

東通原子力発電所1号炉審査資料	
資料番号	A1-CA-0108
提出年月日	2022年6月30日

東通原子力発電所  
震源を特定せず策定する地震動の評価について

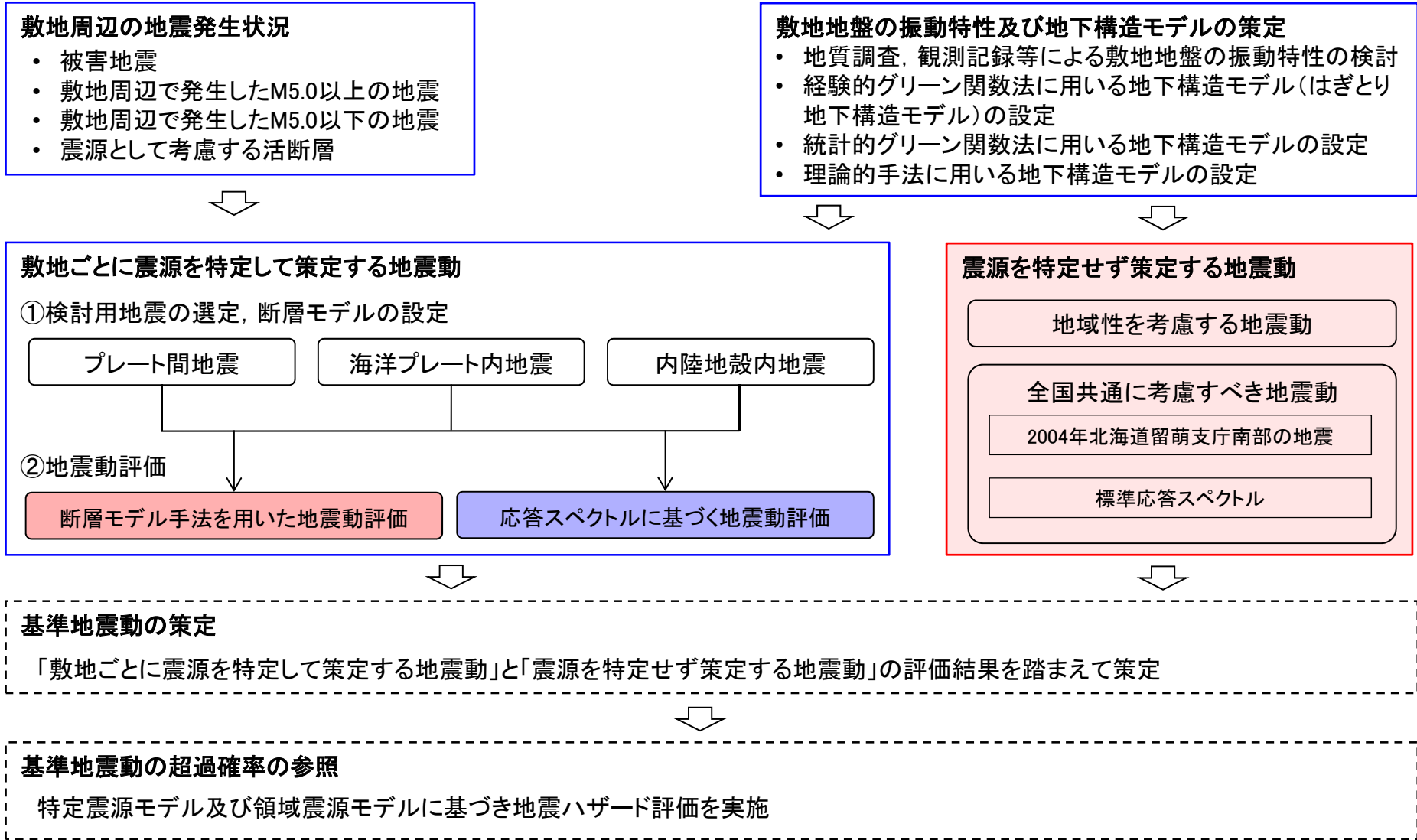
---

2022年6月30日  
東北電力株式会社

## 審査会合におけるコメント

No.	コメント時期	コメント内容	今回ご説明資料の掲載箇所
S218	2022年4月11日 第1039回審査会合	「震源を特定せず策定する地震動」の地震動評価について、以下の事項を反映すること。	
		・2004年北海道留萌支庁南部の地震を考慮した地震動について評価内容を詳細に記載すること。	p.10～p.43
		・標準応答スペクトルの模擬地震波は、地震規模をM7.0とした結果を提示すること。 ・ガイドの記載に従い、実観測記録の位相を用いた模擬地震波の検討を実施すること。	p.45～p.58

# 基準地震動の策定全体フローと本資料の説明範囲



凡例  : 本資料の説明範囲  : 説明済の箇所  : 本資料対象範囲外

## 申請時(2014年6月申請, 2021年12月補正)からの主な変更点

申請時	本資料
<p>【2014年6月申請内容】</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>加藤ほか(2004)による応答スペクトルにNoda et al.(2002)の方法により求めた地盤増幅特性を考慮して、震源を特定せず策定する地震動の応答スペクトルを設定した。</li> </ul>	<p>【全国共通に考慮すべき地震動】</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>2004年北海道留萌支庁南部の地震における防災科学技術研究所が運用する全国強震観測網の港町観測点における観測記録から推定した基盤地震動について、佐藤ほか(2013)による評価を踏まえた地震動を評価した。</li> <li>「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈 別記2」(2021年4月改正)に示されている「標準応答スペクトル」を踏まえた地震動を評価した。(2021年12月に提出した設置変更許可申請書の一部補正の内容を一部修正。)</li> </ul> <p>【地域性を考慮する地震動】</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」として、2000年鳥取県西部地震及び2008年岩手・宮城内陸地震について検討を行った。</li> <li>両地震とも観測記録収集対象の地震に該当しないと評価した。</li> </ul> <p>✓ 加藤ほか(2004)による応答スペクトルにNoda et al.(2002)の方法により求めた地盤増幅特性を考慮した地震動の応答スペクトルは、2014年6月申請時の基準地震動<math>S_s-1</math>を下回るため参考扱いとした。〔参考資料(本資料p.103)参照〕</p>
<p>【2021年12月補正内容】</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>標準応答スペクトルに適合する模擬地震波は、一様乱数の位相特性を持つ正弦波の重ね合わせによって作成した。</li> <li>模擬地震波の振幅包絡線の経時的変化は、Noda et al.(2002)の方法により評価し、マグニチュード6.9、等価震源距離10kmとした。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>標準応答スペクトルに適合する模擬地震波は、複数の方法で作成するものとし、一様乱数の位相特性を持つ正弦波の重ね合わせ及び実観測記録の位相を用いる方法により作成した。</li> <li>一様乱数の位相特性を持つ正弦波の重ね合わせにより作成する模擬地震波について、振幅包絡線の経時的変化に用いるマグニチュードを7.0に見直した。</li> </ul>



# 目次

1. 全国共通に考慮すべき地震動の評価	5
1.1 検討方針	6
1.2 2004年北海道留萌支庁南部地震における基盤地震動の知見を用いた検討	9
1.2.1 2004年北海道留萌支庁南部地震の概要	10
1.2.2 佐藤ほか(2013)による基盤地震動	15
1.2.3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討	22
1.2.4 震源を特定せず策定する地震動に考慮する地震動	42
1.3 標準応答スペクトルに基づく地震動	44
1.3.1 標準応答スペクトルに基づく地震動の評価概要	45
1.3.2 一様乱数の位相特性を用いた模擬地震波による評価	47
1.3.3 観測記録の位相を用いた模擬地震波による評価	51
2. 地域性を考慮する地震動の評価	59
2.1 検討概要	60
2.2 2000年鳥取県西部地震に関する検討	63
2.2.1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討	64
2.2.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討	70
2.3 2008年岩手・宮城内陸地震に関する検討	74
2.3.1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討	75
3. まとめ 震源を特定せず策定する地震動の評価結果	90
補足説明資料	93
参考資料	102
参考文献	106

# 1. 全国共通に考慮すべき地震動の評価

---

- 1. 1 検討方針
- 1. 2 2004年北海道留萌支庁南部地震における基盤地震動の知見を用いた検討
- 1. 3 標準応答スペクトルに基づく地震動

## 1. 1 検討方針

---

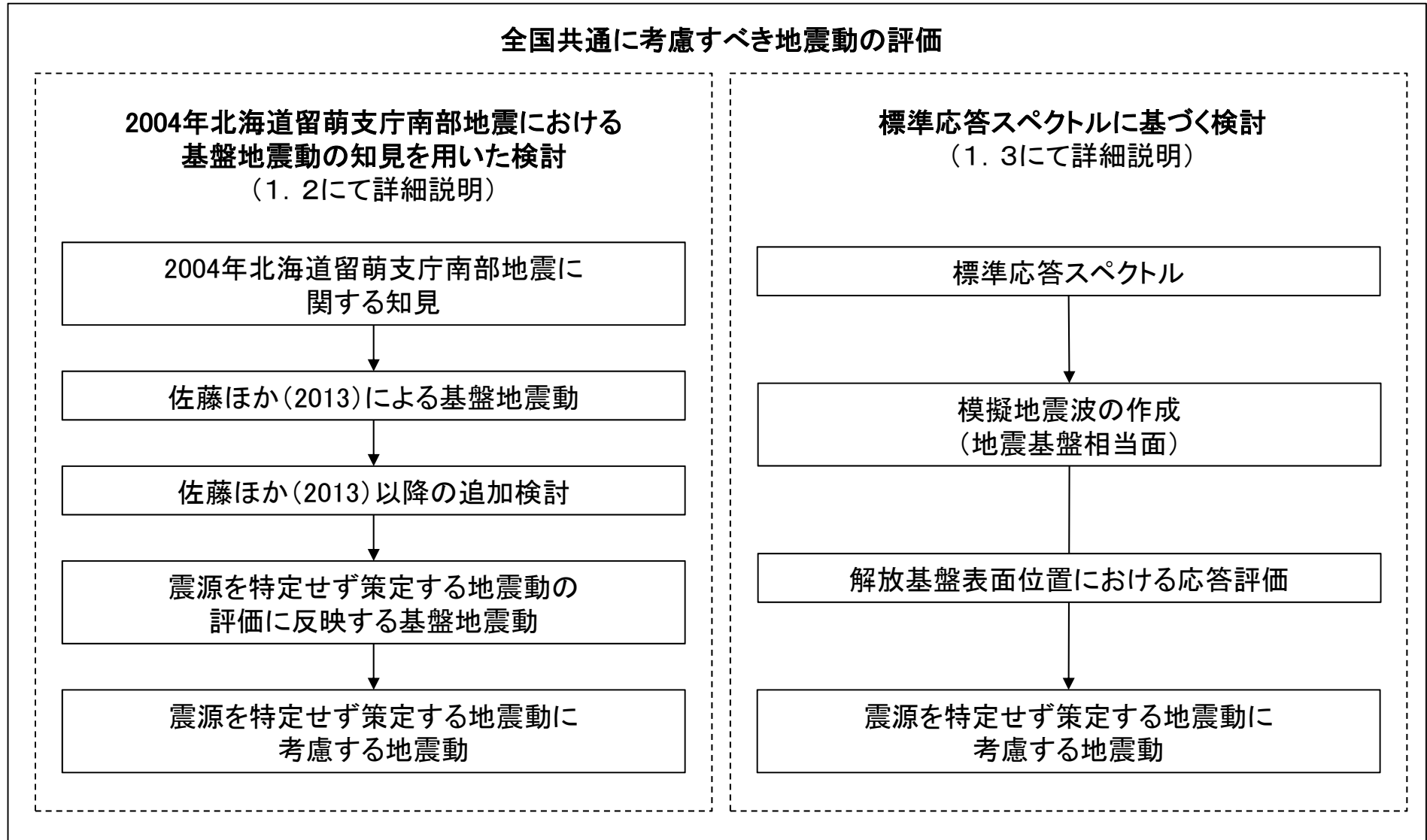
## 1.1 検討方針

### (1) 基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイドを踏まえた検討方針

基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイドの記載	検討方針
<ul style="list-style-type: none"> <li>• 「全国共通に考慮すべき地震動」の検討対象地震の選定においては、地震規模のスケーリング(スケーリング則が不連続となる地震規模)の観点から、「地表地震断層が出現しない可能性がある地震」が適切に選定されていることを確認する。</li> <li>• 「全国共通に考慮すべき地震動」については、設置許可基準規則解釈別記2第4条第5項第3号②に掲げる知見を用いて解放基盤表面における応答スペクトル(地震動レベル)が設定されていること。</li> </ul> <div style="border: 1px dashed black; padding: 10px; margin-top: 10px;"> <p>【許可基準解釈別記2 第4条第5項第3号②】</p> <p>②上記の「全国共通に考慮すべき地震動」の策定に当たっては、震源近傍における観測記録を基に得られた次の知見をすべて用いること。</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• 2004年北海道留萌支庁南部の地震において、防災科学技術研究所が運用する全国強震観測網の港町観測点における観測記録から推定した基盤地震動</li> <li>• 震源近傍の多数の地震動記録に基づいて策定した地震基盤相当面(地震基盤からの地盤増幅率が小さく地震動としては地震基盤面と同等とみなすことができる地盤の解放面で、せん断波速度<math>V_s=2200\text{m/s}</math>以上の地層をいう。)における標準的な応答スペクトル(以下「標準応答スペクトル」という。)として次の図に示すもの</li> </ul> </div>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• 2004年北海道留萌支庁南部の地震について、佐藤ほか(2013)による評価を踏まえた地震動を評価する。</li> <li>• 標準応答スペクトルに対し、地震基盤相当面から解放基盤表面までの地盤増幅率を考慮した地震動を評価する。</li> </ul>

## 1.1 検討方針

## (2) 全国共通に考慮すべき地震動の検討フロー



## 1. 2 2004年北海道留萌支庁南部地震における 基盤地震動の知見を用いた検討

---

- 1. 2. 1 2004年北海道留萌支庁南部地震の概要
- 1. 2. 2 佐藤ほか(2013)による基盤地震動
- 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討
- 1. 2. 4 震源を特定せず策定する地震動に考慮する地震動

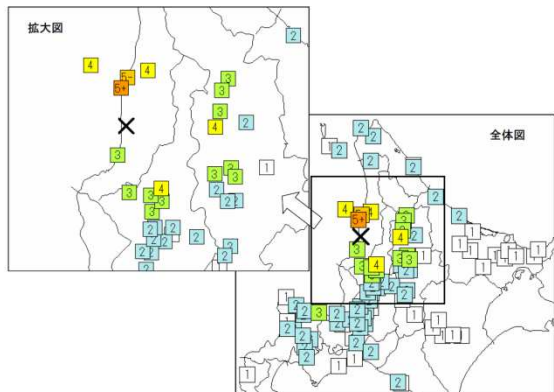
# 1. 2. 1 2004年北海道留萌支庁南部地震の概要

## (1)地震の概要

### ■概要(発生日時, 地震規模等)

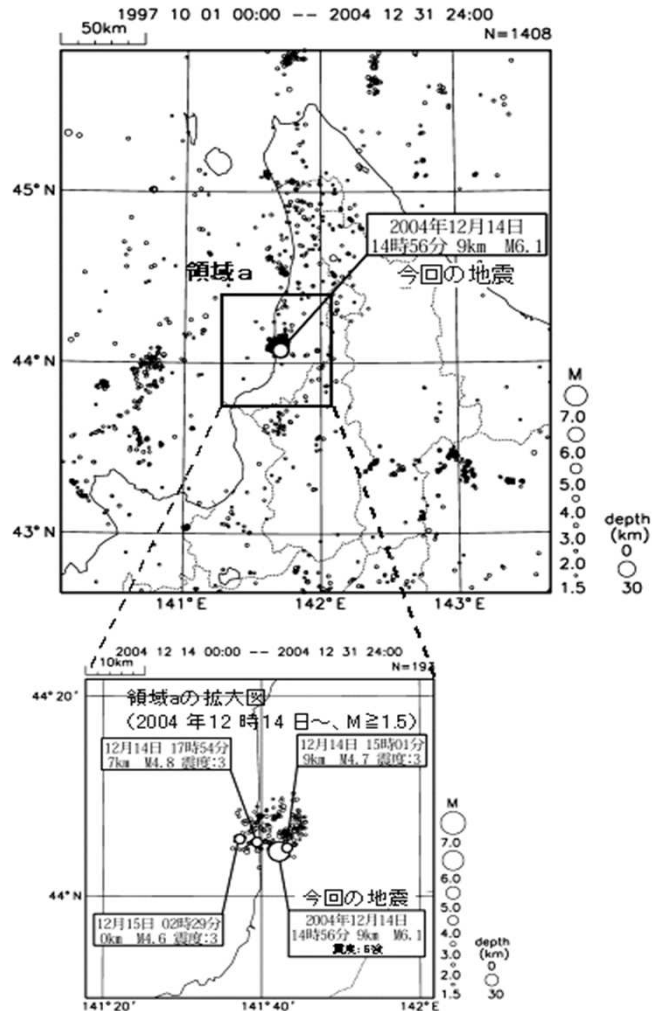
発生日時	2004/12/14 14:56
震央地名	留萌地方南部
緯度	44° 04.6' N
経度	141° 41.9' E
深さ	9km
規模	M6.1(Mw5.7)
震度	観測点名
5強	苫前町旭(旧)
5弱	羽幌町南3条
4	秩父別町役場(旧) 剣淵町仲町(旧) 羽幌町焼尻 初山別村有明

(気象庁震度データベースによる)



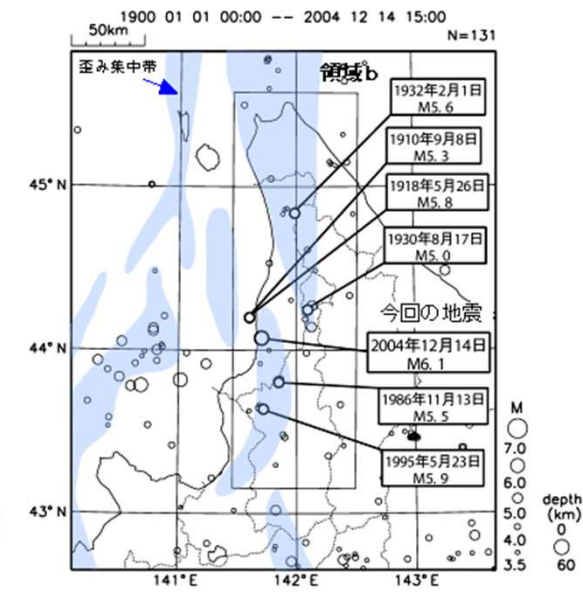
震度分布[気象庁報道発表資料(2004.12.14)]

### ■震央分布図(1997年10月~, M≥1.5)



[気象庁報道発表資料(2005.1.11)]

### ■震央分布図(1900年~, M≥3.5)



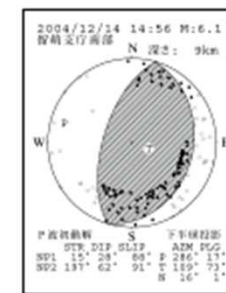
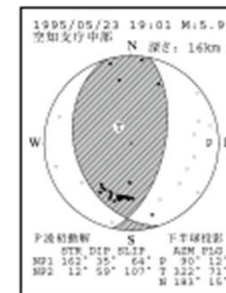
※ 震央分布図に表記した歪み集中帯のデータは、「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」(東京大学出版会,2002)を使用した。

[気象庁報道発表資料(2005.1.11)]

### ■発震機構(P波初動解)

1995年5月23日の地震

今回の地震



[地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2005.1.12)]

## 1. 2. 1 2004年北海道留萌支庁南部地震の概要 (2) 観測記録(K-NET, KiK-net)

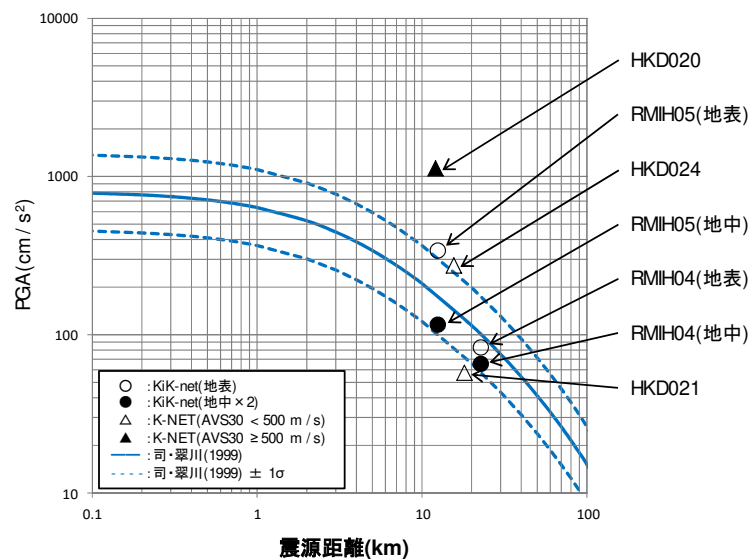
S218

- 震央距離が30km以内の観測記録としては下表の5記録になる。
- このうち、震源近傍に位置するHKD020(港町)においては、最大加速度1127.2cm/s<sup>2</sup>が観測されており、司・翠川(1999)の距離減衰式の+1σを上回る。

### K-NET及びKiK-netの最大加速度

観測点			震源距離 (km)	AVS30 (m/s)	Amax(cm/s <sup>2</sup> )		
		NS			EW	UD	
K-NET (地表)	HKD020	港町	12.1	562.7	535.7	1127.2	368.4
	HKD024	達布	15.6	337.2	184.9	274.0	73.5
	HKD021	留萌	18.1	302.0	57.5	44.6	20.0
KiK-net (地表・地中)	RMiH05	小平西	12.5	218.1	340.4 (57.8)	236.1 (36.8)	66.2 (27.4)
	RMiH04	小平東	22.8	543.3	83.0 (23.8)	81.8 (32.7)	36.5 (25.9)

※()内は地中観測記録



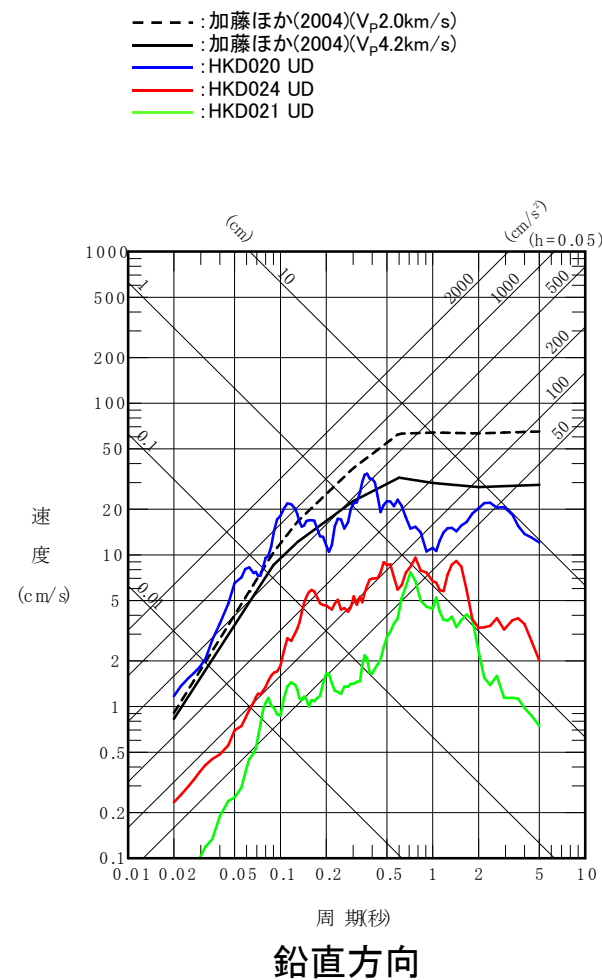
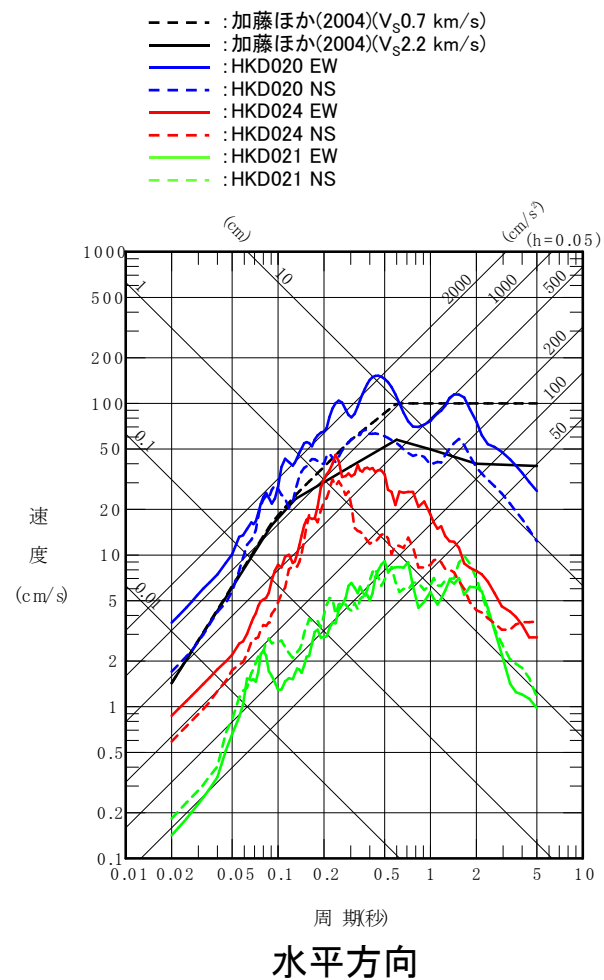
### 司・翠川(1999)の距離減衰式との関係



## 1. 2. 1 2004年北海道留萌支庁南部地震の概要

### (3) 観測記録(K-NET)

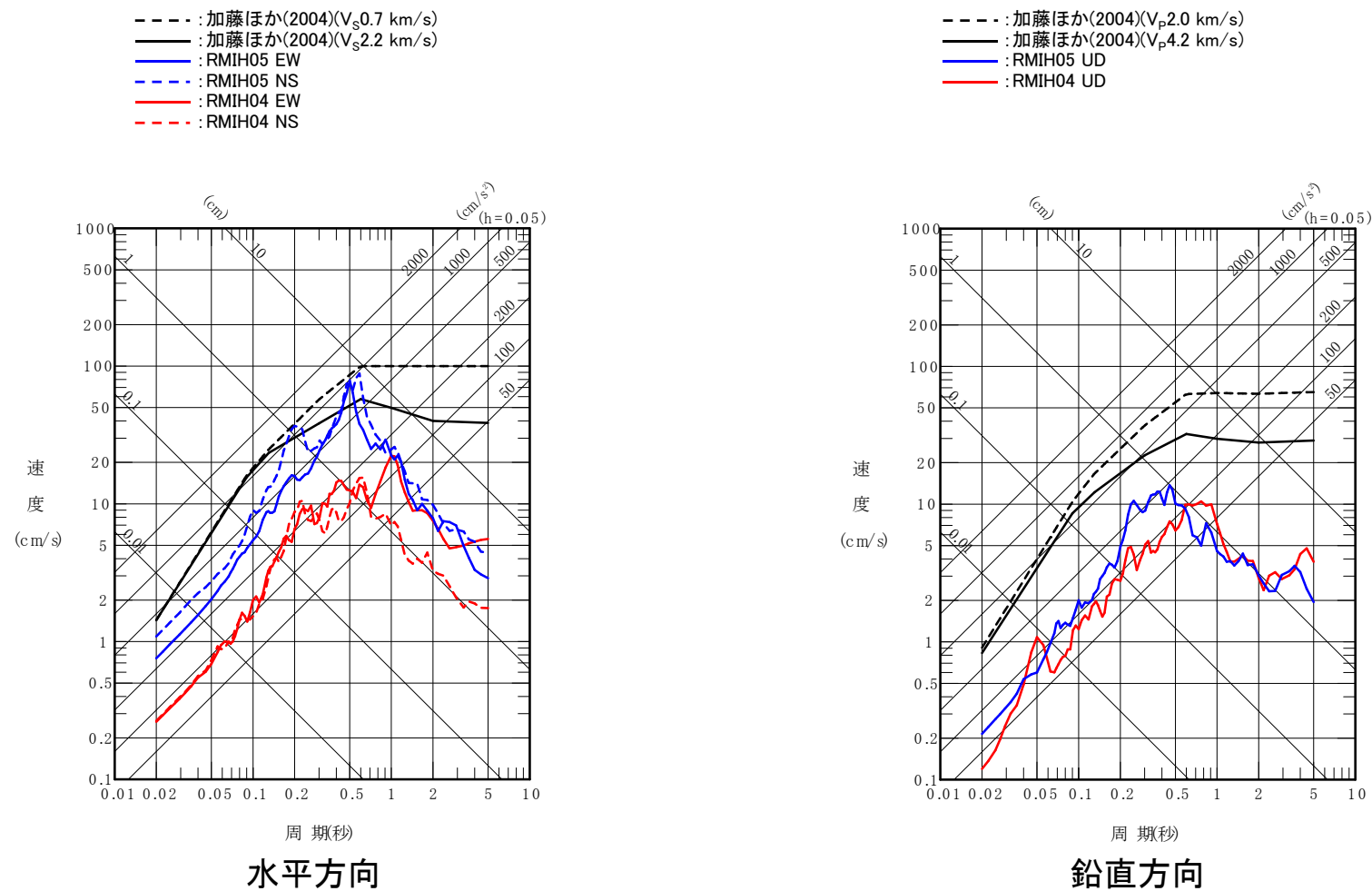
- K-NET観測点の観測記録のうち, HKD020(港町)の観測記録は, 加藤ほか(2004)の応答スペクトルを大きく上回る。また, HKD024(達布)の観測記録は, HKD020(港町)のEW成分の観測記録に包絡される。



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

## 1. 2. 1 2004年北海道留萌支庁南部地震の概要 (4) 観測記録(KiK-net地表)

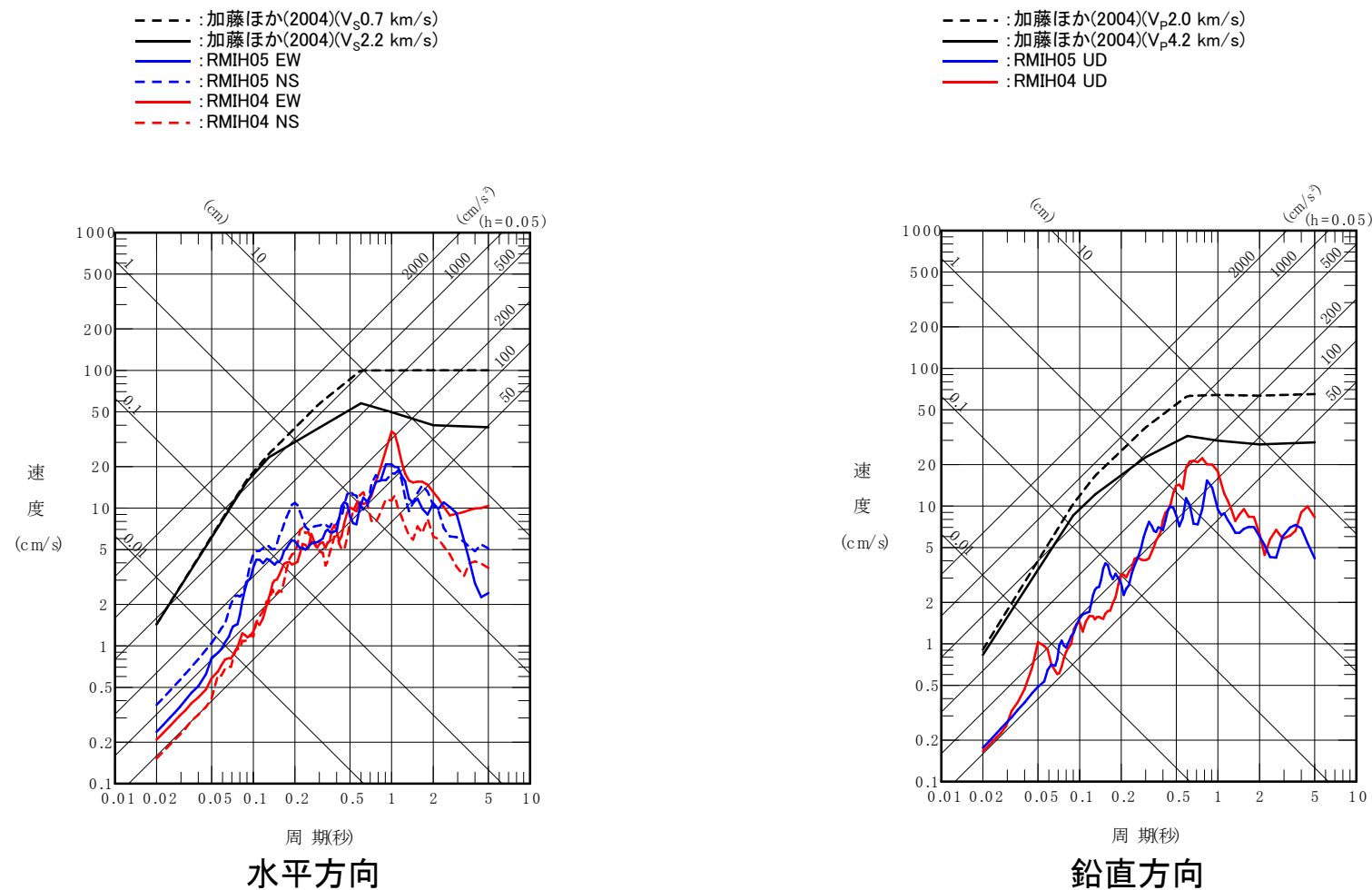
➤ KiK-net観測点の地表観測記録は、すべて加藤ほか(2004)の応答スペクトルに包絡される。



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

## 1. 2. 1 2004年北海道留萌支庁南部地震の概要 (5) 観測記録(KiK-net地中)

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



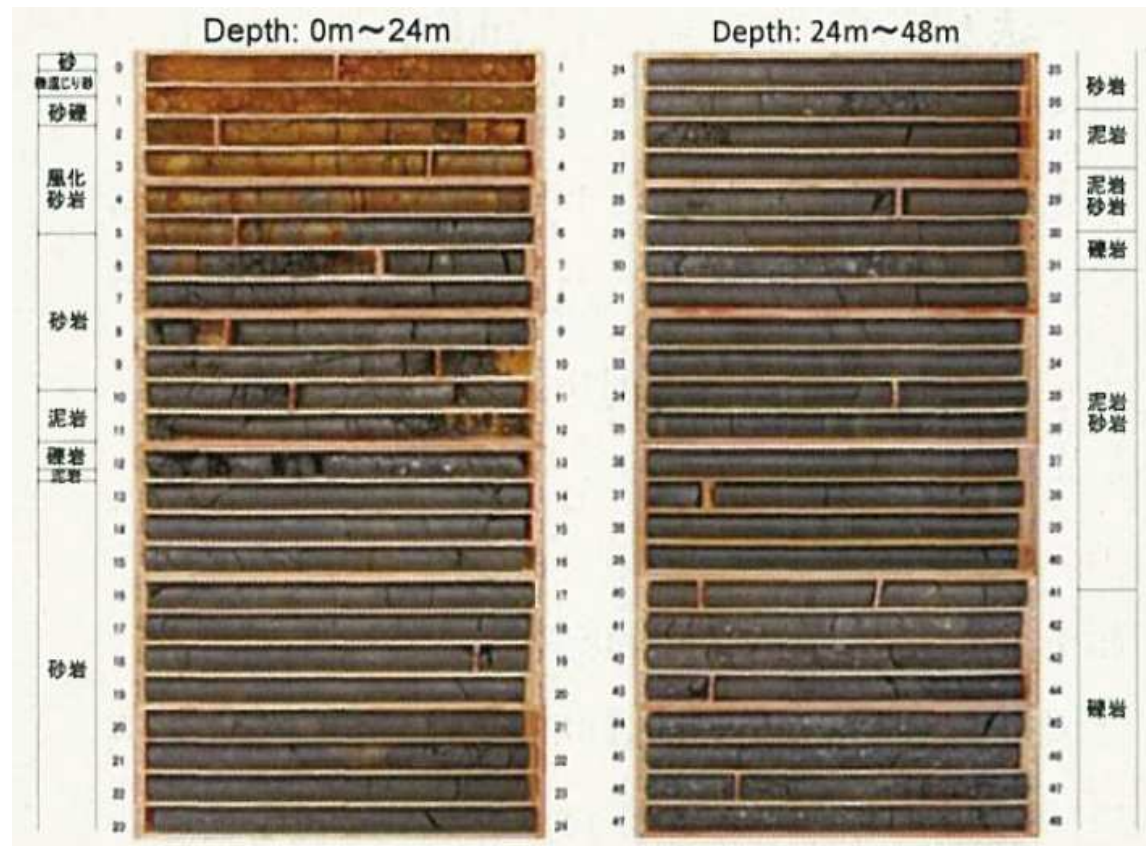
KiK-net各観測記録(地中×2)の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較

## 1. 2. 2 佐藤ほか(2013)による基盤地震動

### (1) HKD020観測点の物理探査 ①ボーリングコア

S218

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



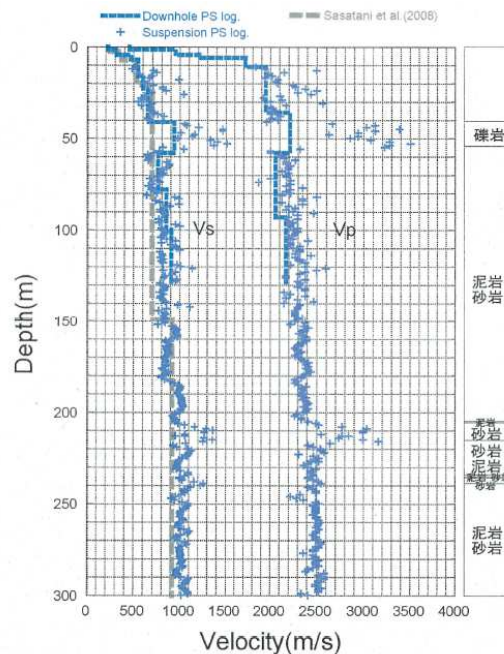
HKD020(港町)におけるボーリングコア写真  
(左:深さ0m~24m, 右:深さ24m~48m)

## 1. 2. 2 佐藤ほか(2013)による基盤地震動

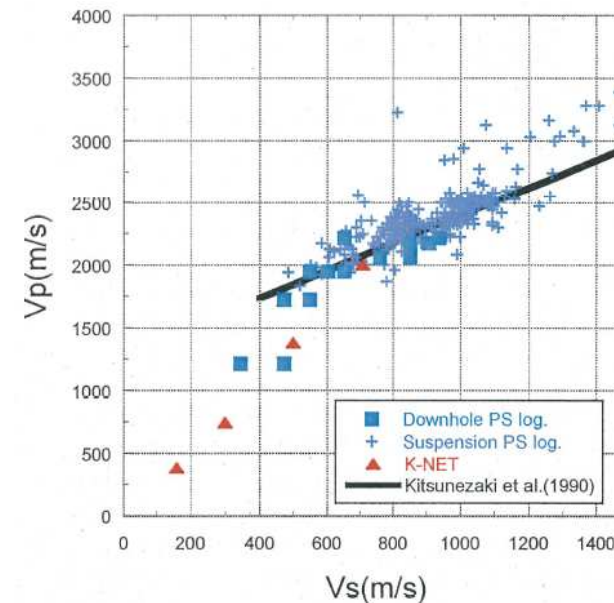
### (1)HKD020観測点の物理探査 ②PS検層

S218

- ボーリング孔を用いて、G.L.-150mまではダウンホール法とサスペンション法、G.L.-300mまではサスペンション法によるPS検層を実施している。
- G.L.-50m付近までは、笹谷ほか(2008)の微動アレイ探査に基づくS波速度構造と今回の調査によるS波速度構造は十分に対応していない。しかし、G.L.-58m以深の泥岩・砂岩互層が続く部分のS波速度構造については、大局的にサスペンション法によるS波速度構造とほぼ対応している。
- PS検層によるS波速度構造から、 $V_S$ が700m/s以上となる明瞭な速度境界としての基盤層を、 $V_S$ が938m/sとなるG.L.-41mに設定している。また、その深さの $V_P$ が2,215m/sであるため、 $V_P$ の観点からみても基盤層の深さは妥当としている。
- 狐崎ほか(1990)による既往の経験式より、 $V_S$ が700m/s以上では、 $V_P$ が2,000m/sを超えている。



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



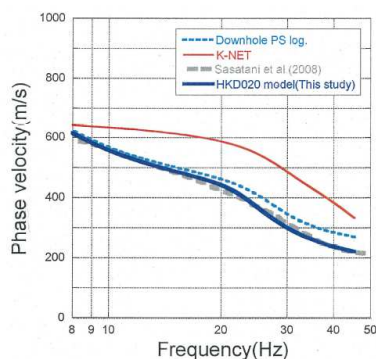
HKD020(港町)のPS検層結果による $V_P$ - $V_S$ 関係と既往の経験式の比較



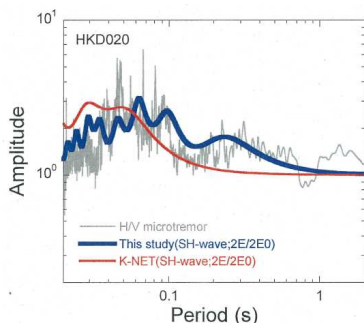
## 1. 2. 2 佐藤ほか(2013)による基盤地震動

### (1) HKD020観測点の物理探査 ③地盤モデル

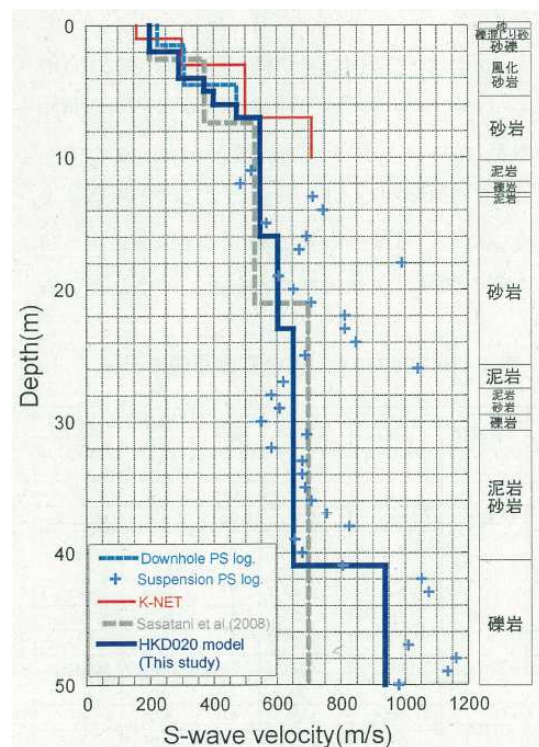
- ダウンホール法によるPS検層結果の $V_s$ が500m/s以下のG.L.-6mまでのS波速度を、笹谷ほか(2008)による位相速度を説明できるように若干修正し、HKD020(港町)の地盤モデルを作成している。
- HKD020(港町)の地盤モデルによるSH波の理論増幅特性の卓越周期は、微動H/Vスペクトルの卓越周期と周期0.02秒程度のごく短周期までよく対応している。K-NET地盤情報によるSH波の理論増幅特性は、微動H/Vスペクトルの卓越を説明できない。
- 以上から、佐藤ほか(2013)によるHKD020(港町)の地盤モデルは、より妥当なモデルであると結論づけている。



HKD020(港町)における  
レイリー波位相速度の比較



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



HKD020(港町)における地盤速度構造  
(S波速度構造)の比較

HKD020(港町)における地震動評価モデル

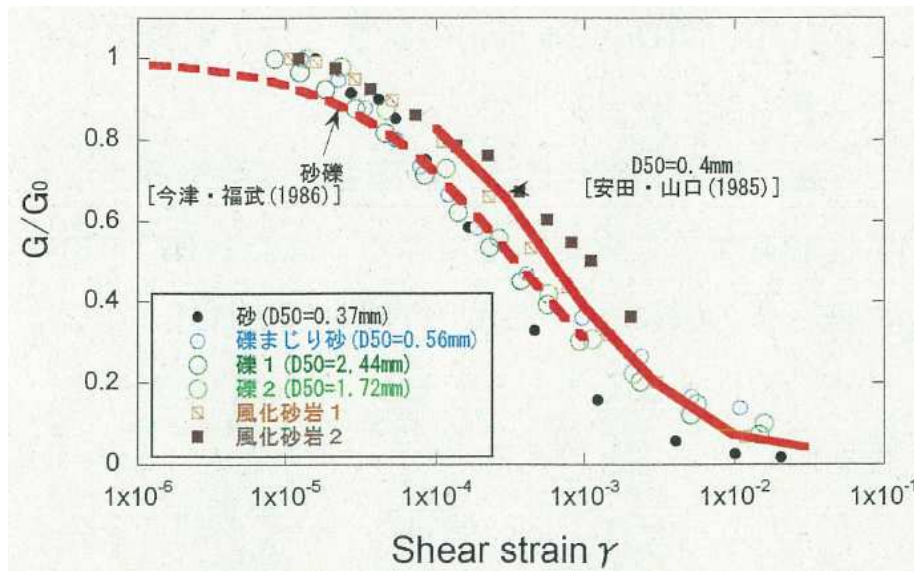
上面 深度 (m)	P波速度 $V_p$ (m/s)	S波速度 $V_s$ (m/s)	密度 $\rho$ ( $10^3\text{kg/m}^3$ )	層厚 H(m)	減衰 定数 h	非線形 特性
0	457	200	1.90	0.5	0.02	砂
0.5		200	2.00	0.5	0.03	礫混じり砂
1	952	200	2.00	1.0	0.02	礫1
1.5		290	2.00	1.0	0.01	礫2
2			2.00	1.0	0.01	風化砂岩1
3			2.00	1.0	0.01	風化砂岩2
4	1722	370	2.00	1.0	0.01	風化砂岩2
5		400	2.00	1.0	0.01	風化砂岩2
6		473	2.00	1.0	0.01	—
7	2215	549	2.00	9.0	0.01	—
16		604	2.06	7.0	0.01	—
23		653	2.06	18.0	0.01	—
38						—
41	938	2.13	—	0.01	—	

## 1. 2. 2 佐藤ほか(2013)による基盤地震動

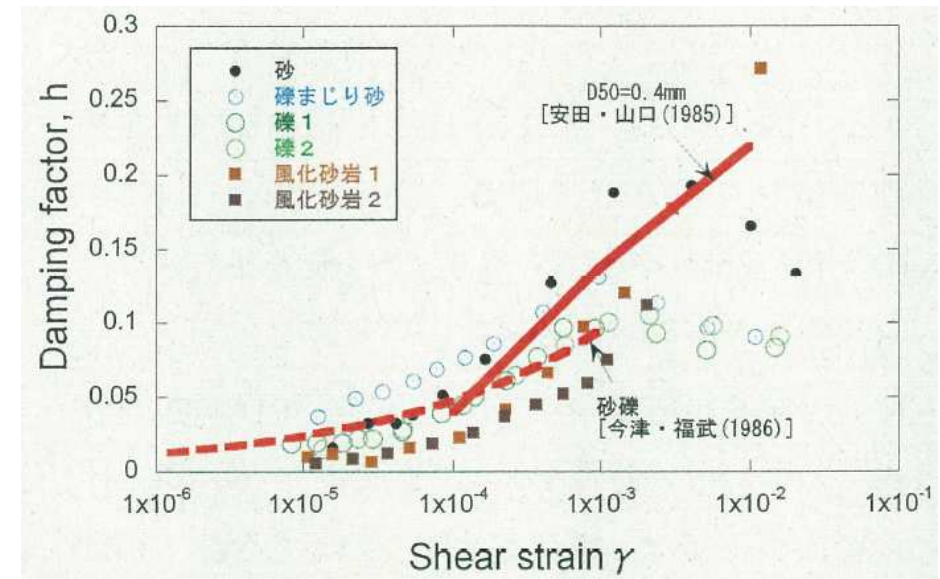
### (2)HKD020観測点の基盤地震動評価 ①繰返し三軸試験による非線形特性

S218

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



HKD020(港町)における表層地盤の $G/G_0$ のひずみ $\gamma$ 依存性と既往の経験式の比較



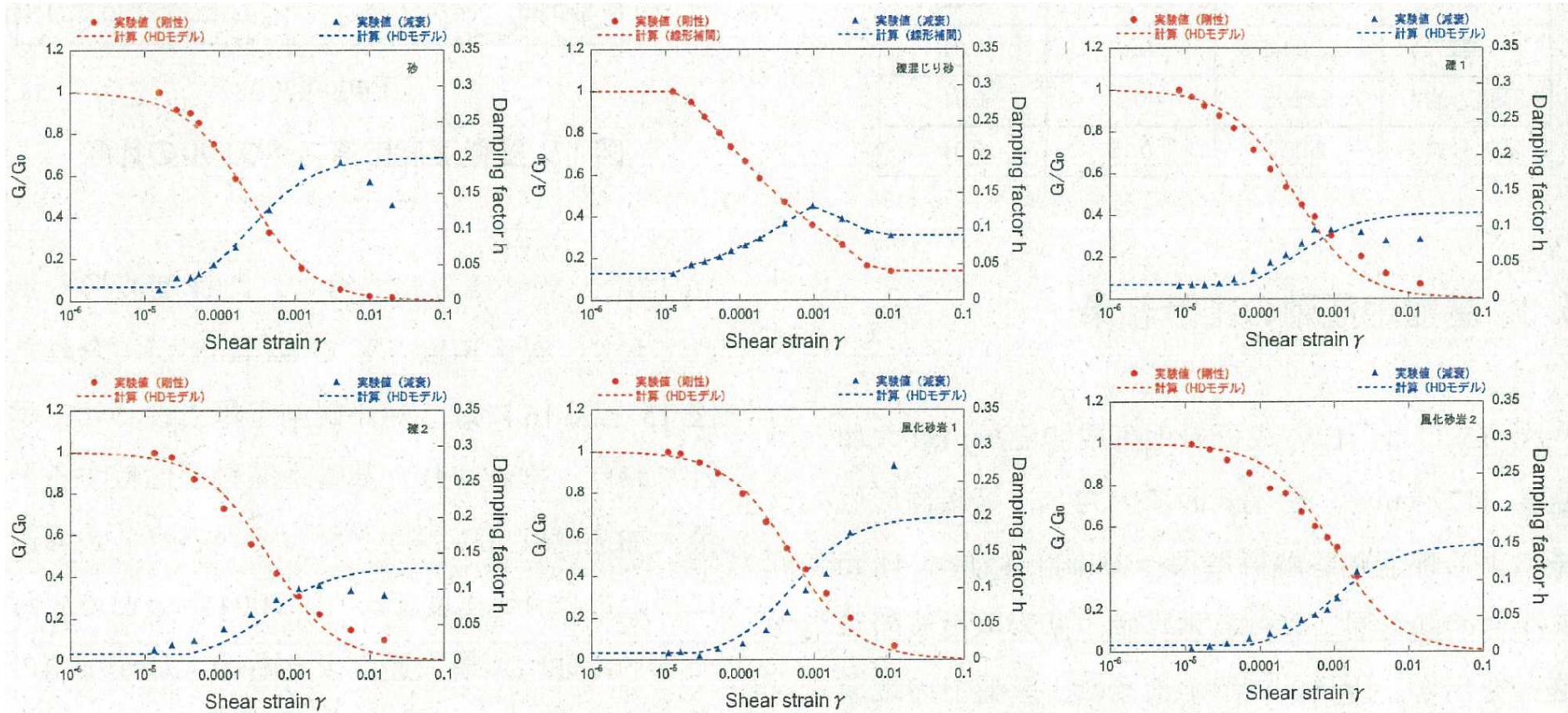
HKD020(港町)における表層地盤の減衰定数 $h$ のひずみ $\gamma$ 依存性と既往の経験式の比較



## 1. 2. 2 佐藤ほか(2013)による基盤地震動

## (2)HKD020観測点の基盤地震動評価 ②地盤モデルの非線形特性

- G.L.-6mまでの層については、室内試験結果を用いてH-Dモデルにより非線形特性( $G/G_0-\gamma$ ,  $h-\gamma$ )を設定している。



等価線形解析において設定した地盤の非線形特性

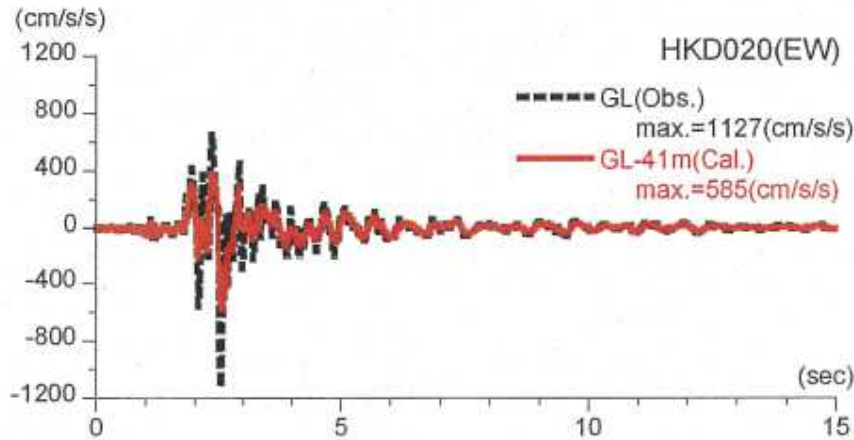


## 1. 2. 2 佐藤ほか(2013)による基盤地震動

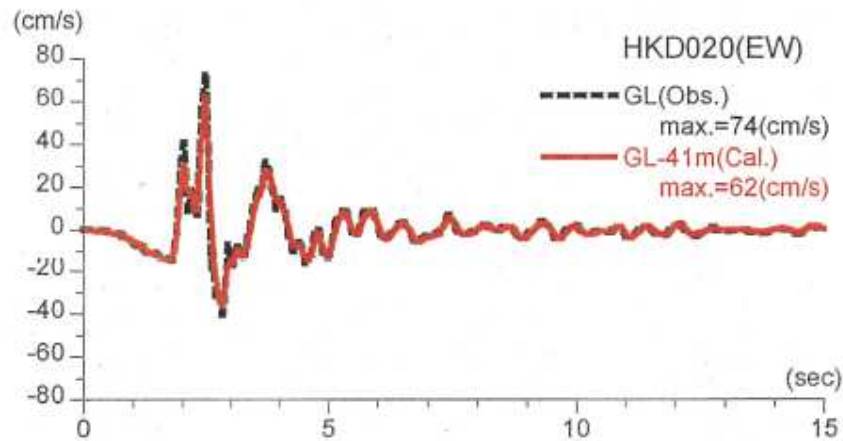
## (2)HKD020観測点の基盤地震動評価 ③基盤地震動評価(EW成分)

S218

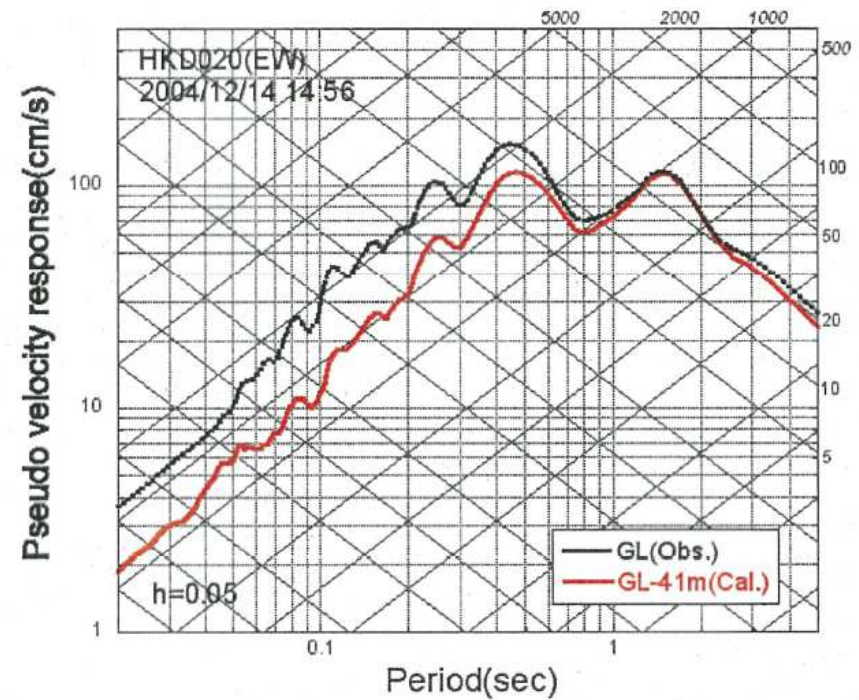
- 等価線形解析により、地表観測記録(EW成分)からG.L.-41mの基盤地震動を評価している。
- はぎとり結果の最大加速度は $585\text{cm/s}^2$ で、地表観測記録の約1/2となっている。



推計された基盤地震動と地表観測記録の比較



速度に変換した基盤地震動と地表観測記録の比較



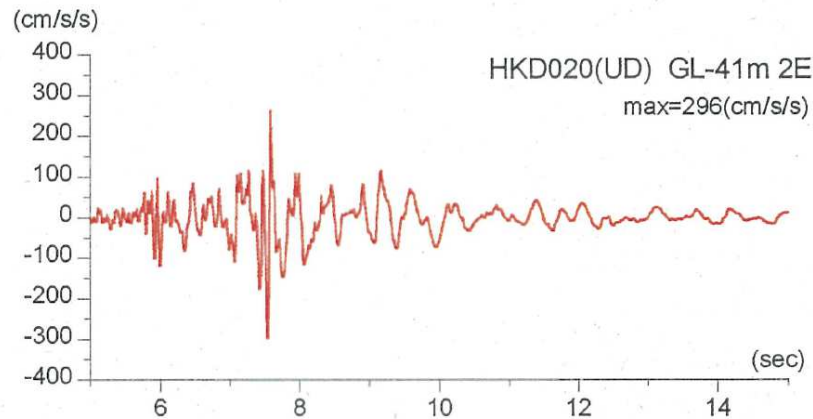
擬似速度応答スペクトルの比較

## 1. 2. 2 佐藤ほか(2013)による基盤地震動

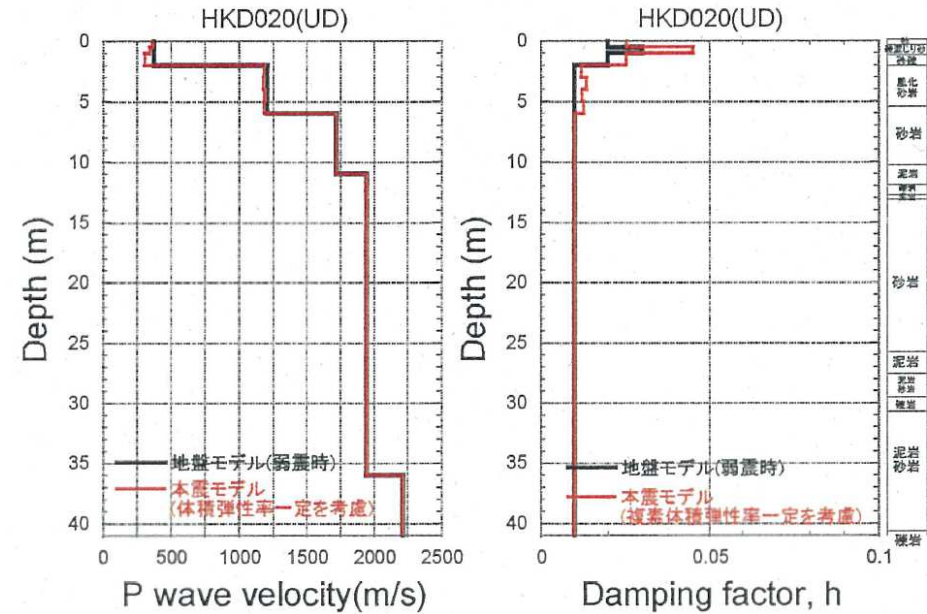
## (2)HKD020観測点の基盤地震動評価 ④基盤地震動評価(UD成分)

S218

- 体積弾性率一定を仮定した1次元波動論による線形解析により、地表観測記録(UD成分)からG.L.-41mの基盤地震動を評価している。
- はぎとり結果の最大加速度は $296\text{cm/s}^2$ となっている。



推定された基盤地震動



2004年北海道留萌支庁南部地震時のP波速度と減衰定数

## 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討 (1) 追加検討内容

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

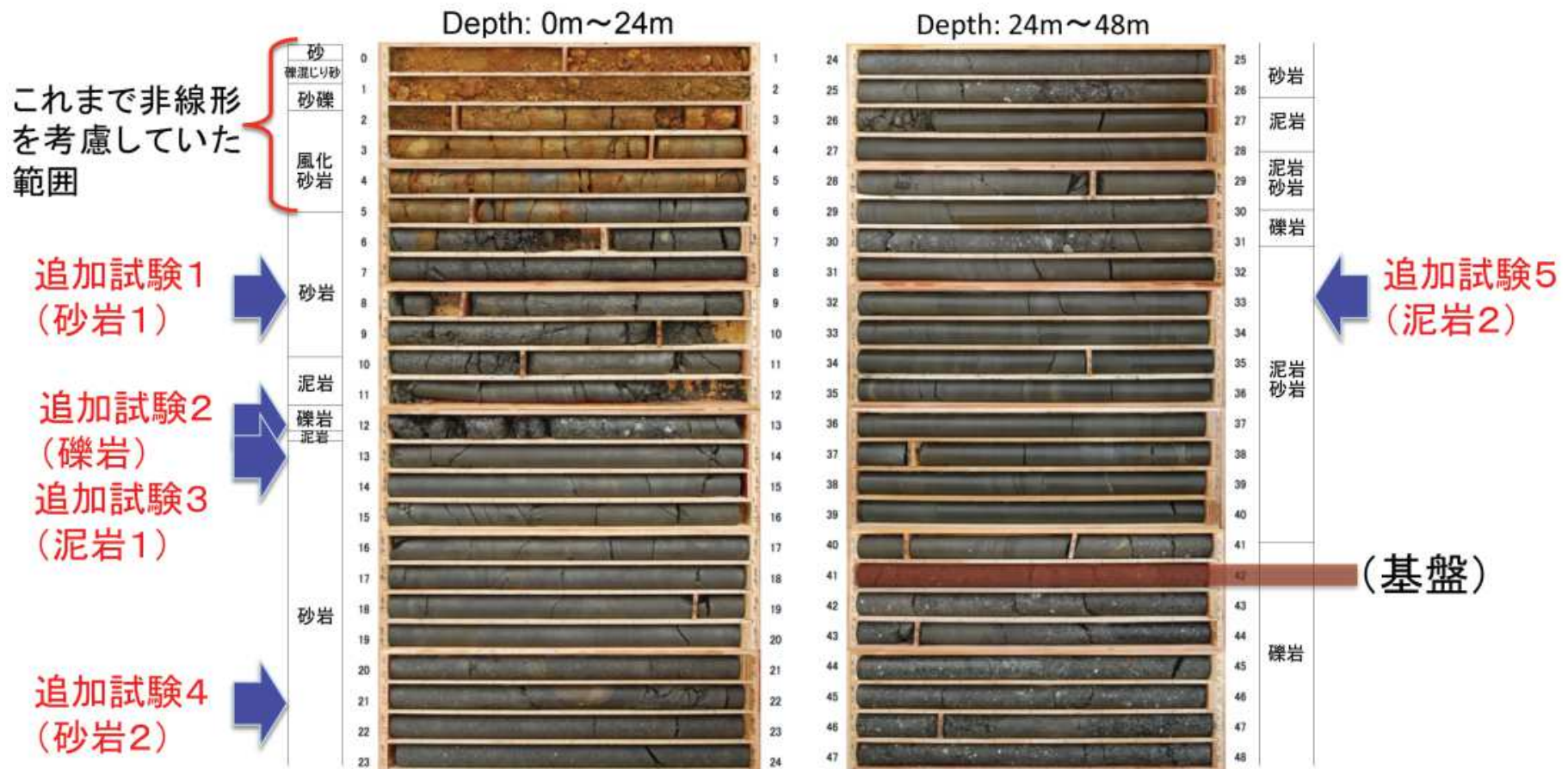


### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

#### (2) 追加検討①: G.L.-41m以浅に非線形性を考慮した基盤地震動(水平方向) a. 室内試験

S218

➤ G.L.-6mからG.L.-41mまでの5ヶ所において、室内試験を実施した。



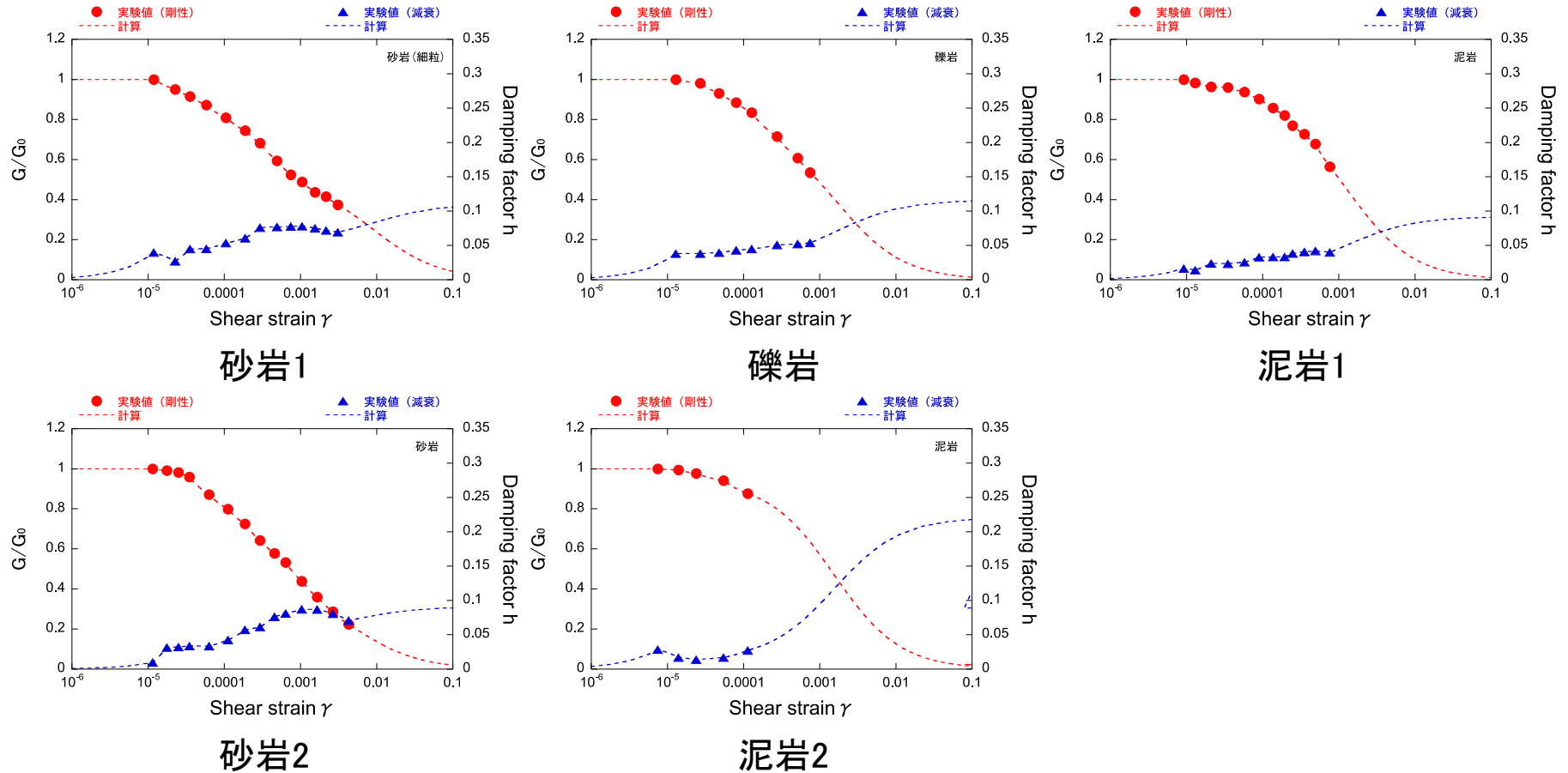
追加の室内試験の実施位置

### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

(2)追加検討①: G.L.-41m以浅に非線形性を考慮した基盤地震動(水平方向) b. 非線形性の設定

S218

➤ 追加の室内試験結果により非線形性を設定した。

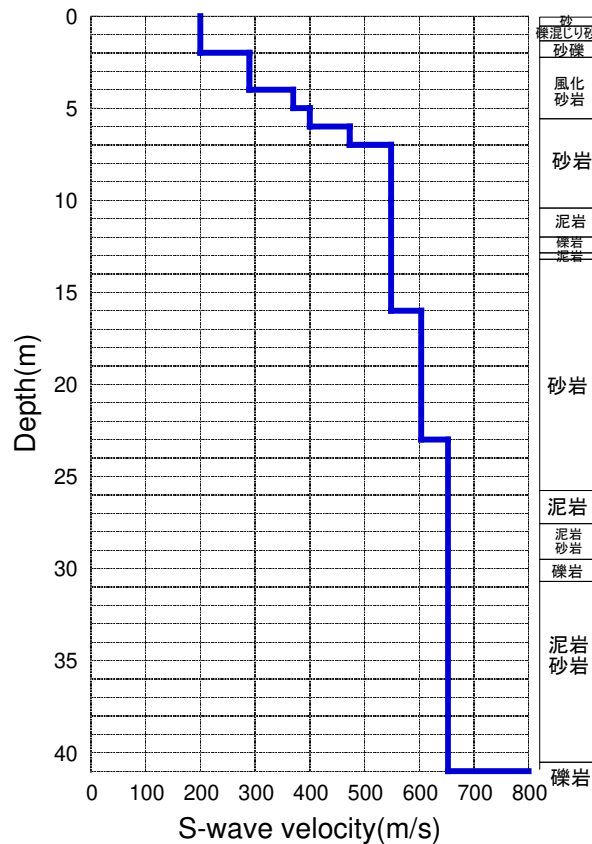


追加の室内試験による地盤の非線形特性

### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

#### (2) 追加検討①: G.L.-41m以浅に非線形性を考慮した基盤地震動(水平方向) c. 地盤モデル **S218**

- G.L.-6mからG.L.-41mまでの地盤の非線形特性と減衰定数を変動させて、等価線形解析によりG.L.-41mでの基盤地震動を評価した。



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

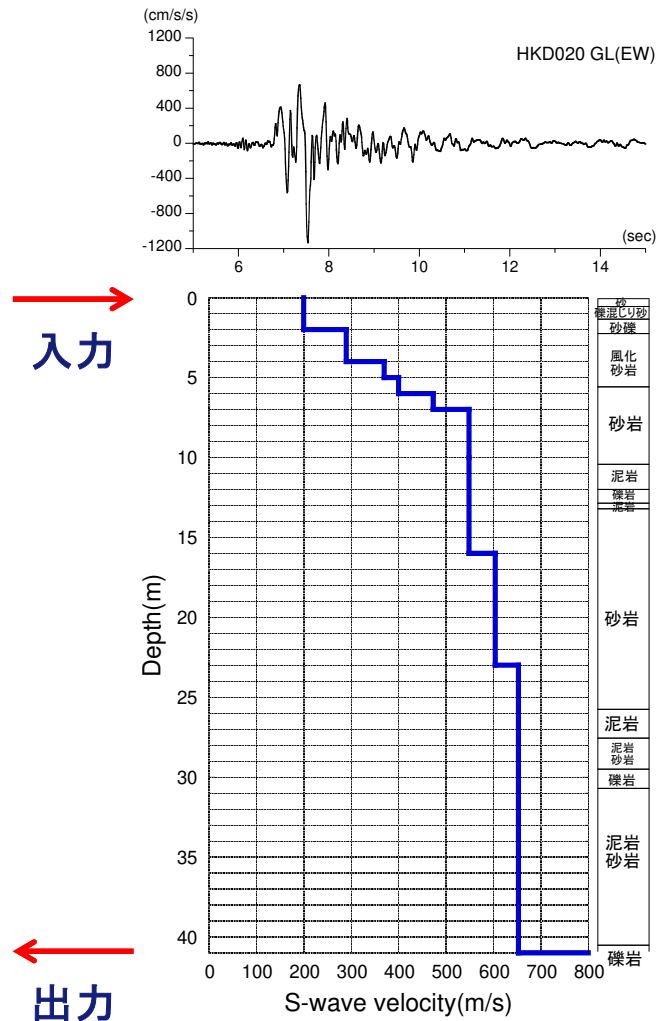
等価線形解析に用いる地盤モデル

### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

#### (2) 追加検討①: G.L.-41m以浅に非線形性を考慮した基盤地震動(水平方向) d. 解析条件

S218

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



#### 等価線形解析の条件

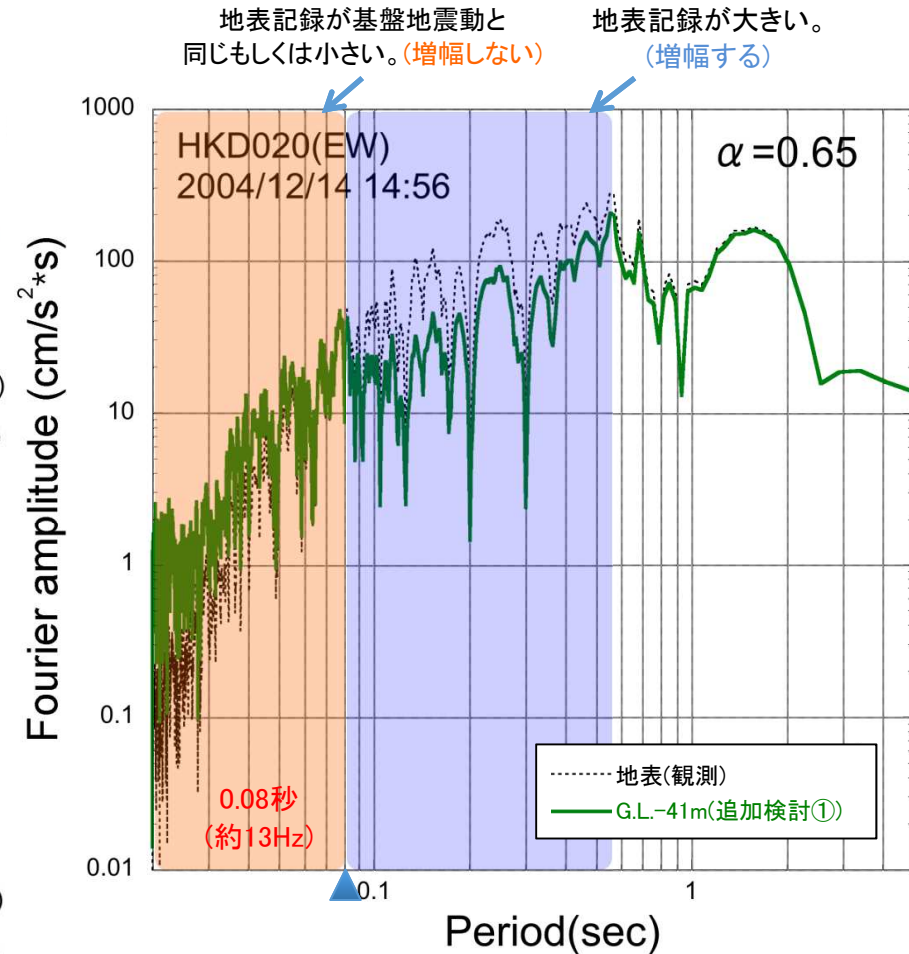
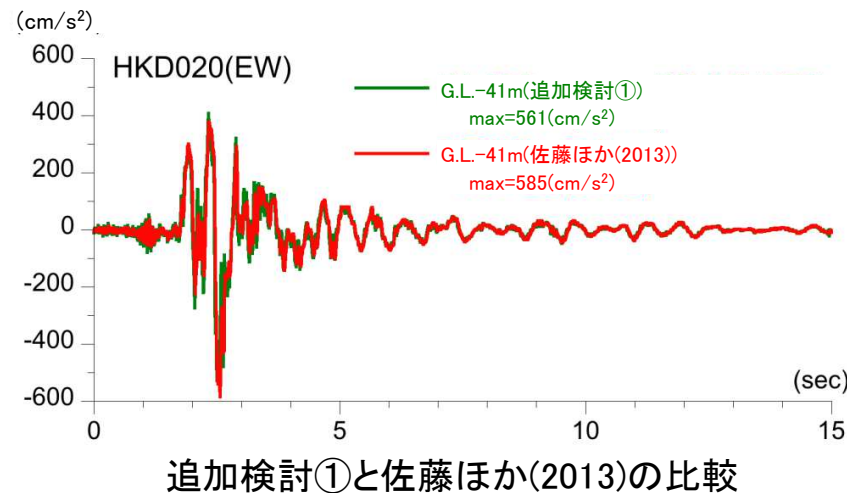
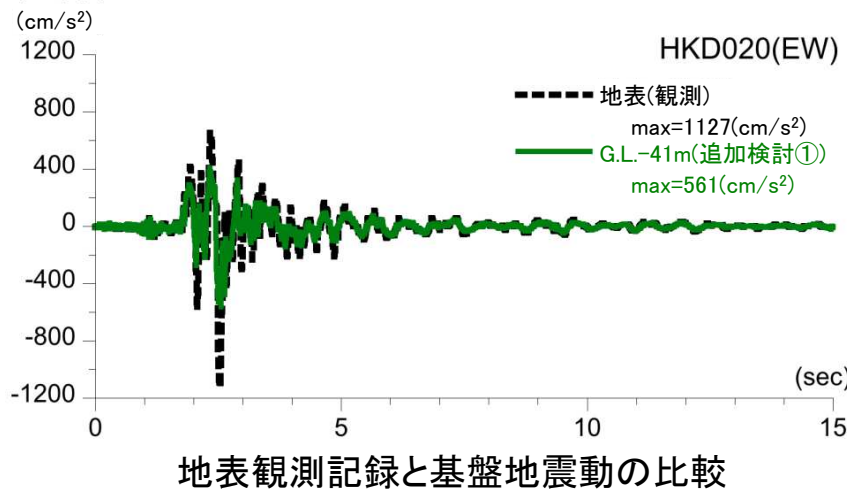
- ✓ 有効ひずみ  $\gamma_{\text{eff}} = 0.65 \gamma_{\text{max}}$
- ✓ 収束判定値(前のモデルとの差異): 1%以内
- ✓ 最大繰り返し計算回数: 30回

### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

#### (2) 追加検討①: G.L.-41m以浅に非線形性を考慮した基盤地震動(水平方向) e. 評価結果

S218

- G.L.-41m以浅に非線形性を考慮した基盤地震動の最大加速度は $561\text{cm/s}^2$ となっており, 佐藤ほか(2013)による基盤地震動( $585\text{cm/s}^2$ )と比較すると, やや小さく評価された。



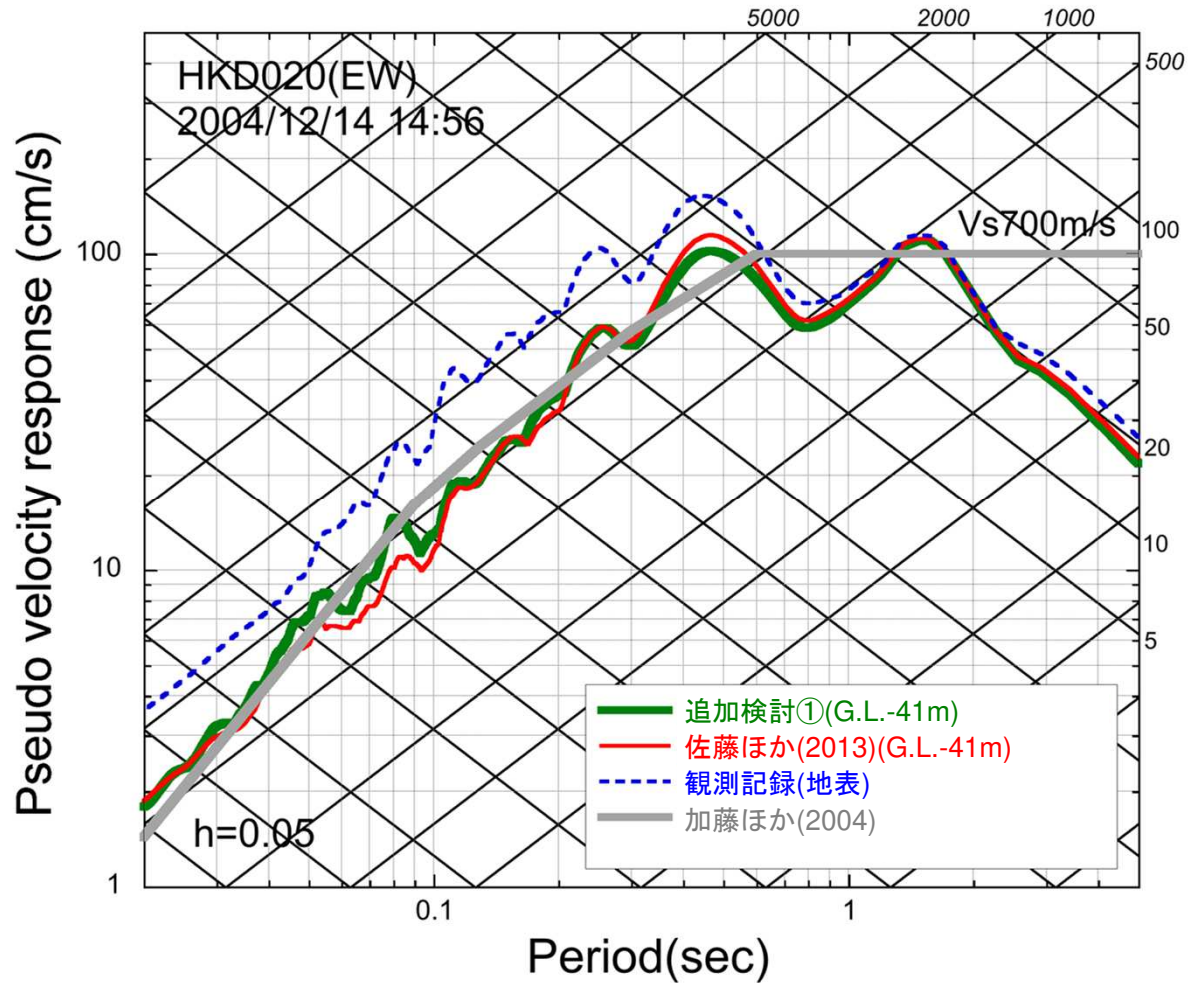


### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

(2) 追加検討①: G.L.-41m以浅に非線形性を考慮した基盤地震動(水平方向) f. 応答スペクトル

S218

- G.L.-41m以浅に非線形性を考慮した基盤地震動の応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。

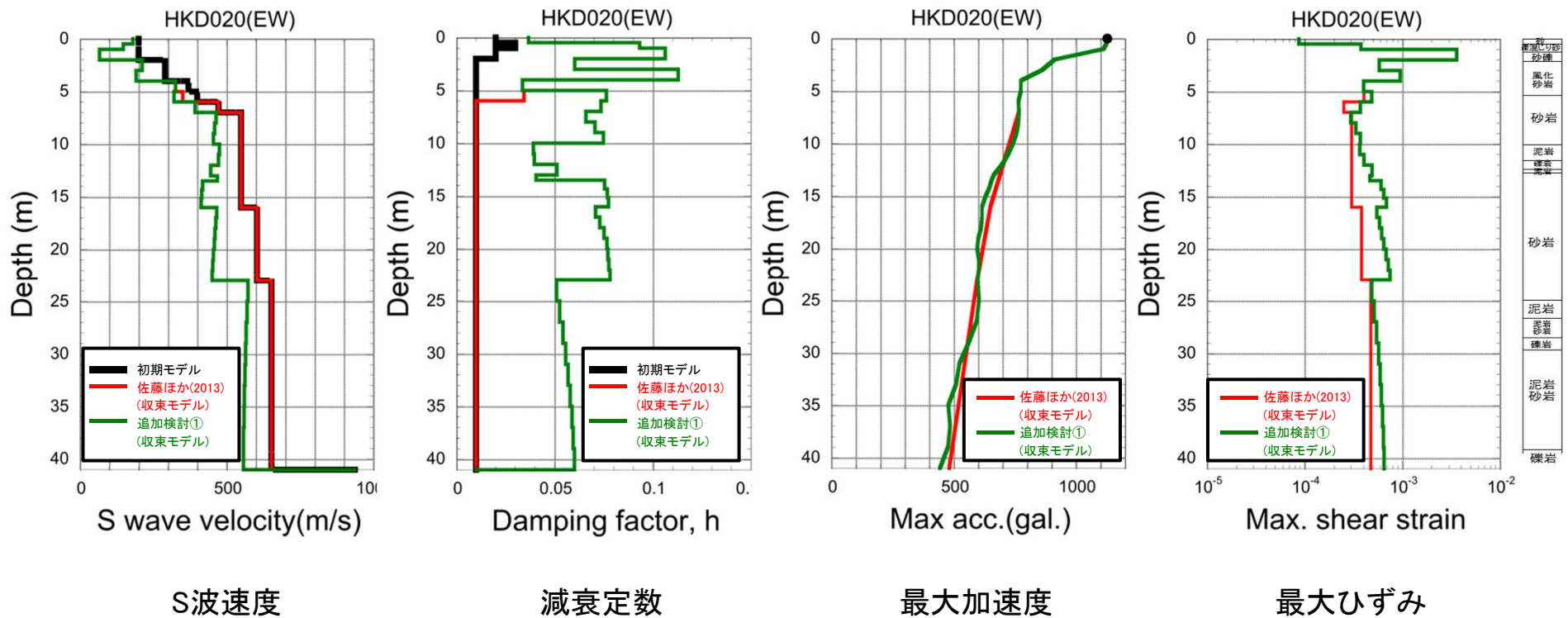


擬似速度応答スペクトルの比較

### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

#### (2) 追加検討①: G.L.-41m以浅に非線形性を考慮した基盤地震動(水平方向) g. 収束物性値 **S218**

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



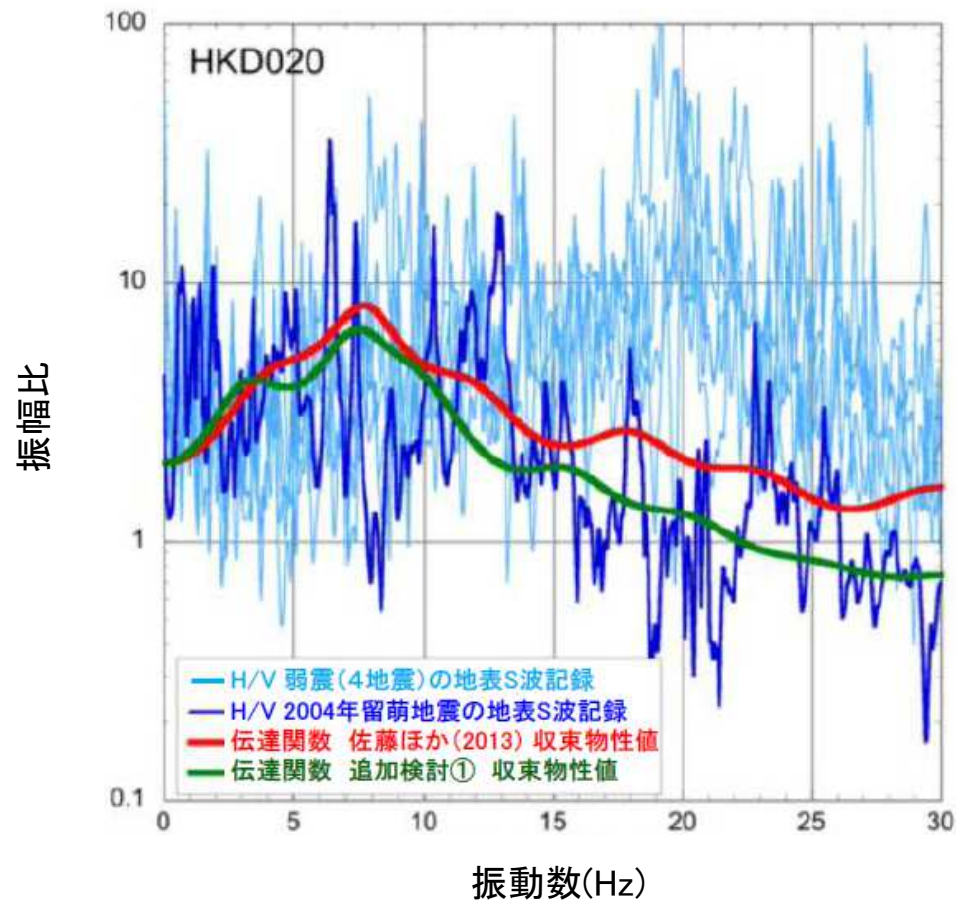
収束物性値, 最大加速度及び最大ひずみの深さ分布

### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

#### (2) 追加検討①: G.L.-41m以浅に非線形性を考慮した基盤地震動(水平方向) h. 伝達関数

S218

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



収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルの比較

### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

#### (2) 追加検討①: G.L.-41m以浅に非線形性を考慮した基盤地震動(水平方向) i. まとめ

---

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

## 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

## (3)追加検討②:減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動(水平方向) a. 地盤モデル

S218

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

等価線形解析に用いる地盤モデル

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

減衰定数3%として評価する。

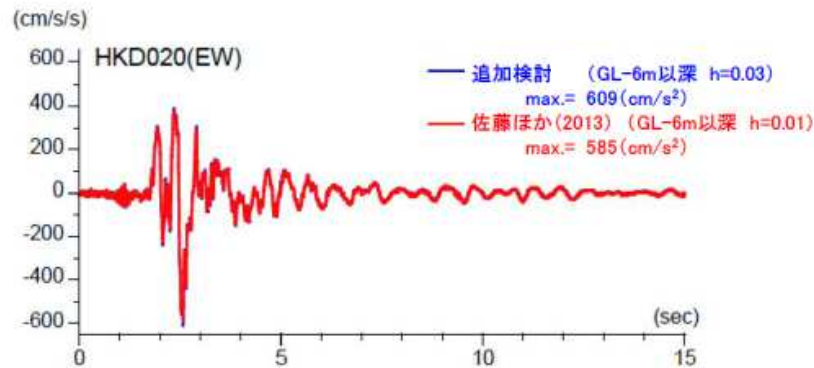


### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

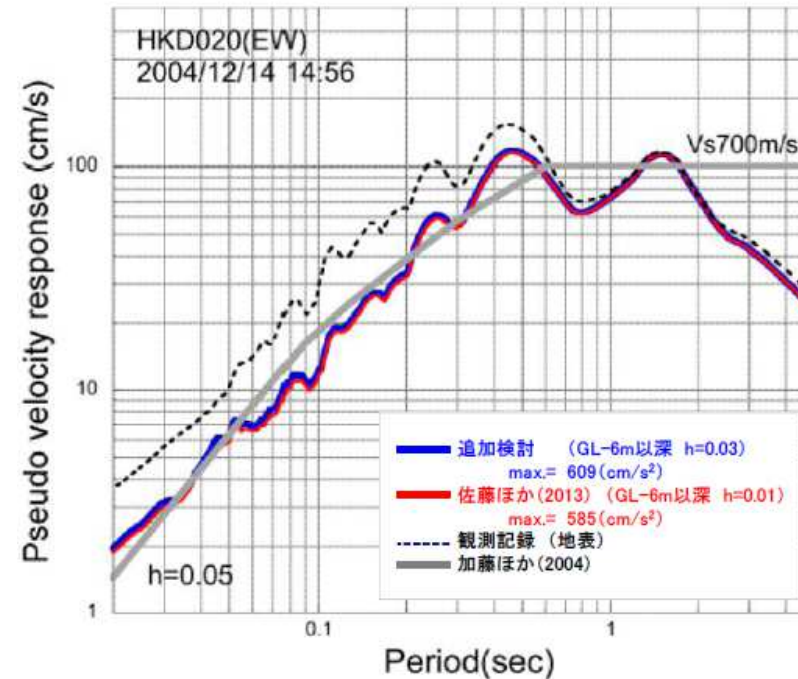
#### (3) 追加検討②: 減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動(水平方向) b. 評価結果

S218

- 佐藤ほか(2013)の地盤モデルに基づき, G.L.-6m以深を減衰定数3%とした基盤地震動の最大加速度は  $609\text{cm/s}^2$  となり, 佐藤ほか(2013)による基盤地震動( $585\text{cm/s}^2$ )と比較すると, やや大きく評価されている。また, その応答スペクトルは, 佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。



加速度時刻歴波形の比較



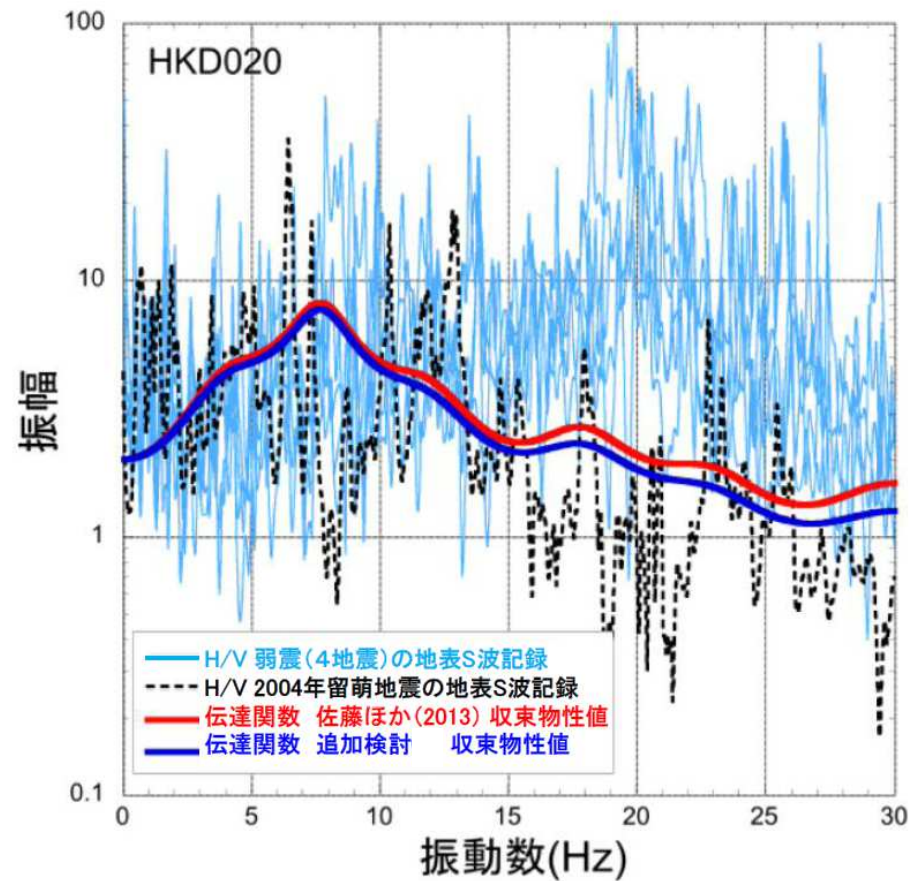
擬似速度応答スペクトルの比較

### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

#### (3) 追加検討②: 減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動(水平方向) c. 伝達関数

S218

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



収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルの比較

### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

#### (3)追加検討②:減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動(水平方向) d. まとめ

- 2004年北海道留萌支庁南部地震におけるHKD020(港町)の観測記録について、佐藤ほか(2013)の地盤モデルに基づき、G.L.-6m以浅を非線形、G.L.-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価した。
- 基盤地震動の最大加速度は $609\text{cm/s}^2$ となっており、佐藤ほか(2013)による基盤地震動( $585\text{cm/s}^2$ )と比較してやや大きく評価されている。また、基盤地震動の応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同等となっている。
- 収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と同様に、本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現する結果となっている。



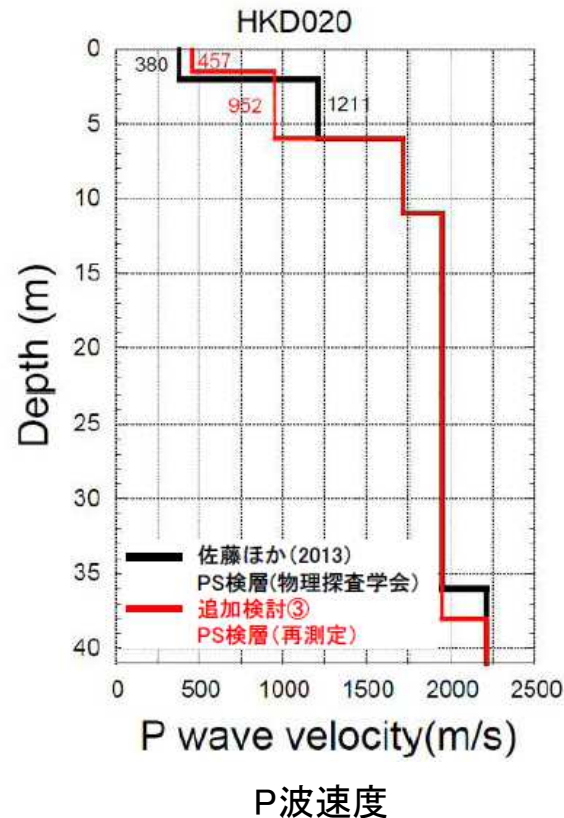
### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

#### (4)追加検討③:地盤モデル変更による基盤地震動評価(鉛直方向) a. 地盤モデル

S218

- 佐藤ほか(2013)における鉛直方向の基盤地震動の評価結果は、物理探査学会(2013.10)時点での地盤モデルに基づいていたが、笹谷ほか(2008)による位相速度を説明できないことから、佐藤ほか(2013)の報告時点以降に、表層部分のPS検層を再測定している。
- 再測定結果によるG.L.-6m以浅のP波速度は、佐藤ほか(2013)の地盤モデルと異なるため、再測定結果を反映した地盤モデルにより、鉛直方向の基盤地震動が再評価された。

※再測定結果によるS波速度は、佐藤ほか(2013)の地盤モデルとほぼ同様のため変更していない。

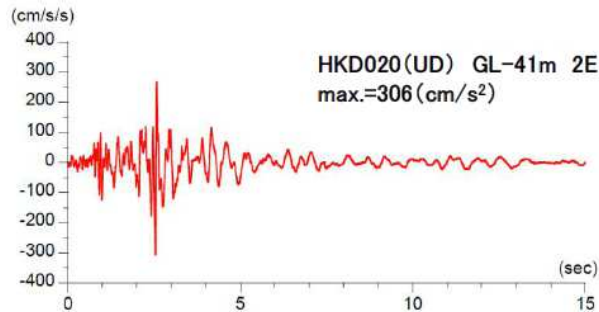


### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

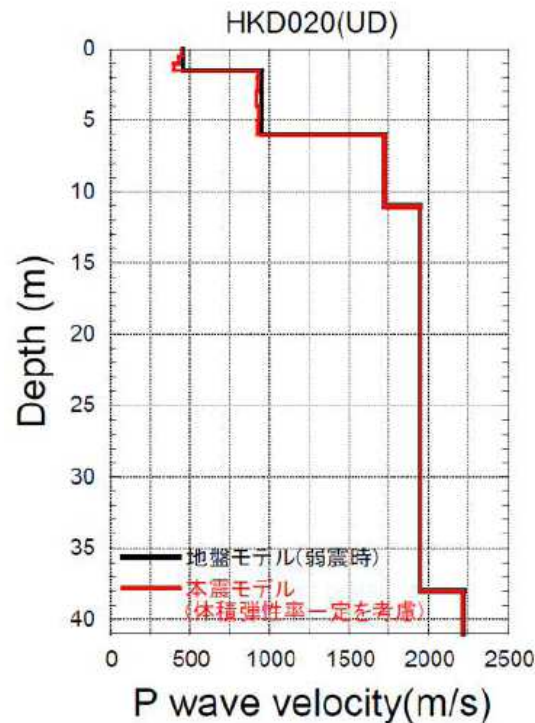
#### (4) 追加検討③: 地盤モデル変更による基盤地震動評価(鉛直方向) b. 評価結果

S218

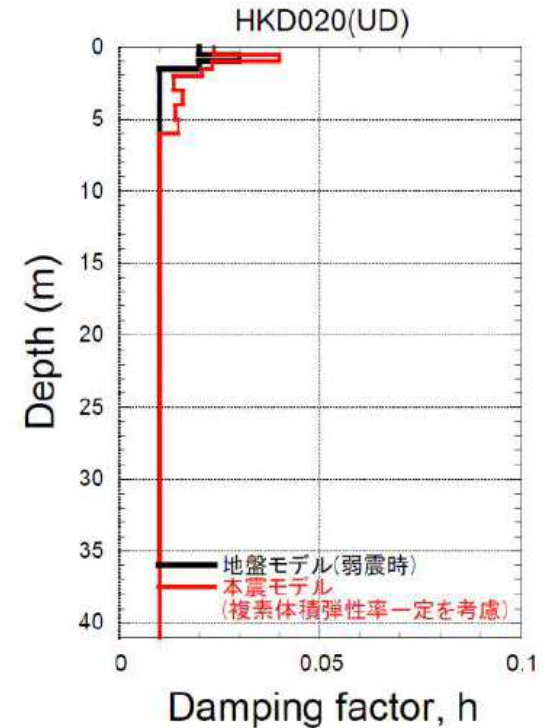
- PS検層の再測定結果を反映した地盤モデルを用い、体積弾性率一定としてG.L.-41mの鉛直方向の基盤地震動を評価した結果、その最大加速度は $306\text{cm/s}^2$ となり、佐藤ほか(2013)による基盤地震動( $296\text{cm/s}^2$ )と比較すると、やや大きく評価された。



加速度時刻歴波形



P波速度



減衰定数

### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

#### (4)追加検討③:地盤モデル変更による基盤地震動評価(鉛直方向) c. まとめ

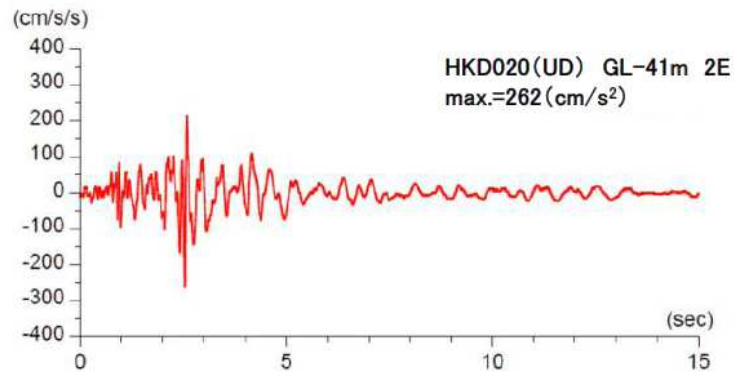
- 佐藤ほか(2013)のHKD020(港町)のP波速度モデルは, 笹谷ほか(2008)による位相速度を説明できないことから表層部分のPS検層を再測定し, 再測定結果を反映した地盤モデルを設定した。
- 上記地盤モデルを用い, 体積弾性率一定としてG.L.-41mの鉛直方向の基盤地震動を評価した結果, その最大加速度は $306\text{cm/s}^2$ となり, 佐藤ほか(2013)による基盤地震動( $296\text{cm/s}^2$ )と比較すると, やや大きい。

### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

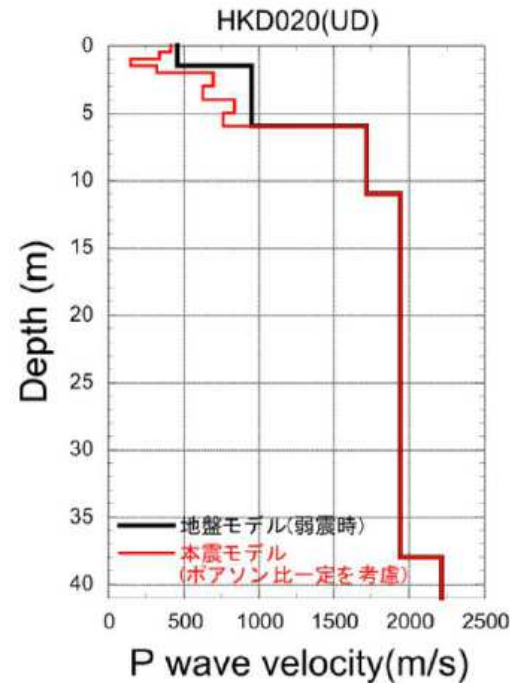
#### (5) 追加検討④: G.L.-6m以浅をポアソン比一定とした基盤地震動(鉛直方向) a. 評価結果

S218

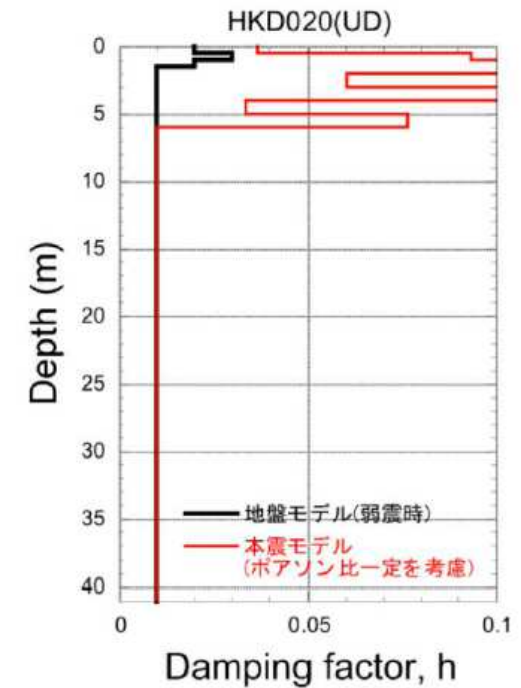
- 佐藤ほか(2013)及び追加検討③における鉛直方向の基盤地震動は、体積弾性率一定として評価しているが、地下水位の状況を踏まえ、G.L.-6m以浅をポアソン比一定、G.L.-6m以深を体積弾性率一定とした場合の鉛直方向の基盤地震動を評価した。
- 体積弾性率一定とした場合と比較して、ポアソン比一定とした場合、S波速度の低下に伴ってP波速度も低下するため、最大加速度は小さくなっている。
- その結果、最大加速度は $262\text{cm/s}^2$ となり、体積弾性率一定と仮定した結果( $306\text{cm/s}^2$ )は保守的な結果となっている。



加速度時刻歴波形



P波速度



減衰定数

### 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

#### (5)追加検討④: G.L.-6m以浅をポアソン比一定とした基盤地震動(鉛直方向) b. まとめ

---

- 地下水位の状況を踏まえ、G.L.-6m以浅をポアソン比一定、G.L.-6m以深を体積弾性率一定とした場合の鉛直方向の基盤地震動を評価した。
- G.L.-41mの基盤地震動を評価した結果、その最大加速度は $262\text{cm/s}^2$ となり、体積弾性率一定と仮定した結果( $306\text{cm/s}^2$ )は保守的な結果となっている。

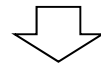


## 1. 2. 3 佐藤ほか(2013)以降の追加検討

## (6)まとめ(震源を特定せず策定する地震動の評価に反映する基盤地震動)

S218

- 佐藤ほか(2013)による2004年北海道留萌支庁南部地震におけるHKD020(港町)の基盤地震動評価について、以下の追加検討を実施した。
- ① G.L.-41m以浅に非線形性を考慮した基盤地震動評価(水平方向)
  - ② G.L.-6m～G.L.-41mの減衰定数を3%とした基盤地震動評価(水平方向)
  - ③ 再測定されたPS検層結果を踏まえた基盤地震動評価(鉛直方向)
  - ④ 地下水位の状況を踏まえG.L.-6m以浅をポアソン比一定とした基盤地震動評価(鉛直方向)
- 上記の①～④の検討結果によると、HKD020(港町)の基盤地震動は水平方向については追加検討②の結果( $609\text{cm/s}^2$ )、鉛直方向については追加検討③の結果( $306\text{cm/s}^2$ )が最も大きいものとなった。



震源を特定せず策定する地震動の評価に反映する基盤地震動として、水平方向は最大加速度 $609\text{cm/s}^2$ の基盤地震動、鉛直方向は最大加速度 $306\text{cm/s}^2$ の基盤地震動を採用する。

## 1. 2. 4 震源を特定せず策定する地震動に考慮する地震動

### (1) 基盤地震動を踏まえた地震動の設定

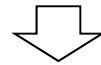
S218

- 「震源を特定せず策定する地震動」の評価に反映する2004年北海道留萌支庁南部地震の基盤地震動として、水平方向は最大加速度 $609\text{cm/s}^2$ の基盤地震動、鉛直方向は最大加速度 $306\text{cm/s}^2$ の基盤地震動を採用する。
- なお、PS検層結果から得られているHKD020(港町)の基盤層(G.L.-41m)におけるS波速度は $938\text{m/s}$ 、P波速度は $2215\text{m/s}$ である。一方、東通原子力発電所の解放基盤表面の振動特性を代表する位置※においては下表に示すとおり、S波速度は $1300\text{m/s}$ 、P波速度は $2250\text{m/s}$ であり、本検討結果は地盤条件的に保守性のあるものとなっている。

※:解放基盤表面の位置は、原子炉建屋設置レベルであるT.P.-16.3mに設定しているが、解放基盤表面の振動特性は、建屋の影響を受けず、振幅が原子炉建屋設置レベルと同等以上である自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)で代表している。  
[第902回審査会合(R2.10.2)資料2-1-2 p.37 参照]

基盤におけるS波及びP波速度の比較

	HKD020(港町)の基盤層(G.L.-41m)	東通原子力発電所の解放基盤表面の振動特性を代表する位置
S波速度	$938\text{m/s}$	$1300\text{m/s}$
P波速度	$2215\text{m/s}$	$2250\text{m/s}$

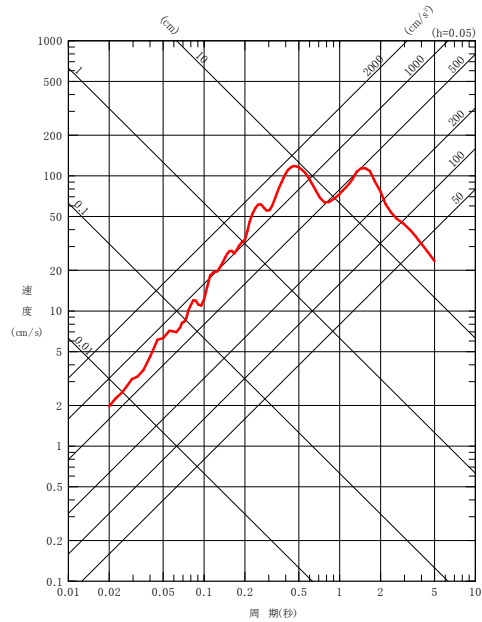


震源を特定せず策定する地震動に考慮する地震動として、更なる保守性を考慮し、水平方向の最大加速度 $620\text{cm/s}^2$ 、鉛直方向の最大加速度 $320\text{cm/s}^2$ の地震動を設定する。

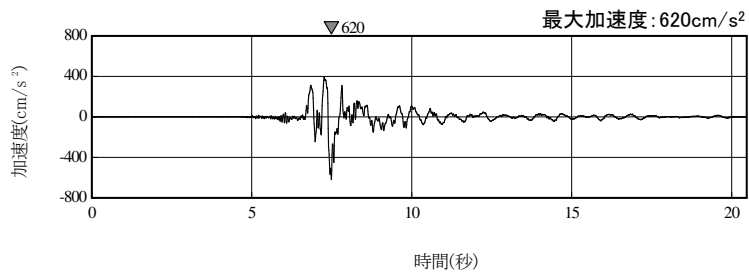
## 1. 2. 4 震源を特定せず策定する地震動に考慮する地震動 (2) 応答スペクトル, 加速度波形

- 2004年北海道留萌支庁南部地震の知見に基づき設定した地震動の応答スペクトル及び加速度波形を示す。
- 参考として, 2014年6月申請時の基準地震動 $S_s-1$ との比較を参考資料(本資料p.104)示す。

— : 2004年北海道留萌支庁南部地震の知見に基づく地震動(水平)



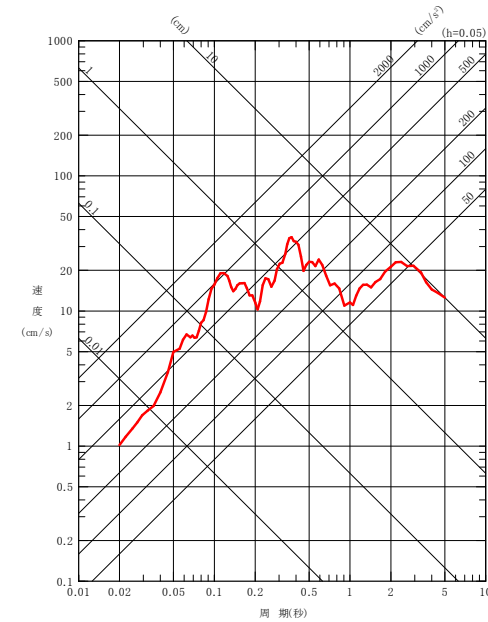
応答スペクトル



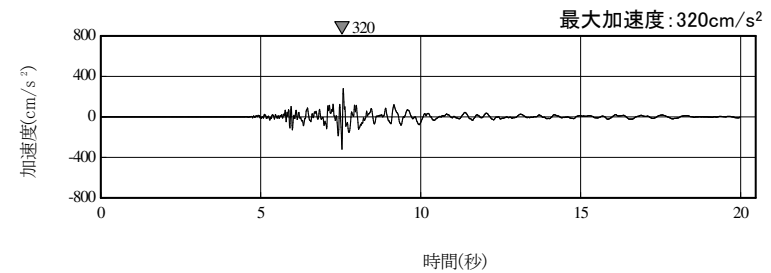
加速度波形(水平)

水平方向

— : 2004年北海道留萌支庁南部地震の知見に基づく地震動(鉛直)



応答スペクトル



加速度波形(鉛直)

鉛直方向

## 1. 3 標準応答スペクトルに基づく地震動

---

- 1. 3. 1 標準応答スペクトルに基づく地震動の評価概要
- 1. 3. 2 一様乱数の位相特性を用いた模擬地震波による評価
- 1. 3. 3 観測記録の位相を用いた模擬地震波による評価

## 1.3.1 標準応答スペクトルに基づく地震動の評価概要

### (1) 標準応答スペクトルの概要と評価方針

- ▶ 地震基盤相当面(せん断波速度 $V_s=2200\text{m/s}$ 以上)で定義された標準応答スペクトルに基づき、解放基盤表面(せん断波速度 $V_s=1300\text{m/s}$ )における地震動を評価する。

#### ▶ 標準応答スペクトルの概要

震源近傍の多数の地震動記録に基づいて策定した地震基盤相当面(地震基盤からの地盤増幅率が小さく地震動としては地震基盤面と同等とみなすことができる地盤の解放面で、せん断波速度 $V_s=2200\text{m/s}$ 以上の地層をいう。)における標準的な応答スペクトル(以下「標準応答スペクトル」という。)として次の図に示すもの。

改正 令和3年4月21日 原規技発第2104216号 原子力規制委員会決定「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈」による。

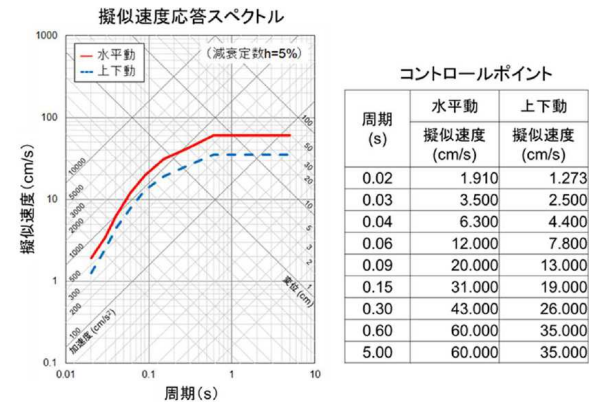
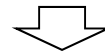


図 地震基盤相当面における標準応答スペクトル



東通原子力発電所	評価方針
解放基盤表面※1のせん断波速度 $V_s$ 1300m/s	<ul style="list-style-type: none"> <li>▶ 標準応答スペクトルに適合した模擬地震波を作成し、地下構造モデルによって地震基盤相当面から解放基盤表面までの地盤補正を考慮する。</li> <li>▶ 審査ガイド※2を踏まえ、模擬地震波は、正弦波の重ね合わせによる位相を用いる方法及び実観測記録の位相を用いる方法により作成する。</li> </ul>

※1: 解放基盤表面の位置は、原子炉建屋設置レベルであるT.P.(東京湾平均海面)-16.3m。

解放基盤表面の振動特性は、自由地盤の岩盤上部の地震観測点(T.P.+2.0m)で代表する。

※2: 審査ガイド(基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド 5.基準地震動)では、「震源を特定せず策定する地震動による基準地震動は、設定された応答スペクトル(地震動レベル)に対して、地震動の継続時間及び振幅包絡線の経時的変化等の特性が適切に考慮されていることを確認する。また、設定された応答スペクトルに基づいて模擬地震動を作成する場合には、複数の方法(例えば、正弦波の重ね合わせによる位相を用いる方法、実観測記録の位相を用いる方法等)により検討が行われていることを確認する。」とされている。



### 1.3.1 標準応答スペクトルに基づく地震動の評価概要

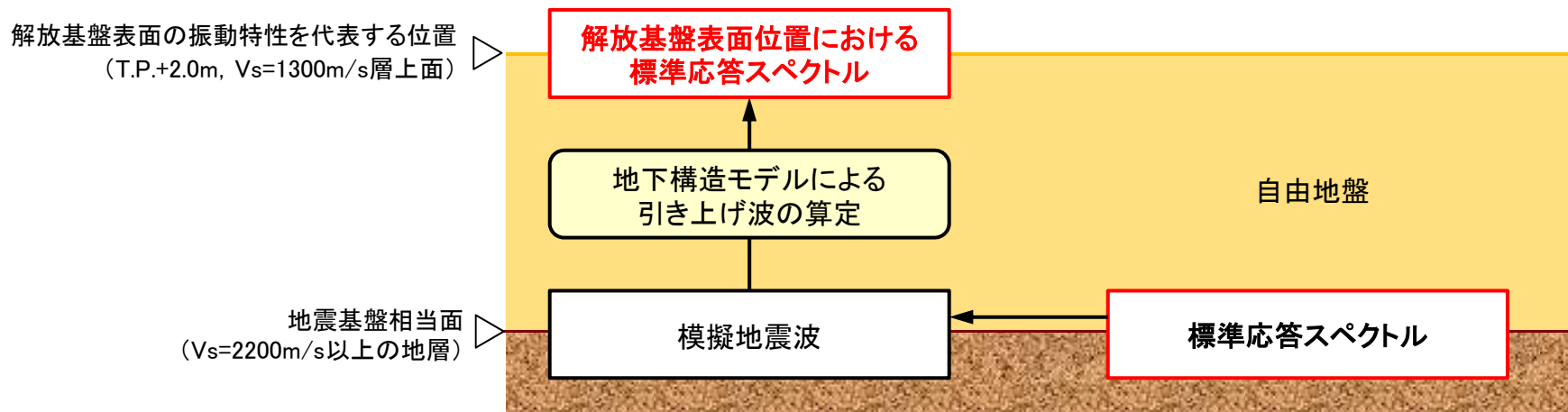
#### (2) 解放基盤表面位置における標準応答スペクトルの評価概要

S218

- 地震基盤相当面において作成した標準応答スペクトルに対し所定の適合度<sup>\*</sup>を有する模擬地震波を、統計的グリーン関数法による地震動評価に用いる地下構造モデルにより解放基盤表面位置まで引き上げる。

※: 原子力発電所耐震設計技術指針JEAG4601-2015(日本電気協会, 2016)に示される以下の適合度の条件を満足するように作成する。

- ① 目標とする応答スペクトル値に対する模擬地震波の応答スペクトル値の比が全周期帯で0.85以上
- ② 目標とする応答スペクトル強さに対する模擬地震波の応答スペクトル強さの比(SI比, 周期0.1~2.5秒)が1.0以上



評価概要図

## 1.3.2 一様乱数の位相特性を用いた模擬地震波による評価

### (1) 模擬地震波の作成方法

S218

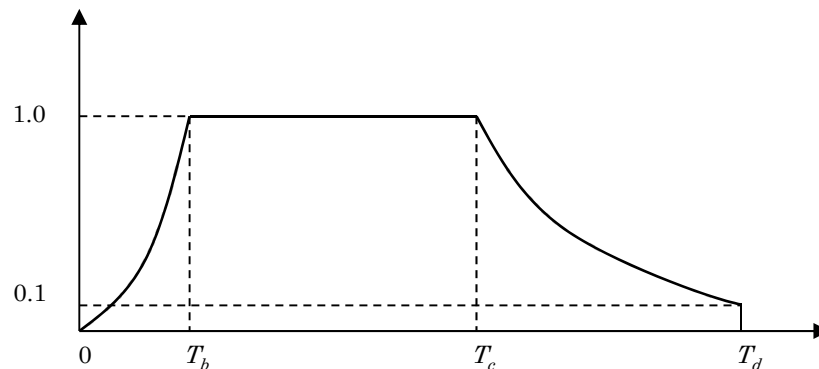
- 一様乱数の位相特性を持つ正弦波の重ね合わせによって作成する模擬地震波の振幅包絡線の経時的変化は、以下の諸元を用いてNoda et al.(2002)の方法により評価する。

- ・振幅包絡線の経時的変化算定の諸元: マグニチュード7.0, 等価震源距離10km

地震規模は、武村(1990)の $M_0$ - $M$ 関係及びKanamori(1977)の $M_0$ - $M_w$ 関係から導かれる経験式( $M_w=0.78M+1.08$ )と、全国共通に考慮すべき地震動の地震規模( $M_w$ 6.5程度未満)との関係から、 $M_w$ 6.5の場合の $M$ は約6.95となることから $M$ 7.0に設定。

また、等価震源距離は、敷地近傍(半径10km程度以内の領域)で発生する地震を想定し、継続時間が長めとなるよう10kmに設定。

マグニチュード M	等価震源距離 $X_{eq}$ (km)	振幅包絡線の経時的変化(s)		
		$T_b$	$T_c$	$T_d$ (継続時間)
7.0	10	3.72	16.31	29.80



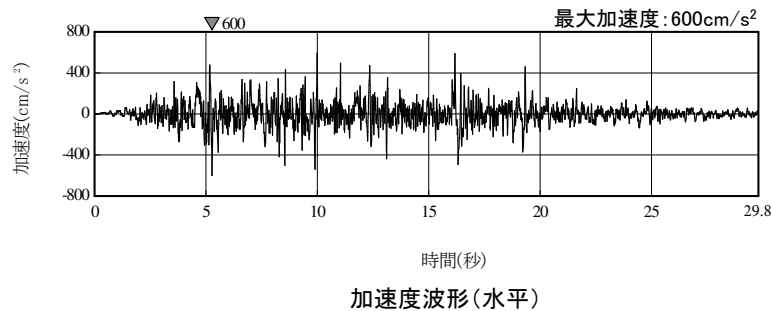
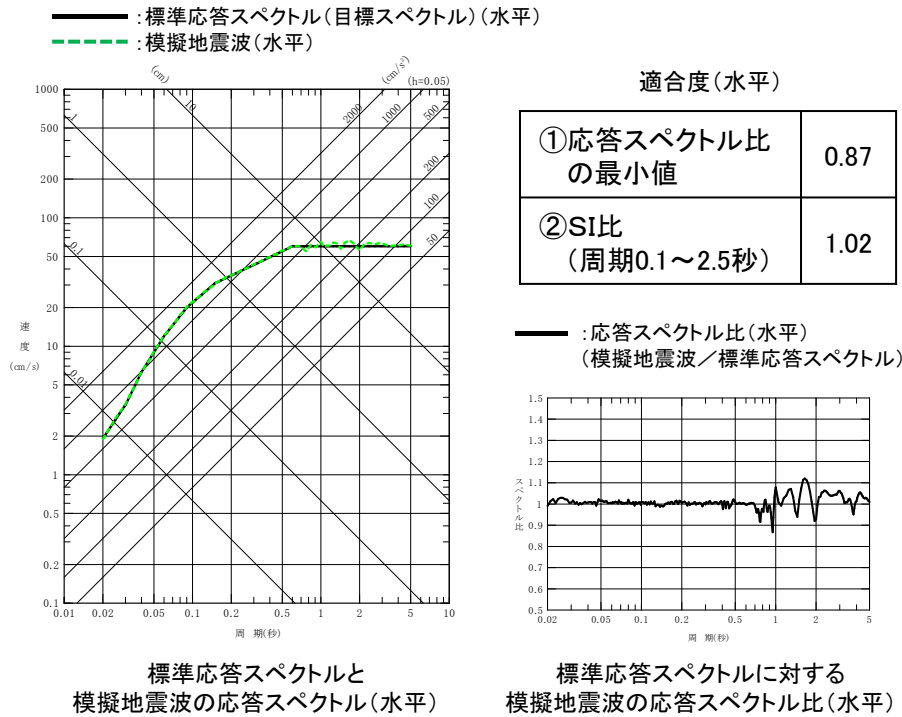
$$T_b = 10^{0.5M-2.93}$$

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

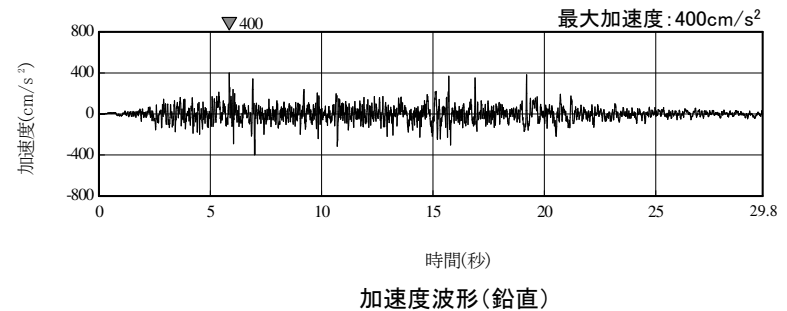
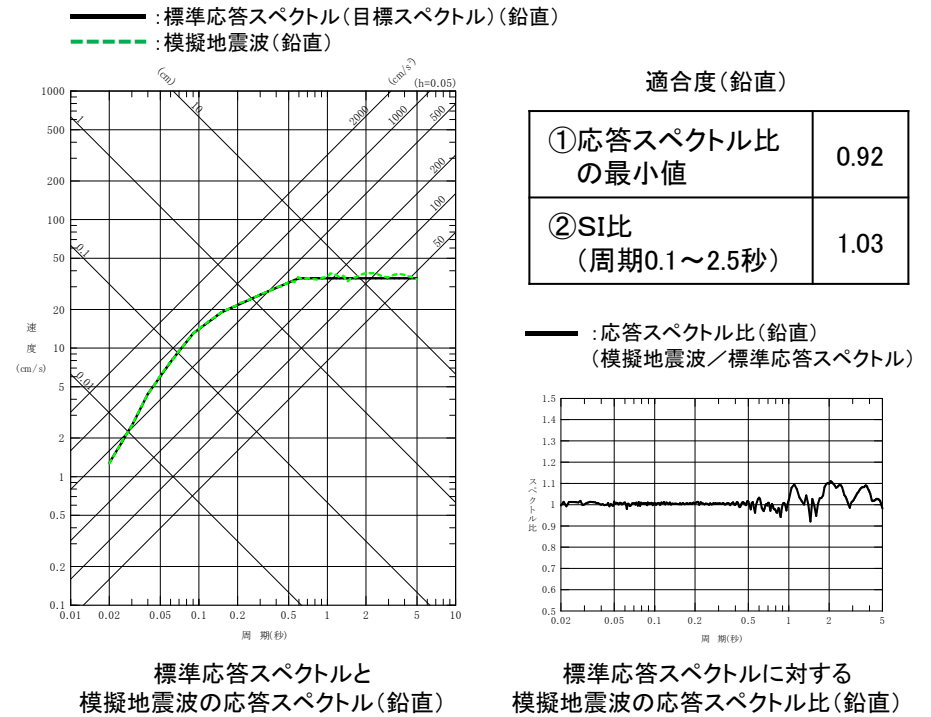
$$T_d - T_c = 10^{0.17M+0.54\log X_{eq}-0.6}$$

振幅包絡線の経時的変化

# 1.3.2 一様乱数の位相特性を用いた模擬地震波による評価 (2) 模擬地震波の作成結果



水平方向



鉛直方向

地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波

## 1.3.2 一様乱数の位相特性を用いた模擬地震波による評価

### (3) 地盤補正に用いる地下構造モデル

- 地盤補正に用いる地下構造モデルは、統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデルを用いる〔第902回審査会合(R2.10.2)資料2-1-2 p.117 参照〕。
- 標準応答スペクトルは地震基盤相当面( $V_s=2200\text{m/s}$ 以上)で定義されている。また、鉛直動の増幅特性に影響を与える $V_p$ については特に触れられていないが、原子力規制委員会の検討チームの報告書※を踏まえ、Noda et al.(2002)における地震基盤相当面( $V_s=2200\text{m/s}$ ,  $V_p=4200\text{m/s}$ )以上の値を示す $V_s=3340\text{m/s}$ ,  $V_p=5800\text{m/s}$ 層上面(T.P.-2987.8m)を地震基盤相当面とする。
- 作成した模擬地震波に対して、地震基盤相当面から解放基盤表面〔基準地震動の振動特性を代表する位置(T.P.+2.0m,  $V_s=1300\text{m/s}$ 層上面)〕までの地盤補正を行う。

※：全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」に関する検討 報告書，令和元年8月7日

地盤補正に用いる地下構造モデル

T.P. (m)	層厚 (m)	密度 ( $\text{t/m}^3$ )	$V_s$ (m/s)	$V_p$ (m/s)	$Q_s$	$Q_p$
+2.0	—	—	—	—	—	—
-7.0	9.0	2.24	1300	2250	$1.23f^{0.74}$	$2.33f^{0.50}$
-62.0	55.0	2.24	1790	3060	$1.23f^{0.74}$	$2.33f^{0.50}$
-82.8	20.8	2.72	1800	3340	$1.23f^{0.74}$	$2.33f^{0.50}$
-106.0	23.2	2.72	1800	3340	$1.23f^{0.74}$	$2.33f^{0.50}$
-166.0	60.0	2.30	1910	3350	$8.91f^{0.94}$	$5.55f^{0.50}$
-190.0	24.0	2.30	2030	3360	$8.91f^{0.94}$	$5.55f^{0.50}$
-252.0	62.0	2.30	2100	3390	$8.91f^{0.94}$	$5.55f^{0.50}$
-282.8	30.8	2.33	2090	3690	$8.91f^{0.94}$	$5.55f^{0.50}$
-574.8	292.0	2.44	2390	3690	100	100
-1495.8	921.0	2.45	2460	3750	100	100
-2441.8	946.0	2.48	2590	3960	100	100
-2987.8	546.0	2.50	2680	4160	100	100
	$\infty$	2.63	3340	5800	150	150

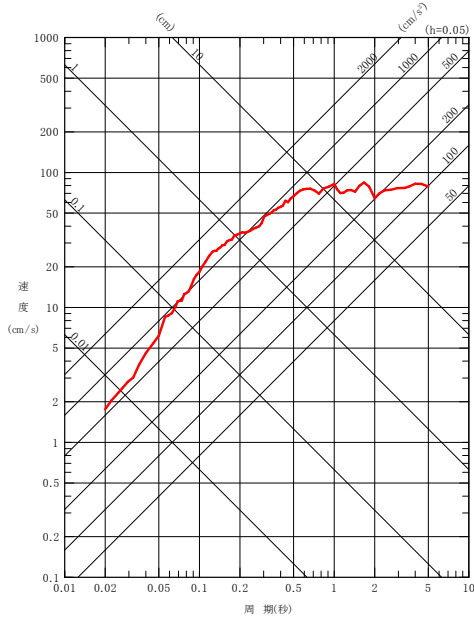
解放基盤表面の  
振動特性を代表する位置

地震基盤相当面  
( $V_s=3340\text{m/s}$ ,  
 $V_p=5800\text{m/s}$ 層上面)

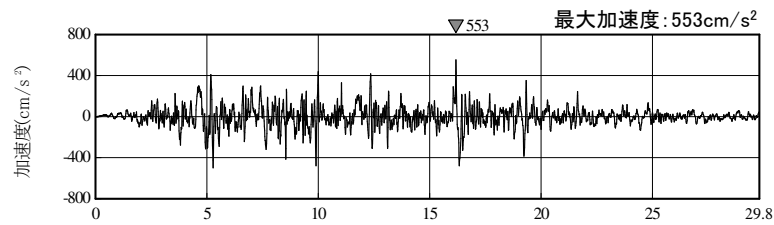
## 1.3.2 一様乱数の位相特性を用いた模擬地震波による評価 (4) 解放基盤表面における地震動の評価結果

- 標準応答スペクトルに適合する模擬地震波(一様乱数)を地下構造モデルを用いて解放基盤表面位置( $V_s=1300\text{m/s}$ )に引き上げた地震動について、応答スペクトル及び加速度波形を示す。
- 本評価結果を震源を特定せず策定する地震動に考慮する地震動として採用する。

— : 解放基盤表面位置に引き上げた地震動(水平)



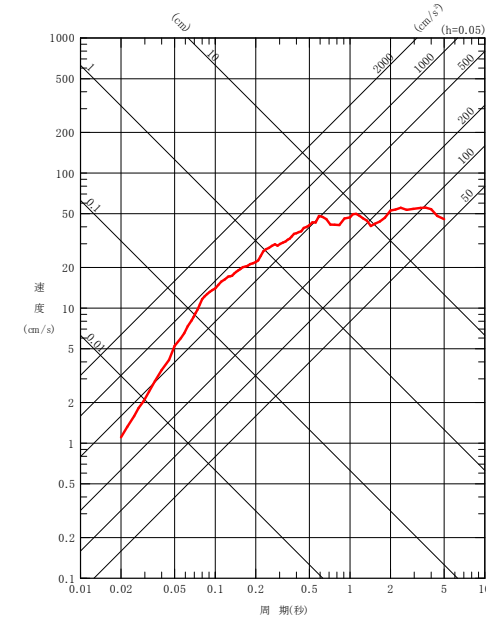
応答スペクトル(水平)



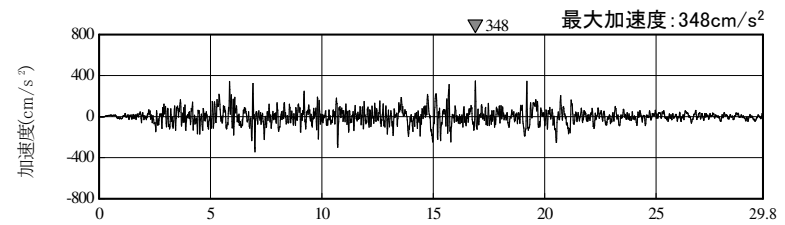
時間(秒)  
加速度波形(水平)

水平方向

— : 解放基盤表面位置に引き上げた地震動(鉛直)



応答スペクトル(鉛直)



時間(秒)  
加速度波形(鉛直)

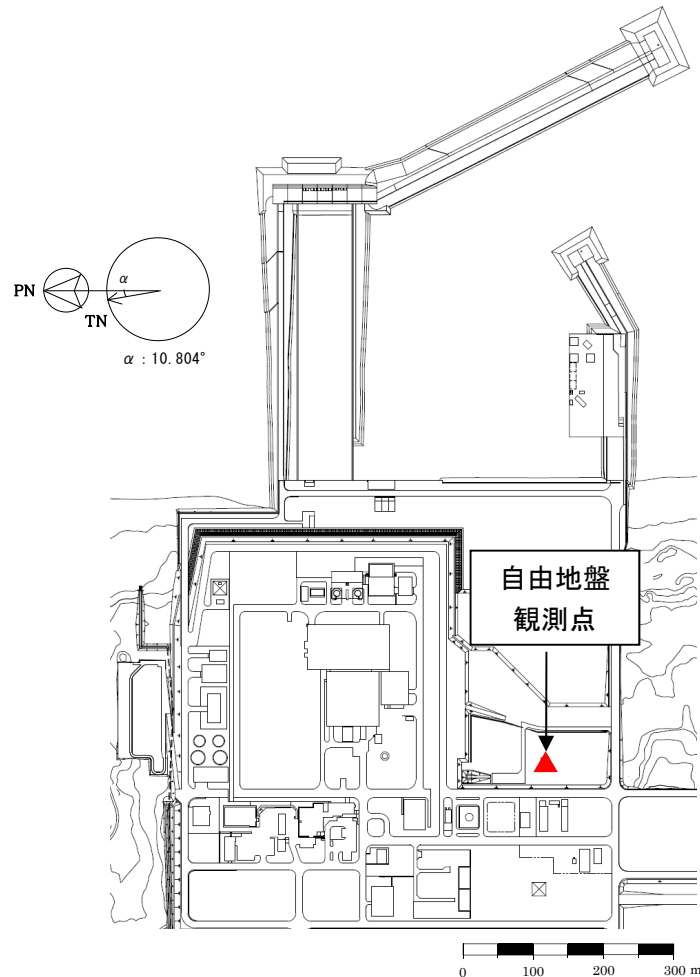
鉛直方向

### 1. 3. 3 観測記録の位相を用いた模擬地震波による評価

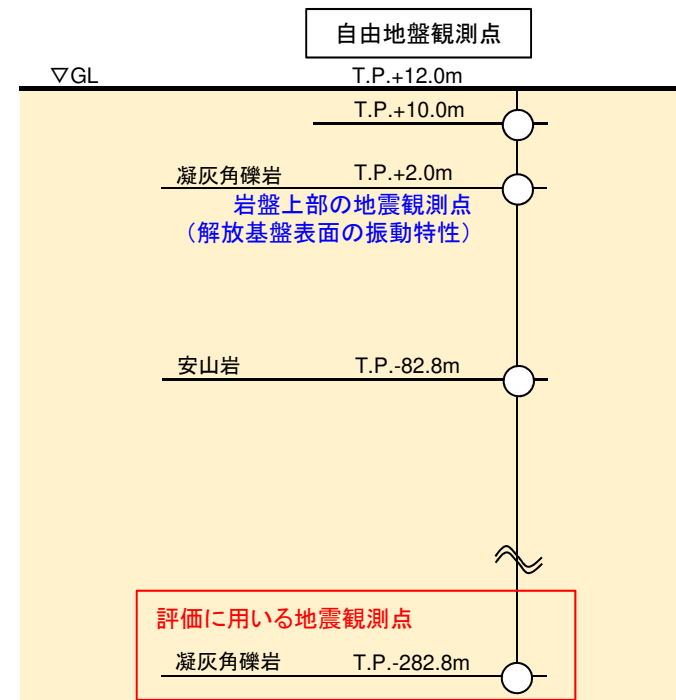
#### (1) 敷地における地震観測，模擬地震波作成に用いる地震観測点

S218

- 敷地における自由地盤観測点では，原子炉建屋設置位置付近と同じ岩盤に地震計を設置し1994年4月から観測を行っている。
- 観測記録の位相を用いた模擬地震波の作成にあたっては，最深部のT.P.-282.8mの観測記録を用いる。



平面配置図



凡例 ○ : 地震観測点

地震計鉛直断面位置図



### 1.3.3 観測記録の位相を用いた模擬地震波による評価

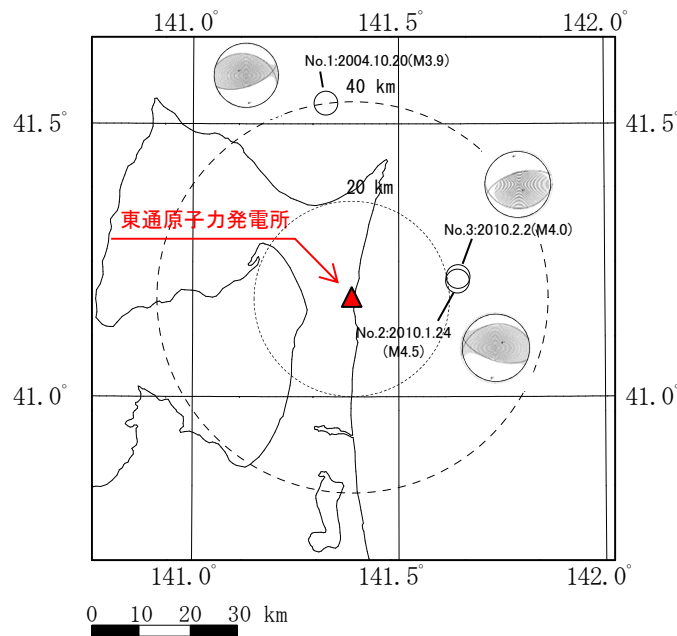
## (2) 模擬地震波の作成に用いる地震の選定 ①内陸地殻内地震の検討

S218

- 東通原子力発電所では敷地近傍における規模の大きい内陸地殻内地震の観測記録は得られていない。
- 震央距離40km以内、震源深さ20km以浅、地震規模M4程度以上の検索条件で、3地震を抽出し観測記録(応答スペクトル)を確認したが、規模が小さく長周期成分が不足している。

抽出された3地震の諸元

No.	年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源深さ (km)	震央距離 (km)	震源距離 (km)
						(°)	(')	(°)	(')				
1	2004	10	20	11	16	141	19.49	41	32.17	3.9	7.84	40	41
2	2010	1	24	16	19	141	38.71	41	12.59	4.5	13.63	22	26
3	2010	2	2	22	48	142	38.74	41	13.09	4.0	12.48	22	25

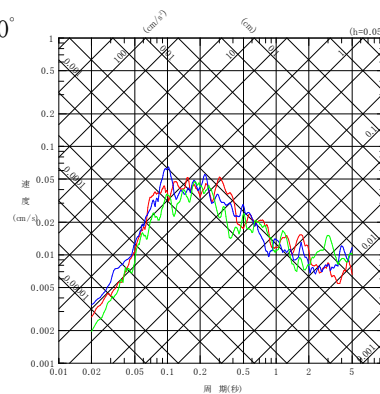


敷地周辺の内陸地殻内地震(M4程度以上)の  
観測地震の震央分布  
(震央: 気象庁, 震源メカニズム解: F-net)

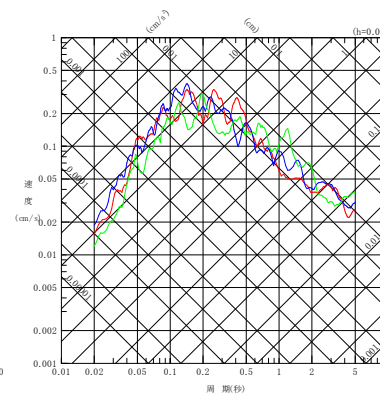
— : NS成分  
— : EW成分  
— : UD成分

— : NS成分  
— : EW成分  
— : UD成分

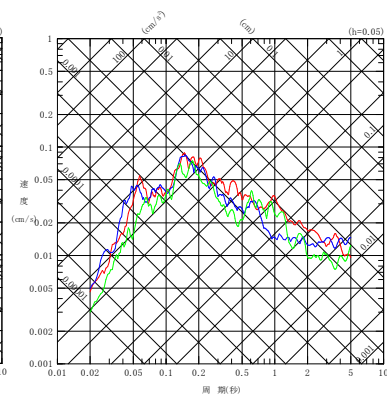
— : NS成分  
— : EW成分  
— : UD成分



No.1:2004.10.20(M3.9)



No.2:2010.1.24(M4.5)



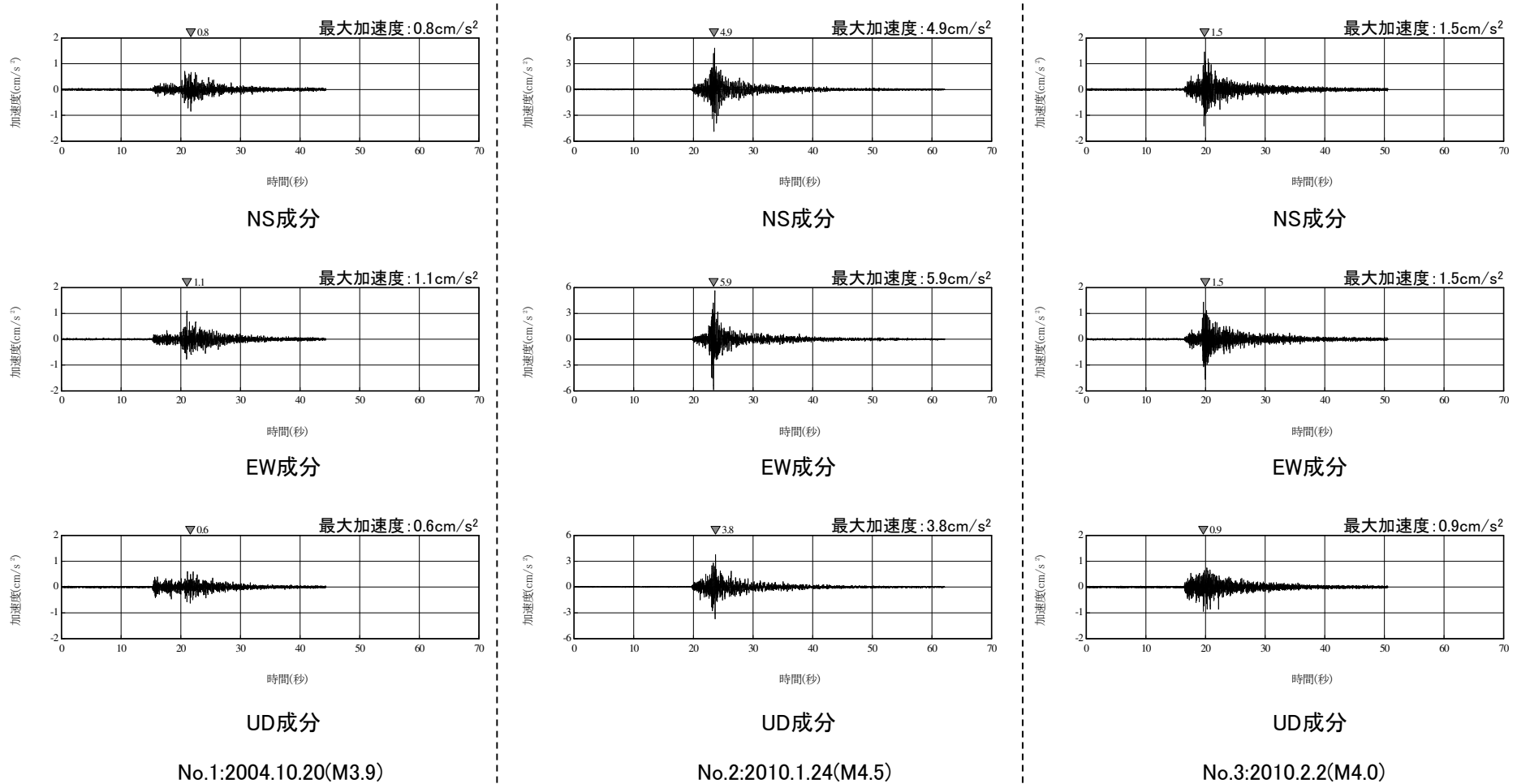
No.3:2010.2.2(M4.0)

応答スペクトル

## 1.3.3 観測記録の位相を用いた模擬地震波による評価

## (2) 模擬地震波の作成に用いる地震の選定 ①内陸地殻内地震の検討

▶ 前頁で抽出した地震における敷地での観測記録(加速度波形)は、いずれも主要動が数秒程度と短い。



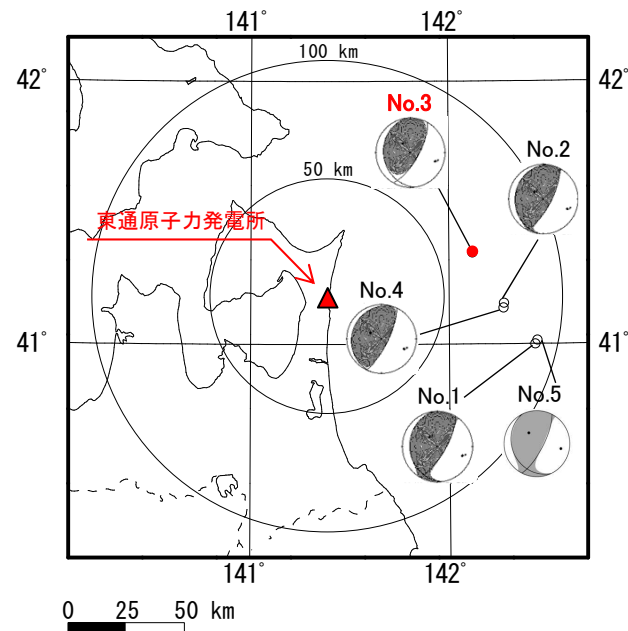
加速度波形

### 1. 3. 3 観測記録の位相を用いた模擬地震波による評価

## (2) 模擬地震波の作成に用いる地震の選定 ②海溝型地震の検討

S218

- 敷地で適切な内陸地殻内地震の観測記録が得られていないため、敷地に比較的近いプレート間地震まで対象を広げる。なお、青森県東方沖ではM6クラスのプレート間地震が発生している。
- 敷地の観測記録を用いることは敷地の振動特性及び敷地近傍の伝播情報が反映でき、規模の大きい地震を対象とすることは観測記録の長周期成分の信頼性を確保できる。また、継続時間が長いため目標スペクトルに適合する模擬地震波を作成しやすい利点がある。
- 震央距離100km以内、地震規模M6程度以上の検索条件で、5地震のプレート間地震が抽出された。
- 模擬地震波作成には、観測記録の位相特性に含まれる断層の破壊過程の影響を重視し、震源距離が最も近い2012年5月24日の青森県東方沖の地震(M6.1)の観測記録を用いる。



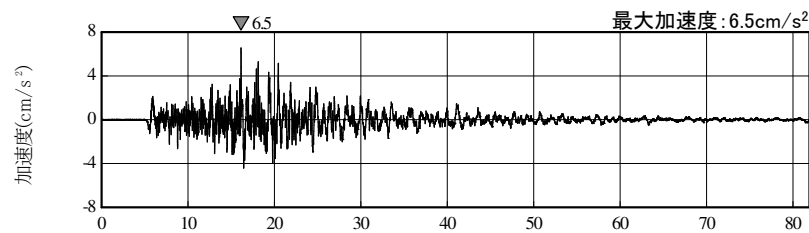
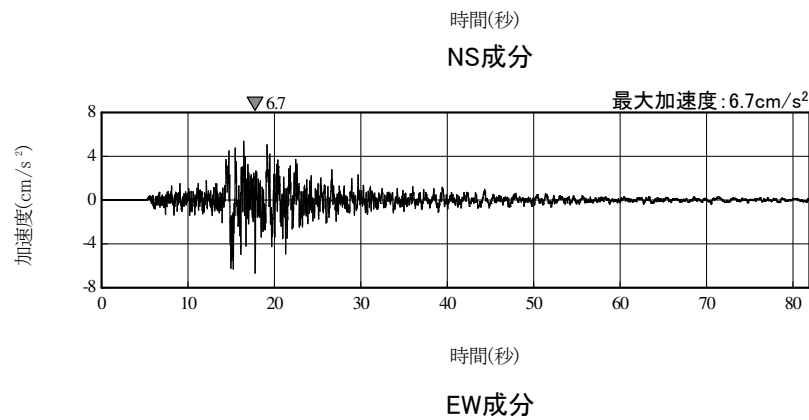
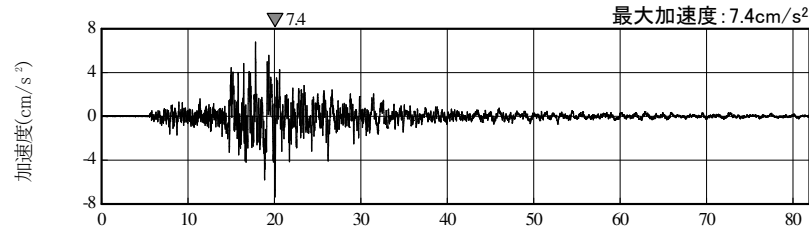
抽出された5地震の諸元

No.	年	月	日	時	分	東経		北緯		M	震源 深さ (km)	震央 距離 (km)	震源 距離 (km)	最大 加速度 (cm/s <sup>2</sup> )
						(°)	(')	(°)	(')					
1	2001	8	14	5	11	142	26.19	40	59.73	6.4	37.69	90	98	5.1
2	2002	10	14	23	12	142	16.85	41	9.11	6.1	52.71	75	92	5.4
3	2012	5	24	0	2	142	7.42	42	20.62	6.1	59.6	64	88	7.4
4	2014	8	10	12	42	142	16.74	41	8.04	6.1	50.56	75	90	4.2
5	2018	1	24	19	51	142	26.88	41	0.58	6.3	33.9	91	97	5.1

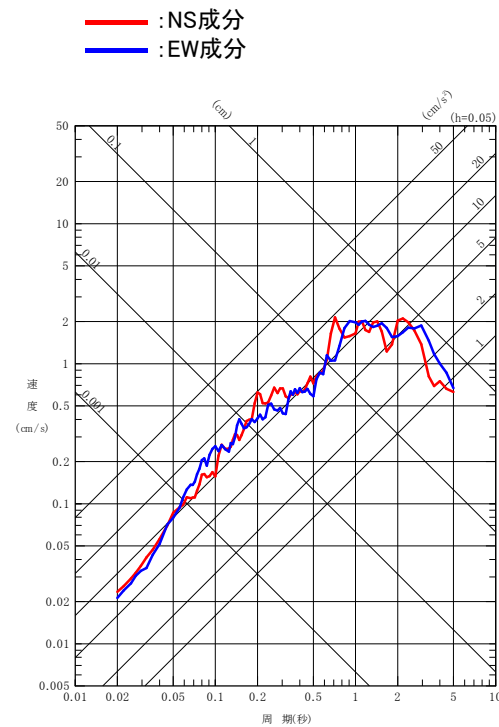
敷地周辺のプレート間地震(M6以上)の  
観測地震の震央分布  
(震央:気象庁, 震源メカニズム解:F-net)

### 1.3.3 観測記録の位相を用いた模擬地震波による評価 (3) 評価に用いる地震観測記録

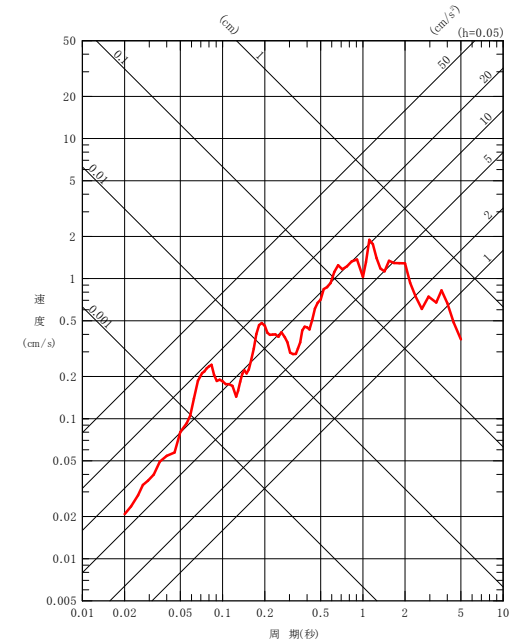
- ▶ 模擬地震波の作成に用いる2012年5月24日の青森県東方沖の地震(M6.1)の観測記録(T.P.-282.8m)及び応答スペクトルを示す。なお、水平方向については、NS成分とEW成分に差異がないことから、最大加速度が大きいNS成分を採用する。



観測記録(T.P.-282.8m) 加速度波形



水平方向



鉛直方向

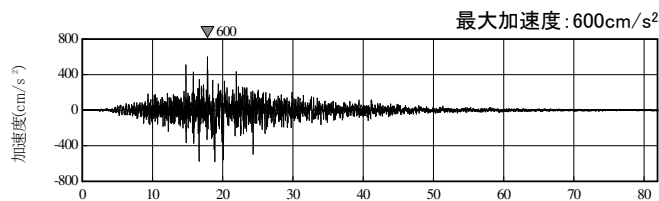
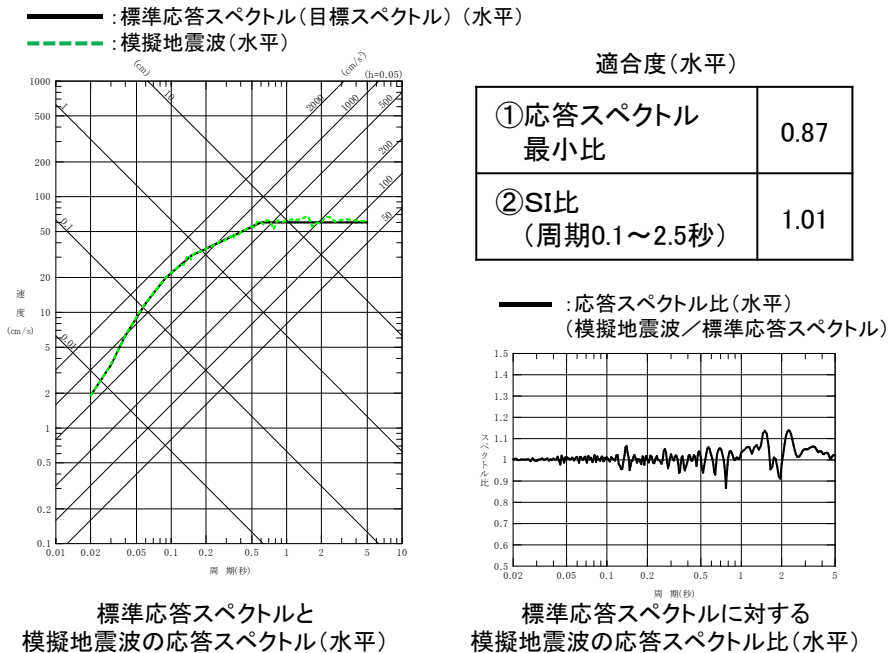
観測記録(T.P.-282.8m) 応答スペクトル

### 1.3.3 観測記録の位相を用いた模擬地震波による評価

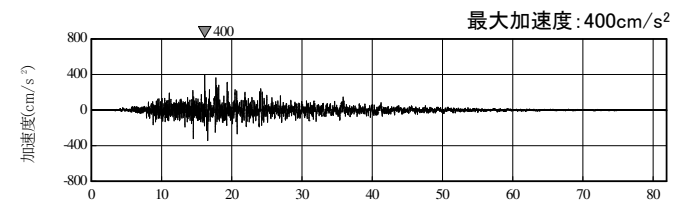
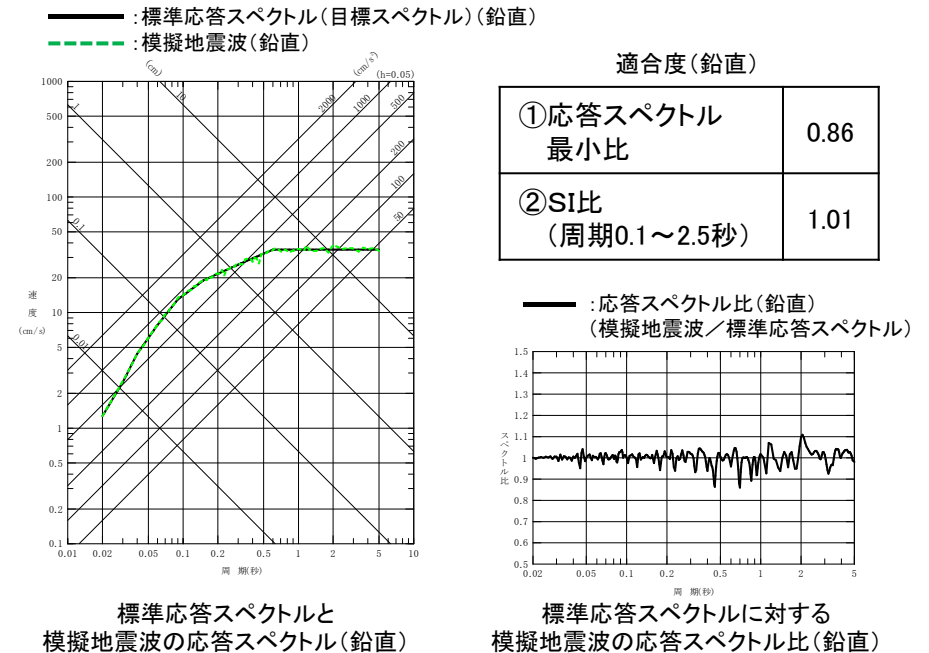
#### (4) 模擬地震波の作成結果

▶ 模擬地震波は、観測記録の位相特性を用い目標スペクトルと適合※するようにフーリエ振幅を修正することにより作成した。なお、作成した模擬地震波は一樣乱数の位相特性を持つ模擬地震波に比べ、フィッティングのばらつきが多少大きい結果となった。

※: 適合度は、一樣乱数の位相特性を持つ正弦波の重ね合わせによって作成する模擬地震波と同じく、原子力発電所耐震設計技術指針JEAG4601-2015(日本電気協会, 2016)に基づき判定(p.46参照)。



水平方向



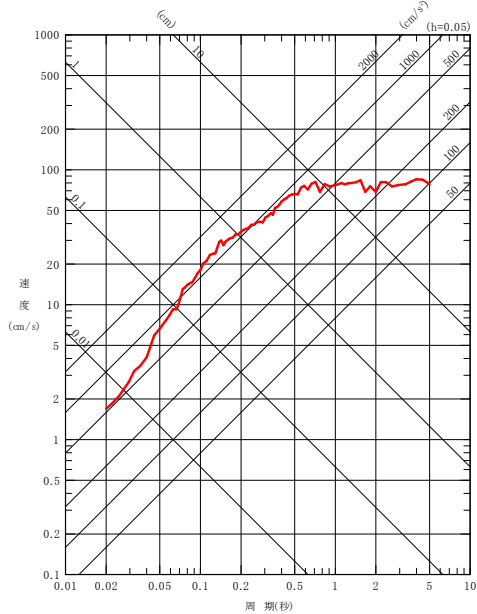
鉛直方向

観測記録の位相を用いた地震基盤相当面における標準応答スペクトルに適合する模擬地震波

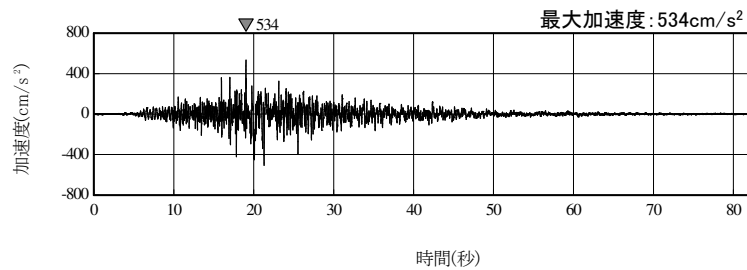
### 1.3.3 観測記録の位相を用いた模擬地震波による評価 (5) 解放基盤表面における地震動の評価結果

- 標準応答スペクトルに適合する模擬地震波(観測記録位相)を地下構造モデルを用いて解放基盤表面位置( $V_s=1300\text{m/s}$ )に引き上げた地震動について、応答スペクトル及び加速度波形を示す。

— : 解放基盤表面位置に引き上げた地震動(水平)



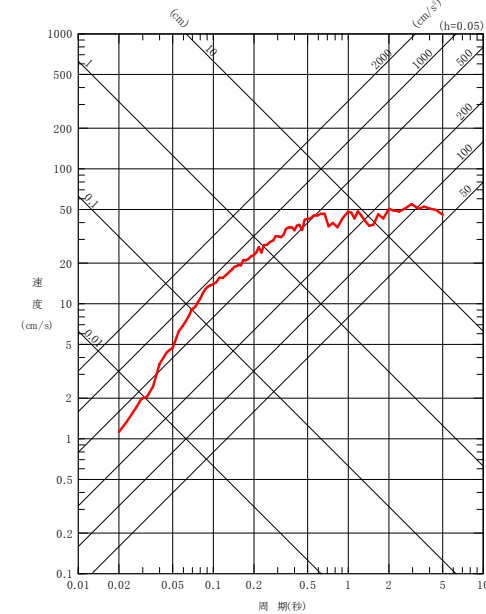
応答スペクトル(水平)



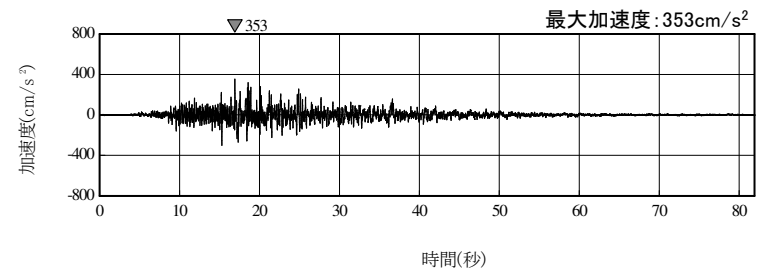
加速度波形(水平)

水平方向

— : 解放基盤表面位置に引き上げた地震動(鉛直)



応答スペクトル(鉛直)



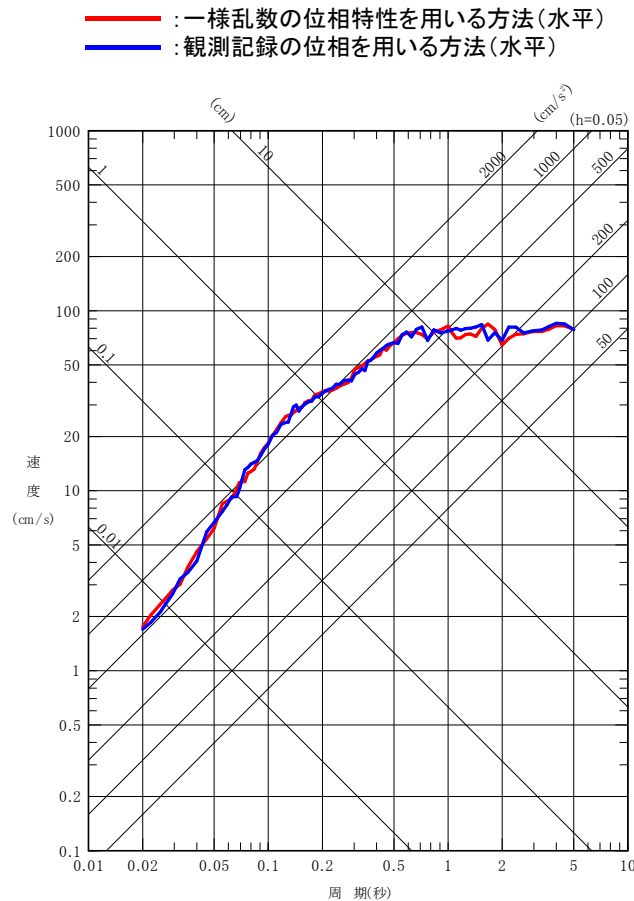
加速度波形(水平)

鉛直方向

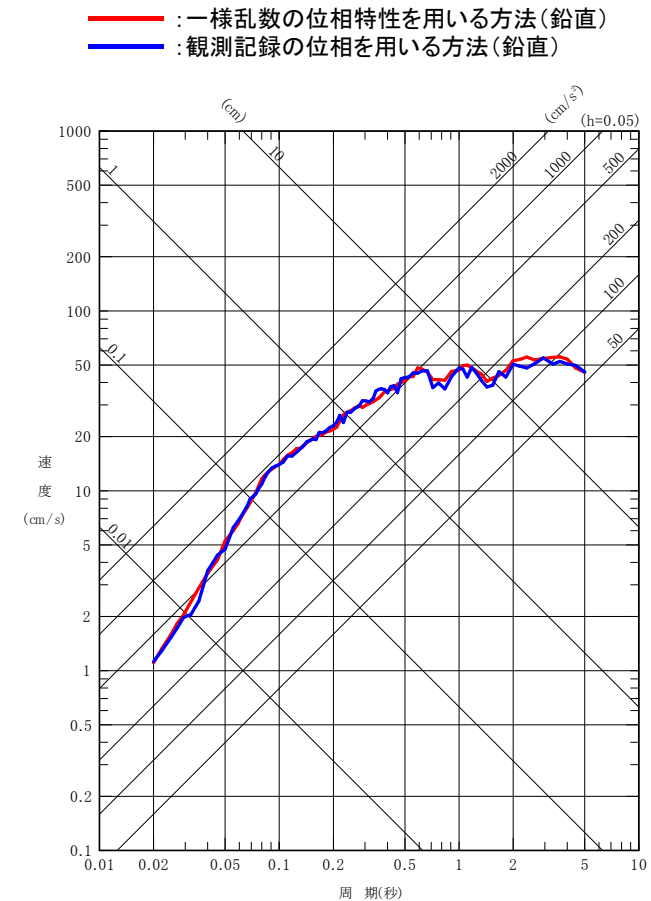


### 1.3.3 観測記録の位相を用いた模擬地震波による評価 (6) 解放基盤表面における地震動の評価結果の比較

- 応答スペクトルでは、一様乱数の位相特性を用いた方法と有意な差は見られない。
- 両者には優位な差は認められないこと、また、ターゲットスペクトルに対するフィッティング状況は一様乱数の位相特性を用いた模擬地震波の方がばらつきが小さいことを踏まえ、標準応答スペクトルに基づく地震動としては一様乱数の位相特性を用いた模擬地震波で代表する。
- 参考として、2014年6月申請時の基準地震動 $S_s-1$ との比較を参考資料(本資料p.105)示す。



水平方向



鉛直方向

## 2. 地域性を考慮する地震動の評価

---

- 2. 1 検討概要
- 2. 2 2000年鳥取県西部地震に関する検討
- 2. 3 2008年岩手・宮城内陸地震に関する検討

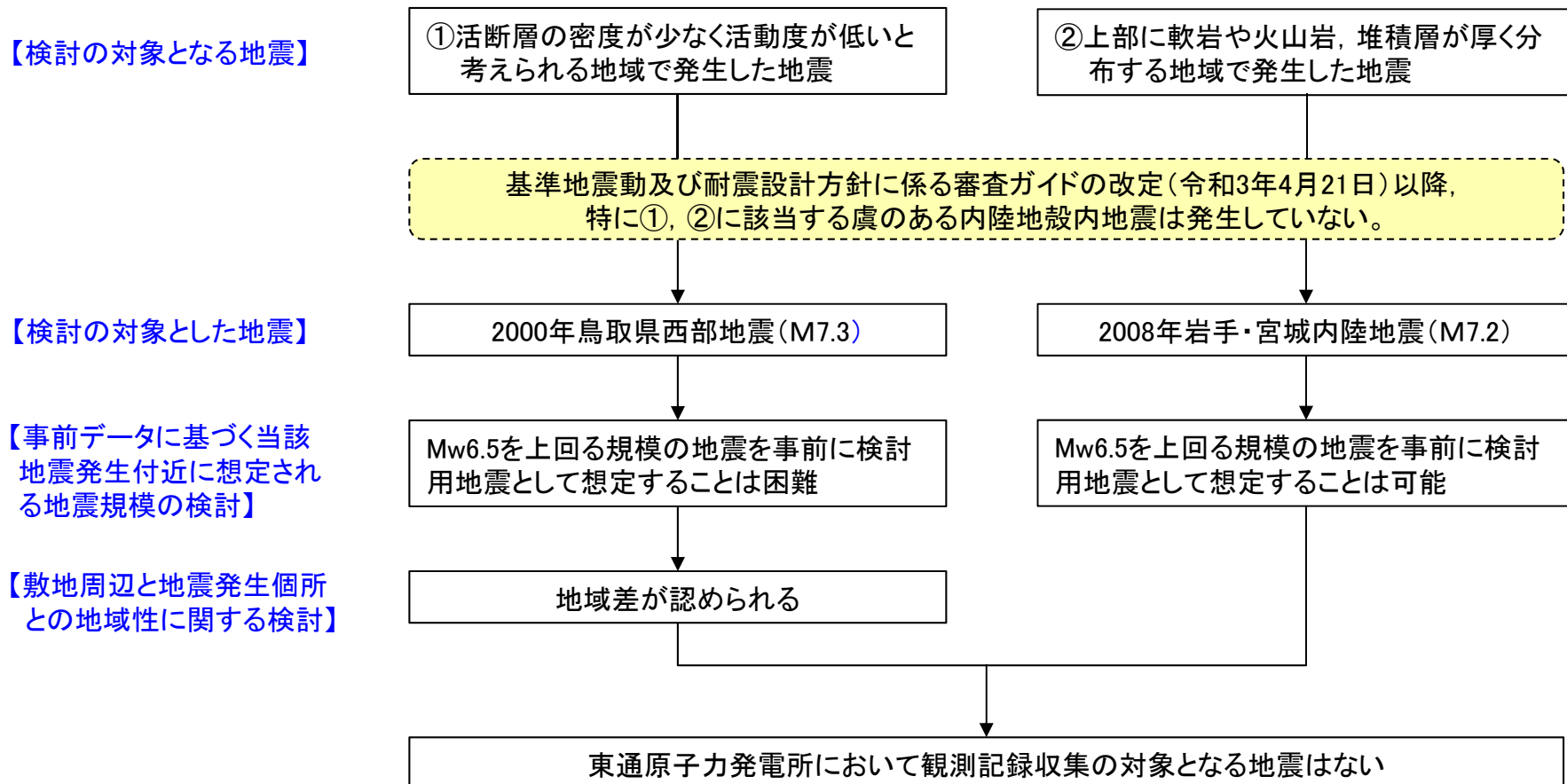
## 2. 1 検討概要

---

## 2.1 検討概要

### (1) 全体フロー

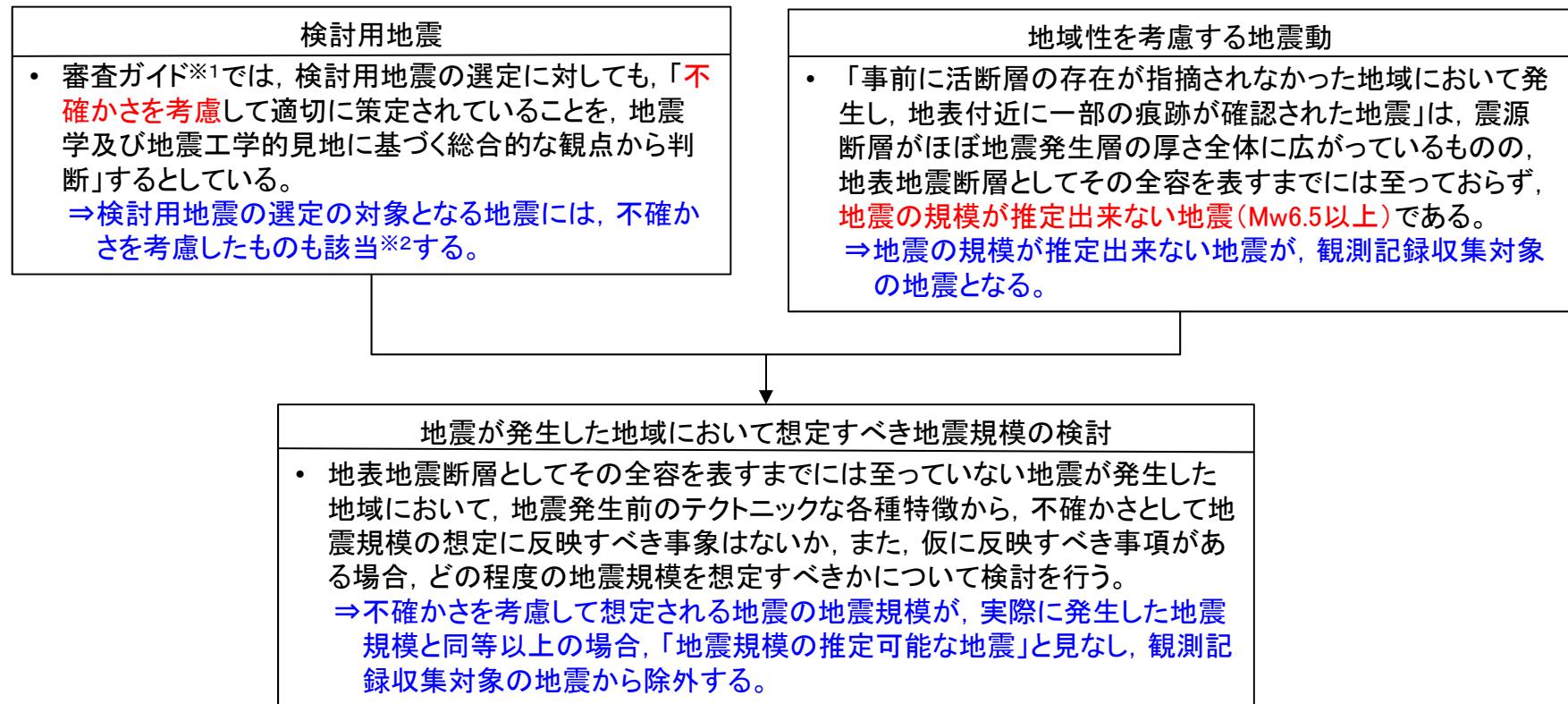
- 「事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震」について、「①活断層の密度が少なく活動度が低いと考えられる地域で発生した地震」として2000年鳥取県西部地震を対象に、「②上部に軟岩や火山岩、堆積層が厚く分布する地域で発生した地震」として2008年岩手・宮城内陸地震を対象に検討を行い、東通原子力発電所においては、両地震とも観測記録の収集対象となる地震には該当しないと評価した。



## 2.1 検討概要

### (2) 事前データに基づく当該地震発生付近に想定すべき地震規模の検討

- ▶ 「地域性を考慮する地震動」は、「震源断層がほぼ地震発生層の厚さ全体に広がっているものの、地表地震断層としてその全容を表すまでには至っておらず、地震の規模が推定出来ない地震(Mw6.5以上)」を対象としているため、地震が発生した地域において、事前データに基づき、どの程度の地震規模を検討用地震の対象となる地震として考慮すべきであったかについて検討を行う。
- ▶ 検討用地震の対象となる地震の地震規模の検討に際しては、不確かさも考慮する。



※1: 基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド(令和4年6月8日改定)

※2: このような例として、東通原子力発電所の地震動の評価においては、プレート内地震では検討用地震の対象となる地震にあらかじめ不確かさを考慮した上で、敷地に与える影響の最も大きい地震を検討用地震として選定している。また、内陸地殻内地震では、「下北半島中軸部高速度層の高まりに基づく地震」においても、あらかじめ不確かさを考慮した上で、検討用地震として選定している。

## 2. 2 2000年鳥取県西部地震に関する検討

---

- 2. 2. 1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討
- 2. 2. 2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討



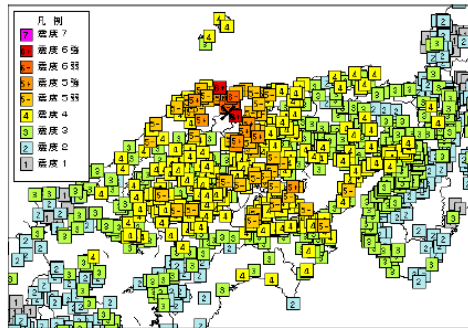
## 2. 2. 1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討 (1) 2000年鳥取県西部地震の概要

発生日時	2000/10/6 13:30
震央地名	鳥取県西部
緯度	35° 16.4' N
経度	133° 20.9' E
深さ	9km
規模	M7.3(Mw6.6)
震度	観測点名
6強	鳥取県 境港市, 日野町
6弱	鳥取県 泊町, 会見町, 岸本町, 日吉津村, 淀江町, 溝口町
5強	鳥取県 米子市, 岡山県 新見市, 香川県 土庄町他

(気象庁震度データベースによる)

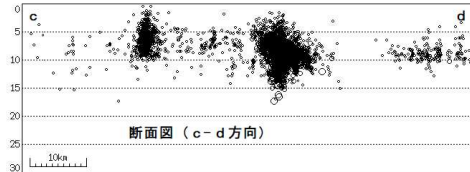
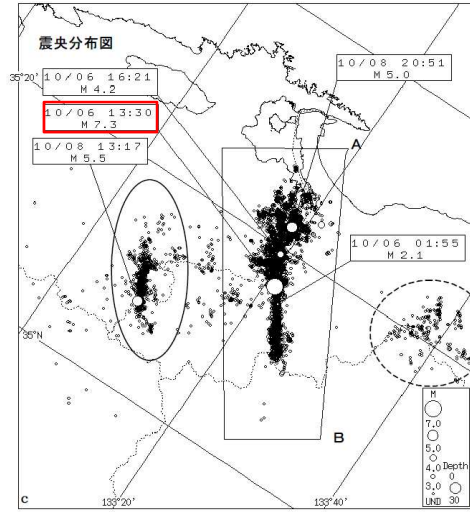
### ○ 地震概要

- ・負傷者 138名, 全壊家屋 371棟
- ・余震 北北西～南南東方向に約30km分布
- ・発震機構 東西方向圧縮軸 左横ずれ断層型
- ・1990年, 1997年に今回の余震域でM5クラスが発生
- ・1926年以降今回の震源近傍で3つ被害地震が発生



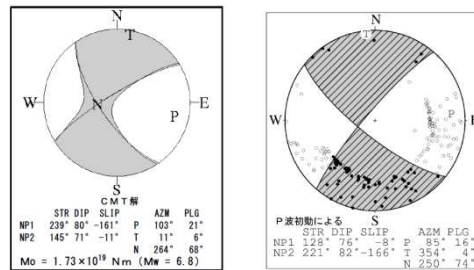
震度分布図

(「平成12年(2000年)鳥取県西部地震」  
概要及び被害状況(鳥取地方気象台))



震央分布図

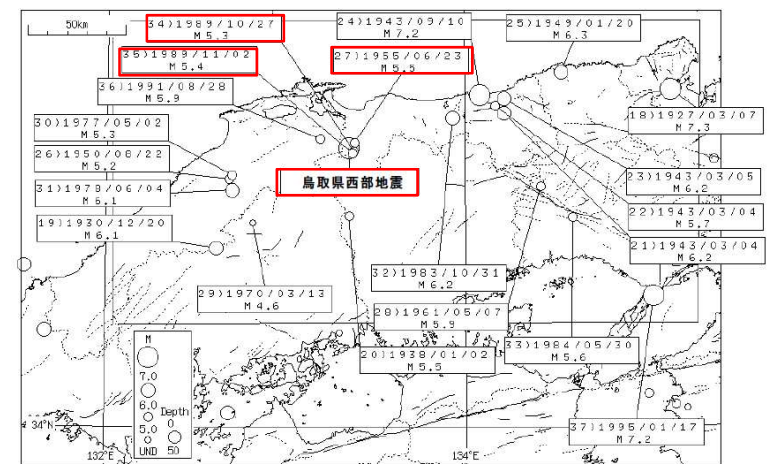
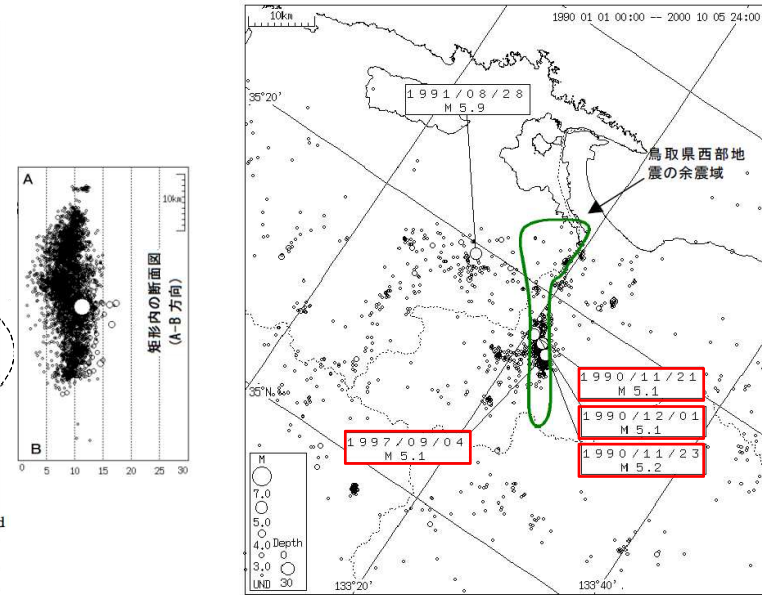
(2000年10月1日～10月31日)



発震機構

(CMT解及びP波初動による解)

(気象庁 平成12年10月 地震・火山月報(防災編)に一部加筆)



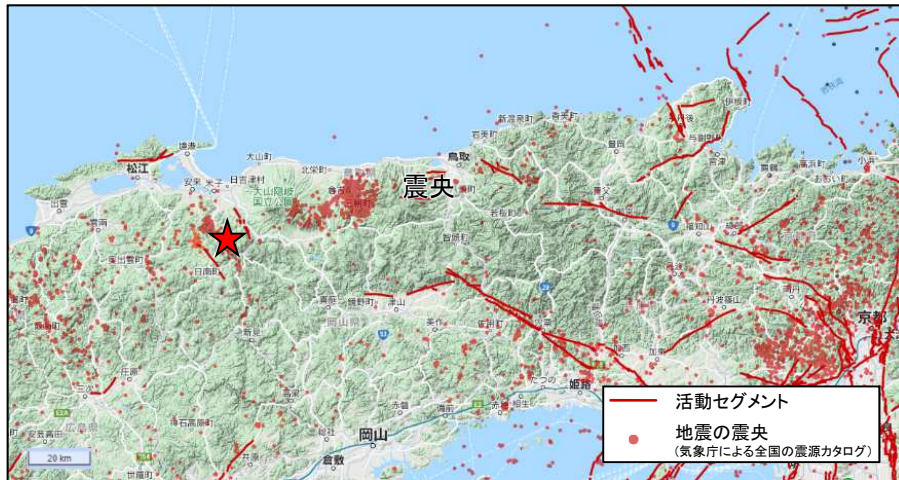
過去の被害地震(1926年～2000年)

## 2. 2. 1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討

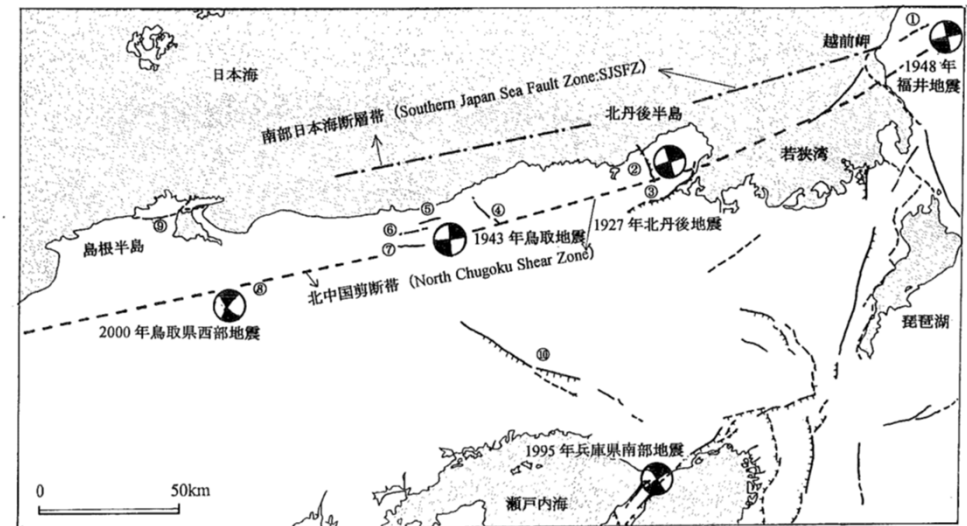
### (2) 震源域周辺の地質の特徴

#### 【岡田(2002)要約】

- 文献では、震源域周辺に活断層は記載されていない。
- 震源域周辺を含む山陰地方は、WNW-ESE方向の圧縮場のもとでENE-WNWとNNW-SSEの方向の横ずれ断層が卓越するとされている。
- 活断層の発達過程でみると、初期の発達段階を示し、断層破碎帯幅も狭く、未成熟な状態とみなされる。



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



第1図 山陰地域の主な地震の発震機構解と活断層

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

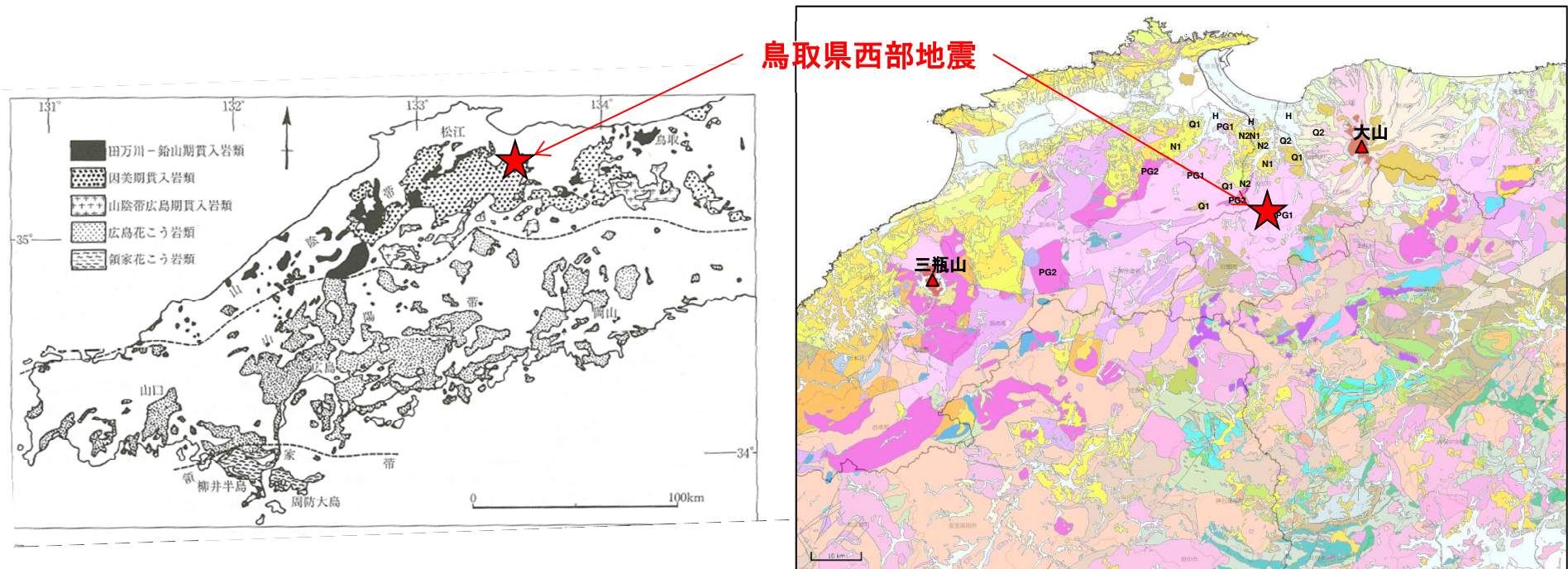
[岡田(2002)]



## 2. 2. 1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討

### (3) 震源域周辺の地質の特徴

- 震源域周辺は、白亜紀から古第三系の花崗岩類が広く分布しており、新第三紀中新世に貫入した安山岩～玄武岩質の岩脈が頻りに分布しており、これらの岩脈の特徴として、貫入方向が今回の震源断層に平行である北西-南東方向であることが挙げられる。〔井上ほか(2002)〕。
- 震源域周辺は、明瞭な断層変位の少ない地域とされている。〔堤ほか(2000)〕



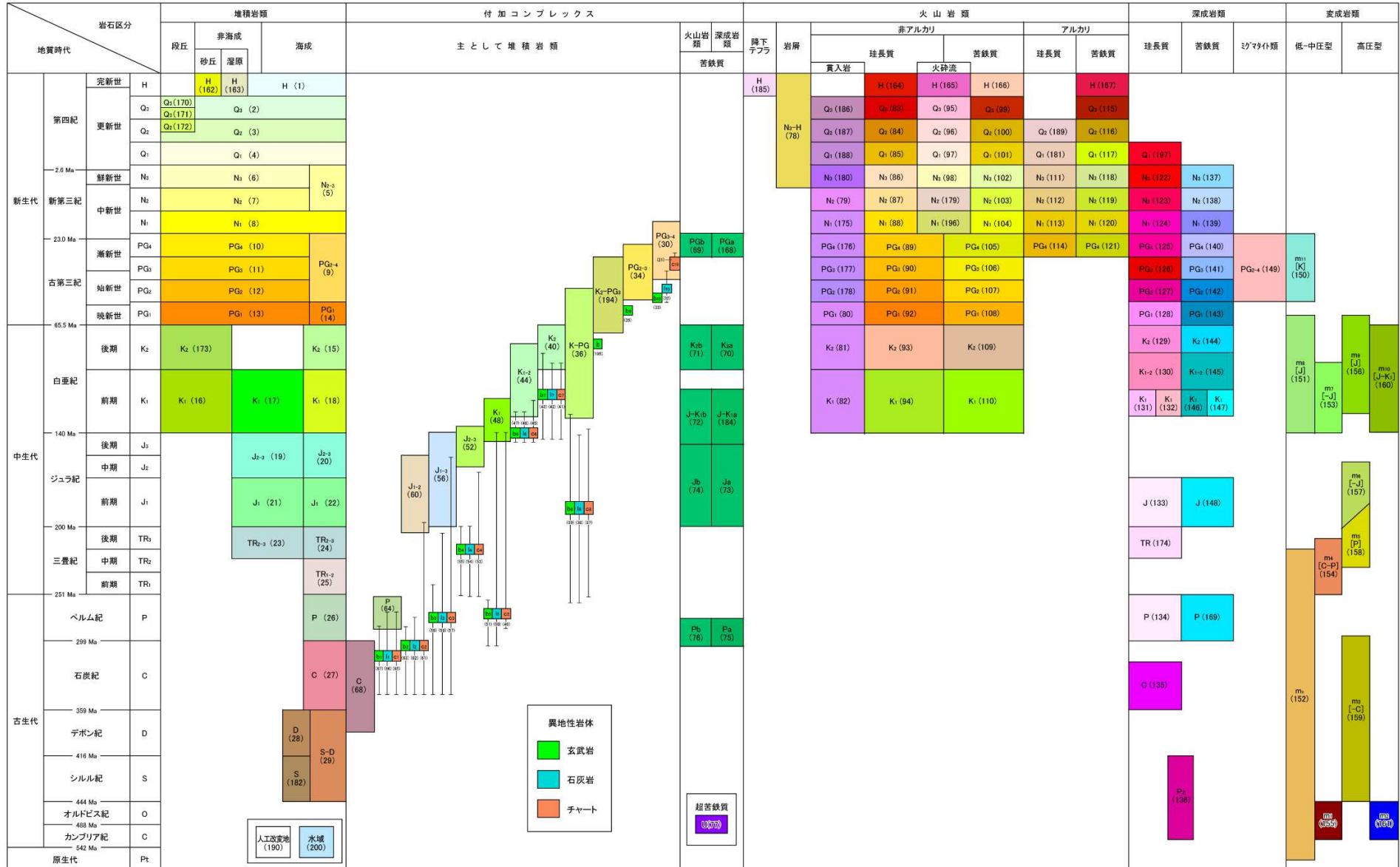
中国地方における白亜系～古第三系貫入岩類の分布  
〔日本の地質増補版編集委員会編(2005)に一部加筆〕

震源周辺のシームレス地質図  
(産業技術総合研究所, 地質図Naviに一部加筆)

## 2.2.1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討 (3) 震源域周辺の地質の特徴(シームレス地質図凡例)

凡例：20万分の1日本シームレス地質図全国統一

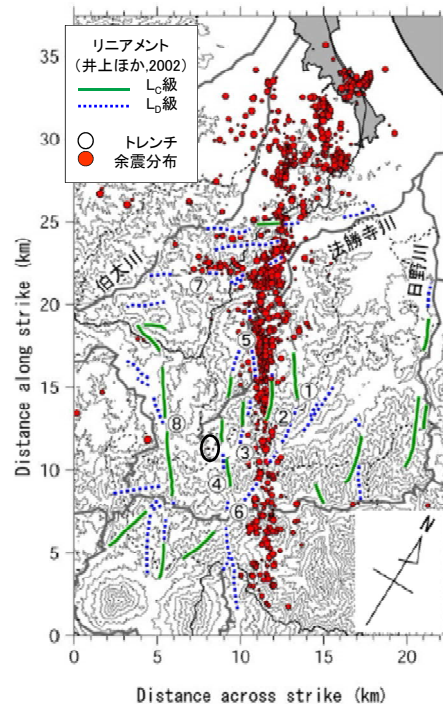
Ma: 百万年



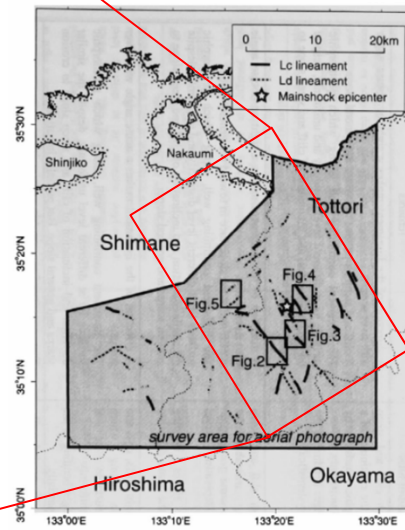
## 2. 2. 1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討

### (4) 震源域のリニアメントと余震分布

- 伏島ほか(2001)では、鳥取県西部地震により、長さ約6kmの地震断層が確認されたとしている。
- 堤ほか(2000)では、震源周辺で、地形に左ずれ屈曲を与えている2条の推定活断層と、最新の地質時代の断層変位地形が伴っていない長さ4km未満の北西-南東走方向の複数のリニアメントを判読している。このうち、推定活断層に沿っては、花崗岩中に断層露頭を確認している。
- 井上ほか(2002)では、鳥取県西部地震の震源域周辺で、左横ずれを示唆する短く断続するリニアメント群が判読され、これらが震源断層の方向と一致するとされている。
- 堤(2009)では、鳥取県西部地震の震源域に、震源断層と同じ走向の推定活断層やリニアメントが高密度に分布することから、これらが地下の活断層の地表表現である可能性が高いとしている。
- 垣見(2010)では、堤ほか(2000)、井上ほか(2002)によるリニアメント分布の特徴から、鳥取県西部地震の震央域では若い未成熟な断層が並列的に現れ、その一部が地震断層として地表まで達したとされている。



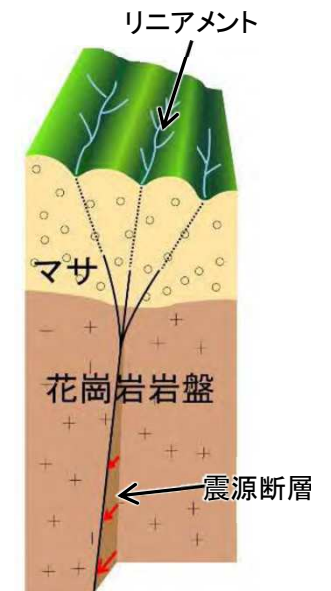
青柳ほか(2004)



井上ほか(2002)

#### 〔井上ほか(2002)要約〕

- 鳥取県西部地震の震源周辺では、左横ずれを示唆する短く断続するリニアメント群が判読され、これらは想定されている震源断層の方向と一致している。
- リニアメント沿いで多くの断層露頭が確認され、これらの断層の一部は第四紀層を変位させている。
- これらの断層は、横ずれ断層に伴うフラワー構造を呈しており、地下では収斂し、震源断層になる。
- 若い未成熟な断層であり、地表近くまで破壊が進行したものの地表に明瞭な地震断層は出現しなかった。





## 2. 2. 1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討 (5)まとめ

### 【2000年鳥取県西部地震の概要】

- 鳥取県西部地震は、北西－南東走向の横ずれ(左横ずれ)断層による地震とされている[(気象庁(2000))]
- 震源域周辺を含む山陰地方は、WNW-ESE方向の圧縮場のもとでENE-WNWとNNW-SSEの方向の横ずれ断層が卓越する[岡田(2002)]。
- 活断層の発達過程でみると、初期の発達段階を示し、断層破碎帯幅も狭く、未成熟な状態とみなされるとされている[岡田(2002)]。
- 震源域周辺は、白亜紀から古第三紀の花崗岩を主体としており、新第三紀中新世に貫入した安山岩～玄武岩質の岩脈が頻繁に分布している[井上ほか(2002)]。また、明瞭な断層変位基準の少ない地域とされている[堤ほか(2000)]。
- 鳥取県西部地震後に実施された堤ほか(2000)、井上ほか(2002)の調査では、鳥取県西部地震の震源周辺において、左横ずれを示唆する短く断続する推定活断層及びリニアメントを判読し、リニアメント周辺で断層露頭を確認している。



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



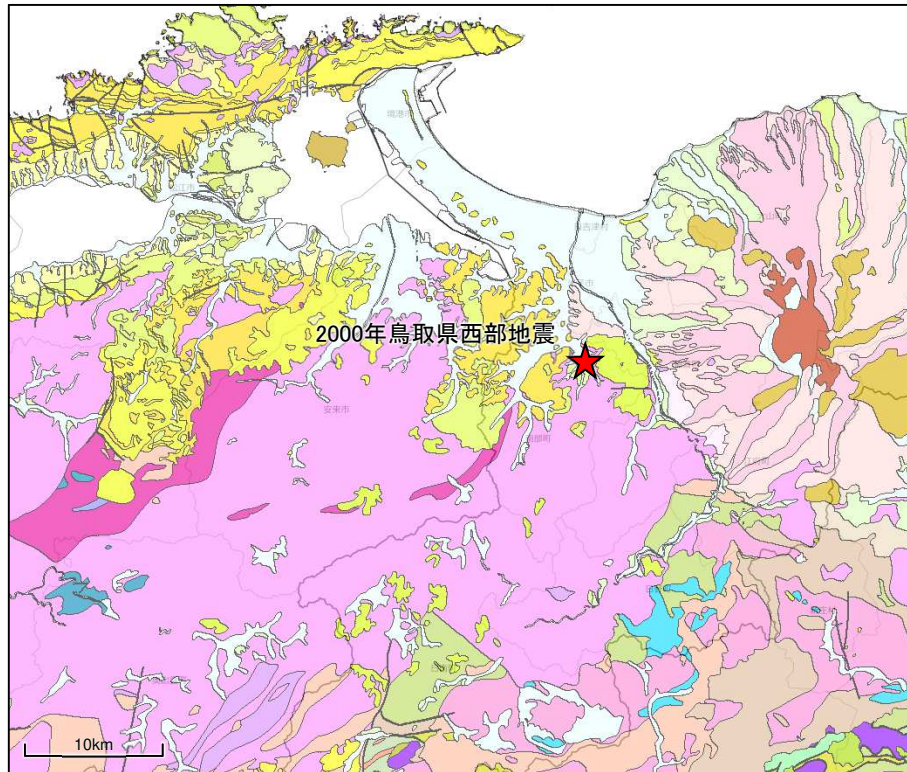
当該地域において、2000年鳥取県西部地震と同等以上の規模の地震をあらかじめ想定することは困難  
⇒震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討を行う(次節)



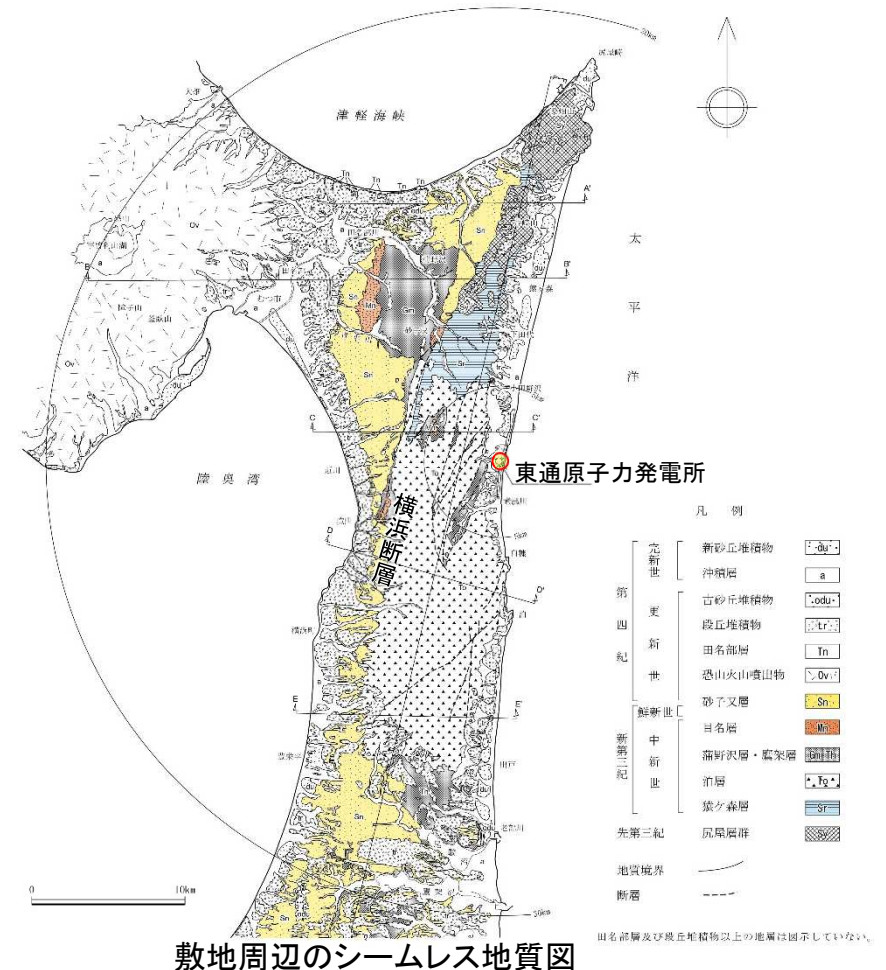
## 2.2.2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

### (1) 地質・地質構造，第四系の分布・地形等による比較

- 震源域周辺は、白亜紀から古第三紀の花崗岩を主体としており，新第三紀中新世に貫入した安山岩～玄武岩質の岩脈が頻繁に分布している。山陰地域の活断層は「活断層の発達過程でみると，初期の発達段階を示し，断層破碎帯幅も狭く，未成熟な状態とみなされる。」とされている。また，明瞭な断層変位基準の少ない地域とされている。
- 敷地周辺は，主に新第三系中新統の火山岩類や堆積岩類，第四系中部～上部更新統の段丘堆積層等が分布し，大規模な岩脈の分布は認められない。敷地周辺には，主に中位段丘面および高位段丘面が分布している。敷地周辺には，横浜断層(逆断層)等が認められる。



震源周辺のシームレス地質図  
(産業技術総合研究所，地質図Naviiに一部加筆)



敷地周辺のシームレス地質図

## 2. 2. 2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討 (2)地震地体構造区分による比較・検討

垣見ほか(2003)による地震地体構造区分

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

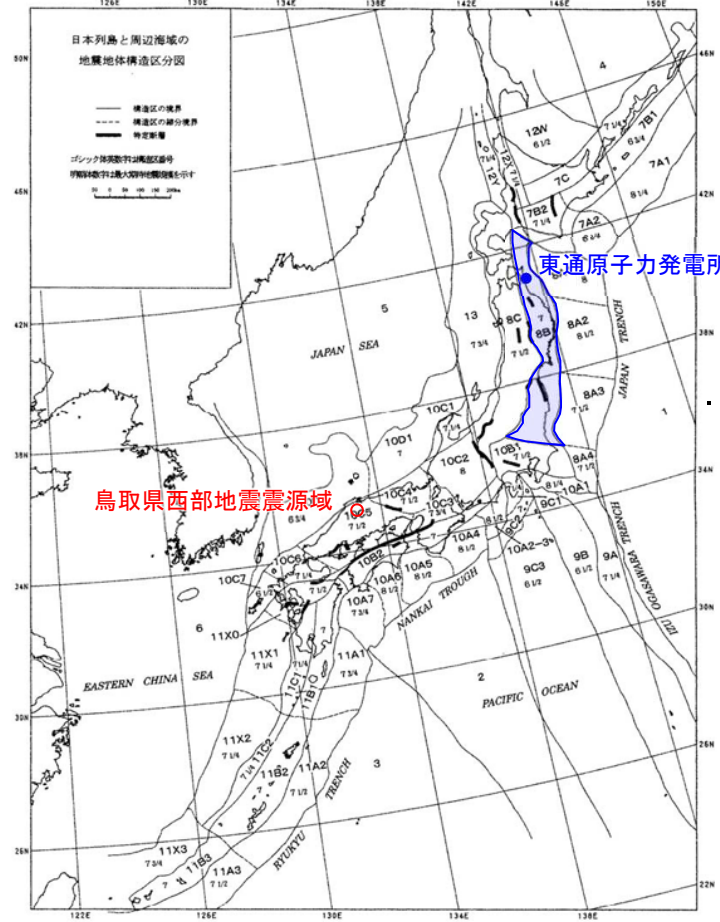


Fig. 1. Seismotectonic province map in and around the Japanese islands. Boldfaced sign is the symbol of province. Roman-type numeral represents the expected maximum earthquake magnitude ( $M_{max}$ ) assigned to each province. Solid line: boundary between provinces. Broken line: boundary between subprovinces. Bar: the designated fault.

Table 1. Continued

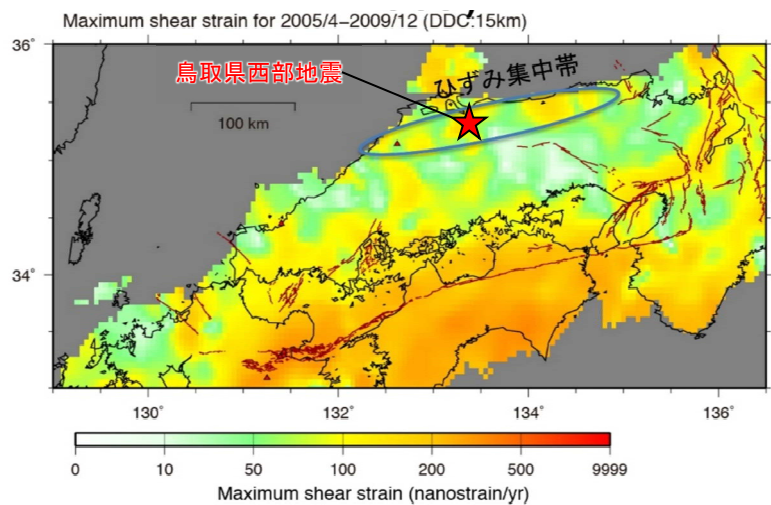
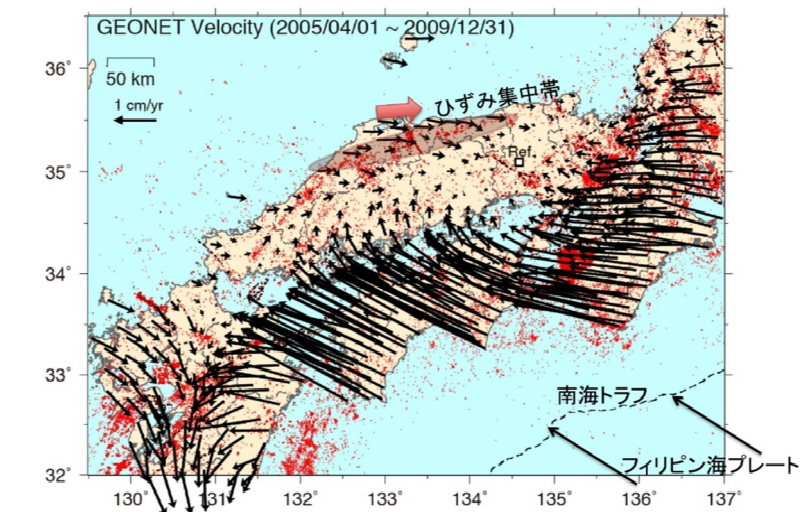
(1) 構造区	(2) 地形・地質	(3) 活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴と主な起震断層名 L (km) M.L.	(4) 逸発大・中地震活動と主な地震名 M.h.	(5) $M_{max}$	(6) 特定断層：備考
8A3 常盤沖大断層帯	深海平坦面と海溝陸側斜面	大、長、A、逆・正。 日本海溝に平行(逆)、大断層帯で正。 海溝のための評価せず	高 プレート境界付近の大地震域 ・1938年福島県沖 ・1896年福島	7 1/2 7.5 7.3	
8A4 房総沖大断層帯	階段状平坦面をもつ海溝陸側斜面、東西性海淵発達	中、長、A?、逆・正 日本海溝沿い(逆)および北東方向(正) 海溝のための評価せず	中 プレート境界付近の大地震域 ・1963年房総沖地震 (h=60 km) ・1677年延宝 (M8) は不確実	7 1/2 7.4	
8B 東北日本弧外帯	外弧隆起帯、安定域	極小、短(長)、C、逆・横。 ・三郎断層帯	低 ・1931年岩手県東部 ・1895年霞ヶ浦 (M7.2) および ・1902年三戸 (M7) はやや深い (s)	7 6.5	折爪断層 (40 km) 双葉断層 (84 km) [福島県(1999)は北部の10 kmのみを評価]
8C 東北日本弧内帯	火山性内弧、隆起優勢、脊梁山地・出羽丘陵の火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯)、島弧方向の逆断層~褶曲発達	中、中、B、逆。 島弧と平行、隆起帯基部に発達 ・関谷断層帯 ・全海盆地西縁断層帯 ・嵯峨山地西縁断層帯 ・長町-利府断層帯 ・能代断層帯 ・北由利断層帯 ・函館平野西縁断層帯	高 東西圧縮逆断層型 ・1765年津軽 ・830年出羽 ・1896年津羽 ・1914年秋田仙北 ・1704年羽後・津軽 ・1804年会津 ・1694年能代 ・1683年日光 ・1900年宮城県北部 ・1791年松本	7 1/2 7 7.2 7.1 7.1 7 ± 1/4 7 ± 0.1 7.0 7.0 7.0 6 3/4	福島盆地西縁断層帯 (47 km) [福島県(1998)および宮城県(2001)は一括活動を想定] 横手盆地東縁断層帯 (58 km) [分割型] 北上低地西縁断層帯 (79 km) [岩手県(1998)は北部37 kmと南部24 kmを別々に評価。推本(2001a)は一括活動を想定。分割の可能性は今後の課題とした]
10C4 西近畿	若狭湾は沈降域、丹波高原は安定隆起域、北部に火山	中、中、B、横。 西北西方向(左)卓越 ・三峠-鳥山断層帯 ・京都西山断層帯 ※三峠断層と鳥山断層帯を分割して評価	中 (1885年以降は北部で高) 西北西圧縮横ずれ断層型。 ・1927年北丹後 ・1943年鳥取 ・868年播磨・山城(山崎断層か)	7 1/2 7.3 7.2 >7.0	山崎断層帯 (85 km) [兵庫県(2001)は中・西部と東部を分割して評価]
10C5 中国山地・瀬戸内海	北半部は安定隆起域、南半部は沈降域、北部に火山	小、中(長)、B (A)、横・逆。 北東(右)、北西(左)が卓越、東西(逆)はやや古い、南端は中央構造線 ・那岐山断層帯 ・長尾断層帯 ・江知断層帯 ・五日市断層帯	中 (1885年以降は北部で高) 瀬戸内海でやや深い、東西圧縮横ずれ断層型 ・1857年安芸・伊予 ・1905年安芸灘 (s) ・1872年高田 ・1686年安芸・伊予 ・880年出雲 ・1649年安芸・伊予 ・2000年鳥取県西部	7 1/2 7 1/4 ± 0.5 7 1/4 7.1 ± 0.2 7 ~ 7.4 7.0 7.0 ± 1/4 7.3	中央構造線四国断層帯 (計200 km) [分割型] [本文参照] 岩国断層帯 (47 km) [分割型] [M2000は25 kmを図示]
10C6 北九州・岩崎	南部は隆起優勢、北部は沈降優勢の安定域	中、中・短、C?、横。 北北西(左)方向卓越 ・菊川断層帯 ・西山断層帯 ・小倉東断層帯 ・福知山断層帯 ・警因断層帯	低 ・1700年若狭対馬 ・1898年福岡県西部	7 1/4 7.0 6.0	観上にはなし



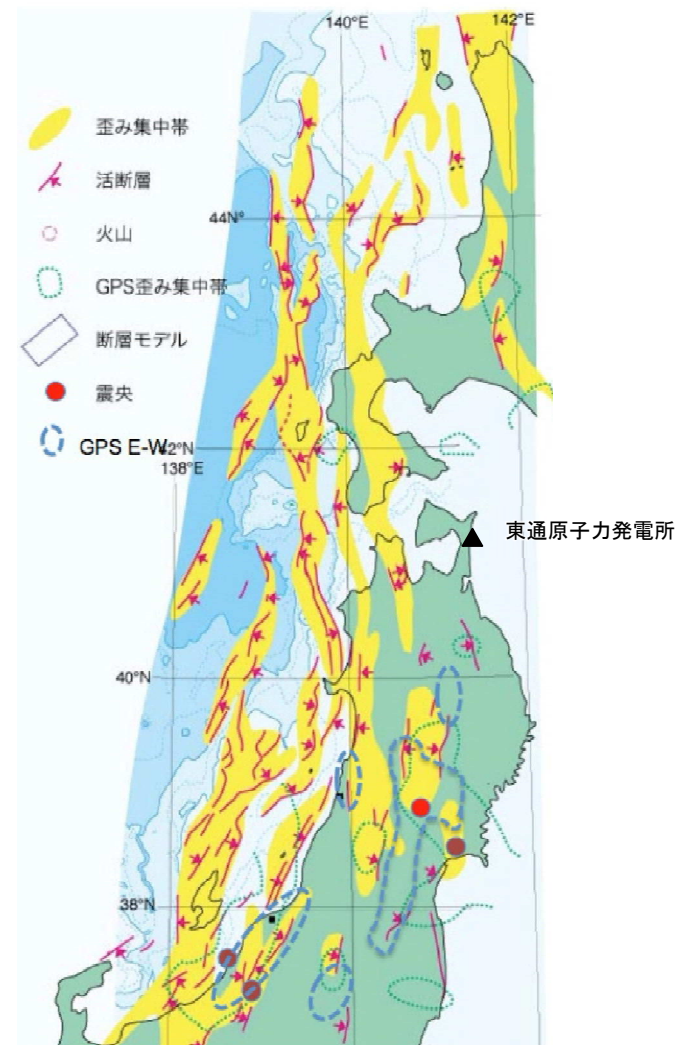
## 2. 2. 2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

### (3) ひずみ集中帯分布図による比較・検討

- 鳥取県西部地震の震源域は、西村(2014)においてひずみ集中帯と指摘されている。
- 敷地周辺は、地質学的ひずみ集中帯、測地的ひずみ集中帯の領域外に位置し、地殻内微小地震の密集は認められない。



西村(2015)に一部加筆



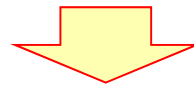
(産業技術総合研究所, 2009)に加筆

## 2. 2. 2 震源域と敷地周辺との地域性の比較・検討

## (4) 2000年鳥取県西部地震震源域との地域性の比較・検討結果

[凡例] ○:類似性有り, △:類似性低い～一部有り, ×類似性なし

項目	類似性	鳥取県西部地震の震源域	東通原子力発電所敷地周辺※
地質・地質構造	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>白亜紀から古第三系の花崗岩を主体としており, 新第三紀中新世に貫入した安山岩～玄武岩質の岩脈が頻繁に分布。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>主に新第三系の火山岩類, 堆積岩類や第四系の段丘堆積物等が分布し, 大規模な岩脈の分布は認められない。</li> </ul>
第四系の分布・地形等	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>明瞭な断層変位基準の少ない地域である。</li> <li>WNW-ESE方向の圧縮応力による横ずれ断層型。</li> <li>文献[岡田(2002)]では, 震源域周辺に活断層は記載されていない。</li> <li>第四紀中期以降に新たな断層面が形成され活断層が発達しつつある(活断層の成熟度が低い)</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>変位基準となる海成段丘面が広く認められる。</li> <li>東西圧縮応力による逆断層型</li> <li>敷地周辺には横浜断層等が認められ, 地形-地質調査等から活断層の認定が可能。</li> </ul>
地震地体構造	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>[内帯] 中国山地・瀬戸内海(10C5):安定隆起域</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>[外帯] 東北日本弧外帯(8B):外弧隆起帯の安定域</li> </ul>
ひずみ集中帯	×	<ul style="list-style-type: none"> <li>地質学的歪み集中帯, 測地学的歪み集中帯の領域内に分布する。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>地質学的歪み集中帯, 測地学的歪み集中帯の領域外に分布する。</li> </ul>



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

## 2. 3 2008年岩手・宮城内陸地震に関する検討

---

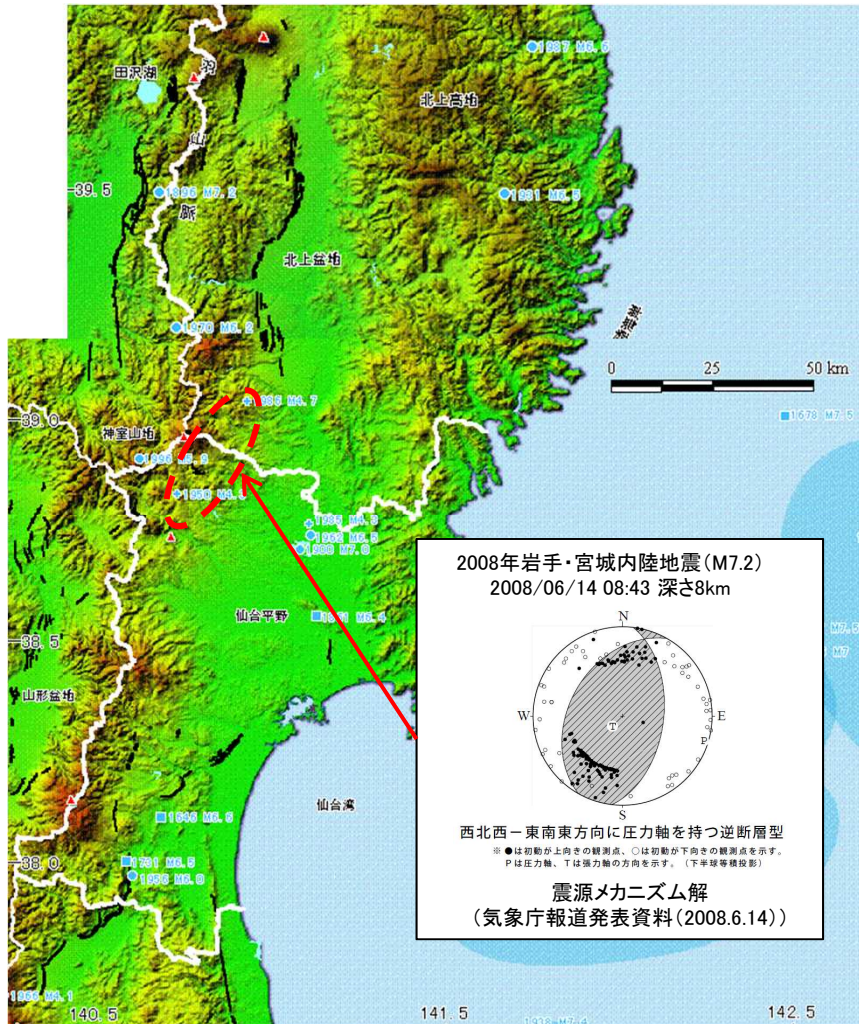
### 2. 3. 1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討



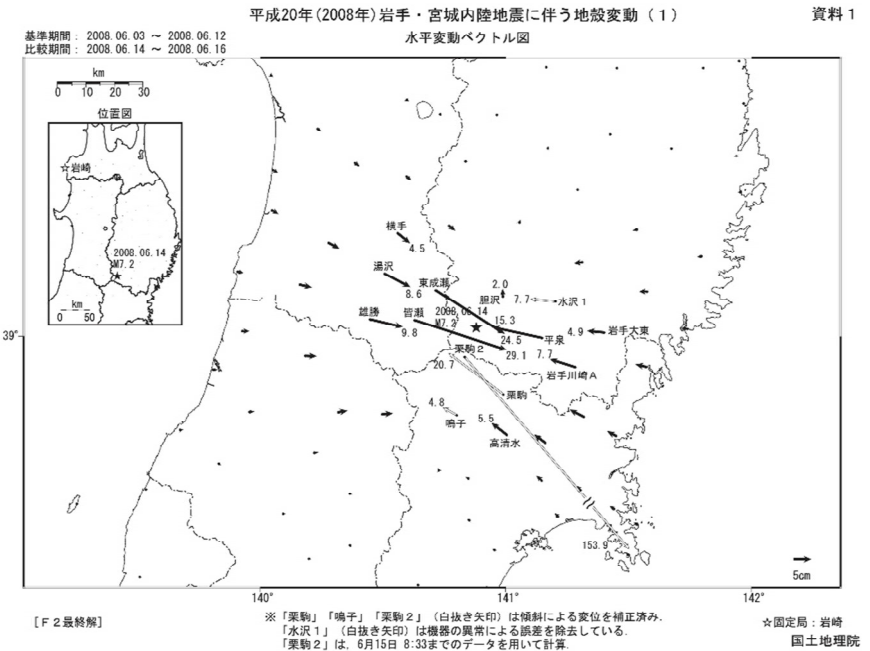
## 2.3.1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討

### (1) 2008年岩手・宮城内陸地震の概要

- 岩手・宮城内陸地震は、2008年6月14日に奥羽山地東縁で発生した地震で、深さ8km、地震の規模は、M7.2とされている。
- この地震は、奥羽山地東縁から西側に傾斜する低角逆断層により発生したとされる。

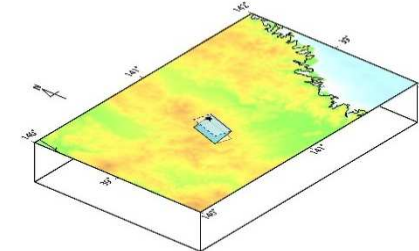


「日本の地震活動」[地震調査研究推進本部(1999)に加筆]



### GPSで測定された水平変動[国土地理院(2008)]

平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震の震源断層モデルの概念図



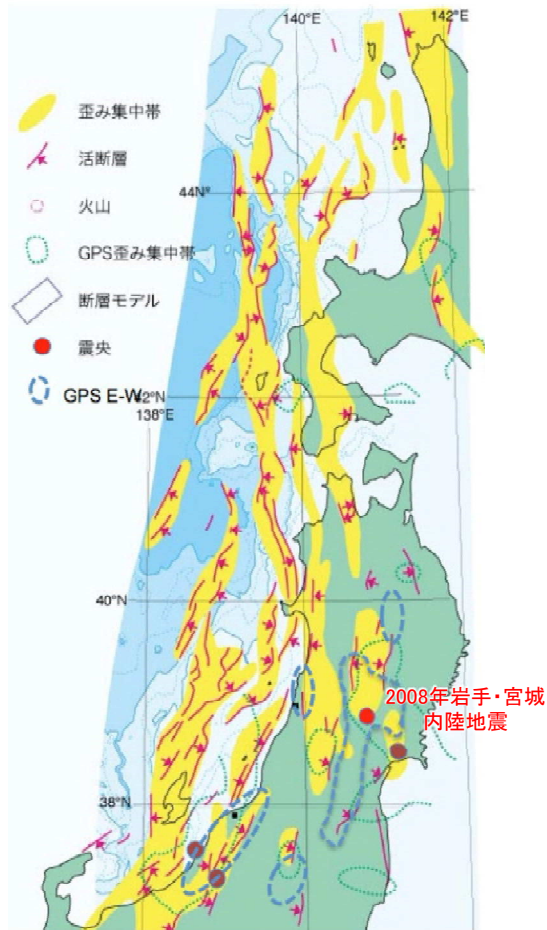
地殻変動から推定された断層モデル  
[国土地理院(2008)]



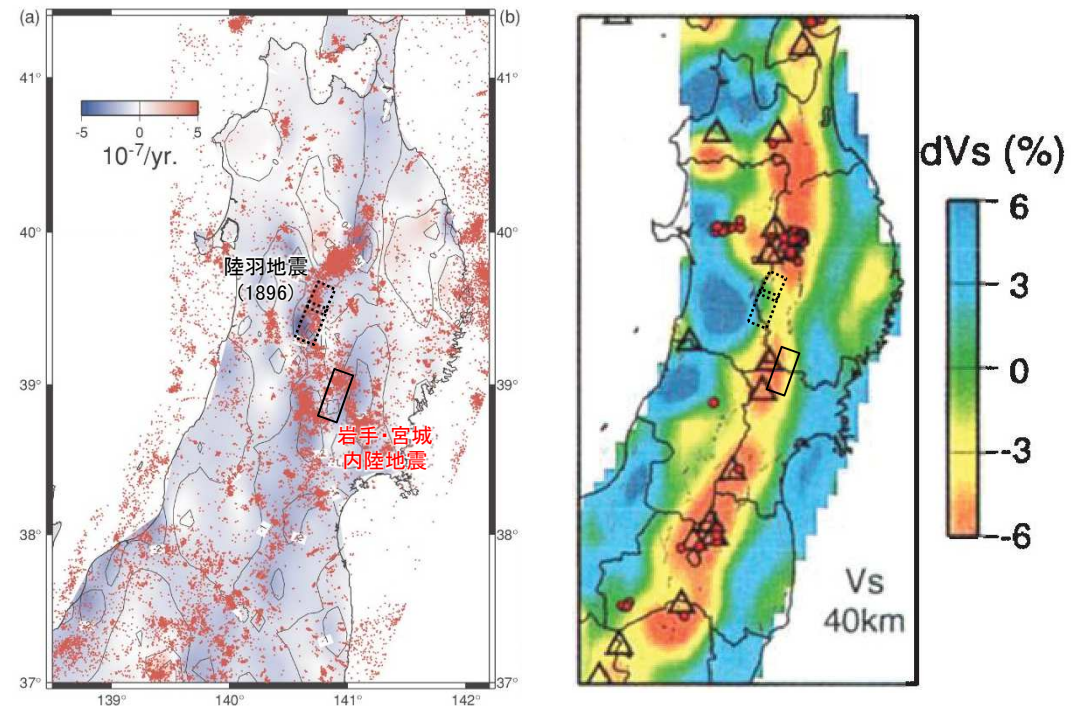
## 2. 3. 1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討

### (2) ひずみ集中帯

- 東北日本弧の第四紀テクトニクスは、東西圧縮応力による逆断層の活動に特徴づけられる。
- 産業技術総合研究所(2009)では、岩手・宮城内陸地震は、地質学的ひずみ集中帯と、測地学的ひずみ集中帯の重なったところで発生しているとしている。



地質学的ひずみ集中帯等分布図  
〔産業技術総合研究所(2009)に加筆〕



(a)東西ひずみ速度分布図  
〔Miura et al.(2004)に加筆〕

(b)S波速度構造  
〔Nakajima et al.(2001)に加筆〕

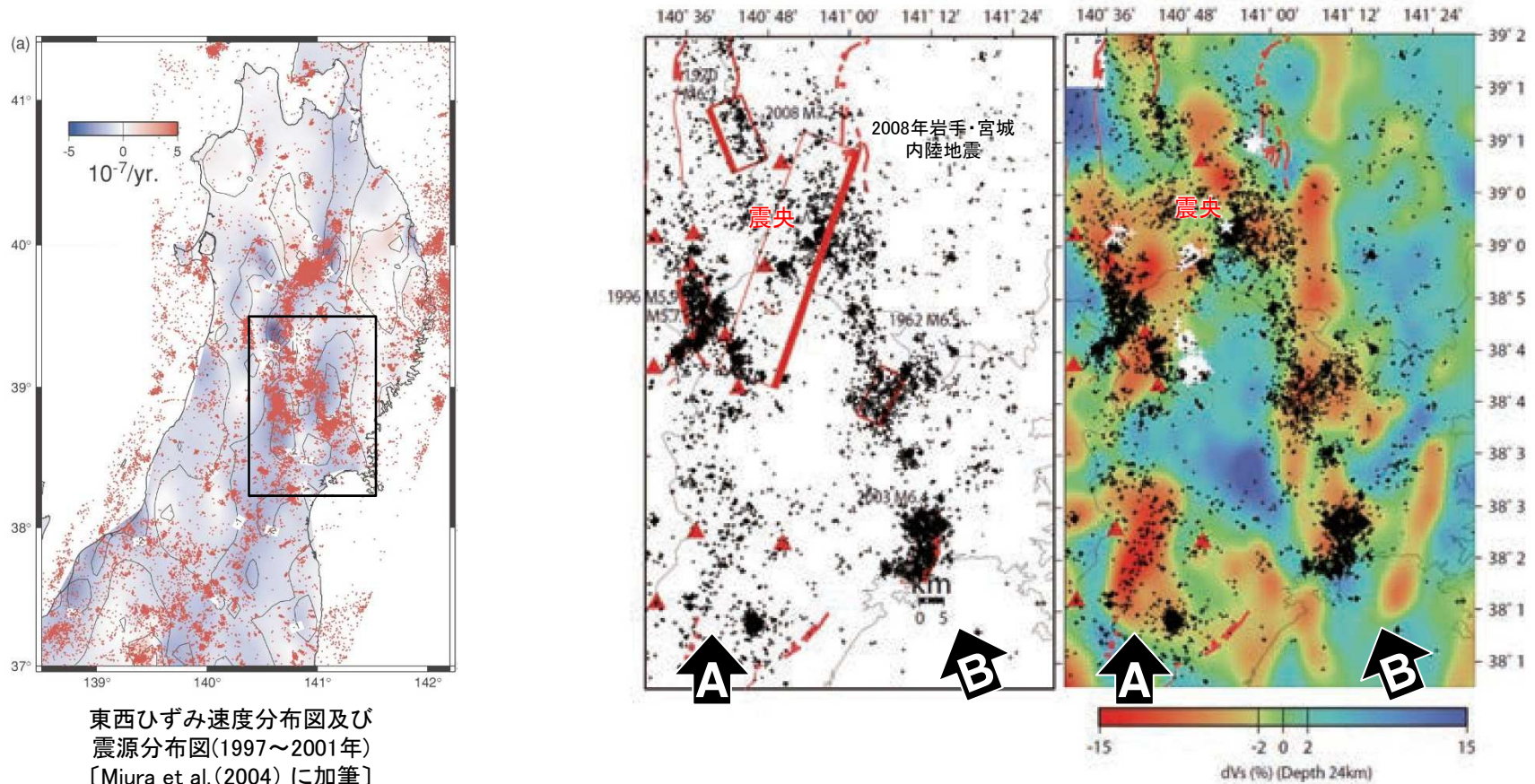
- (a)GPSデータから求めた東西ひずみ速度分布。期間は1997年～2001年。実線の口は岩手・宮城内陸地震の余震域を示す。赤点は同じ期間に発生した長さ40kmより浅い微小地震の震源を示す。陸地の細線はひずみ速度の等値線。  
(b)地震波トモグラフィーによる深さ40kmでのS波速度偏差分布。△は活火山。

## 2. 3. 1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討

### (3) 地震活動と地震波速度構造

【岡田ほか(2008)要約】

- これまでも活発な地震活動が見られた東北脊梁山地歪集中帯で発生した。
- 東北脊梁山地歪集中帯では、1896年陸羽地震(M7.2)、1970年秋田県南東部地震(M6.2)など規模の大きな地震さらには微小地震も集中して発生している。
- 今回の地震の断層面上の本震震源付近では、1999年から2000年にかけて先駆的な地震活動がみられた。



震源分布図(1997~2008年)

深さ24kmのS波速度偏差分布図

[岡田(2008)に加筆]



## 2.3.1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討 (4) 2008年岩手・宮城内陸地震の震源断層の概要

- 岩手・宮城内陸地震は、奥羽脊梁山地のうち栗駒山火山を中心とする火山帯で発生した大規模地震であり、それまで活断層が認定されていなかった地域で発生した内陸地殻内地震とされている。〔堤ほか(2010), 遠田(2010)〕
- この地震は「山地境界断層」, 「餅乾-細倉構造線」など活断層として認識されていなかった中新世のリフト期の複数の正断層が、東西圧縮応力場で逆断層として再活動したものとされている〔東京大・東北大・岩手大(2008), 佐藤ほか(2008)〕

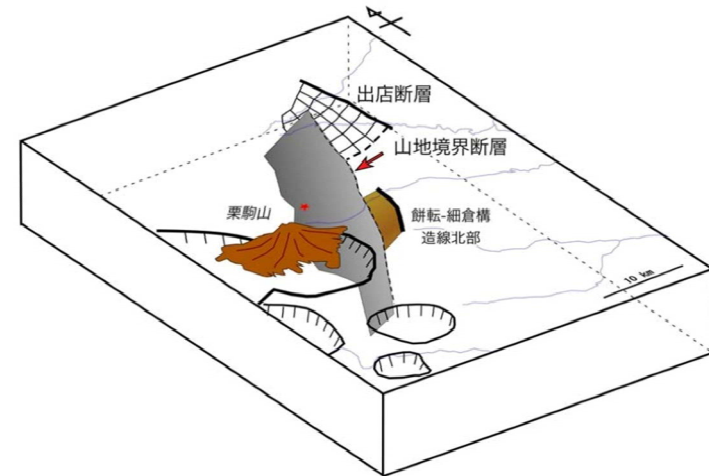
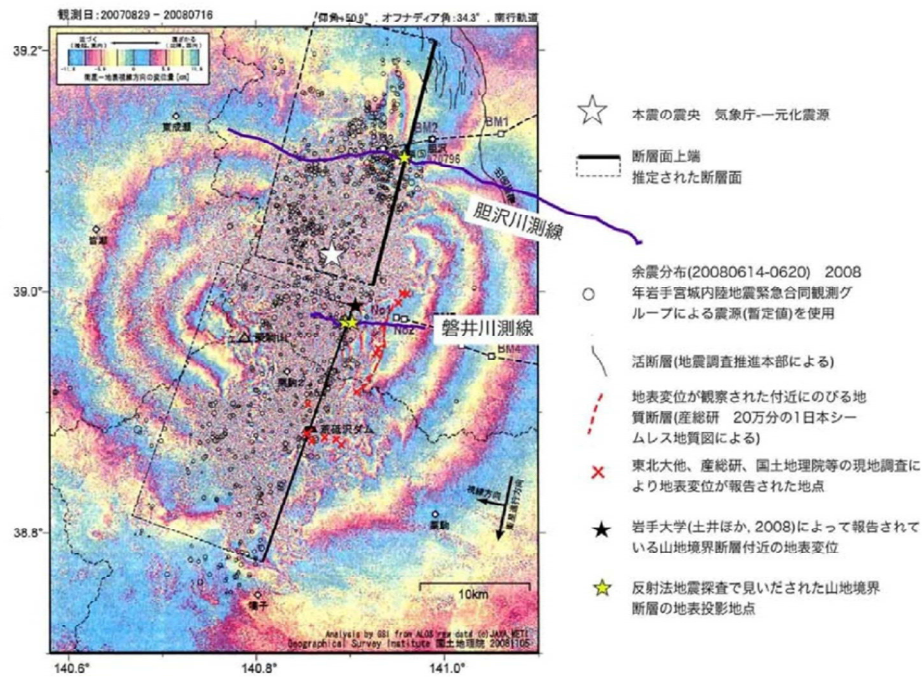


図5. 震源域の地殻構造概念図。

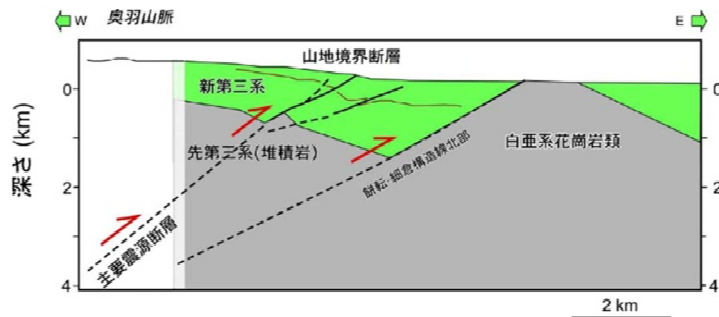


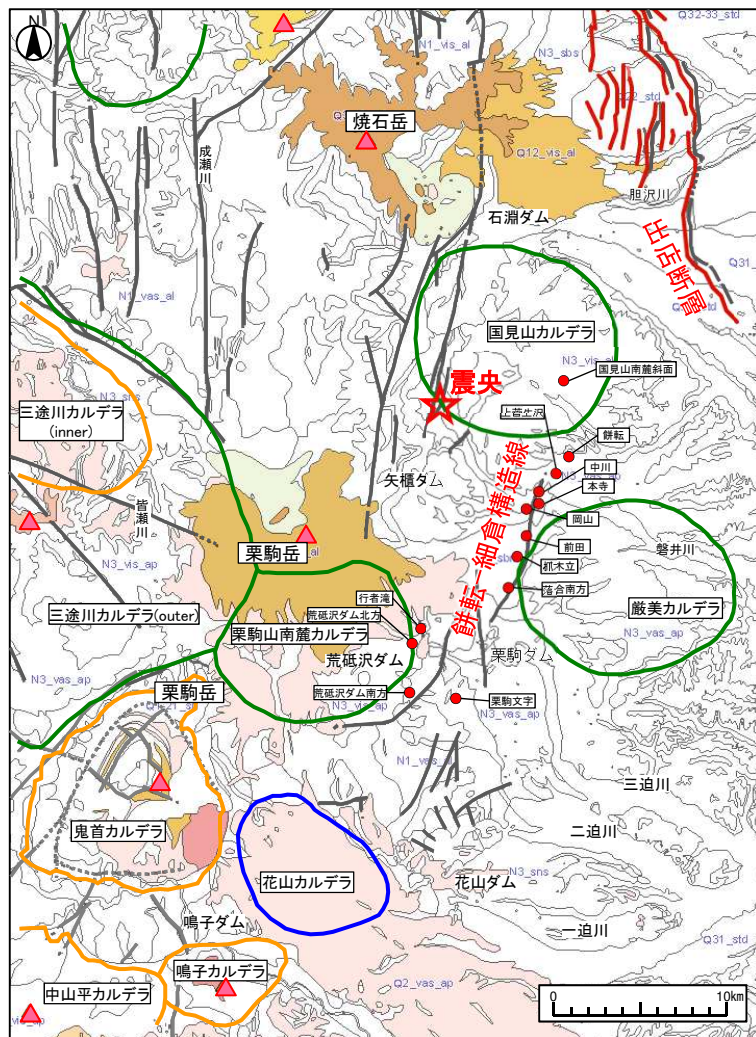
図3. 磐井川測線沿いの断層形状概念図。

〔東京大・東北大・岩手大(2008)に加筆〕

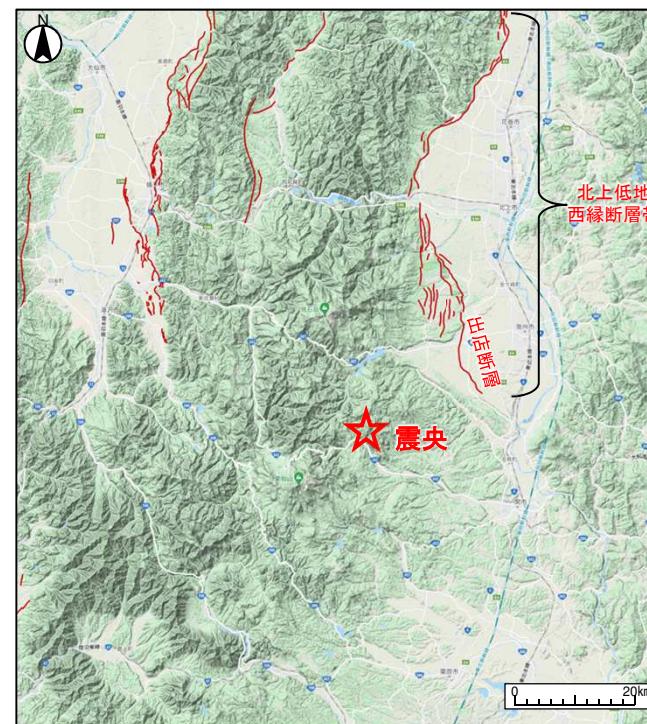
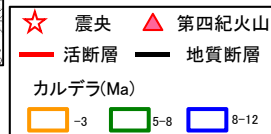
## 2.3.1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討

### (5) 活断層の分布

- 余震域東縁の北方延長には、北上低地西縁断層帯が認められており、本地震は、主要(長大)活断層帯の延長部で発生している。
- また、震源周辺には餅転-細倉構造線のほか、多くの地質断層が認められている。



2008年岩手・宮城内陸地震震源周辺の地質構造図  
 布原ほか(2008)のカルデラ分布, 遠田ほか(2010)の断層痕跡分布(●)を  
 産業技術総合研究所「20万分1シームレス地質図」に加筆

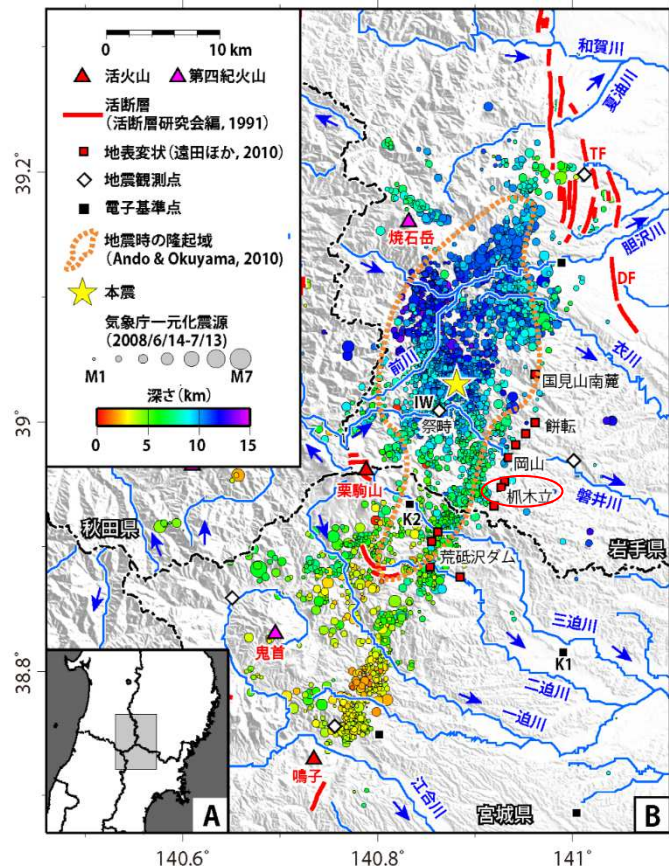


活断層分布図  
 (産業技術総合研究所「活断層データベース」)に加筆

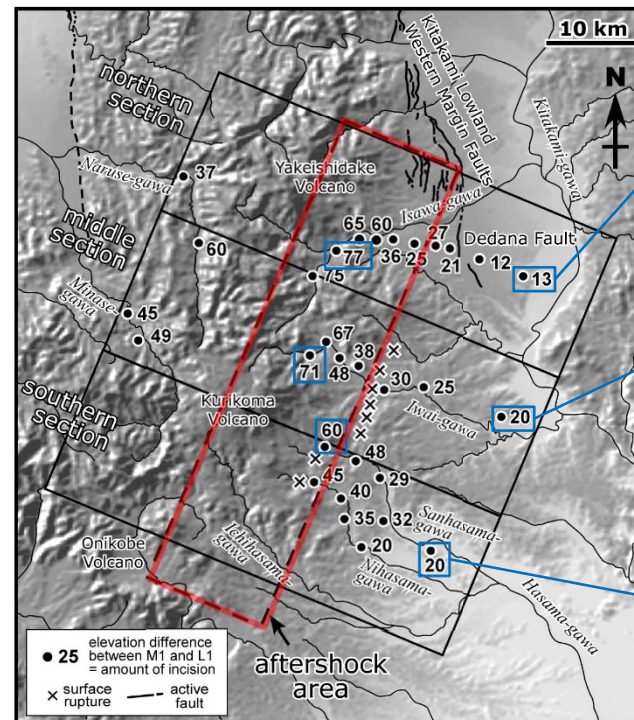


## 2. 3. 1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討 (6) 変位地形

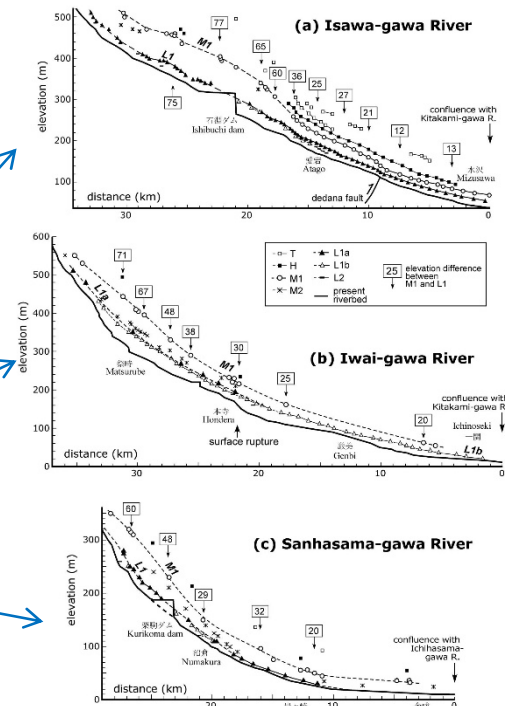
- 鈴木ほか(2008)によれば、地震前に撮影された大縮尺の航空写真の判読により、地震断層にほぼ対応する3~4km程度の区間に活断層変位地形が見出されたとしている。また、柵木立地点におけるトレンチ調査の結果、約5千年前以降の複数回の活動が明らかになったとしている。
- 田力ほか(2009)によれば、震源域には、河成段丘の変化帯が存在し、この変化帯は岩手・宮城内陸地震の震源断層の活動に関連するとしている。また、震源断層付近で求められる垂直変位速度(0.5mm/yr)は、北方の北上低地西縁断層帯の垂直変位速度[池田ほか(2002)]にほぼ等しいとしている。



余震分布, 地表痕跡の分布 地震時の隆起域  
[柳田ほか(2020)に加筆]



震源付近の河床および段丘縦断面と下刻量  
[田力ほか(2009)に加筆]



## 2. 3. 1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討 (7) 余震分布と地表地震断層

【遠田ほか(2010)要約】

- 北北東-南南西トレンドの長さ約40kmの震源断層のうち、中央部の約20kmが地震断層として断続的に地表に現れた。それらは西傾斜の震源断層(逆断層)の地表延長部にあたる。

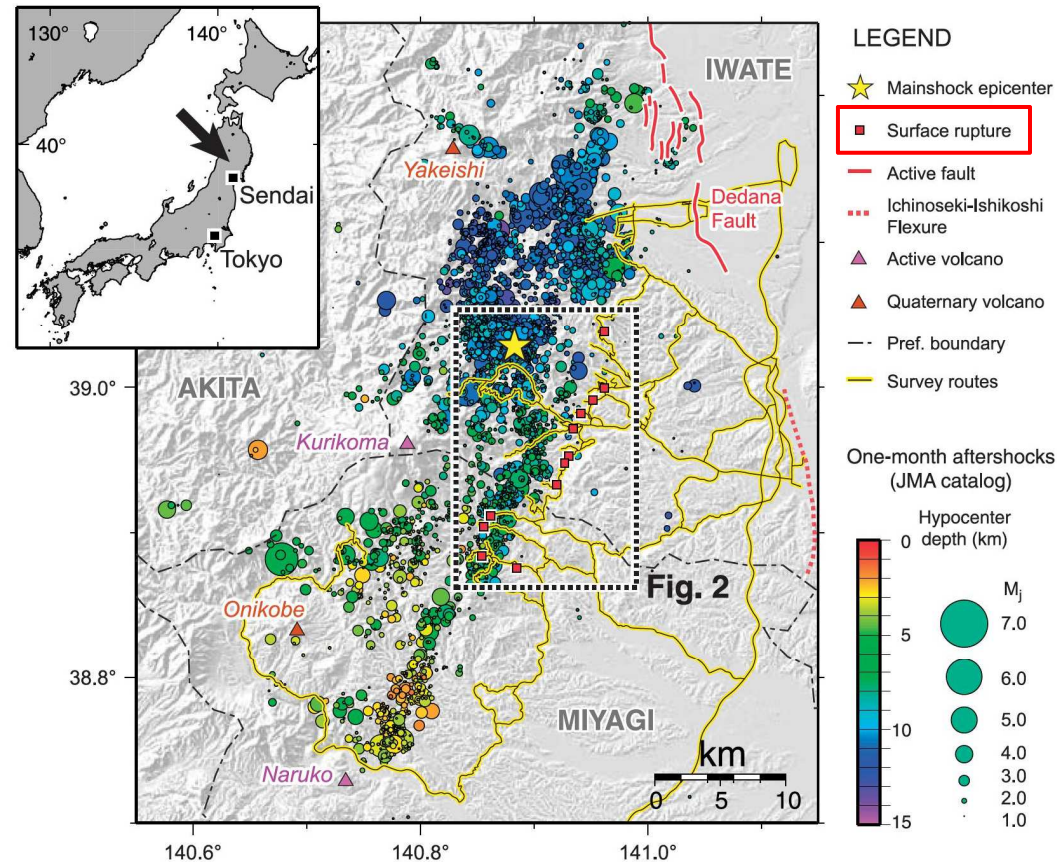


Fig. 1. Locations of the surface ruptures (red squares) associated with the 2008  $M_w=6.9$  Iwate-Miyagi Nairiku earthquake on the distribution of observed aftershocks. Detail distribution of the ruptures in the broken-line box is displayed in Fig. 2.

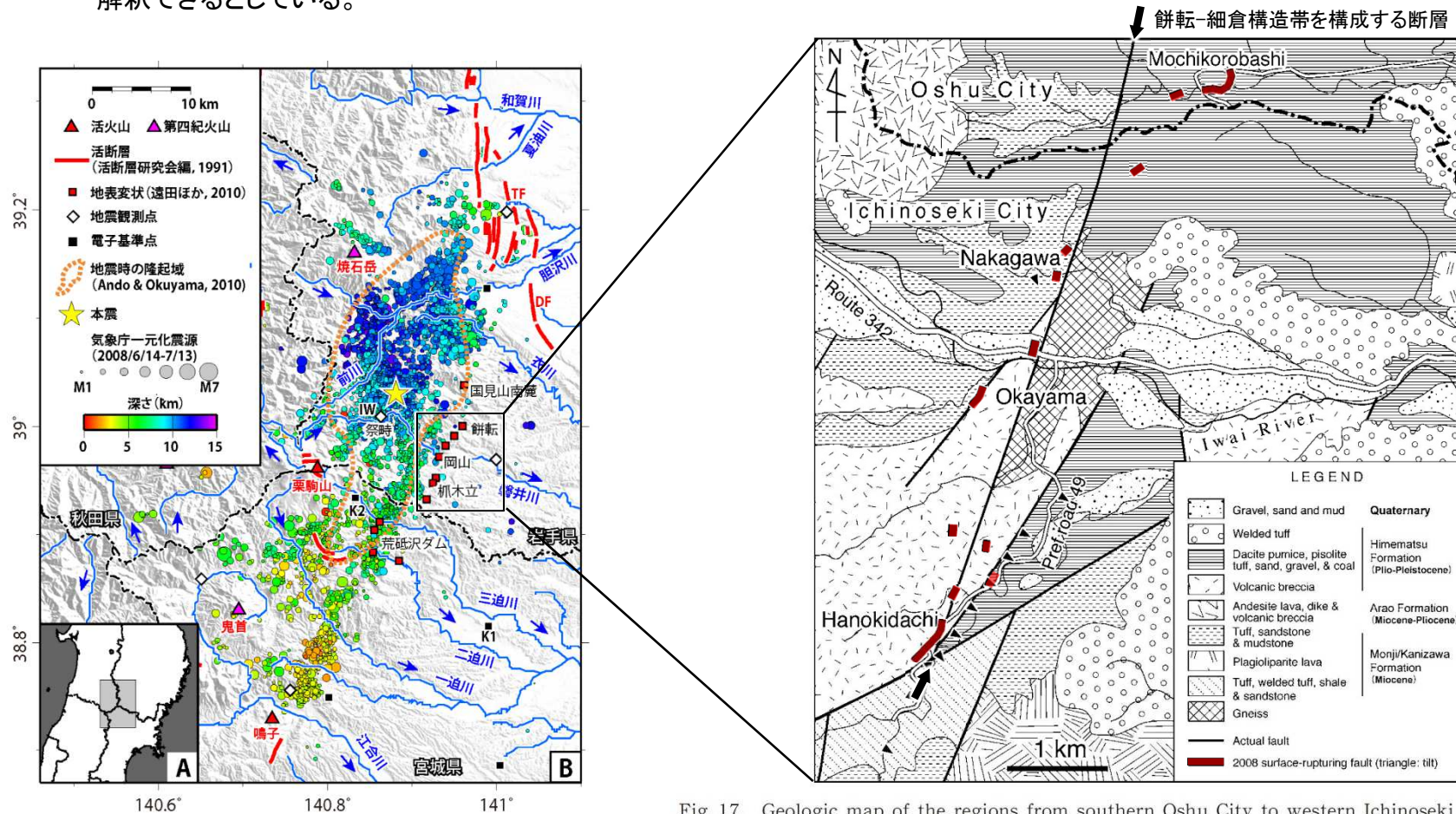
〔遠田ほか(2010)に加筆〕



## 2.3.1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討 (8)地質断層と地表地震断層

【遠田ほか(2010)要約】

- 地震断層の一部は、餅転—細倉構造帯に沿うように分布している、したがって今回の地震は餅転—細倉構造帯上で発生したと解釈できるとしている。



余震分布, 地表痕跡の分布 地震時の隆起域  
〔柳田ほか(2020)に加筆〕

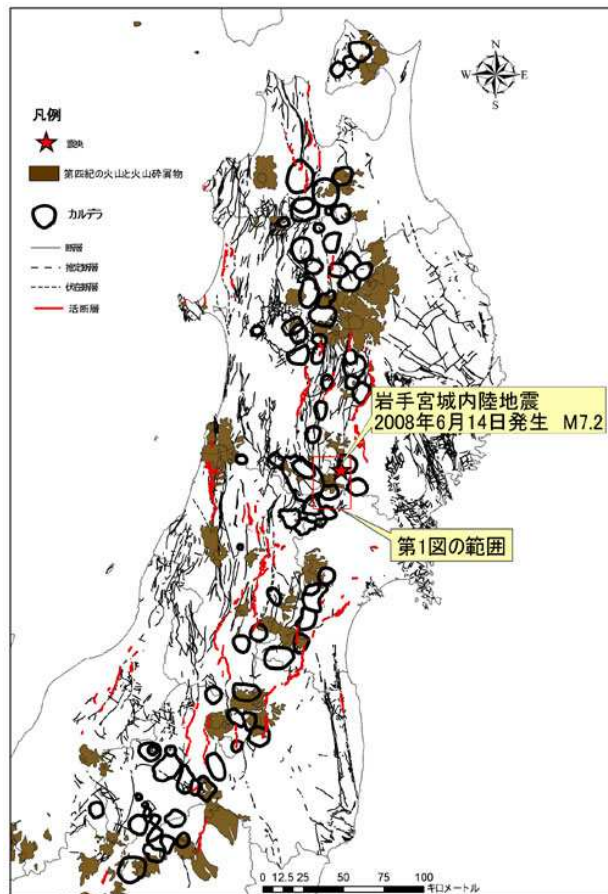
Fig. 17. Geologic map of the regions from southern Oshu City to western Ichinoseki City (Katayama and Umezawa, 1958) and locations of the surface ruptures associated with the 2008 Iwate–Miyagi Nairiku earthquake. Rivers and major roads are extracted from 1:25,000 topographical map “Hondera” published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

〔遠田ほか(2010)に加筆〕

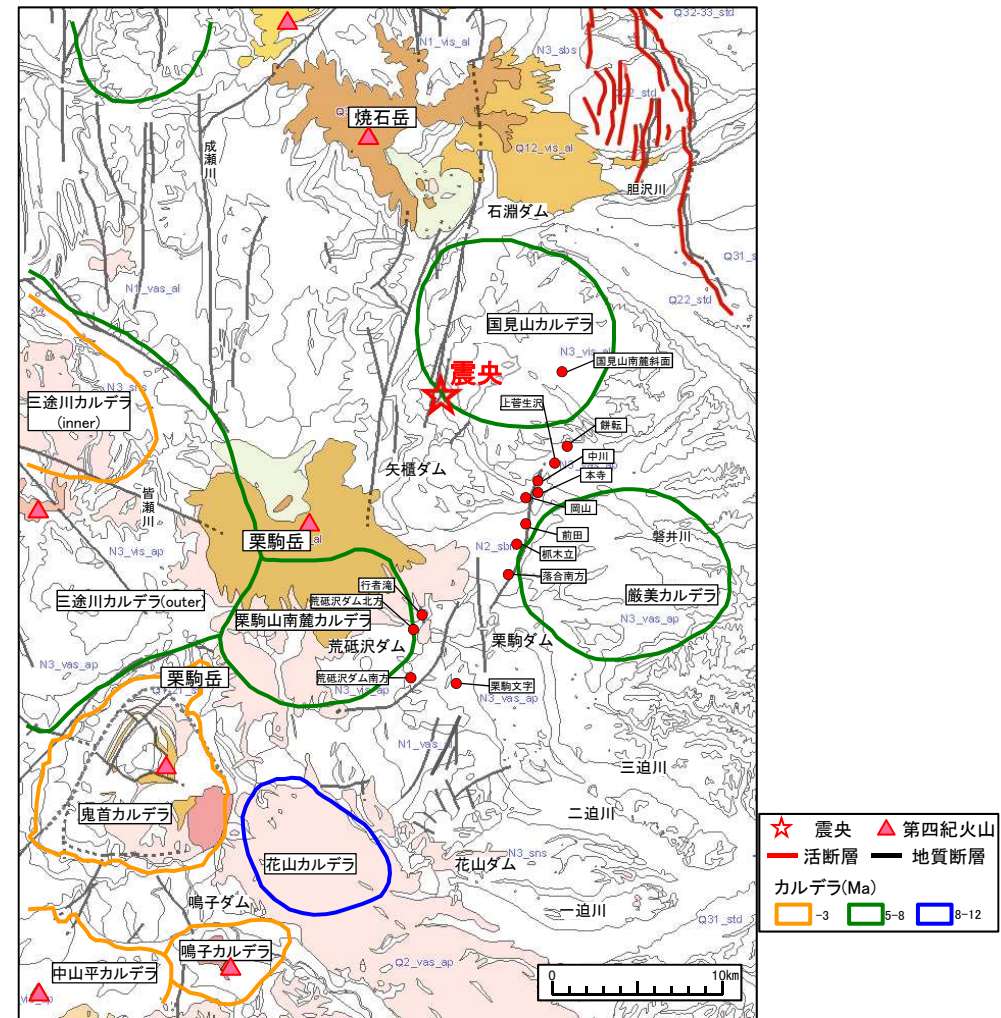
## 2.3.1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討

### (9) 第四紀火山と後期新生代カルデラの分布

- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源周辺は、「東日本火山帯」の火山フロント付近に位置し、周囲をカルデラに囲まれている。
- 火山フロント付近は、東西圧縮応力によって短縮変形が卓越する地域とされている。〔長谷川ほか(2004)〕



東北地方のカルデラと地質断層  
〔布原ほか(2008)〕

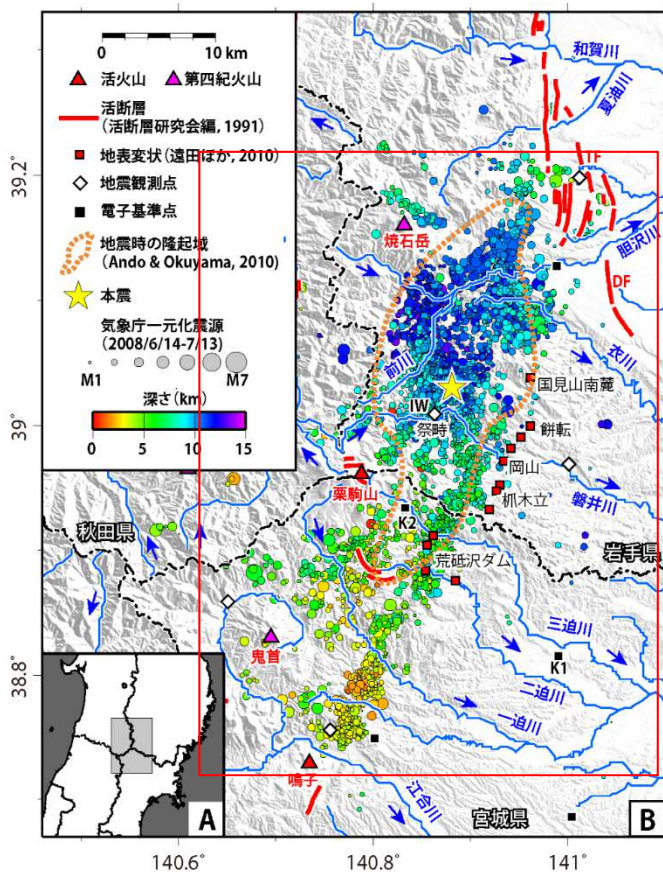


2008年岩手・宮城内陸地震震源周辺の第四紀火山噴出物とカルデラ構造  
〔布原ほか(2008)のカルデラ分布、遠田ほか(2010)の断層痕跡分布(●)を  
産業技術総合研究所「20万分1シームレス地質図」に加筆〕

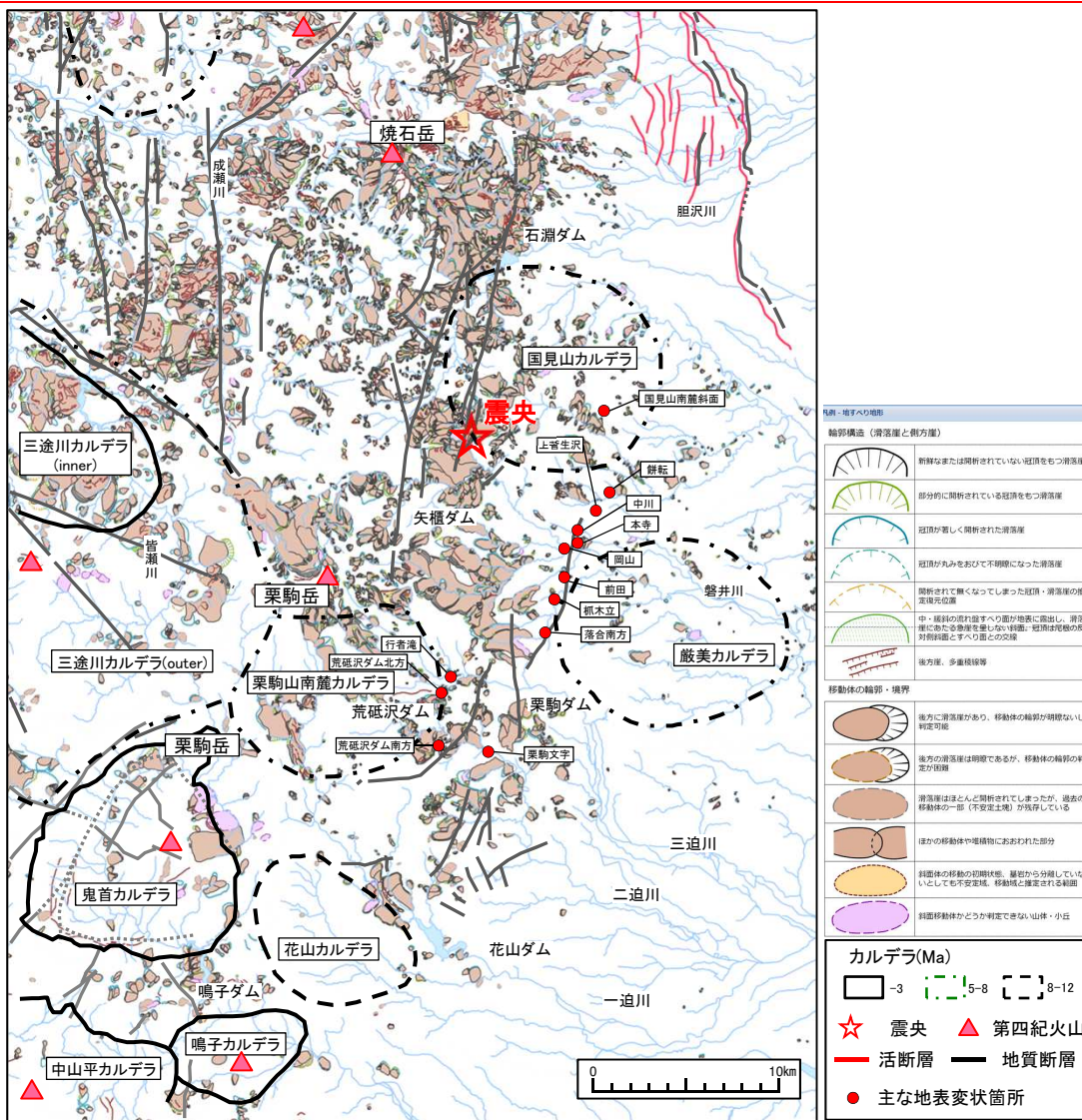


## 2.3.1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討 (10)地すべりの分布

▶ 震源域付近の焼石岳南麓～栗駒山東斜面の範囲では大規模地すべりが密集している。

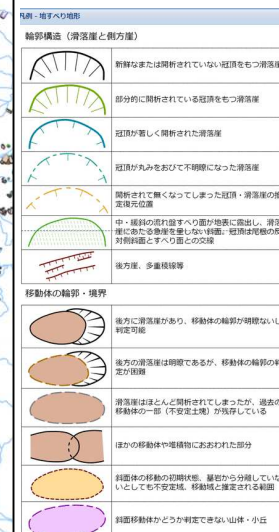


余震分布, 地表痕跡の分布 地震時の隆起域  
〔柳田ほか(2020)に加筆〕



地すべり地形分布図

〔「防災科学技術研究所 地すべり分布図」に加筆, カルデラ分布は布原ほか(2008), 断層痕跡分布(●)は遠田(2010), 断層は「産業技術総合研究所 地質図navi」による。〕

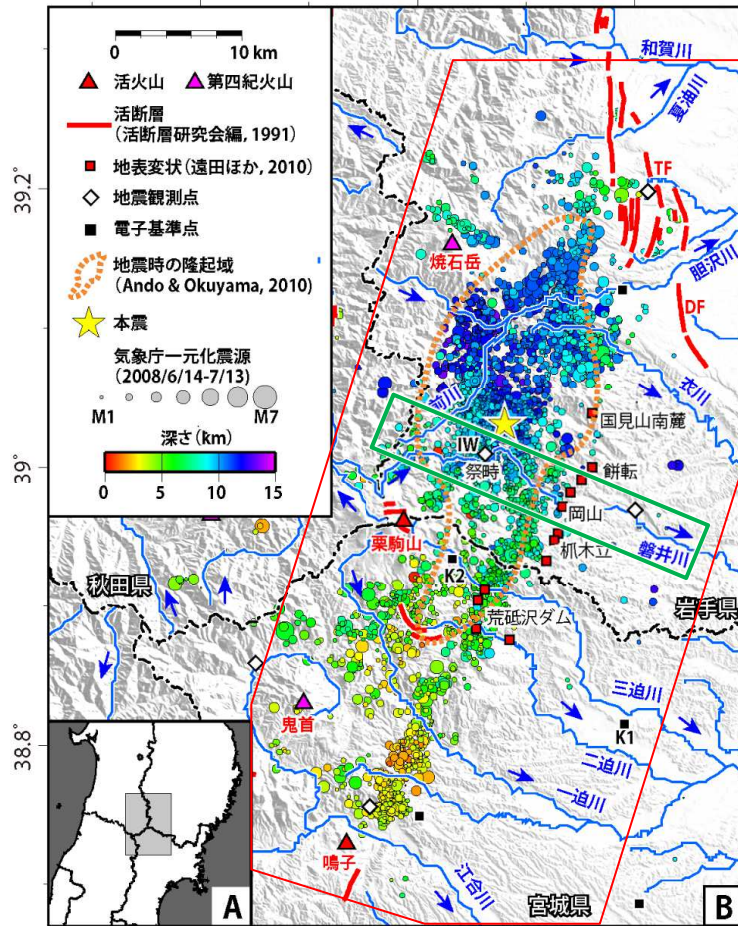




## 2. 3. 1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討

### (11) 2008年岩手・宮城内陸地震に関連する変動地形学・構造地質学による検討の概要

- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域は、活断層の存在の可能性が示唆されていながら、活断層の認定が難しい地域であったことから、震源断層の広がり进行を明らかにし、断層長から推定される地震規模について評価するために、変動地形学・構造地質学による検討が行われた。〔後藤・佐々木(2019), 柳田ほか(2020)〕〔補足説明資料(本資料p.93~p.101)参照〕



余震分布, 地表痕跡の分布 地震時の隆起域  
〔柳田ほか(2020)に加筆〕

後藤・佐々木(2019)

- 活断層の認定が難しい地域における、河成段丘面の比高分布(TT法)による断層活動の検討への適用可能性

TT法を用いて、明瞭な断層変位地形を生じない断層の最近10万年の活動性を議論できる可能性を示した。

柳田ほか(2020): 震源域全域

- 変動地形学的調査(TT値の分布)
- 構造地質学的調査(新第三系の地質構造, 活断層露頭)

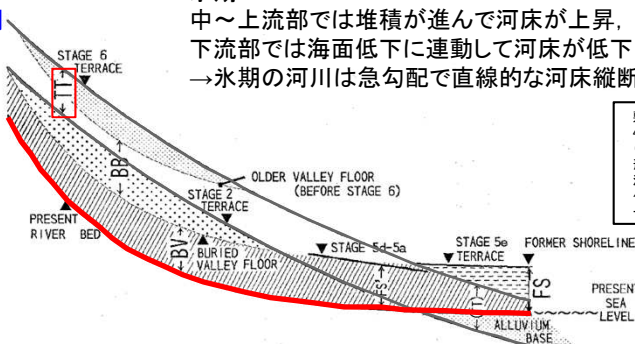
2008年岩手・宮城内陸地震において想定される震源断層の広がり进行を明らかにし、断層長から推定される地震規模を評価

TT値: 最終氷期(MIS2)と1つ前の氷期(MIS6)の段丘面の比高  
→ 12万年間での隆起量に相当。

氷期:

中～上流部では堆積が進んで河床が上昇,  
下流部では海面低下に連動して河床が低下  
→ 氷期の河川は急勾配で直線的な河床縦断形に。

1つ前の氷期  
最終氷期  
現在  
(後氷期)



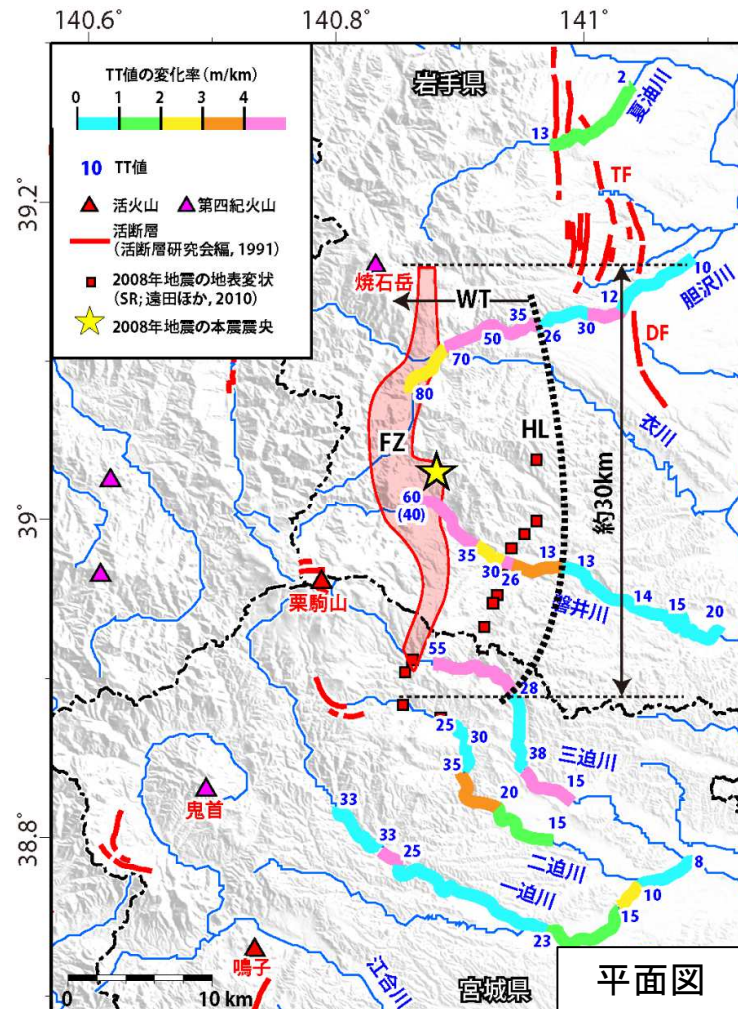
敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド  
4.1.2.2 変動地形学的調査〔解説〕抜粋  
(2)「広域的な変位・変形」とは、沖積面や段丘面、斜面等の地形面の変形(撓曲、傾動、波状変形)、段丘面から復元される河床縦断面の変形、海成段丘面・旧汀線の局所的な高度変化及び堆積物に現れている撓曲構造等、幅数十メートル〜数十キロメートルにわたる変位・変形をいう。

気候・海面変動に影響を受ける河床縦断形〔吉山・柳田(1995)〕

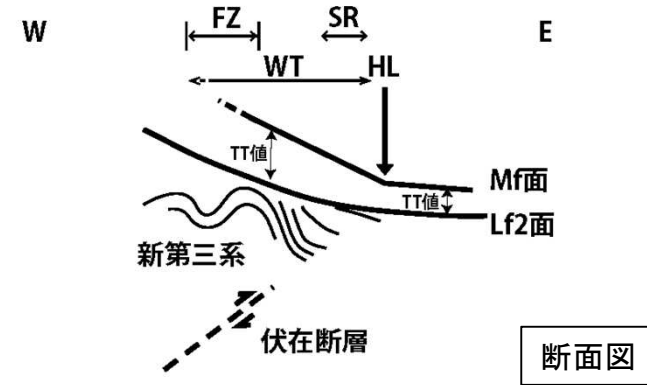
## 2. 3. 1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討

### (12) 変動地形学・構造地質学による検討を踏まえた岩手・宮城内陸地震の評価

- ▶ 2008年岩手・宮城内陸地震によって発生した活断層は、地震発生後に河成段丘面の比高(TT値)に着目した変動地形学的調査、構造地質学的調査[後藤・佐々木(2019), 柳田ほか(2020)など]から、伏在する活断層の位置及び規模の推定を事前に得られるデータで評価可能であることが示された。



[柳田ほか(2020)に加筆]



[柳田ほか(2020)に加筆]

#### ■ 岩手・宮城内陸地震の震源断層の地表表現

- |    |   |
|----|---|
| 地形 | <ul style="list-style-type: none"> <li>・隆起量急変部(HL)</li> <li>・山側の幅広い変形帯(WT)</li> </ul> |
| 地質 |   |



- ・ 尿前川～三迫川(長さ約30km)  
→ 松田(1975)の経験式に適用して得られる地震規模はM7.3。
- ・ 南北走向で西傾斜の逆断層の伏在



## 2. 3. 1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討

### (13) 2008年岩手・宮城内陸地震の特徴等に関するまとめ①

#### 震源域の概要

- 活発な地震活動が見られた東北脊梁山地歪集中帯で発生した。〔岡田ほか(2010)〕
- 今回の地震の断層面上の本震震源付近では、1999年から2000年にかけて先駆的な地震活動がみられた。〔岡田ほか(2010)〕
- 地震前に撮影された大縮尺の航空写真の判読により、地震断層にほぼ対応する3~4km程度の区間に活断層変位地形が見出されたとしている。〔鈴木ほか(2008)〕
- 地表地震断層のトレースは、概ね片山・梅沢(1958)が記載している「餅転-細倉構造帯」と一致する。〔遠田ほか(2010)〕
- 脊梁山地には12Ma以降に形成されたカルデラが南北に配列している。とりわけ、栗駒火山周辺には、カルデラが密集している。〔布原ほか(2008)〕
- 今回の地震断層は、マントルから下部地殻にかけて、低速度帯が発達し、地震発生層が薄い脊梁火山列分布域の海溝側肩部(火山フロント)に沿っている。〔布原ほか(2008)〕
- 主に後期中新世から鮮新世にかけて形成されたカルデラについては、栗駒地域同様、第四紀火山噴出物に広く覆われ詳細が不明な場合が多い。〔布原ほか(2008)〕
- 震源域付近には大規模地すべりが密集している。〔井口ほか(2010)〕

#### 震源域の特徴

- ひずみ集中帯であること、先駆的な地震活動がみられること、長大活断層の延長部にあること、大縮尺の航空写真判読により部分的にリニアメント・変動地形が判読されること等から、活断層の存在の可能性が示唆される地域である。
- 一方で、震源域周辺はカルデラが密集し、第四紀火山噴出物に広く覆われること、大規模地すべりが密集することなどから、活断層の認定が難しい地域である。



## 2.3.1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討

### (14)2008年岩手・宮城内陸地震の特徴等に関するまとめ②

#### 変動地形学・構造地質学による検討に基づく2008年岩手・宮城内陸地震の評価

➤ 岩手・宮城内陸地震の震源域の特徴としては、震源域が火山地域であり火山に近い(栗駒山, 鳴子, 焼石岳)。

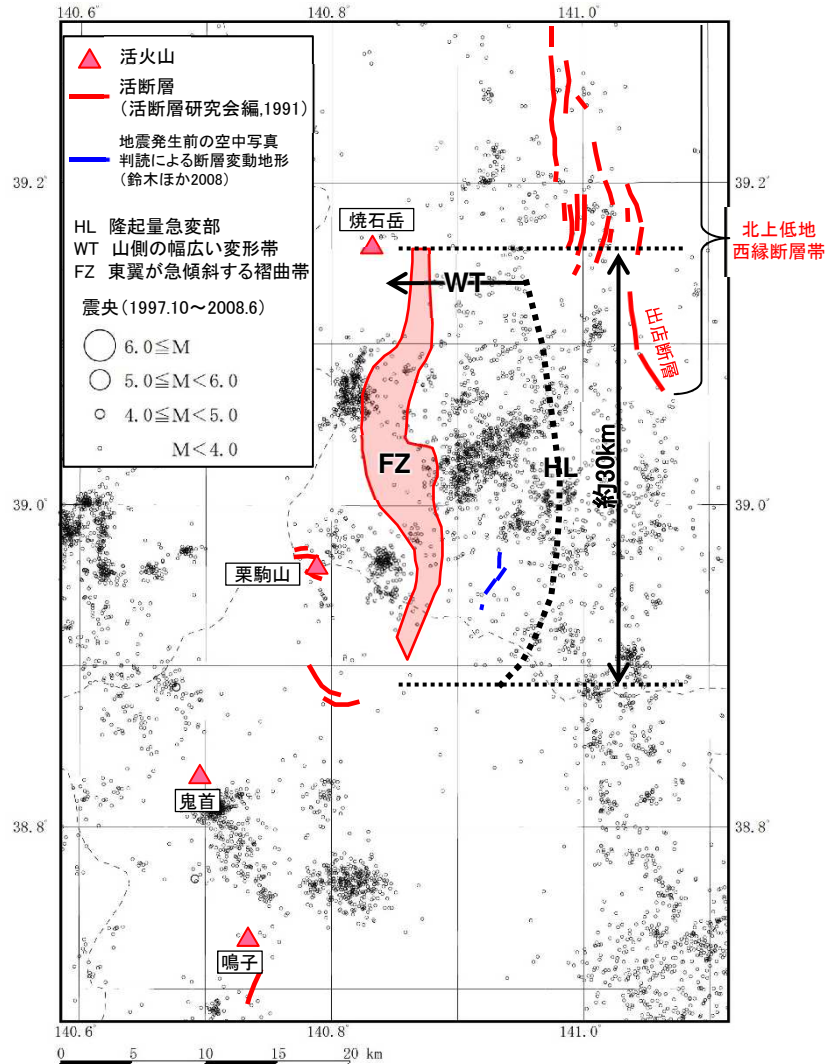
➤ 岩手・宮城内陸地震については、震源域が火山地域であることに起因あるいは関連して、以下の要因により、活断層が分かりにくくなっていると整理。

- ✓ 火山地域では地殻が軟化し、断層運動を伴わない短縮変形が起こりやすく、ブロードな幅広い変形帯となっている。
- ✓ 第四紀まで継続する火山噴出物に覆われている。
- ✓ 1,200万年前以降のカルデラが密集している。
- ✓ 震源域の大半が、火山地域内の地すべりが発達する地域に位置する。

➤ 火山地域のために活断層が分かりにくくなっている地域において、ブロードな幅広い地表変形を検討する観点から、地質調査と合わせてTT法による隆起量の変化傾向の調査を実施した結果、伏在する活断層の位置及び規模の推定が事前に得られるデータで評価可能。

- ✓ 隆起量急変部(HL)と山側の幅広い変形帯(WT)をとらえるとともに、これらに沿って、段丘を変位させる層面すべり断層を伴う東側急傾斜の褶曲帯(FZ)が認められた。
- ✓ これらの隆起量急変部(HL), 変形帯(WT), 褶曲帯(FZ)は、長さ約30km区間に認められた。[松田(1975)の経験式に適用して得られる地震規模はM7.3。]

## 2.3.1 地震が発生した地域において想定すべき地震規模の検討 (15) 想定される地震規模



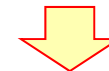
活断層の分布と震央分布

気象庁(1997年10月～2008年6月)※, 震源深さ30km

※: 期間は, 岡田ほか(2008)との対比を考慮し,  
2008年岩手宮城内陸地震の発生前までとした

➤ 鈴木ほか(2008)によれば, 岩手・宮城が発生した場所は, 少なくとも「短い活断層」の存在が事前データで確認可能な箇所とされている。一方, この地域は微小地震の集中が認められ, 特に南方にもその延長部が認められること, また, 北方に北上低地西縁断層帯が存在するという条件も踏まえると, この短い活断層から想定される地震については, あらかじめ不確かさとしてMw6.5以上の規模の地震の拡がりについて検討が必要な地震となる。

➤ 更に, 柳田ほか(2020)によれば, 隆起量急変部(HL), 変形帯(WT), 褶曲帯(FZ)が認められる長さは約30km区間に及ぶ。この知見も想定する地震の不確かさとして考慮すれば, 少なくともMw6.5以上の規模の地震の想定が必要になる。(参考)約30kmを活断層と見なした場合, 松田式による評価ではM7.3に相当する。



2008年岩手・宮城内陸地震が発生した地域において, 検討用地震の対象となる地震として, 不確かさも考慮した場合にはMw6.5以上の規模の地震が想定されるため, 2008年岩手・宮城内陸地震は観測記録収集対象の地震から除外する。

### 3. まとめ

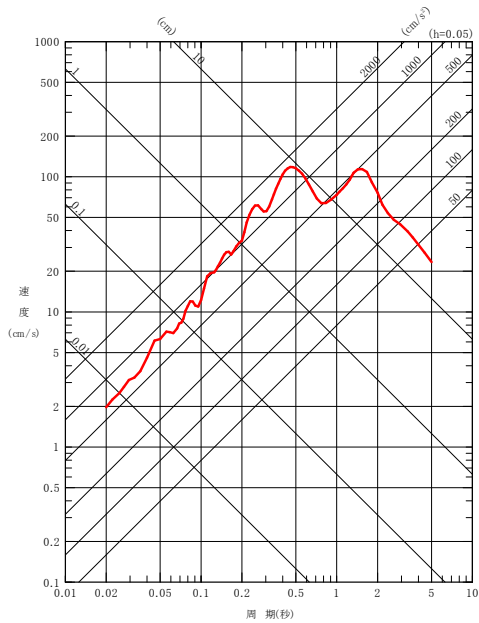
## 震源を特定せず策定する地震動の評価結果

---

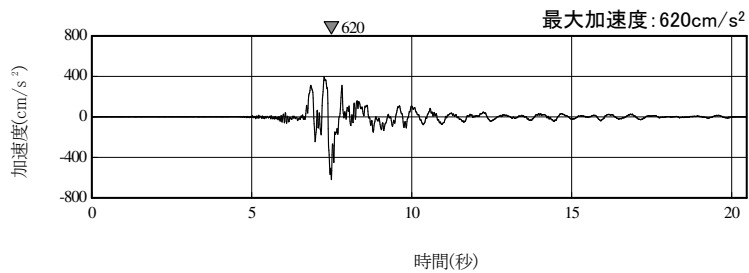
### 3. まとめ 震源を特定せず策定する地震動の評価結果

#### (1) 2004年北海道留萌支庁南部地震の知見に基づく地震動

— : 2004年北海道留萌支庁南部地震の知見に基づく地震動(水平)



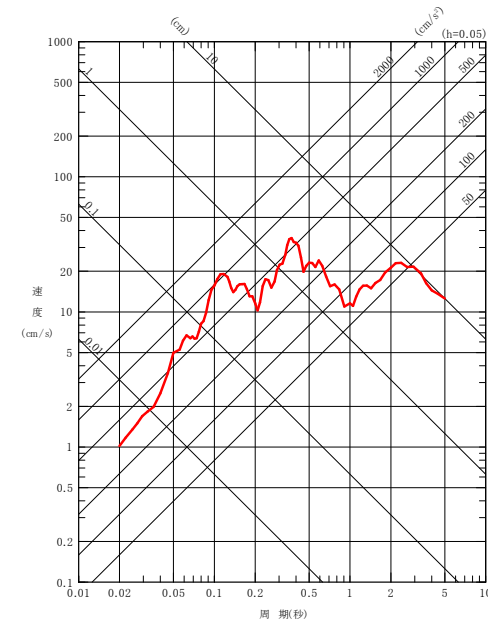
応答スペクトル(水平)



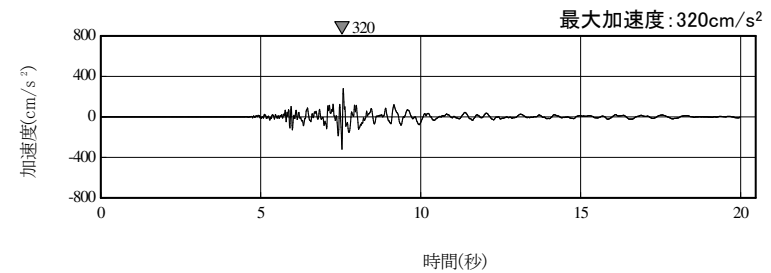
加速度波形(水平)

水平方向

— : 2004年北海道留萌支庁南部地震の知見に基づく地震動(鉛直)



応答スペクトル(鉛直)

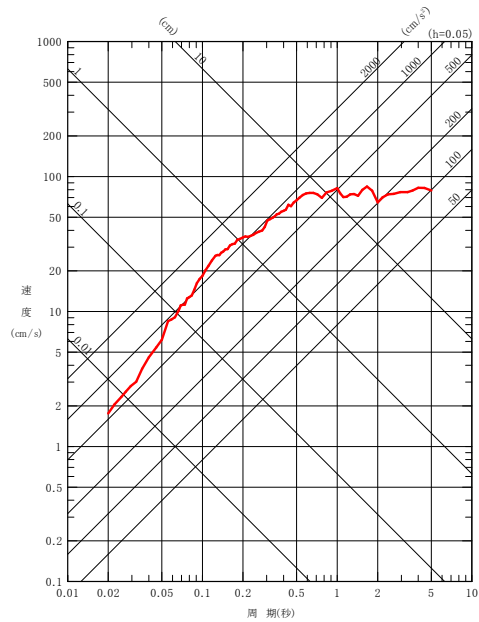


加速度波形(鉛直)

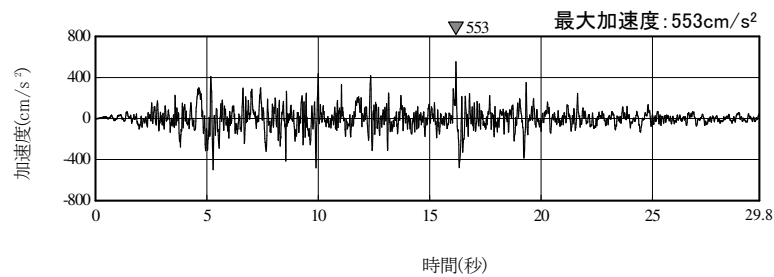
鉛直方向

### 3. まとめ 震源を特定せず策定する地震動の評価結果 (2) 標準応答スペクトルに基づく地震動

— : 標準応答スペクトルに基づく地震動(水平)



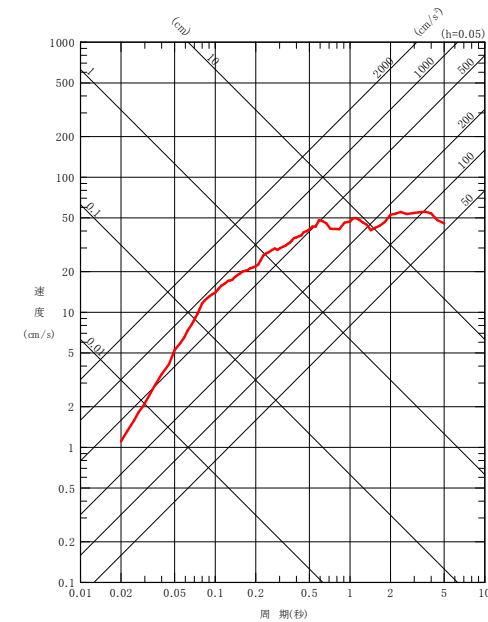
応答スペクトル(水平)



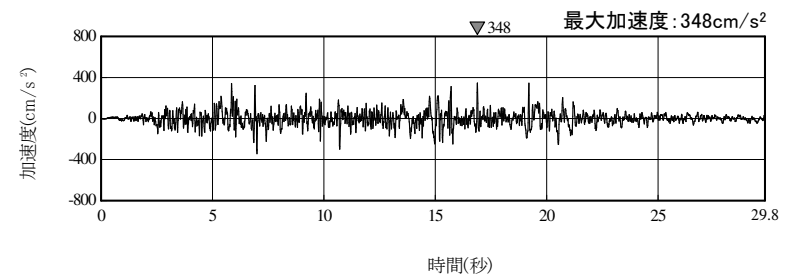
加速度波形(水平)

水平方向

— : 標準応答スペクトルに基づく地震動(鉛直)



応答スペクトル(鉛直)



加速度波形(鉛直)

鉛直方向



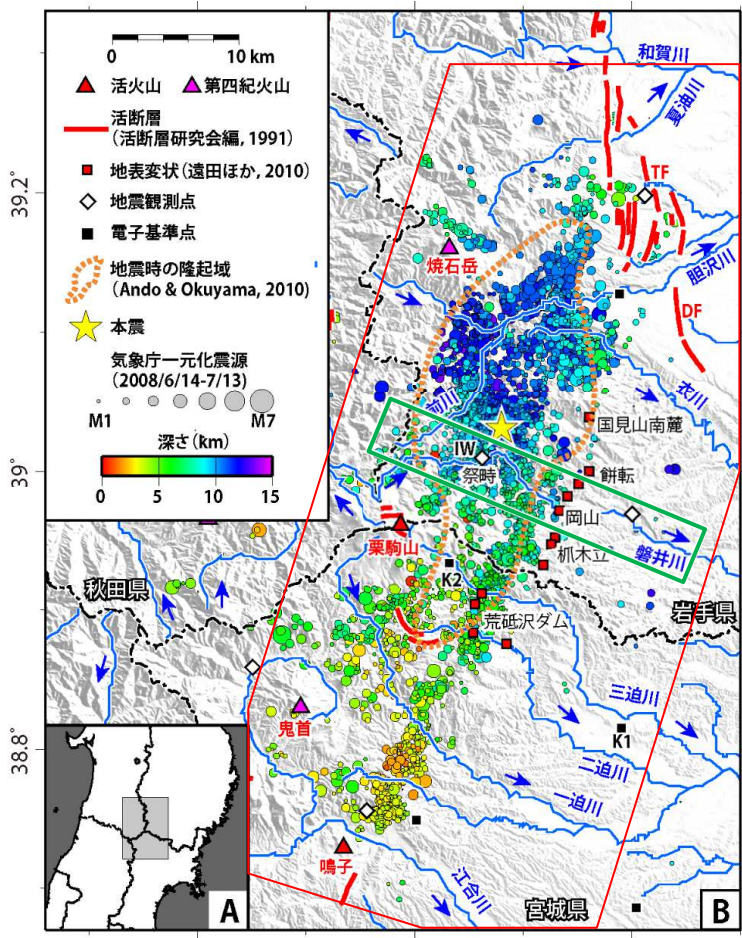
## 補足説明資料

---

# 補足説明資料

## (1) 岩手・宮城内陸地震に関連する変動地形学・構造地質学による検討の概要

➤ 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域は、活断層の存在の可能性が示唆されていながら、活断層の認定が難しい地域であったことから、震源断層の広がりをはっきりと、断層長から推定される地震規模について評価するために、変動地形学・構造地質学による検討が行われた。〔後藤・佐々木(2019), 柳田ほか(2020)〕〔補足説明資料(本資料p.93~p.101)参照〕



余震分布, 地表痕跡の分布 地震時の隆起域  
〔柳田ほか(2020)に加筆〕

後藤・佐々木(2019)  
 • 活断層の認定が難しい地域における、河成段丘面の比高分布(TT法)による断層活動の検討への適用可能性

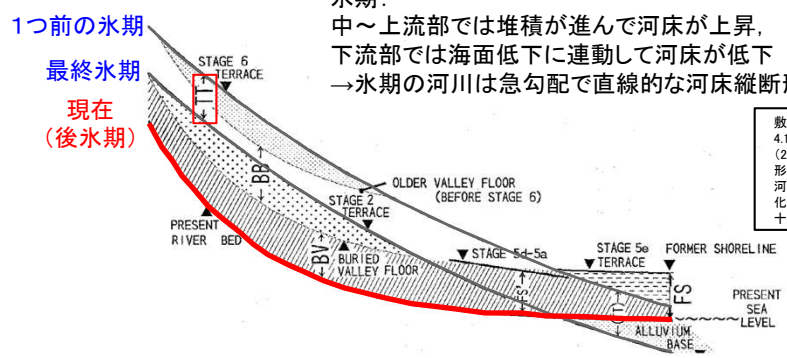
TT法を用いて、明瞭な断層変位地形を生じない断層の最近10万年の活動性を議論できる可能性を示した。

柳田ほか(2020): 震源域全域  
 • 変動地形学的調査(TT値の分布)  
 • 構造地質学的調査(新第三系の地質構造, 活断層露頭)

2008年岩手・宮城内陸地震において想定される震源断層の広がりを明らかにし、断層長から推定される地震規模を評価

TT値: 最終氷期(MIS2)と1つ前の氷期(MIS6)の段丘面の比高  
 → 12万年間での隆起量に相当。

氷期:  
 中～上流部では堆積が進んで河床が上昇,  
 下流部では海面低下に連動して河床が低下  
 → 氷期の河川は急勾配で直線的な河床縦断形に。



敷地内及び敷地周辺の地質・地質構造調査に係る審査ガイド  
 4.1.2.2 変動地形学的調査〔解説〕抜粋  
 (2)「広域的な変位・変形」とは、沖積面や段丘面、斜面等の地形面の変形(撓曲、傾動、波状変形)、段丘面から復元される河床縦断面の変形、海成段丘面・旧汀線の局所的な高度変化及び堆積物に現れている撓曲構造等、幅数十メートル〜数十キロメートルにわたる変位・変形をいう。

気候・海面変動に影響を受ける河床縦断形〔吉山・柳田(1995)〕

## 補足説明資料

## (2) 後藤, 佐々木(2019) 地形調査(磐井川の例)

- ▶ 余震域中央を横断する磐井川において、地震前後の上下変位と河成段丘の比高(TT値)はそれぞれ山地境界を境にして山側で増加する類似した変化を示す。そのため、比高(TT値)の変化パターンは、後期更新世以降の地震による地殻変動の累積の結果であるとしている。
- ▶ 伏在断層の存在が示唆される地質構造が認められる地域において、河成段丘面の比高(TT値)がその活動性の有効な指標であるとしている。

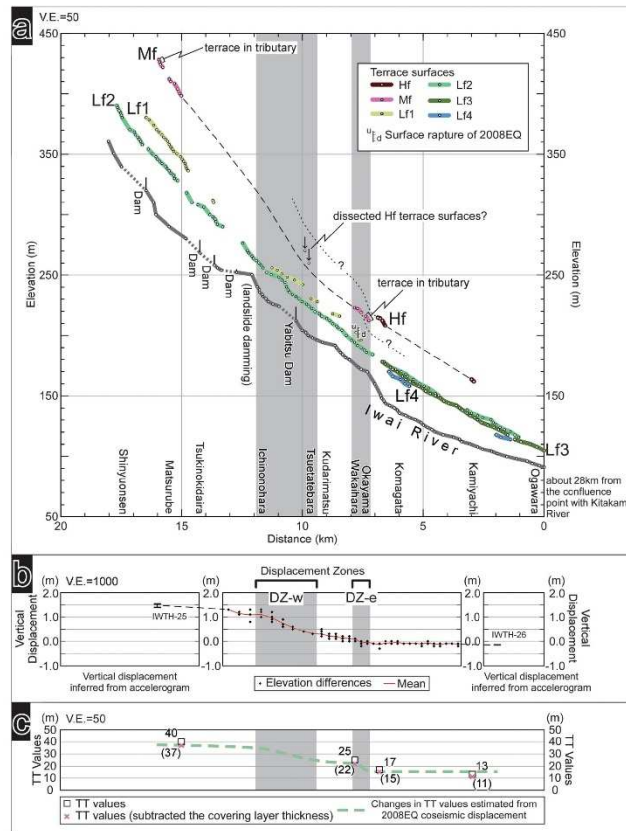


図2 段丘縦断面図と標高差分・TT値との比較

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

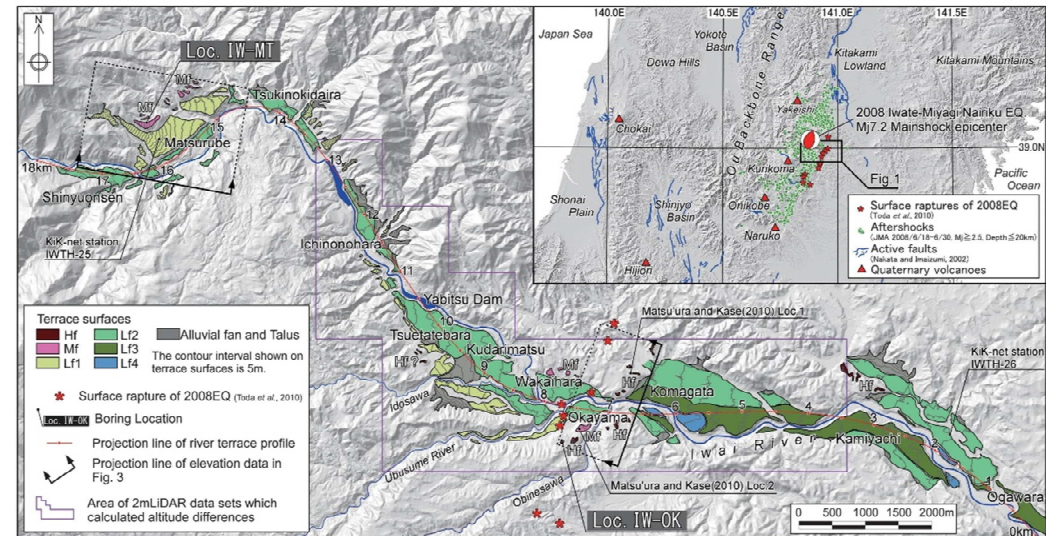


図1 段丘面区分図および調査位置図

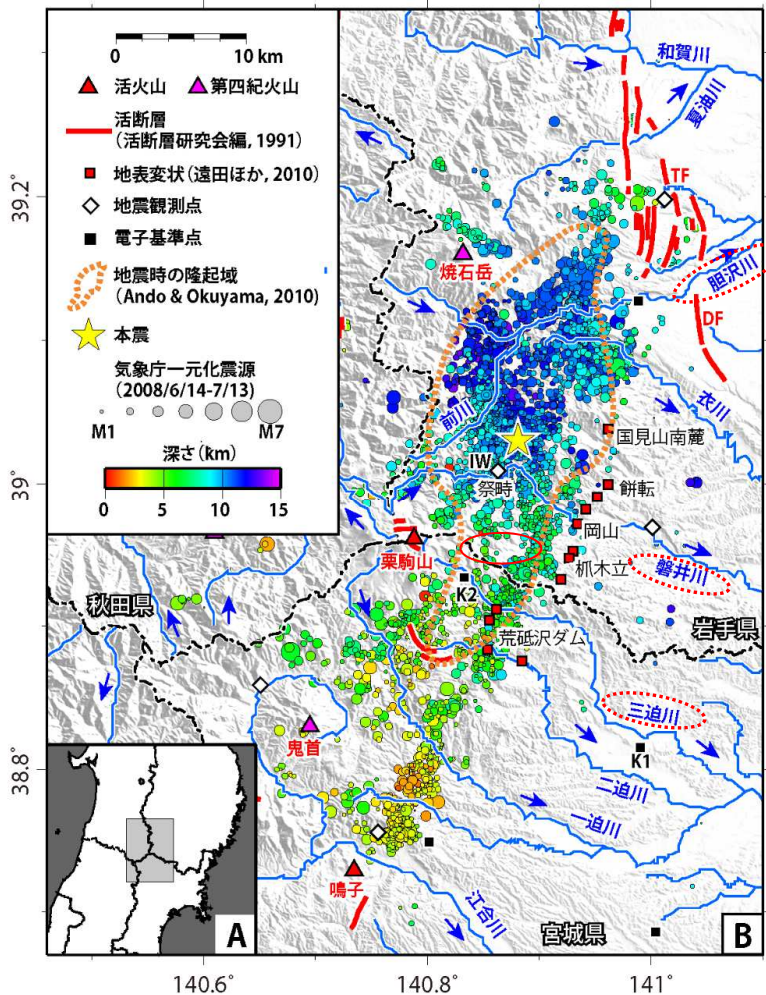
背景の陰影図は国土地理院の数値地図50mメッシュ(標高)及び基礎地図情報5mメッシュを使用して作成。余震分布は気象庁(2017)を使用して作成。メカニズム解は気象庁(2008)による。



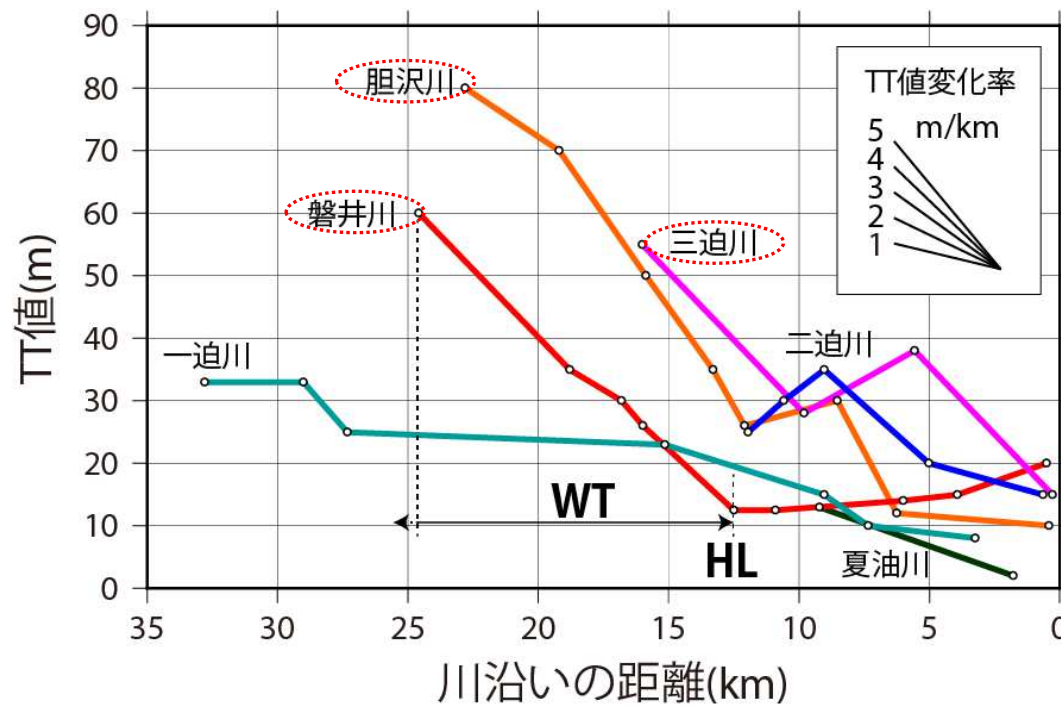
補足説明資料

(3) 柳田ほか(2020) 各河川沿いのTT値の分布

▶ 余震域の複数の河川に沿って、河成段丘面の比高(TT値)を整理し、胆沢川から三迫川にかけて、山側に幅広い変形帯(WT)があること、その山地東麓には隆起量急変部(HL)が分布することを明らかにした。



余震分布, 地表痕跡の分布 地震時の隆起域  
[柳田ほか(2020)に加筆]



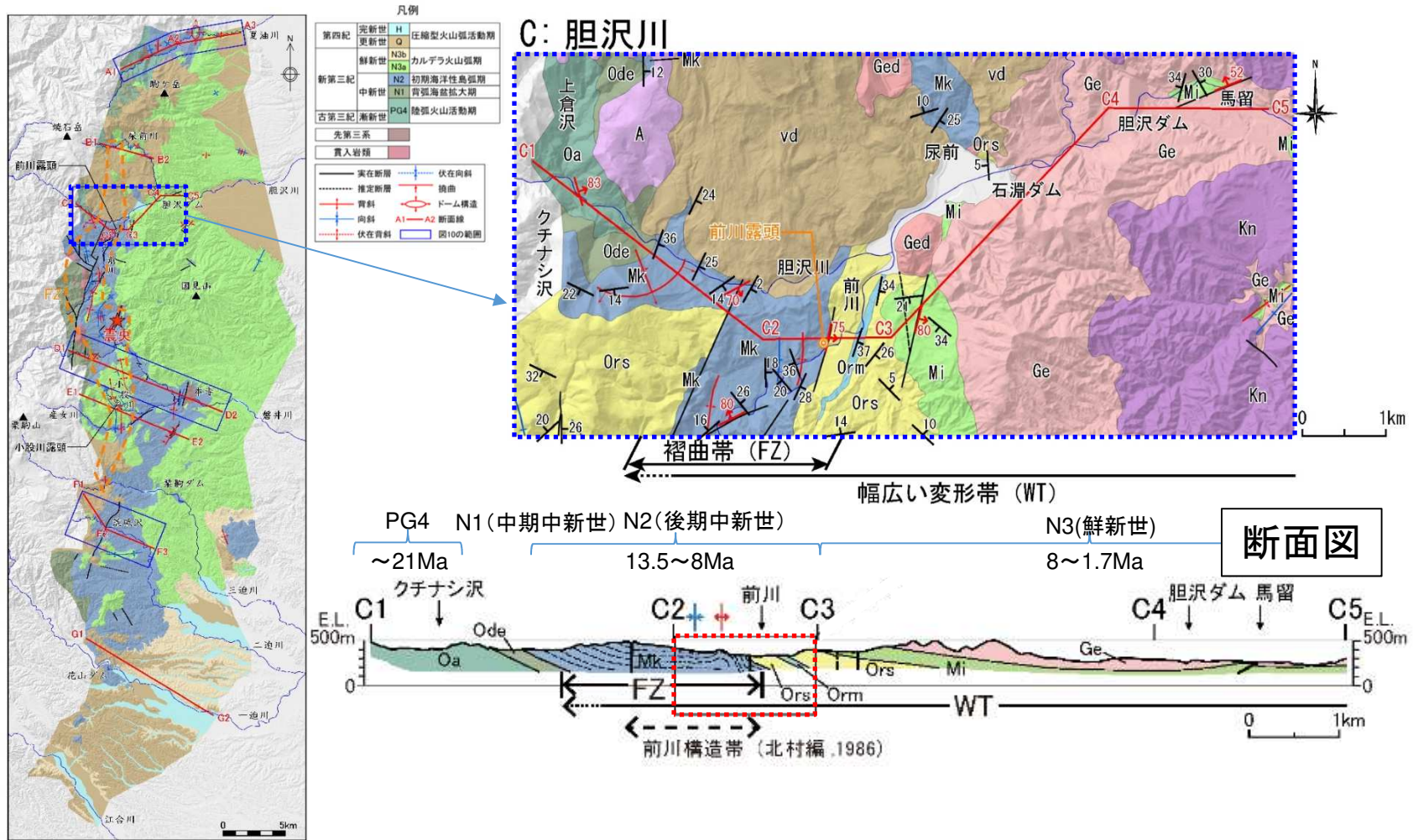
各河川沿いのTT値の分布[柳田ほか(2020)]  
HL: 山麓の隆起量急変部, WT: 幅広い変形帯



補足説明資料

(4) 柳田ほか(2020) 地質調査(胆沢川周辺の例)

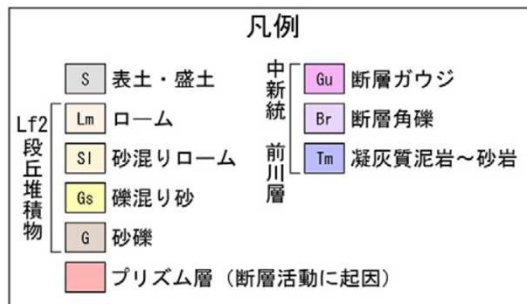
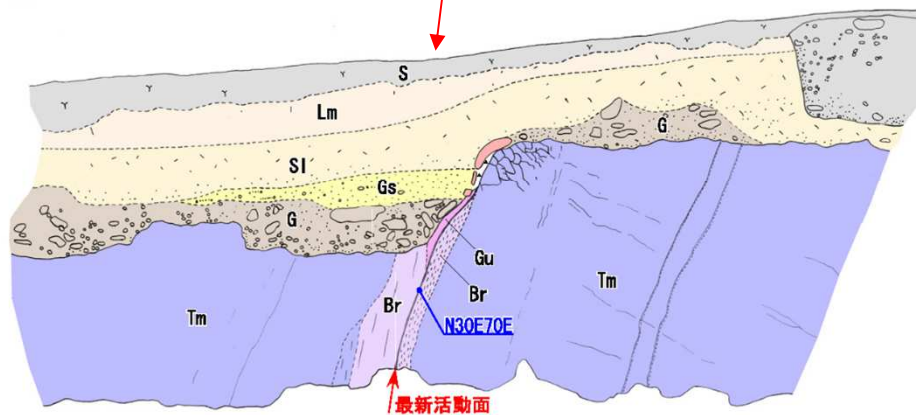
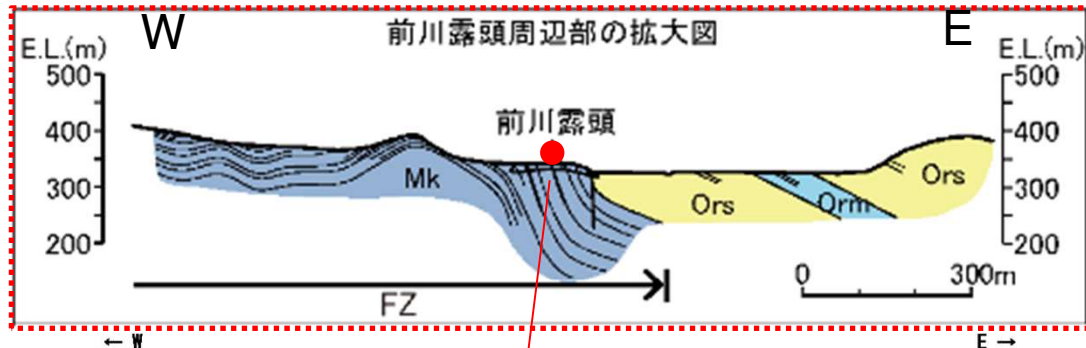
- 新第三系の地質構造に着目して地質調査を行っている。
- 前川構造帯を含め、走向がN-Sに近く(一部NW-SE やNE-SW 方向も存在する)、東翼が急傾斜(約50°~逆転70°)する地質構造を褶曲帯(FZ)としている。
- FZ に位置する露頭では新第三系に層面すべり断層を伴うことが多く、断層変位地形の判読を困難にしている。



## 補足説明資料

## (5) 柳田ほか(2020) 後期更新世の段丘面を切る層面すべり断層

- 東急傾斜の前川層内に、多数の層面すべり断層を確認。
- 一部は上位のLf2段丘堆積物を逆断層により変位させている。











## 補足説明資料

## (8) 考察: 断層変位地形を見出しにくくする要因

## 1. 火山の分布

- 震源域周辺には, 活火山, 第四紀火山と12Ma以降のカルデラが多数分布  
→ 地殻の軟化〔断層運動を伴わない短縮変形が卓越; Hasegawa et al.(2005)〕  
→ 火山噴出物に覆われるため, 断層変位地形が見出しにくい。

## 2. 大規模地すべりの密集

- 焼石岳南麓から栗駒山東斜面には, 大規模な地すべり地形が密集  
その特徴は以下の通りで, 原因として地震動が最有力候補〔井口ほか(2010)〕。
  - ①巨大地すべりの分布域で繰り返し発生
  - ②豪雨によって生じたものよりも圧倒的に大きい→広範囲・瞬時に地盤の不安定化。
  - ③層すべり型のものが多発(すべり面はカルデラの湖底堆積物, 降下火山灰など)  
→ 地震のたびに発生する大規模地すべりが, 断層変位地形の判読を困難にする。

## 3. 震源断層の伏在による地表変形の広範囲化

- 大半の上下変位が, 広域的な地殻変動として生じた。  
→ このような幅広い変形が累積した場合, 断層変位地形としては認定しにくい。

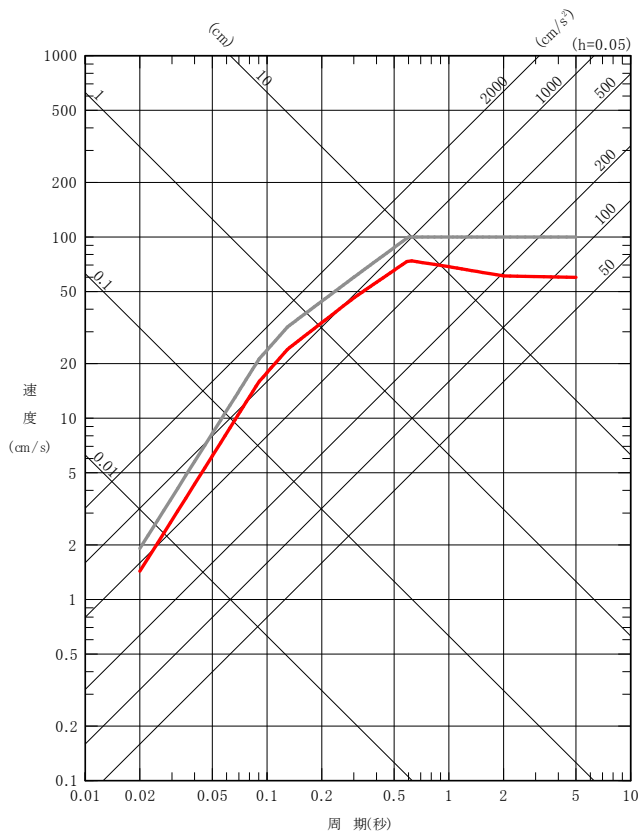
## 參考資料

---

参考資料

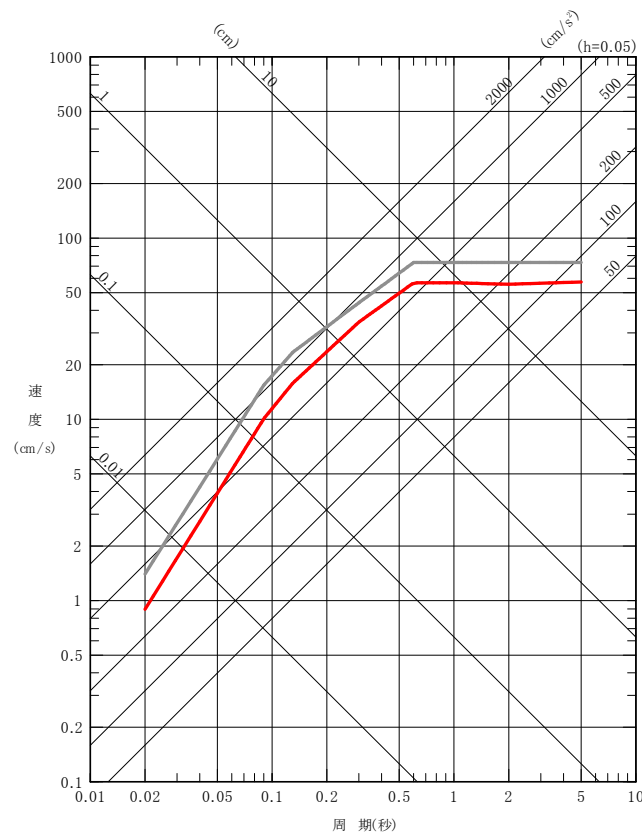
(1) 加藤(2004)に基づく地震動と申請時(2014年6月)基準地震動Ss-1の比較

— : 加藤(2004)に基づく地震動(水平)  
— : 基準地震動Ss-1H(2014年6月申請)



水平方向

— : 加藤(2004)に基づく地震動(鉛直)  
— : 基準地震動Ss-1V(2014年6月申請)

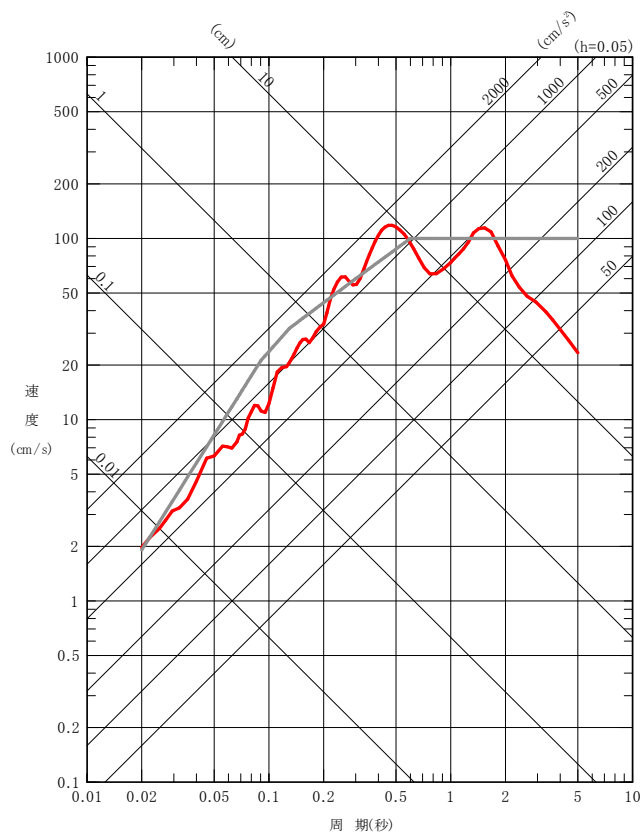


鉛直方向

# 参考資料

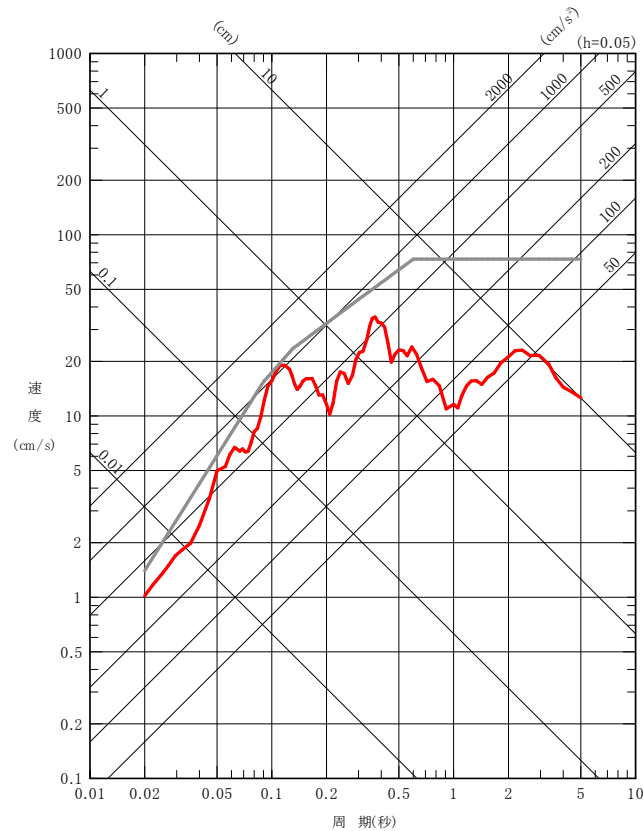
## (2) 2004年北海道留萌支庁南部地震の知見に基づく地震動と申請時(2014年6月)基準地震動Ss-1の比較

— : 2004年北海道留萌支庁南部地震の知見に基づく地震動(水平)  
— : (参考)基準地震動Ss-1H(2014年6月申請)



水平方向

— : 2004年北海道留萌支庁南部地震の知見に基づく地震動(鉛直)  
— : (参考)基準地震動Ss-1V(2014年6月申請)



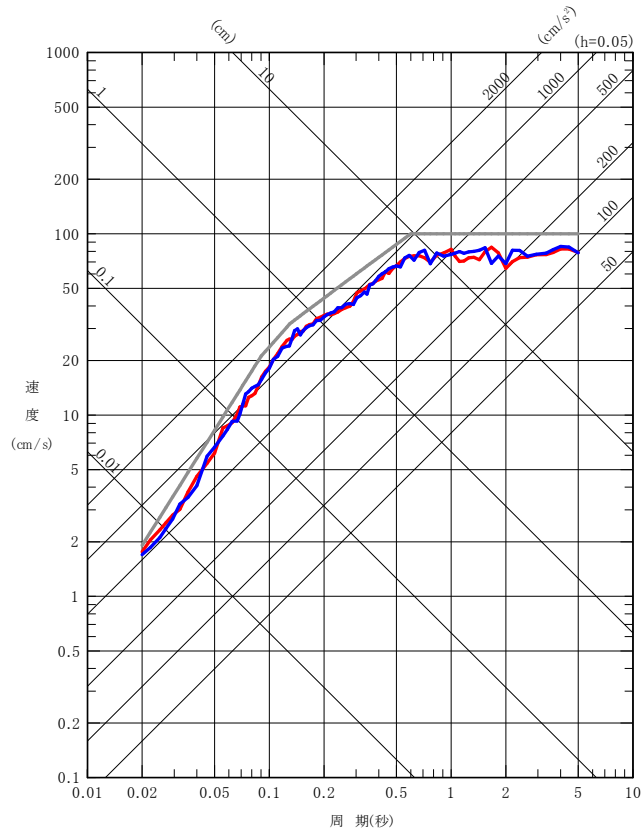
鉛直方向



参考資料

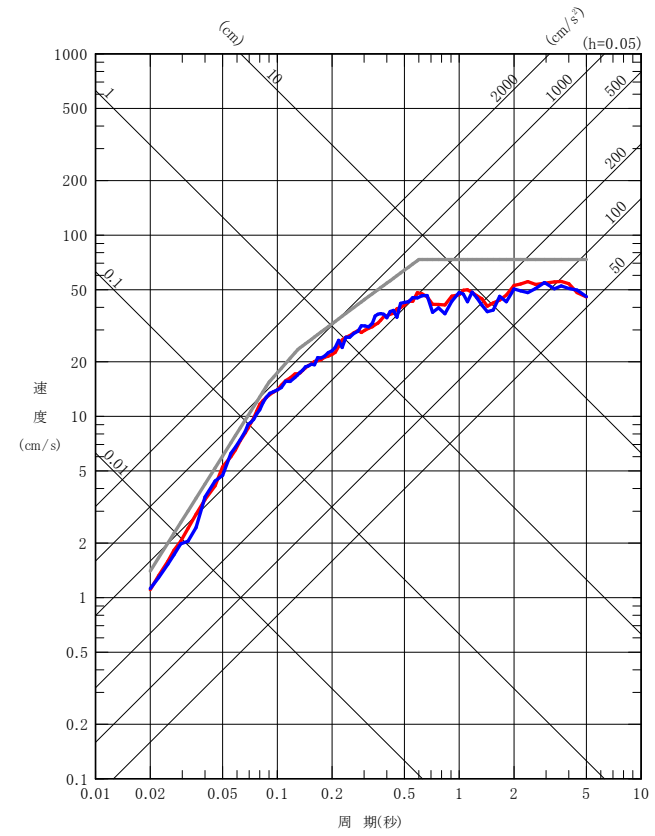
(3) 標準応答スペクトルに基づく地震動と申請時(2014年6月)基準地震動S<sub>s</sub>-1の比較

- : 一様乱数の位相特性を用いる方法(水平)
- : 観測記録の位相を用いる方法(水平)
- : (参考)基準地震動S<sub>s</sub>-1H(2014年6月申請)



水平方向

- : 一様乱数の位相特性を用いる方法(鉛直)
- : 観測記録の位相を用いる方法(鉛直)
- : (参考)基準地震動S<sub>s</sub>-1V(2014年6月申請)



鉛直方向

## 参考文献(1)

### 1. 全国共通に考慮すべき地震動の評価

#### 1.2 2004年北海道留萌支庁南部地震における基盤地震動の知見を用いた検討

1. 気象庁報道発表資料(2004.12.14):平成16年12月14日 16時00分 2004年12月14日14時56分の留萌支庁南部の地震について
2. 気象庁報道発表資料(2005.1.11):平成17年1月11日 平成16年12月の地震活動及び火山活動について
3. 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2005.1.12):平成17年1月12日 2004年12月の地震活動の評価 12月14日留萌支庁南部の地震,  
<http://jishin.go.jp/main/chousa/05jan/p04.htm>
4. 司宏俊・翠川三郎(1999):断層タイプおよび地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 523, 63-70.
5. 加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大栄・上田圭一・壇一男(2004):震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル - 地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討 -, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第4号, 46-86.
6. 佐藤浩章・芝良昭・功刀卓・前田宜浩・藤原広行(2013):物理探査・室内試験に基づく2004年留萌支庁南部地震の地震によるK-NET港町観測点(HKD020)の基盤地震動とサイト特性評価, 電力中央研究所報告
7. 狐崎長狼・後藤典敏・小林芳正・井川猛・堀家正則・斉藤徳美・黒田徹・山根一修・奥住宏一(1990):地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定, 自然科学災害, 9-3, 1-17.
8. 笹谷努・前田宜浩・高井伸雄・重藤迪子・堀田淳・関克郎・野本真吾(2008):Mj6.1内陸地殻内地震によって大加速度を観測したK-NET(HKD020)地点でのS波速度構造の推定, 物理探査学会第119回学術講演会講演論文集, 25-27.
9. 佐藤浩章, 芝良昭, 東貞成, 功刀卓, 前田宜浩, 藤原 広行(2013.10):M6クラスの内陸地殻内地震による強震記録の要因解明に向けたK-NET (HKD020)港町観測点での物理探査, 物理探査学会第129回学術講演会講演論文集, 35-38.

#### 1.3 標準応答スペクトルに基づく地震動

1. 日本電気協会(2016):原子力発電所耐震設計技術指針 JEAG4601-2015
2. 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
3. 武村雅之(1990):日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震 第2輯 第43巻
4. Kanamori H. (1977):The Energy Release in Great Earthquakes, Journal of Geophysical Research Vol.82 No.20
5. 気象庁:地震月報(カタログ編), <https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/bulletin/index.html>
6. 防災科学技術研究所 広帯域地震観測網 F-net:地震のメカニズム情報, <http://www.fnet.bosai.go.jp/top.php?LANG=ja>

## 参考文献(2)

### 2. 地域性を考慮する地震動の評価

#### 2. 2 2000年鳥取県西部地震に関する検討

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, 鳥取地方气象台
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.

#### 2. 3 2008年岩手・宮城内陸地震に関する検討

1. 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-被害地震から見た地域別の特徴<追補版>
2. 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>
3. 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>
4. 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.
5. 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.
6. Nakajima Junichi, Matsuzawa Toru, Hasegawa Akira, Zhao Dapeng(2001):
7. 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(3)

8. 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
9. 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.
10. 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
11. 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>
12. 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>
13. 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>
14. 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—一関市蔵美町付近の調査速報. 活断層研究, 29, 25-34.
15. 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.
16. 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.
17. 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.
18. 長谷川昭, 中島淳一, 海野徳仁, 三浦哲, 諏訪謡子(2004):東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式, 地震, 第2輯, 第56巻, 413-424.
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. 松田時彦(1975):活断層から発生する地震の規模と周期について, 地震第2輯, 第28巻
22. 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
23. 気象庁:地震月報(カタログ編), <https://www.data.jma.go.jp/eqev/data/bulletin/index.html>

### 補足説明資料

1. 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
2. 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.
3. 北村信(1986):新生代東北本州弧地質資料集 島弧横断ルート No. 19, 宝文堂
4. 加藤直子・佐藤比呂志・今泉俊文・越谷 信・石山達也・戸田 茂・蔵下英司・平田 直(2010):2008年岩手・宮城内陸地震震源域磐井川沿いにおける反射法・屈折法地震探査. 月刊地球, 32, 433-439.
5. 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.