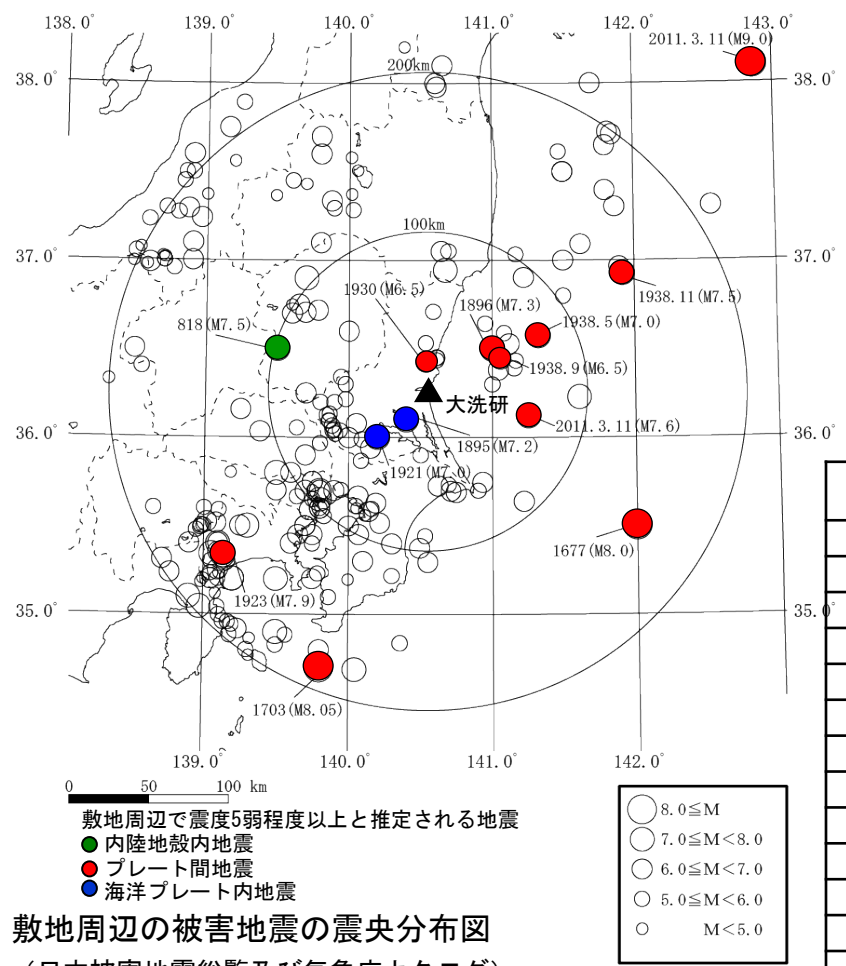


(気象庁, 2011年3月~2015年12月)

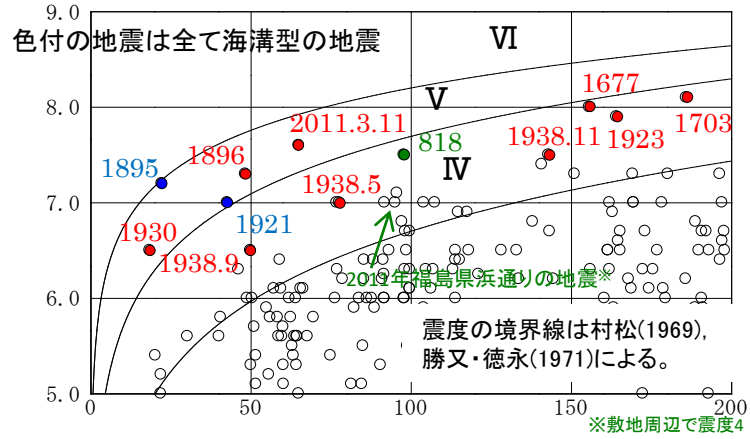


- 2011年3月以降は, 深さ10km程度において内陸地殻内地震が発生している。
- 深さ30km程度では, フィリピン海プレートに関する地震が見られる。
- 深さ60km程度以深では, 太平洋プレートに関する地震が見られる。

■ 敷地で震度5程度以上となる過去の被害地震を抽出する。



敷地周辺の被害地震の震央分布図
(日本被害地震総覧及び気象庁カタログ)



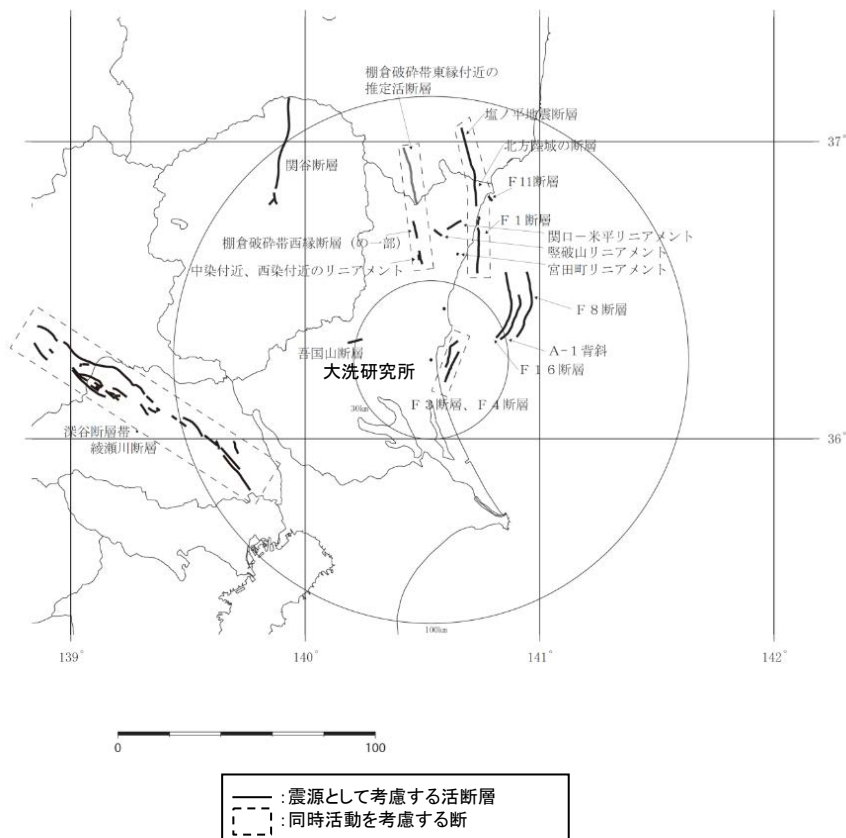
敷地周辺の被害地震から想定されるMとΔの関係
敷地での震度5程度以上となる被害地震リスト

年月日	地震	地震規模 M	震央距離 (km)	深さ (km)	地震発生様式
818.一一	関東諸国の地震	7.5	98	—	内陸地殻内地震
1677.11.4	磐城・常陸・安房・上総・下総の地震	8.0	156	—	プレート間地震
1703.12.31	元祿地震	8.05	186	—	プレート間地震
1895.1.18	霞ヶ浦付近の地震	7.2	22	—	海洋プレート内地震
1896.1.9	鹿島灘の地震	7.3	48	—	プレート間地震
1921.12.8	茨城県龍ヶ崎付近の地震	7.0	43	—	海洋プレート内地震
1923.9.1	関東大地震	7.9	164	23	プレート間地震
1930.6.1	那珂川下流域の地震	6.5	18	54.2	プレート間地震
1938.5.23	塩屋崎沖の地震	7.0	78	0	プレート間地震
1938.9.22	鹿島灘の地震	6.5	50	48	プレート間地震
1938.11.5	福島県東方沖地震	7.5	143	43	プレート間地震
2011.3.11	2011年東北地方太平洋沖地震の本震	Mw9.0	290	23.7	プレート間地震
2011.3.11	2011年東北地方太平洋沖地震の最大余震	7.6	65	42.7	プレート間地震

- 敷地で震度5程度以上となる被害地震について、気象庁カタログや文献から震源位置を求め地震発生様式毎に分類した。
- 敷地での震度が5程度以上となる被害地震はいずれもプレート間地震または海洋プレート内地震である。
- 内陸地殻内地震としては、818年関東諸国の地震が敷地で震度5程度以上となる。

敷地周辺の活断層分布

■「敷地周辺及び近傍の地質・地質構造」の審議を踏まえた震源として考慮する活断層分布を示す。



震源として考慮する活断層のリスト

断層名		長さ (km)	地震規模M ^{※1}
①	関谷断層	40	7.5
②	深谷断層帯・綾瀬川断層	103	8.2
③	関口-米平リニアメント	6	6.8 ^{※2}
④	塙破山リニアメント	4	6.8 ^{※2}
⑤	宮田町リニアメント	1	6.8 ^{※2}
⑥	吾国山断層	6	6.8 ^{※2}
⑦	F8断層	26	7.2
⑧	F11断層	5	6.8 ^{※2}
⑨	F16断層	26	7.2
⑩	A-1背斜	19	7.0
⑪	棚倉破砕帯西縁断層～同東縁付近の推定活断層	42	7.5
⑫	F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層	58	7.8
⑬	F3断層～F4断層	17 ^{※3}	6.9

※1 地震規模は松田(1975)により算定

※2 長さの短い断層については地震規模をM6.8として評価

※3 敷地周辺の地質・地質調査を踏まえ端部を直線で結ぶと長さ16kmとなるが、地表面トレースの形状を踏まえ長さ17kmとして評価

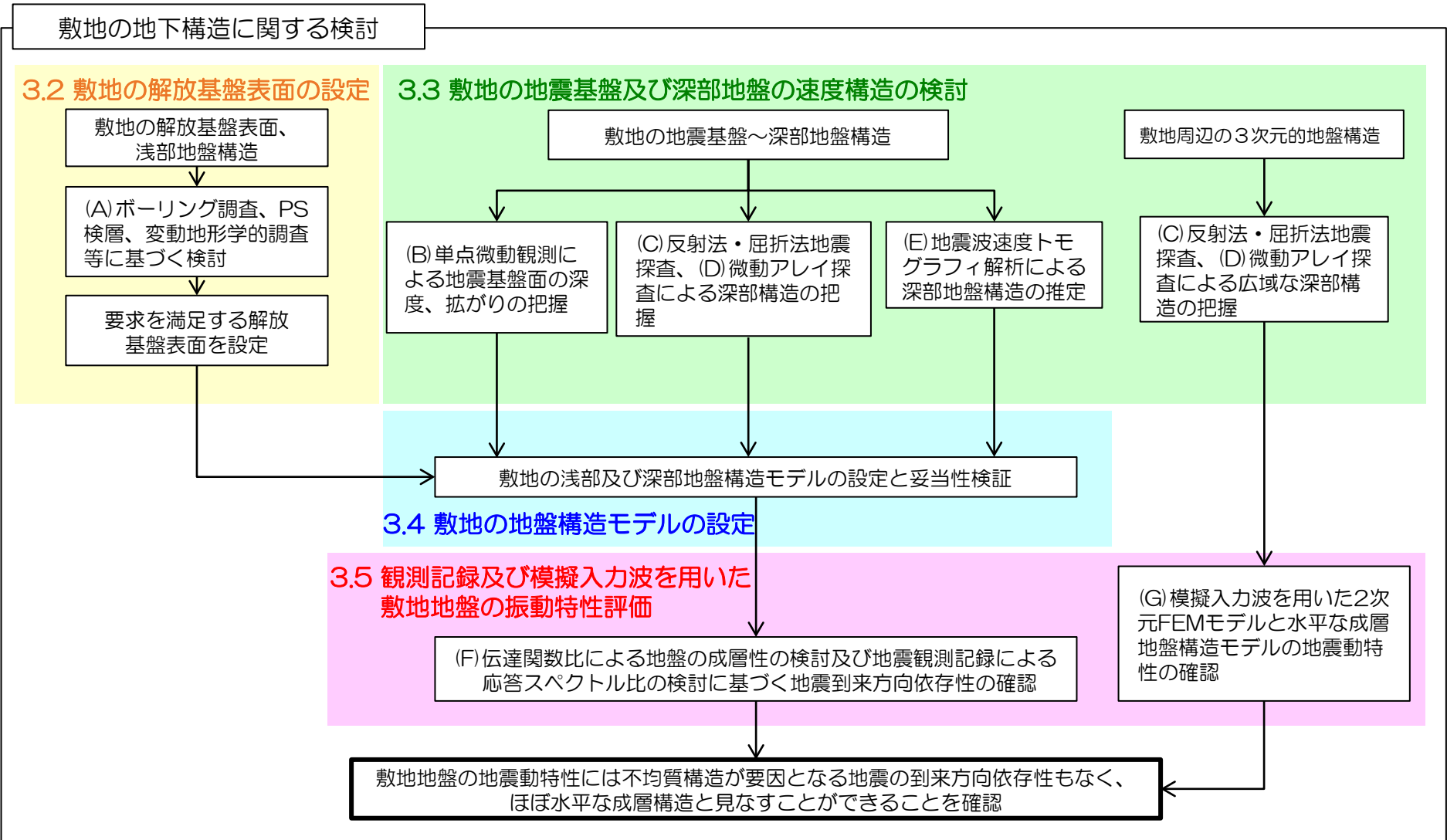
● 敷地周辺の地質・地質構造に関する調査の結果、上記の断層を震源として考慮する活断層として評価する。

1. 基準地震動 S_s の策定の概要
 - 1.1 常陽の基準地震動 S_s 策定の概要
 - 1.2 常陽地点における地震動特性の分析
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
 - 3.1 評価の方針
 - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
 - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
 - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
 - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 4.1 プレート間地震
 - 4.2 海洋プレート内地震
 - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動 S_s の策定
7. 基準地震動 S_s の年超過確率の参照

参考資料

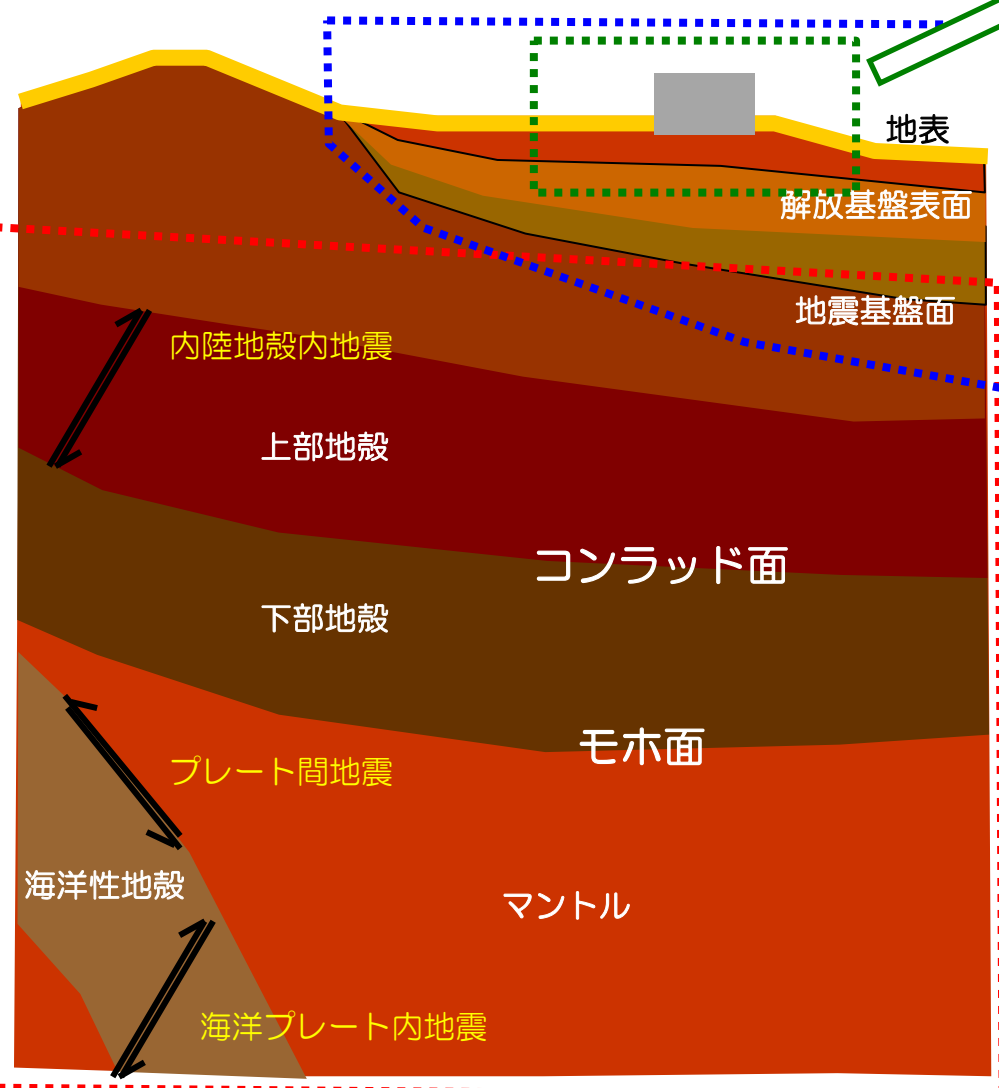
- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 房総沖の津波波源による影響確認について

参考文献



敷地周辺から敷地にかけて実施した各種調査の整理(1/2)

前記の精査及び概査と地盤深度の関連を以下に示す。



地表～解放基盤表面 (精査)

以下の調査を踏まえ、地表から解放基盤表面にかけての建家評価等に影響を及ぼす範囲の特徴を把握した。

(A) ボーリング調査、地質調査、変動地形学的調査、地球物理学的調査

(F-2) 地震観測解析 (解放基盤表面以浅)

敷地の地下構造を把握し、解放基盤表面を設定すると共に、特異な地震動特性がないことを確認した。

解放基盤表面～地震基盤面 (精査+概査)

以下の調査を踏まえ、解放基盤表面から地震基盤面にかけての地震動評価に大きな影響を及ぼす範囲の特徴を把握した。

(F-1) 地震観測解析 (地震基盤面以浅)

(注) 敷地周辺の観測点を活用

(B) 単点微動観測

(C) 反射法・屈折法地震探査

(D) 微動アレイ探査

(G) 2次元FEMモデル解析 (模擬入力波)

敷地近傍の基盤は平坦な形状を示していること、広域にわたる地下構造には評価点に影響を及ぼす特異な地震動特性がないことを確認した。

地震基盤面以深 (概査)

以下の調査を踏まえ、地震動評価に用いる地震基盤面以深の大規模な構造の特徴を把握した。

(E) 地震波速度トモグラフィ解析

敷地周辺の大規模な地質構造を捉え、地震動評価に用いる地盤構造モデルに反映した。

敷地近傍地下構造調査(精査)

広域地下構造調査(概査)

該当ページの右上に各種調査の記号(A)～(G)を記載する。

敷地周辺から敷地にかけて実施した各種調査の整理(2/2)

敷地地盤が地震動評価に与える影響を把握するために、敷地周辺/敷地近傍/敷地内で実施した各種調査を踏まえて、「解放基盤表面に関する検討」「地球物理学的調査を用いた敷地周辺の地震基盤及び深部地盤構造に関する検討」「地盤構造モデルの設定」「観測記録及び模擬入力波を用いた振動特性に関する検討」の関連を以下に示す。

敷地周辺/敷地近傍/敷地内で実施した各種調査
<ul style="list-style-type: none"> 敷地周辺/敷地近傍/敷地内で実施した地下構造評価に関する調査

地下構造評価に関する評価・分析



地質調査結果に基づく敷地の解放基盤表面に関する検討(A)
<ul style="list-style-type: none"> ボーリング調査、PS検層、敷地の地質・地質構造を踏まえた解放基盤表面の設定
敷地の地震基盤及び深部地盤構造に関する検討(B)～(E)
<ul style="list-style-type: none"> 単点微動観測、反射法・屈折法地震探査、微動アレイ探査、地震波速度トモグラフィ解析による敷地近傍及び敷地周辺の深部地下構造の確認
敷地の地盤構造モデルの設定(A)～(E)
<ul style="list-style-type: none"> 上記検討、評価に基づき地震動評価に用いる地盤構造モデル（浅部、深部）を設定 設定した地盤構造モデルの妥当性の検証
観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性に関する検討(F)(G)
<ul style="list-style-type: none"> 地震観測記録を用いて敷地地盤の地震動増幅特性および均質性・成層性を確認 精査及び概査により想定した2次元FEMモデルに模擬入力波（リッカー波）を入射することにより、敷地周辺地盤の不整形性による敷地（評価点）への影響を確認

上記の地質・地質構造調査、地球物理学的調査結果、地震観測解析結果等の検討から、設定した敷地の地盤構造モデルに対して、それぞれに矛盾する結果でないことを総合的に確認する。

1. 基準地震動 S_s の策定の概要
 - 1.1 常陽の基準地震動 S_s 策定の概要
 - 1.2 常陽地点における地震動特性の分析
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
 - 3.1 評価の方針
 - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定**
 - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
 - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
 - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 4.1 プレート間地震
 - 4.2 海洋プレート内地震
 - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動 S_s の策定
7. 基準地震動 S_s の年超過確率の参照

参考資料

- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 房総沖の津波波源による影響確認について

参考文献

設定の概要

「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」における「解放基盤表面」の定義

「解放基盤表面」とは、基準地震動を策定するために基盤表面上の表層や構造物がないものとして仮想的に設定する自由表面であって、著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な拡がりを持って想定される基盤の表面をいう。

ここでいう「基盤」とは、概ねせん断波速度 $V_s=700\text{m/s}$ 以上の硬質岩盤であって、著しい風化をうけていないものをいう。



概ねせん断波速度 $V_s=700\text{m/s}$ 以上⇒(1)

敷地に広く分布する久米層（新第三系鮮新統～第四系下部更新統の砂質泥岩）と多賀層群（新第三系中新統の砂岩泥岩互層）は、PS検層結果によると、S波速度は深度方向に漸増しており、いずれのPS検層結果も久米層と多賀層群の地層境界付近の標高約-135m以深で $V_s=700\text{m/s}$ 以上となっている。

著しい風化をうけていない⇒(2)

PS検層結果によると、久米層と多賀層群のS波速度は、深度方向に漸増し、水平方向のS波速度も概ね一定であり、コア観察の結果からも著しい風化の影響は受けていないと考えられる。

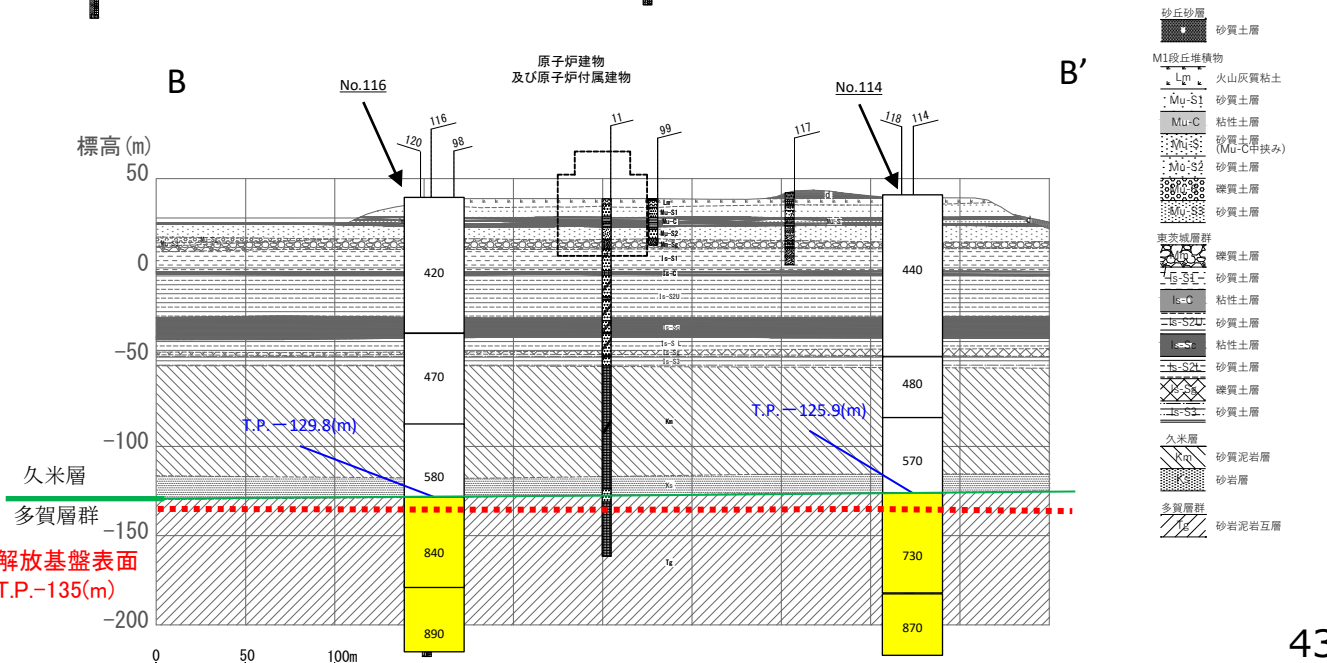
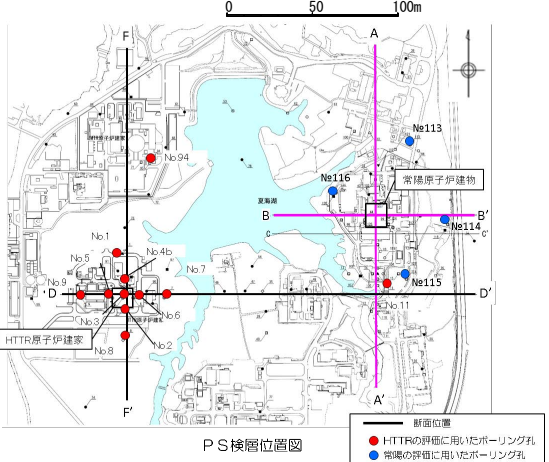
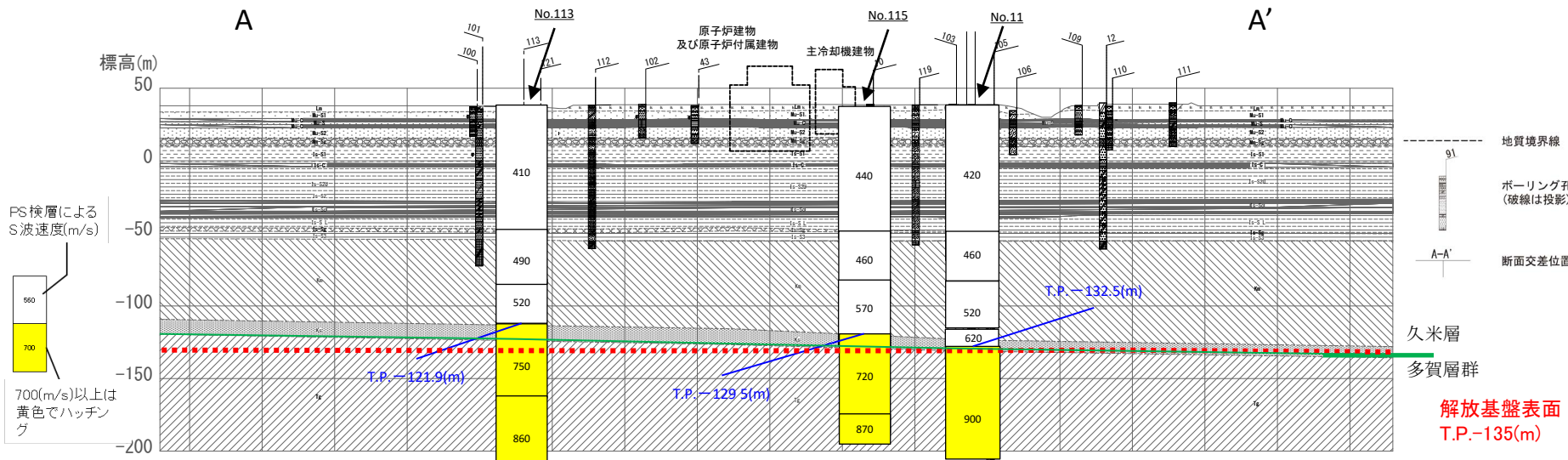
著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な拡がりを持って想定される基盤⇒(3)

敷地には久米層と多賀層群が、ほぼ水平で相当な拡がりを持って分布している。



以上を踏まえ、解放基盤表面の位置をT.P.-135mに設定する。⇒(4)

● PS検層結果から、久米層と多賀層の境界付近のT.P.-135m以深におけるS波速度は700m/s以上となっている。

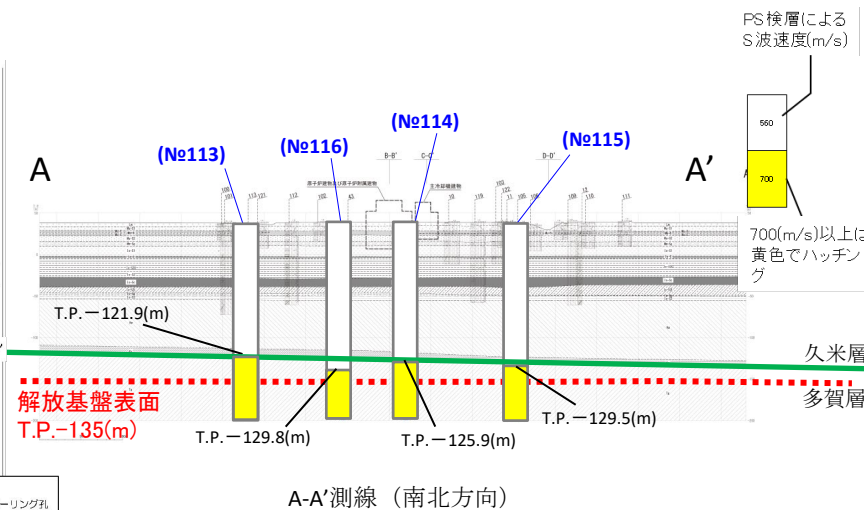
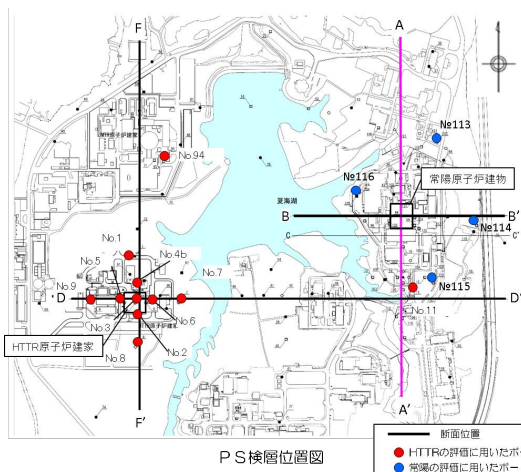
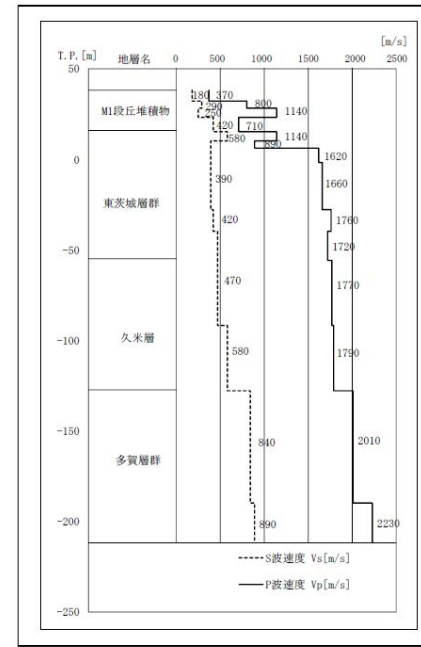
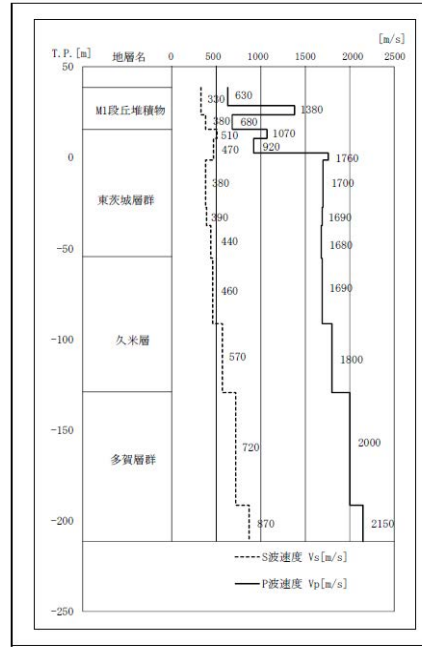
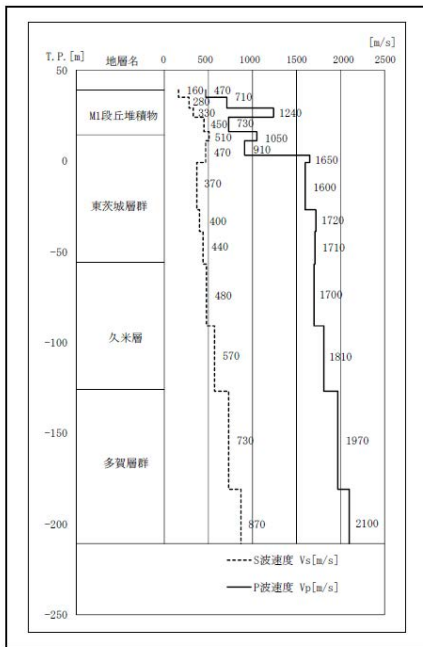
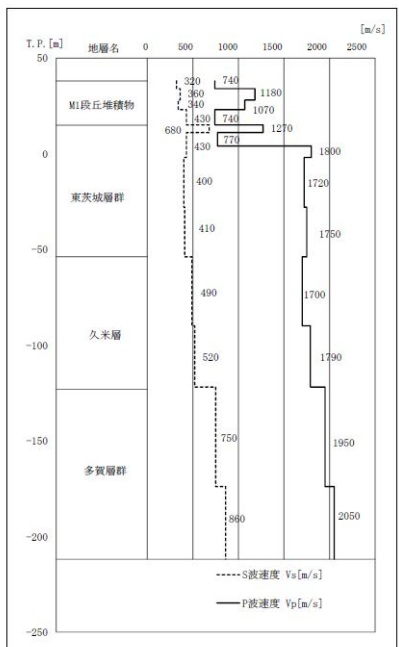


No.113

No.114

No.115

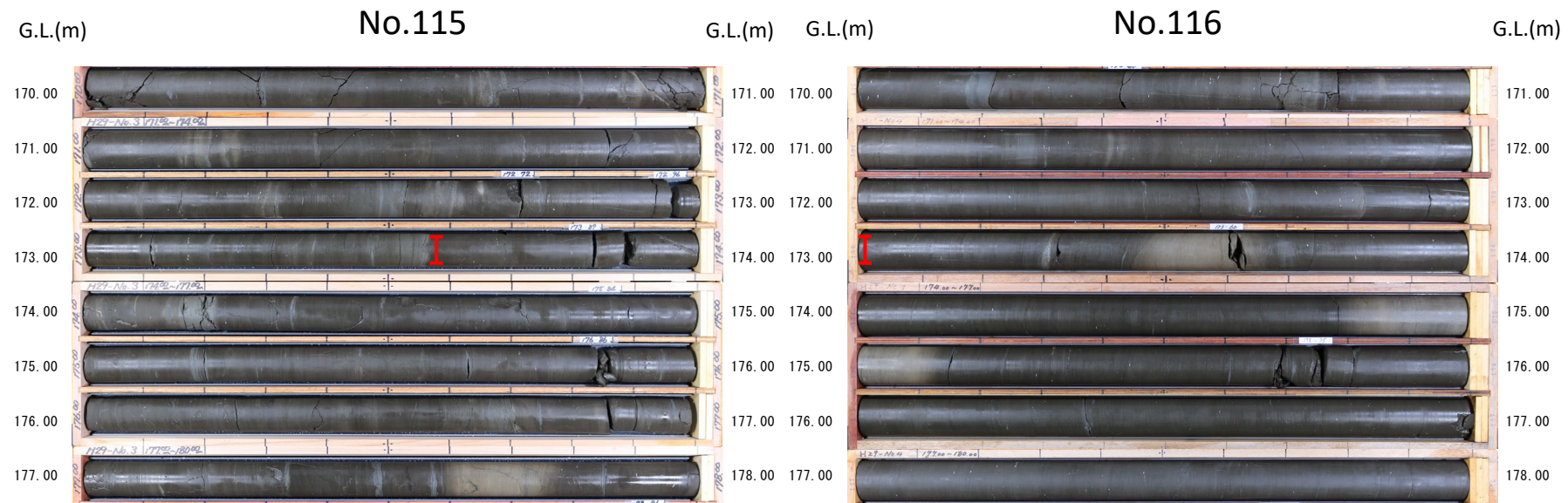
No.116



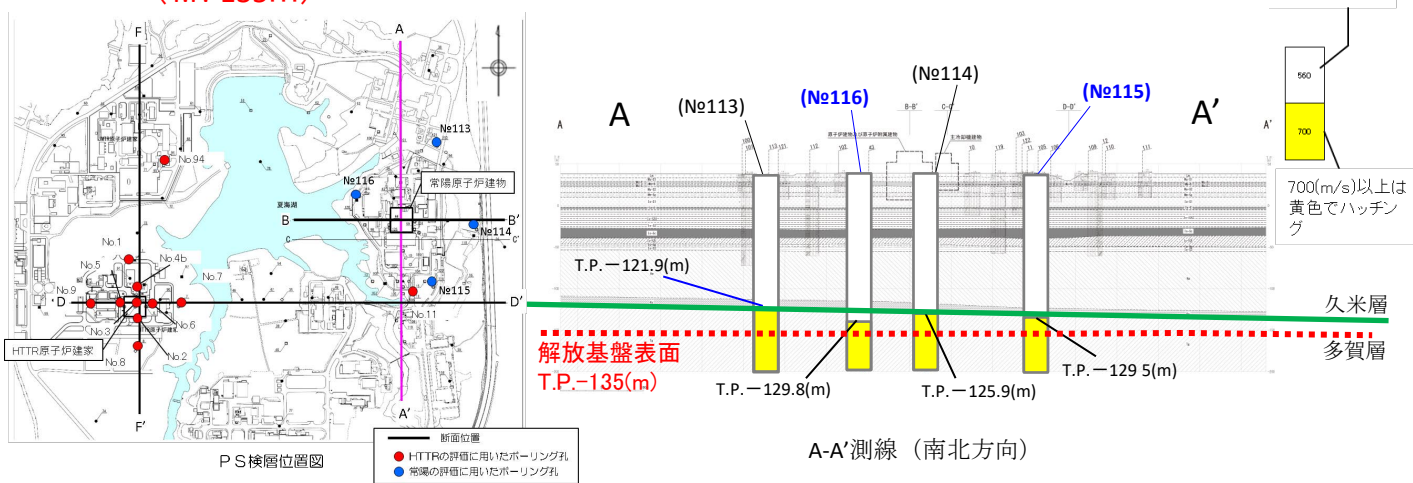
年代層序区分		地層名	
新生界	第四系	更新統	沖積層 (al) / 砂丘砂層 (d)
		上部	M1段丘堆積物 (M1)
	中部	東茨城層群 [※] (Hi)	
	下部	久米層 (Km)	
第三系	鮮新統	多賀層群 (Tg)	
	中新統	上部	
		中部	
下部			

※坂本・宇野沢(1976)による引田層等, 坂本・宇野沢(1979)による友部層等, 常盤海岸台地の南部ではH面を構成する堆積物, 那珂台地, 東茨城台地等では, 坂本他(1981)による石崎層, 笠神層, 見和層下部及び見和層中部に, 大井・横山(2011)による敷層, 上泉層, 清川層, 横田層及び木下層の剣刺部層, 山元(2013)による笠神層及び夏海層に相当する地層を, 一括して「東茨城層群」と仮称する。

No.115及びNo.116の解放基盤面である多賀層群には、著しい風化がみられない。



I 解放基盤表面設定深度 (T.P.-135m)

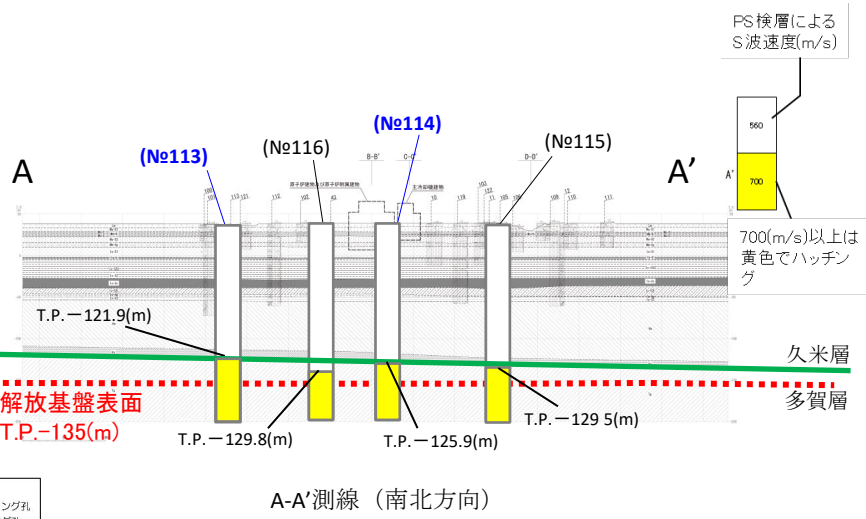
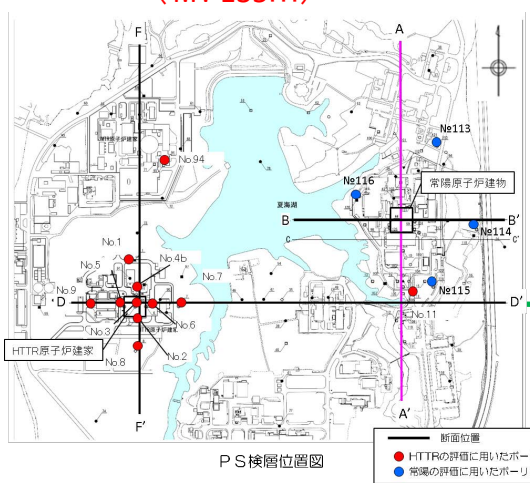


年代層序区分			地層名		
新生界	第四系	完新統	沖積層 (al)	砂丘砂層 (d)	
			M1段丘堆積物 (M1)		
		更新統	上部	東茨城層群 (Hi)	
	中部		久米層 (Km)		
	新第三系	鮮新統	下部	多賀層群 (Tg)	
			上部	多賀層群 (Tg)	
中新統		中部	多賀層群 (Tg)		
下部	多賀層群 (Tg)				

No.113及びNo.114の解放基盤面である多賀層群には、著しい風化がみられない。

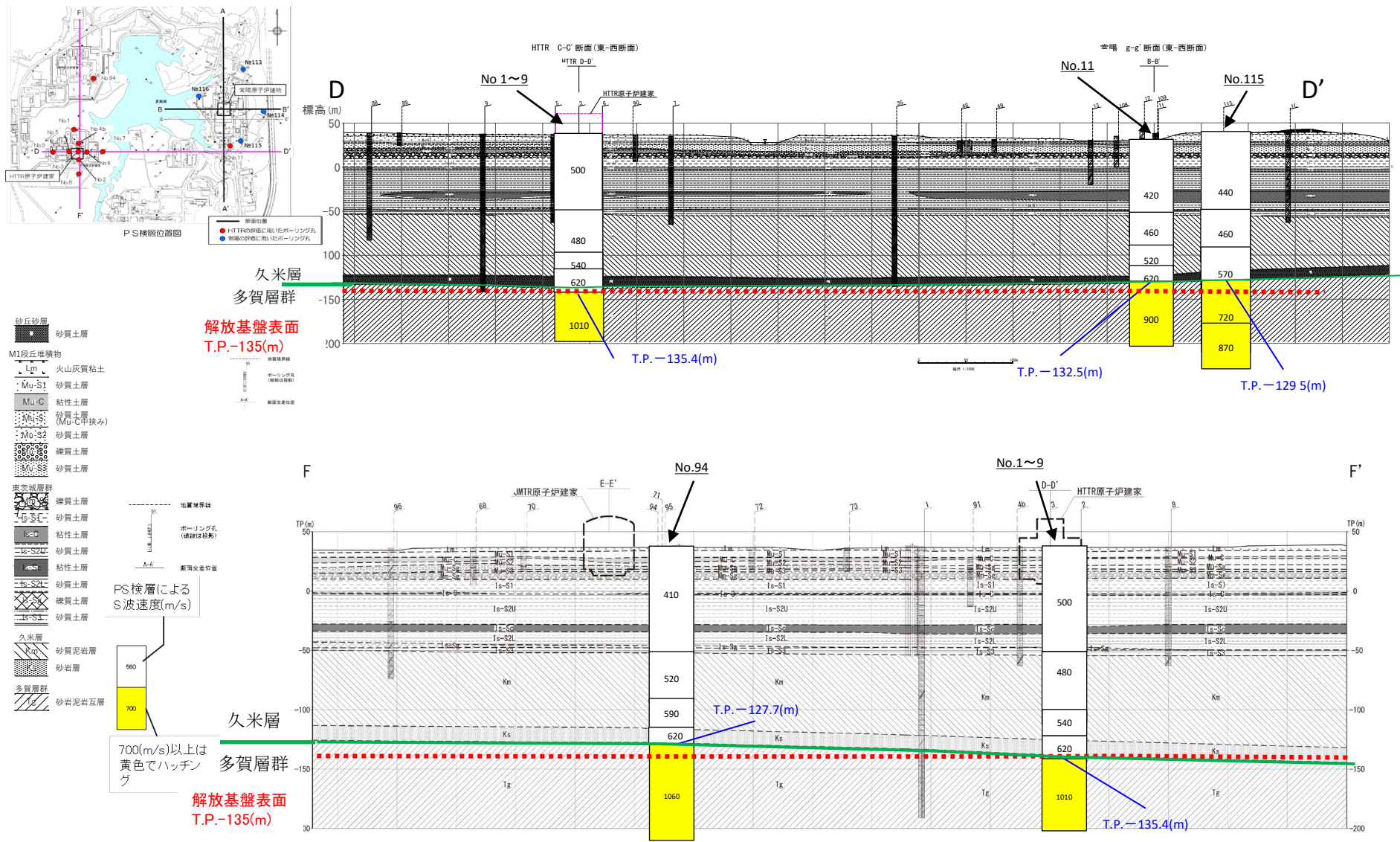


I 解放基盤表面設定深度
(T.P.-135m)



年代層序区分			地層名	
新生界	第四系	完新統	沖積層 (al)	砂丘砂層 (d)
			M1段丘堆積物 (M1)	
		更新統	上部	東茨城層群 (Hi)
	中部			
	新第三系	鮮新統	下部	久米層 (Km)
			上部	多賀層群 (Tg)
中部				
	中新統	下部		

● HTTRでは、常陽付近と同様に、久米層と多賀層の境界付近のT.P.-135m以深におけるS波速度は700m/s以上となっていることから、解放基盤表面をT.P.-135mに設定している。



(3) まとめ

敷地及び敷地近傍で実施したこれらの調査結果から、S波速度700m/s以上の基盤は、T.P.-135m以深において、風化が無く、ほぼ水平で相当な拡がりを持って分布しているため、解放基盤表面をこの位置に設定する。

1. 基準地震動 S_s の策定の概要
 - 1.1 常陽の基準地震動 S_s 策定の概要
 - 1.2 常陽地点における地震動特性の分析
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
 - 3.1 評価の方針
 - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
 - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討**
 - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
 - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 4.1 プレート間地震
 - 4.2 海洋プレート内地震
 - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動 S_s の策定
7. 基準地震動 S_s の年超過確率の参照

参考資料

- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 房総沖の津波波源による影響確認について

参考文献

検討の概要

【目的】 敷地で得られた単点微動観測記録により「敷地地盤における基盤の拡がり及び速度構造の均質性の把握」、敷地周辺で実施した広域にわたる反射法・屈折法地震探査により「敷地周辺の深部地盤の速度構造の把握」、微動アレイ探査により「敷地周辺の深部地盤の最適な速度構造の把握」、地震波速度トモグラフィ解析による「地震基盤以深の深部地盤の速度構造の推定」を実施する。

これらの探査、解析により、地震基盤を含む深部地盤の速度構造を把握する。

(1) 単点微動観測記録による検討

敷地内で等間隔に実施した単点微動観測で得られた地表の微振動観測記録を用いて算出されるH/Vスペクトルを整理することで、敷地地盤の速度構造の均質性及び敷地地盤における基盤の拡がりを確認する。

H/Vスペクトルによる検討

(2) 反射法・屈折法地震探査による検討

敷地周辺において重力異常を参照して東西、南北に配置した探査線に沿って、反射法・屈折法地震探査を行い、3次元的な深部地盤の空間分布を把握する。

弾性波探査によるP波速度分布、走時曲線の検討

(3) 微動アレイ探査による検討

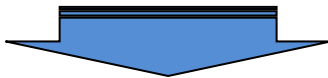
解放基盤表面から地震基盤面の速度構造を把握するため、敷地近傍で実施した微動アレイ探査記録から求まる観測位相速度と、広域にわたる物理探査等から求まる理論位相速度を参照して、最適な速度構造を求める。

観測位相速度と理論位相速度による最適化検討

(4) 地震波速度トモグラフィ解析による検討

各地の地震観測点で記録された自然地震（主に微小～小地震）の波形記録から到達時刻を読み取ることで得られる観測走時をターゲットに、解析モデルによる計算走時を最適化することで地震基盤以深の深部地盤の速度構造を推定する。

自然地震の観測走時と解析モデルによる最適化検討



地震基盤面を含む深部地盤の速度構造を推定することにより、敷地周辺の3次元的な地盤構造の把握及び深部地盤モデルの設定に資することができる

(1) 単点微動観測記録による検討

■ H/Vスペクトルに関する検討方法

【検討の目的】

敷地において実施した単点微動計測によるH/Vスペクトル比を計算し、各観測点の振動特性を評価することにより、敷地直下の速度構造の均質性や基盤の拡がりを確認する。

【算出方法】

- 微動測定時間は、1地点につき15分間
- 観測時間分のデータを4096サンプル（40.96秒）ごとに20.48秒ずつオーバーラップさせながらセグメントに分割し、0.1HzのParzen windowを用いてデータを作成
- 区間ごとにフーリエ変換を実施し、水平両成分を相乗平均した観測H/Vスペクトル比を計算

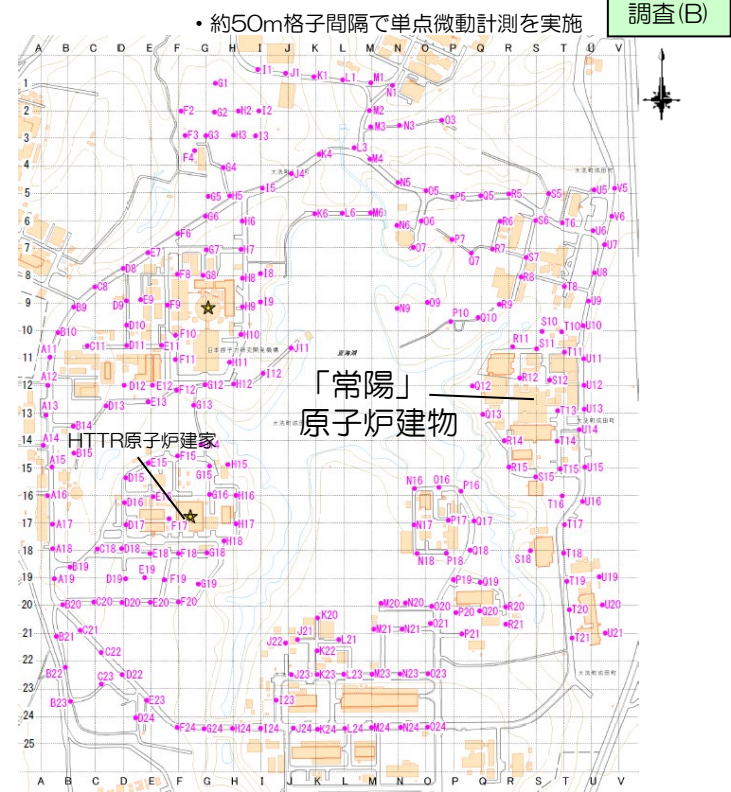
$$\frac{H}{V} = \frac{\sqrt{NS^2 + EW^2}}{UD}$$



地震計LE-3D/5S レナーツ社 (独)
<http://www.lennartz-electronic.de/>



記録器 LS-8800 白山工業
<http://www.hakusan.co.jp/>



大洗研の測定位置図

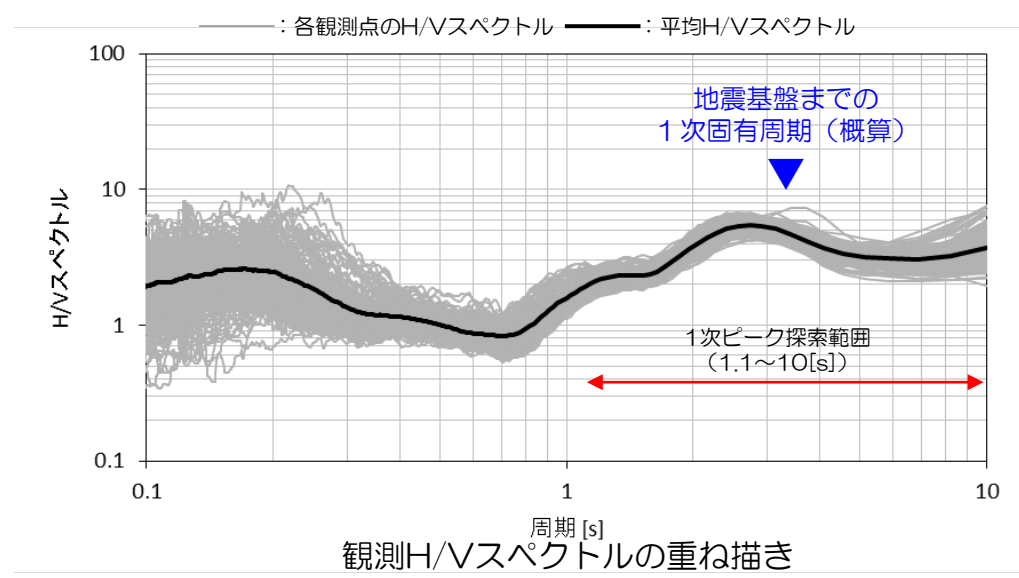
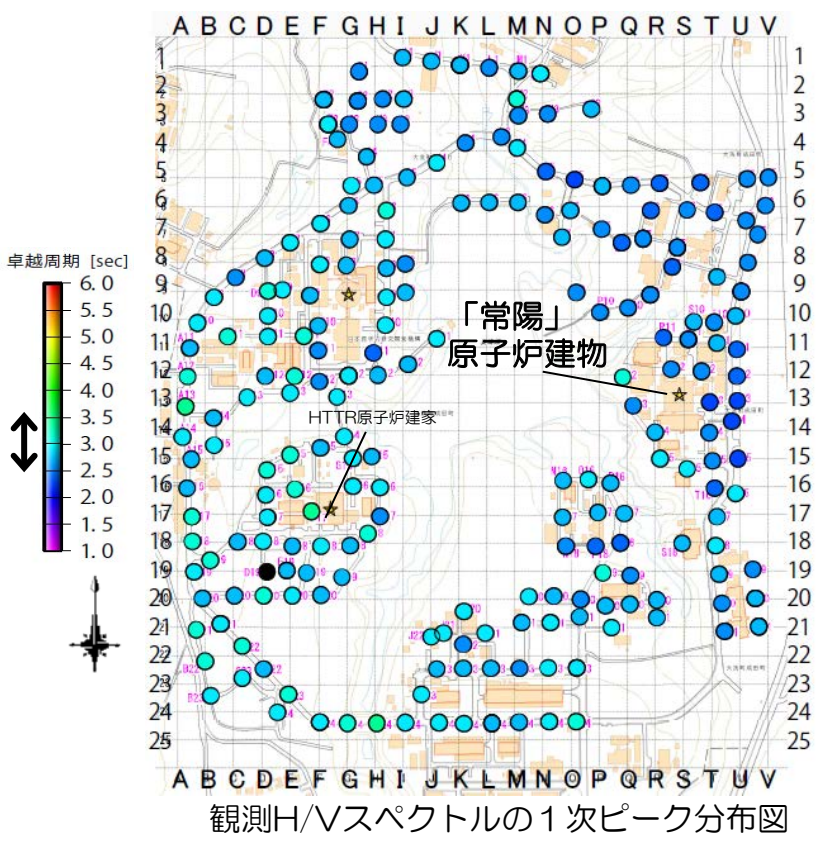
機器	機器名	製造会社	仕様	数量
地震計	LE-3D/5S	レナーツ社(独)	速度型上下・水平3成分	6
			固有周期・5/7秒切り替え式	
			電圧:DC12V	
記録器	LS-8800	白山工業	チャンネル数:3	6
			分解能:24ビット	
			GPS時計内蔵	
			電圧:DC6.5~16V	

測定時間	15分
固有周期	7秒
サンプリング周波数	100Hz

(1) 単点微動観測記録による検討

■ 単点微動観測によるH/Vスペクトルの検討結果のまとめ

観測H/Vスペクトルはばらつきが少ないことが確認でき、敷地全体の観測点において概ね同様の傾向を示すことが確認できた。



地盤構造モデルから下記簡易式を用いて、地震基盤面までの1次固有周期を算出すると周期約3.3秒となる。

$$T_i = \frac{4H_i}{V_i} \quad V_i = \frac{\sum (V_{si} \cdot L_i)}{H_i}$$

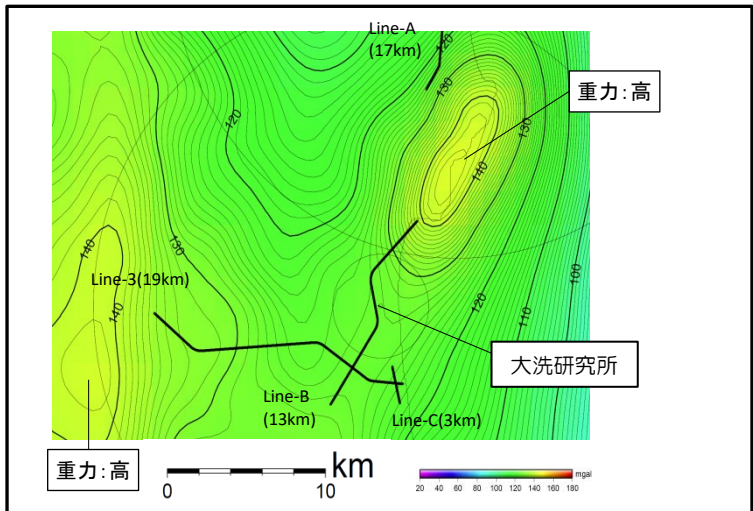
ここで、 T_i : i 層までの1次固有周期(s)、
 H_i : i 層までの深度(m)、
 V_i : i 層までの平均せん断波速度(m/s)、
 V_{si} : i 層のせん断波速度(m/s)、
 L_i : i 層の層厚(m)

敷地における観測H/Vスペクトルについて、概ね同じようなスペクトル形状であることから、敷地地盤に局所的な速度構造はないと考えられる。また、地震基盤相当のスペクトルピークも安定して得られており、敷地直下の地震基盤面はほぼ等深度で一様に広がっていると考えられる。

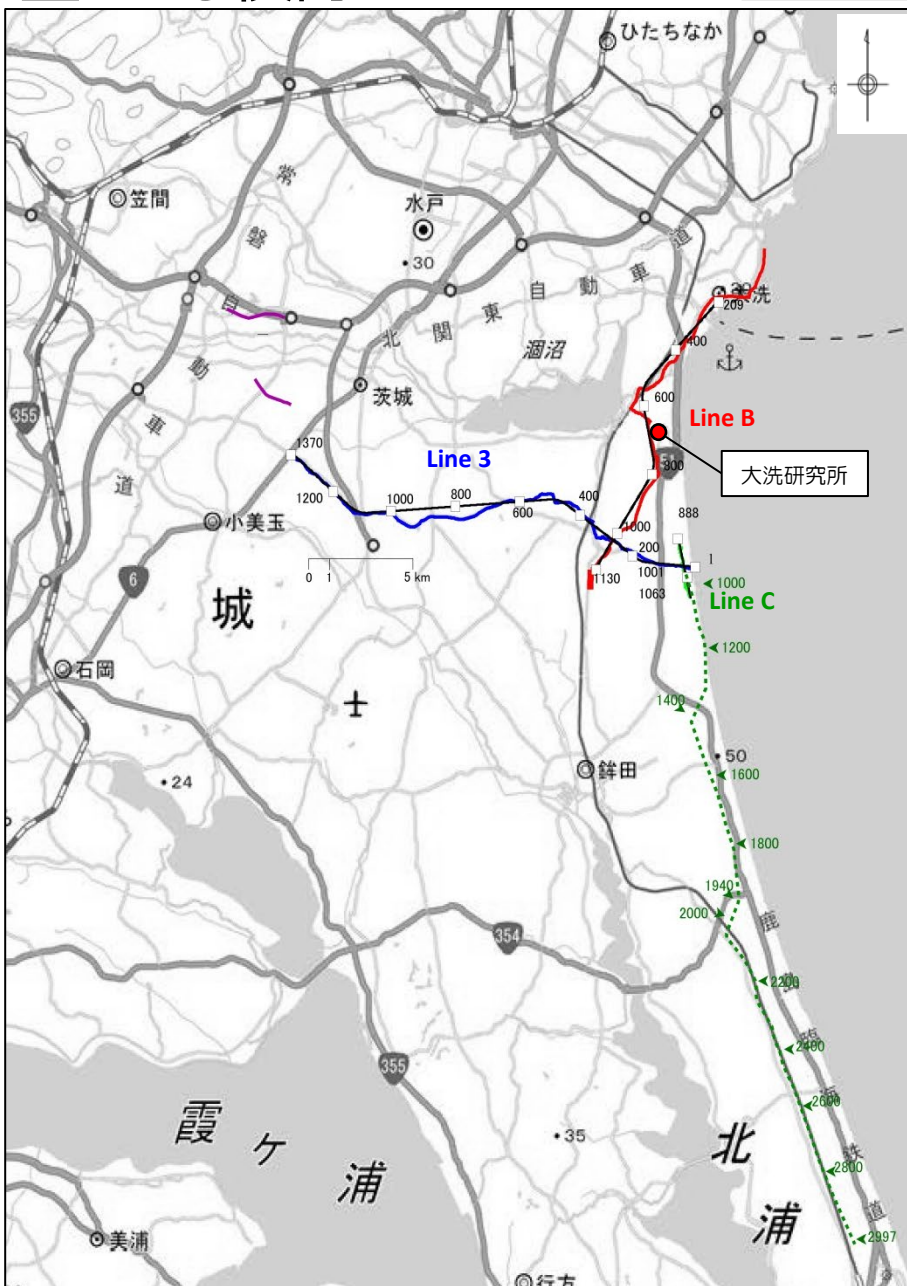
■ 地震探査側線の配置
地震探査の配置を右図に示す。
東西方向をLine-3、南北方向をLine-B、Cとする。



※ Line-1,2,Aについては東海地区における探査測線を示す。



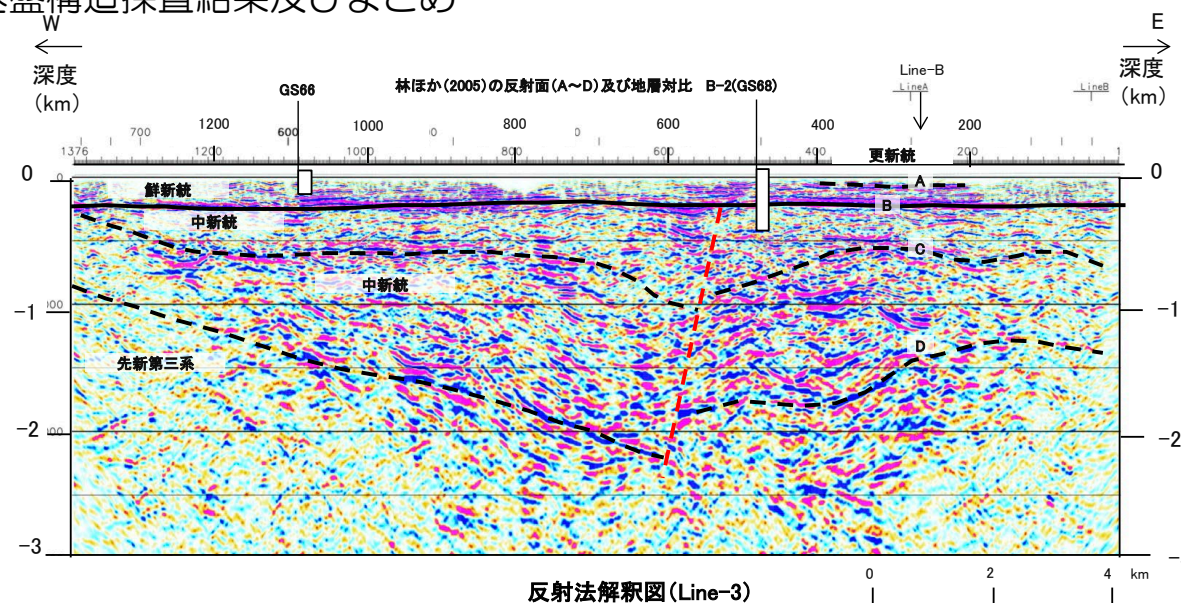
重力異常図と反射法・屈折法探査測線の関係



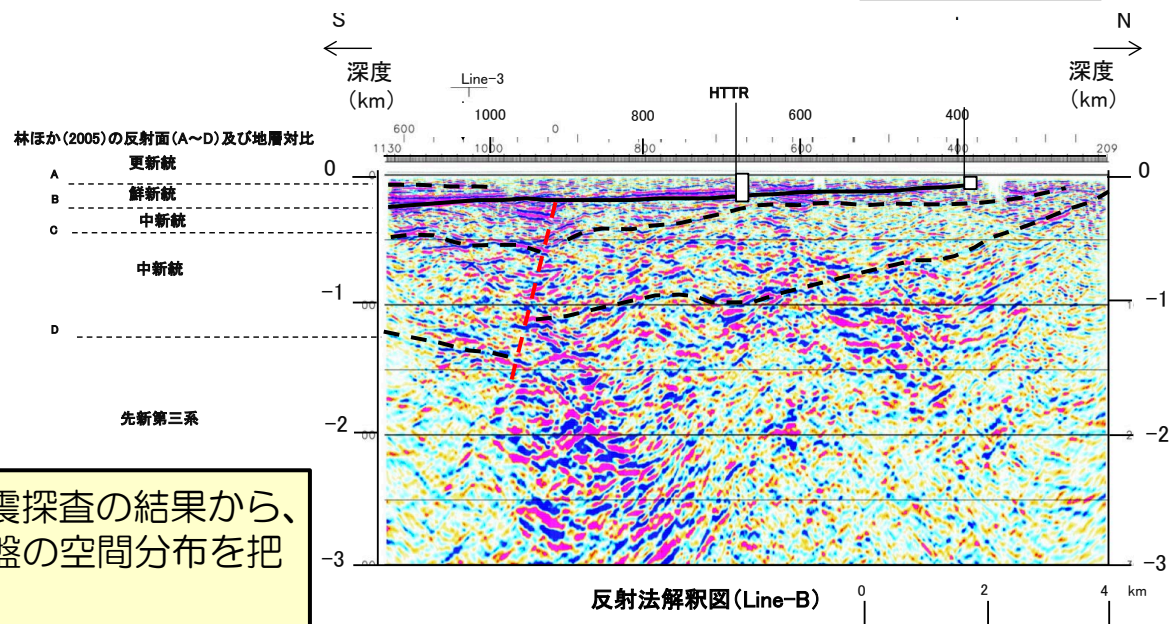
(2) 反射法・屈折法地震探査による検討

■ 地震探査結果に基づく基盤構造探査結果及びまとめ

Line-3 (東西)



Line-B (南北)



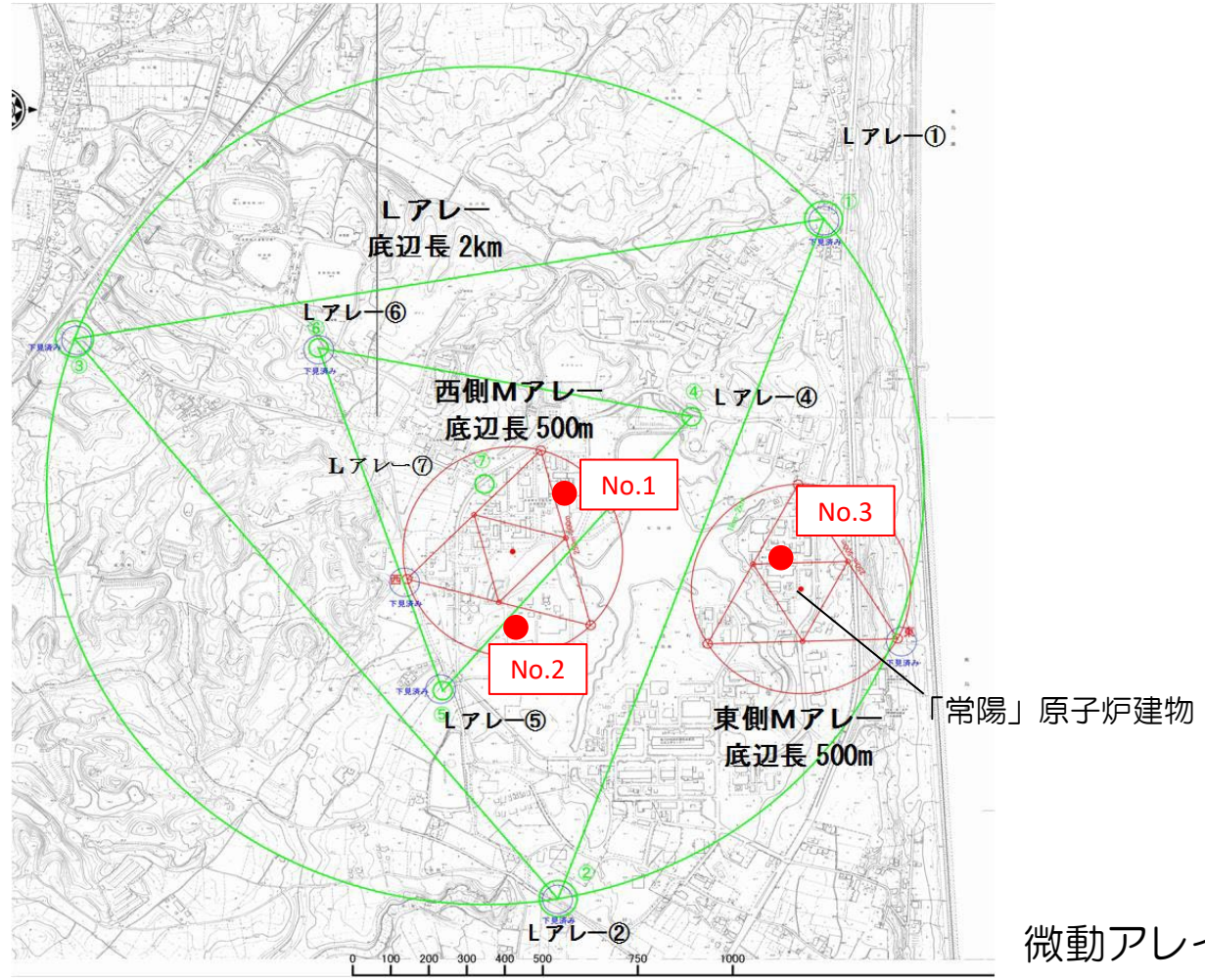
敷地周辺の反射法・屈折法地震探査の結果から、敷地周辺の3次元的な深部地盤の空間分布を把握した。

(3) 微動アレイ探査による検討

調査(D)

■ 微動アレイ探査位置と目的

敷地近傍の微動アレイ探査の主な目的としては、解放基盤表面から地震基盤にかけての速度構造を把握するためである。

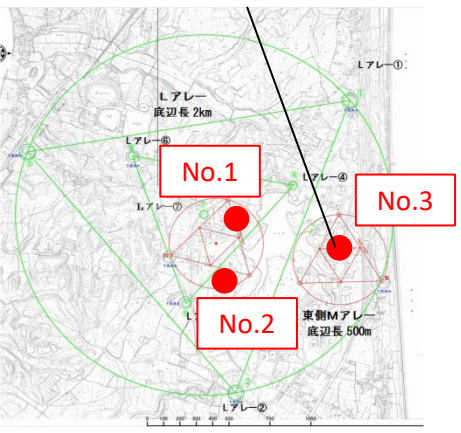


微動アレイ探査位置

(3) 微動アレイ探査による検討

■ 微動アレイ探査結果

「常陽」原子炉建物



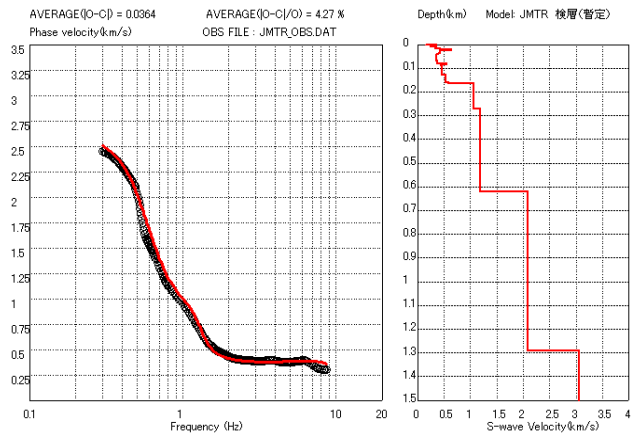
西←

→東

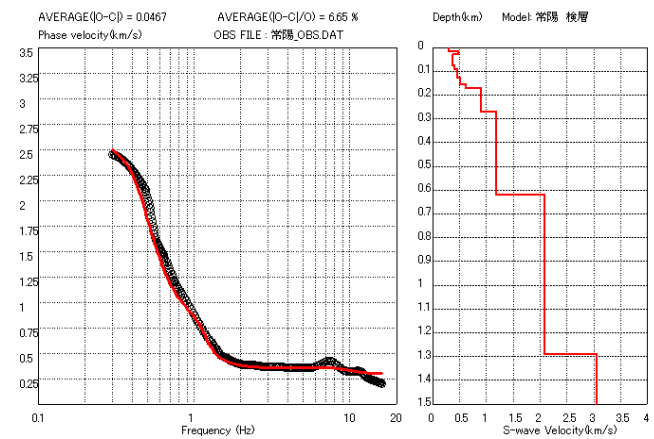
北
↑

↓
南

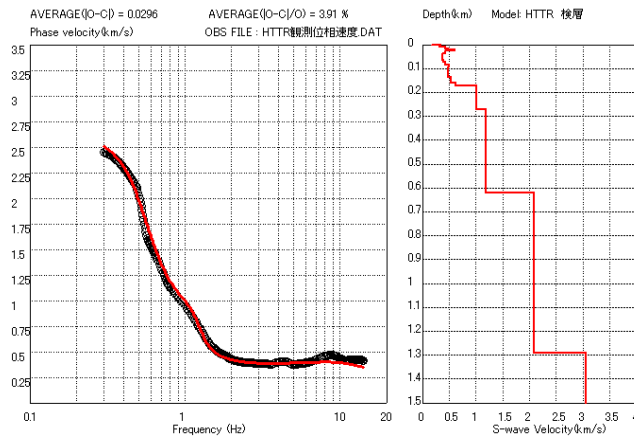
No.1



No.3



No.2



地震基盤相当（概ね Vs3km/s層）に着目すると、どの評価地点においても同様に評価されている。

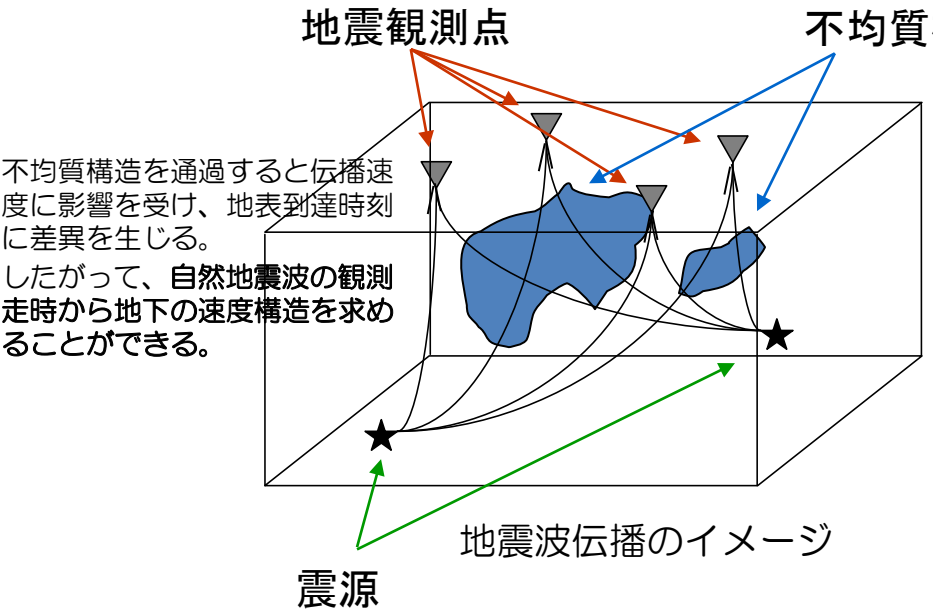
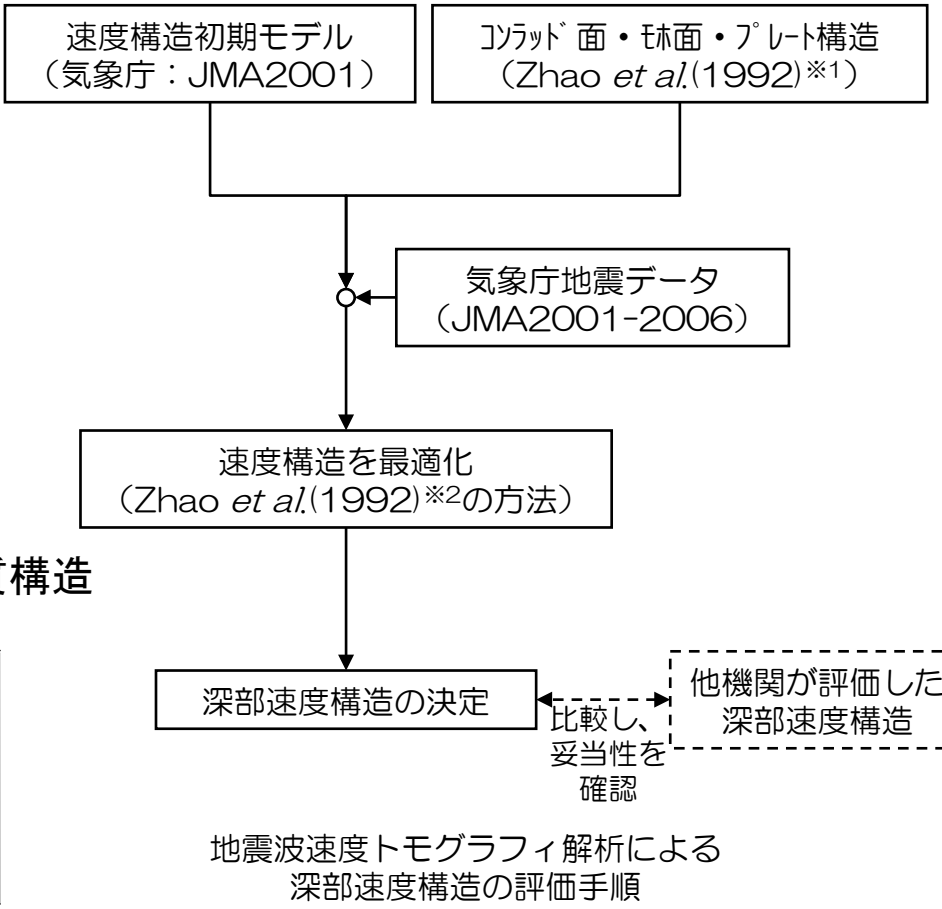
(4) 地震波速度トモグラフィ解析による検討

調査(E)

■ 地震波速度トモグラフィ解析の概要

地震基盤面以深の深部地盤の速度構造を把握するため、文献による大規模な地殻構造(コンラッド面、モホ面、プレート)に対して、観測事実に則した最適な速度構造を求める。

そのために、各地の地震観測点で記録された自然地震(主に微小~小地震)の波形記録から到達時刻を読み取ることで得られる観測走時をターゲットに、モデルによる計算走時を最適化することで深部の速度構造を評価する「**地震波速度トモグラフィ解析**」を用いた。

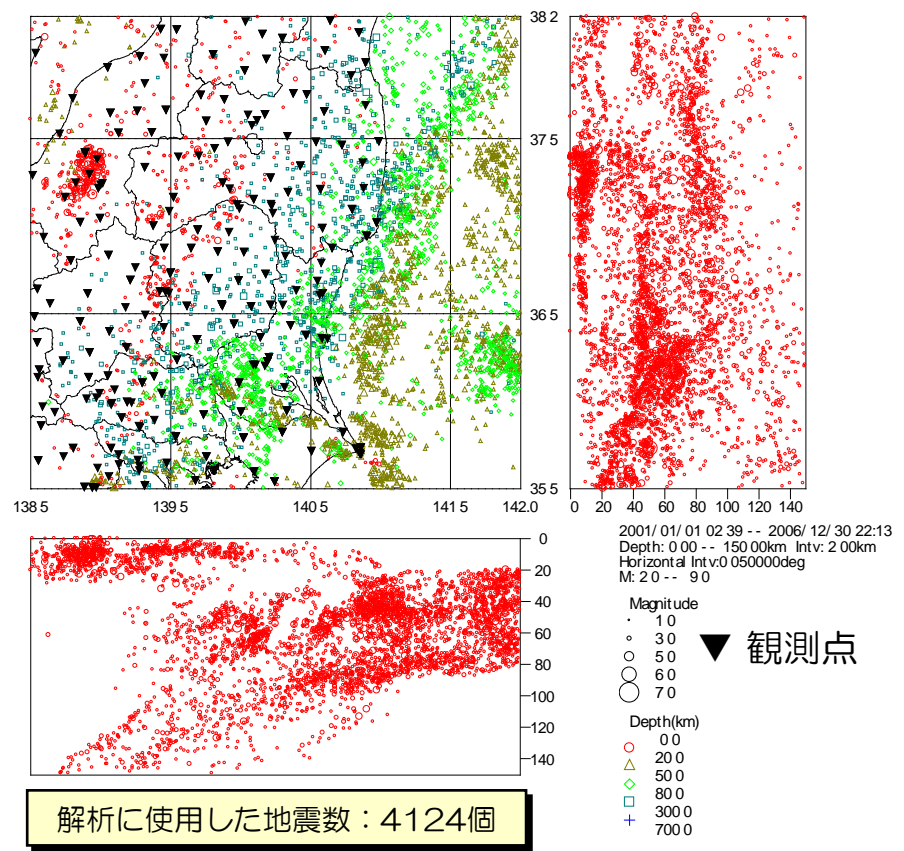


※1 Zhao, D., S. Horiuchi and A. Hasegawa(1992) : Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, Tectonophysics, vol.212, pp.289-301.
 ※2 Zhao, D., A. Hasegawa and S. Horiuchi(1992) : Tomographic Imaging of P and S Wave Velocity Structure Beneath Northeastern Japan, J. Geophys. Res., vol.97, No.B13, pp.19,909-19,928.

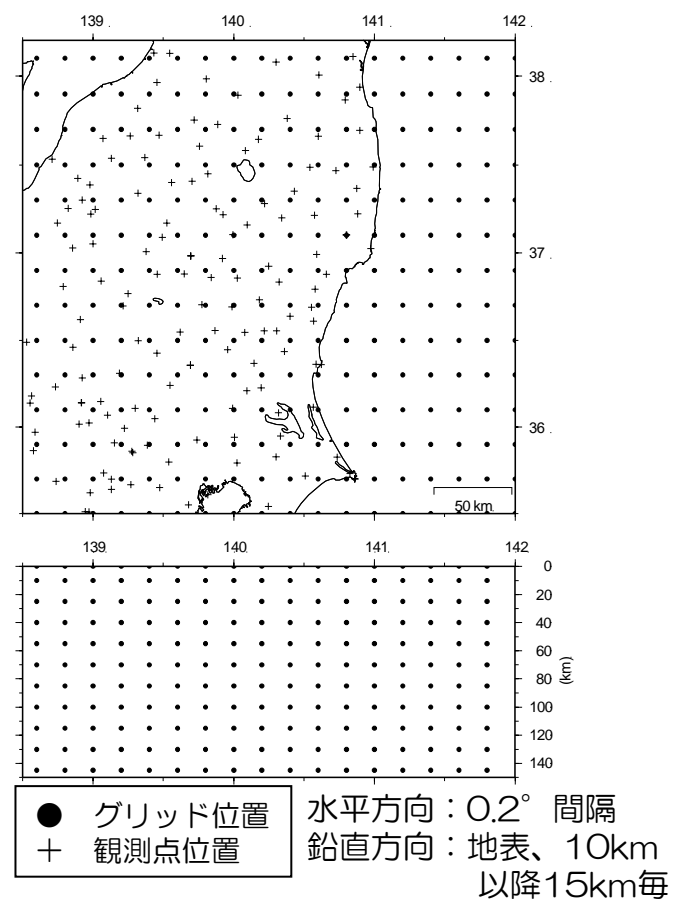
(4) 地震波速度トモグラフィ解析による検討

■ 地震波速度トモグラフィ解析において使用した地震・観測点位置と解析範囲

- 解析に使用した地震と観測点及び震源位置は、気象庁・地震カタログに依った（2001-2006年）。
- M2以上の地震を対象に、水平0.05°，深さ2kmの領域で最も観測点数が多い地震を選択。さらに、震源深さの決定精度が1.5km以下の地震を選択。
- 解析領域内の格子点に初期の速度値を与え、観測走時と計算走時の誤差が最小となるように最適解を求める。
- 解の信頼性についてはレゾリューション行列の対角要素の値を指標とする。Aki and Lee(1976)によると、50%以上であれば解の信頼性は高いとされる。



解析において使用した地震・観測点位置

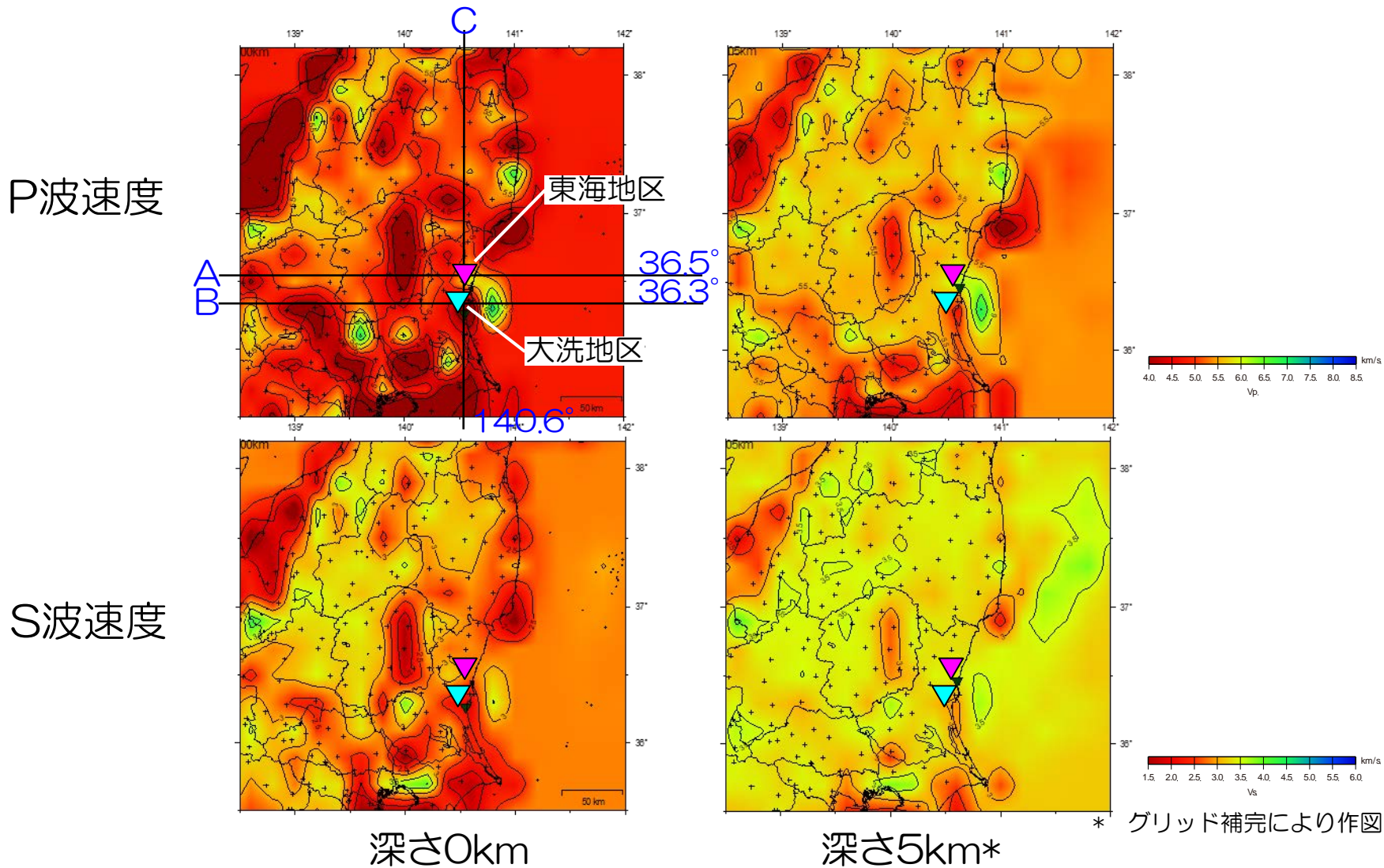


解析の範囲

(4) 地震波速度トモグラフィ解析による検討

■ 解析結果(平面：1/2)

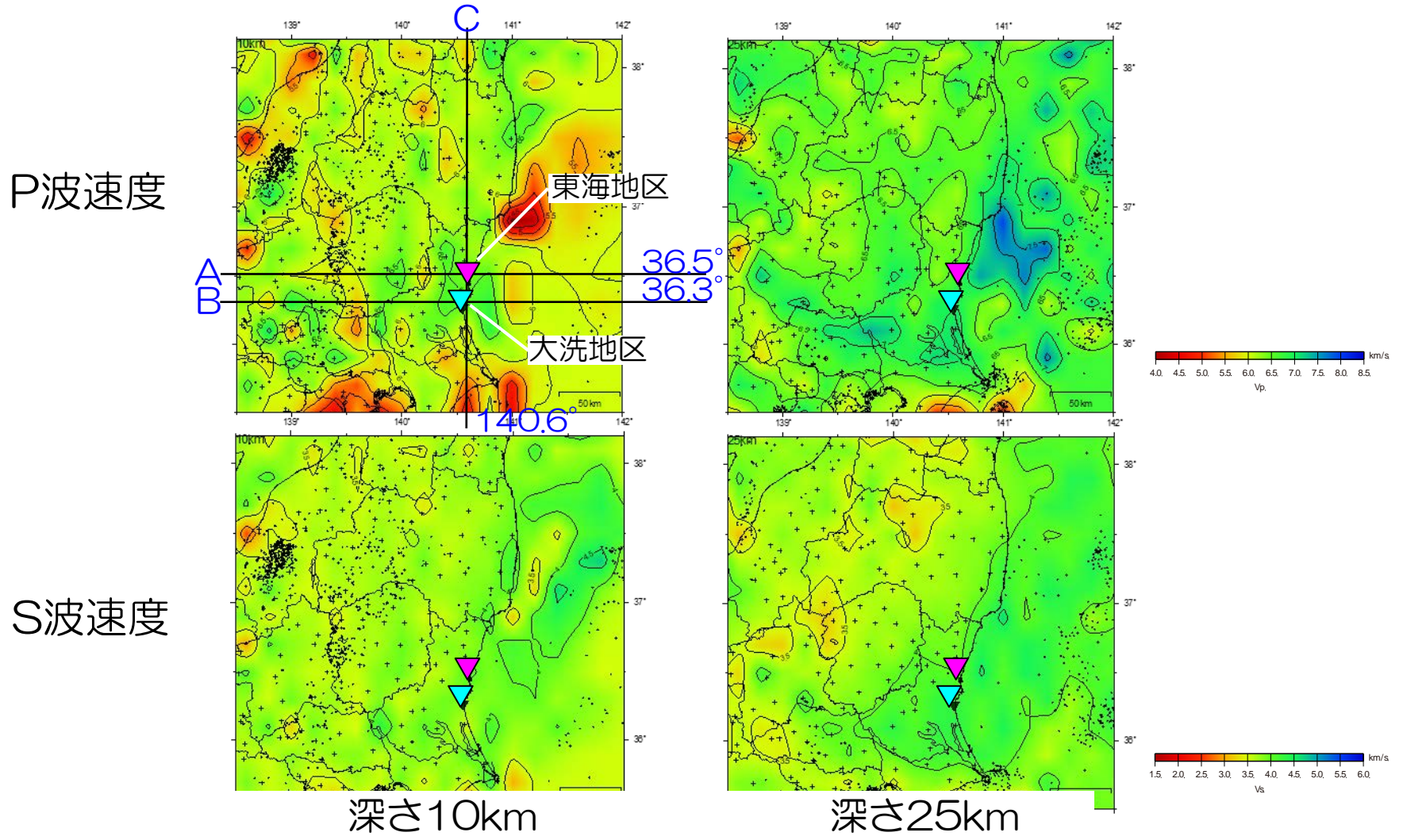
浅部 (~5km)の平面的速度分布を以下に示す。各地域のP波速度及びS波速度が推定された。



(4) 地震波速度トモグラフィ解析による検討

■ 解析結果(平面：2/2)

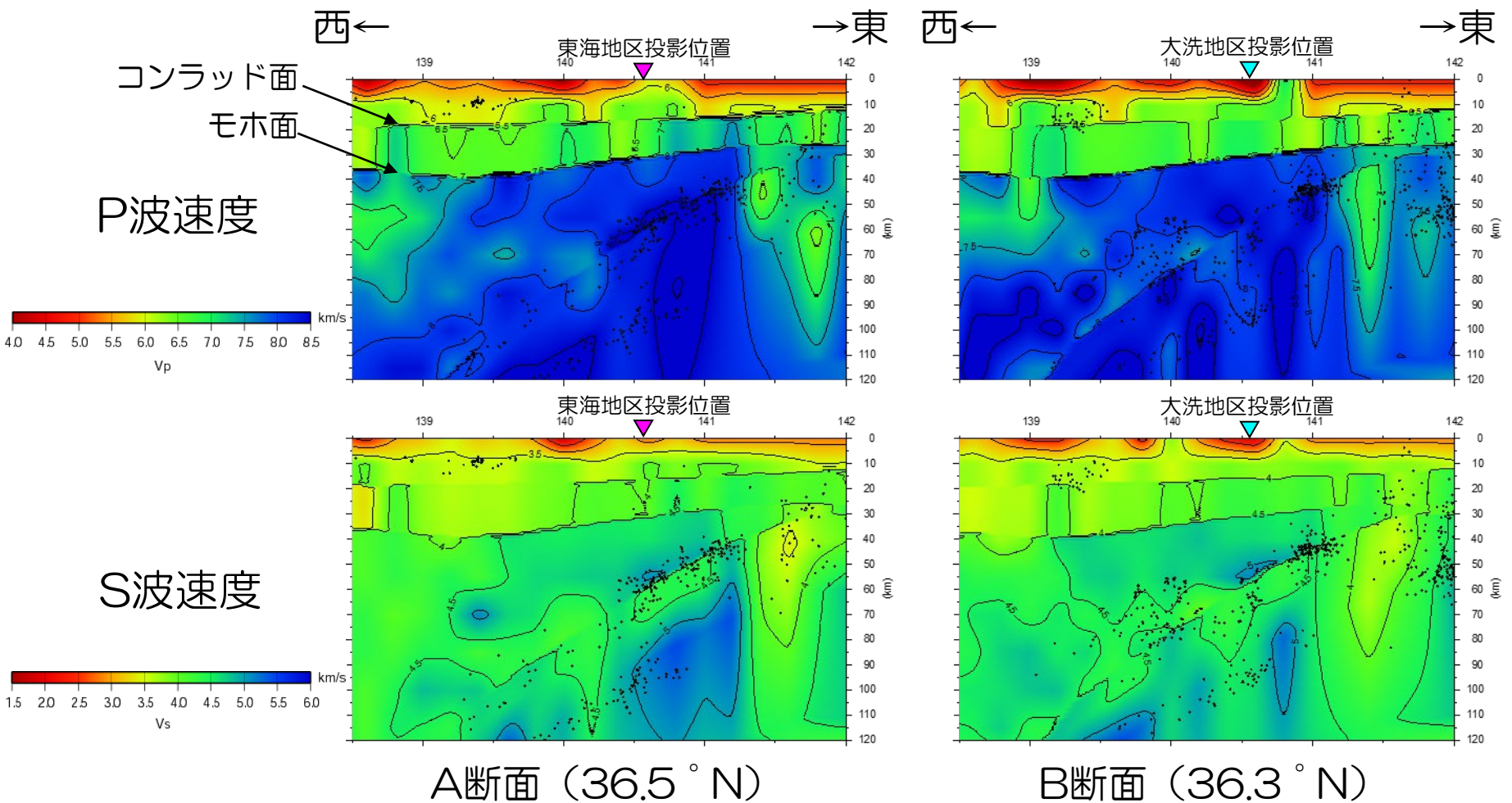
深部 (10~25km)の平面的速度分布を以下に示す。各地域のP波速度及びS波速度が推定された。



(4) 地震波速度トモグラフィ解析による検討

■ 解析結果(断面：1/2)

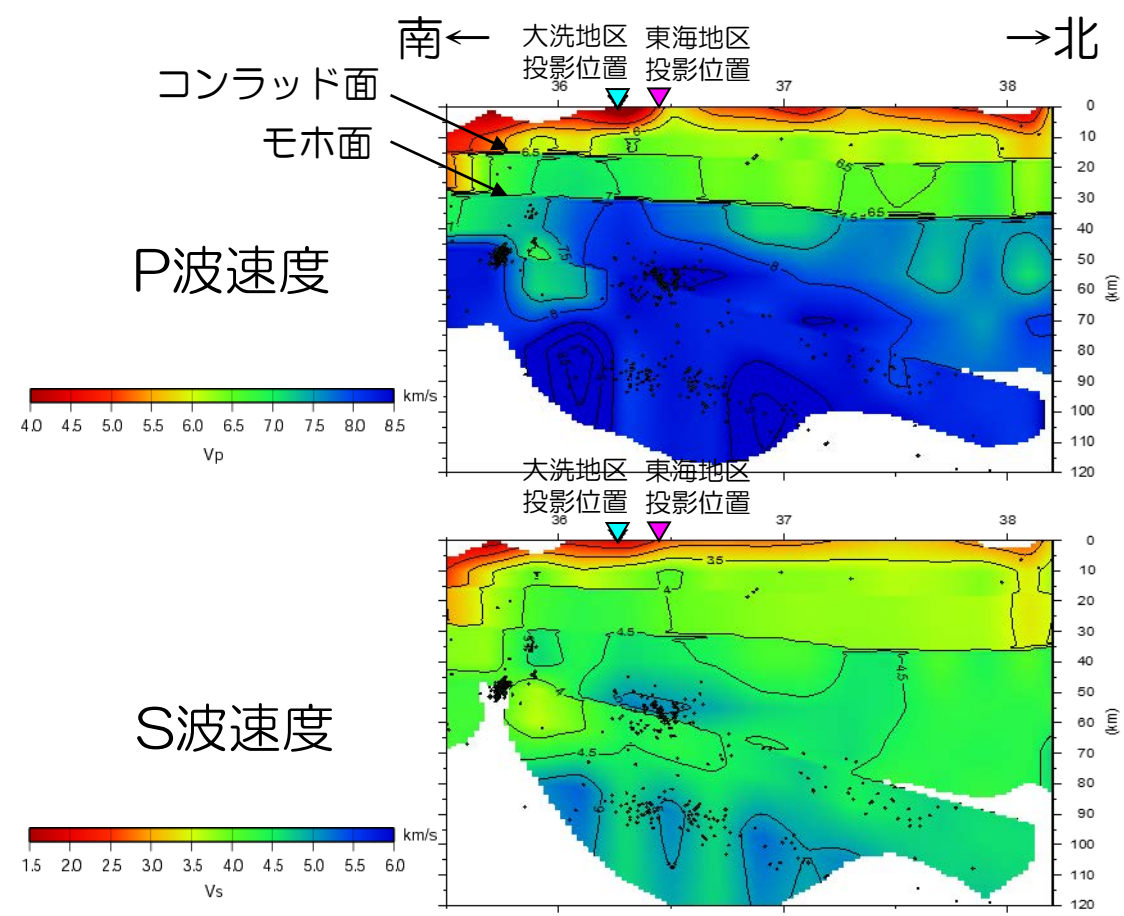
東西断面の速度分布を以下に示す。各深度のP波速度及びS波速度が推定された。



(4) 地震波速度トモグラフィ解析による検討

■ 解析結果(断面：2/2)

南北断面の速度分布を以下に示す。各深度のP波速度及びS波速度が推定された。



C断面 (140.6° E)

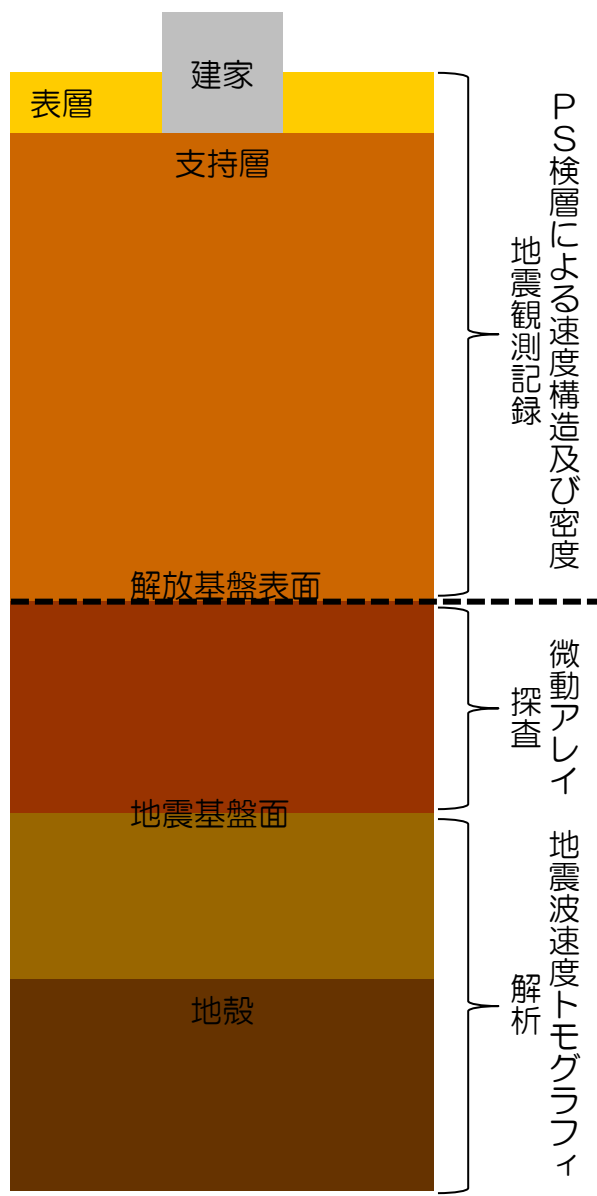
1. 基準地震動 S_s の策定の概要
 - 1.1 常陽の基準地震動 S_s 策定の概要
 - 1.2 常陽地点における地震動特性の分析
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
 - 3.1 評価の方針
 - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
 - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
 - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定**
 - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 4.1 プレート間地震
 - 4.2 海洋プレート内地震
 - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動 S_s の策定
7. 基準地震動 S_s の年超過確率の参照

参考資料

- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 房総沖の津波波源による影響確認について

参考文献

設定の概要



浅部地盤構造モデル

- 主に解放基盤表面以浅の地盤構造を表現したモデル
 - 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価で用いる補正係数評価等、敷地で観測された地震記録からはざとり波を算出するために使用する。
- 敷地で実施したPS検層による地盤速度及び密度データを用いて初期モデルを作成し、地震観測記録を用いて最適化することで浅部地盤構造モデルを得る。
- 浅部地盤構造モデルの妥当性検証
 - 地震観測記録を適切に表現できることを確認する。

深部地盤構造モデル

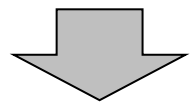
- 主に解放基盤以深の地盤構造を表現したモデル
 - 統計的グリーン関数法及び波数積分法による地震動評価を行うために使用する。
- 敷地周辺及び近傍で実施した微動アレイ探査及び地震波速度トモグラフィ解析の結果を踏まえて、深部地盤構造モデルを得る。
- 深部地盤構造モデルの妥当性検証
 - 深部構造の状況を整理した観測記録による検討と整合的であることを確認する。

浅部地盤構造モデルの設定手順

東北地方太平洋沖地震は、敷地において観測された最大の地震であり、地盤の非線形化を考慮し、この地震に特化した地盤構造モデルを作成

初期地盤構造モデルの作成

地震観測点近傍で実施したPS検層による地盤速度及び密度データを用いて初期地盤構造モデルを作成

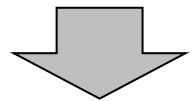


浅部地盤構造モデルの地盤同定解析

東北地方太平洋沖地震発生以降の敷地地盤の状態を考慮した中小規模の観測地震による浅部地盤構造モデルを作成
地盤構造の平均的な像をモデル化するため、5つの標準的な地震を用いて、水平・鉛直成分の地盤構造モデルを作成

- 2011年3月11日 15:15 茨城県沖の地震 (東北地方太平洋沖地震の最大余震) (M7.6)
- 2011年4月11日 17:16 福島県浜通りの地震 (M7.0)
- 2011年4月11日 20:42 福島県浜通りの地震 (M5.9)
- 2011年4月12日 8:08 銚子付近の地震 (M6.4)
- 2011年4月12日 14:07 福島県浜通りの地震 (M6.4)

得られた地盤構造モデルに対して、地震観測記録のシミュレーション解析を行い、そのモデルの妥当性を検証



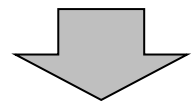
浅部地盤構造モデル

解放基盤波を用いる検討（応答スペクトルに基づく手法による地震動評価に用いる補正係数の評価等）に使用

東北地方太平洋沖地震用の浅部地盤構造モデルの地盤同定解析

敷地が経験した極めて大きな地震である東北地方太平洋沖地震を詳細に評価するため、NS・EW・UD成分毎に浅部地盤構造モデルを作成

得られた地盤構造モデルに対して、地震観測記録のシミュレーション解析を行い、そのモデルの妥当性を検証



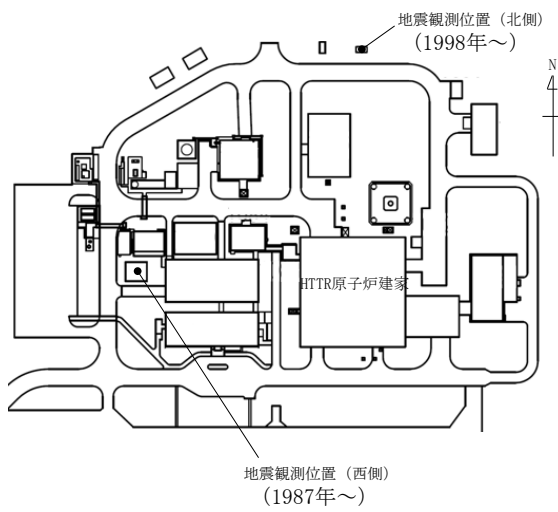
東北地方太平洋沖地震用の浅部地盤構造モデル

東北地方太平洋沖地震の本震の解放基盤波の評価に使用

初期地盤構造モデルの作成

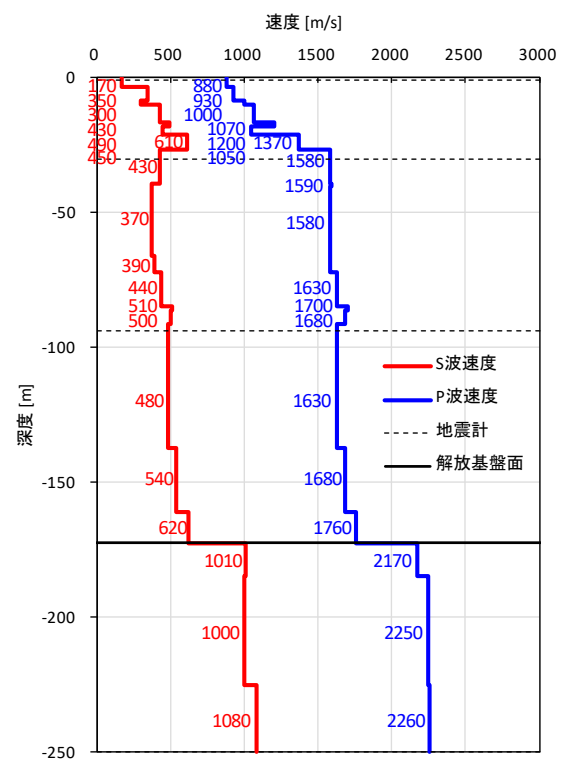
■ 初期地盤構造モデルの諸元

浅部地盤構造モデルを評価するために作成する初期の地盤構造モデルについては、2章で設定した解放基盤表面を基本とし、地震観測位置の近傍で実施した各種地質調査のデータを用い、層厚・密度・せん断波速度を設定した。



標高	上面	層厚	密度	初期値	
				S波速度	P波速度
T.P (m)	G.L. (m)	t (m)	ρ (g/cm ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)
▽ 37.1	0.0	1.0	1.33	170	880
	36.1	-1.0	2.3	170	880
	33.8	-3.3	5.4	350	930
	28.4	-8.7	1.5	300	1000
	26.9	-10.2	6.2	430	1070
	20.7	-16.4	1.9	490	1200
	18.8	-18.3	2.6	450	1050
	16.2	-20.9	5.7	610	1370
▽ 10.5	-26.6	3.4	1.86	430	1580
▽ 7.1	-30.0	2.0	1.86	430	1580
	5.1	-32.0	7.3	430	1580
	-2.2	-39.3	1.1	370	1590
	-3.3	-40.4	25.5	370	1580
	-28.8	-65.9	6.3	390	1580
	-35.1	-72.2	12.4	440	1630
	-47.5	-84.6	1.4	510	1700
	-48.9	-86.0	5.1	500	1680
	-54	-91.1	2.9	480	1630
▽ -56.9	-94.0	1.0	1.79	480	1630
	-57.9	-95.0	42.1	480	1630
	-100	-137.1	23.6	540	1680
▼ -123.6	-160.7	11.8	1.81	620	1760
	-135.4	-172.5	1.5	1010	2170
	-136.9	-174.0	10.9	1010	2170
	-147.8	-184.9	40.2	1000	2250
▽ -188	-225.1	24.9	1.85	1080	2260
	-212.9	-250.0	—	1080	2260

▽ 地震計位置
▼ 解放基盤表面位置



浅部地盤構造モデルの地盤同定解析

■ 地盤同定解析の諸条件及び浅部地盤構造モデルの評価結果

東北地方太平洋沖地震以降に発生した5つの地震観測記録を用いた地盤同定結果から得られた浅部地盤構造モデルの諸元を下表に示す。

- 一次元波動論に基づく理論伝達特性を当てはめる逆解析により同定
- ターゲットは、フィルタ処理（Parzenウィンドウ(0.2Hz)）を施した、観測記録の伝達関数
- 同定対象は各層の速度、及び表層(GL-3m以浅)、上部層(GL-3m~27m)、中部層(GL-27m~91m)、下部層(GL-91m以深)の減衰定数
- 遺伝的アルゴリズムを用い、初期乱数を変えた10回の計算を実施し、最も適合度のよい計算結果を最適地盤モデルして採用
- 探索範囲は以下の通り設定
 - 【速度】
表層：初期モデルの0.8~1.0倍
上部層：初期モデルの0.8~1.2倍
下部層：初期モデルの0.8~1.2倍
(ただし、解放基盤表面以深は固定)
 - 【減衰定数】
 $h(f) = h_0 \times f^{-\alpha}$
 h_0 は0.0~1.0
 α は0.0~2.0
- 地震毎に評価された最適地盤モデルのうち、NS成分及びEW成分を平均化することで水平成分のモデルとした

標高	上面	層厚	密度	水平方向			鉛直方向		
				S波速度	減衰定数h※		P波速度	減衰定数h※	
T.P. (m)	G.L. (m)	t (m)	ρ (g/cm ³)	Vs (m/s)	h0	α	Vp (m/s)	h0	α
37.1	0.0	1.0	1.33	153	0.565	0.734	819	0.25	1.194
36.1	-1.0	2.3	1.33	149			787		
33.8	-3.3	5.4	1.92	334	0.726	1.125	761	0.918	0.744
28.4	-8.7	1.5	1.74	300			940		
26.9	-10.2	6.2	1.84	439			880		
20.7	-16.4	1.9	1.79	447			1239		
18.8	-18.3	2.6	1.78	415			1020		
16.2	-20.9	5.7	2.02	527	1118				
10.5	-26.6	3.4	1.86	411	0.156	1.347	1354	0.922	1.094
7.1	-30.0	2.0	1.86	411			1354		
5.1	-32.0	7.3	1.86	448			1435		
-2.2	-39.3	1.1	1.89	387			1696		
-3.3	-40.4	25.5	1.84	372			1633		
-28.8	-65.9	6.3	1.81	383			1595		
-35.1	-72.2	12.4	1.92	398			1768		
-47.5	-84.6	1.4	2.05	514			1664		
-48.9	-86.0	5.1	1.97	482			1735		
-54	-91.1	2.9	1.79	452			1668		
-56.9	-94.0	1.0	1.79	452	1668				
-57.9	-95.0	42.1	1.79	501	1670				
-100	-137.1	23.6	1.82	609	1928				
-123.6	-160.7	11.8	1.81	663	1978				
-135.4	-172.5	1.5	1.98	1010	2170				
-136.9	-174.0	10.9	1.98	1010	2170				
-147.8	-184.9	40.2	2.00	1000	2250				
-188	-225.1	24.9	1.85	1080	2260				
-212.9	-250.0	∞	1.85	1080	2260				

※ $h = h_0 \times f^{-\alpha}$: ここでfは周波数(Hz)

■ 地盤同定解析の諸条件及び東北地方太平洋沖地震用の浅部地盤構造モデルの評価結果

東北地方太平洋沖地震の観測記録を用いた地盤同定結果から得られた東北地方太平洋沖地震用の浅部地盤構造モデルの諸元を下表に示す。

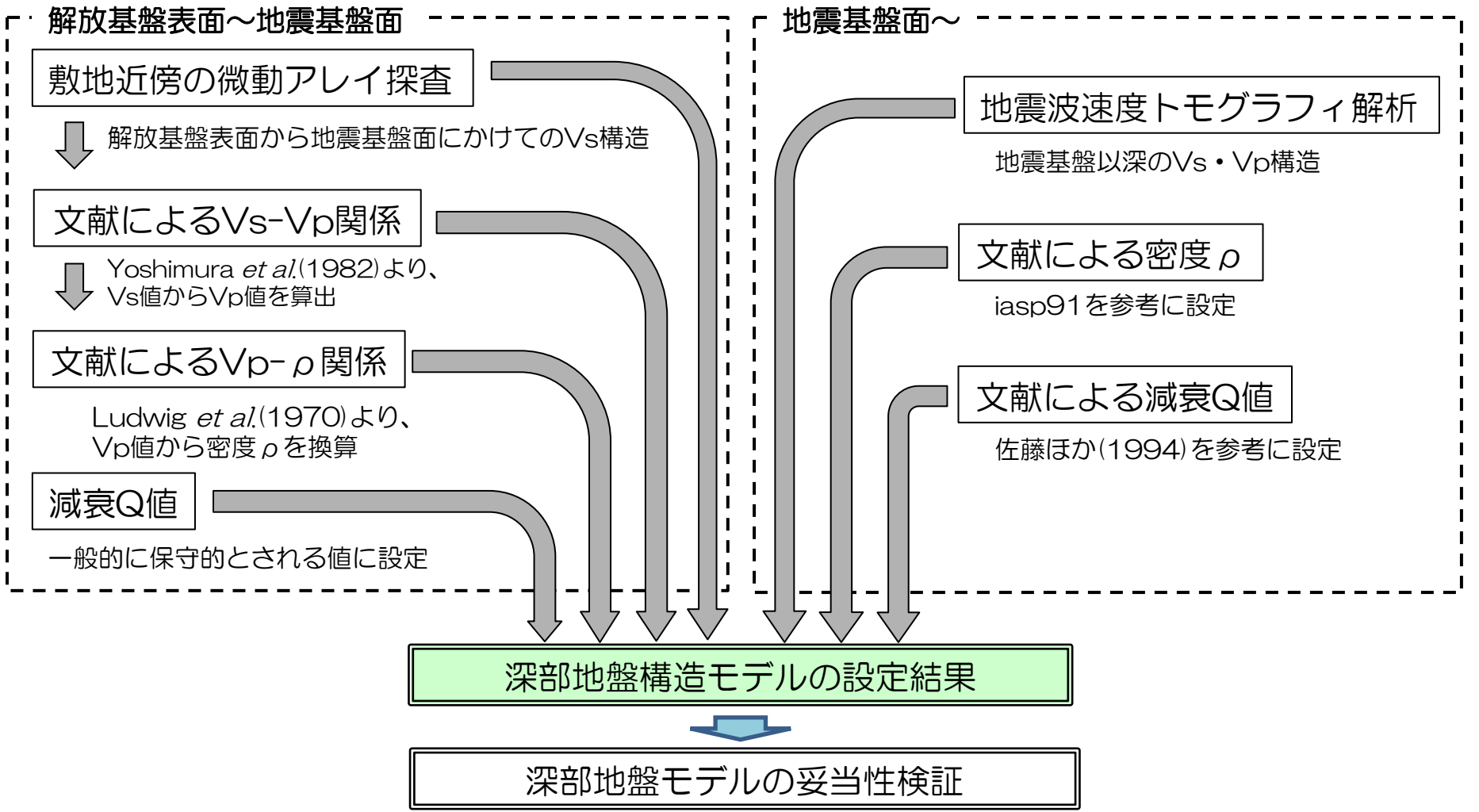
- 一次元波動論に基づく理論伝達特性を当てはめる逆解析により同定
- ターゲットは、フィルタ処理 (Parzen ウィンドウ(0.2Hz)) を施した、観測記録の伝達関数
- 同定対象は各層の速度、及び表層(GL-3m以浅)、上部層(GL-3m~27m)、中部層(GL-27m~91m)、下部層(GL-91m以深)の減衰定数
- 遺伝的アルゴリズムを用い、初期乱数を変えた10回の計算を実施し、最も適合度のよい計算結果を最適地盤モデルして採用
- 探索範囲は以下の通り設定
 - 【速度】
表層：初期モデルの 0.8~1.0倍
上部層：初期モデルの 0.8~1.2倍
下部層：初期モデルの 0.8~1.2倍
(ただし、解放基盤表面以深は固定)
 - 【減衰定数】
 $h(f) = h_0 \times f^{-\alpha}$
 h_0 は 0.0~1.0
 α は 0.0~1.0

標高	上面	層厚	密度	NS方向			EW方向			鉛直方向								
				S波速度	減衰定数h※		S波速度	減衰定数h※		P波速度	減衰定数h※							
T.P. (m)	G.L. (m)	t (m)	ρ (g/cm ³)	Vs (m/s)	h0	α	Vs (m/s)	h0	α	Vp (m/s)	h0	α						
37.1	0.0	1.0	1.33	151	0.641	0.266	148	0.547	0.344	740	0.484	0.188						
36.1	-1.0	2.3	1.33	147			137			712								
33.8	-3.3	5.4	1.92	282	0.188	0.297	302	0.266	0.438	744	0.531	0.344						
28.4	-8.7	1.5	1.74	240			240			1105								
26.9	-10.2	6.2	1.84	434			404			938								
20.7	-16.4	1.9	1.79	451			513			1227								
18.8	-18.3	2.6	1.78	391			480			1127								
16.2	-20.9	5.7	2.02	500			538			1522								
10.5	-26.6	3.4	1.86	363			0.078			0.922			344	0.125	0.844	1284	0.563	0.922
7.1	-30.0	2.0	1.86	450									382			1645		
5.1	-32.0	7.3	1.86	450	382	1645												
-2.2	-39.3	1.1	1.89	364	352	1444												
-3.3	-40.4	25.5	1.84	298	355	1856												
-28.8	-65.9	6.3	1.81	411	354	1495												
-35.1	-72.2	12.4	1.92	450	514	1884												
-47.5	-84.6	1.4	2.05	414	586	1490												
-48.9	-86.0	5.1	1.97	549	438	1589												
-54	-91.1	2.9	1.79	442	0.063	0.797	509	0.063	0.703	1708	0.297	0.953						
-56.9	-94.0	1.0	1.79	558			485			1656								
-57.9	-95.0	42.1	1.79	558			485			1656								
-100	-137.1	23.6	1.82	583			593			1771								
-123.6	-160.7	11.8	1.81	669			535			2090								
-135.4	-172.5	1.5	1.98	1010			1010			2170								
-136.9	-174.0	10.9	1.98	1010			1010			2170								
-147.8	-184.9	40.2	2.00	1000			1000			2250								
-188	-225.1	24.9	1.85	1080			1080			2260								
-212.9	-250.0	∞	1.85	1080			1080			2260								

※ $h = h_0 \times f^{-\alpha}$: ここでfは周波数(Hz)

深部地盤構造モデルの設定手順

深部地盤構造モデルの設定手順を以下に示す。



前節の設定手順に従って設定した深部地盤構造モデルの諸元を以下に示す。

標高	上面	層厚	密度	水平方向		鉛直方向	
				S波速度	減衰定数	P波速度	減衰定数
T.P. (km)	G.L. (km)	t (km)	ρ (g/cm ³)	Vs (km/s)	Qs	Vp (km/s)	Qp
0.038	0.000	0.173	-	-	-	-	-
-0.135	-0.173	0.100	1.98	1.010	100	2.170	100
-0.235	-0.273	0.350	2.11	1.186		2.590	
-0.585	-0.623	0.670	2.44	2.086		4.100	
-1.255	-1.293	2.708	2.68	3.052	110 × f ^{0.69}	5.750	110 × f ^{0.69}
-3.963	-4.000	11.900	2.70	3.600		5.960	
-15.863	-15.900	14.600	2.80	4.170		6.810	
-30.463	-30.500	∞	3.20	4.320		7.640	

浅部地盤構造モデルと同様

微動アレイ探査結果より設定

地震波速度トモグラフィ解析結果より設定

Yoshimura *et al.*(1982)※1に示されるVs-Vpの関係式より算出

Ludwig *et al.*(1970) ※2に示されるVp-ρの関係式より算出

iasp91※3を参考に設定

保守的な減衰Q値を設定

佐藤ほか(1994) ※4を参考に設定

- ※1 Masayoshi Yoshimura, Seishi Fujii, Kenji Tanaka, and Ken Morita (1982) : On the relationship between P and S-wave velocities in soft rock, SEG Expanded Abstracts 1, 143.
- ※2 Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C.L. Drake (1970) : Seismic Refraction, in “The Sea, Vol.4”, edited by A.E. Maxwell, Wiley Interscience, New York, 53-84.
- ※3 Kennett, B. L. N. and E. R. Engdahl (1991) : Traveltimes for global earthquake location and phase identification, Geophys. J. Int., 105, 429-465.
- ※4 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, 第462号, pp.79-89.

1. 基準地震動 S_s の策定の概要
 - 1.1 常陽の基準地震動 S_s 策定の概要
 - 1.2 常陽地点における地震動特性の分析
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
 - 3.1 評価の方針
 - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
 - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
 - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
 - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 4.1 プレート間地震
 - 4.2 海洋プレート内地震
 - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動 S_s の策定
7. 基準地震動 S_s の年超過確率の参照

参考資料

- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 房総沖の津波波源による影響確認について

参考文献

評価の概要

【目的】敷地及び敷地周辺で得られた地震観測記録並びに模擬入力波を用いて、3.4節で設定した地盤構造モデルを対象に「地震動を特異に増幅させる要因の有無」「敷地地盤の速度構造の均質性、平行性」について確認する。

(1) 地震観測記録を用いた伝達関数比等による検討

敷地の地震基盤面と敷地周辺（ひたちなか）の地震基盤相当の伝達関数比を検討すると共に、両者の統一的地盤構造モデルに模擬入力波（リッカー波）を鉛直入力し応答特性の対比を行い、両者が類似の振動特性を有することを確認する。（精査1）

敷地の解放基盤表面以浅の1次元水平成層構造モデルに基づく理論伝達関数と観測記録より算出したコヒーレントな伝達関数等を比較することで、敷地地盤の水平成層性を評価する。（精査2）

（精査1）地震基盤面～解放基盤表面
（精査2）解放基盤表面～建家基礎位置付近
（リッカー波、コヒーレンシー）

(2) 地震観測記録を用いた応答スペクトル比による検討

敷地及び敷地周辺で得られた地震観測記録を用いて、観測点間の応答スペクトル比を地震動の到来方向ごとに整理することで、敷地地盤に地震動を特異に増幅させる要因の有無を確認する。

（精査1）地震基盤面～解放基盤表面
（精査2）解放基盤表面～建家基礎位置付近
（応答スペクトル比）

(3) 模擬入力波を用いた2次元FEM解析による検討

敷地周辺の不整形性を考慮した2次元FEMモデルに模擬入力波（リッカー波）を入射して、モデル上面、敷地位置での到達波を観察し、地盤の不整形性が敷地の地震動特性に与える影響を評価する。

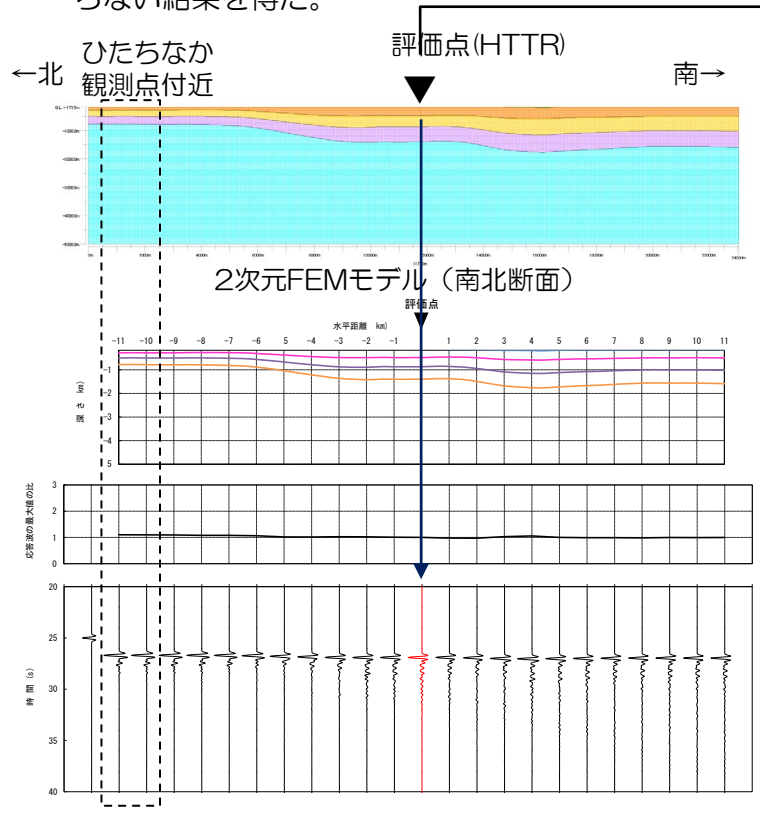
（概査）広域不整形地盤モデル
地震発生層付近～解放基盤表面
（2次元FEMモデル、リッカー波）

「敷地地盤において地震動を特異に増幅させる要因がないこと」「敷地地盤の速度構造が概ね均質であること」「敷地地盤において基盤がほぼ水平に広がっていること」を確認することで、敷地地盤をほぼ水平な成層構造とみなして地震動評価を行うことが可能となる。

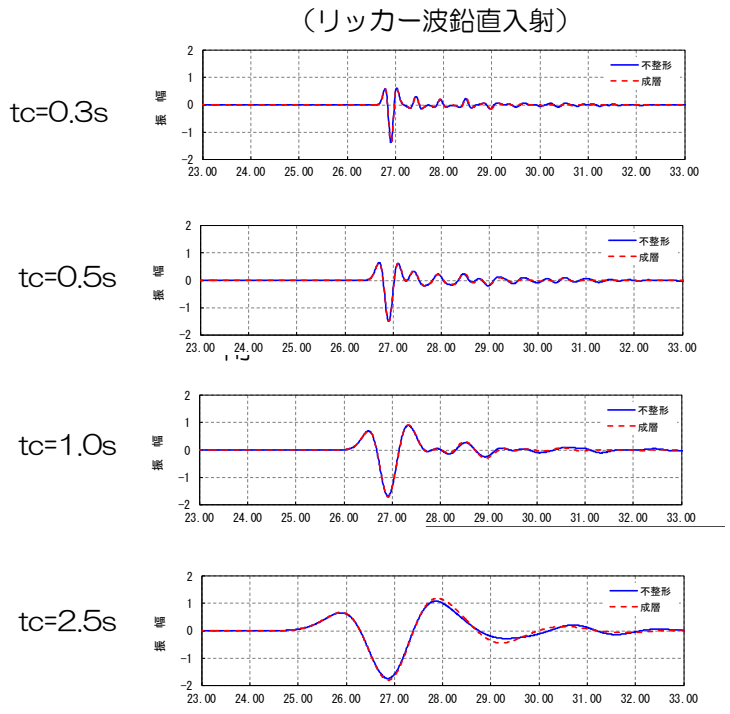
ひたちなか観測点を用いた地震動特性評価の必要性と妥当性

■ 2次元FEMモデルによる応答特性の検討の概要

- ① 大洗(HTTR)の評価点とひたちなか観測点の地盤情報から想定した南北断面の2次元FEMモデルを下図に示す。大洗研における断面と比較すると評価点、ひたちなか観測点共に層厚は異なるもののほぼ平行成層となっており、模擬入力波(リッカー波)の鉛直入射による応答特性はほとんど変わらない。
- ② また、評価点での2次元FEMモデルと1次元成層モデルに対する模擬入力波(リッカー波)の周期別時刻歴応答からもほとんど変わらない結果を得た。



2次元FEMモデルへの模擬入力波(リッカー波)鉛直入射による各地点の時刻歴波形(南北断面)



2次元FEMモデルと1次元成層モデルの比較
評価点における時刻歴波形(南北断面)

(まとめ) 上記より、地震発生層上端付近から地震基盤を経由して解放基盤表面での両地点の応答特性は概ね類似しており、ひたちなか観測点は敷地周辺の地震基盤相当としての代表性があると判断される。

浅部地盤における伝達関数の評価

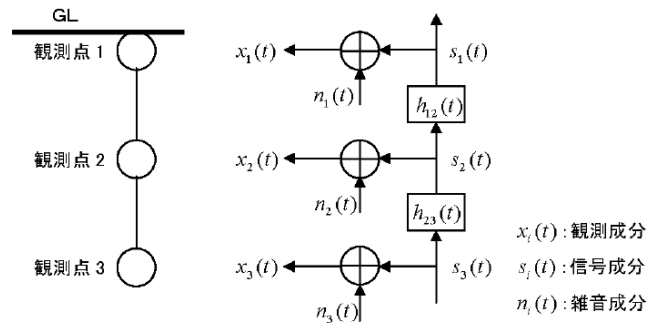
■ 伝達関数による評価方針

1次元地盤モデルから求めた理論伝達関数と、地震観測記録より求めた伝達関数を比較評価することにより、解放基盤表面から敷地表面までの地盤均質性・成層性を検討した。

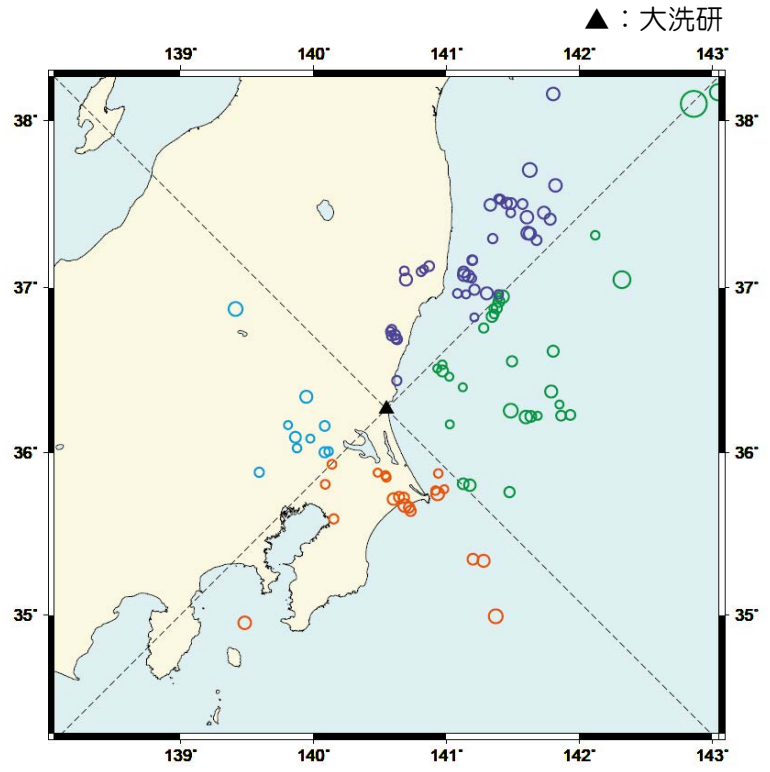
【検討概要】

地震観測鉛直アレーシステムを下図のような概念でモデル化したとき、観測地震動をコヒーレントな波動成分（信号成分）と、地盤構造の褶曲・不均質性に起因するインコヒーレントな波動成分（雑音成分）に分離できる。一般的な伝達関数は通常、雑音成分がないものとし、「観測＝信号」の仮定の下で評価されるが、インコヒーレントな成分を除去した伝達関数を算出し、水平成層構造を仮定して算出された理論伝達関数と比較することにより敷地周辺の地盤構造の均質性・成層性を評価することが出来ると考えられる（池浦ほか（2009））。

評価に用いた地震観測記録は、2014年4月11日以降に発生したM5.0以上、PGA100[gal]以下の記録を使用した。

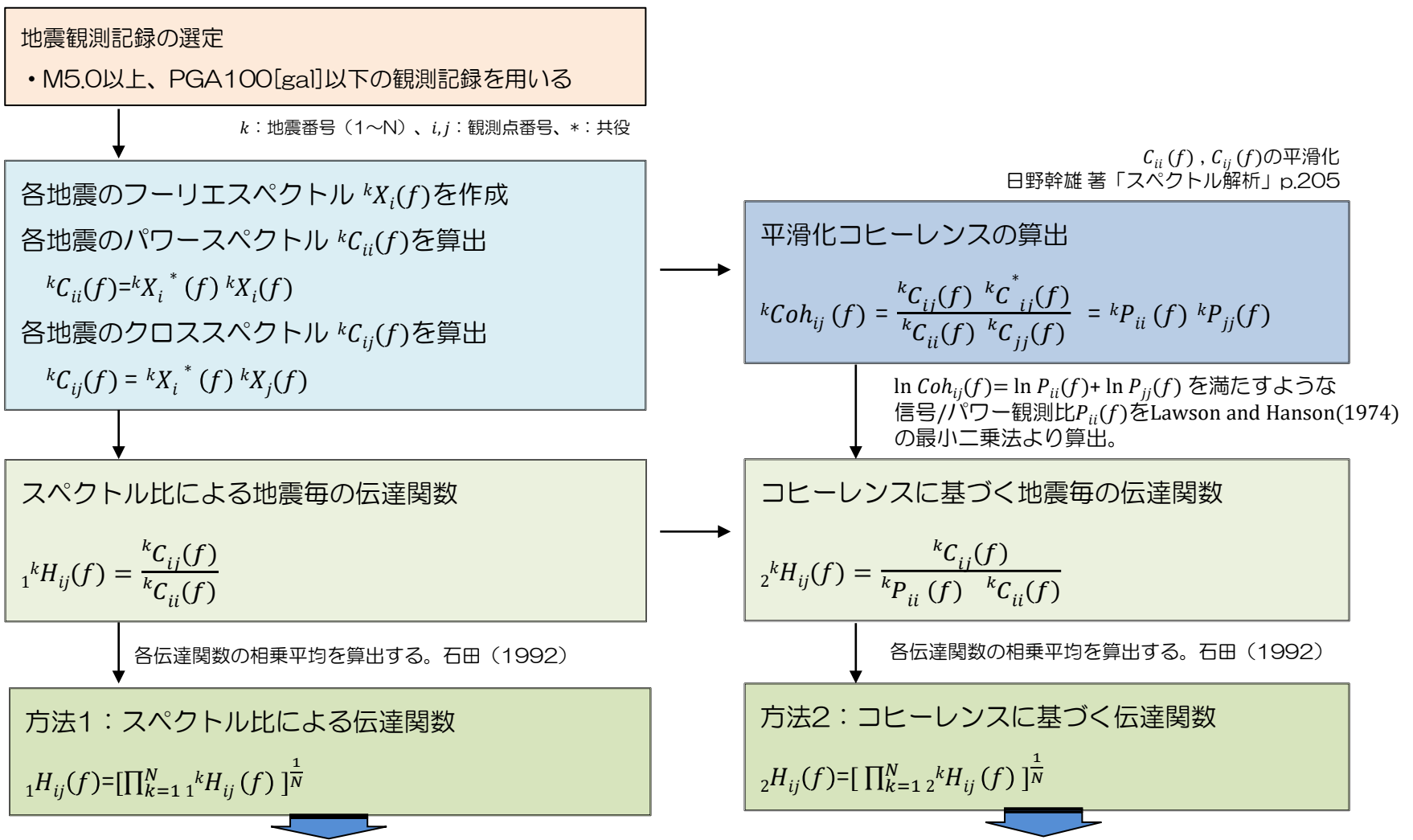


鉛直アレー地震観測と想定するシステム
(池浦ほか(2009)より抜粋)



検討に用いた地震の震源分布図
(114地震)

■ 伝達関数による評価フロー

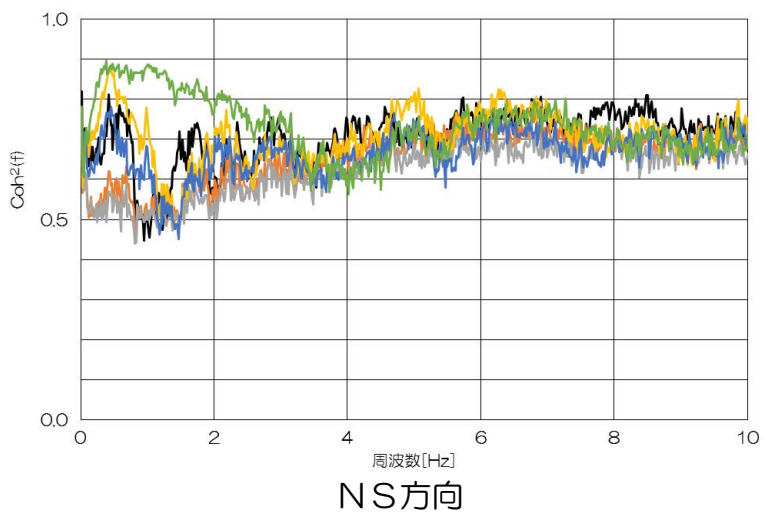
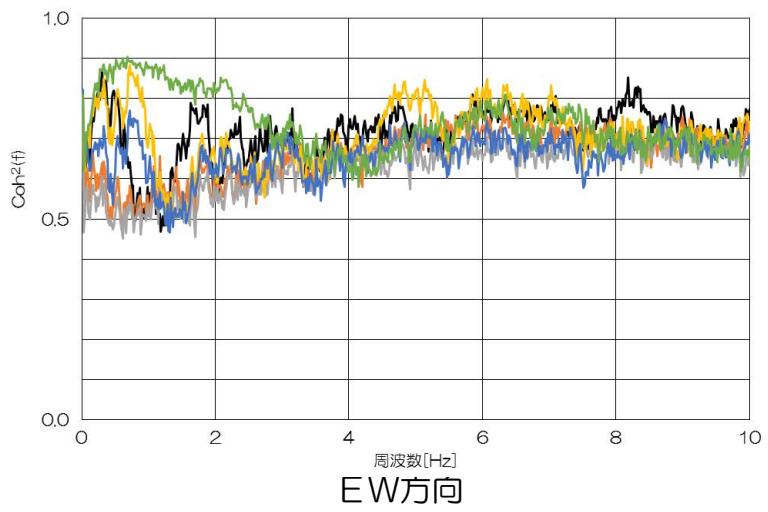
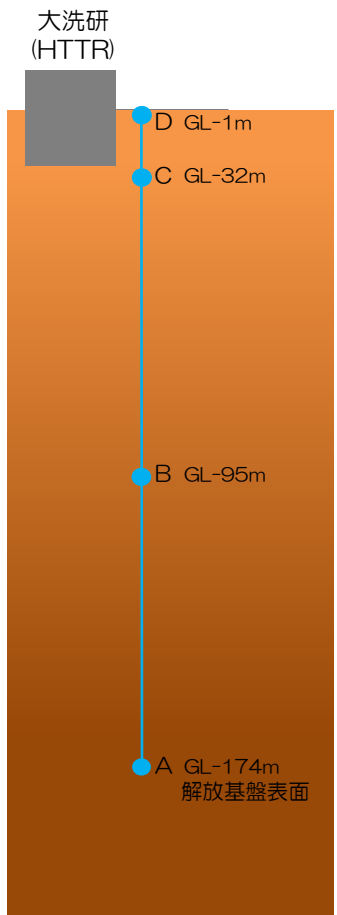


4章で設定した地盤構造モデル（1次元平行成層を仮定）による理論伝達関数と比較することにより、敷地周辺の地盤構造の均質性・成層性を評価することができる。

浅部地盤における伝達関数の評価

■ 観測点間のコヒーレンシー

ここでのコヒーレンシーは、観測点間の地震動観測成分に含まれるシグナル（伝達系）の割合を示す。距離が近い観測点間のコヒーレンシーは相対的に大きくなる傾向にあるが、最深部のA観測点に対する他地点のコヒーレンシーは相互の距離が離れているため、全体的に小さくなる傾向にある。このことは、観測点間のフーリエスペクトル比が単純に2点間の伝達関数を表すものではないことを意味している。



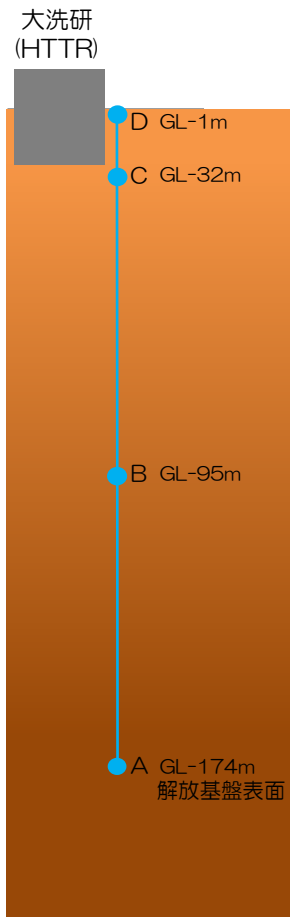
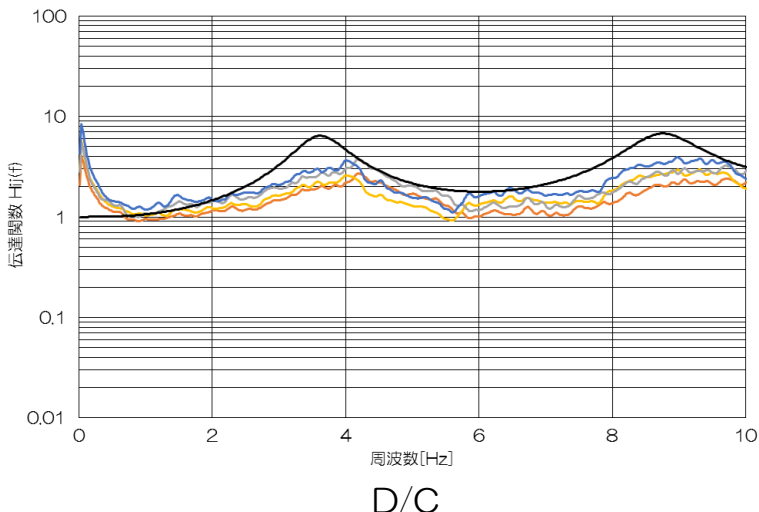
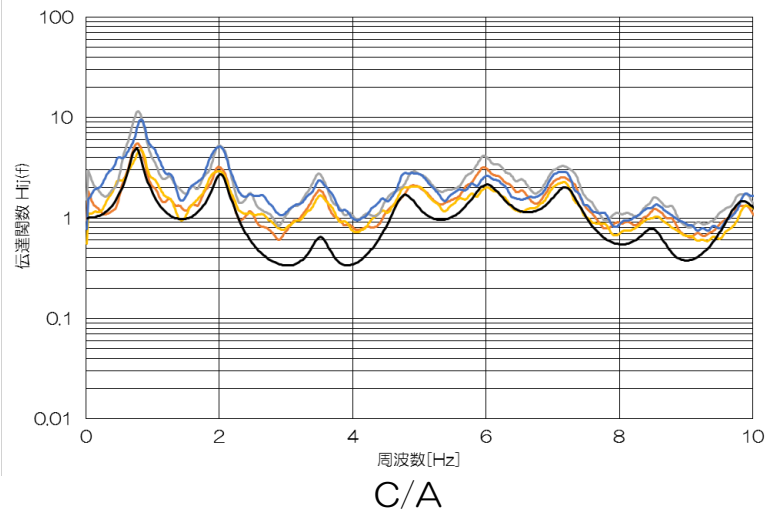
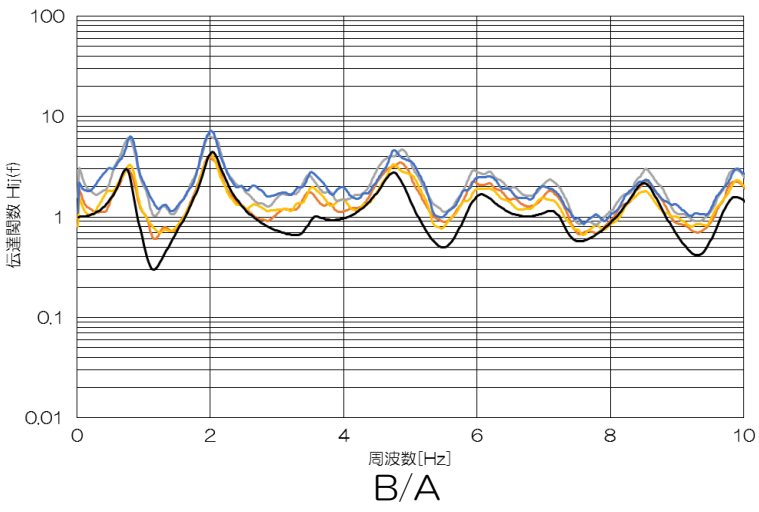
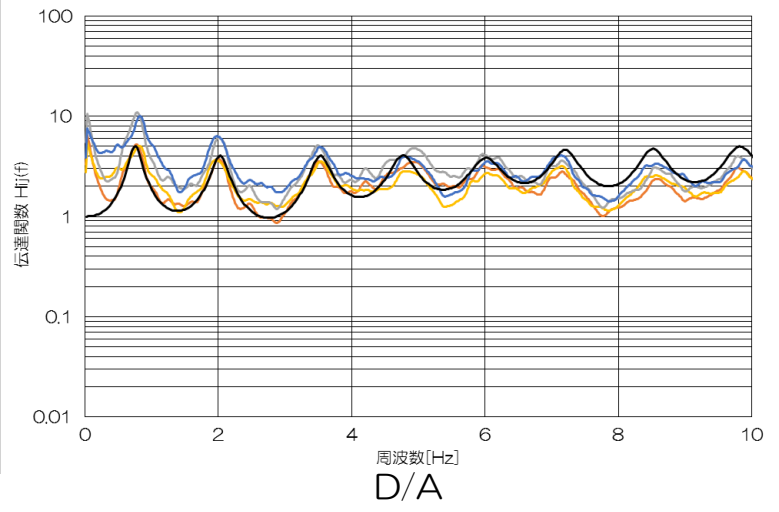
- B/A
- C/A
- D/A
- C/B
- D/B
- D/C

浅部地盤における伝達関数の評価

■ 増幅特性評価 (水平成分)

- 理論伝達関数 SH 0 [deg]
- 方法1 (EW) — 方法2 (EW)
- 方法1 (NS) — 方法2 (NS)

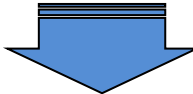
方法1は単純な伝達関数を示し、一方の方法2は方法1から雑音成分を除去した伝達関数である。2つの方法による伝達関数のピーク周波数は、設定した地下構造モデルによる理論伝達関数のピーク周波数とおおよそ一致している。また、観測記録の水平2成分間の伝達関数に顕著な違いは見られない。理論伝達関数は2つの方法で求めた観測記録による伝達関数とほぼ同様な傾向となっている。



浅部地盤における伝達関数の評価

■ 伝達関数による評価結果のまとめ

- ① 鉛直アレイ地震観測記録より評価した解放基盤表面から地表面までの各観測点間のコヒーレンシーは、概ね0.6~0.8の範囲にあり、解析の信頼性は担保されていると考えられる。
- ② これら観測記録を用いた2種類の伝達関数推定手法による結果は、ピーク周波数及び1~10Hzの帯域における周波数特性において、1次元水平成層モデルから算定される理論値とほぼ整合することを確認した。



設定した浅部地盤構造モデルは、敷地の地下構造を表現するモデルとして妥当であると考えられる。

応答スペクトル比による検討方法の概要

■ 検討の概要

応答スペクトル比に関する検討としては以下の2つの比較を行い、敷地地盤の平行成層性に関する評価を実施した。

(比較1) 敷地周辺に位置するKiK-netひたちなか観測点(1BRH18)は、せん断波速度Vs2,200[m/s]の硬質岩盤に地中地震計が設置されている。このひたちなか観測点は、前節に示したように敷地周辺で想定される地震基盤との類似性及び連続性から敷地周辺の地震基盤として代表性があると判断される。

そのため、大洗研及びひたちなか観測点における同一の地震に対する応答スペクトル比を算定することで震源特性及び伝播経路特性が除去され、大洗研敷地周辺の地下構造が地震動特性に与える影響を評価することができる。これらの応答スペクトル比を地震の到来方向毎に評価することにより、**敷地周辺の地下構造が解放基盤表面に及ぼす影響**を把握する。

(比較2) 大洗研における鉛直アレー地震観測記録を用いて、解放基盤表面及び浅部地盤観測点における応答スペクトル比を地震の到来方向毎に評価することにより、**解放基盤表面より浅部の地盤構造が建家基礎位置付近に及ぼす影響**を把握する。

(検討対象とした地震及び検討方法)

大洗研における2011年4月～2015年2月までの地震観測記録のうち、マグニチュード4.0以上、震源距離200km以内の条件で、ひたちなか観測点で同時に観測された地震を対象とした。

検討方法として、応答スペクトル比(RI)は震源と観測点との距離関係の違いを考慮して、以下により算出する。

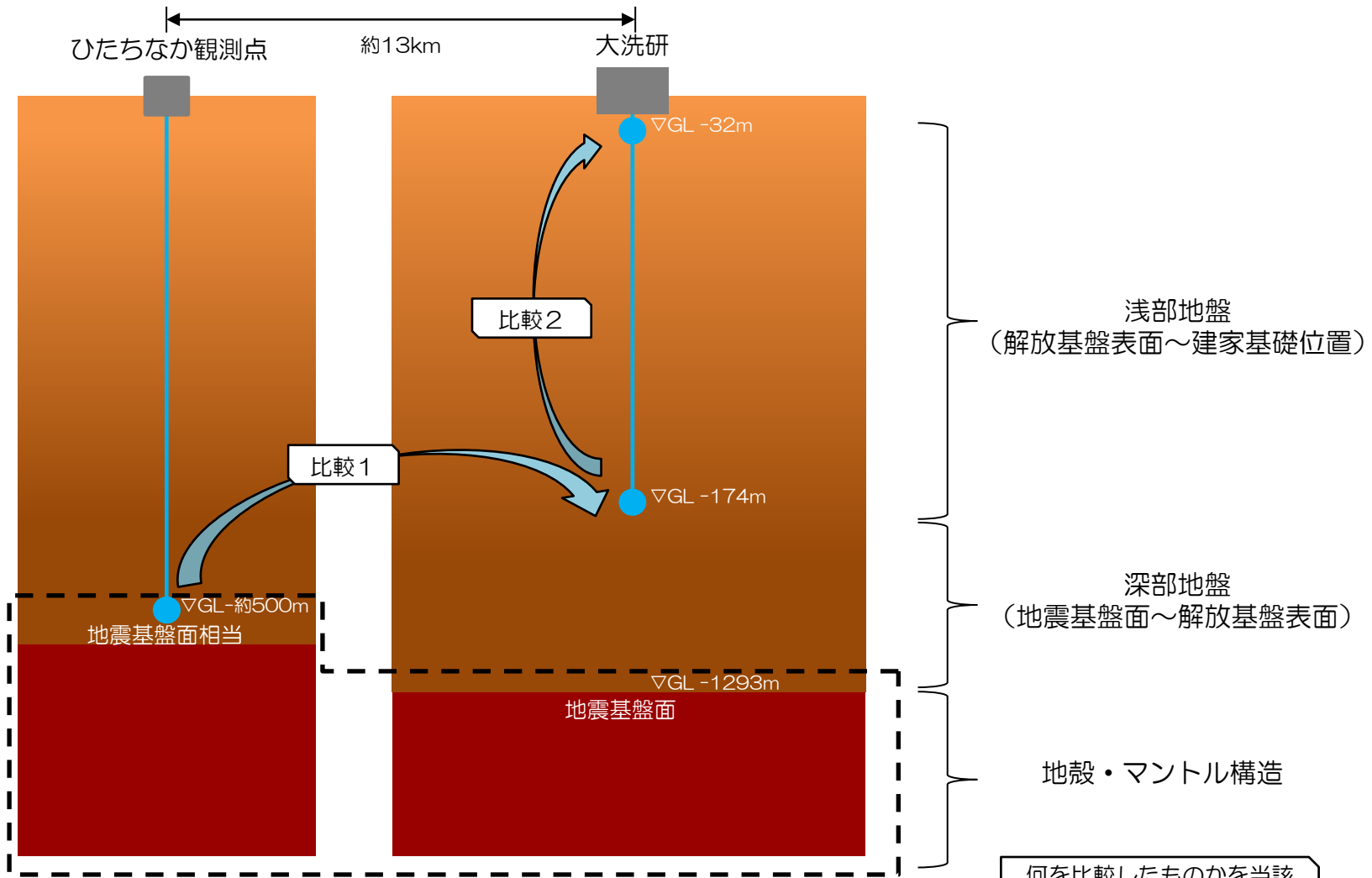
$$RI_{A/B} = \frac{S_A \times X_A}{S_B \times X_B}$$

$RI_{A/B}$: 観測点Bに対する観測点Aの応答スペクトル比
 S_A : 観測点Aの応答スペクトル S_B : 観測点Bの応答スペクトル
 X_A : 観測点Aまでの震源距離 X_B : 観測点Bまでの震源距離

応答スペクトル比による検討方法の概要

■ 比較対象地点の概要

大洗研の鉛直アレー観測地点の最深位置は解放基盤表面以深(GL-250m)付近であり、地震基盤面には観測点が無いため、敷地周辺で地震基盤相当と見なせるひたちなか観測点を活用する。比較対象地点の概要を下図に示す。



何を比較したものを当該ページの右上に記載する。

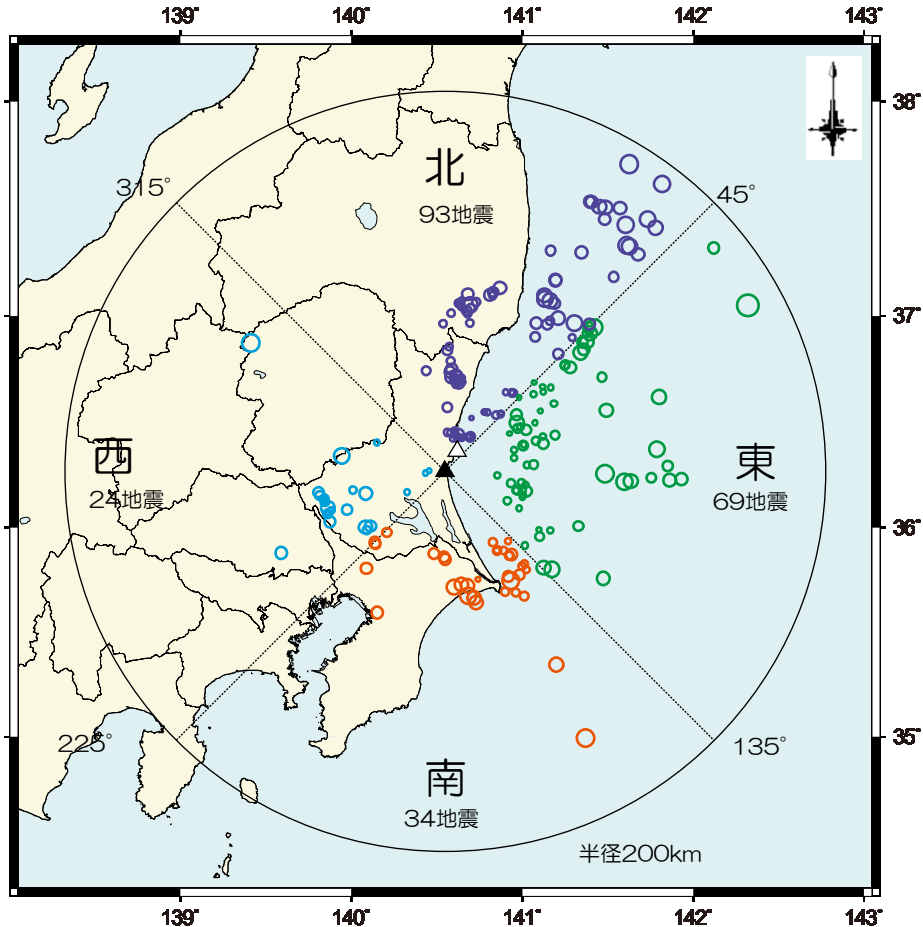
応答スペクトル比による検討

比較1

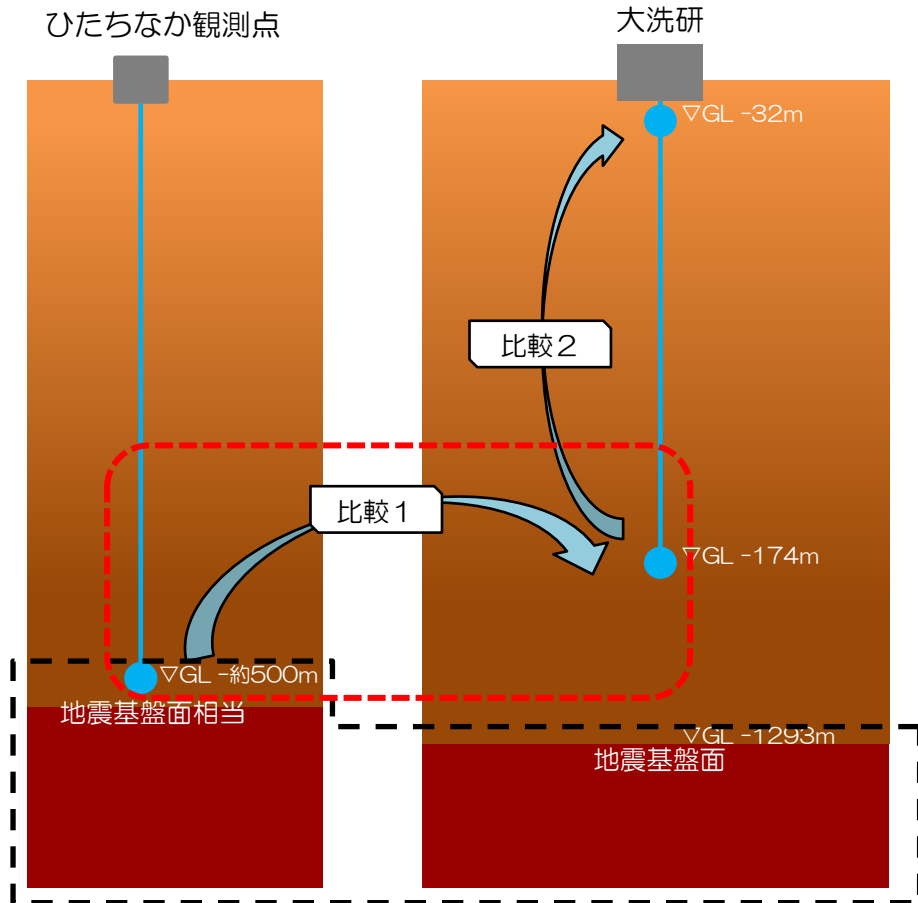
■ 地震基盤面～解放基盤表面に関する検討の概要(比較1)

各方位の到来方向による影響を検討するため、
東西南北に90° ずつ4つの領域に区分する。

N	S	E	W
93	34	69	24
Total			
220			



▲ : 大洗研
△ : ひたちなか観測点

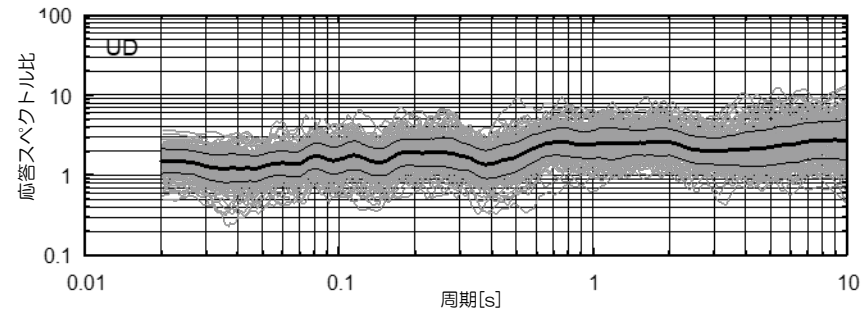
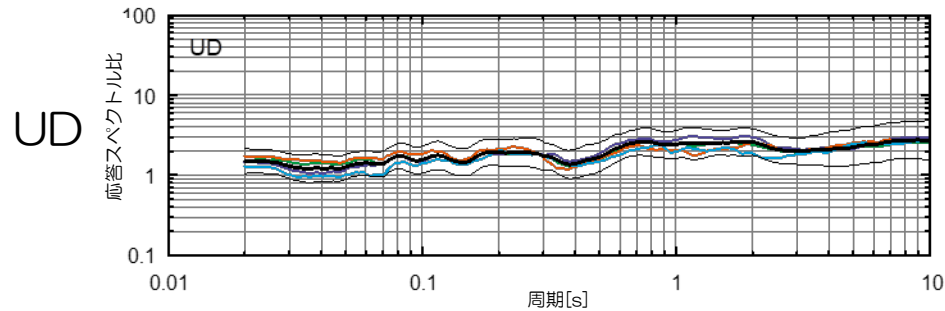
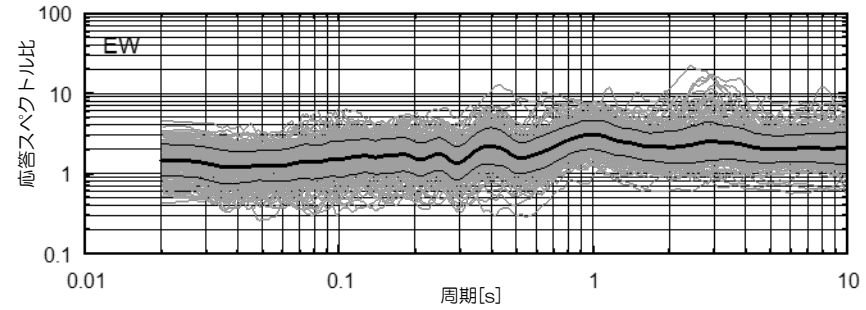
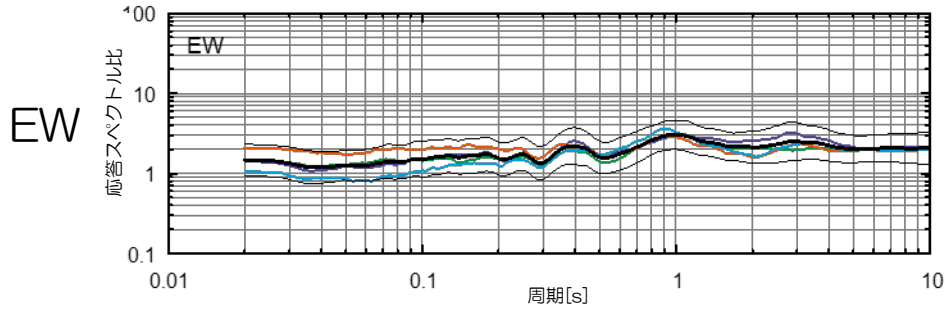
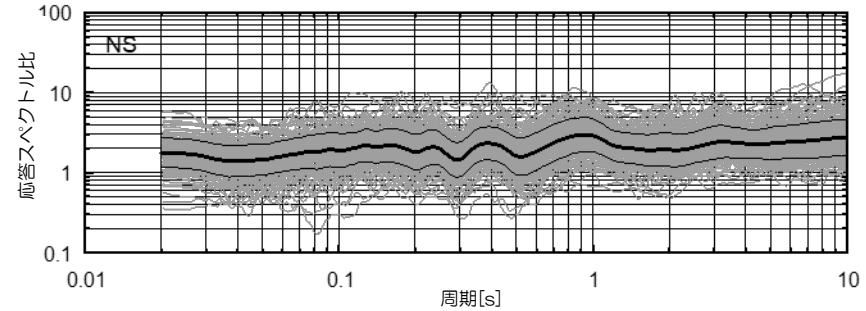
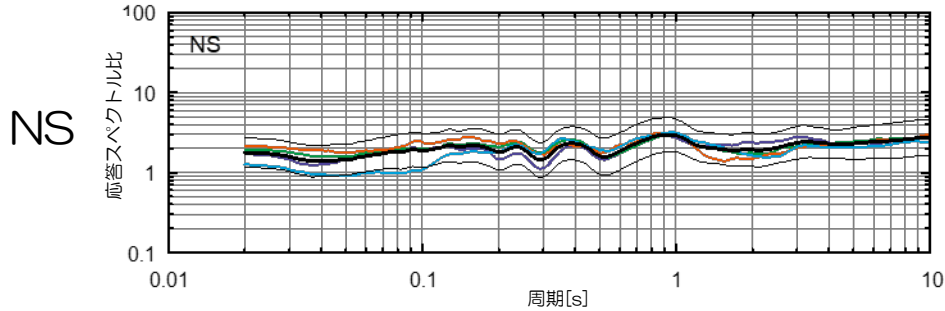
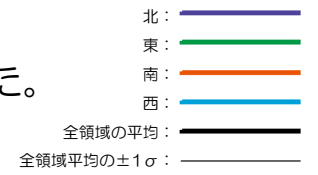


応答スペクトル比による検討

■ 地震基盤面～解放基盤表面に関する検討結果

比較 1

応答スペクトル比が地震の到来方向によって大きく変化することがないことを確認した。



領域毎の平均応答スペクトル比

全地震の応答スペクトル比

応答スペクトル比による検討

比較1

■ 地震基盤面～解放基盤表面に関する検討の概要(比較1)

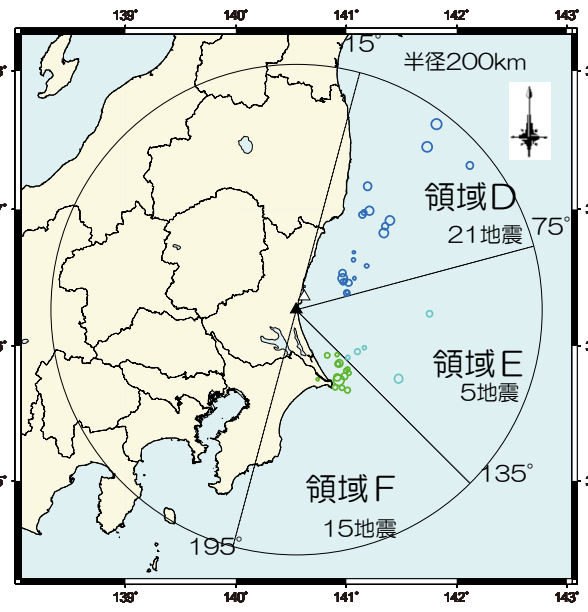
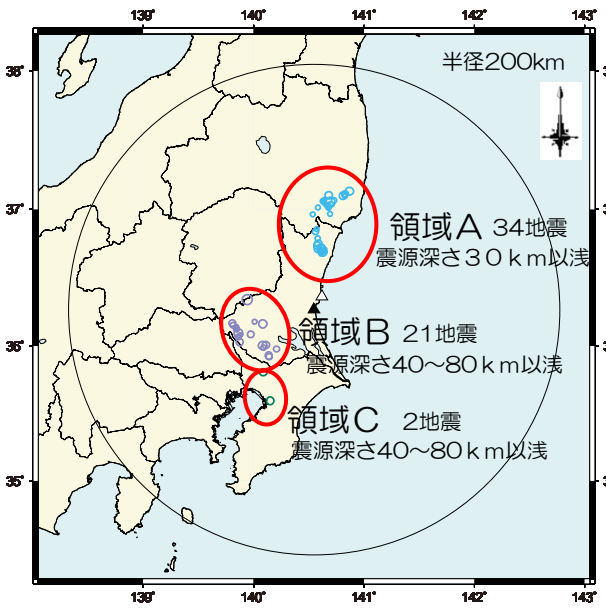
地震発生領域や地震発生様式等の共通性に着目し、敷地を中心に以下の9領域に区分し、地震到来方向による影響を検討する。

- 領域A：福島県浜通りおよび茨城県北部（震源深さ30 km以浅）
- 領域B：茨城県南部の震源深さ40～80 km
- 領域C：首都直下の震源深さ40～80 km
- 領域D～F：太平洋側の震源深さ30 km以浅
- 領域G～I：太平洋側の震源深さ30～60 km

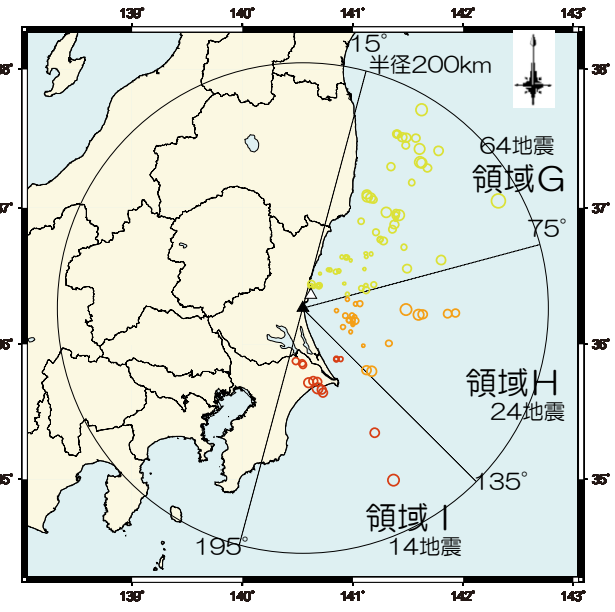
A	B	C	D	E	F	G	H	I
34	21	2	21	5	15	64	24	14
Total								
200								

領域D～Iについては、太平洋プレートの海溝軸走向（15°）に対し北方から時計回りに60°分割ずつ3分割した領域。

- ▲：大洗研
- △：ひたちなか観測点



震源深さ30 km以浅



震源深さ30～60 km

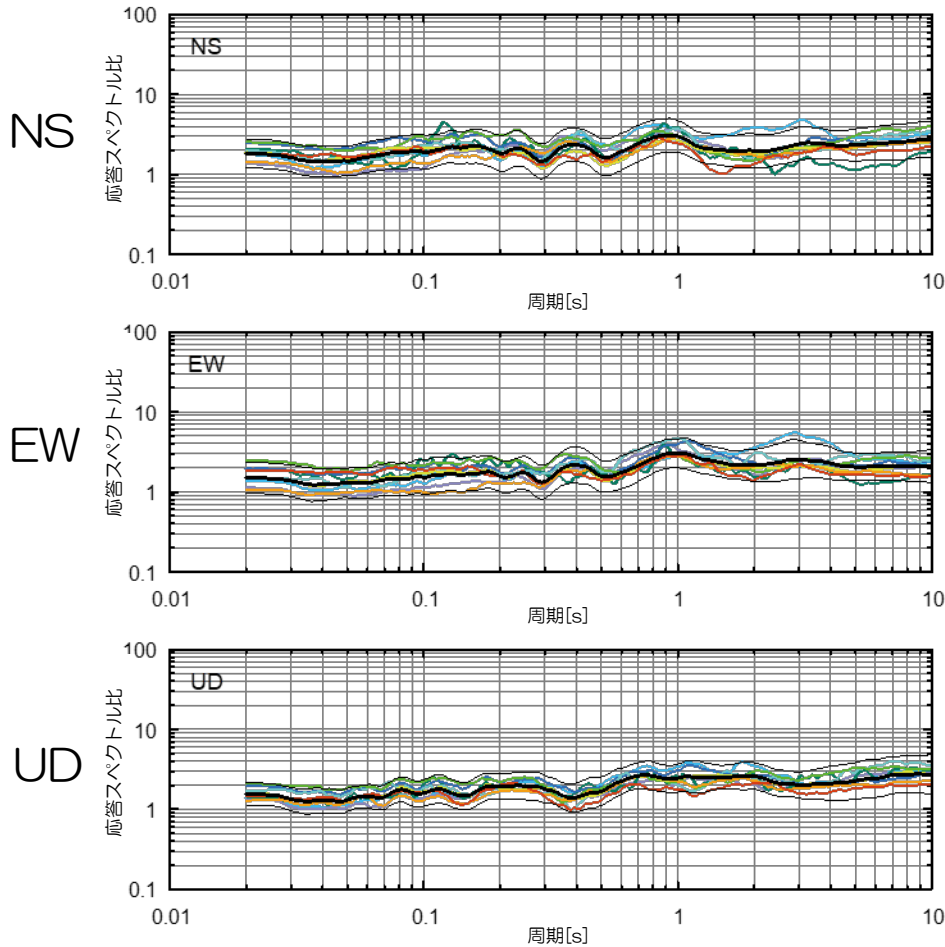
応答スペクトル比による検討

■ 地震基盤面～解放基盤表面に関する検討結果

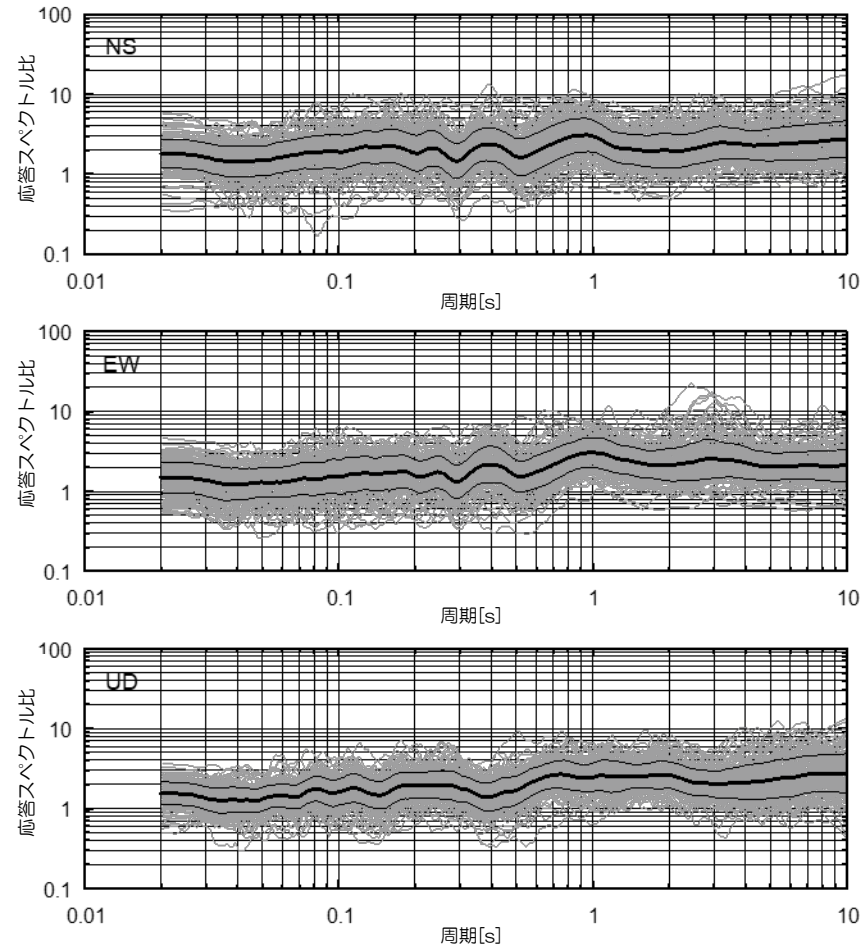
比較 1

応答スペクトル比が地震の到来方向によって大きく変化することがないことを確認した。

- 領域A : —
- 領域B : —
- 領域C : —
- 領域D : —
- 領域E : —
- 領域F : —
- 領域G : —
- 領域H : —
- 領域I : —
- 全領域の平均 : —
- 全領域平均の±1σ : —



領域毎の平均応答スペクトル比



全地震の応答スペクトル比

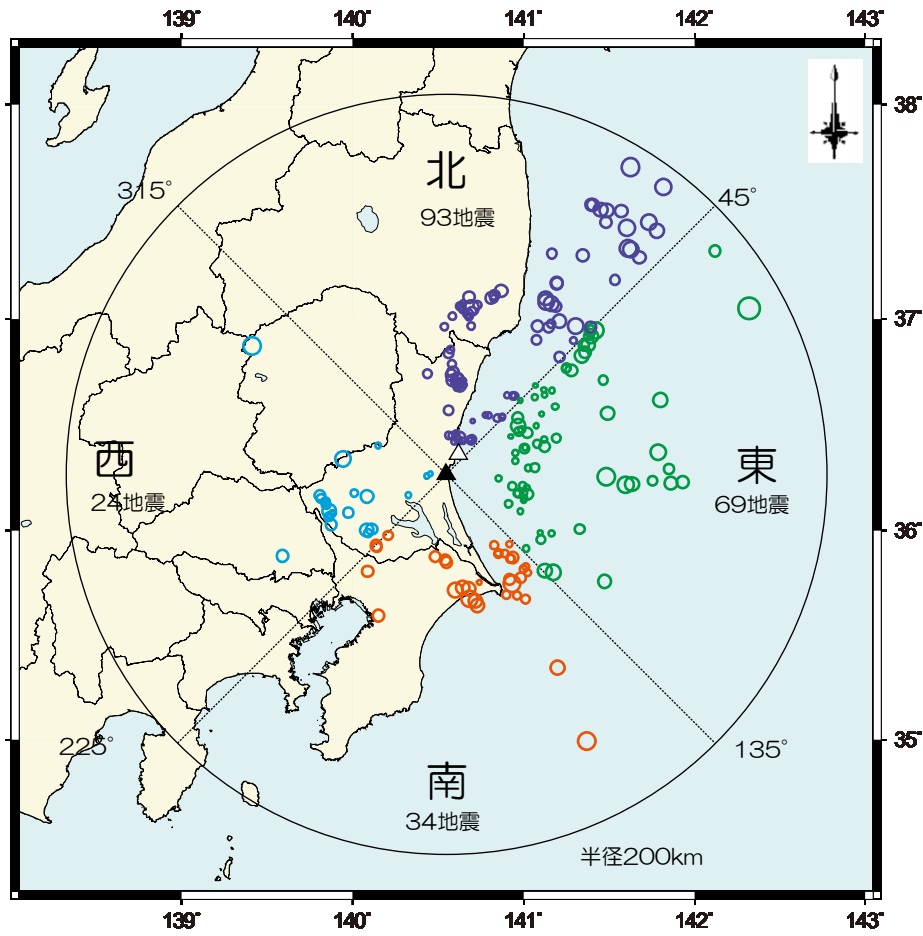
応答スペクトル比による検討

比較2

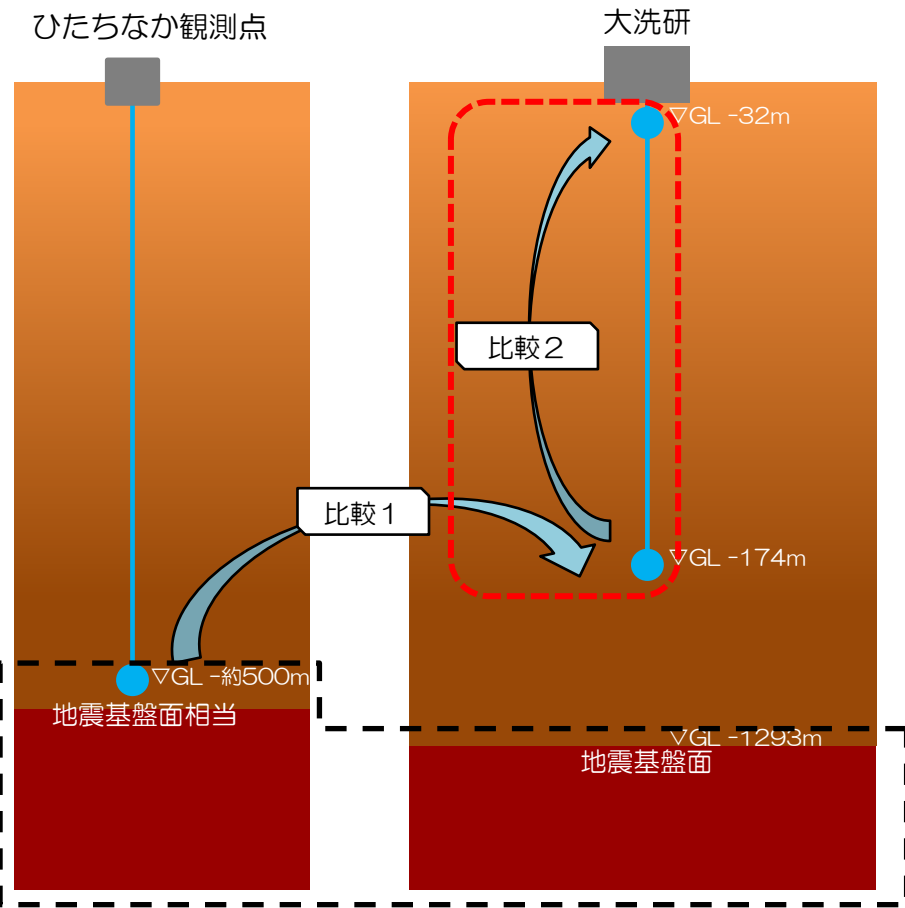
■ 解放基盤表面～建家基礎位置付近に関する検討の概要(比較2)

各方位の到来方向による影響を検討するため、
東西南北に90° ずつ4つの領域に区分する。

N	S	E	W
93	34	69	24
Total			
220			



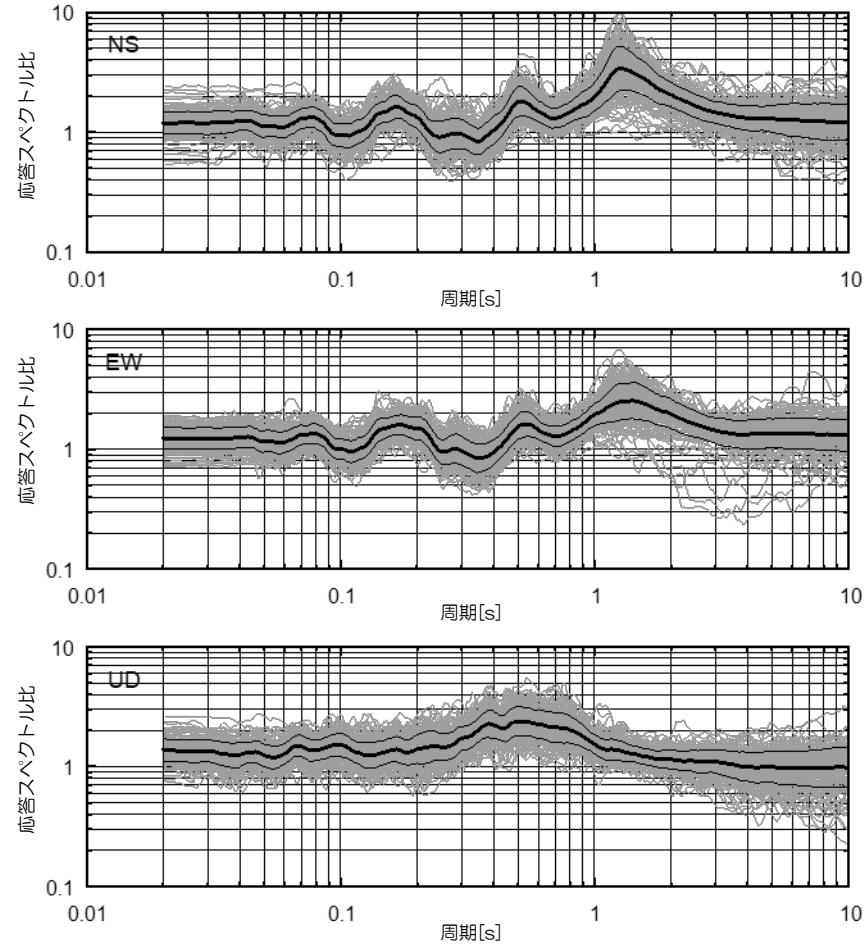
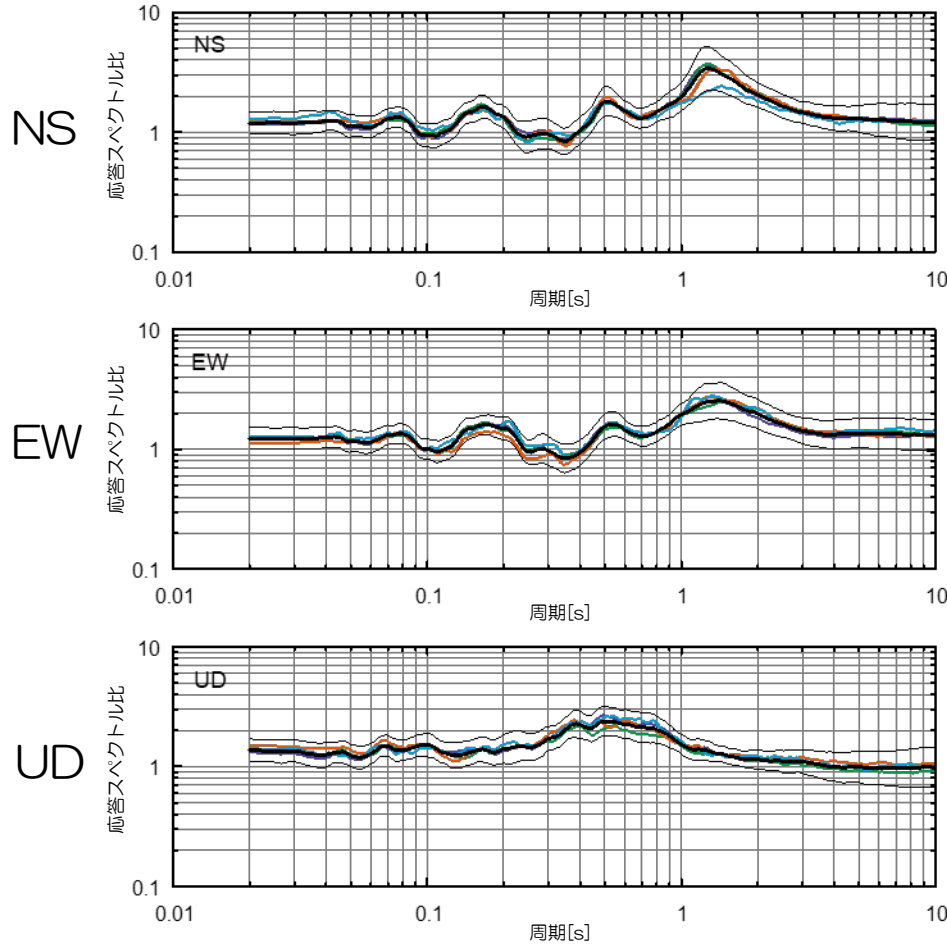
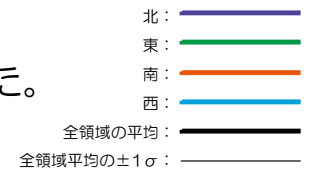
▲ : 大洗研
△ : ひたちなか観測点



応答スペクトル比による検討

■ 解放基盤表面～建家基礎位置付近に関する検討結果

応答スペクトル比が地震の到来方向によって大きく変化することがないことを確認した。



領域毎の平均応答スペクトル比

全地震の応答スペクトル比

応答スペクトル比による検討

比較2

■ 解放基盤表面～建家基礎位置付近に関する検討の概要(比較2)

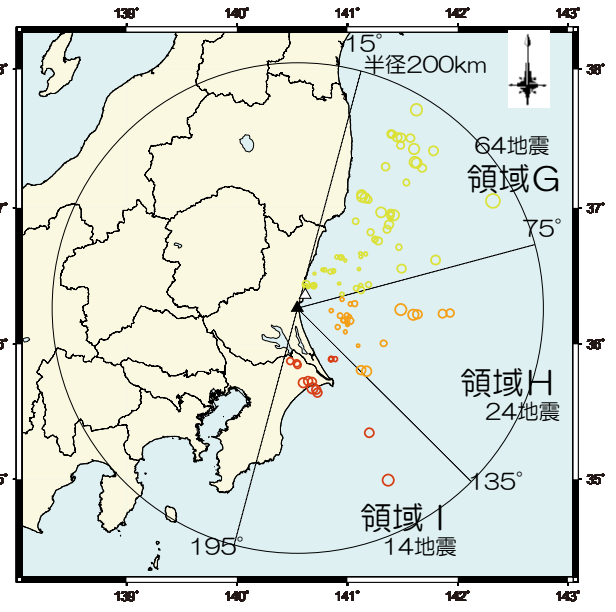
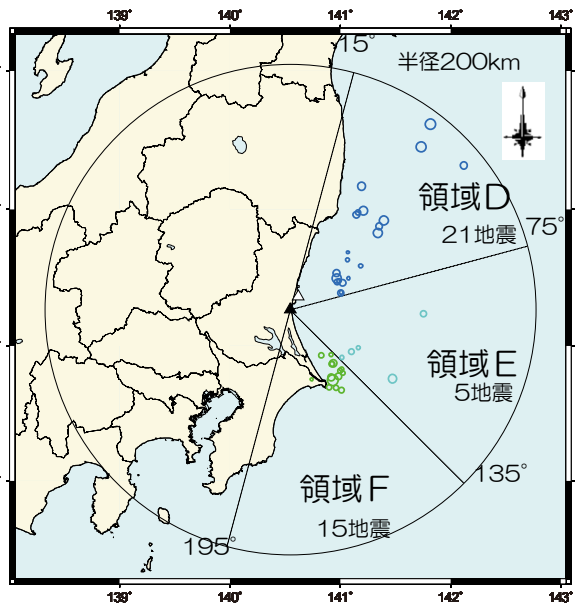
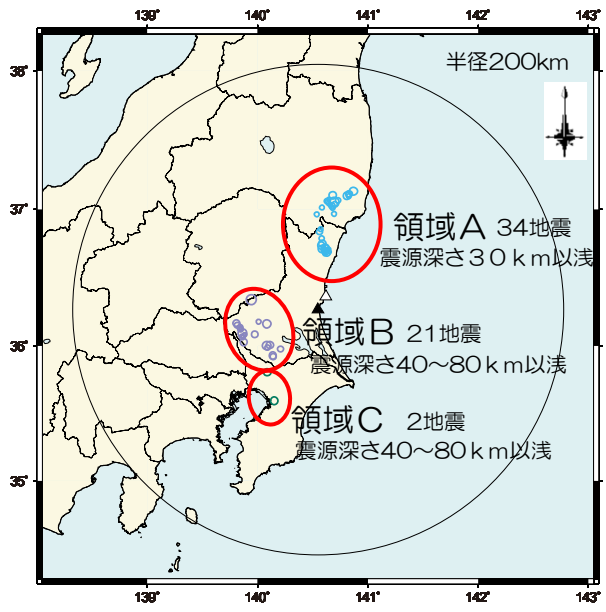
地震発生領域や地震発生様式等の共通性に着目し、敷地を中心に以下の9領域に区分し、地震到来方向による影響を検討する。

A	B	C	D	E	F	G	H	I
34	21	2	21	5	15	64	24	14
Total								
200								

- 領域A：福島県浜通りおよび茨城県北部（震源深さ30 km以浅）
- 領域B：茨城県南部の震源深さ40～80 km
- 領域C：首都直下の震源深さ40～80 km
- 領域D～F：太平洋側の震源深さ30 km以浅
- 領域G～I：太平洋側の震源深さ30～60 km

領域D～Iについては、太平洋プレートの海溝軸走向（15°）に対し北方から時計回りに60°分割ずつ3分割した領域。

- ▲：大洗研
- △：ひたちなか観測点



震源深さ30 km以浅

震源深さ30～60 km

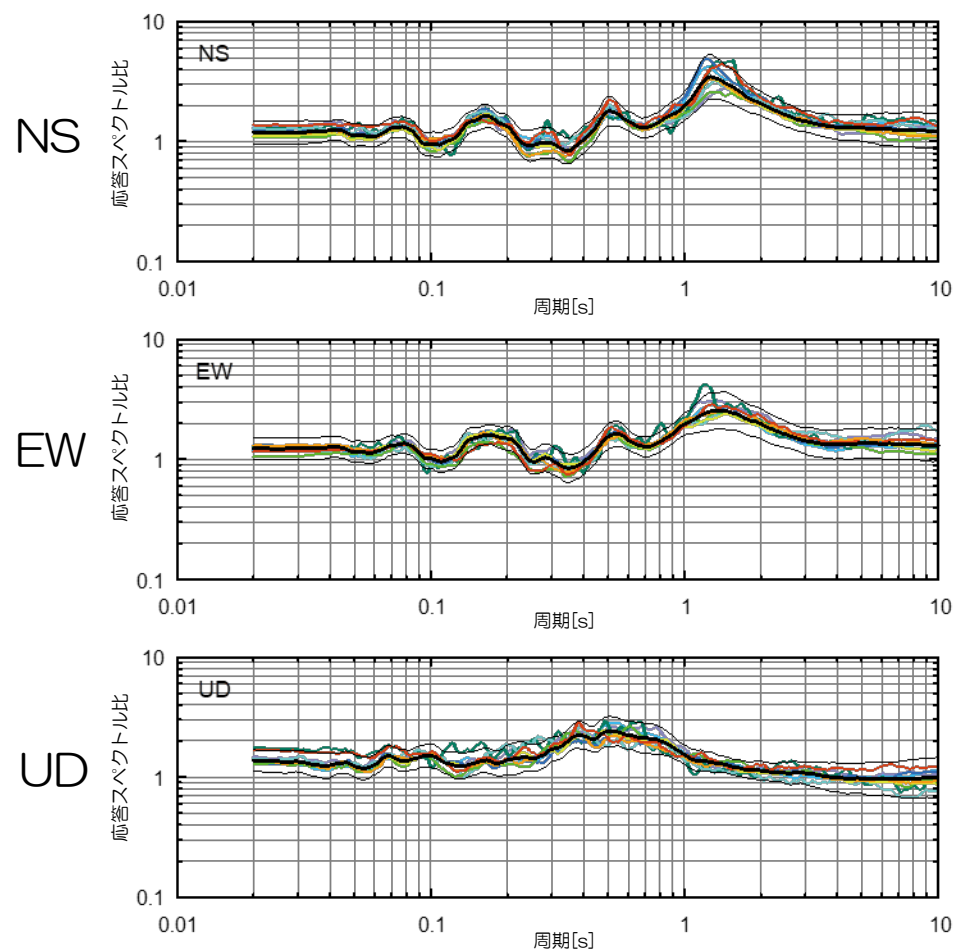
応答スペクトル比による検討

比較2

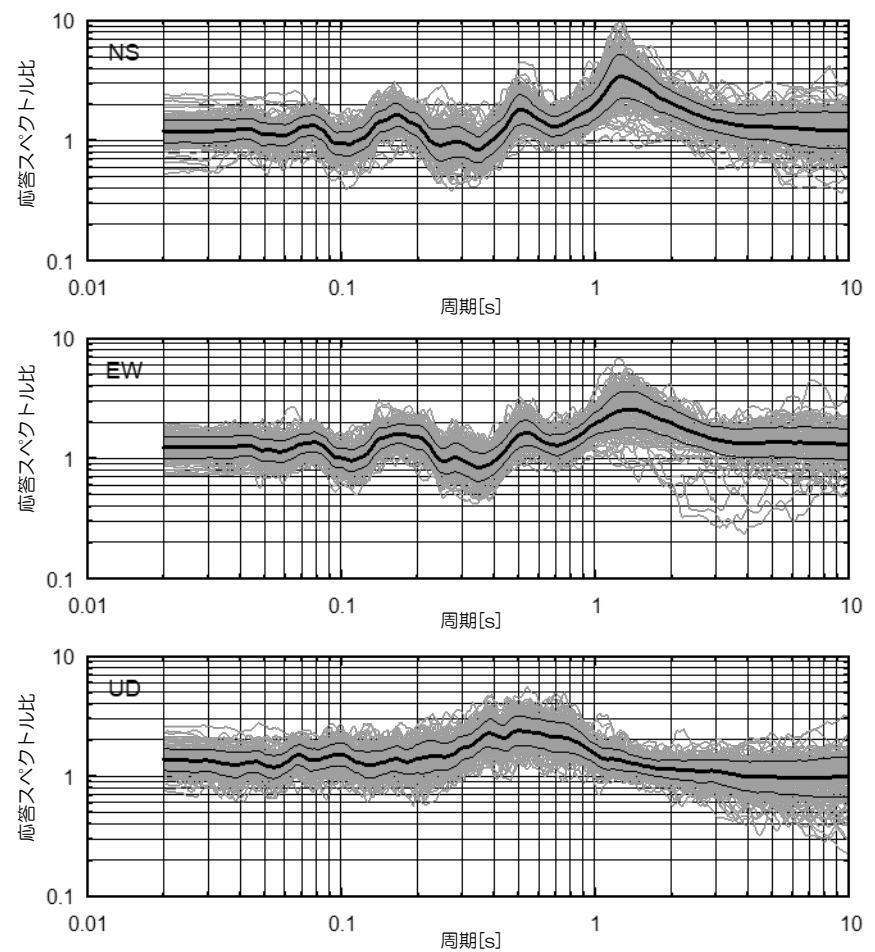
■ 解放基盤表面～建家基礎位置付近に関する検討結果

応答スペクトル比が地震の到来方向によって大きく変化することがないことを確認した。

- 領域A : —
- 領域B : —
- 領域C : —
- 領域D : —
- 領域E : —
- 領域F : —
- 領域G : —
- 領域H : —
- 領域I : —
- 全領域の平均 : —
- 全領域平均の±1σ : —



領域毎の平均応答スペクトル比



全地震の応答スペクトル比

応答スペクトル比による検討方法のまとめ

- ① 大洗研における地震基盤面から解放基盤表面にかけての地震到来方向依存性に関わる地震動特性を把握するため、大洗研における鉛直アレー地震観測記録及びひたちなか観測点における地震基盤相当における地震観測記録を活用してこれらの応答スペクトル比を評価した。
- ② 同様に、大洗研の解放基盤表面から建家基礎位置付近にかけての応答スペクトル比を評価した。
- ③ この検討においては、地震到来方向を東西南北の4領域並びに地震発生位置から9領域に区分して、それぞれの応答スペクトル特性を比較した。
- ④ その結果、敷地地盤において特異に地震動が増幅する方向及び領域は認められなかった。



敷地地盤においては地震の到来方向による地震動特性の依存性は認められなかった。

模擬入力波を用いた解析的検討の概要

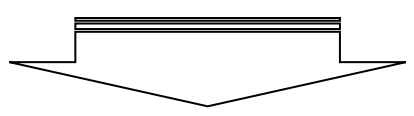
■ 解析的検討の目的

物理探査や鉛直アレイ等の調査結果より、大洗研の敷地周辺は概ね平坦な地下構造となっているが、敷地北側及び西側に緩やかな重力の高まりが認められる。この地下深部構造による地震動が敷地に与える影響について、地震基盤から解放基盤までに着目した地震波伝搬特性を解析的に検討した。

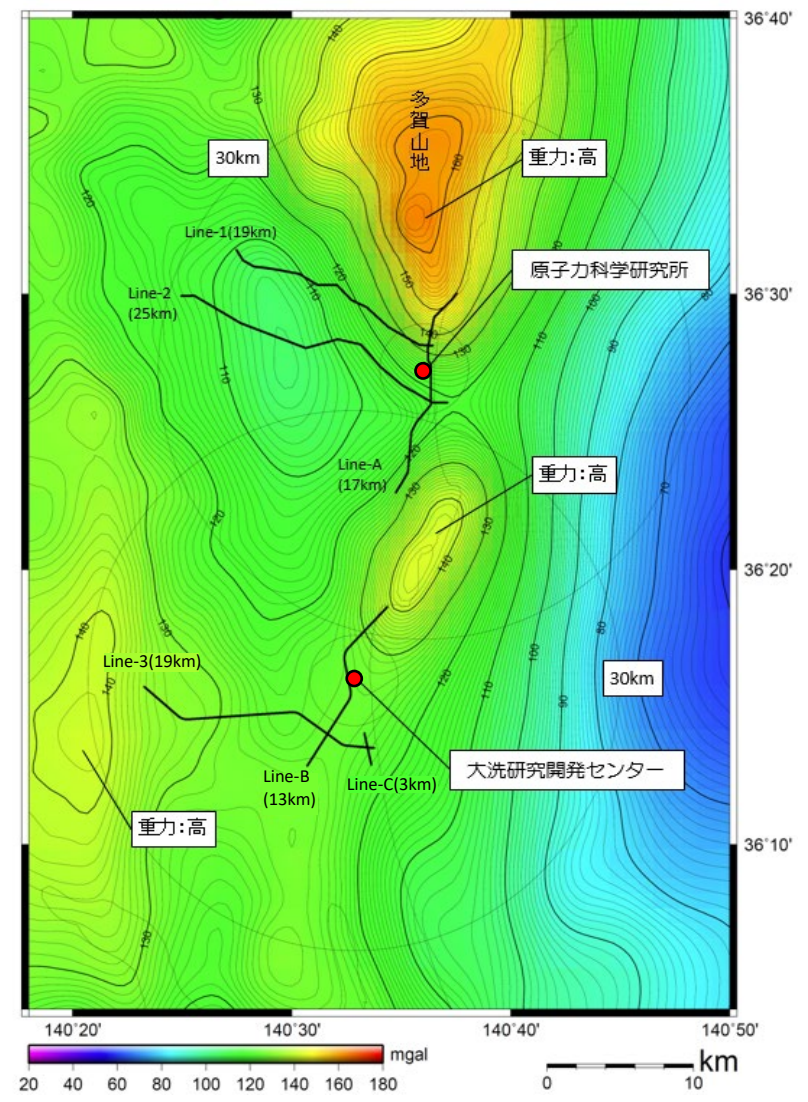
■ 検討の考え方

敷地周辺地盤の東西・南北方向断面の成層モデルと不整形性を考慮した2次元FEMモデル（不整形モデル）に対して、それぞれのモデル底面（基盤）にリッカー波を入射して、モデル上面、敷地位置での到達波を観察する。

- 地震波の伝搬状況の把握
- 敷地周辺の振動特性の把握
- 時刻歴応答波形の特徴の把握



成層モデルと2次元FEMモデルの到達波の位相、振幅に大きな差異がなければ、当該地盤の不整形性が地震動評価に与える影響は小さいと判断できる。

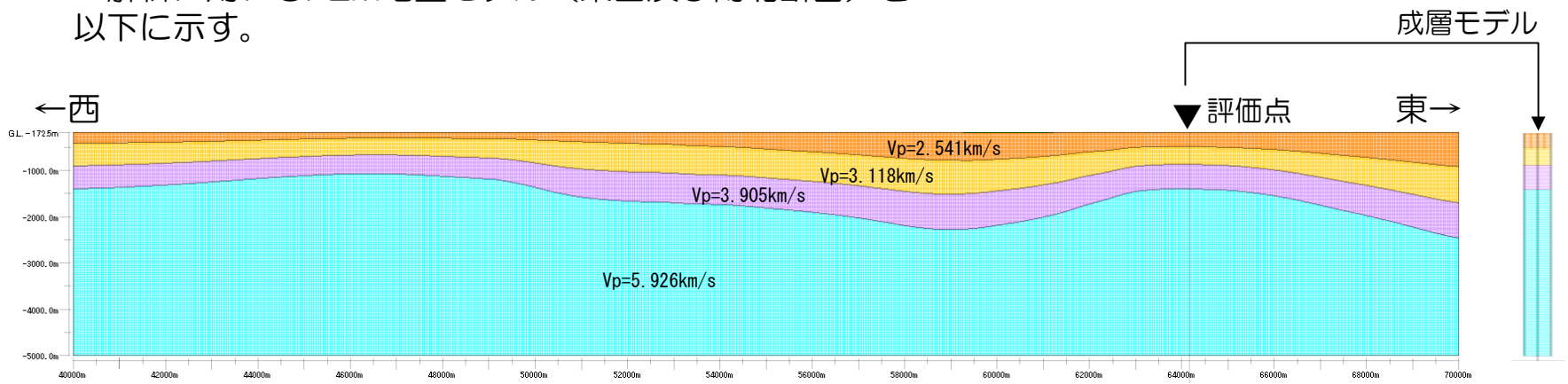


重力異常図と反射法・屈折法探査測線

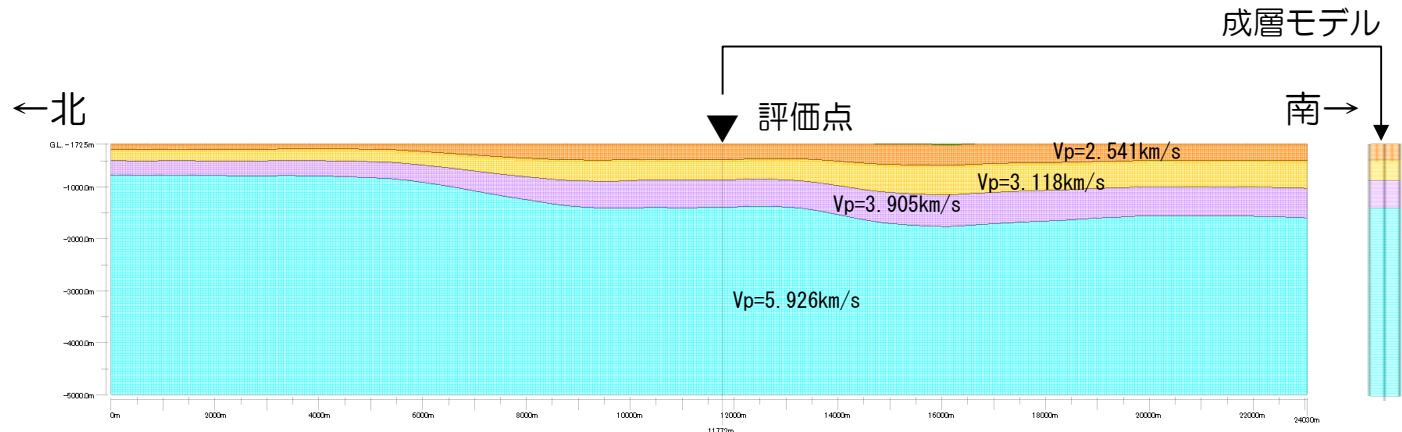
模擬入力波を用いた解析的検討の概要

■ 2次元FEMモデルの概要

解析に用いるFEM地盤モデル（東西及び南北断面）を以下に示す。



2次元FEMモデル（東西断面）



2次元FEMモデル（南北断面）

成層モデルは評価点直下の速度構造を使用する。

模擬入力波を用いた解析

■ 解析内容

敷地近傍基盤形状を考慮した2次元FEMモデルによる評価結果と、敷地直下の地下構造をモデル化した成層モデルによる評価結果を比較し、基盤形状が解放基盤表面における地震動へ及ぼす影響について検討する。

○ 2次元FEMモデル

- 解析モデルの物性値を右表に示す。なお、減衰は一律 $Q=100$ とする。
- メッシュサイズは、鉛直方向に5Hz程度を透過する要素サイズとして最小で $V_s=517\text{m/s}$ の範囲では幅 $12.5\text{m} \times$ 高さ 12.5m 、最大で $V_s=3197\text{m/s}$ の範囲では幅 $50\text{m} \times$ 高さ 50m とした。
- 解析モデルの高さは、解放基盤表面に相当する深さから -5000m までの 4828m でモデル化する。解析は周波数応答解析を用いて、モデル底面は粘性境界、モデル側面はエネルギー伝達境界を設定する。

地下構造モデルの物性値

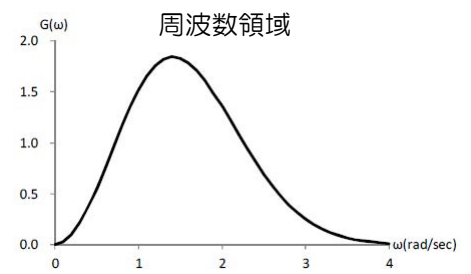
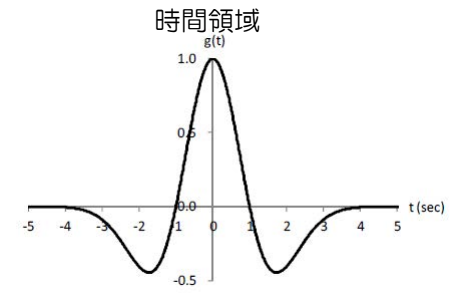
地質構造区分	単位体積重量 ρ (t/m ³)	S波速度 V_s [m/s]	P波速度 V_p [m/s]
1	1.70	153	1512
2	1.83	402	1614
3	1.89	517	1666
4	2.12	1176	2541
5	2.23	1531	3118
6	2.34	2001	3905
7	2.62	3197	5926
G.L.-5km以深	2.62	3197	5926

○ 成層モデル

- 2次元FEMモデルにおける敷地直下の地下構造を抽出し、成層モデルとして用いる。

○ 入力波

- リッカー波の平面波を入力波とし、中心周期を0.3、0.5、1.0、2.5[s]、敷地の西側及び南側の基盤が深い方角から敷地に向かって来る地震波について検討するため、西側及び南側から0度(鉛直)、20度、40度の入射角を設定する。



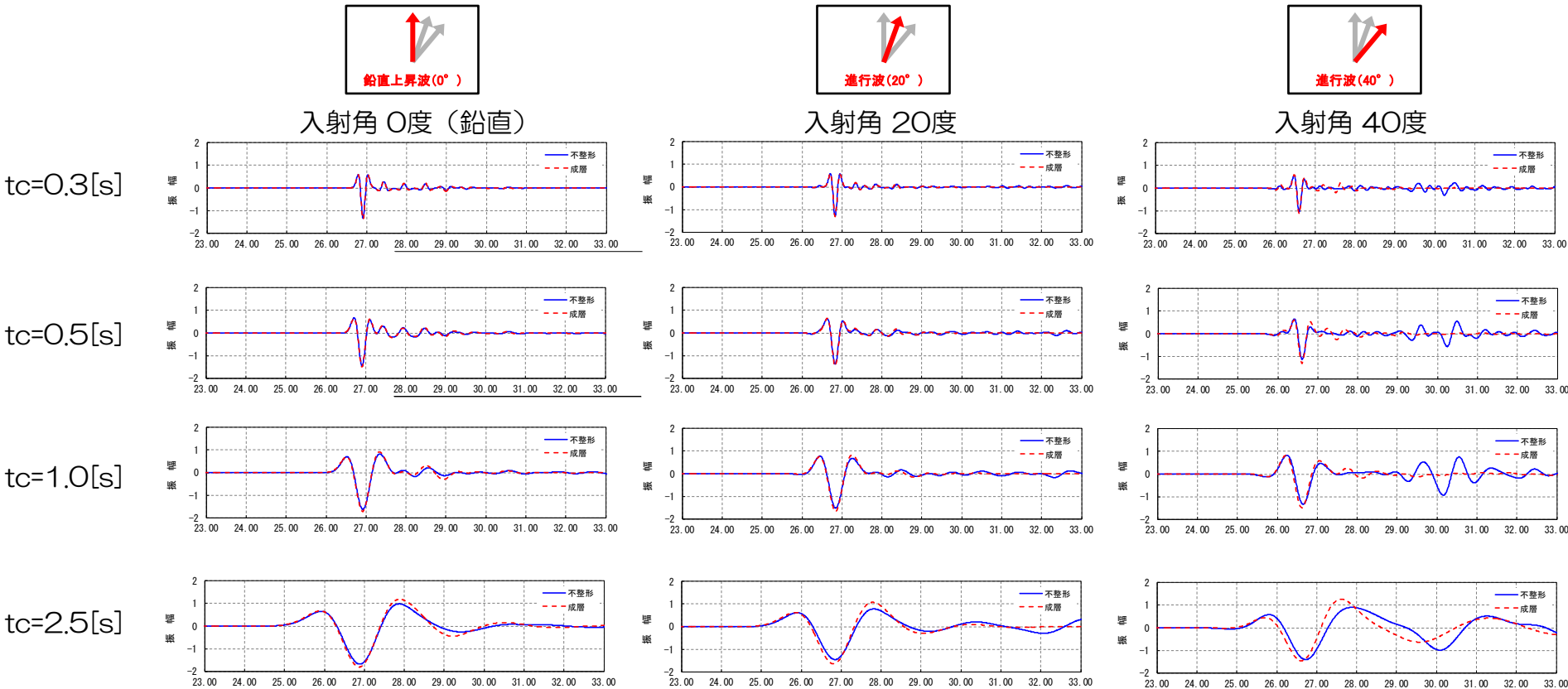
リッカー波の例

大崎順彦 (1996)、建築振動理論、
彰国社、pp.157-158

模擬入力波を用いた解析

■ 解析結果 敷地における応答波形の比較（東西断面）

2次元FEMモデルと成層モデルの解析結果を比較し、敷地周辺に見られる基盤形状による影響を検討した。以下に成層モデルと2次元FEMモデルの時刻歴応答波形を示す。

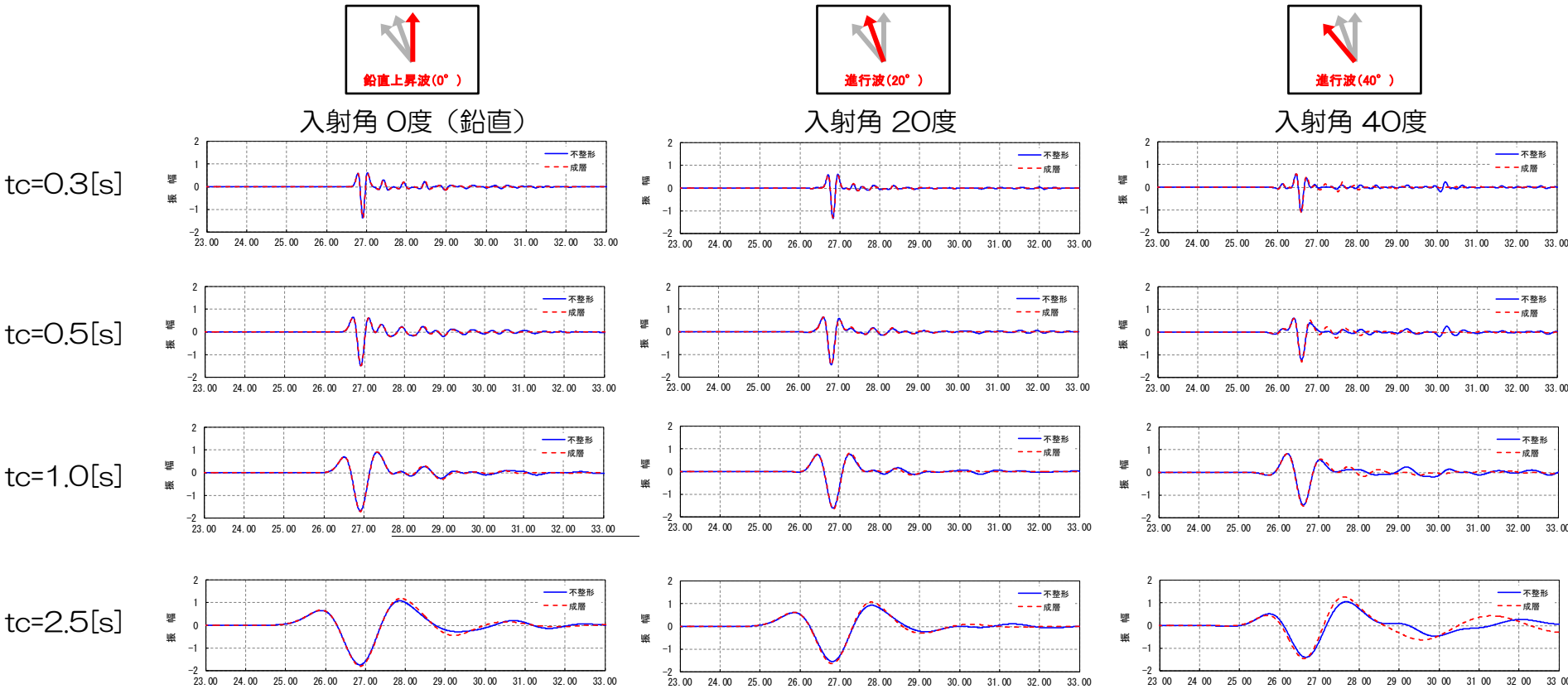


解析結果（応答波形）

模擬入力波を用いた解析

■ 解析結果 敷地における応答波形の比較（南北断面）

2次元FEMモデルと成層モデルの解析結果を比較し、敷地周辺に見られる基盤形状による影響を検討した。以下に成層モデルと2次元FEMモデルの時刻歴応答波形を示す。



解析結果（応答波形）

模擬入力波を用いた解析

- ① 広域地下構造調査（概査）として実施した物理探査や微動アレイ探査等の調査結果から解釈された地盤情報を用いて、地盤の不整形を考慮した2次元FEMモデルを作成した。
- ② この2次元FEMモデルを用いて、地震基盤から解放基盤までの地震波の伝搬特性に着目した解析的検討を行った。
- ③ 各ケースにおいて成層モデルと2次元FEMモデルの差は小さいが、東西断面の $t_c=1.0s$ 、入射角 40° のケースにおいて若干ながら後続波が見られたが、振幅レベルは主要動より小さく、波数も2波程度で地震動評価に与える影響は小さいと考えられる。
- ④ 一方、地震到達方向依存性の検討において、地震発生位置を東西南北に区分した時の敷地の西側の地震と他の方向の地震の観測結果、及び地震発生領域や発生様式毎に9分割した時のB領域と他の領域の地震の比較において、やや長周期領域も含めて特異な増幅は見られていない。
- ⑤ したがって、敷地近傍に浅い震源を有する検討用地震がある場合には、詳細な地盤構造モデル等による検討が必要と考えられるが、大洗研の場合これに該当しないため、特に問題になることは無いと判断される。



模擬入力波を用いた2次元FEMモデルによる解析的検討の結果、敷地の評価地点での地震動特性は概ね1次元成層モデルの解析結果と同様な傾向を示しており、敷地地盤はほぼ水平成層と見なすことができることを確認した。

まとめ

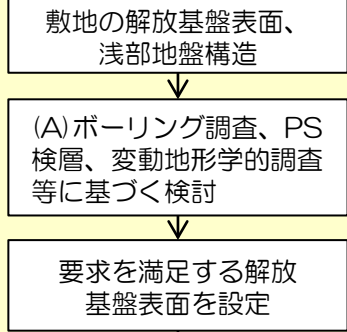
- ① 「敷地地盤において地震動を特異に増幅させる要因がないこと」「敷地地盤の速度構造が均質であること」「敷地地盤において基盤がほぼ水平に広がっていること」について確認した。
- ② 敷地周辺の地震基盤の想定として、KiK-netひたちなか観測点が代表性があることを把握した。また、解放基盤表面から建家基礎位置付近にかけての理論伝達関数とコヒーレンシーを考慮した地震観測記録による伝達関数について比較した。その結果、敷地地盤は水平にほぼ均質な成層構造であることを確認した。
- ③ 敷地及び敷地周辺における地震観測記録を用い、地震基盤面から解放基盤表面、解放基盤表面から建家基礎位置付近にかけての応答スペクトル比について、地震動の到来方向ごとに整理した。その結果、地震動特性は到来方向によって大きく変化することはなく、敷地地盤に地震動を特異に増幅させる要因がないことを把握した。
- ④ 模擬入力波（リッカー波）の入射による広域にわたる地盤の不整形性を表現した2次元FEMモデルに対する解析的検討の結果、各ケースにおいて1次元成層モデルと2次元FEMモデルの主要動部における位相および振幅は概ね同程度であった。
なお、後続波が数波残るケースが一部見られたが、検討した結果、大洗研の地震動評価上問題となるものではないと判断した。



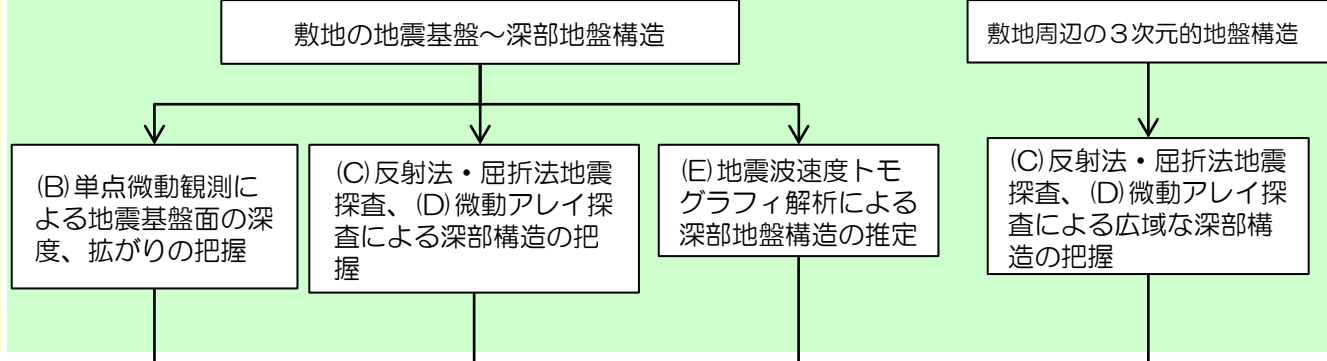
観測記録及び模擬入力波を用いた地震動特性評価（精査+概査）の結果、敷地地盤は水平な成層構造と見なすことができることを確認した。

敷地の地下構造に関する検討

3.2 敷地の解放基盤表面の設定

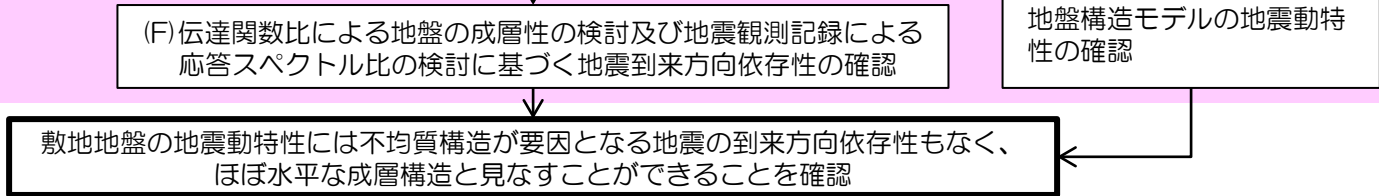


3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討



3.4 敷地の地盤構造モデルの設定

3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価



地震動評価

敷地において設定した浅部及び深部地盤構造モデルを用いて地震動評価を行うことは適切である。

応答スペクトルに基づく地震動評価

プレート間地震： 2011年東北地方太平洋沖型地震	海洋プレート内地震： 茨城県南部の地震 内陸地殻内地震： F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震 F3断層～F4断層による地震
東北地方太平洋沖地震用の浅部地盤構造モデルではざとり波を評価	浅部地盤構造モデルで評価したはざとり波を用い、地震発生様式毎の特性を反映した地震動を評価

断層モデルを用いた手法による地震動評価

プレート間地震： 2011年東北地方太平洋沖型地震 内陸地殻内地震： F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震	海洋プレート内地震： 茨城県南部の地震 内陸地殻内地震： F3断層～F4断層による地震
浅部地盤構造モデルで評価したはざとり波を要素地震とした経験的グリーン関数法で地震動を評価	深部地盤構造モデルを踏まえた統計的グリーン関数法で地震動を評価

1. 基準地震動 S_s の策定の概要
 - 1.1 常陽の基準地震動 S_s 策定の概要
 - 1.2 常陽地点における地震動特性の分析
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
 - 3.1 評価の方針
 - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
 - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
 - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
 - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 4.1 プレート間地震
 - 4.2 海洋プレート内地震
 - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動 S_s の策定
7. 基準地震動 S_s の年超過確率の参照

参考資料

- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 房総沖の津波波源による影響確認について

参考文献

検討用地震の選定：選定フロー

検討用地震の候補

過去の被害地震や各機関が想定した震源による地震について、海洋プレートと陸のプレートの境界で発生した地震を整理

【太平洋プレートと陸のプレートの境界で発生する地震】

(過去の被害地震)

- ・1677年磐城・常陸・安房・上総・下総の地震
- ・1896年鹿島灘の地震
- ・1930年那珂川下流域の地震
- ・1938年塩屋崎沖の地震
- ・1938年鹿島灘の地震
- ・1938年福島県東方沖の地震
- ・2011年東北地方太平洋沖地震の本震
- ・2011年東北地方太平洋沖地震の余震

(各機関が想定した震源による地震)

- ・茨城県沖の地震(地震調査研究推進本部(2012))

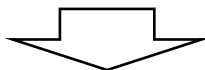
【フィリピン海プレートと陸のプレートの境界で発生する地震】

(過去の被害地震)

- ・1703年元禄地震
- ・1923年関東大地震

(各機関が想定した震源による地震)

- ・茨城県南部の地震(中央防災会議(2013))

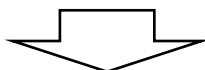


評価手法

検討用地震の候補について応答スペクトル手法により評価を行う。手法はNoda *et al.*(2002)を用いる。評価にあたり、地震観測記録から算出した補正係数を考慮する。なお、敷地での観測記録が存在する地震については、その解放基盤波を採用する。

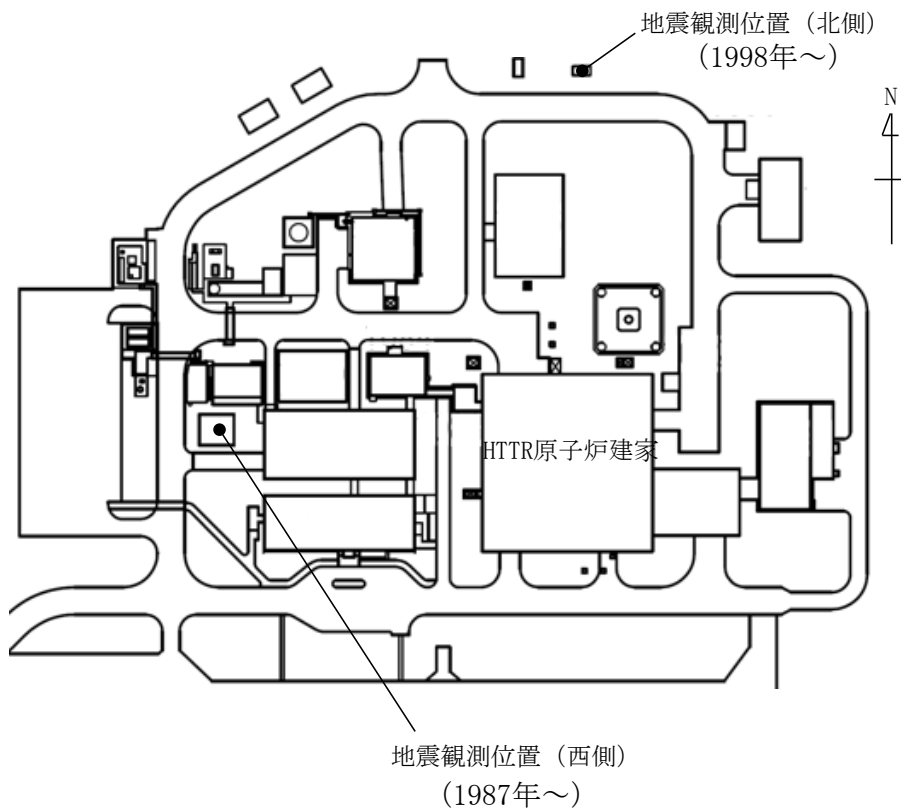
補正係数の算出

敷地の地震動に大きな影響を与える茨城県沖に着目した補正係数を検討する。



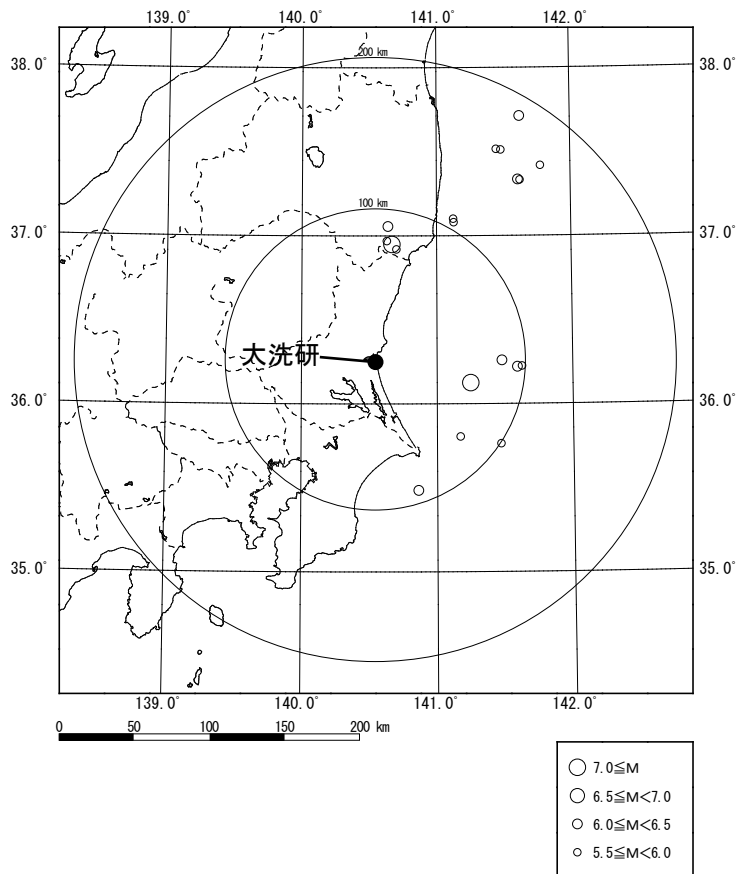
敷地に対して最も影響の大きい地震をプレート間地震の検討用地震として選定する。

■補正係数の算出に際しては、解放基盤に位置するG.L.-174mの地震観測記録を用いた。



T.P (m)	G.L. (m)	層厚 (m)	地震観測位置		
			西側	北側	
37.1	0	1.0			地表面
36.1	-1	29.0	○		
7.1	-30	2.0		○	
5.1	-32	63.0	○		
-57.9	-95	77.5	○		
-135.4	-172.5	1.5			解放基盤表面
-136.9	-174	76.0	○		
-212.9	-250	∞		○	

- 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価は、Noda *et al.*(2002)による手法(耐専スペクトル)で行う。
- 評価に際しては、地震発生様式毎に分類した地震観測記録の分析に基づく補正係数を考慮する。



応答スペクトル比の算出に用いた
M5.5以上の地震の震央分布

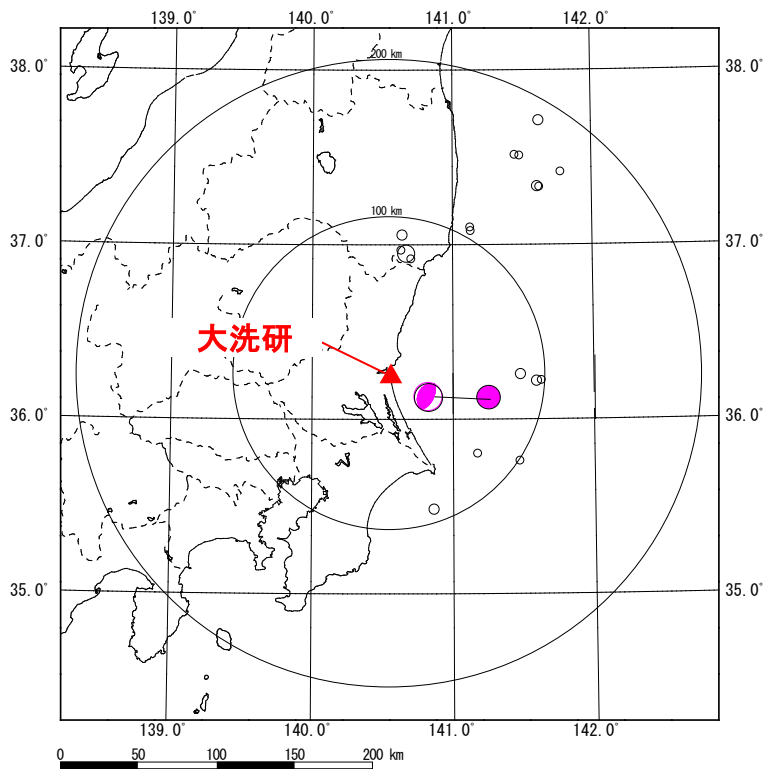
- ・大洗研究所の地震観測記録のうち、2011年東北地方太平洋沖地震以降※でM5.5以上、等価震源距離200km以内の地震を対象に、解放基盤波の応答スペクトルを耐専スペクトルで除した「応答スペクトル比」を算出する。
- ・内陸地殻内地震、プレート間地震、海洋プレート内地震の地震発生様式ごとに各地震の「応答スペクトル比」算出し、地域性の観点からグルーピングを行う。

※2011年東北地方太平洋沖地震において大規模な地殻変動が確認されたため。なお、2011年3月は多数の余震が発生し、敷地において重なり合って観測され、地震発生様式の分類が困難なものがあることから、2011年4月以降の地震を主に使用。

$$\text{応答スペクトル比} = \frac{\text{敷地の観測記録（解放基盤表面）}}{\text{Noda et al. (2002)による値}}$$

プレート間地震の地震動評価に用いる補正係数

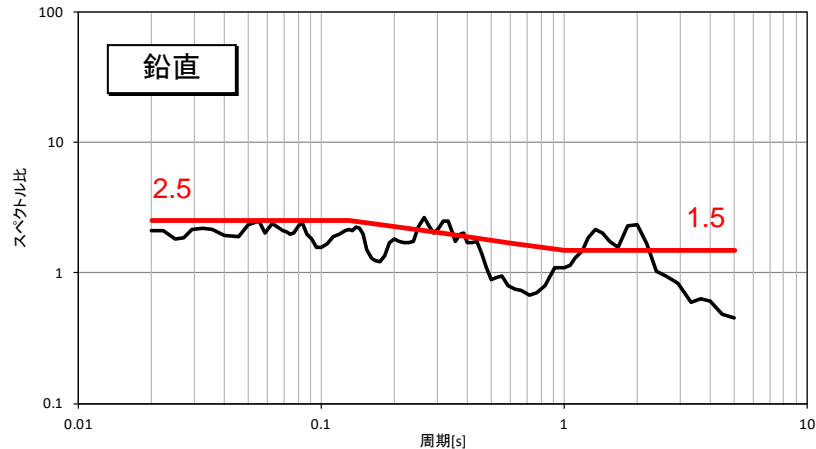
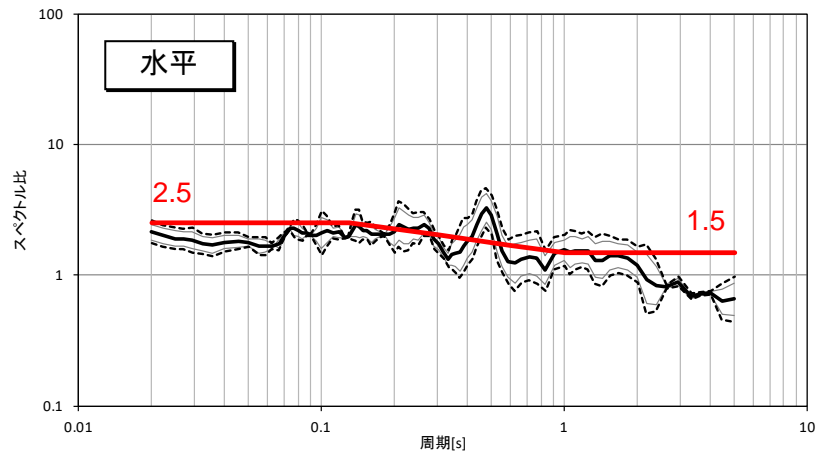
鹿島灘付近で発生した太平洋プレート間地震



敷地で観測された主な地震の震央分布
(補正係数評価に用いた地震を着色)

- 7.0 ≤ M
- 6.5 ≤ M < 7.0
- 6.0 ≤ M < 6.5
- 5.5 ≤ M < 6.0

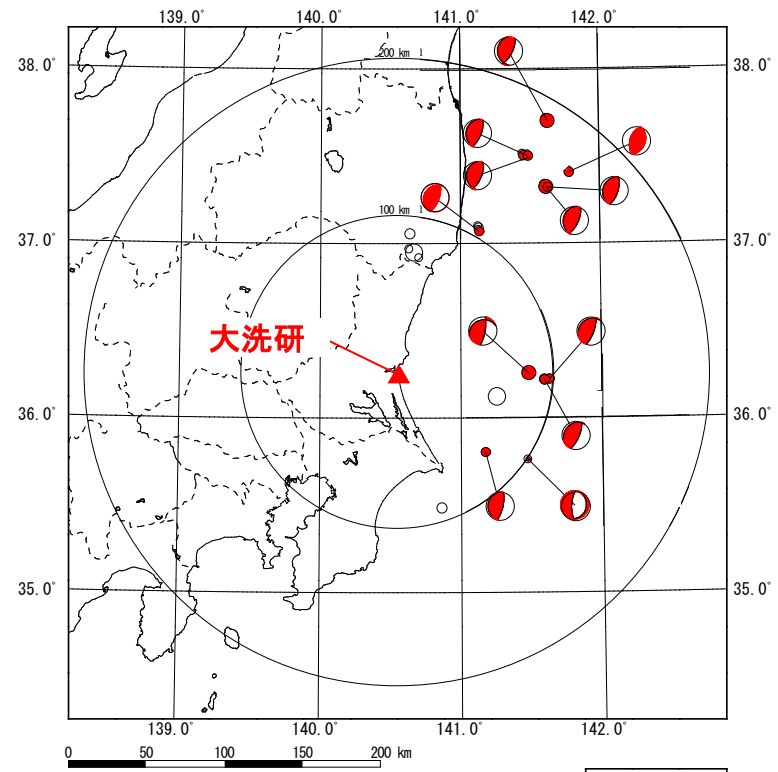
鹿島灘付近で発生した太平洋プレート間地震の応答スペクトル比には、短周期側で大きくなる傾向が見られるため、この領域で発生する地震については短周期側で2.5倍の補正係数を考慮する。



- Noda et al.(2002)との残差評価結果
- Noda et al.(2002)との残差評価結果(平均)
- - - Noda et al.(2002)との残差評価結果(±1σ)
- 地震動評価に用いる補正係数

プレート間地震の地震動評価に用いる補正係数

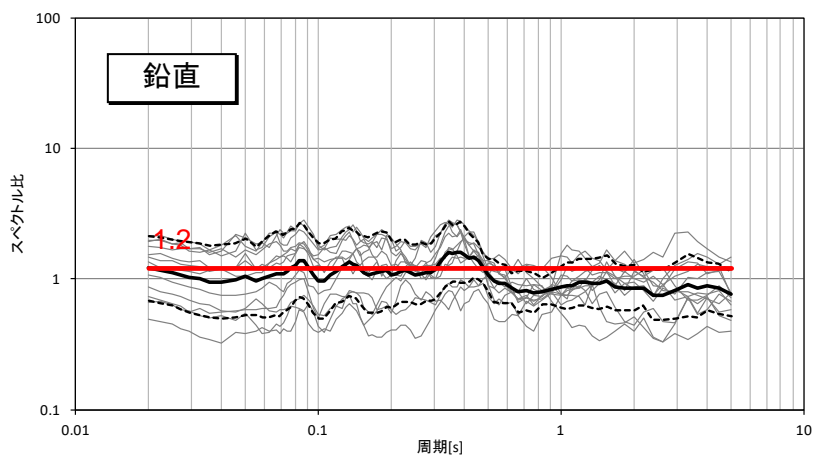
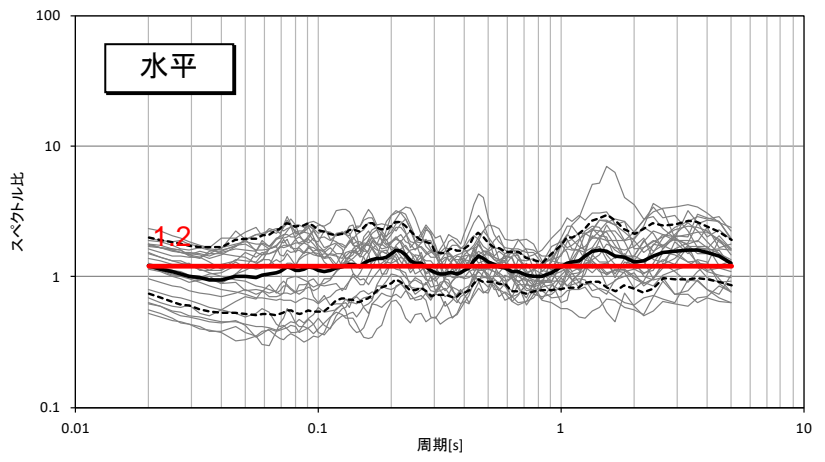
■ 鹿島灘付近で発生した地震を除く太平洋プレート間地震



敷地で観測された主な地震の震央分布
(補正係数評価に用いた地震を着色)

- 7.0 ≤ M
- 6.5 ≤ M < 7.0
- 6.0 ≤ M < 6.5
- 5.5 ≤ M < 6.0

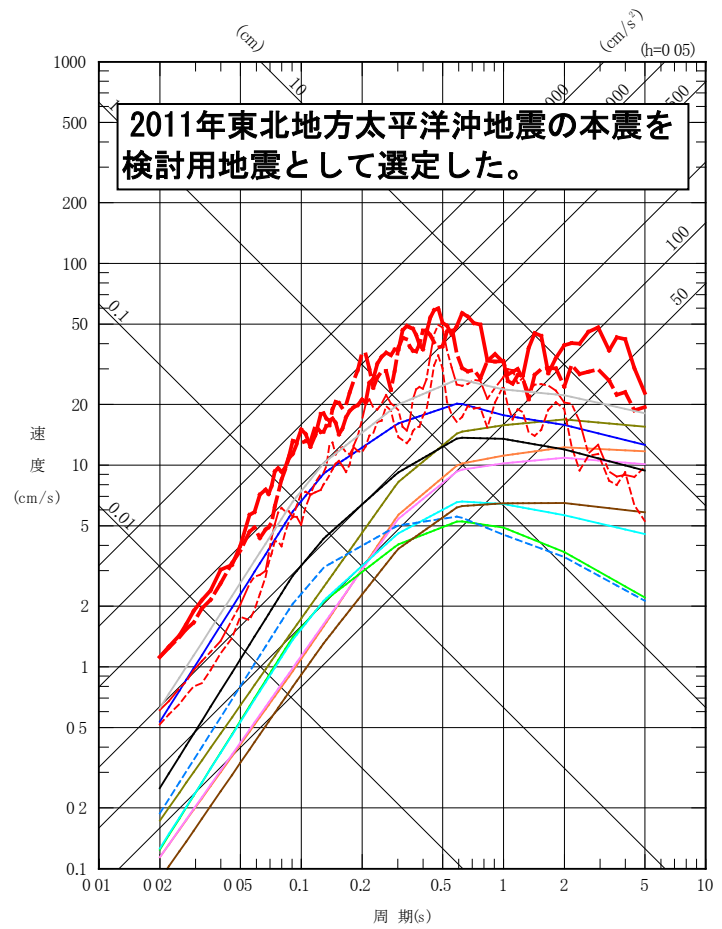
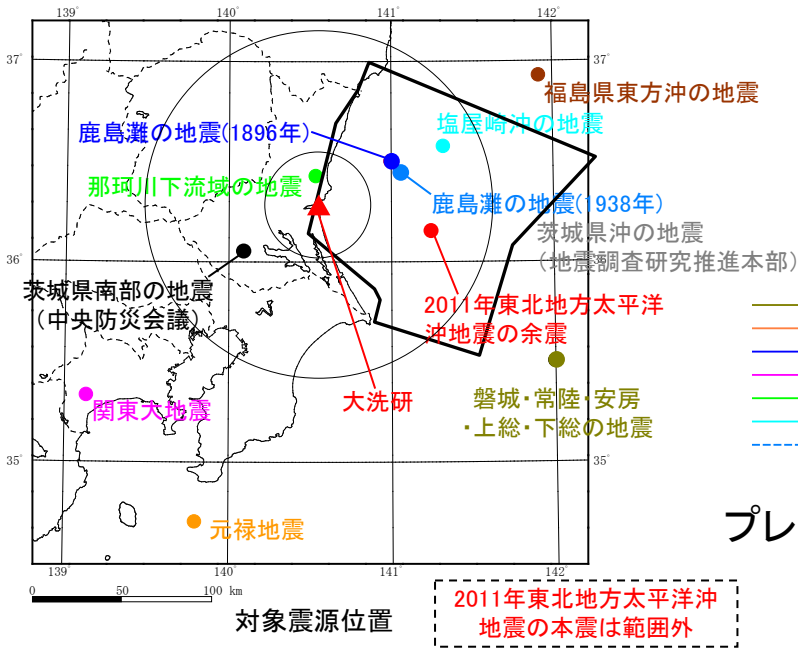
鹿島灘付近で発生した地震を除く太平洋プレート間地震の応答スペクトル比には、短周期側及び長周期側で大きくなる傾向が見られるため、この領域で発生する地震については全周期帯で1.2倍の補正係数を考慮する。



- Noda et al.(2002)との残差評価結果
- Noda et al.(2002)との残差評価結果 (平均)
- - - Noda et al.(2002)との残差評価結果 (±1σ)
- 地震動評価に用いる補正係数

番号	地震発生年月日	地名 (地震名)	マグニチュード* M	等価震源距離*2 (km)	補正係数*3
1	1677.11.4	磐城・常陸・安房・上総・下総の地震	8.0	161	B
2	1703.12.31	元禄地震	8.05	192	—
3	1896.1.9	鹿島灘の地震	7.3	68	A
4	1923.9.1	関東大地震	7.9	169	—
5	1930.6.1	那珂川下流域の地震	6.5	57	B
6	1938.5.23	塩屋崎沖の地震	7.0	78	B
7	1938.9.22	鹿島灘の地震	6.5	70	A
8	1938.11.5	福島県東方沖の地震	7.5	151	B
9	2011.3.11	2011年東北地方太平洋沖地震の本震*1	9.0(Mw)	—	—
10	2011.3.11	2011年東北地方太平洋沖地震の余震*1	7.6	—	—
11	—	茨城県南部の地震(中央防災会議(2013))	7.3	62	—
12	—	茨城県沖の地震(地震調査研究推進本部(2012))	7.6	81	A

*1 解放基盤波を用いる。 *2 文献による位置情報やプレート境界の等深度線等を踏まえて算出
*3 A: 鹿島灘付近で発生した太平洋プレート間地震による補正係数
B: 鹿島灘付近で発生した地震を除く太平洋プレート間地震による補正係数

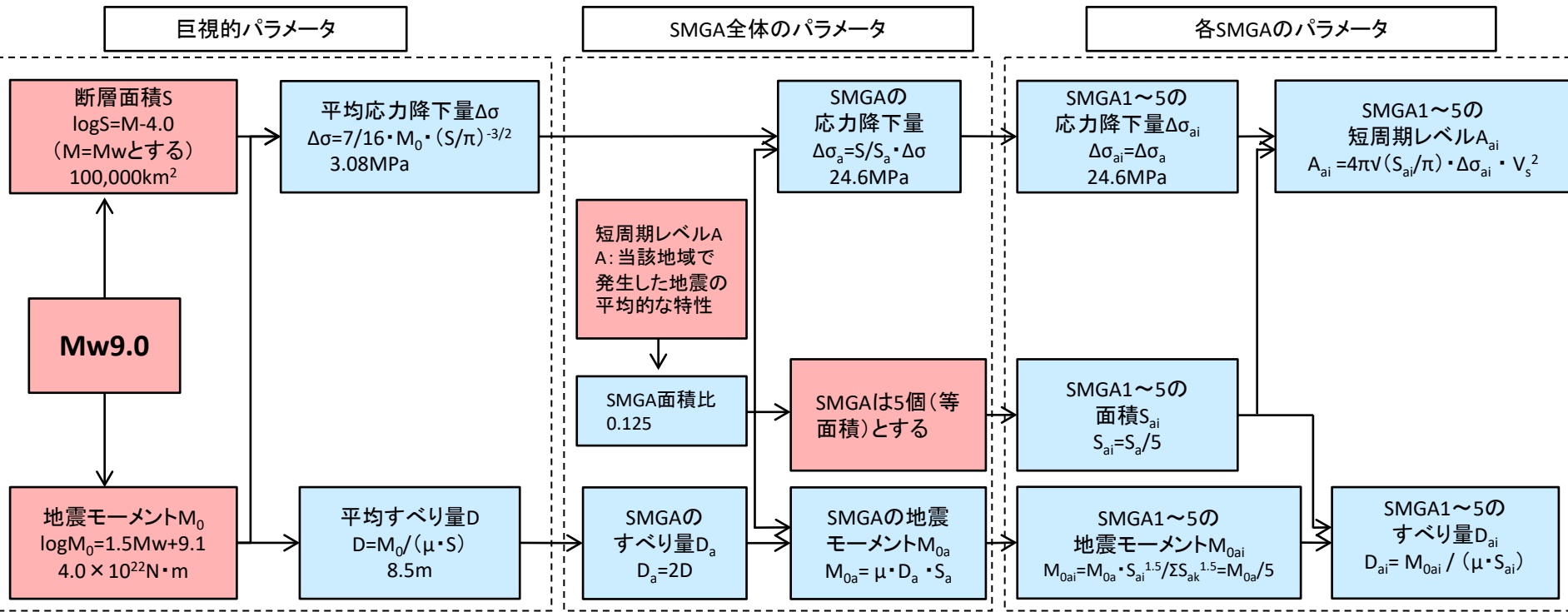


- 1677年磐城・常陸・安房・上総・下総の地震
- 1703年元禄地震
- 1896年鹿島灘の地震
- 1923年関東大地震
- 1930年那珂川下流域の地震
- 1938年塩屋崎沖の地震
- 1938年鹿島灘の地震
- 1938年福島県東方沖の地震
- 2011年東北地方太平洋沖地震の本震、NS成分
- 2011年東北地方太平洋沖地震の本震、EW成分
- 2011年東北地方太平洋沖地震の余震、NS成分
- 2011年東北地方太平洋沖地震の余震、EW成分
- 茨城県南部の地震(中央防災会議(2013))
- 茨城県沖の地震(地震調査研究推進本部(2012))

プレート間地震の地震動の応答スペクトル【水平】
(Noda et al.(2002)の手法に補正係数を考慮)

基本震源モデルの設定フロー

■ 巨大プレート間地震に対し強震動予測レシピが適用できることは諸井ほか(2013)で示されている。よって基本震源モデルについて、強震動予測レシピに基づいてパラメータ設定を行う。



(SMGA: 強震動生成域)

与条件とした項目 (Red box) 強震動予測レシピを用いて設定 (Blue box)

基本震源モデルの設定 (1 / 2)

■主要なパラメータの設定

主要な6個の断層パラメータ(断層面積 $S(\text{km}^2)$), 地震モーメント $M_0(\text{N}\cdot\text{m})$, 応力降下量 $\Delta\sigma(\text{MPa})$, SMGA面積 $S_a(\text{km}^2)$, 短周期レベル $A(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$, SMGAの応力降下量 $\Delta\sigma_a(\text{MPa})$ のうち, 下記3つのパラメータの値を与条件とし, 残りのパラメータを関係式を用いて算定する。

【断層面積 S 】

想定する地震規模 $M_w 9.0$ より, 佐藤(1989)による $\log S = M - 4.0$ を用いて $100,000\text{km}^2$ と算出する。
($M_w = M$ とする。)

【地震モーメント M_0 】

Hanks and Kanamori(1979)による $\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$ より $M_0 = 4.0 \times 10^{22}(\text{N}\cdot\text{m})$ と算出する。

【短周期レベル】

宮城県沖, 福島県沖, 茨城県沖で発生した地震の平均的な短周期レベルの励起特性を有するように設定する。

■パラメータ間の関係式

・SMGAの応力降下量 $\Delta\sigma_a$ (Madariaga, 1979)

$$\Delta\sigma_a = (S / S_a) \cdot \Delta\sigma$$

ここで, $\Delta\sigma$: 応力降下量, S : 断層面積, S_a : SMGA面積

・応力降下量 $\Delta\sigma$ (Eshelby, 1957)

$$\Delta\sigma = (7 / 16) \times M_0 / R^3$$

ここで, M_0 : 地震モーメント, R : 断層の等価半径

・短周期レベル A (Brune, 1970)

$$A = 4\pi r \Delta\sigma_a \beta^2$$

ここで, r : SMGAの総面積の等価半径(km), β : せん断波速度(km/s)

基本震源モデルの設定 (2 / 2)

■断層形状, SMGA位置等については下記の通り設定する。

【断層形状】

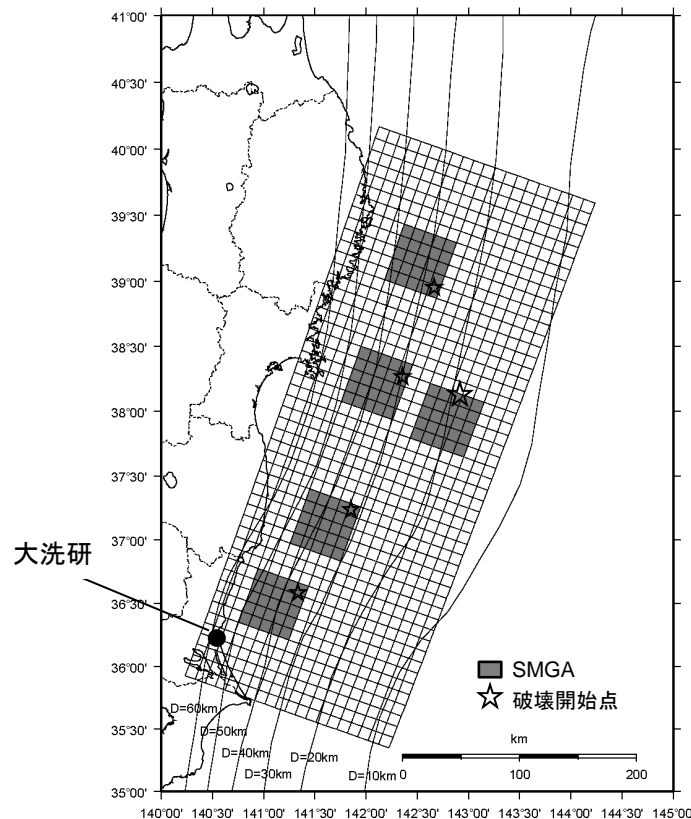
- ・長さ, 幅は, 東北地方太平洋沖地震の震源域を参考にそれぞれ500km, 200kmとする。
- ・走向は, 東北地方太平洋沖地震に関する防災科学技術研究所F-netのCMT解を用いる。深さは, 太平洋プレートの上面に沿ってモデル化する。

【SMGAの位置】

- ・地震調査研究推進本部の領域区分に基づき5個のSMGAを設定し, 東北地方太平洋沖地震のSMGAや, それぞれの領域で過去に発生したM7~M8クラスの地震の震源域を参考に配置する。
- ・茨城県沖のSMGA位置は, 東北地方太平洋沖地震の敷地での観測記録を再現できる位置としており, 各文献で示された東北地方太平洋沖地震のSMGAの中では敷地に最も近い位置である。
- ・この位置は, 過去に発生したM7クラスの地震の中では最も敷地に近い1938年塩屋崎沖の地震(M7.0)や1896年鹿島灘の地震(M7.3)の震央位置と対応していることを確認している。

【破壊開始点】

東北地方太平洋沖地震の震源位置に設定する。



基本震源モデル

基本震源モデルの断層パラメータ

■断層モデルのパラメータ(基本震源モデル及びSMGA位置の不確かさを考慮したモデル)

項目		設定値	設定方法
走向	θ (度)	200	F-net
傾斜角1(東側)	δ_1 (度)	12	壇ほか(2005)
傾斜角2(西側)	δ_2 (度)	21	壇ほか(2005)
すべり角	λ (度)	88	F-net
長さ	L(km)	500	断層面積に基づき算定
幅	W(km)	200	断層面積に基づき算定
基準点北緯	N(度)	38.1035	本震の震源位置(気象庁)
基準点東経	E(度)	142.8610	本震の震源位置(気象庁)
基準点深さ	H(km)	23.7	本震の震源位置(気象庁)
上端深さ	h_u (km)	12.3	$h_u = H - w_1 \sin \delta_1$
下端深さ	h_l (km)	68.9	$h_l = H + (100 - w_1) \sin \delta_1 + 100 \sin \delta_2$
断層面積	S(km ²)	100000	$\log S = M - 4.0$, 佐藤(1989)
平均応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	3.08	$M_0 = 16/7 \times (S/\pi)^{3/2} \Delta \sigma$
地震モーメント	M_0 (N·m)	4.00E+22	$\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ Hanks and Kanamori(1979)
モーメントマグニチュード*	M_w	9.0	2011年東北地方太平洋沖地震
平均すべり量	D(cm)	854.3	$D = M_0 / (\mu S)$
剛性率	μ (N/m ²)	4.68E+10	$\mu = \rho V_s^2$, $\rho = 3.08 \text{g/cm}^3$ 地震調査研究推進本部 (2002), (2005)
せん断波速度	V_s (km/s)	3.9	地震調査研究推進本部 (2002), (2005)
破壊伝播速度	V_r (km/s)	3.0	地震調査研究推進本部 (2002), (2005)

項目		設定値	設定方法
SMGA全体	面積	S_a (km ²)	12500 $S_a = cS$, $c = 0.125$
	地震モーメント	M_{0a} (N·m)	1.00E+22 $M_{0a} = \mu D_a S_a$
	すべり量	D_a (cm)	1708.6 $D_a = 2 \times D$
	応力降下量	$\Delta \sigma_a$ (MPa)	24.6 $\Delta \sigma_a = S / S_a \times \Delta \sigma$
	短周期レベル	A_a (N·m/s ²)	2.97E+20 $A_a = (\sum A_{ai}^2)^{1/2} = 5^{1/2} A_{a1}$
各SMGA	面積	S_{a1} (km ²)	2500 $S_{a1} = S_a / 5$
	地震モーメント	M_{0a1} (N·m)	2.00E+21 $M_{0a1} = M_{0a} S_{a1}^{1.5} / \sum S_{ai}^{1.5} = M_{0a} / 5$
	すべり量	D_{a1} (cm)	1708.6 $D_{a1} = M_{0a1} / (\mu S_{a1})$
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a1}$ (MPa)	24.6 $\Delta \sigma_{a1} = \Delta \sigma_a$
	短周期レベル	A_{a1} (N·m/s ²)	1.33E+20 $A_{a1} = 4 \pi r_1 \Delta \sigma_{a1} V_s^2$, $r_1 = (S_{a1} / \pi)^{1/2}$
	ライズタイム	τ_{a1} (s)	8.33 $\tau_{a1} = 0.5 W_{ai} / V_r$, W_{ai} : SMGA幅
背景領域	面積	S_b (km ²)	87500 $S_b = S - S_a$
	地震モーメント	M_{0b} (N·m)	3.00E+22 $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	すべり量	D_b (cm)	732.2 $D_b = M_{0b} / \mu S_b$
	応力降下量	$\Delta \sigma_b$ (MPa)	4.9 $\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$
	ライズタイム	τ_b (s)	33.33 $\tau_b = 0.5 W / V_r$, W:断層幅
Q値	Q	110f ^{0.69}	佐藤ほか(1994)

不確かさとして考慮するパラメータの選定

■ 主要な断層パラメータについて、敷地周辺のプレート間地震に関する知見等を踏まえて認識論的不確かさと偶然的な不確かさに分類し、敷地での地震動に大きな影響を与えるパラメータを不確かさとして考慮する。

※ 当該断層に対する各種調査(地質調査やインバージョン解析等)や国内外の地震データ等に基づき得られた各種経験則(例えば短周期レベルと地震モーメントの関係)

【認識論的不確かさ】 : 事前の詳細な調査や経験式※などにに基づき設定できるもの ⇒ それぞれ独立させて考慮することを基本とする。

【偶然的な不確かさ】 : 事前の詳細な調査や経験式からは設定が困難なもの ⇒ 重畳させて考慮する。

不確かさの種類	パラメータ	基本ケースの設定	不確かさ検討の要否
認識論的不確かさ	断層設定位置	フィリピン海プレートの北東限を考慮し、三陸沖中部～茨城県沖に設定	震源の南限については、フィリピン海プレートがバリアとなることから、断層設定位置は基本ケースで固定でき、不確かさとして考慮しない。
	地震規模	Mw9.0	地震規模(巨視的断層の面積)の不確かさについては、フィリピン海プレートが破壊進展のバリアとなり、巨視的断層面の拡大は南方ではなく、三陸沖以北への拡大が考えられるが、仮にそこからの地震動が付加されたとしても敷地に及ぼす影響は小さいと考えられることから、地震規模の不確かさは考慮しない。
	短周期レベル	宮城県沖、福島県沖、茨城県沖で発生する地震の平均	<ul style="list-style-type: none"> 震源モデルに含まれる宮城県沖周辺の領域では、基本ケースよりも短周期レベルが大きい地震が発生しているものの、基本ケースにおける短周期レベルの設定は、茨城県沖で発生する地震に対しては安全側の設定となっている。 しかしながら、東北地方太平洋沖地震のシミュレーション解析結果より、敷地での地震動に影響を与えるのは敷地近傍のSMGAであることを踏まえ、宮城県沖や福島県沖で発生する地震の短周期レベルを概ねカバーできるよう、基本ケースの短周期レベルの1.5倍を不確かさとして考慮する。
偶然的な不確かさ	SMGA位置	東北地方太平洋沖地震のSMGAや、当該地域で過去に発生したM7～8の地震への対応を考慮し設定	<ul style="list-style-type: none"> 東北地方太平洋沖地震のSMGAを推定した文献では、モデル間で多少ばらつきがあるものの、どのモデルでも沈みこんだ深い位置にSMGAが推定され、過去に発生したM7～8クラスの地震に対応しているという共通点があるので、それらの情報に基づきSMGAの位置は、ある程度特定することができる。 しかしながら、宮城県沖などに比べ、近年における規模の大きな地震発生が少ない茨城県沖でSMGA位置を確定的に設定することは難しいことから、安全側に敷地に対して十分に近い位置にSMGAを配置したケースを不確かさとして考慮する。 なお、敷地に対して十分に近い位置として敷地直下にSMGAを配置した。その結果、太平洋プレートと陸のプレートの間にフィリピン海プレートを挟み込む領域に跨る形でSMGAを想定することになる。フィリピン海プレートを挟み込む領域については近年大きな地震の発生は確認されず、プレート間の結合度や相対的な運動の違いから強震動が発生する可能性は低いと考えられるが、保守的な設定としてこれを想定する。
	破壊開始点	2011年東北地方太平洋沖地震の気象庁震源位置	破壊開始点については、複数のパラメータスタディを行い、設定位置の違いによる影響が小さいことを確認していることから、不確かさとして考慮しない。

不確かさの組み合わせ

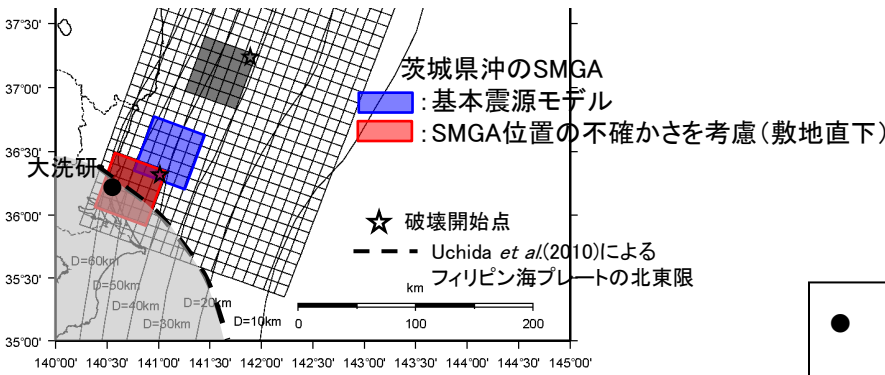
■前頁の選定結果を踏まえ、下記のとおり不確かさを組み合わせて地震動評価を行う。SMGA位置の不確かさについては、前頁のとおり、事前の調査に基づきSMGAの位置をある程度特定することができるが、宮城県沖などに比べ、近年における規模の大きな地震発生が少ない茨城県沖では確定的に設定することは難しいことから、安全側に短周期レベルの不確かさと重畳させたケースも考慮する。

評価ケース	認識論的不確かさ			偶然的な不確かさ	
	断層設定位置	地震規模	短周期レベル	SMGA位置	破壊開始点
基本ケース	フィリピン海プレートの北東限を考慮し、三陸沖中部～茨城県沖に設定	Mw9.0	宮城県沖、福島県沖、茨城県沖で発生する地震の平均※1	東北地方太平洋沖地震のSMGAや、それぞれの領域で過去に発生したM7～M8クラスの地震の震源域を参考に配置	2011年東北地方太平洋沖地震の気象庁震源位置※3
SMGA位置の不確かさ	フィリピン海プレートの北東限を考慮し、三陸沖中部～茨城県沖に設定	Mw9.0	宮城県沖、福島県沖、茨城県沖で発生する地震の平均※1	基本震源モデルのSMGA位置に対し、茨城県沖のSMGAを敷地に対して十分に近い位置(敷地直下)に移動	2011年東北地方太平洋沖地震の気象庁震源位置※3
短周期レベルの不確かさ	フィリピン海プレートの北東限を考慮し、三陸沖中部～茨城県沖に設定	Mw9.0	基本震源モデルの1.5倍※2	東北地方太平洋沖地震のSMGAや、それぞれの領域で過去に発生したM7～M8クラスの地震の震源域を参考に配置	2011年東北地方太平洋沖地震の気象庁震源位置※3
SMGA位置の不確かさと短周期レベルの不確かさの重畳	フィリピン海プレートの北東限を考慮し、三陸沖中部～茨城県沖に設定	Mw9.0	基本震源モデルの1.5倍※2	基本震源モデルのSMGA位置に対し、茨城県沖のSMGAを敷地に対して十分に近い位置(敷地直下)に移動	2011年東北地方太平洋沖地震の気象庁震源位置※3

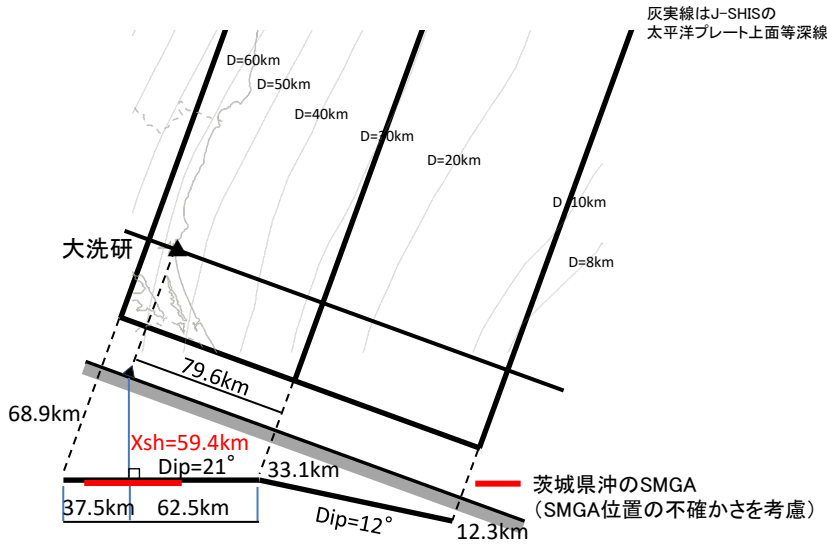
不確かさを考慮して設定するパラメータ

※1 茨城県沖で発生する地震に対しては大きめの設定となっている。
 ※2 すべてのSMGAの短周期レベルを係数倍している。
 ※3 破壊が敷地に向かう位置に設定されている。

■ 茨城県沖のSMGAを敷地に最も近い位置に移動させたケースを考慮する。



基本震源モデルとの比較



SMGA位置(断面図)

等価震源距離の比較

評価ケース	茨城県沖のSMGAの等価震源距離(km)
基本震源モデル	75.8
SMGA位置の不確かさを考慮(敷地直下)	62.7

- 敷地近傍のSMGAが敷地での地震動に影響を与えることを踏まえ、茨城県沖のSMGAの位置について、敷地での地震動への影響の観点から不確かさとして考慮する。
- SMGA位置の不確かさの考慮にあたっては、敷地に対して十分に近い位置である敷地直下に設定する。
- 敷地直下にSMGAを想定することによって、太平洋プレートと陸のプレート間にフィリピン海プレートを挟み込む領域に跨ってSMGAを想定することとなる。フィリピン海プレートを挟み込む領域については、近年大きな地震の発生は確認されず、プレート間の結合度や相対的な運動の違いから強震動が発生する可能性は低いと考えられるが、保守的な設定としてこれを想定する。
- 茨城県沖のSMGAの等価震源距離は、基本震源モデルと比較し13km程度近くなる。

短周期レベルの不確かさ

■不確かさとして考慮する短周期レベルは、宮城県沖で発生する地震の短周期レベルを概ねカバーするレベルとして基本ケースの1.5倍を考慮する。このレベルは、佐藤(2012)における太平洋プレート間地震の短周期レベルと地震モーメント平均+標準偏差とほぼ同レベルである。

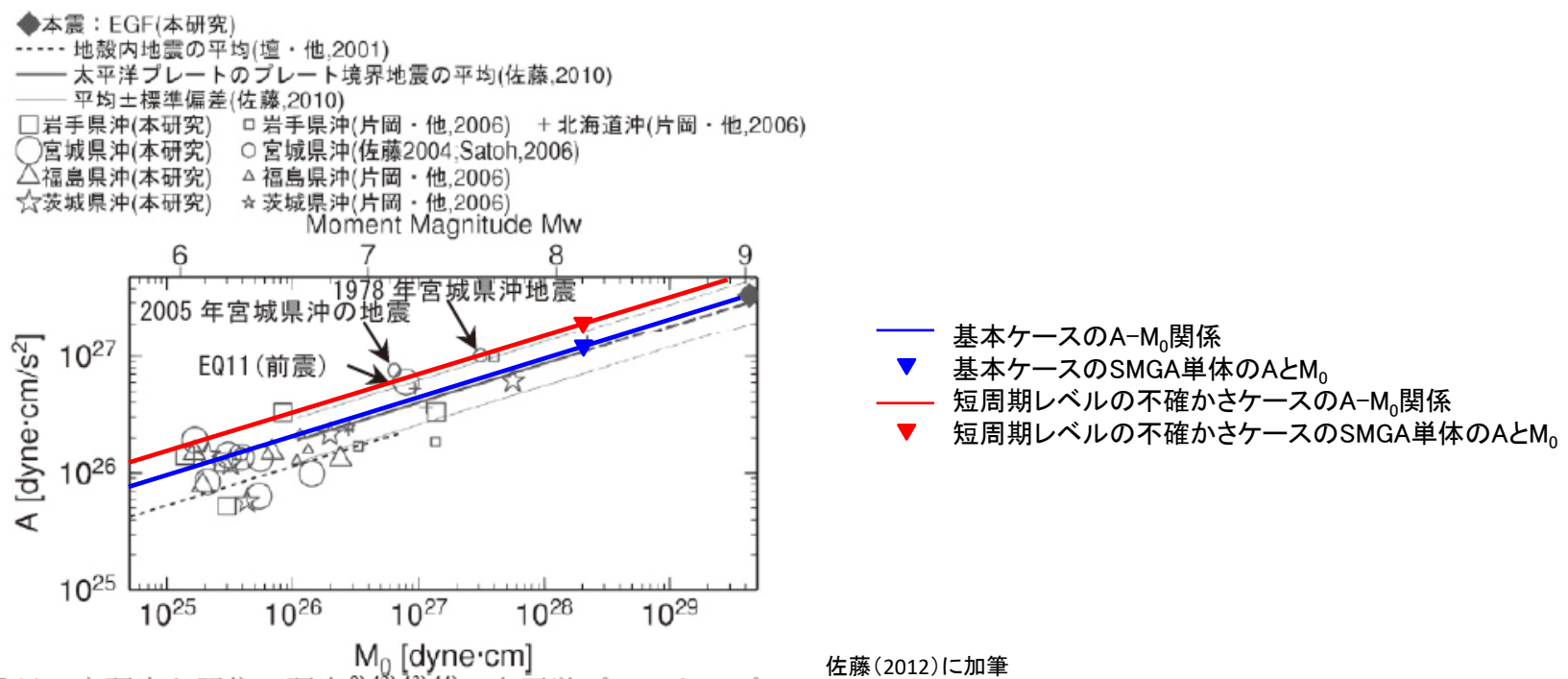


図11 本研究と既往の研究^{9),42),43),44)}の太平洋プレートのプレート境界地震の M_0 -A 関係と地殻内地震の M_0 -A 関係⁸⁾の比較
 佐藤(2012)に加筆

佐藤(2012)における太平洋プレートのプレート間地震のAと M_0 の関係

佐藤智美(2012): 経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル—プレート境界地震の短周期レベルに着目して— 日本建築学会構造系論文集 第77巻 第675号, 695-704

不確かさを考慮した震源モデルの断層パラメータ

■短周期レベルの不確かさケース及びSMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳ケースの断層パラメータ (SMGA位置の不確かさの断層パラメータは基本ケースと同様)

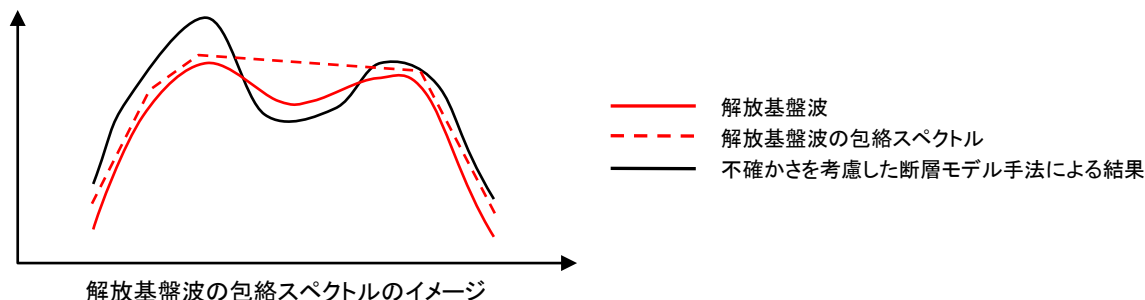
項目		設定値	設定方法
走向	θ (度)	200	F-net
傾斜角1(東側)	δ_1 (度)	12	壇ほか(2005)
傾斜角2(西側)	δ_2 (度)	21	壇ほか(2005)
すべり角	λ (度)	88	F-net
長さ	L(km)	500	断層面積に基づき算定
幅	W(km)	200	断層面積に基づき算定
基準点北緯	N(度)	38.1035	本震の震源位置(気象庁)
基準点東経	E(度)	142.8610	本震の震源位置(気象庁)
基準点深さ	H(km)	23.7	本震の震源位置(気象庁)
上端深さ	h_u (km)	12.3	$h_u = H - w_1 \sin \delta_1$
下端深さ	h_l (km)	68.9	$h_l = H + (100 - w_1) \sin \delta_1 + 100 \sin \delta_2$
断層面積	S(km ²)	100000	$\log S = M - 4.0$, 佐藤(1989)
平均応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	3.08	$M_0 = 16/7 \times (S/\pi)^{3/2} \Delta \sigma$
地震モーメント	M_0 (N·m)	4.00E+22	$\log M_0 = 1.5 M_w + 9.1$ Hanks and Kanamori(1979)
モーメントマグニチュード	M_w	9.0	2011年東北地方太平洋沖地震
平均すべり量	D(cm)	854.3	$D = M_0 / (\mu S)$
剛性率	μ (N/m ²)	4.68E+10	$\mu = \rho V_s^2$, $\rho = 3.08 \text{g/cm}^3$ 地震調査研究推進本部 (2002), (2005)
せん断波速度	V_s (km/s)	3.9	地震調査研究推進本部 (2002), (2005)
破壊伝播速度	V_r (km/s)	3.0	地震調査研究推進本部 (2002), (2005)

項目		設定値	設定方法
SMGA全体	面積	S_a (km ²)	12500 $S_a = cS$, $c = 0.125$
	地震モーメント	M_{0a} (N·m)	1.00E+22 $M_{0a} = \mu D_a S_a$
	すべり量	D_a (cm)	1708.6 $D_a = 2 \times D$
	応力降下量	$\Delta \sigma_a$ (MPa)	37.0 $\Delta \sigma_a = S/S_a \times \Delta \sigma \times 1.5$
	短周期レベル	A_a (N·m/s ²)	4.46E+20 $A_a = (\sum A_{ai}^2)^{1/2} = 5^{1/2} A_{a1}$
各SMGA	面積	S_{a1} (km ²)	2500 $S_{a1} = S_a / 5$
	地震モーメント	M_{0a1} (N·m)	2.00E+21 $M_{0a1} = M_{0a} S_{a1}^{1.5} / \sum S_{ai}^{1.5} = M_{0a} / 5$
	すべり量	D_{a1} (cm)	1708.6 $D_{a1} = M_{0a1} / (\mu S_{a1})$
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a1}$ (MPa)	37.0 $\Delta \sigma_{a1} = \Delta \sigma_a$
	短周期レベル	A_{a1} (N·m/s ²)	1.99E+20 $A_{a1} = 4 \pi r_1 \Delta \sigma_{a1} V_s^2$, $r_1 = (S_{a1} / \pi)^{1/2}$
	ライズタイム	τ_{a1} (s)	8.33 $\tau_{a1} = 0.5 W_{ai} / V_r$, W_{ai} : SMGA幅
背景領域	面積	S_b (km ²)	87500 $S_b = S - S_a$
	地震モーメント	M_{0b} (N·m)	3.00E+22 $M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	すべり量	D_b (cm)	732.2 $D_b = M_{0b} / \mu S_b$
	応力降下量	$\Delta \sigma_b$ (MPa)	7.4 $\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$
	ライズタイム	τ_b (s)	33.33 $\tau_b = 0.5 W / V_r$, W:断層幅
	Q値	Q	110f ^{0.69} 佐藤ほか(1994)

地震動評価手法

■ 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価

- ・東北地方太平洋沖地震のような巨大地震では、複数の強震動生成域が時間的にも空間的にも離れて連動し、敷地での揺れは、特に短周期域において敷地近傍の強震動生成域の影響が支配的となる特徴がある。このような複雑な震源過程から生成される強震動を短周期から長周期にわたり精度よく評価でき、実務に活用されている実績のある距離減衰式はないと考えられる。
- ・一方、大洗研究所においては、東北地方太平洋沖地震における岩盤上の観測記録が得られていることから、距離減衰式による評価の代わりに、この地震の解放基盤波を基に地震動を設定する。設定に際しては、解放基盤波と断層モデル手法による結果を比較した際に、解放基盤波が不確かさを考慮した断層モデル手法による結果を上回る周期帯がでてくる場合が考えられるので、そのような周期帯に余裕を持たせるよう解放基盤波を包絡した応答スペクトルを設定する。この包絡した応答スペクトルを応答スペクトルに基づく手法による地震動評価とする。



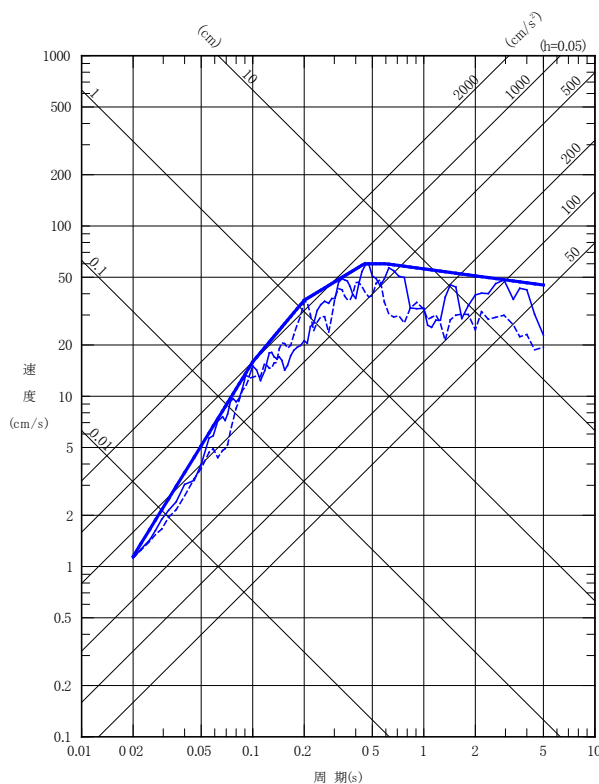
- ・なお、余裕の考慮については、解放基盤波を一律係数倍する方法も考えられるが、解放基盤波が不確かさを考慮した断層モデル手法による結果を上回る周期帯に対してより多くの余裕を持たせるためには、スペクトルの山谷が一律に係数倍されるよりも、振幅レベルの小さい谷の部分がより効果的に包絡される包絡スペクトルの方が適していると考えられる。

■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

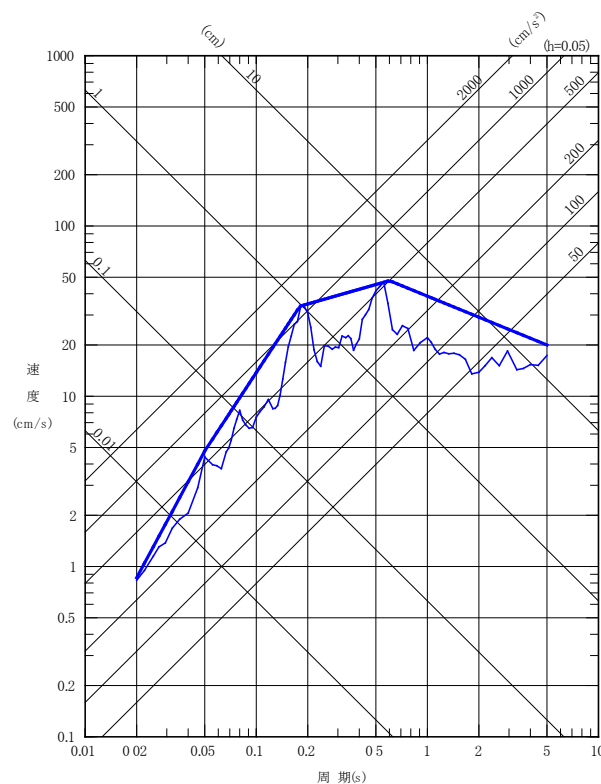
震源近傍で発生した適切な要素地震の観測記録が敷地で得られているため、経験的グリーン関数法により評価する。また、敷地への影響の観点から、震源の不確かさを考慮する。

応答スペクトル手法による評価結果

— 応答スペクトル手法による地震動評価(水平:360Gal, 鉛直:270Gal)
(東北地方太平洋沖地震の解放基盤波を包絡し設定)



水平成分



鉛直成分

— 東北地方太平洋沖地震の解放基盤波(NS:352Gal)
- - - 東北地方太平洋沖地震の解放基盤波(EW:352Gal)

— 東北地方太平洋沖地震の解放基盤波(UD:260Gal)

解放基盤波に対する包絡スペクトルの強度値※の比(SI比)

対象とする 周期帯	水平/NS	水平/EW	鉛直/UD
周期0.1~2.5秒 (SI比)	1.37	1.72	1.77
周期0.02~5秒 (参考)	1.30	1.83	1.62

※ Housner(1961)で提案されている地震動強さに
関する指標で以下のとおり定義される。

$$\text{スペクトル強度値} = \int_{T_1}^{T_2} S_v(T, h) dT$$

ここで,
S_v : 擬似速度応答スペクトル
T : 周期
h : 減衰定数(5%)

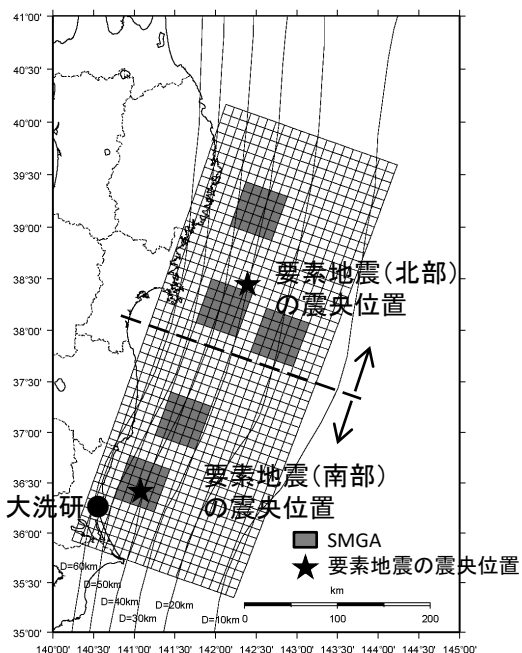
- 東北地方太平洋沖地震の敷地における解放基盤波に対し、これを包絡して余裕を持たせた応答スペクトルを設定した。解放基盤波に対する包絡スペクトルのSI比は、およそ1.4以上となっている。
- 解放基盤波の応答スペクトルで谷となる周期帯に対して十分に余裕が確保されている。

断層モデル手法による評価：要素地震の選定

■要素地震の選定方法

- ・要素地震の選定においては、設定した断層モデルと同じ震源メカニズムを有する地震とした。
- ・震源断層が広域になることから、北部の領域と南部の領域からそれぞれ要素地震を選定した。
- ・断層面の北半分については要素地震(北部)を、断層面の南半分については要素地震(南部)をそれぞれ用いた。
- ・ただし、北部の領域の要素地震については、適切な地震規模及び震源メカニズムである地震の観測記録が得られていないことから、震源メカニズムは異なるがM6~7程度の比較的規模の大きい地震を選定した。

⇒放射特性に関する検討から、地震動評価に用いても工学的に問題ないことを第64回審査会合において説明。



要素地震の震央位置

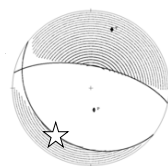
要素地震(北部)

発生日 2011年3月28日

地震規模※1 M6.5

震源深さ※1 31.7km

地震モーメント※2 $1.66E+18(N \cdot m)$



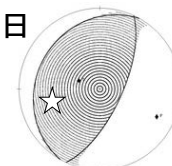
要素地震(南部)

発生日 2005年10月19日

地震規模※1 M6.3

震源深さ※1 48.3km

地震モーメント※2 $3.18E+18(N \cdot m)$



要素地震のメカニズム解(下半球)

※1 気象庁による。

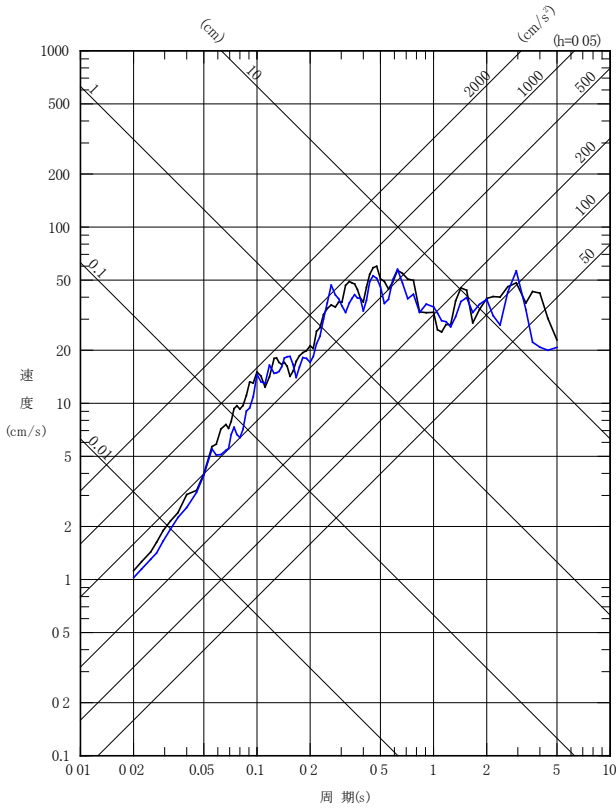
※2 F-netによる。

☆: 震央距離・震源深さを踏まえて気象庁JMA2001
対応の射出角表より算出した射出点

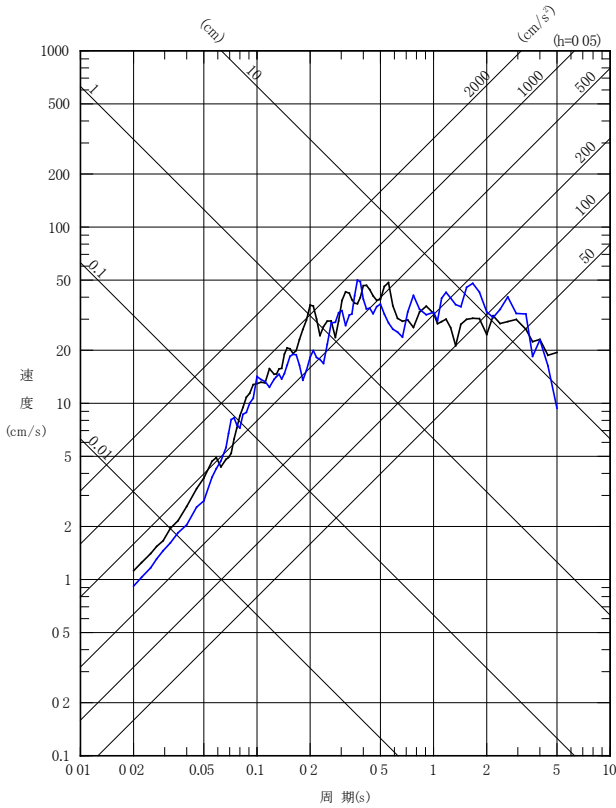
■地震動評価は入倉ほか(1997)に基づき行う。

■地震動評価結果(経験的グリーン関数法)と東北地方太平洋沖地震の解放基盤波とを比較する。

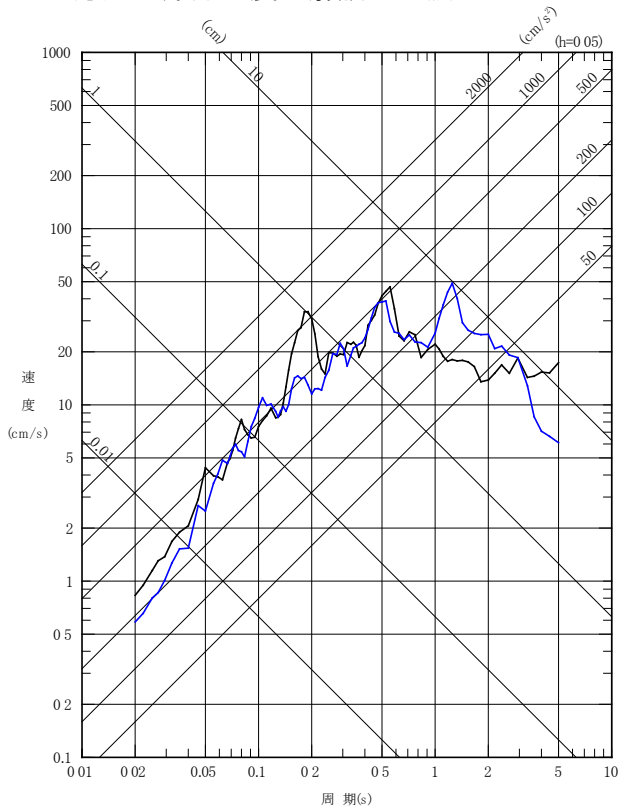
— 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
 — 東北地方太平洋沖地震の解放基盤波



NS成分



EW成分



UD成分

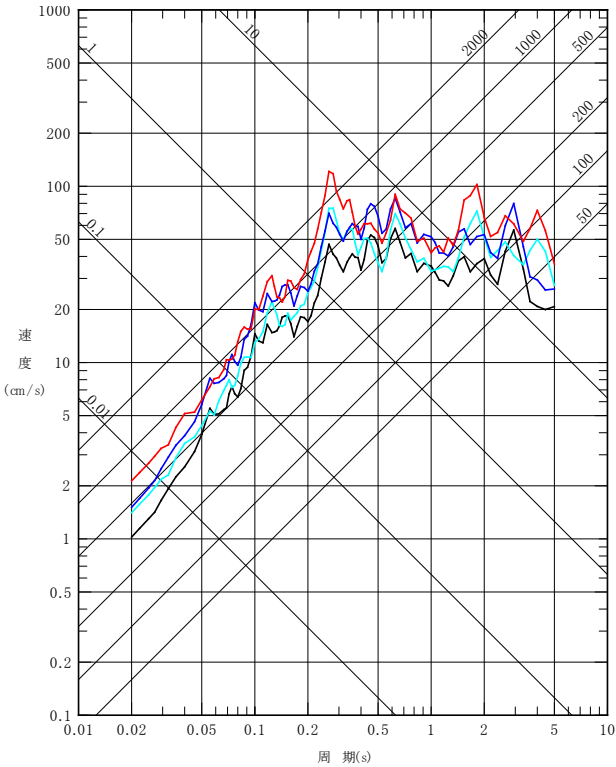
断層モデルを用いた手法による地震動評価結果(経験的グリーン関数法)は、東北地方太平洋沖地震の解放基盤波と対応していることから、要素地震(2011年3月28日(M6.5)及び2005年10月19日(M6.3))が適切に選定されていると判断した。

断層モデル手法による評価：不確かさを考慮したモデルの応答スペクトル

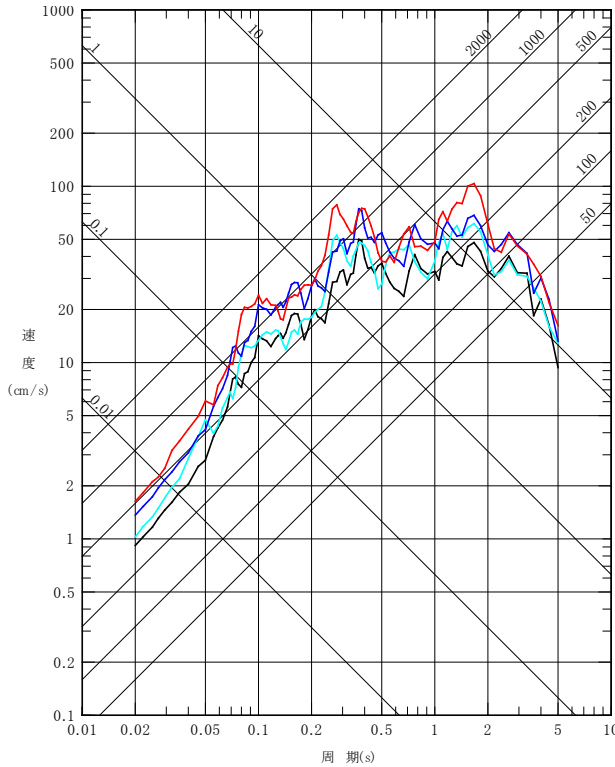
■断層モデルを用いた手法による地震動評価結果(経験的グリーン関数法)

【断層モデル手法】

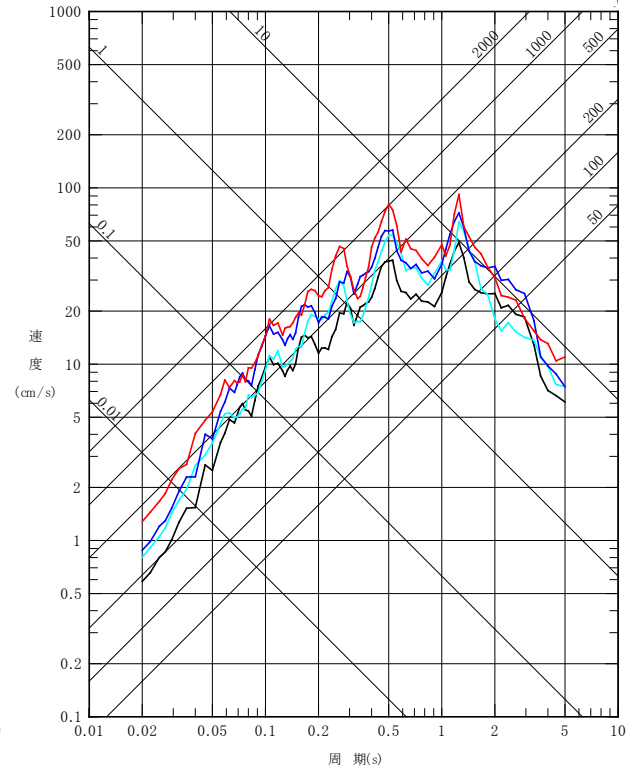
- 基本震源モデル(NS:322Gal, EW:288Gal, UD:184Gal)
- SMGA位置の不確かさを考慮(NS:442Gal, EW:322Gal, UD:252Gal)
- 短周期レベルの不確かさを考慮(NS:474Gal, EW:428Gal, UD:277Gal)
- SMGA位置と短周期レベルの不確かさを重畳(NS:670Gal, EW:513Gal, UD:402Gal)



NS成分



EW成分



UD成分

断層モデルを用いた手法による各地震動評価結果を示す。SMGA位置と短周期レベルの不確かさを重畳させたケースは、NS成分で670Galの地震動評価結果となり、短周期レベルの不確かさを考慮したケース(NS成分で474Gal)を全体的に上回る。

応答スペクトル手法と断層モデル手法の評価結果

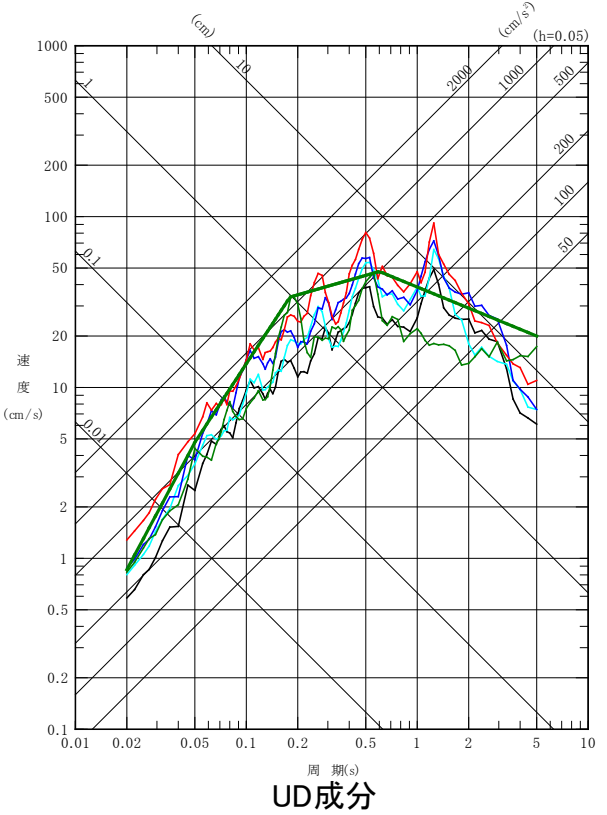
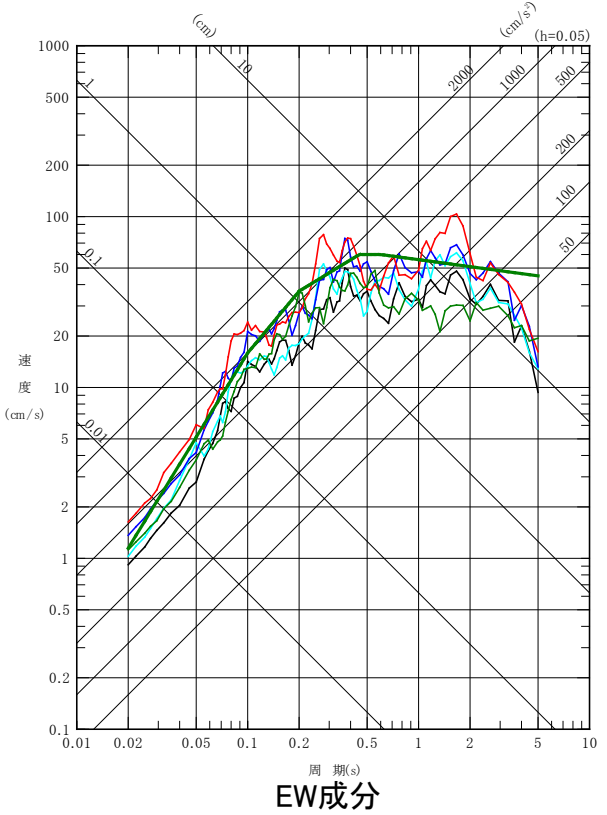
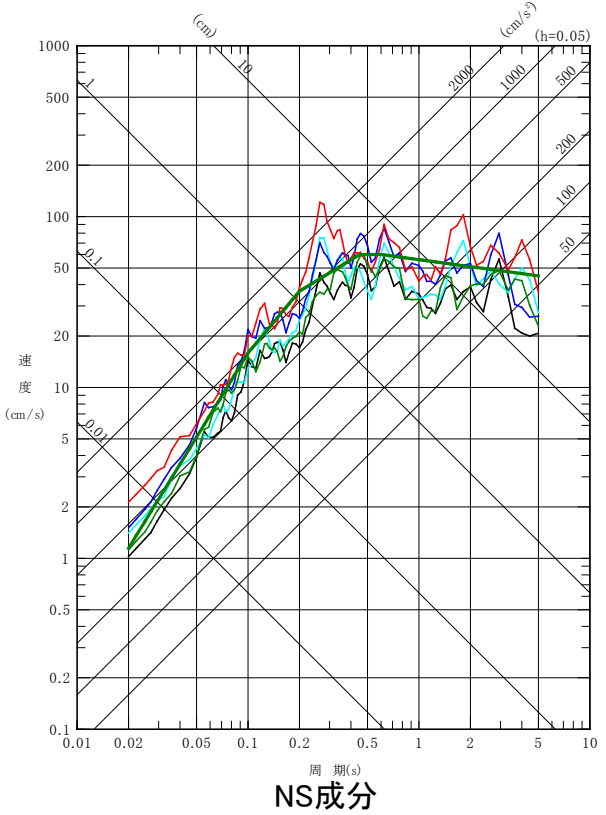
■ 応答スペクトル手法と断層モデル手法による各評価結果を示す。

— 東北地方太平洋沖地震の解放基盤波
(NS: 352Gal, EW: 352Gal, UD: 260Gal)

【応答スペクトル手法】
— 解放基盤波の包絡スペクトル
(水平: 360Gal, 鉛直: 270Gal)

【断層モデル手法】

- 基本震源モデル (NS: 322Gal, EW: 288Gal, UD: 184Gal)
- SMGA位置の不確かさを考慮 (NS: 442Gal, EW: 322Gal, UD: 252Gal)
- 短周期レベルの不確かさを考慮 (NS: 474Gal, EW: 428Gal, UD: 277Gal)
- SMGA位置と短周期レベルの不確かさを重畳 (NS: 670Gal, EW: 513Gal, UD: 402Gal)



解放基盤波の包絡スペクトルは、断層モデル手法よりも解放基盤波が大きくなる周期帯において十分に余裕があり、断層モデル手法の結果と補完的であることを確認した。

1. 基準地震動Ssの策定の概要
 - 1.1 常陽の基準地震動Ss策定の概要
 - 1.2 常陽地点における地震動特性の分析
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
 - 3.1 評価の方針
 - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
 - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
 - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
 - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 4.1 プレート間地震
 - 4.2 海洋プレート内地震**
 - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動Ssの策定
7. 基準地震動Ssの年超過確率の参照

参考資料

- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 房総沖の津波波源による影響確認について

参考文献

検討用地震の選定：選定フロー

検討用地震の候補

過去の被害地震や各機関が想定した震源による地震について、太平洋プレートやフィリピン海プレートの内部で発生した地震を整理

【フィリピン海プレートの内部で発生する地震】

(過去の被害地震)

・1895年霞ヶ浦付近の地震※¹

・1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震

(各機関が想定した震源による地震)

・茨城県南部の地震(中央防災会議(2004))

・茨城県南部の地震(中央防災会議(2013))

【太平洋プレートの内部で発生する地震】

(各機関が想定した震源による地震)

・震源断層を予め特定しにくい地震(陸域)(地震調査研究推進本部(2009))

・震源断層を予め特定しにくい地震(海域)(地震調査研究推進本部(2009))

・海溝寄りのプレート内地震(地震調査研究推進本部(2009))

※¹ 首都直下地震防災減災特別プロジェクトによると太平洋プレート内地震の可能性が指摘されているが、信頼性は中程度とされていることから敷地への影響を考慮しフィリピン海プレートとして扱う。

評価手法

検討用地震の候補について、Noda *et al.*(2002)の手法による評価を実施する。評価にあたり、地震観測記録から算出した補正係数を考慮する。

補正係数の算出

太平洋プレート、フィリピン海プレートによる種別ではなく、海洋プレート内地震全体としての補正係数を考慮した。

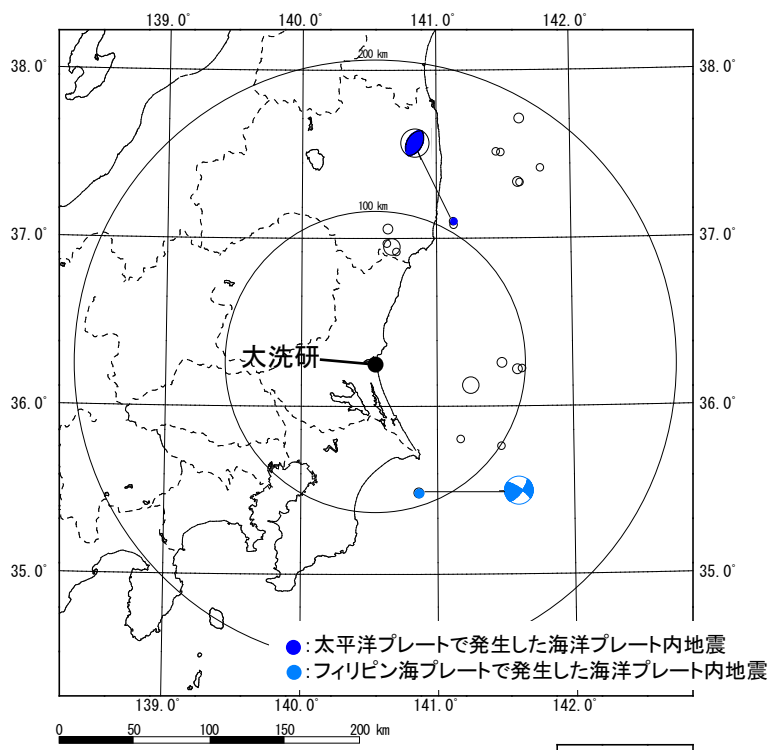
敷地において観測された海洋プレート内地震が限られる

検討用地震の選定結果

- 敷地周辺においては太平洋プレートよりもフィリピン海プレートの方が相対的に近いため、フィリピン海プレートの内部で発生する地震の影響が大きい。
- 過去の被害地震の一つである霞ヶ浦付近の地震と、今後の想定である中央防災会議による茨城県南部の地震についてはほぼ同位置に震源が想定されていることから、敷地において推定される地震動レベルも同程度である。
- 以上のことから、敷地における海洋プレート内地震の検討用地震としては、フィリピン海プレート内地震である中央防災会議による茨城県南部の地震で代表させる。

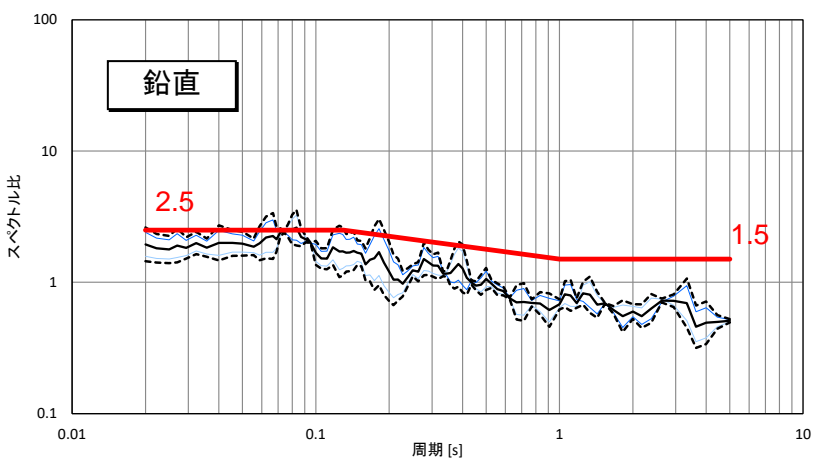
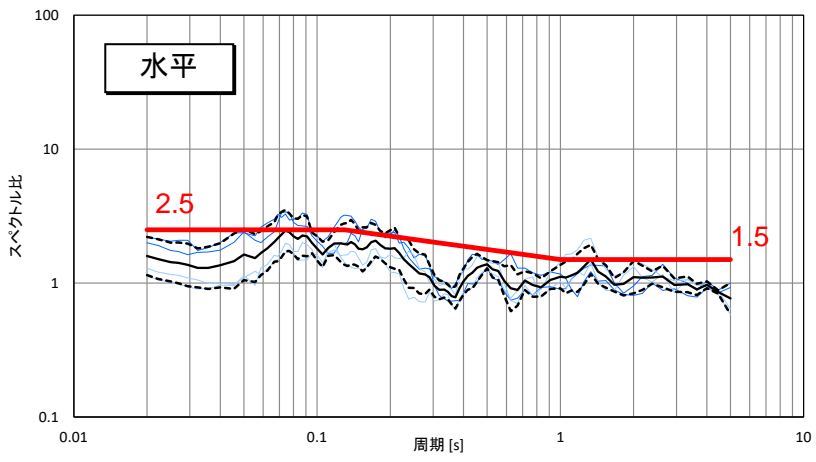
海洋プレート内地震の地震動評価に用いる補正係数

■太平洋プレート及びフィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震



敷地で観測された主な地震の震央分布
(補正係数評価に用いた地震を着色)

- 7.0 ≧ M
- 6.5 ≦ M < 7.0
- 6.0 ≦ M < 6.5
- 5.5 ≦ M < 6.0



- (Blue) Noda et al.(2002)との残差評価結果 (太平洋プレート)
- (Light Blue) Noda et al.(2002)との残差評価結果 (フィリピン海プレート)
- (Black) Noda et al.(2002)との残差評価結果 (平均)
- - - (Black) Noda et al.(2002)との残差評価結果 (±1σ)
- (Red) 地震動評価に用いる補正係数

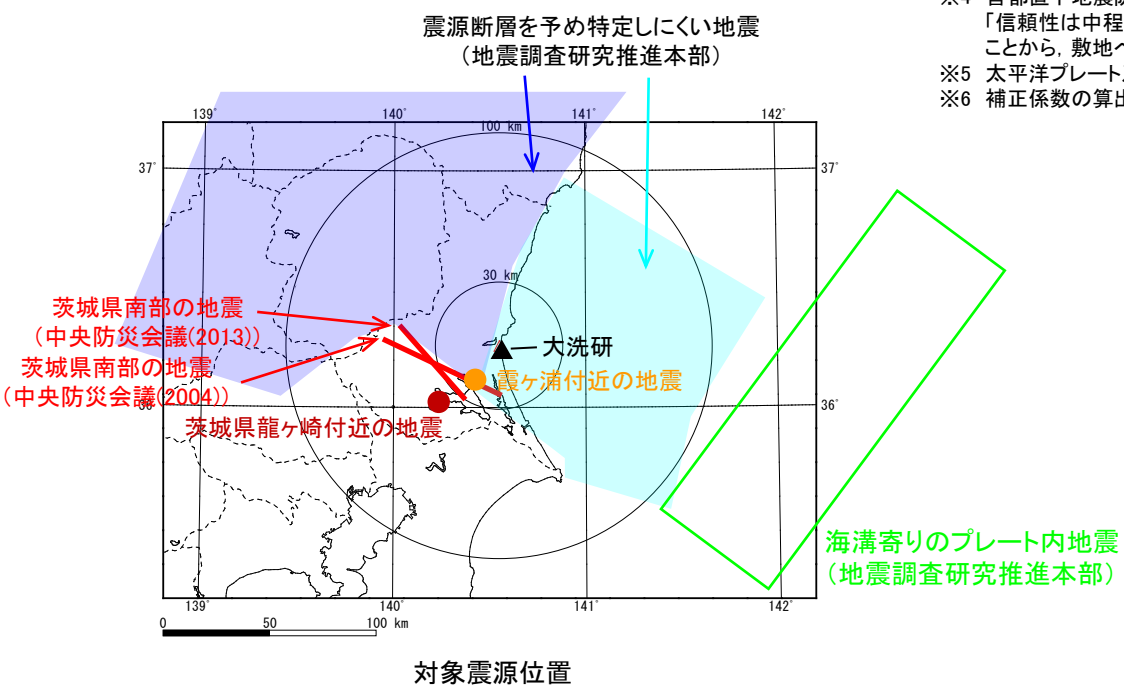
敷地において観測された海洋プレート内地震に限られるため、太平洋プレート、フィリピン海プレートによる種別ではなく、海洋プレート内地震全体としての補正係数を設定する。敷地周辺で発生した海洋プレート内地震の応答スペクトル比には、短周期側で大きくなる傾向が見られるため、短周期側で2.5倍の補正係数を考慮する。

検討用地震の選定 (1 / 2)

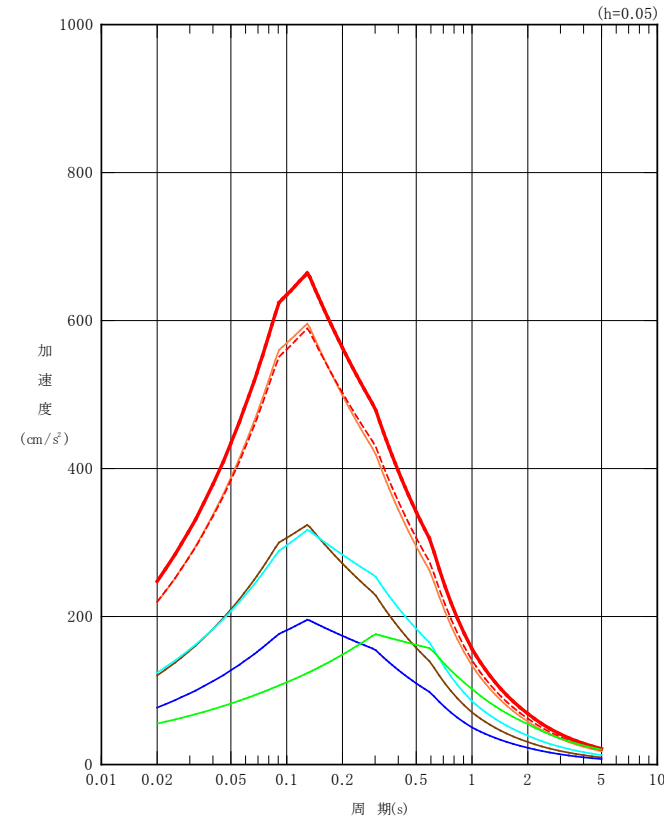
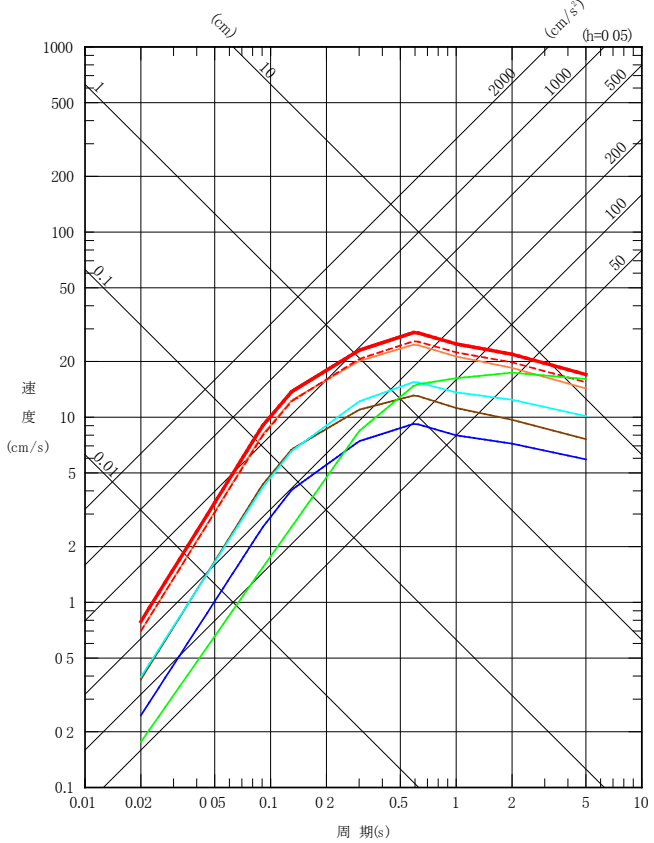
■ 検討用地震の候補として抽出した震源について、諸元及び位置を示す。

年月日	地名(地震名)	地震規模 M	等価震源距離 (km) ^{※1}	プレート	補正係数 ^{※5}
1895. 1.18	霞ヶ浦付近の地震	7.2	52	フィリピン海 ^{※4}	考慮
1921.12. 8	茨城県龍ヶ崎付近の地震	7.0	63	フィリピン海	考慮
—	茨城県南部の地震(中央防災会議(2004))	7.3	52	フィリピン海	考慮
—	茨城県南部の地震(中央防災会議(2013))	7.3	57	フィリピン海	考慮
—	震源断層を予め特定しにくい地震(陸域)(地震調査研究推進本部(2009))	7.1	89 ^{※2}	太平洋	考慮
—	震源断層を予め特定しにくい地震(海域)(地震調査研究推進本部(2009))	7.3	81 ^{※3}	太平洋	考慮
—	海溝寄りのプレート内地震(地震調査研究推進本部(2009))	8.2	164	太平洋	— ^{※6}

- ※1 文献による位置情報やプレート境界の等深度線等を踏まえて算出
- ※2 敷地直下のプレート境界から30km下方に震源を想定して算出
- ※3 敷地からプレート境界最短となる線上でプレート境界から30km下方に震源を想定して算出
- ※4 首都直下地震防災減災特別プロジェクトによると太平洋プレート内地震の可能性が指摘されているが、「信頼性は中程度で、今後のデータ追加により発生場所が変わる可能性を否定できない」とされていることから、敷地への影響の観点からフィリピン海プレートとして扱う。
- ※5 太平洋プレート及びフィリピン海プレートで発生した海洋プレート内地震
- ※6 補正係数の算出対象となる海溝寄りの地震が敷地においては観測されていないため補正は行わない。



検討用地震の選定 (2 / 2)



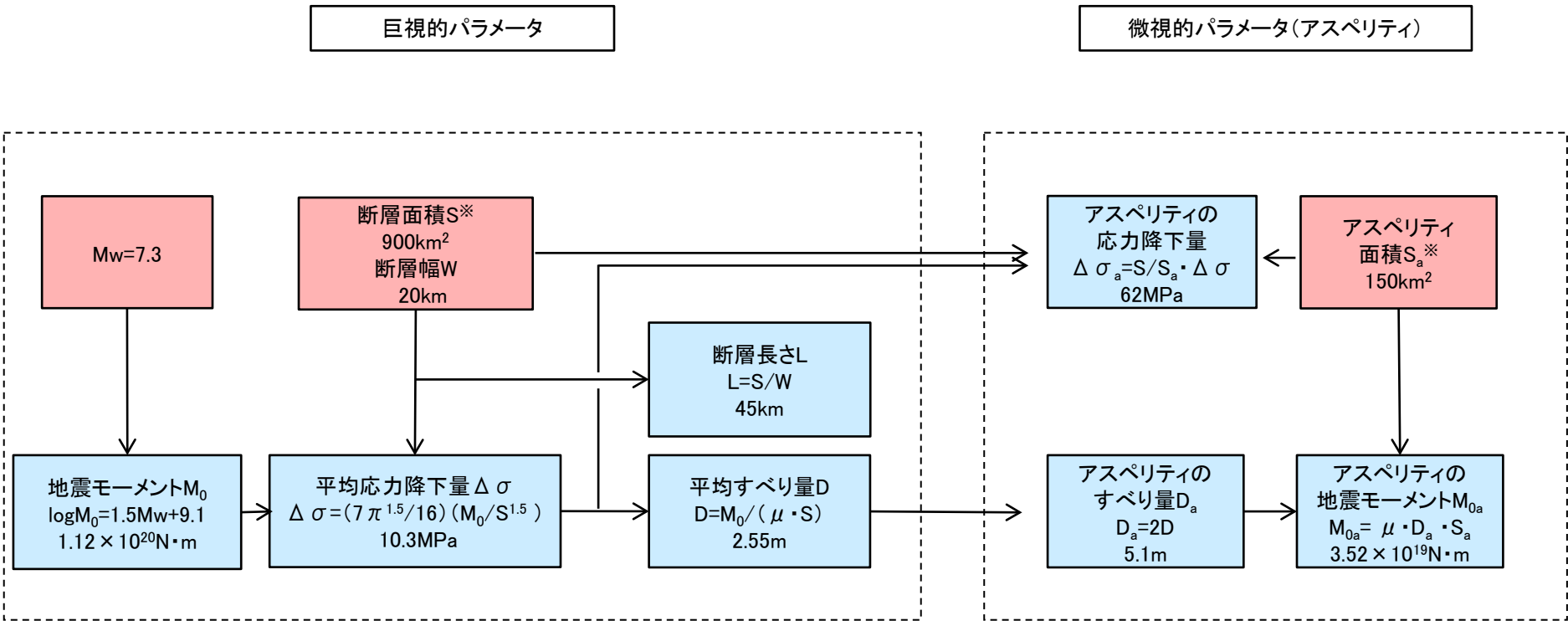
- | | | |
|---------------|---|--|
| (擬似速度応答スペクトル) | <ul style="list-style-type: none"> — 1895年霞ヶ浦付近の地震 — 1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震 — 茨城県南部の地震(中央防災会議(2004)) - - - 茨城県南部の地震(中央防災会議(2013)) — 震源断層を予め特定しにくい地震(陸域)(地震調査研究推進本部(2009)) — 震源断層を予め特定しにくい地震(海域)(地震調査研究推進本部(2009)) — 海溝寄りのプレート内地震(地震調査研究推進本部(2009)) | <p>(加速度)応答スペクトル</p> <p> <ul style="list-style-type: none"> — フィリピン海プレート — 太平洋プレート </p> |
|---------------|---|--|

海洋プレート内地震の地震動の応答スペクトル【水平】(Noda et al.(2002)の手法に補正係数を考慮)

- 敷地周辺においては太平洋プレートよりもフィリピン海プレートの方が相対的に近いため、フィリピン海プレートの内部で発生する地震の影響が大きい。
- 過去の被害地震の一つである霞ヶ浦付近の地震と、今後の想定である中央防災会議による茨城県南部の地震についてはほぼ同位置に震源が想定されていることから、敷地において推定される地震動レベルも同程度である。
- 以上のことから、敷地における海洋プレート内地震の検討用地震としては、フィリピン海プレート内地震である中央防災会議による茨城県南部の地震で代表させる。

基本震源モデルの設定フロー

■ 茨城県南部の地震の断層パラメータの設定フローを下記に示す。



※ 断層面積及びアスペリティ面積について、1855年安政江戸地震を再現するための初期モデル(Mw=7.07)を岩田・浅野(2010)のスケーリング則に基づき算出しそれを与条件としている。

中央防災会議(2013)に基づき、与条件とした項目
 与条件から設定

基本震源モデルの設定

■茨城県南部の地震の基本震源モデルについて、中央防災会議(2013)の「首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書」で設定されている「プレート内地震の断層パラメータ(共通)」を参考に設定する。

【震源モデルの位置, 形状等】

・地震規模

相模トラフ以北の領域において、プレート内で発生したと推定される地震の中で最も規模の大きい地震は1895年霞ヶ浦付近の地震のM7.2である。想定する地震の規模はこれを上回るよう中央防災会議(2013)の設定も踏まえMw7.3とする(Mw=Mj=7.3)。

・断層面の位置・形状

断層位置や傾斜角は、同報告書の「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」や長谷川ほか(2013)を参考に、敷地に近い位置となる霞ヶ浦付近において、断層上端深さ36km～52kmと設定し、断層傾斜角は90度とする。

・アスペリティ位置

断層面の中央に設定し、海洋性マントルの最上部とする。

・ずれの種類

長谷川ほか(2013)や首都直下地震防災・減災特別プロジェクト等の知見を踏まえ、横ずれと設定する。

【主要なパラメータ】

・地震モーメント M_0

$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$ より
 $1.12E+20 \text{ N}\cdot\text{m}$ とする(Mw=7.3)。

・断層面積S

900km² とする。(中央防災会議(2013))

・アスペリティ面積 S_a

150km² とする。(中央防災会議(2013))

・アスペリティの応力低下量 $\Delta \sigma_a$

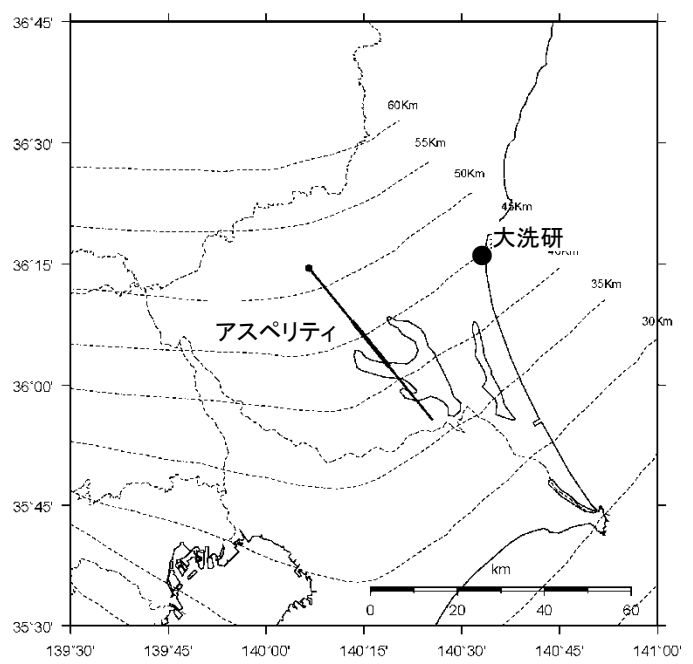
$\Delta \sigma_a = S/S_a \cdot \Delta \sigma$ より 62MPa とする。

ここで、

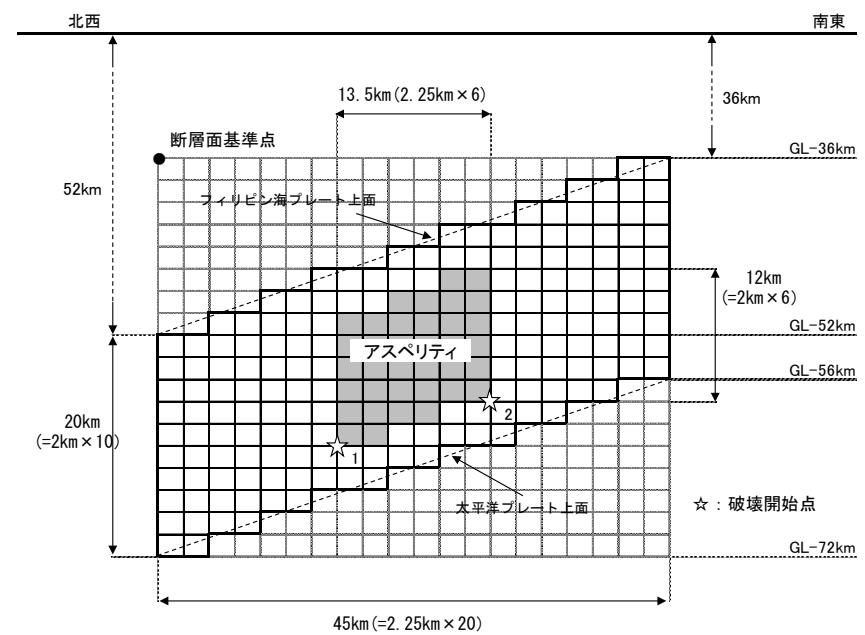
$\Delta \sigma = (7\pi^{1.5}/16) (M_0/S^{1.5})$ より 10.3MPa

基本震源モデルの設定結果

■ 茨城県南部の地震の基本震源モデルの設定位置、震源モデルを以下に示す。なお、中央防災会議(2013)で示されているモデルは強震動生成域のみのモデルであるが、基本震源モデルの設定にあたっては、背景領域を考慮しモデル化を行った。



断層設定位置



震源モデル

基本震源モデルの断層パラメータ

■断層パラメータ

項目		設定値	設定方法
基準点 (断層北西端)	N(度)	36.242	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E(度)	140.11	
上端深さ	h(km)	36~52	フィリピン海プレートの上端位置
気象庁マグニチュード*	Mj	7.3	Mj=Mw
モーメントマグニチュード*	M _w	7.3	中央防災会議(2013)
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.12E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1 Hanks and Kanamori(1979)
走向	θ(度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ(度)	90	中央防災会議(2013)
ずれの種類	—	右横ずれ	長谷川ほか(2013)
すべり角	λ(度)	180	長谷川ほか(2013)
平均応力降下量	Δσ(MPa)	10.3	中央防災会議(2013)
断層面積	S(km ²)	900	中央防災会議(2013)
長さ	L(km)	45	L=S/W
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003)
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)
平均すべり量	D(m)	2.55	D=M ₀ /(μS)
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)
高周波遮断係数	f _{max} (Hz)	13.5	地震調査研究推進本部の海溝型地震

項目		設定値	設定方法
アスペリティ	面積	S _a (km ²)	150 中央防災会議(2013)
	すべり量	D _a (m)	5.1 D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	3.52E+19 M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62 中央防災会議(2013)
	短周期レベル(参考)	A(N・m/s ²)	8.61E+19 A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²
背景領域	面積	S _b (km ²)	750 S _b =S-S _a
	すべり量	D _b (m)	2.23 D _b =M _{0b} /(μS _b)
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	7.7E+19 M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力	Δσ _b (MPa)	12.4 Δσ _b =0.2Δσ _a
	Q値	Q	110f ^{0.69} 佐藤(1994)

不確かさとして考慮するパラメータの選定

■ 主要な断層パラメータについて敷地周辺の海洋プレート内地震に関する知見等を踏まえて認識論的不確かさと偶然的な不確かさに分類し、敷地での地震動に大きな影響を与えるパラメータを不確かさとして考慮する。

【認識論的不確かさ】：事前の詳細な調査や経験式※などにに基づき設定できるもの ⇒ それぞれ独立させて考慮する。

【偶然的な不確かさ】：事前の詳細な調査や経験式からは設定が困難なもの ⇒ 重畳させて考慮する。

※ 当該断層に対する各種調査（地質調査やインバージョン解析等）や国内外の地震データ等に基づき得られた各種経験則（例えば短周期レベルと地震モーメントの関係）

不確かさの種類	パラメータ	基本ケースでの設定	不確かさ検討の要否
認識論的不確かさ	地震規模	Mw7.3	<ul style="list-style-type: none"> 基本ケースの段階で、1855年安政江戸地震での震度を再現するモデルの地震規模Mw7.2に対し、さらに余裕をみた設定となっている。また、相模トラフ以北のフィリピン海プレート内で発生した地震規模を上回る設定となっている。 しかしながら、南海トラフ付近のフィリピン海プレート内で発生した紀伊半島南東沖地震(M7.4)を踏まえた規模を不確かさとして考慮する。
	断層傾斜角	90度	断層傾斜角を敷地に向けたケースを不確かさとして考慮する。その際、基本震源モデルと同様に横ずれを設定することに加え、非常に保守的な想定ではあるが、断層面から放出された地震波が時刻歴上で密に重なるように縦ずれについても検討を行う。
	ずれの種類	右横ずれ	長谷川ほか(2013)によれば、茨城県南部から千葉県東方沖にかけてのフィリピン海プレート内では、テクトニクス的な背景から右横ずれ断層が発生すると示されている。実際に、1987年千葉県東方沖の地震の震源メカニズムに関する各文献において、横ずれであることが示されていて確度が高いと考えられることから、 <u>不確かさとして考慮しない。</u>
	応力降下量	62MPa	<ul style="list-style-type: none"> 基本ケースにおける応力降下量の設定は、1855年安政江戸地震での震度を再現するモデルの応力降下量に対し、さらに余裕をみた設定となっている。 しかしながら、応力降下量の設定は敷地での地震動に大きく影響を与えることを踏まえ、笹谷ほか(2006)によるスケーリング則に基づき応力降下量を算出したケースを不確かさとして考慮する。
	アスペリティ位置	海洋性マントルの最上部に配置	<ul style="list-style-type: none"> 海洋性マントル内ではどこでも想定される可能性があることからアスペリティ位置は偶然的な不確かさとして海洋性マントル内の上端に設定する。 しかしながら、発生する可能性は低いものの海洋性地殻内にアスペリティが想定されることも考えられることから、アスペリティを海洋性地殻を含む断層上端に設定したケースを認識論的な不確かさとして考慮する。
偶然的な不確かさ	断層設定位置	フィリピン海プレート内地震を想定する領域のうち敷地に十分に近い位置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域(プレート厚さが20km以上)のうち敷地から十分近い位置となっていることから、基本ケースの段階であらかじめ不確かさを考慮した設定となっている。
	破壊開始点	アスペリティ下端に複数設定	破壊開始点については、複数設定し、他の不確かさと重畳させる。

不確かさの組み合わせ



■ 不確かさの検討の要否を踏まえ、基本震源モデルに対し、地震動評価の観点から影響が大きいと考えられるパラメータに対し不確かさを考慮する。認識論的不確かさについては単独で考慮し、偶然的不確かさについては重畳させて考慮する。

評価ケース	認識論的不確かさ			偶然的不確かさ		
	地震規模	断層傾斜角	応力降下量	アスペリティ位置	震源位置※2	破壊開始点
基本震源モデル	中央防災会議(2013)で想定されている最大規模である Mw7.3※1	中央防災会議(2013)に基づき90度に設定	中央防災会議(2013)に基づき62MPa※1に設定	海洋性マンタルの最上部に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地から十分近い位置	アスペリティ下端に複数設定
断層傾斜角の不確かさ※3	中央防災会議(2013)で想定されている最大規模である Mw7.3※1	敷地へ向く傾斜角48度に設定	中央防災会議(2013)に基づき62MPa※1に設定	海洋性マンタルの最上部に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地から十分近い位置	アスペリティ下端に複数設定
アスペリティ位置の不確かさ	中央防災会議(2013)で想定されている最大規模である Mw7.3※1	中央防災会議(2013)に基づき90度に設定	中央防災会議(2013)に基づき62MPa※1に設定	断層上端に設定	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地から十分近い位置	アスペリティ下端に複数設定
応力降下量の不確かさ(笹谷ほか(2006)に基づく)	中央防災会議(2013)で想定されている最大規模である Mw7.3※1	中央防災会議(2013)に基づき90度に設定	77.59MPaに設定	海洋性マンタルの最上部に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地から十分近い位置	アスペリティ下端に複数設定
地震規模の不確かさ	2004年紀伊半島南東沖地震を参考にMw7.4	中央防災会議(2013)に基づき90度に設定	中央防災会議(2013)に基づき62MPa※1に設定	海洋性マンタルの最上部に配置	フィリピン海プレート内の地震を想定する領域のうち敷地から十分近い位置	アスペリティ下端に複数設定

※1 地震規模、アスペリティの応力降下量については、1855年安政江戸地震の最大震度を再現する強震断層モデル(それぞれMw7.2, 52MPa)に2割程度の大きな地震を想定し、それぞれMw7.3, 62MPaとしている。

※2 震源位置を敷地に十分近く設定することにより、予め不確かさを考慮した。また、震源域付近のフィリピン海プレートの厚さを考慮し、断層上端をプレート上面に合わせて設定した。

※3 基本震源モデルと同様に横ずれを設定することに加え、断層面から放出された地震波が時刻歴上で密に重なるように、縦ずれについても検討を行う。

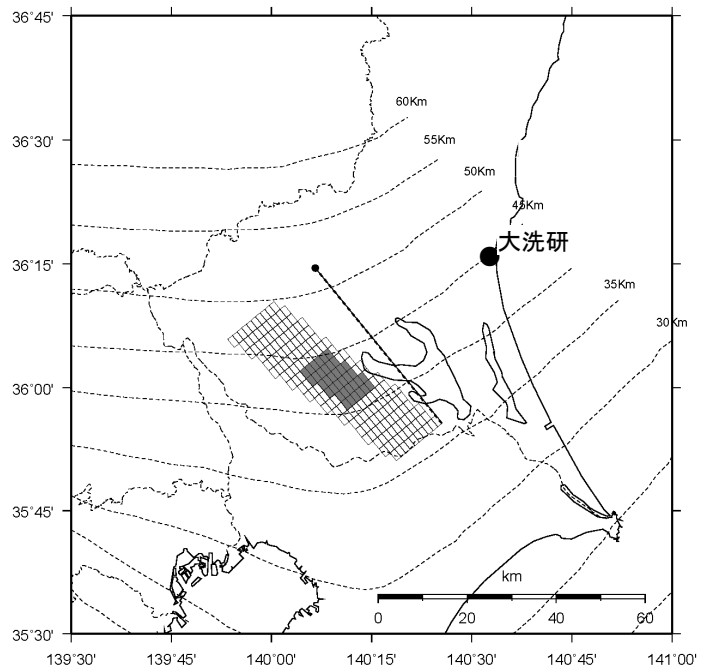
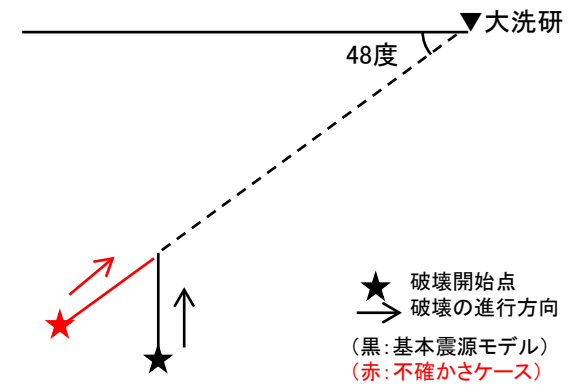
 基本震源モデルの設定の段階で
 予め不確かさを考慮するパラメータ
 不確かさを考慮して設定するパラメータ

断層傾斜角の不確かさ

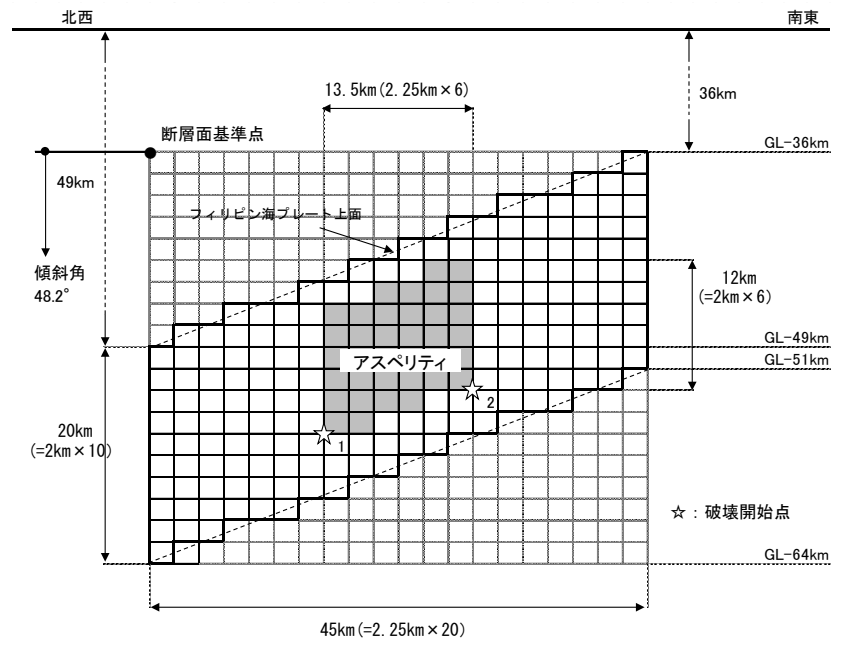
■断層傾斜角の設定について

基本震源モデルで設定している断層傾斜角90度に対し、断層面を敷地へ向く傾斜角(48度)に設定する。評価の際、横ずれに加えて、縦ずれを想定することで、破壊開始点が断層の下端に設定されていることと合わせて、破壊の進行方向が敷地に向く配置となっている。

なお、断層傾斜角を変えることによりフィリピン海プレートの上面よりも浅くなるため、断層形状を一部変更している。



断層設定位置(断層傾斜角の不確かさ)



震源モデル

断層傾斜角の不確かさ

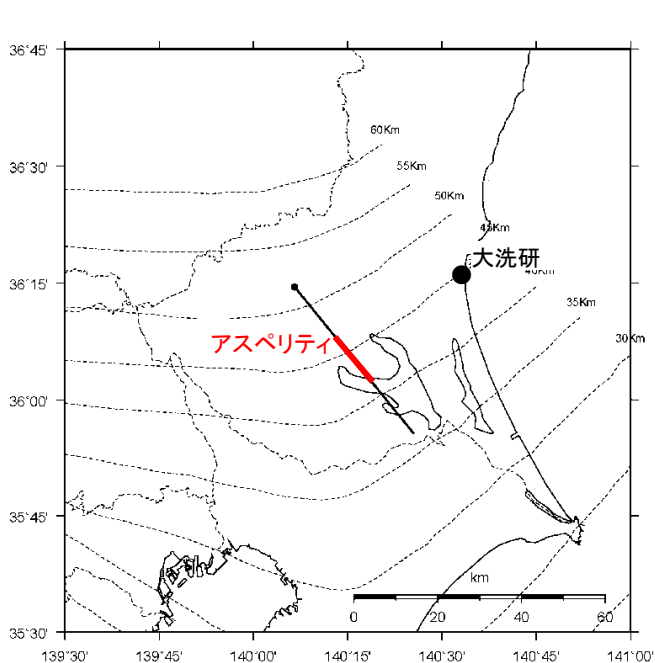
■断層パラメータ

項目		設定値	設定方法
基準点 (断層北西端)	N(度)	36.242	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E(度)	140.11	
上端深さ	h(km)	36~49	フィリピン海プレートの上面位置
気象庁マグニチュード*	M _j	7.3	M _j =M _w
モーメントマグニチュード*	M _w	7.3	中央防災会議(2013)
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.12E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1 Hanks and Kanamori(1979)
走向	θ(度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ(度)	48	敷地へ向く傾斜角
ずれの種類	—	右横ずれ	長谷川ほか(2013)
	—	縦ずれ	破壊の進行方向が敷地に向かう設定
すべり角	λ(度)	180	長谷川ほか(2013):右横ずれの場合
	λ(度)	90	逆断層:縦ずれの場合
平均応力降下量	Δσ(MPa)	10.3	中央防災会議(2013)
断層面積	S(km ²)	900	中央防災会議(2013)
長さ	L(km)	45	L=S/W
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003)
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)
平均すべり量	D(m)	2.55	D=M ₀ /(μS)
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)
高周波遮断係数	f _{max} (Hz)	13.5	地震調査研究推進本部の海溝型地震

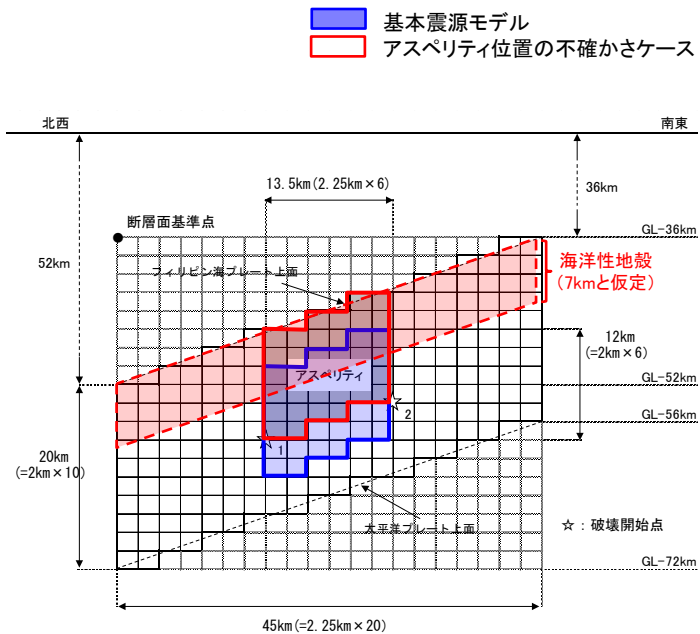
項目		設定値	設定方法	
アスペリティ	面積	S _a (km ²)	150	中央防災会議(2013)
	すべり量	D _a (m)	5.1	D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	3.52E+19	M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル(参考)	A(N・m/s ²)	8.61E+19	A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²
背景領域	面積	S _b (km ²)	750	S _b =S-S _a
	すべり量	D _b (m)	2.23	D _b =M _{0b} /(μS _b)
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	7.7E+19	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力	Δσ _b (MPa)	12.4	Δσ _b =0.2Δσ _a
Q値		Q	110f ^{0.69}	佐藤(1994)

■震源モデルの設定について

基本震源モデルの断層面はアスペリティ位置は断層の中央に設定しているが、アスペリティが海洋性地殻内に想定される可能性は否定できないことから、アスペリティを断層上端に設定した場合を考慮する。



断層設定位置(アスペリティ位置の不確かさ)



震源モデル(アスペリティ位置の不確かさ)

等価震源距離の比較

評価ケース	等価震源距離 (アスペリティ考慮) (km)
基本震源モデル	63.1
アスペリティ位置の不確かさ	61.5

- アスペリティが海洋性地殻に想定される可能性は低いと考えられるものの、敷地での地震動へ影響の観点から、断層上端に設定したケースを不確かさとして考慮する。
- 等価震源距離は、基本震源モデルと比較し、2km程度近くなる。

アスペリティ位置の不確かさ

■断層パラメータ

項目		設定値	設定方法
基準点 (断層北西端)	N(度)	36.242	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E(度)	140.11	
上端深さ	h(km)	36~52	フィリピン海プレートの上端位置
気象庁マグニチュード [*]	M _j	7.3	M _j =M _w
モーメントマグニチュード [*]	M _w	7.3	中央防災会議(2013)
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.12E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1 Hanks and Kanamori(1979)
走向	θ(度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ(度)	90	中央防災会議(2013)
ずれの種類	—	右横ずれ	長谷川ほか(2013)
すべり角	λ(度)	180	長谷川ほか(2013)
平均応力降下量	Δσ(MPa)	10.3	中央防災会議(2013)
断層面積	S(km ²)	900	中央防災会議(2013)
長さ	L(km)	45	L=S/W
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003)
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)
平均すべり量	D(m)	2.55	D=M ₀ /(μS)
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)
高周波遮断係数	f _{max} (Hz)	13.5	地震調査研究推進本部の海溝型地震

項目		設定値	設定方法
アスペリティ	面積	S _a (km ²)	150 中央防災会議(2013)
	すべり量	D _a (m)	5.1 D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	3.52E+19 M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62 中央防災会議(2013)
	短周期レベル(参考)	A(N・m/s ²)	8.61E+19 A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²
背景領域	面積	S _b (km ²)	750 S _b =S-S _a
	すべり量	D _b (m)	2.23 D _b =M _{0b} /(μS _b)
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	7.7E+19 M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力	Δσ _b (MPa)	12.4 Δσ _b =0.2Δσ _a
Q値		Q	110f ^{0.69} 佐藤(1994)

応力降下量の不確かさ

■ 笹谷ほか(2006)について

中央防災会議(2004)以降、海洋プレート内地震の震源特性に関する知見として、笹谷ほか(2006)が報告されている。笹谷ほか(2006)では、1993年から2003年までの国内で発生した11個の沈み込んだ海洋プレート内地震の震源特性について検討されている。

同論文では以下のスケーリング則が提案されている。

- ・短周期レベルAと地震モーメント M_0 の関係
- ・アスペリティ面積 S_a と地震モーメント M_0 の関係
- ・断層面積 S と地震モーメント M_0 の関係

短周期レベルにおいては、内陸地殻内地震に基づく壇ほか(2001)による経験式に対し4倍となる。

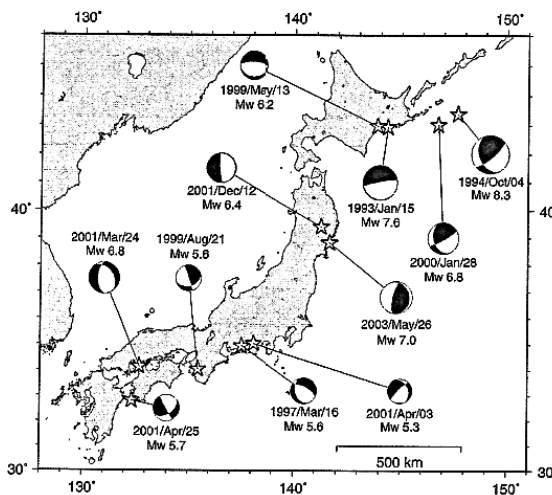


Fig. 2. Eleven intraslab earthquakes whose source models were estimated by the empirical Green's function method. Their focal mechanisms are also shown. The event list is given in Table 1.

Table 1. Fault parameters for eleven intraslab earthquakes.

Event Date	Depth H (km)	Moment M_0 (Nm)	Asperity area and stress drop on it S_a (km ²) / $\Delta\sigma$ (MPa)		Short-period level A (Nm/s/s)
1) 1993 Jan. 15 Kushiro-oki	101	3.3×10^{28} (T) 2.7×10^{28} (H)	52/109 72/381 35/163 (MS)	92/82 144/190 69/109 (MS)	4.2×10^{28} (MS) 2.0×10^{28} (I1)
2) 1994 Oct. 04 Hokkaido Toho-oki	56 (KK)	2.6×10^{21} (KK) 3.0×10^{21} (H)	400/82 256/82 144/382 144/300 256/137 (MS)		1.7×10^{21} (MS)
3) 1997 March 16 E. of Aichi Pre.	39	3.0×10^{17} (F) 3.3×10^{17} (H)	2.7/32 (A1)		1.2×10^{18} (I2)
4) 1999 May 13 S. of Kushiro	106	2.4×10^{18} (H)	3.2/73 4.9/73 (TS)		2.3×10^{18} (I1) 2.8×10^{18} (TS)
5) 1999 Aug. 21 N. of Wakayama	66	2.8×10^{17} (F) 3.1×10^{17} (H)	1.4/314 (A1)		2.9×10^{18} (I2)
6) 2000 Jan. 28 Hokkaido Toho-oki	59	2.0×10^{19} (H)	24.6/261 (A1)	56.3/62.4 (TS)	5.2×10^{18} (TS)
7) 2001 March 24 Geiyo	46	2.1×10^{18} (KH) 2.0×10^{18} (H)	33.1/47 24.8/41 (A1)	31.7/47.5 42.3/42.8 (M)	6.2×10^{18} (M) 6.0×10^{28} (I2)
8) 2001 Apr. 03 Central Shizuoka	30	8.2×10^{18} (F) 1.2×10^{17} (H)	4.0/23 (A1)	3.2/34 (M)	3.0×10^{18} (I2) 3.3×10^{18} (M)
9) 2001 Apr. 25 Hyuga-nada	39	4.0×10^{17} (F) 4.0×10^{17} (H)	7.5/19 (A1)		6.8×10^{18} (I2)
10) 2001 Dec. 02 S. of Iwate Pre.	122	5.3×10^{18} (F) 5.6×10^{18} (H)	5.8/87 8.6/116 5.8/116 (MF)		3.9×10^{18} (MF)
11) 2003 May 26 Miyagi-ken-oki	72	3.5×10^{19} (F) 3.9×10^{19} (H)	9.0/105 16.0/105 36.0/105 (A2)		1.1×10^{28} (S) 1.4×10^{28} (TS)

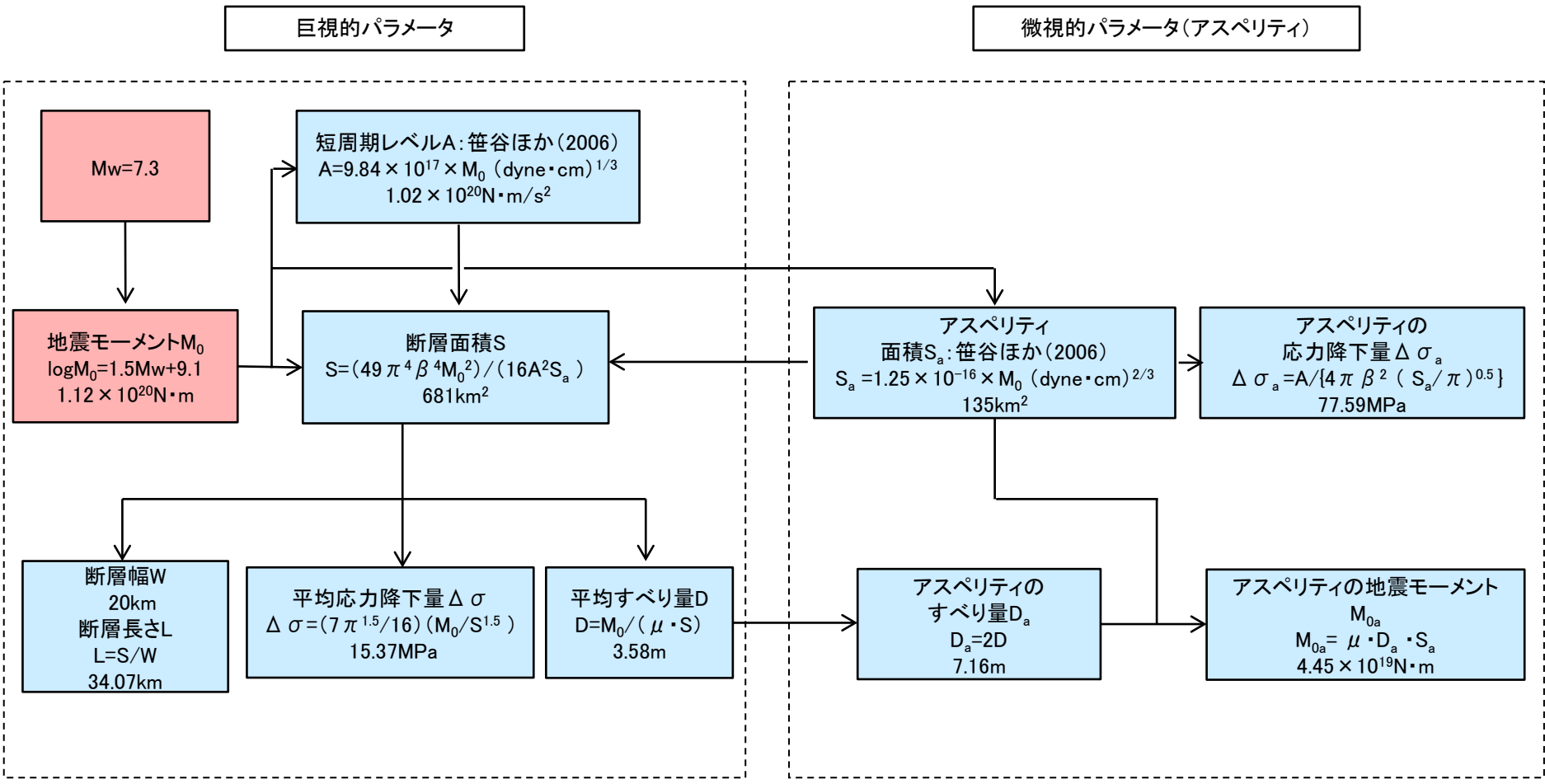
References : KK=Kikuchi & Kanamori (1995), T=Takeo et al. (1993), H=Harvard CMT, F=F-net, KH=Takehi (2004), MS=Morikawa & Sasatani (2004), A1=Asano et al. (2003), TS=This Study, A2=Asano et al. (2004), I1=Ikeda et al. (2002), I2=Ikeda et al. (2004), M=Morikawa et al. (2002), MF=Morikawa and Fujiwara (2002), S=Satoh (2004).

笹谷ほか(2006)より抜粋

笹谷努・森川信之・前田宜浩(2006):スラブ内地震の震源特性, 北海道大学地球物理学研究報告, Geophysical Bulletin of Hokkaido University, Sapporo, Japan, No. 69, M arch 2006, pp. 123 -134

応力降下量の不確かさ

■ 応力降下量の不確かさを考慮した震源モデルのパラメータについて、与条件を中央防災会議(2013)に基づき設定し、残りのパラメータについては笹谷ほか(2006)に基づき設定する。断層パラメータの設定フローを下記に示す。



中央防災会議(2013)に基づき、与条件とした項目
 笹谷ほか(2006)に基づき、与条件から設定

応力降下量の不確かさ

- 笹谷ほか(2006)に基づき主要なパラメータを設定する。震源モデルの位置等については、中央防災会議(2013)の「首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書」で設定されている「プレート内地震の断層パラメータ(共通)」を参考に設定する。

【震源モデルの位置, 形状等】

・地震規模

相模トラフ以北の領域において、近年プレート内で発生したと推定される地震の中で最も規模の大きい地震は1895年霞ヶ浦付近の地震のM7.2である。想定する地震の規模はこれを上回るよう中央防災会議(2013)の設定も踏まえMw7.3とする(Mw=Mj=7.3)。

・断層面の位置・形状

断層面積については、笹谷ほか(2006)のスケーリング則に基づき算出するため基本震源モデルよりも小さくなる。断層位置は、同報告書の「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」や長谷川ほか(2013)を参考に、敷地に近い位置となる霞ヶ浦付近において、断層上端深さを38km~50km, 断層傾斜角を90度に設定する。

・アスペリティ位置

断層面の中央に設定し、海洋性マントルの最上部とする。

・ずれの種類

長谷川ほか(2013)や首都直下地震防災・減災特別プロジェクト等の知見を踏まえ、横ずれと設定する。

以上のパラメータについて次頁以降記述する。

【主要なパラメータ】

・地震モーメント M_0

$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$ より
1.12E+20N・m とする(Mw=7.3)。

・断層面積S

笹谷ほか(2006)に基づき、681km² とする。

・アスペリティ面積 S_a

笹谷ほか(2006)に基づき、135km² とする。

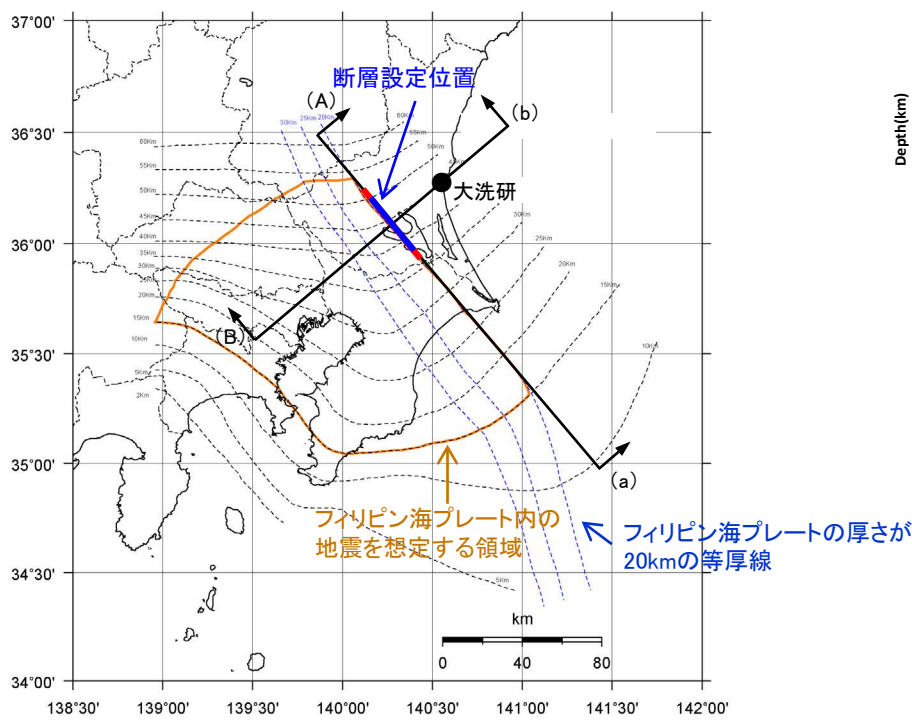
・アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$

円形クラック式より、77.59MPa とする。

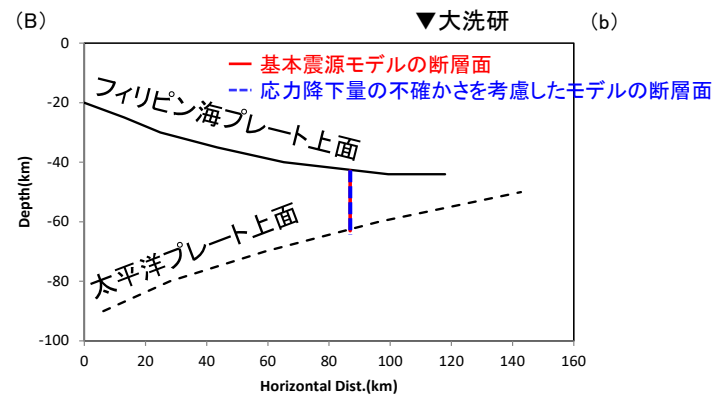
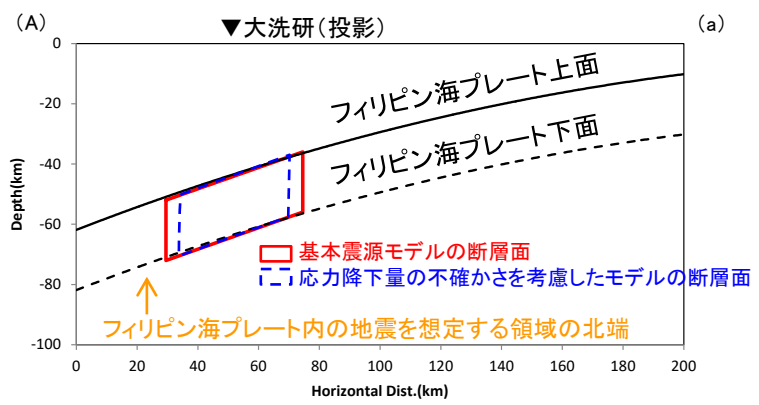
応力降下量の不確かさ

■断層面の位置・形状

- ・断層設定位置は、基本震源モデルと同様に断層中心と敷地の投影位置が概ね一致するように配置することを基本とし、中央防災会議(2013)による「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」に断層面を設定する。
- ・上記に従い、プレートの厚さが20kmの等厚線に沿って、傾斜角90度として設定する。



断層設定位置

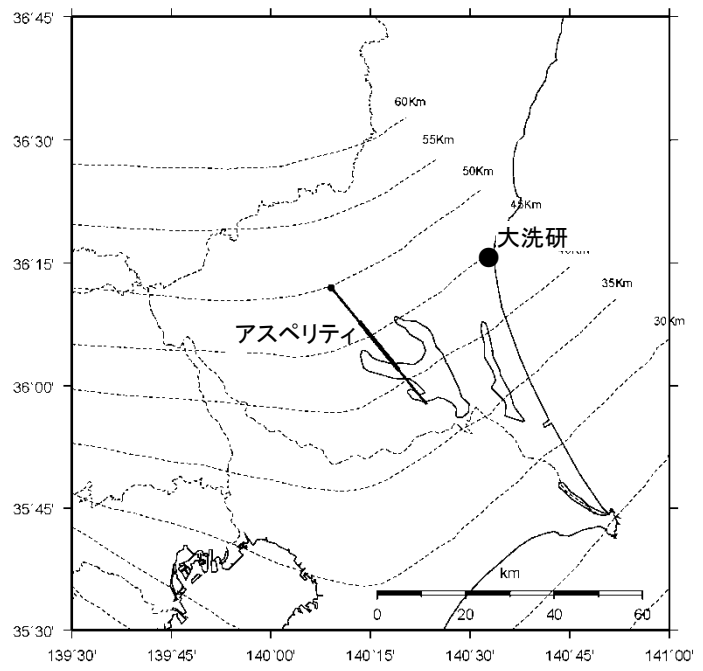


断層設定位置(模式図)

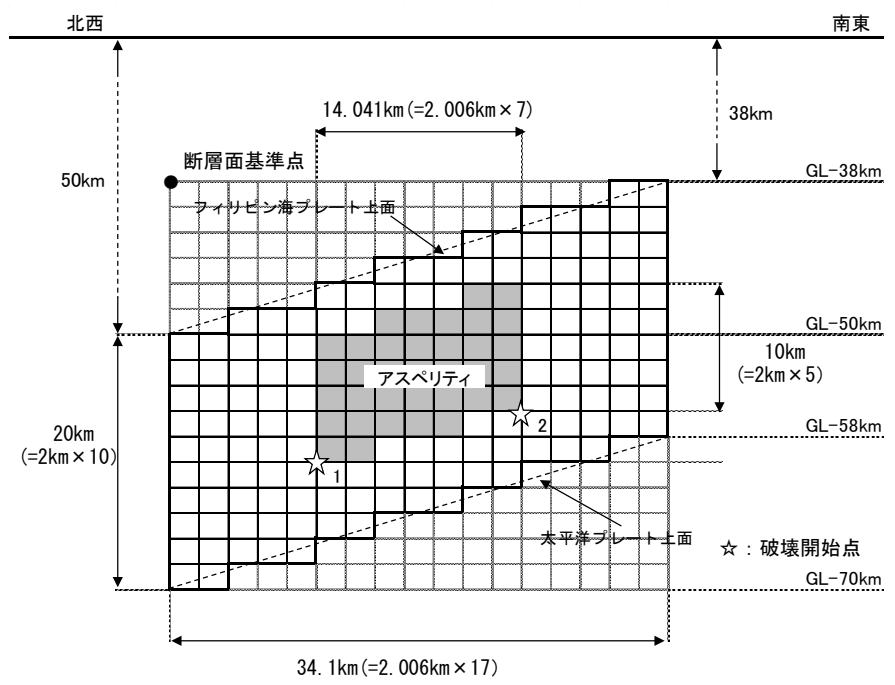
震源モデルの位置は、断層中心と敷地の投影位置が概ね一致するように配置することを基本とし、「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」において、フィリピン海プレート上面と対応させ設定する。

応力降下量の不確かさ

■ 基本震源モデルと同様に茨城県南部において震源を設定する。設定にあたっては、フィリピン海プレートの厚さ等を考慮し断層面を配置する。基本震源モデルと同様に背景領域を考慮してモデル化する。



断層設定位置(応力降下量の不確かさを考慮)



震源モデル(応力降下量の不確かさを考慮)

応力降下量の不確かさ

■断層パラメータ

項目		設定値	設定方法
基準点 (断層北西端)	N(度)	36.200	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E(度)	140.15	
上端深さ	h(km)	38~50	フィリピン海プレートの上端位置
気象庁マグニチュード*	Mj	7.3	Mj=Mw
モーメントマグニチュード*	Mw	7.3	中央防災会議(2013)
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.12E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1 Hanks and Kanamori(1979)
走向	θ(度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ(度)	90	中央防災会議(2013)
ずれの種類	—	右横ずれ	長谷川ほか(2013)
すべり角	λ(度)	180	長谷川ほか(2013)
平均応力降下量	Δσ(MPa)	15.37	Δσ=(7π ^{1.5} /16)(M ₀ /S ^{1.5})
断層面積	S(km ²)	681	S=(49π ⁴ β ⁴ M ₀ ²)/(16A ² S _a)
長さ	L(km)	34.07	L=S/W
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003)
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)
平均すべり量	D(m)	3.58	D=M ₀ /(μS)
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)
短周期レベル	A(N・m/s ²)	1.02E+20	A=9.84×10 ¹⁷ ×M ₀ ^{1/3} [dyne-cm] (笹谷ほか(2006)のM ₀ -A関係)
高周波遮断係数	f _{max} (Hz)	13.5	地震調査研究推進本部の海溝型地震

項目		設定値	設定方法
ア ス ベ リ テ イ	面積	S _a (km ²)	135
	すべり量	D _a (m)	7.16
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	4.45E+19
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	77.59
背 景 領 域	面積	S _b (km ²)	546
	すべり量	D _b (m)	2.70
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	6.77E+19
	実効応力	Δσ _b (MPa)	15.52
Q値		Q	110f ^{0.69} 佐藤(1994)

地震規模の不確かさ

■基本震源モデルにおいて考慮すべき地震規模については前述のとおり中央防災会議(2013)に基づきM7.3としている。さらに、不確かさとして考えられる地震規模について検討を行う。

基本震源モデルで考慮する地震規模

領域	地震	規模	検討内容
相模トラフ以北	1855年安政江戸の地震	Mw7.2 (中央防災会議(2013))	当該地震による過去の震度の再現検討から求められた規模に対し、さらに余裕を考慮し設定されている中央防災会議(2013)によるM7.3を、基本震源モデルの地震規模としている。
	1895年霞ヶ浦付近の地震	M7.2 (日本被害地震総覧)	太平洋プレート内地震の可能性があると指摘されているが、敷地近くで発生した海洋プレート内地震であることから、基本震源モデルの規模はこの地震の規模を上回る設定としている。
	1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震	M7.0 (日本被害地震総覧)	フィリピン海プレート内地震であることがほぼ確実であり、敷地近くで発生した地震であることから、基本震源モデルの規模はこの地震の規模を上回る設定としている。

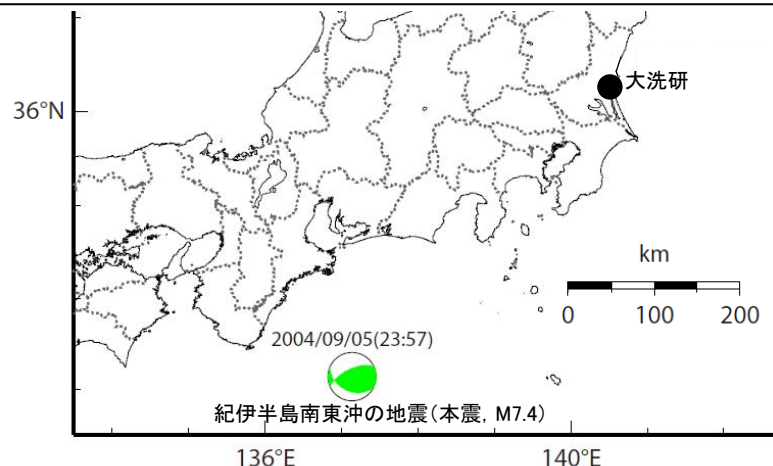


茨城県南部で過去に発生した海洋プレート内地震は、上記のように数地震確認できるものの、発生頻度の少ない海洋プレート内地震の規模の推定は困難であるため、地震規模について基本ケースでのM7.3を超える設定を不確かさとして考慮することとする。



不確かさとして考慮する地震規模

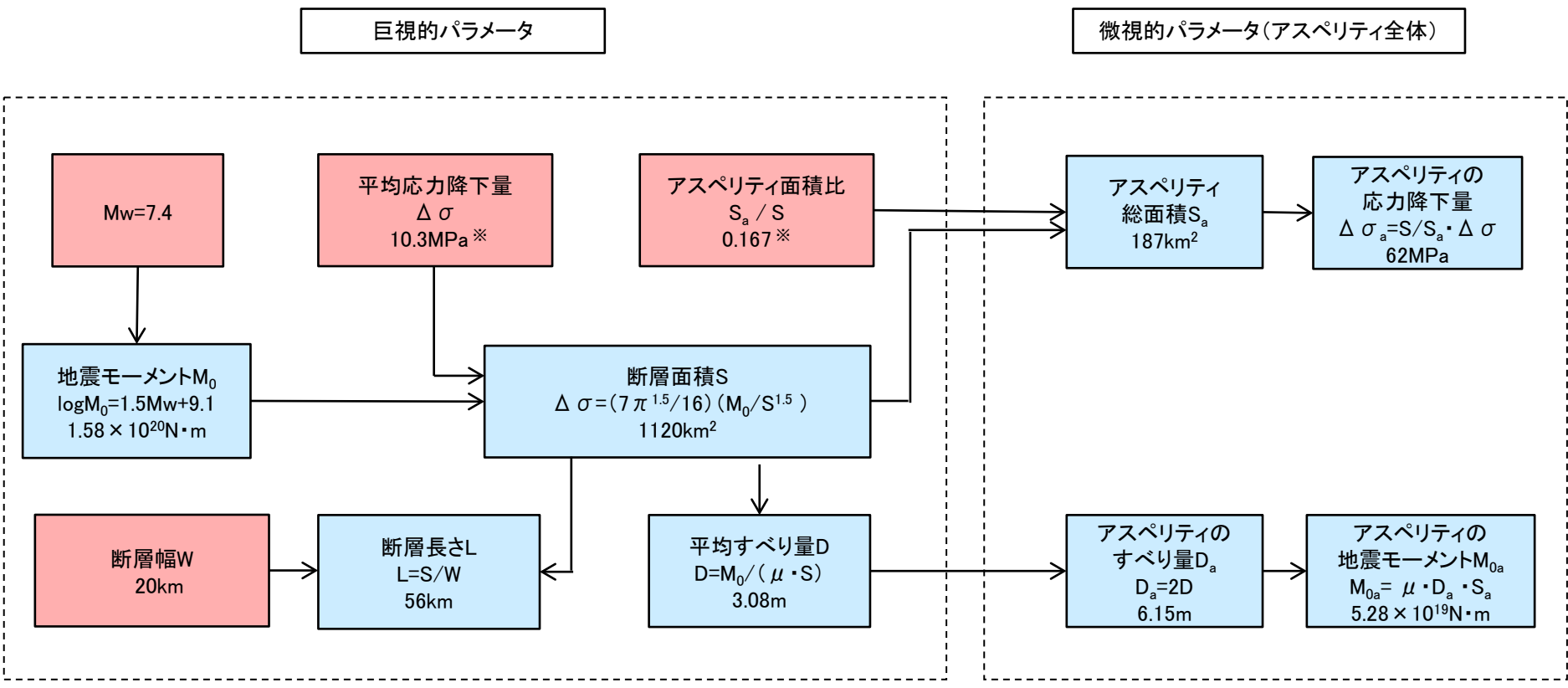
領域	地震	規模	検討内容
南海トラフ以北	2004年紀伊半島南東沖の地震	M7.4	フィリピン海プレートの内部で近年発生した地震であり、基本震源モデルと比較し、より規模の大きい地震であることを踏まえ、その地震規模を不確かさとして考慮する。



2004年紀伊半島南東沖の地震の震央及び震源メカニズム

地震規模の不確かさ

■地震規模の不確かさを考慮した震源モデルのパラメータについて、地震規模をMw7.4としたうえで、残りのパラメータのうち平均応力降下量及びアスペリティ面積比を基本震源モデルで算出した値を用い設定する。断層パラメータの設定フローを下記に示す。



※ 基本震源モデルで算出した値をそれぞれ与条件としている。

Red box: 与条件とした項目
Blue box: 与条件から設定

地震規模の不確かさ

■地震規模の不確かさを考慮したモデルについて、中央防災会議(2013)の「首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書」で設定されている「プレート内地震の断層パラメータ(共通)」を参考に設定する。

【震源モデルの位置, 形状等】

・地震規模

フィリピン海プレート内で発生したと推定される地震の中で最も規模の大きい地震である紀伊半島南東沖の地震をもとに $M_w 7.4$ とする ($M_w = M_j = 7.4$)。

・断層面の位置・形状

断層位置や傾斜角は、同報告書の「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」や長谷川ほか(2013)を参考に、敷地に近い位置となる霞ヶ浦付近において、断層上端深さを34km～53km、断層傾斜角を90度に設定する。

・アスペリティ位置

フィリピン海プレートの厚さが約20kmの位置で断層面を設定するため、アスペリティを複数配置する。深さ方向についてはプレートの中央付近に設定し、海洋性マンタルの最上部とする。

・ずれの種類

長谷川ほか(2013)や首都直下地震防災・減災特別プロジェクト等の知見を踏まえ、横ずれと設定する。

【主要なパラメータ】

・地震モーメント M_0

$\log M_0 = 1.5M_w + 9.1$ より
 $1.58E+20N \cdot m$ とする ($M_w = 7.4$)。

・断層面積 S

$\Delta \sigma = (7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$ より 1120km^2 とする。
(基本震源モデルの $\Delta \sigma = 10.3\text{MPa}$ を与条件とする。)

・アスペリティ面積 S_a

基本震源モデルの $S_a/S = 0.167$ より
 167km^2 とする。

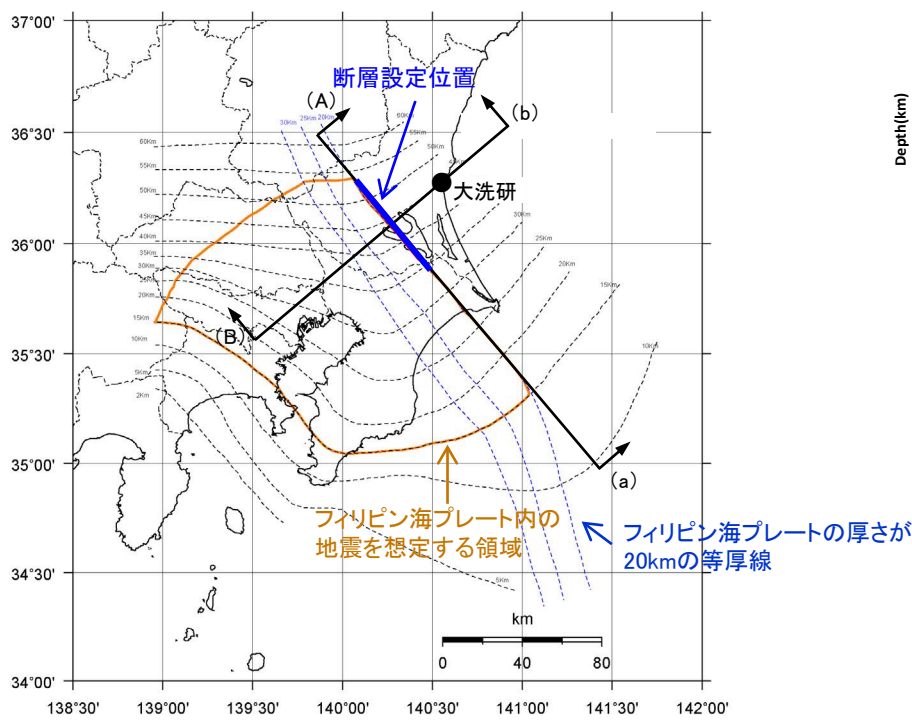
・アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$

$\Delta \sigma_a = S/S_a \cdot \Delta \sigma$ より 62MPa とする。

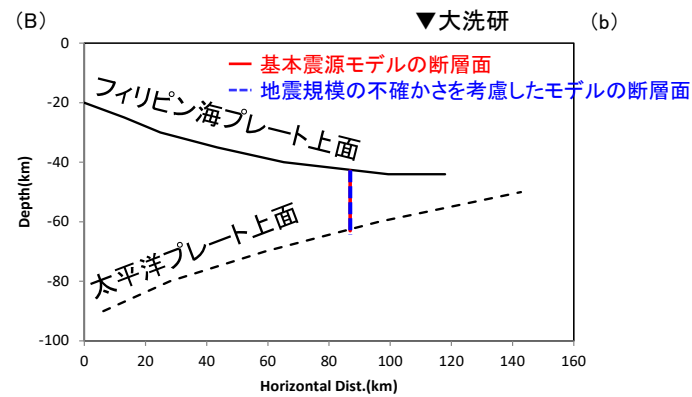
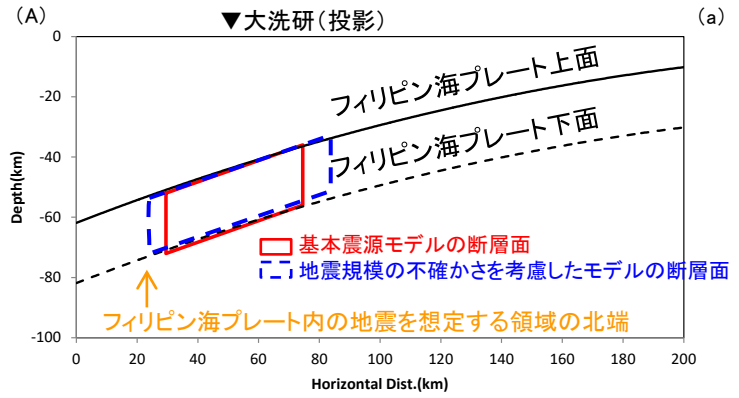
地震規模の不確かさ

断層面の位置・形状

- 断層設定位置は、基本震源モデルと同様に断層中心と敷地の投影位置が概ね一致するように配置することを基本とし、中央防災会議(2013)による「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」に断層面を設定する。
- 上記に従い、プレートの厚さが20kmの等厚線に沿って設定することとし、巨視的面の形状を踏まえアスペリティを2個配置し、傾斜角90度として設定する。



断層設定位置

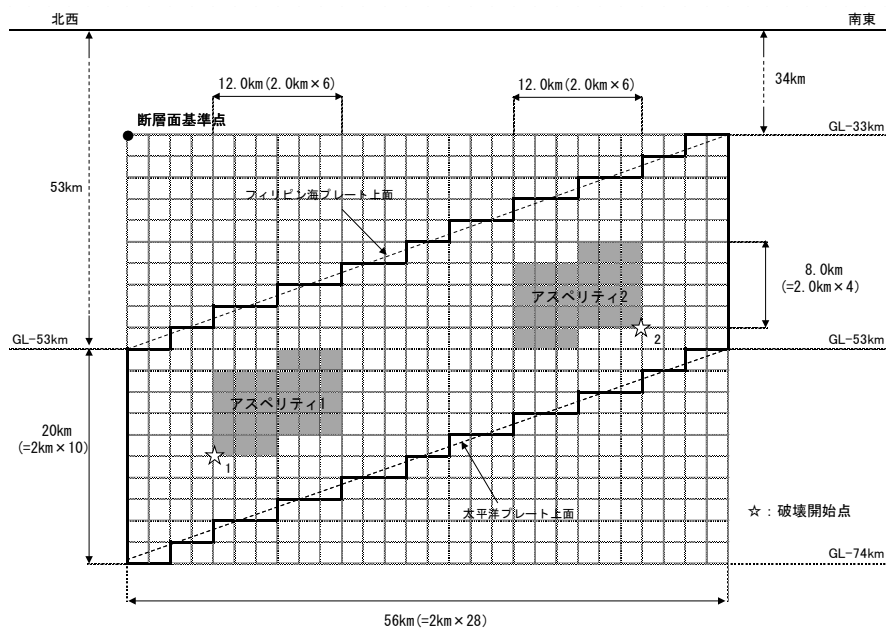
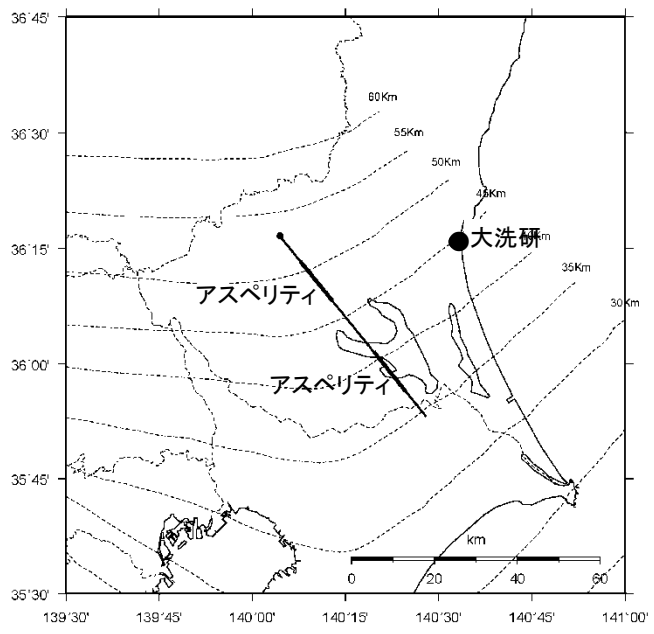


断層設定位置(模式図)

震源モデルの位置は、断層中心と敷地の投影位置が概ね一致するように配置することを基本とし、「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」内において、フィリピン海プレート上面と対応させ幅20kmの断層面を設定する。

地震規模の不確かさ

■ 基本震源モデルと同様に茨城県南部において震源を設定する。設定にあたっては、フィリピン海プレートの厚さ等を考慮し断層面を配置する。基本震源モデルと同様に背景領域を考慮してモデル化する。



震源モデル(地震規模の不確かさを考慮)

地震規模の不確かさ

■断層パラメータ

項目		設定値	設定方法
基準点 (断層北西端)	N(度)	36.277	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域の北端
	E(度)	140.07	
上端深さ	h(km)	34~53	フィリピン海プレートの上端位置
気象庁マグニチュード [*]	M _j	7.4	M _j =M _w
モーメントマグニチュード [*]	M _w	7.4	与条件
地震モーメント	M ₀ (N・m)	1.58E+20	logM ₀ =1.5M _w +9.1 Hanks and Kanamori(1979)
走向	θ(度)	140.7	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレート内の地震を想定する領域
傾斜角	δ(度)	90	中央防災会議(2013)
ずれの種類	—	右横ずれ	長谷川ほか(2013)
すべり角	λ(度)	180	長谷川ほか(2013)
平均応力降下量	Δσ(MPa)	10.3	中央防災会議(2013)
断層面積	S(km ²)	1120	与条件より算定
長さ	L(km)	56	L=S/W
幅	W(km)	20	中央防災会議(2013)のフィリピン海プレートの厚さ
密度	ρ(g/cm ³)	2.875	μ=ρV _s ²
せん断波速度	V _s (km/s)	4.0	佐藤(2003)
剛性率	μ(N/m ²)	4.6E+10	中央防災会議(2013)
平均すべり量	D(m)	2.55	D=M ₀ /(μS)
破壊伝播速度	V _r (km/s)	2.9	中央防災会議(2013)
高周波遮断係数	f _{max} (Hz)	13.5	地震調査研究推進本部の海溝型地震

項目		設定値	設定方法	
アスベリティ全体	面積	S _a (km ²)	187	
	すべり量	D _a (m)	6.15	D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	5.28E+19	M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル(参考)	A(N・m/s ²)	9.61E+19	A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²
各アスベリティ	面積	S _a (km ²)	93	
	すべり量	D _a (m)	6.15	D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	2.64E+19	M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル(参考)	A(N・m/s ²)	6.79E+19	A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²
背景領域	面積	S _b (km ²)	933	S _b =S-S _a
	すべり量	D _b (m)	2.46	D _b =M _{0b} /(μS _b)
	地震モーメント	M _{0b} (N・m)	1.06E+20	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力	Δσ _b (MPa)	12.4	Δσ _b =0.2Δσ _a
Q値		Q	110f ^{0.69}	佐藤(1994)

地震動評価手法

■ 応答スペクトルに基づく手法による地震動評価

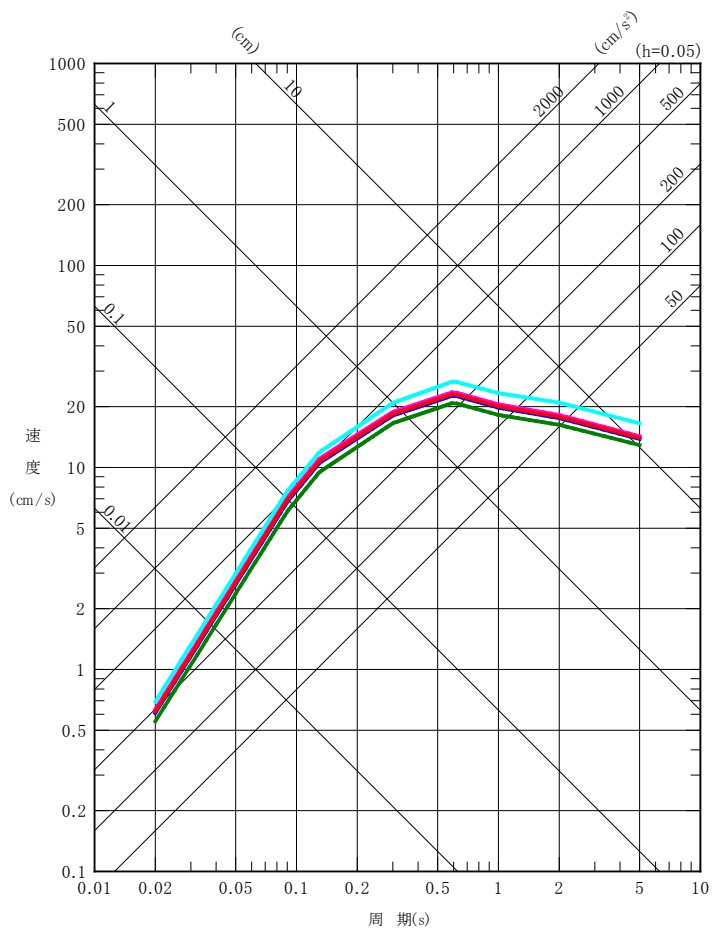
Noda *et al.*(2002)の手法による評価を実施する。評価にあたり、地震観測記録から算出した補正係数を考慮する。

■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

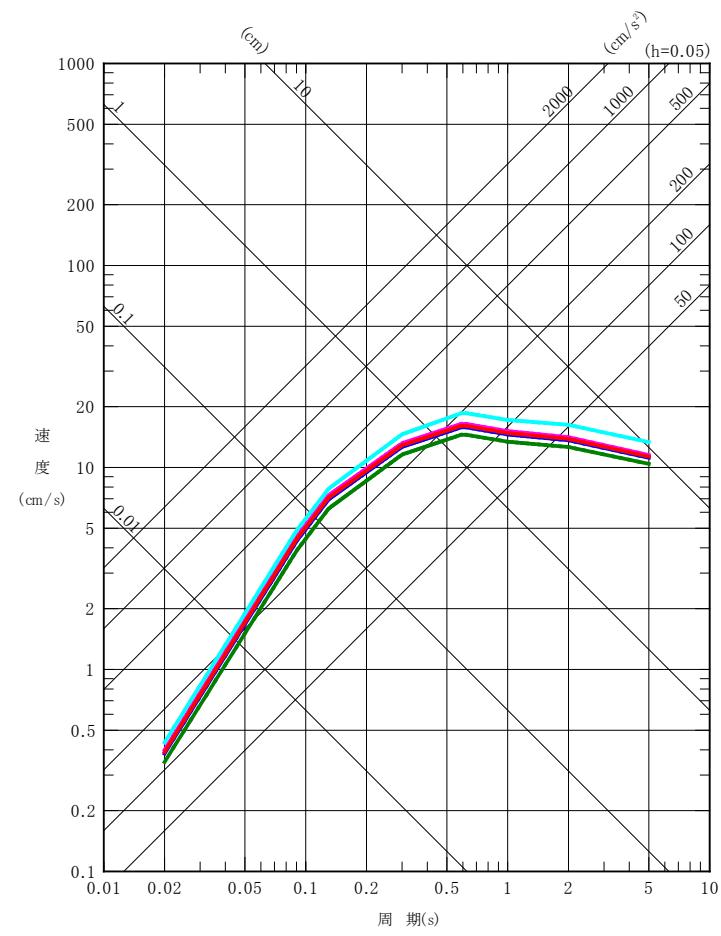
適切な要素地震となる地震が敷地において得られていないことから統計的グリーン関数法により評価する。波形合成はDan *et al.*(1989)の手法に基づき実施する。

応答スペクトル手法による評価結果：全ケース

- 基本震源モデル (M7.3, $X_{eq}=63.1\text{km}$)
- 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース (M7.3, $X_{eq}=66.7\text{km}$)
- アスペリティ位置の不確かさを考慮したケース (M7.3, $X_{eq}=61.5\text{km}$)
- 応力降下量の不確かさを考慮したケース (M7.3, $X_{eq}=62.4\text{km}$)
- 地震規模の不確かさを考慮したケース (M7.4, $X_{eq}=63.2\text{km}$)



水平成分



鉛直成分

茨城県南部の地震の応答スペクトルに基づく手法による地震動評価は、Noda *et al.*(2002)の手法に補正係数を考慮し算定した。

断層モデル手法による評価：地盤構造モデル

■断層モデルを用いた手法による地震動評価

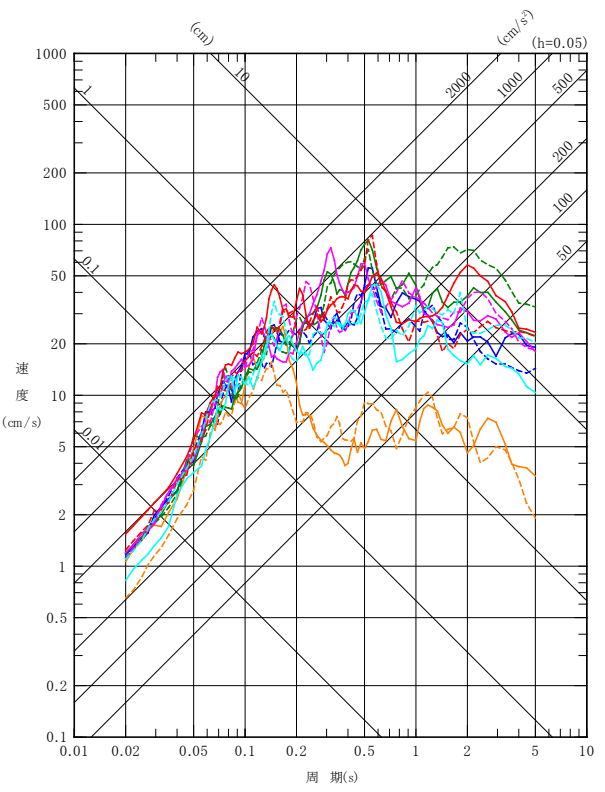
- ・地震動評価は統計的グリーン関数法で行う。
- ・統計的グリーン関数法による地震動評価で用いる要素地震のスペクトル特性はBoore(1983), 経時特性は佐藤(2004)を用いて, 地震基盤における地震波を作成する。地震基盤における地震波を一次元波動論に基づき解放基盤波を作成する。
- ・上記に基づき, Dan *et al.*(1989)の手法により波形合成を行った。
- ・地震動評価に用いる地盤構造モデルは, 大洗研究所における深部地盤構造モデル※とする。

※ 第61回及び第101回審査会合「大洗研究開発センター(HTRR) 地下構造の評価について」においてご説明

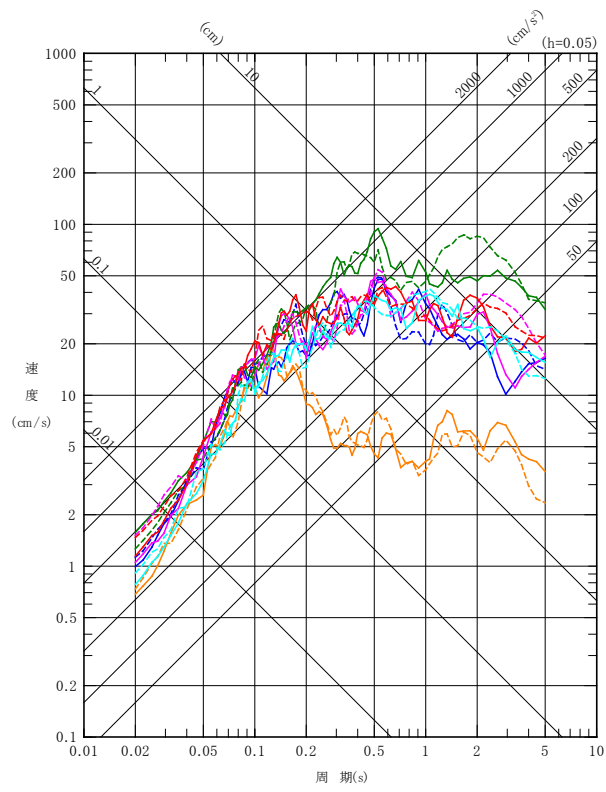
	標高	上面	層厚	密度	水平方向		鉛直方向	
					S波速度	減衰定数	P波速度	減衰定数
	T.P. (km)	G.L. (km)	t (km)	ρ (g/cm ³)	V _s (km/s)	Q _s	V _s (km/s)	Q _p
解放基盤	0.038	0.000	0.173	-	-	-	-	-
地震基盤	-0.135	-0.173	0.100	1.98	1.010	100	2.170	100
	-0.235	-0.273	0.350	2.11	1.186		2.590	
	-0.585	-0.623	0.670	2.44	2.086		4.100	
	-1.255	-1.293	2.708	2.68	3.052	110 × f ^{0.69}	5.750	110 × f ^{0.69}
-3.963	-4.000	11.900	2.70	3.600	5.960			
-15.863	-15.900	14.600	2.80	4.170	6.810			
-30.463	-30.500	∞	3.20	4.320	7.640			

実線：破壊開始点1
 破線：破壊開始点2

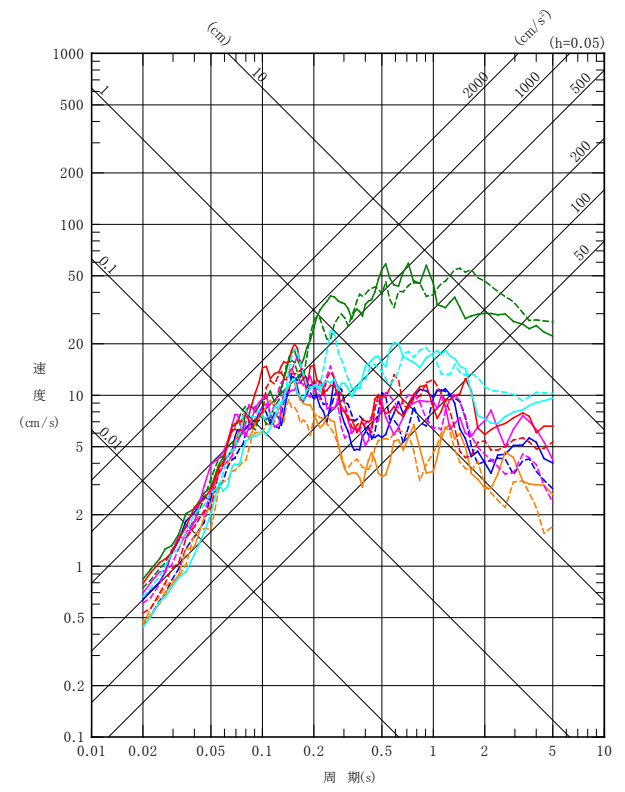
- 基本震源モデル
- 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース(横ずれ)
- 断層傾斜角の不確かさを考慮したケース(縦ずれ)
- アスペリティ位置の不確かさを考慮したケース
- 応力降下量の不確かさを考慮したケース
- 地震規模の不確かさを考慮したケース



NS成分



EW成分



UD成分

茨城県南部の地震の断層モデルを用いた手法による地震動評価は、統計的グリーン関数法により実施した。