

1. 地下構造モデルの策定
 - 1.1 地質調査結果に基づく地下構造
 - 1.2 地震観測記録の分析
 - 1.3 地下構造モデルの設定
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 2.1 プレート間地震
 - 2.2 海洋プレート内地震
 - 2.3 内陸地殻内地震
3. 震源を特定せず策定する地震動
 - 3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震
 - 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討
 - 3.3 (参考) 模擬地震波の比較(標準応答スペクトルを考慮した地震動)
4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響
5. 内閣府(2020)に対する考察
6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震 地震の概要

1. 地震発生日時(気象庁他)

- ・発生日時:平成16年12月14日 14時56分頃
- ・地震規模:Mj6.1(Mw5.7)
- ・震源深さ:約9km
- ・震源位置:北緯44.077°、東経141.7°

2. 各地の震度および被害状況

各地の震度(気象庁)は以下のとおり。

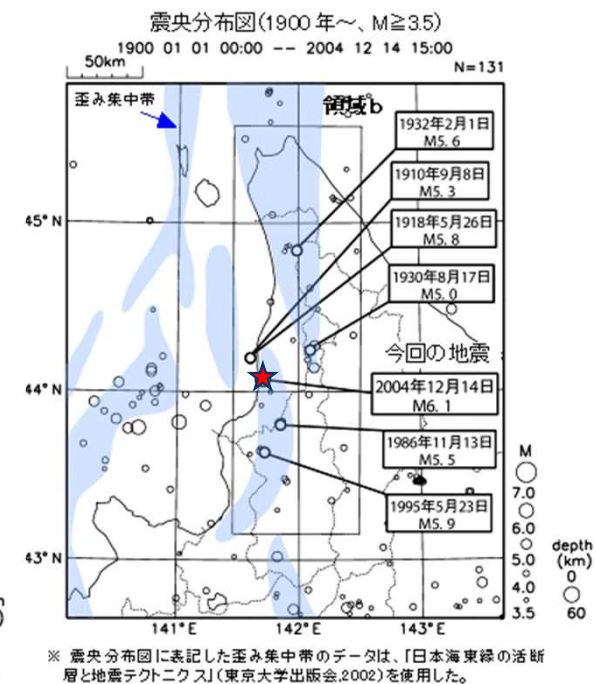
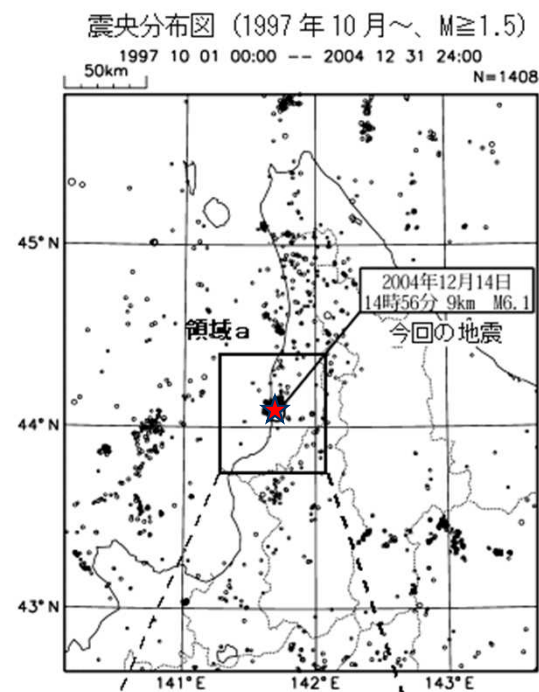
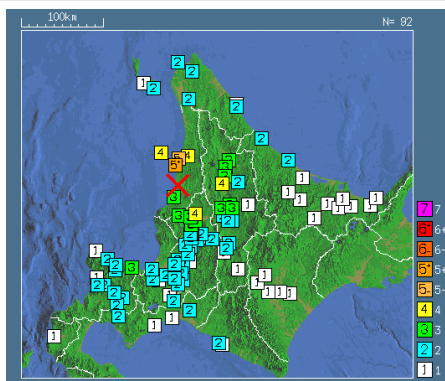
- ・震度5強: 苫前町
- ・震度5弱: 羽幌町
- ・震度4: 初山別村、剣淵町、秩父別町
- ・地震による津波の発生はなし

被害状況(消防庁)は以下のとおり。

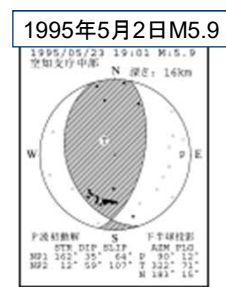
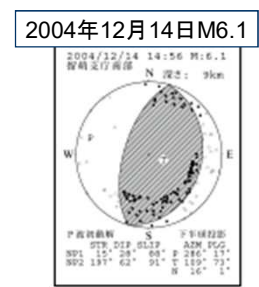
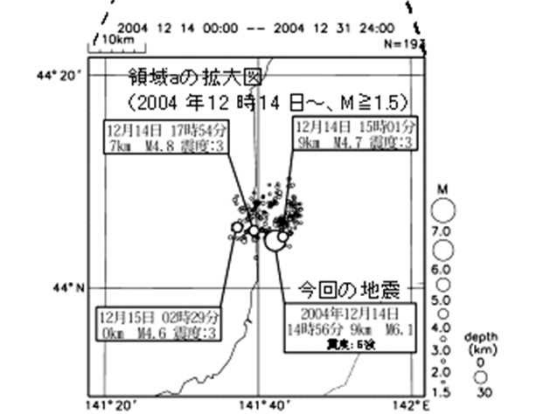
- ・住宅全壊・半壊: 0棟
- ・住宅一部損壊: 165棟
(内訳:小平町 121棟、苫前町 17棟、羽幌町 27棟)
- ・負傷者8名(家具の下敷き、転倒による打撲等)
- ・コンビナート関係等異常なし

3. 地震発生メカニズム(気象庁)

- ・発震機構解より、東南東-西北西方向に圧力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。



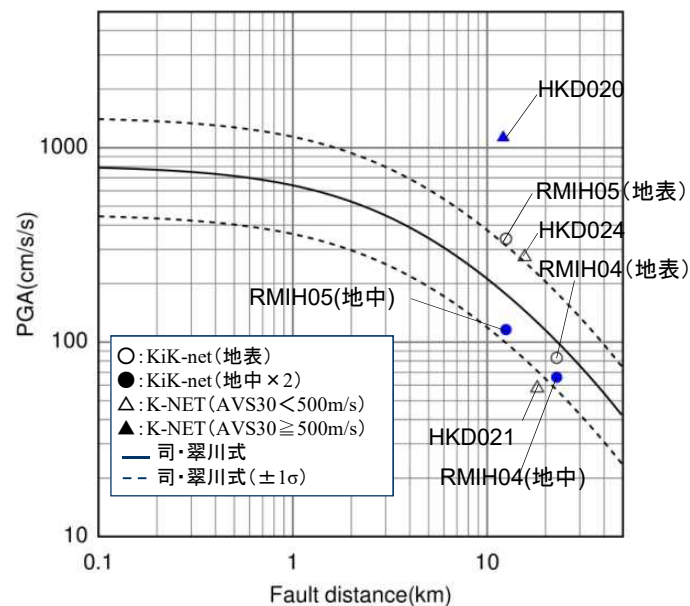
地震調査委員会

2004年北海道留萌支庁南部地震および周辺で発生した主な地震

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震 観測記録(1)

K-NETおよびKiK-netの最大加速度

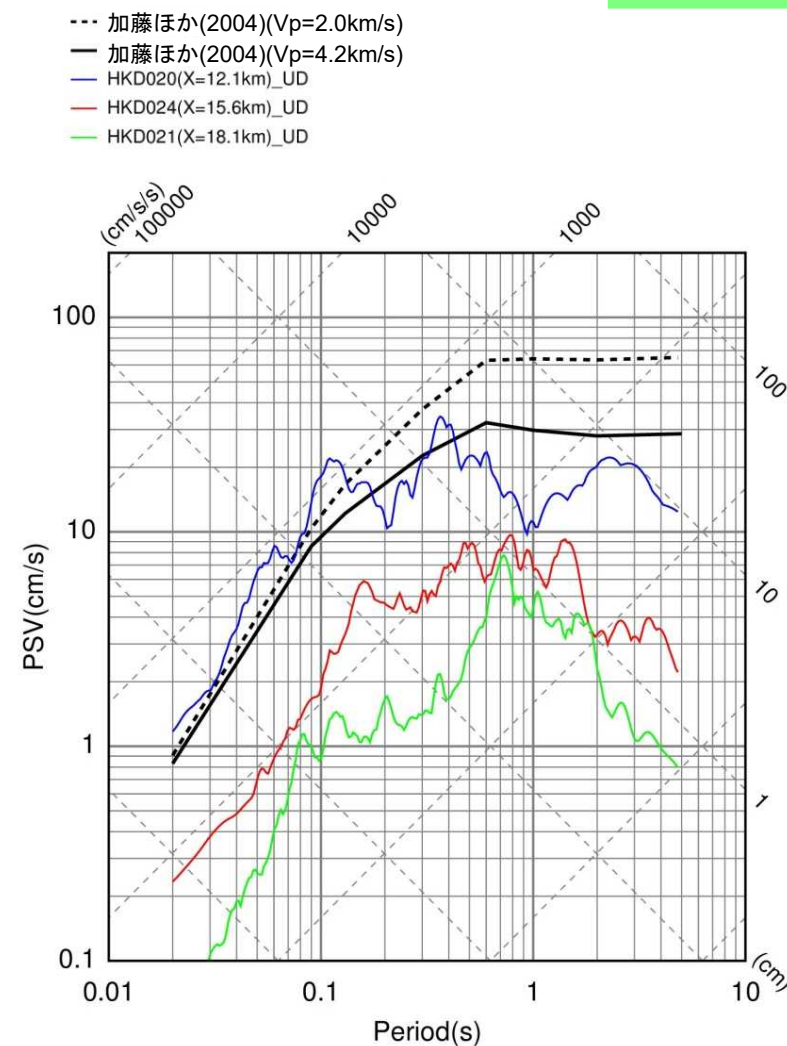
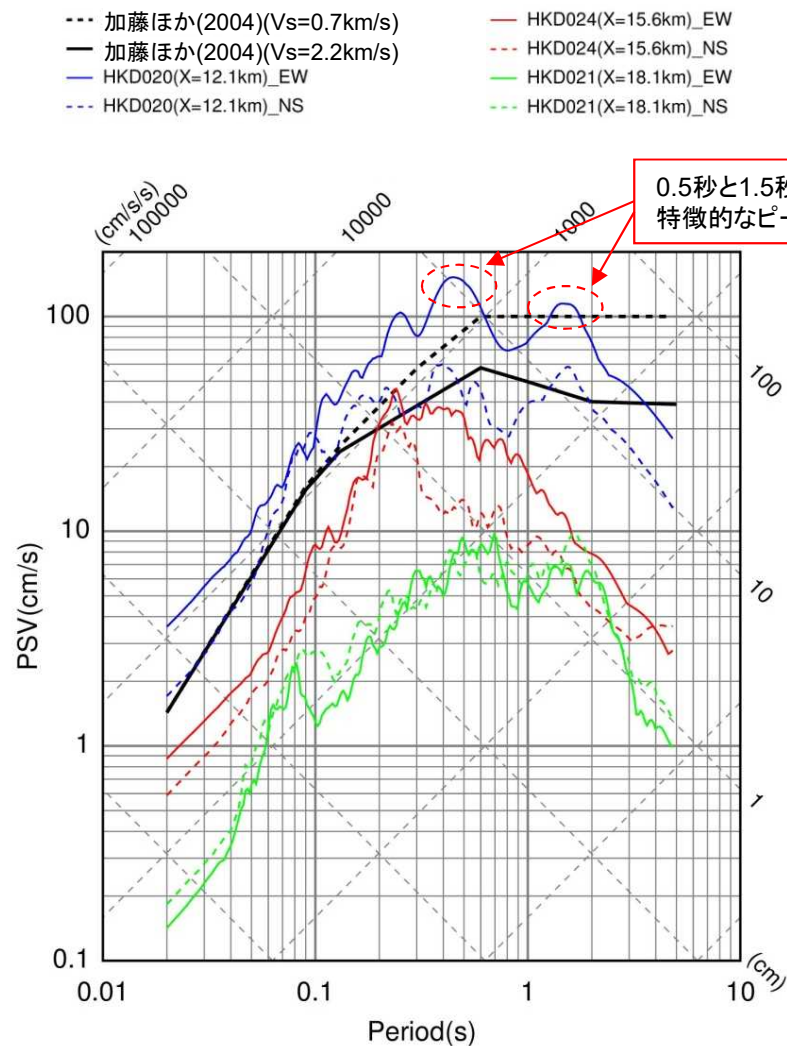
	観測点		震源距離 (km)	AVS ₃₀ (m/s)	最大加速度(Gal)		
					水平(NS)	水平(EW)	鉛直(UD)
K-NET 地表	HKD020	港町	12.1	562.7	535.7	1127.2	368.4
	HKD024	達布	15.6	337.2	184.9	274.0	73.5
	HKD021	留萌	18.1	302.0	57.5	44.6	20.0
KiK-net 地表 (地中)	RMIH05	小平西	12.5	218.1	340.4 (57.8)	236.1 (36.8)	66.2 (27.4)
	RMIH04	小平東	22.8	543.3	83.0 (23.8)	81.8 (32.7)	36.5 (25.9)



距離減衰式との関係

- 断層最短距離30km以内の観測記録は5記録であった。このうち震源近傍に位置するHKD020観測点において、最大加速度1127.2Galが観測されており、司・翠川(1999)の距離減衰式の+1σを上回る。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震 観測記録(2)

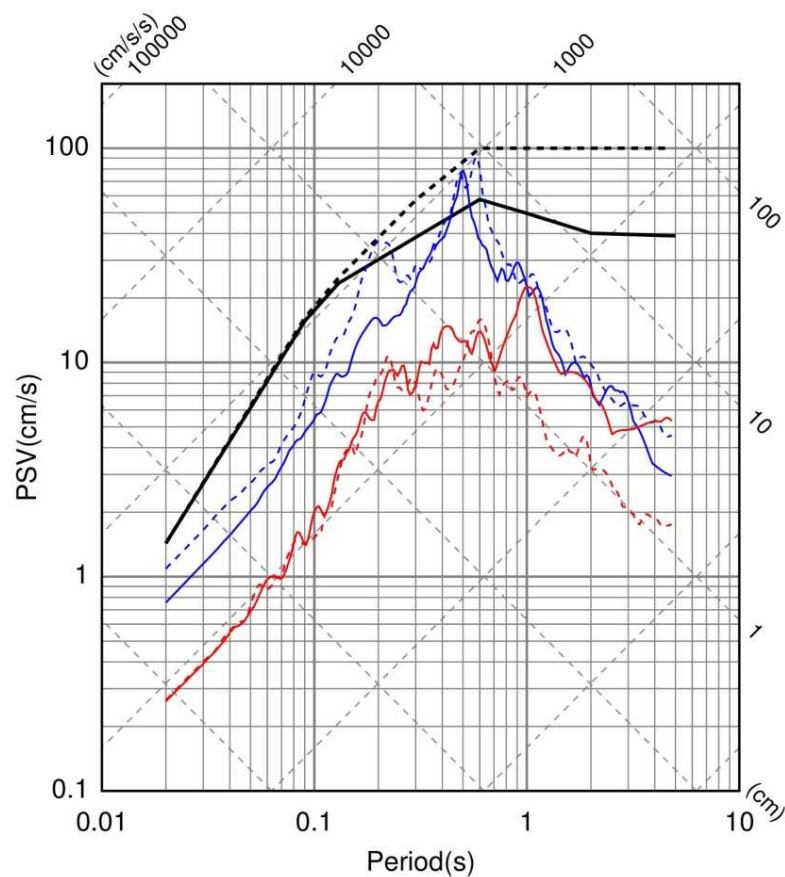


K-NET各観測点による応答スペクトルと加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

■ K-NET観測点の観測記録のうち、HKD020観測点では、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを大きく上回る。また、HKD024観測点の観測記録は、HKD020観測点のEW成分に包絡される。

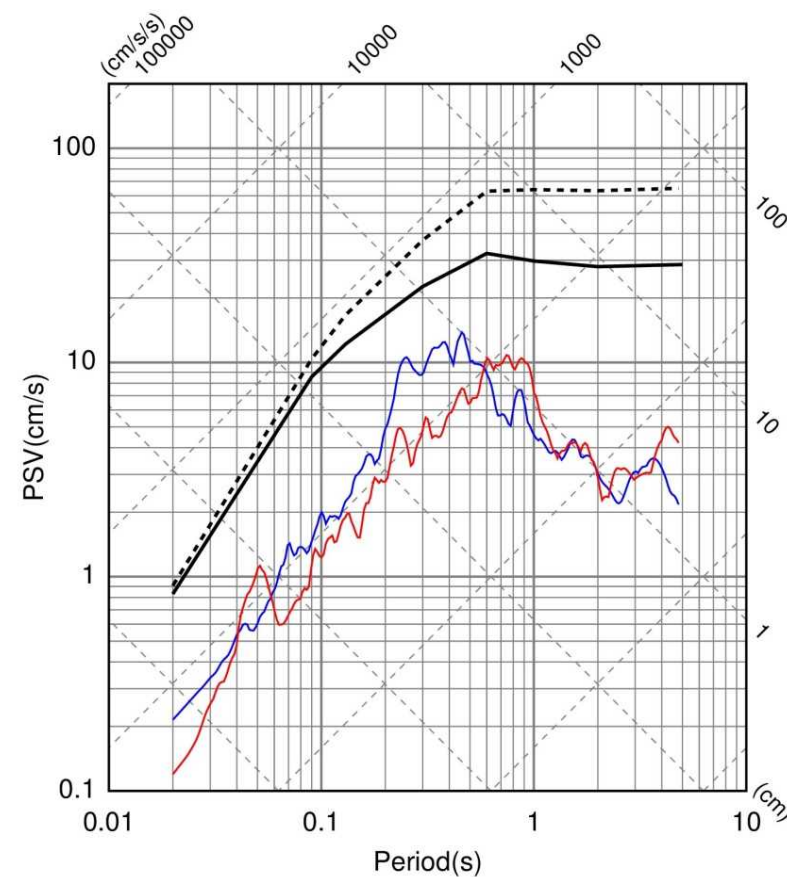
3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震 観測記録(3)

- 加藤ほか(2004)(Vs=0.7km/s)
- 加藤ほか(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



水平方向

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



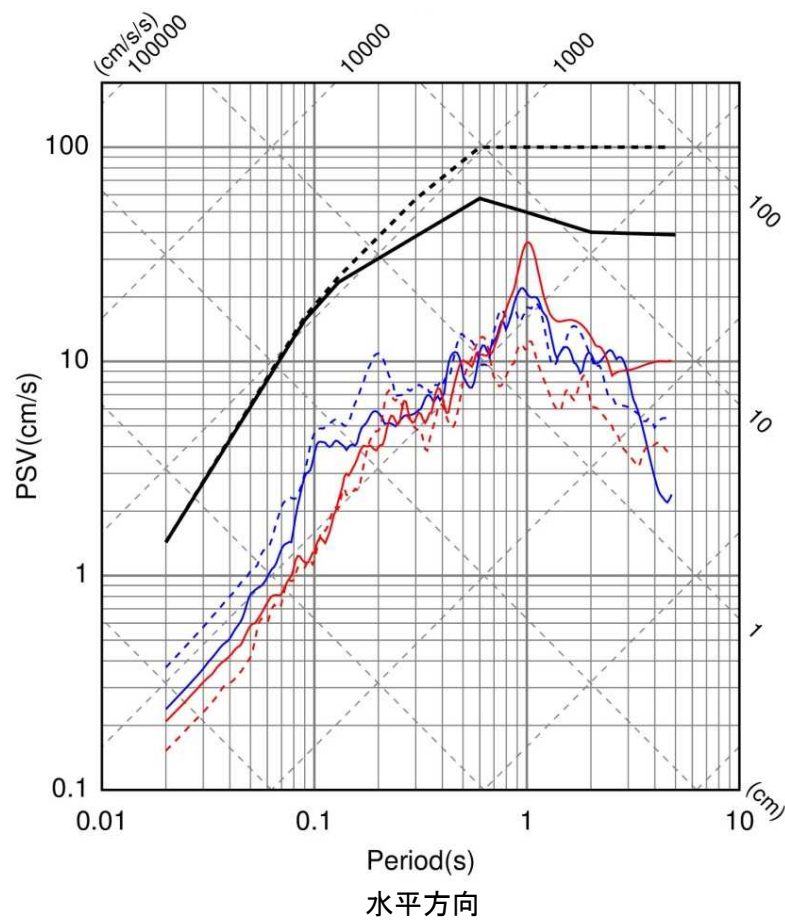
鉛直方向

KiK-net各観測点による応答スペクトル(地表)と加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

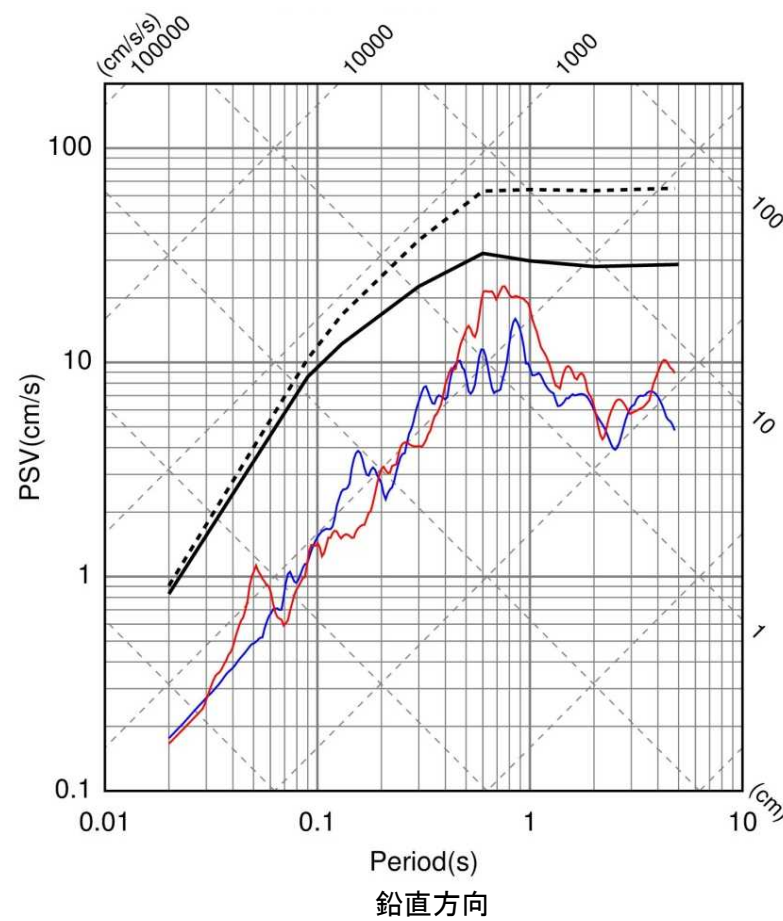
■ KiK-net観測点の地表観測記録は、すべて加藤ほか(2004)の応答スペクトルに包絡される。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震 観測記録(4)

--- 加藤ほか(2004)(Vs=0.7km/s)
— 加藤ほか(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



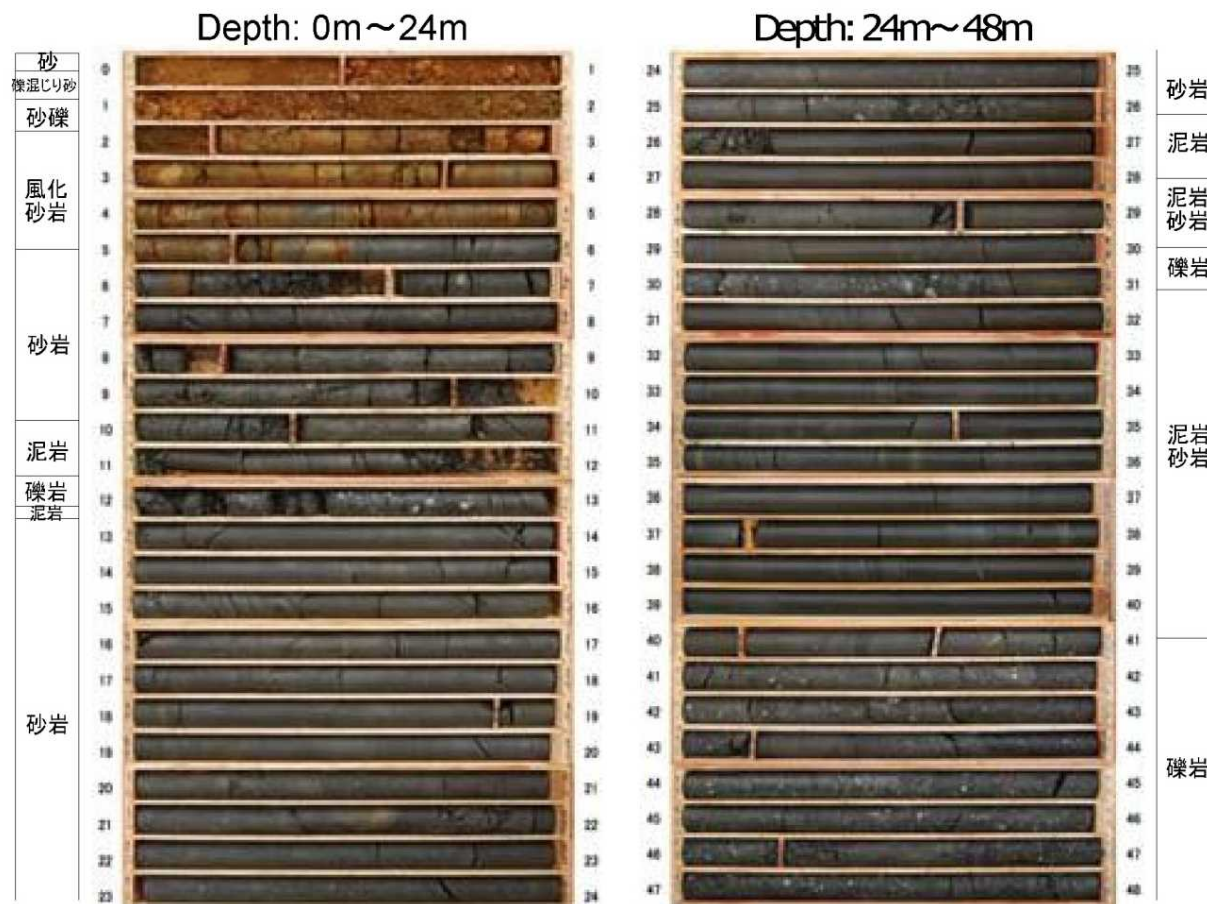
--- 加藤ほか(2004)(Vp=2.0km/s)
— 加藤ほか(2004)(Vp=4.2km/s)
— RMIH05(X=12.5km)_UD
— RMIH04(X=22.8km)_UD



KiK-net各観測点による応答スペクトル(地中×2)と加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

■ KiK-net観測点の地中観測記録(地中×2)は、すべて加藤ほか(2004)の応答スペクトルに包絡される。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震 佐藤ほか (2013) によるHKD020観測点の物理探査(1)

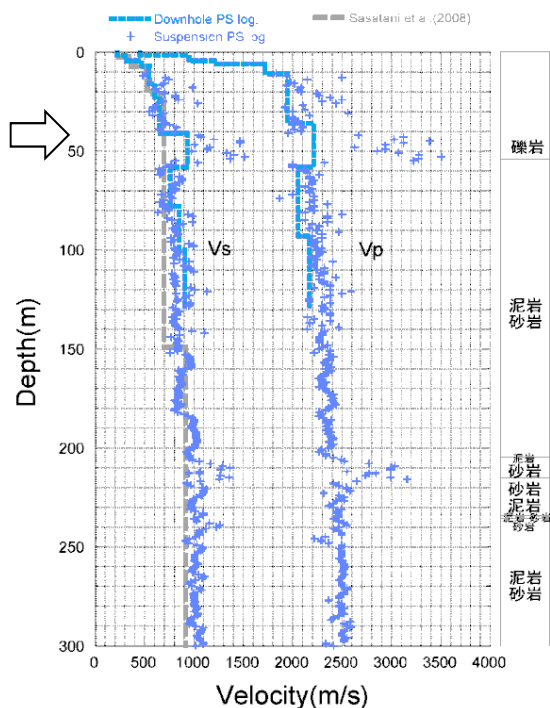


HKD020におけるボーリングコア写真
(左: 深さ0m~24m、右: 深さ24m~48m)

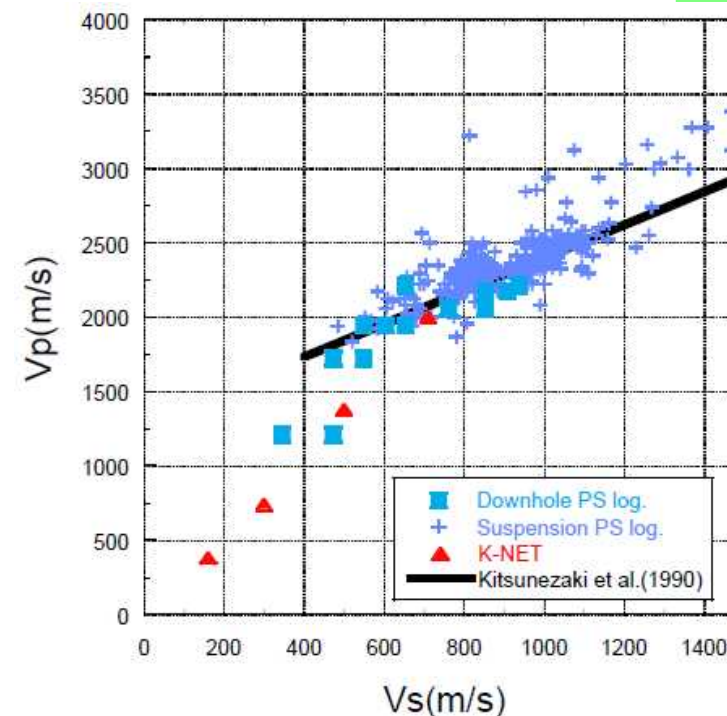
- 佐藤ほか(2013)では、HKD020観測点の地質構造および速度構造の把握を目的として、地震計設置地点の北西約5mの同一標高位置にて、300mまでの深さ(GL-300m)のボーリング掘削をオールコア採取で実施した。
- 13m付近の深さまでの岩盤は亀裂が多く、岩盤が脆いことを示唆している。また、それ以深の岩盤層については、泥岩・砂岩の互層が主体で、そのうち30m付近、さらに、41m以深に礫岩層が存在する構成となっていることが分かる。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震 佐藤ほか (2013) によるHKD020観測点の物理探査(2)

深さ41mを
基盤層と設定



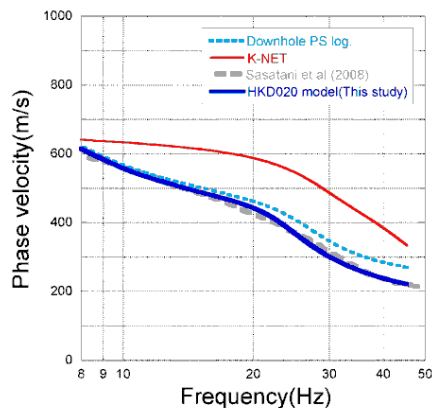
HKD020(港町)におけるPS検層結果と
既往の研究によるS波速度構造モデル



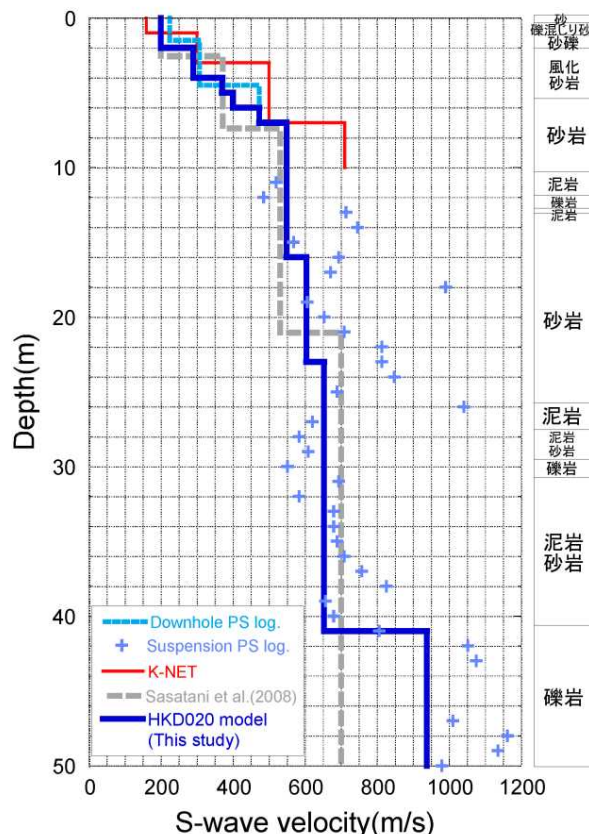
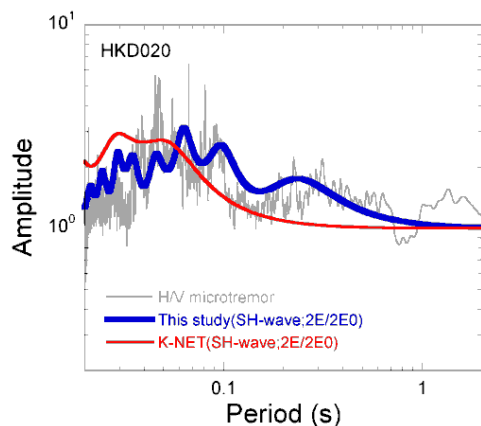
HKD020のPS検層結果による
Vp-Vs関係と既往の経験式の比較

- ボーリング孔を用いて、150mまでについてはダウンホール法とサスペンション法、300mまでについてはサスペンション法によるPS検層を実施した。
- 深さ50m付近までにおいては、笹谷ほか(2008)による微動アレイ探査に基づく構造は、今回の調査によるS波速度構造と十分に対応しない。しかしながら、58m以深の泥岩・砂岩互層が続く部分のVsについては、サスペンション法による大局的な速度とほぼ対応している。
- PS検層によるS波速度構造から、Vsが700m/s以上となる明瞭な速度境界としての基盤層を、Vsが938m/sとなる41mの深さに設定した。Vpの観点から見ても、基盤層は41mの深さに設定することが妥当。
- 狐崎ほか(1990)による既往の経験式からVsが700m/s以上では、Vpが2000m/sを超える。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震 佐藤ほか（2013）によるHKD020観測点の物理探査(3)



HKD020におけるレイリー波位相速度の比較



HKD020における地盤速度構造 (S波速度構造) の比較

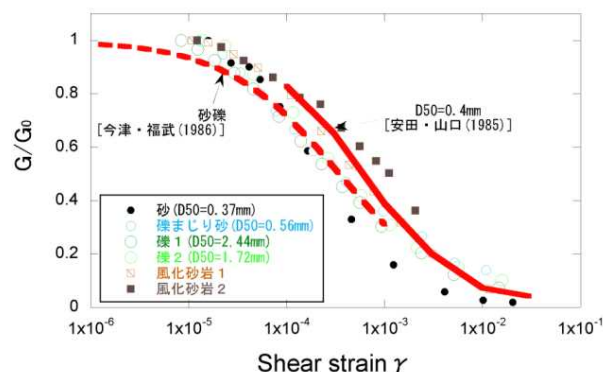
HKD020における地震動評価モデル

上面深度 (m)	P波速度 V_p (m/s)	S波速度 V_s (m/s)	密度 ρ (10^3kg/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		290	2.00	1.0	0.01	風化砂岩1
3		370	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	1722	473	2.00	1.0	0.01	—
6		549	2.00	9.0	0.01	—
7		604	2.06	7.0	0.01	—
16		653	2.06	18.0	0.01	—
23	2215	938	2.13	—	0.01	—
38		—	—	—	—	—
41	—	—	—	—	—	—

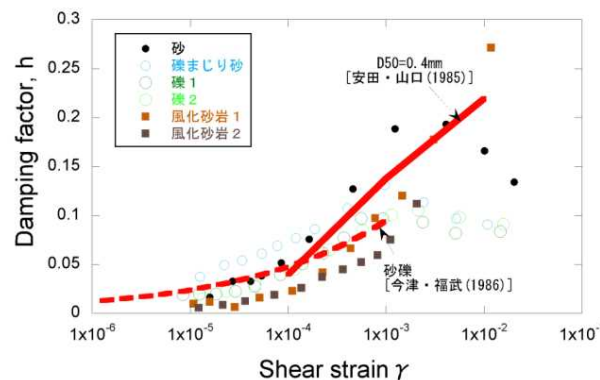
HKD020における微動H/Vスペクトルと地盤モデルに基づくSH波の理論増幅特性の比較

- ダウンホール法によるPS検層結果の V_s が500m/s以下の深さ6mまでのS波速度を、笹谷ほか(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た。
- HKD020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。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、本研究によるHKD020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られている。

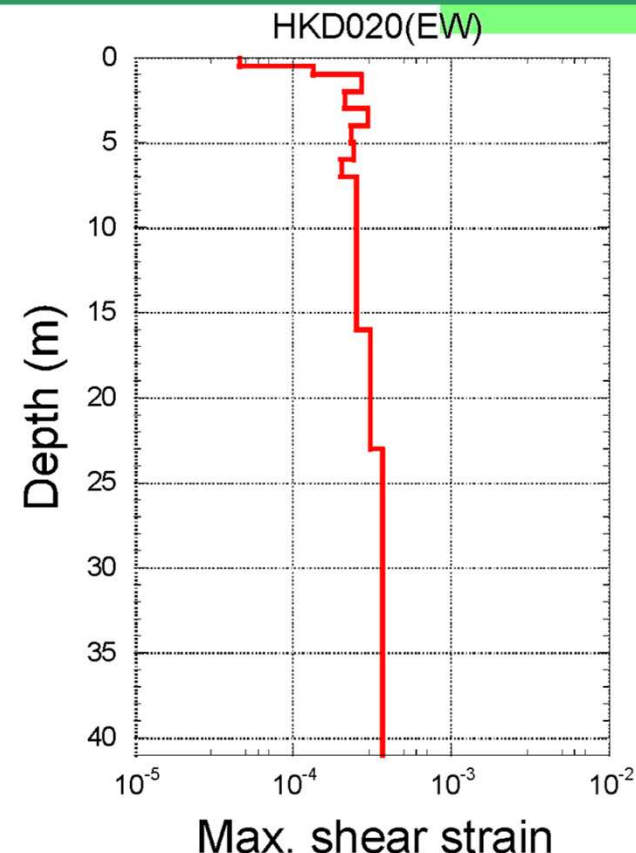
3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震 佐藤ほか (2013) によるHKD020観測点の基盤地震動評価(1)



HKD020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



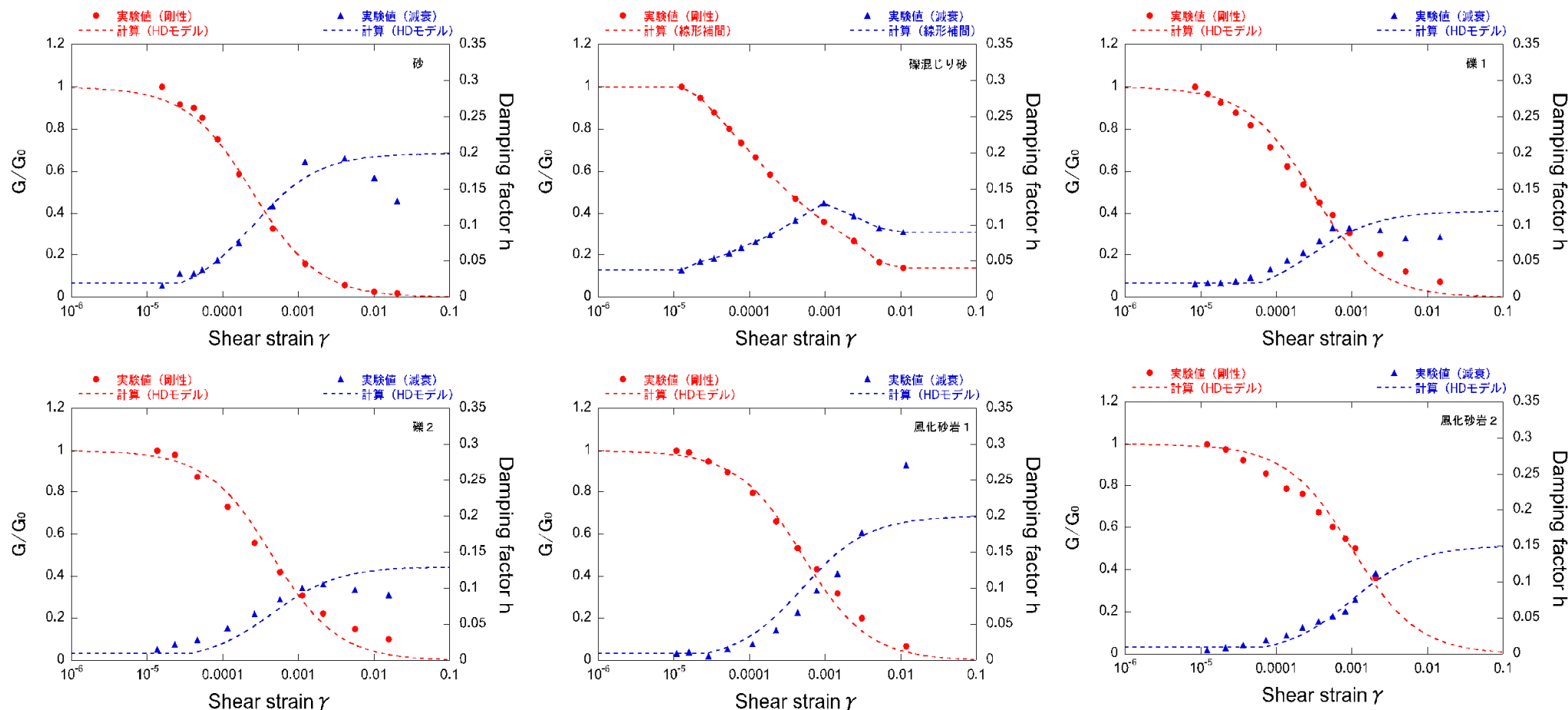
HKD020における表層地盤の減衰定数 h のひずみ依存性と既往の経験式の比較



2004年留萌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)

- 本研究では、深さ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 および減衰 h のひずみ γ 依存性を取得。
- 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から約6割程度低下。
- 既往の経験的な 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深さ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を有している。

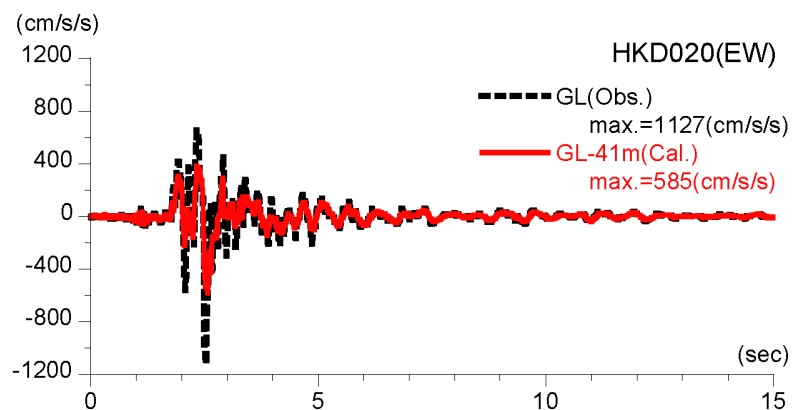
3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震 佐藤ほか (2013) によるHKD020観測点の基盤地震動評価(2)



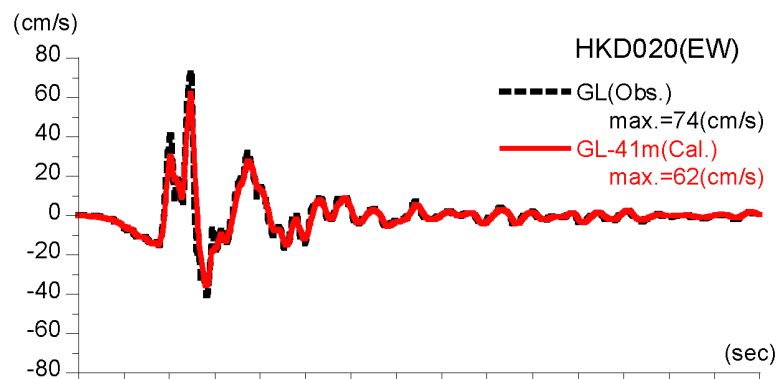
等価線形解析において設定した地盤の非線形特性

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

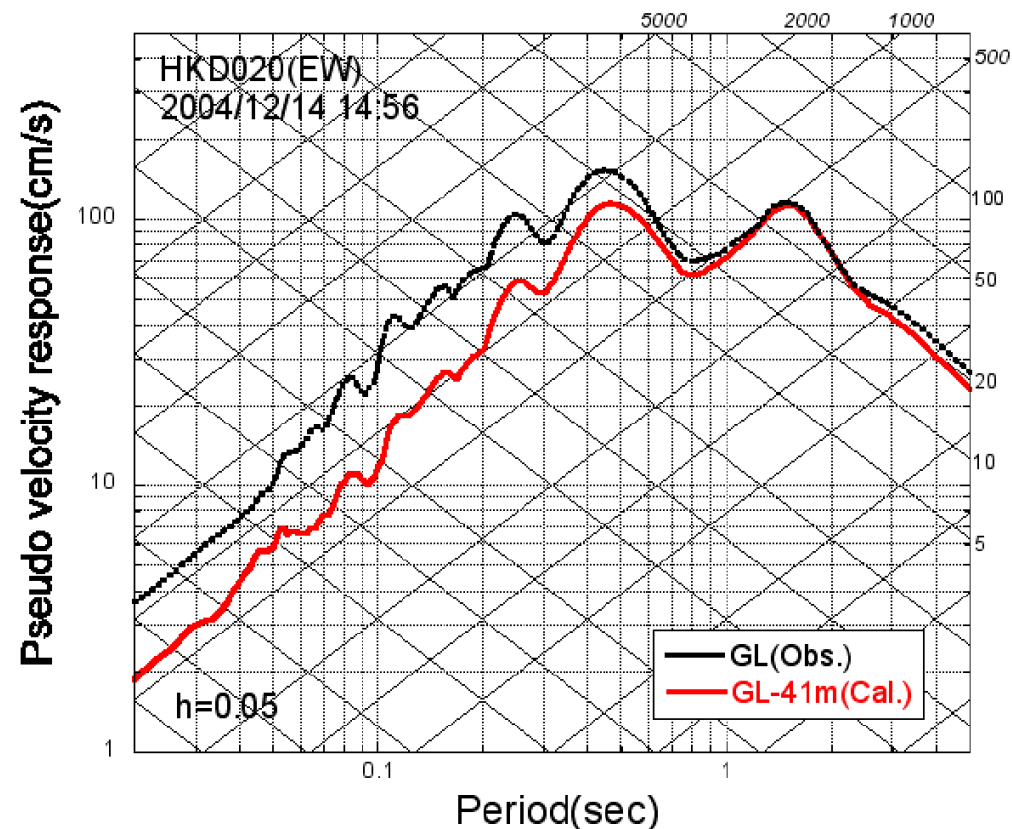
3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震 佐藤ほか（2013）によるHKD020観測点の基盤地震動評価(3)



推計された基盤地震動と地表観測記録の比較



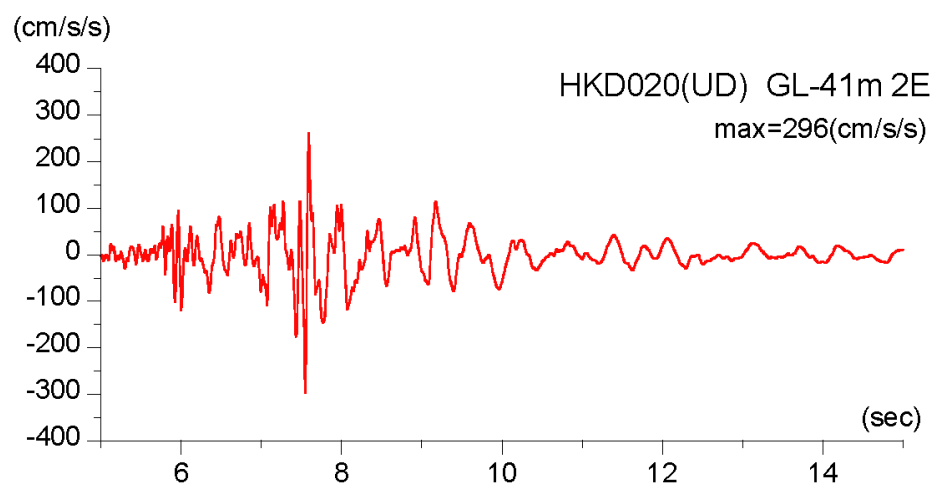
速度に変換した基盤地震動と地表観測記録の比較



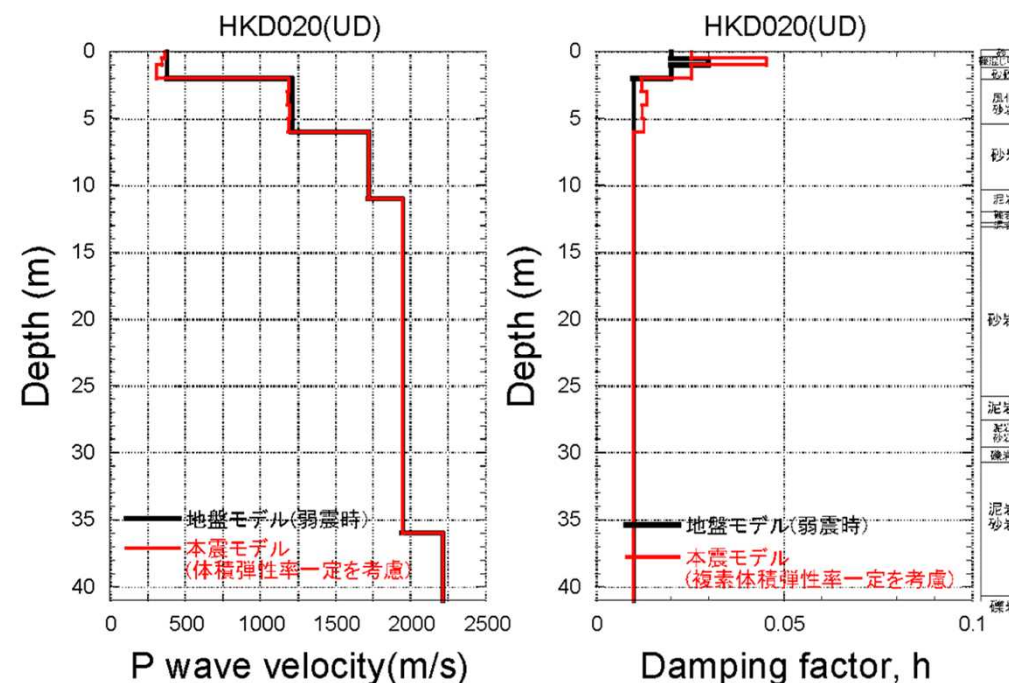
擬似速度応答スペクトルの比較

- 等価線形解析により、地表観測記録(EW成分)から深さ41mでの基盤地震動を評価した。
- はぎとり結果は、最大加速度が585Galとなっており、地表観測記録の約1/2となった。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震 佐藤ほか（2013）によるHKD020観測点の基盤地震動評価(4)



鉛直成分の基盤地震動の推計結果



2004年留萌地震時のP波速度と減衰定数

- 鉛直方向については、体積弾性率一定を仮定した1次元波動論による線形解析により、地表観測記録からGL-41mの基盤地震動を評価している。
- 鉛直方向のはざとり結果の最大加速度は 296cm/s^2 となっている。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震 基盤地震動評価 検討方針

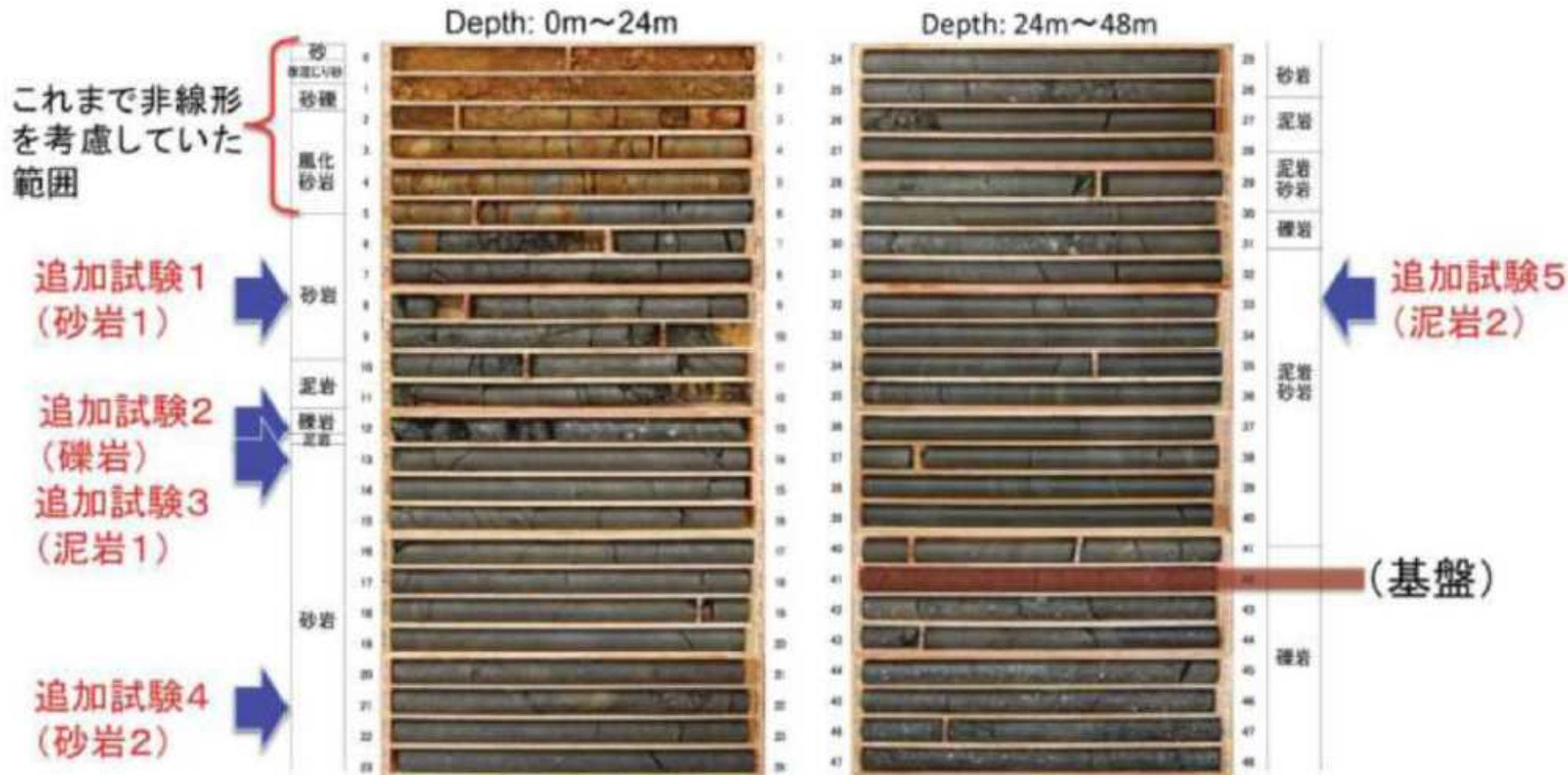
- 佐藤ほか(2013)では、K-NET HKD020(港町)観測点について、GL-6mまでの室内試験結果を考慮した非線形解析を行い、GL-41mの基盤面における基盤地震動を評価している(GL-6m以深は線形解析を仮定、減衰定数は1%に設定)。

- 上記の基盤地震動の評価結果について検証するため、以下の検討を実施する。
 - ①佐藤ほか(2013)の報告時点以降に得られた、GL-6mからGL-41mまでの室内試験結果を用い、GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動(水平方向)を評価。
 - ②不確かさを考慮した基盤地震動の評価として、GL-6mまで非線形、GL-6m以深は減衰定数3%として基盤地震動(水平方向)を評価。
 - ③佐藤ほか(2013)の報告時点以降に得られた、PS検層の再測定結果から、地盤モデルを変更して基盤地震動(鉛直方向)を評価(解析方法は佐藤ほか(2013)と同様)。
 - ④HKD020(港町)観測点における地下水位の状況を踏まえ、GL-6mまではポアソン比一定、GL-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。

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(1)

■ GL-6mからGL-41mまでの5箇所において追加の室内試験が実施された。

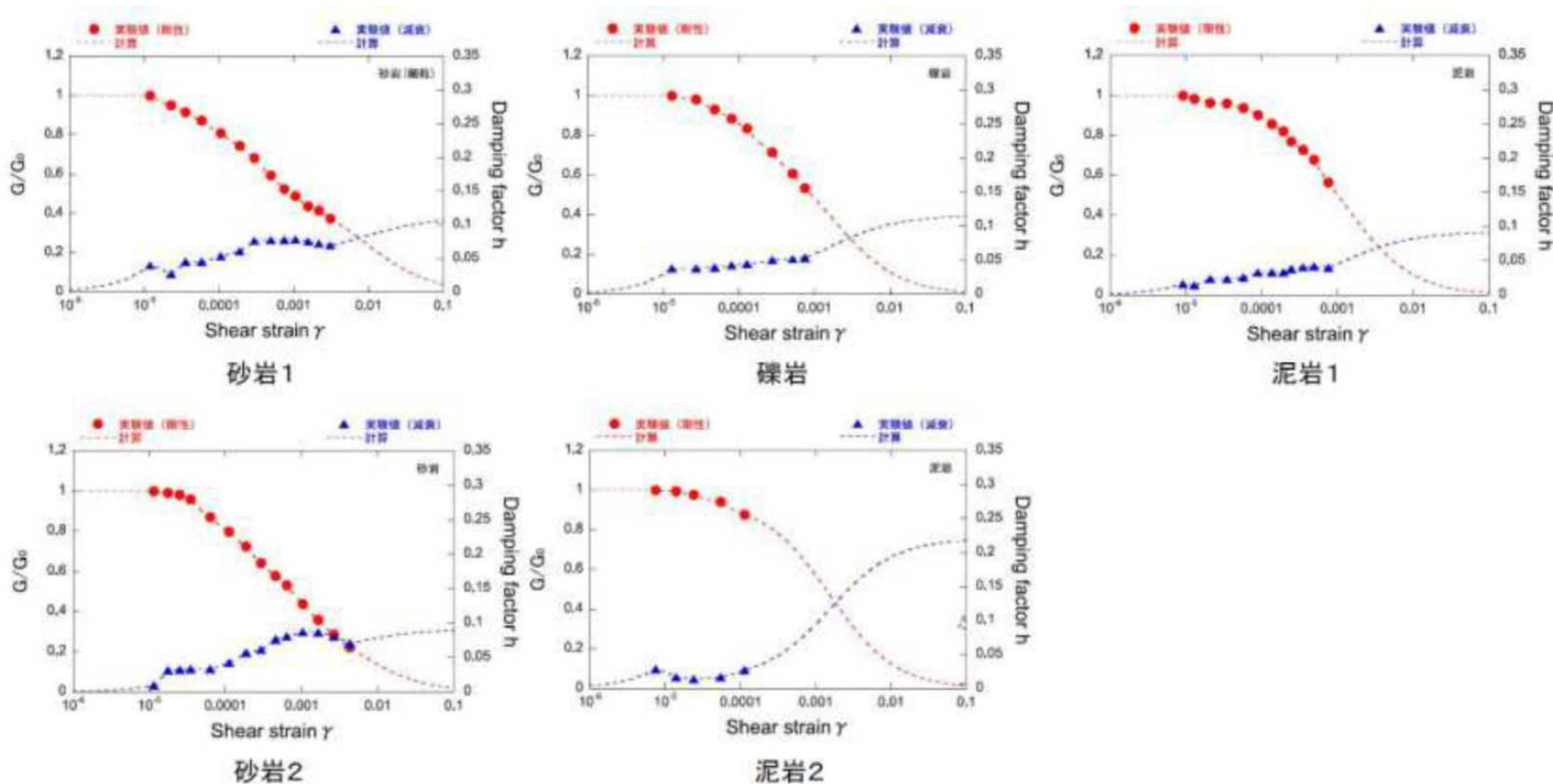


追加の室内試験の実施位置

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(2)

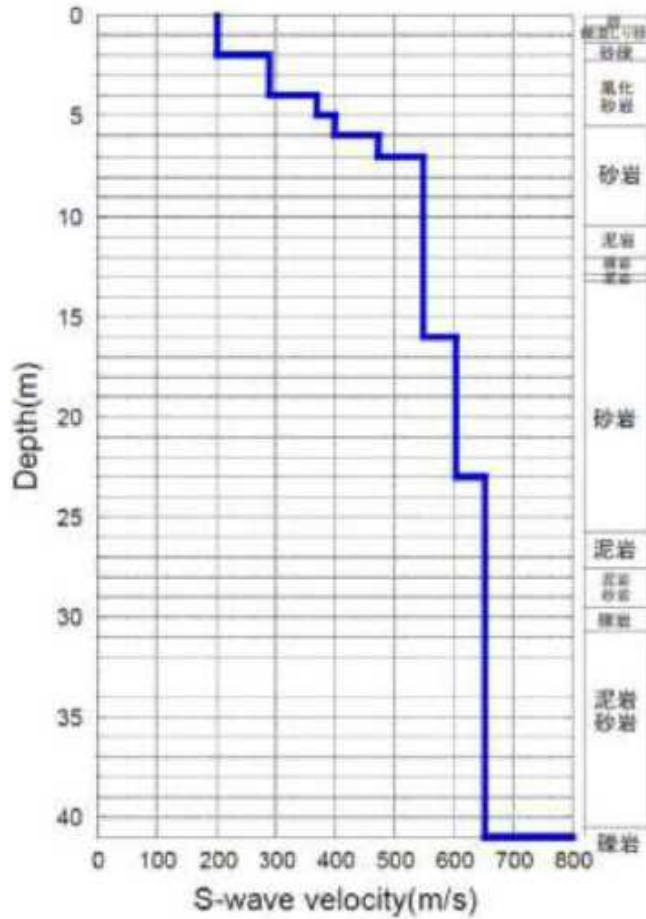
■ 追加の室内試験により非線形特性が設定されている。



追加の室内試験による地盤の非線形特性

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震 ①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(3)

■ GL-6mからGL-41mについて、地盤の非線形特性と減衰定数を変動させて等価線形解析により基盤地震動が評価されている。



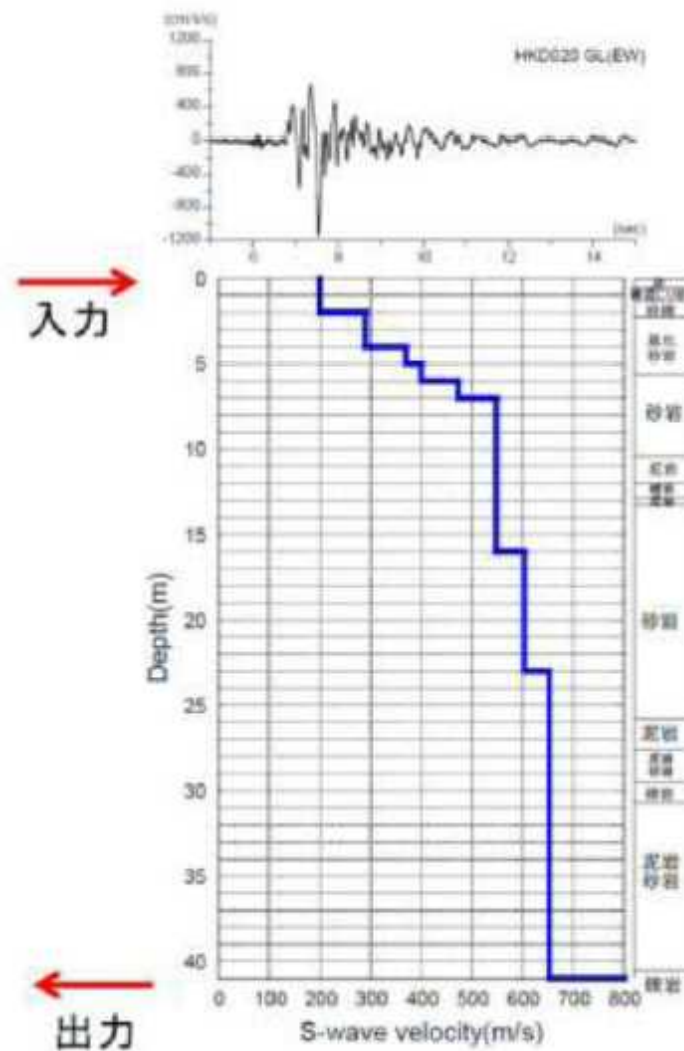
S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ (1000kg/m ³)	層厚 H(m)	減衰定数h (初期値)	非線形特性
200	1.9	0.5	0.02	砂
200	2.0	0.5	0.03	礫混じり砂
200	2.0	1	0.02	礫1
290	2.0	1	0.01	礫2
290	2.0	1	0.01	風化砂岩1
370	2.0	1	0.01	風化砂岩2
400	2.0	1	0.02	砂岩1
473	2.0	1	0.02	砂岩1
549	2.0	3	0.02	砂岩1
549	2.0	2	0.01	泥岩1
549	2.0	1	0.03	礫岩
549	2.0	0.5	0.01	泥岩1
549	2.0	2.5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

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(4)

■ 地表観測記録を入力として、GL-41mまで非線形性を考慮した等価線形解析から、GL-41m($V_s=938\text{m/s}$)における基盤地震動が評価されている。



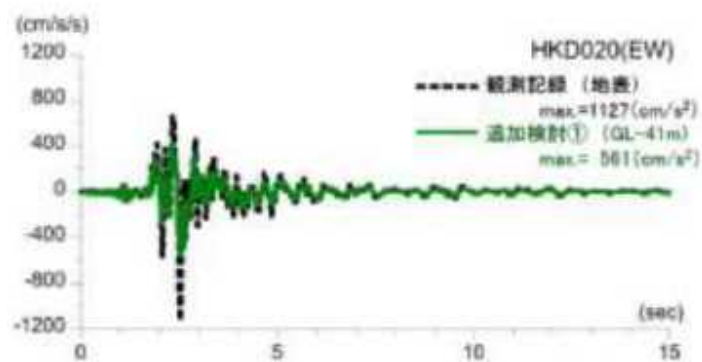
等価線形解析の条件

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

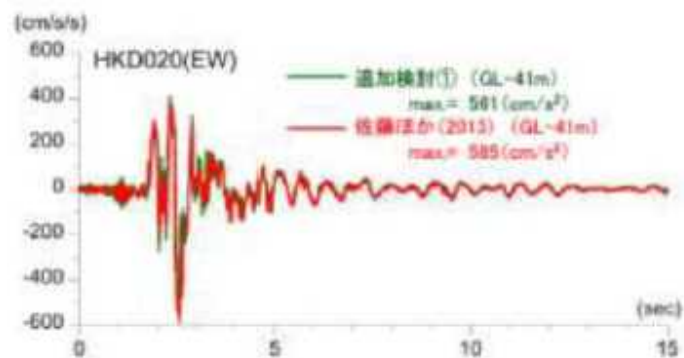
3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(5)

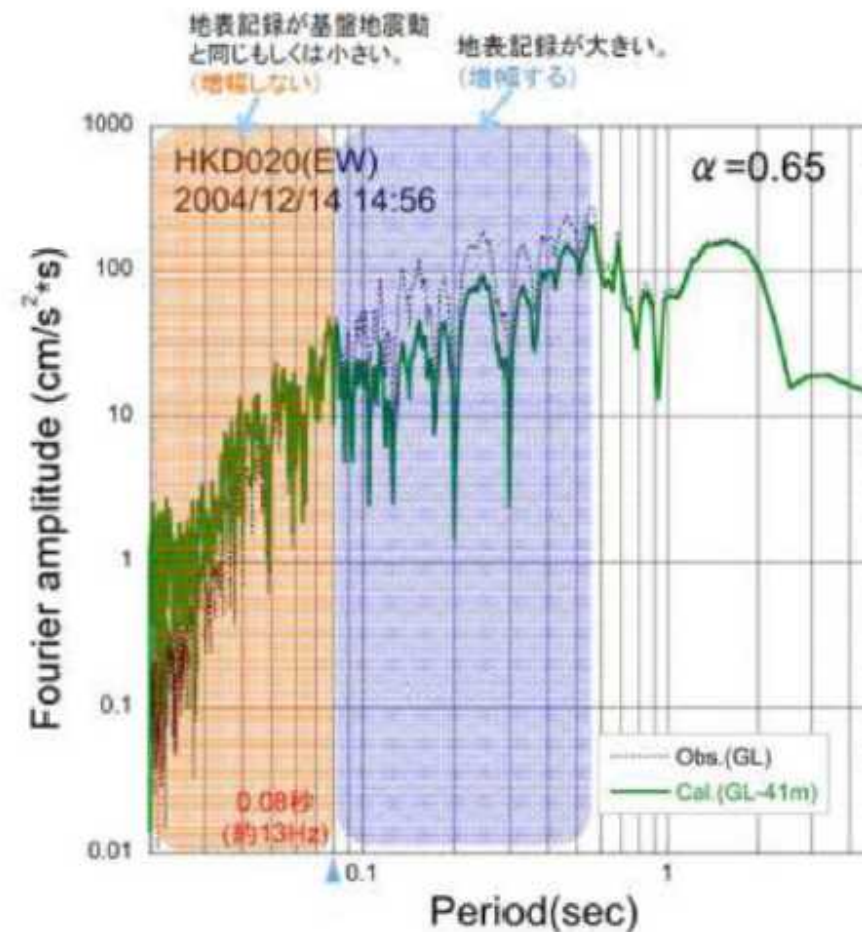
- GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動の最大加速度は、561Galとなっており、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585Gal)と比較してやや小さく評価された。



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ほか(2013)の比較

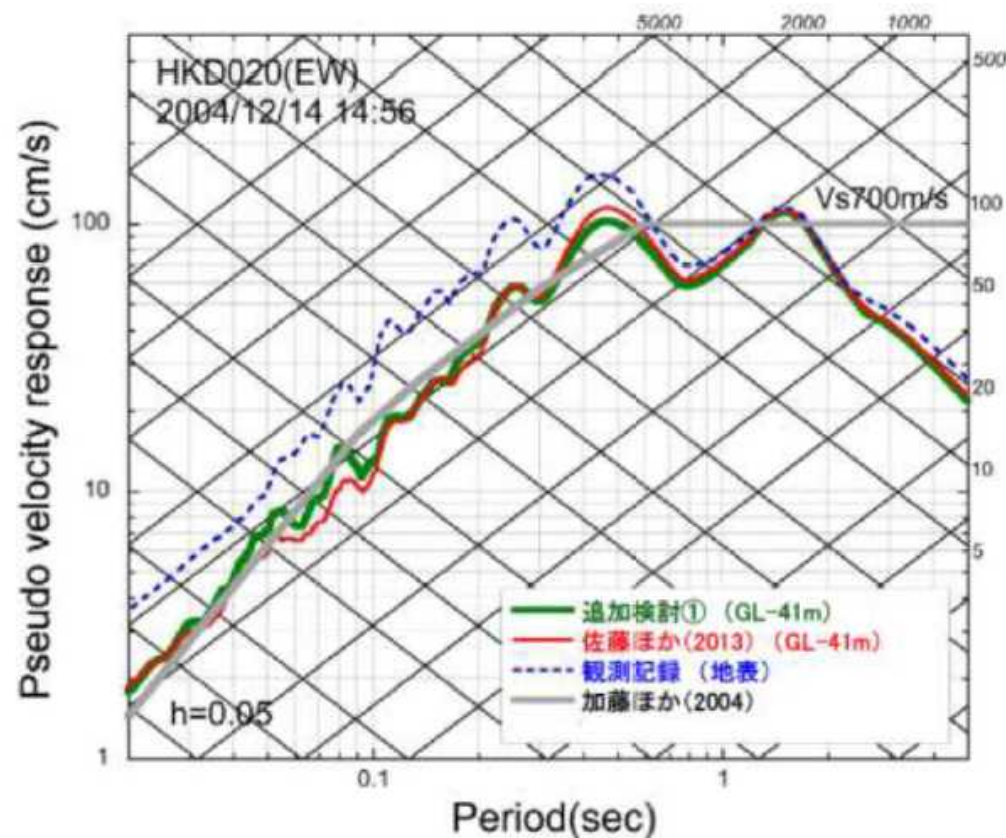


基盤地震動と地表観測記録の加速度フーリエスペクトルの比較

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(6)

- GL-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、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。

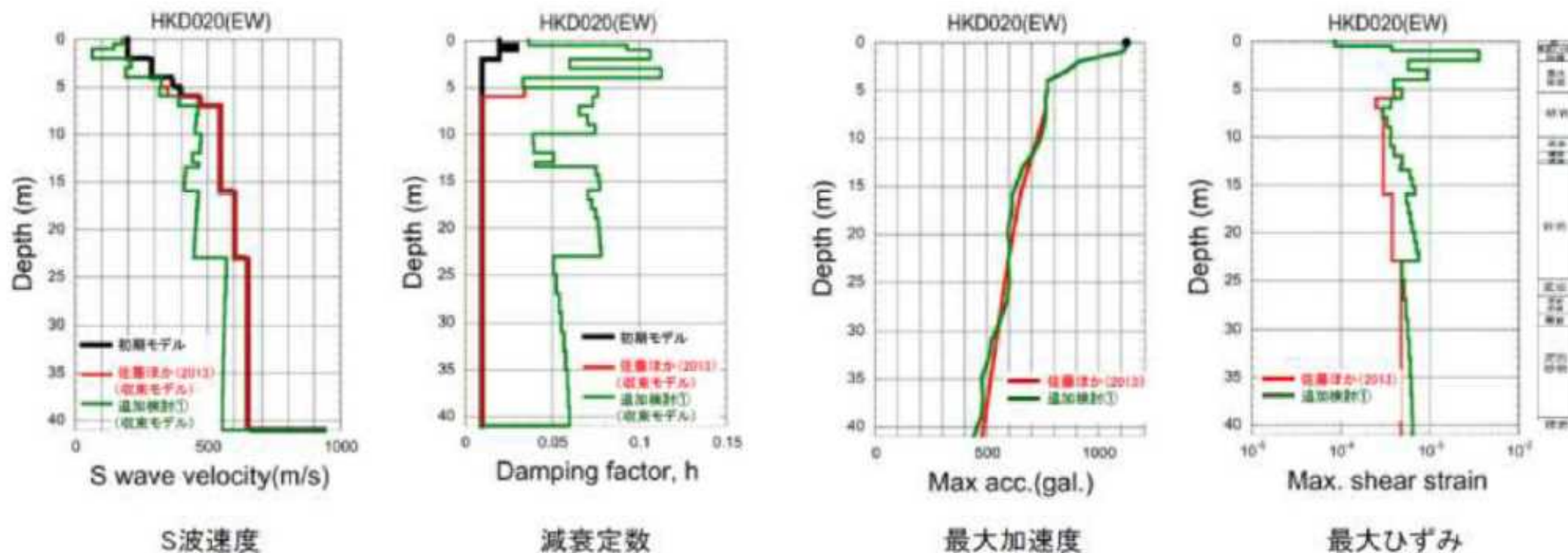


擬似速度応答スペクトルの比較

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(7)

■ 収束物性値の深さ分布によると、GL-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。



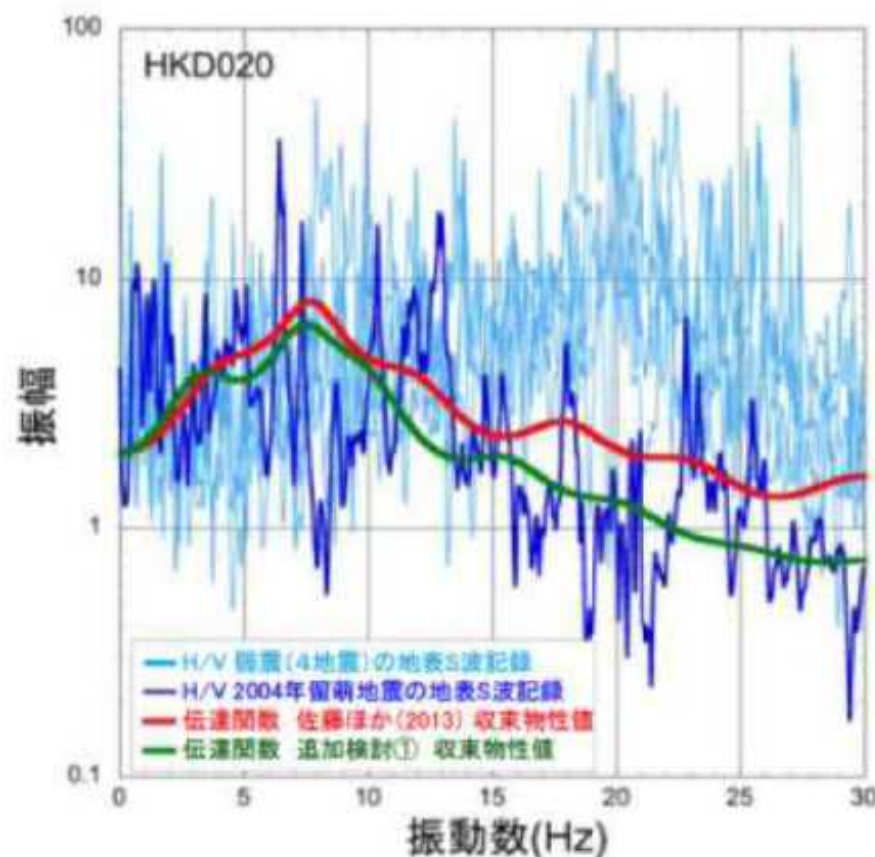
収束物性値、最大加速度及び最大ひずみの深さ分布

第302回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2-1より抜粋

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(8)

- GL-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、佐藤ほか(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。
- 本震時のH/Vスペクトルと伝達関数の比較では、今回の伝達関数は高振動数での落ち込みが大きく、佐藤ほか(2013)の伝達関数の方が本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現している。



収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルの比較

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(9) まとめ

- 北海道留萌支庁南部地震におけるHKD020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GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動が評価された。
- 基盤地震動の最大加速度は、561Galとなっており、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585Gal)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、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。
- GL-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、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と比較して、高振動数側で小さくなっており、本震時のH/Vスペクトルと伝達関数の比較では、佐藤ほか(2013)の伝達関数の方が本震時の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。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

②減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価(1)

- 佐藤ほか(2013)の地盤モデルを基に、GL-6mまで非線形、GL-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価し、佐藤ほか(2013)における評価結果と比較している。

等価線形解析に用いる地盤モデル

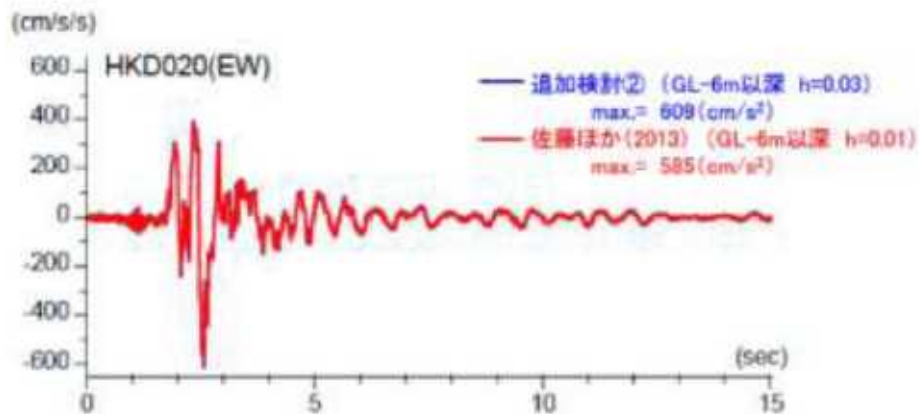
S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ (1000kg/m ³)	層厚 H(m)	減衰定数h (初期値)	非線形特性
200	1.9	0.5	0.02	砂
200	2.0	0.5	0.03	礫混じり砂
200	2.0	1	0.02	礫1
290	2.0	1	0.01	礫2
290	2.0	1	0.01	風化砂岩1
370	2.0	1	0.01	風化砂岩2
400	2.0	1	0.01	風化砂岩2
473	2.0	1	0.03	—
549	2.0	3	0.03	—
549	2.0	2	0.03	—
549	2.0	1	0.03	—
549	2.0	0.5	0.03	—
549	2.0	2.5	0.03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

減衰定数3%として評価する。

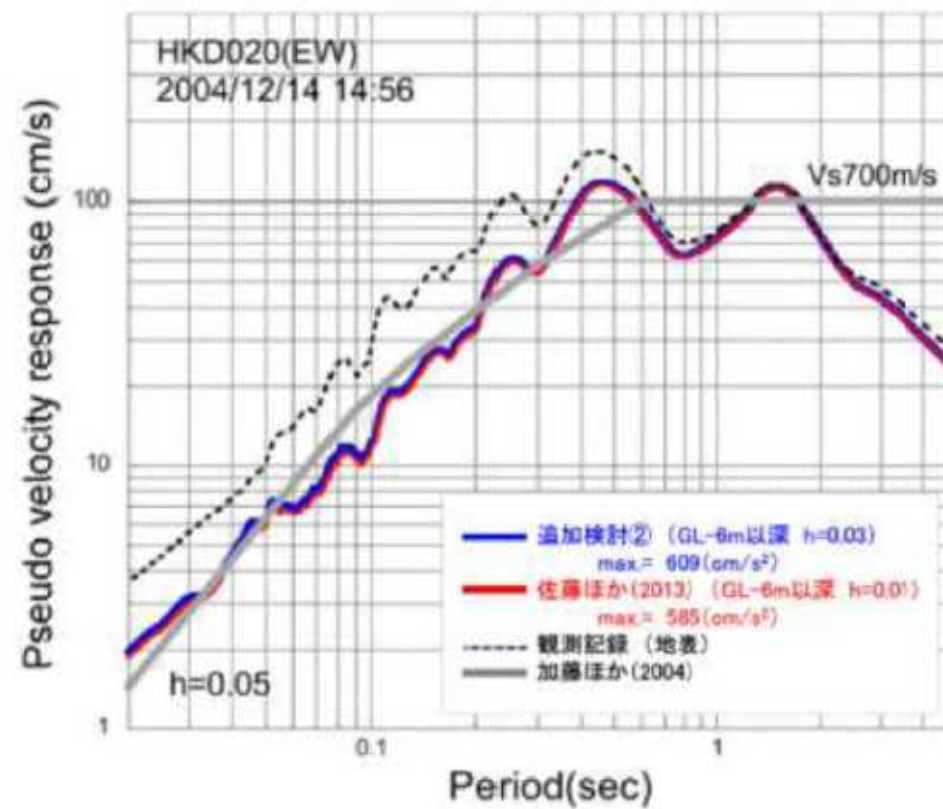
3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

②減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価(2)

- 佐藤ほか(2013)の地盤モデルをもとに、GL-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価した結果、最大加速度は609Galとなり、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585Gal)と比較してやや大きく評価された。また、応答スペクトルは、佐藤ほか(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

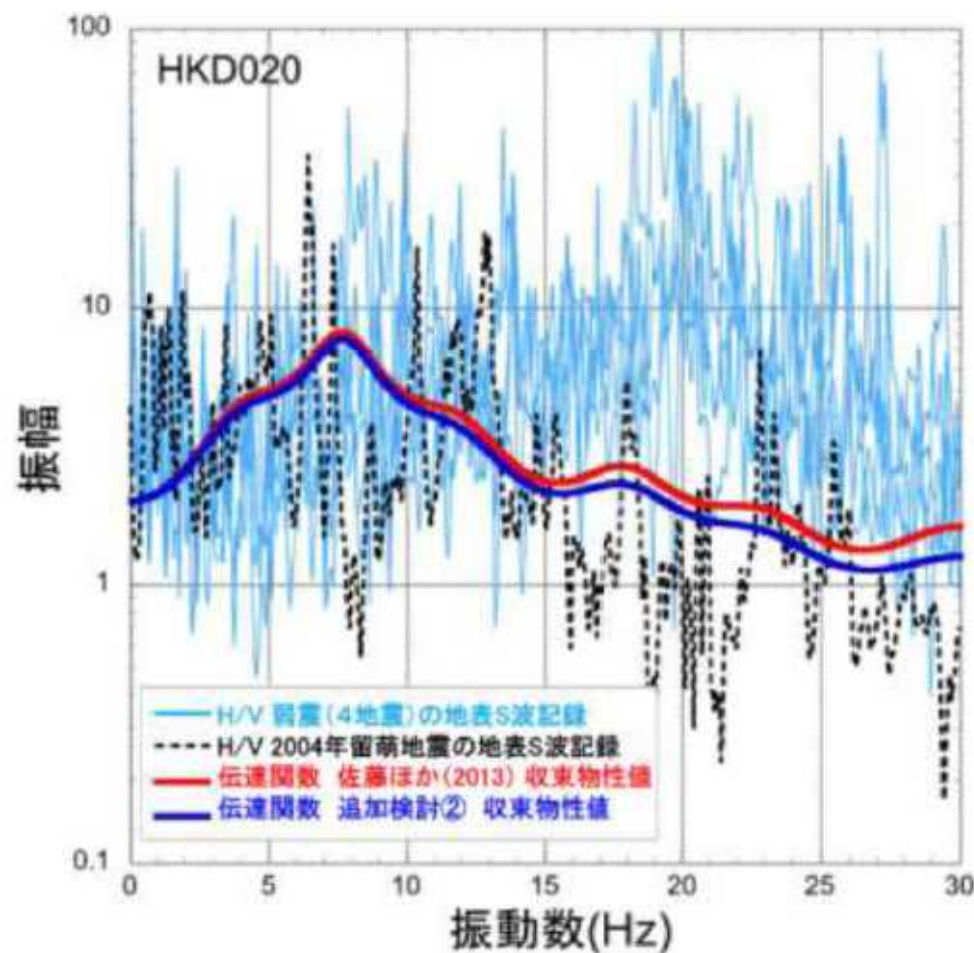


擬似速度応答スペクトルの比較

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

②減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価(3)

- 収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(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

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

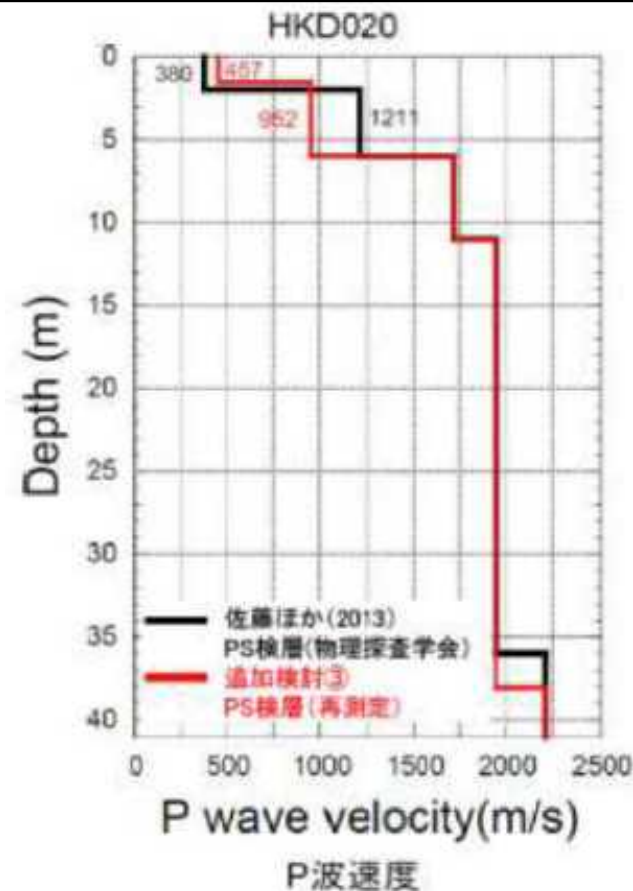
②減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価(4)まとめ

- 北海道留萌支庁南部地震におけるHKD020観測点の観測記録について、佐藤ほか(2013)の地盤モデルをもとに、GL-6mまで非線形、GL-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動が評価された。
- GL-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価した結果、最大加速度は609Galとなり、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585Gal)と比較してやや大きく評価された。また、応答スペクトルは、佐藤ほか(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、佐藤ほか(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。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

③鉛直方向の基盤地震動の再評価(1)

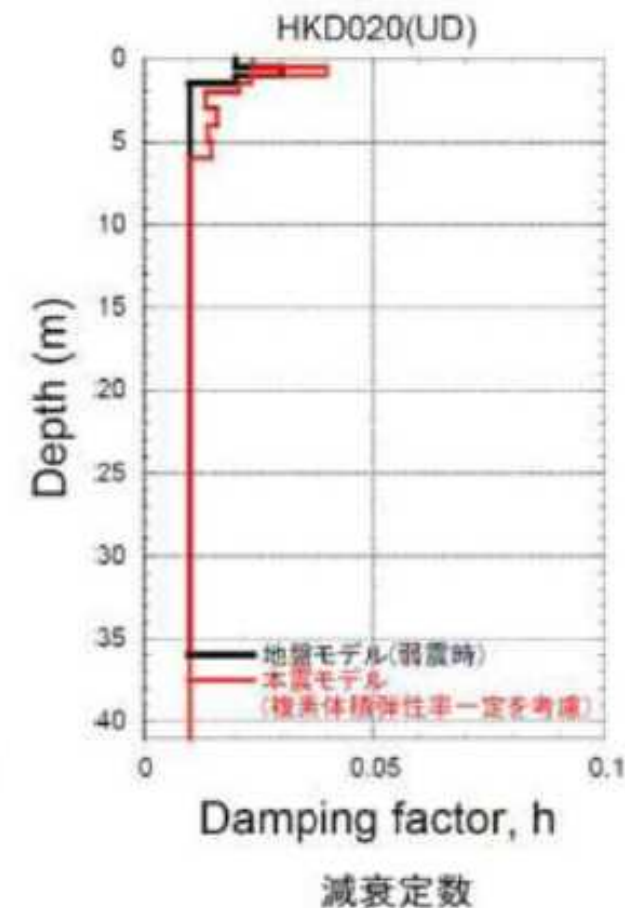
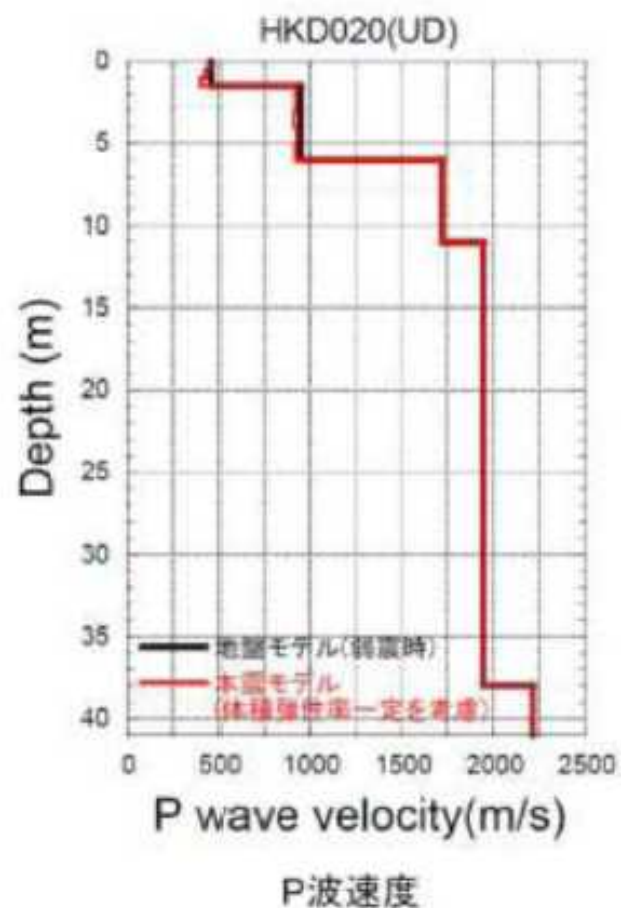
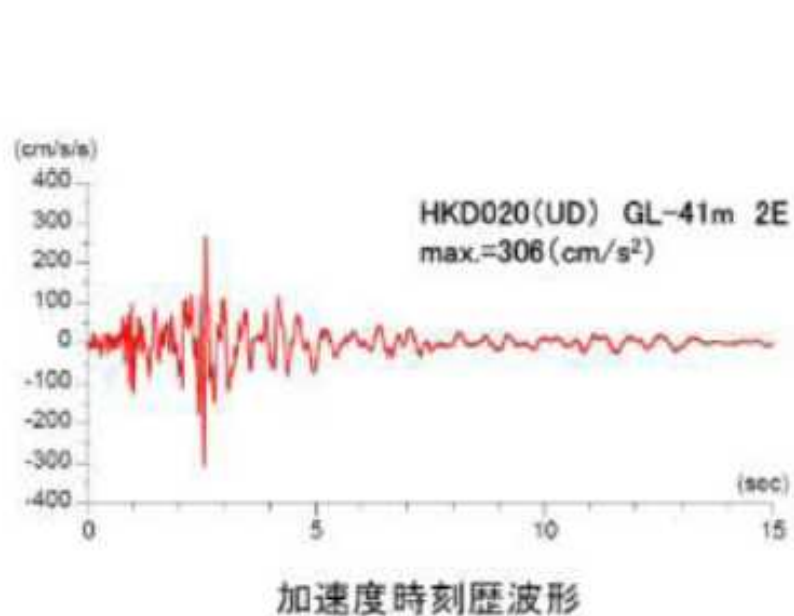
- 佐藤ほか(2013)において、付録として事例紹介していた鉛直方向の基盤地震動の評価結果は、物理探査学会(2013.10)時点でのモデルに基づいていたが、表層部分のPS検層結果について笹谷ほか(2008)の位相速度と差異がみられたことから、最表層に重点をおいた再測定が物理探査学会発表後に実施されている。
 - 再測定の結果、表層の6m以浅のP波速度は、佐藤ほか(2013)において鉛直方向の基盤地震動を評価した時のモデルとは異なっていたため、P波速度を再設定した地盤モデルを用いた基盤地震動が再評価された。
- ※S波速度は、再測定の結果、佐藤ほか(2013)における地盤モデルとほぼ同様のため変更していない。



3. 震源を特定せず策定する地震動 / 3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

③鉛直方向の基盤地震動の再評価(2)

- 再測定結果を用いて体積弾性率一定として基盤地震動を評価した結果、最大加速度は306Galであり、従来の評価結果(296Gal)と比較してやや大きく評価された。



3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

③鉛直方向の基盤地震動の再評価(3)まとめ

- HKD020観測点のP波速度モデルは、笹谷ほか(2008)の位相速度と差異がみられたことから、最表層に重点をおいて再測定され、その結果を踏まえて再設定された。
- 再設定結果を用いて体積弾性率一定として基盤地震動を評価した結果、最大加速度は306Galであり、従来の評価結果(296Gal)と比較してやや大きい評価となった。

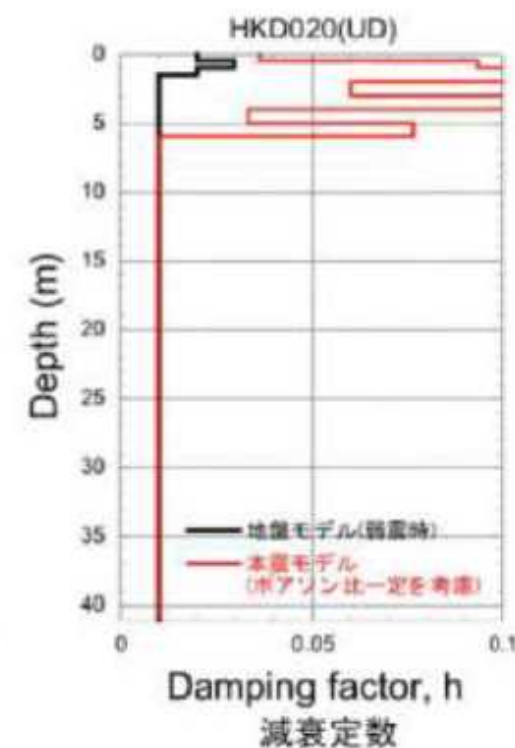
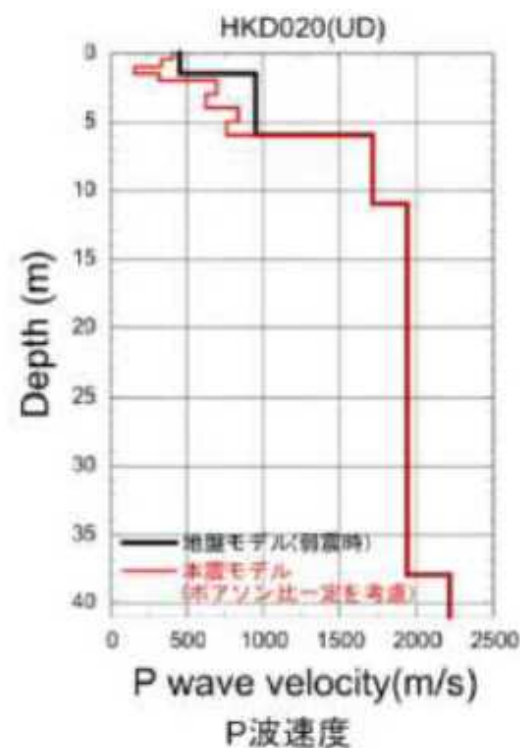
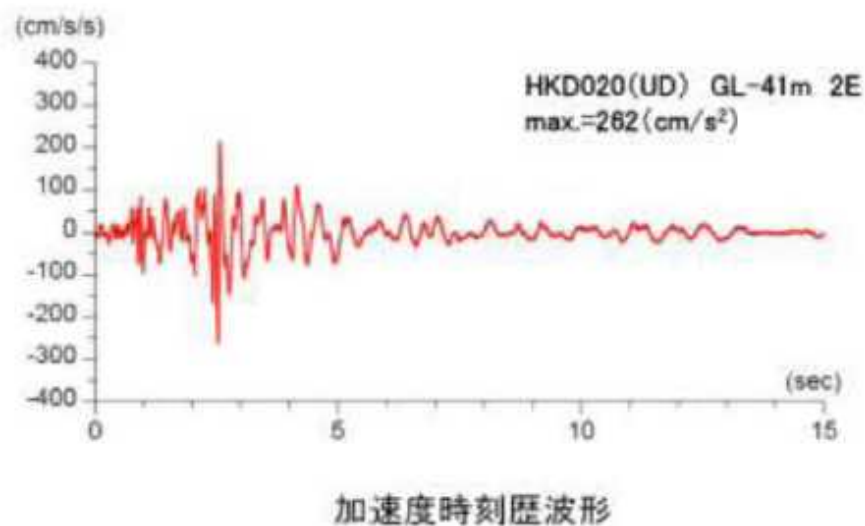
3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

④GL-6mまでポアソン比一定とした鉛直方向の基盤地震動の評価(1)

- 佐藤ほか(2013)および表層地盤のPS検層の再測定結果を踏まえた鉛直方向の基盤地震動評価は、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、GL-6mまでポアソン比一定、GL-6m以深を体積弾性率一定とした場合の鉛直方向の基盤地震動が評価された。
- 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262Galと小さくなっている。



- ポアソン比一定とした場合、最大加速度は262Galとなり、体積弾性率一定と仮定した結果(306Gal)は保守的な結果である。



3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震

④GL-6mまでポアソン比一定とした鉛直方向の基盤地震動の評価(2) まとめ

- 地下水位の状況を踏まえ、GL-6mまでポアソン比一定、GL-6m以深を体積弾性率一定とした場合の鉛直方向の基盤地震動を評価している。
- GL-41mの基盤地震動を評価した結果、その最大加速度は262Galとなり、体積弾性率一定と仮定した結果の最大加速度値306Galは保守的な結果となっている。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震 まとめ

- 北海道留萌支庁南部地震における佐藤ほか(2013)によるHKD020(港町)観測点の基盤地震動評価をもとに以下の①～④の検討が行われた。
 - ① GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(水平方向)
 - ② GL-6mからGL-41mまで減衰定数を3%とした基盤地震動評価(水平方向)
 - ③ 再測定されたPS検層結果を踏まえた基盤地震動評価(鉛直方向)
 - ④ 地下水位の状況を踏まえGL-6mまでポアソン比一定とした基盤地震動評価(鉛直方向)
- 上記の①～④の検討結果によると、HKD020港町の基盤地震動は、水平方向については②のケース(609Gal)が、鉛直方向については③のケース(306Gal)が最も大きい。
- 佐藤ほか(2013)によるHKD020(港町)観測点の基盤地震動は、地表観測記録に基づきGL-41mのVs=938m/sの基盤層において評価されており、敷地の解放基盤表面におけるVs=910m/sと同等のS波速度である。



- ▶ 2004年北海道留萌支庁南部地震の『震源を特定せず策定する地震動』に考慮する基盤地震動として、水平方向については最大加速度609Gal、鉛直方向については最大加速度306Galの基盤地震動を採用する。

地下構造モデルの策定で説明した敷地の地盤モデル

No.	標高 T.P. (m)	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs			Qp		
						Qo	n	Qi	Qo	n	Qi
	-218										
1	-300	82	2.0	910	2197	6.27	0.87	—	3.81	0.63	—
2	-480	180	2.1	990	2510	13	0.50	52	5.3	1.00	82
3	-1700	1220	2.2	1450	2820	24	0.50	84	8.1	0.33	86
4		∞	2.6	3150	5660						

T.P.-218m

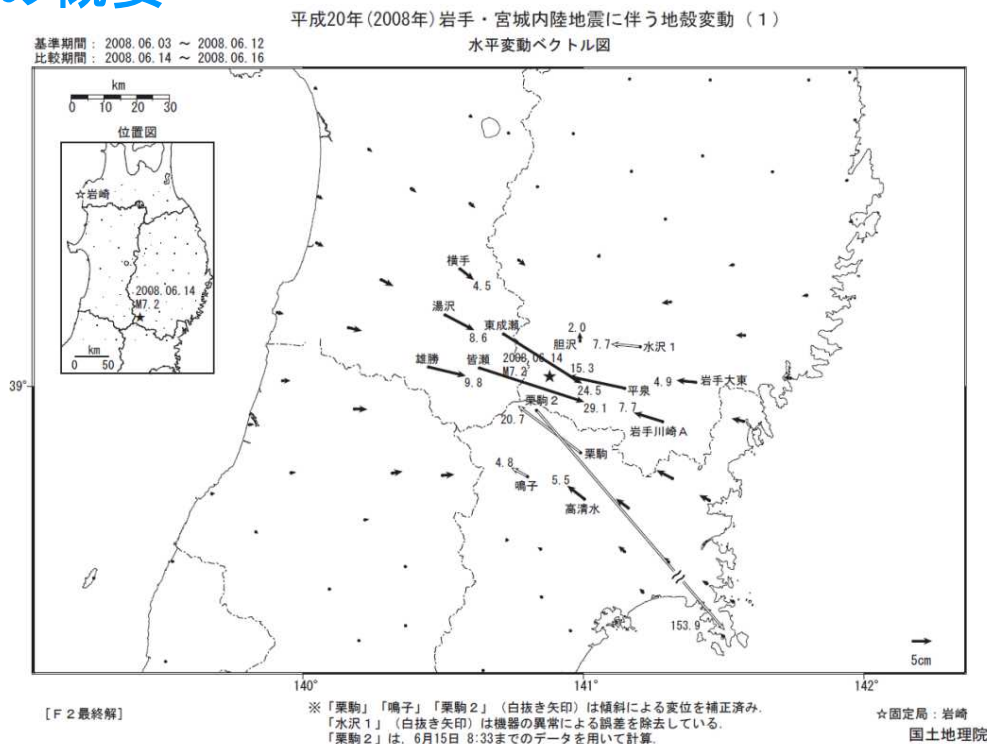
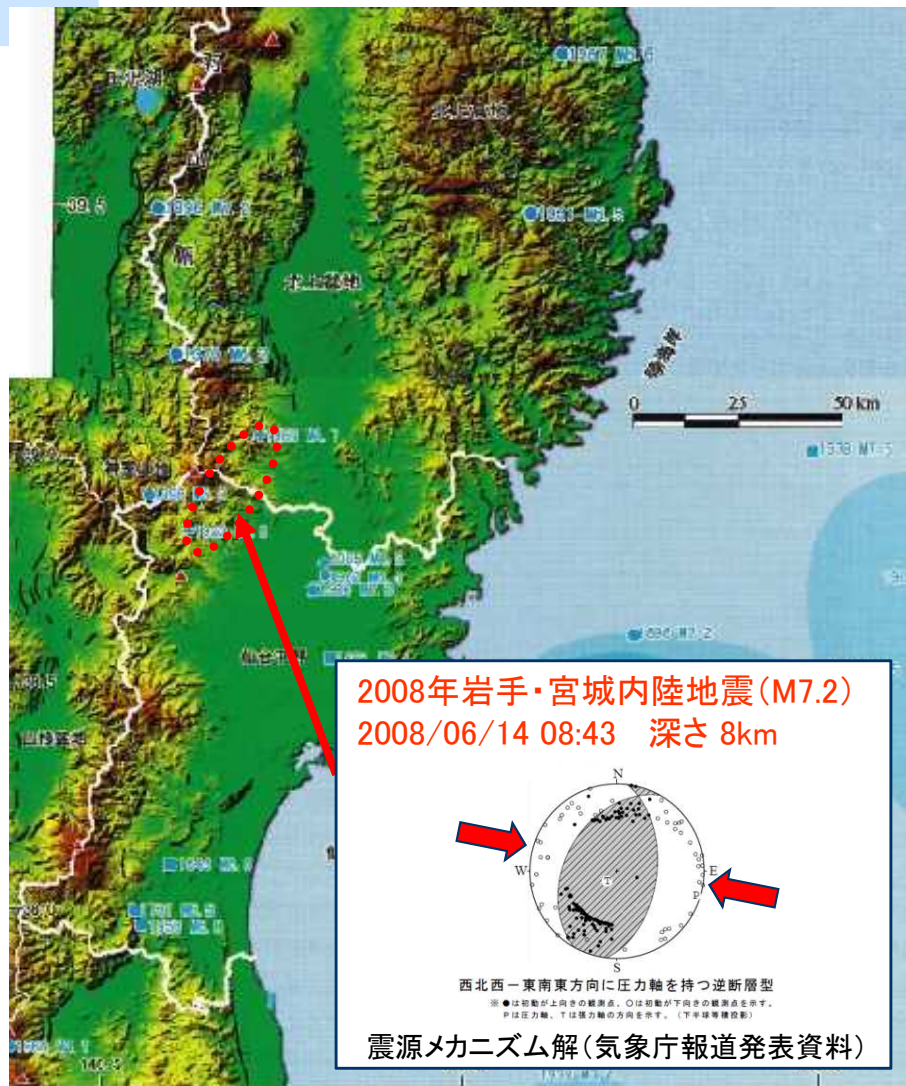
解放基盤表面
(Vs=910m/s)

$$\frac{1}{Q(f)} = \frac{1}{Q_0 \cdot f^n} + \frac{1}{Q_i}$$

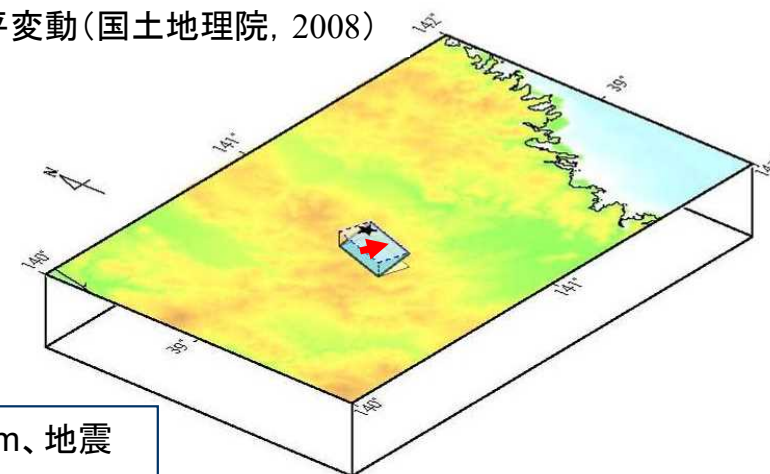
3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(1) 2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性

2008年岩手・宮城内陸地震の概要



GPSで測定された水平変動(国土地理院, 2008)



地殻変動から推定された断層モデル
(国土地理院, 2008)

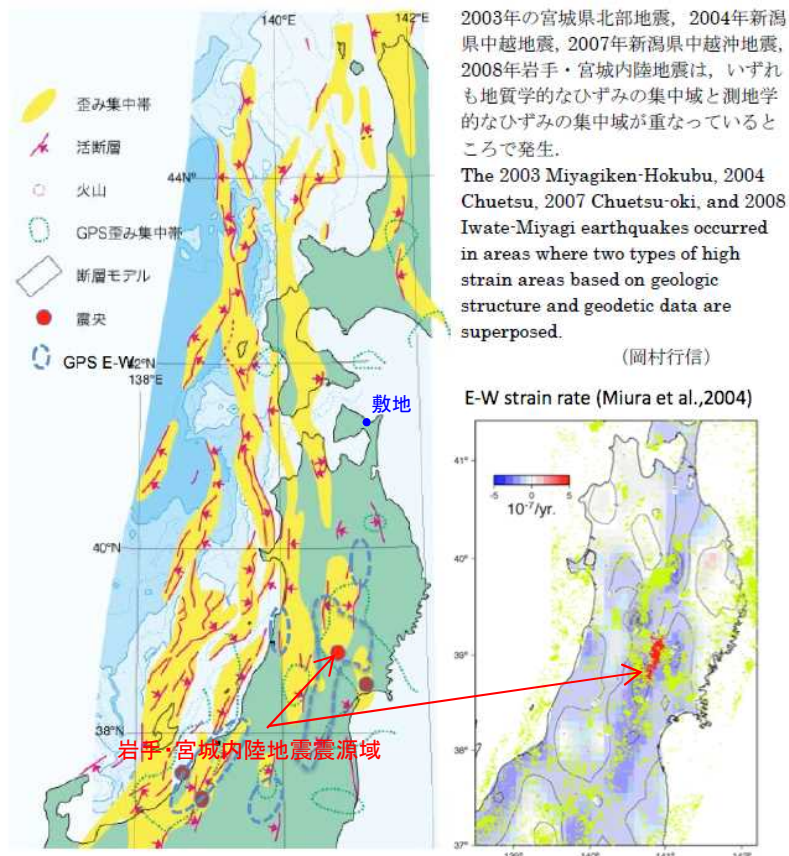
「日本の地震活動」(地震調査委員会, 1999に加筆)

- 岩手・宮城内陸地震は、2008年6月14日に奥羽山地東縁で発生した地震で、深さ8km、地震の規模は、Mj7.2とされている。
- この地震は、奥羽山地東縁から山側に傾斜する低角逆断層により発生したとされる。

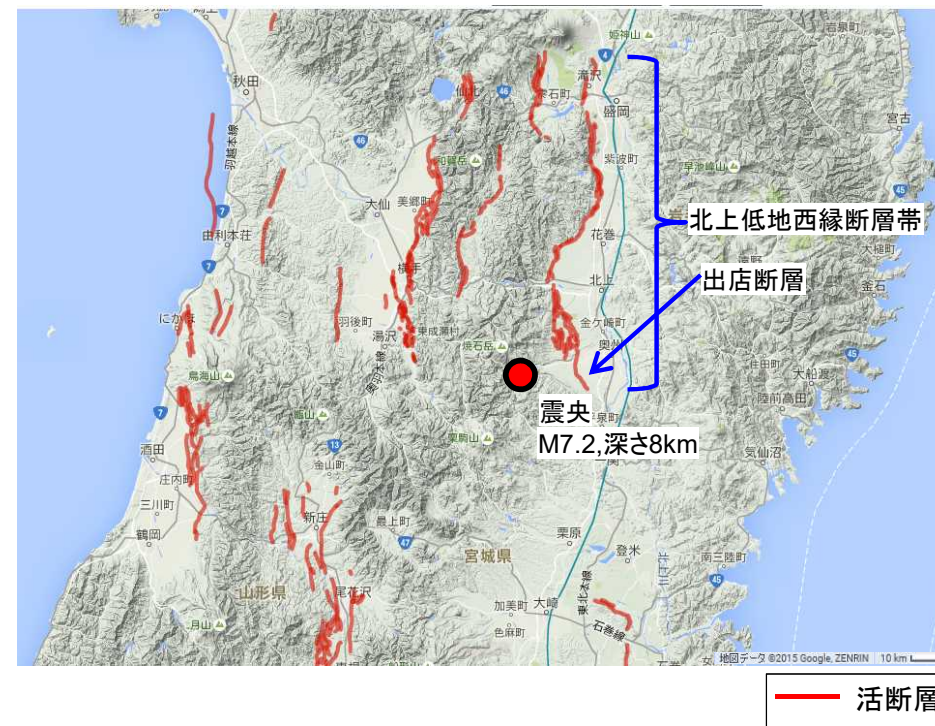
3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(1) 2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性

ひずみ集中帯および活断層の分布



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,
ひずみ集中帯等分布図
(産業技術総合研究所, 2009に加筆)

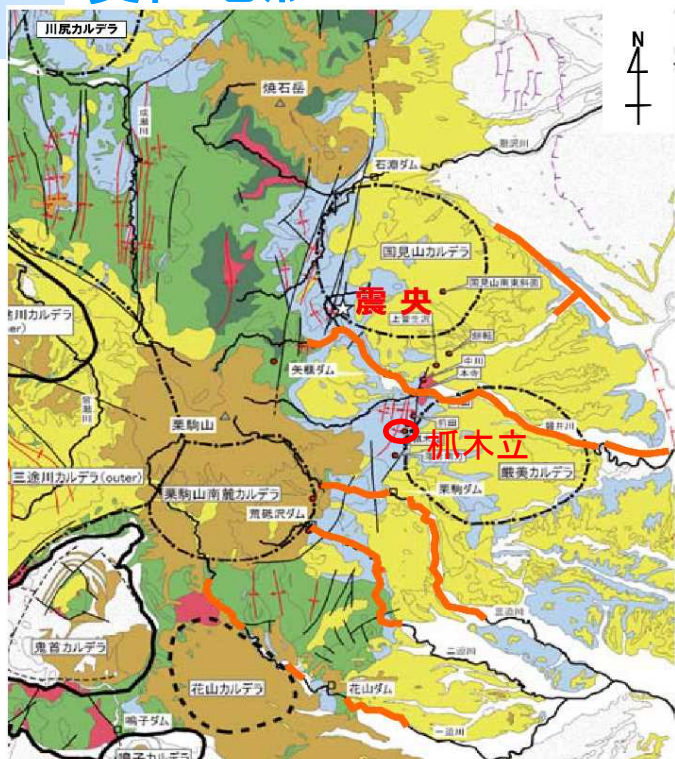


岩手・宮城内陸地震震央周辺の活断層分布図
(産業技術総合研究所, 活断層データベースに加筆)

- 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。
- 産業技術総合研究所(2009)では、岩手・宮城内陸地震は、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いるとしている。
- 震源付近には、文献に活断層の記載はないが、北方に北上低地西縁断層帯等が分布する。

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(1) 2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性 変位地形

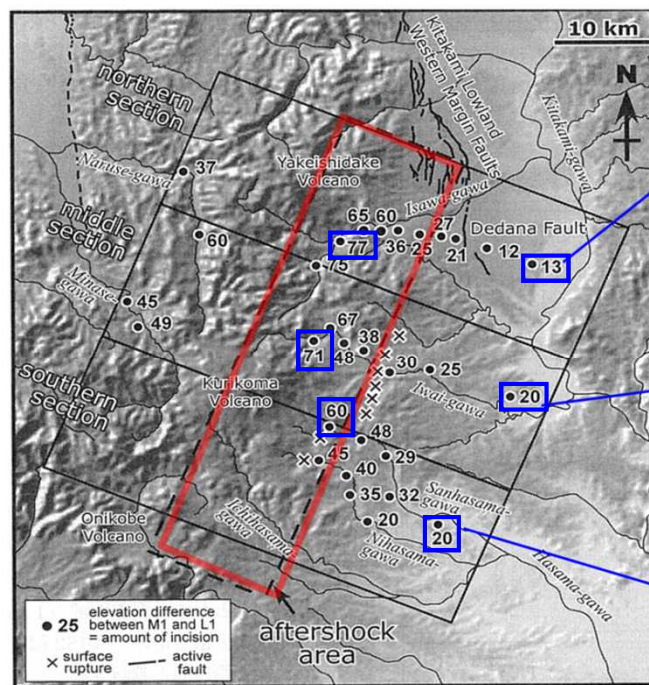


引用 地質図:東北建設協会(2006)を一部修正
カルデラ分布:吉田ほか(2005)の重力図を基に修正

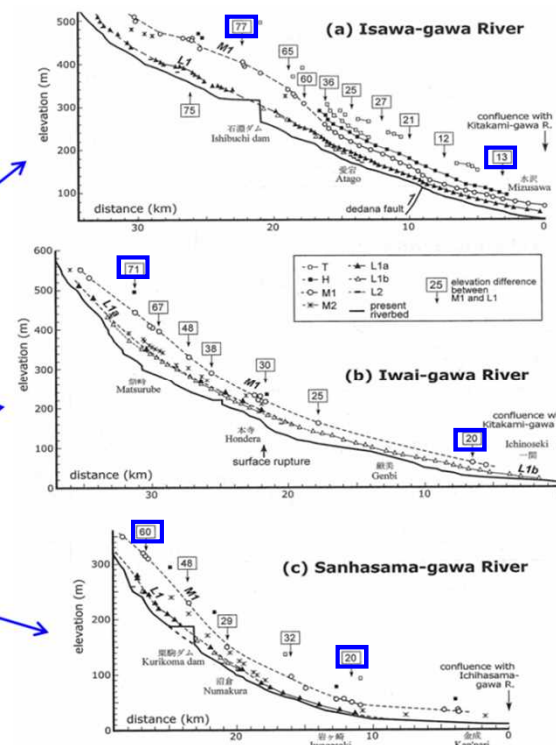


※地質年代
PG1~4: 漸新世~前中新世, N1: 前中新世~中中新世, N2: 中中新世~後中新世
N3: 後中新世~鮮新世, Q: 更新世, H: 完新世

震源域周辺の広域地質図 社団法人東北建設協会監修(2006)に加筆



震源域の河床および段丘面縦断面図と比高



田力ほか(2009)に加筆

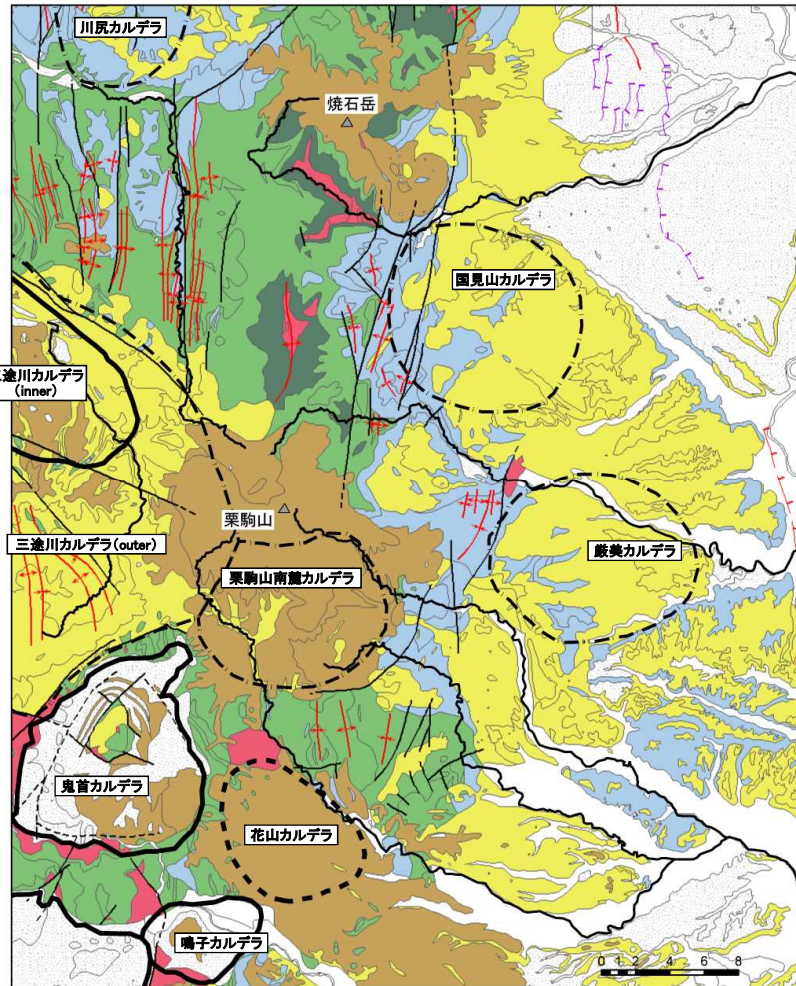
- 鈴木ほか(2008)によれば、地震前に撮影された大縮尺の航空写真の判読により、地震断層にほぼ対応する3~4km程度の区間に活断層変位地形が見出されたとしている。また、爪木立地点におけるトレンチ調査の結果、約5千年前以降の複数回の活動が明らかになったとしている。
- 田力ほか(2009)によれば、震源域には、河成段丘の変化帯が存在し、この変化帯は岩手・宮城内陸地震の震源断層の活動に関連するとしている。また、震源断層付近で求められる垂直変位速度(0.5mm/yr)は、池田ほか編(2002)の北方の北上低地西縁断層帯の垂直変位速度にほぼ等しいとしている。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(1)2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性

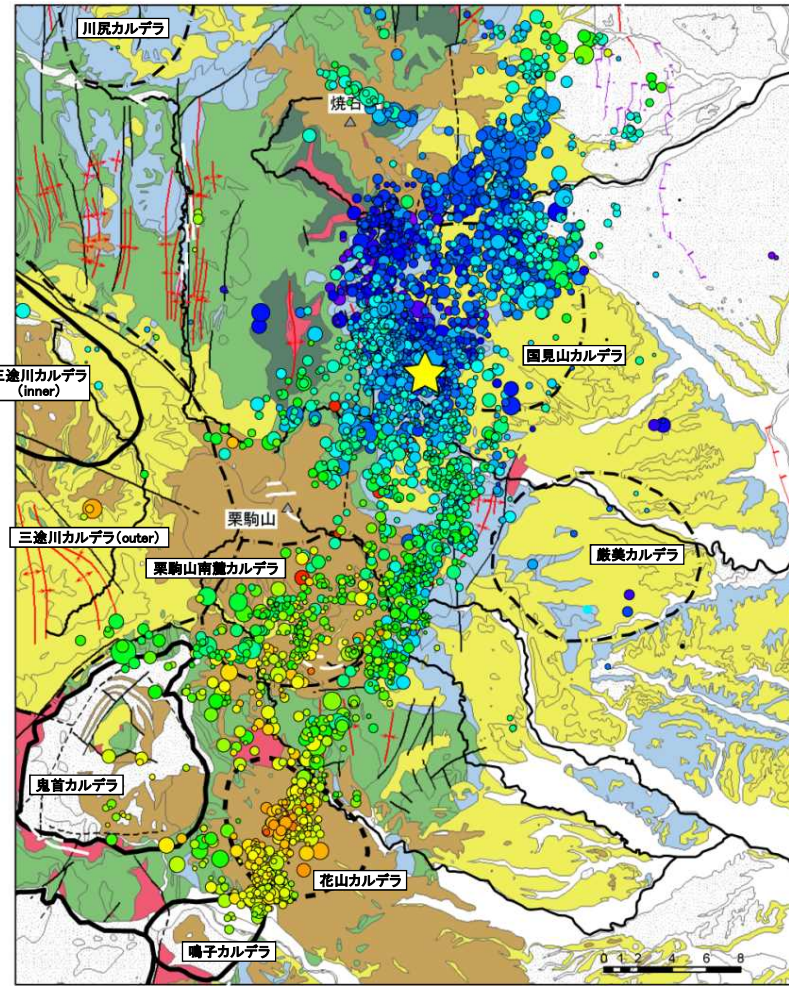
審査会合(H30.9.14)
資料2-4-2 p134 再掲

(参考) 地質・地質構造による比較・検討 (岩手・宮城内陸地震震央周辺)



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

震源域周辺の広域地質図
社団法人東北建設協会監修(2006)に加筆



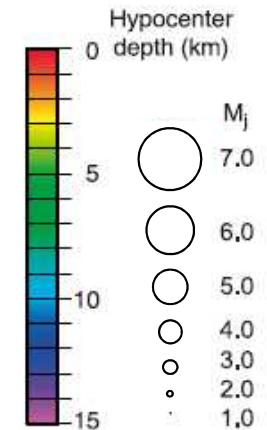
引用 地質図:東北建設協会(2006)を一部修正
カルデラ分布:吉田ほか(2005)を重力図を基に修正

震源域周辺の広域地質図(岩手・宮城内陸地震余震分布追記)
社団法人東北建設協会監修(2006)に加筆



※地質年代
PG1~4: 漸新世~前期中新世, N1: 前期中新世~中期中新世, N2: 中期中新世~後期中新世, N3: 後期中新世~鮮新世, Q: 更新世, H: 完新世

One-month aftershocks (JMA catalog)



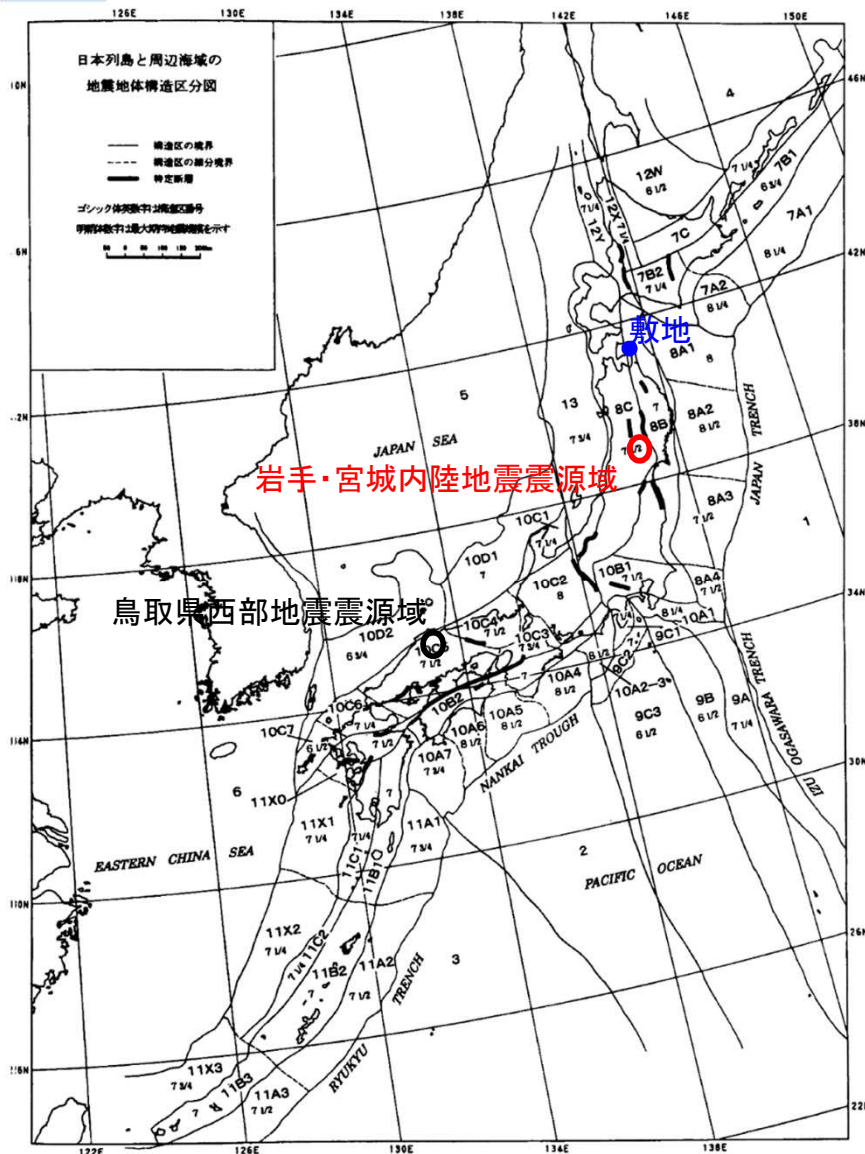
➤ 余震分布範囲には、主に新第三系の火山岩類および堆積岩類が分布している。

3.震源を特定せず策定する地震動/3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(1)2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性

(参考) 地震地体構造区分による比較・検討 (垣見ほか, 2003)

各地震地体構造区の特徴



垣見ほか(2003)による地震地体構造区分図(一部加筆)

(1) 構造区	(2) 地形・地質	(3) 活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴と主な起震断層名 L (km) M _L	(4) 浅発大・中地震活動と主な地震名 M _h	(5) M _{max}	(6) 特定断層: 備考
8A3 常磐沖大断層斜面	深海平坦面と海溝断層斜面	大, 長, A, 逆・正 日本海溝に平行(逆), 大断層面で正・海溝のため評価せず	極高 プレート境界付近の大地震域 ・1938年福島県沖 7.5 ・1896年鹿島 7.3	7 1/2	
8A4 房総沖大断層斜面	階段状平坦面をもつ海溝断層斜面, 東西性海淵発達	中, 長, A?, 逆・正 日本海溝沿い(逆)および北東方向(正) ・海溝のため評価せず	中 プレート境界付近の大地震域 ・1953年房総沖地震 (h=60 km) ・1677年延宝 (M8) は不確実	7 1/2	
8B 東北日本弧外帯	外弧隆起帯, 安定域	極小, 短(長), C, 逆・横 ・三部断層帯	低 ・1931年岩手県東部 ・1896年震ヶ崩 (M7.2) および ・1902年三戸 (M7) はやや深い(s)	7	折爪断層 (40 km) 双葉断層 (84 km) 【福島県(1999)は北部の10数kmのみを評価】
8C 東北日本弧内帯	火山性内弧, 隆起優勢, 脊梁山地・羽丘隆起の火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(比降帯)と, 鳥取方向の逆断層~褶曲発達	中, 中, B, 逆 鳥取と平行, 隆起帯基部に発達 ・割谷断層帯 38 7.5 ・会津盆地西縁断層帯 38 7.5 ・津軽山地西縁断層帯 31 7.3 ・津軽一利断層帯 38 7.5 ・能代断層帯 32 7.3 ・北由利断層帯 29 7.3 ・函館平野西縁断層帯 22 7.1	高 東西圧縮逆断層型 ・1766年津軽 7 1/4 ・830年出羽 7 ~ 7.5 ・1896年津軽 7.2 ・1914年秋田山北 7.1 ・1704年羽後・津軽 7 ± 1/4 ・1804年会津 7 ± 0.1 ・1694年能代 7.0 ・1683年日光 7.0 ・1900年宮城県北部 7.0 ・1791年松本 6.3/4	7 1/2	福島盆地西縁断層帯 (47 km) 【福島県(1998)および宮城県(2001)は一括活動を想定] 横手盆地東縁断層帯 (58 km) 【分割型】 北上低地西縁断層帯 (79 km) 【岩手県(1998)は北部37 kmと南部24 kmを別々に評価, 推本(2001a)は一括活動を想定, 分割の可能性は今後の課題とした】
9A 伊豆小笠原海溝 大断層斜面	海溝断層斜面, 北縁は本州弧下へ斜め沈み込み	(未検討海域) ・海域のため評価せず	高 プレート境界付近の大地震域 ・1972年八丈島東方沖 (h=50 km) 7.2 ・1916年八丈島東方 7.1	7 1/4	
9B 伊豆小笠原弧外帯	外弧隆起帯, 北縁は本州弧下へ斜め沈み込み, 北部に浅い堆や海底谷発達	極小?, 短?, ?, 正 (北端部を除き未検討海域) ・海域のため評価せず	低 (1884年以前の記録なし)	6 1/2	
9C1 伊豆半島	火山性内弧・フィリピン海プレート北端の衝突域, 東縁と西縁は斜め沈み込み帯	大, 中, 短, A・B, 横 南北(左)と東西(西), 北北西方向圧縮, 西部に短い正断層 ・丹那断層帯	高 南北圧縮横ずれ断層型 ・1930年北伊豆 7.3 ・1633年相模・駿河・伊豆 7 ± 1/4 ・1978年伊豆大島近海 7.0 ・841年伊豆 7.0 ・1974年伊豆半島沖 6.9	7 1/4	
9C2 銭州海嶺	火山性内弧, 火山島列の北東方向配列, 北方へ移動	中, 中, ?, 横・逆? 南東斜面基部に顕著な横ずれ断層 ・海域のため評価せず	北部で高, その他は不明 (1884年以前の記録なし)	7	
9C3 伊豆小笠原弧内帯 主要部	火山性内弧, 東縁に火山列中央部に海盆列と海底火山西部に海脚と凹地が雁行配列	大, 長, ?, 正 北部で海盆縁に南北性断層 ・海域のため評価せず	中? (1884年以前の記録なし)	6 1/2	
10A1 相模トラフ大断層斜面	海溝断層斜面, 半島部は地震隆起海成丘陵, 相模湾内に隆起堆列	大, 長, A, 逆 相模トラフと平行 ・鴨川低地断層帯 29 7.3 ・神興-国府津・松田断層帯 25 7.2 ・上記断層帯の海成部は評価せず	極高 プレート境界付近の大地震域 ・1703年元禄 7.9 ~ 8.2 ・1923年関東 7.9 ・1909年房総半島沖 7.5 ・1257年関東東部 7 ~ 7.5	8 1/4	

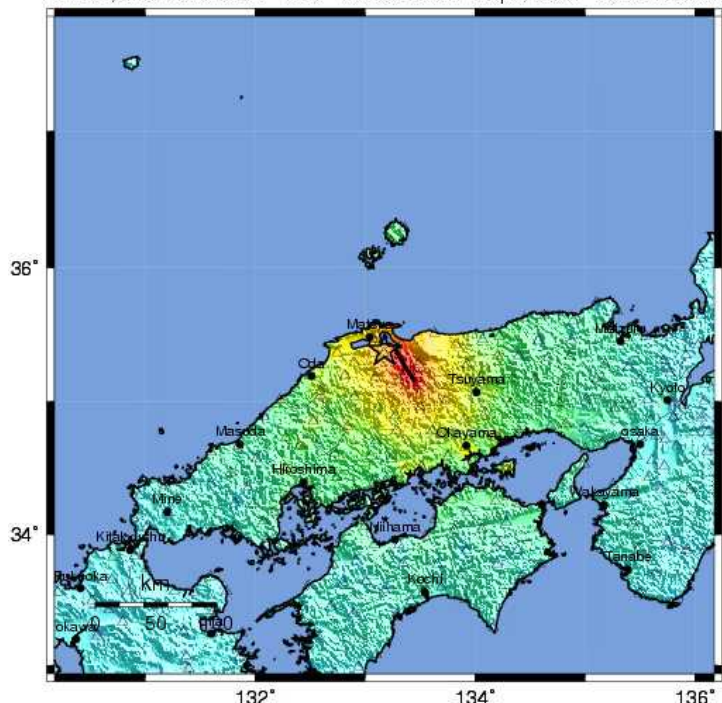
- ▶ 垣見ほか(2003)は、既往の知見を比較したうえで、垣見ほか(1994)の区分図を、各区の特徴、M_{max}、特定断層などに関して、最新のデータと知見に基づいて改定し、新たな地震地体構造区分図を作成している。
- ▶ 岩手・宮城内陸地震震源域は、(8C)東北日本弧内帯に区分されている。
- ▶ (8C)東北日本弧内帯の地形・地質は、火山性内弧、隆起優勢、脊梁山地とされており、逆断層~褶曲が発達しているとされており、浅発大・中地震活動が「高」とされている。
- ▶ 一方で、敷地周辺は、(8B)東北日本弧外帯(外弧隆起帯、安定域)に区分されるが、8Bと8Cの区分境界付近に位置している。

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(2) 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

2000年鳥取県西部地震の概要

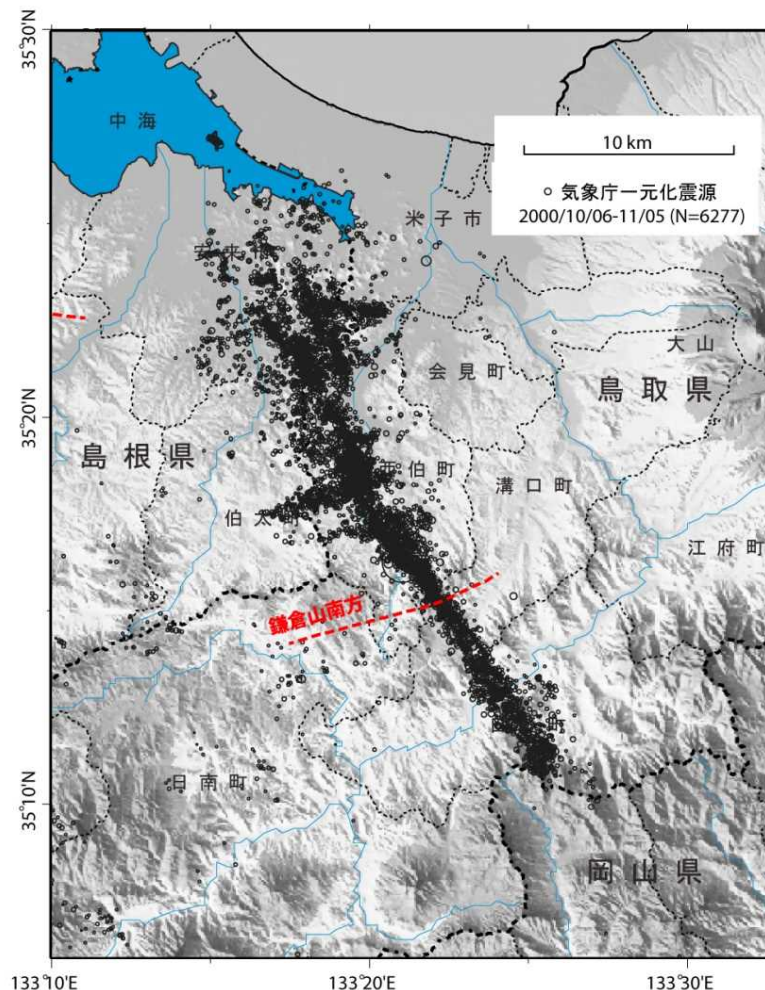
USGS ShakeMap : Tottori, Japan
Fri Oct 6, 2000 04:30:20 GMT M 6.7 N35.38 E133.17 Depth: 9.0km ID:200010060430



Map Version 1.1 Processed Sat Nov 8, 2008 09:29:49 PM MST

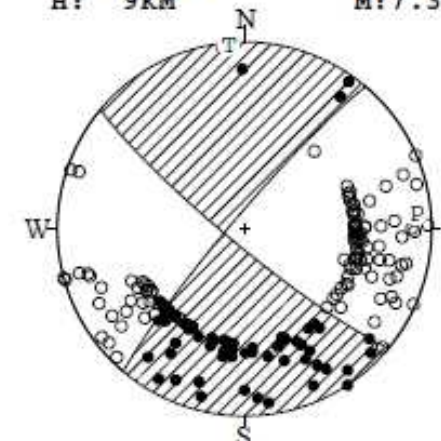
PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC (%g)	<.17	.17-1.4	1.4-3.9	3.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL (cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-16	16-31	31-60	60-116	>116
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+

地震の位置及び深度分布 (USGS, 2000)



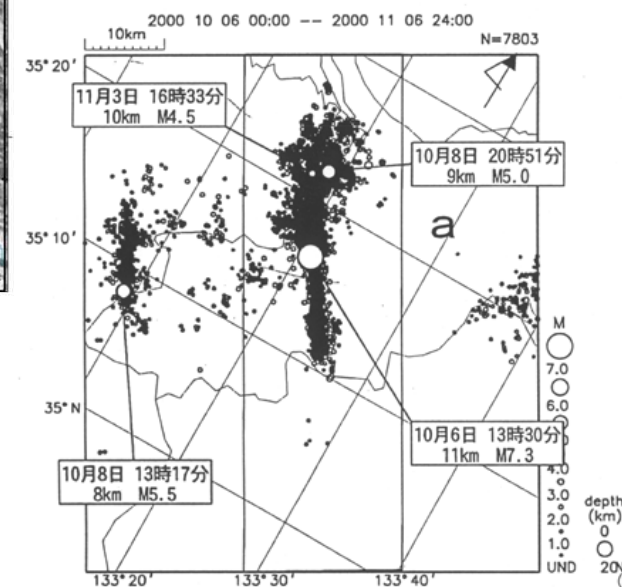
震央分布図

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°

メカニズム解 (気象庁, 2000)



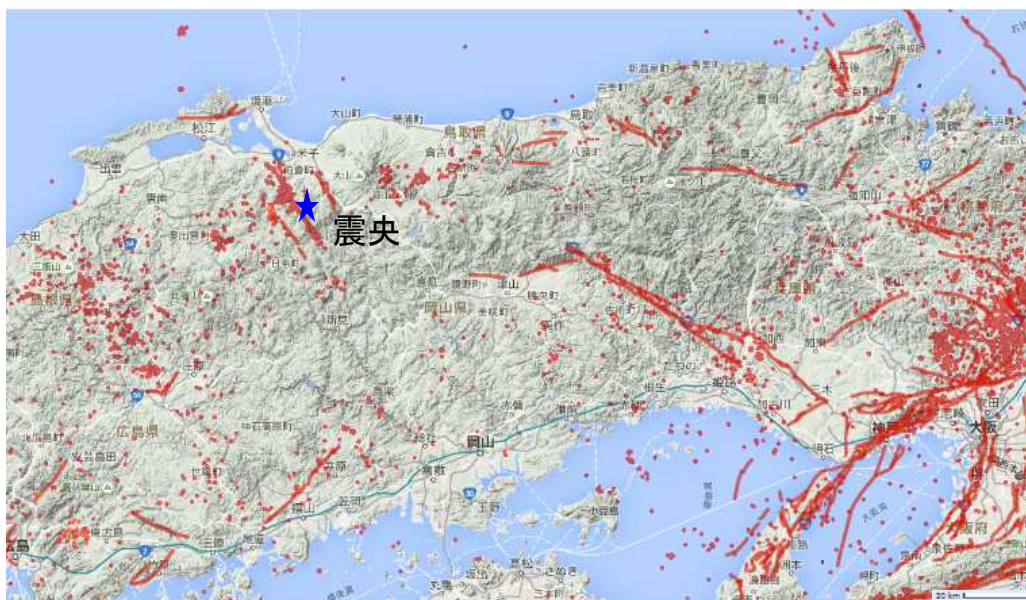
地震調査委員会 (2000) から抜粋

- 鳥取県西部地震は、2000年10月6日に鳥取県と島根県境で発生した地震で、震源深さ11km、地震の規模はMj7.3とされている。
- この地震は、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。

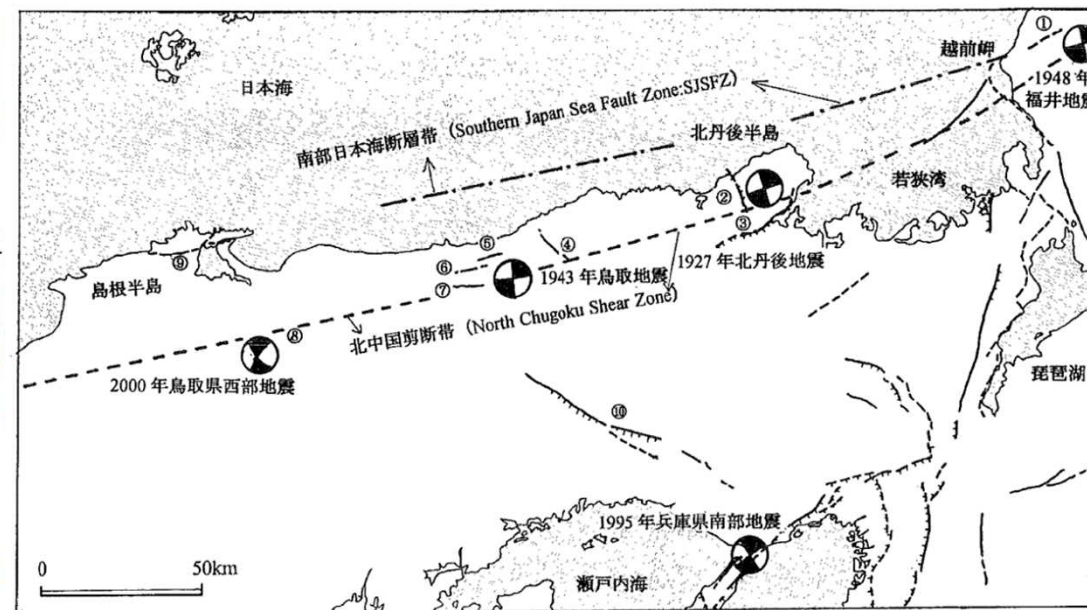
3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(2) 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

震源域周辺の活断層の特徴



震源付近の活断層及び震央分布
(産業技術総合研究所,活断層データベースに加筆)



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。

(岡田, 2002)

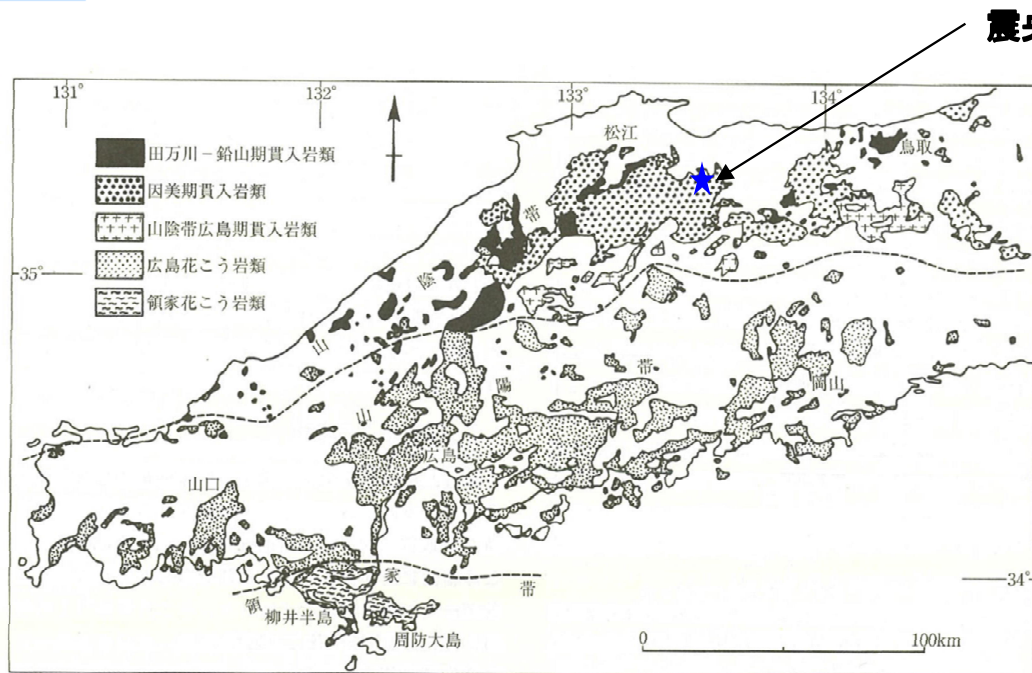
【岡田(2002)要約】

- 文献では、震源域周辺に活断層は記載されていない。
- 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-WNWとNNW-SSEの方向の横ズレ断層が卓越するとされている。
- 第四紀中期以降に新たな断層面を形成して、断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては、初期ないし未成熟な段階にある。

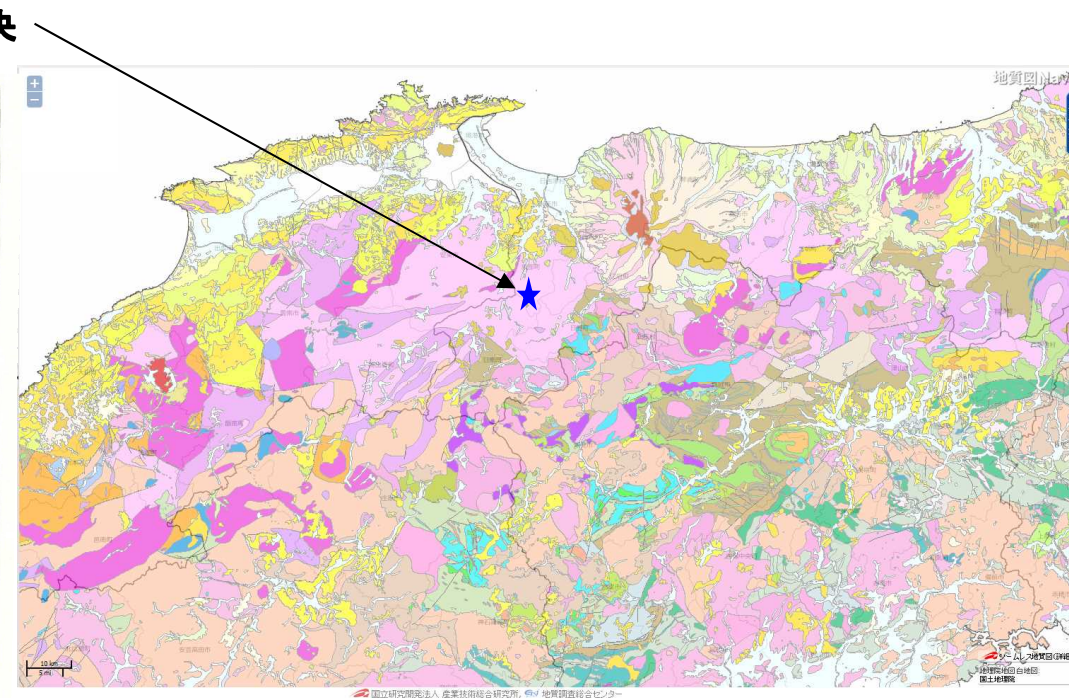
3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(2) 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

震源域周辺の地質の特徴



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

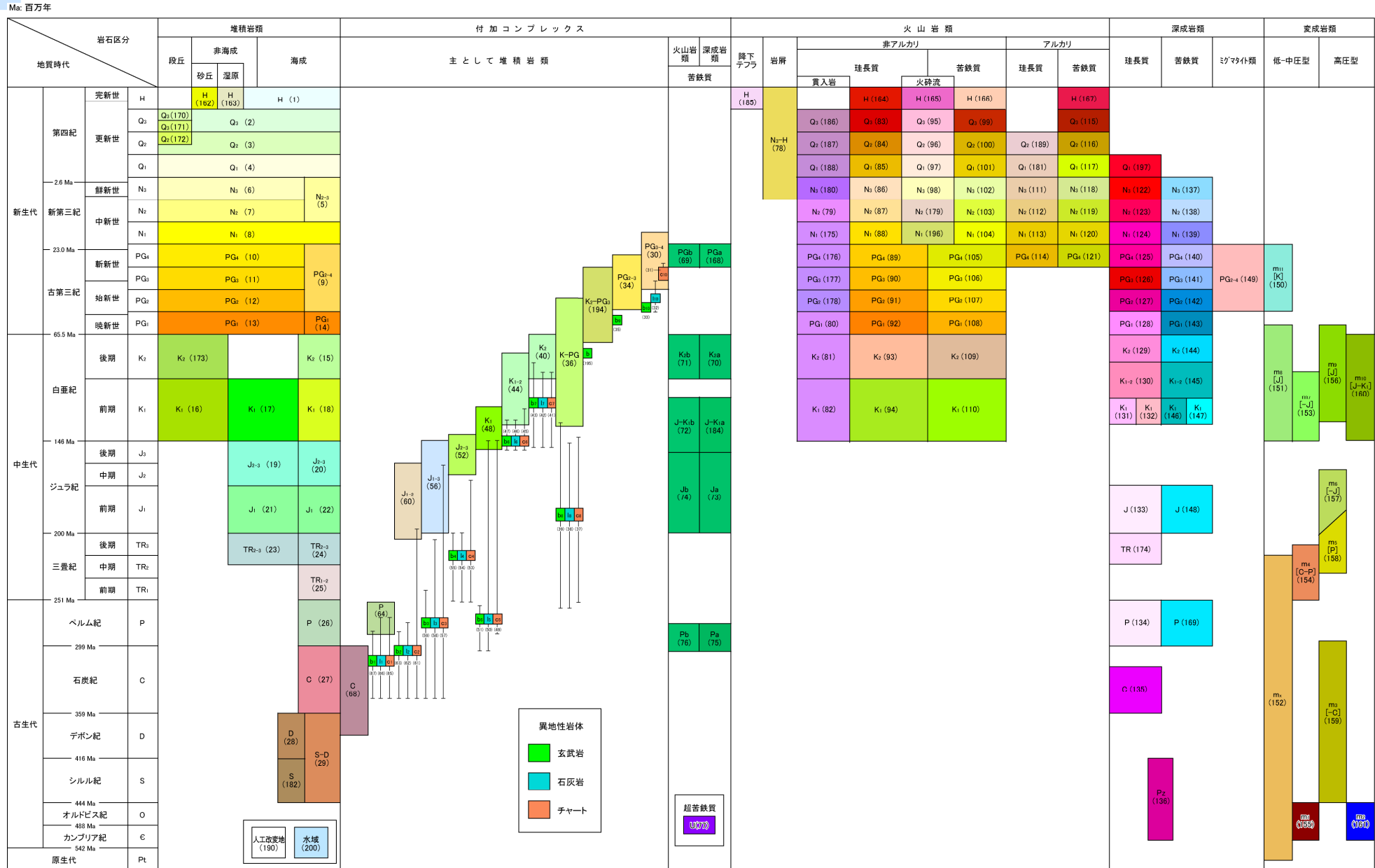


震源付近のシームレス地質図
(産業技術総合研究所,地質図Navilに加筆)

- 震源域周辺は、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おり、これら岩脈の特徴として、貫入方向が今回の震源断層に平行である北西-南東方向であることが挙げられる。(井上ほか, 2002)
- 震源域周辺は、明瞭な断層変位基準の少ない地域とされている。(堤ほか, 2000)

シームレス地質図凡例

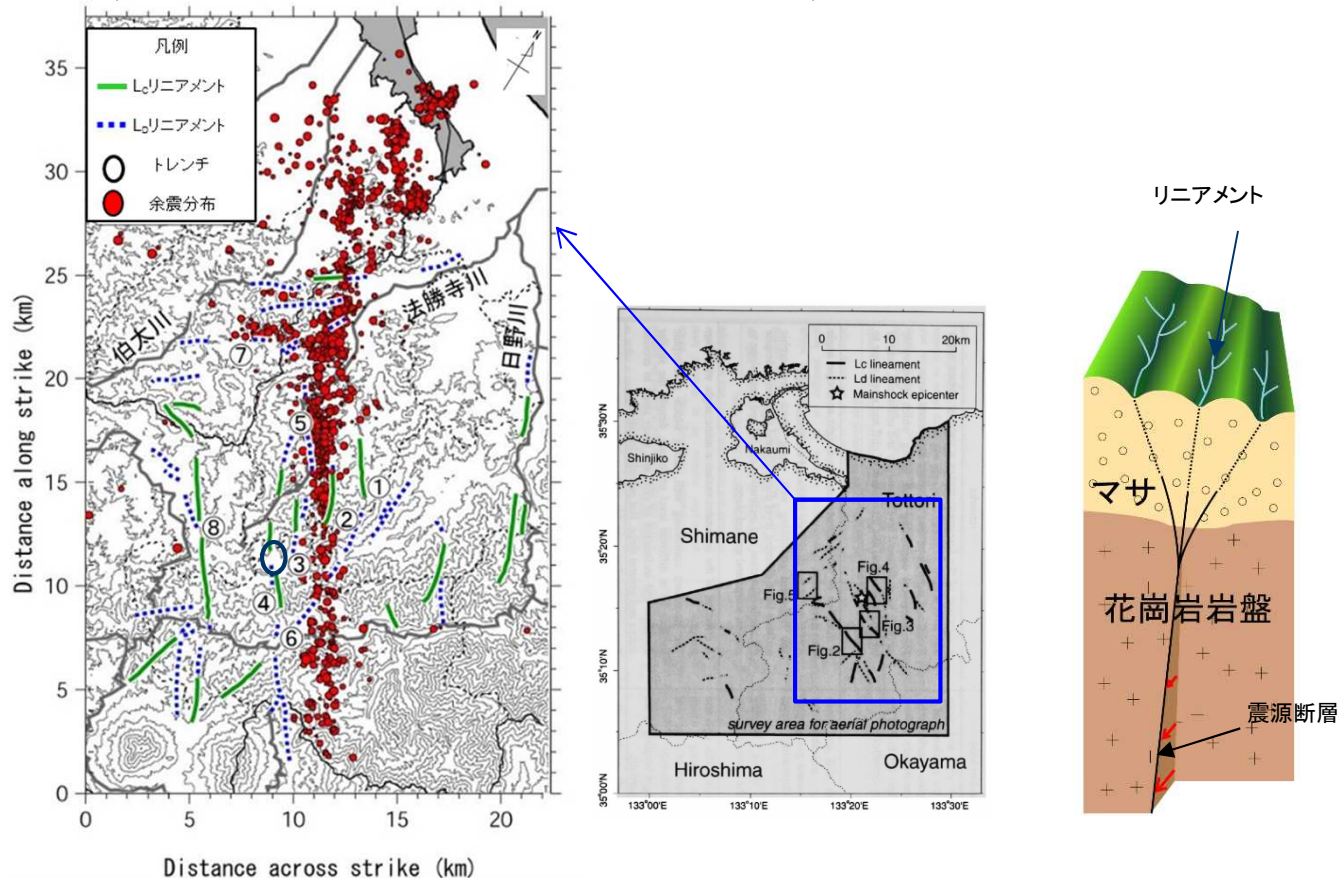
凡例：20万分の1日本シームレス地質図全国統一



3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(2) 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

震源域のリニアメントと余震分布



震源域のリニアメントと余震分布

【井上ほか(2002)要約】

- 鳥取県西部地震の震源周辺では、左横ずれを示唆する短く断続するリニアメント群が判読され、これらは想定されている震源断層の方向と一致している。
- リニアメント沿いで多くの断層露頭が確認され、これらの断層の一部は第四紀層を変位させている。
- これらの断層は、横ずれ断層に伴うフラワー構造を呈しており、地下では収斂し、震源断層になる。
- 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。

- 伏島ほか(2001)では、鳥取県西部地震により、長さ約6kmの地震断層が確認されたとしている。
- 堤ほか(2000)では、震源周辺で、地形に左ずれ屈曲を与えている2条の推定活断層と、最新の地質時代の断層変位地形が伴っていない長さ4km未満の北西-南東方向の複数のリニアメントを判読している。このうち、推定活断層に沿っては、花崗岩中に断層露頭を確認している。
- 井上ほか(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が判読され、これらが震源断層の方向と一致するとされている。
- 堤(2009)では、鳥取県西部地震の震源域に、震源断層と同じ走向の推定活断層やリニアメントが高密度に分布することから、これらが地下の活断層の地表表現である可能性が高いとしている。
- 垣見(2010)では、堤ほか(2000)、井上ほか(2002)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。

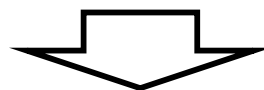
3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(2) 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

2000年鳥取県西部地震の概要

【2000年鳥取県西部地震の概要】

- 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-WNWとNNW-SSEの方向の横ずれ断層が卓越する(岡田, 2002)。
- 第四紀中期以降に新たな断層面を形成して、断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては、初期ないし未成熟な段階にある(岡田, 2002)。
- 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(井上ほか, 2002)。また、明瞭な断層変位基準の少ない地域とされている(堤ほか, 2000)。
- 鳥取県西部地震後に実施された堤ほか(2000)、井上ほか(2002)の調査では、鳥取県西部地震の震源周辺において、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を判読し、リニアメント周辺で断層露頭を確認している。

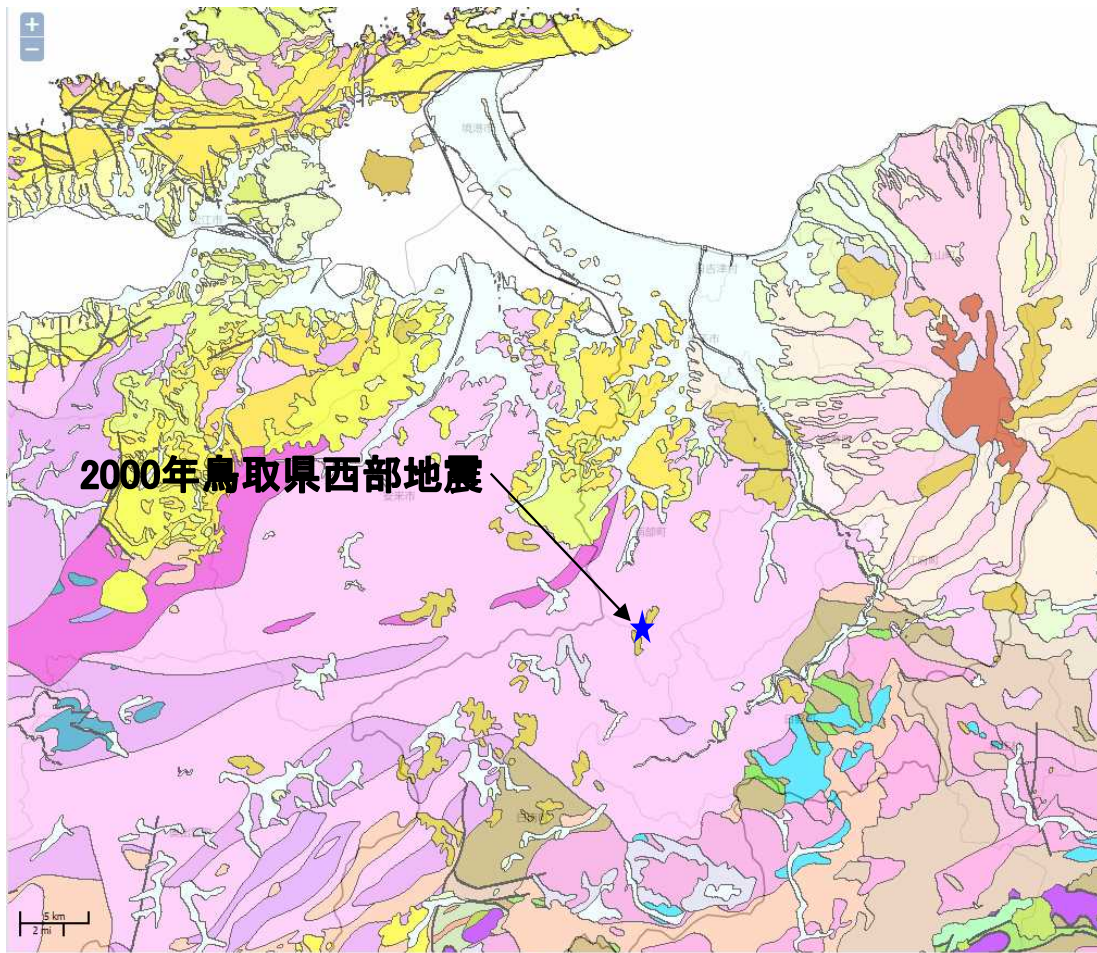


震源域周辺は活断層の発達過程でみると未成熟な状態であり、また、明瞭な断層変位基準の少ない地域とされていることから、活断層の認定が難しい地域と判断される。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

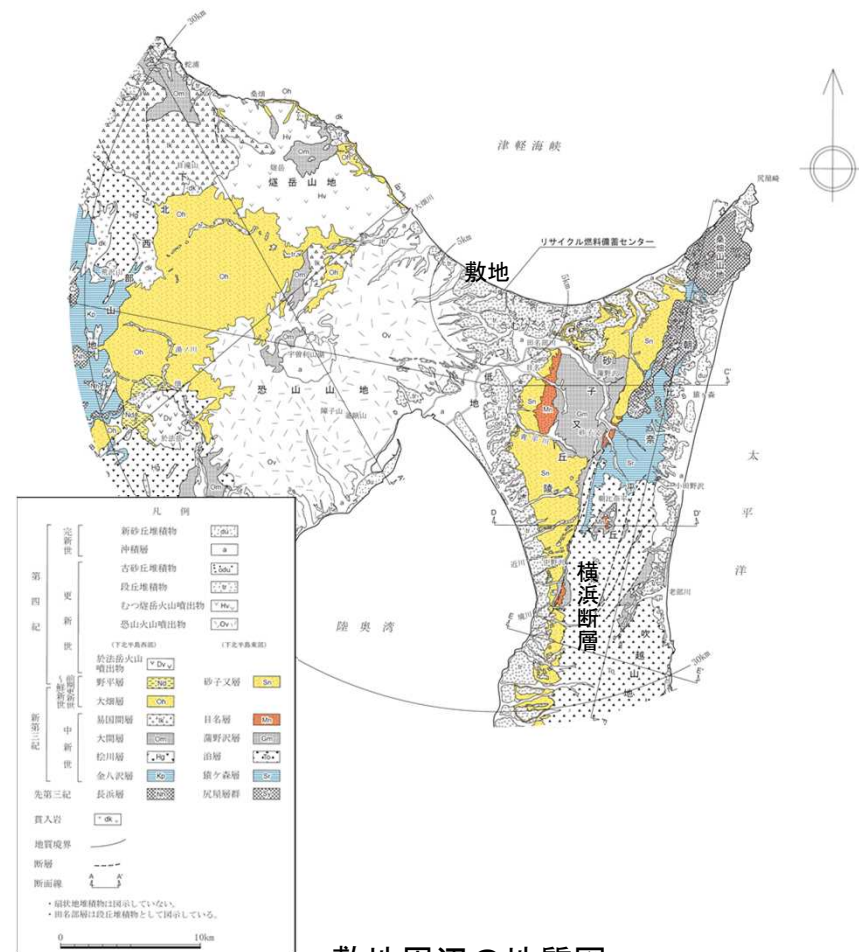
(2) 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性の比較・検討

地質・地質構造、第四系の分布・地形等による比較・検討



シームレス地質図

(産業技術総合研究所,地質図Navilに加筆)



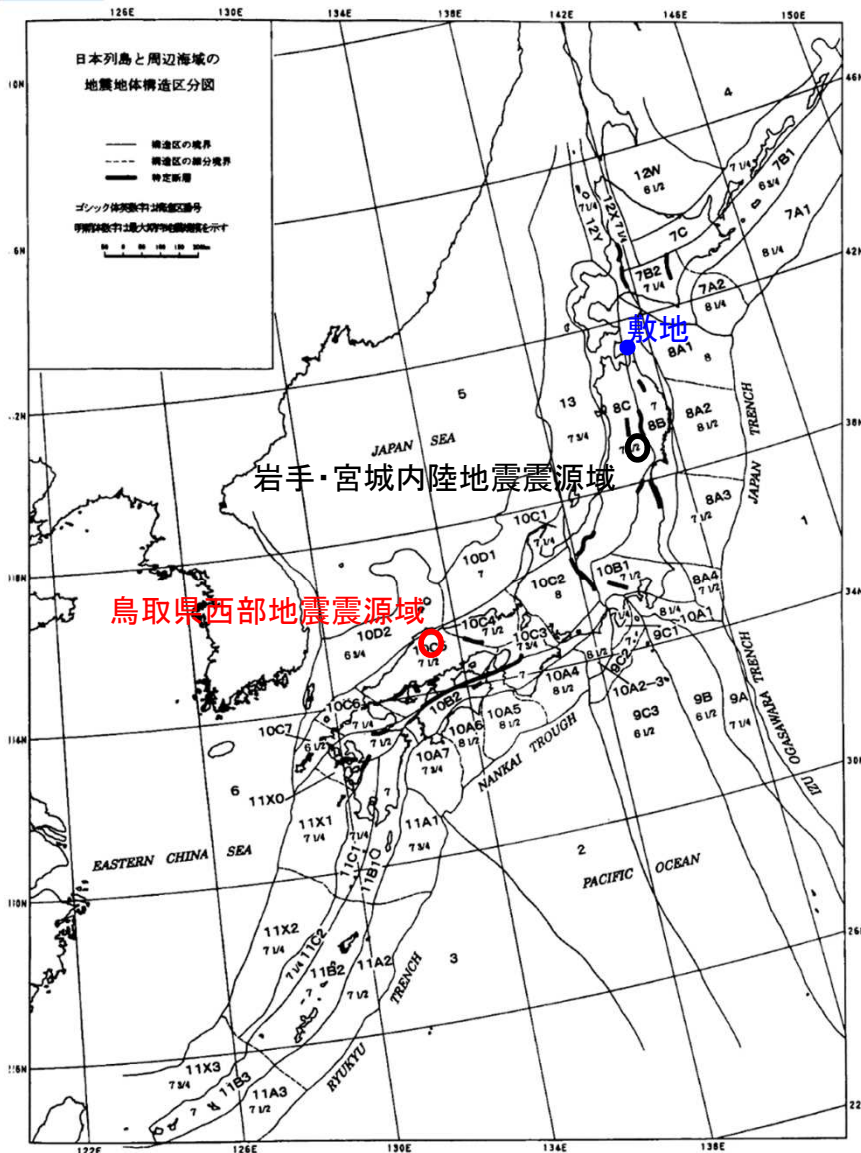
敷地周辺の地質図

➤ 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。山陰地域の活断層は「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。」とされている。また、明瞭な断層変位基準の少ない地域とされている。

➤ 敷地周辺は、主に新第三系の火山岩類および堆積岩類や第四系の段丘堆積層等が分布し、大規模な岩脈の分布は認められない。敷地周辺には、中位段丘面および高位段丘面が分布している。敷地周辺には、横浜断層(逆断層)等が認められる。

地震地体構造区分による比較・検討（垣見ほか、2003）

各地震地体構造区の特徴



垣見ほか(2003)による地震地体構造区分図(一部加筆)

(1) 構造区	(2) 地形・地質	(3) 活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴と主な起震断層名 L (km) M _L	(4) 逸発大・中地震活動と主な地震名 M _h	(5) M _{max}	(6) 特定断層：備考
8A3 常磐沖大陸斜面	深海平坦面と海溝側斜面	大、長、A、逆・正 日本海溝に平行(逆)、大陸斜面で正・海域のため評価せず	極高 プレート境界付近の大地震域 ・1938年福島県沖 7.5 ・1896年鹿島灘 7.3	7 1/2	
8A4 房総沖大陸斜面	階段状平坦面をもつ海溝側斜面、東西性海淵発達	中、長、A?、逆・正 日本海溝に沿い(逆)および北東方向(正)・海域のため評価せず	中 プレート境界付近の大地震域 ・1953年房総沖地震 (h=60 km) 7.4 ・1677年延宝 (M8) は不確実	7 1/2	
8B 東北日本弧外帯	外弧隆起帯、安定域	極小、短(長)、C、逆・横 ・三郎断層帯	低 ・1931年岩手県東部 6.5 ・1896年三戸 (M7.2) および ・1902年三戸 (M7) はやや深い (s)	7	折爪断層 (40 km) 双葉断層 (84 km) 【福島県(1999)は北部の10数kmのみを評価】
8C 東北日本弧内帯	火山性内帯、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)、鳥取方向の逆断層～褶曲発達	中、中、B、逆 ・鳥取と平行、隆起帯基部に発達 ・扇谷断層帯 38 7.5 ・会津盆地西縁断層帯 38 7.5 ・津軽山地西縁断層帯 31 7.3 ・長町一利府断層帯 38 7.5 ・能代断層帯 32 7.3 ・北由利断層帯 29 7.3 ・函館平野西縁断層帯 22 7.1	高 東西圧縮逆断層型 ・1766年津軽 7 1/4 ・830年出羽 7 ~ 7.5 ・1896年津島 7.2 ・1914年秋田山北 7.1 ・1704年羽後・津軽 7 ± 1/4 ・1804年龜巻 7 ± 0.1 ・1694年能代 7.0 ・1683年日光 7.0 ・1900年宮城県北部 7.0 ・1791年松本 6 3/4	7 1/2	福島盆地西縁断層帯 (47 km) 【福島県(1998)および宮城県(2001)は一括活動を想定] 横手盆地東縁断層帯 (58 km) 【分割型】 北上低地西縁断層帯 (79 km) 【岩手県(1998)は北部37 kmと南部24 kmを別々に評価。推本(2001a)は一括活動を想定。分割の可能性は今後の課題とした】
10C4 西近畿	若狭湾は沈降域、丹波高原は安定隆起域、北部に火山	中、中、B、横 西北西方向(左)卓越 ・三峠-亀山断層帯 52 7.7 ・京都西山断層帯 17 6.9 ※三峠断層と亀山断層帯を分割して評価	中 (1885年以降は北部で高) 西北西圧縮横ずれ断層型。 ・1927年北丹後 7.3 ・1943年鳥取 7.2 ・868年播磨・山城 (山崎断層か) >7.0	7 1/2	山崎断層帯 (85 km) 【兵庫県(2001)は中・西部と東部を分割して評価】
10C5 中国山地・瀬戸内海	北半部は安定隆起域、南半部は沈降域、北部に火山	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 ・那岐山断層帯 31 7.3 ・長尾断層帯 23 7.1 ・江畑断層帯 23 7.1 ・五日市断層帯 20 7.0	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 ・1857年安芸・伊予 7 1/4 ± 0.5 ・1905年安芸灘 (s) 7 1/4 ・1872年兵田 7.1 ± 0.2 ・1686年安芸・伊予 7 ~ 7.4 ・880年出雲 7.0 ・1649年安芸・伊予 7.0 ± 1/4 ・2000年鳥取県西部 7.3	7 1/2	中央構造線四国断層帯 (計200 km) 【分割型】【本文参照】 岩国断層帯 (47 km) 【分割型】 【2000は25 kmを図示】
10C6 北九州・岩嶽	南部は隆起優勢、北部は沈降優勢の安定域	中、中、短、C?、横 北北西(左)方向卓越 ・菊川断層帯 32 7.3 ・西山断層帯 30 7.3 ・小倉東断層帯 17 6.9 ・福知山断層帯 20 7.0 ・響田断層帯 19 7.0	低 ・1700年老姥対馬 7.0 ・1898年福岡県西部 6.0	7 1/4	隴上にはなし

- 垣見ほか(2003)では、鳥取県西部地震震源域は、(10C5)中国山地・瀬戸内海に区分されている。
- (10C5)中国山地・瀬戸内海は、北半部は安定隆起域で、活断層の密度は小さいが地震活動は比較的高く、東西圧縮の横ずれ断層型の卓越する地域とされている。
- 一方で、敷地周辺は、(8B)東北日本弧外帯に区分され、外弧隆起帯、安定域で、活断層の密度が小さく、地震活動も低く、東西圧縮の逆断層型の地域とされている。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

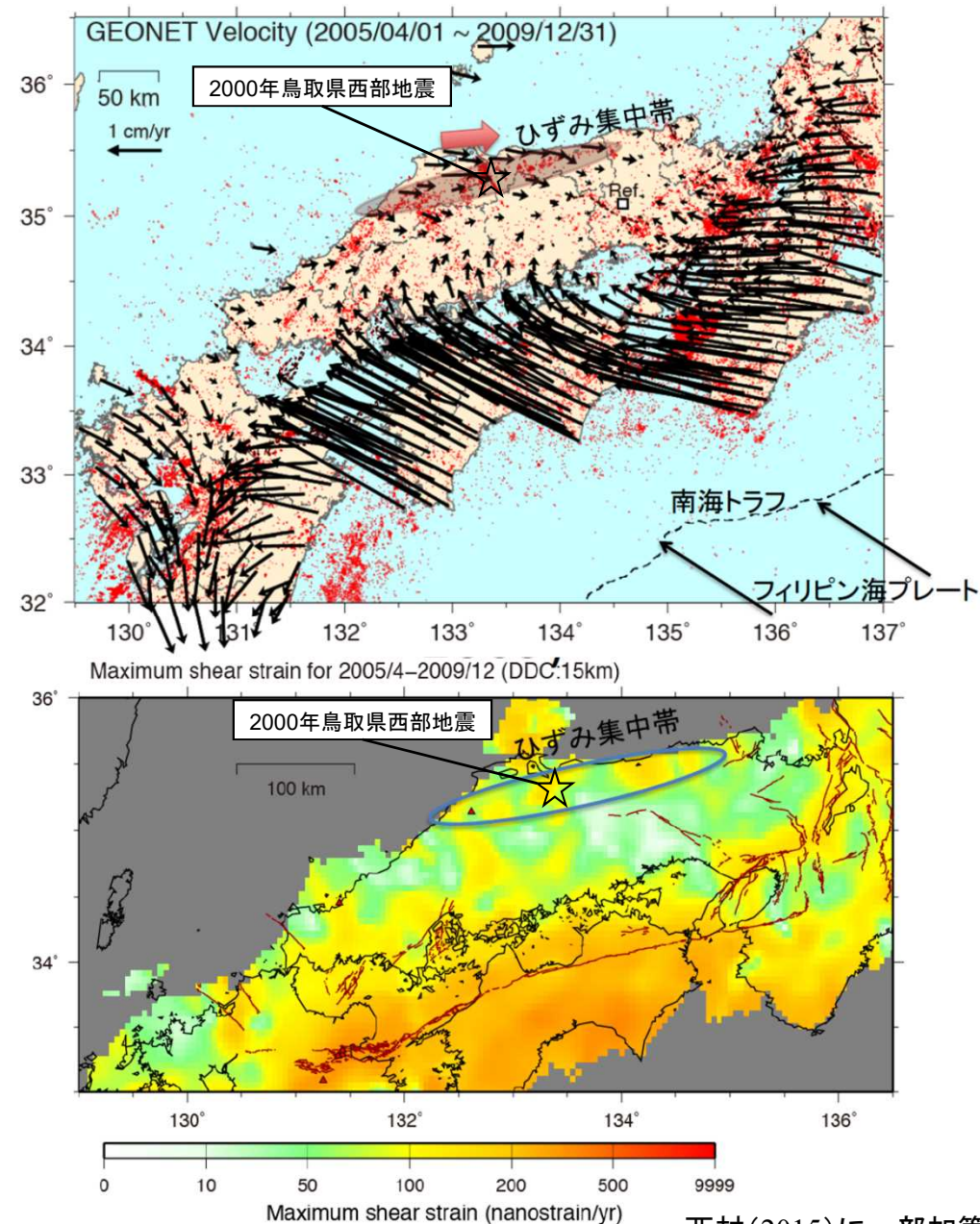
(3) 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性の比較・検討

ひずみ集中帯分布図による比較・検討

【西村(2014, 2015)】

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

- 2000年鳥取県西部地震の震源域は、西村(2014)において測地学的ひずみ集中帯と指摘されている。
- 前出P30に示すように、敷地はひずみ集中帯には該当しない。



3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(3) 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性の比較・検討

2000年鳥取県西部地震震源域との地域性の比較・検討結果

【凡例】○:類似性有り、△:類似性低い～一部有り、×:類似性無し

項目	類似点	鳥取県西部地震震源域	敷地周辺
地質・地質構造	×	<ul style="list-style-type: none"> ・WNW-ESE方向の圧縮応力による横ずれ断層型。 ・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。 ・岩脈の特徴として、貫入方向が今回の震源断層に平行である北西-南東方向であることが挙げられる。 	<ul style="list-style-type: none"> ・東西圧縮応力による逆断層型。 ・主に新第三系の火山岩類および堆積岩類や第四系の段丘堆積物等が分布し、大規模な岩脈の分布は認められない。
第四系の分布・地形等	×	<ul style="list-style-type: none"> ・明瞭な断層変位基準の少ない地域である。 ・文献(岡田,2002)では震源域周辺に活断層は記載されていない。 ・第四紀中期以降に新たな断層面を形成して、断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては、初期ないし未成熟な段階にある。 	<ul style="list-style-type: none"> ・変位基準となる海成段丘面が広く認められる。 ・敷地周辺には横浜断層等が認められ、地形・地質調査等から、活断層の認定が可能である。
地震地体構造	×	<ul style="list-style-type: none"> ・(10C5)中国山地・瀬戸内海帯。 ・活断層密度に対して地震活動は活発。 	<ul style="list-style-type: none"> ・(8B)東北日本弧外帯。 ・外弧隆起帯、安定域。
ひずみ集中帯	×	<ul style="list-style-type: none"> ・西村(2014)において、測地学的ひずみ集中帯と指摘されている。 	<ul style="list-style-type: none"> ・地質学的歪み集中帯、測地学的歪み集中帯の領域外に位置する。



➤ 2000年鳥取県西部地震震源域と敷地周辺について、“地域差”の観点で整理を実施した結果、横ずれ断層型と逆断層型の違いや活断層の成熟度の違い等、地域差が認められると判断されることから、観測記録収集対象外とする。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

K-NET観測点の観測記録

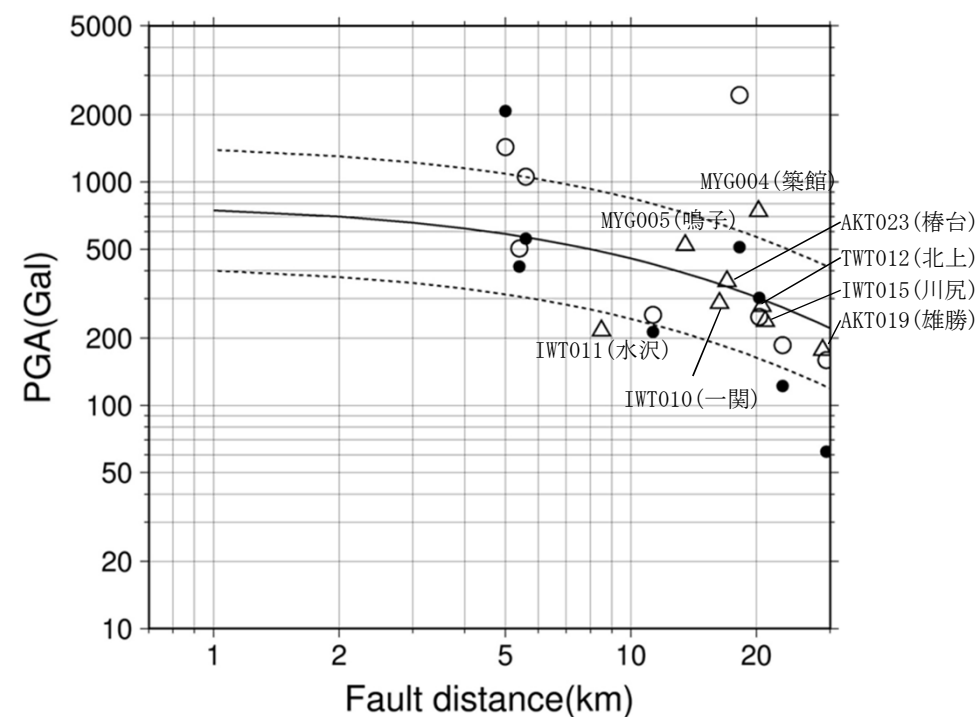
■ K-NET観測点のうち、MYG004(築館)は、司・翠川(1999)の距離減衰式の+1 σ を上回る。

■ 一方で、IWT011(水沢)は、司・翠川(1999)の距離減衰式の-1 σ を下回る。

K-NETの最大加速度

観測点			断層最短距離 (km)	AVS ₃₀ (m/s)	最大加速度(Gal)		
					水平(NS)	水平(EW)	鉛直(UD)
K-NET 地表	AKT019	雄勝	29	310	159	177	140
	AKT023	樺台	17	429	359	359	248
	IWT010	一関	16	668	219	287	210
	IWT011	水沢	9	250	151	216	213
	IWT012	北上	21	214	278	237	142
	IWT015	川尻	21	417	197	238	123
	MYG004	築館	20	430	740	678	224
	MYG005	鳴子	14	351	440	521	666

断層最短距離: Suzuki et al.(2010)による震源断層モデルに基づく



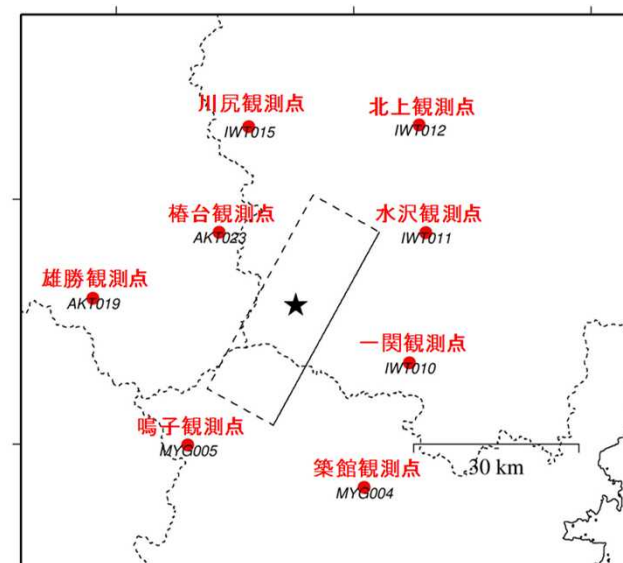
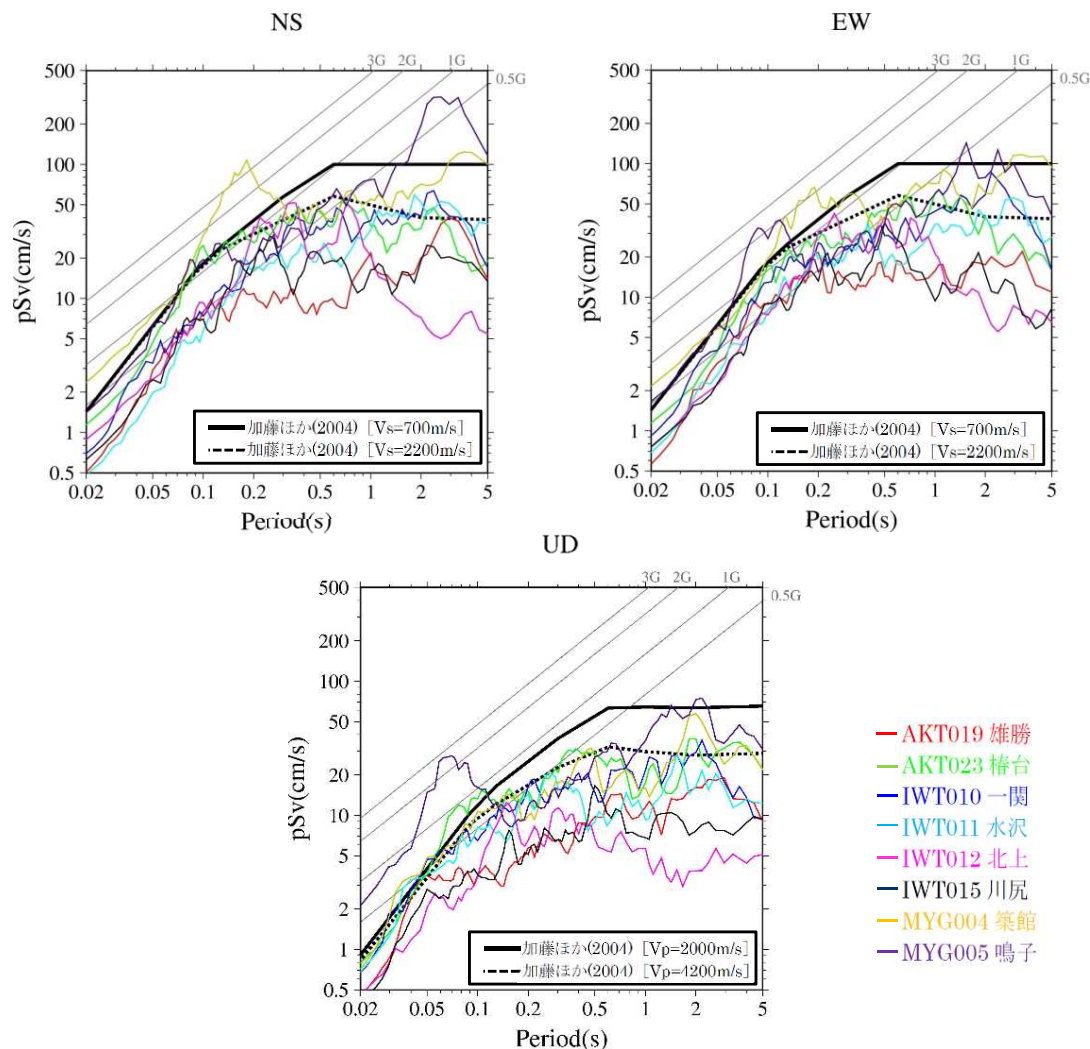
- 司・翠川(1999)Average
- 司・翠川(1999)Average $\pm 1\sigma$
- KiK-net(地表)
- KiK-net(地中 2倍)
- △ K-NET

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4)地震観測記録の収集

K-NET観測点の観測記録と加藤ほか(2004)との比較

■ K-NET観測記録では、AKT023(樺台)、IWT010(一関)、IWT011(水沢)、MYG004(築館)、MYG005(鳴子)が加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期帯で上回る。



観測点位置図

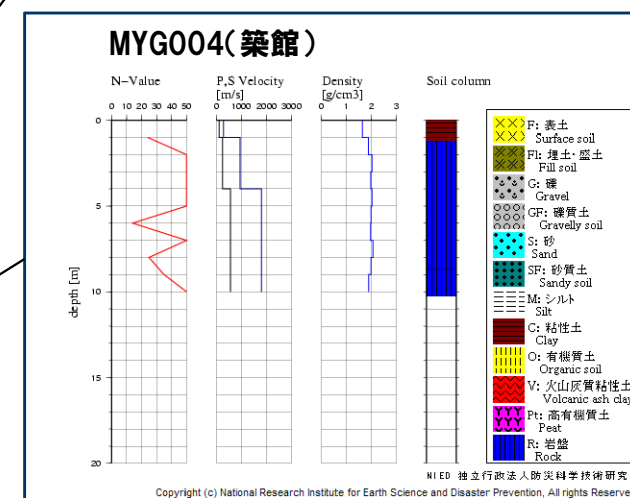
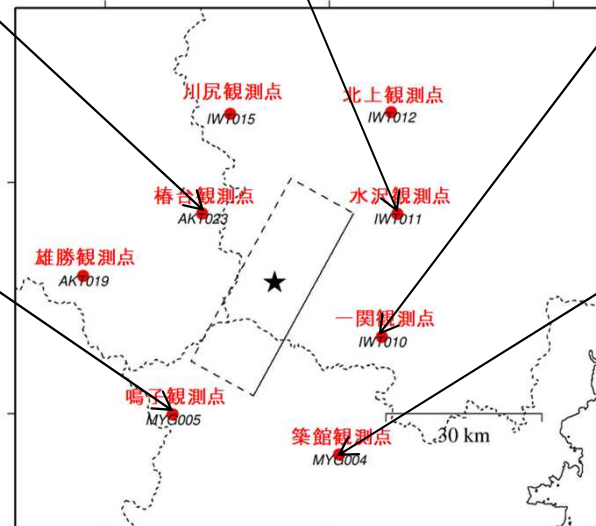
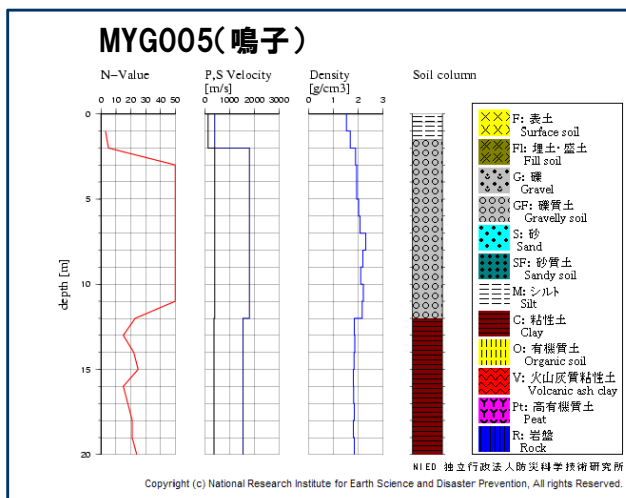
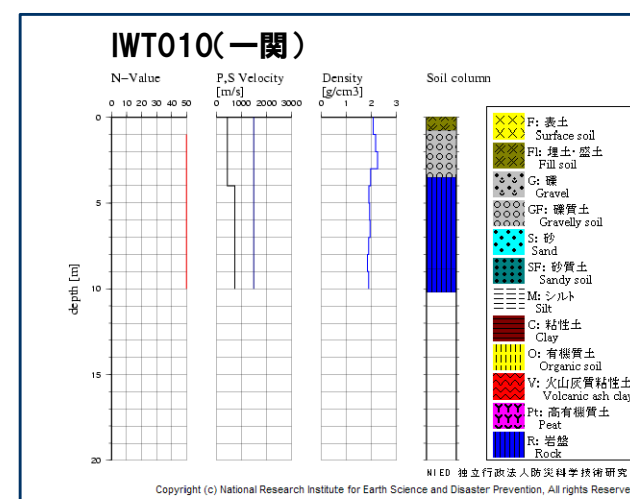
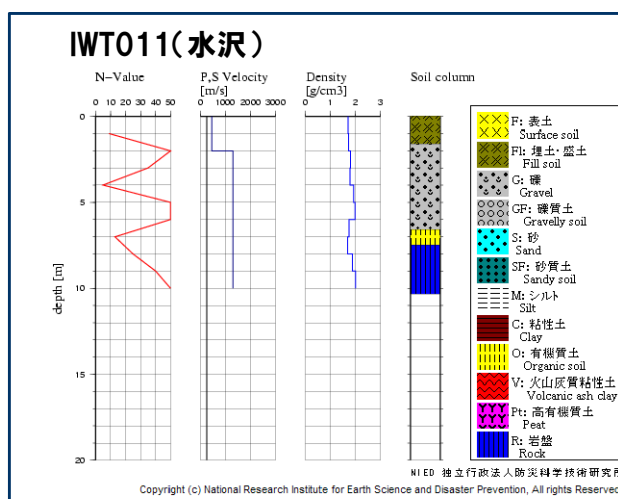
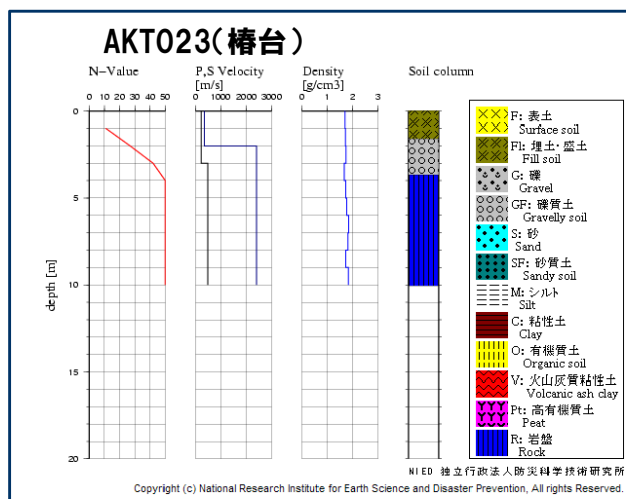
K-NET観測記録の応答スペクトルと加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

K-NET観測点の地質構造

- K-NET観測記録において、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る観測点のうちAVS₃₀が500m/s以上と推定されるのは、IWT010(一関)である。
- なお、IWT010(一関)は、司・翠川(1999)の距離減衰式の±1σの範囲内にある。



3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

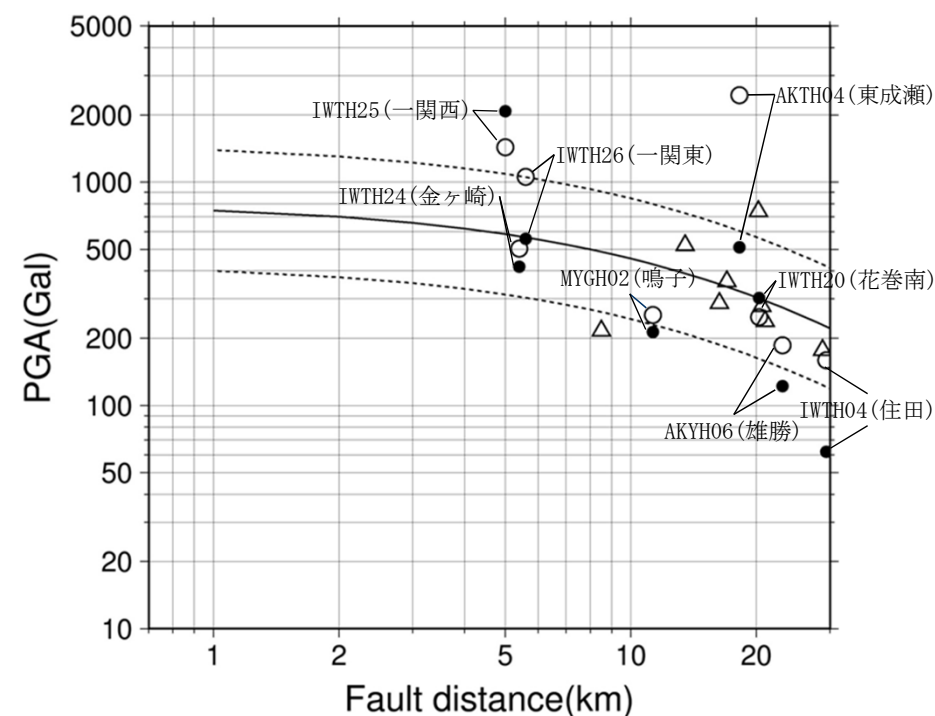
KiK-net観測点の観測記録

- KiK-net観測点のうち、AKTH04(東成瀬)およびIWTH25(一関西)は、司・翠川(1999)の距離減衰式の+1 σ を上回る。
- なお、IWTH25(一関西)は、地中記録の2倍も司・翠川(1999)の距離減衰式の+1 σ を上回る。また、AKTH06(雄勝)、IWTH04(住田)、MYGH02(鳴子)の地中記録の2倍は、司・翠川(1999)の距離減衰式の-1 σ を下回る。

KiK-netの最大加速度

観測点		断層最短距離(km)	AVS ₃₀ (m/s)	最大加速度(Gal)		
				()内:地中記録		
				水平(NS)	水平(EW)	鉛直(UD)
KiK-net 地表 (地中)	AKTH04 東成瀬	18	459	1318 (173)	2449 (255)	1094 (138)
	AKTH06 雄勝	23	455	180 (42)	186 (61)	140 (47)
	IWTH04 住田	29	456	126 (31)	159 (28)	115 (24)
	IWTH20 花巻南	20	289	249 (107)	240 (151)	136 (68)
	IWTH24 金ヶ崎	5	486	503 (209)	435 (169)	342 (121)
	IWTH25 一関西	5	506	1143 (1036)	1433 (748)	3866 (681)
	IWTH26 一関東	6	371	888 (278)	1056 (211)	927 (167)
	MYGH02 鳴子	11	399	254 (106)	230 (96)	233 (54)

断層最短距離: Suzuki et al.(2010)による震源断層モデルに基づく



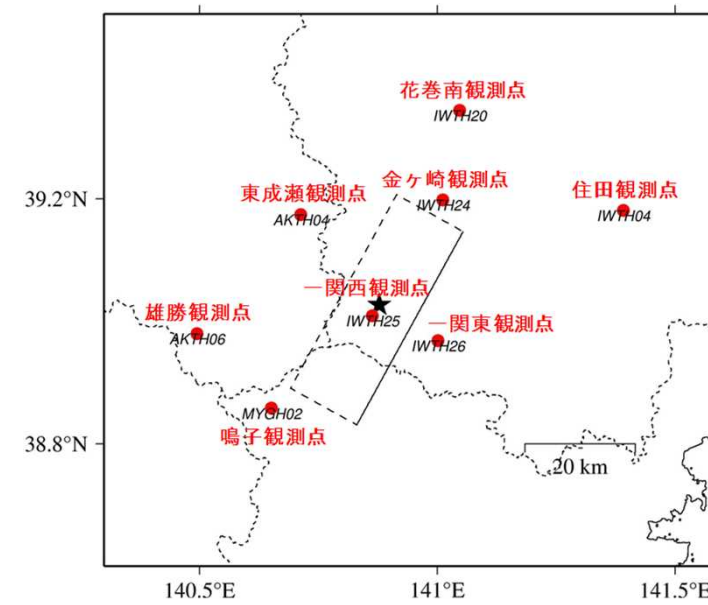
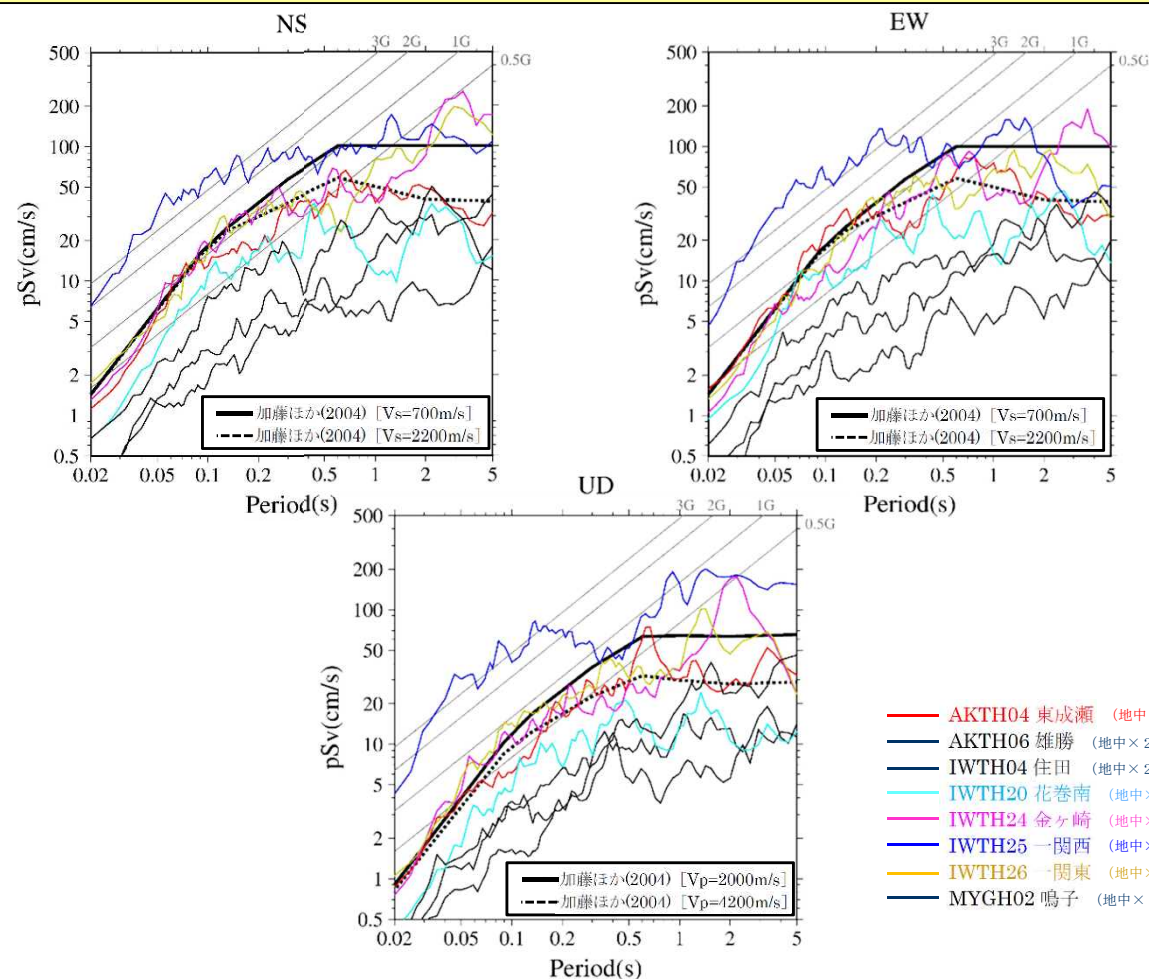
- 司・翠川(1999)Average
- 司・翠川(1999)Average $\pm 1\sigma$
- KiK-net(地表)
- KiK-net(地中 2倍)
- △ K-NET

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

KiK-net観測点の観測記録

- KiK-net観測記録(地中記録の2倍)では、AKTH04(東成瀬)、IWTH20(花巻南)、IWTH24(金ヶ崎)、IWTH25(一関西)、IWTH26(一関東)が加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期帯で上回る。
- なお、KiK-net観測記録(地中記録の2倍)について、IWTH25(一関西)が司・翠川(1999)の距離減衰式の $+1\sigma$ を上回り、AKTH04(東成瀬)、IWTH20(花巻南)、IWTH24(金ヶ崎)、IWTH26(一関東)は、 $\pm 1\sigma$ の範囲内にある。



観測点位置図

- AKTH04 東成瀬 (地中×2)
- AKTH06 雄勝 (地中×2)
- IWTH04 住田 (地中×2)
- IWTH20 花巻南 (地中×2)
- IWTH24 金ヶ崎 (地中×2)
- IWTH25 一関西 (地中×2)
- IWTH26 一関東 (地中×2)
- MYGH02 鳴子 (地中×2)

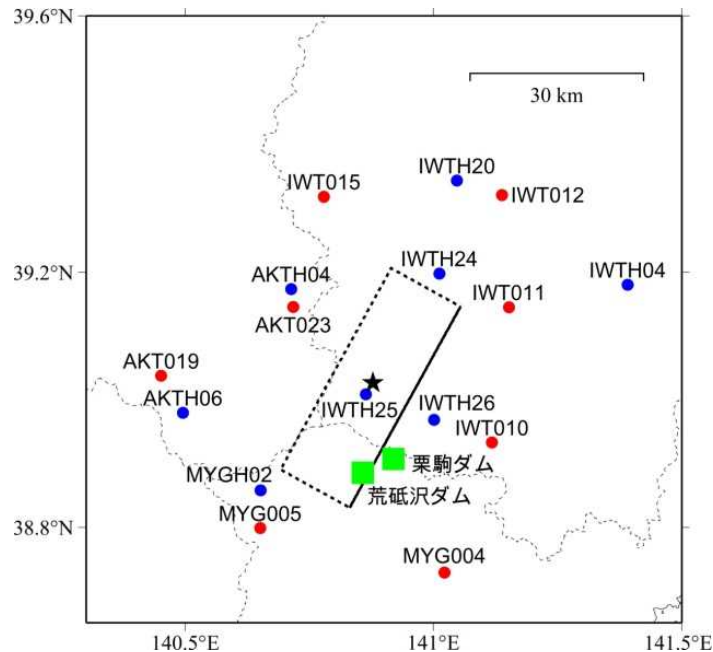
KiK-net観測記録の応答スペクトルと加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

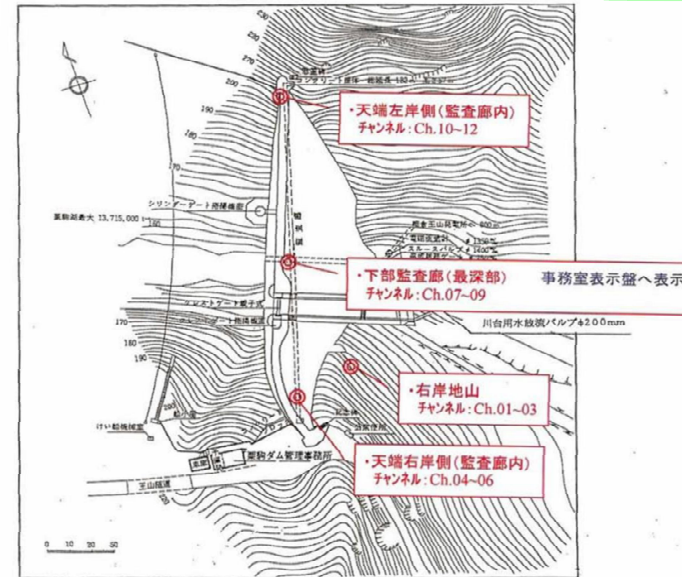
(4) 地震観測記録の収集

栗駒ダムの概要

所在地	宮城県
水系名	北上川
河川名	迫川支川三迫川
竣工年	1961年
ダム形式	重力式コンクリートダム
堤高	57.2m
堤長	182.0m

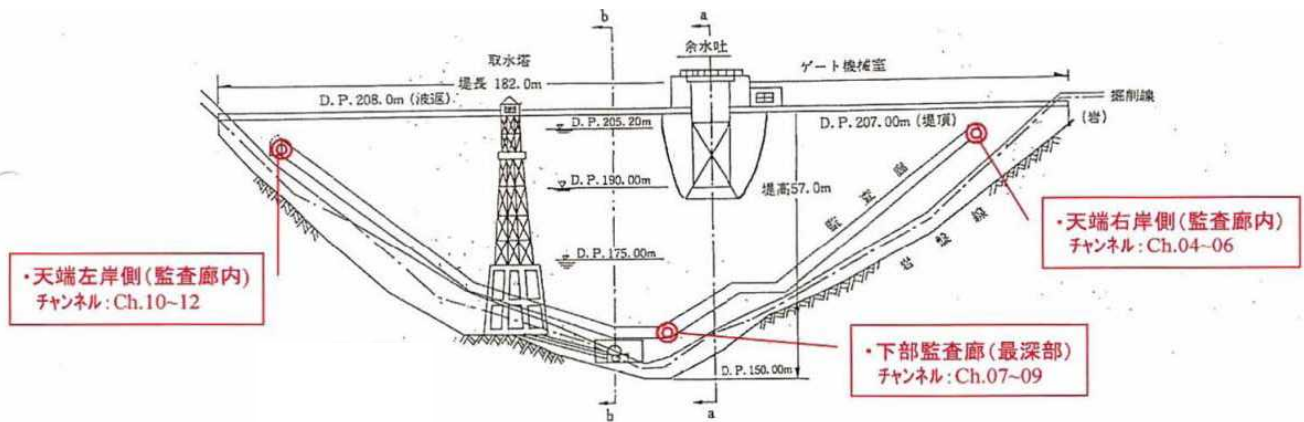


栗駒ダム位置



宮城県より受領した図面に加筆

地震観測位置(平面図)



宮城県より受領した図面に加筆

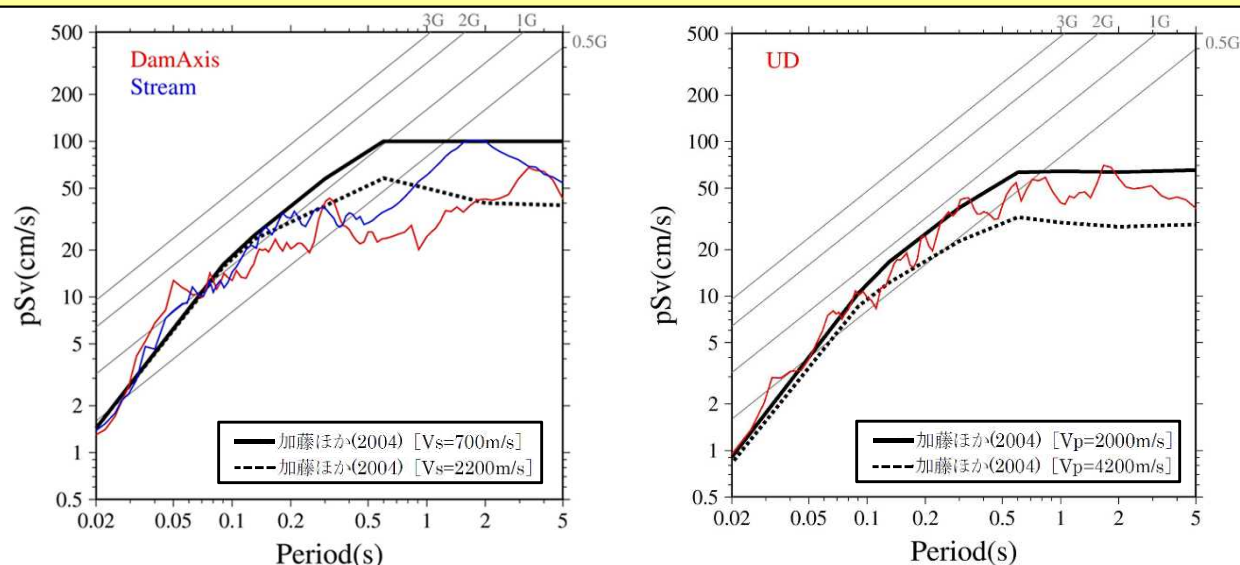
地震観測位置(断面図)

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

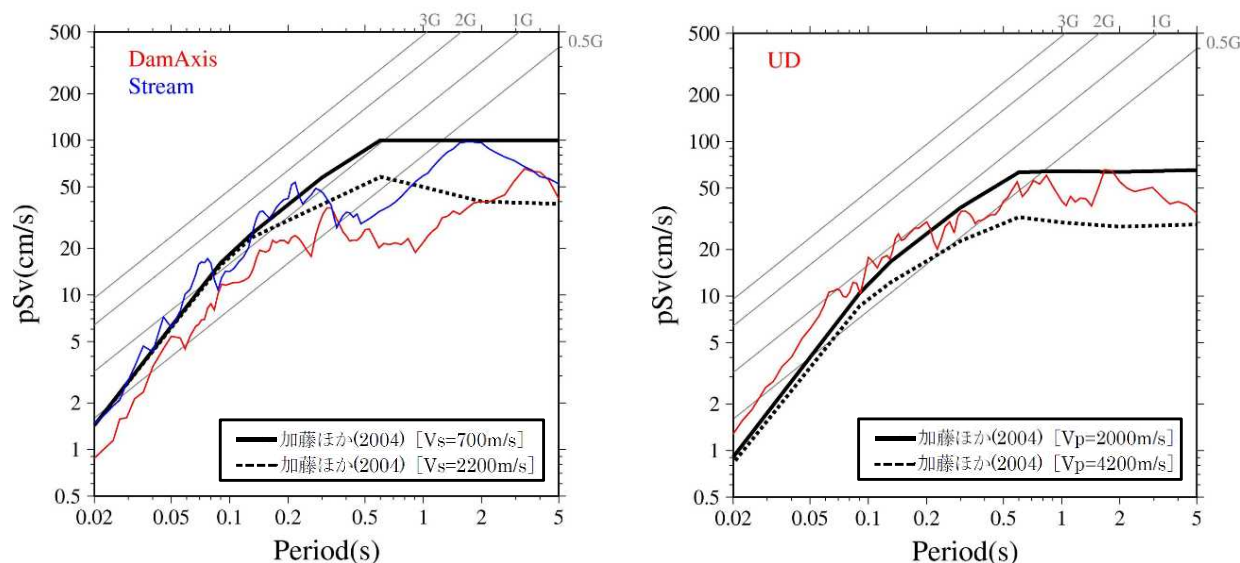
(4) 地震観測記録の収集

栗駒ダムの地震観測記録

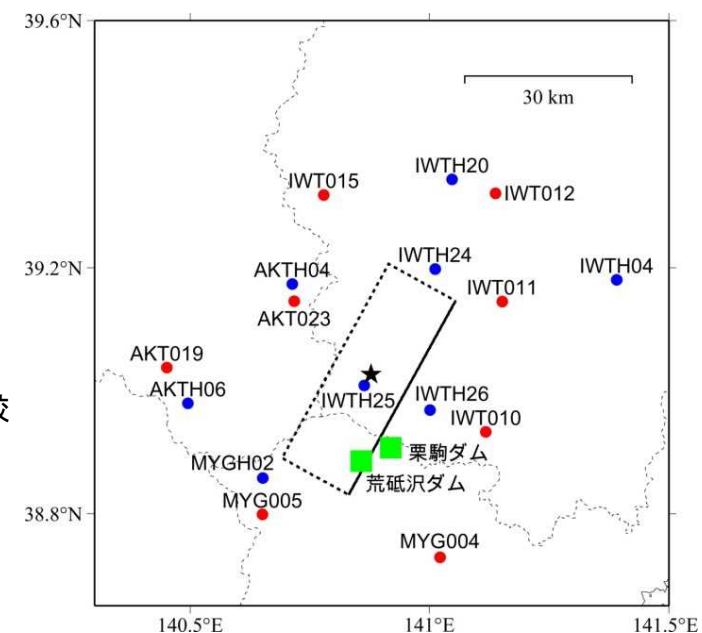
■ 栗駒ダムの観測点では、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期帯で上回る。



栗駒ダム[右岸地山]観測点による応答スペクトルと加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較



栗駒ダム[監査廊]観測点による応答スペクトルと加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

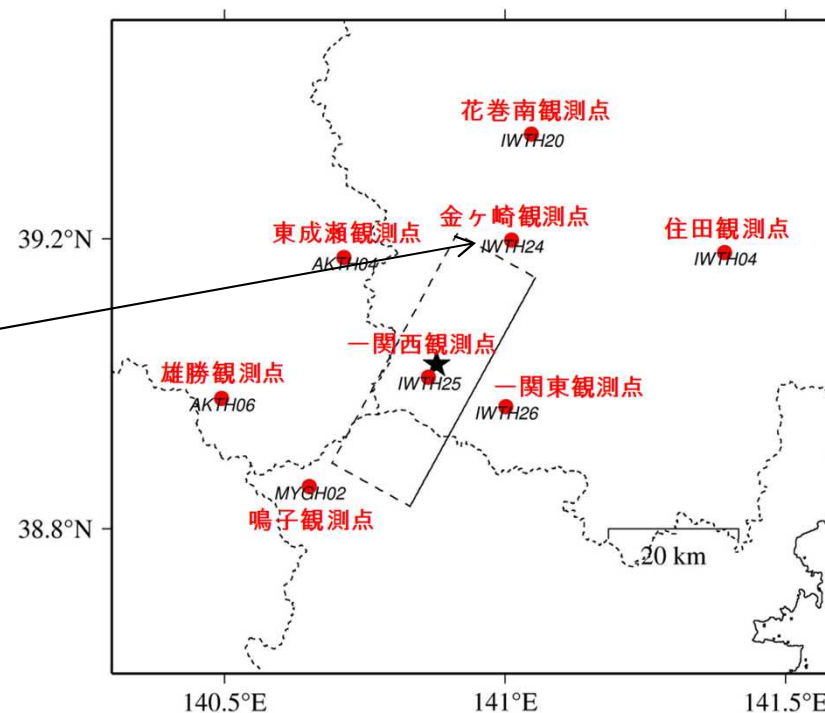
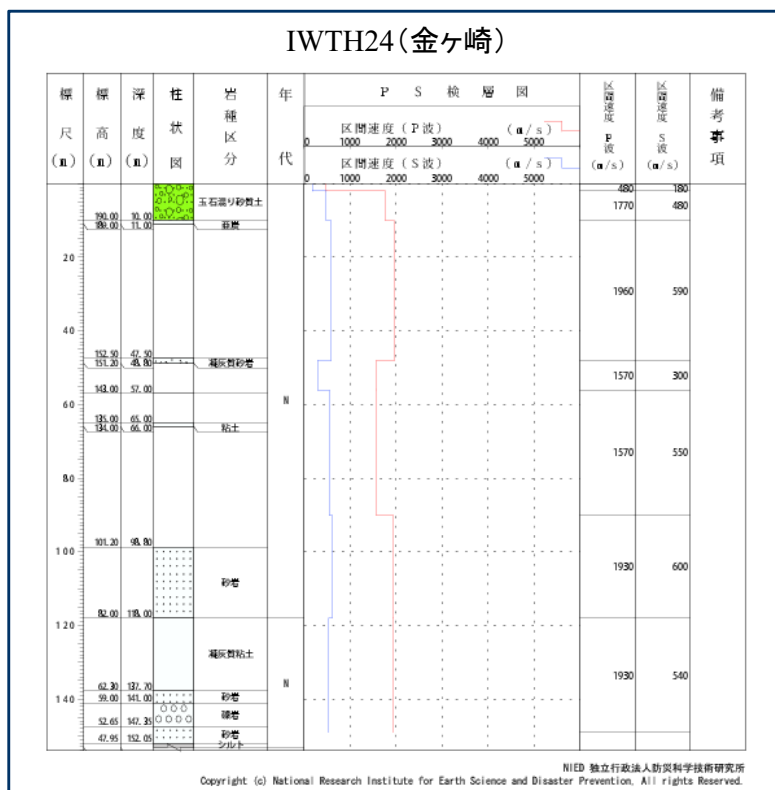


栗駒ダム位置

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討
(4) 地震観測記録の収集

KiK-net 金ヶ崎観測点に関する検討(1)

■ KiK-net観測点のうち、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る観測記録(IWTH24(金ヶ崎))について、基盤地震動を評価することを目的とした観測記録のはぎとり解析を実施する。



3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

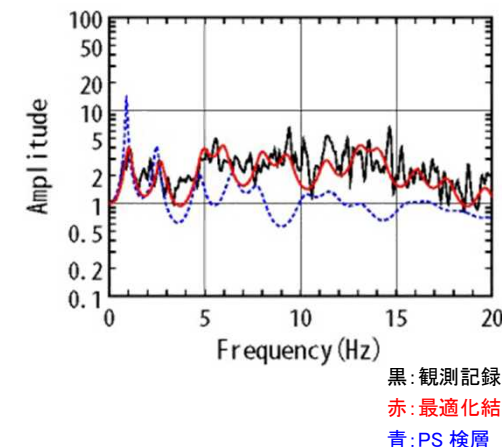
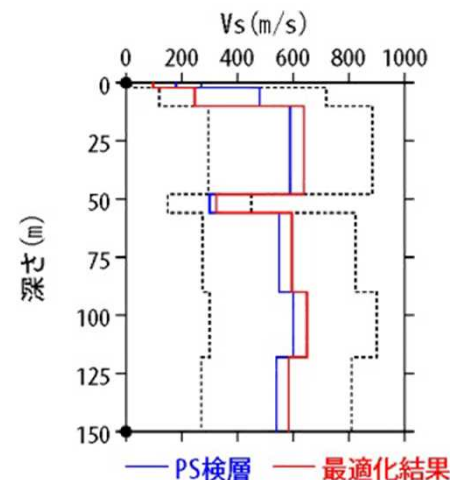
(4) 地震観測記録の収集

KiK-net 金ヶ崎観測点に関する検討(2)

- IWTH24(金ヶ崎)の観測記録について、KiK-netボーリングデータを初期値として、観測記録の伝達関数を再現できるように地盤同定を実施。

地盤同定結果(水平)

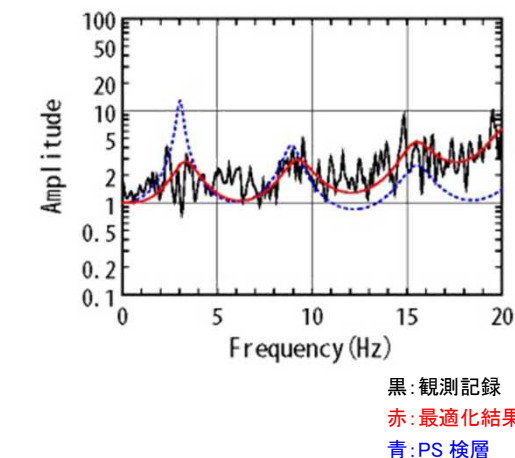
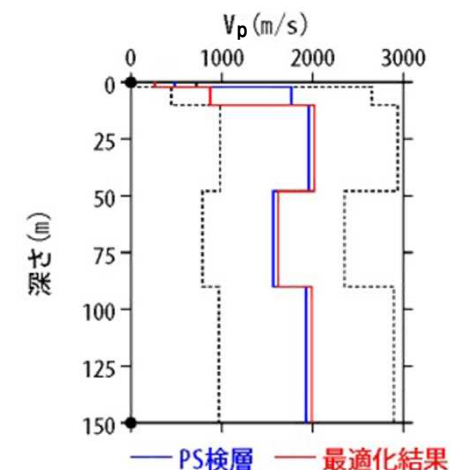
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	180	18	270	97	0.54	0.174	0.682
2	8	2	1.79	480	120	720	247	0.51		
3	38	10	1.89	590	295	885	638	1.08		
4	8	48	1.68	300	150	450	324	1.08		
5	34	56	1.68	550	275	825	595	1.08		
6	28	90	1.87	600	300	900	649	1.08		
7	32	118	1.87	540	270	810	584	1.08		
8	—	150	1.87	540	270	810	584	1.08		



伝達関数の比較(水平)

地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	480	48	720	262	0.55	0.812	1.000
2	8	2	1.79	1770	443	2655	871	0.49		
3	38	10	1.89	1960	980	2940	2021	1.03		
4	8	48	1.68	1570	785	2355	1619	1.03		
5	34	56	1.68	1570	785	2355	1619	1.03		
6	28	90	1.87	1930	965	2895	1990	1.03		
7	32	118	1.87	1930	965	2895	1990	1.03		
8	—	150	1.87	1930	965	2895	1990	1.03		



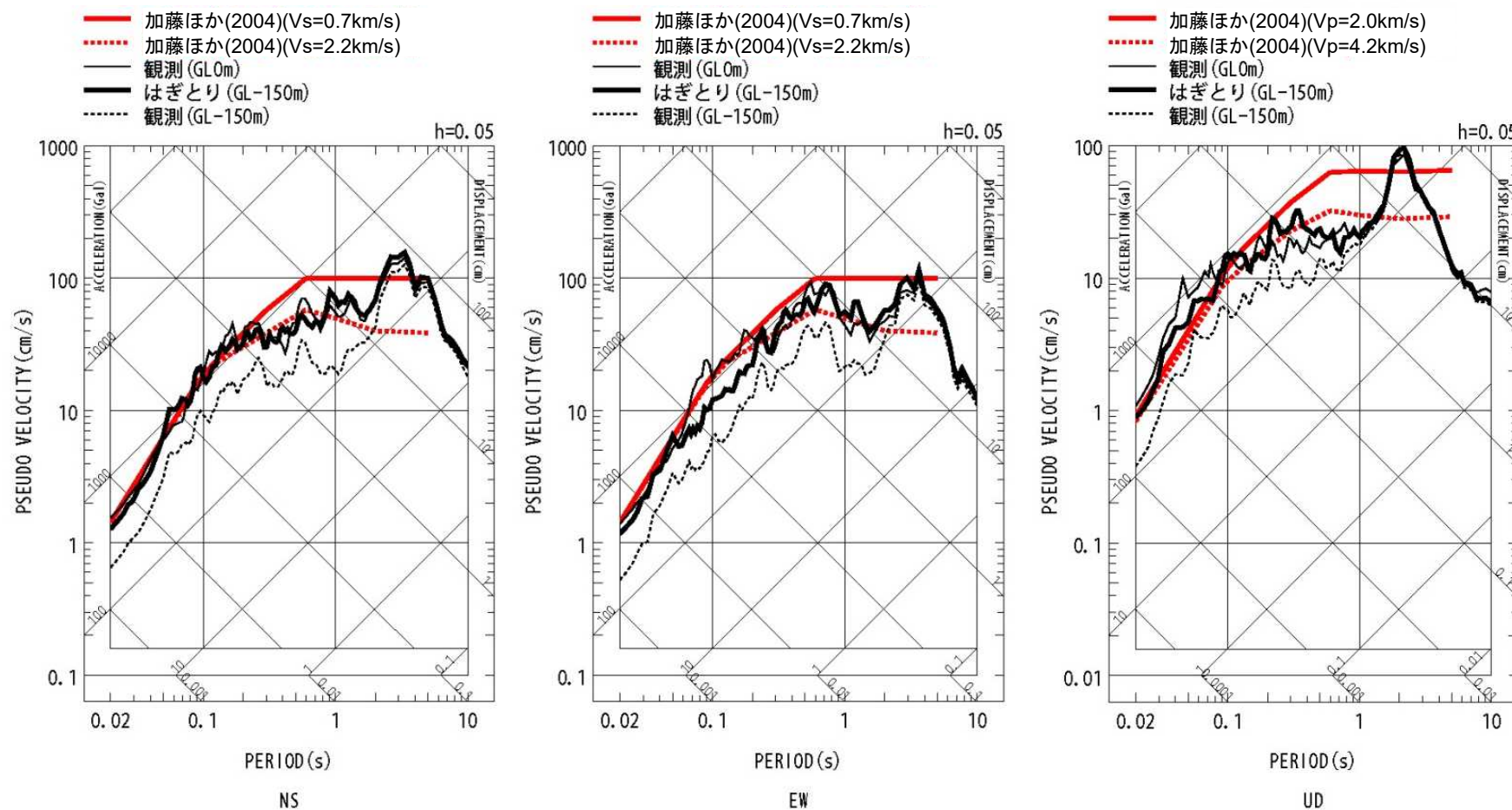
伝達関数の比較(鉛直)

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

KiK-net 金ヶ崎観測点に関する検討(3)

- 地盤同定により得られた地盤モデルを用いて、IWTH24(金ヶ崎)のはぎとり解析を実施。
- IWTH24(金ヶ崎)は、概ね妥当な地盤モデルを作成でき、はぎとり解析を実施した結果、一部の周期帯で加藤ほか(2004)を上回る結果となった。



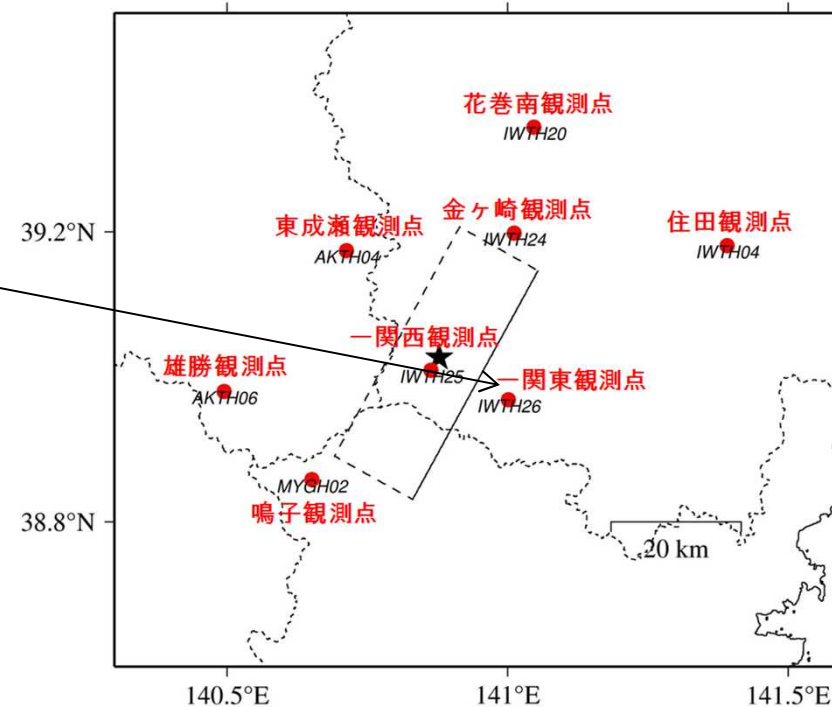
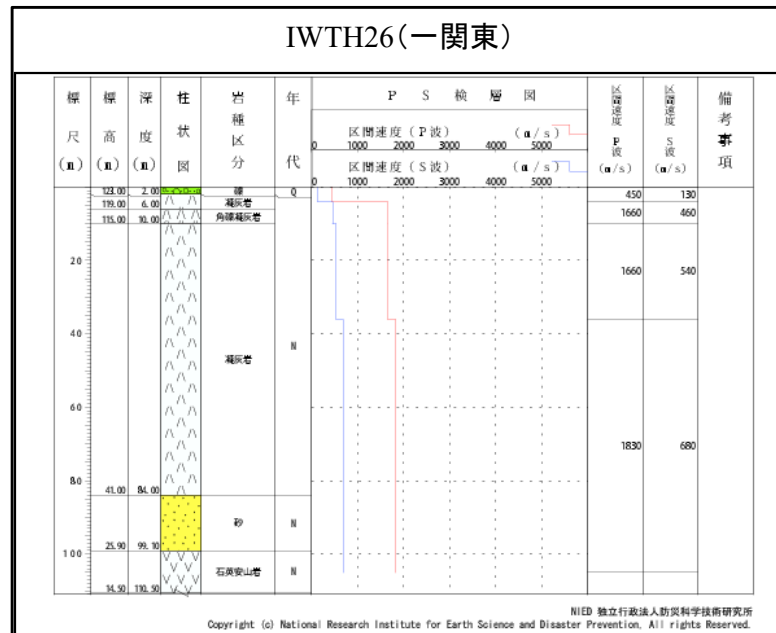
電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

KiK-net 一関東観測点に関する検討(1)

■ KiK-net観測点のうち、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る観測記録(IWTH26(一関東))について、基盤地震動を評価することを目的とした観測記録のはぎとり解析を実施する。



3.震源を特定せず策定する地震動/3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

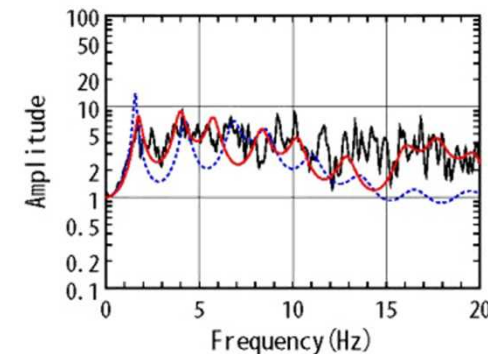
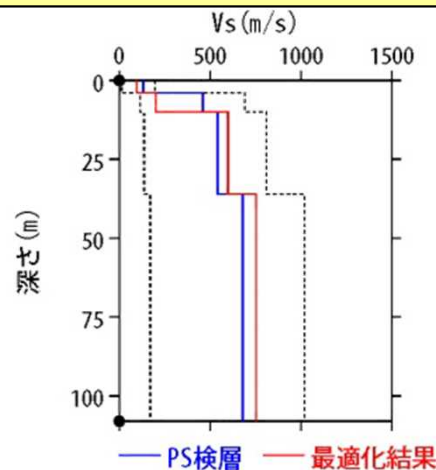
(4) 地震観測記録の収集

KiK-net 一関東観測点に関する検討(2)

- IWTH26(一関東)の観測記録について、KiK-netボーリングデータを初期値として、観測記録の伝達関数を再現できるように地盤同定を実施。
- 得られた地盤モデルは、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていない。なお、水平方向は、本震記録による伝達関数に一定の整合がみられる。

地盤同定結果(水平)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	4	0	1.64	130	13	195	95	0.73		
2	6	4	1.73	460	115	690	200	0.43		
3	26	10	1.73	540	135	810	598	1.11	0.139	0.543
4	72	36	1.82	680	170	1020	752	1.11		
5	—	108	1.82	680	170	1020	752	1.11		

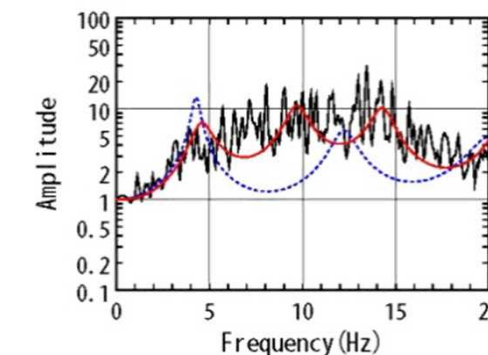
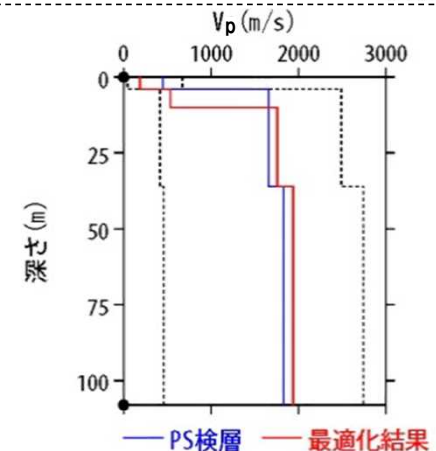


黒: 観測記録
赤: 最適化結果
青: PS 検層

伝達関数の比較(水平)

地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	4	0	1.64	450	45	675	186	0.41		
2	6	4	1.73	1660	415	2490	534	0.32		
3	26	10	1.73	1660	415	2490	1759	1.06	0.559	1.000
4	72	36	1.82	1830	458	2745	1940	1.06		
5	—	108	1.82	1830	458	2745	1940	1.06		



黒: 観測記録
赤: 最適化結果
青: PS 検層

伝達関数の比較(鉛直)

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

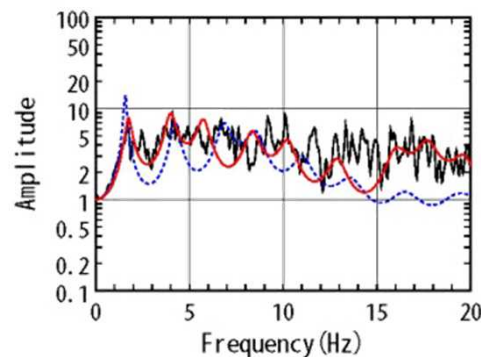
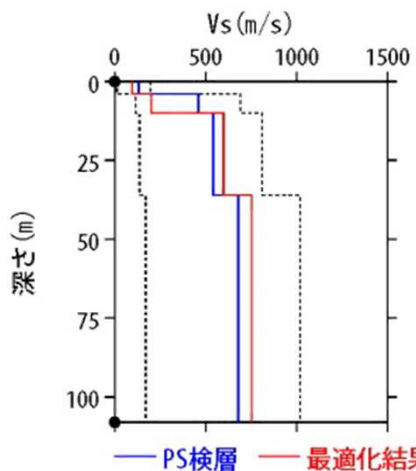
KiK-net 一関東観測点に関する検討(3)

◆ IWTH26(一関東) 本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)(水平方向)

■ 観測記録を用いた地盤同定により得られた地盤モデル(水平)を用いて、応答スペクトルの再現性を確認した結果、NS方向およびEW方向については地表記録が概ね再現できている。

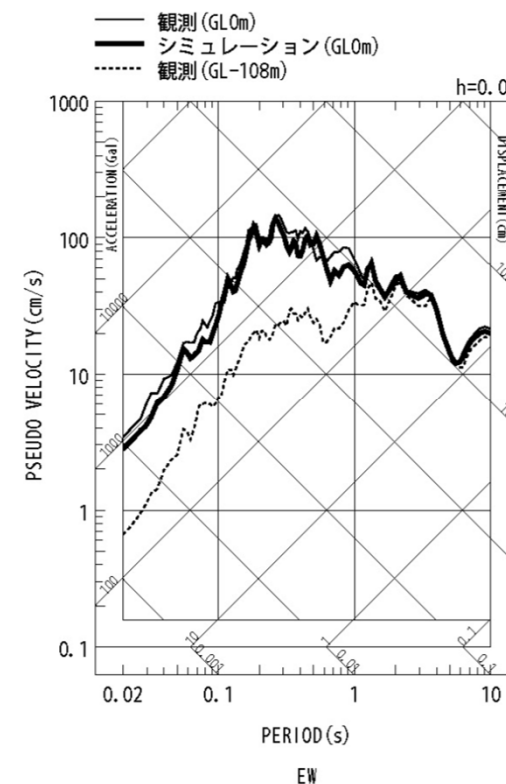
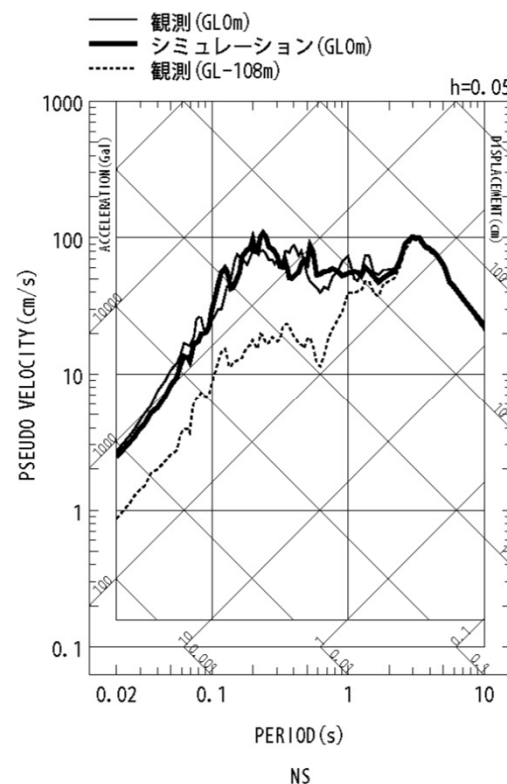
地盤同定結果(水平)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	h ₀	α
1	4	0	1.64	130	13	195	95	0.73		
2	6	4	1.73	460	115	690	200	0.43		
3	26	10	1.73	540	135	810	598	1.11	0.139	0.543
4	72	36	1.82	680	170	1020	752	1.11		
5	—	108	1.82	680	170	1020	752	1.11		



黒: 観測記録
赤: 最適化結果
青: PS 検層

伝達関数の比較(水平)



応答スペクトルの比較(水平)

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

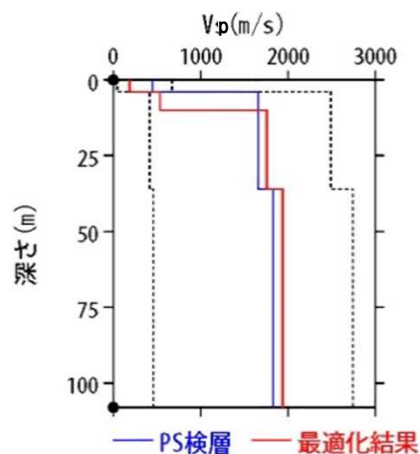
KiK-net 一関東観測点に関する検討(4)

◆IWTH26(一関東) 本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)(鉛直方向)

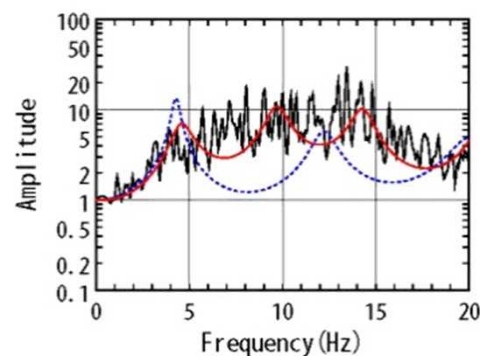
- 観測記録を用いた地盤同定により得られた地盤モデル(鉛直)を用いて、応答スペクトルの再現性を確認した結果、地表記録の周期0.1~0.2sにみられるピークが再現できていない。

地盤同定結果(鉛直)

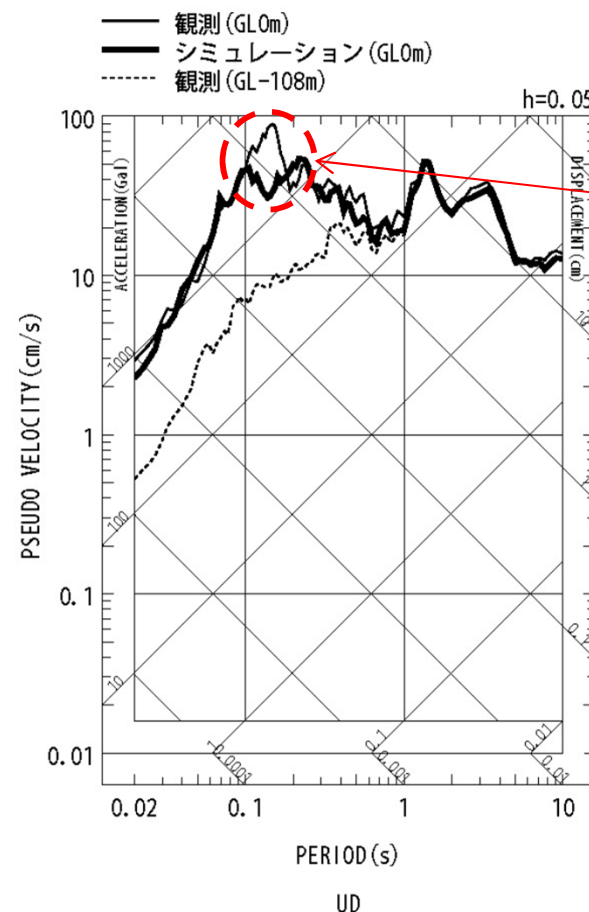
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	4	0	1.64	450	45	675	186	0.41		
2	6	4	1.73	1660	415	2490	534	0.32		
3	26	10	1.73	1660	415	2490	1759	1.06	0.559	1.000
4	72	36	1.82	1830	458	2745	1940	1.06		
5	—	108	1.82	1830	458	2745	1940	1.06		



伝達関数の比較(鉛直)



黒: 観測記録
赤: 最適化結果
青: PS 検層



ピークが再現
できていない

応答スペクトルの比較(鉛直)

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討
(4) 地震観測記録の収集

KiK-net 一関東観測点に関する検討(5)

◆IWTH26(一関東) 本震を用いた地盤同定に関する検討(鉛直動の探索範囲等の変更)

- 観測記録を用いた地盤同定(鉛直)について、伝達関数の周波数約7Hz付近の再現性を向上させるため、 V_p の探索範囲を変更し、再度同定を実施。
- 従来の同定結果と比べて、2Hz～4Hz付近の再現性は低下しており、観測記録の伝達関数を再現できていない。
- また、得られた地盤モデルの2～5層の V_p は、PS検層結果と比べて大きく評価されている。

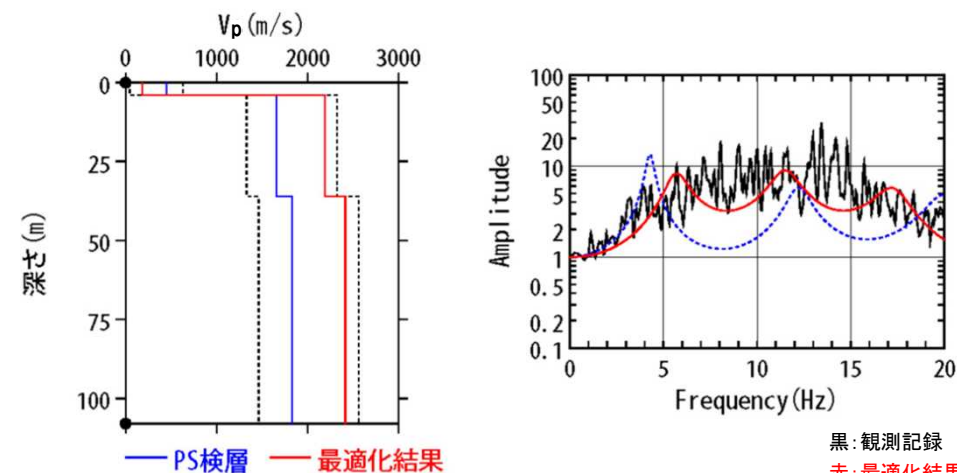
地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	4	0	1.64	450	45	630	184	0.41		
2	6	4	1.73	1660	1328	2324	2190	1.32		
3	26	10	1.73	1660	1328	2324	2190	1.32	0.331	0.654
4	72	36	1.82	1830	1464	2562	2415	1.32		
5	—	108	1.82	1830	1464	2562	2415	1.32		

No. 3～5層を同倍率で変動



No. 2～5層を同倍率で変動



伝達関数の比較(鉛直)

第286回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

KiK-net 一関東観測点に関する検討(6)

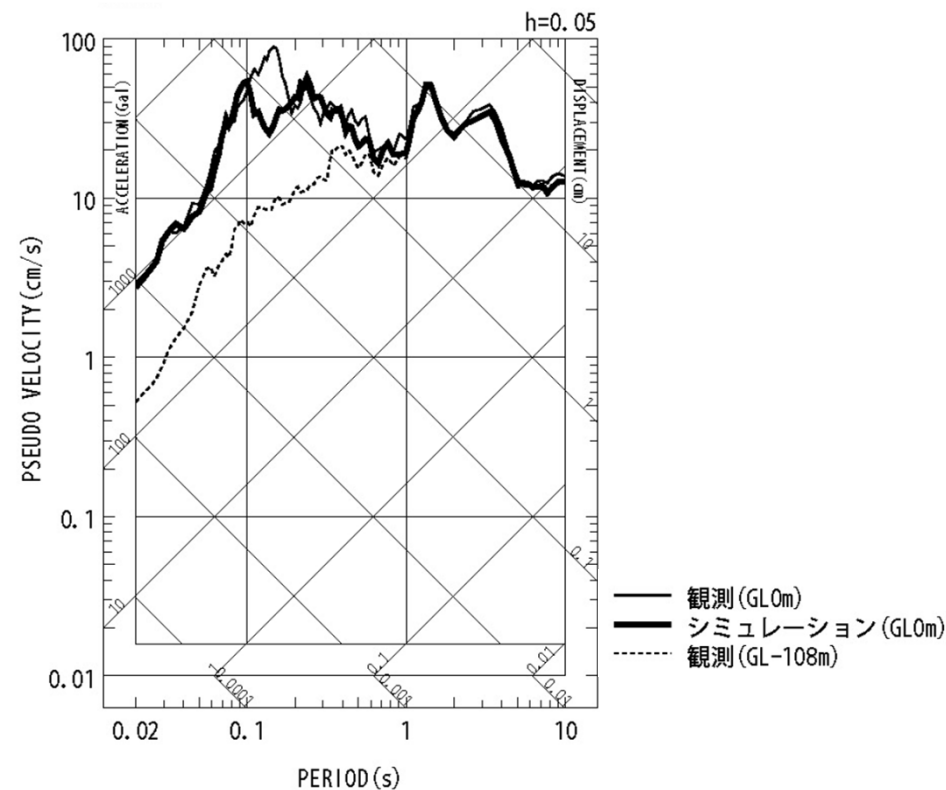
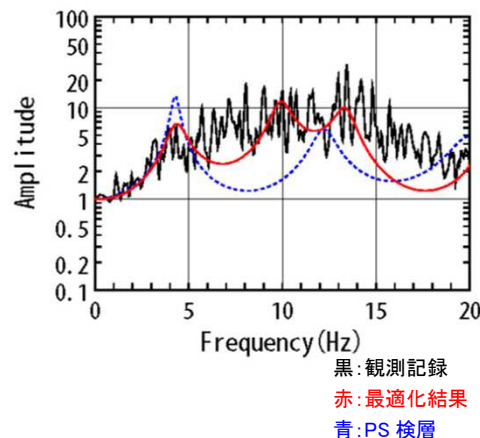
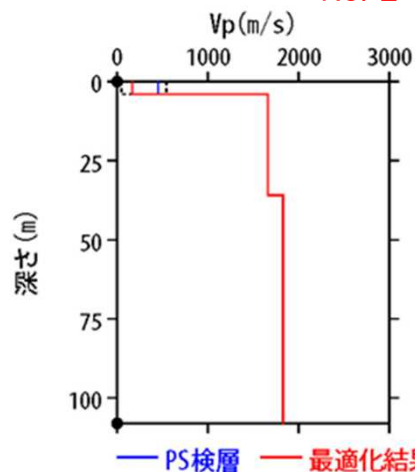
◆IWTH26(一関東) (鉛直動のPS検層結果を用いた検討)

- これまでの検討より、鉛直方向の観測記録の伝達関数を再現できていないことから、地盤同定により得られた地盤モデルの物性値の妥当性が確認できない状況である。
- 現時点で把握可能な地盤物性値は、PS検層結果のみであることから、PS検層結果を反映した地盤同定を実施する。
- 得られた地盤モデルは、伝達関数および地表記録の応答スペクトルの周期0.1~0.2sにみられるピークが再現できていない。また、従来の同定結果と比べて伝達関数および地表記録の再現性は、同様の傾向であるが、応答スペクトルのごく短周期では若干向上している。

地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	4	0	1.64	450	45	540	164	0.36	0.531	1.000
2	6	4	1.73	1660	1660	1660	1660	1.00		
3	26	10	1.73	1660	1660	1660	1660	1.00		
4	72	36	1.82	1830	1830	1830	1830	1.00		
5	—	108	1.82	1830	1830	1830	1830	1.00		

No. 2~5層をPS検層値で固定



UD 応答スペクトルの比較(鉛直)

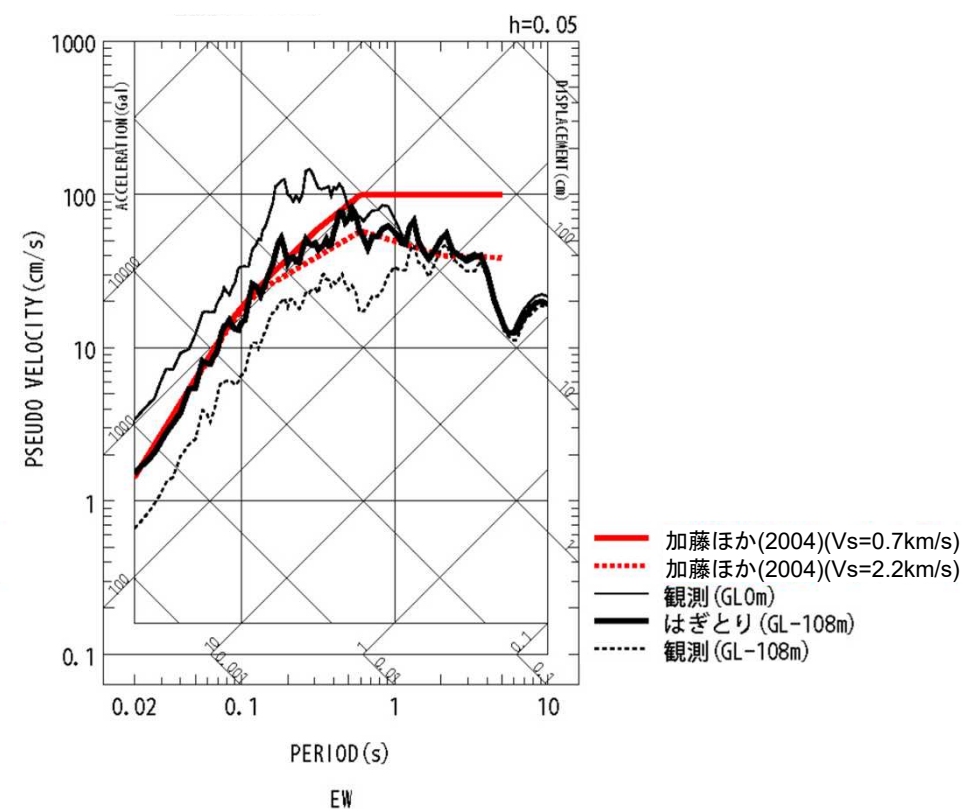
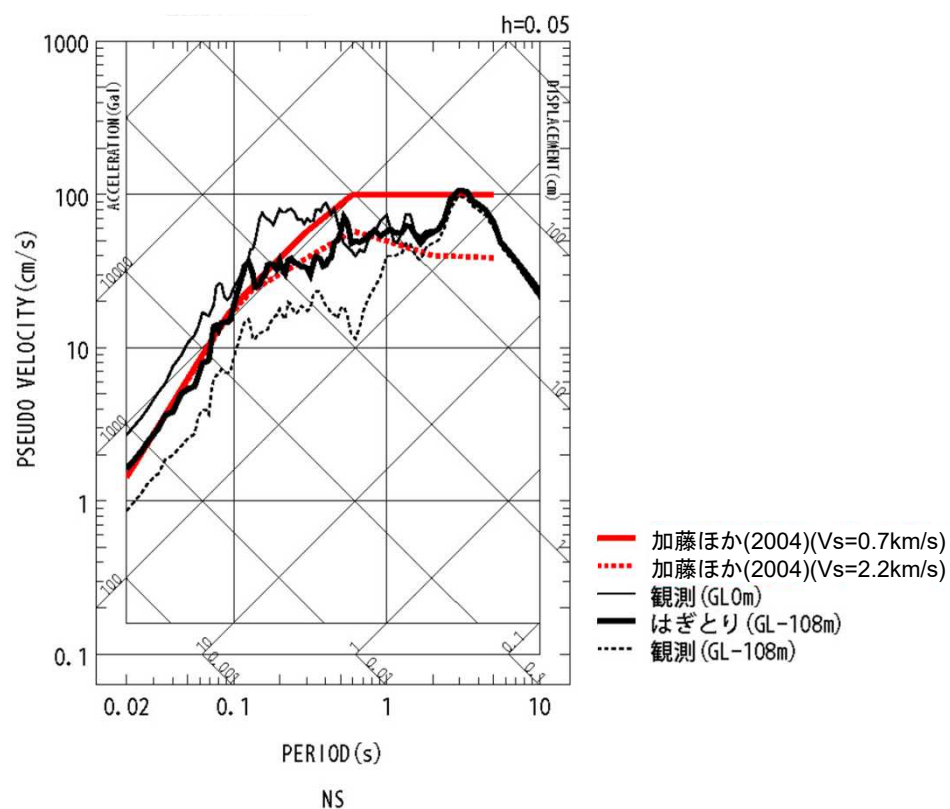
伝達関数の比較(鉛直)

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

KiK-net 一関東観測点に関する検討(7)

- IWTH26(一関東)観測点については、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていないことから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。
- しかしながら、水平方向は、本震記録による伝達関数に一定の整合がみられ、地表記録を概ね再現できていることから、これまでの検討で得られた地盤モデルを用いて、水平方向のはぎとり解析を実施する。
- IWTH26(一関東)について、地盤同定により得られた地盤モデルを用いて水平方向のはぎとり解析を実施した結果、一部の周期帯で加藤ほか(2004)を上回る結果となった。



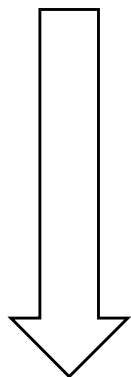
電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討 (4) 地震観測記録の収集

KiK-net 一関東観測点に関する検討(8) まとめ

【本震記録を用いた検討】

- IWTH26(一関東)観測点について、本震記録を用いて観測記録のはぎとり解析のための地盤同定を実施した結果、得られた地盤モデルは、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていない。
- しかしながら、水平方向は、本震記録による伝達関数に一定の整合がみられ、地表記録を概ね再現できていることから、これまでの検討で得られた地盤モデルを用いて、水平方向のはぎとり解析を実施した結果、一部の周期帯で加藤ほか(2004)を上回る結果となった。



【詳細検討】

◆ 本震記録を用いた検討

- 本震記録を用いた地盤同定により得られた地盤モデルを用いて、応答スペクトルの再現性を確認した結果、水平方向については、地表記録が概ね再現できており、鉛直方向については、地表記録を再現できていない。
- 探索範囲を変更し地盤同定を実施した結果、得られた地盤モデルは、鉛直動の観測記録の伝達関数を再現できていない。また、得られた地盤モデルの V_p は、PS検層結果と比べて大きい。

- IWTH26(一関東)観測点については、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていないことから、現時点で信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。
- しかしながら、水平方向は、本震記録による伝達関数に一定の整合がみられ、地表記録を概ね再現できており、はぎとり解析を実施した結果、一部の周期帯で加藤ほか(2004)を上回る結果となった。

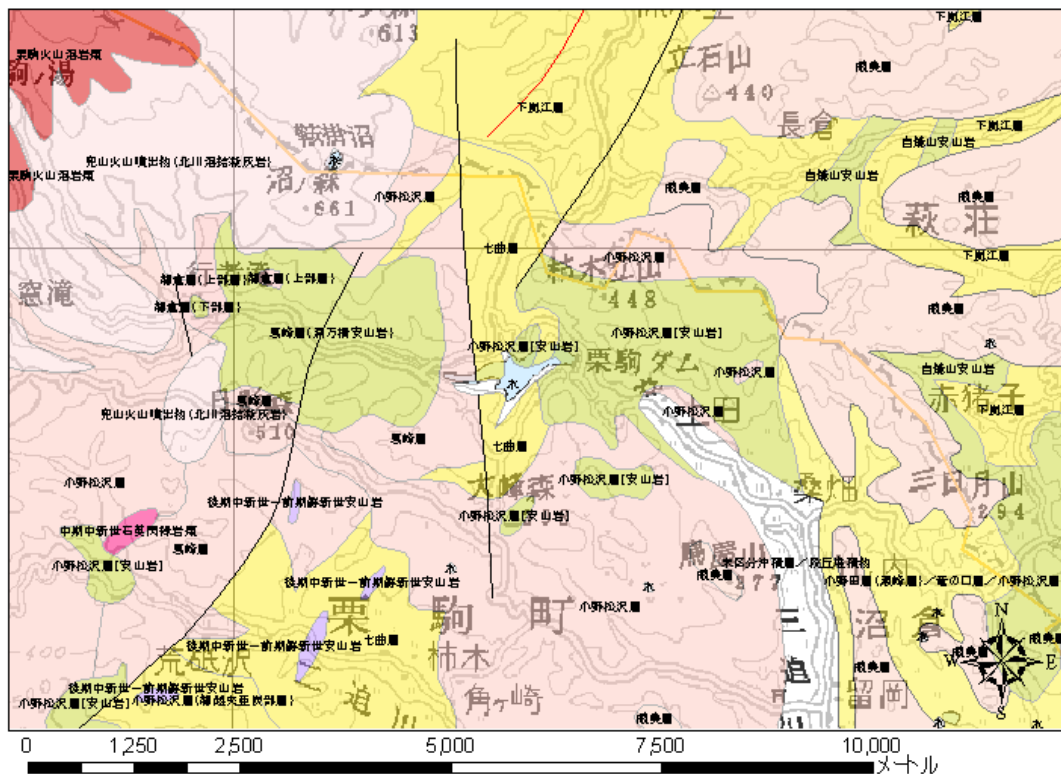
3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

栗駒ダムに関する検討(1)

◆ 栗駒ダムの地盤構造

■ 東北建設協会(2006)によると、栗駒ダムの地震観測点の基盤地質について、地層は小野松沢層(安山岩)、岩相は安山岩溶岩および火山角礫岩、硬軟区分は軟岩～中硬岩とされている。



栗駒ダム周辺地質図(東北建設協会(2006)に加筆)

栗駒ダム基盤地質の特徴(東北建設協会(2006))

地層	小野松沢層(安山岩)
時代	後期中新世
岩相	安山岩溶岩および火山角礫岩
硬軟区分	軟岩～中硬岩

東北地方デジタル地質図凡例(東北建設協会(2006)に加筆)

地質年代(Ma)	岩石区分	堆積物・堆積岩					岩屑	火山岩類					
		礫岩	砂岩	泥岩	凝灰岩	火山灰		珪長質(流紋岩・デイサイト)			苦鉄質(安山岩・玄武岩)		
								貫入岩	溶岩および火山砕屑物	デイサイト質火砕流堆積物	貫入岩	溶岩および火山砕屑物	
新第四紀	完新世	H	Hc	Hs		Ht		Hdb		Hav	Hpf		Hbv
	更新世	Q3	Q3c	Q3s	Q3m	Q3t		Q3db			Q3pf		Q3bv
		Q2	Q2c	Q2s	Q2m	Q2t		Q2db		Q2av	Q2pf		Q2bv
	第四紀	Q1	Q1c	Q1s	Q1m	Q1t		Q1db	Q1ai	Q1av	Q1pf		Q1bv
		鮮新世	N3B	N3Bc	N3Bs	N3Bm	N3Bt		N3ai	N3av		N3bi	N3bv
新第三紀	N3A	N3Ac	N3As	N3Am	N3At		N3ai	N3av		N3bi	N3bv		
	N2	N2c	N2s	N2m	N2t		N2ai	N2av		N2bi	N2bv		
	中新世	N1	N1c	N1s	N1m	N1t		N1ai	N1av		N1bi	N1bv	
		漸新世	PG4	PG4c			PG4t			PG4av			PG4bv
古第三紀	PG3	PG3c	PG3s	PG3m				PG3ai					
	始新世	PG2						PG2ai	PG2av				
	晩新世	PG1				PG1t							

Ma:100万年前 年代尺度はGradstein et al. (2004)による

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

栗駒ダムに関する検討(2)

◆ 栗駒ダム地点の速度構造

- 栗駒ダム建設時の試錐記録および増川ほか(2014)によると、栗駒ダム地域の基礎岩盤は安山岩とされている。
- 防災科学技術研究所の地震ハザードステーション(J-SHIS)による栗駒ダム地点の速度構造は、第1層のVsは600m/sとされている。



J-SHISによる地盤の速度構造位置

J-SHISによる地盤の速度構造

No.	LOWER DEP(m)	THK (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)
1	11	11	600	2000
2	295	284	1100	2500
3	301	6	1400	3000
4	736	435	1700	3500
5	1227	491	2100	4000
6	2313	1086	3100	5500
7	7313	5000	3300	5700
8	-	-	3400	6000

地震ハザードステーション(J-SHIS)より抜粋

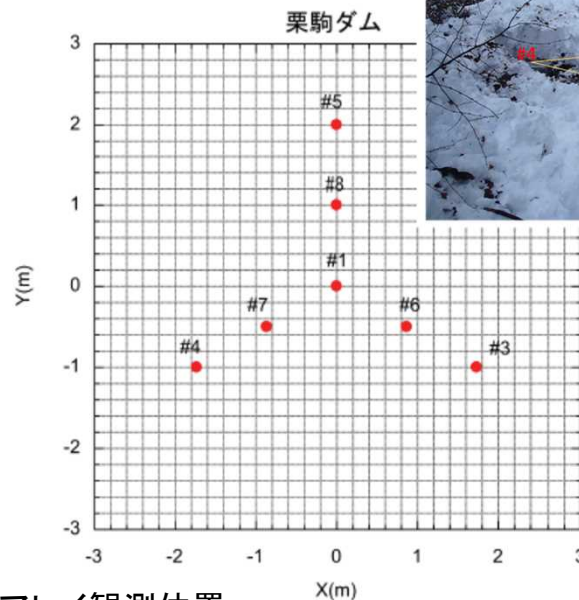
3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

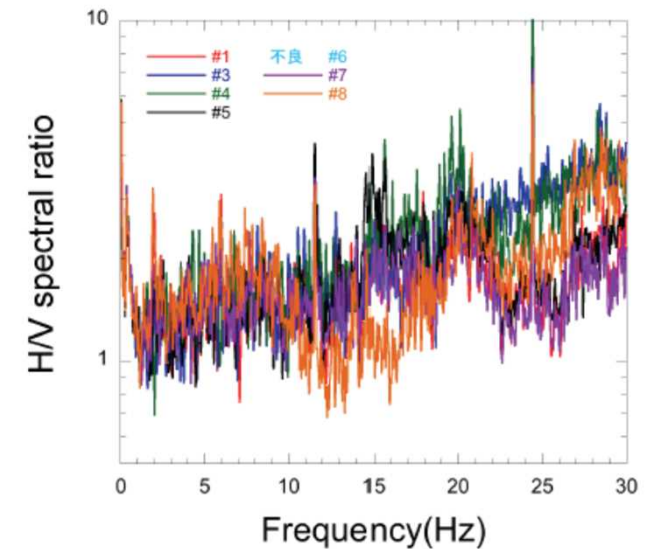
栗駒ダムに関する検討(3)

◆ 栗駒ダム(右岸地山)の微動アレイ観測による地盤構造の検討

- 栗駒ダム(右岸地山)の基盤までの地盤構造を検討するため、栗駒ダム(右岸地山)観測点と同等の地盤が露頭していると考えられる地点での常時微動のアレイ観測を実施している。
- 常時微動観測記録のH/Vスペクトルによると、地盤の卓越振動数は20Hz程度となっており、表層が非常に薄い可能性が示唆される。



微動アレイ観測位置



微動H/Vスペクトル

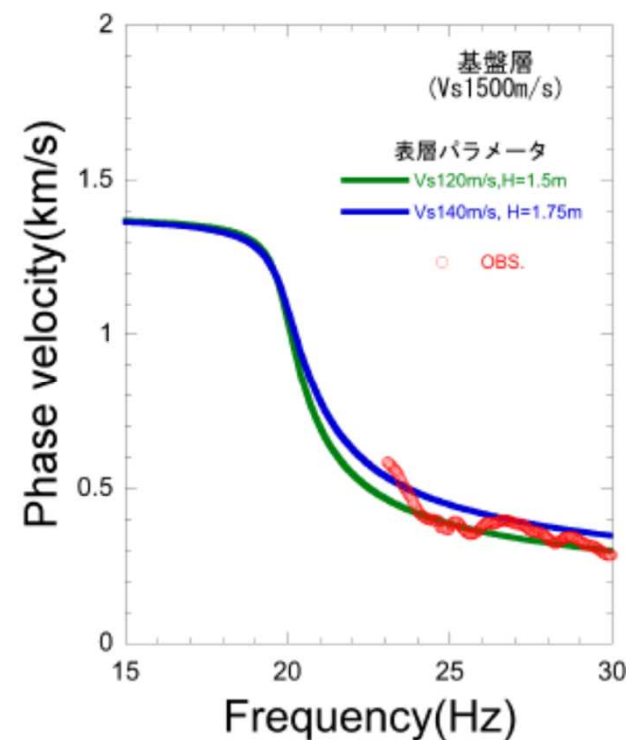
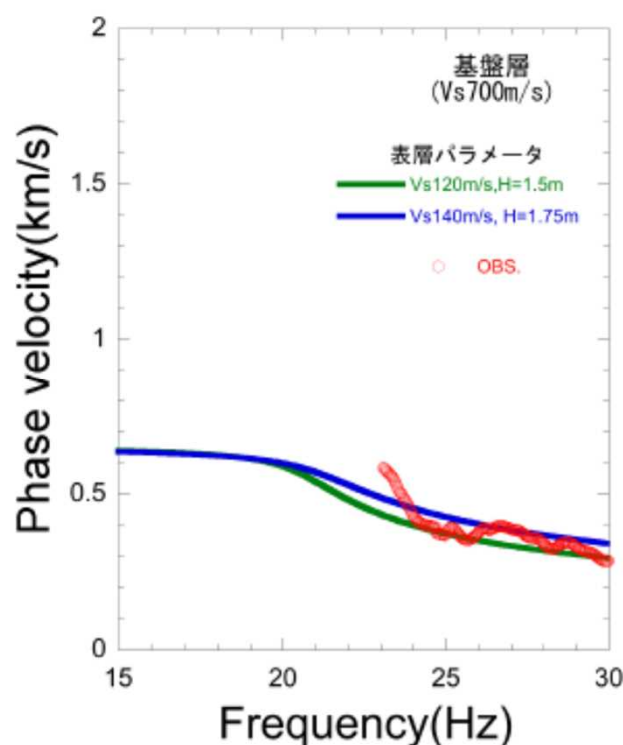
3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

栗駒ダムに関する検討(4)

◆ 栗駒ダム(右岸地山)の微動アレイ観測による地盤構造の検討結果

- 微動アレイ観測による平均的な位相速度を用いて地盤モデルについて検討する。
- 検討においては、微動H/Vスペクトルによる表層地盤の卓越振動数(20Hz程度)を考慮した地盤モデル(2層モデル)により検討する。
 - 表層(1層目): 1/4波長則から卓越振動数が20Hzとなる V_s と H (層厚)の組み合わせのうち、位相速度の説明性のよい $V_s=120\text{m/s}$, $H=1.5\text{m}$ および $V_s=140\text{m/s}$, $H=1.75\text{m}$ を仮定
 - 基盤(2層目): $V_s=700\text{m/s}$ および 1500m/s を仮定



第286回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋

- 微動アレイ観測により得られた位相速度から、表層地盤が非常に薄く、基盤となる2層目のS波速度が700m/s程度より大きいと推定される。

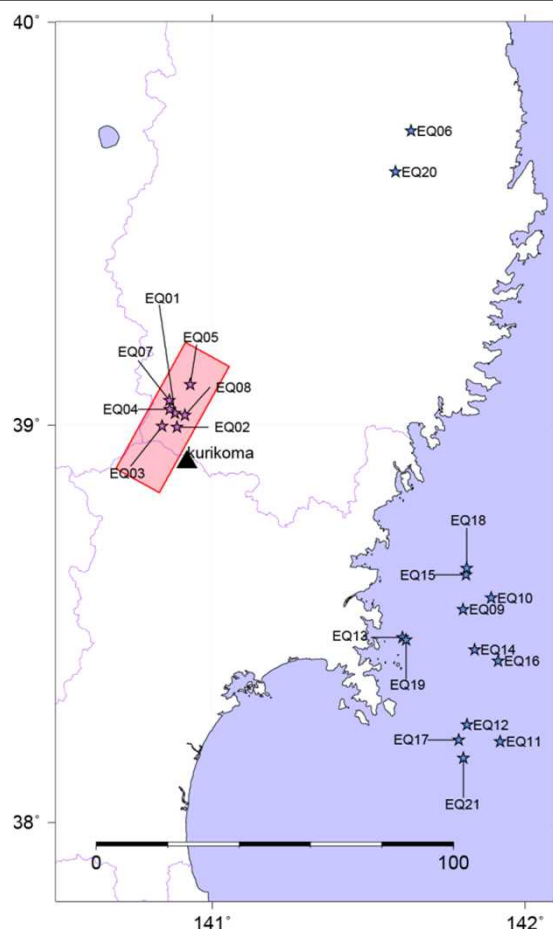
3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

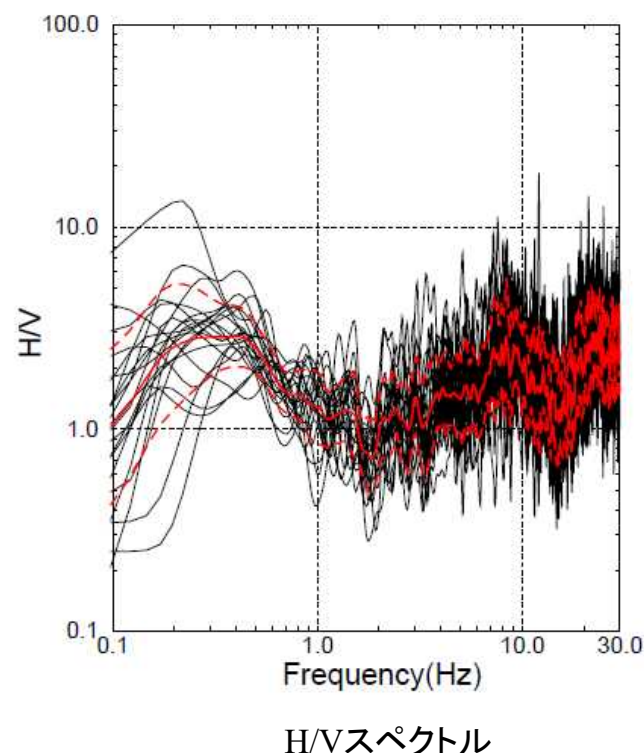
栗駒ダムに関する検討(5)

◆ 栗駒ダム(右岸地山)の拡散波動場理論を用いた地盤構造の検討

- 基盤までの地盤構造については、微動アレイ観測により、表層地盤が非常に薄く、基盤となる2層目のS波速度が700m/s程度より大きいと推定される。ここでは、さらに深部の地盤構造確認のため、栗駒ダム(右岸地山)のH/Vスペクトルに基づき、拡散波動場理論(Kawase et al.(2011))を用いて地盤モデルを同定する。



地盤同定に用いる地震の震源分布
(赤:内陸地殻内地震、青:海溝型地震)



- 観測H/Vと理論H/V(Kawase et al.(2011))が適合するように地盤モデルを探索

$$\frac{H(0, \omega)}{V(0, \omega)} = \sqrt{\frac{2\alpha_H |TF_1(0, \omega)|}{\beta_H |TF_3(0, \omega)|}}$$

α_H : 基盤でのVp

β_H : 基盤でのVs

$TF_1(0, \omega)$: 基盤に対する地表の水平動の伝達関数

$TF_3(0, \omega)$: 基盤に対する地表の鉛直動の伝達関数

- 山中(2007)のGAとSAのハイブリッドヒューリスティック法により地盤モデルを同定
- J-SHISの地盤モデルを参考に探索範囲を設定(深部についてはJ-SHISモデルで固定)

地盤同定方法

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

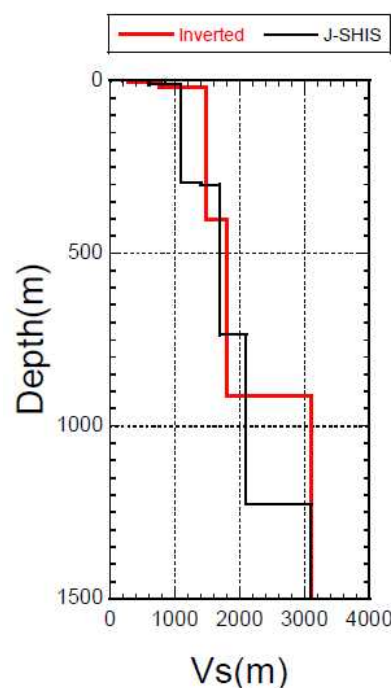
栗駒ダムに関する検討(6)

◆栗駒ダム(右岸地山)の拡散波動場理論を用いた地盤構造の検討結果

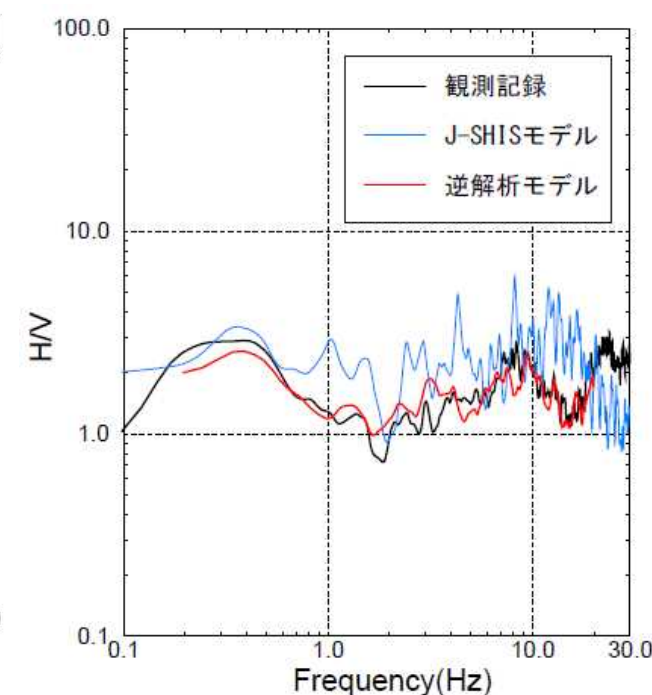
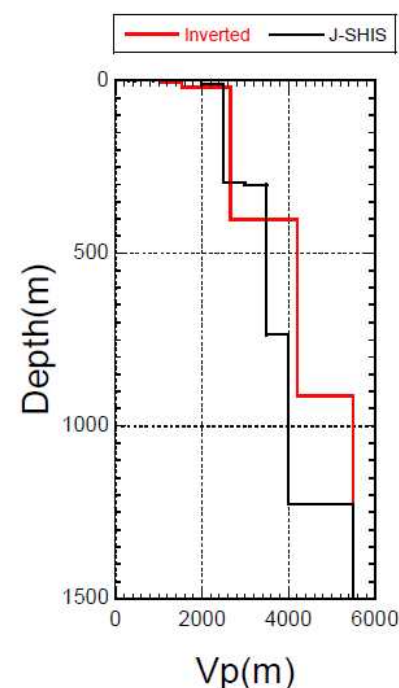
- 同定された地盤モデルは、基盤以深では、地表から深くなるとともに V_s ・ V_p が大きくなっており、特異な傾向はみられない。なお、地盤モデルの浅部については、微動アレイ観測により推定される地盤モデルと概ね整合しているが、今後も栗駒ダム地震観測点の地盤モデルについての更なる信頼性向上に努めていく。

Upper Depth (m)	V_s (m/s)	V_p (m/s)	Density (t/m^3)
0	282	1030	1.9
4	767	1549	2.15
20	1489	2663	2.25
401	1810	4210	2.35
913	3100	5500	2.6
1999	3300	5700	2.7
6999	3400	6000	2.75

同定された地盤モデル



同定された地盤モデルとJ-SHISによるモデルの比較



H/Vスペクトルの比較

第286回原子力発電所の新規規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋

◆栗駒ダム(右岸地山)の地盤構造に関する検討結果

- 栗駒ダム(右岸地山)の地盤については、地質および速度構造から相応の硬さの地盤であると考えられる。
- 栗駒ダム(右岸地山)観測点は、硬質な岩盤の地表面に設置されていることから、解放基盤表面に相当する観測点であると考えられる。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

栗駒ダムに関する検討(7)

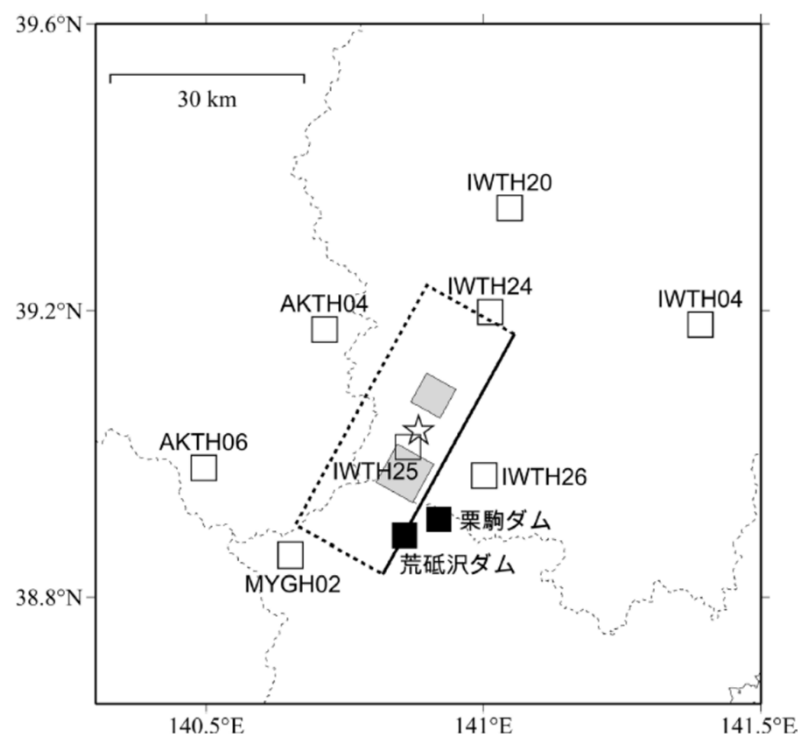
◆ 栗駒ダム(右岸地山)の観測記録の分析

- 栗駒ダム(右岸地山)の観測記録について、特異性の有無を確認するため、栗駒ダム(右岸地山)の観測記録が耐専スペクトルで再現できるか確認する。

◆ 栗駒ダム(右岸地山) 本震の耐専スペクトル適用性に関する検討

- 岩手・宮城内陸地震の観測記録について、電力共通研究ではぎとり解析を行った結果を照合し、本地震が耐専スペクトル※で評価可能か確認を行う。

※ 等価震源距離の算定のための震源モデルとしては、JNES(2014)シナリオ3を用いる。



記録 No.	観測点	dep. (m)	Vsb (m/s)	Vpb (m/s)	地表PGA(Gal)			Xeq (km)	はぎとり	
					NS	EW	UD		H	V
1	AKTH04 東成瀬	100	1500	3000	1318	2449	1094	24.0	△	×
2	AKTH06 雄勝	100	1100	2560	180	186	140	32.7	○	○
3	IWTH04 住田	106	2300	4000	126	159	115	48.0	○	○
4	IWTH20 花巻南	156	430	1720	249	240	136	34.7	○	○
5	IWTH24 金ヶ崎	150	540	1930	503	435	342	17.3	○	○
6	IWTH25 一関西	260	1810	3180	1143	1433	3866	11.1	—	—
7	IWTH26 一関東	108	680	1830	888	1056	927	17.0	○	×
8	MYGH02 鳴子	203	2205	5370	254	230	233	23.1	△	○

※: 一関西については、先の検討よりサイト特性の影響がありうる事から、本検討からは除外

※: Vs、Vpは、各地点の地中観測点深度におけるPS検層結果を用いる

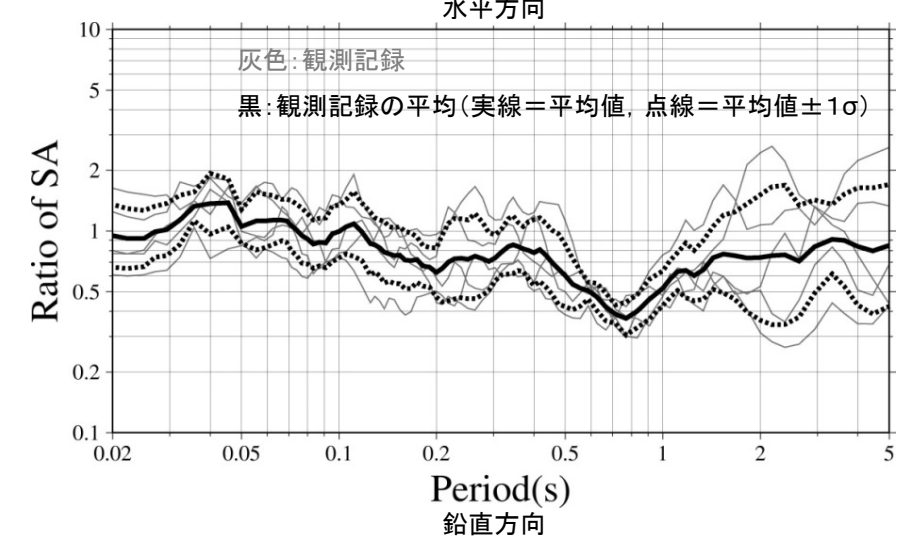
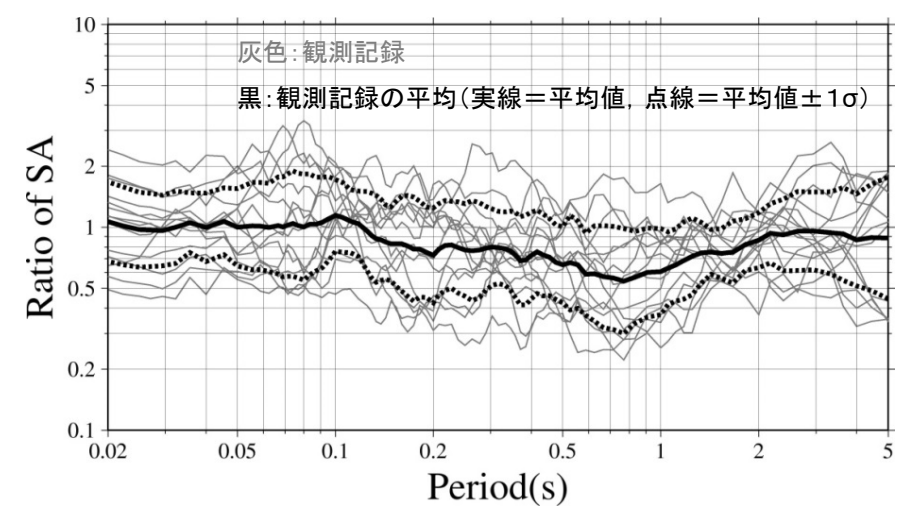
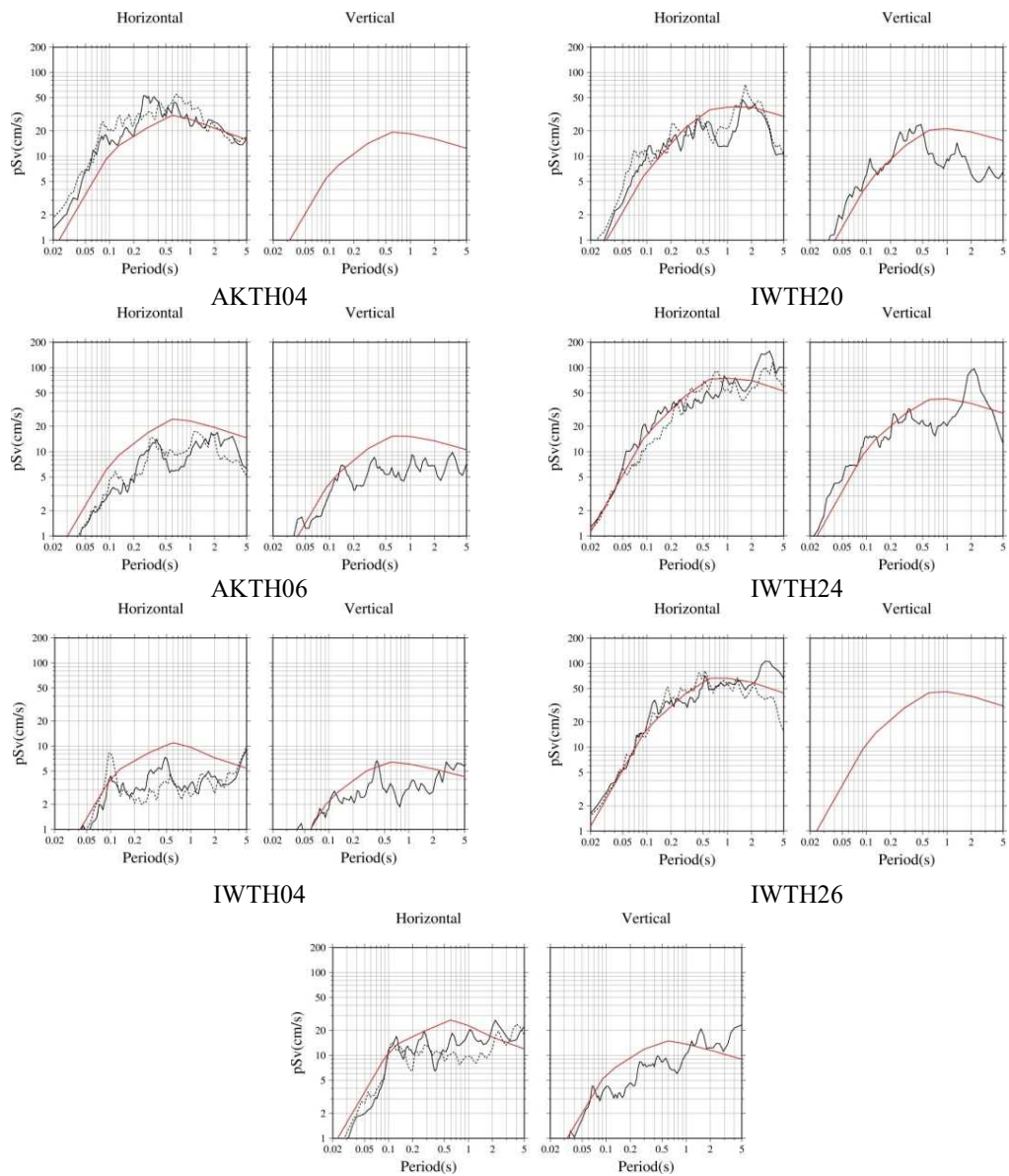
3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

栗駒ダムに関する検討(8)

◆ 栗駒ダム(右岸地山) 本震の耐専スペクトル適用性に関する検討

■ 岩手・宮城内陸地震については、ばらつきはあるものの、耐専スペクトルで概ね評価可能。



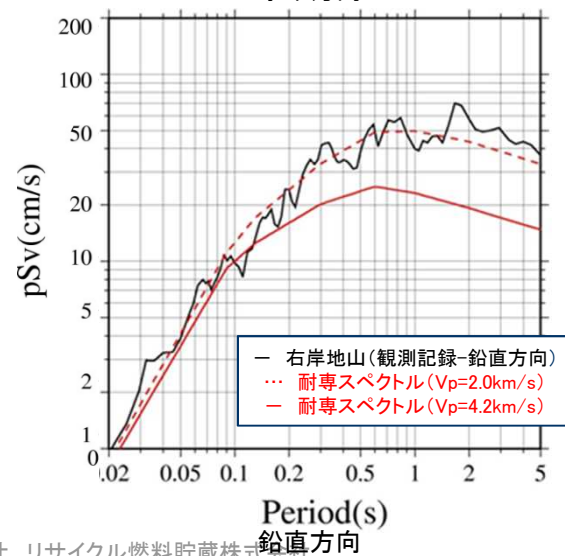
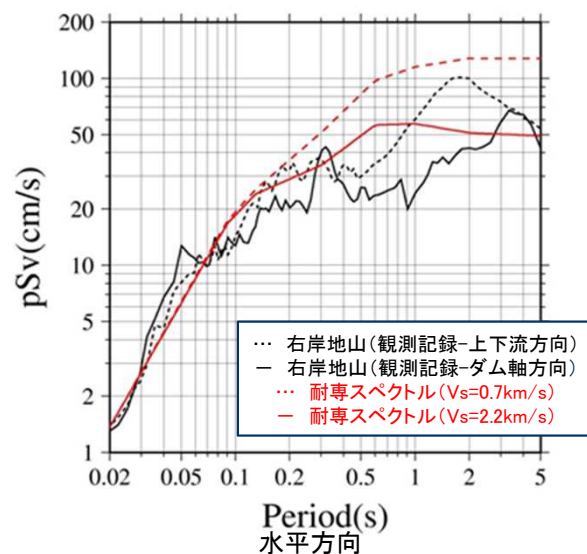
3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

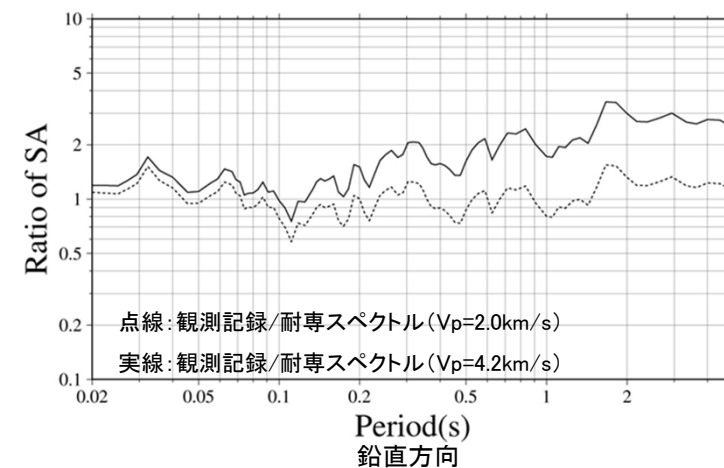
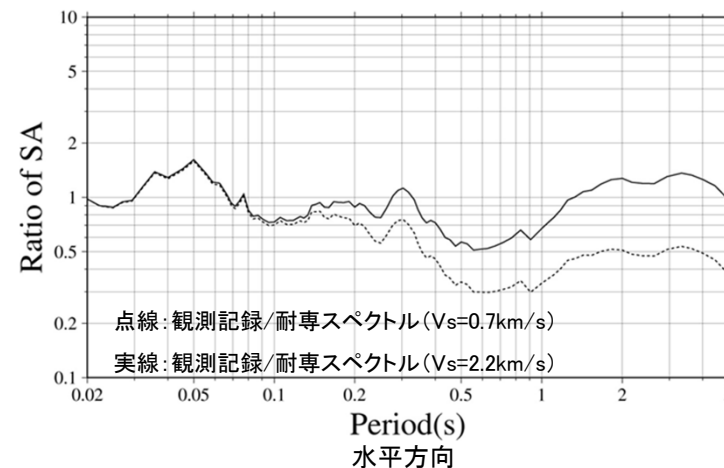
栗駒ダムに関する検討(9)

◆ 栗駒ダム(右岸地山) 耐専スペクトルを用いた検討

- 耐専スペクトルを用いて、栗駒ダム(右岸地山)で得られた岩手・宮城内陸地震観測記録の再現について検討した。等価震源距離算定のための震源モデルは、JNES(2014)シナリオ3を用いた($X_{eq}=14.6\text{km}$)。



耐専スペクトル
との残差



第286回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋

- 栗駒ダム(右岸地山)については、耐専スペクトルで岩手・宮城内陸地震観測記録を短周期側において概ね再現可能。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

栗駒ダムに関する検討(10)

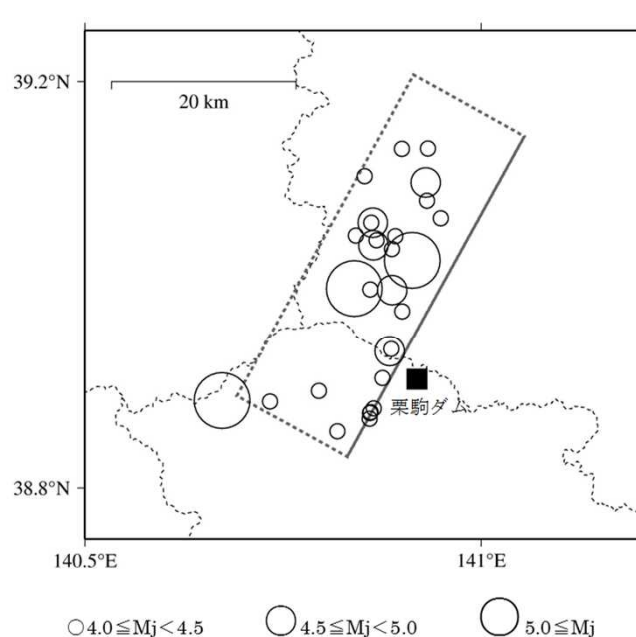
◆栗駒ダム(監査廊)の観測記録の分析

- 栗駒ダム観測点における岩手・宮城内陸地震の余震記録を用いてH/Vスペクトルを算定した。なお、水平方向は上下流(Stream)方向の観測記録を用いた。

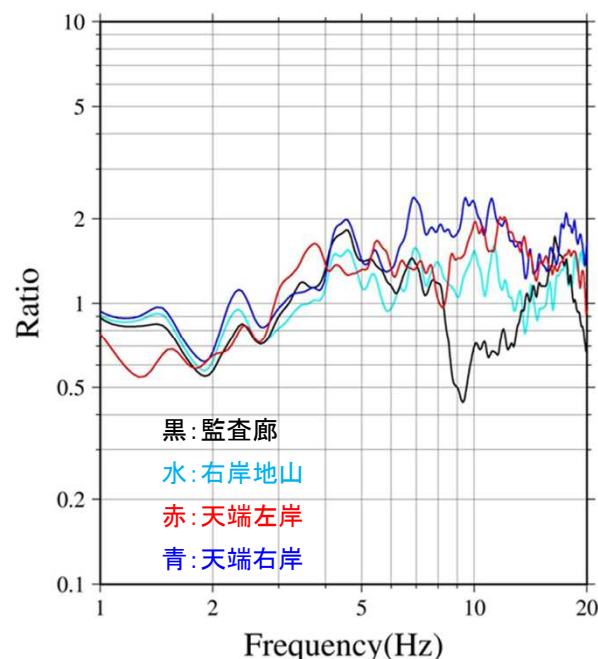
⇒余震記録のH/Vスペクトルの平均によると、監査廊の約10Hzにおいて谷となっているのに対し、右岸地山・天端左岸・天端右岸では同様の傾向はみられない。

- 栗駒ダム観測点における岩手・宮城内陸地震の余震記録を用いて、上下流(Stream)方向の観測記録の監査廊に対する各観測点の伝達関数を算定した。

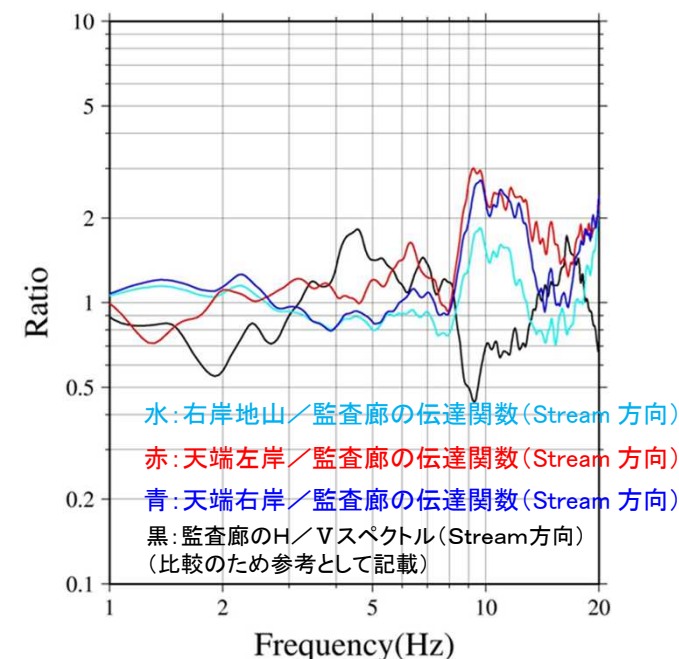
⇒天端左岸・天端右岸における伝達関数の平均では、約10Hzにピークがみられることから、ダム堤体の固有周期の影響により監査廊のH/Vスペクトルの約10Hzが谷となっているものと考えられる。



検討地震の震央分布



H/Vスペクトル



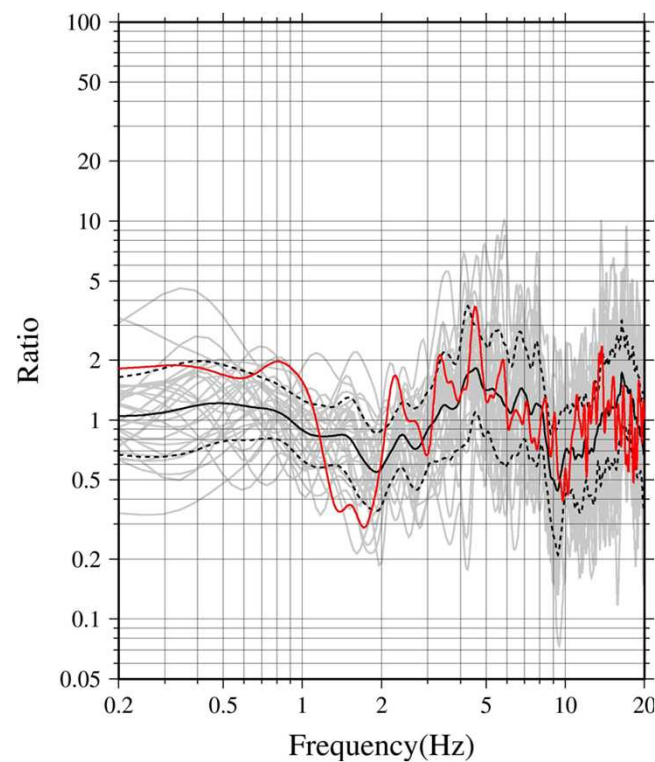
伝達関数

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討 (4) 地震観測記録の収集

栗駒ダムに関する検討(11)

◆ 栗駒ダム(監査廊)の観測記録の分析

- 栗駒ダム(監査廊)について、岩手・宮城内陸地震本震記録と余震記録のH/Vスペクトルを比較した。なお、水平方向は上下流(Stream)方向の観測記録を用いた。
- 本震記録のH/Vスペクトルにおいて約10Hzで谷となっており、余震記録の傾向と整合していることから、監査廊の本震記録には、ダム堤体の影響が含まれていると考えられる。



灰色: 余震 29 記録 黒: 余震 29 記録の平均(実線=平均値, 点線=平均値±1σ)

赤: 2008 年岩手宮城本震

監査廊のH/Vスペクトル

第286回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

栗駒ダムに関する検討(12)

◆栗駒ダム(監査廊) ダム堤体の固有周期の検討

- 松本ほか(2005)では、重力式ダムの地震観測記録による基礎と天端の伝達関数を用いて、堤体の固有周期(T)と堤体高さ(H)について、 $T=0.18 \times H/100 \pm 0.05$ の関係式を求めている。

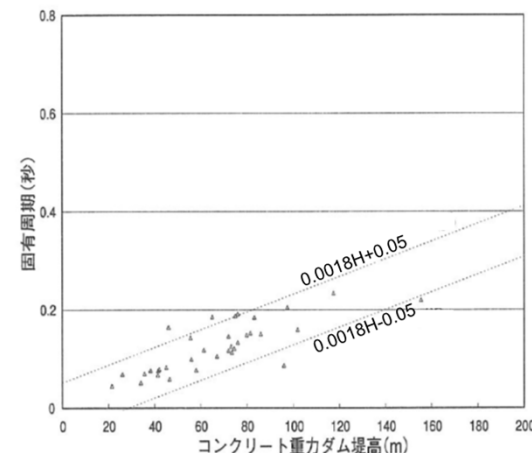
⇒栗駒ダム(堤体高さ約57m)の固有周期:0.103s(0.053~0.153s) [約10Hz(約7~19Hz)]

- ダム技術センター(2005)では、標準的な重力式ダムの堤体の固有周期と堤体高さについて、 $T \approx 0.22 \times H/100$ の関係式を求めており、地震観測記録の基礎と天端の伝達関数による固有周期の傾向と一致するとしている。

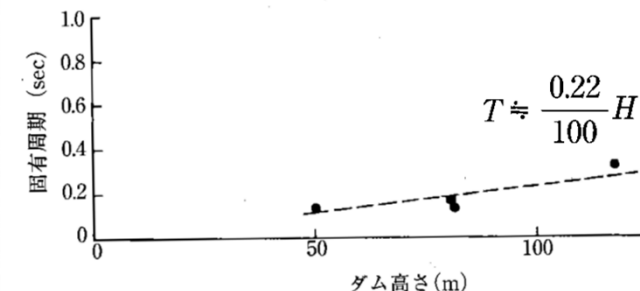
⇒栗駒ダム(堤体高さ約57m)の固有周期:0.125s [約8Hz]

- 宮城県では、栗駒ダム堤体の固有周期を把握するため、天端中央および監査廊底部で常時微動観測を行っている。

- 栗駒ダムにおける常時微動の監査廊底部に対する天端中央の伝達関数(上下流方向)の卓越周波数から評価される固有周波数(固有周期)は、9.021Hz(0.111s)となっている。

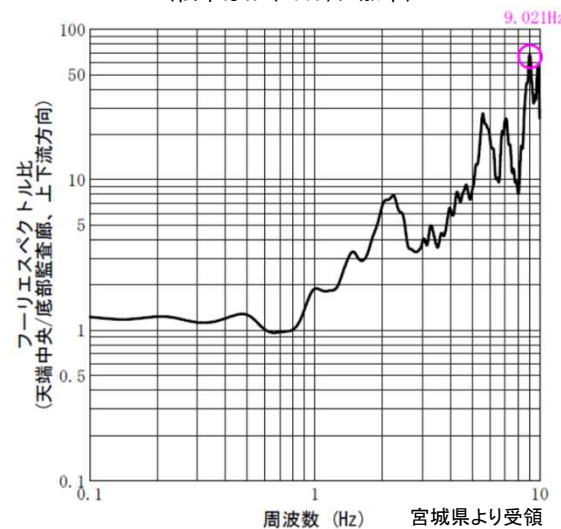


重力式ダムの固有周期と堤体高さの関係
(松本ほか(2005)に加筆)



重力式ダムの固有周期と堤体高さの関係

(ダム技術センター(2005)に加筆)



栗駒ダムでの常時微動の伝達関数
(天端中央/監査廊底部、上下流方向)

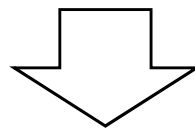
- 重力式ダムの固有周期と堤体高さの関係および栗駒ダムにおける常時微動観測記録による栗駒ダム堤体の固有周期は、0.103s~0.125s(約8~10Hz)となっている。
- 栗駒ダム(監査廊)の地震観測記録においてダム堤体の影響と考えられる傾向を示す周期(約10Hz)とダム堤体の固有周期が概ね対応していることから、監査廊の本震記録には、ダム堤体の影響が含まれていると考えられる。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

(4) 地震観測記録の収集

栗駒ダムに関する検討(13)

- 栗駒ダム(右岸地山)の地盤については、地質および速度構造から相応の硬さの地盤であると考えられる。
- 栗駒ダム(右岸地山)観測点は、硬質な岩盤の地表面に設置されていることから、解放基盤表面に相当する観測点であると考えられる。
- 栗駒ダム(右岸地山)については、耐専スペクトルで短周期側において評価可能であり、特異な増幅傾向を示していない地域であると考えられる。
- 栗駒ダム(監査廊)の観測記録には、ダム堤体の影響が含まれていると考えられる。



- 栗駒ダム(右岸地山)の観測記録は、基盤地震動として評価可能と考えられ、監査廊の観測記録には、ダム堤体の影響が含まれていると考えられることから、栗駒ダムの観測記録は、右岸地山を採用する。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

震源を特定せず策定する地震動への反映 検討方針

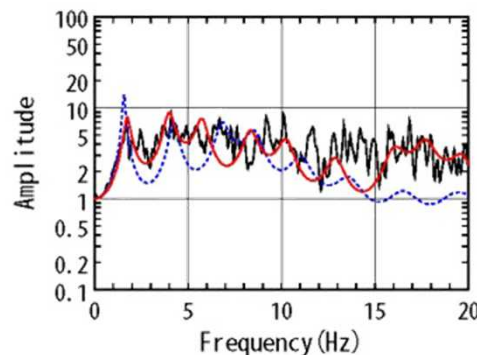
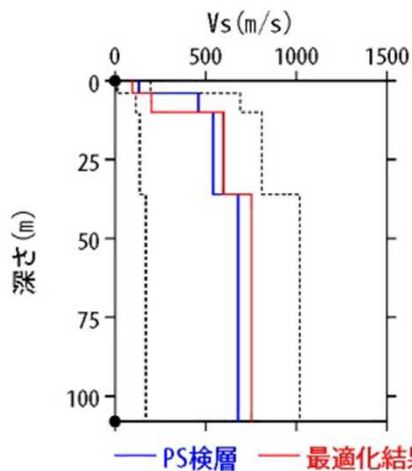
- これまでの検討結果を踏まえ、IWTH24(金ヶ崎)、IWTH26(一関東)[水平]および栗駒ダム(右岸地山)の基盤地震動を震源を特定せず策定する地震動に反映する。
- また、以下の検討を行い、震源を特定せず策定する地震動を設定する。
 - IWTH24(金ヶ崎)は、信頼性の高い基盤地震動が評価できており、栗駒ダム(右岸地山)は、観測記録を基盤地震動として採用している。IWTH26(一関東)は、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていないことを踏まえ、IWTH26(一関東)におけるはぎとり解析のばらつきを評価する。
 - 反映する観測点は、震源域近傍に位置しているが、震源域北側・東側の観測点となっている。震源域南側・西側の観測点は、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る観測記録について検討した結果、現時点では信頼性の高い基盤地震動として評価できる記録がないことから、震源を特定せず策定する地震動として選定していない。なお、参考として、震源域北側・東側と南側・西側の地震動を比較する。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討 IWTH26（一関東）はぎとり解析のばらつき評価(1)

- IWTH26(一関東)[水平]のはぎとり解析に用いる地盤モデルについては、観測記録の伝達関数を再現できるように10ケースの地盤同定を実施し、誤差が最小となるケースとしている。
- 最適化結果以外の地盤同定ケースの結果をばらつきとみなし、これを用いてはぎとり解析を実施する。
- はぎとり解析にあたり、以下のとおり地盤物性を設定する。
 - Vsは、同定結果にばらつきがみられないことを踏まえ、最適化結果の地盤モデルのVsにて固定する。
 - 減衰定数については、最適化結果以外の値をばらつきとみなし用いる。

地盤同定結果(水平)

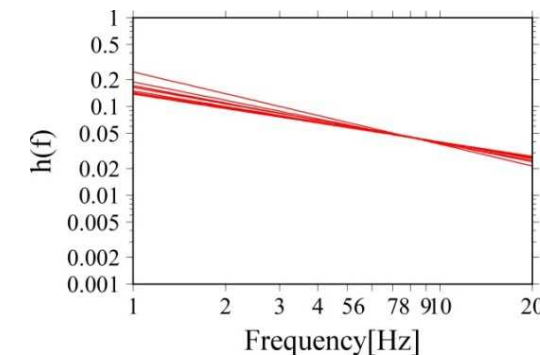
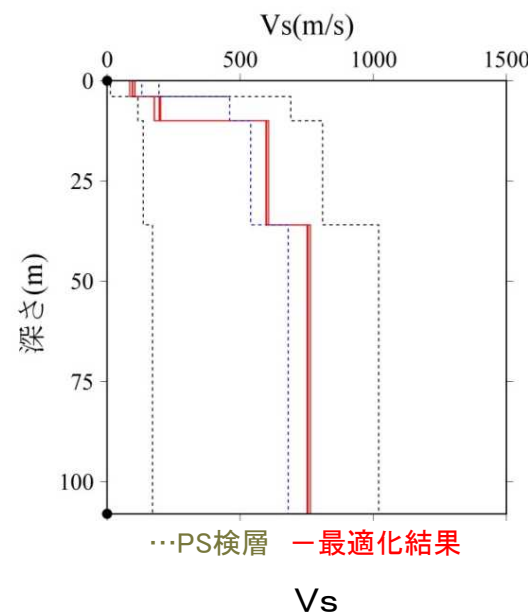
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	4	0	1.64	130	13	195	95	0.73		
2	6	4	1.73	460	115	690	200	0.43		
3	26	10	1.73	540	135	810	598	1.11	0.139	0.543
4	72	36	1.82	680	170	1020	752	1.11		
5	—	108	1.82	680	170	1020	752	1.11		



黒: 観測記録
赤: 最適化結果
青: PS 検層

伝達関数の比較(水平)

はぎとり解析に用いる地盤モデル



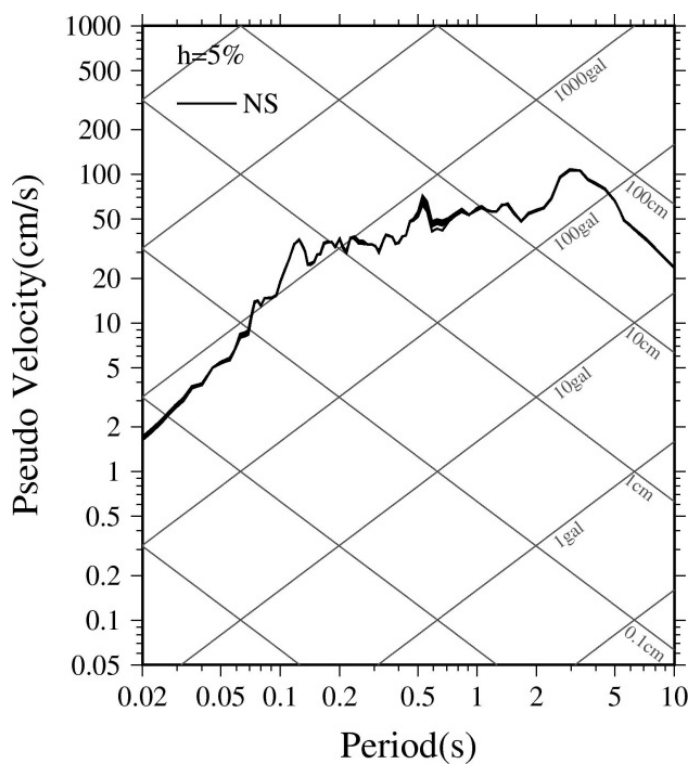
減衰定数(水平)

地盤同定結果

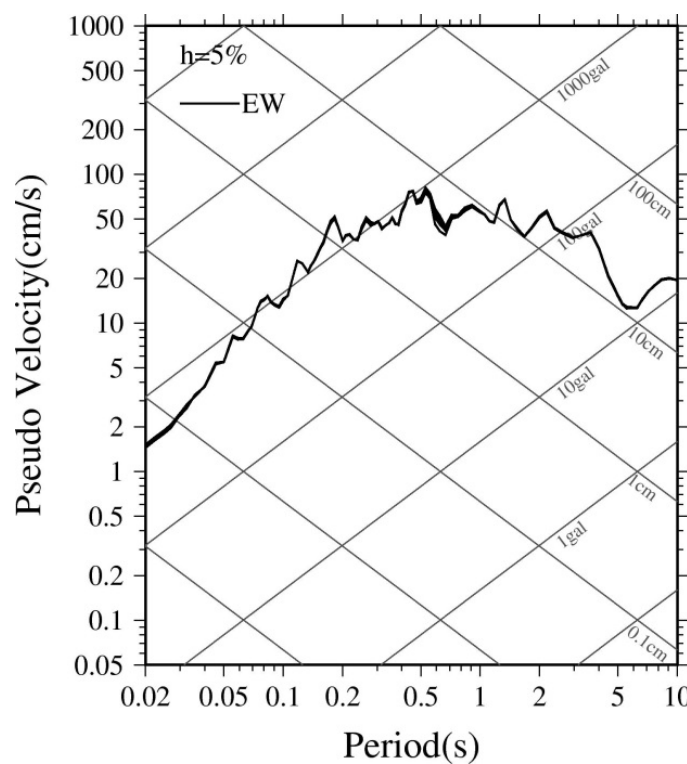
3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

IWTH26（一関東）はぎとり解析のばらつき評価(2)

■ IWTH26(一関東)[水平]の地盤同定結果を用いたはぎとり解析結果によるばらつきは、最適化ケースによる地震動の最大加速度とはぎとり地震動の最大加速度の平均+1 σ との比は、NS方向で1.03である。



応答スペクトル(NS方向)



応答スペクトル(EW方向)

最大加速度

	NS方向	EW方向
最適化ケースによる地震動	511Gal	476Gal
平均	519Gal	470Gal
平均+1 σ	528Gal	477Gal
最適化ケースによる地震動に対する平均+1 σ の比	1.03	1.00

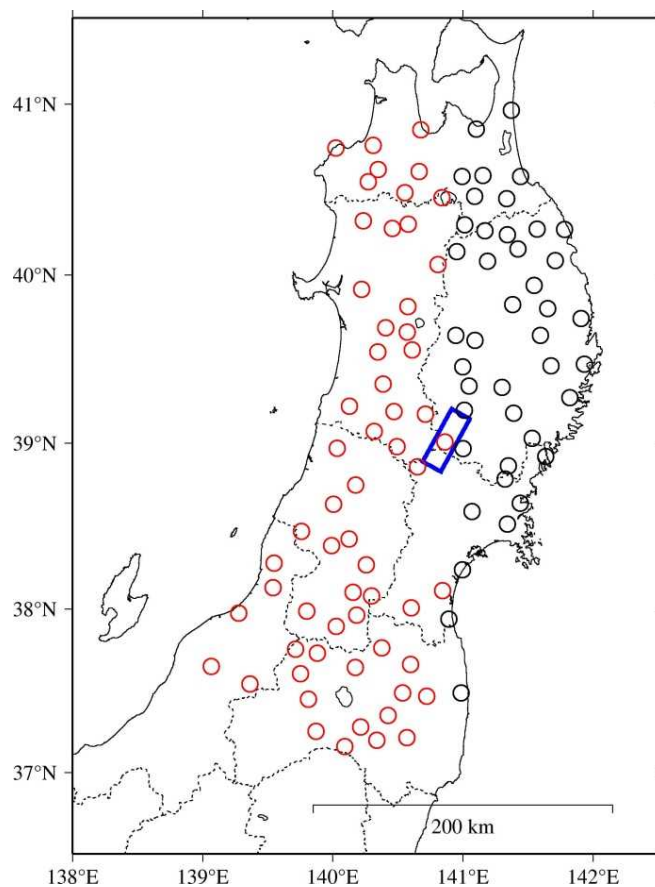
はぎとり解析結果

第286回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋・加筆

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 地域性を考慮する地震動についての検討

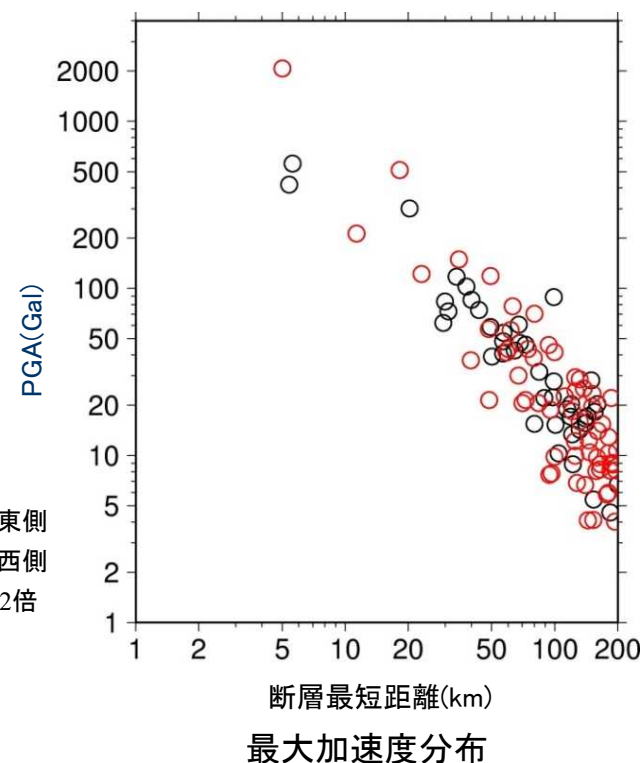
震源域北側・東側と南側・西側の地震動比較

- 2008年岩手・宮城内陸地震のKiK-net観測点の地中記録を用いて、震源域北側・東側と南側・西側の地震動を比較すると、一部の観測点で最大加速度が大きいものの、全体的な傾向として、最大加速度の分布に有意な差異はみられない。



観測点位置

○: 断層面の北側および東側
 ○: 断層面の南側および西側
 検討記録: KiK-net観測点の地中記録2倍



最大加速度分布

3.震源を特定せず策定する地震動／3.3 (参考) 模擬地震波の比較 (標準応答スペクトルを考慮した地震動)

エネルギースペクトル

審査資料(R4.9)
追加

■ エネルギースペクトル

地震動の全継続時間において構造物に入力される総エネルギー量を等価速度 V_E に換算し、構造物の固有周期との関係を表現したもの。

運動方程式

$$M\ddot{x} + C\dot{x} + kx = -M\ddot{x}_0$$

↓ 運動方程式の両辺に $\dot{x}dt (= dx)$ を乗じて、
全継続時間 t_n で時間積分

M : 質点の質量
 x : 質点の相対変位
 c : 減衰係数
 k : 質点系の復元力
 \ddot{x}_0 : 地動の加速度

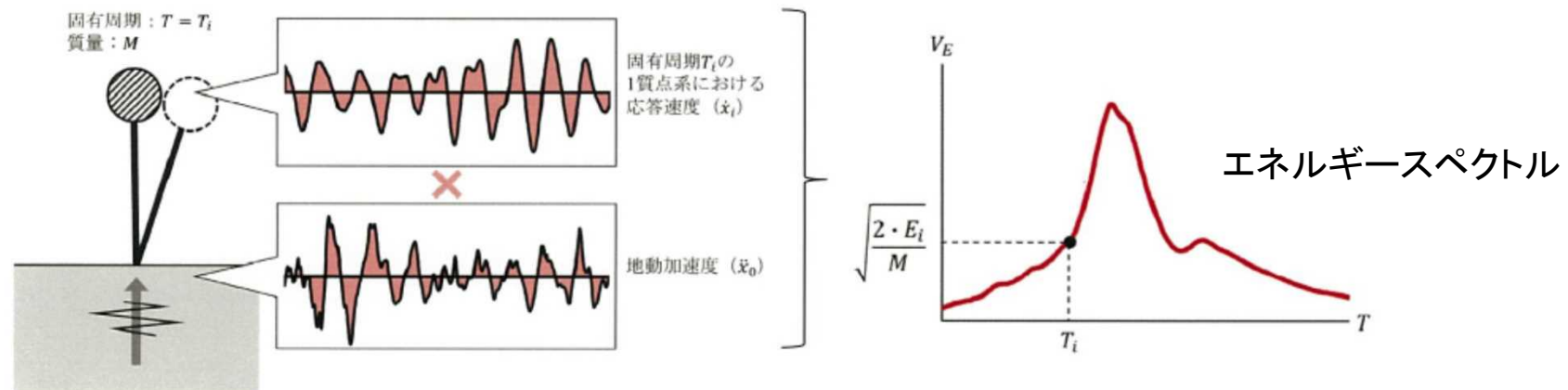
エネルギー方程式

$$\int_0^{t_n} M\dot{x}\ddot{x}dt + \int_0^{t_n} C\dot{x}^2dt + \int_0^{t_n} kx\dot{x}dt = - \int_0^{t_n} M\dot{x}\ddot{x}_0dt$$

運動エネルギー 減衰エネルギー 歪エネルギー 総エネルギー入力

総エネルギー入力

$$E = - \int_0^{t_n} M\dot{x}\ddot{x}_0dt = \frac{1}{2}MV_E^2$$

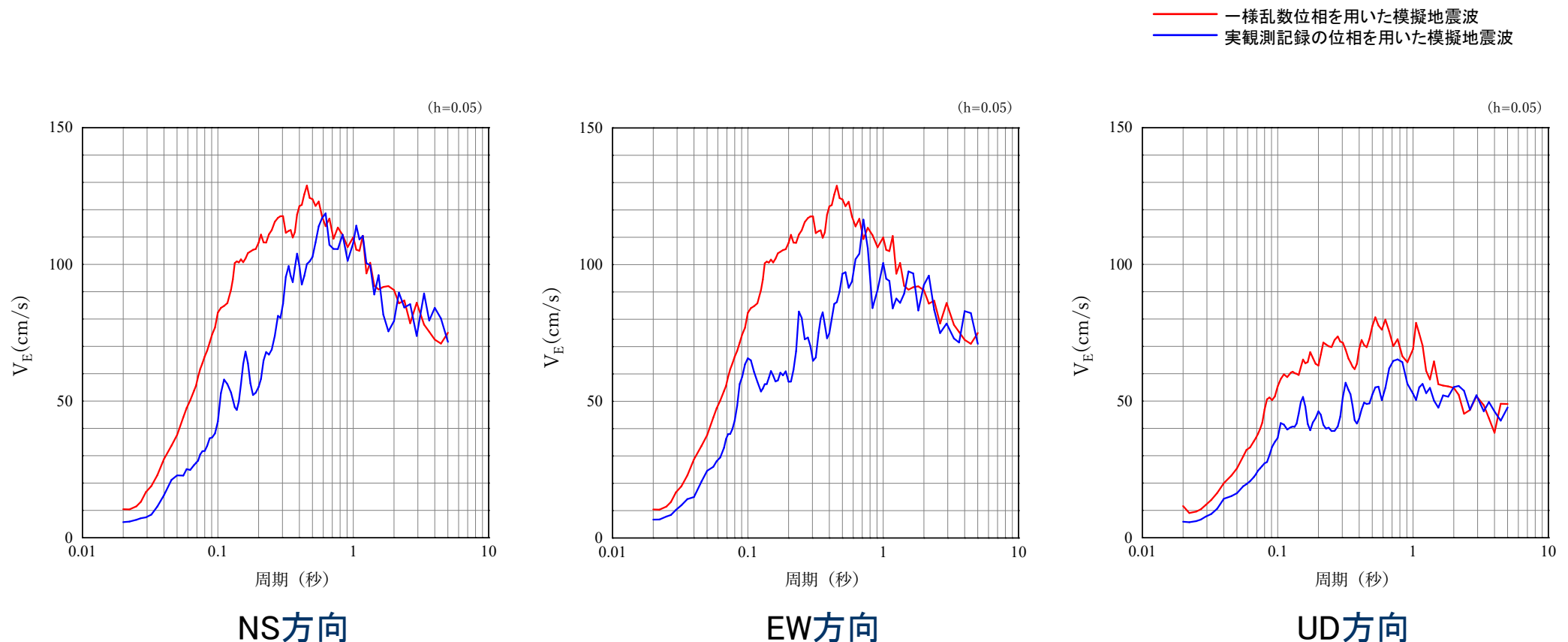


3.震源を特定せず策定する地震動／3.3 (参考)模擬地震波の比較(標準応答スペクトルを考慮した地震動)

エネルギースペクトルによる比較

審査資料(R4.9)
追加

- 地震基盤面における一様乱數位相を用いた模擬地震波と実観測記録の位相を用いた模擬地震波をエネルギースペクトルにて比較する。
- 実観測記録の位相を用いた模擬地震波より一様乱數位相を用いた模擬地震波の方が大きい。



地震基盤面におけるエネルギースペクトル

3.震源を特定せず策定する地震動／3.3 (参考) 模擬地震波の比較 (標準応答スペクトルを考慮した地震動)

累積絶対速度(CAV値)

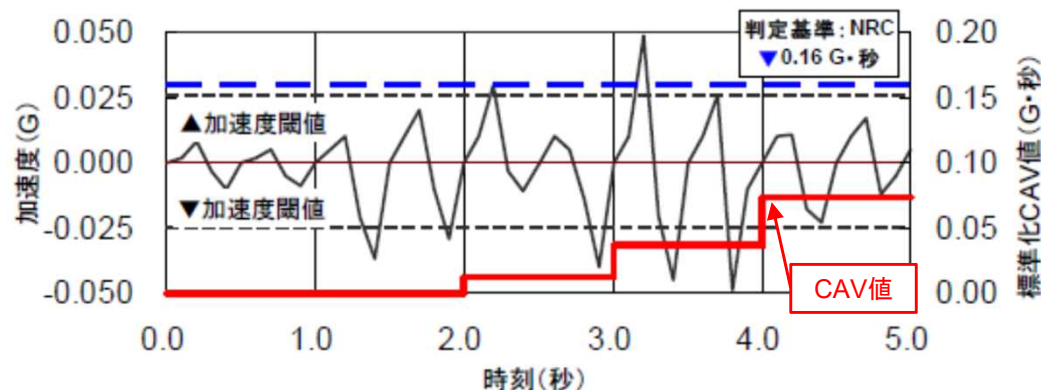
審査資料(R4.9)
追加

■ 累積絶対速度(CAV値)

- CAV値は、米国EPRI(電力中央研究所)が、地震の揺れの強さを計る指標の一つとして、設備の損傷にほとんど影響しないと考えられるパルス的な加速度振幅による不要な炉停止を回避する目的で開発された。
- 米国では岩盤露頭の観測記録を地震後に確認し、プラントの地震後停止を判断する補助指標として運用されており、立地地域の地震動特性を分析し、CAV値とプラント設備の損傷との関係を求め、敷地の適切な加速度閾値と炉停止判断基準を設けている。
- CAV値(標準化CAV値)自体は、加速度時刻歴の時々刻々の変化を1秒区間毎に確認し、その区間内の最大値がある閾値(NRC:0.025G≒24.5Gal)を超過した場合にそのCAVi値[=(1秒区間内の加速度振幅の絶対値×時間刻み)の和、単位:G・秒]を累積していくもの。

$$CAV = CAV_i + \int_i^{i+1} ABS[a(t)]dt$$

- 米国NRCによれば、この標準化CAV値が0.16G・秒を超過するとプラント停止の判断手順に入ることとなっている。
- 本検討では、閾値を0.025G(≒24.5Gal)とし、検討を実施。

水谷ほか(2008)に
一部加筆

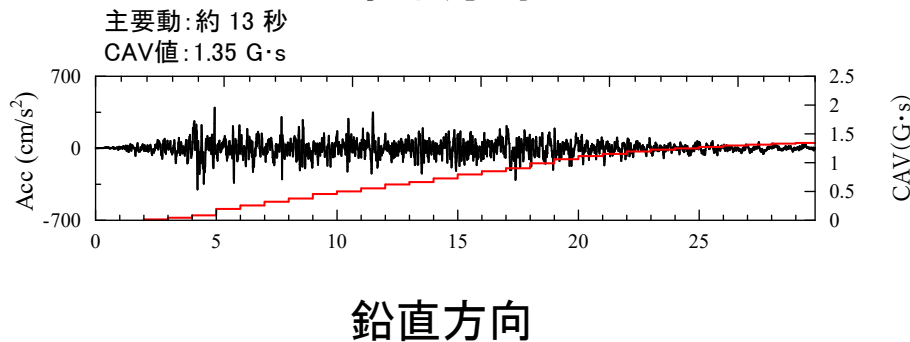
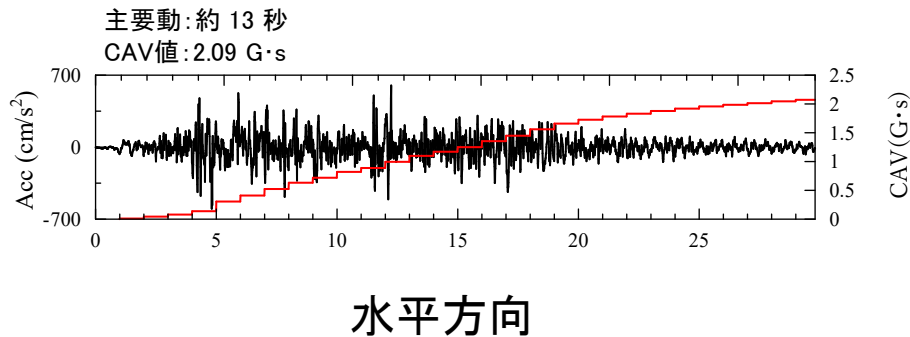
標準化CAV値の概念模式図

3.震源を特定せず策定する地震動／3.3 (参考) 模擬地震波の比較 (標準応答スペクトルを考慮した地震動)

累積絶対速度(CAV値)による比較

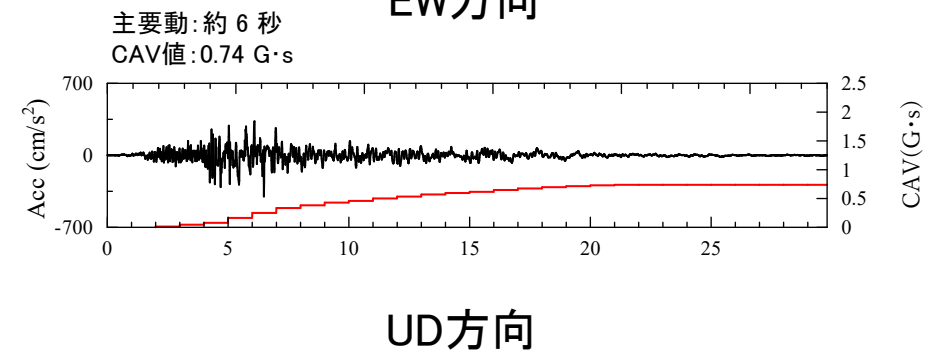
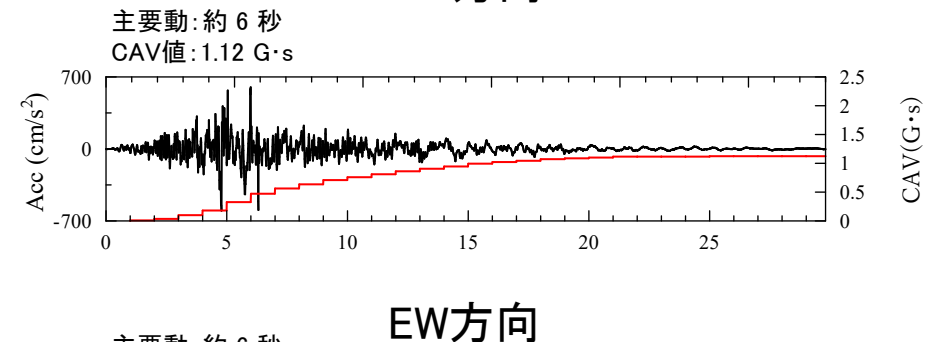
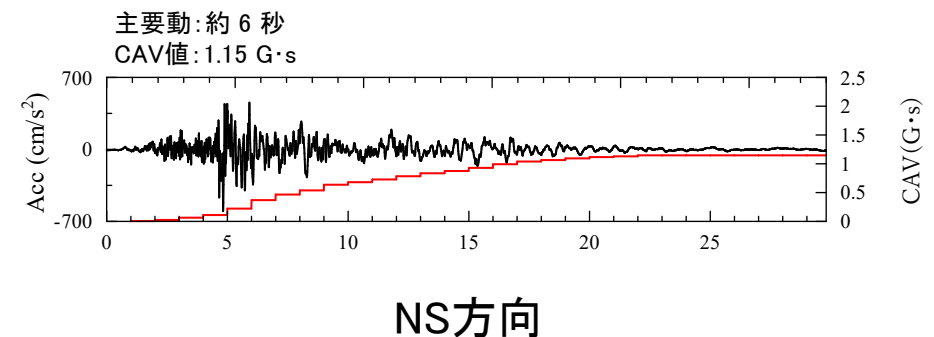
審査資料(R4.9)
追加

- 地震基盤における一様乱數位相を用いた模擬地震波と実観測記録の位相を用いた模擬地震波を累積絶対速度(CAV値)にて比較する。



一様乱數位相を用いた模擬地震波

- 実観測記録の位相を用いた模擬地震波より一様乱數位相を用いた模擬地震波の方が、主要動の継続時間が長く、CAV値が大きくなることを確認した。



実観測記録の位相を用いた模擬地震波

1. 地下構造モデルの策定
 - 1.1 地質調査結果に基づく地下構造
 - 1.2 地震観測記録の分析
 - 1.3 地下構造モデルの設定
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 2.1 プレート間地震
 - 2.2 海洋プレート内地震
 - 2.3 内陸地殻内地震
3. 震源を特定せず策定する地震動
 - 3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震
 - 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討
 - 3.3 (参考) 模擬地震波の比較(標準応答スペクトルを考慮した地震動)
4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響
5. 内閣府(2020)に対する考察
6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

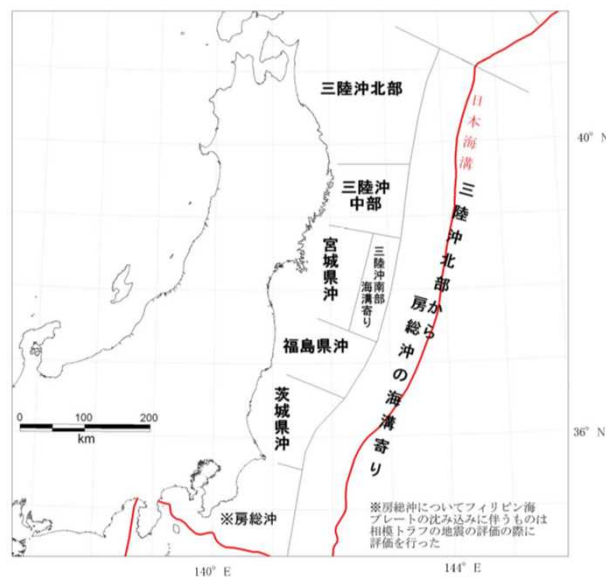
4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響

① 地震調査委員会(2019)の変更点

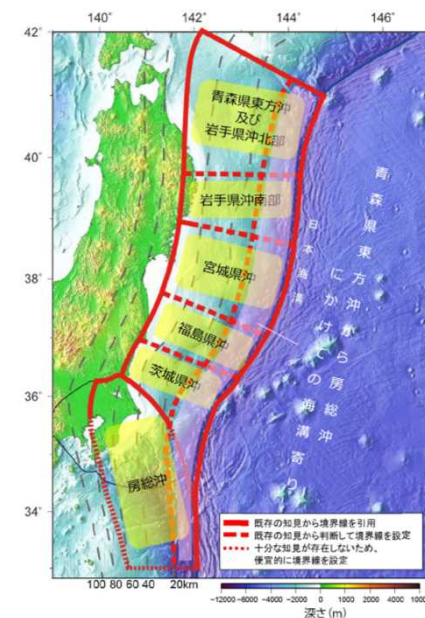
審査会合(R2.2.14)
資料2-4-2 p214 再掲

敷地における地震動評価のうち、プレート間地震、海洋プレート内地震については、「地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012):三陸沖から房総沖に掛けての地震活動の長期評価(第二版)」(以下、「地震調査委員会(2012)」という。)に基づいた評価を行ってきたところ、平成31年2月26日に公表された、「地震調査研究推進本部地震調査委員会(2019):日本海溝沿いの地震活動の長期評価」(以下、「地震調査委員会(2019)」という。)において内容の見直しが行われた。その内容は以下のとおりである。

- 地震調査委員会(2012)における陸寄りの各領域を海溝寄りの沖合までの領域として見直し。
- 地震調査委員会(2012)において宮城県沖および三陸沖南部海溝寄りの二つの領域としていた領域を一つの領域に見直し。
- 茨城県沖と房総沖の境界位置を見直し。
- 各領域について、西側境界(陸側の境界)の位置を太平洋プレート上面深さ60kmの等深線位置に見直し。



地震調査委員会(2012)における領域区分※



地震調査委員会(2019)における領域区分※

※ 地震調査委員会より転載

4.日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響

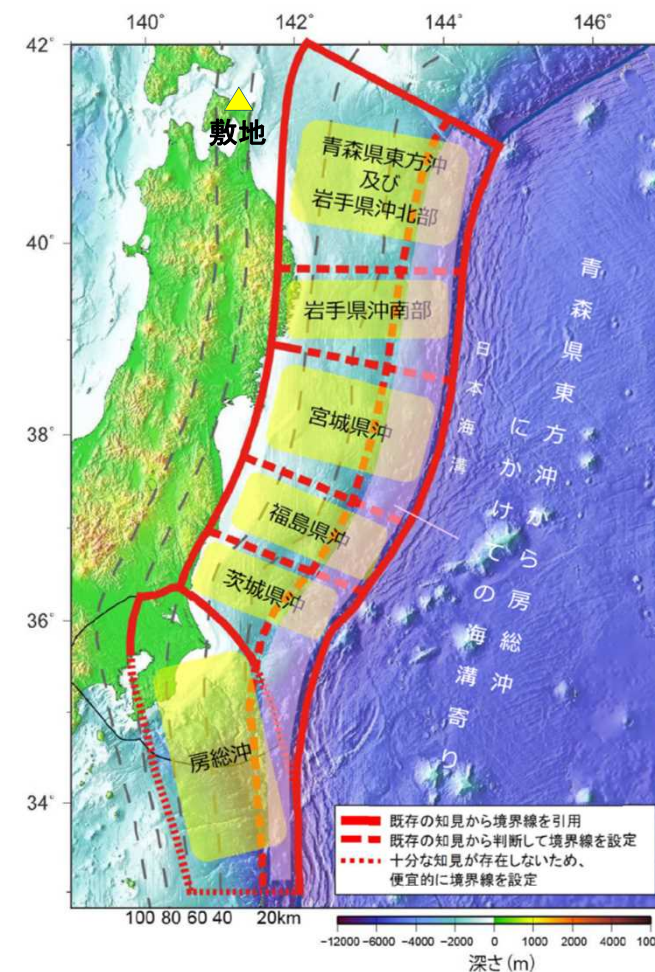
②地震調査委員会(2019)における地震規模

審査会合(R2.2.14)
資料2-4-2 p215 再掲

地震調査委員会(2019)で各領域に考慮されている地震規模と、地震調査委員会(2012)で各領域に考慮されている地震規模の比較を下表に示す。

地震調査委員会における各領域の地震規模(敷地の地震動評価範囲)

評価対象地震	発生領域	地震規模	
		地震調査委員会(2019)	地震調査委員会(2012)
超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部 ～茨城県沖	M9.0程度	Mw8.4～9.0
プレート間巨大地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M7.9程度	M8.0前後
ひとまわり小さい プレート間地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M7.0～7.5程度	M7.1～7.6
沈み込んだ プレート内の地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部 ～茨城県沖	M7.0～7.5程度	M7.0～7.4



地震調査委員会(2019)における領域区分※

※ 地震調査委員会(2019)より抜粋・一部加筆

4.日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響

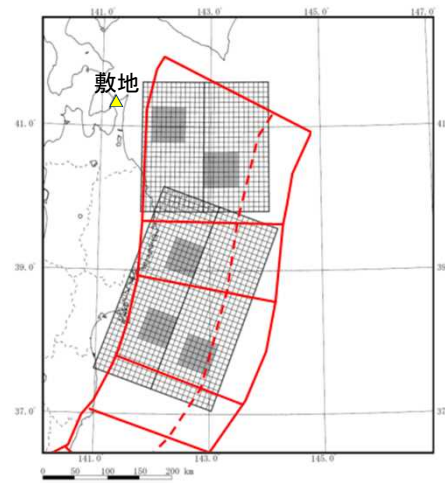
③プレート間地震の地震規模の比較

審査会合(R2.2.14)
資料2-4-2 p216 再掲

プレート間地震の地震規模

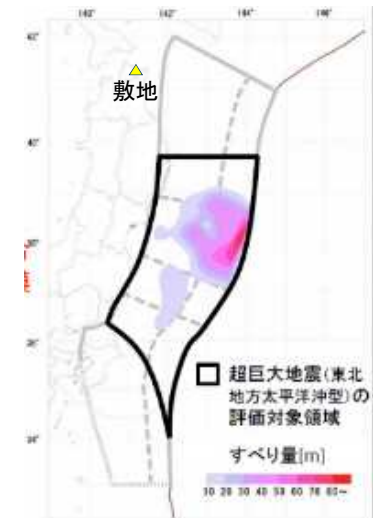
	地震名	発生領域	地震規模
地震調査委員会 (2019)	①超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部 ～茨城県沖	M9.0程度
	②プレート間巨大地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M7.9程度
	③ひとまわり小さい プレート間地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M7.0～7.5程度
検討用地震	2011年東北地方太平洋 沖地震を踏まえた地震 (Mw9.0)	敷地全面を含む複 数領域(三陸沖北 部～宮城県沖)※	Mw9.0

※ 地震調査委員会(2019)との対比として選定



— :地震調査委員会(2019)における領域境界

検討用地震の断層面
(三陸沖北部～宮城県沖)



地震調査委員会(2019)による超巨大地震の震源領域
※ 地震調査委員会(2019)より転載・一部加筆

① 地震調査委員会(2019)で考慮する地震規模
地震調査委員会(2019)では、日本海溝沿いの地震として、右表の地震が考慮されている。

超巨大地震(東北地方太平洋沖型)の震源域については、最新の活動である東北地方太平洋沖地震の知見から、宮城県沖を必ず含み、隣接する領域(岩手県沖南部または福島県沖)の少なくとも一方にまたがり、場合によっては茨城県沖まで破壊が及ぶと評価されている。

② 敷地の地震動評価で考慮する地震規模等

敷地のプレート間地震の評価は以下の通りである。

- ◆ 地震調査委員会(2019)の①の地震に相当するものとして、検討用地震(2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震(Mw9.0))を考慮。
- ◆ 地震動評価のモデルにおけるSMGA位置や短周期レベルについては、敷地への影響を考慮して保守的な設定としている。
- ◆ 地震調査委員会(2019)の②および③の地震の規模は、検討用地震の規模を下回る。

③ 地震調査委員会(2019)と検討用地震の比較

以上の比較から、地震調査委員会(2019)において考慮する地震による敷地への影響は、検討用地震による敷地への影響を下回ると評価した。

4.日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響

④沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模の比較

審査会合(R2.2.14)
資料2-4-2 p217 再掲

① 地震調査委員会(2019)で考慮する地震規模
地震調査委員会(2019)では、沈み込んだプレート内の地震の地震規模として、M7.0～7.5程度の値が示されている。

② 敷地の地震動評価で考慮する地震規模等
敷地の沈み込んだ海洋プレート内地震の評価は以下の通りである。

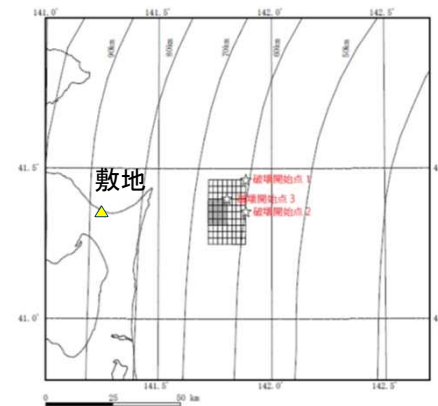
- ◆ 敷地における沈み込んだ海洋プレート内地震については、「二重深発地震上部の地震」(DC型)、「二重深発地震下部の地震」(DE型)、及び、「沖合の浅い地震」の敷地への影響を検討し、2011年4月7日宮城県沖の地震の知見を踏まえた「二重深発地震上部の地震」(M7.2)を検討用地震として選定している。
- ◆ 検討用地震は、基本モデルで断層面位置を敷地直近となるような位置に設定するとともに、地震規模の不確かさケースでは、断層面積が2倍以上となるような断層面を設定し、地震規模をM7.5としている。

③ 地震調査委員会(2019)と検討用地震の比較
敷地の地震動評価で考慮する地震規模は地震調査委員会(2019)と同等であり、その断層面位置を敷地直近に想定していることから、地震調査委員会(2019)において考慮する地震による敷地への影響は、検討用地震による敷地への影響を下回ると評価した。

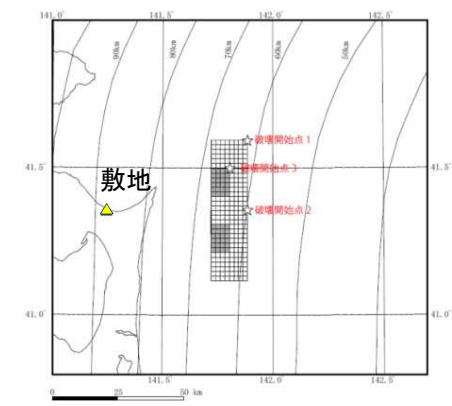
敷地前面領域の地震規模

評価対象地震	発生領域	地震規模
地震調査委員会(2019)	沈み込んだプレート内の地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部～茨城県沖
検討用地震	二重深発地震上部の地震	敷地直近位置
		M7.0～7.5程度
		M7.2～7.5* (Mw7.1～7.4)

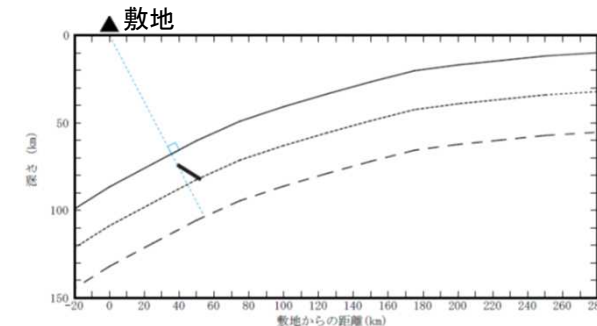
※ 2011年4月7日宮城県沖の地震におけるMとMwの関係を基に設定



基本モデル



地震規模の不確かさケース



検討用地震の断層面

4.日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響

⑤地震ハザード評価で考慮する地震規模の比較

審査会合(R2.2.14)
資料2-4-2 p218 再掲

① 地震調査委員会で考慮する地震規模

地震調査委員会(2012)及び地震調査委員会(2019)では、特定震源および領域震源に相当する領域にそれぞれ下表の様な地震規模が考慮されている。

② 敷地の地震ハザード評価で考慮する地震規模

敷地の地震ハザード評価においては、それぞれ対応する領域に下表の様な地震規模を考慮している。

③ 地震調査委員会(2019)と敷地の地震ハザード評価で考慮する地震規模の比較

以上の比較から、敷地の地震ハザード評価で考慮する地震規模は、地震調査委員会(2019)で考慮する地震規模と同等もしくは上回る規模を考慮していることから、地震調査委員会(2019)の知見を踏まえても、敷地の地震ハザード評価は過小評価とはならないと評価した。

地震ハザード評価で考慮する地震規模の比較

対象地震		発生領域	地震規模		
			地震調査委員会 (2012)	地震調査委員会 (2019)	敷地の地震ハザード評価
特定震源	①超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部 ～茨城県沖	M8.4～9.0	M9.0程度	Mw9.0
	②プレート間巨大地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M8.0前後	M7.9程度	Mw8.3
領域震源	③ひとまわり小さい プレート間地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M7.1～7.6	M7.0～7.5程度	M7.9*
	④沈み込んだ プレート内の地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部 ～茨城県沖	M7.0～7.4	M7.0～7.5程度	M8.2*

※ 敷地前面の震源領域において考慮している最大地震規模を記載。

4.日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響

⑥地震ハザード評価で考慮する地震発生頻度の比較

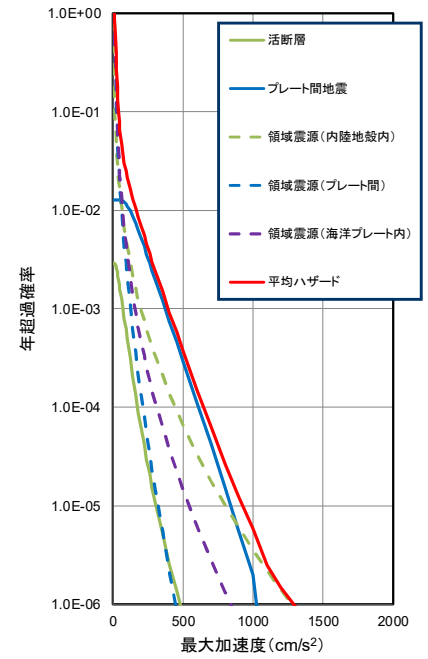
審査会合(R2.2.14)
資料2-4-2 p219 再掲

- ① 地震調査委員会で各領域に考慮する地震発生間隔
地震調査委員会(2012)および地震調査委員会(2019)で考慮する地震の発生間隔は下表のとおりである。
- ② 敷地の地震ハザード評価で考慮する地震発生間隔
敷地の地震ハザード評価で考慮する地震の発生間隔は下表のとおりである。
- ③ 地震調査委員会(2019)と敷地の地震ハザード評価の比較
比較の結果、敷地の地震ハザード評価は過小評価とはならないと評価した。
 - ◆ 震源①及び②の発生間隔は、地震調査委員会(2019)の発生間隔と同等である。
 - ◆ 震源③及び④の発生間隔は、地震調査委員会(2019)では領域ごとに発生間隔が設定されているのに対し、敷地の地震ハザード評価では領域全体の地震発生間隔をグーテンベルク・リヒター則(以下G-R則と呼ぶ)を参照して設定している。*

※ 地震調査委員会(2019)では、領域ごとの活動性の違いを考慮せず、東北地方太平洋沖地震発生以前のM7.0以上の地震の発生数に基づき発生間隔を設定している。

地震ハザード評価で考慮する地震発生間隔の比較

地震名	発生領域	発生間隔			
		地震調査委員会(2012)	地震調査委員会(2019)	敷地の地震ハザード評価	
特定震源	①超巨大地震(東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部～茨城県沖	600年程度	約550年～600年	約600年
	②プレート間巨大地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部	97.0年	97.0年	97.0年
領域震源	③ひとまわり小さいプレート間地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部	14.1年に1回程度	8.8年に1回	領域震源として、各領域の地震活動に基づくG-R則に基づき算定*
	④沈み込んだプレート内の地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部～茨城県沖	不明	22.0～29.4年に1回(領域全体の値)	



地震ハザード評価に対する各震源の寄与度

※ 設定方法については参考資料参照

4.日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響 (参考)敷地における地震発生頻度の考え方

審査会合(R2.2.14)
資料2-4-2 p220 再掲

敷地の地震ハザード評価では、領域震源ごとの地震規模と発生数より、G-R則に基づいた発生頻度の算定を行っている。その考え方は以下の通りである。

① 評価の考え方

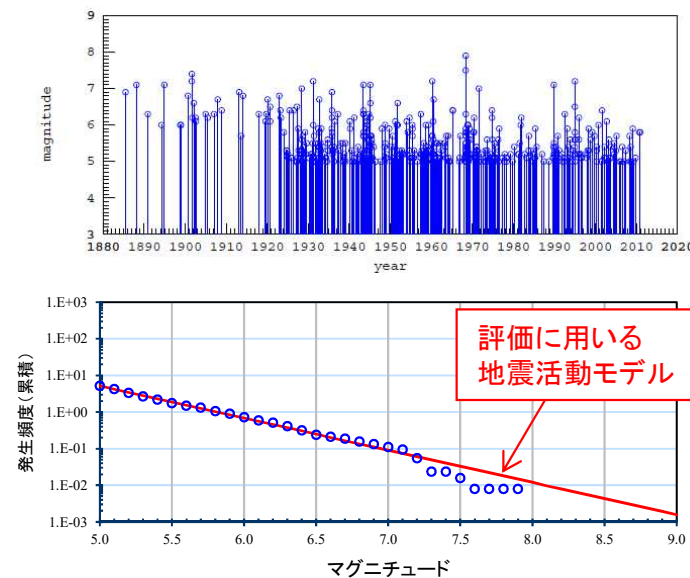
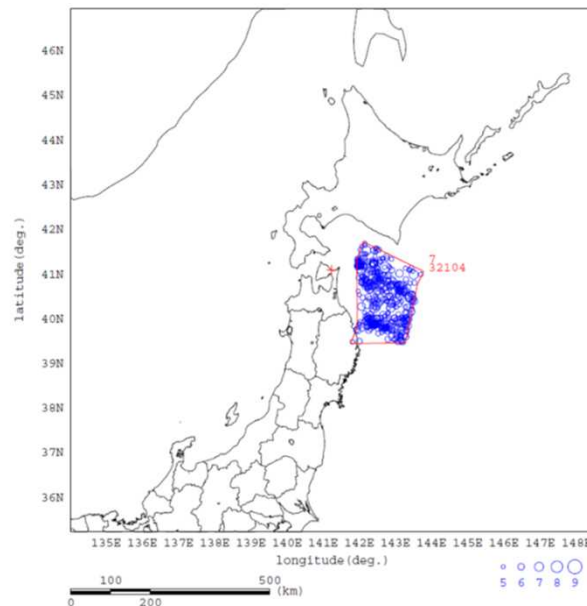
各領域の中～大地震のデータを収集し、その規模と発生頻度の関係からG-R則に基づき評価に用いる地震活動モデルを設定する。

② 評価に用いるデータ

- ◆ 地震調査委員会(2019)が地震発生頻度の算定に用いた記録の期間(1923年～2011年東北地方太平洋沖地震以前)に発生したM5以上の地震。
- ◆ 宇津カタログに記載のある1885年以降のM6以上の地震。

③ 評価結果の例

敷地前面領域における評価結果の例を以下に示す。



敷地前面領域における地震の発生状況

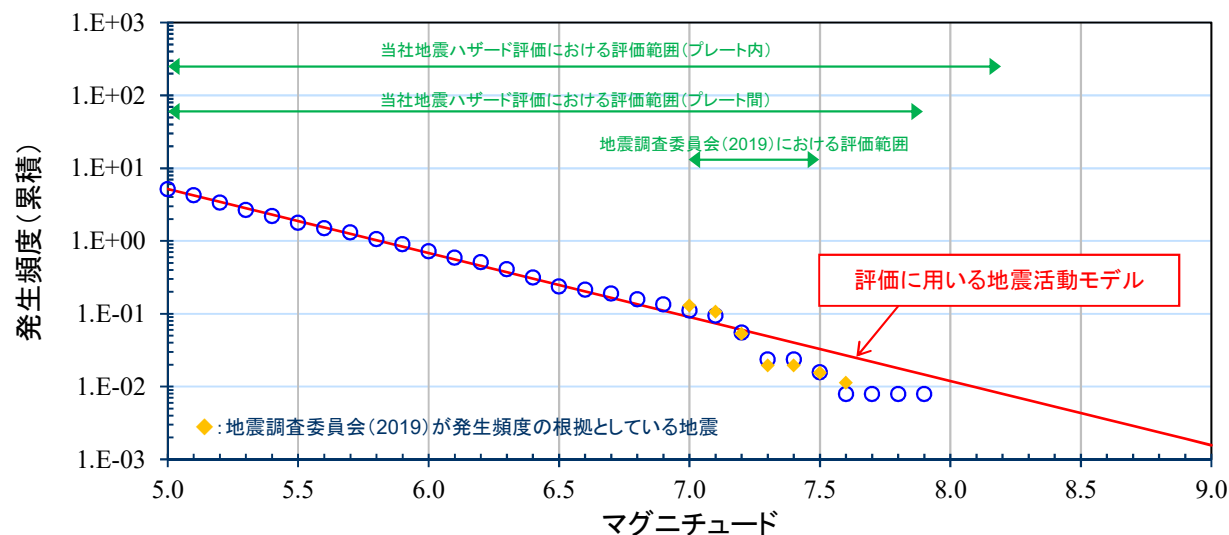
4.日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響 (参考)地震調査委員会(2019)と敷地の地震ハザード評価における地震発生頻度の比較

審査会合(R2.2.14)
資料2-4-2 p221 再掲

地震調査委員会(2019)と敷地の地震ハザード評価における地震発生頻度の比較を行った結果、両者は整合しており、地震調査委員会(2019)を踏まえても、敷地の地震ハザード評価に影響はないと考えられる。

地震調査委員会(2019)が
発生頻度の根拠としている地震

発生様式	発生年月日	M
プレート間	1928.5.27	7.0
	1931.3.9	7.2
	1935.10.18	7.1
	1943.6.13	7.1
	1945.2.10	7.1
	1960.3.21	7.2
	1971.8.2	7.0
	1989.11.2	7.1
	1994.12.28	7.6
	1995.1.7	7.2
プレート内	1937.7.27	7.1
	1938.11.6	7.4
	1968.5.16	7.5
	2003.5.26	7.1



※ 地震調査委員会(2019)に基づく発生頻度算出に用いる期間は、1923年～2011年の88年間としている。なお、地震調査委員会(2019)に考慮されている「沈み込む海洋プレート内地震」については面積補正を行っている。

地震調査委員会(2019)と敷地の地震ハザード評価における地震発生頻度の比較

1. 地下構造モデルの策定
 - 1.1 地質調査結果に基づく地下構造
 - 1.2 地震観測記録の分析
 - 1.3 地下構造モデルの設定
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 2.1 プレート間地震
 - 2.2 海洋プレート内地震
 - 2.3 内陸地殻内地震
3. 震源を特定せず策定する地震動
 - 3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震
 - 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討
 - 3.3 (参考) 模擬地震波の比較(標準応答スペクトルを考慮した地震動)
4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響
5. 内閣府(2020)に対する考察
6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

5.内閣府(2020)に対する考察 検討の経緯

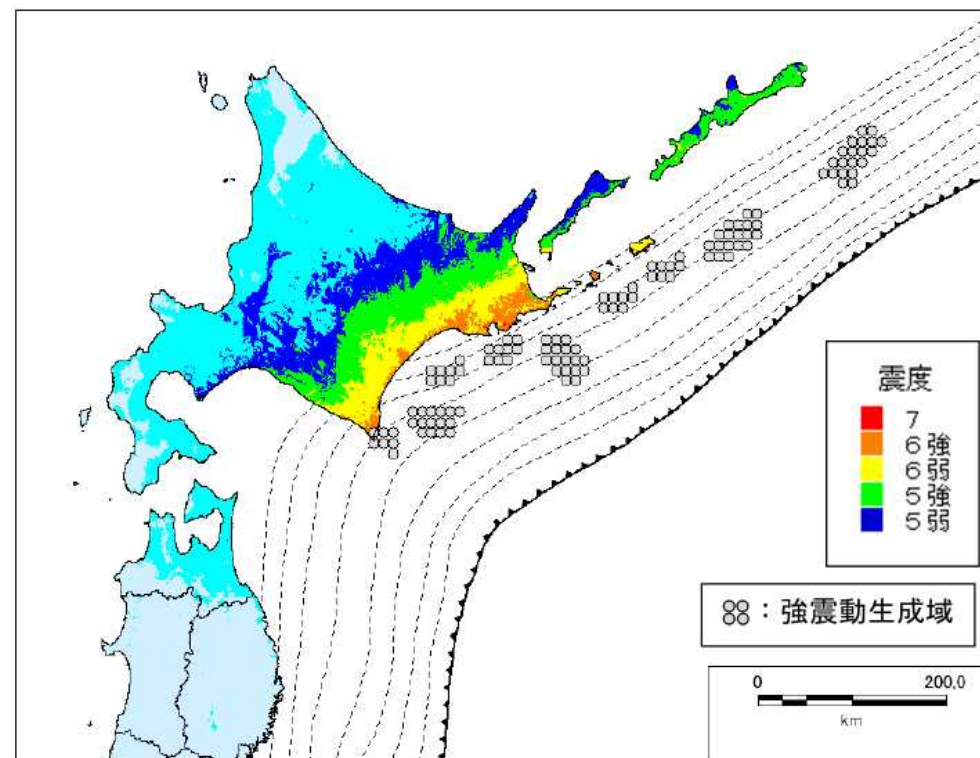
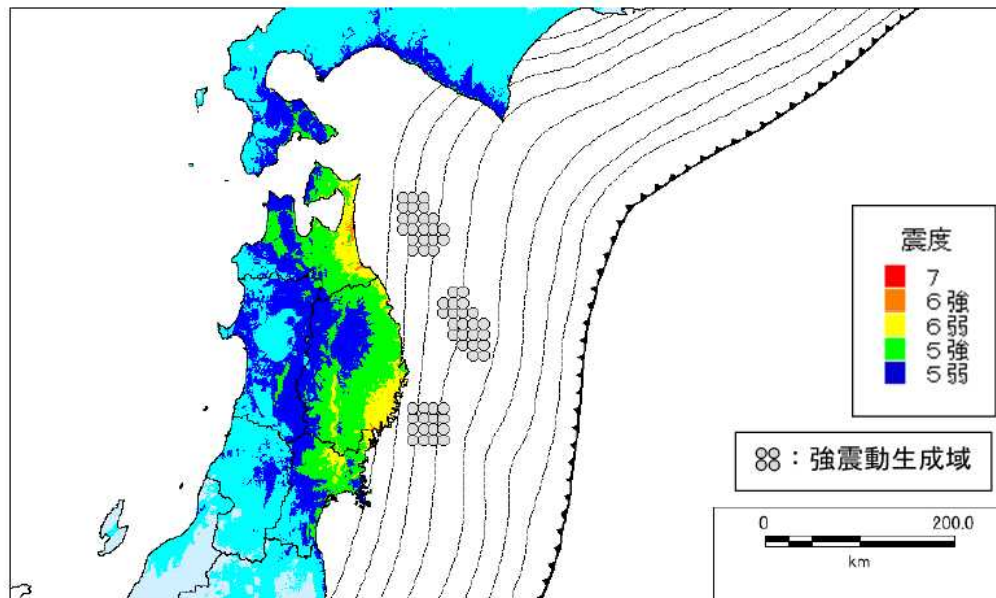
- 2020年4月、内閣府の日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会が、「日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討について（概要報告）（以下、「内閣府(2020)という。」）」を公表した。
- 内閣府(2020)は、過去6千年間の津波堆積物から想定される最大の津波断層モデルを、防災対策の観点から想定する最大クラスの津波断層モデルとして取り扱うこととし、岩手県沖から北海道日高地方の沖合の日本海溝沿いの領域を対象とした「日本海溝（三陸・日高沖）モデル（Mw9.1）」、襟裳岬から東の千島海溝沿いの領域を対象とした「千島海溝（十勝・根室沖）モデル（Mw9.3）」としている。

5.内閣府(2020)に対する考察

内閣府(2020)の地震動評価への影響について (1/2)

【内閣府(2020)の地震動評価の概要】

- 内閣府(2020)では、Mw9クラスの科学的に想定されうる最大クラスのモデルとして、①日本海溝(三陸・日高沖)モデルと②千島海溝(十勝・根室沖)モデルを想定し、震源域に強震動生成域(SMGA)を配置し、震度分布を想定している。
- 内閣府(2020)の震度分布によると、敷地への影響は日本海溝モデルによる影響が大きいことから、敷地において考慮しているプレート間地震の検討用地震のうち、日本海溝沿いに設定した「2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震(Mw9.0)(三陸沖北部～宮城県沖の連動)」と断層パラメータの比較を行う。



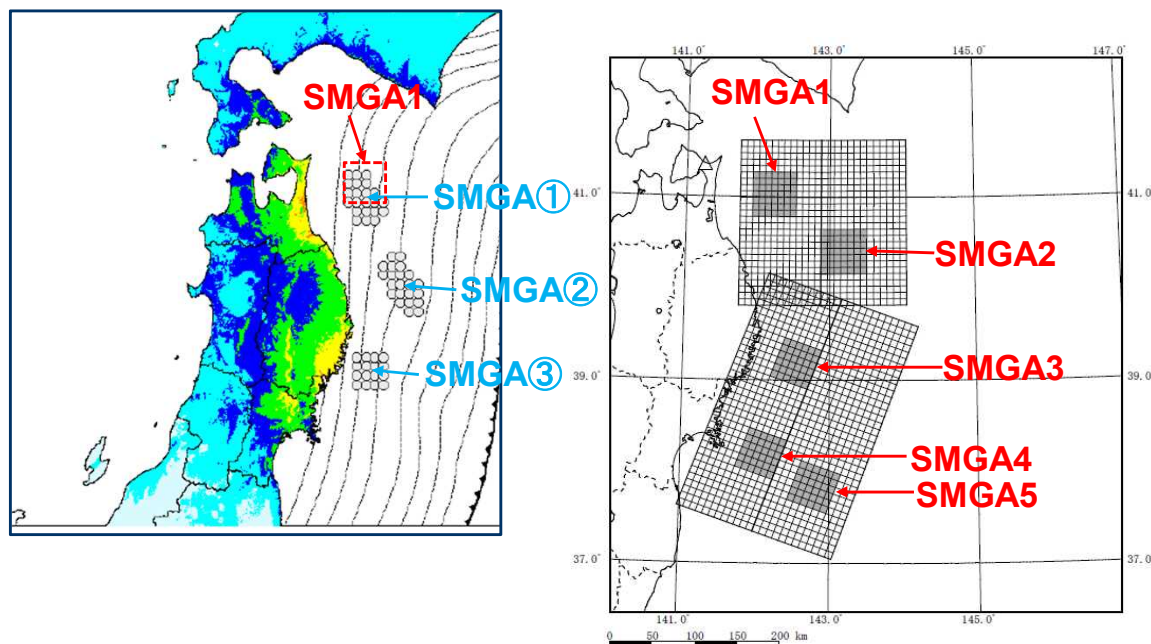
内閣府(2020)の日本海溝モデル(左)と千島海溝モデル(右)の震度分布

5.内閣府(2020)に対する考察

内閣府(2020)の地震動評価への影響について (2/2)

【内閣府(2020)の日本海溝モデルと当社検討用地震(プレート間地震)の比較】

- 敷地に近く、影響が大きいと考えられる内閣府(2020)の日本海溝モデルのSMGA①と検討用地震(プレート間地震)のSMGA1を比較すると、基本ケースでは概ね同じ位置に同程度の面積を想定している。
- 応力降下量、短周期レベルともに、内閣府(2020)の日本海溝モデルのSMGA①よりも、検討用地震(プレート間地震)のSMGA1の方が大きな値である。

内閣府(2020)の日本海溝モデルと
検討用地震(プレート間地震)の断層パラメータの比較

敷地に近いSMGAの諸元		内閣府(2020) 日本海溝モデル SMGA①	検討用地震 SMGA1
地震モーメント	Nm	1.8E+21	2.0E+21
面積	Km ²	2746.6	2500
応力降下量	MPa	30.0	34.5
短周期レベル	Nm/s ²	1.70E+20	1.86E+20

内閣府(2020)の日本海溝モデル(左)と検討用地震(プレート間地震)(右)の比較

5.内閣府(2020)に対する考察 まとめ

(地震動評価)

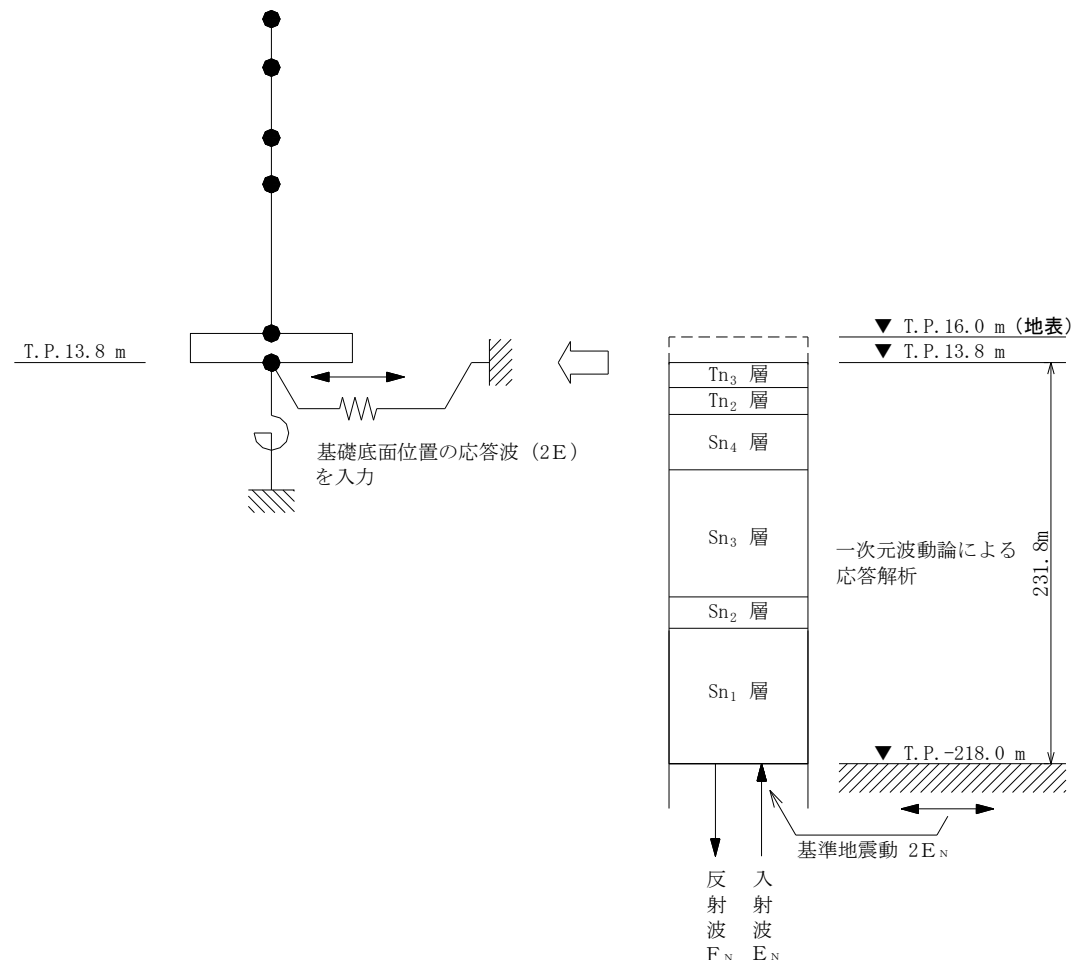
- 内閣府(2020)の日本海溝モデルと、検討用地震(プレート間地震)の比較を踏まえても、既許可の申請での地震動評価結果に変更はない。

1. 地下構造モデルの策定
 - 1.1 地質調査結果に基づく地下構造
 - 1.2 地震観測記録の分析
 - 1.3 地下構造モデルの設定
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動
 - 2.1 プレート間地震
 - 2.2 海洋プレート内地震
 - 2.3 内陸地殻内地震
3. 震源を特定せず策定する地震動
 - 3.1 2004年北海道留萌支庁南部地震
 - 3.2 地域性を考慮する地震動についての検討
 - 3.3 (参考) 模擬地震波の比較(標準応答スペクトルを考慮した地震動)
4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響
5. 内閣府(2020)に対する考察
6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

6.1 建屋の入力地震動の考え方

- 建屋の耐震評価に用いる入力地震動は、解放基盤表面(標高-218m)において定義された基準地震動を一次元波動論にて、建屋基礎版の底面レベル(以下、「建屋基礎下レベル」という)(標高13.8m)における自由表面波(2E)として評価している。
- 解放基盤表面から建屋基礎下レベルの間においては、地盤の非線形性を考慮するため、一次元波動論を用いた等価線形解析による評価を行う。
- 貯蔵建屋の地震応答計算に用いる水平方向の地震応答解析モデルは、建屋を曲げ変形とせん断変形をする質点系とし、杭と地盤の相互作用を考慮した水平ばね及び回転ばねで評価した建屋－杭－地盤連成系モデルとする。
- 鉛直方向の解析モデルは、軸変形をする建屋部及び曲げ変形とせん断変形をする屋根部から成る質点系とし、杭と地盤の相互作用を考慮した鉛直ばねで評価した建屋－杭－地盤連成系モデルとする。



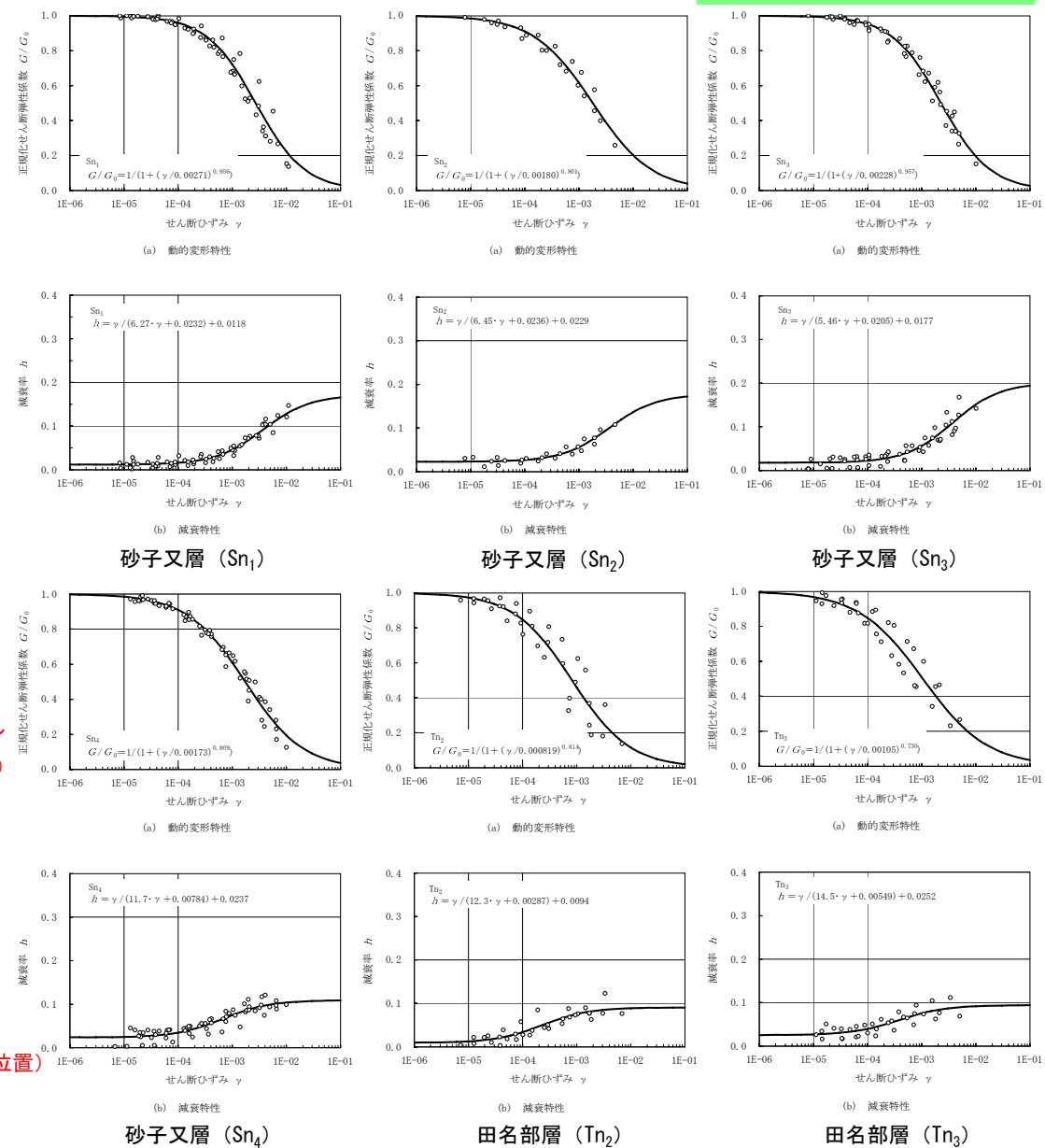
建屋－杭－地盤連成系の地震応答解析モデル (水平方向)

6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

6.1 建屋の入力地震動の考え方

入力地震動算定用地盤モデル (1 / 4)

- 本検討においては、耐震設計に用いる入力地震動算定用地盤モデルを用いて評価する。
- 地盤モデルに記載した物性値は、ボーリング孔から採取した供試体を用いた物理試験等より設定している。
- 等価線形解析に用いる変形特性は、ボーリング孔から採取した供試体を用いた繰返し三軸試験の結果より設定している。
- P波速度は、評価対象層が地下水位以深であるため、体積弾性率一定として設定する。
- 地盤の等価線形解析に基づき設定した地震動毎の地盤物性値を次頁以降に示す。



入力地震動算定用地盤モデル (初期地盤モデル)

No.	地層名	地盤分類	上端深度 T.P. (m)	層厚 (m)	湿润密度 ρ ※ ¹ (g/cm ³)	初期ヤング係数 E_0 ※ ² (N/mm ²)	初期せん断弾性係数 G_0 ※ ³ (N/mm ²)	初期S波速度 V_S ※ ⁴ (m/s)	初期P波速度 V_P ※ ⁵ (m/s)	ポアソン比 ν ※ ⁶
1	田名部層	Tn ₃	13.8	0.3	1.91	835	284	390	1620	0.47
2		Tn ₂	13.5	6.5	1.92	1090	376	440	1470	0.45
3	砂子又層	Sn ₄	7.0	46.5	1.82	1186	409	470	1570	0.45
4		Sn ₃	-39.5	82.5	1.83	1886	655	600	1830	0.44
5		Sn ₂	-122.0	18	2.01	3469	1230	780	2000	0.41
6		Sn ₁	-140.0	78	1.77	2405	847	690	1860	0.42
7	—	—	-218.0	—	1.99	3593	1274	800	2020	0.41

↑ 建屋基礎下レベル (地震動評価位置)
● 解放基盤表面 (基準地震動入力位置)

※¹ 室内試験結果による。
 ※² PS検層による V_s と ρ (※¹) 及び ν (※⁶) より算定。
 ※³ PS検層による V_s と ρ (※¹) より算定。
 ※⁴ PS検層による V_s と ρ (※¹) より算定。
 ※⁵ PS検層による V_s と ρ (※¹) 及び ν (※⁶) より算定。
 ※⁶ PS検層による V_s 、 V_p より算定。

6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

6.1 建屋の入力地震動の考え方

入力地震動算定用地盤モデル (2 / 4)

地震動算定用地盤モデル(Ss-A)

T.P. (m)	地層名	地盤分類	S波速度 V_s (m/s)	P波速度 V_p (m/s)	初期 ポアソン比 ν	密度 γ (g/cm^3)	ヤング 係数 E (N/mm^2)	せん断 弾性係数 G (N/mm^2)	減衰定数 h (%)
13.8	田名部層	Tn ₃	370	1610	0.47	1.91	753	256	3
13.5		Tn ₂	400	1450	0.45	1.92	879	301	3
7.0	砂子文層	Sn ₄	400	1540	0.45	1.82	835	286	6
-39.5									
		-122.0	Sn ₂	700	1960	0.41	2.01	2814	984
-140.0									
-218.0	解放 基盤	解放 基盤	800	2020	0.41	1.99	3593	1274	-

建屋基礎下レベル
(地震動評価位置)解放基盤表面
(基準地震動
入力位置)

地震動算定用地盤モデル(Ss-B1)

T.P. (m)	地層名	地盤分類	S波速度 V_s (m/s)	P波速度 V_p (m/s)	初期 ポアソン比 ν	密度 γ (g/cm^3)	ヤング 係数 E (N/mm^2)	せん断 弾性係数 G (N/mm^2)	減衰定数 h (%)
13.8	田名部層	Tn ₃	370	1610	0.47	1.91	753	256	3
13.5		Tn ₂	400	1450	0.45	1.92	879	301	3
7.0	砂子文層	Sn ₄	400	1540	0.45	1.82	835	286	6
-39.5									
		-122.0	Sn ₂	700	1960	0.41	2.01	2814	984
-140.0									
-218.0	解放 基盤	解放 基盤	800	2020	0.41	1.99	3593	1274	-

建屋基礎下レベル
(地震動評価位置)解放基盤表面
(基準地震動
入力位置)

6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

6.1 建屋の入力地震動の考え方
入力地震動算定用地盤モデル (3 / 4)

地震動算定用地盤モデル(Ss-B2)

地震動算定用地盤モデル(Ss-B3)

建屋基礎下レベル
(地震動評価位置)

T.P. (m)	地層名	地盤分類	S波速度 V _s (m/s)	P波速度 V _p (m/s)	初期 ポアソン比 ν	密度 γ (g/cm ³)	ヤング 係数 E (N/mm ²)	せん断 弾性係数 G (N/mm ²)	減衰定数 h (%)
13.8	田名部層	Tn ₃	370	1610	0.47	1.91	753	256	2
13.5		Tn ₂	420	1460	0.45	1.92	980	338	2
7.0		Sn ₄	420	1550	0.45	1.82	955	327	4
-39.5	砂子又層	Sn ₃	540	1800	0.44	1.83	1520	524	2
		Sn ₂	700	1960	0.41	2.01	2814	984	2
		Sn ₁	620	1830	0.42	1.77	1953	678	2
-218.0	解放 基礎	解放 基礎	800	2020	0.41	1.99	3593	1274	-

解放基礎表面
(基準地震動
入力位置)

建屋基礎下レベル
(地震動評価位置)

T.P. (m)	地層名	地盤分類	S波速度 V _s (m/s)	P波速度 V _p (m/s)	初期 ポアソン比 ν	密度 γ (g/cm ³)	ヤング 係数 E (N/mm ²)	せん断 弾性係数 G (N/mm ²)	減衰定数 h (%)
13.8	田名部層	Tn ₃	370	1610	0.47	1.91	753	256	2
13.5		Tn ₂	420	1460	0.45	1.92	980	338	2
7.0		Sn ₄	420	1550	0.45	1.82	955	327	4
-39.5	砂子又層	Sn ₃	570	1810	0.44	1.83	1711	590	3
		Sn ₂	740	1980	0.41	2.01	3144	1107	2
		Sn ₁	680	1850	0.42	1.77	2179	762	2
-218.0	解放 基礎	解放 基礎	800	2020	0.41	1.99	3593	1274	-

解放基礎表面
(基準地震動
入力位置)

6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

6.1 建屋の入力地震動の考え方

入力地震動算定用地盤モデル (4 / 4)

地震動算定用地盤モデル(Ss-B4)

T.P. (m)	地層名	地盤分類	S波速度 V_s (m/s)	P波速度 V_p (m/s)	初期 ポアソン比 ν	密度 γ (g/cm^3)	ヤング 係数 E (N/mm^2)	せん断 弾性係数 G (N/mm^2)	減衰定数 h (%)
13.8	田名部層	Tn ₃	370	1610	0.47	1.91	753	256	3
13.5		Tn ₂	400	1450	0.45	1.92	879	301	2
7.0	砂子又層	Sn ₄	420	1550	0.45	1.82	955	327	4
-39.5									
-122.0		Sn ₂	740	1980	0.41	2.01	3144	1107	3
-140.0									
-218.0	解放 基盤	解放 基盤	800	2020	0.41	1.99	3593	1274	-

建屋基礎下レベル
(地震動評価位置)解放基盤表面
(基準地震動
入力位置)

地震動算定用地盤モデル(Ss-B5)

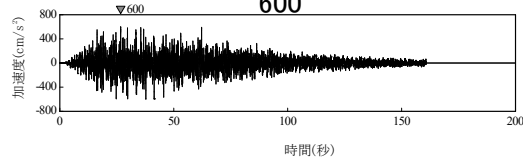
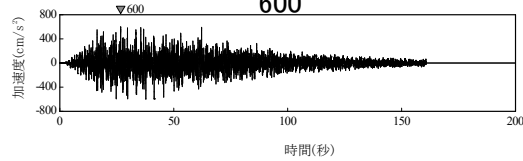
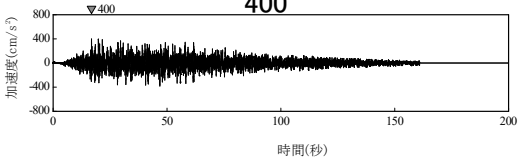



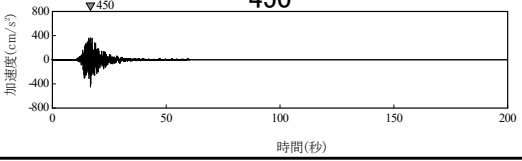
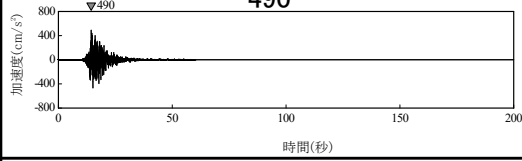


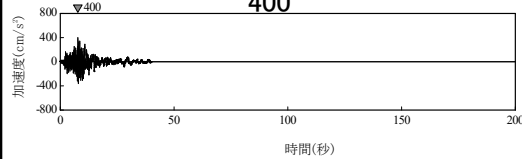
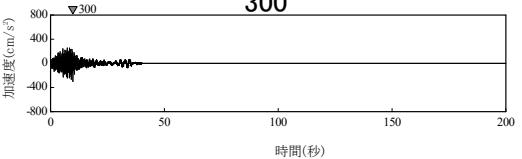


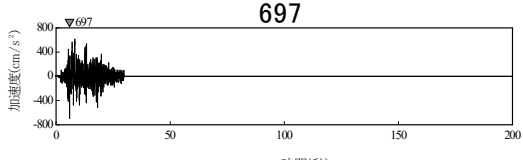
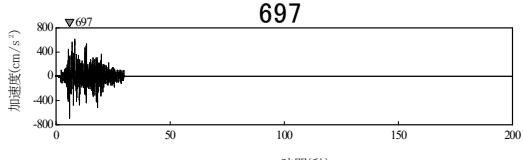
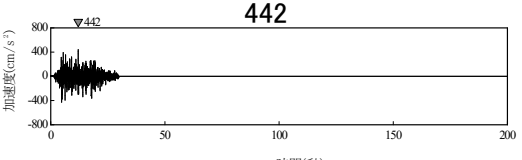
T.P. (m)	地層名	地盤分類	S波速度 V_s (m/s)	P波速度 V_p (m/s)	初期 ポアソン比 ν	密度 γ (g/cm^3)	ヤング 係数 E (N/mm^2)	せん断 弾性係数 G (N/mm^2)	減衰定数 h (%)
13.8	田名部層	Tn ₃	370	1610	0.47	1.91	753	256	3
13.5		Tn ₂	400	1450	0.45	1.92	879	301	3
7.0	砂子又層	Sn ₄	400	1540	0.45	1.82	835	286	6
-39.5									
-122.0		Sn ₂	650	1940	0.41	2.01	2480	861	4
-140.0									
-218.0	解放 基盤	解放 基盤	800	2020	0.41	1.99	3593	1274	-

建屋基礎下レベル
(地震動評価位置)解放基盤表面
(基準地震動
入力位置)

6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

6.2 建屋基礎下レベルの地震動評価
基準地震動 (1 / 4) 一覧表

■ 基準地震動の最大加速度値の一覧を示す

基準地震動		最大加速度 (cm/s ²)		
		水平方向1	水平方向2	鉛直方向
Ss-A	敷地ごとに震源を特定して策定する地震動に基づく基準地震動	 <p>600</p>	 <p>600</p>	 <p>400</p>
Ss-B1	2004年北海道留萌支庁南部地震 (K-NET港町)	 <p>620</p>	 <p>620</p>	 <p>320</p>
Ss-B2	2008年岩手・宮城内陸地震 (栗駒ダム右岸地山)	 <p>450</p>	 <p>490</p>	 <p>320</p>
Ss-B3	2008年岩手・宮城内陸地震 (KiK-net金ヶ崎)	 <p>430</p>	 <p>400</p>	 <p>300</p>
Ss-B4	2008年岩手・宮城内陸地震 (KiK-net一関東)	 <p>540</p>	 <p>500</p>	—
Ss-B5	標準応答スペクトルを考慮した地震動	 <p>697</p>	 <p>697</p>	 <p>442</p>

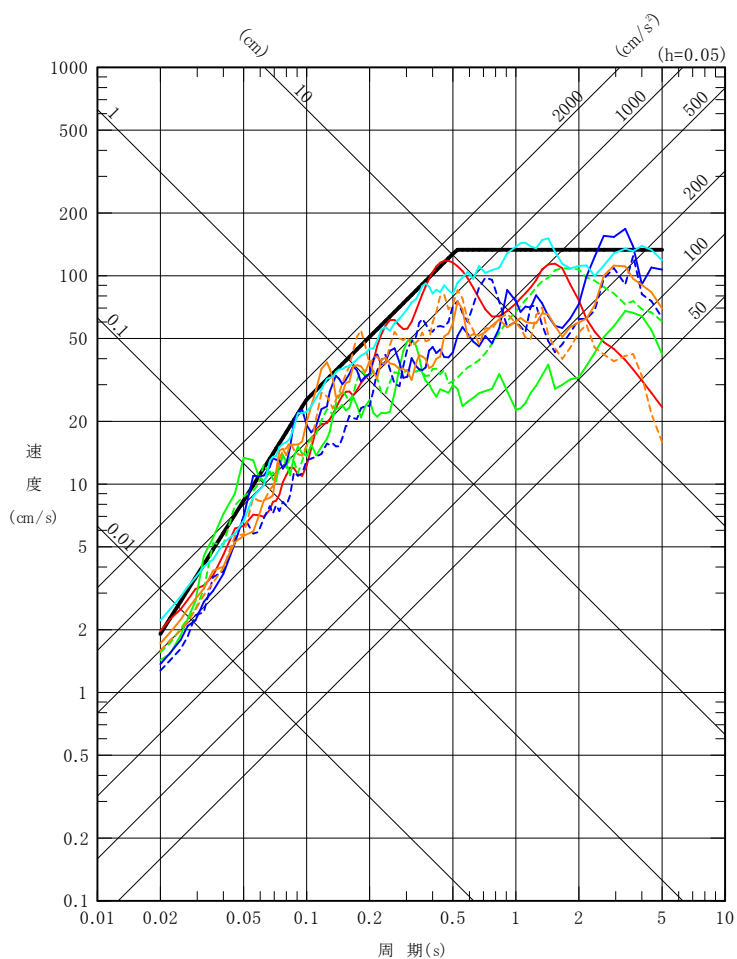
6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

6.2 建屋基礎下レベルの地震動評価

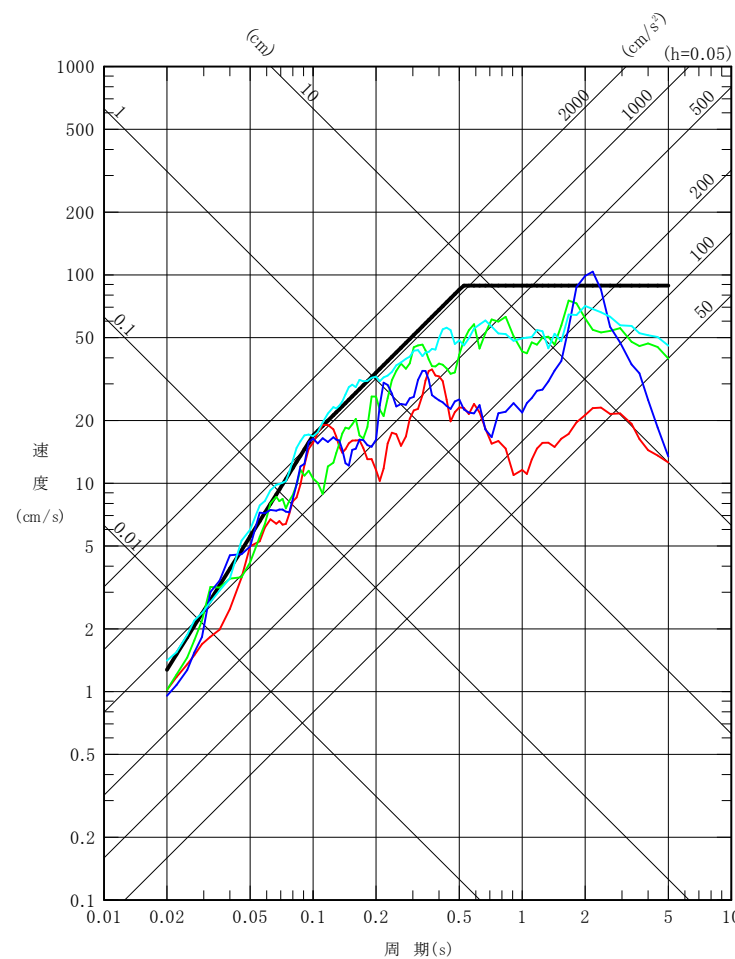
基準地震動 (2 / 4) 応答スペクトル

- : 基準地震動Ss-A
- : 基準地震動Ss-B1 2004年北海道留萌支庁南部地震 (K-NET港町) 水平方向
- : 基準地震動Ss-B2 2008年岩手宮城内陸地震 (栗駒ダム[右岸地山]) 水平方向 1
- - - : 基準地震動Ss-B2 2008年岩手宮城内陸地震 (栗駒ダム[右岸地山]) 水平方向 2
- : 基準地震動Ss-B3 2008年岩手宮城内陸地震 (KiK-net金ヶ崎) 水平方向 1
- - - : 基準地震動Ss-B3 2008年岩手宮城内陸地震 (KiK-net金ヶ崎) 水平方向 2
- : 基準地震動Ss-B4 2008年岩手宮城内陸地震 (KiK-net一関東) 水平方向 1
- - - : 基準地震動Ss-B4 2008年岩手宮城内陸地震 (KiK-net一関東) 水平方向 2
- : 基準地震動Ss-B5 標準応答スペクトルを考慮した地震動

- : 基準地震動Ss-A
- : 基準地震動Ss-B1 2004年北海道留萌支庁南部地震 (K-NET港町) 鉛直方向
- : 基準地震動Ss-B2 2008年岩手宮城内陸地震 (栗駒ダム[右岸地山]) 鉛直方向
- : 基準地震動Ss-B3 2008年岩手宮城内陸地震 (KiK-net金ヶ崎) 鉛直方向
- : 基準地震動Ss-B5 標準応答スペクトルを考慮した地震動



水平方向



鉛直方向

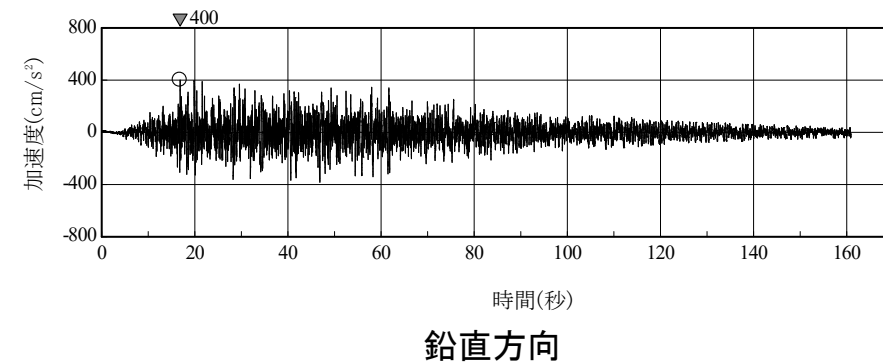
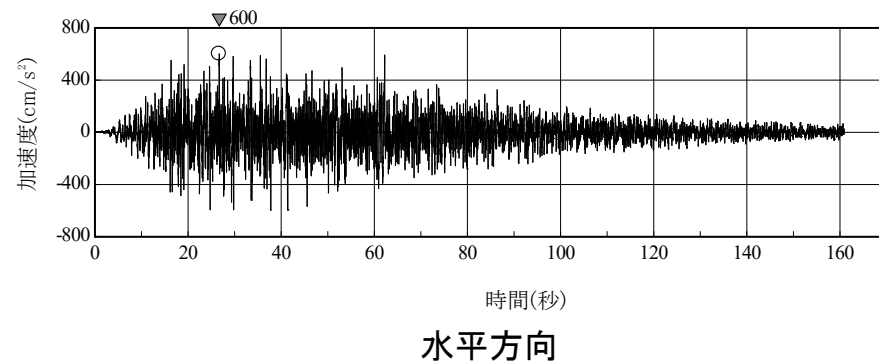
6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

6.2 建屋基礎下レベルの地震動評価

基準地震動 (3 / 4) 加速度時刻歴波形

■ 基準地震動Ss-Aの加速度時刻歴波形

○ 基準地震動Ss-A 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動に基づく基準地震動



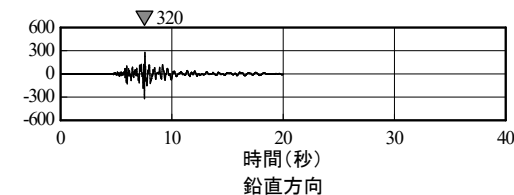
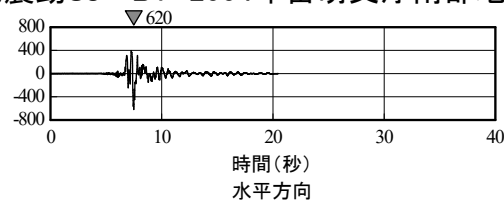
6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

6.2 建屋基礎下レベルの地震動評価

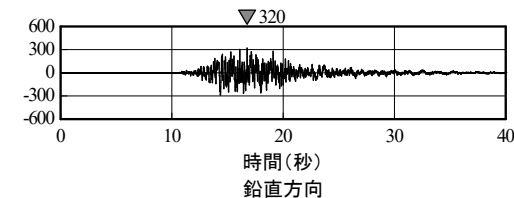
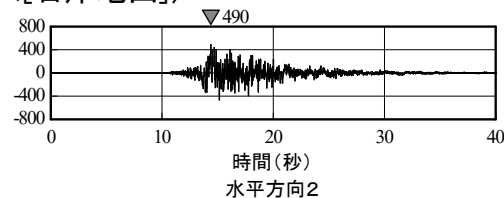
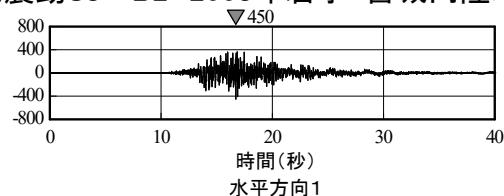
基準地震動 (4 / 4) 加速度時刻歴波形

■ 基準地震動Ss-Bの時刻歴波形

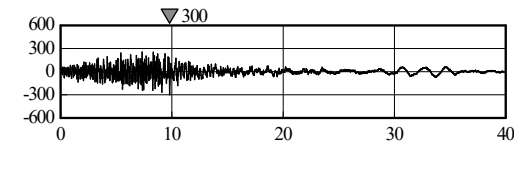
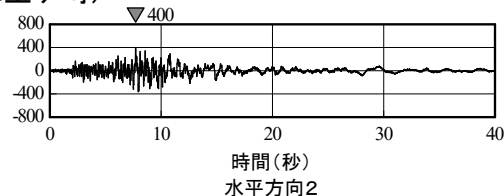
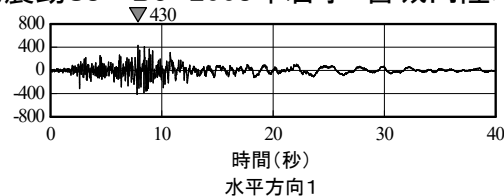
○ 基準地震動Ss-B1 2004年留萌支庁南部地震(K-NET港町)



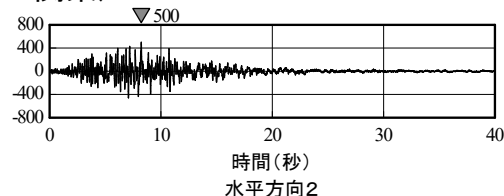
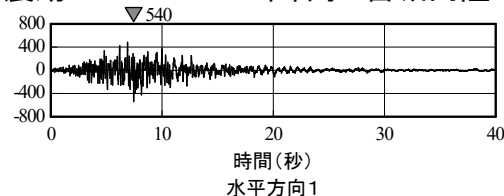
○ 基準地震動Ss-B2 2008年岩手・宮城内陸地震(栗駒ダム[右岸地山])



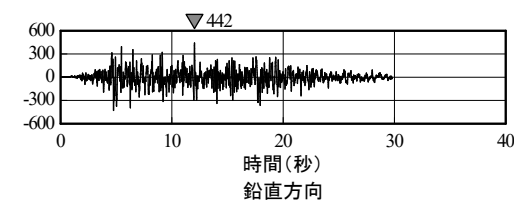
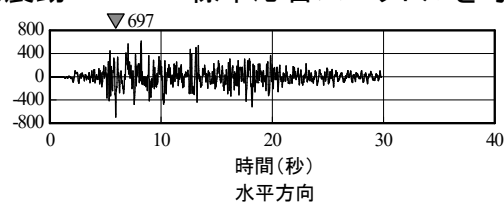
○ 基準地震動Ss-B3 2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net金ヶ崎)



○ 基準地震動Ss-B4 2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net一関東)



○ 基準地震動Ss-B5 標準応答スペクトルを考慮した地震動

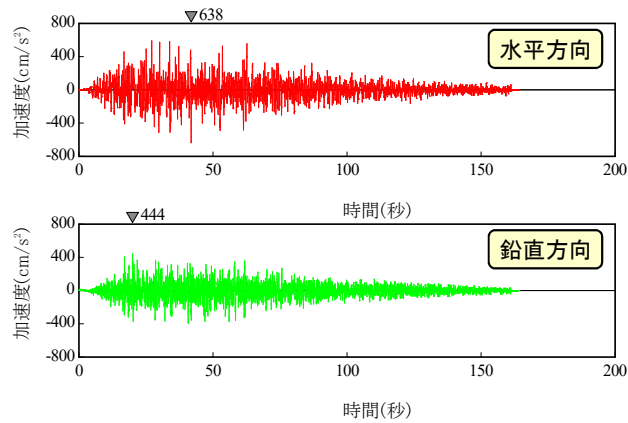


6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

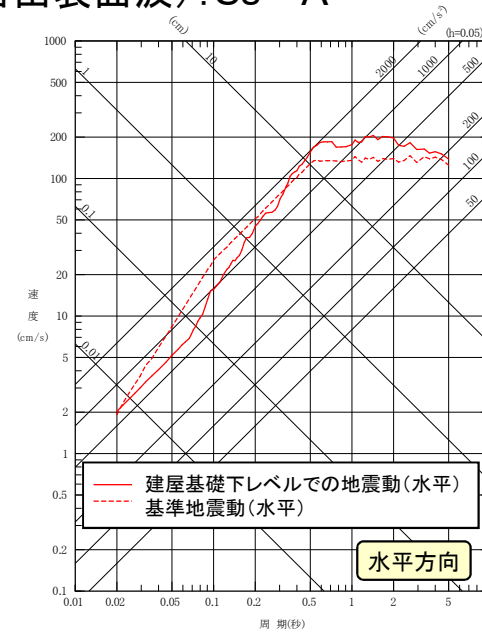
6.2 建屋基礎下レベルの地震動評価

基準地震動Ss-Aを入力した場合の建屋基礎下レベルの地震動

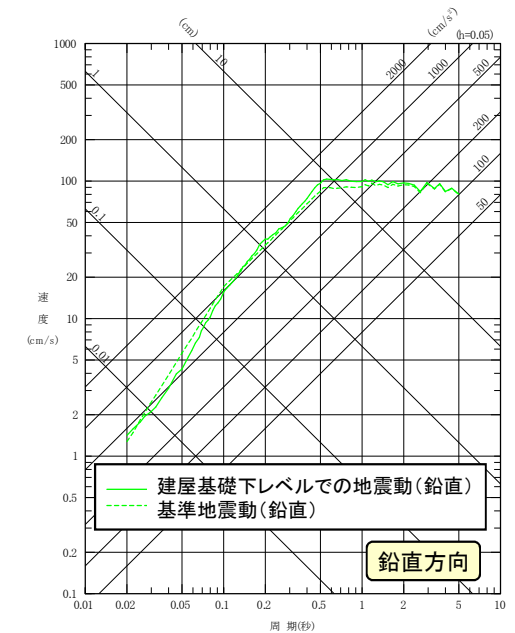
■ 建屋基礎下レベルでの地震動 (基礎下 標高13.8m:自由表面波): Ss-A



加速度時刻歴波形

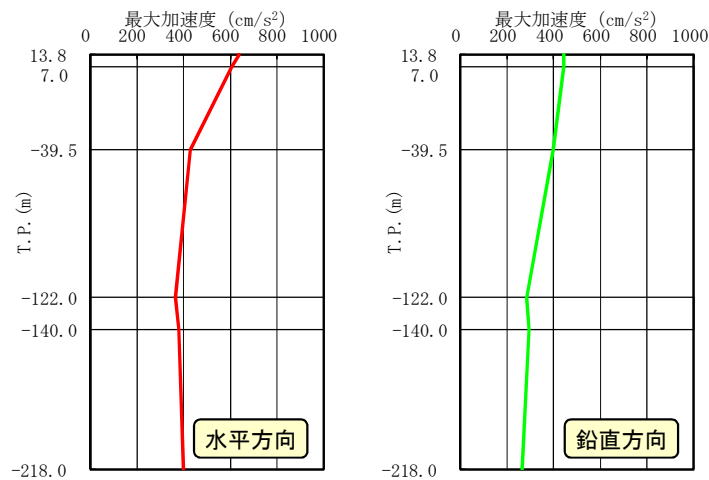


水平方向

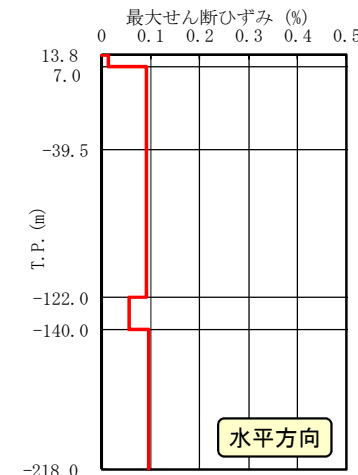


鉛直方向

擬似速度応答スペクトル



最大加速度分布



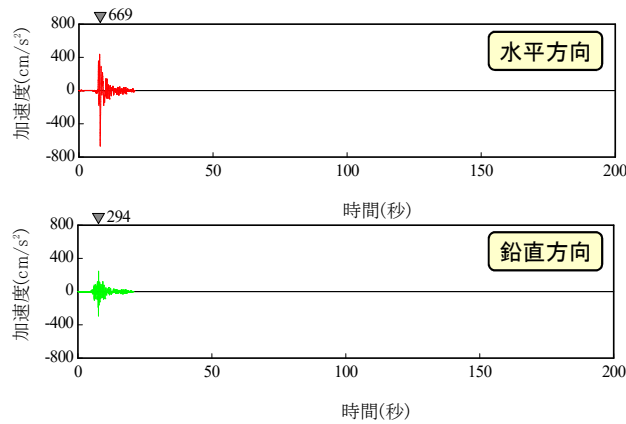
最大せん断ひずみ分布

6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

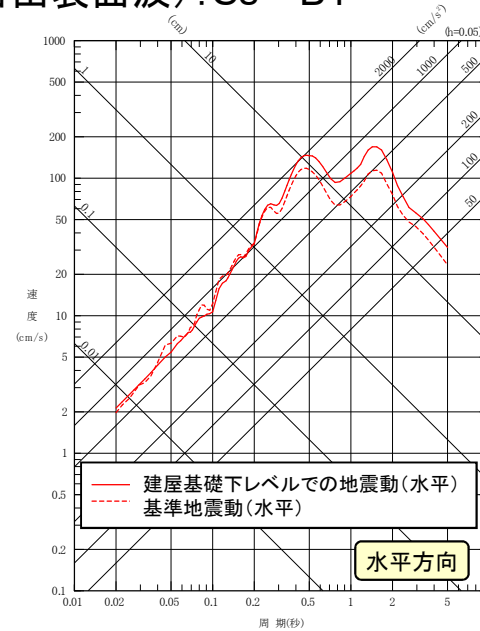
6.2 建屋基礎下レベルの地震動評価

基準地震動Ss-B1を入力した場合の建屋基礎下レベルの地震動

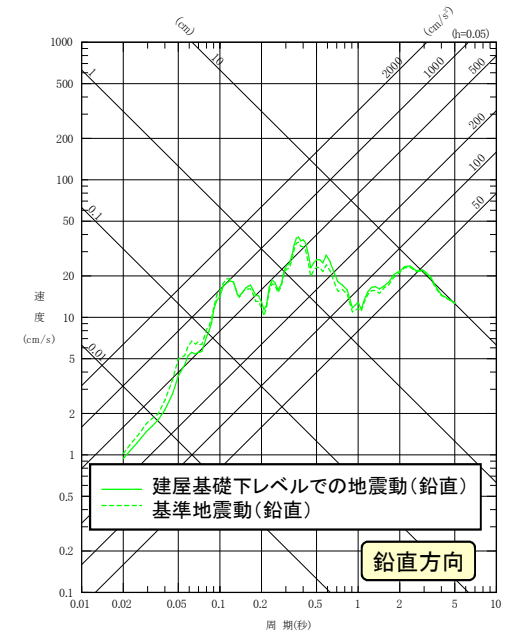
■ 建屋基礎下レベルでの地震動 (基礎下 標高13.8m:自由表面波): Ss-B1



加速度時刻歴波形

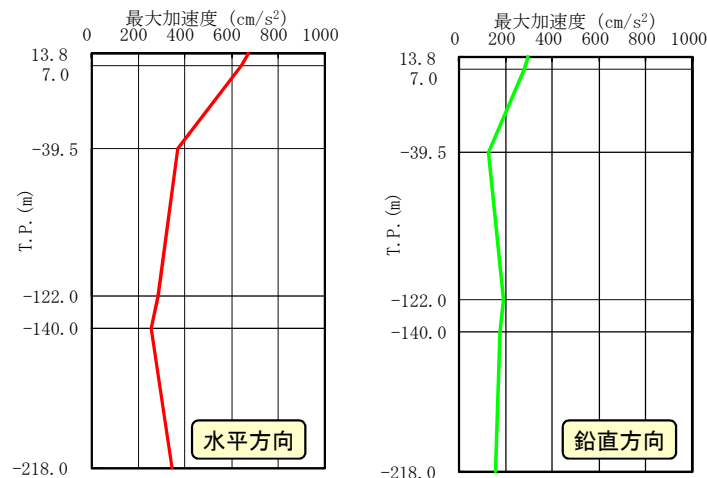


水平方向

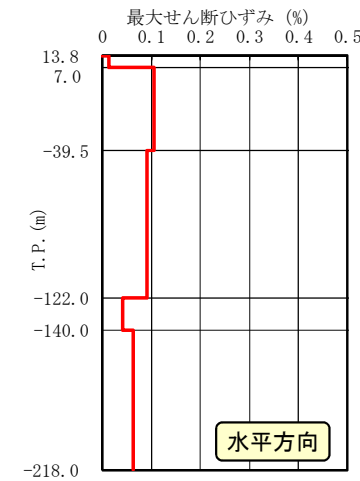


鉛直方向

擬似速度応答スペクトル



最大加速度分布



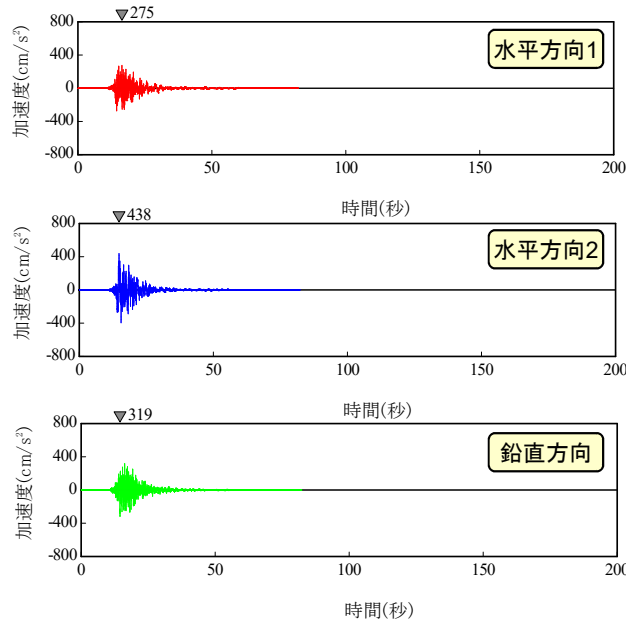
最大せん断ひずみ分布

6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

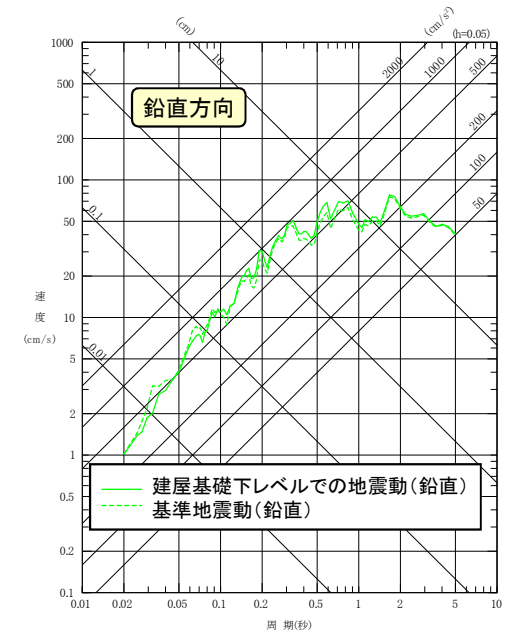
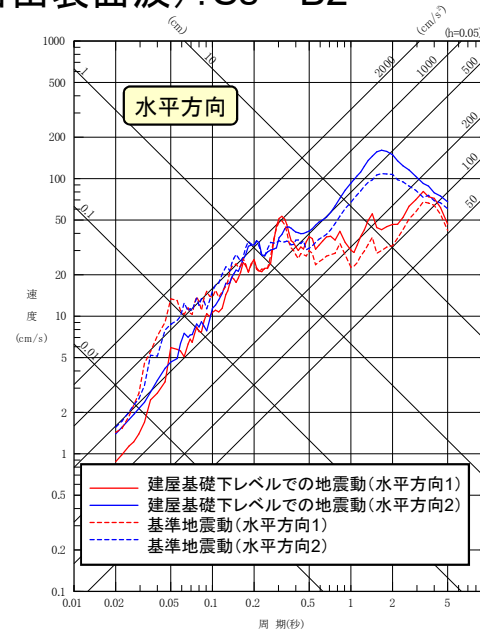
6.2 建屋基礎下レベルの地震動評価

基準地震動Ss-B2を入力した場合の建屋基礎下レベルの地震動

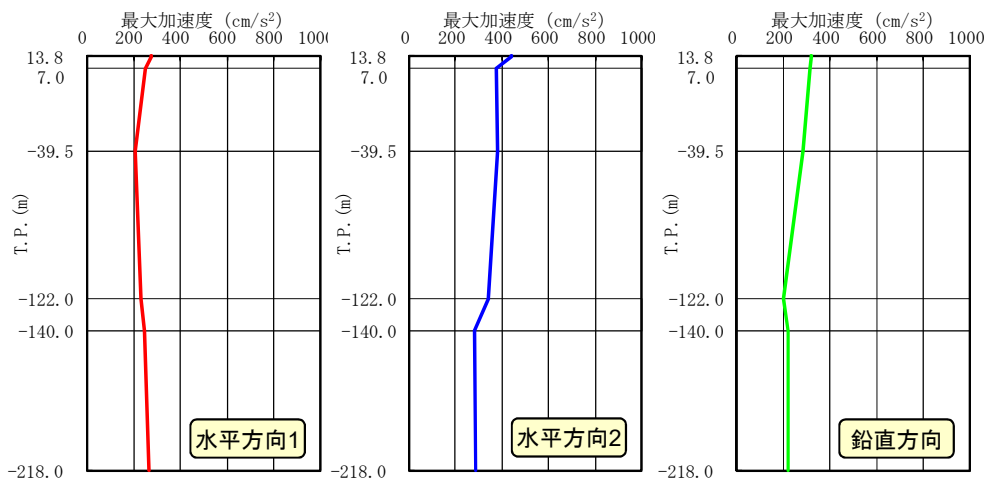
■ 建屋基礎下レベルでの地震動 (基礎下 標高13.8m:自由表面波): Ss-B2



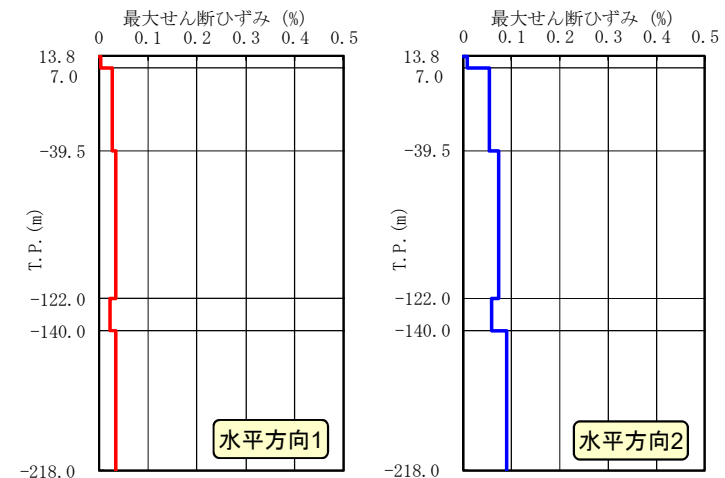
加速度時刻歴波形



擬似速度応答スペクトル



最大加速度分布



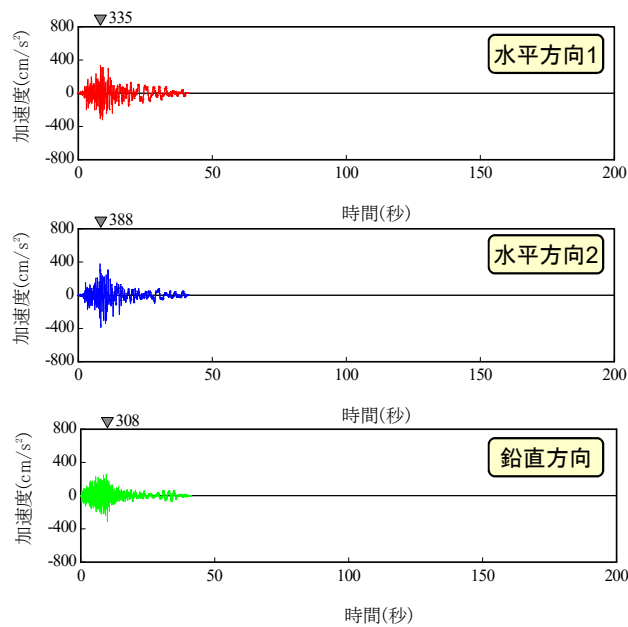
最大せん断ひずみ分布

6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

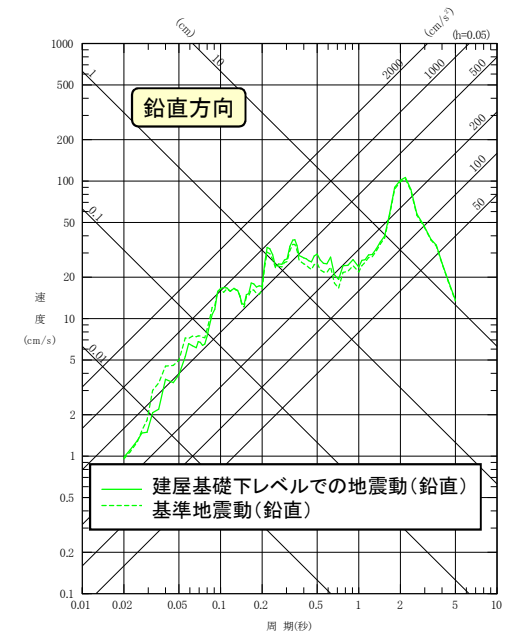
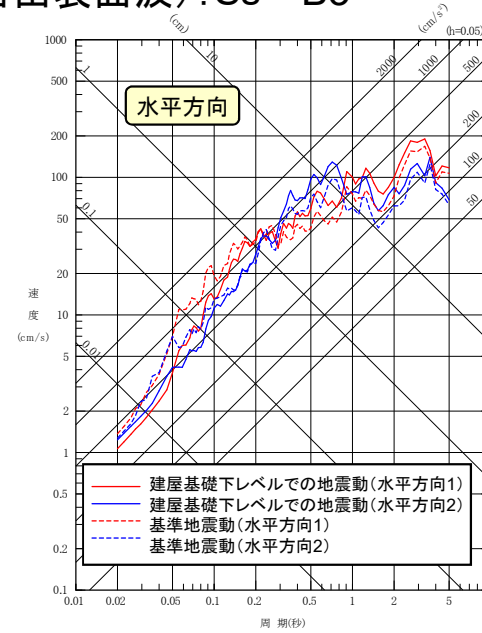
6.2 建屋基礎下レベルの地震動評価

基準地震動Ss-B3を入力した場合の建屋基礎下レベルの地震動

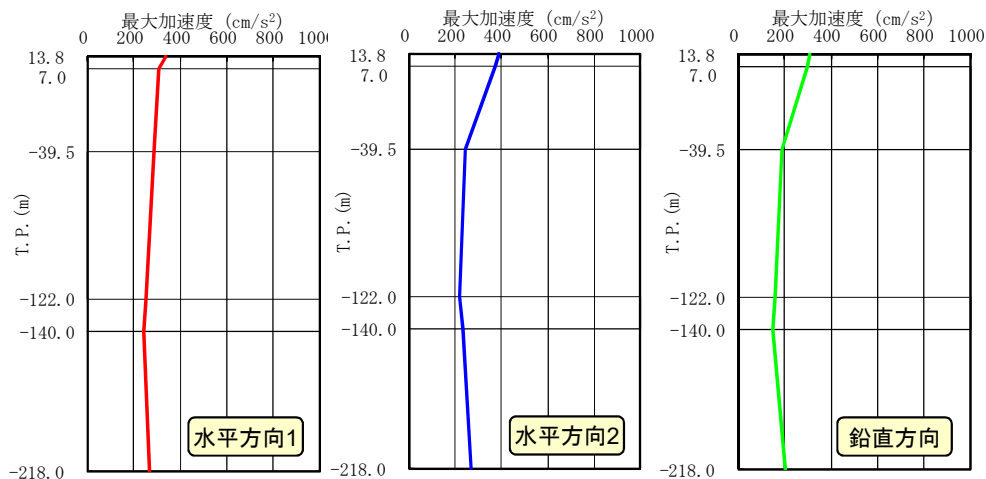
■ 建屋基礎下レベルでの地震動 (基礎下 標高13.8m:自由表面波): Ss-B3



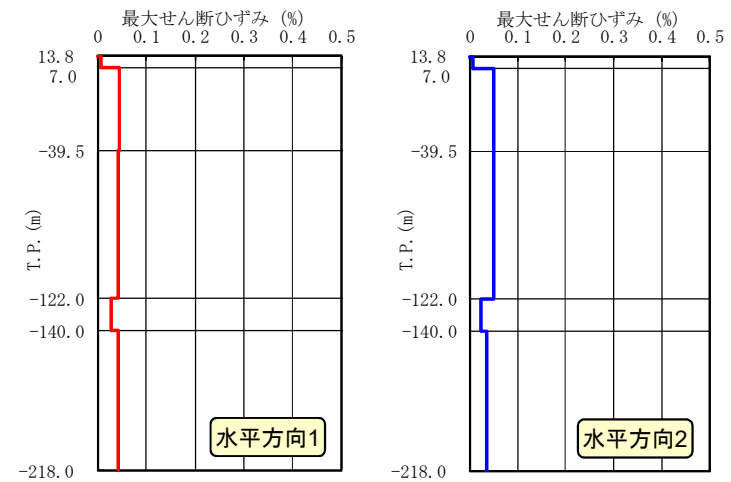
加速度時刻歴波形



擬似速度応答スペクトル



最大加速度分布



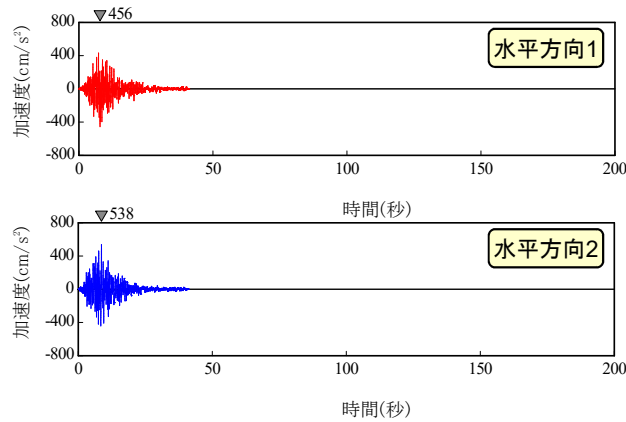
最大せん断ひずみ分布

6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

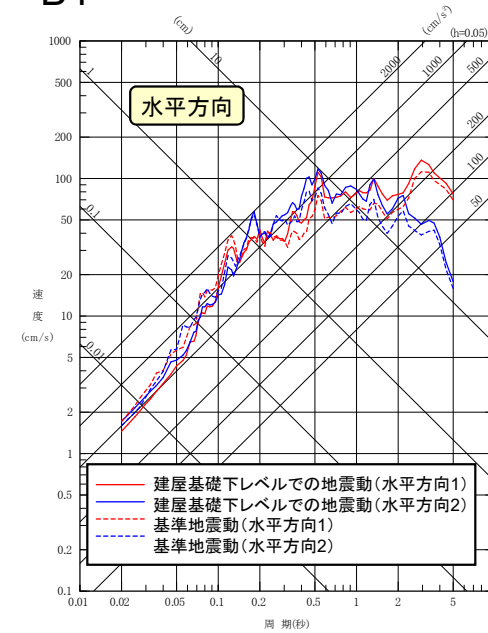
6.2 建屋基礎下レベルの地震動評価

基準地震動Ss-B4を入力した場合の建屋基礎下レベルの地震動

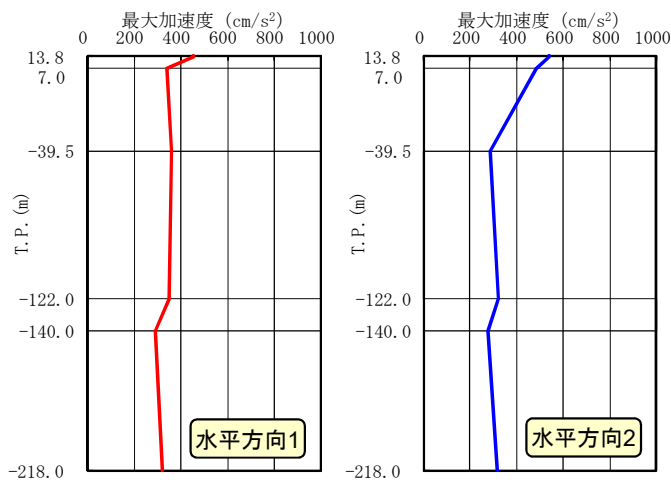
■ 建屋基礎下レベルでの地震動 (基礎下 標高13.8m:自由表面波): Ss-B4



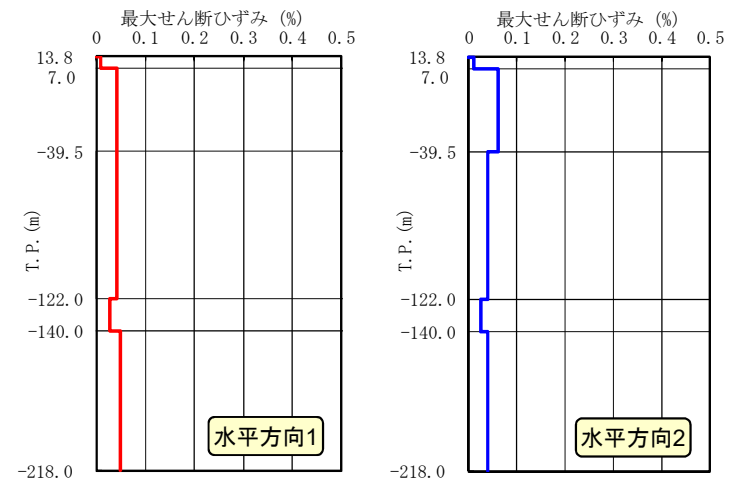
加速度時刻歴波形



擬似速度応答スペクトル



最大加速度分布



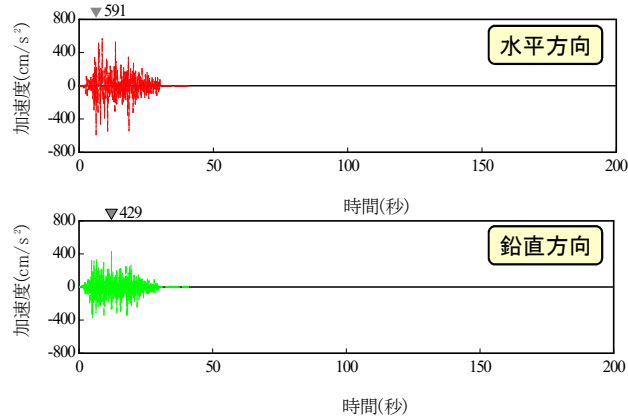
最大せん断ひずみ分布

6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

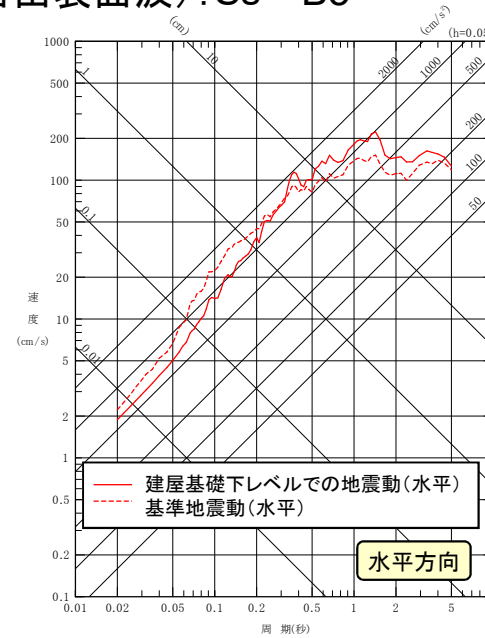
6.2 建屋基礎下レベルの地震動評価

基準地震動Ss-B5を入力した場合の建屋基礎下レベルの地震動

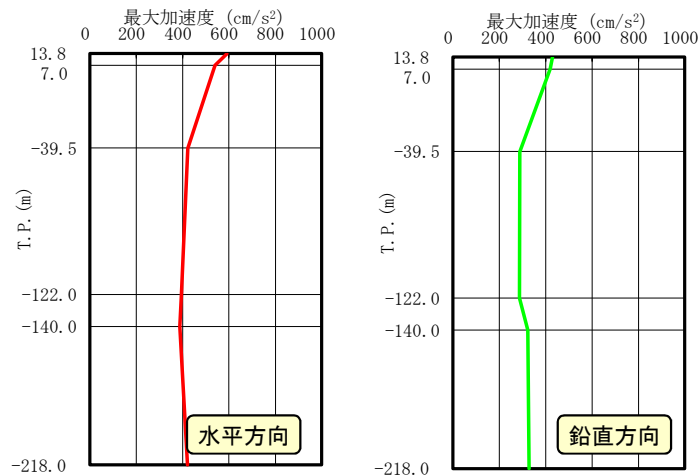
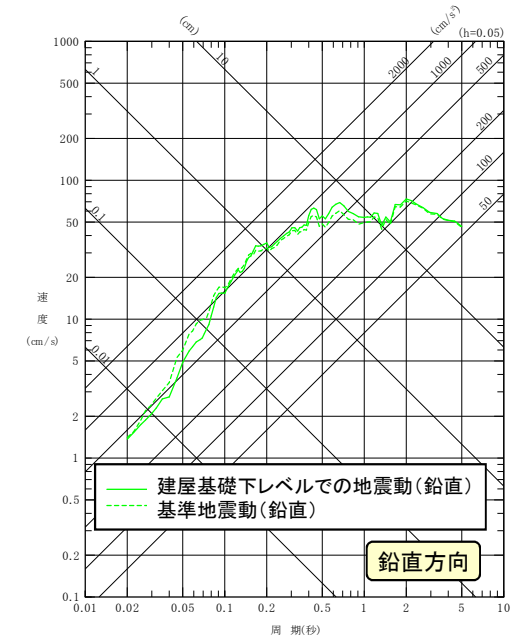
■ 建屋基礎下レベルでの地震動 (基礎下 標高13.8m:自由表面波): Ss-B5



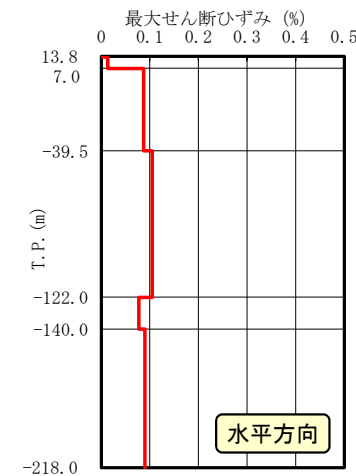
加速度時刻歴波形



擬似速度応答スペクトル



最大加速度分布



最大せん断ひずみ分布

6. (参考) 基準地震動に基づく建屋の入力地震動について

6.3 まとめ

- 敷地の解放基盤表面が深いことを踏まえ、建屋の入力地震動を算定した。入力地震動は、基準地震動に基づく建屋基礎下レベルの地震動を等価線形解析により評価した。
- 地中の最大加速度分布について、特異な増幅や減衰が見られないことを本解析結果において確認した。
- 基準地震動と建屋基礎下レベルでの地震動の応答スペクトルを比較すると、短周期側では建屋基礎下レベルでの地震動がやや小さくなる一方、長周期側では同程度となっている。

参考文献(1)

1. 地下構造モデルの策定

- 気象庁(1951~2015):地震月報, 地震・火山月報(カタログ編), 地震年報ほか
- 独立行政法人 防災科学技術研究所:広帯域地震観測網 F-net
- 永井理子, 菊地正幸, 山中佳子(2001):三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究—1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較—, 地震第2輯, 第54巻
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2004a):三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について
- 藤江剛(1999):屈折および反射波を用いた走時インバージョンの開発と三陸沖プレート境界の地殻構造への適用.東京大学博士論文
- Gou Fujie, Aki Ito, Shuichi Kodaira, Narumi Takahashi, Yoshiyuki Kaneda(2006):Confirming sharp bending of the Pacific plate in the northern Japan trench subduction zone by applying a travelttime mapping method. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 157, 1, p. 72–85
- 東京大学地震研究所(2002):海底構造探査によるアスペリティ分布の解明:P波とS波反射面のマッピング地震予知連絡会の会報第67巻11–8
- 三浦誠一・高橋成美・仲西理子・小平秀一・金田義行(2001):日本海溝前弧域(宮城沖)における地震学的探査—KY9905航海—, JAMSTEC深海研究, 第18号, 145–156.
- Ludwig,W.J., J. E. Nafe, and C. L. Drake (1970):Seismic refraction,in the Sea Vol.4,part 1, Wiley-Interscience, New York.
- 高橋成実, 三浦誠一, 鶴哲郎, 小平秀一, 仲西理子, 金田義行, 朴進午, 阿部信太郎, 西野実, 日野亮太, “東北日本弧前弧域の地震波速度構造”, 地球惑星関連学会合同大会(2000b).

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

- Igarashi, T., Matsuzawa, T., Umino, N. and Hasegawa, A. (2001): Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc : A triple-planed deep seismic zone. J. Geophys. Res., 106, 2177–2191
- 防災科学技術研究所 地震ハザードステーションJ-SHIS: <http://www.j-shis.bosai.go.jp/>.
- 科学技術振興費 主要5分野の研究開発委託事業 新世紀重点研究創世プラン ～リサーチ・レボリューション2002～(2008):「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究(東南海・南海地震)(日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震)平成19年度 成果報告書」
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2004b):千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)について
- 佐藤良輔(1989):日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会
- Strasser, F. O., M. C. Arango, and J. J. Bommer, Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with Moment Magnitude, Seismological Research Letters, Vol.81, No. 6, 941–950.
- 田島礼子, 秋元康広, 司宏俊, 入倉孝次郎(2013):内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケールリング則の比較研究内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケールリング則の比較研究, 地震第2輯, 第66巻, 31–45

参考文献(2)

- 諸井孝文, 広谷 浄, 石川和也, 水谷浩之, 引間和人, 川里 健, 生玉真也, 釜田正毅(2013): 標準的な強震動レシピアに基づく東北地方太平洋沖巨大地震の強震動の再現, 日本地震工学会第10回年次大会概要集
- Kurahashi, S. and Irikura, K. (2013): Short-period source model of the 2011 Mw9.0 Off the Pacific coast of Tohoku earthquake. Bulletin of Seismological Society of America, 103 (2B), 1373-1393.
- Asano, K. and T. Iwata (2012), Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, 64, 1111-1123
- 佐藤智美(2012): 経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル—プレート境界地震の短周期レベルに着目して—, 2日本建築学会構造系論文集, 第77巻, 第675号, 695-704
- 川辺秀憲, 釜江克宏(2013): 2011年東北地方太平洋沖地震の特性化震源モデルの構築, 日本地震学会秋季大会予稿集, B22-04
- Global Centroid Moment Tensor Project, Global CMT Web Page, <http://www.globalcmt.org/>
- Kosuga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki, and Y. Motoya(1996): Spatial distribution of intermediate-depth earthquakes with horizontal or vertical nodal planes beneath northeastern Japan, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 93.
- Kita, S., T. Okada, A. Hasegawa, J. Nakajima and T. Matsuzawa(2010): Existence of interplane earthquakes and neutral stress boundary between the upper and lower planes of the double seismic zone beneath Tohoku and Hokkaido, northeastern Japan, Tectonophysics
- 海野徳仁、長谷川昭、高木章雄、鈴木貞臣、本谷義信、亀谷悟、田中和夫、澤田義博(1984): 北海道および東北地方における稍深発地震の発震機構—広域の観震データの併合処理—地震第2輯第37巻 523-538
- Seno, T., and M. Yoshida(2004): Where and why do large shallow intraslab earthquakes occur? Phys Earth Planet. Inter. 141, 2004
- Noda, S., K.Yashiro, K.Takahashi, M.Takemura, S.Ohno, M.Tohdo and T.Watanabe (2002) : RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis, Oct.16-18, Istanbul
- 気象庁(2012): 気象庁技術報告第133号平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震調査報告
<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/gizyutu_133.html>
- Nakajima, J., Hasegawa, A. and Kita, S. (2011): Seismic evidence for reactivation of a buried hydrated fault in the Pacific slab by the 2011 M9.0 Tohoku earthquake Geophys. Res. Lett., Vol.38, L00G06, doi:10.1029/2011GL048432
- Ohta, Y., Miura, S., Ohzono, M., Kita, S., Inuma, T., Demachi, T., Tachibana, K., Nakayama, T., Hirahara, S., Suzuki, S., Sato, T., Uchida, N., Hasegawa, A. and Umino N.(2011) : Large intraslab earthquake (2011 April 7 M7.1) after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake (M9.0): Coseismic fault model based on the dense GPS network data, Earth, Planets and Space, Vol.63, pp. 1207-1211
- 東北大学(2008): 東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター地震特集 2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震,
<<http://www.aob.gp.tohoku.ac.jp/info/topics/topics-080724/>>
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2014): 全国地震動予測地図2014年版 ~全国の地震動ハザードを概観して~

参考文献(3)

- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2013): 今後の地震動ハザード評価に関する検討～2013年における検討結果～
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2017): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
- 佐藤智美、巽誉樹(2002): 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第556号, pp.15-24
- Geller, R.J. (1976): Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitudes, Bull. Seismo. Soc. Am., Vol.66
- 浅野公之, 岩田知孝, 入倉孝次郎(2004): 2003年5月26日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション, 地震第2輯, 第57巻
- 原田怜、釜江克宏(2011): 2011年4月7日宮城県沖のスラブ内地震の震源のモデル化<http://www.rri.kyoto.ac.jp/jishin/eq/tohoku2/20110407miyagioki_slab.pdf>
- 笹谷努, 森川信之, 前田宜浩(2006): スラブ内地震の震源特性, 北海道大学地球物理学研究報告, Vol.69, pp.123-134
- 伊藤潔(2002): 「地殻内地震発生層」, 月刊地球, 号外 No.38, pp.114-121.
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵(2001): シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110(6), 849-875
- 木下繁夫, 大竹政和(2000): 強震動の基礎, < <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/gk/publication/>>
- 独立行政法人 原子力安全基盤機構(2004): 地震記録データベースSANDELのデータ整備と地震発生上下限層深さの評価に関する報告書(平成15年度), JNES/SAE04-017, 平成16年8月
- 吉井弘治, 伊藤潔(2001): 近畿地方北部の地震波速度構造と地震発生層, 地球惑星科学連合学会2001年合同大会, Sz-P006
- 廣瀬一聖, 伊藤潔(2006): 広角反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定, 京都大学防災研究所年報, 第49号B, 307-321
- 原子力規制庁(2014): 原子力施設等防災対策等委託費(原子力施設における断層等の活動性判定に係る評価手法の調査研究)報告書 平成25年度
- 長谷川昭, 中島淳一, 海野徳仁, 三浦哲, 諏訪謡子(2004): 東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式, 地震, 第2輯, 第56巻, 413-424
- C.H.Scholz(1988): The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. Geol.Rundsch., 77, 319-328.
- 堀修一郎・海野徳仁・河野俊夫・長谷川昭(2004): 東北日本弧の地殻内S波反射面の分布, 第2輯, 第56巻, 435-446.
- A Tanaka, Y Ishikawa(2005): Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness, The Japanese islands case study, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.152, 257-266
- 大久保泰邦(1984): 全国のキュリ一点解析結果, 地質ニュース, 362-10, 12-17
- Kanno T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara and Y. Fukushima(2006): A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3, 879-897
- Zhao, J. X., J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H.K. Thio, P. G. Somerville, Y. Fukushima and Y. Fukushima (2006): Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period, Bull. Seism. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3, 898-913

参考文献(4)

- ・ 内山泰生, 翠川三郎(2006): 震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第606号
- 3. 震源を特定せず策定する地震動
 - ・ 佐藤浩章・芝良昭・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年留萌支庁南部地震の地震による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
 - ・ 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
 - ・ 狐崎長狼・後藤典敏・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, 自然科学災害, 9-3, 1-17
 - ・ 東京電力ホールディングス株式会社(2015): 第302回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2-1
 - ・ 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会編(1999): 日本の地震活動-被害地震から見た地域別の特徴<追補版>
 - ・ 気象庁(2008): 「平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震」の特集
 - ・ 国土地理院(2008): 平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動(第2報), <http://www.gsi.go.jp/johosystem/johosystem60032.html>
 - ・ 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, 98.
 - ・ 産業技術総合研究所 活断層データベース: https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html
 - ・ 鈴木康弘・渡辺満久・中田 高・小岩直人・杉戸信彦・熊原康博・廣内大助・澤 祥・中村優太・丸島直史・島崎邦彦(2008): 2008年岩手・宮城内陸地震に関わる活断層とその意義——関市巖美町付近の調査速報——. 活断層研究, 29, 25-34.
 - ・ 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, 1-11.
 - ・ 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, 254p, 東京大学出版会
 - ・ 社団法人東北建設協会監修(2006): 建設技術者のための東北地方の地質
 - ・ 吉田武義・中島淳一・長谷川昭・佐藤比呂志・長橋良隆・木村純一・田中明子・Prima, O.D.A・大口健志(2005): 後期新生代, 東北日本弧における火成活動史と地殻・マントル構造, 第四紀研究, 44, 195-216.
 - ・ 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, 389-406.
 - ・ 垣見俊弘, 岡田篤正, 衣笠善博, 松田時彦, 米倉伸之(1994): 日本列島の地震地体構造区分と最大地震規模, 地球惑星科学関連学会, 1994 年合同大会 予稿集, p302
 - ・ USGS(2000): USGS ShakeMap :Tottori, JAPAN, Fri Oct 6, 2000 04:30:20 GMT M6.7.
 - ・ 気象庁(2000): 気象庁の発震機構解2000年10月, <http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/mech/pdf/mc200010.pdf>
 - ・ 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2000): 鳥取県西部の地震活動の評価
 - ・ 岡田篤正(2002): 山陰地方の活断層の諸特徴, 活断層研究, No.22, 17-32
 - ・ 日本の地質増補版編集委員会編(2005): 日本の地質増補版, 共立出版, 241

参考文献(5)

- ・ 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, 1-26, 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- ・ 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,月刊地球/号外, 31, 81-86
- ・ 井上大栄・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹(2002):2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査,地震2, 54, 557-573
- ・ 堤浩之(2009):2000年鳥取県西部地震,科学, 79, 210-212
- ・ 垣見俊弘(2010):活断層の成熟度について,活断層研究, No.32, 73-77
- ・ 西村卓也(2014):山陰地方のGNSSデータに認められるひずみ集中帯, 日本地球惑星科学連合2014年大会, SSS31-06
- ・ 西村卓也(2015):山陰地方のひずみ集中帯, 鳥取県地震防災調査研究委員会第1回被害想定部会, 資料1
- ・ 司宏俊・翠川三郎(1999):断層タイプおよび地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式,日本建築学会構造系論文集, 523, 63-70
- ・ Wataru Suzuki, Shin Aoi, Haruko Sekiguchi(2010):Rupture Process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, Earthquake Derived from Near-Source Strong-Motion Records, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.100, No.1, 256-266.
- ・ 加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大栄・上田圭一・壇一男(2004):震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル—地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討—,日本地震工学会論文集,第4巻,第4号, 46-86.
- ・ 電力共通研究(2014):東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究
- ・ 北海道電力株式会社(2015):第286回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2
- ・ (社)東北建設協会(2006):東北地方デジタル地質図GIS版
- ・ Gradstein, F. J. Ogg, and A. Smith (2004):A Geologic Time Scale 2004, Cambridge University Press.
- ・ 増川晋・黒田清一郎・林田洋一・田頭秀和(2014):21世紀初頭10年間の大規模地震における農業用大ダムの入力地震動,農村工学研究所技報,第215号, 185-217.
- ・ Hiroshi Kawase, Francisco J. Sanchez-Sesma, Shinichi Matsushima(2011):The Optimal Use of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Motions for Velocity Inversions Based on Diffuse-Field Theory for Plane Waves, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.101, No.5, 2001-2014
- ・ 山中浩明(2007):ハイブリッドヒューリスティック探索による位相速度の逆解析,物理探査,第60巻,第3号, 265-275
- ・ 独立行政法人 原子力安全基盤機構(2014):基準地震動策定のための地震動評価手引き:震源極近傍の地震動評価
- ・ 松本徳久・大町達夫・安田成夫・山口嘉一・佐々木隆・倉橋宏(2005):ダムで観測された強震記録の解析,ICOLD第73回年次例会ワークショップ.
- ・ 財団法人ダム技術センター(2005):多目的ダムの建設.
- ・ 中村孝也、堀則男、井上範夫(1998):瞬間入力エネルギーによる地震動の破壊特性評価と応答変形の推定、日本建築学会構造系論文集 第513号、65-72.
- ・ 水谷浩之、西村 功、敦賀隆史、萩原 実、柏崎琢也、真下 貢(2008):平成19年新潟県中越沖地震による柏崎刈羽原子力発電所の観測記録に基づく揺れの強さの指標の比較(最大加速度振幅、SI値及び累積速度CAV値)、日本建築学会大会学術講演梗概集(中国) 2008年9月、1015-1016.

参考文献(6)

4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動の評価内容への影響

- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012):三陸沖から房総沖に掛けての地震活動の長期評価(第二版)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2019):日本海溝沿いの地震活動の長期評価

5. 内閣府(2020)に対する考察

- 内閣府(2020a):日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデルの検討について(概要報告)http://www.bousai.go.jp/jishin/nihonkaiko_chishima/model/pdf/honbun.pdf
- 内閣府(2020b):内閣府 日本海溝・千島海溝沿いの巨大地震モデル検討会／強震断層モデル(2)強震断層パラメータ, <https://www.geospatial.jp/ckan/dataset/1-02>