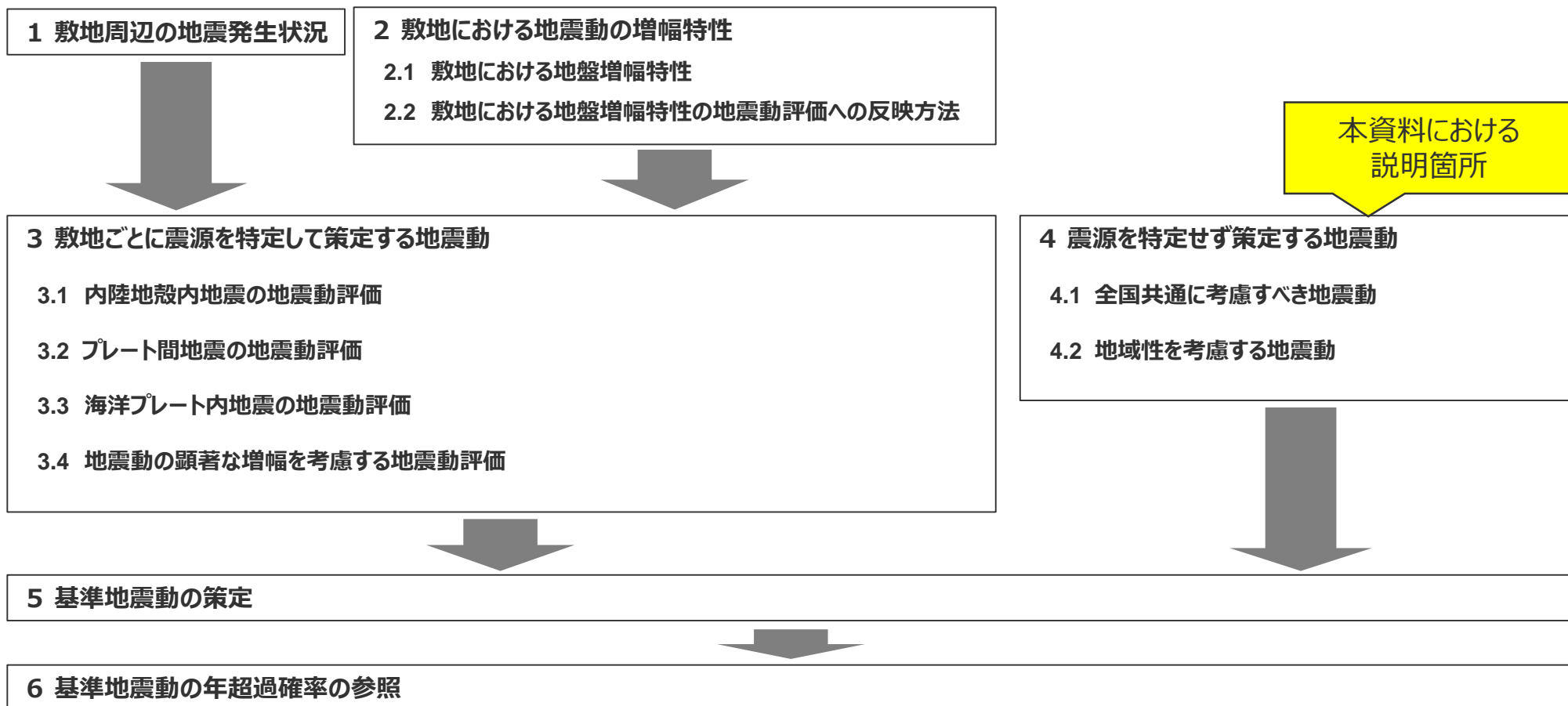




浜岡原子力発電所 震源を特定せず策定する地震動について

2022年10月11日

基準地震動Ssの策定の全体像及び本資料における説明箇所



目次

1 概要	……p.3~
2 全国共通に考慮すべき地震動	
2.1 標準応答スペクトルに基づく地震動	……p.8~
2.1.1 地下構造モデル及び地震基盤相当面の設定	……p.12~
2.1.2 解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価	……p.15~
2.2 2004年北海道留萌支庁南部の地震における基盤地震動に基づく地震動	……p.26~
2.2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震における観測記録	……p.28~
2.2.2 佐藤・他(2013)による基盤地震動の推定に関する知見	……p.34~
2.2.3 敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動の評価	……p.42~
3 地域性を考慮する地震動	……p.66~
3.1 2008年岩手・宮城内陸地震	……p.68~
3.2 2000年鳥取県西部地震	……p.86~
4 震源を特定せず策定する地震動の策定	……p.101~
補足説明資料	……p.104~
・統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定	
参考資料	……p.127~
・補正申請（2021年12月）における標準応答スペクトルに基づく地震動	

目次

1 概要	……p.3~
2 全国共通に考慮すべき地震動	
2.1 標準応答スペクトルに基づく地震動	……p.8~
2.1.1 地下構造モデル及び地震基盤相当面の設定	……p.12~
2.1.2 解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価	……p.15~
2.2 2004年北海道留萌支庁南部の地震における基盤地震動に基づく地震動	……p.26~
2.2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震における観測記録	……p.28~
2.2.2 佐藤・他(2013)による基盤地震動の推定に関する知見	……p.34~
2.2.3 敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動の評価	……p.42~
3 地域性を考慮する地震動	……p.66~
3.1 2008年岩手・宮城内陸地震	……p.68~
3.2 2000年鳥取県西部地震	……p.86~
4 震源を特定せず策定する地震動の策定	……p.101~
補足説明資料	……p.104~
参考資料	……p.127~

震源を特定せず策定する地震動の検討概要

- 敷地における「震源を特定せず策定する地震動」は、「**实用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈**」の別記2の記載及び「**基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド**」を踏まえて、震源と活断層を関連付けることが困難な過去の内陸地殻内の地震について得られた震源近傍における観測記録を基に、各種の不確かさを考慮して敷地の地盤物性に応じた応答スペクトルを設定して策定する。
- 「震源を特定せず策定する地震動」の策定に当たっては、「**全国共通に考慮すべき地震動**」及び「**地域性を考慮する地震動**」を検討する。



<全国共通に考慮すべき地震動>

標準応答スペクトルに基づく地震動

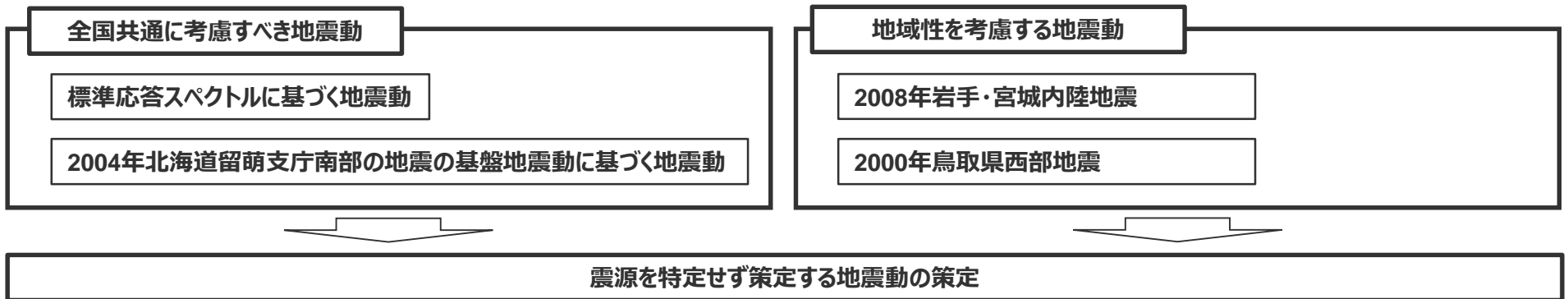
- 地震基盤相当面において設定された「標準応答スペクトル」に基づき、解放基盤表面との地盤物性の相違による影響を考慮した地震動を、「標準応答スペクトルに基づく地震動」として考慮する。

2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動

- 「2004年北海道留萌支庁南部の地震のK-NET HKD020（港町）観測点の観測記録」に基づき、解放基盤表面との地盤物性の相違による影響を考慮した地震動を、「2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動」として考慮する。

<地域性を考慮する地震動>

- 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周辺と浜岡原子力発電所の敷地周辺について特徴を整理し比較した結果、地域差が認められることから、2008年岩手・宮城内陸地震及び2000年鳥取県西部地震の観測記録は収集対象外とする。



No.	コメント	回答概要	ページ
1	<p>震源を特定せず策定する地震動の標準応答スペクトルに基づく地震動に関する補正申請において、断層モデルを用いた手法による地震動評価で用いる地下構造モデルとは異なる地下構造モデルが用いられているが、先行サイトの審査でもコメントしているとおりその理由の説明が必要であり、地下構造モデルの審査以降に相応な調査や検討、分析の追加が新たに行われてなければ地下構造モデルを新たに設定する妥当性が言えないこと、もし新たなデータや知見が得られたことにより新しく設定した地下構造モデルを用いるということであれば、これまで審査してきた断層モデルを用いた手法の地下構造モデルや地震動評価結果についても再度審査する必要が生じ、審査の長期化に繋がる部分もあることも踏まえて、標準応答スペクトルに基づく地震動の評価方針を説明すること。</p>	<p>標準応答スペクトルに基づく地震動の評価方針については、標準応答スペクトルに基づく地震動の評価に用いる地下構造モデルについて、補正申請から変更し、断層モデルを用いた手法による地震動評価の統計的グリーン関数法で用いた地下構造モデル（SGFモデル）と同じものを用いることとする。</p> <p>また、先行サイトの審査を踏まえ、標準応答スペクトルに基づく地震動の評価に用いる模擬地震波についても、補正申請から変更し、振幅包絡線の経時変化をM7.0で設定して作成することとする。</p>	p.6,8~

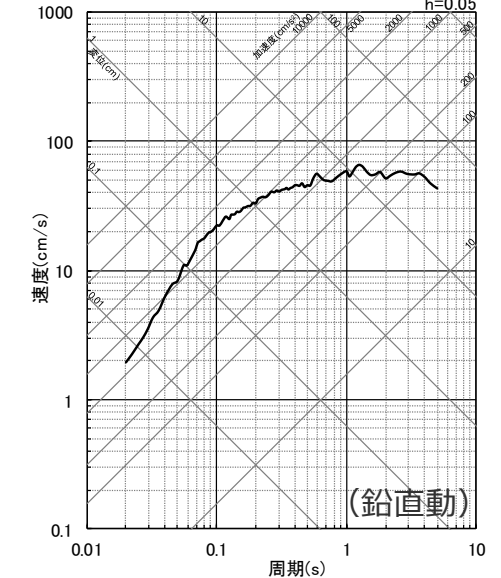
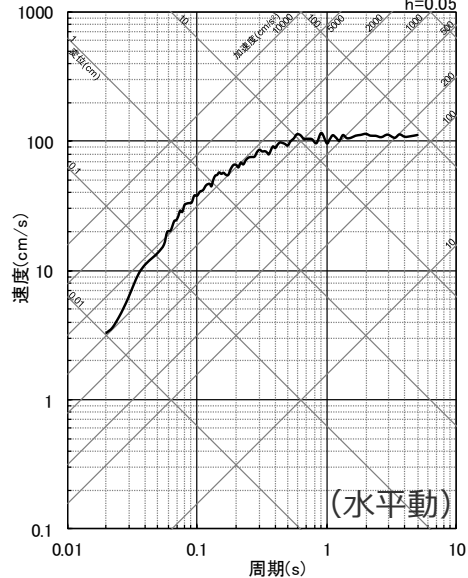
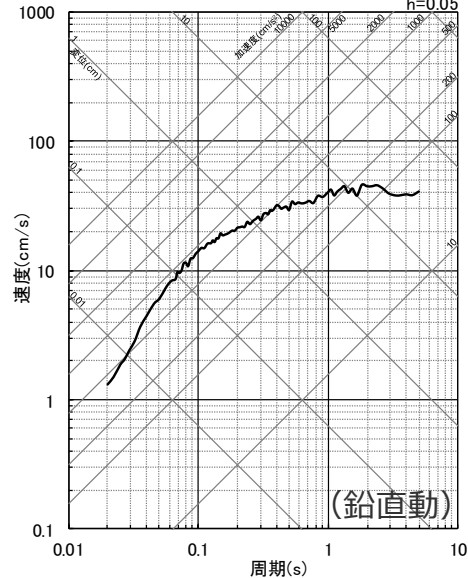
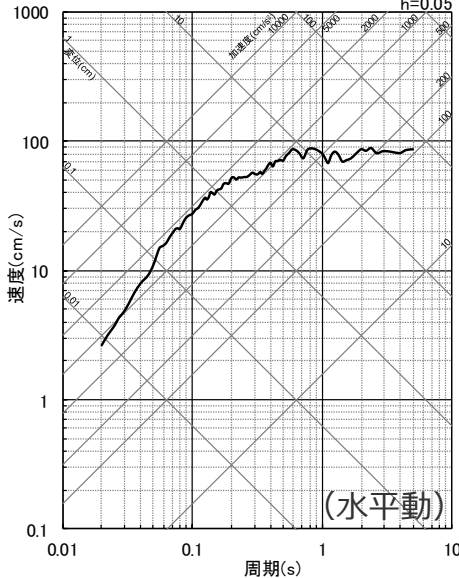
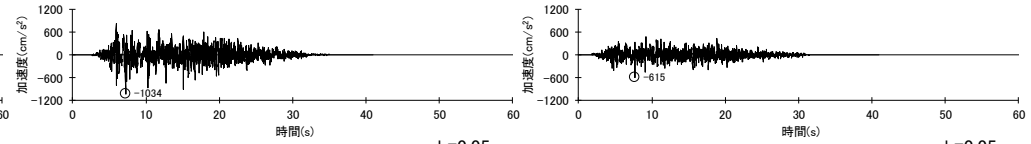
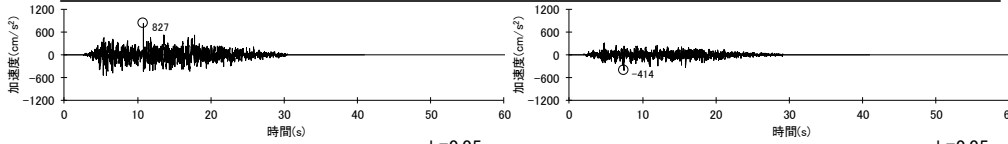
< 1 概要 >

標準応答スペクトルに係る補正申請（2021年12月）からの変更について

- 標準応答スペクトルに基づく地震動の評価に用いる地下構造モデルについて、補正申請（2021年12月）では、**敷地の地震観測記録に基づき最適化して設定した地下構造モデル（最適化モデル）**を用いたが、第1041回審査会合コメント及び先行サイトの審査を踏まえ、**断層モデルを用いた手法による地震動評価で用いた地下構造モデル（SGFモデル）と同じもの**（最適化モデルよりも保守的なモデル）を用いることに変更。
- また、標準応答スペクトルに基づく地震動の評価に用いる模擬地震波について、補正申請（2021年12月）では、**振幅包絡線の経時変化をM6.9で設定して作成していたが**、先行サイトの審査を踏まえ、**振幅包絡線の経時変化をM7.0で設定して作成**することに変更。

	地下構造モデル	模擬地震動の経時特性の設定に用いるM
補正申請（2021年12月）	最適化モデル	M6.9

	地下構造モデル	模擬地震動の経時特性の設定に用いるM
今回	SGFモデル	M7.0



< 標準応答スペクトルに基づく地震動（補正申請（2021年12月））
（上図：加速度時刻歴波形、下図：応答スペクトル） >

< 標準応答スペクトルに基づく地震動（今回）
（上図：加速度時刻歴波形、下図：応答スペクトル） >

震源を特定せず策定する地震動に係る当初申請からの変更点

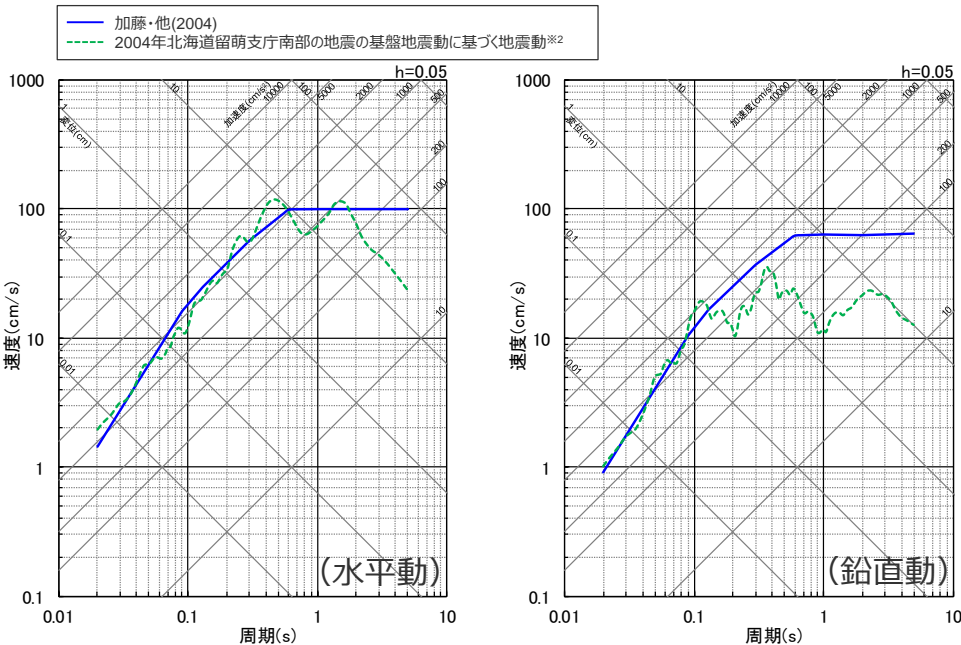
【当初申請】

- 国内外における震源近傍の地震観測記録に基づく震源を事前に特定できない地震の知見である加藤・他(2004)による**応答スペクトル**を考慮。
- **2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動** (K-NET HKD020 (港町) 観測点) を考慮 (浜岡原子力発電所の解放基盤表面との地盤物性の相違による影響の考慮なし)。

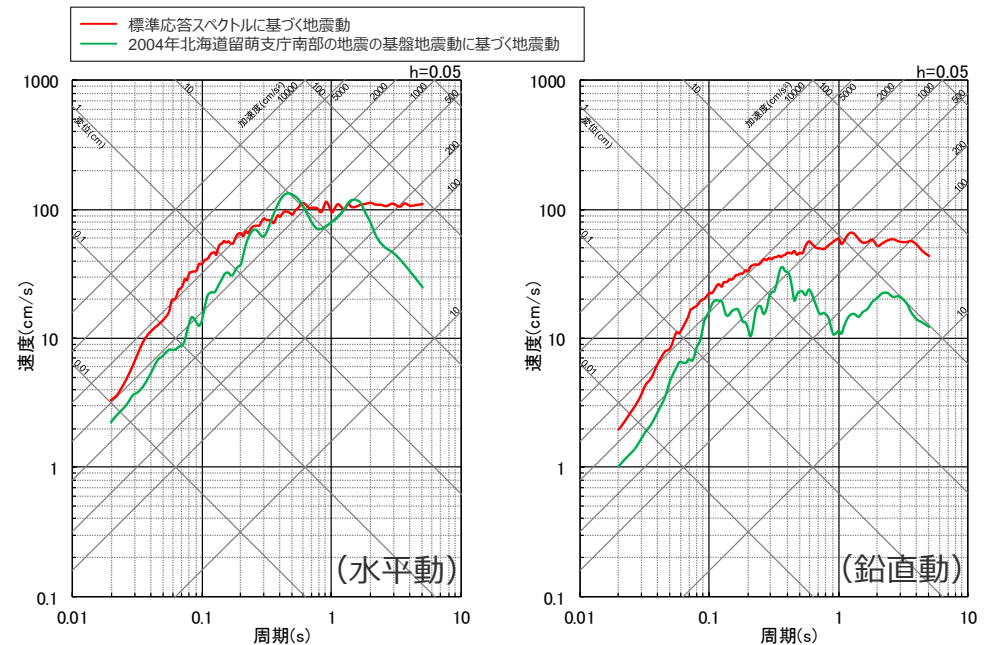
【今回】

- 震源近傍の多数の地震動記録に基づいて策定された**標準応答スペクトル**に基づき、浜岡原子力発電所の解放基盤表面との地盤物性の相違を考慮した地震動を考慮 (加藤・他(2004)の応答スペクトルについては、「標準応答スペクトル」がこれを上回る地震動レベルとして策定されていることから、考慮しない)。
- **2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動** (K-NET HKD020 (港町) 観測点) を考慮 (**浜岡原子力発電所の解放基盤表面との地盤物性の相違による影響を考慮**)。

規則の解釈等の一部改正※1



< 震源を特定せず策定する地震動 (当初申請) (応答スペクトル) >



< 震源を特定せず策定する地震動 (今回) (応答スペクトル) >

※1 令和3年4月21日 原規技発第2104216号 原子力規制委員会決定 実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈等の一部改正について。

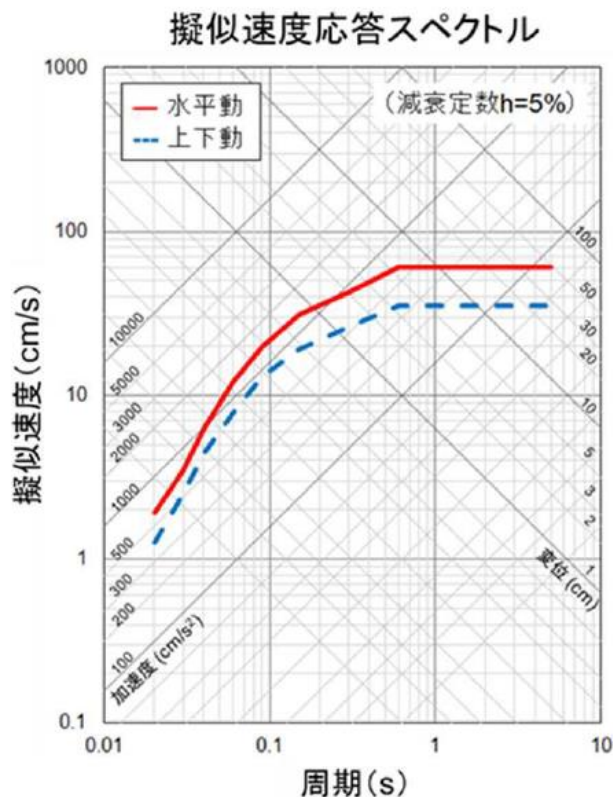
※2 当初申請では、「2004年北海道留萌支庁南部地震を考慮した地震動」と記載。

目次

1 概要	……p.3~
2 全国共通に考慮すべき地震動	
2.1 標準応答スペクトルに基づく地震動	……p.8~
2.1.1 地下構造モデル及び地震基盤相当面の設定	……p.12~
2.1.2 解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価	……p.15~
2.2 2004年北海道留萌支庁南部の地震における基盤地震動に基づく地震動	……p.26~
2.2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震における観測記録	……p.28~
2.2.2 佐藤・他(2013)による基盤地震動の推定に関する知見	……p.34~
2.2.3 敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動の評価	……p.42~
3 地域性を考慮する地震動	……p.66~
3.1 2008年岩手・宮城内陸地震	……p.68~
3.2 2000年鳥取県西部地震	……p.86~
4 震源を特定せず策定する地震動の策定	……p.101~
補足説明資料	……p.104~
参考資料	……p.127~

概要

- 「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈」の別記 2 では、「全国共通に考慮すべき地震動」の策定に当たり、震源近傍の多数の地震動記録に基づいて策定された地震基盤相当面（せん断波速度 $V_s=2200\text{m/s}$ 以上の地層をいう。）における標準的な応答スペクトル（以下、「標準応答スペクトル」という。）を用いることが求められている。
- 以降では、標準応答スペクトルに基づき、敷地の解放基盤表面における地震動を評価する。



コントロールポイント

周期 (s)	水平動	上下動
	擬似速度 (cm/s)	擬似速度 (cm/s)
0.02	1.910	1.273
0.03	3.500	2.500
0.04	6.300	4.400
0.06	12.000	7.800
0.09	20.000	13.000
0.15	31.000	19.000
0.30	43.000	26.000
0.60	60.000	35.000
5.00	60.000	35.000

<標準応答スペクトル>

(実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈 別記 2 による)

標準応答スペクトルに基づく地震動の評価の概要

(評価方針)

- 標準応答スペクトルに基づく地震動は、敷地の解放基盤表面との地盤物性の相違を考慮して評価する。
- 敷地の解放基盤表面との地盤物性の相違は、一次元地下構造モデルを用いて考慮する。

①地下構造モデルの設定

- 断層モデルを用いた手法による地震動評価における統計的グリーン関数法のために設定した一次元地下構造モデル（SGFモデル）を用いる。

②地震基盤相当面の設定

- 地震基盤相当面（ $V_s=2200\text{m/s}$ 以上の地層）は、敷地において $V_s=2200\text{m/s}$ 以上となる地層の上面であるT.P.-3550m（ $V_s=2470\text{m/s}$ ）に設定する。

③地震基盤相当面における模擬地震波の作成

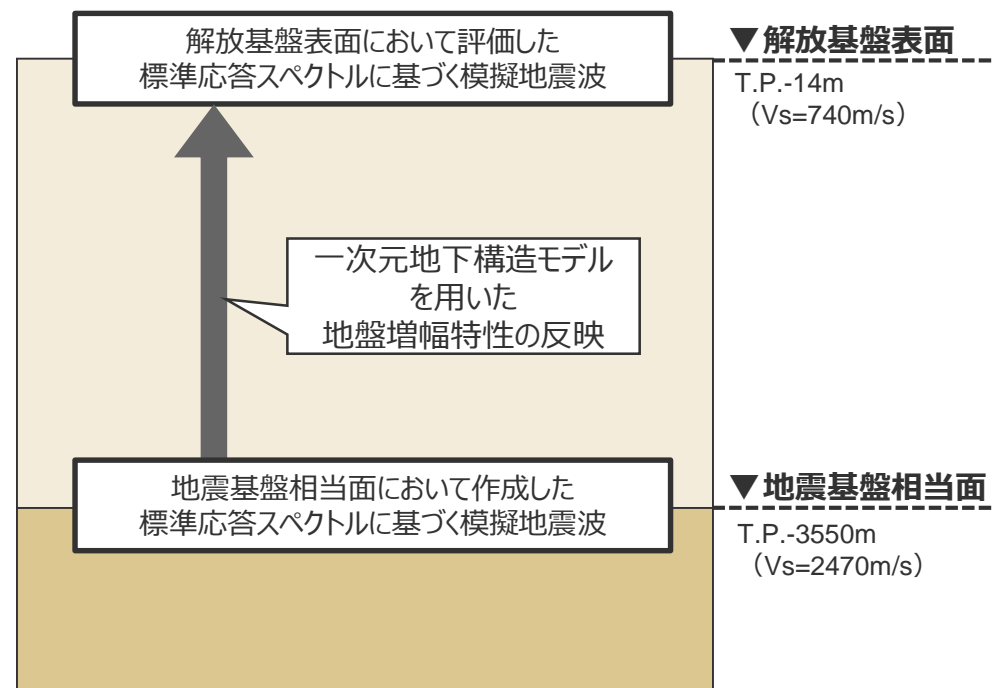
- 地震基盤相当面における模擬地震波は、一様乱数の位相を用いた方法により作成する。振幅包絡線の経時変化はNoda et al.(2002)の方法により、M7.0、 $X_{eq}=10\text{km}$ で設定する。

④解放基盤表面における地震動の評価

- 一次元地下構造モデルを用いて地盤増幅特性を反映し、解放基盤表面における地震動を評価する。

- 模擬地震波の作成の複数の方法による検討として、実観測記録の位相を用いた方法による模擬地震波も作成し、一様乱数の位相を用いた方法による地震動との比較を行う。

<標準応答スペクトルに基づく地震動の評価の流れ>



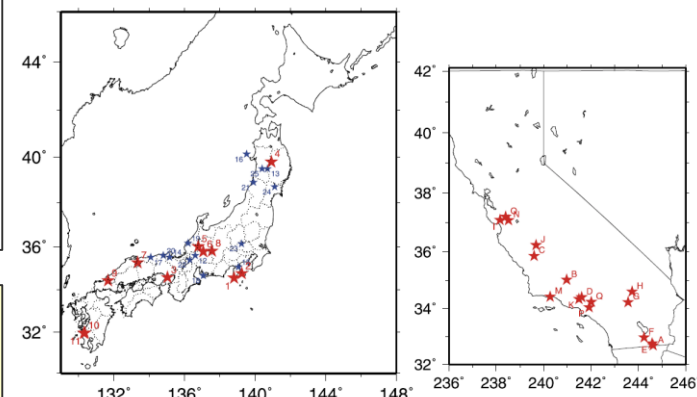
<標準応答スペクトルに基づく地震動の評価のイメージ>

標準応答スペクトルに基づく地震動の評価の概要

(加藤・他(2004)による応答スペクトル)

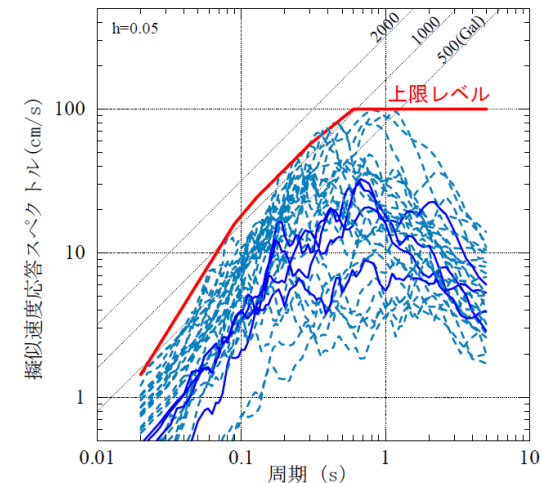
- 加藤・他(2004)では、カリフォルニア及び日本で発生した内陸地殻内地震を対象に、震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベルを検討している。
- 詳細な地質学的調査によっても震源を事前に特定できない2地震、比較的規模が小さいながらも震源を特定できた可能性がある7地震の計9地震の震源近傍の硬質地盤における観測記録(計15記録、30水平成分)を用い、震源を事前に特定できない地震による水平方向の地震動の上限レベルを設定している。

- 標準応答スペクトルの策定にあたり、全周期帯において加藤・他(2004)の応答スペクトルを上回ることが確認されている※ことを踏まえ、震源を特定せず策定する地震動として標準応答スペクトルを考慮することとし、加藤・他(2004)の応答スペクトルは考慮しない。



(a) 日本 (b) カリフォルニア
★は強震観測開始以後、★は開始以前に発生した地震を表す

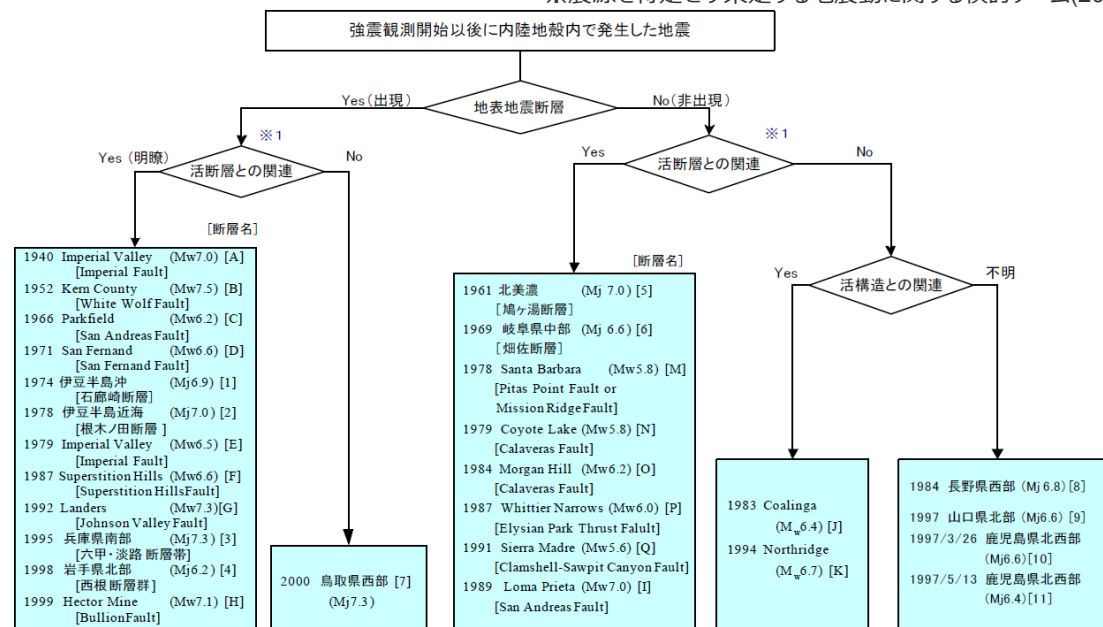
<検討対象地震の震央位置>
(加藤・他(2004)による)



(実線は1997年鹿児島県北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)

<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動応答スペクトルとその上限レベル> (加藤・他(2004)による)

※震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム(2019)による。



※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

<強震観測開始以後に発生した地震の分類> (加藤・他(2004)による)

目次

1 概要	……p.3~
2 全国共通に考慮すべき地震動	
2.1 標準応答スペクトルに基づく地震動	……p.8~
2.1.1 地下構造モデル及び地震基盤相当面の設定	……p.12~
2.1.2 解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価	……p.15~
2.2 2004年北海道留萌支庁南部の地震における基盤地震動に基づく地震動	……p.26~
2.2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震における観測記録	……p.28~
2.2.2 佐藤・他(2013)による基盤地震動の推定に関する知見	……p.34~
2.2.3 敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動の評価	……p.42~
3 地域性を考慮する地震動	……p.66~
3.1 2008年岩手・宮城内陸地震	……p.68~
3.2 2000年鳥取県西部地震	……p.86~
4 震源を特定せず策定する地震動の策定	……p.101~
補足説明資料	……p.104~
参考資料	……p.127~

地下構造モデル及び地震基盤相当面

- 敷地の解放基盤表面との地盤物性の相違は、断層モデルを用いた手法による地震動評価における統計的グリーン関数法のために設定した一次元地下構造モデル（SGFモデル）を用いて考慮する。
- 地震基盤相当面は、「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈」の別記 2 において、「地震基盤からの地盤増幅率が小さく地震動としては地震基盤面と同等とみなすことができる地盤の解放面で、せん断波速度 $V_s=2200\text{m/s}$ 以上の地層」とされていることを踏まえ、T.P.-3550m ($V_s=2470\text{m/s}$) に設定する。

<一次元地下構造モデル>

層	標高 (m)	V_s (m/s)	V_p (m/s)	ρ (g/cm ³)	Q_s, Q_p
1	-14	740	2000	2.07	$100f^{0.7}$
2	-32	790	2030	2.08	$100f^{0.7}$
3	-62	830	2070	2.09	$100f^{0.7}$
4	-92	910	2140	2.11	$100f^{0.7}$
5	-192	960	2180	2.12	$100f^{0.7}$
6	-354	1100	2110	2.10	$100f^{0.7}$
7	-493	1230	2320	2.15	$100f^{0.7}$
8	-739	1420	2790	2.25	$100f^{0.7}$
9	-1094	1590	3060	2.31	$100f^{0.7}$
10	-2050	2150	3990	2.46	$100f^{0.7}$
11	-3550	2470	4470	2.53	$100f^{0.7}$

解放基盤表面 ∇ (層 1 の位置)

地震基盤相当面 ∇ (層 10 の位置)

敷地の地盤増幅特性を踏まえ一次元地下構造モデルを用いる妥当性について

- 敷地の解放基盤表面との地盤物性の相違は、断層モデルを用いた手法による地震動評価における統計的グリーン関数法のために設定した一次元地下構造モデル（SGFモデル）を用いて考慮する。
- 2009年駿河湾の地震で確認されたS波低速度層による地震動の顕著な増幅の影響を踏まえた上で、震源を特定せず策定する地震動における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価で一次元地下構造モデルを用いる妥当性について、敷地における地震動の増幅特性に関する検討に基づき、以下のとおり整理した。

【敷地における地盤増幅特性（これまでの審査で説明済み）】

地震観測記録及び地下構造調査結果に基づき、2009年駿河湾の地震における5号炉周辺の増幅要因や敷地における地震動の増幅特性を分析。

<5号炉周辺の増幅要因の分析>

- 5号炉周辺の増幅要因は、5号炉から2009年駿河湾の地震の地震波到来方向である北東方向にかけて**局所的に分布する深さ数百mの浅部地盤のS波低速度層**であり、その増幅メカニズムは、S波低速度層による波面の屈曲により地震波が干渉して増幅するフォーカシング現象と分析。

<敷地における地震動の増幅特性>

- 敷地における地震動の増幅特性は、**S波低速度層による影響の有無によって地震動の増幅特性が異なる**ことにより、以下のとおり、特定の地震波到来方向（N30E～N70E）付近のみ地震動の顕著な増幅が見られる観測点と、地震動の顕著な増幅が見られない観測点とに分かれる。
 - ・ 5号炉周辺の観測点において、地震動の顕著な増幅は、①特定の到来方向（N30E～N70E）の地震波のみに、②短周期の特定の周期帯（フーリエスペクトルの周期0.2～0.5秒）では見られるが、その他の地震波到来方向では見られない（特定の地震波到来方向においても地震波の入射角が鉛直に近づく敷地近傍の地震ほど顕著な増幅は見られない傾向がある）。
 - ・ 1～4号炉周辺の観測点において、地震動の顕著な増幅は、いずれの地震波到来方向でも見られない。

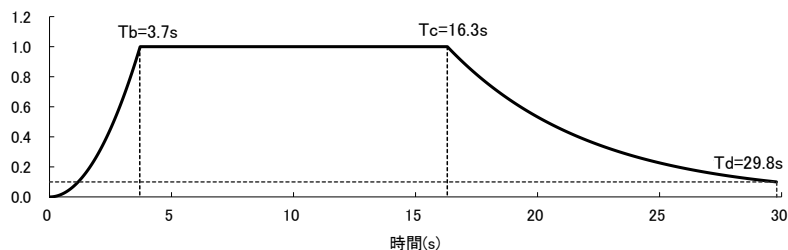
- 「震源を特定せず策定する地震動」は、敷地周辺の状況等を十分考慮した詳細な調査を実施しても、なお敷地近傍において発生する可能性のある内陸地殻内の地震の全てを事前に評価しうるとは言い切れないとの観点から考慮すべき地震動として策定する。
- 浜岡原子力発電所においては、上記の敷地における地盤増幅特性の検討結果を踏まえ、特定の地震波到来方向（N30E～N70E）の地震における5号炉周辺の観測点を除き地震動の顕著な増幅は認められないことを確認しており、これに加え敷地近傍の地震ほど顕著な増幅は見られない傾向があることを確認していることを踏まえ、**「震源を特定せず策定する地震動」の評価における地震動の増幅特性は、一次元地下構造モデルにより反映することが可能であると考へ、これを用いる。**
- 特定の地震波到来方向（N30E～N70E）の地震における5号炉周辺の観測点でのみ見られる地震動の顕著な増幅については、「震源を特定せず策定する地震動」のように到来方向が不明な地震に対してその増幅特性を反映することが難しいが、「敷地ごとに震源を特定して策定する地震動」の評価において適切に反映している。内陸地殻内地震の検討用地震とした御前崎海脚西部の断層帯による地震は、この領域を含む地震であり、「震源を特定せず策定する地震動」の地震規模を上回るM7.4の震源を敷地近傍で考慮し、特定の地震波到来方向（N30E～N70E）の敷地近傍に配置したアスペリティに地震動の顕著な増幅を考慮した地震動評価を行っている。

目次

1 概要	……p.3~
2 全国共通に考慮すべき地震動	
2.1 標準応答スペクトルに基づく地震動	……p.8~
2.1.1 地下構造モデル及び地震基盤相当面の設定	……p.12~
2.1.2 解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価	……p.15~
2.2 2004年北海道留萌支庁南部の地震における基盤地震動に基づく地震動	……p.26~
2.2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震における観測記録	……p.28~
2.2.2 佐藤・他(2013)による基盤地震動の推定に関する知見	……p.34~
2.2.3 敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動の評価	……p.42~
3 地域性を考慮する地震動	……p.66~
3.1 2008年岩手・宮城内陸地震	……p.68~
3.2 2000年鳥取県西部地震	……p.86~
4 震源を特定せず策定する地震動の策定	……p.101~
補足説明資料	……p.104~
参考資料	……p.127~

地震基盤相当面における模擬地震波の作成

- 地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波を作成する。
- 模擬地震波は、一様乱数の位相を用いた方法で作成するものとし、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、下図に示す形状とする。
- 振幅包絡線の経時変化の設定に必要なパラメータのうち地震規模Mについて、審査ガイドにおいて「全国共通に考慮すべき地震動」の規模はMw6.5程度未済と記載されており、Mw6.5をKanamori(1977)及び武村(1990)に基づきMに換算するとM6.949になるが、審査ガイドでは「Mw6.5程度未済」と幅を持って示されていることから換算式から求められるMについて幅を持たせ、模擬地震波の特に強震部の継続時間が長めとなるよう保守的にM7.0とする。また、等価震源距離 X_{eq} は、敷地近傍で発生する地震を想定し、継続時間が長めとなるよう10kmとする。



$$E(T) = \begin{cases} (T/T_b)^2 & (0 < T \leq T_b) \\ 1.0 & (T_b < T \leq T_c) \\ e^{\frac{\ln 0.1}{T_d - T_c}(T - T_c)} & (T_c < T \leq T_d) \end{cases}$$

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

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

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

$$M = 7.0$$

$$X_{eq} = 10.0$$

	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
水平動	600	29.8	3.7	16.3	29.8
鉛直動	400	29.8	3.7	16.3	29.8

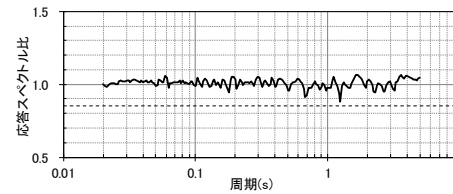
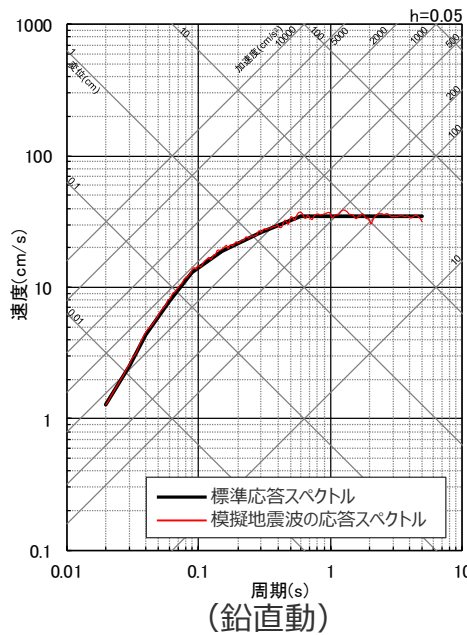
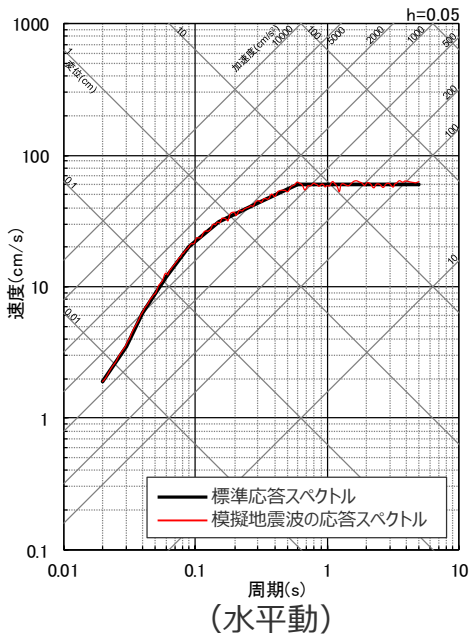
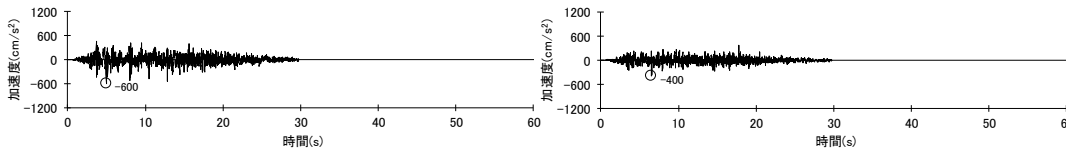
<振幅包絡線の経時変化 (Noda et al.(2002)の方法に基づく) >

地震基盤相当面における模擬地震波の作成

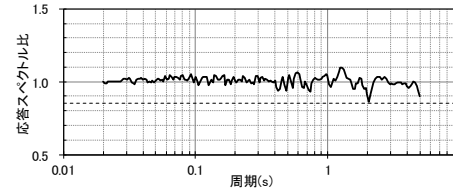
(作成した模擬地震波と日本電気協会(2015)による適合度の確認)

○作成した模擬地震波が、日本電気協会(2015)に示される以下の適合度の条件を満足していることを確認した。

- ・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



(水平動)



(鉛直動)

<SI比>

模擬地震波	SI比 (周期0.1秒～2.5秒)
水平動	1.00
鉛直動	1.00

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

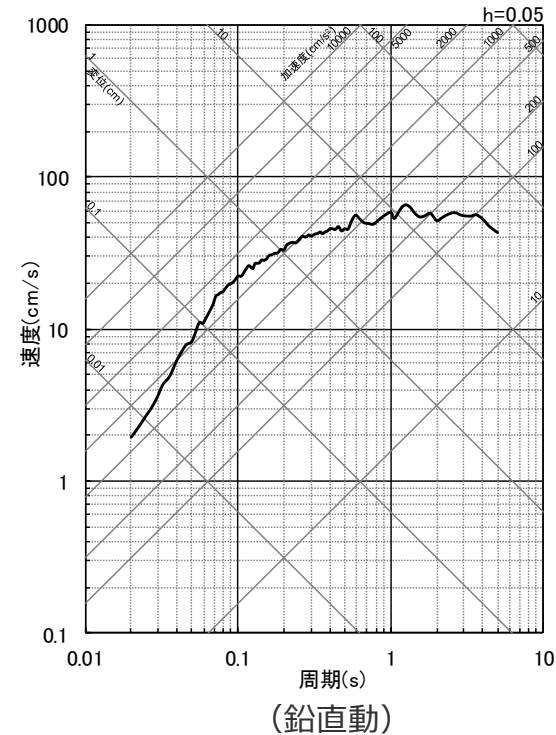
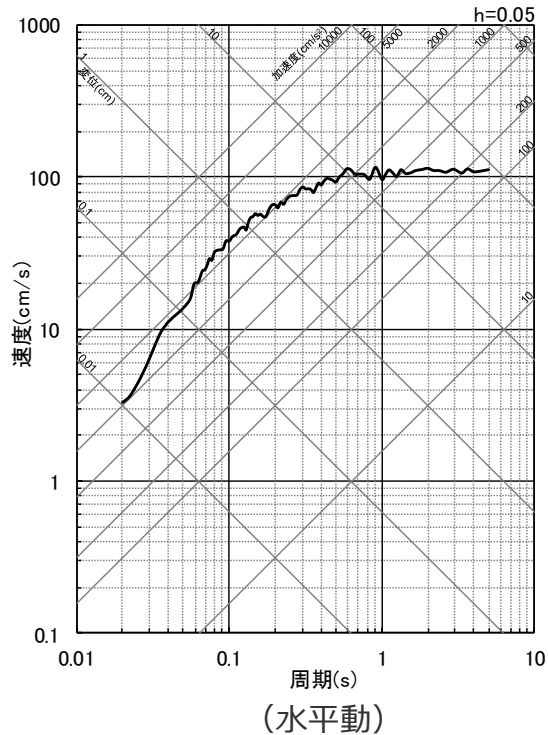
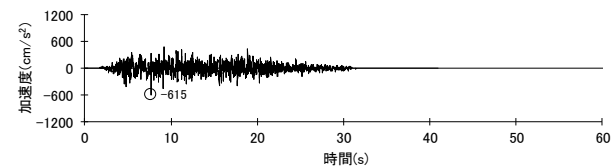
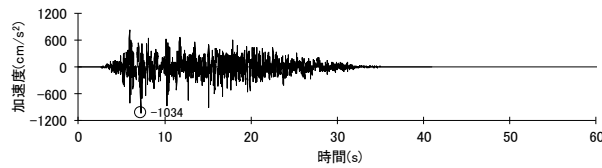
SI : 応答スペクトル強さ
 $S_v(T)$: 模擬地震波の応答スペクトル(cm/s)
 $\bar{S}_v(T)$: 目標とする応答スペクトル(cm/s)
 T : 固有周期(s)

<応答スペクトル比>

<地震基盤相当面において作成した模擬地震波
 (上段：加速度時刻歴波形、下段：応答スペクトル) >

解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価結果

○作成した模擬地震波について、一次元地下構造モデル（SGFモデル）を用いて敷地の解放基盤表面との地盤物性の相違を考慮し、解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動を評価した。



<解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価結果（上段：加速度時刻歴波形、下段：応答スペクトル）>

模擬地震波の作成の複数の方法による検討

(検討方針)

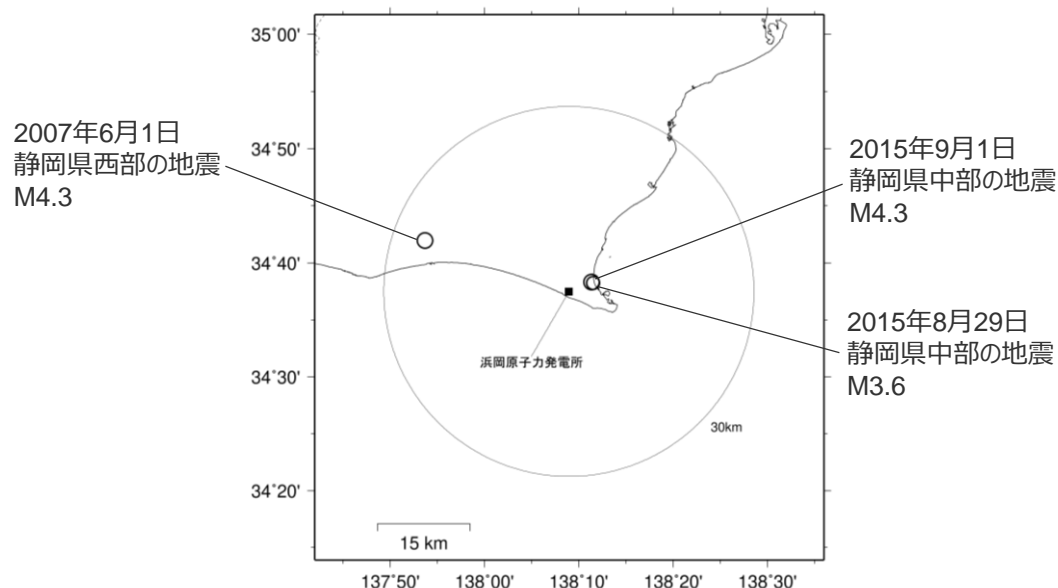
- 審査ガイドにおいて、設定された応答スペクトルに基づいて模擬地震動を作成する場合には複数の方法により検討を行うことが求められていることを踏まえ、以降では、実観測記録の位相を用いた方法により模擬地震波を作成して解放基盤表面における模擬地震波を評価し、前述の一樣乱数の位相を用いた方法により作成し評価した模擬地震波との比較を行い、位相の違いが地震基盤相当面から解放基盤表面までの伝播の特性に与える影響を検討する。
- 実観測記録の位相を用いた方法による模擬地震波の作成に用いる観測記録としては、敷地で記録が得られている震央距離30km以内のM3.5以上の内陸地殻内地震と考えられる地震（震源深さ20km以浅の地震）のうち、2015年9月1日静岡県中部の地震（M4.3、震央距離4.4km）が、敷地から最も近い位置で発生しかつ最も大きい地震規模であることから、この地震の観測記録を用いる（標準応答スペクトルが地震基盤相当面で策定されていることを踏まえ、敷地の最深部のG.L.-1500mの観測記録を用いる）。

<敷地で記録が得られた地震（下記条件で抽出）>

発震日時	M	震央距離 (km)	震源深さ (km)
2007/6/1/11:42	4.3	24.7	13.3
2015/8/29/22:05	3.6	4.5	10.7
2015/9/1/0:29	4.3	4.4	10.4

<抽出条件>

- ・観測期間：1969年9月～2021年12月
- ・震央距離：30km以内
- ・地震規模：M3.5以上
- ・震源深さ：20km以浅

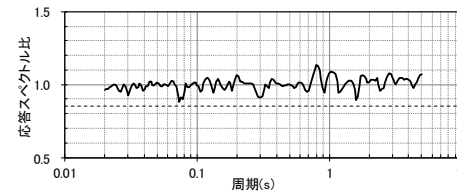
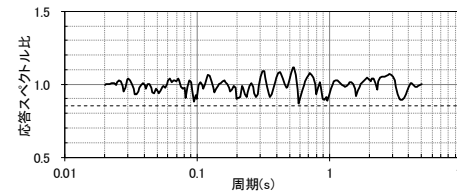
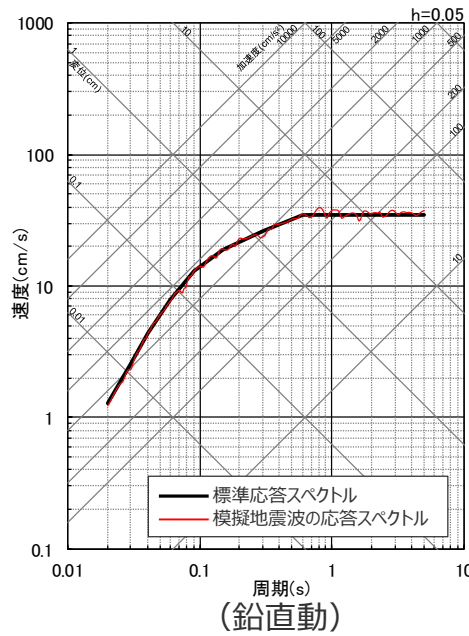
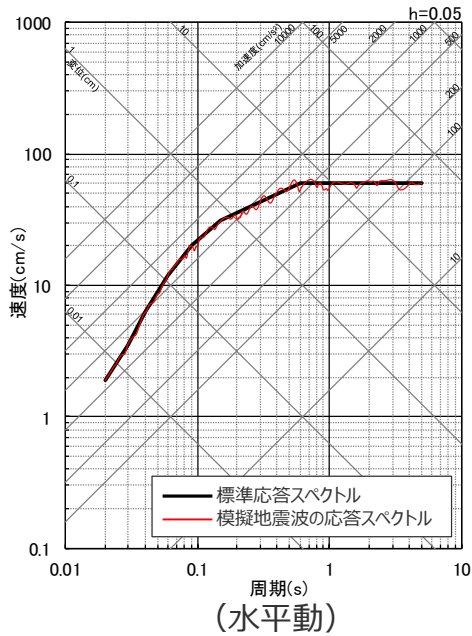
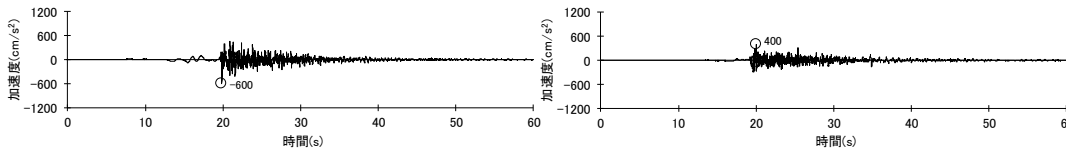


<震央分布図>

模擬地震波の作成の複数の方法による検討

(地震基盤相当面における模擬地震波の作成)

- 実観測記録の位相を用いた方法により地震基盤相当面において作成した模擬地震波は下図のとおり。
- 作成した模擬地震波が、日本電気協会(2015)に示される以下の適合度の条件を満足していることを確認した。
 - ・ 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



<SI比>

模擬地震波	SI比 (周期0.1秒~2.5秒)
水平動	1.00
鉛直動	1.01

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

SI : 応答スペクトル強さ
 $S_v(T)$: 模擬地震波の応答スペクトル(cm/s)
 $\bar{S}_v(T)$: 目標とする応答スペクトル(cm/s)
 T : 固有周期(s)

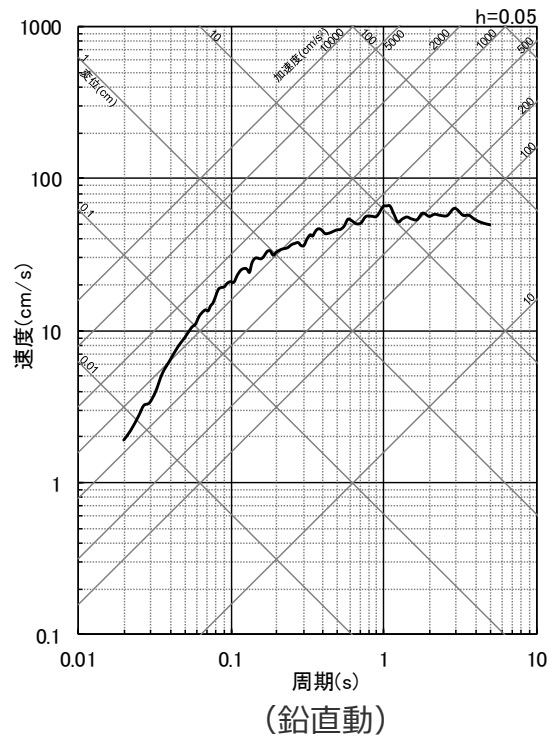
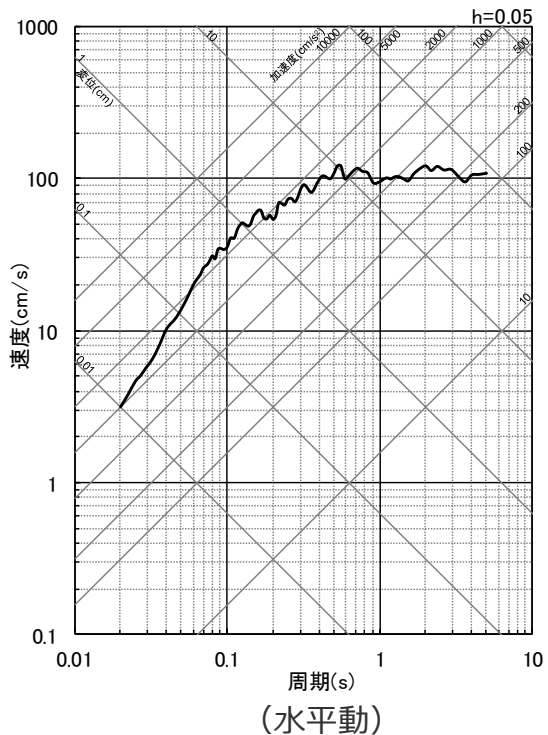
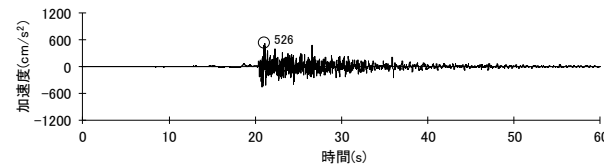
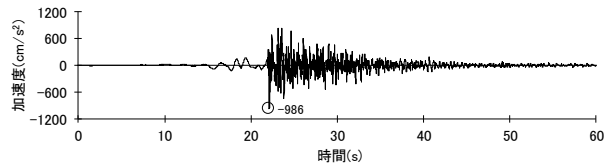
<応答スペクトル比>

<地震基盤相当面において作成した模擬地震波
 (上段：加速度時刻歴波形、下段：応答スペクトル) >

模擬地震波の作成の複数の方法による検討

(解放基盤表面において評価した模擬地震波)

○実観測記録の位相を用いた方法により作成した模擬地震波について、一次元地下構造モデル（SGFモデル）を用いて敷地の解放基盤表面との地盤物性の相違を考慮し、解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動を評価した。

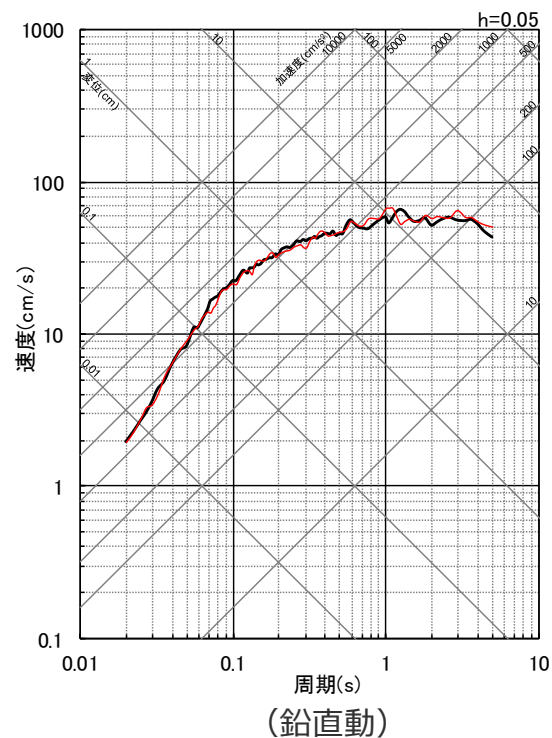
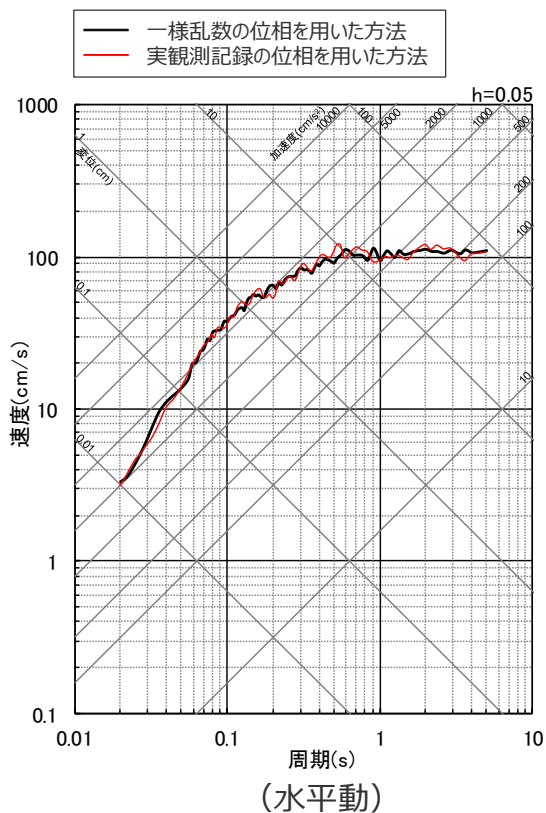


<解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価結果（上段：加速度時刻歴波形、下段：応答スペクトル）>

模擬地震波の作成の複数の方法による検討

(模擬地震波の作成の複数の方法の比較 (応答スペクトル))

○一様乱数の位相を用いた方法と実観測記録の位相を用いた方法とで、応答スペクトルに差異は認められない。



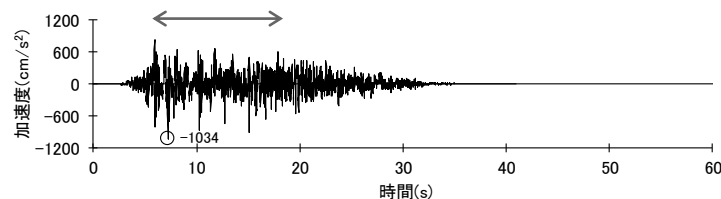
<解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価結果の比較 (応答スペクトル) >

模擬地震波の作成の複数の方法による検討

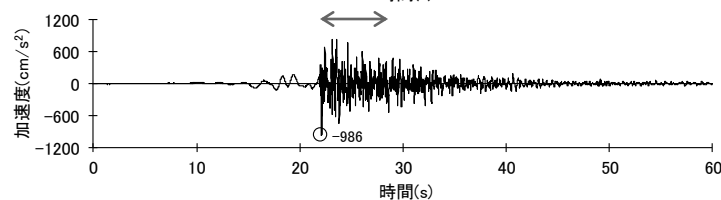
(模擬地震波の作成の複数の方法の比較 (加速度時刻歴波形))

○解放基盤表面における加速度時刻歴波形の強震部の継続時間は、一様乱数の位相を用いた方法の方が長い。また、振幅包絡形状については、両方法とも地震基盤相当面と解放基盤表面とで傾向は大きく変わらない。

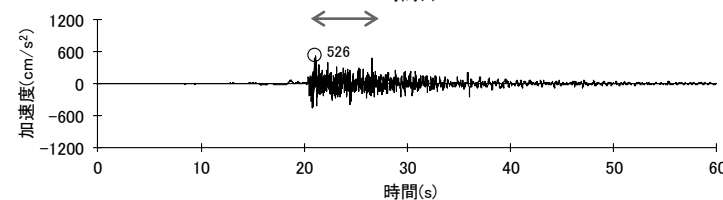
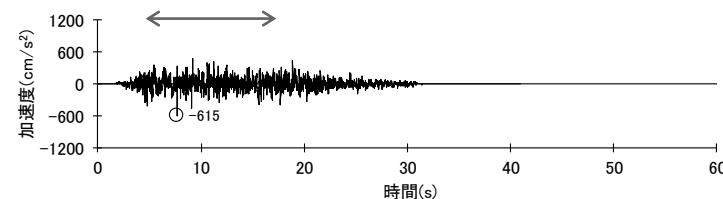
一様乱数の位相を用いた方法



実観測記録の位相を用いた方法



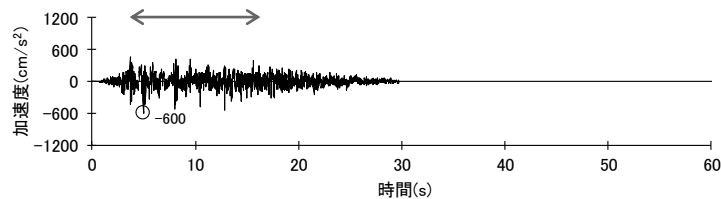
(水平方向)



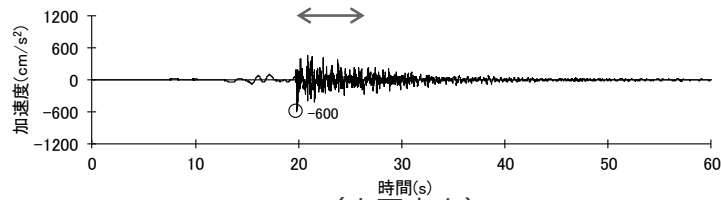
(鉛直方向)

<解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価結果の比較 (加速度時刻歴波形) >

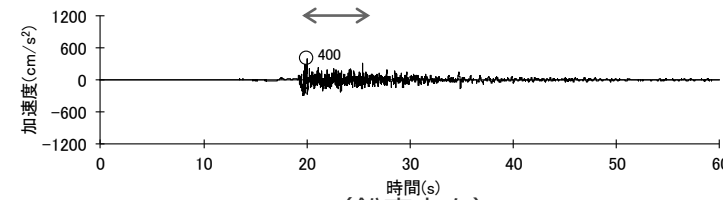
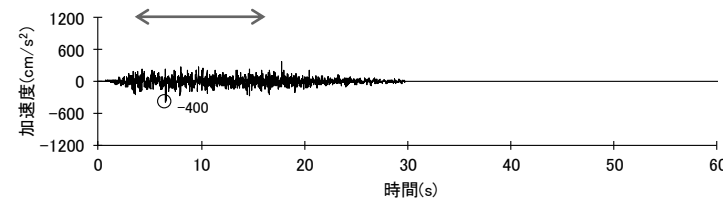
一様乱数の位相を用いた方法



実観測記録の位相を用いた方法



(水平方向)



(鉛直方向)

<地震基盤相当面において作成した模擬地震波の比較 (加速度時刻歴波形) >

↔ : 強震部の区間

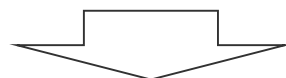
模擬地震波の作成の複数の方法による検討

(模擬地震波の作成の複数の方法の比較 (まとめ))

○一様乱数の位相を用いた方法と実観測記録の位相を用いた方法とを比較した結果は下表のとおり。

<比較結果のまとめ>

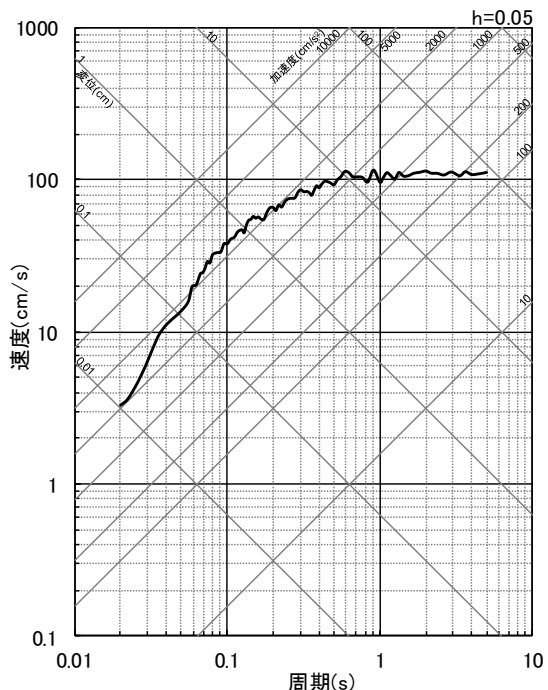
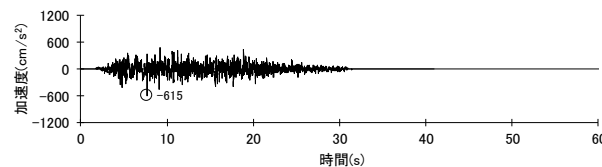
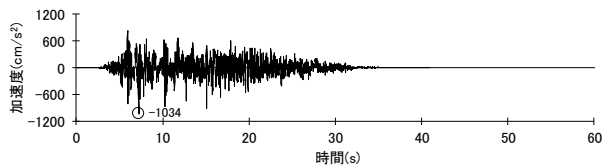
比較項目	比較結果
応答スペクトル	一様乱数の位相を用いた方法と実観測記録の位相を用いた方法とで、応答スペクトルに差異は認められない。
時刻歴波形	解放基盤表面における加速度時刻歴波形の強震部の継続時間は、一様乱数の位相を用いた方法の方が長い。また、振幅包絡形状については、両方法とも地震基盤相当面と解放基盤表面とで傾向は大きく変わらない。



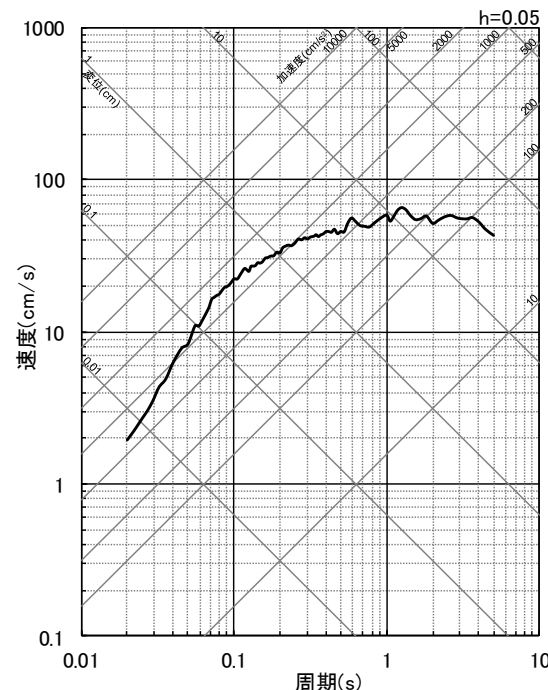
○以上を踏まえ、標準応答スペクトルに基づく地震動として、一様乱数の位相を用いた方法による地震動を採用する。

まとめ

○地震基盤相当面において設定された「標準応答スペクトル」に基づき、解放基盤表面との地盤物性の相違を考慮した地震動を、「標準応答スペクトルに基づく地震動」とする。



(水平動)



(鉛直動)

<解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価結果（上段：加速度時刻歴波形、下段：応答スペクトル）>

目次

1 概要	……p.3~
2 全国共通に考慮すべき地震動	
2.1 標準応答スペクトルに基づく地震動	……p.8~
2.1.1 地下構造モデル及び地震基盤相当面の設定	……p.12~
2.1.2 解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価	……p.15~
2.2 2004年北海道留萌支庁南部の地震における基盤地震動に基づく地震動	……p.26~
2.2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震における観測記録	……p.28~
2.2.2 佐藤・他(2013)による基盤地震動の推定に関する知見	……p.34~
2.2.3 敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動の評価	……p.42~
3 地域性を考慮する地震動	……p.66~
3.1 2008年岩手・宮城内陸地震	……p.68~
3.2 2000年鳥取県西部地震	……p.86~
4 震源を特定せず策定する地震動の策定	……p.101~
補足説明資料	……p.104~
参考資料	……p.127~

概要

- 「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈」の別記2では、「全国共通に考慮すべき地震動」の策定に当たり、2004年北海道留萌支庁南部の地震において、防災科学技術研究所が運用する全国強震観測網の港町観測点における観測記録から推定した基盤地震動を用いることが求められている。
- 以降では、2004年北海道留萌支庁南部の地震における防災科学技術研究所が運用する全国強震観測網の港町観測点における観測記録から推定した基盤地震動について検討したうえで、敷地の解放基盤表面における地震動を評価する。

目次

1 概要	……p.3~
2 全国共通に考慮すべき地震動	
2.1 標準応答スペクトルに基づく地震動	……p.8~
2.1.1 地下構造モデル及び地震基盤相当面の設定	……p.12~
2.1.2 解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価	……p.15~
2.2 2004年北海道留萌支庁南部の地震における基盤地震動に基づく地震動	……p.26~
2.2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震における観測記録	……p.28~
2.2.2 佐藤・他(2013)による基盤地震動の推定に関する知見	……p.34~
2.2.3 敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動の評価	……p.42~
3 地域性を考慮する地震動	……p.66~
3.1 2008年岩手・宮城内陸地震	……p.68~
3.2 2000年鳥取県西部地震	……p.86~
4 震源を特定せず策定する地震動の策定	……p.101~
補足説明資料	……p.104~
参考資料	……p.127~

地震の概要

○地震発生日時（気象庁震度データベース他による）

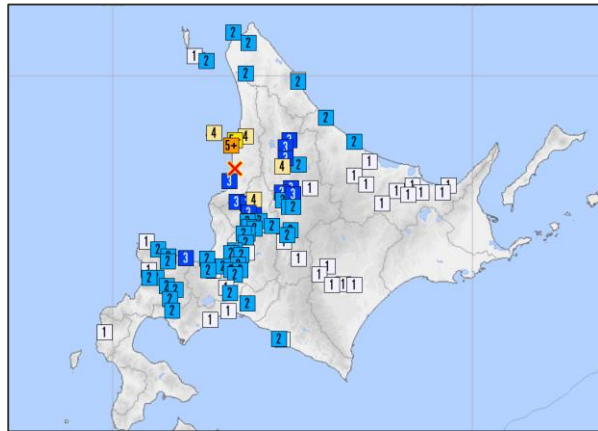
- ・発生日時：2004年12月14日 14時56分
- ・地震規模：M6.1（Mw5.7）
- ・震源深さ：9km
- ・震源位置：北緯44°04.6′、東経141°41.9′

○各地の震度（気象庁震度データベースによる）

- ・震度5強：苫前町旭（旧）
- ・震度5弱：羽幌町南3条
- ・震度4：秩父別町役場（旧）、剣淵町仲町（旧）、羽幌町焼尻、初山別村有明

○地震発生メカニズム（気象庁(2005)による）

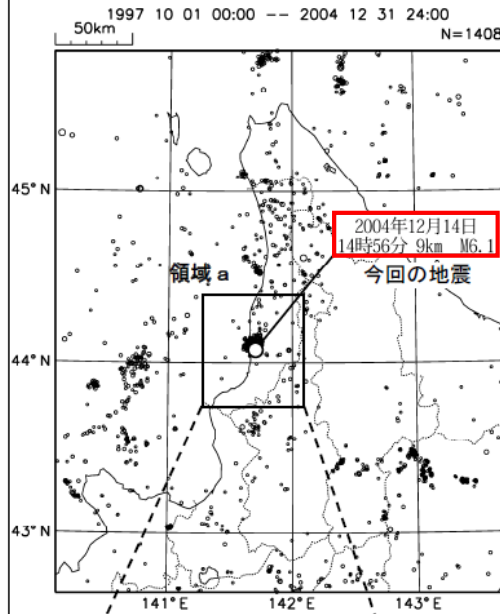
- ・発震機構解より、東南東-西北西方向に圧縮軸を持つ逆断層型の地震。
- ・本震位置より60km南方で1995年に発生したM5.9の地震の発震機構解は東西圧縮の逆断層型であり、この地域の東西圧縮の応力場と調和的である。
- ・北海道内陸西部では、やや規模の大きな地震は、歪み集中帯で発生するようである。



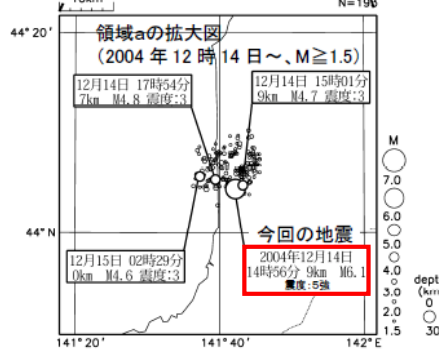
<震度分布図>
(気象庁震度データベースによる)



震央分布図（1997年10月～、M≥1.5）

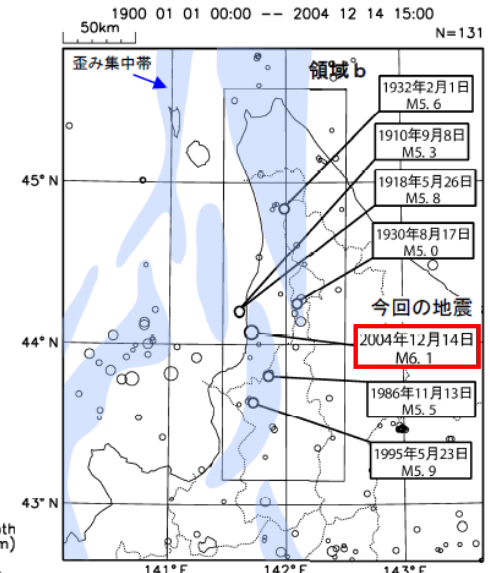


領域aの拡大図 (2004年12月14日～、M≥1.5)



<震央分布図>
(地震調査委員会(2005)に赤い四角を加筆)

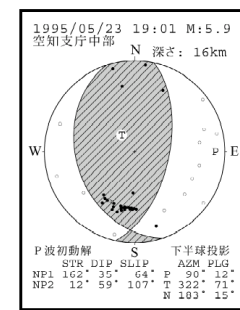
震央分布図（1900年～、M≥3.5）



※ 震央分布図に表記した歪み集中帯のデータは、「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」(東京大学出版会2002)を使用した。

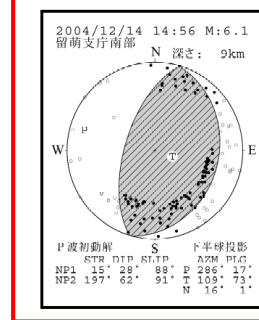
<震央分布図>
(地震調査委員会(2005)に赤い四角を加筆)

1995年5月23日の地震



<発震機構 (P波初動解)>
(地震調査委員会(2005)に赤い四角を加筆)

今回の地震

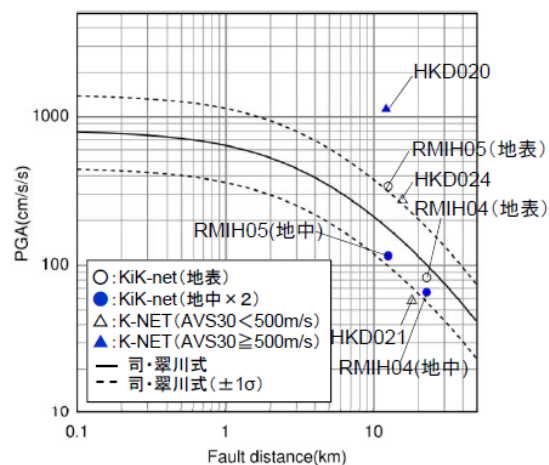


震源近傍の観測記録

- 震源距離が30km以内の観測記録としては下表の5記録となる。
- 震源近傍に位置するHKD020（港町）観測点において、最大加速度1127.2cm/s²が観測されており、司・翠川(1999)の距離減衰式の+1σを上回る。

<断層最短距離が30km以内の観測記録>

観測点			震源距離 (km)	AVS30 (m/s)	最大加速度 (Gal)		
					水平(NS)	水平(EW)	鉛直(UD)
K-NET (地表)	HKD020	港町	12.1	562.7	535.7	1127.2	368.4
	HKD024	達布	15.6	337.2	184.9	274.0	73.5
	HKD021	留萌	18.1	302.0	57.5	44.6	20.0
KiK-net (地表・地中)	RMIH05	小平西	12.5	218.1	340.4 (57.8)	236.1 (36.8)	66.2 (27.4)
	RMIH04	小平東	22.8	543.3	83.0 (23.8)	81.8 (32.7)	36.5 (25.9)

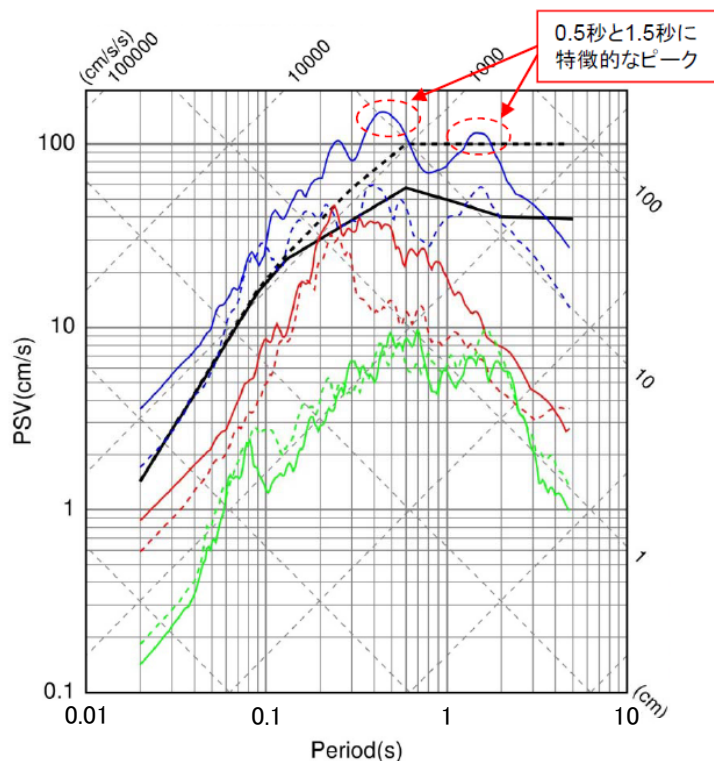


<司・翠川(1999)の距離減衰式との関係>

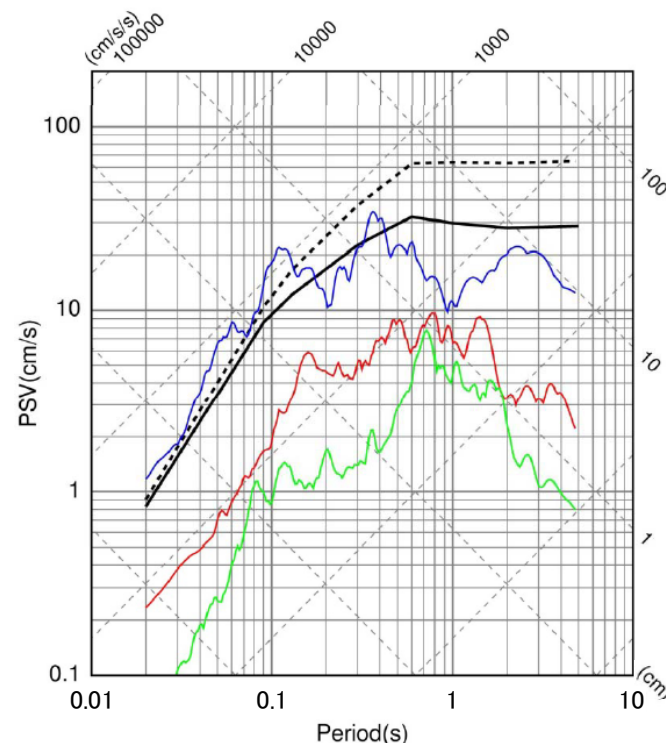
K-NET観測記録

○K-NET観測点の観測記録のうち、HKD020（港町）の観測記録の応答スペクトルは、強震記録を用いて震源を事前に特定できない地震の地震動レベルを設定した加藤・他(2004)の応答スペクトルを大きく上回る。また、HKD024（達布）及びHKD021（留萌）の観測記録の応答スペクトルは、HKD020（港町）におけるEW成分の応答スペクトルに包絡される。

- | | | |
|----------------------------|---------------------------|----------------------------|
| --- 加藤・他(2004)(Vs=0.7km/s) | — HKD024(X=15.6km)_EW | --- 加藤・他(2004)(Vp=2.0km/s) |
| — 加藤・他(2004)(Vs=2.2km/s) | - - - HKD024(X=15.6km)_NS | — 加藤・他(2004)(Vp=4.2km/s) |
| — HKD020(X=12.1km)_EW | — HKD021(X=18.1km)_EW | — HKD020(X=12.1km)_UD |
| - - - HKD020(X=12.1km)_NS | - - - HKD021(X=18.1km)_NS | - - - HKD024(X=15.6km)_UD |
| | | — HKD021(X=18.1km)_UD |



(水平方向)



(鉛直方向)

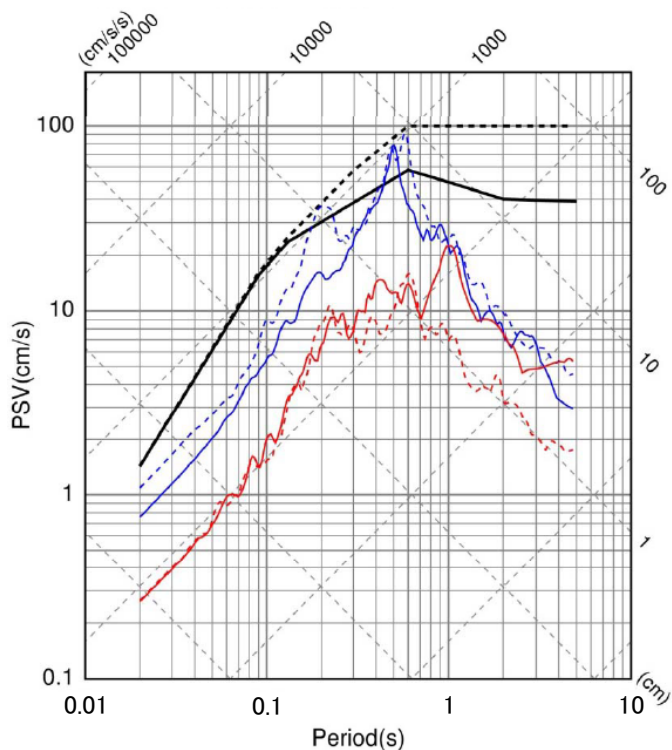
<K-NET各観測記録の応答スペクトルと加藤・他(2004)の応答スペクトルの比較>

KiK-net観測記録 (地表)

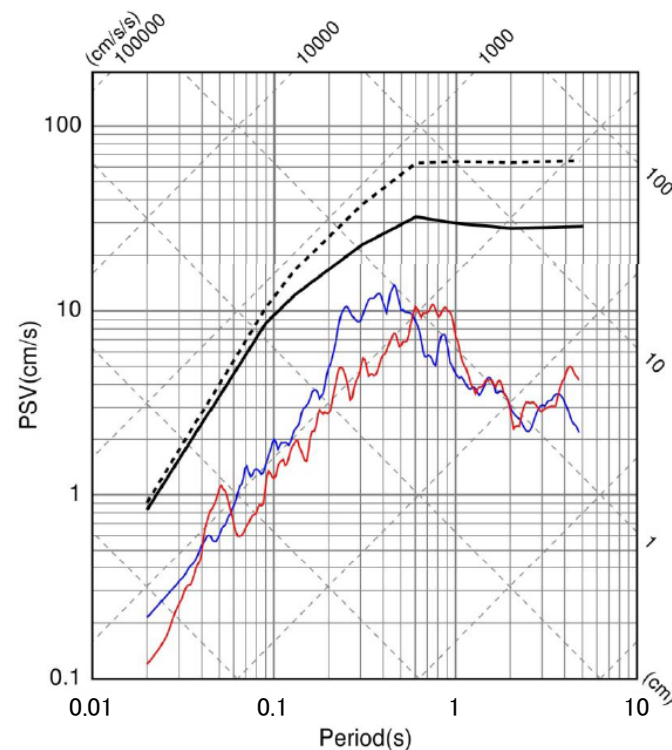
○KiK-net観測点であるRMIH05 (小平西) 及びRMIH04 (小平東) の地表観測記録の応答スペクトルは、加藤・他(2004)の応答スペクトルに包絡される。

- 加藤・他(2004)(Vs=0.7km/s)
- 加藤・他(2004)(Vs=2.2km/s)
- RMIH05(X=12.5km)_EW
- RMIH05(X=12.5km)_NS
- RMIH04(X=22.8km)_EW
- RMIH04(X=22.8km)_NS

- 加藤・他(2004)(Vp=2.0km/s)
- 加藤・他(2004)(Vp=4.2km/s)
- RMIH05(X=12.5km)_UD
- RMIH04(X=22.8km)_UD



(水平方向)

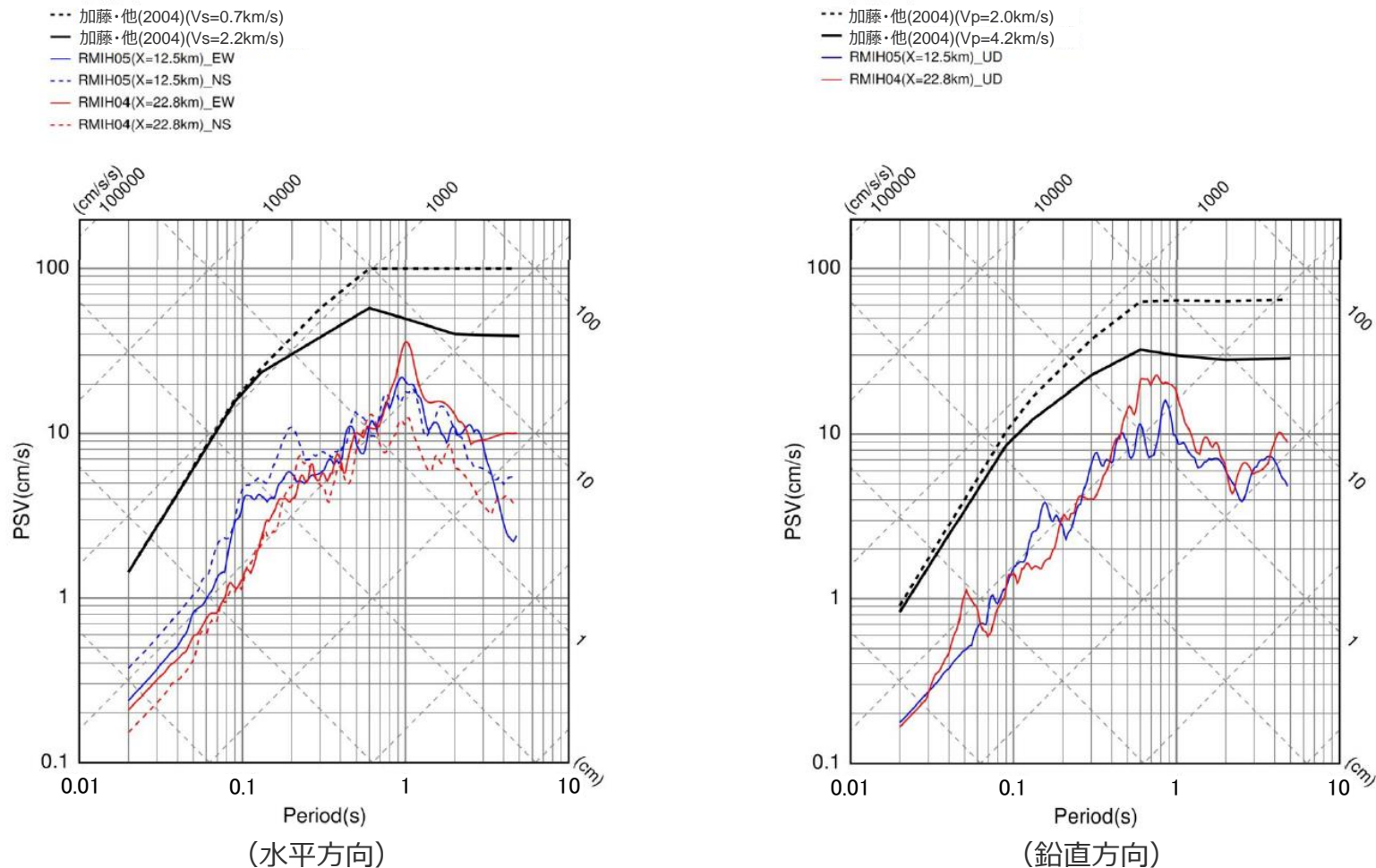


(鉛直方向)

<KiK-net各観測記録 (地表) の応答スペクトルと加藤・他(2004)の応答スペクトルの比較>

KiK-net観測記録 (地中)

○KiK-net観測点であるRMIH05 (小平西) 及びRMIH04 (小平東) の地中観測記録を2倍にした応答スペクトルは、加藤・他(2004)の応答スペクトルに包絡される。



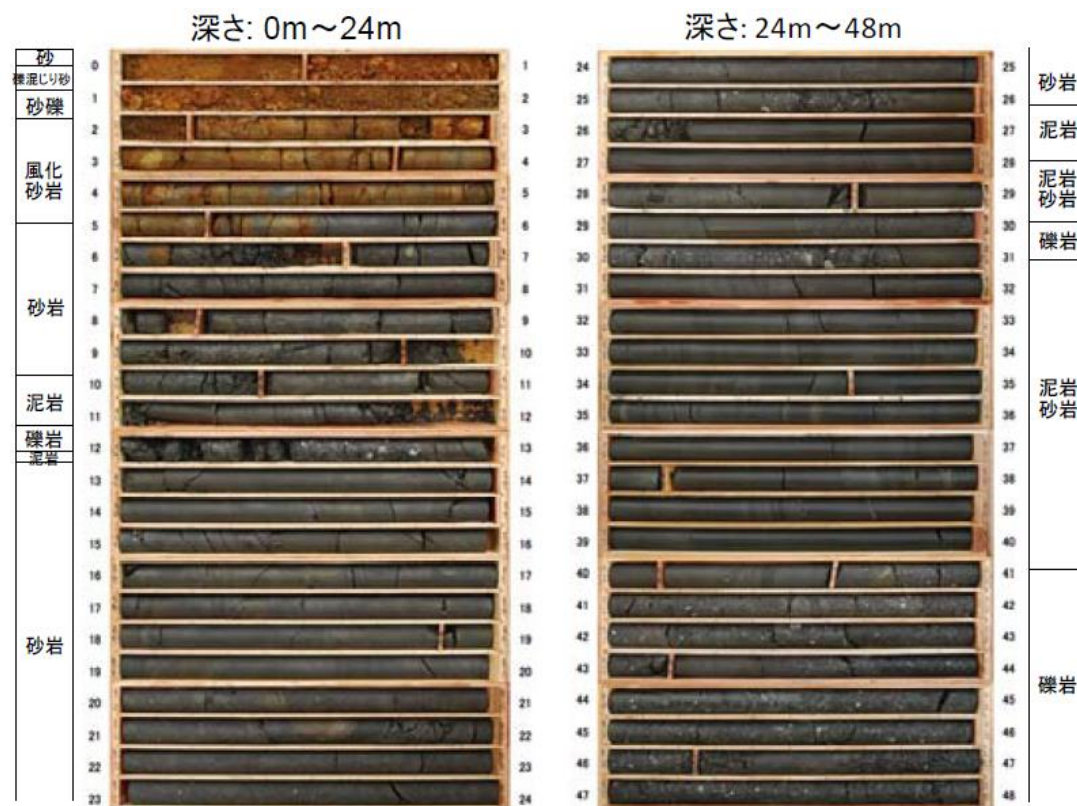
<KiK-net各観測記録 (地中×2) の応答スペクトルと加藤・他(2004)の応答スペクトルの比較>

目次

1 概要	……p.3~
2 全国共通に考慮すべき地震動	
2.1 標準応答スペクトルに基づく地震動	……p.8~
2.1.1 地下構造モデル及び地震基盤相当面の設定	……p.12~
2.1.2 解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価	……p.15~
2.2 2004年北海道留萌支庁南部の地震における基盤地震動に基づく地震動	……p.26~
2.2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震における観測記録	……p.28~
2.2.2 佐藤・他(2013)による基盤地震動の推定に関する知見	……p.34~
2.2.3 敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動の評価	……p.42~
3 地域性を考慮する地震動	……p.66~
3.1 2008年岩手・宮城内陸地震	……p.68~
3.2 2000年鳥取県西部地震	……p.86~
4 震源を特定せず策定する地震動の策定	……p.101~
補足説明資料	……p.104~
参考資料	……p.127~

ボーリング調査による地質構造

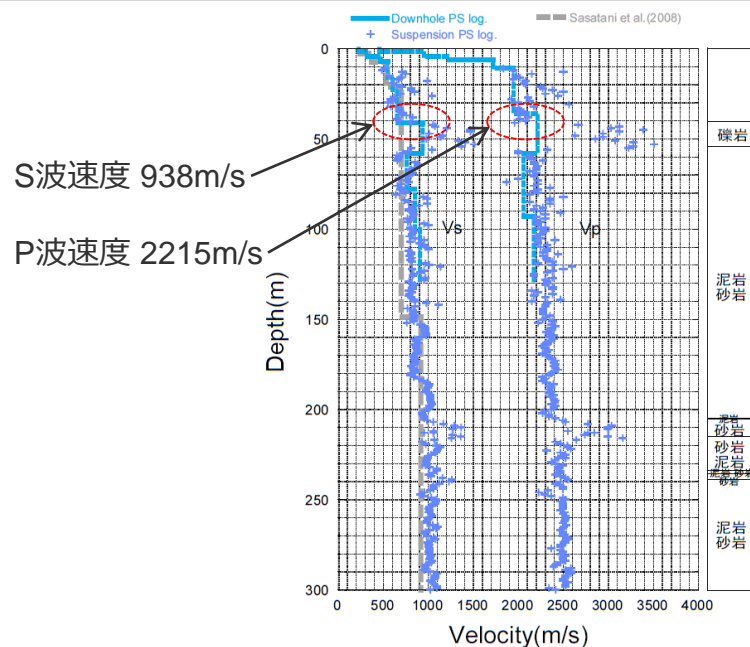
- HKD020（港町）観測点の地質構造及び速度構造の把握を目的として、地震計設置地点の北西約5mの同一標高位置にて、深さ300m（G.L.-300m）までのボーリング掘削をオールコア採取で実施している。
- G.L.-13m付近の深さまでの岩盤は亀裂が多く、岩盤が脆いことを示唆している。また、それ以深の岩盤層については、泥岩・砂岩の互層が主体で、そのうちG.L.-30m付近、さらに、G.L.-41m以深に礫岩層が存在する構成となっている。



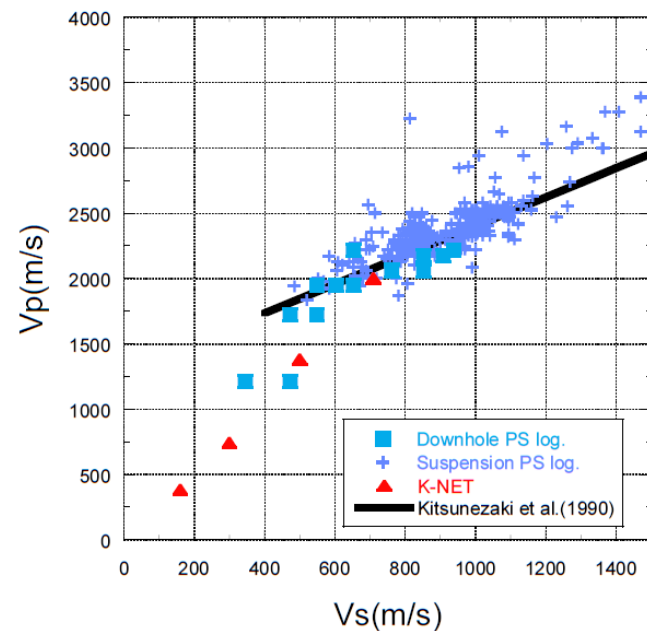
<HKD020（港町）におけるボーリングコア写真（左：深さ0m~24m、右：深さ24m~48m）>
(佐藤・他(2013)による)

PS検層による速度構造

- ボーリング孔を用いて、G.L.-150mまではダウンホール法とサスペンション法、G.L.-300mまではサスペンション法によるPS検層を実施している。
- G.L.-50m付近までは、笹谷・他(2008)による微動アレイ探査に基づくS波速度構造とPS検層によるS波速度構造は十分に対応していない。しかしながら、G.L.-58m以深の泥岩・砂岩互層が続く部分のS波速度構造については、大局的にサスペンション法によるS波速度構造とほぼ対応している。
- PS検層によるS波速度構造から、基盤層をS波速度が938m/sとなるG.L.-41mに設定している。また、その深さのP波速度は2215m/sであり、狐崎・他(1990)による既往の経験式においてS波速度が700m/s以上ではP波速度が2000m/sとなる観点から見ても基盤層の深さは妥当としている。



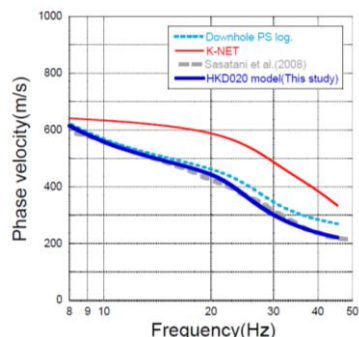
<HKD020 (港町) におけるPS検層結果と既往の研究によるS波速度構造モデル>
(佐藤・他(2013)に速度値を加筆)



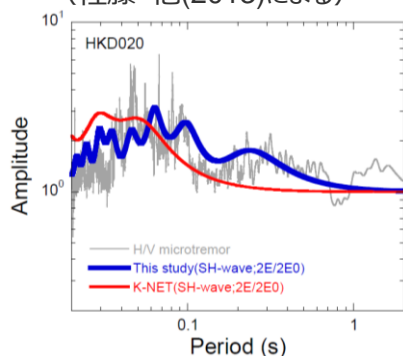
<HKD020 (港町) におけるPS検層結果によるVp-Vs関係と既往の経験式の比較>
(佐藤・他(2013)による)

地震動評価のための地盤モデルに関する検討

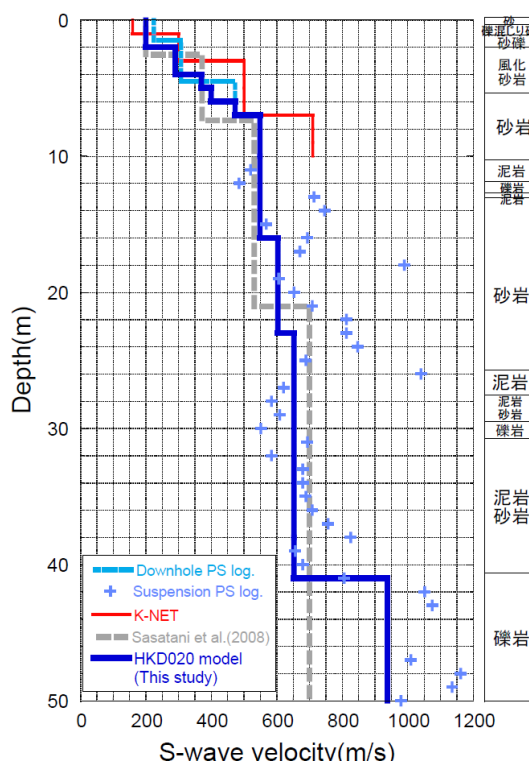
- ダウンホール法によるPS検層結果のVsが500m/s以下の深さ6mまでのS波速度を、笹谷・他(2008)による位相速度を説明できるように若干修正し、HKD020観測点の地盤モデルを作成している。
- HKD020（港町）観測点の地盤モデルによるSH波の理論増幅特性の卓越周期は、微動H/Vスペクトルの卓越周期と周期0.02秒程度のごく短周期までよく対応している。
- K-NET地盤情報によるSH波の理論増幅特性は、微動H/Vスペクトルの卓越を説明できない。
- 以上から、HKD020（港町）観測点の地盤モデルは、より妥当なモデルであると結論付けている。



<HKD020（港町）におけるレイリー波位相速度の比較>
(佐藤・他(2013)による)



<HKD020（港町）における微動H/Vスペクトルと地盤モデルに基づくSH波の理論増幅特性の比較>
(佐藤・他(2013)による)



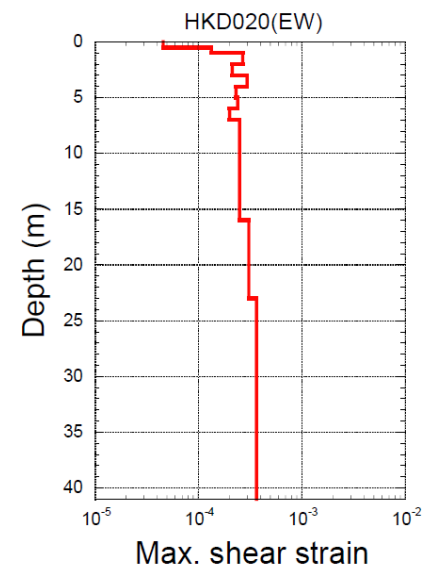
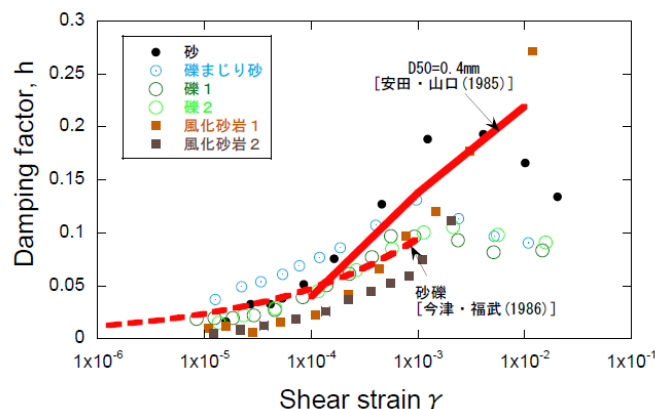
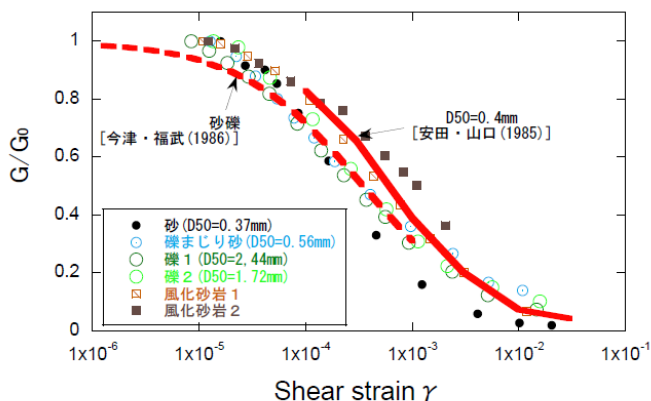
<HKD020（港町）における地盤速度構造（S波速度構造）の比較>
(佐藤・他(2013)による)

<HKD020（港町）における地震動評価モデル>
(佐藤・他(2013)による)

上面深度 (m)	P波速度 Vp(m/s)	S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ (10 ³ kg/m ³)	層厚 H(m)	減衰定数 h	非線形特性
0	457	200	1.90	0.5	0.02	砂
0.5		200	2.00	0.5	0.03	礫混じり砂
1	952	200	2.00	1.0	0.02	礫1
1.5		290	2.00	1.0	0.01	礫2
2			2.00	1.0	0.01	風化砂岩1
3			2.00	1.0	0.01	風化砂岩2
4	400	2.00	1.0	0.01	風化砂岩2	
5		400	2.00	1.0	0.01	風化砂岩2
6	1722	473	2.00	1.0	0.01	—
7		549	2.00	9.0	0.01	—
16		604	2.06	7.0	0.01	—
23		653	2.06	18.0	0.01	—
38						
41	2215	938	2.13	—	0.01	—

表層地盤における強震時の非線形特性に関する検討

- G.L.-6mまでの土質地盤の6点において、GPサンプリングにより試料採取し、0.2Hzの正弦波による繰り返し三軸試験によって地盤の剛性G及び減衰hのひずみ γ 依存性を取得している。
- ひずみレベルが 10^{-4} オーダーで G/G_0 が0.6程度、すなわち初期の剛性に比べて約6割程度の剛性に低下している。
- G/G_0 のひずみ依存性に関する既往の経験式との対応が良い。
- 室内試験を実施した砂、礫混じり砂、礫、風化砂岩に対応するG.L.-6m程度までの地盤は、強震時に非線形性を生じやすい特性であるとしている。



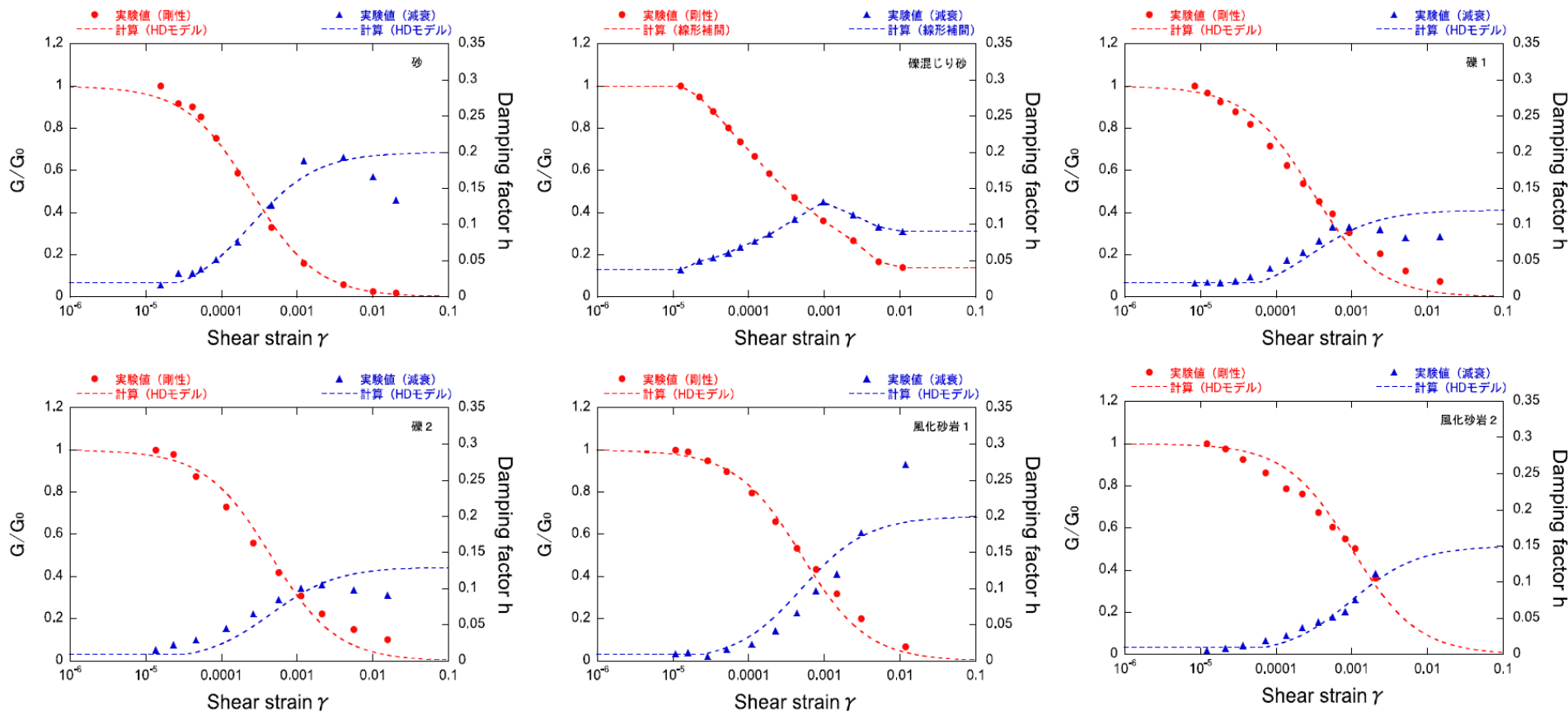
<HKD020 (港町) における表層地盤の G/G_0 のひずみ依存性と既往の経験式の比較>
(佐藤・他(2013)による)

<HKD020 (港町) における表層地盤の減衰定数 h のひずみ依存性と既往の経験式の比較>
(佐藤・他(2013)による)

<2004年北海道留萌支庁南部の地震時の地盤の最大せん断ひずみの深さ分布の試算結果 (線形解析) >
(佐藤・他(2013)による)

表層地盤における強震時の非線形特性に関する検討

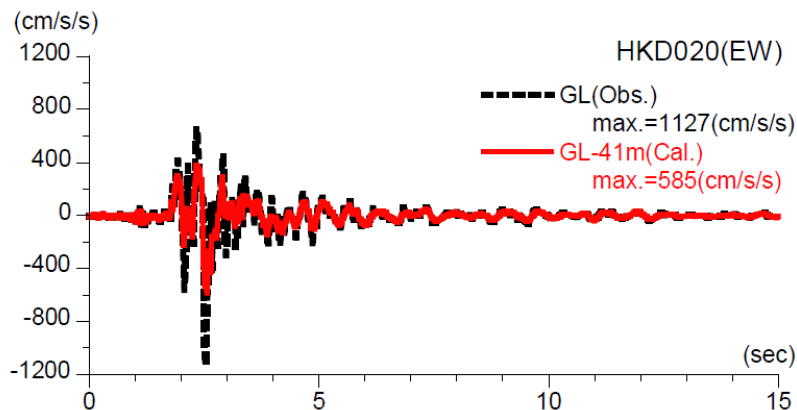
○G.L.-6mまでの層については、室内試験結果を用いてHardin-Drnevichモデル（HDモデル）により非線形特性（ $G/G_0 \sim \gamma$ 、 $h \sim \gamma$ ）を設定した。



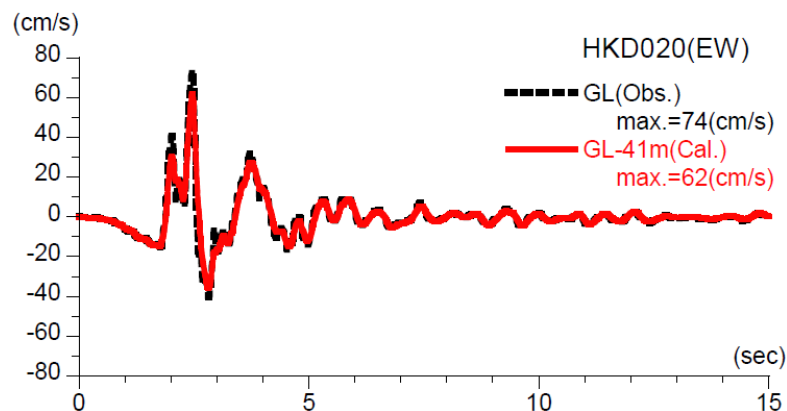
<等価線形解析において設定した地盤の非線形特性>
(佐藤・他(2013)による)

基盤地震動評価結果 (EW成分)

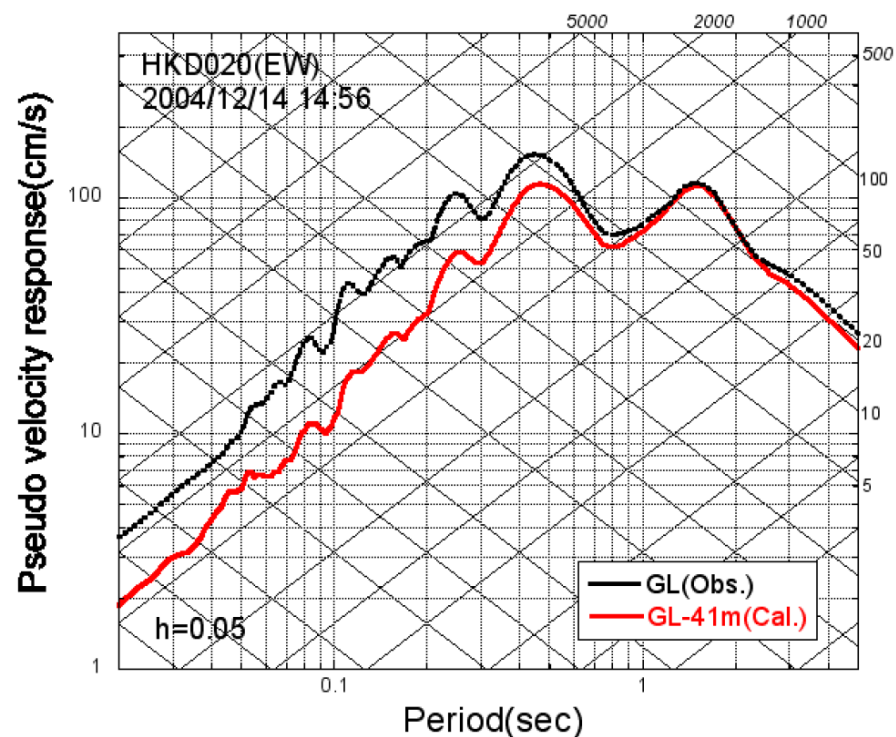
- 等価線形解析により、地表観測記録 (EW成分) からG.L.-41mの基盤地震動を評価している。
- はざとり結果の最大加速度は 585cm/s^2 で、地表観測記録の1/2程度となっている。



<推計された基盤地震動と地表観測記録の比較>
(佐藤・他(2013)による)



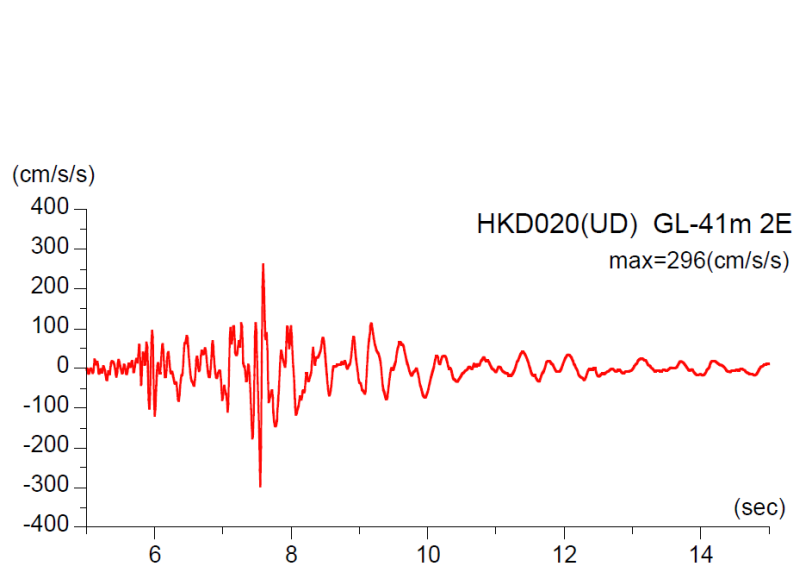
<速度に変換した基盤地震動と地表観測記録の比較>
(佐藤・他(2013)による)



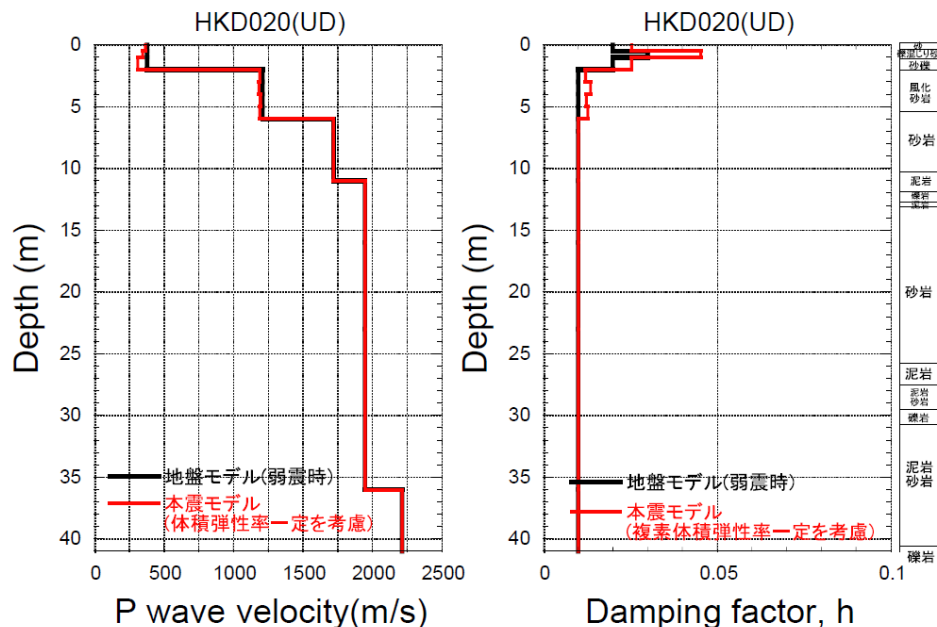
<擬似速度応答スペクトルの比較>
(佐藤・他(2013)による)

基盤地震動評価結果 (UD成分)

- 体積弾性率を一定と仮定した1次元波動論による線形解析により、地表観測記録 (UD成分) からG.L.-41mの基盤地震動を評価している。
- はざとり結果の最大加速度は296cm/s²となっている。



<鉛直成分の基盤地震動の推計結果>
(佐藤・他(2013)による)



<2004年留萌地震時のP波速度と減衰定数 h>
(佐藤・他(2013)による)

- 佐藤・他(2013)による基盤地震動評価は、用いた地盤モデルが既往の知見と整合的であるとともに、強震時の非線形性を踏まえた評価であり、観測事実と整合的であることから、2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動として震源を特定せず策定する地震動に反映する。

目次

1 概要	……p.3~
2 全国共通に考慮すべき地震動	
2.1 標準応答スペクトルに基づく地震動	……p.8~
2.1.1 地下構造モデル及び地震基盤相当面の設定	……p.12~
2.1.2 解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価	……p.15~
2.2 2004年北海道留萌支庁南部の地震における基盤地震動に基づく地震動	……p.26~
2.2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震における観測記録	……p.28~
2.2.2 佐藤・他(2013)による基盤地震動の推定に関する知見	……p.34~
2.2.3 敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動の評価	……p.42~
3 地域性を考慮する地震動	……p.66~
3.1 2008年岩手・宮城内陸地震	……p.68~
3.2 2000年鳥取県西部地震	……p.86~
4 震源を特定せず策定する地震動の策定	……p.101~
補足説明資料	……p.104~
参考資料	……p.127~

評価方針

(基盤地震動に関する追加検討)

- 佐藤・他(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・他(2013)の報告時点以降に得られた、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・他(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・他(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。
- 追加検討結果を踏まえ、敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動を評価する。

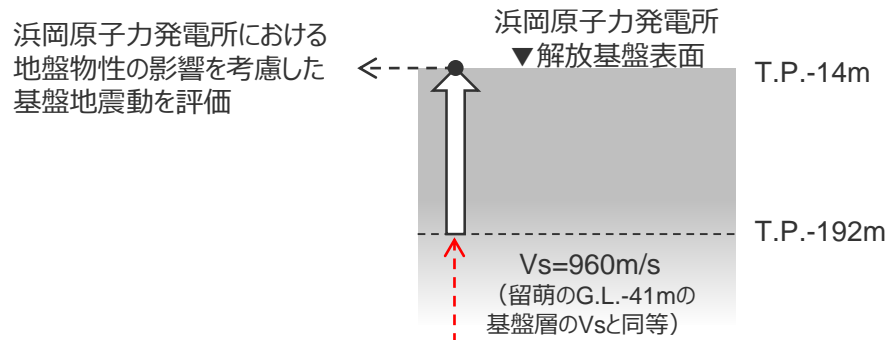
評価方針

(基盤地震動に関する追加検討)

- 佐藤・他(2013)による2004年北海道留萌支庁南部の地震のK-NET HKD020（港町）観測点の基盤地震動について、下表に示す追加検討（検討①～④）を実施する。
- 追加検討結果を踏まえ、最大加速度が最も大きくなった結果（水平成分：609cm/s²（検討②）、鉛直成分：306cm/s²（検討③））を用いて、敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動を評価する。

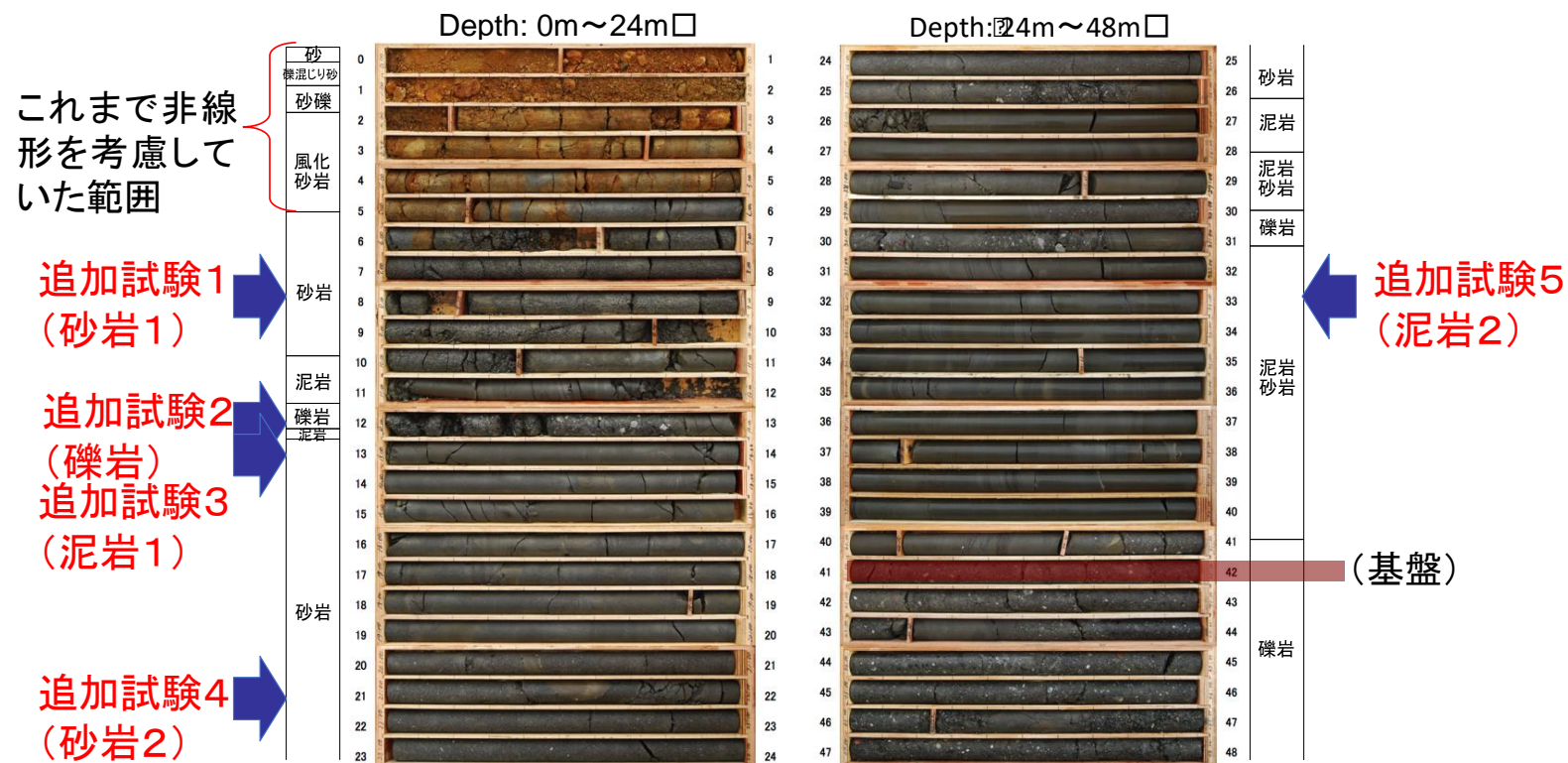
	佐藤・他(2013)		検討①	検討②	検討③	検討④
	水平成分	鉛直成分				
G.L. 0m ～ G.L.-6m	室内試験結果を考慮した等価線形解析	体積弾性率一定と仮定した線形解析	室内試験結果を考慮した等価線形解析	室内試験結果を考慮した等価線形解析	表層部のPS検層を再実施し、地盤モデルに反映	地下水位の状況を踏まえポアソン比一定とした線形解析
G.L.-6m ～ G.L.-41m	減衰定数を一律1%とした線形解析					
最大加速度	585 cm/s ²	—	561 cm/s ²	609 cm/s ²	—	—
	—	296 cm/s ²	—	—	306 cm/s ²	262 cm/s ²

敷地の地盤物性の考慮



検討①：G.L.-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価 (追加試験の地震)

○G.L.-6mからG.L.-41mまでの5種類の地層における試料を対象に、室内試験を追加実施した。

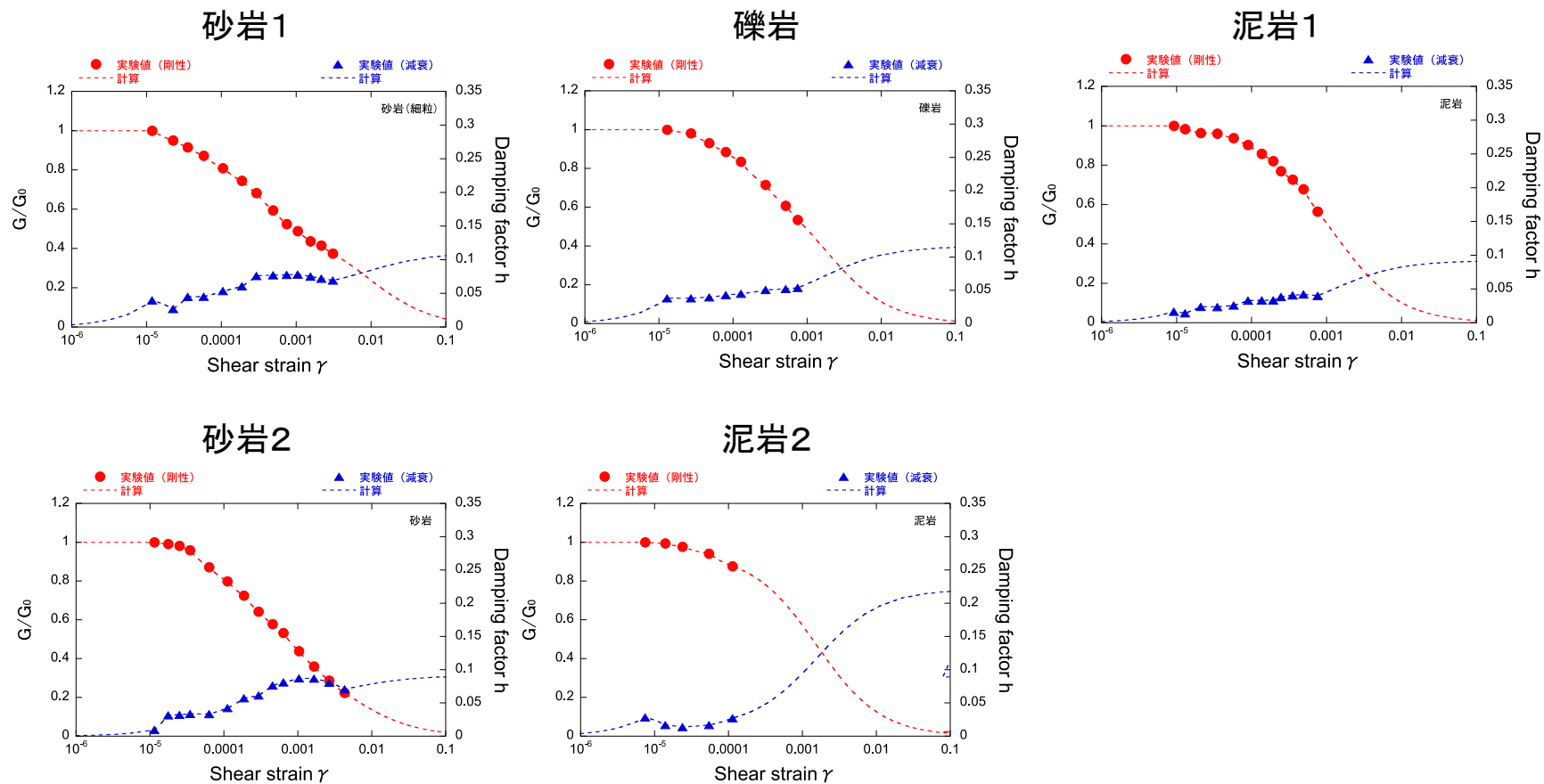


<追加の室内試験の実施位置>

検討①：G.L.-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価

(非線形特性の設定)

○追加の室内試験結果により非線形特性を設定した。



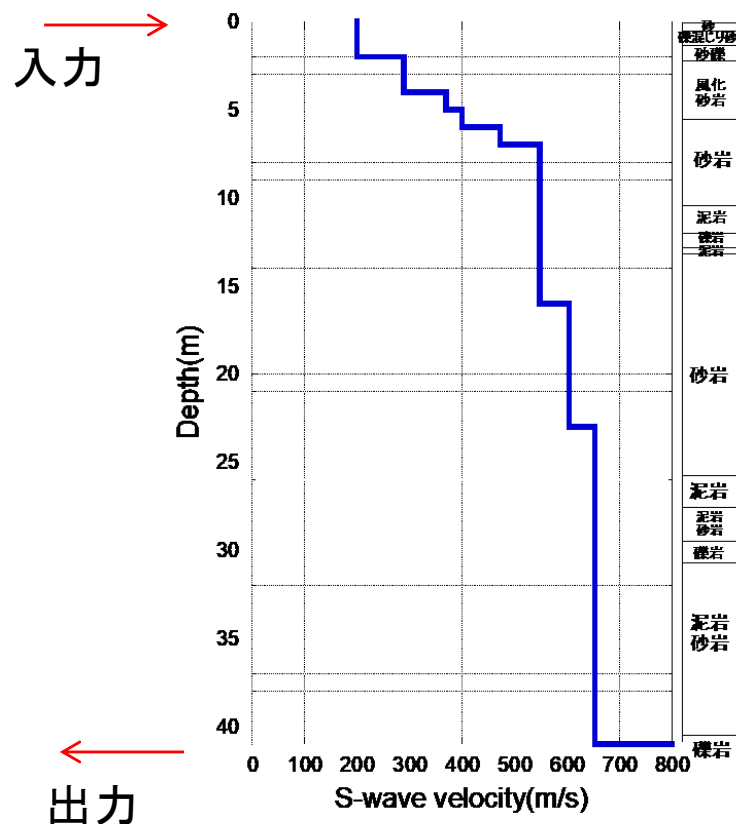
<追加の室内試験による地盤の非線形特性>

検討①：G.L.-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価

(等価線形解析条件)

○地表観測記録を入力として、G.L.-41mまで非線形性を考慮した等価線形解析から、G.L.-41m ($V_s=938\text{m/s}$) における基盤地震動を評価した。

- 有効ひずみ $\gamma_{\text{eff}} = 0.65\gamma_{\text{max}}$
- 収束判定 (前のモデルとの差異) は1%以内
- 最大繰り返し計算回数は30回



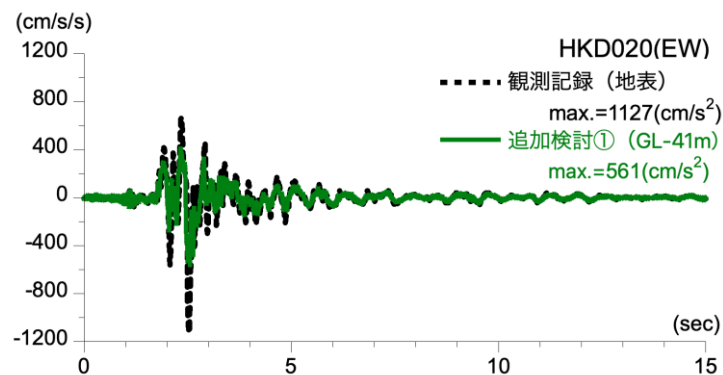
S波速度 $V_s(\text{m/s})$	密度 ρ (1000kg/m^3)	層厚 $H(\text{m})$	減衰定数 h (初期値)	非線形特性
200	1.9	0.5	0.02	砂
200	2.0	0.5	0.03	礫混じり砂
200	2.0	1	0.02	礫1
290	2.0	1	0.01	礫2
290	2.0	1	0.01	風化砂岩1
370	2.0	1	0.01	風化砂岩2
400	2.0	1	0.02	砂岩1
473	2.0	1	0.02	砂岩1
549	2.0	3	0.02	砂岩1
549	2.0	2	0.01	泥岩1
549	2.0	1	0.03	礫岩
549	2.0	0.5	0.01	泥岩1
549	2.0	2.5	0.01	砂岩2
604	2.06	7	0.01	砂岩2
653	2.06	18	0.015	泥岩2
938	2.13	17	0.01	—

<等価線形解析に用いる地盤モデル>

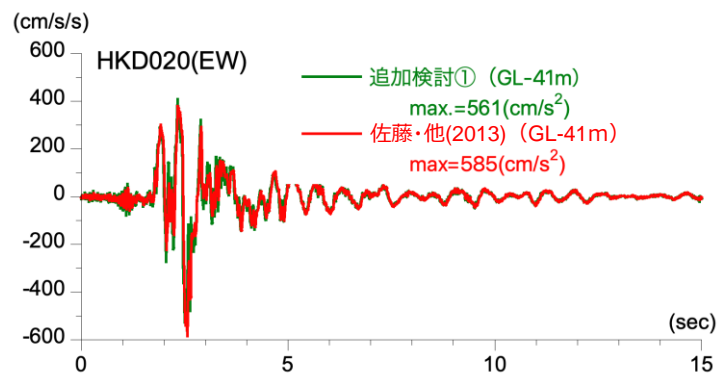
検討①：G.L.-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価

(等価線形解析による基盤地震動評価結果 (加速度波形、加速度フーリエスペクトル))

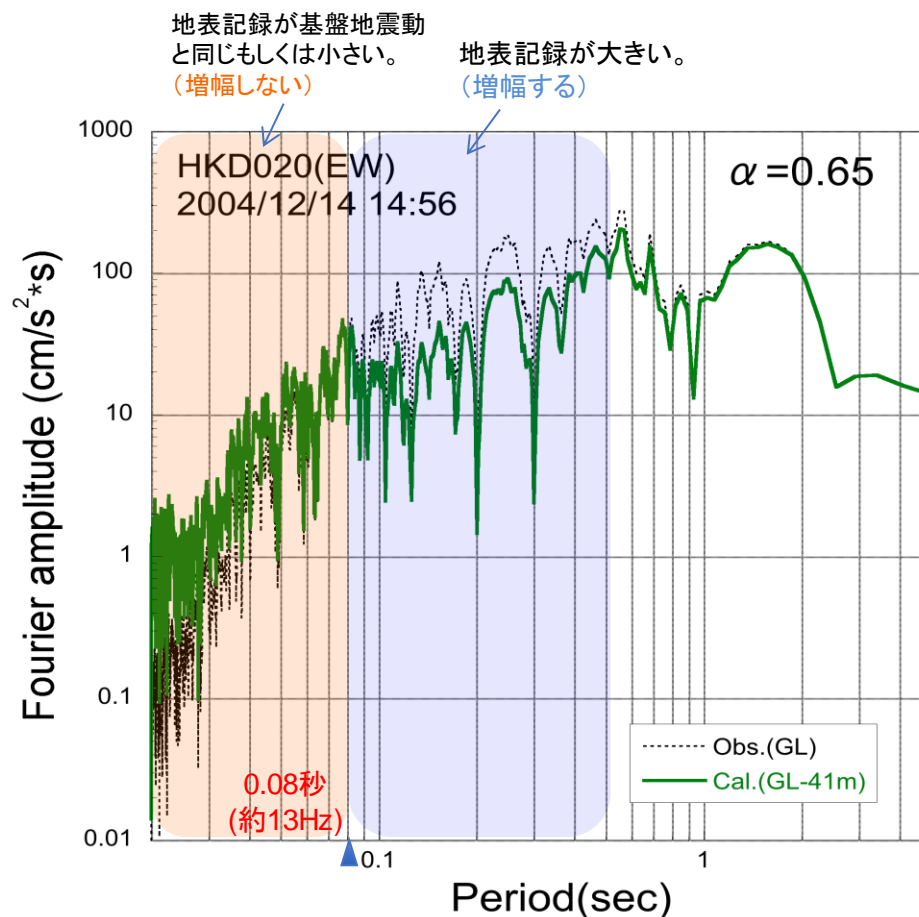
○G.L.-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動の最大加速度は、561cm/s²となっており、佐藤・他(2013)による基盤地震動 (585cm/s²) と比較すると、やや小さく評価された。



<地表観測記録と基盤地震動の比較>



<非線形性を考慮した検討と佐藤・他(2013)の比較>

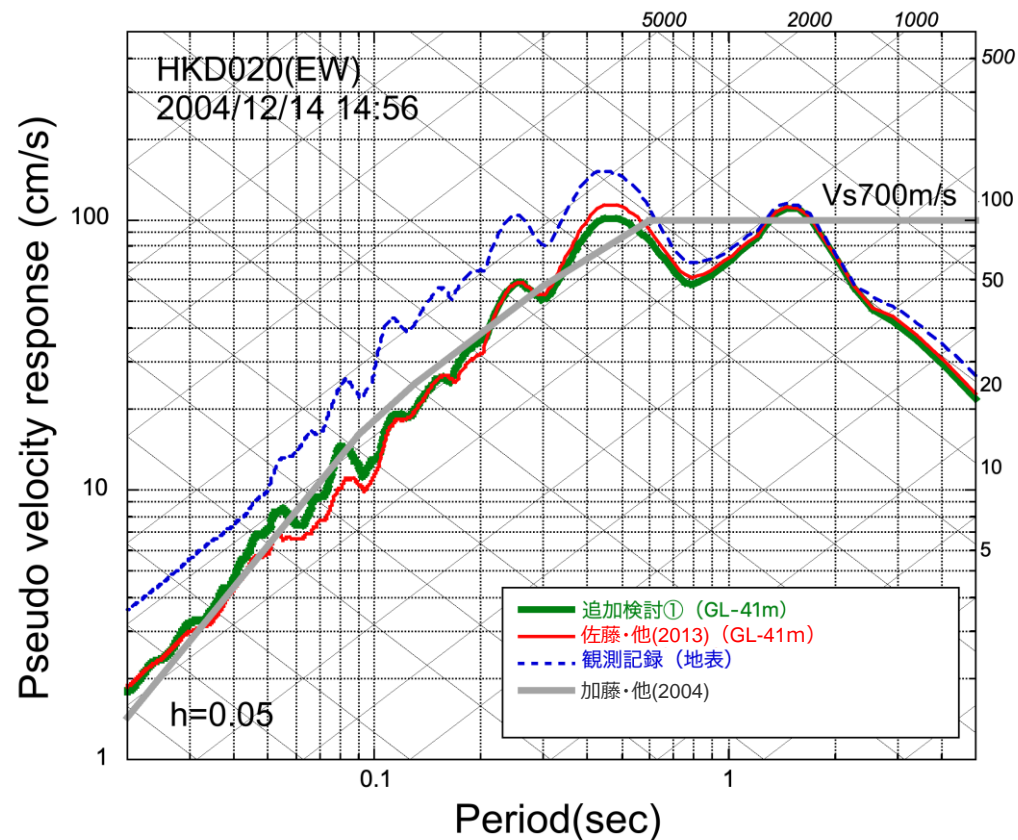


<基盤地震動と地表観測記録の加速度フーリエスペクトルの比較>

検討①：G.L.-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価

(等価線形解析による基盤地震動評価結果 (応答スペクトル))

○G.L.-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動の応答スペクトルは、佐藤・他(2013)による応答スペクトルとはほぼ同程度となっている。

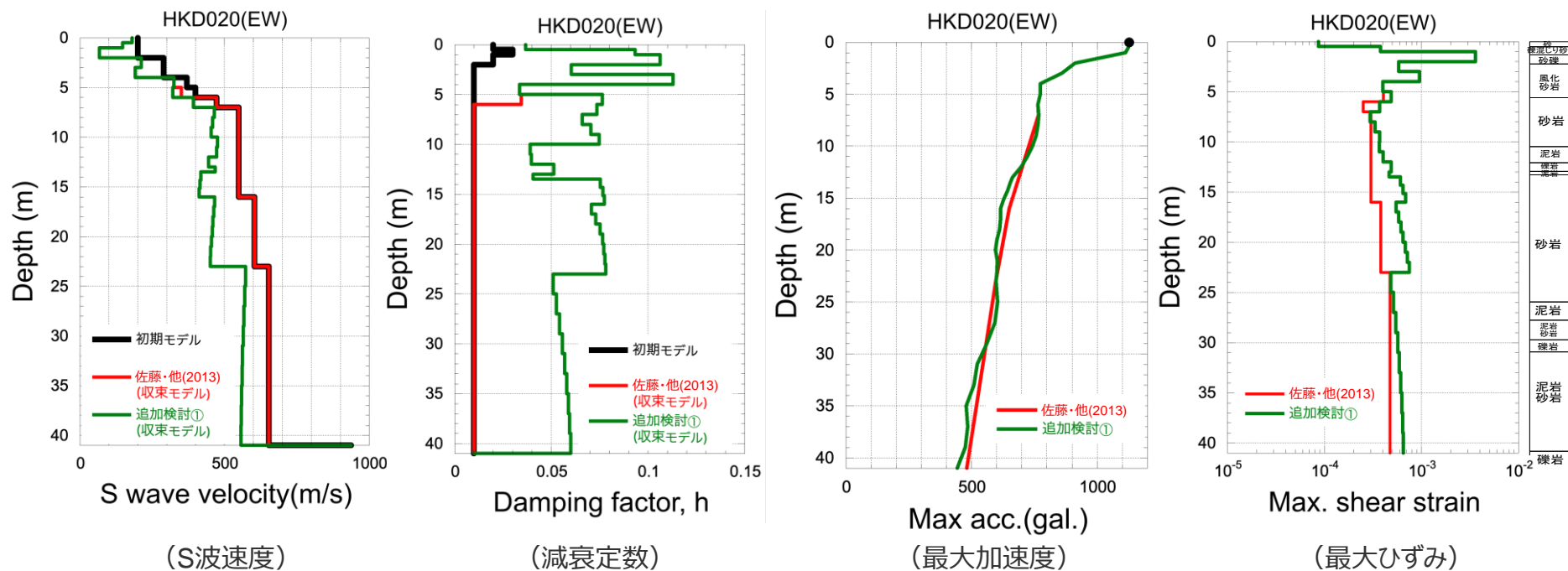


<擬似速度応答スペクトルの比較>

検討①：G.L.-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価

(等価線形解析による基盤地震動評価結果 (収束物性値))

○収束物性値の深さ分布によると、G.L.-6m以深における減衰定数の収束物性値は、概ね5%程度となっている。

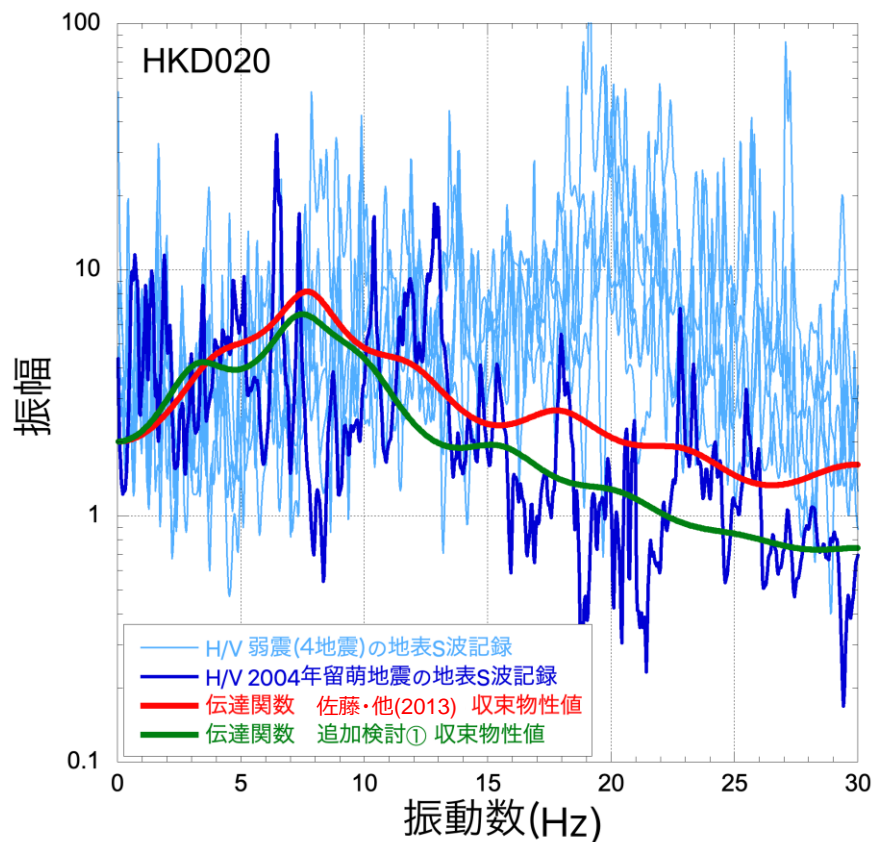


<収束物性値、最大加速度及び最大ひずみの深さ分布>

検討①：G.L.-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価

(等価線形解析による基盤地震動評価結果 (伝達関数))

○G.L.-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価に用いた収束物性値による伝達関数は、佐藤・他(2013)の物性値による伝達関数と比較して、深部の減衰定数が1%から5%程度になったことにより、10Hzより高振動数側で小さくなっている。



<収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルの比較>

検討①：G.L.-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価

(まとめ)

検討①のまとめ

- 2004年北海道留萌支庁南部の地震におけるHKD020（港町）観測点の観測記録について、追加の室内試験結果を用いて、G.L.-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動を評価した。
- 基盤地震動の最大加速度は 561cm/s^2 となり、佐藤・他(2013)による基盤地震動（ 585cm/s^2 ）と比較してやや小さく評価された。また、基盤地震動の応答スペクトルは、佐藤・他(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。

検討②：減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価

(等価線形解析条件)

- 佐藤・他(2013)の地盤モデルに基づき、G.L.-6mまで非線形、G.L.-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価し、佐藤・他(2013)の評価結果と比較する。

<等価線形解析に用いる地盤モデル>

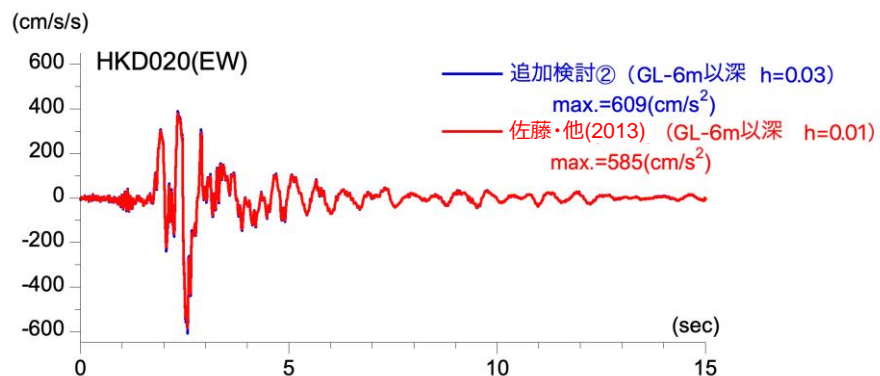
S波速度 Vs(m/s)	密度ρ (1000kg/m ³)	層厚 H(m)	減衰定数h (初期値)	非線形特性
200	1.9	0.5	0.02	砂
200	2.0	0.5	0.03	礫混じり砂
200	2.0	1	0.02	礫1
290	2.0	1	0.01	礫2
290	2.0	1	0.01	風化砂岩1
370	2.0	1	0.01	風化砂岩2
400	2.0	1	0.01	風化砂岩2
473	2.0	1	0.03	—
549	2.0	3	0.03	—
549	2.0	2	0.03	—
549	2.0	1	0.03	—
549	2.0	0.5	0.03	—
549	2.0	2.5	0.03	—
604	2.06	7	0.03	—
653	2.06	18	0.03	—
938	2.13	17	0.03	—

減衰定数3%として評価

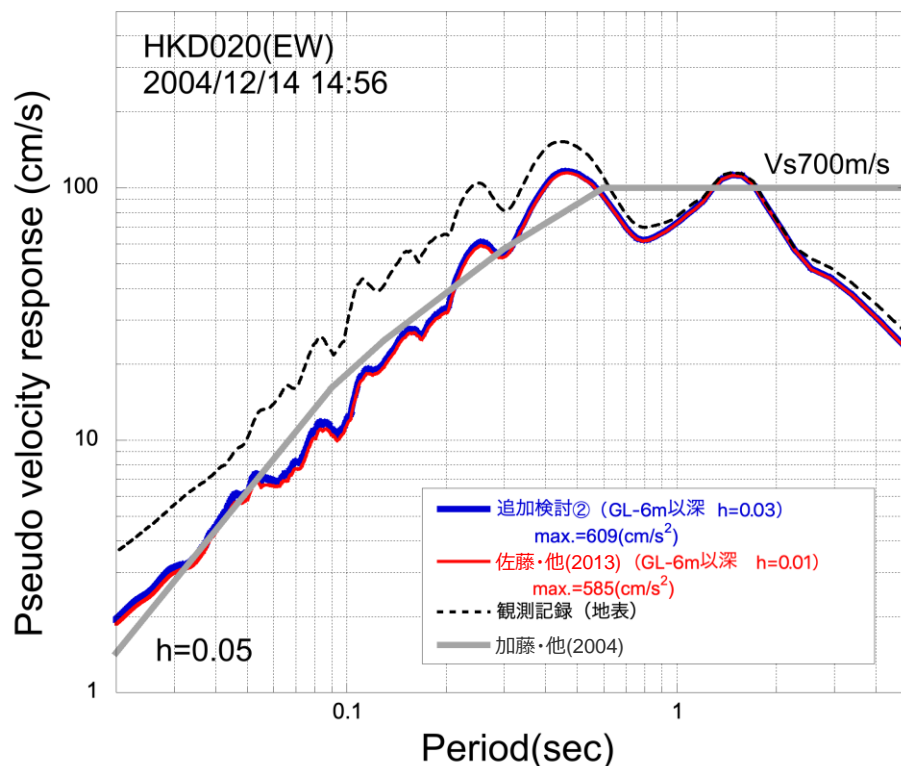
検討②：減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価

(等価線形解析による基盤地震動評価結果 (加速度波形、応答スペクトル))

- 佐藤・他(2013)の地盤モデルに基づき、G.L.-6m以深を減衰定数3%とした基盤地震動の最大加速度は609cm/s²となり、佐藤・他(2013)による基盤地震動 (585cm/s²) と比較すると、やや大きく評価されている。また、応答スペクトルは、佐藤・他(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。



<加速度時刻歴波形の比較>

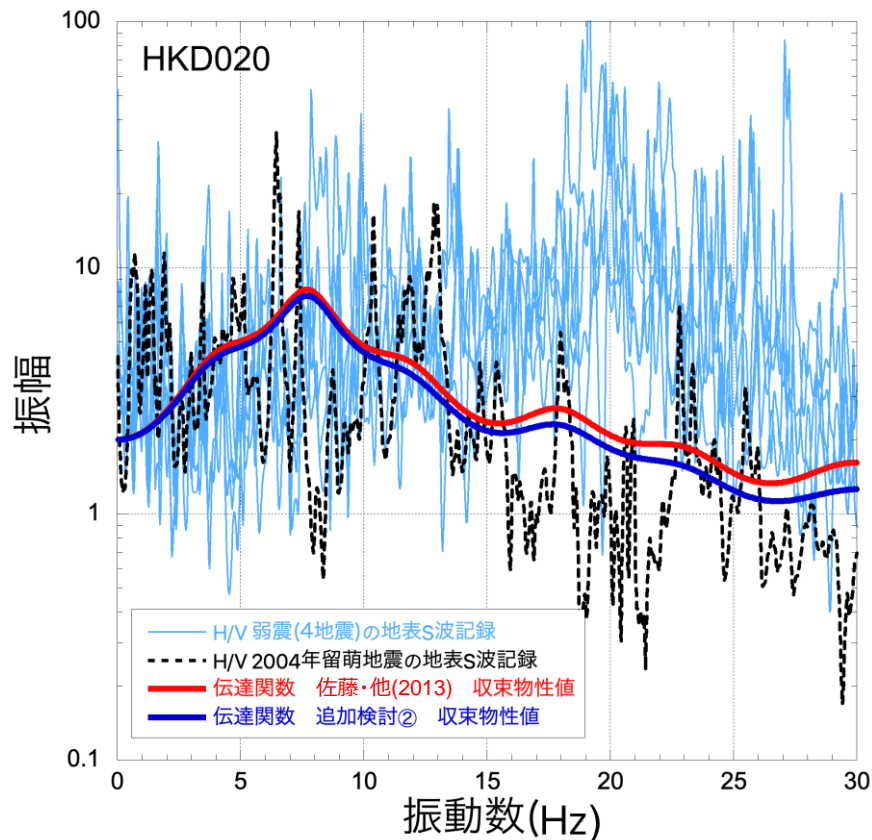


<擬似速度応答スペクトルの比較>

検討②：減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価

(等価線形解析による基盤地震動評価結果 (伝達関数))

○収束物性値による伝達関数は、佐藤・他(2013)の物性値による伝達関数と同様に、本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現しているものと考えられる。



<収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルの比較>

検討②：減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価

(まとめ)

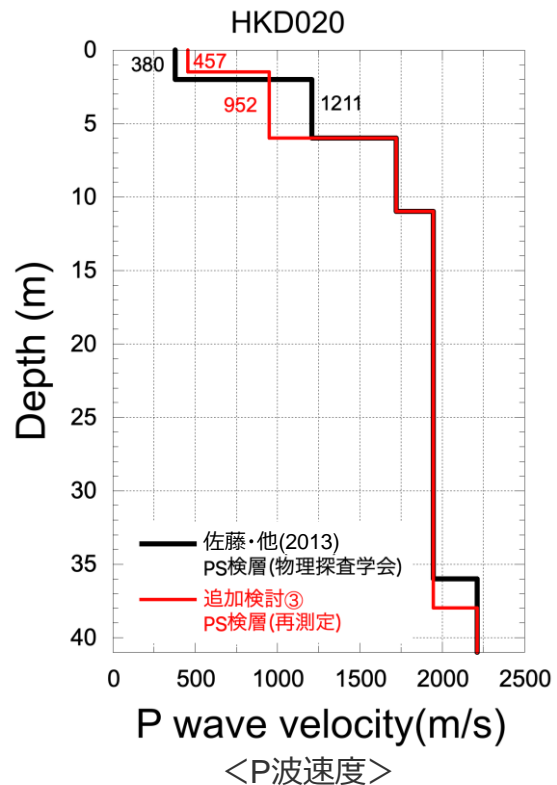
検討②のまとめ

- 2004年北海道留萌支庁南部の地震におけるHKD020（港町）観測点の観測記録について、佐藤・他(2013)の地盤モデルに基づき、G.L.-6mまで非線形、G.L.-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価した。
- 基盤地震動の最大加速度は609cm/s²となり、佐藤・他(2013)による基盤地震動（585cm/s²）と比較してやや大きく評価された。また、基盤地震動の応答スペクトルは、佐藤・他(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。
- 収束物性値による伝達関数は、佐藤・他(2013)の物性値による伝達関数と同様に、本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現しているものと考えられる。

検討③：鉛直成分の基盤地震動評価の再評価

(地盤モデルの変更)

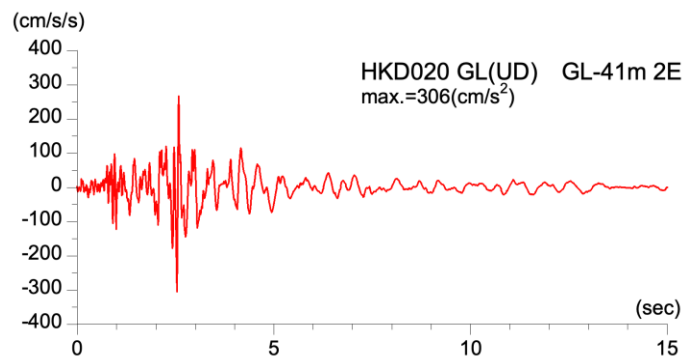
- 佐藤・他(2013)における鉛直成分の基盤地震動の評価結果は、2013年10月の物理探査学会時点でのモデルに基づいていたが、笹谷・他(2008)の位相速度を説明できないことから、佐藤・他(2013)の報告時点以降に、表層部分のPS検層を再測定している。
- 再設定結果によるG.L.-6mまでのP波速度は、佐藤・他(2013)の地盤モデルと異なるため、再測定結果を反映した地盤モデルにより、鉛直成分の基盤地震動を再評価した。
※再測定結果によるS波速度は、佐藤・他(2013)における地盤モデルとほぼ同様のため変更していない。



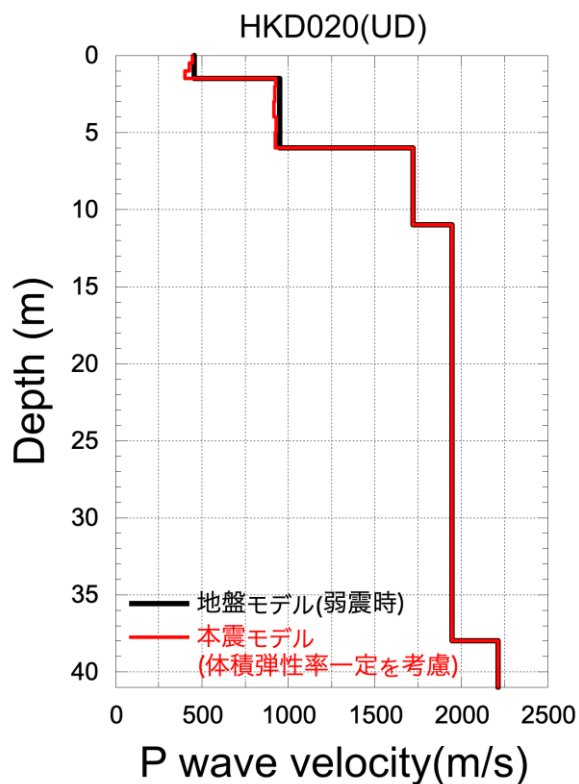
検討③：鉛直成分の基盤地震動評価の再評価

(基盤地震動評価結果)

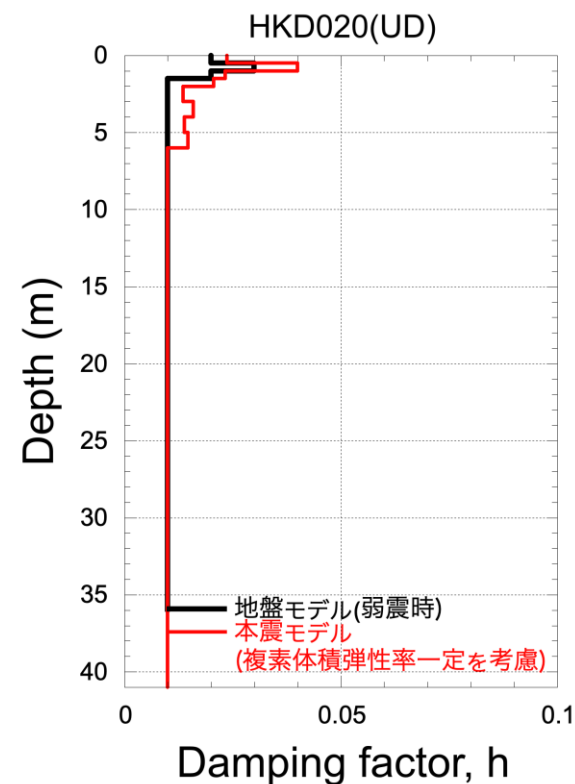
○PS検層の再測定結果を反映した地盤モデルを用い、体積弾性率一定としてG.L.-41mの鉛直成分の基盤地震動を評価した結果、その最大加速度は306cm/s²となり、佐藤・他(2013)による基盤地震動(296cm/s²)と比較すると、やや大きく評価された。



<加速度時刻歴波形>



<P波速度>



<減衰定数>

検討③：鉛直成分の基盤地震動評価の再評価

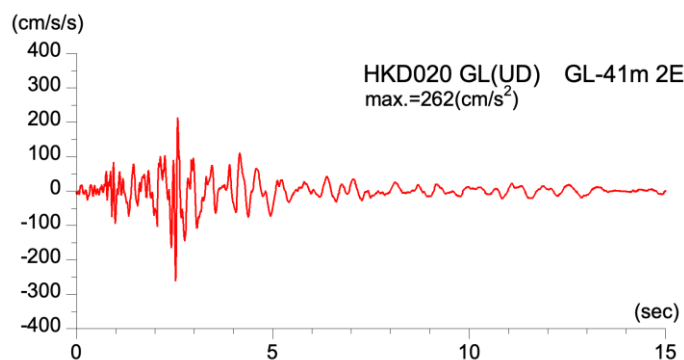
(まとめ)

検討③のまとめ

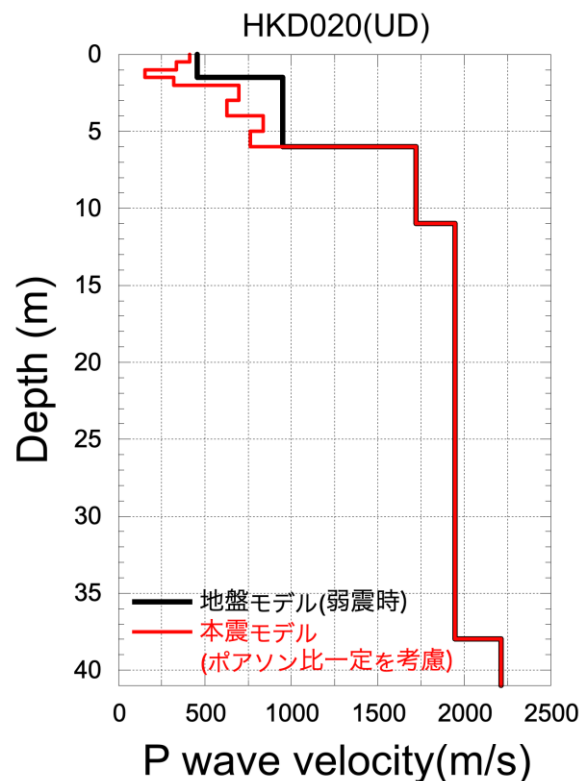
- 佐藤・他(2013)のHKD020（港町）観測点のP波速度モデルは、笹谷・他(2008)の位相速度を説明できないことから、表層部分のPS検層を再測定し、再測定結果を反映した地盤モデルを設定した。
- 上記地盤モデルを用い、体積弾性率一定としてG.L.-41mの鉛直成分の基盤地震動を評価した結果、最大加速度は 306cm/s^2 となり、佐藤・他(2013)による基盤地震動（ 296cm/s^2 ）と比較すると、やや大きく評価された。

検討④：G.L.-6mまでポアソン比一定とした鉛直成分の基盤地震動の評価

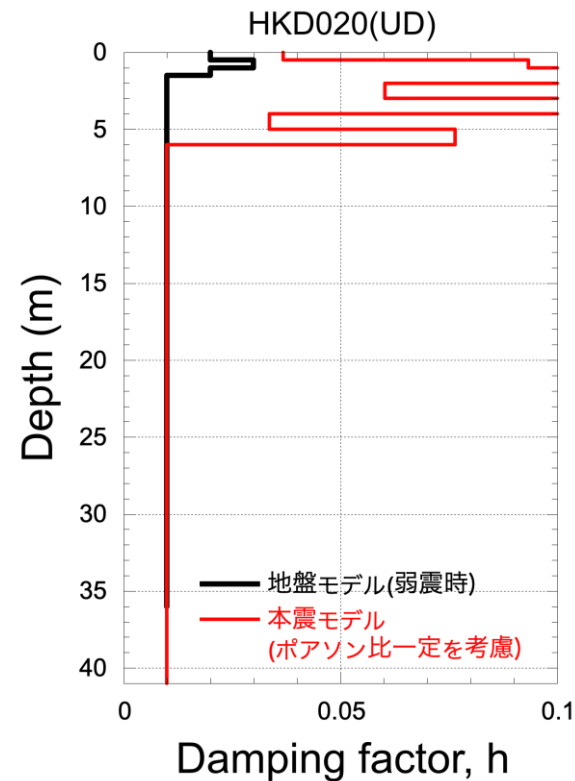
- 佐藤・他(2013)及び追加検討③における鉛直成分の基盤地震動は、体積弾性率一定として評価しているが、地下水位の状況を踏まえ、G.L.-6mまでポアソン比一定、G.L.-6m以深を体積弾性率一定とした場合の鉛直成分の基盤地震動を評価した。
- 体積弾性率一定とした場合と比較して、ポアソン比一定とした場合、S波速度の低下に伴ってP波速度も低下するため、最大加速度は小さくなっている。
- その結果、最大加速度は 262cm/s^2 となり、体積弾性率一定と仮定した結果 (306cm/s^2) は保守的な結果となっている。



<加速度時刻歴波形>



<P波速度>



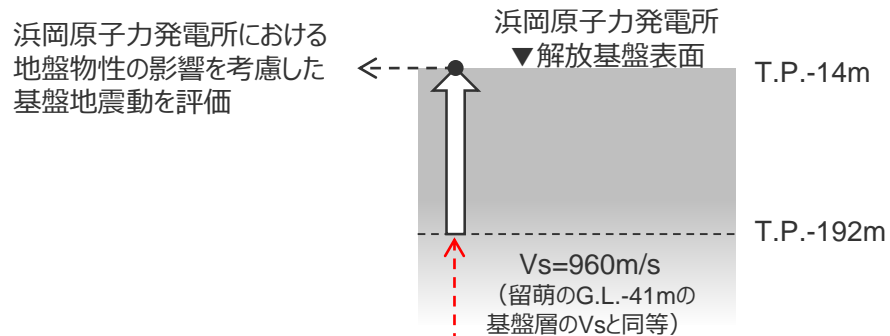
<減衰定数>

敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動の評価の概要

- 佐藤・他(2013)による2004年北海道留萌支庁南部の地震のK-NET HKD020（港町）観測点の基盤地震動について行った追加検討（検討①～④）の結果は下表のとおり。
- 以降では、最大加速度が最も大きくなった結果（水平成分：609cm/s²（検討②）、鉛直成分：306cm/s²（検討③））を用いて、敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動を評価する。

	佐藤・他(2013)		検討①	検討②	検討③	検討④
	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	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	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
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	—	561 cm/s ²	609 cm/s ²	—	—
	—	296 cm/s ²	—	—	306 cm/s ²	262 cm/s ²

敷地の地盤物性の考慮



敷地の解放基盤表面における地震動の評価

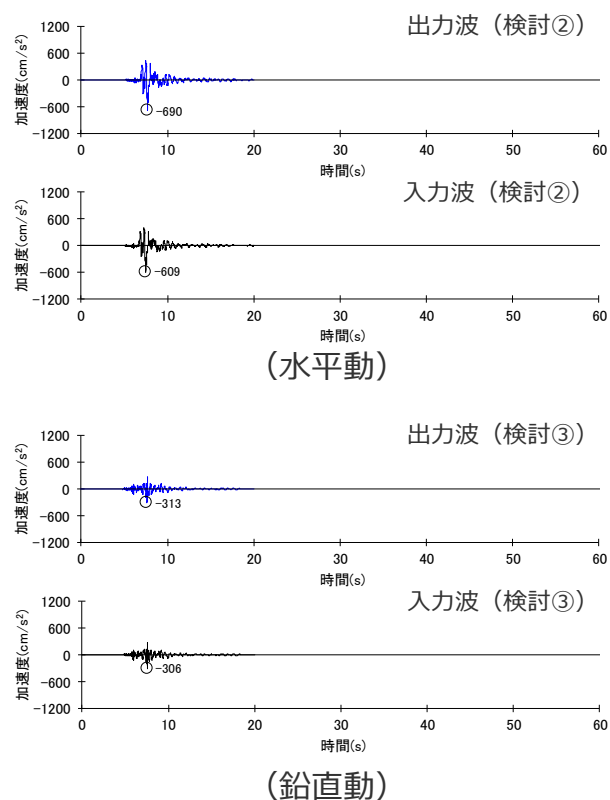
- 敷地の解放基盤表面との地盤物性の相違は、標準応答スペクトルに基づく地震動の評価と同様に、断層モデルを用いた手法による地震動評価における統計的グリーン関数法のために設定した一次元地下構造モデル（SGFモデル）を用いて考慮する。
- 2004年北海道留萌支庁南部の地震のK-NET HKD020（港町）観測点における基盤地震動（水平成分：609cm/s²（検討②）、鉛直成分：306cm/s²（検討③））を、K-NET HKD020（港町）観測点の基盤層（Vs=938m/s）に相当するT.P.-192m（Vs=960m/s）に入力し、解放基盤表面における地震動を評価する。

<一次元地下構造モデル>

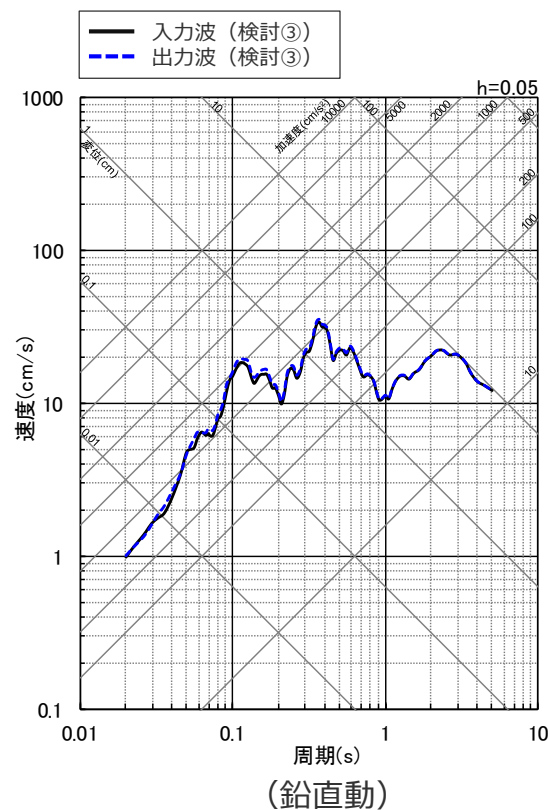
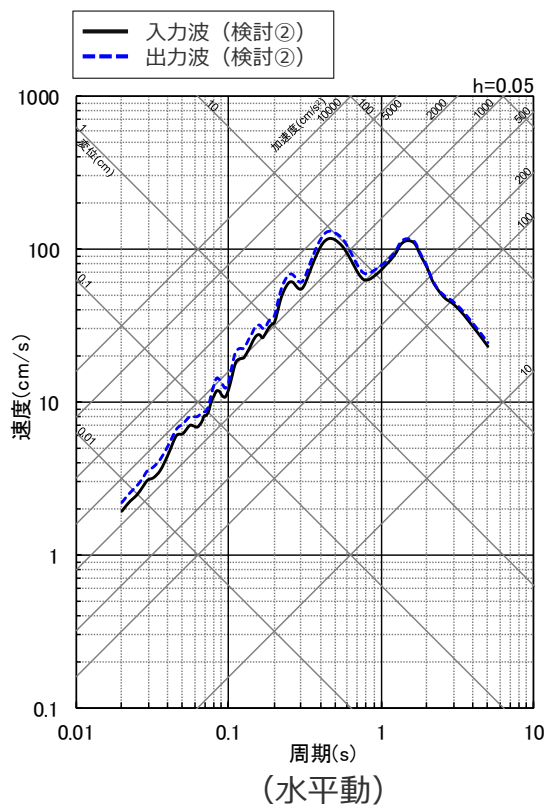
出力（解放基盤表面）	層	標高 (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	ρ (g/cm ³)	Qs, Qp
▽	1	-14	740	2000	2.07	100f ^{0.7}
	2	-32	790	2030	2.08	100f ^{0.7}
	3	-62	830	2070	2.09	100f ^{0.7}
	4	-92	910	2140	2.11	100f ^{0.7}
▽ 入力	5	-192	960	2180	2.12	100f ^{0.7}
	6	-354	1100	2110	2.10	100f ^{0.7}
	7	-493	1230	2320	2.15	100f ^{0.7}
	8	-739	1420	2790	2.25	100f ^{0.7}
	9	-1094	1590	3060	2.31	100f ^{0.7}
	10	-2050	2150	3990	2.46	100f ^{0.7}
	11	-3550	2470	4470	2.53	100f ^{0.7}

敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動

- 2004年北海道留萌支庁南部の地震のK-NET HKD020（港町）観測点における基盤地震動を検討した結果のうち最大加速度が最も大きくなったケース（水平成分：609cm/s²（検討②）、鉛直成分：306cm/s²（検討③））に対し、一次元地下構造モデル（SGFモデル）を用いて敷地の解放基盤表面との地盤物性の相違を考慮し、解放基盤表面における地震動を評価した。
- 評価結果は下図のとおりであり、水平成分：690cm/s²、鉛直成分：313cm/s²と評価された。



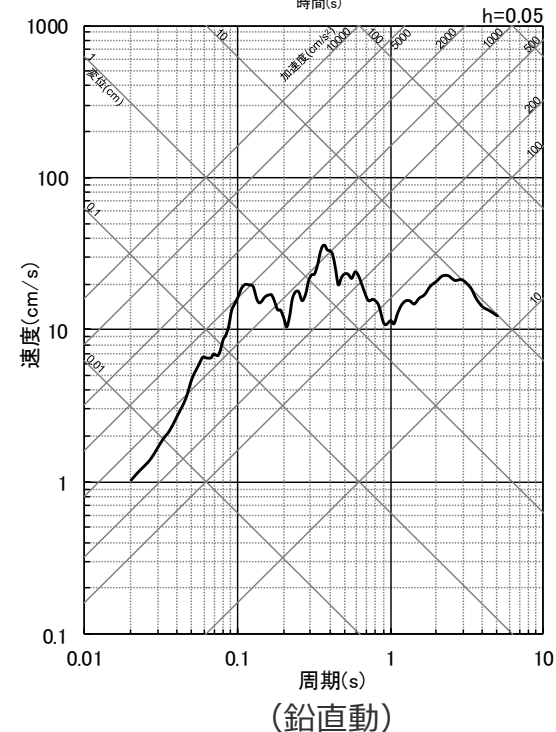
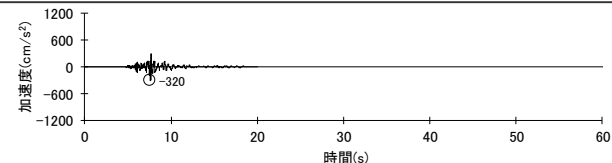
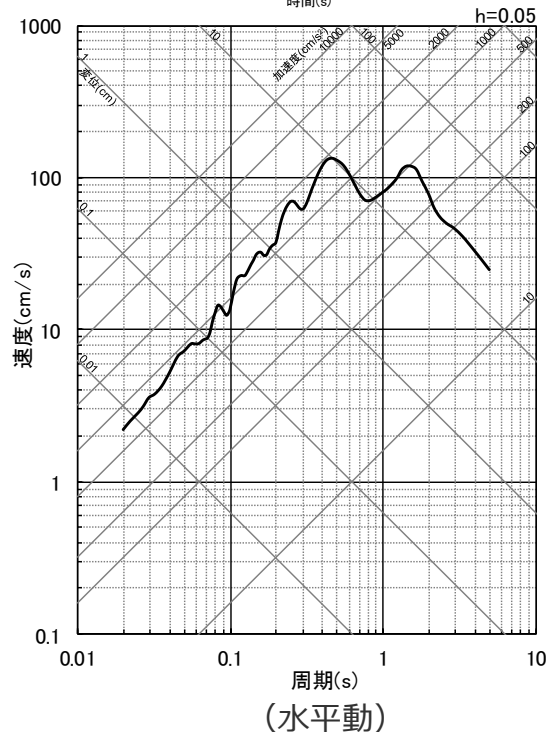
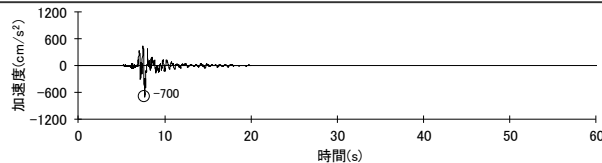
<加速度時刻歴波形>



<応答スペクトル>

2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動の評価結果

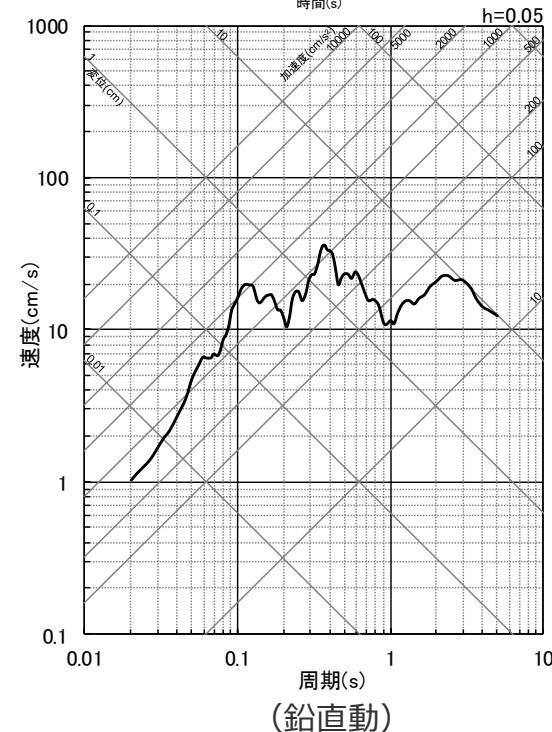
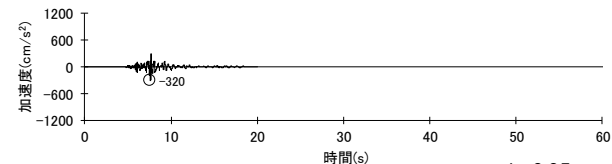
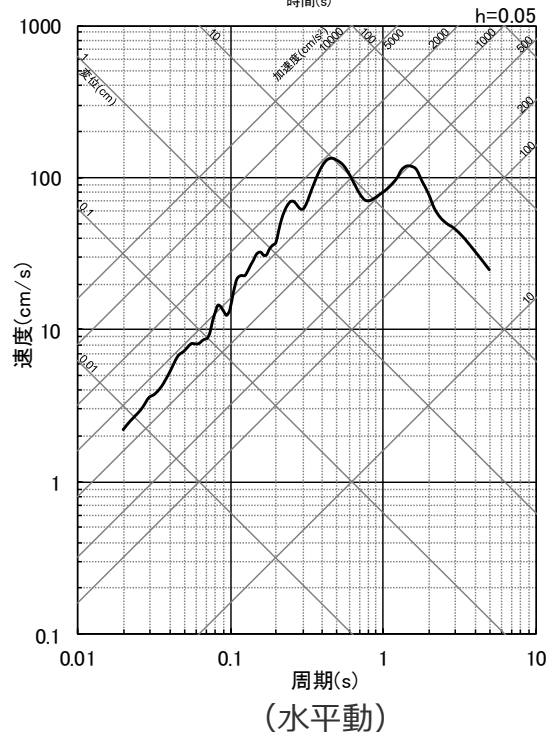
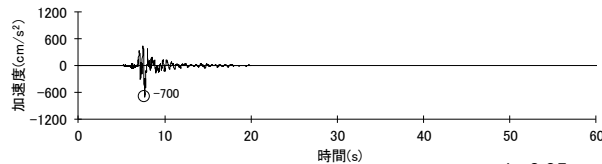
- 2004年北海道留萌支庁南部の地震のK-NET HKD020（港町）観測点における基盤地震動を検討したケースのうち最大加速度が最も大きくなったケース（水平成分：609cm/s²（検討②）、鉛直成分：306cm/s²（検討③））に対し、一次元地下構造モデル（SGFモデル）を用いて敷地の解放基盤表面との地盤物性の相違を考慮し、解放基盤表面における地震動を評価した。
- この評価結果（水平成分：690cm/s²、鉛直成分：313cm/s²）にさらなる保守性を考慮し、水平成分：700cm/s²、鉛直成分：320cm/s²の地震動を、「2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動」として採用する。



<2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動（上段：加速度時刻歴波形、下段：応答スペクトル）>

まとめ

○佐藤・他(2013)による2004年北海道留萌支庁南部の地震のK-NET HKD020（港町）観測点における基盤地震動に対し、追加検討を実施したうえで、敷地の解放基盤表面との地盤物性の相違を考慮して解放基盤表面における地震動を評価し、この評価結果（水平成分：690cm/s²、鉛直成分：313cm/s²）にさらなる保守性を考慮し、水平成分：700cm/s²、鉛直成分：320cm/s²の地震動を、「2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動」とする。



<2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動（上段：加速度時刻歴波形、下段：応答スペクトル）>

目次

1 概要	……p.3~
2 全国共通に考慮すべき地震動	
2.1 標準応答スペクトルに基づく地震動	……p.8~
2.1.1 地下構造モデル及び地震基盤相当面の設定	……p.12~
2.1.2 解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価	……p.15~
2.2 2004年北海道留萌支庁南部の地震における基盤地震動に基づく地震動	……p.26~
2.2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震における観測記録	……p.28~
2.2.2 佐藤・他(2013)による基盤地震動の推定に関する知見	……p.34~
2.2.3 敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動の評価	……p.42~
3 地域性を考慮する地震動	……p.66~
3.1 2008年岩手・宮城内陸地震	……p.68~
3.2 2000年鳥取県西部地震	……p.86~
4 震源を特定せず策定する地震動の策定	……p.101~
補足説明資料	……p.104~
参考資料	……p.127~

概要

- 地域性を考慮する地震動については、「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」、すなわち震源断層がほぼ地震発生層の厚さ全体に広がっているものの、地表地震断層としてその全容を表すまでには至っておらず、震源の規模が推定できない地震（Mw6.5程度以上）とされる、2008年岩手・宮城内陸地震（Mw6.9）と2000年鳥取県西部地震（Mw6.6）を検討対象とする。
- 各地震について、震源域周辺の特徴を整理したうえで、震源域周辺と浜岡原子力発電所の敷地周辺について特徴を比較し、特徴が類似する場合には、観測記録の収集対象とする。

目次

1 概要	……p.3~
2 全国共通に考慮すべき地震動	
2.1 標準応答スペクトルに基づく地震動	……p.8~
2.1.1 地下構造モデル及び地震基盤相当面の設定	……p.12~
2.1.2 解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価	……p.15~
2.2 2004年北海道留萌支庁南部の地震における基盤地震動に基づく地震動	……p.26~
2.2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震における観測記録	……p.28~
2.2.2 佐藤・他(2013)による基盤地震動の推定に関する知見	……p.34~
2.2.3 敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動の評価	……p.42~
3 地域性を考慮する地震動	……p.66~
3.1 2008年岩手・宮城内陸地震	……p.68~
3.2 2000年鳥取県西部地震	……p.86~
4 震源を特定せず策定する地震動の策定	……p.101~
補足説明資料	……p.104~
参考資料	……p.127~

2008年岩手・宮城内陸地震の概要

○地震発生日時（気象庁震度データベース他による）

- ・発生日時：2008年6月14日 08時43分
- ・地震規模：M7.2（Mw6.9）
- ・震源深さ：8km
- ・震源位置：北緯39° 01.7'、東経140° 52.8'

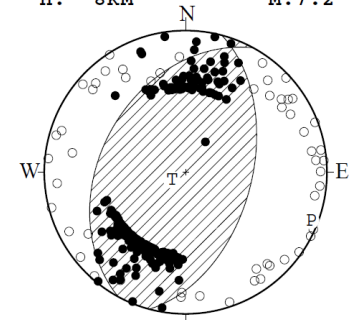
○各地の震度（気象庁震度データベースによる）

- ・震度6強：奥州市衣川区（旧）
- ・震度6弱：奥州市胆沢区（旧）

○地震発生メカニズム（気象庁(2008)による）

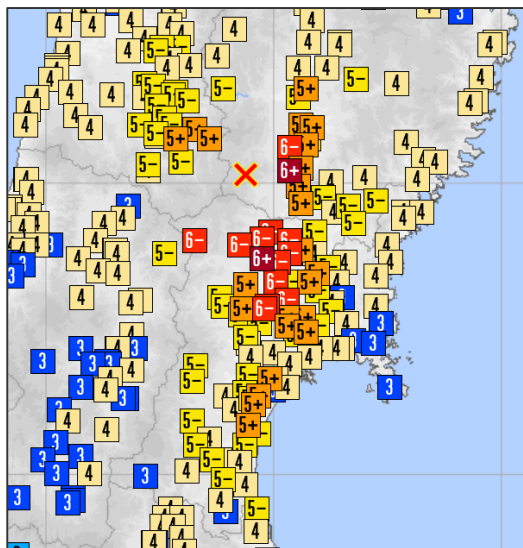
- ・発震機構解より、西北西－東南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型の地震。
- ・今回の地震の震央周辺では、M7以上の地震は1914年3月15日に発生したM7.1の地震以来約94年間発生していなかった。
- ・この領域では、1894年10月22日の庄内地震（M7.0）から1914年3月15日の秋田仙北地震にかけての約20年間にM7以上の地震が4回発生するなど地震活動の活発な時期があった。

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



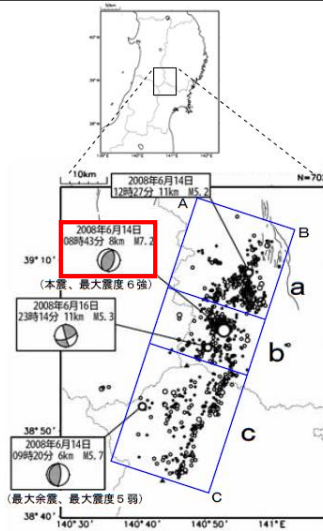
STR DIP SLIP AZM PLG
NP1 209° 39' 101° P 111° 6'
NP2 15° 51' 81° T 242° 81'
N:275 SCORE 96% N 20° 7'

<初動発震機構解>
(気象庁地震カタログによる)

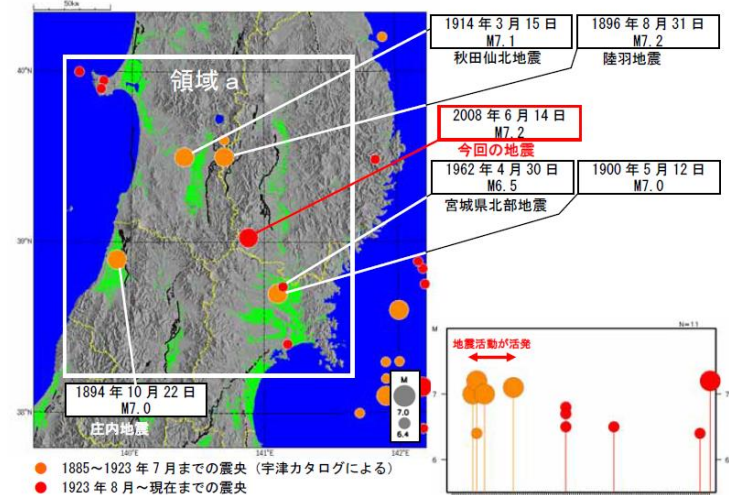


- × 震央
- 7 震度7
- 6+ 震度6強
- 6- 震度6弱
- 5+ 震度5強
- 5- 震度5弱
- 4 震度4
- 3 震度3
- 2 震度2
- 1 震度1

<震度分布>
(気象庁震度データベースによる)



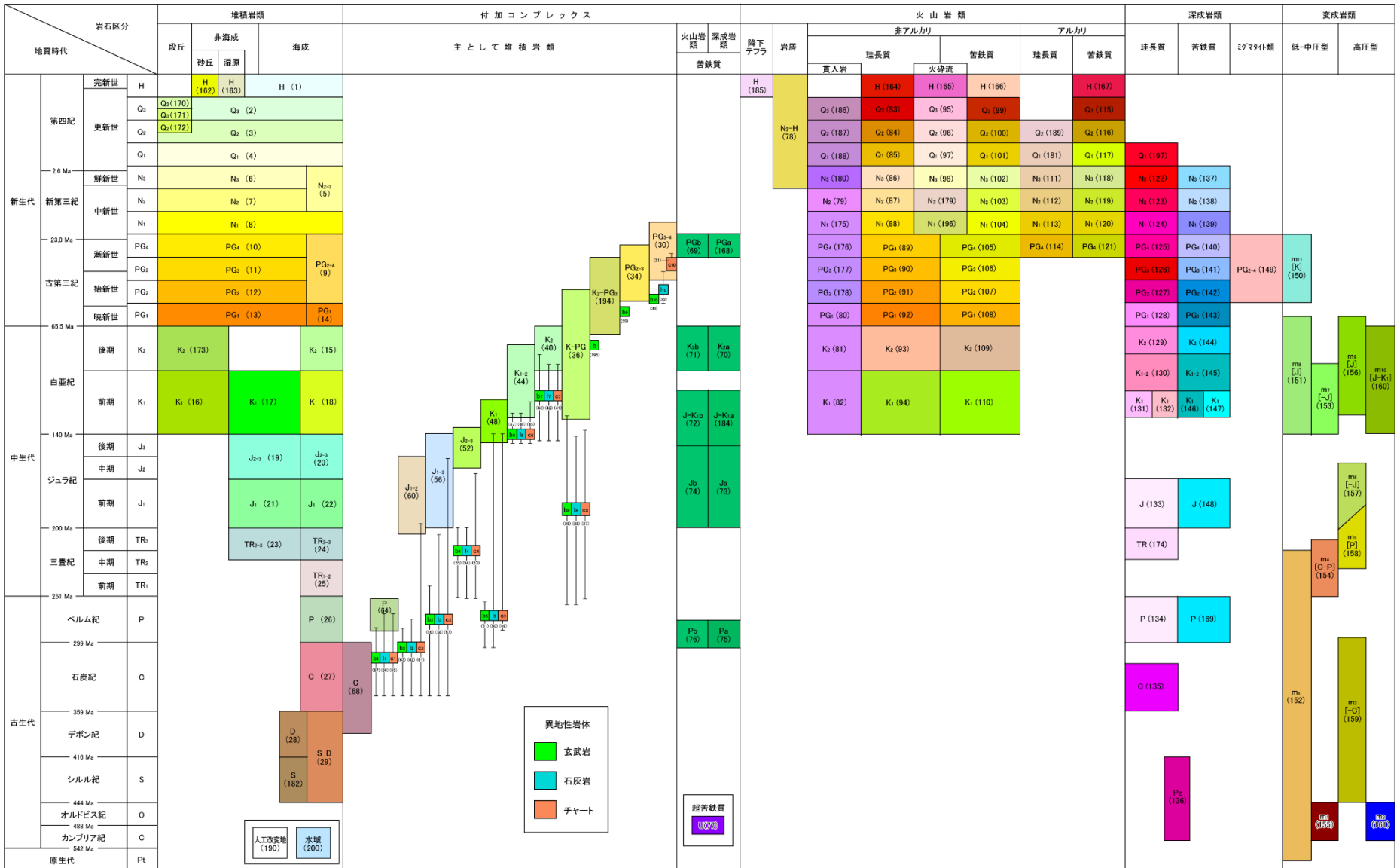
<震央分布図（2008年6月14日～29日、M≥2.5、深さ20km以浅）>
(気象庁(2008)に赤い四角を加筆)



<震央分布図（左）及び領域a内のM-T図（1885年1月1日～2008年6月30日、M6.4以上、深さ60kmより浅い地震）>
(気象庁(2008)による)

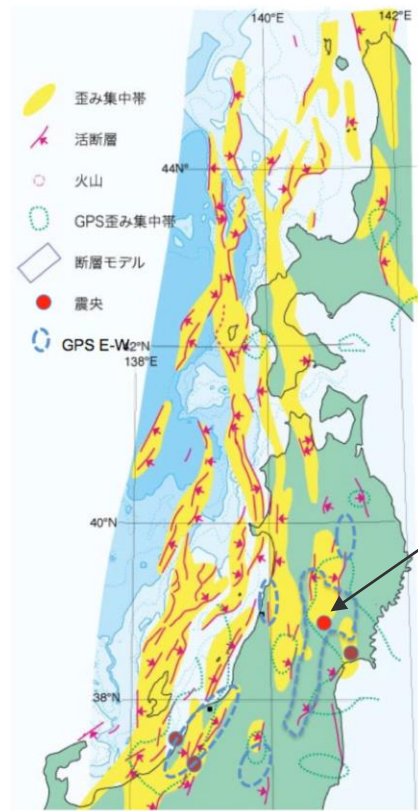
<3.1 2008年岩手・宮城内陸地震> シームレス地質図の凡例

Ma: 百万年



2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺の活断層及びひずみ集中帯

- 東北日本弧の第四紀テクトニクスは、東西圧縮応力による逆断層の活動に特徴づけられる。
- 活断層データベース（地質調査総合センター）によると、岩手・宮城内陸地震の震央付近に活断層の記載はないが、その北方に北上低地西縁断層帯等が分布する。
- 産業技術総合研究所(2009)によると、岩手・宮城内陸地震は、地質学的ひずみ集中帯と、測地的ひずみ集中帯の重なったところで発生している。
- なお、岡田・他(2008)は、東北脊梁山地歪集中帯ではこれまででも活発な地震活動が見られ、今回の地震の本震震源付近では1999年から2000年にかけて先駆的な地震活動がみられたとしている（右下図参照）。

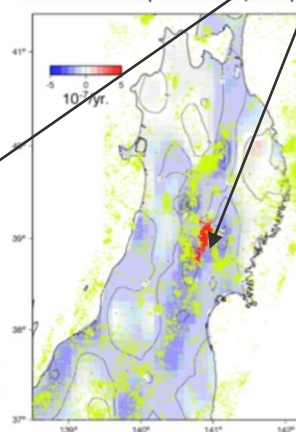


2003年の宮城県北部地震, 2004年新潟県中越地震, 2007年新潟県中越沖地震, 2008年岩手・宮城内陸地震は、いずれも地質学的なひずみの集中域と測地的なひずみの集中域が重なっているところで発生。

The 2003 Miyagiken-Hokubu, 2004 Chuetsu, 2007 Chuetsu-oki, and 2008 Iwate-Miyagi earthquakes occurred in areas where two types of high strain areas based on geologic structure and geodetic data are superposed.

(岡村行信)

E-W strain rate (Miura et al., 2004)



岩手・宮城内陸地震の震源

左図の、東北脊梁山地に沿う短縮歪（青色）が顕著な領域を、東北脊梁山地ひずみ集中帯という（岡田・他(2008)）。

● : 1997~2001年の深さ40kmより浅い微小地震の震源位置

東大出版会（2002）「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」を簡略化。

<ひずみ集中帯分布図>

(産業技術総合研究所(2009)に震源位置、「東北脊梁山地ひずみ集中帯」の解説、微小地震の震源位置の凡例を加筆)

<活断層分布図>

(活断層データベース（地質調査総合センター）に震央位置、断層名称、縮尺を加筆)

<3.1 2008年岩手・宮城内陸地震> 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺の変位地形

- 鈴木・他(2008)は、地震前に撮影された大縮尺の航空写真の判読により、地震断層にほぼ対応する3~4km程度の区間に活断層変位地形が見出されたとしている。また、柵木立地点におけるトレンチ調査の結果、約5千年前以降の複数回の活動が明らかになったとしている。
- 田力・他(2009)は、震源域には河成段丘の変化帯が存在し、この変化帯は岩手・宮城内陸地震の震源断層の活動に関連するとしている。また、震源断層付近で求められる垂直変位速度 (0.5mm/yr) は、池田・他(2002)による北方の北上低地西縁断層帯の垂直変位速度にほぼ等しいとしている。
- 後藤・佐々木(2019)は、岩手・宮城内陸地震の震源域直上を横断する磐井川において、河成段丘面の対比・編年の再検討及び性状・比高を吟味の上、その比高分布が、地震時の地殻変動の累積でよく説明できるとし、伏在断層が示唆される地質構造の地域における活動性の検討指標として有効であるとしている。
- 柳田・他(2020)は、岩手・宮城内陸地震の震源域は地表にブロードな変形をもたらしたとし、奥羽脊梁山地を横断する複数の河川に沿って河成段丘面の比高 (TT値) を整理し、幅広い変形帯 (WT) や隆起量急変部 (HL) が分布することを明らかにし、第三系の褶曲構造と併せ、これら地形・地質学的特徴は、WTを伴う伏在断層の地表表現であるとしている。

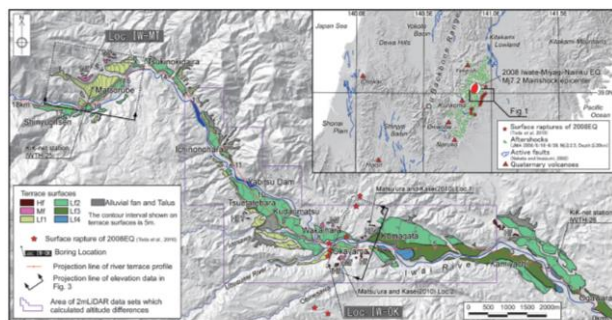


図1 段丘面区分図及び調査位置図
(後藤・佐々木(2019)による)

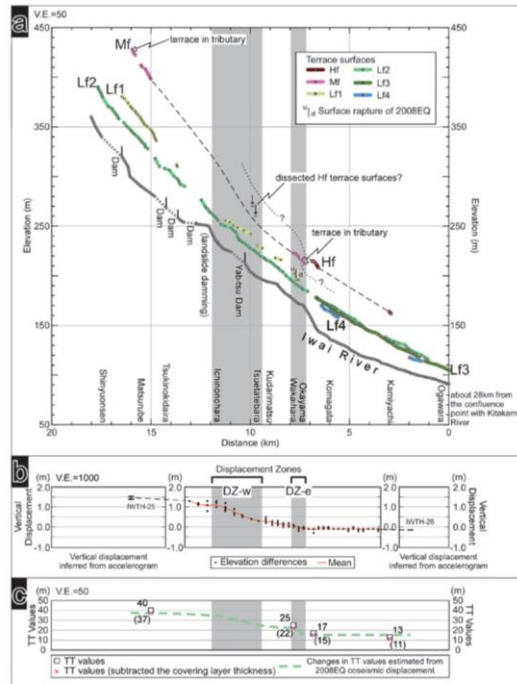


図2 段丘断面図と標高差分量・TT値との比較

<段丘縦断面図と標高差分量・TT値との比較>
(後藤・佐々木(2019)による)

- a: 段丘断面図。 b: 標高差分量に基づく2008年地震による上下変位。 DZ-w, DZ-eは上下変位の変化が相対的に大きい区間。これらの区間を段丘断面図(a)とTT値の変化図(c)にも灰色で着色して示した。IWTH-25, 26の値は青井ほか(2010)とMatsuyama and Kase(2010)により地質調査記録から求められた上下変位。 c: TT値の変化図。 b図, c図はa図の距離に対応するように値の位置をプロットした。

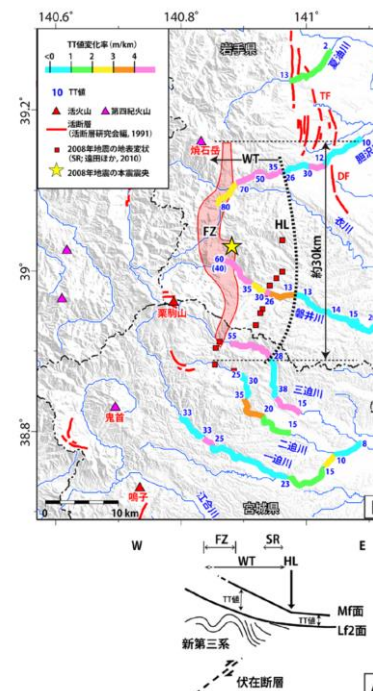


図15 調査結果のまとめ図。A) 調査地域の地質構造と地殻変動の模式断面図。B) TT値の分布と各河川沿いの変化帯。FZ: 新第三系の褶曲帯。SR: 2008年岩手・宮城内陸地震の地表断層。地表変位。WT: 幅広い変形帯。HL: 山麓の隆起量急変部。DF: 出店断層。TF: 天狗森断層。

<河成段丘面の比高分布>
(柳田・他(2020)による)

2008年岩手・宮城内陸地震の地表地震断層

- 遠田・他(2010)は、2008年岩手・宮城内陸地震の余震分布から推定される北北東－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とし、それらは西傾斜の震源断層（逆断層）の地表延長部にあたるとしている。
- また、遠田・他(2010)は、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と、このことから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としている。
- なお、堤・他(2010)も、地震断層が比較的連続性よく出現した奥州市餅転から一関市落合に至る区間について、地表地震断層を報告している。

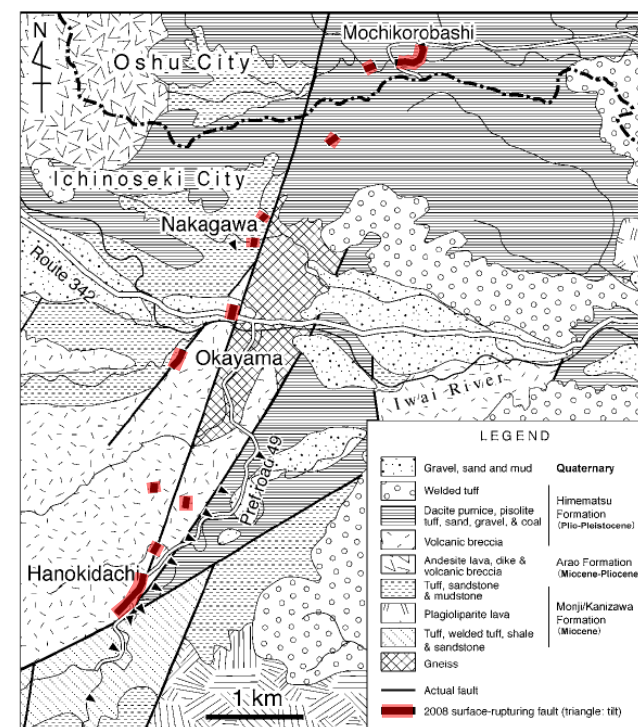
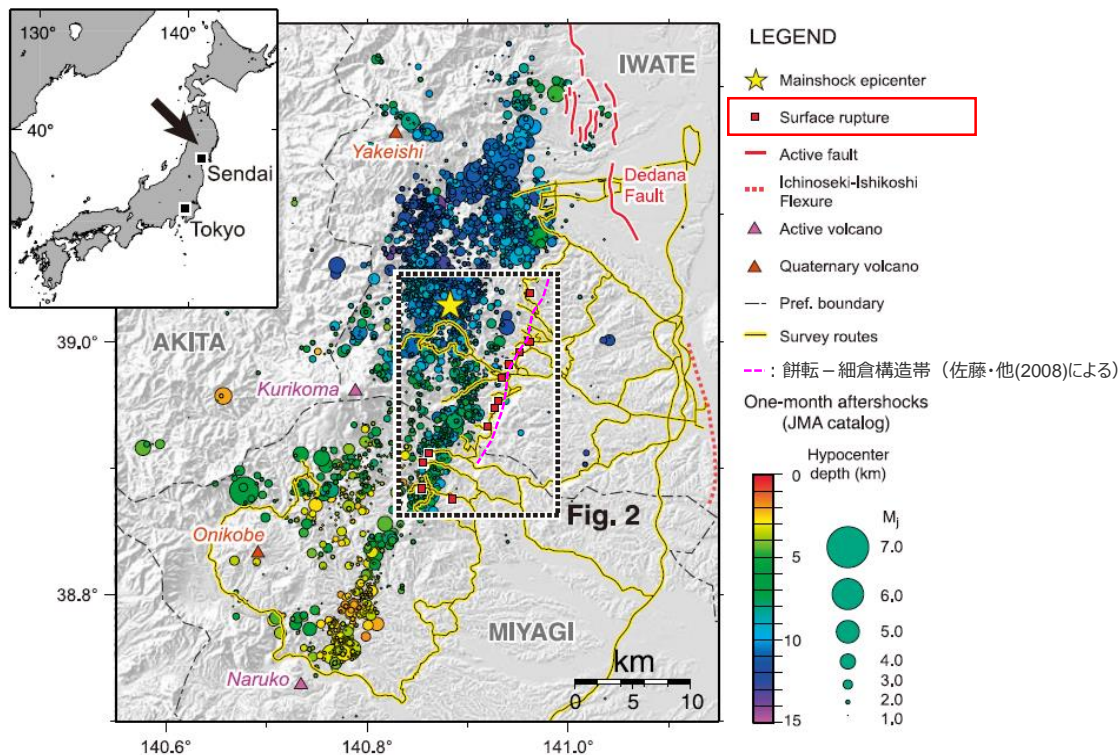


Fig. 1. Locations of the surface ruptures (red squares) associated with the 2008 $M_w=6.9$ Iwate-Miyagi Nairiku earthquake on the distribution of observed aftershocks. Detail distribution of the ruptures in the broken-line box is displayed in Fig. 2.

Fig. 17. Geologic map of the regions from southern Oshu City to western Ichinoseki City (Katayama and Umezawa, 1958) and locations of the surface ruptures associated with the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake. Rivers and major roads are extracted from 1:25,000 topographical map "Hondera" published by Geographical Survey Institute.

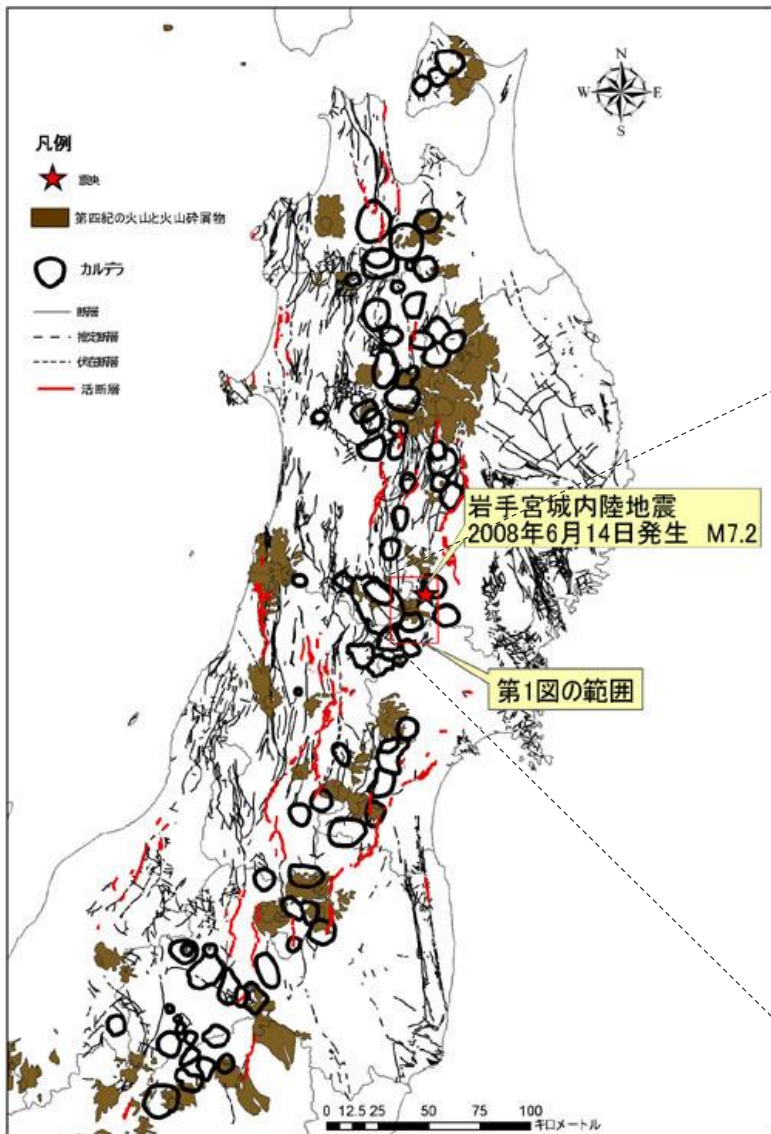
<2008年岩手・宮城内陸地震の地表地震断層>

(遠田・他(2010)に凡例における赤い四角、餅転－細倉構造線を加筆)

<奥州市南部－一関市西部の地質図及び2008年岩手・宮城内陸地震の地表地震断層>

(遠田・他(2010)に赤い線を加筆)

2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺の第四紀火山と後期新生代カルデラの分布



<東北地方のカルデラの分布> (布原・他(2008)による)

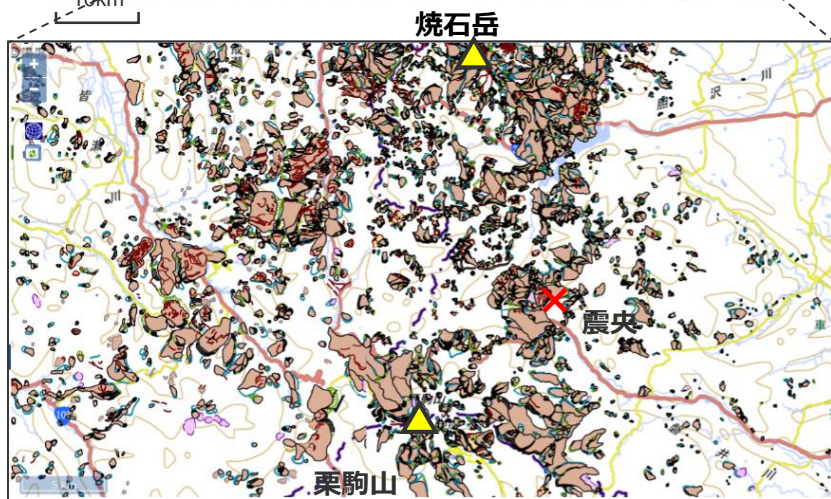
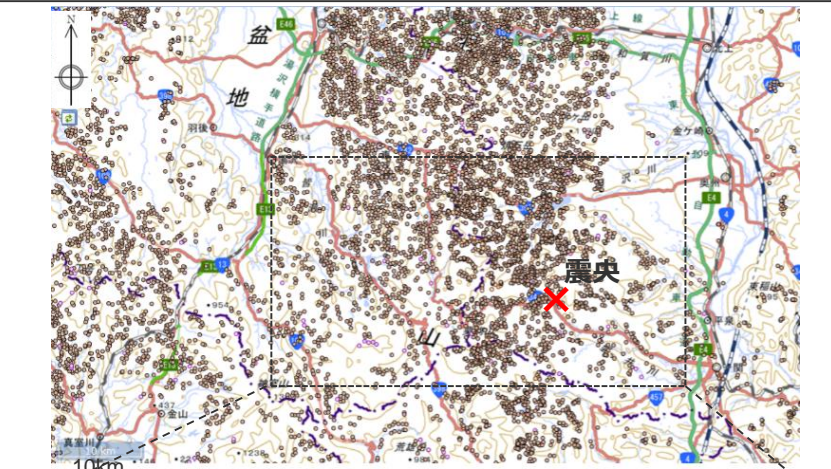
- 布原・他(2008)は、岩手・宮城内陸地震の震源域周辺にはカルデラが密集していることを指摘し、以下のように述べている。
- ・ 今回の地震断層は、脊梁火山列分布域の海溝側肩部（火山フロント）に近接している。
- ・ 脊梁山地には12Ma以降に形成されたカルデラが南北に配列している。とりわけ、栗駒火山周辺には、カルデラが密集している。
- ・ 主に後期中新世から鮮新世にかけて形成されたカルデラについては、栗駒地域同様、第四紀火山噴出物に広く覆われ詳細が不明な場合が多い。



<栗駒山周辺の地質図とカルデラ構造> (布原・他(2008)に左図範囲との対応の点線を加筆)

2008年岩手・宮城内陸地震の地すべりの分布

- J-SHIS Map (防災科学技術研究所) によると、震源域付近の焼石岳南麓～栗駒山東斜面の範囲に、大規模地すべりが密集している。
- 井口・他(2010)は、2008年岩手・宮城内陸地震では地すべり地形を呈していた斜面が再滑動した事例がかなりあったとし、最大規模の荒砥沢地すべりについても、過去に地すべり変動の履歴を持つ地すべり地形が再滑動したものであると指摘している。



<2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺の地すべり地形の分布>
(J-SHIS Map (防災科学技術研究所) に縮尺、震央位置等を加筆)



図5 再判読した荒砥沢ダム周辺の地すべり地形分布図と荒砥沢地すべりの変動範囲 (赤線の範囲)



写真1 目撃地点から荒砥沢地すべりを望む。

<2008年岩手・宮城内陸地震において発生した荒砥沢地すべり>
(井口・他(2010)による)

2008年岩手・宮城内陸地震の震源域の特徴

<2008年岩手・宮城内陸地震の震源域の特徴>

- 震源域周辺には、古第三系漸新統～新第三系鮮新統の火山岩類及び堆積岩類や、第四紀の火山岩類が分布する（地質調査総合センター）。
- 本地震は、地質学的ひずみ集中帯と、測地学的ひずみ集中帯の重なったところで発生しており（産業技術総合研究所(2009)）、地震の断層面上の本震震源付近では、1999年から2000年にかけて先駆的な地震活動がみられた（岡田・他(2008)）。
- 地震前に撮影された大縮尺の航空写真の判読により、地震断層にほぼ対応する3～4 km程度の区間に活断層変位地形が見出される（鈴木・他(2008)）。
- 震源域には河成段丘の変化帯が存在し、比高分布からは幅広い変形帯や隆起量急変部が認められ、これらは岩手・宮城内陸地震の震源断層の活動に関連し、同地震の伏在断層による地表表現である（田力・他(2009)、後藤・佐々木(2019)、柳田・他(2020)）。
- 地表地震断層の一部は、「餅転－細倉構造帯」と一致する（遠田・他(2010)）。
- 地震断層は、脊梁火山列分布域の海溝側肩部（火山フロント）に近接しており、脊梁山地には、12Ma以降に形成されたカルデラが南北に配列し、とりわけ栗駒火山周辺には、カルデラが密集している（布原・他(2008)）。
- 震源域付近には大規模地すべりが密集している（防災科研 J-SHIS Map、井口・他(2010)）。



<2008年岩手・宮城内陸地震と敷地周辺との地域差の比較・検討>

- 大局的な地体構造の観点に加え、上記2008年岩手・宮城内陸地震の震源域の特徴も踏まえ、以下の観点から比較・検討を行う。
- 地体構造区分（基盤地質分類）
- 地震地体構造区分
- 地質・地質構造
- 火山フロントとの位置関係等
- 地形の特徴

地体構造区分（基盤地質分類）による比較・検討（Wallis et al.(2020)）

- Wallis et al.(2020)は、既往の研究成果を参照の上、日本列島の地体構造区分図（基盤地質分類）を作成し、各地体構造を網羅的に解説している。
- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域が位置する「南部北上帯（SK）」は、古生代～中生代の堆積岩を主体とし、古生代前期の低温高压型変成岩や花崗岩類を伴うとされている。
- 一方、敷地周辺は、「古第三紀～新第三紀の付加体（P-N）」にあたり、西南日本の外弧全体に発達する付加体で、タービダイト起源の砂岩、泥岩を主体とするとされている。

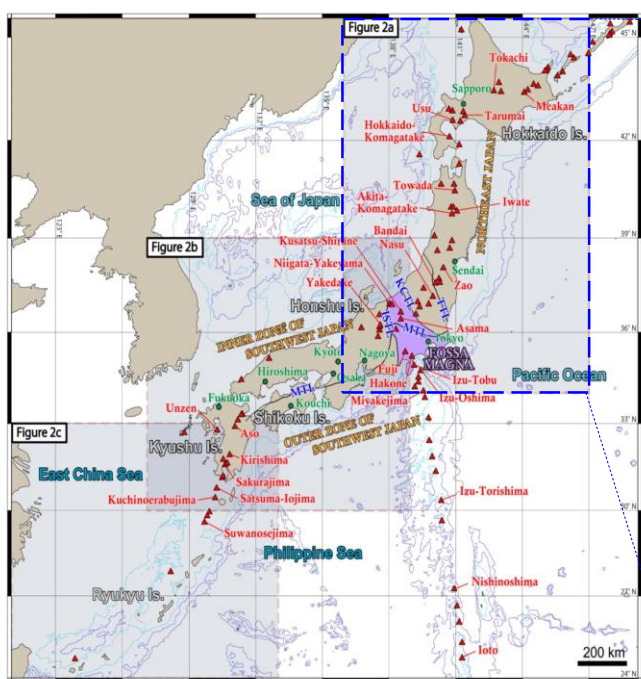


FIGURE 1 Summary map of Japan showing the location of the main islands, cities, volcanoes, and numerous geological features mentioned in the text. The named volcanoes represent all those listed as rank A and a selected number of those listed as rank B by the Japan Meteorological Agency (Japan Meteorological Agency, 2005). The inner and outer zones of Southwest Japan refer to the inner and outer parts of the arc in Honshu, Shikoku, and Kyushu with the boundary along the major long-lived tectonic boundary, the median tectonic line (MTL), ISTL, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line; KCTL, Kashiwazaki-Choshi Tectonic Line; MTL, Median Tectonic Line; TTL, Tanakura Tectonic Line

<日本列島の概要図>

(Wallis et al.(2020)に右図の範囲を加筆)

浜岡原子力発電所

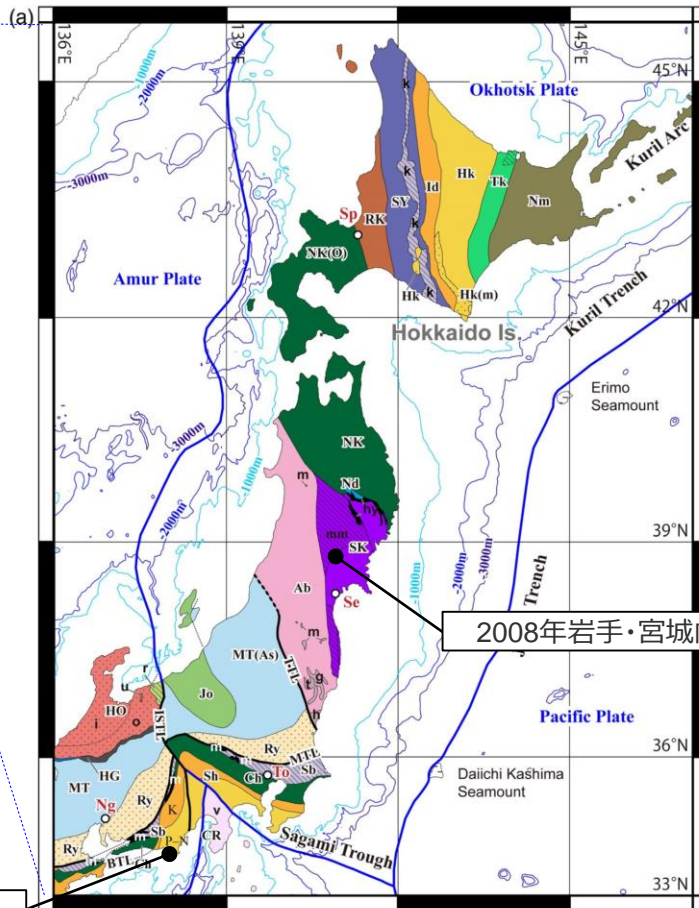


FIGURE 2 A summary map of the basement geology of Japan. The distinction between basement and cover is not clear-cut and an explanation of the units that were included is given in the main text. A digital version of this map can be downloaded from <http://science.shinshu-u.ac.jp/~mori/BGJ/index.html>. The outline map was constructed using GMT software and the bathymetric data are taken from the NOAA dataset ETOPO1. The outlines of the Daiichi Kashima and Erimo seamounts represent the 5000 m bathymetric contours. (a-c) The areas covered are shown in Figure 1 [Correction added on 7 February 2020, after first online publication: Figure 2a has been corrected.]

	2008年岩手・宮城内陸地震	敷地周辺
地体構造区分（基盤地質分類）	南部北上帯（SK）	古第三紀～新第三紀の付加体（P-N）
主な構成岩類	古生代～中生代の堆積岩を主体とし、古生代前期の低温高压型変成岩や花崗岩類を伴う	日本南西部の外弧全体に発達する古第三紀～新第三紀の付加体で、タービダイト起源の砂岩、泥岩を主体とする

<東日本の地体構造区分図>

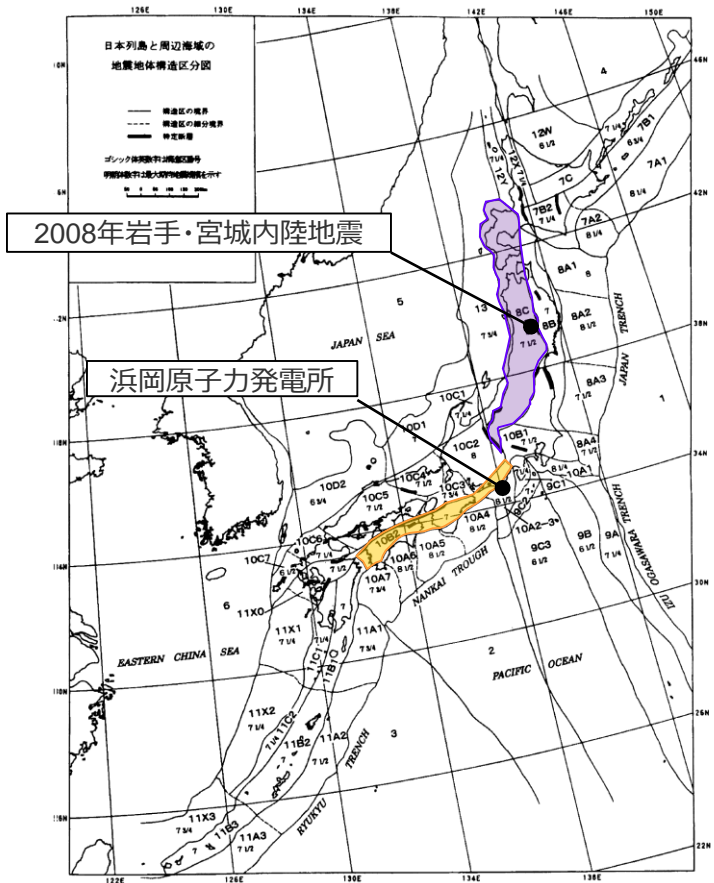
(Wallis et al.(2020)に震源及び発電所位置を加筆)

地震地体構造区分による比較・検討 (垣見・他(2003))

○垣見・他(2003)は、既往の各種区分図を比較した上で最新のデータと知見に基づき地震地体構造区分図を作成している。

- 2008年岩手・宮城内陸地震が震源域の位置する「東北日本弧内帯(8C)」は、活断層の密度は中で、地震活動は高とされている。主な地震として、最近では2008年岩手・宮城内陸地震のほか、1896年陸羽、1914年秋田仙北地震など、M7クラスの内陸地殻内地震が複数報告されている。
- 一方、敷地周辺の位置する「西南日本弧外帯(10B2)」は、活断層密度は極小で、地震活動も低い地域とされている。主な地震として、M7クラスの1331年紀伊、1789年阿波が挙げられているが、これらは敷地から100km以上離れている。

なお、浜岡原子力発電所の敷地周辺は、10A2-3 (駿河湾-遠州灘) にも該当しているが、内陸地殻内地震ではなくプレート間地震を主体とする構造区であることから、ここでは比較・検討の対象としていない。



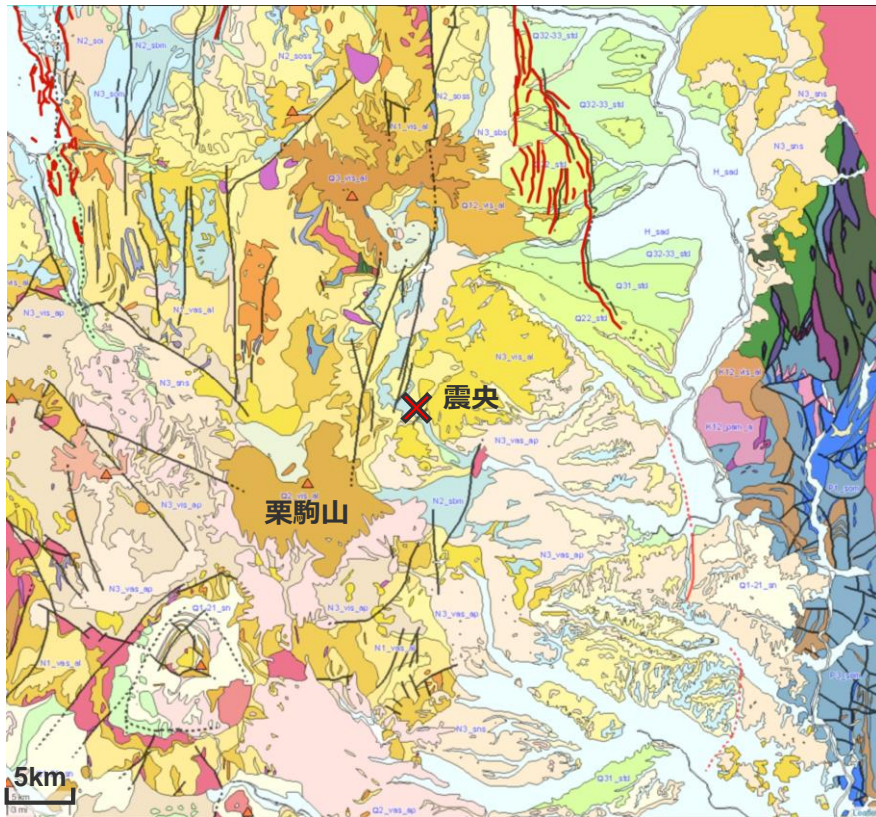
<地震地体構造区分>

(垣見・他(2003)に震源位置及び発電所位置を加筆、それぞれが位置する地体構造範囲を着色)

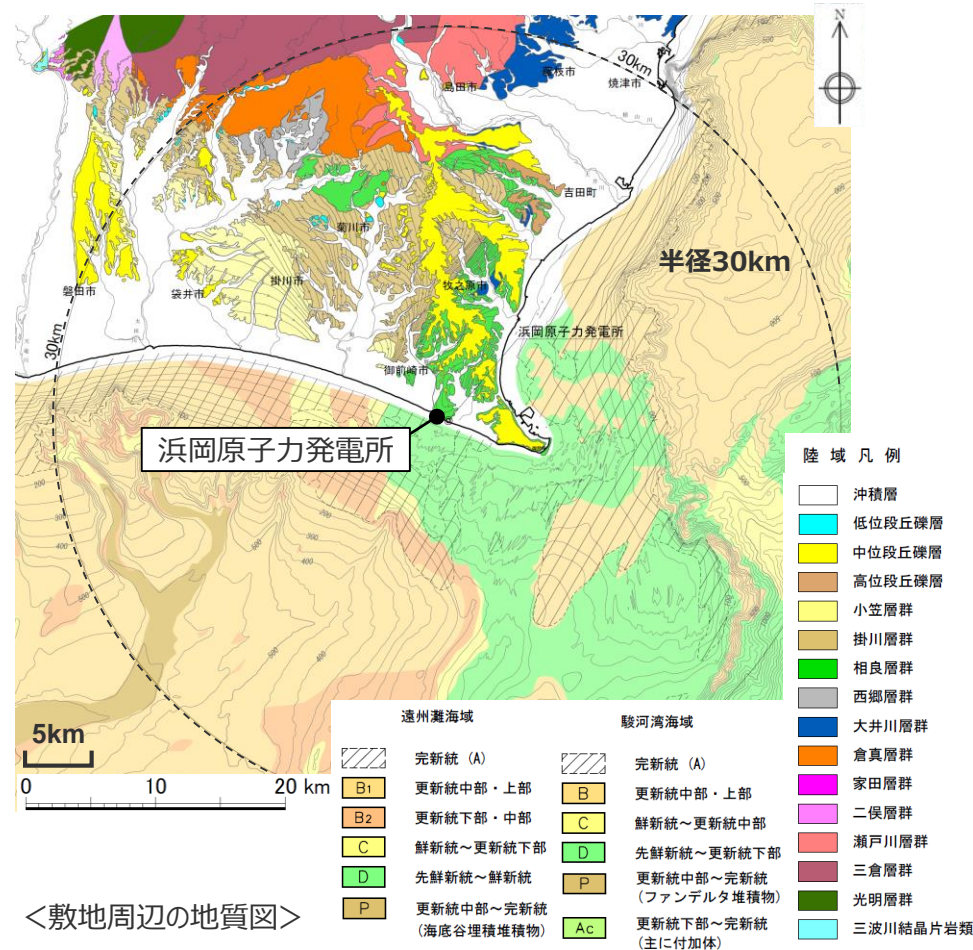
	2008年岩手・宮城内陸地震	敷地周辺
(1)構造区	8C 東北日本弧内帯	10B2 西南日本弧外帯
(2)地形・地質	火山性内弧、隆起優勢、脊梁山地・出羽丘陵の火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯)、島弧方向の逆断層~褶曲発達	外弧隆起帯、安定域
(3)活断層の密度、長さ、活動度、断層型ほか	中、中、B、逆、島弧と平行、隆起帯基部に発達	極小、短(中)、C、横・逆
(4)浅発大、中地震活動	高 東西圧縮逆断層型	低
主な地震	1766年津軽 (M7 1/4) 830年出羽 (M7 ~7.5) 1896年陸羽 (M7.2) 1914年秋田仙北 (M7.1) 1704年羽後・津軽 (M7 ±1/4) 1804年象潟 (M7 ±0.1) 1694年能代 (M7.0) 1683年日光 (M7.0) 1900年宮城県北部 (M7.0) 1791年松本 (M6 3/4)	1331年紀伊 (M ≥7.0) 1789年阿波 (M7.0)

<3.1 2008年岩手・宮城内陸地震> 地質分布による比較・検討

- シームレス地質図によると、2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺には、古第三系漸新統～新第三系鮮新統の火山岩類及び堆積岩類や、第四紀の火山岩類が分布する。
- 一方、敷地周辺では、中生代～新生代第四紀前期の堆積岩が分布し、それを覆うように第四系の段丘堆積物や完新統が分布するが、敷地周辺（半径30km）には、火山岩類は分布していない。なお、本地域では、フィリピン海プレートの沈み込みにより付加体が発達している。



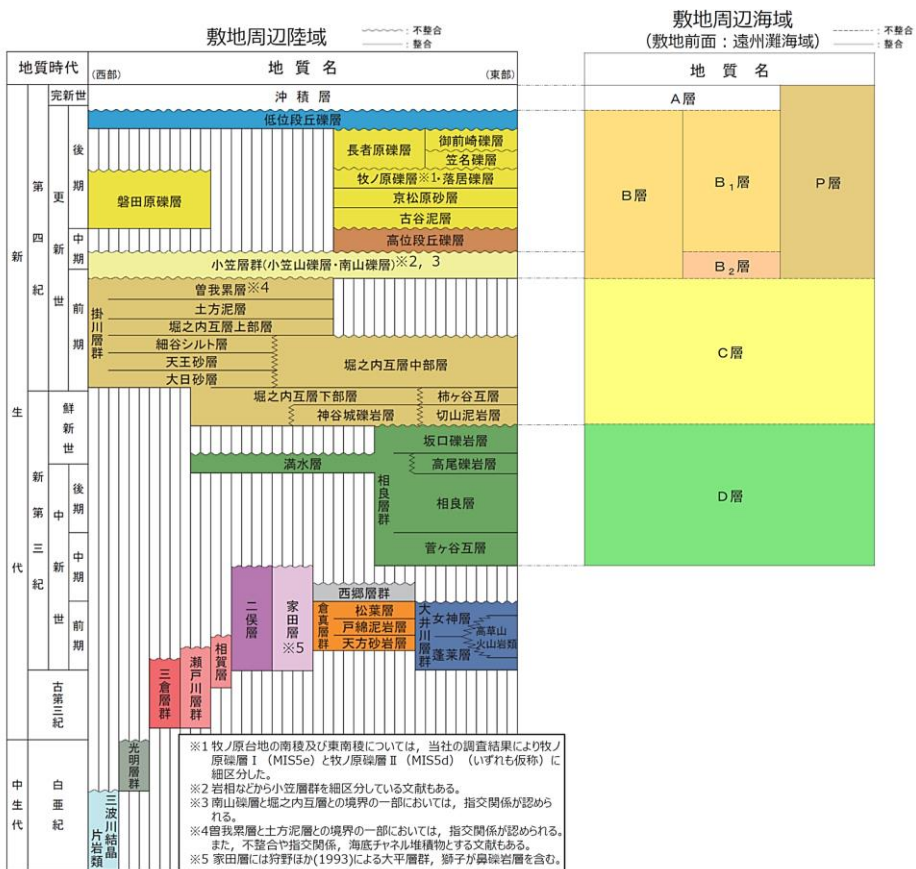
<2008年岩手・宮城内陸地震震源域周辺の地質図>
(シームレス地質図に震央位置や縮尺等を加筆) (凡例はp.71参照)



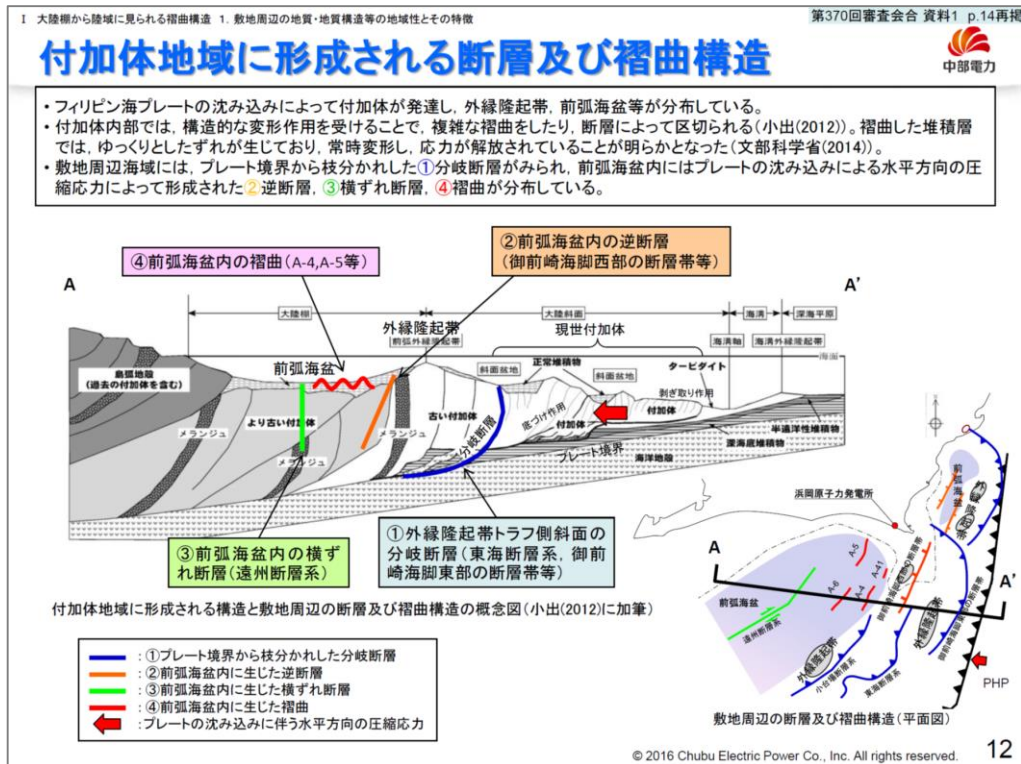
<敷地周辺の地質図>

<3.1 2008年岩手・宮城内陸地震>

(補足) 敷地周辺の地質図層序表、付加体地域の断層及び褶曲構造の概念図



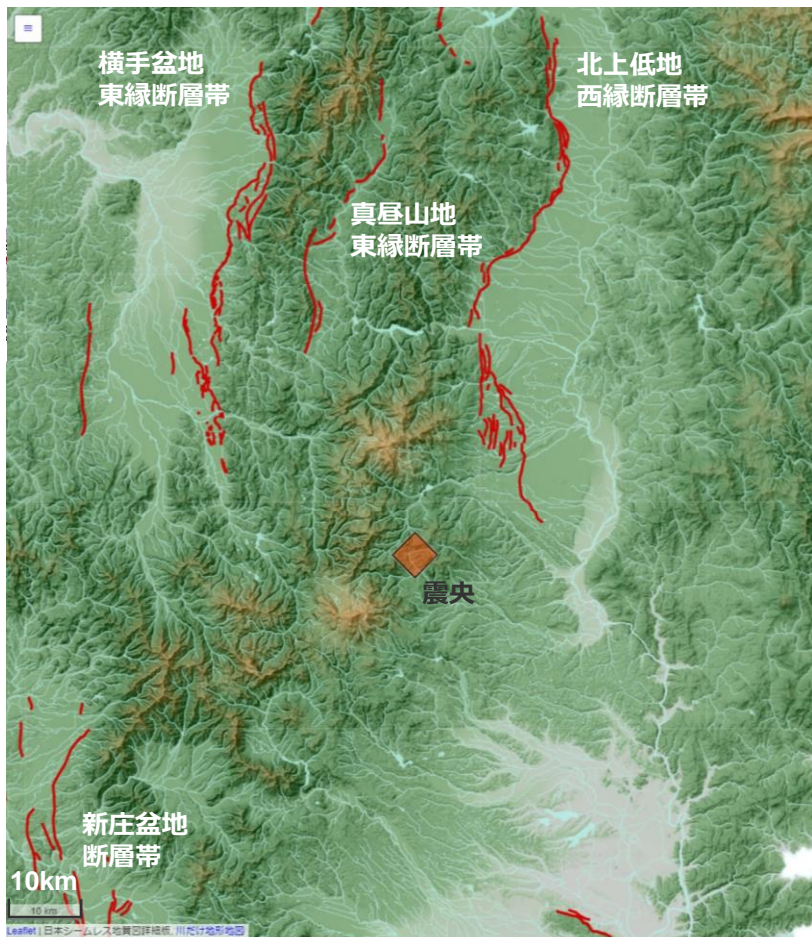
<敷地周辺の地質層序表>
(第493回審査会合、資料1、p.29より)



<付加体地域に形成される断層及び褶曲構造の概念図>
(第413回審査会合、資料2、p.12より)

<3.1 2008年岩手・宮城内陸地震> 活断層の分布による比較・検討

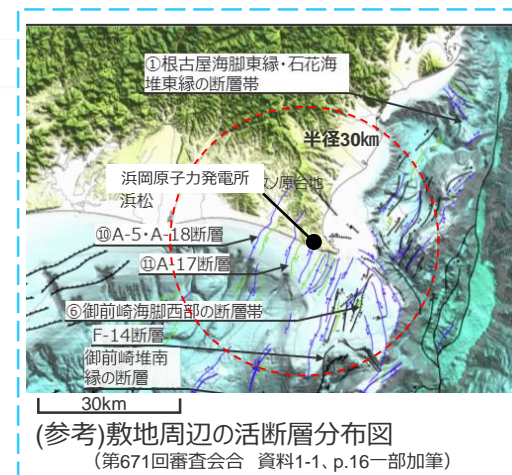
- 活断層データベース（地質調査総合センター）によると、2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺には活断層は示されていないが、北方や南方には、北上低地西縁断層帯等の、南北走向の逆断層が分布している。
- 一方、同データベースでは、敷地周辺陸域では活断層は示されていない。
- なお、当社の調査では、敷地周辺の主に海域においてプレート境界に沿う断層や褶曲構造が確認され、これらを保守的に震源断層として評価している（右下図参照）。



<岩手・宮城内陸地震震央周辺の活断層分布図>
(活断層データベース（地質調査総合センター）に震央位置、断層名称、縮尺を加筆)



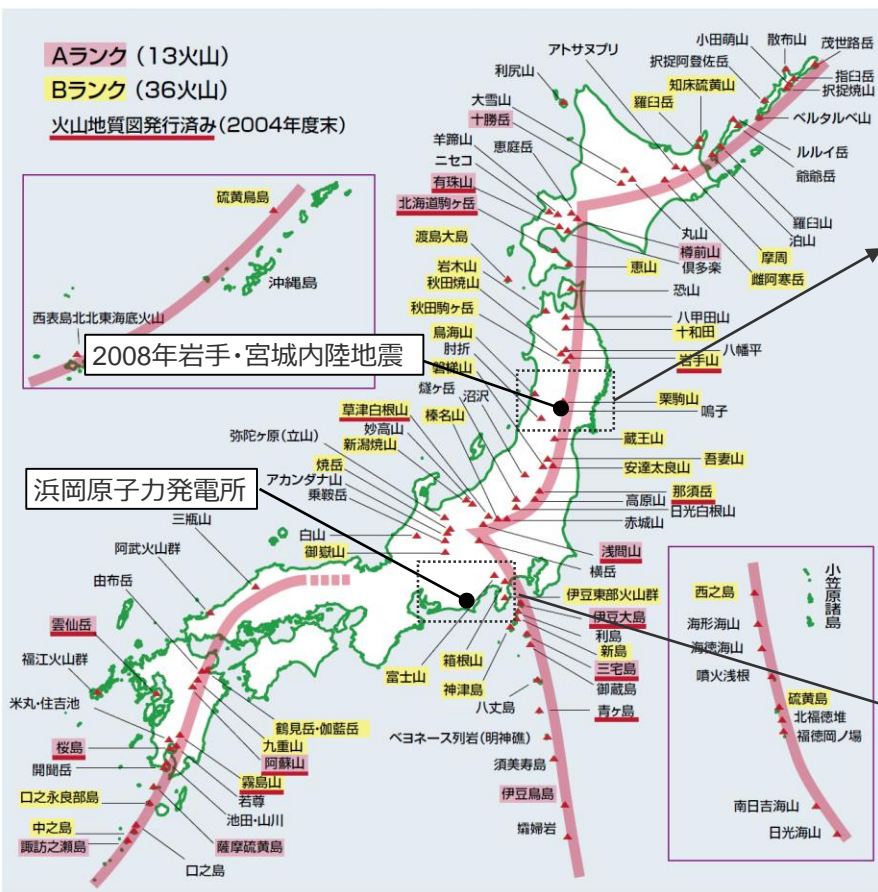
<敷地周辺の活断層分布図>
(活断層データベース（地質調査総合センター）に発電所位置、断層名称、縮尺を加筆)



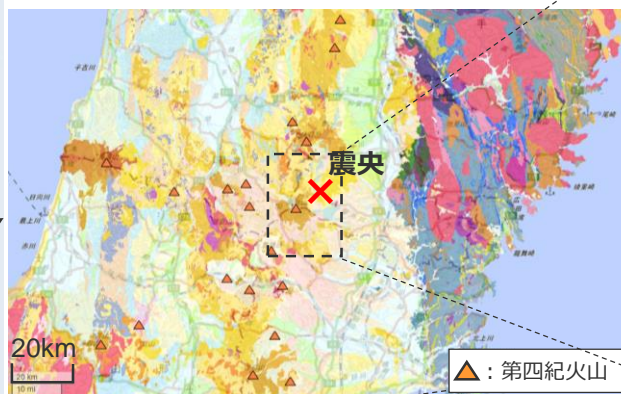
(参考)敷地周辺の活断層分布図
(第671回審査会合 資料1-1、p.16一部加筆)

<3.1 2008年岩手・宮城内陸地震> 火山フロントとの位置関係等による比較・検討

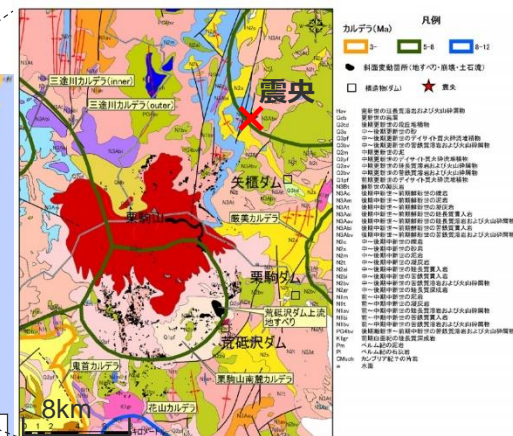
- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺は、火山フロント（星住・中野(2004)）に近接し、第四紀火山も示されている（「日本の第四紀火山」（地質調査総合センター））。また、同震源域周辺は多数のカルデラに囲まれている（布原・他(2008)）。
- 一方、敷地周辺は火山フロントから離れており、敷地から半径50km以内に第四紀の火山活動は知られておらず、カルデラも認められない。



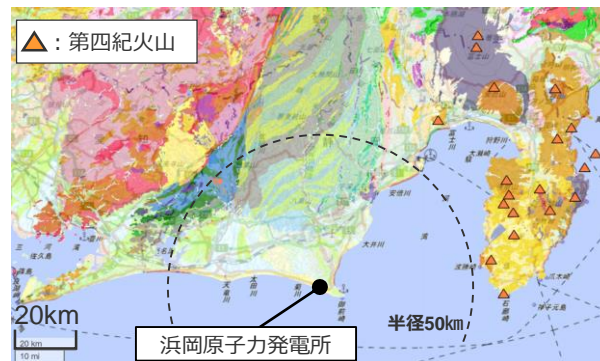
橙色の太いラインが火山フロント。
<日本列島の活火山>
(星住・中野(2004)に震源位置、発電所の位置等を加筆)



<岩手・宮城内陸地震震源域周辺の第四紀火山>
(日本の第四紀火山（地質調査総合センター）に震央位置、縮尺、凡例等を加筆) (地質の凡例はp.71参照)



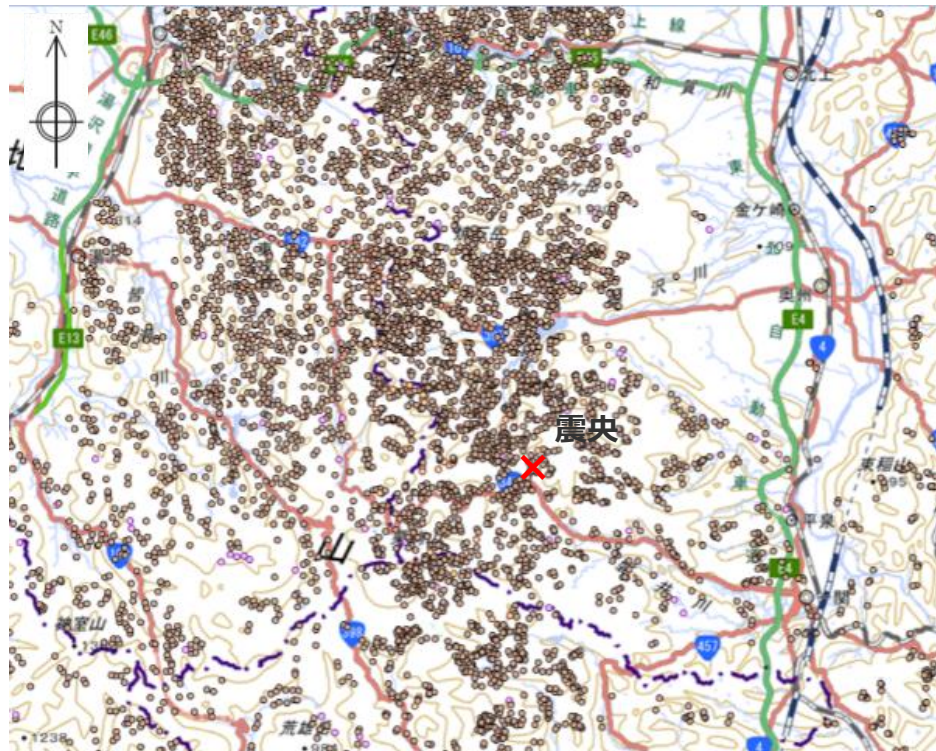
<栗駒山周辺の地質図とカルデラ構造>
(布原・他(2008)に震央位置、縮尺を加筆)



<敷地周辺の第四紀火山>
(日本の第四紀火山（地質調査総合センター）に発電所位置、縮尺、凡例等を加筆) (地質の凡例はp.71参照)

地形の特徴：地すべり地形による比較・検討

- J-SHIS Map（防災科学技術研究所）によると、2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺には、大規模地すべりを含め、地すべり地形が密集している。
- 一方、同Mapでは、敷地周辺には、大規模な地すべり地形は見られない。



<岩手・宮城内陸地震震源域周辺の地すべり地形の分布>
(J-SHIS Map（防災科学技術研究所）に震央位置、縮尺を加筆)
(凡例はp.76参照)

<敷地周辺の地すべり地形の分布>
(J-SHIS Map（防災科学技術研究所）に発電所位置、縮尺等を加筆)
(凡例はp.76参照)

2008年岩手・宮城内陸地震震源域との地域性の比較・検討結果

項目	類似点	2008年岩手・宮城内陸地震震源域	敷地周辺
地体構造区分 (基盤地質分類) (Wallis et al.(2020))	×	南部北上帯 (SK) ・ <u>古生代～中生代の堆積岩を主体</u> とし、古生代前期の低温高压型 変成岩 や 花崗岩類 を伴う。	古第三紀～新第三紀の付加体 (P-N) ・ 西南日本の外弧全体に発達する 古第三紀～新第三紀の付加体 で、タービダイト起源の 砂岩、泥岩を主体 とする。
地震地体構造区分 (垣見・他(2003))	×	東北日本弧内帯 (8C) ・ 活断層の 密度は中、地震活動は高 ・ 主な地震として、M7クラスの内陸地殻内地震が 複数報告されている。	西南日本弧外帯 (10B2) ・ 活断層の 密度は極小、地震活動は低 ・ 主な地震は、2つほど報告されているが、敷地周辺ではM7クラスの内陸地殻内地震の 報告はない。
地質・地質構造	×	<地質分布> ・ 古第三系漸新統～新第三系鮮新統の火山岩類および堆積岩類が分布する。 ・ 第四紀火山噴出物に覆われている。 <活断層の分布> ・ 震源域周辺には活断層は示されていないが、北方や南方には、北上低地西縁断層帯等の、南北走向の 逆断層が分布している。	<地質分布> ・ 中生代～新生代新第三系鮮新統の堆積岩類および第四系の段丘堆積物や完新統が分布する。 ・ 火山岩類は分布していない。 ・ フィリピン海プレートの沈み込みにより付加体が発達している。 <活断層の分布> ・ 敷地周辺陸域には、 活構造は示されていない。
火山フロントとの位置関係等	×	火山フロントに近接 しており、周囲には第四紀火山が分布し、多数のカルデラが 認められる。	火山フロントからは離れて おり、敷地周辺には第四紀火山はなく、カルデラも 認められない。
地形の特徴	×	<地すべり地形> ・ 大規模地すべり地形が 多くみられる。	<地すべり地形> ・ 大規模な地すべり地形は 見られない。



➤ 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺と浜岡原子力発電所の敷地周辺について特徴を整理し比較した結果、地体構造区分（基盤地質分類）、地震地体構造区分、地質・地質構造、火山フロントとの位置関係等、地形の特徴の関係において、地域差が認められることから、観測記録収集対象外とする。

目次

1 概要	……p.3~
2 全国共通に考慮すべき地震動	
2.1 標準応答スペクトルに基づく地震動	……p.8~
2.1.1 地下構造モデル及び地震基盤相当面の設定	……p.12~
2.1.2 解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価	……p.15~
2.2 2004年北海道留萌支庁南部の地震における基盤地震動に基づく地震動	……p.26~
2.2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震における観測記録	……p.28~
2.2.2 佐藤・他(2013)による基盤地震動の推定に関する知見	……p.34~
2.2.3 敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動の評価	……p.42~
3 地域性を考慮する地震動	……p.66~
3.1 2008年岩手・宮城内陸地震	……p.68~
3.2 2000年鳥取県西部地震	……p.86~
4 震源を特定せず策定する地震動の策定	……p.101~
補足説明資料	……p.104~
参考資料	……p.127~

2000年鳥取県西部地震の概要

○地震発生日時（気象庁震度データベース他による）

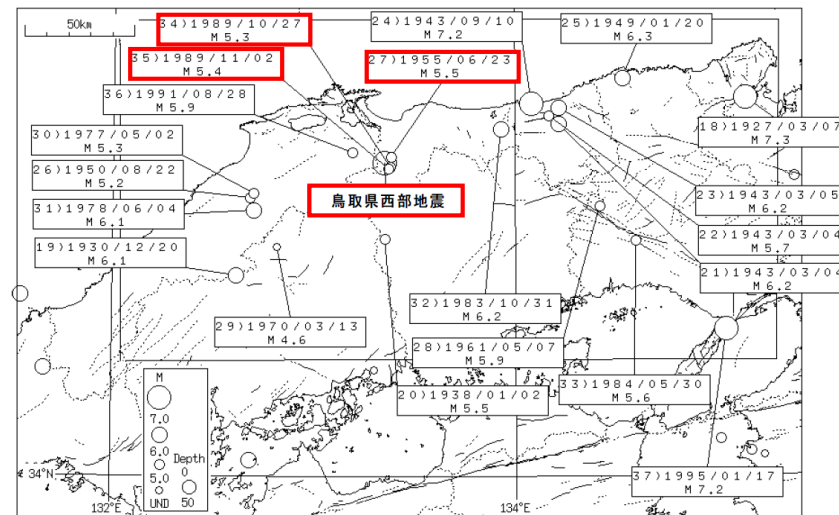
- ・発生日時：2000年10月6日 13時30分
- ・地震規模：M7.3（Mw6.6）
- ・震源深さ：9km
- ・震源位置：北緯35° 16.4′、東経133° 20.9′

○各地の震度（気象庁震度データベース他による）

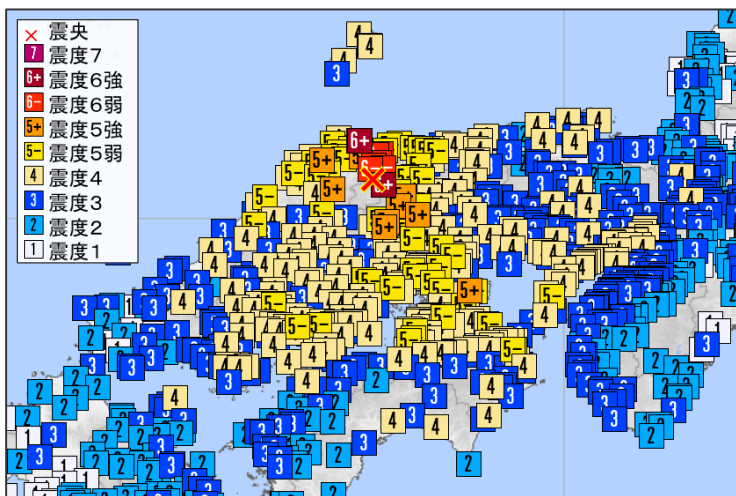
- ・震度6強：境港市東本町、鳥取日野町根雨
- ・震度6弱：米子市淀江町、境港市上道町、日吉津村日吉津他

○地震発生メカニズム（気象庁(2000)による）

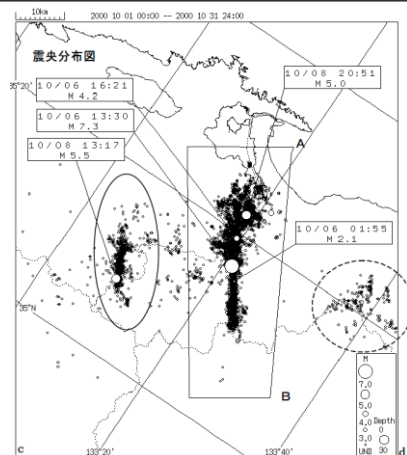
- ・発震機構解より、東西方向に圧縮軸を持つ横ずれ断層型の地震。
 - ・鳥取県西部地域では、1990年、1997年に今回の地震の極近傍でM5クラスの地震が発生している。
- また、1926年から2000年までの過去の被害地震は、今回の地震の近傍で3地震発生している。



<過去の被害地震（1926～2000年）>
(気象庁(2000)に赤い四角を加筆)

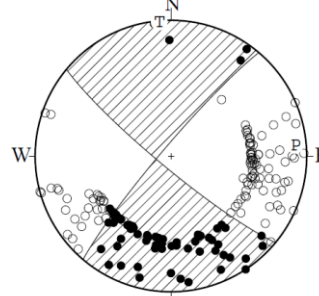


<震度分布>
(気象庁震度データベースによる)



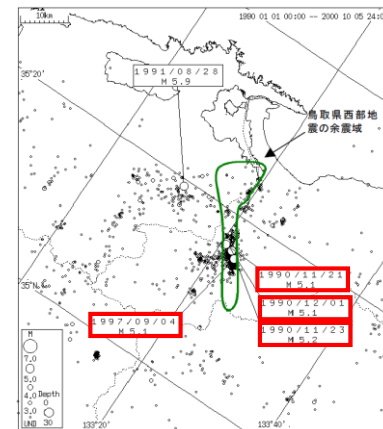
<震央分布図（2000年10月1日～2000年10月31日）>
(気象庁(2000)による)

06 OCT. 2000 13:30:17.9
WESTERN TOTTORI PREF
35°16.4'N 133°20.9'E
H: 9KM M: 7.3



STR DIP SLIP AZM PLG
NP1 130° 83° -6° P 85° 9°
NP2 220° 84° -173° T 355° 1°
N:186 SCORE 97% N 259° 81°

<初動発震機構解>
(気象庁地震カタログによる)

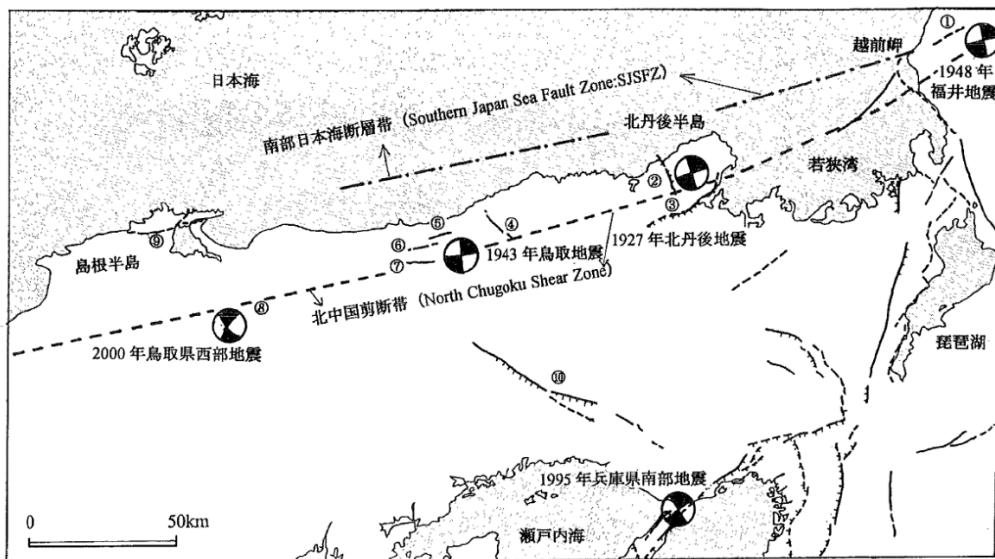


<今回の活動以前約11年間地震活動（1990年1月1日～2000年10月5日）>
(気象庁(2000)に赤い四角を加筆)

<3.2 2000年鳥取県西部地震>

2000年鳥取県西部地震の震源域周辺の活断層

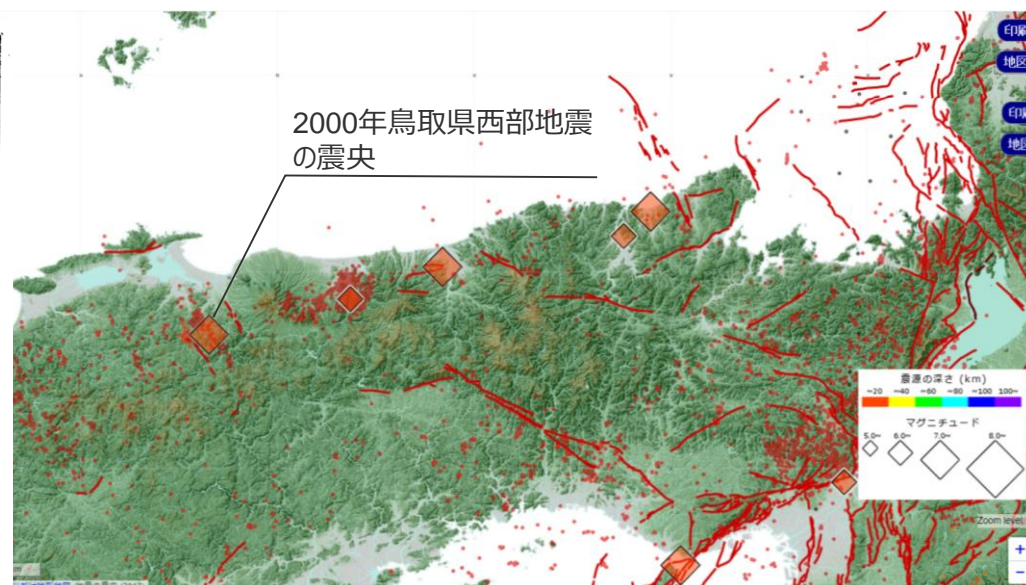
- 岡田(2002)は、2000年鳥取県西部地震は活断層の存在が従来知られていなかった地域で発生したとし、震源域周辺の特徴として、以下を挙げている。
 - ・震源域周辺を含む山陰地方は、WNW-ESE方向の圧縮場のもとでENE-WSWとNNW-SSEの方向の横ズレ断層が卓越する。
 - ・活断層の発達過程でみると、初期の発達段階を示し、断層破碎帯幅も狭く、未成熟な状態とみなされる。
- なお、最新の活断層データベース（地質調査総合センター）では、震央付近に2つの活動セグメントが表示されている。



第1図 山陰地域の主な地震の発震機構解と活断層

主な活断層 ①更毛断層, ②郷村断層帯, ③山田断層帯, ④雨滝-釜戸断層帯, ⑤吉岡断層, ⑥鹿野断層, ⑦岩坪断層, ⑧鳥取県西部地震域の断層位置, ⑨鹿島断層, ⑩山崎断層帯, 内陸大地震 (M7.3以下) の発震機構解 (上半球投影) は地震断層を伴った1927年以降のみ示す。Gutscher and Lallemand (1999) の北中国剪断帯 (North Chugoku Shear Zone), Itoh *et al.*(2002) の南部日本海断層帯 (Southern Japan Sea Fault Zone:SJSFZ) の位置を図示。

<震源域周辺の主な地震と活断層> (岡田(2002)による)

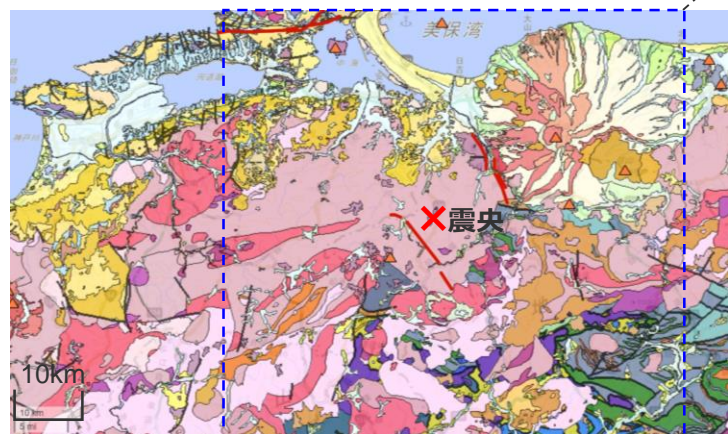


<震源域周辺の活断層、主な地震の震央分布、微小地震の震央分布>
(活断層データベース（地質調査総合センター）に震央位置、縮尺を加筆)

<3.2 2000年鳥取県西部地震>

2000年鳥取県西部地震の震源域周辺の地質

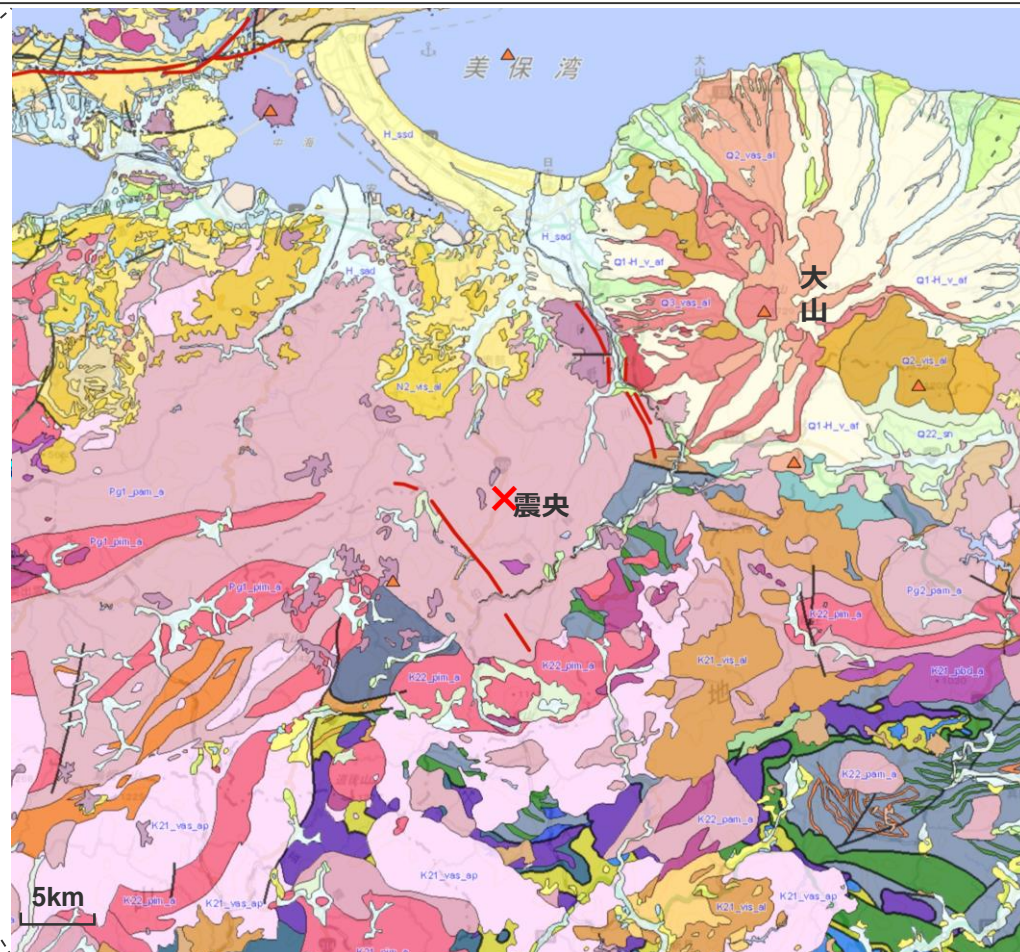
- シームレス地質図によると、2000年鳥取県西部地震の震源域周辺は、白亜紀から古第三紀の花崗岩を主体としており、新第三紀中新世に貫入した安山岩～玄武岩質の岩脈が頻繁に分布している。
- 堤・他(2000)は、震源域周辺の中国地方山間部は、明瞭な断層変位基準の少ない地域であるとし、堤(2009)は、山地域は侵食・削剥速度が大きく、断層変位地形の保存が悪い場合や、堆積地形面の発達が悪いことを指摘している。
- 下記のシームレス地質図でも、震源域周辺には断層変位基準としての段丘面を構成する第四系は分布していない。



<2000年鳥取県西部地震の震源域周辺の地質図>

(シームレス地質図に震央位置や縮尺等を加筆)

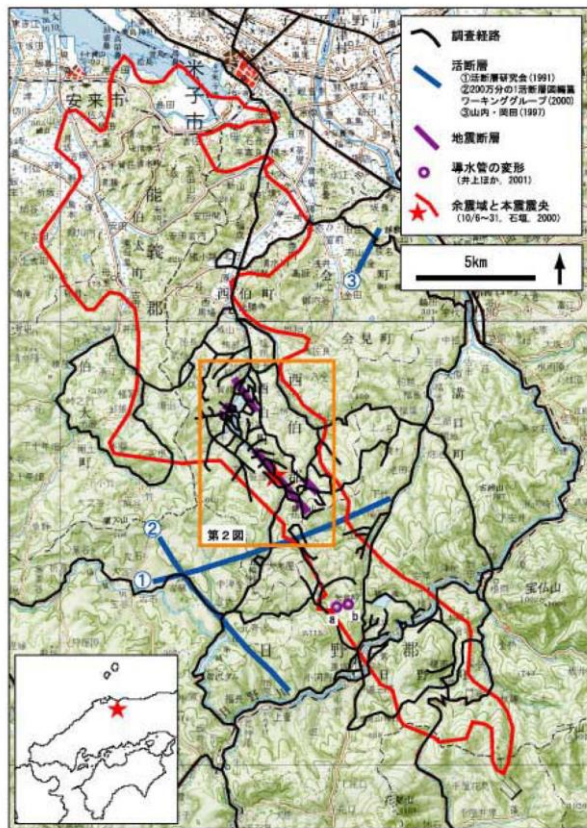
(凡例はp.71参照)



<3.2 2000年鳥取県西部地震>

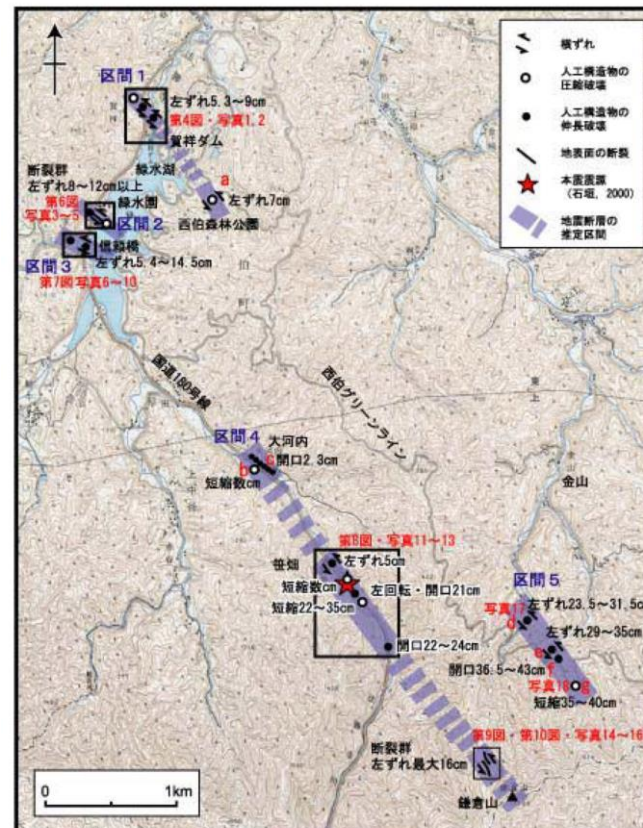
2000年鳥取県西部地震の震源域の地表地震断層

- 伏島・他(2001)は、震源域周辺の地表地震断層を調査し、以下のように報告している。
- 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。
- 地表断層長さ（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。



第1図 調査地域の概要と調査経路。国土地理院発行20万分の1地勢図「松江および高梁」を使用。
Fig. 1. Locality map of the study area.

<鳥取県西部、調査地域の概要と調査経路>
(伏島・他(2001)による)



第2図 調査結果の概要。国土地理院発行2万5千分の1地形図「井尻」を使用。
Fig. 2. Map showing the outline of the results of our investigation.

<鳥取県西部、調査結果の概要>
(伏島・他(2001)による)

<3.2 2000年鳥取県西部地震>

2000年鳥取県西部地震の震源域のリニアメント

- 井上・他(2002)では、鳥取県西部地震の震源域周辺で、左横ずれを示唆する短く断続するリニアメント群を判読し、これらが震源断層の方向と一致するとしている。また、リニアメント沿いで多くの断層露頭が確認されたとし、一部の断層は第四紀層を変位させているとしている。
- そして、これら断層は、横ずれ断層に伴うフラワー構造を呈しており、地下では収れんして震源断層となること、若い未成熟な断層であり、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は出現しなかったとしている。
- 堤・他(2000)、堤(2009)も、鳥取県西部地震の震源域周辺において、震源断層の走向と一致する北西-南東方向の短いリニアメントが数多く分布するとしている。
- 青柳・他(2004)は、井上・他(2002)によるリニアメント分布と余震分布との対応関係について考察し、リニアメントは余震分布の形態に対応して走向を変え、特に南部の直線的な震央分布と平行にリニアメント群が卓越することから、今回の震源断層は過去にも同様の活動を繰り返してきたと考えられているとしている。
- 松本・他(2020)も、2000年鳥取県西部地震の余震に対応する断層面の分布から、同地震の震源域は、北北西-南南東方向に約35kmに広がっているとしている。
- 垣見(2010)では、井上・他(2002)等によるリニアメント分布の特徴から、鳥取県西部地震の震央域では若い未成熟な断層が並列的に現れ、その一部が地震断層として地表まで達したとされている。

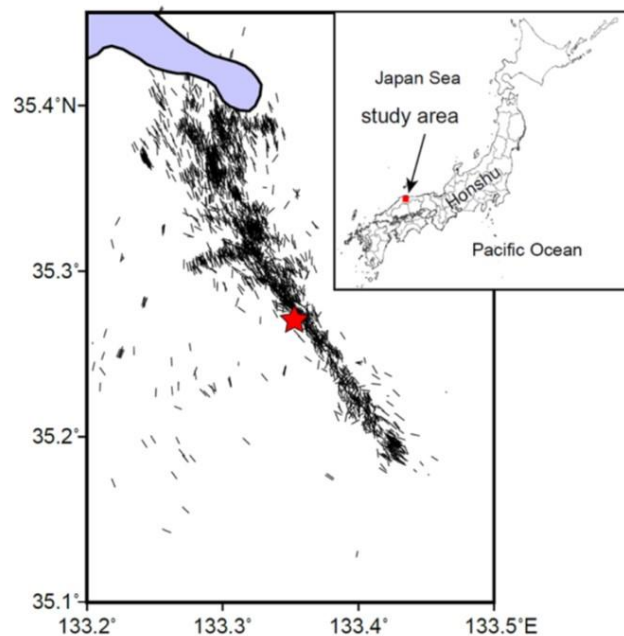
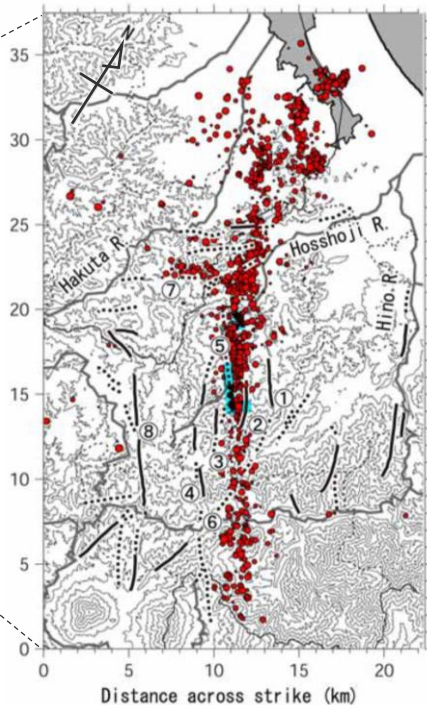
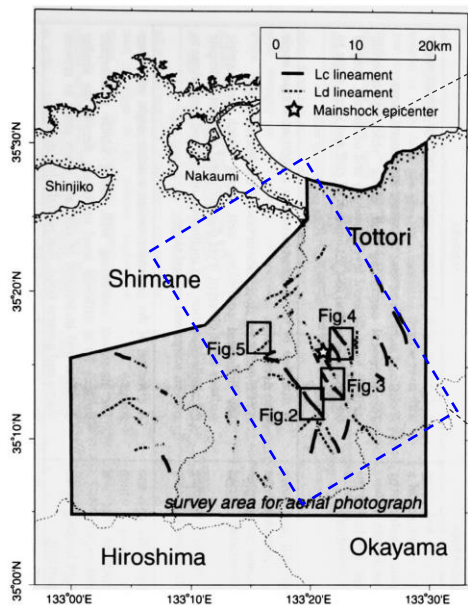


図1 発震機構解 (Yukutake ほか, 2007) から求めた鳥取県西部地震の余震の断層面分布. 星印は本震震源位置を表す.

(松本・他(2020)による)

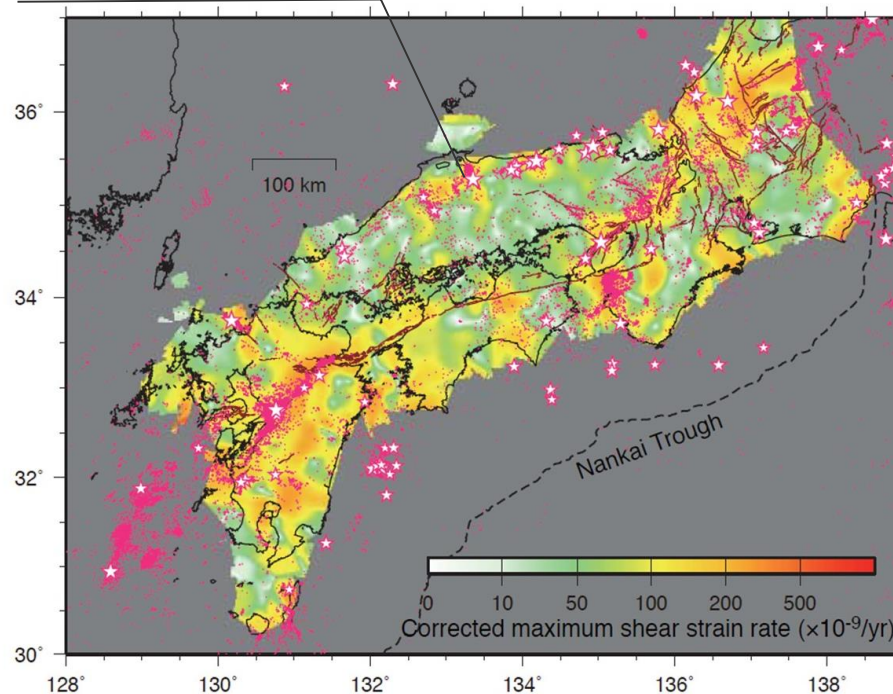
<鳥取県西部、島根県東部の空中写真判読図>
(井上・他(2002)に右図範囲を加筆)

<余震分布とリニアメント分布の対応>
(青柳・他(2004)に方位を加筆)

2000年鳥取県西部地震の震源域周辺の測地学的ひずみ集中帯

- 西村(2017)は、西南日本を対象に、2005年4月から2009年12月のGNSS及び海域のGPS-Aによる速度データを用い、プレート間固着による弾性変形を除去した最大せん断ひずみ速度分布を示している（解析対象範囲は概ね東経138°より西側）。
- 山陰地方は、活断層や火山のない場所でもひずみ速度が大きいとし、微小地震が活発であり、M6以上の大地震の多くが発生しているように見えるとしている。

2000年鳥取県西部地震の震源



第3図 南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートと陸側プレート間の固着による弾性変形を除去後の最大せん断ひずみ速度分布。茶色の線は主要活断層分布（地震調査委員会、2016）。星印は、1923年～2016年のM6以上かつ深さ20km以浅の大地震、点は、1998年～2016年までのM2以上かつ深さ20km以浅の地震の震央を表す。

<西南日本の最大せん断ひずみ速度分布>
(西村(2017)に2000年鳥取県西部地震の震源を加筆)

2000年鳥取県西部地震の震源域の特徴

<2000年鳥取県西部地震の震源域の特徴>

- 鳥取県西部地震は、北西－南東走向の横ずれ（左横ずれ）断層による地震とされている（気象庁(2000)）。
- 震源域周辺を含む山陰地方は、WNW-ESE方向の圧縮場のもとでENE-WSWとNNW-SSEの方向の横ずれ断層が卓越する（岡田(2002)）。
- 活断層の発達過程でみると、初期の発達段階を示し、断層破碎帯幅も狭く、未成熟な状態とみなされる（岡田(2002)、垣見(2010)）。
- 震源域周辺は、白亜紀から古第三紀の花崗岩を主体としており、新第三紀中新世に貫入した安山岩～玄武岩質の岩脈が頻繁に分布している（地質調査総合センター）。また、震源域周辺の中国地方山間部は、明瞭な断層変位基準の少ない地域である（堤・他(2000)）。
- 鳥取県西部地震後に実施された調査では、震源域周辺において約6kmの地表地震断層が推定され（伏島・他(2001)）、変動地形学的調査では、震源域周辺において、左横ずれを示唆する短く断続する推定活断層及びリニアメントが判読される（堤・他(2000)、井上・他(2002)）。
- 山陰地方は、活断層や火山のない場所でもひずみ速度が大きいとし、微小地震が活発であり、M6以上の大地震の多くが発生しているように見える（西村(2017)）。



<2000年鳥取県西部地震と敷地周辺との地域差の比較・検討>

- 大局的な地体構造の観点に加え、上記2000年鳥取県西部地震の震源域の特徴も踏まえ、以下の観点から比較・検討を行う。
- 地体構造区分（基盤地質分類）
- 地震地体構造区分
- 地質・地質構造
- 火山フロントとの位置関係等
- 地形の特徴

<3.2 2000年鳥取県西部地震>

地体構造区分（基盤地質分類）による比較・検討（Wallis et al.(2020)）

- Wallis et al.(2020)は、既往の研究成果を参照の上、日本列島の地体構造区分図（基盤地質分類）を作成し、各地体構造を網羅的に解説している。
- 2000年鳥取県西部地震の震源域が位置する「飛騨-隠岐帯 (HO)」は、西南日本の日本海側に位置し、主に古生代~中生代の花崗岩、片麻岩から構成されるとしている。
 - 一方、敷地周辺は、「古第三紀-新第三紀の付加体 (P-N)」にあたり、西南日本の外弧全体に発達する付加体で、タービダイト起源の砂岩、泥岩を主体とするとされている。

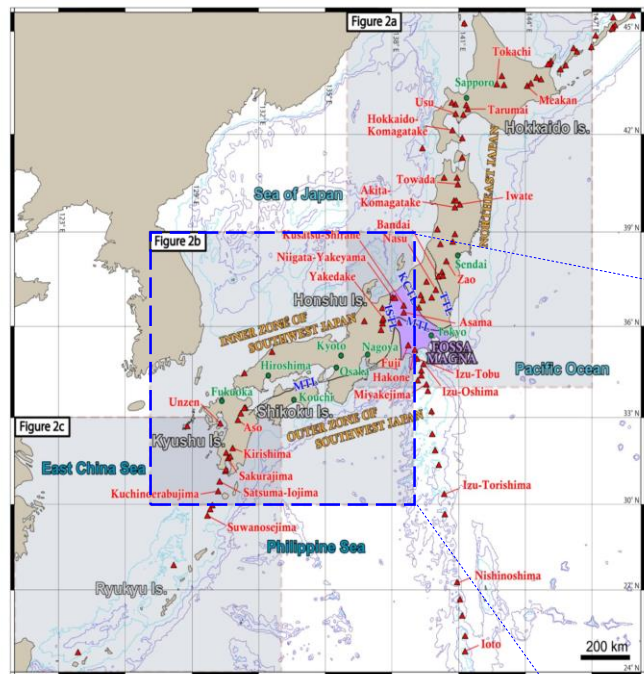


FIGURE 1 Summary map of Japan showing the location of the main islands, cities, volcanoes, and numerous geological features mentioned in the text. The named volcanoes represent all those listed as rank A and a selected number of those listed as rank B by the Japan Meteorological Agency (Japan Meteorological Agency, 2005). The inner and outer zones of Southwest Japan refer to the inner and outer parts of the arc in Honshu, Shikoku, and Kyushu with the boundary along the major long-lived tectonic boundary, the median tectonic line (MTL), ISTL, Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line; KCTL, Kashiwazaki-Choshi Tectonic Line; MTL, Median Tectonic Line; TTL, Tanakura Tectonic Line

<日本列島の概要図>

(Wallis et al.(2020)に右図の範囲を加筆)

<東日本の地体構造区分図>

(Wallis et al.(2020)に震源位置及び発電所位置を加筆)

	2000年 鳥取県西部地震	敷地周辺
地体構造区分 (基盤地質分類)	飛騨-隠岐帯 (HO)	古第三紀~新第三紀の付加体 (P-N)
主な構成岩類	西南日本の日本海側に位置し、主に 古生代~中生代の花崗岩、片麻岩 から構成される	日本南西部の外弧全体に発達する古 第三紀~新第三紀の付加体で、タービ ダイト起源の砂岩、泥岩を主体とする

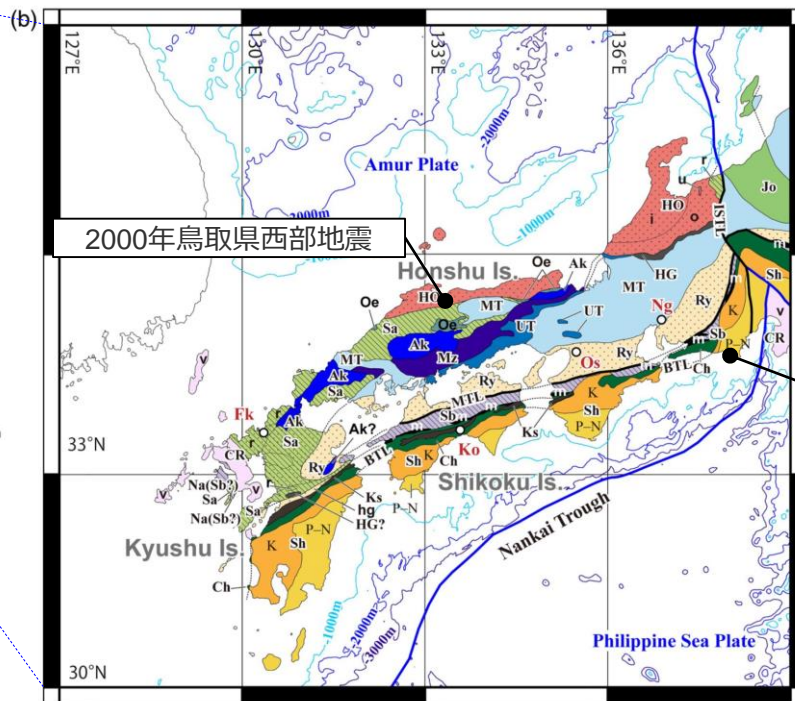
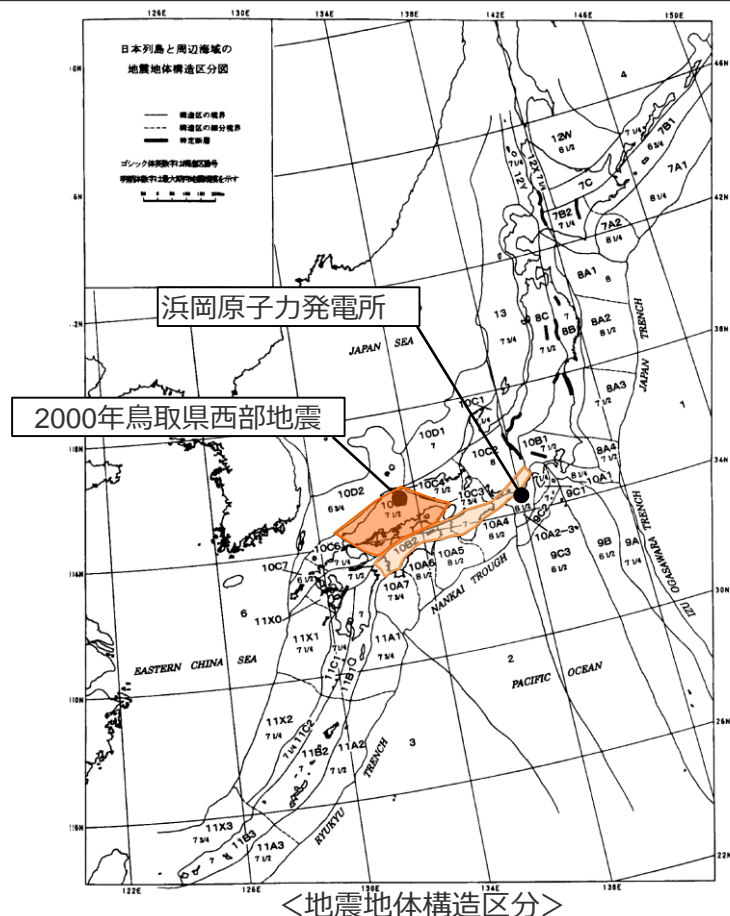


FIGURE 2 (Continued)

<3.2 2000年鳥取県西部地震>

地震地体構造区分による比較・検討（垣見・他(2003)）

- 垣見・他(2003)は、既往の各種区分図を比較した上で最新のデータと知見に基づき地震地体構造区分図を作成している。
- 2000年鳥取県西部地震の震源域が位置する「中国山地・瀬戸内海(10C5)」は、活断層の密度は小である一方、地震活動は中（高）とされている。主な地震として、最近では2000年鳥取県西部地震のほか、1857年安芸・伊予、1872年浜田、1905年安芸灘など、M7クラスの内陸地殻内地震が複数報告されている。
 - 一方、敷地周辺の位置する「西南日本弧外帯(10B2)」は、活断層密度は極小で、地震活動も低い地域とされている。主な地震として、M7クラスの1331年紀伊、1789年阿波が挙げられているが、これらは敷地から100km以上離れている。
- なお、浜岡原子力発電所の敷地周辺は、10A2-3（駿河湾－遠州灘）にも該当しているが、内陸地殻内地震ではなくプレート間地震を主体とする構造区であることから、ここでは比較・検討の対象としていない。



<地震地体構造区分>

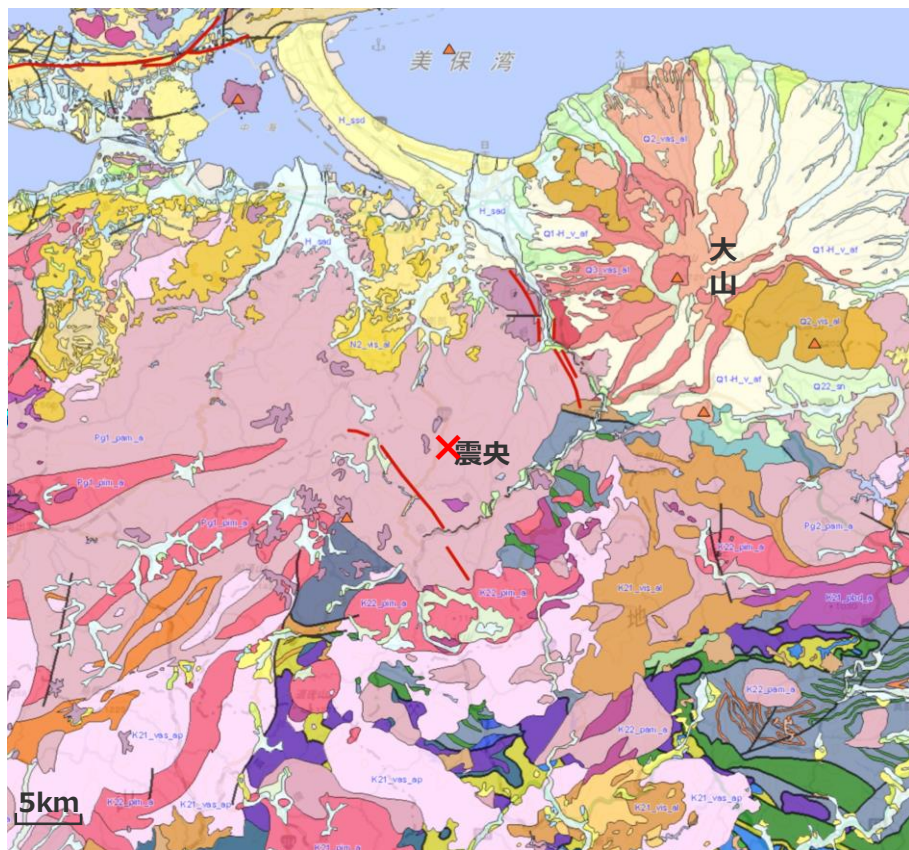
（垣見・他(2003)に震源位置及び発電所位置を加筆、それぞれが位置する地体構造範囲を着色）

	2000年鳥取県西部地震	敷地周辺
(1)構造区	10C5 中国山地・瀬戸内海	10B2 西南日本弧外帯
(2)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
(3)活断層の密度、長さ、活動度、断層型ほか	小、中(長)、B(A)、横・逆 北東(右)、北西(左)が卓越、東西(逆)はやや古い、南端は中央構造線	極小、短(中)、C、横・逆
(4)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
主な地震	1857年安芸・伊予 (M7 1/4±0.5) 1905年安芸灘 (s) (M7 1/4) 1872年浜田 (M7.1 ±0.2) 1686年安芸・伊予 (M7~7.4) 880年出雲 (M7.0) 1649年安芸・伊予 (M7.0 ±1/4) 2000年鳥取県西部 (M7.3)	1331年紀伊 (M ≥7.0) 1789年阿波 (M7.0)

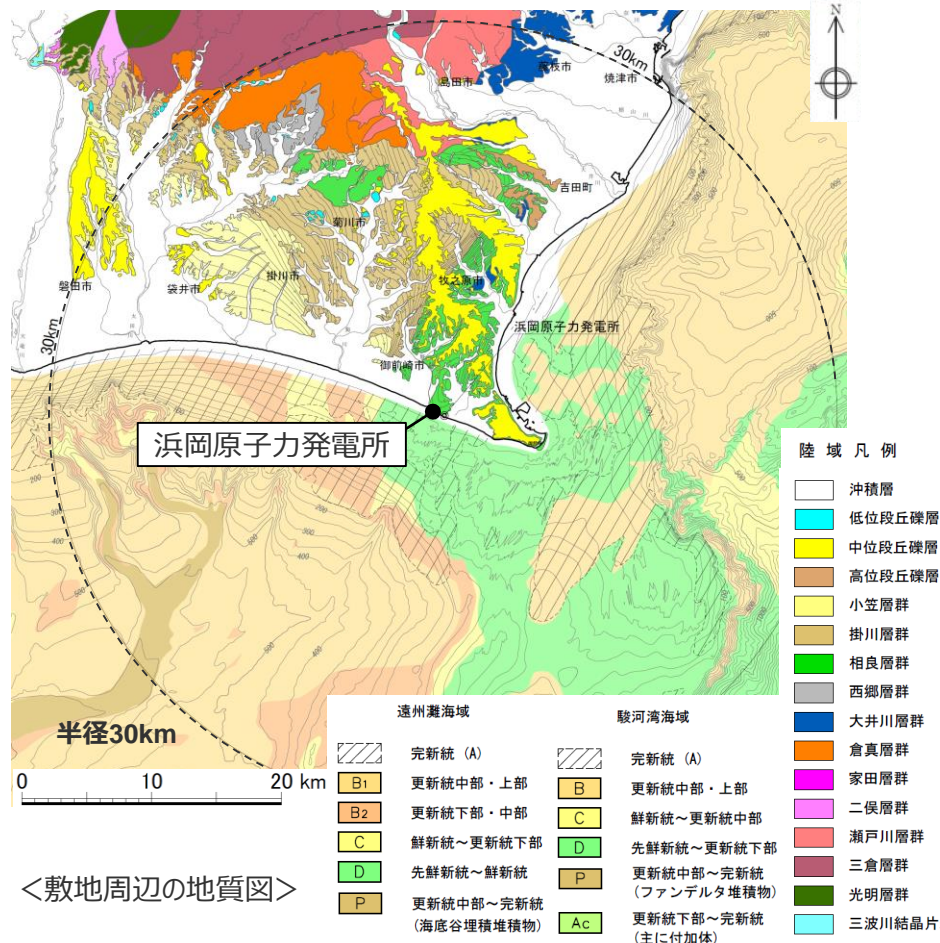
<3.2 2000年鳥取県西部地震> 地質分布による比較・検討

- シームレス地質図によると、2000年鳥取県西部地震の震源域周辺は、白亜紀から古第三紀の花崗岩を主体としており、新第三紀中新世に貫入した安山岩～玄武岩質の岩脈が頻りに分布している。
- 一方、敷地周辺では、中生代～新生代第四紀前期の堆積岩が分布し、それを覆うように第四系の段丘堆積物や完新統が分布するが、敷地周辺（半径30km）には、火山岩類は分布していない。なお本地域では、フィリピン海プレートの沈み込みにより付加体が発達している。

敷地周辺の地質層序表及び付加体地域の断層及び褶曲構造の概念図は、p.81参照



<2000年鳥取県西部地震の震源域周辺の地質図>
(シームレス地質図に震央位置や縮尺等を加筆) (凡例はp.71参照)



<敷地周辺の地質図>

<3.2 2000年鳥取県西部地震> 活断層の分布による比較・検討

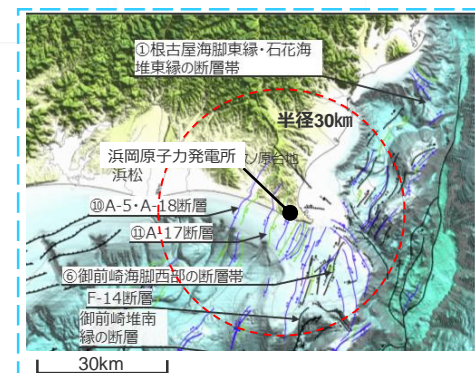
- 活断層データベース（地質調査総合センター）によると、2000年鳥取県西部地震の震源域周辺には、日南湖活動セグメント及び小町－大谷活動セグメントが認められ※、その周辺では、活断層の密度は低いものの、横ずれ断層がいくつか分布している。（※2000年鳥取県西部地震前は同セグメントは表示されていない。）
- 一方、同データベースでは、敷地周辺陸域（半径30km程度）では活断層は図示されていない。
- なお、当社の調査では、敷地周辺の主に海域においてプレート境界に沿う断層や褶曲構造が確認され、これらを保守的に震源断層として評価している（右下図参照）。



<2000年鳥取県西部地震震央周辺の活断層分布図>
(活断層データベース（地質調査総合センター）に震央位置、断層名称、縮尺を加筆)



<敷地周辺の活断層分布図>
(活断層データベース（地質調査総合センター）に発電所位置、断層名称、縮尺を加筆)

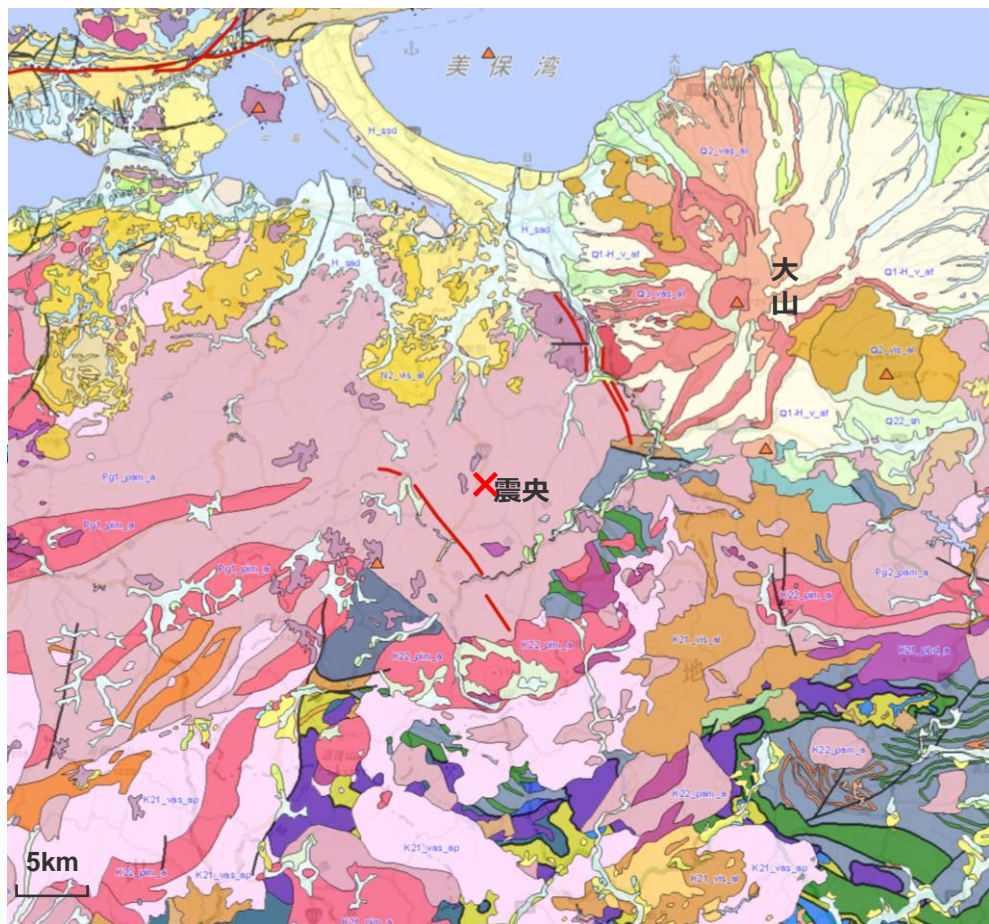


(参考)敷地周辺の活断層分布図
(第671回審査会合 資料1-1、p.16一部加筆)

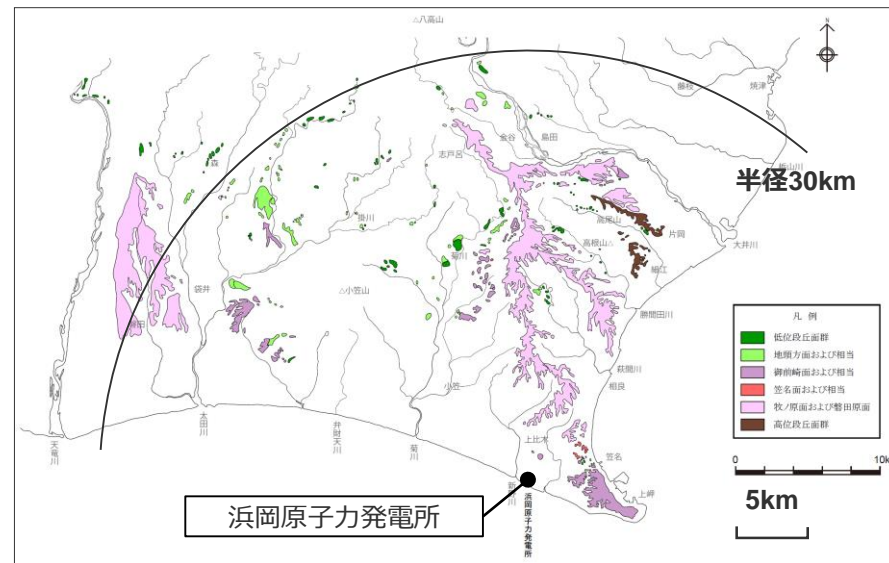
<3.2 2000年鳥取県西部地震>

地形の特徴：第四系の分布・地形面の発達状況による比較・検討

- 震源域周辺の中国地方山間部は、明瞭な断層変位基準の少ない地域であるとされており、震源域周辺には断層変位基準としての段丘面を構成する第四系は分布していない。
- 一方、敷地周辺には、変位基準となる海成段丘面として、主に後期更新世の牧ノ原面、笠名面、御前崎面が分布している。



<2000年鳥取県西部地震の震源域周辺の地質図> (第四系の分布状況)
 (シームレス地質図に震央位置や縮尺等を加筆) (凡例はp.71参照)



<敷地周辺の地形面区分図>

2000年鳥取県西部地震震源域との地域性の比較・検討結果

項目	類似点	2000年鳥取県西部地震震源域	敷地周辺
地体構造区分 (基盤地質分類) (Wallis et al.(2020))	×	飛騨－隠岐帯 (HO) ・ 西南日本の日本海側に位置し、主に 古生代～中生代の花崗岩、片麻岩 から構成される	古第三紀～新第三紀の付加体 (P-N) ・ 西南日本の外弧全体に発達する 古第三紀～新第三紀の付加体 で、タービダイト起源の砂岩、泥岩を主体とする。
地震地体構造区分 (垣見・他(2003))	×	「中国山地・瀬戸内海 (10C5)」 ・ 活断層の 密度は小だが、地震活動は中 (高) ・ 主な地震として、M7クラスの内陸地殻内地震が 複数報告されている。	西南日本弧外帯 (10B2) ・ 活断層の 密度は極小、地震活動は低 ・ 主な地震は、2つほど報告されているが、敷地周辺ではM7クラスの内陸地殻内地震の 報告はない。
地質・地質構造	×	<地質分布> ・ 白亜紀から古第三紀の花崗岩 を主体としており、新第三紀中新世に貫入した 安山岩～玄武岩質の岩脈 が頻りに分布している。 <活断層の分布> ・ 震源域周辺には、小規模なりニアメントが2条認められ、その周辺では、活断層の密度は低いもの、 横ずれ断層がいくつか分布している (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)。	<地質分布> ・ 中生代～新生代新第三系鮮新統の堆積岩類および第四系の段丘堆積物や完新統が分布する。 ・ 火山岩類は分布していない。 ・ フィリピン海プレートの沈み込みにより付加体が発達している。 <活断層の分布> ・ 敷地周辺陸域には、 活構造は示されていない。
火山フロントとの位置関係等	×	火山フロントに近接 しており、周囲には第四紀火山が 分布する。	火山フロントからは離れて おり、敷地周辺には第四紀火山はなく、カルデラも 認められない。
地形の特徴	×	<変位基準> 明瞭な断層 変位基準の少ない 地域である。	<変位基準> ・ 変位基準となる海成段丘面が 分布する。



➤ 2000年鳥取県西部地震の震源域周辺と浜岡原子力発電所の敷地周辺について特徴を整理し比較した結果、地体構造区分 (基盤地質分類)、地震地体構造区分、地質・地質構造、火山フロントとの位置関係等、地形の特徴の関係において地域差が認められることから、観測記録収集対象外とする。

目次

1 概要	……p.3~
2 全国共通に考慮すべき地震動	
2.1 標準応答スペクトルに基づく地震動	……p.8~
2.1.1 地下構造モデル及び地震基盤相当面の設定	……p.12~
2.1.2 解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価	……p.15~
2.2 2004年北海道留萌支庁南部の地震における基盤地震動に基づく地震動	……p.26~
2.2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震における観測記録	……p.28~
2.2.2 佐藤・他(2013)による基盤地震動の推定に関する知見	……p.34~
2.2.3 敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動の評価	……p.42~
3 地域性を考慮する地震動	……p.66~
3.1 2008年岩手・宮城内陸地震	……p.68~
3.2 2000年鳥取県西部地震	……p.86~
4 震源を特定せず策定する地震動の策定	……p.101~
補足説明資料	……p.104~
参考資料	……p.127~

まとめ

- 敷地における「震源を特定せず策定する地震動」は、「**实用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈**」の別記2の記載及び「**基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド**」を踏まえて、震源と活断層を関連付けることが困難な過去の内陸地殻内の地震について得られた震源近傍における観測記録を基に、各種の不確かさを考慮して敷地の地盤物性に応じた応答スペクトルを設定して策定する。
- 「震源を特定せず策定する地震動」の策定に当たっては、「**全国共通に考慮すべき地震動**」及び「**地域性を考慮する地震動**」を検討する。

< 全国共通に考慮すべき地震動 >

標準応答スペクトルに基づく地震動

- 地震基盤相当面において設定された「標準応答スペクトル」に基づき、解放基盤表面との地盤物性の相違を考慮した地震動を、「標準応答スペクトルに基づく地震動」として考慮する。

2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動

- 「2004年北海道留萌支庁南部の地震のK-NET HKD020（港町）観測点の観測記録」に基づき、解放基盤表面との地盤物性の相違による影響を考慮した地震動を、「2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動」として考慮する。

< 地域性を考慮する地震動 >

- 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周辺と浜岡原子力発電所の敷地周辺について特徴を整理し比較した結果、地域差が認められることから、2008年岩手・宮城内陸地震及び2000年鳥取県西部地震の観測記録は収集対象外とする。

全国共通に考慮すべき地震動

標準応答スペクトルに基づく地震動

2004年北海道留萌支庁南部の地震の基盤地震動に基づく地震動

地域性を考慮する地震動

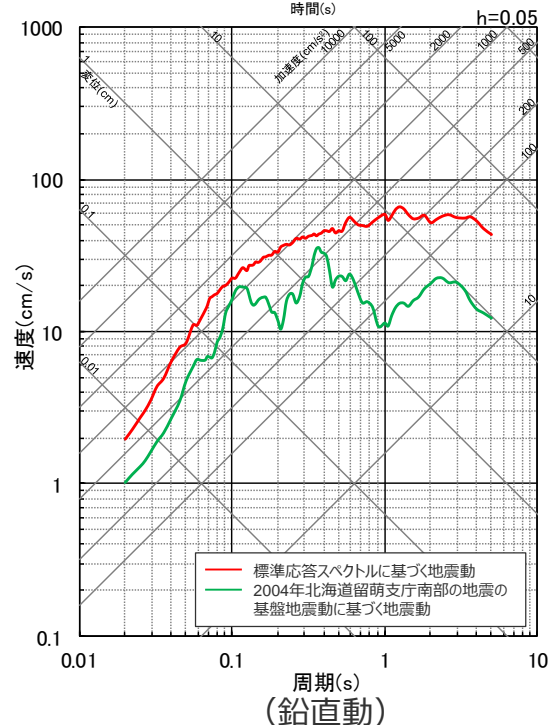
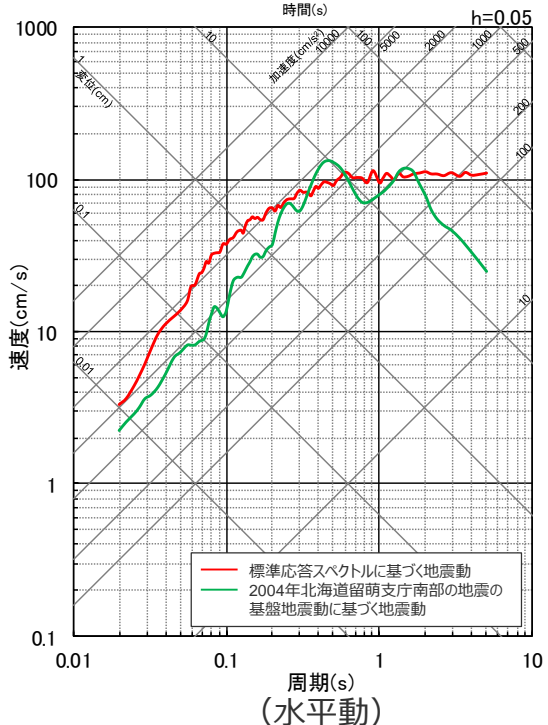
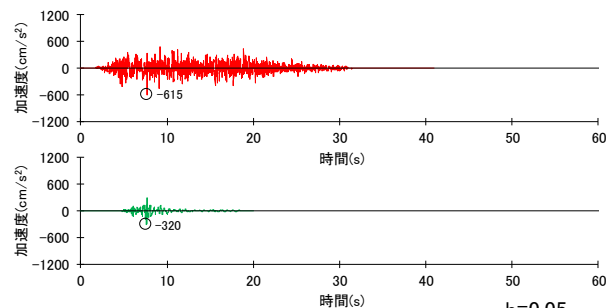
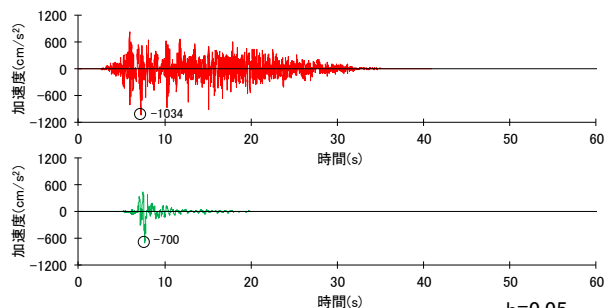
2008年岩手・宮城内陸地震

2000年鳥取県西部地震

震源を特定せず策定する地震動の策定

まとめ

- 震源を特定せず策定する地震動として、標準応答スペクトルに敷地の地盤特性の影響を考慮した地震動（水平成分：1034cm/s²、鉛直成分：615cm/s²）及び2004年北海道留萌支庁南部の地震の検討結果に保守性を考慮した地震動（水平成分：700cm/s²、鉛直成分：320cm/s²）を考慮する。



< 震源を特定せず策定する地震動（上段：加速度時刻歴波形、下段：応答スペクトル） >

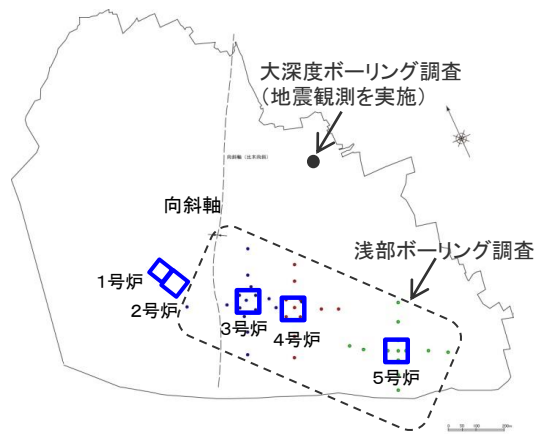
目次

1 概要	……p.3~
2 全国共通に考慮すべき地震動	
2.1 標準応答スペクトルに基づく地震動	……p.8~
2.1.1 地下構造モデル及び地震基盤相当面の設定	……p.12~
2.1.2 解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価	……p.15~
2.2 2004年北海道留萌支庁南部の地震における基盤地震動に基づく地震動	……p.26~
2.2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震における観測記録	……p.28~
2.2.2 佐藤・他(2013)による基盤地震動の推定に関する知見	……p.34~
2.2.3 敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動の評価	……p.42~
3 地域性を考慮する地震動	……p.66~
3.1 2008年岩手・宮城内陸地震	……p.68~
3.2 2000年鳥取県西部地震	……p.86~
4 震源を特定せず策定する地震動の策定	……p.101~
補足説明資料	……p.104~
・統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定	
参考資料	……p.127~

補足説明資料

統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定

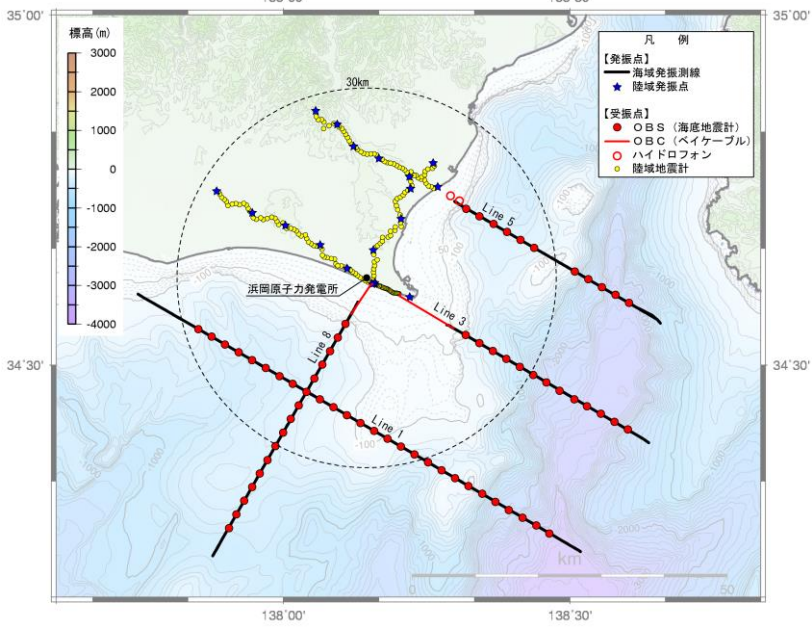
一次元地下構造モデルの設定 (設定に用いる調査結果)



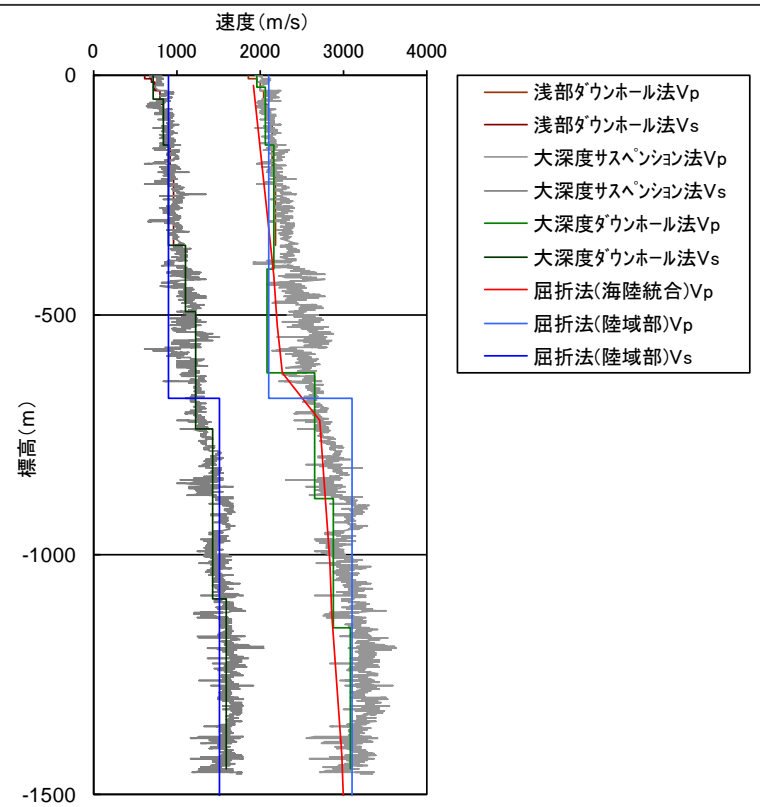
＜ボーリング調査位置図＞

＜一次元地下構造モデルの設定に用いる調査結果＞

- 浅部ボーリング調査 (標高約-300m以浅) : P波速度、S波速度、密度
 - 大深度ボーリング調査 (標高約-1500m以浅) : P波速度、S波速度、密度
 - 屈折法地震探査 (陸域部) (標高約-5000m以浅) : P波速度、S波速度
 - 屈折法地震探査 (海陸統合) (標高約-23000m以浅) : P波速度
- ⇒ 各調査結果は整合しており、これらの調査結果を用いて、地震動評価に用いる一次元地下構造モデルを設定する。



＜屈折法地震探査測線図＞



＜敷地における各調査結果の比較＞

一次元地下構造モデルの設定

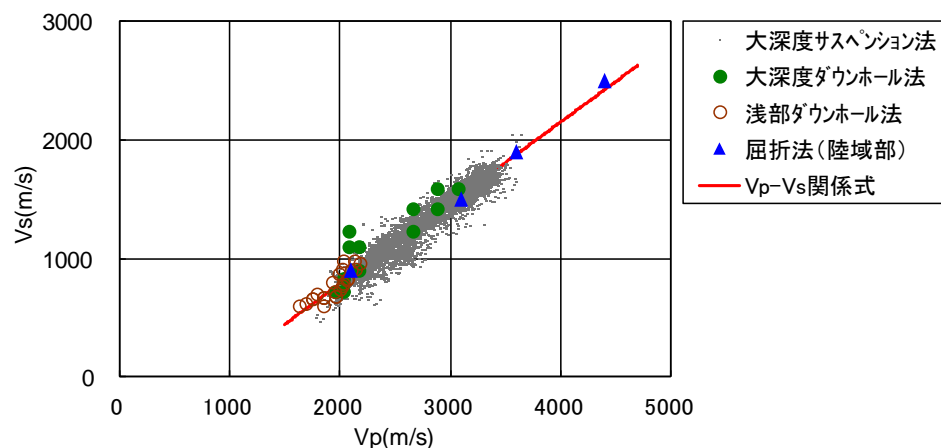
(Vp - Vs、Vp - ρ関係式)

<Vp - Vs関係式>

- T.P.-2050m～T.P.-5050m (地震基盤面) のS波速度は、サンプル数が多い大深度ボーリング調査のPS検層結果 (サスペンション法) に基づき作成した以下のVp - Vs関係式を用いて、P波速度から推定する。

$$Vp - Vs関係式 : Vs = 0.68Vp - 580 (m/s)$$

- この関係式は、浅部及び大深度ボーリング調査のPS検層結果 (ダウンホール法) や屈折法地震探査 (陸域部) の結果と整合している。



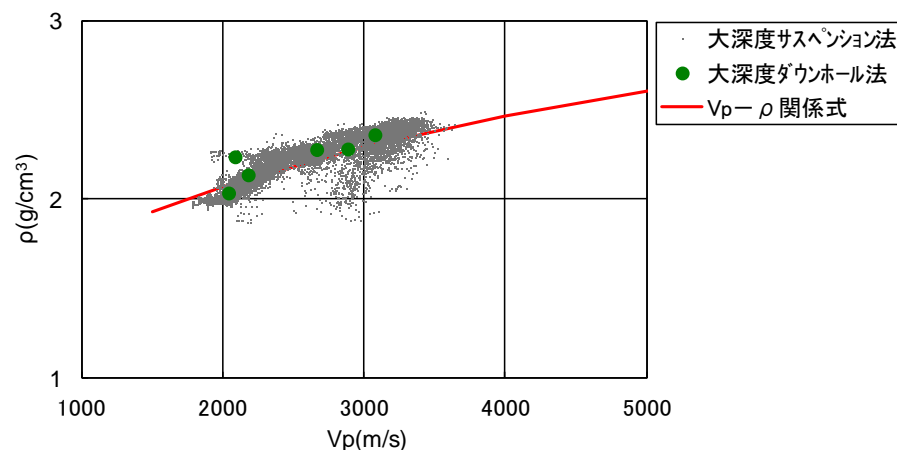
<Vp - Vs関係式と各調査結果との対応>

<Vp - ρ関係式>

- 密度は、以下のVp - ρ関係式 (Gardner et al.(1974)) を用いて、P波速度から推定する。

$$Vp - \rho関係式 : \rho = 0.31Vp^{0.25} (g/cm^3)$$

- この関係式は、大深度ボーリング調査におけるPS検層結果 (サスペンション法及びダウンホール法) と密度検層結果との関係と整合している。



<Vp - ρ関係式と各調査結果との対応>

統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの設定 (地震動評価に用いる一次元地下構造モデル (概要))

○断層モデルを用いた手法（統計的グリーン関数法（短周期領域）と波数積分法（長周期領域）によるハイブリッド合成法）による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルは、地下構造調査により得られた詳細な地下構造データ等に基づき設定し、敷地の観測記録の再現検討等を踏まえてその妥当性を確認している※1。

<速度構造>

- T.P.-14m～T.P.-2050mでは、S波速度及びP波速度の両方が得られる浅部及び大深度ボーリング調査のPS検層結果（ダウンホール法）に基づき、S波速度及びP波速度を設定する。
- T.P.-2050m以深について、P波速度は屈折法地震探査結果（海陸統合）に基づき設定し、S波速度は、T.P.-5050m以浅では各調査結果に基づき算定したVp-Vs関係式（ $V_s=0.68V_p-580(m/s)$ ）を、T.P.-5050m以深ではObana et al.(2004)によるVp-Vs関係式（ $V_p/V_s=1.78$ ）を用いて、P波速度から推定する。

<密度>

- 各調査結果との対応が良いGardner et al.(1974)のVp-p関係式（ $\rho=0.31V_p^{0.25}(g/cm^3)$ ）を用いて、P波速度から推定する。

<Q値>

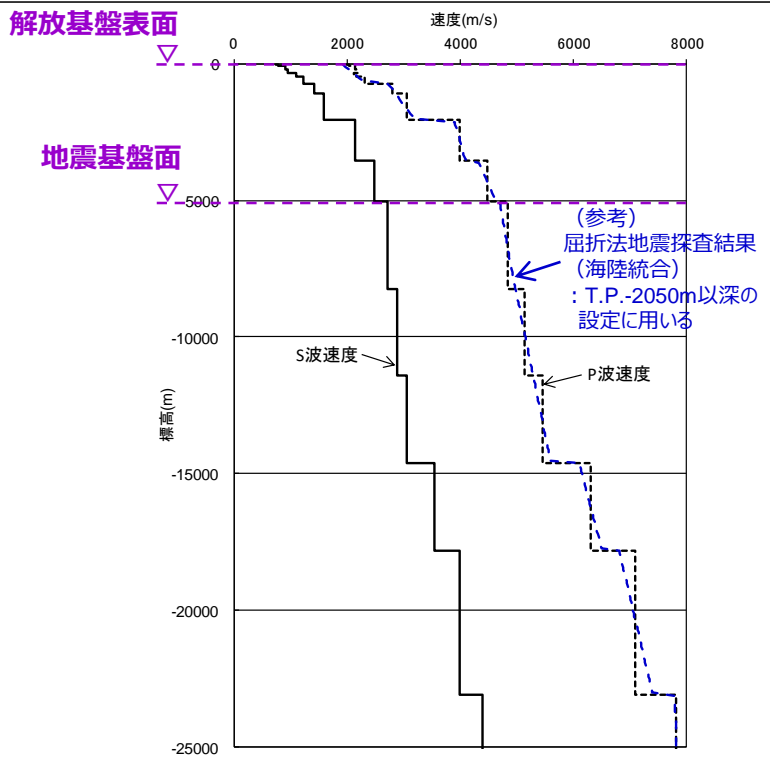
- 統計的グリーン関数法（短周期の地震動評価）： $100f^{0.7} \times 2$ 、波数積分法（長周期の地震動評価）： $Q_s=V_s/10$ 、 $Q_p=2Q_s \times 3$

※1 一次元地下構造モデルの設定に係る妥当性確認等の詳細な説明は、後述及び第1041回審査会合資料2-2-3参照。
※2 中央防災会議(2001a)、※3 原子力安全基盤機構(2007)、新色・山中(2013)。

解放基盤表面
↓
統計的グリーン関数法で用いる地下構造（地震基盤以浅）
↓
地震基盤面

層	標高 (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	ρ (g/cm ³)	SGF法※4		波数積分法※5	
					Qs, Qp	Qs	Qp	
1	-14	740	2000	2.07	100f ^{0.7}	74	148	
2	-32	790	2030	2.08	100f ^{0.7}	79	158	
3	-62	830	2070	2.09	100f ^{0.7}	83	166	
4	-92	910	2140	2.11	100f ^{0.7}	91	182	
5	-192	960	2180	2.12	100f ^{0.7}	96	192	
6	-354	1100	2110	2.10	100f ^{0.7}	110	220	
7	-493	1230	2320	2.15	100f ^{0.7}	123	246	
8	-739	1420	2790	2.25	100f ^{0.7}	142	284	
9	-1094	1590	3060	2.31	100f ^{0.7}	159	318	
10	-2050	2150	3990	2.46	100f ^{0.7}	215	430	
11	-3550	2470	4470	2.53	100f ^{0.7}	247	494	
12	-5050	2720	4830	2.58	-	272	544	
13	-8240	2880	5130	2.62	-	288	576	
14	-11400	3060	5450	2.66	-	306	612	
15	-14600	3540	6300	2.76	-	354	708	
16	-17800	3990	7100	2.85	-	399	798	
17	-23100	4390	7810	2.91	-	439	878	

↑
波数積分法で用いる地下構造（全層）

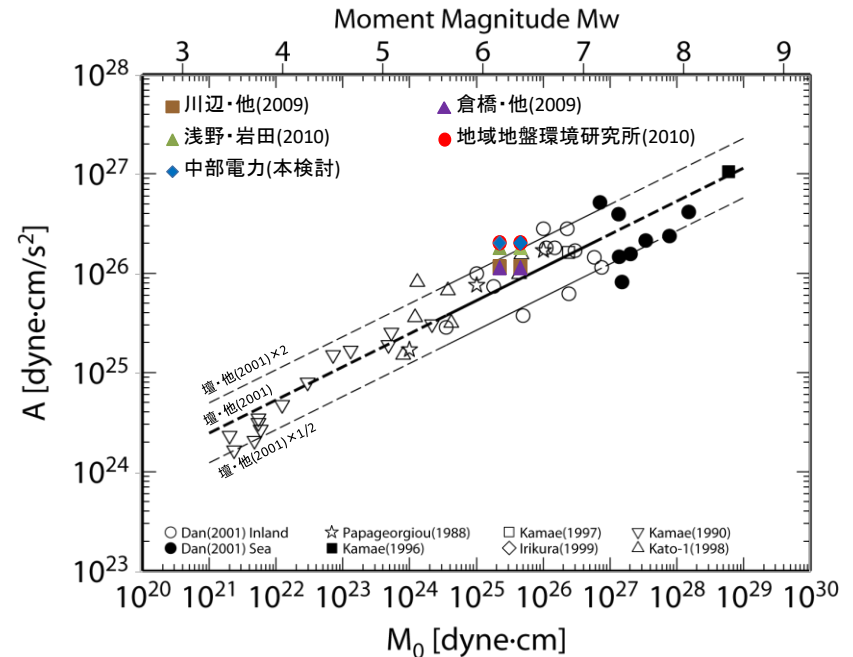
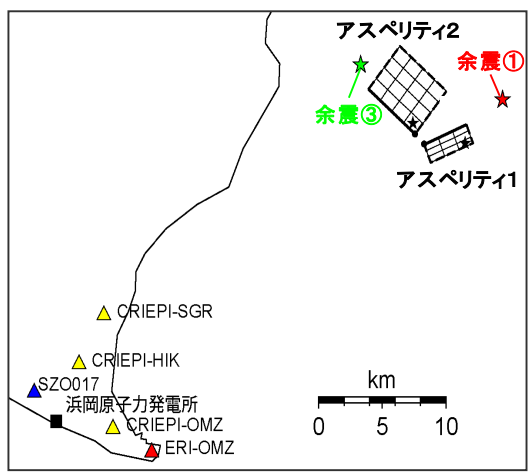


※4 統計的グリーン関数法（短周期の地震動評価）、※5 波数積分法（長周期の地震動評価）

＜補足説明資料 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定＞
統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの設定
 (地震動の顕著な増幅が見られない観測点の地震観測記録の再現検討)

○振幅レベルが大きく、信頼性の高い記録が得られている2009年駿河湾の地震（本震）を対象として、この地震の特性化震源モデルに基づき、一次元地下構造モデルを用いた統計的グリーン関数法による地震動評価を行い、敷地の観測記録（3号炉及び4号炉）の再現性について検討する。

	面積	地震モーメント	応力降下量
アスペリティ1（南部）	13.0km ²	6.80×10 ¹⁷ Nm	35.7MPa
アスペリティ2（北部）	23.0km ²	1.20×10 ¹⁸ Nm	27.5MPa



・地震モーメントは2.25×10¹⁸Nm(F-net)、4.6×10¹⁸Nm(鈴木・他(2009))を用いる

＜経験的グリーン関数法による2009年駿河湾の地震（本震）の特性化震源モデル＞
 (当社作成)

＜2009年駿河湾の地震（本震）のM₀－A関係＞
 (壇・他(2001)に各文献・当社作成モデルの地震モーメント－短周期レベル関係を加筆)

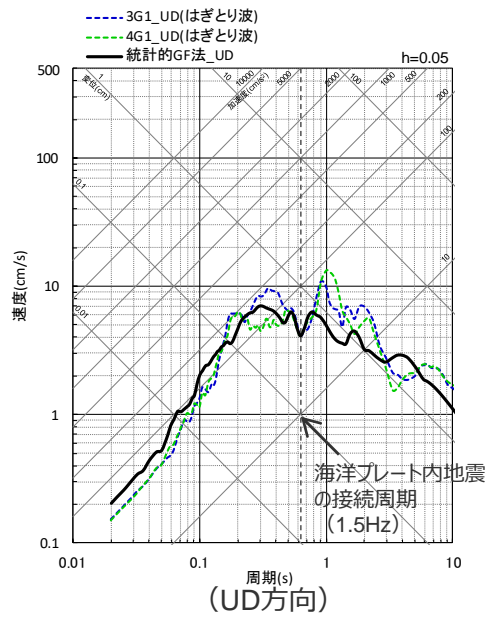
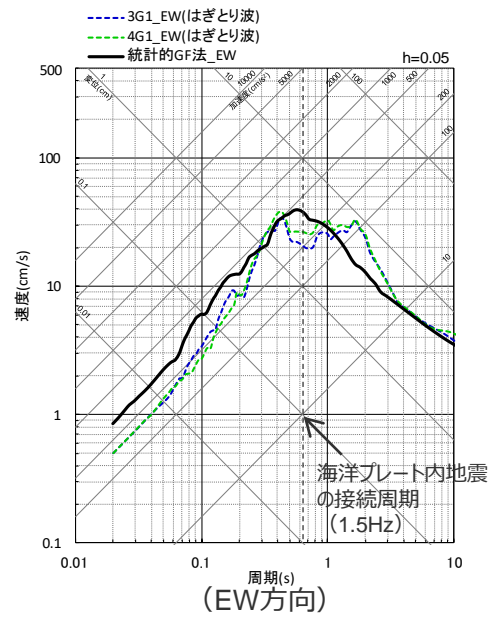
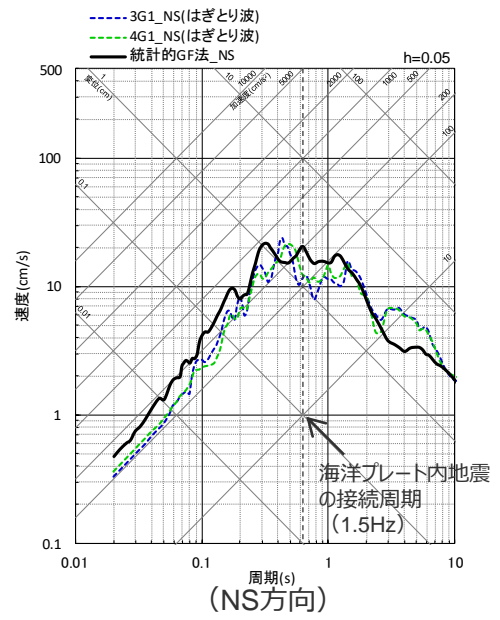
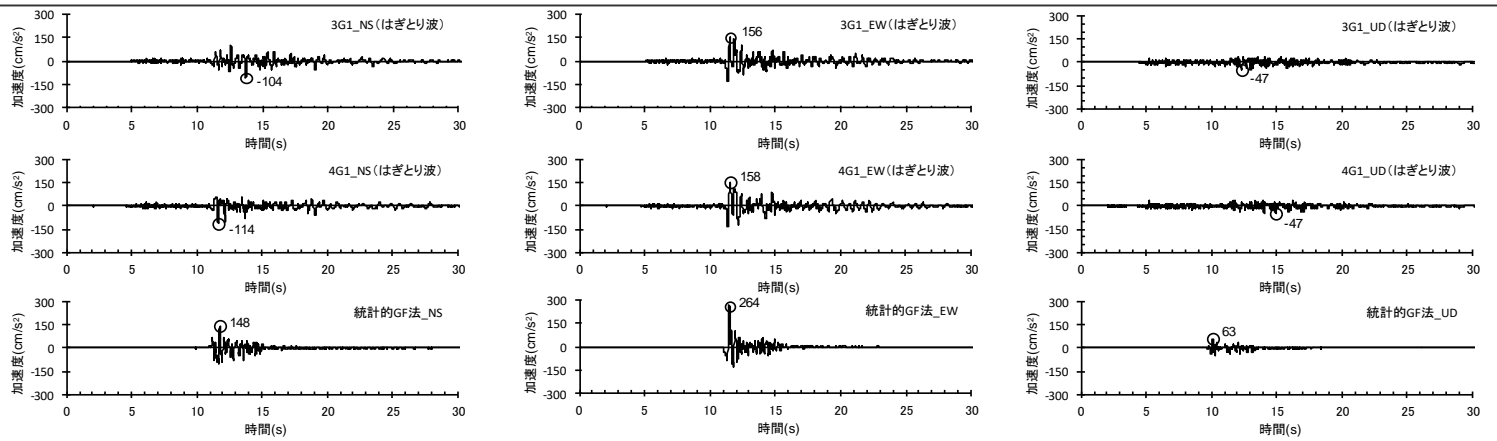
・経験的グリーン関数法による2009年駿河湾の地震（本震）の特性化震源モデル（当社作成）は、第1041回審査会合資料2-2-5参照。

<補足説明資料 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定>

統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの設定

(2009年駿河湾の地震 (本震) の再現検討結果と3号炉 (3G1)、4号炉 (4G1) の観測記録 (はぎとり波) との比較)

○統計的グリーン関数法による2009年駿河湾の地震 (本震) の地震動の顕著な増幅を考慮しない地震動評価結果は、その評価対象周期 (短周期) で3号炉 (3G1)、4号炉 (4G1) の観測記録 (はぎとり波) を概ね再現している。



<2009年駿河湾の地震 (本震) の地震動の顕著な増幅を考慮しない地震動評価結果と3号炉 (3G1)、4号炉 (4G1) の観測記録 (はぎとり波) との比較>

(上図：加速度時刻歴波形、下図：応答スペクトル)

＜補足説明資料 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定＞
統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの検証
(地震観測記録を用いて推定した地盤モデルによる検証)

地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定（前述）

○地震動評価に用いる一次元地下構造モデル（統計的グリーン関数法）は、地下構造調査により得られた詳細な地下構造データ等に基づき、敷地の観測記録の再現検討を踏まえて設定し、Q値は安全評価上、中央防災会議(2001a)等の $100f^{0.7}$ を用いる。



地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの検証

○地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの妥当性を検証するため、以下の観点で両モデルの比較検討を行う。

- ・地盤増幅率
- ・プレート間地震の地震動評価結果
- ・観測記録（Coda波部H/Vスペクトル、微動アレイ観測による分散曲線）との整合性

地震観測記録を用いて推定した地盤モデル

○地震動評価に用いる一次元地下構造モデルを検証するため、異なるアプローチとして、地震観測記録を用いて推定した地盤モデルを2通り設定する。

- ・アプローチ①：P波部H/Vスペクトル及びレシーバー関数を用いて推定した地盤モデル（地震基盤面以浅）
- ・アプローチ②：大深度伝達関数を用いて推定した地盤モデル（G.L.-1500m以浅）



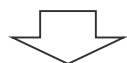
地震動評価に用いる一次元地下構造モデルについて、周期特性はその他の地盤モデルと同様であり、振幅は保守的になっていること、観測記録と概ね整合していることから、当該一次元地下構造モデルの妥当性を確認。

＜補足説明資料 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定＞
統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの検証
 (地震観測記録を用いて推定した地盤モデル (アプローチ①))

＜アプローチ①＞ 地震観測記録を用いた地盤モデルの推定 (地震基盤面以浅)

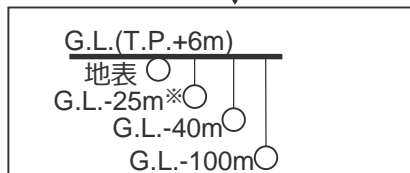
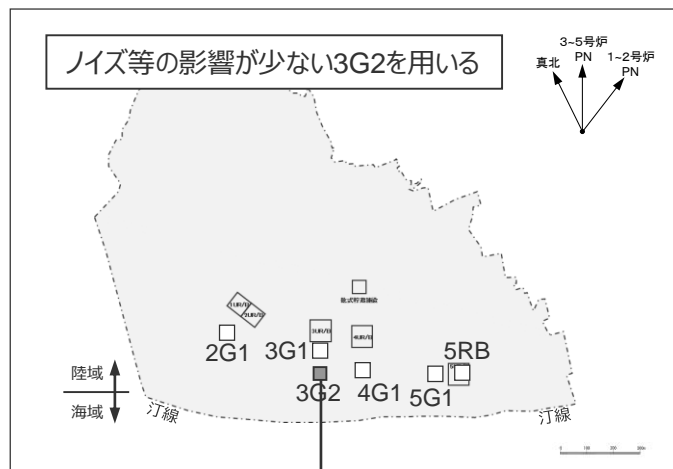
＜浅部地盤モデルの推定＞

- ・2009年駿河湾の地震の余震 (6 地震) における伝達関数 (G.L.-100m以浅) の観測値と理論値の差が最小となる浅部地盤モデルを推定。

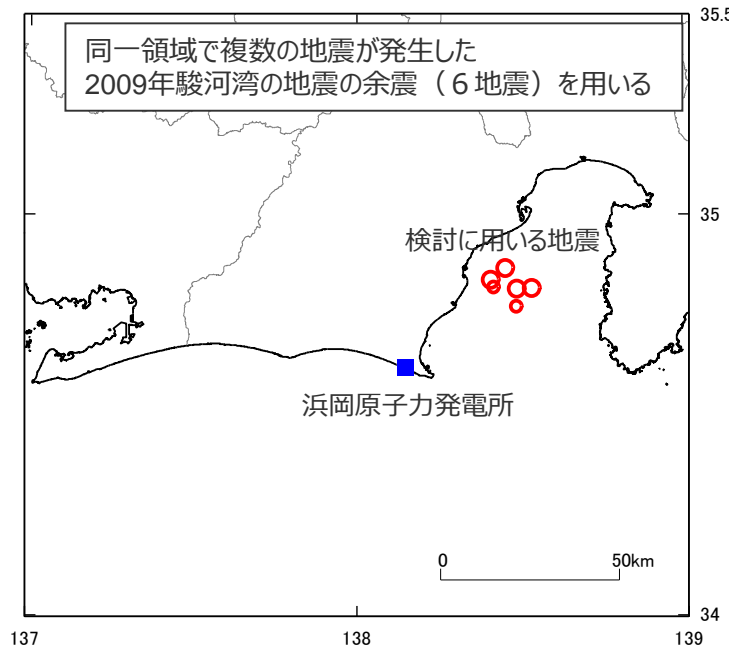


＜深部地盤モデルの推定＞

- ・2009年駿河湾の地震の余震 (6 地震) におけるP波部HVスペクトル及びレシーバー関数の観測値と理論値の差が最小となる深部地盤モデルを推定。



※解放基盤表面付近



＜補足説明資料 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定＞
統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの検証
 (地震観測記録を用いて推定した地盤モデル (アプローチ①))

- ＜浅部地盤モデルの推定＞
- 3号炉PS検層結果に基づき、層モデルと探索範囲を設定。
 - 2009年駿河湾の地震の余震（6地震）における伝達関数（G.L.-100m以浅）の逆解析により浅部地盤モデルを推定。

＜層モデルと探索範囲の設定＞

層 No.	深度 (m) [*]	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Qs		Vp (m/s)	Qp	
					Qo	n		Qo	n
1	-2	2	1.80	50~400	1~20	0.0~1.0	300~1000	1~20	0.0~1.0
2	-4	2	1.80						
3	-10	6	2.10	50~651	1~20	0.0~1.0	600~1724	1~20	0.0~1.0
4	-20	10	2.10	200~693	1~20	0.0~1.0	1715~1785	1~20	0.0~1.0
5	-25	5	2.10	700~735	1~20	0.0~1.0	1754~1826	1~20	0.0~1.0
6	-30	5	2.10						
7	-40	10	2.10	760~840	1~20	0.0~1.0	1891~1968	1~20	0.0~1.0
8	-60	20	2.10						
9	-100	40	2.10	826~913	1~20	0.0~1.0	1950~2030	1~20	0.0~1.0
10		∞	2.10	910					

＜推定した浅部地盤モデル＞

層 No.	深度 (m) [*]	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Qs		Vp (m/s)	Qp	
					Qo	n		Qo	n
1	-2	2	1.80	200	8.77	0.85	380	1.16	0.81
2	-4	2	1.80	200	8.77	0.85	380	1.16	0.81
3	-10	6	2.10	320	7.19	0.83	700	1.14	0.71
4	-20	10	2.10	650	1.08	0.61	1760	1.07	0.61
5	-25	5	2.10	720	1.13	0.85	1820	1.10	0.75
6	-30	5	2.10	720	1.13	0.85	1820	1.10	0.75
7	-40	10	2.10	830	5.43	0.88	1960	2.26	0.84
8	-60	20	2.10	830	5.43	0.88	1960	2.26	0.84
9	-100	40	2.10	880	1.10	0.98	2020	2.95	0.82
10		∞	2.10	910	1.10	0.98	2020	2.95	0.82

地震計の設置位置
 解放基盤表面
 浅部地盤モデル推定部

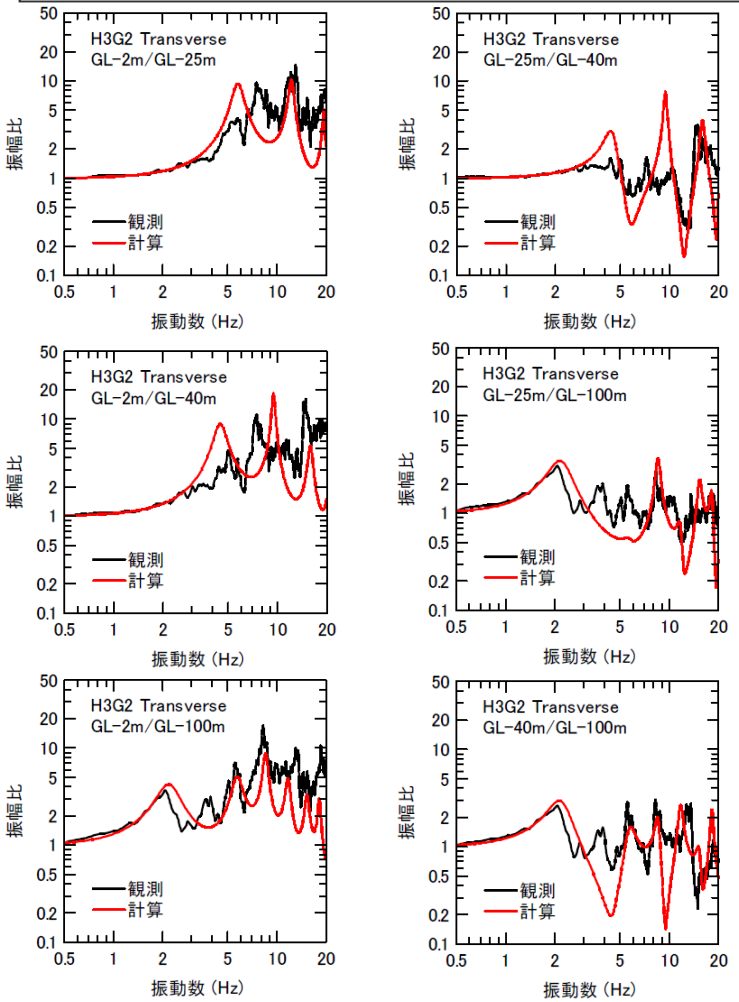
Q値モデル : $Q(f) = Q_0 f^n$

※層下端深度を示す。

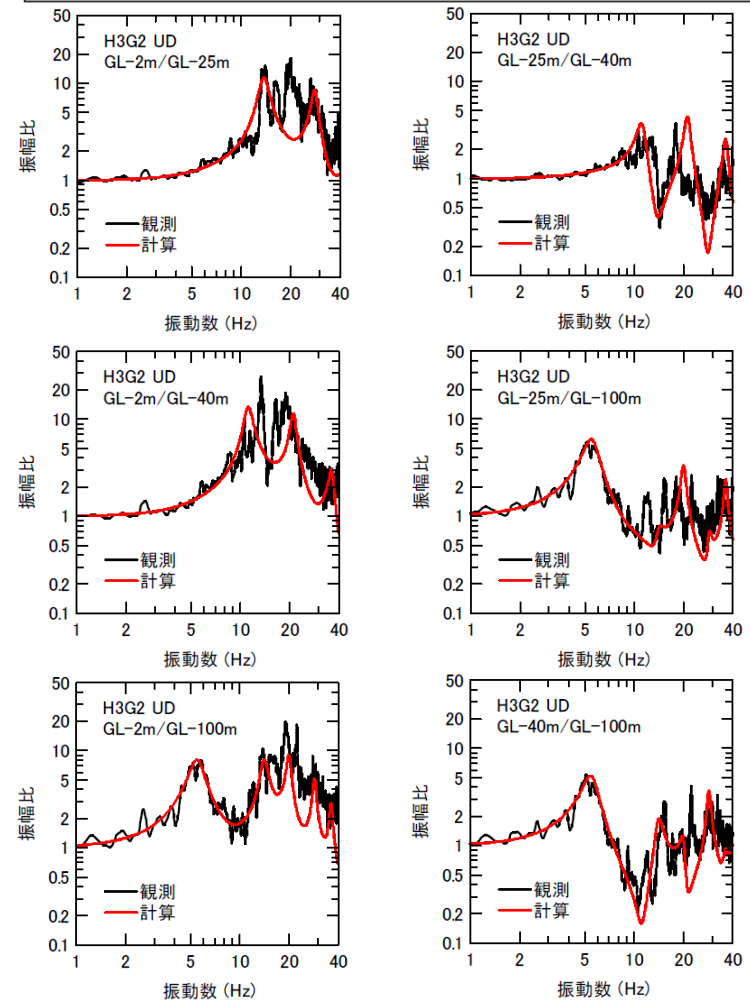
＜補足説明資料 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定＞
統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの検証
 (地震観測記録を用いて推定した地盤モデル (アプローチ①))

○2009年駿河湾の地震の余震（6地震）におけるS波部 Transverse成分の伝達関数の観測値と理論値の差が最小となるよう、浅部地盤モデル (Vs, Qs) を推定。

○2009年駿河湾の地震の余震（6地震）におけるP波部 UD成分の伝達関数の観測値と理論値の差が最小となるよう、浅部地盤モデル (Vp, Qp) を推定。



＜S波部Transverse成分の伝達関数の観測値と理論値の比較＞



＜P波部UD成分の伝達関数の観測値と理論値の比較＞

＜補足説明資料 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定＞
統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの検証
 (地震観測記録を用いて推定した地盤モデル (アプローチ①))

＜深部地盤モデルの推定＞

- 地震動評価に用いる一次元地下構造モデルに基づき、層モデルと探索範囲を設定。
- 2009年駿河湾の地震の余震（6地震）におけるP波部H/Vスペクトル及びレシーバー関数の逆解析により深部地盤モデルを推定。

＜層モデルと探索範囲の設定＞

層 No.	層厚 (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
				Qo	n	Qo	n
1	2	200	380	8.77	0.85	1.16	0.81
2	2	200	380	8.77	0.85	1.16	0.81
3	6	320	700	7.19	0.83	1.14	0.71
4	10	650	1760	1.08	0.61	1.07	0.61
5	5	720	1820	1.13	0.85	1.10	0.75
6	5	720	1820	1.13	0.85	1.10	0.75
7	10	830	1960	5.43	0.88	2.26	0.84
8	20	830	1960	5.43	0.88	2.26	0.84
9	40	880	2020	1.10	0.98	2.95	0.82
10	48~148	810~1010	2040~2240	10~50	0.5~1	5~50	0.5~1
11	62~262	860~1060	1980~2380	10~50	0.5~1	5~50	0.5~1
12	39~239	1000~1200	1910~2310	10~50	0.5~1	5~50	0.5~1
13	146~346	1130~1330	2120~2520	10~150	0.5~1	5~150	0.5~1
14	255~455	1220~1620	2590~2990	10~150	0.5~1	5~150	0.5~1
15	856~1056	1390~1790	2860~3260	10~150	0.5~1	5~150	0.5~1
16	1300~1700	1800~2350	3790~4190	10~150	0.5~1	5~150	0.5~1
17	1300~1700	1800~2670	4270~4670	20~150	0.5~1	5~150	0.5~1
18	2990~3390	2520~2920	4630~5030	20~150	0.5~1	10~150	0.5~1
19	∞	2680~3080	4930~5330	20~150	0.5~1	10~150	0.5~1

＜推定した深部地盤モデル＞

層 No.	深度 (m) [※]	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs		Qp	
						Qo	n	Qo	n
1	-2	2	1.80	200	380	8.77	0.85	1.16	0.81
2	-4	2	1.80	200	380	8.77	0.85	1.16	0.81
3	-10	6	2.10	320	700	7.19	0.83	1.14	0.71
4	-20	10	2.10	650	1760	1.08	0.61	1.07	0.61
5	-25	5	2.10	720	1820	1.13	0.85	1.10	0.75
6	-30	5	2.10	720	1820	1.13	0.85	1.10	0.75
7	-40	10	2.10	830	1960	5.43	0.88	2.26	0.84
8	-60	20	2.10	830	1960	5.43	0.88	2.26	0.84
9	-100	40	2.10	880	2020	1.10	0.98	2.95	0.82
10	-180	80	2.10	920	2090	15.6	0.76	8.07	0.60
11	-310	130	2.08	1000	2020	20.1	0.72	10.5	0.78
12	-540	230	2.14	1170	2260	22.2	0.73	11.3	0.63
13	-880	340	2.14	1140	2280	33.0	0.82	17.7	0.57
14	-1170	290	2.24	1620	2740	38.2	0.80	26.3	0.63
15	-2150	980	2.28	1650	2950	90.3	0.76	58.8	0.75
16	-3530	1380	2.46	2070	3940	139	0.72	92.7	0.69
17	-5180	1650	2.55	2290	4600	146	0.67	120	0.61
18	-8260	3080	2.57	2820	4720	145	0.78	129	0.73
19		∞	2.60	3010	4960	145	0.78	129	0.73

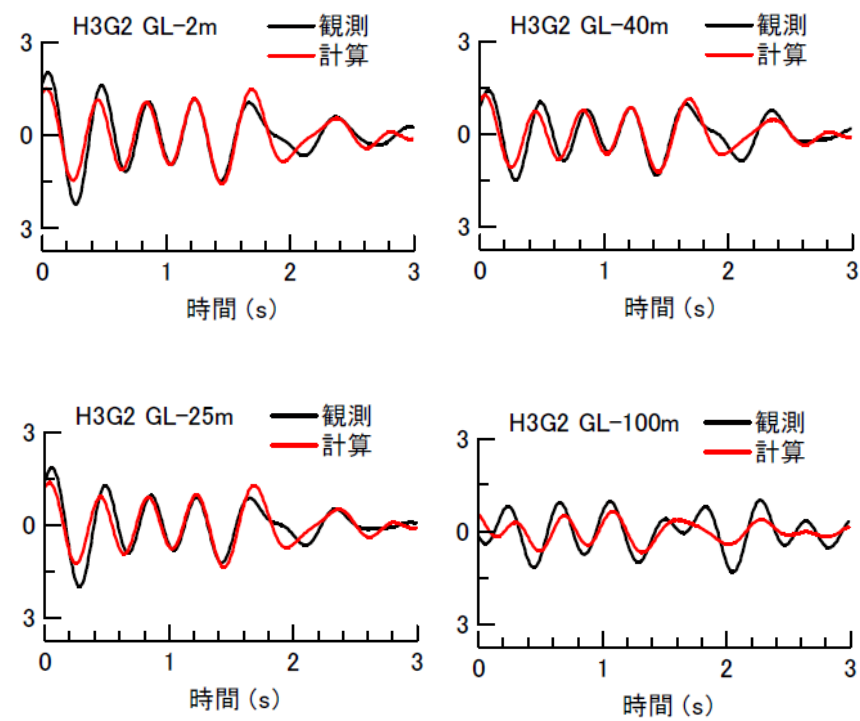
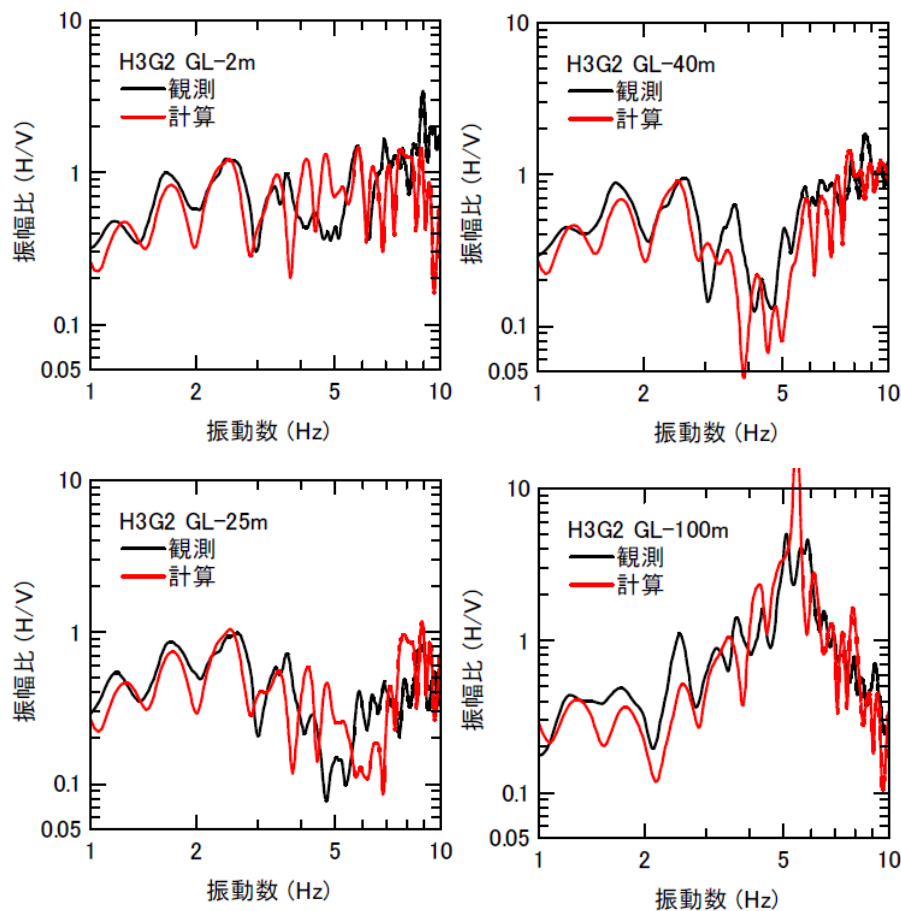
深部地盤モデル推定部
 推定した浅部地盤モデル (固定)
▼ 解放基盤表面
▽ 地震基盤面

Q値モデル : $Q(f) = Q_0 f^n$

※層下端深度を示す。

<補足説明資料 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定>
統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの検証
 (地震観測記録を用いて推定した地盤モデル (アプローチ①))

○2009年駿河湾の地震の余震 (6 地震) におけるP波部H/Vスペクトル及びレシーバー関数の観測値と理論値の差が最小となるよう、深部地盤モデルを推定。



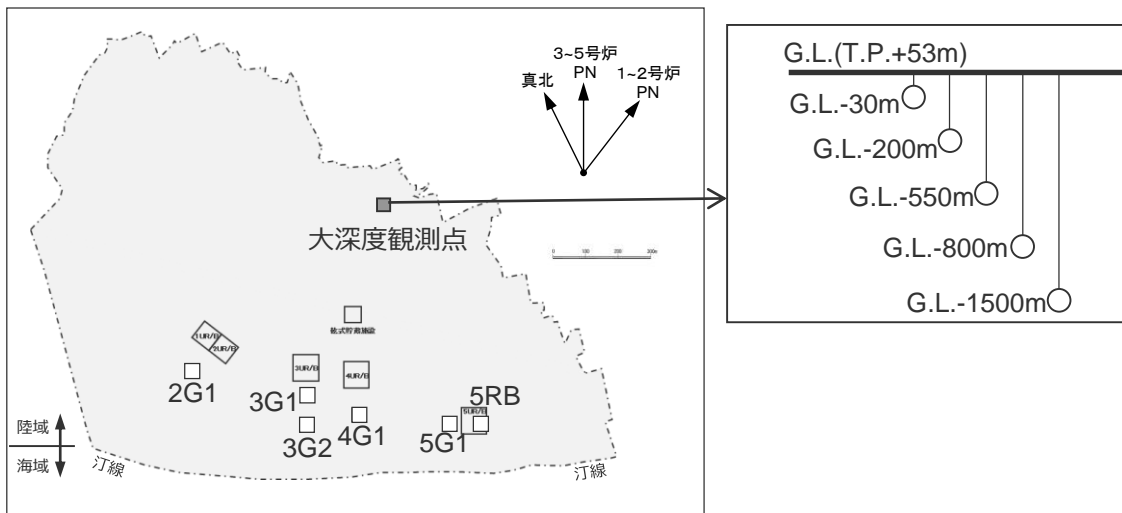
<レシーバー関数の観測値と理論値の比較>

<P波部H/Vスペクトルの観測値と理論値の比較>

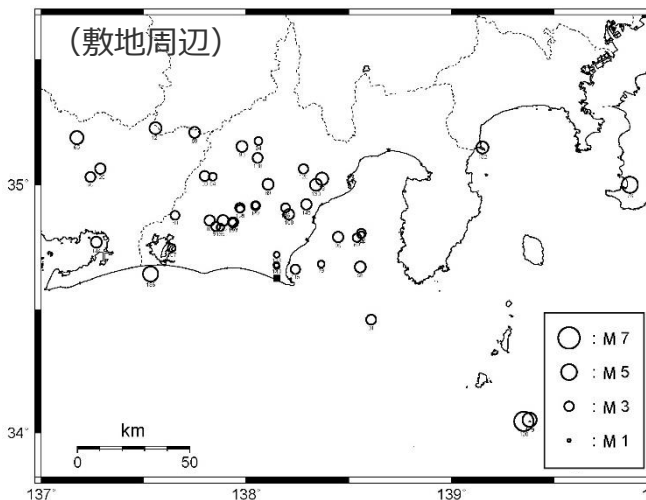
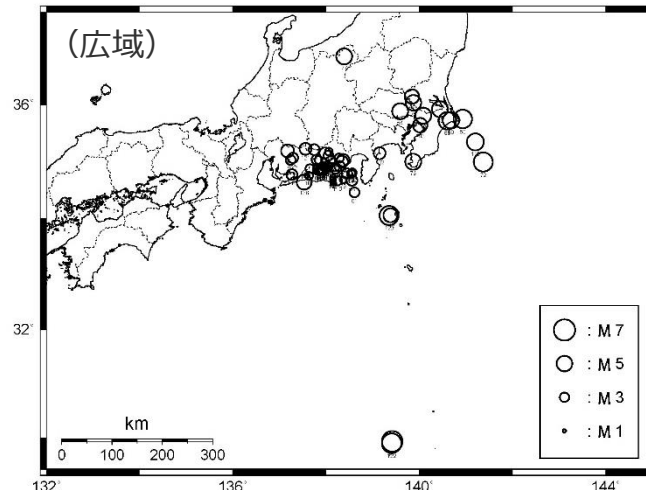
＜補足説明資料 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定＞
統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの検証
 (地震観測記録を用いて推定した地盤モデル (アプローチ②))

＜アプローチ②＞ 地震観測記録を用いた地盤モデルの推定 (G.L.-1500m以浅)

○大深度観測点において、伝達関数 (G.L.-1500m以浅) の観測値と理論値の差が最小となる地盤モデルを推定。

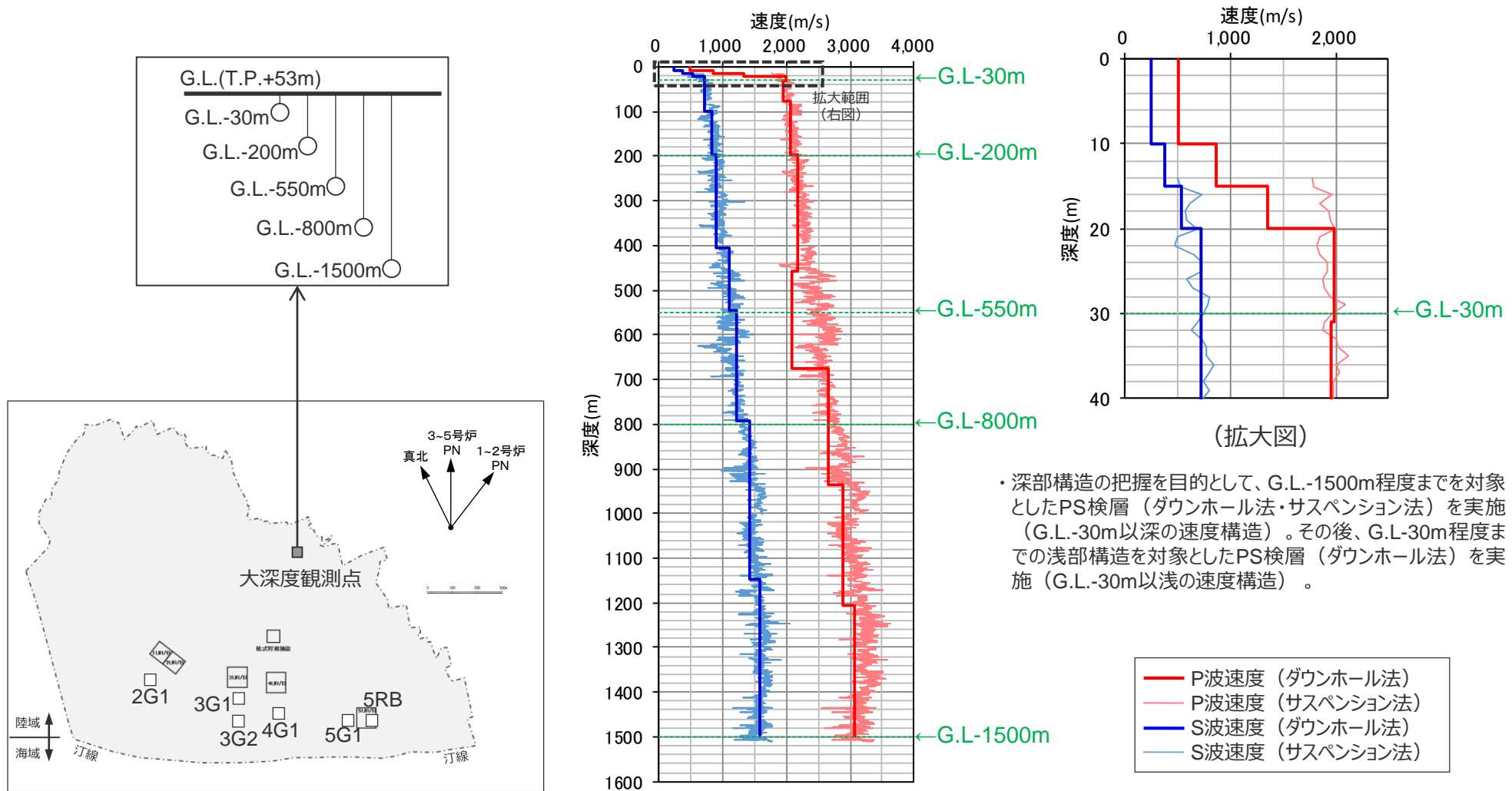


＜検討に用いる地震計の配置図 (大深度観測点) ＞



＜検討に用いる観測地震の震央分布＞
 (観測分析期間：2012年3月14日～2013年10月6日)

＜補足説明資料 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定＞
統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの検証
 (地震観測記録を用いて推定した地盤モデル (アプローチ②))



＜大深度観測点の各地震計設置深さとPS検層結果との関係＞

＜補足説明資料 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定＞
統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの検証
 (地震観測記録を用いて推定した地盤モデル (アプローチ②))

- 大深度観測点におけるPS検層結果等に基づき、初期モデルと探索範囲を設定。
- 観測地震における伝達関数 (G.L.-1500m以浅) の逆解析により、地盤モデルを推定。

深さ GL-(m)	層厚 (m)	密度 (g/cm ³)	初期モデル		探索範囲				最適化結果			
			S波速度 (m/s)	S波速度 (m/s)		h0		α		S波速度 (m/s)	h0	α
				下限	上限	下限	上限	下限	上限			
0												
2	10	1.88	240	120	480					187		
10	5	1.88	380	190	760	0	1	0	1	296	1.000	0.484
15	5	1.88	540	270	1080					420		
20												
● 30	12	2.07	720	360	1440					560		
32												
▼ 67	69	2.06	720	360	1440					773		
101												
	97	2.09	830	415	1660	0	1	0	1	831	0.065	1.000
198												
● 200	209	2.12	900	450	1800					978		
407												
	139	2.09	1100	550	2200					1045		
546												
● 550	246	2.09	1230	615	2460					1201		
792												
● 800	355	2.27	1420	710	2840					1486		
1147						0	1	0	1		0.022	1.000
	353	2.31	1590	795	3180					1759		
● 1500	-	2.31	1590	795	3180					1759		

● : 地震計
▼ : 解放基盤表面

(水平動)

深さ GL-(m)	層厚 (m)	密度 (g/cm ³)	初期モデル		探索範囲				最適化結果			
			P波速度 (m/s)	P波速度 (m/s)		h0		α		P波速度 (m/s)	h0	α
				下限	上限	下限	上限	下限	上限			
0												
2	10	1.88	571	571	571							
10	5	1.88	982	982	982	0	1	0	1	982	1.000	0.447
15	5	1.88	1541	1541	1541					1541		
20												
● 30	11	2.07	1991	1991	1991					1991		
31												
▼ 67	46	2.06	1961	1961	1961					1961		
77						0	1	0	1		0.219	1.000
	121	2.09	2239	2239	2239					2239		
198												
● 200	260	2.12	2197	2197	2197					2197		
458												
● 550	216	2.09	2203	2203	2203					2203		
674												
● 800	263	2.23	2525	2525	2525					2525		
937												
	270	2.27	3037	3037	3037	0	1	0	1	3037	0.049	1.000
1207												
	293	2.31	3440	3440	3440					3440		
● 1500	-	2.31	3440	3440	3440					3440		

● : 地震計
▼ : 解放基盤表面

(鉛直動)

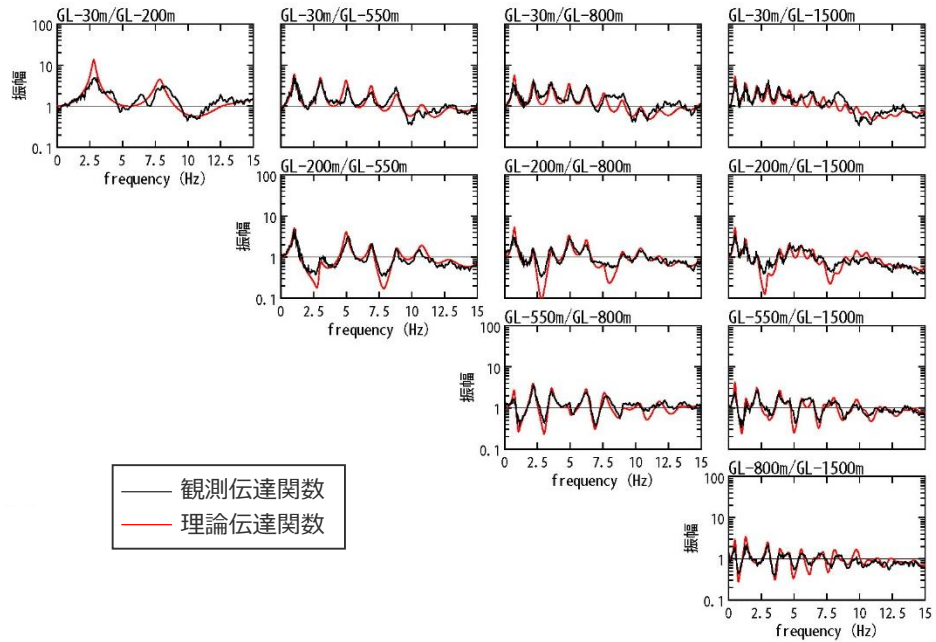
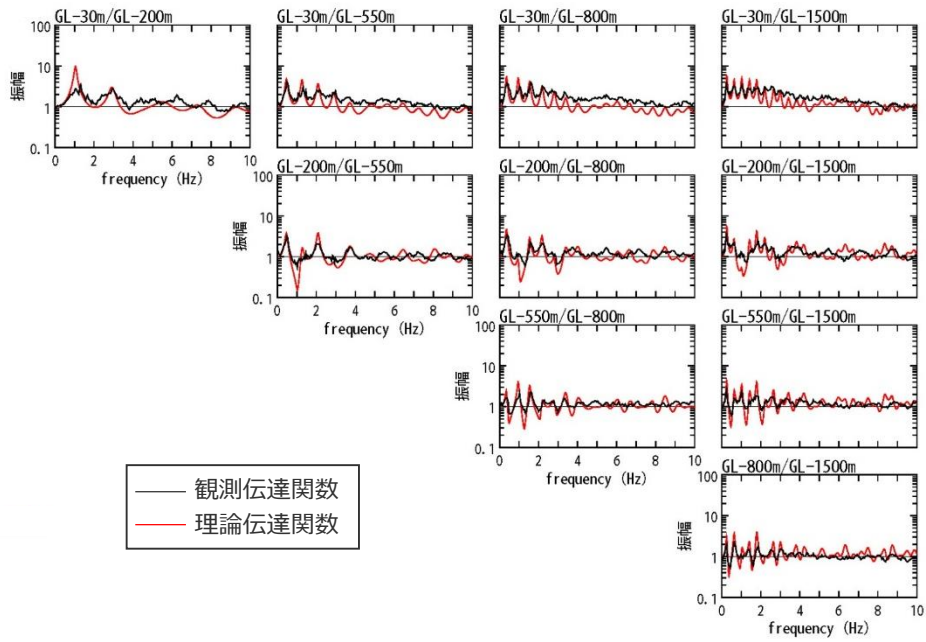
減衰定数モデル : $h(f)=h_0 f^{-\alpha}$

＜推定した地盤モデル＞

<補足説明資料 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定>
統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの検証
 (地震観測記録を用いて推定した地盤モデル (アプローチ②))

○観測地震におけるS波部 (水平平均) の伝達関数の観測値と理論値の差が最小となるよう、地盤モデル (V_s , Q_s) を推定。

○観測地震におけるP波部 (鉛直成分) の伝達関数の観測値と理論値の差が最小となるよう、地盤モデル (V_p , Q_p) を推定。



<S波部 (水平平均) の伝達関数の観測値と理論値の比較>

<P波部 (鉛直成分) の伝達関数の観測値と理論値の比較>

＜補足説明資料 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定＞
統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの検証
 (地震観測記録を用いて推定した地盤モデル (アプローチ②))

○鉛直動の地盤モデルは、最適化解析をより安定化させるために、まずP波区間（鉛直成分）の観測伝達関数を用いた逆解析によりP波速度を推定して固定したうえで、S波区間（鉛直成分）の観測伝達関数を用いた逆解析により減衰の値の推定している。

初期モデル			探索範囲				最適化結果			
深さ GL-(m)	層厚 (m)	密度 (g/cm ³)	P波速度 (m/s)		h0	α		P波速度 (m/s)	h0	α
			下限	上限		下限	上限			
0										
● 2	10	1.88	500	250	1000			571		
10	5	1.88	860	430	1720	0	1	982	1.000	0.501
15	5	1.88	1350	675	2700			1541		
● 30	11	2.07	1990	995	3980			1991		
▼ 67	46	2.06	1960	980	3920	0	1	1961	0.128	1.000
77								2239		
121								2197		
● 200	260	2.12	2170	1085	4340			2203		
458								2525		
● 800	263	2.23	2660	1330	5320	0	1	3037	0.078	0.603
937								3440		
1207								3440		
● 1500	-	2.31	3070	1535	6140			3440		

初期モデル			探索範囲				最適化結果			
深さ GL-(m)	層厚 (m)	密度 (g/cm ³)	P波速度 (m/s)		h0	α		P波速度 (m/s)	h0	α
			下限	上限		下限	上限			
0										
● 2	10	1.88	571	571	571			571		
10	5	1.88	982	982	982	0	1	982	1.000	0.447
15	5	1.88	1541	1541	1541			1541		
● 30	11	2.07	1991	1991	1991			1991		
▼ 67	46	2.06	1961	1961	1961	0	1	1961	0.219	1.000
77								2239		
121								2197		
● 200	260	2.12	2197	2197	2197			2203		
458								2525		
● 800	263	2.23	2525	2525	2525	0	1	3037	0.049	1.000
937								3440		
1207								3440		
● 1500	-	2.31	3440	3440	3440			3440		

減衰定数モデル：h(f)=h₀f^{-α}

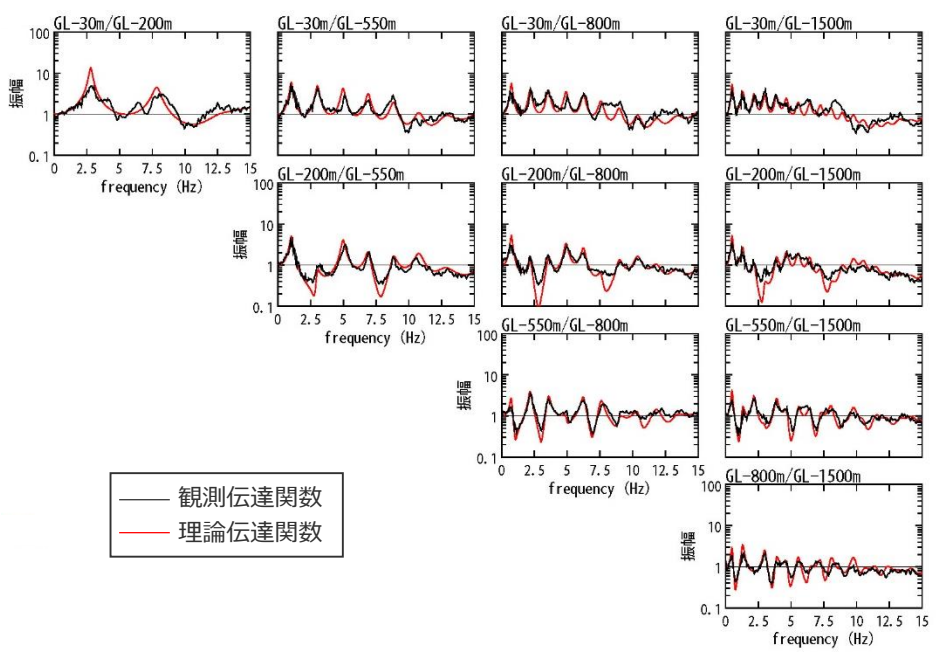
● : 地震計
▼ : 解放基盤表面

＜P波区間（鉛直成分）の伝達関数を対象とした逆解析結果＞

● : 地震計
▼ : 解放基盤表面

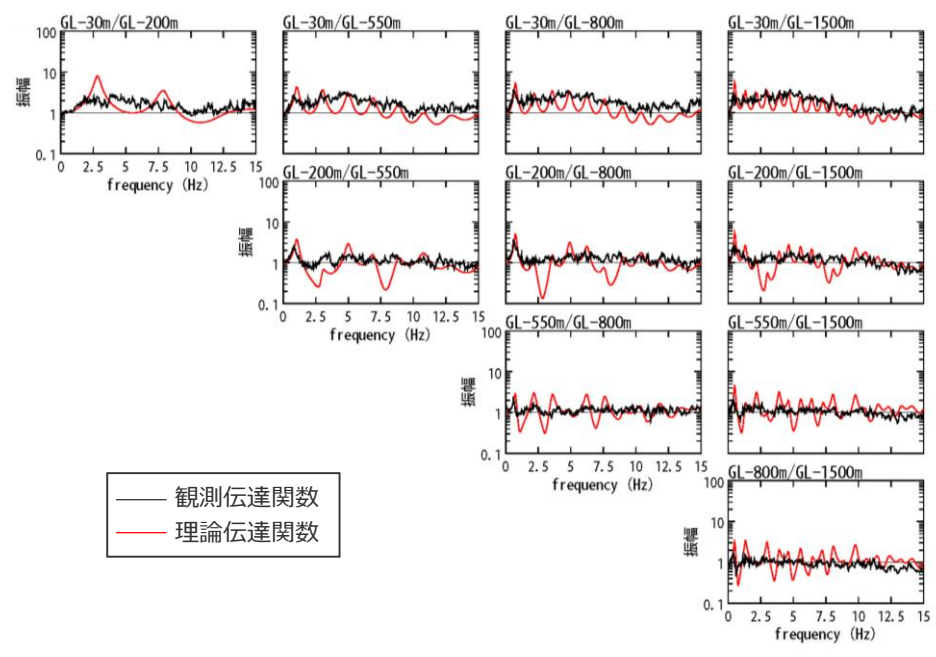
＜S波区間（鉛直成分）の伝達関数を対象とした逆解析結果＞

＜補足説明資料 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定＞
統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの検証
 (地震観測記録を用いて推定した地盤モデル (アプローチ②))



— 観測伝達関数
— 理論伝達関数

＜P波部（鉛直成分）の伝達関数の観測値と理論値の比較＞



— 観測伝達関数
— 理論伝達関数

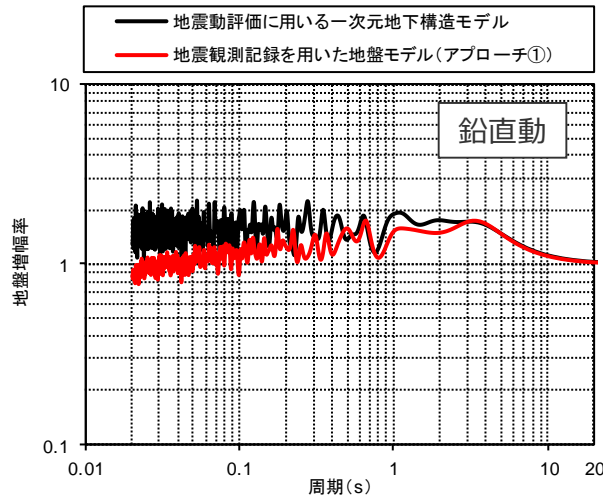
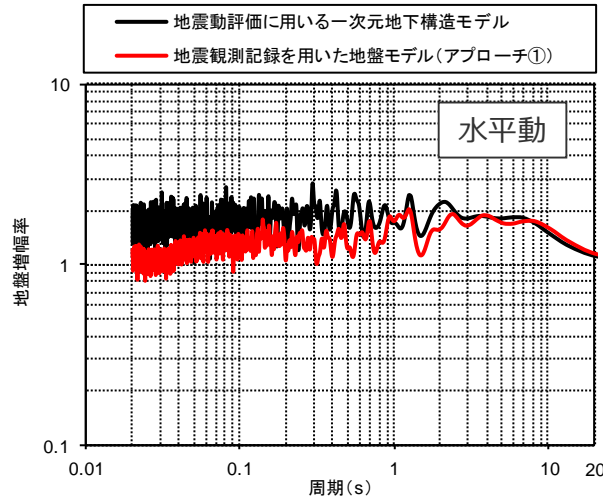
＜S波部（鉛直成分）の伝達関数の観測値と理論値の比較＞

(地盤増幅率の比較検討)

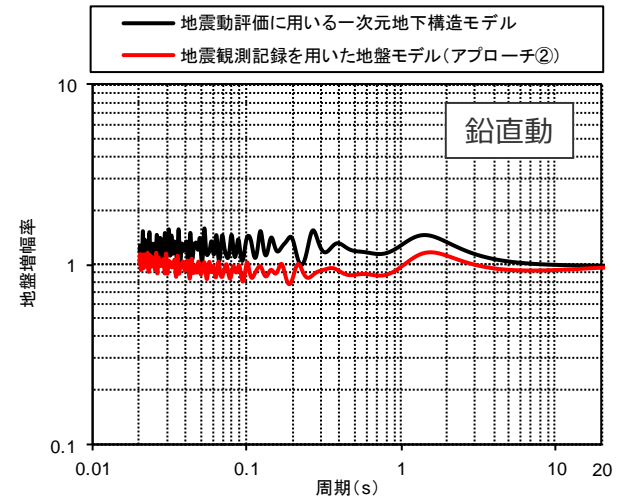
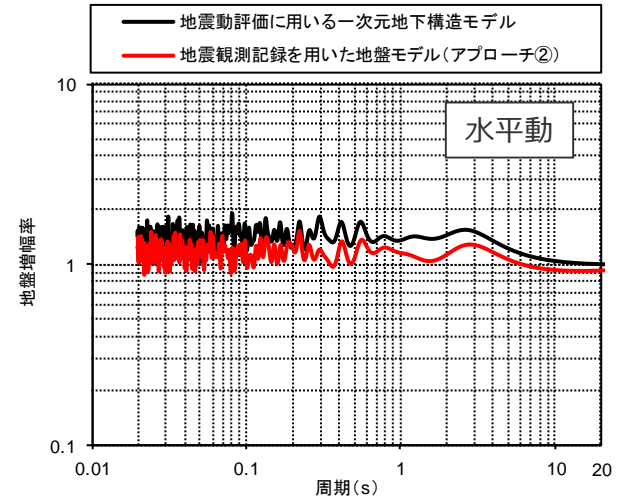
- 地震動評価に用いる一次元地下構造モデルと地震観測記録を用いて推定した地盤モデル（アプローチ①及びアプローチ②）との地盤増幅率の比較検討を行った。
- その結果、地盤増幅の周期特性については、両者に明瞭な卓越周期は見られず概ね一致しており、振幅については、地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの方が大きくなっている。

⇒**速度構造については両者が概ね同様**となっており、**Q値については地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの方が地震観測記録を用いて推定した地盤モデルに比べ保守的に設定**されていることを示している。

地震動評価に用いる一次元地下構造モデルと地盤モデル（アプローチ①）との地盤増幅率の比較（解放基盤表面／地震基盤面）



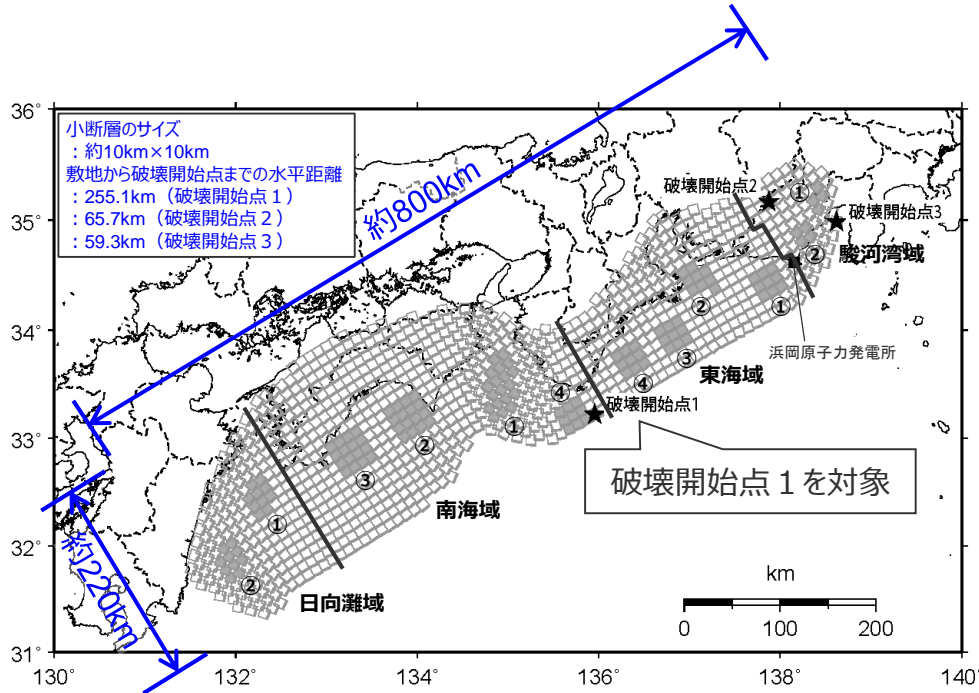
地震動評価に用いる一次元地下構造モデルと地盤モデル（アプローチ②）との地盤増幅率の比較（解放基盤表面／G.L.-1500m）



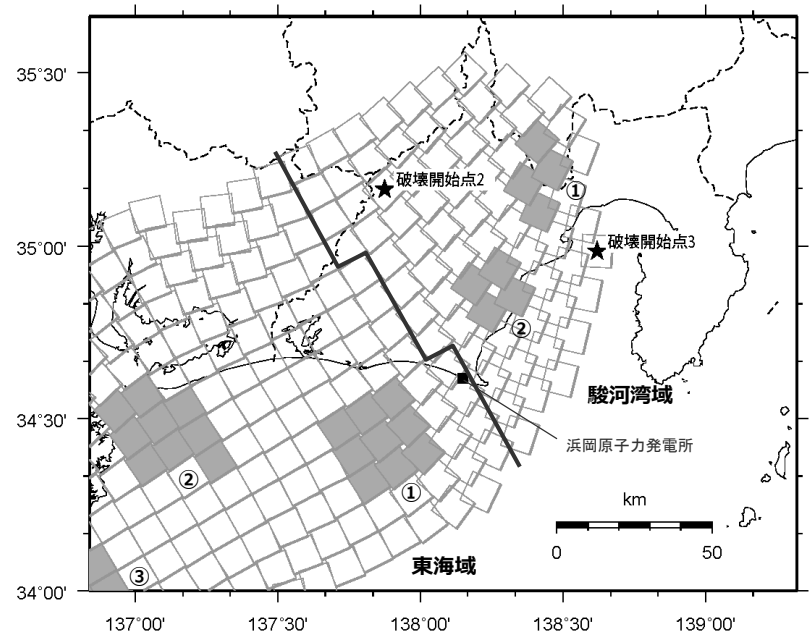
<補足説明資料 統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定>
統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの検証
 (プレート間地震の地震動評価結果の比較検討)

○プレート間地震の検討用地震である南海トラフ最大クラス地震モデル（基本ケース）を例として、地震動評価に用いる一次元地下構造モデル及び地震観測記録を用いて推定した地盤モデル（アプローチ①及びアプローチ②※1）をそれぞれ用いた統計的グリーン関数法による地震動評価を行い、各評価結果の比較検討を行う。

※1：地震観測記録を用いて推定した地盤モデル（アプローチ②）はG.L.-1500m以浅のモデルであり、地震動評価に際して、これ以深は地震動評価に用いる一次元地下構造モデルを用いる。



(全体)



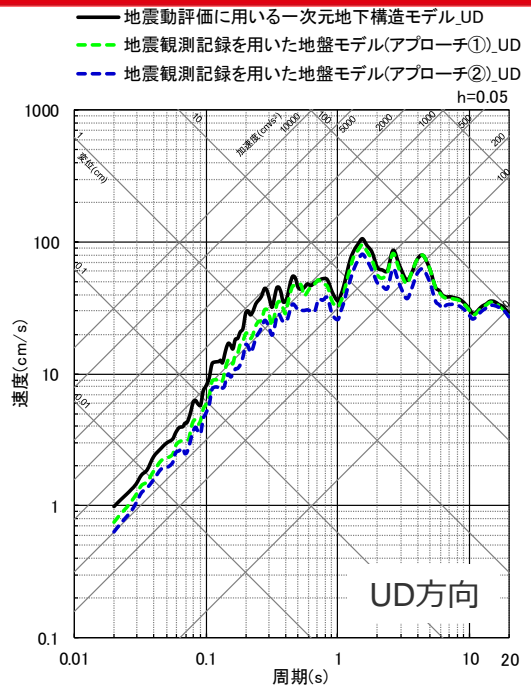
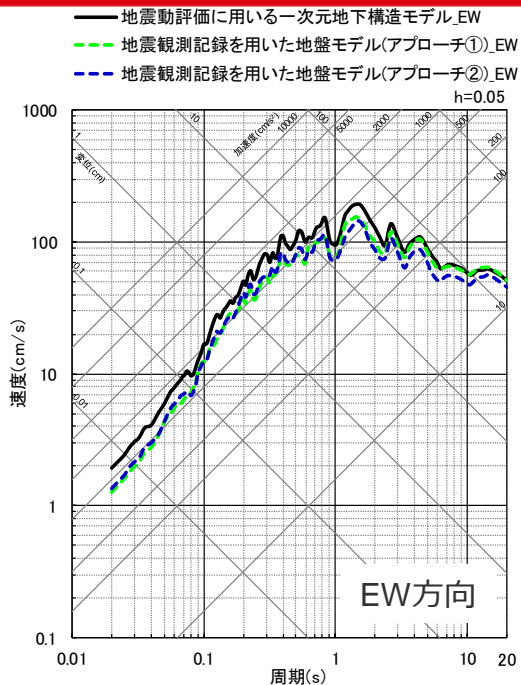
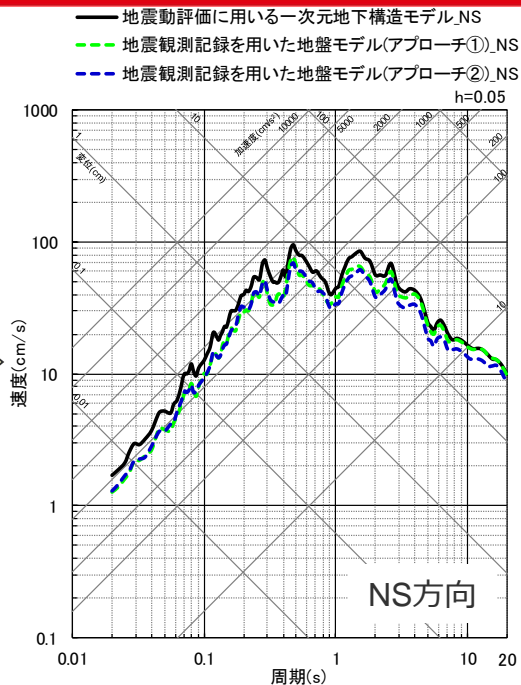
(敷地周辺)

<プレート間地震の検討用地震（南海トラフ最大クラス地震モデル（基本ケース）※2）>

※2：内閣府(2012)の「南海トラフの巨大地震モデル検討会」で検討された南海トラフで想定される最大クラスの地震の強震断層モデルに基づき設定。

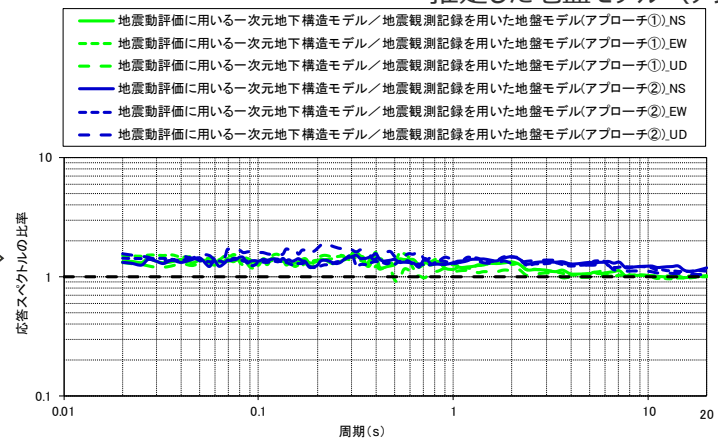
統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの設定 統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの検証 (プレート間地震の地震動評価結果の比較検討)

地震動評価結果の比較



地震動評価に用いる一次元地下構造モデルと地震観測記録を用いて推定した地盤モデル（アプローチ①、②）との応答スペクトル比を算出

応答スペクトルの比率



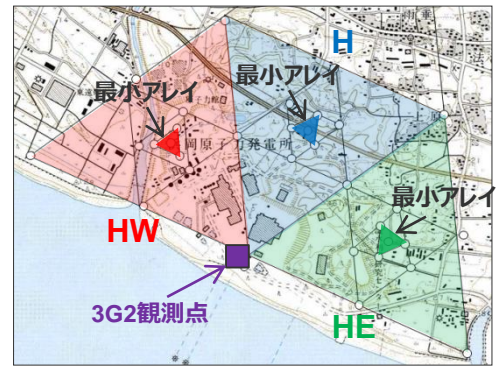
○地震動評価結果の周期特性については、いずれも同様となっており、振幅については、地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの方が大きくなっている。
⇒速度構造についてはいずれも概ね同様となっており、**Q値**については地震動評価に用いる一次元地下構造モデルの方が地震観測記録を用いて推定した地盤モデルに比べ保守的に設定されていることを示している。

統計的グリーン関数法に用いる一次元地下構造モデルの検証

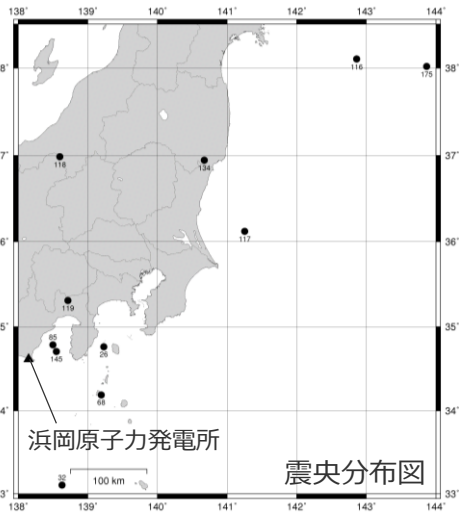
(観測記録 (Coda波部H/Vスペクトル、微動アレイ観測による分散曲線) との整合性)

- Coda波部を対象とした観測H/Vスペクトル (観測値) と各モデルの理論H/Vスペクトル (理論値) との比較検討を行った結果、観測値に明瞭な卓越周期は見られず、各モデルの理論値は同様の傾向となっており、観測値と概ね整合している。
- 微動アレイ観測による観測分散曲線 (観測値) と各モデルの理論分散曲線 (理論値) との比較検討を行った結果、各モデルの理論値は同様の傾向となっており、観測値と概ね整合している。

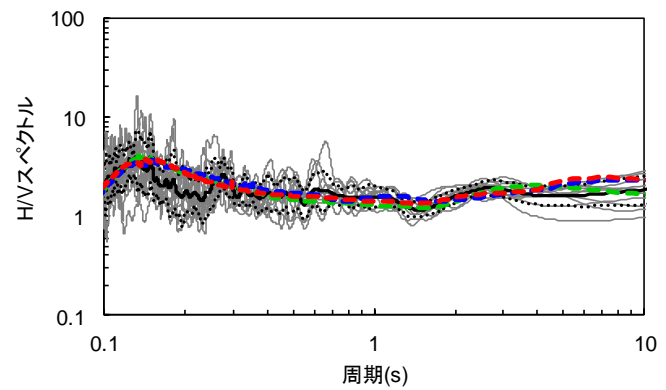
- ・観測H/Vスペクトルは3G2観測点の観測記録に基づき算出しており、各モデルの解放基盤表面以浅の表層地盤には3G2観測点における最適化地盤を用いる。
- ・微動アレイ観測の最小アレイ位置の表層地盤状況を踏まえて、各モデルの解放基盤表面以浅の表層地盤には上記の最適化地盤モデル (3G2観測点) に表層地盤 (Vs200m/s、層厚6m) を付加。



＜微動アレイ観測及び3G2観測点の位置図＞

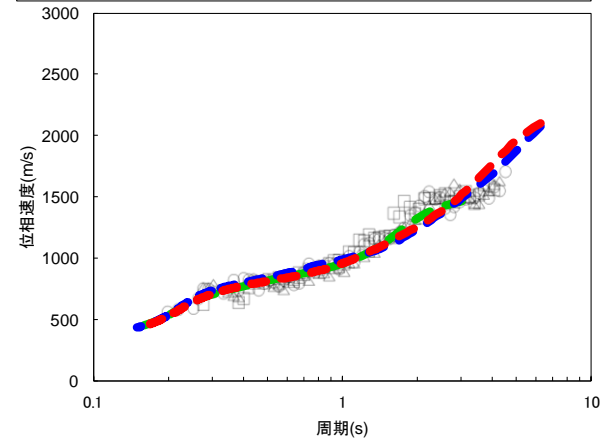


- 3G2観測点における観測H/Vスペクトル(各地震)
- 3G2観測点における観測H/Vスペクトル(平均)
- 3G2観測点における観測H/Vスペクトル(±σ)
- - - 地震動評価に用いる一次元地下構造モデルによる理論H/Vスペクトル
- - - 地震観測記録を用いた地盤モデル(アプローチ①)による理論H/Vスペクトル
- - - 地震観測記録を用いた地盤モデル(アプローチ②)による理論H/Vスペクトル



＜H/Vスペクトルの比較＞

- Hアレイによる観測分散曲線
- △ HEアレイによる観測分散曲線
- HWアレイによる観測分散曲線
- - - 地震動評価に用いる一次元地下構造モデルによる理論分散曲線
- - - 地震観測記録を用いた地盤モデル(アプローチ①)による理論分散曲線
- - - 地震観測記録を用いた地盤モデル(アプローチ②)による理論分散曲線※



＜分散曲線の比較＞

※地盤モデル (アプローチ②) は、G.L.-1500m以浅のモデルであり、地震基盤面以浅のモデルであるその他のモデルと下端深さが異なるため、描画帯域を変更する。

目次

1 概要	……p.3~
2 全国共通に考慮すべき地震動	
2.1 標準応答スペクトルに基づく地震動	……p.8~
2.1.1 地下構造モデル及び地震基盤相当面の設定	……p.12~
2.1.2 解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価	……p.15~
2.2 2004年北海道留萌支庁南部の地震における基盤地震動に基づく地震動	……p.26~
2.2.1 2004年北海道留萌支庁南部の地震における観測記録	……p.28~
2.2.2 佐藤・他(2013)による基盤地震動の推定に関する知見	……p.34~
2.2.3 敷地の地盤物性を考慮した解放基盤表面における地震動の評価	……p.42~
3 地域性を考慮する地震動	……p.66~
3.1 2008年岩手・宮城内陸地震	……p.68~
3.2 2000年鳥取県西部地震	……p.86~
4 震源を特定せず策定する地震動の策定	……p.101~
補足説明資料	……p.104~
参考資料	……p.127~
・補正申請（2021年12月）における標準応答スペクトルに基づく地震動	

参考資料

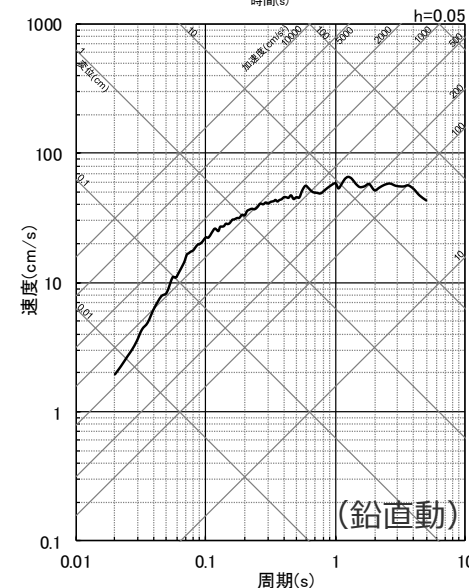
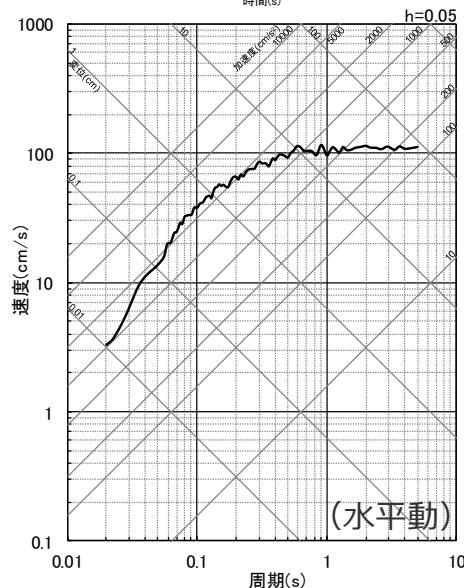
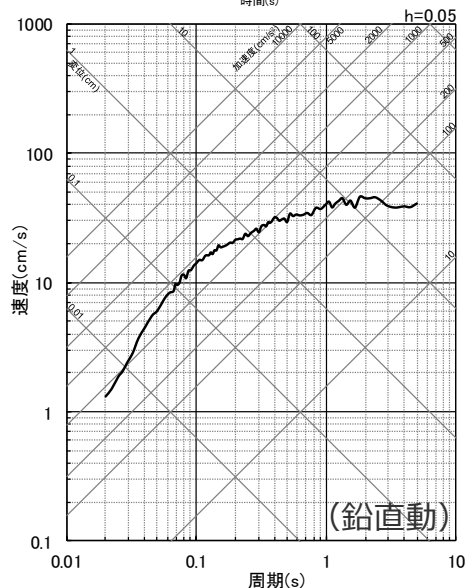
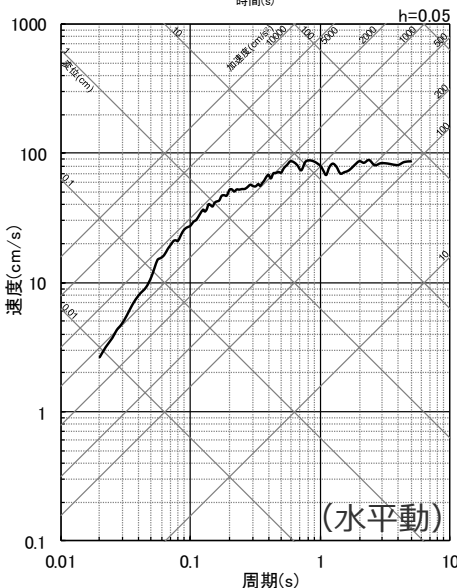
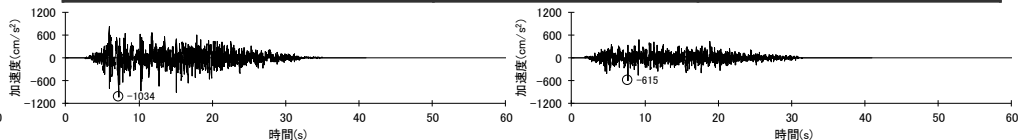
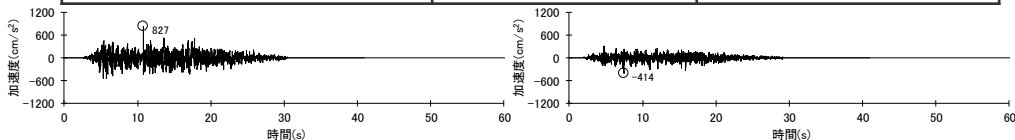
補正申請（2021年12月）における標準応答スペクトルに基づく地震動

標準応答スペクトルに係る補正申請（2021年12月）からの変更について （概要）

- 標準応答スペクトルに基づく地震動の評価に用いる地下構造モデルについて、補正申請（2021年12月）では、**敷地の地震観測記録に基づき最適化して設定した地下構造モデル（最適化モデル）**を用いたが、第1041回審査会合コメント及び先行サイトの審査を踏まえ、**断層モデルを用いた手法による地震動評価で用いた地下構造モデル（SGFモデル）と同じもの**（最適化モデルよりも保守的なモデル）を用いることに変更。
- また、標準応答スペクトルに基づく地震動の評価に用いる模擬地震波について、補正申請（2021年12月）では、**振幅包絡線の経時変化をM6.9で設定して作成していたが**、先行サイトの審査を踏まえ、**振幅包絡線の経時変化をM7.0で設定して作成**することに変更。

	地下構造モデル	模擬地震動の経時特性の設定に用いるM
補正申請（2021年12月）	最適化モデル	M6.9

	地下構造モデル	模擬地震動の経時特性の設定に用いるM
今回	SGFモデル	M7.0



<標準応答スペクトルに基づく地震動（補正申請（2021年12月））
（上図：加速度時刻歴波形、下図：応答スペクトル）>

<標準応答スペクトルに基づく地震動（今回）
（上図：加速度時刻歴波形、下図：応答スペクトル）>

標準応答スペクトルに係る補正申請（2021年12月）からの変更について

（地下構造モデルと断層モデルを用いた手法による地震動評価と標準応答スペクトルに基づく地震動の評価の違い）

- **断層モデルを用いた手法による地震動評価**では、震源断層モデルと地下構造モデルに基づき、地震動評価を行っている（統計的グリーン関数法）。断層モデルを用いた手法による地震動評価で用いる地下構造モデル（SGFモデル）は、地下構造調査結果に基づくとともに、内閣府(2012)による南海トラフ地震の断層モデルを用いた手法の知見を重視し、**内閣府(2012)の震源断層モデルとセットとの考えから、内閣府(2012)と同じく地震基盤以深の減衰Q値を全層一律に設定している。**
 - **標準応答スペクトルに基づく地震動の評価**では、**震源モデルを用いない地震観測記録に基づく評価**であることを踏まえ、内閣府(2012)の震源断層モデルとセットとして断層モデルを用いた手法用に設定した地下構造モデルではなく、敷地の鉛直アレイ観測で蓄積した記録を重視して、**敷地の地震観測記録に基づき最適化して設定した地下構造モデル（最適化モデル）**を用いた（2021年12月補正申請）。
- ⇒ 第1041回審査会合コメント及び先行サイトの審査を踏まえ、標準応答スペクトルに基づく地震動の評価に用いる地下構造モデルについて、**断層モデルを用いた手法による地震動評価で用いた地下構造モデル（SGFモデル）と同じもの（最適化モデルよりも保守的なモデル）**を用いることに変更。

敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

断層モデルを用いた手法による地震動評価結果

地下構造モデル（SGFモデル）

- ・断層モデルを用いた手法において、内閣府(2012)の震源断層モデルとセットで用いるために設定したモデル
- ・減衰は内閣府(2012)と同じく地震基盤以深の減衰Q値を全層一律に設定※1
(実際のQ値より小さいことで、地盤増幅率を大きく評価するモデルだが、Q値は震源断層モデルのfmaxとトレードオフの関係にあることを踏まえ、内閣府(2012)と同じ値を採用)

地盤増幅特性

震源を特定せず策定する地震動

▼解放基盤表面

浜岡はT.P.-14m

▼地震基盤相当面

浜岡はT.P.-3550m

▼地震基盤

浜岡はT.P.-5050m

標準応答スペクトルに基づく評価結果

地下構造モデル（最適化モデル）

- ・断層モデルを用いた手法以外において、地震観測記録に基づき、敷地の地盤増幅特性の評価に用いるために設定したモデル
- ・減衰は敷地の地震観測記録に基づき最適化された同定結果のQ値

標準応答スペクトル

- ・多数の観測記録に基づく応答スペクトルに適合させた波

伝播経路特性

震源特性

震源断層モデル

（内閣府(2012)の南海トラフの巨大地震の強震断層モデルに基づくモデル等）

断層モデルを用いた手法（統計的グリーン関数法）による地震基盤波

- ・fmax（高周波遮断係数）※2により、地盤の影響も含め、地震基盤の時点で短周期成分を補正した波

※1 中央防災会議・内閣府が用いた地下構造モデルのQ値（ $100^{0.7}$ ）は、地震基盤以深のQ値であり、地震基盤以浅はこの値より小さいと考えられるとしつつ、同じQ値を用いるとされた（中央防災会議(2001a)）。

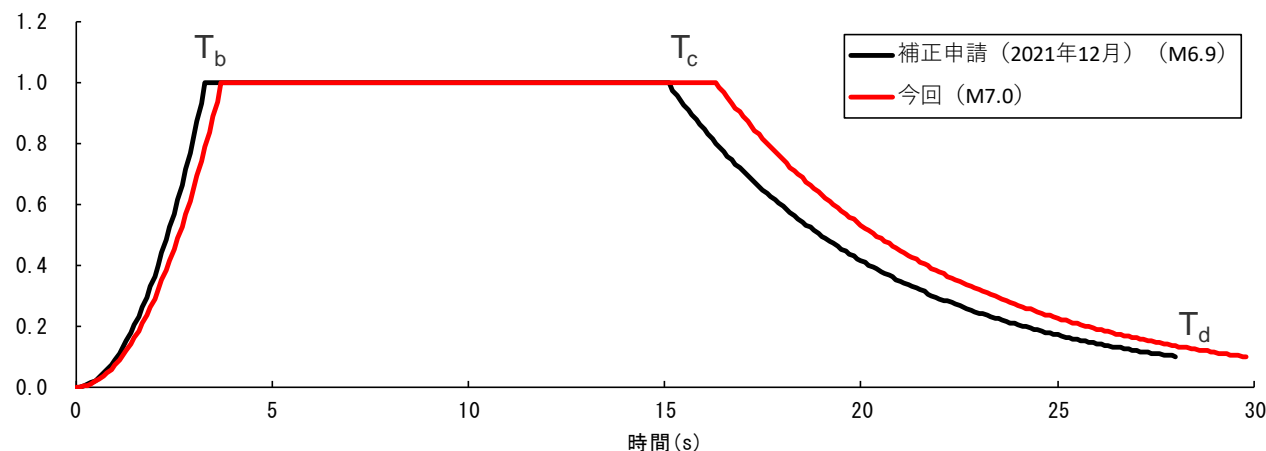
※2 fmax（高周波遮断係数）：震源スペクトルの短周期側の振幅レベルを補正する震源パラメータ。fmaxは地下構造モデルのQ値とトレードオフの関係にあるため、地盤の影響も含まれることがある。

標準応答スペクトルに係る補正申請（2021年12月）からの変更について （模擬地震波の振幅包絡線の経時変化）

○標準応答スペクトルに基づく地震動の評価に用いる模擬地震波について、補正申請（2021年12月）では、**M6.9で振幅包絡線の経時変化を設定した。**

⇒先行サイトの審査を踏まえ、審査ガイドにおいて「全国共通に考慮すべき地震動」の規模はMw6.5程度未満と記載されており、Mw6.5をKanamori(1977)及び武村(1990)に基づきMに換算するとM6.949になるが、審査ガイドでは「Mw6.5程度未満」と幅を持って示されていることから換算式から求められるMについて幅を持たせ、模擬地震波の特に強震部の継続時間が長めとなるよう保守的に**M7.0で振幅包絡線の経時変化を設定**することに変更。

	M	Xeq (km)	振幅包絡線の経時変化(s)			主要動継続時間 (s)	継続時間 (s)
			T _b	T _c	T _d		
補正申請（2021年12月）	6.9	10	3.3	15.1	28.0	11.8	28.0
今回	7.0	10	3.7	16.3	29.8	12.6	29.8



<補正申請（2021年12月）と変更後の振幅包絡線の経時変化（Noda et al.(2002)の方法に基づく）の比較>

<参考資料 補正申請（2021年12月）における標準応答スペクトルに基づく地震動> 標準応答スペクトルに基づく地震動の評価の概要

- 標準応答スペクトルに基づき、地震基盤相当面と敷地の解放基盤表面との地盤物性の相違を考慮して評価する。
- 地震基盤相当面と敷地の解放基盤表面との地盤物性の相違は、一次元地下構造モデルを用いて考慮する。

①地下構造モデルの設定

- 敷地の地震観測記録に基づき最適化して設定した地下構造モデル（最適化モデル）を用いる。

②地震基盤相当面の設定

- 地震基盤相当面（ $V_s=2200\text{m/s}$ 以上の地層）は、敷地において $V_s=2200\text{m/s}$ 以上となる地層の上面であるT.P.-3550m（ $V_s=2470\text{m/s}$ ）に設定する。

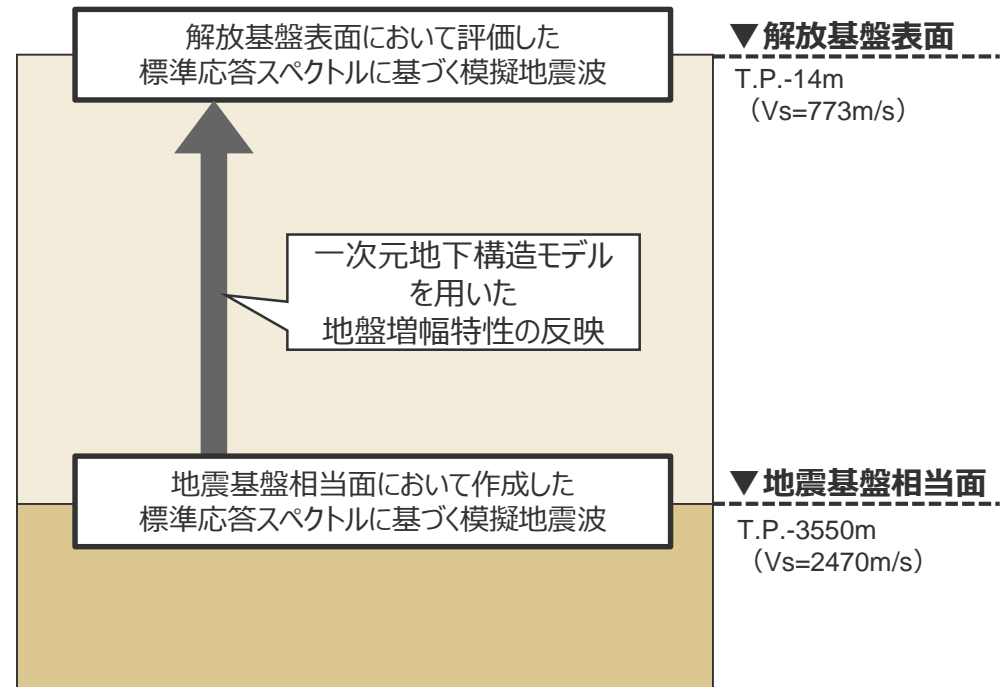
③地震基盤相当面における模擬地震波の作成

- 地震基盤相当面における模擬地震波は、一様乱数の位相を用いた方法により作成する。振幅包絡線の経時変化はNoda et al.(2002)の方法により、M6.9、 $X_{eq}=10\text{km}$ で設定する。

④解放基盤表面における地震動の評価

- 一次元地下構造モデルを用いて地盤増幅特性を反映し、解放基盤表面における地震動を評価する。

<標準応答スペクトルに基づく地震動の評価の流れ>



<標準応答スペクトルに基づく地震動の評価のイメージ>

地下構造モデル及び地震基盤相当面の設定

- 敷地の解放基盤表面との地盤物性の相違は、敷地の地震観測記録に基づき最適化して設定した地下構造モデル（最適化モデル）※1を用いて考慮する。
- 地震基盤相当面は、「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈」の別記2において、「地震基盤からの地盤増幅率が小さく地震動としては地震基盤面と同等とみなすことができる地盤の解放面で、せん断波速度Vs=2200m/s以上の地層」とされていることを踏まえ、T.P.-3550m（Vs=2470m/s）に設定する。

※1 1～7層（T.P.-14m～T.P.-2050m）は、地下構造調査結果及び既往文献等を踏まえ、大深度観測点における鉛直アレイ地震観測（T.P.-1447m以浅）により得られた記録の伝達関数を対象とした逆解析に基づき設定。8,9層（T.P.-2050m以深）は、敷地の地震観測によって記録が得られていないことから、地下構造調査結果及び既往文献等に基づき設定（補足説明資料参照）。

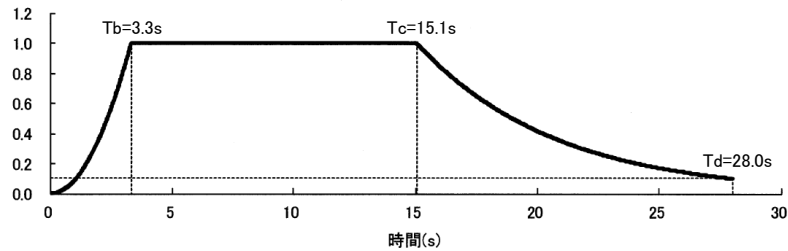
<一次元地下構造モデル※1>

解放基盤表面 ▽	層	標高	Vs	ρ	Qs※2		層	標高	Vp	ρ	Qp※2	
		(m)	(m/s)	(g/cm ³)	Qo	n		(m)	(m/s)	(g/cm ³)	Qo	n
	1	-14	773	2.06	7.69	1	1	-14	1961	2.06	2.28	1
	2	-48	831	2.09	7.69	1	2	-24	2239	2.09	2.28	1
	3	-145	978	2.12	7.69	1	3	-145	2197	2.12	2.28	1
	4	-354	1045	2.09	7.69	1	4	-405	2203	2.09	10.20	1
	5	-493	1201	2.09	22.73	1	5	-621	2525	2.23	10.20	1
	6	-739	1486	2.27	22.73	1	6	-884	3037	2.27	10.20	1
	7	-1094	1759	2.31	22.73	1	7	-1154	3440	2.31	10.20	1
	8	-2050	2150	2.46	100	0.7	8	-2050	3990	2.46	100	0.7
▽ 地震基盤相当面	9	-3550	2470	2.53	100	0.7	9	-3550	4470	2.53	100	0.7

※2 $Q(f) = Q_0 \times f^n$

地震基盤相当面における模擬地震波の作成

- 地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波を作成する。
- 模擬地震波は、一様乱数の位相を用いた方法で作成するものとし、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、下図に示す形状とする。
- 振幅包絡線の経時変化の設定に必要なパラメータについて、地震規模Mは6.9、等価震源距離 X_{eq} は10kmとする。



$$E(T) = \begin{cases} (T/T_b)^2 & (0 < T \leq T_b) \\ 1.0 & (T_b < T \leq T_c) \\ e^{\frac{\ln 0.1}{T_d - T_c}(T - T_c)} & (T_c < T \leq T_d) \end{cases}$$

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

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

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

$$M = 6.9$$

$$X_{eq} = 10.0$$

	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
水平動	600	28.0	3.3	15.1	28.0
鉛直動	400	28.0	3.3	15.1	28.0

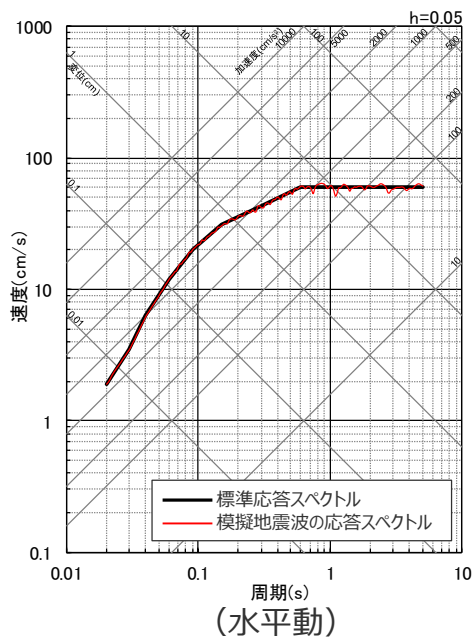
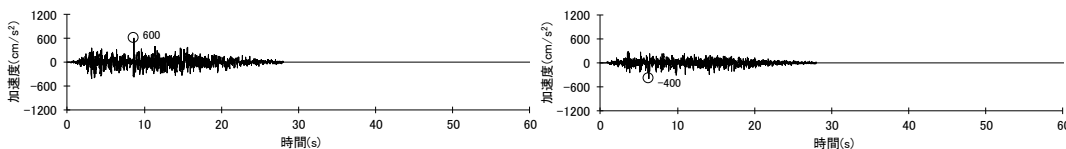
<振幅包絡線の経時変化（Noda et al.(2002)の方法に基づく）>

地震基盤相当面における模擬地震波の作成

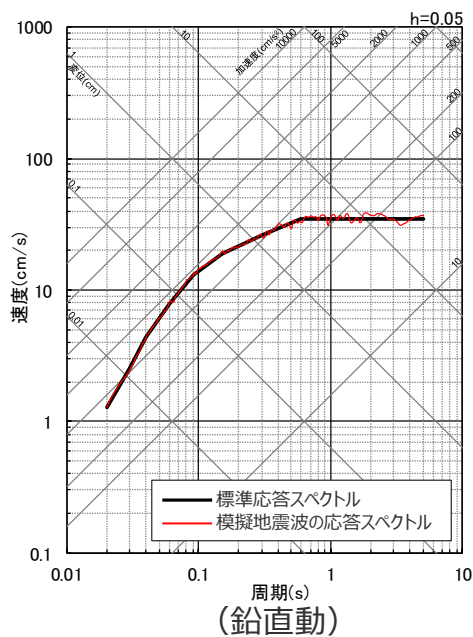
（作成した模擬地震波と日本電気協会(2015)による適合度の確認）

○作成した模擬地震波が、日本電気協会(2015)に示される以下の適合度の条件を満足していることを確認した。

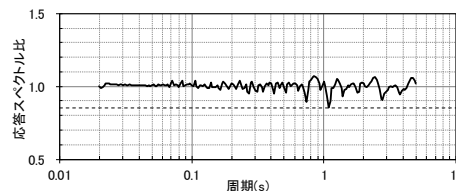
- ・目標とする応答スペクトル値に対する模擬地震波の応答スペクトル値の比（応答スペクトル比）が全周期帯で0.85以上
- ・応答スペクトルの強度値の比（SI比）が1.0以上



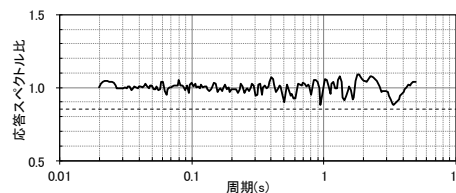
（水平動）



（鉛直動）



（水平動）



（鉛直動）

<応答スペクトル比>

<SI比>

模擬地震波	SI比 (周期0.1秒～2.5秒)
水平動	1.00
鉛直動	1.02

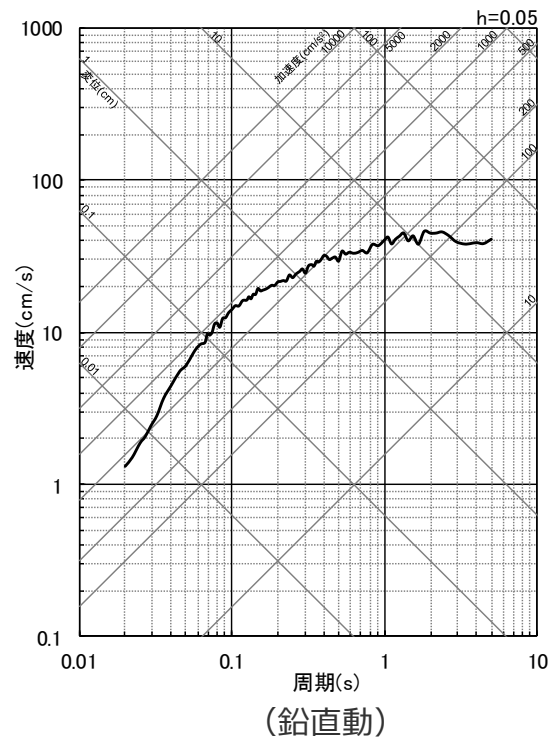
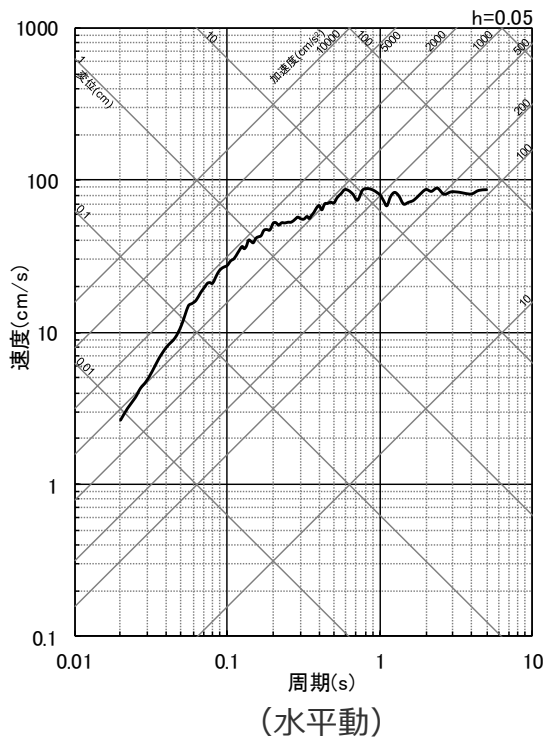
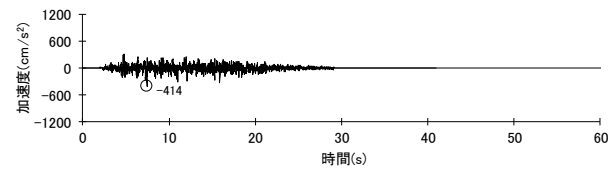
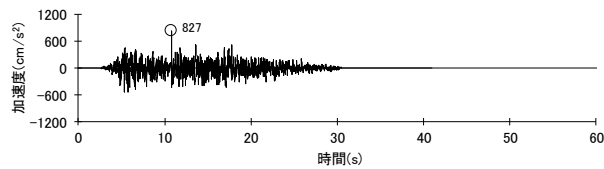
$$SI比 = \frac{\int_{0.1}^{2.5} S_v(T) dt}{\int_{0.1}^{2.5} \bar{S}_v(T) dt}$$

SI : 応答スペクトル強さ
 $S_v(T)$: 模擬地震波の応答スペクトル(cm/s)
 $\bar{S}_v(T)$: 目標とする応答スペクトル(cm/s)
 T : 固有周期(s)

<地震基盤相当面において作成した模擬地震波
 （上段：加速度時刻歴波形、下段：応答スペクトル）>

解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価結果

○作成した模擬地震波について、一次元地下構造モデル（最適化モデル）を用いて敷地の解放基盤表面との地盤物性の相違を考慮し、解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動を評価した。



＜解放基盤表面における標準応答スペクトルに基づく地震動の評価結果（上図：加速度時刻歴波形、下図：応答スペクトル）＞

参考文献（1）

[和文]

- 青柳恭平, 阿部信太郎, 宮腰勝義, 井上大榮, 津村紀子(2004)「2000年鳥取県西部地震の余震分布と地形・地質との関係－内陸地震のアスペリティ予測に向けて－」『電力中央研究所報告』研究報告: N04009, 平成16年11月。
- 井口隆, 大八木規夫, 内山庄一郎, 清水文健(2010)「2008年岩手・宮城内陸地震で起きた地すべり災害の地形地質学的背景」『防災科学技術研究所, 主要災害調査』第43号, 2010年3月。
- 池田安隆, 今泉俊文, 東郷正美, 平川一臣, 宮内崇裕, 佐藤比呂志編(2002)「第四紀逆断層アトラス」『東京大学出版会』。
- 井上大榮, 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。
- 岡田篤正(2002)「山陰地方の活断層の諸特徴」『活断層研究』No.22, pp.17-32。
- 岡田知己, 海野徳仁, 長谷川昭(2008)「震源域の地下構造からみたマグマ・地殻流体との関係」『科学』78, pp.978-984。
- 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。
- 垣見俊弘(2010)「活断層の成熟度について」『活断層研究』32号, pp.73-77。
- 加藤研一, 宮腰勝義, 武村雅之, 井上大榮, 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。
- 気象庁(2000)「特集 2.平成12年（2000年）鳥取県西部地震」『平成12年10月地震・火山月報（防災編）』。
- 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。
- 気象庁(2008)「特集「平成20年（2008年）岩手・宮城内陸地震」について」『平成20年6月地震・火山月報（防災編）』。
- 気象庁『地震月報(カタログ編)』 (<https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/mech/index.html>)。
- 気象庁『震度データベース』 (<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/index.php>)。
- 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。
- 原子力安全基盤機構(2007)『平成18年度 原子力施設等の耐震性評価技術に関する試験及び調査 地震動に関する支配要因調査に係る報告書』平成19年7月。
- 小出良幸(2012)「島弧－海溝系における付加体の地質学的位置づけと構成について」『札幌学院大学人文学会紀要』第92号, pp.1-23。
- 後藤憲央, 佐々木俊法(2019)「河成段丘面の比高分布から推定される伏在断層の活動性－2008年岩手・宮城内陸地震震源域直上の磐井川を例に－」『第四紀研究』58(5), pp.315-331。
- 笹谷努, 前田宜浩, 高井伸雄, 重藤迪子, 堀田淳, 関克郎, 野本真吾(2008)「Mj6.1内陸地殻内地震によって大加速度を観測したK-NET（HKD020）地点でのS波速度構造の推定」『物理探査学会第119回学術講演会講演論文集』pp.25-27。
- 佐藤浩章, 芝良昭, 東貞成, 功刀卓, 前田宜浩, 藤原広行(2013)「物理探査・室内試験に基づく2004年留萌支庁南部の地震によるK-NET港町観測点（HKD020）の基盤地震動とサイト特性評価」『電力中央研究所報告』研究報告: N13007, 平成25年12月。

参考文献（2）

- 佐藤比呂志, 加藤直子, 阿部進(2008)「2008年岩手・宮城内陸地震の地質学的背景」『日本地質学会ホームページ』 (<http://www.geosociety.jp/hazard/content0031.html>)。
- 産業技術総合研究所(2009)「地質学的歪みと測地学的歪みの集中域と地震との関係」『地震予知連絡会会報』第81巻, p.98。
- 地震調査委員会(2005)『2004年12月の地震活動の評価』平成17年1月12日。
- 司宏俊, 翠川三郎(1999)「断層タイプ及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に関する検討チーム(2019)『全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」に関する検討報告書』令和元年8月7日。
- 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—関市厳美町付近の調査速報—」『活断層研究』29, pp.25-34。
- 武村雅之(1990)「日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係」『地震 第2輯』第43巻, pp.257-265。
- 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。
- 地質調査総合センター『活断層データベース』 (<https://gbank.gsj.jp/activefault/search>)。
- 地質調査総合センター『日本の第四紀火山』 (https://gbank.gsj.jp/volcano/Quat_Vol/IndexMap/volcano_js.html)。
- 地質調査総合センター『地質図Navi, 20万分の1日本シームレス地質図V2』 (<https://gbank.gsj.jp/geonavi/>)。
- 中央防災会議(2001a)「東海地震に関する専門調査会（第8回）説明資料」平成13年9月21日。
- 堤浩之, 隈元崇, 奥村晃史, 中田高(2000)「鳥取県西部地震震源域の活断層」『月間地球/号外』31, pp.81-86。
- 堤浩之(2009)「2000年鳥取県西部地震」『科学』79, pp.210-212。
- 堤浩之, 杉戸信彦, 越谷信, 石山達也, 今泉俊文, 丸島直史, 廣内大助(2010)「岩手県奥州市・一関市に出現した2008年岩手・宮城内陸地震の地震断層」『地学雑誌』119巻, 5号, pp. 826-840。
- 遠田晋次, 丸山正, 吉見雅行, 金田平太郎, 栗田泰夫, 吉岡敏和, 安藤亮輔(2010)「2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層—震源過程および活断層評価への示唆—」『地震 第2輯』第62巻, pp.153-178。
- 内閣府(2012)『南海トラフの巨大地震モデル検討会中間とりまとめ』南海トラフの巨大地震モデル検討会, 平成23年12月27日。『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）』南海トラフの巨大地震モデル検討会, 平成24年3月31日。『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—』南海トラフの巨大地震モデル検討会, 平成24年8月29日。
- 新色隆二, 山中浩明(2013)「表層地盤の3次元的影響を考慮した2003年宮城県北部地震の震源域における地震動のシミュレーション」『物理探査』第66巻, 第3号, pp.139-152。
- 西村卓也(2017)「GNSSデータから見出される日本列島のひずみ集中帯と活断層及び内陸地震」『活断層研究』46号, pp.33-39。
- 日本電気協会(2015)『原子力発電所耐震設計技術指針 JEAG4601-2015』。
- 布原啓史, 吉田武義, 山田亮一(2008)「地理情報システムを用いた地震災害とカルデラ構造との関連の検討」『日本地質学会ホームページ』 (<http://www.geosociety.jp/hazard/content0035.html#wrap>)。

参考文献（3）

- 伏島祐一郎, 吉岡敏和, 水野清秀, 宍倉正展, 井村隆介, 小笠原琢, 佐々木俊法(2001)「2000年鳥取県西部地震の地震断層調査」『活断層・古地震研究報告』No.1, pp.1-26。
- 防災科学技術研究所『J-SHIS Map』 (<http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>) 。
- 防災科学技術研究所『F-net 地震のメカニズム情報』 (<http://www.fnet.bosai.go.jp/event/joho.php?LANG=ja>) 。
- 防災科学技術研究所『K-NET,KiK-net』 (<https://www.doi.org/10.17598/NIED.0004>) 。
- 星住英夫, 中野俊(2004)「火山地質図－火山の履歴調査－」『産総研の火山研究の最前線 火山噴火と恵み』。
- 松本聡, 飯尾能久, 酒井慎一, 加藤愛太郎, 0.1満点地震観測グループ(2020)「超多点稠密地震観測による断層帯発達過程の解明に向けて－2000年鳥取県西部地震域への適用－」『地学雑誌』129(4), pp.511-527。
- 柳田誠, 青柳恭平, 下釜耕太, 岡崎和彦, 佐々木俊法(2020)「2008年岩手・宮城内陸地震の震源域における活構造評価」『地学雑誌』129巻, 1号, pp.89-122。

[英文]

- GARDNER, G. H. F., L. W. GARDNER, and A. R. GREGORY(1974), “FORMATION VELOCITY AND DENSITY – THE DIAGNOSTIC BASICS FOR STRATIGRAPHIC TRAPS”, GEOPHYSICS, Vol.39, No.6, pp.770-780.
- Kanamori, H.(1977), “The Energy Release in Great Earthquakes”, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.82, No.20, pp.2981-2987.
- 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”, The OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analyses, Oct.16-18, Istanbul.
- Obana, K., S. Kodaira, and Y. Kaneda(2004), “Microseismicity around rupture area of the 1944 Tonankai earthquake from ocean bottom seismograph observations”, Earth and Planetary Science Letters 222, pp.561-572.
- Wallis, R., K. Yamaoka, H. Mori, A. Ishiwatari, K. Miyazaki, and H. Ueda(2020), “The basement geology of Japan from A to Z”, Island Arc., pp.1-31.

余白



中部電力