

### 3.3 地震動に関する検討

#### (1) 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

- 岩手・宮城内陸地震に関する地震学的特徴を把握するため、震源域内の余震分布及びインバージョン解析・フォワード解析等の震源特性に関する要素に着目し、知見を収集・整理する。
    - 浅い位置でエネルギーの放出が行われたことが、震源域近傍のいくつかの観測点で大加速度が観測された大きな要因のひとつになっている可能性がある
    - 一方で、震源等のモデル化に関して、観測記録の再現性の向上や複雑な破壊過程の要因特定などの課題が示されている知見もある
- ⇒安全側の評価として、岩手・宮城内陸地震で得られた観測記録の収集・分析を実施する。



#### (2) 地震観測記録の収集

- 以下の条件で地震観測記録を収集する。
  - 防災科学技術研究所のK-NET観測点及びKiK-net観測点のうち、断層最短距離30km以内の観測点における観測記録(16地点)
  - 岩手・宮城内陸地震の震源近傍に位置する荒砥沢ダム及び栗駒ダムの観測記録(2地点)
- 収集した観測記録について、以下の観点で抽出し、考察する。
  - 加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る記録
  - K-NET観測点については、上記の観点に加え、 $AVS30 \geq 500\text{m/s}$ となる記録

##### 震源近傍の観測記録(計18地点)

- |              |               |          |
|--------------|---------------|----------|
| ①K-NET(8地点)  | ②KiK-net(8地点) | ③ダム(2地点) |
| • AKT019(雄勝) | • AKTH04(東成瀬) | • 荒砥沢ダム  |
| • AKT023(樺台) | • AKTH06(雄勝)  | • 栗駒ダム   |
| • IWT010(一関) | • IWTH04(住田)  |          |
| • IWT011(水沢) | • IWTH20(花巻南) |          |
| • IWT012(北上) | • IWTH24(金ヶ崎) |          |
| • IWT015(川尻) | • IWTH25(一関西) |          |
| • MYG004(築館) | • IWTH26(一関東) |          |
| • MYG005(鳴子) | • MYGH02(鳴子)  |          |



##### 抽出した観測記録(計8地点)

- IWT010(一関)
- AKTH04(東成瀬)
- IWTH20(花巻南)
- IWTH24(金ヶ崎)
- IWTH25(一関西)
- IWTH26(一関東)
- 荒砥沢ダム
- 栗駒ダム

加藤ほか(2004)の  
応答スペクトルを上回る。



- 抽出した観測記録について、記録の分析・評価を実施したうえで、基盤地震動の選定を実施する。



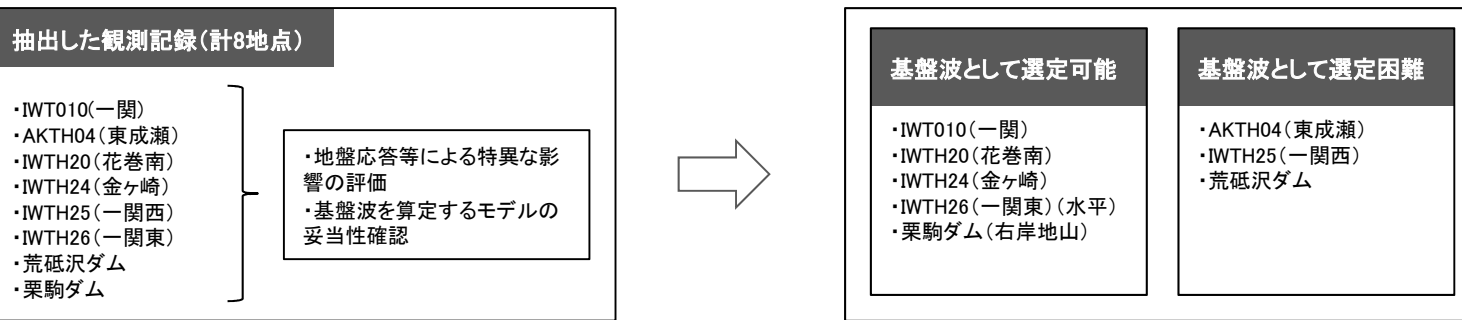
次頁へ

### 3.3 地震動に関する検討

#### (3) 地震観測記録の分析・評価

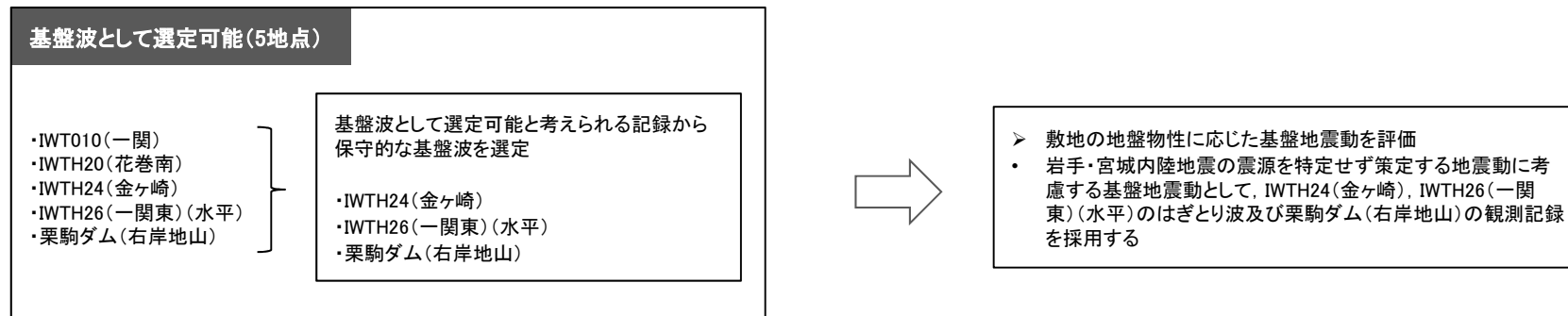
➤ 観測記録を収集した結果、敷地に影響が大きいと考えられるものとして抽出した観測記録について、以下の記録の分析・評価を実施する。

- 地盤応答等による特異な影響の評価  
地盤情報の収集、各種知見の収集・整理、相対的地盤増幅率の評価、地質及び速度構造に関する検討、地形の影響に関する評価
- 基盤地震動を算定するモデルの妥当性確認  
観測記録を用いた地盤同定及びはざとり解析、地盤同定に関する検討(再現性の確認、探索範囲等の変更、中小地震を用いた検討)



#### (4) 基盤波の選定

➤ 基盤波として選定可能なIWT010(一関), IWTH20(花巻南), IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)及び栗駒ダム(右岸地山)の観測記録の比較により、保守的な基盤波を選定する。



次頁へ

### 3.3 地震動に関する検討

#### (5) 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

これまでの検討結果を踏まえ、IWTH24(金ヶ崎)、IWTH26(一関東)(水平)及び栗駒ダム(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。

《審査ガイド》審査の方針  
震源近傍における観測記録を基に、各種の不確かさを考慮して敷地の地盤物性に応じた応答スペクトルの設定を確認する。

IWTH26(一関東)のはぎとり解析には、地盤の非線形性の影響、周辺地形の影響が含まれていることも踏まえ、IWTH26(一関東)(水平)の基盤地震動については、基盤地震動の最大加速度とはぎとり地震動(10ケース)の最大加速度の平均+1σとの比(1.03)を考慮する。震源を特定せず策定する地震動としては、施設の重要性を鑑み、さらに保守性を考慮する。  
IWTH24(金ヶ崎)及び栗駒ダム(右岸地山)の基盤地震動についても、安全側の対応として同様の保守性を考慮する。

《参考》採用する地震動の観測点の方位性の確認  
反映する観測記録が、震源の北側・東側に限られることから、震源域北側・東側と南側・西側の地震動を比較する。

観測点	基盤地震動 最大加速度(Gal)			ばらつきを 考慮	ばらつきを考慮した地震動 最大加速度(Gal)			保守性を 考慮	震源を特定せず策定する地震動 最大加速度(Gal)		
	水平		鉛直		水平		鉛直		水平		鉛直
	NS成分	EW成分			NS成分	EW成分			NS成分	EW成分	
IWTH24(金ヶ崎)	401	370	279	⇒	413	381	287	⇒	430	400	300
IWTH26(一関東)	511	476	-	⇒	528	490	-	⇒	540	500	-
栗駒ダム(右岸地山)	421 <sup>※1</sup>	463 <sup>※2</sup>	298	⇒	434 <sup>※1</sup>	477 <sup>※2</sup>	307	⇒	450 <sup>※1</sup>	490 <sup>※2</sup>	320

※1:ダム軸方向

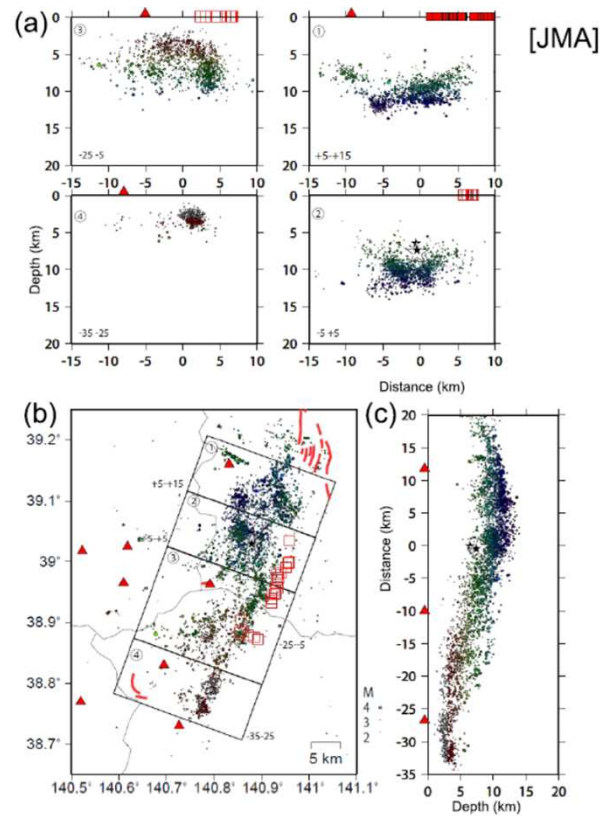
※2:上下流方向

### 3.3.1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

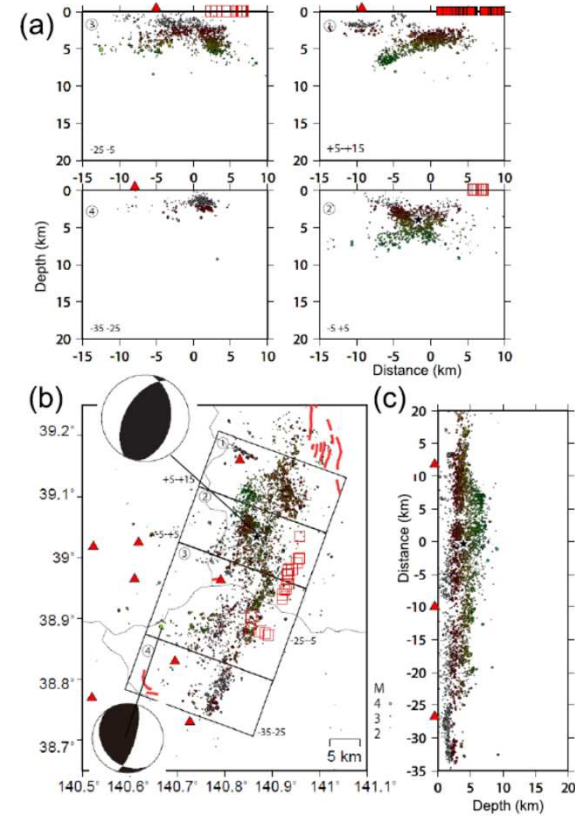
#### (1) 余震分布に関する既往の研究

- 岩手・宮城内陸地震の気象庁一元化震源による余震分布は、上端・下端とも浅い特徴を有している。また、Okada et al.(2012)は、緻密な臨時地震観測網の記録を用いて震源の再決定を行っており、気象庁一元化震源よりも系統的に更に浅くなることを示している。
- 再決定された余震分布から、ごく浅部の地表付近が余震分布上端と考えられる。

#### 【Okada et al.(2012)】



気象庁一元化震源



Okada et al.(2012)による震源再決定

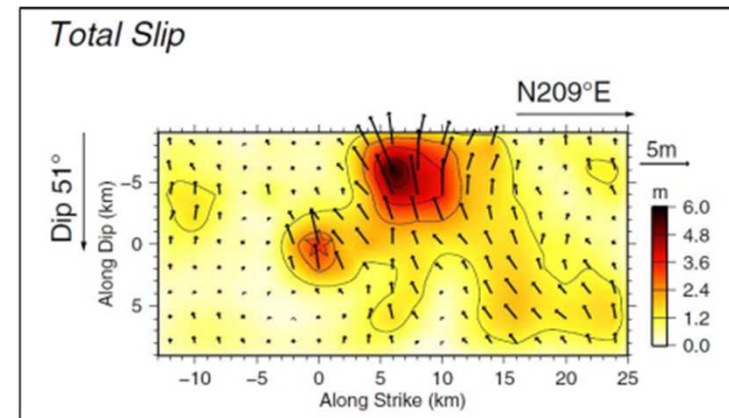
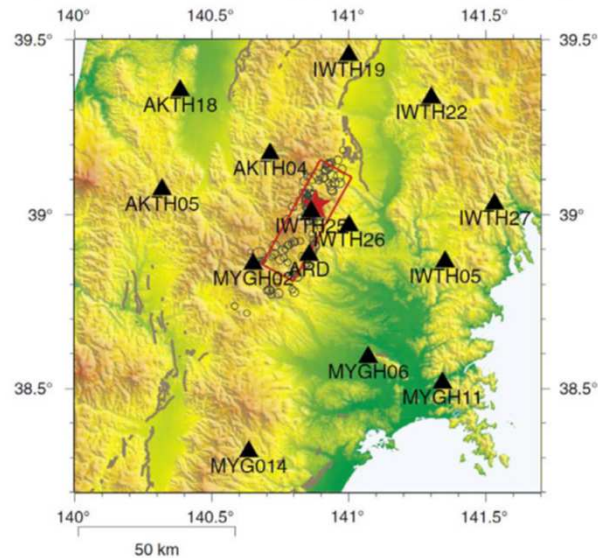
### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

#### (2) インバージョン解析に関する既往の知見

- 岩手・宮城内陸地震の強震動シミュレーション解析はこれまでも多くの研究者が実施しているが、荒砥沢ダムの記録も含めた検討としては、Asano and Iwata(2011)のインバージョン解析がある。
- この検討では、すべり量の大きい箇所は浅部に決定されている。

#### 【Asano and Iwata(2011)】

震源断層面の地表投影及びインバージョン解析に使用した強震観測点 (14 観測点)



Asano and Iwata(2011)のインバージョンモデル

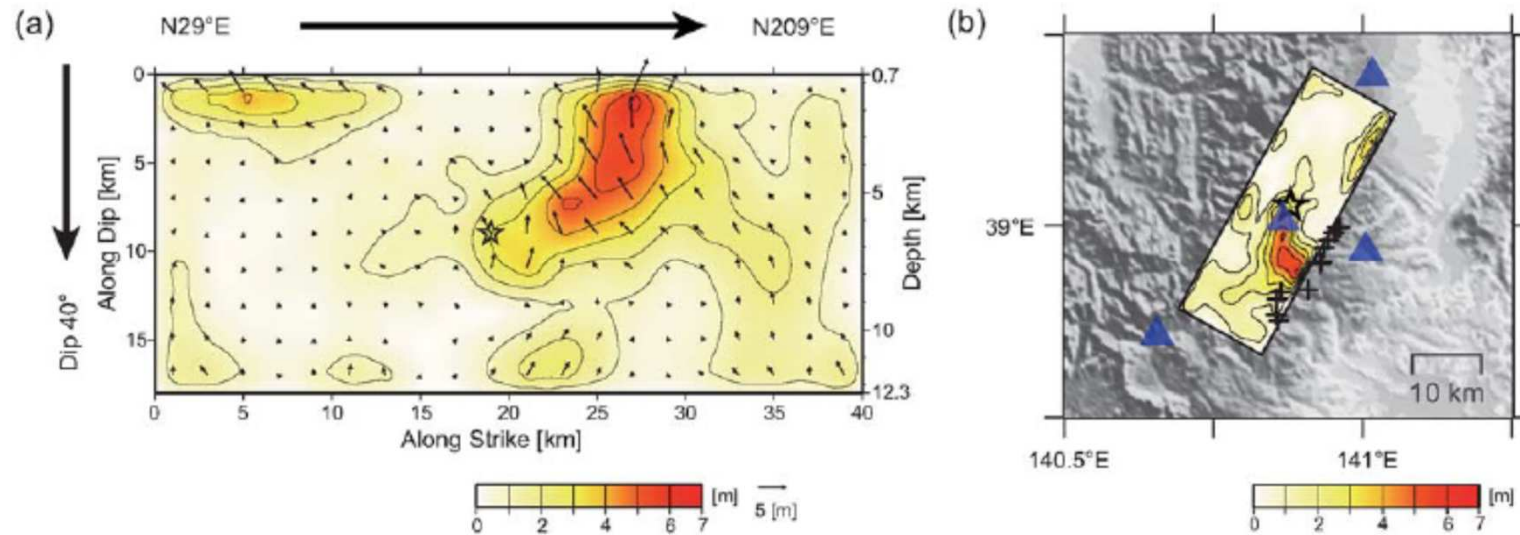
### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

#### (2) インバージョン解析に関する既往の知見

- Suzuki et al.(2010)では、震源極近傍の強震動記録を用いて、インバージョン解析を実施している。
- この検討では、すべり量の大きい箇所は浅部に決定されている。

#### 【Suzuki et al.(2010)】

- Iwth25(一関西)で観測された大きな最大加速度は、特に南部の浅い位置にある大きなすべり域から生成されたとしている。なお、ダム観測点については検討対象外となっている。



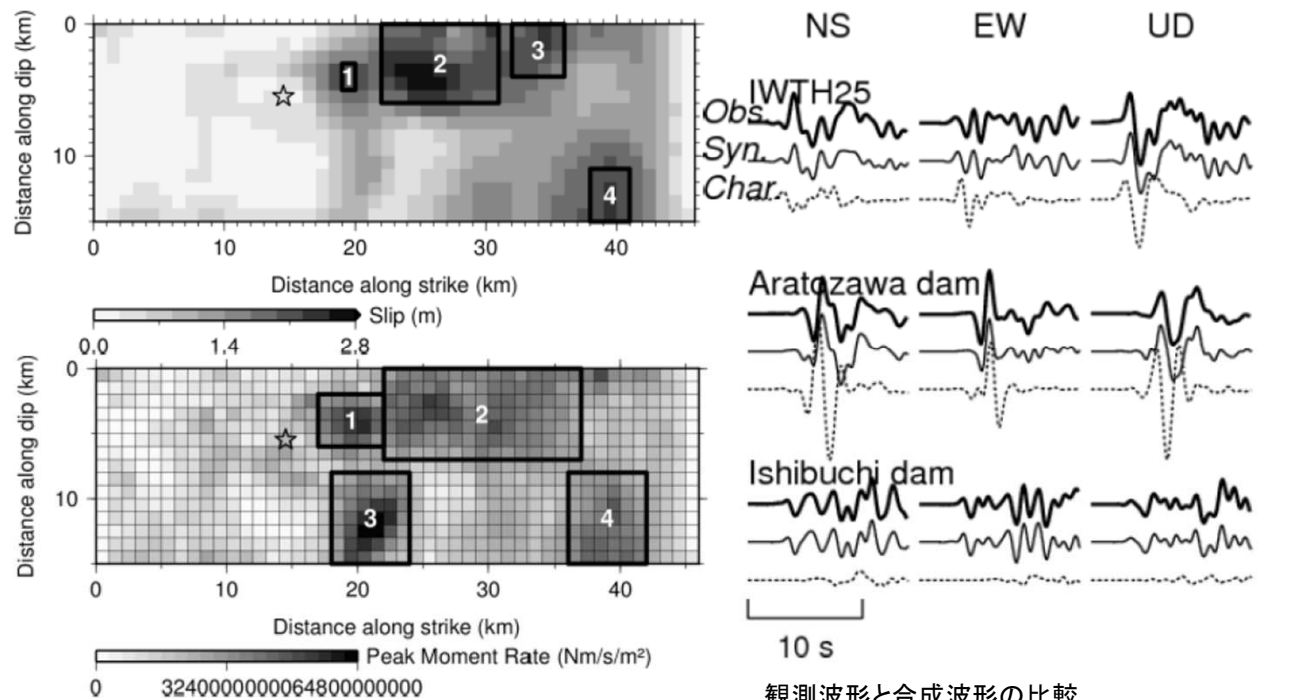
### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

#### (2) インバージョン解析に関する既往の知見

- 吉田ほか(2014)では、震源極近傍の強震動記録を用いて、震源モデルを構築し、震源近傍での地震動記録の再現を試みている。

##### 【吉田ほか(2014)】

- すべり量分布及び最大すべり速度(PMR)分布を参考に特性化震源モデルを構築した結果、浅部に大きなアスペリティが設定されている。
- すべり量より構築した特性化震源モデルは、IWTH25(一関西)の観測波形は説明できなかったとしている。
- PMR分布より構築した特性化震源モデルは、IWTH25(一関西)及び荒砥沢ダムを含む多くの観測点での観測波形を説明できたものの、記録を再現できていない観測点もあり、さらに検討を進めているとしている。



(上)すべり量分布

(下)PMR分布. 両分布は右側が走向方向(南側)

観測波形と合成波形の比較

Obs.(太実線): 観測波形

Syn.(実線): 逆解析モデルからの合成波形

Char.(点線): 特性化震源モデルからの合成波形

### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

#### (2) インバージョン解析に関する既往の知見

- 引間・瀬瀬(2013)では, 西傾斜の断層面に加えて, 東傾斜の断層面を仮定し, 強震波形とGPSデータにより震源過程を推定している。

#### 【引間・瀬瀬(2013)】

- すべり量の大きい箇所が震源の南側かつ, 東傾斜の断層面の浅部に決定されており, 断層極近傍のデータを含めて, 観測値の再現が従来の検討[引間・他(2008)]よりも向上したとしている。
- 東傾斜の断層面が存在する可能性が高いという結果が得られたが, このような極めて複雑な破壊過程の要因は現状では不明であり, 可能性として火山地域の地質・応力等の条件の影響を受けている可能性が考えられるとしている。なお, ダム観測点については, 検討対象外となっている。

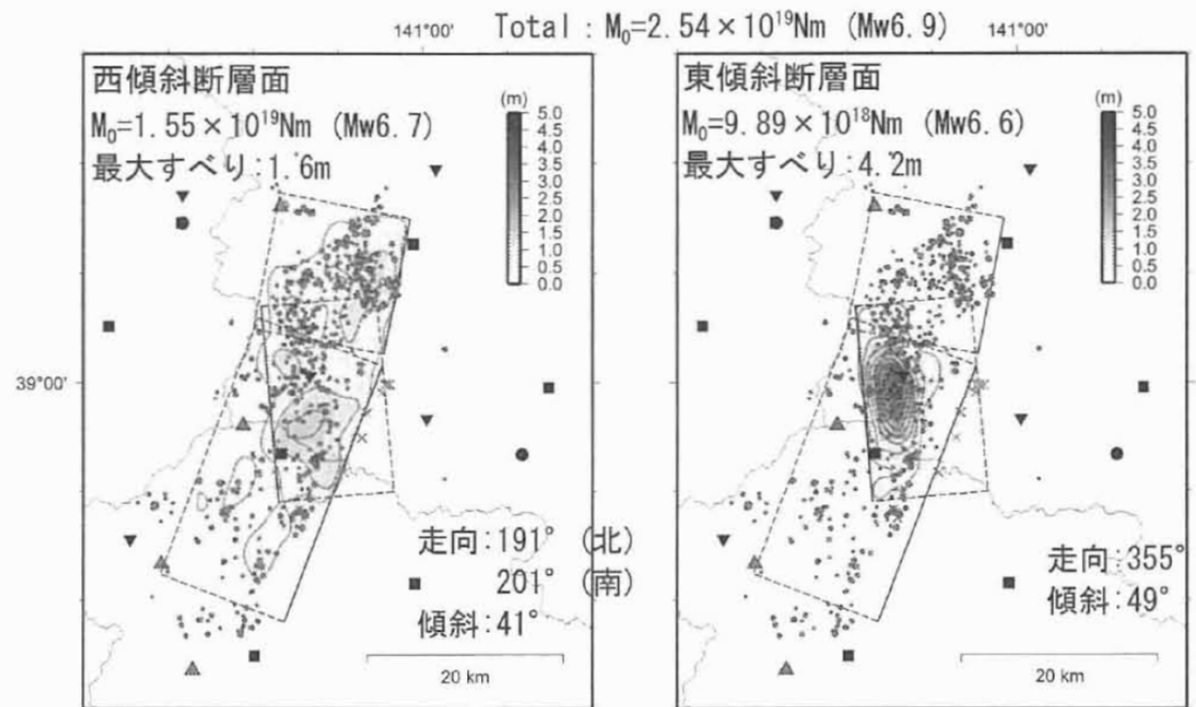


図 強震波形・GPSのジョイントインバージョンにより得られたすべり分布. 余震を合わせて示す. ☆:破壊開始点, ▲:火山, ●:K-NET, ▼:KiK-net, ■:GEONET.



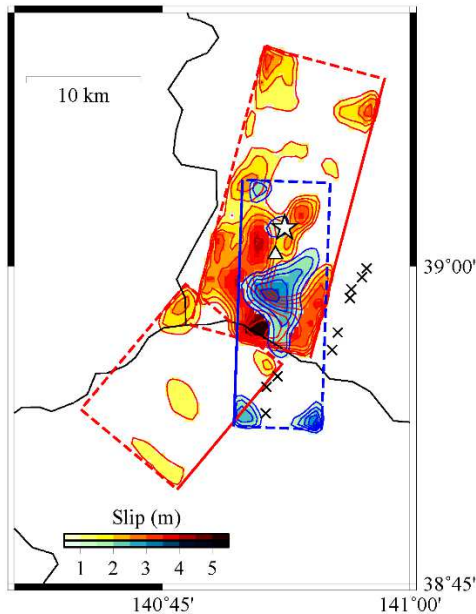
### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

#### (2) インバージョン解析に関する既往の知見

- 芝(2021)では、岩手・宮城内陸地震において震源近傍の複数観測点で大加速度が記録された共通要因として震源特性を挙げ、その影響を評価している。

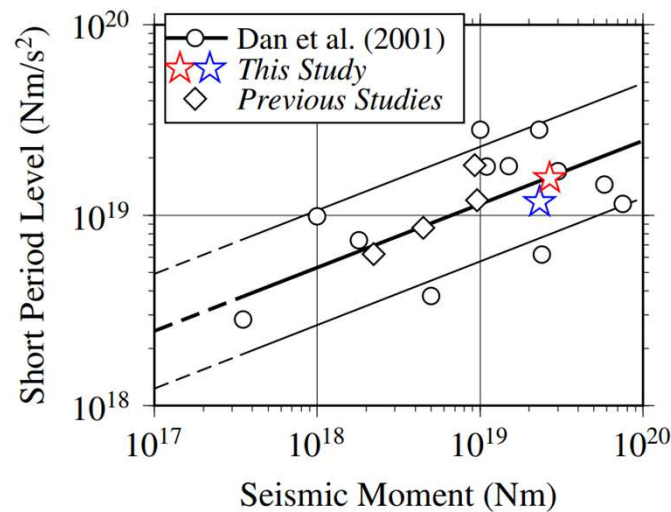
#### 【芝(2021)】

- 高精度余震分布等に基づき設定された共役断層面モデルを設定して、SMGA(強震動生成域)を抽出し、特性化震源パラメータを同定した結果、SMGAの短周期レベルは既往のスケリング則と調和的であるとしている。
- SMGA分布から震源近傍観測点への等価震源距離を求め、最大加速度分布を評価した結果、一部の観測点[AKTH04(東成瀬)]を除いて既往の距離減衰式でほぼ説明できるとしている。
- 震源の強震動励起特性が平均的であったにも関わらず、大加速度が観測された主要因としては、SMGAの分布が浅く、震源距離が近かったことが考えられるとしている。

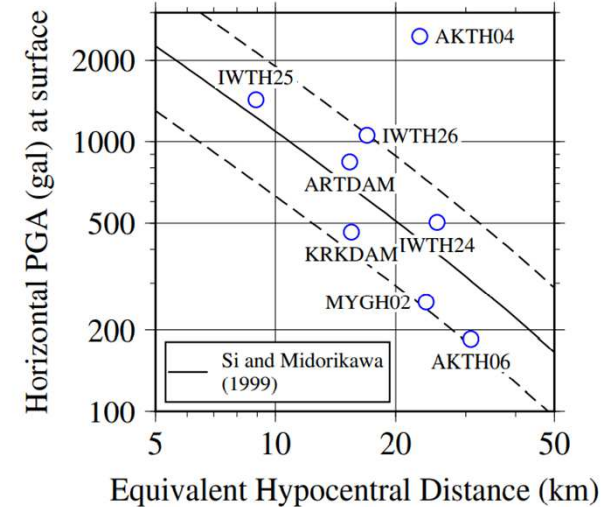


推定されたすべり分布

(赤: 西傾斜のすべり分布, 青: 東傾斜のすべり分布,  
☆: 震央, ×: 地表地震断層, △: Kik-net-関西)



地震モーメントに対する短周期レベルの分布  
(赤☆: 共役断層面モデル,  
青☆: 西傾斜単独の断層面モデル)



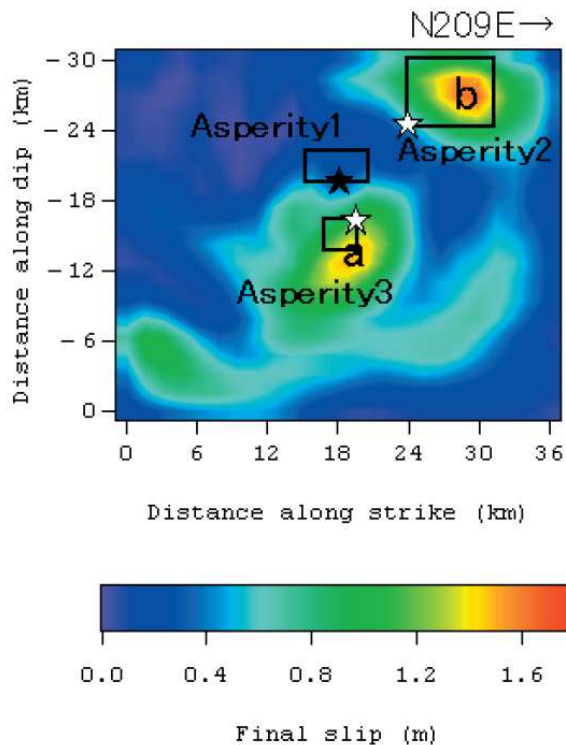
等価震源距離に対する地表最大加速度の分布

### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 (3) フォワード解析に関する既往の知見

- 野津(2011)では、岩手・宮城内陸地震におけるやや短周期帯域の地震動を再現するのに適した特性化震源モデルを作成している。

#### 【野津(2011)】

- 野津(2010)における波形インバージョンで得られたすべり量分布を参考に3つのアスペリティを設定しており、最も面積の大きいアスペリティは、浅部に設定された。
- 作成された特性化震源モデルにより、K-NET観測点及びKiK-net観測点の地震動を再現した結果、IWITH25(一関西)を含め概ね良好に再現されたとしている。なお、ダム観測点については検討対象外となっている。



2008年岩手・宮城内陸地震の特性化震源モデルのパラメータ

	Asperity1	Asperity2	Asperity3
破壊開始点東経 (deg)	140.880	140.872	140.843
破壊開始点北緯 (deg)	39.028	38.970	39.023
破壊開始点深さ (km)	8.0	4.9	11.1
長さ (km) × 幅 (km)	6.0 × 3.0	8.0 × 6.0	3.0 × 3.0
$M_0$ (Nm)	0.56E+18	4.00E+18	1.00E+18
相対破壊開始時刻 (s)	0.00	2.8	1.7
破壊伝播速度 (km/s)	2.6	2.6	2.6
ライズタイム (s)	0.29	0.58	0.29
分割数	5 × 5 × 5	8 × 8 × 8	5 × 5 × 5

2008年岩手・宮城内陸地震の特性化震源モデル。背後のコンターは波形インバージョンで得られたすべり量分布

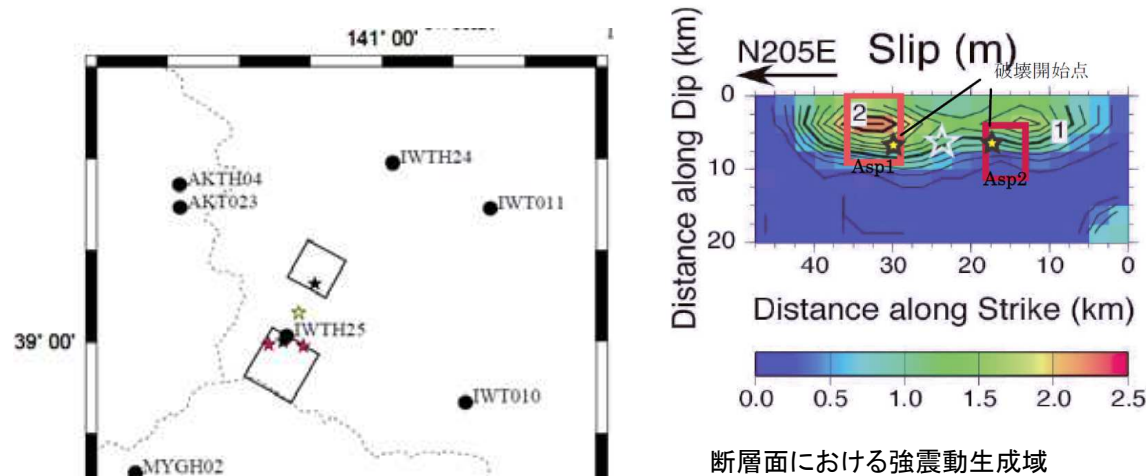
★は全体の破壊開始点, ☆は各アスペリティの破壊開始点。

### 3.3.1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 (3) フォワード解析に関する既往の知見

- 入倉・倉橋(2008)では、震源極近傍の強震動記録を用いて、フォワード・モデリングにより強震動が再現可能な震源モデルの構築を試みている。

#### 【入倉・倉橋(2008)】

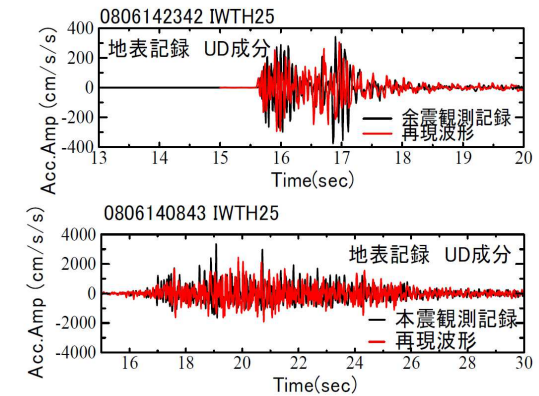
- 堀川(2008)のすべり量分布を参考に震源モデルを構築した結果、発震点の南側浅部にやや大きなアスペリティ、北側に面積が半分程度のアスペリティが設定されている。
- ただし、このモデルでは、IWTH25(一関西)の観測記録に見られる上下動の非対称性は説明できず、別の要因(トランポリン効果など)を考える必要があるとしている。なお、ダム観測記録は、検討対象外となっている。



強震動生成域と解析に使用した観測点(一部)

	Asp1	Asp2
走向		209
傾斜角		40
すべり角		104
長さ	6.8km	5.1km
幅	8.5km	6.8km
応力降下量	16.45MPa	14.1MPa
地震モーメント	2.86E+16Nm	1.47E+18Nm

震源モデルの諸元



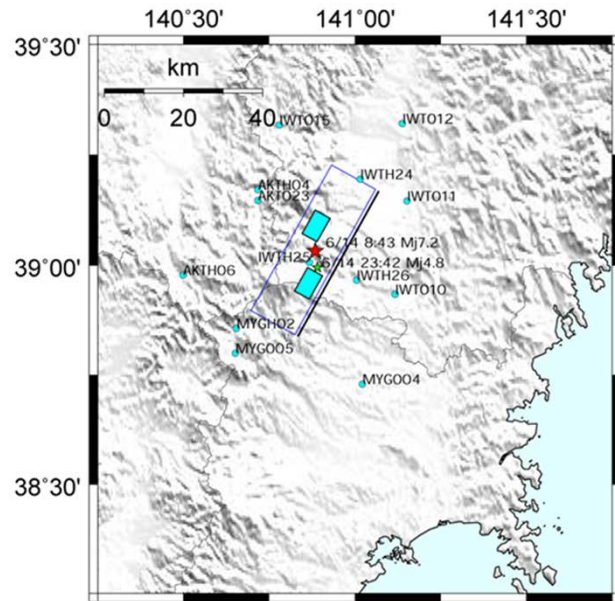
上図：IWTH25（一関西）地表における余震の再現波形と再現波形のスペクトル。  
下図：IWTH25（一関西）地表における本震の再現波形と再現波形のスペクトル。

### 3.3.1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 (3) フォワード解析に関する既往の知見

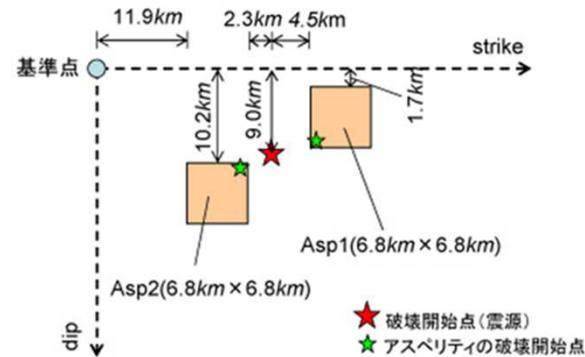
- 釜江(2008)では、経験的グリーン関数法を用いたフォワード・モデリングにより岩手・宮城内陸地震の震源モデルの評価を試みている。

#### 【釜江(2008)】

- 解析の結果、震源の北と南にそれぞれ1つずつアスペリティを配置する震源モデルとなっており、震源の北側にアスペリティを配置することにより、震源より北側の観測点において、波形の再現性が向上したとしている。
- 2つのアスペリティの応力降下量は、これまでの内陸地殻内地震の平均値に近い値になったとしている。なお、本検討において、ダム観測記録は、検討対象外となっている。



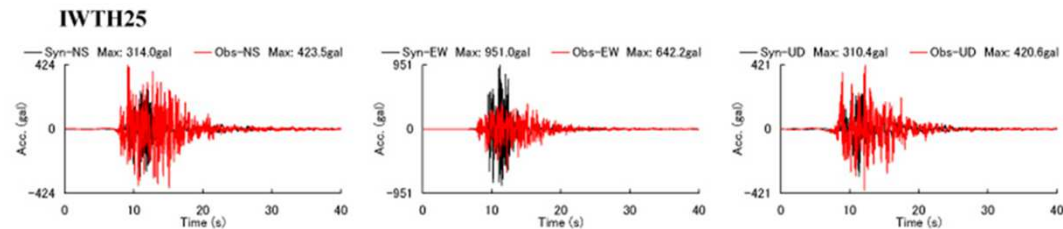
2008年岩手・宮城内陸地震(Mj7.2), 経験的グリーン関数として用いた地震(Mj4.8)の震央位置, KiK-net及びK-NET観測点位置, ならびに2008年岩手・宮城内陸地震の2つのアスペリティからなる震源モデル(アスペリティのみ)の位置



本震のメカニズム等

走向	209
傾斜角	51
すべり角	83
基準点(緯度)	39.172N
基準点(経度)	141.059E
基準点(深さ)	1.77km

	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	S (km <sup>2</sup> )	Mo (Nm)	$\Delta\sigma$ (MPa)
Asp1	209	51	104	6.8×6.8	$1.70 \times 10^{18}$	13.8
Asp2	209	51	104	6.8×6.8	$1.70 \times 10^{18}$	13.8



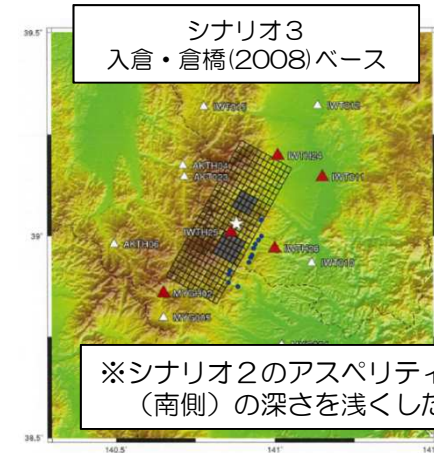
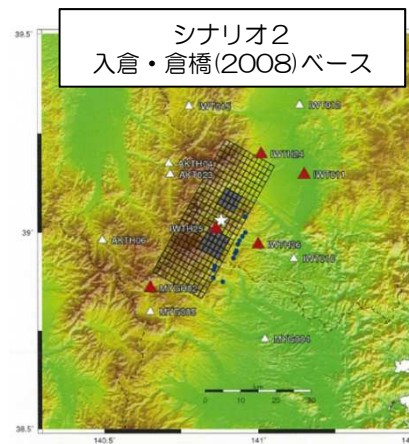
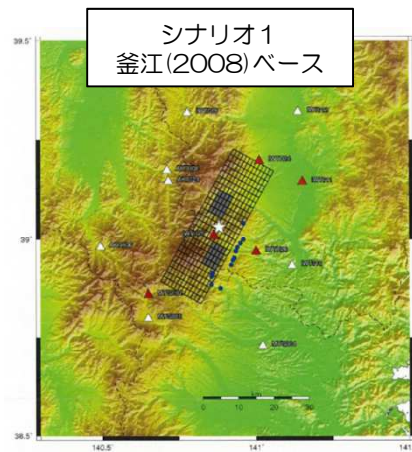
IWTH25(一関西)合成波形と観測波形の比較(0.2Hz~10Hz)

### 3.3.1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 (3) フォワード解析に関する既往の知見

- 独立行政法人原子力安全基盤機構による「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」(2014)では、岩手・宮城内陸地震の地震動再現解析を検討している。

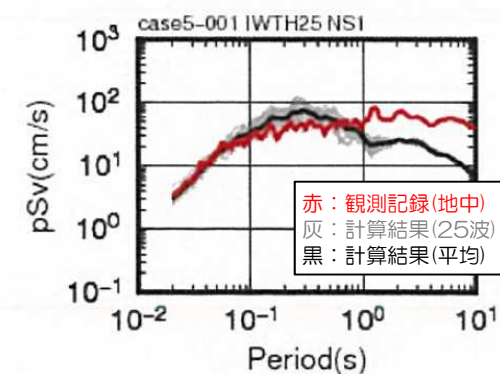
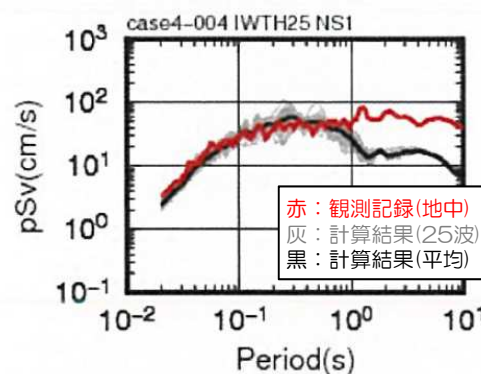
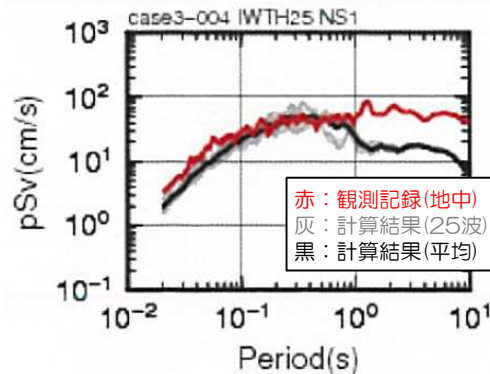
#### 【原子力安全基盤機構(2014)】

- シナリオ1及びシナリオ2では、IWITH25(一関西)の短周期成分がやや過小評価であり、さらに、シナリオ2のアスペリティを浅くしたモデル(シナリオ3)においても、依然としてやや小さめである可能性があるとしている。なお、ダム観測点については、検討対象外となっている。



※シナリオ2のアスペリティ1  
(南側)の深さを浅くした

破壊シナリオの影響を考慮した断層モデルの設定



IWITH25(一関西)の地中記録の再現結果(SGFと波数積分法のハイブリッド)

### 3. 3. 1 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 (4)まとめ

---

- 地震後実施された緻密な臨時地震観測から求められる岩手・宮城内陸地震の余震分布上端は、気象庁一元化震源よりも系統的にさらに浅くなることを示しており、ごく浅部の地表付近が余震分布上端と考えられる。
- 本震記録を説明するいくつかの震源モデルから、岩手・宮城内陸地震については、震源及びすべり量の大きい箇所が浅かったことが考えられる。
- 上記の知見を踏まえると、浅い位置でエネルギーの放出が行われたことが、震源域近傍のいくつかの観測点で大加速度が観測された大きな要因の一つになっている可能性がある。
- 一方で、震源等のモデル化に関して、観測記録の再現性の向上や複雑な破壊過程の要因特定などの課題が示されている知見もある。



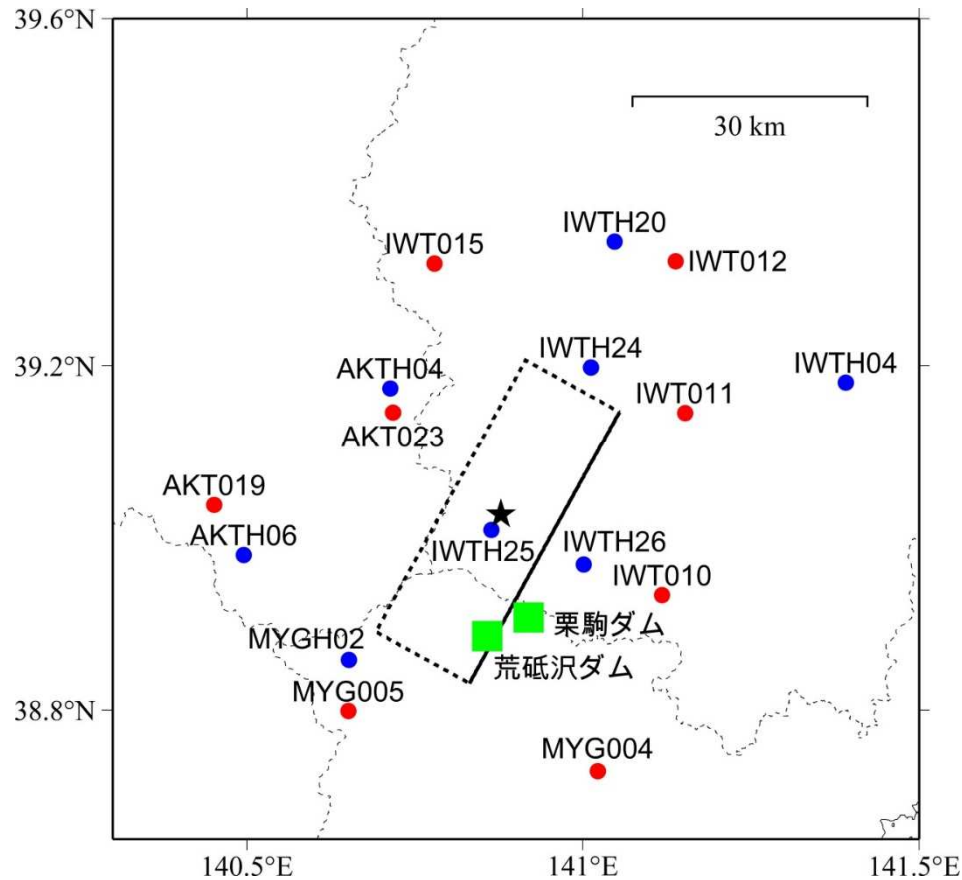
以上の評価内容も踏まえ、岩手・宮城内陸地震で得られた観測記録の収集・分析を実施する。

### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (1) 地震観測記録の収集対象

- 防災科学技術研究所のK-NET及びKiK-net観測点のうち、断層最短距離30km以内の観測点を対象に収集する(16地点)。
- あわせて、本地震の震源近傍に位置している荒砥沢ダム、栗駒ダムの地震観測記録\*も収集する(2地点)。

※:ダム観測記録は宮城県より受領



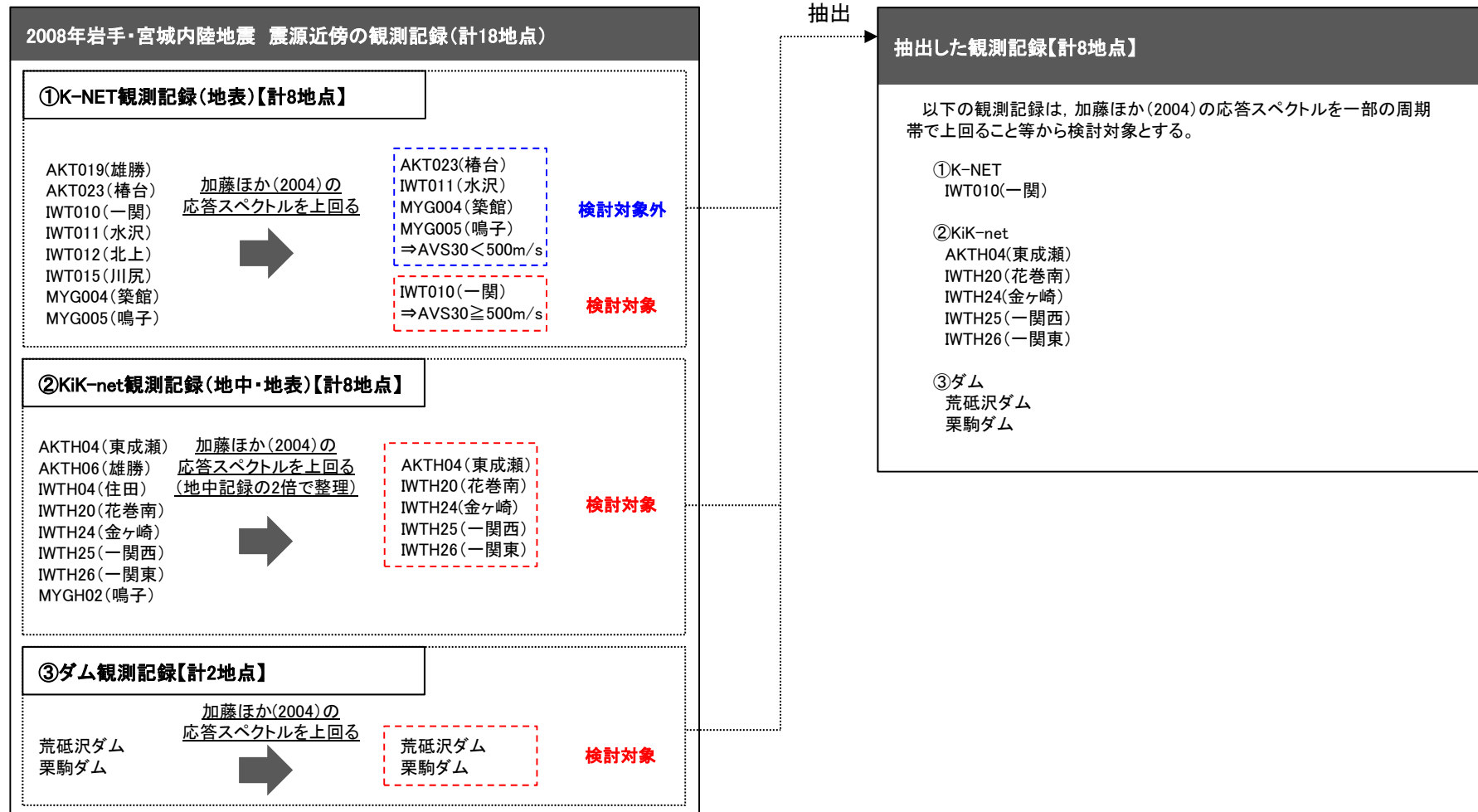
2008年岩手・宮城内陸地震の震央位置と周辺観測点

観測地点名	
K-NET (8地点)	AKT019 雄勝
	AKT023 樺台
	IWT010 一関
	IWT011 水沢
	IWT012 北上
	IWT015 川尻
	MYG004 築館
	MYG005 鳴子
KiK-net (8地点)	AKTH04 東成瀬
	AKTH06 雄勝
	IWTH04 住田
	IWTH20 花巻南
	IWTH24 金ヶ崎
	IWTH25 一関西
	IWTH26 一関東
	MYGH02 鳴子
ダム (2地点)	- 荒砥沢ダム
	- 栗駒ダム

### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (1) 地震観測記録の収集対象

- 収集した観測記録について、以下の観点で抽出し、考察を行う。
- ・ 加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る記録 (KiK-net観測点の記録は、地中記録の2倍で整理)
  - ・ K-NET観測点については、上記の観点に加えAVS30が500m/sを上回っている観測点における記録





### 3.3.2 地震観測記録の収集

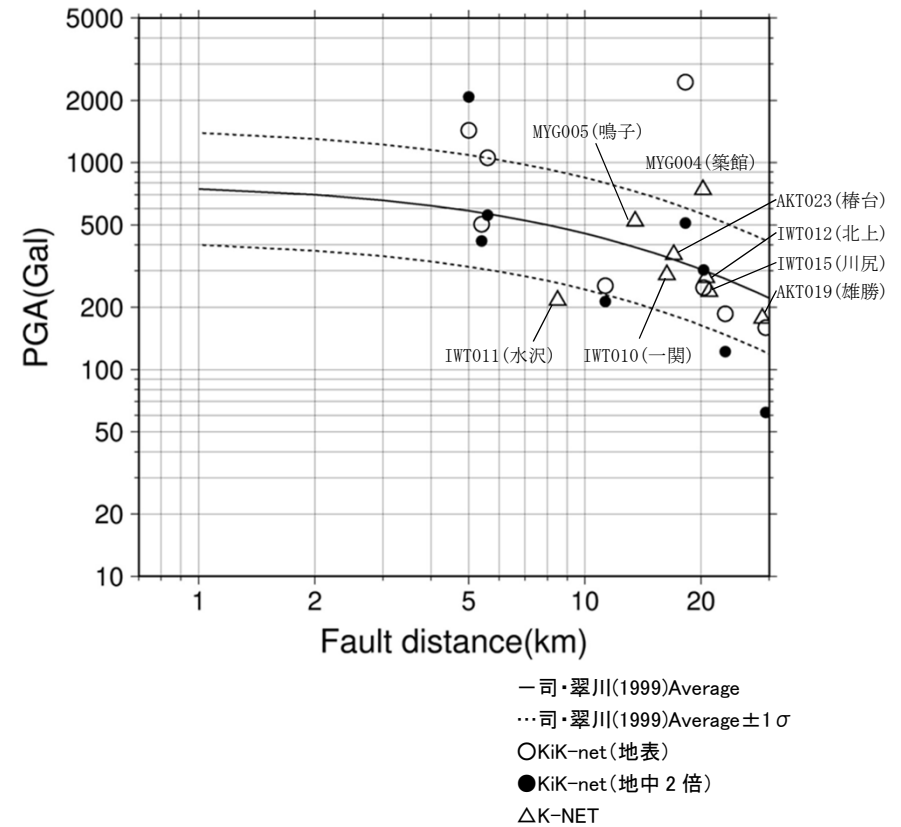
#### (2) K-NET観測点の観測記録

- K-NET観測点のうち, MYG004(築館)は, 司・翠川(1999)の距離減衰式の $+1\sigma$ を上回る。
- 一方で, IWT011(水沢)は, 司・翠川(1999)の距離減衰式の $-1\sigma$ を下回る。

K-NETの最大加速度

観測点		断層最短距離(km)	AVS30(m/s)	最大加速度(Gal)			
				水平(NS)	水平(EW)	鉛直(UD)	
K-NET (地表)	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

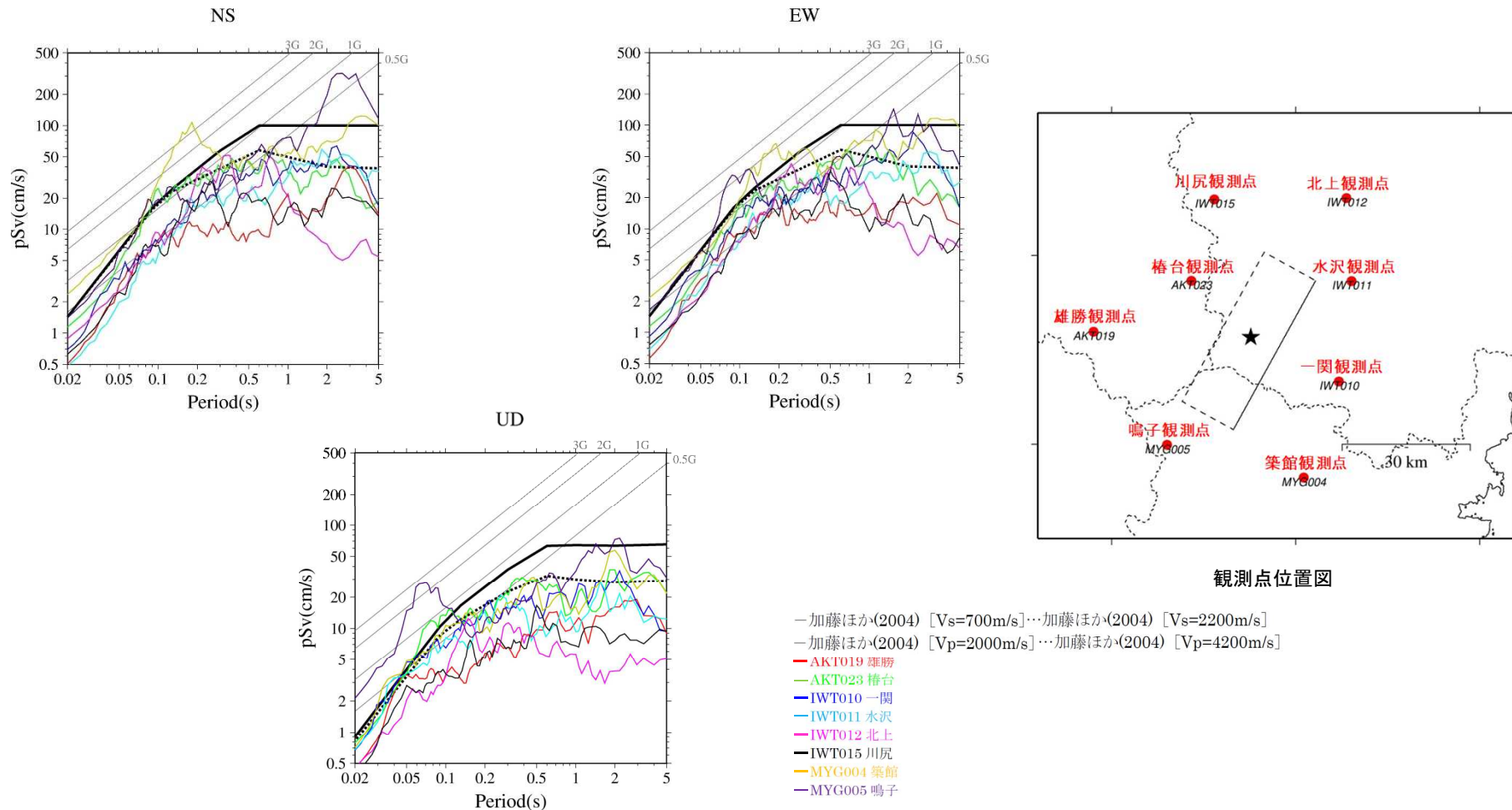
断層最短距離: Suzuki et al.(2010)による震源断層モデルに基づく



### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (2) K-NET観測点の観測記録

- K-NET観測記録と加藤ほか(2004)との比較を示す。
- K-NETの観測記録では, 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。

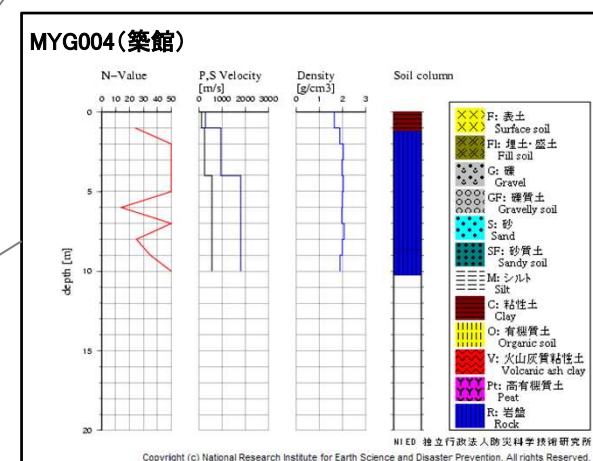
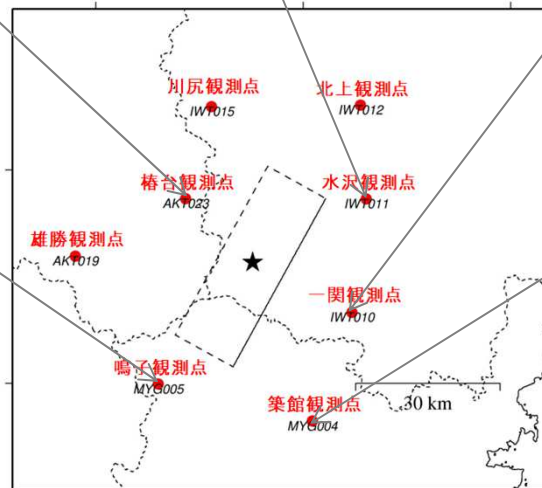
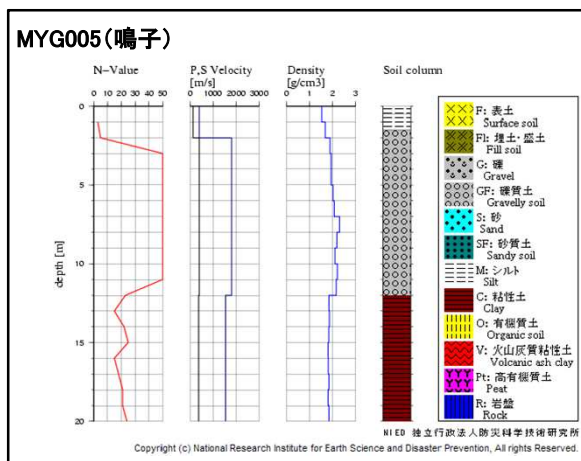
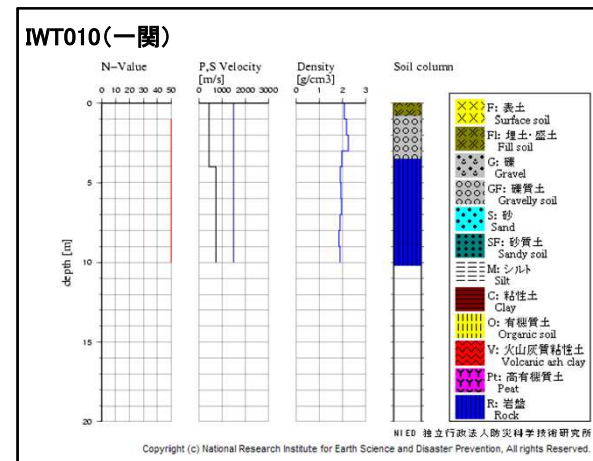
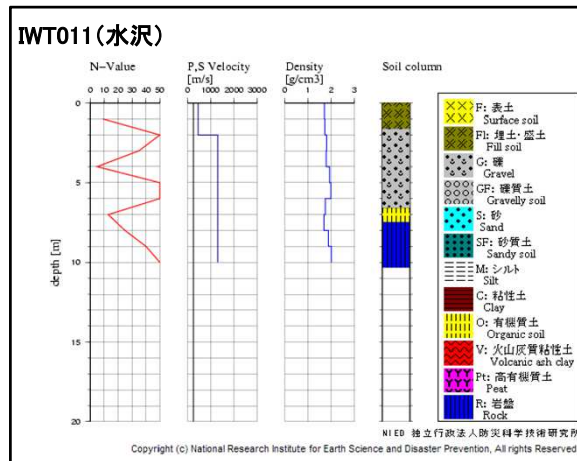
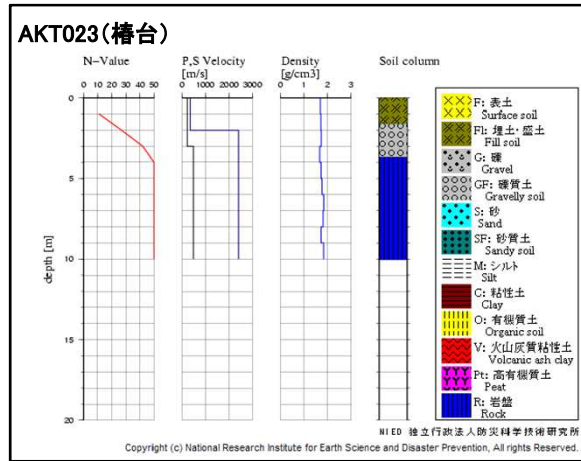


K-NET観測記録の応答スペクトルと加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (2) K-NET観測点の観測記録

- 使用するK-NET観測点の地質構造を示す。
- 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 $\pm 1\sigma$ の範囲内にある。



### 3.3.2 地震観測記録の収集

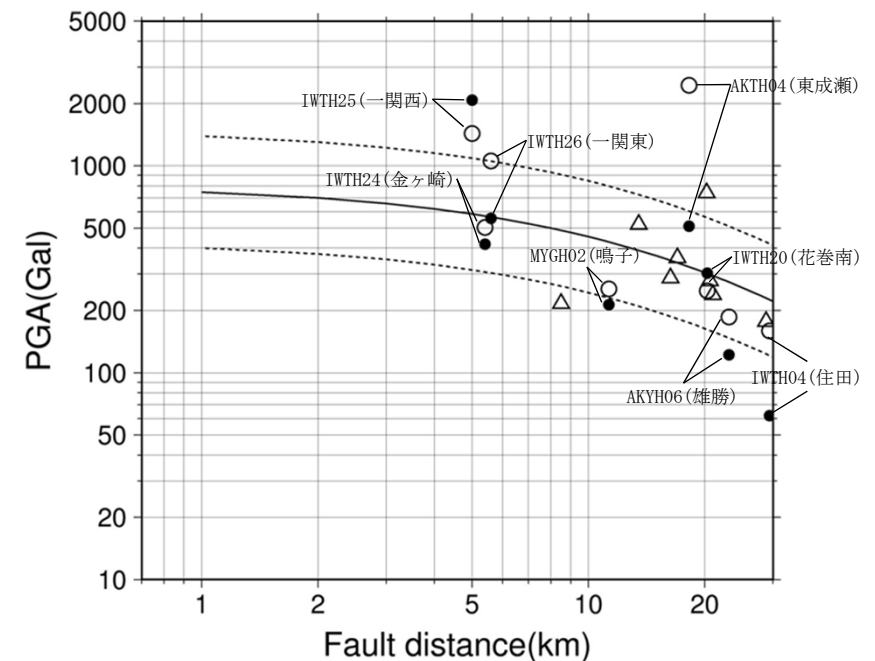
#### (3) KiK-net観測点の観測記録

- KiK-net観測点のうち, AKTH04(東成瀬)及びIWTH25(一関西)は, 司・翠川(1999)の距離減衰式の $+1\sigma$ 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 $+1\sigma$ 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 $-1\sigma$ を下回る。

KiK-netの最大加速度

観測点		断層最短距離 (km)	AVS30 (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

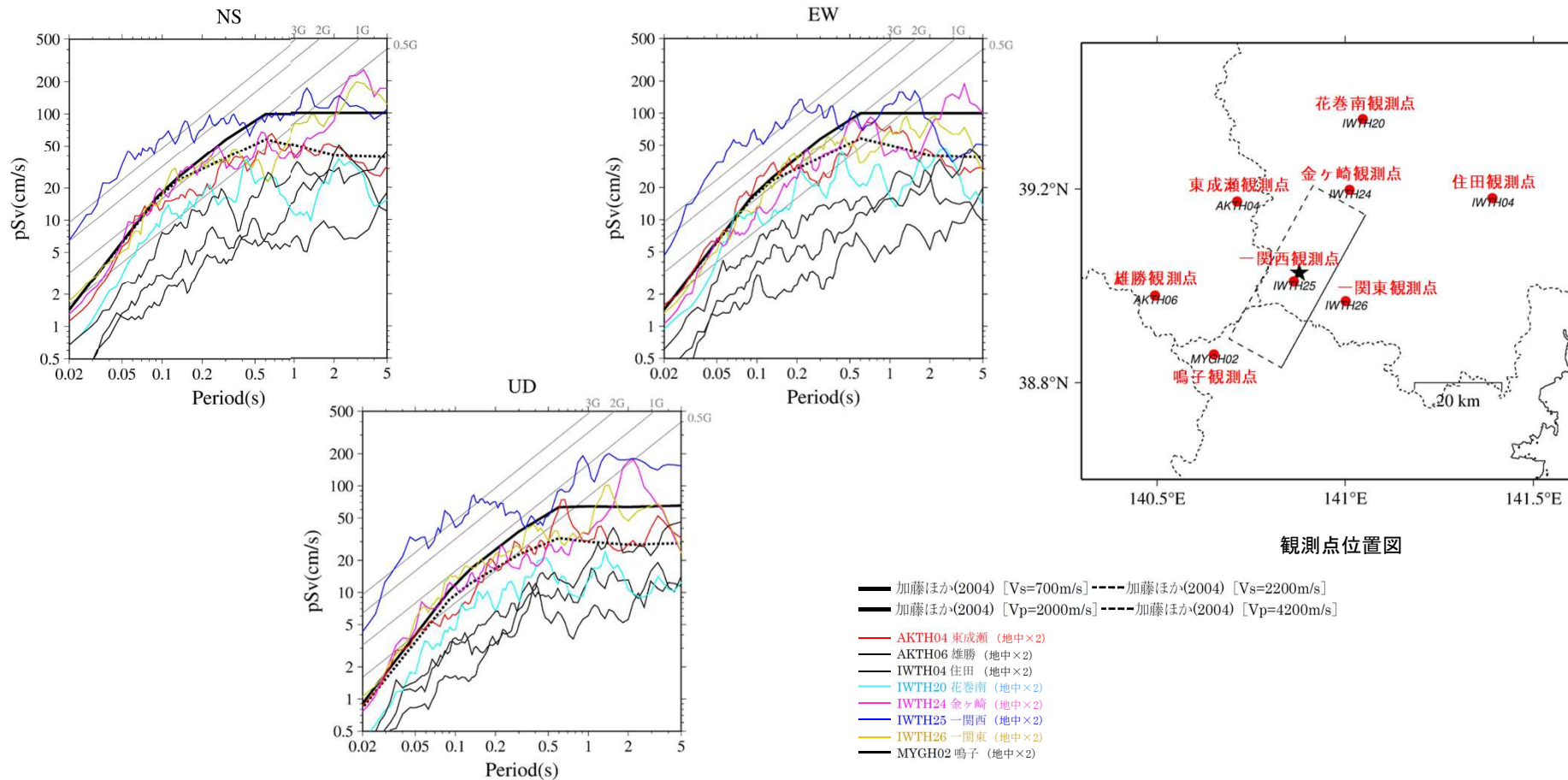


- 司・翠川(1999)Average
- 司・翠川(1999)Average $\pm 1\sigma$
- KiK-net(地表)
- KiK-net(地中2倍)
- △ K-NET

### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (3) KiK-net観測点の観測記録

- KiK-net観測記録と加藤ほか(2004)との比較を示す。
- 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。



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

### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (4) 荒砥沢ダム of 観測記録

##### 【荒砥沢ダムの概要】

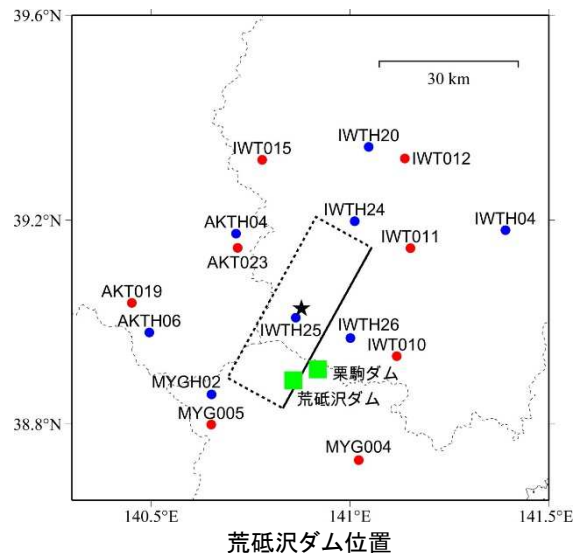
所在地	宮城県
事業者	宮城県土木部/東北農政局
水系名	北上川
河川名	二迫川
竣工年	1998年
ダム形式	ロックフィルダム
最低基礎面標高	EL. 205m
天端標高	EL. 279.4m
堤高	74.4m
堤長	413.7m



- ・ダム基礎地盤の地質年代: 新第三紀中新世
- ・基礎岩盤: 頁岩, 凝灰岩互層及び安山岩の進入

荒砥沢ダムの地盤(国総研資料 第733号「国土交通省所轄ダムの地震動計測装置」)

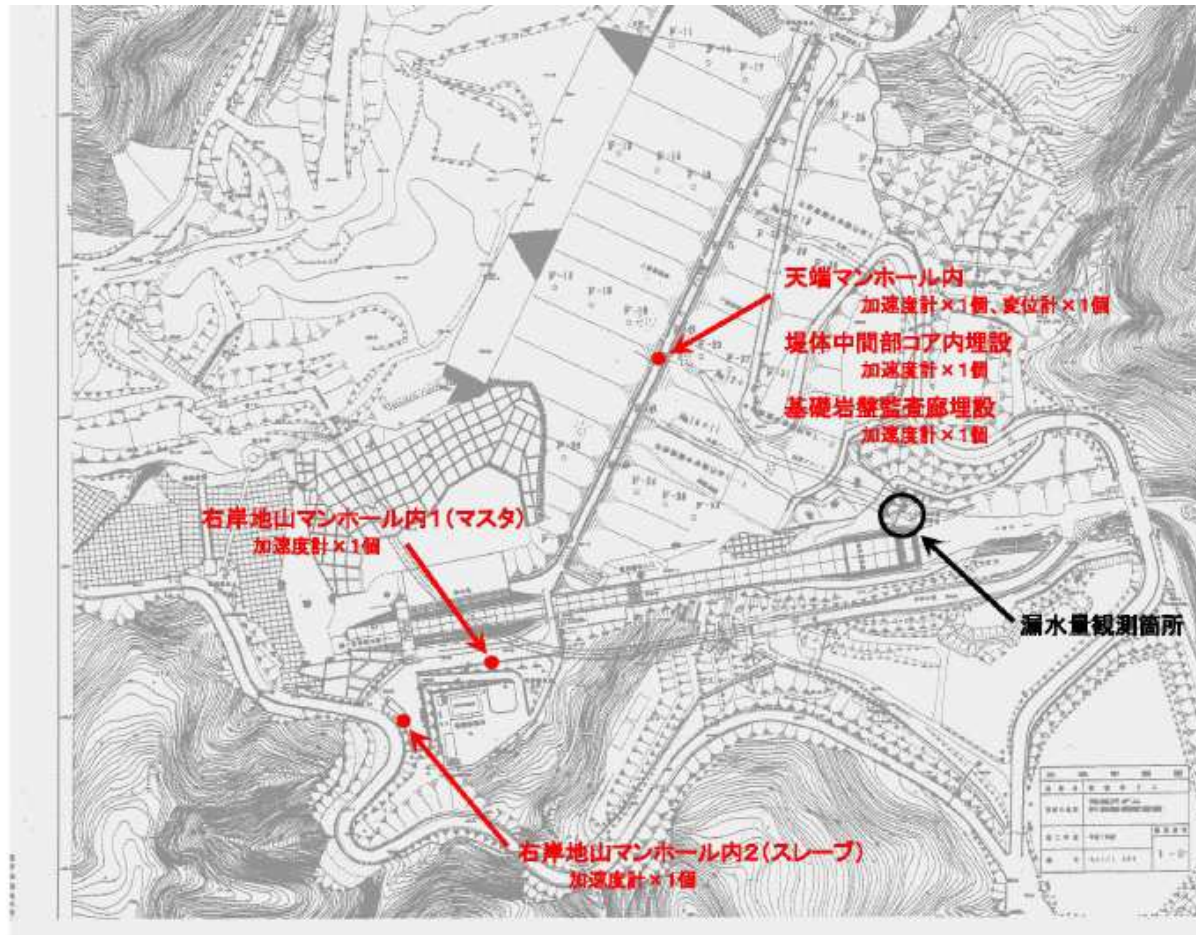
- ・基礎岩盤位置の岩級区分 CH~B級
- ・P波速度 EL.205m~200m  $V_p=2.5\sim 3.2\text{km/s}$



### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (4) 荒砥沢ダム の観測記録

##### 【荒砥沢ダム 地山の概要及び地震観測位置】

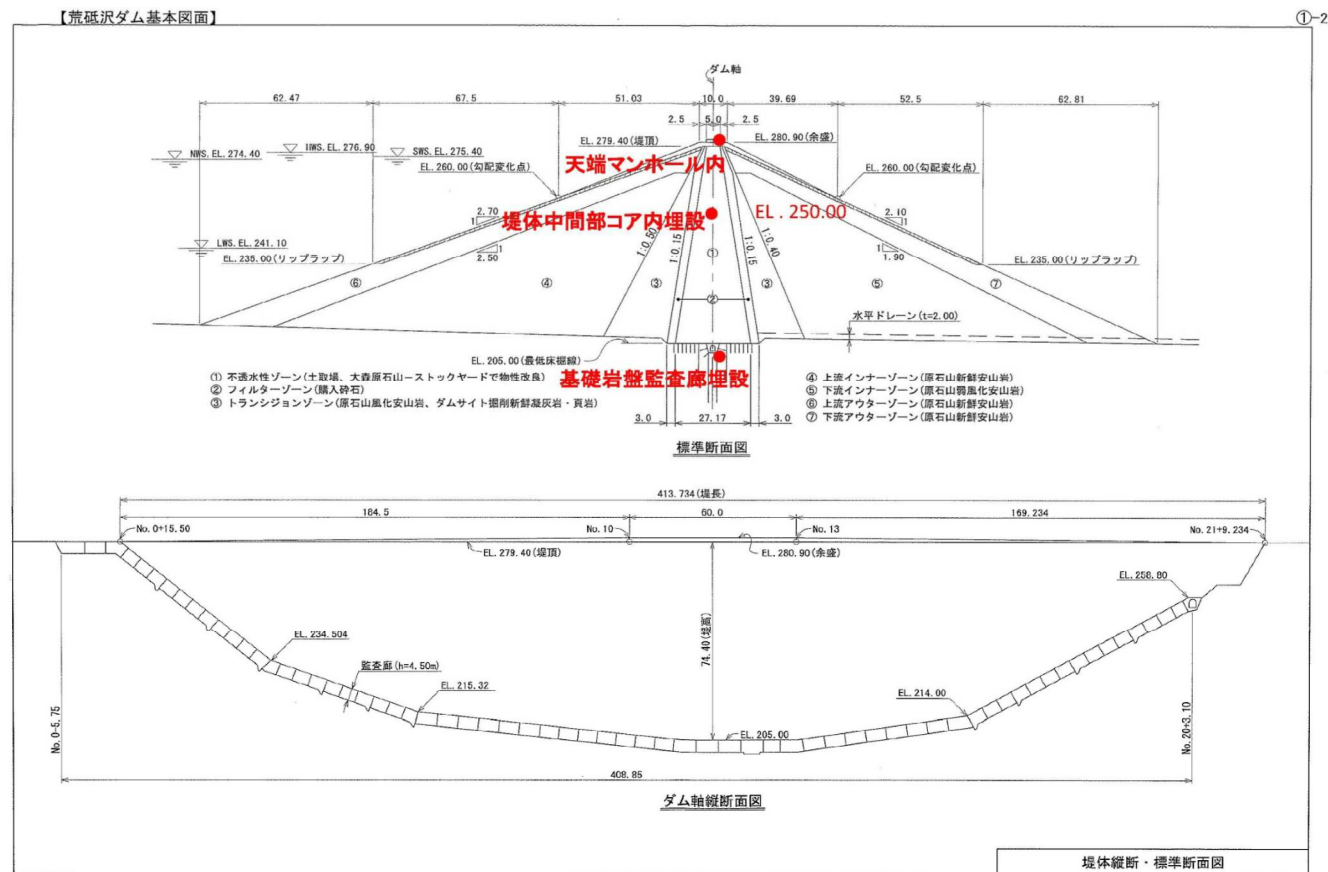


(宮城県より受領した図面に一部加筆)

### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (4) 荒砥沢ダム の観測記録

#### 【荒砥沢ダムの構造及び地震観測位置】



(宮城県より受領した図面に一部加筆)

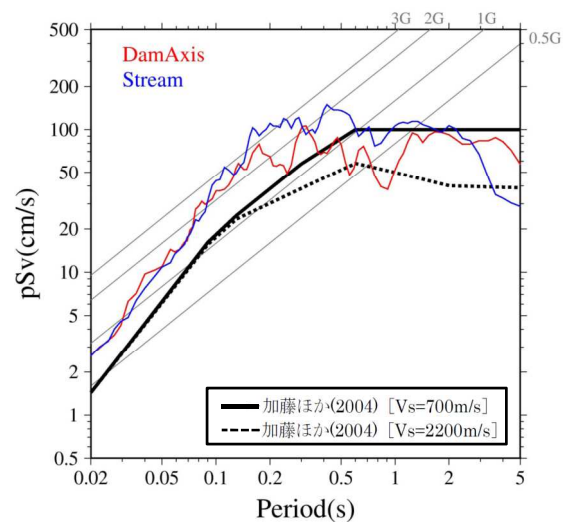
ダム形式: 中央コア型ロックフィルダム  
 堤長: 413.7m  
 堤高: 74.4m



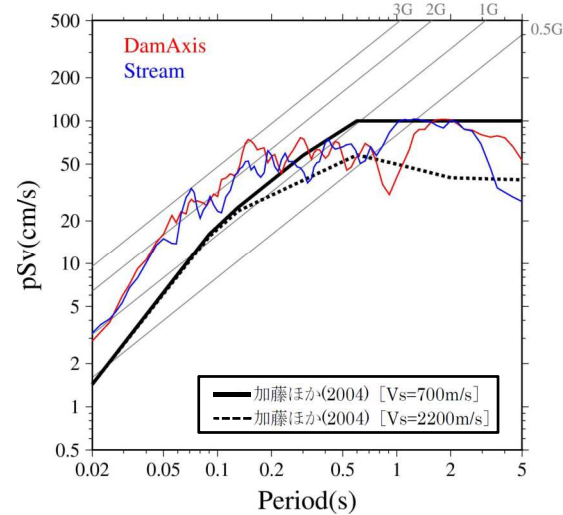
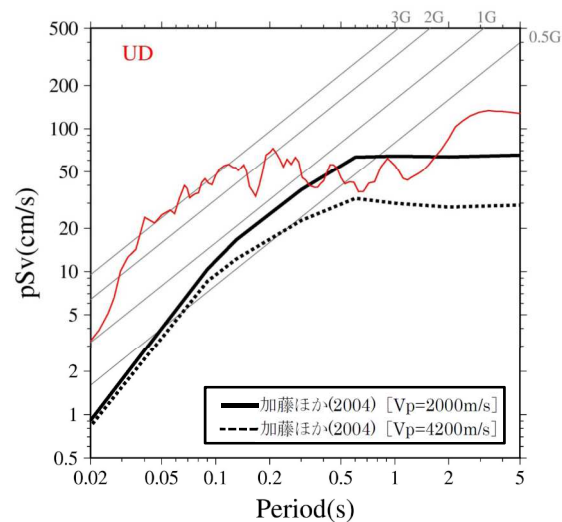
### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (4) 荒砥沢ダム of 観測記録

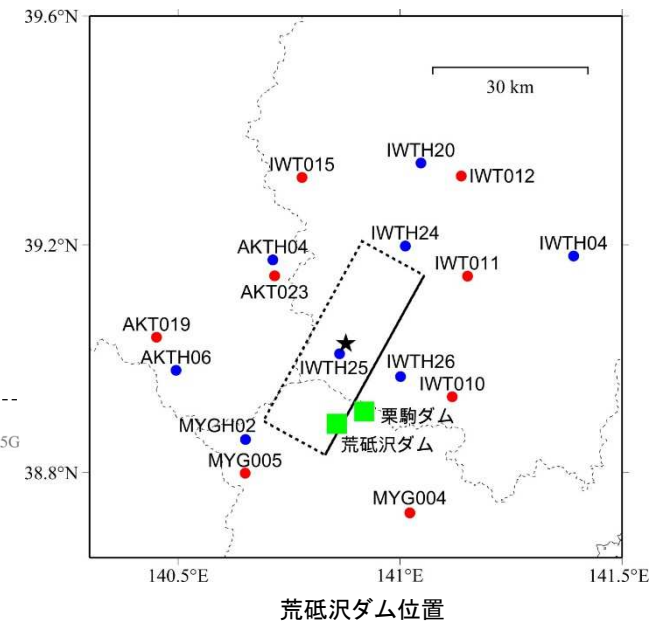
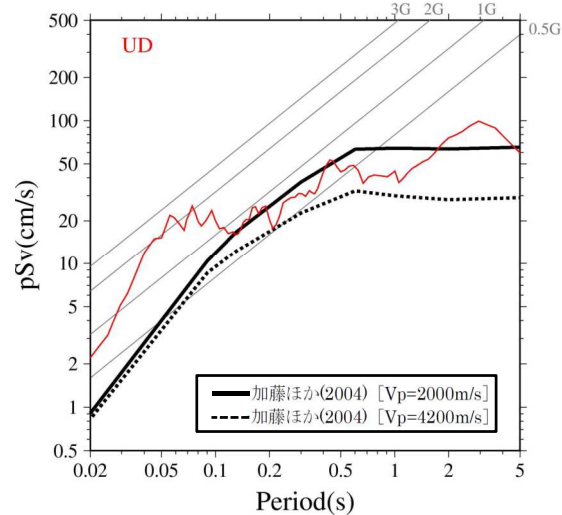
➤ 荒砥沢ダムの観測点では、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期帯で上回る。



荒砥沢ダム(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



荒砥沢ダム(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



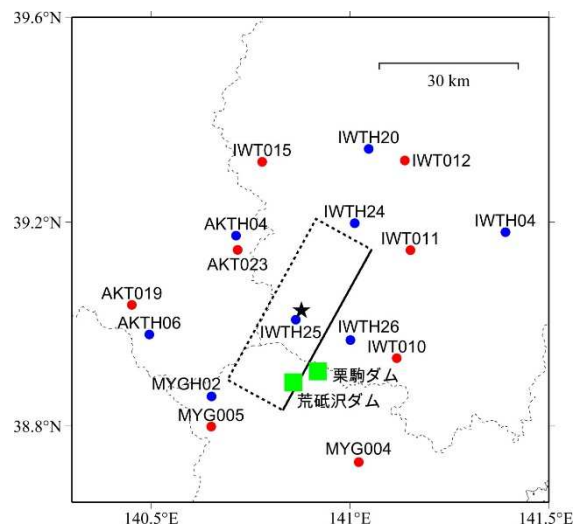
荒砥沢ダム位置

### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (5) 栗駒ダムの観測記録

##### 【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

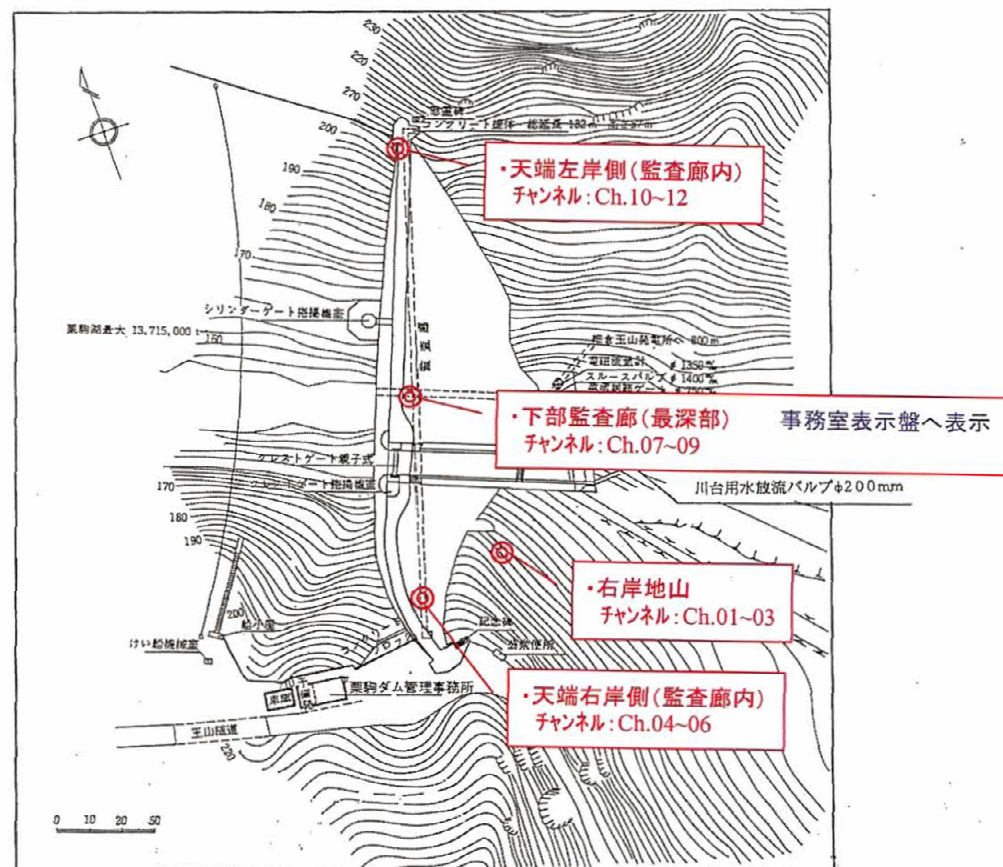


栗駒ダム位置

### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (5) 栗駒ダム 地山の観測記録

#### 【栗駒ダム 地山の概要及び地震観測位置】



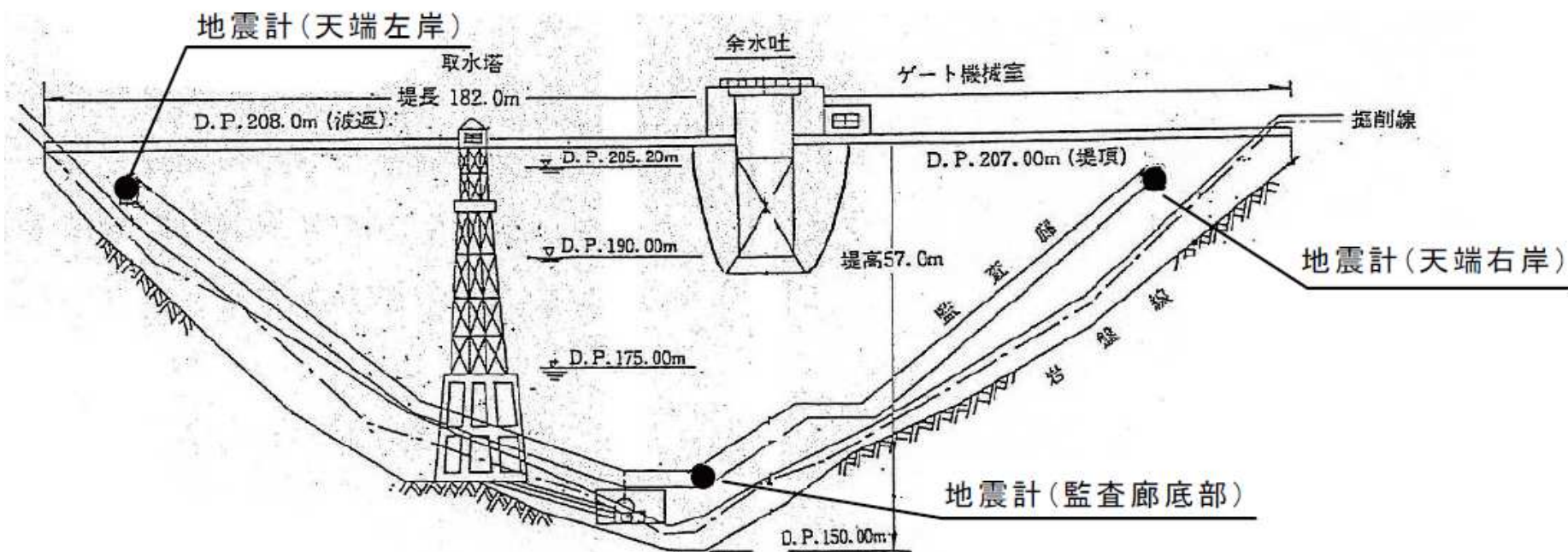
正面図

(宮城県より受領した図面に一部加筆)

### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (5) 栗駒ダムの観測記録

##### 【栗駒ダムの構造及び地震観測位置】



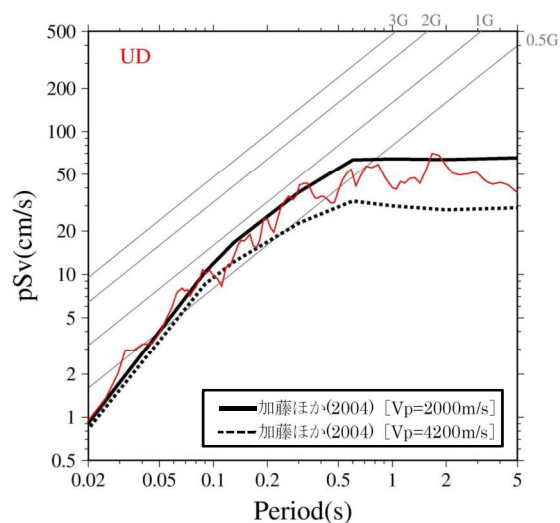
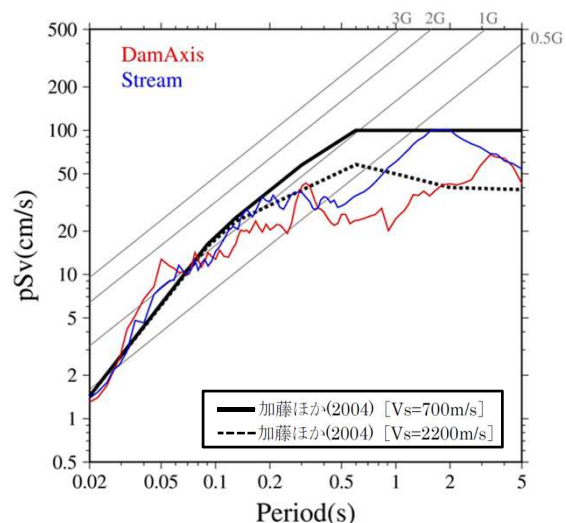
(宮城県より受領した図面に一部加筆)

ダム形式: 重力式コンクリートダム  
 堤長: 182.0m  
 堤高: 57.2m

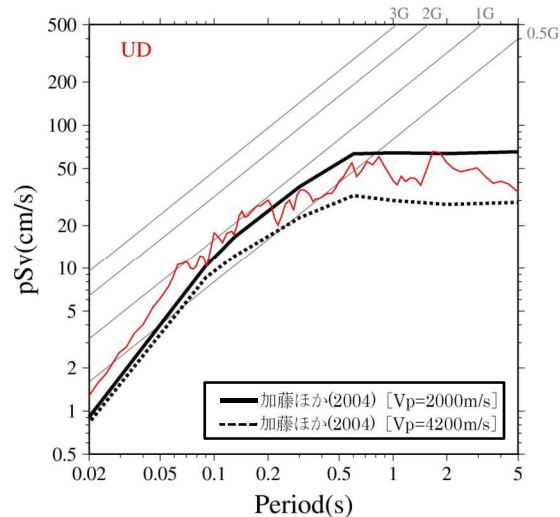
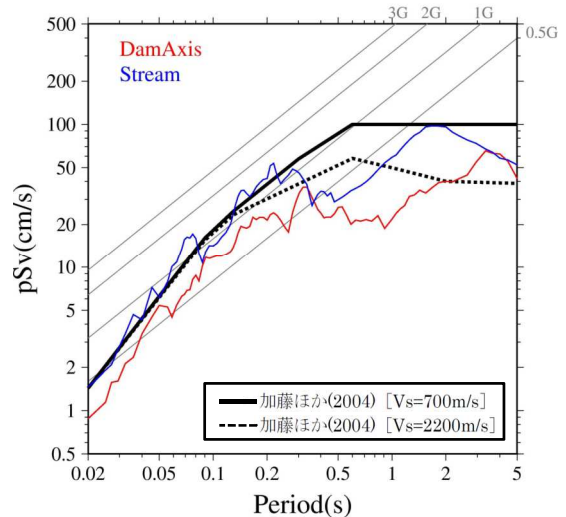
### 3.3.2 地震観測記録の収集

#### (5) 栗駒ダムの観測記録

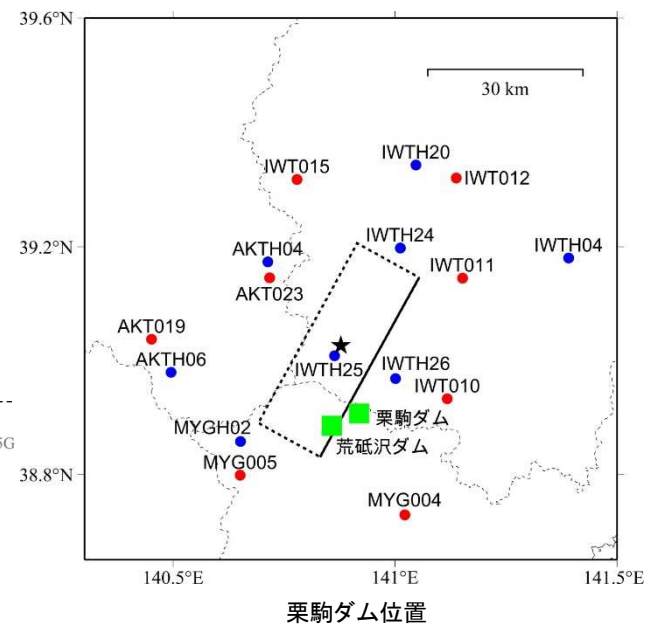
➤ 栗駒ダムの観測点では、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期帯で上回る。



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



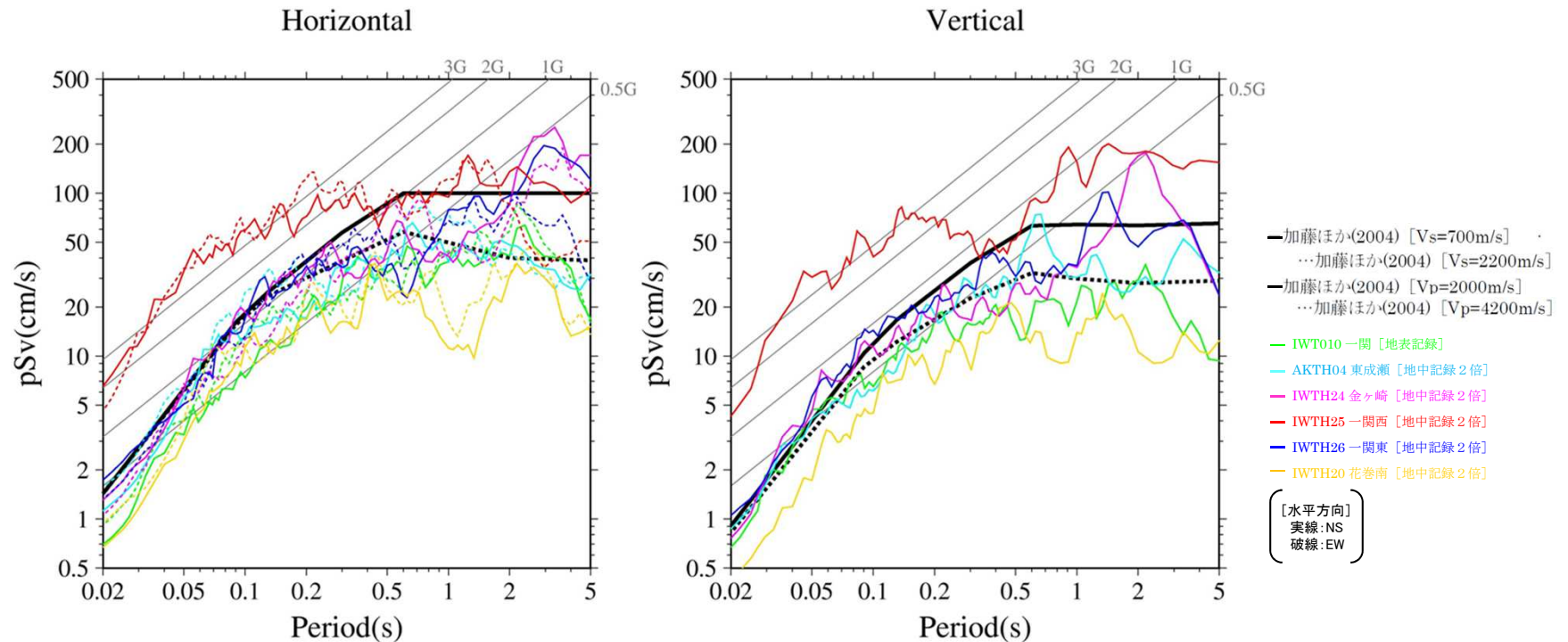
栗駒ダム(監査廊)観測点による応答スペクトルと加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較



栗駒ダム位置

### 3.3.2 地震観測記録の収集 (6)まとめ

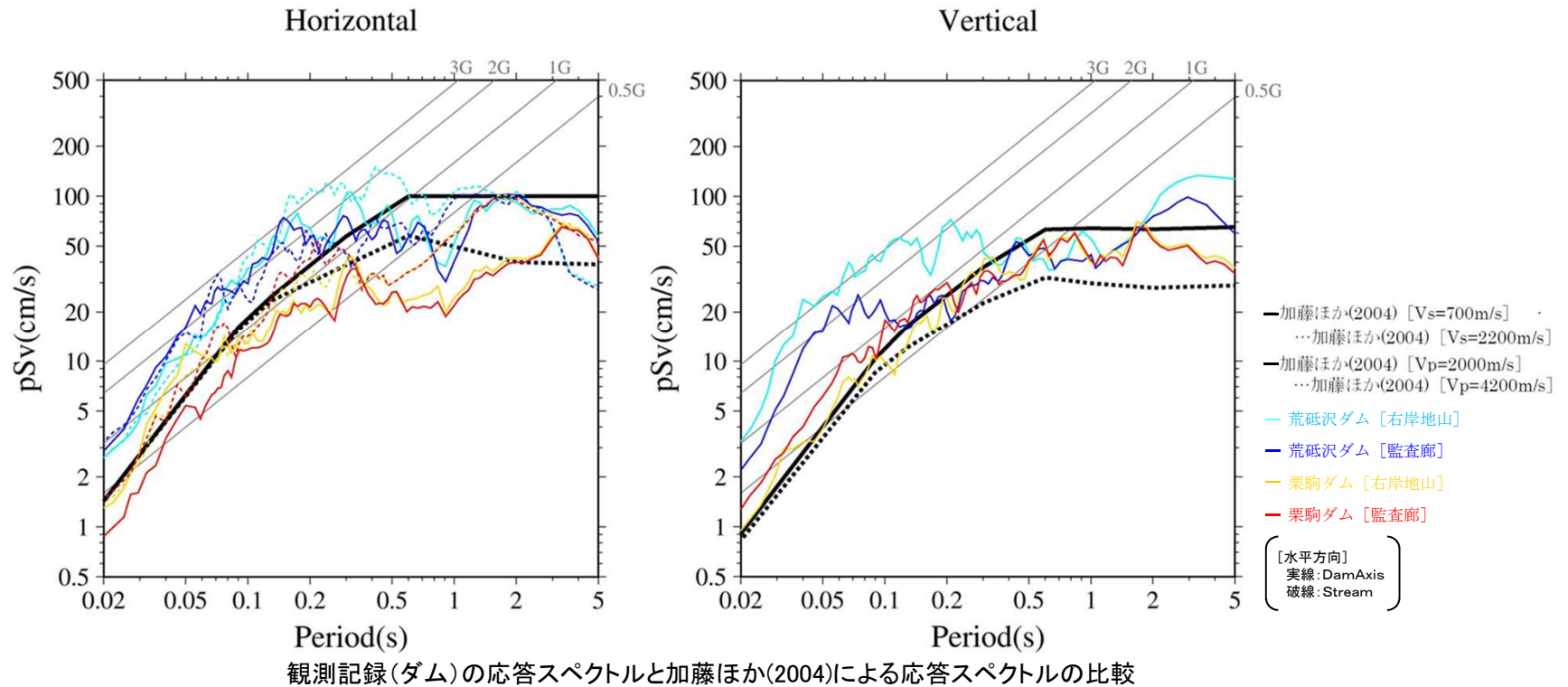
- K-NET観測点及びKiK-net観測点より抽出された観測記録の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルについて比較する。



観測記録(K-NET及びKiK-net)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

### 3.3.2 地震観測記録の収集 (6)まとめ

➤ 荒砥沢ダム及び栗駒ダムより抽出された観測記録の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルについて比較する。

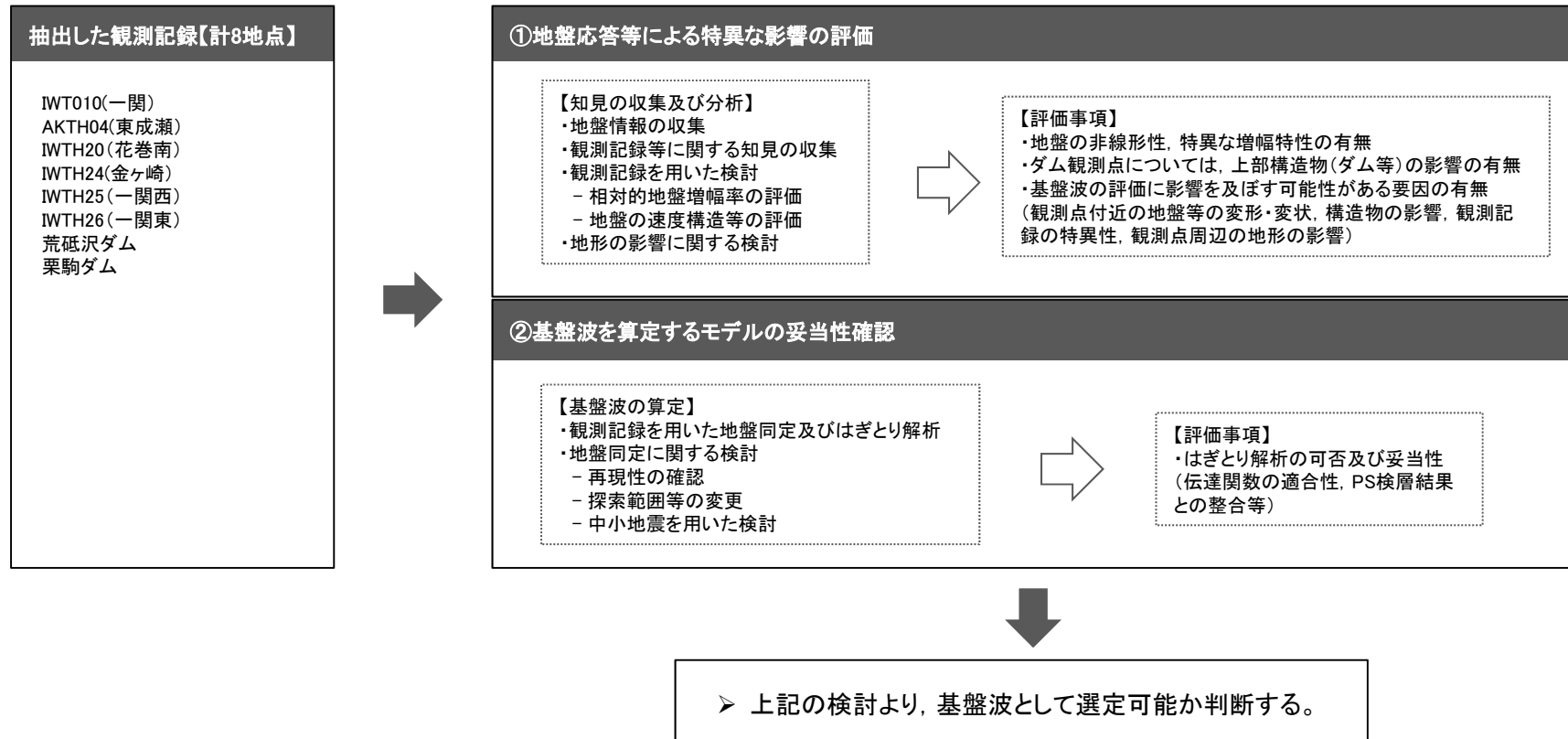


➤ IWT010(一関), AKTH04(東成瀬), IWTH20(花巻南), IWTH24(金ヶ崎), IWTH25(一関西), IWTH26(一関東), 荒砥沢ダム, 栗駒ダムの観測記録は, 加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期帯で上回る。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (1) 地震観測記録の分析・評価の概要

- 前項の観測記録の収集において、敷地に及ぼす影響が大きいと考えられるものとして抽出した観測記録について、以下の観点で記録の分析・評価を実施する。
- 地盤応答等による特異な影響の評価(地盤情報の収集, 各種知見の収集・整理, 相対的地盤増幅率の評価, 地質及び速度構造に関する検討, 地形の影響に関する検討)
  - 基盤波を算定するモデルの妥当性確認[観測記録を用いた地盤同定及びはぎとり解析, 地盤同定に関する検討(再現性の確認, 探索範囲等の変更, 中小地震を用いた検討)]

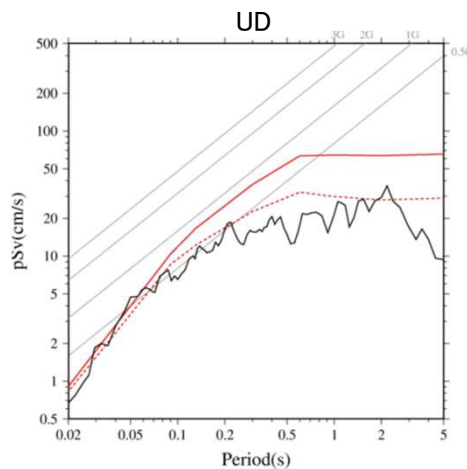
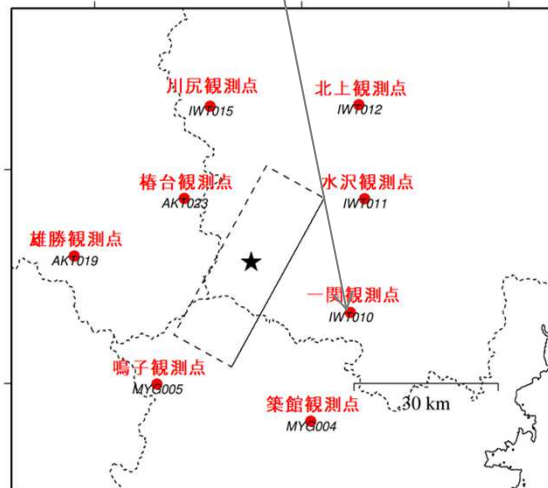
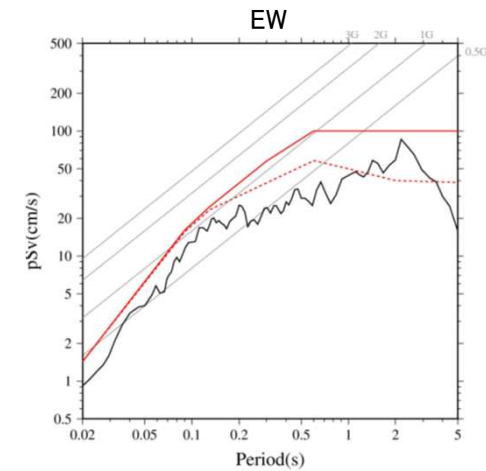
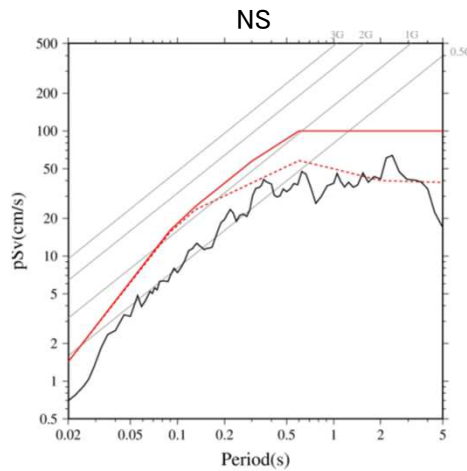
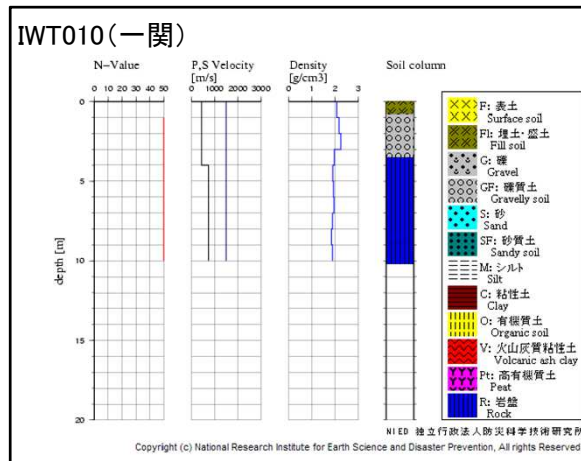




### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (2) K-NET一関観測点に関する検討

- K-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[IWT010(一関)]について、地盤情報を収集整理し、基盤地震動としての評価を実施する。
- IWT010(一関)は、表層の $V_s$ は430m/sであるが、深さ4mで $V_s=730$ m/sの層となっており、観測記録の応答スペクトルは、一部の周期帯で加藤ほか(2004)を上回る。



— IWT010一関  
 — 加藤ほか(2004) ( $V_s=700$ m/s)    ... 加藤ほか(2004) ( $V_s=2200$ m/s)  
 — 加藤ほか(2004) ( $V_p=2000$ m/s)    ... 加藤ほか(2004) ( $V_p=4200$ m/s)

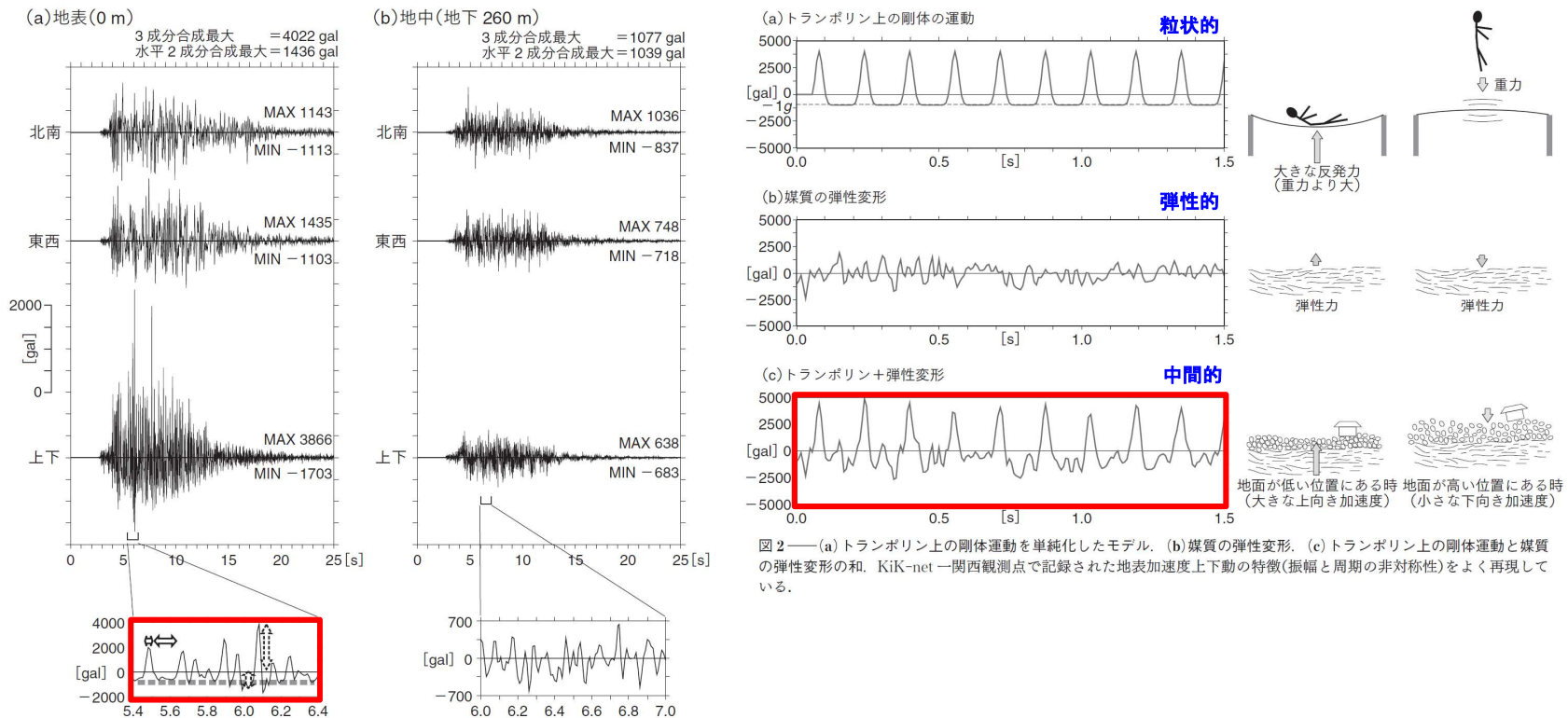
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (3) KiK-net一関西観測点に関する検討

➤ Aoi et al.(2008)では、KiK-net一関西観測点の上下非対称な地震動について、トランポリン効果を提唱している。

#### 【Aoi et al.(2008)】

- 上向きの地震動の振幅が下向きの2倍以上も大きい上下非対称な地震動は、線形・非線形の波動伝播理論では説明できず、トランポリン上で跳ねている物体の運動に類似していることから、トランポリンモデルを提唱している。
- 弾性的な振る舞いと粒状的な振る舞いの中間的振る舞い(トランポリンモデル)による模擬波形は、一関西観測点(KiK-net)で観測された非常に大きな加速度波形の性質をよく再現していると評価。



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (3) KiK-net一関西観測点に関する検討

- ▶ 大町ほか(2011)では、一関西観測点で観測された極めて大きな強震記録(上下動)は、強大な地震動入力によって地震観測小屋がロッキング振動で浮き上がり、地面と再接触した際の衝撃力の影響が強く反映している可能性が高いことを指摘している。

#### 【大町ほか(2011)】

- ▶ 観測小屋が基礎の浮き上がりを伴うロッキング応答をする時、基礎と地面と再接触する際の衝撃力で、上向きのパルス状大加速度が発生することを振動台実験と数値解析で確認。
- ▶ 2次元FEMを用いて、観測小屋の浮き上がりと地盤との接触を含む非線形解析を行い、地表記録と類似した地震応答解析結果が得られたとしている。

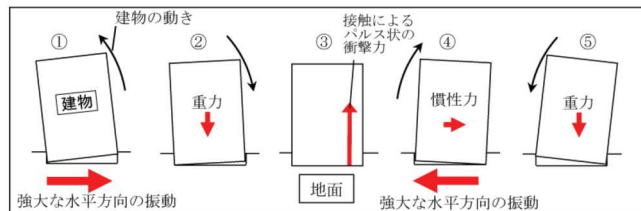
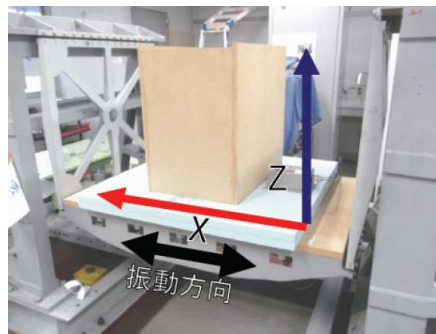


図8 強大な水平入力地震動による浮き上がりを伴うロッキング振動の模式図

ロッキング振動模式図



振動台実験 模型図と応答加速度結果

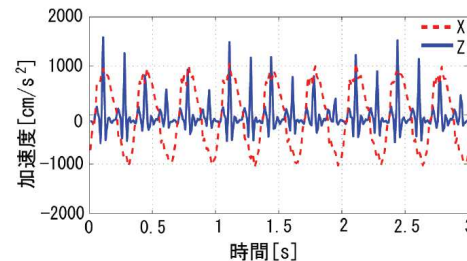


図10 最大加速度900gal入力時の水平方向(X)と上下方向(Z)の応答加速度

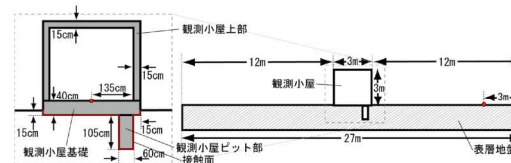


図16 有限要素モデル概要図

	密度 (t/m <sup>3</sup> )	ポアソン比	ヤング率 (GPa)	粘着力	摩擦係数
観測小屋上部	0.85	0.20	6.8	—	—
観測小屋基礎	2.4	0.20	22	—	—
観測小屋ビット部	0.50	0.20	1.9	—	—
表層地盤	1.6	0.33	0.51	—	—
接触面	—	—	—	0	0.50

有限要素解析モデル概要図, モデル物性値

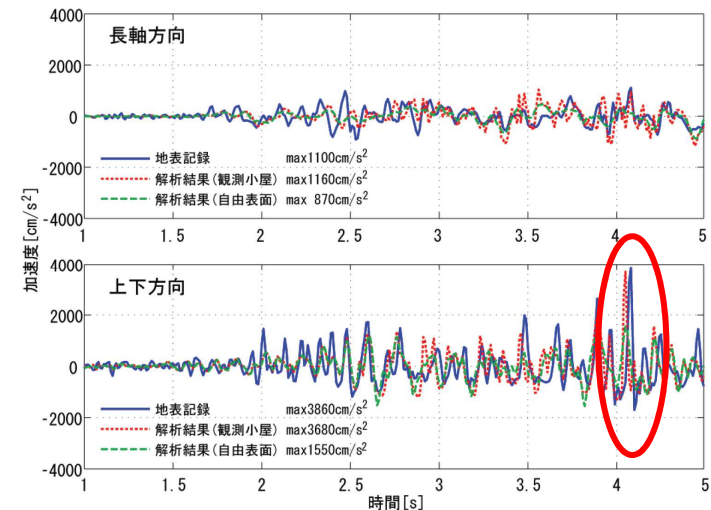


図17 本震の強震時加速度時刻歴の比較

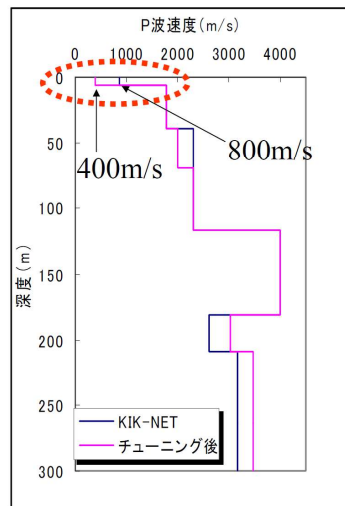
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (3) KiK-net一関西観測点に関する検討

- 入倉・倉橋(2008)では、地震観測記録から理論伝達関数を評価し、地中の観測記録から地表の地震動を推定している。ただし、観測記録に見られる上下動の非対称性については、別の要因での説明が必要と指摘している。

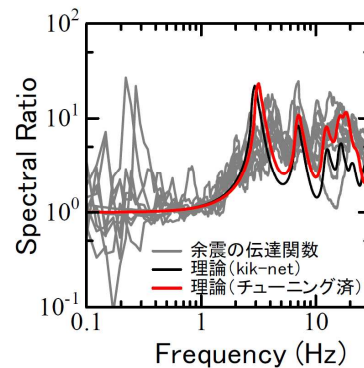
#### 【入倉・倉橋(2008)】

- KiK-netボーリングデータによる理論伝達関数は、観測記録から推定される伝達関数と比較して、高周波帯域で過小評価と考えられるため、余震記録及び本震記録を用いて地盤構造を再評価。
- 再評価した地盤モデルから計算された理論伝達関数を用いて、地中記録から地表波形を再現すると観測記録にほぼ対応することを指摘。
- 但し、このモデルでは、観測記録に見られる上下動の非対称性は説明できず、別の要因(トランポリン効果など)を考える必要があるとしている。

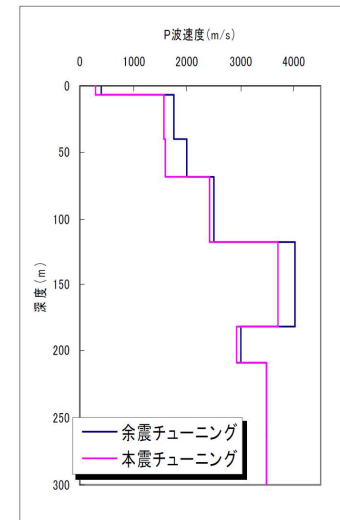


主な地盤構造の変更点

第一層のP波速度  
850m/s → 400m/s に変更により  
高周波の振幅を大きくする。

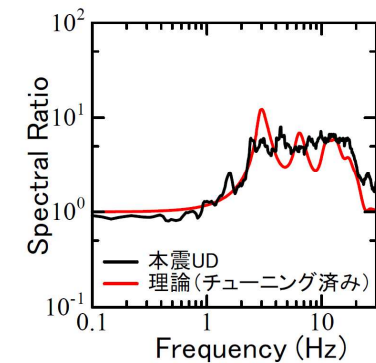


余震記録を考慮した地盤構造の再評価



振幅を下げるために、Q値を劇的に小さくしている。

各層 Q=10程度



本震記録を考慮した地盤構造の再評価

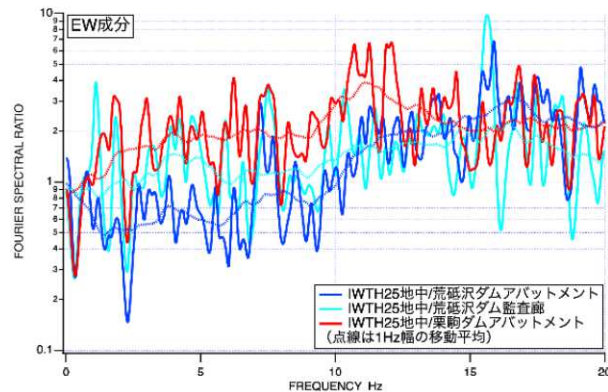
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (3) KiK-net一関西観測点に関する検討

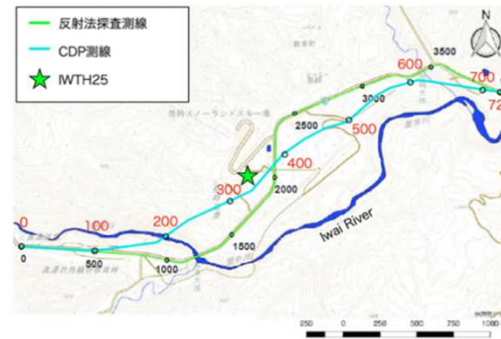
➤ 東ほか(2021)では、KiK-net一関西観測点の大加速度要因の一つとして、深部地盤の不整形について指摘している。

#### 【東ほか(2021)】

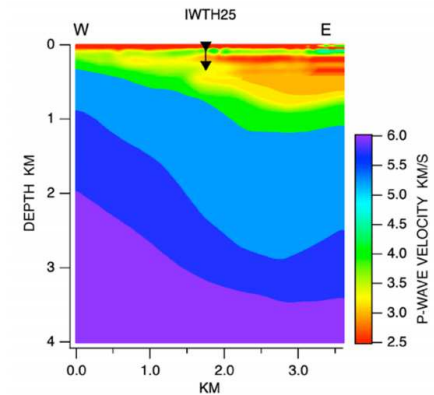
- KiK-net一関西の岩手・宮城内陸地震の地中記録について、10Hz以上の高周波数帯域で振幅が大きくなる傾向がみられており、これは一関西地中記録の特徴と考えられることから、地盤構造が基盤入射波に及ぼす影響を評価している。
- KiK-net一関西の東西方向約4kmで実施した反射法・屈折法地震探査をもとに2次元地盤モデルを構築し、地中地震計位置における基盤入射波に着目した2次元解析を実施した結果、地震基盤相当面( $V_p=6\text{km/s}$ )における入力波に対するKiK-net一関西地中地震計位置での基盤入射波の倍率は、10Hz以上の高周波数帯域において1.7~1.8倍になるとしている。
- 以上の結果から、KiK-net一関西地中記録の大加速度要因の一つとして、本震記録で顕著に増幅している10Hz以上において、深部地盤の不整形性が影響を及ぼしている可能性があるとしている。



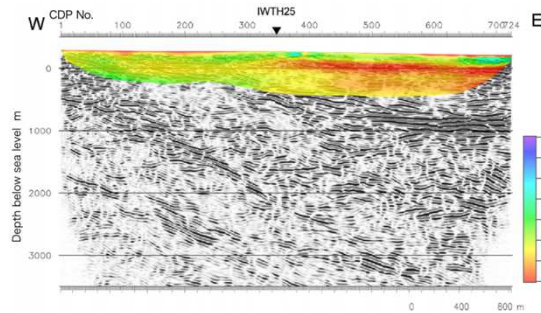
震源域ダム地点に対するKiK-net一関西のフーリエスペクトル比



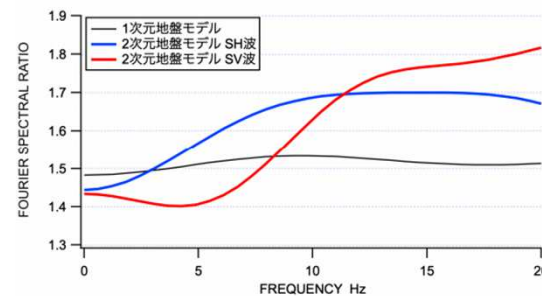
反射法・屈折法地震探査測線



KiK-net一関西における東西断面の詳細2次元地盤モデル



深度断面(カラー部分は屈折法の波形インバージョン解析結果)



KiK-net一関西の地中地震計位置における基盤入射波の地震基盤相当面( $V_p=6\text{km/s}$ )に対する増幅倍率

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (3) KiK-net一関西観測点に関する検討

##### 【IWTH25(一関西)を対象とした相対的地盤増幅率(検討方針)】

➤ 岩手・宮城内陸地震については、IWTH25(一関西)とその他の観測点で観測された本震記録の加速度レベル(短周期側の地震動レベル)に大きな差異が見られることから、それらの要因について、以下の検討方針に基づき詳細検討を実施する。

- 本震観測記録の加速度レベルが大きいIWTH25(一関西)について、岩手・宮城内陸地震震源近傍の5地点との地盤増幅の相違\*を把握する。
- なお、検討に用いる観測記録は、IWTH25(一関西)(地中)の観測記録を用いる。

※:IWTH25(一関西)で得られた観測記録と震源近傍の5地点の観測記録の応答スペクトル比を求め、増幅の相違(相対的地盤増幅率)を評価する。

$$\Delta G(T) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \log \left[ \frac{Sa_{1,m}(T)}{Sa_{2,m}(T)} \cdot \frac{X_{1,m}}{X_{2,m}} \right]$$

$\Delta G(T)$ :  $Sa_2$ に対する地盤増幅率(相対的地盤増幅率)

$Sa_1(T)$ : KiK-net一関西(地中)(IWTH25)

$Sa_2(T)$ : KiK-net一関東(地中)(IWTH26)

KiK-net金ヶ崎(地中)(IWTH24)

KiK-net東成瀬(地中)(AKTH04)

KiK-net鳴子(地中)(MYGH02)

栗駒ダム(右岸地山)

$X_1$ :  $Sa_1$ の震源距離

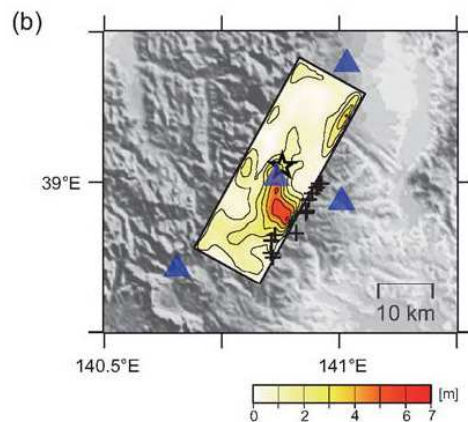
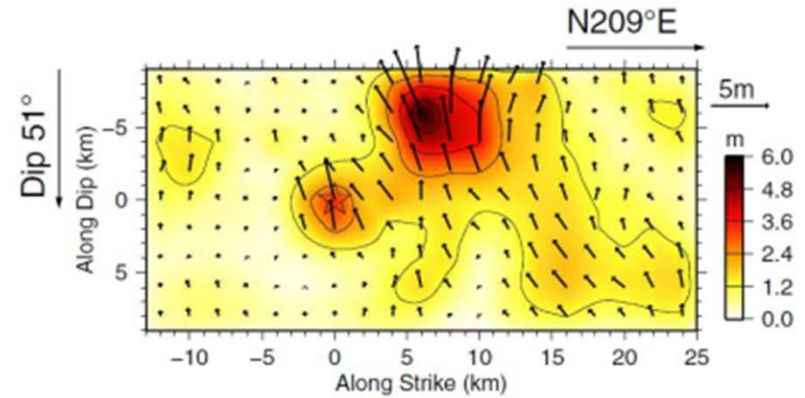
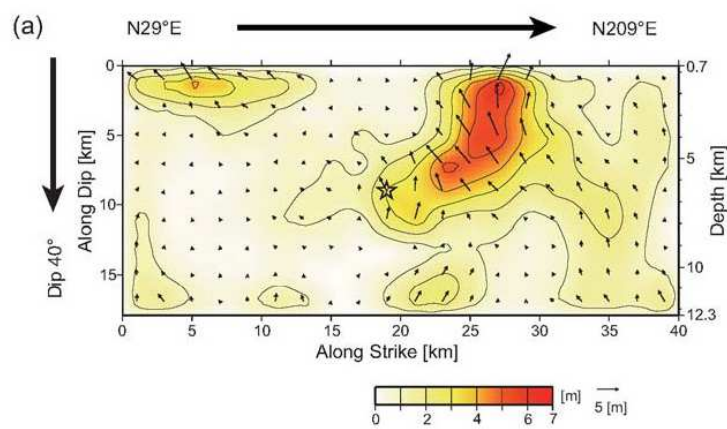
$X_2$ :  $Sa_2$ の震源距離

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

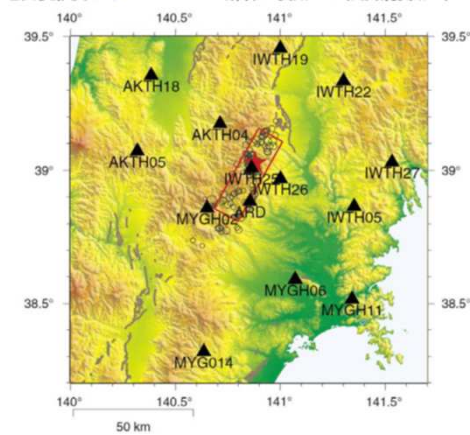
#### (3) KiK-net一関西観測点に関する検討

##### 【岩手・宮城内陸地震本震のアスペリティ位置に関する知見】

➤ 2008年岩手・宮城内陸地震は、震源領域の中心～南側に主なアスペリティがあるとされている。



震源断層面の地表投影及びピンバージョン解析に使用した強震観測点 (14 観測点)



(1) Suzuki et al. (2010)

(2) Asano and Iwata (2011)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

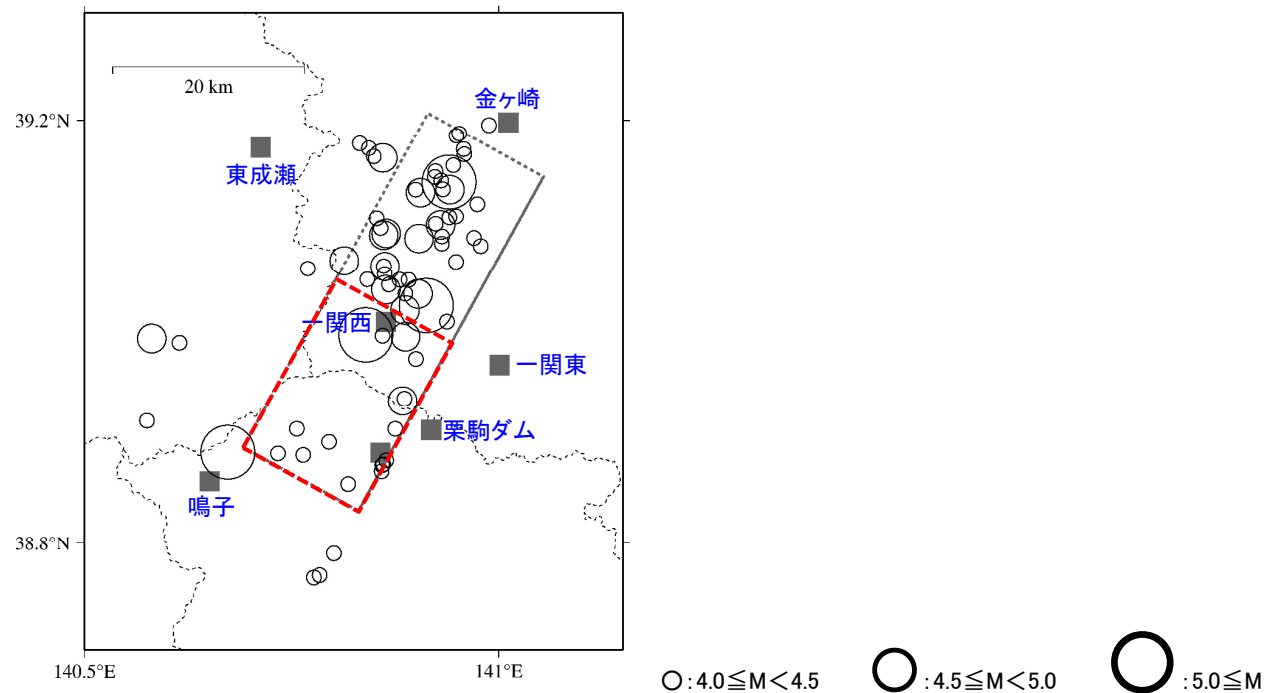
#### (3) KiK-net一関西観測点に関する検討

##### 【IWTH25(一関西)を対象とした相対的地盤増幅率(検討対象地震)】

- 以下の条件に基づき、検討地震を選定する。
  - IWTH25(一関西)で観測記録が得られている2008年～2013年の地震
  - $M \geq 4.0$ の内陸地殻内地震(2008年岩手・宮城内陸地震の本震は除外)※1
  - 検討対象地震の範囲は、本震のアスペリティ位置を踏まえ、本震の震源領域中心～南側の地震※2
- 検討地震の震央分布は、以下の赤枠内の通り(地震諸元は、気象庁による)。

※1: 一般的な地盤増幅特性を評価するため、中小地震を用いる。

※2: 岩手・宮城内陸地震は、震源領域の南側の活動(主なアスペリティは、震源領域の中心～南側)が地震の特徴を主に表しているため、この範囲を検討対象とすることで、本震時の各観測点間の特徴を把握する。



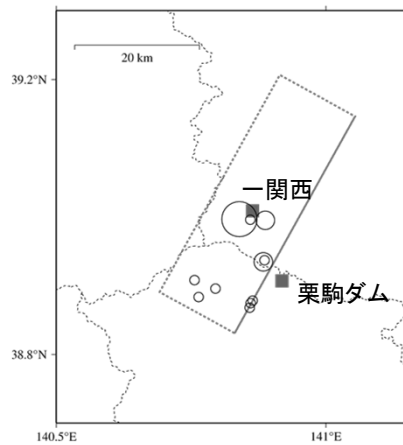


### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

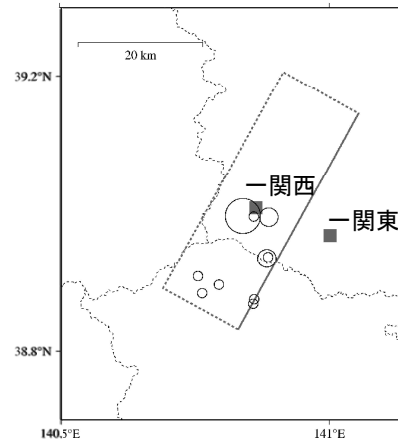
#### (3) KiK-net一関西観測点に関する検討

##### 【IWTH25(一関西)を対象とした相対的地盤増幅率(比較する5地点)】

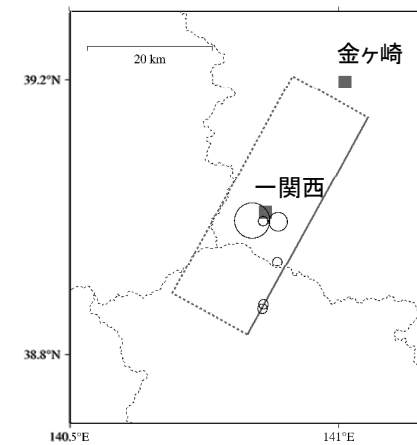
➤ 震源近傍に位置する5地点を基準としたIWTH25(一関西)の相対的地盤増幅率を評価する。



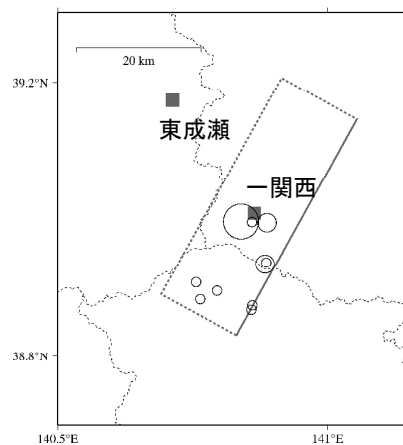
IWTH25(一関西) / 栗駒ダム[地山]



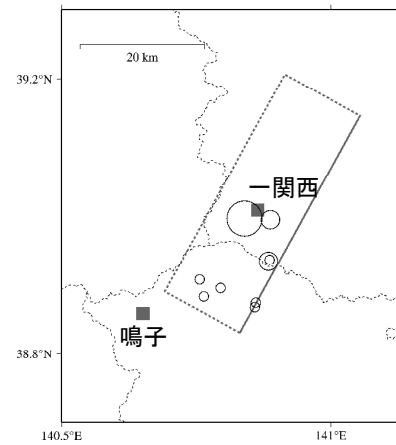
IWTH25(一関西) / KiK-net一関西東



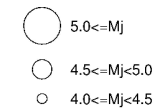
IWTH25(一関西) / KiK-net金ヶ崎



IWTH25(一関西) / KiK-net東成瀬



IWTH25(一関西) / KiK-net鳴子



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (3) KiK-net一関西観測点に関する検討

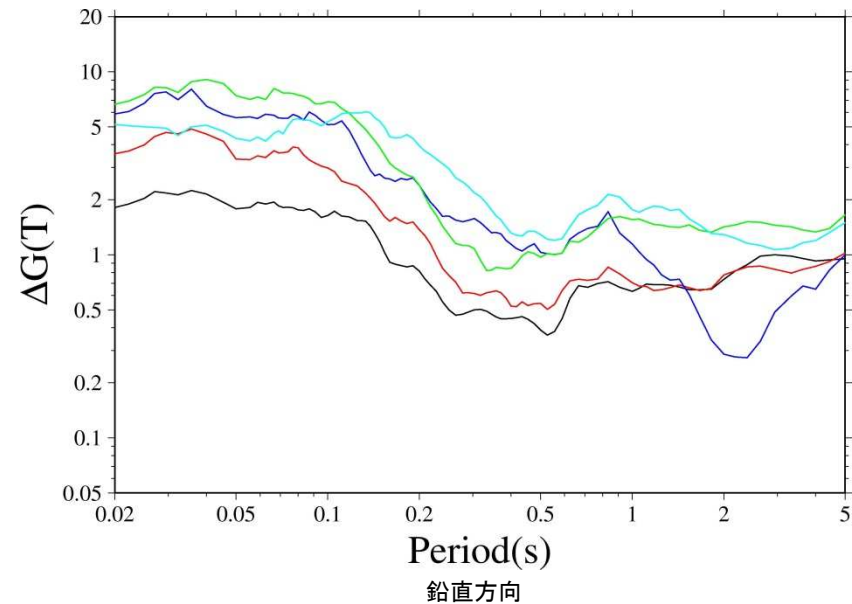
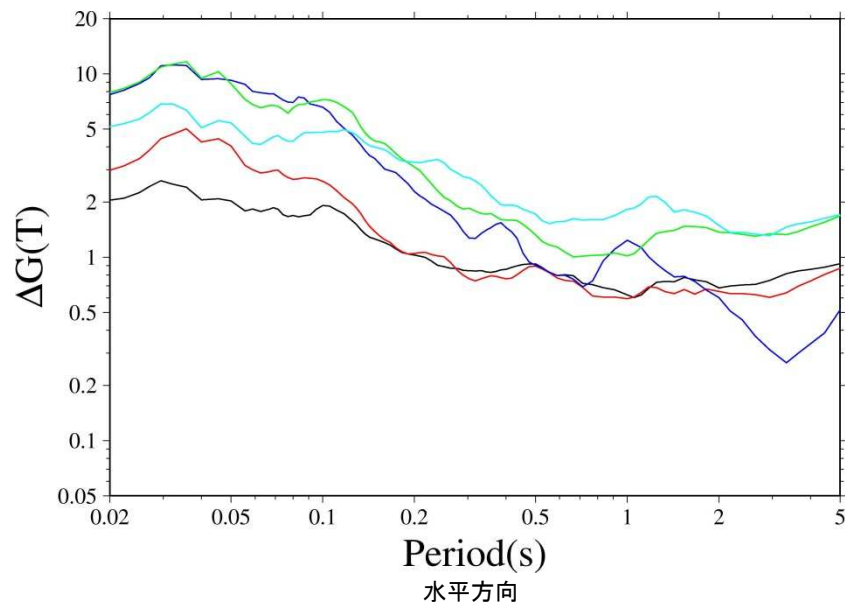
##### 【IWITH25(一関西)を対象とした相対的地盤増幅率(応答スペクトル比)】

- 震源近傍に位置する5地点を基準としたIWITH25(一関西)の応答スペクトル比(=相対的地盤増幅率)は、以下の通り。
- 震源近傍に位置する5地点と比較し、IWITH25(一関西)は岩手・宮城内陸地震の本震の特徴を踏まえた相対的地盤増幅率が短周期で大きい傾向※にある。

※:各観測点における地盤条件(速度構造等)の補正を実施していない。

— 一関西(地中)／栗駒ダム(右岸地山)  
 — 一関西(地中)／KiK-net一関東(地中)  
 — 一関西(地中)／KiK-net金ヶ崎(地中)  
 — 一関西(地中)／KiK-net東成瀬(地中)  
 — 一関西(地中)／KiK-net鳴子(地中)

相対的地盤増幅率は平均を示す



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (3) KiK-net一関西観測点に関する検討

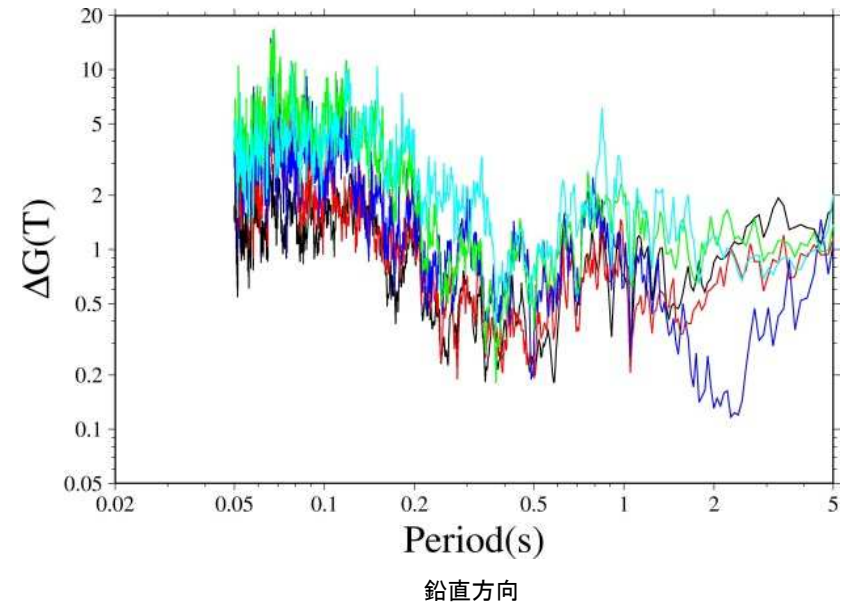
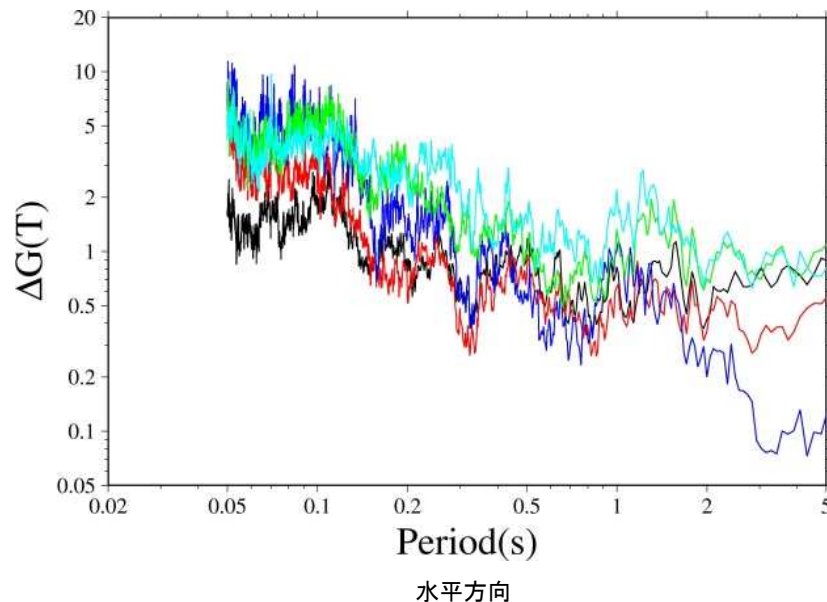
##### 【IWITH25(一関西)を対象とした相対的地盤増幅率(フーリエスペクトル比)】

- 参考として、フーリエスペクトルを用いて、同様の検討を行った。
- 震源近傍に位置する5地点を基準としたIWITH25(一関西)のフーリエスペクトル比は、以下の通り。
- 震源近傍に位置する5地点と比較し、応答スペクトル比(=相対的地盤増幅率)と同様にIWITH25(一関西)は岩手・宮城内陸地震の本震の特徴を踏まえたフーリエスペクトル比が短周期側で大きい傾向※にある。

※:各観測点における地盤条件(速度構造等)の補正を実施していない。

一関西(地中)／栗駒ダム(右岸地山)  
 一関西(地中)／KiK-net一関東(地中)  
 一関西(地中)／KiK-net金ヶ崎(地中)  
 一関西(地中)／KiK-net東成瀬(地中)  
 一関西(地中)／KiK-net鳴子(地中)

フーリエスペクトル比は平均を示す



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (3) KiK-net一関西観測点に関する検討

##### 【IWTH25(一関西)観測点に関する検討 まとめ】

- Aoi et al.(2008)は、一関西観測点において非常に大きな加速度(上下動)が記録されたことに加えて、上向きの地震動の振幅が下向きの2倍以上も大きいという、明瞭に上下非対称な波形形状を示していることを指摘し、このような現象を説明するために、地盤が示す挙動をトランポリンのような性質をもつものとして説明する新しい物理モデルを提示している。
- 大町ほか(2011)は、一関西観測点の地表で観測された極めて大きな強震記録(上下動)は、地震観測小屋がロッキング振動で浮き上がり、地面と再接触した際の衝撃力の影響が強く反映している可能性が高いと指摘。
- 入倉ほか(2008)は、余震記録及び本震記録より地中地震計設置層から地表までの理論伝達関数を評価し、地中の観測記録から地表の地震動を推定している。推定された地表の地震動は、ほぼ観測記録に対応するが、観測記録に見られる上下動の非対称性は説明できず、別の原因(例えば、トランポリン効果など)を考える必要があると指摘。
- 東ほか(2021)は、一関西観測点の地中記録の大加速度要因の一つとして、本震記録で顕著に増幅している10Hz以上において、深部地盤の不整形性が影響を及ぼしている可能性があるとして指摘。
- 観測記録による相対的地盤増幅率に関する検討より、IWTH25(一関西)は、本震震源域南部で発生する地震に対して、他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられる。

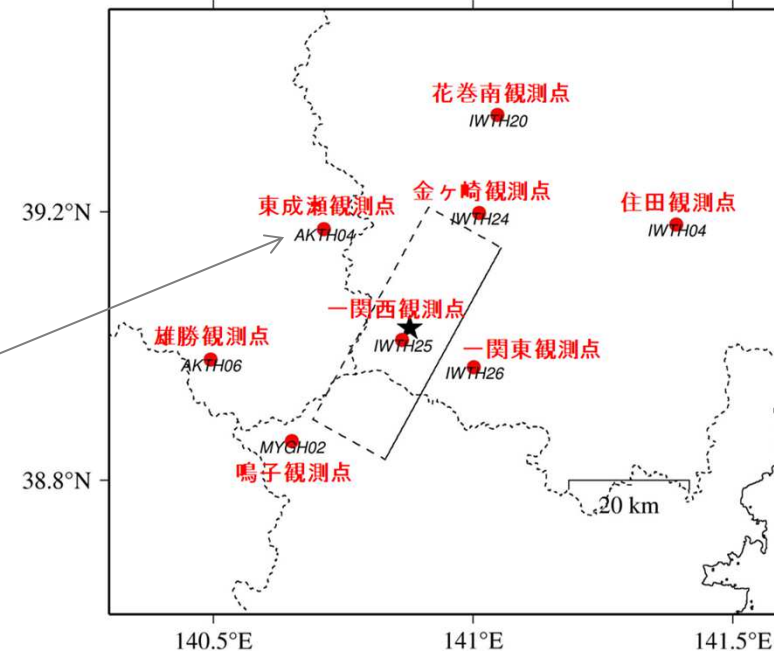
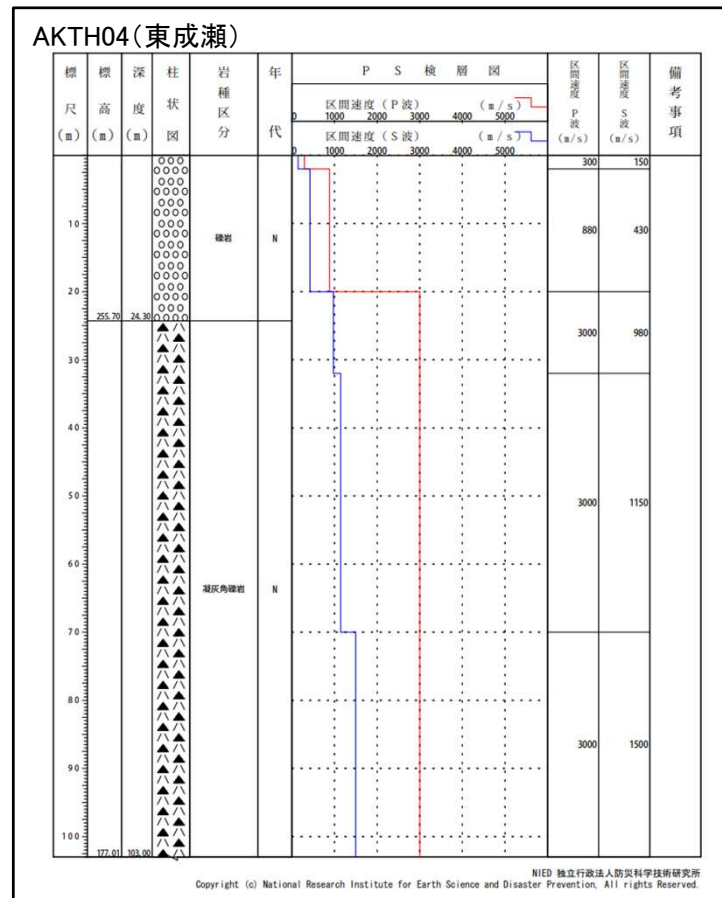


- IWTH25(一関西)については、地表記録にトランポリン効果、ロッキング振動の影響などが含まれており、観測記録の伝達関数を用いた地盤同定によるはぎとり波の算定は困難と考えられること、IWTH25(一関西)が本震震源域南部で発生する地震に対して、他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられることから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

- 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[AKTH04(東成瀬)]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。



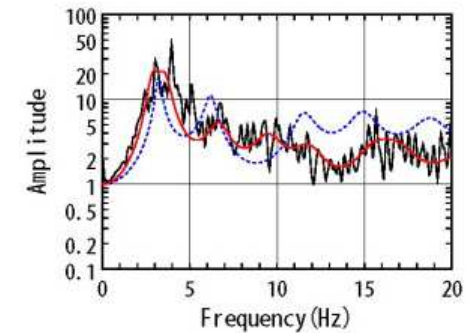
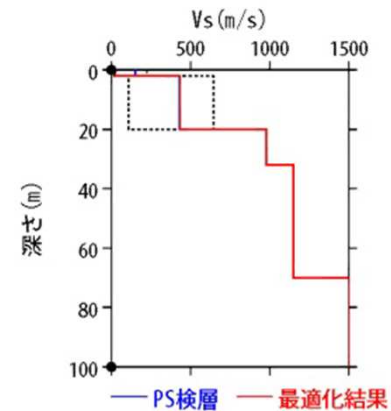
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

- AKTH04(東成瀬)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、水平方向において表層のVsが極端に小さい。また、鉛直方向においては、観測記録の伝達関数を再現できていない。

地盤同定結果(水平)

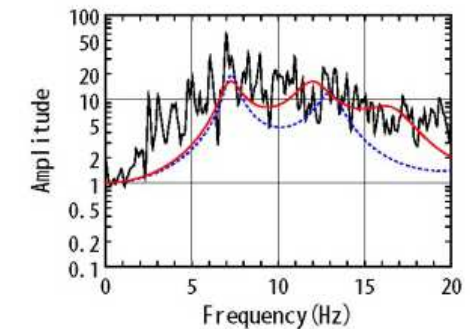
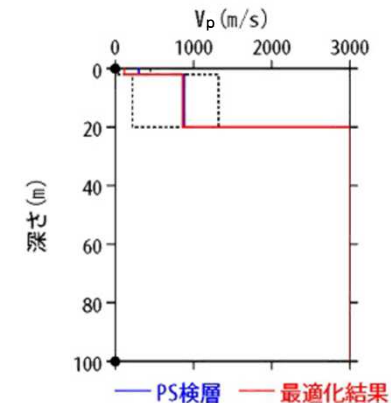
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	2	0	1.64	150	15	225	25	0.17	0.142	0.283
2	18	2	1.64	430	108	645	433	1.01		
3	12	20	2.22	980	980	980	980	1.00		
4	38	32	2.22	1150	1150	1150	1150	1.00		
5	30	70	2.22	1500	1500	1500	1500	1.00		
6	—	100	2.22	1500	1500	1500	1500	1.00		



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 <sup>3</sup> )	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	2	0	1.64	300	30	450	116	0.39	0.078	0.000
2	18	2	1.64	880	220	1320	861	0.98		
3	12	20	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
4	38	32	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
5	30	70	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
6	—	100	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		



伝達関数の比較(鉛直)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

---

- AKTH04(東成瀬)観測点については、岩手・宮城内陸地震の本震記録を用いて、観測記録のはざとり解析のための地盤同定を実施したが、得られた地盤モデルは、水平方向において表層の $V_s$ が極端に小さいことや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と判断している。



- 上記の検討を踏まえ、観測記録のはざとり解析のための地盤同定について、検討条件を変えた以下の詳細検討を行った。

- 本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)
- 本震を用いた地盤同定に関する検討(探索範囲等の変更)
- 中小地震を用いた地盤同定に関する検討
- 地形の影響に関する検討

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

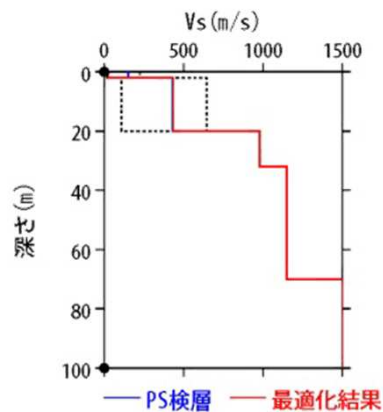
#### (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

##### 【本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)】

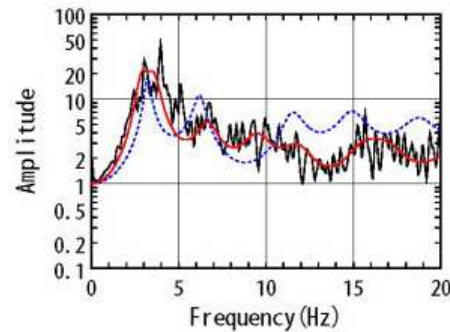
- 観測記録を用いた地盤同定により得られた地盤モデル(水平)を用いて、応答スペクトルの再現性を確認した結果、NS方向については地表記録が概ね再現できているが、EW方向については地表記録の短周期側が再現できていない。

地盤同定結果(水平)

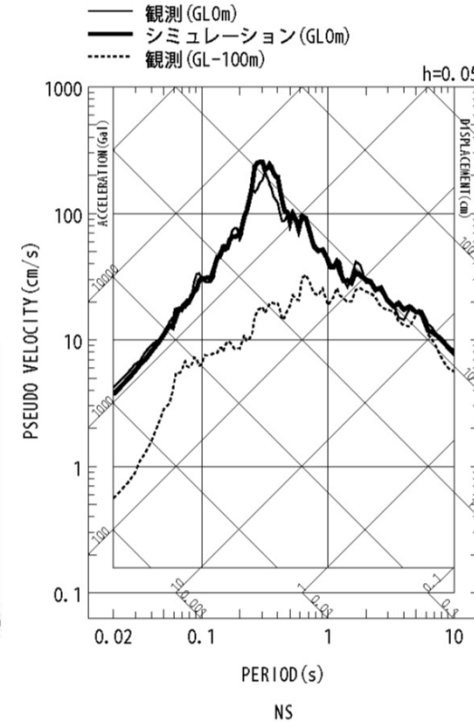
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	150	15	225	25	0.17	0.142	0.283
2	18	2	1.64	430	108	645	433	1.01		
3	12	20	2.22	980	980	980	980	1.00		
4	38	32	2.22	1150	1150	1150	1150	1.00		
5	30	70	2.22	1500	1500	1500	1500	1.00		
6	—	100	2.22	1500	1500	1500	1500	1.00		



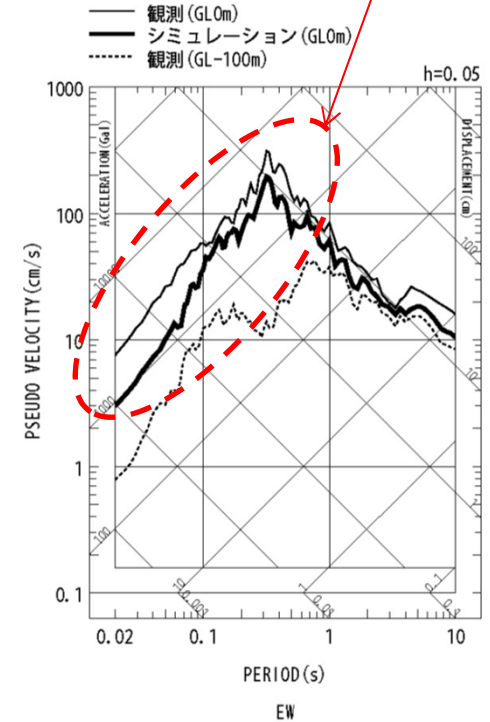
伝達関数の比較(水平)



黒: 観測記録  
赤: 最適化結果  
青: PS 検層



応答スペクトルの比較(水平)



短周期側が再現  
できていない



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

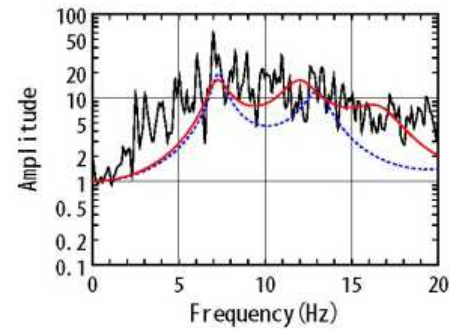
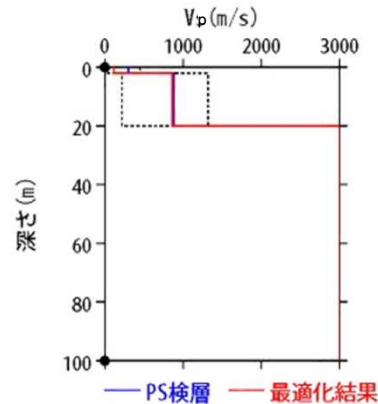
#### (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

##### 【本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)】

- 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、地表記録の短周期側が再現できていない。

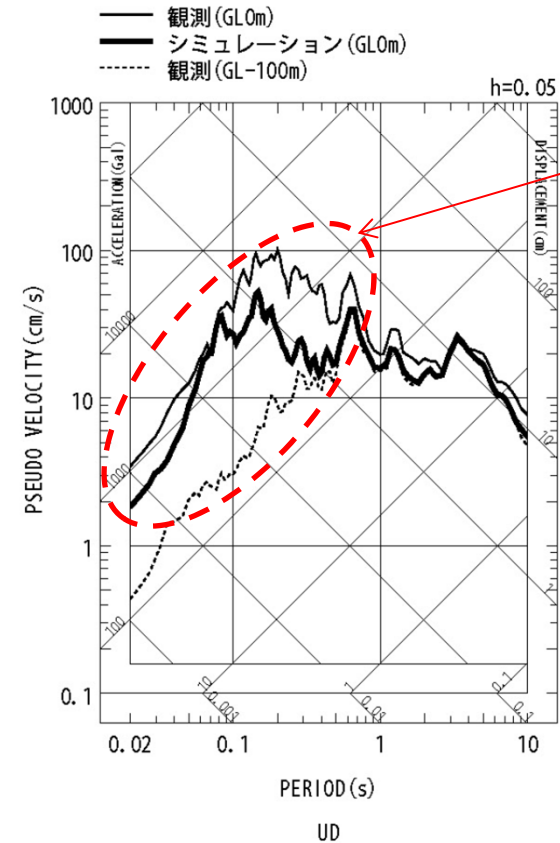
地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	2	0	1.64	300	30	450	116	0.39	0.078	0.000
2	18	2	1.64	880	220	1320	861	0.98		
3	12	20	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
4	38	32	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
5	30	70	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
6	—	100	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		



黒: 観測記録  
赤: 最適化結果  
青: PS 検層

伝達関数の比較(鉛直)



短周期側が再現  
できていない

応答スペクトルの比較(鉛直)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

#### 【本震を用いた地盤同定に関する検討(探索範囲等の変更)】

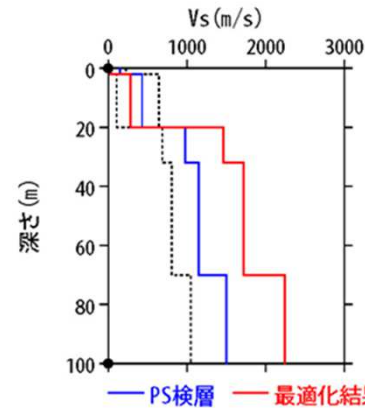
- 観測記録を用いた地盤同定(水平)により得られた地盤モデルは、表層のVsが極端に小さくなっていることから、Vsの探索範囲を変更したケース及び減衰定数の同定範囲を変更したケースについて地盤同定結果を整理した。
- 得られた地盤モデルは、従来の同定結果と同様、表層のVsが極端に小さくなっている。

地盤同定結果(水平)

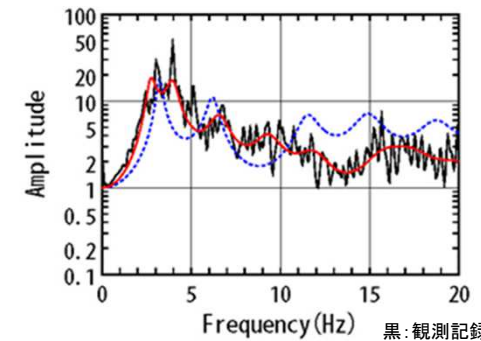
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	2	0	1.64	150	15	225	25	0.17	0.093	0.088
2	18	2	1.64	430	108	645	283	0.66		
3	12	20	2.22	980	686	1470	1465	1.49		
4	38	32	2.22	1150	805	1725	1719	1.49		
5	30	70	2.22	1500	1050	2250	2243	1.50		
6	—	100	2.22	1500	1050	2250	2243	1.50		

No. 3~6層をPS検層値で固定

↓  
No. 3~6層を同倍率で変動



伝達関数の比較(水平)



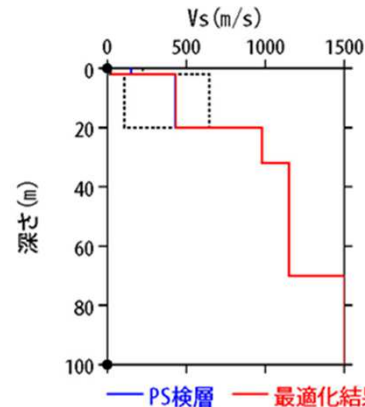
黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS検層

地盤同定結果(水平)

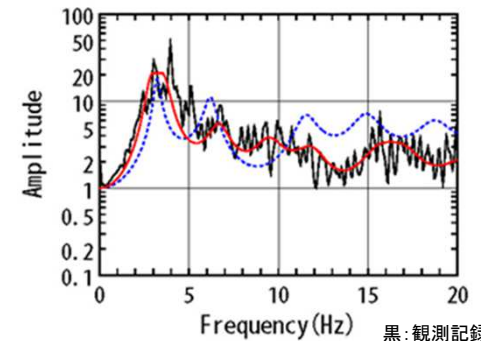
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	2	0	1.64	150	15	225	25	0.17	0.180	0.367
2	18	2	1.64	430	108	645	435	1.01	0.127	0.250
3	12	20	2.22	980	980	980	980	1.00		
4	38	32	2.22	1150	1150	1150	1150	1.00		
5	30	70	2.22	1500	1500	1500	1500	1.00		
6	—	100	2.22	1500	1500	1500	1500	1.00		

全層一定で同定

↓  
No. 1層とNo. 2層以深で分割



伝達関数の比較(水平)



黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS検層

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

#### 【本震を用いた地盤同定に関する検討(探索範囲等の変更)】

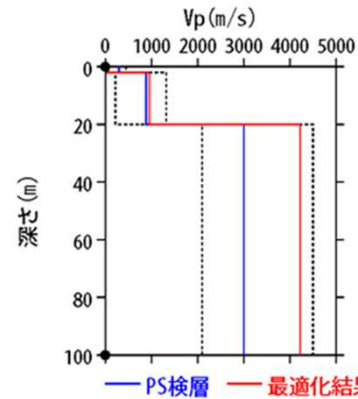
- 観測記録を用いた地盤同定(鉛直)により得られた地盤モデルは、観測記録の伝達関数を再現できていないことから、Vpの探索範囲を変更したケース及び減衰定数の同定範囲を変更したケースについて地盤同定結果を整理した。
- 得られた地盤モデルは、従来の同定結果と同様、観測記録の伝達関数を再現できていない。

地盤同定結果(鉛直)

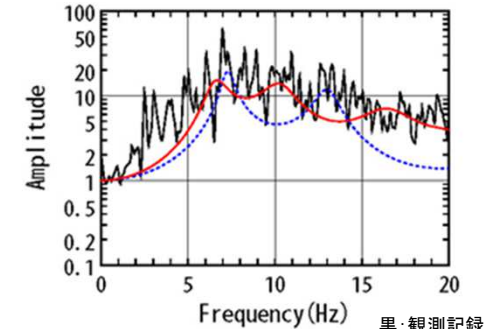
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	300	30	450	55	0.18	0.091	0.000
2	18	2	1.64	880	220	1320	958	1.09		
3	12	20	2.22	3000	2100	4500	4227	1.41		
4	38	32	2.22	3000	2100	4500	4227	1.41		
5	30	70	2.22	3000	2100	4500	4227	1.41		
6	—	100	2.22	3000	2100	4500	4227	1.41		

No. 3~6層をPS検層値で固定

↓  
No. 3~6層を同倍率で変動



伝達関数の比較(鉛直)



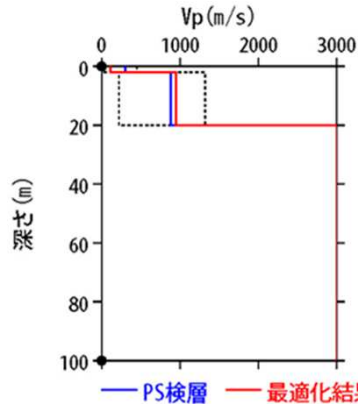
黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS検層

地盤同定結果(鉛直)

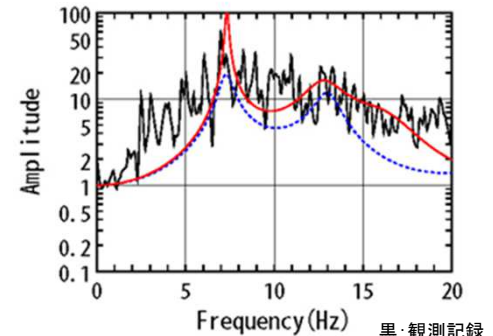
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	300	30	450	109	0.36	0.370	0.183
2	18	2	1.64	880	220	1320	947	1.08	0.036	1.000
3	12	20	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
4	38	32	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
5	30	70	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
6	—	100	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		

全層一定で同定

↓  
No. 1層とNo. 2層以深で分割



伝達関数の比較(鉛直)



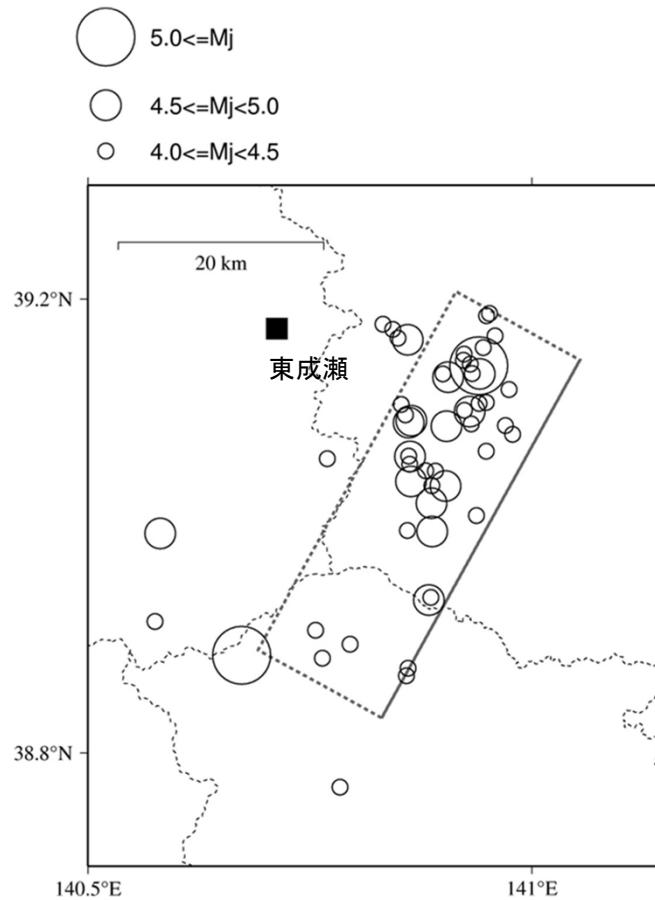
黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS検層

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

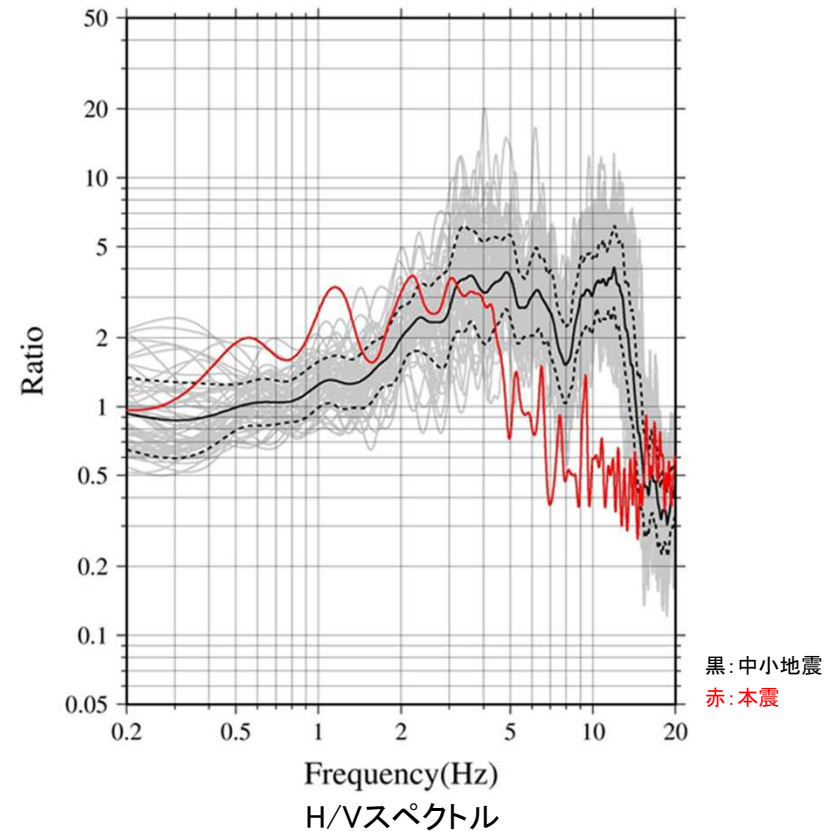
#### (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

##### 【中小地震を用いた地盤同定に関する検討】

- 岩手・宮城内陸地震の本震及び中小地震の地表記録を用いてH/Vスペクトルを算定した。
- 中小地震と比べて本震では、5Hz程度より高周波数側(短周期側)においてH/Vスペクトルの低下がみられることから、本震記録に地盤の非線形性の影響が含まれていると考えられる。



検討地震の震央分布

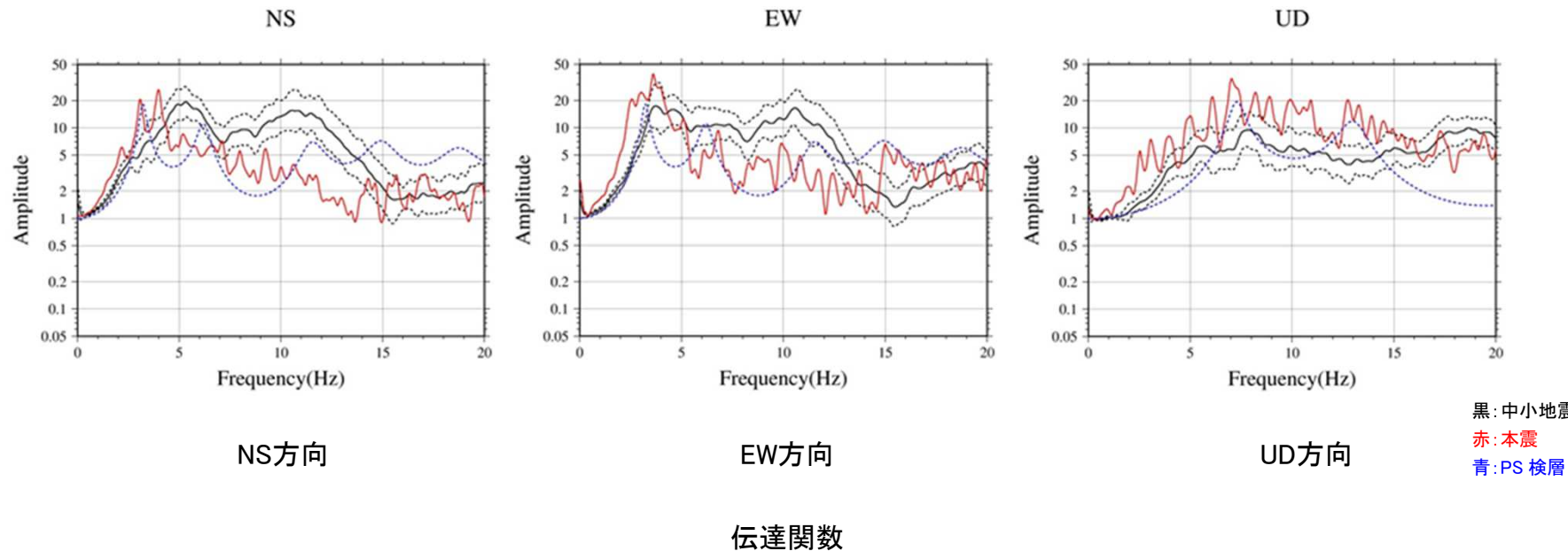


### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

##### 【中小地震を用いた地盤同定に関する検討】

- 岩手・宮城内陸地震の本震及び中小地震について、地表記録と地中記録の伝達関数を算定した。
- NS方向とEW方向について、中小地震と比べて本震では、5Hz程度より高周波数側（短周期側）において倍率が小さくなっており、10Hz弱においてその傾向は顕著である。
- UD方向について、中小地震と比べて本震では、全体的に倍率が大きくなっている。
- 本震による伝達関数と中小地震による伝達関数及び中小地震による伝達関数とPS検層結果による伝達関数の傾向が大きく異なることから、中小地震による伝達関数を用いた地盤同定により、本震のはざとり解析のための地盤モデルを作成することは困難と考えられる。



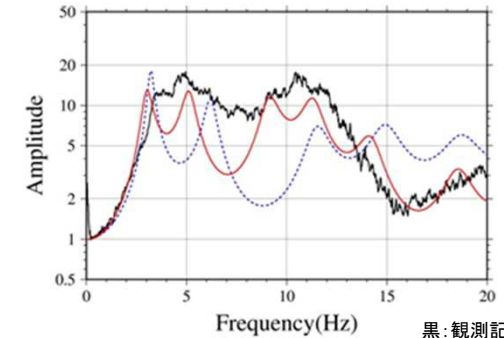
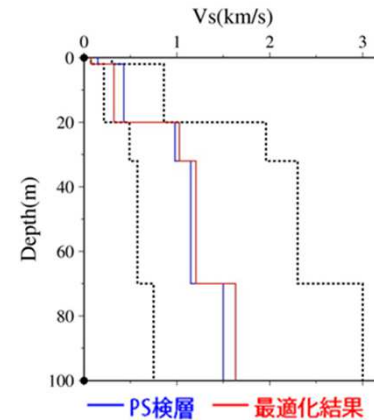
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

#### 【中小地震を用いた地盤同定に関する検討】

- 中小地震による伝達関数を用いた地盤同定により、本震のはぎとり解析のための地盤モデルを作成することは困難と考えられるが、念のため、中小地震を用いて線形領域における地盤同定を実施した。
- 得られた地盤モデル(水平)は、水平動の観測記録の伝達関数を再現できていない。
- 表層のVsは、いずれのケースも概ね探索範囲の下限であり小さくなっている。また、No. 1層の探索範囲の下限を変更したケースでは、深部において、VsがPS検層結果と乖離している。

地盤同定結果(水平)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	h <sub>0</sub>	α
1	2	0	1.64	150	75	300	75	0.50	0.145	0.464
2	18	2	1.64	430	215	860	322	0.75		
3	12	20	2.22	980	490	1960	1028	1.05		
4	38	32	2.22	1150	575	2300	1206	1.05		
5	30	70	2.22	1500	750	3000	1633	1.09		
6	—	100	2.22	1500	750	3000	1633	1.09		



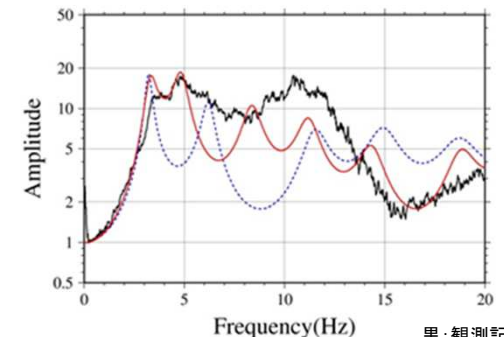
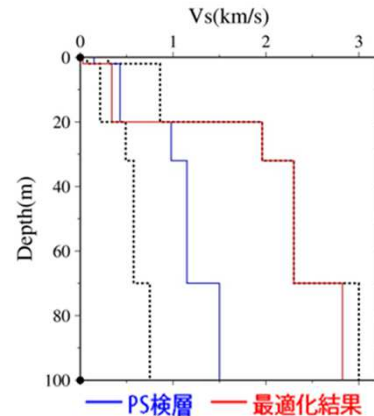
伝達関数の比較(水平)

黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS検層

地盤同定結果(水平)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	h <sub>0</sub>	α
1	2	0	1.64	150	15	300	30	0.20	0.160	0.511
2	18	2	1.64	430	215	860	340	0.79		
3	12	20	2.22	980	490	1960	1960	2.00		
4	38	32	2.22	1150	575	2300	2300	2.00		
5	30	70	2.22	1500	750	3000	2825	1.88		
6	—	100	2.22	1500	750	3000	2825	1.88		

No. 1層の下限を変更



伝達関数の比較(水平)

黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS検層

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

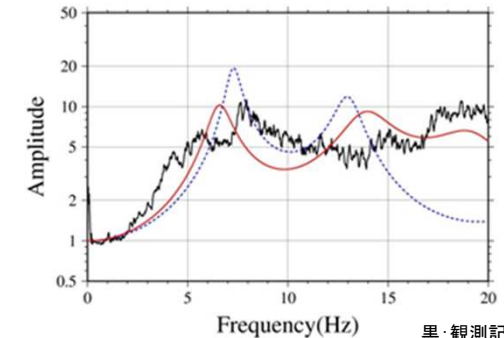
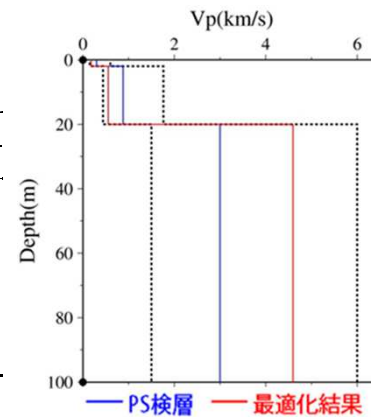
#### (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

##### 【中小地震を用いた地盤同定に関する検討】

- 得られた地盤モデル(鉛直)は、鉛直動の観測記録の伝達関数を再現できていない。
- 深部において、得られたVpがPS検層結果と乖離している。

地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	$h_0$	$\alpha$
1	2	0	1.64	300	150	600	178	0.59	0.089	0.000
2	18	2	1.64	880	440	1760	555	0.63		
3	12	20	2.22	3000	1500	6000	4597	1.53		
4	38	32	2.22	3000	1500	6000	4597	1.53		
5	30	70	2.22	3000	1500	6000	4597	1.53		
6	—	100	2.22	3000	1500	6000	4597	1.53		



伝達関数の比較(鉛直)

黒: 観測記録  
赤: 最適化結果  
青: PS 検層

第1084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1-1より抜粋

中小地震を用いた線形領域における地盤同定は、水平動・鉛直動ともに観測記録の伝達関数を再現できていないことから、1次元波動論によるはぎとり解析の適用が困難である。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

##### 【地形の影響に関する検討】

- AKTH04(東成瀬)観測点は、少し小高い丘の上であり、すぐ後ろは急な崖地形となっているとされている。この地形の影響について、傾向を概略検討する。

観測小屋



#### 東成瀬(KiK-net AKTH04)



観測点は少し小高い丘の上にある。  
すぐ後ろは急ながけになっている。

(参考)地震観測点の状況

引用元: <http://www.eqh.dpri.kyoto-u.ac.jp/~masumi/eq>

京都大学防災研究所山田真澄: 岩手・宮城内陸地震被害調査報告



### 3. 3. 3 地震観測記録の分析・評価

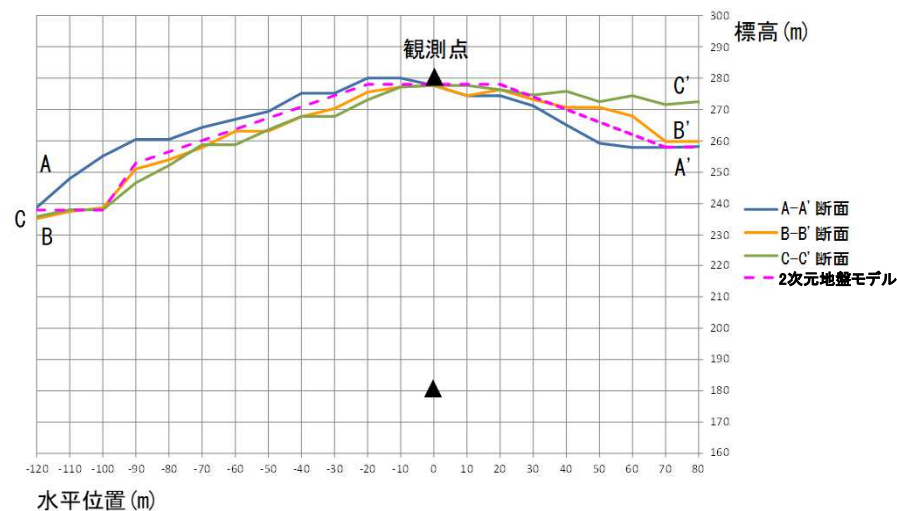
#### (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

##### 【地形の影響に関する検討】

- AKTH04(東成瀬)観測点は、周囲が崖地形となっていることから、国土地理院の数値標高モデル(DEM)を用いた複数の断面を確認し、周辺地形を簡易的に考慮した2次元地盤モデルとする。



平面図  
(国土地理院・電子国土Webに加筆)

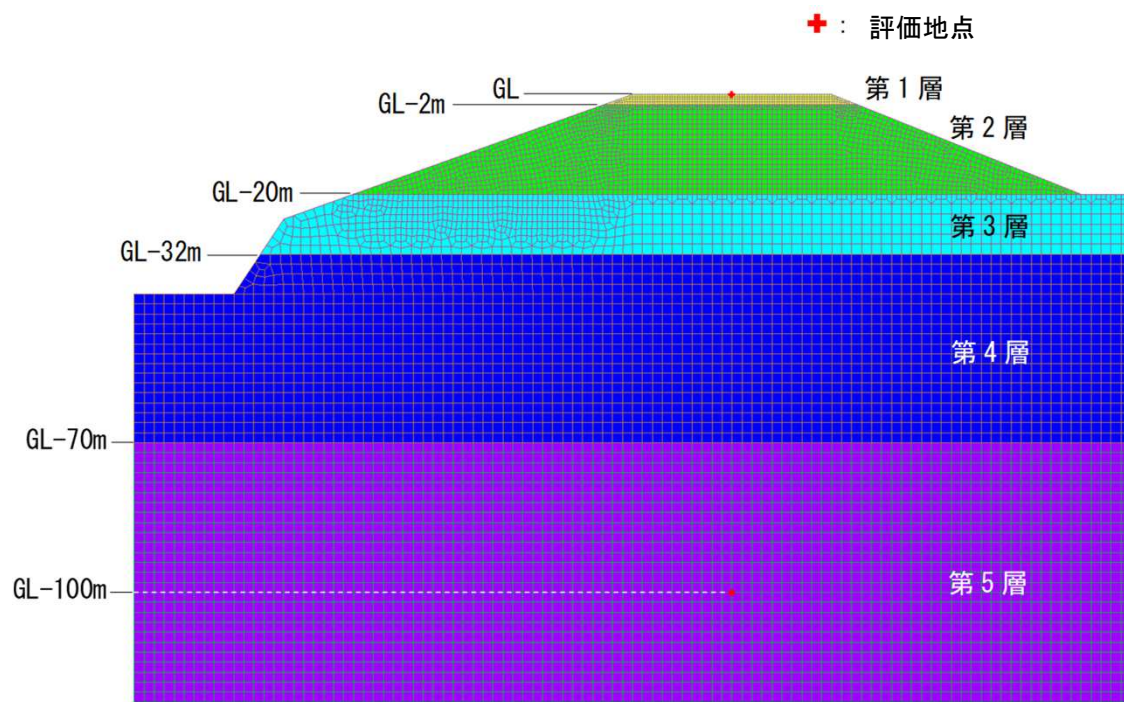


断面図

### 3. 3. 3 地震観測記録の分析・評価 (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

#### 【地形の影響に関する検討】

- 2次元地盤モデルは、地震観測点におけるPS検層結果の層境界を用いて、観測点周辺の地形を簡易的に考慮した2次元FEMモデルとする。
- 地中観測点位置(G.L.-100m)に対する地表観測点位置の伝達関数(2E/E+F)を算出し、地震観測点位置の1次元地盤モデルによる伝達関数と比較する。



2次元地盤モデル

地盤物性値

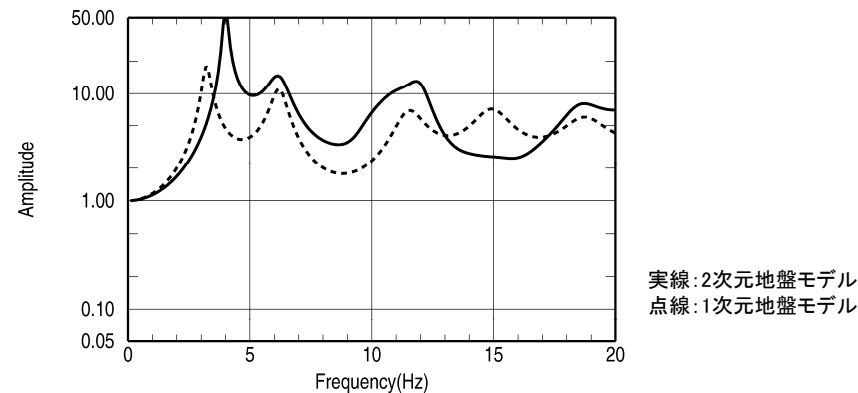
	P波速度 Vp(m/s)	S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ(g/cm <sup>3</sup> )
第1層	300	150	1.64
第2層	880	430	1.64
第3層	3000	980	2.22
第4層	3000	1150	2.22
第5層	3000	1500	2.22

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

##### 【地形の影響に関する検討】

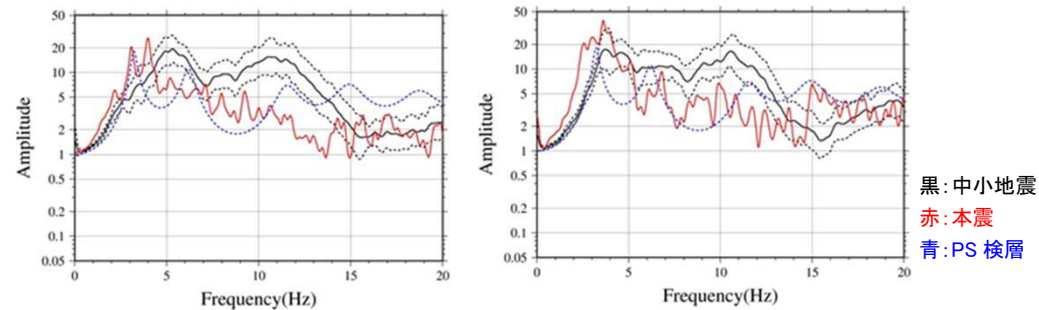
- 2次元地盤モデルと1次元地盤モデルの伝達関数を比較すると、5Hz及び10Hz付近で2次元地盤モデルの結果が大きく、15Hz付近では2次元地盤モデルの結果が小さくなっており、1次元地盤モデルと差異がみられることから、AKTH04(東成瀬)観測点の観測記録には、周辺地形による影響が含まれているものと考えられる。
- なお、中小地震の観測記録にみられる5Hz付近及び10Hz付近で伝達関数が大きくなる傾向と同様に、2次元地盤モデルの5Hz及び10Hz付近で伝達関数が大きくなっている。



伝達関数[G.L.(2E)/G.L.-100m(E+F)]

NS

EW



NS方向

EW方向

観測記録の伝達関数(地表/地中)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (4) KiK-net東成瀬観測点に関する検討

##### 【本震記録を用いた検討 まとめ】

- AKTH04(東成瀬)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のうち水平方向については、表層の $V_s$ が極端に小さい。また、鉛直方向については、観測記録の伝達関数を再現できていない。

##### 【詳細検討】

###### ①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、水平及び鉛直ともに地表記録を再現できていない。
- 探索範囲等を変更し地盤同定を実施した結果、得られた地盤モデルのうち水平方向については、従来の同定結果と同様に表層の $V_s$ が極端に小さい。また、鉛直方向については、観測記録の伝達関数を再現できていない。

###### ②中小地震記録を用いた検討

- 本震及び中小地震の地表記録を用いたH/Vスペクトルより、本震記録に地盤の非線形性の影響が含まれていると考えられる。
- 中小地震を用いて線形領域における地盤同定を実施した結果、得られた地盤モデルは、水平・鉛直とも観測記録の伝達関数を再現できていないことから、1次元波動論によるはぎとり解析の適用が困難である。

###### ③地形の影響に関する検討

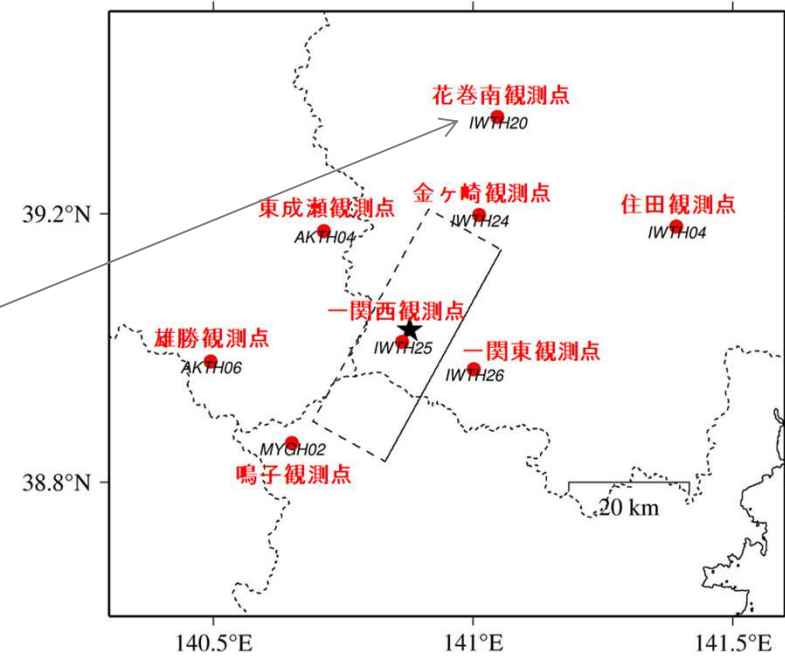
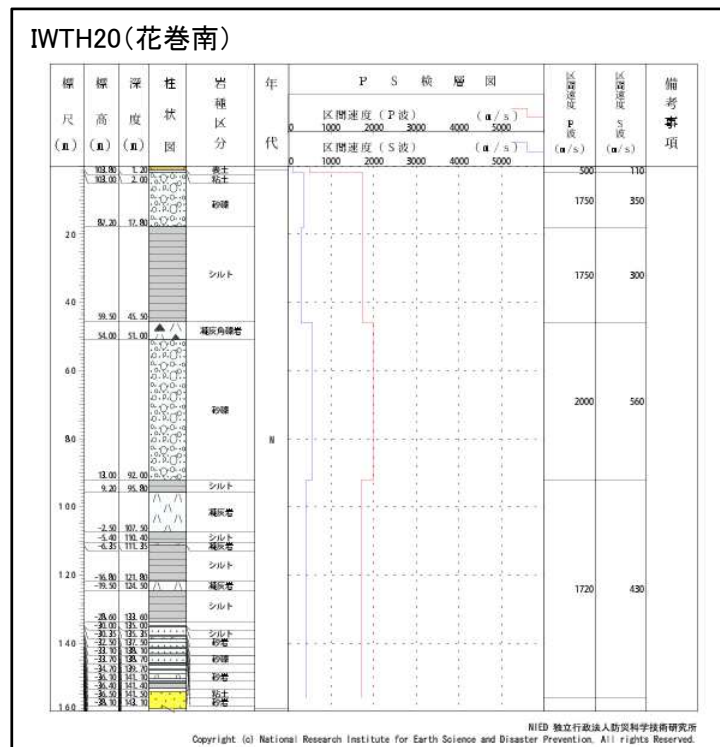
- 2次元地盤モデルと1次元地盤モデルの伝達関数に差異がみられることから、AKTH04(東成瀬)観測点の観測記録には、周辺地形による影響が含まれているものと考えられる。

- AKTH04(東成瀬)については、観測記録に地盤の非線形性の影響、周辺地形による影響が含まれており、観測記録と整合する地盤モデルが同定できず、地表記録も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。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (5) KiK-net花巻南観測点に関する検討

- 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[IWTH20(花巻南)]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。

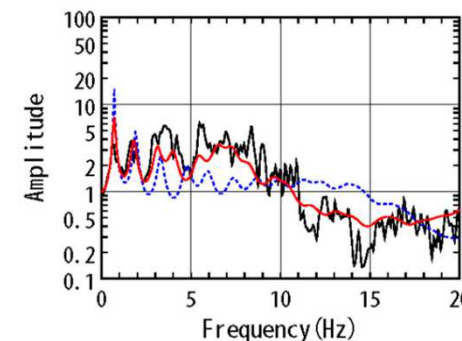
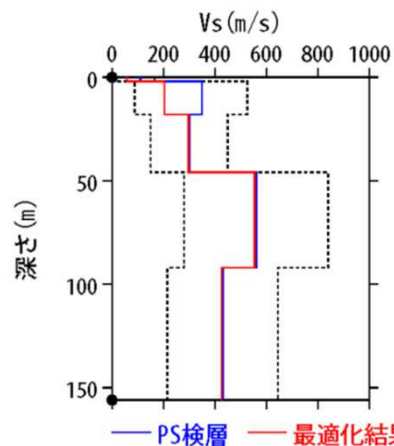


### 3. 3. 3 地震観測記録の分析・評価 (5) KiK-net花巻南観測点に関する検討

➤ Iwth20(花巻南)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)

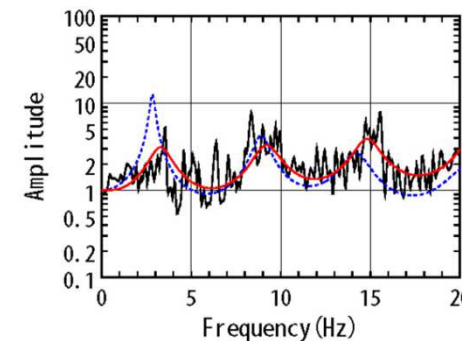
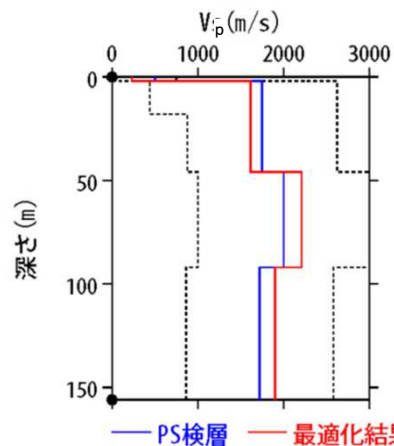
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度 (m/s)				減衰定数		
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	110	11	165	57	0.52	0.093	0.269
2	16	2	1.78	350	88	525	203	0.58		
3	28	18	1.78	300	150	450	298	0.99		
4	46	46	1.91	560	280	840	555	0.99		
5	64	92	1.77	430	215	645	426	0.99		
6	—	156	1.77	430	215	645	426	0.99		



伝達関数の比較(水平)

地盤同定結果(鉛直)

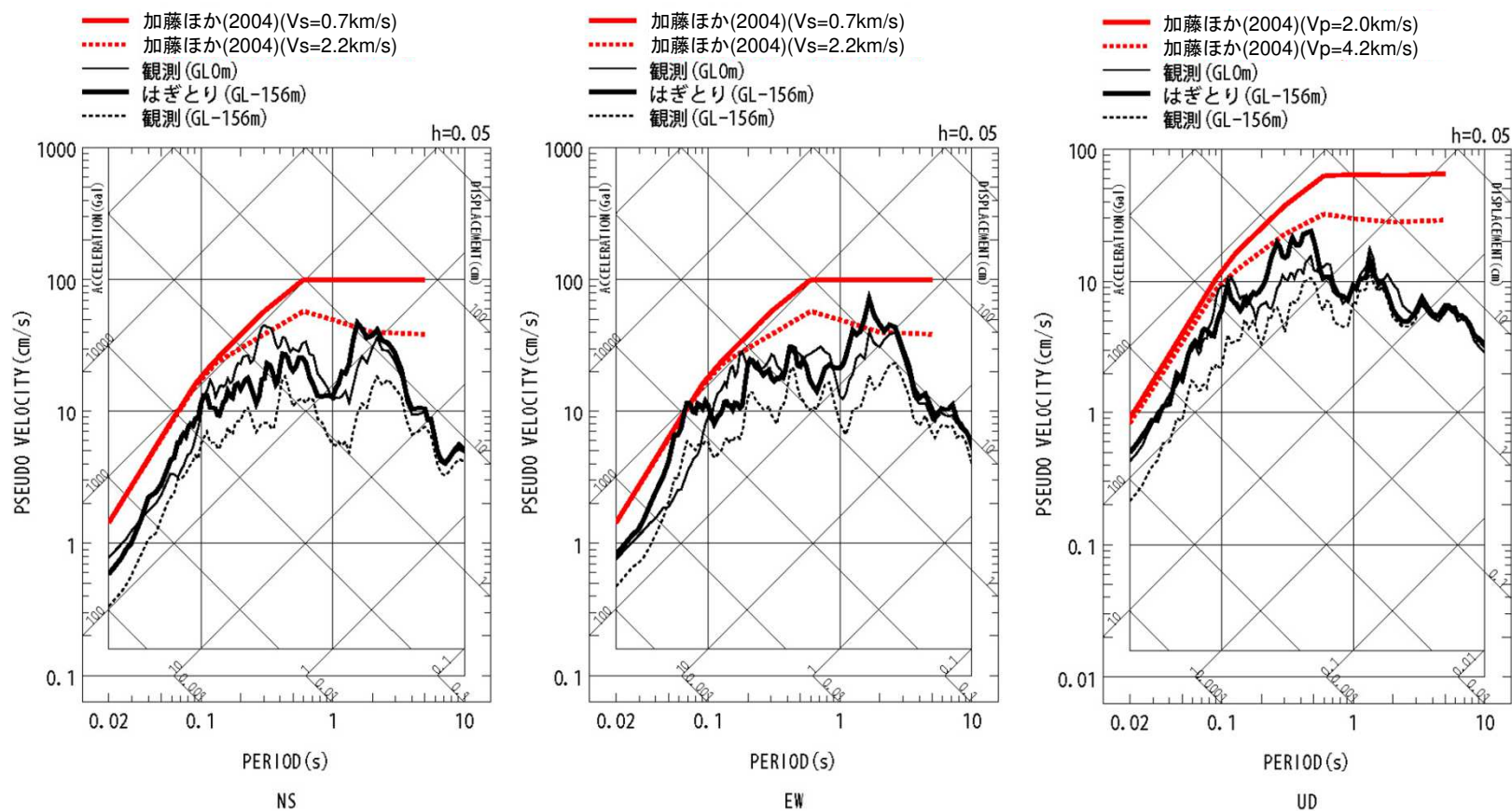
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度 (m/s)				減衰定数		
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	500	50	750	231	0.46	0.709	1.000
2	16	2	1.78	1750	438	2625	1613	0.92		
3	28	18	1.78	1750	875	2625	1613	0.92		
4	46	46	1.91	2000	1000	3000	2210	1.11		
5	64	92	1.77	1720	860	2580	1900	1.10		
6	—	156	1.77	1720	860	2580	1900	1.10		



伝達関数の比較(鉛直)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (5) KiK-net花巻南観測点に関する検討

➤ 地盤同定により得られた地盤モデルを用いて, IWTH20(花巻南)のはぎとり解析を実施。

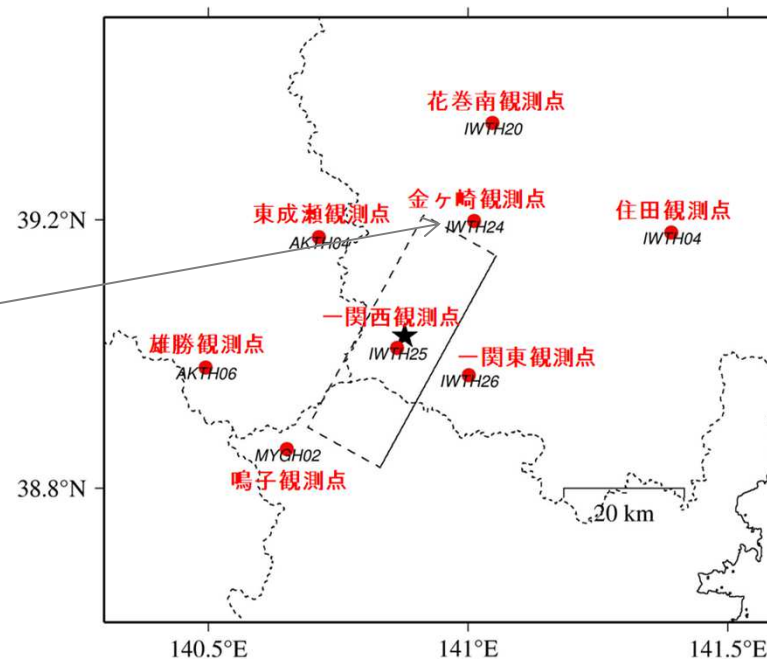
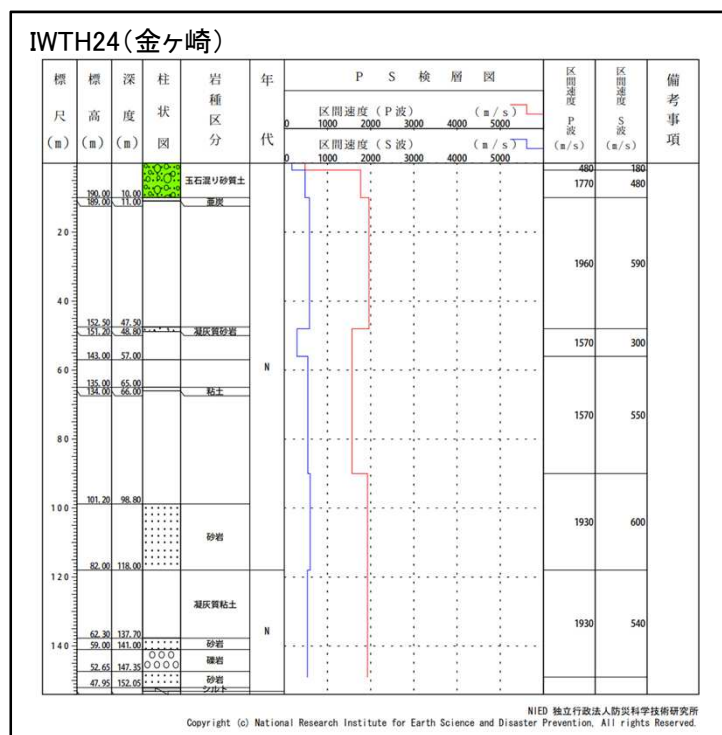


電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」にて検討を実施

IWTH20(花巻南)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。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (6) KiK-net金ヶ崎観測点に関する検討

- 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。



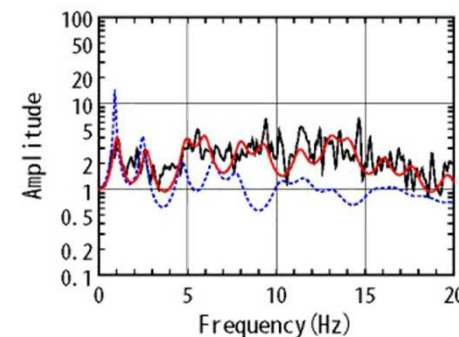
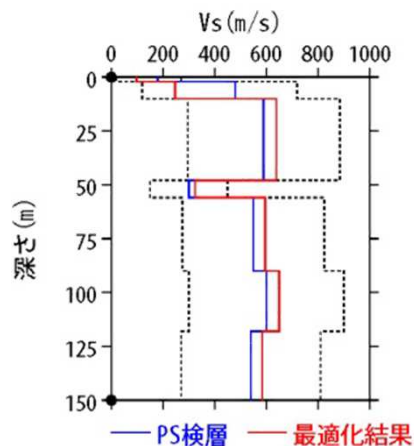


### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (6) KiK-net金ヶ崎観測点に関する検討

➤ 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)

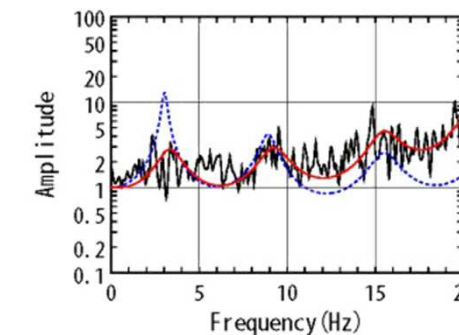
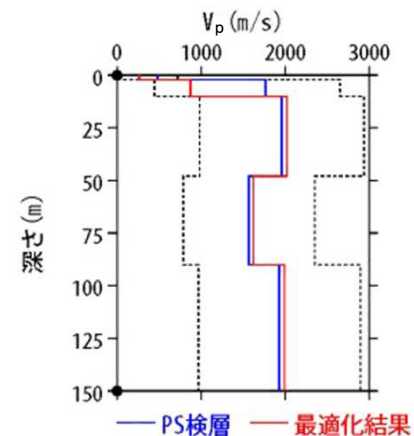
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	2	0	1.64	180	18	270	97	0.54	0.174	0.682
2	8	2	1.79	480	120	720	247	0.51		
3	38	10	1.89	590	295	885	638	1.08		
4	8	48	1.68	300	150	450	324	1.08		
5	34	56	1.68	550	275	825	595	1.08		
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)

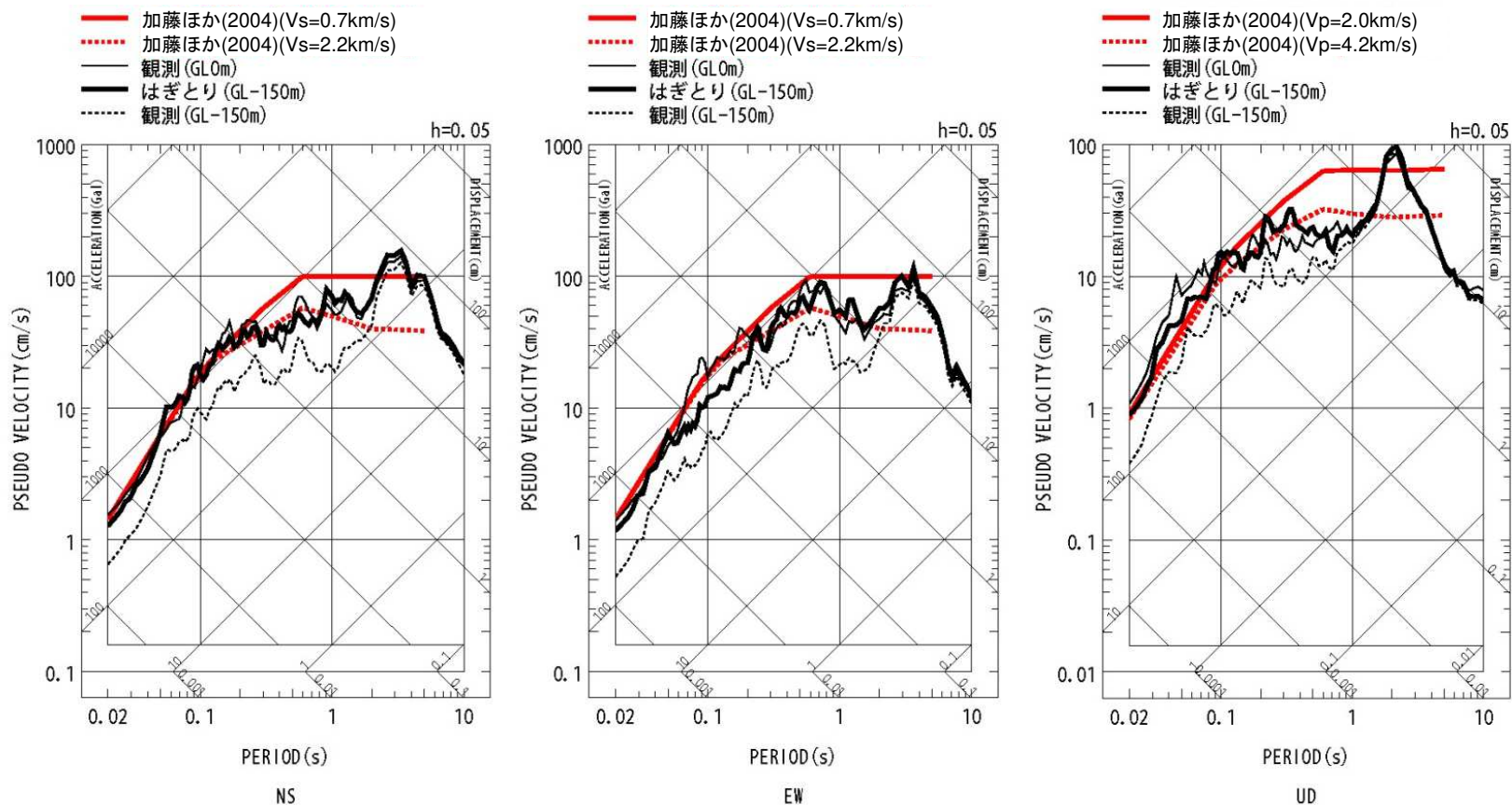
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	2	0	1.64	480	48	720	262	0.55	0.812	1.000
2	8	2	1.79	1770	443	2655	871	0.49		
3	38	10	1.89	1960	980	2940	2021	1.03		
4	8	48	1.68	1570	785	2355	1619	1.03		
5	34	56	1.68	1570	785	2355	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)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (6) KiK-net金ヶ崎観測点に関する検討

➤ 地盤同定により得られた地盤モデルを用いて、IWITH24(金ヶ崎)のはぎとり解析を実施。



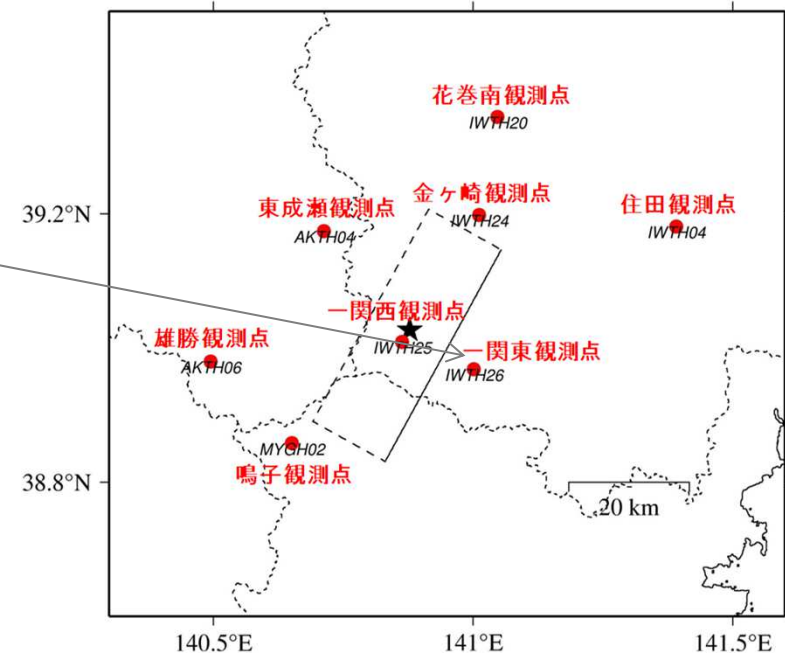
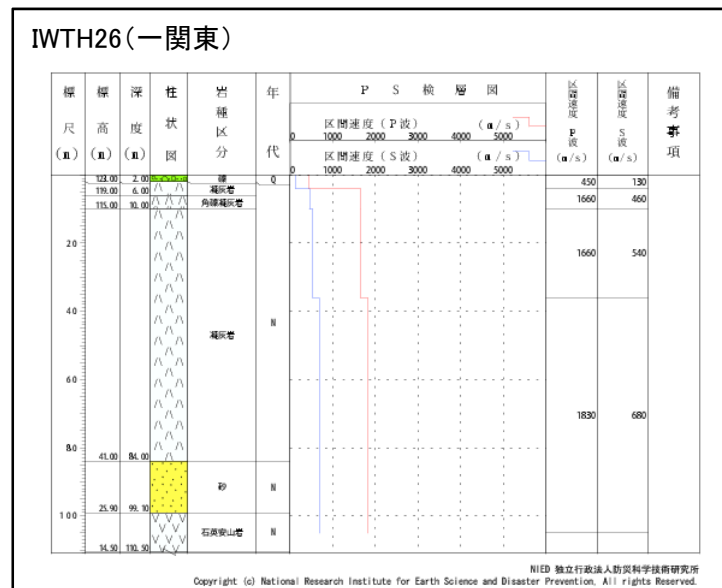
電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」にて検討を実施

IWITH24(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。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

- 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。



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

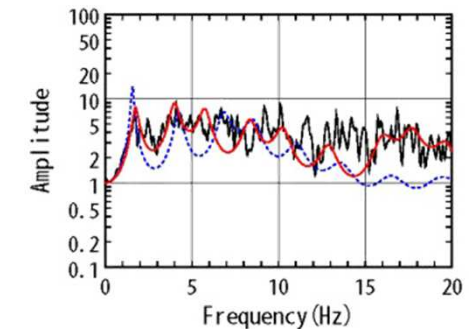
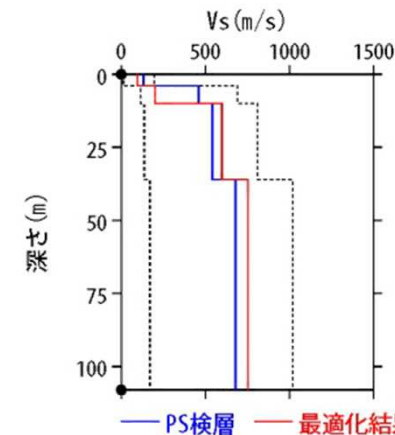
- Iwth26(一関東)の観測記録について、KiK-netボーリングデータを初期値として、観測記録の伝達関数を再現できるように地盤同定を実施。
- 得られた地盤モデルは、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていない。なお、水平方向は、本震記録による伝達関数に一定の整合がみられる。

地盤同定結果(水平)

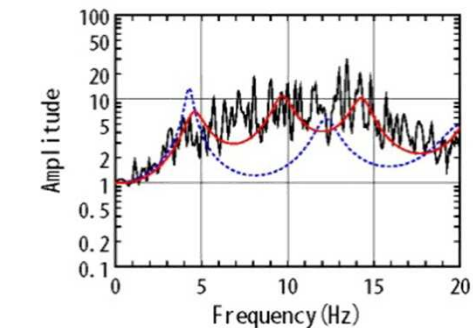
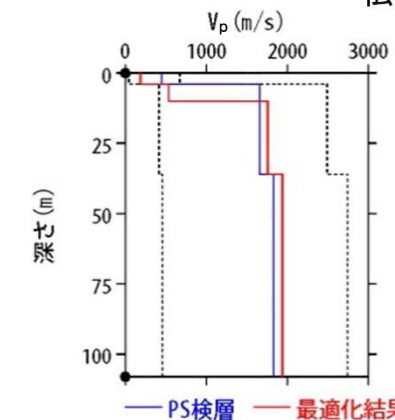
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	4	0	1.64	130	13	195	95	0.73	0.139	0.543
2	6	4	1.73	460	115	690	200	0.43		
3	26	10	1.73	540	135	810	598	1.11		
4	72	36	1.82	680	170	1020	752	1.11		
5	—	108	1.82	680	170	1020	752	1.11		

地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	4	0	1.64	450	45	675	186	0.41	0.559	1.000
2	6	4	1.73	1660	415	2490	534	0.32		
3	26	10	1.73	1660	415	2490	1759	1.06		
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(水平)



伝達関数の比較(鉛直)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

- IWTH26(一関東)観測点については、岩手・宮城内陸地震の本震記録を用いて、観測記録のはざとり解析のための地盤同定を実施したが、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ことから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難であると判断している。



- 上記の検討を踏まえ、観測記録のはざとり解析のための地盤同定について、検討条件を変えた以下の詳細検討を行った。

- 本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)
- 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)
- 中小地震を用いた地盤同定に関する検討
- 地形の影響に関する検討

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

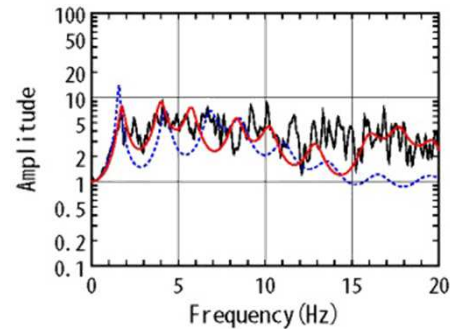
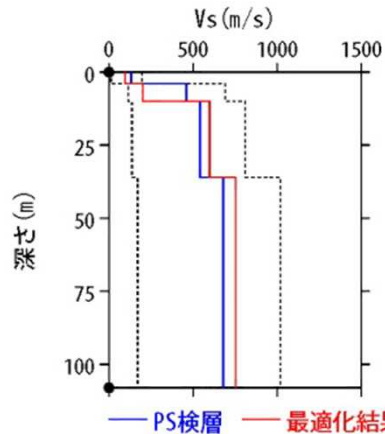
#### (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

##### 【本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)】

- 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方向及びEW方向については地表記録が概ね再現できている。

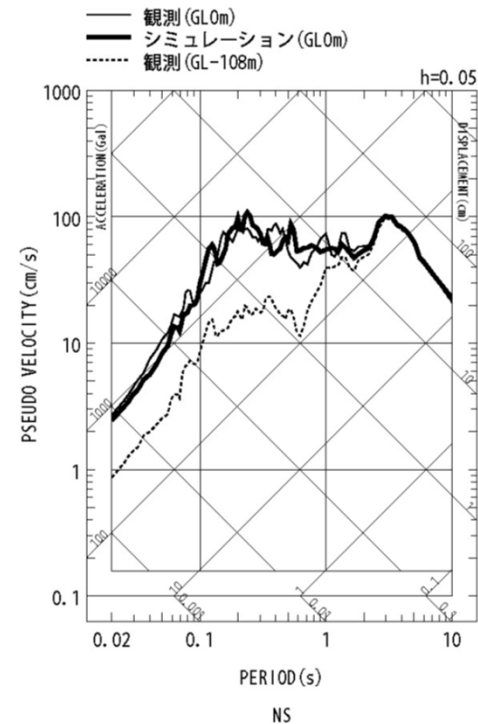
##### 地盤同定結果(水平)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
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		

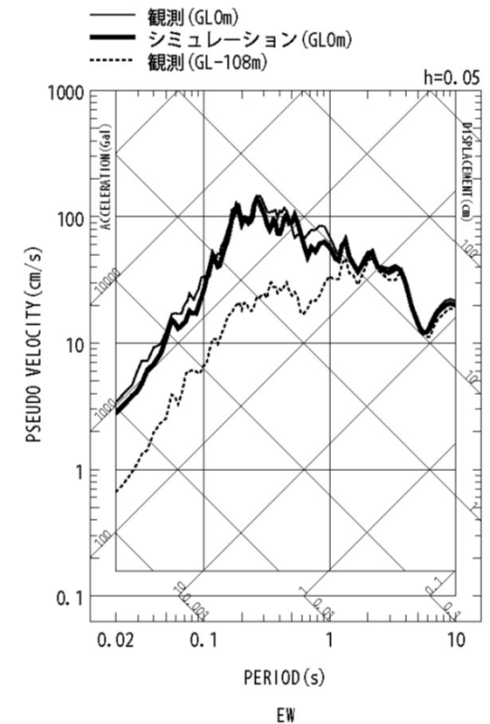


黒: 観測記録  
赤: 最適化結果  
青: PS 検層

伝達関数の比較(水平)



応答スペクトルの比較(水平)



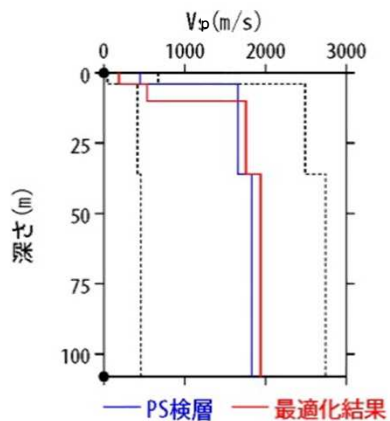
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

#### 【本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)】

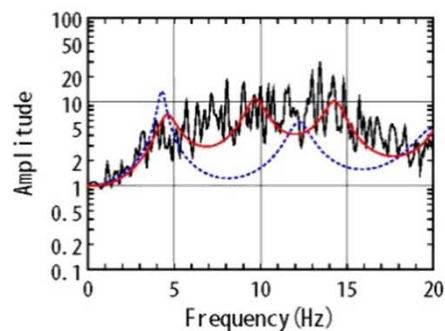
- 観測記録を用いた地盤同定により得られた地盤モデル(鉛直)を用いて、応答スペクトルの再現性を確認した結果、地表記録の周期0.1~0.2sにみられるピークが再現できていない。

地盤同定結果(鉛直)

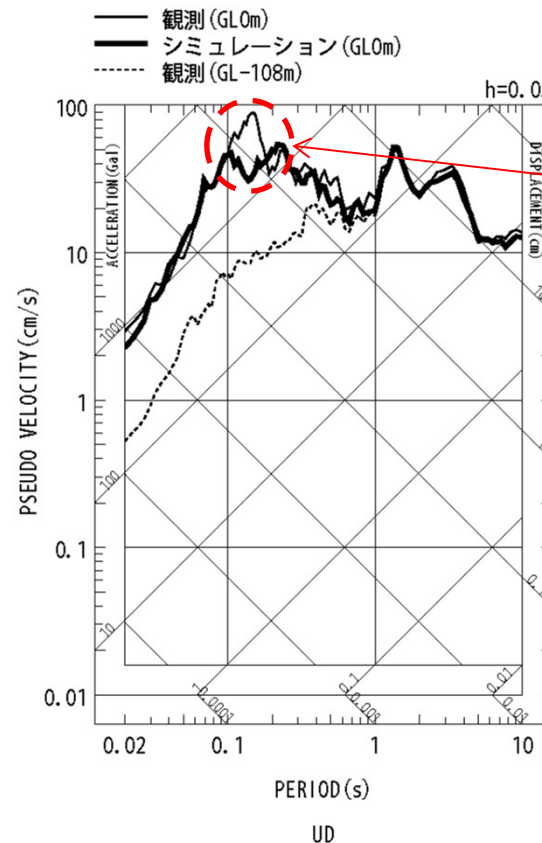
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	4	0	1.64	450	45	675	186	0.41		
2	6	4	1.73	1660	415	2490	534	0.32		
3	26	10	1.73	1660	415	2490	1759	1.06	0.559	1.000
4	72	36	1.82	1830	458	2745	1940	1.06		
5	—	108	1.82	1830	458	2745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

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

##### 【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、Vpの探索範囲を変更し、再度同定を実施した。
- 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Vpは、PS検層結果と比べて大きく評価されている。

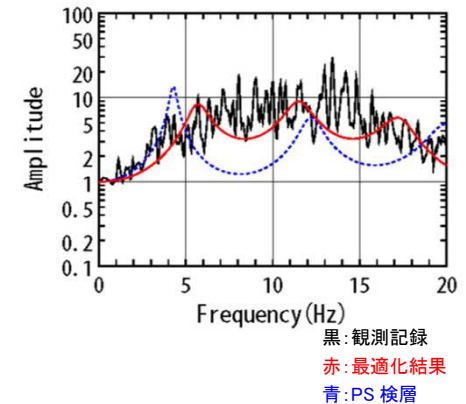
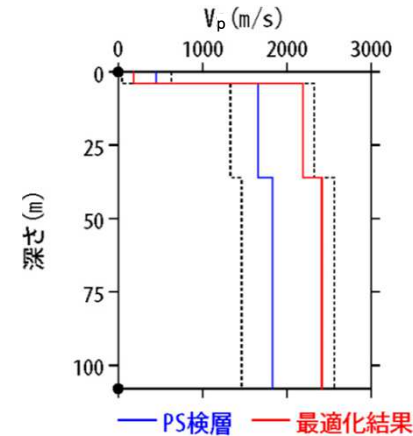
地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
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)

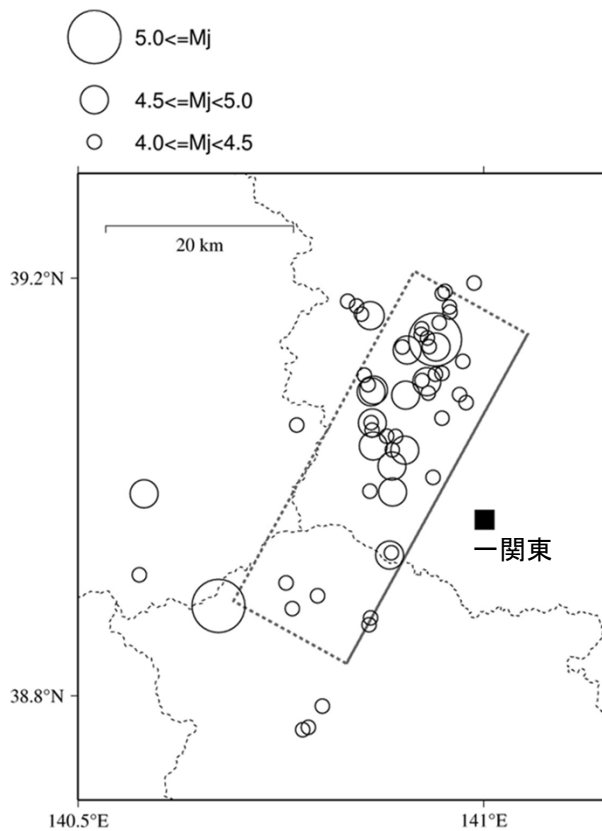


### 3. 3. 3 地震観測記録の分析・評価

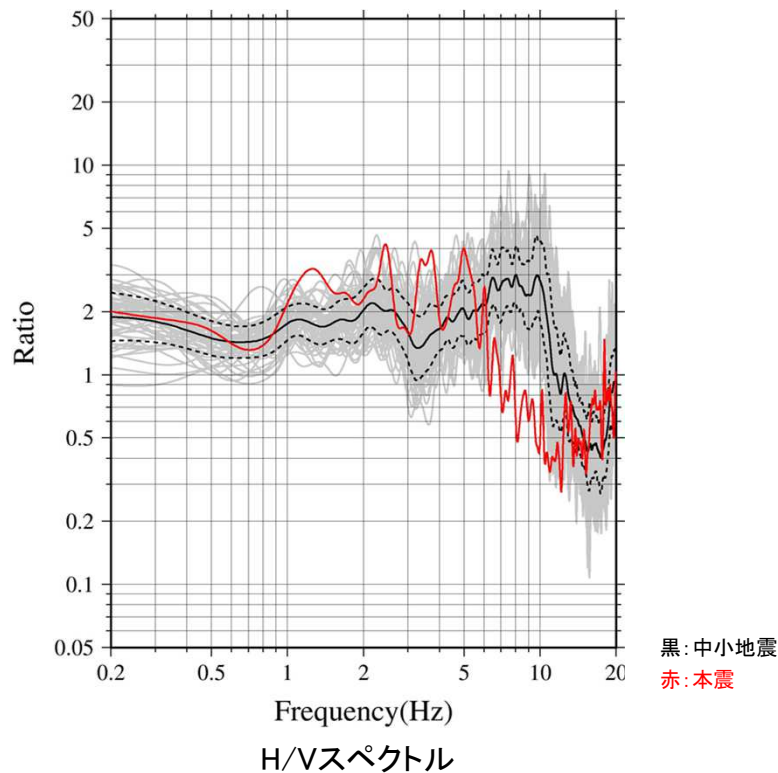
#### (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

##### 【中小地震を用いた地盤同定に関する検討】

- 岩手・宮城内陸地震の本震及び中小地震の地表記録を用いてH/Vスペクトルを算定した。
- 中小地震と比べて本震では、5Hz程度より高周波数側(短周期側)においてH/Vスペクトルの低下がみられることから、本震記録に地盤の非線形性の影響が含まれていると考えられる。



検討地震の震央分布

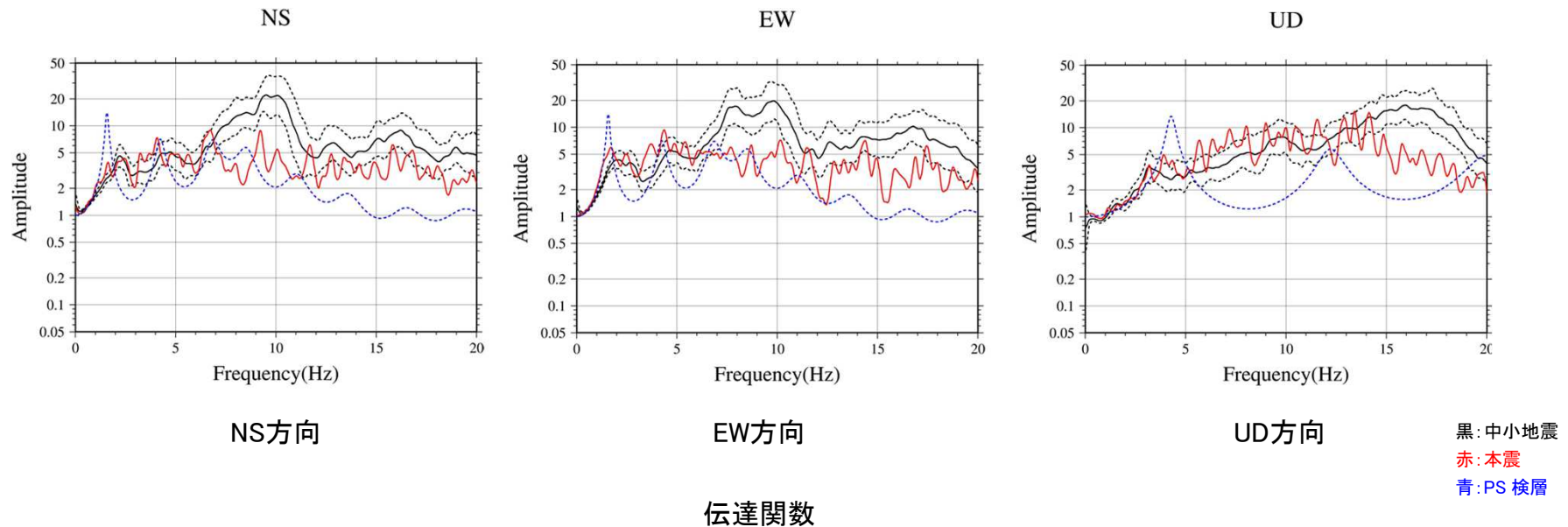


### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

##### 【中小地震を用いた地盤同定に関する検討】

- 岩手・宮城内陸地震の本震及び中小地震について、地表記録と地中記録の伝達関数を算定した。
- NS方向とEW方向について、中小地震と比べて本震では、5Hz程度より高周波数側(短周期側)において倍率が小さくなっており、10Hz弱においてその傾向は顕著である。
- UD方向について、中小地震と比べて本震では、15Hz程度より高周波数側(短周期側)において倍率が小さくなっている。
- 本震による伝達関数と中小地震による伝達関数の傾向が大きく異なること及び中小地震による伝達関数とPS検層結果による伝達関数が本震とPS検層結果の関係よりさらに乖離していることから、中小地震による伝達関数を用いた地盤同定により、本震のはぎとり解析のための地盤モデルを作成することは困難と考えられる。



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

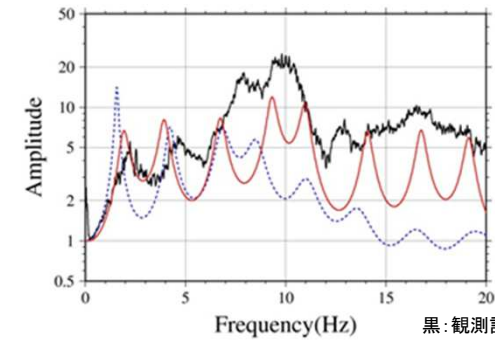
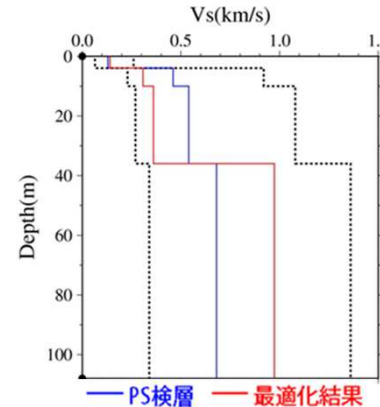
#### (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

##### 【中小地震を用いた地盤同定に関する検討】

- 中小地震による伝達関数を用いた地盤同定により、本震のはざと解析のための地盤モデルを作成することは困難と考えられるが、念のため、中小地震を用いて線形領域における地盤同定を実施した。
- 得られた地盤モデルは、水平・鉛直とも観測記録の伝達関数を再現できていない。

地盤同定結果(水平)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	$h_0$	$\alpha$
1	4	0	1.64	130	65	260	141	1.08	0.241	1.000
2	6	4	1.73	460	230	920	308	0.67		
3	26	10	1.73	540	270	1080	361	0.67		
4	72	36	1.82	680	340	1360	974	1.43		
5	—	108	1.82	680	340	1360	974	1.43		

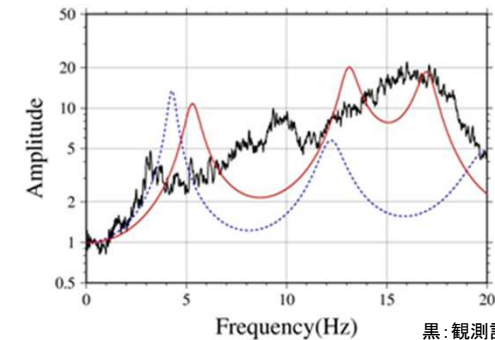
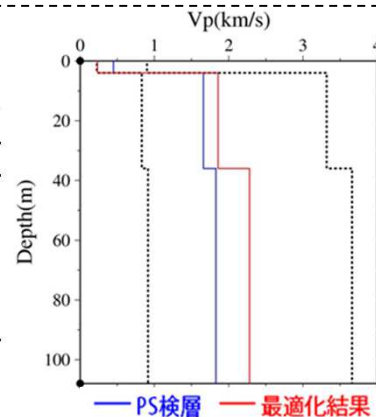


伝達関数の比較(水平)

黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS 検層

地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	$h_0$	$\alpha$
1	4	0	1.64	450	225	900	236	0.52	0.297	0.850
2	6	4	1.73	1660	830	3320	1857	1.12		
3	26	10	1.73	1660	830	3320	1857	1.12		
4	72	36	1.82	1830	915	3660	2279	1.25		
5	—	108	1.82	1830	915	3660	2279	1.25		



伝達関数の比較(鉛直)

黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS 検層

第1084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1-1より抜粋

中小地震による伝達関数を用いた線形領域における地盤同定は、水平動・鉛直動ともに観測記録の伝達関数を再現できていないことから、1次元波動論によるはざと解析の適用が困難である。

### 3. 3. 3 地震観測記録の分析・評価

#### (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

##### 【地形の影響に関する検討】

➤ Iwth26(一関東)の観測点は、観測小屋背後が急な法面となっている。この地形の影響について、傾向を概略検討する。

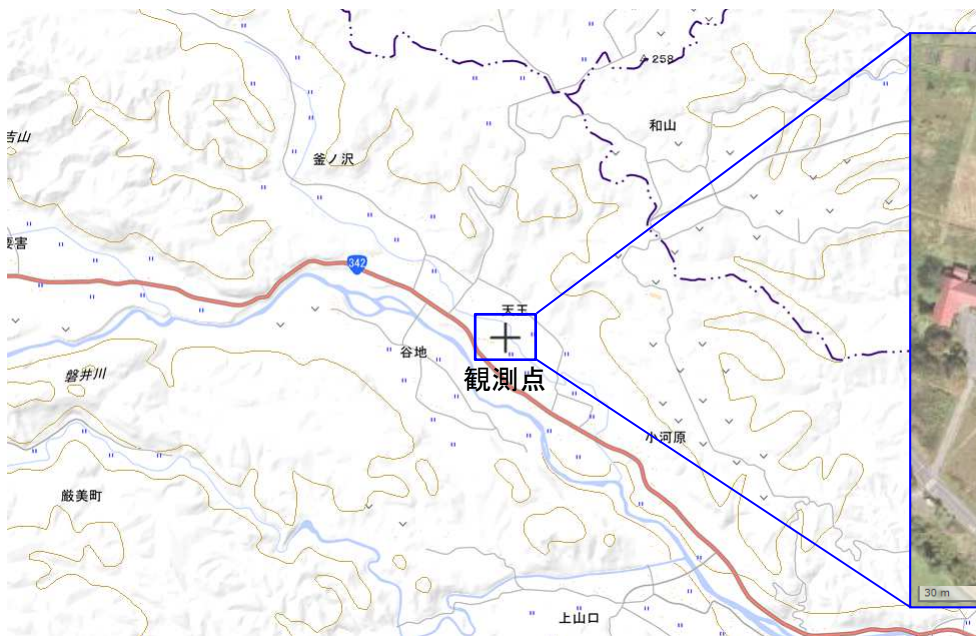


(参考)地震観測点の状況

### 3. 3. 3 地震観測記録の分析・評価 (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

#### 【地形の影響に関する検討】

➤ Iwth26(一関東)の観測点は、観測小屋背後の法面を簡易的に考慮した2次元地盤モデルを作成し検討を行う。



平面図  
(国土地理院・電子国土Webに加筆)

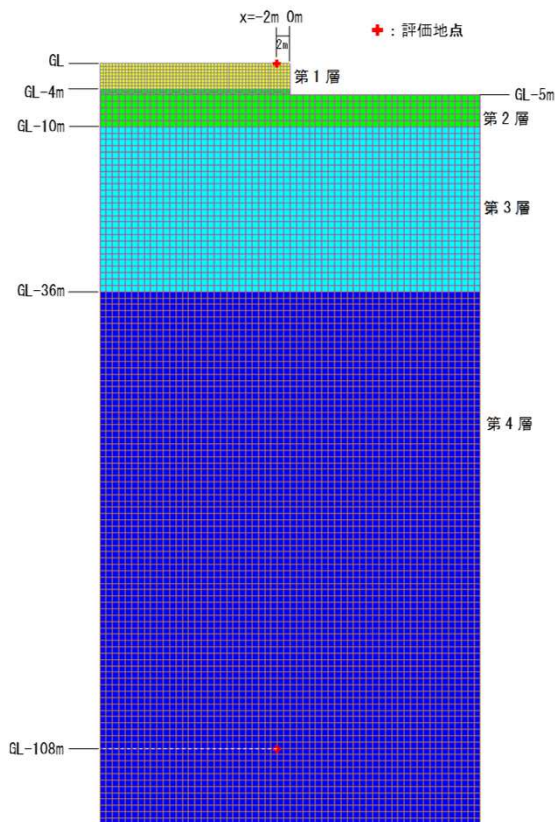


空中写真  
(国土地理院・電子国土Webに加筆)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

#### 【地形の影響に関する検討】

- 2次元地盤モデルは、地震観測点におけるPS検層結果の層境界を用いて、観測小屋背後の法面を簡易的に考慮した2次元FEMモデルとする。
- 地中観測点位置(G.L. -108m)に対する地表観測点位置の伝達関数(2E/E+F)を算出し、地震観測点位置の1次元地盤モデルによる伝達関数と比較する。



地盤物性値

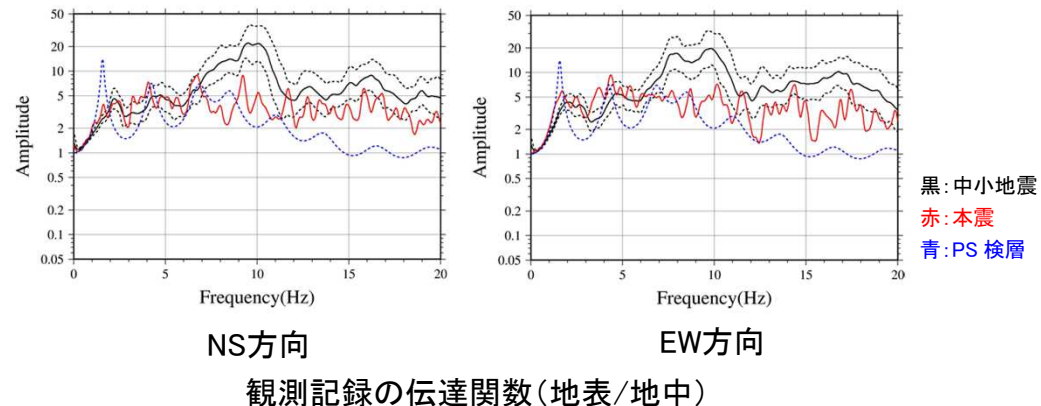
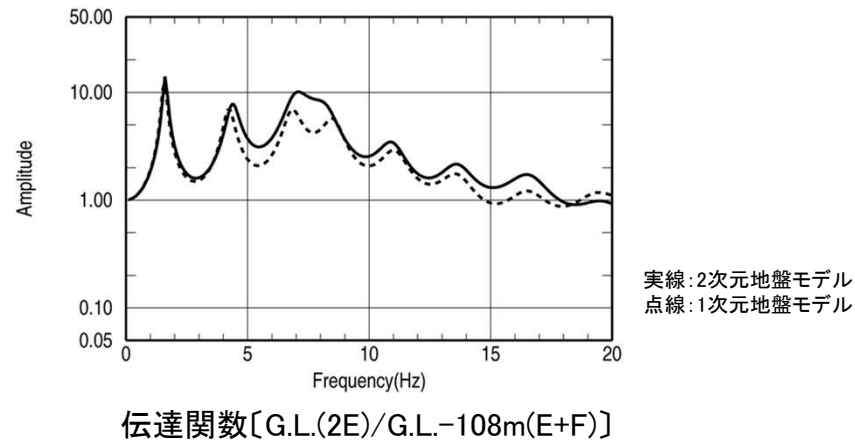
	P波速度 Vp(m/s)	S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ(g/cm <sup>3</sup> )
第1層	450	130	1.64
第2層	1660	460	1.73
第3層	1660	540	1.73
第4層	1830	680	1.82

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

##### 【地形の影響に関する検討】

- 2次元地盤モデルと1次元地盤モデルの伝達関数を比較すると、5Hz程度より高周波数側(短周期側)で2次元地盤モデルの結果が大きくなっており、1次元地盤モデルと差異が若干みられることから、IWTH26(一関東)観測点の観測記録には、周辺地形による影響が一部含まれていると考えられる。
- なお、中小地震の観測記録にみられる10Hz弱で伝達関数が大きくなる傾向と同様に、2次元地盤モデルの7~8Hzで伝達関数が大きくなっている。



### 3. 3. 3 地震観測記録の分析・評価

#### (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

##### 【本震記録を用いた検討 まとめ】

- 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。

##### 【詳細検討】

###### ①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。

###### ②中小地震記録を用いた検討

- 本震及び中小地震の地表記録を用いたH/Vスペクトルより、本震記録に地盤の非線形性の影響が含まれていると考えられる。
- 中小地震を用いて線形領域における地盤同定を実施した結果、得られた地盤モデルは、水平・鉛直とも観測記録の伝達関数を再現できていないことから、1次元波動論によるはぎとり解析の適用が困難である。

###### ③地形の影響に関する検討

- 2次元地盤モデルと1次元地盤モデルの伝達関数に若干の差異がみられることから、Iwth26(一関東)観測点の観測記録には、周辺地形による影響が一部含まれていると考えられる。

- Iwth26(一関東)観測点については、観測記録に地盤の非線形性の影響、周辺地形による影響が含まれており、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。



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

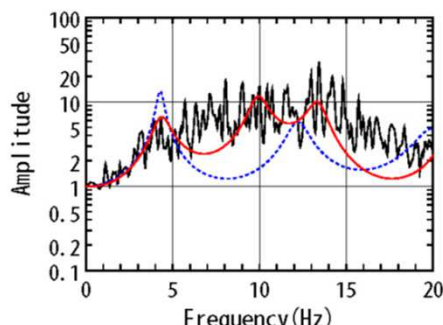
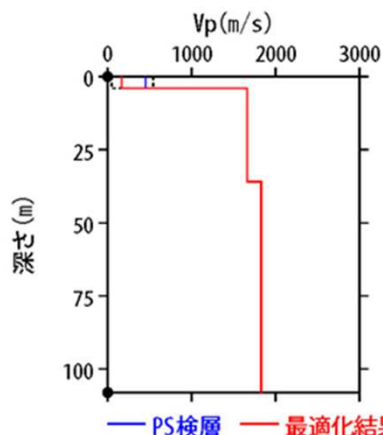
#### 【補足検討(鉛直動のPS検層結果を用いた検討)】

- 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。
- 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、伝達関数及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及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)

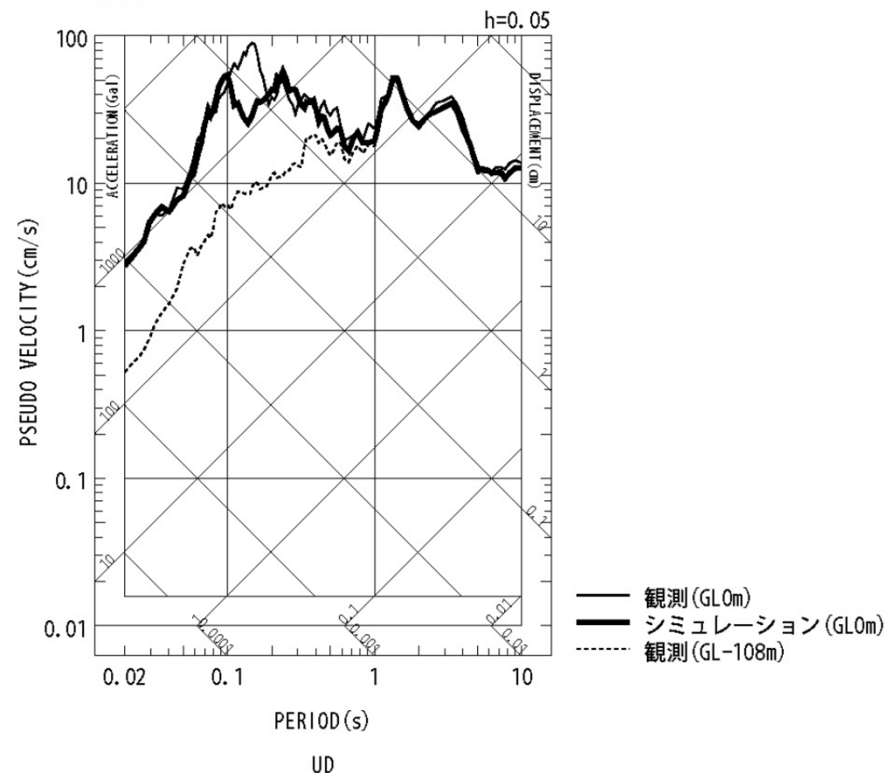
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	4	0	1.64	450	45	540	164	0.36		
2	6	4	1.73	1660	1660	1660	1660	1.00		
3	26	10	1.73	1660	1660	1660	1660	1.00	0.531	1.000
4	72	36	1.82	1830	1830	1830	1830	1.00		
5	—	108	1.82	1830	1830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

No. 2~5層をPS検層値で固定



黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS検層

伝達関数の比較(鉛直)



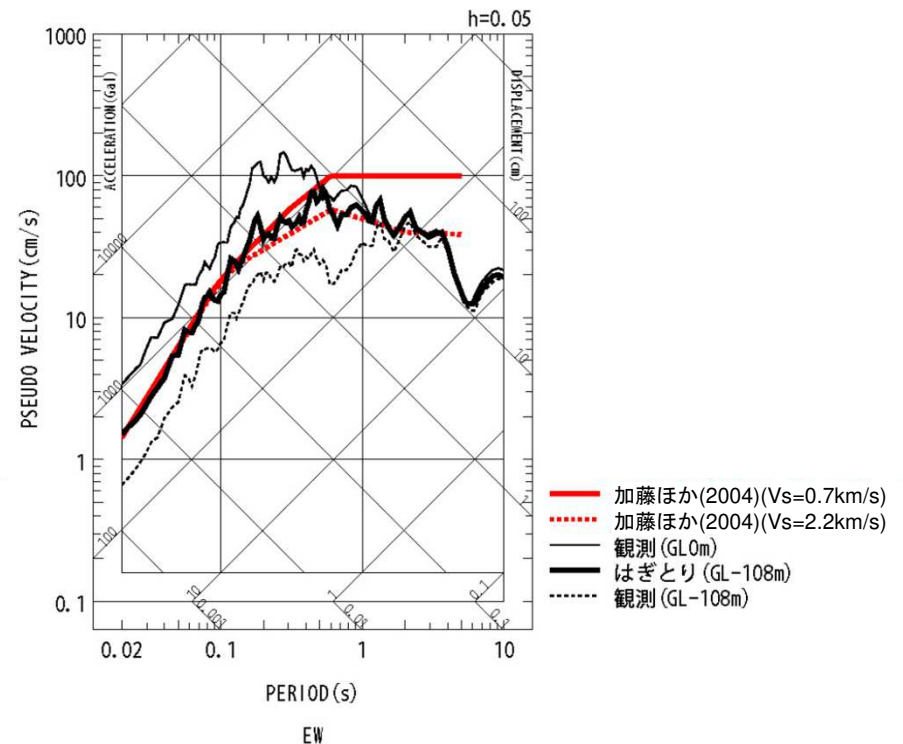
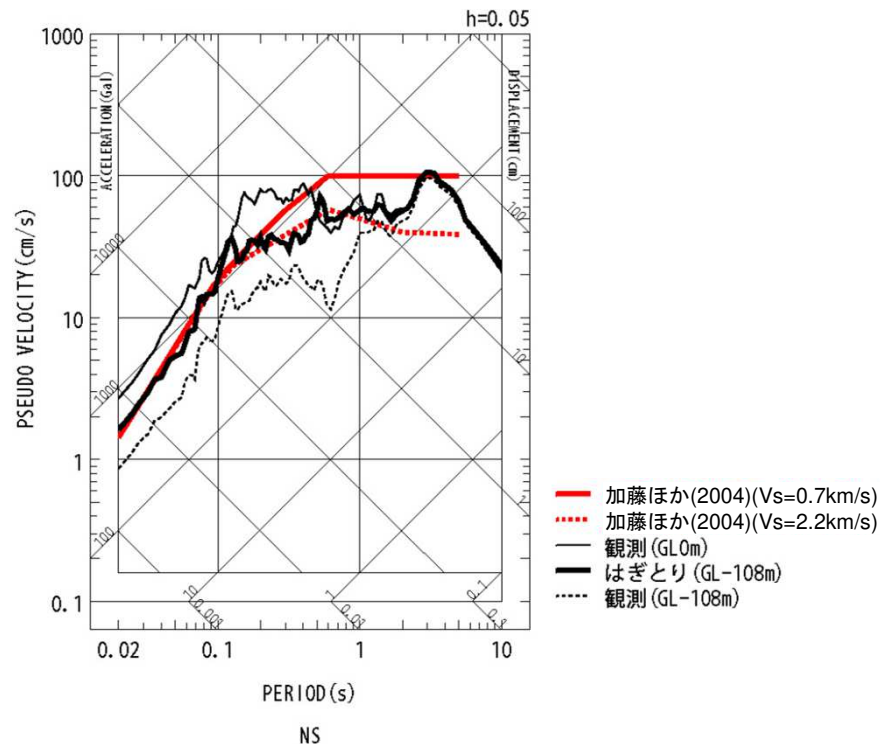
応答スペクトルの比較(鉛直)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (7) KiK-net一関東観測点に関する検討

##### 【検討結果を踏まえた方針】

- 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。



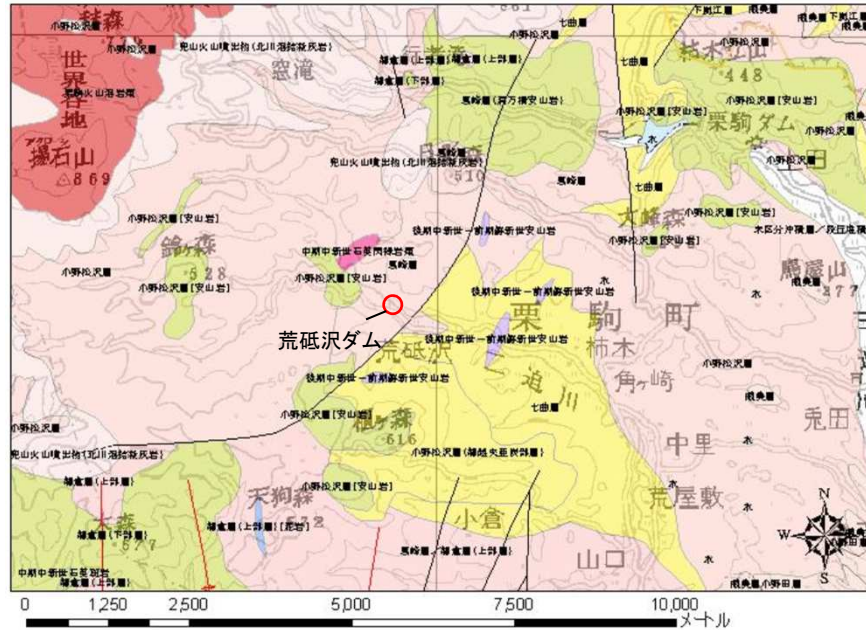
電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」にて検討を実施

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。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

#### 【荒砥沢ダムの地盤構造】

➤ 荒砥沢ダムの地震観測点の基盤地質について、東北建設協会(2006)によると、地層は葛峰層、岩相は安山岩質火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、軽石凝灰岩、凝灰質礫岩、砂岩及びシルト岩、安山岩溶岩を挟む、硬軟区分は軟岩～中硬岩とされている。



荒砥沢ダム周辺地質図〔東北建設協会(2006)に一部加筆〕

荒砥沢ダム基盤地質の特徴〔東北建設協会(2006)〕

地層	葛峰層
時代	中～後期中新世
岩相	安山岩質火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・軽石凝灰岩・凝灰質礫岩・砂岩及びシルト岩、安山岩溶岩を挟む
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)に一部加筆〕

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	石灰岩		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													
	更新世	Q3	Q3c	Q3s	Q3m	Q3t													
		Q2	Q2c	Q2s	Q2m	Q2t													
		Q1	Q1c	Q1s	Q1m	Q1t													
新第三紀	鮮新世	N3B	N3Bc	N3Bs	N3Bm	N3Bt													
	中新世	N2	N2c	N2s	N2m	N2t													
		N1	N1c	N1s	N1m	N1t													
	漸新世	PG4	PG4c			PG4t													
		PG3	PG3c	PG3s	PG3m														
古第三紀	始新世	PG2																	
	晚新世	PG1																	

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

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

#### 【荒砥沢ダムの地盤構造】

- 防災科学技術研究所の地震ハザードステーション(J-SHIS)による荒砥沢ダム地点の地盤モデルでは、第1層のVsは600m/sとされている。



荒砥沢ダム地点の位置

No.	LOWER DEP(m)	THK (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)
1	20	20	600	2000
2	205	185	1100	2500
3	554	349	1700	3500
4	974	420	2100	4000
5	2415	1441	3100	5500
6	7415	5000	3300	5700
7	-	-	3400	6000

地震ハザードステーション(J-SHIS)による地盤モデル

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

➤ 岩手・宮城内陸地震に伴う地表変状について、荒砥沢ダム(右岸地山)で、次のような知見がある。

#### 【森ほか(2011)】

- 荒砥沢ダム周辺には、新第三紀中新世の葛峰層、これを不整合に覆って小野松沢層が分布しており、ダム建設時の試験結果によれば、両者の物性値の差は顕著であるとしている。
- 荒砥沢ダム右岸においては、岩手・宮城内陸地震に伴い、右岸管理用道路上に3か所の段差が発生し、道路から貯水池側下方の土留擁壁や取水塔背後の法面保護工にも、道路段差の延長上に亀裂が多数発生したとしている。
- 荒砥沢ダム右岸に発生した変状について、トレンチ調査、地表踏査などを行った結果、これらの変状は、硬質な葛峰層と軟質な小野松沢層の境界である不整合面付近に歪みと変形が集中したことが原因であるとしている。



図-1 位置図 ★：右岸変状箇所，☆：開口亀裂。国土地理院 1/25,000地形図「切留」に加筆。

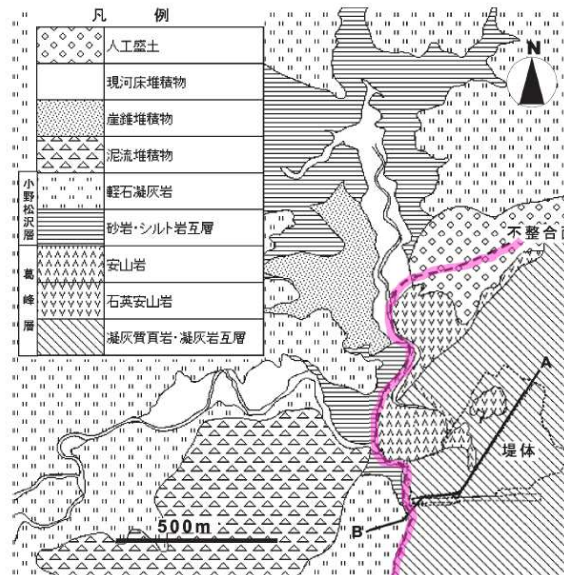


図-2 貯水池周辺地質図 A-Bは図-3の断面位置。

表-1 岩相ごとの物性値比較表 数字は平均値 変形係数は孔内水平載荷試験，P波・S波速度はPS検層による。

層名	岩相	単位体積重量(g/cm <sup>3</sup> )	変形係数(MN/m <sup>2</sup> )	一軸圧縮強度(kN/m <sup>2</sup> )	P波速度(km/s)	S波速度(km/s)
小野松沢層	軽石凝灰岩	1.50 (18)	76 (2)	2,035 (9)	1.22 (17)	0.49 (17)
	シルト岩	1.69 (7)	174 (6)	5,517 (12)		
	砂岩	1.96 (8)	383 (5)	15,536 (8)		
葛峰層	石英安山岩	2.58 (8)	3,402 (7)	79,218 (8)	2.63 (34)	1.08 (34)
	凝灰質頁岩	2.38 (17)	2,506 (14)	51,206 (17)		
	凝灰岩	2.37 (28)	2,018 (16)	44,197 (28)		

( )はデータ数

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

▶ 岩手・宮城内陸地震に伴う地表変状について、荒砥沢ダム(右岸地山)で、次のような知見がある。

【森ほか(2011)】

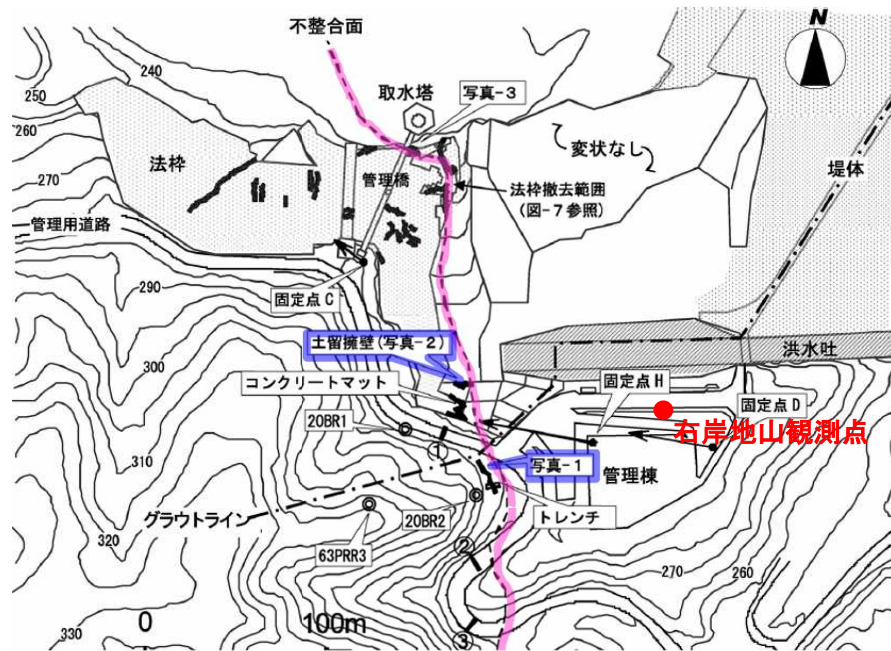


図-4 右岸変状位置図 太い実線が亀裂や段差などを表す。



写真-1 尾根部で確認された13cmの段差 写真位置は図-4参照。



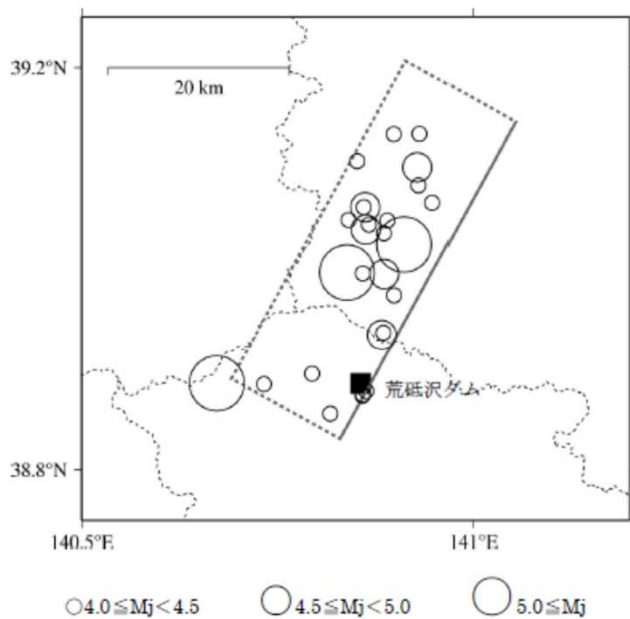
写真-2 土留擁壁への亀裂

右端のリップラップの盛り上がりは施工当時のもの。

### 3. 3. 3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

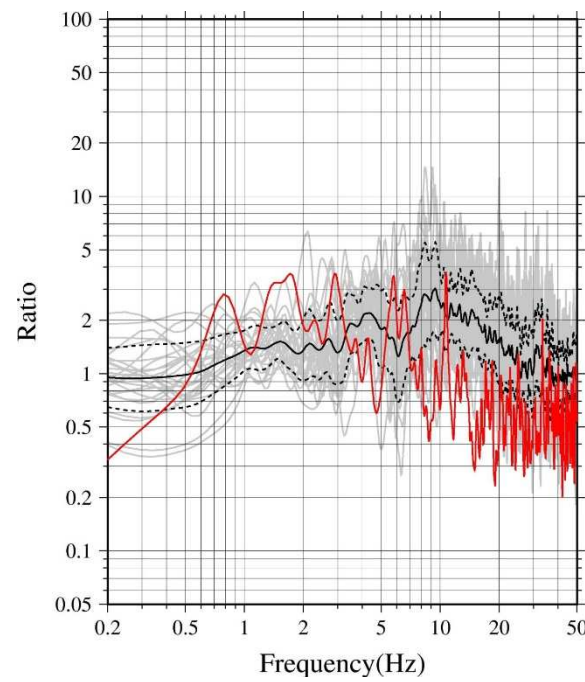
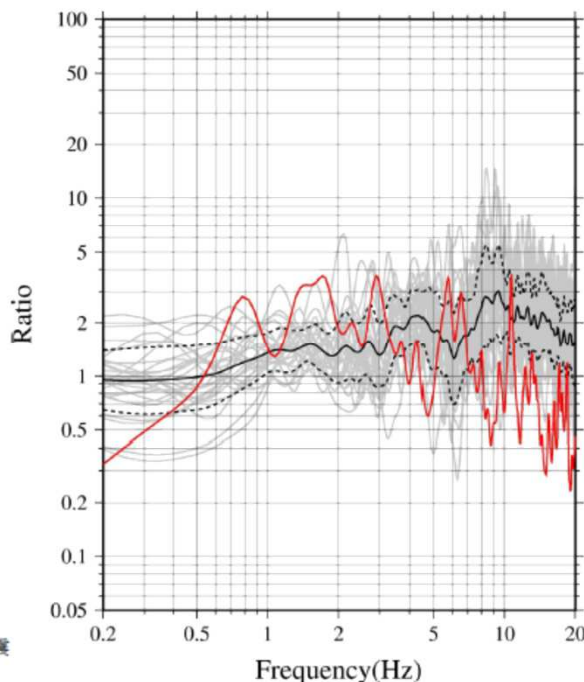
#### 【荒砥沢ダム(右岸地山)の観測記録の分析】

- 荒砥沢ダム(右岸地山)について、岩手・宮城内陸地震を含む観測記録を用いて、H/Vスペクトルを算定した。
- 余震と比べて本震では、ピーク周波数のずれや高周波数側(短周期側)においてH/Vスペクトルの低下がみられることから、本震記録に地盤の非線形性の影響が含まれていると考えられる。



※計 27 地震

検討地震の震央分布



(参考) ~50Hz

灰色:余震 27 記録 黒:余震 27 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

#### H/Vスペクトル

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (8) 荒砥沢ダムに関する検討

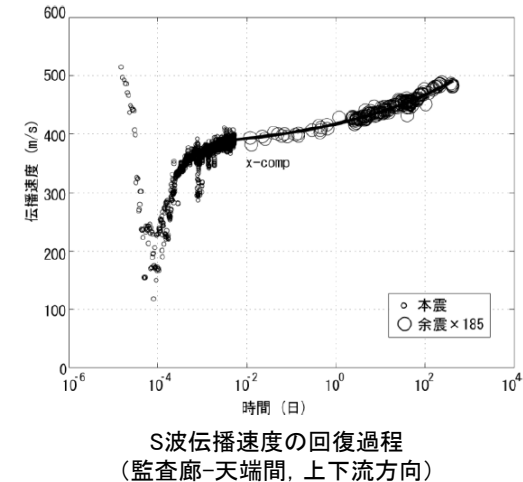
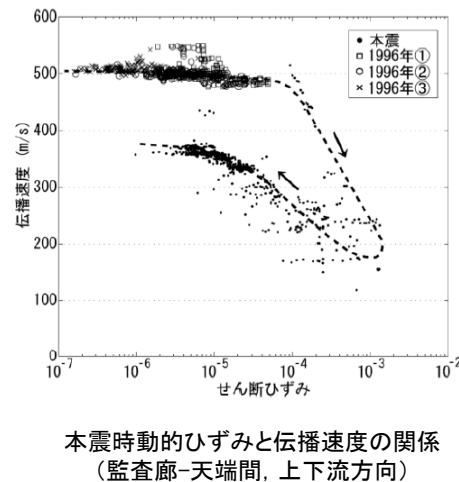
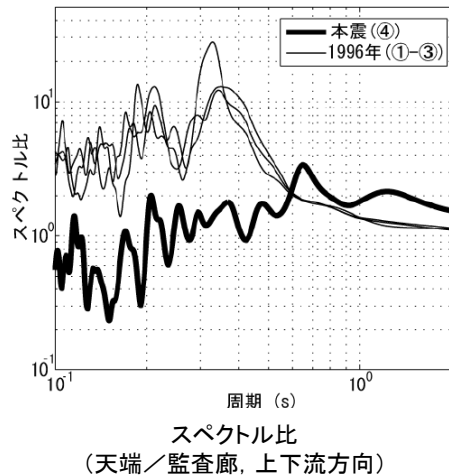
➤ 荒砥沢ダム(監査廊)については、次のような知見がある。

##### 【田原・大町(2010)】

- 岩手・宮城内陸地震本震による最大加速度値は、監査廊に対して天端では半減しており、この特異な地震応答特性は、フィルダムを構成する土質材料の非線形動的特性との関連性が強いと推察されている。
- 天端と監査廊のスペクトル比から、岩手・宮城内陸地震本震のスペクトル形状が1996年の地震と大きく異なり、短周期成分がダムで大きく減衰し、1996年の一次周期よりも明らかに伸長しているとしている。
- 岩手・宮城内陸地震の主要動時に $10^{-3}$ を超える大きなひずみレベルに達したことに伴い、ダム堤体コア内のS波伝播速度が減少したとしている。
- また、主要動後、S波伝播速度は徐々に増加する傾向を示したが本震終了時では、当初値に戻らず、約1年かけて回復する過程が確認されたとしている。

	年月日	M	上下流方向最大加速度		
			監査廊	コア中間	ダム天端
①	1996. 8. 11	5.9	0.28	0.81	1.05
②	1996. 8. 11	5.7	0.33	0.66	1.14
③	1996. 8. 11	4.8	0.3	0.42	0.87
④	2008. 6. 14	7.2	10.24	5.35	5.25

左表: 使用した観測記録  
[最大加速度値 (m/s<sup>2</sup>)]





### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

➤ 荒砥沢ダム(監査廊)については、次のような知見がある。

#### 【波多野ほか(2010)】

- 地震時の堤体のせん断ひずみを地震応答記録の堤体変位から推定した結果、本震の最大せん断ひずみが $1.9 \times 10^{-3}$ となったとしている。また、ロックフィルダムにおいて、 $10^{-3}$  台のせん断ひずみ領域まで実測値から同定したケースは国内外で初めてになるものであるとしている。
- 荒砥沢ダムをモデル化した再現解析より、強震動によって堤体のせん断ひずみが増加し、堤体剛性の低下と減衰定数の増加によって、堤体の応答倍率が低下したものと考えられるとしている。

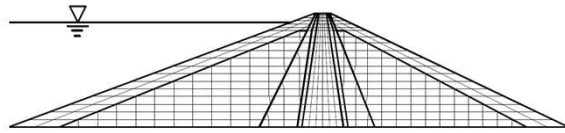


図-6 解析モデル メッシュ分割

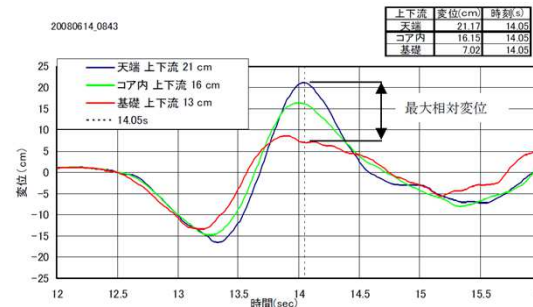


図-8 岩手・宮城内陸地震における荒砥沢ダムの堤体の変位波形

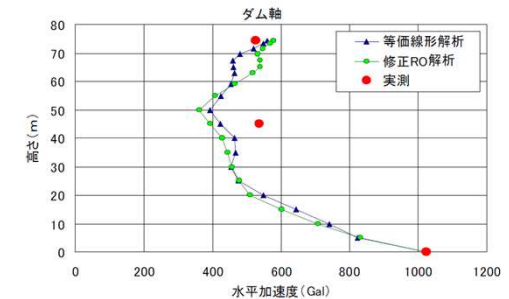


図-13 岩手・宮城内陸地震におけるダム軸最大加速度分布(全時刻)の比較(水平方向)

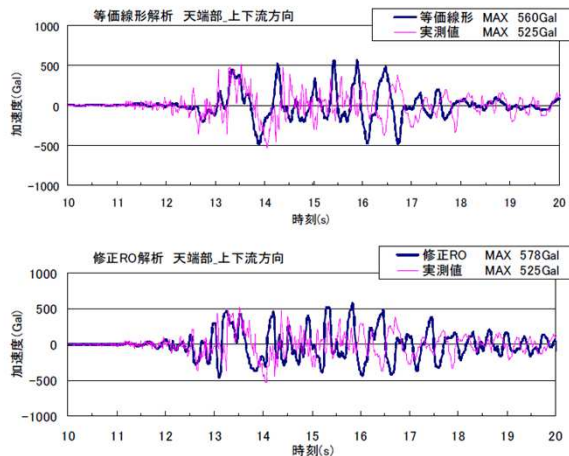


図-15 天端部の加速度時刻歴波形の比較

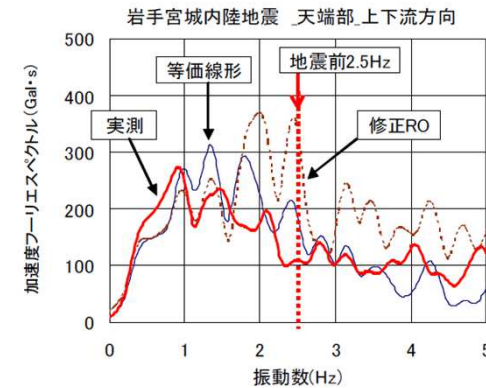


図-17 岩手・宮城内陸地震 天端部の加速度フーリエスペクトルの比較

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

➤ 荒砥沢ダム(監査廊)については、次のような知見がある。

#### 【国土交通省ほか(2008)】

- ダム天端の上流法肩部(ロック部上)において最大20cm程度の沈下が計測された。また、堤体の沈下により層別沈下計のパイプが約40cm突出したとしている。
- 下流ロック部のリップラップと洪水吐きシュート部の導流壁との隣接部では、ロック部の15cm程度の沈下痕跡が確認できたとしている。
- 荒砥沢ダムにおける加速度記録より、ダムの本震加振中の非線形挙動により固有周期が長周期化したため、天端応答として、天端の最大加速度はダム基礎の半分程度に抑えられたと推察している。



写真-5.22 堤体の沈下により約40cm突出した層別沈下計のパイプ



写真-5.23 リップラップと洪水吐き導流壁との隣接部のロック部の沈下痕跡

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (8) 荒砥沢ダムに関する検討

##### 【荒砥沢ダムを対象とした相対的地盤増幅率(検討方針)】

- 岩手・宮城内陸地震については、荒砥沢ダムとその他の観測点で観測された本震記録の加速度レベル(短周期側の地震動レベル)に大きな差異がみられることから、それらの要因について、以下の検討方針に基づき詳細検討を実施する。
- 本震観測記録の加速度レベルが大きい荒砥沢ダムについて、岩手・宮城内陸地震震源近傍の5地点との地盤増幅の相違※を把握する。
  - なお、検討に用いる観測記録は、荒砥沢ダム(監査廊)の観測記録を用いる。

※：荒砥沢ダムで得られた観測記録と震源近傍の5地点の観測記録の応答スペクトル比を求め、増幅の相違(相対的地盤増幅率)を評価する。

$$\Delta G(T) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \log \left[ \frac{Sa_{1,m}(T)}{Sa_{2,m}(T)} \cdot \frac{X_{1,m}}{X_{2,m}} \right]$$

$\Delta G(T)$ :  $Sa_2$ に対する地盤増幅率(相対的地盤増幅率)

$Sa_1(T)$ : 荒砥沢ダム(監査廊)

$Sa_2(T)$ : KiK-net一関東(地中)(IWTH26)

KiK-net金ヶ崎(地中)(IWTH24)

KiK-net東成瀬(地中)(AKTH04)

KiK-net鳴子(地中)(MYGH02)

栗駒ダム(右岸地山)

$X_1$ :  $Sa_1$ の震源距離

$X_2$ :  $Sa_2$ の震源距離

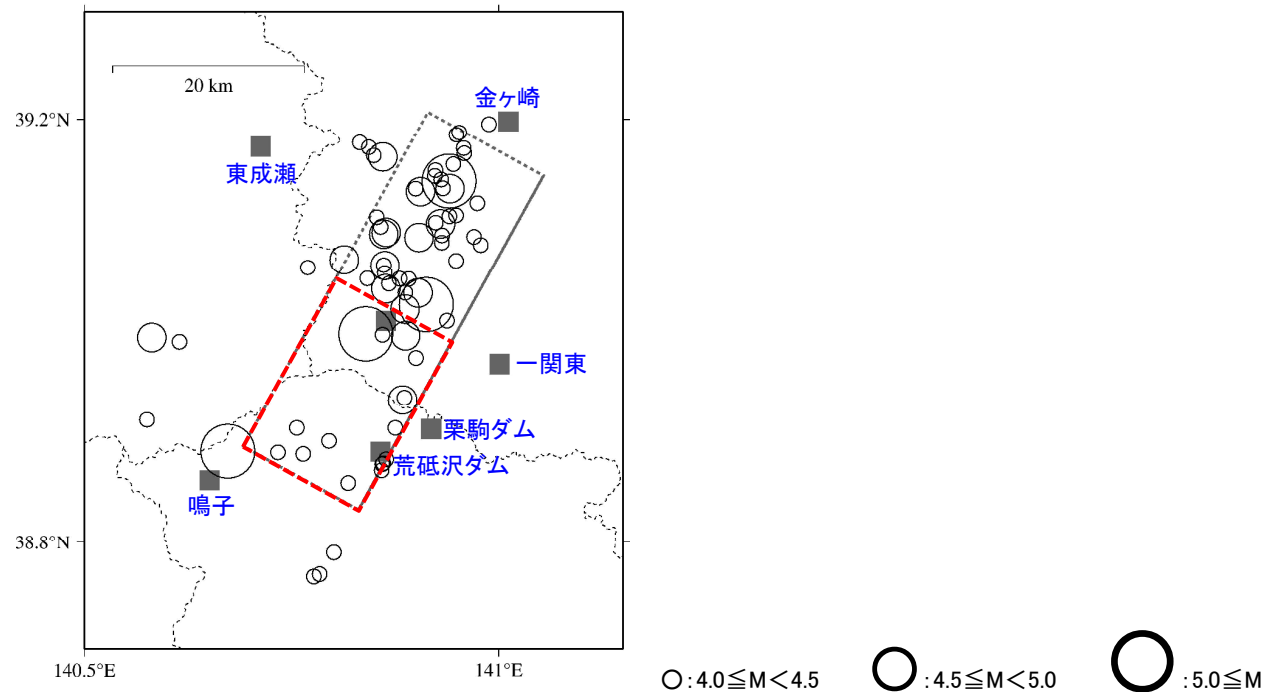
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

#### 【荒砥沢ダムを対象とした相対的地盤増幅率(検討対象地震)】

- 以下の条件に基づき、検討地震を選定する。
  - 荒砥沢ダムで観測記録が得られている2008年～2013年の地震
  - $M \geq 4.0$ の内陸地殻内地震(2008年岩手・宮城内陸地震の本震は除外)<sup>※1</sup>
  - 検討対象地震の範囲は、本震のアスペリティ位置を踏まえ、本震の震源領域中心～南側の地震<sup>※2</sup>
  
- 検討地震の震央分布は、以下の赤枠内の通り(地震諸元は、気象庁による)。

※1:一般的な地盤増幅特性を評価するため、中小地震を用いる。

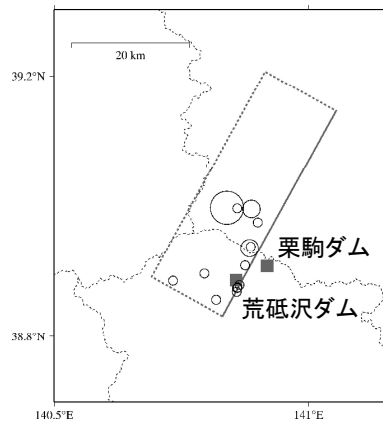
※2:岩手・宮城内陸地震は、震源領域の南側の活動(主なアスペリティは、震源領域の中心～南側)が地震の特徴を主に表しているため、この範囲を検討対象とすることで、本震時の各観測点間の特徴を把握する。



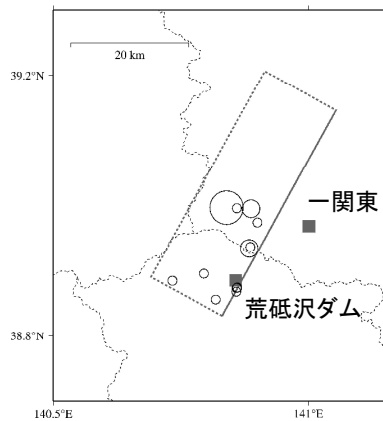
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

#### 【荒砥沢ダムを対象とした相対的地盤増幅率(比較する5地点)】

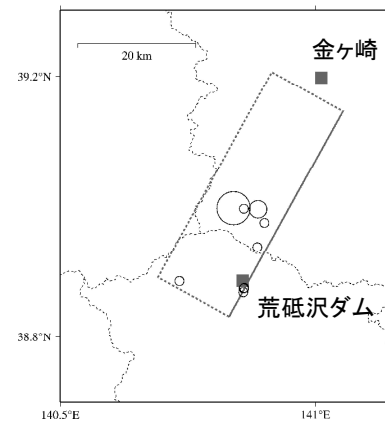
➤ 震源近傍に位置する5地点を基準とした荒砥沢ダムの相対的地盤増幅率を評価する。



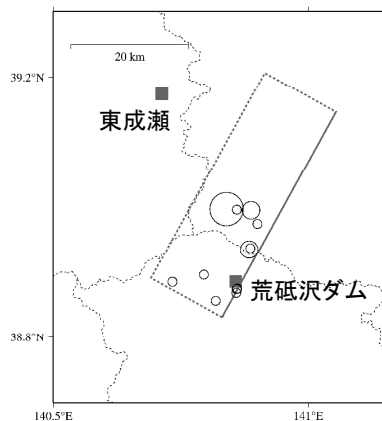
荒砥沢ダム(監査廊)／栗駒ダム(地山)



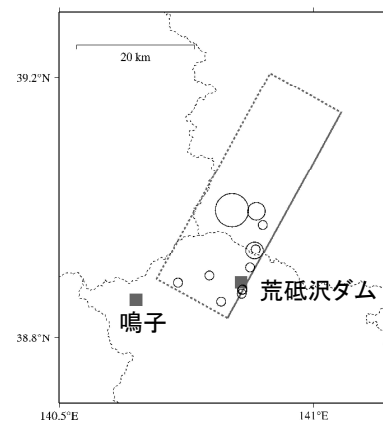
荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net一関東



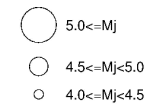
荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net金ヶ崎



荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net東成瀬



荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net鳴子



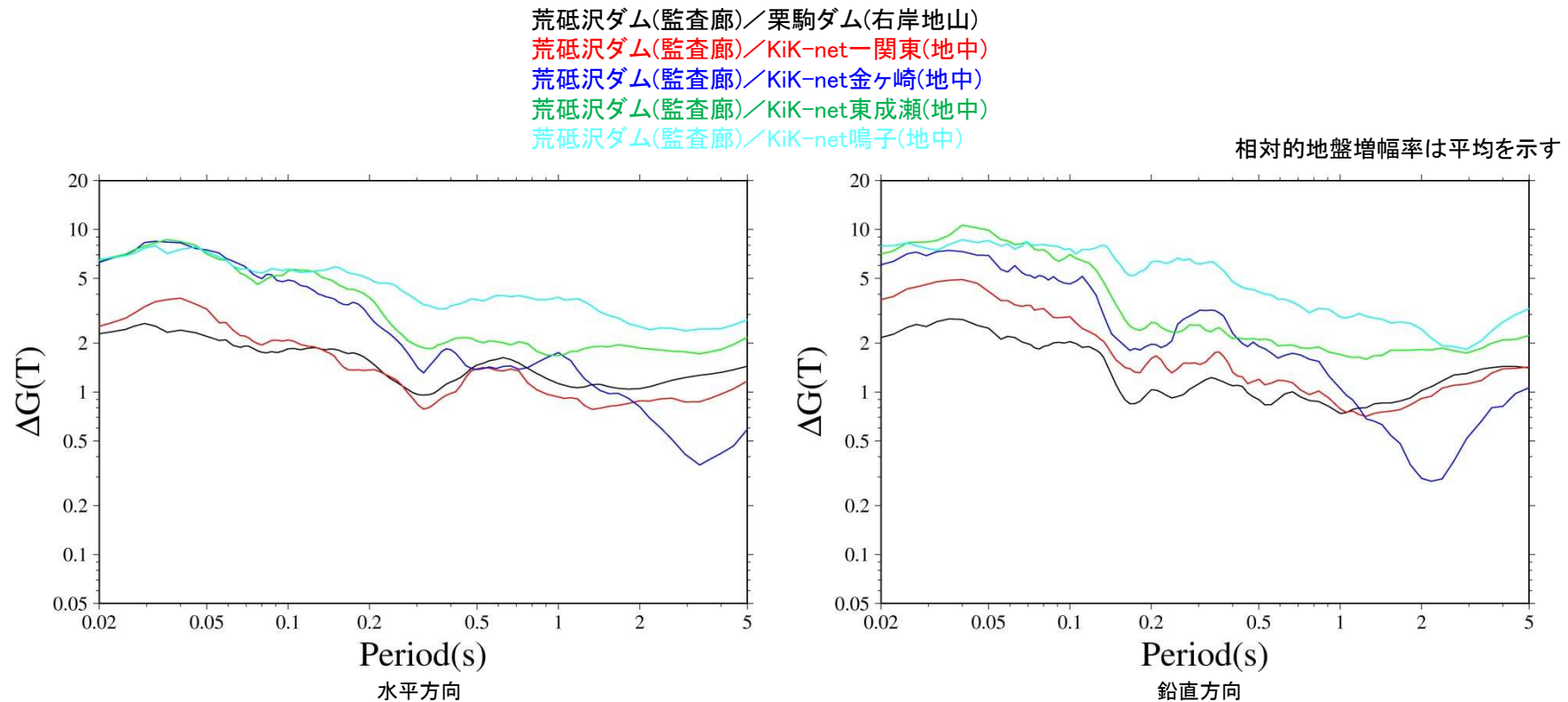
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (8) 荒砥沢ダムに関する検討

##### 【荒砥沢ダムを対象とした相対的地盤増幅率(応答スペクトル比)】

- 震源近傍に位置する5地点を基準とした荒砥沢ダムの応答スペクトル比(=相対的地盤増幅率)は、以下の通り。
- 震源近傍に位置する5地点と比較し、荒砥沢ダムは岩手・宮城内陸地震の本震の特徴を踏まえた相対的地盤増幅率が短周期側で大きい傾向※にある。

※: 各観測点における地盤条件(速度構造等)の補正を実施していない。



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (8) 荒砥沢ダムに関する検討

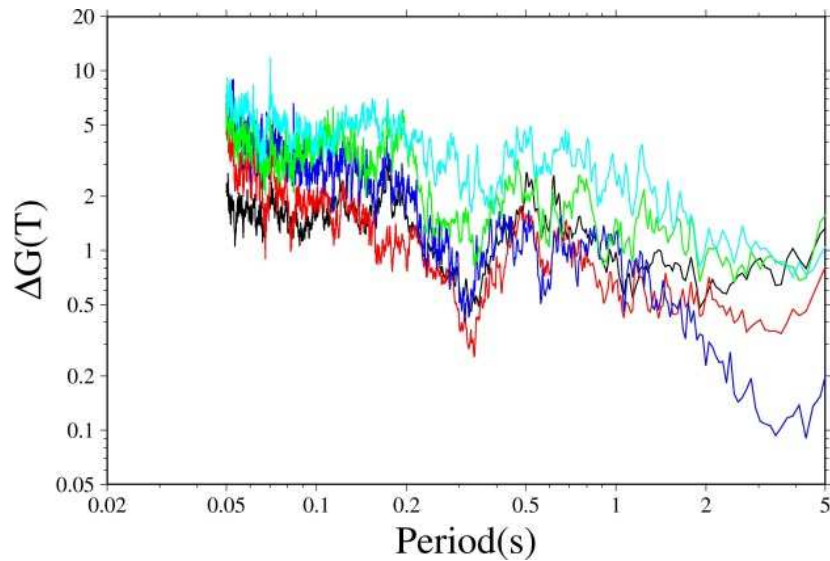
#### 【荒砥沢ダムを対象とした相対的地盤増幅率(フーリエスペクトル比)】

- 参考として、フーリエスペクトルを用いて、同様の検討を行った。
- 震源近傍に位置する5地点を基準とした荒砥沢ダムのフーリエスペクトル比は、以下の通り。
- 震源近傍に位置する5地点と比較し、応答スペクトル比(=相対的地盤増幅率)と同様に荒砥沢ダムは岩手・宮城内陸地震の本震の特徴を踏まえたフーリエスペクトル比が短周期側で大きい傾向※にある。

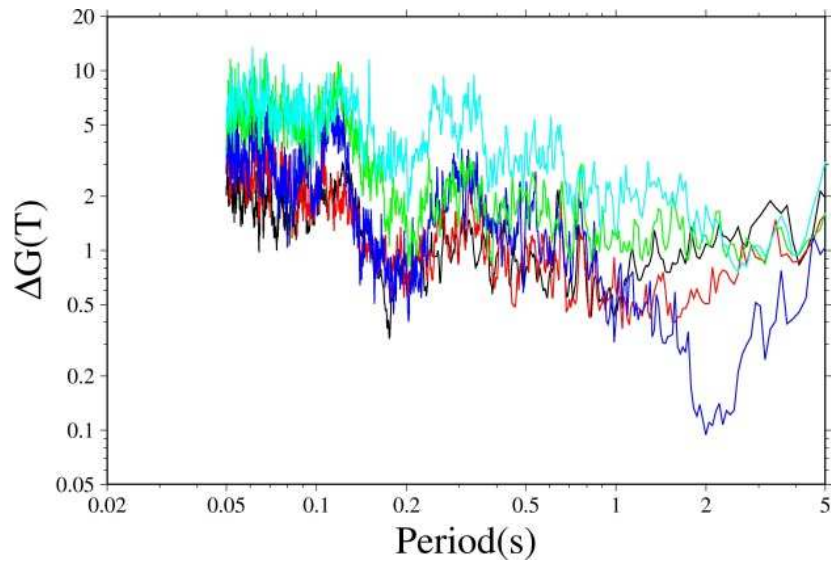
※:各観測点における地盤条件(速度構造等)の補正を実施していない。

荒砥沢ダム(監査廊)／栗駒ダム(右岸地山)  
 荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net-関東(地中)  
 荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net金ヶ崎(地中)  
 荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net東成瀬(地中)  
 荒砥沢ダム(監査廊)／KiK-net鳴子(地中)

フーリエスペクトル比は平均を示す



水平方向



鉛直方向

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (8) 荒砥沢ダムに関する検討

##### 【荒砥沢ダムに関する検討 まとめ】

- 荒砥沢ダム右岸付近では、岩手・宮城内陸地震に伴う地質境界の不整合面付近での歪みと変形を原因とした段差などの変状が発生している。
- 荒砥沢ダム(右岸地山)の本震観測記録は、岩手・宮城内陸地震を含む観測記録の分析より、地盤の非線形性の影響がみられる。
- 荒砥沢ダム(監査廊)においては、岩手・宮城内陸地震によるロックフィルダム堤体の強非線形性によるS波伝播速度の低下、せん断ひずみの増加に伴う堤体剛性の低下と減衰定数の増加がみられる。また、ダム堤体の変形や沈下がみられることから、監査廊の観測記録には、それらの影響が含まれているものと考えられる。
- 観測記録に関する検討より、荒砥沢ダムは、本震震源域南部で発生する地震に対して、他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられる。



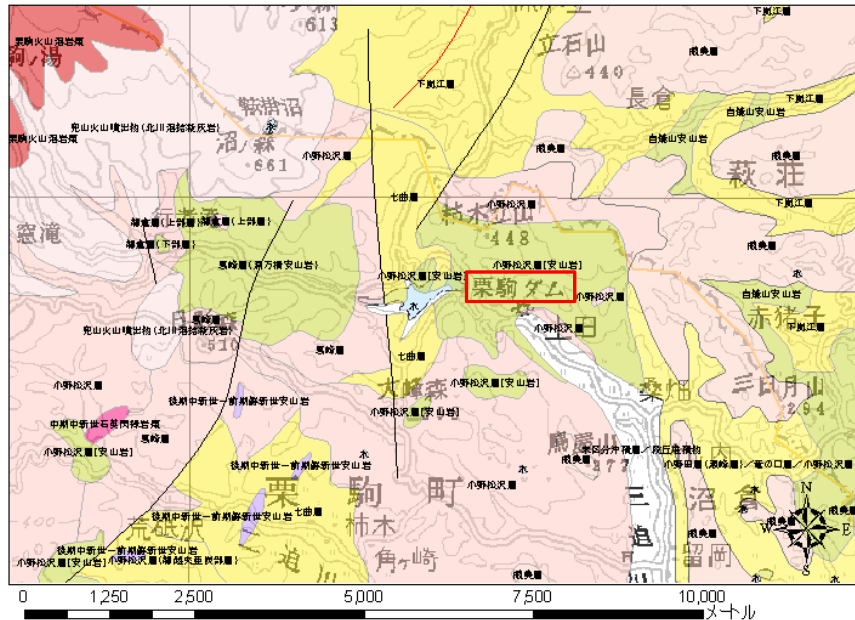
- 荒砥沢ダムについては、岩手・宮城内陸地震の本震記録に地盤の非線形性の影響や、ロックフィルダム堤体の強非線形性及び変形による影響が含まれていること、また、本震震源域南部で発生する地震に対して他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられること等により、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【栗駒ダムの地盤構造】

- 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)、岩相は安山岩溶岩及び火山角礫岩、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)に一部加筆〕

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	安山岩溶岩及び火山角礫岩
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)〕に一部加筆

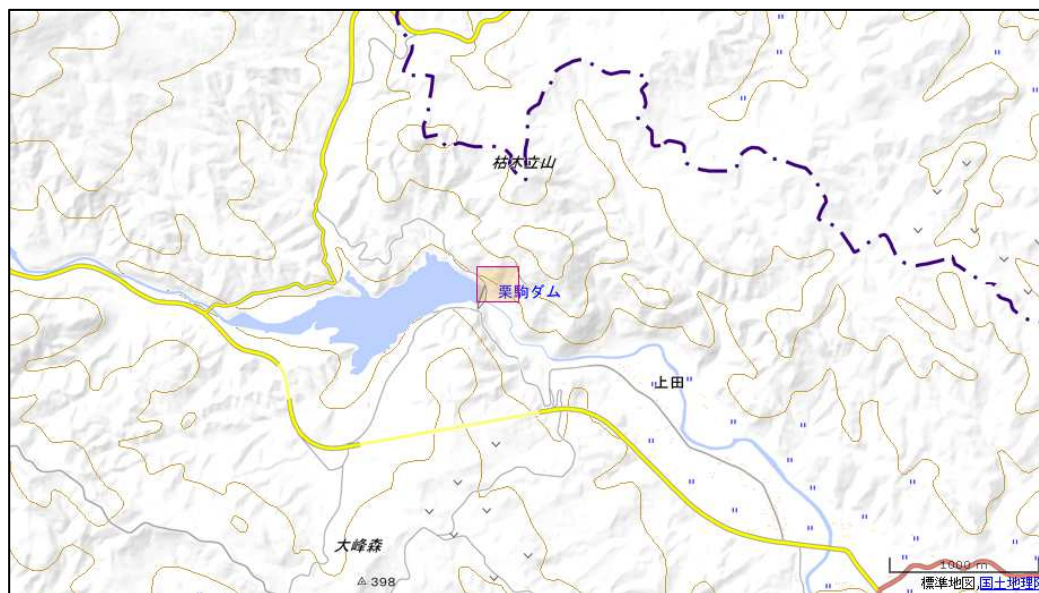
地質年代 (Ma)	岩石区分	堆積物・堆積岩					火山岩類						
		礫岩	砂岩	泥岩	凝灰岩	火山灰	石灰岩	珸長質(流紋岩・デイサイト)			苦鉄質(安山岩・玄武岩)		
								貫入岩	溶岩および火山砕屑物	デイサイト貫入岩	貫入岩	溶岩および火山砕屑物	
新第四紀	完新世	H	Hc	Hs		Ht		Hdb		Hav	Hpf		Hbv
	更新世	Q3	Q3c	Q3s	Q3m	Q3t		Q3db			Q3pf		Q3bv
		Q2	Q2c	Q2s	Q2m	Q2t		Q2db		Q2av	Q2pf		Q2bv
	Q1	Q1c	Q1s	Q1m	Q1t		Q1db	Q1ai	Q1av	Q1pf		Q1bv	
	新第三紀	鮮新世	N3B	N3Bc	N3Bs	N3Bm	N3Bt			N3Bai	N3Bav		N3bi
N3A		N3Ac	N3As	N3Am	N3At			N3ai	N3aai	N3aav		N3abi	N3abv
		N2	N2c	N2s	N2m	N2t			N2ai	N2av		N2bi	N2bv
中新世		N1	N1c	N1s	N1m	N1t			N1ai	N1av		N1bi	N1bv
		PG4	PG4c				PG4t			PG4av			PG4bv
古第三紀	漸新世	PG3	PG3c	PG3s	PG3m			PG3ai					
	始新世	PG2						PG2ai	PG2av				
		PG1					PG1t						

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

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【栗駒ダムの地盤構造】

- 栗駒ダム建設時の試錐記録及び増川ほか(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地盤モデルでは、第1層のVsは600m/sとされている。



栗駒ダム地点の位置

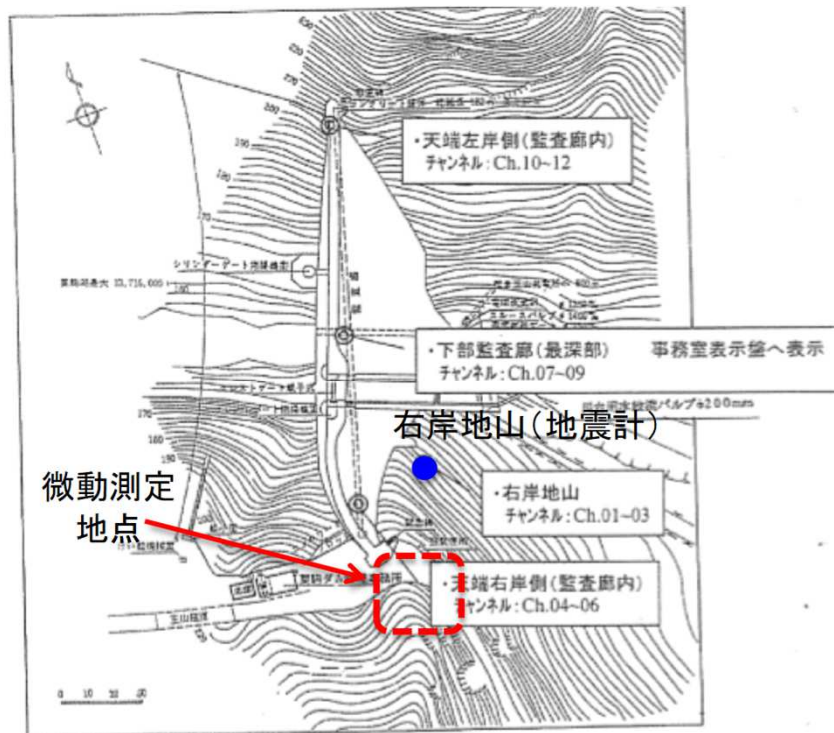
No.	LOWER DEP(m)	THK (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)
1	11	11	600	2000
2	295	284	1100	2500
3	301	6	1400	3000
4	736	435	1700	3500
5	1227	491	2100	4000
6	2313	1086	3100	5500
7	7313	5000	3300	5700
8	-	-	3400	6000

地震ハザードステーション(J-SHIS)による地盤モデル

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【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。



(宮城県より受領した図面)

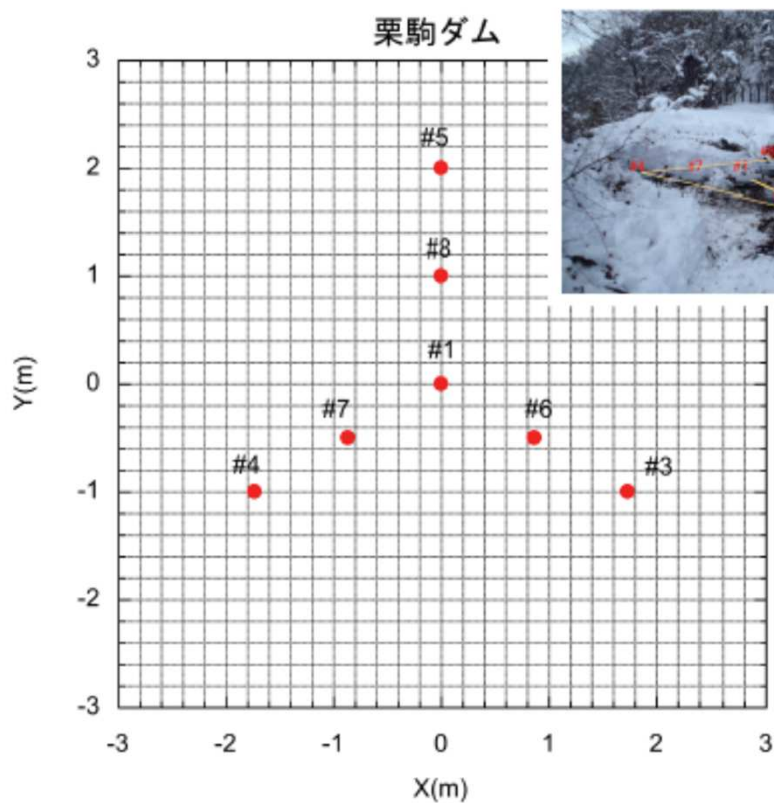


微動アレイ観測位置

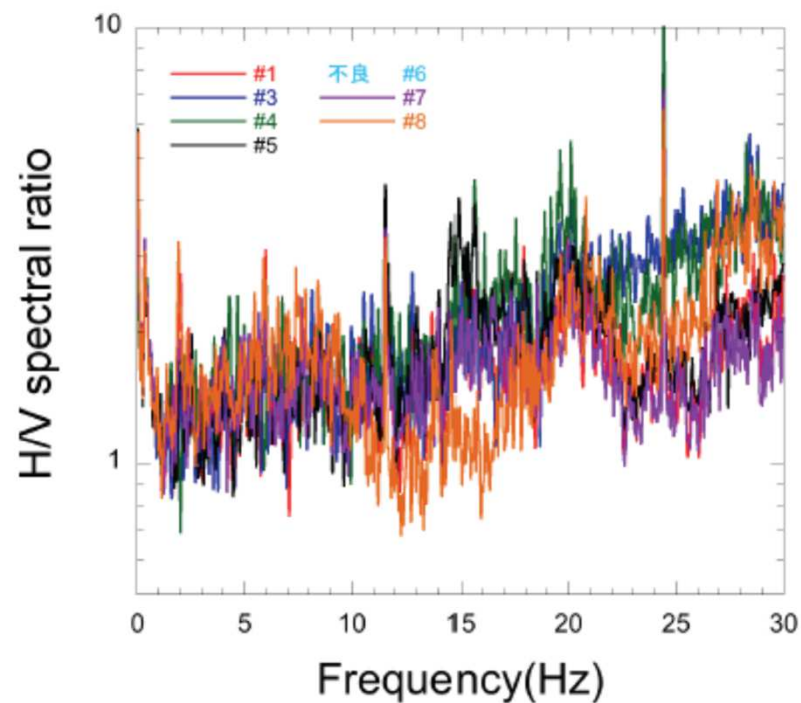
### 3. 3. 3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【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】

- 微動アレイ観測は、観測点を半径2m程度内に配置している。
- 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となっており、表層が非常に薄い可能性が示唆される。



観測点配置

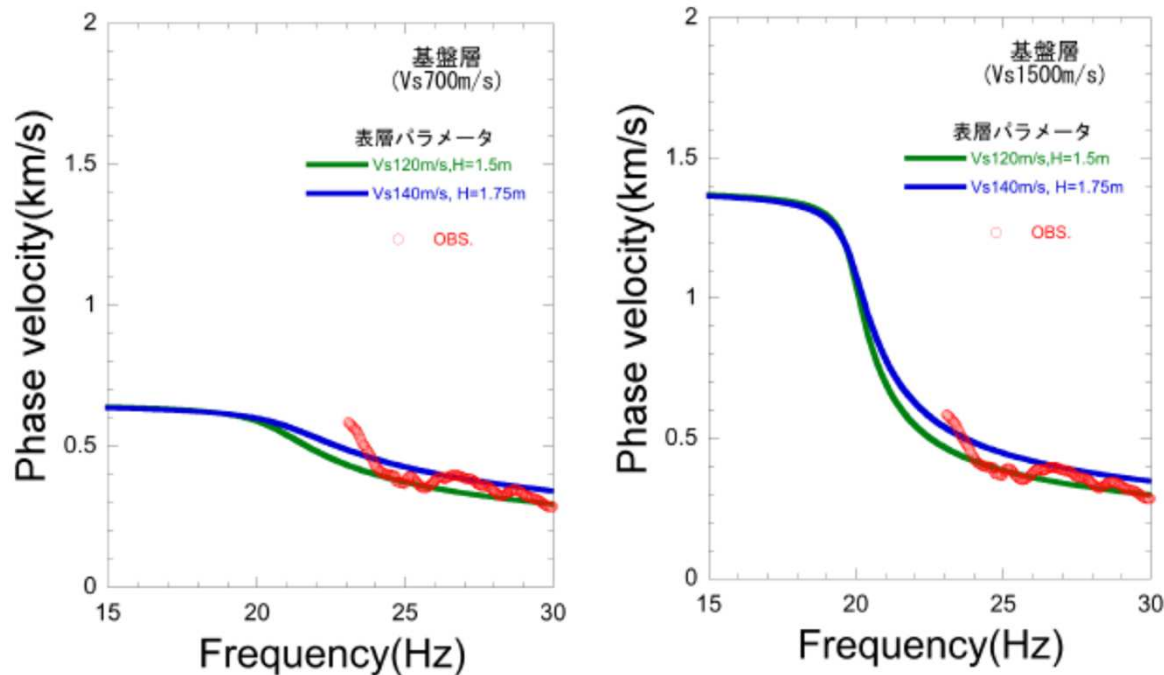


微動H/Vスペクトル

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【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「 $V_s=120\text{m/s}\cdot H=1.5\text{m}$ 」及び「 $V_s=140\text{m/s}\cdot H=1.75\text{m}$ 」を仮定
  - 基盤(2層目):  $V_s=700\text{m/s}$ 及び $1500\text{m/s}$ を仮定
- 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 $700\text{m/s}$ 程度より大きいと推定される。

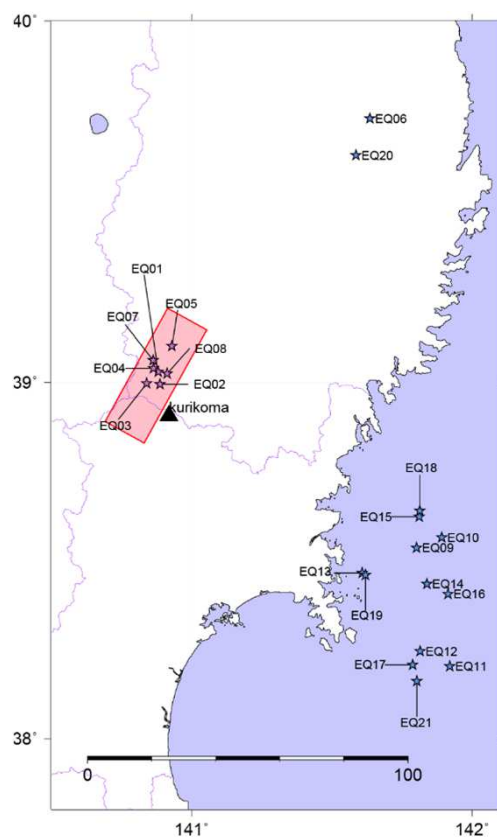


2層モデルによる位相速度

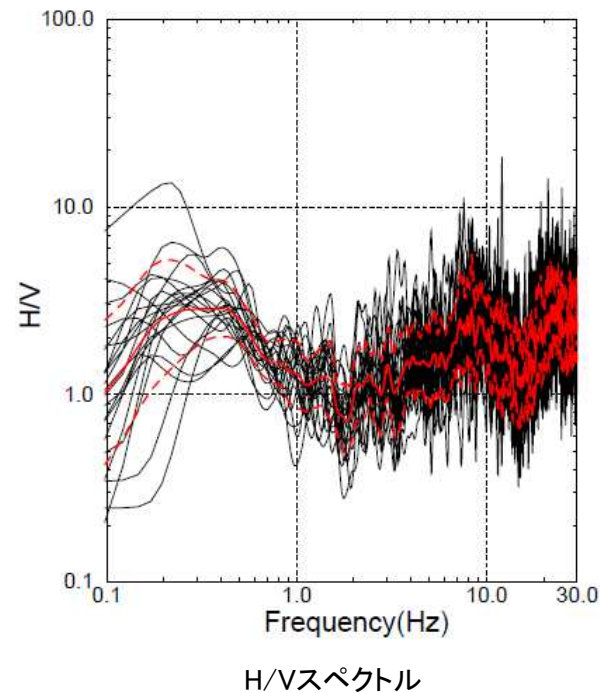
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【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

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

$\alpha_H$ : 基盤でのVp

$\beta_H$ : 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

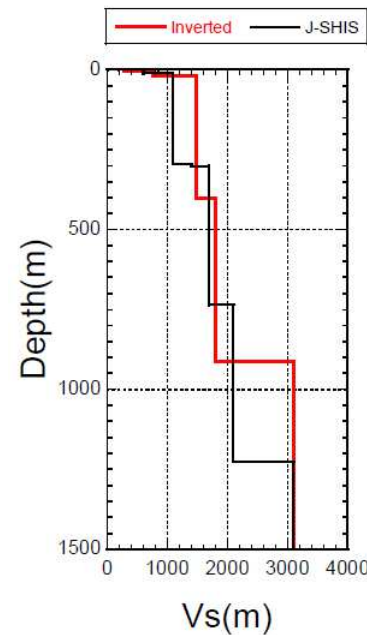
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【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】

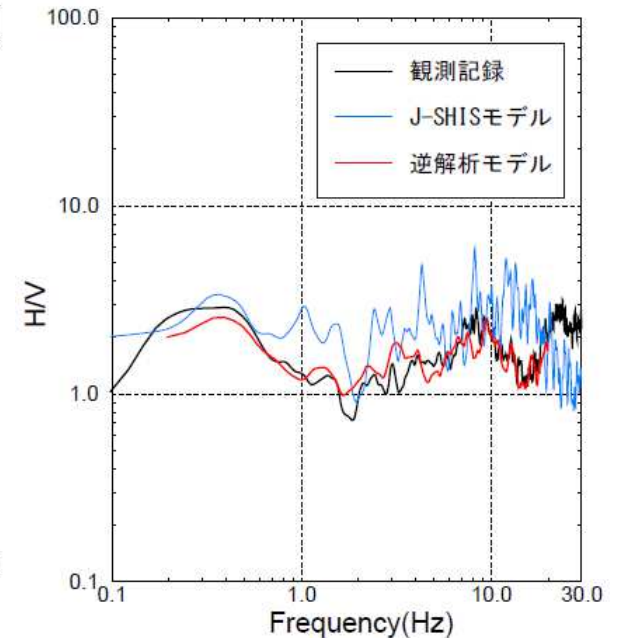
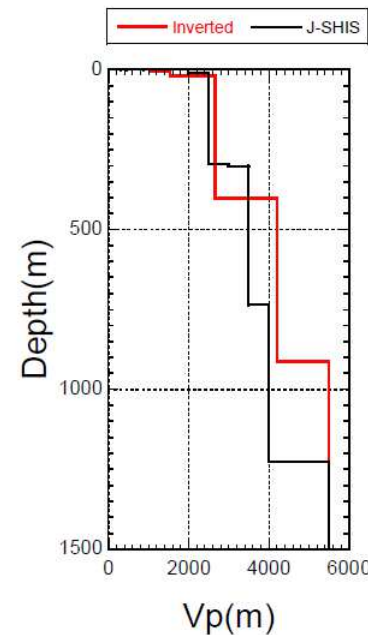
- 同定された地盤モデルは、基盤以深では、地表から深くなるとともに $V_s \cdot V_p$ が大きくなっており、特異な傾向はみられない。なお、地盤モデルの浅部については、微動アレイ観測により推定される地盤モデルと概ね整合している。

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1084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1-1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】

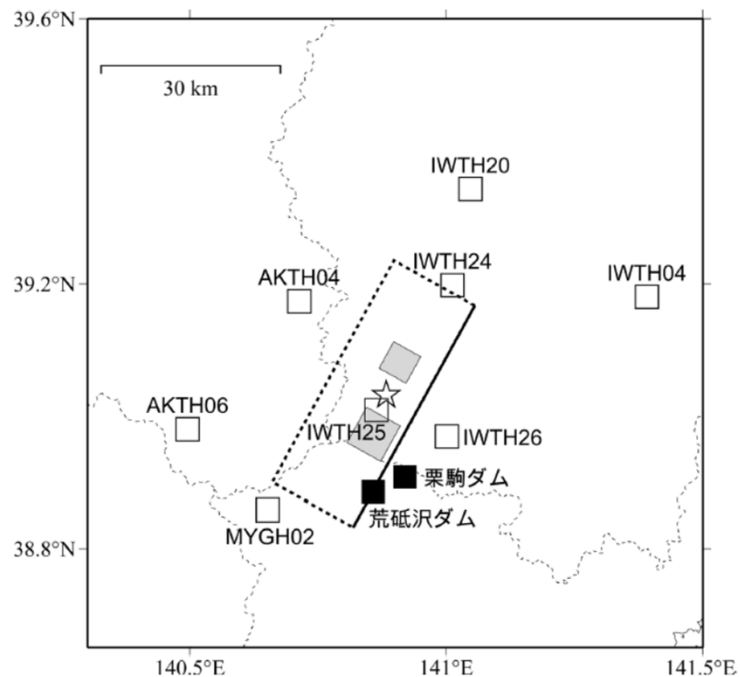
- 栗駒ダム(右岸地山)の地盤については、地質及び速度構造から対応の硬さの地盤であると考えられる。
- 栗駒ダム(右岸地山)観測点は、硬質な岩盤の地表面に設置されていることから、解放基盤表面に相当する観測点であると考えられる。

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【栗駒ダム(右岸地山) 本震記録のNoda et al.(2002)の適用性に関する検討】

- 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、Noda et al.(2002)で再現できるか確認する。
- 岩手・宮城内陸地震の観測記録についてはざとり解析を行った結果を照合し、本地震がNoda et al.(2002)※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、原子力安全基盤機構(2014)シナリオ3を用いる。



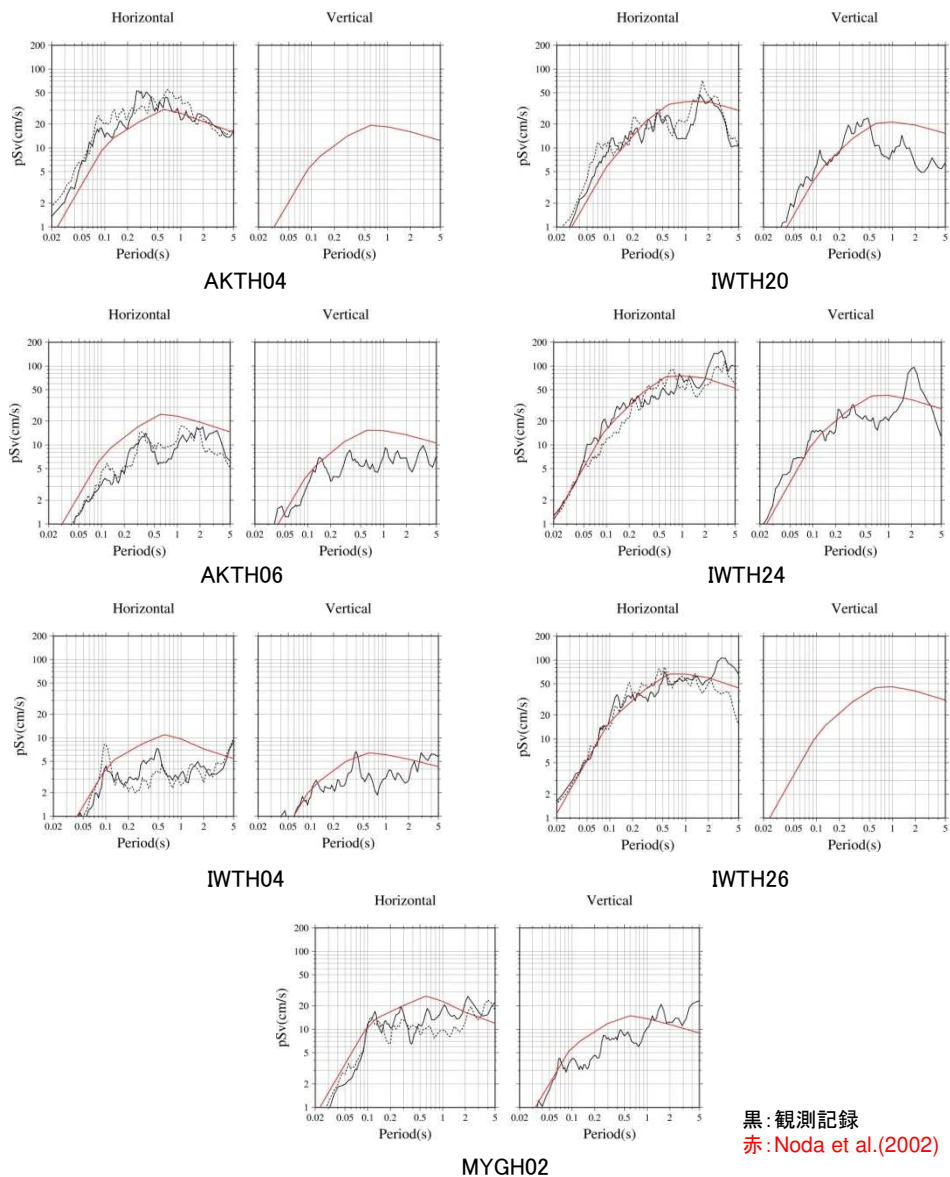
記録 No.	観測点	dep. (m)	Vsb (m/s)	Vpb (m/s)	地表PGA(Gal)			Xeq (km)	はざとり	
					NS	EW	UD		H	V
1	AKTH04 東成瀬	100	1500	3000	1318	2449	1094	24.0	△	×
2	AKTH06 雄勝	100	1100	2560	180	186	140	32.7	○	○
3	IWTH04 住田	106	2300	4000	126	159	115	48.0	○	○
4	IWTH20 花巻南	156	430	1720	249	240	136	34.7	○	○
5	IWTH24 金ヶ崎	150	540	1930	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、本検討からは除外した。  
また、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。

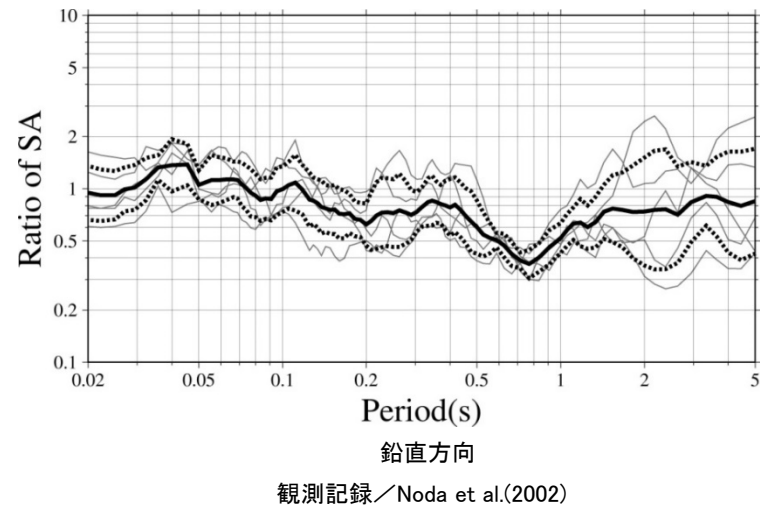
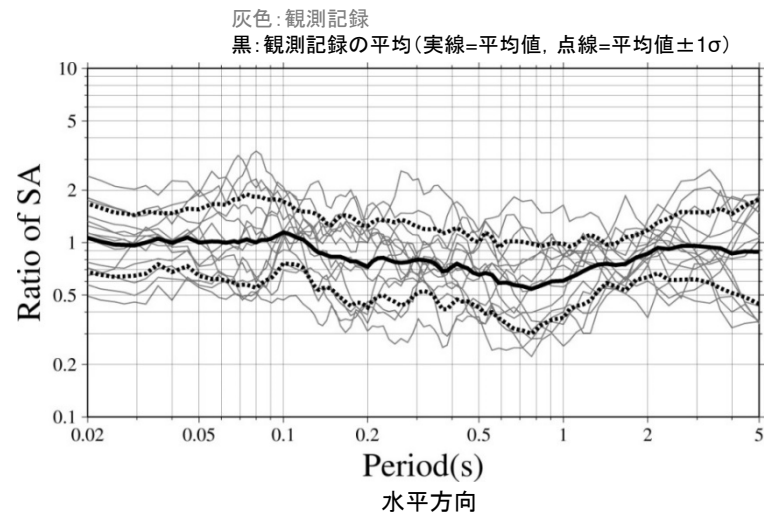


### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【栗駒ダム(右岸地山) 本震記録のNoda et al.(2002)の適用性に関する検討】



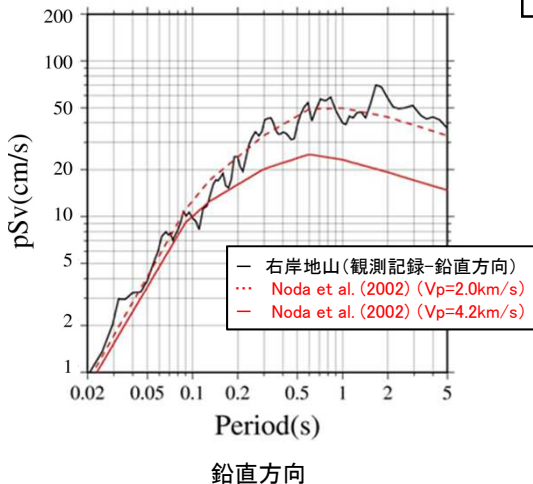
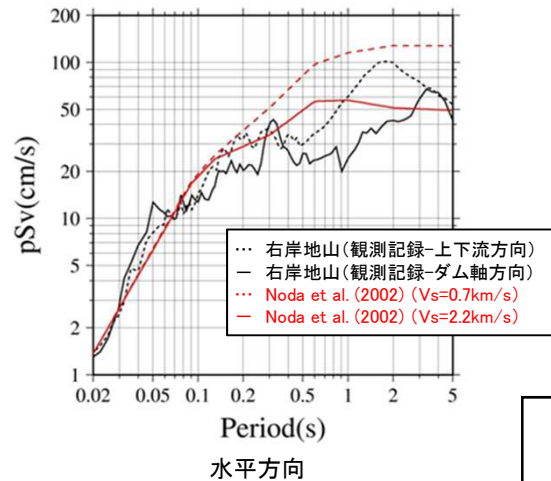
➤ 岩手・宮城内陸地震については、ばらつきはあるものの、Noda et al.(2002)で概ね評価可能。



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

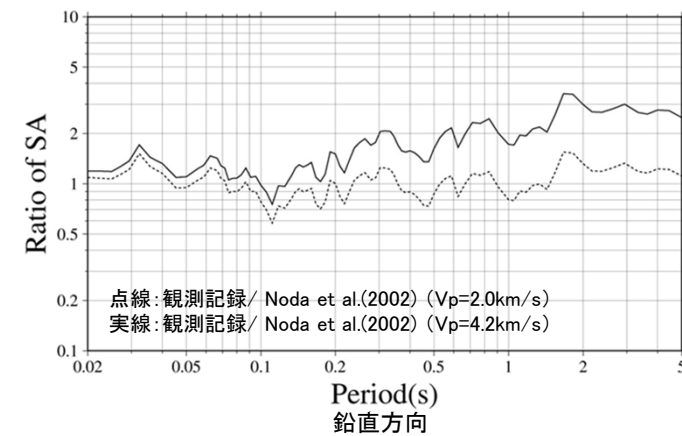
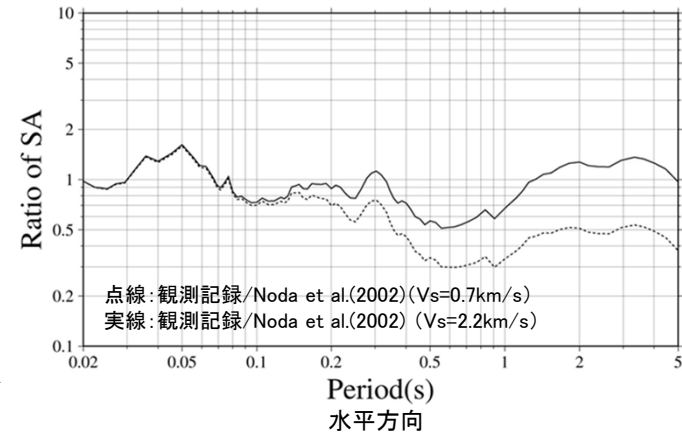
#### 【栗駒ダム(右岸地山) Noda et al.(2002)を用いた検討】

- Noda et al.(2002)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、原子力安全基盤機構(2014)のシナリオ3を用いた( $X_{eq}=14.6\text{km}$ )。
- 栗駒ダム(右岸地山)については、Noda et al.(2002)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。



栗駒ダム(右岸地山)

Noda et al.(2002)  
との残差

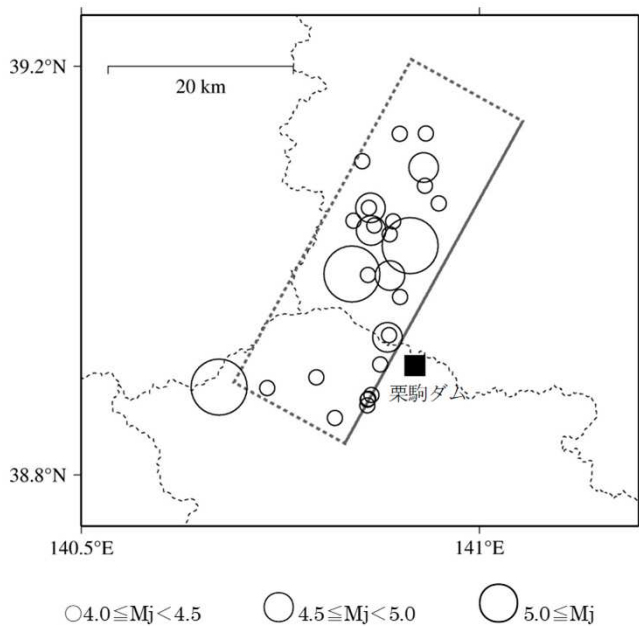


栗駒ダム(右岸地山)

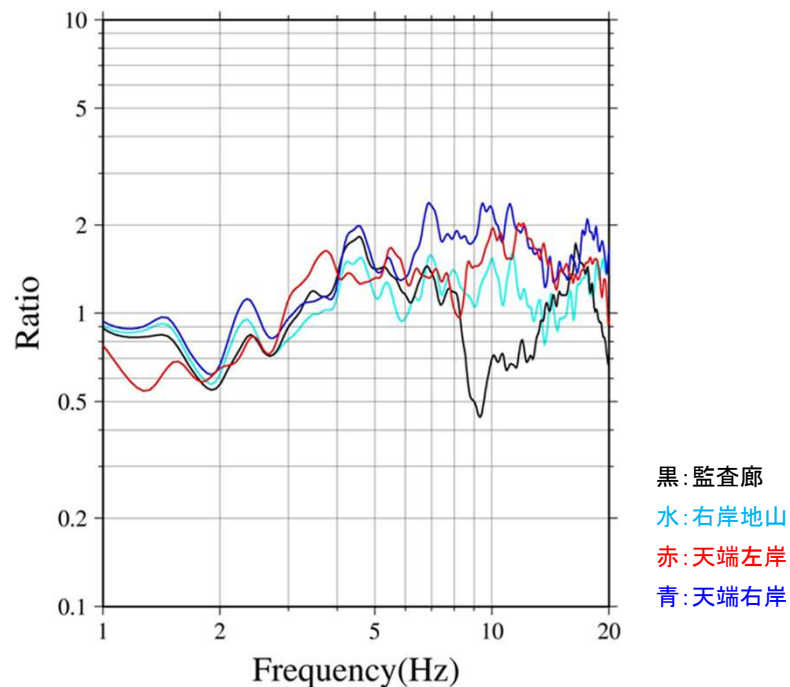
### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【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。



検討地震の震央分布

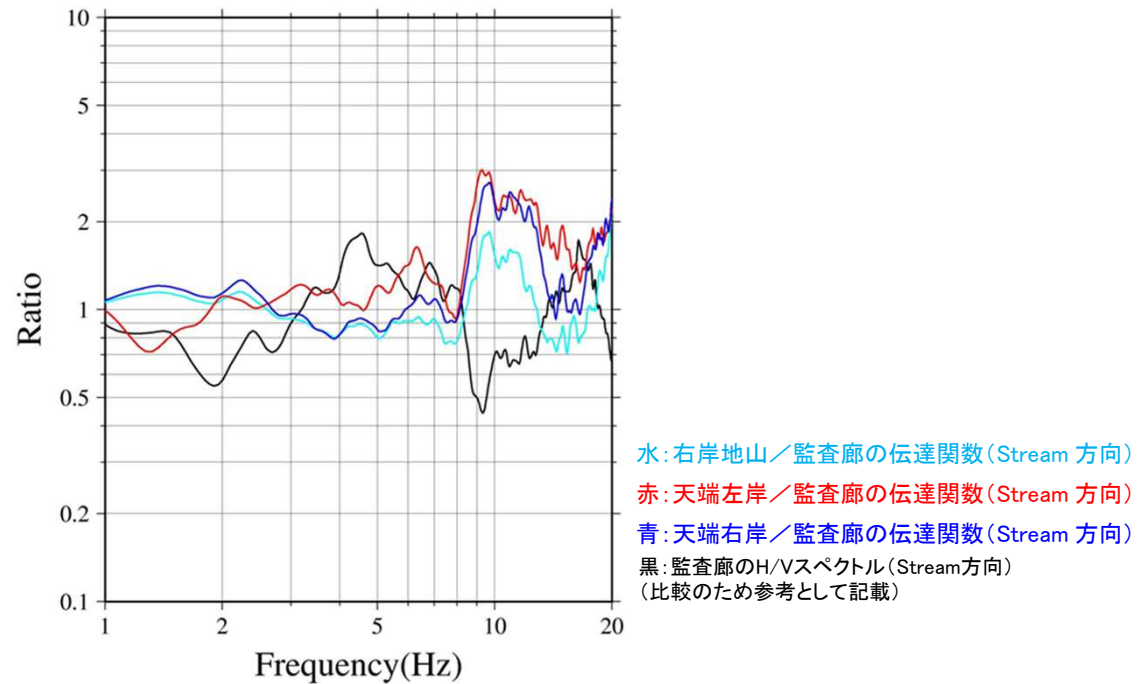


H/Vスペクトル

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【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、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。

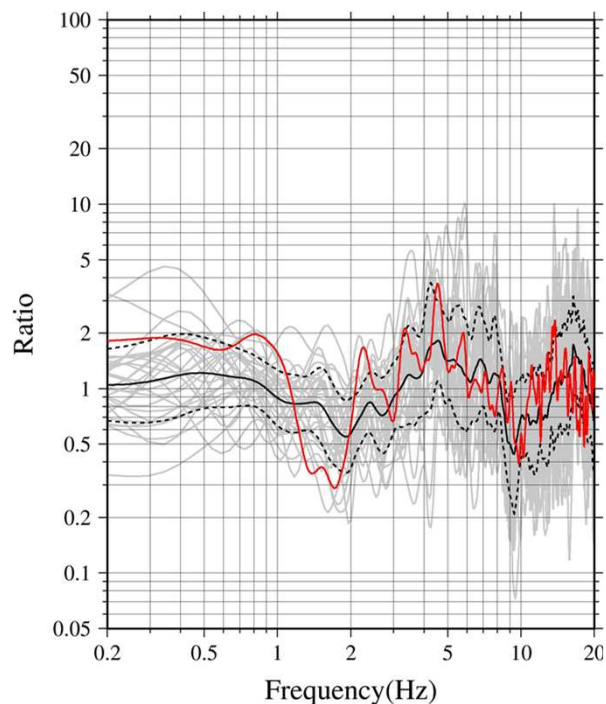


伝達関数

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【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)

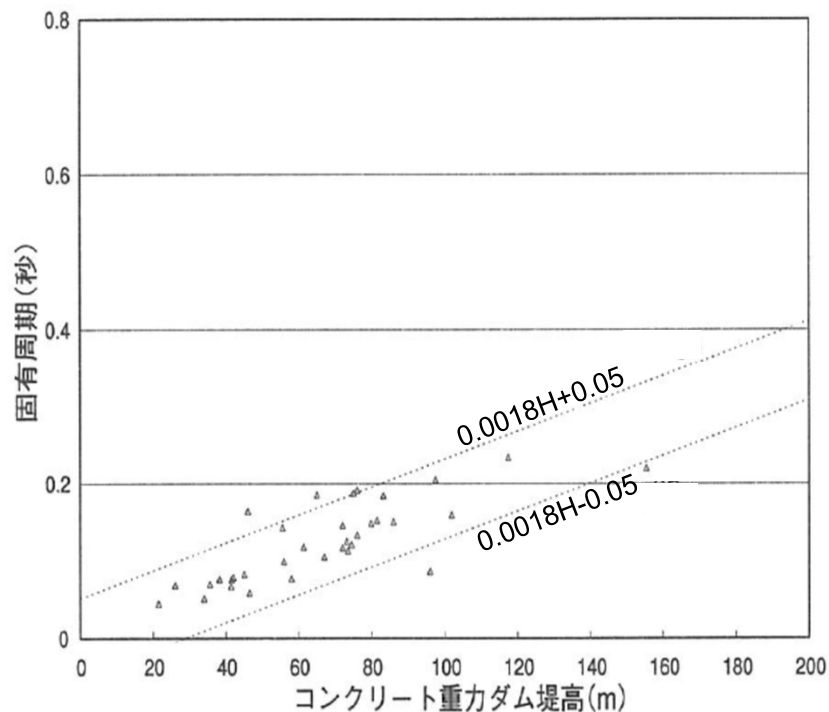
赤:2008 年岩手宮城本震

監査廊のH/Vスペクトル

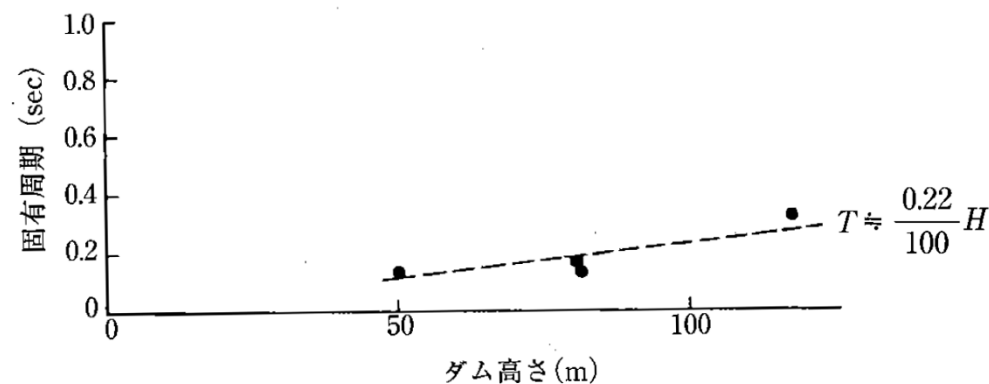
### 3. 3. 3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【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]



重力式ダムの固有周期と堤体高さの関係  
[松本ほか(2005)に一部加筆]

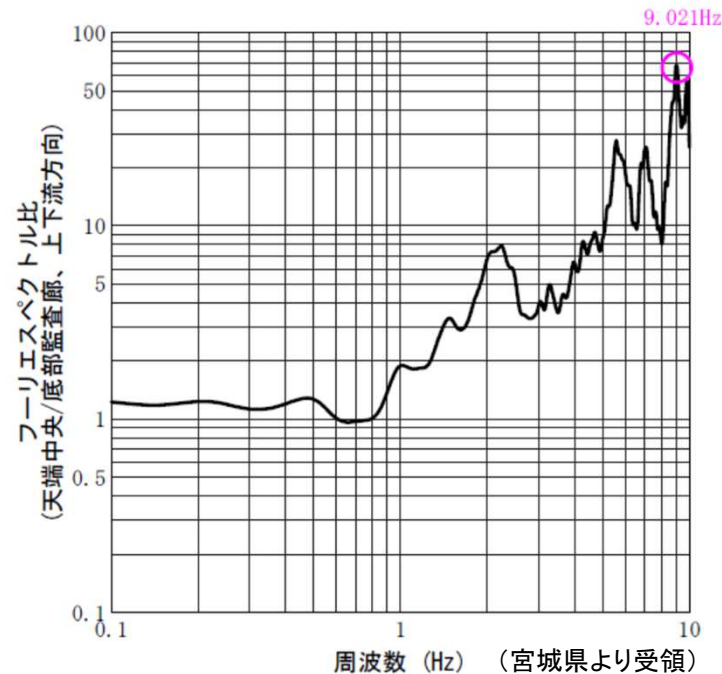


重力式ダムの固有周期と堤体高さの関係  
[ダム技術センター(2005)に一部加筆]

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【栗駒ダム(監査廊) ダム堤体の固有周期の検討】

- 宮城県では、栗駒ダム堤体の固有周期を把握するため、天端中央及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及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。



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)

### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価 (9) 栗駒ダムに関する検討

#### 【栗駒ダムに関する検討 まとめ】

- 栗駒ダム(右岸地山)の地盤については、地質及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、Noda et al.(2002)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。



### 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

#### (10)地震観測記録の分析・評価 まとめ

- IWT010(一関)は、表層の $V_s$ は430m/sであるが、深さ4mで $V_s=730$ m/sの層となっており、観測記録の応答スペクトルは、一部の周期帯で加藤ほか(2004)を上回る。
- KiK-net観測点のうち、IWTH25(一関西)については、地表記録にトランポリン効果、ロッキング振動の影響などが含まれており、観測記録の伝達関数を用いた地盤同定によるはざとり波の算定は困難と考えられること、IWTH25(一関西)が本震震源域南部で発生する地震に対して、他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられることから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。
- AKTH04(東成瀬)は、観測記録に地盤の非線形性の影響、周辺地形による影響が含まれており、観測記録と整合する地盤モデルが同定できず、地表記録も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。
- IWTH20(花巻南)、IWTH24(金ヶ崎)は、概ね妥当な地盤モデルを作成でき、はざ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。
- IWTH26(一関東)は、観測記録に地盤の非線形性の影響、周辺地形による影響が含まれており、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。
- 荒砥沢ダムについては、岩手・宮城内陸地震の本震記録に地盤の非線形性の影響、ロックフィルダム堤体の強非線形性や変形による影響が含まれていると考えられること、荒砥沢ダムが本震震源域南部で発生する地震に対して、他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられることから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。
- 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。



- IWT010(一関)、IWTH20(花巻南)、IWTH24(金ヶ崎)、及び栗駒ダムは、基盤波として選定可能である。
- IWTH26(一関東)の水平方向は、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、はざとり解析を実施した結果、一部の周期帯で加藤ほか(2004)を上回るため基盤波として選定可能と判断する。
- 上記以外のAKTH04(東成瀬)、IWTH25(一関西)及び荒砥沢ダムは、各々の観測点において観測記録に特異な傾向等がみられることから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。

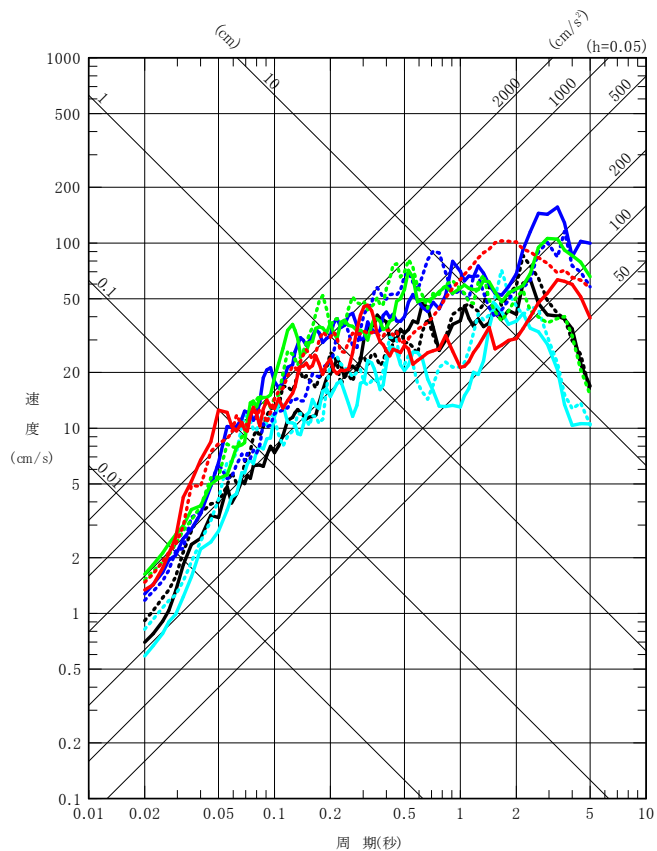
## 3.3.3 地震観測記録の分析・評価

## (10) 地震観測記録の分析・評価 まとめ

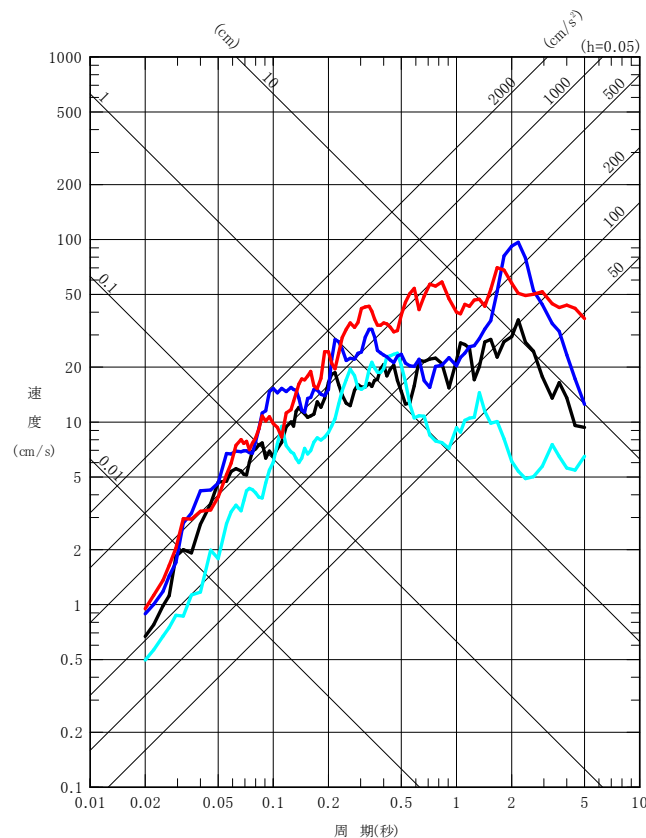
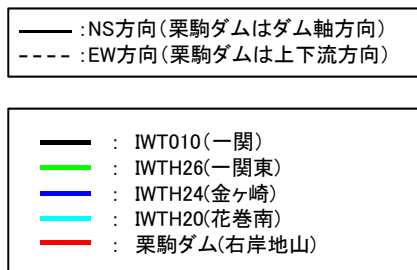
		IWT010 (一関)	AKTH04 (東成瀬)	IWTH20 (花巻南)	IWTH24 (金ヶ崎)	IWTH25 (一関西)	IWTH26 (一関東)	荒砥沢ダム	栗駒ダム
地盤情報 (基盤相当のVs)		730m/s	1500m/s	430m/s	540m/s	1810m/s	680m/s	600m/s (J-SHIS)	700m/s 程度以上
地盤応答等による特異な影響	地盤の非線形性、特異な増幅特性の有無	—	・地表記録に地盤の非線形性の影響が含まれている	—	—	・本震震源域南部で発生する地震に対して他の観測点よりも大きく増幅する地域	・地表記録に地盤の非線形性の影響が含まれている	・右岸地山の観測記録に地盤の非線形性の影響が含まれている ・本震震源域南部で発生する地震に対して他の観測点よりも大きく増幅する地域	—
	上部構造物の影響の有無							・監査廊の観測記録にダム堤体の影響が含まれている	・監査廊の観測記録にダム堤体の影響が含まれている
	その他要因の有無	特になし	・地表記録に観測点周辺の地形の影響が含まれている	特になし	特になし	・地表記録にトランポリン効果、ロッキング振動等の影響が含まれている	・地表記録に観測点周辺の地形の影響が一部含まれていると考えられる	・右岸地山付近に地表の変状がみられる	特になし
基盤波を算定するモデルの妥当性	はざとり解析の可否及び妥当性	・地盤状況を踏まえ、観測記録を採用	・水平方向は、表層のVsが極端に小さい ・鉛直方向は、観測記録の伝達関数を再現できていない ⇒観測記録に地盤の非線形性、周辺地形による影響が含まれており、地表記録を再現できていないことから、はざとり解析は困難	・概ね妥当な地盤モデルが作成でき、はざとり解析が可能	・概ね妥当な地盤モデルが作成でき、はざとり解析が可能	・観測記録にトランポリン効果等の影響がみられることから、はざとり解析は困難	・水平方向は、本震記録による伝達関数などに一定の整合がみられる ・鉛直方向は、観測記録の伝達関数を再現できていない ⇒観測記録に地盤の非線形性、周辺地形による影響が含まれているものの、水平方向は、地表記録を概ね再現できることから、はざとり解析を実施	・観測記録にダム堤体等の非線形性の影響がみられることから、はざとり解析は困難	・右岸地山の観測点は、硬質な岩盤の地表面に設置 ・右岸地山は、特異な増幅傾向を示していない地域 ⇒右岸地山の観測記録を採用
基盤波としての評価	・基盤波として選定可能	・信頼性の高い基盤地震動の評価は困難	・基盤波として選定可能	・基盤波として選定可能	・信頼性の高い基盤地震動の評価は困難	・水平方向は、基盤波として選定可能と判断	・信頼性の高い基盤地震動の評価は困難	・右岸地山は、基盤波として選定可能	

### 3.3.4 基盤波の選定

- 基盤波として選定可能なIWT010(一関), IWTH20(花巻南), IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)及び栗駒ダム(右岸地山)の観測記録(応答スペクトル)の比較を示す。
- 比較した結果, 保守的な基盤波として, IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)及び栗駒ダム(右岸地山)を選定する。



水平方向



鉛直方向

### 3. 3. 4 基盤波の選定

- 基盤波として選定したIWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)及び栗駒ダム(右岸地山)について, 敷地の地盤物性に応じた基盤地震動を評価する。



- IWTH24(金ヶ崎)について, はぎとり波算定位置の $V_s$ は, PS検層では540m/s, 観測記録に基づく地盤同定結果では $V_s$ は584m/sとなっており, 原子力発電所の解放基盤表面における $V_s=700$ m/s以上と比べると速度の遅い岩盤上の地震動であると考えられる。  
⇒IWTH24(金ヶ崎)のはぎとり波は, 安全側の判断として地盤物性による補正をせず基盤地震動に採用

- IWTH26(一関東)(水平)について, はぎとり波算定位置の $V_s$ は, PS検層では680m/sとなっており, 原子力発電所の解放基盤表面における $V_s=700$ m/s以上と比べると速度の遅い岩盤上の地震動であると考えられる。  
⇒IWTH26(一関東)(水平)のはぎとり波は, 安全側の判断として地盤物性による補正をせず基盤地震動に採用

- 栗駒ダムの地震観測点の地盤については, 地質及び速度構造から相応の硬さの地盤であると考えられる。また, 栗駒ダム(右岸地山)については, Noda et al.(2002)で評価可能であり, 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(右岸地山)の観測記録は, 基盤地震動に採用



- 岩手・宮城内陸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, IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)のはぎとり波及び栗駒ダム(右岸地山)の観測記録を採用する。

### 3.3.5 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

#### (1) 2008年岩手・宮城内陸地震の震源を特定せず策定する地震動への反映 検討方針

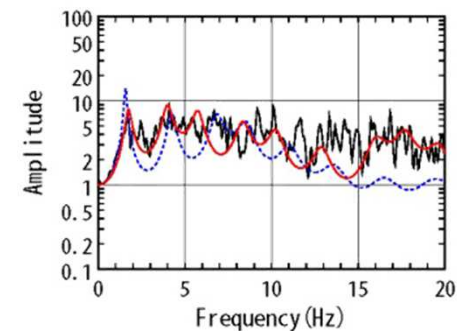
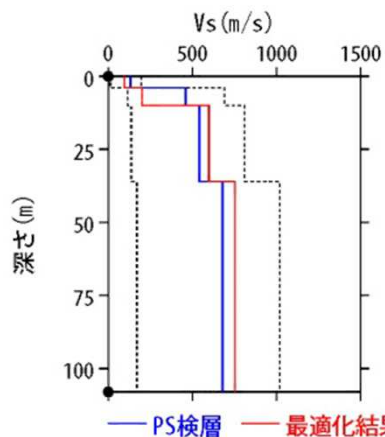
- これまでの検討結果を踏まえ、IWTH24(金ヶ崎)、IWTH26(一関東)(水平)及び栗駒ダム(右岸地山)の基盤地震動を震源を特定せず策定する地震動に反映する。
- また、以下の検討を行い、震源を特定せず策定する地震動を設定する。
  - IWTH24(金ヶ崎)は、信頼性の高い基盤地震動が評価できており、栗駒ダム(右岸地山)は、観測記録を基盤地震動として採用している。
  - IWTH26(一関東)は、観測記録に地盤の非線形性の影響、周辺地形による影響が含まれており、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていないことを踏まえ、IWTH26(一関東)におけるはぎとり解析のばらつきを評価する。
  - 反映する観測点は、震源域近傍に位置しているが、震源域北側及び東側の観測点となっている。震源域南側及び西側の観測点は、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、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、震源域北側及び東側と南側及び西側の地震動を比較する。

### 3. 3. 5 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動 (2)IWTH26(一関東) はぎとり解析のばらつき評価

- 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を採用している。

地盤同定結果(水平)

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



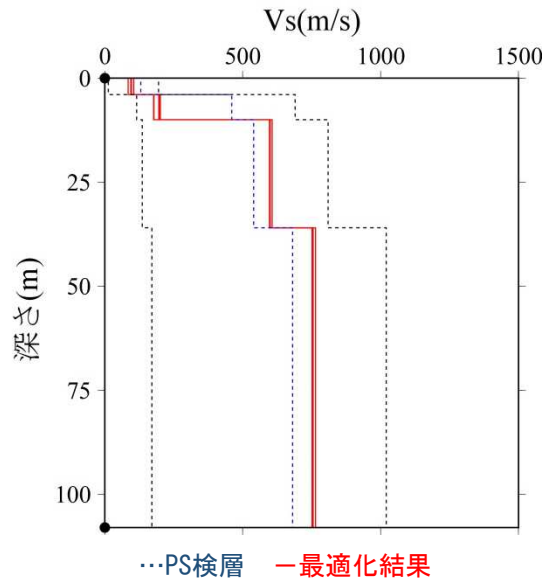
伝達関数の比較(水平)

#### はぎとり解析に用いる地盤モデル

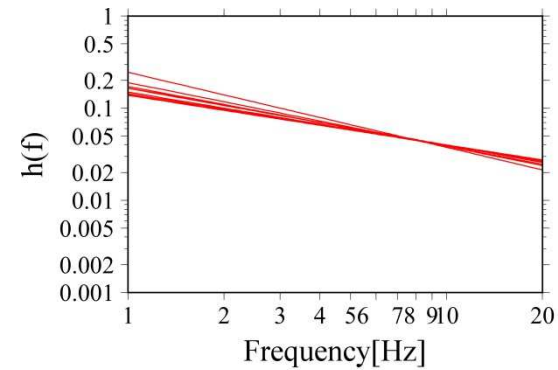
電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」にて検討を実施

### 3. 3. 5 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動 (2)IWTH26(一関東) はぎとり解析のばらつき評価

- 採用した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。
  - $V_s$ は、同定結果にばらつきがみられないことを踏まえ、採用した最適化結果の地盤モデルの $V_s$ にて固定する。
  - 減衰定数については、採用した最適化結果以外の値をばらつきとみなし用いる。



Vs

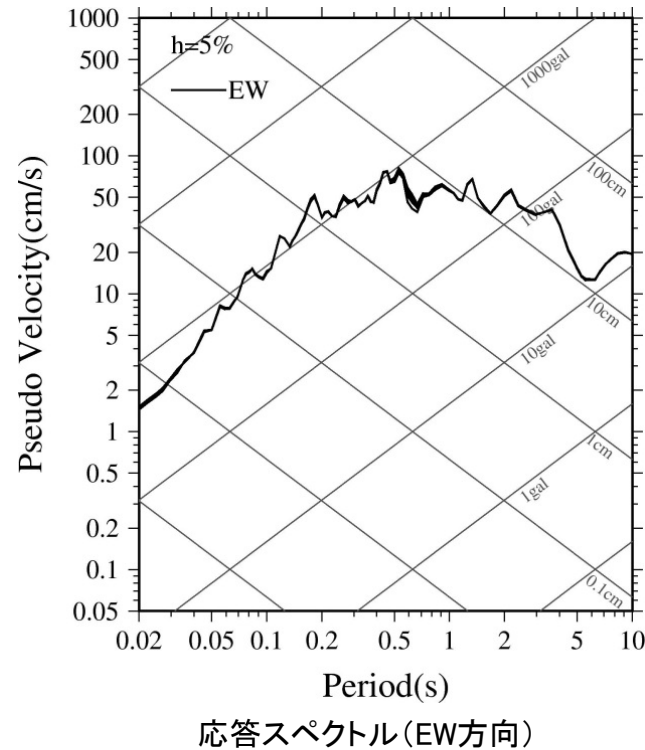
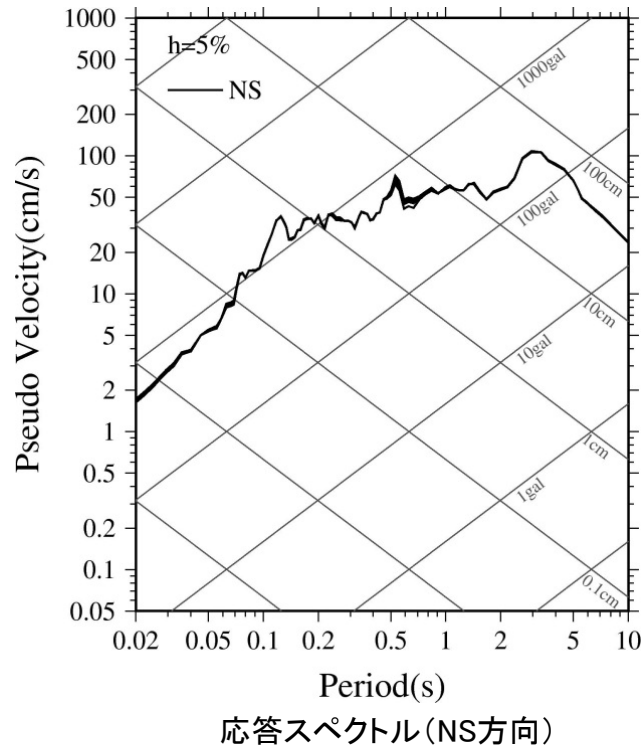


減衰定数(水平)

地盤同定結果

### 3. 3. 5 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動 (2)IWTH26(一関東) はぎとり解析のばらつき評価

- 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と、はぎとり地震動のばらつきが小さく、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 $\sigma$ との比は、NS方向で1.03である。



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 $\sigma$	528Gal	477Gal
最適化ケースによる地震動に対する平均+1 $\sigma$ の比	1.03	1.00

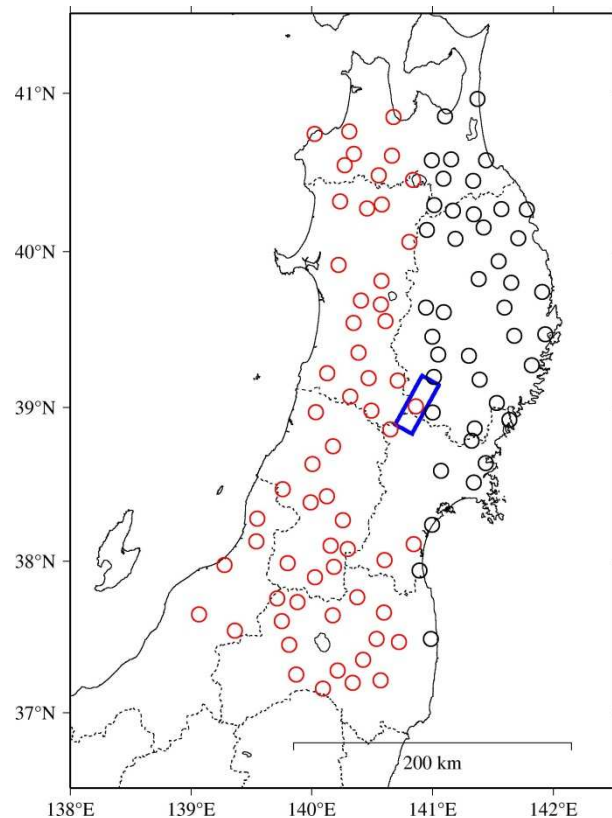
はぎとり解析結果



### 3. 3. 5 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

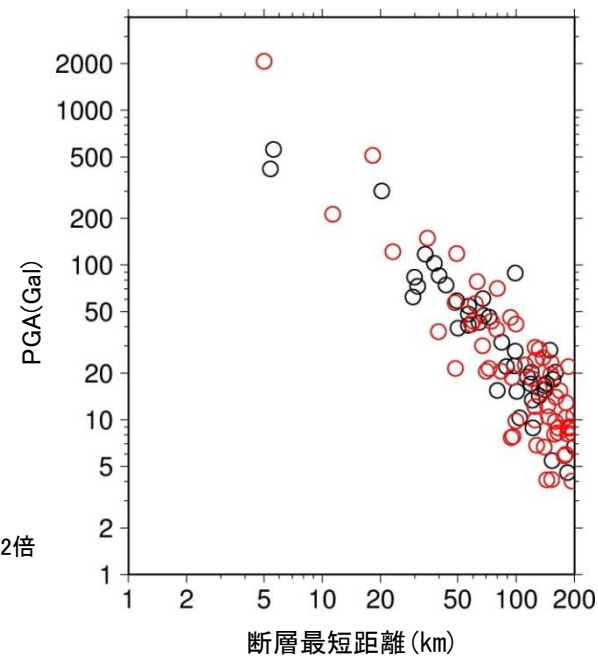
#### (3)[参考] 震源域北側及び東側と南側及び西側の地震動比較

➤ 岩手・宮城内陸地震のKiK-net観測点の地中記録を用いて、震源域北側及び東側と南側及び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。



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

観測点位置



最大加速度分布

### 3.3.5 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

#### (4) 2008年岩手・宮城内陸地震の震源を特定せず策定する地震動への反映

- IWTH26(一関東)の観測記録には、地盤の非線形性の影響や観測点周辺の地形の影響が含まれていることを踏まえ、ばらつきを考慮する。IWTH26(一関東)(水平)のはぎとり解析に用いる地盤モデル及びはぎとり地震動については、ばらつきが小さい結果となっているものの、採用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 $\sigma$ との比(1.03)を考慮する。さらに、震源を特定せず策定する地震動としては、施設の重要性を鑑み、さらに保守性を考慮する。
- 加えて、安全側の対応として、岩手・宮城内陸地震において採用するすべての地震動に同様の保守性を考慮する。

観測点	基盤地震動 最大加速度(Gal)			ばらつきを 考慮	ばらつきを考慮した地震動 最大加速度(Gal)			保守性を 考慮	震源を特定せず策定する地震動 <sup>※3</sup> 最大加速度(Gal)		
	水平		鉛直		水平		鉛直		水平		鉛直
	NS成分	EW成分			NS成分	EW成分			NS成分	EW成分	
IWTH24(金ヶ崎)	401	370	279	⇒	413	381	287	⇒	430	400	300
IWTH26(一関東)	511	476	-	⇒	528	490	-	⇒	540	500	-
栗駒ダム(右岸地山)	421 <sup>※1</sup>	463 <sup>※2</sup>	298	⇒	434 <sup>※1</sup>	477 <sup>※2</sup>	307	⇒	450 <sup>※1</sup>	490 <sup>※2</sup>	320

※1:ダム軸方向, ※2:上下流方向

※3:それぞれの基盤地震動の加速度時刻歴波形について、基盤地震動の最大加速度と保守性を考慮した最大加速度との比を用いて係数倍する。  
(位相特性を変更せずに振幅特性のみを変更)

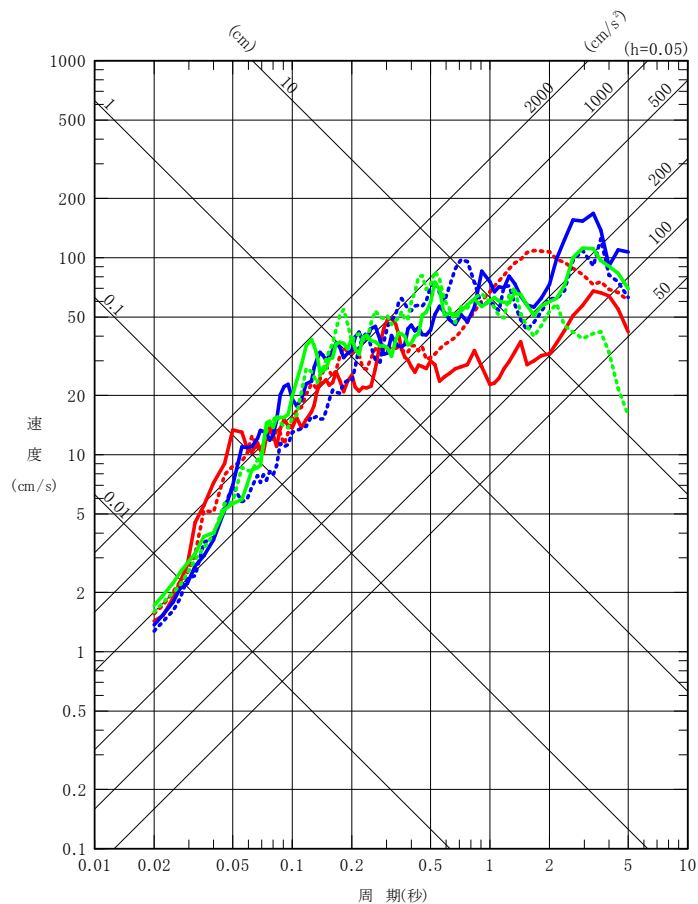
## 4. 地域性を考慮する地震動の評価結果

---

### 4.地域性を考慮する地震動の評価結果

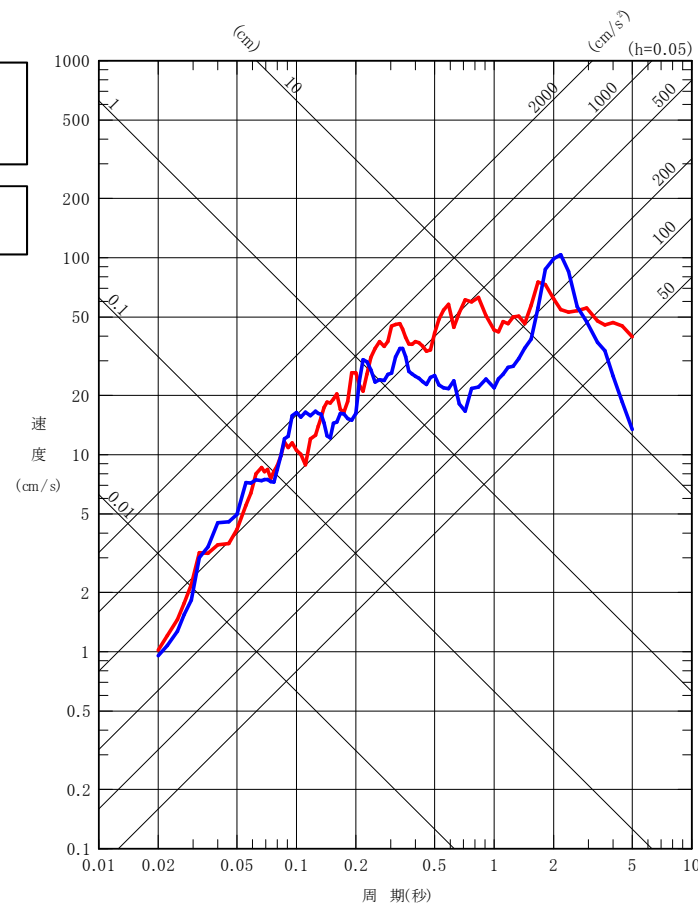
## 震源を特定せず策定する地震動に考慮する地震動(応答スペクトル)

- 震源を特定せず策定する地震動として, IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)及び栗駒ダム(右岸地山)の基盤地震動に基づく地震動を考慮する。



水平方向

- : 栗駒ダム(右岸地山)
- : IWTH24(金ヶ崎)
- ⋯ : IWTH26(一関東)
- : NS方向(栗駒ダムはダム軸方向)
- - - : EW方向(栗駒ダムは上下流方向)

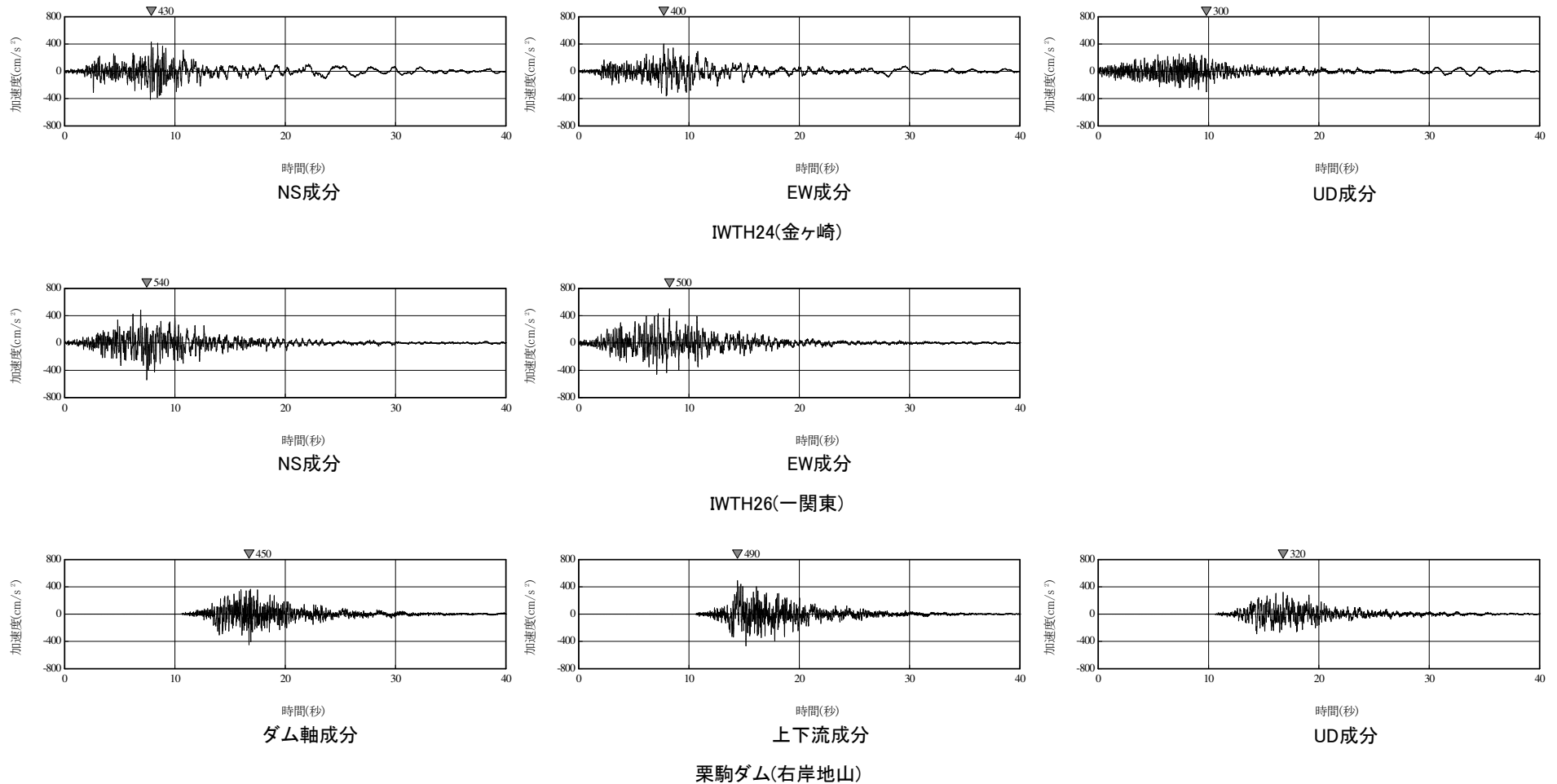


鉛直方向

## 4.地域性を考慮する地震動の評価結果

### 震源を特定せず策定する地震動に考慮する地震動(加速度波形)

- ▶ 震源を特定せず策定する地震動として, IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)及び栗駒ダム(右岸地山)の基盤地震動に基づく地震動を考慮する。



## 参考文献(1)

### 2. 2000年鳥取県西部地震

1. 気象庁:震度データベース, <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/>
2. 「平成12年(2000年)鳥取県西部地震」の被害状況, 鳥取地方気象台
3. 気象庁:平成12年10月 地震・火山月報(防災編), 特集2「平成12年(2000年)鳥取県西部地震」
4. 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](https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html)
5. 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.
6. 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.
7. 堤浩之・隈元崇・奥村晃史・中田高(2000):鳥取県西部地震震源域の活断層, 月間地球/号外, 31, 81-86.
8. 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.
9. 産業技術総合研究所地質図Navi:<https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php>
10. 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
11. 堤浩之(2009):2000年鳥取県西部地震,科学, 79, 210-212.
12. 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.
13. 青柳恭平・阿部信太郎・宮腰勝義・井上大栄・津村紀子(2004):2000年鳥取県西部地震の余震分布と地形・地質との関係 - 内陸地震のアスペリティ予測に向けて
14. 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.
15. 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, 地球惑星科学関連連合2014年連合大会, SSS31-06
16. 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
17. 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.

### 3. 2008年岩手・宮城内陸地震

1. 加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大栄・上田圭一・壇一男(2004):震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベルー地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討ー日本地震工学会論文集, 第4巻, 第4号, 46-86.
2. 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(1999):日本の地震活動ー被害地震から見た地域別の特徴<追補版>
3. 気象庁報道発表資料(2008.6.14):2008年6月14日08時43分ごろの岩手県内陸南部の地震について, <https://www.jma.go.jp/jma/press/0806/14a/200806141030.html>
4. 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>
5. 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.
6. Satoshi Miura, Toshiya Sato, Akira Hasegawa, Yoko Suwa, Kenji Tachibana and Satoshi Yui(2004):Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc, Earth Planets Space,56,1347-1355.
7. Nakajima Junichi, Matsuzawa Toru, Hasegawa Akira, Zhao Dapeng(2001):Three-dimensional structure of Vp, Vs, and Vp/Vs beneath northeastern Japan: Implications for arc magmatism and fluids, Journal of Geophysical Research, 106, 21843-21857.
8. 岡田知己・海野徳仁・長谷川昭(2008):震源域の地下構造からみたマグマ・地殻流体との関係, 科学, 78, 978-984.

## 参考文献(2)

9. 堤 浩之・杉戸 信彦・越谷 信・石山 達也・今泉 俊文・丸島 直史・廣内 大助(2010):岩手県奥州市・一関市に出現した2008年岩手・宮城内陸地震の地震断層, 地学雑誌, 119,826-840
10. 遠田晋次・丸山正・吉見雅行・金田平太郎・粟田泰夫・吉岡敏和・安藤亮輔(2010):2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層―震源過程および活断層評価への示唆―, 地震第2輯, 第62巻, 153-178.
11. 東京大学地震研究所・東北大学大学院理学研究科・岩手大学工学部(2008):2008年岩手宮城内陸地震震源域磐井川粗衣の反射法地震探査結果, 地震調査委員会, 191回
12. 佐藤比呂志・加藤直子・阿部進(2008):2008年岩手宮城内陸地震の地質学的背景, 地震研究所ホームページ,  
<http://www.geosociety.jp/hazard/content0031.html>
13. 布原啓史・吉田武義・山田亮一(2008):地理情報システムを用いた地震災害とカルデラ構造との関連の検討, 地質学会webサイト  
<http://www.geosociety.jp/hazard/content0035.html>
14. 産業技術総合研究所:20万分の1日本シームレス地質図V2, <https://gbank.gsj.jp/seamless/v2.html>
15. 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.
16. 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.
17. 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(2002):第四紀逆断層アトラス, p254, 東京大学出版会.
18. 柳田誠・青柳恭平・下釜耕太・岡崎和彦・佐々木俊法(2020):2008年岩手・宮城内陸地震の震源域における活構造評価, 地学雑誌, 129(1), 89-122.
19. 産業技術総合研究所地質図Navi:<https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php>
20. 後藤憲央・佐々木俊法(2019):河成段丘面の比高分布から推定される伏在断層の活動性―2008年岩手・宮城内陸地震震源域直上の磐井川を例に―第四紀研究, 58, 315-331
21. 吉山昭・柳田誠(1995):河成地形面の比高分布からみた地殻変動. 地学雑誌, 104, 809-826.
22. Hasegawa, A., J. Nakajima, N. Umino and S. Miura(2005):Deep structure of the northern Japan arc and its implications for crustal deformation and shallow seismic activity, Tectonophysics., 403, 59-75.
23. 井口隆・大八木規夫・内山庄一郎・清水文健(2010):2008年岩手・宮城内陸地震で起きた地すべり災害の地形地質的背景, 防災科学技術研究所主要災害調査, 第43号
24. 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
25. 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.
26. 核燃料サイクル開発機構(1999):わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性地層処分研究開発第2次取りまとめ,分冊1,わが国の地質環境
27. 中野 俊, 西来 邦章, 宝田 晋治, 星住 英夫, 石塚 吉浩, 伊藤 順一, 川辺 禎久, 及川 輝樹, 古川 竜太, 下司 信夫, 石塚 治, 山元 孝広, 岸本 清行 編(2013):日本の火山(第3版), 産業技術総合研究所 地質調査総合センター
28. 防災科学研究所 地すべり分布図:<http://lweb1.ess.bosai.go.jp/>

## 参考文献(3)

29. Tomomi Okada, Norihito Umino, Akira Hasegawa, and Group for the aftershock observations of the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake 2008(2012) : Hypocenter distribution and heterogeneous seismic velocity structure in and around the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake, NE Japan-Possible seismological evidence for a fluid driven compressional inversion earthquake, Earth Planets Space, 64, 717-728.
30. Kimiyuki Asano, Tomotaka Iwata(2011) : Characterization of Stress Drops on Asperities Estimated from the Heterogeneous Kinematic Slip Model for Strong Motion Prediction for Inland Crustal Earthquakes in Japan, Pure and Applied Geophysics Volume 168, 105-116.
31. 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.
32. 吉田邦一・宮腰研・倉橋奨・入倉孝次郎(2014) : 震源直上の強震記録を用いた2008年岩手・宮城内陸地震の震源モデルとすべり速度に基づく特性化震源モデル, 日本地震学会講演予稿集2014年度秋季大会, 167
33. 引間和人・瀬藤一起(2013) : 2008年岩手・宮城内陸地震の震源過程～東・西傾斜の複数枚断層を仮定した再解析～, 日本地震学会講演予稿集 巻2013年度秋季大会, 63
34. 芝良昭(2021) : 2008年岩手・宮城内陸地震の震源インバージョン解析と特性化震源パラメータの推定, 電力中央研究所報告, NR21001
35. 野津厚(2011) : 内陸地殻内地震によるやや短周期地震動の再現に適した震源のモデル化手法, 港湾空港技術研究所報告, 第50巻第4号, 133-195.
36. 入倉孝次郎・倉橋奨(2008) : 2008年岩手・宮城内陸地震の震源モデルと強震動—なぜ4000ガルの強震動が生成されたのか?—, 日本活断層学会2008年度秋季学術大会, [http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/iwate\\_miyagi\\_1.html](http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/iwate_miyagi_1.html) 及び <http://www.kojiro-irikura.jp/pdf/katudansougakkai2008.pdf>
37. 釜江克宏(2008) : 2008年岩手・宮城内陸地震(Mj7.2)の震源のモデル化(暫定版), [http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/iwate\\_miyagi\\_1.html](http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/iwate_miyagi_1.html)
38. 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
39. 司宏俊・翠川三郎(1999) : 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 523, 63-70
40. Shin Aoi, Takashi Kunugi, Hiroyuki Fujiwara(2008) : Trampoline Effect in extreme Ground Motion, Science, Vol.322, 727-730.
41. 大町達夫・井上修作・水野剣一・山田雅人(2011) : 2008年岩手・宮城内陸地震のKiK-net一関西における大加速度記録の成因の推定, 日本地震工学会論文集, 第11巻, 第1号, 32-47.
42. 東貞成・佐藤浩章・芝良昭(2021) : 2008年岩手・宮城内陸地震時のKiK-net一関西の基盤入射波に及ぼす深部地盤の影響, 電力中央研究所報告, O20010
43. 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
44. 森一司・馬場富士雄・橋本智雄・藤田慶太(2011) : 2008年岩手・宮城内陸地震に伴う荒砥沢ダム右岸の地表変状について, 応用地質, 第52巻, 第2号, 55-61
45. 田原徹也・大町達夫(2010) : 観測記録に基づく中央コア型ロックフィルダムの非線形地震応答特性, 土木学会第65回年次学術講演会, 1299-1300.
46. 波多野圭亮・佐藤信光・富田尚樹(2010) : 岩手・宮城内陸地震の強震動に対するロックフィルダムの地震応答挙動の再現解析, 平成22年度水資源機構技術研究発表会.
47. 国土交通省国土技術政策総合研究所・独立行政法人土木研究所・独立行政法人建築研究所(2008) : 平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震被害調査報告.
48. 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.



## 参考文献(4)

---

49. 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
50. 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
51. 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
52. 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.
53. 財団法人ダム技術センター(2005) : 多目的ダムの建設.