

大洗研究所（常陽）

基準地震動Ssの策定について

令和2年6月22日
国立研究開発法人日本原子力研究開発機構

大洗（HTTR）との違いを分かりやすくするため、
方針や条件が同じものについては「HTTRと同様」
（ただし、固有の条件により結果が異なる等の場合は、その旨の注釈を入れる）、
そうでないものについては「常陽個別」と右上に表記する。

1.	基準地震動 S_s の策定の概要	4
2.	敷地周辺の地震発生状況	10
3.	地下構造評価	19
3.1	評価の方針	20
3.2	敷地の解放基盤表面の設定	24
3.3	敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討	30
3.4	敷地の地盤構造モデルの設定	47
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	55
4.	敷地ごとに震源を特定して策定する地震動	82
4.1	プレート間地震	83
4.2	海洋プレート内地震	104
4.3	内陸地殻内地震	135
5.	震源を特定せず策定する地震動	173
6.	基準地震動 S_s の策定	185
7.	基準地震動 S_s の年超過確率の参照	196
	参考資料	220
	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)	221
	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	263
	参考3 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について	270
	参考文献	295

1. 基準地震動 S_s の策定の概要
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 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について

参考文献

常陽の基準地震動Ss策定について

■「常陽」及びHTTRは、同じ大洗研究所敷地内に位置しており、両者の距離は約700mである。

■「常陽」の地震動評価にあたっては、HTTR地点と常陽地点の「1.地震調査結果に基づく地盤構造」及び「2.地震観測記録の分析」に関する比較検討を実施し、常陽地点とHTTR地点の地震動特性はほぼ同様と判断されることから、「常陽」の基準地震動Ssは「HTTR」での評価結果を用いることとする。

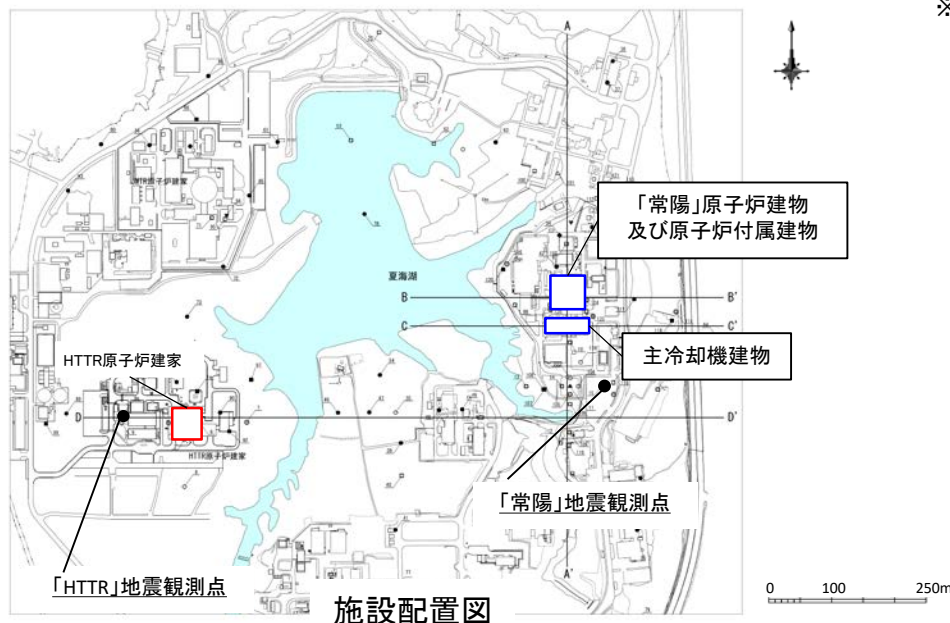
【検討項目】 詳細は参考資料3に記載。

1. 地質調査結果に基づく地盤構造

- 地質調査結果(PS検層)に基づき、地盤構造(解放基盤表面の設定)について比較検討を実施。
- 検討結果から、HTTR地点及び常陽地点において、Vs700m/s以上の解放基盤表面は同深度でほぼ水平かつ相当な広がりをもって分布していることを確認した。

2. 地震観測記録の分析

- HTTR地震観測点及び常陽地震観測点の解放基盤表面付近の地震観測記録を用い、両地点の応答スペクトル比を評価し、地震動特性について比較検討を実施。
- 検討結果から、「常陽」と「HTTR」の応答スペクトルの比は概ね1倍であり、地震動特性の差異がないことを確認した。



※施設への入力地震動の算定に用いる地盤モデルは、別途地質調査結果等に基づき設定している。

施設配置図

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>審査ガイド例示16地震</p>
<p>信頼性のある基盤地震動の検討結果を踏まえ2004年北海道留萌支庁南部地震を考慮</p> <p style="text-align: center;">↓</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>

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】 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	【応答スペクトル手法】 Noda et al.(2002)による手法に補正係数を考慮	【応答スペクトル手法】 Noda et al.(2002)による手法に補正係数を考慮	【応答スペクトル手法】 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】 経験的グリーン関数法による評価	【断層モデル手法】 統計的グリーン関数法による評価	【断層モデル手法】 経験的グリーン関数法による評価	【断層モデル手法】 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及び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が、基準地震動Ss-Dに包絡されることを確認

■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)

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。

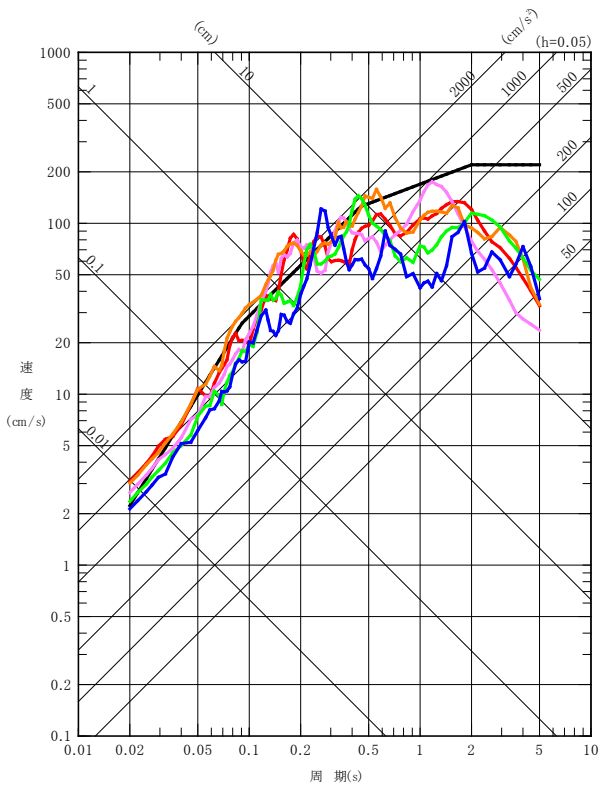
基準地震動		最大加速度 (cm/s ²)		
		NS成分	EW成分	UD成分
Ss-D	応答スペクトル手法による基準地震動	700		500
Ss-1	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点1)	973	711	474
Ss-2	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点2)	835	761	436
Ss-3	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点3)	948	850	543
Ss-4	F3断層～F4断層による地震 (断層傾斜角の不確かさ, 破壊開始点3)	740	630	405
Ss-5	2011年東北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

※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])

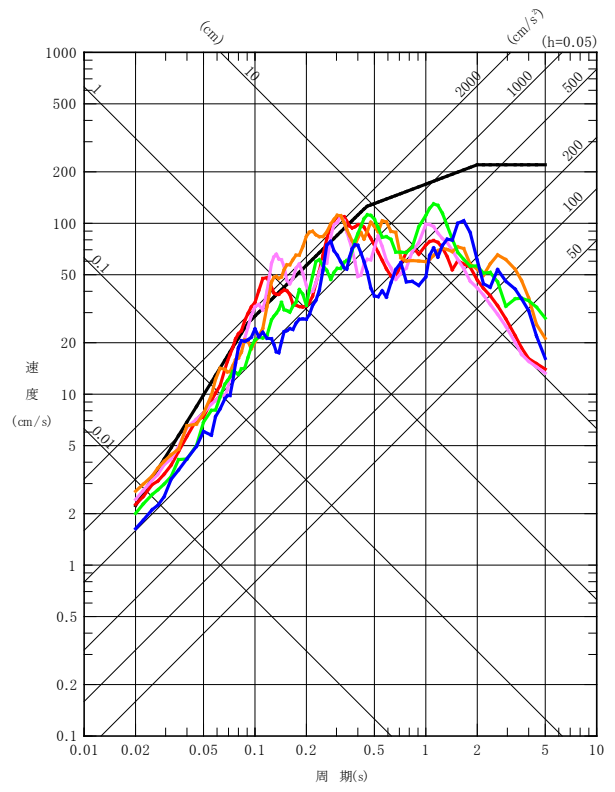
基準地震動Ss：応答スペクトル

■ 基準地震動Ssの応答スペクトル

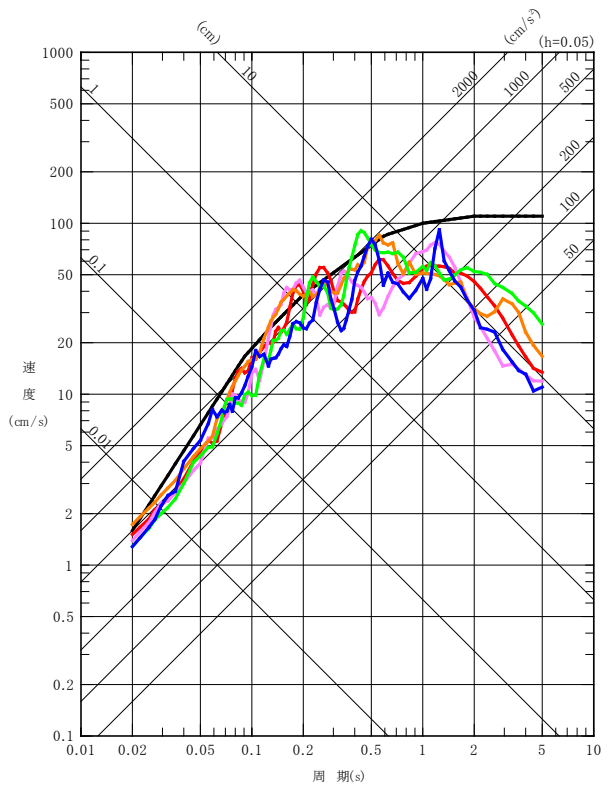
- Ss-D 応答スペクトル手法による基準地震動
- Ss-1 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点1)
- Ss-2 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点2)
- Ss-3 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点3)
- Ss-4 F3断層～F4断層による地震(断層傾斜角の不確かさ, 破壊開始点3)
- Ss-5 2011年東北地方太平洋沖型地震(SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳)



NS成分



EW成分



UD成分

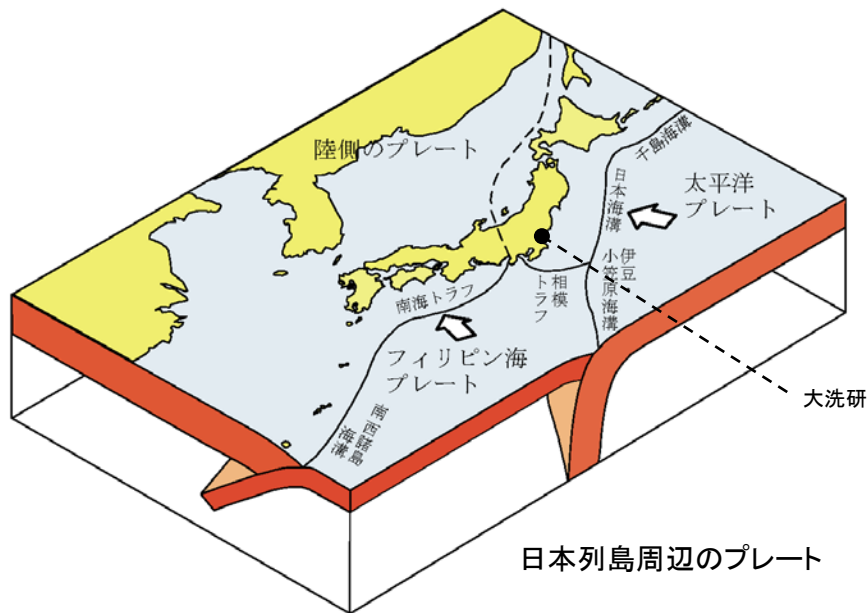
1. 基準地震動 S_s の策定の概要
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
 - 3.1 評価の方針
 - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
 - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
 - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
 - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 4.1 プレート間地震
 - 4.2 海洋プレート内地震
 - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動 S_s の策定
7. 基準地震動 S_s の年超過確率の参照

参考資料

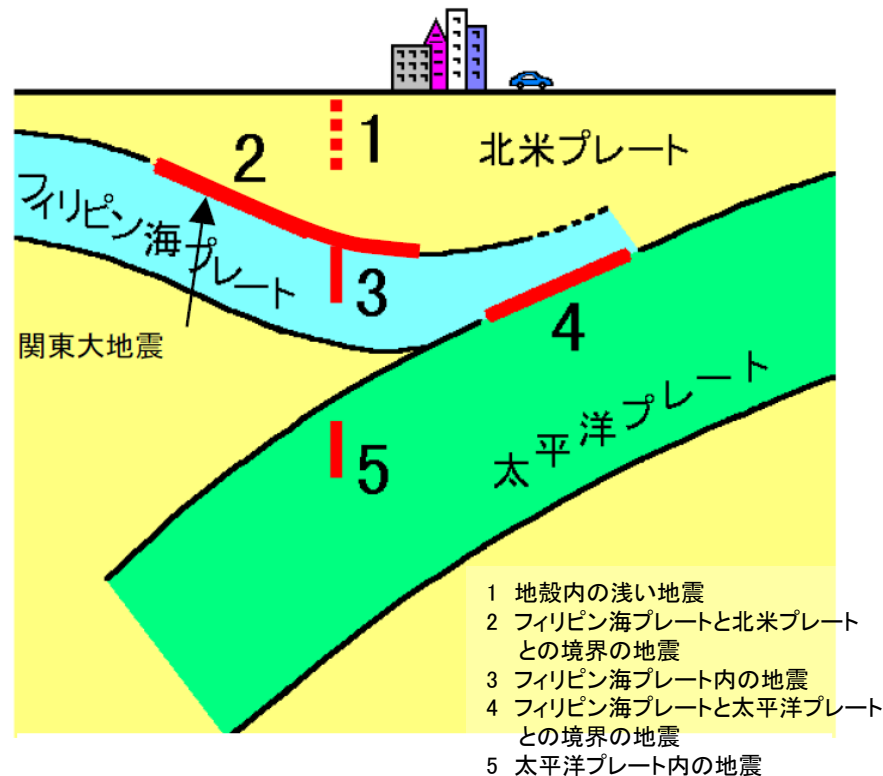
- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について

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。

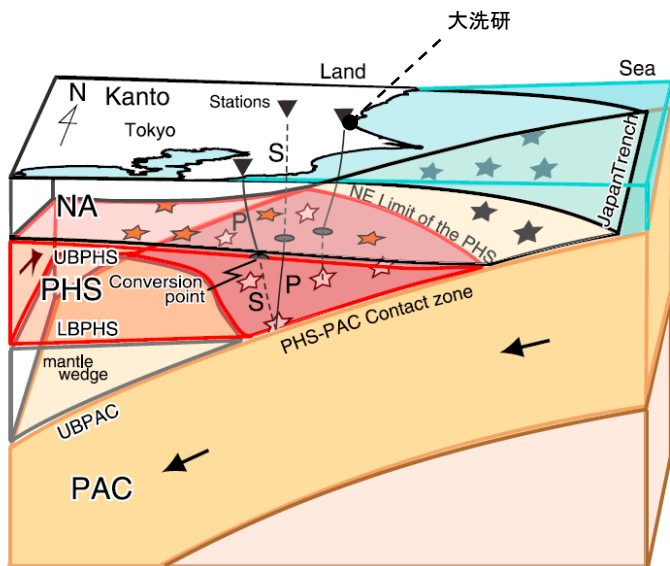


Figure 2. Schematic showing the configuration of three plates in Kanto. Not to scale. The Pacific plate (PAC) is subducting from the east beneath the North American (NA) plate. Between these two plates, the Philippine Sea plate (PHS) subducts from the southeast. Interplate earthquakes including small 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)

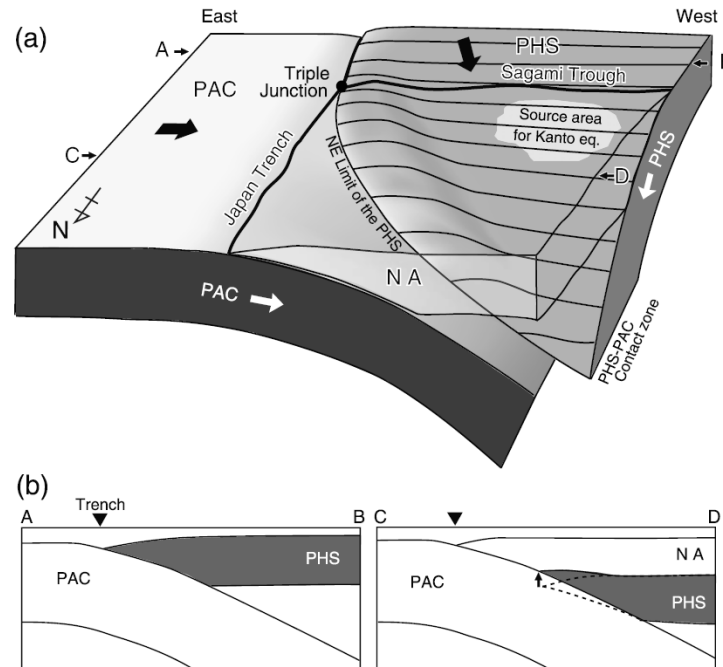


Figure 9. (a) Schematic figure showing the shape of the PHS subducting beneath Kanto. (b) East-west cross sections along A-B and C-D in Figure 9a. The PHS near the NE limit of the PHS is deformed because of the interaction with the PAC and the slab dip near the NE limit of the PHS is relatively gentle.

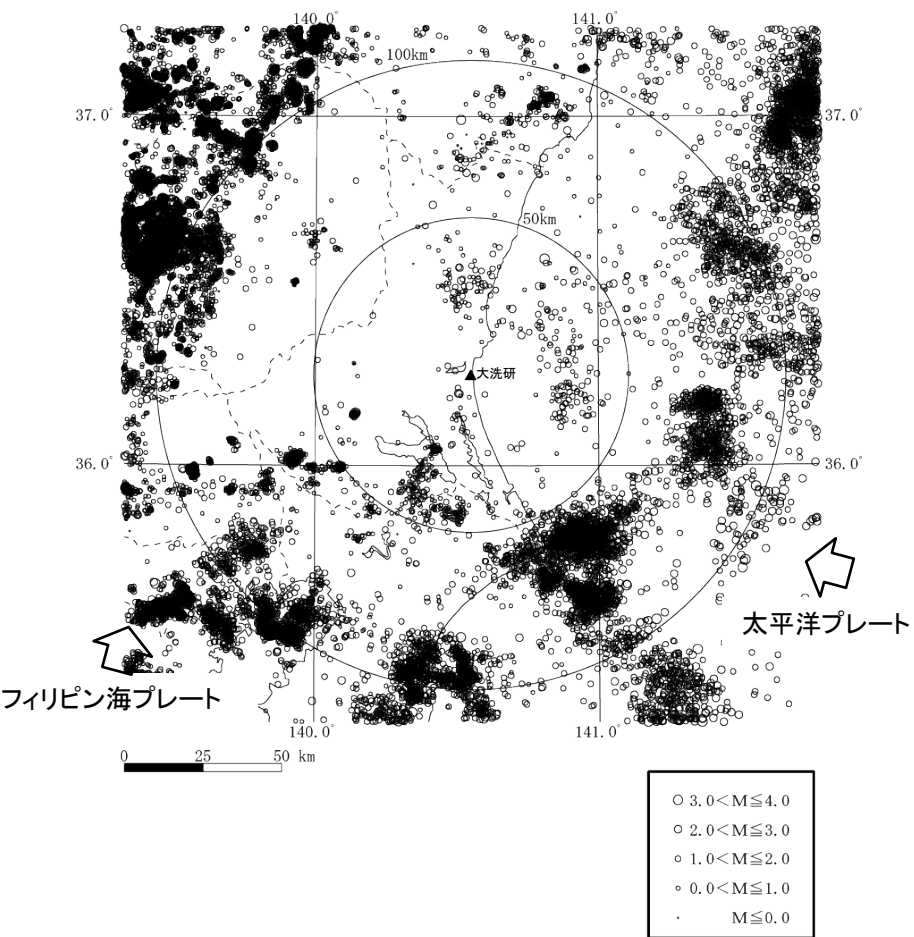
Uchida *et al.* (2010)より抜粋

フィリピン海プレートの沈み込み形状
(北からの概観)

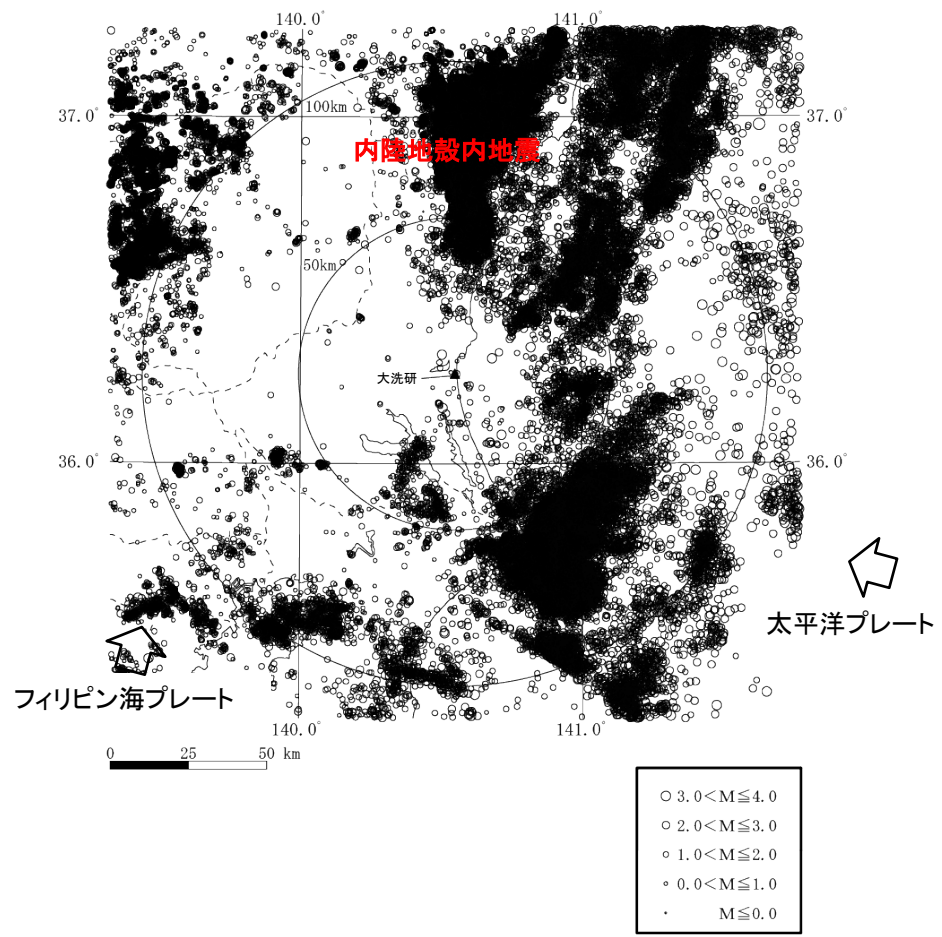
- 関東地方においては、南方からフィリピン海プレートが沈み込み、その下に東方から太平洋プレートが沈み込んでいる。
- 茨城県南部付近においては、フィリピン海プレートは北西方向に沈み込んでいる。

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

敷地周辺の地震活動 (M4.0以下, 深さ30km以浅, 震央分布)

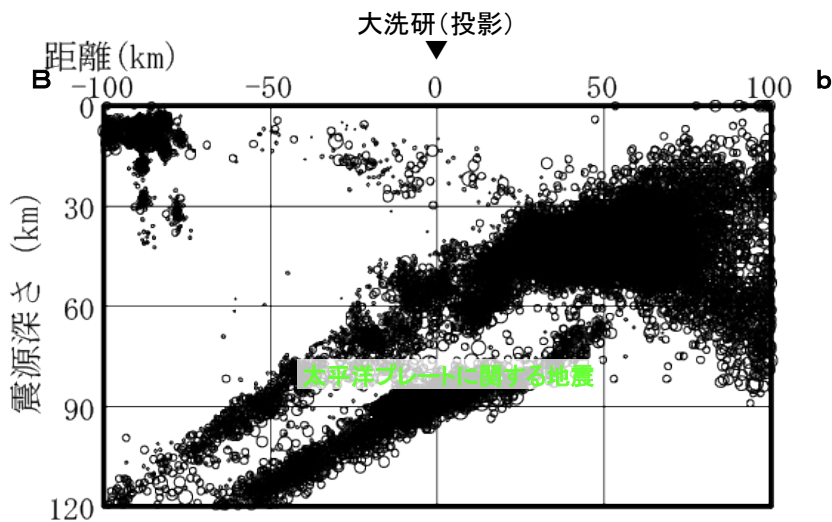


(気象庁, 1998年1月～2011年2月)

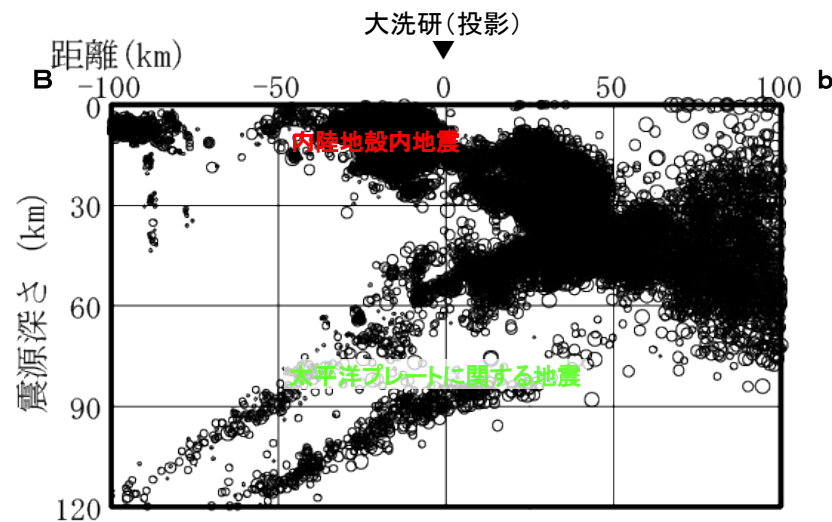


(気象庁, 2011年3月～2015年12月)

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。

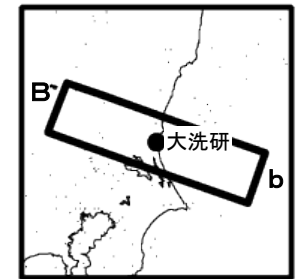
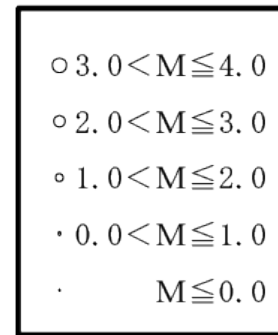
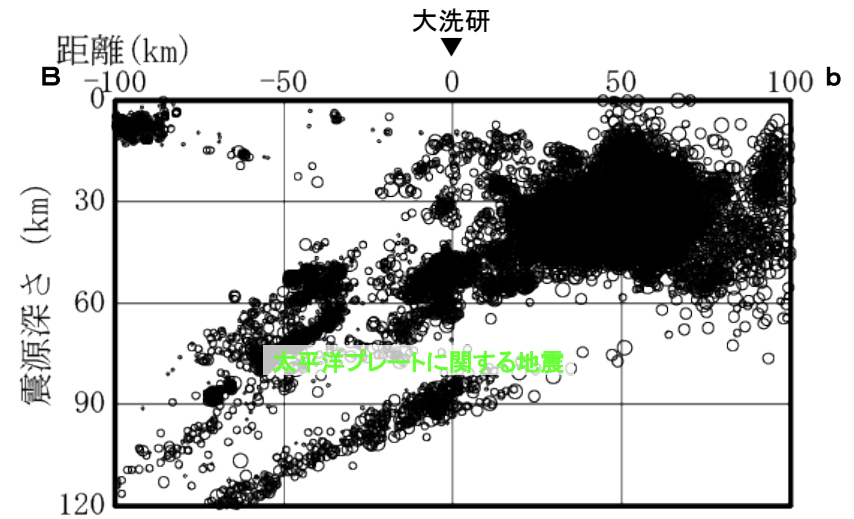
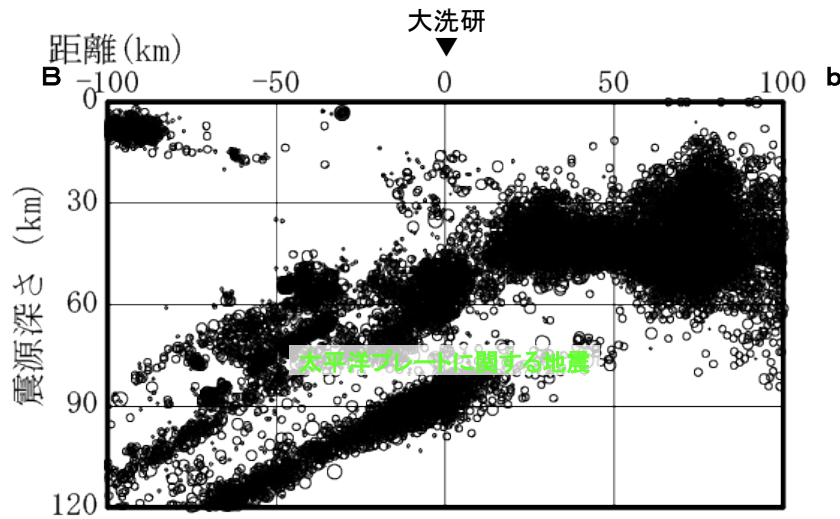


(気象庁, 1998年1月~2011年2月)



(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。

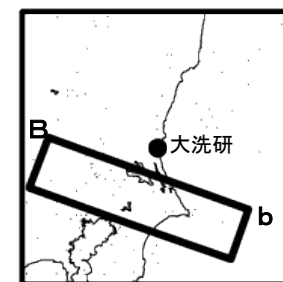
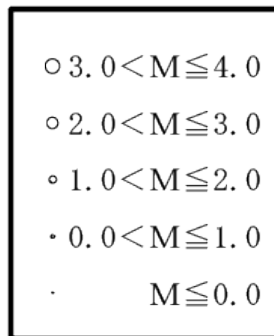
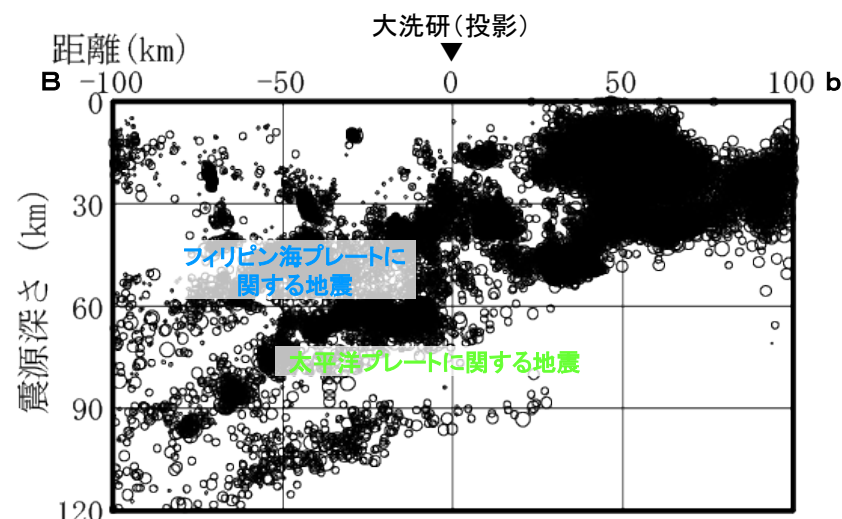
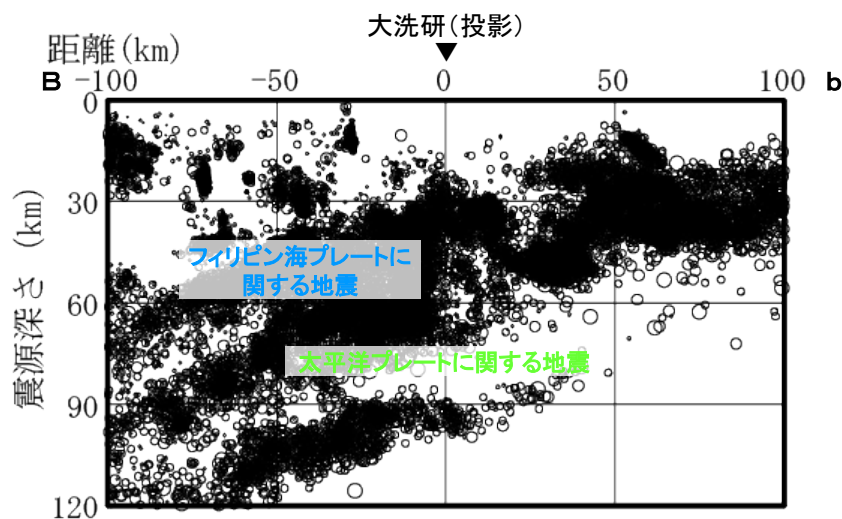


(気象庁, 1998年1月~2011年2月)

(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。

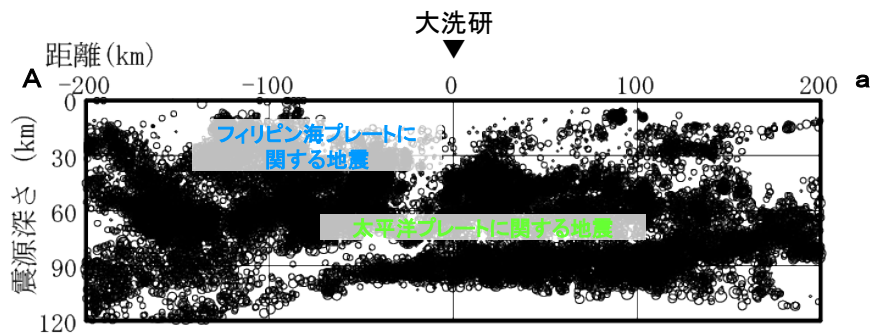
敷地周辺の地震活動 (M4.0以下, 敷地南方, 震源鉛直分布)



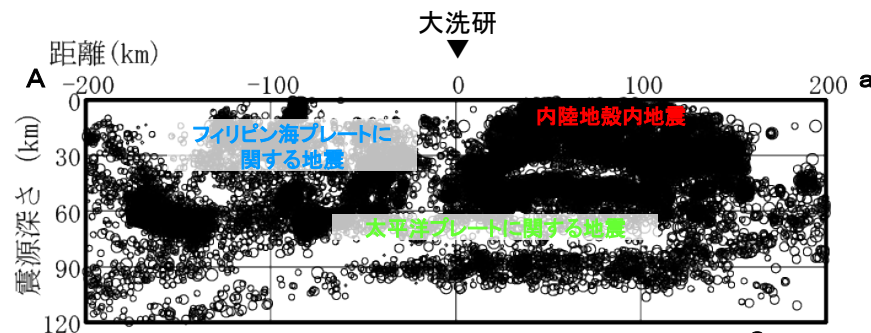
(気象庁, 1998年1月~2011年2月)

(気象庁, 2011年3月~2015年12月)

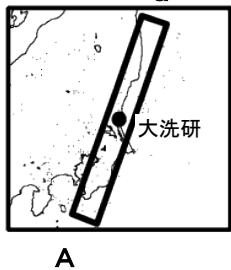
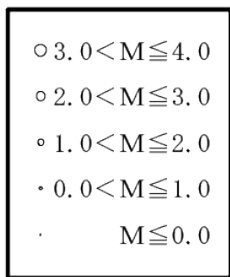
- 深さ40km程度以深では, フィリピン海プレートに関する地震が見られる。
- 深さ80km程度以深では, 太平洋プレートの二重深発地震面が見られる。
- 2011年3月以降, 地震発生頻度は増加したものの, 地震の発生する位置に大きな変化はない。



(気象庁, 1998年1月~2011年2月)



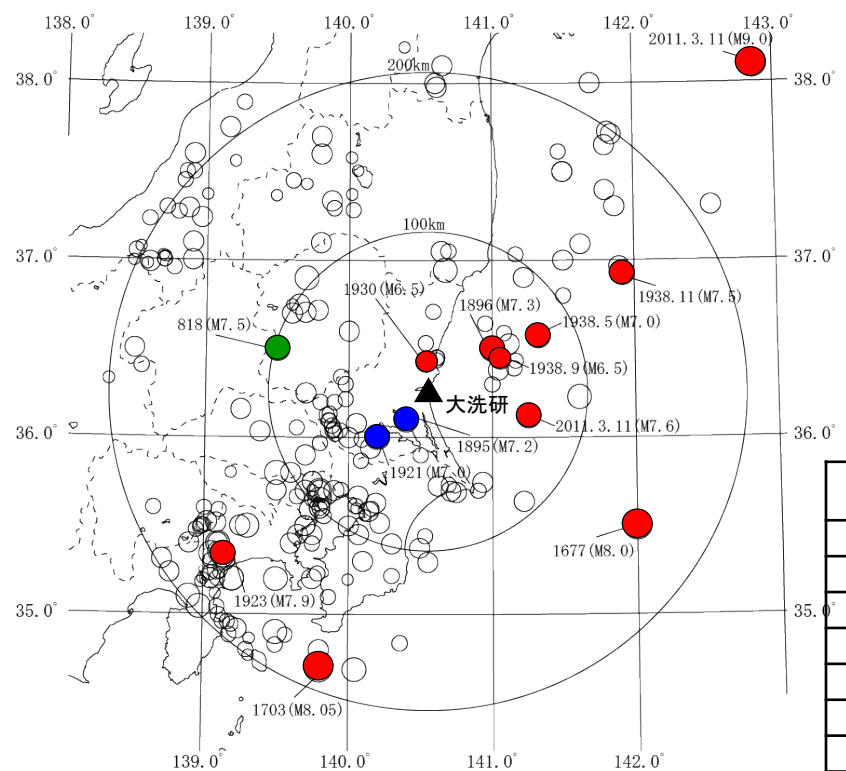
(気象庁, 2011年3月~2015年12月)



- 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。

過去の被害地震

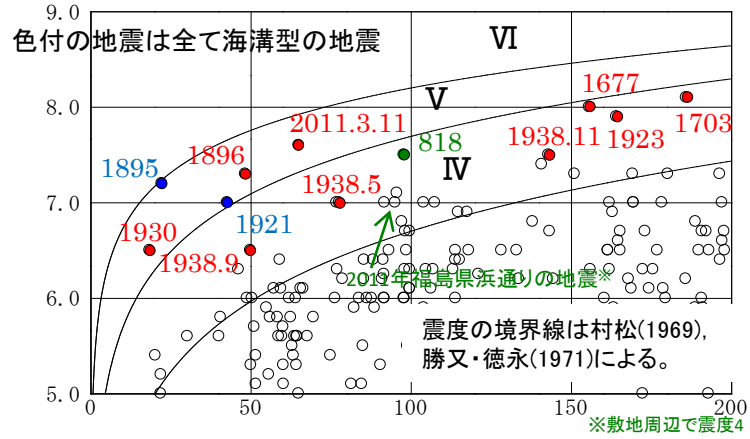
■ 敷地で震度5程度以上となる過去の被害地震を抽出する。



敷地周辺で震度5弱程度以上と推定される地震

- 内陸地殻内地震
- プレート間地震
- 海洋プレート内地震

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	元禄地震	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

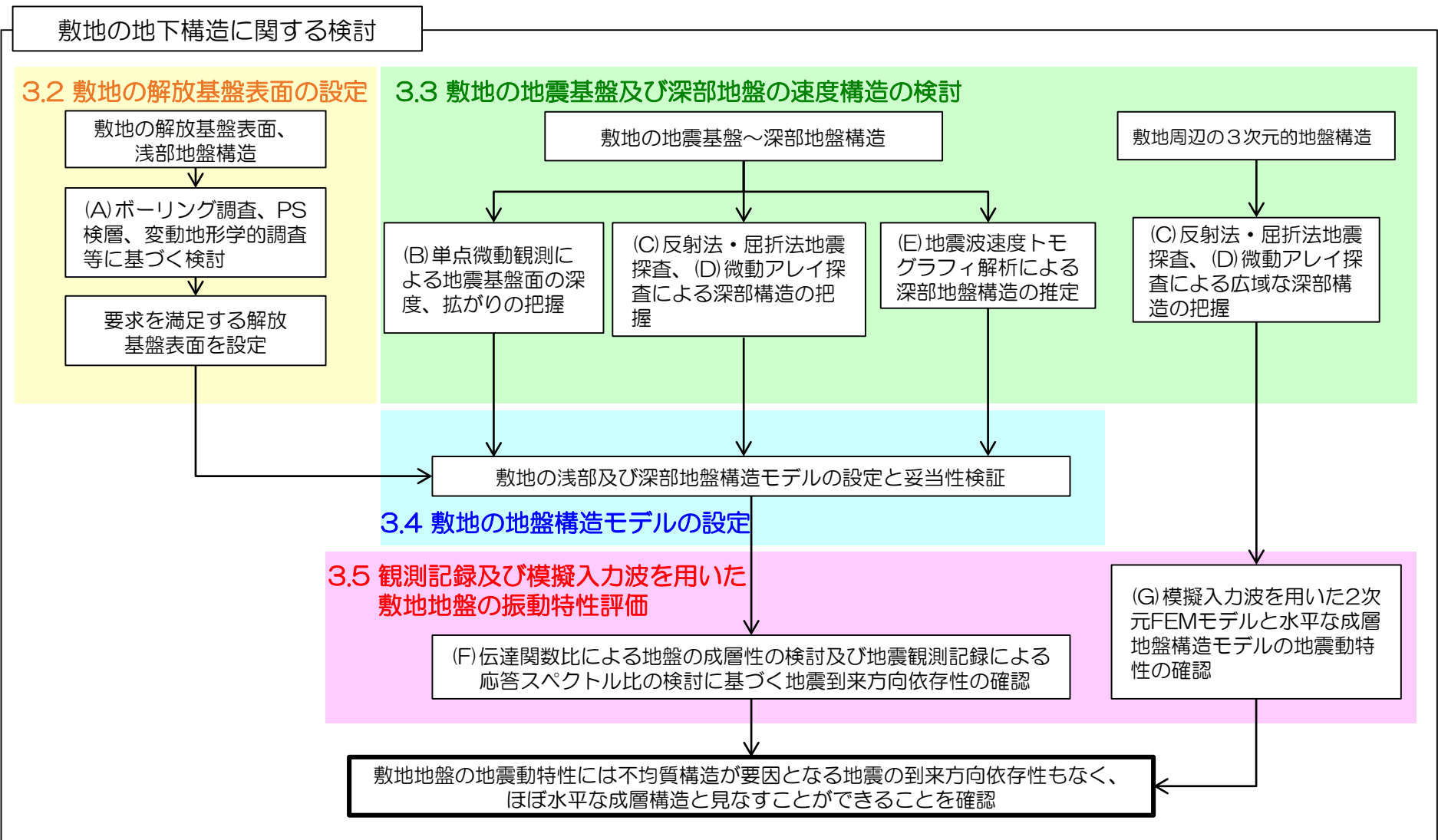
- 敷地で震度5程度以上となる被害地震について、気象庁カタログや文献から震源位置を求め地震発生様式毎に分類した。
- 敷地での震度が5程度以上となる被害地震はいずれもプレート間地震または海洋プレート内地震である。
- 内陸地殻内地震としては、818年関東諸国の地震が敷地で震度5程度以上となる。

1. 基準地震動 S_s の策定の概要
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

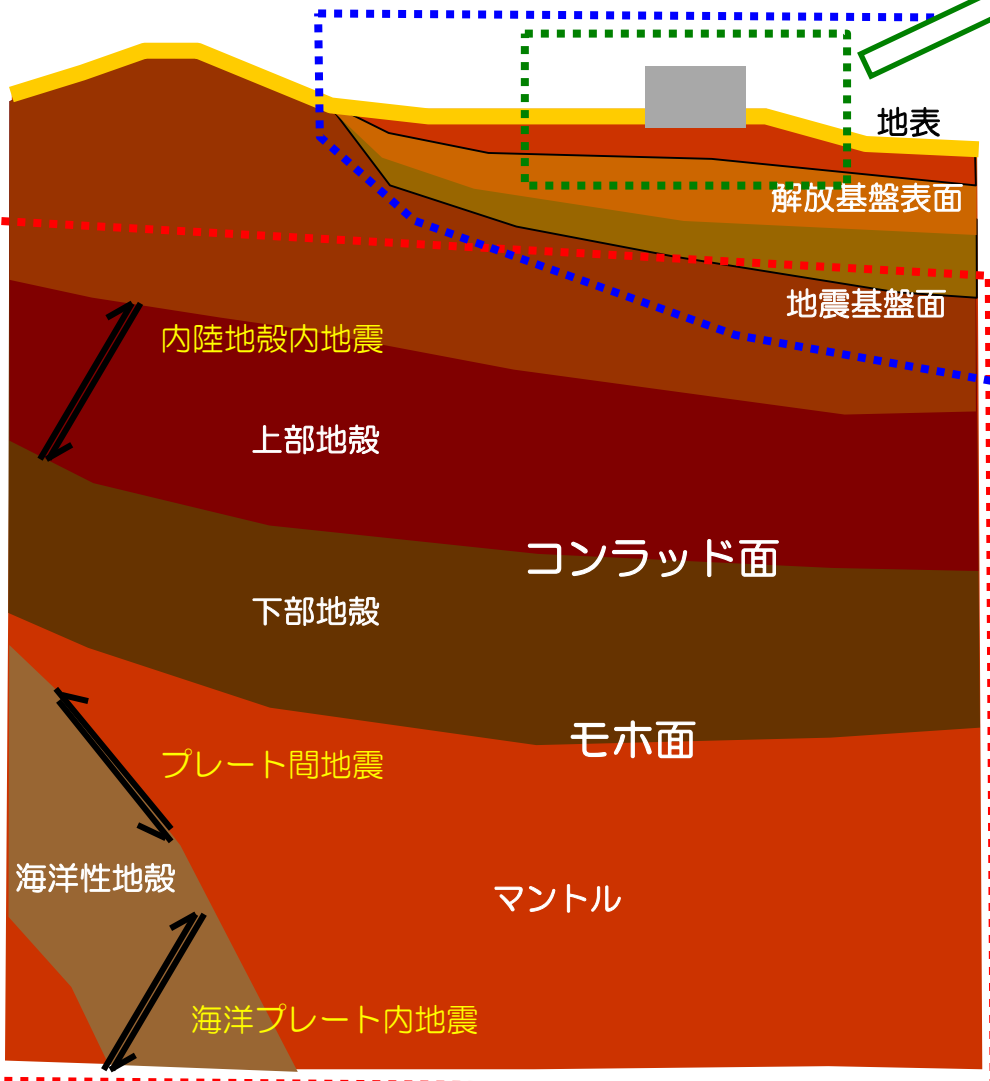
- 参考1 震源を特定せず策定する地震動(Mw6.5以上の地震に関する検討)
- 参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」に対する確認結果について
- 参考3 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について

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
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 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について

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)

(1) ボーリング調査及びPS検層の結果

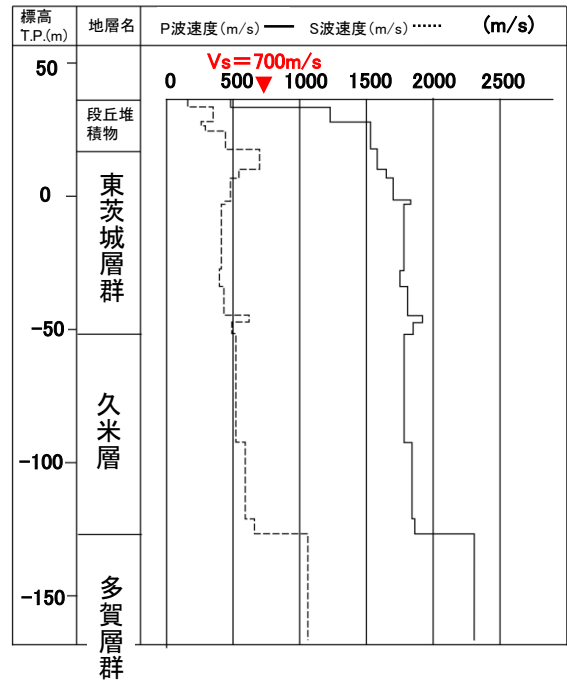
調査(A)



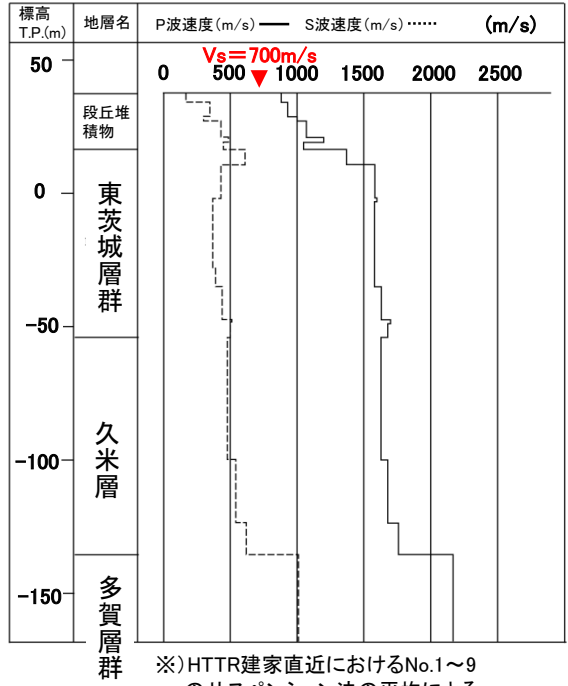
(久米層及び多賀層群の速度構造)
No.94、No.1~9、No.11の各ボーリング調査で実施したPS検層結果を示す。標高-135m以深におけるS波速度は700m/s以上となっているため、この位置に解放基盤表面を想定する。

大洗研究所 PS検層位置図

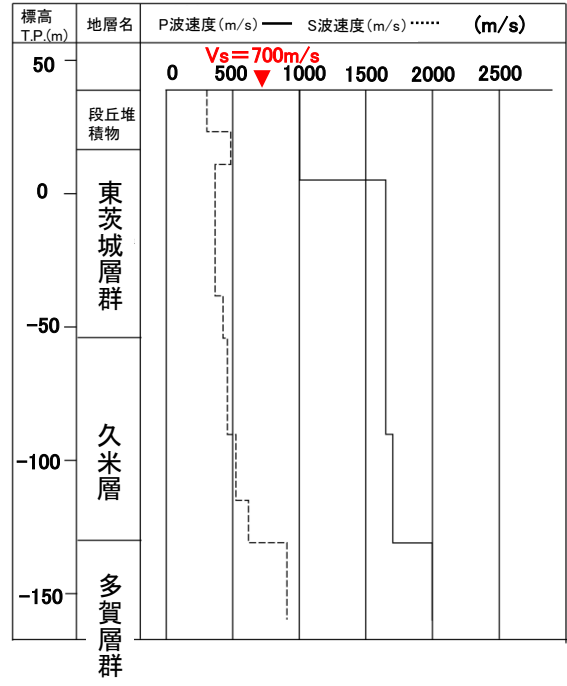
No.94孔



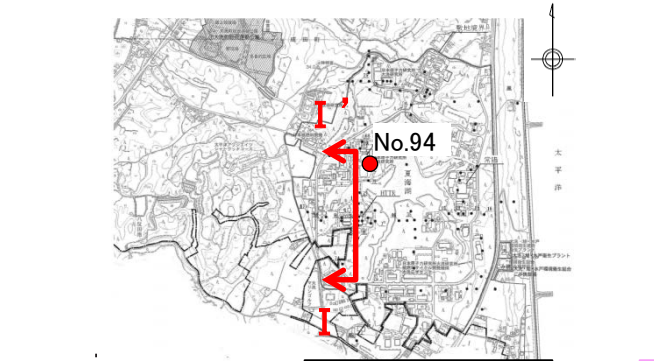
No.1~9孔



No.11孔



(2) ボーリング調査による久米層及び多賀層群の風化区分(1/2)



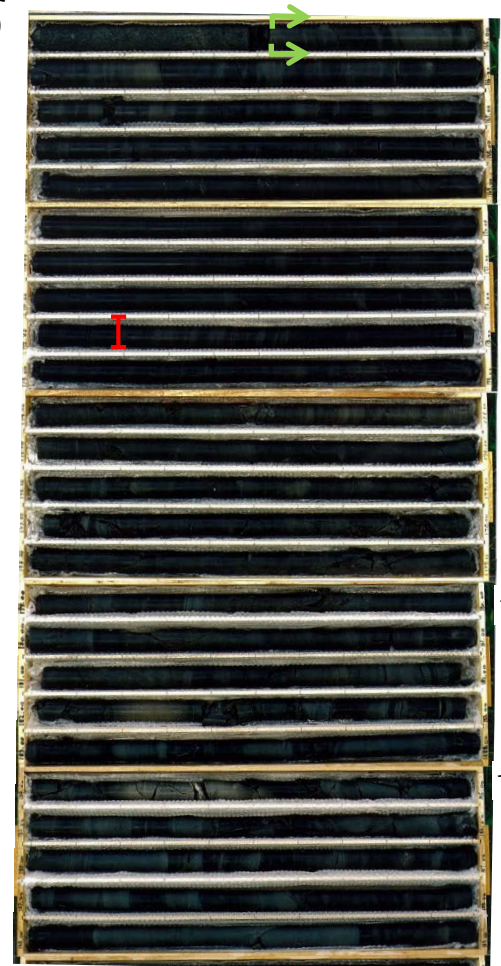
この地図は、大洗町長の承認を受けて、同町発行の1/10,000地形図を使用したものである。

①No.94孔 深度89~105m

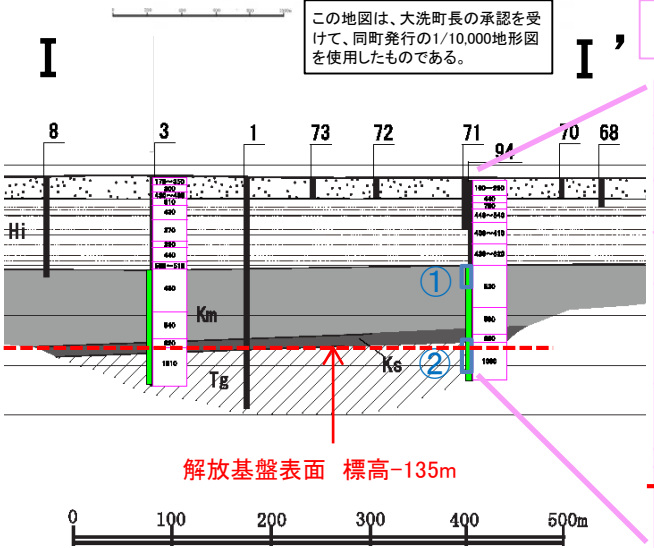
②No.94孔 深度164~189m



深度 (m)
90
95
100
105



深度 (m)
165
170
175
180
185
189



拡大
160~290
440
700
440~540
400~410
430~620
520
590
660
1060

久米層

多賀層群

I 解放基盤表面設定深度 (T.P.-135m)

PS検層によるS波速度 (m/s)

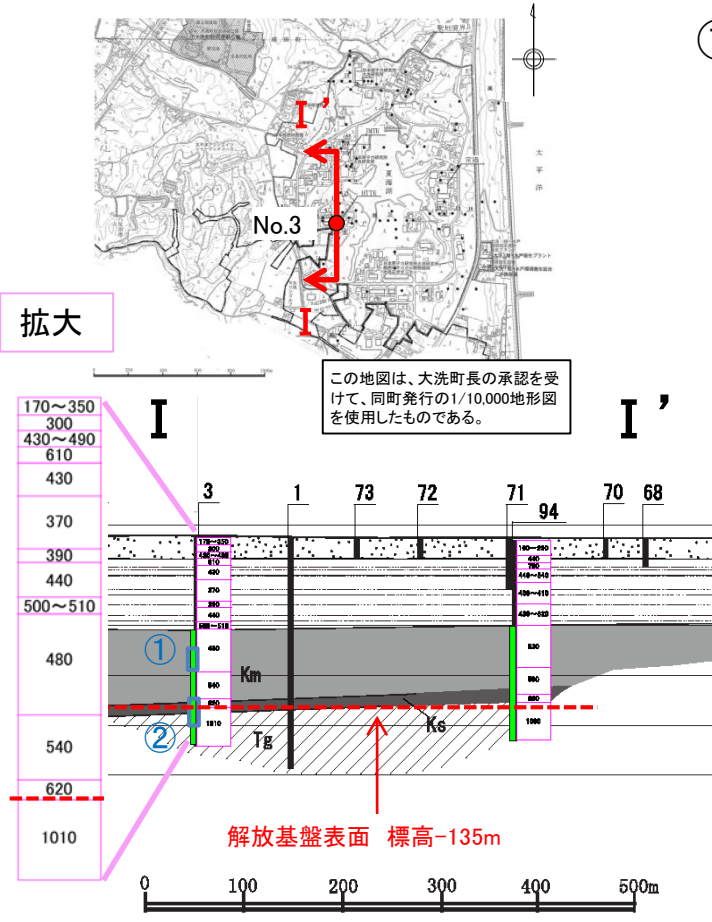
風化区分

凡例	風化区分	判定基準
■	風化	風化により褐色化しているもの
■	弱風化	所々風化により褐色化しているもの
■	新鮮	風化が認められないもの



● No.94孔において久米層及び多賀層群は、著しい風化は認められない。

(2) ボーリング調査による久米層及び多賀層群の風化区分(2/2)



PS検層
によるS波速度
(m/s)

風化区分

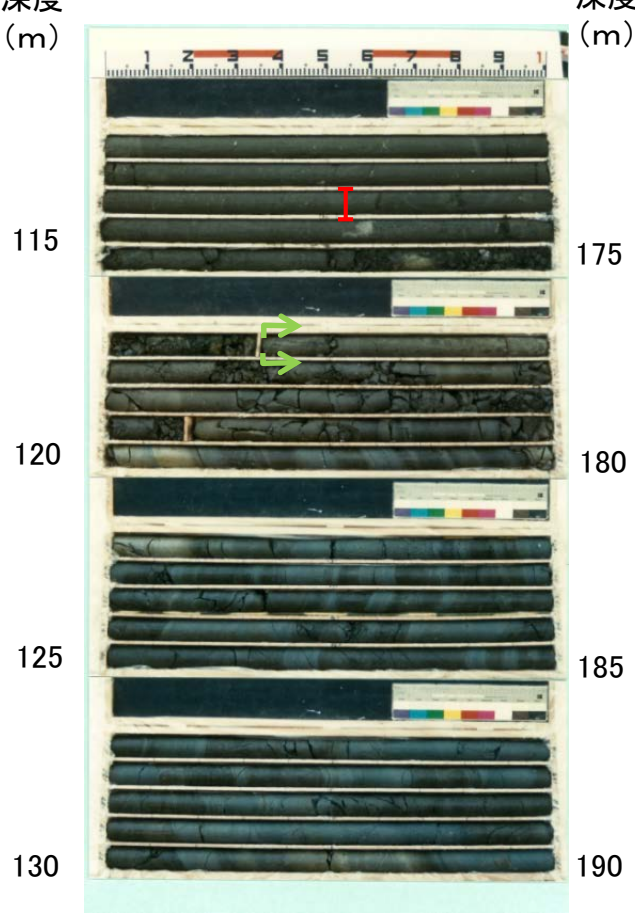
凡例	風化区分	判定基準
	風化	風化により褐色化しているもの
	弱風化	所々風化により褐色化しているもの
	新鮮	風化が認められないもの



①No.3孔 深度110~130m



②No.3孔 深度170~190m



多賀層群

I 解放基盤表面設定深度
(T.P.-135m)

● No.3孔において久米層及び多賀層群には、著しい風化は認められない。

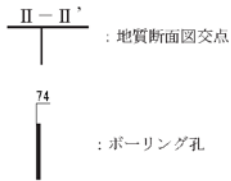
(3) 解放基盤表面の拡がり(1/3)



この地図は、大洗町長の承認を受けて、同町発行の1/10,000地形図を使用したものである。

年代層区分	区分・地質		
第四系	完新統	砂丘砂層	d 砂
		沖積層	al 礫・砂・シルト
	更新統	M1段丘堆積物	Mi 礫・砂・シルト
		東茨城層群	Hi 礫・砂・シルト
新第三系	鮮新統	久米層	Km 砂質泥岩
			Ks 細粒砂岩
	中新統	多賀層群	Tg 砂質泥岩

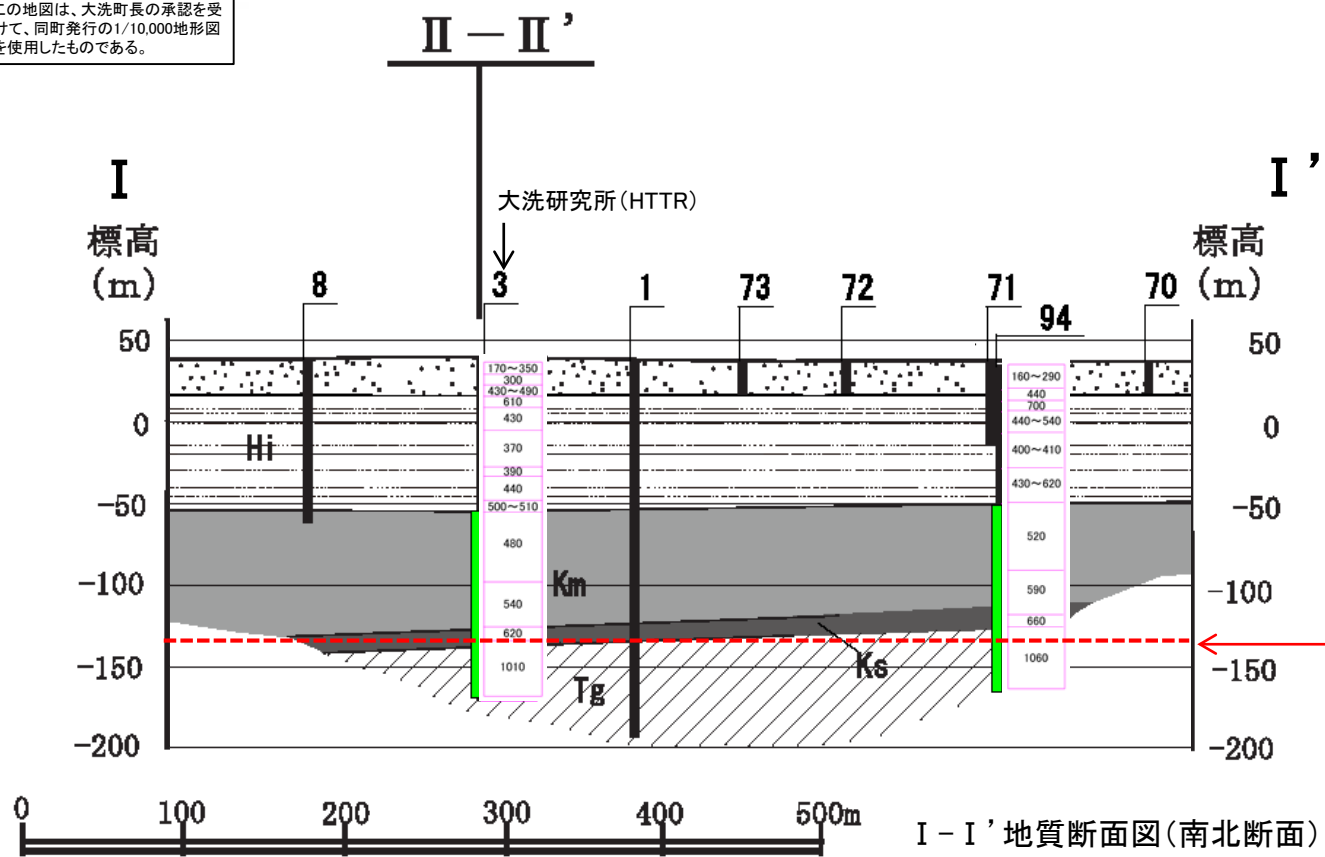
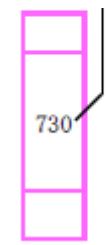
※本地地質断面図は、造成・旋転等建設に伴う人工改変を除いて表現した。



● PS検層の結果、標高-135m以深におけるS波速度は700m/s以上である。

風化区分		
凡例	風化区分	判定基準
■	風化	風化により褐色化しているもの
■	弱風化	所々風化により褐色化しているもの
■	新鮮	風化が認められないもの

PS検層によるS波速度 (m/s)

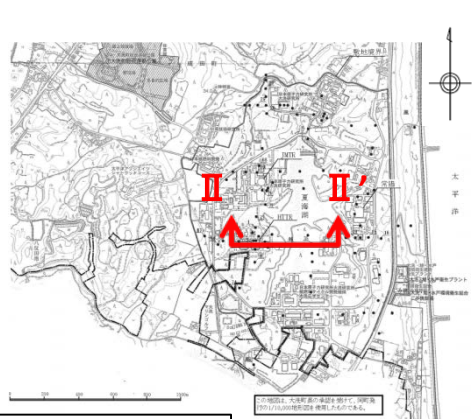


T.P.-135m

I - I' 地質断面図(南北断面)

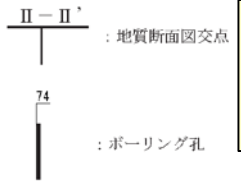
3. 地下構造評価 3.2 敷地の解放基盤表面の設定 (3) 解放基盤表面の拡がり(2/3)

HTTR
と同様



年代層区分		区分・地質	
第四系	完新統	砂丘砂層	d 砂
		沖積層	al 礫・砂・シルト
	更新統	M1段丘堆積物	Mi 礫・砂・シルト
		東茨城層群	Hi 礫・砂・シルト
新第三系	鮮新統	久米層	Km 砂質泥岩
			Ks 細粒砂岩
	中新統	多賀層群	1g 砂質泥岩

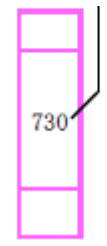
※本地地質断面図は、造成・旋転等建設に伴う人工改変を除いて表現した。



● PS検層の結果、標高-135m以下におけるS波速度は700m/s以上である。

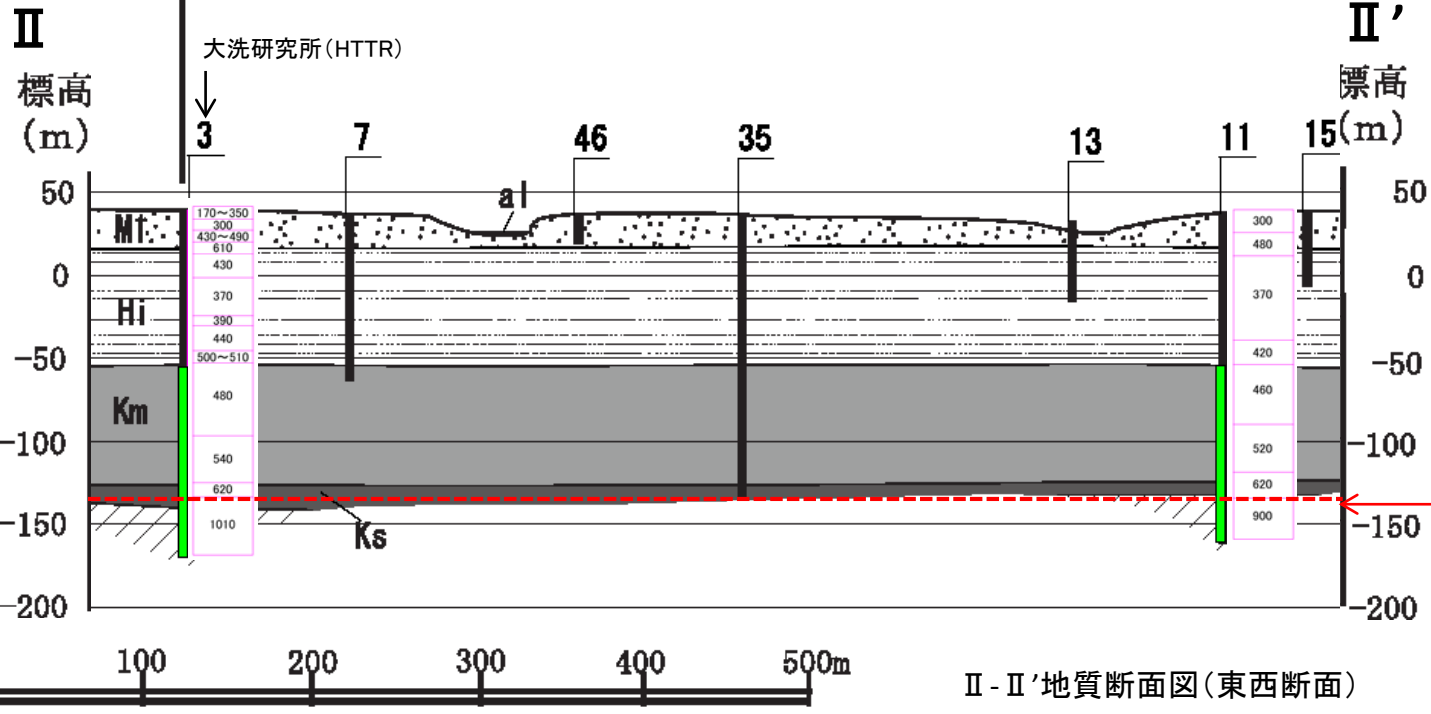
風化区分		
凡例	風化区分	判定基準
■	風化	風化により褐色化しているもの
■	弱風化	所々風化により褐色化しているもの
■	新鮮	風化が認められないもの

PS検層によるS波速度 (m/s)



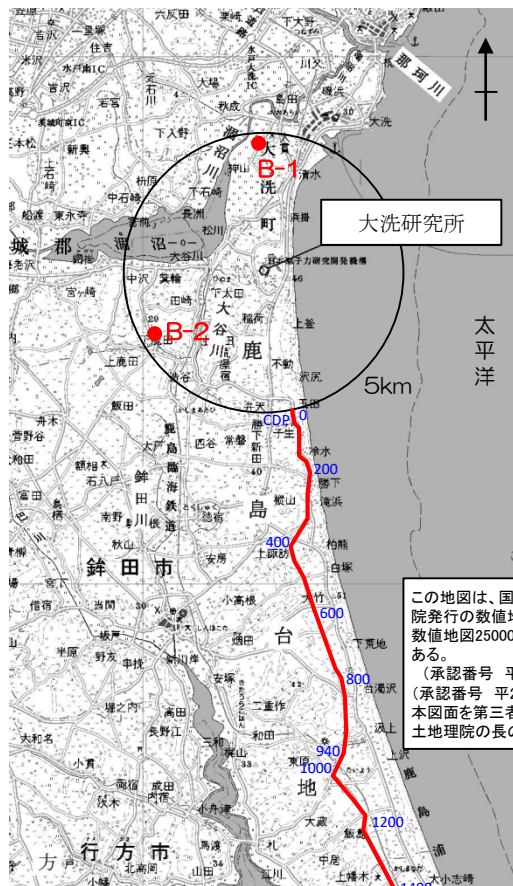
この地図は、大洗町長の承認を受けて、同町発行の1/10,000地形図を使用したものである。

I - I'



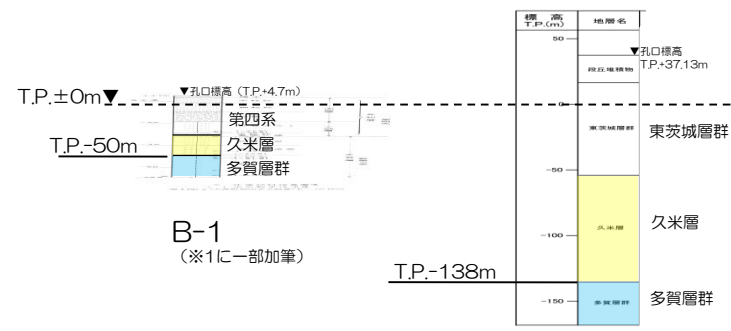
II - II'地質断面図(東西断面)

3. 地下構造評価 3.2 敷地の解放基盤表面の設定 (3) 解放基盤表面の拡がり(3/3)

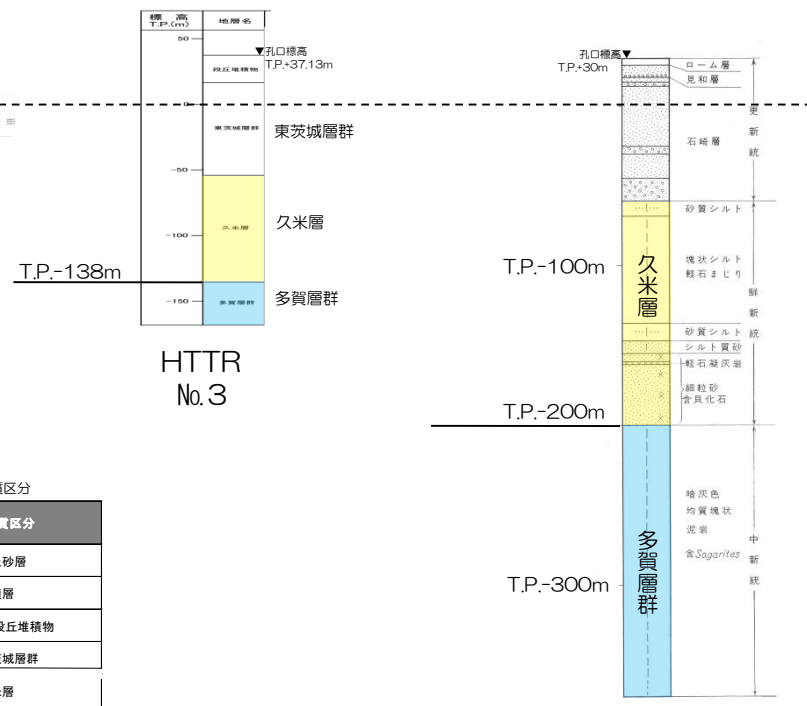


この地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の数値地図200000(地図画像)及び数値地図25000(地図画像)を複製したものである。
(承認番号 平26情複、第337号) 及び
(承認番号 平26情複、第540号)
本図面を第三者がさらに複製する場合は国土地理院の長の承認を得なければならない。

● ボーリング調査位置
— 反射法探査測線



B-1
(※1に一部加筆)



HTTR
No. 3

敷地の地質区分

年代層区分	地質区分	
第四系	完新統	砂丘砂層
		沖積層
	更新統	M1段丘堆積物
新第三系	鮮新統	久米層
	中新統	多賀層

(b) 鉾村下鹿田試験(B-2)柱状図
B-2 (※1に一部加筆)

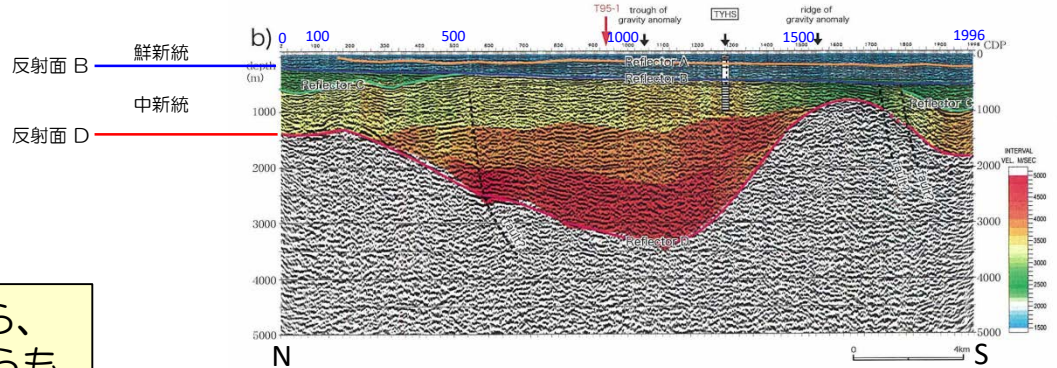


Fig. 6. Seismic depth section of T95-A. (a) Original depth section. (b) Interpreted depth section with interval P-wave velocity structure. The legend of the geologic column (TYHS) is after Fig. 8.

T-95A測線の南北断面図 (※2に一部加筆)

● 解放基盤表面は、敷地のPS検層結果から、T.P.-135mに設定される。既往文献からも当該深度には久米層及び多賀層群が拡がりをもって分布していると考えられる。

※1: 磯浜地域の地質 (地質調査所, 1975)
※2: 茨城県大洋村におけるハイプロサイス反射法探査 (林ほか, 防災科学技術研究所, 2005)

(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
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 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について

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次元の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

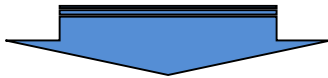
解放基盤表面から地震基盤面の速度構造を把握するため、敷地近傍で実施した微動アレイ探査記録から求まる観測位相速度と、広域にわたる物理探査等から求まる理論位相速度を参照して、最適な速度構造を求める。

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】

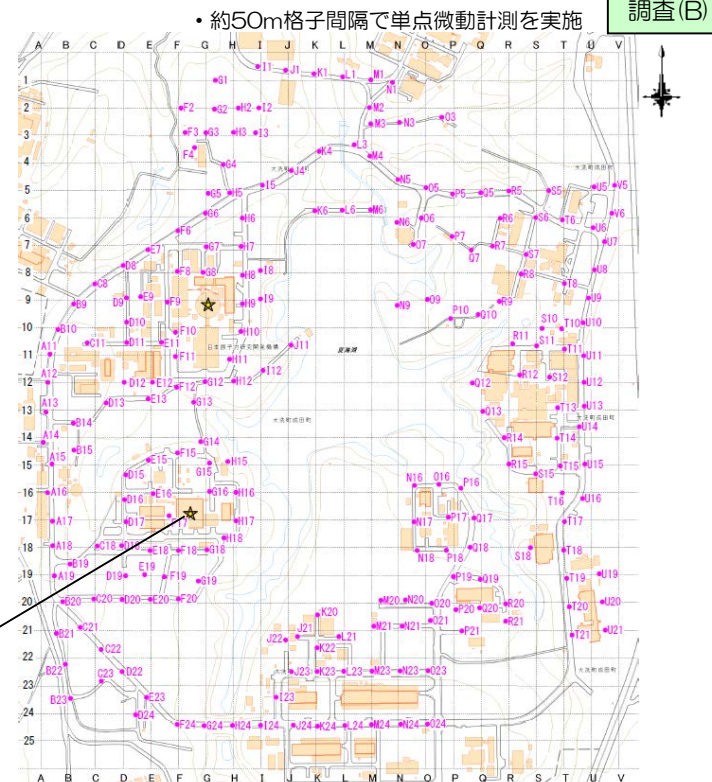
敷地において実施した単点微動計測によるH/Vスペクトル比を計算し、各観測点の振動特性を評価することにより、敷地直下の速度構造の均質性や基盤の拡がりを確認する。

【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

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

HTTR原子炉建家



大洗研の測定位置図



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/>

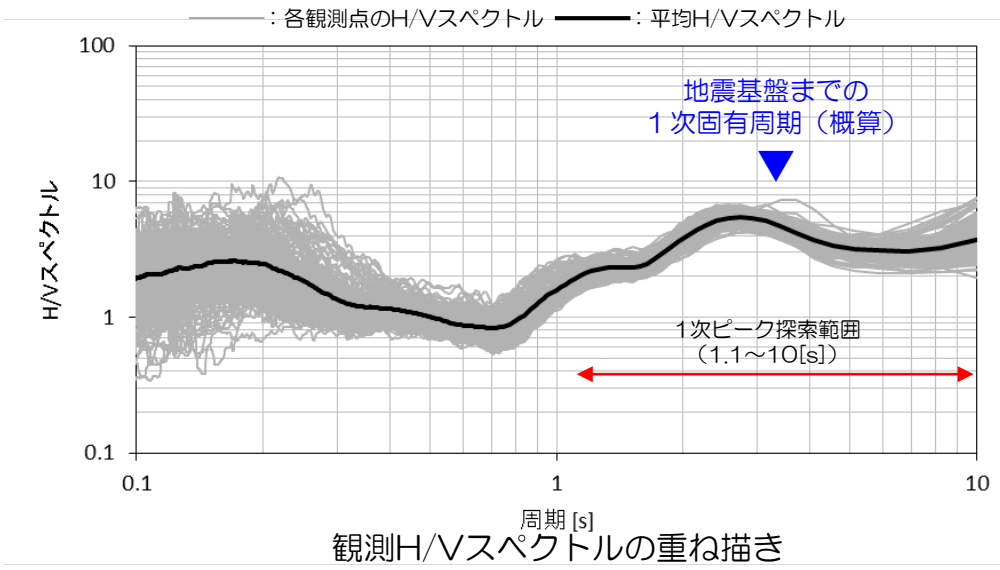
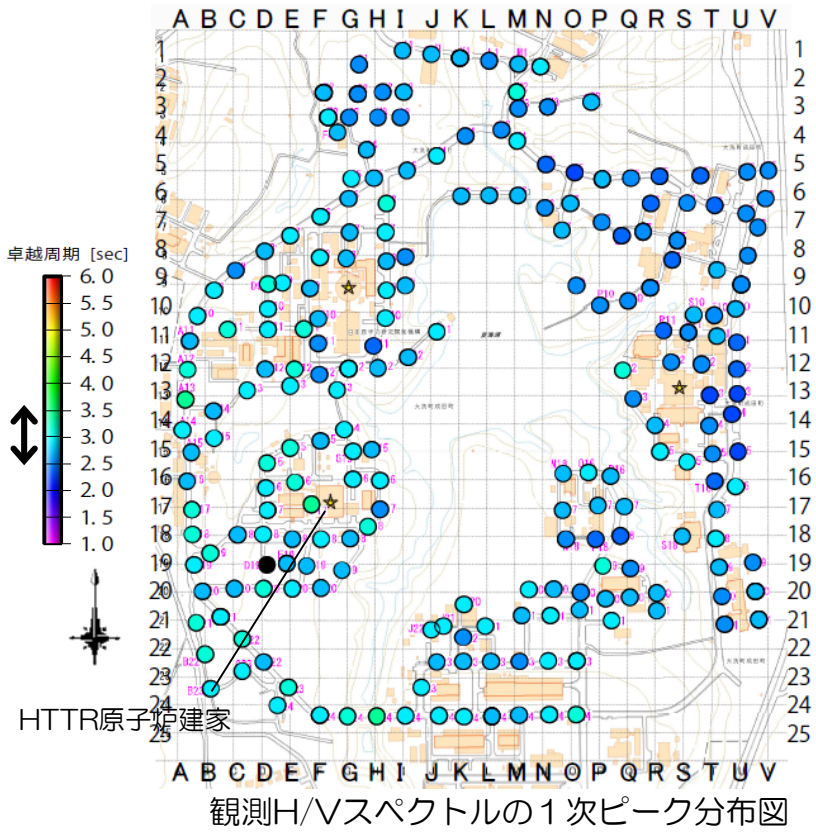
機器	機器名	製造会社	仕様	数量
地震計	LE-3D/5S	レナーツ社(独)	速度型上下・水平3成分	6
			固有周期・5/7秒切り替え式	
			電圧:DC12V	
記録器	LS-8800	白山工業	チャンネル数:3	6
			分解能:24ビット	
			GPS時計内蔵	
			電圧:DC6.5~16V	

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。

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

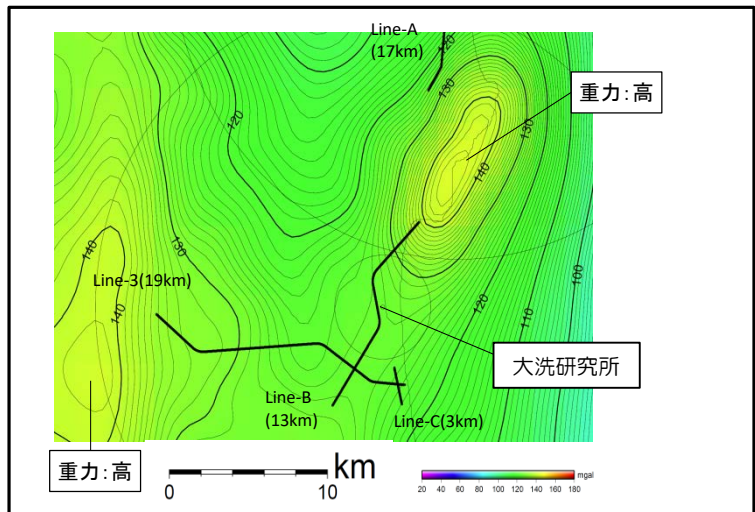
ここで、 T_i : i 層までの1次固有周期(s)、
 H_i : i 層までの深度(m)、
 V_i : i 層までの平均せん断波速度(m/s)、
 V_{s_i} : i 層のせん断波速度(m/s)、
 L_i : i 層の層厚(m)

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。

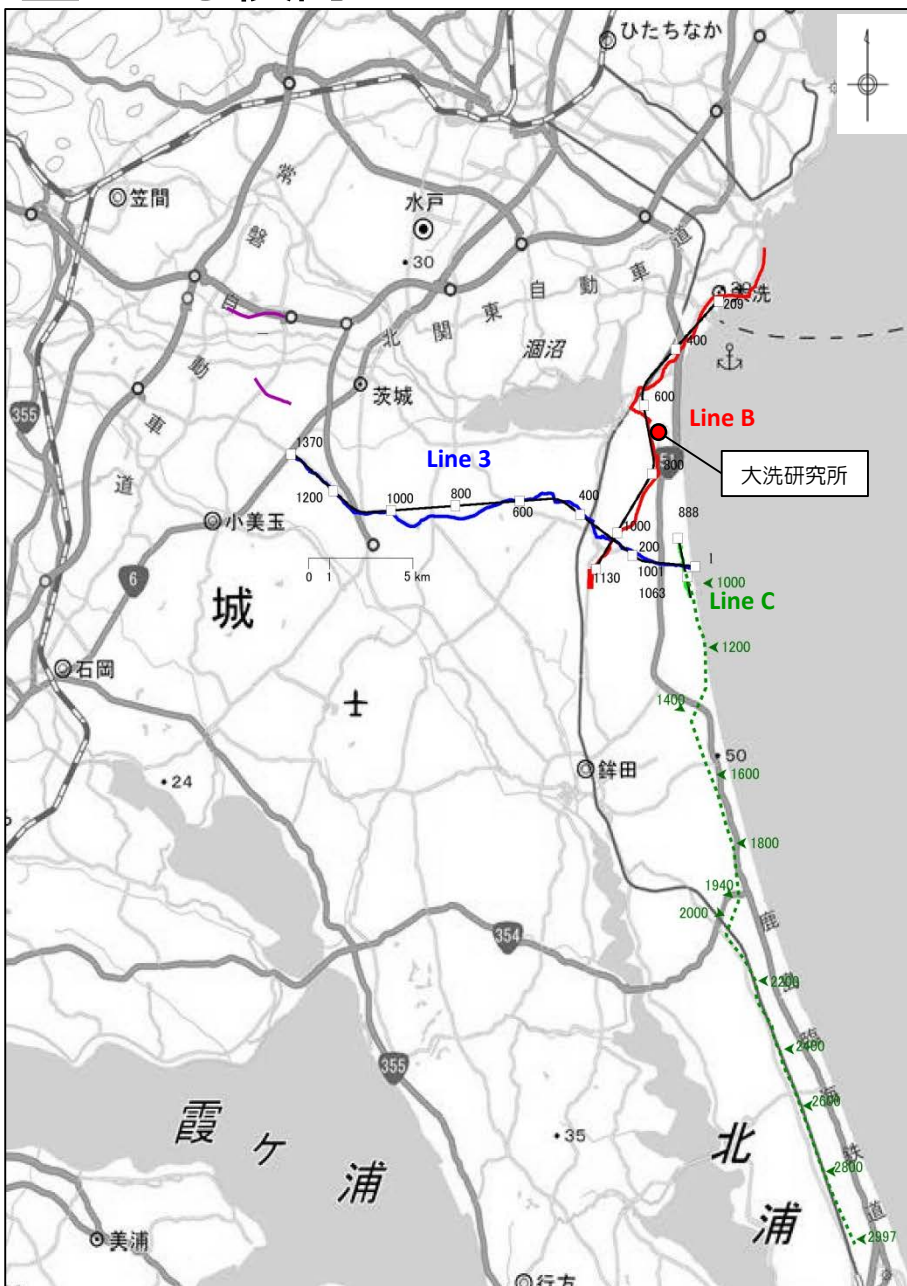
- 地震探査側線の配置
地震探査の配置を右図に示す。
東西方向をLine-3、南北方向をLine-B、Cとする。



※ Line-1,2,Aについては東海地区における探査測線を示す。



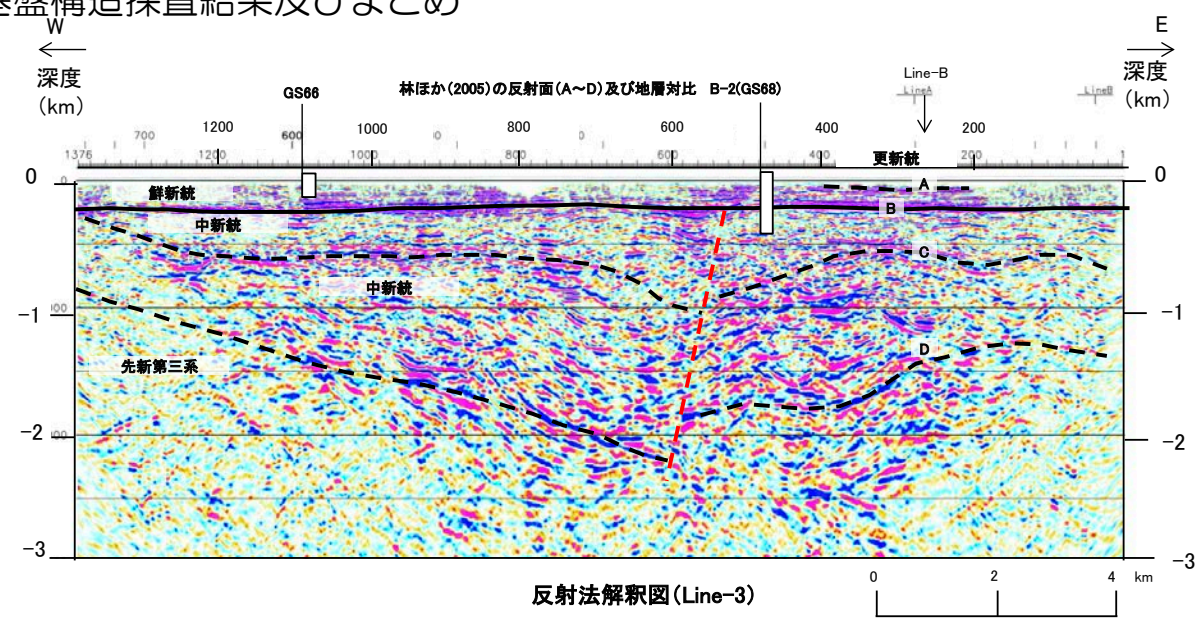
重力異常図と反射法・屈折法探査測線の関係



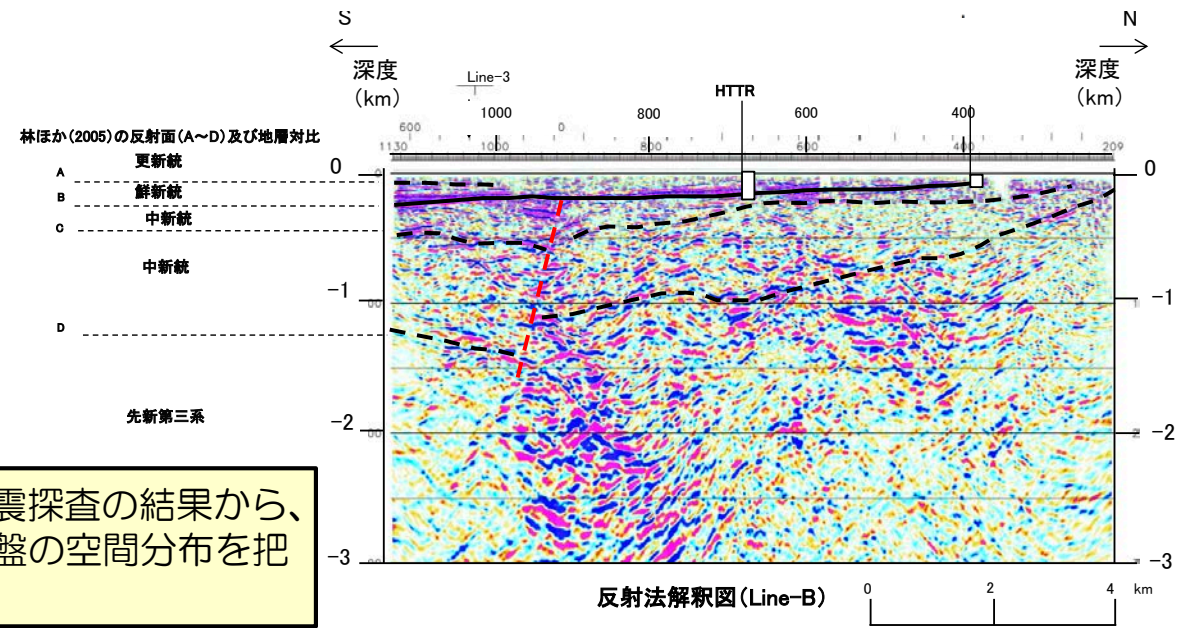
(2) 反射法・屈折法地震探査による検討

■ 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)



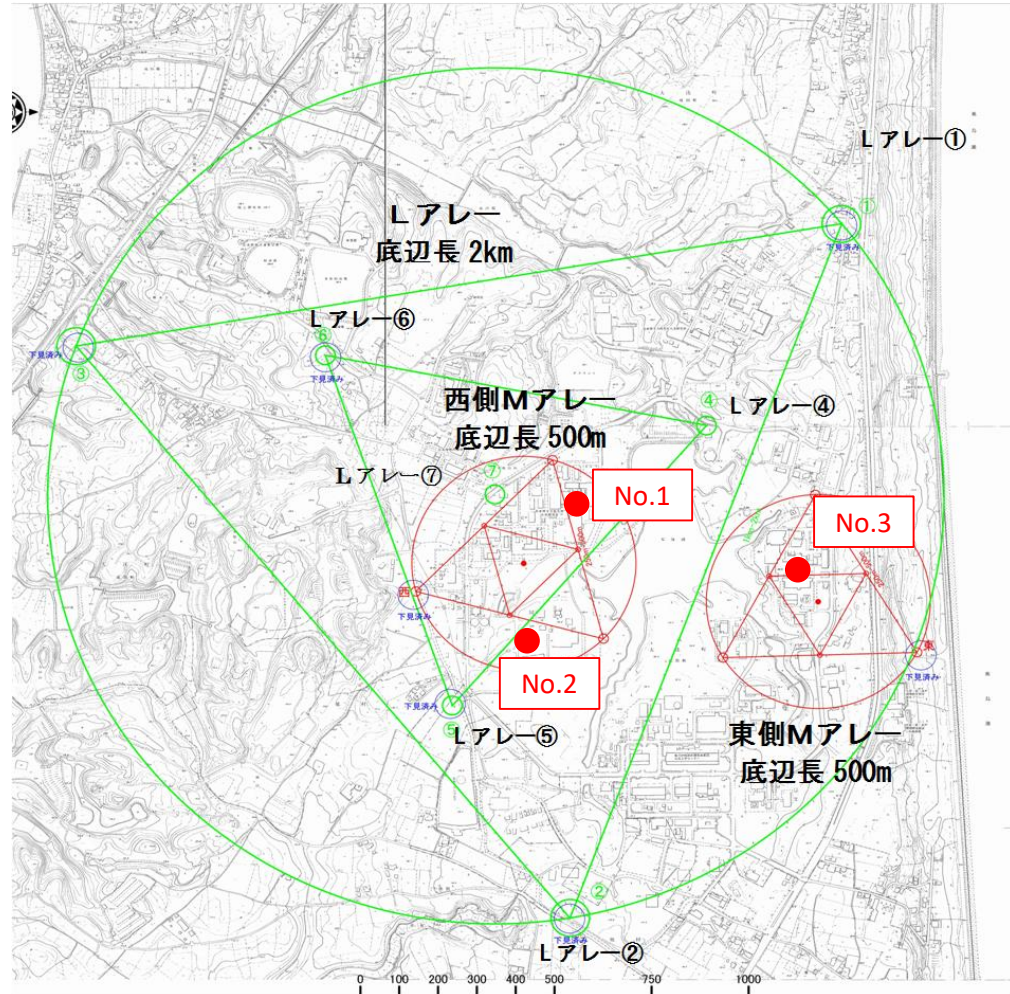
敷地周辺の反射法・屈折法地震探査の結果から、敷地周辺の3次元的な深部地盤の空間分布を把握した。

(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

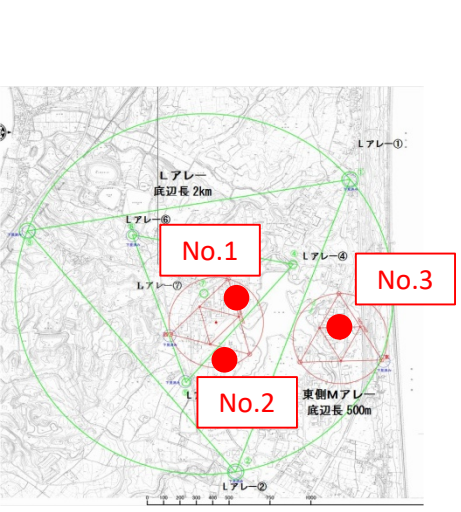
敷地近傍の微動アレイ探査の主な目的としては、解放基盤表面から地震基盤にかけての速度構造を把握するためである。



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



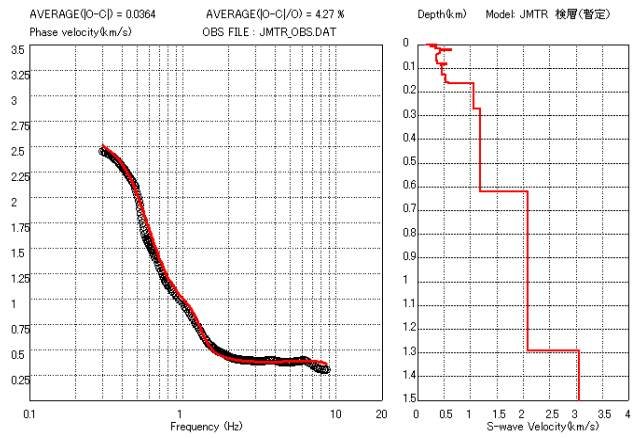
西←

→東

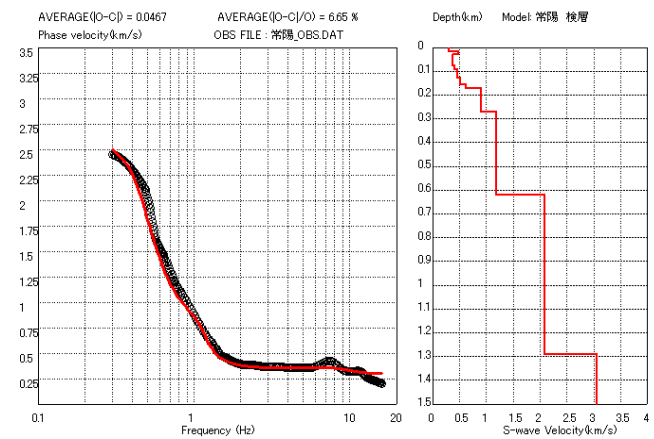
北
↑

↓
南

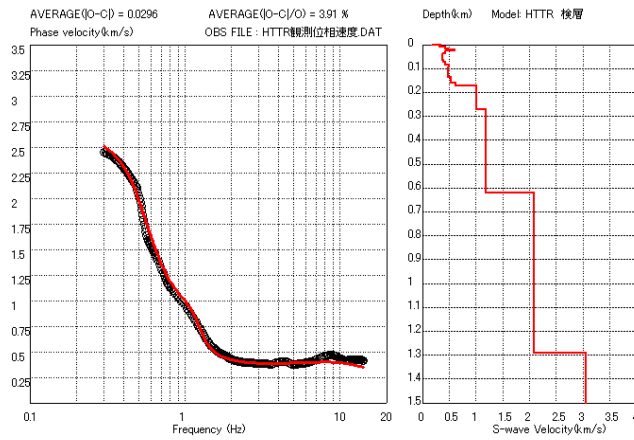
No.1



No.3



No.2



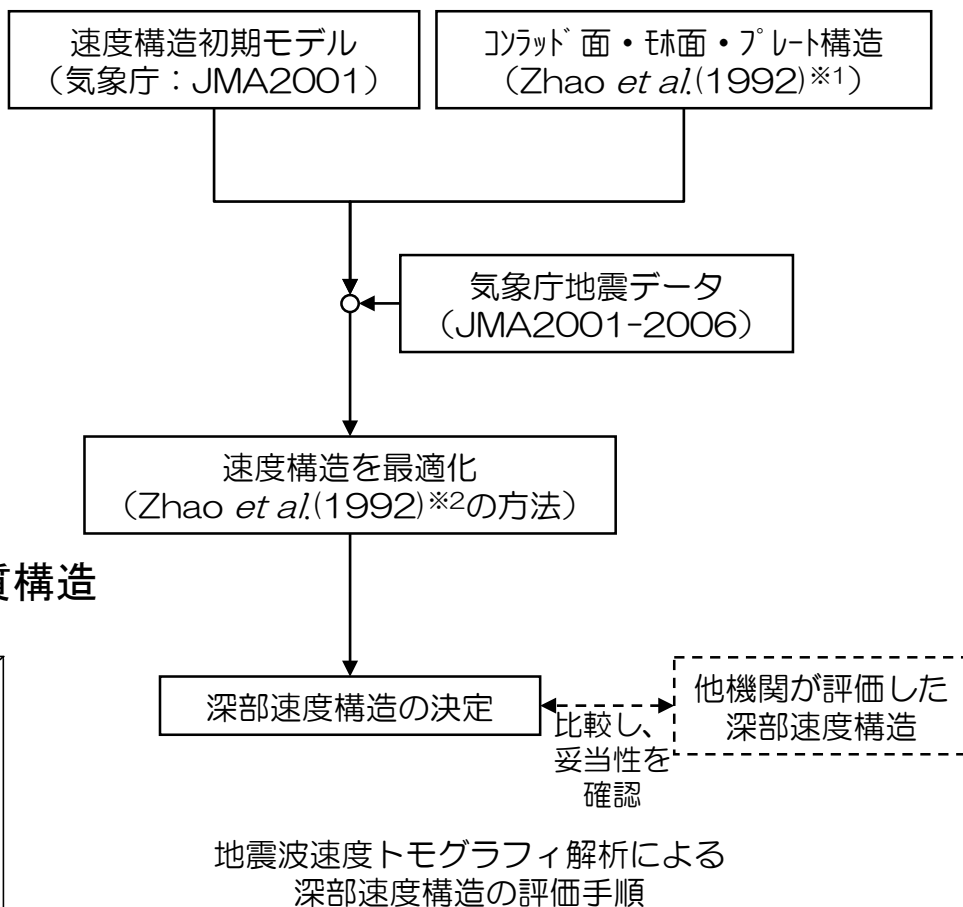
地震基盤相当（概ね Vs3km/s層）に着目すると、どの評価地点においても同様に評価されている。

(4) 地震波速度トモグラフィ解析による検討

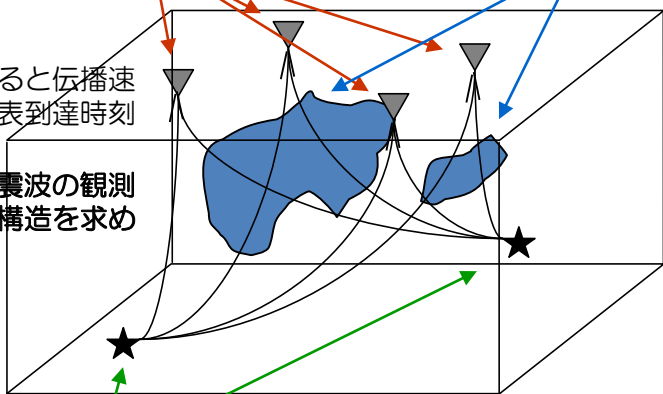
■ 地震波速度トモグラフィ解析の概要

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。



地震観測点 不均質構造



震源

地震波伝播のイメージ

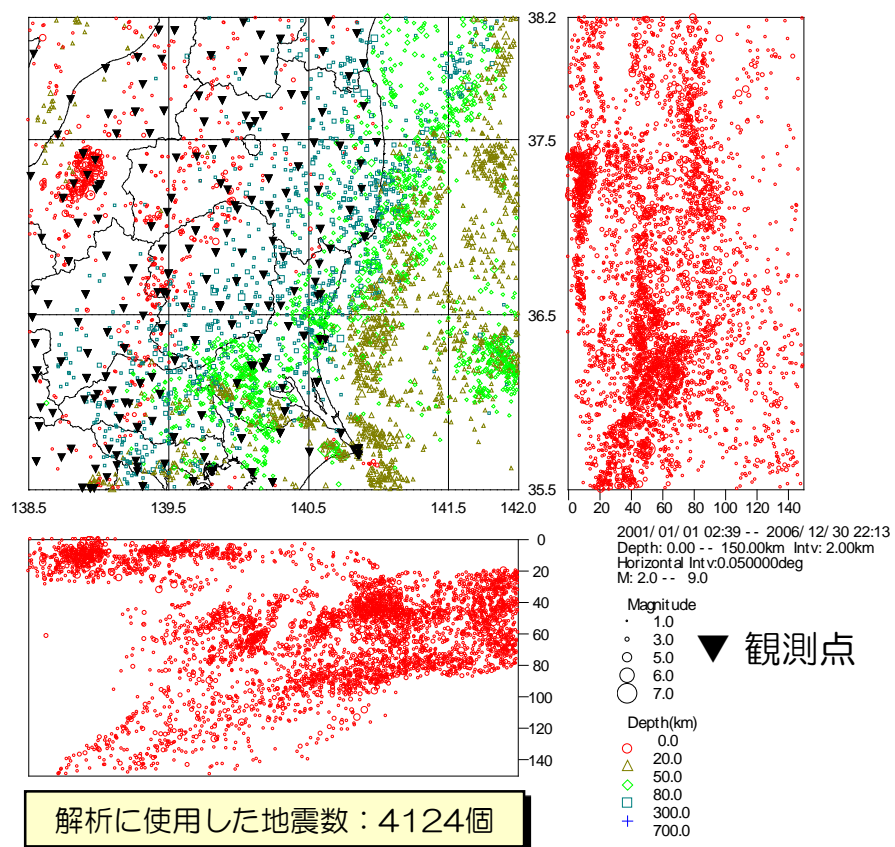
不均質構造を通過すると伝播速度に影響を受け、地表到達時刻に差異を生じる。
したがって、自然地震波の観測走時から地下の速度構造を求めることができる。

※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.

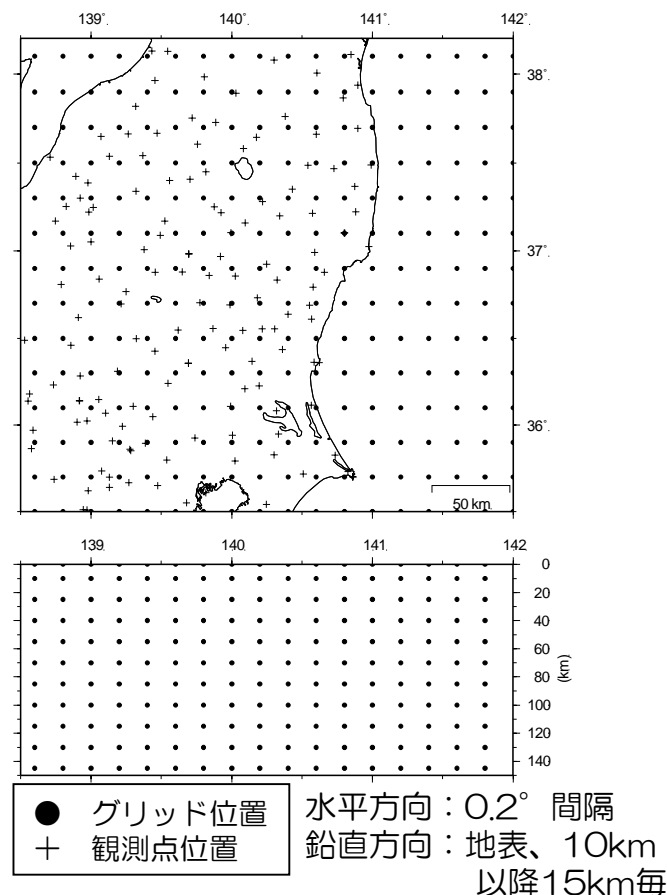
(4) 地震波速度トモグラフィ解析による検討

■ 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2 km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1.5 km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

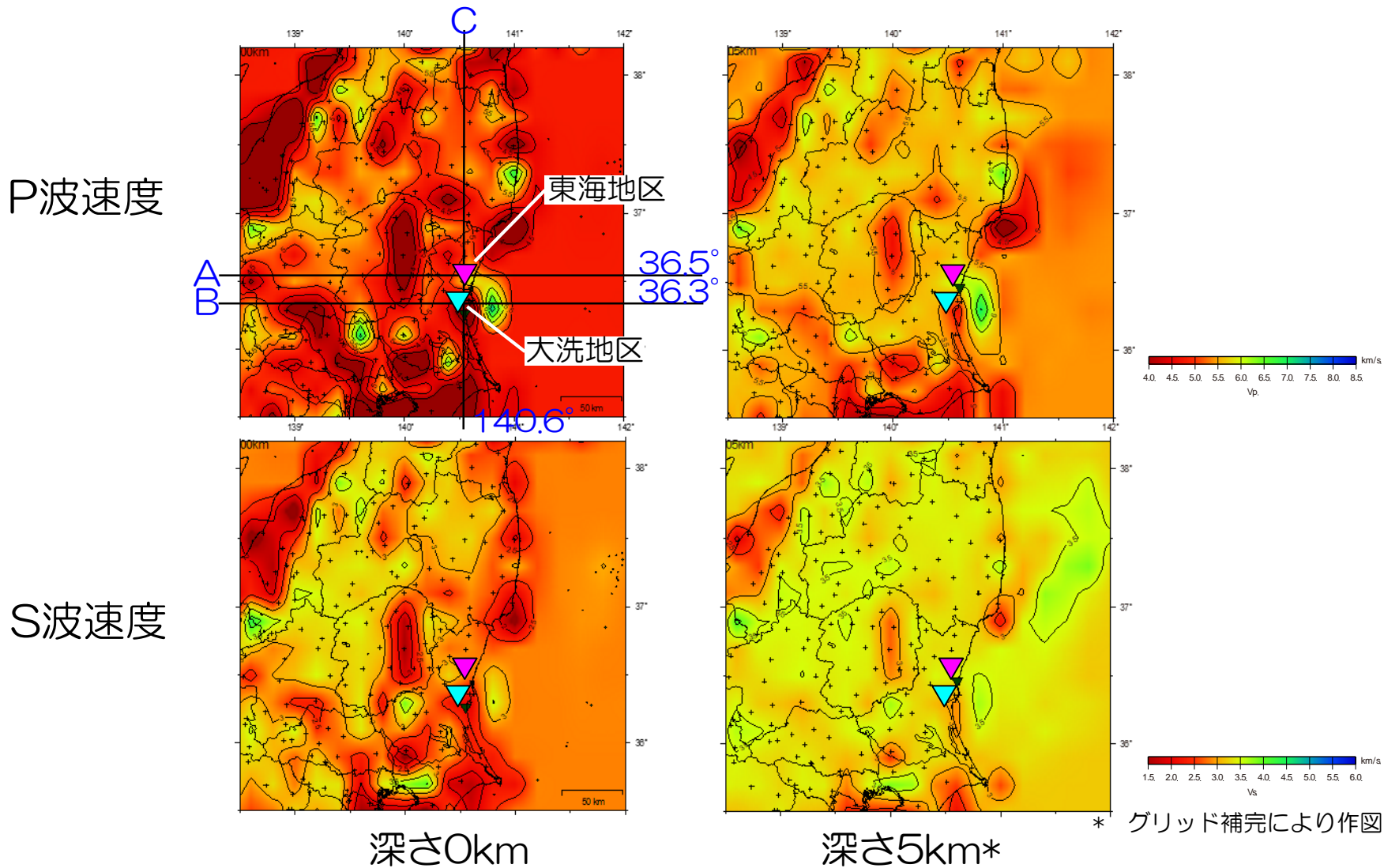


解析の範囲

(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)

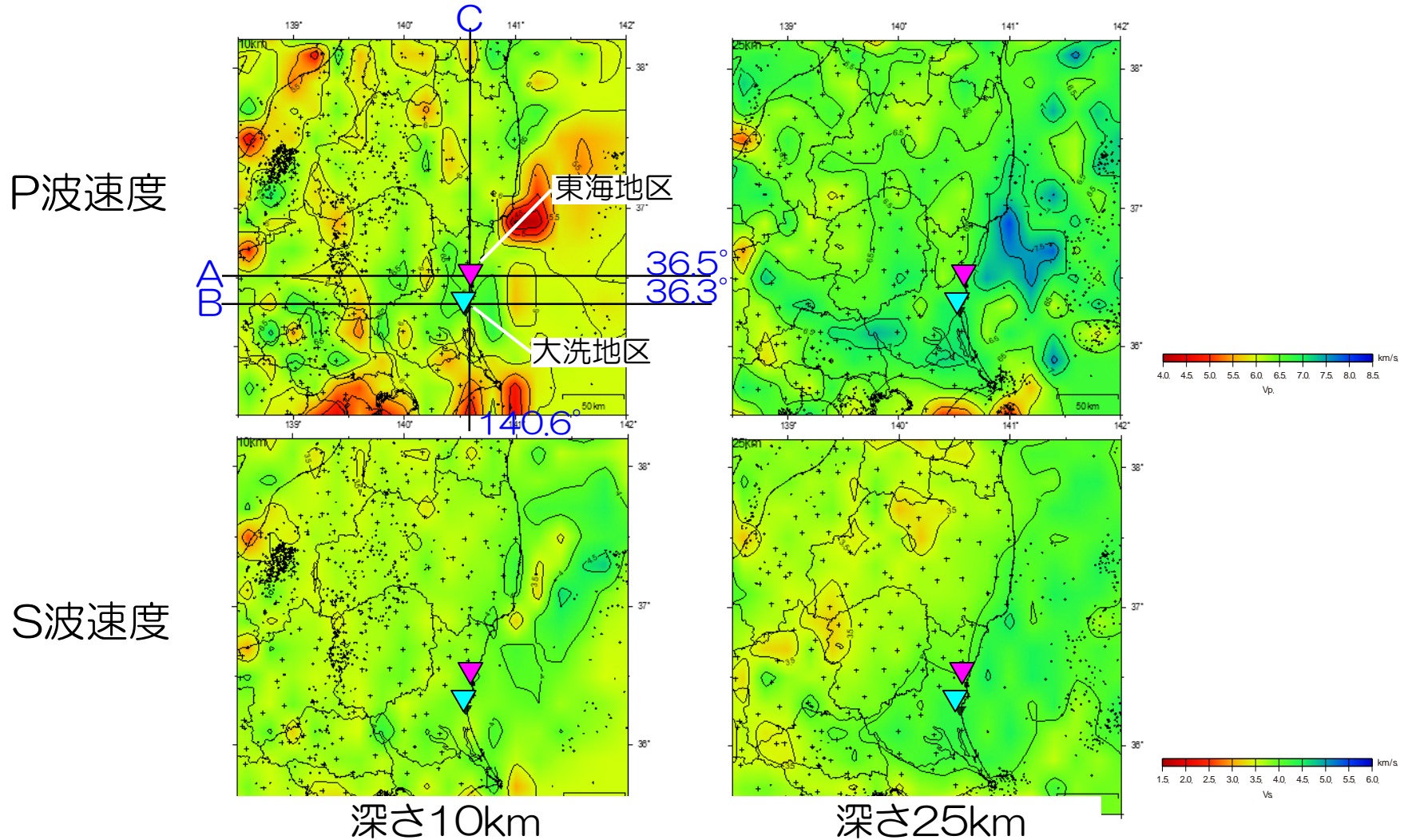
浅部 (~5km)の平面的速度分布を以下に示す。各地域のP波速度及びS波速度が推定された。



(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)

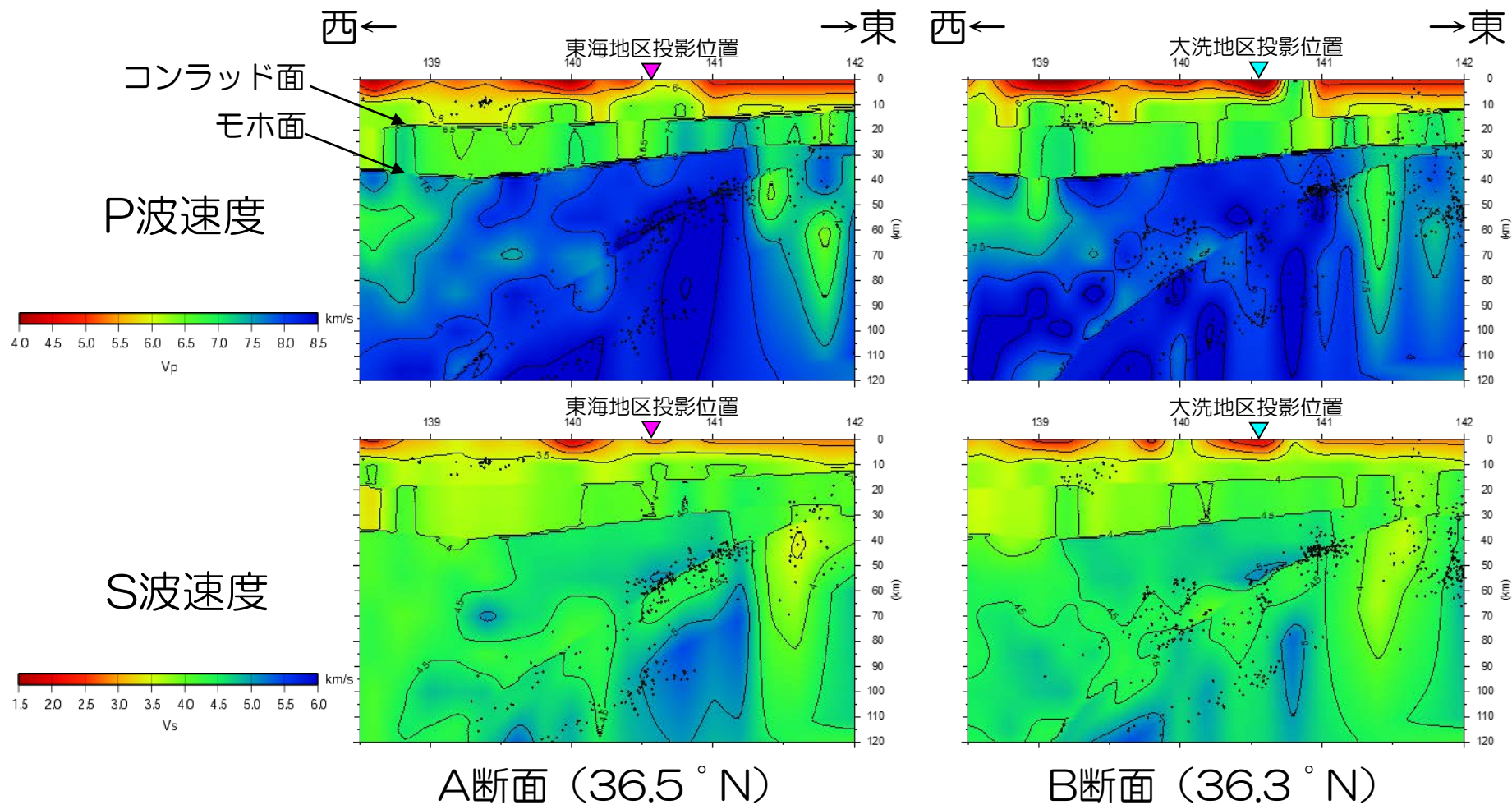
深部 (10~25km)の平面的速度分布を以下に示す。各地域のP波速度及びS波速度が推定された。



(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)

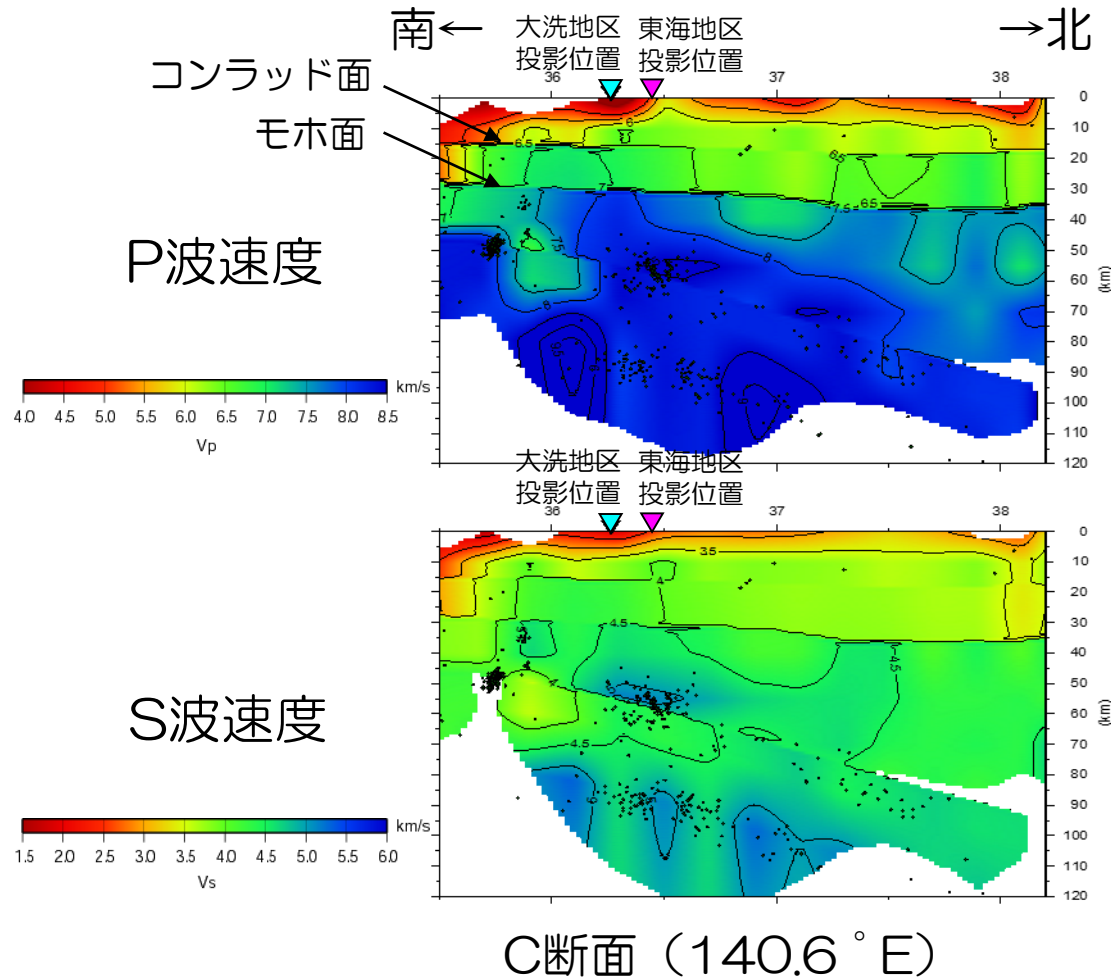
東西断面の速度分布を以下に示す。各深度のP波速度及びS波速度が推定された。



(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。



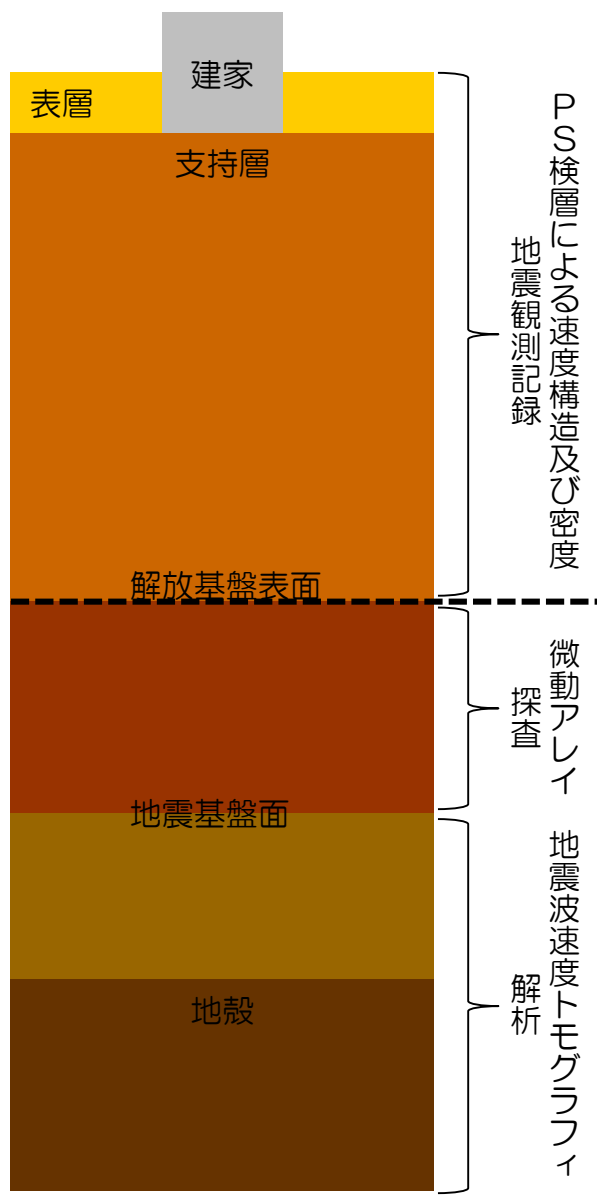
1. 基準地震動 S_s の策定の概要
2. 敷地周辺の地震発生状況
3. 地下構造評価
 - 3.1 評価の方針
 - 3.2 敷地の解放基盤表面の設定
 - 3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討
 - 3.4 敷地の地盤構造モデルの設定
 - 3.5 観測記録及び模擬入力波を用いた敷地地盤の振動特性評価
4. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 4.1 プレート間地震
 - 4.2 海洋プレート内地震
 - 4.3 内陸地殻内地震
5. 震源を特定せず策定する地震動
6. 基準地震動 S_s の策定
7. 基準地震動 S_s の年超過確率の参照

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 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について

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

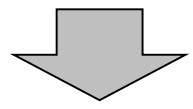
- 主に解放基盤以深の地盤構造を表現したモデル
 - 統計的グリーン関数法及び波数積分法による地震動評価を行うために使用する。
- 敷地周辺及び近傍で実施した微動アレイ探査及び地震波速度トモグラフィ解析の結果を踏まえて、深部地盤構造モデルを得る。
- 深部地盤構造モデルの妥当性検証
 - 深部構造の状況を整理した観測記録による検討と整合的であることを確認する。

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

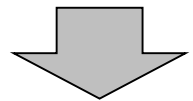


浅部地盤構造モデルの地盤同定解析

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



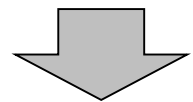
浅部地盤構造モデル

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

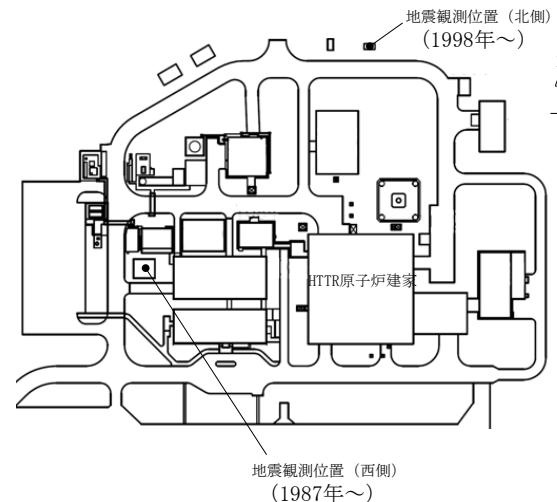
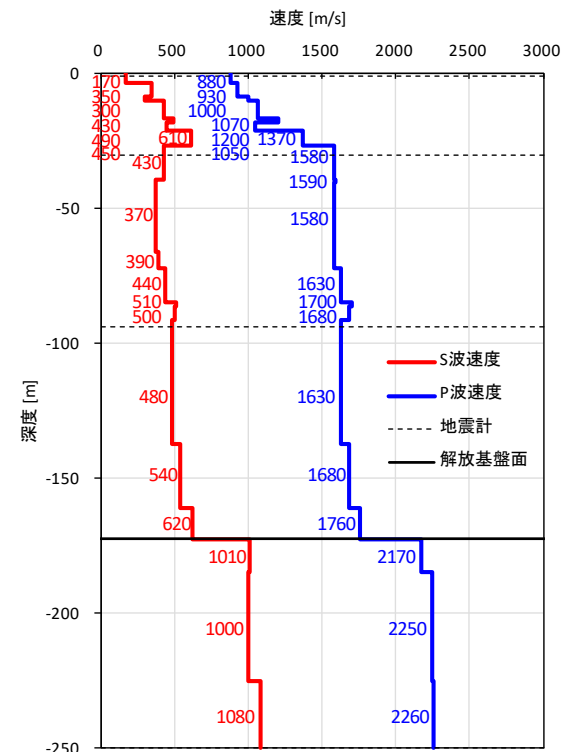
■ 初期地盤構造モデルの諸元

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。

	上面 G. L. (m)	層厚 (m)	密度 (g/cm ³)	初期値		
				S波速度 (m/s)	P波速度 (m/s)	
▽	0.0	1.0	1.33	170	880	
▽	-1.0	2.3	1.33	170	880	
	-3.3	5.4	1.92	350	930	
	-8.7	1.5	1.74	300	1000	
	-10.2	6.2	1.84	430	1070	
	-16.4	1.9	1.79	490	1200	
	-18.3	2.6	1.78	450	1050	
▽	-20.9	5.7	2.02	610	1370	
	-26.6	3.4	1.86	430	1580	
▽	-30.0	2.0	1.86	430	1580	
▽	-32.0	7.3	1.86	430	1580	
	-39.3	1.1	1.89	370	1590	
	-40.4	25.5	1.84	370	1580	
	-65.9	6.3	1.81	390	1580	
	-72.2	12.4	1.92	440	1630	
	-84.6	1.4	2.05	510	1700	
	-86.0	5.1	1.97	500	1680	
	-91.1	2.9	1.79	480	1630	
	▽	-94.0	1.0	1.79	480	1630
		-95.0	42.1	1.79	480	1630
-137.1		23.6	1.82	540	1680	
▼	-160.7	11.8	1.81	620	1760	
▽	-172.5	1.5	1.98	1010	2170	
▽	-174.0	10.9	1.98	1010	2170	
	-184.9	40.2	2.00	1000	2250	
	-225.1	24.9	1.85	1080	2260	
▽	-250.0	∞	1.85	1080	2260	

▽：地震計位置

▼：解放基盤面位置



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

上面 G.L. (m)	層厚 (m)	密度 (g/cm ³)	水平方向		鉛直方向			
			S波速度 (m/s)	減衰定数h [*]		P波速度 (m/s)	減衰定数h [*]	
				h ₀	α		h ₀	α
0.0	1.0	1.33	153	0.565	0.734	819	0.250	1.194
-1.0	2.3	1.33	149			787		
-3.3	5.4	1.92	334	0.726	1.125	761	0.918	0.744
-8.7	1.5	1.74	300			940		
-10.2	6.2	1.84	439			880		
-16.4	1.9	1.79	447			1239		
-18.3	2.6	1.78	415			1020		
-20.9	5.7	2.02	527			1118		
-26.6	3.4	1.86	411	0.156	1.347	1354	0.922	1.094
-30.0	2.0	1.86	411			1354		
-32.0	7.3	1.86	448			1435		
-39.3	1.1	1.89	387			1696		
-40.4	25.5	1.84	372			1633		
-65.9	6.3	1.81	383			1595		
-72.2	12.4	1.92	398	1768	0.064	0.859	0.667	1.719
-84.6	1.4	2.05	514	1664				
-86.0	5.1	1.97	482	1735				
-91.1	2.9	1.79	452	1668				
-94.0	1.0	1.79	452	1668				
-95.0	42.1	1.79	501	1670				
-137.1	23.6	1.82	609	1928	0.064	0.859	0.667	1.719
-160.7	11.8	1.81	663	1978				
-172.5	1.5	1.98	1010	2170				
-174.0	10.9	1.98	1010	2170				
-184.9	40.2	2.00	1000	2250				
-225.1	24.9	1.85	1080	2260				
-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】

$$h(f) = h_0 \times f^{-\alpha}$$

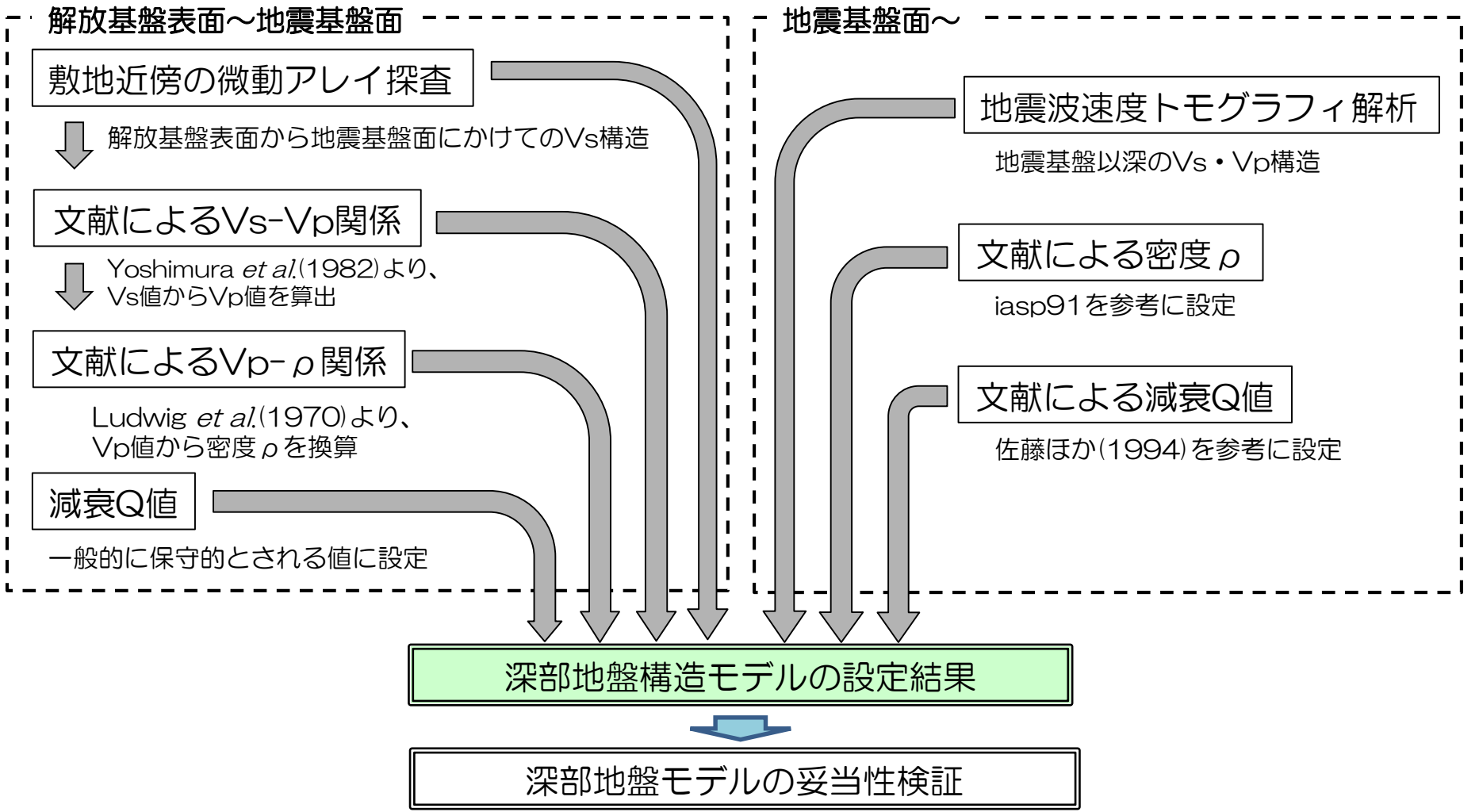
h_0 は 0.0~1.0
 α は 0.0~1.0

上面 G.L. (m)	層厚 (m)	密度 (g/cm ³)	NS方向				EW方向				鉛直方向			
			S波速度 (m/s)	減衰定数h [*]		S波速度 (m/s)	減衰定数h [*]		P波速度 (m/s)	減衰定数h [*]				
				h ₀	α		h ₀	α		h ₀	α			
0.0	1.0	1.33	151	0.641	0.266	148	0.547	0.344	740	0.484	0.188			
-1.0	2.3	1.33	147			137			712					
-3.3	5.4	1.92	282	0.188	0.297	302	0.266	0.438	744	0.531	0.344			
-8.7	1.5	1.74	240			240			1105					
-10.2	6.2	1.84	434			404			938					
-16.4	1.9	1.79	451			513			1227					
-18.3	2.6	1.78	391			480			1127					
-20.9	5.7	2.02	500			538			1522					
-26.6	3.4	1.86	363	0.078	0.922	344	0.125	0.844	1284	0.563	0.922			
-30.0	2.0	1.86	450			382			1645					
-32.0	7.3	1.86	450			382			1645					
-39.3	1.1	1.89	364			352			1444					
-40.4	25.5	1.84	298			355			1856					
-65.9	6.3	1.81	411			354			1495					
-72.2	12.4	1.92	450	514	1884									
-84.6	1.4	2.05	414	0.063	0.797	586	0.063	0.703	1490	0.297	0.953			
-86.0	5.1	1.97	549			438			1589					
-91.1	2.9	1.79	442			509			1708					
-94.0	1.0	1.79	558			485			1656					
-95.0	42.1	1.79	558			485			1656					
-137.1	23.6	1.82	583			593			1771					
-160.7	11.8	1.81	669	535	2090									
-172.5	1.5	1.98	1010	1010	2170									
-174.0	10.9	1.98	1010	1010	2170									
-184.9	40.2	2.00	1000	1000	2250									
-225.1	24.9	1.85	1080	1080	2260									
-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。

上面 G. L. (km)	層厚 (km)	密度 (g/cm ³)	水平方向		鉛直方向	
			S波速度 (km/s)	減衰定数 [※] Q _s	P波速度 (km/s)	減衰定数 [※] Q _p
0.000	0.173	—	—	—	—	—
-0.173	0.100	1.98	1.010	100	2.170	100
-0.273	0.350	2.11	1.186		2.590	
-0.623	0.670	2.44	2.086		4.100	
-1.293	2.708	2.68	3.052	110 × f ^{0.69}	5.750	110 × f ^{0.69}
-4.000	11.900	2.70	3.600		5.960	
-15.900	14.600	2.80	4.170		6.810	
-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

※ fは周波数 (Hz)

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
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 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について

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）

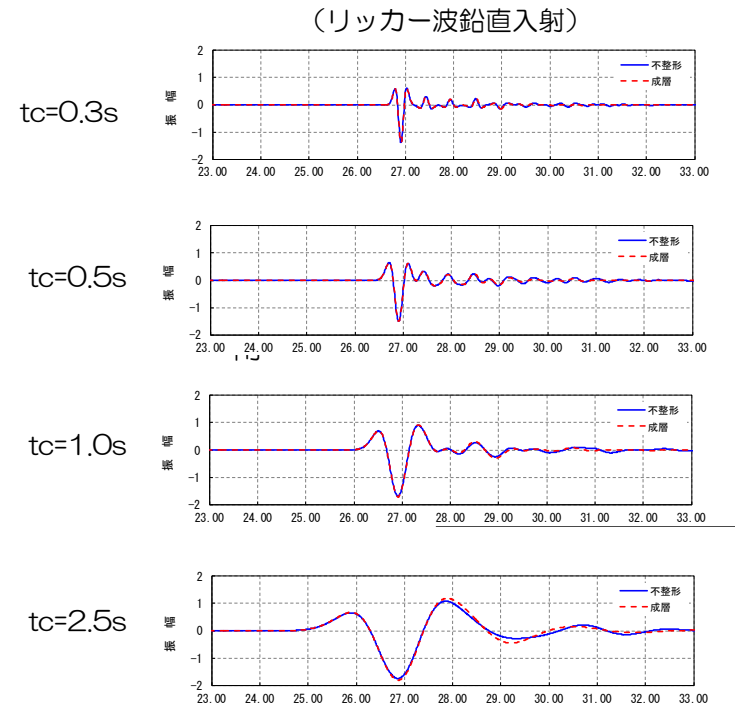
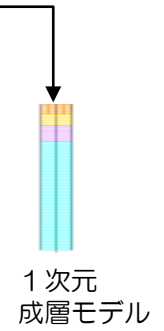
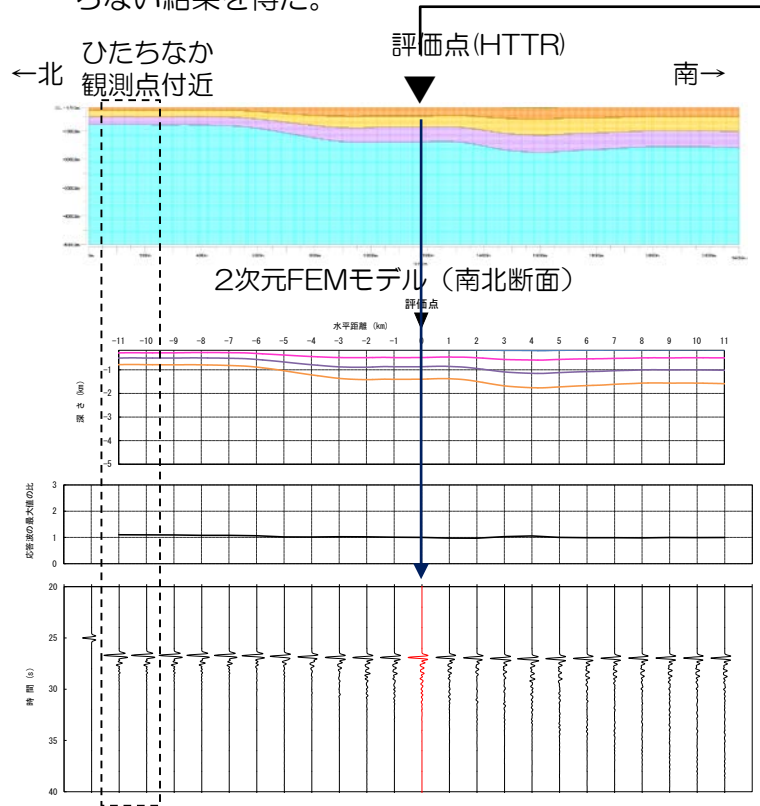
【申請以降に追加で検討】

「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

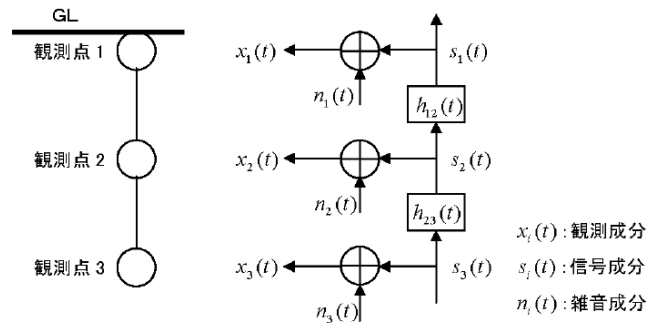
■ 伝達関数による評価方針

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。

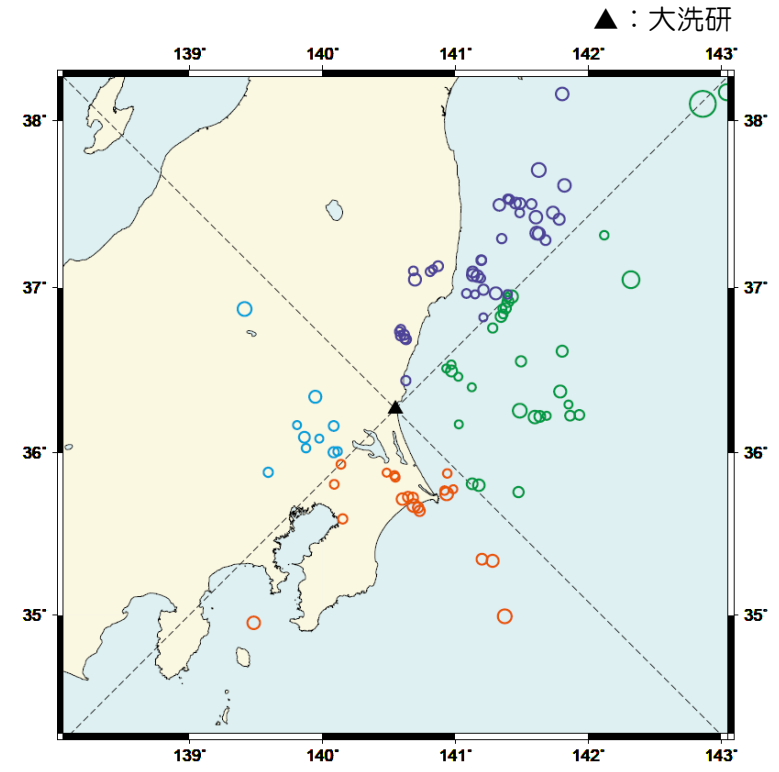
【検討概要】

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思われる（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。



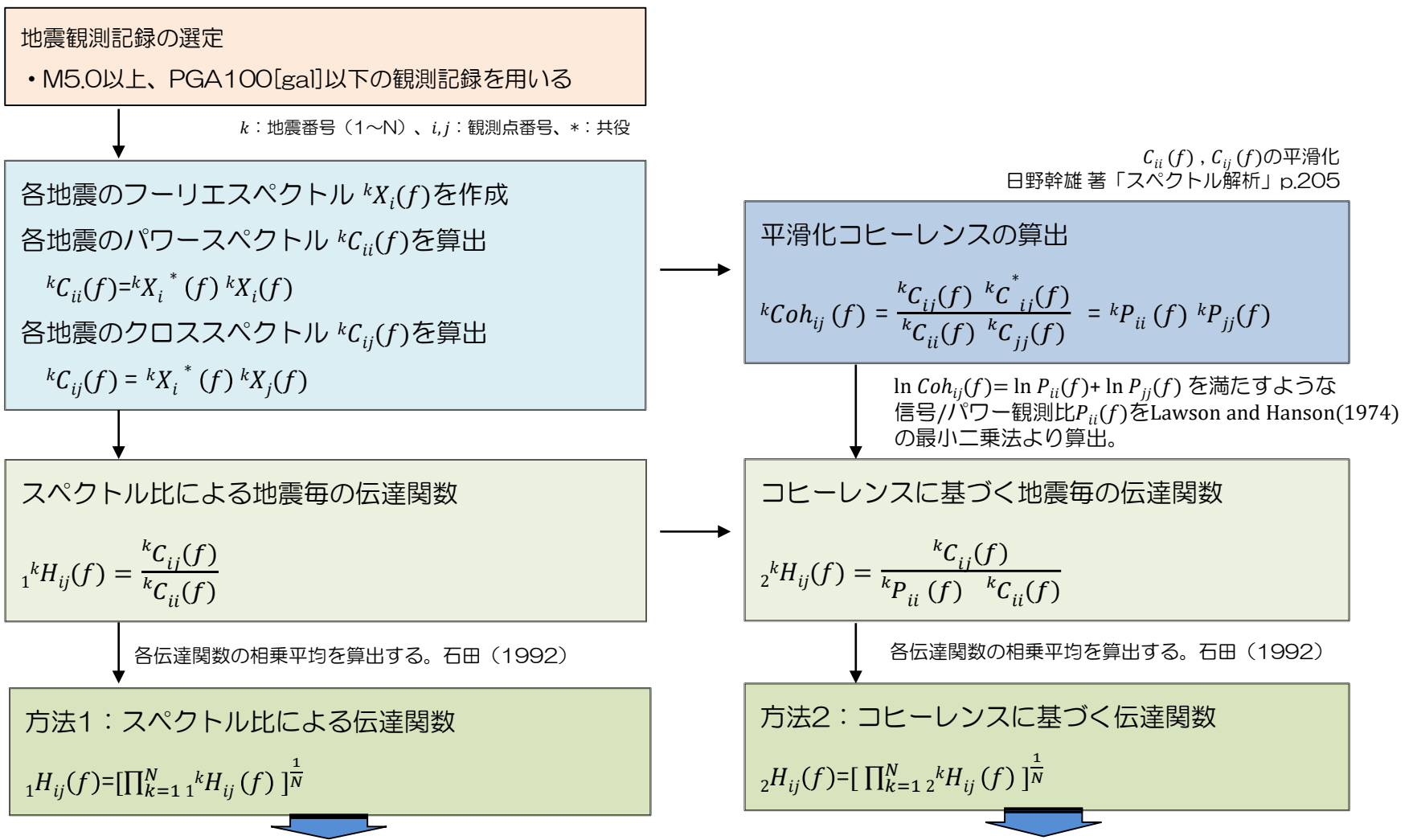
鉛直アレー地震観測と想定するシステム
(池浦ほか(2009)より抜粋)



検討に用いた地震の震源分布図
(114地震)

浅部地盤における伝達関数の評価

■ 伝達関数による評価フロー

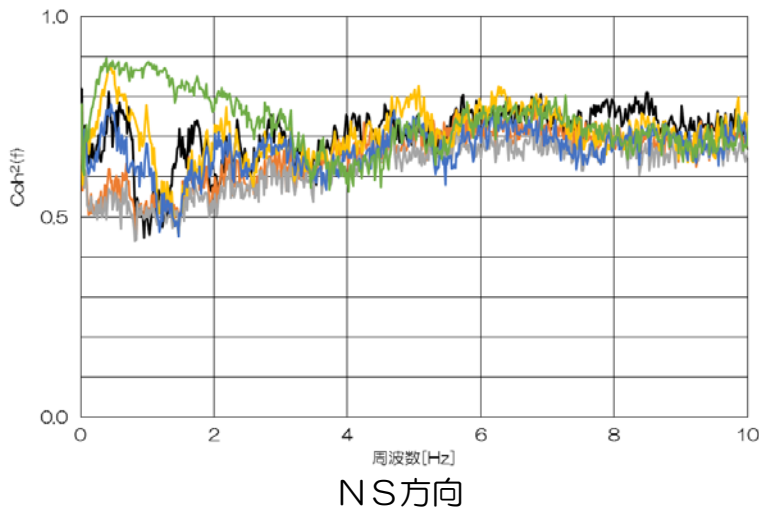
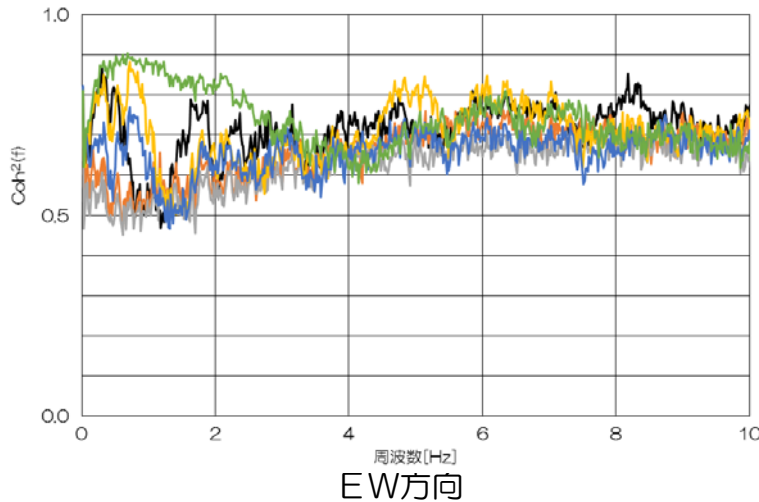
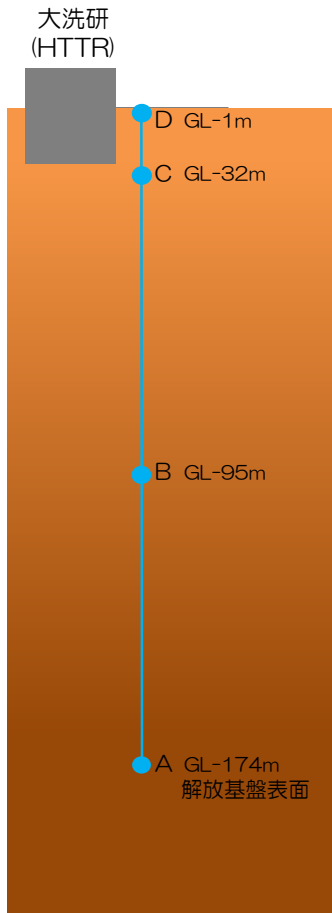


4章で設定した地盤構造モデル（1次元平行成層を仮定）による理論伝達関数と比較することにより、敷地周辺の地盤構造の均質性・成層性を評価することができる。

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。



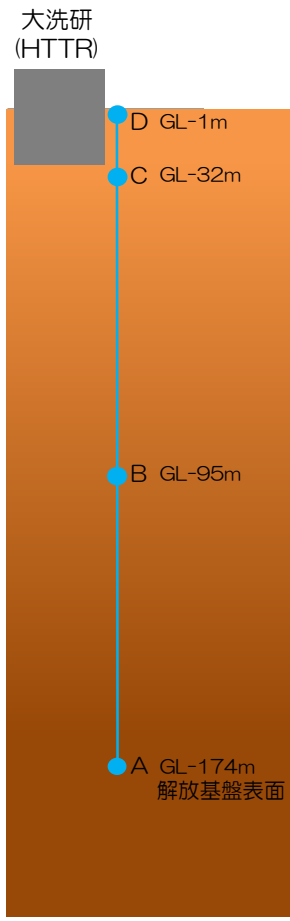
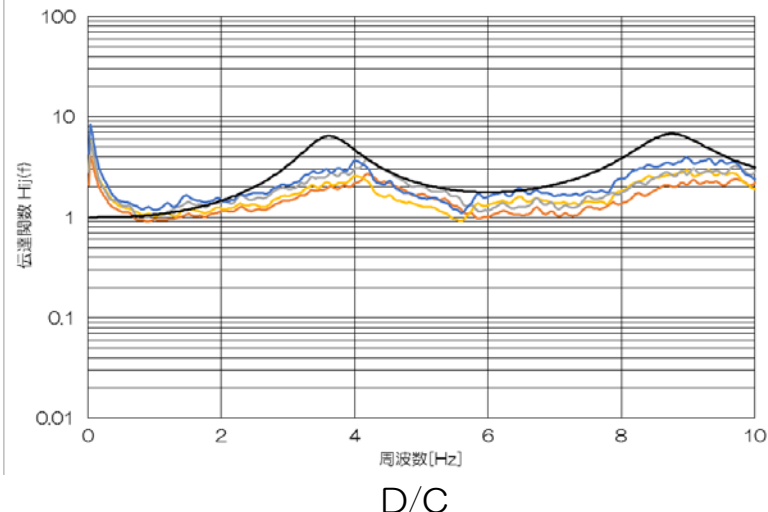
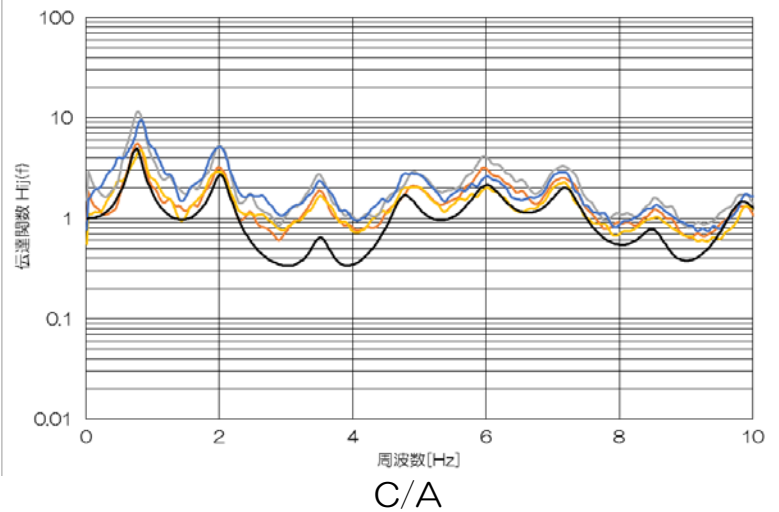
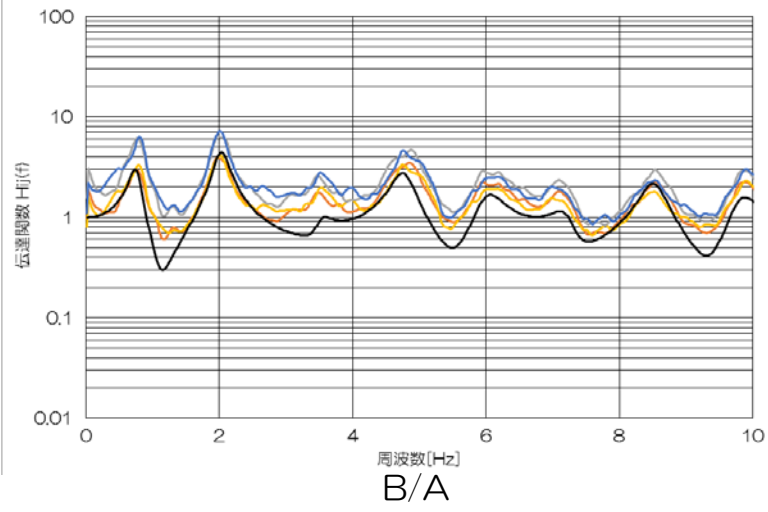
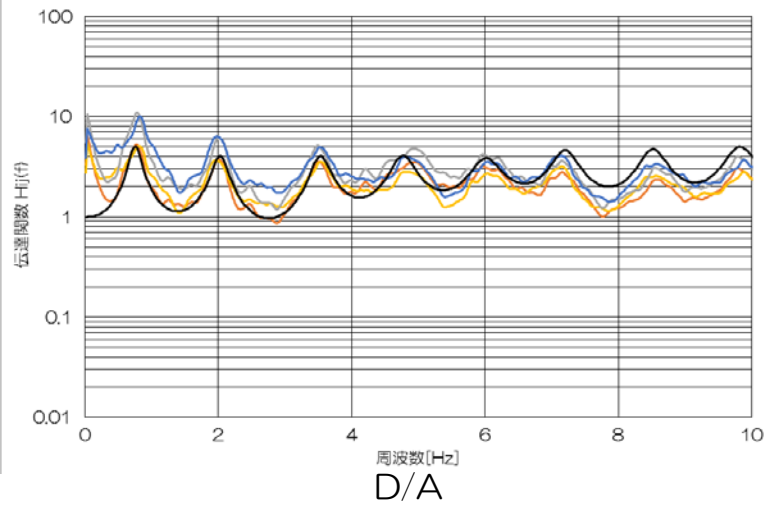
- B/A
- C/A
- D/A
- C/B
- D/B
- D/C

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)

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。

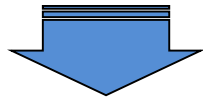
- 理論伝達関数 SH 0 [deg]
- 方法1 (EW) — 方法2 (EW)
- 方法1 (NS) — 方法2 (NS)



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

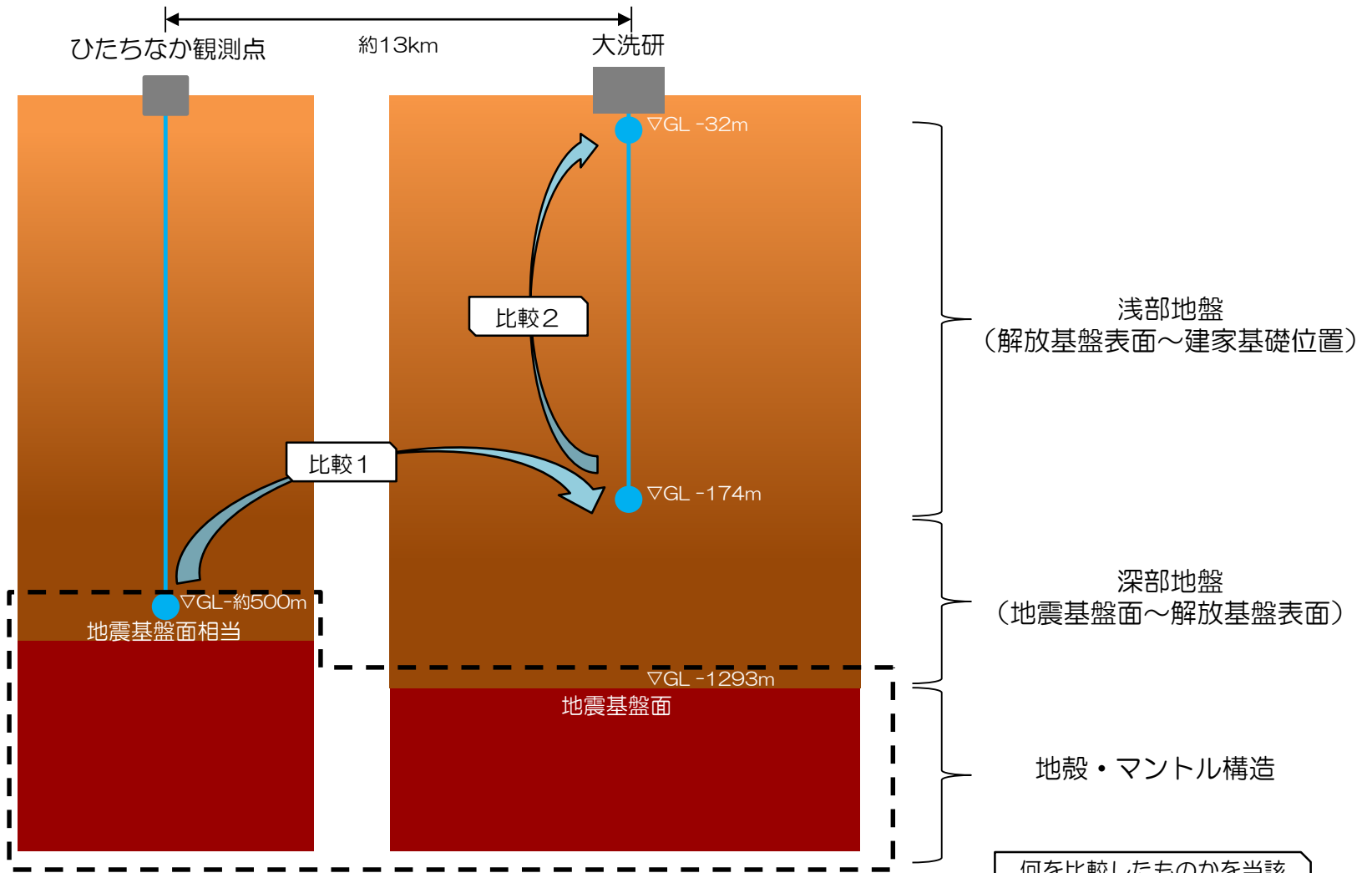
X_A : 観測点Aまでの震源距離

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。

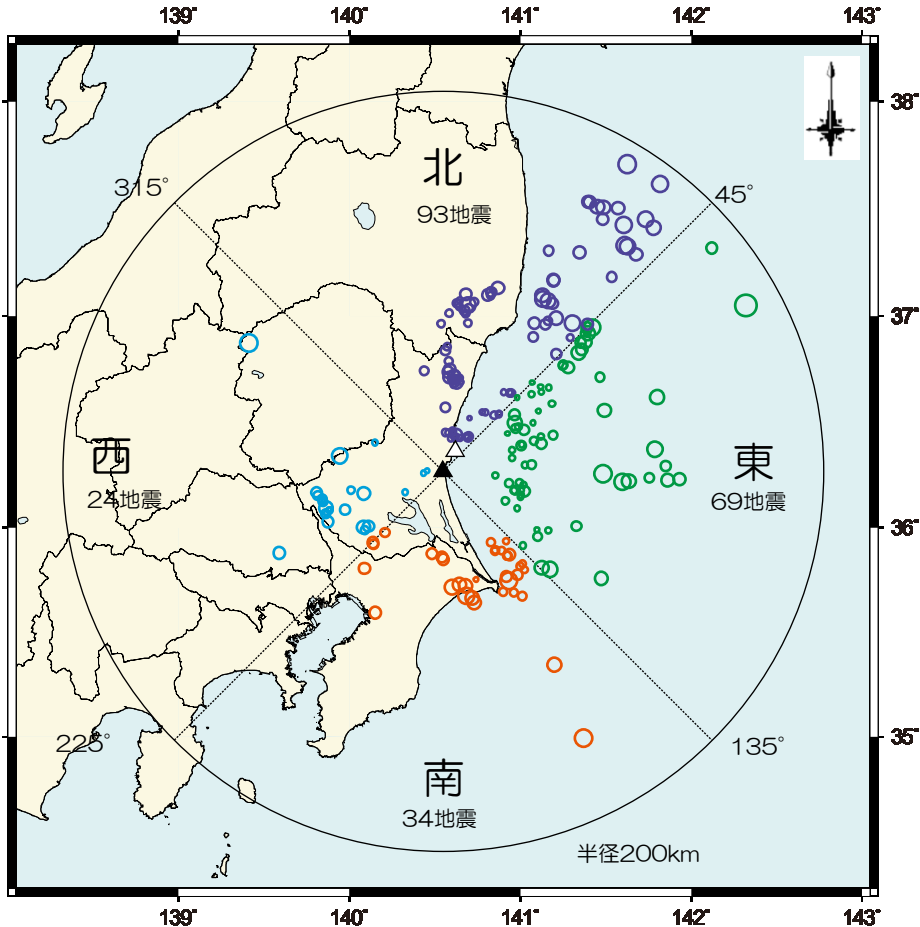
応答スペクトル比による検討

比較1

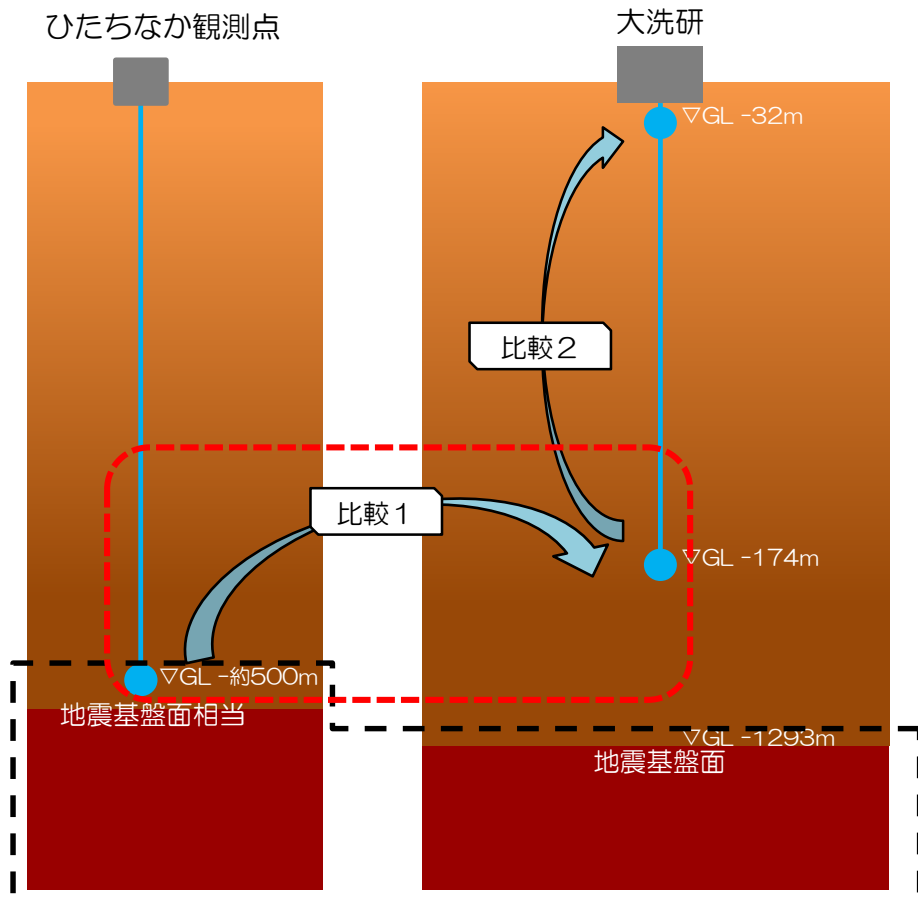
■ 地震基盤面～解放基盤表面に関する検討の概要(比較1)

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

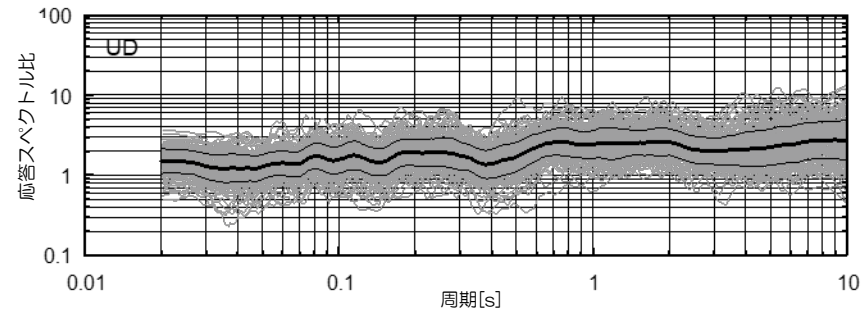
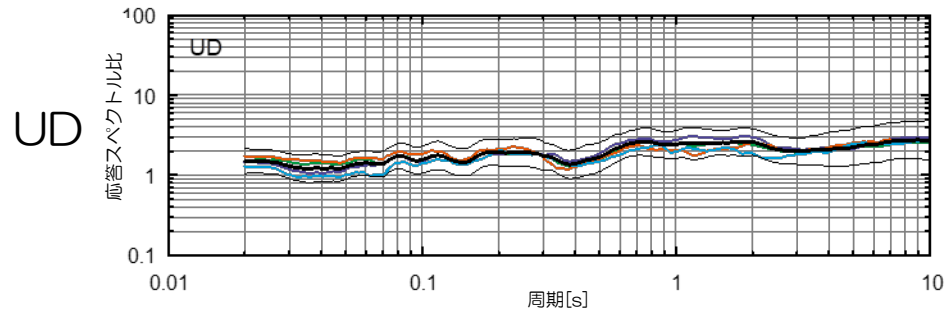
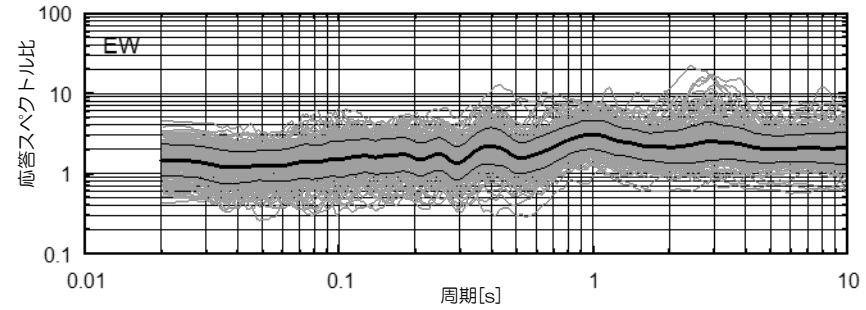
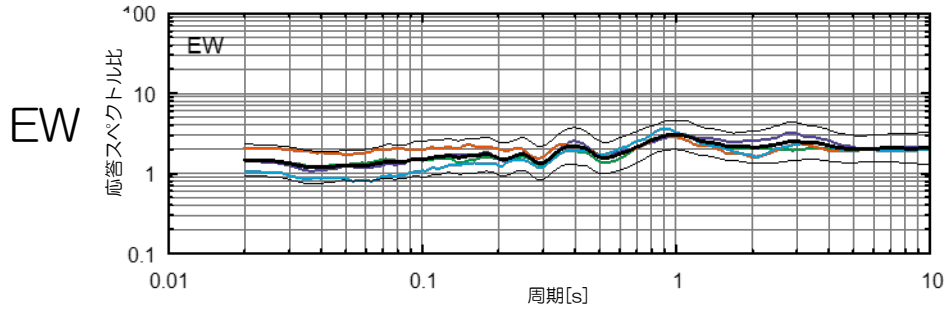
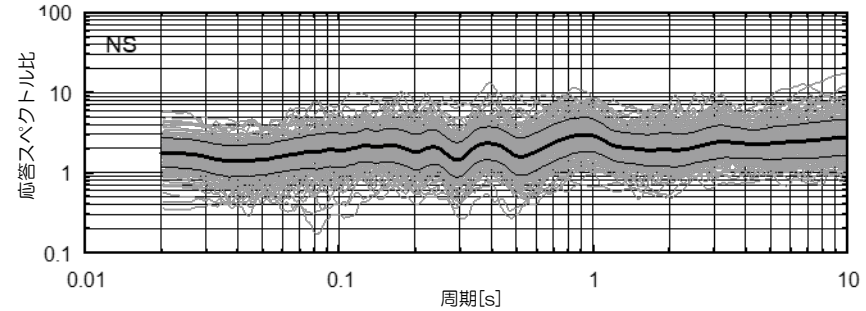
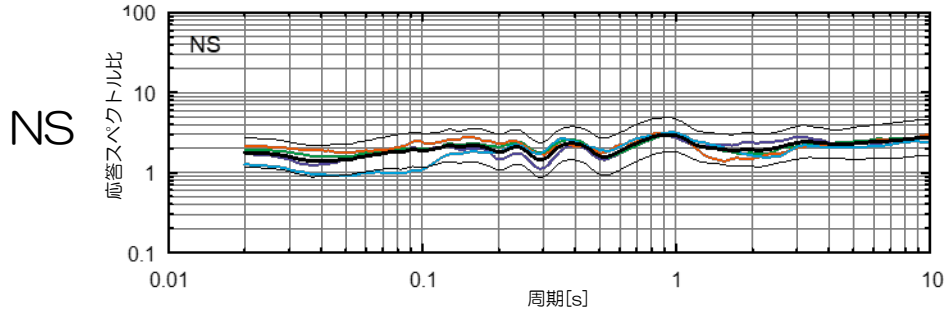
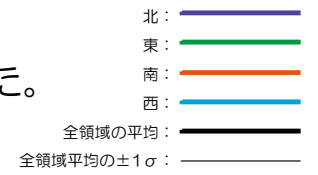


応答スペクトル比による検討

■ 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)

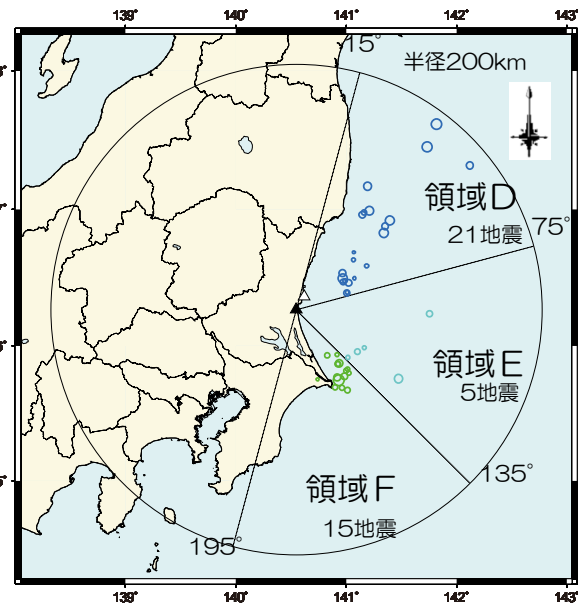
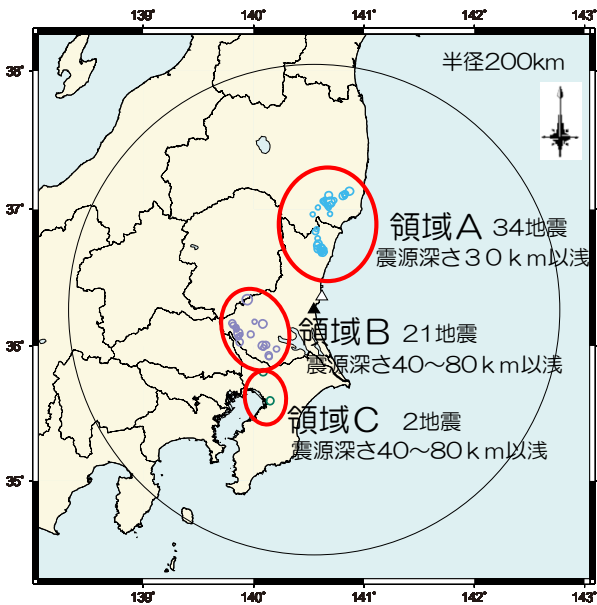
地震発生領域や地震発生様式等の共通性に着目し、敷地を中心に以下の9領域に区分し、地震到来方向による影響を検討する。

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

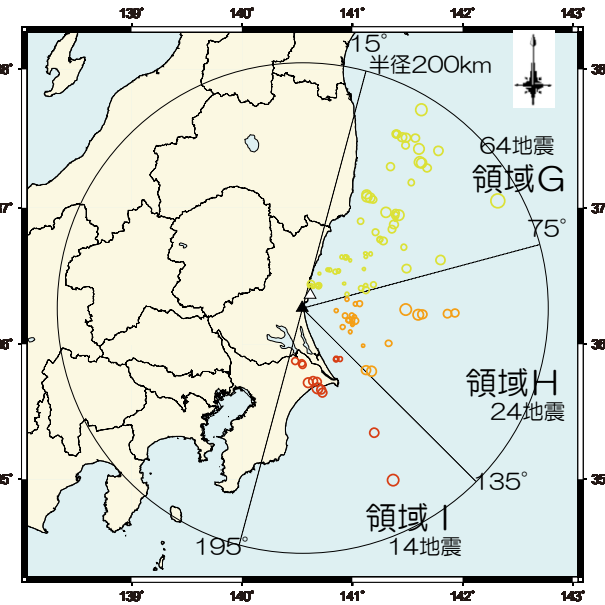
- 領域A：福島県浜通りおよび茨城県北部（震源深さ30 km以浅）
- 領域B：茨城県南部の震源深さ40～80 km
- 領域C：首都直下の震源深さ40～80 km
- 領域D～F：太平洋側の震源深さ30 km以浅
- 領域G～I：太平洋側の震源深さ30～60 km

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

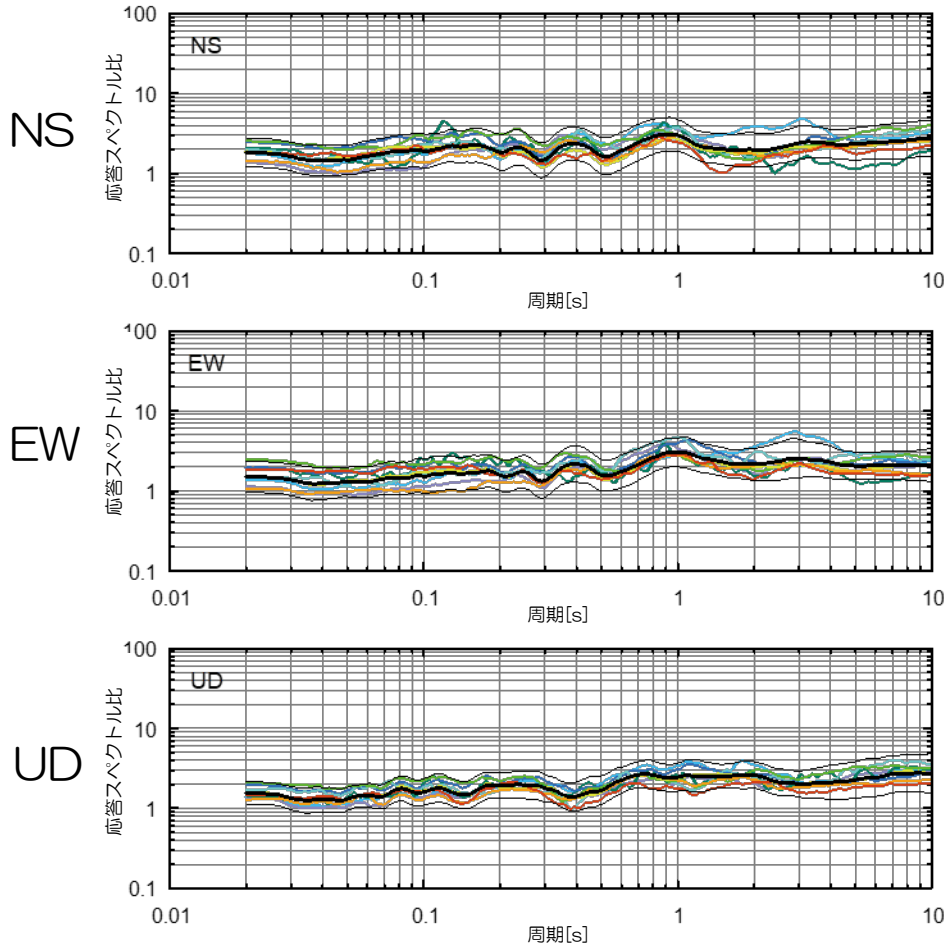
応答スペクトル比による検討

■ 地震基盤面～解放基盤表面に関する検討結果

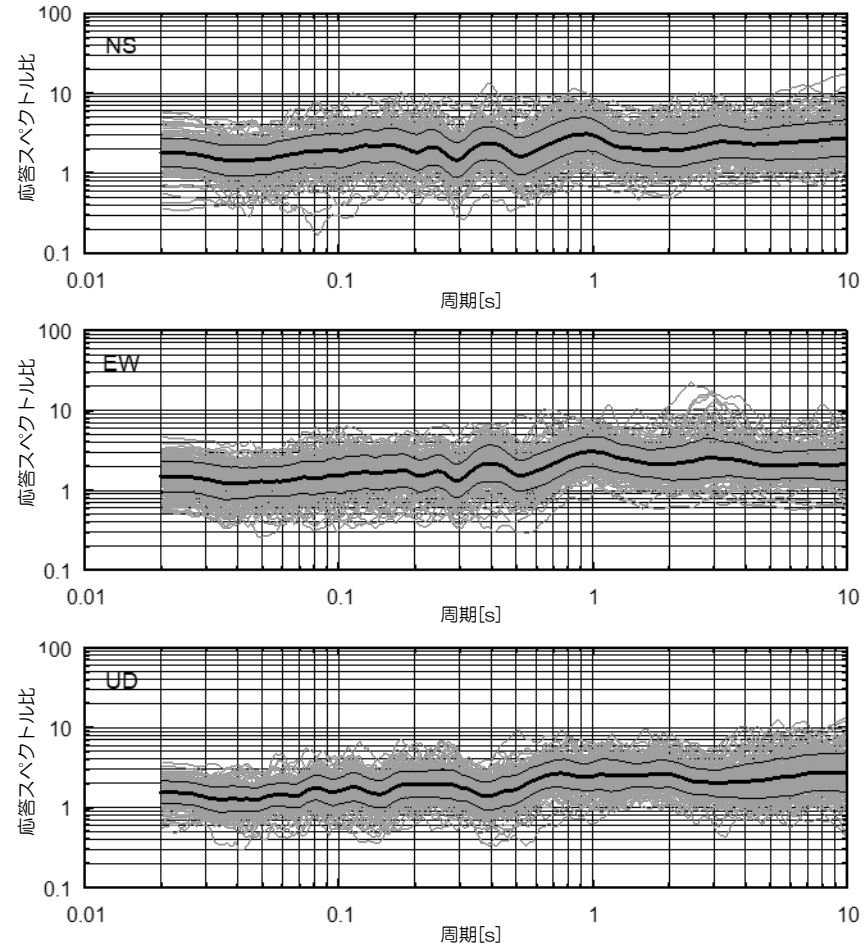
比較 1

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



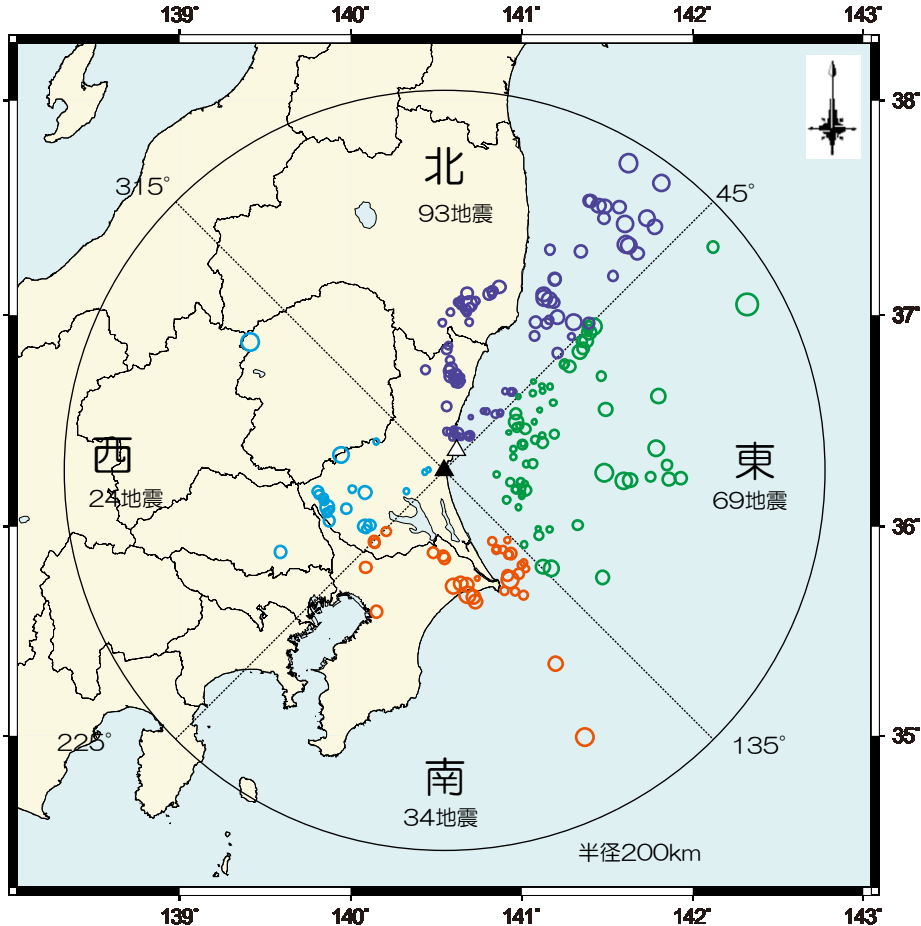
全地震の応答スペクトル比

応答スペクトル比による検討

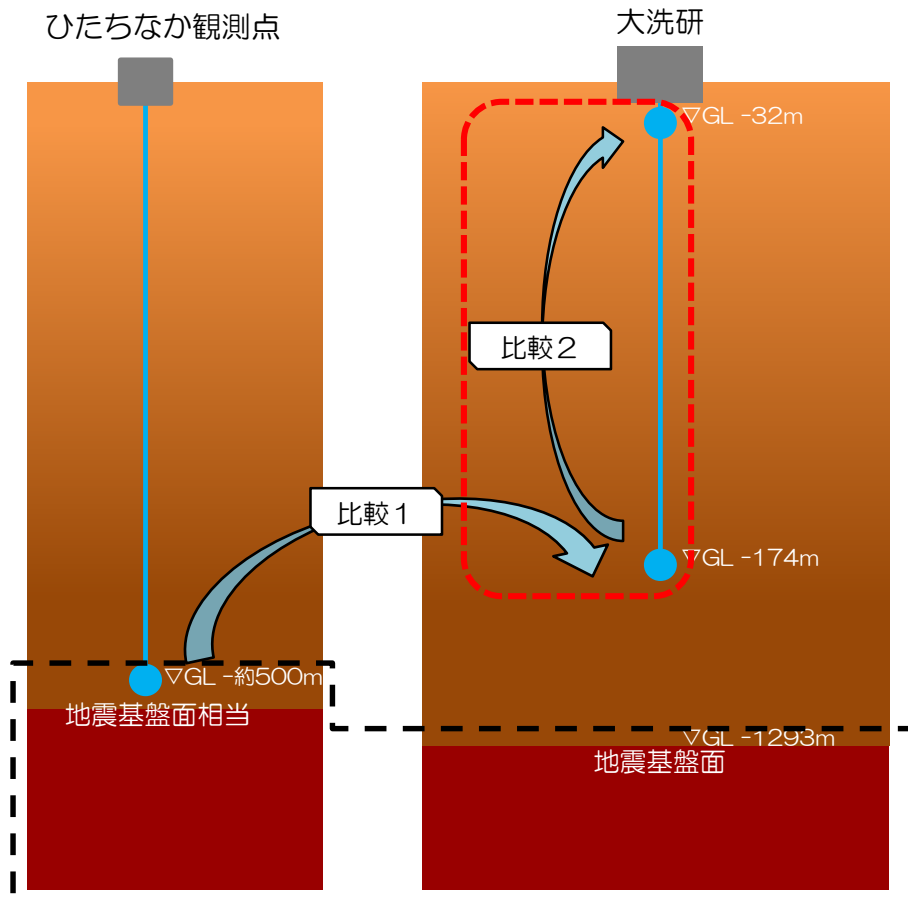
■ 解放基盤表面～建家基礎位置付近に関する検討の概要(比較2)

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



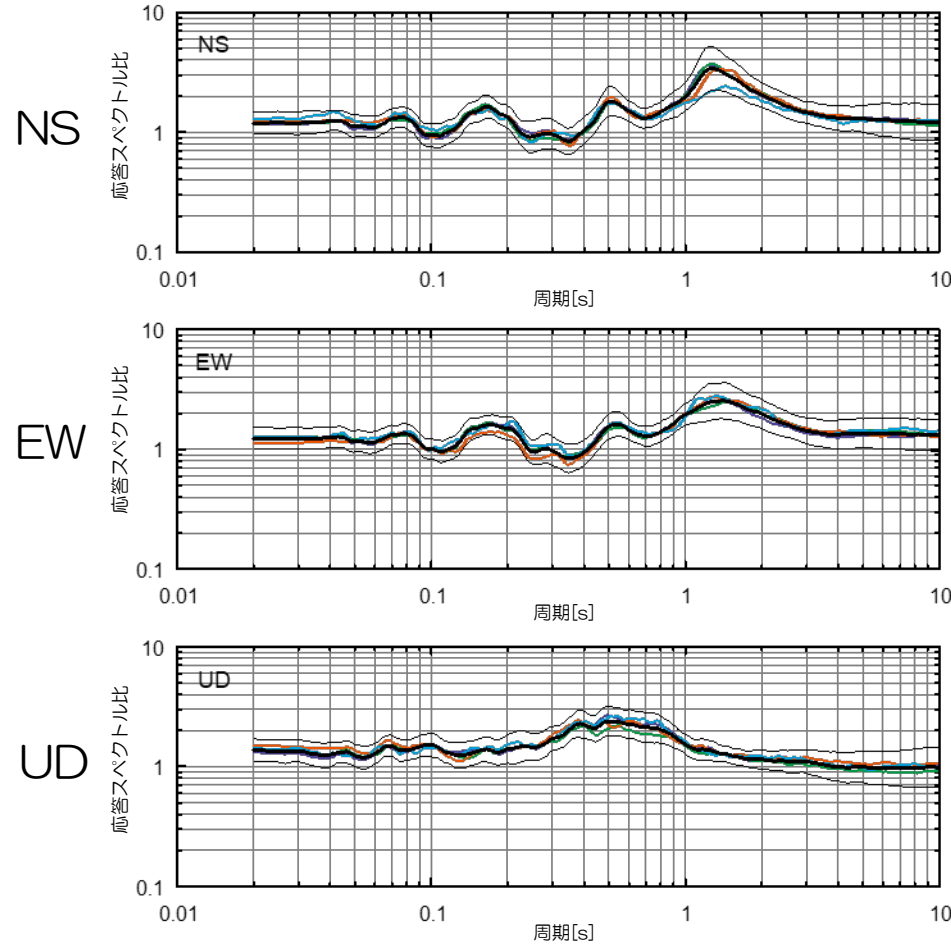
応答スペクトル比による検討

比較2

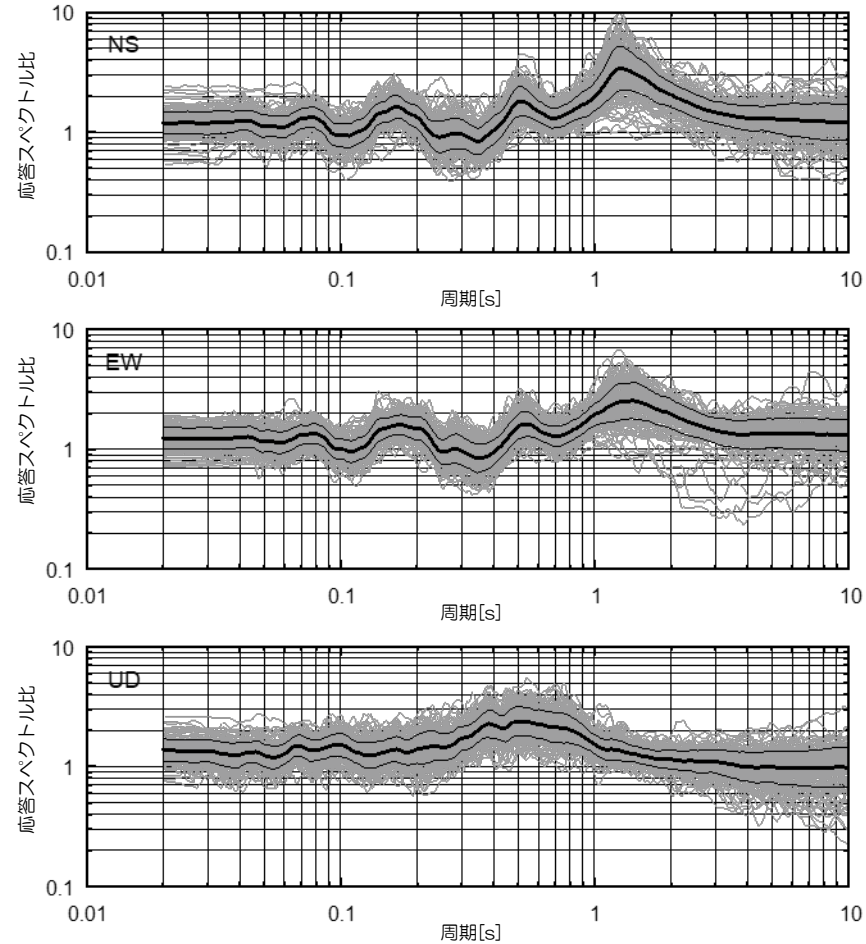
■ 解放基盤表面～建家基礎位置付近に関する検討結果

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。

北：—
東：—
南：—
西：—
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

■ 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)

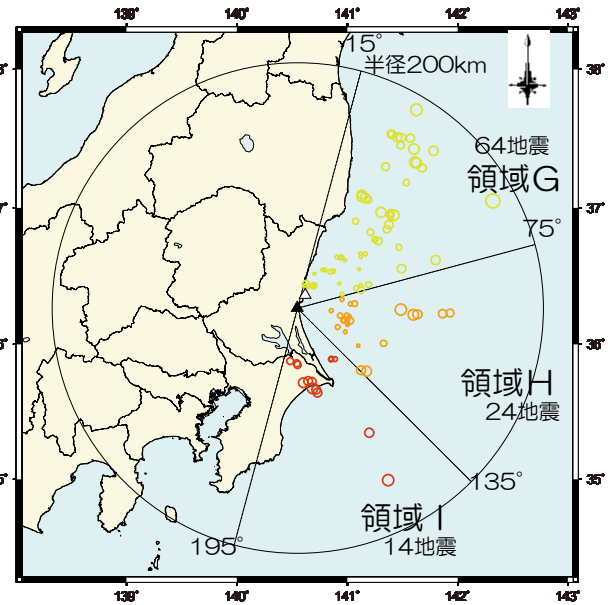
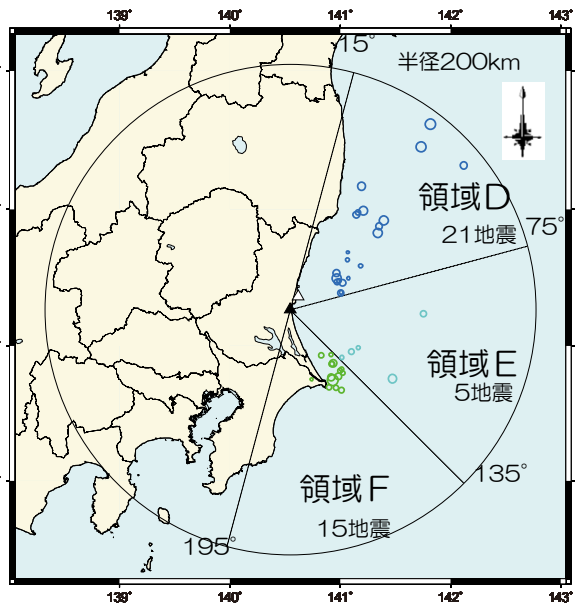
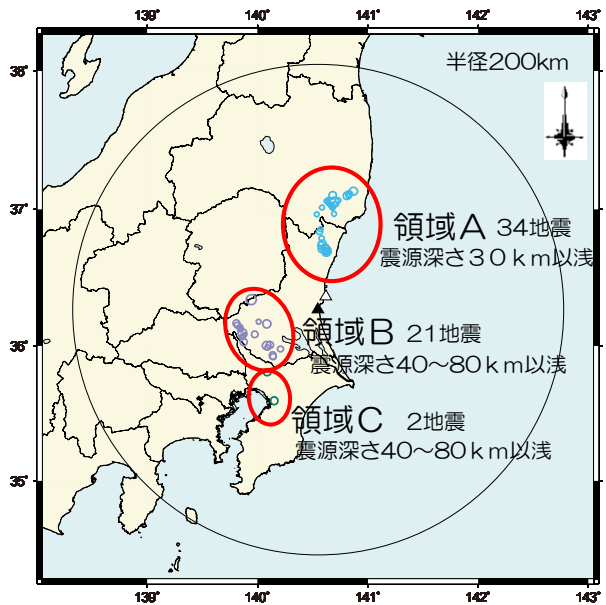
地震発生領域や地震発生様式等の共通性に着目し、敷地を中心に以下の9領域に区分し、地震到来方向による影響を検討する。

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

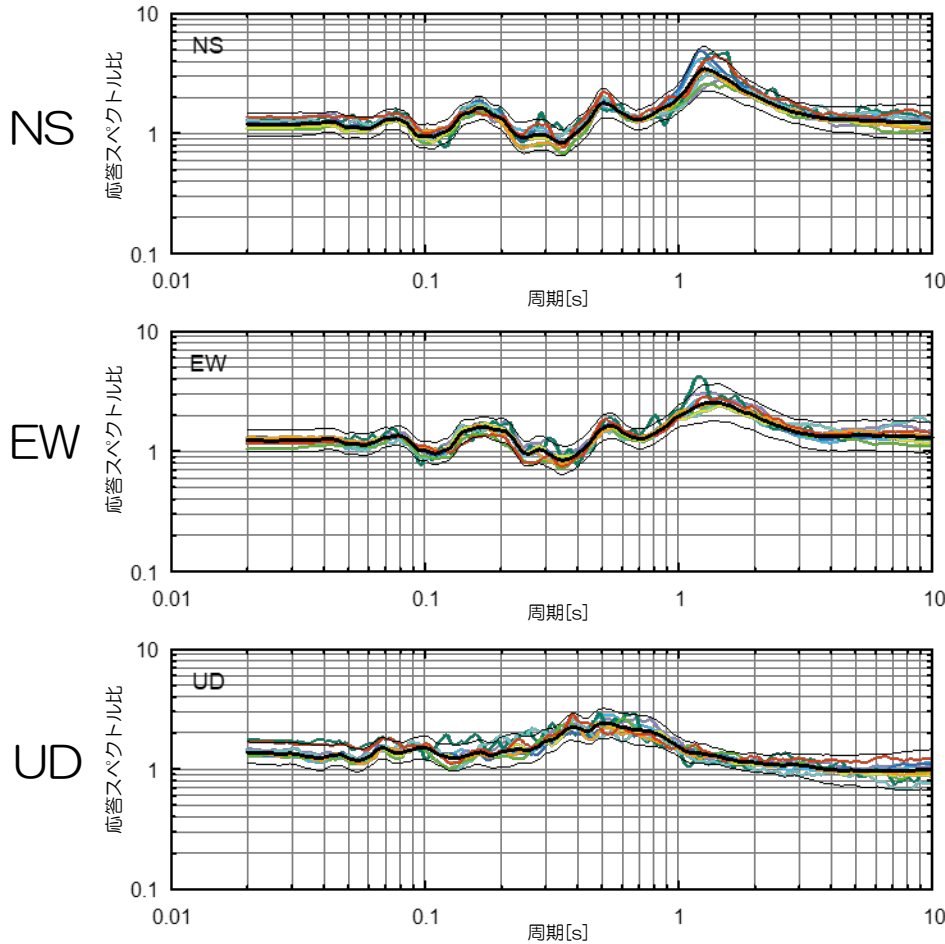
応答スペクトル比による検討

比較2

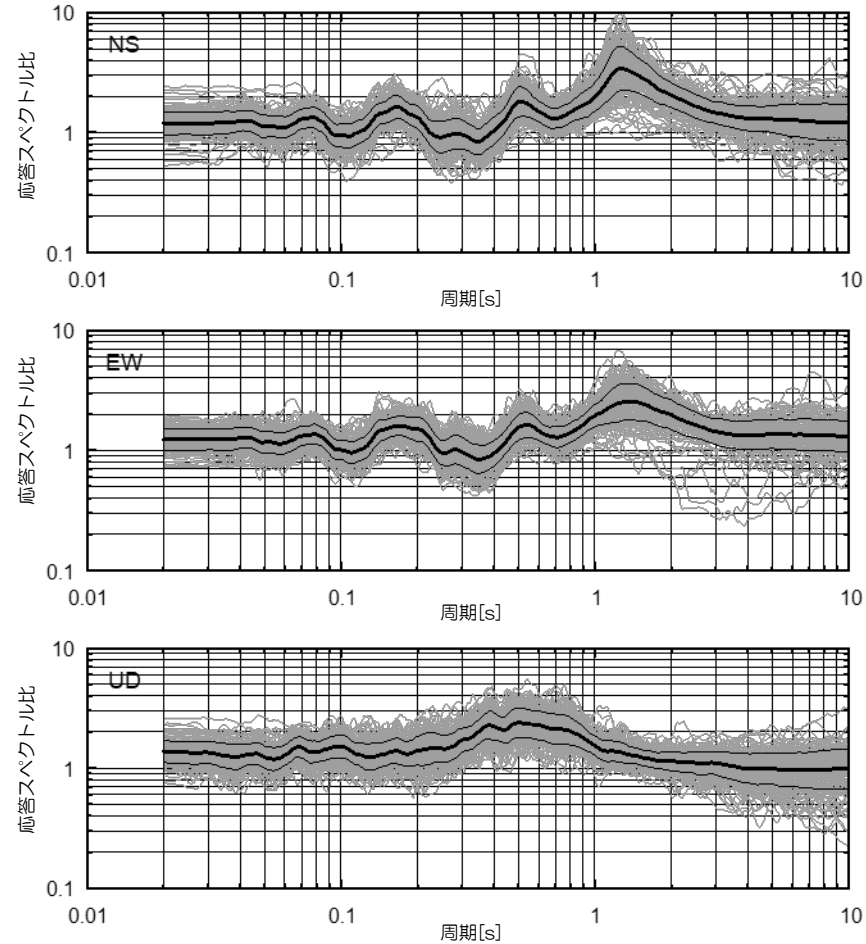
■ 解放基盤表面～建家基礎位置付近に関する検討結果

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

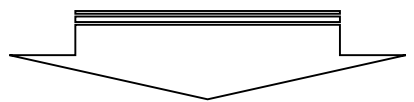
■ 解析的検討の目的

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。

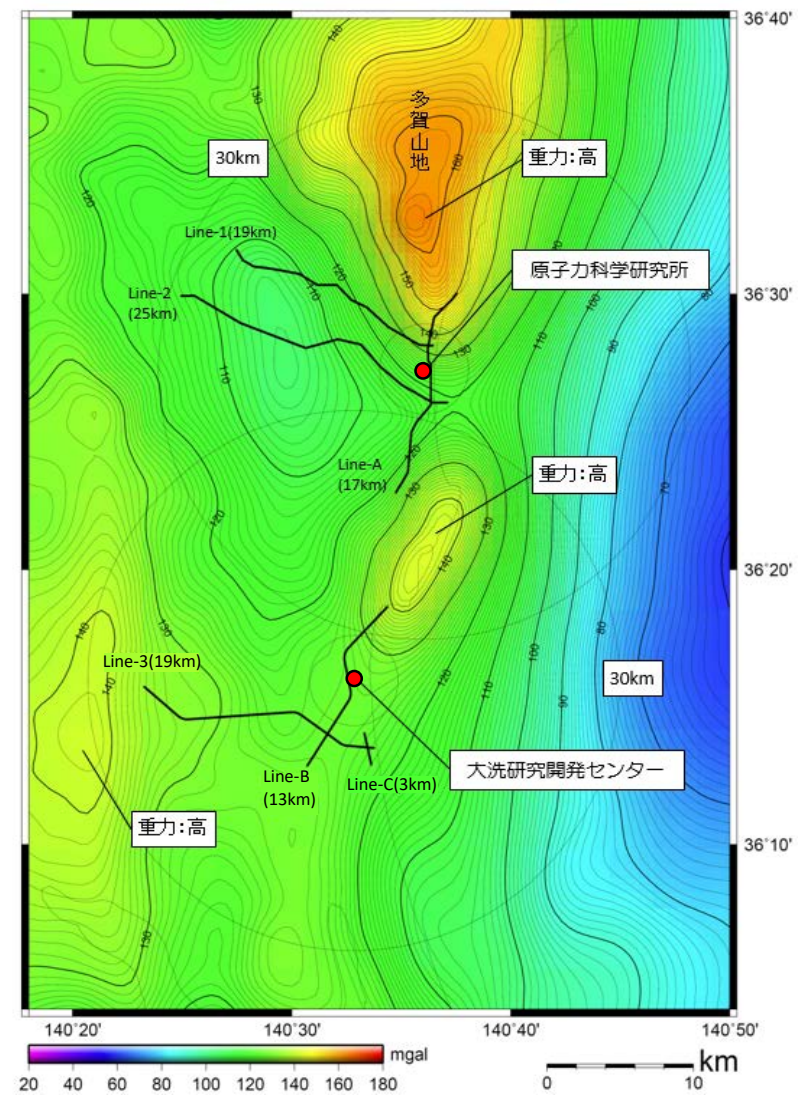
■ 検討の考え方

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。

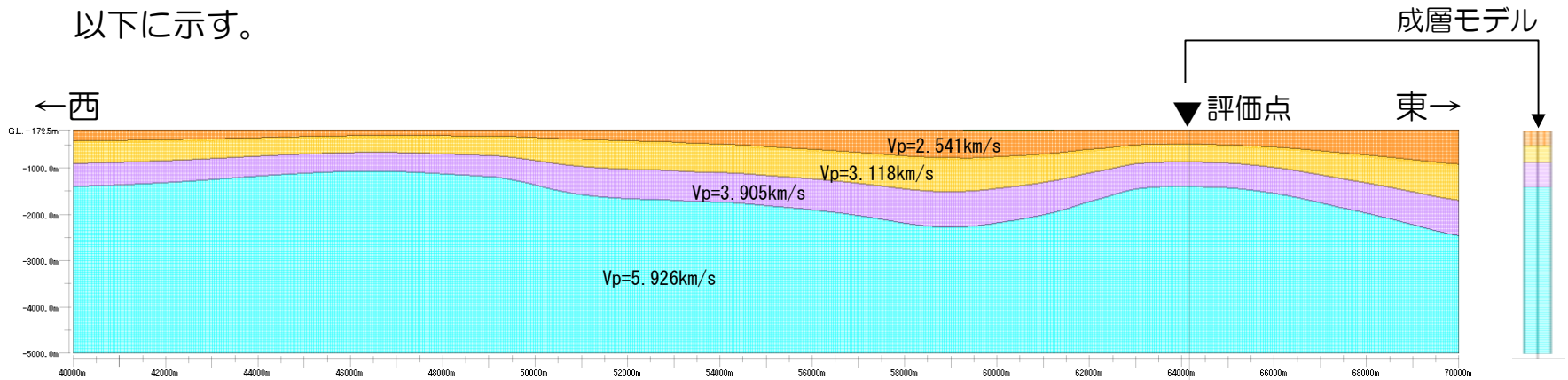


重力異常図と反射法・屈折法探査測線

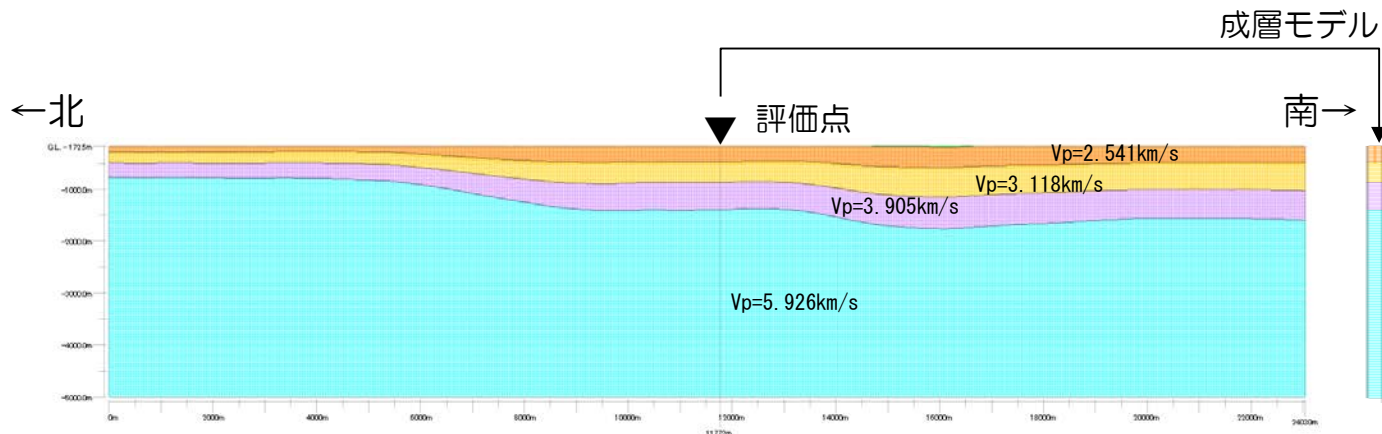
模擬入力波を用いた解析的検討の概要

■ 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。

○ 成層モデル

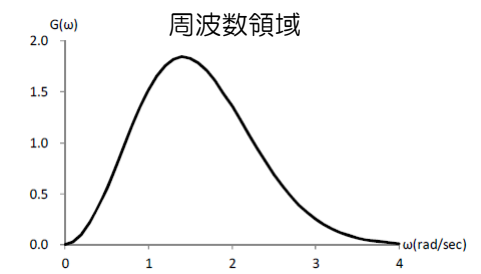
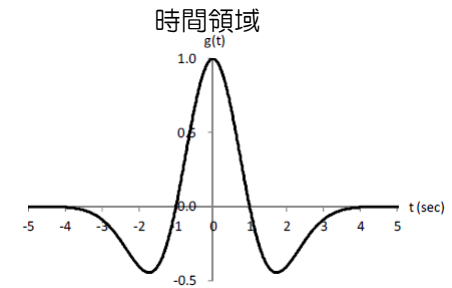
- 2次元FEMモデルにおける敷地直下の地下構造を抽出し、成層モデルとして用いる。

○ 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。

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



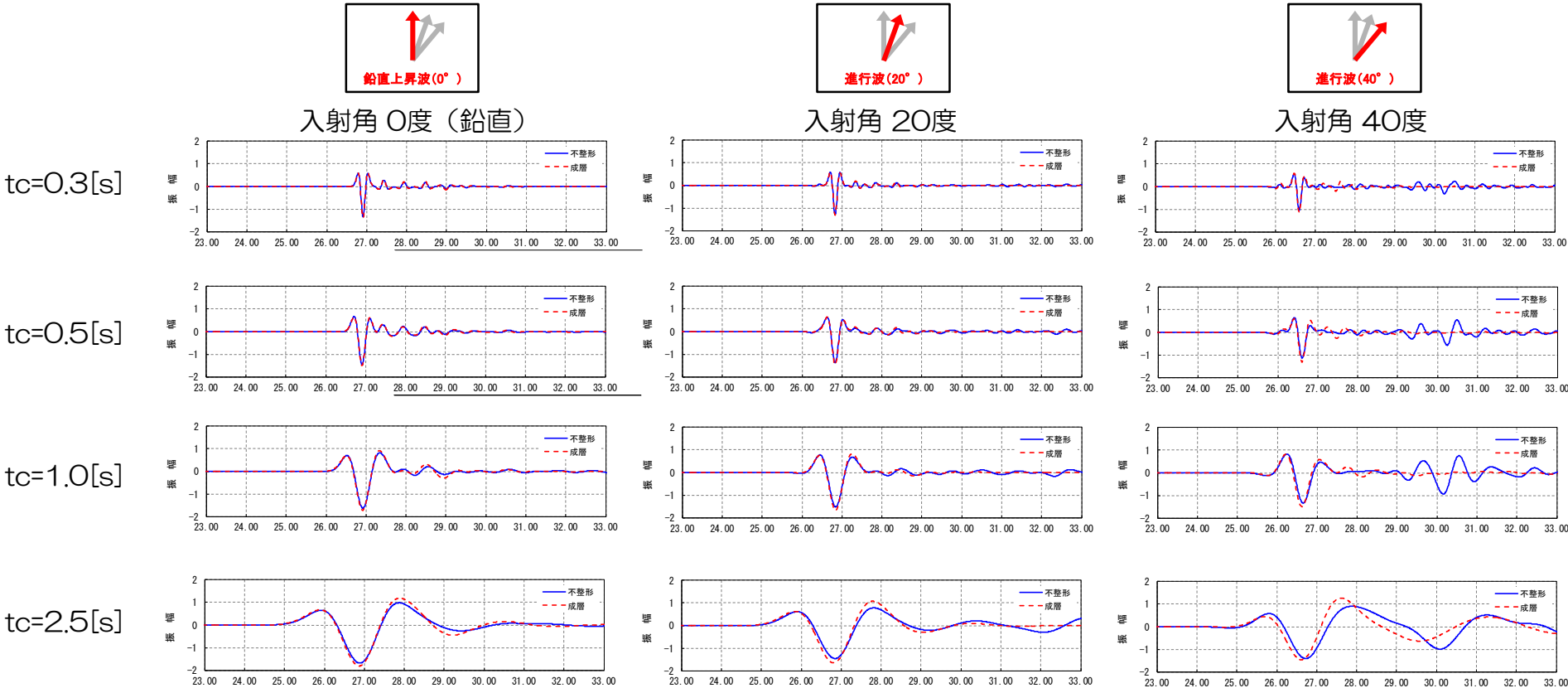
リッカー波の例

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。

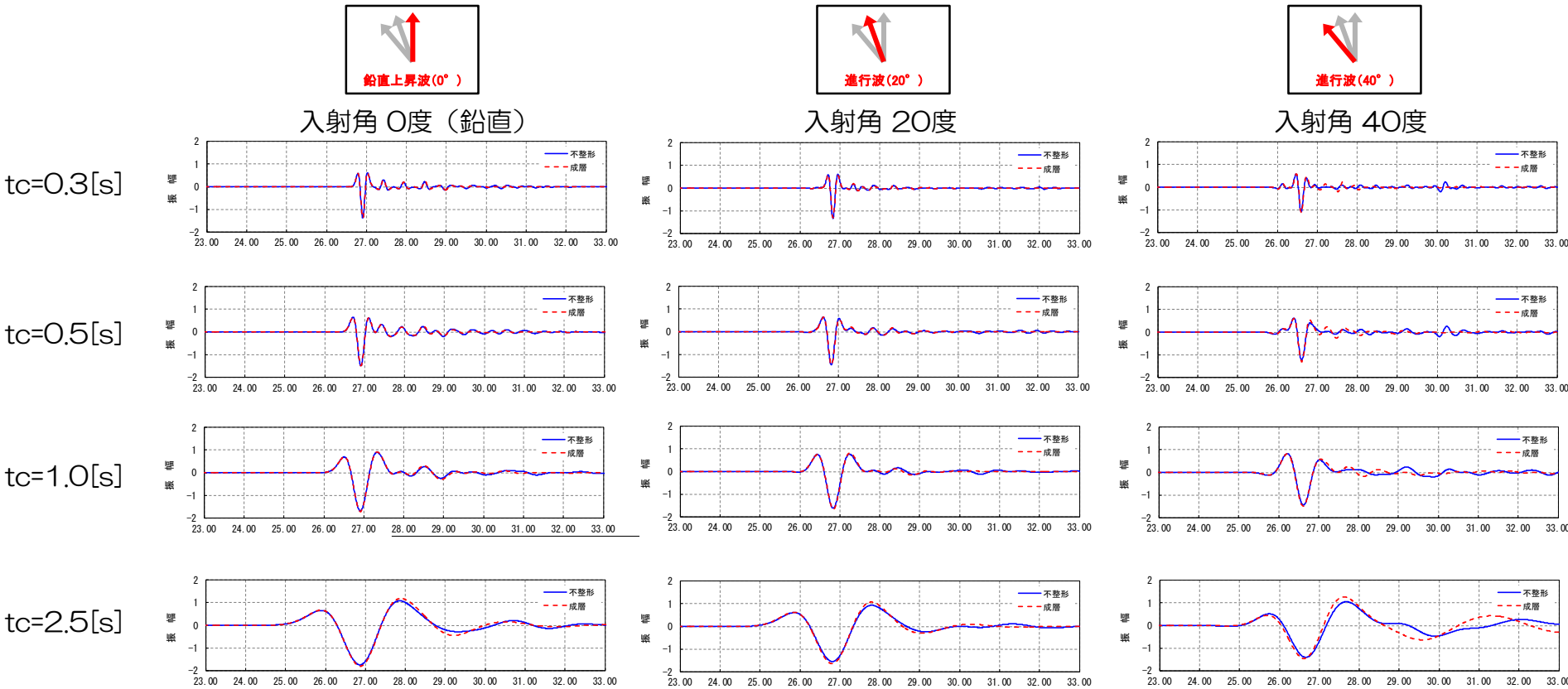


解析結果（応答波形）

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

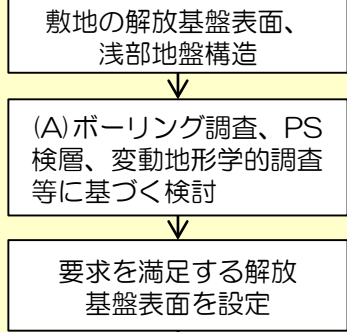
- ① 「敷地地盤において地震動を特異に増幅させる要因がないこと」「敷地地盤の速度構造が均質であること」「敷地地盤において基盤がほぼ水平に広がっていること」について確認した。
- ② 敷地周辺の地震基盤の想定として、KiK-netひたちなか観測点が**代表性がある**ことを把握した。また、解放基盤表面から建家基礎位置付近にかけての**理論伝達関数とコヒーレンシーを考慮した地震観測記録による伝達関数**について比較した。その結果、敷地地盤は**水平にほぼ均質な成層構造**であることを確認した。
- ③ 敷地及び敷地周辺における地震観測記録を用い、地震基盤面から解放基盤表面、解放基盤表面から建家基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。



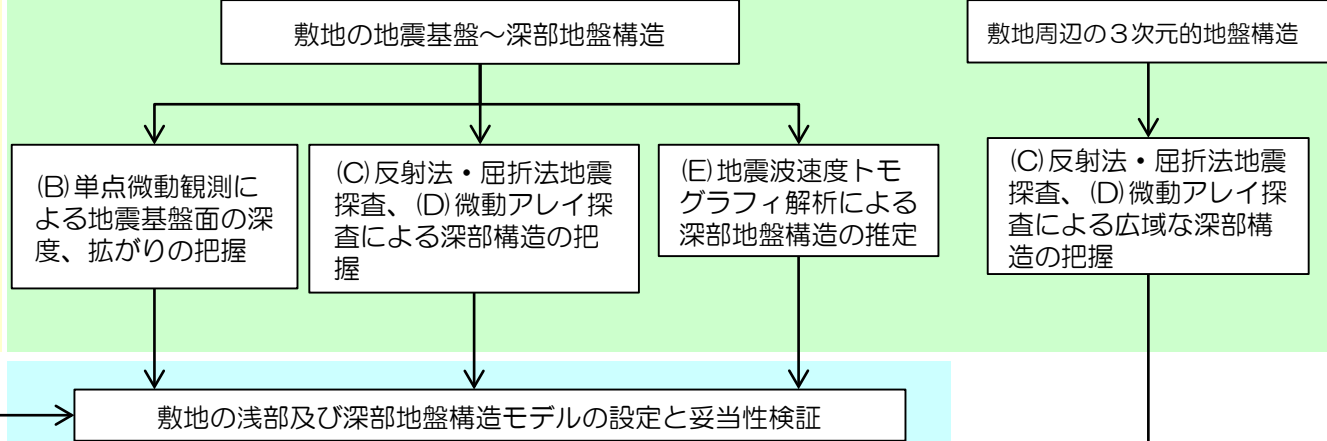
観測記録及び模擬入力波を用いた地震動特性評価（精査+概査）の結果、敷地地盤は水平な成層構造と見なすことができることを確認した。

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

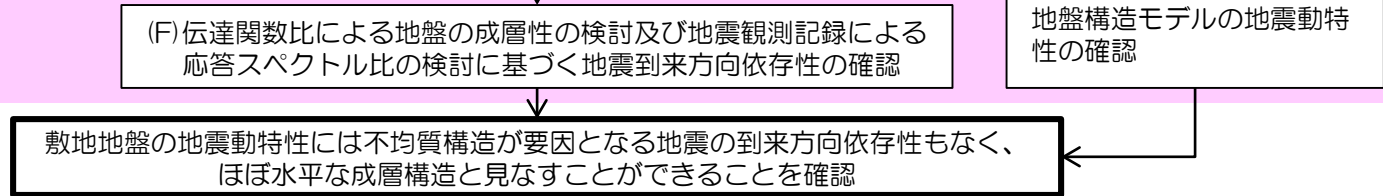


3.3 敷地の地震基盤及び深部地盤の速度構造の検討



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
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 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について

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))

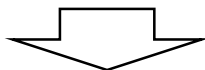
【フィリピン海プレートと陸のプレートの境界で発生する地震】

(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))

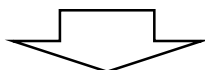


評価手法

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。

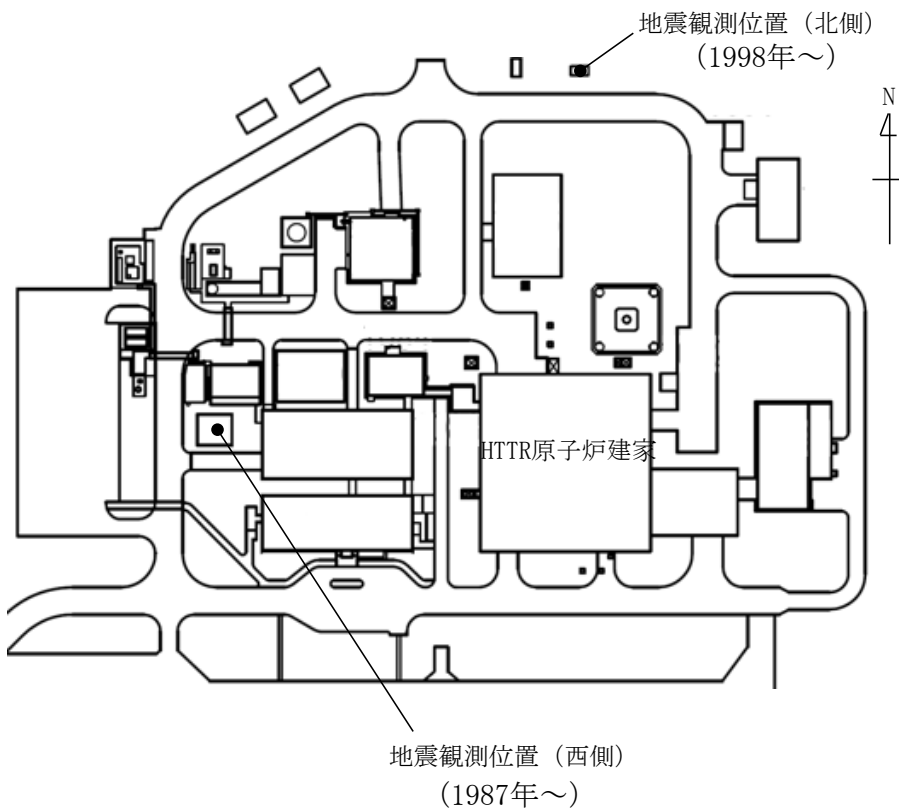
補正係数の算出

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。



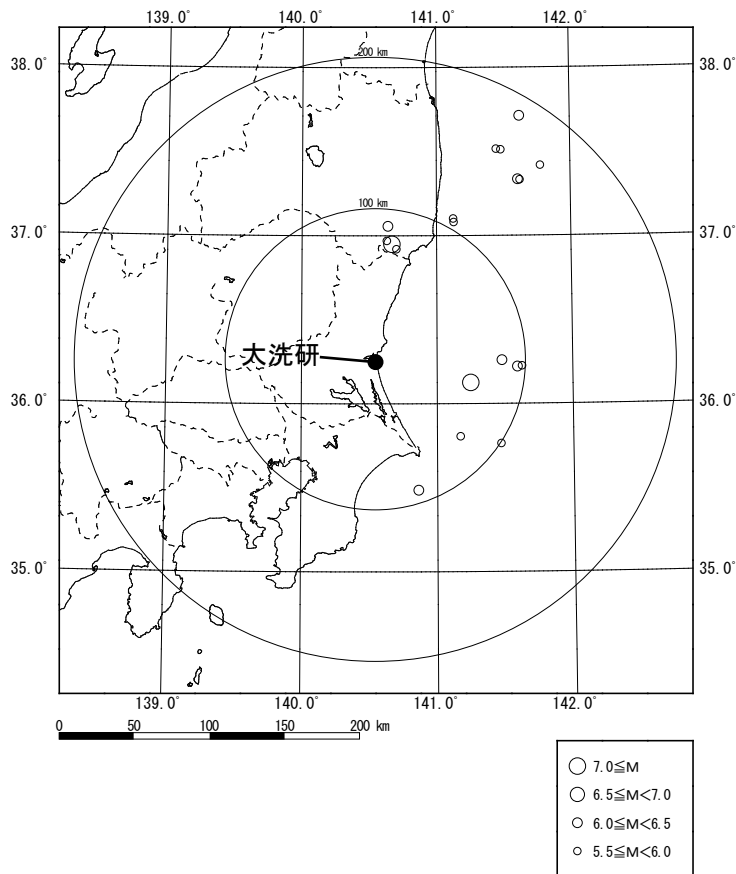
敷地に対して最も影響の大きい地震をプレート間地震の検討用地震として選定する。

■大洗研究所では、敷地地盤において以下の通り、地震観測を実施している。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。



G. L.	地震観測位置		
	西側	北側	
0m			地表面
-1m	○		
-30m		○	
-32m	○		
-95m	○		
-172.5m			解放基盤表面
-174m	○		
-250m		○	

- 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

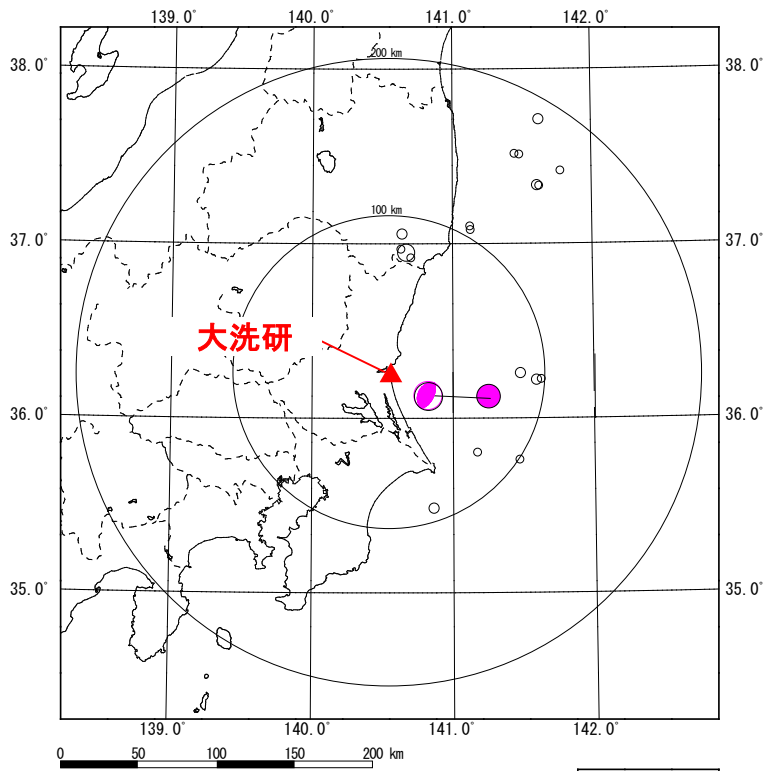
- ・大洗研究所の地震観測記録のうち、2011年東北地方太平洋沖地震以降※でM5.5以上、等価震源距離200km以内の地震を対象に、解放基盤波の応答スペクトルを耐専スペクトルで除した「応答スペクトル比」を算出する。
- ・内陸地殻内地震、プレート間地震、海洋プレート内地震の地震発生様式ごとに各地震の「応答スペクトル比」算出し、地域性の観点からグルーピングを行う。

※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。

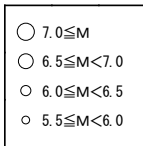
$$\text{応答スペクトル比} = \frac{\text{敷地の観測記録（解放基盤表面）}}{\text{Noda et al. (2002)による値}}$$

プレート間地震の地震動評価に用いる補正係数

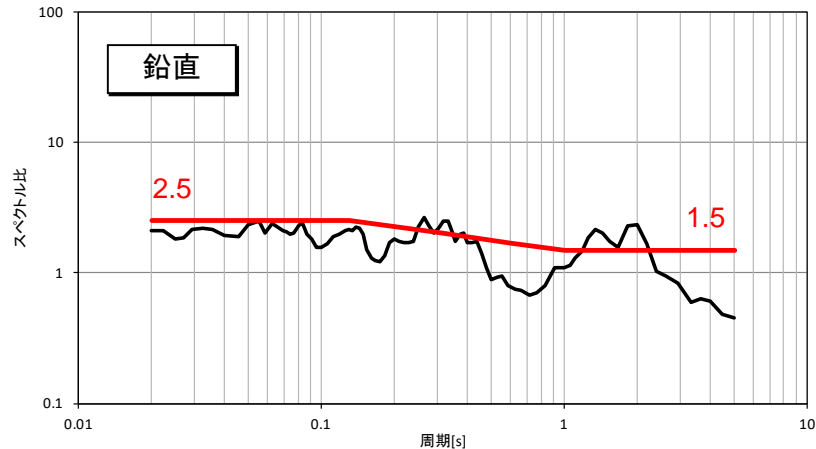
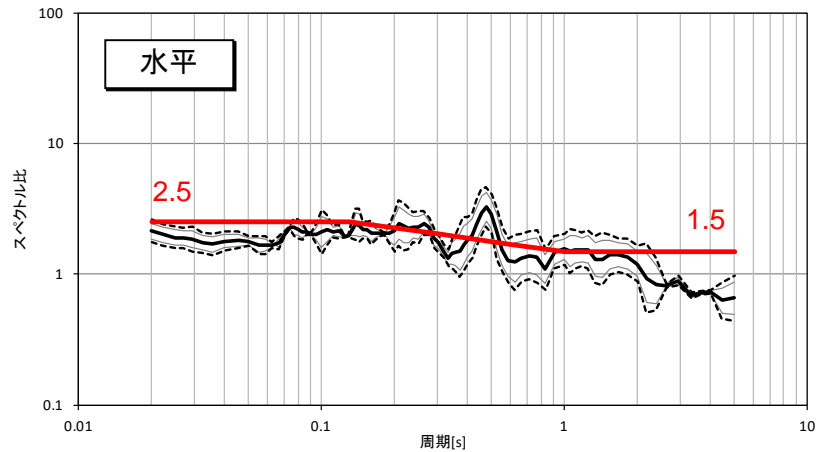
鹿島灘付近で発生した太平洋プレート間地震



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)



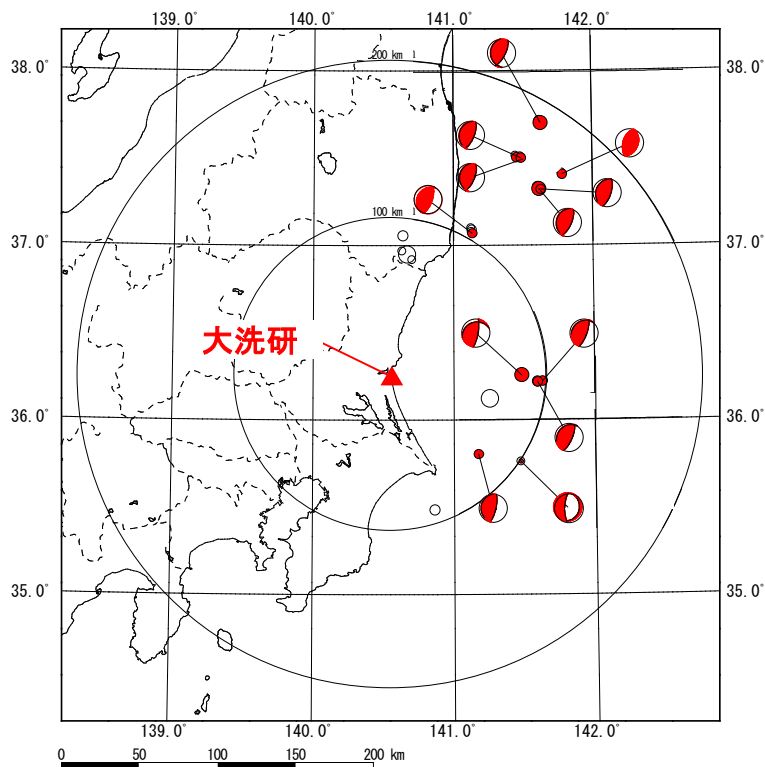
鹿島灘付近で発生した太平洋プレート間地震の応答スペクトル比には、短周期側で大きくなる傾向が見られるため、この領域で発生する地震については短周期側で2.5倍の補正係数を考慮する。



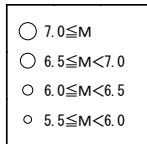
- Noda et al.(2002)との残差評価結果
- Noda et al.(2002)との残差評価結果 (平均)
- - - Noda et al.(2002)との残差評価結果 (±1σ)
- 地震動評価に用いる補正係数

プレート間地震の地震動評価に用いる補正係数

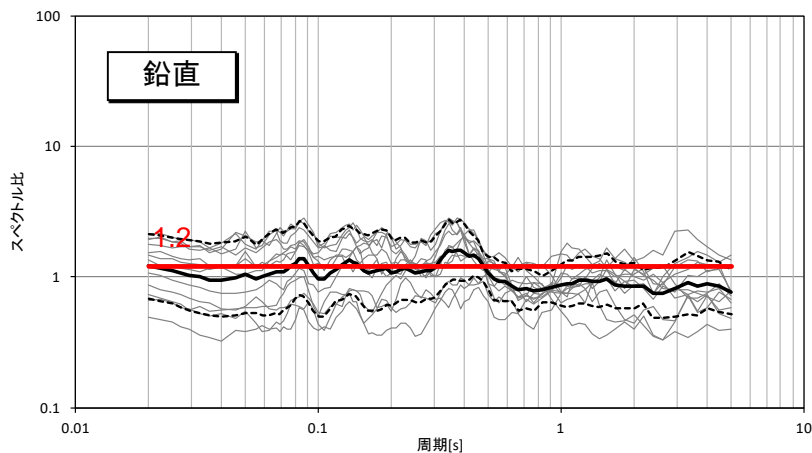
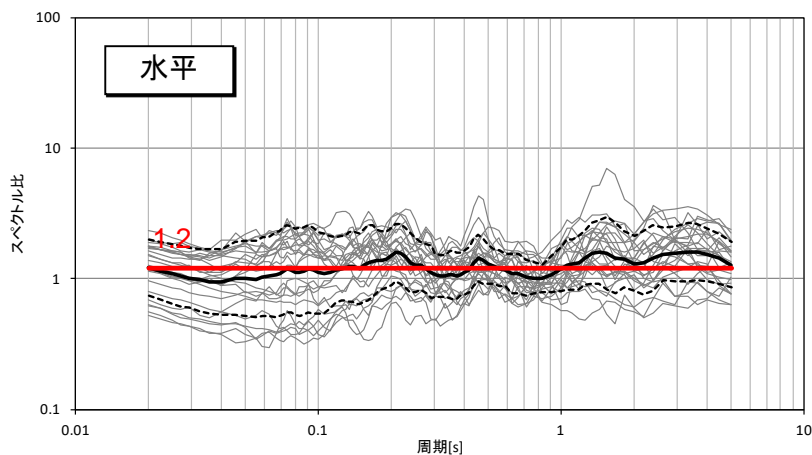
■ 鹿島灘付近で発生した地震を除く太平洋プレート間地震



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)

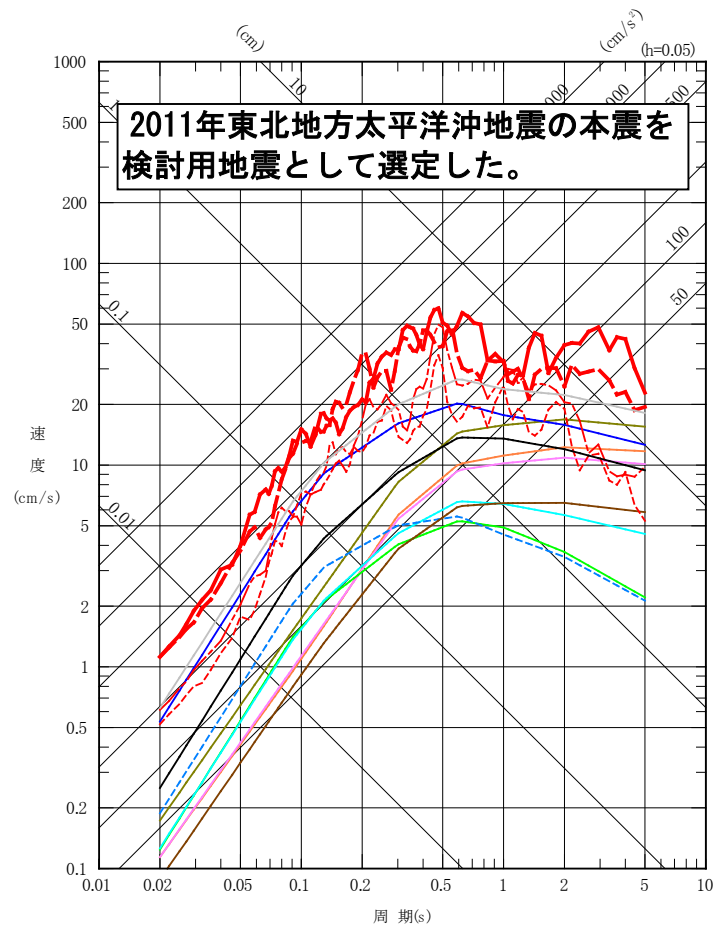


鹿島灘付近で発生した地震を除く太平洋プレート間地震の応答スペクトル比には、短周期側及び長周期側で大きくなる傾向が見られるため、この領域で発生する地震については全周期帯で1.2倍の補正係数を考慮する。

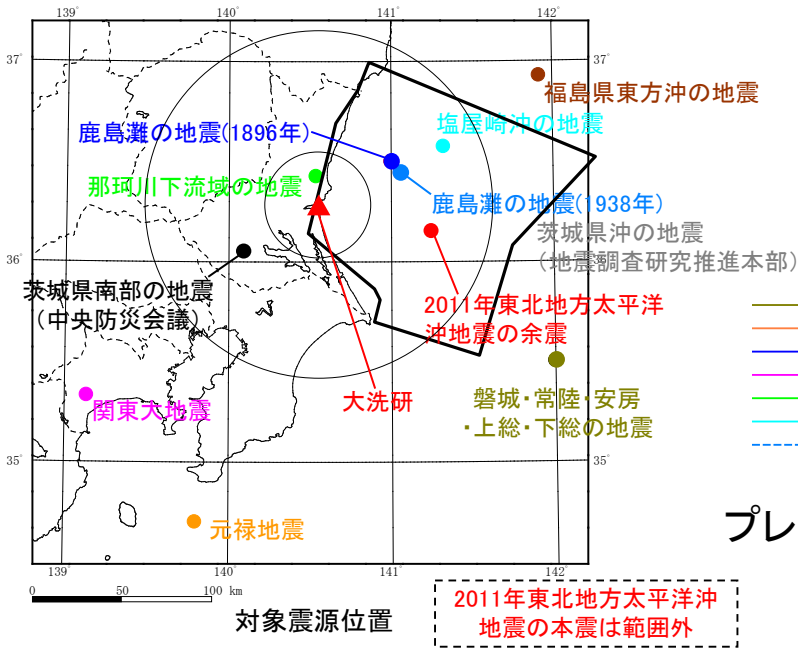


- Noda et al.(2002)との残差評価結果
- Noda et al.(2002)との残差評価結果 (平均)
- - - Noda et al.(2002)との残差評価結果 (±1σ)
- 地震動評価に用いる補正係数

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

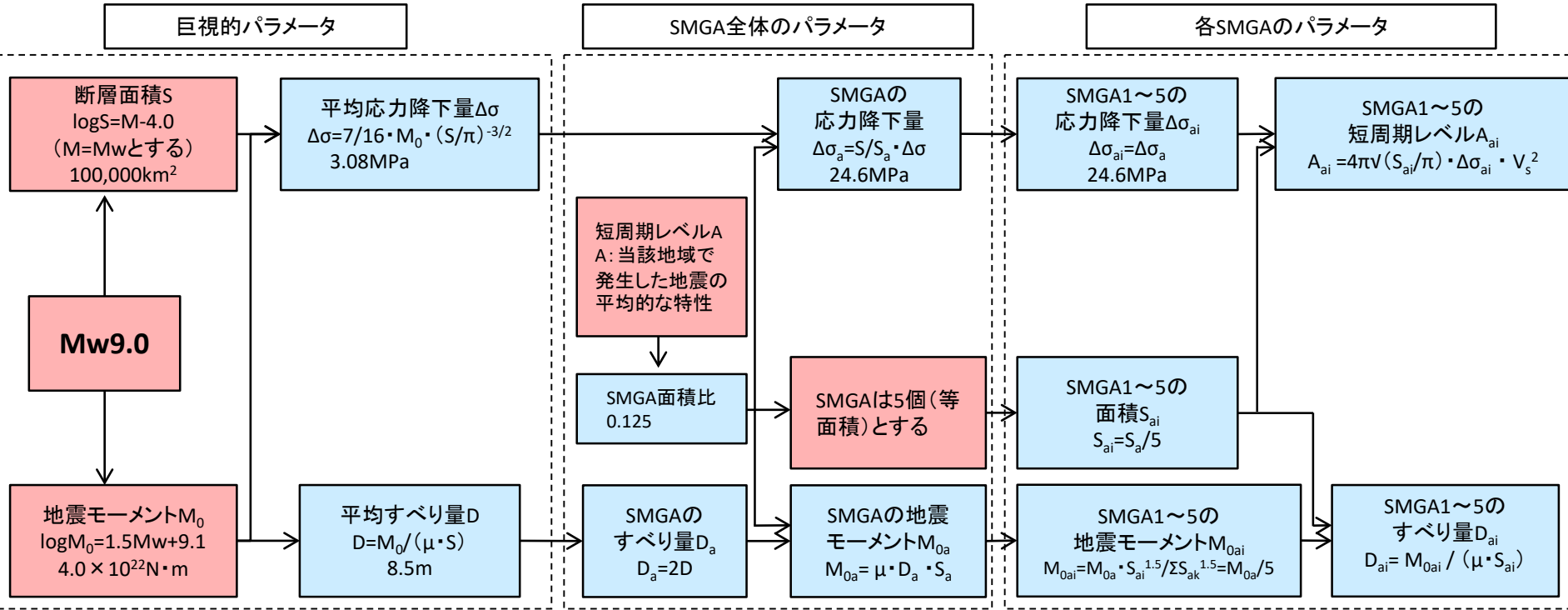


- 1677年磐城・常陸・安房・上総・下総の地震
- 1938年福島県東方沖の地震
- 1703年元禄地震
- 2011年東北地方太平洋沖地震の本震、NS成分
- 1896年鹿島灘の地震
- - - 2011年東北地方太平洋沖地震の本震、EW成分
- 1923年関東大地震
- - - 2011年東北地方太平洋沖地震の余震、NS成分
- 1930年那珂川下流域の地震
- - - 2011年東北地方太平洋沖地震の余震、EW成分
- 1938年塩屋崎沖の地震
- 茨城県南部の地震(中央防災会議(2013))
- - - 1938年鹿島灘の地震
- 茨城県沖の地震(地震調査研究推進本部(2012))

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
 強震動予測レシピを用いて設定

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】

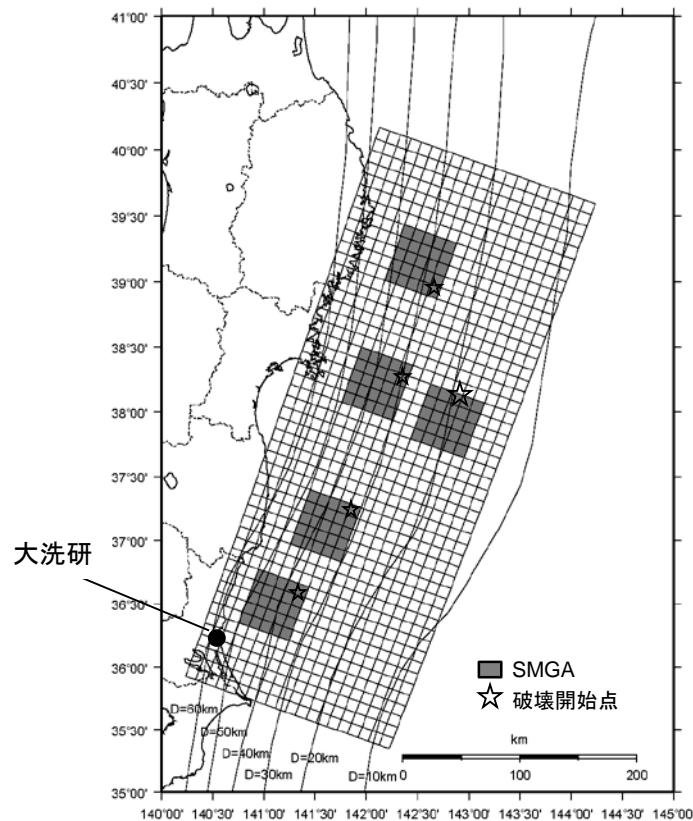
- ・長さ, 幅は, 東北地方太平洋沖地震の震源域を参考にそれぞれ500km, 200kmとする。
- ・走向は, 東北地方太平洋沖地震に関する防災科学技術研究所F-netのCMT解を用いる。深さは, 太平洋プレートの上面に沿ってモデル化する。

【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。

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。

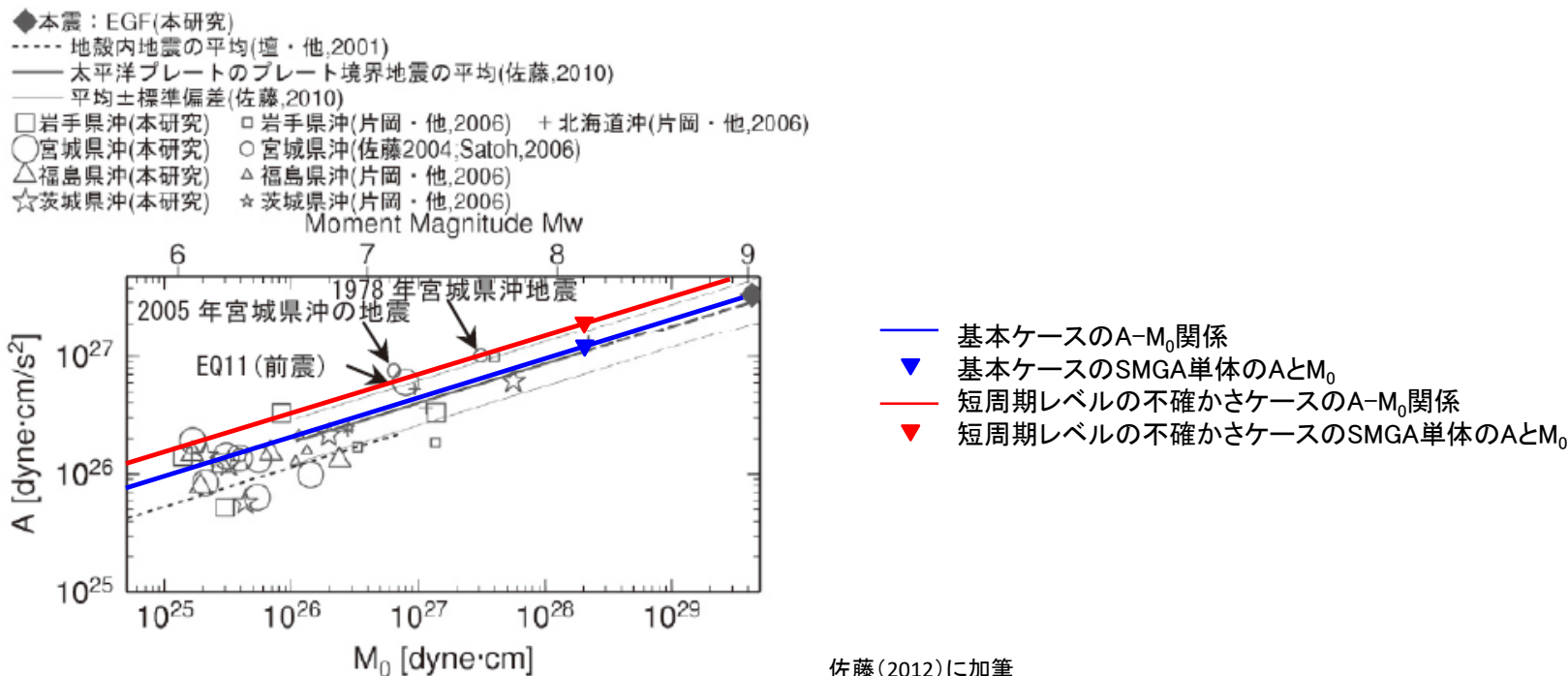


図11 本研究と既往の研究^{9),42),43),44)}の太平洋プレートのプレート境界地震の M_0 -A 関係と地殻内地震の M_0 -A 関係⁸⁾の比較 佐藤(2012)に加筆

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)

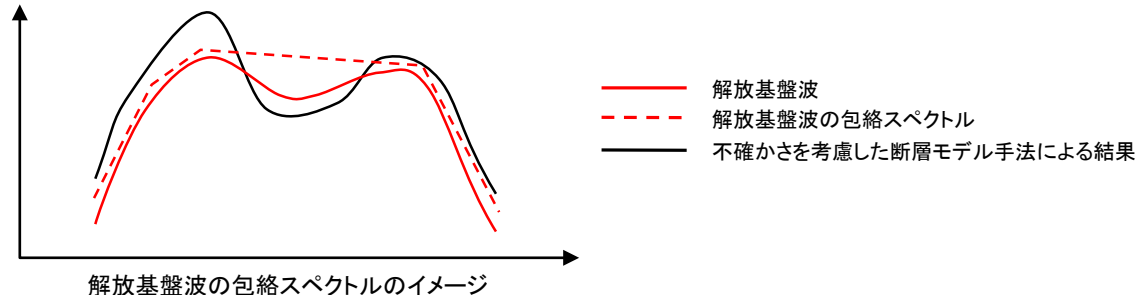
項目		設定値	設定方法
走向	θ (度)	200	F-net
傾斜角1(東側)	δ_1 (度)	12	壇ほか(2005)
傾斜角2(西側)	δ_2 (度)	21	壇ほか(2005)
すべり角	λ (度)	88	F-net
長さ	L(km)	500	断層面積に基づき算定
幅	W(km)	200	断層面積に基づき算定
基準点北緯	N(度)	38.1035	本震の震源位置(気象庁)
基準点東経	E(度)	142.8610	本震の震源位置(気象庁)
基準点深さ	H(km)	23.7	本震の震源位置(気象庁)
上端深さ	h_u (km)	12.3	$h_u = H - w_1 \sin \delta_1$
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。



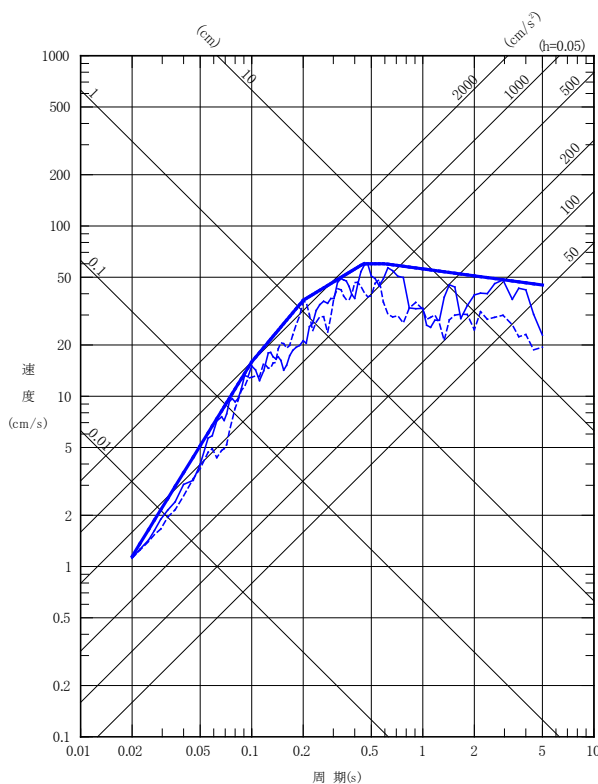
・なお、余裕の考慮については、解放基盤波を一律係数倍する方法も考えられるが、解放基盤波が不確かさを考慮した断層モデル手法による結果を上回る周期帯に対してより多くの余裕を持たせるためには、スペクトルの山谷が一律に係数倍されるよりも、振幅レベルの小さい谷の部分の方がより効果的に包絡される包絡スペクトルの方が適していると考えられる。

■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

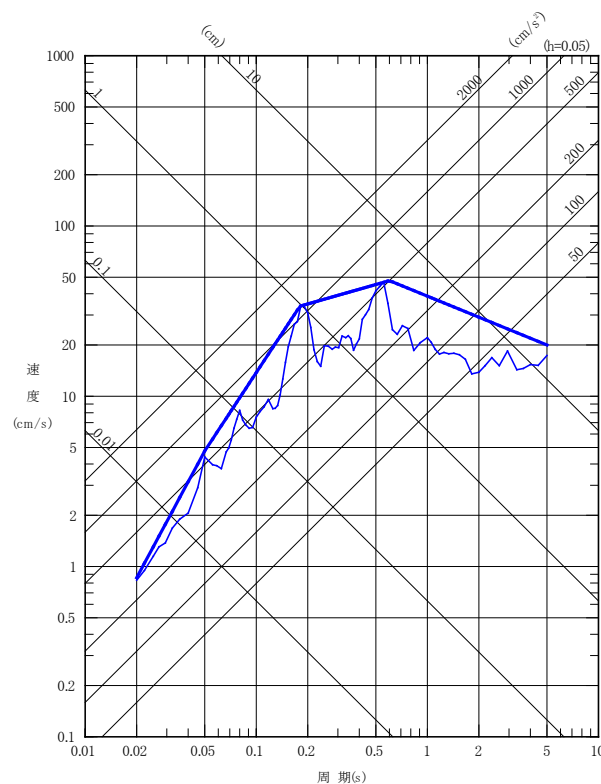
震源近傍で発生した適切な要素地震の観測記録が敷地で得られているため、経験的グリーン関数法により評価する。また、敷地への影響の観点から、震源の不確かさを考慮する。

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%)

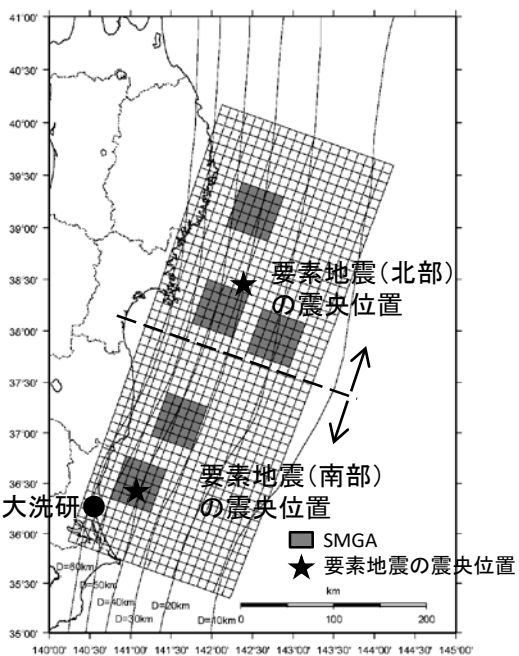
- 東北地方太平洋沖地震の敷地における解放基盤波に対し、これを包絡して余裕を持たせた応答スペクトルを設定した。解放基盤波に対する包絡スペクトルのSI比は、およそ1.4以上となっている。
- 解放基盤波の応答スペクトルで谷となる周期帯に対して十分に余裕が確保されている。

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

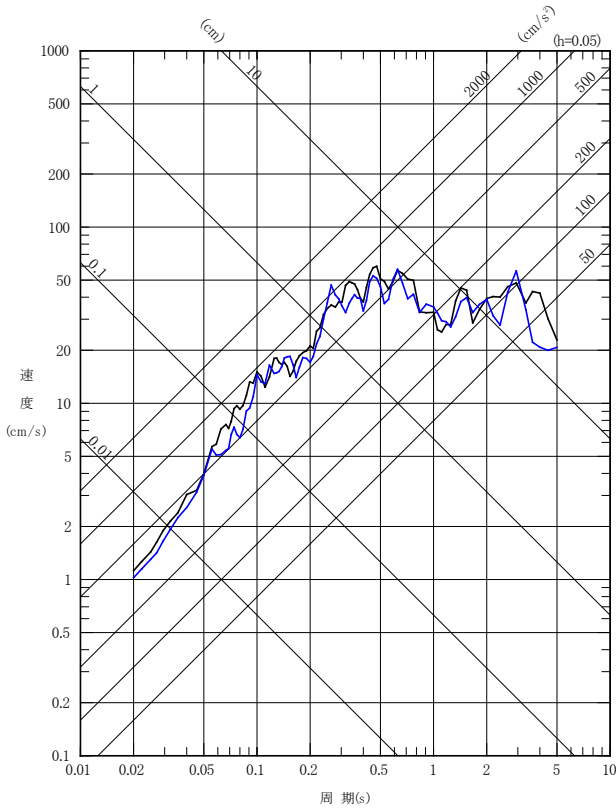
気象庁:地震月報(カタログ編) 付記 1.A.5 走時表・射出角表・速度構造,
<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/catalog/appendix/appendixj.html>

断層モデル手法による評価：基本震源モデルの応答スペクトル

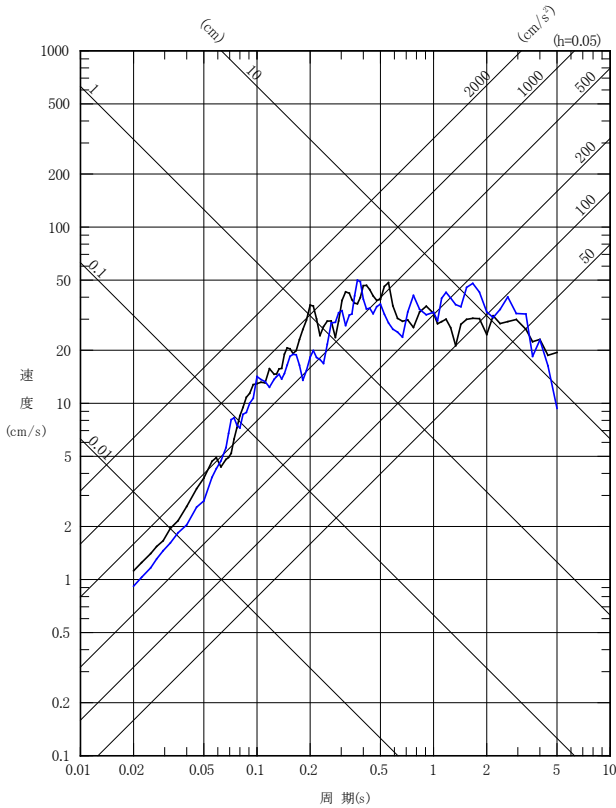
■地震動評価は入倉ほか(1997)に基づき行う。

■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。

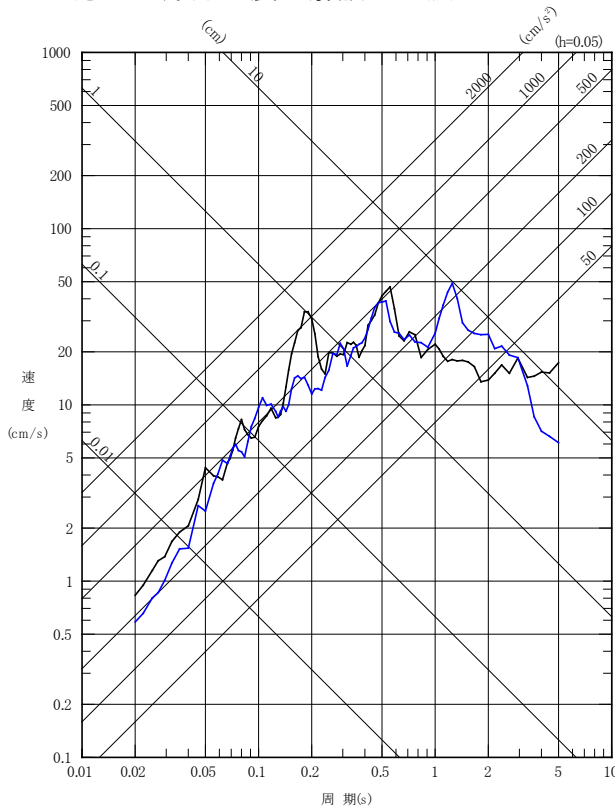
— 断層モデルを用いた手法による地震動評価結果
— 東北地方太平洋沖地震の解放基盤波



NS成分



EW成分



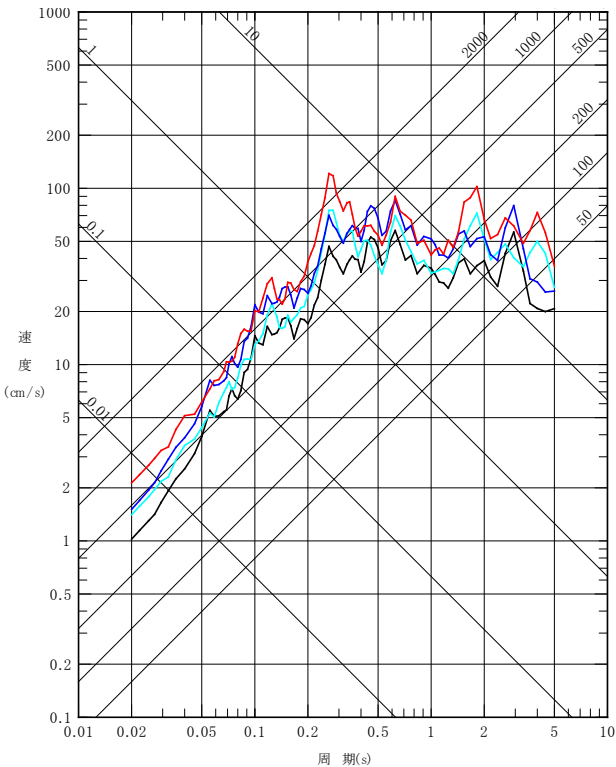
UD成分

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。

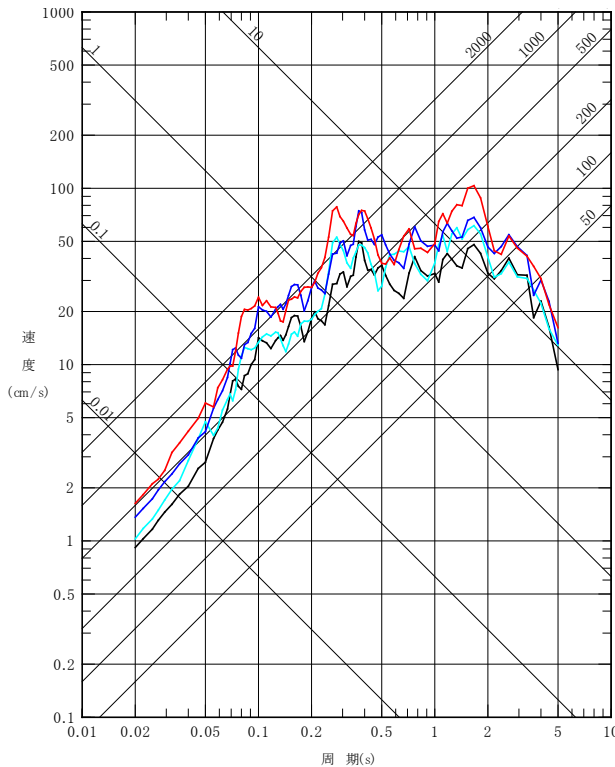
■断層モデルを用いた手法による地震動評価結果(経験的グリーン関数法)

【断層モデル手法】

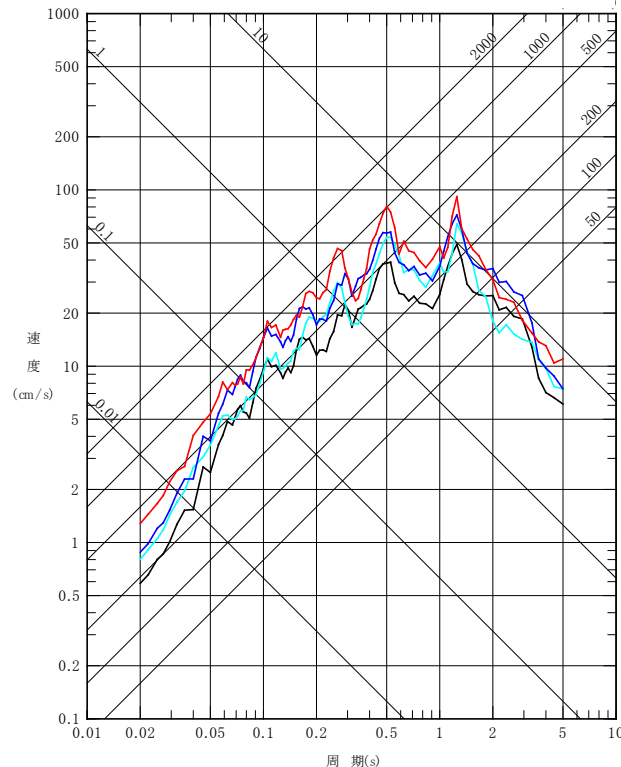
- 基本震源モデル(NS:322Gal, EW:288Gal, UD:184Gal)
- SMGA位置の不確かさを考慮(NS:442Gal, EW:322Gal, UD:252Gal)
- 短周期レベルの不確かさを考慮(NS:474Gal, EW:428Gal, UD:277Gal)
- SMGA位置と短周期レベルの不確かさを重畳(NS:670Gal, EW:513Gal, UD:402Gal)



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

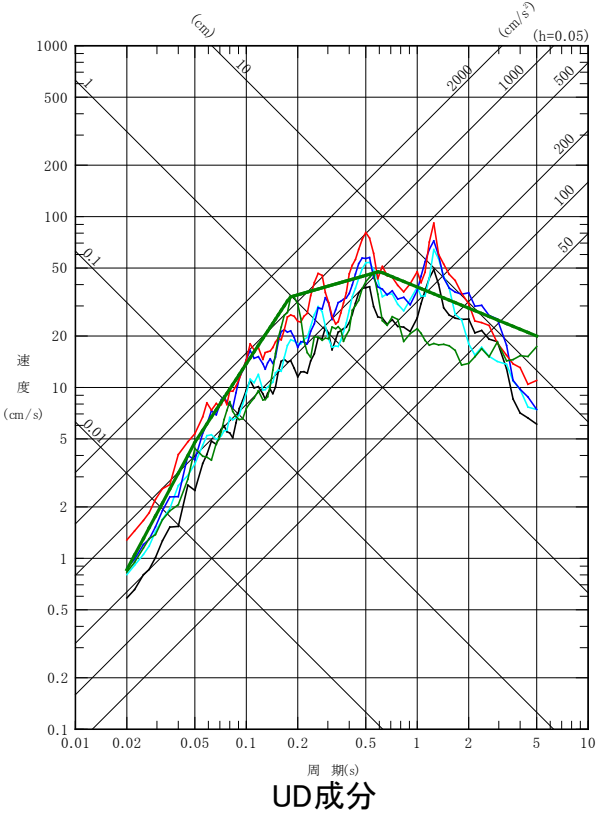
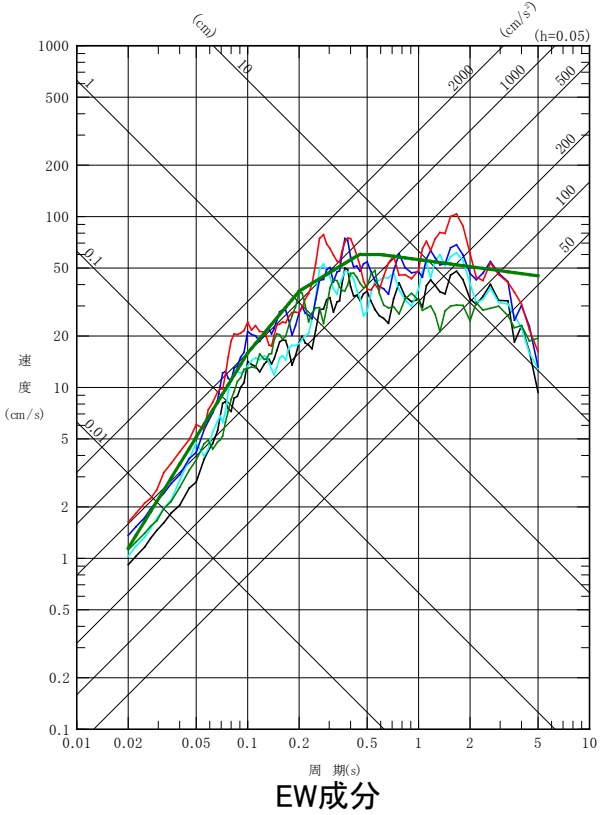
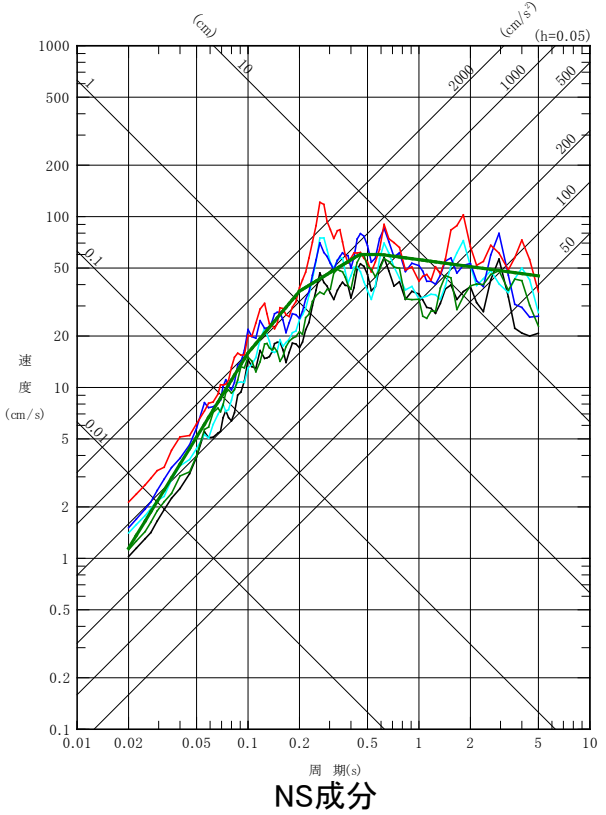
■ 応答スペクトル手法と断層モデル手法による各評価結果を示す。

— 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 S_s の策定の概要
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 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について

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

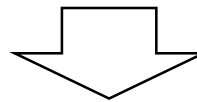
(各機関が想定した震源による地震)

- ・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))※2

【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))※2
- ・海溝寄りのプレート内地震(地震調査研究推進本部(2009))※2



※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。

※2 設置変更許可申請時からの追加検討による。

評価手法

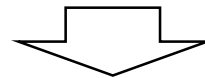
検討用地震の候補について、Noda *et al.*(2002)の手法による評価を実施する。評価にあたり、地震観測記録から算出した補正係数を考慮する。

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※3。

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

※3 設置変更許可申請時からの追加検討による。

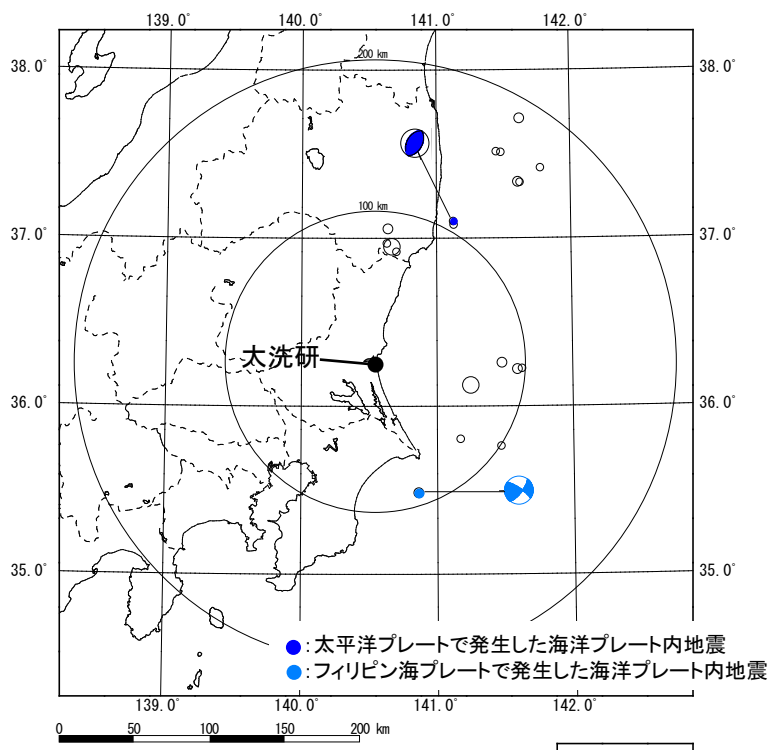


検討用地震の選定結果

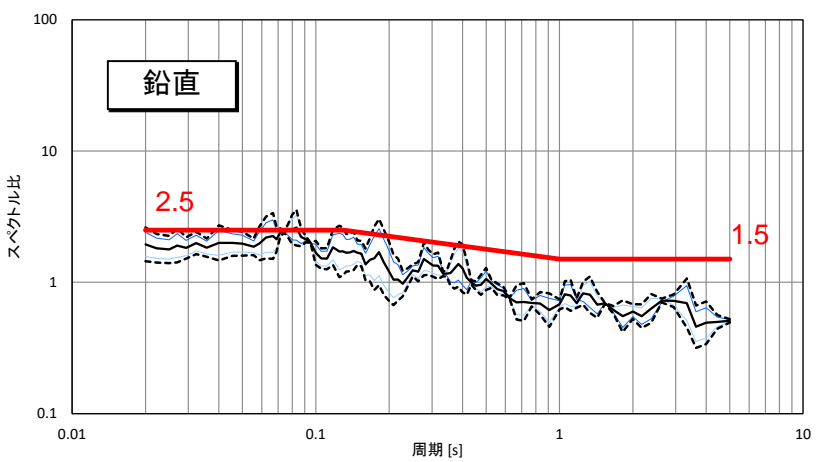
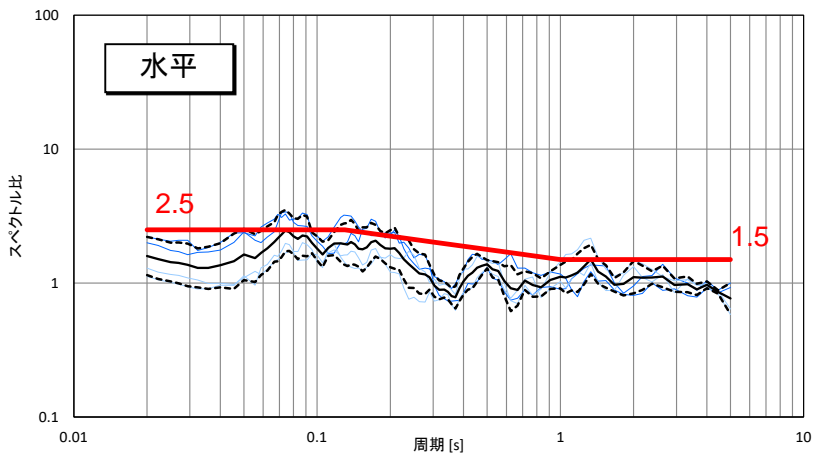
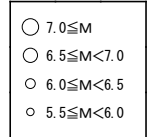
- 敷地周辺においては太平洋プレートよりもフィリピン海プレートの方が相対的に近いため、フィリピン海プレートの内部で発生する地震の影響が大きい。
- 過去の被害地震の一つである霞ヶ浦付近の地震と、今後の想定である中央防災会議による茨城県南部の地震についてはほぼ同位置に震源が想定されていることから、敷地において推定される地震動レベルも同程度である。
- 以上のことから、敷地における海洋プレート内地震の検討用地震としては、フィリピン海プレート内地震である中央防災会議による茨城県南部の地震で代表させる。

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)



- Noda et al.(2002)との残差評価結果 (太平洋プレート)
- Noda et al.(2002)との残差評価結果 (フィリピン海プレート)
- 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 ($\pm 1\sigma$)
- 地震動評価に用いる補正係数

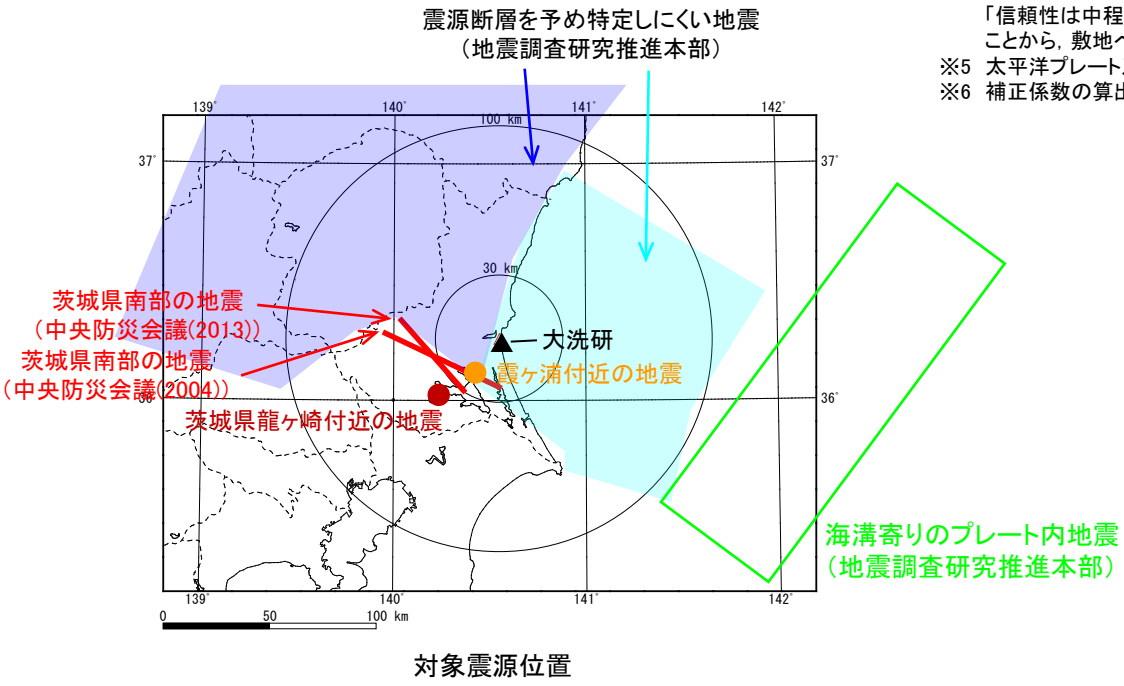
敷地において観測された海洋プレート内地震に限られるため、太平洋プレート、フィリピン海プレートによる種別ではなく、海洋プレート内地震全体としての補正係数を設定する。敷地周辺で発生した海洋プレート内地震の応答スペクトル比には、短周期側で大きくなる傾向が見られるため、短周期側で2.5倍の補正係数を考慮する。

検討用地震の選定 (1 / 2)

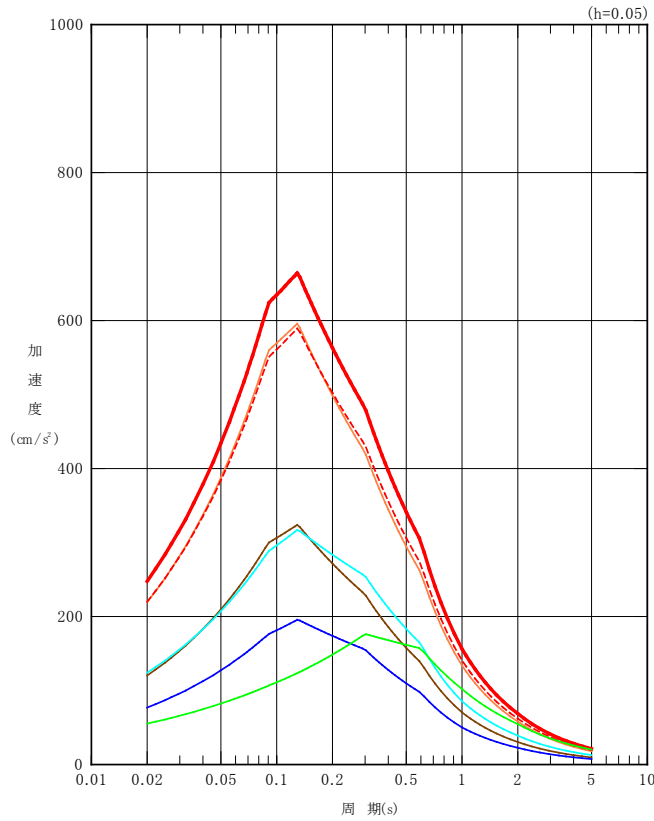
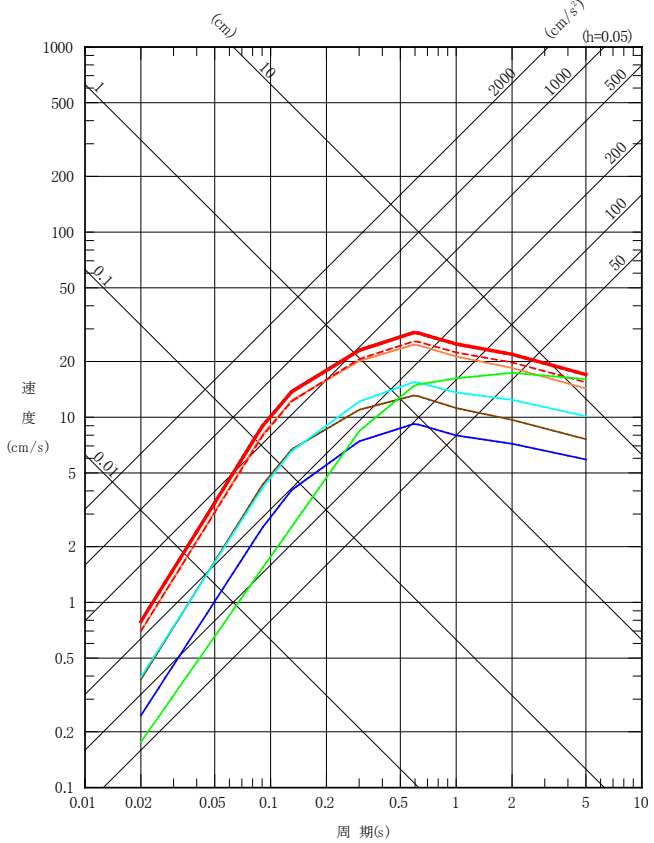
■ 検討用地震の候補として抽出した震源について、諸元及び位置を示す。

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)



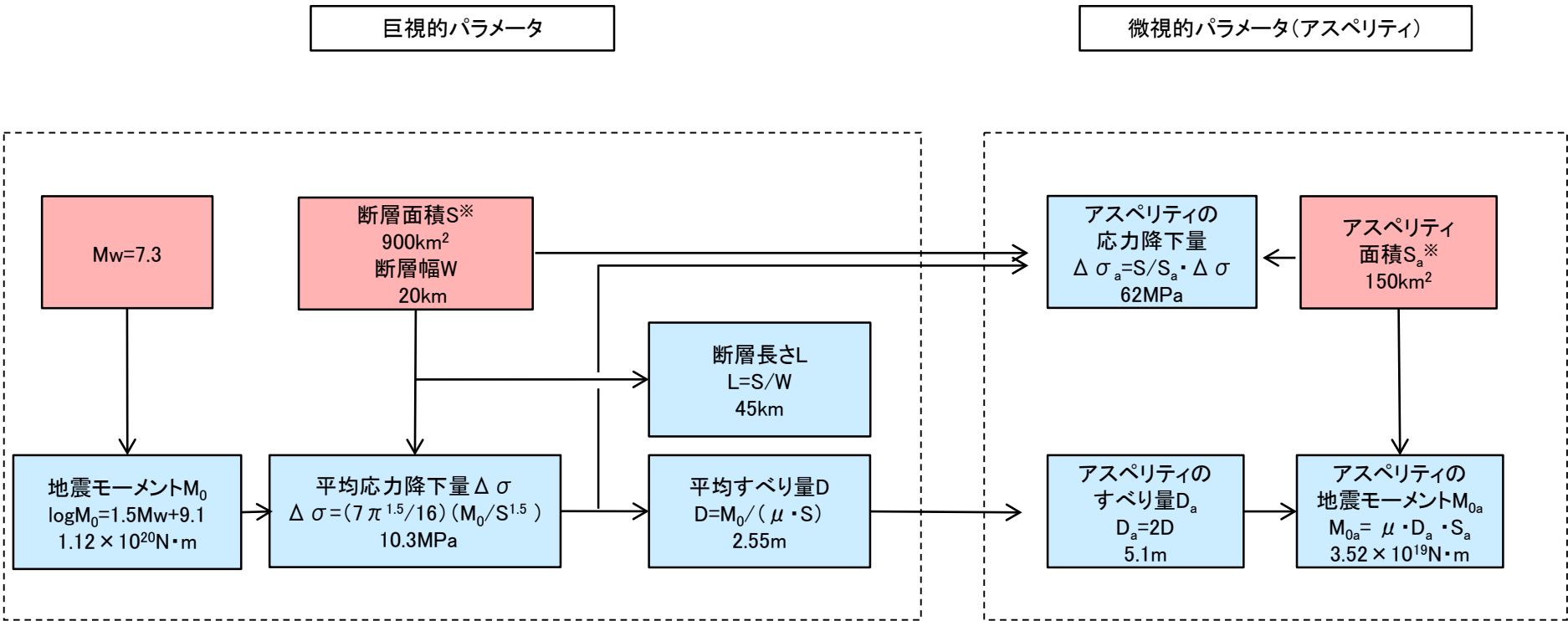
- | | | |
|---------------|---|--|
| (擬似速度応答スペクトル) | <ul style="list-style-type: none"> — 1895年霞ヶ浦付近の地震 — 1921年茨城県龍ヶ崎付近の地震 — 茨城県南部の地震(中央防災会議(2004)) - - - 茨城県南部の地震(中央防災会議(2013)) — 震源断層を予め特定しにくい地震(陸域)(地震調査研究推進本部(2009)) — 震源断層を予め特定しにくい地震(海域)(地震調査研究推進本部(2009)) — 海溝寄りのプレート内地震(地震調査研究推進本部(2009)) | <p>(加速度)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
 $1.12E+20 N \cdot m$ 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

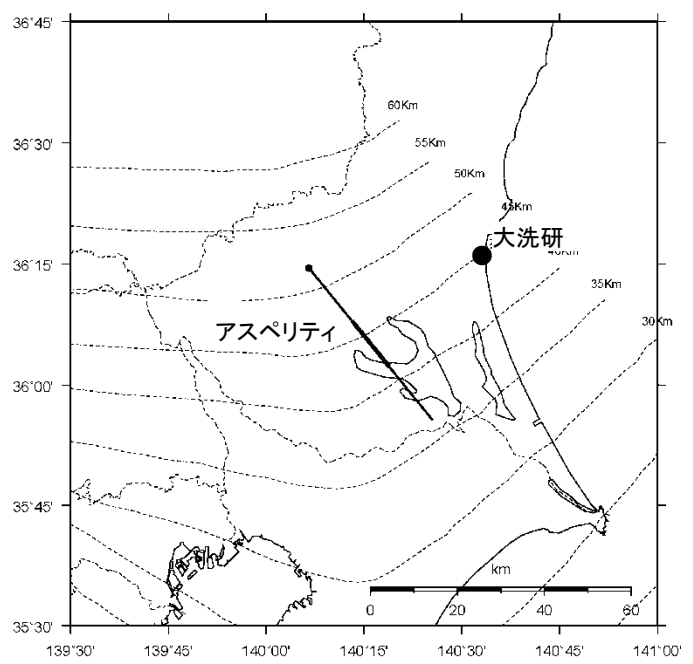
150km² とする。(中央防災会議(2013))

・アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$

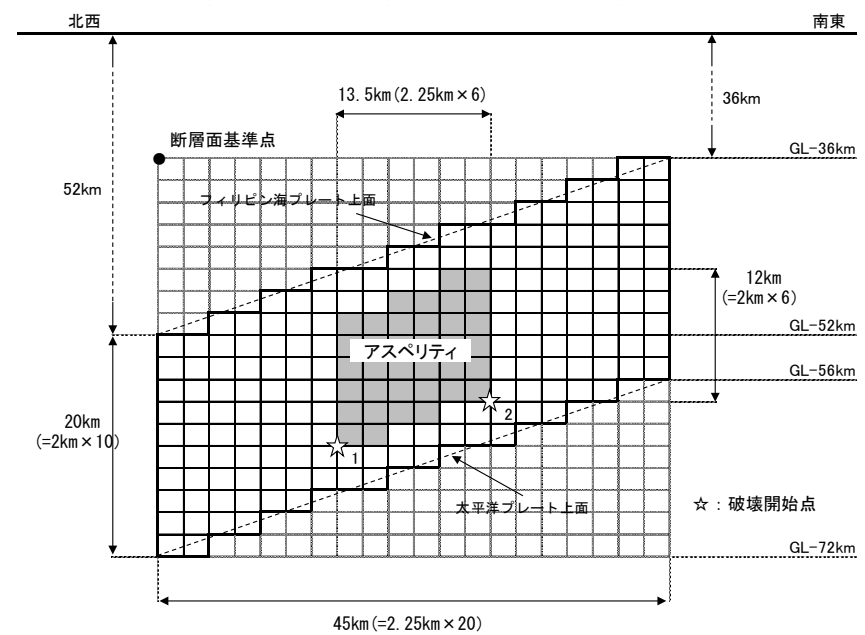
$\Delta \sigma_a = S/S_a \cdot \Delta \sigma$ より 62MPa とする。
 ここで、
 $\Delta \sigma = (7\pi^{1.5}/16) (M_0/S^{1.5})$ より 10.3MPa

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*	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)

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。

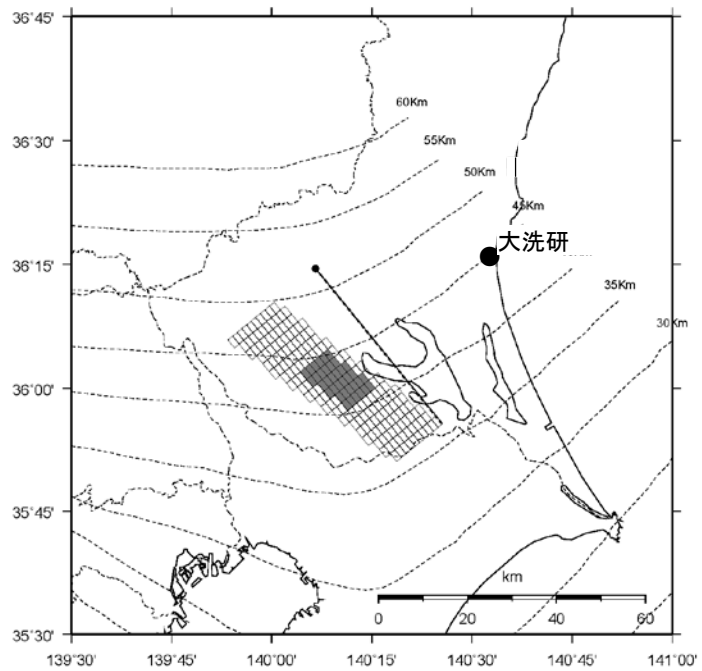
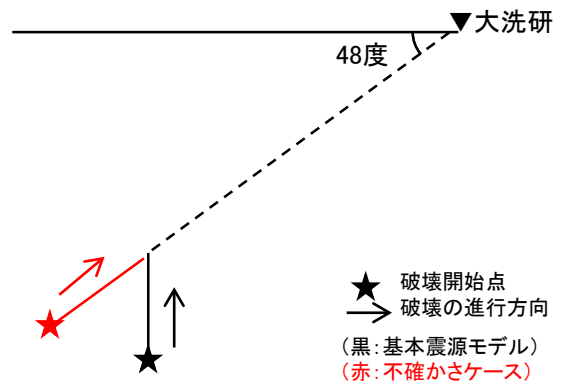
 基本震源モデルの設定の段階で
 予め不確かさを考慮するパラメータ
 不確かさを考慮して設定するパラメータ

断層傾斜角の不確かさ

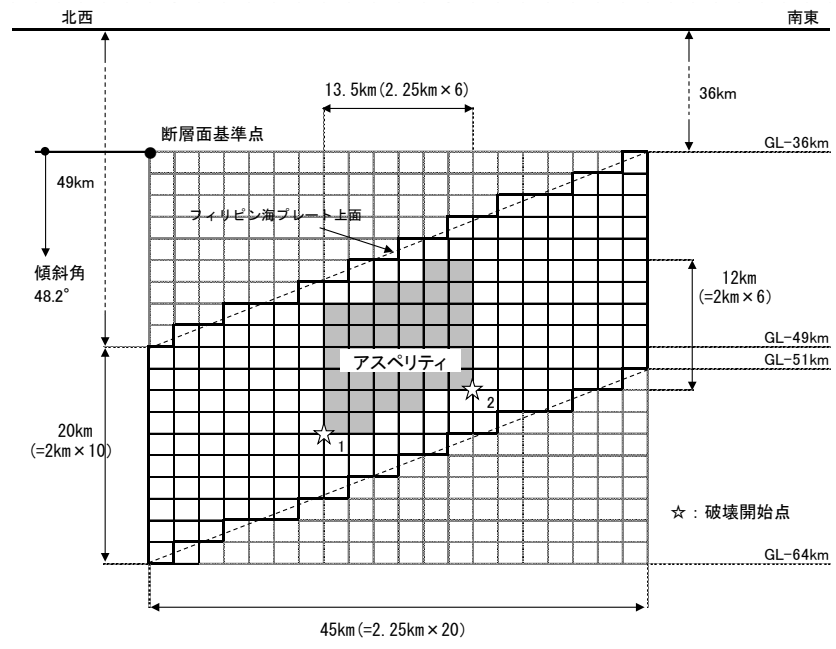
■断層傾斜角の設定について

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

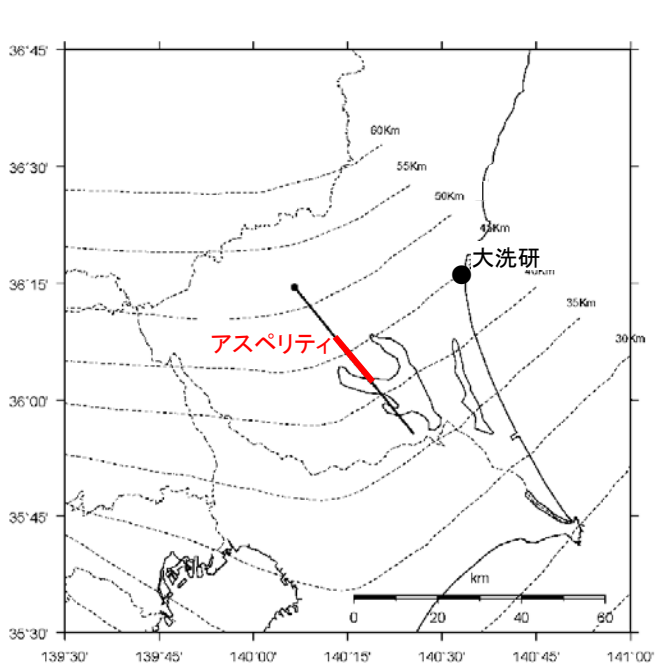
■断層パラメータ

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

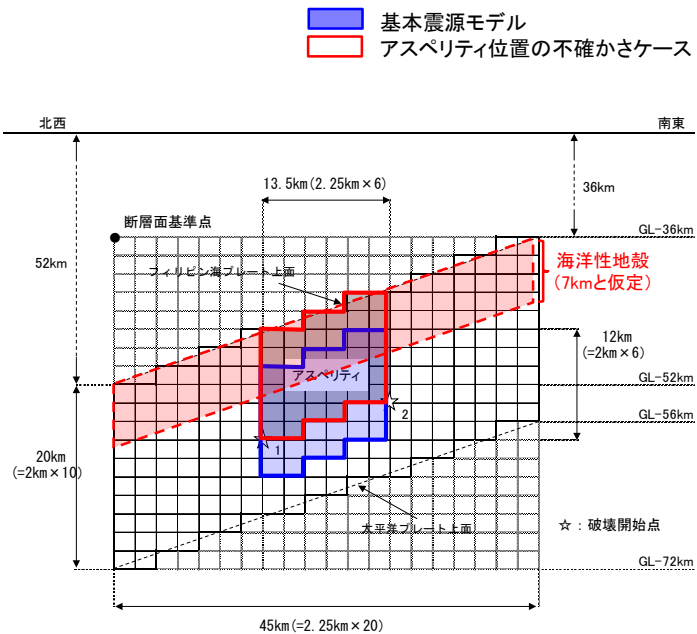
項目		設定値	設定方法	
アスペリティ	面積	S _a (km ²)	150	中央防災会議(2013)
	すべり量	D _a (m)	5.1	D _a =2D
	地震モーメント	M _{0a} (N・m)	3.52E+19	M _{0a} =μD _a S _a
	応力降下量	Δσ _a (MPa)	62	中央防災会議(2013)
	短周期レベル(参考)	A(N・m/s ²)	8.61E+19	A _a =4πr _a Δσ _a V _s ²
背景領域	面積	S _b (km ²)	750	S _b =S-S _a
	すべり量	D _b (m)	2.23	D _b =M _{0b} /(μS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

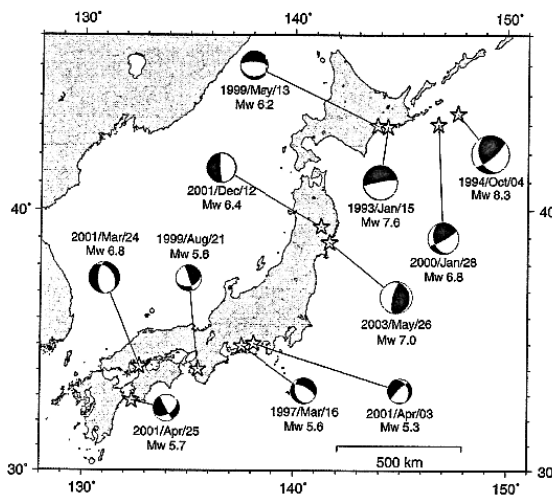


Fig. 2. Eleven intraslab earthquakes whose source models were estimated by the empirical Green's function method. Their focal mechanisms are also shown. The event list is given in Table 1.

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^{20} (T) 2.7×10^{20} (H)	52/109 72/381 35/163 (MS)	92/82 144/190 69/109 (MS)	4.2×10^{20} (MS) 2.0×10^{20} (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^{19} (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^{20} (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^{19} (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^{20} (S) 1.4×10^{20} (TS)

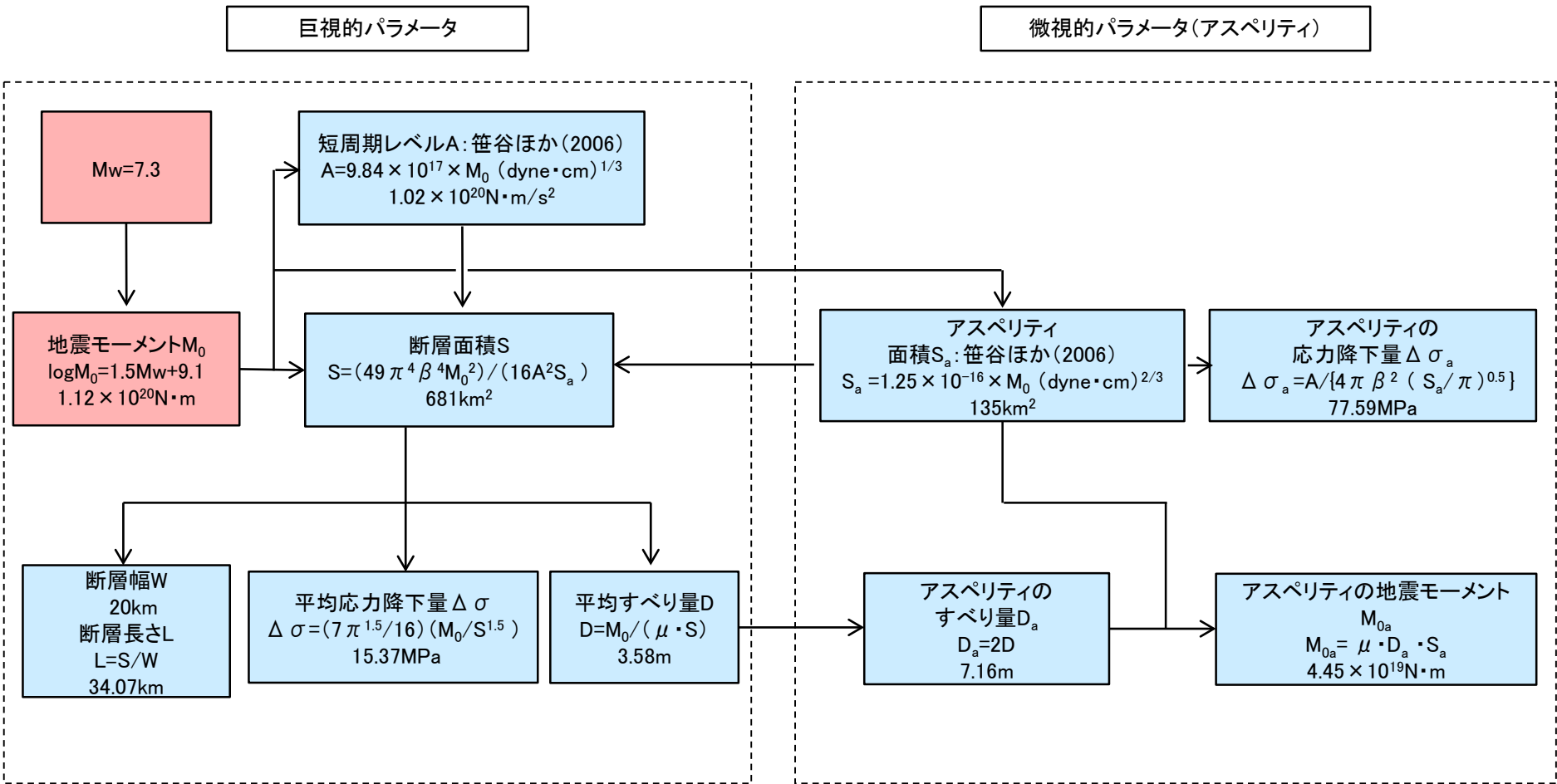
References : KK=Kikuchi & Kanamori (1995), T=Takeo et al. (1993), H=Harvard CMT, F=F-net, KH=Takeki (2004), MS=Morikawa & Sasatani (2004), A1=Asano et al. (2003), TS=This Study, A2=Asano et al. (2004), I1=Ikeda et al. (2002), I2=Ikeda et al. (2004), M=Morikawa et al. (2002), MF=Morikawa and Fujiwara (2002), S=Sato (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
 $1.12E+20N \cdot m$ とする(Mw=7.3)。

・断層面積S

笹谷ほか(2006)に基づき、 $681km^2$ とする。

・アスペリティ面積 S_a

笹谷ほか(2006)に基づき、 $135km^2$ とする。

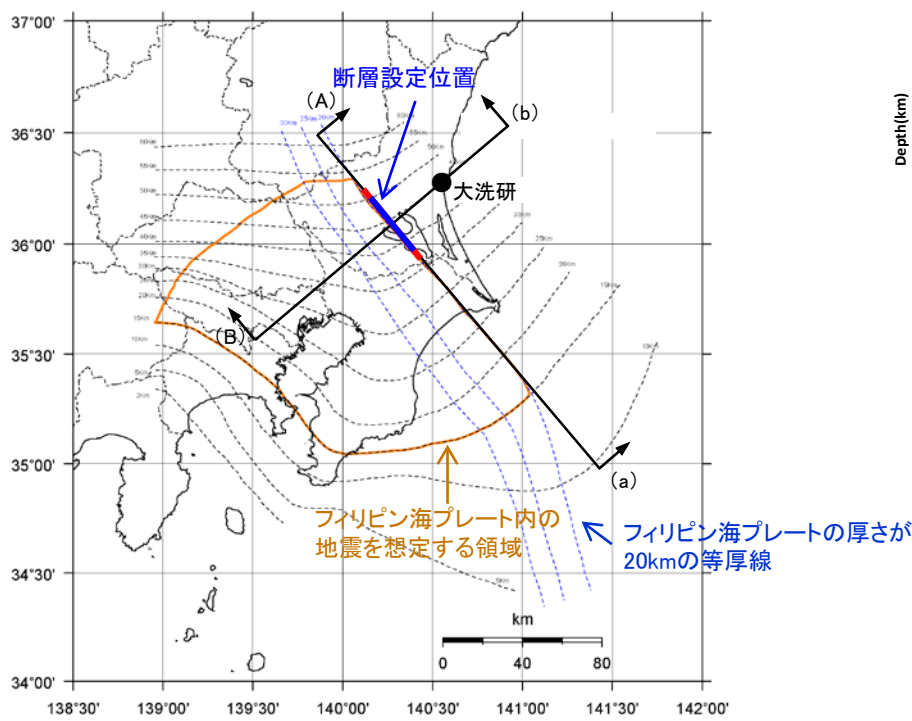
・アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$

円形クラック式より、 $77.59MPa$ とする。

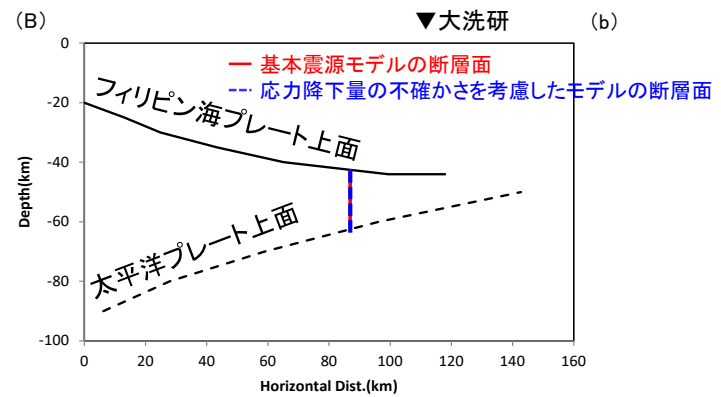
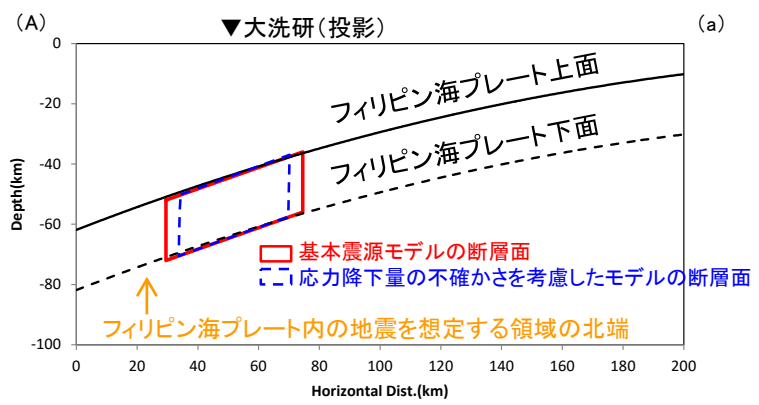
応力降下量の不確かさ

■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

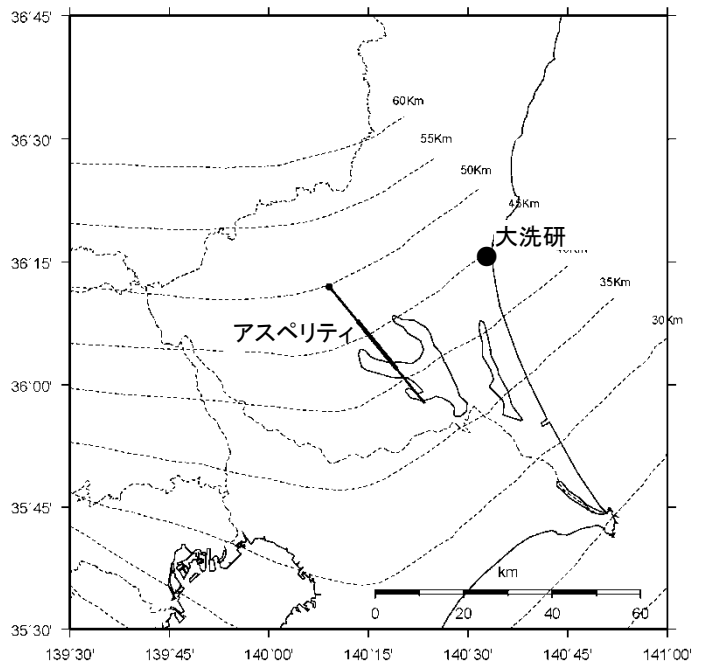


断層設定位置(模式図)

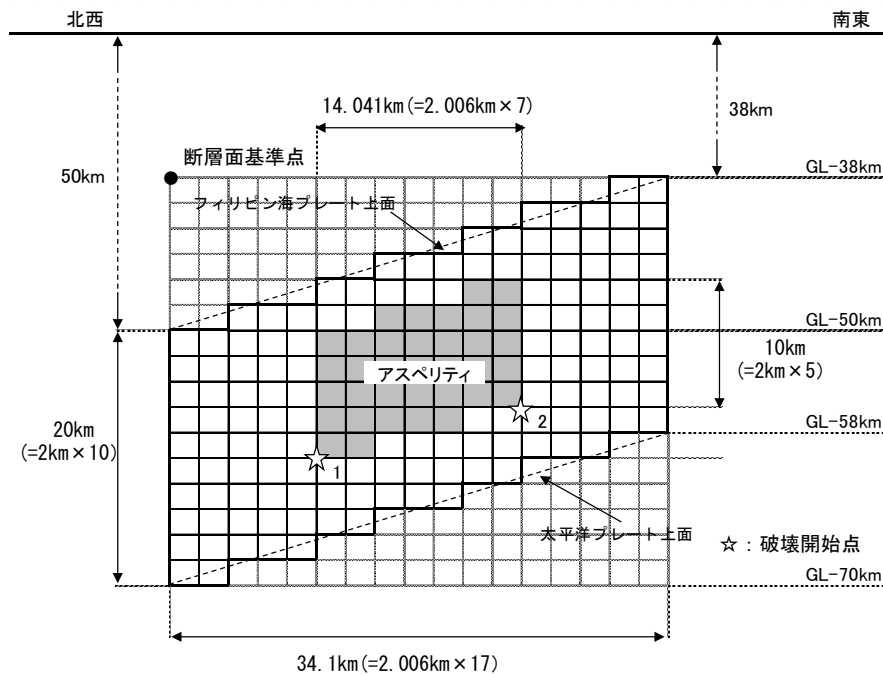
震源モデルの位置は、断層中心と敷地の投影位置が概ね一致するように配置することを基本とし、「フィリピン海プレート内の地震を想定する領域」において、フィリピン海プレート上面と対応させ設定する。

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
アスベリティ	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。

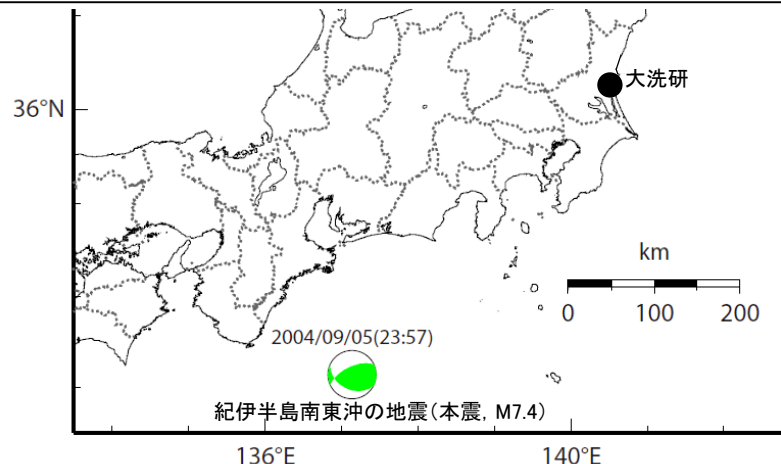


茨城県南部で過去に発生した海洋プレート内地震は、上記のように数地震確認できるものの、発生頻度の少ない海洋プレート内地震の規模の推定は困難であるため、地震規模について基本ケースでのM7.3を超える設定を不確かさとして考慮することとする。



不確かさとして考慮する地震規模

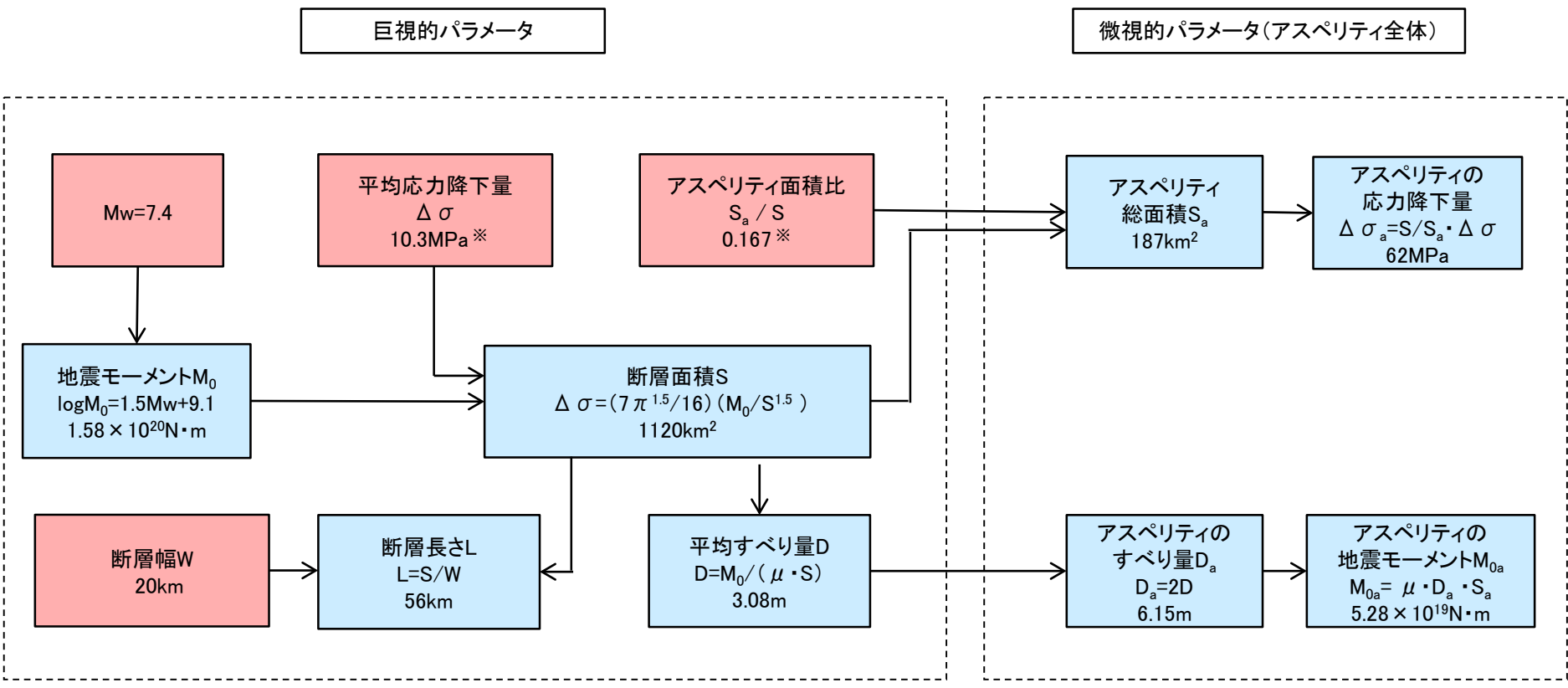
領域	地震	規模	検討内容
南海トラフ以北	2004年紀伊半島南東沖の地震	M7.4	フィリピン海プレートの内部で近年発生した地震であり、基本震源モデルと比較し、より規模の大きい地震であることを踏まえ、その地震規模を不確かさとして考慮する。



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。

与条件とした項目
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。

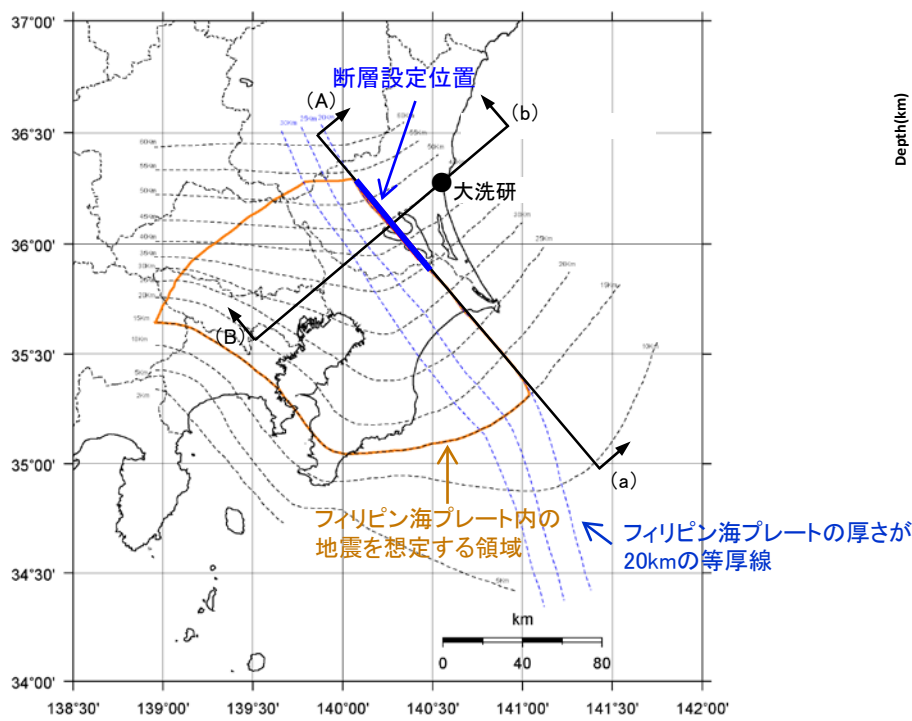
・アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$

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

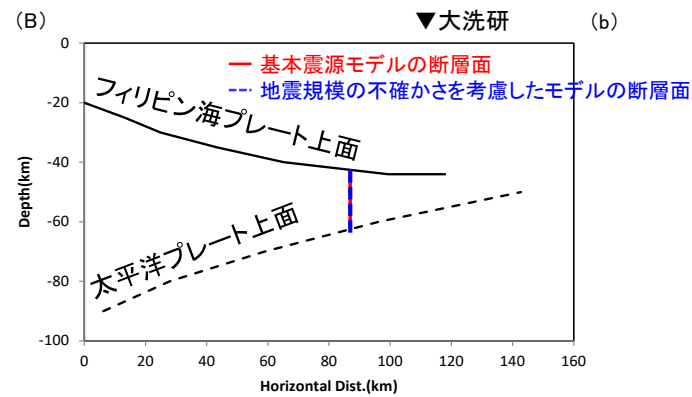
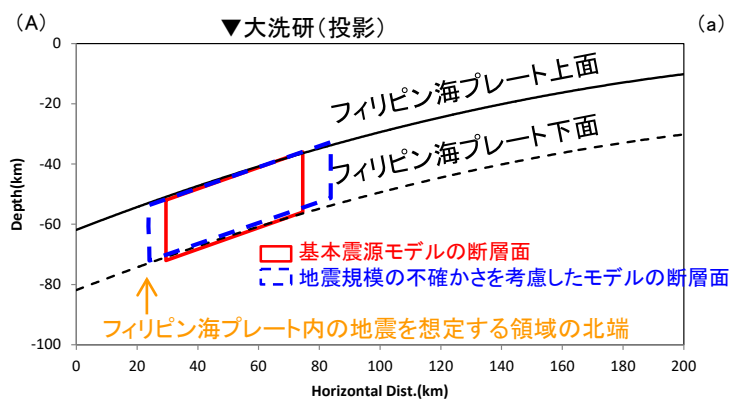
地震規模の不確かさ

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

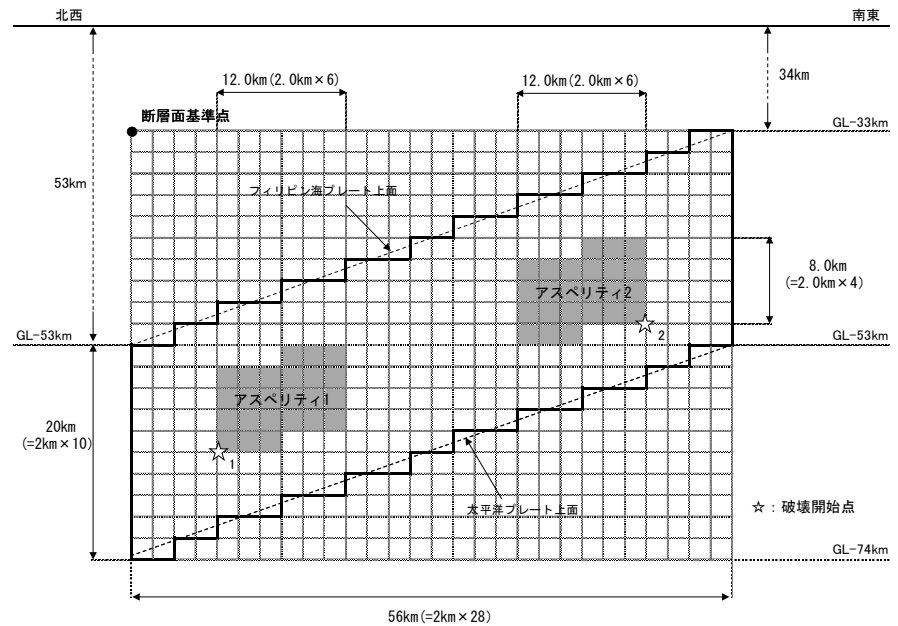
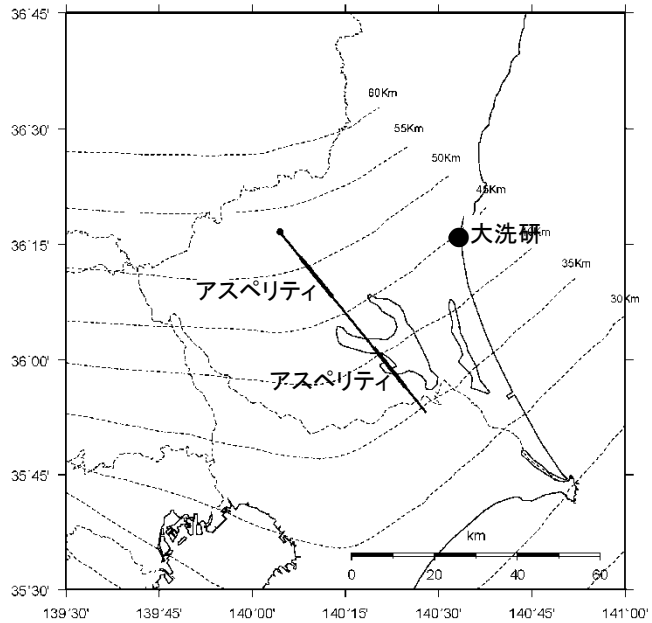


断層設定位置(模式図)

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

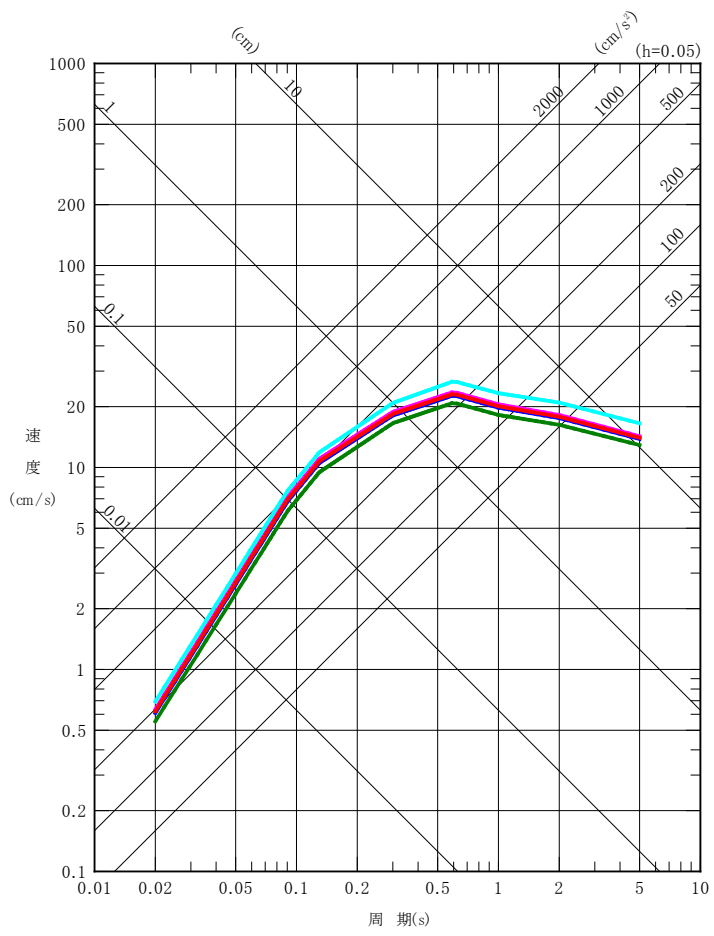
Noda *et al.*(2002)の手法による評価を実施する。評価にあたり、地震観測記録から算出した補正係数を考慮する。

■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

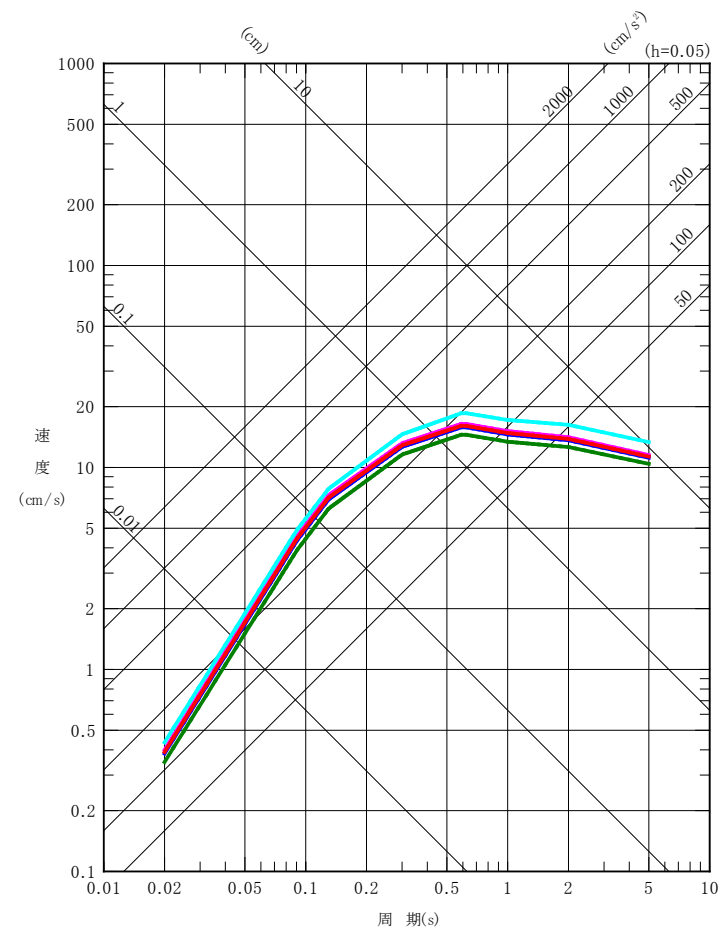
適切な要素地震となる地震が敷地において得られていないことから統計的グリーン関数法により評価する。波形合成はDan *et al.*(1989)の手法に基づき実施する。

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

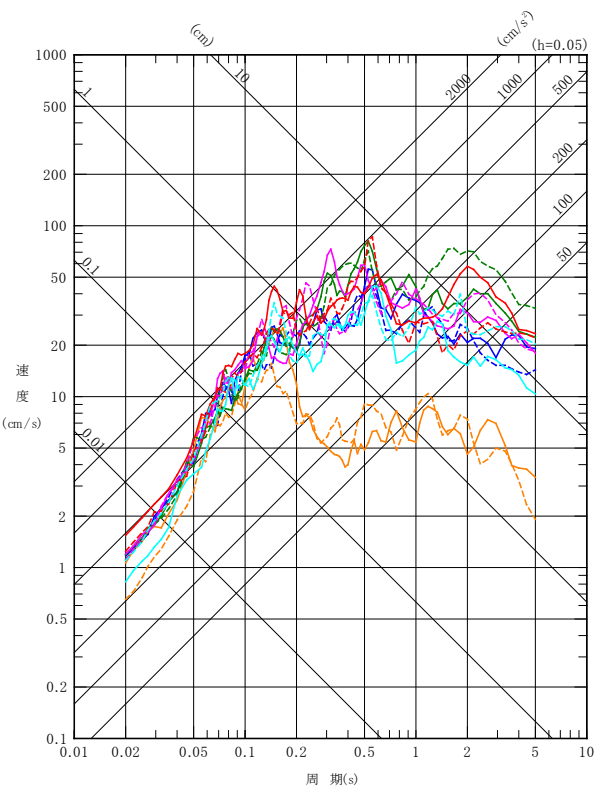
- ・地震動評価は統計的グリーン関数法で行う。
- ・統計的グリーン関数法による地震動評価で用いる要素地震のスペクトル特性はBoore(1983), 経時特性は佐藤(2004)を用いて, 地震基盤における地震波を作成する。地震基盤における地震波を一次元波動論に基づき解放基盤波を作成する。
- ・上記に基づき, Dan *et al.*(1989)の手法により波形合成を行った。
- ・地震動評価に用いる地盤構造モデルは, 大洗研究所における深部地盤構造モデル※とする。

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

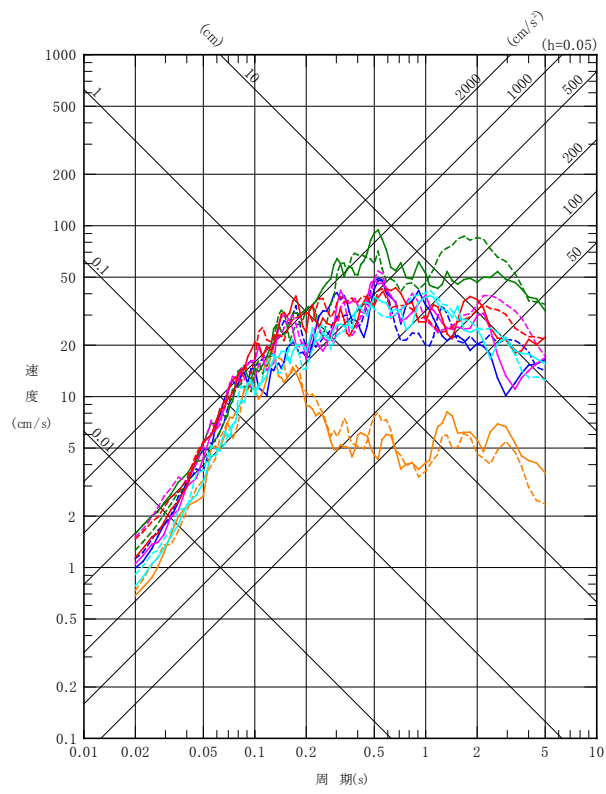
	上面 G.L. (km)	層厚 (km)	密度 (g/cm ³)	水平方向		鉛直方向	
				S波速度 (km/s)	減衰定数 Qs	P波速度 (km/s)	減衰定数 Qp
解放基盤	0.000	0.173	—	—	—	—	—
地震基盤	-0.173	0.100	1.98	1.010	100	2.170	100
	-0.273	0.350	2.11	1.186		2.590	
	-0.623	0.670	2.44	2.086		4.100	
	-1.293	2.708	2.68	3.052	110 × f ^{0.69}	5.750	110 × f ^{0.69}
-4.000	11.900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

- 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

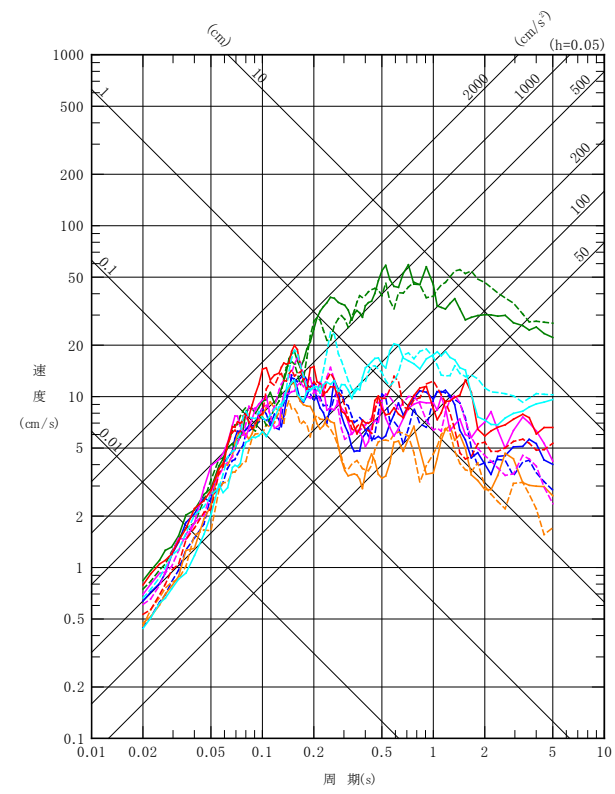
実線：破壊開始点1
破線：破壊開始点2



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。

1. 基準地震動 S_s の策定の概要
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 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について

参考文献

地震発生層の知見に基づく断層上端深さ, 下端深さの設定

■ 2011年福島県浜通りの地震の知見は、当該領域の地域性が現れていると考えられる。従って断層上端深さ, 下端深さの設定は、このような地震発生層の地域性を考慮して設定する。

検討項目		上端深さ(km)	下端深さ(km)
■ 福島県と茨城県の県境付近以外の断層については下記①～④(広域の検討)に基づき設定			
①微小地震分布による検討	広域のD10%, D90%(気象庁カタログ)	5.2	12.3
	「原子力安全基盤機構(2004)」(福島・茨城)によるD10%, D90%	6.1	18.1
②速度構造による検討	三浦ほか(2000)	約6～9	約15
③コンラッド面	Zhao et al.(1992)	—	(約16)
	Katsumata(2010)		(約18～20)
④キュリー点深度	Tanaka and Ishikawa (2005)	—	(約17～23)
断層上端及び下端の設定値		5	18
■ 福島県と茨城県の県境付近の断層(2011年福島県浜通りの地震の知見反映)			
⑤2011年福島県浜通りの地震に関する知見			
微小地震分布	青柳・上田(2012)の稠密地震観測データによるD10%, D90%	3.0	7.9
	Kato et al.(2013)の震源再決定データ(福島県～茨城県)	約3	約15
速度構造	青柳・上田(2012)によるトモグラフィ解析	3	—
震源インバージョン解析	芝・野口(2012)	—	(約16)
	引間(2012)	—	(約14)
	Tanaka et al.(2014)	—	(約13)
断層上端及び下端の設定値		3	18 (深さ15kmと考えられるが地震動評価上は深さ18kmとする。)

※ ()は参考とする値

- 大洗研究所の敷地周辺を含む広域の地震発生層に関する知見に基づき、断層上端深さを5km, 下端深さを18kmと設定する。
- 2011年福島県浜通りの地震の地震発生層に関する知見に基づき、福島県と茨城県の県境付近の断層については断層上端深さを3km, 下端深さを18kmと設定する。

検討用地震の選定：選定フロー

検討用地震の候補

過去の被害地震や敷地周辺の活断層による地震について整理した。

敷地周辺の活断層による地震

- 関谷断層による地震
- 深谷断層帯・綾瀬川断層による地震*
- 関口一米平リニアメントによる地震
- 豎破山リニアメントによる地震
- 宮田町リニアメントによる地震
- 吾国山断層による地震
- F8断層による地震
- F11断層による地震*
- F16断層による地震
- A-1背斜による地震
- 棚倉破砕帯西縁断層～同東縁付近の推定活断層による地震
- 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

過去の被害地震

818年関東諸国の地震*

- ・規模は松田式で評価
- ・等価震源距離は、前頁で設定した断層上端、下端深さを考慮した断層面に基づき設定

※設置変更許可申請時から変更している箇所

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した。当該手法を用いるにあたり、検討用地震の候補について適用性の確認を行った。

補正係数の算出

福島県と茨城県の県境付近で発生した内陸地殻内地震の補正係数を当該場所で想定する地震に考慮した。

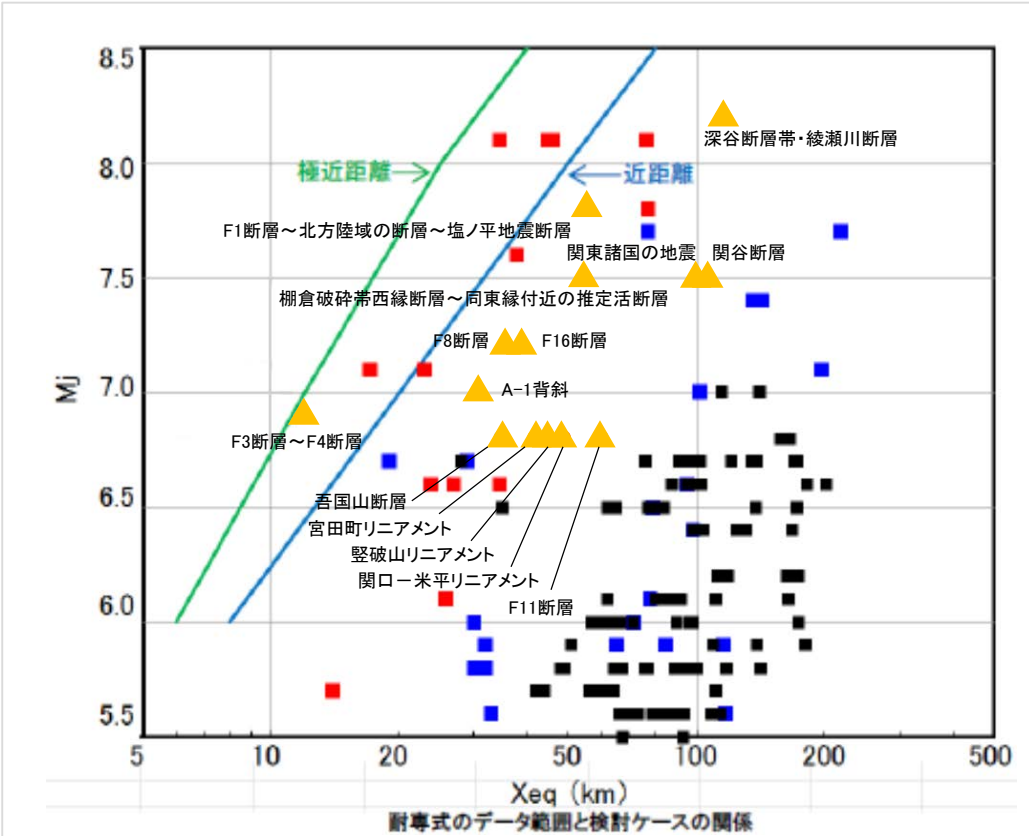
検討用地震の選定結果

敷地においては、『F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震』及び『F3断層～F4断層による地震』が影響の大きい評価結果となっていることから、これらを検討用地震として選定する。

- 検討用地震の候補について、Noda et al.(2002) を用い評価を行う。
- 評価に際しては、適用範囲の確認を行う。

地震名		地震規模 M	等価震源距離(km) ^{※2}
被害地震	818年関東諸国の地震	7.5	101
活断層による地震	関谷断層	7.5	103
	深谷断層帯・綾瀬川断層	8.2	115
	関口ー米平リニアメント	6.8 ^{※1}	49
	豎破山リニアメント	6.8 ^{※1}	45
	宮田町リニアメント	6.8 ^{※1}	42
	吾国山断層	6.8 ^{※1}	35
	F8断層	7.2	36
	F11断層	6.8 ^{※1}	60
	F16断層	7.2	39
	A-1背斜	7.0	31
	棚倉破碎帯西縁断層～同東縁付近の推定活断層	7.5	55
	F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層	7.8	56
	F3断層～F4断層	6.9	12

※1 長さの短い断層については、地震規模をM6.8として評価
 ※2 活断層による地震の断層傾斜角は60度として評価



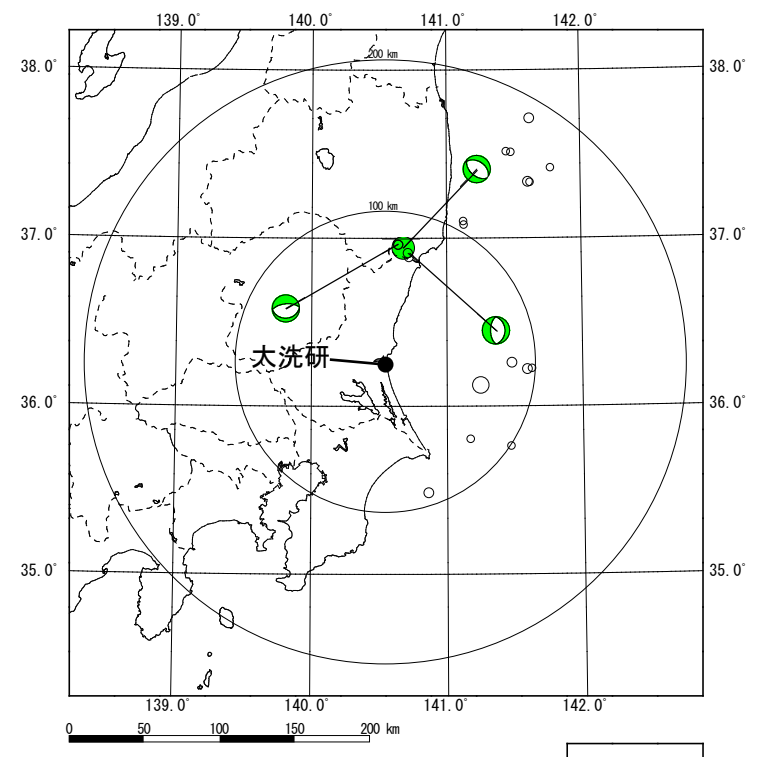
- : 回帰式の作成に用いた観測記録
- : 適用性検討に用いた他地点観測記録(海外の地震)
- : 適用性検討に用いた他地点観測記録(国内観測記録)
- ▲: 検討用地震の候補

検討用地震の候補については、Noda et al.(2002)の適用範囲内であることを確認した。

検討用地震のマグニチュードと等価震源距離の関係
 (原子力安全委員会 意見交換会資料(東京電力)(平成21年5月22日)に加筆)

内陸地殻内地震の地震動評価に用いる補正係数

■福島県と茨城県の県境付近で発生した内陸地殻内地震

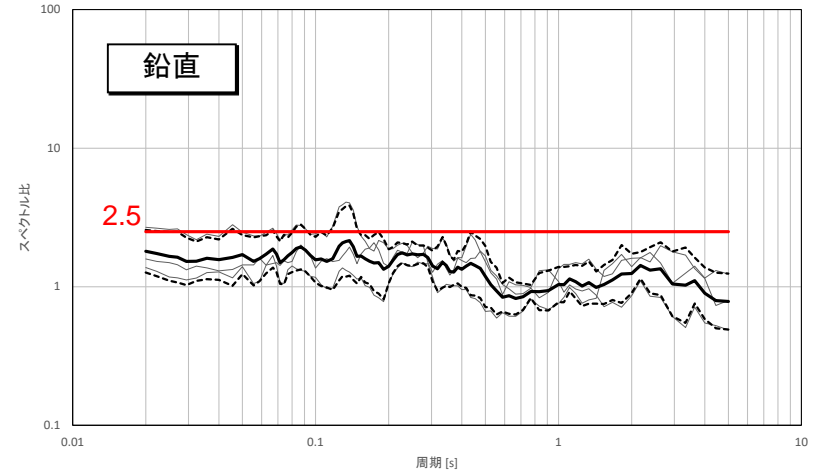
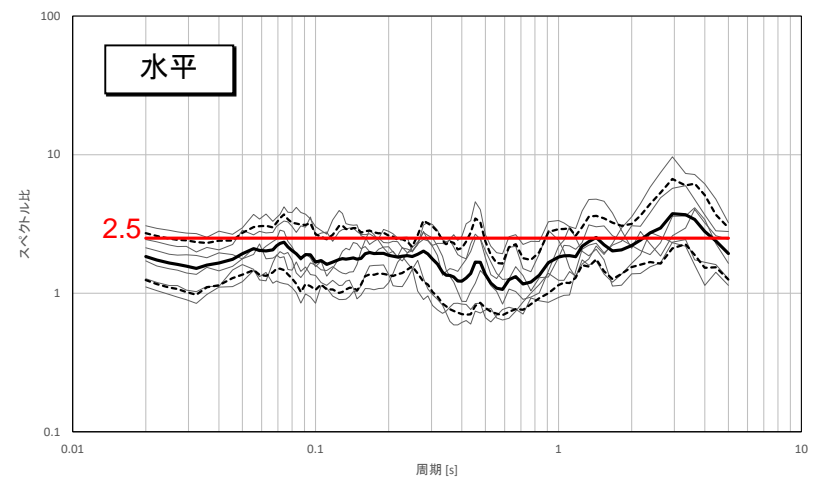


敷地で観測された主な地震の震央分布
(補正係数評価に用いた地震を着色)

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

・福島県と茨城県の県境付近で発生した内陸地殻内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。

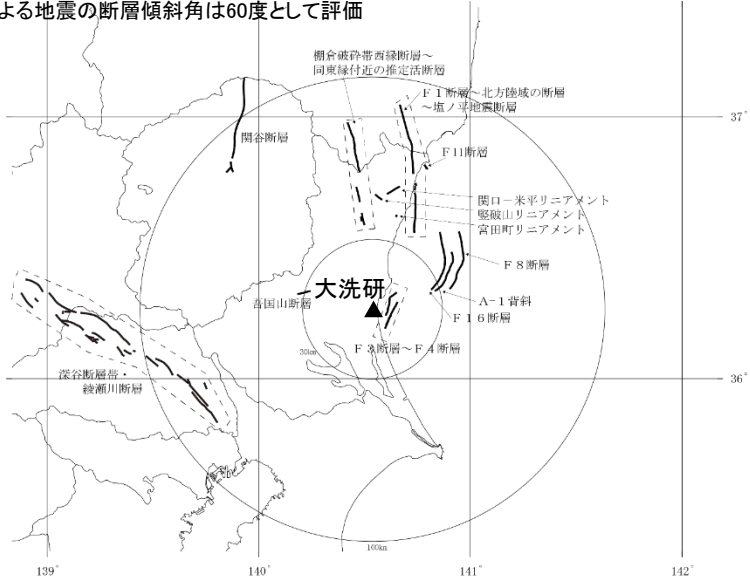
・したがって、この領域で発生する地震についてはNoda *et al.*(2002)による内陸地殻内地震に対する補正係数は用いず、上記応答スペクトル比に基づき全周期帯で2.5倍の補正係数を考慮する。



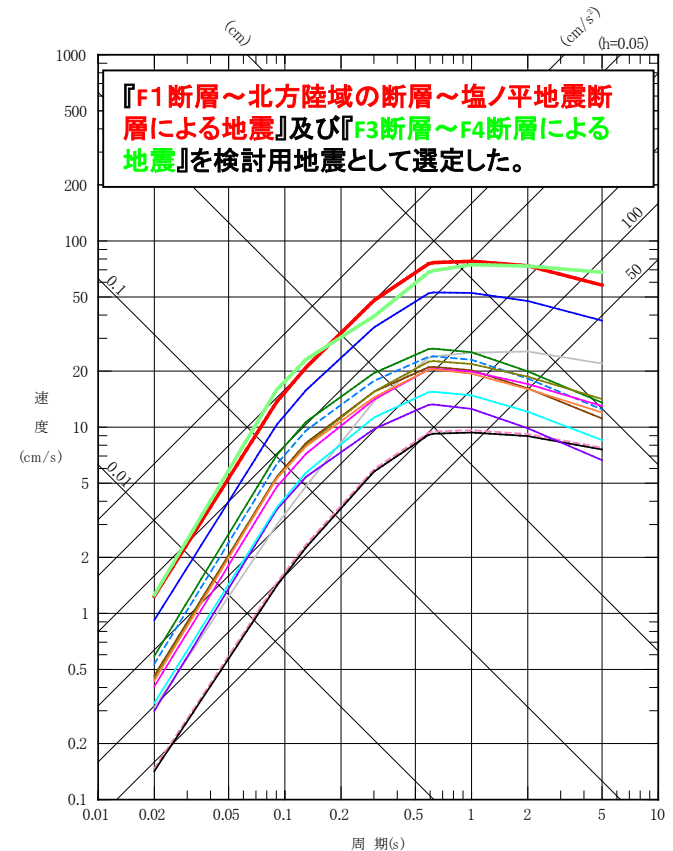
- Noda *et al.*(2002)との残差評価結果 (各地震)
- Noda *et al.*(2002)との残差評価結果 (平均)
- - - Noda *et al.*(2002)との残差評価結果 (±1σ)
- 地震動評価に用いる補正係数

地震名		長さ (km)	地震規模 M	断層上端深さ (km)	等価震源距離 (km) ^{※2}	補正係数	
被害地震	①	—	7.5	—	101		
	②	40	7.5	5	103		
活断層による地震	③	103	8.2	5	115		
	④	6	6.8 ^{※1}	3	49	考慮	
	⑤	4	6.8 ^{※1}	3	45	考慮	
	⑥	1	6.8 ^{※1}	3	42	考慮	
	⑦	6	6.8 ^{※1}	5	35		
	⑧	26	7.2	5	36		
	⑨	5	6.8 ^{※1}	3	60	考慮	
	⑩	26	7.2	5	39		
	⑪	19	7.0	5	31		
	⑫	棚倉破砕帯西縁断層～同東縁付近の推定活断層	42	7.5	3	55	考慮
	⑬	F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層	58	7.8	3	56	考慮
	⑭	F3断層～F4断層	17	6.9	5	12	

※1 長さの短い断層については、地震規模をM6.8として評価
 ※2 活断層による地震の断層傾斜角は60度として評価



対象とする震源



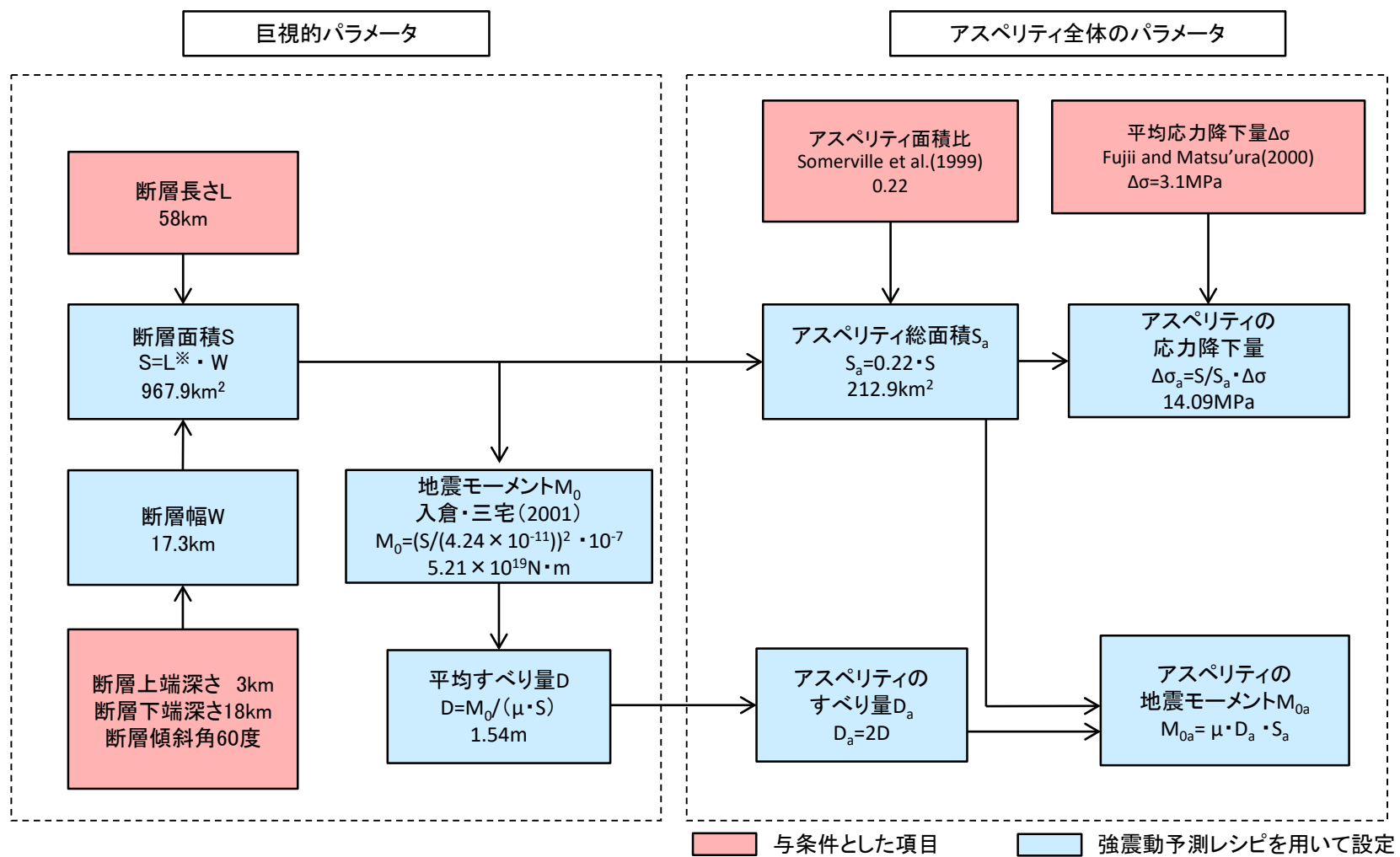
『F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震』及び『F3断層～F4断層による地震』を検討用地震として選定した。

- ① 818年関東諸国の地震
- ② 関谷断層
- ③ 深谷断層帯・綾瀬川断層
- ④ 関口-米平リニアメント
- ⑤ 堅破山リニアメント
- ⑥ 宮田町リニアメント
- ⑦ 吾国山断層
- ⑧ F8断層
- ⑨ F11断層
- ⑩ F16断層
- ⑪ A-1背斜
- ⑫ 棚倉破砕帯西縁断層～同東縁付近の推定活断層
- ⑬ F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層
- ⑭ F3断層～F4断層

【F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層】

基本震源モデルの設定フロー

■ 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。



※ 断層形状を台形でモデル化しているため、断層面積を計算する際の断層長さは、上辺と下辺の平均値である56.0kmとする。

基本震源モデルの設定 (概要)

HTTR
と同様

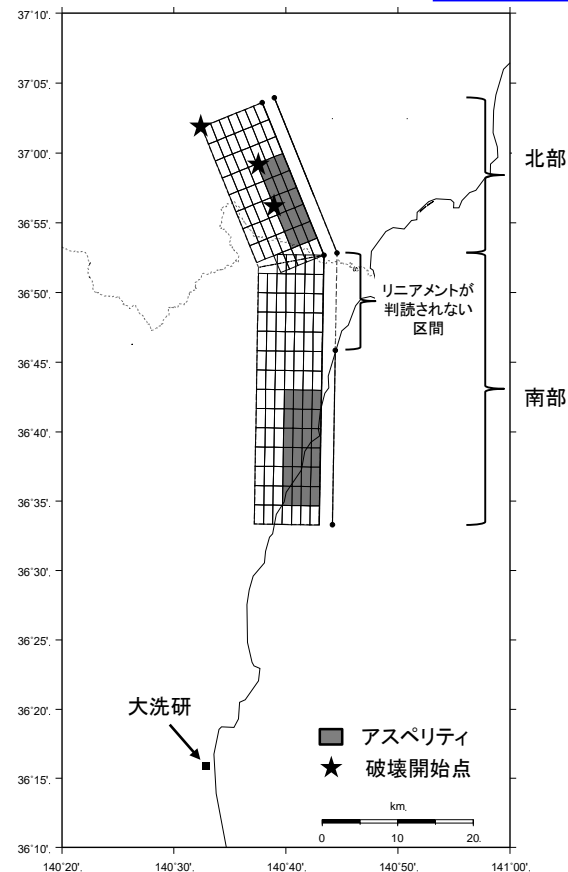
■地質調査結果や2011年福島県浜通りの地震から得られる知見を参考に基本震源モデルを設定する。

【断層形状, 断層タイプ】

- 断層長さについては、新規規制基準適合性審査第133回会合に基づき、F1断層から塩ノ平地震断層までの同時活動を考慮した約58kmとする。
- 地震動評価におけるセグメント区分については、断層の分布状況から震源を南部と北部に区分する。その際、リニアメントが判読されない区間は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の地震モーメントを大きくし、安全側の設定とする。
- 地震のタイプについては、2011年福島県浜通りの地震が正断層であることや福島県から茨城県にかけての領域は正断層応力場とする知見(例えば青柳・上田(2012)), さらにF1断層における音波探査結果から正断層センスのずれが認められることを踏まえ正断層とする。
- 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(57~73度)を参考に西傾斜60度とする。
- 断層幅については、断層上端深さを3km, 下端深さを18kmとして断層傾斜角60度を考慮した17.3kmとする。

【アスペリティ位置】

- アスペリティの位置については、地質調査結果に基づき、南部区間のうち調査でわかっているF1断層に1つ、北部では北方陸域の断層～塩ノ平地震断層に1つ、それぞれ敷地に近くなるように配置する。
- 断層長さ方向の配置については、Manighetti et al.(2005)等の知見を踏まえるとアスペリティのように大きなすべりが生じる領域とすべりが無い領域が隣接することは考えにくいことから、断層端部との間に1マス分背景領域を設定する。断層幅方向の配置については、すべりに追従する表層(地表から断層上端までの強震動を出さない層)が存在するので安全側に断層上端にアスペリティを配置する。
- なお、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、敷地に近い南部に配置するアスペリティの地震モーメントを大きくし、安全側の設定とする。

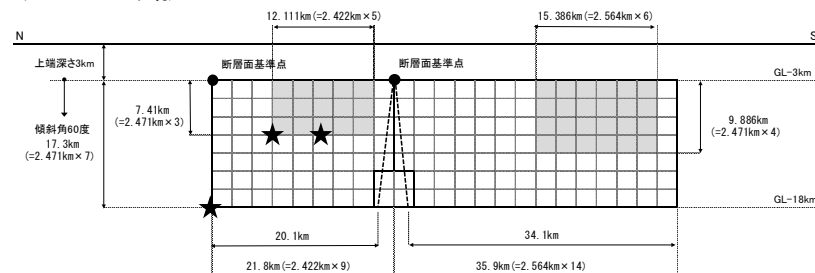


【破壊開始点位置】

破壊開始点については、強震動予測レシピ, 糸井ほか(2009), 平田・佐藤(2007)を踏まえ、アスペリティ下端や断層下端のうち敷地への影響の大きい位置に複数設定する。

【破壊伝播速度Vr】

破壊伝播速度については、強震動予測レシピで用いられているGeller(1976)より、 $V_r=0.72V_s$ とする。ただし、2011年福島県浜通りの地震における破壊伝播速度の各知見と比較の上、妥当性を確認する。



基本震源モデル

基本震源モデルの設定 (概要)

■主要なパラメータの設定

下記4個の断層パラメータを与条件として与え、アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$ については、Madariaga(1979)の関係式を用いて算定する。

・断層面積 $S(\text{km}^2)$

断層長ささと断層幅より算出

・地震モーメント $M_0(\text{N}\cdot\text{m})$

入倉・三宅(2001)より $M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^{2.0} / 10^7$

・平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa), アスペリティ面積比 S_a/S

Boatwright(1988), 壇ほか(2001)からアスペリティ面積を算出すると30%を超えるため、与条件として平均応力降下量をFujii and Matsu'ura(2000)より3.1MPa, アスペリティ面積比をSomerville et al.(1999)より0.22と設定する。

Madariaga(1979)の関係式

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

ここで,

S_a : アスペリティ総面積 (km^2)

$\Delta \sigma_a$: アスペリティの応力降下量(MPa)

$\Delta \sigma$: 平均応力降下量(MPa)

佐藤・堤(2012)では、正断層の地震である2011年福島県浜通りの地震の短周期レベルは、内陸地殻内地震の平均的な値であると推定されている。

断層パラメータ

 HTTR
と同様

■断層パラメータ(基本震源モデル)

項目	設定値			設定方法	
	全体	北部	南部		
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	57.7 54.2	21.8 20.1	35.9 34.1	活断層調査結果による位置を基に設定	
断層傾斜角(度)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	3 18	3 18	3 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	17.3	17.3	17.3	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km ²)	967.9	362.4	605.5	断層面より算定	
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状	—	
地震モーメントM ₀ (N・m)	5.21E+19	1.65E+19	3.56E+19	$M_0 = [S / (4.24 \times 10^{-11})]^2 / 10^7$ 全体の地震モーメントを断層面積の1.5乗比で分配	
剛性率(N/m ²)	3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7 \text{g/cm}^3$, $\beta = 3.6 \text{km/s}$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, ρ は地震本部による「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	153.9	130.1	168.1	$D = M_0 / (\mu S)$	
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	3.1	3.1	3.1	Fujii and Matsu'ura(2000)による	
破壊伝播速度V _r (km/s)	2.59	2.59	2.59	$V_r = 0.72 \beta$ (Geller, 1976による)	
短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.98E+19	—	—	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	
ア ス ベ リ テ ィ	面積S _a (km ²)	212.9	79.7	133.2	$S_a = 0.22S$
	平均すべり量D _a (cm)	307.7	260.1	336.2	$D_a = 2D$
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	2.29E+19	7.26E+18	1.57E+19	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	14.09	14.09	14.09	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma \times S / S_a$
	短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.89E+19	1.16E+19	1.49E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背 景 領 域	面積S _b (km ²)	755.0	282.7	472.3	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D _b (cm)	110.5	93.4	120.7	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	2.92E+19	9.24E+18	1.99E+19	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.82	2.82	2.82	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

不確かさとして考慮するパラメータの選定

HTTR
と同様

■ 主要な断層パラメータについて、認識論的不確かさと偶然的不確かさに分類し、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)

種類	パラメータ	基本震源モデルの設定	不確かさ検討の要否
認識論的 不確かさ	断層上端, 下端 深さ	上端3km	断層上端深さは、2011年福島県浜通りの地震の震源域における微小地震分布等の知見を考慮し3kmと設定している。これらの知見は臨時観測データを使ったDDTモグラフィ解析により再決定された震源分布であり精度が高いと考えられる。よって不確かさは考慮しない。
		下端18km	断層下端深さは、広域の微小地震分布を考慮し18kmと設定している。2011年福島県浜通りの地震の震源域(震源モデルの北部に対応)ではそれよりも浅いと想定されるが保守的に18kmとする。よって不確かさは考慮しない。
	断層傾斜角	60度(西傾斜)	<ul style="list-style-type: none"> ・F1断層の海上音波探査結果や、2011年福島県浜通りの地震の震源インバージョン解析で設定している断層傾斜角を踏まえ西傾斜60度としている。 ・しかしながら海上音波探査結果は浅部にとどまることや、震源再決定した余震分布形状は必ずしも明瞭なトレンドを示していないことを考慮して、断層全長にわたり45度に傾斜させたケースを不確かさとして考慮する。
	アスペリティ位置	敷地に近い位置に配置	<p>【断層幅方向の配置】 安全側に断層上端に配置しているため不確かさは考慮しない。</p> <p>【断層長さ方向の配置】 地質調査結果により、南部ではF1断層に一つ、北部では北方陸域の断層～塩ノ平地震断層に一つ、それぞれ敷地に近くなるように配置し、その際、Manighetti et al.(2005)等の知見に基づき、断層端部とアスペリティの間に1マス分の背景領域を設けている。しかしながら、Manighetti et al.(2005)で示されたすべり分布の断層端部におけるばらつきを考慮し、断層長さ方向の配置については1マス空けずに断層端部にアスペリティを配置したケースを不確かさとして考慮する。</p>
	短周期レベル	強震動予測レシピの 平均	<ul style="list-style-type: none"> ・佐藤・堤(2012)では、正断層である2011年福島県浜通りの地震の短周期レベルは、塩ほか(2001)による内陸地殻内地震の平均的な値であるとしている。 ・しかしながら新潟県中越沖地震の知見を踏まえ、基本震源モデルの短周期レベルの1.5倍を不確かさとして考慮する。
	破壊伝播速度	Geller(1976)による S波速度の0.72倍	2011年福島県浜通りの地震の震源インバージョン解析で設定されている破壊伝播速度を踏まえても概ね基本震源モデルと同等となっているため、不確かさは考慮しない。
偶然的 不確かさ	破壊開始点	複数設定	各不確かさと重畳させる。

不確かさの組み合わせ

■不確かさの考慮

F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による地震に関する各パラメータについて、地震動への影響の程度を検討し、敷地に大きな影響を与えられとされるパラメータに対して不確かさを考慮する。

評価ケース	認識論的不確かさ					偶然的な不確かさ
	断層上端 深さ※1	断層下端 深さ※2	断層 傾斜角	短周期レベル	アスペリティ位置	破壊開始点
基本震源モデル	3km	18km	60度 (西傾斜)	強震動予測レシピの 平均	敷地に近い位置に配置	複数設定
短周期レベルの 不確かさ	3km	18km	60度 (西傾斜)	強震動予測レシピの 1.5倍	敷地に近い位置に配置	複数設定
断層傾斜角の 不確かさ	3km	18km	45度 (西傾斜)	強震動予測レシピの 平均	敷地に近い位置に配置	複数設定
アスペリティ位置の 不確かさ	3km	18km	60度 (西傾斜)	強震動予測レシピの 平均	断層端部に配置	複数設定

※1 2011年福島県浜通りの地震の震源域以外では断層上端深さは3kmよりも深いことが推定されるが、震源モデルの全域にわたり保守的に3kmに設定した。

※2 2011年福島県浜通りの地震の震源域では断層下端深さは浅いことが推定されるが、震源モデルの全域にわたり保守的に18kmに設定した。

不確かさを考慮して設定するパラメータ

基本震源モデルの段階で予め不確かさを考慮して設定するパラメータ

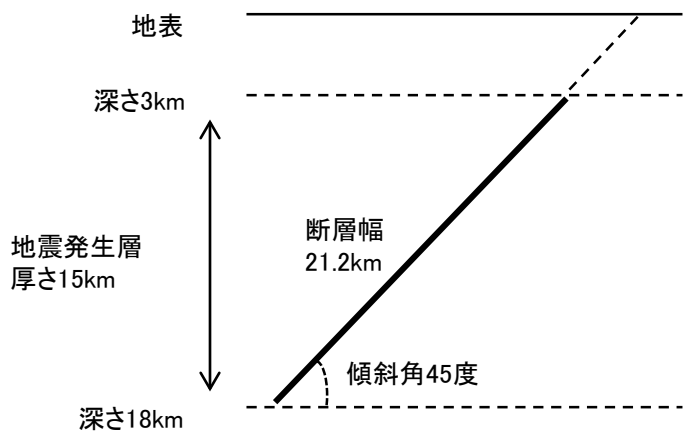
■断層パラメータ(短周期レベルの不確かさを考慮したモデル)

項目	設定値			設定方法	
	全体	北部	南部		
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	57.7 54.2	21.8 20.1	35.9 34.1	活断層調査結果による位置を基に設定	
断層傾斜角(度)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	3 18	3 18	3 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	17.3	17.3	17.3	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km ²)	967.9	362.4	605.5	断層面より算定	
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状	—	
地震モーメントM ₀ (N・m)	5.21E+19	1.65E+19	3.56E+19	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^2/10^7$ 全体の地震モーメントを断層面積の1.5乗比で分配	
剛性率(N/m ²)	3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$, $\beta = 3.6\text{km/s}$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, ρ は地震本部による「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	153.9	130.1	168.1	$D=M_0/(\mu S)$	
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	3.1	3.1	3.1	Fujii and Matsu'ura(2000)による	
破壊伝播速度V _r (km/s)	2.59	2.59	2.59	$V_r=0.72 \beta$ (Geller,1976による)	
短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.98E+19	—	—	$A=2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	
ア ス ベ リ テ ィ	面積S _a (km ²)	212.9	79.7	133.2	$S_a=0.22S$
	平均すべり量D _a (cm)	307.7	260.1	336.2	$D_a=2D$
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	2.29E+19	7.26E+18	1.57E+19	$M_{0a}=\mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	21.14	21.14	21.14	$\Delta \sigma_a=\Delta \sigma \times S/S_a \times 1.5$
	短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	2.83E+19	1.73E+19	2.24E+19	$A=4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背 景 領 域	面積S _b (km ²)	755.0	282.7	472.3	$S_b=S-S_a$
	平均すべり量D _b (cm)	110.5	93.4	120.7	$D_b=M_{0b}/(\mu S_b)$
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	2.92E+19	9.24E+18	1.99E+19	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	4.23	4.23	4.23	$\Delta \sigma_b=0.2 \Delta \sigma_a$

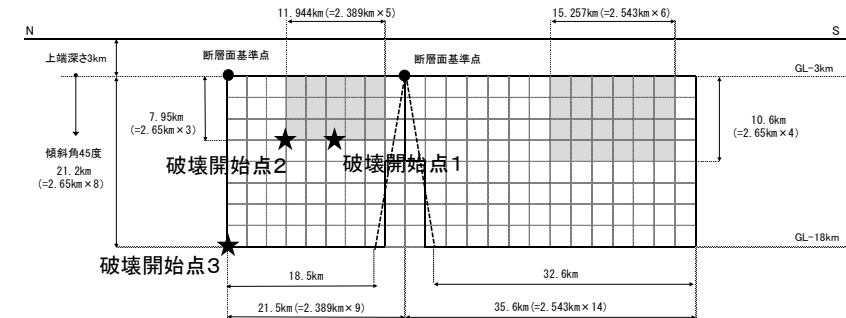
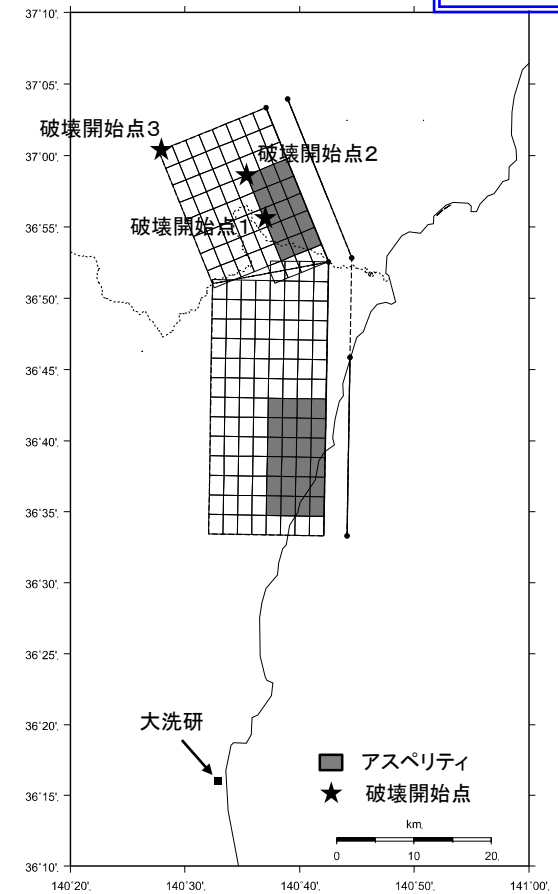
断層傾斜角の不確かさ

■断層形状, 断層タイプ

- 基本震源モデルの断層傾斜角について, F1断層の海上音波探査結果では高角とされているが, 縦ずれ断層であることを考慮し西傾斜60度としている。
- しかしながら, 海上音波探査結果はその範囲が浅部にとどまることや震源再決定した青柳・上田(2012), Kato et al.(2013)における2011年福島県浜通りの地震の余震分布形状が, 必ずしも明瞭なトレンドを示していないことを踏まえ, 不確かさとして断層全域にわたり傾斜角45度を考慮する。
- 断層幅は, 地震発生層上端深さ3km, 下端深さ18kmについて断層傾斜角を考慮して飽和した値として21.2kmとする。
- 基本震源モデルと同様に正断層とする。



断面図 (模式図)



断層傾斜角の不確かさを考慮した震源モデル

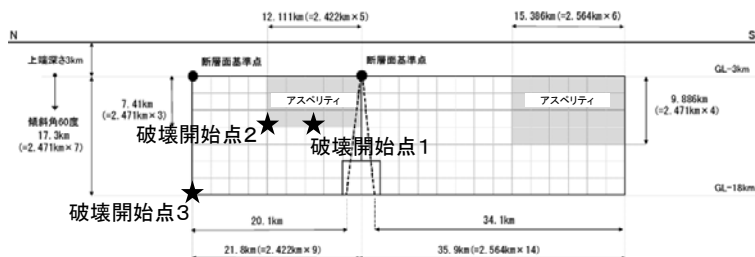
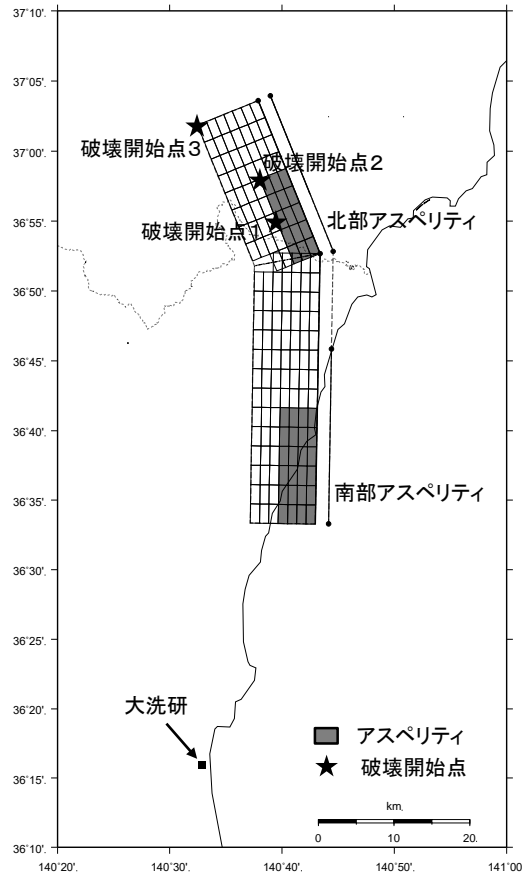
■断層パラメータ(断層傾斜角の不確かさを考慮したモデル)

項目	設定値			設定方法	
	全体	北部	南部		
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	57.1 51.1	21.5 18.5	35.6 32.6	活断層調査結果による位置を基に設定	
断層傾斜角(度)	45(西傾斜)	45(西傾斜)	45(西傾斜)	活断層調査結果の不確かさなどを踏まえ設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	3 18	3 18	3 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	21.2	21.2	21.2	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km ²)	1146.9	424.0	722.9	断層面より算定	
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状	—	
地震モーメントM ₀ (N・m)	7.32E+19	2.27E+19	5.05E+19	M ₀ =[S/(4.24 × 10 ⁻¹¹)] ² /10 ⁷ 全体の地震モーメントを断層面積の1.5乗比で分配	
剛性率(N/m ²)	3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$, $\beta = 3.6\text{km/s}$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, ρ は地震本部による「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	182.3	152.9	199.6	D=M ₀ /(μ S)	
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	3.1	3.1	3.1	Fujii and Matsu'ura(2000)による	
破壊伝播速度Vr(km/s)	2.59	2.59	2.59	Vr=0.72 β (Geller,1976による)	
短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	2.22E+19	—	—	A=2.46 × 10 ¹⁰ × (M ₀ × 10 ⁷) ^{1/3}	
ア ス ベ リ テ ィ	面積S _a (km ²)	252.3	93.3	159.0	S _a =0.22S
	平均すべり量D _a (cm)	364.6	305.7	399.2	D _a =2D
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	3.22E+19	9.98E+18	2.22E+19	M _{0a} = μ S _a D _a
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	14.09	14.09	14.09	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma \times S/S_a$
	短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	2.06E+19	1.25E+19	1.63E+19	A=4 $\pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背 景 領 域	面積S _b (km ²)	894.6	330.7	563.9	S _b =S-S _a
	平均すべり量D _b (cm)	130.9	109.7	143.3	D _b =M _{0b} /(μ S _b)
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	4.10E+19	1.27E+19	2.83E+19	M _{0b} =M ₀ -M _{0a}
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.82	2.82	2.82	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

アスペリティ位置の不確かさ

■アスペリティの配置について

- 基本震源モデルのアスペリティ位置については、敷地に近くなるよう配置することを基本とするが、Hemphill-Haley, M.A. and R. J. Weldon II (1999)の地表変位分布やManighetti et al.(2005)の震源におけるすべり分布に関する知見等を参考に、断層端部とアスペリティの間に1マス分の背景領域を設ける。
- しかしながら、Manighetti et al.(2005)で示されたすべり分布の断層端部におけるばらつきを考慮し、1マス空けずに断層端部にアスペリティを配置したケースを不確かさとして考慮する。
- その際、北部のアスペリティ位置についても、基本震源モデルから1マス近づけることとする。



アスペリティ位置の不確かさを考慮した震源モデル

アスペリティ位置の不確かさ

■断層パラメータ(アスペリティ位置の不確かさを考慮したモデル)

項目	設定値			設定方法	
	全体	北部	南部		
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)	57.7 54.2	21.8 20.1	35.9 34.1	活断層調査結果による位置を基に設定	
断層傾斜角(度)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定	
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)	3 18	3 18	3 18	微小地震の発生及び地下構造から設定	
断層幅W(km)	17.3	17.3	17.3	地震発生層と断層傾斜角から設定	
断層面積S(km ²)	967.9	362.4	605.5	断層面より算定	
破壊伝播様式	同心円状	同心円状	同心円状	—	
地震モーメントM ₀ (N・m)	5.21E+19	1.65E+19	3.56E+19	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^2/10^7$ 全体の地震モーメントを断層面積の1.5乗比で分配	
剛性率(N/m ²)	3.50E+10	3.50E+10	3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7\text{g/cm}^3$, $\beta = 3.6\text{km/s}$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, ρ は地震本部による「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)	
平均すべり量D(cm)	153.9	130.1	168.1	$D = M_0 / (\mu S)$	
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)	3.1	3.1	3.1	Fujii and Matsu'ura(2000)による	
破壊伝播速度V _r (km/s)	2.59	2.59	2.59	$V_r = 0.72 \beta$ (Geller, 1976による)	
短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.98E+19	—	—	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	
ア ス ペ リ ティ	面積S _a (km ²)	212.9	79.7	133.2	$S_a = 0.22S$
	平均すべり量D _a (cm)	307.7	260.1	336.2	$D_a = 2D$
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	2.29E+19	7.26E+18	1.57E+19	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	14.09	14.09	14.09	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma \times S / S_a$
	短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.89E+19	1.16E+19	1.49E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背 景 領 域	面積S _b (km ²)	755.0	282.7	472.3	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D _b (cm)	110.5	93.4	120.7	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	2.92E+19	9.24E+18	1.99E+19	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.82	2.82	2.82	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

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

- ・ 解放基盤表面における地震動として評価できること、震源の広がりを考慮できること、敷地における地震観測記録等を用いて諸特性が考慮できること、さらに水平方向及び鉛直方向の地震動を評価できることから、Noda et al.(2002)を採用する。
- ・ 地震動評価に際しては、福島県と茨城県の県境付近で発生した内陸地殻内地震による補正係数を考慮する。なお、Noda et al.(2002)による内陸地殻内地震に対する補正は行わない。
- ・ 地震規模は松田式によりM7.8とする。

応答スペクトルに基づく手法による評価ケース

評価ケース	地震規模 M	等価震源距離 (km)	補正係数
基本震源モデル	7.8	50.5	考慮
短周期レベルの不確かさ	7.8	50.5	考慮
断層傾斜角の不確かさ	7.8	49.6	考慮
アスペリティ位置の不確かさ	7.8	48.7	考慮

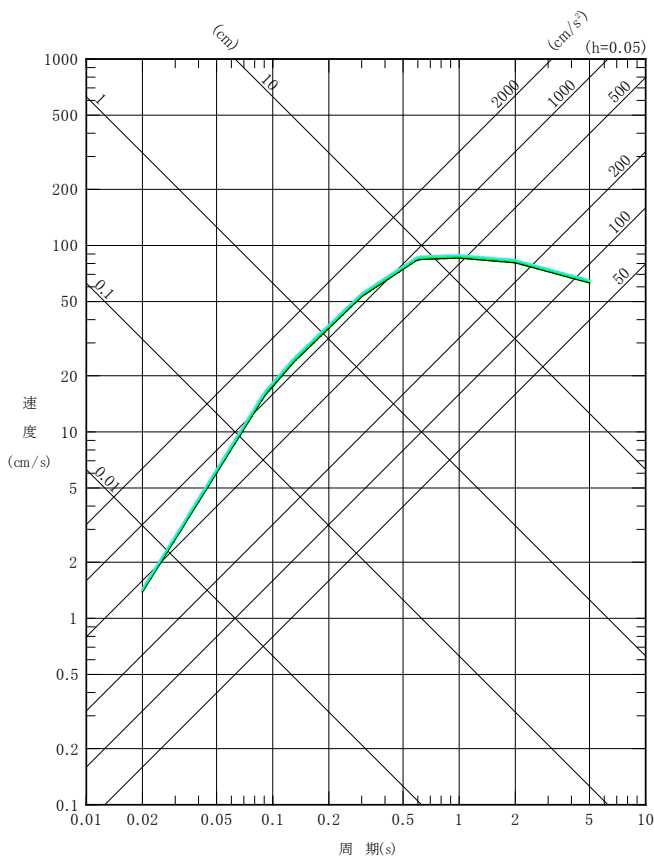
■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

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。波形合成はDan et al.(1989)の手法に基づき実施する。

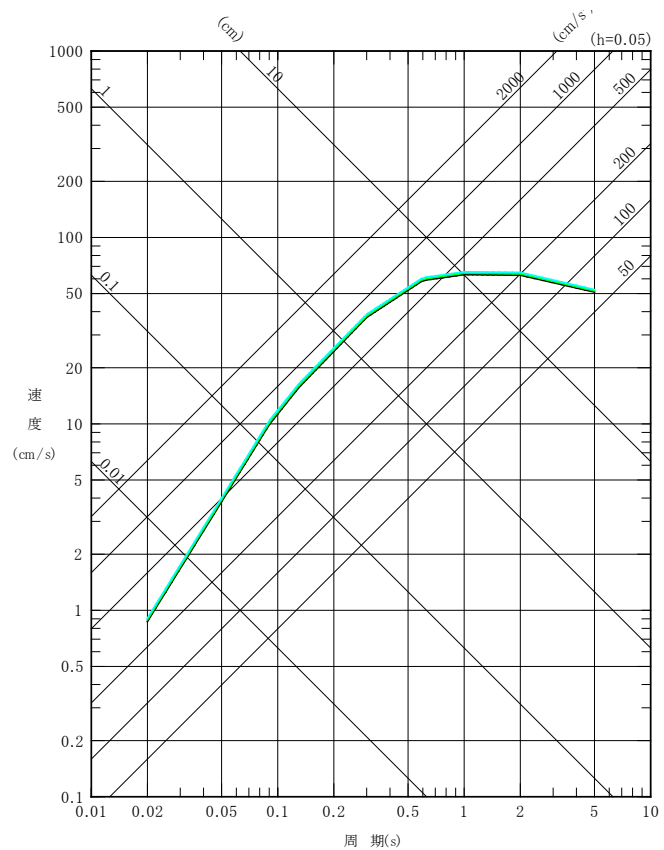
応答スペクトル手法による評価結果：全ケース

HTTR
と同様

- 基本震源モデル及び短周期レベルの不確かさを考慮 (M7.8, Xeq=50.5km)
- 断層傾斜角の不確かさを考慮 (M7.8, Xeq=49.6km)
- アスペリティ位置の不確かさを考慮 (M7.8, Xeq=48.7km)



水平成分



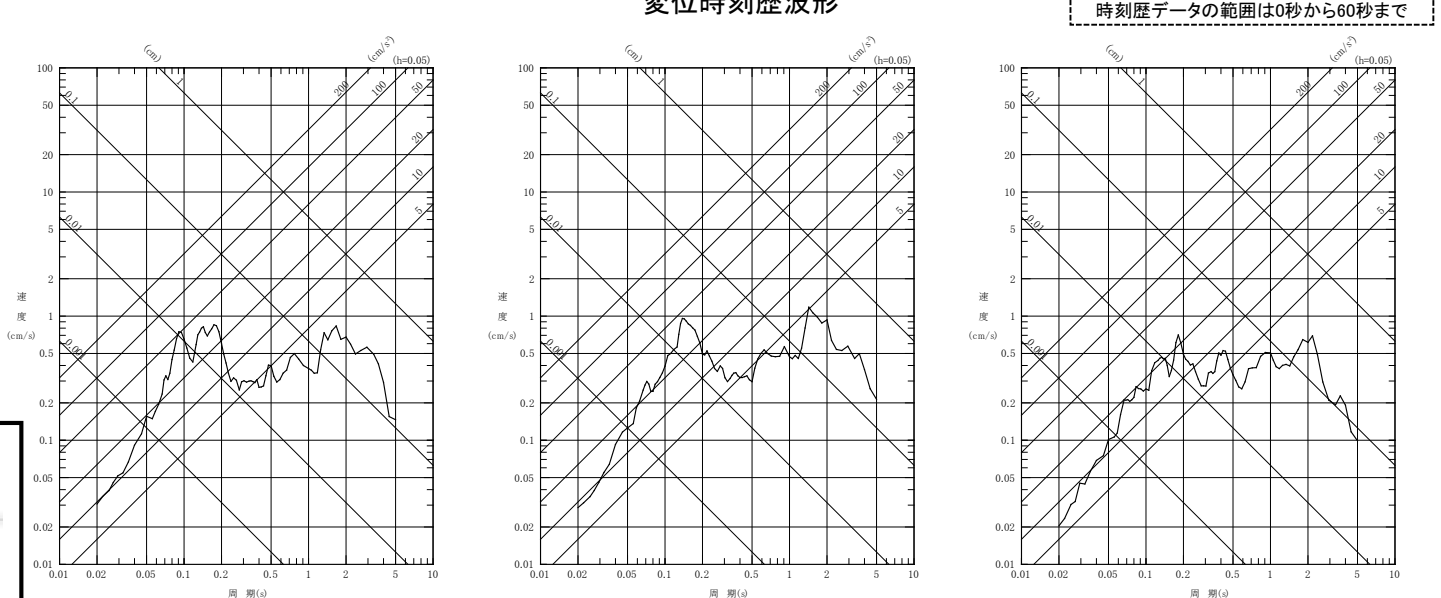
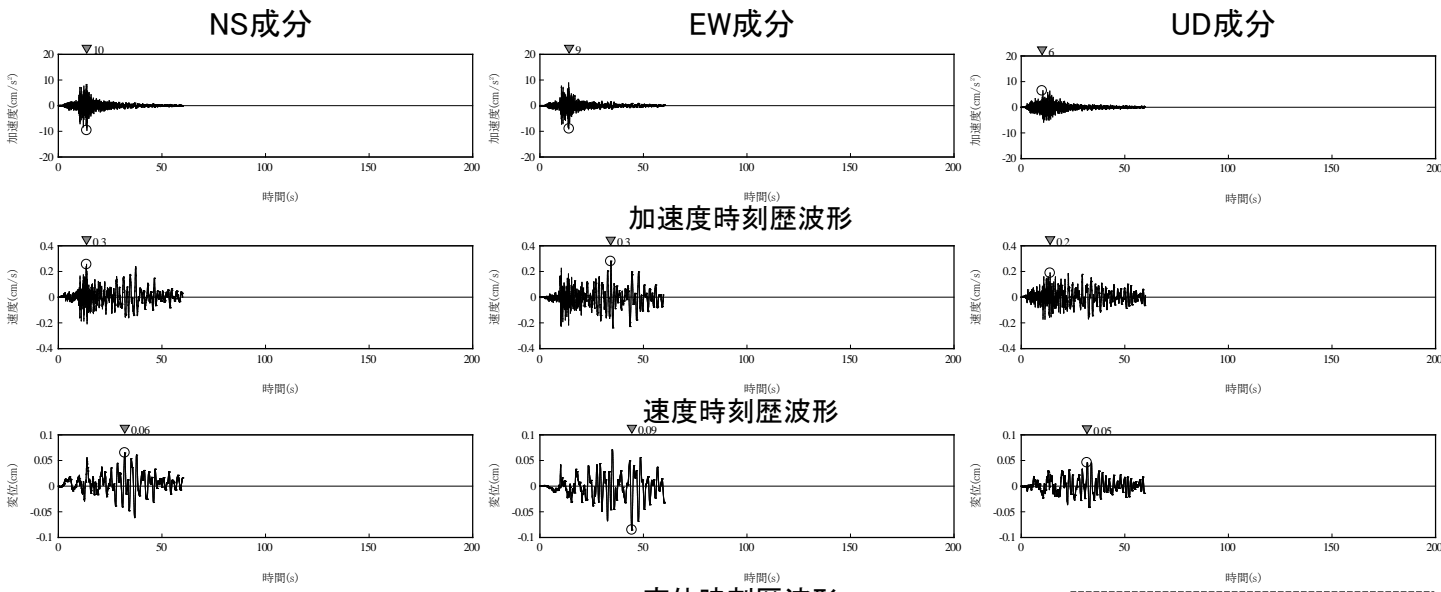
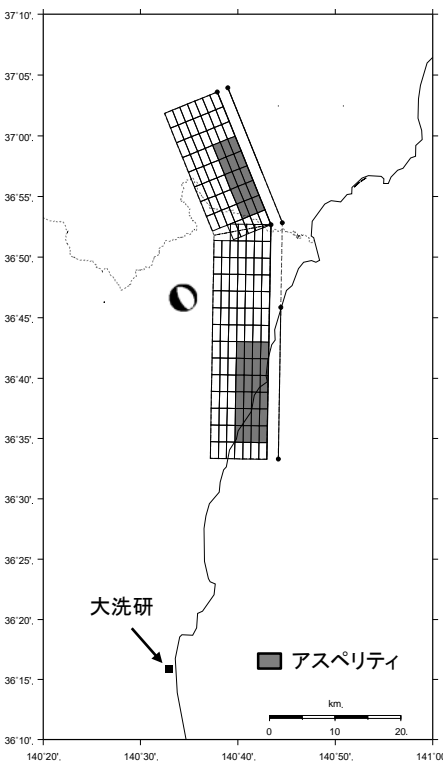
鉛直成分

F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による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。

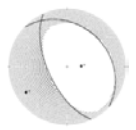
断層モデル手法による評価：要素地震の選定

HTTR
と同様

■要素地震の選定結果
 設定した断層モデル近辺で発生した同じ断層タイプ(正断層)の地震で、規模がM5程度である2011年4月14日の地震(M5.1)を選定する。



発生日 2011年4月14日
 地震規模※1 M5.1
 震源深さ※1 8.8km
 地震モーメント※2 2.41E+16 (N·m)



要素地震のメカニズム解(下半球)

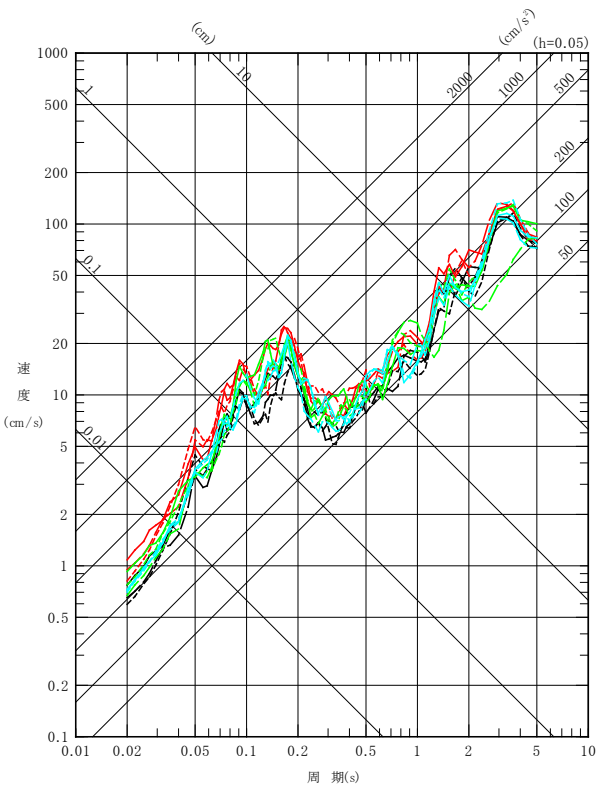
※1 気象庁による ※2 F-netによる

応答スペクトル
 要素地震の解放基盤波

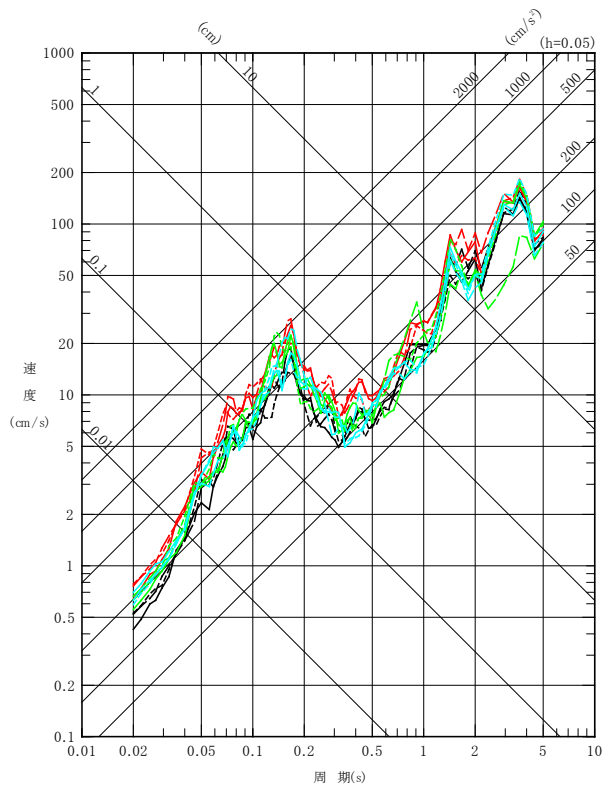
断層モデル手法による評価結果：全ケース

■ 基本震源モデル及び各不確かさケースの応答スペクトル

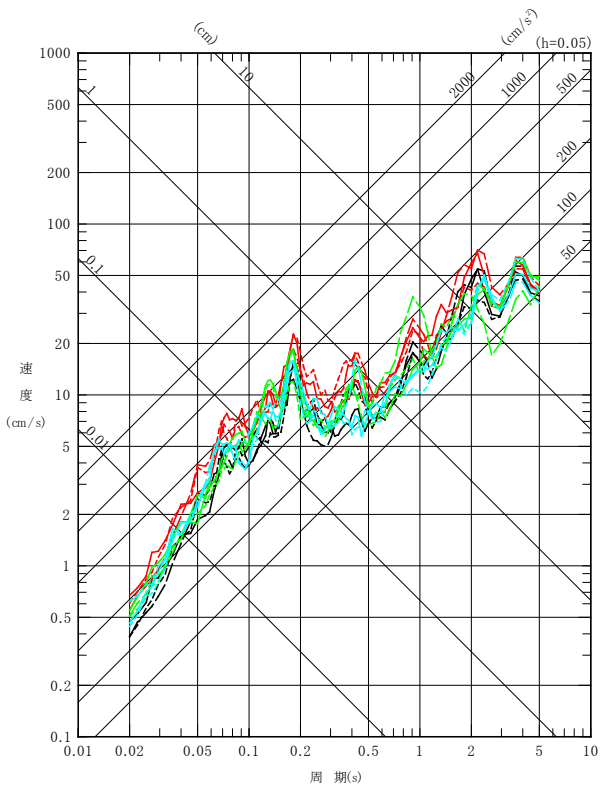
- 基本震源モデル
 - 短周期レベルの不確かさ
 - 断層傾斜角の不確かさ
 - アスぺリティ位置の不確かさ
- 実線：破壊開始点1
 点線：破壊開始点2
 破線：破壊開始点3



NS成分



EW成分

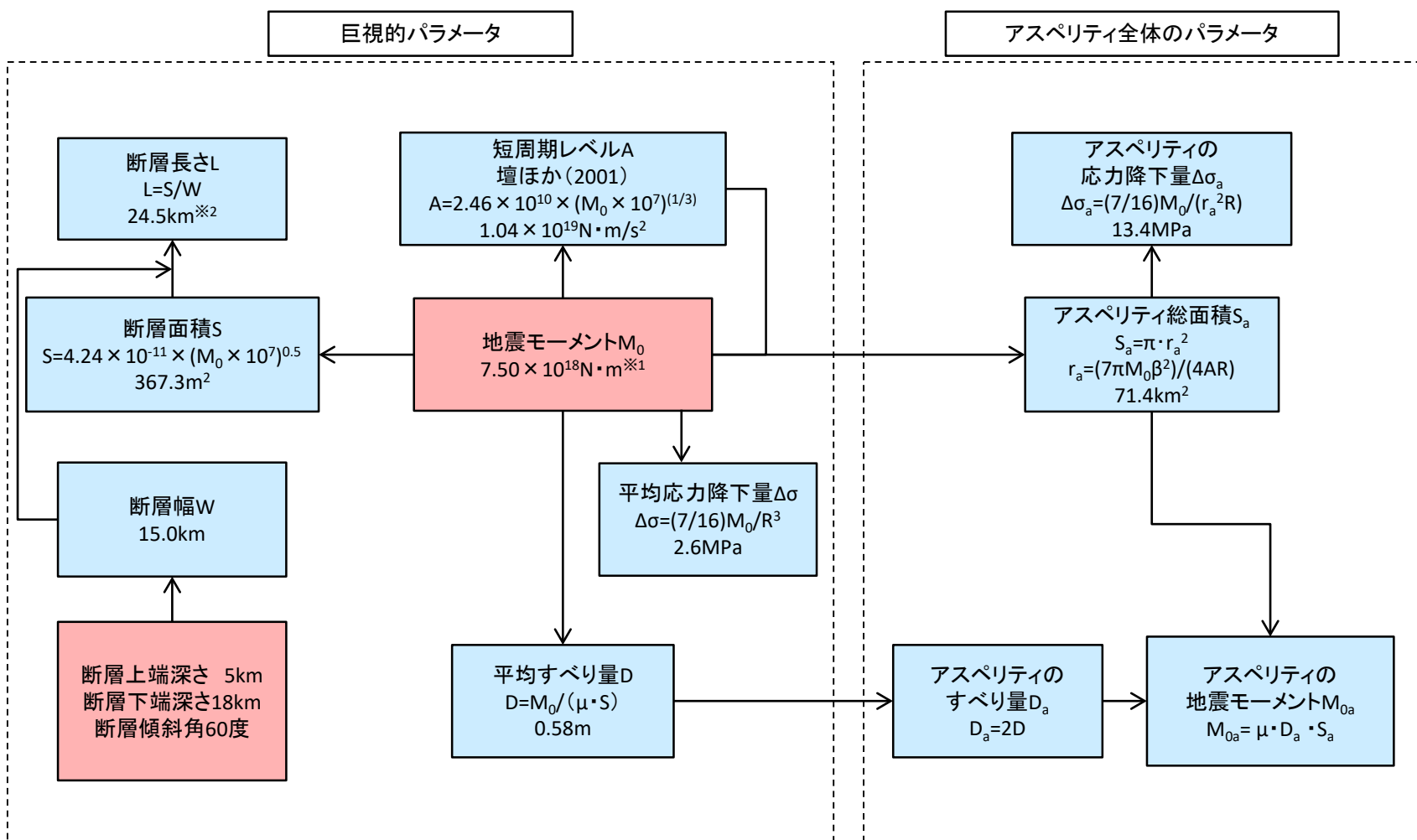


UD成分

【F3断層～F4断層】

基本震源モデルの設定フロー

■ 基本震源モデルについて、前ページの方針を踏まえ、強震動予測レシピに基づいてパラメータ設定を行う。



与条件とした項目
 強震動予測レシピを用いて設定

※1 保守的な地震の想定となる $M_0=7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ を与条件として設定
 ※2 断層形状が台形のため、断層上端長さ及び断層下端長さの平均

基本震源モデルの設定 (概要)

■地質調査結果を参考に基本震源モデルを設定する。

【断層形状, 断層タイプ】

- ・内陸地殻内地震のスケーリング則を踏まえ、地震モーメント M_0 が $7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ となる震源モデルを構築する。与条件として設定した地震モーメントから入倉・三宅(2001)による断層面積と地震モーメントの関係式を踏まえると、必要な断層面積は 367.3km^2 となる。
- ・断層傾斜角について、F3断層及びF4断層の海上音波探査調査結果を参考に西傾斜60度とする。
- ・断層上端深さを5km, 下端深さを18kmとする。
- ・断層幅については、断層傾斜角60度とし地震発生層を飽和した値として15kmとする。
- ・地表面トレースより断層面を想定すると、その面積は 340.5km^2 となり、必要な断層面積を満足しない。そこで、必要な断層面積を確保するように、南北に断層面を追加する。
- ・地震のタイプについて、海上音波探査結果からは正断層センスのずれが認められる一方、震源周辺は従前、圧縮応力場であり、2011年東北地方太平洋沖地震の本震前後においても地震発生状況に変化がないことを踏まえ、逆断層とする。

【アスペリティ位置】

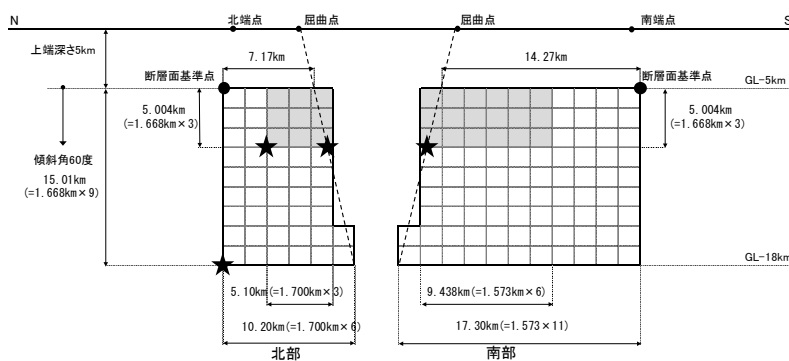
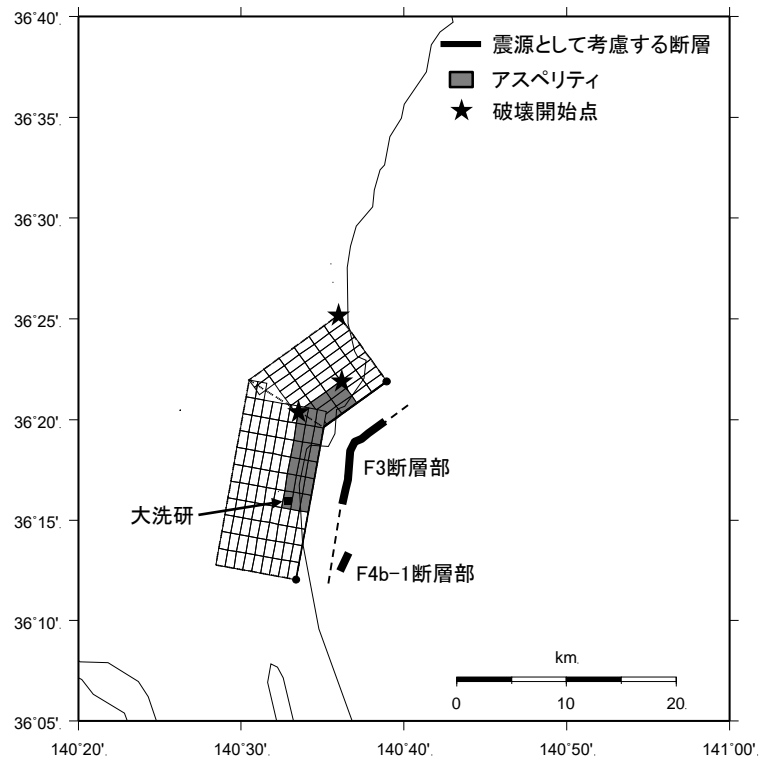
アスペリティ位置については、海上音波探査調査結果から活断層として評価される区間のうち、評価区間が長く、その変位量が大きいF3断層部に配置することを基本とし、保守的にF3断層部の敷地に近い位置に設定する。

【破壊開始点位置】

アスペリティ下端や断層下端のうち、敷地への影響の大きい位置に複数設定する。

【破壊伝播速度 V_r 】

強震動予測レシピで用いられているGeller(1976)より $V_r=0.72V_s$ とする。



基本震源モデル

基本震源モデルの設定 (概要)

■主要なパラメータの設定

下記4個の断層パラメータを与条件として与え、アスペリティの応力降下量 $\Delta \sigma_a$ については, Boatwright(1988)の関係式を用いて算定する。

・断層面積 $S(\text{km}^2)$

地震モーメントから入倉・三宅(2001)
($M_0 = \{S / (4.24 \times 10^{-11})\}^2 / 10^7$)を用いて算出

・地震モーメント $M_0(\text{N}\cdot\text{m})$

与条件として設定 ($M_0 = 7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$)

・短周期レベル $A(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2)$

壇ほか(2001)より $A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{(1/3)}$

・アスペリティ面積 $S_a(\text{km}^2)$

$$S_a = \pi r_a^2, r_a = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4AR)$$

Boatwright(1988)の関係式

$$M_0 = (16/7) \cdot r_a^2 \cdot R \cdot \Delta \sigma_a$$

ここで,

r_a : アスペリティ面積の等価半径 (km)

R : 断層面積の等価半径 (km)

断層パラメータ

■断層パラメータ(基本震源モデル)

項目		設定値	設定方法
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)		21.4 27.5	活断層調査結果による位置を基に、断層面積を踏まえて設定
断層傾斜角(度)		60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)		5 18	微小地震の発生及び地下構造から設定
断層幅W(km)		15.0	地震発生層と断層傾斜角から設定
断層面積S(km ²)		367.3	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^2/10^7$
破壊伝播様式		同心円状	—
地震モーメントM ₀ (N・m)		7.50E+18	与条件として設定
剛性率(N/m ²)		3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7g/cm^3$, $\beta = 3.6km/s$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, ρ は地震本部による「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)
平均すべり量D(cm)		58.4	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)		2.6	$\Delta \sigma = (7/16)(M_0/R^3)$
破壊伝播速度Vr(km/s)		2.59	$Vr = 0.72 \beta$ (Geller,1976による)
短周期レベルA(N・m/s ²)		1.04E+19	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
高周波遮断振動数 f_{max} (Hz)		6	活断層による地震に関する強震動予測レシビ ^o
アスペリテ イ	面積S _a (km ²)	71.4	$S_a = \pi r_a^2$, $r_a = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4AR)$
	平均すべり量D _a (cm)	116.8	$D_a = 2D$
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	2.92E+18	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	13.4	$\Delta \sigma_a = (7/16)M_0 / (r_a^2 R)$
	短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.04E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背景 領域	面積S _b (km ²)	295.9	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D _b (cm)	44.3	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	4.59E+18	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.67	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

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、認識論的不確かさと偶然的不確かさに分類し、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	基本ケースの設定	不確かさ検討の要否
認識論的不確かさ	断層上端、 下端深さ	上端5km	敷地周辺の微小地震分布や速度構造等、地震発生層の上端及び下端に関する広域的な各種知見を踏まえ、上端については最も浅く評価される広域のD10による5km、下端については最も深く評価される原子力安全基盤機構(2004)によるD90の18kmを採用しており、広域の検討として保守的な設定と判断されることから、 <u>不確かさは考慮しない</u> 。
		下端18km	
	断層傾斜角	60度(西傾斜)	・F3断層及びF4断層の海上音波探査結果を踏まえ西傾斜60度としている。 ・海上音波探査結果はその範囲が浅部にとどまることや、強震動予測レシピにおける傾斜角設定の流れを踏まえ、 <u>45度に傾斜させたケースを不確かさとして考慮する</u> 。
	短周期レベル	強震動予測レシピの平均	・基本震源モデルの短周期レベルは地震本部の強震動予測レシピに基づき平均的な値を設定している。 ・新潟県中越沖地震の知見を踏まえ、基本ケースの短周期レベルの1.5倍を不確かさとして <u>考慮する</u> 。
	アスペリティ位置	震源として考慮する活断層のうち、主体的なF3断層部の敷地に近い位置に設定	・アスペリティ位置については、海上音波探査調査結果から活断層として評価される区間のうち、評価区間が長く、その変位量が大きいF3断層部とし、保守的にF3断層部の敷地に近い位置に設定する。 ・なお、震源として考慮する活断層としてF4b-1断層部が認められるため、F4b-1断層部にアスペリティが配置されるように、 <u>アスペリティの位置を移動させることを不確かさとして考慮する</u> 。
	破壊伝播速度	強震動予測レシピで採用されているGeller(1976)によるS波速度の0.72倍	F3断層、F4断層の連動による地震の震源モデルは長大な断層ではなく、破壊伝播速度の違いによる影響は小さいと想定されることから、 <u>不確かさとして考慮しない</u> 。
偶然的不確かさ	破壊開始点	アスペリティ下端に複数設定	・各不確かさと重畳させる。 ・なお、敷地に対して震源が近く、破壊開始点の違いによる敷地の地震動への影響が大きいことから、 <u>震源断層モデルごとに破壊開始点の検討を行う</u> 。

不確かさの組み合わせ

■不確かさの考慮

F3断層～F4断層の連動による地震に関する各パラメータについて、地震動への影響の程度を検討し、敷地に大きな影響を与えると考えられるパラメータに対して不確かさを考慮する。

評価ケース	認識論的不確かさ					偶然的な不確かさ
	断層上端 深さ※1	断層下端 深さ※1	断層 傾斜角	短周期レベル	アスペリティ位置	破壊開始点
基本震源モデル	5km	18km	60度 (西傾斜)	強震動予測レシピの 平均	F3断層部の 敷地に近い位置に配置	複数設定
短周期レベルの 不確かさ	5km	18km	60度 (西傾斜)	強震動予測レシピの 1.5倍	F3断層部の 敷地に近い位置に配置	複数設定
断層傾斜角の 不確かさ	5km	18km	45度 (西傾斜)	強震動予測レシピの 平均	F3断層部の 敷地に近い位置に配置	複数設定
アスペリティ位置 の不確かさ	5km	18km	60度 (西傾斜)	強震動予測レシピの 平均	F4b-1断層部を 含む位置に配置	複数設定

※1 敷地周辺の微小地震分布や速度構造等、地震発生層の上端及び下端に関する各種知見を踏まえ、広域の検討として保守的な設定となる上端深さ5km、下端深さ18kmを採用している。

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

短周期レベルの不確かさ

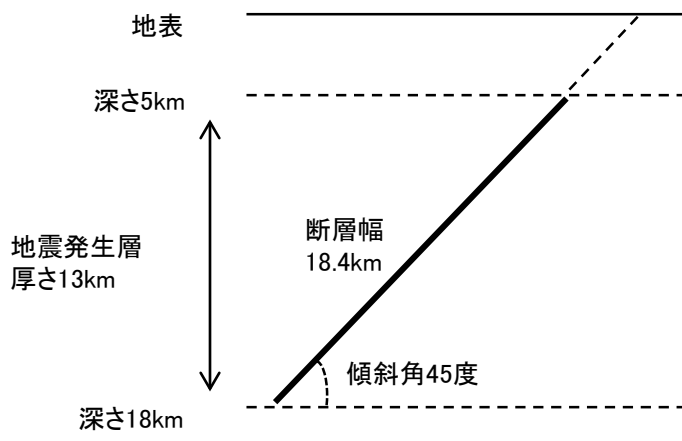
■断層パラメータ(短周期レベルの不確かさを考慮したモデル)

項目		設定値	設定方法
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)		21.4 27.5	活断層調査結果による位置を基に、断層面積を踏まえて設定
断層傾斜角(度)		60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)		5 18	微小地震の発生及び地下構造から設定
断層幅W(km)		15.0	地震発生層と断層傾斜角から設定
断層面積S(km ²)		367.3	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^2/10^7$
破壊伝播様式		同心円状	—
地震モーメントM ₀ (N・m)		7.50E+18	与条件として設定
剛性率(N/m ²)		3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7g/cm^3$, $\beta = 3.6km/s$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, ρ は地震本部による「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)
平均すべり量D(cm)		58.4	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)		2.6	$\Delta \sigma = (7/16)(M_0/R^3)$
破壊伝播速度Vr(km/s)		2.59	$Vr = 0.72 \beta$ (Geller,1976による)
短周期レベルA(N・m/s ²)		1.04E+19	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
高周波遮断振動数f _{max} (Hz)		6	活断層による地震に関する強震動予測レシビ ^o
アスペリテ イ	面積S _a (km ²)	71.4	$S_a = \pi r_a^2$, $r_a = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4AR)$
	平均すべり量D _a (cm)	116.8	$D_a = 2D$
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	2.92E+18	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	20.1	$\Delta \sigma_a = (7/16)M_0 / (r_a^2 R) \times 1.5$
	短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.56E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背景領 域	面積S _b (km ²)	295.9	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D _b (cm)	44.3	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	4.59E+18	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	4.01	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

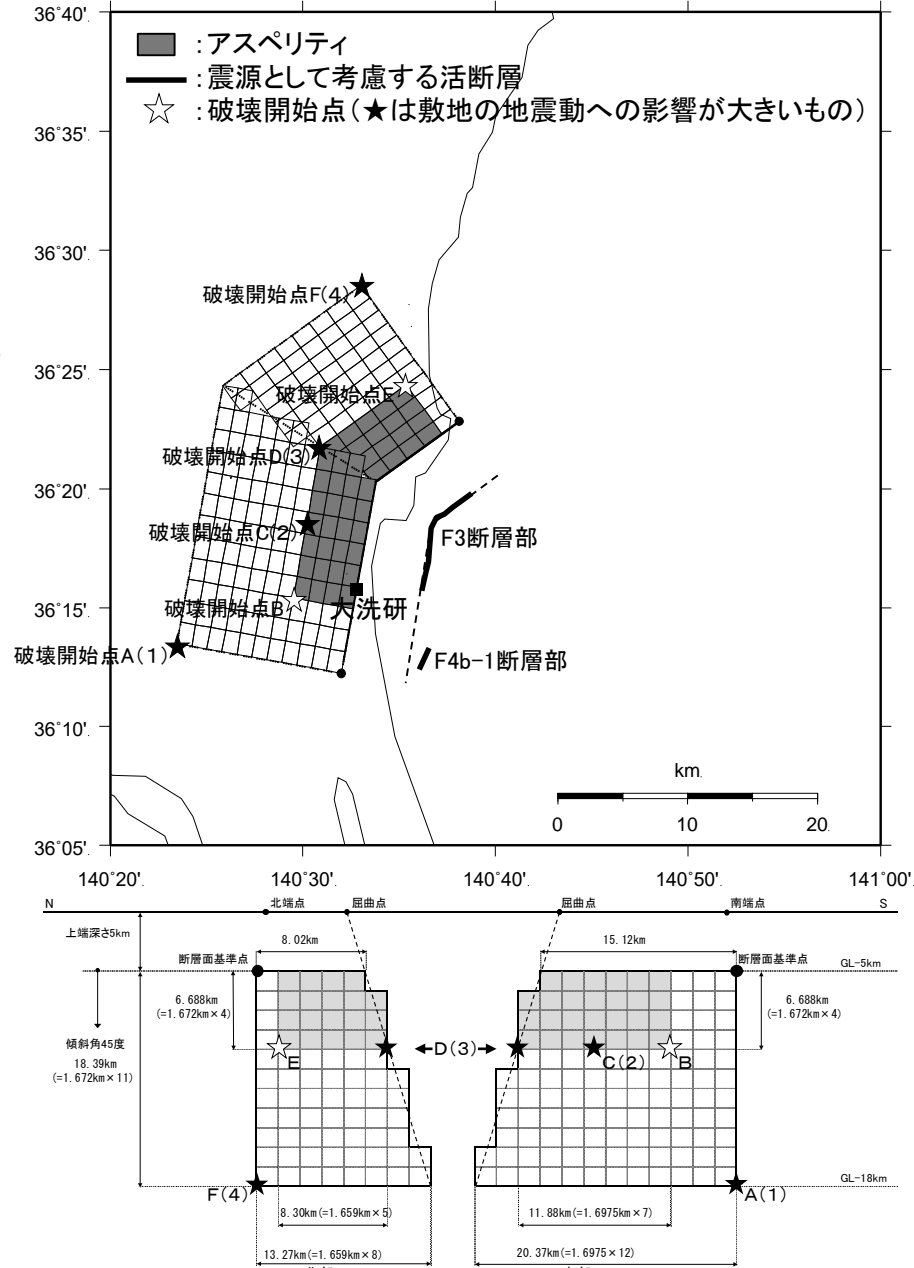
断層傾斜角の不確かさ

■断層形状

- 基本震源モデルの断層傾斜角について、F3断層及びF4断層の調査結果では高角とされているが、縦ずれ断層であることを考慮し西傾斜60度としている。
- しかしながら、海上音波探査結果はその範囲が浅部にとどまることや、強震動予測レシピにおける高角な活断層に関する傾斜角設定の流れを踏まえ、不確かさとして断層全域にわたり傾斜角45度を考慮する。
- 断層幅は、地震発生層上端5km、下端18kmについて断層傾斜角を考慮して飽和した値として18.4kmとする。



断面図(模式図)



断層傾斜角の不確かさ

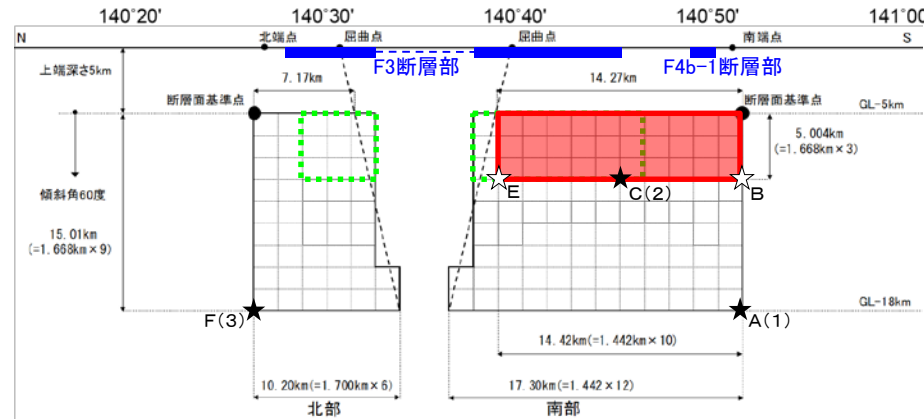
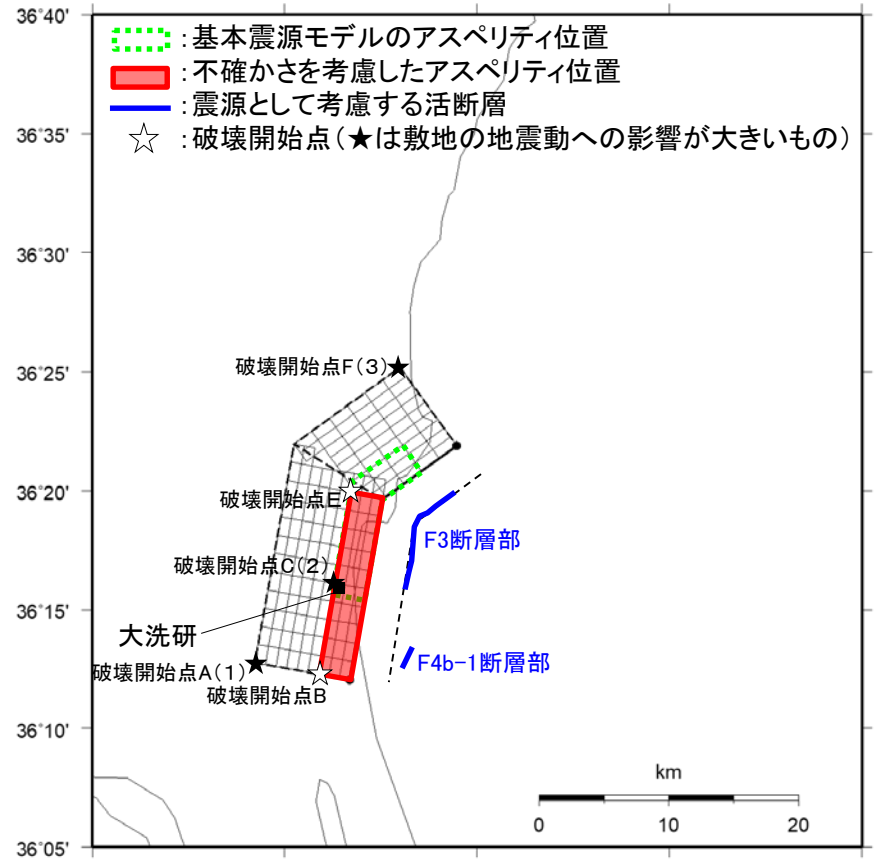
■断層パラメータ(断層傾斜角の不確かさを考慮したモデル)

項目		設定値	設定方法
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)		23.1 33.6	基本震源モデルを基に、断層傾斜角等を踏まえて設定
断層傾斜角(度)		45(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)		5 18	微小地震の発生及び地下構造から設定
断層幅W(km)		18.4	地震発生層と断層傾斜角から設定
断層面積S(km ²)		522.1	断層面より算定
破壊伝播様式		同心円状	—
地震モーメントM ₀ (N・m)		1.52E+19	$M_0 = [S / (4.24 \times 10^{-11})]^2 / 10^7$
剛性率(N/m ²)		3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7g/cm^3$, $\beta = 3.6km/s$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, ρ は地震本部による「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)
平均すべり量D(cm)		83.0	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)		3.1	$\Delta \sigma = (7/16)(M_0/R^3)$
破壊伝播速度Vr(km/s)		2.59	$Vr = 0.72 \beta$ (Geller,1976による)
短周期レベルA(N・m/s ²)		1.31E+19	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
高周波遮断振動数f _{max} (Hz)		6	活断層による地震に関する強震動予測レシビ ^o
アスペリテ	面積S _a (km ²)	128.2	$S_a = \pi r_a^2$, $r_a = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4AR)$
	平均すべり量D _a (cm)	166.0	$D_a = 2D$
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	7.45E+18	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	12.6	$\Delta \sigma_a = (7/16)M_0 / (r_a^2 R)$
	短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.31E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背景領域	面積S _b (km ²)	393.9	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D _b (cm)	56.0	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	7.71E+18	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.52	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

アスペリティ位置の不確かさ

■アスペリティ位置

- 基本震源モデルのアスペリティ位置については、海上音波探査調査結果から活断層として評価される区間のうち、評価区間が長く、その変位量が多いF3断層部とし、保守的にF3断層部の敷地に近い位置とする。
- 一方、震源として考慮する活断層として、F4b-1断層部が認められるため、F4b-1断層部にアスペリティが配置されるように、アスペリティの位置を移動させた場合の不確かさとして考慮する。
- 具体的には基本震源モデルのアスペリティを南下させて、F4b-1断層部が入るように、断層南端までアスペリティを移動させる。結果として、敷地直下にアスペリティが配置される。



アスペリティ位置の不確かさ

■断層パラメータ(アスペリティ位置の不確かさを考慮したモデル)

項目		設定値	設定方法
断層上端長さ(km) 断層下端長さ(km)		21.4 27.5	活断層調査結果による位置を基に、断層面積を踏まえて設定
断層傾斜角(度)		60(西傾斜)	活断層調査結果に基づき設定
断層上端深さ(km) 断層下端深さ(km)		5 18	微小地震の発生及び地下構造から設定
断層幅W(km)		15.0	地震発生層と断層傾斜角から設定
断層面積S(km ²)		367.3	$M_0=[S/(4.24 \times 10^{-11})]^2/10^7$
破壊伝播様式		同心円状	—
地震モーメントM ₀ (N・m)		7.50E+18	与条件として設定
剛性率(N/m ²)		3.50E+10	$\mu = \rho \beta^2$, $\rho = 2.7g/cm^3$, $\beta = 3.6km/s$ (β は敷地周辺を対象にした地震波速度トモグラフィ, ρ は地震本部による「全国1次地下構造モデル(暫定版)」を参考に設定)
平均すべり量D(cm)		58.4	$D = M_0 / (\mu S)$
平均応力降下量 $\Delta \sigma$ (MPa)		2.6	$\Delta \sigma = (7/16)(M_0/R^3)$
破壊伝播速度Vr(km/s)		2.59	$Vr = 0.72 \beta$ (Geller,1976による)
短周期レベルA(N・m/s ²)		1.04E+19	$A = 2.46 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$
高周波遮断振動数 f_{max} (Hz)		6	活断層による地震に関する強震動予測レシピ ^o
ア ス ペ リ テ ィ	面積S _a (km ²)	71.4	$S_a = \pi r_a^2$, $r_a = (7 \pi M_0 \beta^2) / (4AR)$
	平均すべり量D _a (cm)	116.8	$D_a = 2D$
	地震モーメントM _{0a} (N・m)	2.92E+18	$M_{0a} = \mu S_a D_a$
	応力降下量 $\Delta \sigma_a$ (MPa)	13.4	$\Delta \sigma_a = (7/16)M_0 / (r_a^2 R)$
	短周期レベルA(N・m/s ²)(参考)	1.04E+19	$A = 4 \pi r_a \Delta \sigma_a \beta^2$
背 景 領 域	面積S _b (km ²)	295.9	$S_b = S - S_a$
	平均すべり量D _b (cm)	44.3	$D_b = M_{0b} / (\mu S_b)$
	地震モーメントM _{0b} (N・m)	4.59E+18	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$
	実効応力 $\Delta \sigma_b$ (MPa)	2.67	$\Delta \sigma_b = 0.2 \Delta \sigma_a$

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

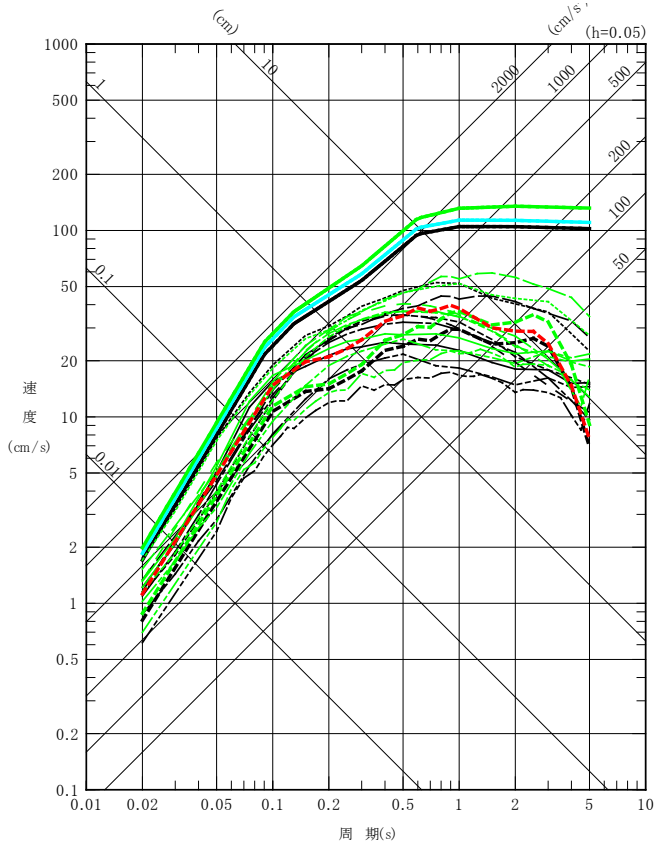
- ・ 解放基盤表面における地震動として評価できること、震源の広がりやを考慮できること、敷地における地震観測記録等を用いて諸特性が考慮できること、さらに水平方向及び鉛直方向の地震動を評価できることから、Noda *et al.*(2002)を採用することに加え、敷地に対して震源が近い位置にあることから、Noda *et al.*(2002)以外の距離減衰式についても採用する。
- ・ F3断層～F4断層の地震規模と敷地の関係を考慮して距離減衰式の適用性の検討を行うが、距離減衰式の適用性だけでなく、地震動評価結果を踏まえて工学的に判断する(地震動評価の保守性及び断層モデル手法との比較)。
- ・ 距離減衰式のうち、Noda *et al.*(2002)による地震動評価については、評価に用いる補正係数を設定することが可能な地震が震源周辺で発生していないため、地震観測記録に基づく補正係数は考慮しない。なお、Noda *et al.*(2002)による内陸地殻内地震に対する補正は短周期成分が小さくなるため、安全側にこれを考慮せず、また、敷地と震源との位置関係を考慮し、日本電気協会(2016)を参考に長周期成分が大きくなるNFRD効果を考慮する。
- ・ 地震規模(気象庁マグニチュード)は武村式より算出する。

■ 断層モデルを用いた手法による地震動評価

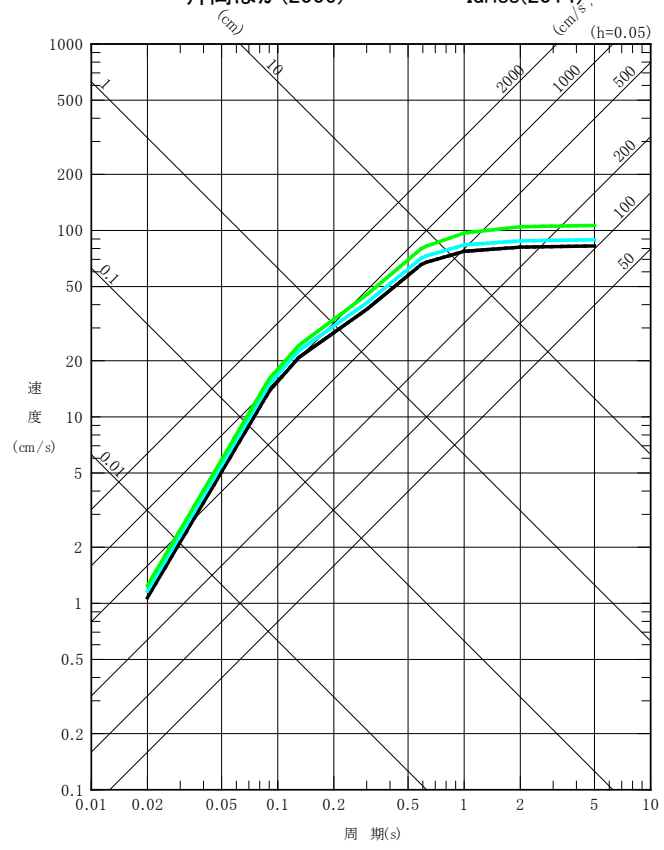
適切な要素地震となる地震が敷地において得られていないことから、統計的グリーン関数法により評価する。波形合成はDan *et al.*(1989)の手法に基づき実施する。

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 | — Noda et al.(2002) | — Abrahamson et al.(2014) |
| — アスペリティ位置の不確かさを考慮 | - - - Kanno et al.(2006) | - - - Boore et al.(2014) |
| — 断層傾斜角の不確かさを考慮 | - - - Zhao et al.(2006) | - - - Campbell et al.(2014) |
| — 短周期レベルの不確かさを考慮 | - - - 内山・翠川(2006) | - - - Chiou et al.(2014) |
| | - - - 片岡ほか(2006) | - - - Idriss(2014) |



水平成分



鉛直成分

F3断層～F4断層による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)の手法に加え、その他の距離減衰式を用いて算定した。その結果、水平成分については全周期帯にわたってNoda et al.(2002)の手法による評価結果が最も大きく、安全側の評価となっていることを確認した。

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と経時特性はBoore(1983)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。これらに基づき、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。

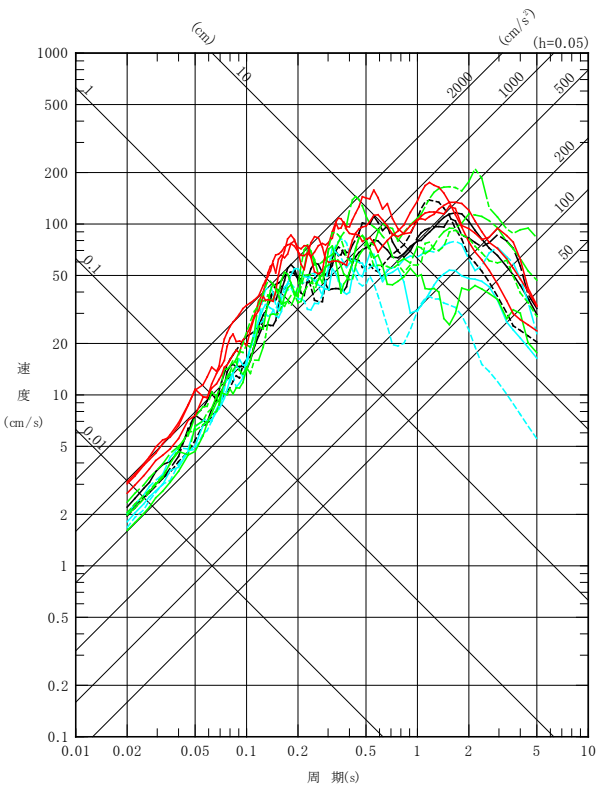
※ 第61回及び第101回審査会合「大洗研究開発センター（HTTR）地下構造の評価について」においてご説明

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

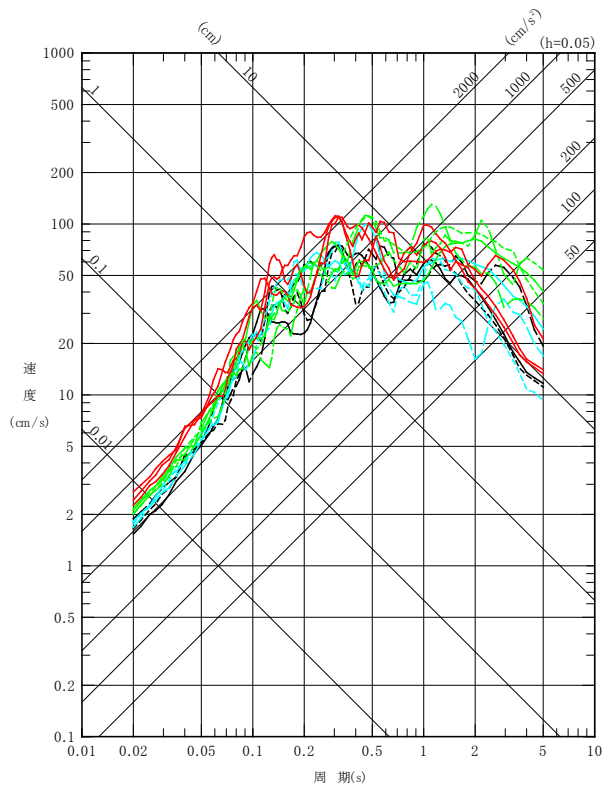
断層モデル手法による評価結果：全ケース

■ 基本震源モデル及び各不確かさケースの応答スペクトル

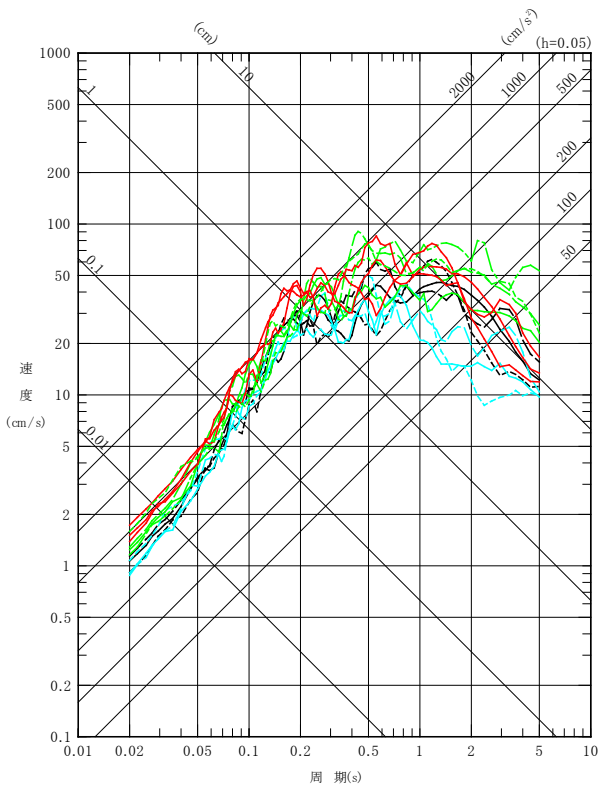
- 基本震源モデル
- 短周期レベルの不確かさ
- 断層傾斜角の不確かさ
- アスぺリティ位置の不確かさ
- 実線：破壊開始点1
- 点線：破壊開始点2
- 破線：破壊開始点3
- 一点鎖線：破壊開始点4



NS成分



EW成分



UD成分

1. 基準地震動 S_s の策定の概要
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 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について

参考文献

■加藤ほか(2004)

- 震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベルを検討
- カリフォルニア及び日本で発生した内陸地殻内地震を対象
- 詳細な地質学的調査によっても震源を事前に特定できない2地震, 比較的規模が小さいながらも震源を特定できた可能性がある7地震, 計9地震の震源近傍の硬質地盤における観測記録(計15記録, 30水平成分)を用い, 震源を事前に特定できない地震による水平方向の地震動の上限レベルを設定

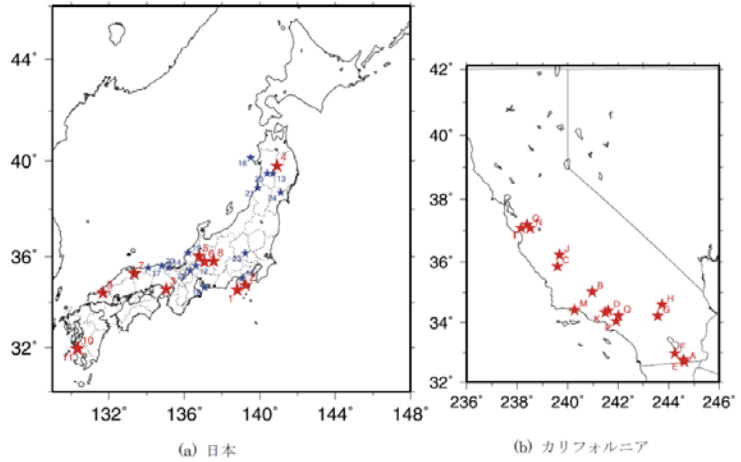
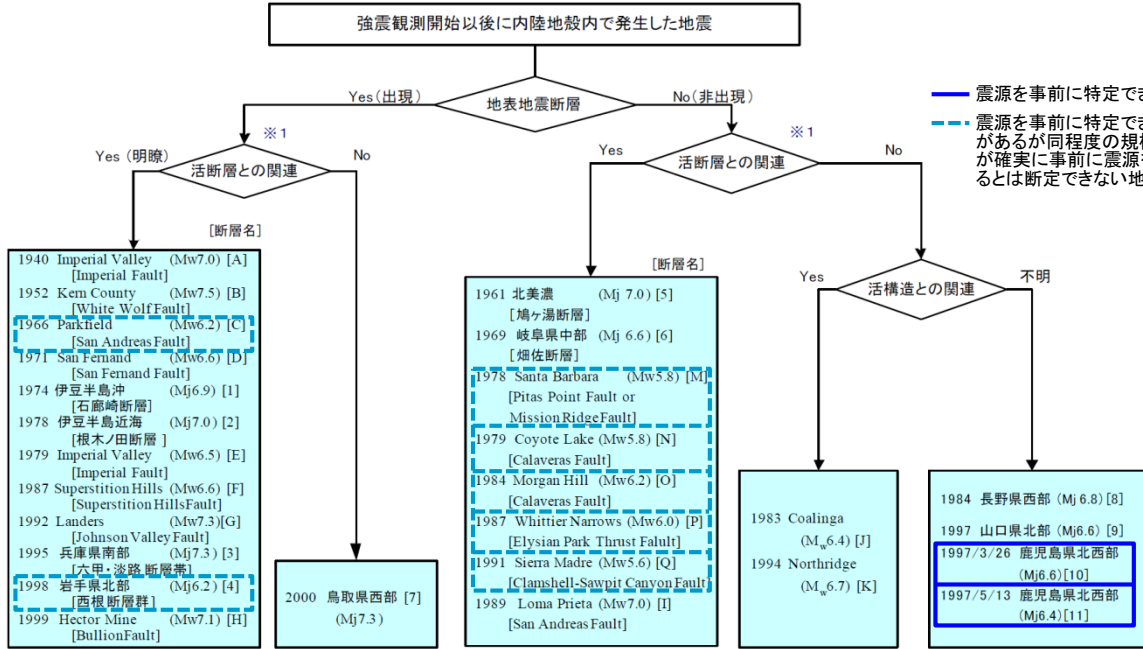


図1 検討対象地震の震央位置 (図中の数字と記号は図3および図10の地震に対応, ★は強震観測開始以後, ☆は開始以前に発生した地震を表す)



※1: 地震規模に見合う規模の既存活断層が示されているか否か

図3 強震観測開始以後に発生した地震の分類 []の数字と記号は図1の震央位置に対応

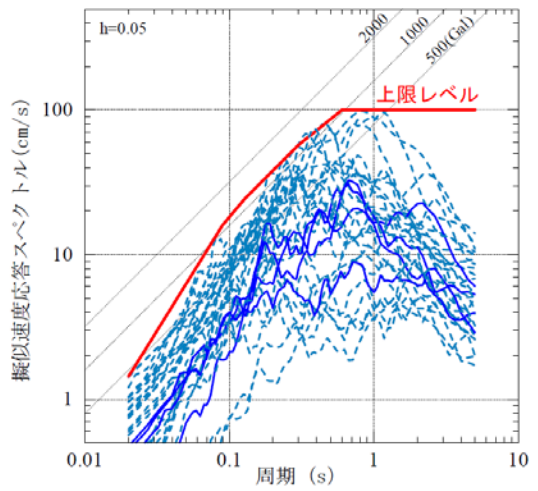


図8 震源を事前に特定できない地震による震源近傍の観測記録の水平応答スペクトルとその上限レベル (実線は1997年鹿児島県北西部地震の鶴田ダムのスペクトル、破線はスケーリングの観点から確実に事前に震源を特定できるとは断定できないと判断したMj6.5(Mw6.2)以下の7地震のスペクトル)

加藤ほか(2004)に一部加筆

● 日本電気協会 (2008)

加藤ほか(2004)による水平方向の応答スペクトルに対し, Noda et al.(2002)の方法により求められる地盤増幅特性を用いて, 地盤速度ごとの水平方向及び鉛直方向の応答スペクトルを評価

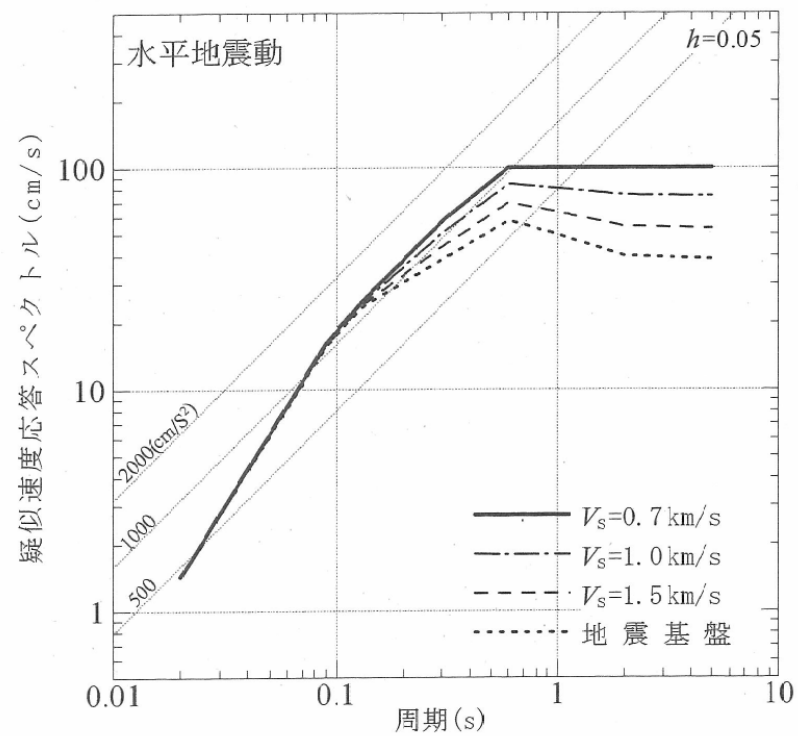


図 1.3-1 震源を特定せず策定する地震動として用いる S 波速度ごとの水平地震動の応答スペクトル

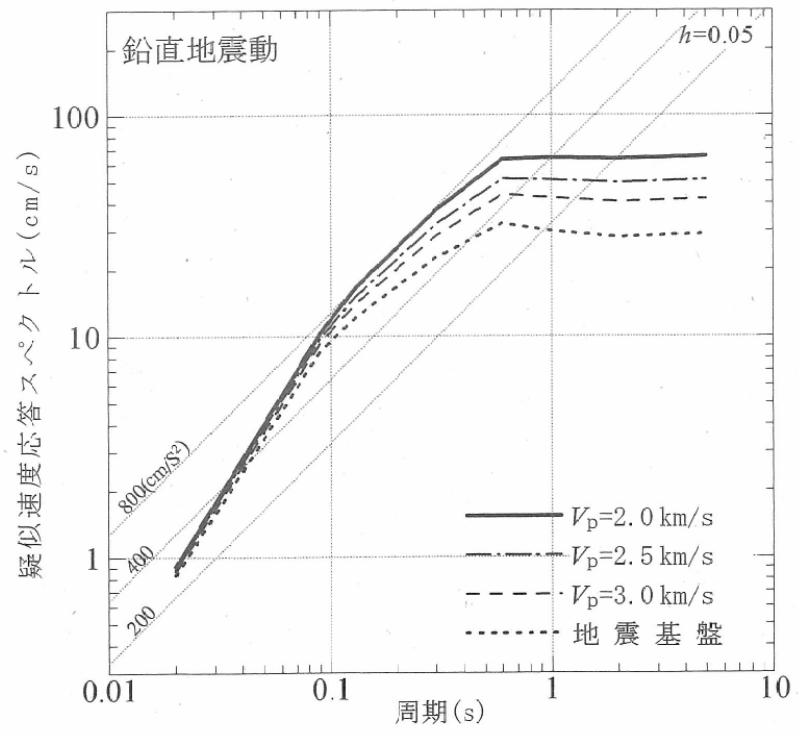


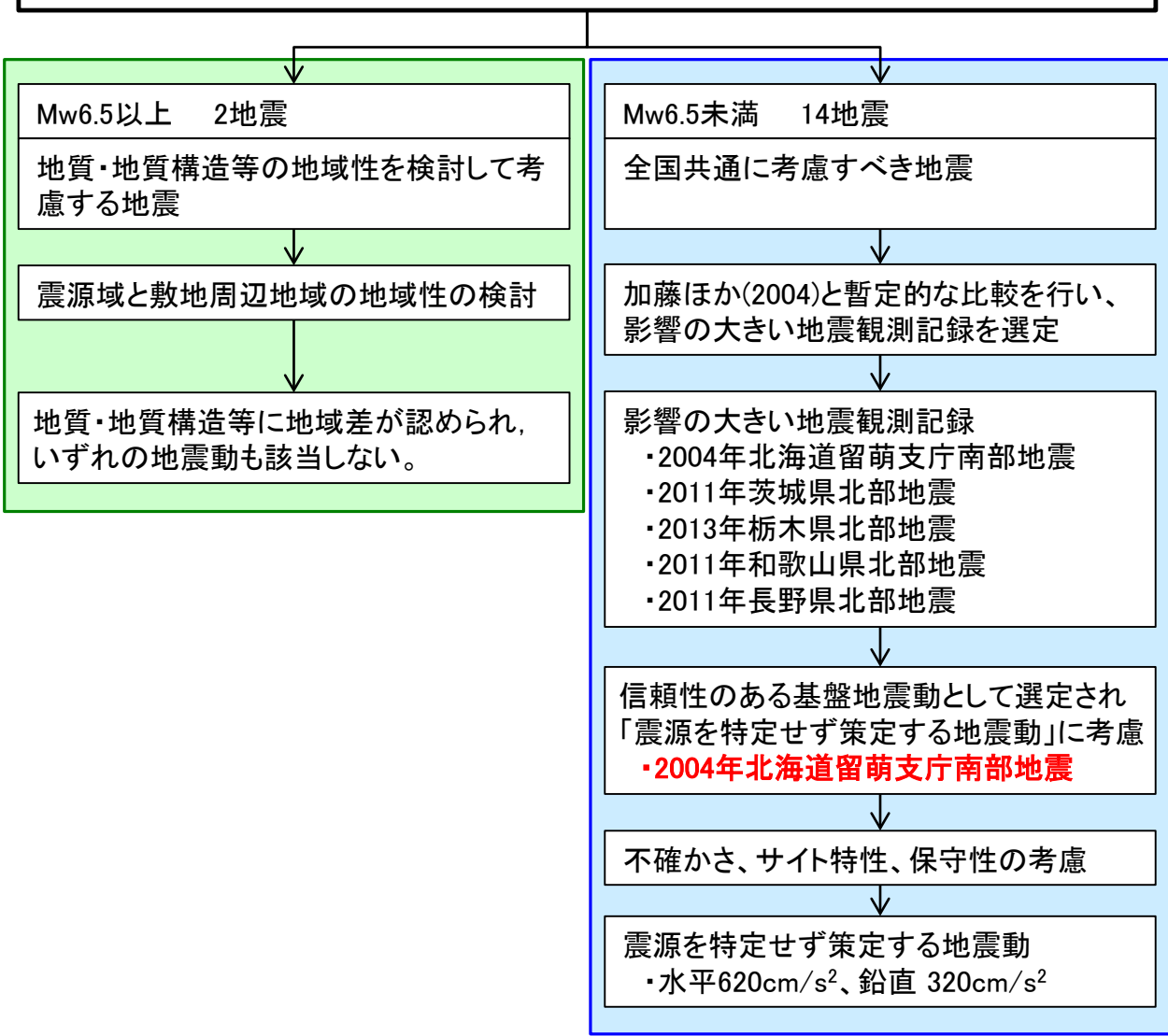
図 1.3-2 震源を特定せず策定する地震動として用いる P 波速度ごとの鉛直地震動の応答スペクトル

日本電気協会 (2008)より抜粋

加藤ほか(2004)による水平方向の応答スペクトルに対し, 日本電気協会(2008)に基づき, Noda et al.(2002)の方法により求められる地盤増幅特性を用いて評価した, 水平方向及び鉛直方向の応答スペクトル(以下, 「加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル」)を, 震源を特定せず策定する地震動として考慮する。

検討対象地震と検討概要

検討対象地震: 審査ガイドに記載の16地震



収集対象となる内陸地殻内地震の例

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

原子力規制委員会(2013)「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」より抜粋

2008年岩手・宮城内陸地震の震源域と大洗研の比較

【凡例】○類似性あり, △:類似性低い～一部あり, ×:類似性なし

項目	比較結果	2008年岩手・宮城内陸地震震源域	大洗研
地質	△	<ul style="list-style-type: none"> 震源域近傍には、主に中新統から鮮新統の堆積岩・火山岩等、第四系の火山岩類が分布する。 	<ul style="list-style-type: none"> 敷地近傍には、中新統の堆積岩、鮮新統の堆積岩、更新統の段丘堆積物等、完新統の沖積層及び砂丘砂層が分布する。
地質構造	×	<ul style="list-style-type: none"> 震源域近傍には、中新世以降に形成された褶曲構造が認められる。 カルデラが密集することから、地質構造が複雑である。 	<ul style="list-style-type: none"> 敷地近傍に広く分布する鮮新統～下部更新統(久米層)及びこれを不整合に覆う上部更新統はほぼ水平に分布している。 敷地近傍にカルデラは分布しない。
変動地形等	×	<ul style="list-style-type: none"> 下記の観点より、震源域近傍は変動地形等の認識が難しい地域である。 <ul style="list-style-type: none"> 震源域は山間部に位置し、近傍に河成段丘が一部分布するのみであり、指標となる地形が少ない。 大規模地すべりを含めた地すべりが密集している。 田力ほか(2009)によると、<u>杧木立付近には短いながら明瞭な断層変位地形があり、低位段丘礫層堆積期以降に複数回、比較的活発な活動を繰り返していることが明らかとなった。</u> 	<ul style="list-style-type: none"> 下記の観点より、敷地近傍は変動地形等が認識しやすい地域である。 <ul style="list-style-type: none"> 陸域には後期更新世以降に形成された段丘面が広く分布している。 地すべりが認められない。 海域には堆積層からなる鮮新統及び下部更新統が水平に広く分布している。 変動地形学的調査の結果、<u>敷地近傍陸域に変動地形は認められない。</u>
火山	×	<ul style="list-style-type: none"> 火山フロントに近接する。 	<ul style="list-style-type: none"> 火山フロントの遠方に位置する。
地震地体構造	×	<ul style="list-style-type: none"> 東北日本弧内帯(8C) 	<ul style="list-style-type: none"> 東北日本弧外帯(8B)
応力場	×	<ul style="list-style-type: none"> 防災科学技術研究所(2013)において、<u>ひずみ集中帯と指摘されている。</u> 東西圧縮の逆断層型が卓越 	<ul style="list-style-type: none"> ひずみ集中帯と指摘している文献はない。 敷地周辺の茨城県北部では南西－北東引張の正断層型が卓越

2008年岩手・宮城内陸地震の震源域と大洗研における地質・地質構造等を整理した結果、地域の特徴が下記のとおり大きく異なっていることから、当該地震の観測記録は収集対象外とする。

- 震源域近傍は変動地形等の認識が難しい地域であるのに対し、大洗研敷地近傍は変動地形等が認識しやすい地域である。
- 震源域周辺は東西圧縮の逆断層型が卓越する応力場であるのに対し、大洗研周辺の茨城県北部では南西－北東引張の正断層型が卓越する応力場である。

2000年鳥取県西部地震の震源域と大洗研の比較

【凡例】○類似性あり, △:類似性低い～一部あり, ×:類似性なし

項目	比較結果	2000年鳥取県西部地震震源域	大洗研
地質	×	<ul style="list-style-type: none"> 震源域近傍には、主に白亜系～古第三系の花崗岩及び中新統の安山岩～玄武岩の岩脈が分布する。 	<ul style="list-style-type: none"> 敷地近傍には、中新統の堆積岩、鮮新統の堆積岩、更新統の段丘堆積物等、完新統の沖積層及び砂丘砂層が分布する。
地質構造	×	<ul style="list-style-type: none"> 第四紀中期以降に新たに断層面を形成して、断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階にある。 	<ul style="list-style-type: none"> 敷地近傍に広く分布する鮮新統～下部更新統(久米層)及びこれを不整合に覆う上部更新統はほぼ水平に分布している。
変動地形等	×	<ul style="list-style-type: none"> 下記の観点より、震源域近傍は変動地形等の認識が難しい地域である。 <ul style="list-style-type: none"> 岡田(2002)によると、震源域近傍の活断層の特徴として、第四紀中期以降に新たな断層面を形成して断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階にある。 震源域に震源断層の方向とほぼ一致する短く断続するリニアメント群が判読されるとともにリニアメント沿いで水平に近い条線をもつ断層露頭が多く確認され、これらの断層は横ずれ断層に伴うフラワー構造を呈して地下では1本の断層に収斂すると推測されている。 	<ul style="list-style-type: none"> 下記の観点より、敷地近傍は変動地形等が認識しやすい地域である。 <ul style="list-style-type: none"> 陸域には後期更新世以降に形成された段丘面が広く分布している。 地すべりが認められない。 海域には堆積層からなる鮮新統及び下部更新統が水平に広く分布している。 変動地形的調査の結果、敷地近傍陸域に変動地形は認められない。
火山	×	<ul style="list-style-type: none"> 火山フロントに近接する。 	<ul style="list-style-type: none"> 火山フロントの遠方に位置する。
地震地体構造	×	<ul style="list-style-type: none"> 中国山地・瀬戸内海(10C5) 	<ul style="list-style-type: none"> 東北日本弧外帯(8B)
応力場	×	<ul style="list-style-type: none"> 西村(2014)において、ひずみ集中帯と指摘されている。 東西圧縮の横ずれ断層型が卓越 	<ul style="list-style-type: none"> ひずみ集中帯と指摘している文献はない。 敷地周辺の茨城県北部では南西－北東引張の正断層型が卓越

2000年鳥取県西部地震の震源域と大洗研における地質・地質構造等を整理した結果、地域の特徴が下記のとおり大きく異なっていることから、当該地震の観測記録は収集対象外とする。

- 震源域近傍は活断層の発達過程としては未成熟な段階であるとともに花崗岩が分布する地域であり弾性波探査等の調査では断層の存否を確認することは難しく活構造の認識が困難な地域であるのに対し、大洗研敷地近傍は堆積岩が分布する地域であることから弾性波探査等の調査により活構造が認識しやすい地域である。
- 震源域周辺は東西圧縮の横ずれ断層型が卓越する応力場であるのに対し、大洗研周辺の茨城県北部では南西－北東引張の正断層型が卓越する応力場である。

Mw6.5未満の地震に関する検討 (1 / 2)

●以下に、Mw6.5未満の地震のうち、影響の大きいと考えられる5記録について整理した結果を示す。

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

Mw6.5未満の地震に関する検討（2 / 2）

- 2004年留萌支庁南部地震のHKD020(港町)の観測記録については、信頼性のある基盤地震動が評価できたと考えられることから、震源を特定せず策定する地震動として考慮する。
- 2011年茨城県北部地震のIBRH13(高萩)、2013年栃木県北部地震のTCGH07(栗山西)、2011年和歌山県北部地震のWKYH01(広川)の観測記録について、1次元波動論では信頼性のある地盤モデルが構築できず、はぎとり解析による基盤地震動の評価は困難であると考えられるため、今後も継続的に知見の収集、はぎとり解析等の検討が必要である。
- 2011年長野県北部地震のNIG023(津南)の観測記録については、地盤情報が乏しく、はぎとり解析による基盤地震動の算定が困難であるため、今後、各種調査により地盤情報の取得が必要である。

- 佐藤ほか(2013)では、K-NET観測点のHKD020(港町)について、G.L.-6mまでの室内試験結果を考慮した非線形解析を行い、G.L.-41mの基盤面における基盤地震動を評価している(G.L.-6m以深は線形解析を仮定し、減衰定数は1%に設定)。
- 上記の基盤地震動の評価結果について妥当性を確認するため、以下の追加検討を実施する。
 - ①佐藤ほか(2013)の報告時点以降に、G.L.-6mからG.L.-41mまでの室内試験結果を用い、G.L.-41mまでの非線形性を考慮して基盤地震動(水平方向)を評価する。
 - ②不確かさを考慮した基盤地震動の評価として、G.L.-6mまで非線形、G.L.-6m以深は減衰定数3%として基盤地震動(水平方向)を評価する。
 - ③佐藤ほか(2013)の報告時点以降に得られたPS検層の再測定結果から、地盤モデルを変更して基盤地震動(鉛直方向)を評価する(解析方法は佐藤ほか(2013)と同様)。
 - ④HKD020(港町)における地下水位の状況を踏まえ、G.L.-6mまではポアソン比一定、G.L.-6m以深は体積弾性率一定として基盤地震動(鉛直方向)を評価する。
 - ⑤大洗研における地盤物性の影響を考慮した基準地震動(水平方向・鉛直方向)を評価する。

- 2004年北海道留萌支庁南部地震のK-NET HKD020(港町)観測点の観測記録について、佐藤ほか(2013)による基盤地震動を震源を特定せず策定する地震動に反映するにあたり、基盤地震動評価結果における地盤物性等の妥当性を確認するため、以下の検討を実施する。

	佐藤ほか(2013)	
	水平成分	鉛直成分
G.L. 0m ~ G.L.-6m	室内試験結果を考慮した等価線形解析	体積弾性率一定と仮定した線形解析
G.L.-6m ~ G.L.-41m	減衰定数を一律1%とした線形解析	
最大加速度	585 cm/s ²	—
	—	296 cm/s ²



検討①	検討②	検討③	検討④
水平成分	水平成分	鉛直成分	鉛直成分
室内試験結果を考慮した等価線形解析	室内試験結果を考慮した等価線形解析	表層部のPS検層を再実施し、地盤モデルに反映 体積弾性率一定と仮定した線形解析	地下水位の状況を踏まえポアソン比一定とした線形解析
	減衰定数を一律3%とした線形解析		体積弾性率一定と仮定した線形解析
561 cm/s ²	609 cm/s ²	—	—
—	—	306 cm/s ²	262 cm/s ²

検討⑤

大洗研における地盤特性の影響を考慮した基盤地震動を評価

▼解放基盤表面(G.L.-173m)

Vs=1010m/s
Vp=2170m/s
(留萌のG.L.-41mの基盤層のVs,Vpと同等)

大洗研の解放基盤(G.L.-173m層)の地盤物性値(Vs=1010m/s、Vp=2170m/s)は留萌の基盤層(G.L.-41m)と同程度であるため、留萌の基盤層の地震波を大洗研の解放基盤表面における基盤地震動として評価する。

(※) 地盤物性の影響を評価するにあたり、はざとり解析の不確かさを考慮して、最も大きい最大加速度値の検討結果を考慮することにより、保守的な設定とする。

震源を特定せず策定する地震動 (1/2)

設置変更許可申請時(平成26年11月)

- 加藤ほか(2004)による応答スペクトル
加藤ほか(2004)及びNoda *et al.*(2002)に基づく水平方向及び鉛直方向の応答スペクトルを、震源を特定せず策定する地震動として考慮。
- Mw6.5以上の地震(2地震)
2008年岩手・宮城内陸地震及び2000年鳥取県西部地震の震源域は、両地震とも大洗研とは異なる地域性を有していることを確認したため、震源を特定せず策定する地震動として考慮する必要はないものと評価。
- Mw6.5未満の地震(14地震)
加藤ほか(2004)による応答スペクトルを参照し、影響が大きいと考えられる観測記録のうち、2004年北海道留萌支庁南部地震の観測記録については、信頼性のある基盤地震動が評価できたと考えられることから、震源を特定せず策定する地震動として考慮。
 - 佐藤ほか(2013)によると、水平成分 585cm/s²、鉛直成分 296cm/s²と評価され、はぎとり解析の不確かさ等を含めた検討結果として、水平成分 609cm/s²、鉛直成分 306cm/s²と評価。

以上を踏まえ、以下の地震動を震源を特定せず策定する地震動として考慮。

- 加藤ほか(2004)による応答スペクトル
 - 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
- 評価された最大加速度、水平成分 609cm/s²、鉛直成分 306cm/s²の地震動を踏まえ、水平成分 620cm/s²、鉛直成分 320cm/s²に嵩上げた地震動

設置変更許可申請時以降の検討

- Mw6.5未満の地震(地震動の評価)
2004年北海道留萌支庁南部地震において、敷地における地盤物性の影響を考慮した地震動を評価。
 - 大洗研の地盤物性による影響を考慮した結果、設置変更許可申請時の評価から変更無し。(水平成分 609cm/s²、鉛直成分 306cm/s²)

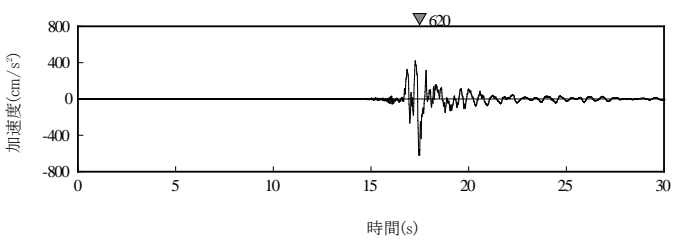
震源を特定せず策定する地震動

以下の地震動を震源を特定せず策定する地震動として考慮する。

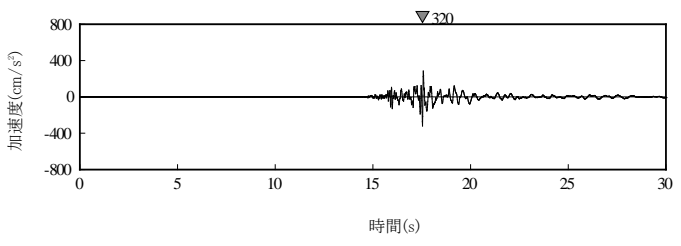
- 加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル
 - 2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した地震動
- 評価された最大加速度、水平成分 609cm/s²、鉛直成分 306cm/s²の地震動を踏まえ、水平成分 620cm/s²、鉛直成分 320cm/s²に嵩上げた地震動

震源を特定せず策定する地震動 (2/2)

●加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル, 及び, 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水平成分 620cm/s², 鉛直成分 320cm/s²の地震動を, 震源を特定せず策定する地震動として考慮する。



水平成分

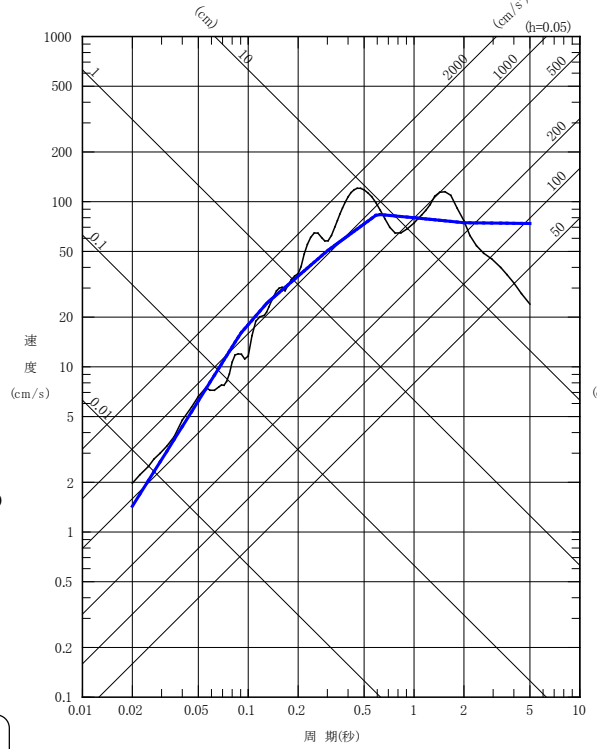


鉛直成分

加速度時刻歴波形

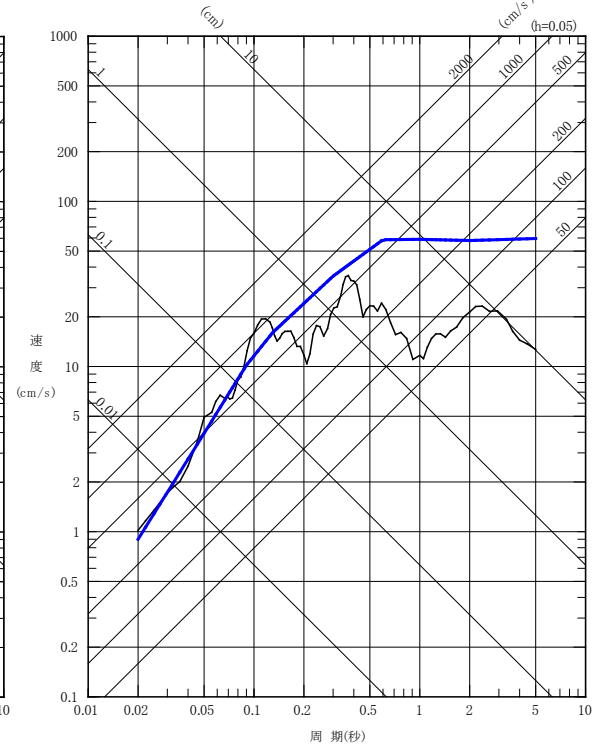
〔2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した地震動〕

— 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
— 加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル



水平成分

— 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
— 加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル



鉛直成分

擬似速度応答スペクトル

1. 基準地震動 S_s の策定の概要
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

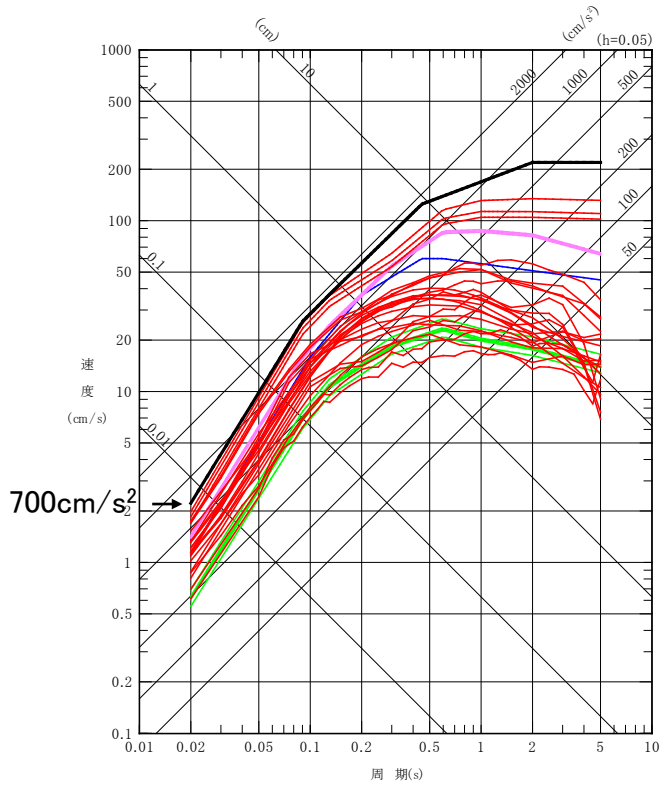
参考資料

- 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 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について

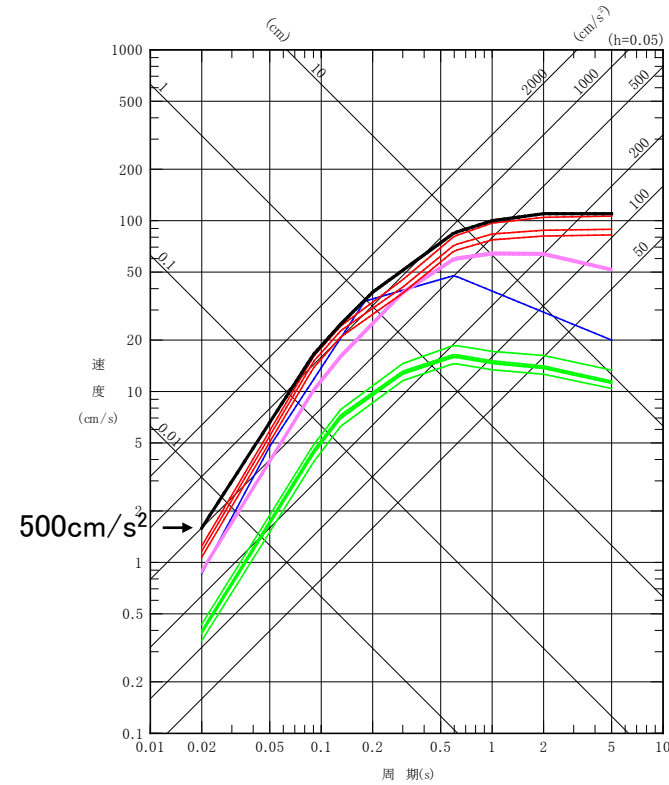
参考文献

■ 応答スペクトル手法による地震動評価結果をすべて包絡するように基準地震動Ss-Dのコントロールポイントを設定する。

- 基準地震動Ss-D
- プレート間地震による評価
- 海洋プレート内地震による評価
- 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評価
- 内陸地殻内地震：F3断層～F4断層による評価



水平成分



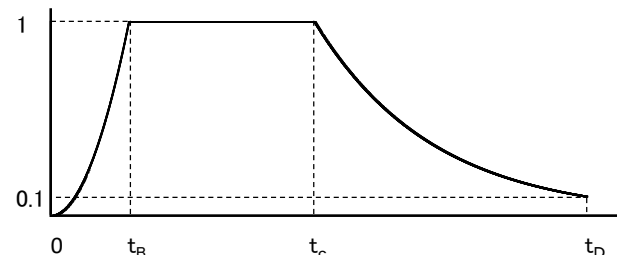
鉛直成分

応答スペクトル		コントロールポイント					
		A	B	C	D	E	F
Ss-DH	周期(s)	0.02	0.09	0.13	0.45	2.00	5.00
	速度(cm/s)	2.228	25.783	37.242	125.335	220.000	220.000

応答スペクトル		コントロールポイント							
		A	B	C	D	E	F	G	H
Ss-Dv	周期(s)	0.02	0.09	0.13	0.20	0.60	1.00	2.00	5.00
	速度(cm/s)	1.592	16.473	24.828	38.197	85.000	100.000	110.000	110.000

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

模擬地震波	最大加速度 (cm/s ²)	継続時間(s)	振幅包絡線の経時変化(s)		
			t _B	t _C	t _D
Ss-DH	700	142.55	16.60	47.50	142.55
Ss-DV	500	142.55	16.60	47.50	142.55



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

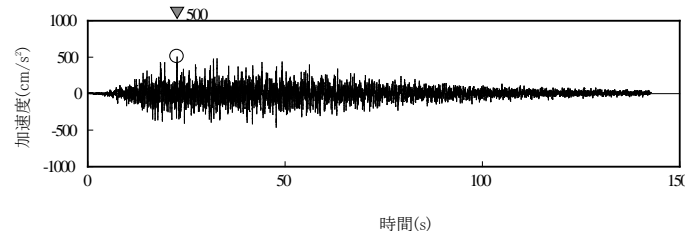
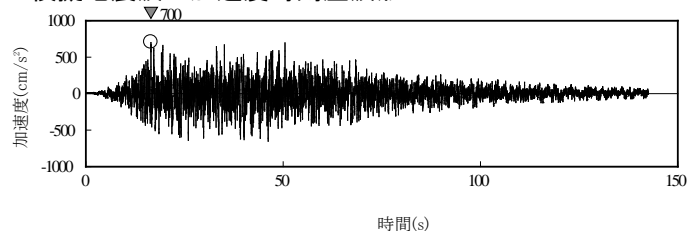
$$t_C - t_B = 10^{0.3M - 1.0}$$

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

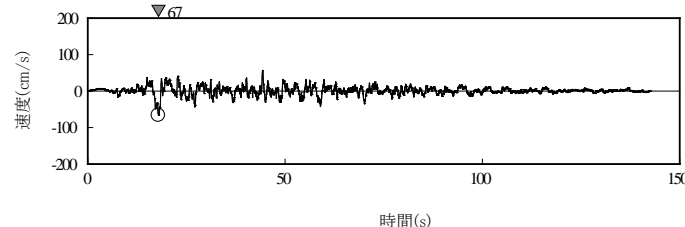
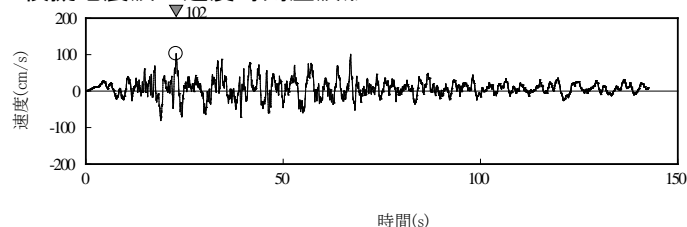
$$E(t) = \begin{cases} (t/t_B)^2 & 0 \leq t \leq t_B \\ 1 & t_B \leq t \leq t_C \\ \exp[(\ln 0.1)(t - t_C)/(t_D - t_C)] & t_C \leq t \leq t_D \end{cases}$$

地震規模M, 等価震源距離X_{eq}については、基準地震動Ss-Dの設定において考慮している敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の各地震発生様式の検討用地震のうち、より継続時間が長くなるよう、プレート間地震の条件を考慮してM8.3, X_{eq}=144.9kmとする(詳細は次頁で説明)。

模擬地震波の加速度時刻歴波形



模擬地震波の速度時刻歴波形



Ss-DH(水平成分)

Ss-DV(鉛直成分)

■基準地震動Ss-Dの応答スペクトルに適合する模擬地震波作成に関し、Noda et al.(2002)の方法に基づく振幅包絡線の設定に必要なM, Xeqについては、基準地震動Ss-Dの設定において考慮している敷地ごとに震源を特定して策定する地震動の各地震発生様式の検討用地震のうち、より継続時間が長くなるよう、プレート間地震(2011年東北地方太平洋沖型地震)の条件を考慮して設定する。

・Mの設定

Noda et al.(2002) のマグニチュード(気象庁マグニチュードまたはそれに準ずるもの)に関する上限はM8.5である。具体的には、M7.0までの観測記録を回帰したものに對し実記録との比較を通してM8.0まで適用性を確認したうえで、それ以上の規模に対してはM8.5まで外挿し理論的検討で確認している。

一方、2011年東北地方太平洋沖型地震の規模はそれを上回るMw9.0であることから、Noda et al.(2002)の適用範囲を外れる。

しかしながら、司ほか(2011)では、2011年東北地方太平洋沖地震を含め、国内外で発生した超巨大地震(Mw8.3~9.0)における強震動の距離減衰特性の分析結果から、強震動レベルに見合う地震規模はいずれもMw8.3であることが示されている。

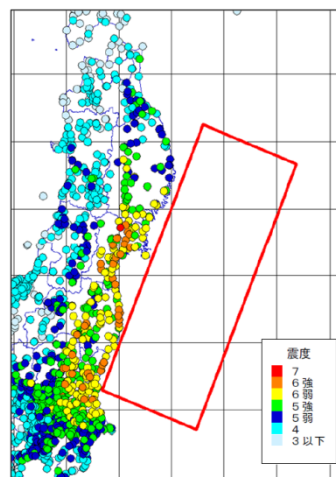
また、中央防災会議(2012)の知見では、2011年東北地方太平洋沖地震における震度分布と距離減衰式の関係から求めた地震規模Mwについて「8.2~8.3程度」と指摘されている。

Noda et al.(2002) に適用するマグニチュードについては、Mが8を大きく超えるような地震に関する気象庁マグニチュードは過小評価になることが知られている(気象庁(2012))ことを踏まえ、安全側にMwの値をMとみなして、上記知見に基づき、Mw8.3=M8.3として設定する。

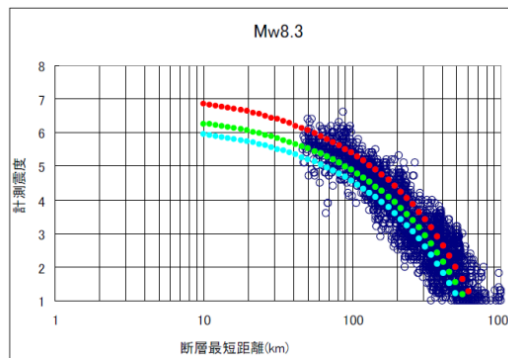
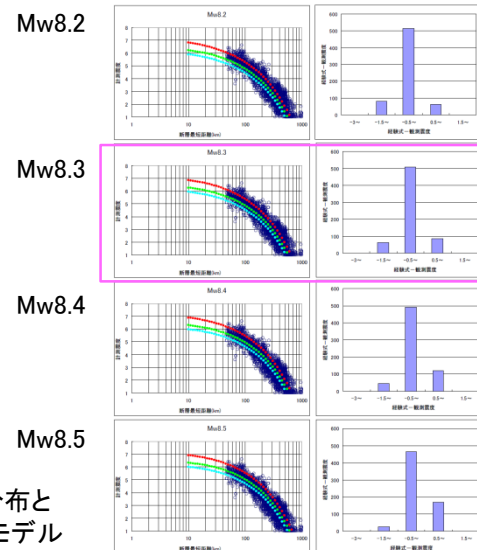
・Xeqの設定

プレート間地震の地震動評価で設定した2011年東北地方太平洋沖型地震の基本震源モデル全体を考慮した等価震源距離Xeq=144.9kmとする。

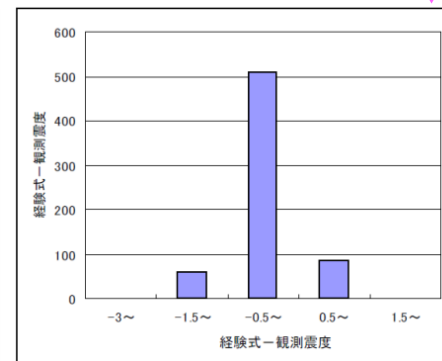
- 東北地方太平洋沖地震の観測震度
- 距離減衰 (AVS150m/s)
- 距離減衰 (AVS400m/s)
- 距離減衰 (AVS700m/s)



2011年東北地方太平洋沖地震の震度分布と断層最短距離の算出に用いた震源断層モデル(赤枠)



2011年東北地方太平洋沖地震の震度と距離減衰

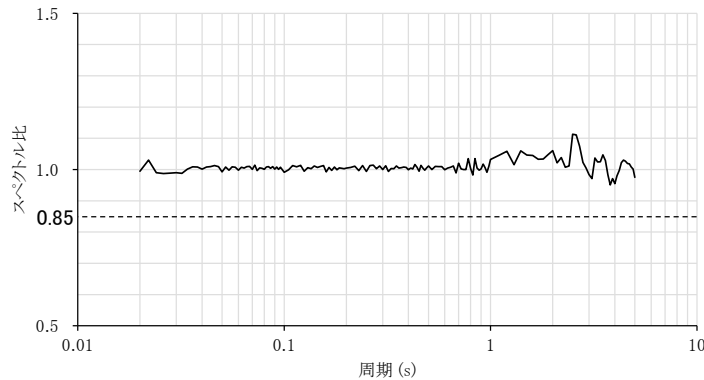


ヒストグラムは計測震度4.5以上を観測した地点について工学的基盤(AVS600m/s)上の震度と比較し作成

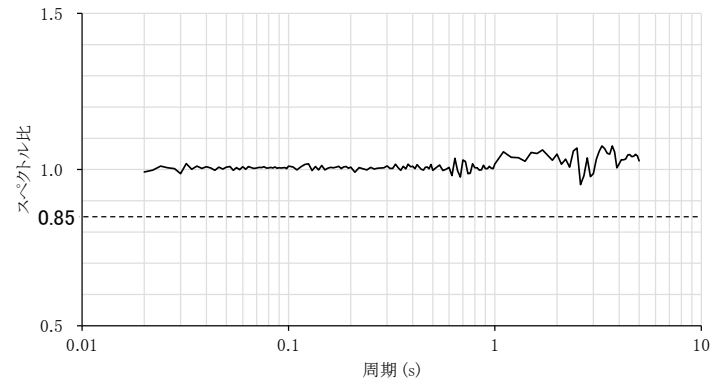
振幅包絡線のM, Xeqは、2011年東北地方太平洋地震に関する知見等に基づきM8.3, Xeq=144.9kmとする。

中央防災会議(2012)に一部加筆

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



Ss-DH(水平成分)



Ss-DV(鉛直成分)

応答スペクトル比

応答スペクトルの強度値の比(SI比)

模擬地震波	SI比 (周期0.1~2.5秒)
Ss-DH	1.031
Ss-DV	1.031

ここで、

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

$$S_v : \text{擬似速度応答スペクトル}$$

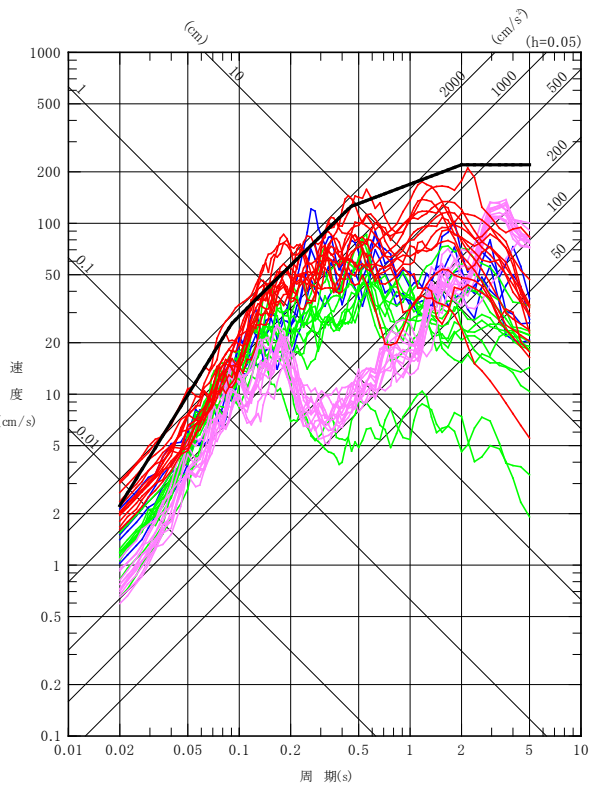
$$T : \text{周期}$$

$$h : \text{減衰定数(5\%)}$$

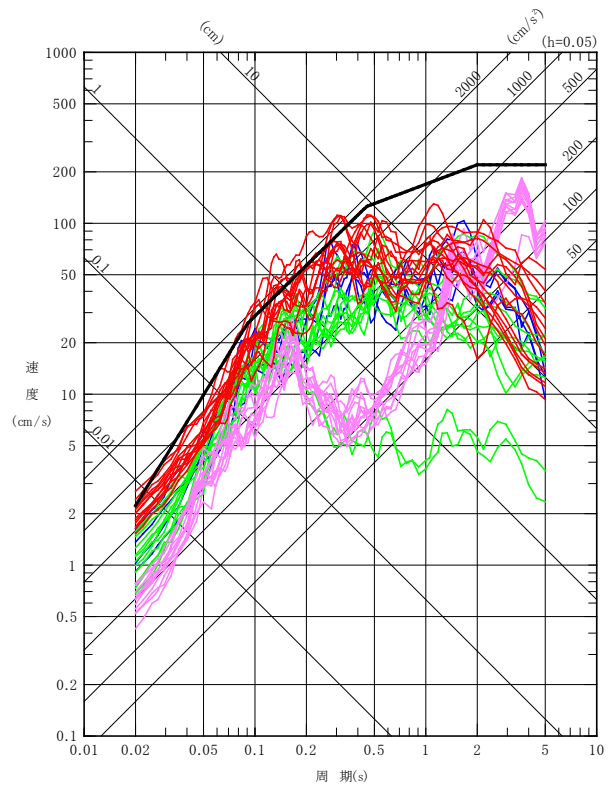
作成した模擬地震波は、日本電気協会(2008)に示される適合度の条件を満足していることを確認した。

■ 各地震発生様式における断層モデル手法の地震動評価結果(全ケース)と基準地震動Ss-Dを比較する。

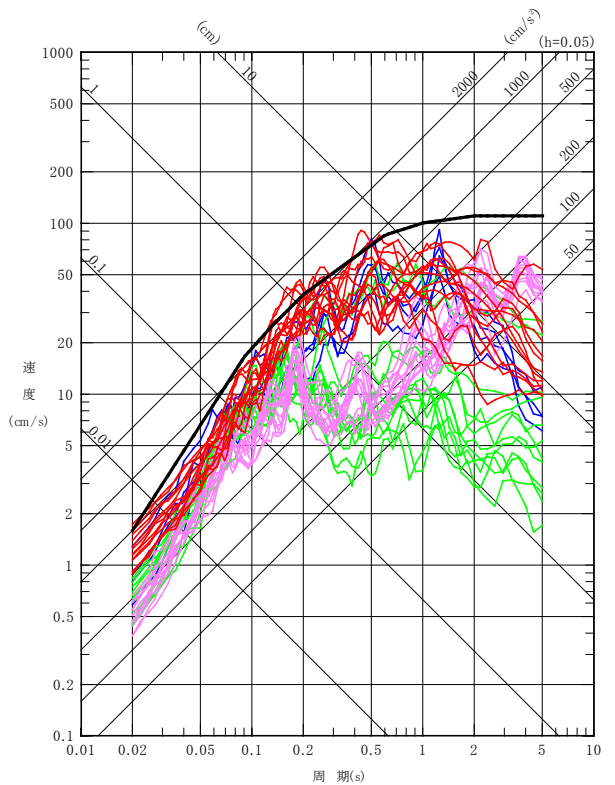
- 基準地震動Ss-D
- プレート間地震による評価
- 海洋プレート内地震による評価
- 内陸地殻内地震：F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層による評価
- 内陸地殻内地震：F3断層～F4断層による評価



NS成分



EW成分

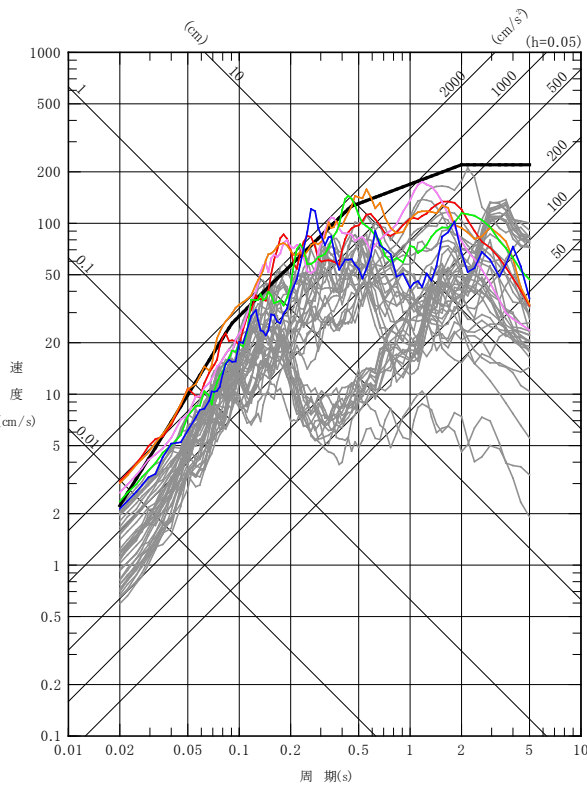


UD成分

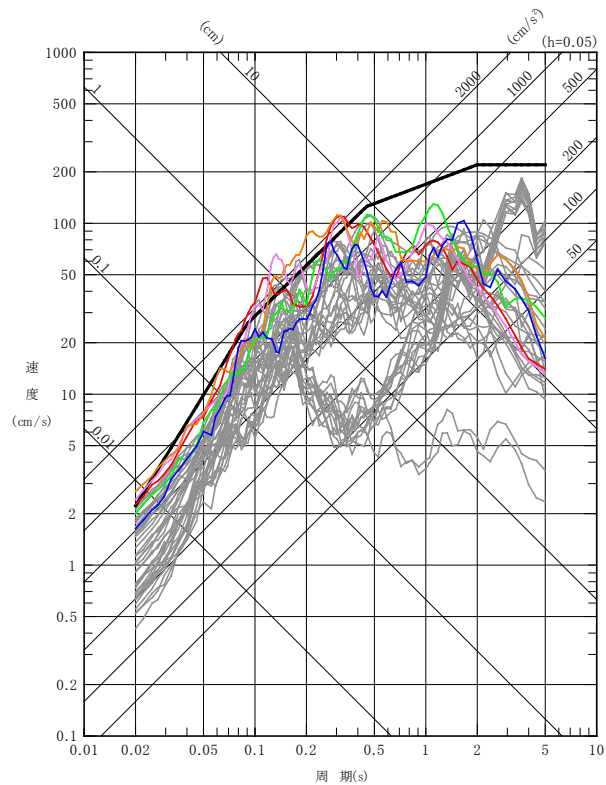
断層モデル手法による各地震動評価結果のうち、プレート間地震及び内陸地殻内地震：F3断層～F4断層の評価結果が基準地震動Ss-Dを一部の周期帯で上回る。なお、海洋プレート内地震及び内陸地殻内地震：F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地震断層の地震動評価結果は、基準地震動Ss-Dに包絡されている。

■ 各地震発生様式における断層モデル手法による地震動評価結果のうち、一部周期帯で基準地震動Ss-Dを上回るケースを示す。

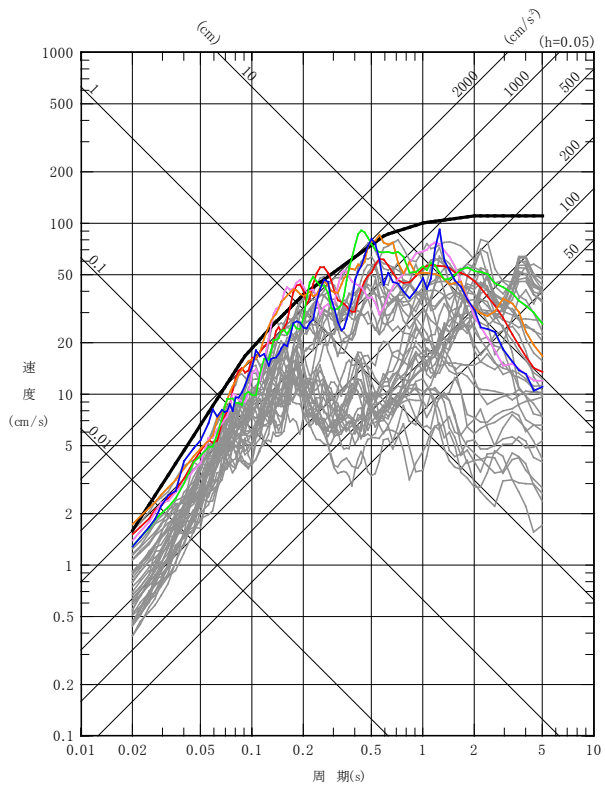
- Ss-D 応答スペクトル手法による基準地震動
- Ss-1 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点1)
- Ss-2 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点2)
- Ss-3 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点3)
- Ss-4 F3断層～F4断層による地震(断層傾斜角の不確かさ, 破壊開始点3)
- Ss-5 2011年東北地方太平洋沖型地震(SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳)
- 断層モデル手法の各評価結果



NS成分



EW成分

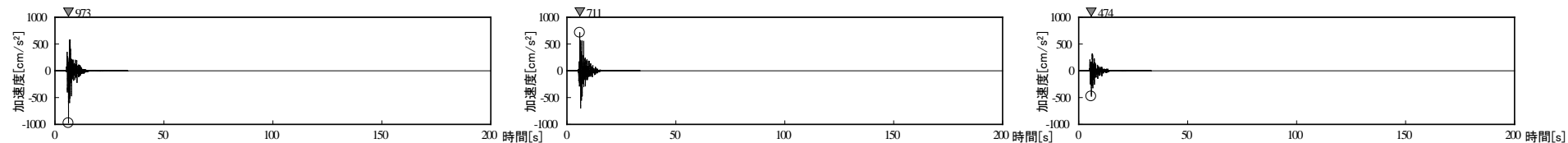


UD成分

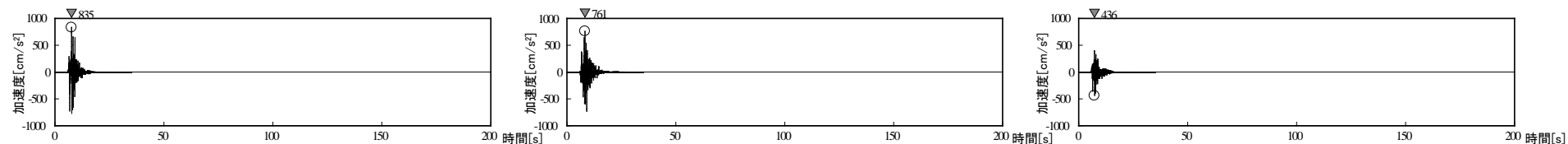
各地震発生様式の断層モデル手法による地震動評価結果のうち、一部周期帯で基準地震動Ss-Dを上回る5ケースを断層モデル手法による基準地震動に選定し、それぞれSs-1, Ss-2, Ss-3, Ss-4, Ss-5とする。

■ 基準地震動Ssの加速度時刻歴波形

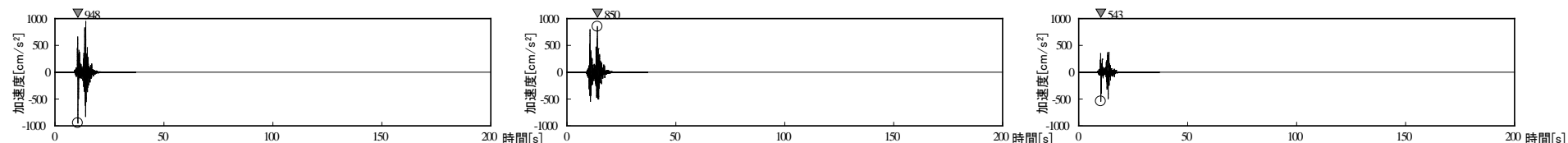
Ss-1 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点1)



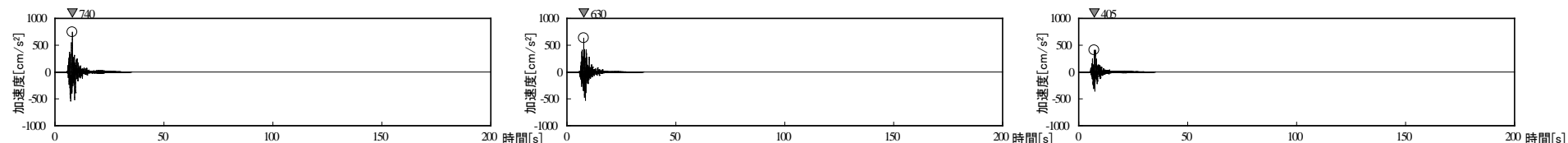
Ss-2 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点2)



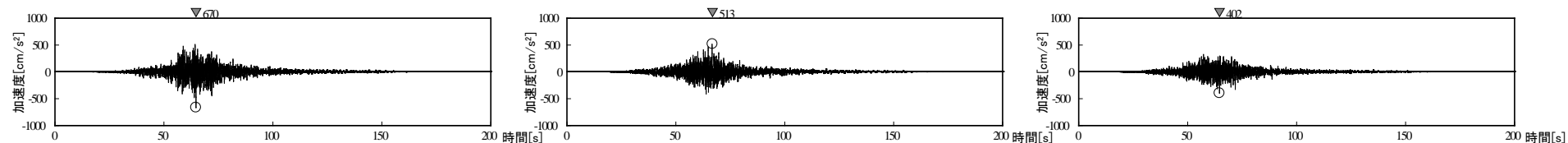
Ss-3 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点3)



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)



NS成分

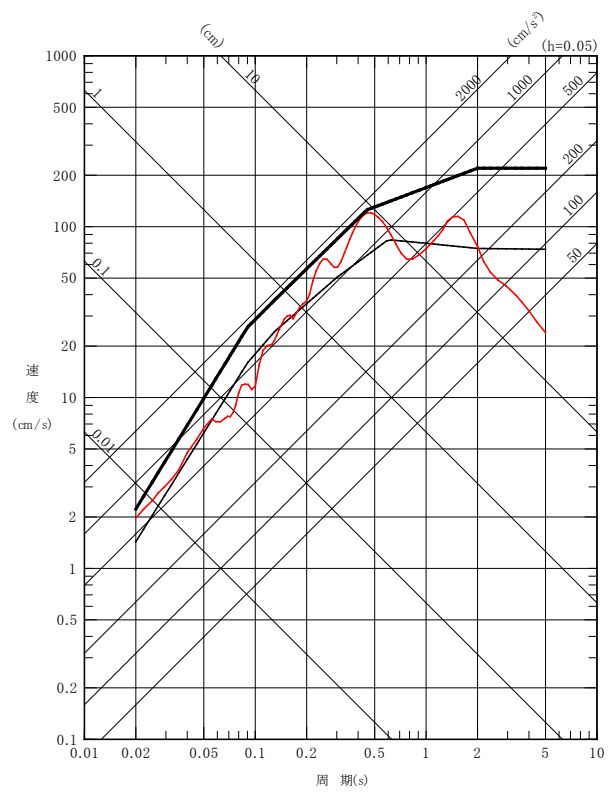
EW成分

UD成分

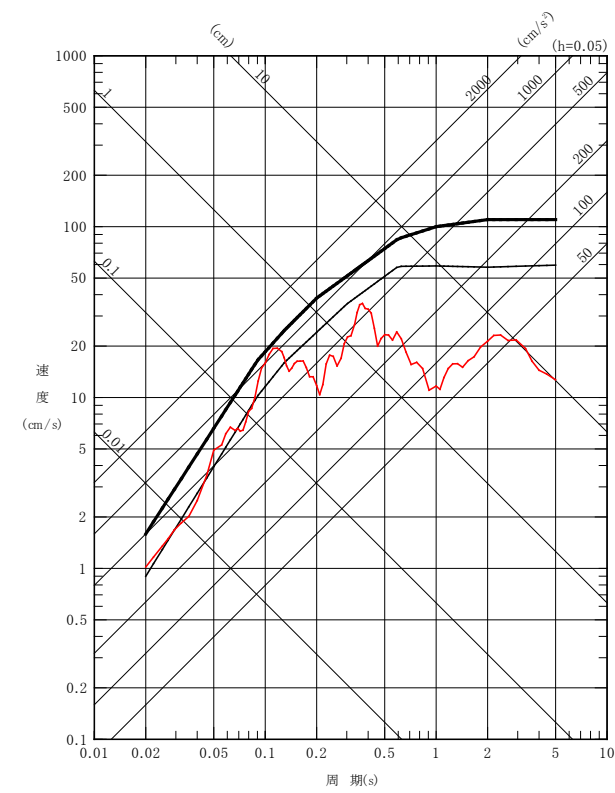
震源を特定せず策定する地震動

■ 震源を特定せず策定する地震動と基準地震動S_s-Dを比較する。

- S_s-D 応答スペクトル手法による基準地震動
- 2004年北海道留萌支庁南部地震の検討結果に保守性を考慮した地震動
- 加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトル



水平成分



鉛直成分

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及び加藤ほか(2004)に基づき設定した応答スペクトルは、基準地震動S_s-Dに包絡されることを確認した。

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。

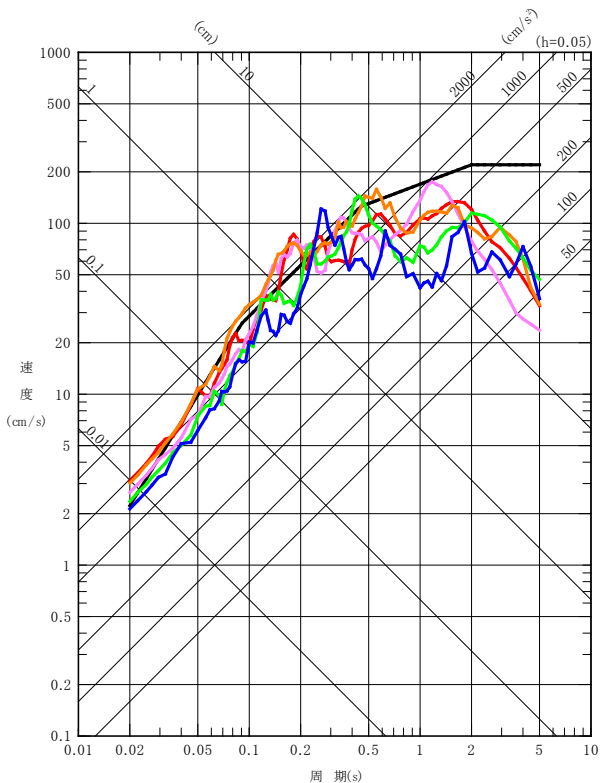
基準地震動		最大加速度 (cm/s ²)		
		NS成分	EW成分	UD成分
Ss-D	応答スペクトル手法による基準地震動	700		500
Ss-1	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点1)	973	711	474
Ss-2	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点2)	835	761	436
Ss-3	F3断層～F4断層による地震 (短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点3)	948	850	543
Ss-4	F3断層～F4断層による地震 (断層傾斜角の不確かさ, 破壊開始点3)	740	630	405
Ss-5	2011年東北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

※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])

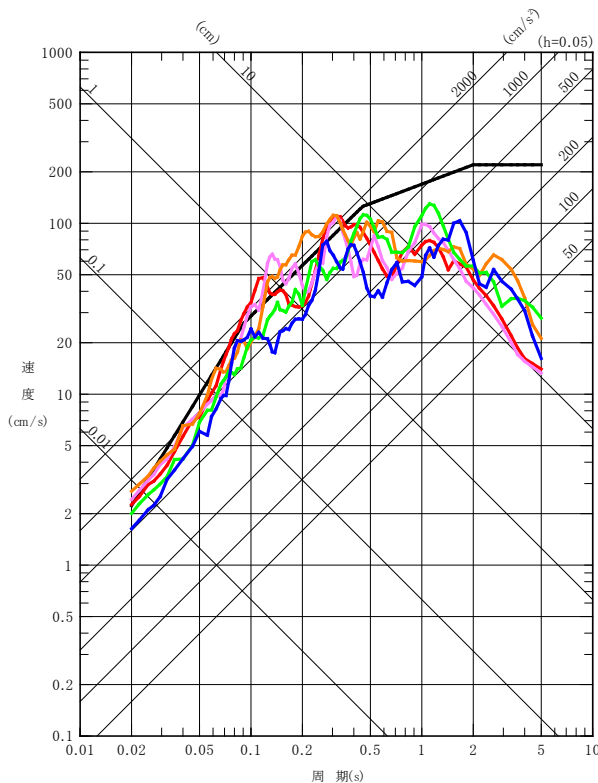
基準地震動Ss：応答スペクトル

■ 基準地震動Ssの応答スペクトル

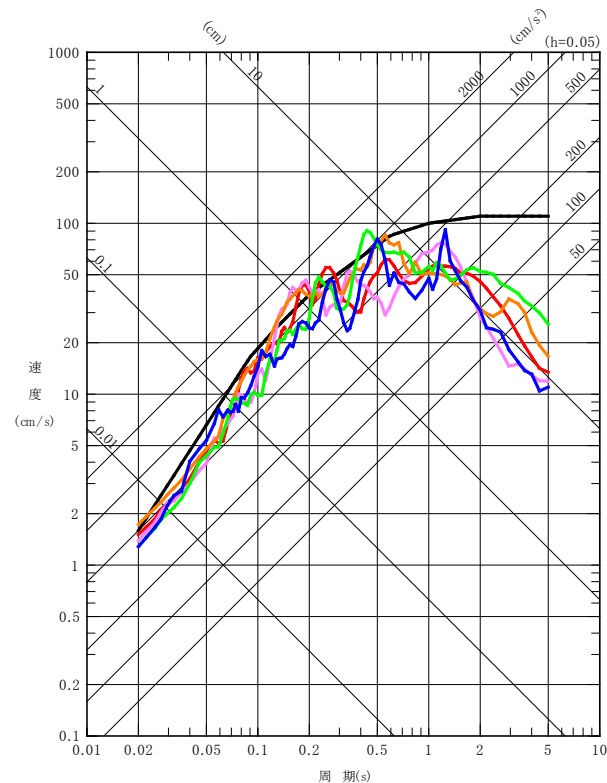
- Ss-D 応答スペクトル手法による基準地震動
- Ss-1 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点1)
- Ss-2 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点2)
- Ss-3 F3断層～F4断層による地震(短周期レベルの不確かさ, 破壊開始点3)
- Ss-4 F3断層～F4断層による地震(断層傾斜角の不確かさ, 破壊開始点3)
- Ss-5 2011年東北地方太平洋沖型地震(SMGA位置と短周期レベルの不確かさの重畳)



NS成分



EW成分



UD成分

1. 基準地震動 S_s の策定の概要
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 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について

参考文献

■基本方針

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

■震源モデルの設定

特定震源モデルと領域震源モデルを設定する。モデルの設定に際しては、活断層データの扱いや領域震源の各種設定に認識論的不確かさが存在すると考えられることから、基準地震動策定のために行った各種調査結果等に基づいた震源モデル(以下「調査モデル」と、地震調査研究推進本部の知見を参考に設定した震源モデル(以下「推本参考モデル」)をロジックツリーで考慮する。

震源		調査モデル	推本参考モデル
特定震源	海溝型地震	<ul style="list-style-type: none"> ・関東地震 ・東北地方太平洋沖型の地震 	<ul style="list-style-type: none"> ・関東地震 ・茨城県沖の地震(繰り返し発生する地震) ・東北地方太平洋沖型の地震
	内陸地殻内地震	<ul style="list-style-type: none"> ・地質調査結果に基づく断層 ・活断層研究会編(1991)に掲載されている断層 	地震調査研究推進本部(2012)
領域震源	領域区分	<ul style="list-style-type: none"> ・垣見ほか(2003) ・地震発生状況 	地震調査研究推進本部(2012)
	最大マグニチュード	領域区分内で発生した既往最大	地震調査研究推進本部(2012)
	発生頻度	気象庁カタログのデータに基づきG-R式を求め、地震規模ごとに算定	気象庁カタログのデータに基づきG-R式を求め、地震規模ごとに算定

■地震動伝播モデルの設定

・東北地方太平洋沖型の地震については断層モデル手法を用いる。その他の震源についてはNoda et al.(2002)による距離減衰式を用いる。またF3断層～F4断層については、敷地と震源との位置関係を踏まえ、確定論的地震動評価において考慮しているNFRD効果を考慮する。

・観測記録による補正係数については、基準地震動Ss策定の過程における分析結果を踏まえ、海溝型地震では茨城県沖の鹿島灘付近で発生した地震、海洋プレートの沈み込んだ深部で発生する地震、内陸地殻内地震では福島県と茨城県の県境付近で発生した地震について考慮する。

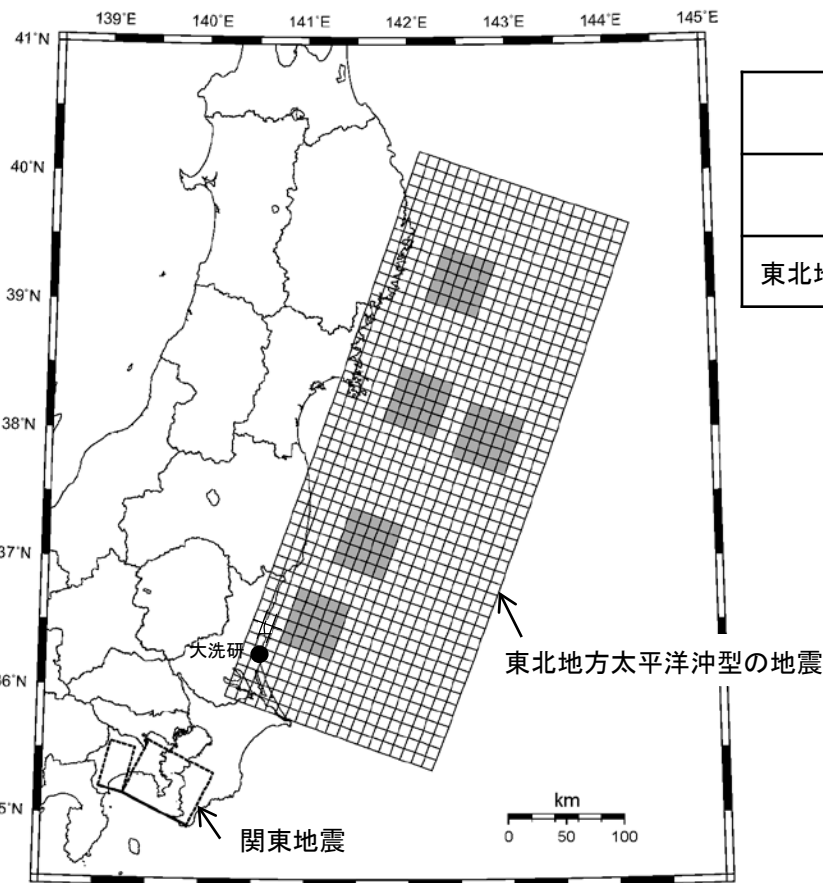
■ロジックツリーの作成

確率論的地震ハザードに大きな影響を及ぼす認識論的不確かさを選定してロジックツリーを作成する。

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

特定震源モデル 調査モデル：海溝型地震

- 関東地震, 東北地方太平洋沖型の地震を特定震源としてモデル化する。
- 関東地震の諸元については, 巨視的断層は佐藤(1989)を, マグニチュード(M)は1703年元禄地震と1923年大正関東地震の規模を参考に宇佐美ほか(2013)に基づき設定する。地震発生については, 地震調査研究推進本部(2009a), (2012)に基づく更新過程とする。
- 東北地方太平洋沖型の地震の諸元については, 「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうちプレート間地震」で設定した震源モデルとする。地震発生については, 地震調査研究推進本部(2012)に基づく更新過程とする。



海溝型地震の震源 (調査モデル)

断層名	断層長さ及び断層幅 (km)	等価震源距離 (km)	M	平均発生間隔 (年) ^{※1}
関東地震	22 × 45 63 × 55	141	7.9~8.2	220 ^{※2}
東北地方太平洋沖型の地震	500 × 200	—	Mw9.0	600 ^{※3}

- ※1 地震調査研究推進本部(2012)に基づく。
- ※2 地震調査研究推進本部(2009a), (2012)に基づき更新過程として扱い, 示されている50年発生確率1%より, 年発生確率を算出する。
- ※3 地震調査研究推進本部(2012)に基づき更新過程として扱い, 示されている50年発生確率0%より, 年発生確率を算出する。

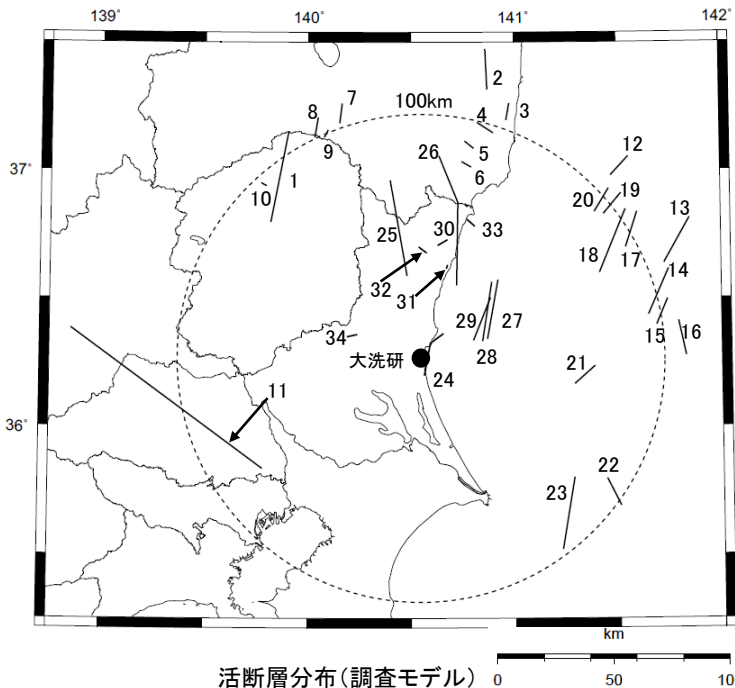
参考：東北地方太平洋沖型の地震に関する時間軸原点の違いによる発生確率の違い

断層名	時間軸原点	50年発生確率
東北地方太平洋沖型の地震	2011年3月11日	20~30% ^{※4}
	2017年3月11日	0% (10 ⁻³⁵ ^{※5})

- ※4 地震調査研究推進本部(2011)に基づく。
- ※5 平均発生間隔600年, 最新活動時期は2011年3月11日, $\alpha=0.24$ で算出。

特定震源モデル 調査モデル：内陸地殻内地震

- 敷地から100km程度の範囲の活断層を対象とする。活断層の諸元は、地質調査結果や活断層研究会編(1991)の活断層に基づき設定する。
- 地震発生は、過去の活動に関する情報がある断層については更新過程を、ない場合はポアソン過程を用いる。ポアソン過程の場合、再来期間は断層変位量(松田(1975))と平均変位速度(活動度をB級またはC級と仮定し、奥村・石川(1988)を参考に設定)から算定する。
- マグニチュードについては、松田(1975)から求める場合と武村(1998)から求める場合をロジックツリーの分岐として考慮する。
- F1断層、北方陸域の断層、塩ノ平地震断層については、2011年4月に活動した直後である塩ノ平地震断層との運動評価になることから、全長破壊の場合の発生確率は0%と考えられる。そこで残りのF1断層、北方陸域の断層をポアソン過程で評価した場合をロジックツリーの分岐として考慮する。なお、F1断層(M7.1)の単独破壊も考えられるが、後述のとおり、全体ハザードに占めるF1断層、北方陸域の断層、塩ノ平地震断層の運動の割合は小さく、規模の小さなF1断層(M7.1)の単独破壊を考慮したとしても評価結果への影響はない。
- F3断層及びF4断層については、地質・地質構造の特徴(走向・変位センスが同じ、近接している)を踏まえて運動する断層として評価しており、単独破壊は考慮しない。なお、仮に単独破壊を考慮すると、定性的に発生頻度の高い低加速度領域のハザードが大きくなるが、この領域では後述のとおり領域震源(海溝型地震)が支配的であることから、全体ハザードに与える影響は小さいものと考えられる。また、発生頻度の低い高加速度領域についてはハザードが小さくなり、単独破壊を考慮しない方が保守的な評価となる。



断層番号	断層名	断層長さ(km)	等価震源距離(km)	M (松田式) ^{※1}	M (武村式) ^{※2}	活動度	再来期間(年)
1	関谷断層	40	104	7.5	7.6	—	3,350 ^{※4}
2	三郡森付近	18	129	6.9	7.0	B	5,600
3	大阪-足沢	7	114	6.8	6.9	B	4,800
4	ニッ箭断層	8	104	6.8	6.9	B	4,800
5	赤井断層	5	95	6.8	6.9	C	25,600
6	湯ノ岳断層	5	87	6.8	6.9	B	4,800 ^{※4}
7	江花-虫笠	9	112	6.8	6.9	B	4,800
8	那須湯本北	9	111	6.8	6.9	B	4,800
9	那須湯本北東	4	106	6.8	6.9	B	4,800
10	湯本塩原断層群	3	103	6.8	6.9	B	4,800
11	深谷断層帯・綾瀬川断層	103	115	8.2	8.3	—	58,000 ^{※4}
12	新編日活海域 ^{※3}	11	121	6.8	6.9	C	25,600
13	新編日活海域 ^{※3}	23	123	7.1	7.2	C	38,000
14	新編日活海域 ^{※3}	22	107	7.1	7.2	C	36,700
15	新編日活海域 ^{※3}	12	107	6.8	6.9	C	25,600
16	新編日活海域 ^{※3}	15	114	6.8	6.9	C	26,000
17	新編日活海域 ^{※3}	17	108	6.9	7.0	C	28,900
18	新編日活海域 ^{※3}	30	98	7.3	7.4	C	50,200
19	新編日活海域 ^{※3}	12	107	6.8	6.9	C	25,600
20	新編日活海域 ^{※3}	12	105	6.8	6.9	C	25,600
21	新編日活海域 ^{※3}	12	72	6.8	6.9	C	25,600
22	新編日活海域 ^{※3}	13	102	6.8	6.9	C	25,600
23	新編日活海域 ^{※3}	32	93	7.3	7.5	C	53,600
24	F3断層~F4断層	17	12	7.0 ^{※7}	7.0 ^{※7}	B	6,100
25	棚倉破砕帯西縁断層~同東縁付近の推定活断層	42	55	7.5	7.7	B	13,300
26	F1断層~北方陸域の断層~塩ノ平地震断層	58	56	7.8	7.9	B	18,400 ^{※4}
	F1断層~北方陸域の断層	44	52	7.6	7.7	B	13,900
27	F8断層	26	36	7.2	7.3	B	8,300
28	F16断層	26	39	7.2	7.3	B	8,300
29	A-1背斜	20	31	7.0	7.1	B	6,400
30	関口-米平リニアメント ^{※6}	6	49	6.8	7.0	B	5,400
31	宮田町リニアメント ^{※6}	1	42	6.8	7.0	B	5,400
32	豎破山リニアメント ^{※6}	4	45	6.8	7.0	B	5,400
33	F11断層 ^{※6}	5	60	6.8	7.0	B	5,400
34	吾国山断層 ^{※6}	6	35	6.8	7.0	B	5,100

※1 松田(1975)に基づき算定。ただし下限はM6.8とする。

※2 武村(1998)に基づき算定

※3 活断層研究会編(1991)に記載されている活断層

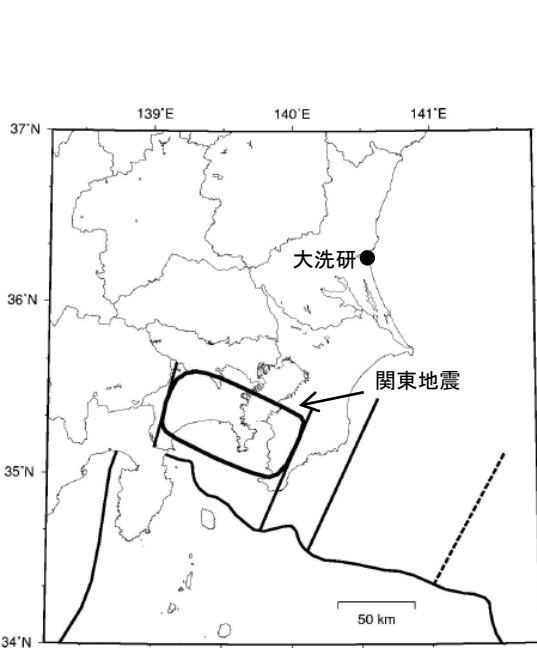
※4 更新過程に基づき評価。

※5 2011年4月に活動した塩ノ平地震断層の今後50年発生確率はほぼ0%であることから、F1断層、北方陸域の断層、塩ノ平地震断層の全長が破壊する場合の確率は更に低くなる。

※6 断層長さを拡張してマグニチュードを算定

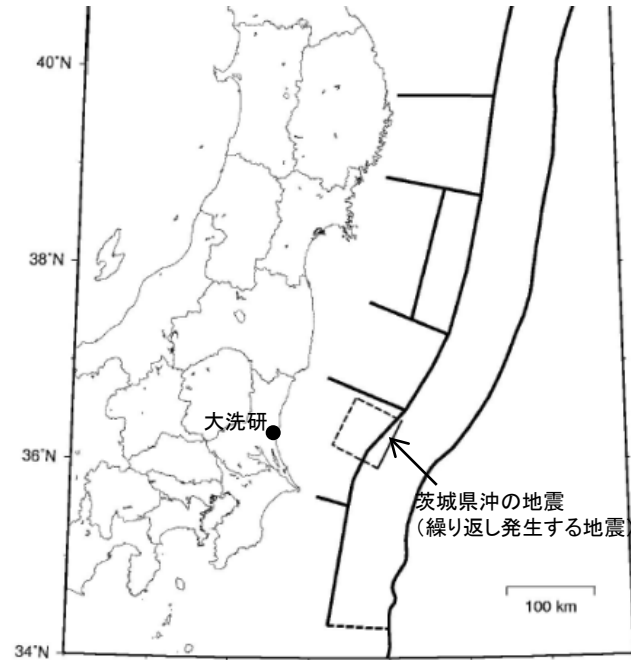
※7 確定論的地震動評価において地震規模を保守的に嵩上げしていることから、その基本震源モデルを踏まえ、M7.0の地震として設定する。

■地震調査研究推進本部において固有地震として扱われている関東地震, 茨城県沖の地震(繰り返し発生する地震), 東北地方太平洋沖型の地震を特定震源として扱う。



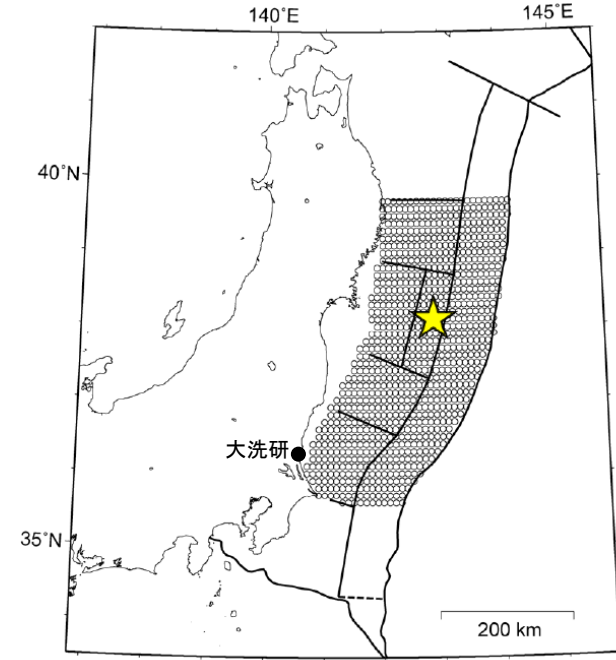
地震調査研究推進本部(2009a)に一部加筆

関東地震



地震調査研究推進本部(2009a)に一部加筆

茨城県沖の地震(繰り返し発生する地震)

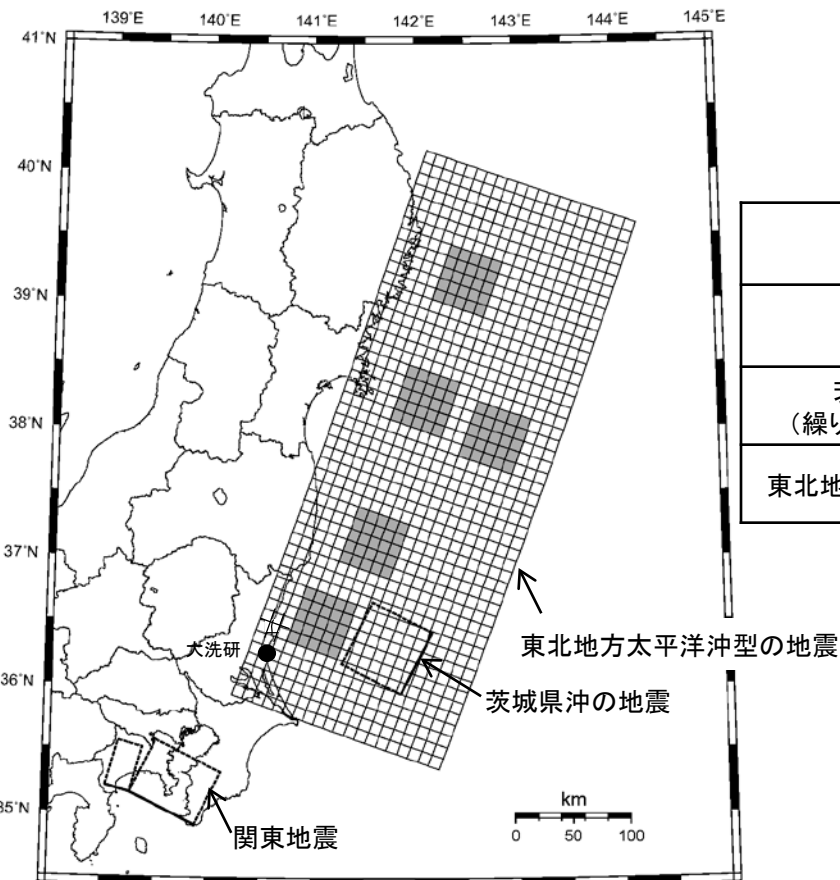


地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆

東北地方太平洋沖型の地震

特定震源モデル 推本参考モデル：海溝型地震

- 関東地震の諸元については、巨視的断層面は佐藤(1989)を、マグニチュードは1703年元禄地震と1923年大正関東地震の規模を参考に宇佐美ほか(2013)に基づき設定する。地震発生については、地震調査研究推進本部(2009a), (2012)に基づく更新過程とする。
- 茨城県沖の地震の諸元については、巨視的断層及びマグニチュードは地震調査研究推進本部(2009a), (2012)に基づき設定する。地震発生についてはポアソン過程とする。
- 東北地方太平洋沖型の地震の諸元については、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動のうちプレート間地震」で設定した震源モデルとする。地震発生については、地震調査研究推進本部(2012)に基づく更新過程とする。



断層名	断層長さ及び断層幅 (km)	等価震源距離 (km)	M	平均発生間隔 (年) ^{※1}
関東地震	22 × 45 63 × 55	141	7.9~8.2	220 ^{※2}
茨城県沖の地震 (繰り返し発生する地震)	60 × 60	106	7.0	21 ^{※3}
東北地方太平洋沖型の地震	500 × 200	—	Mw9.0	600 ^{※4}

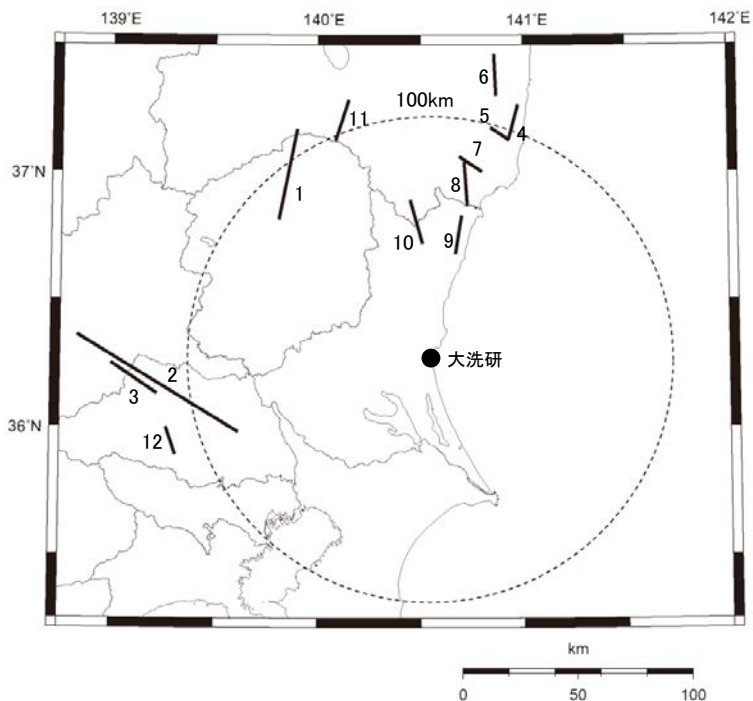
※1 地震調査研究推進本部(2009a), (2009b), (2012)に基づく。
 ※2 地震調査研究推進本部(2009a), (2012)に基づき更新過程として扱い、示されている50年発生確率1%より、年発生確率を算出する。
 ※3 ポアソン過程で評価する。
 ※4 地震調査研究推進本部(2012)に基づき更新過程として扱い、示されている50年発生確率0%より、年発生確率を算出する。

海溝型地震の震源(推本参考モデル)

特定震源モデル 推本参考モデル：内陸地殻内地震

■調査モデルにおける敷地近傍の断層は、後期更新世以降の活動を否定しきれないことから、基準地震動の策定において考慮しているものが多い。従って、将来活動する可能性のある断層かどうかについては認識論的不確かさが存在すると考えられることから、調査モデルの他に地震調査研究推進本部での扱いをロジックツリーの分岐として考慮する。

■活断層の諸元は、地震調査研究推進本部の確率論的地震動予測地図で考慮している活断層に基づく。地震発生については、地震調査研究推進本部(2012)を参考に、更新過程またはポアソン過程とする。



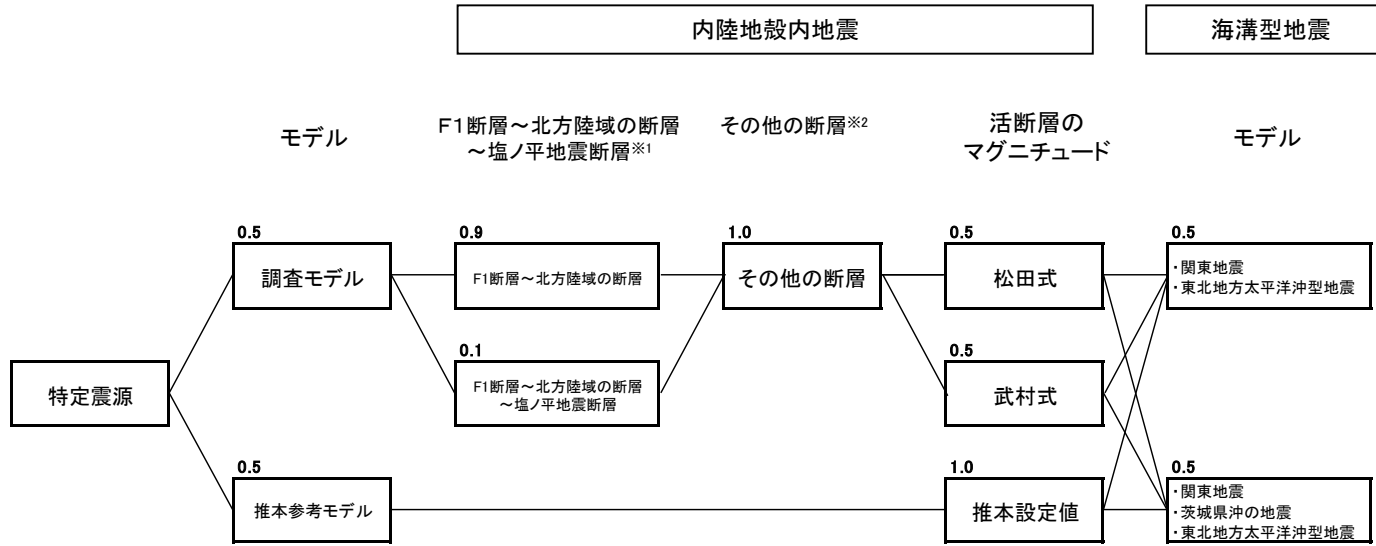
敷地周辺の活断層分布
(推本参考モデル)

断層番号	断層名	断層長さ (km)	等価震源距離(km)	M	再来期間 (年) ^{※1}
1	関谷断層	38	108	7.5	3,350 ^{※2}
2	関東平野北西縁断層主部	82	120	8.0	21,500 ^{※2}
3	平井-櫛挽断層帯	23	130	7.1	7,000
4	大阪-足沢断層帯	16	110	6.8	12,700
5	二ツ箭断層	10	103	6.5	3,200
6	三郡森断層帯	18	128	6.9	5,700
7	湯ノ岳断層	12	88	6.6	3,800
8	井戸沢断層	19	79	7.0	62,900
9	高萩付近推定	17	56	6.9	56,300
10	棚倉破碎帯西縁断層	20	61	7.0	66,200
11	白河西方断層帯	18	112	6.9	59,600
12	越生断層	13	119	6.7	22,000

※1 地震調査研究推進本部(2012)に基づき算定。地震発生については地震調査研究推進本部(2012)に基づき、断層番号1, 2は更新過程, それ以外はポアソン過程とする。
 ※2 地震調査研究推進本部(2012)で示されている50年発生確率0%より、年発生確率を算出する。

特定震源モデル：ロジックツリー

■ 特定震源モデルのロジックツリーは、下記のとおり設定する。

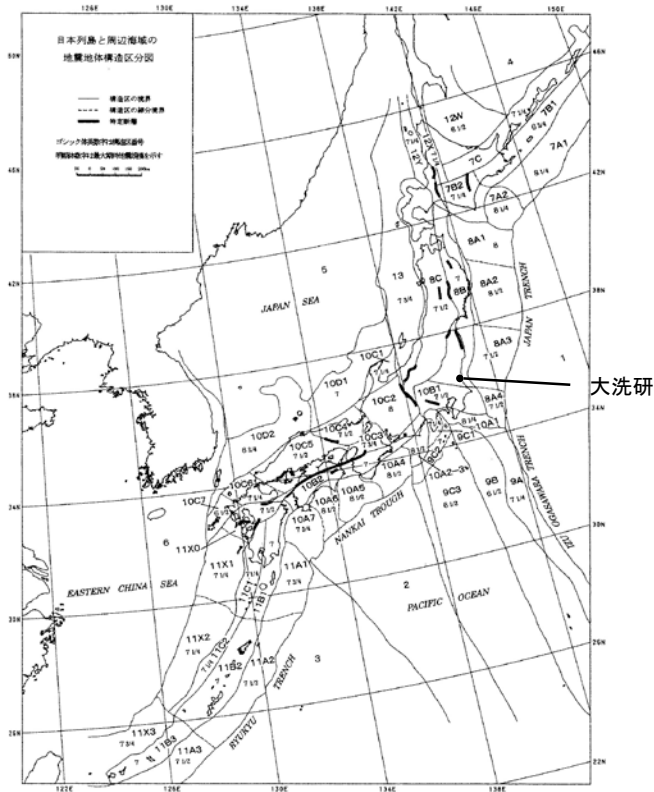


※1 2011年4月に活動した直後である塩ノ平地震断層を含んだ全長破壊は当面起こりにくいと考えられることから、重みを低く設定する。なお、F1断層(M7.1)の単独破壊も考えられるが、後述のとおり、全体ハザードに占めるF1断層、北方陸域の断層、塩ノ平地震断層の連動の割合は小さく、規模の小さなF1断層(M7.1)の単独破壊を考慮したとしても評価結果への影響はない。

※2 F3断層及びF4断層については、地質・地質構造の特徴を踏まえて連動する断層として評価しており、単独破壊は考慮しない。なお、仮に単独破壊を考慮すると、定性的に発生頻度の高い低加速度領域のハザードが大きくなるが、この領域では後述のとおり領域震源(海溝型地震)が支配的であることから、全体ハザードに与える影響は小さいものと考えられる。また、発生頻度の低い高加速度領域についてはハザードが小さくなり、単独破壊を考慮しない方が保守的な評価となる。

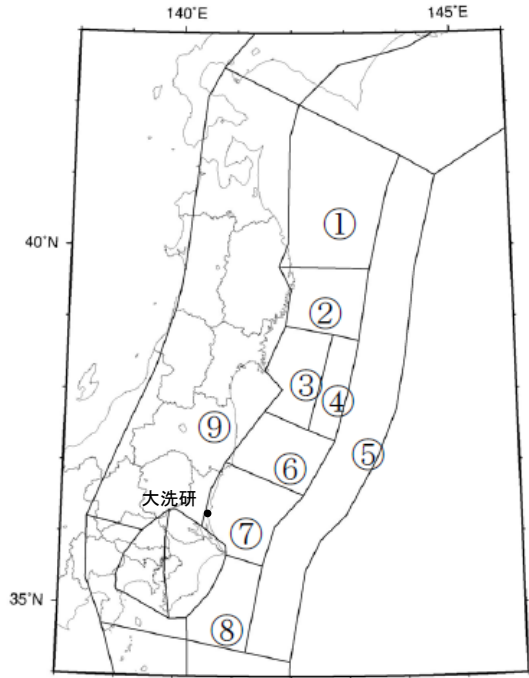
領域震源モデル

- 敷地から150km程度を評価対象範囲とする。
- 調査モデル: 領域区分は垣見ほか(2003)や地震発生状況に基づく。領域内の最大マグニチュードは、当該領域内で発生した既往最大の地震規模に基づく。
- 推本参考モデル: 領域区分及び領域内の最大マグニチュードは、地震調査研究推進本部(2012)に基づく。



垣見ほか(2003)に一部加筆

調査モデル: 垣見ほか(2003)による地体構造区分

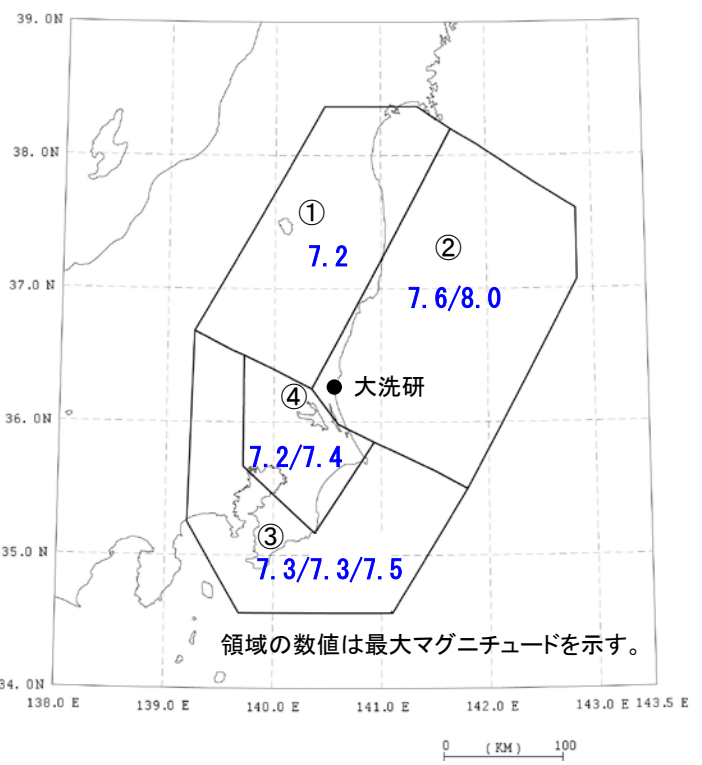


地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆

推本参考モデル: 地震調査研究推進本部(2012)による領域区分

領域震源モデル 調査モデル：海溝型地震

- 海溝型地震の領域区分については垣見ほか(2003)を参考にしますが、沈み込んだプレートの地震が発生する領域については地震発生状況を参考に独自に設定する。沈み込んだプレートの地震が発生する領域の深さの設定については、各領域を更に小領域に分割し、その小領域内で発生する海溝型地震の深さに合うようにする。
- 領域内の最大マグニチュードについては、領域内で過去に発生した最も規模の大きな地震のマグニチュードとする。敷地に影響が大きいと考えられる領域②、④については、地震の発生状況等に応じロジックツリーの分岐として考慮する。その他の領域については、地震規模の記載について幅がある場合、ロジックツリーの分岐で考慮する。
- 各領域の地震発生頻度については、気象庁地震カタログを用いてG-R式を求め、地震の規模ごとに算定する。

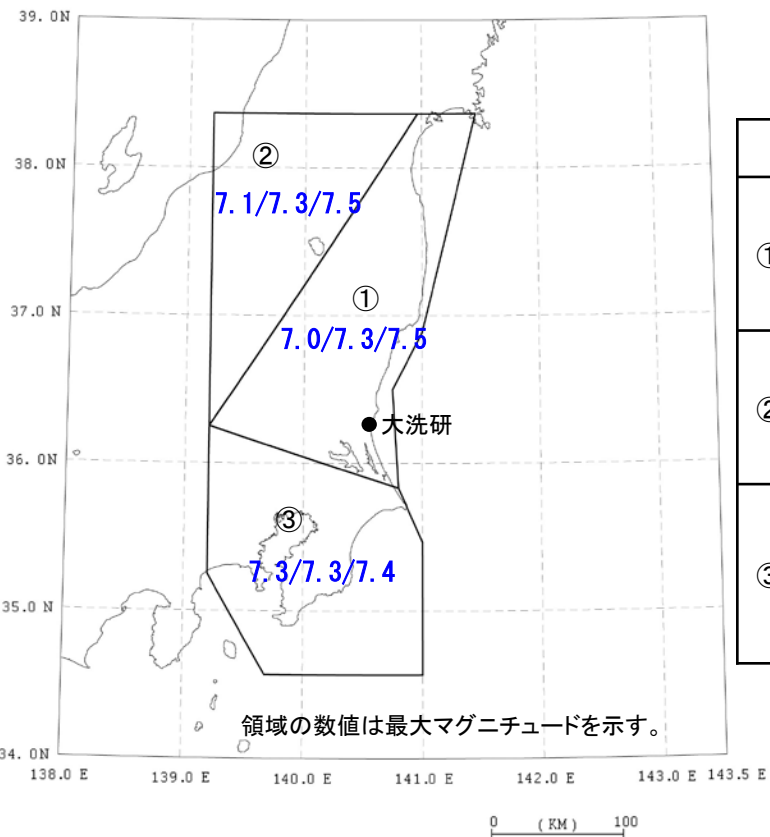


海溝型地震の領域区分(調査モデル)

領域区分, 設定根拠		最大マグニチュード, 設定根拠		b値
①	太平洋プレートの上面深度が60kmよりも深い領域	7.2	地震活動は低調で過去に大規模な地震は発生していないため、南側に隣接する④の領域で1895年に発生した霞ヶ浦付近の地震(M7.2)を参考に設定	1.388
②	垣見ほか(2003)の8A3に対応し、太平洋プレートの上面深度が60kmよりも浅い領域	上限値 8.0	領域外ではあるが、同一地体構造区に入る1677年磐城・常陸・安房・上総・下総の地震(M8.0)を参考に設定	0.899
		下限値 7.6	2011年東北地方太平洋沖地震の最大余震(M7.6)を参考に設定	
③	主にフィリピン海プレートに関する地震活動が見られる領域	上限値 7.5	1257年関東南部の地震(M7.0-7.5)を参考に設定	0.981
		中央値 7.3	1923年千葉県勝浦沖の地震(M7.3, 関東地震の余震)及び1257年関東南部の地震(M7.0-7.5)を参考に設定	
		下限値 7.3	1923年千葉県勝浦沖の地震(M7.3, 関東地震の余震)を参考に設定	
④	茨城県南西部から千葉県北部にかけて中小地震の活動が活発な領域	上限値 7.4	敷地ごとに震源を特定して策定する地震動における茨城県南部の地震の地震規模の不確かさケースを参考に設定	1.237
		下限値 7.2	1895年に発生した霞ヶ浦付近の地震(M7.2)を参考に設定	

領域震源モデル 調査モデル：内陸地殻内地震

- 内陸地殻内地震の領域区分については、垣見ほか(2003)を参考に設定する。
- 領域内の最大マグニチュードについては、領域内で過去に発生した最も規模の大きな地震のマグニチュードとする。地震規模の記載について幅がある場合ロジックツリーの分岐で考慮する。
- 各領域の地震発生頻度については、気象庁地震カタログを用いてG-R式を求め、地震の規模ごとに算定する。



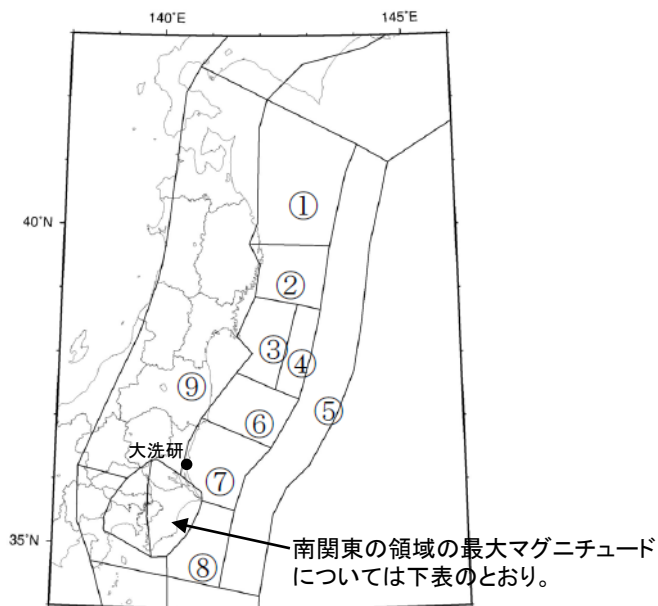
領域区分		最大マグニチュード, 設定根拠		b値
①	垣見ほか(2003)の8Bに対応する領域	上限値7.5	1858年八戸・三戸の地震(M7.0-7.5)の上限値	0.483
		中央値7.3	1858年八戸・三戸の地震(M7.0-7.5)の中央値	
		下限値7.0	1858年八戸・三戸の地震(M7.0-7.5)の下限値	
②	垣見ほか(2003)の8Cに対応する領域	上限値7.5	1766年津軽の地震(M7 1/4±1/4)の上限値	1.124
		中央値7.3	1766年津軽の地震(M7 1/4±1/4)を中央値	
		下限値7.1	1914年秋田県南部の地震(M7.1)を参照	
③	垣見ほか(2003)の10A1と10B1を合わせた領域	上限値7.4	878年関東諸国の地震(M7.4)を参照 (規模の精度を考慮してロジックツリーで考慮)	0.987
		中央値7.3	1924年神奈川県地震(M7.3)を参照	
		下限値7.3	1924年神奈川県地震(M7.3)を参照	

内陸地殻内地震の領域区分(調査モデル)

領域震源モデル 推本参考モデル：海溝型地震（1 / 2）

■地震調査研究推進本部(2012)の知見

地震調査研究推進本部(2012)では、三陸沖から房総沖にかけての「震源断層を予め特定しにくい地震」の領域区分とそれぞれの領域内で想定する最大マグニチュードについて示され、最大マグニチュードについては「モデル1」、「モデル2」の2ケースが想定されている。



領域または地震名	諸元	長期評価結果	モデル化
相模トラフ その他の南関東で発生するM7程度の地震	マグニチュード	M6.7~7.2程度	M _{6.7~7.2} ¹⁾
	平均発生間隔	23.8年に1回	23.8年
	最新発生時期	(ボアソン過程)	-
	ばらつきσ	-	-
	30年発生確率	70%程度	72%
50年発生確率	90%程度	88%	

地震調査研究推進本部(2009a)に一部加筆

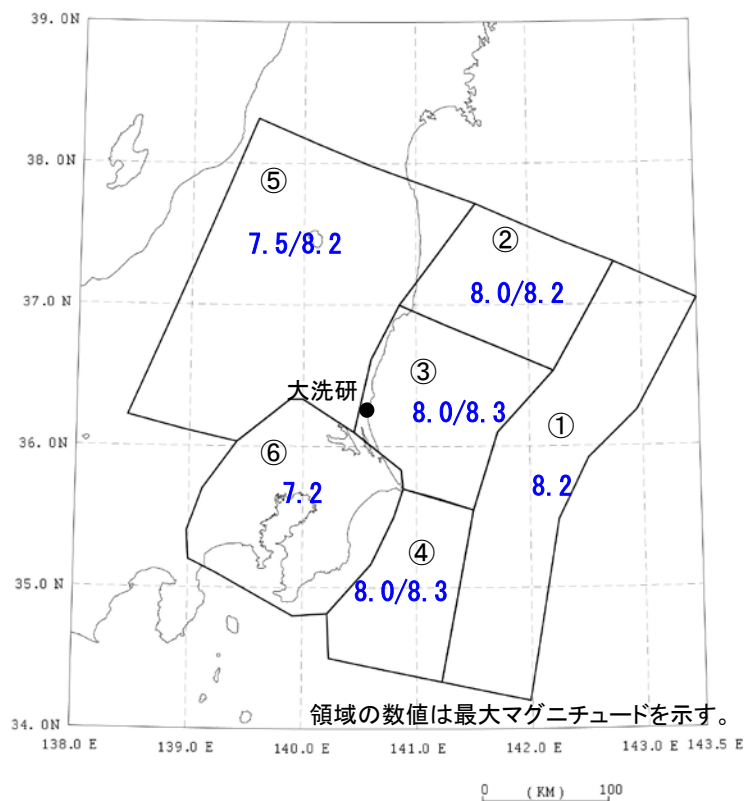
領域番号	領域・地震	従来モデル	評価第二版	モデル1	モデル2
⑥ 東北地方太平洋沖型	(1)繰返し	(なし)	M=8.4~9.0 P30=0	同左	同左
①三陸沖北部	(1)繰返し	M=8.0 P30=6.3	M=8.0 P30=7.3	同左	同左
	(2)繰返し以外	M=7.1~7.6 P30=93(P)	M=7.1~7.6 P30=88(P)	同左	同左
	(3)震源不特定	Mu=7.0		変更なし	変更なし
②三陸沖中部	(1)繰返し	(なし)	(なし)	(なし)	(なし)
	(2)繰返し以外	(なし)	(なし)	(なし)	(なし)
	(3)震源不特定	Mu=7.0		Mu=8.0/7.5	Mu=8.2/8.2
③宮城県沖	(1)繰返し	M=7.5 P30=100	M=7.4 P30=不明	M=7.4 P30=55(P)	(なし)
	(2)繰返し以外	(なし)	M=7.0~7.3 P30=61(P)	同左	(なし)
	(3)震源不特定	Mu=7.2		Mu=8.0/7.5	Mu=8.4/8.2
④三陸沖南部海溝寄り	(1)繰返し	M=7.7 P30=81	M=7.9 P30=0	同左	宮城県沖と 統合
	(2)繰返し以外	(なし)	M=7.2~7.6 P30=51(P)	同左	
	(3)震源不特定	Mu=7.5		Mu=8.0/7.5	
⑤三陸沖北部から房総沖の海溝寄り	(1)繰返し(津波)	M=8.2(6.8) P30=20(P)	M _t =8.6-9.0 P30=25(P)	同左	同左
	(1)繰返し(正断層)	M=8.2 P30=5.1(P)	M=8.2 P30=5.1(P)	同左	同左
	(2)繰返し以外	(なし)	(なし)	(なし)	(なし)
	(3)震源不特定	Mu=7.5		Mu=8.0/-	Mu=8.0/-
⑥福島県沖	(1)繰返し	M=7.4 P30=7.2(P)	M=7.4 P30=14(P)	同左	(なし)
	(2)繰返し以外	(なし)	(なし)	(なし)	(なし)
	(3)震源不特定	Mu=7.1		Mu=8.0/7.5	Mu=8.2/8.2
⑦茨城県沖	(1)繰返し	M=7.0 P30=99	M=7.0 (6.7~7.2) P30=95	同左	(なし)
	(2)繰返し以外	(なし)	M=6.9~7.6 P30=69(P)	同左	(なし)
	(3)震源不特定	Mu=7.3		Mu=8.0/7.5	Mu=8.3/8.2
⑧房総沖	(1)繰返し	(なし)	(なし)	(なし)	(なし)
	(2)繰返し以外	(なし)	(なし)	(なし)	(なし)
	(3)震源不特定	Mu=7.0		Mu=8.0/7.5	Mu=8.3/8.2
⑨除例	(3)震源不特定	Mu=7.1		Mu=7.5	Mu=7.8.2

・P30は30年間の発生確率(%)で、(P)はボアソン過程で計算されたことを示す。なお、従来モデルは2011年1月、その他は2012年1月時点での値である。
 ・Muは震源不特定の地震(震源断層をあらかじめ特定しにくい地震)にG-R式を適用する際の最大マグニチュードで、値の左側はプレート間地震、右側はプレート内地震に対するものである。
 ・モデル2の震源不特定のプレート間地震のMuは、その領域全体の大きさに基づき設定された値。
 ・①と⑤を除く領域のプレート内地震のMuは、モデル1では7.5、モデル2では8.2とする。
 ・三陸沖北部から房総沖の海溝沖で評価されているプレート間地震(津波地震)のマグニチュードM_tは、強震動を生じる場合(M=8.0)と生じない場合(M=6.8)にそれぞれ0.5の確率を付与する。

地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆

領域震源モデル 推本参考モデル：海溝型地震（2 / 2）

- 海溝型地震の領域区分については、地震調査研究推進本部(2012)の「震源断層を予め特定しにくい地震」等を参考に設定する。各領域の深さの設定については、各領域を更に小領域に分割し、その小領域内で発生する海溝型地震の深さに合うようにする。
- 領域内の最大マグニチュードについては、地震調査研究推進本部(2012)等を参考に設定する。上記で示されている「モデル1」、「モデル2」についてはロジックツリーの分岐で考慮する。
- 各領域の地震発生頻度については、気象庁地震カタログを用いてG-R式を求め、地震の規模ごとに算定する。

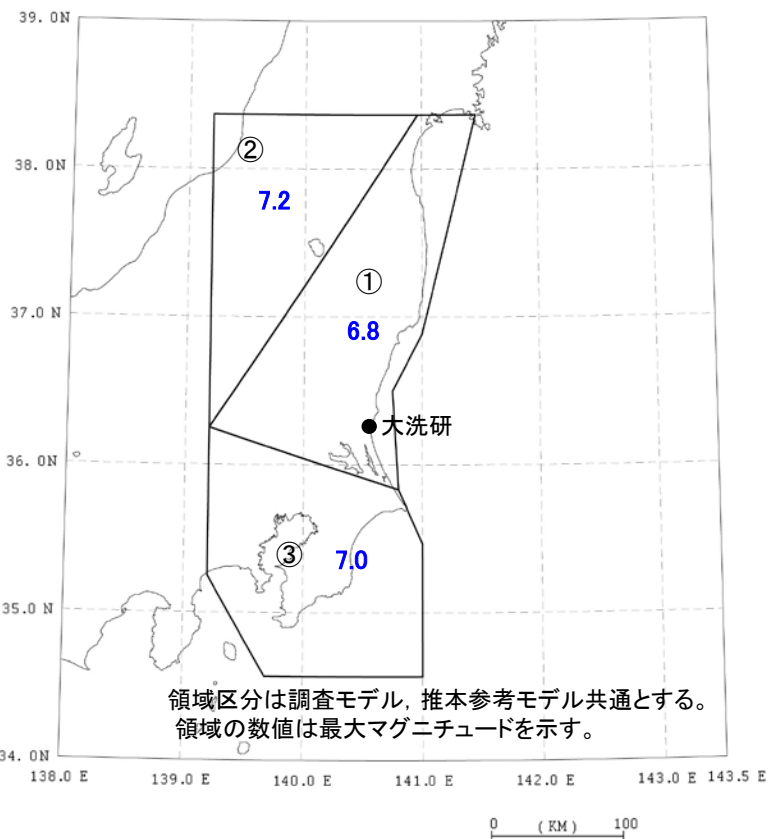


領域区分, 設定根拠		最大マグニチュード	b値
①	地震調査研究推進本部(2012)の⑤	モデル1, 2共通: 8.2	1.031
②	地震調査研究推進本部(2012)の⑥	モデル1: 8.0	0.936
		モデル2: 8.2	
③	地震調査研究推進本部(2012)の⑦	モデル1: 8.0	0.873
		モデル2: 8.3	
④	地震調査研究推進本部(2012)の⑧	モデル1: 8.0	1.023
		モデル2: 8.3	
⑤	地震調査研究推進本部(2012)の⑨	モデル1: 7.5	1.054
		モデル2: 8.2	
⑥	地震調査研究推進本部(2009a)「その他の南関東で発生するM7程度の地震」の領域	モデル1, 2共通: 7.2	1.165

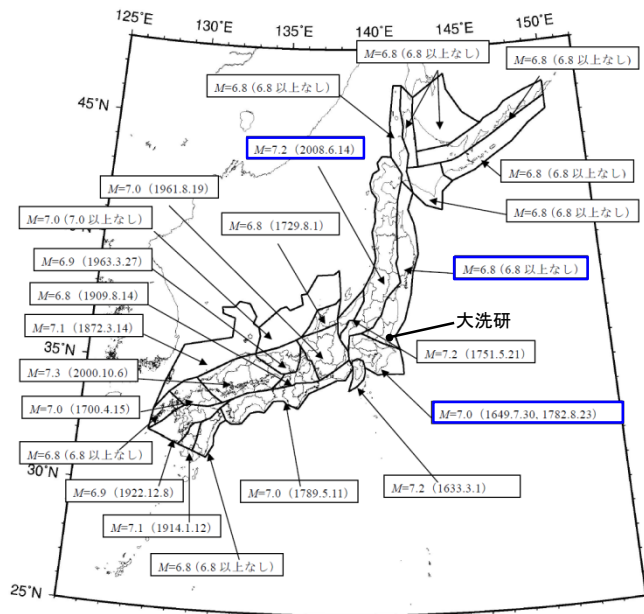
海溝型地震の領域区分(推本参考モデル)

領域震源モデル 推本参考モデル：内陸地殻内地震

- 地震調査研究推進本部の内陸地殻内地震に対する領域区分は、垣見ほか(2003)に基づいていることから、推本参考モデルの内陸地殻内地震に対する領域区分は調査モデル同様垣見ほか(2003)に基づき設定する。
- 領域内の最大マグニチュードについては、地震調査研究推進本部(2009a)に基づき設定する。
- 各領域の地震発生頻度については、気象庁地震カタログを用いてG-R式を求め、地震の規模ごとに算定する。



領域区分		最大マグニチュード, 設定根拠		b値
①	垣見ほか(2003)の8Bに対応する領域	6.8	地震調査研究推進本部(2009a)	0.483
②	垣見ほか(2003)の8Cに対応する領域	7.2	地震調査研究推進本部(2009a)	1.124
③	垣見ほか(2003)の10A1と10B1を合わせた領域	7.0	地震調査研究推進本部(2009a)	0.987

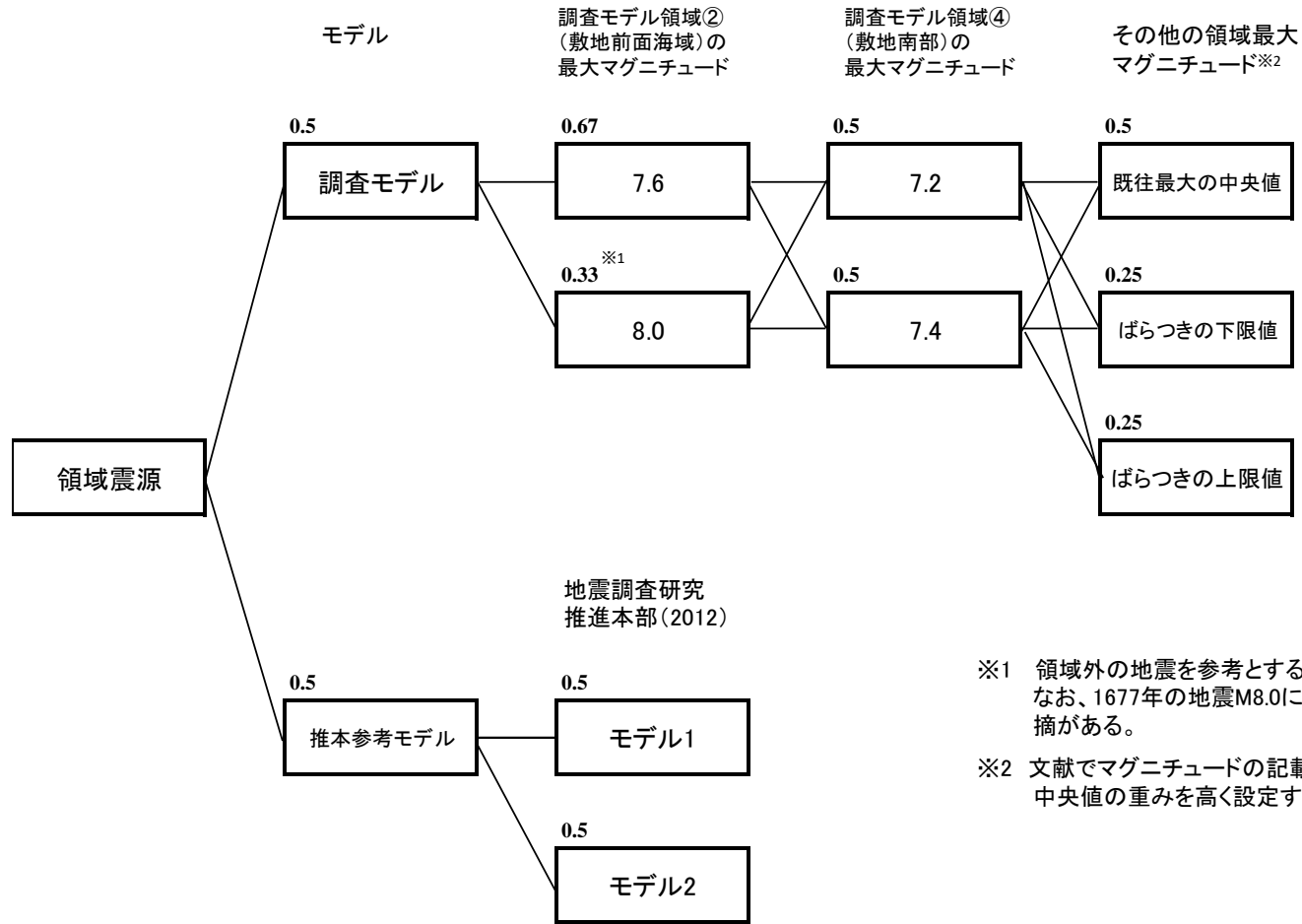


内陸地殻内地震の領域区分(推本参考モデル)

地震調査研究推進本部(2009a)に一部加筆

領域震源モデル：ロジックツリー

■領域震源モデルのロジックツリーは、下記のとおり設定する。



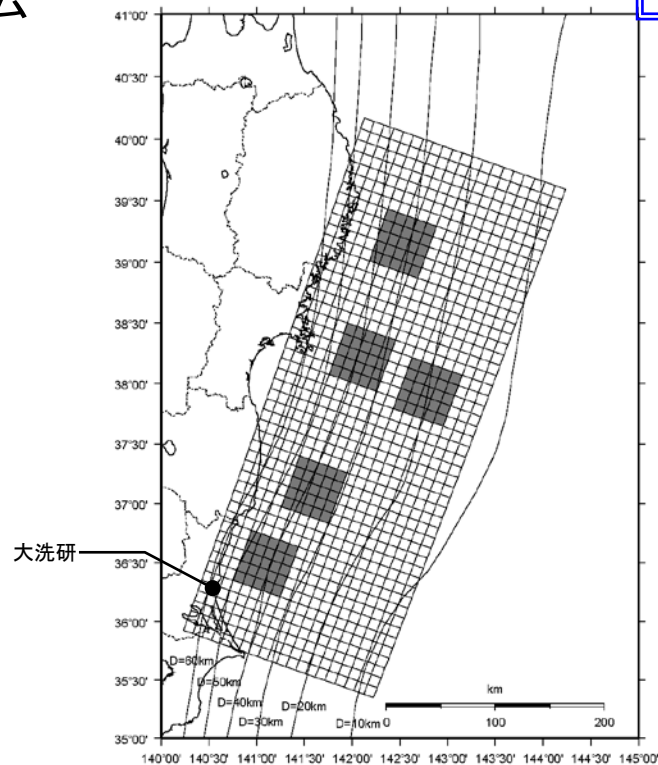
※1 領域外の地震を参考とするため、重みを低く設定する。なお、1677年の地震M8.0については、津波地震との指摘がある。

※2 文献でマグニチュードの記載に幅が示されている場合、中央値の重みを高く設定する。

地震動伝播モデル：地震動評価方法

■東北地方太平洋沖型の地震について

断層モデル手法による地震ハザード評価を実施する。2011年東北地方太平洋沖型地震の震源モデルを用い評価を行う。



東北地方太平洋沖型の地震の震源モデル

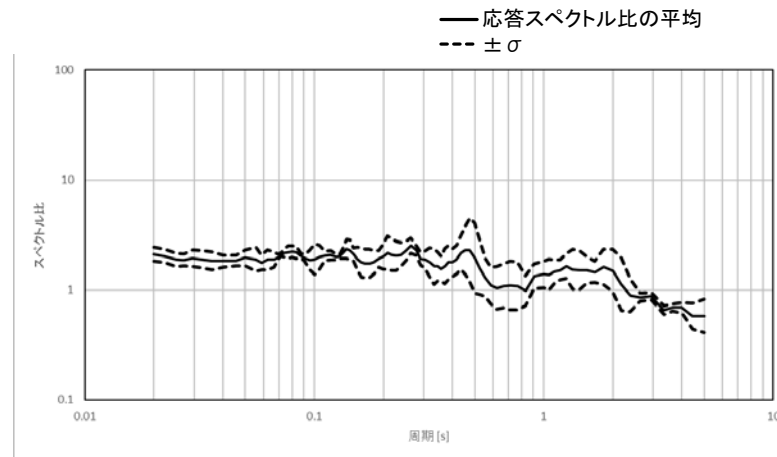
■東北地方太平洋沖型の地震以外の震源について

- ・Noda et al.(2002)による距離減衰式を用いる。またF3断層, F4断層については, 敷地と震源との位置関係を踏まえ, 確定論の地震動評価において考慮しているNFRD効果を考慮する。
- ・観測記録による補正係数については, 基準地震動Ss策定の過程における分析結果を踏まえ, 海溝型地震では茨城県沖の鹿島灘付近で発生した地震, 海洋プレートの沈み込んだ深部で発生する地震, 内陸地殻内地震では福島県と茨城県の県境付近で発生した地震について考慮する(次頁以降で詳述)。

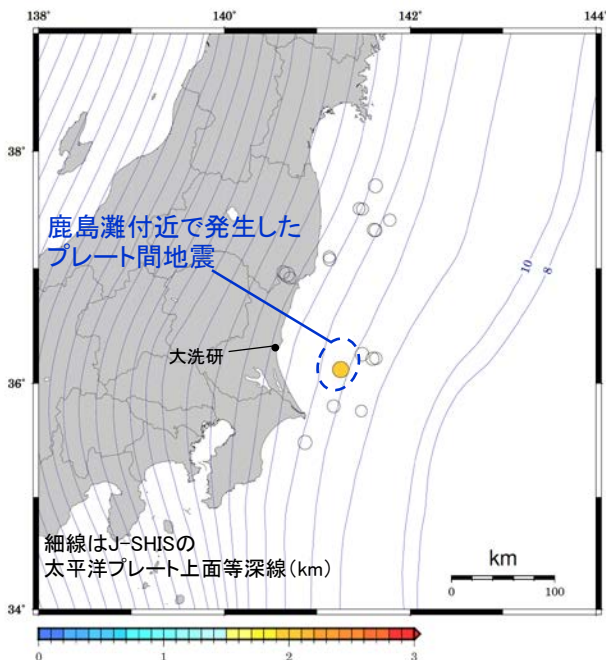
■鹿島灘付近で発生する地震に対して考慮する補正係数

鹿島灘付近で発生した地震については、Noda et al.(2002)と観測記録の応答スペクトル比が大きくなる領域があるため、当該領域について補正係数を考慮する。なお、近隣サイトにおいても応答スペクトル比が大きくなることが確認されており、補正係数を考慮する領域及びロジックツリーへの反映(2ケースをロジックツリーの分岐として考慮)については、近隣サイトの設定状況を参考に設定する。

補正係数と距離減衰式のばらつきについて、地震記録が少ないことを踏まえ、補正係数については観測記録に保守性を持たせたもの、距離減衰式のばらつきについては地震動のばらつきに関する知見を参考に設定する。

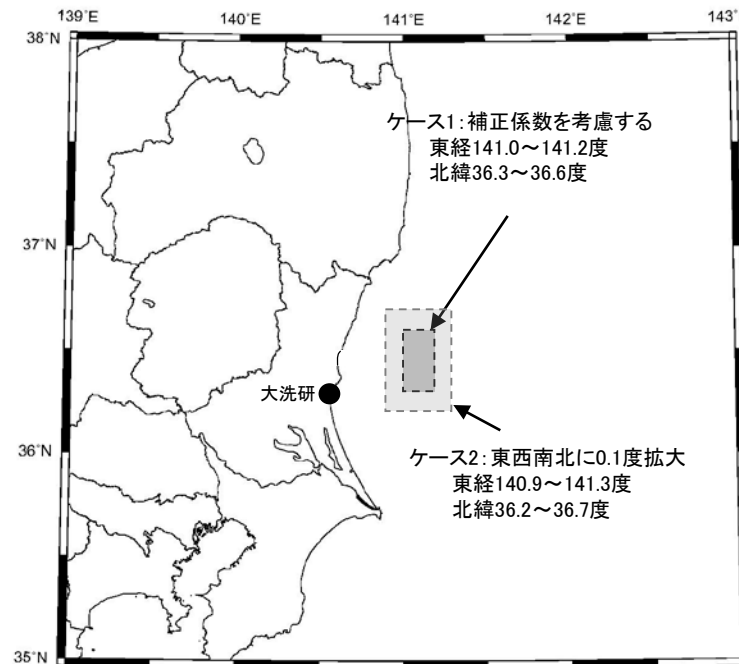


観測記録の応答スペクトル比



図中の震央の色は図下のカラーバーに対応し、応答スペクトル比を示している(周期0.02秒~0.1秒の平均)。

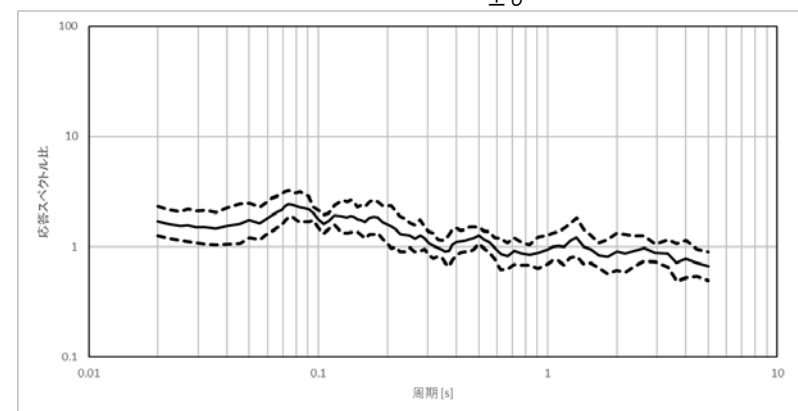
プレート間地震の震央分布図



補正係数を考慮する領域
(調査モデル, 推本参考モデル共通)

※近隣サイトの設定状況を参考に設定

— 応答スペクトル比の平均
- - ±σ

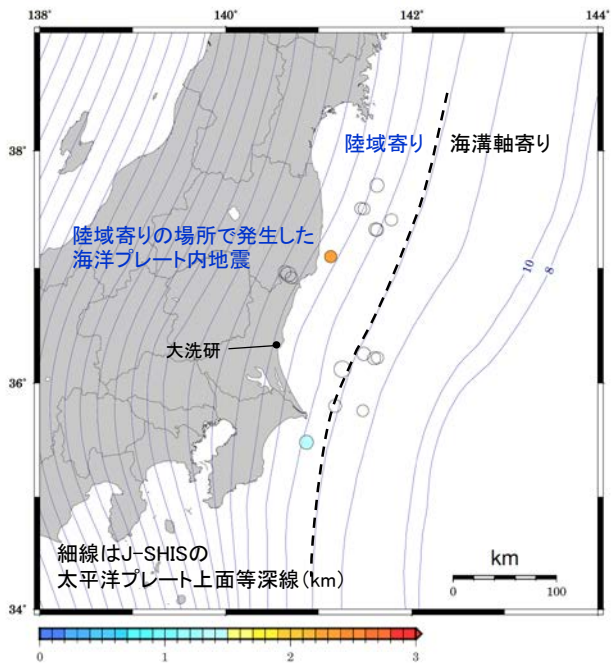


観測記録の応答スペクトル比

■ 陸域寄りで発生する地震に対して考慮する補正係数

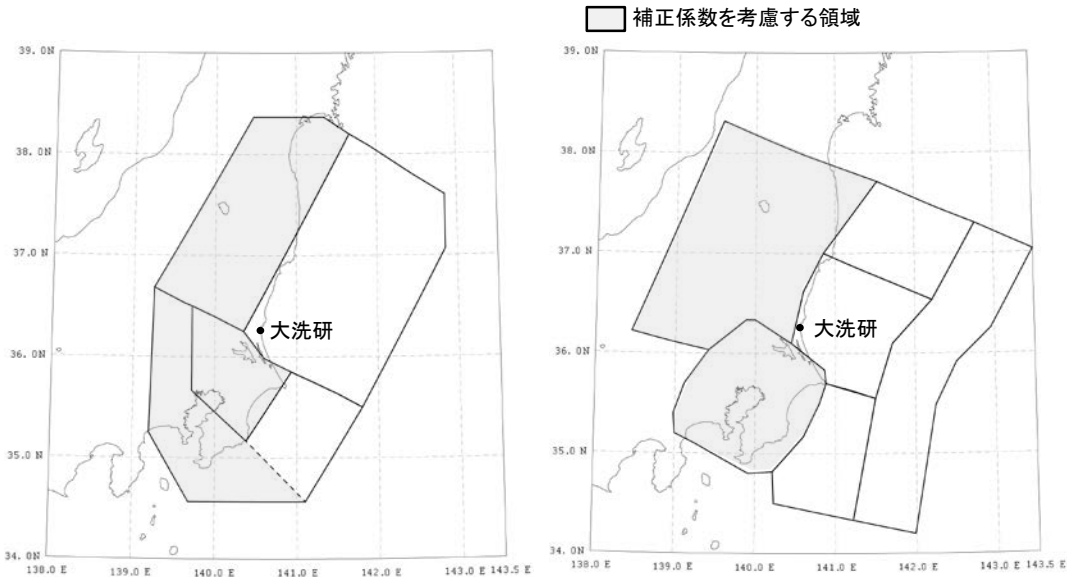
陸域寄りで発生した地震については、Noda et al.(2002)と観測記録の応答スペクトル比が大きくなるため、領域震源のうち深い部分に相当する領域については補正係数を考慮する。

補正係数は観測記録の平均値を用いる。また、その時に用いる距離減衰式のばらつきは、観測記録から算定する。



図中の震央の色は図下のカラーバーに対応し、
応答スペクトル比を示している(周期0.02秒~0.1秒の平均)。

海洋プレート内地震の震央分布



調査モデル

推本参考モデル

補正係数を適用する領域

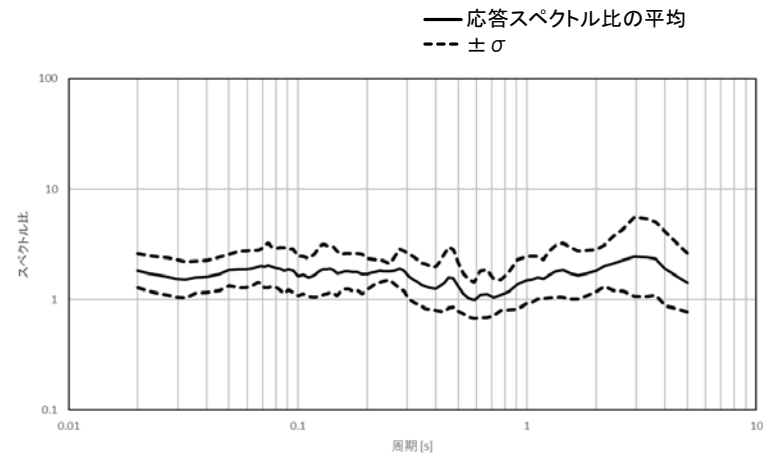
地震動伝播モデル：内陸地殻内地震に対する補正係数

■福島県と茨城県の県境付近で発生する地震に対して考慮する補正係数

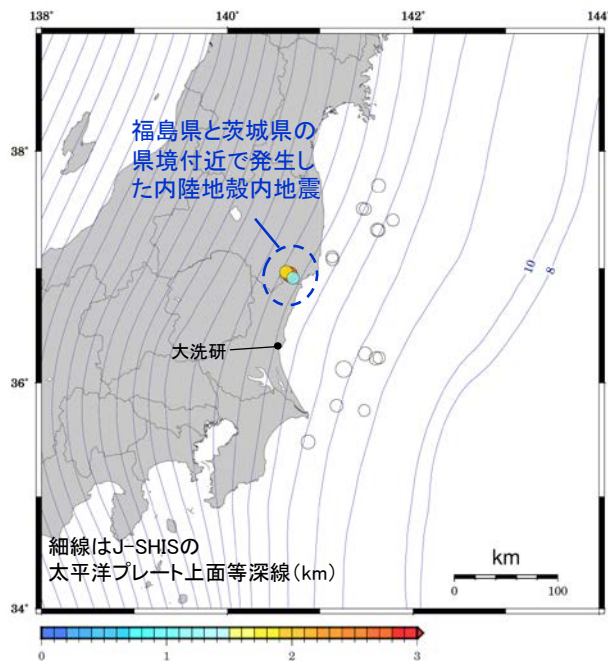
福島県と茨城県の県境付近で発生した地震については, Noda et al.(2002)と観測記録の応答スペクトル比が大きくなる領域があるため, 当該領域については補正係数を考慮する。

補正係数は観測記録の平均値を用いる。また, その時に用いる距離減衰式のばらつきは, 観測記録から算定する。

上記領域以外で発生する地震に対しては, Noda et al.(2002)による内陸補正の考慮の有無をロジックツリーの分岐で考慮する。

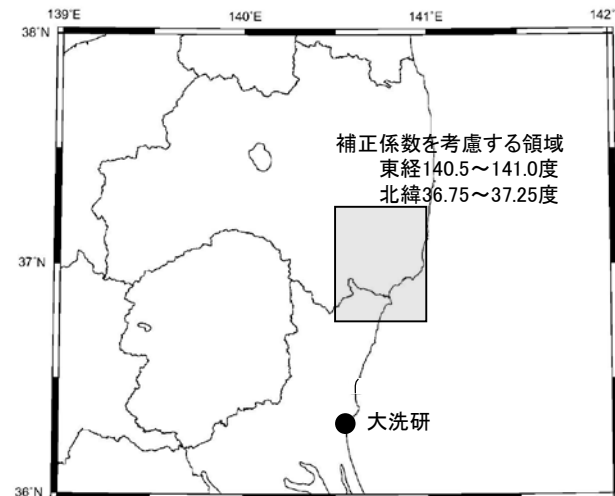


観測記録の応答スペクトル比



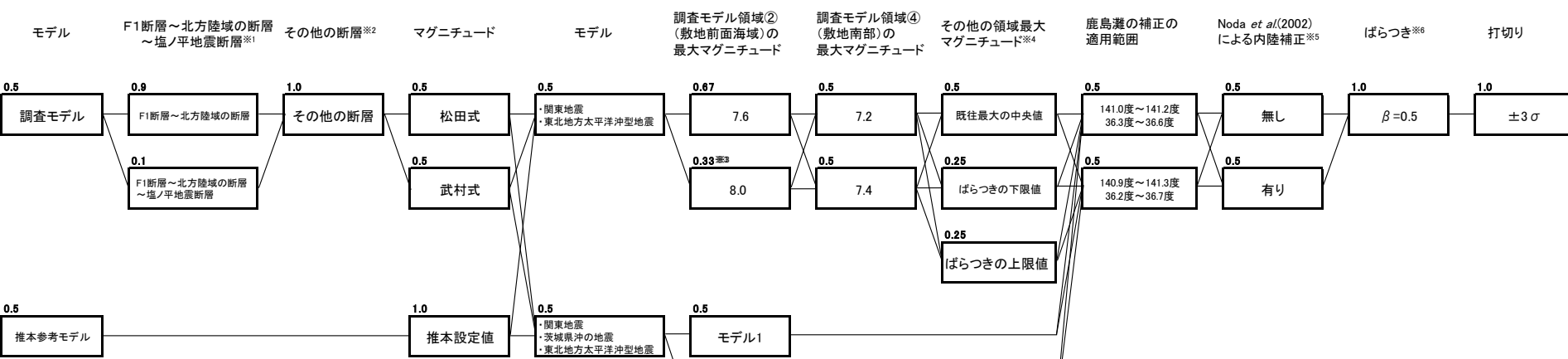
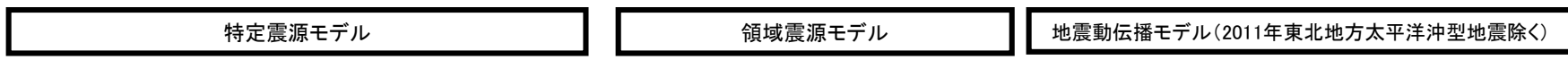
図中の震央の色は図下のカラーバーに対応し, 応答スペクトル比を示している(周期0.02秒~0.1秒の平均)。

内陸地殻内地震の震央分布図

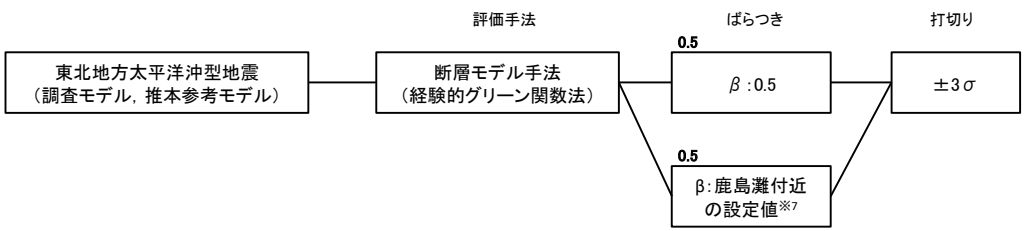
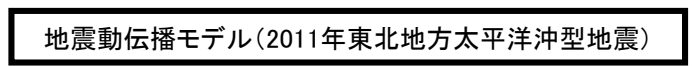


補正係数を考慮する領域
(調査モデル, 推本参考モデル共通)

■ 特定震源のロジックツリー，領域震源のロジックツリー，地震動伝播モデルのロジックツリーを組み合わせ，全体ロジックツリーを作成する。

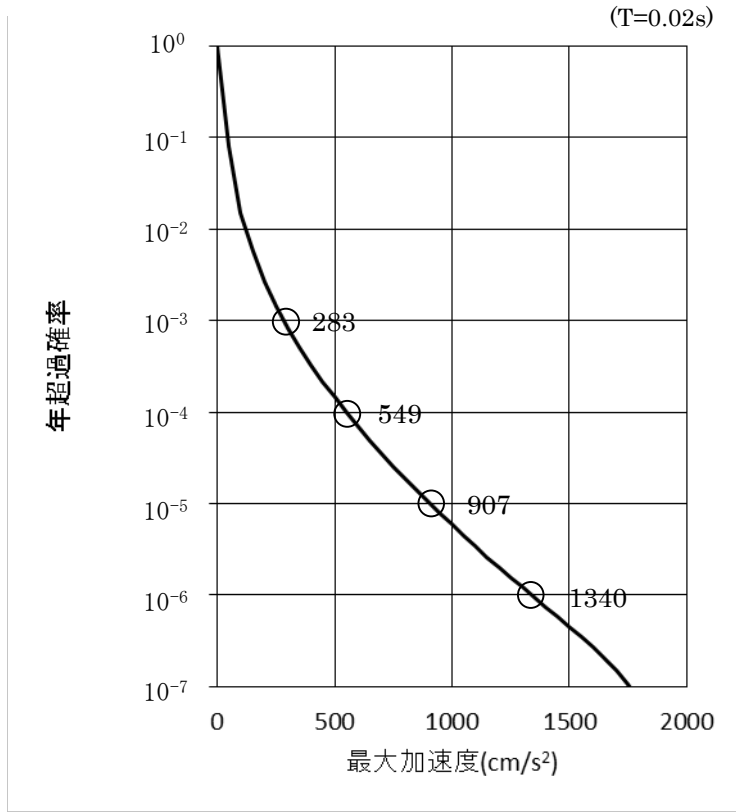


- ※1 2011年4月に活動した直後である塩ノ平地震断層を含んだ全長破壊は当面起こりにくいと考えられることから重みを低く設定する。なお、F1断層(M7.1)の単独破壊も考えられるが、後述のとおり、全体ハザードに占める特定震源内陸地殻内地震の割合は小さく、規模の小さなF1断層(M7.1)の単独破壊を考慮したとしても評価結果への影響はない。
- ※2 F3断層及びF4断層については、地質・地質構造の特徴を踏まえて連動する断層として評価しており、単独破壊は考慮しない。なお、仮に単独破壊を考慮すると、定性的に発生頻度の高い低加速度領域のハザードが大きくなるが、この領域では後述のとおり領域震源(海溝型地震)が支配的であることから、全体ハザードに与える影響は小さいものと考えられる。また、発生頻度の低い高加速度領域についてはハザードが小さくなり、単独破壊を考慮しない方が保守的な評価となる。
- ※3 1677年の地震M8.0については、津波地震との指摘があることから重みを低く設定する。
- ※4 文献でマグニチュードの記載に幅が示されている場合、中央値の重みを高く設定する。
- ※5 内陸地殻内地震に対する補正係数を考慮しない領域を対象
- ※6 ばらつきは対数標準偏差0.5を用いることを基本とする。ただし観測記録等による補正係数を考慮する領域を計算する場合、ばらつきは個別に算定したものをを用いる。

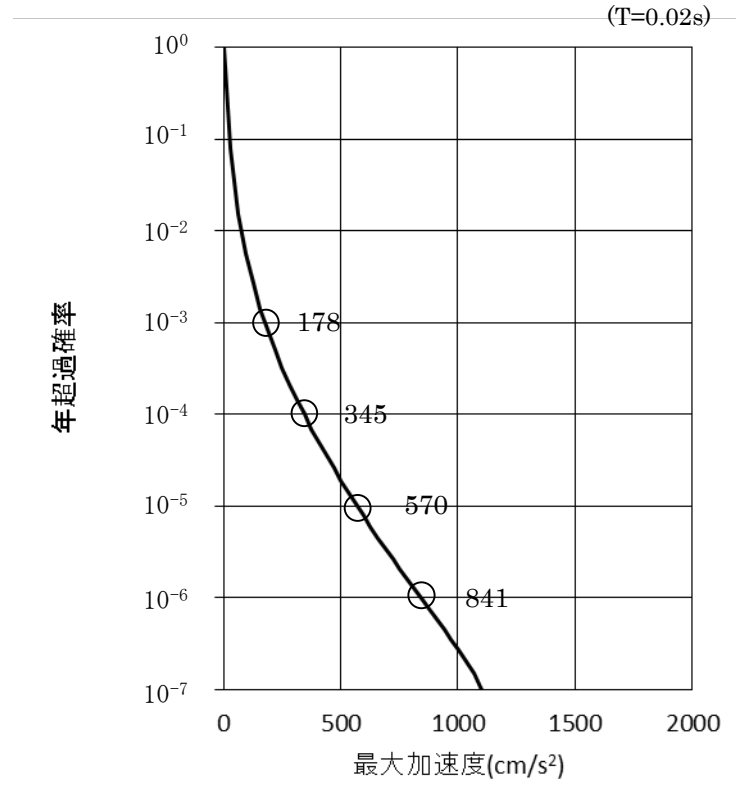


※7 敷地への影響は敷地前面の鹿島灘の位置にあるSMGAの影響が大きいため、鹿島灘で発生する地震で考慮するばらつきをロジックツリーの分岐で考慮する。

■ 平均ハザード曲線を示す。



水平成分

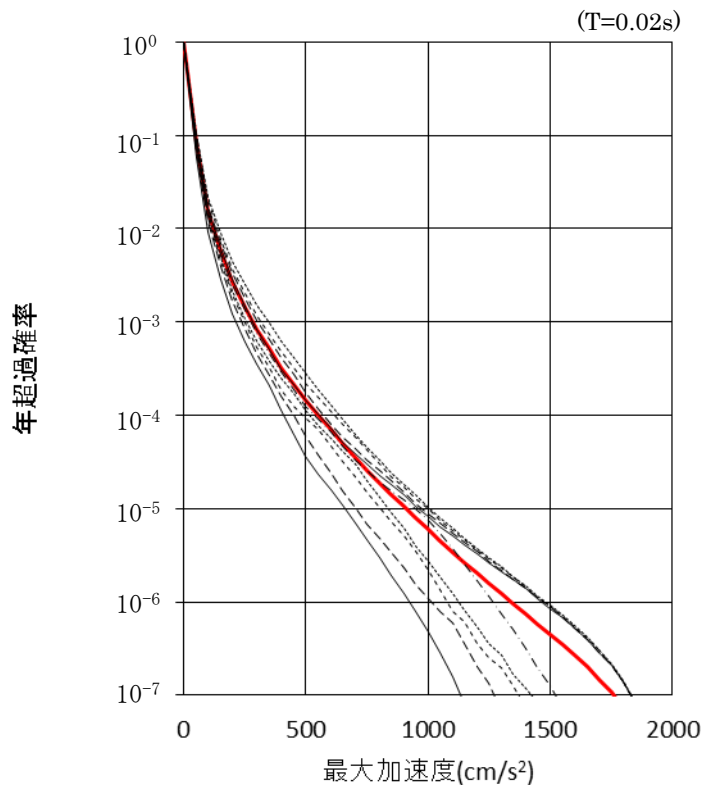


鉛直成分

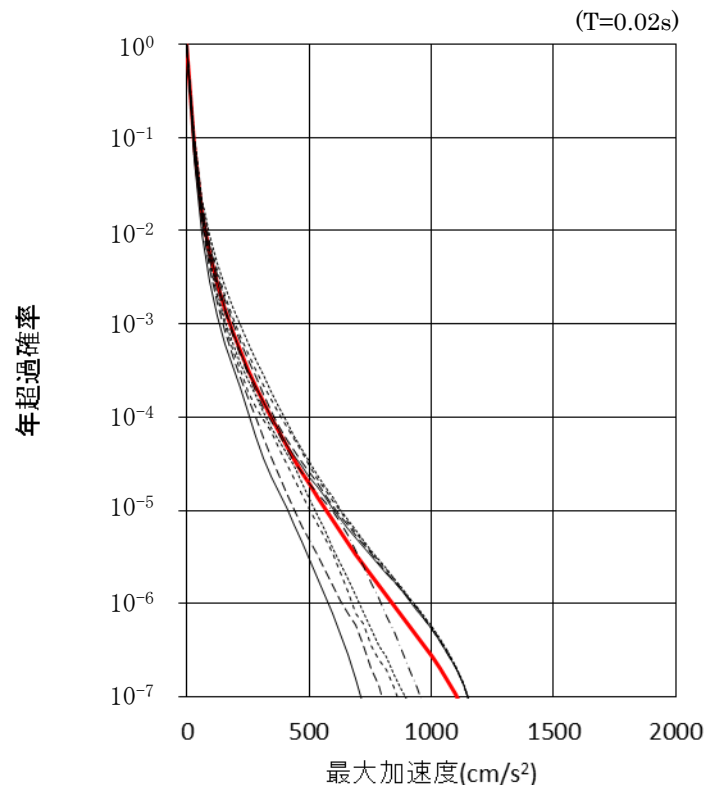
評価結果 フラクタイルハザード曲線

■フラクタイルハザード曲線を示す。

- 平均ハザード曲線
- 10%
- - - 20%
- - - 30%
- ⋯⋯ 40%
- · - · 50%
- 60%
- - - 70%
- - - 80%
- ⋯⋯ 90%



水平成分

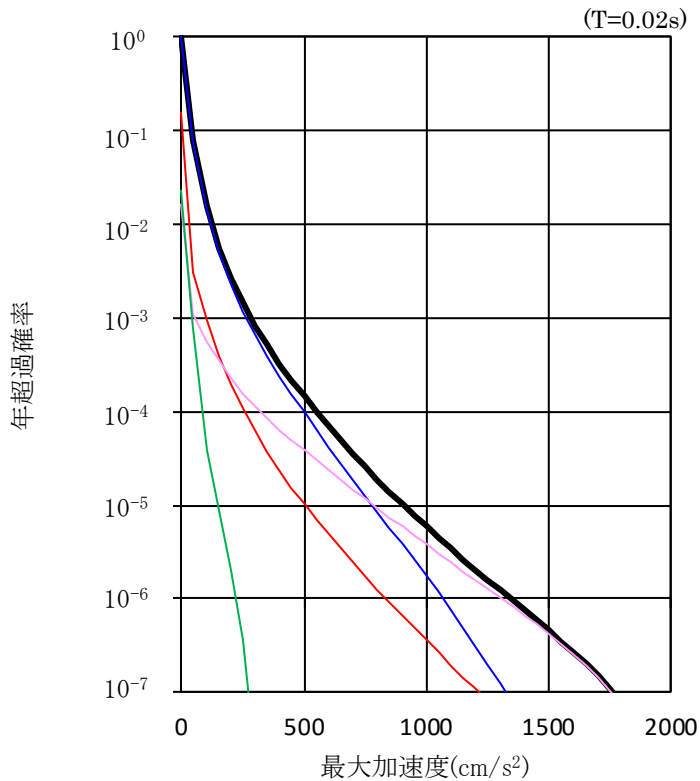


鉛直成分

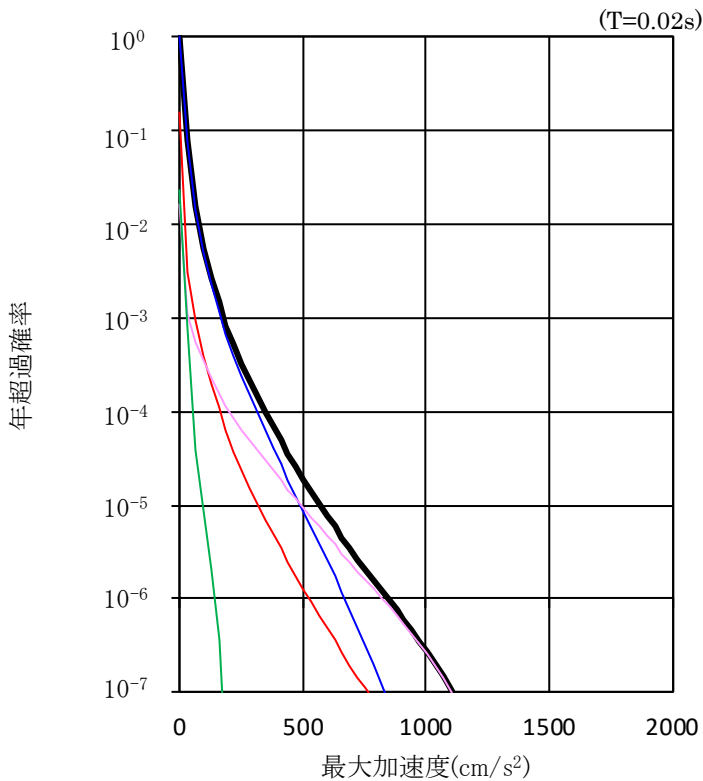
評価結果 震源別ハザード曲線

■ 平均ハザード曲線に対する各震源の影響を示す。

- 平均ハザード曲線
- 領域震源(内陸地殻内地震)
- 領域震源(海溝型地震)
- 特定震源(活断層による地震)
- 特定震源(海溝型地震)



水平成分



鉛直成分

支配的な震源は領域震源の海溝型地震及び特定震源の活断層による地震である。

評価結果 震源別ハザード曲線 (詳細)

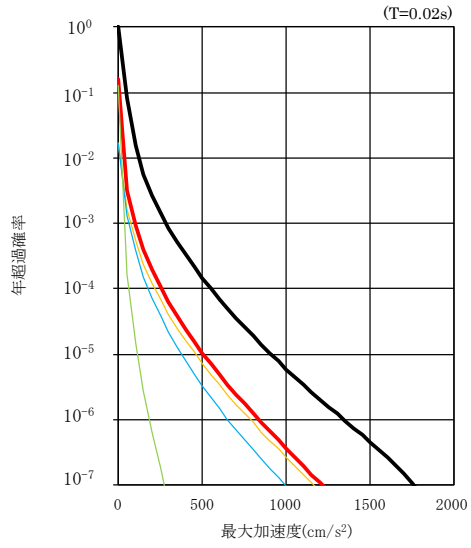
■ 領域震源及び特定震源における各震源の影響を示す。

- 平均ハザード曲線
- 領域震源(内陸地殻内地震)
- 調査モデル(領域①)
- 推本参考モデル(領域①)
- その他

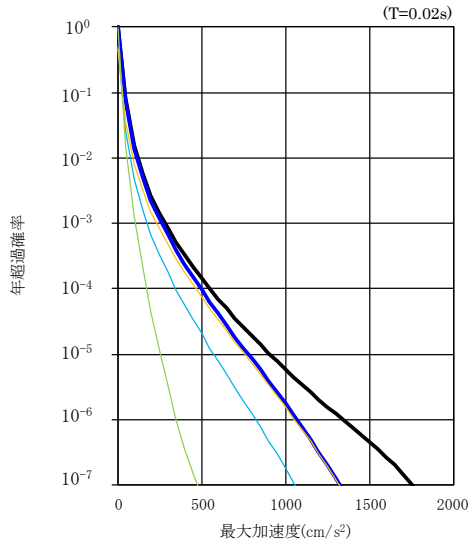
- 平均ハザード曲線
- 領域震源(海溝型地震)
- 推本参考モデル(領域③)
- 調査モデル(領域②)
- その他

- 平均ハザード曲線
- 特定震源(内陸地殻内地震)
- 調査モデル(F1断層～北方陸域の断層～塩ノ平地断層)
- 調査モデル(宮田町リニアメント)
- 調査モデル(棚倉破砕帯)
- 調査モデル(堅破山リニアメント)
- 調査モデル(A-1背斜)
- 調査モデル(F3断層～F4断層)
- その他

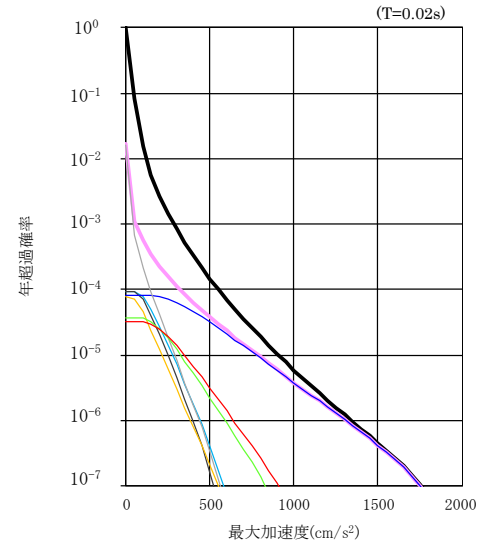
- 平均ハザード曲線
- 特定震源(海溝型地震)
- 推本参考モデル(茨城県沖地震)
- 推本参考モデル(関東地震)
- 調査モデル(関東地震)



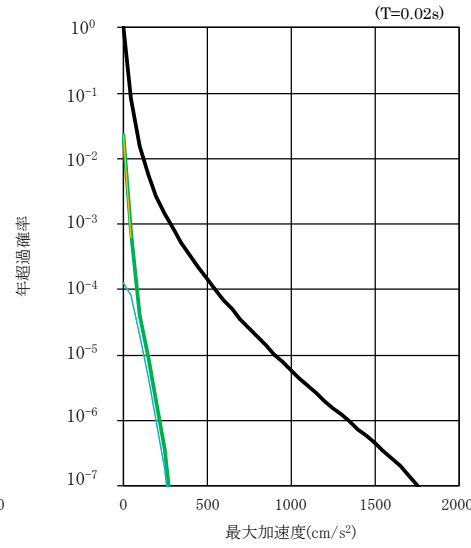
(領域震源, 内陸地殻内地震)



(領域震源, 海溝型地震)



(特定震源, 内陸地殻内地震)



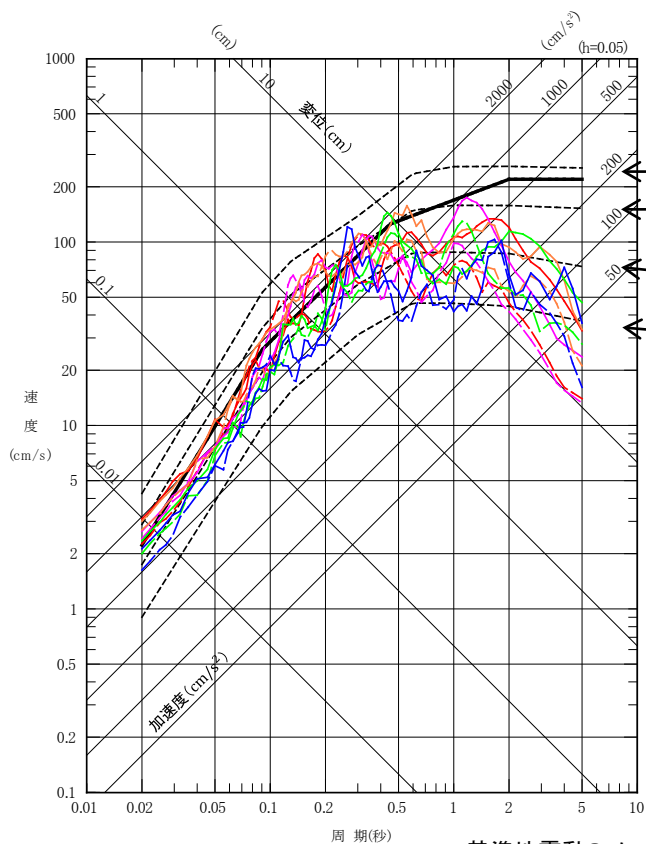
(特定震源, 海溝型地震)

- 領域震源(内陸地殻内地震)においては、敷地直下の領域震源(調査モデル領域①)の影響が大きい。
- 領域震源(海溝型地震)においては、敷地前面海域の領域震源(推本参考モデル領域③)の影響が大きい。
- 特定震源(内陸地殻内地震)においては、調査モデルによるF3断層～F4断層の影響が大きい。

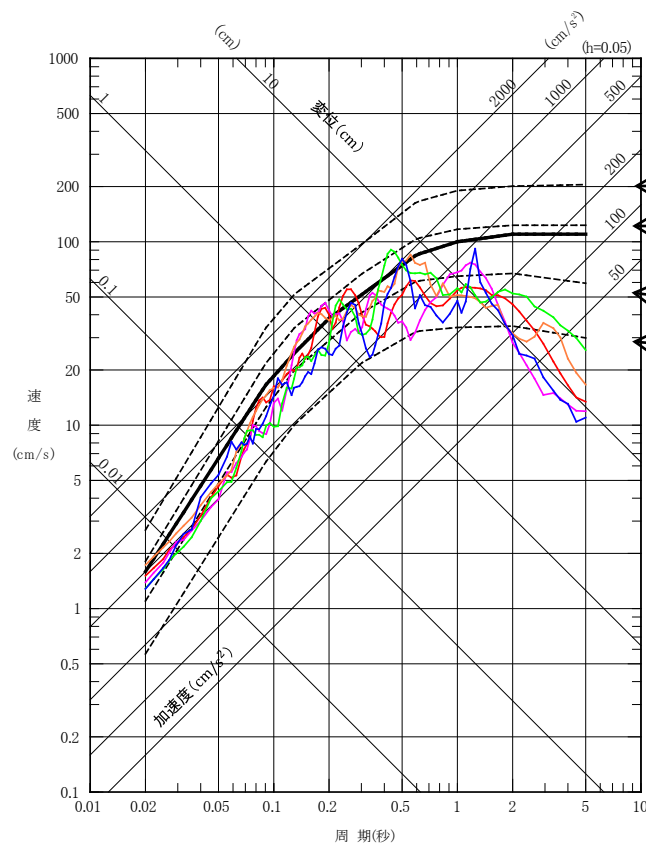
基準地震動Ssの超過確率の参照 一様ハザードスペクトル

■ 基準地震動Ss-D, Ss-1~5の応答スペクトルと一様ハザードスペクトルを比較する。

- 一様ハザードスペクトル
- 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畳)



基準地震動Ssについて、
水平成分 実線はNS成分, 破線はEW成分を示す。



鉛直成分

基準地震動Ss-Dの年超過確率は 10^{-4} ~ 10^{-6} 程度である。基準地震動Ss-1~5の年超過確率は、基準地震動Ss-Dを超過する周期帯で 10^{-5} ~ 10^{-6} 程度である。

1. 基準地震動 S_s の策定の概要
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 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について

参考文献

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)

2008年岩手・宮城内陸地震の概要

- 地震発生日時 (気象庁)
 - ・発生日時: 平成20年6月14日08時43分
 - ・地震規模: Mj7.2 (Mw6.9)
 - ・震源深さ: 8km
 - ・震源位置: 北緯39° 1.7', 東経140° 52.8'
- 各地の震度及び被害状況

各地の震度 (気象庁) は以下のとおり

 - ・震度6強: 岩手県 奥州市
宮城県 栗原市
 - ・震度6弱: 宮城県 大崎市
 - ・震度5強: 岩手県 北上市, 一関市, 金ヶ崎町, 平泉町
宮城県 仙台市, 名取市, 登米市, 利府町, 加美町, 涌谷町, 美里町
秋田県 湯沢市, 東成瀬村
 - ・地震による津波の発生はなし

- 地震発生メカニズム (気象庁)
 - ・発震機構解より、西北西-東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型の地震である。
 - ・今回の地震の震央周辺では、M7以上の地震は1914年3月15日に発生したM7.1の地震以来約94年間発生していなかった。
 - ・この領域では、1894年10月22日の庄内地震 (M7.0) から1914年3月15日の秋田仙北地震にかけての約20年間にM7以上の地震が4回発生するなど地震活動の活発な時期があった。

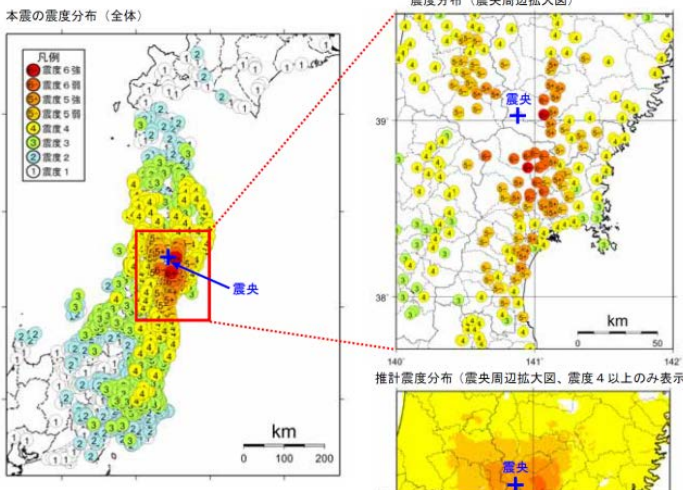


図4-1 「平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震」の震度分布図

<推計震度分布図について>
地震の際に観測される震度は、ごく近い場所でも地質の違いなどにより1階級程度異なることがある。また、このほか震度を推計する際にも誤差が含まれるため、推計された震度と実際の震度が1階級程度異なることがある。
このため、個々のメッシュの位置や震度の値ではなく、大きな震度の面的な広がりが具合とその形状に着目されたい。

- 震度7
- 震度6強
- 震度6弱
- 震度5強
- 震度5弱
- 震度4

気象庁(2008)より抜粋

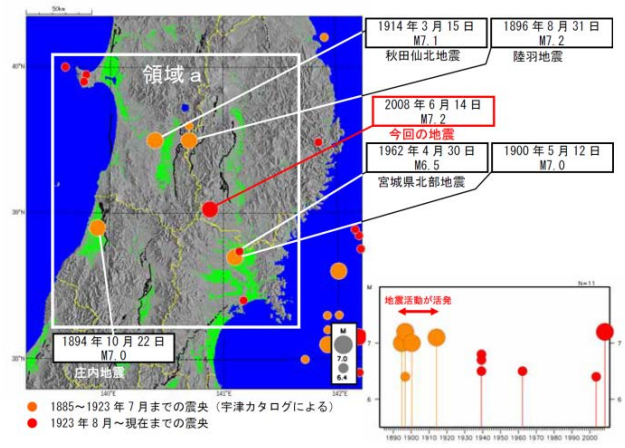
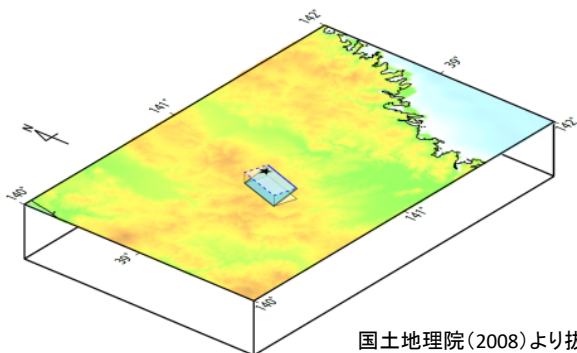
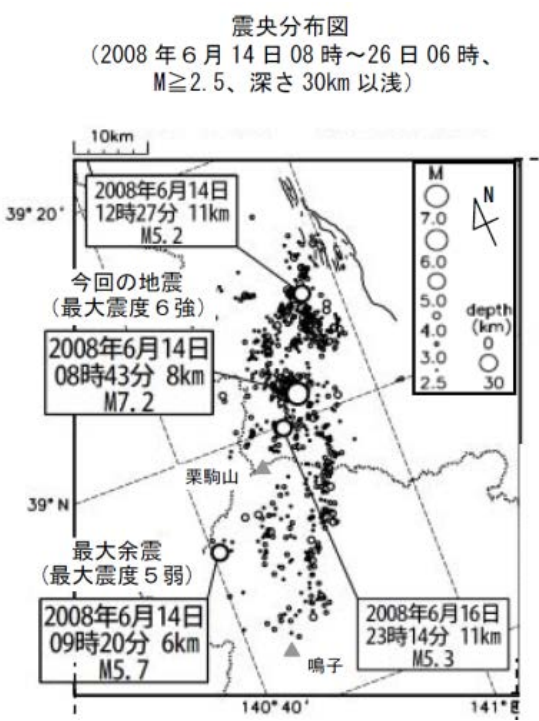


図2-7 震央分布図(左図)及び領域a内のM-T図(右図)
1885年1月1日~2008年6月30日の期間で、M6.4以上、深さ60kmより浅い地震を表示した。また、顕著な被害のある地震を吹き出しで示した。
気象庁(2008)より抜粋

平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震の震源断層モデルの概念図

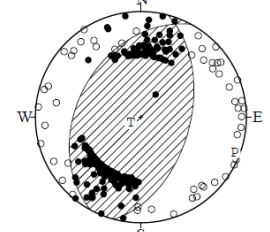


国土地理院(2008)より抜粋



震央分布図
(2008年6月14日08時~26日06時、M≥2.5、深さ30km以浅)
気象庁(2008)より抜粋

14 JUN. 2008 08:43:45.3
SOUTHERN IWATE PREF
39°01.7'N 140°52.8'E
H: 8KM M:7.2



STR DIP SLIP AZM PLG
NP1 209° 39' 101° P 111° 6'
NP2 15° 51' 81° T 242° 81'
N:275 SCORE 96% N 20° 7'

P波初動による発震機構解
気象庁(2008)より抜粋

●鈴木ほか(2010)

- ・震源近傍の強震記録を用いて、震源破壊過程のインバージョン解析を実施している。
- ・破壊開始点から地表断層の現れた浅い領域にかけてすべりの大きい領域が広がる。
- ・IWITH25(一関西)で観測された大加速度の地震動は、すべりの大きい領域から生成された可能性がある。

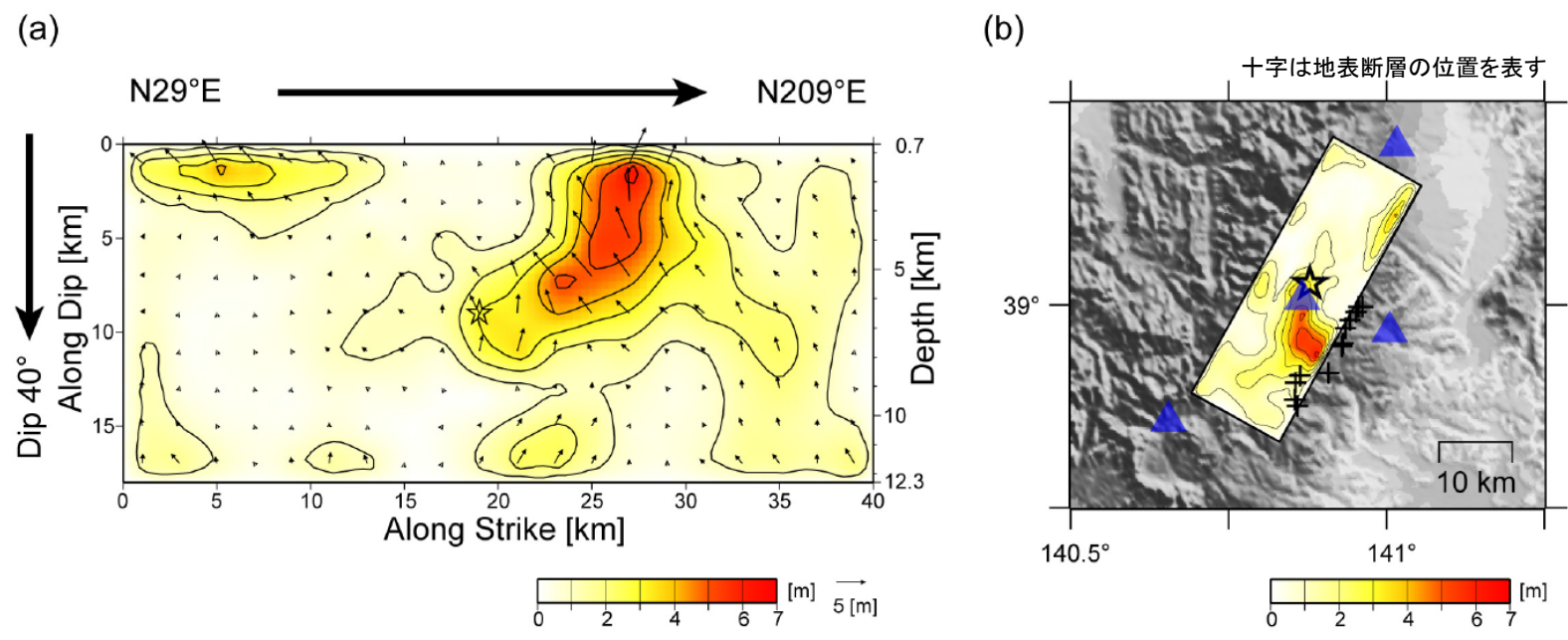


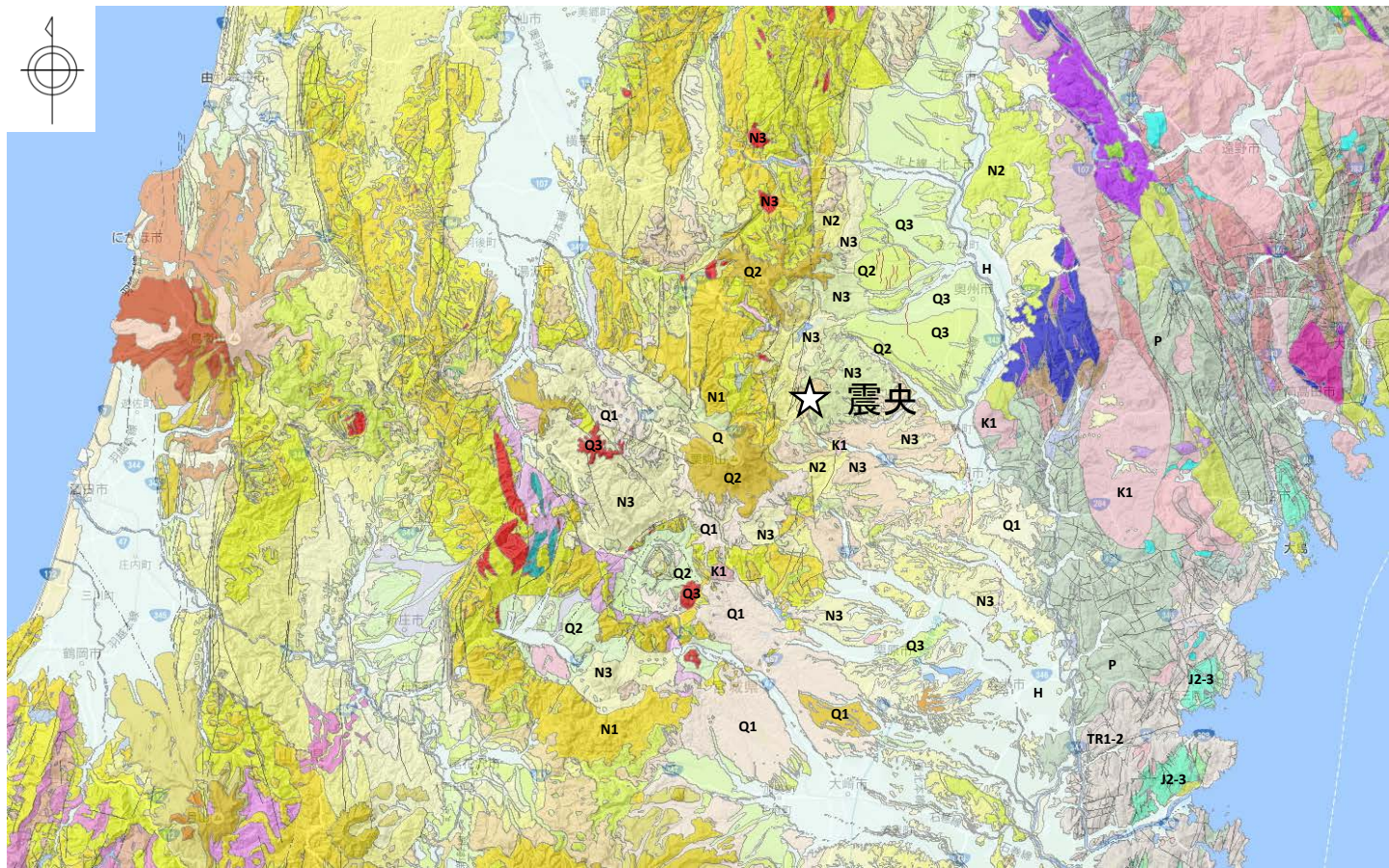
図 5 (a)断層面上および(b)地図上に投影した最終すべり量分布. 星印は破壊開始点, 矢印は上盤のすべりの向きと大きさを示す.

Fig. 5 (a) Slip distribution on the assumed fault plane and (b) its projection onto the map. The star indicates the rupture starting point. The arrows indicate the directions and amplitudes of the slip of the hanging wall.

鈴木ほか(2010)に一部加筆

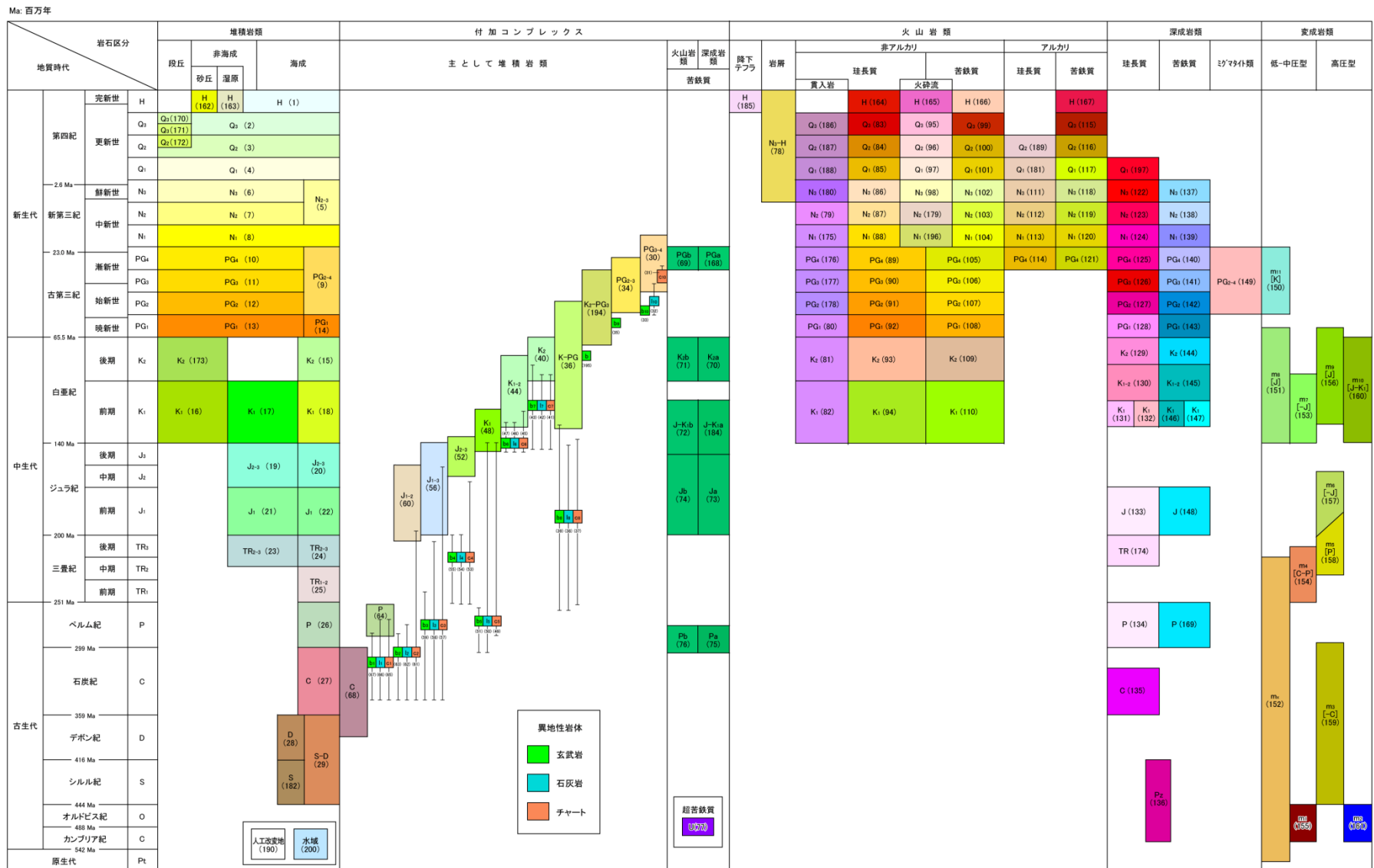
地質 2008年岩手・宮城内陸地震 (1/2)

・震源域近傍には、主に中新統から鮮新統の堆積岩・火山岩等、第四系の火山岩類が分布する。



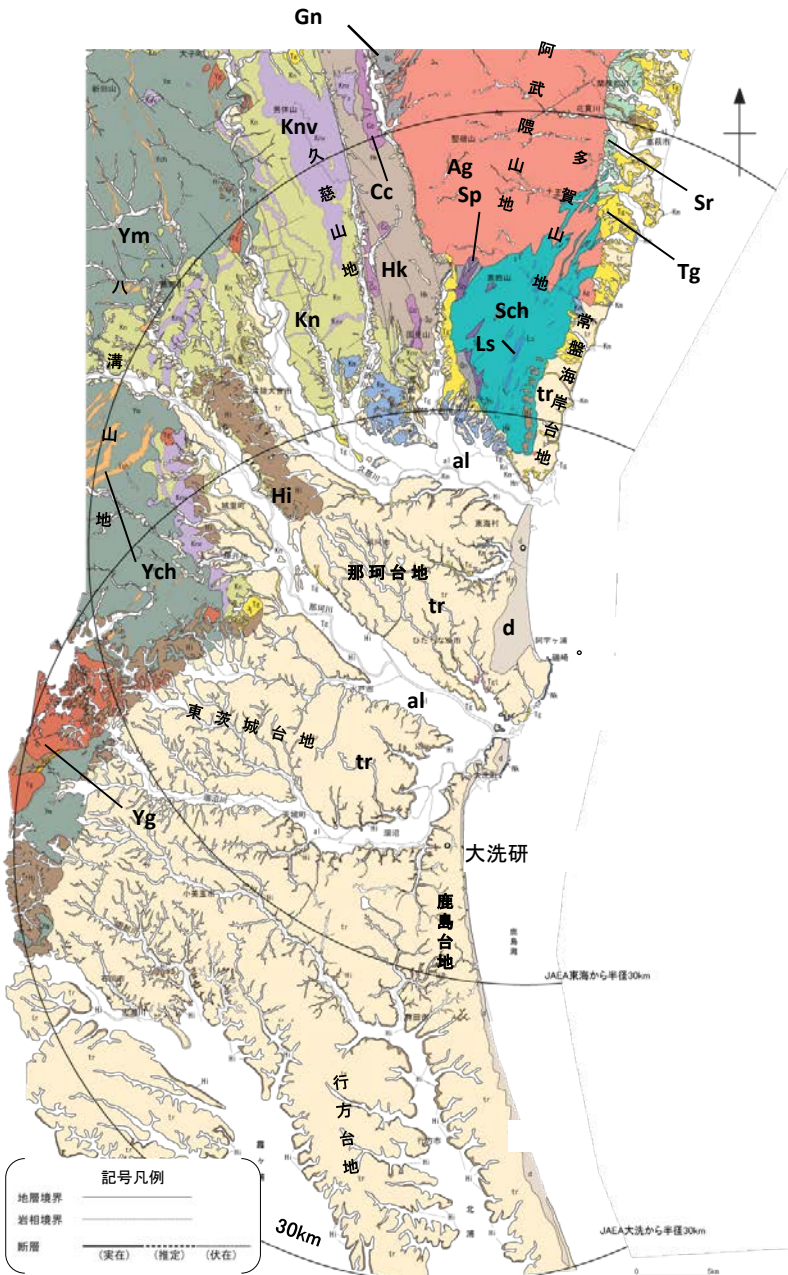
震源域周辺のシームレス地質図
(産業技術総合研究所, 地質図Navilに加筆)





20万分の1日本シームレス地質図 全国統一凡例 (産業技術総合研究所, 20万分の1シームレス地質図)

地質 敷地周辺の地質



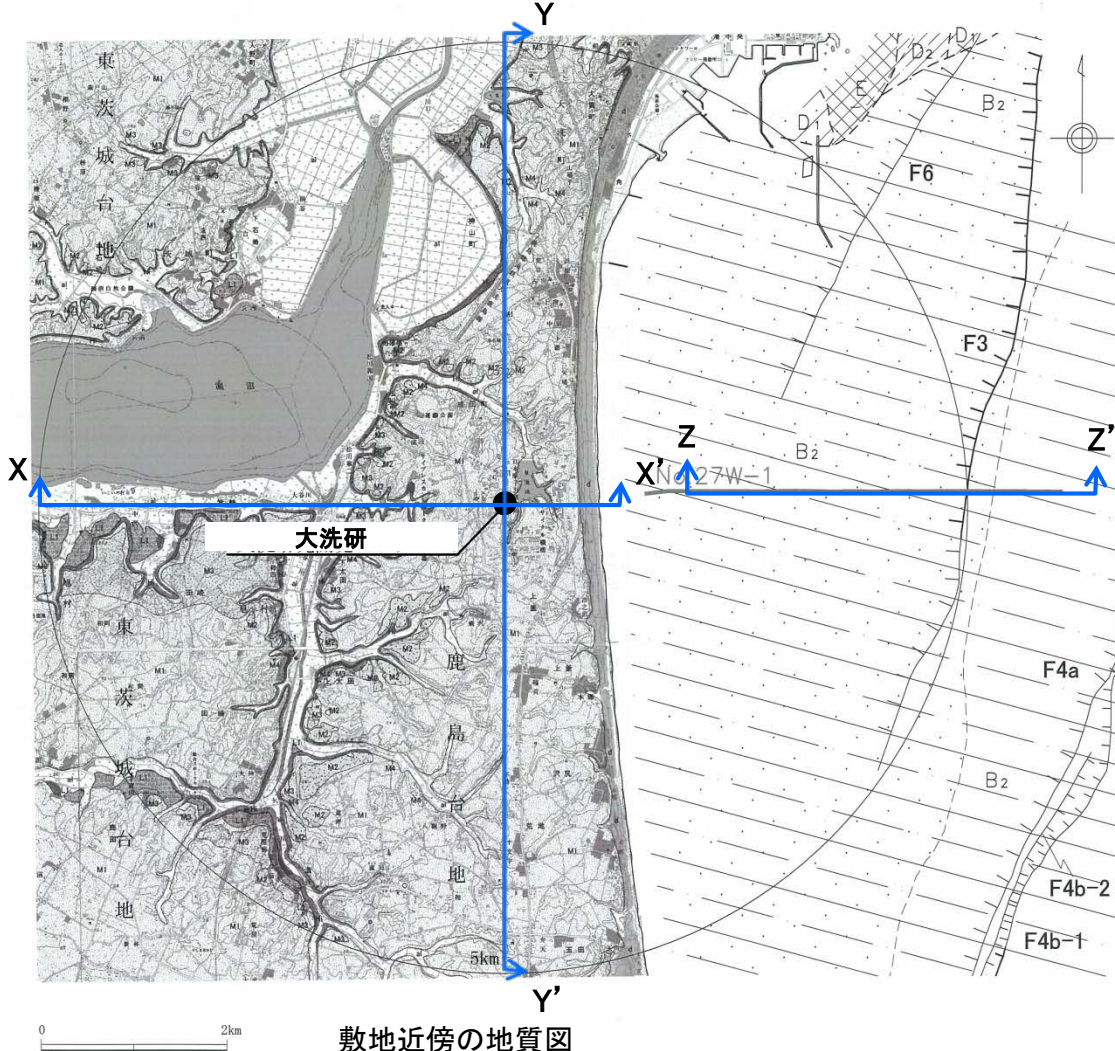
敷地周辺陸域の地質概要

地形	主に分布する地質
八溝山地	[北部]: 先新第三系の八溝層群 [南部]: 先新第三系の八溝層群, 新第三系中新統の堆積岩類・火山岩類・火山碎屑岩類
久慈山地	新第三系中新統の火山岩類・火山碎屑岩類
多賀山地	先新第三系の阿武隈花崗岩類, 日立変成岩類及び竹貫 ^{たかぬき} 変成岩類
常磐海岸台地	新第三系中新統の多賀層群, 第四系更新統の段丘堆積物
那珂台地・東茨城台地	[丘陵地・台地]: 第四系更新統の段丘堆積物 [縁辺部]: 新第三系中新統の多賀層群, 鮮新統～第四系更新統の久米層

年代層序区分	八溝山地		久慈山地		多賀山地		那珂台地周辺部	
	地層名	主な層相・岩相	地層名	主な層相・岩相	地層名	主な層相・岩相	地層名	主な層相・岩相
第四系	完新統	al 沖積層 砂・シルト・礫	al 沖積層 砂・シルト・礫	al 沖積層 砂・シルト・礫	d 砂丘砂層 砂	al 沖積層 砂・シルト・礫		
	更新統	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物 砂・シルト・礫 Hi 東茨城層群 砂・シルト・礫		
新第三系	鮮新統		Km 久米層 砂質泥岩	Km 久米層 砂質泥岩 Hi 離山層	Km 久米層 砂質泥岩 Hi 離山層	Km 久米層 砂質泥岩	Km 久米層 砂質泥岩	
	中新統	Kn 金砂郷層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類	Ir 多賀層群 凝灰岩 Hk 東金砂山層 礫岩・砂岩 Kn 金砂郷層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類	Ir 多賀層群 砂質泥岩 Hk 東金砂山層 礫岩・砂岩 Kn 金砂郷層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類	Ir 多賀層群 砂質泥岩 Hk 東金砂山層 礫岩・砂岩 Kn 金砂郷層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類	Ir 多賀層群 砂質泥岩 Hk 東金砂山層 礫岩・砂岩 Kn 金砂郷層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類	Ir 多賀層群 砂質泥岩 Hk 東金砂山層 礫岩・砂岩 Kn 金砂郷層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類	Ir 多賀層群 砂質泥岩 Hk 東金砂山層 礫岩・砂岩 Kn 金砂郷層群 砂岩・砂岩泥岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩 Kmv 火山岩類・火山碎屑岩類
古第三系	漸新統				Sr 白水層群 砂岩・泥岩・礫岩・石灰	Sr 白水層群 砂岩・泥岩・礫岩・石灰		
	始新統							
	暁新統							
白堊系		Ag 八溝花崗岩類	Ag 阿武隈花崗岩類 Cc カタクラサイト	Ag 阿武隈花崗岩類 Cc カタクラサイト	Ag 阿武隈花崗岩類 Cc カタクラサイト	Ag 阿武隈花崗岩類 Cc カタクラサイト		
ジュラ系	Ym 八溝層群 砂岩・頁岩・チャート				竹貫変成岩類 Gn 片麻岩類	Gn 片麻岩類		
三畳系	Ych チャート							
ペルム系					自立古生層(日立変成岩類) Sch 片岩類 Ls 石灰岩	Sch 片岩類 Ls 石灰岩		
石炭系					Sn 蛇紋岩 Gr 花崗岩類	Sn 蛇紋岩 Gr 花崗岩類		
カンブリア系								

□ : 深成岩類及び変成岩類

地質 敷地近傍の地質



敷地近傍の地質図

年代層序区分		区分・地質	
完新統	沖積層	a1	礫, 砂, シルト
	砂丘砂層	d	砂
第四系 更新統	L1段丘堆積層	L1	礫, 砂, シルト
	M4段丘堆積層	M4	礫, 砂
	M3段丘堆積層	M3	礫, 砂
	M2段丘堆積層	M2	礫, 砂
	M1段丘堆積層	M1	礫, シルト
東茨城層群		H1	礫, 砂, シルト

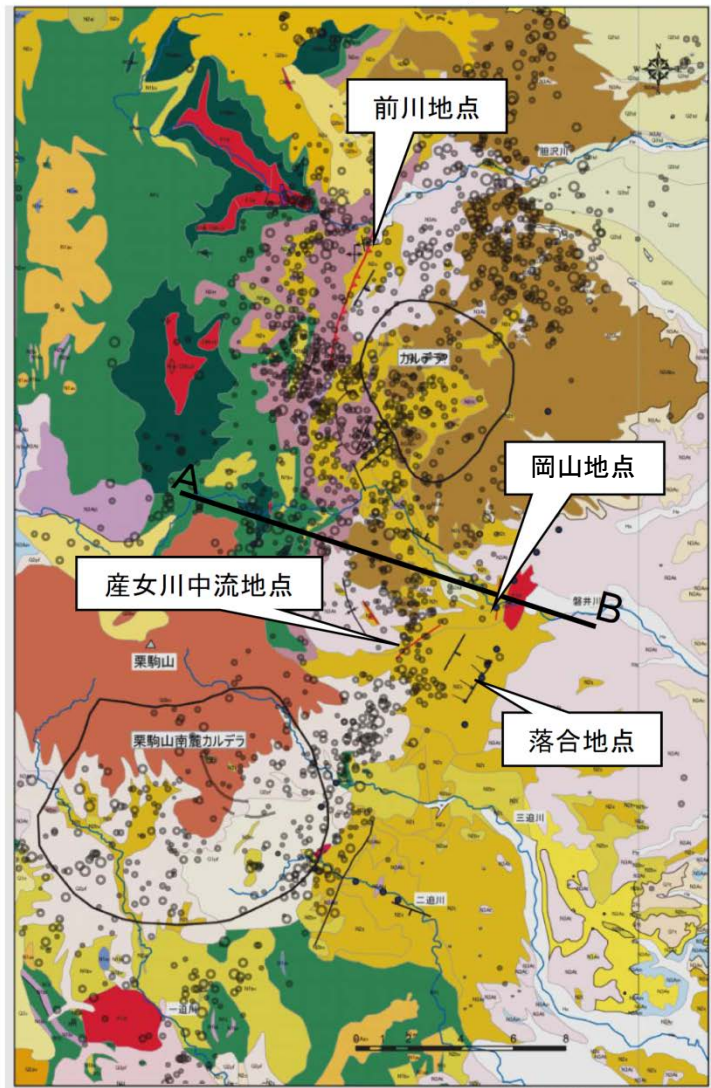
地質断面図作成位置

海域凡例	
A	A層 完新統
B ₂	B ₂ 層 中部更新統
D ₁	D ₁ 層 } 中新統
D ₂	
E	E層 先中新統
- - -	地層境界
┆┆┆	断層
┆┆┆	伏在断層
No.27W	敷地近傍の海底地質断面図に示した範囲

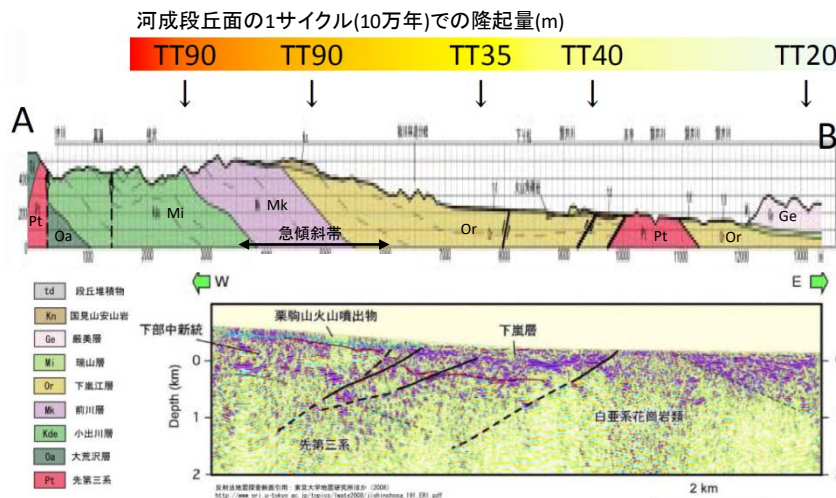
この地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の数値地図20000(地図画像)及び数値地図25000(地図画像)を複製したものである。
 (承認番号 平26情複、第337号) 及び
 (承認番号 平26情複、第540号)
 本図面を第三者がさらに複製する場合は国土地理院の長の承認を得なければならない。

・敷地近傍には、中新統の堆積岩、鮮新統の堆積岩、更新統の段丘堆積物等、完新統の沖積層及び砂丘砂層が分布する。

地質構造 2008年岩手・宮城内陸地震

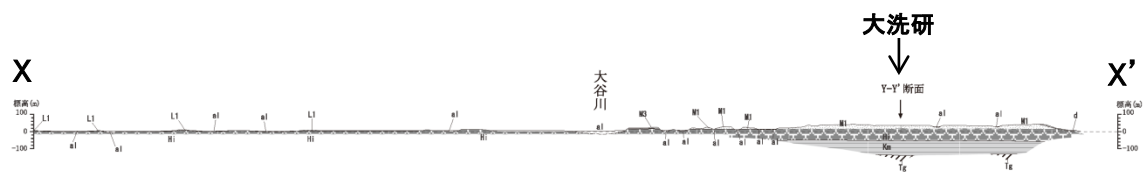


東北建設協会(2006)に加筆

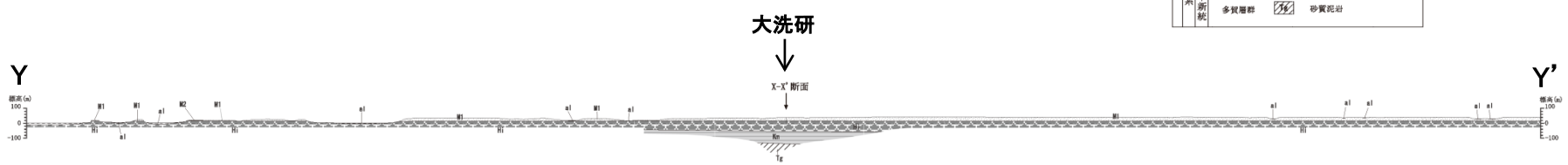


反射法地震探査断面引用:佐藤(2008), 加藤ほか(2010)

- 震源域近傍には、東翼側が急傾斜する中新世以降に形成された褶曲構造が認められる。
- 東西に分布する河成段丘面の高度分布から、震源断層の上盤側において長期的に隆起量が大きいことが示唆される。この位置は、隆起量の変化帯とも対応し、急傾斜帯を上端部とする西傾斜の逆断層の存在を示唆する。
- 震源域近傍にはカルデラが密集する。



X-X' 断面



Y-Y' 断面

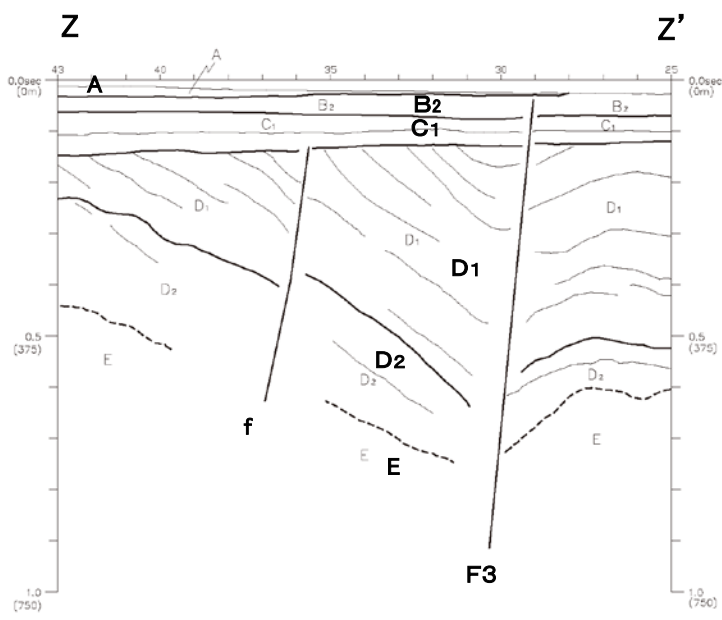
凡例

年代層序区分	区分・岩相
第四系更新統	沖積層 a1 礫、砂、シルト 砂丘砂 d 砂
	山段丘堆積物 L1 礫、砂
	山段丘堆積物 M2 礫、砂
	山段丘堆積物 M1 礫、砂、シルト
第三系鮮新統	東茨城層群 礫、砂、シルト
	久米層 Km 砂質泥岩
第三系中新統	多賀層群 砂質泥岩

海域凡例

地質時代	岩層層序区分
第四系更新統	A
	B ₁
	B ₂
第三系鮮新統	C ₁
	D ₁
	D ₂
第三系中新統	D ₃
	E

— 断層
 - - - 推定地層境界
 北北西

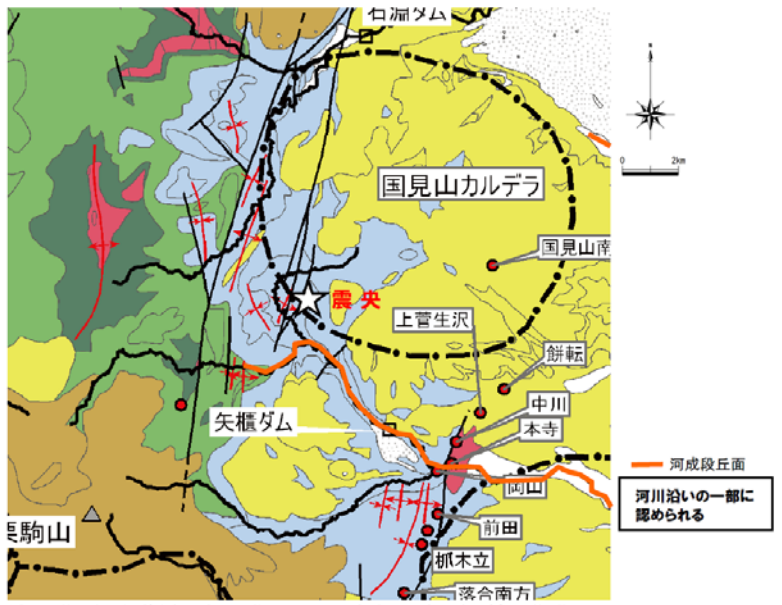


Z-Z' 断面

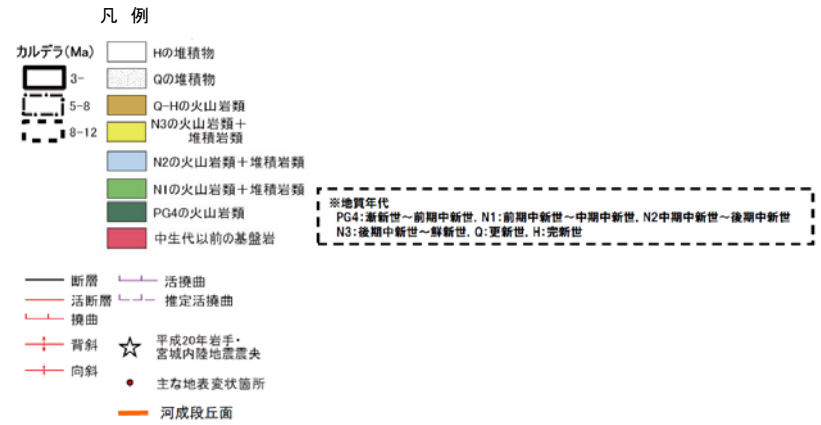
- 敷地近傍には、下位より新第三系中新統の多賀層群、新第三系鮮新統～第四系更新統の久米層、第四系更新統の東茨城層群及び段丘堆積物並びに第四系完新統の沖積層及び砂丘砂層が分布する。
- 地質調査の結果、敷地近傍で広く分布する久米層は、ほぼ水平に分布している。また、久米層を不整合に覆う、東茨城層群、M1面及びM2面の段丘堆積物もほぼ水平に分布している。
- 敷地近傍の海域には、敷地前面海域の地層のうち、上位から、A層、B₂層、C₁層、D₁層、D₂層及びE層が分布する。
- 敷地近傍にカルデラは分布しない。

・震源域は山間部に位置し、河成段丘が一部認められる程度であり、変位基準となる地形面の分布が少ない。

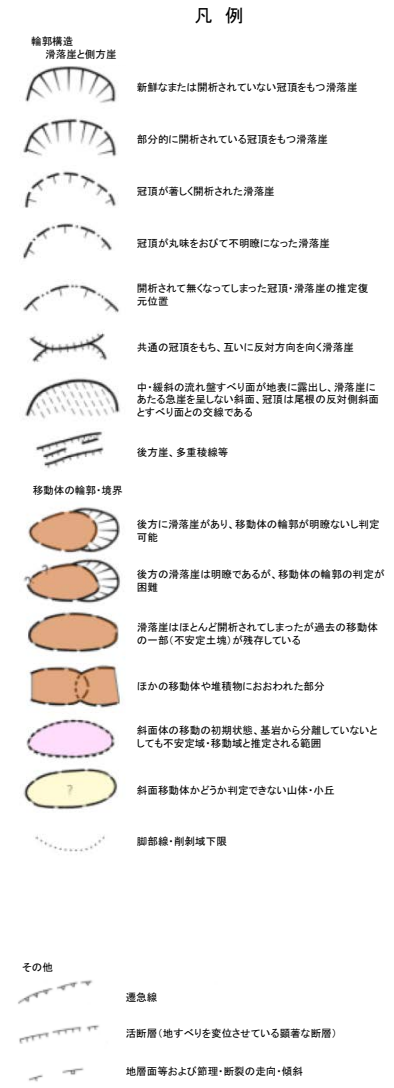
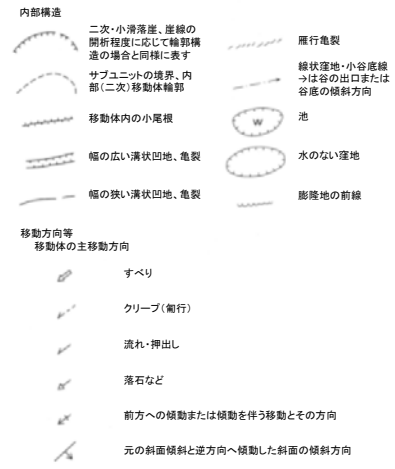
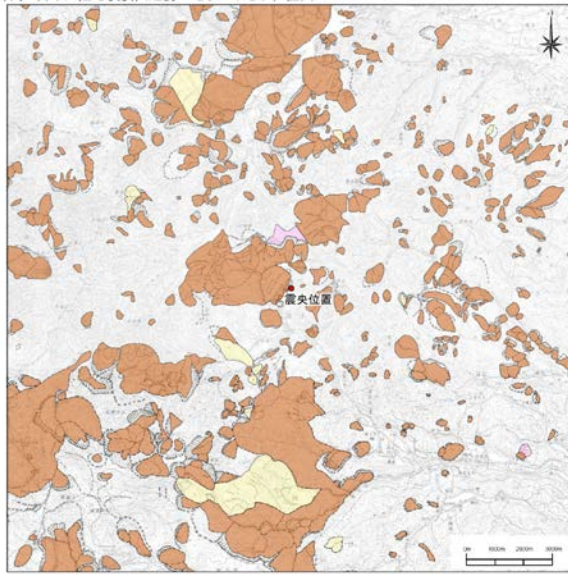
・震源域近傍には大規模地滑りを含む地すべりが密集している。



引用 地質図:東北建設協会(2006)を一部修正 カルデラ分布:吉田ほか(2005)の重力力を基に修正



震源域周辺の広域地質図 (東北建設協会(2006)に加筆)

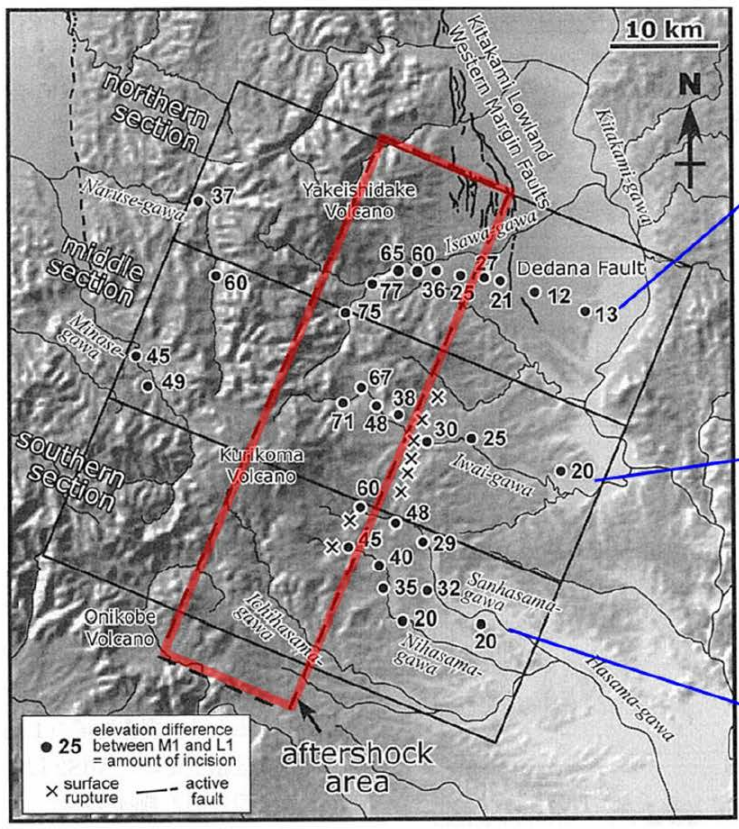


岩手・宮城内陸地震震央近傍の地すべり地形分布図 (防災科学技術研究所(1982)焼石岳, 栗駒山に加筆)

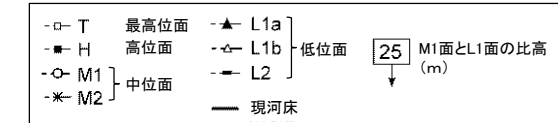
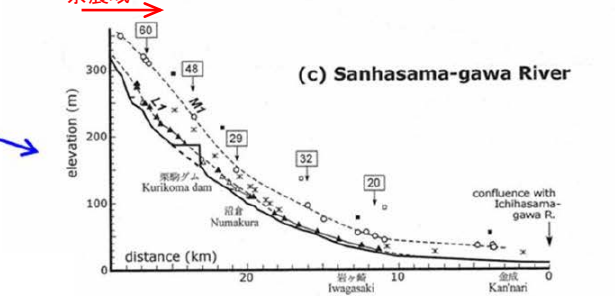
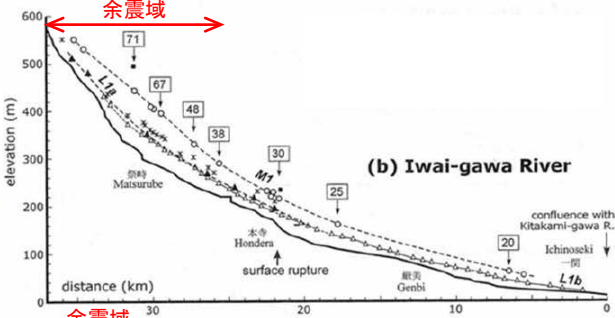
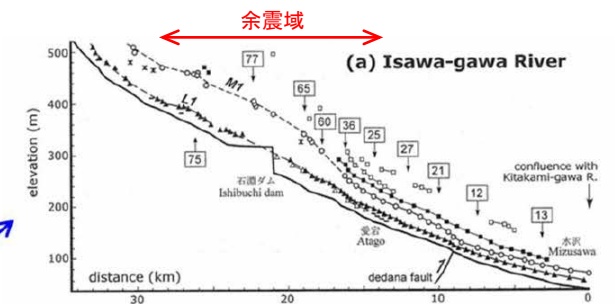
● 田力ほか(2009)



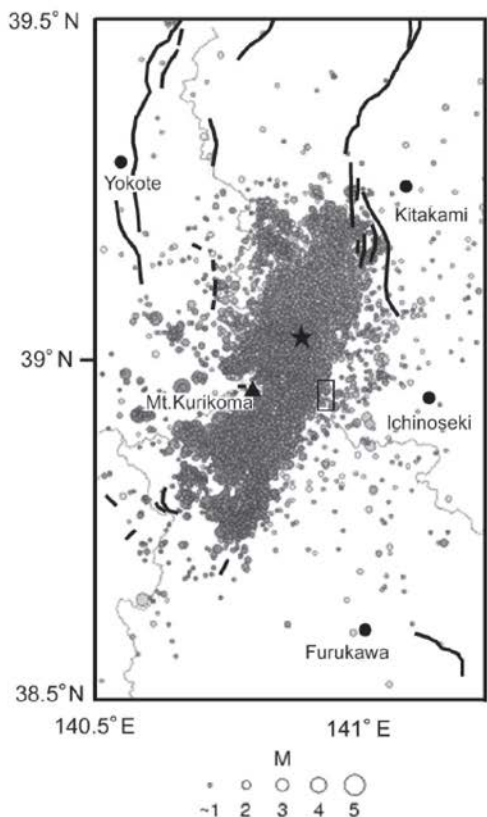
震央周辺の活断層分布図
 (産業技術総合研究所:
 活断層データベースに加筆)



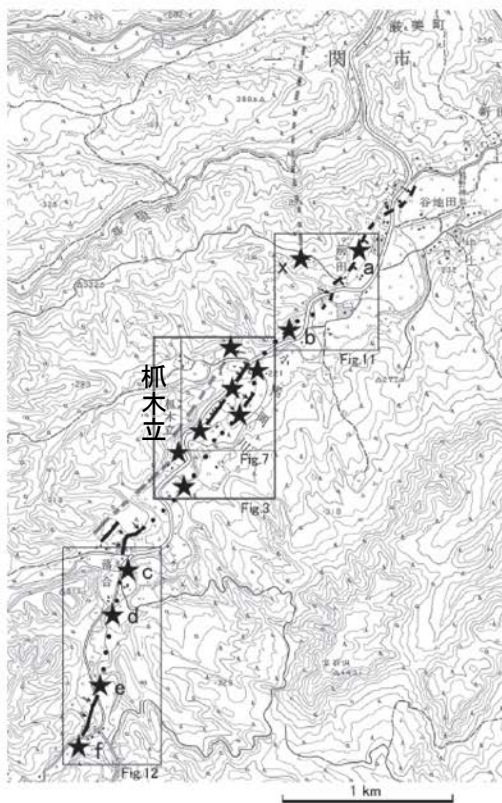
M1面とL1面の高度差(下刻量)分布, 田力ほか(2009)に加筆



● 今回の地震の震源域は北上低地西縁断層帯の南方延長部にあたり、山地と低地の境界が北方から連続していること、GPS観測データなどからひずみ集中域として認識されていること、浅発微小地震が集中的に発生する地域であること、及び河成段丘の高度から下刻量分布を明らかにすることにより、活断層(伏在断層)の存在を推定することが可能であると考えられる。(田力ほか(2009))

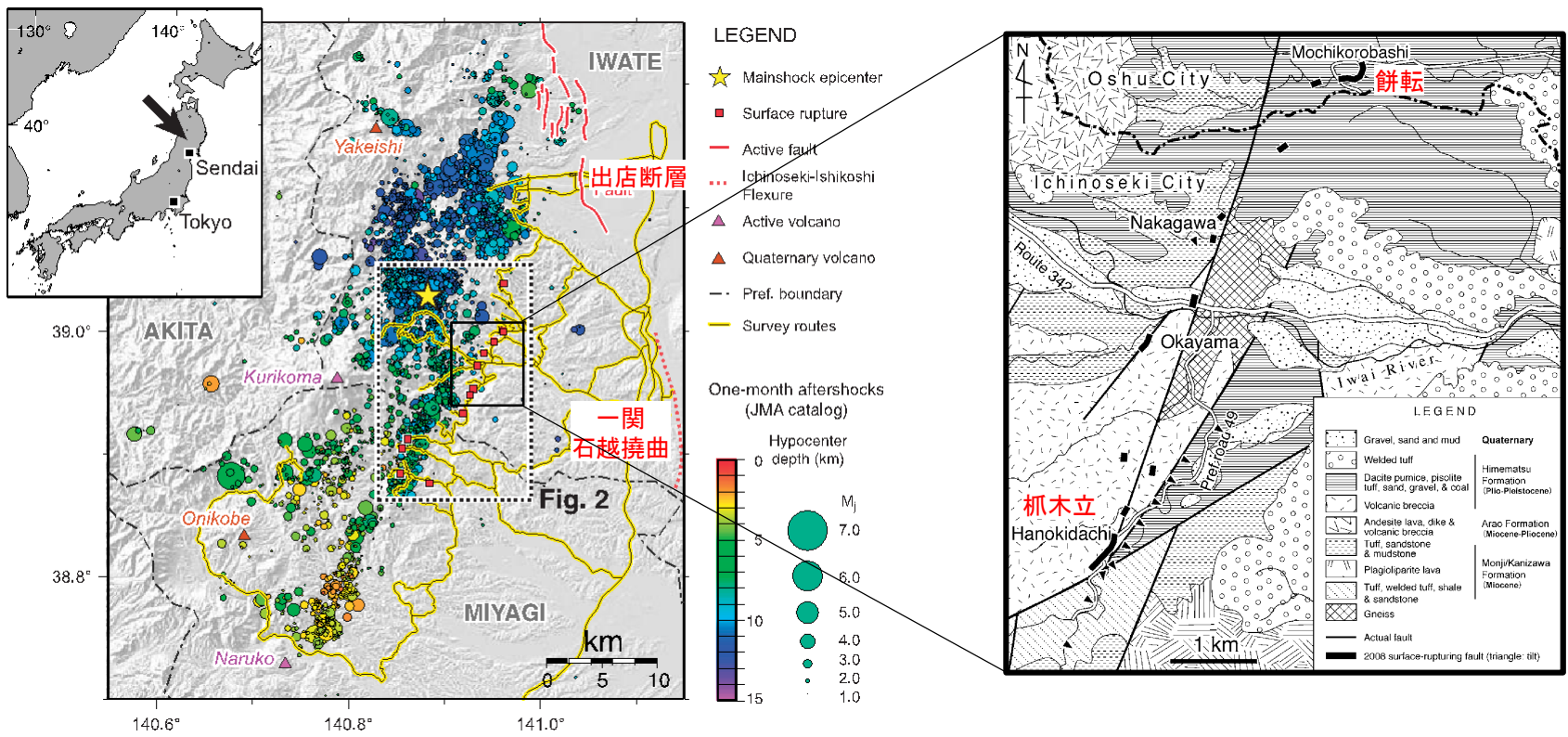


第1図 岩手・宮城内陸地震の本震・余震の震央と既知の活断層および本研究の調査地域
震央分布は防災科学技術研究所(2008a)による。観測期間は2008年6月14日～8月19日。★：本震，太線：既知の活断層，細線：県境，本研究の調査範囲は小さい四角の範囲。



第2図 岩手・宮城内陸地震震源域付近の活断層と地表変状位置図
黒およびグレーの線は推定活断層。黒は確実度が高い。実線：位置明瞭，破線：位置不明瞭，点線：地震前には変位地形が残存していなかった伏在部。★：主な地表変状確認地点。基図として国土地理院2.5万分の1地形図「本寺」図幅の一部を使用。

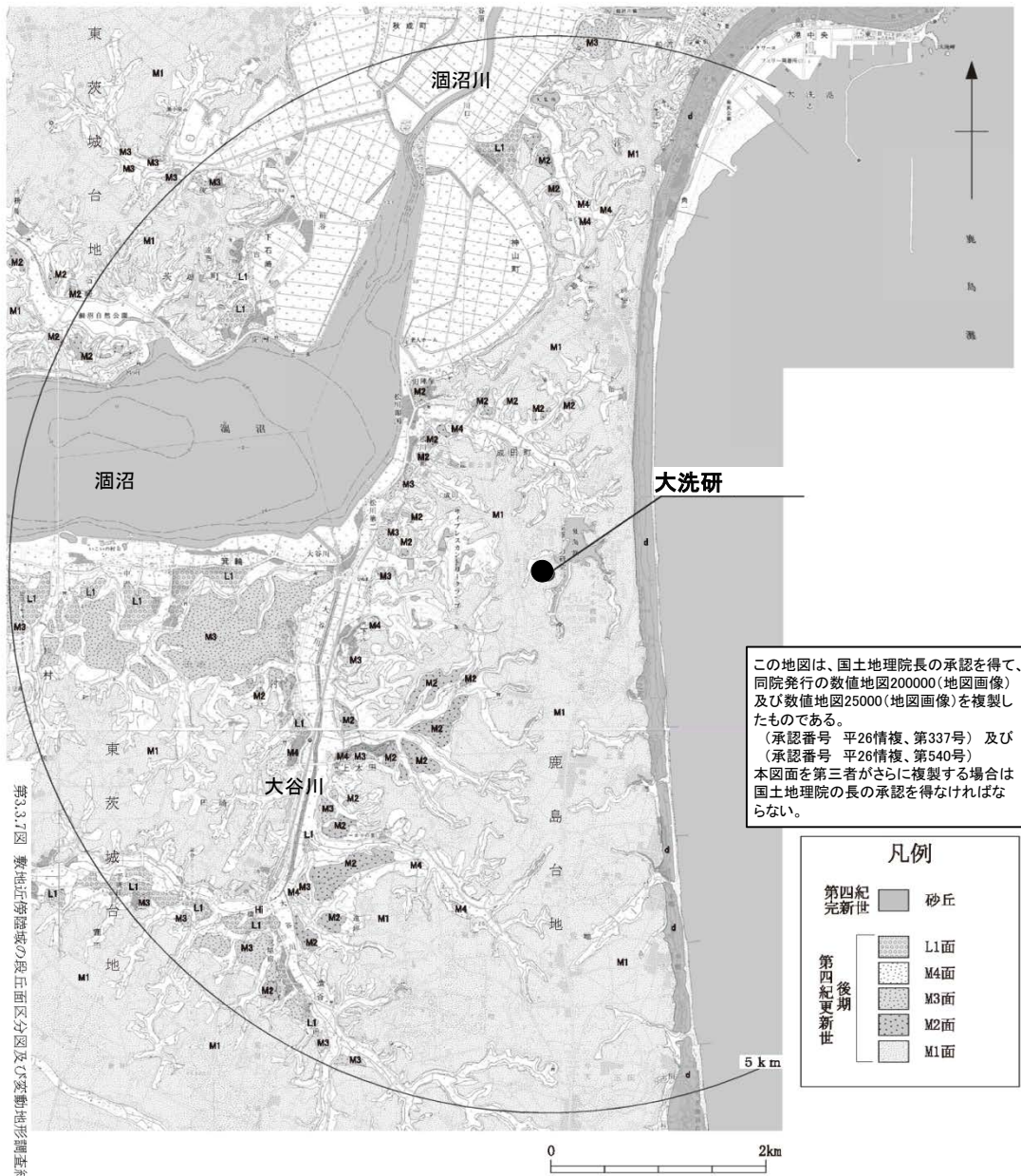
- 鈴木ほか(2008)；
- ・杓木立付近には短いながら明瞭な断層変位地形があり，低位段丘礫層堆積期以降に複数回，比較的活発な活動を繰り返していることが明らかとなった。
- ・岩手・宮城内陸地震の震源域に短くとも活断層が存在し，それが地震活動と密接な関係を有していることが明らかとなったことは，地震発生 of 長期予測において極めて重要である。少なくとも活断層が全く存在しない地域に起きたわけではなく，震源断層の活動と深く関わる活断層は存在している。



遠田ほか(2010)に加筆

- 遠田ほか(2010);
 - ・北北東-南南西トレンドの長さ約40kmの震源断層のうち、中央部の約20kmが地震断層として断続的に地表に現れた。
 - ・余震域北端は出店断層の深部想定延長部にかかっており、その南延長に一関-石越撓曲が記載されていたが、同撓曲に第四紀後期の活動は認められていない。
 - ・一方、地質図上には新第三系を切る北北東及び北東走向の断層が餅転から抓木立にかけて記載されている。これらの断層は、いわゆる「餅転-細倉構造帯」という東北日本を縦断する大構造の一部を構成すると考えられている。地震断層の一部は、餅転-細倉構造帯に沿うように分布している。したがって、今回の地震は大局的には餅転-細倉構造帯上で発生したと解釈できる。

変動地形等 敷地周辺 (陸域)



- 敷地近傍陸域の地形は、台地、低地及び海岸砂丘からなり、敷地は鹿島台地北部に位置する。
- 台地を構成する段丘は高位からM1面、M2面、M3面、M4面、L1面に区分される。
- M1面は敷地近傍の鹿島台地や東茨城台地に広く分布する。
- M2面、M3面、M4面、L1面は敷地南西方の涸沼、涸沼川、大谷川沿岸等に断片的に分布する。
- 変動地形学的調査の結果、リニアメントは判読されない。

この地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の数値地図200000(地図画像)及び数値地図25000(地図画像)を複製したものである。
(承認番号 平26情複、第337号) 及び (承認番号 平26情複、第540号)
本図面を第三者がさらに複製する場合は国土地理院の長の承認を得なければならない。

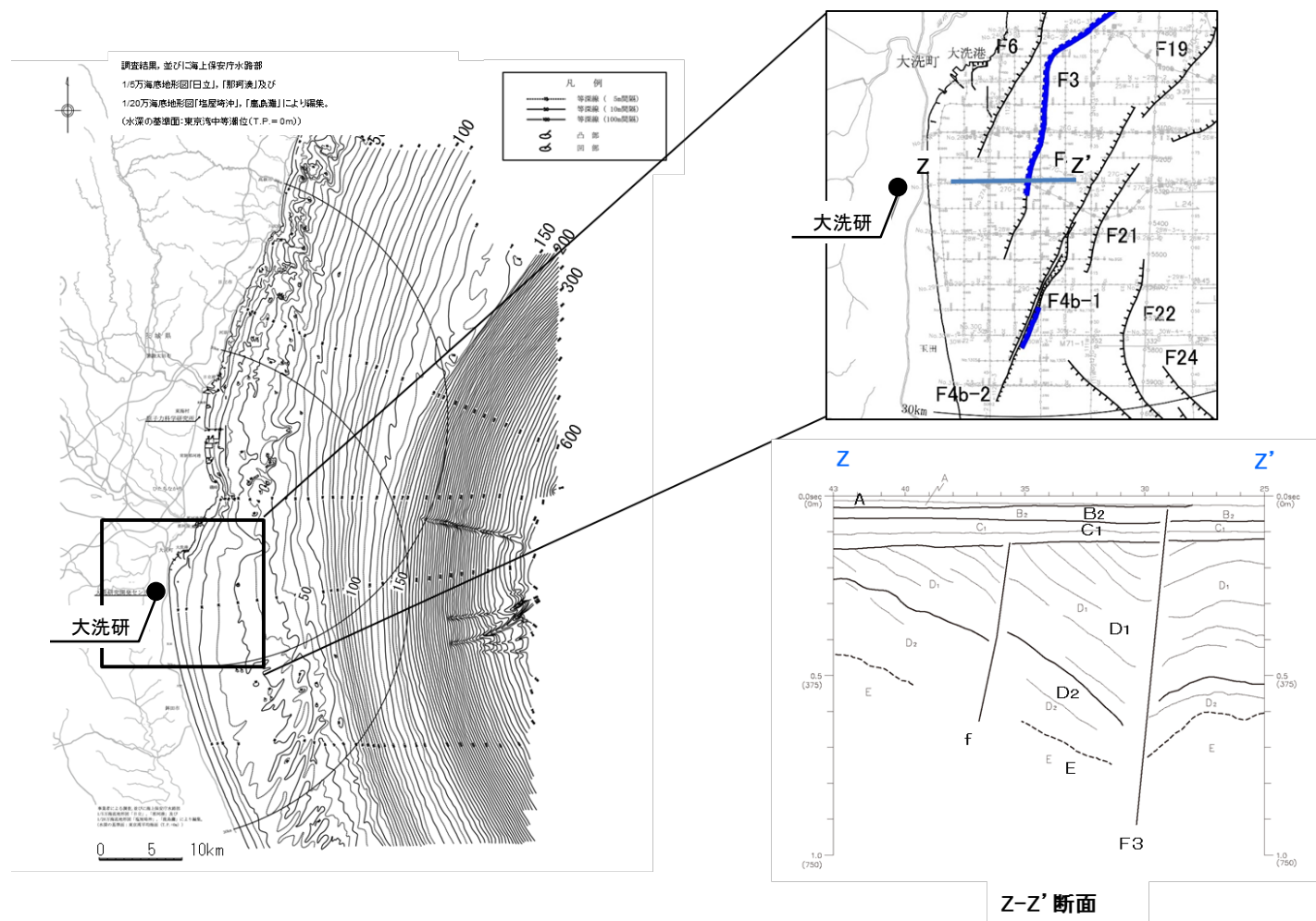
凡例

第四紀完新世	砂丘
第四紀更新世 後期	L1面
	M4面
	M3面
	M2面
	M1面

第3.3.7図 敷地近傍陸域の段丘面区分図及び変動地形調査結果図

敷地近傍陸域の変動地形調査結果図

変動地形等 敷地周辺 (海域)



- ・敷地前面海域の海底地形は、水深約130m～約150m付近の傾斜変換部を境にして、沿岸側の大陸棚とその沖合側の大陸斜面とに区分される。
- ・大陸棚は、海岸から沖合方向に5/1,000程度の勾配で傾斜しており、全体的には起伏に乏しい単調な海底地形を示している。
- ・各種海上音波探査を実施しており、敷地近傍の海域では詳細な地質構造を把握するため、密な測線配置としている。
- ・敷地近傍の海域には、敷地前面海域の地層のうち、上位から、A層、B₂層、C₁層、D₁層、D₂層が水平に広く分布しており、いずれも反射面が認められる堆積層であり、変位・変形の確認は十分に可能である。

火山

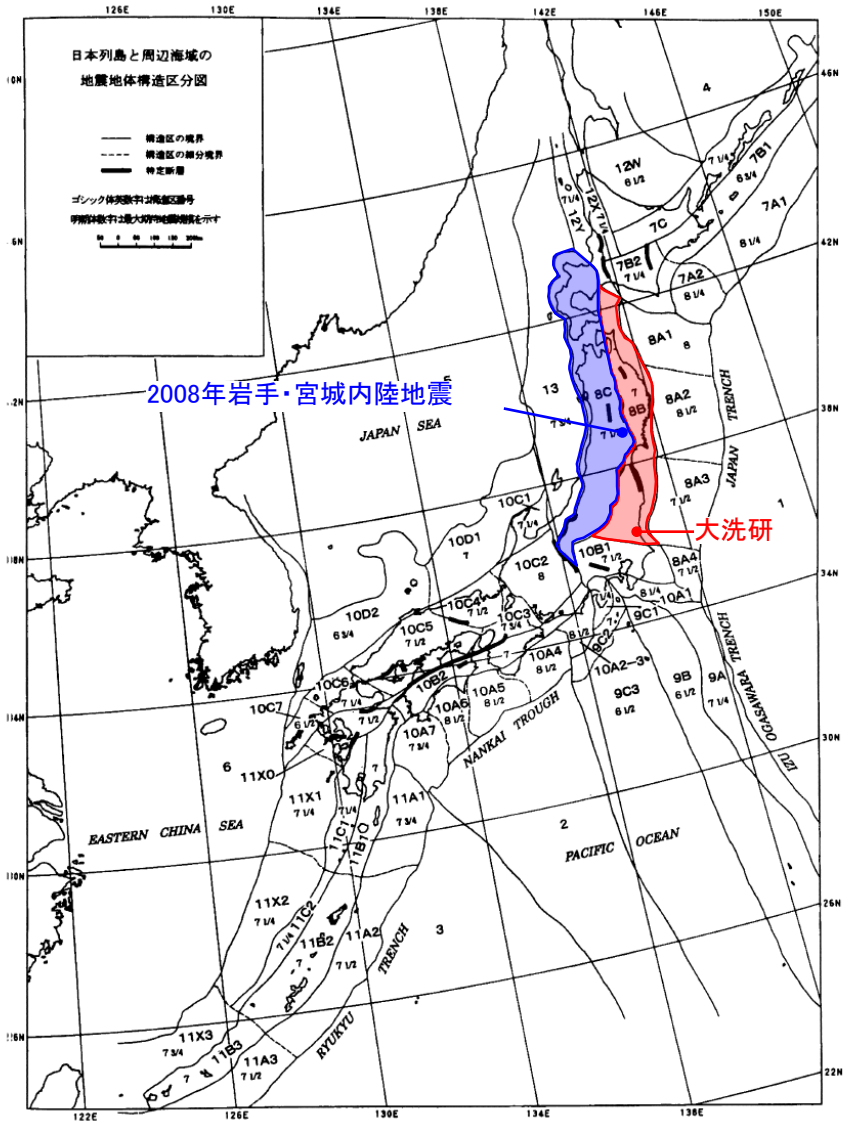


日本列島の活火山分布図
活動度により3段階にランク分けされている。もっとも活動度の高いAランクは13、Bランクは36、Cランクは36火山。海底火山や北方領土の火山はランク分けの対象外になっている。
今後の調査で新たに活火山と追加認定される火山もある。
橙色の太いラインが火山フロント。

火山フロント
産業技術総合研究所(2004)に一部加筆

- ・2008年岩手・宮城内陸地震の震源域は火山フロントに近接する。
- ・大洗研は火山フロントから外れた地域に位置する。

●垣見ほか(2003)



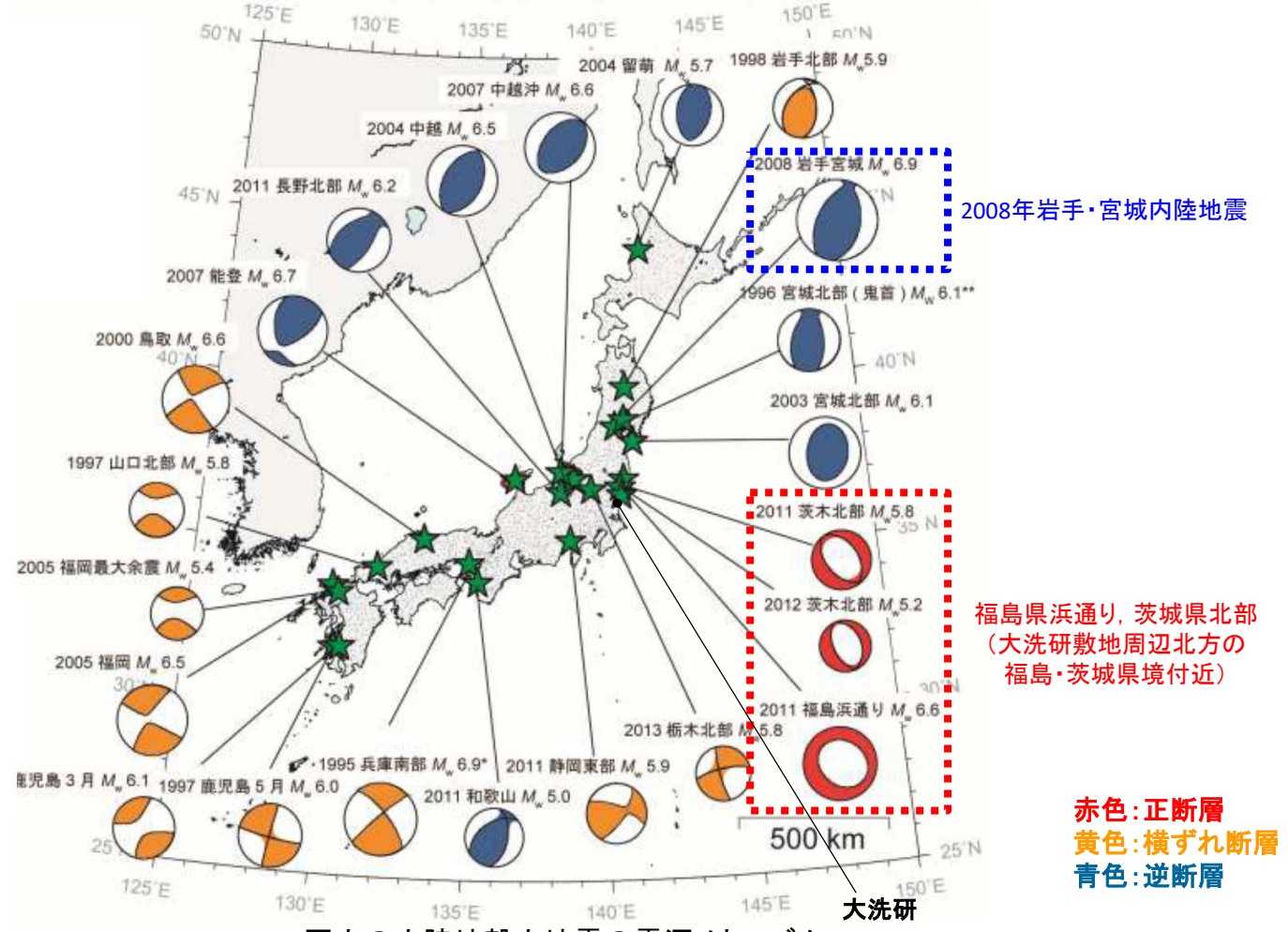
地域		2008年 岩手・宮城内陸地震	大洗研
構造区		8C 東北日本弧内帯	8B 東北日本弧外帯
地形・地質		火山性内弧, 隆起優勢, 脊梁山地・出羽丘陵の火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯), 島弧方向の逆断層~褶曲発達	外弧隆起帯, 安定域
活断層	密度	中	極小
	長さ	中	短(長)
	活動度	B	C
	断層型	逆	逆・横
	その他	島弧と平行隆起帯基部に発達	—
浅発大・中地震活動		高 東西圧縮逆断層型	低

2008年岩手・宮城内陸地震の震源域は, 大洗研と異なる構造区である。

垣見ほか(2003)に一部加筆

震源メカニズム

国内の対象地震: 22個(1995年~)



新安全設計基準に関する検討チーム(2013)に加筆

- 2008年岩手・宮城内陸地震およびその周辺では、逆断層型の地震が発生している。
- 大洗研敷地周辺北方の福島県浜通り, 茨城県北部においては、南西—北東引張の正断層型の地震が発生している。

2008年岩手・宮城内陸地震震源域の応力場

●行竹ほか(2012)

- 2004年1月～2011年1月の地震(内陸域, 深さ < 30km, $M \geq 2$)を対象に, P波初動極性データ及び, P波とSH波の振幅情報を用いてメカニズム解を推定
- 推定したメカニズム解に基づき, 応力インバージョン法にて日本内陸域の広域的な応力場の空間分布を推定

※大洗研敷地周辺では地震数が少ないため応力場が推定されていない(0.2度間隔のグリッド内に8個のメカニズム解データがある領域に対して応力場の推定がなされている)。

2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺は, 概ね東西圧縮の逆断層型の応力場である。

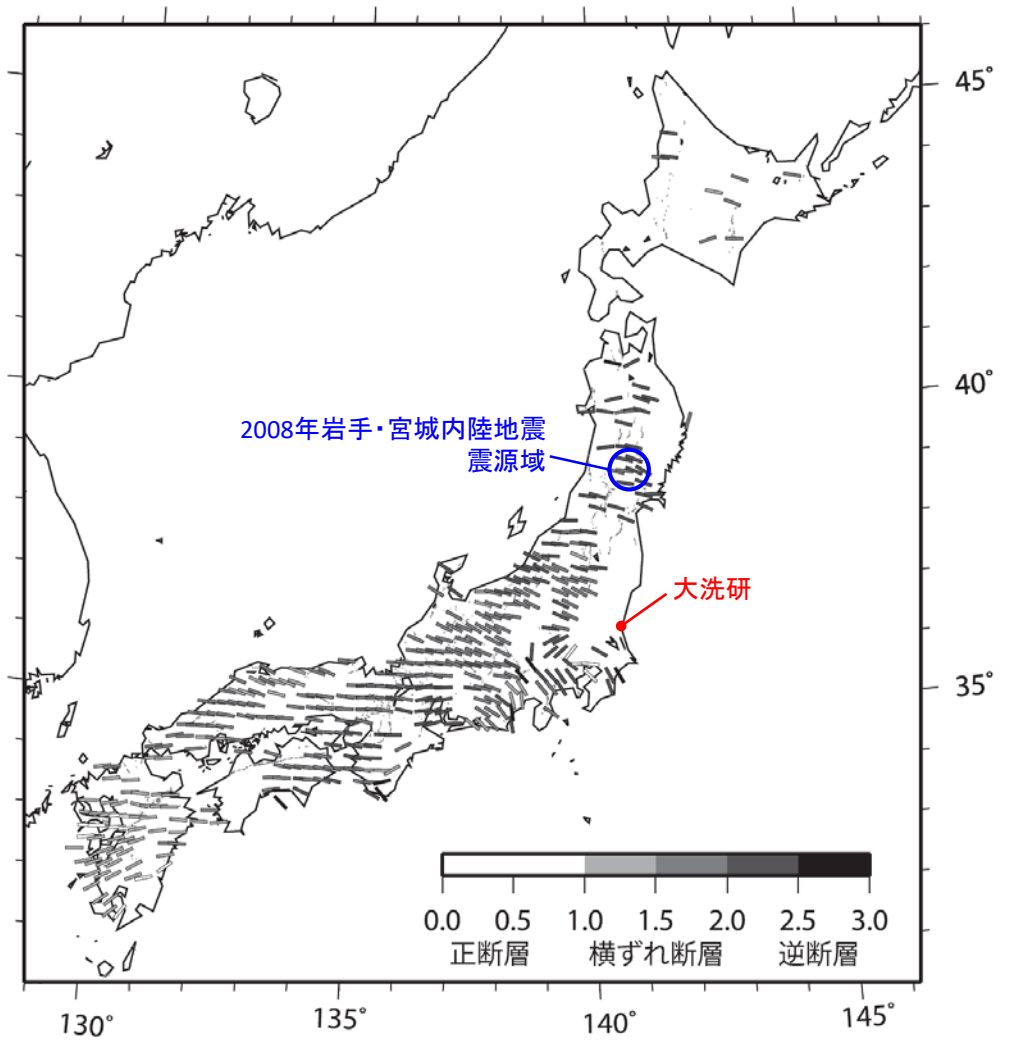


図 6 応力インバージョン法により推定された水平最大圧縮軸 (σ_{max}) 方向の空間分布。バーの色は Simpson (1997) の定義により分類された応力場の種類を示す。灰色線は、主要活断層の地表トレース (活断層研究会、1991)。

行竹ほか(2012)に一部加筆

敷地周辺の応力場 (1/2)

● Imanishi et al.(2012)

● 東北地方太平洋沖地震発生前の2003年から2010年の間に、福島・茨城県境周辺で発生した、 M_j 1.5以上、深さ20km以浅の微小地震のうち、26地震のメカニズム解を推定

● 応力テンソルインバージョン結果から、福島・茨城県境付近の応力場が正断層型であると指摘

大洗研敷地周辺の福島・茨城県境付近は、東北地方太平洋沖地震発生前から、正断層型の地震が発生しやすい地域である。

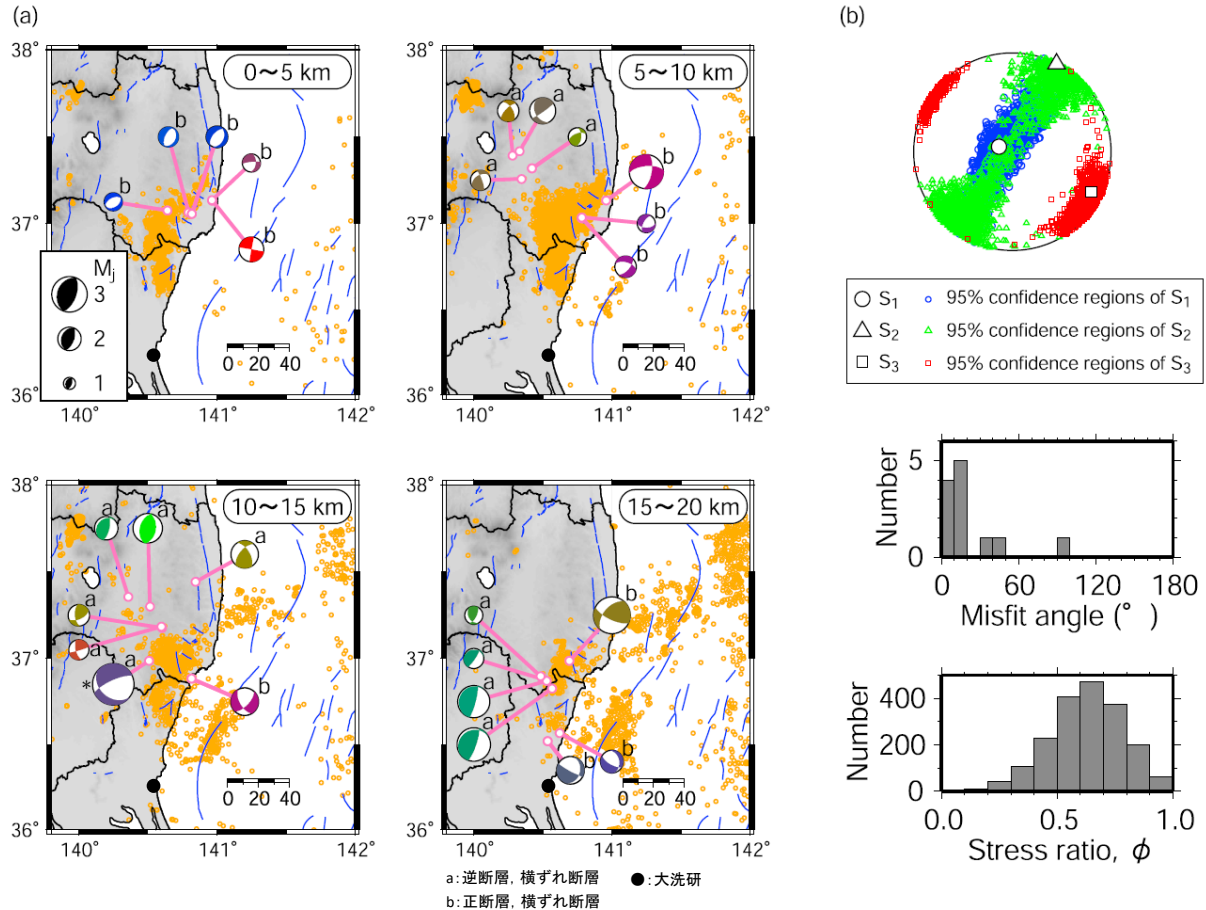


Figure 3. (a) Focal mechanism solutions of microearthquakes determined in the present study that occurred before the 2011 Tohoku earthquake (lower hemisphere, equal-area projection). The same triangle diagram as that of Figure 1 is used to differentiate faulting types. A mechanism marked with asterisk is also listed in the JMA catalogue; this is almost the same as that determined by JMA. The alphabetical letters “a” or “b” denote events which are outside or within the source area of the normal-faulting earthquake sequence. (b) Stress tensor inversion result. (top) Principal stress axes with their 95% confidence regions plotted on lower hemisphere stereonets. (middle) Misfit angle for the data with respect to the best stress tensor determined by the stress tensor inversion. Here, the misfit angle represents the angle between the tangential traction predicted by the best solution and the observed slip direction on each plane determined from the focal mechanism. (bottom) Histogram of stress ratio $\phi = (S_2 - S_3)/(S_1 - S_3)$ that belongs to the 95% confidence region.

Imanishi et al.(2012)に一部加筆

敷地周辺の応力場 (2/2)

- 大洗研敷地周辺は、2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺と異なり、東北地方太平洋沖地震の発生前後ともに地震活動度は低く、震源メカニズム解が得られていない。
- 大洗研敷地周辺の茨城県北部では、南西－北東方向を引張軸とする正断層型の地震が卓越している。
- GNSS観測データに基づくひずみ変化は、茨城県北部の正断層が卓越する領域と大洗研敷地周辺ともに東西引張側のひずみ変化となっている。

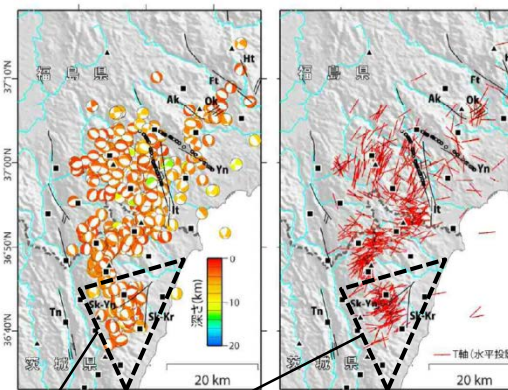


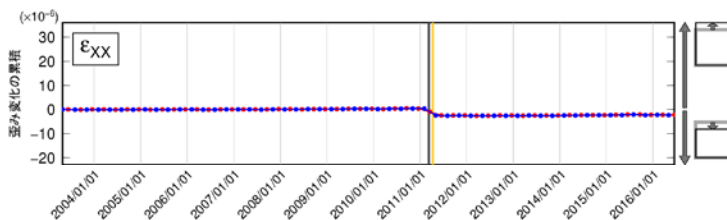
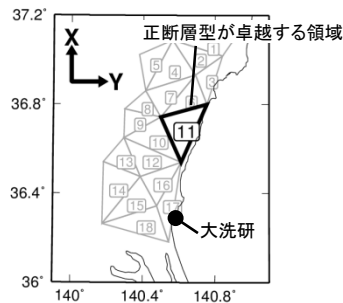
図 11 得られたメカニズム解と T 軸の分布

左：下半球投影のメカニズム解。深さで色分けした。井戸沢断層(It)と湯ノ岳断層(Yn)の地表面震源層 (Mizoguchi et al., in preparation) を○で示す。中：メカニズム解の T 軸方位 (水平投影)。右：推定される応力場の概念図。

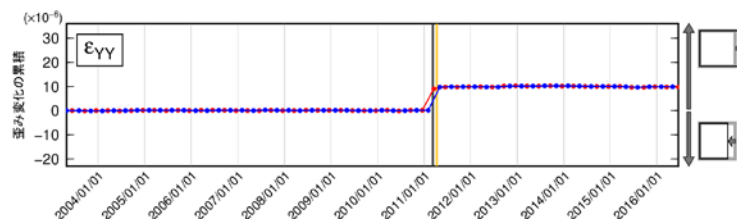
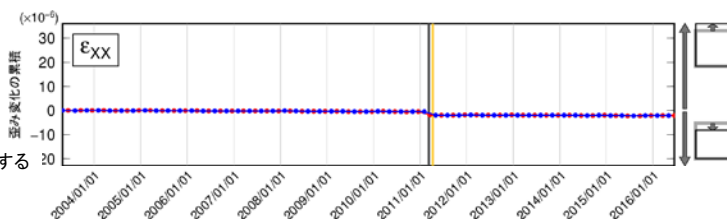
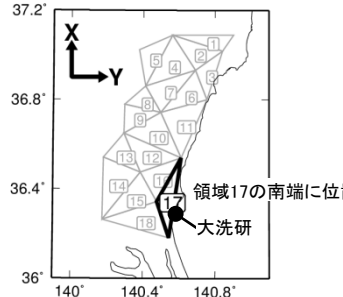
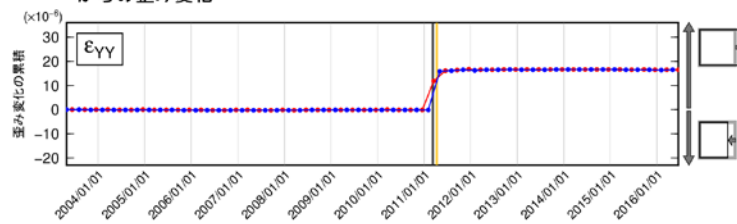
青柳・上田(2012)に一部加筆

●GNSS観測データに基づく検討

国土地理院によるGNSS観測点で三角形要素を構築し、各要素内の平均的な歪み変化(2003年5月時点を0と仮定)を評価



- 2003/06/12-2003/06/18 からの歪み変化 (Red line)
- 2003/04/28-2003/05/04 からの歪み変化 (Blue line)
- 2011/03/11 (2011年東北地方太平洋沖地震) からの歪み変化 (Black line)
- 2011/04/11 (2011年福島県浜通りの地震) からの歪み変化 (Yellow line)



ひずみ変化の累積(大洗研敷地周辺)

ひずみ集中帯

NKTZ (新潟—神戸ひずみ集中帯)

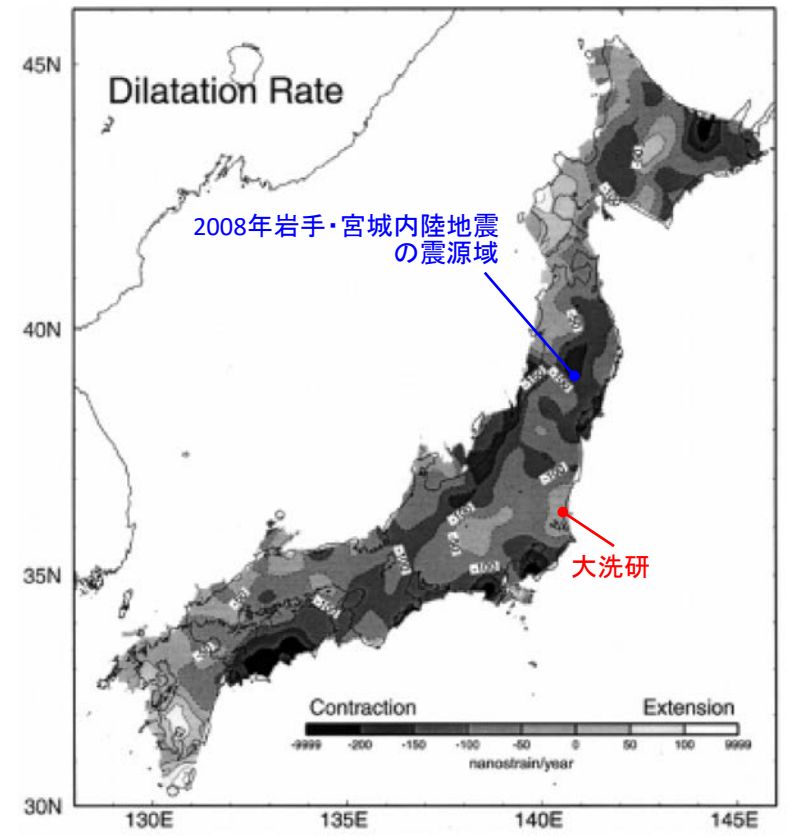
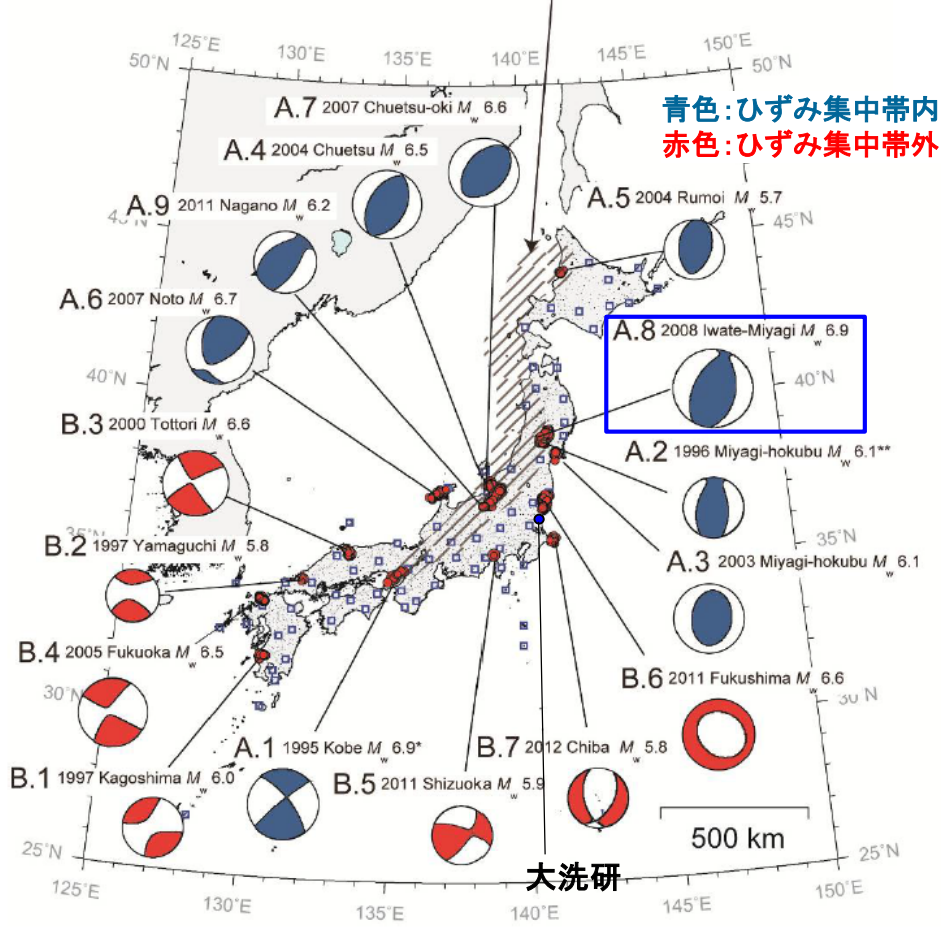


Figure 4
Estimated distribution of dilatational strain rate.
Sagiya et al.(2000)に一部加筆

図1 本研究で解析した地震群の本震震央位置と本震のCMT解。ハッチの部分かひずみ集中帯。

防災科学技術研究所(2013)に一部加筆

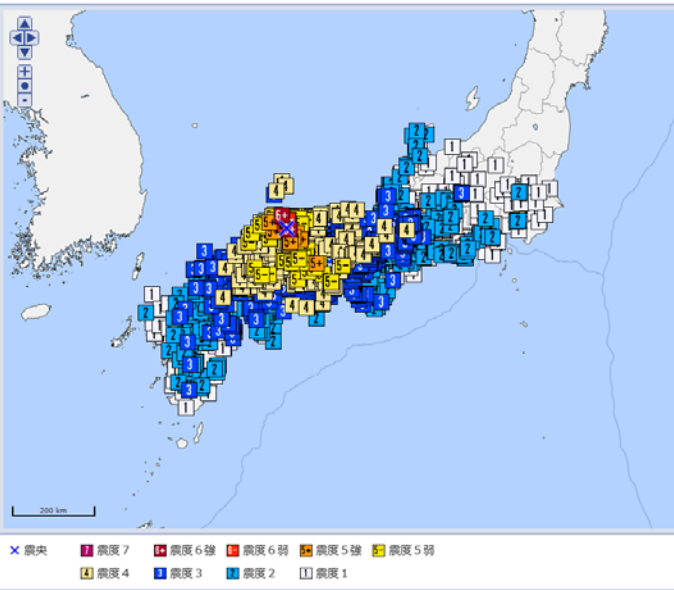
- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域は、防災科学技術研究所(2013)において、ひずみ集中帯と指摘されている。
- 大洗研敷地周辺をひずみ集中帯と指摘している文献はない。

2000年鳥取県西部地震の概要

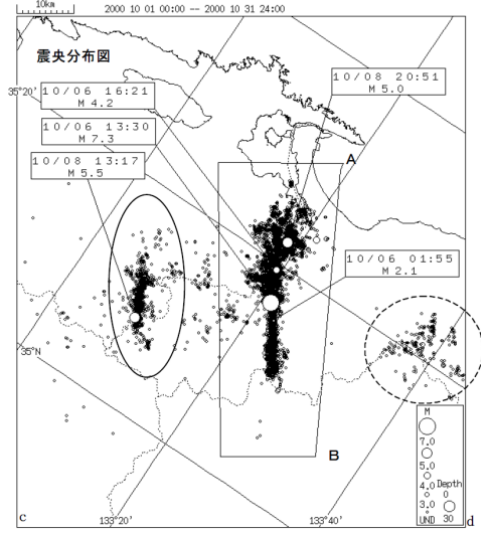
- 地震発生日時 (気象庁)
 - ・発生日時: 平成12年10月6日13時30分
 - ・地震規模: Mj7.3 (Mw6.6)
 - ・震源深さ: 11km
 - ・震源位置: 北緯35° 16.5', 東経133° 20.9'
- 各地の震度及び被害状況

各地の震度 (気象庁) は以下のとおり

 - ・震度6強: 鳥取県 境港市, 日野町
 - ・震度6弱: 鳥取県 西伯町, 溝口町, 会見町, 岸本町, 淀江町, 日吉津村
 - ・震度5強: 鳥取県 米子市
島根県 仁多町, 安来市, 宍道町
岡山県 哲多町, 落合町, 大佐町, 新見市, 美甘村
香川県 土庄町
 - ・地震による津波の発生はなし
- 地震発生メカニズム (気象庁)
 - ・発生機構解より, 東西方向に圧力軸を持つ横ずれ断層型の地震。
 - ・鳥取県西部地域は, 1990年, 1997年に今回の地震の極近傍でM5クラスの地震が発生している。
 - ・1926年から2000年までの過去の被害地震は, 今回の地震の近傍で3地震発生している。

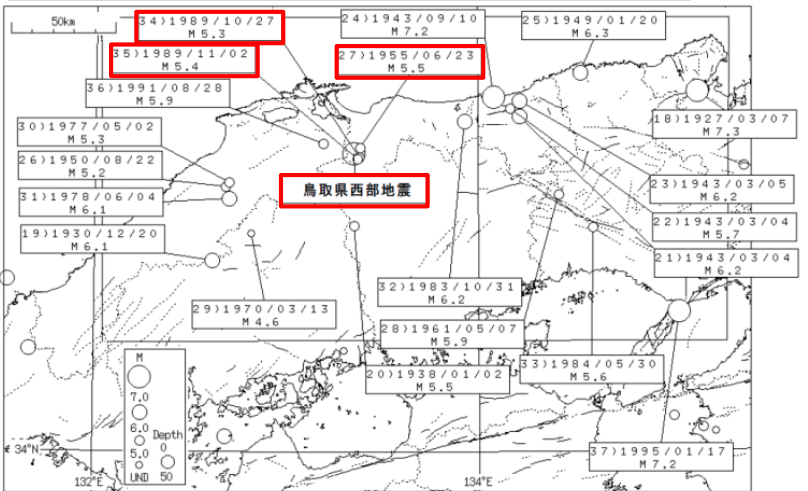


気象庁震度データベースによる震度分布

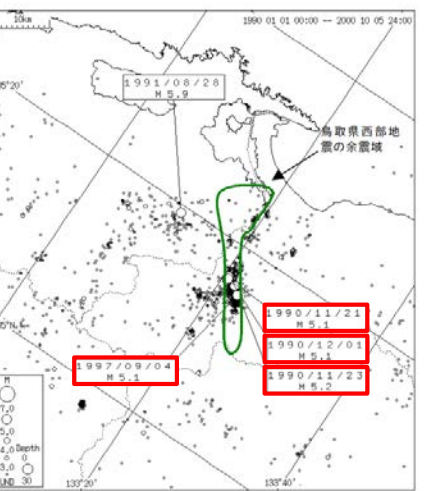


震央分布図 (2000年10月1日~2000年10月31日) 気象庁(2000)より抜粋

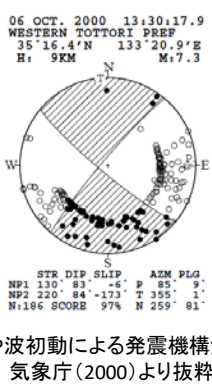
平成12年10月6日鳥取県西部地震に伴う地殻変動と断層モデル



過去の被害地震 (1926~2000年) (気象庁(2000)より抜粋)



今回の活動以前約11年間の地震活動 (1990年1月1日~2000年10月5日) (気象庁(2000)より抜粋)



P波初動による発震機構解 気象庁(2000)より抜粋



断層パラメーター
断層北西端の位置: 東経133度18分 北緯35度21分
上縁の深さ: 1km
断層の長さ: 20km (長さ) × 10km (幅)
走向: 北から時計回りに152度 傾斜角: 86度 すべり角: -7度
すべり量: 1.4m
ぬり (モーメントマグニチュード): 6.6相当

国土地理院(2000)より抜粋

2000年鳥取県西部地震の概要 (震源モデルの一例)

●池田ほか(2002)

- ・関口・岩田(2001)の震源破壊過程に基づき, 最適震源モデルを評価している。
- ・結果として, アスぺリティはすべり量の大きい浅い部分と深い部分の2箇所を設定されている。

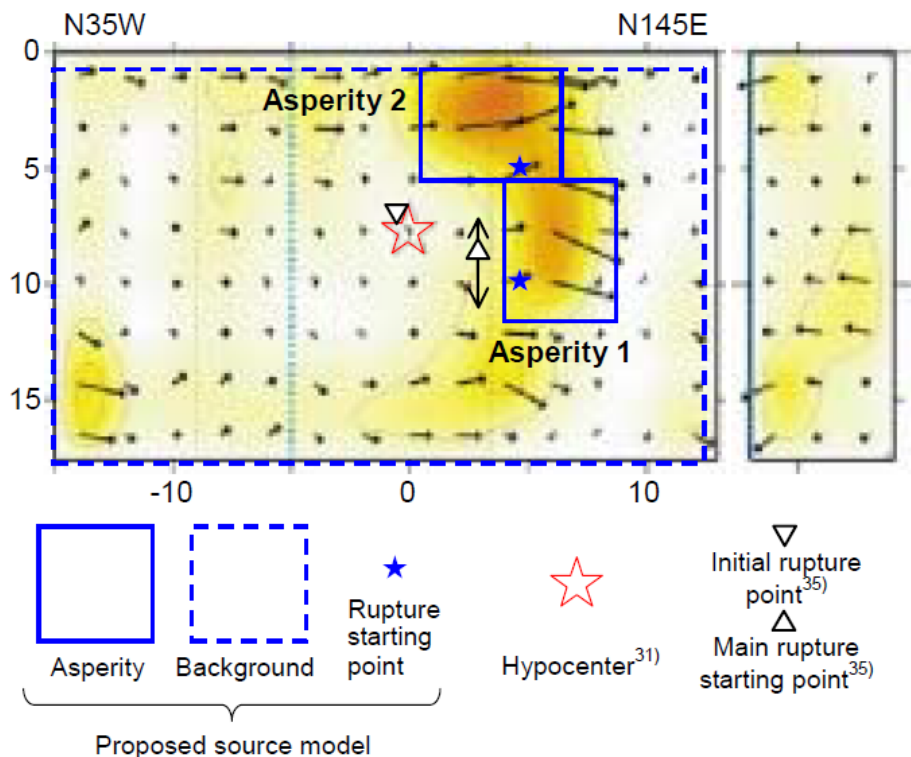
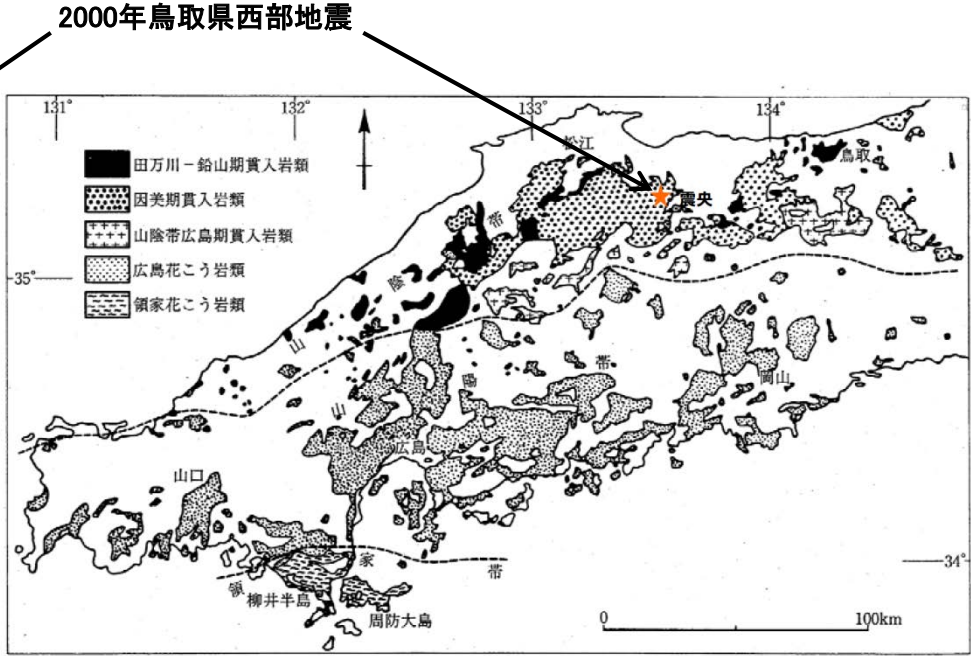
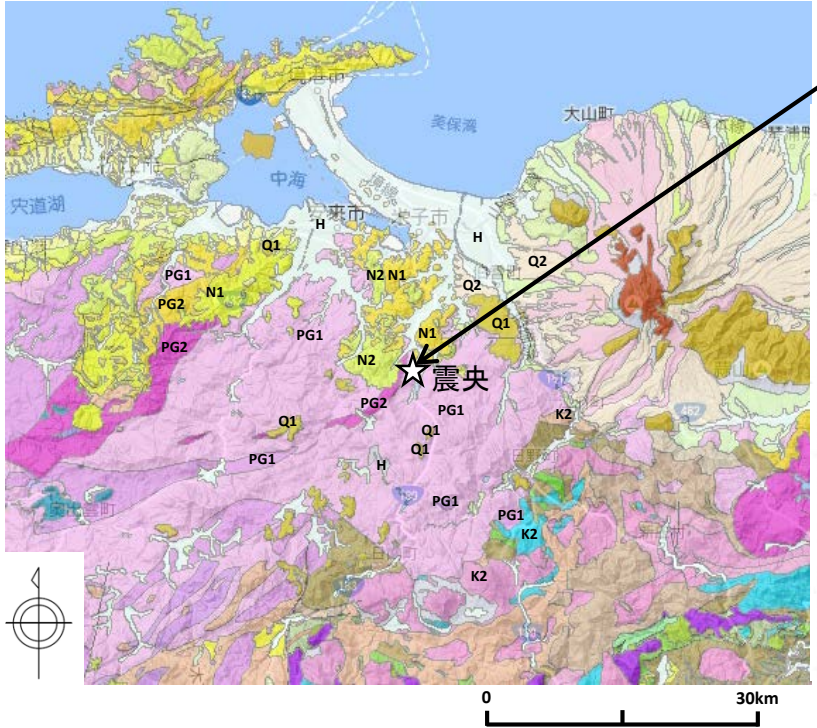


図 1 提案する鳥取県西部地震の最適震源モデル
(関口・岩田³¹⁾に加筆・修正)

表 2 最適震源モデルのパラメータ

震源位置 ⁴³⁾	35.26937N, 133.35669E			
Strike, Dip, Slip	deg.	145, 90, 0		
震源深さ ⁴³⁾	km	7.8		
地震モーメント ⁴⁵⁾	Nm	9.6×10^{18}		
破壊域の面積	km ²	464		
せん断波速度	km/s	3.5		
		アスぺリティ		
		1 (下部)	2 (上部)	
面積	km ²	28.8 (4.8km×6.0km)	28.8 (6.0km×4.8km)	背景領域 410.4
重ね合わせ数 ($N_L \times N_W \times N_T$)		$4 \times 5 \times 5$	$5 \times 4 \times 5$	282×17 $N_L \times N_W \times N_T$
上端深さ	km	5.6	0.8	0.8
地震モーメント	Nm	1.99×10^{18}	0.99×10^{18}	6.62×10^{18}
応力降下量	MPa	28.0	14.0	2.8
破壊伝播速度	km/s	2.5	3.0	2.5
ライズタイム	s	0.6	0.6	2.04

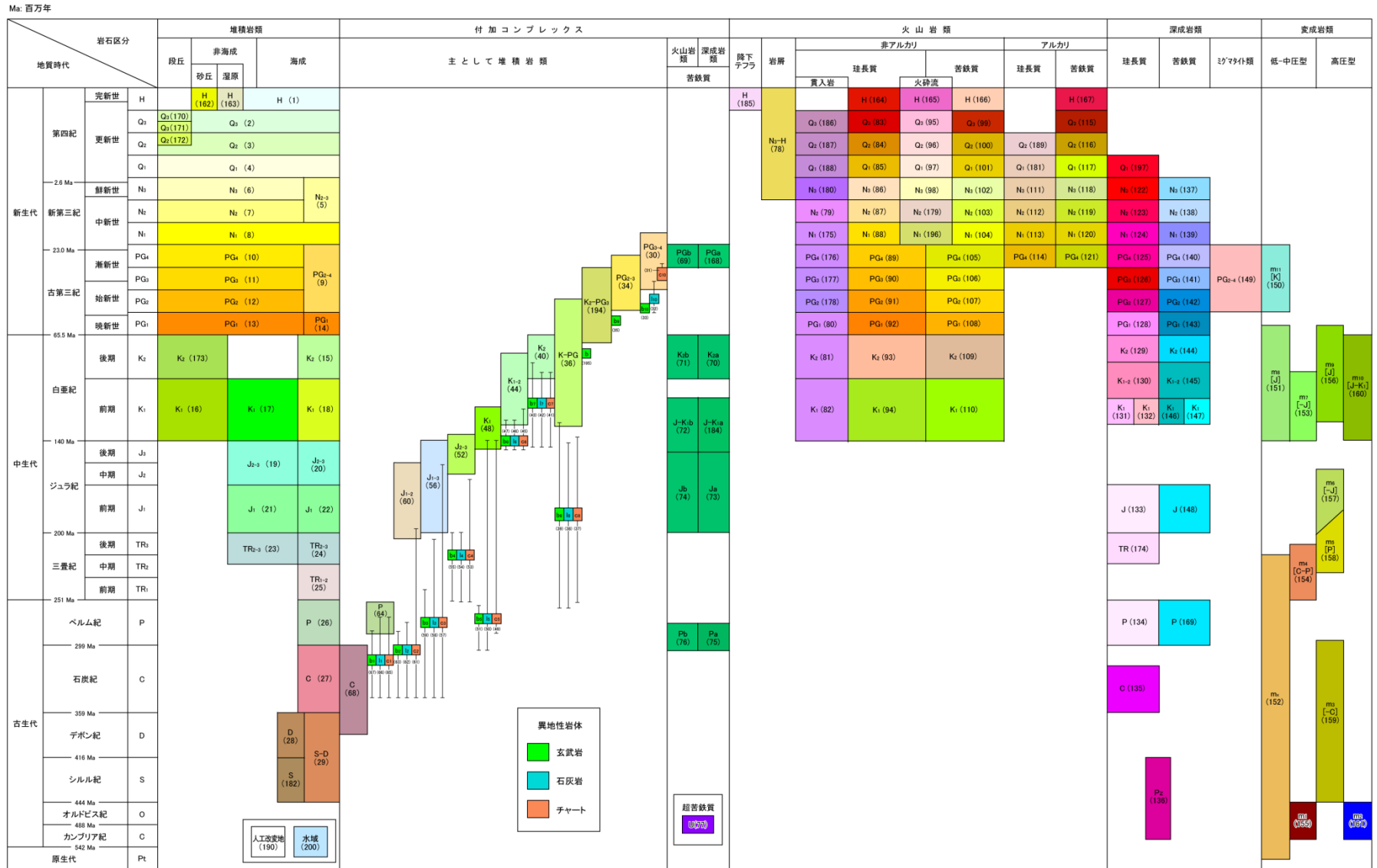
地質 2000年鳥取県西部地震 (1/2)



中国地方における白亜紀～古第三紀貫入岩類の分布
(日本の地質増補版編集委員会編(2005)に加筆)

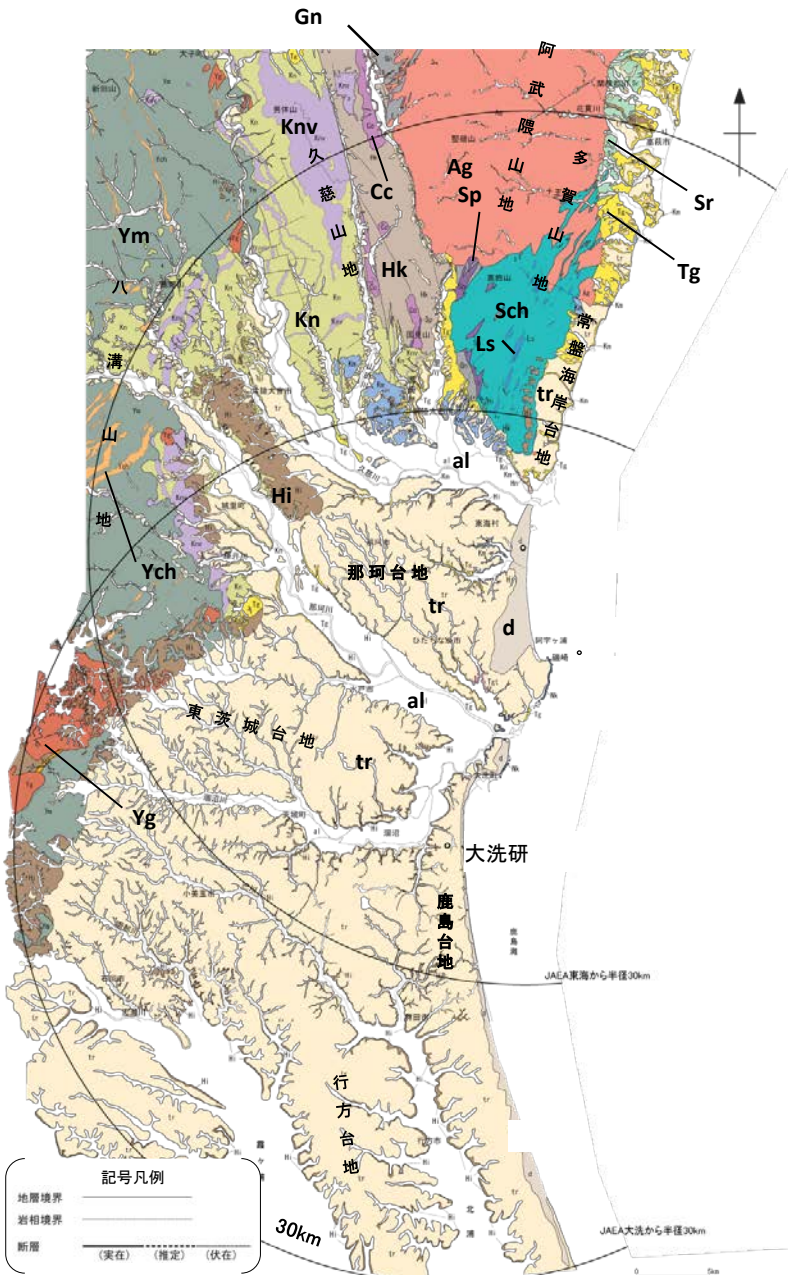
震源域周辺のシームレス地質図
(産業技術総合研究所, 地質図Navilに加筆)

- 震源域近傍の地質は主に白亜紀～古第三紀の花崗岩を主体としており, 中新世に貫入した安山岩～玄武岩の岩脈が頻繁に分布している。(井上ほか(2002))



20万分の1日本シームレス地質図 全国統一凡例
(産業技術総合研究所, 20万分の1シームレス地質図)

地質 敷地周辺の地質



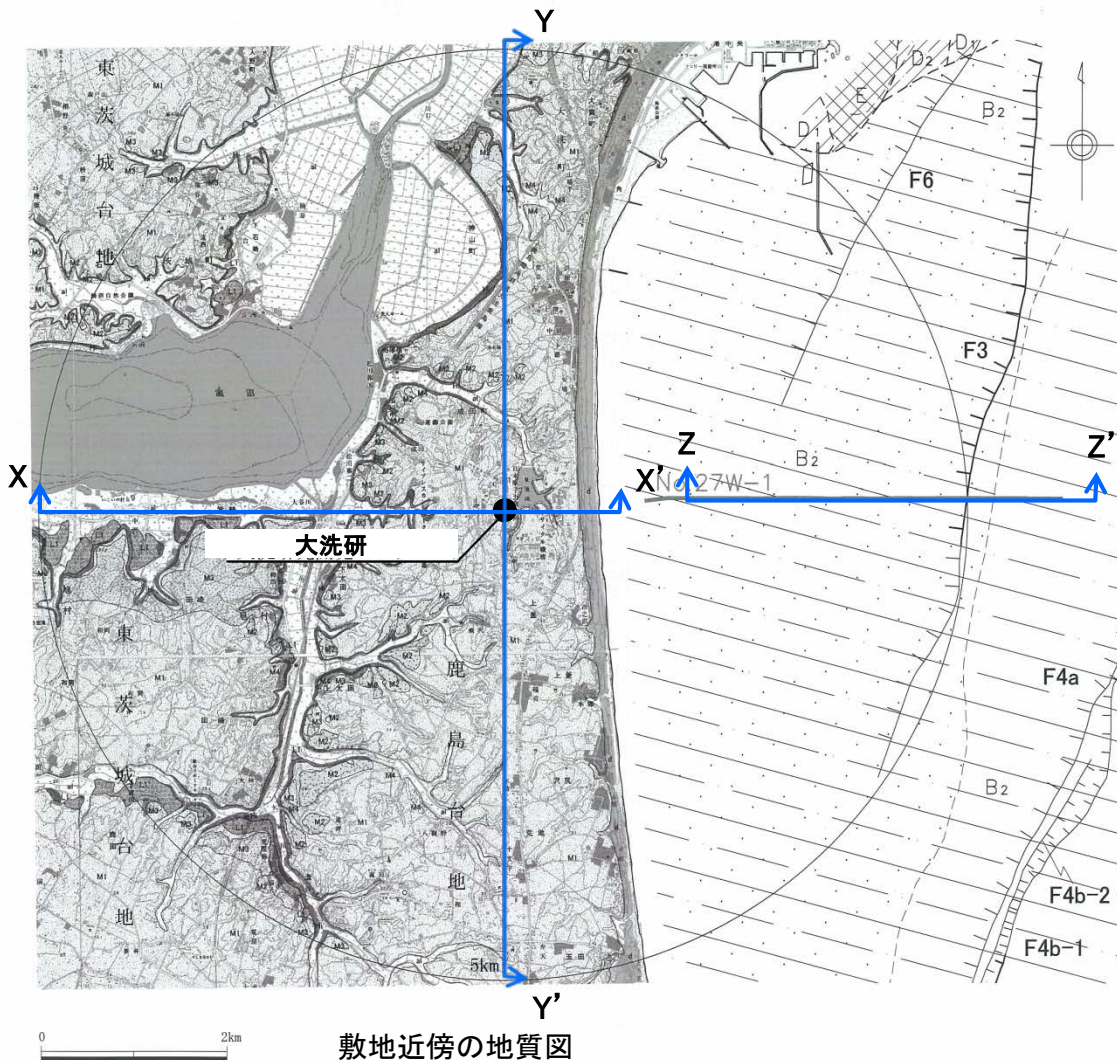
敷地周辺陸域の地質概要

地形	主に分布する地質
八溝山地	[北部]: 先新第三系の八溝層群 [南部]: 先新第三系の八溝層群, 新第三系中新統の堆積岩類・火山岩類・火山碎屑岩類
久慈山地	新第三系中新統の火山岩類・火山碎屑岩類
多賀山地	先新第三系の阿武隈花崗岩類, 日立変成岩類及び竹貫 ^{たかぬき} 変成岩類
常磐海岸台地	新第三系中新統の多賀層群, 第四系更新統の段丘堆積物
那珂台地・東茨城台地	[丘陵地・台地]: 第四系更新統の段丘堆積物 [縁辺部]: 新第三系中新統の多賀層群, 鮮新統～第四系更新統の久米層

年代層序区分	八溝山地		久慈山地		多賀山地		那珂台地周辺部		
	地層名	主な層相・岩相	地層名	主な層相・岩相	地層名	主な層相・岩相	地層名	主な層相・岩相	
第四系	完新統	al 沖積層	砂・シルト・礫	al 沖積層	砂・シルト・礫	al 沖積層	砂・シルト・礫	d 砂丘砂層	砂
	更新統	tr 段丘堆積物	砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物	砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物	砂・シルト・礫	tr 段丘堆積物	砂・シルト・礫
新第三系	中新統	Kn 金砂層群	砂岩・砂岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩	Knv 火山岩類・火山碎屑岩類	砂岩・砂岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩	Ir 多賀層群	砂質泥岩	Ir 多賀層群	砂質泥岩
	漸新統	Knv 火山岩類・火山碎屑岩類	砂岩・砂岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩	Hk 東金山層	礫岩・砂岩	Kn 金砂層群	砂岩・砂岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩	Knv 火山岩類・火山碎屑岩類	砂岩・砂岩互層・泥岩・礫岩・デイサイト・凝灰岩
古第三系	始新統					Sr 白水層群	砂岩・泥岩・礫岩・石灰		
	漸新統	Tr 八溝花崗岩類		Ag 阿武隈花崗岩類		Ar 阿武隈花崗岩類		Cc カタクラサイト	
白垩系									
ジュラ系	Ym 八溝層群	砂岩・頁岩・チャート							
三畳系	Ych チャート								
ペルム系									
石炭系									
カンブリア系									

□ : 深成岩類及び変成岩類

地質 敷地近傍の地質



年代層序区分		区分・地質	
完新統	沖積層	a1	礫, 砂, シルト
	砂丘砂層	d	砂
第四系 更新統	L1段丘堆積層	L1	礫, 砂, シルト
	M4段丘堆積層	M4	礫, 砂
	M3段丘堆積層	M3	礫, 砂
	M2段丘堆積層	M2	礫, 砂
	M1段丘堆積層	M1	礫, シルト
東茨城層群		H1	礫, 砂, シルト

地質断面図作成位置

海域凡例	
	A層 完新統
	B ₂ 層 中部更新統
	D ₁ 層 } 中新統
	E層 先中新統
	地層境界
	断層
	伏在断層
	No.27W 敷地近傍の海底地質断面図に示した範囲

この地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の数値地図20000(地図画像)及び数値地図25000(地図画像)を複製したものである。
 (承認番号 平26情複、第337号) 及び
 (承認番号 平26情複、第540号)
 本図面を第三者がさらに複製する場合は国土地理院の長の承認を得なければならない。

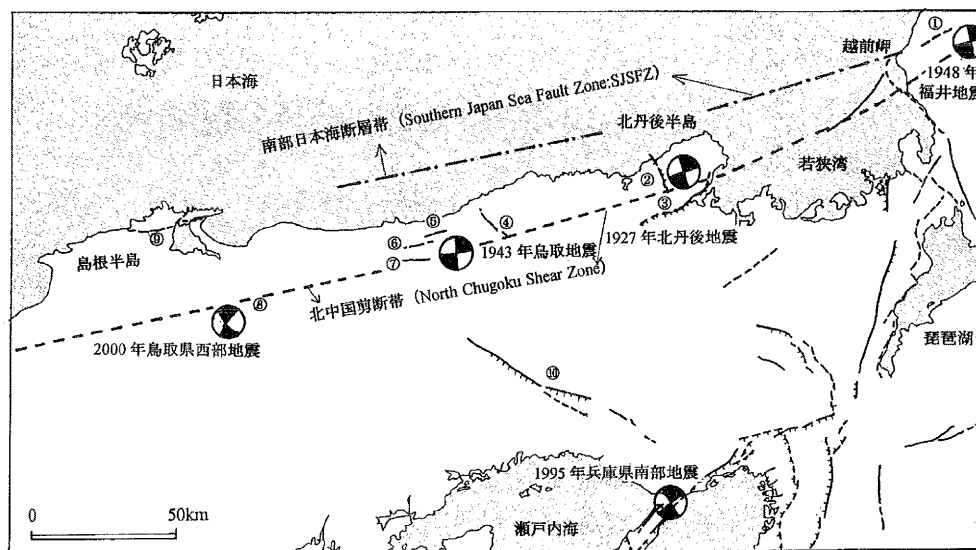
・敷地近傍には、中新統の堆積岩、鮮新統の堆積岩、更新統の段丘堆積物等、完新統の沖積層及び砂丘砂層が分布する。

地質構造・変動地形等 2000年鳥取県西部地震

●岡田(2002);

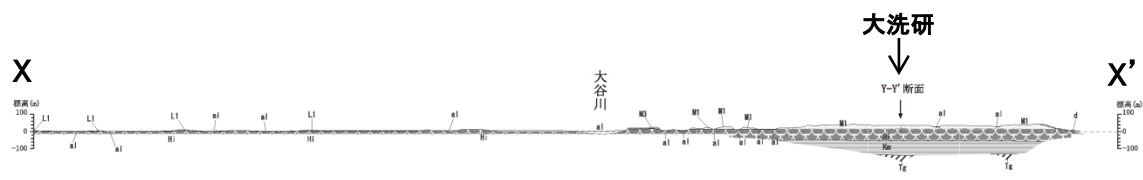
丹後半島から島根半島までの山陰地域にみられる活断層について、共通する特徴を以下にまとめる。

- 1) 変位地形は全体として不明瞭であり、累積変位量はいずれも数百m以下と少ない。
- 2) ENE-WNWとNNW-SSEの方向の横ずれの地域までに、こうした活断層の分布が限られている。
- 3) 数本の活断層が雁行状に連続する断層線も長さは25km以下と相対的に短い。
- 4) 断層破碎帯の発達は顕著でなく、既存の大断層が再活動した形跡はない。ほとんどの活断層は新たに破断面を形成しつつあるので、破碎帯の幅は数十cm程度とごく限られているようである。
- 5) 第四紀中期以降に新たな断層面を形成して、断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階にある。
- 6) WNW-ESE方向からの圧縮場のもとで活断層が発現しており、不鮮明なりニアメントでも活断層の可能性があるので、注意して調査する必要がある。
- 7) 1900年代は千年振りに訪れた地震活動の活動期にあたり、大地震の起こった周辺域は注目すべき時期にあたる。

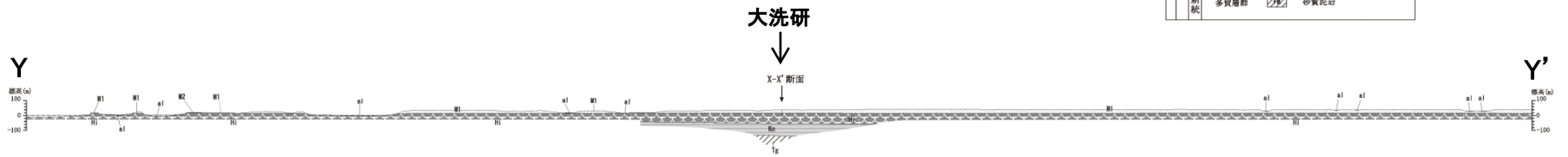


山陰地方の主な地震の発震機構と活断層

- 岡田(2002)において、「鳥取県西部地震はまだ地表には一連の活断層として姿を現していない(到達していない)地下深部の断層による活動とみなされ」、「第四紀中期以降に新たに断層面を形成して、断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては初期ないし未成熟な段階にある」とされている。
- また、山陰地域は「日本列島の中でも特異な地域」で「西南日本弧の日本海側変動帯に組み込まれつつあり、第四紀中期以降から地殻運動が徐々に活発化しているとみなされ」、当地域にはWNW-ESE方向の圧縮場のもとでENE-WSWとNNW-SSEの方向の横ずれ活断層が発現しているとされている。



X-X' 断面



Y-Y' 断面

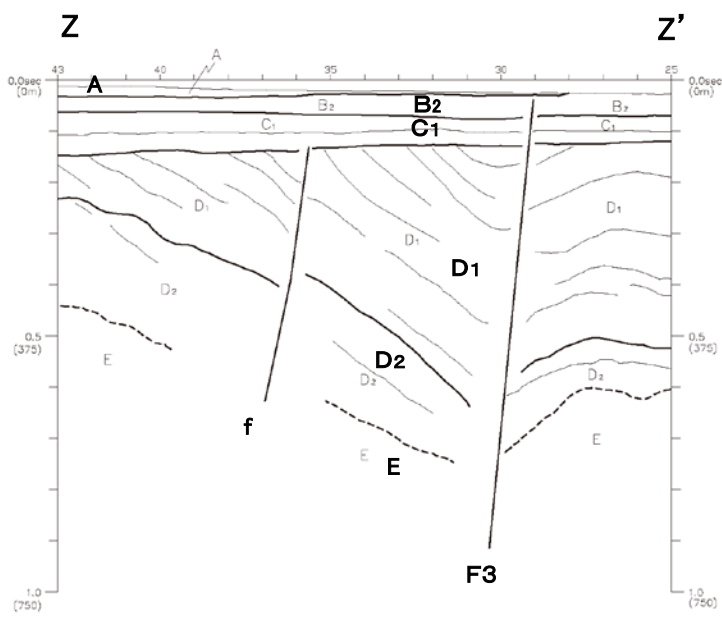
凡例

年代層序区分	区分・岩相
完新統	沖積層 a1 礫、砂、シルト 砂丘砂 d 砂
	山段丘堆積物 L1 礫、砂
第四系更新統	山段丘堆積物 M2 礫、砂
	山段丘堆積物 M1 礫、砂、シルト
鮮新統	東茨城層群 礫、砂、シルト
	久米層 Km 砂質泥岩
新第三系中新統	多賀層群 砂質泥岩

海域凡例

地質時代	寄附層序区分
第四系更新統	A
	B ₁
	B ₂
第四系完新統	C ₁
	C ₂
	C ₃
鮮新統	D ₁
	D ₂
	D ₃
新第三系中新統	E
新第三系古新統	F

— 断層
 - - - 推定地層境界
 北北西

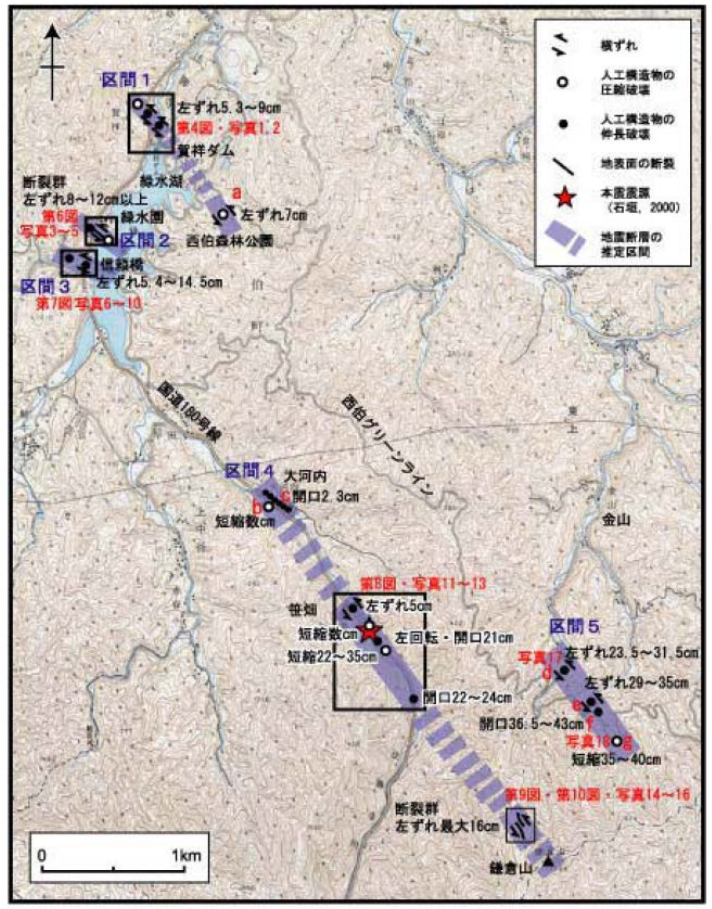


Z-Z' 断面

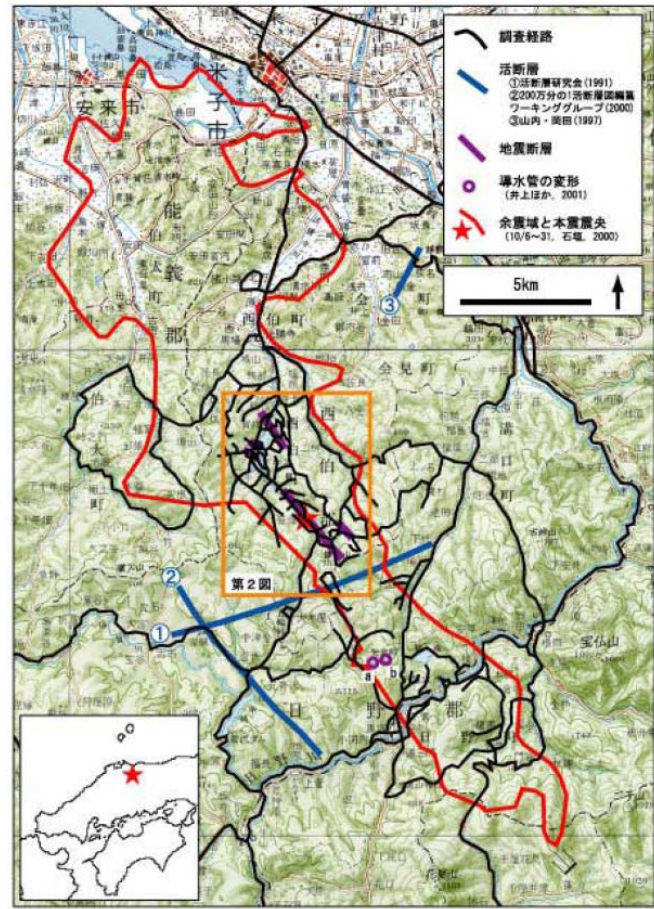
- 敷地近傍には、下位より新第三系中新統の多賀層群、新第三系鮮新統～第四系更新統の久米層、第四系更新統の東茨城層群及び段丘堆積物並びに第四系完新統の沖積層及び砂丘砂層が分布する。
- 地質調査の結果、敷地近傍で広く分布する久米層は、ほぼ水平に分布している。また、久米層を不整合に覆う、東茨城層群、M1面及びM2面の段丘堆積物もほぼ水平に分布している。
- 敷地近傍の海域には、敷地前面海域の地層のうち、上位から、A層、B₂層、C₁層、D₁層、D₂層及びE層が分布する。
- 敷地近傍にカルデラは分布しない。

変動地形等 2000年鳥取県西部地震 (1/3)

- 伏島ほか(2001);
 - 地表面の断裂や構造物の破壊・変形が発見された地点は、本震中央の北西側約4km, 南東側約2kmに及ぶ。これらの地点は、ほぼ北西-南東方向の、ほぼ平行する複数の直線に沿って並んでいる。
 - 地震断層長さ(地震断層の出現が確認された帯状地域の長さ)は約6kmであった。

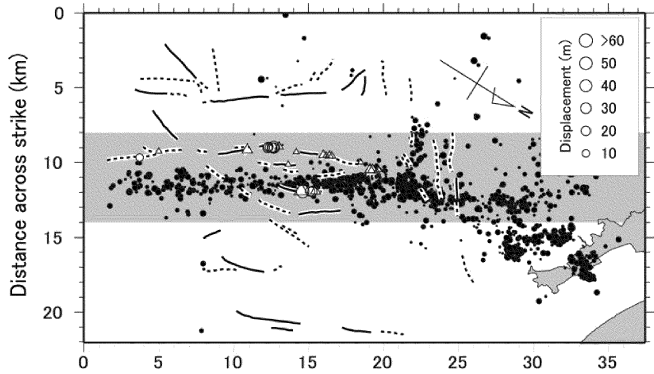


調査結果の概要

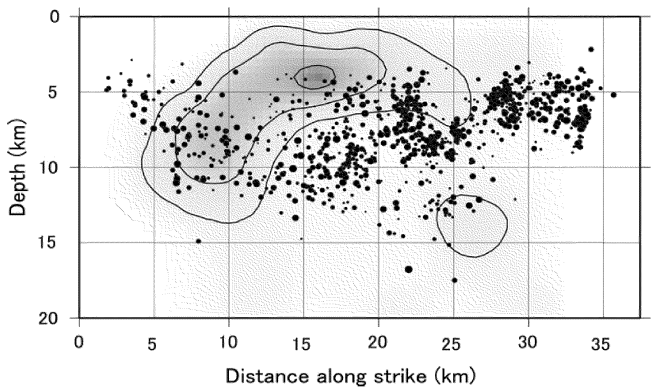


調査地域の概要と調査経路

- 青柳ほか(2004);
 - ・すべり量の大きい場所は、震源域南部の平行リニアメント群の分布域によく一致する。特に浅部に大きなすべりを生じた横軸10~20kmの区間では、密にリニアメントが分布している。



余震の震央分布とリニアメント沿いの累積変位量分布
 ○: 確実性の高いもの △ 確実性の低いもの
 実線: LC級リニアメント 点線: LD級リニアメント



余震分布と断層面上のすべり量分布
 コンター間隔は1m

- 本多ほか(2002);
 - ・ブーゲー異常の変化部は単なる地質構造の境界でなく基盤の断層構造、すなわち地殻内の弱線構造を反映していると考えられる。
 - ・2000年鳥取県西部地震は中国地方に多く発達するこのようなトレンドの中でも、北北西-南南東方向の地殻内の弱線を利用して発生したと考えられる。
 - ・震源断層の南北には西南日本特有海溝軸に沿った大規模な地質構造が存在するため、震源断層サイズは弱線構造のサイズ、つまり南端の花崗岩地域以北までに制限されていた可能性が考えられる。

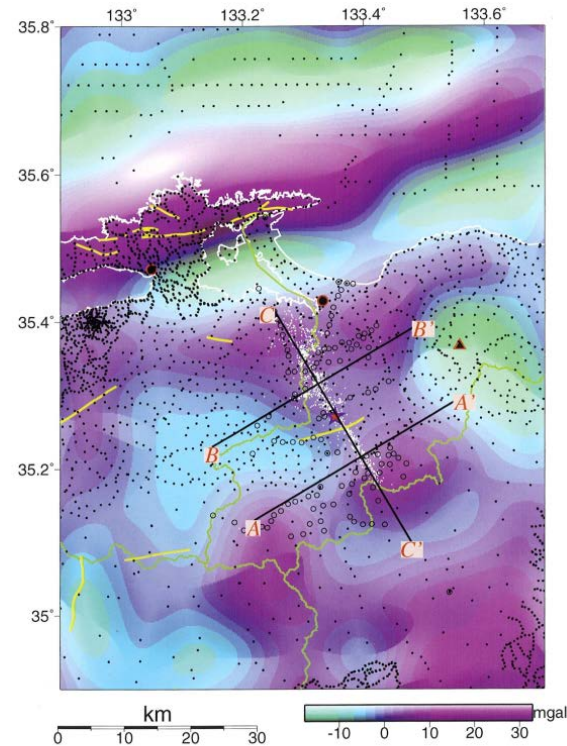
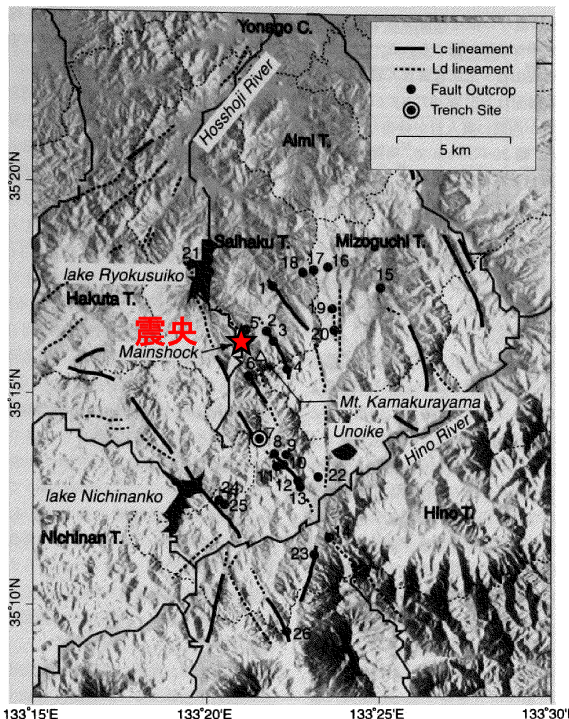


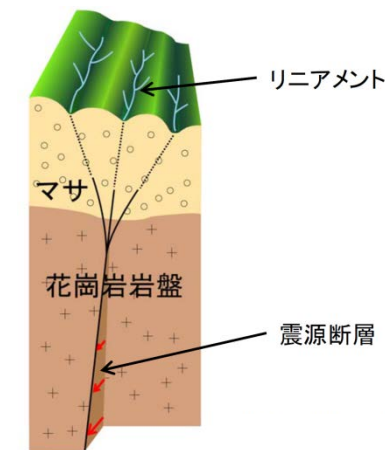
Fig. 2. Band-pass filtered (wavelength of 20~80 km) Bouguer anomaly map overlaid with epicenters of aftershocks (white dots) and locations of existed (black dots) and new (open circles) gravity stations. Density for reduction is assumed to be 2.67 g/cm³. White, green and yellow solid lines indicate the coastline, prefectural boundary and active faults, respectively. Black lines are the lines where subsurface structures are analyzed.

● 井上ほか(2002) :

- 今回の地震の震源域周辺での詳細な空中写真判読により、左横ずれを示唆する短く断続するリニアメント群が判読される。これらは、想定されている震源断層の方向とほぼ一致している。
- 地表踏査により、これらのリニアメント沿いで多くの断層露頭が確認され、断層面には水平から水平に近い条線が認められる。これらの断層の一部は第四紀層を変位させている。したがって、これらのリニアメントは断層活動によって形成されたことが考えられる。
- これらの断層群の分布状況、反射法地震探査結果[阿部ほか(2001)], 微小地震観測結果[青柳ほか(2001)]などから、これらの断層は横ずれ断層に伴うフラワー構造を呈していることが推定される。また、このフラワー構造の下部では、断層が1本に収斂しており、これが震源断層と推定される。さらに、上田・谷(1999), Ueta et al.(2000)の断層模型実験や地震の特徴などから、これらは若い未成熟な断層であることが推定される。このため、今回の地震では、地表近くまで破壊が進行したものの地表に明瞭な地震断層が出現しなかったことが考えられる。
- 各断層露頭の性状やトレンチ調査結果などから、この地震の震源断層は過去に繰り返し活動したことが考えられる。
- 震源断層の活動によって、地表まで破壊が進行する断層はその都度異なることが考えられるものの、震源断層としての活動間隔は比較的小さいものと推定される。
- これらの調査は地震後の調査であるが、仮に地震前にこれらの詳細な調査を実施していれば、事前にある程度の規模の地震発生のポテンシャルがあることが推定可能であったことが考えられる。



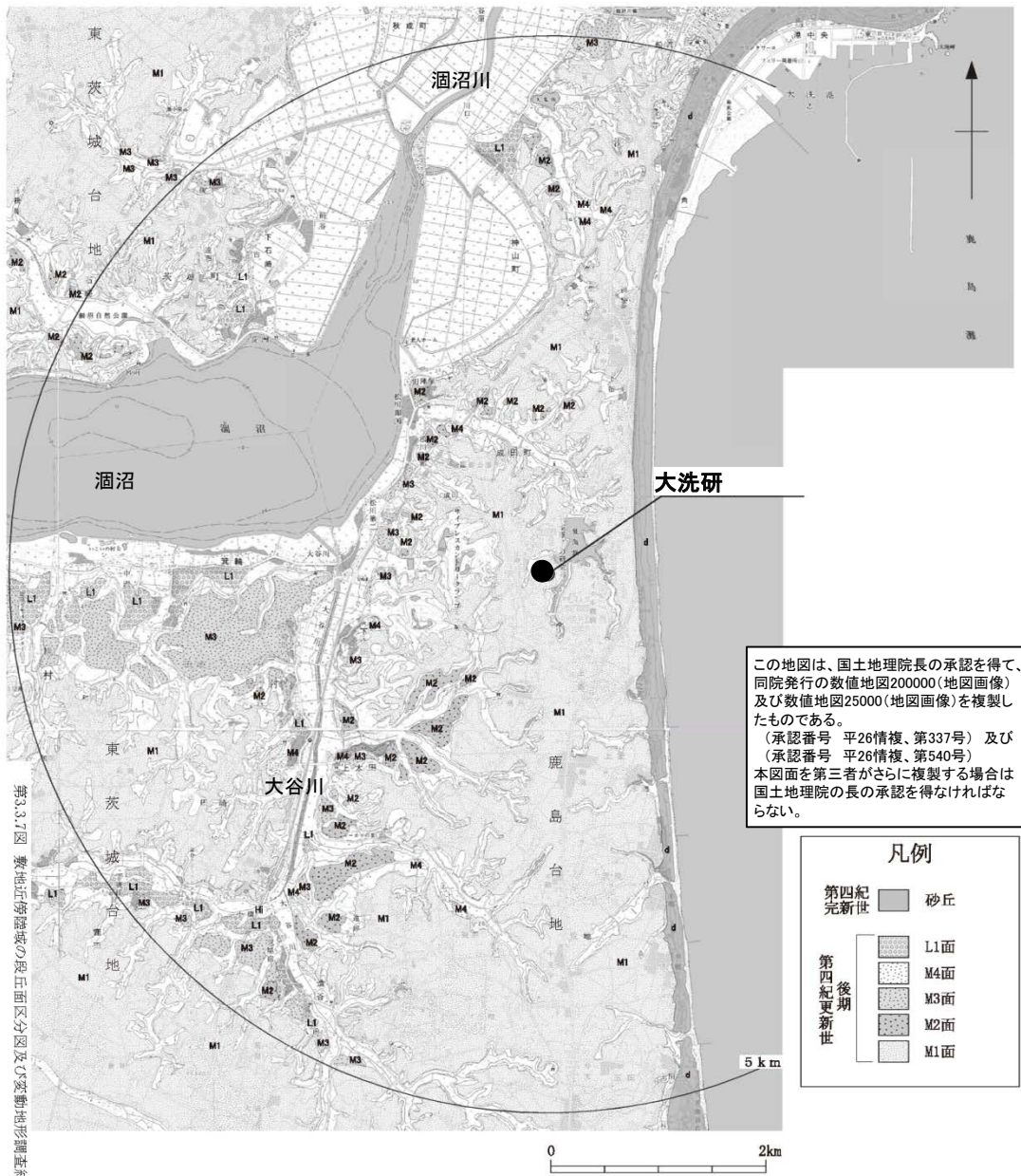
井上ほか(2002)に加筆



震源断層とリニアメントの関係(推定)

- 井上ほか(2002)によると、2000年鳥取県西部地震震源域に震源断層の方向とほぼ一致する短く断続するリニアメント群が判読されるとともにリニアメント沿いで水平に近い条線をもつ断層露頭が多く確認され、これらの断層は横ずれ断層に伴うフラワー構造を呈して地下では1本の断層に収斂すると推測されている。
- また、これらは若い未成熟な断層であることが推定されており、詳細な調査を実施していれば、事前にある程度の規模の地震発生のポテンシャルがあることが推定可能であったと考えられている。

変動地形等 敷地周辺 (陸域)



- 敷地近傍陸域の地形は、台地、低地及び海岸砂丘からなり、敷地は鹿島台地北部に位置する。
- 台地を構成する段丘は高位からM1面、M2面、M3面、M4面、L1面に区分される。
- M1面は敷地近傍の鹿島台地や東茨城台地に広く分布する。
- M2面、M3面、M4面、L1面は敷地南西方の涸沼、涸沼川、大谷川沿岸等に断片的に分布する。
- 変動地形学的調査の結果、リニアメントは判読されない。

この地図は、国土地理院長の承認を得て、同院発行の数値地図200000(地図画像)及び数値地図25000(地図画像)を複製したものである。
(承認番号 平26情複、第337号) 及び (承認番号 平26情複、第540号)
本図面を第三者がさらに複製する場合は国土地理院の長の承認を得なければならない。

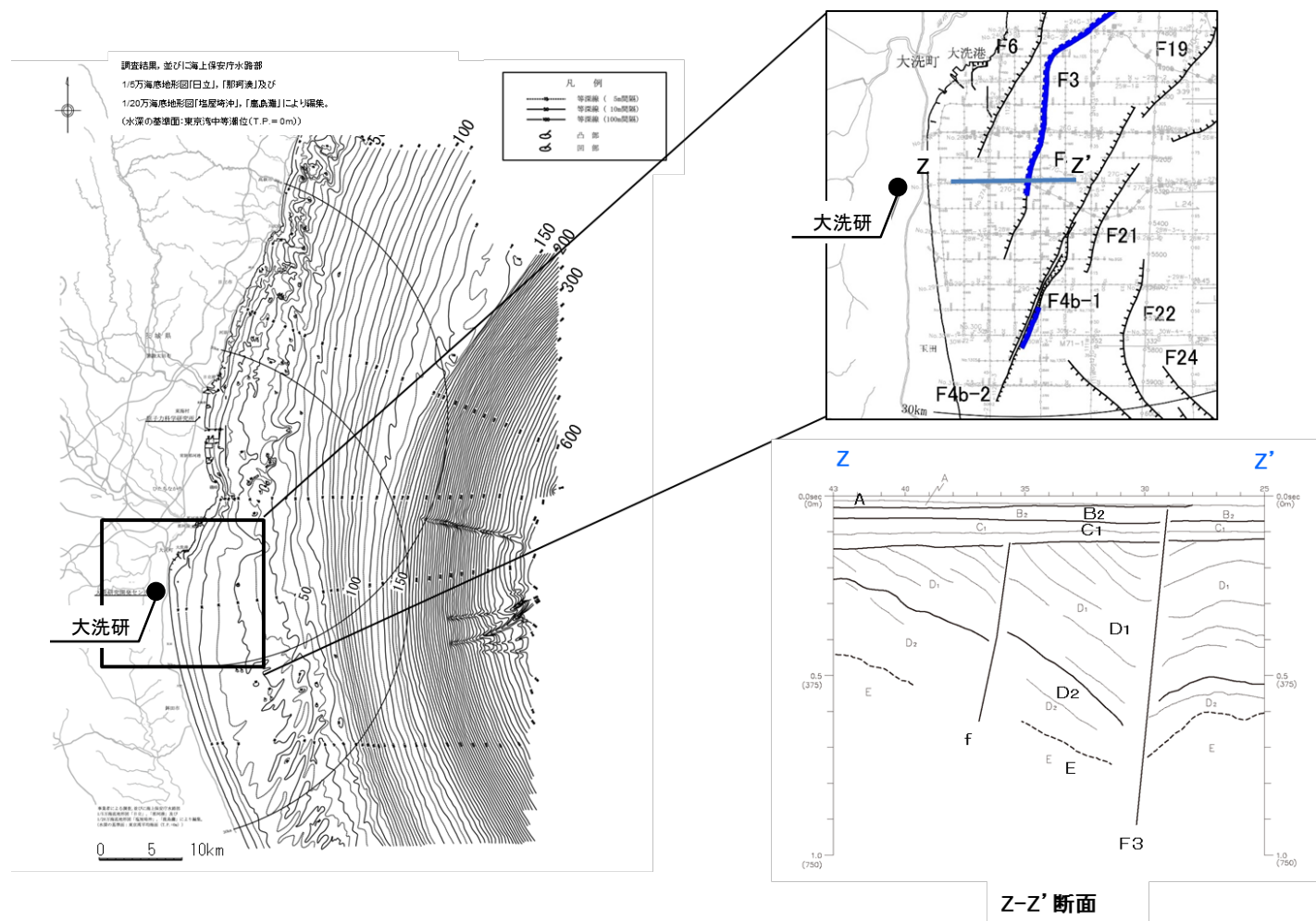
凡例

第四紀完新世	砂丘
第四紀更新世 後期	L1面
	M4面
	M3面
	M2面
	M1面

第3.7.7図 敷地近傍陸域の段丘面区分図及び変動地形調査結果図

敷地近傍陸域の変動地形調査結果図

変動地形等 敷地周辺 (海域)



- ・敷地前面海域の海底地形は、水深約130m～約150m付近の傾斜変換部を境にして、沿岸側の大陸棚とその沖合側の大陸斜面とに区分される。
- ・大陸棚は、海岸から沖合方向に5/1,000程度の勾配で傾斜しており、全体的には起伏に乏しい単調な海底地形を示している。
- ・各種海上音波探査を実施しており、敷地近傍の海域では詳細な地質構造を把握するため、密な測線配置としている。
- ・敷地近傍の海域には、敷地前面海域の地層のうち、上位から、A層、B₂層、C₁層、D₁層、D₂層が水平に広く分布しており、いずれも反射面が認められる堆積層であり、変位・変形の確認は十分に可能である。

火山



2000年鳥取県西部地震

大洗研

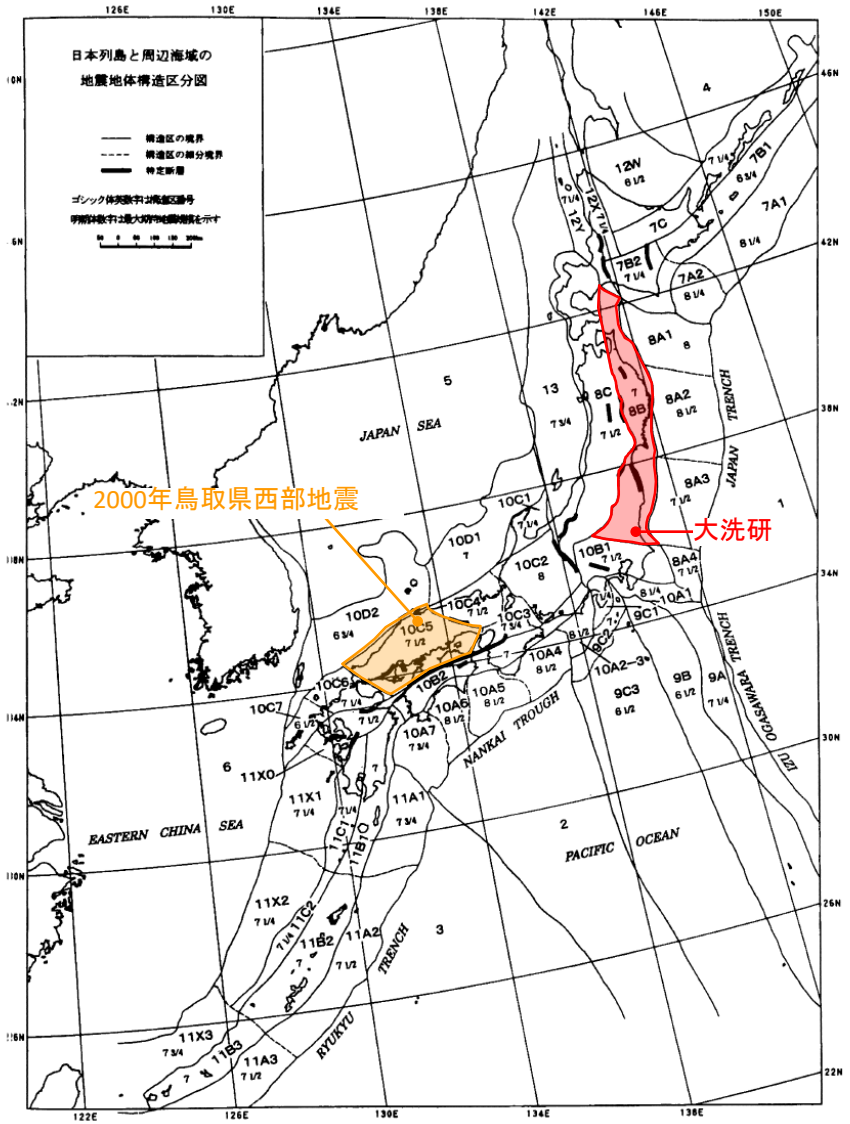
日本列島の活火山分布図
 活動度により3段階にランク分けされている。もっとも活動度の高いAランクは13、Bランクは36、Cランクは36火山。海底火山や北方領土の火山はランク分けの対象外になっている。
 今後の調査で新たに活火山と追加認定される火山もある。
 橙色の太いラインが火山フロント。

火山フロント
 産業技術総合研究所(2004)に一部加筆

- ・2000年鳥取県西部地震の震源域は火山フロントに近接する。
- ・大洗研は火山フロントから外れた地域に位置する。

地震地体構造区分

●垣見ほか(2003)



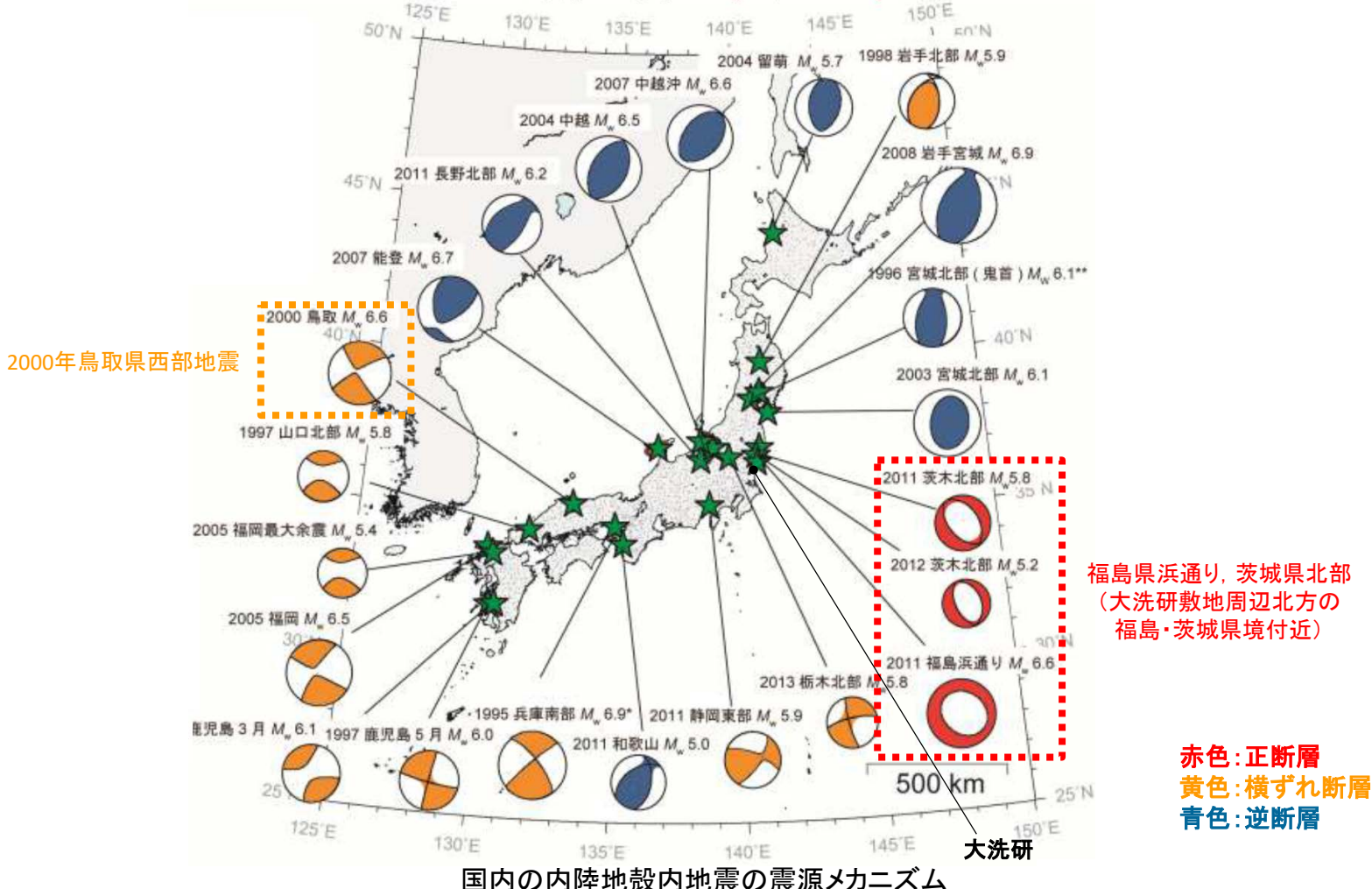
地域	2000年 鳥取県西部地震	大洗研	
構造区	10C5 中国山地・瀬戸内海	8B 東北日本弧外帯	
地形・地質	北半部は安定隆起域, 南半部は沈降域, 北部に火山	外弧隆起帯, 安定域	
活断層	密度	小	極小
	長さ	中(長)	短(長)
	活動度	B(A)	C
	断層型	逆・横 北東(右), 北西(左)が卓越, 東西(逆)はやや古い	逆・横
	その他	南端は中央構造線	—
浅発大・中 地震活動	中(1885年以降は北部で高) 瀬戸内地域でやや深い, 東西 圧縮横ずれ断層型	低	

2000年鳥取県西部地震の震源域は, 大洗研と異なる構造区である。

垣見ほか(2003)に一部加筆

震源メカニズム

国内の対象地震: 22個(1995年~)



新安全設計基準に関する検討チーム(2013)に加筆

- 2000年鳥取県西部地震を含む西南日本地域では、横ずれ断層型の地震が発生している。
- 大洗研敷地周辺の福島県浜通り, 茨城県北部においては、南西—北東引張の正断層型の地震が発生している。

2000年鳥取県西部地震震源域の応力場

●行竹ほか(2012)

- 2004年1月～2011年1月の地震(内陸域, 深さ<30km, $M \geq 2$)を対象に, P波初動極性データ及び, P波とSH波の振幅情報を用いてメカニズム解を推定
- 推定したメカニズム解に基づき, 応力インバージョン法にて日本内陸域の広域的な応力場の空間分布を推定

※大洗研敷地周辺では地震数が少ないため応力場が推定されていない(0.2度間隔のグリッド内に8個のメカニズム解データがある領域に対して応力場の推定がなされている)。

2000年鳥取県西部地震の震源域周辺は, 概ね北西-南東圧縮の横ずれ断層型の応力場である。

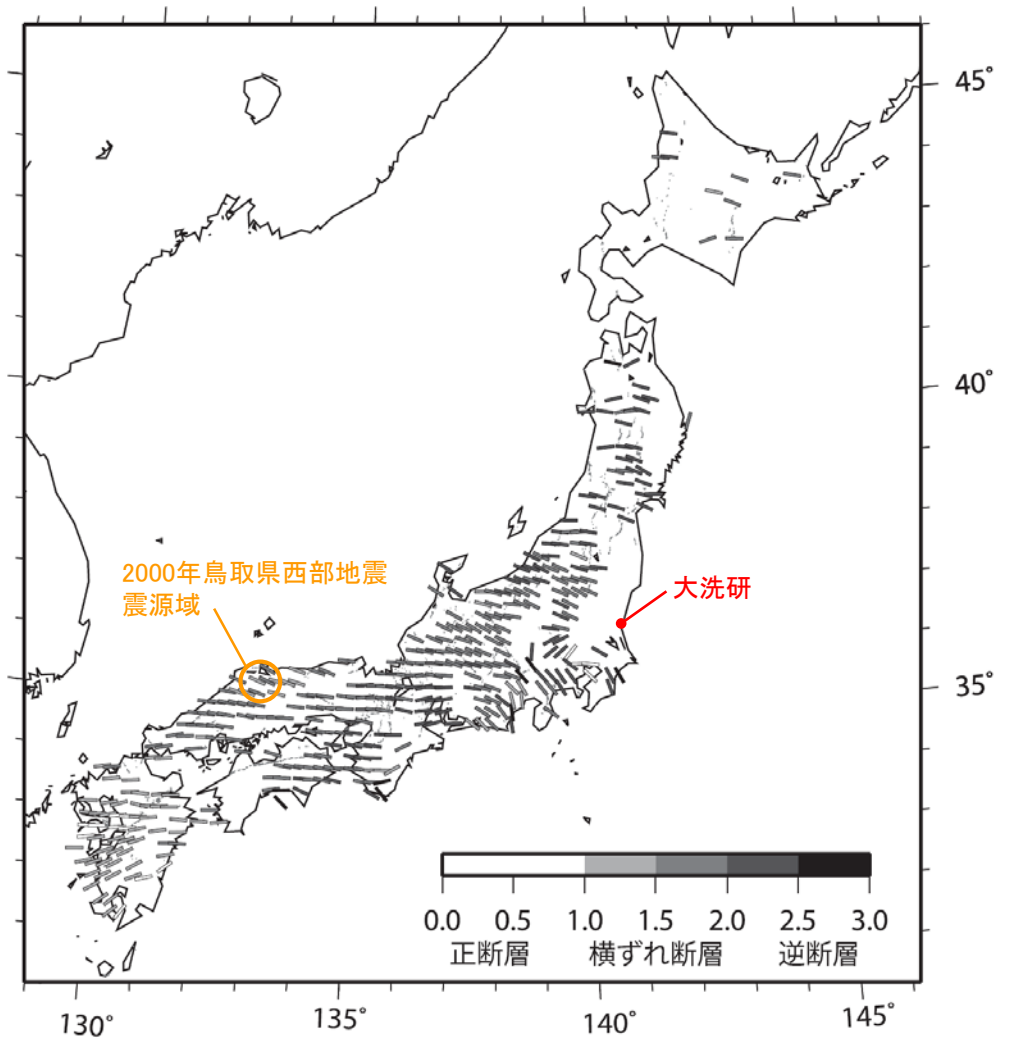


図 6 応力インバージョン法により推定された水平最大圧縮軸 (σ_{max}) 方向の空間分布。バーの色は Simpson (1997) の定義により分類された応力場の種類を示す。灰色線は、主要活断層の地表トレース (活断層研究会、1991)。

行竹ほか(2012)に一部加筆

敷地周辺の応力場 (1/2)

● Imanishi et al.(2012)

● 東北地方太平洋沖地震発生前の2003年から2010年の間に、福島・茨城県境周辺で発生した、 M_j 1.5以上、深さ20km以浅の微小地震のうち、26地震のメカニズム解を推定

● 応力テンソルインバージョン結果から、福島・茨城県境付近の応力場が正断層型であると指摘

大洗研敷地周辺の福島・茨城県境付近は、東北地方太平洋沖地震発生前から、正断層型の地震が発生しやすい地域である。

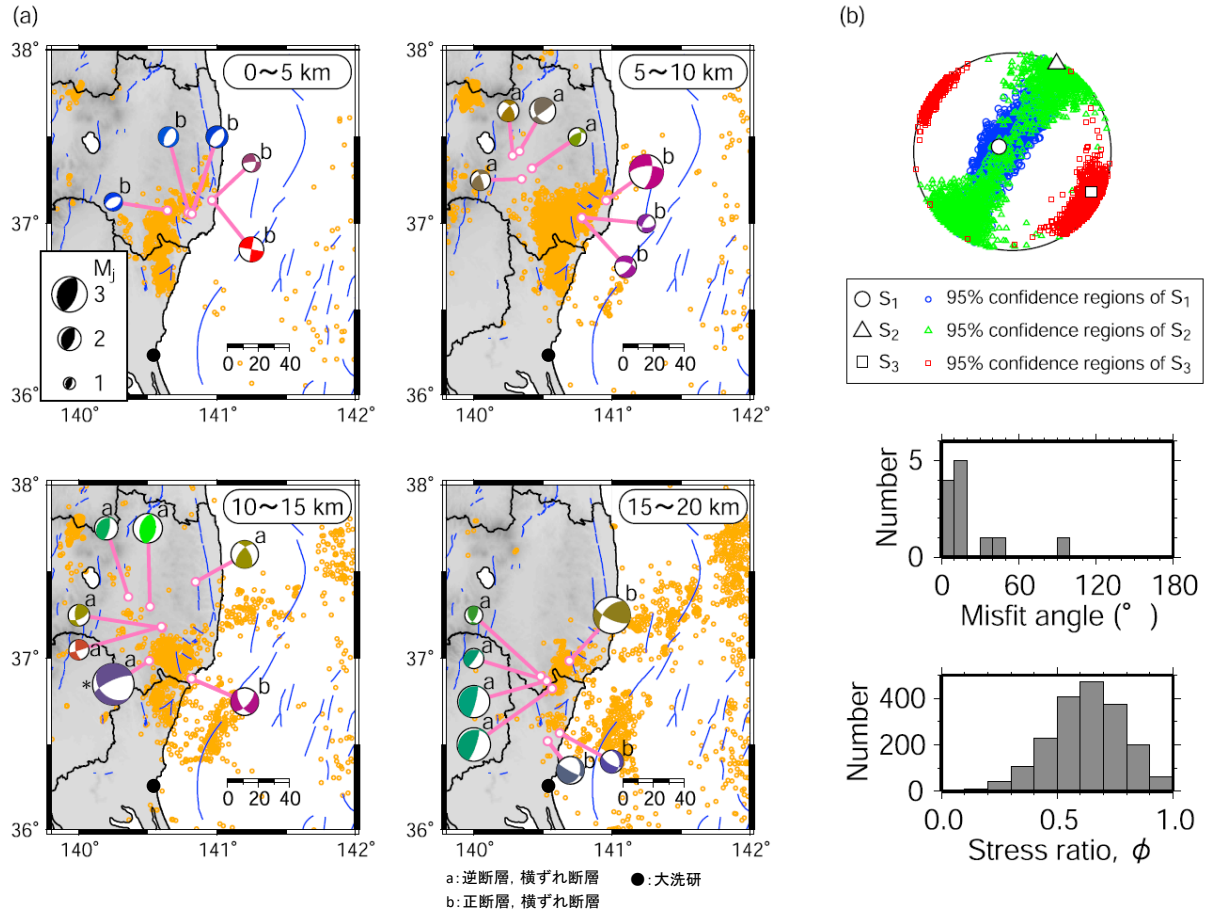


Figure 3. (a) Focal mechanism solutions of microearthquakes determined in the present study that occurred before the 2011 Tohoku earthquake (lower hemisphere, equal-area projection). The same triangle diagram as that of Figure 1 is used to differentiate faulting types. A mechanism marked with asterisk is also listed in the JMA catalogue; this is almost the same as that determined by JMA. The alphabetical letters "a" or "b" denote events which are outside or within the source area of the normal-faulting earthquake sequence. (b) Stress tensor inversion result. (top) Principal stress axes with their 95% confidence regions plotted on lower hemisphere stereonets. (middle) Misfit angle for the data with respect to the best stress tensor determined by the stress tensor inversion. Here, the misfit angle represents the angle between the tangential traction predicted by the best solution and the observed slip direction on each plane determined from the focal mechanism. (bottom) Histogram of stress ratio $\phi = (S_2 - S_3)/(S_1 - S_3)$ that belongs to the 95% confidence region.

Imanishi et al.(2012)に一部加筆

- 大洗研敷地周辺は、2000年鳥取県西部地震の震源域周辺と異なり、東北地方太平洋沖地震の発生前後ともに地震活動度は低く、震源メカニズム解が得られていない。
- 大洗研敷地周辺の茨城県北部では、南西-北東方向を引張軸とする正断層型の地震が卓越している。
- GNSS観測データに基づくひずみ変化は、茨城県北部の正断層が卓越する領域と大洗研敷地周辺ともに東西引張側のひずみ変化となっている。

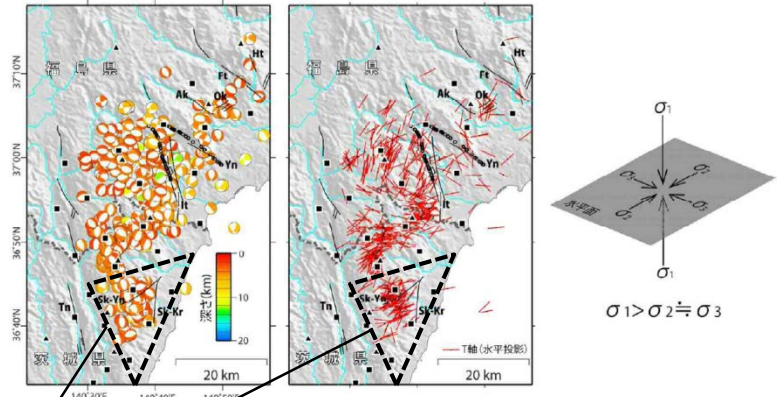
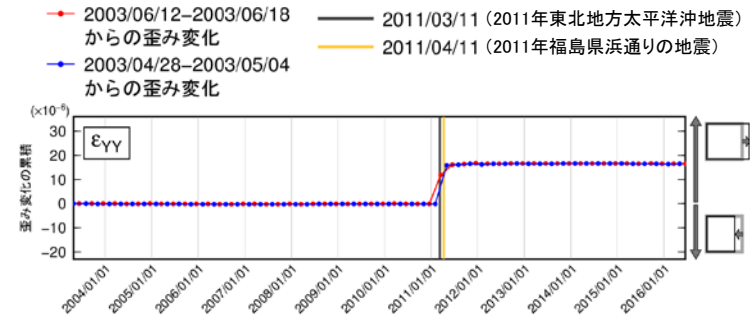
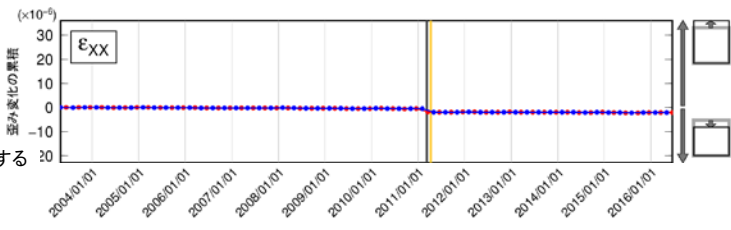
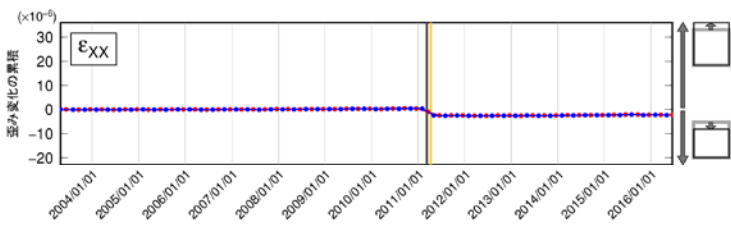
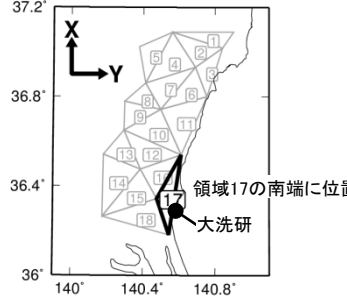
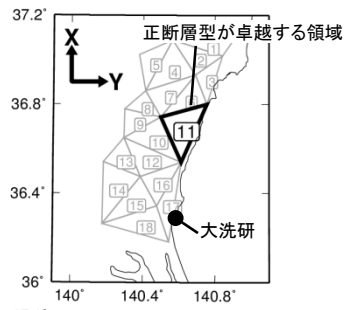


図11 得られたメカニズム解とT軸の分布
 左：下半球投影のメカニズム解。深さで色分けした。井戸沢断層(Ii)と湯ノ岳断層(Yn)の地表面震源層 (Mizoguchi et al., in preparation) を○で示す。中：メカニズム解のT軸方位 (水平投影)。右：推定される応力場の概念図。
 青柳・上田(2012)に一部加筆

●GNSS観測データに基づく検討

国土地理院によるGNSS観測点で三角形要素を構築し、各要素内の平均的な歪み変化(2003年5月時点を0と仮定)を評価

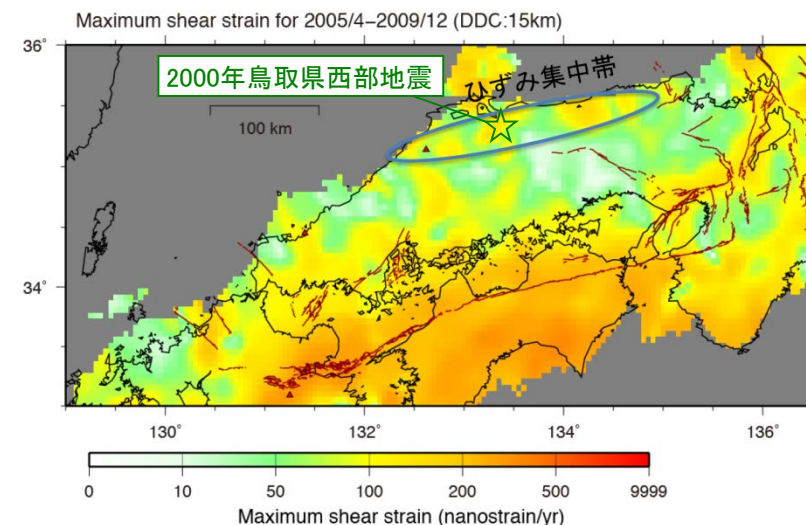
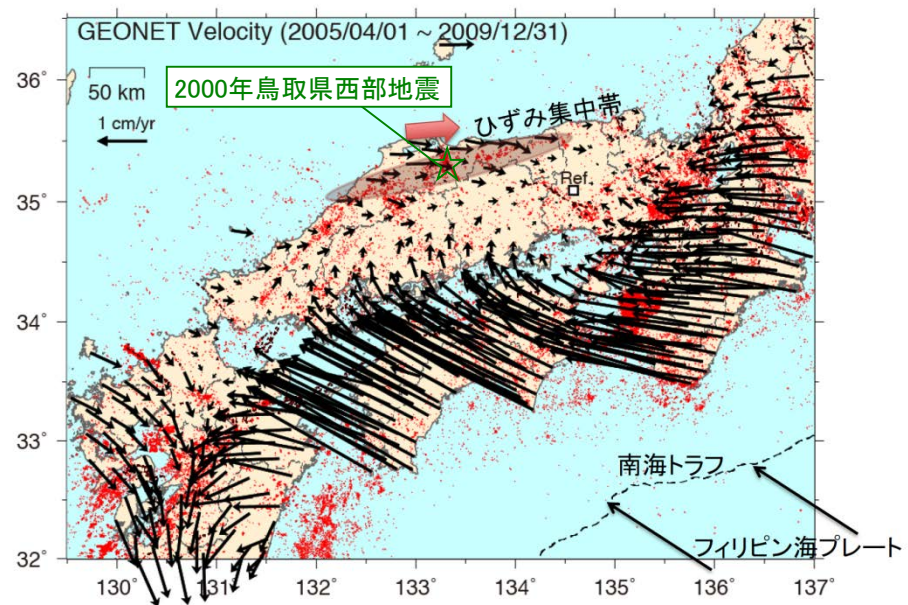


ひずみ変化の累積(大洗研敷地周辺)

ひずみ集中帯

■西村(2014, 2015)

- 2002年のGNSS観測網増強等による観測データの蓄積と、詳細な解析によって、山陰地方の東部(島根県東部から鳥取県)において、海岸線に平行な地震帯(地震の活発な帯)に沿ってひずみ集中帯が存在することを指摘している。
 - 過去に山陰地方で発生した内陸地震(1943年鳥取地震, 2000年鳥取県西部地震)については、ひずみ集中帯で発生した地震と考えることにより合理的に説明できると指摘している。
- 2000年鳥取県西部地震の震源域は、西村(2014)においてひずみ集中帯と指摘されている。
 - 大洗研敷地周辺をひずみ集中帯と指摘している文献はない。



西村(2015)に一部加筆

参考2 「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」(平成31年2月26日公表)の影響の確認について

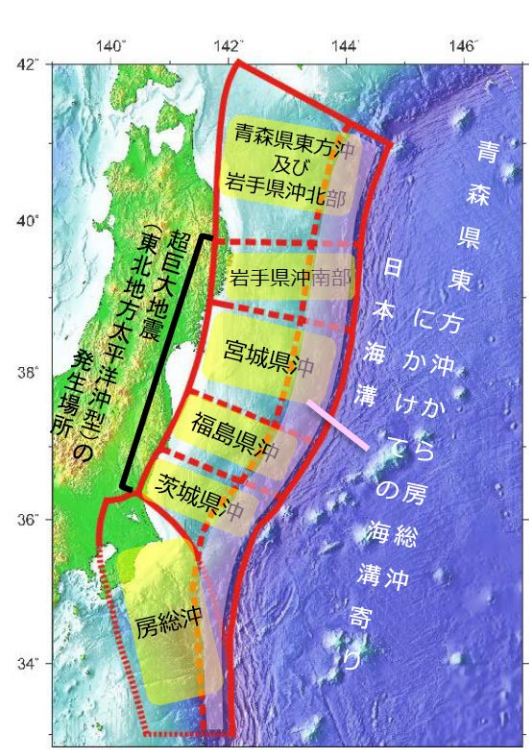
地震本部(2019)の検討について

■ 地震調査研究推進本部(以下、地震本部という。)では、日本海溝沿いで発生する地震を対象に長期評価を行っており、2011年に「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)」を公表しているが、2011年の長期評価以降の新しい知見の取り込み等を行い、2019年に「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」を公表した。

■ 下記が改訂のポイントとして挙げられている。

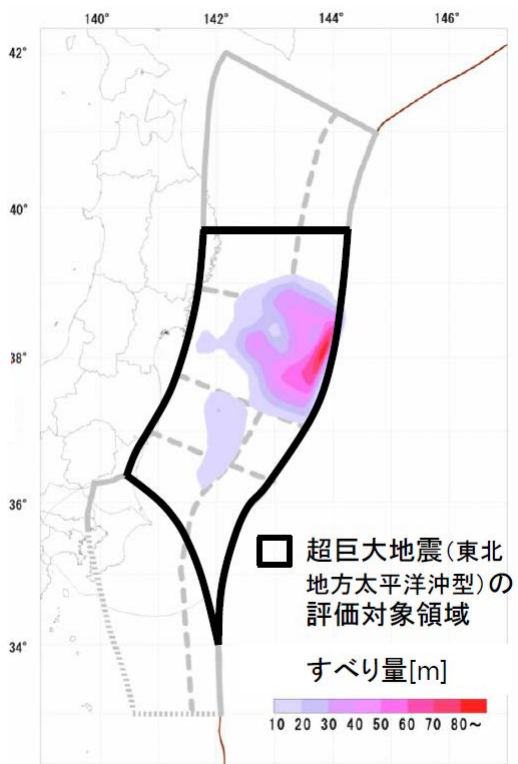
- ① 評価対象領域・地震を再編
- ② 津波堆積物から超巨大地震(東北地方太平洋沖型)を再評価
- ③ 東北地方太平洋沖地震を受けて、将来発生する地震を再評価

■ これらの改訂ポイントについて敷地における地震動評価への影響を確認した。



地震本部(2019)

① 評価対象領域・地震



地震本部(2019)

② 超巨大地震の評価対象領域

評価対象地震	場所	規模	本評価 [#]	(参考) 第二版 [#]
超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部～ 茨城県沖	M9.0程度	I	I
プレート間 巨大地震	青森県東方沖及び 岩手県沖北部	M7.9程度	III	III
	宮城県沖	M7.9程度	II ^{注1)}	I
プレート間地震	青森県東方沖及び 岩手県沖北部	M7.0～7.5程度	III	III
	岩手県沖南部	M7.0～7.5程度	III	—
	宮城県沖	M7.0～7.5程度	III ^{注1)}	—
	宮城県沖の陸寄り (宮城県沖地震)	M7.4前後	III	X
	福島県沖	M7.0～7.5程度	III	II
	茨城県沖	M7.0～7.5程度	III ^{注1)}	III
海溝寄りのプレート間 地震(津波地震等)	青森県東方沖から房総沖 にかけての海溝寄り	Mt ^{注2)} 8.6～9.0	III ^{注1)}	III
沈み込んだ プレート内の地震	青森県東方沖及び岩手県 沖北部～茨城県沖	M7.0～7.5程度	III ^{注1)}	—
海溝軸外側の地震	日本海溝の海溝軸外側	M8.2前後	II ^{注1)}	II

プレート間地震
プレート内地震

注1) 本評価で評価対象領域・地震を再編したため、場所と規模の範囲が異なり、厳密には第二版と対応しない
注2) Mtは津波マグニチュード
30年以内の地震発生確率 2019年1月1日時点
IIIランク: 26%以上 IIランク: 3～26%未満 Iランク: 3%未満 Xランク: 不明

地震本部(2019)

③ 将来発生する地震の場所・規模・確率

①「評価対象領域・地震を再編」による影響について

■ 地震本部(2019)の検討

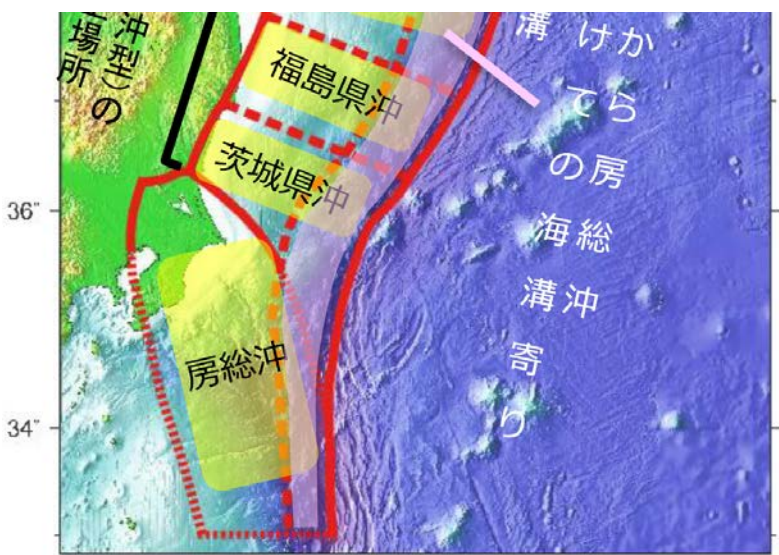
評価対象領域は、「地形(幾何形状)の変化, 力学条件の変化, 既往の巨大地震の震源域, 現在の地震活動等」から定義され, このうち茨城県沖と房総沖の領域の境界は, 「太平洋プレートが接するプレートの違いによって, 太平洋プレート上面で起きる地震の発震機構は異なる」ことから, Uchida et al.(2009)のフィリピン海プレートの北東端を基に見直されている。

■ 敷地における地震動評価

プレート間地震の検討用地震としている2011年東北地方太平洋沖型地震の震源域の南限の設定にあたり, フィリピン海プレート北東端を境に地震のすべり方向が異なることを示したUchida et al.(2009)等の知見を考慮している。

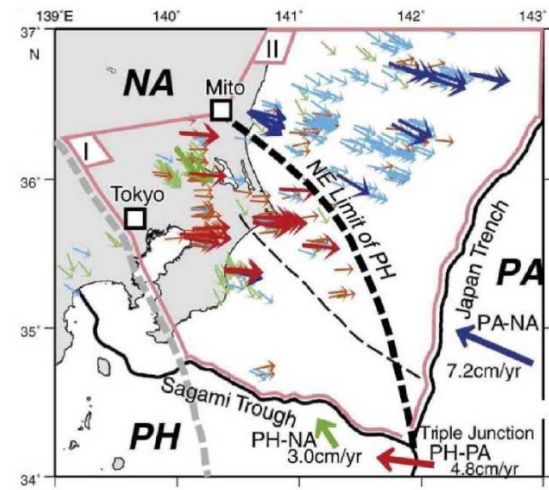
■ 確認結果

地震本部(2019)が茨城県沖と房総沖の領域の設定に用いたUchida et al.(2009)の知見は, 2011年東北地方太平洋沖型地震の震源域の南限の設定において既に考慮していることから, 地震動評価を見直す必要はないと判断した。また, 地震ハザード評価では, フィリピン海プレートと太平洋プレートを区別せず海溝型地震として評価しており, 評価対象領域の見直しによる影響はないことから, 地震ハザード評価を見直す必要はないと判断した。



地震本部(2019)

評価対象領域・地震



	PA-NA の相対運動方向とそれに対向するスリップベクトル
	PA-PH の相対運動方向とそれに対向するスリップベクトル
	PH-NA の相対運動方向とそれに対向するスリップベクトル
	: 微小繰り返し地震スリップベクトル
	: 低角逆断層地震のスリップベクトル

プレート上面における微小繰り返し地震・低角逆断層のすべり角とプレートの運動方向 (Uchida et al., 2009)

NA : 陸側のプレート PA : 太平洋プレート PH : フィリピン海プレート

地震本部(2019)

茨城沖県と房総沖の境界線の設定根拠

■ 地震本部(2019)の検討

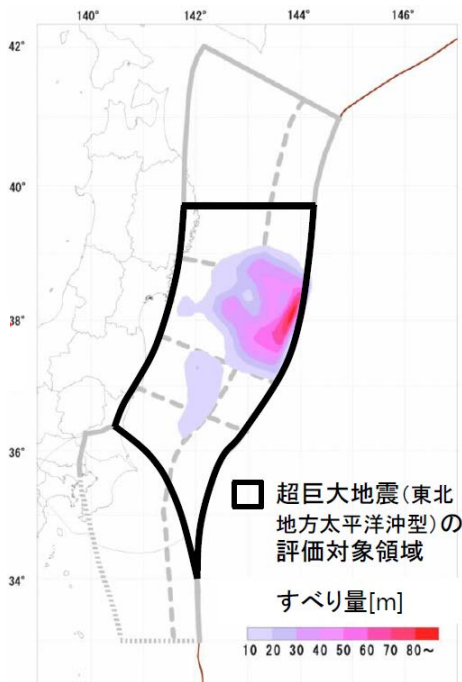
超巨大地震(東北地方太平洋沖型)については、「東北地方太平洋沖地震の知見から、震源域は宮城県沖を必ず含み、隣接するいずれかの領域(岩手県沖南部または福島県沖)の少なくとも一方にまたがり、場合によっては茨城県沖まで破壊が及ぶ超巨大地震であると評価」、地震の規模については、津波堆積物調査結果を踏まえ、「最も信頼性の高い東北地方太平洋沖地震を代表値として、M9.0程度」とされている。また、地震発生確率はほぼ0%とされている。

■ 敷地における地震動評価

プレート間地震の検討用地震として、震源域を岩手県沖から茨城県沖、地震規模をMw9.0とする2011年東北地方太平洋沖型地震を考慮している。

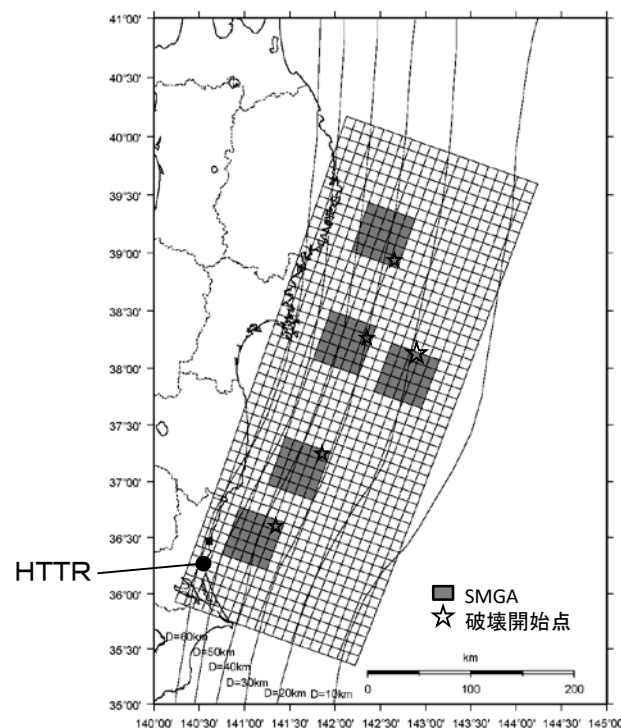
■ 確認結果

地震本部(2019)と同様の領域・規模を設定した地震を検討用地震としており、地震動評価を見直す必要はないと判断した。また、地震本部(2019)と同様、地震発生確率をほぼ0%としており、地震ハザード評価も見直す必要は無いと判断した。



地震本部(2019)

超巨大地震の評価対象領域



東北地方太平洋沖型地震の基本震源モデル

■ 地震本部(2019)の検討

東北地方太平洋沖地震を受けて、将来発生する地震を再評価し、ひとまわり小さいプレート間地震として茨城県沖でM7.0~7.5の地震、沈み込んだプレート内の地震として青森県東方沖及び岩手県沖北部~茨城県沖でM7.0~7.5の地震が想定されている。また、地震発生確率を第二版と比較すると、福島県沖等の一部の領域で地震発生確率が上がっている。

■ 敷地における地震動評価

プレート間地震として2011年東北地方太平洋沖型地震(Mw9.0)、太平洋プレート内の地震としてM7.3を考慮している。

■ 確認結果

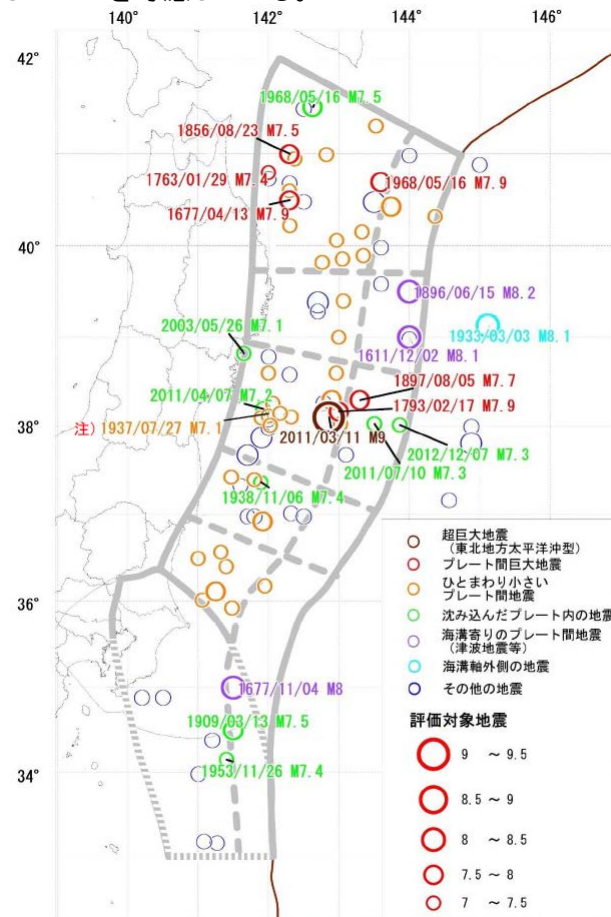
- ・プレート間地震については、地震本部(2019)で想定されている地震規模M7.0~7.5を上回るMw9.0の2011年東北地方太平洋沖型地震を検討用地震として考慮しているため、地震動評価を見直す必要はないと判断した。
- ・プレート内地震については、右図によると、茨城県沖では過去にM7.0を超える沈み込んだプレート内の地震は発生しておらず、茨城県沖にM7.3の地震を想定したプレート内地震の評価を見直す必要はないと判断した。
- ・地震ハザード評価については、プレート間地震とプレート内地震を区別せず海溝型地震として考慮し、敷地への影響が大きい福島県沖、茨城県沖で発生する地震の上限規模については、ロジックツリーでM7.6~8.3の地震規模を考慮しており、地震ハザード評価を見直す必要はないと判断した。

将来発生する地震の場所・規模・確率

評価対象地震	発生領域	規模	地震発生確率	評価に使用した地震	地震後経過率 ²⁾	第二版の評価
超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部~茨城県沖	M9.0程度	ほぼ0%	過去約3000年間の5回	0.01	ほぼ0%
プレート間 巨大地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部	M7.9程度	5~30%	1677年以降の4回	0.52	5~30%
	宮城県沖	M7.9程度	20%程度 ³⁾	1793年以降の3回 ¹⁾	-	ほぼ0%
ひとまわり小さい プレート間地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部	M7.0~7.5程度	90%程度以上	1923年以降の10回 ¹⁾	-	90%程度
	岩手県沖南部	M7.0~7.5程度	30%程度	1923年以降の1回 ¹⁾	-	確率未計算
	宮城県沖	M7.0~7.5程度	90%程度 ³⁾	1923年以降の6~7回 ¹⁾	-	本評価で領域を統合
	宮城県沖の陸寄り (宮城県沖地震)	M7.4前後	50%程度	1897年以降の4回	0.21	不明
	福島県沖	M7.0~7.5程度	50%程度	1923年以降の2回 ¹⁾	-	10%程度
茨城県沖	M7.0~7.5程度	80%程度 ³⁾	1923年以降の5回 ¹⁾	-	90%程度以上	
海溝寄りのプレート間地震 (津波地震等)	青森県東方沖から房総沖にかけての海溝寄り	Mt8.6~9.0 ³⁾	30%程度 ³⁾	1600年以降の4回 ¹⁾	-	30%程度
沈み込んだプレート内の地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部~茨城県沖	M7.0~7.5程度	60~70% ³⁾	1923年以降の3~4回 ¹⁾	-	確率未計算
海溝軸外側の地震	日本海溝の海溝軸外側	M8.2前後	7% ³⁾	1600年以降の1回 ¹⁾	-	4~7%

1) 東北地方太平洋沖地震より後の期間は除いた
 2) 地震後経過率=最新発生時期からの経過時間÷平均発生間隔
 -は時間が経過しても地震の起こりやすさが変わらないと仮定した地震
 3) Mは津波マグニチュード
 4) 本評価で評価対象領域・地震を再編したため、場所と規模の範囲が異なり、厳密には第二版と対応しない

Ⅲランク(高い) : 26%以上
 IIランク(やや高い) : 3~26%未満
 Iランク : 3%未満
 Xランク : 不明



注) 沈み込んだプレート内の地震の可能性もある。地震本部(2019)

地震本部(2019)

日本海溝周辺で発生したM7以上の地震の震央分布図

地震の平均発生間隔の見直しによる地震ハザード評価への影響について

■ 地震本部(2019)の検討

超巨大地震(東北地方太平洋沖型)については、地震の規模は津波堆積物調査結果を踏まえ、「最も信頼性の高い東北地方太平洋沖地震を代表値として、M9.0程度」とされている。平均発生間隔は約550~600年とされ、これに基づく今後30年以内の発生確率はほぼ0%とされている。

ひとまわり小さいプレート間地震については、茨城県沖でM7.0~7.5の地震が想定され、今後30年以内の発生確率は80%程度とされている。

■ 敷地における地震動評価

地震ハザード評価では、特定震源として2011年東北地方太平洋沖型地震(Mw9.0)を考慮し、平均発生間隔600年の更新過程としており、今後30年以内の発生確率を算定するとほぼ0%となる。

また、領域震源である推本参考モデル(海溝型地震)の茨城県沖におけるG-R式からM7.0~M7.5の地震の今後30年以内の発生確率を算定すると73%であり、特定震源である茨城県沖の地震(繰り返し発生する地震)(M7.0)を含めて考慮すると93%である。

■ 確認結果

2011年東北地方太平洋沖型地震(Mw9.0)については、地震本部(2019)と同様、発生確率はほぼ0%であり、また、茨城県沖のひとまわり小さいプレート間地震についても、地震本部(2019)と同等の発生確率であることから、地震ハザード評価を見直す必要がないと判断した。

地震本部(2019)の将来発生する地震の場所・規模・発生確率

評価対象地震	発生領域	規模	地震発生確率	評価に使用した地震	地震後経過率 ²⁾	第二版の評価
超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部~ 茨城県沖	M9.0程度	ほぼ0%	過去約3000年間の5回	0.01	ほぼ0%
プレート間 巨大地震	青森県東方沖及び 岩手県沖北部	M7.9程度	5~30%	1677年以降の4回	0.52	5~30%
	宮城県沖	M7.9程度	20%程度 ³⁾	1793年以降の3回 ¹⁾	—	ほぼ0%
	青森県東方沖及び 岩手県沖北部	M7.0~7.5程度	90%程度以上	1923年以降の10回 ¹⁾	—	90%程度
ひとまわり小さい プレート間地震	岩手県沖南部	M7.0~7.5程度	30%程度	1923年以降の1回 ¹⁾	—	確率未計算
	宮城県沖	M7.0~7.5程度	90%程度 ³⁾	1923年以降の6~7回 ¹⁾	—	本評価で 領域を統合
	宮城県沖の陸寄り (宮城県沖地震)	M7.4前後	50%程度	1897年以降の4回	0.21	不明
	福島県沖	M7.0~7.5程度	50%程度	1923年以降の2回 ¹⁾	—	30%程度
海溝軸外側の地震	茨城県沖	M7.0~7.5程度	80%程度 ³⁾	1923年以降の5回 ¹⁾	—	90%程度 以上
	海溝寄りのプレート間 地震(津波地震等)	青森県東方沖から房総 沖にかけての海溝寄り	Mt8.6~9.0 ³⁾	30%程度 ³⁾	1600年以降の4回 ¹⁾	—
沈み込んだプレート内 の地震	青森県東方沖及び岩手 県沖北部~茨城県沖	M7.0~7.5程度	60~70% ²⁾	1923年以降の3~4回 ¹⁾	—	確率未計算
海溝軸外側の地震	日本海溝の海溝軸外側	M8.2前後	7% ³⁾	1600年以降の1回 ¹⁾	—	4~7%

¹⁾ 東北地方太平洋沖地震より後の期間は除いた
²⁾ 地震後経過率=最新発生時期からの経過時間÷平均発生間隔
 —は時間が経過しても地震の起こりやすさが変わらないと仮定した地震
³⁾ Mtは津波マグニチュード
⁴⁾ 本評価で評価対象領域・地震を再編したため、場所と規模の範囲が異なり、厳密には第二版と対応しない

Ⅲランク(高い) : 26%以上
 IIランク(やや高い) : 3~26%未満
 Iランク : 3%未満
 Xランク : 不明

地震本部(2019)

地震ハザード評価の茨城県沖の海溝型地震の発生確率

評価対象地震	今後30年以内の発生確率
2011年東北地方太平洋沖型地震	ほぼ0%
推本参考モデル(海溝型地震)茨城県沖	73%
推本参考モデル(海溝型地震)茨城県沖 +茨城県沖の地震(繰り返し発生する地震)	93%

まとめ

地震調査研究推進本部から平成31年2月26日に公表された、「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」について、大洗研究所(HTR)の地震動評価への影響がないことを確認した。

参考3 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について

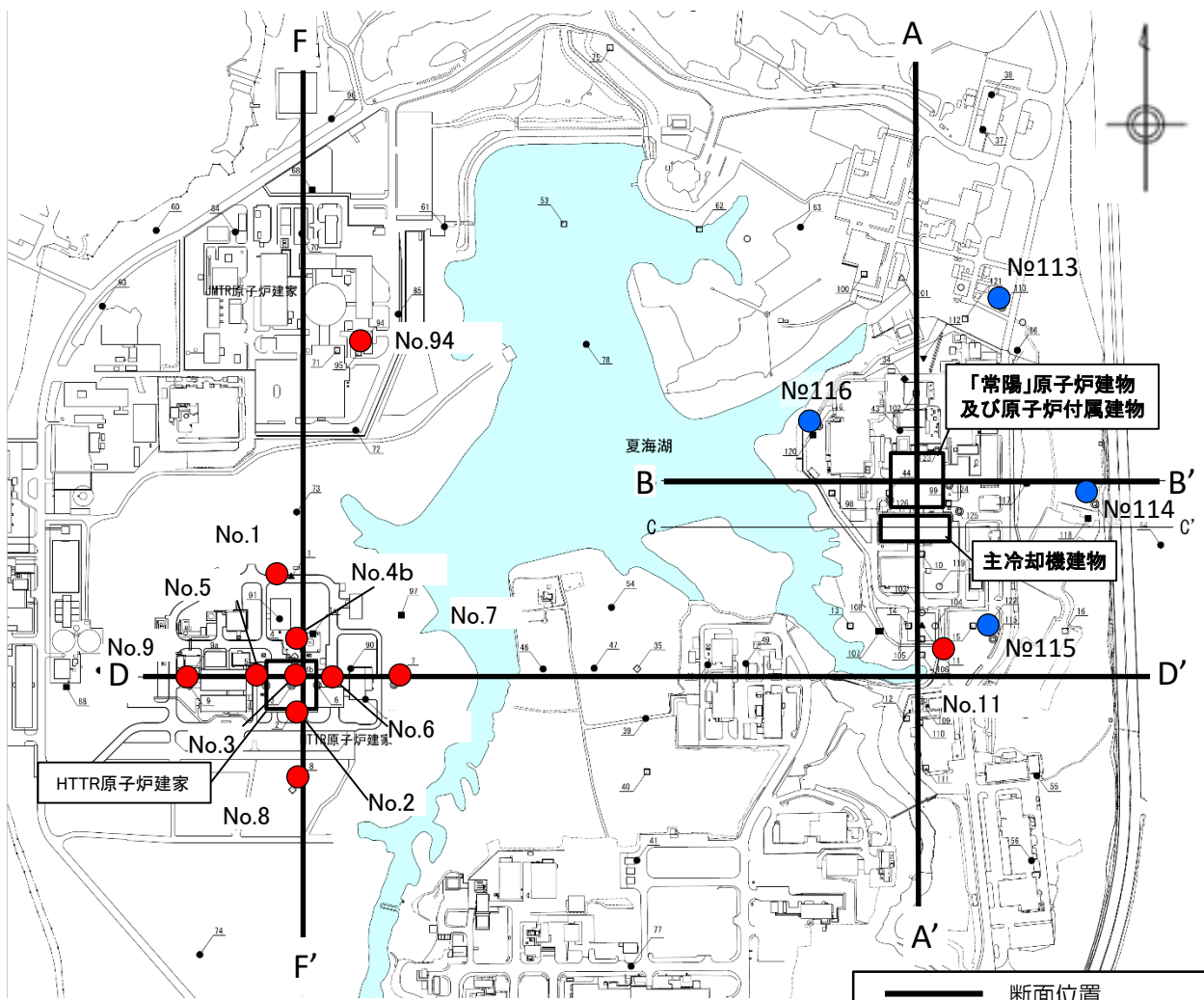
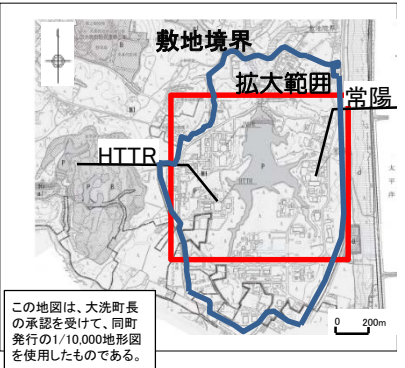


目次

1. 地質調査結果に基づく地盤構造	272
2. 地震観測記録の分析	278

PS検層の位置

- 敷地内で実施したPS検層調査位置を以下に示す。
- 両地点で実施した調査結果とを比較し、解放基盤表面の拡がりの確認を実施。



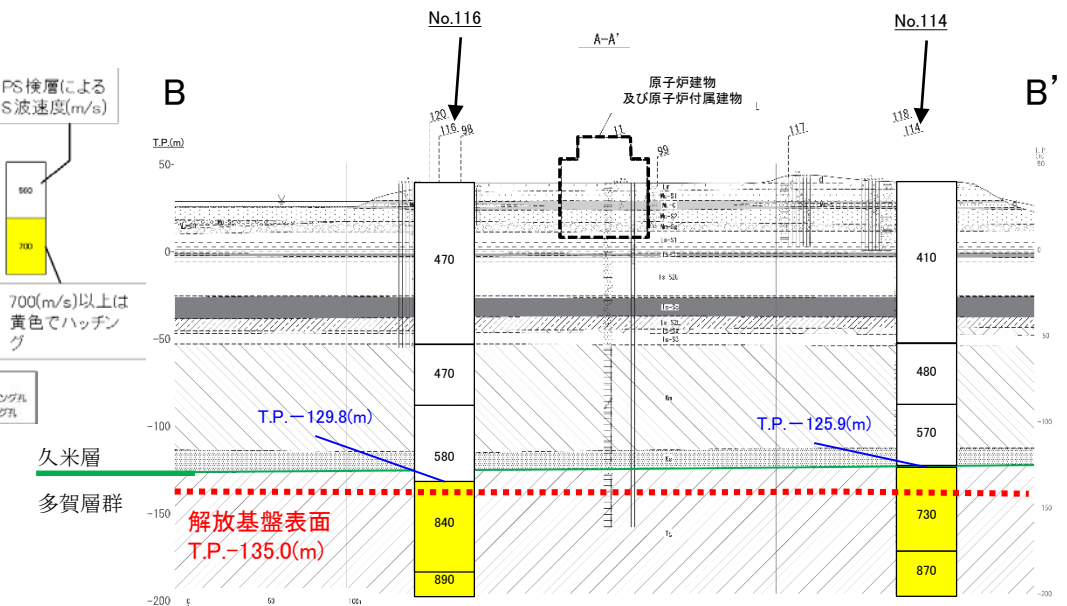
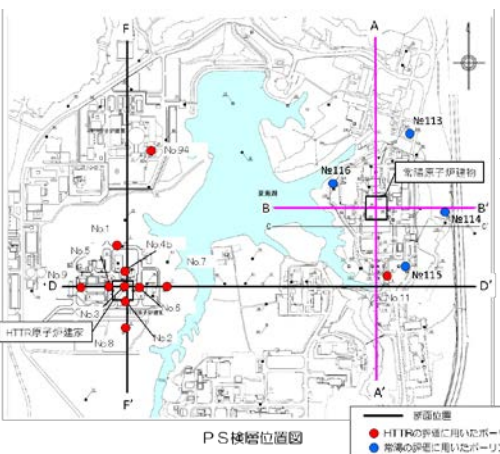
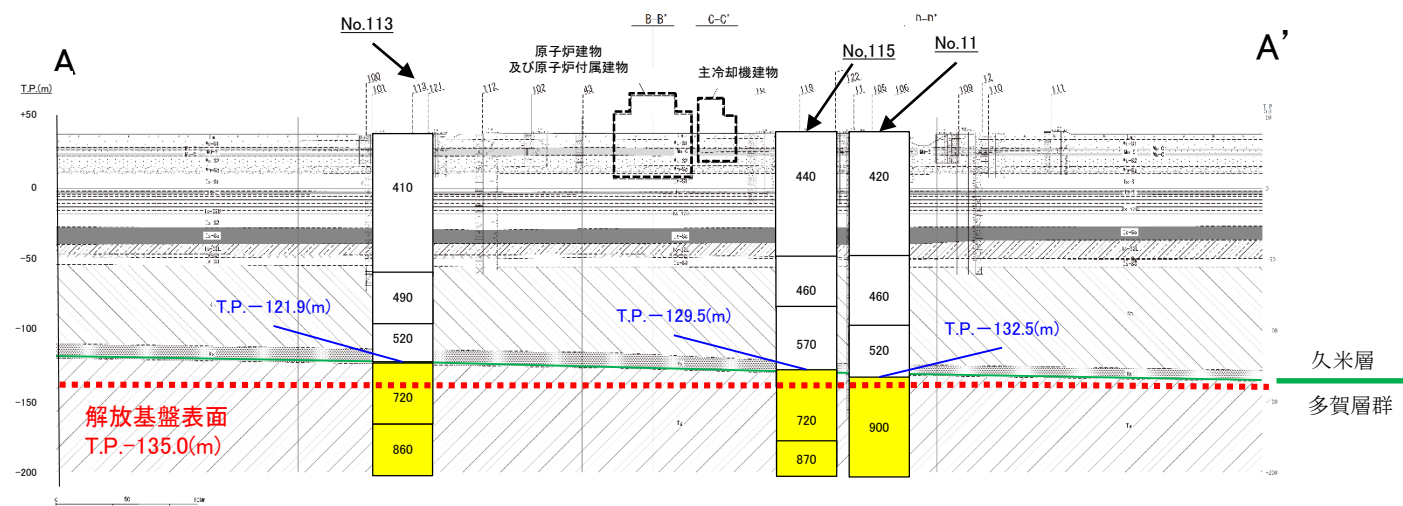
PS検層位置図

— 断面位置

● HTTRの評価に用いたボーリング孔

● 常陽の評価に用いたボーリング孔

● 常陽付近においても、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。



凡例 (Legend)

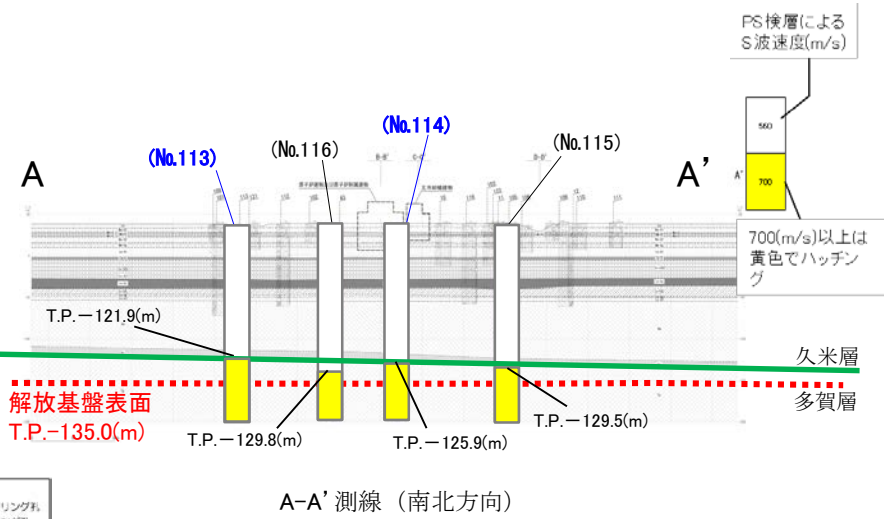
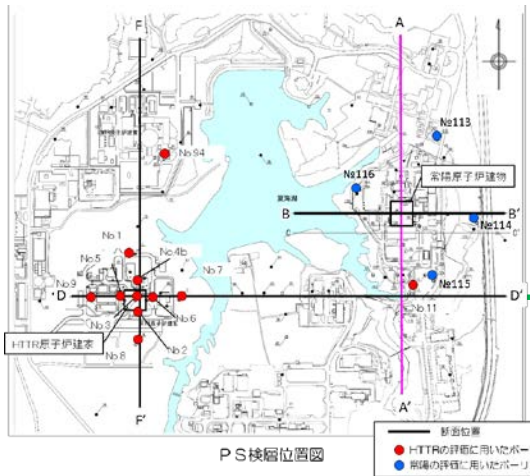
砂質土	砂質土
M-1 砂状堆積物	砂質土
Lo	砂質土
M-S1	砂質土
M-C	砂質土
M-S	砂質土
M-S2	砂質土
M-S3	砂質土
M-S4	砂質土
M-S5	砂質土
M-S6	砂質土
Is-S1	砂質土
Is-S2	砂質土
Is-S3	砂質土
Is-S4	砂質土
Is-S5	砂質土
Is-S6	砂質土
Is-S7	砂質土
Is-S8	砂質土
Is-S9	砂質土
Is-S10	砂質土
Is-S11	砂質土
Is-S12	砂質土
Is-S13	砂質土
Is-S14	砂質土
Is-S15	砂質土
Is-S16	砂質土
Is-S17	砂質土
Is-S18	砂質土
Is-S19	砂質土
Is-S20	砂質土
Is-S21	砂質土
Is-S22	砂質土
Is-S23	砂質土
Is-S24	砂質土
Is-S25	砂質土
Is-S26	砂質土
Is-S27	砂質土
Is-S28	砂質土
Is-S29	砂質土
Is-S30	砂質土
Is-S31	砂質土
Is-S32	砂質土
Is-S33	砂質土
Is-S34	砂質土
Is-S35	砂質土
Is-S36	砂質土
Is-S37	砂質土
Is-S38	砂質土
Is-S39	砂質土
Is-S40	砂質土
Is-S41	砂質土
Is-S42	砂質土
Is-S43	砂質土
Is-S44	砂質土
Is-S45	砂質土
Is-S46	砂質土
Is-S47	砂質土
Is-S48	砂質土
Is-S49	砂質土
Is-S50	砂質土
Is-S51	砂質土
Is-S52	砂質土
Is-S53	砂質土
Is-S54	砂質土
Is-S55	砂質土
Is-S56	砂質土
Is-S57	砂質土
Is-S58	砂質土
Is-S59	砂質土
Is-S60	砂質土
Is-S61	砂質土
Is-S62	砂質土
Is-S63	砂質土
Is-S64	砂質土
Is-S65	砂質土
Is-S66	砂質土
Is-S67	砂質土
Is-S68	砂質土
Is-S69	砂質土
Is-S70	砂質土
Is-S71	砂質土
Is-S72	砂質土
Is-S73	砂質土
Is-S74	砂質土
Is-S75	砂質土
Is-S76	砂質土
Is-S77	砂質土
Is-S78	砂質土
Is-S79	砂質土
Is-S80	砂質土
Is-S81	砂質土
Is-S82	砂質土
Is-S83	砂質土
Is-S84	砂質土
Is-S85	砂質土
Is-S86	砂質土
Is-S87	砂質土
Is-S88	砂質土
Is-S89	砂質土
Is-S90	砂質土
Is-S91	砂質土
Is-S92	砂質土
Is-S93	砂質土
Is-S94	砂質土
Is-S95	砂質土
Is-S96	砂質土
Is-S97	砂質土
Is-S98	砂質土
Is-S99	砂質土
Is-S100	砂質土
Is-S101	砂質土
Is-S102	砂質土
Is-S103	砂質土
Is-S104	砂質土
Is-S105	砂質土
Is-S106	砂質土
Is-S107	砂質土
Is-S108	砂質土
Is-S109	砂質土
Is-S110	砂質土
Is-S111	砂質土
Is-S112	砂質土
Is-S113	砂質土
Is-S114	砂質土
Is-S115	砂質土
Is-S116	砂質土
Is-S117	砂質土
Is-S118	砂質土
Is-S119	砂質土
Is-S120	砂質土
Is-S121	砂質土
Is-S122	砂質土
Is-S123	砂質土
Is-S124	砂質土
Is-S125	砂質土
Is-S126	砂質土
Is-S127	砂質土
Is-S128	砂質土
Is-S129	砂質土
Is-S130	砂質土
Is-S131	砂質土
Is-S132	砂質土
Is-S133	砂質土
Is-S134	砂質土
Is-S135	砂質土
Is-S136	砂質土
Is-S137	砂質土
Is-S138	砂質土
Is-S139	砂質土
Is-S140	砂質土
Is-S141	砂質土
Is-S142	砂質土
Is-S143	砂質土
Is-S144	砂質土
Is-S145	砂質土
Is-S146	砂質土
Is-S147	砂質土
Is-S148	砂質土
Is-S149	砂質土
Is-S150	砂質土
Is-S151	砂質土
Is-S152	砂質土
Is-S153	砂質土
Is-S154	砂質土
Is-S155	砂質土
Is-S156	砂質土
Is-S157	砂質土
Is-S158	砂質土
Is-S159	砂質土
Is-S160	砂質土
Is-S161	砂質土
Is-S162	砂質土
Is-S163	砂質土
Is-S164	砂質土
Is-S165	砂質土
Is-S166	砂質土
Is-S167	砂質土
Is-S168	砂質土
Is-S169	砂質土
Is-S170	砂質土
Is-S171	砂質土
Is-S172	砂質土
Is-S173	砂質土
Is-S174	砂質土
Is-S175	砂質土
Is-S176	砂質土
Is-S177	砂質土
Is-S178	砂質土
Is-S179	砂質土
Is-S180	砂質土
Is-S181	砂質土
Is-S182	砂質土
Is-S183	砂質土
Is-S184	砂質土
Is-S185	砂質土
Is-S186	砂質土
Is-S187	砂質土
Is-S188	砂質土
Is-S189	砂質土
Is-S190	砂質土
Is-S191	砂質土
Is-S192	砂質土
Is-S193	砂質土
Is-S194	砂質土
Is-S195	砂質土
Is-S196	砂質土
Is-S197	砂質土
Is-S198	砂質土
Is-S199	砂質土
Is-S200	砂質土

常陽のボーリング調査及びPS検層の結果(1/2)

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。



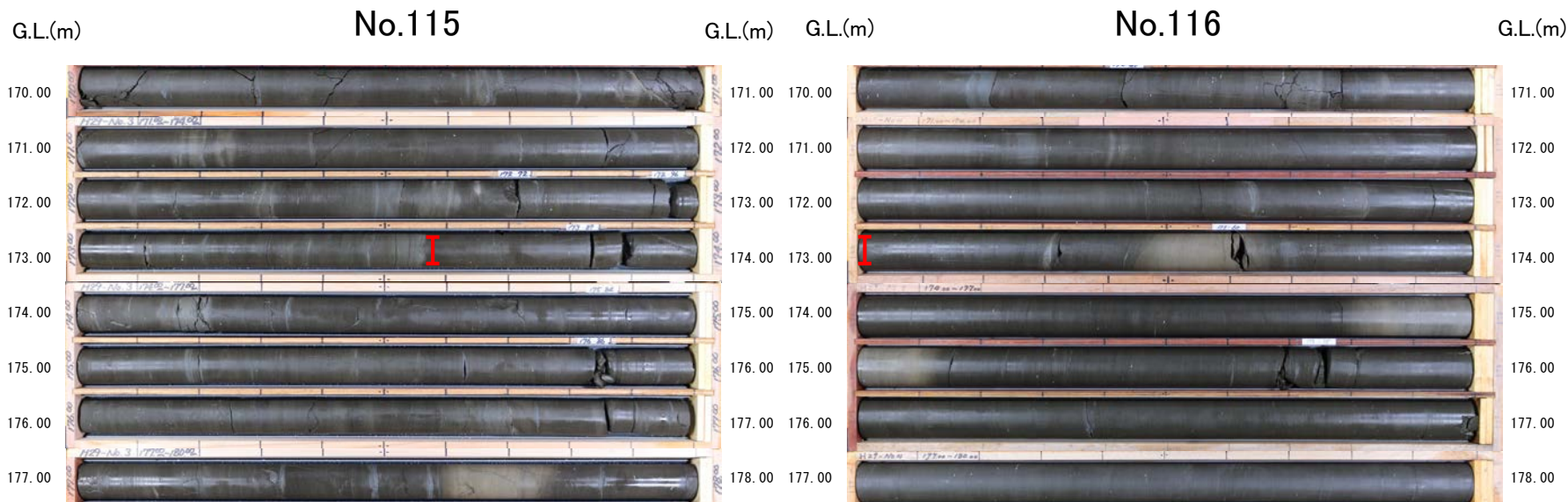
I 解放基盤表面設定深度 (T.P.-135m)



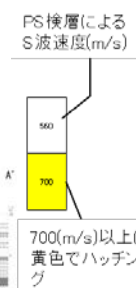
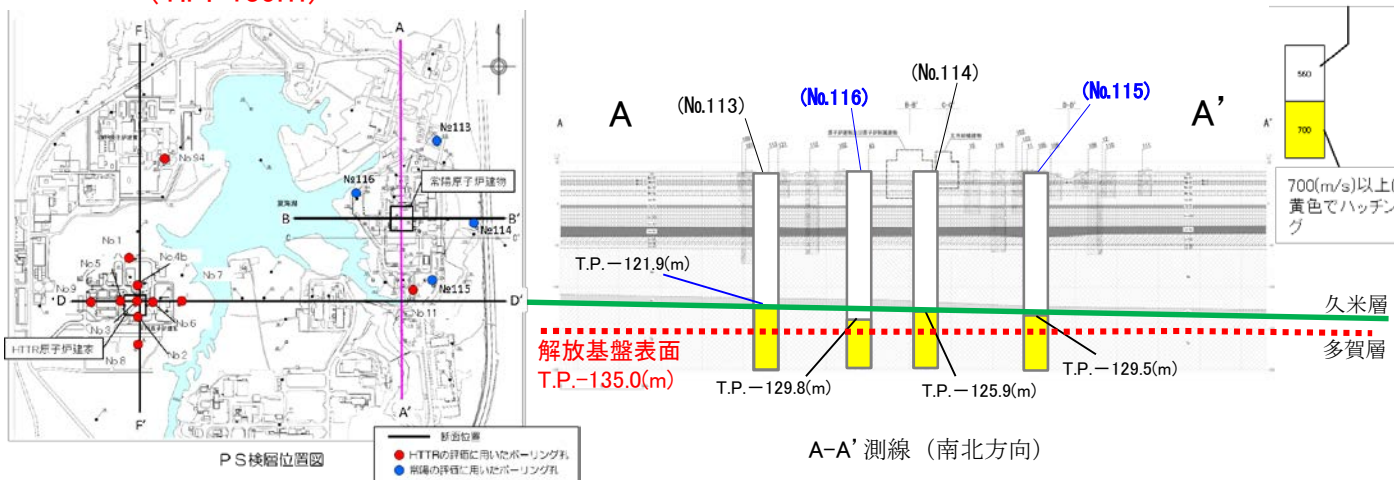
年代層序区分			地層名	
新生界	第四系	更新統	上部	沖積層 (al) 砂丘砂層 (d) M1段丘堆積物 (M1)
			中部	東茨城層群 (Hi)
		下部	久米層 (Km)	
	新第三系	鮮新統	上部	多賀層群 (Tg)
			中部	
			下部	

常陽のボーリング調査及びPS検層の結果(2/2)

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)	
			中部		
中新統		下部			

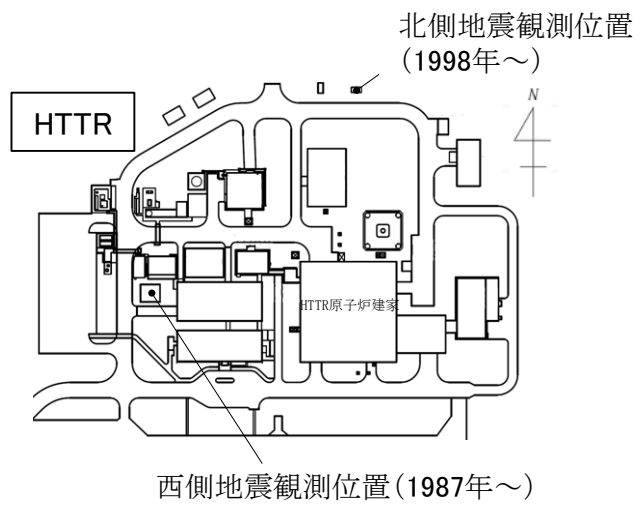
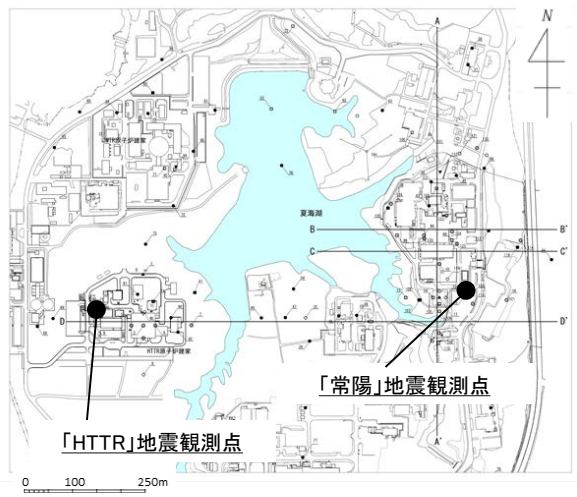
目次

1. 地質調査結果に基づく地盤構造
2. 地震観測記録の分析

検討概要

常陽
個別

- 「常陽」及び「HTTR」において共通して観測されている解放基盤表面レベルの地震観測記録について比較を行い、各地震観測点における地盤増幅特性の差異を確認する。
- 分析は、観測記録から両地点間の応答スペクトル比(HTTRに対する常陽の比率(常陽/HTTR))を評価した

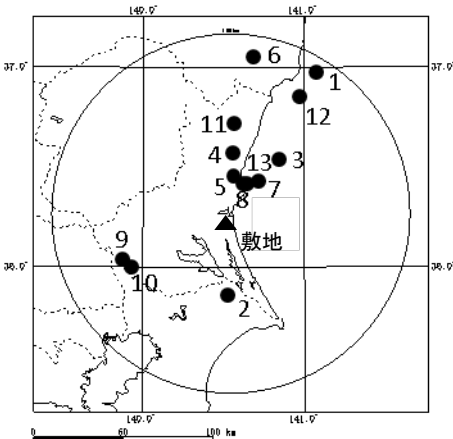
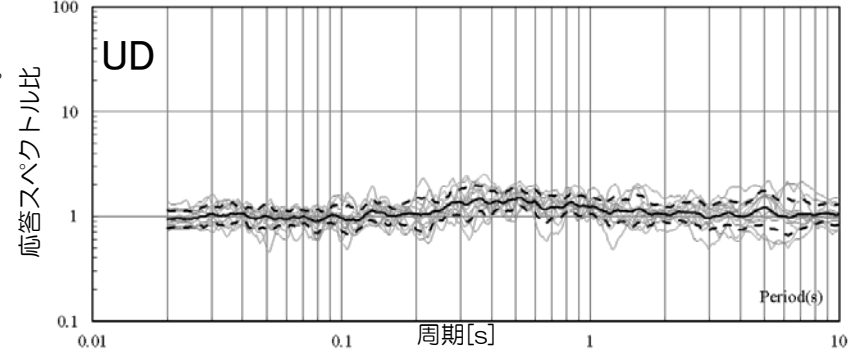
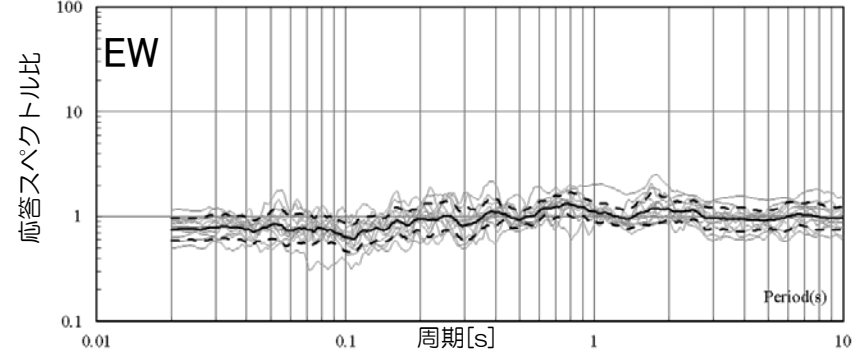
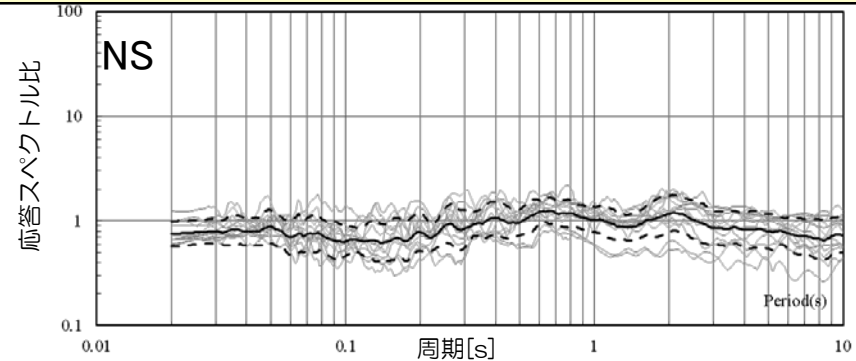


G.L. (m)	地震観測位置		
	西側	北側	
0			地表面
-1	○		
-30		○	
-32	○		
-95	○		
-173			久米層/多賀層境界
-174	○		
-250		○	

G.L. (m)	地震観測位置	
-1		
-30		
-32	○	
-95		
-168		久米層/多賀層境界
-170		
-173	○	

- 「常陽」と「HTTR」の応答スペクトル比 (HTTRに対する常陽の比率 (常陽/HTTR)) を算出した結果、応答スペクトル比は概ね1倍である。
- 加速度波形について、地震波形の顔つき (振幅の形状や地震波の周期性) は類似している。(時刻歴波形、速度応答スペクトルについて、次頁以降に示す。)

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

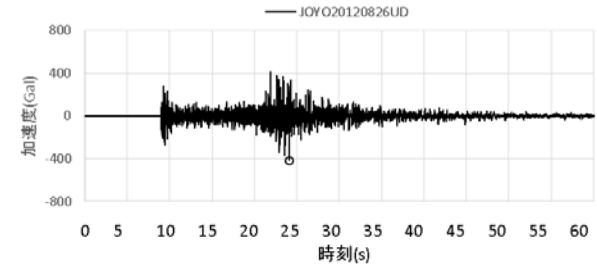
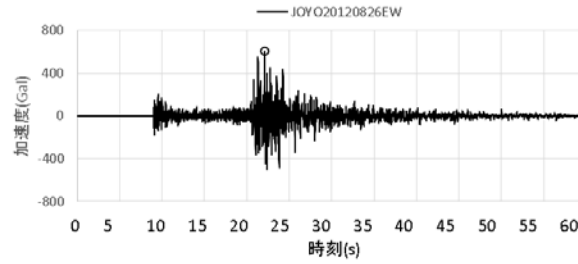
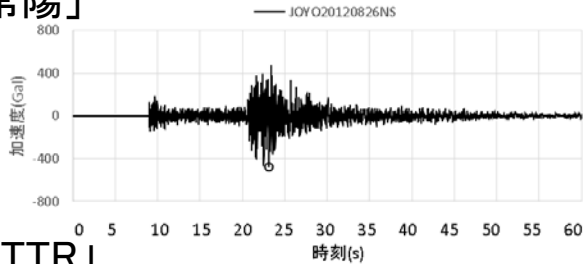


- 震央距離は「常陽」との位置関係を示す。
- プレート間地震A: 太平洋プレートと陸プレートの境界。
- プレート間地震B: フィリピン海プレートと陸プレートの境界。

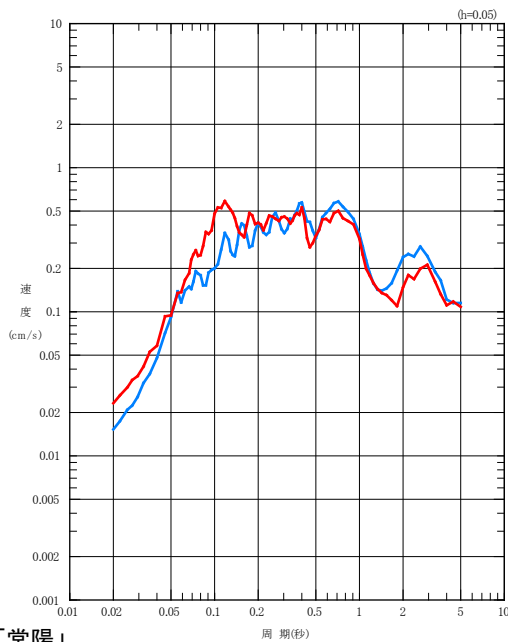
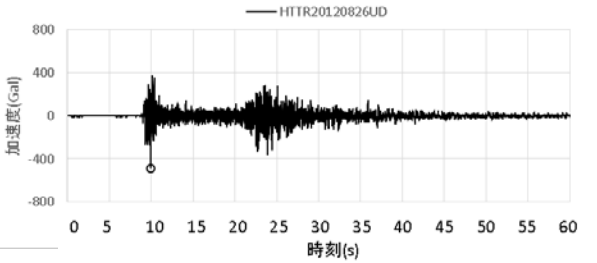
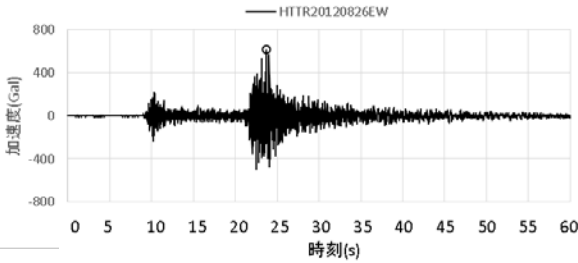
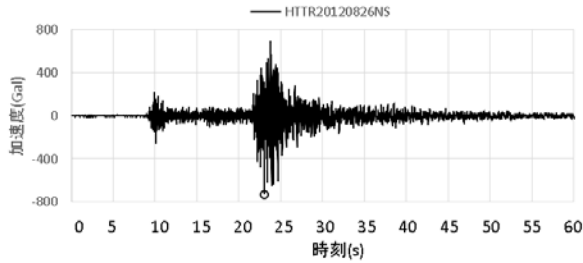
平均: —
±1σ: - - -
HTTRに対する常陽の比率 (常陽/HTTR)

・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

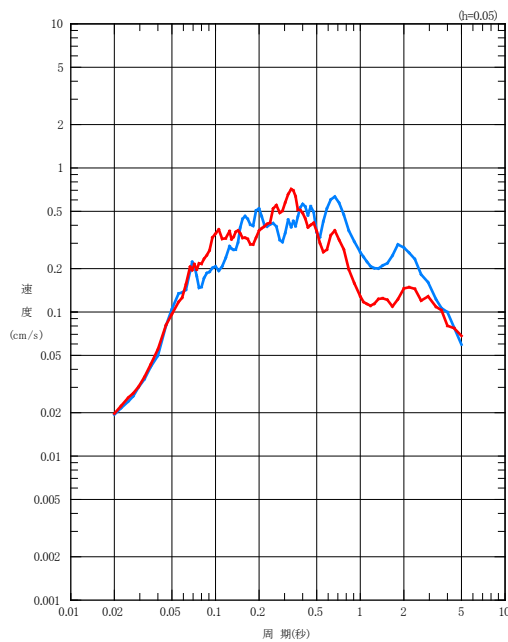
「常陽」



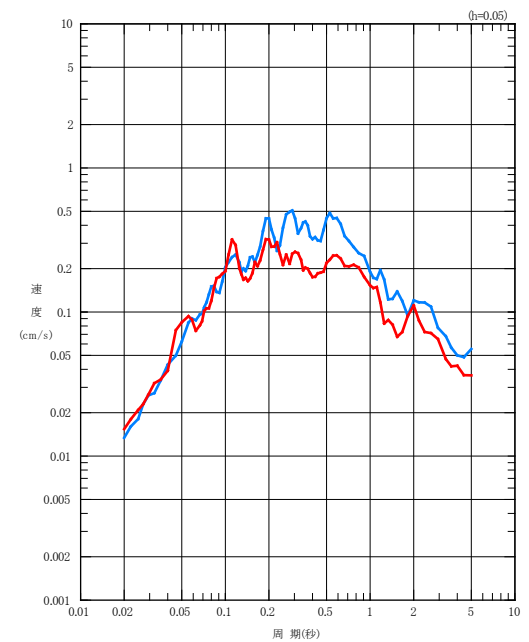
「HTTR」



NS成分



EW成分

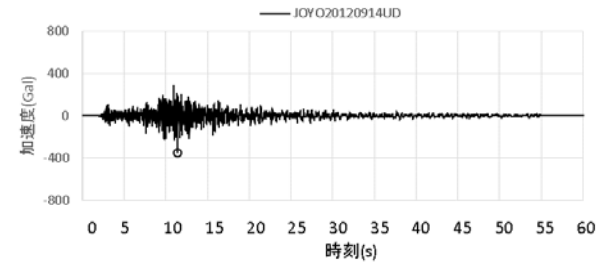
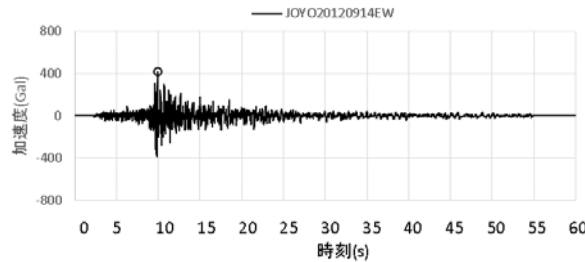
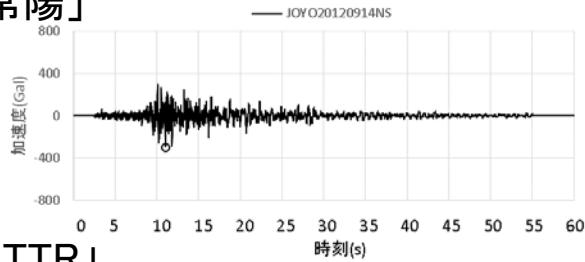


UD成分

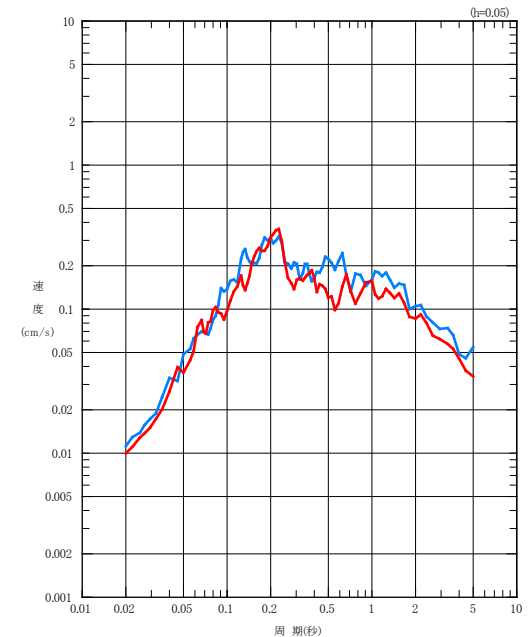
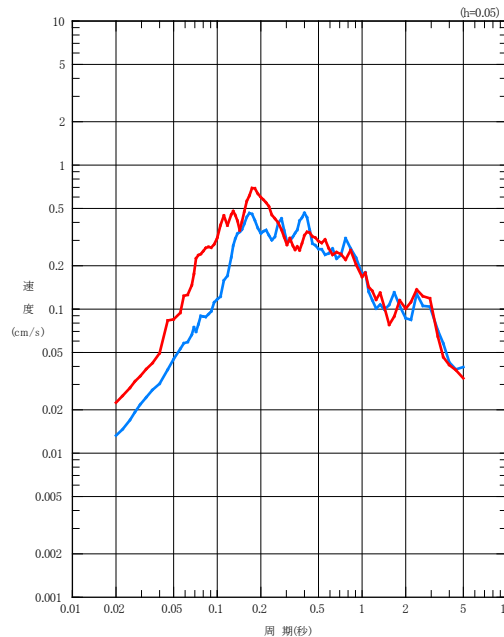
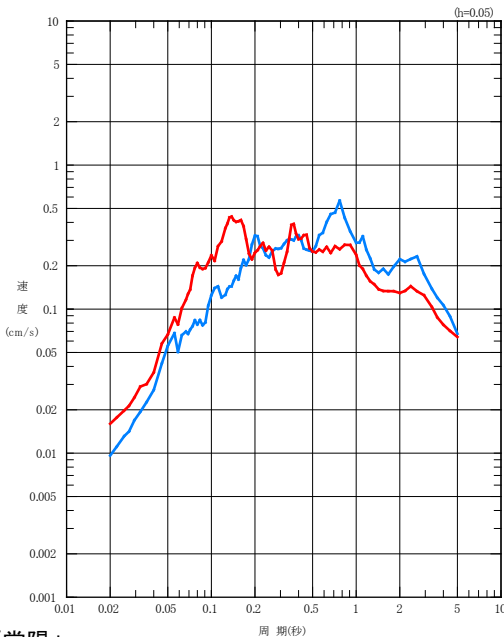
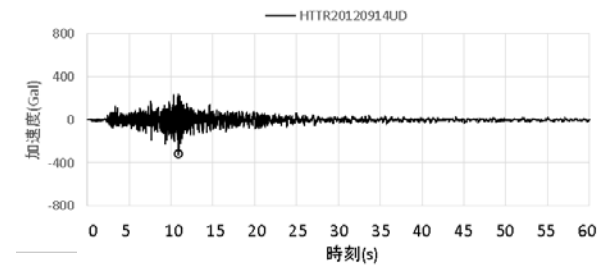
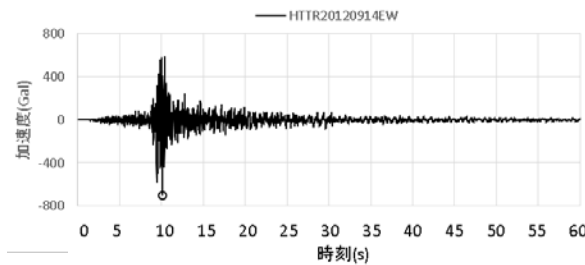
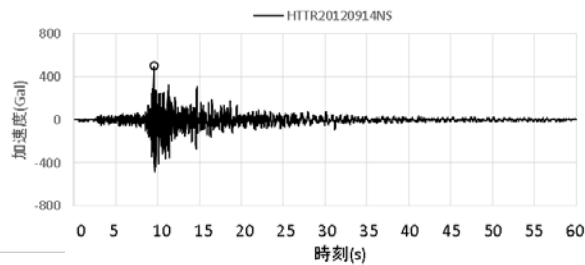
—「常陽」
—「HTTR」

・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

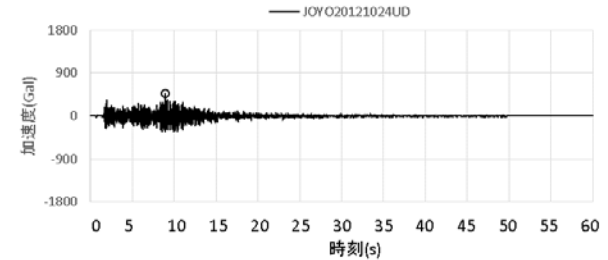
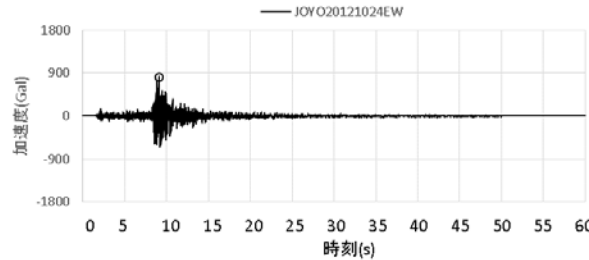
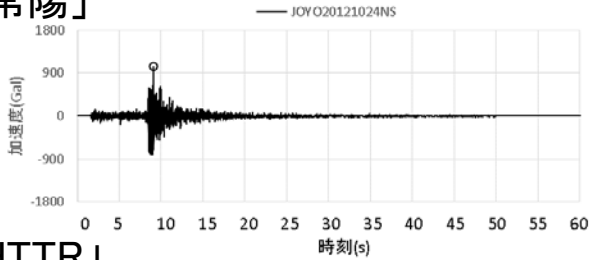
EW成分

UD成分

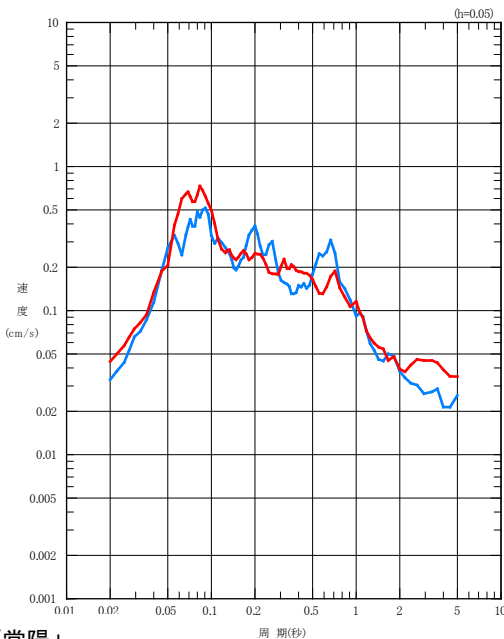
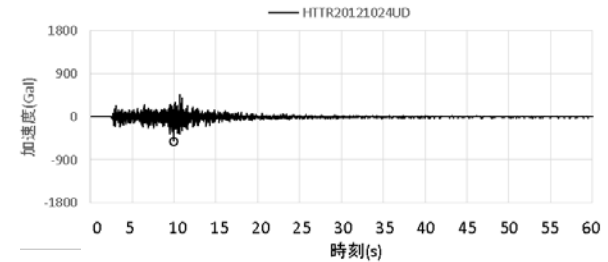
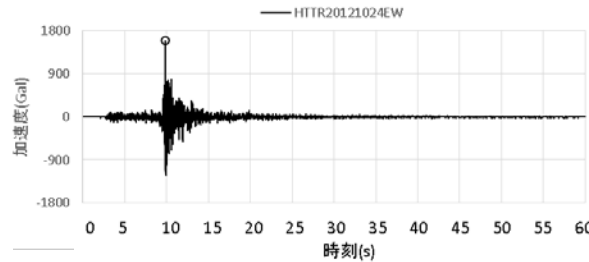
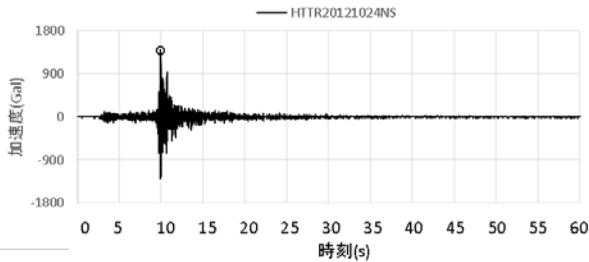
—「常陽」
—「HTTR」

・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

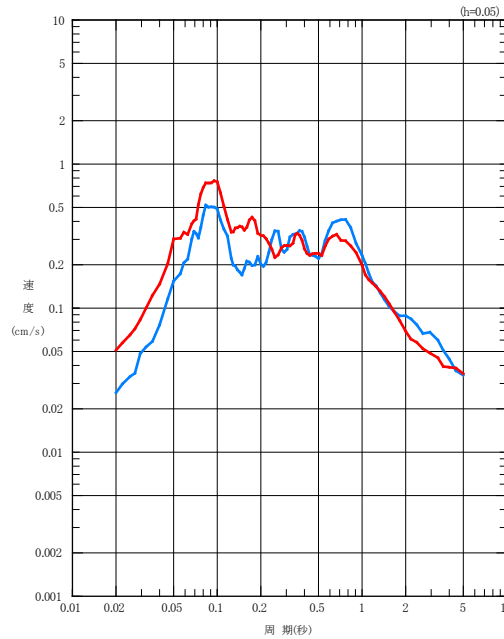
「常陽」



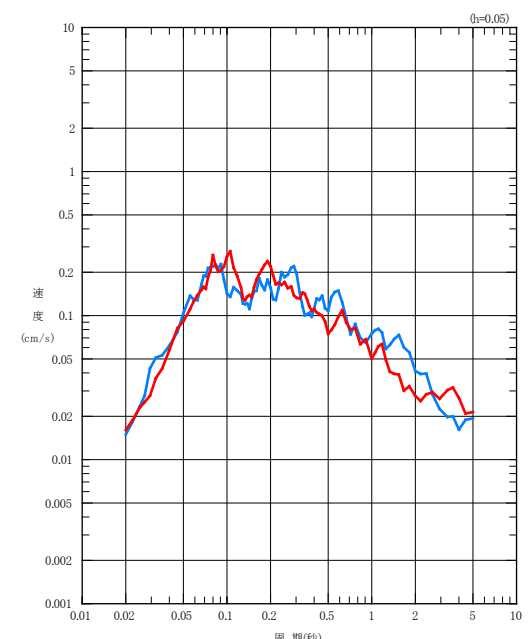
「HTTR」



NS成分



EW成分

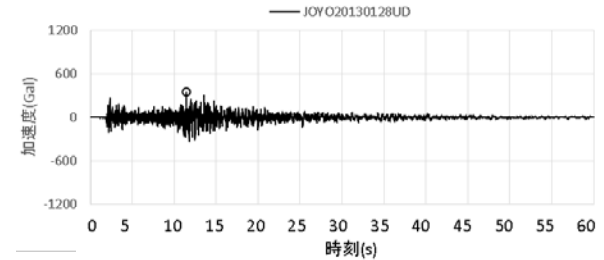
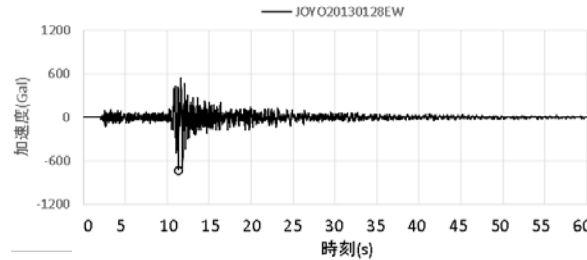
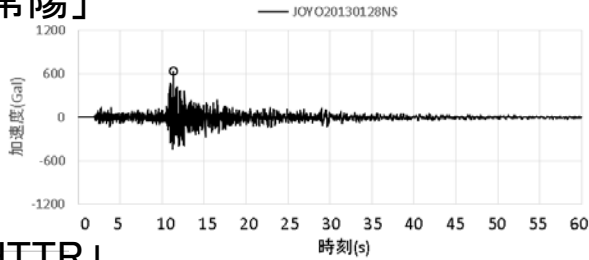


UD成分

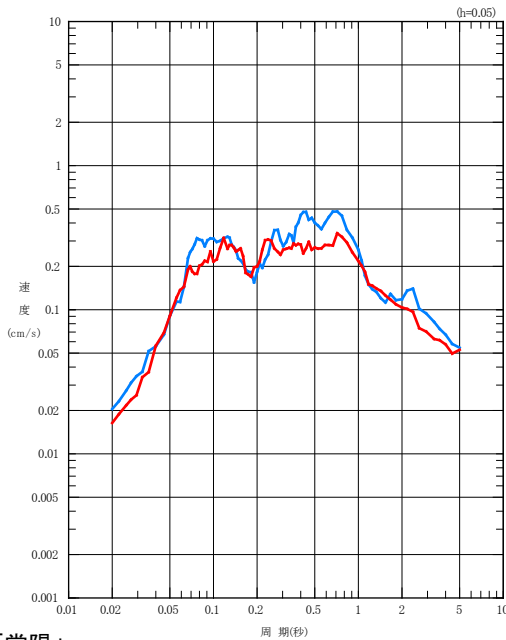
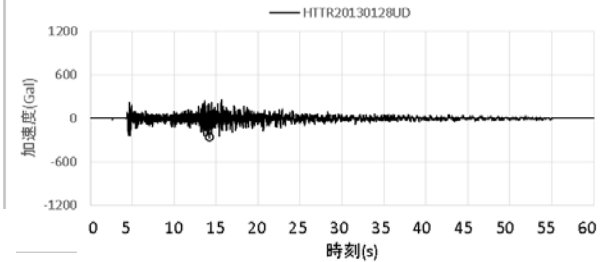
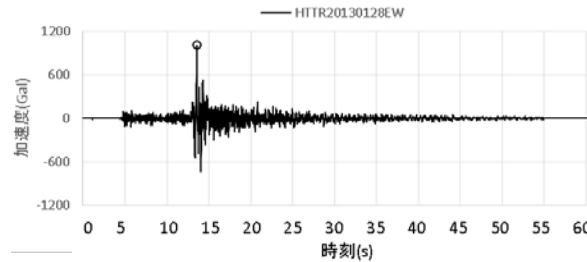
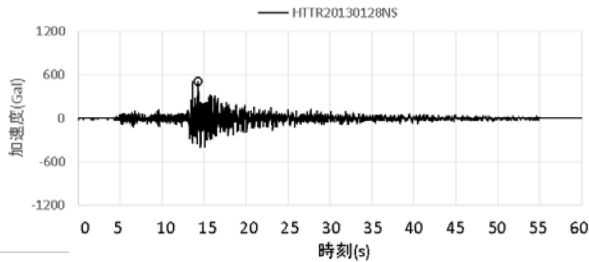
—「常陽」
—「HTTR」

・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

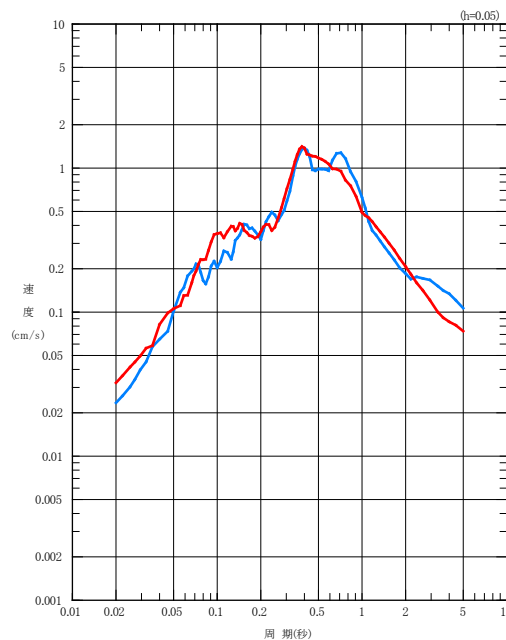
「常陽」



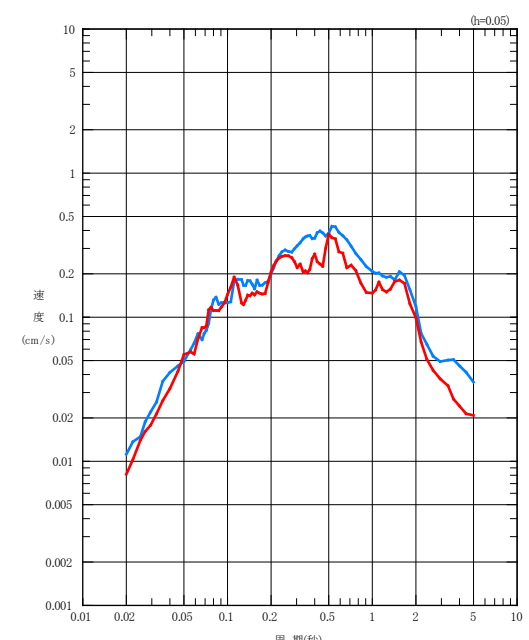
「HTTR」



NS成分



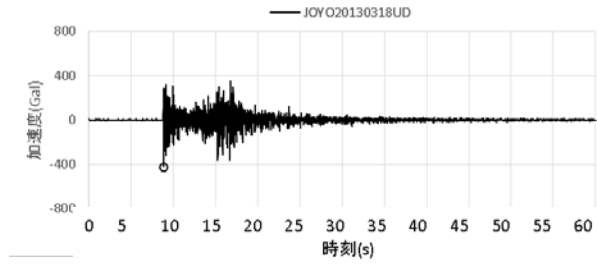
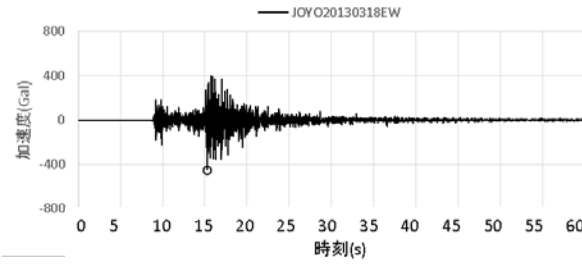
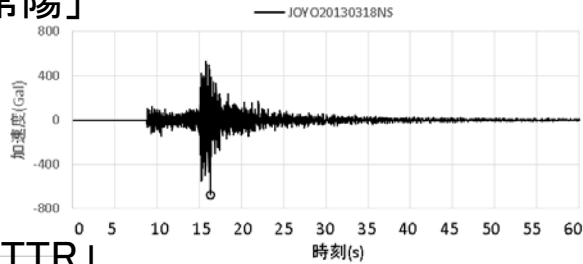
EW成分



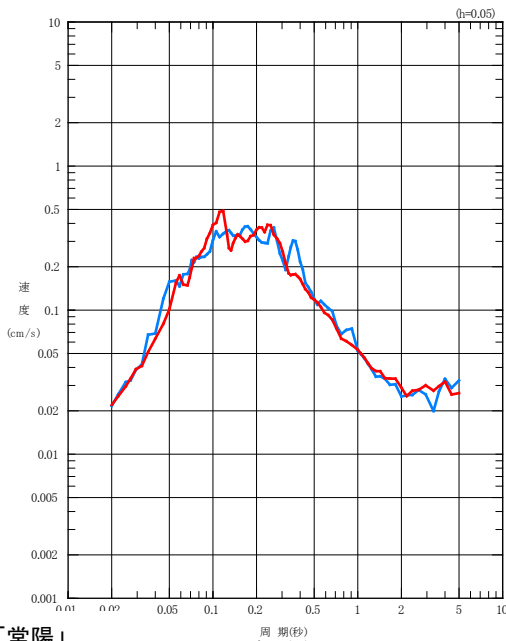
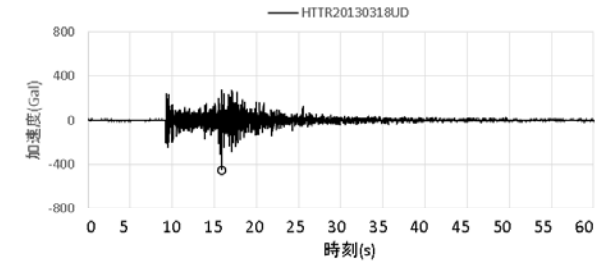
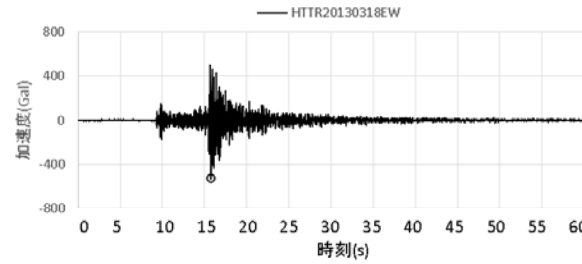
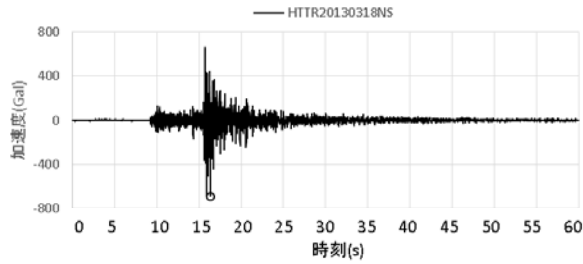
UD成分

・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

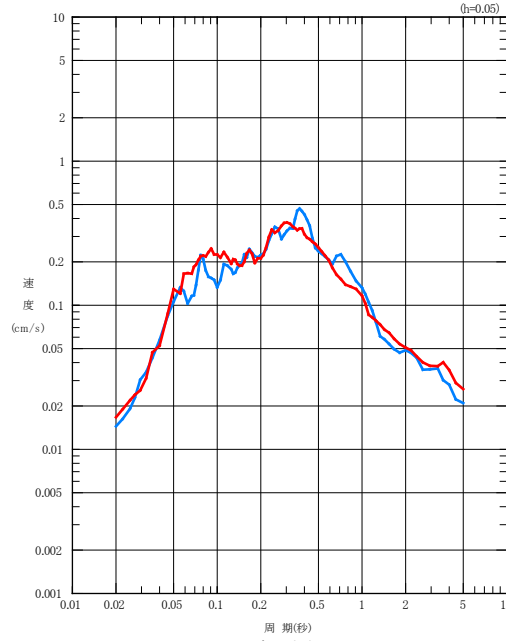
「常陽」



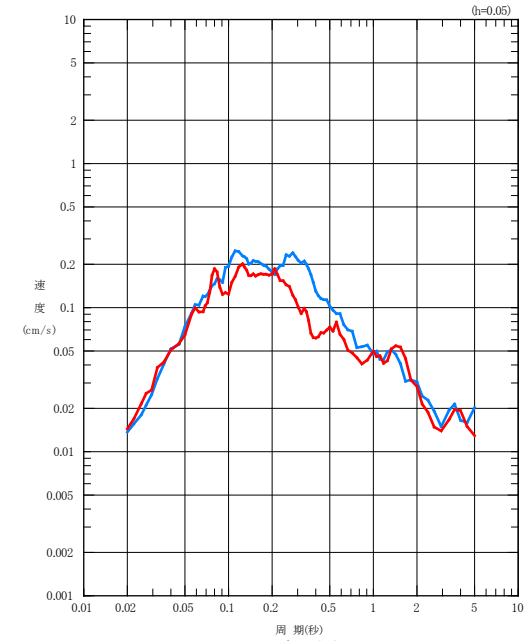
「HTTR」



NS成分



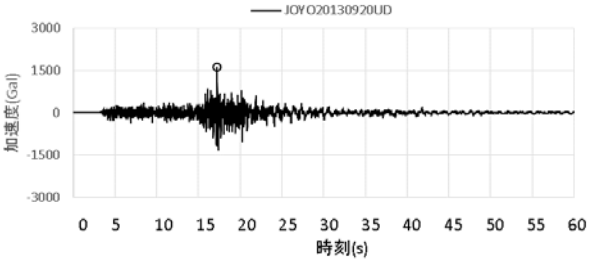
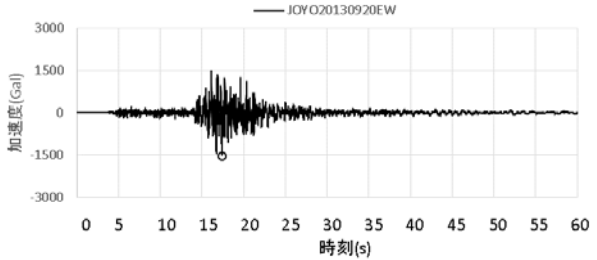
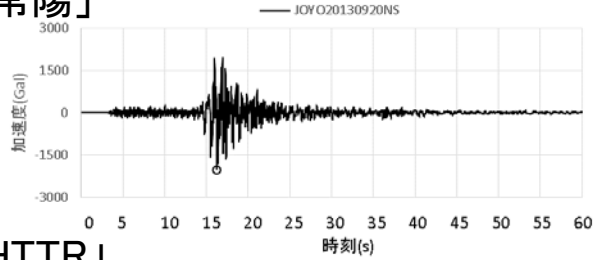
EW成分



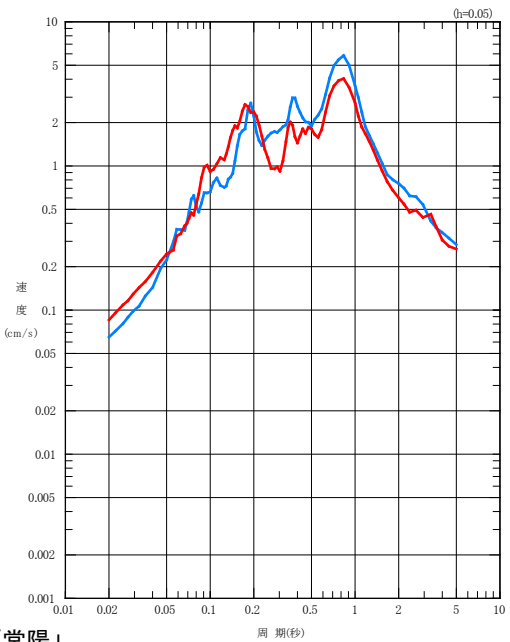
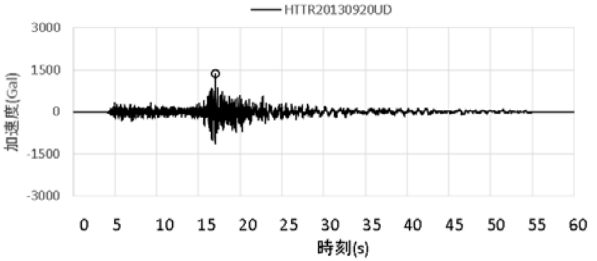
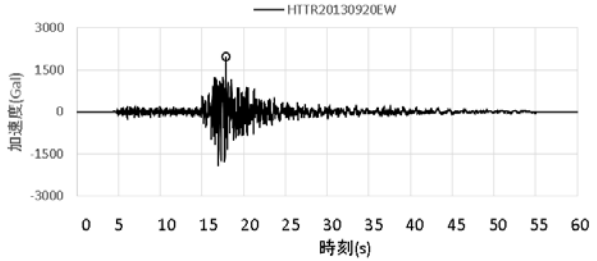
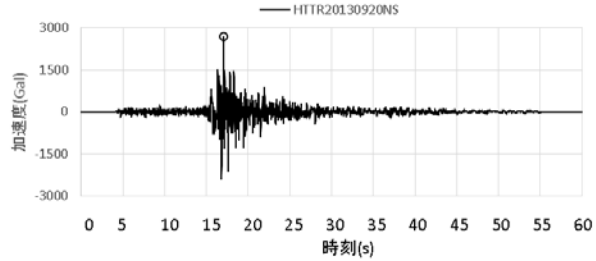
UD成分

・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

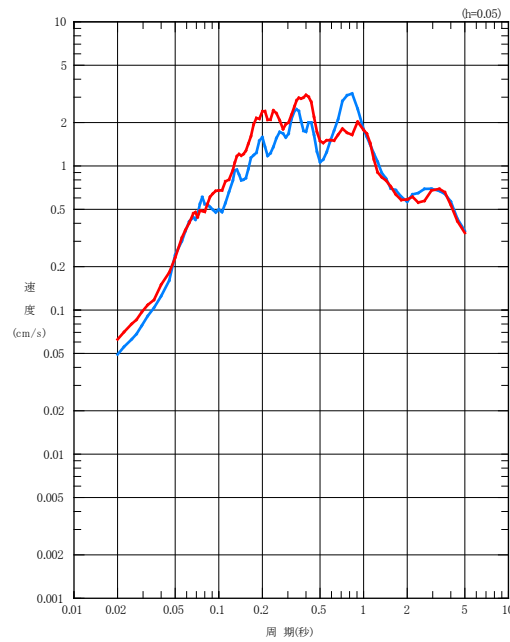
「常陽」



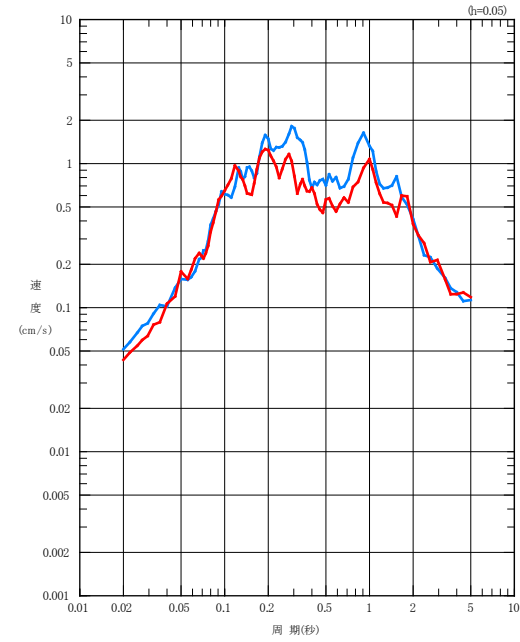
「HTTR」



NS成分



EW成分

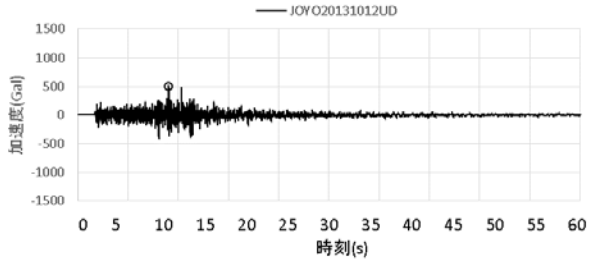
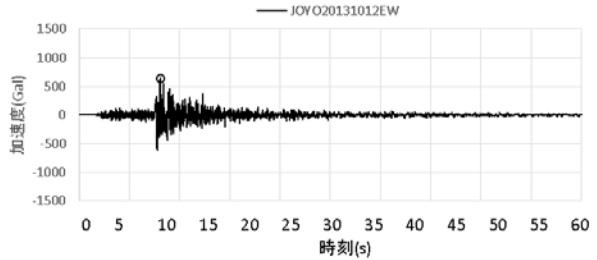
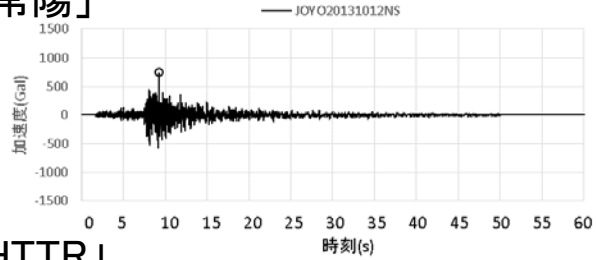


UD成分

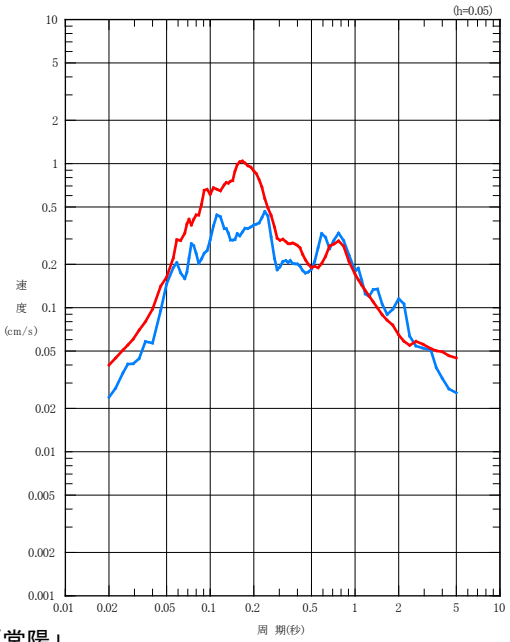
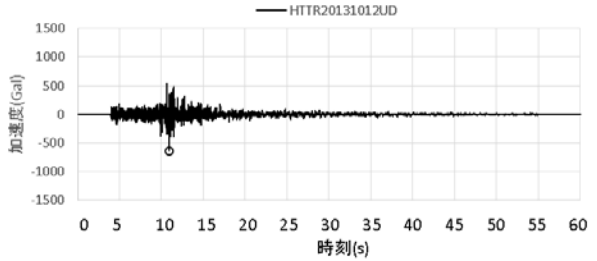
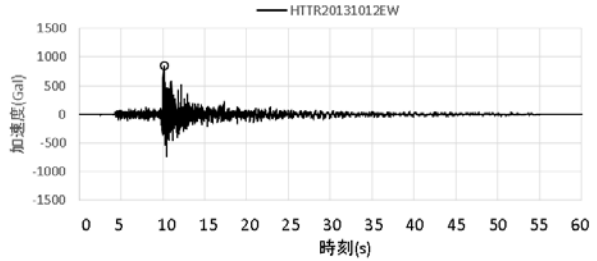
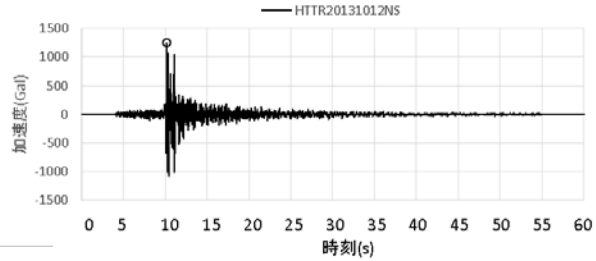
—「常陽」
—「HTTR」

・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

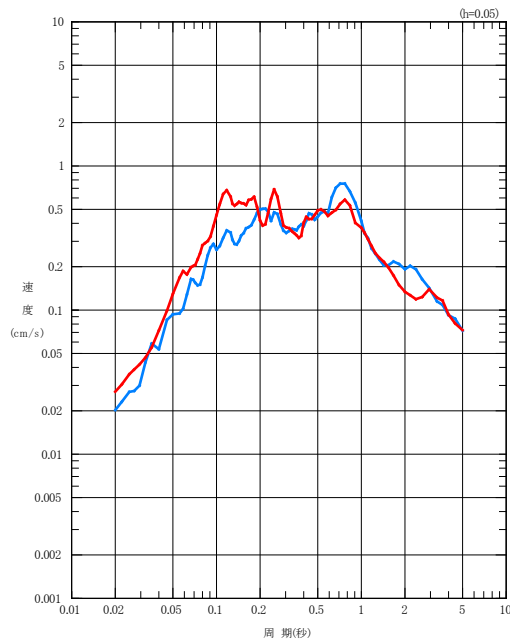
「常陽」



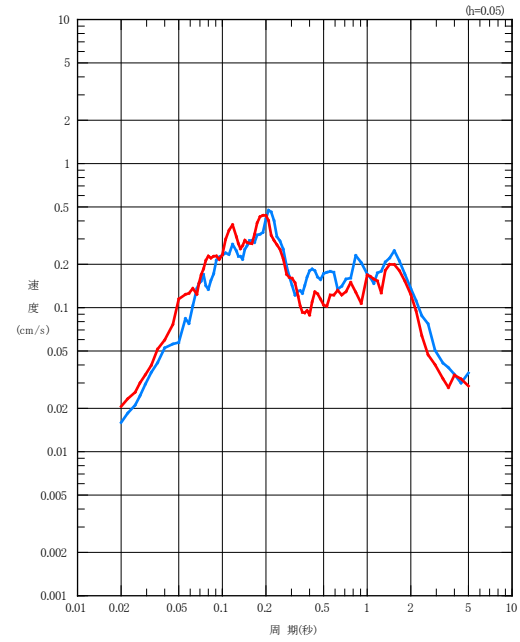
「HTTR」



NS成分



EW成分

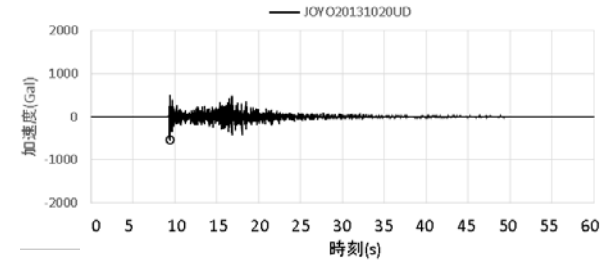
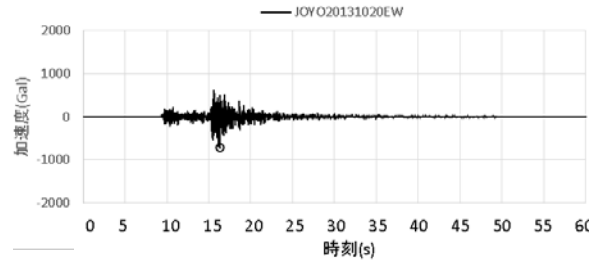
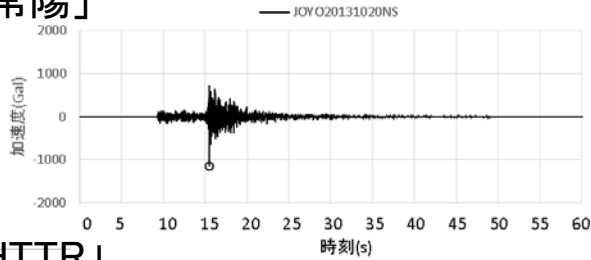


UD成分

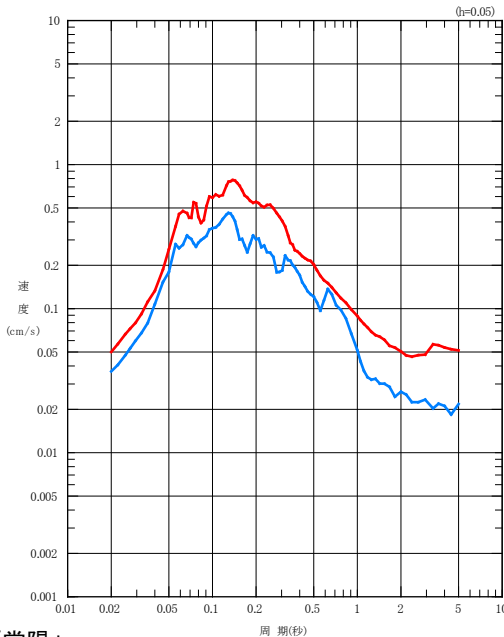
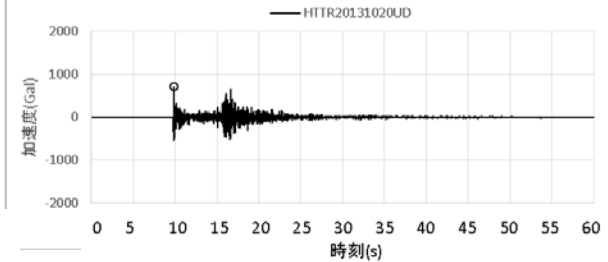
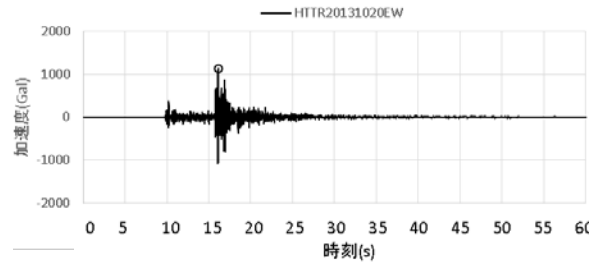
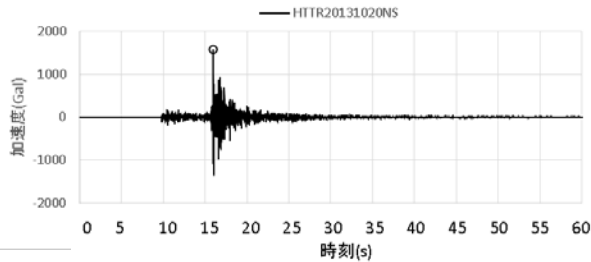
—「常陽」
—「HTTR」

・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

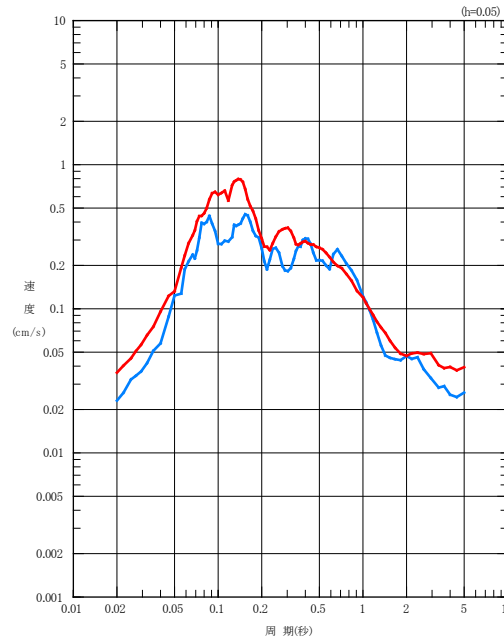
「常陽」



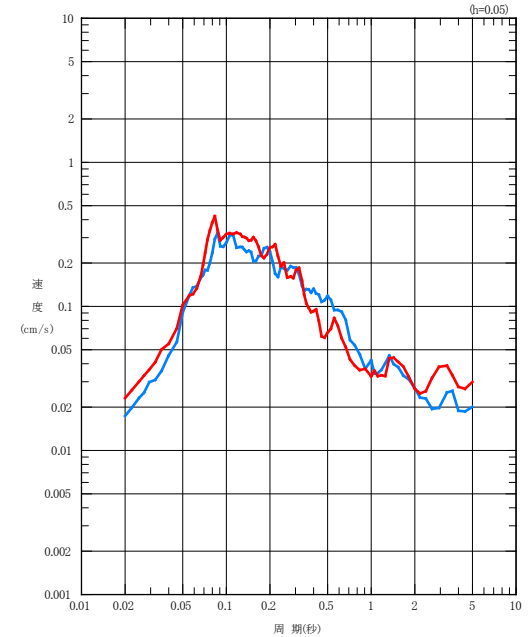
「HTTR」



NS成分



EW成分

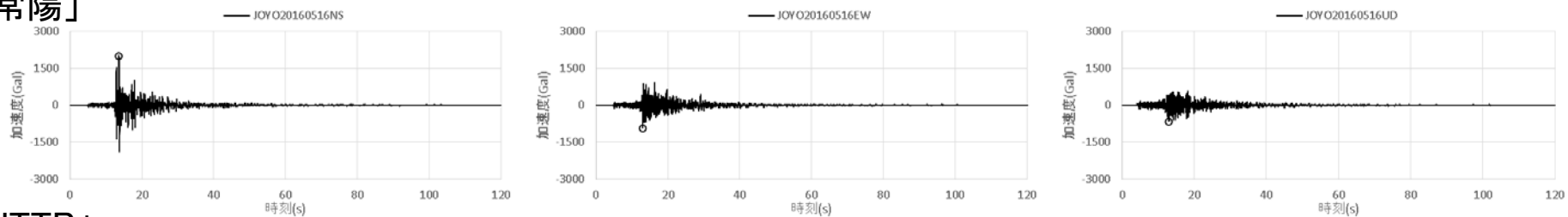


UD成分

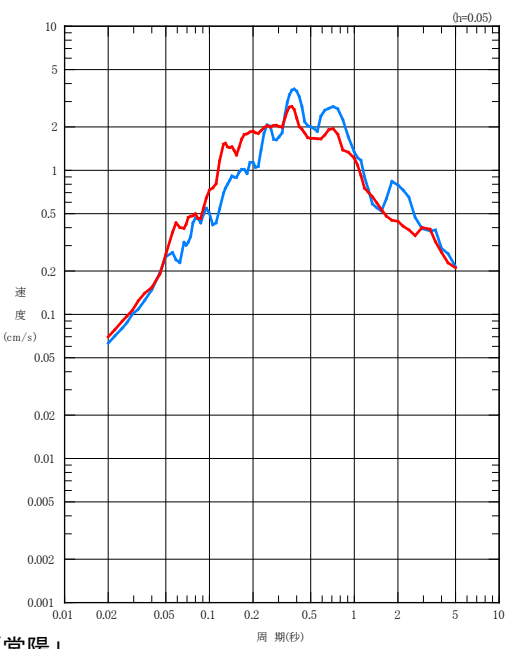
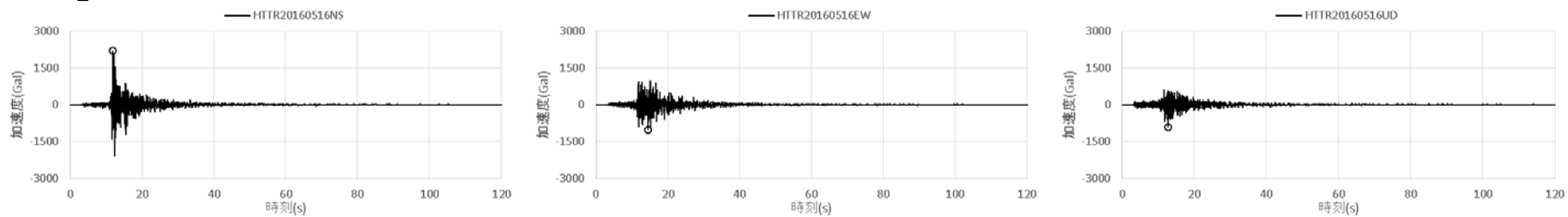
—「常陽」
 —「HTTR」

・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

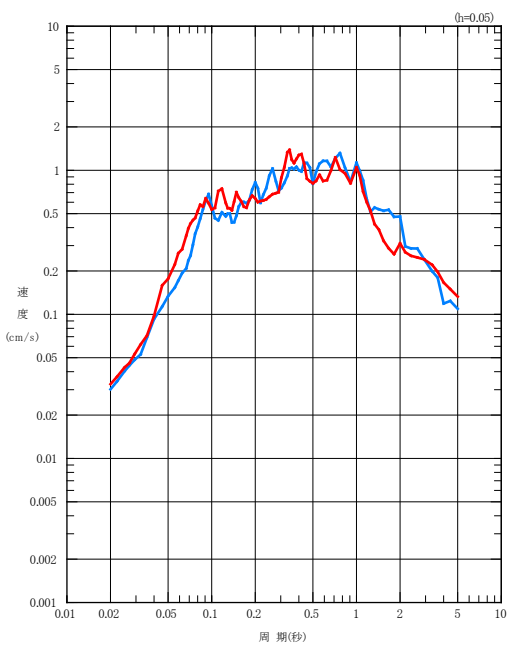
「常陽」



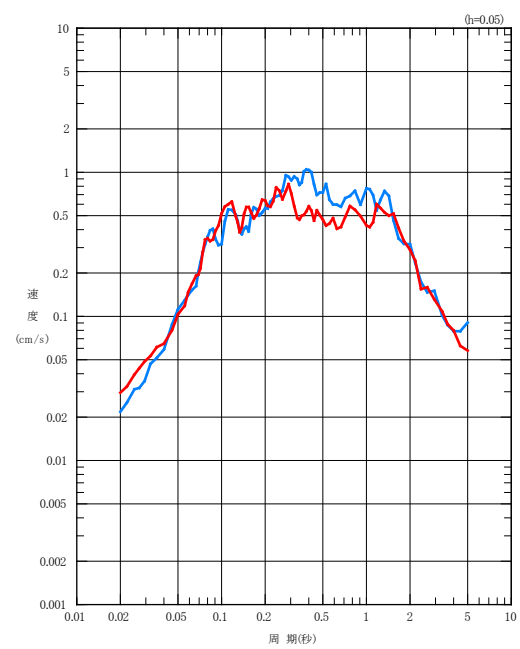
「HTTR」



NS成分



EW成分

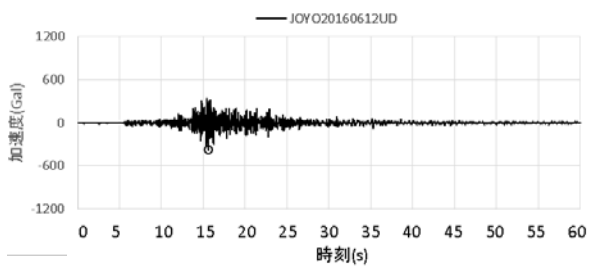
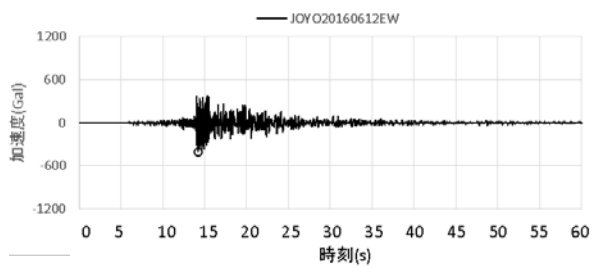
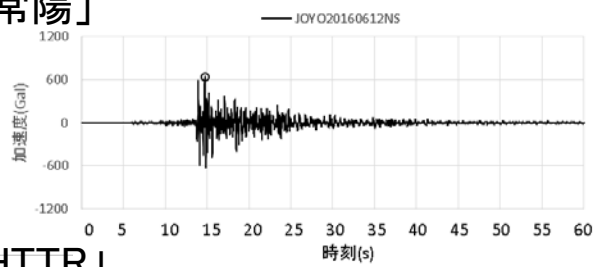


UD成分

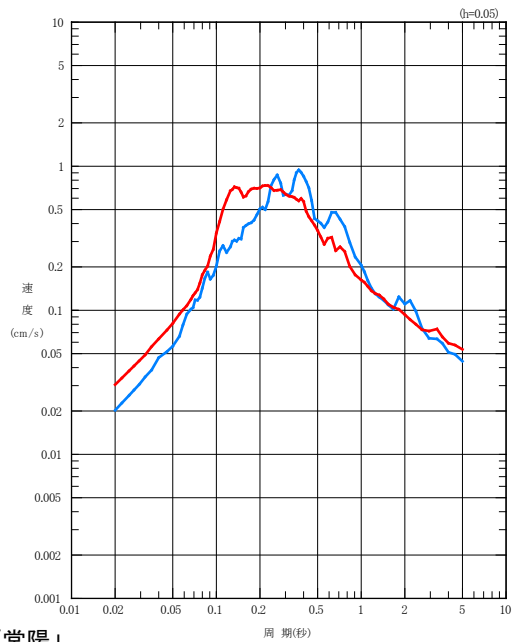
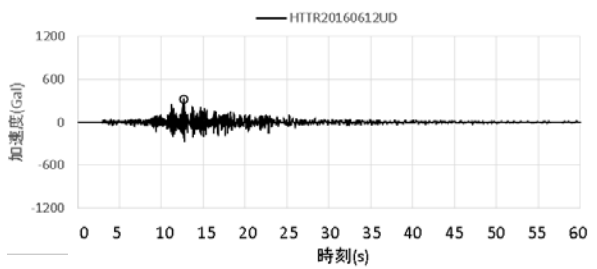
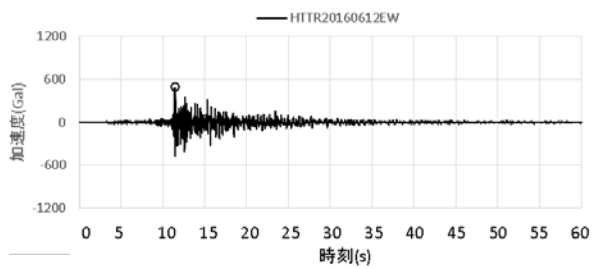
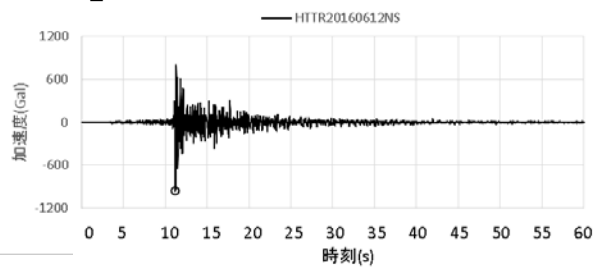
—「常陽」
 —「HTTR」

・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

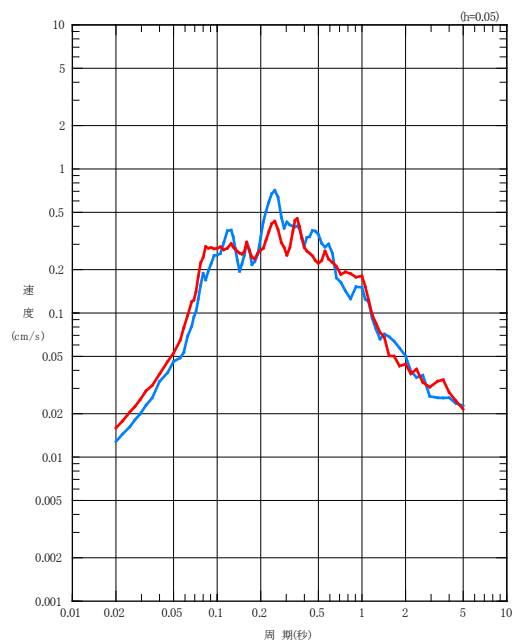
「常陽」



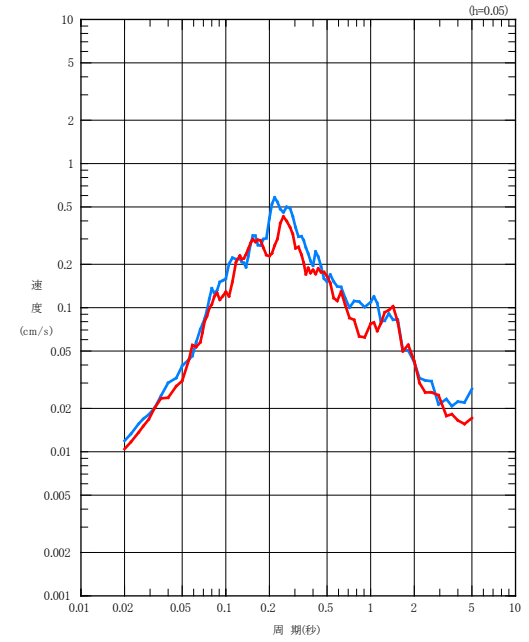
「HTTR」



NS成分



EW成分

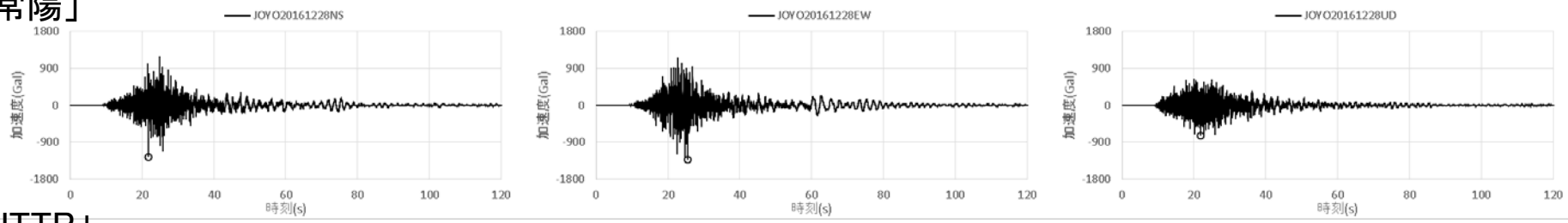


UD成分

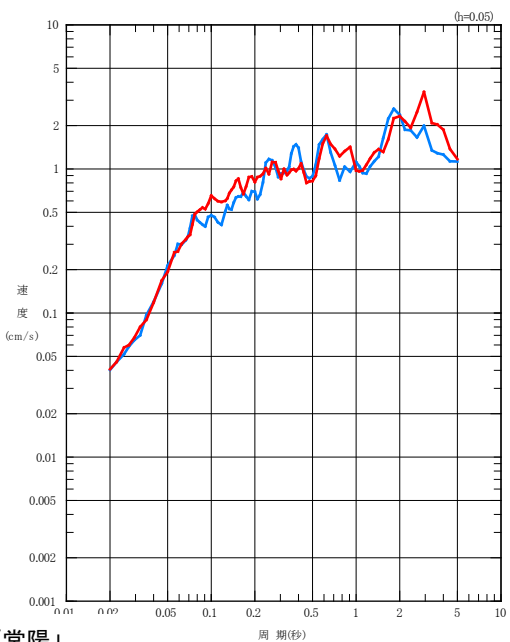
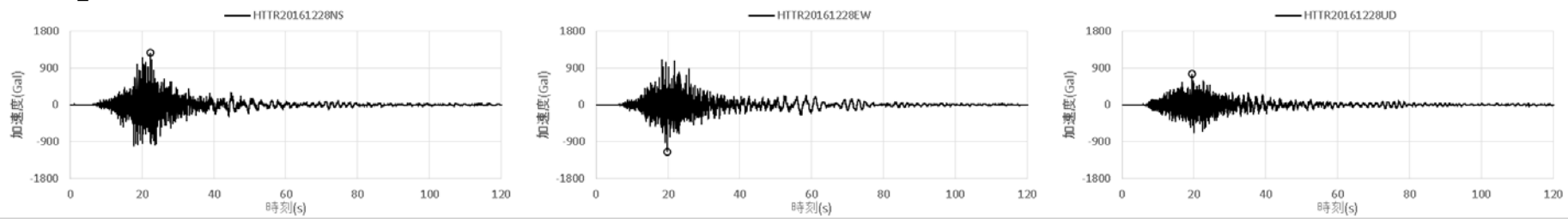
—「常陽」
—「HTTR」

・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

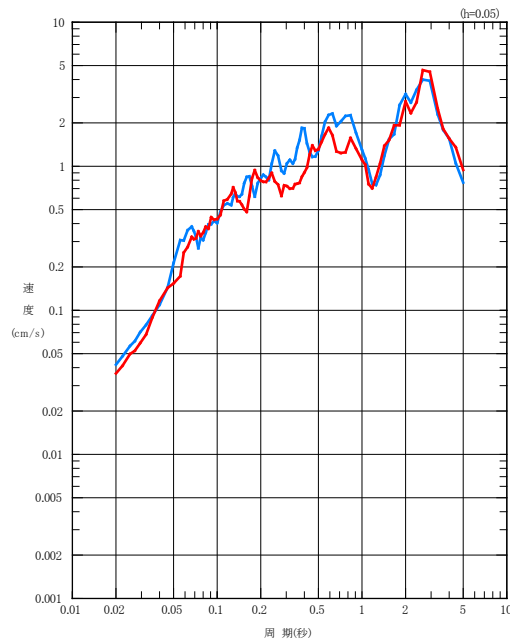
「常陽」



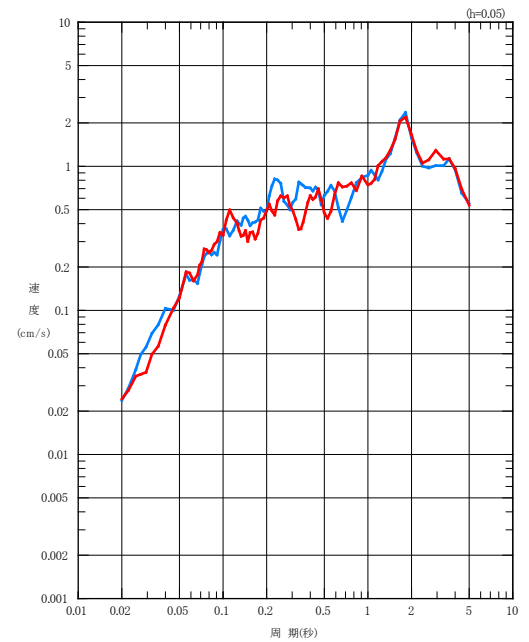
「HTTR」



NS成分



EW成分

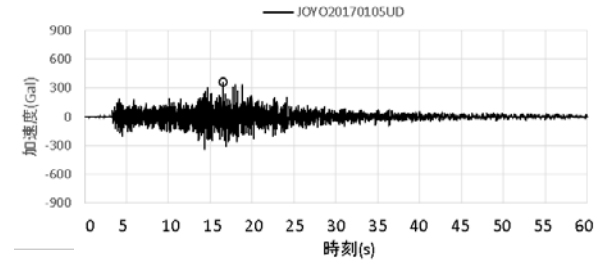
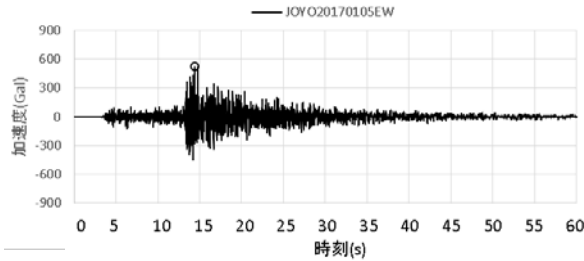
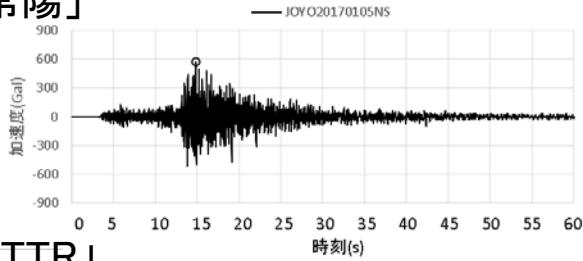


UD成分

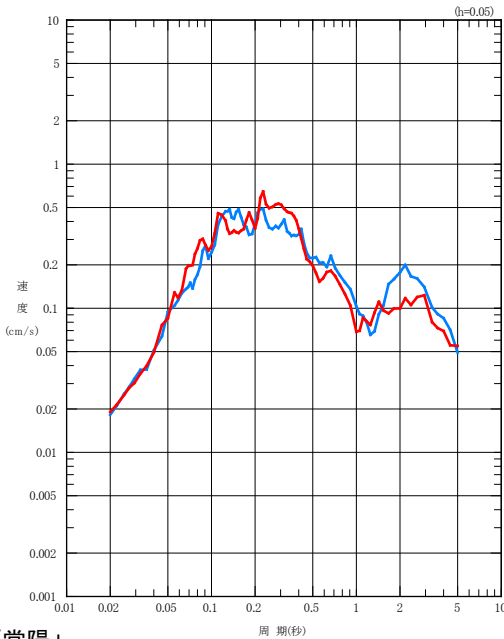
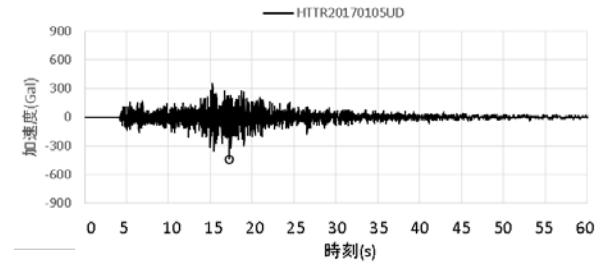
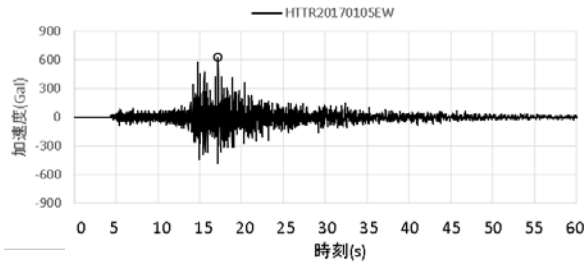
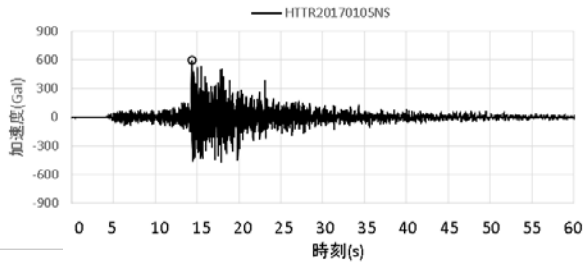
—「常陽」
 —「HTTR」

・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

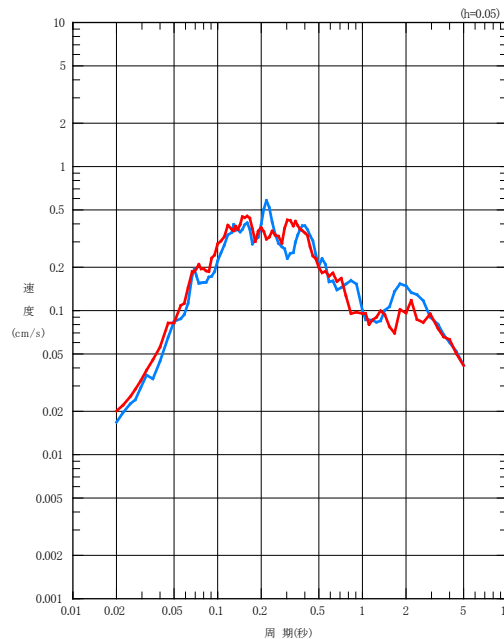
「常陽」



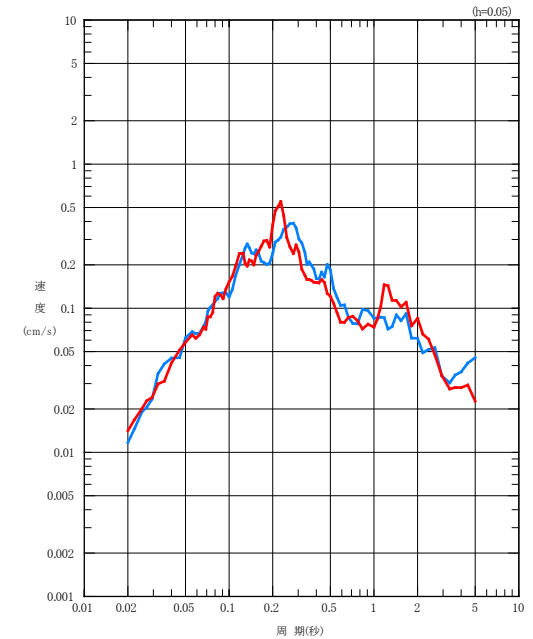
「HTTR」



NS成分



EW成分

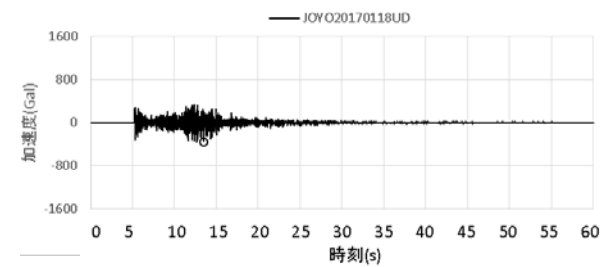
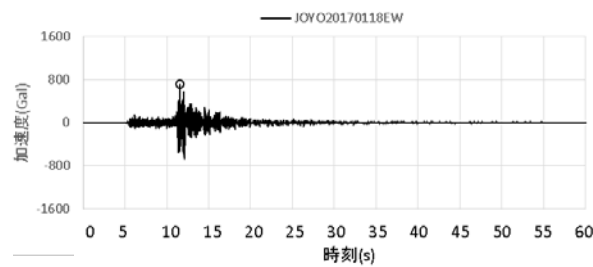
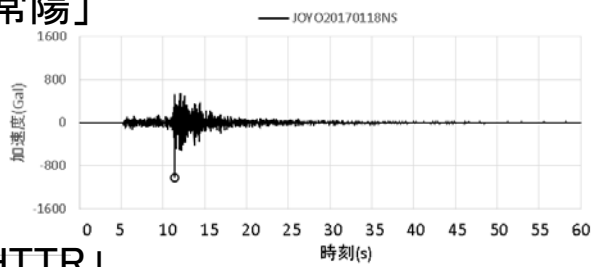


UD成分

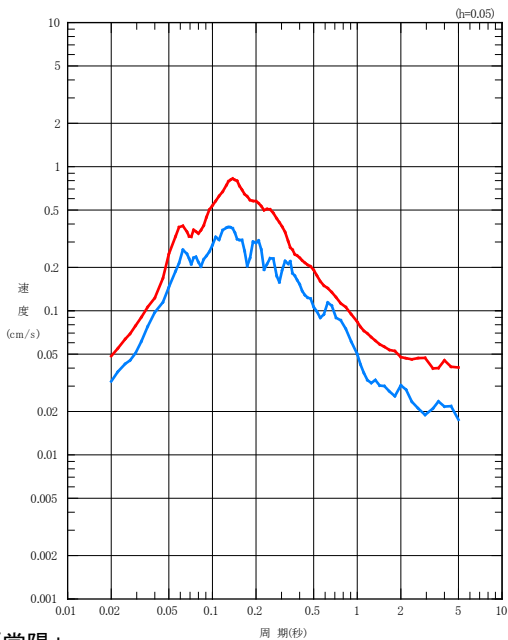
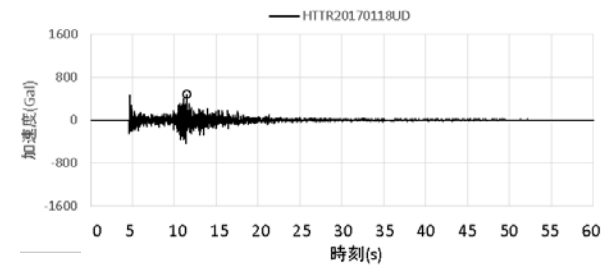
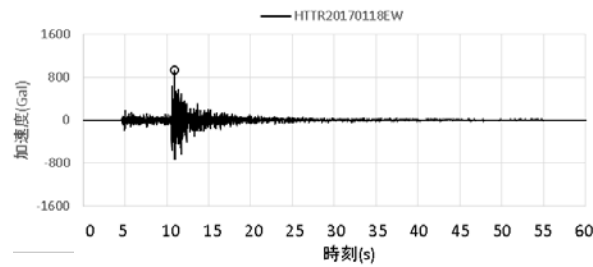
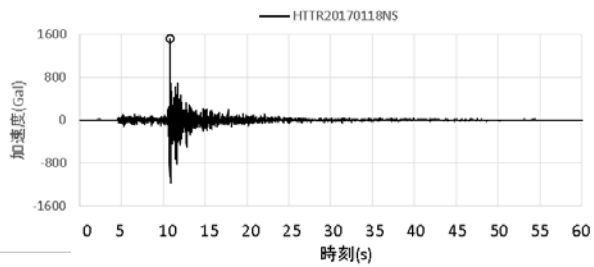
—「常陽」
—「HTTR」

・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

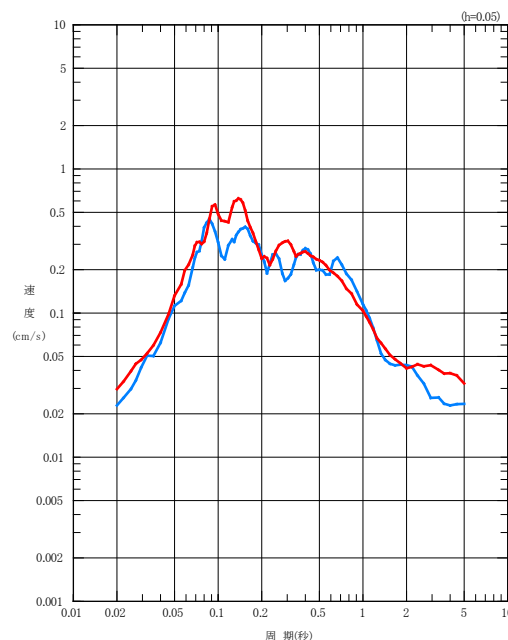
「常陽」



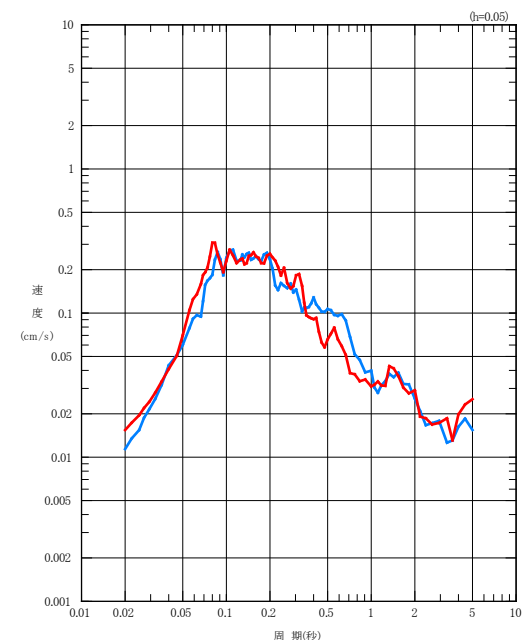
「HTTR」



NS成分



EW成分



UD成分

—「常陽」
 —「HTTR」

1. 地質調査結果に基づく地盤構造

- 調査結果に基づき常陽における地盤構造について確認した。
- 「HTTR」の解放基盤表面はT.P.-135mの位置に設定しており、調査結果から「常陽」においても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ことを確認した。

2. 地震観測記録の分析

- 「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の違いについて分析を行った。分析は、観測記録から両地点間の応答スペクトル比を評価した。
- 応答スペクトル比は概ね1倍であり、「常陽」と「HTTR」の地震動特性の差異は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」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
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 常陽とHTTRにおける地震動特性との比較について

参考文献

- Zhao, D., S. Horiuchi and A. Hasegawa(1992): Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, Tectonophysics, vol.212, pp.289-301.
- 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.
- Aki, K. and W. H. K. Lee(1976) :Determination of Three-dimensional Velocity Anomalies under a Seismic Array Using First P Arrival Times from Local Earthquakes, J. Geophys. Res., 81, pp.4381-4399.
- 防災科学技術研究所: 日本列島三次元地震波速度構造表示ソフトウェア(2014/7/22更新版), http://www.hinet.bosai.go.jp/topics/sokudo_kozo/software.php
- 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.
- 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, pp.53-84.
- 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: 仙台地域のボ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.
- Kennett, B. L. N. and E. R. Engdahl (1991): TraveItimes for global earthquake location and phase identification, Geophys. J. Int., 105, pp.429-465.
- 池浦友則(2009): 鉛直アレー観測点間で相関する地震動成分の地盤伝達関数, 日本地震工学論文集, 9, pp.65-82.
- 日野幹雄(1977): スペクトル解析, 朝倉書店, 300pp.
- 石田寛(1992): 4 地震観測記録を用いた伝達関数の評価手法に関する検討(構造), 日本建築学会, 研究報告集.構造系, 63, pp.13-16
- Lawson, C. L. and R. J. Hanson (1974): Solving Least Square Problems., Prentice Hall, Inc., New Jersey, 340pp.
- 大崎順彦(1996): 建築振動理論, 彰国社, pp.157-158.
- 中央防災会議(2004): 地震ワーキンググループ報告書. 中央防災会議首都直下地震対策専門調査会(第12回), 26pp.
- 吉田望, 篠原秀明, 澤田純男, 中村晋(2005): 設計用地震動の設定における工学的基盤の意義, 土木学会地震工学論文集, 28, Paper No.170.

プレート間地震 (1 / 2)

- 気象庁:地震・火山月報(カタログ編)2013年3月 ほか
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧599-2012,東京大学出版会
- 気象庁・消防庁(2009):震度に関する検討会報告書,平成21年3月
- 村松郁栄(1969):震度分布と地震のマグニチュードとの関係,岐阜大学教育学部研究報告,自然科学,第4巻,第3号,p.168-176
- 勝又譲・徳永規一(1971):震度IVの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応,験震時報,第36巻,第3,4号,p.1-8
- 地震調査研究推進本部(2012):「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について」,平成24年2月9日変更
- Shizuo Noda, Kazuhiko Yashiro, Katsuya Takahashi, Masayuki Takemura, Susumu Ohno, Masanobu Tohdo, Takahide Watanabe(2002):RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES,OECD.NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis,Oct.16-18,Istanbul
- 諸井孝文・広谷浄・石川和也・水谷浩之・引間和人・川里健・生玉真也・釜田正毅(2013):標準的な強震動レシピアに基づく東北地方太平洋沖巨大地震の強震動の再現,日本地震工学会第10回年次大会梗概集,p.381-382
- 佐藤智美(2010):逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則,日本建築学会構造系論文集,第75巻,第651号,p.923-932
- 片岡正次郎・佐藤智美・松本俊輔・日下部毅明(2006):短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式,土木工学会論文集A,Vol.62,No.4,p.740-757
- 長谷川昭・中島淳一・内田直希・弘瀬冬樹・北佐枝子・松澤暢(2010):日本列島下のスラブの三次元構造と地震活動,地学雑誌119(2),190-204,2010
- 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
- 佐竹健治(2013):第197回地震予知連絡会 重点検討課題「世界の巨大地震・津波」概要,地震予知連絡会 会報 第89巻
- 西村卓也(2013):測地データから推定された環太平洋地域のプレート間カップリング,地震予知連絡会 会報 第89巻
- Thorne Lay, Hiroo Kanamori, Charles J. Ammon, Keith D. Koper, Alexander R. Hutko, Lingling Ye, Han Yue, and Teresa M. Rushing(2012):Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 117, B04311, doi:10.1029/2011JB009133, 2012
- 東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014):東日本大震災合同調査報告,共通編1,地震・地震動
- Koketsu,K., Y.Yokota, N.Nishimura, Y.Yagi, S.Miyazaki, K.Satake, Y.Fujii, H.Miyake, S.Sakai, Y.Yamanaka, and T.Okada(2011):A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, Earth and Planetary Science Letters, Volume 310, Issues 3-4, pp.480-487, doi:10.1016/j.epsl.2011.09.009.
- 内閣府(2012):南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告)巻末資料,南海トラフの巨大地震モデル検討会
- Kenji Satake, Yushiro Fujii, Tomoya Harada, and Yuichi Namegaya(2013):Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 103, No. 2B, pp. 1473-1492,doi: 10.1785/0120120122
- Asano, K. and T. Iwata (2012): Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, 64, 1111-1123.

- Susumu Kurahashi and Kojiro Irikura (2013) : Short-Period Source Model of the 2011 Mw 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 103, No. 2B, pp. 1373-1393, May 2013, doi: 10.1785/0120120157
- 川辺秀憲・釜江克宏 (2013) : 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化, 日本地震工学会論文集 第13 巻, 第2 号(特集号), 2013
- 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
- Chihiro Hashimoto, Akemi Noda, Takeshi Sagiya and Mitsuhiro Matsu'ura (2009) : Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, NATURE GEOSCIENCE , VOL. 2 , FEBRUARY 2009
- Loveless, J. P. and B. J. Meade (2015): Kinematic Barrier Constraints on the Magnitudes of Additional Great Earthquakes Off the East Coast of Japan, 202 Seismological Research Letters Volume 86, Number 1 January/February 2015, doi: 10.1785/0220140083
- 釜江克宏・川辺秀憲(2011): 2011年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)の震源のモデル化(強震動生成域), 日本地球惑星科学連合2011年大会
- 入倉孝次郎・倉橋奨(2011): 2011年東北地方太平洋沖地震の強震動生成域のための震源モデル, 日本地球惑星科学連合2011年大会
- 中央防災会議(2012): 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告)
- 文部科学省 科学技術・学術審議会測地学分科会地震火山部会(2013): 「地震及び火山噴火予知のための観測研究計画」平成24年度 年次報告(成果の概要)
- 海洋研究開発機構(2012) : 東北地方太平洋沖地震, 震源域南限の地下構造, プレスリリース.
- Shinohara, M., T. Yamada, K. Nakahigashi, S. Sakai, K. Mochizuki, K. Uehira, Y. Ito, R. Azuma, Y. Kaiho, T. No, H. Shiobara, R. Hino, Y., Murai, H. Yakiwara, T. Sato, Y. Machida, T. Shinbo, T. Isse, H. Miyamachi, K. Obana, N. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kaneda, K. Hirata, S., Yoshikawa, K. Obara, T. Iwasaki, and N. Hirata (2011): Aftershock observation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake by using ocean bottom seismometer network, Earth Planets Space, 63, pp.835-840.
- Naoki Uchida, Junichi Nakajima, Akira Hasegawa, Toru Matsuzawa (2009) : What controls interplate coupling?: Evidence for abrupt change in coupling across a border between two overlying plates in the NE Japan subduction zone, Earth and Planetary Science Letters 283 (2009) 111-121
- 長谷川昭・中島淳一・内田直希・海野徳仁 (2013) : 東京直下に沈み込む2枚のプレートと首都圏下の特異な地震活動, 地学雑誌, 122(3)398-417, 2013, doi:10.5026/jgeography.122.398
- 中央防災会議(2013) : 首都直下地震モデル検討会「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」, 平成25年12月
- 田島礼子・松元康広・司宏俊・入倉孝次郎(2013): 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究, 地震, 第2輯, 第66巻(2013), p 31-45
- 中央防災会議(2012): 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)強震断層モデル編 - 強震断層モデルと震度分布について -, 平成24年8月29日
- 壇一男・石井やよい・宮腰淳一・高橋広人・護雅史・福和伸夫(2014) : マグニチュード9クラスのプレート境界地震による強震動と津波の予測のための統一断層モデルの設定方法, 第14 回日本地震工学シンポジウム(2014)
- 入倉孝次郎(2012): 海溝型巨大地震の強震動予測のための震源モデルの構築, 第40回地盤震動シンポジウム(2012)

海洋プレート内地震

- 気象庁:地震・火山月報(カタログ編)2013年3月 ほか
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧599-2012,東京大学出版会
- 気象庁・消防庁(2009):震度に関する検討会報告書,平成21年3月
- 村松郁栄(1969):震度分布と地震のマグニチュードとの関係,岐阜大学教育学部研究報告,自然科学,第4巻,第3号,168-176
- 勝又譲・徳永規一(1971):震度IVの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応,験震時報,第36巻,第3,4号,1-8
- 中央防災会議(2004):首都直下地震対策専門調査会(第12回)「地震ワーキンググループ報告書」,平成16年11月17日
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009):「全国地震動予測地図」
- Shizuo Noda, Kazuhiko Yashiro, Katsuya Takahashi, Masayuki Takemura, Susumu Ohno, Masanobu Tohdo, Takahide Watanabe(2002):RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES,OECD.NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis,Oct.16-18,Istanbul
- 佐藤智美(2000):観測記録に基づく地震波放射特性の周波数依存性の分析とモデル化に関する検討,日本建築学会大会学術講演梗概集,157-158
- Toshimi Satoh(2002):Empirical Frequency-Dependent Radiation Pattern of the 1998 Miyagiken-Nanbu Earthquake in Japan, Bull.Seismol.Soc.Am, Vol.92, No.3, p.1032-1039
- 佐藤智美(2003):中小地震の応力降下量の断層タイプ・震源深さ依存性及び地域性に関する研究,土木学会地震工学論文集,2003年12月
- 長谷川昭・中島淳一・内田直希・弘瀬冬樹・北佐枝子・松澤暢(2010):日本列島下のスラブの三次元構造と地震活動,地学雑誌119(2),190-204 2010
- 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
- 中央防災会議(2013):首都直下地震モデル検討会「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」,平成25年12月
- 東京大学地震研究所,(独)防災科学技術研究所,京都大学防災研究所(2012):文部科学省委託研究 首都直下地震防災・減災特別プロジェクト 総括成果報告書,平成24年3月
- 萩原尊禮(1982):古地震-歴史史料と活断層からさぐる-
- 熊原康博(2013):関東平野北部の活断層“太田断層”の認定と周辺の古地震・地盤災害との関係,2013年日本地理学会春季学術大会公開シンポジウム
- 田中広明(2014):弘仁地震の被害と復興,そして教訓,学術の動向 2014年 09月
- 地震調査研究推進本部(2015):関東地域の活断層の長期評価(第一版),平成27年4月24日
- 長谷川昭・中島淳一・内田直希・海野徳仁(2013):東京直下に沈み込む2枚のプレートと首都圏下の特異な地震活動,地学雑誌,122(3)398-417, 2013, doi:10.5026/jgeography.122.398
- 石辺岳男・西山昭仁・佐竹健治・島崎邦彦(2009):南関東で発生したM7級地震に対する既往研究とデータの収集-1921年茨城県南部の地震,1922年浦賀水道付近の地震および1987年千葉県東方沖地震-,地震研究所彙報,Vol.84(2009),pp.183-212
- 弘瀬冬樹・中島淳一・長谷川昭(2008):Double-Difference Tomography法による関東地方の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定,地震第2輯,第60巻(2008)123-138頁
- 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, March 2006, pp. 123-134

内陸地殻内地震 (1 / 2)

- 地震調査研究推進本部(2016):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
- 地震調査研究推進本部(2009):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
- 気象庁:地震年報2012年版他
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧599-2012, 東京大学出版会
- 気象庁・消防庁(2009):震度に関する検討会報告書, 平成21年3月
- 村松郁栄(1969):震度分布と地震のマグニチュードとの関係, 岐阜大学教育学部研究報告, 自然科学, 第4巻, 第3号, 168-176
- 勝又謙・徳永規一(1971):震度Ⅳの範囲と地震の規模および震度と加速度の対応, 験震時報, 第36巻, 第3, 4号, 1-8
- 松田時彦(1975):活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震第2輯, 第28巻, p.269-283
- Shizuo Noda, Kazuhiko Yashiro, Katsuya Takahashi, Masayuki Takemura, Susumu Ohno, Masanobu Tohdo, Takahide Watanabe(2002): RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD.NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis, Oct.16-18, Istanbul
- 原子力安全基盤機構(2004):地震記録データベースSANDELのデータ整備と地震発生上下限層深さの評価に関する報告書(平成15年度), JNES/SAE04-017
- 三浦誠一・小平秀一・仲西理子・鶴哲郎・高橋成実・金田義行(2000):エアガンー海底地震計データによる日本海溝・福島沖前弧域の地震波速度構造, JAMSTEC深海研究, 第16号
- Dapeng Zhao, Shigeki Horiuchi, Akira Hasegawa(1992):Seismic velocity structure of the crust beneath the Japan Islands, Tectonophysics 212
- Akio Katsumata(2010):Depth of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands estimated by travelttime analysis, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.115, B04303, doi:10.1029/2008JB005864, 2010
- Akiko Tanaka, Yuzo Ishikawa(2005):Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness:The Japanese islands case study, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 152
- 青柳恭平・上田圭一(2012):2011年東北地方太平洋沖地震による阿武隈南部の正断層型誘発地震の特徴ー臨時余震観測に基づく震源分布と速度構造ー, 電力中央研究所報告N11048, 平成24年4月
- Aitaro Kato, Toshihiro Igarashi, Kazushige Obara, Shinichi Sakai, Tetsuya Takeda, Atsushi Saiga, Takashi Iidaka, Takaya Iwasaki, Naoshi Hirata, Kazuhiko Goto, Hiroki Miyamachi, Takeshi Matsushima, Atsuki Kubo, Hiroshi Katao, Yoshiko Yamanaka, Toshiko Terakawa, Haruhisa Nakamichi, Takashi Okuda, Shinichiro Horikawa, Noriko Tsumura, Norihito Umino, Tomomi Okada, Masahiro Kosuga, Hiroaki Takahashi, Takuji Yamada(2013): Imaging the source regions of normal faulting sequences induced by the 2011 M9.0 Tohoku-Oki earthquake, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 40, 1-6, doi:10.1002/GRL.50104, 2013
- 芝良昭・野口科子(2012):広帯域地震動を規定する震源パラメータの統計的特性ー震源インバージョン解析に基づく検討ー, 電力中央研究所報告, 研究報告N11054
- 引間和人(2012):2011年4月11日福島県浜通りの地震(Mj7.0)の震源過程ー強震波形と再決定震源による2枚の断層面の推定ー, 地震, 第2輯, 第64巻(2012)243-256頁
- Miho Tanaka, Kimiyuki Asano, Tomotaka Iwata, Hisahiko Kubo(2014):Source rupture process of the 2011 Fukushima-ken Hamadori earthquake: how did the two subparallel faults rupture?, Earth, Planets and Space 2014, 66:101
- Aitaro Kato, Shin'ichi Sakai, and Kazushige Obara(2011):A normal-faulting seismic sequence triggered by the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake:Wholesale stress regime changes in the upper plate, Earth Planets Space, 63, 745-748, 2011

内陸地殻内地震 (2 / 2)

- Kazutoshi Imanishi, Ryosuke Ando, and Yasuto Kuwahara (2012) Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 39, L09306, doi:10.1029/2012GL051491, 2012
- 気象庁 (2016) : 4月11日福島県浜通りの地震－近地強震波形による震源過程解析 (暫定)－, 気象庁ホームページ, 2016/01/15更新
- Hemphill-Haley, M.A. and R. J. Weldon II (1999) : Estimating prehistoric earthquake magnitude from point measurements of surface rupture, Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 89 no. 5, pp. 1264-1279.
- I. Manighetti, M. Campillo, C. Sammis, P. M. Mai, G. King (2005): Evidence for self-similar, triangular slip distributions on earthquakes: Implications for earthquake and fault mechanics, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.110, B05302, doi:10.1029/2004JB003174, 2005
- 糸井達哉・翠川三郎・鬼頭順三・三浦弘之・内山泰生・坂本成弘 (2009) : 統計的グリーン関数法で評価した地殻内地震の応答スペクトルのバラツキ, 日本地震工学会論文集 第9巻, 第1号, 2009
- 平田直・佐藤比呂志 (2007) : 2007年能登半島地震の意味 防災のための活断層の考え方, 科学, 2007年6月号
- 佐藤智美・堤英明 (2012) : 2011年福島県浜通り付近の正断層の地震の短周期レベルと伝播経路・地盤増幅特性, 日本地震工学会論文集 第12巻, 第7号, 2012
- 岩切一宏・川添安之・長谷川嘉臣 (2014) : 地震波形を用いた気象庁の震源過程解析－解析方法と断層すべり分布のスケーリング則－, 験震時報 第78巻, 65～91頁, 2014
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵 (2001) : シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110(6), 849-875
- Kanno T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara and Y. Fukushima (2006) : A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3, 879-897
- Zhao, J. X., J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H.K. Thio, P. G. Somerville, Y. Fukushima and Y. Fukushima (2006) : Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3, 898-913
- 内山泰生, 翠川三郎 (2006) : 震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第606号, 81-88
- 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊介, 日下部毅明 (2006) : 短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集A, Vol.62, No4, 740-757
- Norman A. Abrahamson, Walter J. Silva and Ronnie Kamai (2014) : Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1025-1055
- David M. Boore, Jonathan P. Stewart, Emel Seyhan, and Gail M. Atkinson (2014) : NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1057-1085
- Kenneth W. Campbell and Yousef Bozorgnia (2014) : NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1087-1115
- Brian S.-J. Chiou and Robert R. Youngs (2014) : Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1117-1153
- I. M. Idriss (2014) : An NGA-West2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1155-1177
- 日本電気協会 (2016) : 原子力発電所耐震設計技術指針

震源を特定せず策定する地震動（1 / 3）

- 原子力規制委員会(2013): 基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド
- 加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大栄・上田圭一・壇一男(2004): 震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル—地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討—, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第4号, pp.46-86.
- 日本電気協会(2008): 原子力発電所耐震設計技術指針
- Noda, S., K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo, and T. Watanabe (2002): RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations Between Seismological DATA and Seismic Engineering, Oct. 16-18, Istanbul.
- 気象庁(2008): 平成20年6月地震・火山月報(防災編), 特集「平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震」について
- 気象庁(2008): 地震月報(カタログ編), 資料, 地震, 主な地震の初動発震機構解, 2008年6月
- 国土地理院(2008): 平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動(第2報), <http://www.gsi.go.jp/johosystem/johosystem60032.html>
- 鈴木亘・青井真・関口春子(2010): 強震記録から見た平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震の震源過程, 防災科学技術研究所主要災害調査, 第43号, pp.11-18.
- 気象庁(2000): 平成12年10月地震・火山月報(防災編), 特集2.平成12年(2000年)鳥取県西部地震
- 気象庁: 震度データベース, <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.php>
- 国土地理院(2000): 平成12年10月6日鳥取県西部地震の断層運動を解明, <http://www.gsi.go.jp/WNEW/PRESS-RELEASE/2000-1007-2.htm>
- 池田隆明・釜江克宏・三輪滋・入倉孝次郎(2002): 経験的グリーン関数法を用いた2000年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 第561号
- 産業技術総合研究所: 地質図Navi
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター(編)(2012): 20万分の1日本シームレス地質図
- 新安全設計基準に関する検討チーム(2013)
- 防災科学技術研究所(1982): 5万分の1地すべり地形分布図第1集「新庄・酒田」図集, 防災科学技術研究所研究資料, 第69号
- (社)東北建設協会(2006): 東北地方デジタル地質図GIS版
- 田力正好・池田安隆・野原壯(2009): 河成段丘の高度分布から推定された, 岩手・宮城内陸地震の震源断層, 地震第2輯, 第62巻, pp.1-11
- 鈴木康弘・渡辺満久・中田高・小岩直人・杉戸信彦・熊原康博・廣内大助・澤祥・中村優太・丸島直史・島崎邦彦(2008): 2008年岩手・宮城内陸地震に関わる活断層とその意義—関市巖美町付近の調査速報—, 活断層研究, 29号, pp.25-34
- 遠田晋次・丸山正・吉見雅行・金田平太郎・粟田泰夫・吉岡敏和・安藤亮輔(2010): 2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層—震源過程及び活断層評価への示唆—, 地震第2輯, 第62巻, pp.153-178

震源を特定せず策定する地震動 (2 / 3)

- 日本の地質増補版編集委員会(2005):日本の地質 増補版
- 岡田篤正(2002):山陰地方の活断層の諸特徴, 活断層研究, 22, (松田時彦先生古稀記念号), pp.17-32
- 伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・宍倉正展・井村隆介・小松原琢・佐々木俊法(2001):2000年鳥取県西部地震の地震断層調査, 活断層・古地震研究報告, No.1, pp.1-26
- 青柳恭平・阿部信太郎・宮腰勝義・井上大栄・津村紀子(2004):2000年鳥取県西部地震の余震分布と地形・地質との関係ー内陸地震のアスペリティ予測に向けてー, 研究報告:N04009, 電力中央研究所報告
- 本多亮・平松良浩・河野芳輝(2002):2000年鳥取県西部地震震源域の重力異常とそれから見た震源断層の特徴, 地震第2輯, 第55巻, pp.83-88
- 井上大栄・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹(2002):2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, 地震第2輯, 第54巻, pp.557-573
- 産業技術総合研究所(2004):AIST Today, Vol.4, No.12, 特集 火山 噴火と恵み
- 垣見俊弘・松田時彦・相田勇・衣笠善博(2003):日本列島と周辺海域の地震地体構造区分, 地震第2輯, 第55巻, pp.389-406
- Imanishi, K., R. Ando, and Y. Kuwahara (2012):Unusual shallow normal-faulting earthquake sequence in compressional northeast Japan activated after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, Geophysical Research Letters, Vol. 39, L09306.
- 防災科学技術研究所(2013):ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究 総括成果報告書, 平成25年5月
- Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada(2000):Continuous GPS Array and Present-day Crustal Deformation of Japan, Pure appl. geophys., 157, pp.2303-2322.
- 西村卓也(2014):山陰地方のGNSSデータに認められるひずみ集中帯, 日本地球惑星科学連合2014年大会, SSS31-06
- 西村卓也(2015):山陰地方のひずみ集中帯, 鳥取県地震防災調査研究委員会第1回被害想定部会, 資料1
- 行竹洋平・武田哲也・吉田明夫(2012):P波初動極性と実体波振幅値を用いた日本内陸域における微小地震メカニズム解決定, 神奈川県温泉地学研究所報告, 第44巻, pp.39-46
- 青柳恭平・上田圭一(2012):2011年東北地方太平洋沖地震による阿武隈南部の正断層型誘発地震の特徴ー臨時余震観測に基づく震源分布と速度構造ー, 電力中央研究所研究報告N11048, 平成24年4月
- 気象庁(2004):2004年12月14日14時56分の留萌支庁南部の地震について, 報道発表資料, 平成16年12月14日
- 気象庁(2005):平成16年12月の地震活動及び火山活動について, 報道発表資料, 平成17年1月11日
- 地震調査研究推進本部:平成17年1月12日,2004年12月の地震活動の評価,12月14日留萌支庁南部の地震,
<http://www.jishin.go.jp/main/chousa/05jan/p04.htm>
- 司宏俊・翠川三郎(1999):断層タイプおよび地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第523号, pp.63-70

震源を特定せず策定する地震動（3 / 3）

- 狐崎長琅・後藤典俊・小林芳正・井川猛・堀家正則・斉藤徳美・黒田徹・山根一修・奥住宏一(1990):地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定, 自然災害科学, Vol.9, No.3, pp.1-17
- 気象庁報道発表資料,平成23年3月19日20時40分,「平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震」について(第22報)
- 気象庁(2011):平成23年3月地震・火山月報(防災編)
- 気象庁(2013):平成25年2月25日16時23分頃の栃木県北部の地震について, 報道発表資料, 平成25年2月25日
- 気象庁:平成25年2月地震・火山月報(防災編)
- 引間和人(2015):2013年栃木県北部の地震の震源域におけるKiK-net観測点を用いたサイト・伝播特性に関する検討, 日本建築学会大会学術講演梗概集, B-2分冊, pp.51-52
- 気象庁(2011):平成23年7月5日19時18分頃の和歌山県北部の地震について, 報道発表資料, 平成23年7月5日
- 気象庁(2011):平成23年7月, 地震・火山月報(防災編)
- 和歌山県(2015):地域防災計画基本計画編(平成27年度修正)
- 気象庁(2011):平成23年3月12日03時59分頃の長野県北部の地震について, 報道発表資料, 平成23年3月12日
- 気象庁(2011):平成23年3月, 地震・火山月報(防災編)
- 廣内大助・松多信尚・杉戸信彦・竹下欣宏(2012):3月12日長野県北部の地震に伴う地変と栄村周辺地域の活断層, 信州大学山岳科学総合研究所, 長野県北部地震災害調査研究報告書, 2012年1月27日
- Boore, D. M.(2016):Determining Generic Velocity and Density Models for Crustal Amplification Calculations, with an Update of the Boore and Joyner (1997) Generic Site Amplification for $V_s(Z)=760\text{m/s}$, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.106, No.1, pp.316-320
- 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, pp.53-84.

基準地震動Ssの策定

- 原子力規制委員会(2013): 基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド
- 中央防災会議(2013): 首都直下地震モデル検討会「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」, 平成25年12月
- 加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大栄・上田圭一・壇一男(2004): 震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベルー地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討ー, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第4号, pp.46-86.
- 日本電気協会(2008): 原子力発電所耐震設計技術指針
- S. Noda, K. Yashiro, K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo, and T. Watanabe (2002): RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations Between Seismological DATA and Seismic Engineering, Oct. 16-18, Istanbul.
- 司宏俊・瀬瀬一起・三宅弘恵・翠川三郎(2011): 超巨大地震への地震動最大値距離減衰式の適用についてー2011年東北地震と海外の超巨大地震の観測データに基づく検討ー, 日本地震学会講演予稿集, 2011年, p.63
- 中央防災会議(2012): 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について(第一次報告), 平成24年3月31日
- 気象庁(2012): 気象庁技術報告, 第133号

基準地震動Ssの年超過確率の参照

- 日本原子力学会(2015):日本原子力学会標準, 原子力発電所に対する地震を起因とした確率論的リスク評価に関する実施基準:2015.
- 活断層研究会編(1991):[新編]日本の活断層, 東京大学出版会.
- 地震調査研究推進本部(2012):「今後の地震動ハザード評価に関する検討～2011年・2012年における検討結果～」.
- 垣見俊弘・松田時彦・相田勇・衣笠善博(2003):日本列島と周辺海域の地震地体構造区分, 地震第2輯, 第55巻.
- Shizuo Noda, Kazuhiko Yashiro, Katsuya Takahashi, Masayuki Takemura, Susumu Ohno, Masanobu Tohdo, Takahide Watanabe(2002): RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES,OECD.NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis,Oct.16-18,Istanbul.
- 佐藤良輔 編著(1989):日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会.
- 宇佐美龍夫・石井寿・今村隆正・武村雅之・松浦律子(2013):日本被害地震総覧 599-2012, 東京大学出版会.
- 地震調査研究推進本部(2009a):「全国地震動予測地図」, 技術報告書.
- 地震調査研究推進本部(2011):三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について.
- 松田時彦(1975):活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震 第2輯, 第28巻, pp.269-284.
- 奥村俊彦・石川裕(1998):活断層の活動度から推定される平均変位速度に関する検討, 土木学会第53回年次学術講演会講演概要集, 第1部(B), pp.554-555.
- 武村雅之(1998):日本列島における地殻内地震のスケーリング則:地震断層の影響および地震被害との関連, 地震第2輯, 第51巻, pp.211-228.
- 地震調査研究推進本部(2009b):三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価の一部改訂について