

女川原子力発電所2号炉  
基準地震動の策定について  
(補足説明資料)  
(令和元年9月27日審査会合資料 一部修正)

---

令和元年11月6日  
東北電力株式会社

## 審査会合におけるコメント

No.	第750回審査会合におけるコメント(令和元年7月26日)
S188	説明上の重要性及び申請書への記載を踏まえて、資料の構成を整理すること。 • 検討用地震の断層パラメータの設定根拠は、本資料に記載すること。
S193	敷地周辺の地質・地質構造の半径30km以遠の活断層評価の概要に示されている活断層分布図等、双葉断層や福島盆地西縁断層帯のように重要な断層の表示が途中で途切れているものについては、図を修正すること。
S194	海洋プレート内地震のうち4.7型地震の震源モデルの設定において、地殻変動等の知見について本資料に記載すること。
S195	北上低地西縁断層帯、双葉断層及び北上低地帯～宮城県北部の断層群による地震の武村式による地震規模の算定パラメータを示すこと。
S196	内陸地殻内地震の検討用地震の対象の整理において、代表となる地震の選択過程と考え方について説明を充実すること。
S197	「基準地震動の策定について」で、申請時S <sub>s</sub> からの変更について整理し説明すること。

## 目次

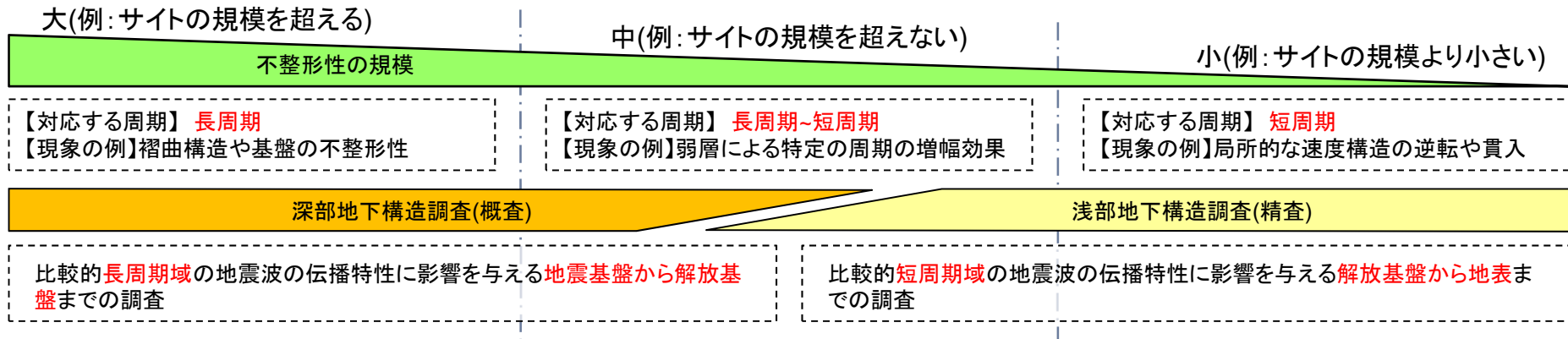
---

1. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定	3
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動	
2. 1 プレート間地震	15
2. 2 海洋プレート内地震	61
2. 3 内陸地殻内地震	125
3. 震源を特定せず策定する地震動	141
4. 基準地震動の年超過確率の参照	194
5. 参考	200

# 1. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

---

## 1. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定 規制要求と検討の整理①



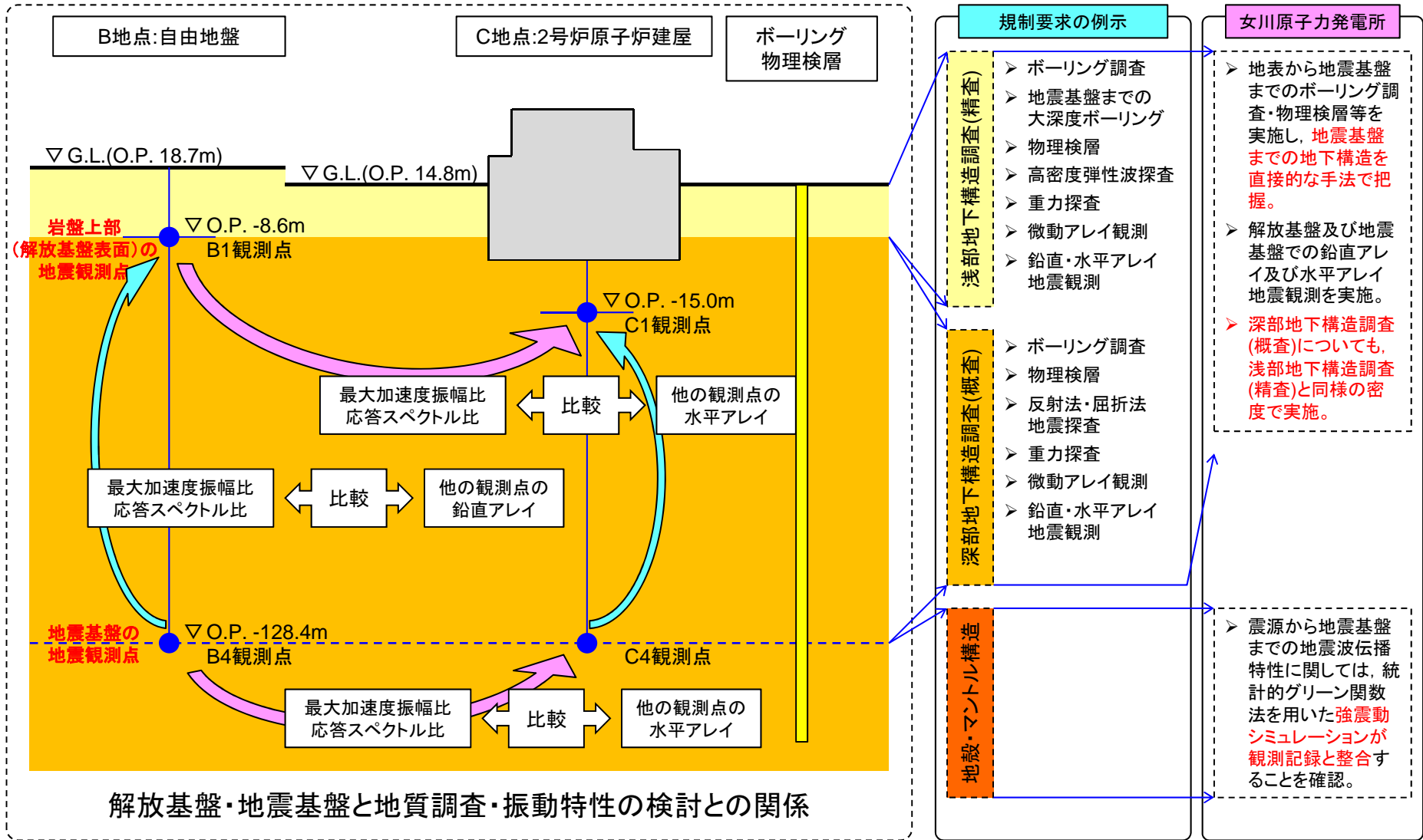
### 女川原子力発電所の検討

- 敷地の大きさは比較的小規模。
- **地表から地震基盤相当に達するボーリング調査・物理検層**を高密度に実施。
- **解放基盤及び地震基盤は浅く分布。**
- **地震基盤及び解放基盤における鉛直アレイ地震観測, 水平アレイ地震観測**を実施。
- 敷地の地震観測により**検討用地震を含む強震記録や豊富な中小地震記録**が得られている。



- **地震基盤から地表までの地下構造の把握**に関しては、地質調査により速度構造は概ね水平成層であることを直接確認している。また、鉛直アレイ・水平アレイ観測記録を用いた検討から、**到来方向の違いによる特異な増幅は見られず, 場所の違いによる振動特性の違いは小さい**ことから、地質調査結果と矛盾しないことを確認した。
- 「**地殻・マントル構造**」が反映される**震源から地震基盤までの地震波伝播特性**に関しては、統計的グリーン関数法を用いた強震動シミュレーションが観測記録と整合することを確認した。
- また、強震記録の自由地盤におけるはざとり波を用いた建屋シミュレーションと建屋の観測記録との比較を行い、入力地震動評価手法の適用性の確認を行っている。

# 1. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定 規制要求と検討の整理②



※ O.P.(女川原子力発電所工事用基準面)±0m = T.P.(東京湾平均海面) - 0.74m

## 1. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定 規制要求と検討の整理③

### 設置許可基準規則解釈・審査ガイドの要求事項(抜粋)

- 地震波の伝播特性に与える影響を検討するため、地質構造を評価するとともに、地震基盤の位置及び形状、岩相・岩質の均質性並びに地震波速度構造等の地下構造及び地盤の減衰特性を評価すること。
  - なお、地下構造が成層かつ均質と認められる場合を除き、三次元的な地下構造により検討すること。
  - 既往文献調査、既存データの収集・分析、地震観測記録の分析、地質調査、ボーリング調査並びに物理探査等を適切な手順と組み合わせで実施すること。
- 
- 比較的短周期域における地震波の伝播特性に影響を与える、解放基盤から地表面までの「浅部地下構造モデル」を作成するための「浅部地下構造調査(精査)」が適切に行われていることを確認する。
  - 地質構造・地下構造を把握するために、ボーリング調査に加えて地震基盤相当に達する大深度ボーリング、物理検層、高密度弾性波探査、重力探査、微動アレイ探査等による調査・探査、鉛直アレイ地震観測や水平アレイ地震観測等を適切な範囲及び数量で実施していることを確認する。
  - 解放基盤から地表面までの詳細な三次元地下構造、地下構造の三次元不整形性等が適切に把握できている必要がある。
- 
- 比較的長周期域に地震波の伝播特性に大きな影響を与える、地震基盤から解放基盤までの「深部地下構造モデル」を作成するための「深部地下構造調査(概査)」が適切に行われていることを確認する。
  - ボーリング及び物理検層、反射法・屈折法地震探査、電磁気探査、重力探査、微動アレイ探査、水平アレイ地震観測等による調査・探査を適切な範囲及び数量で実施していることを確認する。
  - 地震基盤から解放基盤までの三次元地下構造、地下構造の三次元不整形性が適切に把握できている必要がある。
  - 敷地における観測記録を用いて、震源の深さや距離を考慮した上で、方位による振幅や波形の変化を調査することが重要である。
  - 震源から対象サイトの地震基盤までの地震波の伝播経路特性に影響を与える地殻構造調査として、弾性波探査や地震観測等を適切な範囲及び数量で実施していることを確認する。



### 女川原子力発電所

#### 【敷地及び調査の特徴】

- 敷地の大きさは比較的小規模。
- 中生界ジュラ系の硬質な岩盤が広く分布。解放基盤及び地震基盤は浅い。
- 原子炉建屋は解放基盤に直接設置。
- 地震基盤は浅く、地震基盤から表層までの「深部地下構造調査(概査)」及び「浅部地下構造調査(精査)」を高密度で実施。

#### 【地質調査】

- 既往文献調査、重力探査、広域地質調査を実施。
- 地表から地震基盤にいたるボーリング調査、物理検層を高密度で実施。
- 敷地には、広範囲に中生界ジュラ系の硬質な岩盤が分布し、地震基盤から解放基盤の速度構造は概ね水平成層で相当な拡がり有して分布。

#### 【鉛直アレイ・水平アレイ地震観測】

- 解放基盤及び地震基盤における鉛直アレイ・水平アレイ観測を実施。
- 各アレイで最大加速度振幅比及び応答スペクトル比による検討を実施。
- 各鉛直アレイでは、到来方向の違いによる特異な増幅特性は見られない。
- 各水平アレイでは、場所の違いによる振動特性の違いは小さい。
- 地震観測記録の分析結果は、地質調査結果と矛盾しない。

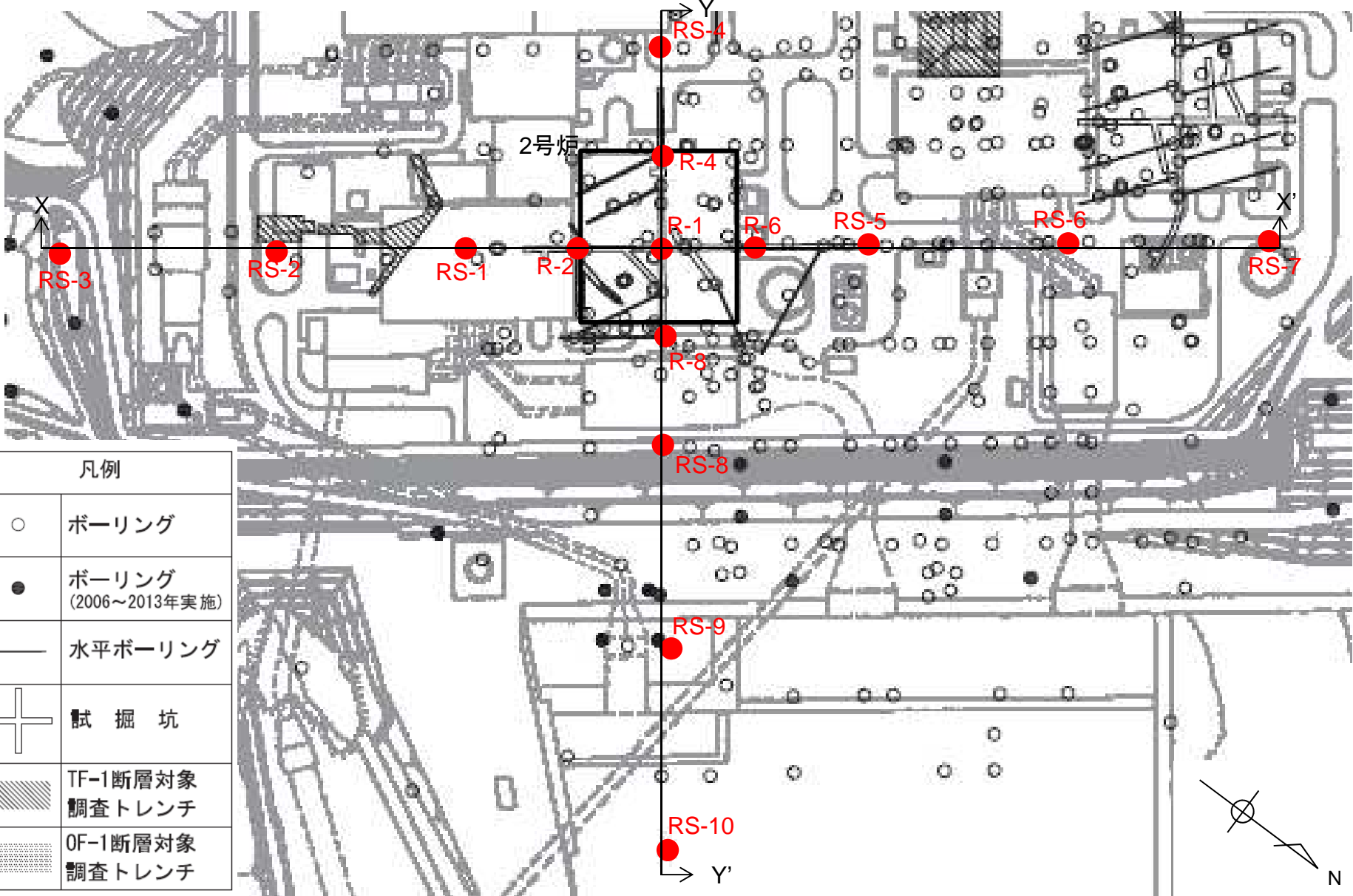
#### 【強震記録による検討】

- 敷地で得られた強震記録を用いて、震源から敷地にいたるシミュレーションを実施。
- 観測記録と整合することを確認。伝播特性、入力地震動評価も含めた評価手法の適用性を確認した。



- 高密度な浅部地下構造調査(精査)及び深部地下構造調査(概査)により、敷地の地下構造は概ね成層かつ均質で、地震波伝播特性への三次元不整形性の影響は小さいことを確認。
- 強震記録の検討により、震源から敷地までの伝播特性・入力地震動評価も含めた評価手法の適用性を確認。

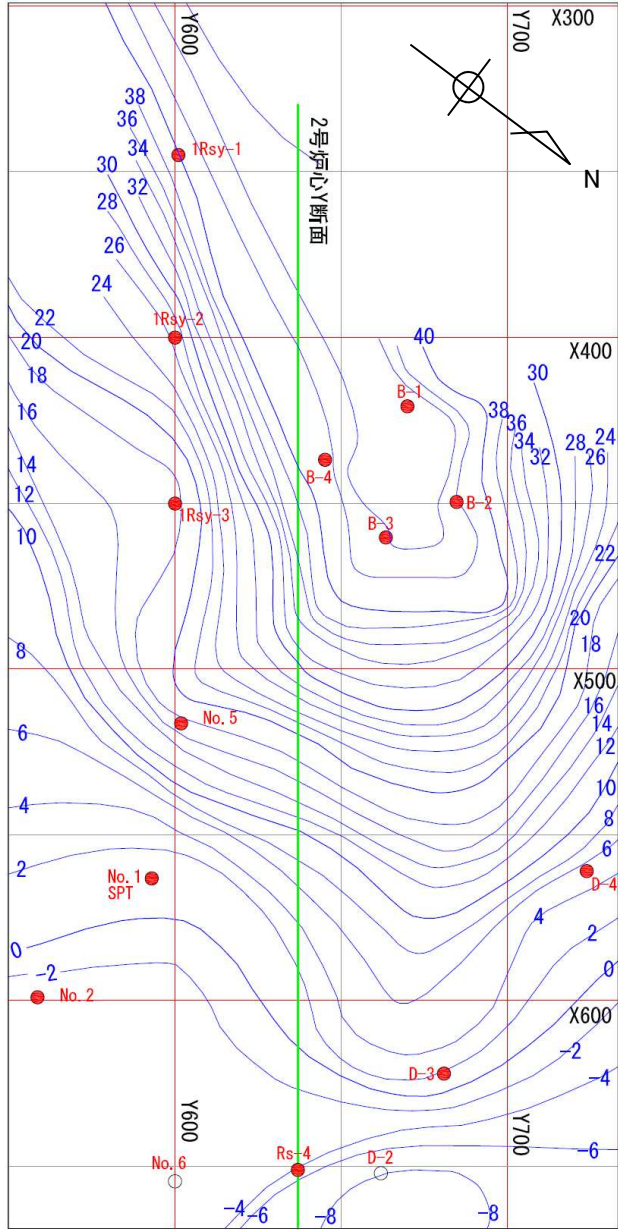
1. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定  
2号炉付近のPS検層位置図





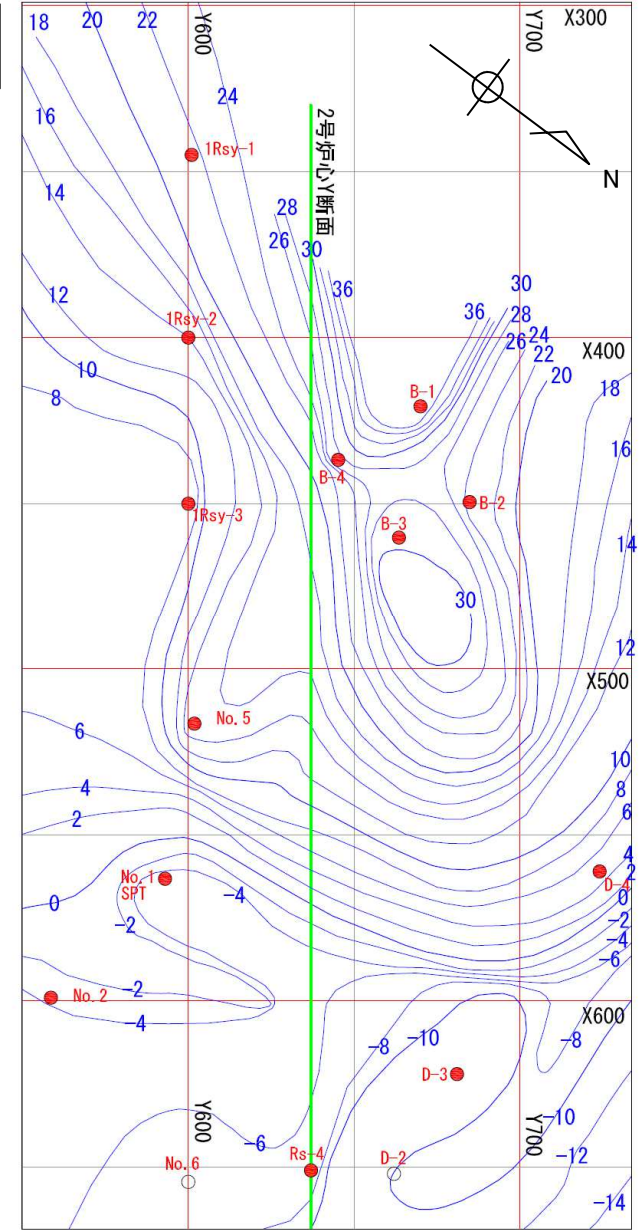
1. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定  
2号炉付近のPS検層 速度層上面コンター図①

第2速度層  
上面コンター図



深さはO.P.(m)

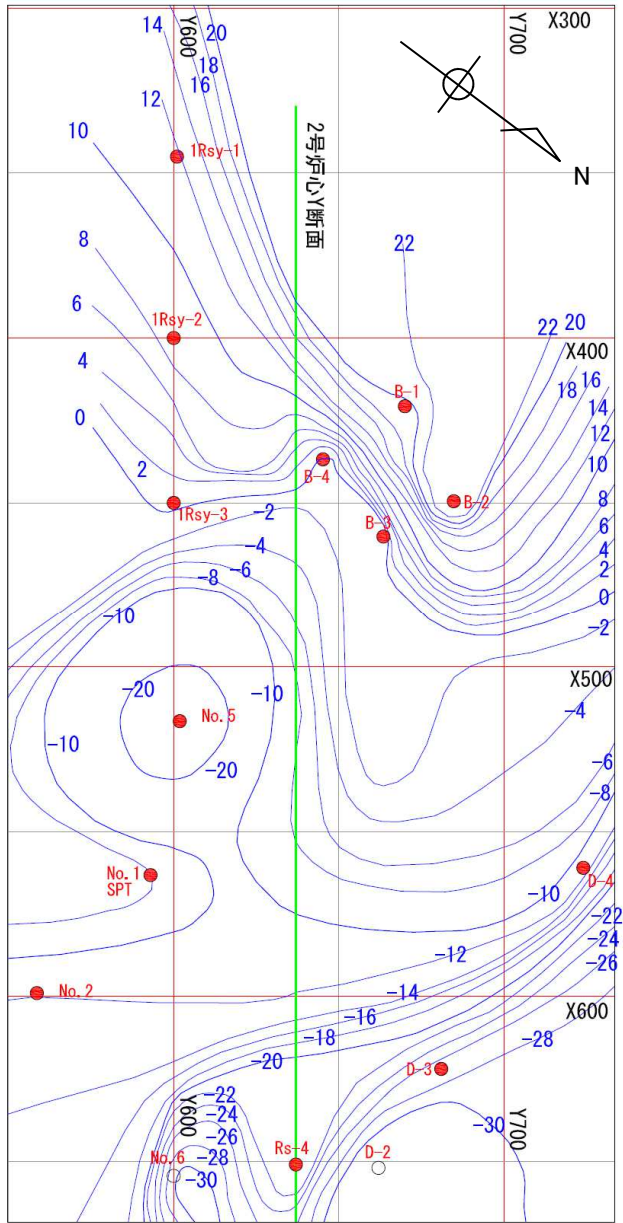
第3速度層  
上面コンター図



深さはO.P.(m)

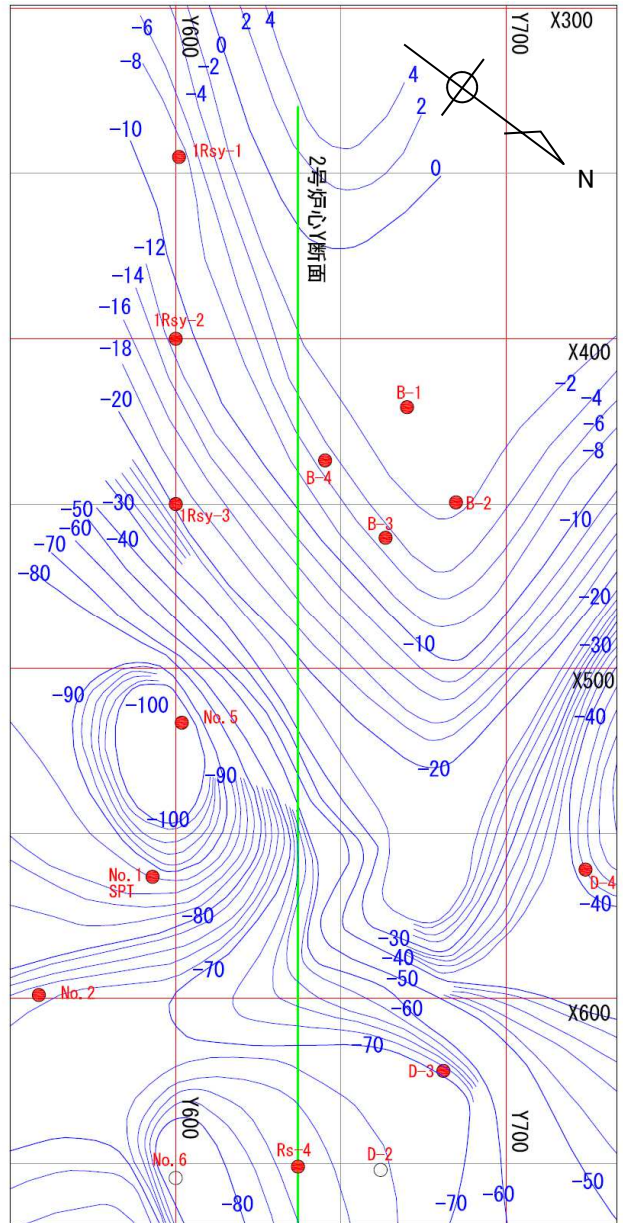
### 1. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定 2号炉付近のPS検層 速度層上面コンター図②

第4速度層  
上面コンター図



深さはO.P.(m)

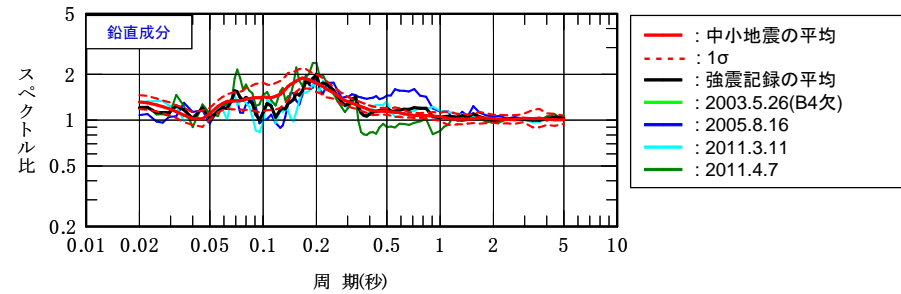
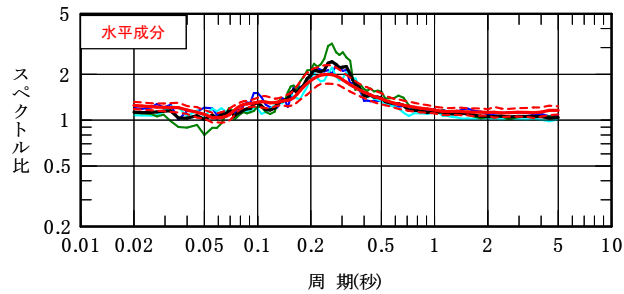
第5速度層  
上面コンター図



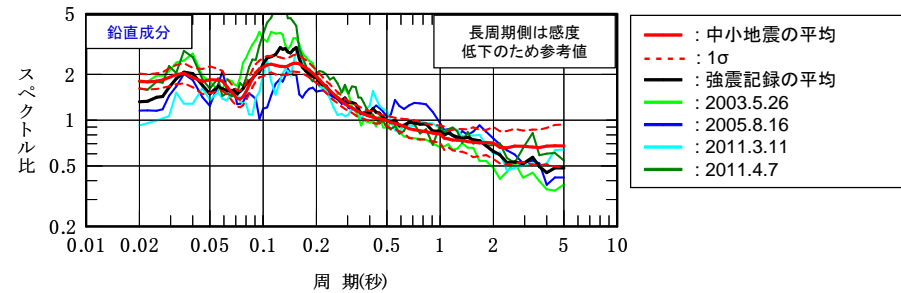
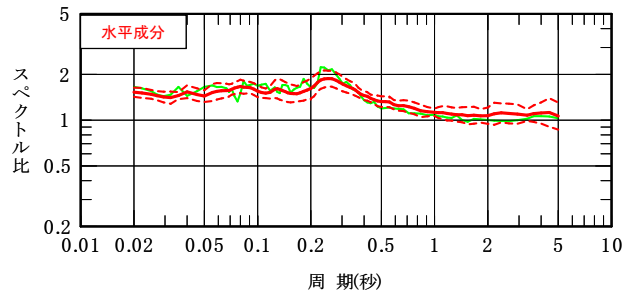
深さはO.P.(m)

# 1. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定 強震記録と敷地地盤の振動特性との比較(鉛直アレイ)

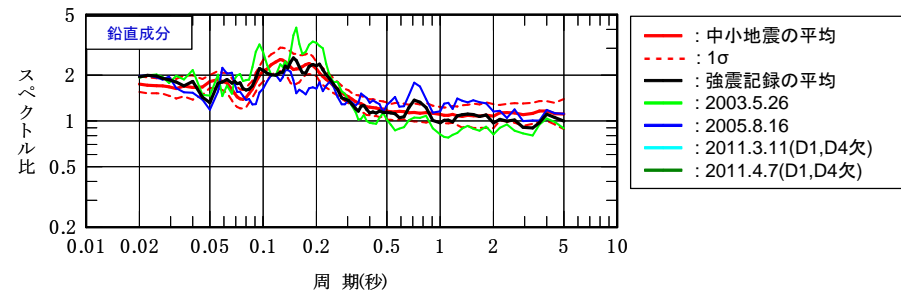
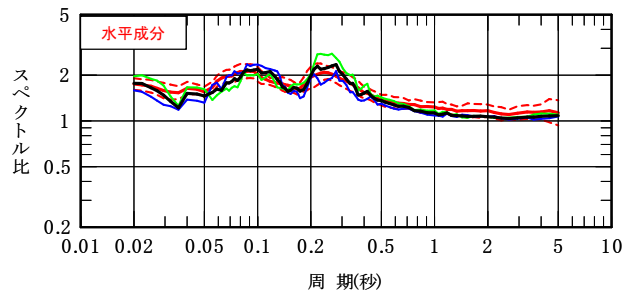
➤ 中小地震の検討から得た敷地の応答スペクトル比の平均と強震記録の応答スペクトル比は整合する。



自由地盤観測点 鉛直アレイ観測記録の応答スペクトル比(B1:O.P.-8.6m / B4:O.P.-128.4m)



2号炉原子炉建屋地中 鉛直アレイ観測記録の応答スペクトル比(C1:O.P.-15.0m / C4:O.P.-128.4m)

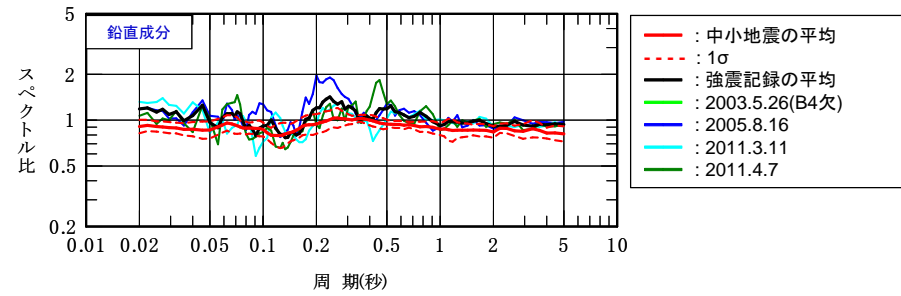
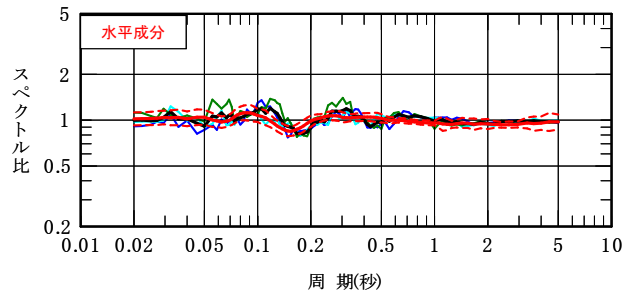


3号炉原子炉建屋地中 鉛直アレイ観測記録の応答スペクトル比(D1:O.P.-15.0m / D4:O.P.-128.4m)

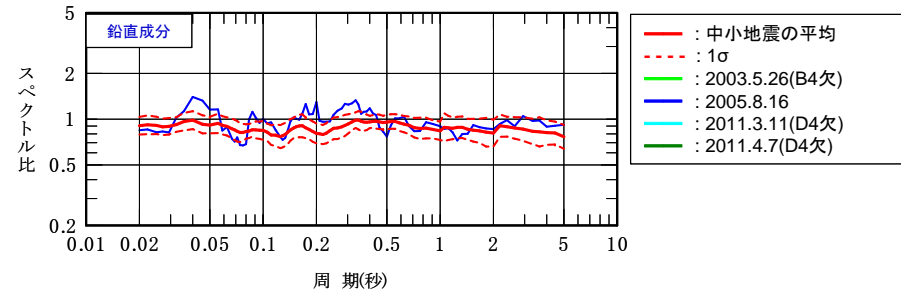
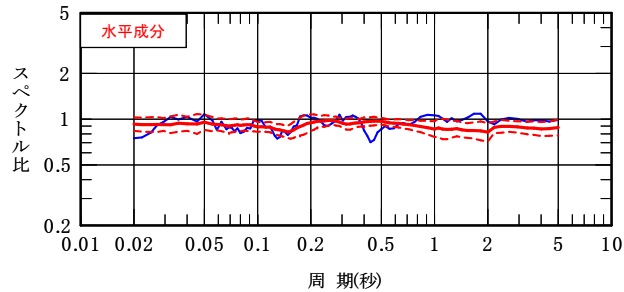
1. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

強震記録と敷地地盤の振動特性との比較(深部水平アレイ)

➤ 中小地震の検討から得た敷地の応答スペクトル比の平均と強震記録の応答スペクトル比は整合する。



2号炉原子炉建屋 深部水平アレイ観測記録の応答スペクトル比(C4:O.P.-128.4m / B4:O.P.-128.4m)

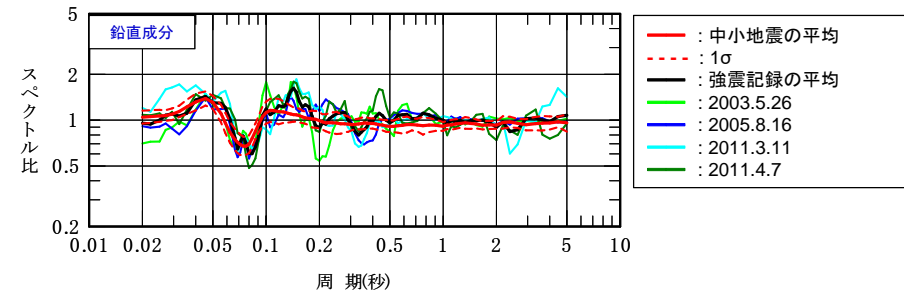
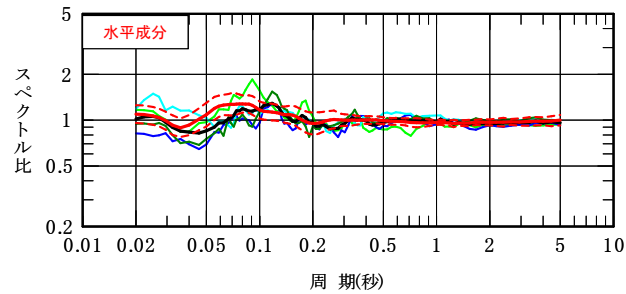


3号炉原子炉建屋 深部水平アレイ観測記録の応答スペクトル比(D4:O.P.-128.4m / B4:O.P.-128.4m)

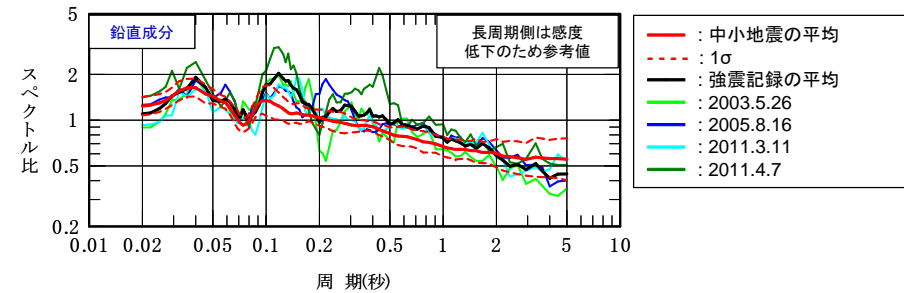
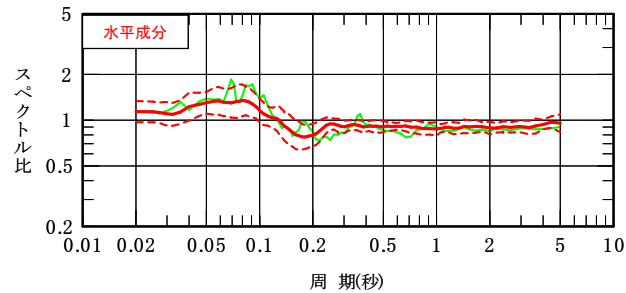
1. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

強震記録と敷地地盤の振動特性との比較(浅部水平アレイ)

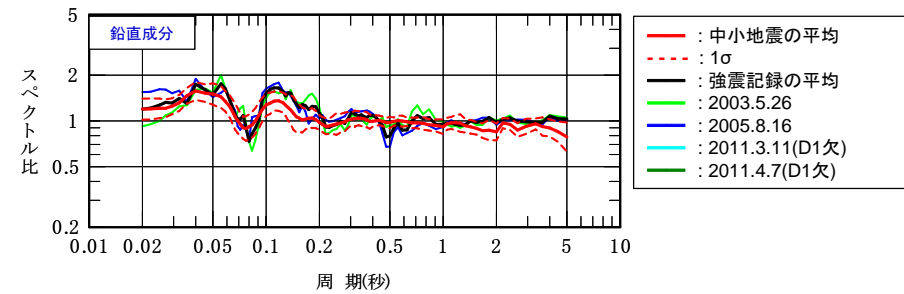
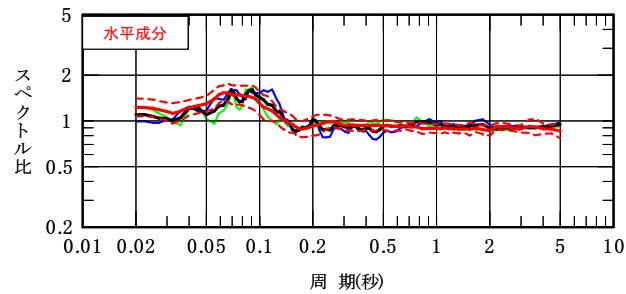
➤ 中小地震の検討から得た敷地の応答スペクトル比の平均と強震記録の応答スペクトル比は整合する。



1号炉原子炉建屋 浅部水平アレイ観測記録の応答スペクトル比(A1:O.P.-8.6m / B1:O.P.-8.6m)



2号炉原子炉建屋 浅部水平アレイ観測記録の応答スペクトル比(C1:O.P.-15.0m / B1:O.P.-8.6m)



3号炉原子炉建屋 浅部水平アレイ観測記録の応答スペクトル比(D1:O.P.-15.0m / B1:O.P.-8.6m)

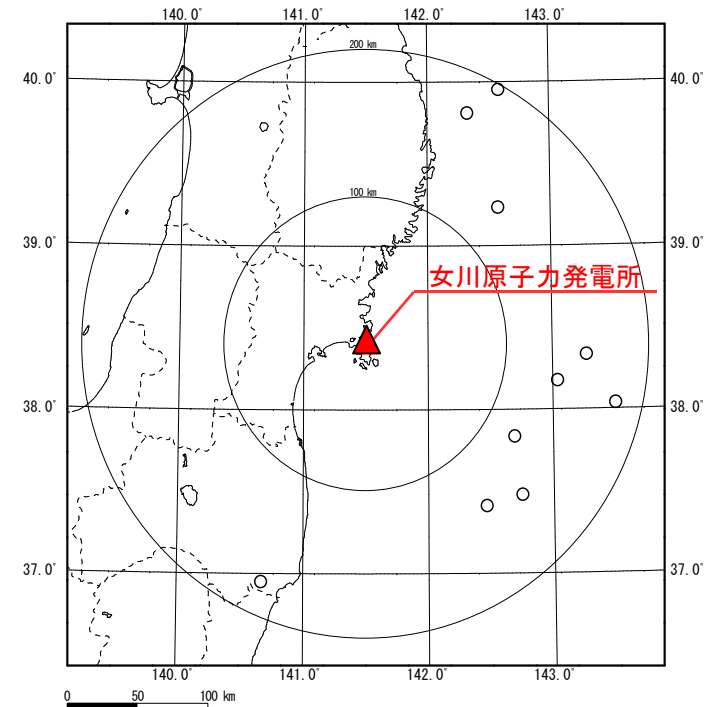
1. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

R/Vレシーバー関数の比較(観測記録及び理論)①

- 観測記録(自由地盤の地表観測点)から求めたR/Vレシーバー関数と深部地下構造モデルから求めた理論R/Vレシーバー関数の比較を行った。
- P波とS波の走時の時間差が大きくなると考えられる遠地(震央距離100km以上)の地震を対象とし、P波とS波の区別が明確な地震について地震規模が大きい10地震を採用した。

検討に用いた地震

発震日時	規模 M	深さ (km)	震央地名	震央距離 (km)	入射角 (deg)	方位角 (deg)
2003/10/31 10:06:30	6.8	33	SE OFF MIYAGI PREF	122	74.74	120.60
2011/3/9 11:45:12	7.3	8	FAR E OFF MIYAGI PREF	155	86.95	92.30
2011/3/10 6:23:59	6.8	9	FAR E OFF MIYAGI PREF	137	86.12	100.10
2011/3/11 20:36:39	6.7	24	E OFF IWATE PREF	131	79.82	45.10
2011/3/12 10:47:12	6.8	0	FAR E OFF FUKUSHIMA PREF	151	90.00	132.50
2011/3/29 19:54:30	6.6	13	SE OFF MIYAGI PREF	139	84.52	141.90
2011/4/11 17:16:12	7	6	EASTERN FUKUSHIMA PREF	177	87.93	204.60
2011/6/23 6:50:50	6.9	36	E OFF IWATE PREF	196	79.49	28.40
2011/7/10 9:57:07	7.3	34	FAR E OFF MIYAGI PREF	180	79.31	102.50
2012/3/27 20:00:42	6.6	21	E OFF IWATE PREF	172	83.21	24.50



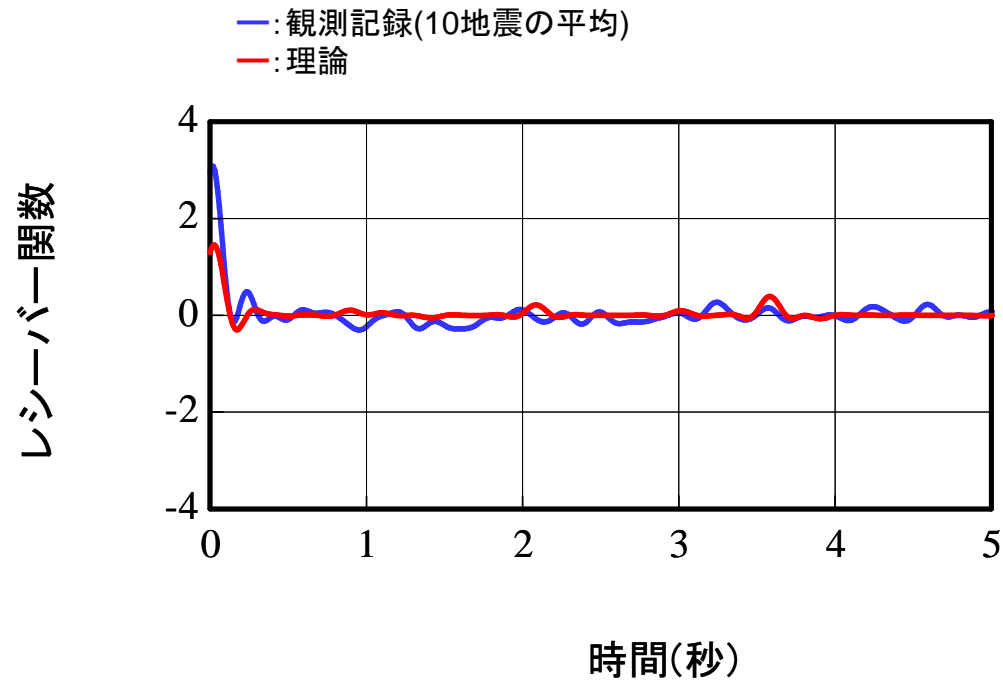
検討に用いた地震の震央分布

1. 敷地地盤の振動特性及び地下構造モデルの策定

R/Vレシーバー関数の比較(観測記録及び理論)②

- 観測記録のR/Vレシーバー関数と理論R/Vレシーバー関数のいずれにおいても地震基盤※以浅からのPS変換波が明瞭である。
- また、観測・理論の両者とも、地震基盤※以深からのPS変換波は明瞭ではない。

※ O.P.-128.4m



観測記録のR/Vレシーバー関数と理論R/Vレシーバー関数の比較

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

---

### 2.1 プレート間地震



2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震  
諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層パラメータの設定根拠

震源パラメータ	パラメータの設定根拠	備考
断層面積	地震規模M9(M=M <sub>w</sub> )を基本条件とし、佐藤(1989)の式より、S=100,000km <sup>2</sup> と設定。3.11地震の震源域の長さ約500km×幅約200km=100,000km <sup>2</sup> と整合。また、内閣府(2012)での3.11地震の断層モデルの整理では72,000~107,100km <sup>2</sup> となっており整合している。	
断層長さ	断層面積/断層幅=断層長さ500km。三陸沖中部から茨城県沖の領域に対応。	
断層幅	海溝軸から陸までのプレート境界地震の発生域の幅に対応する幅200kmに設定。	
断層傾斜角	太平洋プレートの形状を考慮して設定している壇ほか(2005)による。	壇ほか(2005)は、地震調査研究推進本部(2005)に基づき設定されている。
断層の走向, すべり角, 破壊開始点	断層の走向とすべり角は、防災科学技術研究所F-netの3.11地震のCMT解。破壊開始点は、気象庁による3.11地震の震源情報を参照し設定。	
剛性率	地震調査研究推進本部(2002),(2005)による。1978年宮城県沖地震の観測記録を踏まえて断層パラメータが設定されている。	地震調査研究推進本部(2002)は、地震調査研究推進本部(2005)に改訂されている。
S波速度	地震調査研究推進本部(2002),(2005)による。1978年宮城県沖地震の観測記録を踏まえて断層パラメータが設定されている。	
破壊伝播速度	地震調査研究推進本部(2002),(2005)による。1978年宮城県沖地震の観測記録を踏まえて断層パラメータが設定されている。	
高域遮断周波数	地震調査研究推進本部(2005)による。佐藤ほか(1994)による主に東北地方太平洋岸の海溝型地震の推定値を用いている。	

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 諸井ほか(2013)の断層モデル

### ■断層モデルの考え方 巨視的パラメータ(1)

○地震規模  
基本条件としてM9.0とする。(M=Mw)



○断層面積  
・佐藤(1989), 宇津(2001)から  
 $\log S = M - 4.0$   
 $S = 100,000 \text{ km}^2$   
(M=Mwとする。)  
・太平洋プレート形状を考慮し断層長さ500km,  
断層幅200kmとする。



内閣府(2012)南海トラフの巨大地震モデル  
検討会における3.11地震の断層面積(9例)  
では72,000~107,100km<sup>2</sup>とされている。

整合



○平均応力降下量  
・円形クラック式より  
 $\Delta\sigma = 7/16 \cdot M_0 \cdot (S/\pi)^{-3/2} = 3.08 \text{ MPa}$



内閣府(2012)南海トラフの巨大地震モデル  
検討会におけるプレート間巨大地震(2004年  
スマトラ地震, 2010年チリ地震, 3.11地震等の  
8地震)の平均応力降下量の平均+標準偏  
差は3.1MPaとされている。

整合

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震  
諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層モデルの考え方 巨視的パラメータ(2)

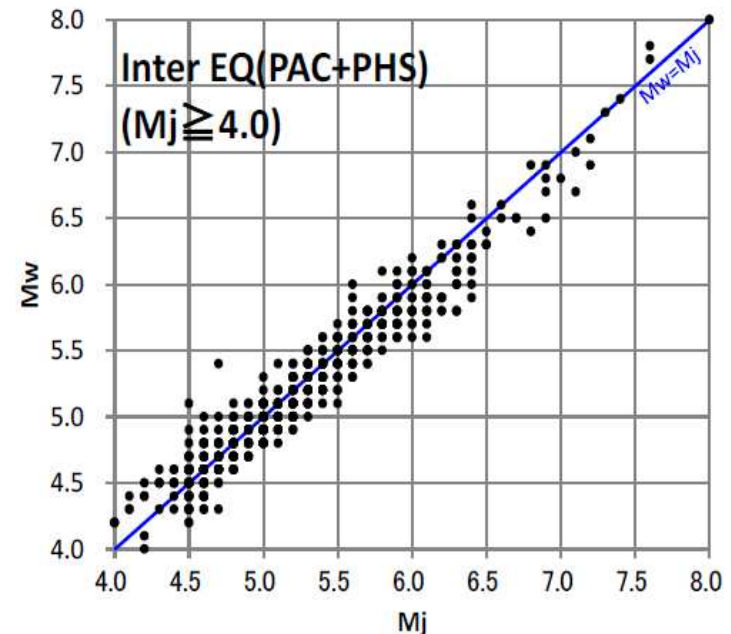
○地震規模

基本条件としてM9.0とする。(M=Mw)

- ・3.11地震はM9.0であることから、これと同規模の震源をモデル化した。
- ・断層面積はMj=Mwとして算定。

【参考】Mj=Mwについて

- ・M8クラス以下のプレート間地震の場合MjとMwは対応している。(内閣府(2013))
- ・M9クラスの巨大地震では、気象庁マグニチュード(Mj)に比べてモーメントマグニチュード(Mw)が有意に大きく算出され、Mjでは地震の規模を適切に表現できないと考えられる場合は、気象庁ではMwを用いている。
- ・3.11地震の気象庁マグニチュード(Mj)は8.4であるが、気象庁によるモーメントマグニチュードは9.0と算出されており、地震の規模をあらわす値としては、モーメントマグニチュードが用いられている。



プレート境界地震における気象庁マグニチュードとモーメントマグニチュードの関係  
(最近の地震データより)(内閣府(2013))

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震  
諸井ほか(2013)の断層モデル

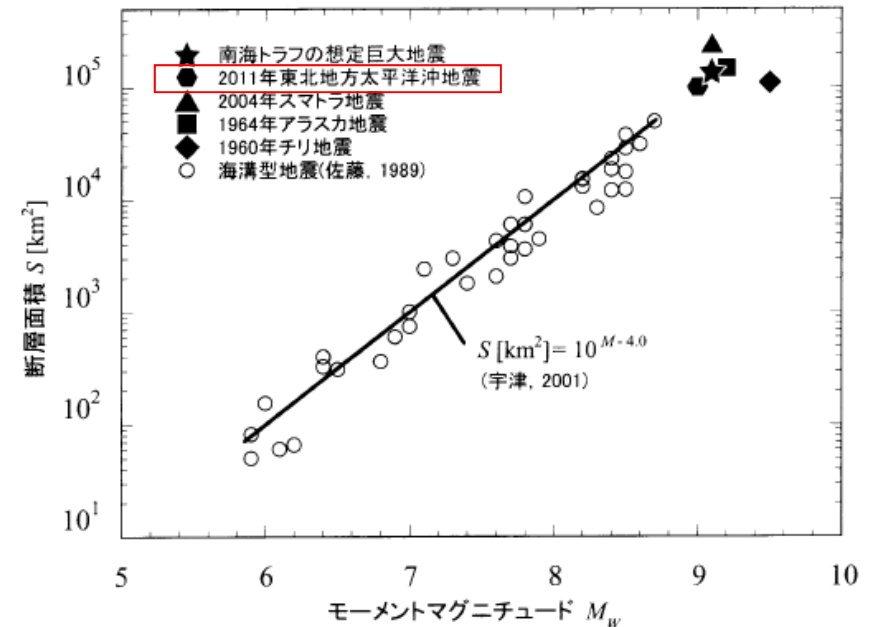
■断層モデルの考え方 巨視的パラメータ(3)

○断層面積

- ・佐藤(1989), 宇津(2001)から  
 $\log S = M - 4.0$ ,  $M = 9.0$   
 $S = 100,000 \text{ km}^2$
- ・太平洋プレート形状を考慮し断層長さ500km, 断層幅200kmとする。

【壇ほか(2013)】

- ・3.11地震の震源断層の大きさを整理すると, 研究者により少しずつ異なるが, 南北方向の長さは約500km, 東西方向の幅Wは約200kmである。
- ・3.11地震の断層面積とモーメントマグニチュード  $M_w$ の関係は, 宇津(2001)の相似則の式の延長上にある。



断層面積Sとモーメントマグニチュード  $M_w$ との関係(壇ほか(2013))

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震  
諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層モデルの考え方 巨視的パラメータ(4)

【内閣府(2012) 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)】

- ・断層面積: 2011年東北地方太平洋沖地震の断層面積(9例)では72,000~107,100km<sup>2</sup>となっている。
- ・平均応力降下量: 2004年スマトラ地震, 2010年チリ地震, 3.11地震等の8地震の平均応力降下量の平均+標準偏差は3.1MPaとされている。3.11地震の平均値は, 3.98MPaとなっている。

表6.1 地震波を用いた解析による平均応力降下量の整理

Earthquake	Reference	data	MO (N m)	Mw	S (km <sup>2</sup> )	$\sigma$ (MPa)	$\log_{10}(\Delta\sigma)$	地震別中央値	地震別平均値MPa	地震毎残差	地震毎分散	残差
2003 Tokachi-oki	Yamanaka and Kikuchi (2003)	T	1.00E+21	8	8800	3	0.48	0.40	2.51	0.01	0.035	0.017
	Honda et al. (2004)	S	2.90E+21	8.3	22400	2.1	0.32			0.01		
	Koketsu et al. (2004)	S, G	2.20E+21	8.2	12000	4.1	0.61			0.05		
	Yagi (2004)	S, T	1.70E+21	8.1	22100	1.3	0.11			0.08		
1968 Tokachi-oki	Nagai et al. (2001)	S, T	3.50E+21	8.3	31200	1.5	0.18	0.18	1.51	0.18		0.008
1946 Nankai	Murotani(2007)		5.50E+21	8.4	57600	1	0.00	0.00	1.00	0.00	0.000	0.073
1944 Tonankai	Ichinose et al. (2003)	S, T	2.40E+21	8.2	30800	1.1	0.04	0.04	1.10	0.00	0.017	0.052
	Kikuchi et al. (2003)	S	1.00E+21	7.9	11200	2.1	0.32			0.08		
	Yamanaka (2008)	S	2.00E+21	8.3	32000	0.9	-0.05			0.01		
1923 Kanto	Wald and Somerville (1995)	T, G	7.60E+20	7.9	9100	2.1	0.32	0.41	2.55	0.01		0.019
	Kobayashi and Koketsu (2005)	S, T, G	1.10E+21	8	9100	3.1	0.49			0.01		
東北地方太平洋沖地震	Koketsu et al.	Teleseis+Strong+InlandGPS	3.80E+22	9.0	72000	4.9	0.69	0.60	3.98	0.01	0.013	0.109
	Lay et al.	Teleseis	4.00E+22	9.0	76000	4.8	0.68			0.01		
	Lee et al.	Teleseis	3.67E+22	9.0	80000	4.1	0.61			0.00		
	Yagi and Fukahata	Teleseis	5.70E+22	9.1	79200	6.4	0.81			0.04		
	Y.Yoshida et al.	Teleseis	4.30E+22	9.0	90000	4.0	0.60			0.00		
	Y.Yoshida et al.	Strong	3.40E+22	9.0	90000	3.1	0.50			0.01		
	Ammon et al.	Teleseis+Strong+InlandGPS	3.80E+22	9.0	100000	2.8	0.45			0.02		
	K.Yoshida et al.	Strong	4.30E+22	9.0	106704	3.1	0.49			0.01		
Suzuki et al.	Strong	4.42E+22	9.0	107100	3.2	0.50						
2010年チリ地震	Piñedo et al.(2011)	Teleseis	1.48E+22	8.7	56000	2.8	0.45	0.45	2.79	0.00	0.001	0.031
	Delouis et al.(2010)	Teleseis+GPS+InSAR	1.80E+22	8.8	60000	3.1	0.49			0.00		
	Lay et al.(2010)	Teleseis	2.60E+22	8.9	81500	2.8	0.45			0.00		
2004年スマトラ地震	Ammon et al.(2005)	Teleseis	6.50E+22	9.14	260000	1.2	0.09	0.09	1.23	0.00	0.000	0.033

中央値の平均値		分散
$\log(\Delta\sigma)$	0.27	0.049
$\Delta\sigma$	1.9 MPa	標準偏差
		0.22
+標準偏差	3.1 MPa	
-標準偏差	1.1	

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震  
諸井ほか(2013)の断層モデル

■断層モデルの考え方 巨視的パラメータ(5)

【田島ほか(2013)】

・収集したデータ( $8.4 \leq M_w \leq 9.1$ )から $M_0$ と断層幅( $W$ )の関係を調べたところ、文献によるばらつきも大きいですが、断層幅( $W$ )は、平均的には200km弱(180~200km程度)で飽和することがわかった。

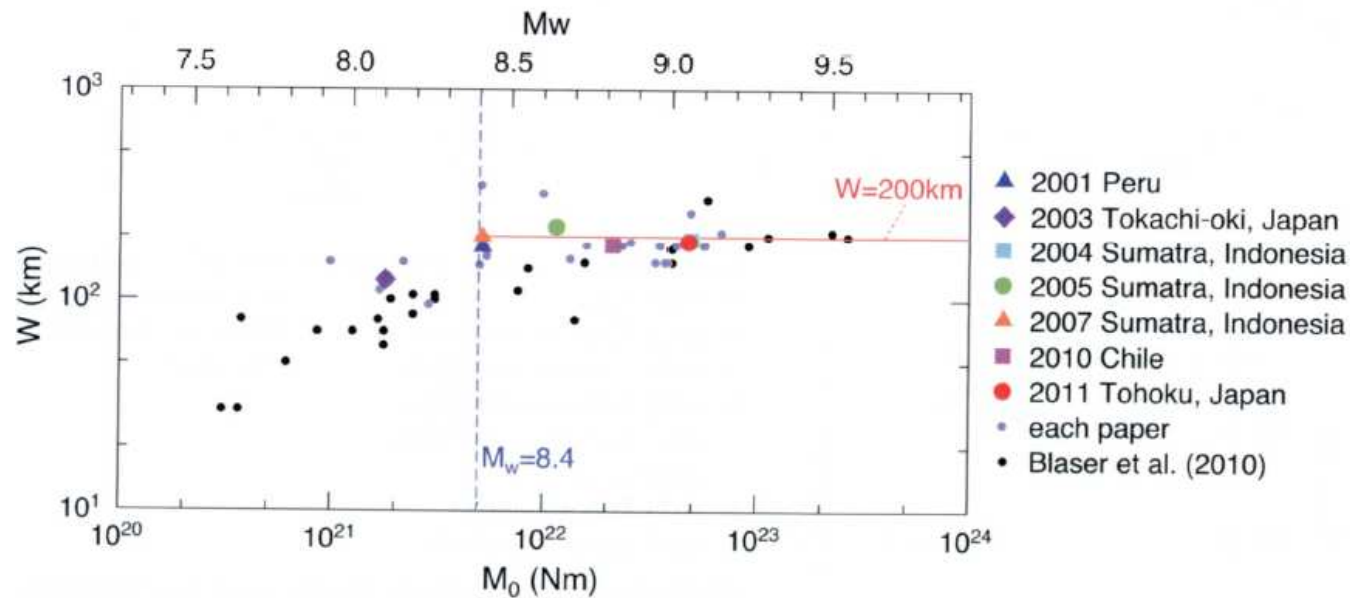


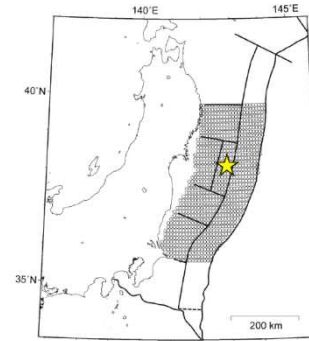
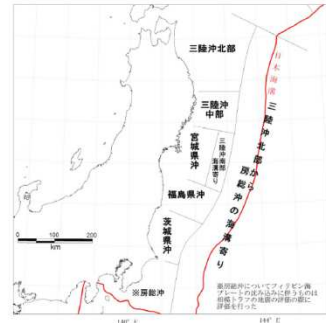
Fig. 4. Relationship between fault width  $W$  and  $M_0$  for plate-boundary earthquakes shown in Table 1 and Blaser *et al.* (2010).

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 諸井ほか(2013)の断層モデル

### ■津波モデルとの比較

- ・女川地点の基準津波の断層モデルは、地震調査研究推進本部(2012, 2014)の東北地方太平洋型地震(三陸沖中部から茨城県沖)等を参考にし、津波の特性を踏まえその巨視的断層面を設定している。
- ・地震動の断層モデルは、地震動の特性を踏まえ、巨視的断層面は津波モデルと同様に地震調査研究推進本部の三陸沖中部から茨城県沖(海溝軸付近を含む)の領域を考慮しており、その設定面積は、100,000km<sup>2</sup>となり、津波モデルの面積と概ね同程度である。

三陸沖から房総沖にかけて  
の領域区分  
(地震調査研究推進本部(2012))



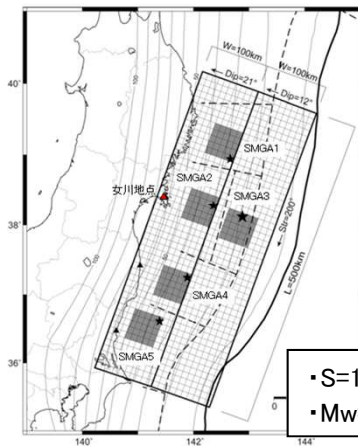
東北地方太平洋沖型の地震  
(地震調査研究推進本部(2014))

#### 【津波の断層モデル】

- ・津波では、海溝軸付近の大すべり域、超大すべり域による影響が支配的である。
- ・断層面は、プレートの沈み込み形状(海溝軸の形状)に合わせて設定している。

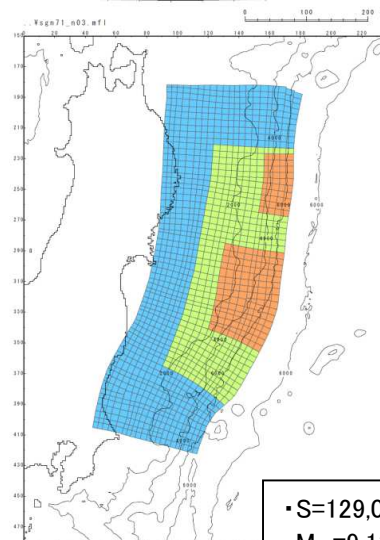
#### 【地震動の断層モデル】

- ・強震動は、陸側に近い強震動生成域(SMGA)による影響が支配的である。
- ・各領域にSMGAを考慮している



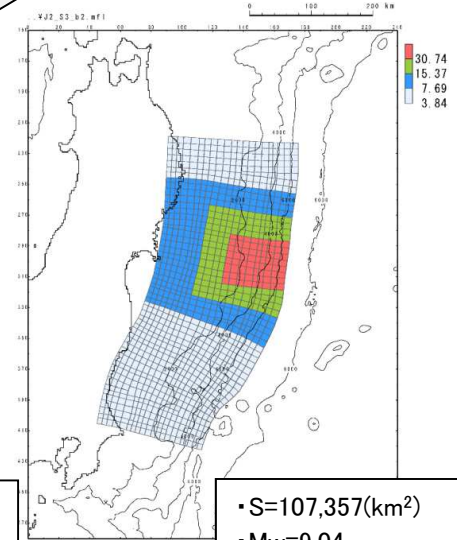
・S=100,000(km<sup>2</sup>)  
・Mw=9.0

同程度の  
面積を考慮



・S=129,034(km<sup>2</sup>)  
・Mw=9.13

基準断層モデル①※



・S=107,357(km<sup>2</sup>)  
・Mw=9.04

基準断層モデル②

(第378回審査会合 資料1-1より)

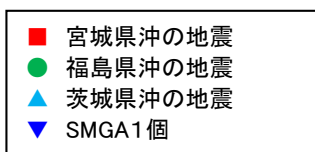
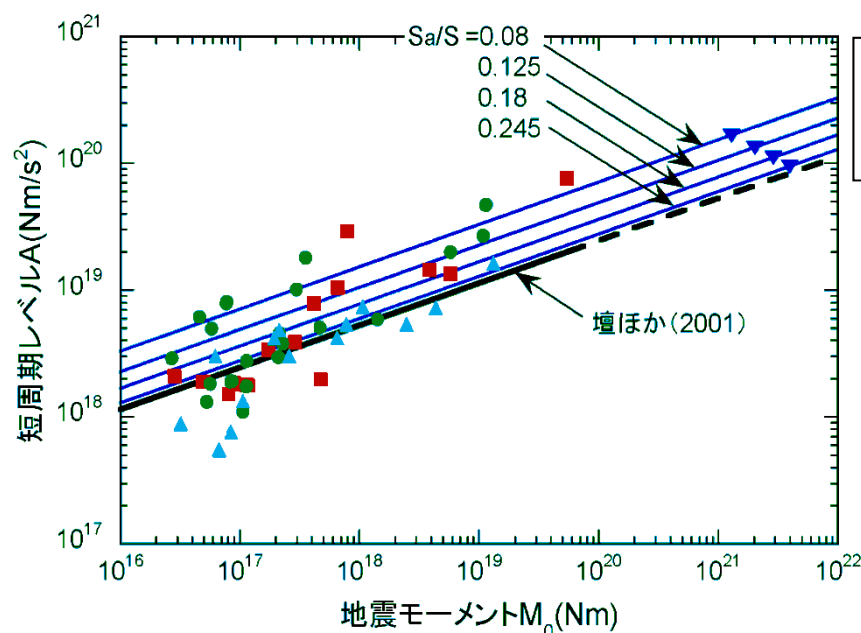
地震動の断層モデル

※: 広域の津波特性をモデルに適切に反映する観点から、想定波源域を三陸沖北部まで拡大。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震  
諸井ほか(2013)の断層モデル

■ 強震動生成域(SMGA)の面積 $S_a$

・宮城県沖, 福島県沖, 茨城県沖の過去の中小地震における短周期レベルAの励起特性を有するように, M9プレート間地震の震源モデルの断層面積とSMGAの面積の比( $S_a/S$ )の検討を行い, 中小地震のほぼ中間的な傾向にある $S_a/S=0.125$ とした。



断層面積 $S$ (km <sup>2</sup> )	SMGA の 個数	$S_a/S$	SMGA 1個の面積 $S_a$ (km <sup>2</sup> )	SMGA 1個の 短周期レベルA (Nm/s <sup>2</sup> )
100,000	5	0.08	1,600 (40km × 40km)	$1.66 \times 10^{22}$
		0.125	2,500 (50km × 50km)	$1.33 \times 10^{22}$
		0.18	3,600 (60km × 60km)	$1.11 \times 10^{22}$
		0.245	4,900 (70km × 70km)	$9.49 \times 10^{19}$

震源モデルにおけるSMGAの短周期レベルと中小地震の短周期レベル比較

5個のアスペリティを考慮し, アスペリティ総面積比 $S_a/S$ を0.08, 0.125, 0.18, 0.245とした時の $M_0-A$ 関係を青線で比較。中小地震の $M_0$ と $A$ は断層全体の値であるのに対し, M9プレート間地震の震源モデルではSMGAごとの値を示している。黒太線は壇ほか(2001)による平均値, 破線は外挿を表す。中小地震の $M_0-A$ は, 佐藤(2003), 佐藤(2004), Satoh(2006)等による。

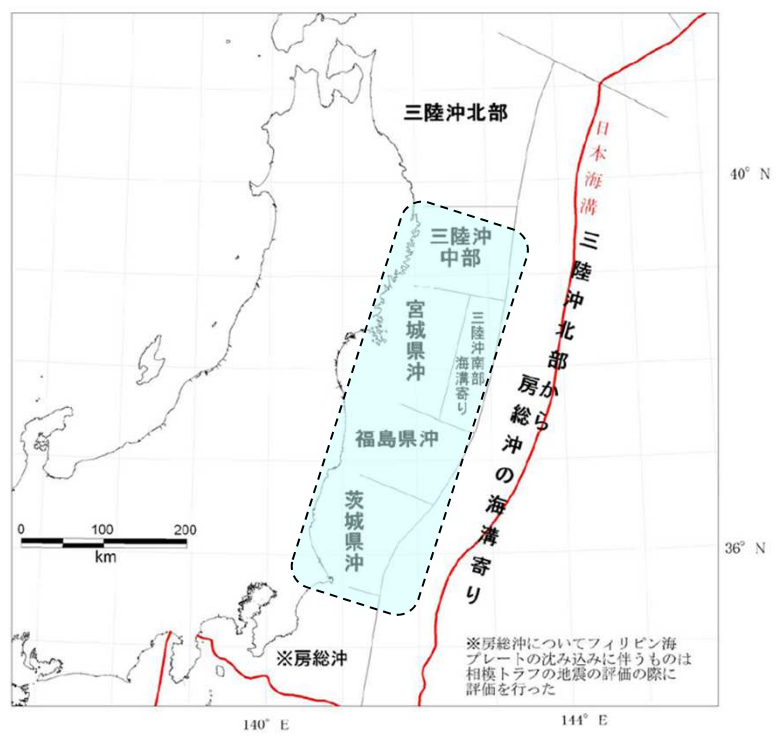


## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 諸井ほか(2013)の断層モデル

### ■強震動生成域(SMGA)の個数と位置

#### ○SMGAの個数

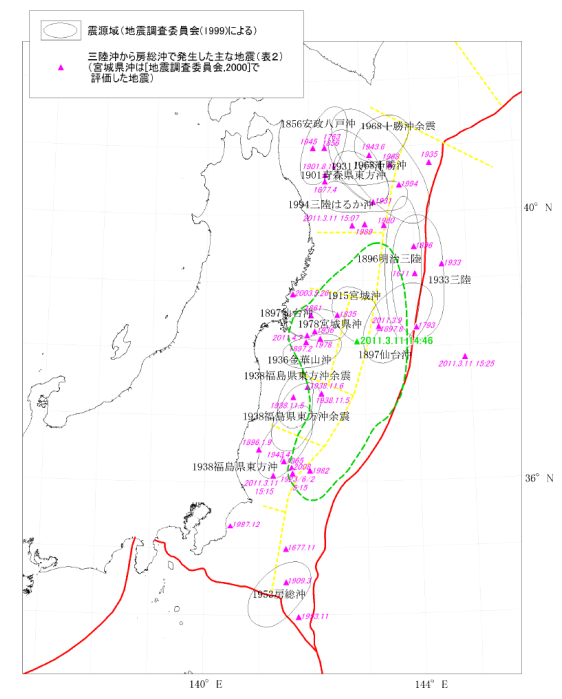
- ・地震調査研究推進本部(2012)の領域区分を基に、三陸沖中部から茨城県沖の各領域に1個設定。



三陸沖から房総沖にかけての領域区分  
(地震調査研究推進本部(2012)に一部加筆)

#### ○SMGAの位置

- ・入倉(2012)等にならない、過去に発生したM7~8の地震の震源域相当の場所に配置。

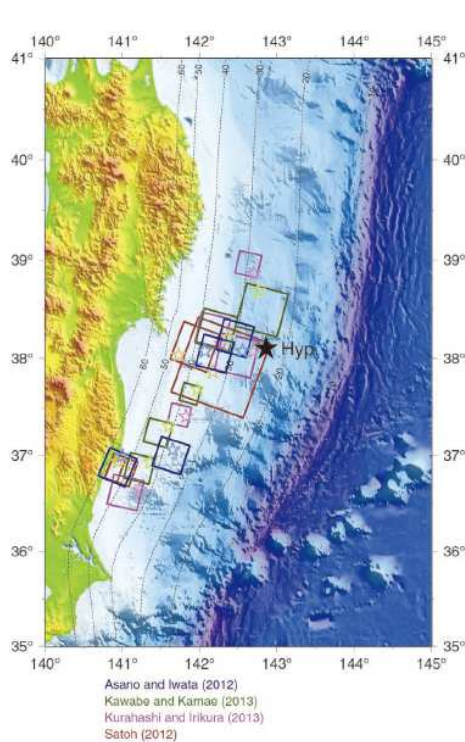


三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域  
(地震調査研究推進本部(2012))

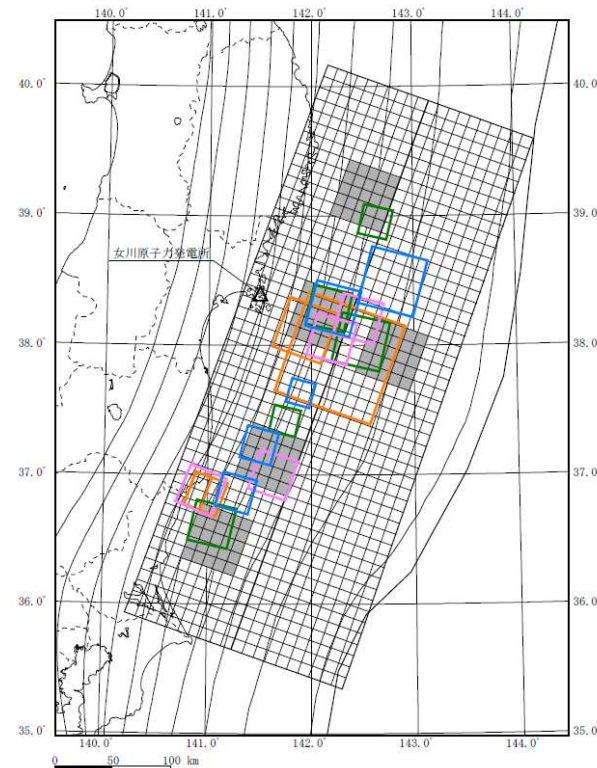
## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 諸井ほか(2013)の断層モデル

### ■ 強震動生成域(SMGA)の位置 他のSMGAモデルとの比較

・強震動による断層モデル(川辺・釜江(2013), Kurahashi and Irikura(2013)等)と諸井ほか(2013)のSMGAの位置の比較を行った。宮城県沖のSMGAの位置は、若干の違いがあるが概ね対応している。

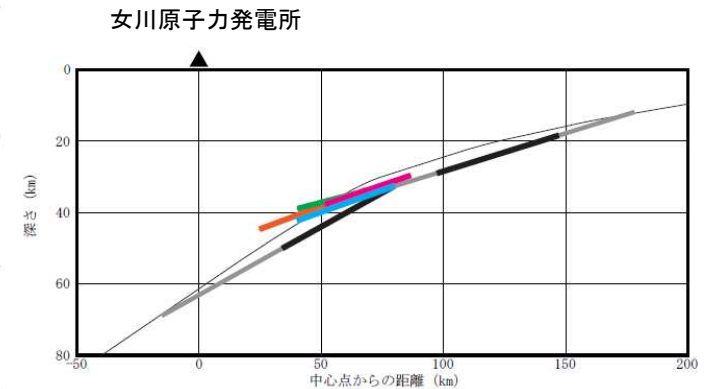


強震波形によるSMGAの分布  
(東日本大震災合同調査報告書編集  
委員会(2014))



強震動による断層モデルのSMGAの比較 平面図

青:川辺・釜江(2013), 緑:Kurahashi and Irikura(2013),  
ピンク:Asano and Iwata(2012), オレンジ:佐藤(2012),  
グレー:諸井ほか(2013)のSMGA



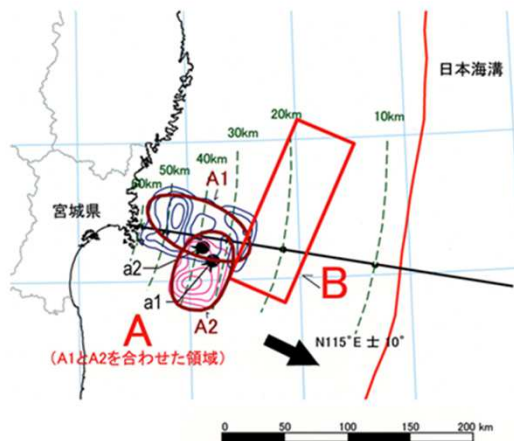
強震動による断層モデルの宮城県沖の  
SMGAの比較(東西断面)

青:川辺・釜江(2013), 緑:Kurahashi and Irikura(2013),  
ピンク:Asano and Iwata(2012), オレンジ:佐藤(2012),  
黒:諸井ほか(2013)のSMGA, プレート形状はJ-SHISによる。

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 諸井ほか(2013)の断層モデル

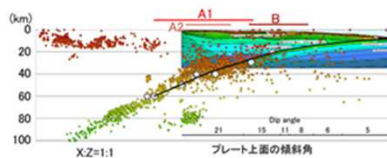
### ■断層の傾斜角

- ・諸井ほか(2013)の断層の傾斜角は、壇ほか(2005)が太平洋プレートの形状を考慮して設定した連動型想定宮城県沖地震の傾斜角を参照し、海溝側の断層面東半分を $12^\circ$ 、陸側の西半分を $21^\circ$ に設定した。壇ほか(2005)は、地震調査研究推進本部(2005)に基づき傾斜角を設定している。
- ・設定した断層面は、防災科学技術研究所J-SHISのプレート上面深度と対応したものとなっている。

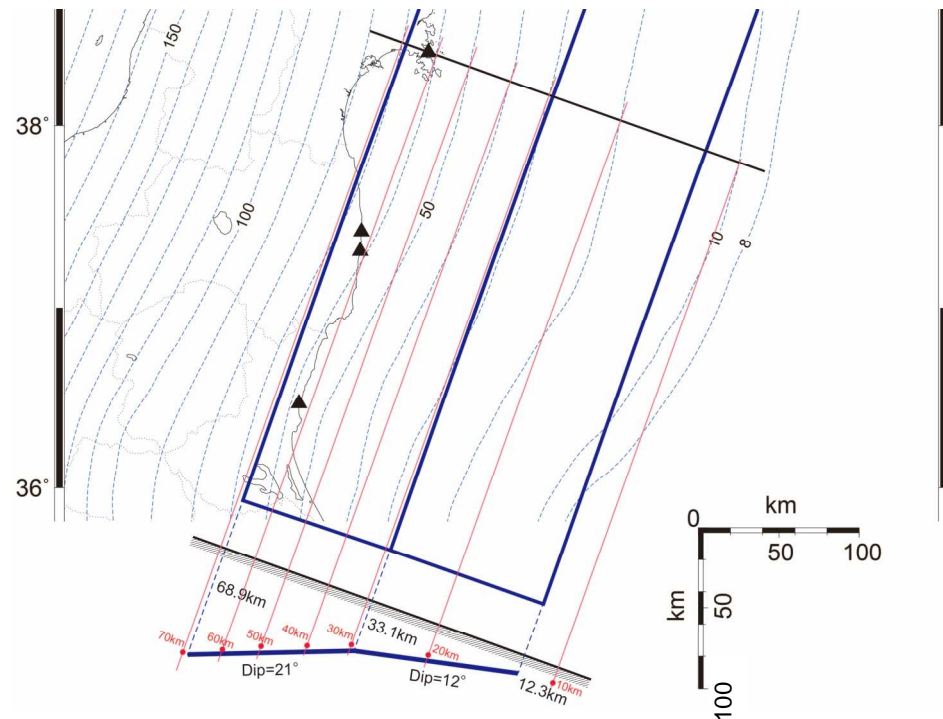


平面図(「形状評価」による震源域A1、A2およびBの位置・形状を示す)

※A1,A2断層:傾斜角 $21^\circ$ , B断層:傾斜角 $12^\circ$



断面図(実線は太平洋プレートの上面を示している。  
本報告の断層モデルの深さは、これを基に設定した。)

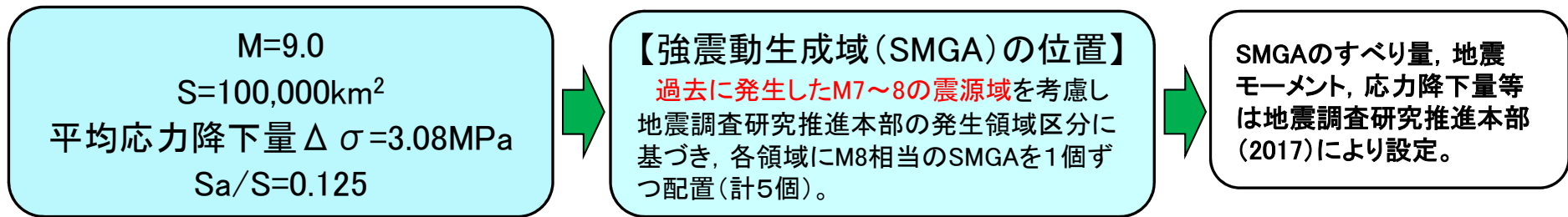


断層面のサイト直交断面と防災科学技術研究所J-SHISの  
太平洋プレート上面深度との関係

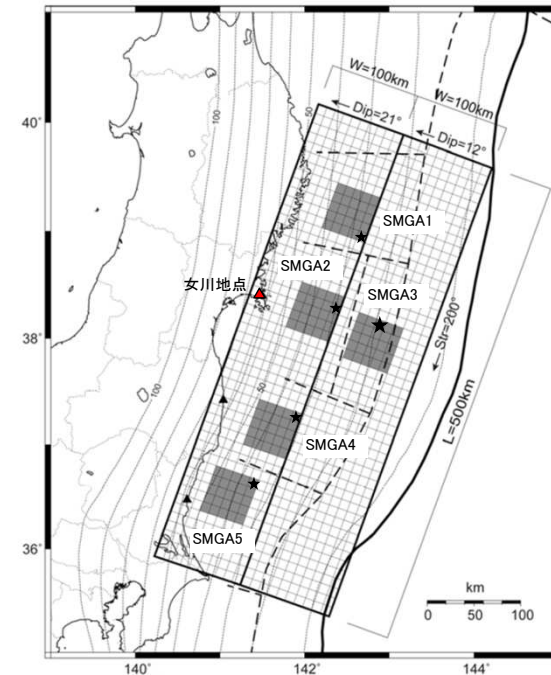
地震調査研究推進本部(2005)の宮城県沖地震の震源域壇ほか(2005)は、地震調査研究推進本部(2005)に基づき断層傾斜角を設定している。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震  
諸井ほか(2013)の断層モデル

■ 断層モデル



	面積 S(km <sup>2</sup> )	地震モーメント M <sub>0</sub> (Nm)	平均すべり量 D(m)	応力降下量 Δσ(MPa)	短周期レベル A(Nm/s <sup>2</sup> )
断層全体	100,000	4.0E+22	8.5	3.08	2.97E+20
SMGA 1個あたり	2,500	2.0E+21	17.1	24.6	1.33E+20
背景領域	87,500	3.0E+22	7.3	4.9	—



断層モデル(諸井ほか(2013)に一部加筆)

■ : 強震動生成域(SMGA), ★ : 破壊開始点

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 諸井ほか(2013)の断層モデル

### ■ Sa/Sと強震動生成域(SMGA)の応力降下量

- ・Sa/S=0.125とした場合, SMGAの応力降下量は24.6MPaとなる。
- ・この値は, 内閣府(2013)による3.11地震のSMGAの平均値22.2MPaと整合している。また, 入倉(2012)の海溝型巨大地震の強震動予測レシピでの「強震動生成域での応力降下量は25~30MPa」とも整合している。

断層面積 S(km <sup>2</sup> )	SMGA の個数	Sa/S	SMGAの全面積 Sa(km <sup>2</sup> ) (S × Sa/S)	SMGA 1個の面積 Sai(km <sup>2</sup> )	SMGAの 応力降下量(MPa) ( $\Delta \sigma_a = S/Sa \times \Delta \sigma$ )
100,000	5	0.08	8,000	1,600(40km × 40km)	38.5
		0.125	12,500	2,500(50km × 50km)	24.6
		0.18	18,000	3,600(60km × 60km)	17.1
		0.245	24,500	4,900(70km × 70km)	12.6

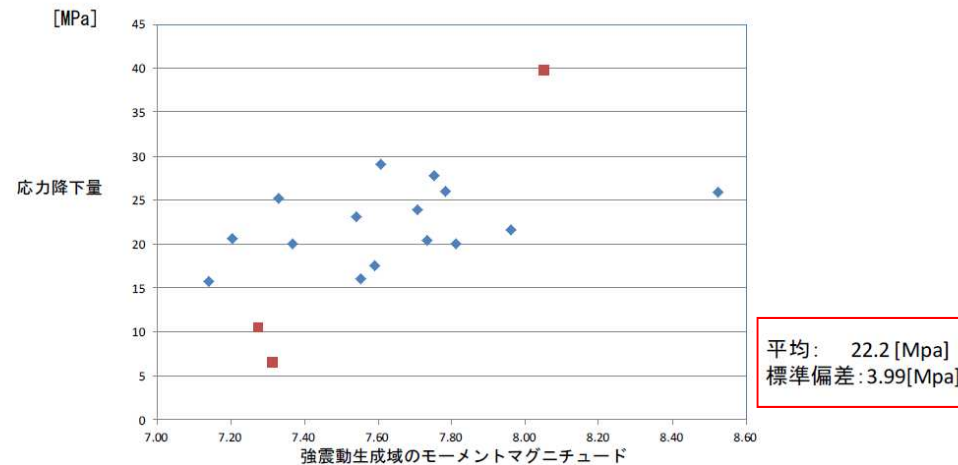
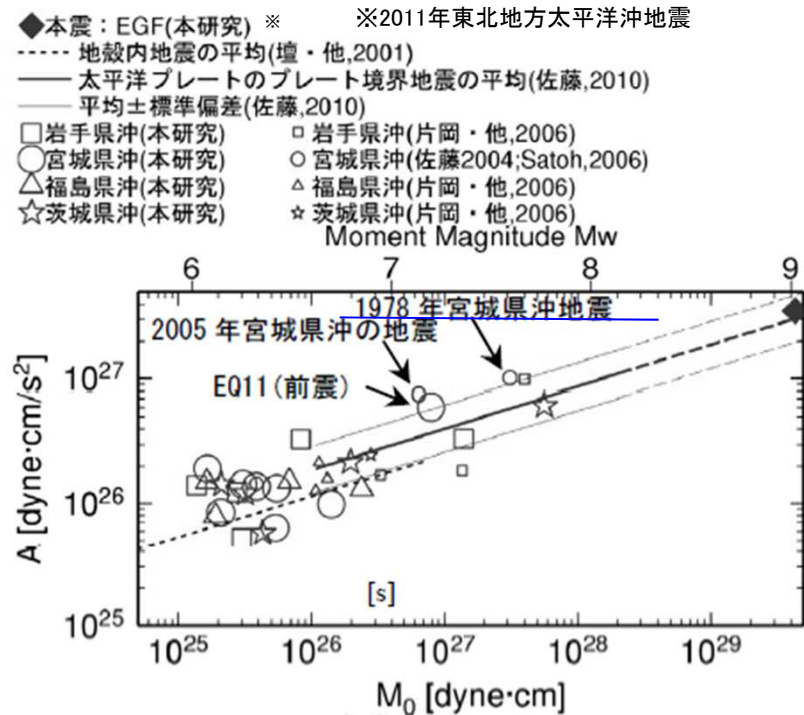


図 18 東北地方太平洋沖地震の強震動生成域の応力降下量と強震動生成域のモーメントマグニチュードとの関係 (Asano and Iwata (2012), Kurahashi and Irikura (2013), 川辺他(2012), 佐藤(2012)のデータを基に作成、■は計算から除外したデータを示す。)  
3.11地震のSMGAの応力降下量とモーメントマグニチュード(内閣府(2013))

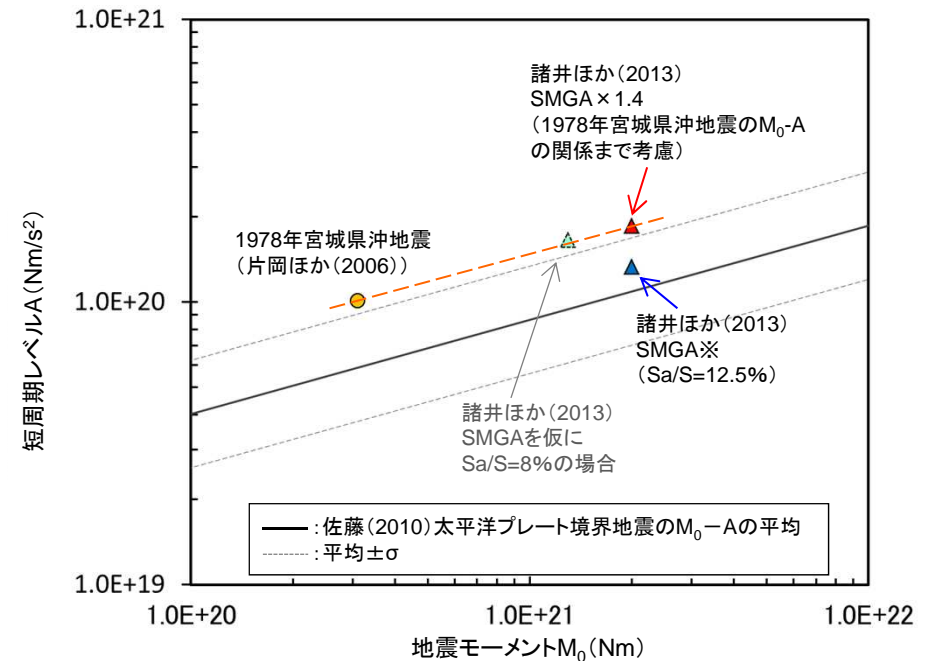
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震  
諸井ほか(2013)の断層モデル

■宮城県沖の地域性の考慮 短周期レベル(応力降下量)の特徴

- ・宮城県沖のプレート間地震は、1978年宮城県沖地震等の地震観測記録の分析から、地震モーメント $M_0$ と短周期レベルAの関係( $M_0$ -A関係)が、他領域のプレート間地震より大きい傾向がある。
- ・諸井ほか(2013)では、宮城県沖のSMGA2について、1978年宮城県沖地震の $M_0$ -Aの関係から、短周期レベル(応力降下量)を1.4倍とした場合の評価を実施している。
- ・なお、この1.4倍した場合のSMGAの短周期レベル( $1.86 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$ )は、仮に $Sa/S=8\%$ とした場合のSMGAの短周期レベル( $1.66 \times 10^{20} \text{Nm/s}^2$ )より大きい値となっている。



太平洋プレート境界地震の $M_0$ -A関係  
(佐藤(2012)に一部加筆)



※諸井ほか(2013)の1個のSMGAをここでは1つの地震として表示。

諸井ほか(2013)のSMGAの $M_0$ -A関係

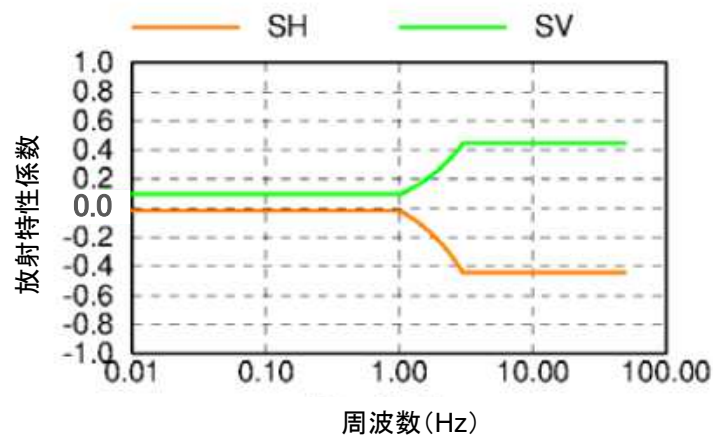
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震

諸井ほか(2013)における女川地点ポストディクションの再検討(放射特性の変更)

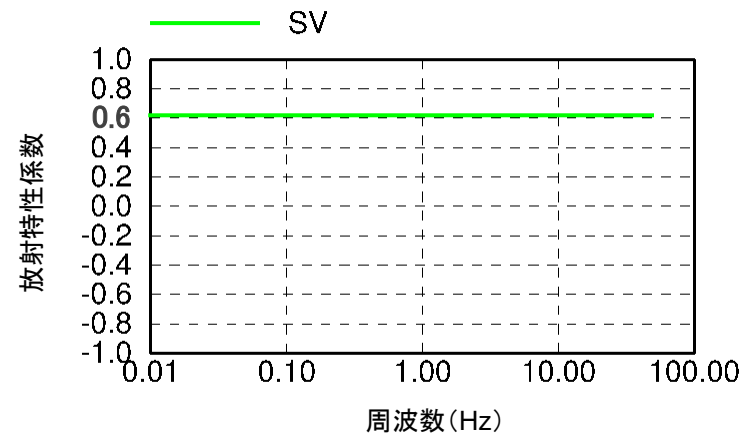
■統計的グリーン関数法に用いる放射特性

- ・ポストディクション(諸井ほか(2013))では統計的グリーン関数法(SGF)を採用しているが、女川、福島第一、東海第二で計算方法を統一するために、放射特性はPitarka et al.(2000)を採用している。
- ・一方、地震調査研究推進本部(2005)では1978年宮城県沖地震の強震動シミュレーション解析を実施しているが、その検討では、放射特性は一定値(放射特性係数 $F=0.62$ )を採用し、水平1方向での評価としている。
- ・女川では、2005年8月16日宮城県沖の地震の強震記録が得られており、当時強震動シミュレーション解析を実施しているが、その際も地震調査研究推進本部に準じ、放射特性は一定値とし、観測記録との整合性を確認している。
- ・さらに、その後の耐震安全性評価(耐震バックチェック)<sup>\*</sup>では、連動型想定宮城県沖地震の地震動評価を実施しているが、2005年宮城県沖の地震のシミュレーション結果を踏まえ、放射特性は一定値とし、算定結果を基準地震動 $S_s$ としていた。

⇒ 以上の経緯を踏まえ、**ポストディクションモデル(諸井ほか(2013))についても、放射特性は一定値( $F=0.62$ )を採用して、改めて観測記録との整合性について検討した。**



諸井ほか(2013)での放射特性



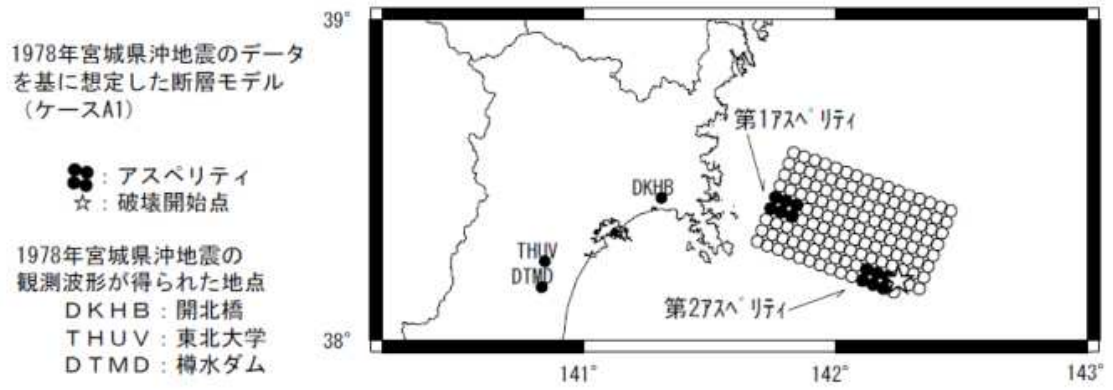
放射特性を一定( $F=0.62$ )

<sup>\*</sup>「発電用原子炉施設に関する耐震設計審査指針」等の改訂に伴う既設発電用原子炉施設等の耐震安全性の評価

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震  
地震調査研究推進本部(2005)における地震動評価(シミュレーション)

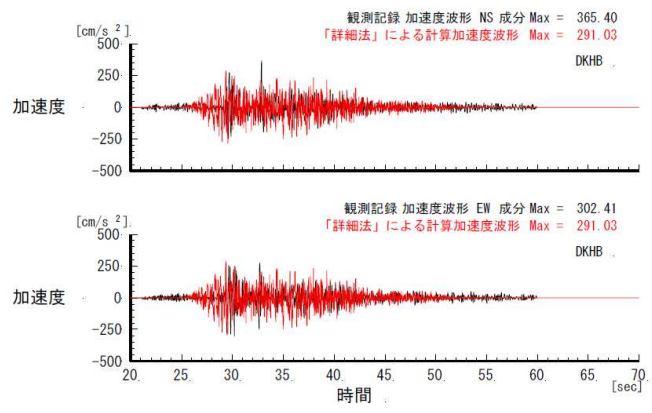
■ 地震調査研究推進本部(2005)での宮城県沖地震の地震動評価

- 地震調査研究推進本部(2005)では1978年宮城県沖地震の強震動シミュレーション解析を統計的グリーン関数法を用いて実施している。その検討では、放射特性は一定値(放射特性係数 $F=0.62$ )を採用し、評価を行っている。

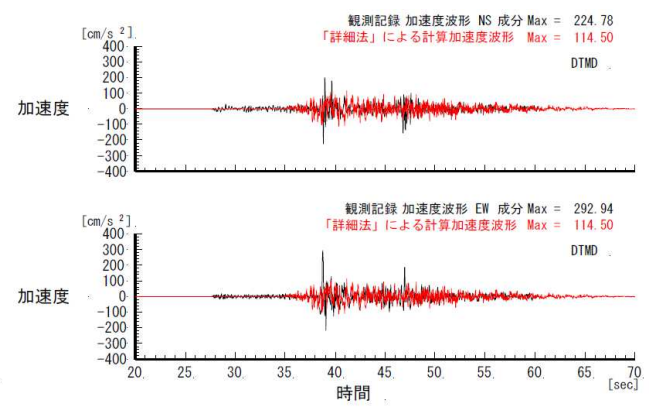


宮城県沖地震を想定した断層モデル  
(地震調査研究推進本部(2005))

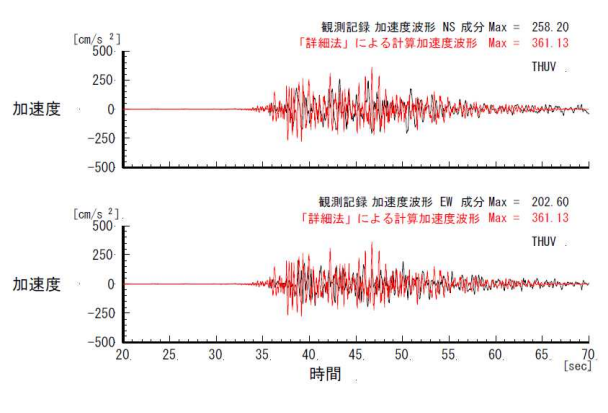
凡例 — : 観測記録,  
— : 地震調査研究推進本部による評価



開北橋(DKHB)



樽水ダム(DTMD)



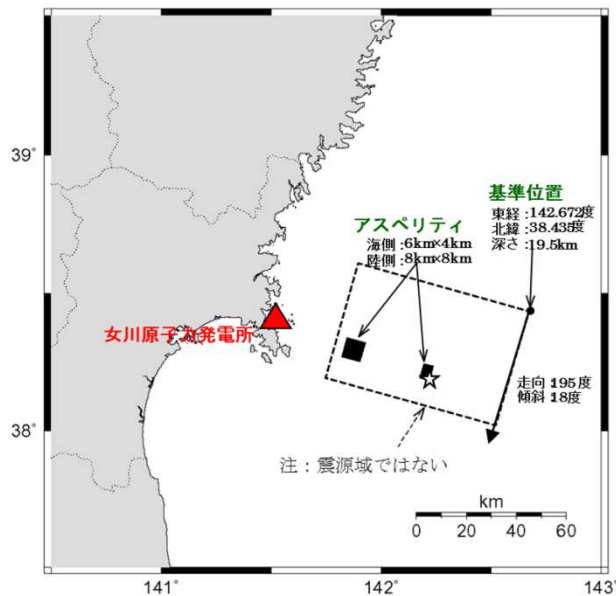
東北大学(THUV)



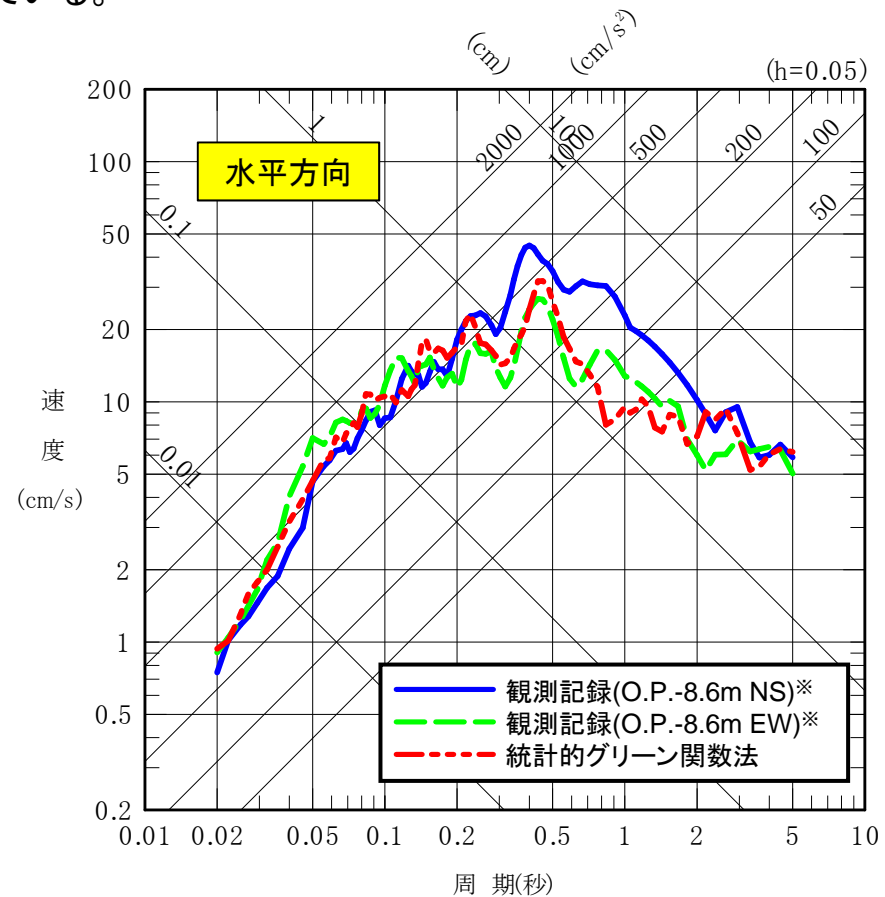
## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 2005年宮城県沖の地震の強震動シミュレーション

### ■ 2005年宮城県沖の地震(M7.2)のシミュレーション解析

- ・2005年宮城県沖の地震(M7.2)のシミュレーション解析では、地震調査研究推進本部(2005)の想定宮城県沖地震の強震動評価と同様に統計的グリーン関数法において放射特性を一定値(放射特性係数 $F=0.62$ )とし評価を行い、観測記録と整合していることを確認している。



2005年宮城県沖の地震の断層モデル



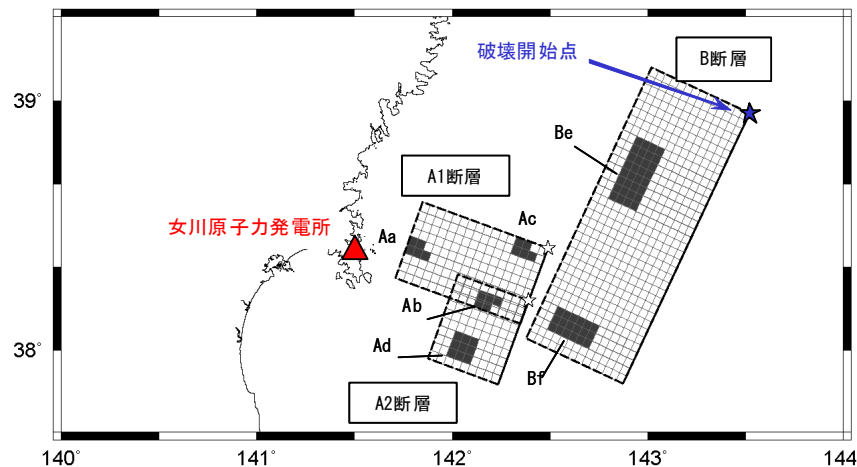
2005年宮城県沖の地震の観測記録(はざとり波)との比較

※: 敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはざとり波。

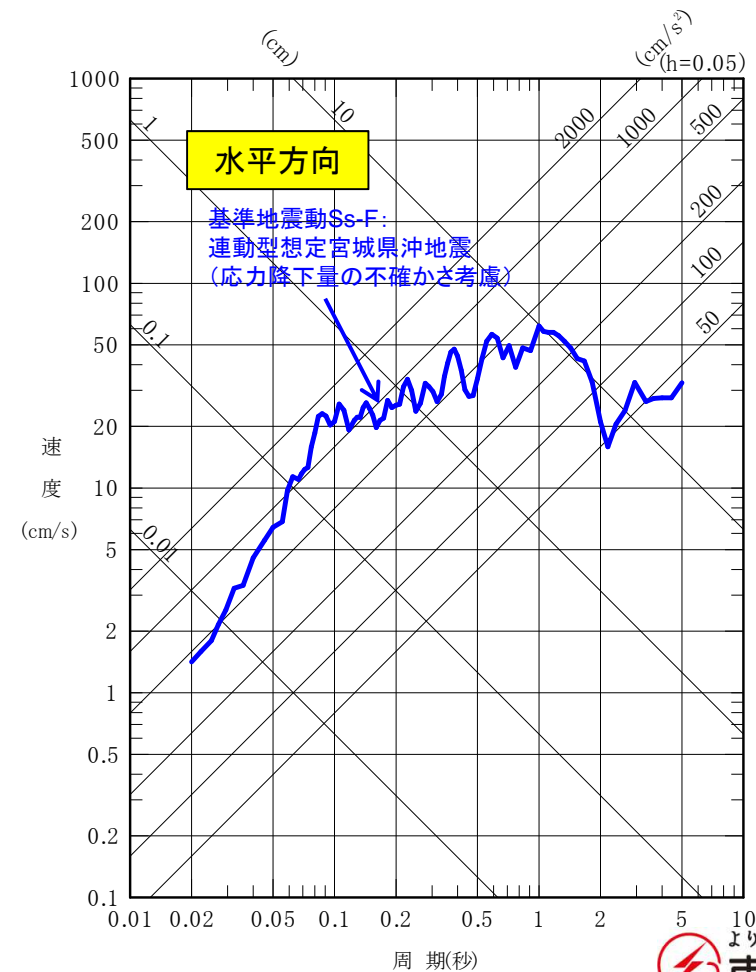
## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 連動型想定宮城県沖地震の地震動評価

### ■ 連動型想定宮城県沖地震(M8.2)の地震動評価

- 耐震安全性評価(耐震バックチェック)における連動型想定宮城県沖地震の地震動評価では、2005年宮城県沖の地震のシミュレーション解析結果を踏まえ、統計的グリーン関数法において放射特性を一定値(放射特性係数 $F=0.62$ )とし評価を行い基準地震動 $S_s$ として採用していた。



アスペリティの応力降下量の不確かさを考慮した連動型想定宮城県沖地震の断層モデル

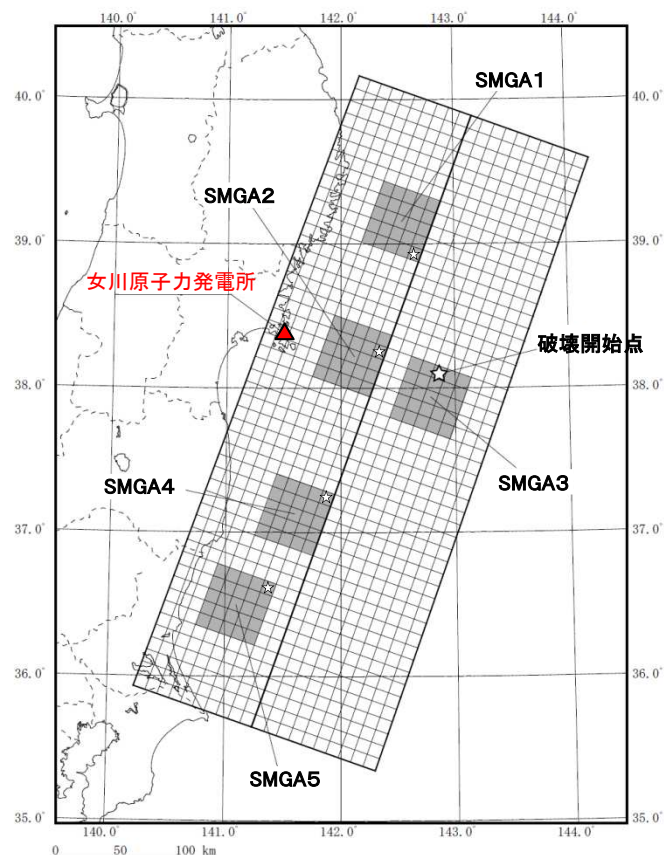


## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 諸井ほか(2013)モデルによるシミュレーション

### ■放射特性を見直した検討

- ・諸井ほか(2013)に宮城県沖の地域特性を考慮した断層モデル※を用い、放射特性を一定値とした統計的グリーン関数法により女川地点の地震動評価を行う。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。

※応力降下量を1.4倍(34.5MPa)とした断層モデル



基本ケースの断層モデル

■: 強震動生成域 (SMGA), ☆: 破壊開始点

SMGA3の大きい星印は破壊開始点の位置, 小さい星印は各SMGAの破壊開始点の位置。

統計的グリーン関数法に用いる地下構造モデル

上端深さ		層厚 (m)	密度 (t/m <sup>3</sup> )	V <sub>S</sub> (m/s)	V <sub>P</sub> (m/s)	減衰 (%)
G.L.(m)	O.P.(m)					
-27.3	-8.6					
-34.5	-15.8	7.2	2.55	1500	2882	3.00
-61.5	-42.8	27.0	2.66	2000	4101	
-81.8	-63.1	20.3	2.68	2200	4503	
-147.1	-128.4	65.3		2600	5300	
—	—	∞	2.68	3000	—	※1

▽岩盤上部  
(解放基盤表面の地震観測点)

▽地震基盤※2

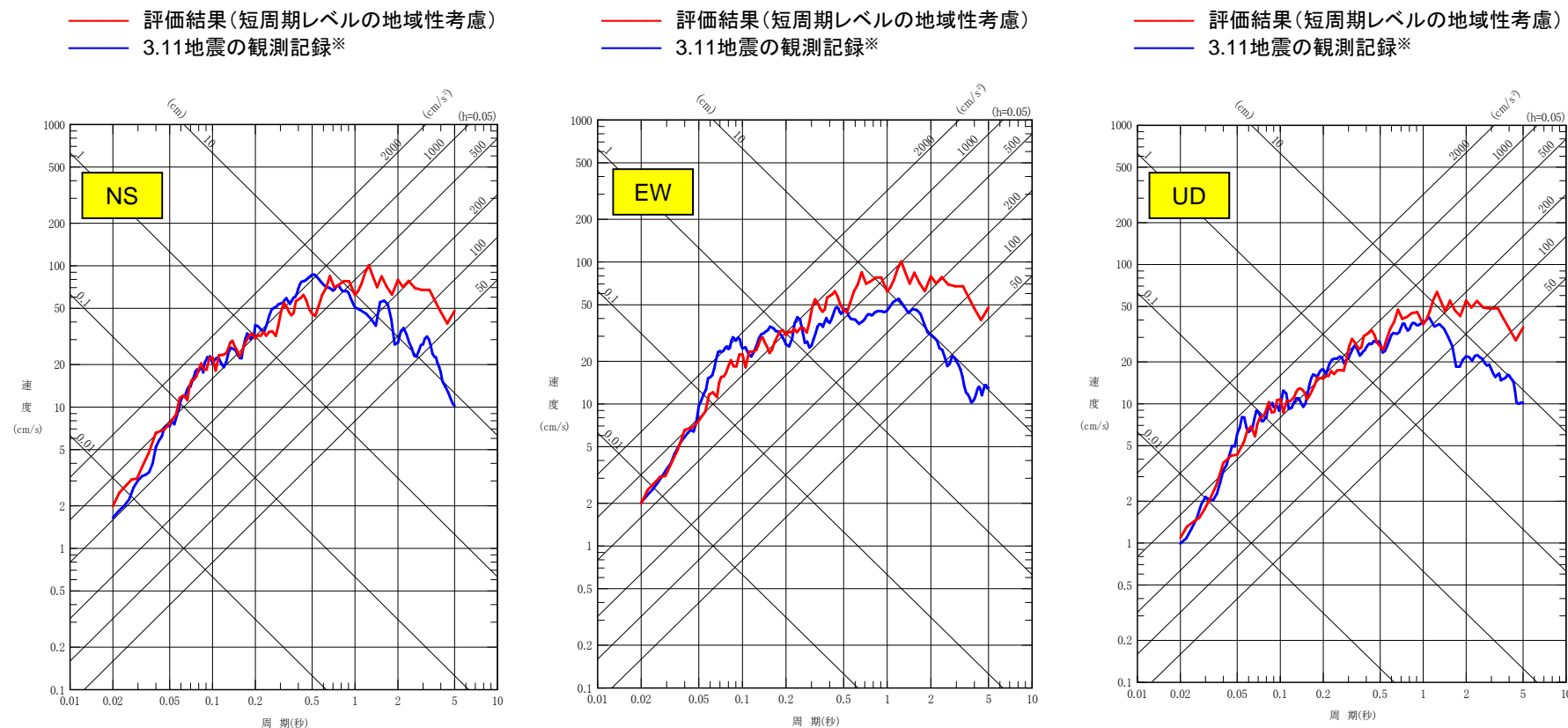
※1  $Q(f) = 110 \cdot f^{0.69}$  ( $f \geq 1\text{Hz}$ ),  $110(f < 1\text{Hz})$  (地震調査研究推進本部(2005))

※2 統計的グリーン関数法の地震基盤波を入力する位置

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 諸井ほか(2013)モデルによるシミュレーション

### ■ 諸井ほか(2013)モデルによる女川地点のシミュレーション結果 放射特性を一定値に見直し

- ・地域特性として諸井ほか(2013)の短周期レベル(応力降下量)×1.4を考慮。



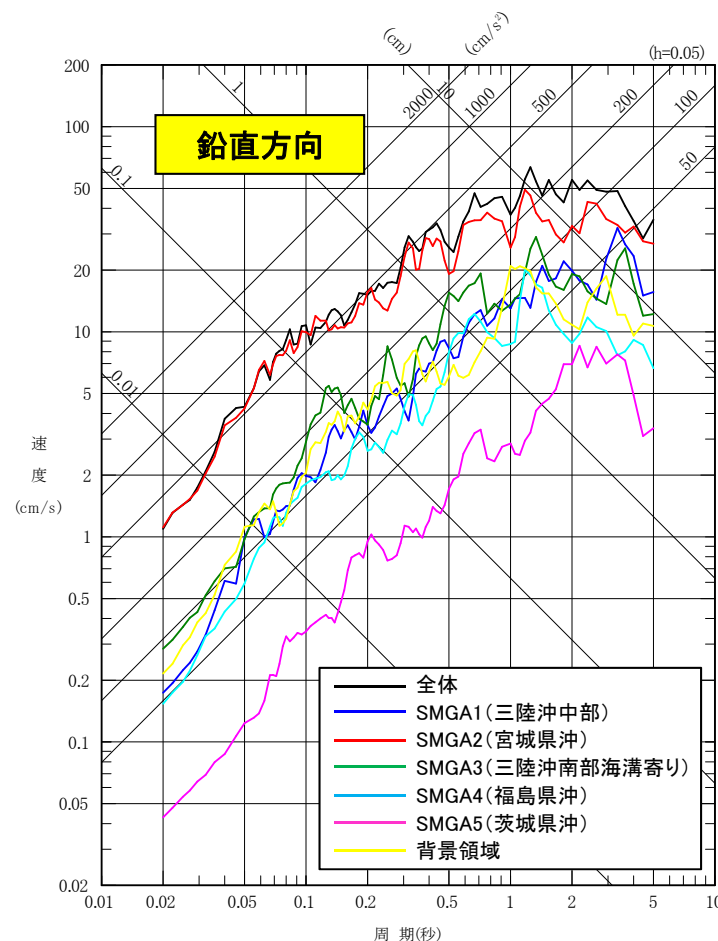
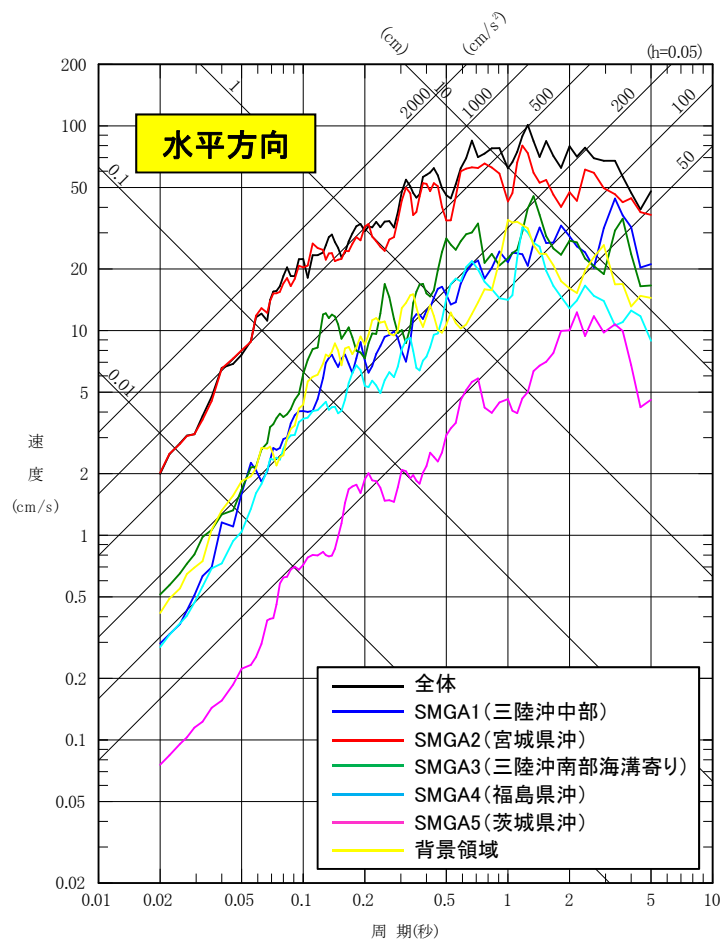
3.11地震の観測記録(はぎとり波)との比較

**3.11地震の観測記録(はぎとり波)と評価結果は整合。**

※:敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはぎとり波。

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 諸井ほか(2013)モデルによるシミュレーション

### ■各領域の寄与

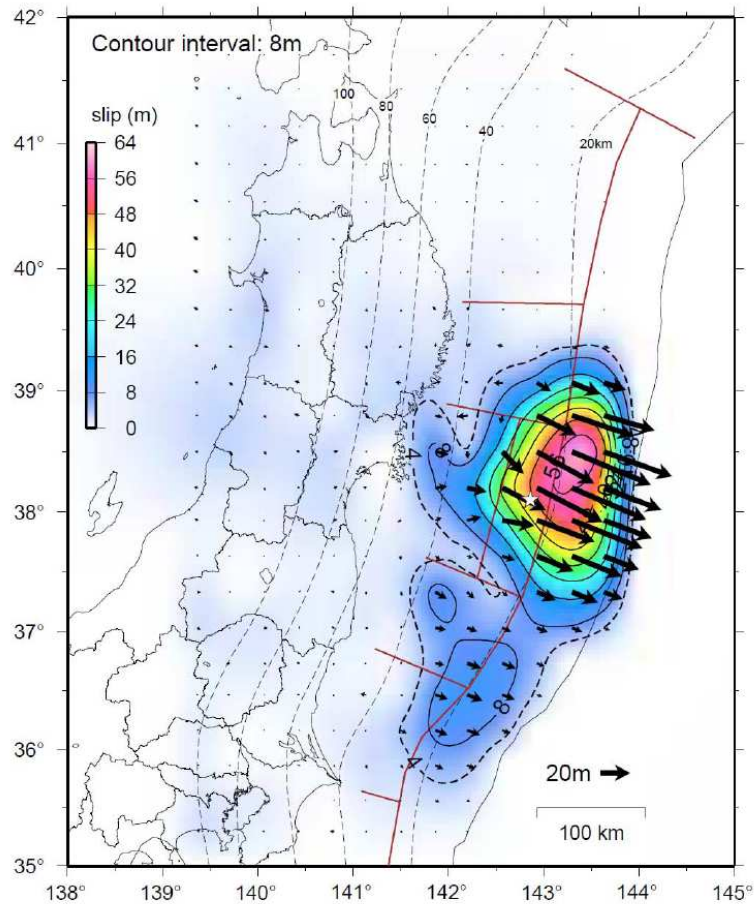


敷地前面の宮城県沖の強震動生成域(SMGA2)の影響が最も大きく、全体の地震動レベルをほぼ決めている。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震  
3.11地震の強震動の特徴 地震の規模

➤ 3.11地震の震源域

- ・3.11地震は、三陸沖から茨城県沖にかけての過去のM7~8クラスのプレート間地震の震源域を包含している。
- ・三陸沖から茨城県沖のプレート間地震としては最大級の地震。



3.11地震の震源域 GPSデータによるすべり分布モデル  
国土地理院・海上保安庁作成  
(地震調査研究推進本部(2012))

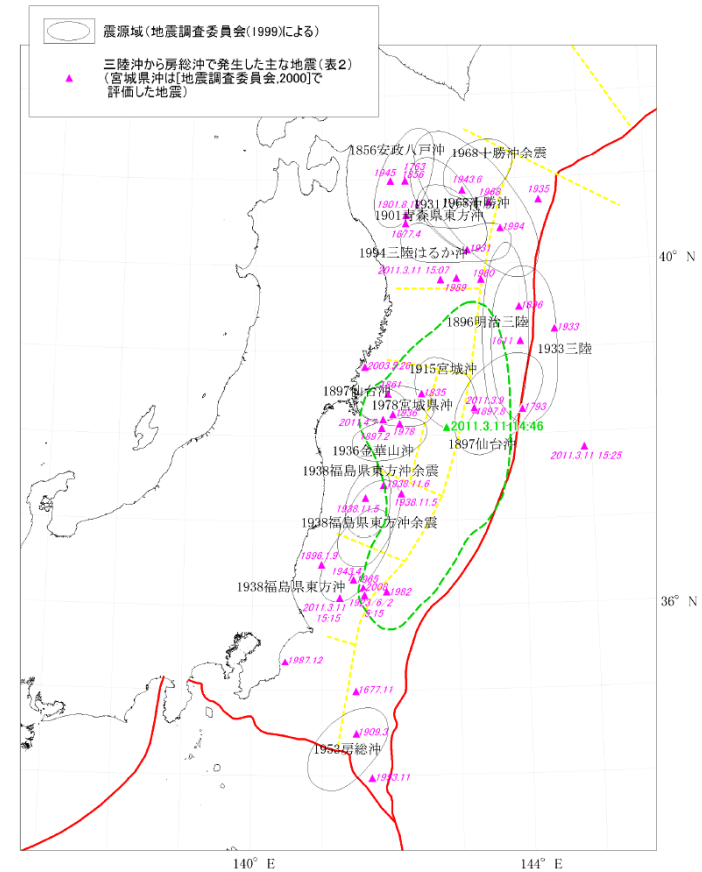


図5 三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域 (地震調査委員会, 1999)

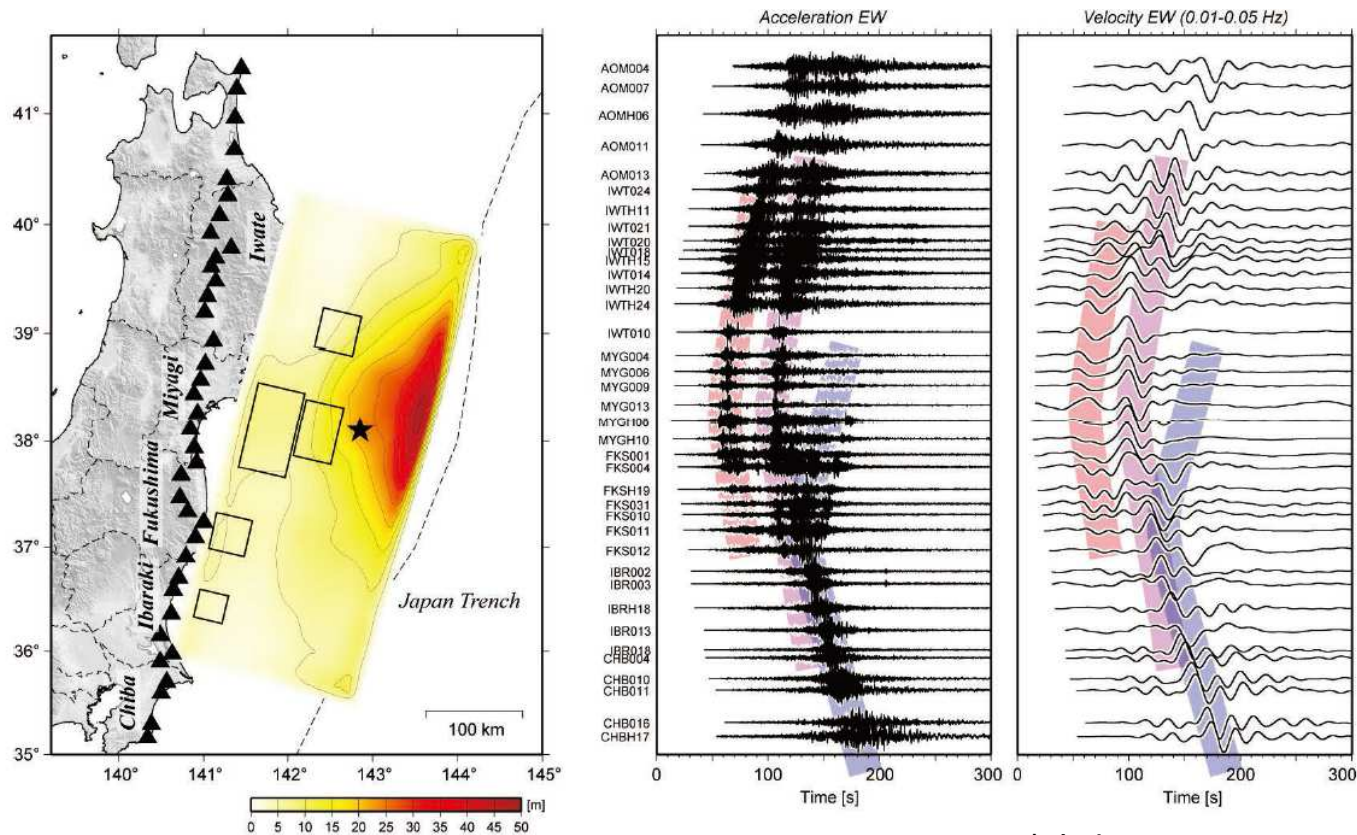
三陸沖から房総沖にかけての主な地震と主な震源域  
(地震調査研究推進本部(2012))

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震  
3.11地震の強震動の特徴 地震の規模

➤ 3.11地震の強震動の特徴

【東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014)】

- ・東北地方の多くの観測点において加速度波形及び速度波形の双方に、**明瞭な波群が二つ認められる。**
- ・観測された2つの波群は、宮城県の観測点を先頭として南北に伝播しており、その時間差は概ね40秒程度と一定であることが特徴である。この波群は加速度で見ると宮城県の観測点では孤立した様相を示す。



北から南方向へのペーストアップ波形描画  
に用いたK-NET・KiK-net観測点分布

加速度波形の東西成分 速度波形(バンドパス0.01~0.05Hz)  
の東西成分

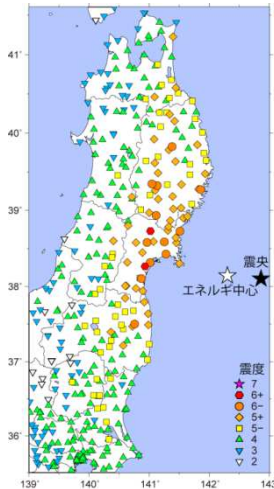
(東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014))

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震

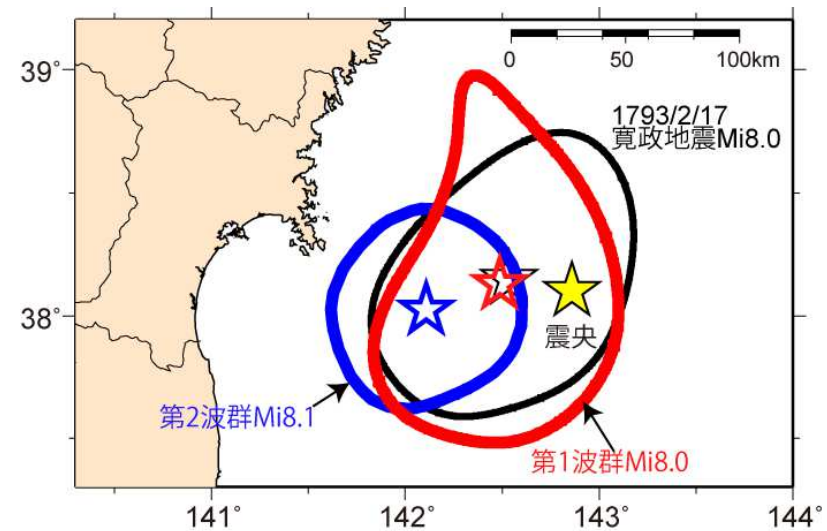
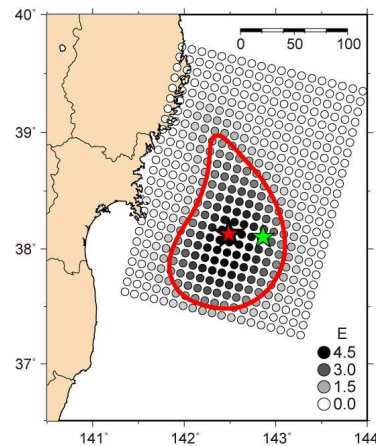
3.11地震の強震動の特徴 神田ほか(2012)の震度インバージョン

■3.11地震の震度インバージョン

- ・神田ほか(2012)では、2つの波群についてそれぞれの波群を分離し、震度インバージョンを実施している。
- ・結果としては、第1波群 $M_i=8.0$ 、第2波群 $M_i=8.1$ となり、それぞれの波群のマグニチュードはM8前半であった。

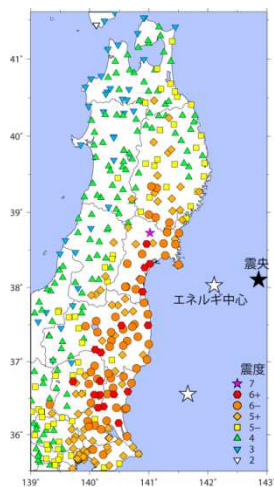


第1波群の震度分布と短周期エネルギー放出分布

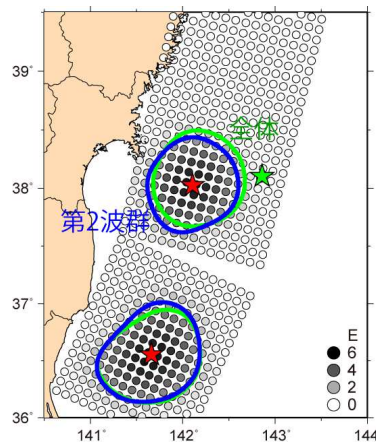


第1波群、第2波群ともM8前半

※波群を分離せず、波形全体を用いた場合には、 $M_i=8.3$ となる。



第2波群の震度分布と短周期エネルギー放出分布





2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動/2.1 プレート間地震

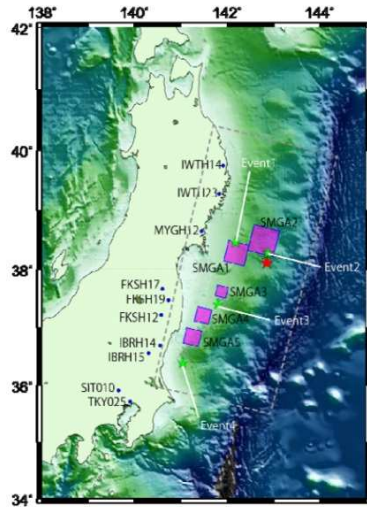
3.11地震の強震動の特徴 短周期レベル(応力降下量)

➤ 3.11地震の強震記録を用いた断層モデルの比較

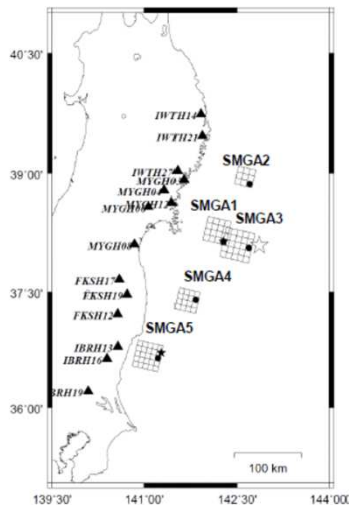
- ・3.11地震の各断層モデルの宮城県沖のSMGAは面積が異なるが、応力降下量のみを比較すると佐藤(2012)が39.77MPaと最も大きい。
- ・基本ケースのベースとなる諸井ほか(2013)のSMGAの面積(50km×50km=2500km<sup>2</sup>)と比較的近い面積のSMGAは、佐藤(2012)のSMGA(45km×45km=2025km<sup>2</sup>)である。

⇒地震動評価の短周期側に与える影響が大きい短周期レベルは、応力降下量に加えSMGAの面積の大きさによっても左右され、基本的にはセットで考慮すべきものである。ここでは、保守的に、佐藤(2012)の39.77MPaを参考にし、これと同程度の応力降下量を不確かさとして考慮する(考慮したSMGAの短周期レベルと他モデルの比較は、次頁参照)。

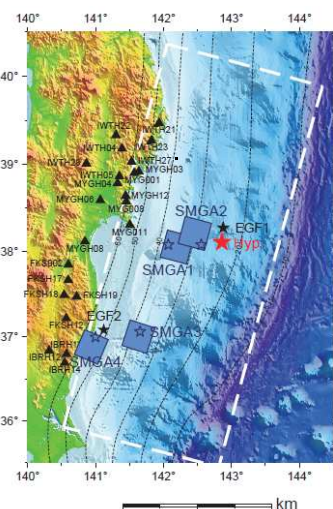
川辺・釜江(2013)



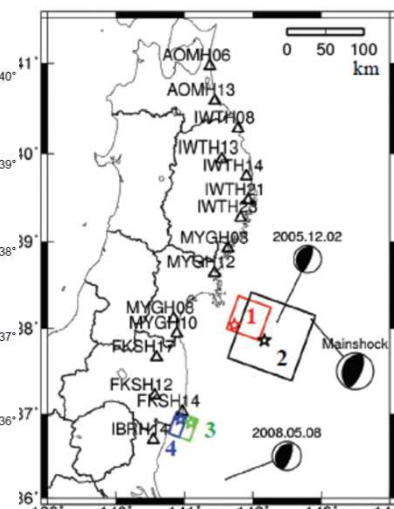
Kurahashi and Irikura (2013)



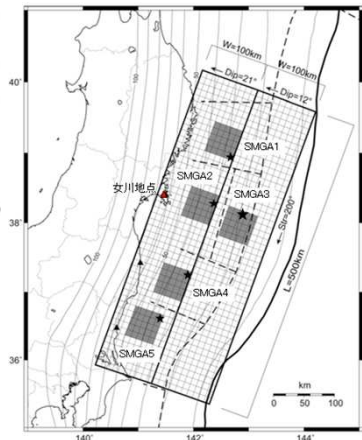
Asano and Iwata (2012)



佐藤(2012)



諸井ほか(2013)



	L (km)	W (km)	M <sub>0</sub> (Nm) × 10 <sup>20</sup>	応力降下量 (MPa)
SMGA1	40	40	5.02	20.4
SMGA2	50	50	11.0	21.6
SMGA3	21	21	0.643	15.7
SMGA4	28	28	1.02	10.5
SMGA5	30	30	2.58	23.1

	L (km)	W (km)	M <sub>0</sub> (Nm) × 10 <sup>20</sup>	応力降下量 (MPa)
SMGA1	34.0	34.0	2.68	16.0
SMGA2	25.5	25.5	1.41	20.0
SMGA3	42.5	42.5	6.54	20.0
SMGA4	23.1	23.1	1.24	25.2
SMGA5	35.2	35.2	5.95	26.0

	L (km)	W (km)	M <sub>0</sub> (Nm) × 10 <sup>20</sup>	応力降下量 (MPa)
SMGA1	36	36	4.57	23.9
SMGA2	36	36	5.33	27.8
SMGA3	35	35	3.07	17.5
SMGA4	35	35	1.16	6.6

	L (km)	W (km)	M <sub>0</sub> (Nm) × 10 <sup>20</sup>	応力降下量 (MPa)
SMGA1	45	45	14.9	39.77
SMGA2	90	90	77.3	25.85
SMGA3	30	30	3.23	29.10
SMGA4	15	30	0.806	20.57

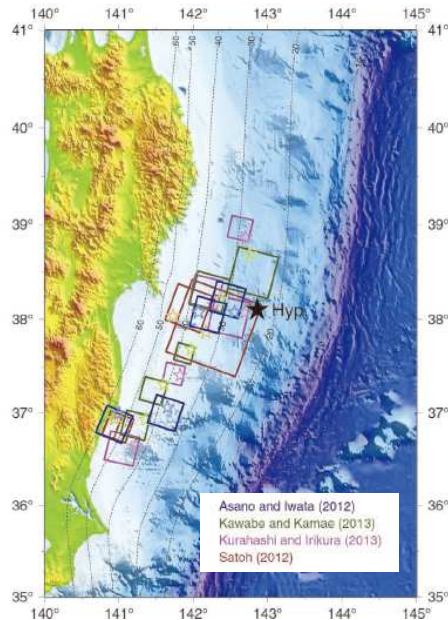
	L (km)	W (km)	M <sub>0</sub> (Nm) × 10 <sup>21</sup>	応力降下量 (MPa)
SMGA1	50	50	2.00	24.6
SMGA2	50	50	2.00	24.6
SMGA3	50	50	2.00	24.6
SMGA4	50	50	2.00	24.6
SMGA5	50	50	2.00	24.6

□ : 宮城県沖のSMGA

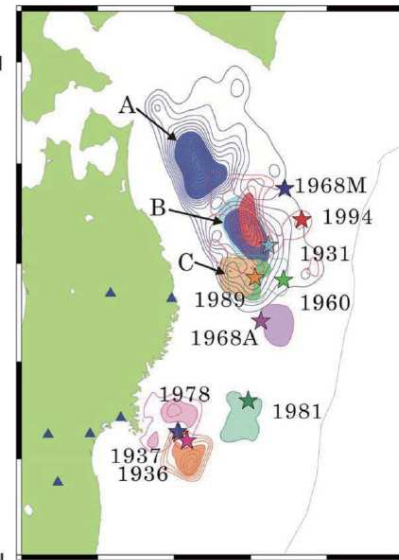
## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1 プレート間地震 3.11地震の強震動の特徴 SMGAの位置

### ➤ 宮城県沖における強震動を用いた断層モデルのSMGA位置と過去の地震のすべり分布

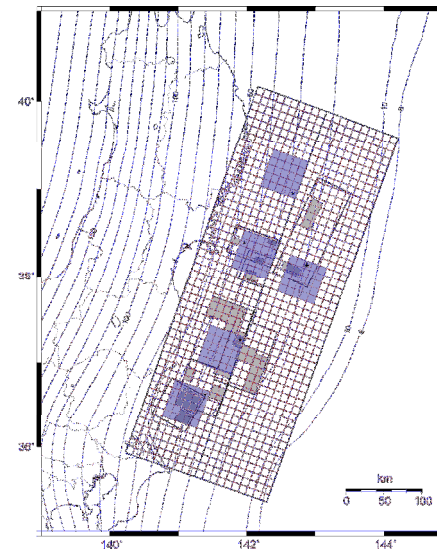
・M9プレート間地震の基本ケースのSMGAは、他のシミュレーションモデルと同様に、過去の宮城県沖地震の震源域と整合している。また、基本ケースのSMGA内には、ほぼ同じ位置で発生している過去の宮城県沖地震のSMGAを含んでいる。



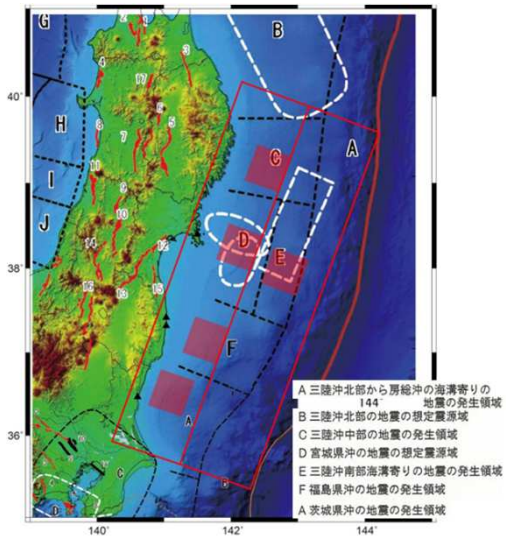
3.11地震の強震動によるSMGAの分布  
(東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014))



東北日本の過去の地震のすべり分布(地震調査研究推進本部(2012))



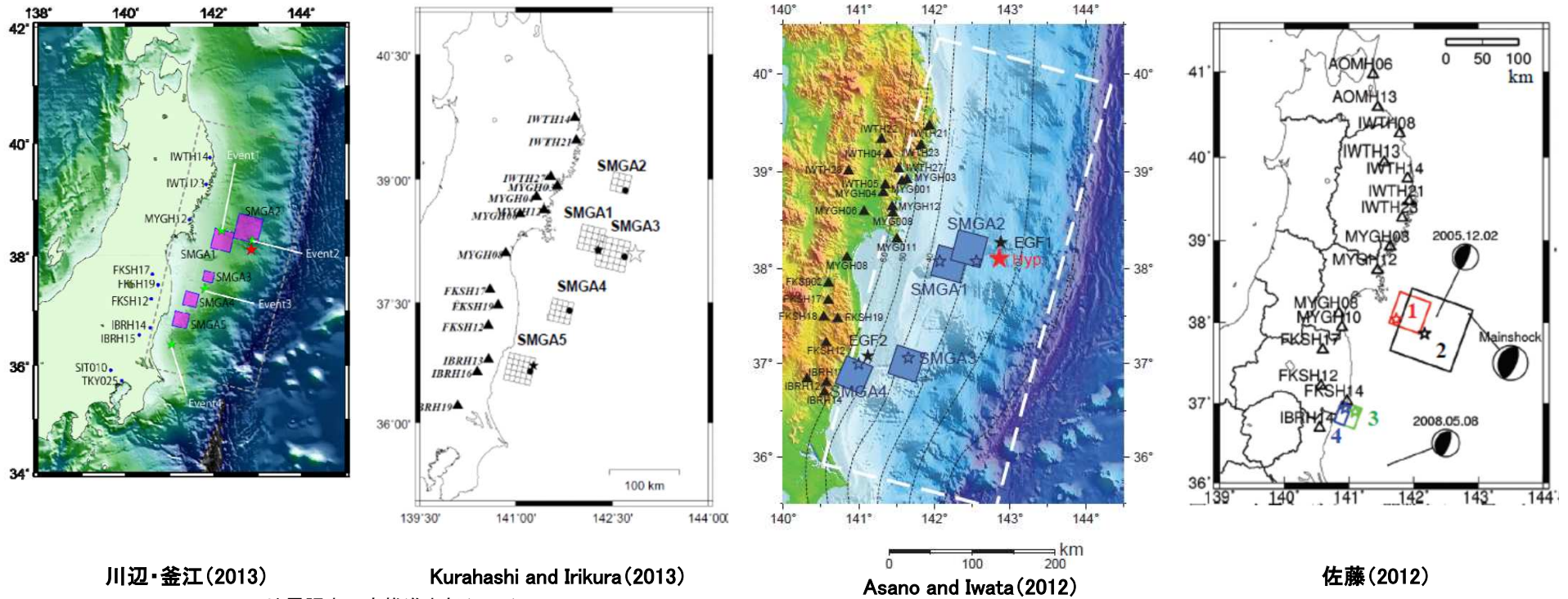
3.11型地震断層モデル(基本ケース)と耐震安全性評価時の検討用地震の断層モデルの位置関係



3.11型地震断層モデル(基本ケース)と地震調査研究推進本部(2012)の領域区分

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 3.11地震の強震動の特徴 SMGAの位置

### ➤ 3.11地震の強震動を用いた断層モデルの特徴

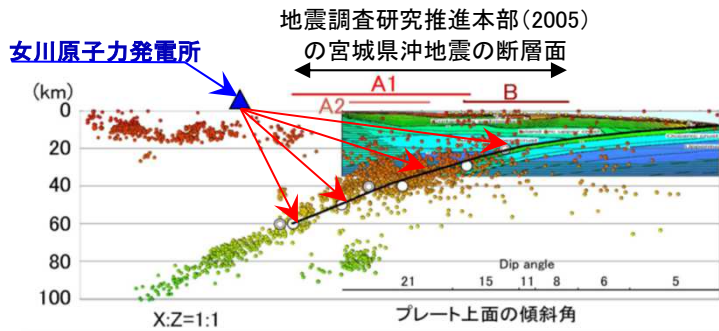


川辺・釜江 (2013)

Kurahashi and Irikura (2013)

Asano and Iwata (2012)

佐藤 (2012)



※敷地に近づくほどプレート境界面までの深さは大きくなる。

・敷地に近い宮城県沖に強震動生成域 (SMGA) が設定されている。  
・プレートの沈み込み形状から、SMGAの位置を平面的に近づけても深くなるため、距離は大きく変わらない。

・保守的評価としてSMGAの位置を敷地に最も近づけたケースを不確かさケースとして評価する。

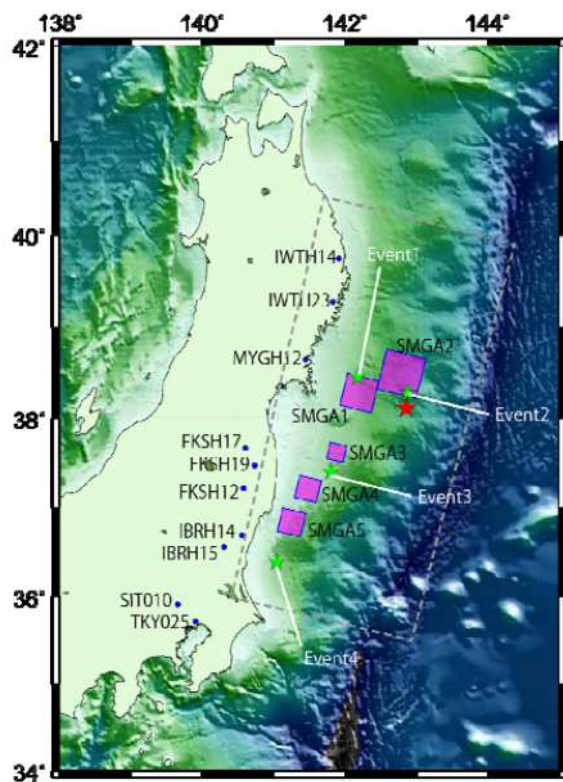
敷地と宮城県沖地震の断層面の位置関係  
(地震調査研究推進本部 (2005) に一部加筆)

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震

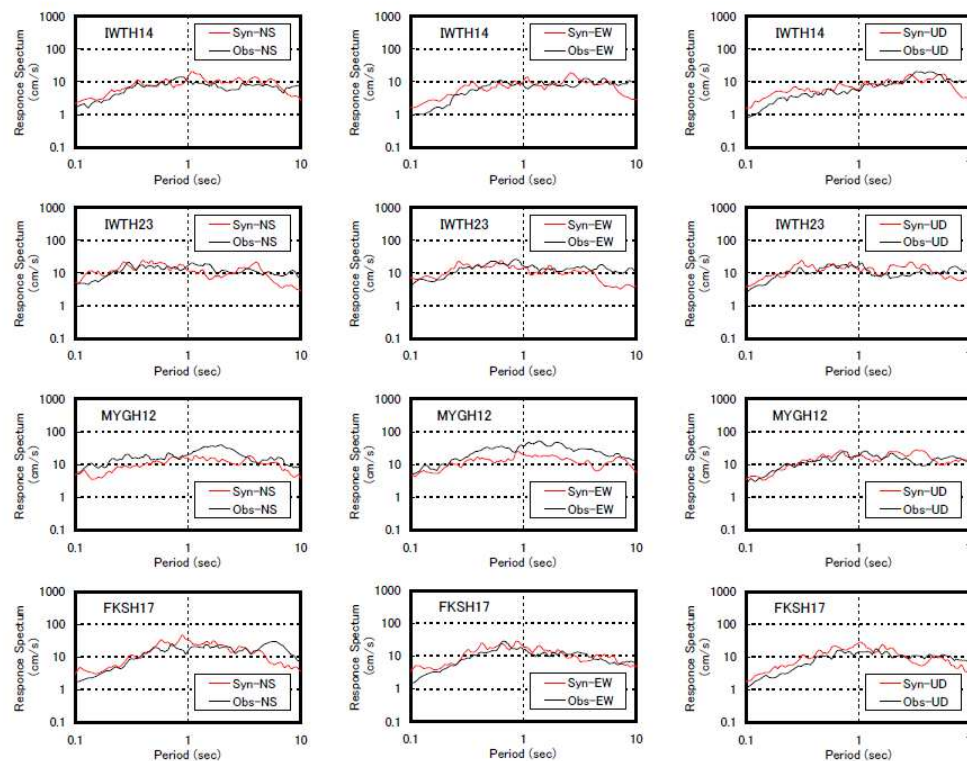
3.11地震の強震動による断層モデル[川辺・釜江(2013)の断層モデル]

■川辺・釜江(2013)の概要

- ・太平洋沿岸部のKiK-net観測記録(0.1~10Hz)を用いて、経験的グリーン関数法によって強震動生成域(SMGA)によるモデル化を行った。
- ・結果として、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖に全体で5ヶ所のSMGAを配置した震源モデルを提案した。これらのSMGAの位置は、地震調査研究推進本部の東北沖のプレート境界地震の想定震源位置とそれぞれほぼ対応している。また、遠地実体波、津波等の震源インバージョンにより求めたすべり分布とは大きく異なっている。
- ・周期0.1~10秒程度の強震動を単純化した5つのSMGAからなる震源モデルによって再現でき、本研究で用いた震源のモデル化手法が海溝型巨大地震時の強震動予測にも有効である。



経験的グリーン関数法に基づくSMGAモデル



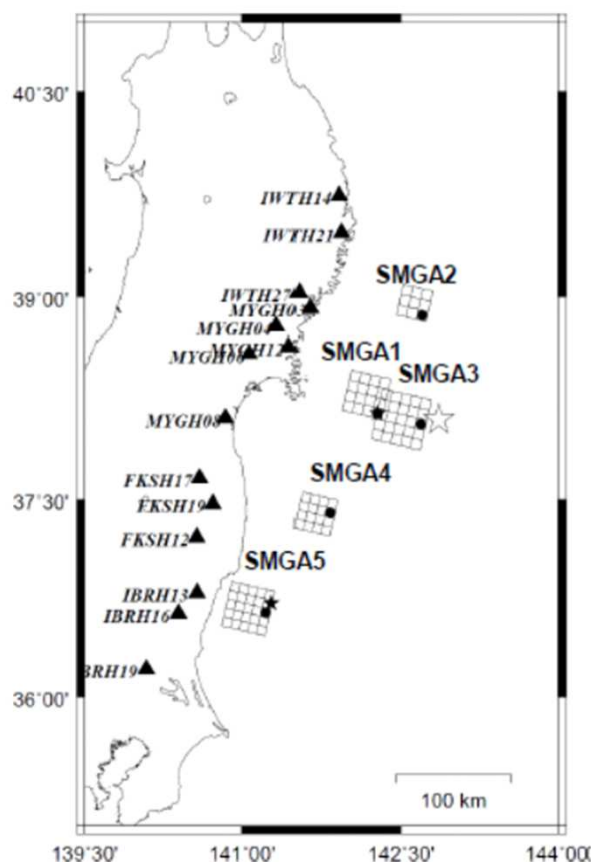
観測記録(Obs)と経験的グリーン関数法による合成波形(Syn)の  
擬似速度応答スペクトル

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震

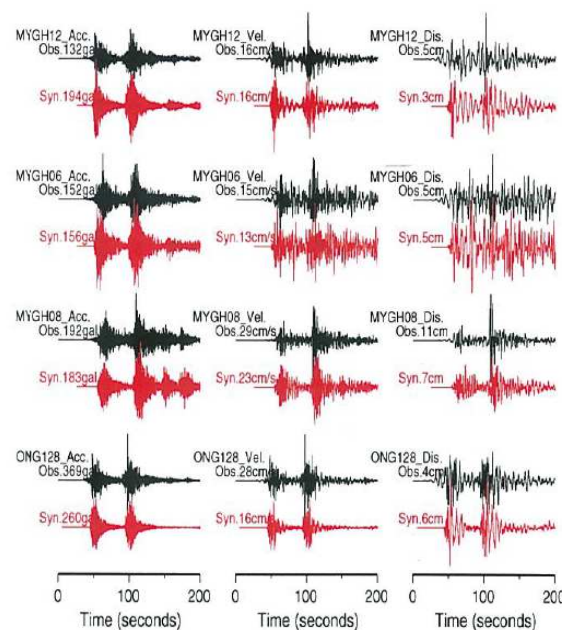
3.11地震の強震動による断層モデル[Kurahashi and Irikura(2013)の断層モデル]

■ Kurahashi and Irikura(2013)の概要

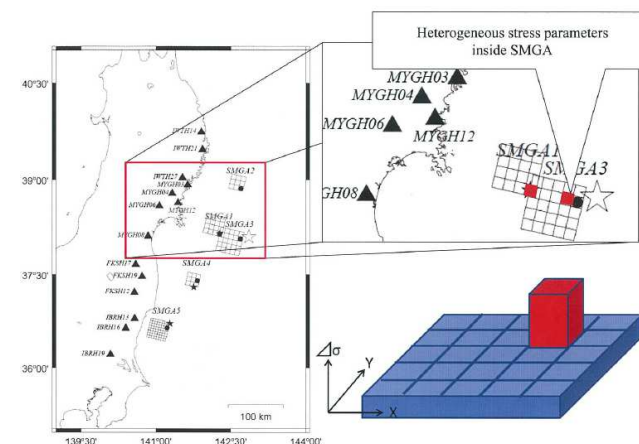
- 3.11地震の強震記録(0.1~10Hz)に対するシミュレーションを通して、大加速度を有する記録の分析を行った。
- 震源モデルの推定手法は、2つのサブイベントを用いた経験的グリーン関数法である。求められた震源モデルは、5つの強震動生成域(SMGA)が震央の西側に位置し、down-dip端に沿って存在するものである。
- この震源モデルを用いた、SMGA内の応力降下量の不均質性について考察しており、大加速度を伴う衝撃的なパルス波は、SMGA内の応力降下量の不均質性を持たせることにより再現できる可能性を指摘している。



経験的グリーン関数法に基づくSMGAモデル



観測記録(Obs, 黒)と経験的グリーン関数法による合成波形(Syn, 赤)



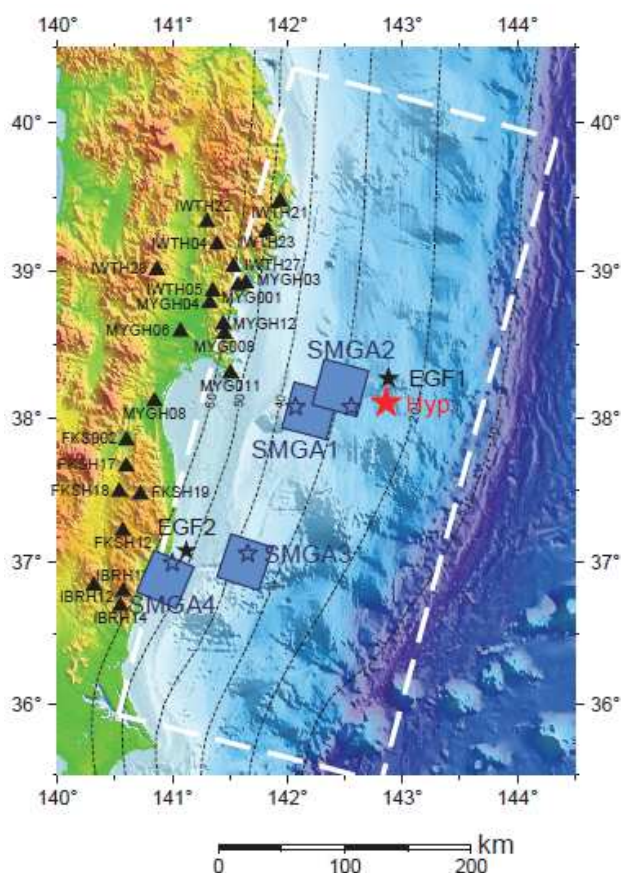
SMGAモデルとSMGA内の不均質性

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震

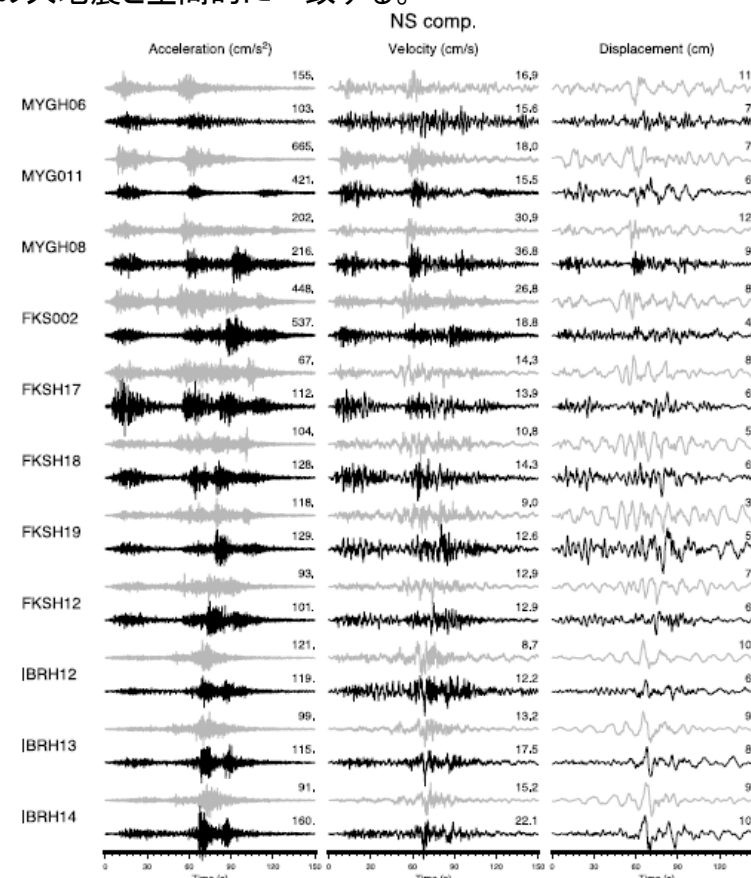
3.11地震の強震動による断層モデル[Asano and Iwata(2012)の断層モデル]

■ Asano and Iwata(2012)の概要

- ・経験的グリーン関数法を用いた0.1~10Hzの広帯域強震動シミュレーション解析に基づいて、4つの強震動生成域(SMGA)で構成される3.11地震の震源モデルを評価した。
- ・2つのSMGAは震源位置の西の宮城県沖に位置し、残りの2つは福島県沖にあり、いずれも断層面の深い位置にある。強震動はこれらのSMGAからの影響が大きい。応力降下量は6.6~27.9MPaで過去にこの地域で発生したM7クラスの地震に近い。
- ・シミュレーションで合成した波形と観測記録は概ね対応している。
- ・3.11地震のSMGAは1930年以降に発生した宮城県沖や福島県沖の大地震と空間的に一致する。



経験的グリーン関数法に基づくSMGAモデル



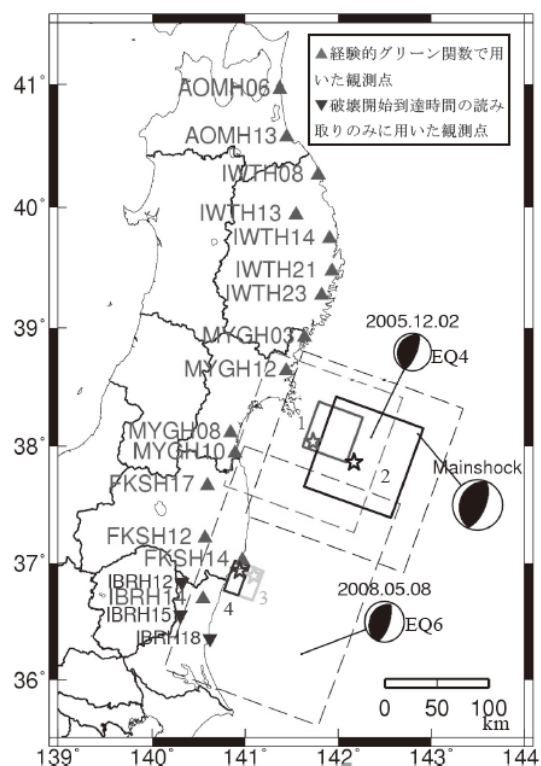
0.1~10Hzの観測波(上のグレー)とシミュレーションした波形(下の黒)

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震

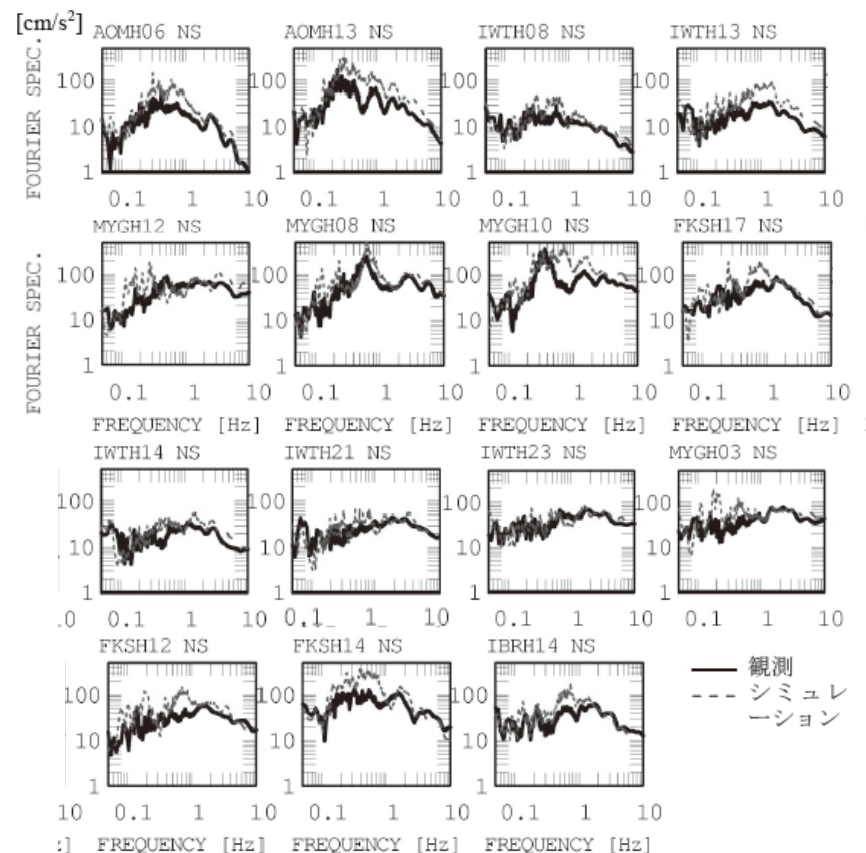
3.11地震の強震動による断層モデル[佐藤(2012)の断層モデル]

■佐藤(2012)の概要

- 太平洋沿岸部の15地点のKiK-net観測点の記録(0.05~10Hz)を用いて、経験的グリーン関数法に基づき3.11地震に対する強震動生成域(SMGA)からなる震源モデルを推定した。
- SMGAは、宮城県沖に2つ、福島県沖と茨城県の県境の海岸沿いに2つ推定された。宮城県沖の1つ目が陸より、2つ目は1つ目の東側に一部重なりをもちつつ震源位置付近まで広がっている。この重なっている領域は、1978年宮城県沖地震のSMGAともオーバーラップしている。本震のSMGAは、海溝付近のすべり量の大きい領域とは異なる。
- NS成分の観測波とシミュレーション波の加速度フーリエスペクトルを比較すると、0.2~0.5Hz付近でシミュレーション波がやや過大評価である観測点が多いが、スペクトル形状は、ほぼ再現されている。



経験的グリーン関数法に基づく強震動生成域

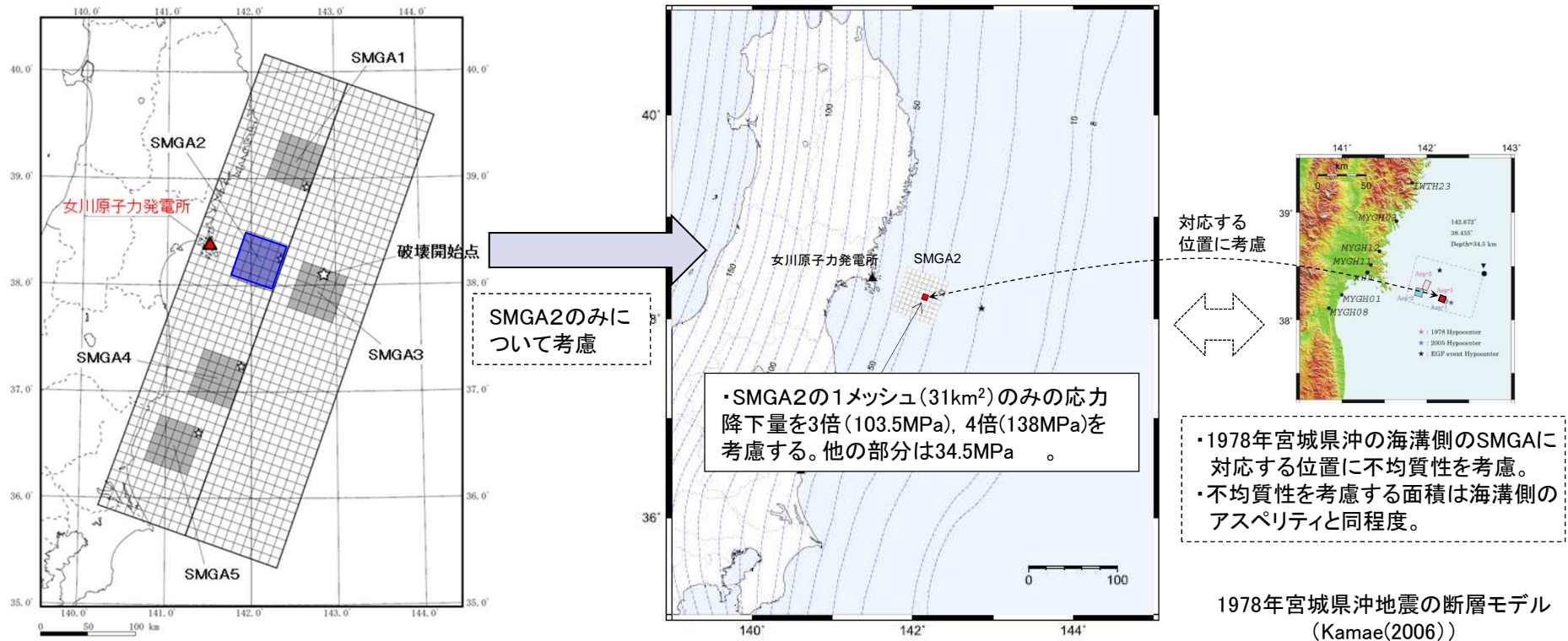


観測波形とシミュレーション波形の加速度フーリエスペクトル(NS成分)

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 SMGA内の不均質性を考慮した断層モデルによる検討

### ■ SMGA内の階層構造(不均質性)の影響について

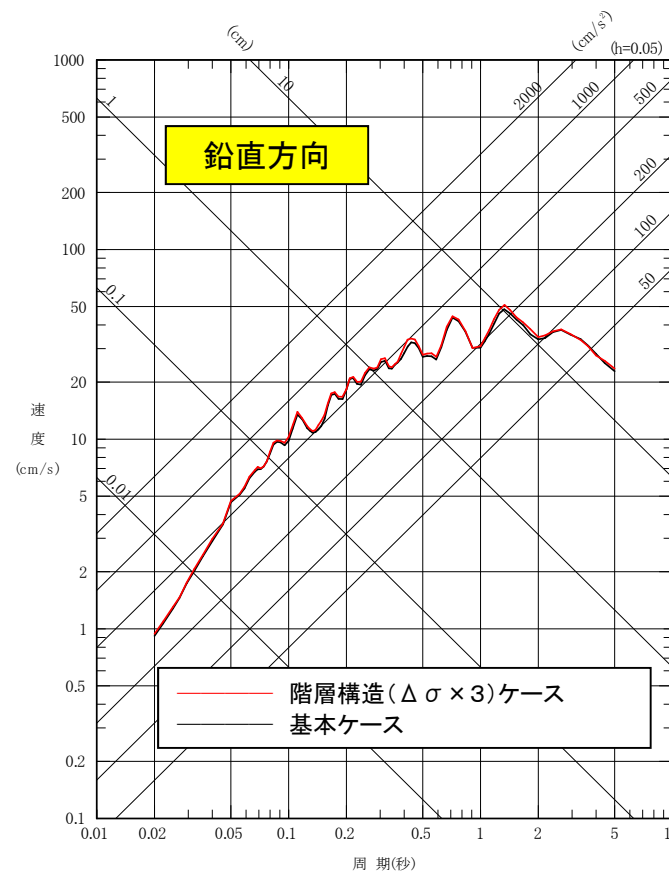
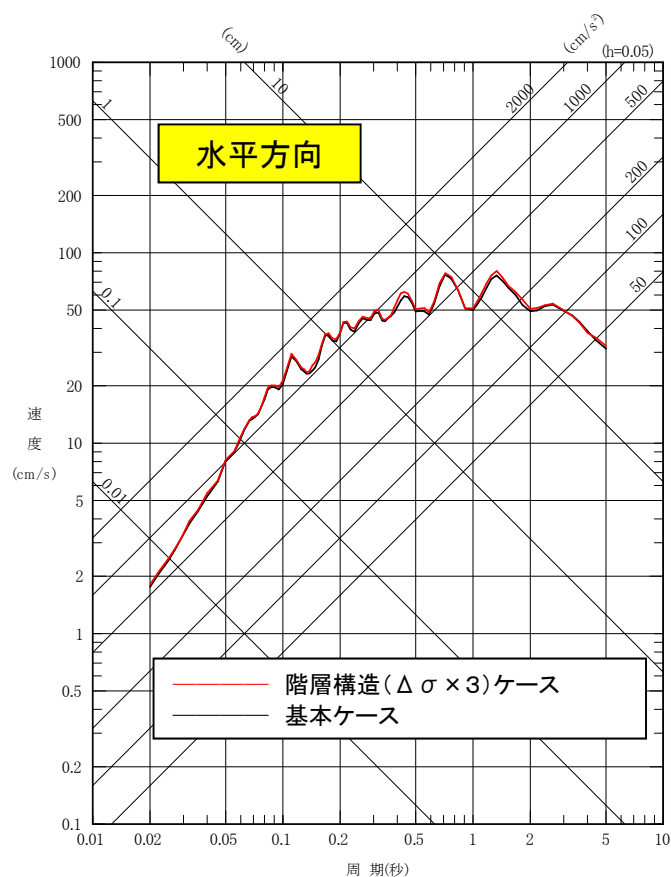
- ・敷地への影響が最も大きい宮城県沖のSMGA2についてSMGA内の階層構造(不均質性)を考慮した場合の影響について参考に評価を行う。
- ・基本ケースでは応力降下量を34.5MPaとしているが、1978年宮城県沖地震のシミュレーションモデル(Kamae(2006)等)のSMGAのうち応力降下量大きい海溝側のSMGAに対応する位置に、応力降下量を3倍( $34.5\text{MPa} \times 3 = 103.5\text{MPa}$ ), 4倍( $34.5\text{MPa} \times 4 = 138\text{MPa}$ )を考慮する。
- ・評価方法は統計的グリーン関数法(放射特性係数 $F=0.62$ )、波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。





2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震  
SMGA内の不均質性を考慮した断層モデルによる検討

■ SMGA内の階層構造(不均質性)を考慮した評価結果(応力降下量 $34.5\text{MPa} \times 3 = 103.5\text{MPa}$ )

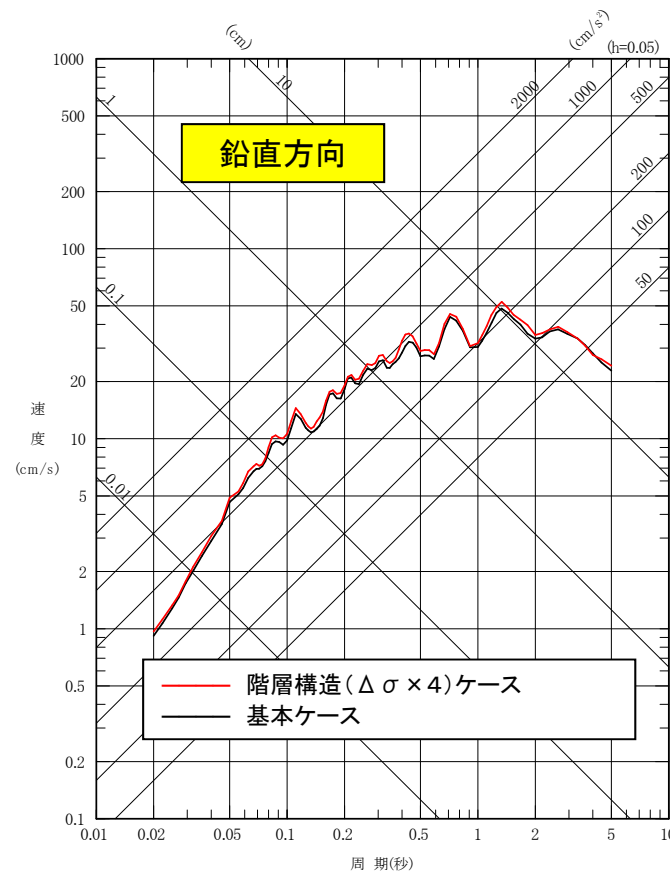
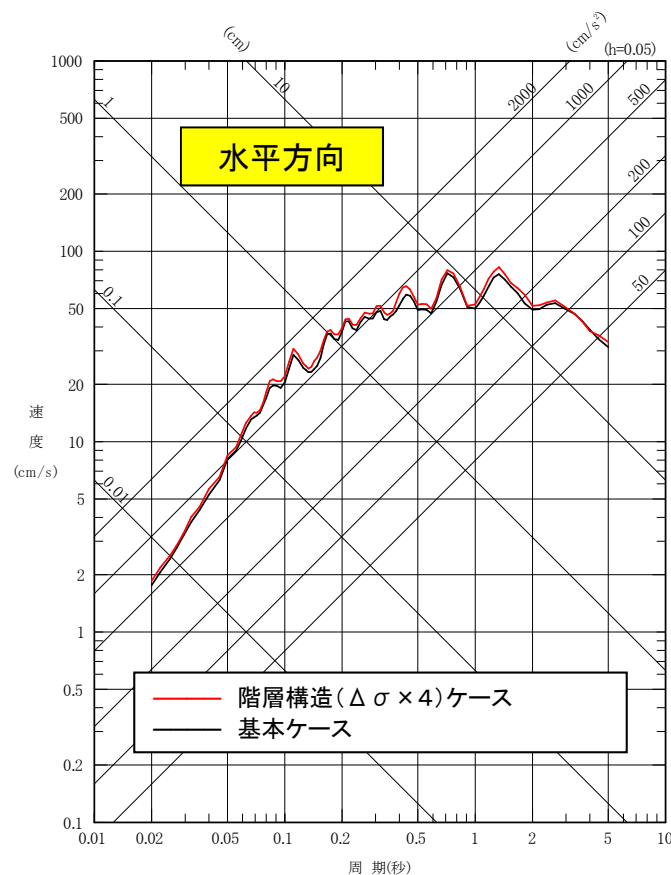


SMGA2内の階層構造(不均質性)を考慮した場合と基本ケースの比較※(平均応答スペクトル)

※SMGA2のみでの評価結果の比較

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震  
SMGA内の不均質性を考慮した断層モデルによる検討

■ SMGA内の階層構造(不均質性)を考慮した評価結果(応力降下量 $34.5\text{MPa} \times 4 = 138\text{MPa}$ )



SMGA2内の階層構造(不均質性)を考慮した場合と基本ケースの比較※(平均応答スペクトル)

※SMGA2のみでの評価結果の比較

応答スペクトルでみた場合、不均質性を考慮した結果は基本ケースとあまり違いが認められなかった。  
⇒今回の検討は統計的グリーン関数法で実施しているが、小さいサイズのSMGAの影響は特定の位相として現れてくる可能性も考えられるため、今後、経験的グリーン関数法による高度化検討と合わせて検討を進めて行く。

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 検討用地震の経験的グリーン関数法による検討

### 【経験的グリーン関数法による検討の位置づけ】

- M9プレート間地震の地震動評価は、3.11地震による敷地での観測記録との整合性を統計的グリーン関数法(放射特性一定)により確認したシミュレーションモデル及び計算方法を用いる。したがって、本評価方法は、審査ガイドに記載されている「手法の妥当性」を示した手法の採用に該当すると考えている。
- 一方、審査ガイドでは、要素地震としての観測記録がある場合は、経験的グリーン関数法を用いた地震動評価についての確認を行う旨の記載があるため、経験的グリーン関数法を用いた3.11地震のシミュレーション解析について検討を実施した。

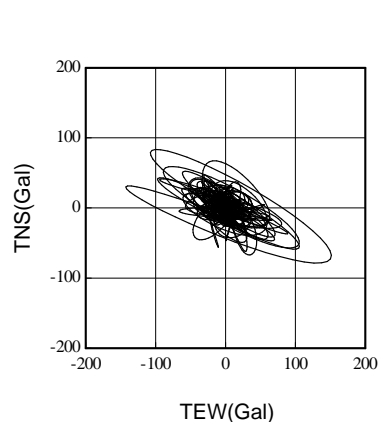
### 【検討の内容】

- ・3.11地震の敷地直近の強震動生成域(SMGA)付近で発生したプレート間地震について、大地震と中小地震の特性について観測記録の傾向を比較し、大地震と中小地震ではその特徴に違いが認められた。
- ・2005年8月16日宮城県沖の地震(M7.2)は、3.11地震と記録の特徴に類似性が認められる。この地震をM9プレート間地震の要素地震とするには、規模が大きい等の課題があるが、参考に要素地震とした場合の地震動を算定した。算定結果は観測記録の傾向を捉えているが、全体的に大きな結果となった。
- ・また、3.11地震と傾向が異なる中小地震(M6.8)を要素地震とした場合の地震動を、参考に算定した。算定結果は、大地震と中小地震の傾向が特に異なるNS方向の周期0.5秒付近で過小な結果となった。さらに、別の中小地震(M6.1)を要素地震とした場合について算定を行ったが、算定結果は、特に短周期側が過大な結果となった。

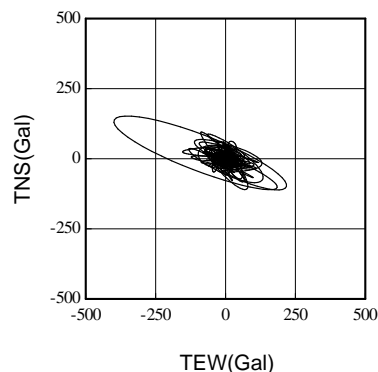
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震

検討用地震の経験的グリーン関数法による検討(3.11地震のNS方向 周期0.5秒付近の卓越について)

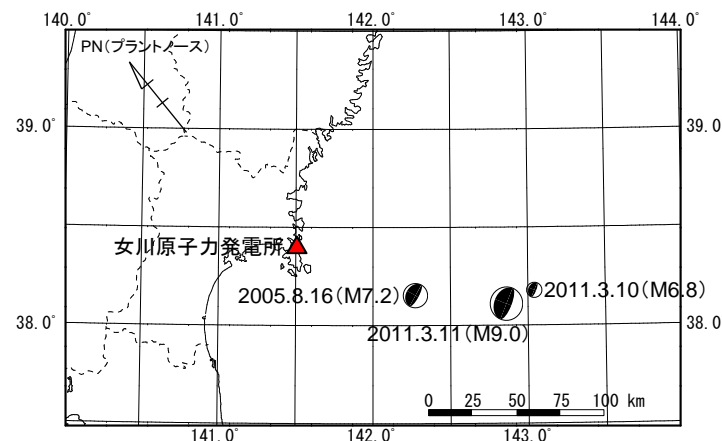
- ・3.11地震と2005年宮城県沖の地震(M7.2)の敷地での観測記録には、NS方向の周期0.5秒付近に卓越が認められるが、これは震源方向(ラジアル方向)の揺れであり、2011年3月10日(M6.8)の地震をはじめ、他の中小地震には認められない傾向である。
- ・なお、このような特徴は、牡鹿半島以外の観測点の観測記録には、顕著には認められない傾向である。



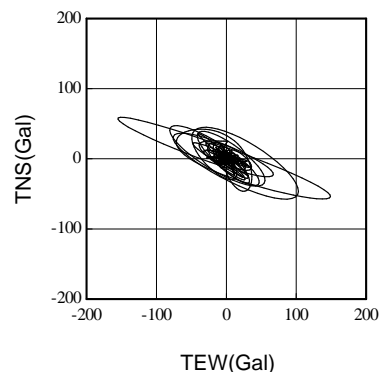
3.11地震(前半0~80秒)



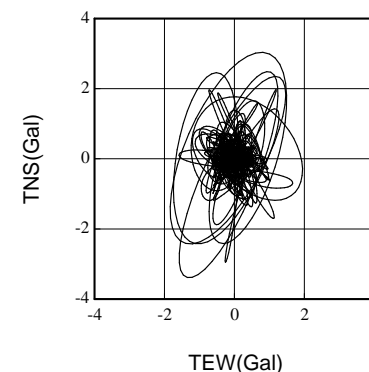
3.11地震(後半80~300秒)



要素地震の震央位置



2005年8月16日宮城県沖の地震



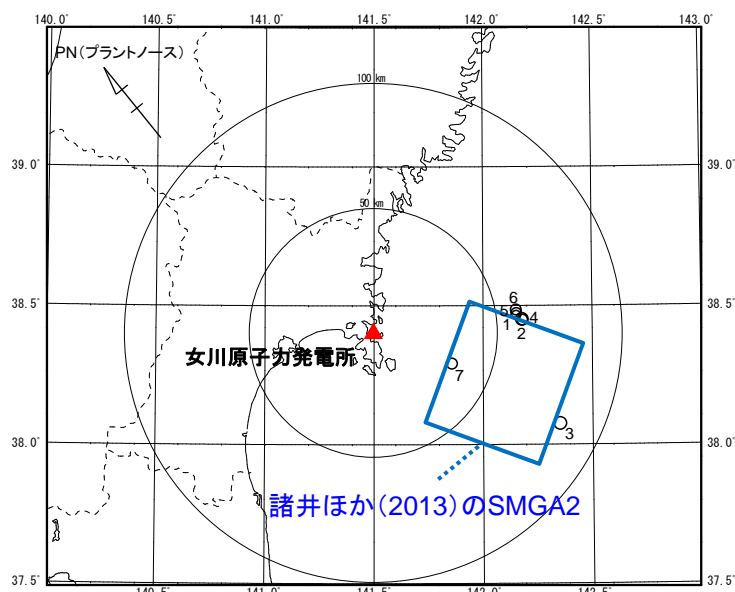
2011年3月10日 宮城県沖の地震(M6.8)

加速度記録の水平面のオービット(バンドパス0.5~3.0Hz)

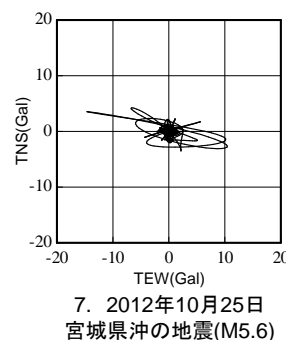
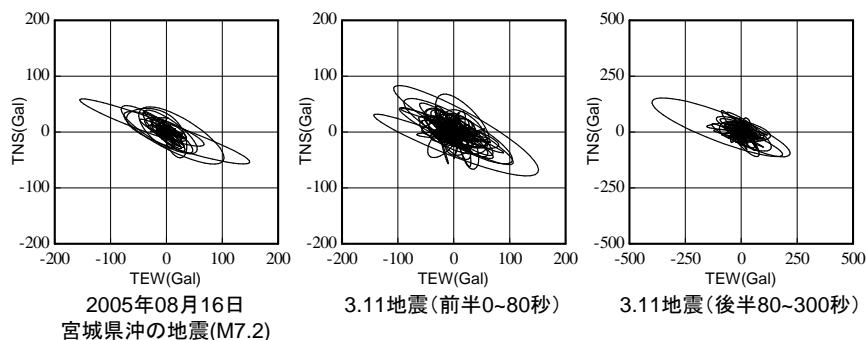
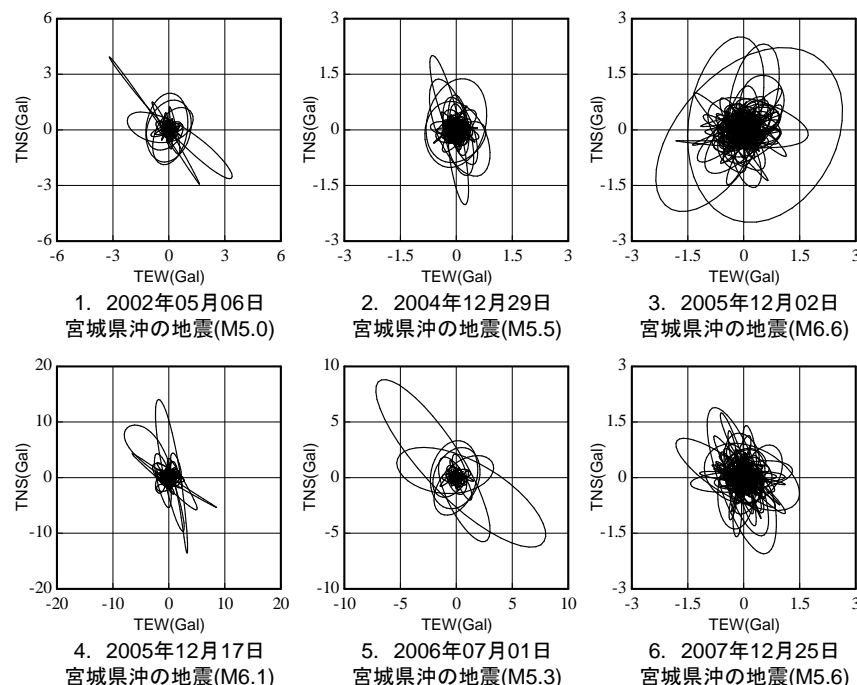
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震

検討用地震の経験的グリーン関数法による検討(3.11地震のNS方向 周期0.5秒付近の卓越について)

- ・SMGA2付近で発生した中小地震(M5以上の地震)のプレート間地震について、3.11地震と同様に周期約0.5秒付近において震源方向(ラジアル方向)が卓越する特徴があるか確認を行った。
- ・中小地震については、3.11地震のような震源方向(ラジアル方向)が卓越する地震はなかった。



震央分布図  
(M5以上のプレート間地震)



加速度記録の水平面のオービット(バンドパス0.5~3.0Hz)

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震

## 検討用地震の経験的グリーン関数法による検討(SMGA2付近で発生した中小地震のメカニズム解)

2002/05/06,17:12



38.4N 142.2E 41km Mw4.9  
 strike: 21 dip: 73 slip: 93  
 mxx:-0.12 mxy: 0.44 mxz: 0.87  
 myy:-1.49 myz:-2.14 mzz: 1.61  
 unit:1e+16 moment:2.82e+16Nm

1. 2002年05月06日  
 宮城県沖の地震(M5.0)

2004/12/29,22:59



38.4N 142.3E 38km Mw5.6  
 strike: 21 dip: 76 slip: 93  
 mxx:-0.00 mxy: 0.38 mxz: 0.97  
 myy:-1.30 myz:-2.39 mzz: 1.30  
 unit:1e+17 moment:2.92e+17Nm

2. 2004年12月29日  
 宮城県沖の地震(M5.5)

2005/12/02,22:13



38.1N 142.3E 35km Mw6.5  
 strike: 21 dip: 71 slip: 89  
 mxx:-0.35 mxy: 1.32 mxz: 1.50  
 myy:-2.94 myz:-3.92 mzz: 3.29  
 unit:1e+18 moment:5.39e+18Nm

3. 2005年12月02日  
 宮城県沖の地震(M6.6)

2005/12/17,03:32



38.4N 142.2E 44km Mw6.0  
 strike: 20 dip: 72 slip: 91  
 mxx:-0.11 mxy: 0.17 mxz: 0.31  
 myy:-0.59 myz:-0.84 mzz: 0.70  
 unit:1e+18 moment:1.12e+18Nm

4. 2005年12月17日  
 宮城県沖の地震(M6.1)

2006/07/01,08:28



38.4N 142.2E 44km Mw5.2  
 strike: 22 dip: 72 slip: 94  
 mxx:-0.32 mxy: 0.97 mxz: 2.21  
 myy:-3.61 myz:-5.00 mzz: 3.93  
 unit:1e+16 moment:6.72e+16Nm

5. 2006年07月01日  
 宮城県沖の地震(M5.3)

2007/12/25,23:04



38.5N 142.2E 41km Mw6.0  
 strike: 19 dip: 71 slip: 94  
 mxx:-0.04 mxy: 0.17 mxz: 0.37  
 myy:-0.75 myz:-0.97 mzz: 0.79  
 unit:1e+18 moment:1.31e+18Nm

6. 2007年12月25日  
 宮城県沖の地震(M5.6)

2012/10/25,19:32



38.3N 141.9E 50km Mw5.6  
 strike: 31 dip: 69 slip: 96  
 mxx:-0.25 mxy: 0.71 mxz: 1.16  
 myy:-1.68 myz:-1.72 mzz: 1.93  
 unit:1e+17 moment:2.85e+17Nm

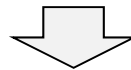
7. 2012年10月25日  
 宮城県沖の地震(M5.6)

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震

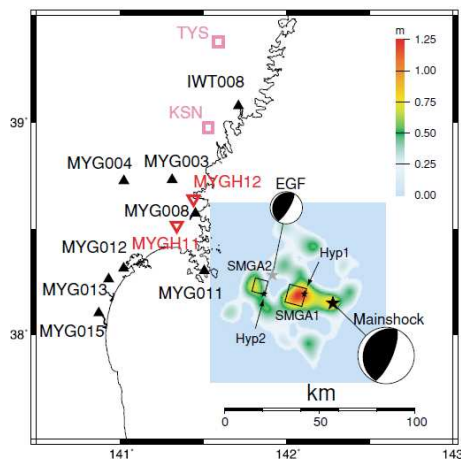
検討用地震の経験的グリーン関数法による検討(検討の概要)

■経験的グリーン関数法の検討内容

- ・SMGA2付近で発生した中小地震(M5以上の地震)のプレート間地震では、周期約0.5秒付近において震源方向(ラジアル方向)が卓越する地震は得られていない。
- ・一方、3.11地震と周期0.5秒付近の傾向が類似する2005年宮城県沖の地震(M7.2)の場合、震源域が大きく、また震源が複雑な地震(Suzuki and Iwata(2007)等)であるため、経験的グリーン関数法への適用には課題がある。



- ・参考に、2005年宮城県沖の地震(M7.2)を要素地震した場合と、要素地震として適切な規模と考えられるM6クラスの中小地震を要素地震とした場合について、3.11地震のシミュレーション解析を実施し、その結果を確認した。



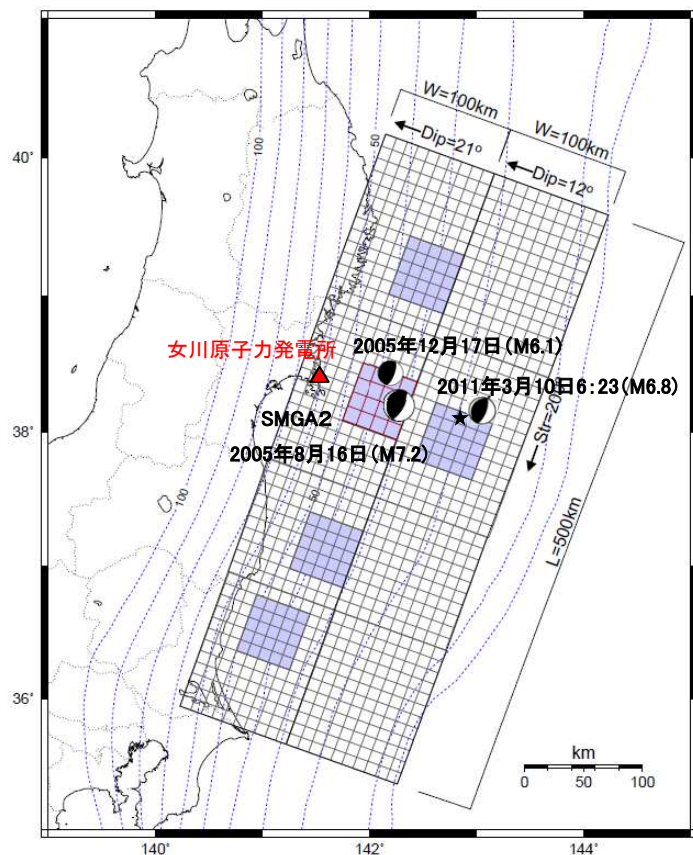
2005年8月16日宮城県沖の地震(M7.2)の断層モデル  
(Suzuki and Iwata(2007))

- ・Suzuki and Iwata(2007)では、Wu and Koketsu(2006)のすべりの大きい領域に対応するように2つのSMGAを設定している。
- ・Wu and Koketsu(2006)のすべり分布の領域は約50km×50kmになっており、諸井ほか(2013)のSMGAの1つ分と同程度の面積となっている。

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 諸井ほか(2013)を用いた経験的グリーン関数法

### ■ 諸井ほか(2013)の断層モデルを用いた経験的グリーン関数法

- ・要素地震は、震源域内にあり震源メカニズムが同様のプレート間地震で、長周期までSN比が明瞭な2005年宮城県沖の地震(M7.2)、2011年3月10日の地震(M6.8)、2005年12月17日の地震(M6.1)の3つの地震を選定し、波形合成にそれぞれ用いる。
- ・2005年宮城県沖の地震(M7.2)は、3.11地震の観測記録の特徴を有しているが、比較的規模が大きく、震源過程が複雑であり、経験的グリーン関数法の要素地震として用いるのは課題があるものの本検討に用いる。また、通常経験的グリーン関数法で用いられる適切な規模のM6クラスの地震として3.11地震の震源に近い2011年3月10日の地震(M6.8)、2005年12月17日の地震(M6.1)を用いる。
- ・諸井ほか(2013)の断層モデルのうち敷地に最も影響が大きいSMGA2(応力降下量:24.6MPa)のみを対象として経験的グリーン関数法により地震動評価を行う。なお、波形合成は、入倉ほか(1997)により評価を行う。



断層モデル

要素地震の諸元

	2005年8月16日	2011年3月10日	2005年12月17日
発生日時※1	11:46	6:23	3:32
震源地※1	宮城県沖	三陸沖	宮城県沖
震源位置※1	東経142° 16.6' 北緯38° 8.9'	東経143° 02.6' 北緯38° 10.3'	東経142° 10.8' 北緯38° 26.9'
震源深さ(km)※1	42	9	40
地震の規模 M※1	7.2	6.8	6.1
地震モーメントM <sub>0</sub> (N・m)※2	5.43 × 10 <sup>19</sup>	5.51 × 10 <sup>18</sup>	1.12 × 10 <sup>18</sup>
モーメントマグニチュードM <sub>w</sub>	7.1	6.5	6.0
応力降下量(MPa)※3	25.2	11.8	2.91

※1: 気象庁による。

※2: F-netによる値。

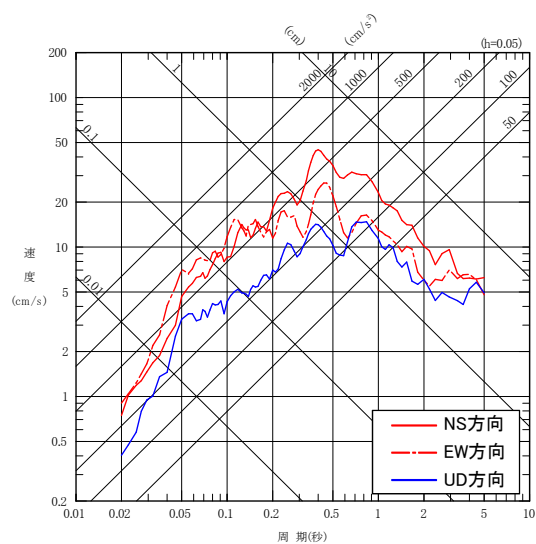
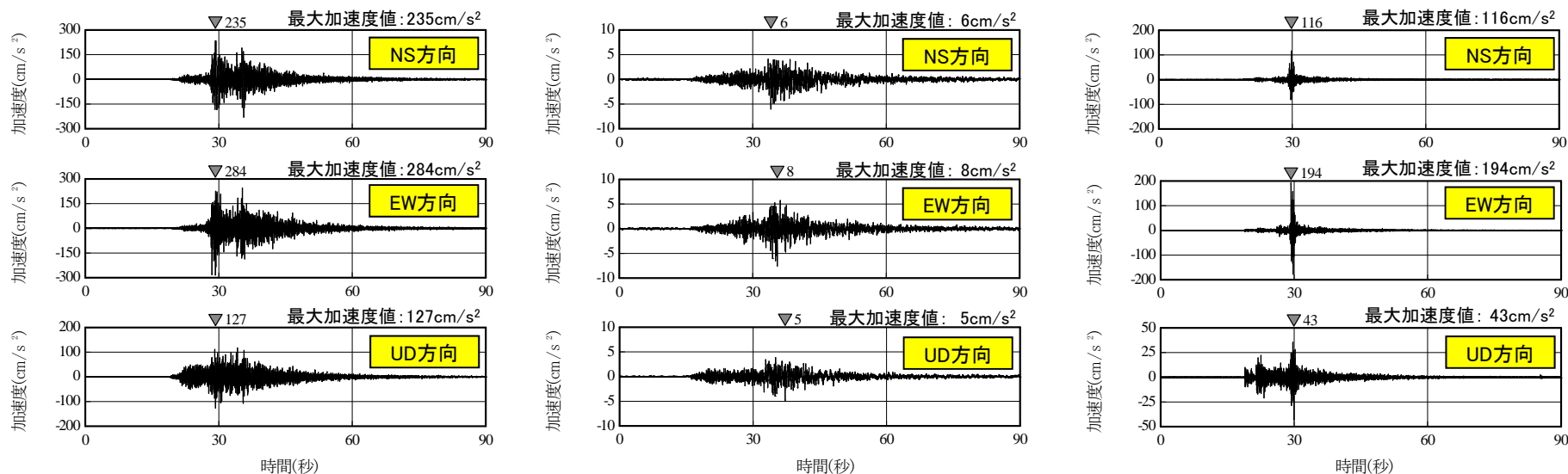
※3: 2005.8.16の地震は、Kamae(2006)による。2011.3.10の地震はKurahashi and Irikura(2011)による。2005.12.17の地震は川辺・釜江(2013)による。



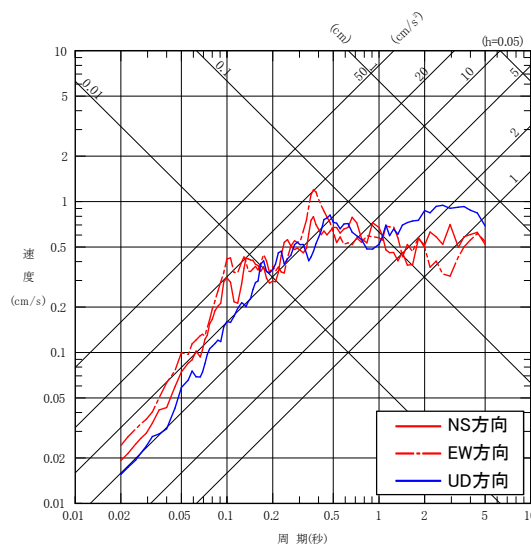
## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 諸井ほか(2013)を用いた経験的グリーン関数法(要素地震)

### ■ 要素地震の観測記録(はぎとり波)※

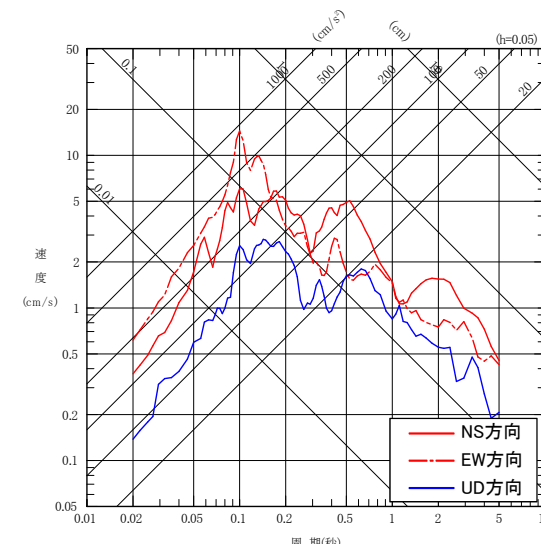
※:敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはぎとり波。



2005年8月16日(11:46)の地震(M7.2)



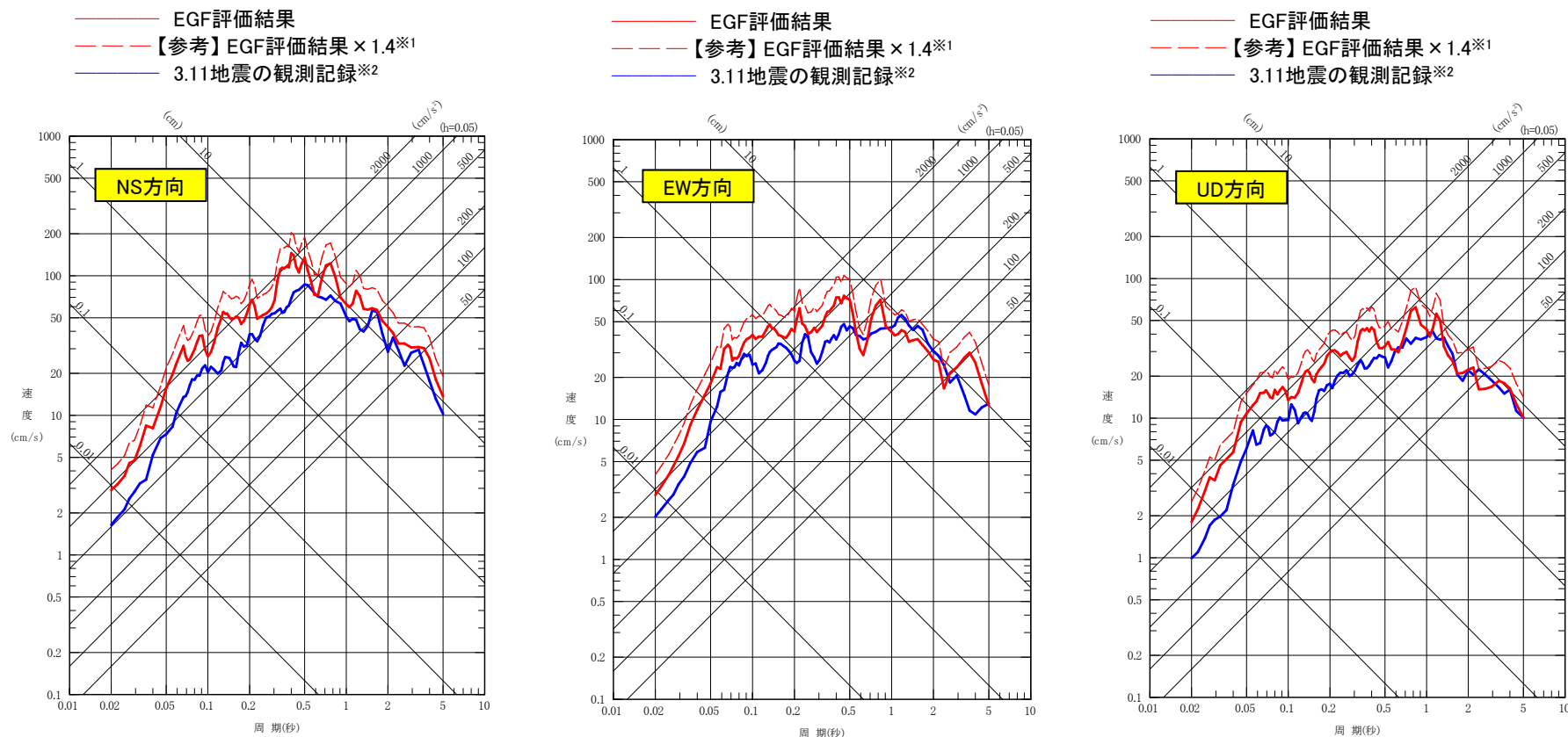
2011年3月10日(6:23)の地震(M6.8)



2005年12月17日(3:32)の地震(M6.1)

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 諸井ほか(2013)を用いた経験的グリーン関数法(評価結果)

### ■ 地震動評価結果 要素地震2005年8月16日(M7.2) 応答スペクトル



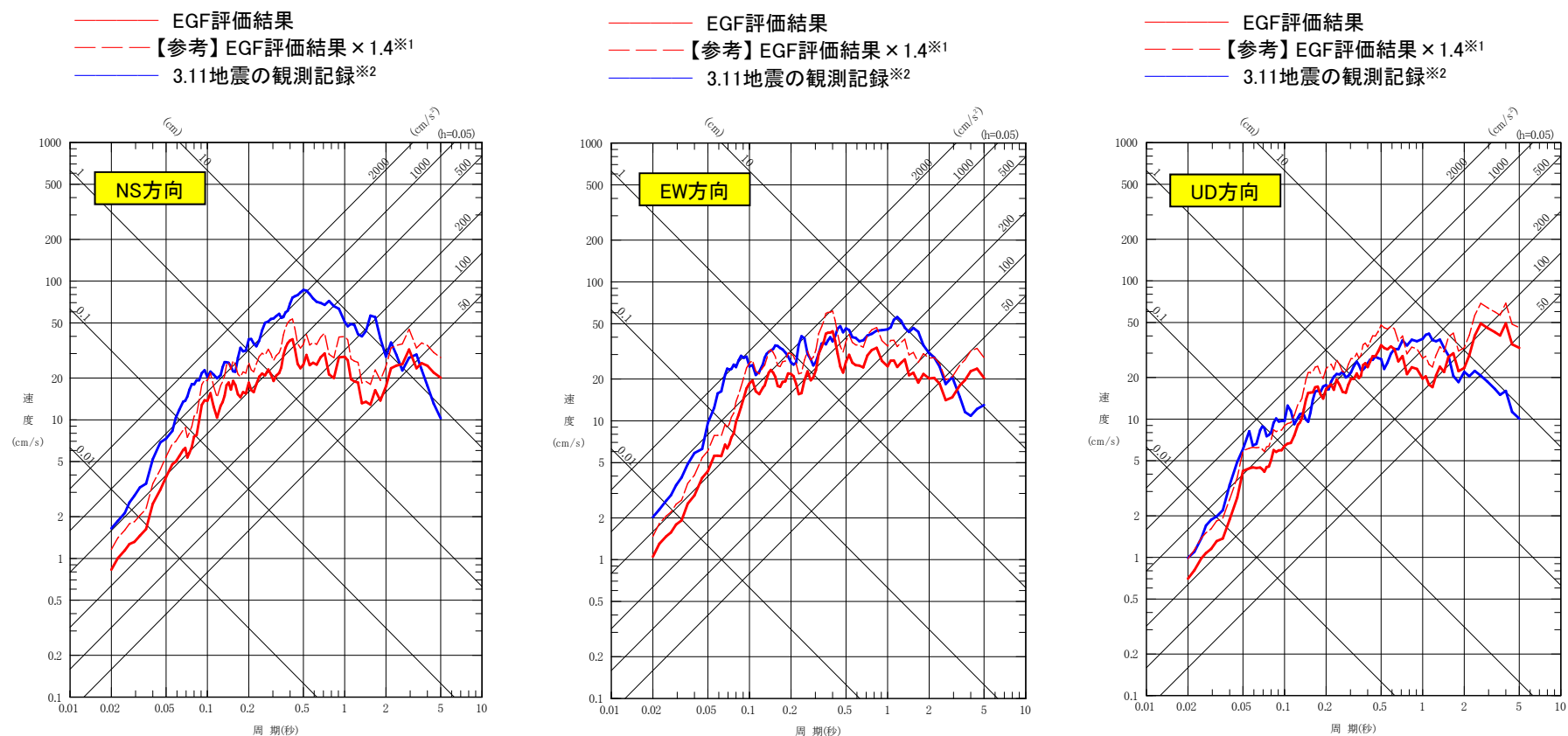
評価結果は、観測記録と同様にNS方向の周期0.5秒付近が卓越しており観測記録の特徴を再現できているが、一般的に過大な結果となった。

※1: 諸井(2013)の断層モデル(応力降下量24.6MPa)を用いていることから、基本ケースの断層モデル(地域性考慮,応力降下量34.5MPa)相当との比較を行うため参考にEGFの結果を1.4倍した。

※2: 敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはざとり波。

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 諸井ほか(2013)を用いた経験的グリーン関数法(評価結果)

### ■地震動評価結果 要素地震2011年3月10日(M6.8) 応答スペクトル



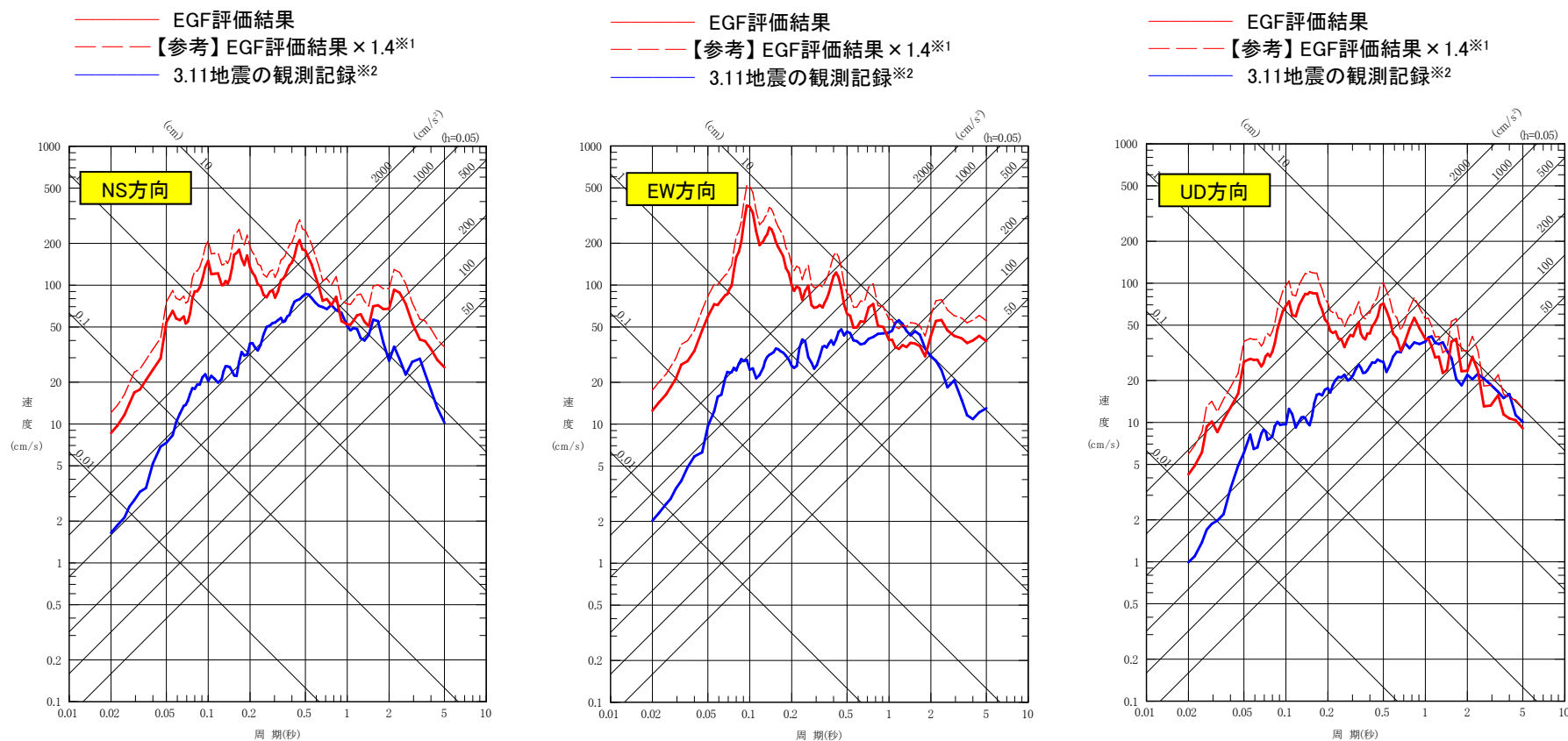
評価結果は、3.11地震(はぎとり波)と比較してEW方向やUD方向は記録と概ね整合するものの、NS方向の周期約0.5秒付近では過小な結果となった。

※1: 諸井(2013)の断層モデル(応力降下量24.6MPa)を用いていることから、基本ケースの断層モデル(地域性考慮,応力降下量34.5MPa)相当との比較を行うため参考にEGFの結果を1.4倍した。

※2: 敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはぎとり波。

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震 諸井ほか(2013)を用いた経験的グリーン関数法(評価結果)

### ■ 地震動評価結果 要素地震2005年12月17日(M6.1) 応答スペクトル



評価結果は、長周期側と比べると、特に短周期側で観測記録より過大な結果となった。これは、要素地震の特徴(短周期成分が多い)がそのまま表れているものと考えられる。

※1: 諸井(2013)の断層モデル(応力降下量24.6MPa)を用いていることから、基本ケースの断層モデル(地域性考慮,応力降下量34.5MPa)相当との比較を行うため参考にEGFの結果を1.4倍した。

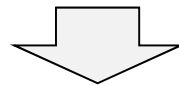
※2: 敷地岩盤上部(O.P.-8.6m)の観測記録について、表層の影響を除去したはざとり波。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1 プレート間地震

諸井ほか(2013)を用いた経験的グリーン関数法(検討結果のまとめ)

【検討結果】

- ・3.11地震の敷地直近の強震動生成域(SMGA)付近で発生したプレート間地震について、大地震と中小地震の特性について観測記録の傾向を比較し、大地震と中小地震ではその特徴に違いが認められた。
- ・諸井ほか(2013)モデルを用いて、M7クラスの地震と中小地震を要素地震とした経験的グリーン関数法による検討を行った。
- ・2005年8月16日宮城県沖地震(M7.2)は3.11地震と記録の特性に類似性が認められるが、M9プレート間地震の要素地震とするには2005年の地震の震源の拡がりなどを考慮すると適切ではない。参考に2005年の地震を要素地震とした場合の地震動を算定した結果は、観測記録の傾向を捉えているものの、全体的に大きな結果となった。
- ・また、3.11地震と傾向が異なる中小地震を要素地震とした場合の地震動を算定した。算定結果は、観測記録の傾向を捉えることが出来ず過小もしくは過大となった。



経験的グリーン関数法による強震動シミュレーション解析では、設定する断層モデルと要素地震の相対的關係によって結果が左右されることにも留意し、宮城県沖の特徴を踏まえた経験的グリーン関数法によるプレート間地震の地震動評価の高度化検討を進めて行く。

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

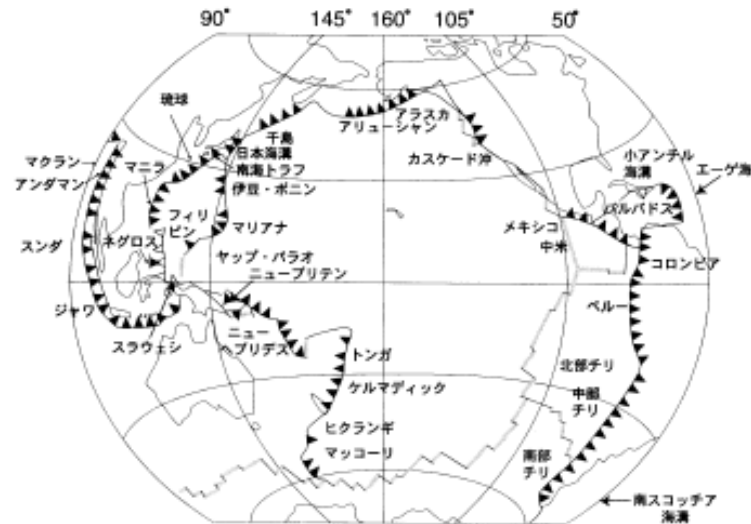
---

### 2. 2 海洋プレート内地震

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
世界の海洋プレート内地震

■世界のプレート沈み込み帯と地震: 宇津(1999)

- ・海洋プレートの沈み込む角度( $\delta$ ), 地震発生の深さの最大( $h_{max}$ ), 収束速度( $V_c$ )等は, 沈み込み帯により異なり多様である。
- ・サイトが位置する「東北日本」は, 同じ太平洋プレートの「千島-Kamchatka」と地震発生の深さの最大等が比較的類似している。



世界のプレート沈み込み帯(木村(2002))

$\delta$ : 地震面の傾角(本文参照),  $h_{max}$ : 震源の深さの最大, +dつきは深さ600 km前後にも分離した活動がある,  $V_c$ : 収束速度,  $\chi$ : 5.5.1項の諸論文から判定したカップリングでF(強: 70~100%), M(中: 10~70%), W(弱: 0~10%), 最大地震(今世紀中1997年末までの最大地震のマグニチュードと発生年), 注: #は背弧海盆の拡大あり。

このほかに Carabria または Tyrrhenian (イタリア, たとえば Selvaggi・Chiarabba, 1995, *GJ* 121, 818), Cascadia (Washington州・Oregon州, たとえば Atwater, 1970, *GSAB* 81, 3513), Makran (パキスタン・イラン, たとえば Byrne・Sykes, 1992, *JGR* 97, 449) などのサブダクション帯がある。

GPS観測によると Tonga-Kermadec 弧の収束速度はもっと大きいという (Bevisほか, 1995, *NAT* 374, 249). New Hebrides では南部 (11 cm/y 前後) と北部 (3.6 cm/y) で大きく違う (Calmantほか, 1995, *GRL* 22, 2573).

表 5.6 主なサブダクション帯

サブダクション帯	$\delta$ ( $^{\circ}$ )	$h_{max}$ (km)	$V_c$ (cm/y)	$\chi$	最大地震	注
千島-Kamchatka	45~55	620	8~9	F-M	$M_w$ 9.0 (1952)	
東北日本(日本海溝)	25~30	600	10	M-W	$M_w$ 8.5 (1933)	
伊豆-小笠原	45~65	560	6~7	W	$M_s$ 7.6 (1909)	#
Marianas (主に米領)	70~90	650	4~5	W	$M_w$ 7.8 (1993)	#
					$m_B$ 7.9 (1914, やや深発)	
西南日本(南海トラフ)		70	3~5	F	$M_s$ 8.2 (1946)	
琉球	45~50	250	5~7	M-W	$m_B$ 8.1 (1911)	#
Aleutian	40~65	280	7~8	F-M	$M_w$ 9.1 (1957)	
Alaska	20~45	200	5~6	F	$M_w$ 9.2 (1964)	
メキシコ	25~50	210	5~7	M	$M_s$ 8.2 (1932)	
中米	30~70	280	7~9	M-W	$M_s$ 7.9 (1942)	
Caribbean (カリブ諸国)	50~75	250	0.2~2		$M_s$ 8.1 (1946)	
コロンビア-エクアドル	30~40	210	7~8	M-F	$M_s$ 8.5 (1906)	
ペルー	25~30	200+d	7~10	M-W	$M_s$ 7.8 (1913)	
					$M_w$ 8.2 (1994, 深発)	
チリ北部	10~30	300+d	8	M	$M_s$ 8.5 (1922)	
チリ南部	25~35	170	11	F	$M_w$ 9.5 (1960)	
南 Sandwich (Scotia) (英領)	70	250	5~7	W	$M_s$ 7.7 (1929)	#
ニュージーランド	50~60	270+d	5~8		$M_s$ 7.8 (1931)	
Kermadec (ニュージーランド領)	60~70	600	6~7*	M-W	$M_s$ 7.9 (1917, 76)	#
Tonga (トンガ/フィジー)	50~60	660	5~9*	M	$M_s$ 8.4 (1917)	#
New Hebrides (バヌアツ)	65~70	300+d	8~10*	M-W	$M_s$ 8.1 (1940)	#?
Solomon (ソロモン)	50~85	520	10	M-W	$M_s$ 8.0 (1939)	
New Ireland (パプアニューギニア)	75	550	10		$M_s$ 7.9 (1919)	
New Britten (同上)	40~60	290+d		M-W	$M_s$ 7.7 (1945)	#
New Guinea (同上/インドネシア)	55	200	3~4		$M_w$ 8.2 (1996)	
Sunda (Sumatra) (インドネシア)	30~50	180	7	W	$M_s$ 7.7 (1935)	
Sunda (Java-Banda 海) (同上)	50~70	690	7~8	W	$M_w$ 8.5 (1938)	
Andaman (インド領)	20	140	2	W	$M_s$ 7.7 (1941)	#
フィリピン	40~60	660	7~8		$M_s$ 8.3 (1924)	
北 Sulawesi-Sangihe (インドネシア)	55	670			$M_s$ 8.0 (1932)	
インド-Hindu Kush (アフガニスタン)		300	6		$M_w$ 8.6 (1950)	
Agean (Hellenic) (ギリシア)	30~45	260			$M_s$ 7.7 (1956)	#
					$m_B$ 7.7 (1926, やや深発)	

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

## 世界の海洋プレート内地震

## ■ Seno and Yamanaka (1998) による海洋プレート内地震

- ・世界の海洋プレートと島弧に働く応力の状況, プレートの年代がまとめられている。
- ・東北地方(N.Honshu)は, 海洋プレート内応力が中立(Neutral), 背弧応力が圧縮(Compression)となっており, カムチャッカ(Kamchatka), 千島(Kuril)と同様となっている。また, プレートの年代も千島(Kuril)と比較して古い年代となっている。

Table 1. Slab Stresses and Back-arc Stresses

Arc	Slab Stress	Back-arc Stress	Slab Age (Ma)	Ref. (slab)	Ref. (arc)
S. Ryukyu	C	T	45	(1)	(2)
Izu-Bonin	C	T	150	(3)	(4)
Tonga	C	T	100	(3)	(5)
Kermadec	C	T	90	(3)	(5)
Kamchatka	N	C	90	(6)	(7)
Kuril	N	C	110	(8)	(9)
N. Honshu	N	C	130	(10)	(11)
E. Aleutians	N	T	53	(12)	(11)
S. Honshu	N	T	20	(13)	(9)
New Britain	N	T	30	(14)	(15)
Philippines	T	C	40	(16)	(16)
Sumatra	T	C	50	(3)	(17)
Peru	T	C	30	(18)	(19)
Chile	T	C	40	(18)	(19)
Mariana	T	T	165	(3)	(20)
Kyushu	T	T	26	(1)	(21)
Aegean	T	T	110	(22)	(23)

T, C and N for the slab stress indicate down-dip tension, compression, and neutral, respectively. References are (1): Shiono et al. [1980], (2): Kimura, [1985], (3): Harvard centroid moment tensor solutions and Astiz et al. [1986] and Lay et al. [1987], (4): Honza and Tamaki [1985], (5): Hamburger and Isacks [1988], (6): Gorbatov et al. [1994], (7): Newberry et al. [1986], (8): Kao and Chen [1994], (9): Seno and Eguchi [1983], (10): Hasegawa et al. [1978], (11): Nakamura and Uyeda [1980], (12): Reyners and Coles [1982], (13): Ukawa [1982], (14): McGuire and Wiens [1995], (15): Taylor [1979], (16): Cardwell et al. [1980], (17): Zoback [1992], (18): Astiz et al. [1986], (19): Assumpcao [1992], (20): Hussong and Uyeda [1980], (21): Seno [1998], (22): McKenzie [1978], (23): Mercier [1981]. Slab ages are read from Plate-tectonic map in the circum-Pacific region [Halbouty et al., 1981].

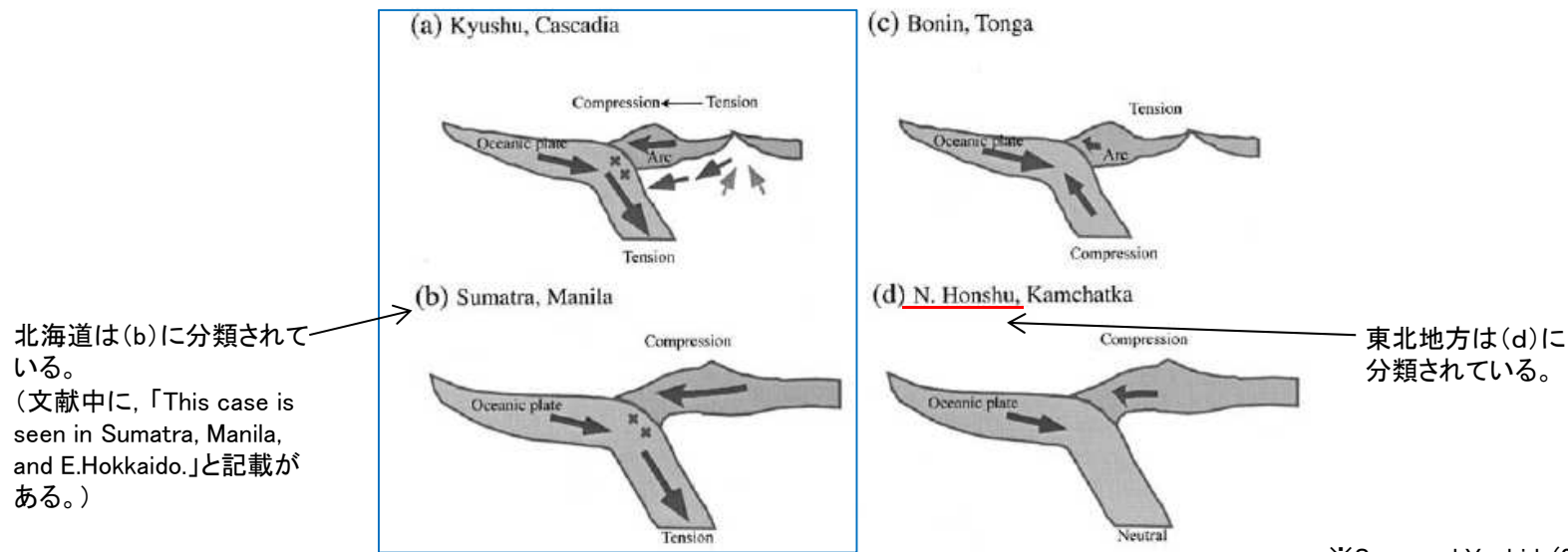


2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

世界の海洋プレート内地震

■ Seno and Yoshida(2004)

- ・海洋プレートと島弧に働く応力の関係を4つに分類し、規模の大きい海洋プレート内地震が発生しているパターンは、スラブに引張りが作用し、かつ、島弧の応力状態が高いFig12(a),(b)のような地域であるとしている。(Fig12(a),(b)に該当する地域では、1994年北海道東方沖地震(Mw8.3), 1993年グアムの地震(Mw7.7), 2000年スマトラの地震(Mw7.8)等が発生している。)
- ・大きな海洋プレート内地震が発生していないパターンは、Fig12(c),(d)のように、海洋プレートに圧縮力が作用している場合か、あるいは、海洋プレート内に中立応力を持っている場合としている。これらの場合、島弧の圧縮の応力に対しバランスが保たれている。



※Seno and Yoshida(2004)に一部加筆

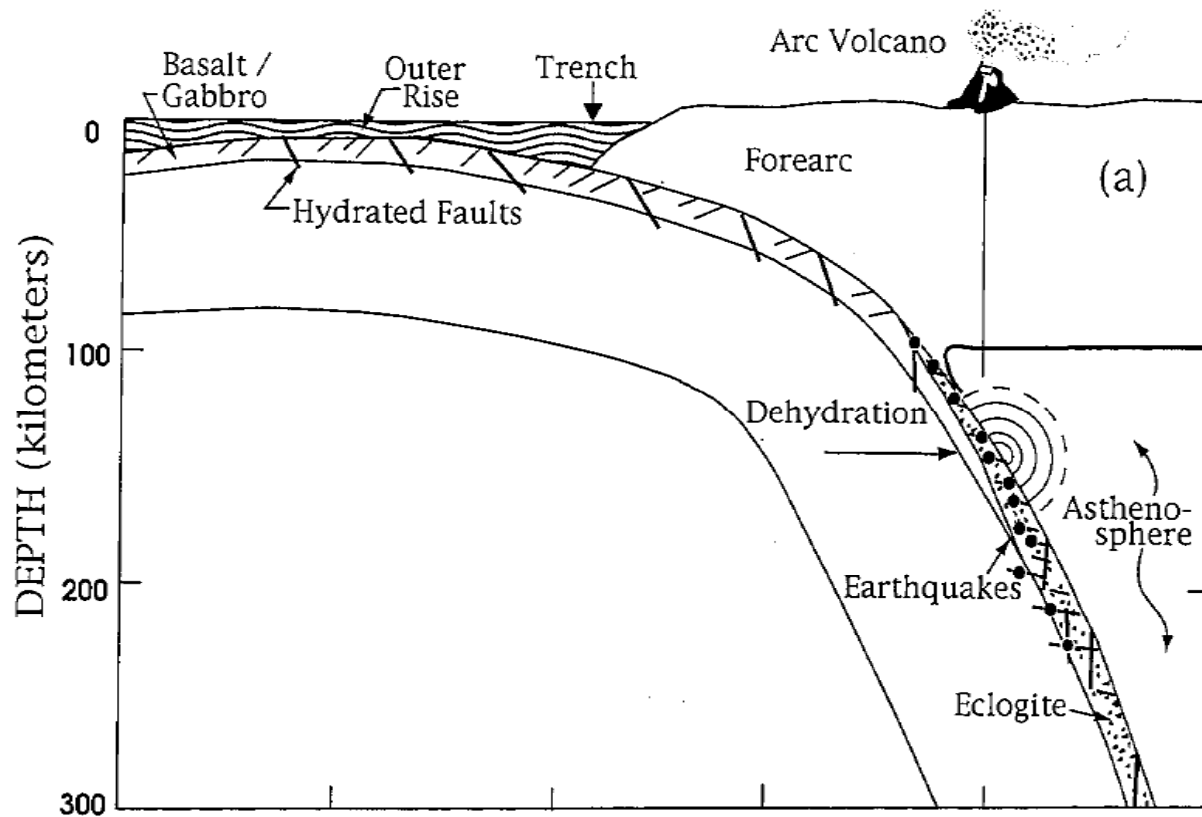
Fig. 12. Relationships between the slab and arc stresses. The ridge push, slab pull and the fore-arc collision force are balanced (Seno and Yamanaka, 1998). (a) The slab is down-dip tensional and the arc is tensional in the back-arc and compressional in the fore-arc. (b) The slab is down-dip tensional and the arc is compressional. (c) The slab is down-dip compressional and the arc is tensional. (d) The slab is neutral in the stress state and the arc is compressional. In regimes (a) and (b), large shallow intraslab earthquakes tend to occur.

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

## 世界の海洋プレート内地震

## ■ 沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズ地震)の発生メカニズム

- ・海洋プレートは、沈み込む際に下方に曲げられ、そのため海溝付近の海洋プレートの浅い部分で正断層型の地震が発生する。
- ・この正断層には、海側と陸側に傾斜した両方のタイプがあるが、どちらも傾斜角 $60^{\circ}$ 程度になる(海洋プレート表面となす角度が $60^{\circ}$ 程度)。



プレートのベンディングによる海溝 - アウターライズにおける正断層型地震の発生と海洋プレート内地震としての再活動(Kirby et al.(1996))

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

世界の海洋プレート内地震

■ 沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズ地震)

○Alvarez-Gomez et al.(2012)によるアウターライズ地震

- ・20世紀以降に大津波をもたらしたアウターライズ地震(6地震)を下表のように整理している。
- ・これによれば, 1933年三陸沖の地震が最大規模の地震である。

Table 2  
Rupture parameters of the compiled outer-rise great events.

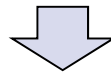
Id.	Date dd/mm/yyyy	Place	$M_w$	Length km	Width km	Bottom km	Dip °	Slip m	Rigidity $Nm^{-2}$	Reference
a	03/02/1933	Sanriku	8.4	185	100	70	45	3.3	-	Kanamori (1971)
b	03/02/1933	Sanriku	8.4	220	35	25	45	8	$7.0 \times 10^{10}$	Kirby et al. (2008)
c	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	80	60	50	1.2	$7.0 \times 10^{10}$	Abe (1972)
d	30/03/1965	Rat Island	7.2	50	40	30	50	6	$5.0 \times 10^{10}$	Beck and Christensen (1991)
e	19/08/1977	Sunda	8.2	200	70	40	45	3	$6.4 \times 10^{10}$	Gusman et al. (2009)
f	19/08/1977	Sunda	8.2	200	25	29	45	9	$4.0 \times 10^{10}$	Spence (1986), Lynnes and Lay (1988)
g	04/05/1990	Mariana	7.3	40	25	29	48	3.4	$4.0 \times 10^{10}$	Satake et al. (1992)
h	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	40	48	1.5	$4.0 \times 10^{10}$	Satake et al. (1992)
i	04/05/1990	Mariana	7.3	70	40	-	48	-	-	Yoshida et al. (1992)
j	04/09/2001	Juan Fernandez Ridge	6.7	70	26	30	51	1	$4.0 \times 10^{10}$	Fromm et al. (2006)
k	13/01/2007	Kuril	7.9	120	40	35	45	1.9	$5.0 \times 10^{10}$	Fujii and Satake (2008)
l	13/01/2007	Kuril	8.0	130	30	-	37	6.4	$4.0 \times 10^{10}$	Tanioka et al. (2008)

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 世界の海洋プレート内地震

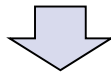
### ■世界の海洋プレート内地震 まとめと地震動評価への反映

#### ○沈み込んだ海洋プレート内地震

・Seno and Yamanaka(1998)から、カムチャツカ(Kamchatka)、千島(Kuril)と東北地方の太平洋プレートは島弧の応力パターン、プレートの年代が比較的似ている。



・Seno and Yoshida(2004)では、海洋プレートと島弧に働く応力の関係から、規模の大きな海洋プレート内地震が発生しているのは、スマトラ、マニラ、北海道等である。東北地方は大規模な地震が発生していない地域となっている。

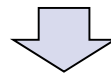


#### 【地震動評価への反映】

・東北地方では大規模な海洋プレート内地震は発生していないが、念のために、北海道で発生した2つの大地震(1993年釧路沖地震(M7.5)、1994年北海道東方沖地震(M8.2))と類似タイプの大地震を東北地方に想定した場合の地震動評価を行う。

#### ○沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズ地震)

・海溝軸付近の海洋プレート浅部でM8クラスの正断層型の地震が発生。1933年三陸沖の地震が最大規模の地震。



#### 【地震動評価への反映】

・1933年三陸沖の地震に、さらに不確かさを考慮した場合の地震動評価を行う。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

地震タイプとその特徴の整理

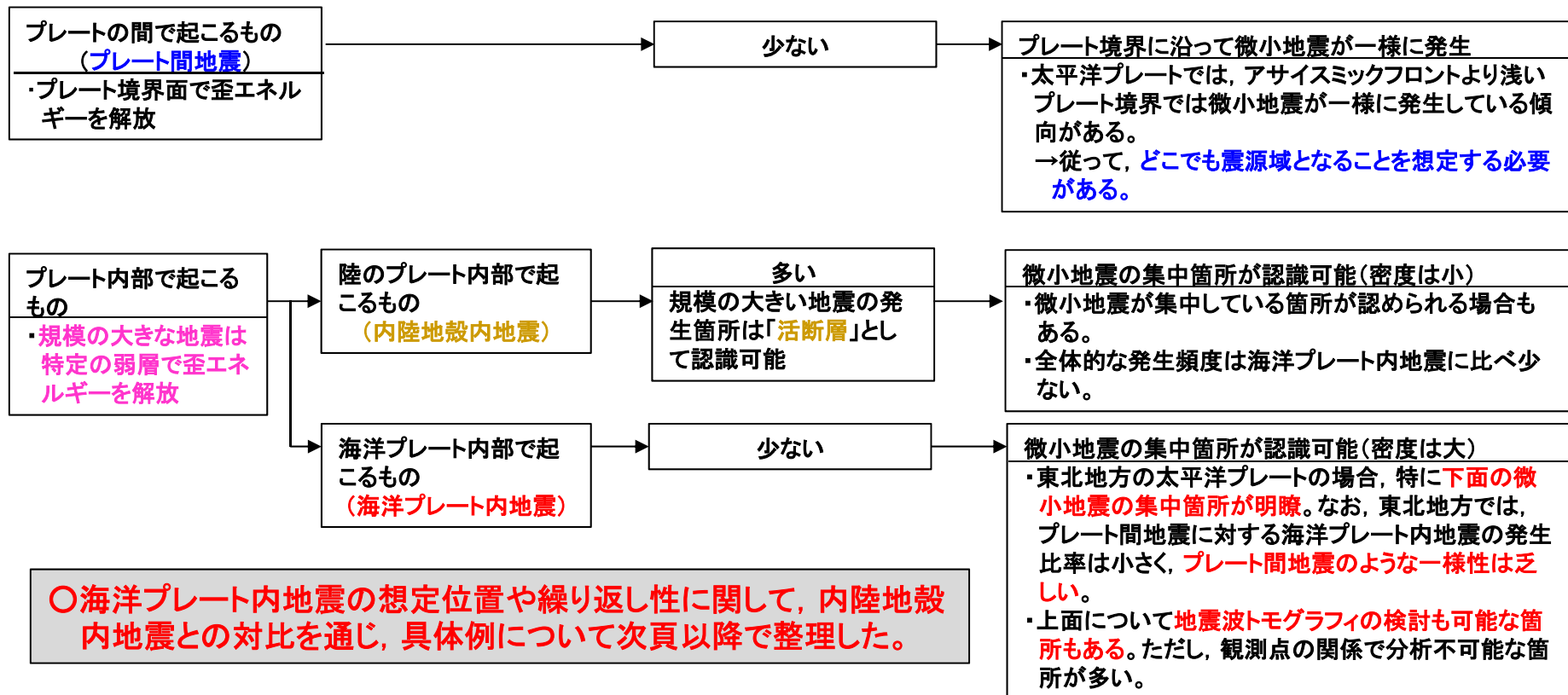
【海洋プレート内地震の特徴(プレート間地震, 内陸地殻内地震との比較)】

- ①海洋プレート内地震は内陸地殻内地震と同様にプレート内部の弱層で発生する地震であり, 東北地方では微小地震の分布はプレート間地震のように一様に分布している訳ではなく, **海洋プレート内地震の発生が集中する箇所**の識別が可能。従って, タイプによって想定位置の特定は可能。しかし, **沖合いなど観測の精度が落ちる箇所もあり, 観測の精度に応じたより保守的な評価が必要。**
- ②また, 内陸地殻内地震と比べ, 海洋プレート内地震の場合, **変動地形学・地質学的データ**による評価が難しいため, **この点からもより保守的な評価が必要。**例えば, 活断層からは地震規模の推定が可能であるが, 海洋プレート内地震の場合, **直接的な地震規模の推定は困難なため, 保守的評価が必要。**

【地震のタイプとその特徴】

【変動地形学・地質学的データ】

【地球物理学的データ】  
(特に微小地震による検討)



2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
海洋プレート内地震の知見の整理

■地震の発生メカニズム

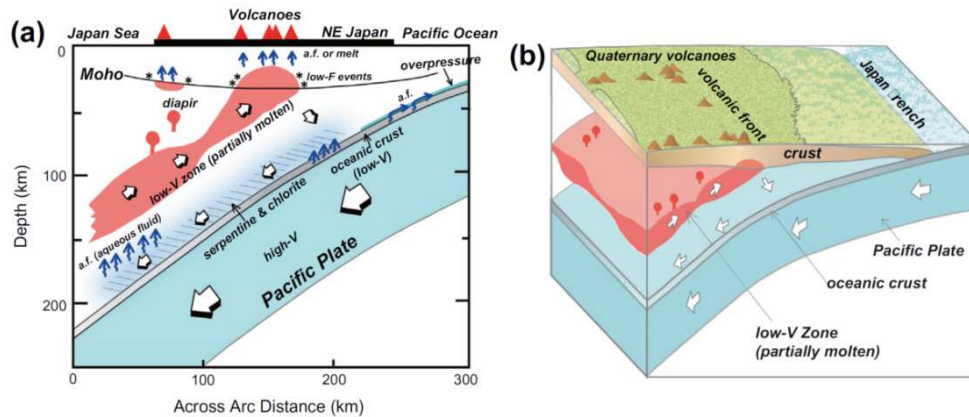
【長谷川ほか(2012)による知見】

・①プレート間地震, ②海洋プレート内地震, ③内陸地殻内地震の3つのタイプの地震のいずれも, その発生には, 地殻流体\*がきわめて重要な役割を果たしている。  
\*地殻流体: 地殻の流体(マグマ及び水)のみでなく, 上部マントル内の流体も含めて, 地殻流体と呼ぶ。

〈内陸地殻内地震の地震発生モデル〉

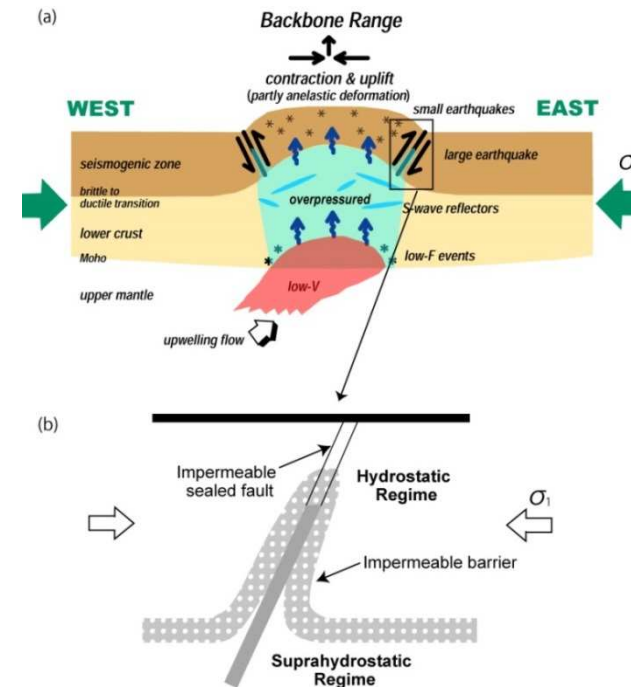
- ① マントルウェッジから上昇してきた地殻流体が下部地殻を弱化する。
- ② そのため局所的に短縮変形し, 直上の上部地殻に応力が集中する。
- ③ 地殻流体は, 既存断層に沿って上部地殻に上昇, ある深さでシーリングされる。
- ④ やがて過剰間隙流体圧となり, 断層強度が低下。
- ⑤ 応力が断層強度に達し, 地震発生。  
⇒ 過剰間隙流体圧により地震発生。

・マントルウェッジからの上昇流及び断層帯に沿う顕著な地震波低速度域が地震波トモグラフィからイメージされている。  
・精度のよい地震波トモグラフィのためには**稠密な地震観測網が必要**。



プレート沈み込みに伴うマントルウェッジ内二次対流と島弧地殻への水の輸送経路図 (長谷川ほか(2012))

内陸地殻内地震は, 断層面(弱層面)が「過剰間隙流体圧による断層強度の低下」を来たして地震発生に至ると考えられている。



東北地方における島弧地殻の変形と内陸地震の発生過程を示すモデル(長谷川ほか(2012))

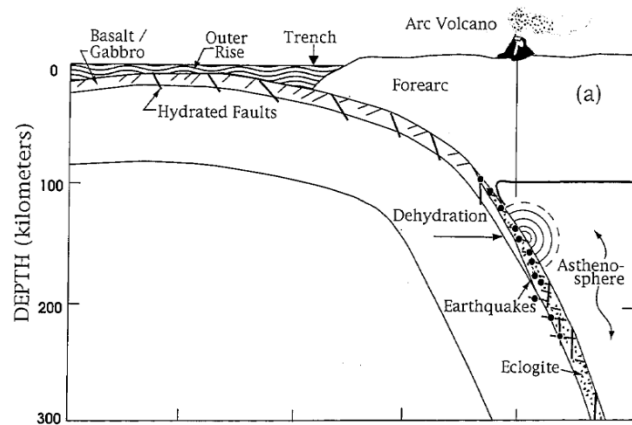
## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 海洋プレート内地震の知見の整理

### ■ 海洋プレート内地震の発生メカニズムの概要

【中島ほか(2011), 長谷川ほか(2010, 2012)による知見】  
・「**脱水脆性化**」が、断層強度を下げて海洋プレート内地震を発生させる有力なメカニズムと考えられている。

#### ○ 脱水脆性化による地震発生メカニズム

- (1) **アウターライズでの正断層運動によってプレート内に水が取り込まれ、含水化した断層面を形成。**
- (2) プレートの沈み込みに伴う温度・圧力の上昇によって脱水分解反応が起こり、断層面に高間隙圧水を供給。
- (3) 断層面での有効法線応力が低下し、面の強度が著しく低下し、地震発生。



プレートのベンディングによる海溝-アウターライズにおける正断層型地震の発生と海洋プレート内地震としての再活動[Kirby et al.(1996)]

海洋プレート内地震は海洋プレート内の至るところで起こるわけではなく、**海洋プレートのうち含水鉱物が存在する領域でのみ発生することが期待される。**

[長谷川ほか(2010, 2012)]

・4.7地震の断層面は、海洋プレートマントル内の地震波低速度域に位置していることから、含水化した既存断層の再活動であったと推定される。

・1993年釧路沖地震、2003年宮城県沖の地震の断層面も低速度域に対応。

[中島ほか(2011), Nakajima et al.(2011)]

・沈み込んだ海洋プレート内地震が発生するような深さでは、**法線応力が非常に大きく、海洋プレート内地震が発生するためには、これを超えるせん断力が必要となるが、それは現実的ではない。**

・そうすると、強度を下げる何らかのメカニズムが必要となるが、**脱水脆性化による強度低下が有力なメカニズムとして考えられる。**

・脱水脆性化を起こすには水の供給が必要であり、**アウターライズの断層面に沿ってもたらされていると考えられる。**

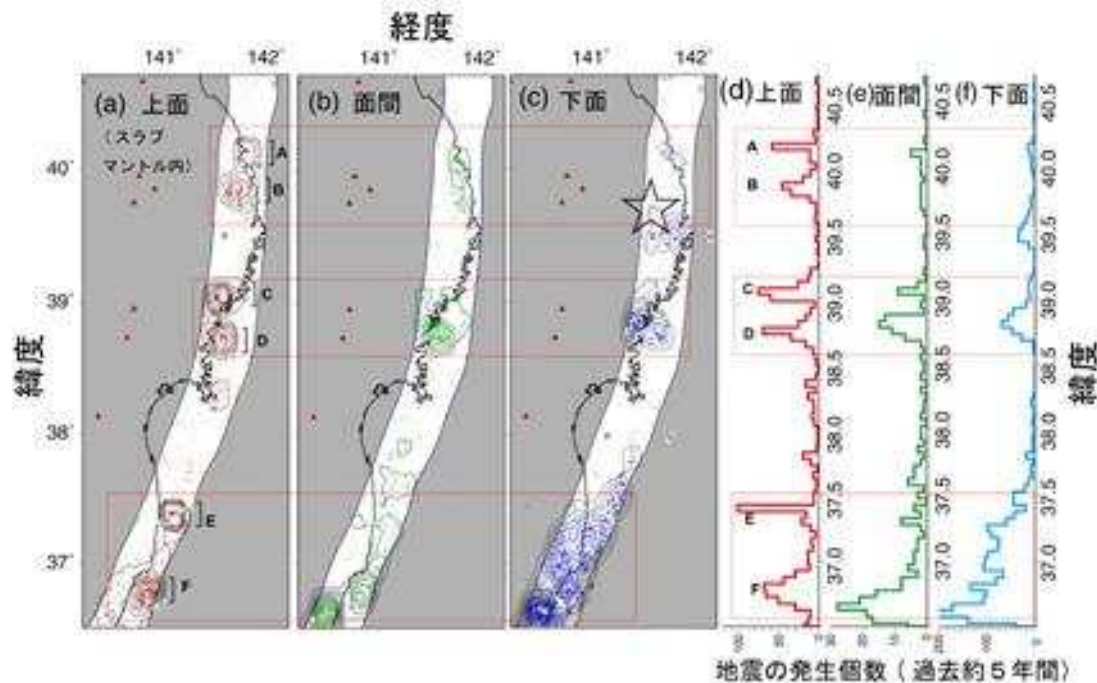
⇒ **内陸地殻内地震の断層面(弱層面)強度低下と同様の現象**

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 海洋プレート内地震の知見の整理

### ■海洋プレート内地震の発生メカニズム 微小地震活動とM6～M7クラスの地震の対応

#### 【東北大学(2008):2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8)】

- ・今回の地震は、過去に定常的な下面地震の地震活動があった地域に発生している。
- ・また、過去の当センターによる研究により、東北地方下の太平洋プレート内における二重深発地震面・上面地震の活動と、二重深発地震面・上面下面間(=面間)の活動と、下面の地震活動の空間分布は、対応関係があることが指摘されていた。今回の地震の場所は、まさにその対応関係が見られる場所で発生している。
- ・太平洋プレート表面の深さが45-65kmの付近(東北地方の海岸線付近)の下面の地震活動の空間分布と発生個数のグラフをみると(図の(c), (f)), 今回の地震は、周辺と比べて元々地震活動が多い場所で発生していることがわかる。
- ・図(a)の地震群C, Dも、地震群Bと同様、大きな過去のスラブ内地震(2003年のM7.1宮城地震)の余震域にあたる。



- ・上面、面間地震の活動と下面の地震活動の空間分布は対応関係があり、この対応している領域で2003年宮城県沖の地震(M7.1), 2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)が発生している。
- ・ただし、このような地震活動の分析は観測精度の問題から比較的地震観測点に近い沿岸付近の領域に限定される。

(a)上面下部, (b)面間及び(c)下面の地震の震央分布(東北大学(2008))

A~Eは上面下部に見られる顕著な地震クラスターを示す。(d)上面下部、(e)面間及び(f)下面の地震の緯度別頻度分布。



2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

海洋プレート内地震の知見の整理

■まとめ

- ・海洋プレート内地震の発生の有力なメカニズムとしては脱水脆性化が考えられており、規模の大きい海洋プレート内地震は海洋プレート内の至るところで起こるわけではなく、アウターライズにおいて形成された含水鉱物が存在する領域で発生すると考えられる。このような領域は低速度域として認識される。
- ・比較的陸側に近く、観測精度が高い沿岸付近での微小地震のデータを用いた地震波トモグラフィにより含水されている領域が低速度域として認識可能になってきている。4.7地震はそのような低速度域で発生した地震であった。
- ・一方、観測点の関係で比較的海溝寄りの領域では地震波トモグラフィ等の分析の精度が低い箇所が多く、海溝寄りに想定する海洋プレート内地震の発生位置は保守的に評価する必要がある。
- ・断層面(弱面)の強度低下が地震発生の誘引となることについては、内陸地殻内地震、海洋プレート内地震とも共通している(海洋プレート内地震だけが特別なものではない)。

内陸地殻内地震と海洋プレート内地震の比較

	内陸地殻内地震	海洋プレート内地震
断層面の強度低下のメカニズム	○ (過剰間隙流体)	○ (脱水脆性化)
微小地震の集中箇所の認識の可能性	△ (歪集中帯などでは顕著)	○(陸側近くは精度が良い) △(海溝寄りには精度が悪い)
地震波トモグラフィによる低速度域と震源断層の対応	○	○(陸側近くは精度が良い) ×(海溝寄りには精度が悪い)

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■検討対象地震 4.7型地震の検討ケース

- ・4.7地震の発生を踏まえ、二重深発地震の上面の地震として4.7地震を考慮し、各検討ケースを設定する。
- ・また、補足検討ケースにより、4.7地震は発生位置と傾斜角の関係から敷地に与える影響の大きい地震であったこと、また、検討ケース2のM7.5の断層モデルが地震調査研究推進本部(2017)に基づき設定した場合に比べ敷地に与える影響が大きいことを確認する。

検討ケース	断層モデルの設定条件						評価方法	備考
	地震規模	断層の位置	破壊開始点	SMGAの位置	短周期レベル(応力降下量)	傾斜角		
検討ケース1 4.7地震	M7.2	地震発生箇所(海洋性マントル内)	シミュレーション位置	シミュレーション位置	4.7地震の短周期レベル	37°	簡易評価(観測記録)断層モデルによる評価	4.7地震の短周期レベルは上面の地震として東北地方最大
検討ケース2 地震規模の検討	M7.5	地震発生箇所をベースに北側に拡張	破壊の伝播方向が敷地に向うように配置	拡張側は断層上端	4.7地震の短周期レベル相当※	37°	断層モデルによる評価	地震規模(M)の設定に間接的な知見を反映
検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討	M7.5	海洋地殻上端に配置	破壊の伝播方向が敷地に向うように配置	断層上端	地震調査研究推進本部(2017)の短周期レベル	37°	断層モデルによる評価	モデルの設定は地震調査研究推進本部(2017)による
(補足検討ケース1-1) 断層の想定位置の検討	M7.2	地震発生箇所、敷地直下等複数	シミュレーション位置	シミュレーション位置	4.7地震の短周期レベル	37°	断層モデルによる評価	4.7地震の発生位置が敷地に対して影響が大きいことを確認
(補足検討ケース1-2) 断層の傾斜角の検討	M7.2	地震発生箇所をベースに傾斜角を複数	シミュレーション位置	シミュレーション位置	4.7地震の短周期レベル	37° ±15° ±30°	断層モデルによる評価	同上(傾斜角の影響は小さいことを確認)
(補足検討ケース2) 地震調査研究推進本部(2017)による検討	M7.5	地震発生箇所をベースに北側に拡張	破壊の伝播方向が敷地に向うように配置	断層上端	4.7地震の短周期レベル相当※	37°	断層モデルによる評価をベースにした簡易評価	検討ケース2が地震調査研究推進本部(2017)による評価に比べ保守的であることを確認。

■: 検討ケース1から変更した設定条件

※4.7地震の地震モーメント $M_0$ —短周期レベルAの関係相当の短周期レベルを考慮する。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■各検討ケースの主な断層パラメータ

検討ケース	地震規模M (Mw)	M <sub>0</sub> (Nm)	断層面積 (km <sup>2</sup> )	傾斜角 (°)	短周期レベル (Nm/s <sup>2</sup> )	SMGA面積 (km <sup>2</sup> )	SMGA応力降下量 Δσ (MPa)
検討ケース1 4.7地震	M7.2 (7.1 <sup>※2</sup> )	4.74E+19 <sup>※1</sup>	180	37	1.16E+20 <sup>※3</sup>	72	120.3
検討ケース2 地震規模の検討	M7.5 (7.4 <sup>※4</sup> )	1.58E+20 <sup>※5</sup>	402	37	1.72E+20 <sup>※6</sup>	161	119.6
検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討	M7.5 (7.4 <sup>※4</sup> )	1.58E+20 <sup>※5</sup>	858	37	1.15E+20 <sup>※7</sup>	170	77.6

※1:4.7地震のF-netの値, ※2:Mw=(logM<sub>0</sub>-9.1)/1.5, ※3:原田・釜江(2011)での短周期レベル

※4:4.7地震のMとMwの関係を基に設定, ※5:M<sub>0</sub>=10<sup>(1.5Mw+9.1)</sup>

※6:地震調査研究推進本部(2017)の短周期レベルA=9.84×10<sup>10</sup>×(M<sub>0</sub>×10<sup>7</sup>)<sup>1/3</sup>の1.5倍,  
4.7地震の地震モーメントM<sub>0</sub>—短周期レベルAの関係相当の短周期レベル。

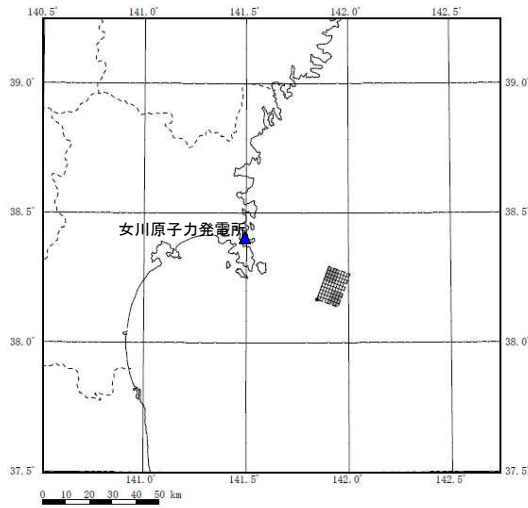
※7:地震調査研究推進本部(2017)の短周期レベルA=9.84×10<sup>10</sup>×(M<sub>0</sub>×10<sup>7</sup>)<sup>1/3</sup>

■断層モデルを用いた手法による地震動評価

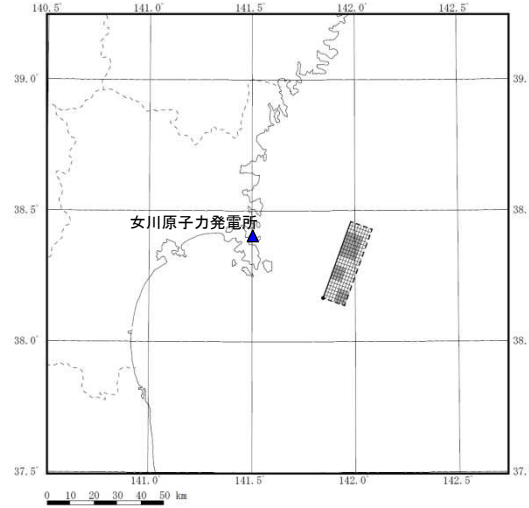
・4.7地震の敷地での観測記録のシミュレーション解析を統計的グリーン関数法により行い、観測記録との整合性を確認していることから、統計的グリーン関数法により地震動評価を行う。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

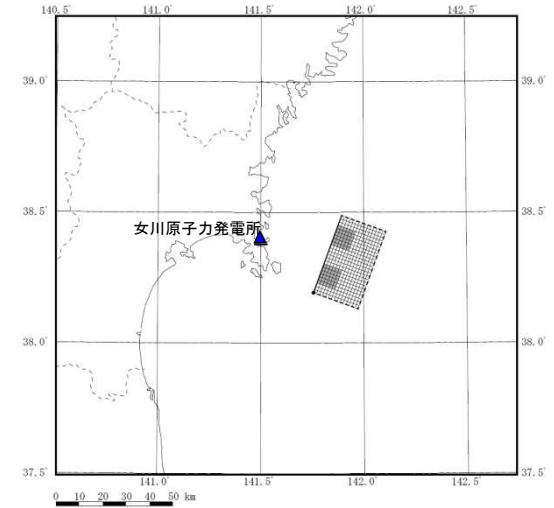
■各検討ケースの断層モデルの概要



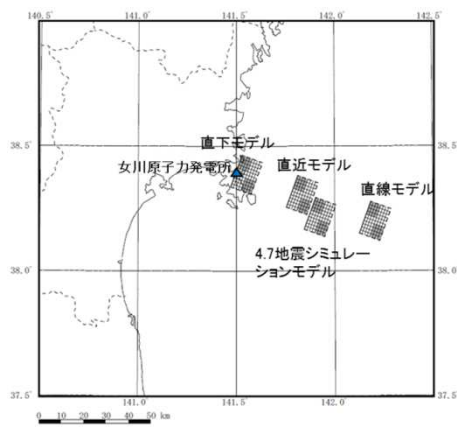
検討ケース1 4.7地震シミュレーションモデル



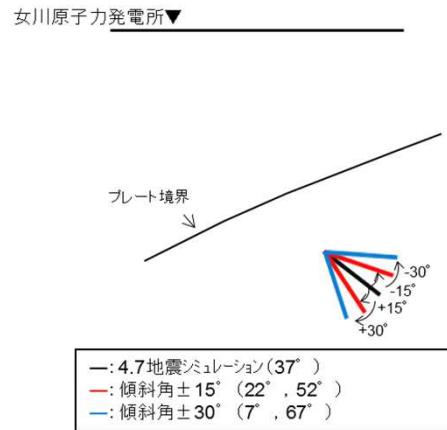
検討ケース2 地震規模の検討



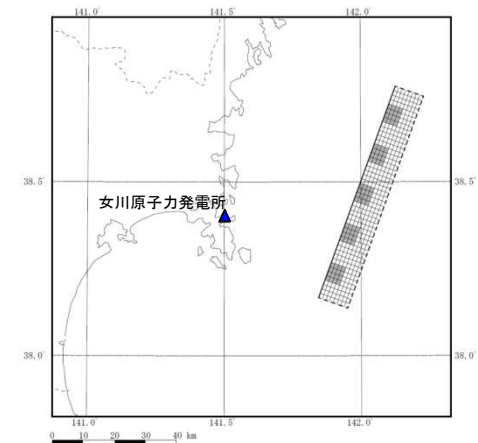
検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討



補足検討ケース1-1 断層の想定位置の検討



補足検討ケース1-2 断層の傾斜角の検討

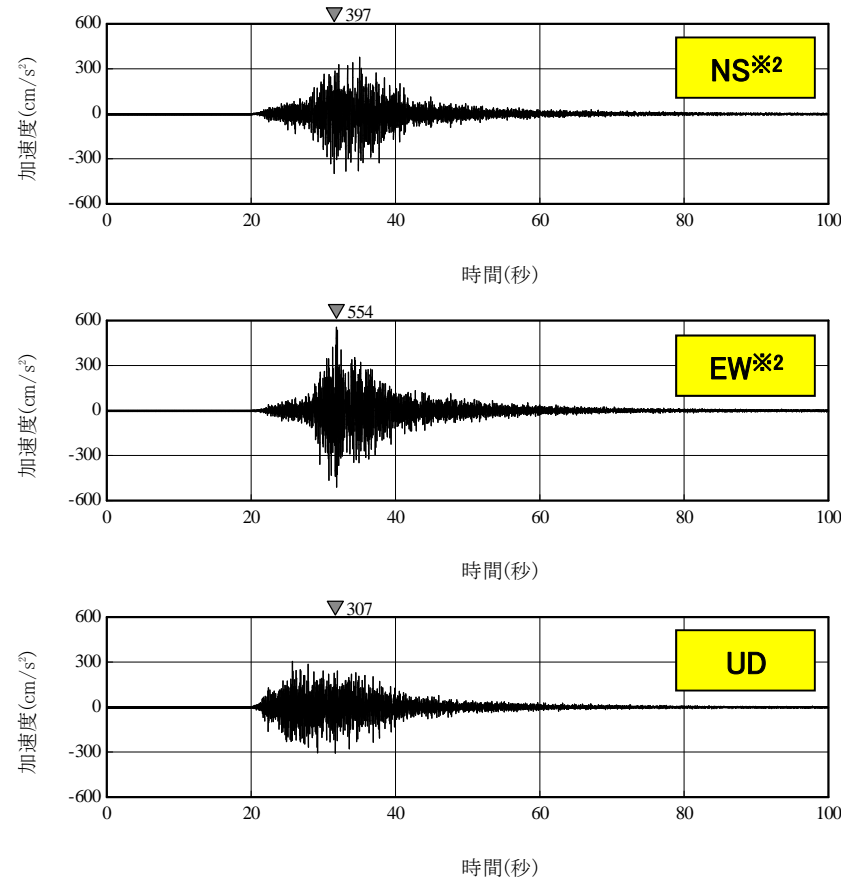


補足検討ケース2 地震調査研究推進本部(2017)による検討

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■ 検討ケース1 (M7.2)の簡易評価 <加速度時刻歴波形>

・簡易評価: 4.7地震(M7.2)のはぎとり波(敷地岩盤上部(O.P. ※1-8.6m))



4.7地震の解放基盤表面(O.P.-8.6m)における観測記録のはぎとり波

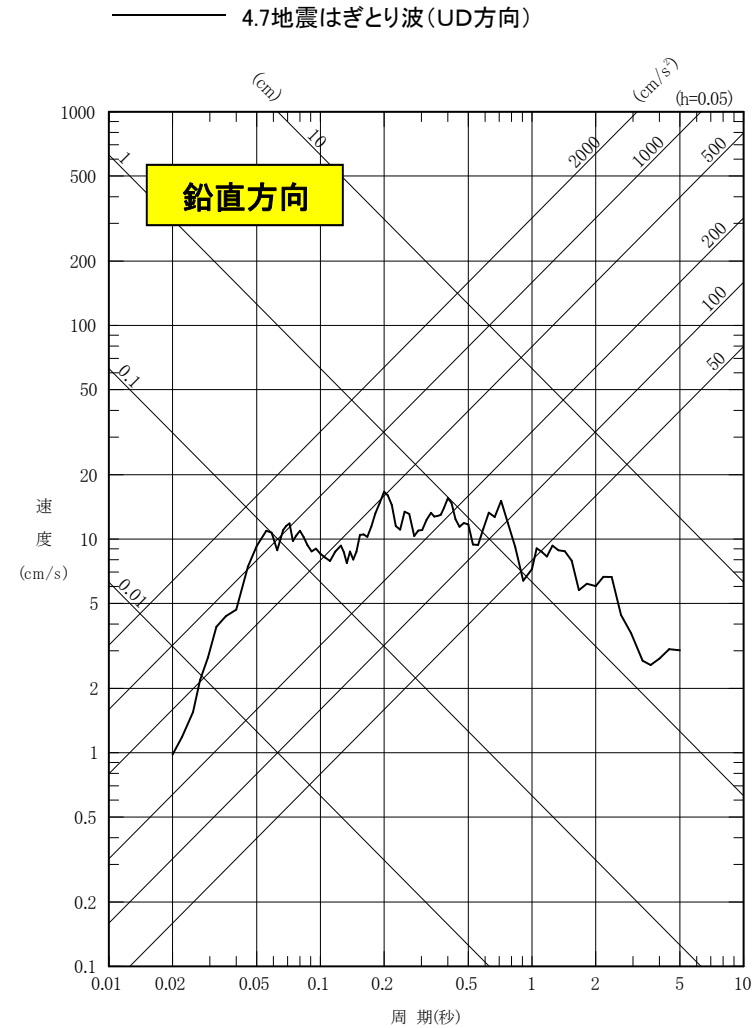
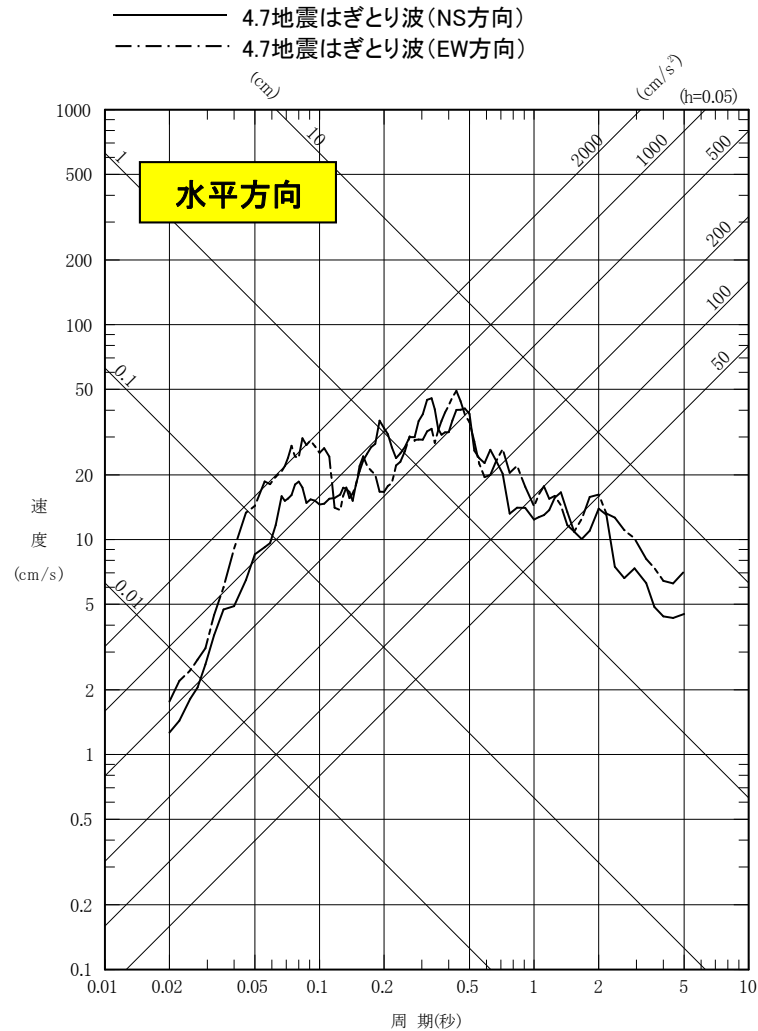
※1: O.P.は女川原子力発電所工事用基準面(Onagawa peil)であり, O.P.±0m = T.P.(東京湾平均海面)-0.74m。

※2: NS,EWは, プラントノースを基準として記載している。プラントノースは真北に対し, 反時計回りに38.909° の方向。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■ 検討ケース1 (M7.2)の簡易評価 <応答スペクトル>

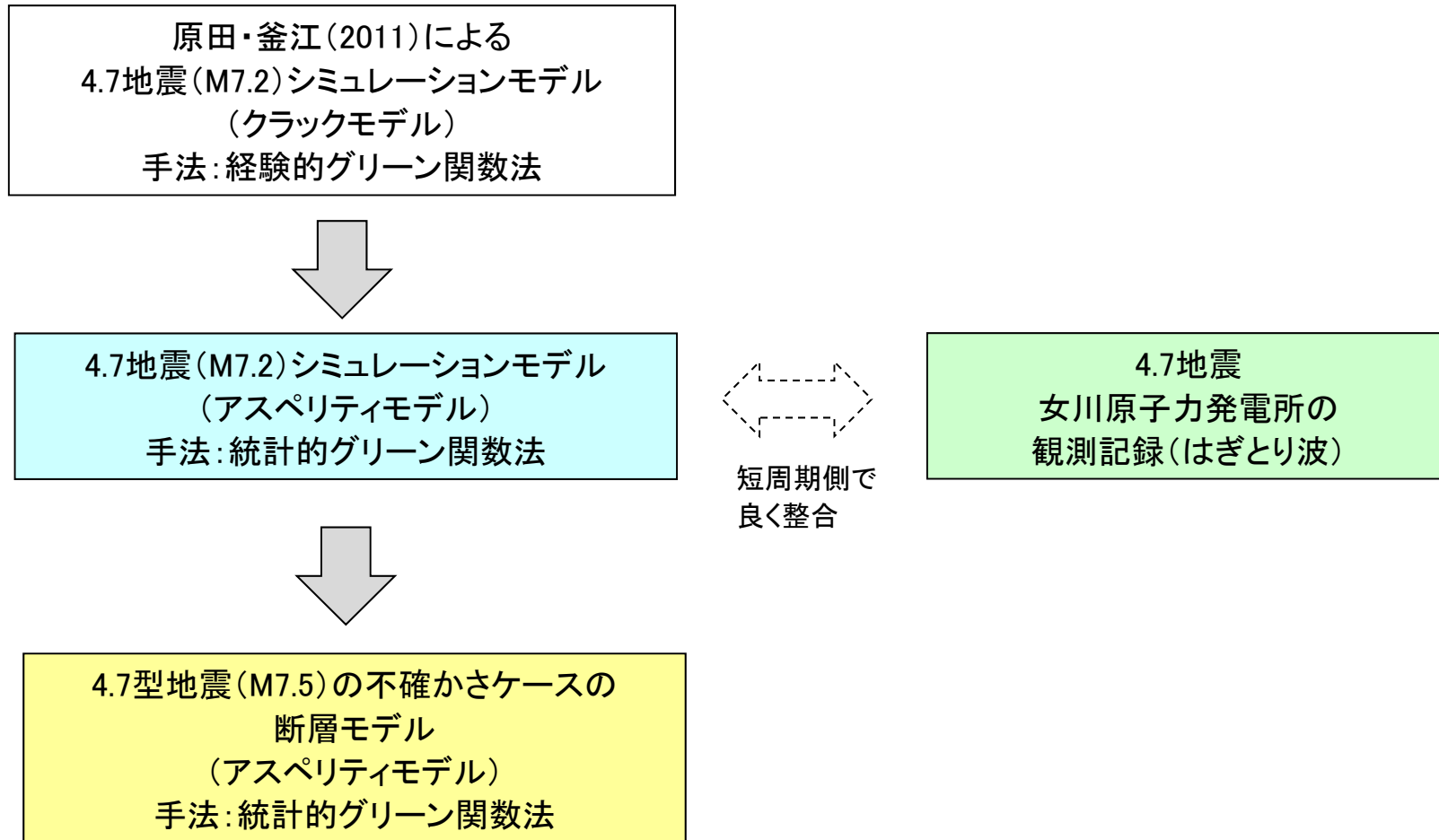
・簡易評価: 4.7地震 (M7.2) のはぎとり波 (敷地岩盤上部 (O.P.-8.6m))



## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

### ■4.7地震のシミュレーションモデルの検討

- ・4.7地震(2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2))の敷地での観測記録(はぎとり波)と適合性がよいシミュレーションモデル(断層モデル)の検討を行った。



2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

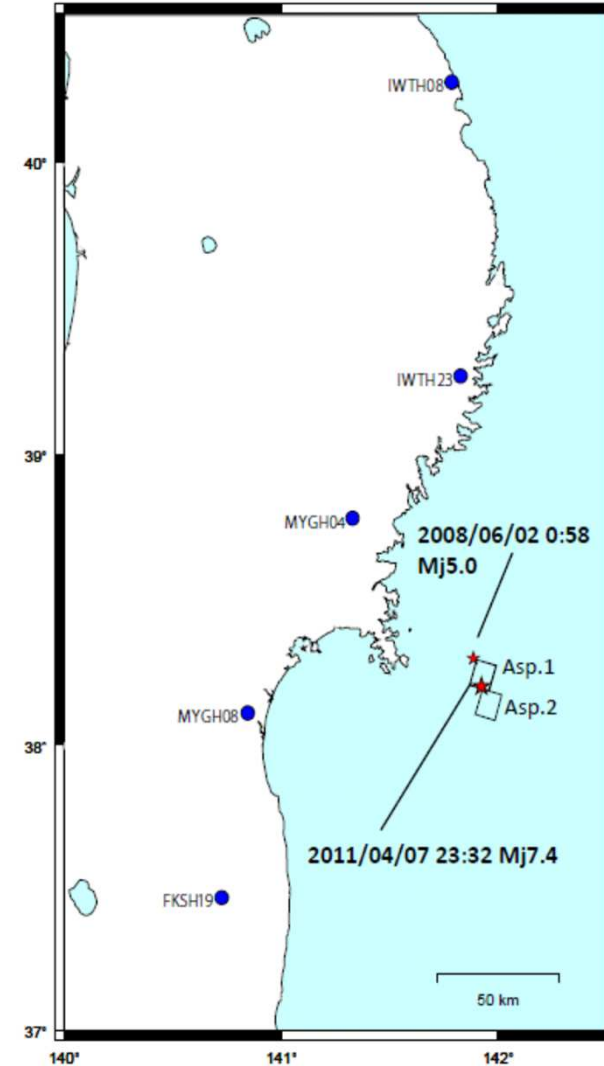
■原田・釜江(2011)の概要

- ・KiK-net観測点の記録を使用し, 経験的グリーン関数法によるアスペリティのみでのモデル化(クラックモデル)を行っている。
- ・震源モデルは, 北側と南側にアスペリティを設定し, バイラテラルな破壊過程を考えることにより, 震源の北側の観測点(IWTH23やMYGH04)で見られる指向性パルスや継続時間が再現されているとしている。
- ・ただし, 合成が過大となる観測点もあり, 詳細な検討が必要であるとしている。

要素地震の諸元

Origin Time*	(JST)	2008/6/2 0:58
Latitude*	(deg.)	38.300
Longitude*	(deg.)	141.883
Depth*	(km)	50.0
Mj*		5.0
Mo**	(N・m)	$1.46 \times 10^{16}$
$\Delta\sigma$	(MPa)	7.1
$f_c$	(Hz)	1.5
Strike/dip/rake**	(deg.)	20/75/87 212/16/101

\*気象庁, \*\*F-net



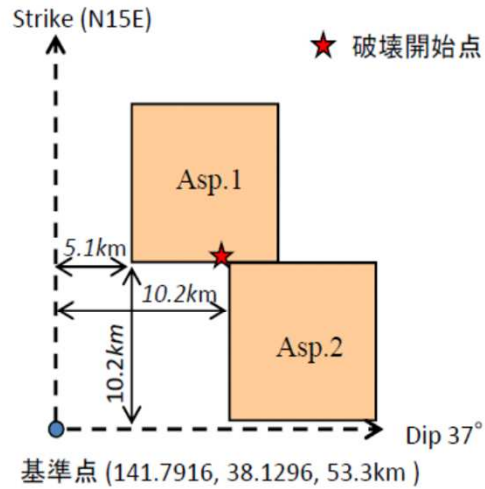
本震及び要素地震の震央位置及びアスペリティの位置



2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■原田・釜江(2011)の震源パラメータ

原田・釜江モデルの震源パラメータ

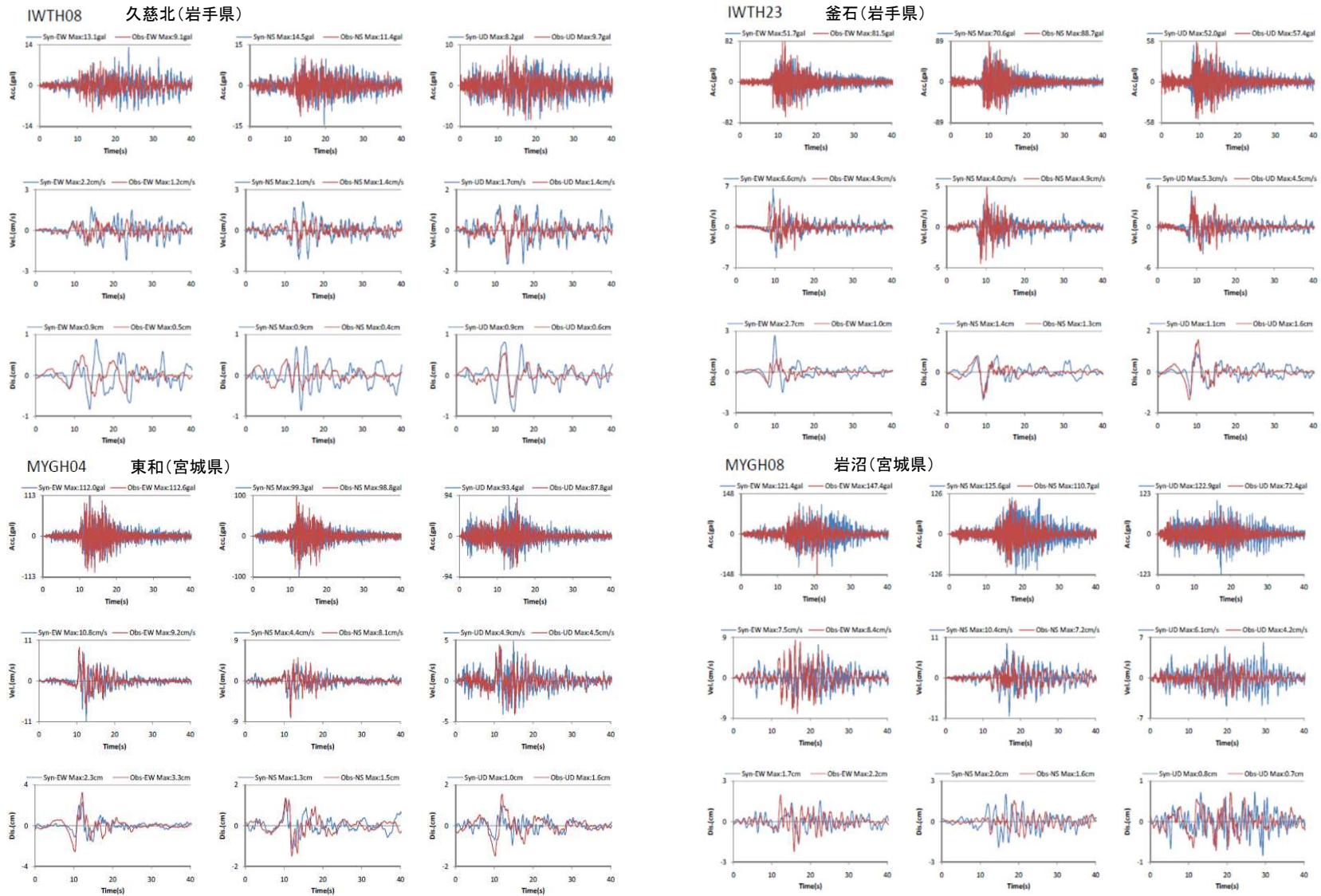


アスペリティが2つからなる震源モデル

		Asp1	Asp2
走向	(°)	15	15
傾斜角	(°)	37	37
面積	(km <sup>2</sup> )	10.2 × 10.2	10.2 × 10.2
地震モーメント	(N・m)	3.2 × 10 <sup>19</sup>	3.2 × 10 <sup>19</sup>
応力降下量	(MPa)	70.6	70.6
ライズタイム	(s)	0.6	0.6
破壊開始時間	(s)	0.0	0.0
経験的グリーン関数 として用いた地震		2008/06/ 02 00:58 M5.0	2008/06/ 02 00:58 M5.0

(原田・釜江(2011)を一部修正)

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4. 7型地震

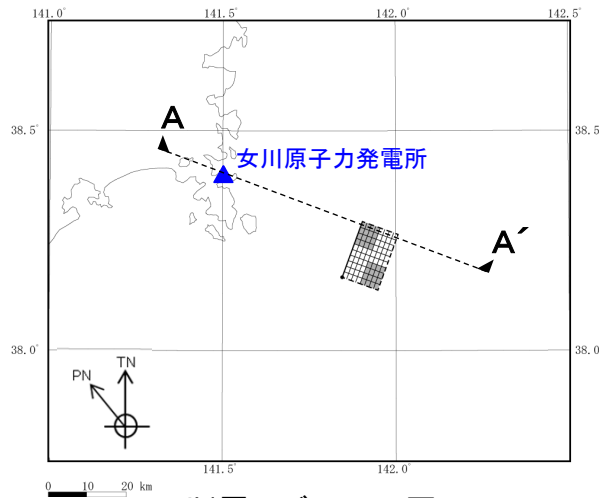


KiK-net観測点の観測波形(赤線)とシミュレーション結果(青線) (原田・釜江(2011)に一部加筆)

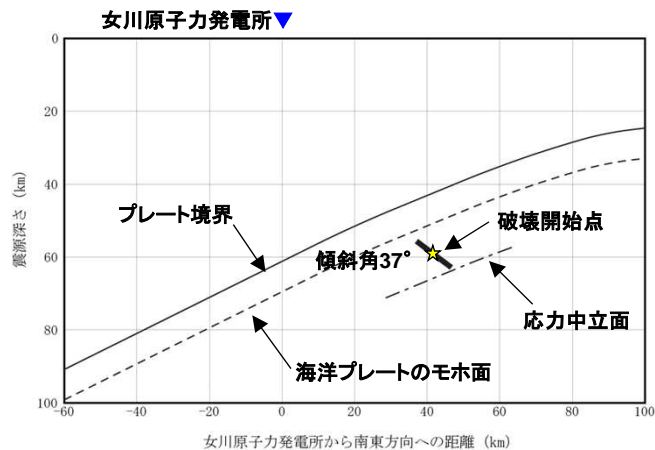
## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

### ■ 検討ケース1 4.7地震シミュレーションモデルの断層モデルの設定

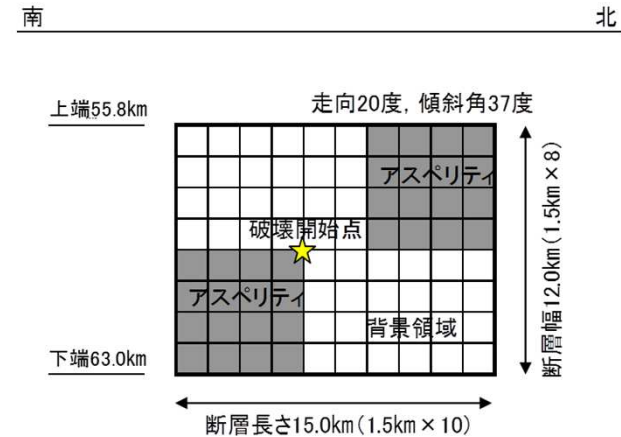
- ・原田・釜江(2011)のクラックモデルを参考に、アスペリティ※1と背景領域を持つアスペリティモデルを新たに設定。
- ・4.7地震のシミュレーションモデルは、サイトに対しディレクティビティ効果が厳しい位置となっている。



断層モデル平面図



A-A'断面図



展開図

#### 断層位置の設定の考え方

- ①4.7地震シミュレーションモデルの基準となる位置を原田・釜江(2011)の破壊開始点とする。
- ②アスペリティの個数, 配置を原田・釜江(2011)を参考に設定。
- ③断層モデルの傾斜角は原田・釜江(2011)と同様に設定し, 断層の上端は, 海洋プレートモホ面付近とし, 下端はプレートの応力中立面付近に設定。

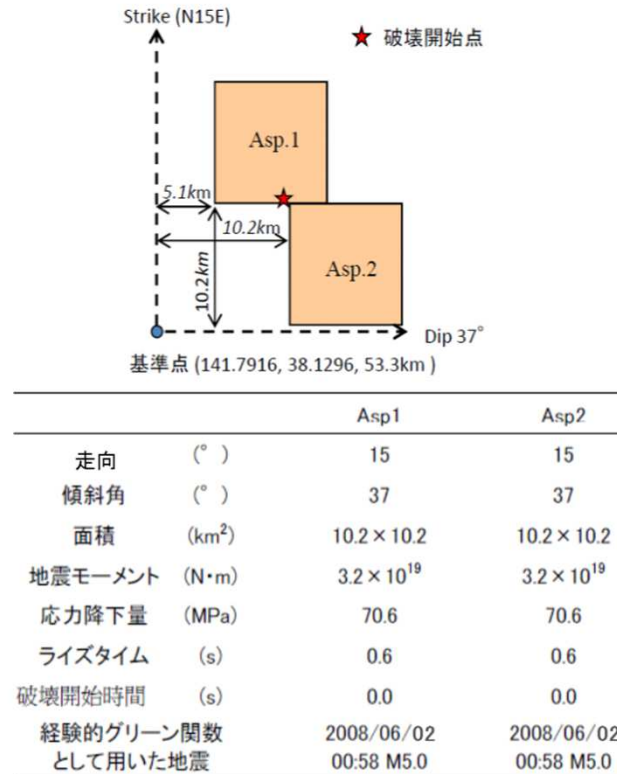
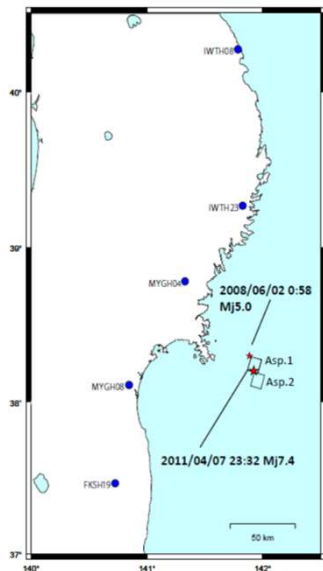
※1: アスペリティを強震動生成域 (SMGA) という。

※2: 断層付近のプレート傾斜角 (J-SHIS(2014)) は23° 程度であり, プレートに対する断層の傾斜角は37° + 23° = 60° となる。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■シミュレーションモデルの短周期レベル

- ・4.7地震シミュレーションモデルの短周期レベルは、原田・釜江(2011)の短周期レベルを参考に設定。
- ・原田・釜江(2011)の短周期レベルは、地震調査研究推進本部(2017)による海洋プレート内地震のM<sub>0</sub>-短周期レベルAの関係と比較して約1.5倍大きい。



4.7地震 短周期レベルA

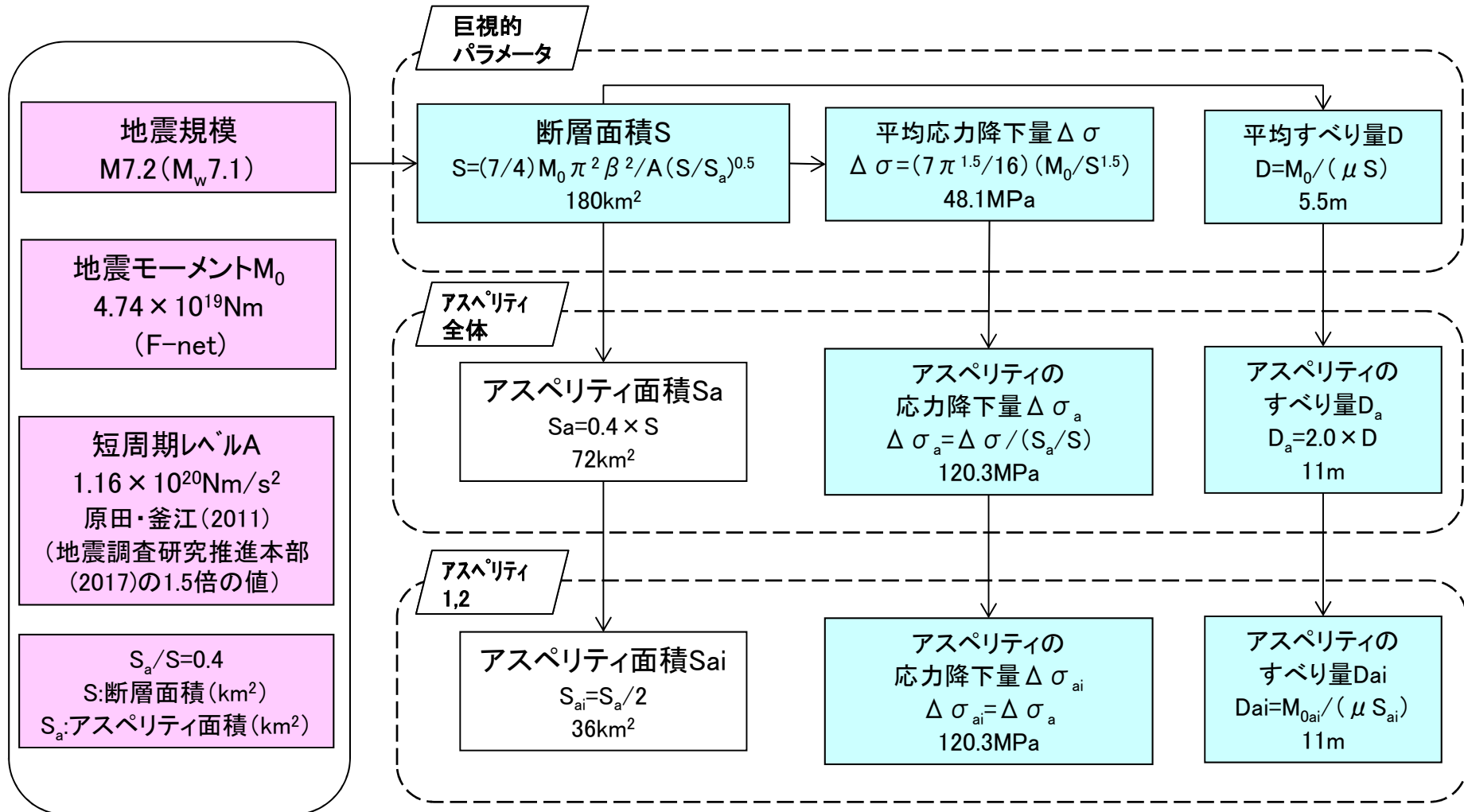
モデル	断層パラメータ	地震モーメント M <sub>0</sub> (N·m)	短周期レベルA (N·m/s <sup>2</sup> )
4.7地震 シミュレーションモデル (原田・釜江(2011))		4.74 × 10 <sup>19</sup>	1.16 × 10 <sup>20</sup>
(参考) 地震調査研究推進本部(2017)で用いている 笹谷ほか(2006)の短 周期レベルA		4.74 × 10 <sup>19</sup>	7.67 × 10 <sup>19</sup>

約1.5倍

原田・釜江(2011)の4.7地震の震源モデル

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■4.7地震シミュレーションモデルの断層パラメータの設定フロー



: 与条件の項目  
 : 地震調査研究推進本部(2017)に基づき与条件から設定

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■4.7地震シミュレーションモデルの断層パラメータの設定根拠

断層パラメータ	パラメータの設定根拠
断層面積	事前検討からアスペリティの面積比( $S_a/S$ )=0.4を採用し、理論式より設定。 なお、地震調査研究推進本部(2017)により設定した場合のアスペリティ面積と同程度となる。
断層長さ	断層面積/断層幅=断層長さ
断層幅	4.7地震震源位置(原田・釜江(2011)の破壊開始点)から上端と下端に均等に配置し、上端を海洋プレートモホ面付近、下端はプレートの応力中立面付近に設定。
断層傾斜角	原田・釜江(2011)による。東北大学(2011)の断層モデルの傾斜角と対応する。
断層の走向	東北大学(2011), 防災科学技術研究所F-netの値を参考に設定。
剛性率	$\mu = \rho \beta^2$ , 密度とS波速度は佐藤・巽(2002)による。 佐藤・巽(2002)では、この値を用いて東日本の海洋性地震(プレート境界地震, 海洋プレート内地震)のスペクトルインバージョンが行われている。
高域遮断周波数	浅野ほか(2004)による2003年宮城県沖の地震のシミュレーション解析結果と敷地の観測記録の適合性を確認した値を設定。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■ 検討ケース1 4.7地震シミュレーションモデルの断層パラメータ(その1)

断層パラメータ		設定方法	設定値
断 層 面 全 体	基準点	E(° ' ") N(° ' ")	東北大学(2011)等を参考に設定 経度141° 54' 13" 緯度 38° 17' 39"
	走向	$\theta$ (°)	東北大学(2011)等を参考に設定 20
	傾斜角	$\delta$ (°)	原田・釜江(2011)を参考に設定 37
	断層長さ	L(km)	L=S/W 15
	断層幅	W(km)	東北大学(2011)等を参考に設定 12
	断層面積	S(km <sup>2</sup> )	$S=(7/4)M_0\pi^2\beta^2/A(S/S_a)^{0.5}$ , $S_a/S=0.4$ ( $S_a/S=0.4$ は事前検討結果を踏まえ設定) 180
	断層上端深さ	h(km)	東北大学(2011)等を参考に設定 55.8
	地震モーメント	$M_0$ (Nm)	4.7地震のF-netによる値 $4.74 \times 10^{19}$
	気象庁マグニチュード	$M_J$	気象庁による 7.2
	モーメントマグニチュード	$M_w$	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ 7.1
	剛性率	$\mu$ (N/m <sup>2</sup> )	$\mu = \rho \cdot \beta^2$ , $\rho = 3.0\text{g/cm}^3$ , $\beta = 4.0\text{km/s}$ $4.80 \times 10^{10}$
	平均すべり量	D(cm)	$D=M_0/(\mu \cdot S)$ 551
	平均応力降下量	$\Delta \sigma$ (MPa)	$\Delta \sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$ 48.1
	短周期レベル	A(Nm/s <sup>2</sup> )	原田・釜江(2011)を参考に設定 $1.16 \times 10^{20}$
	破壊伝播形式	-	- 放射状
破壊伝播速度	$V_r$ (km/s)	$V_r=0.72\beta$ 2.88	
立ち上がり時間	$\tau$ (s)	原田・釜江(2011)を参考に設定 0.6	

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■ 検討ケース1 4.7地震シミュレーションモデルの断層パラメータ(その2)

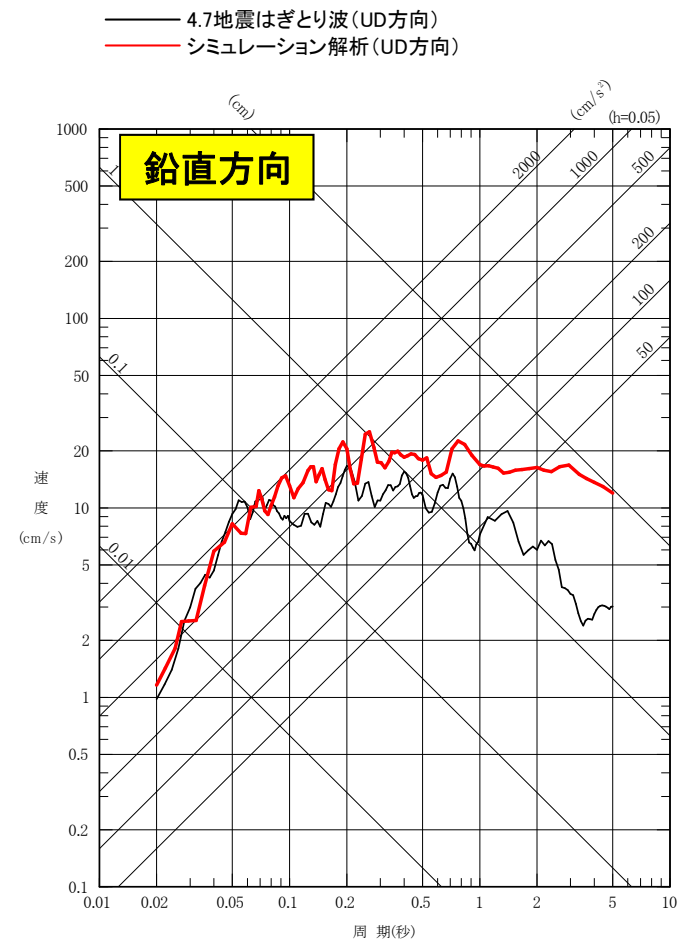
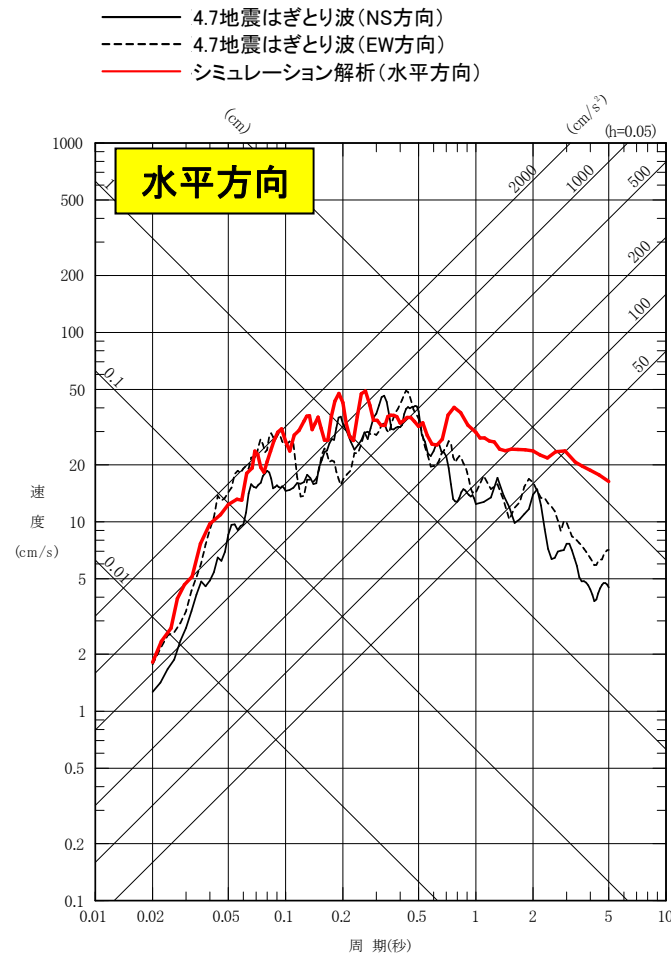
	断層パラメータ		設定方法	設定値
アスペリティ全体	地震モーメント	$M_{0a}$ (Nm)	$M_{0a} = \mu \cdot S_a \cdot D_a$	$3.79 \times 10^{19}$
	断層面積	$S_a$ (km <sup>2</sup> )	$S_a/S=0.4$	72
	平均すべり量	$D_a$ (cm)	$D_a=2 \cdot D$	1101.6
	応力降下量	$\Delta \sigma_a$ (MPa)	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma / (S_a/S), (S_a/S)=0.4$	120.3
アスペリティ1	地震モーメント	$M_{0a1}$ (Nm)	$M_{0a1} = M_{0a}/2$	$1.90 \times 10^{19}$
	断層面積	$S_{a1}$ (km <sup>2</sup> )	$S_{a1} = S_a/2$	36
	平均すべり量	$D_{a1}$ (cm)	$D_{a1} = M_{0a1} / (\mu \cdot S_{a1})$	1101.6
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a1}$ (MPa)	$\Delta \sigma_{a1} = \Delta \sigma_a$	120.3
アスペリティ2	地震モーメント	$M_{0a2}$ (Nm)	$M_{0a2} = M_{0a}/2$	$1.90 \times 10^{19}$
	断層面積	$S_{a2}$ (km <sup>2</sup> )	$S_{a2} = S_a/2$	36
	平均すべり量	$D_{a2}$ (cm)	$D_{a2} = M_{0a2} / (\mu \cdot S_{a2})$	1101.6
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a2}$ (MPa)	$\Delta \sigma_{a2} = \Delta \sigma_a$	120.3
背景領域	地震モーメント	$M_{0b}$ (Nm)	$M_{0b} = M_0 - M_{0a}$	$9.48 \times 10^{18}$
	断層面積	$S_b$ (km <sup>2</sup> )	$S_b = S - S_a$	108
	平均すべり量	$D_b$ (cm)	$D_b = M_{0b} / (\mu \cdot S_b)$	183.6
	実効応力	$\sigma_b$ (MPa)	$\sigma_b = (D_b/W_b)(\pi^{0.5}/D_a)r \cdot \sum (r_i/r)^3 \Delta \sigma_a, r = (S_a/\pi)^{0.5}$	12.7
Q値		Q	佐藤・巽(2002)	$114f^{0.92}$
高域遮断周波数		$f_{max}$ (Hz)	浅野ほか(2004)による2003年宮城県沖の地震のシミュレーション解析結果と敷地の観測記録の適合を確認した値を設定	18



2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■ 検討ケース1 4.7地震の断層モデルによる評価(シミュレーション) <応答スペクトル>

- ・応答スペクトルの比較では、周期0.1秒より短周期側では解析結果と観測記録(はぎとり波)は、良く整合している。長周期側では解析結果が大きめの結果となった。
- ・地震動シミュレーション結果は長周期が大きい等の課題は残るものの、原子力発電所において特に問題となる短周期における適合性が良いことから、施設に与える影響検討という観点からは、良好な評価と考えられる。



※放射特性係数は0.62

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

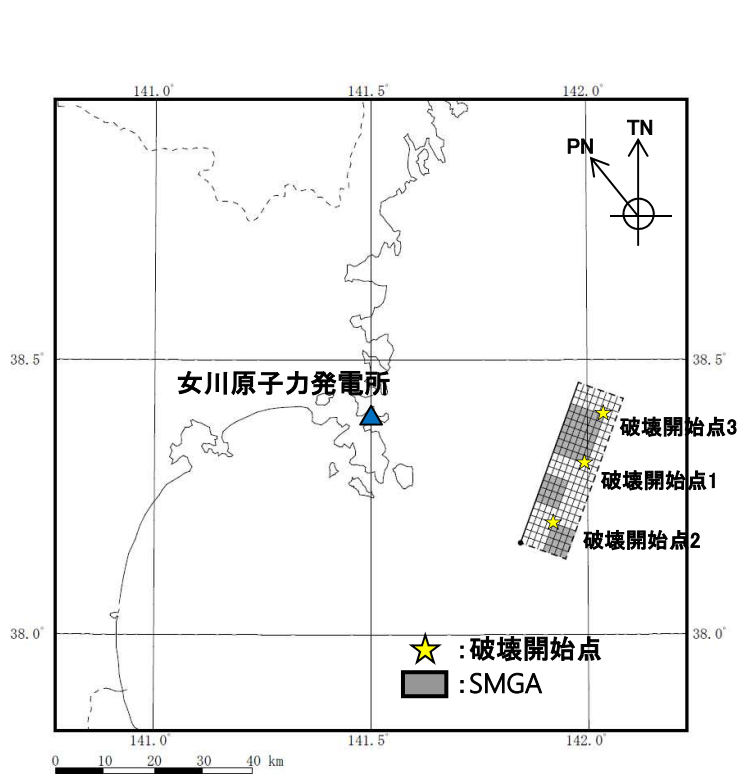
■検討ケース2 地震規模の検討

○断層モデル

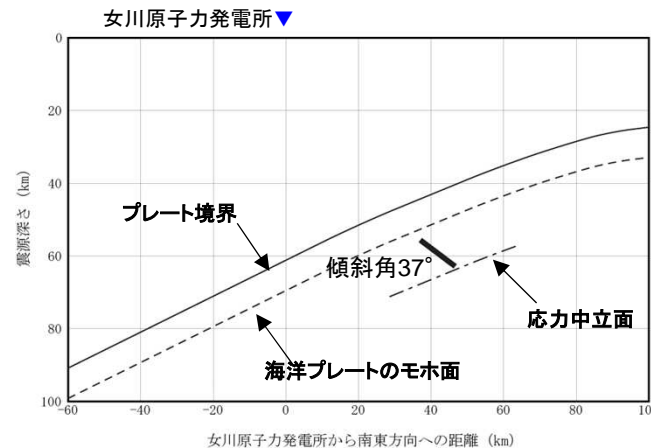
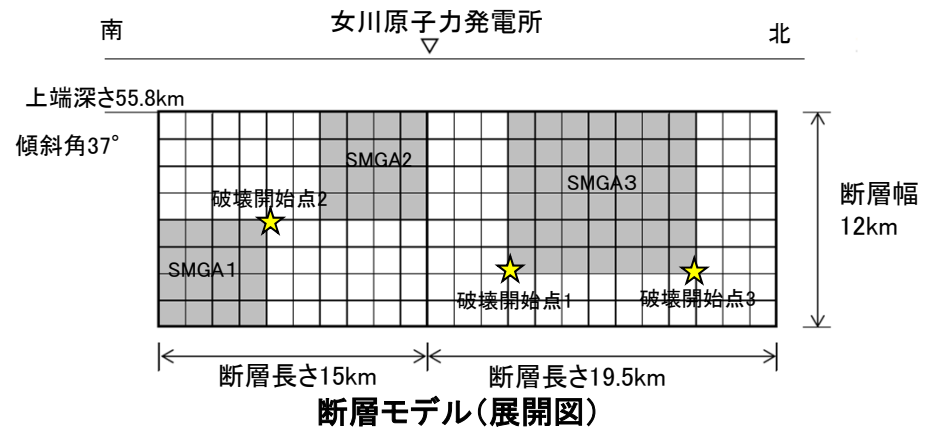
- ・検討ケース2 地震規模(M7.5)の断層モデルは, 4.7地震シミュレーションモデル(M7.2)を北側に拡張したものとして設定。
- ・断層パラメータは, 4.7地震シミュレーションモデルに基づき設定。強震動生成域(SMGA)は4.7地震モデルに加え, 拡張部分に残りのSMGAを集中して配置。破壊開始点は敷地に向かう方向に複数点設定。

○断層モデルを用いた地震動評価

- ・統計的グリーン関数法により評価。波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



断層モデル(平面図)



断面図

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■ 検討ケース2 地震規模の検討 断層パラメータ

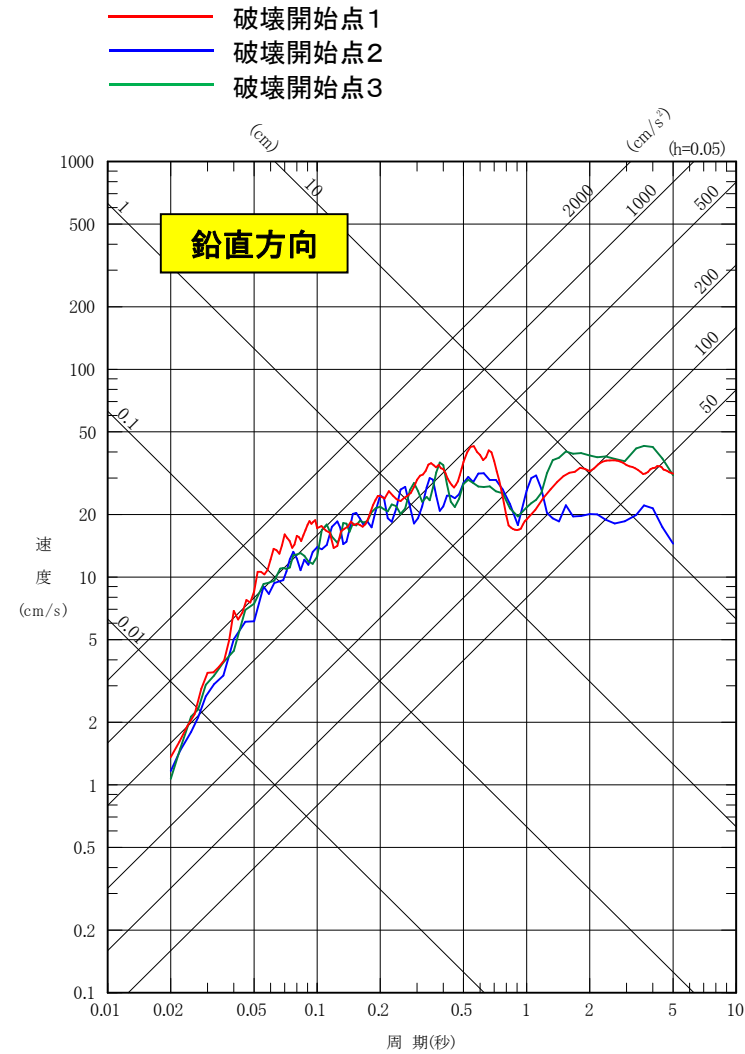
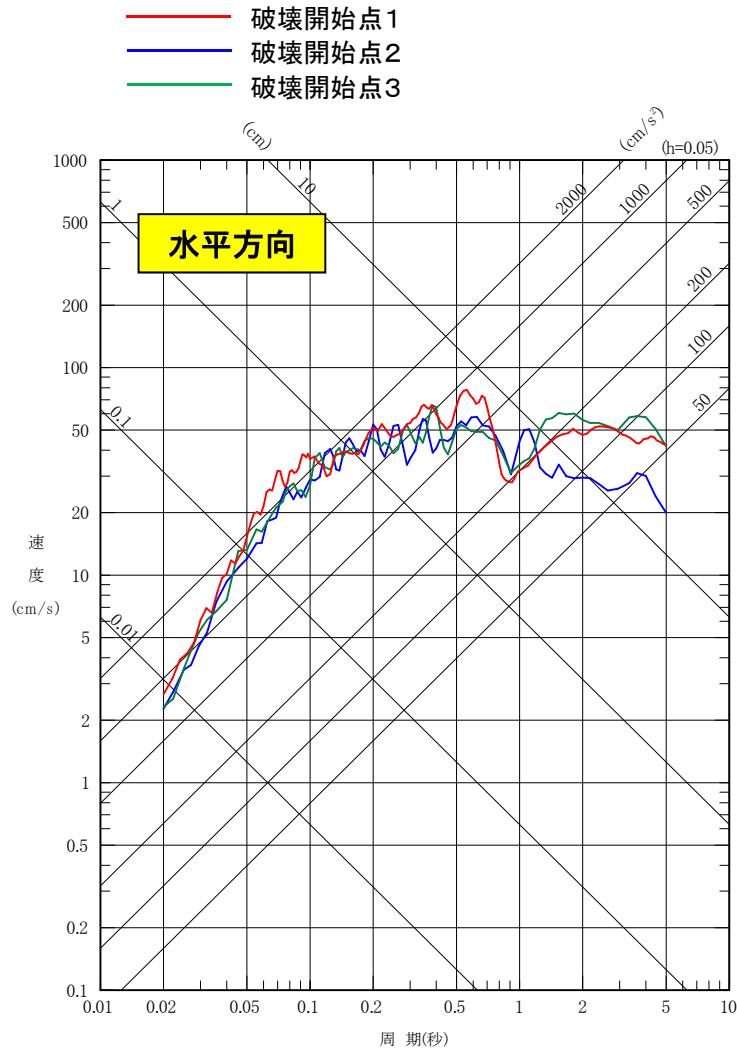
断層パラメータ		設定方法	設定値
断層面全体	気象庁 マグニチュード	$M_J$	設定条件 7.5
	モーメント マグニチュード	$M_w$	4.7地震の $M_J$ と $M_w$ の関係を基に設定 7.4
	走向	$\theta (^{\circ})$	Nakajima et al.(2011)を参考に設定 20
	傾斜角	$\delta (^{\circ})$	原田・釜江(2011) 37
	断層長さ	$L(\text{km})$	$L=S/W$ 33.5
	断層幅	$W(\text{km})$	東北大学(2011)等を参考に設定 12
	断層面積	$S(\text{km}^2)$	$S=(7/4)M_0\pi^2\beta^2/A(S/S_a)^{0.5}$ , $S_a/S=0.4$ 402
	断層上端深さ	$h(\text{km})$	東北大学(2011)等を参考に設定 55.8
	地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ $1.58 \times 10^{20}$
	剛性率	$\mu (\text{N/m}^2)$	$\mu = \rho \cdot \beta^2$ , $\rho = 3.0\text{g/cm}^3$ , $\beta = 4.0\text{km/s}$ $4.80 \times 10^{10}$
	平均すべり量	$D(\text{cm})$	$D=M_0/(\mu S)$ 821
	平均応力降下量	$\Delta \sigma (\text{MPa})$	$\Delta \sigma = (7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$ 47.8
	短周期レベル	$A(\text{Nm/s}^2)$	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \times 1.5$ $1.72 \times 10^{20}$
	破壊伝播形式	-	- 放射状
	破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	$V_r=0.72\beta$ 2.88
	高域遮断周波数	$f_{\text{max}}(\text{Hz})$	2003年宮城県沖の地震のシミュレーション結果 18

断層パラメータ		設定方法	設定値
強震動生成域全体	地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a}=\mu \cdot S_a \cdot D_a$ $1.27 \times 10^{20}$
	断層面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a=(S_a/S) \times S$ , $(S_a/S)=0.4$ 161
	平均すべり量	$D_a(\text{cm})$	$D_a=2 \cdot D$ 1641
	応力降下量	$\Delta \sigma_a (\text{MPa})$	$\Delta \sigma_a = \Delta \sigma / (S_a/S)$ , $(S_a/S)=0.4$ 119.6
強震動生成域1,2	地震モーメント	$M_{0ai}(\text{Nm})$	$M_{0ai}$ (面積の1.5乗の重みで配分) $2.15 \times 10^{19}$
	断層面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	$S_{ai}$ (4.7地震シミュレーションモデル) 36
	平均すべり量	$D_{ai}(\text{cm})$	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu \cdot S_{ai})$ 1247
	応力降下量	$\Delta \sigma_{ai} (\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{ai}=\Delta \sigma_a$ 119.6
強震動生成域3	地震モーメント	$M_{0a3}(\text{Nm})$	$M_{0a3}$ (面積の1.5乗の重みで配分) $8.37 \times 10^{19}$
	断層面積	$S_{a3}(\text{km}^2)$	$S_{a3}=S_a-S_{a1}-S_{a2}$ 89
	平均すべり量	$D_{a3}(\text{cm})$	$D_{a3}=M_{0a3}/(\mu S_{a3})$ 1960
	応力降下量	$\Delta \sigma_{a3} (\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{a3}=\Delta \sigma_a$ 119.6
背景領域	地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$ $3.17 \times 10^{19}$
	断層面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b=S-S_a$ 241
	平均すべり量	$D_b(\text{cm})$	$D_b=M_{0b}/(\mu \cdot S_b)$ 274
	実効応力	$\sigma_b(\text{MPa})$	$\sigma_b=(D_b/W_b)(\pi^{0.5}/D_a)r \cdot \sum (r_i/r)^3 \Delta \sigma_a$ , $r=(S_a/\pi)^{0.5}$ 13.1

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

### ■ 検討ケース2 地震規模の検討 評価結果<応答スペクトル>



2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

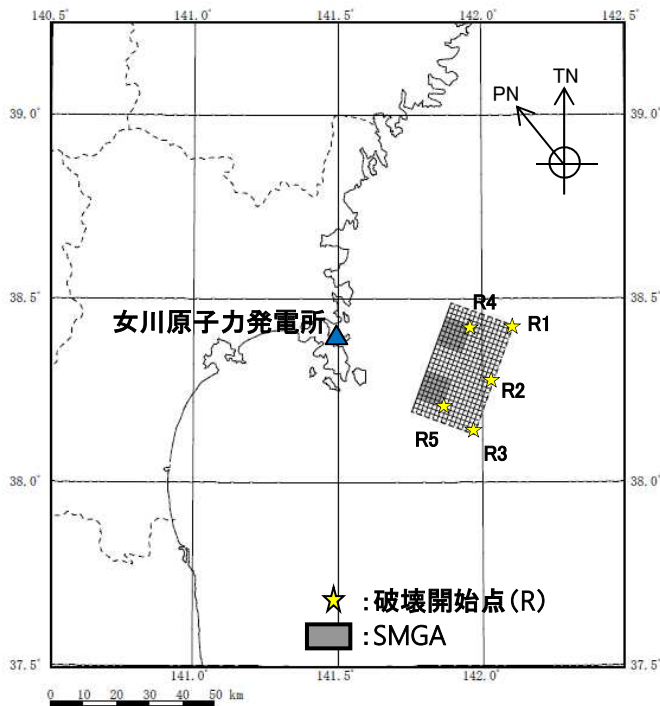
■検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討

○断層モデル

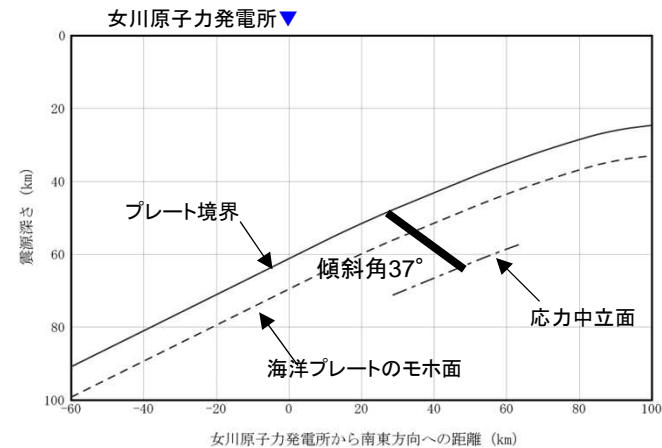
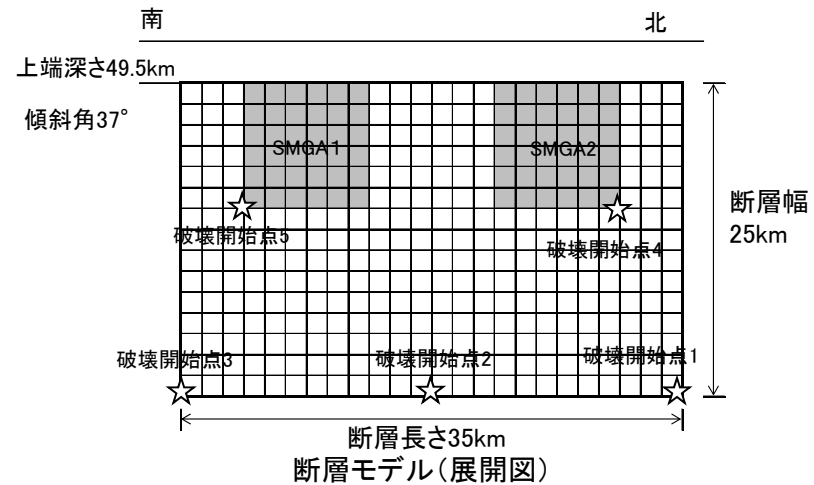
- ・4.7地震の破壊領域は海洋性マントル内にとどまり、海洋地殻まで至らなかったが、断層位置の不確かさとして海洋地殻内に強震動生成域(SMGA)を持つモデルを設定。断層の位置は、南端は4.7地震モデルに固定し、断層面を北側に拡張。
- ・断層パラメータは、4.7地震とはSMGA位置が異なることから地震調査研究推進本部(2017)により設定。応力降下量は4.7地震の約1/1.5となるが、海洋地殻と海洋性マントルの物性の違いも踏まえこれを採用。

○断層モデルを用いた地震動評価

- ・統計的グリーン関数法により評価。  
波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



断層モデル(平面図)



断面図

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4. 7型地震

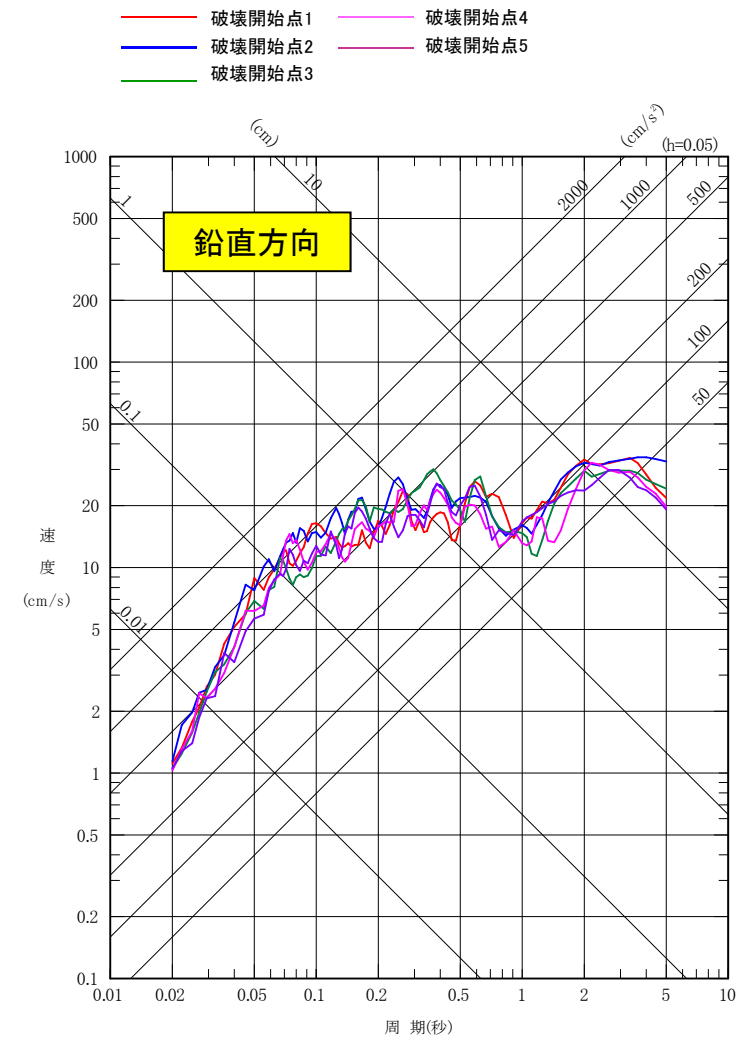
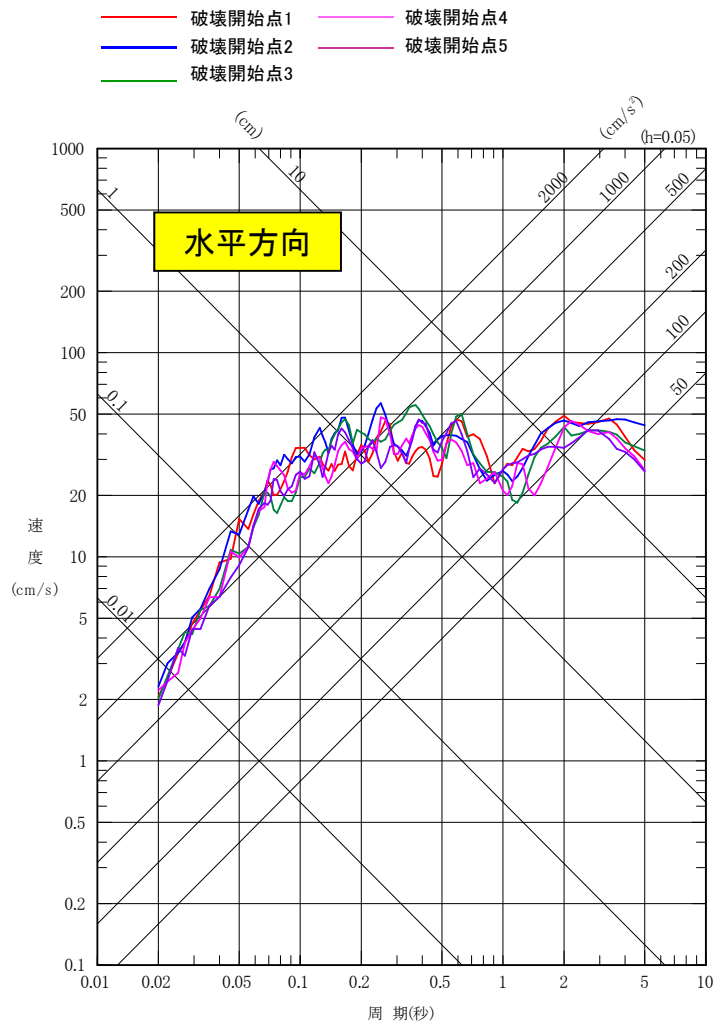
■ 検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討 断層パラメータ

断層パラメータ		設定方法	設定値	
断層 面 全 体	気象庁 マグニチュード	$M_J$	設定条件	7.5
	モーメント マグニチュード	$M_w$	4.7地震の $M_J$ と $M_w$ の関係を基に設定	7.4
	走向	$\theta (^{\circ})$	Nakajima et al.(2011)を参考に設定	20
	傾斜角	$\delta (^{\circ})$	原田・釜江(2011)	37
	断層長さ	$L(\text{km})$	$L=S/W$	35
	断層幅	$W(\text{km})$	プレート境界から応力中立面を地震発生層として考慮し設定	25
	断層面積	$S(\text{km}^2)$	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	858
	断層上端深さ	$h(\text{km})$	J-SHIS(2014)のプレート形状を考慮し設定	49.5
	地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$	$1.58 \times 10^{20}$
	剛性率	$\mu(\text{N/m}^2)$	$\mu=\rho\beta^2, \rho=3.0\text{g/cm}^3, \beta=4.0\text{km/s}$	$4.80 \times 10^{10}$
	平均すべり量	$D(\text{cm})$	$D=M_0/(\mu \cdot S)$	385
	平均応力降下量	$\Delta\sigma(\text{MPa})$	$\Delta\sigma=(7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.4
	短周期レベル	$A(\text{Nm/s}^2)$	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ , 地震調査研究推進本部(2017)	$1.15 \times 10^{20}$
	破壊伝播形式	-	-	放射状
	破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	$V_r=0.72\beta$	2.88
	高域遮断周波数	$f_{\max}(\text{Hz})$	2003年宮城県沖の地震のシミュレーション結果	18

断層パラメータ		設定方法	設定値	
強震動生成域全体	地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a}=\mu \cdot S_a \cdot D_a$	$6.28 \times 10^{19}$
	断層面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$	170
	平均すべり量	$D_a(\text{cm})$	$D_a=2 \cdot D$	770
	応力降下量	$\Delta\sigma_a(\text{MPa})$	$\Delta\sigma_a=A/(4\beta^2(\pi \cdot S_a)^{0.5})$	77.6
強震動生成域1, 2	地震モーメント	$M_{0ai}(\text{Nm})$	$M_{0ai}=M_{0a}/2$	$3.14 \times 10^{19}$
	断層面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	$S_{ai}=S_a/2$	85
	平均すべり量	$D_{ai}(\text{cm})$	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu \cdot S_{ai})$	770
	応力降下量	$\Delta\sigma_{ai}(\text{MPa})$	$\Delta\sigma_{ai}=\Delta\sigma_a$	77.6
背景領域	地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	$9.57 \times 10^{19}$
	断層面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b=S-S_a$	688
	平均すべり量	$D_b(\text{cm})$	$D_b=M_{0b}/(\mu \cdot S_b)$	290
	実効応力	$\sigma_b(\text{MPa})$	$\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a) \cdot \Delta\sigma_a$	11.7

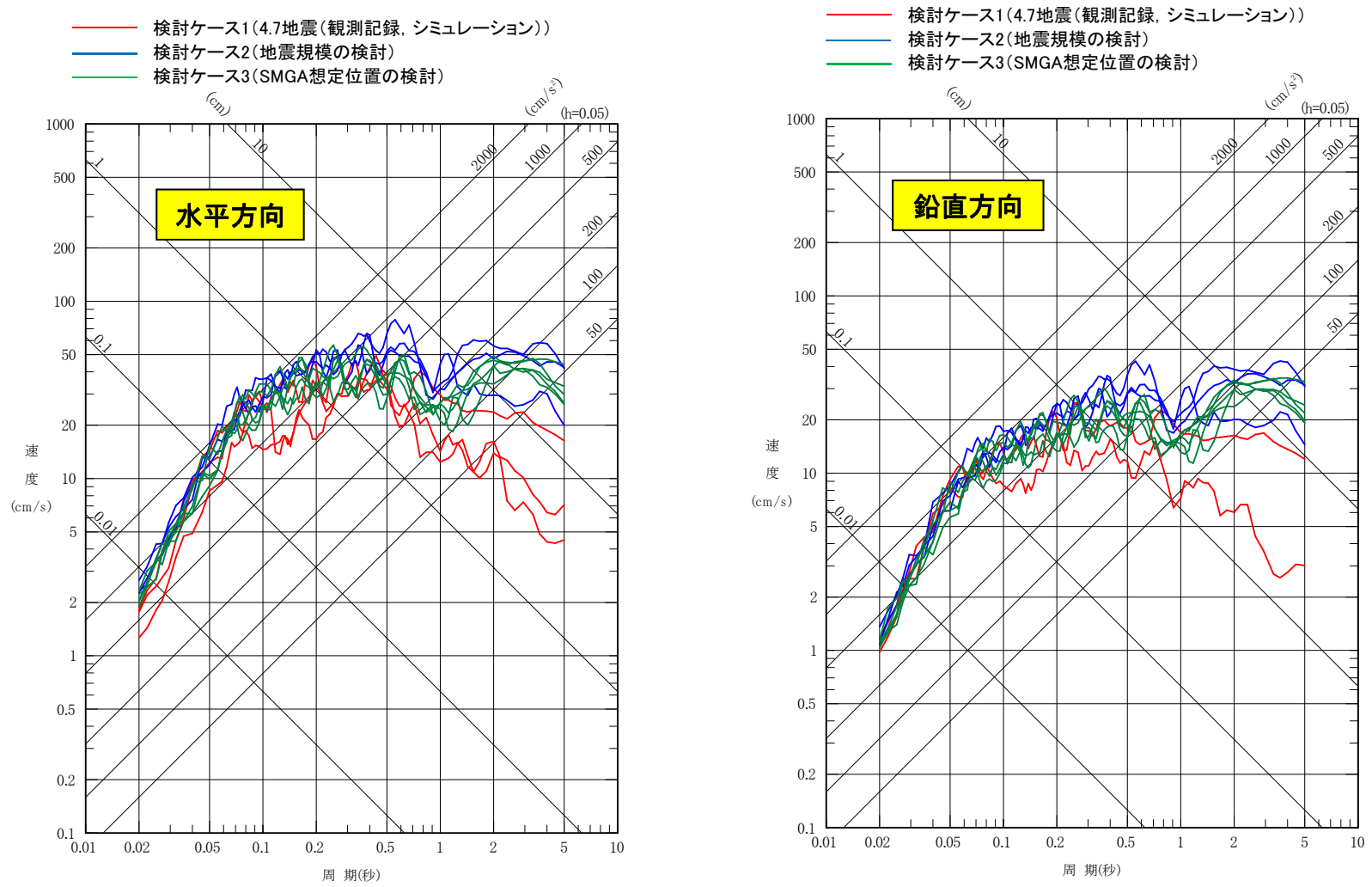
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■ 検討ケース3 断層(SMGA)位置の検討 評価結果<応答スペクトル>



2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

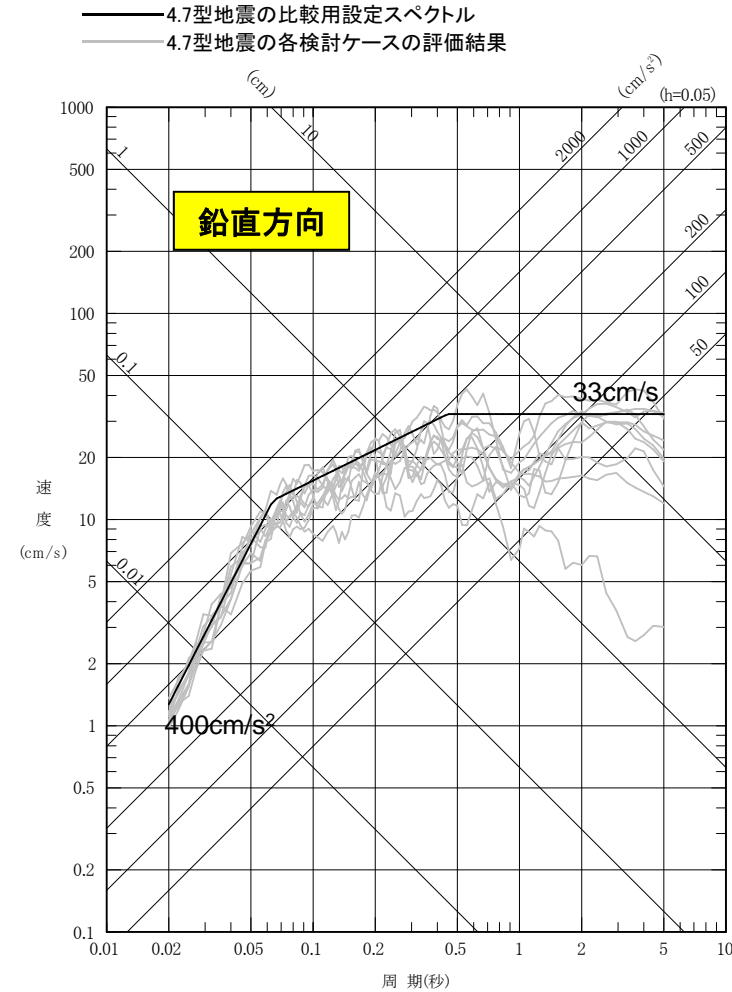
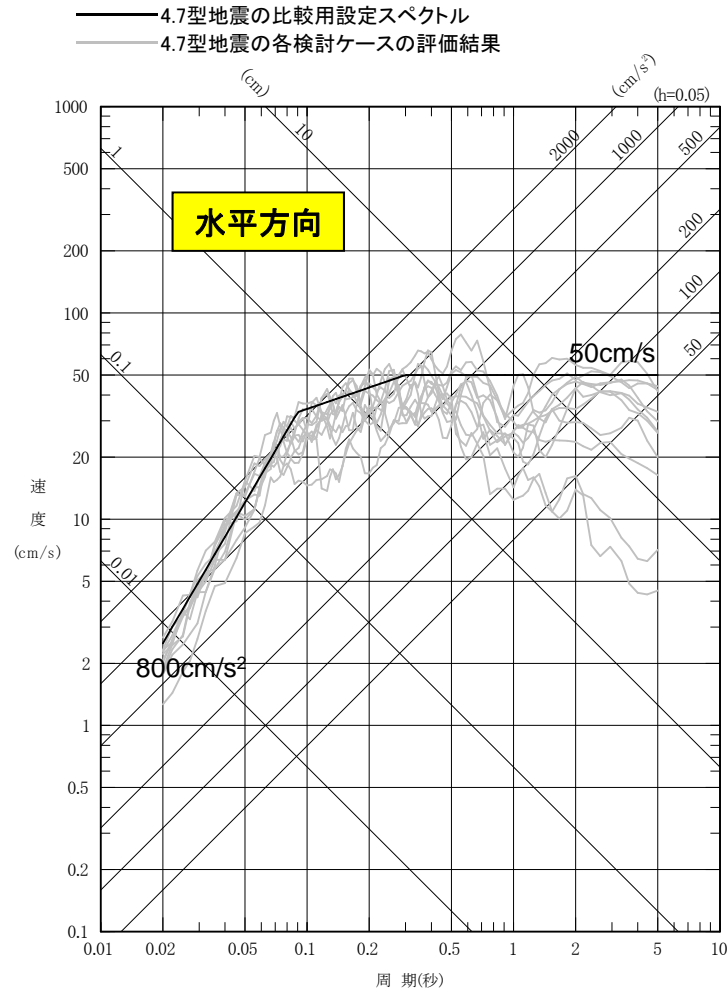
■ 検討対象地震 4.7型地震の地震動評価結果(検討ケース1～3の結果)





2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■ 検討対象地震 4.7型地震の地震動評価 比較用設定スペクトル

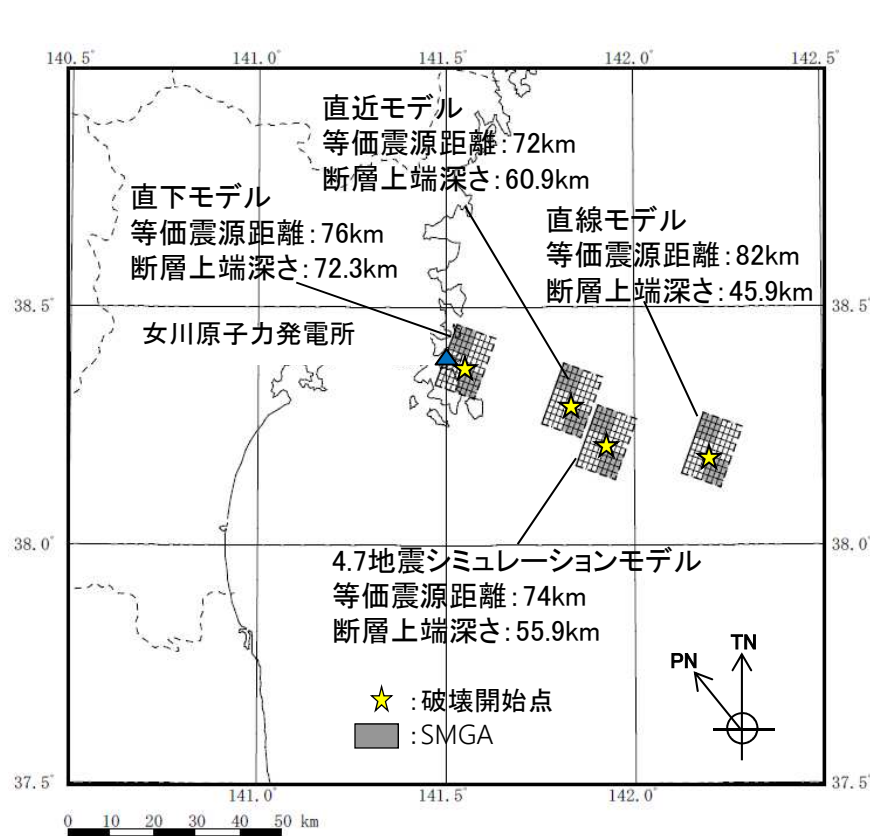


他のタイプの地震の評価結果との大小関係の比較に用いることを目的として、4.7型地震の検討ケースの評価結果を踏まえ水平方向で800cm/s<sup>2</sup>、50cm/s、鉛直方向で400cm/s<sup>2</sup>、33cm/sの応答スペクトルを設定した。

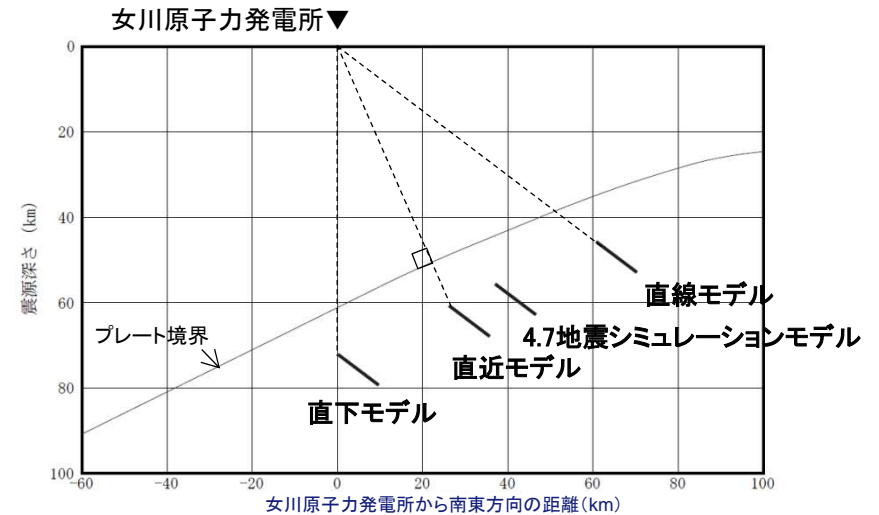
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■補足検討ケース1-1 断層の想定位置の検討

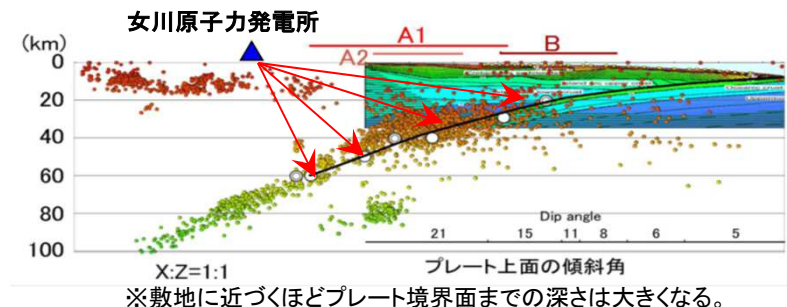
- ・断層の位置の違いが敷地に与える影響について確認するために、断層の位置を敷地直下に配置した場合(直下モデル)、敷地から最短となるようにプレート上面に垂線を引いた位置の場合(直近モデル)及び、断層モデルの傾斜角(37°)が敷地の方向に一致する位置に配置した場合(直線モデル)について、統計的グリーン関数法(波形合成は入倉ほか(1997))により評価を行い、4.7地震シミュレーションモデル(検討ケース1)との比較を行う。
- ・なお、プレートの沈み込み形状から、4.7地震の位置より敷地に近づけても断層位置が深くなるため、敷地との距離は大きくは変わらない。



断層モデルの平面図



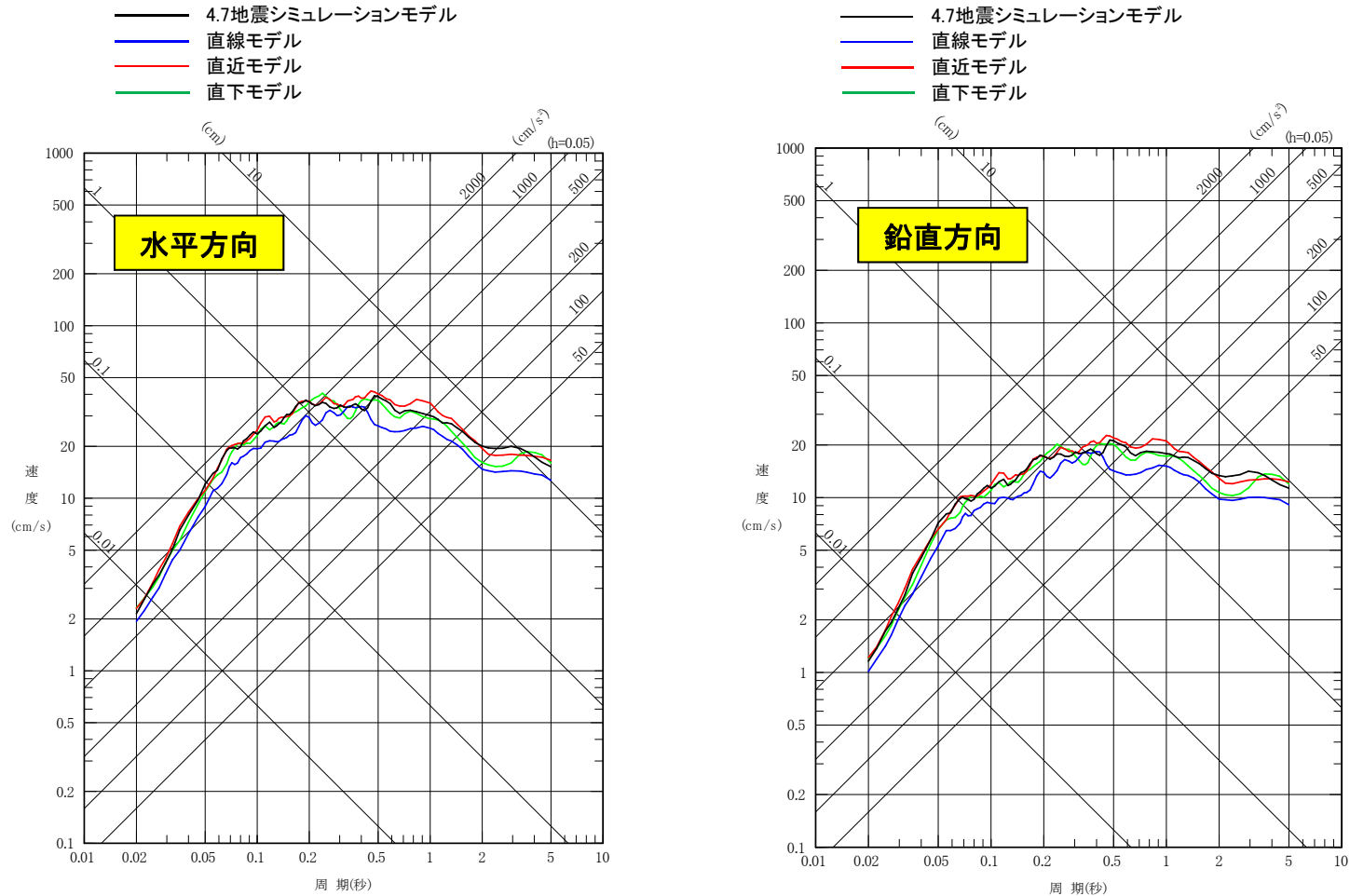
敷地と断層モデルの位置関係(南側からの断面)



敷地とプレート境界の位置関係(地震調査研究推進本部(2005)に一部加筆)

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■補足検討ケース1-1 断層の想定位置の検討 評価結果<平均応答スペクトル>

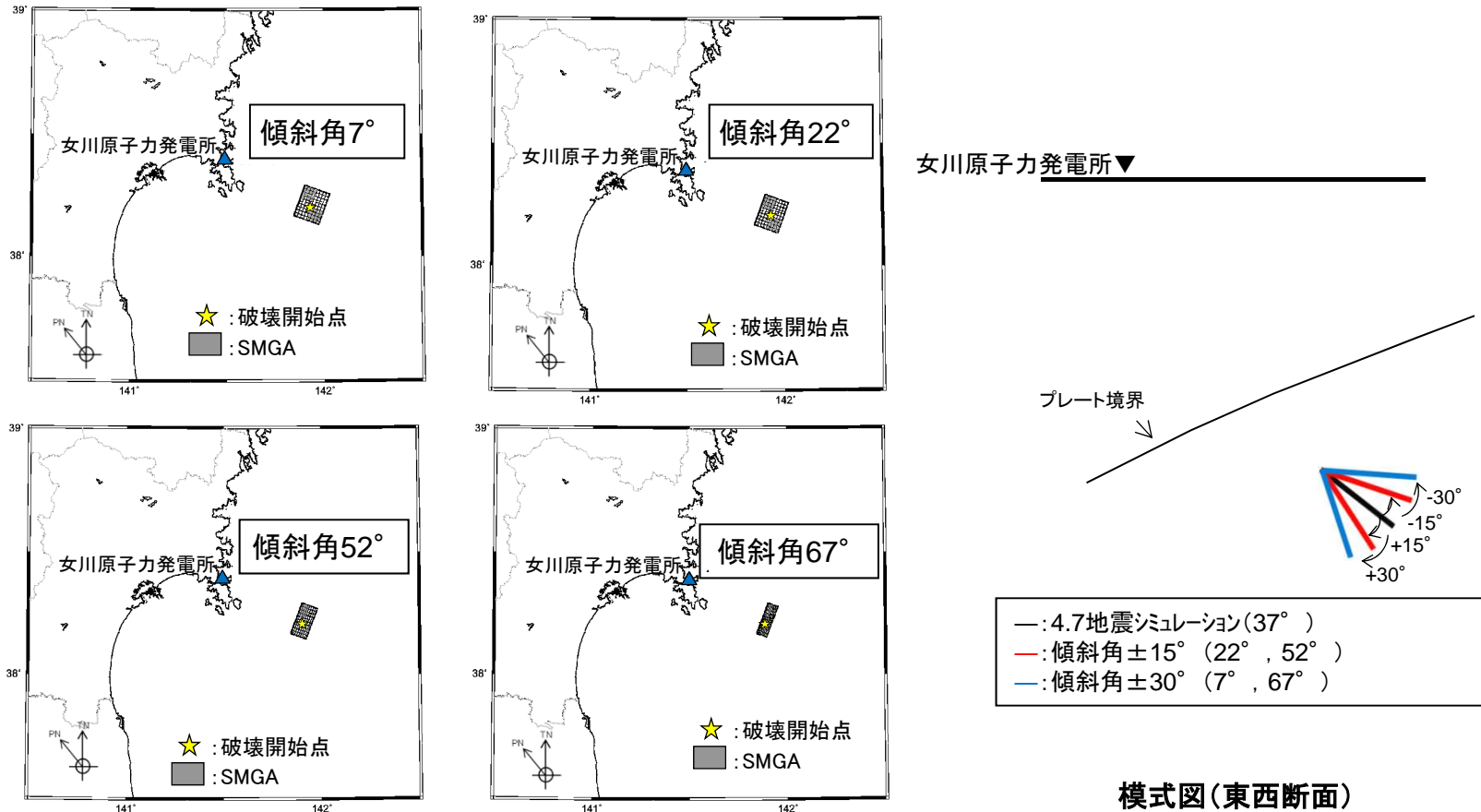


断層の位置の違いが敷地の地震動に与える影響は大きいものではないが、傾向的には短周期側は4.7地震発生位置及び直近モデルの評価結果がやや大きい。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

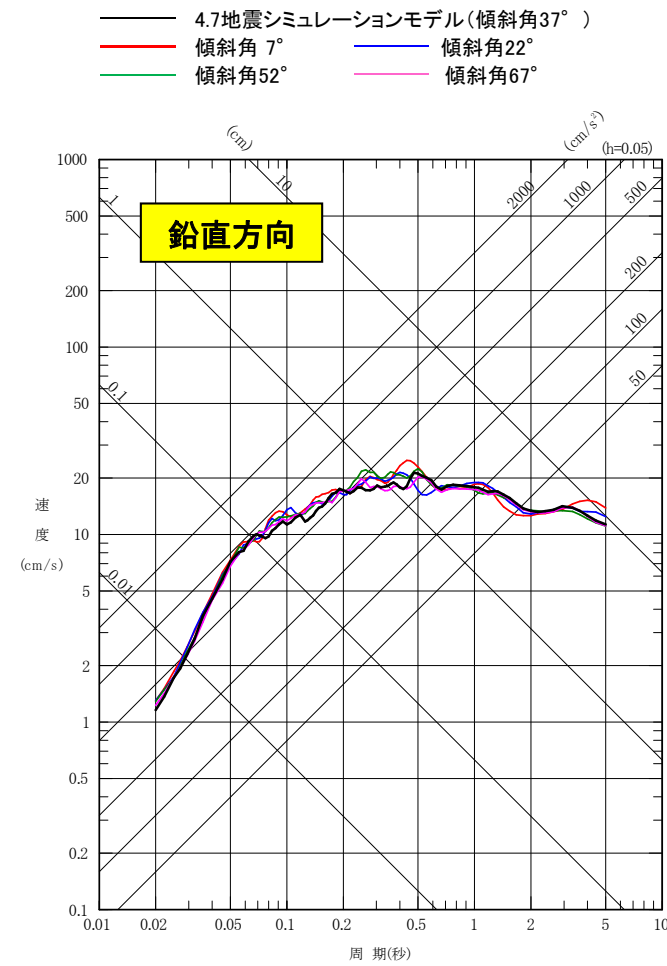
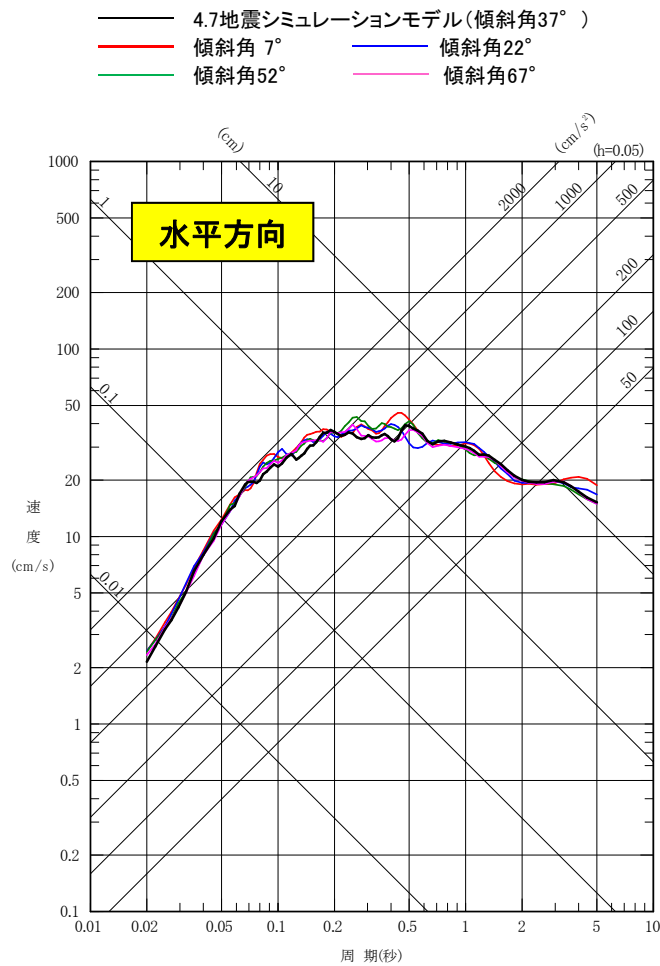
■補足検討ケース1-2 断層の傾斜角の検討

- ・沈み込んだ海洋プレート内の地震は、沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズの地震)の断層面の再活動と考えられており、プレート境界面に対して一定の角度を有している傾向にあること、また、4.7地震は実際に発生した地震であることから、4.7地震位置で考慮する地震の傾斜角は実地震の傾斜角を踏襲することが基本と考えられるが、ここでは傾斜角の違いが地震動評価にどの程度の影響を与えるかについて、感度解析を実施する。
- ・沈み込んだ海洋プレート内の地震の傾斜角の影響を確認するため4.7地震シミュレーションモデルの傾斜角 $37^\circ$  に、 $\pm 15^\circ$  ( $22^\circ$  ,  $52^\circ$  )、 $\pm 30^\circ$  ( $7^\circ$  ,  $67^\circ$  )の傾斜を考慮して地震動評価を行う。
- ・地震動評価は、4.7地震シミュレーションと同様に統計的グリーン関数法(波形合成は入倉ほか(1997))により評価する。



2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

■補足検討ケース1-2 傾斜角の検討の評価結果 <平均応答スペクトル>



各傾斜角の結果は、概ね同程度であり、傾斜角の影響は小さい。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

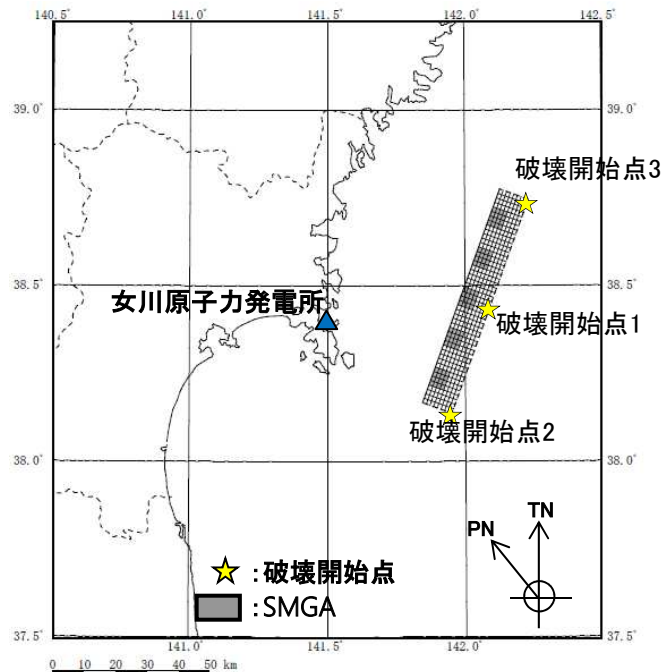
■補足検討ケース2 地震調査研究推進本部(2017)による検討

○断層モデル(M7.5)の設定

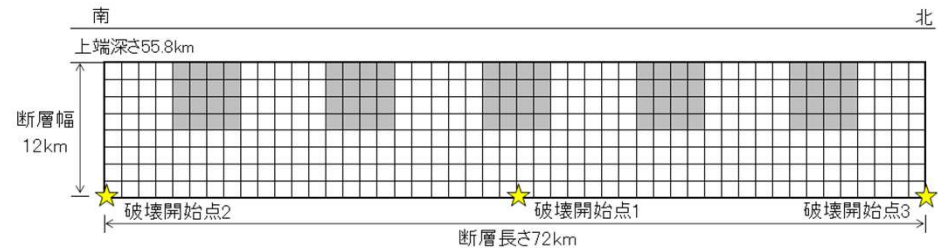
- ・検討ケース2では、4.7地震や低速度層の傾向を踏まえSMGAを配置しているが、仮に当該地域についてこのような情報が無い場合は、標準的なレシピに基づき断層モデルを設定することになる。ここでは、地震調査研究推進本部(2017)に基づきM7.5のモデルを組んだ場合の敷地に与える影響について確認する。
- ・断層モデルの巨視的面は断層域を検討ケース2と同様の幅(海洋性マントル内)とし、Nakajima et al.(2011)の4.7地震の震源域の地震波トモグラフィによるS波速度構造を参考にした上で南端を固定し、北側に拡張した。
- ・強震動生成域(SMGA)は、断層面に対しバランスを考慮し、均等に5個配置した。
- ・断層パラメータは地震調査研究推進本部(2017)に基づき設定する。短周期レベルは4.7地震の地震モーメント $M_0$ —短周期レベルAの関係相当(地震調査研究推進本部(2017)の1.5倍)を考慮する。

○断層モデルを用いた地震動評価結果による簡易評価

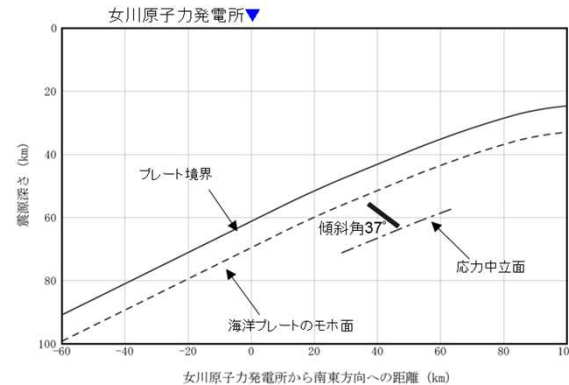
- ・統計的グリーン関数法により評価(波形合成は入倉ほか(1997))を行ったうえで、この結果について検討ケース2と同じ短周期レベル相当とするため全周期帯を1.5倍する。



断層モデル(平面図)



断層モデル(展開図)

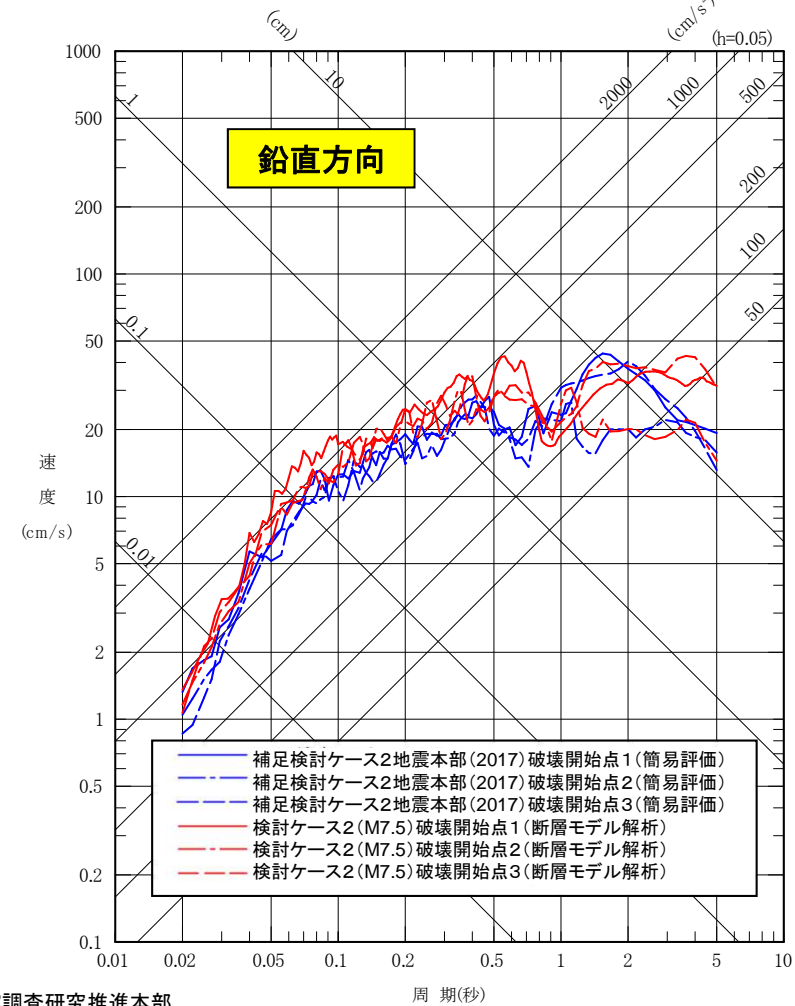
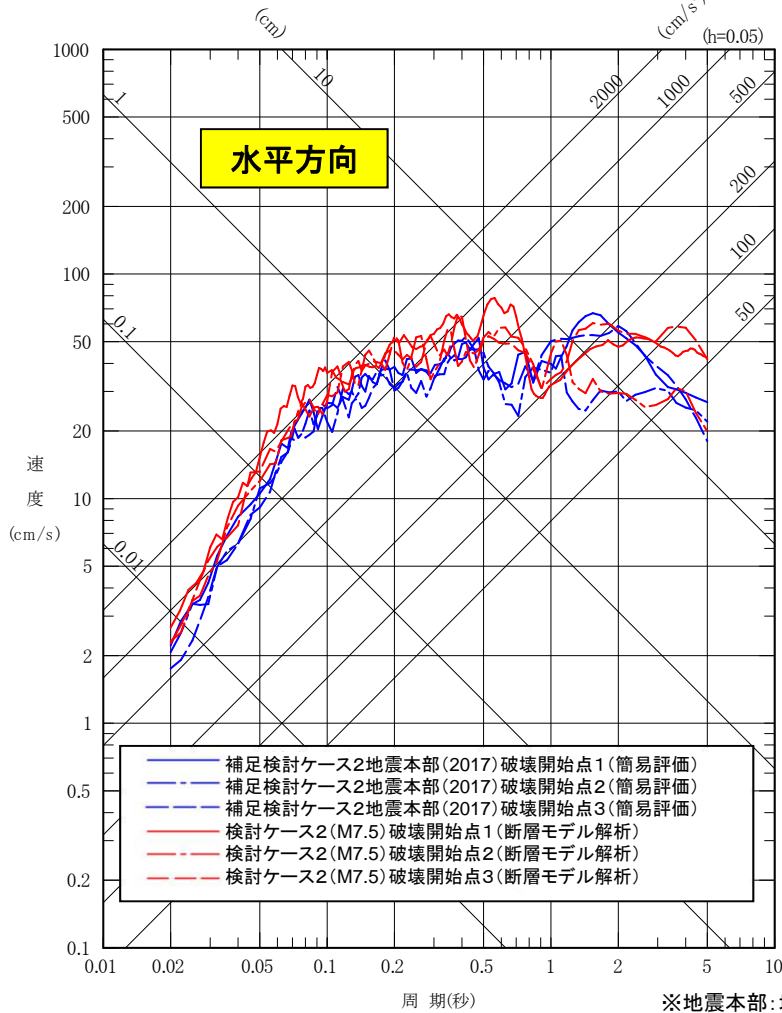


断面図

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
**二重深発地震 上面の地震 4.7型地震**

■補足検討ケース2 地震調査研究推進本部(2017)による検討 簡易評価

・地震調査研究推進本部(2017)で設定したM7.5の断層モデル(海洋性マントル内)による評価結果(第309回審査会合, 資料1p173)を全周期帯で1.5倍。



検討ケース2(4.7地震をベースに低速度域の拡がりを考慮してSMGAを設定したモデル)の方が, 補足検討ケース2(地震調査研究推進本部(2017)に基づき設定したモデル)に比べ, 特に短周期などは大きな評価結果を与えている。

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 二重深発地震 上面の地震 4.7型地震

### ■4.7型地震の補足検討ケース結果のまとめ

#### 【補足検討ケース1-1, 1-2】

・4.7地震のシミュレーションモデルによる断層位置の検討から、4.7地震の発生位置が敷地に対して影響が大きい位置であることを確認した。また、シミュレーションでの評価方法(統計的グリーン関数法, 放射特性一定)では、傾斜角による影響は小さいことを確認した。

⇒ 4.7地震は、震源の敷地に対する方向と傾斜角の関係から、敷地に対して最も影響の大きい位置で発生した地震と考えられる。地震規模を拡張したモデルも同様の位置や傾斜角を考慮しており、十分保守的になっている。

#### 【補足検討ケース2】

・4.7地震のシミュレーションモデルの断層面を低速度域の拡がり等を考慮して北側に拡張し地震規模をM7.5とした検討ケース2は、同じ地震規模の地震調査研究推進本部(2017)による断層モデル(検討ケース3)の結果より、特に短周期などは敷地に対し厳しい結果となっている。

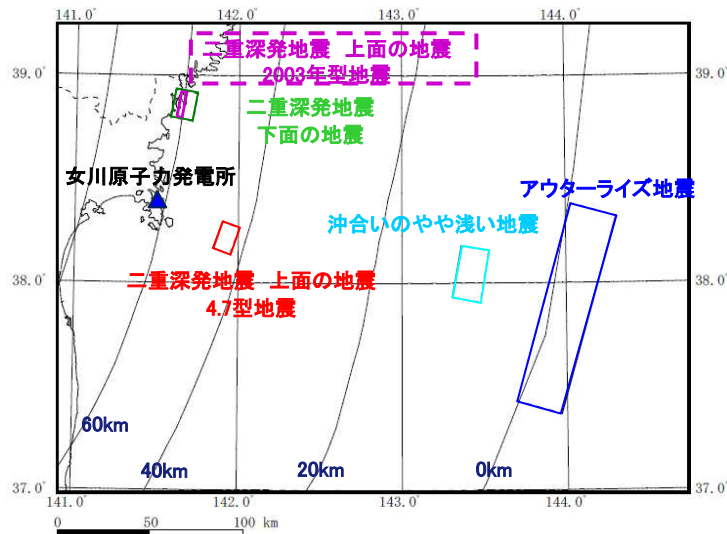
⇒ 検討ケース2は、保守的な評価を与えるモデルであることを確認した。  
なお、SMGAの位置の違いは、敷地の地震動に与える影響が大きいことを考慮し、検討用地震として、さらなる検討を行う。



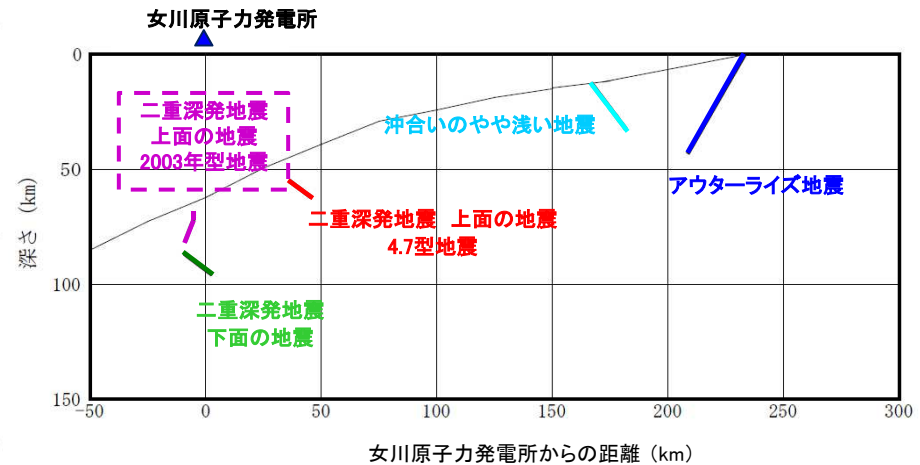
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 上面の地震 2003年型地震

■二重深発地震 上面の地震 2003年型地震の特徴

項目	想定位置	地震規模	短周期レベル (応力降下量)
特徴	<ul style="list-style-type: none"> <li>・2003年宮城県沖の地震は、上面・面間・下面に微小地震が集中している箇所が発生。</li> <li>・同様の特徴を有する箇所は東北地方では複数存在するが、敷地に最も近い場所は2003年宮城県沖の地震が発生した場所。</li> <li>・地震波トモグラフィから、2003年宮城県沖の地震は太平洋プレート内の海洋性マントルの低速度域と対応している。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・2003年宮城県沖の地震の地震規模はM7.1。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>・2003年宮城県沖の地震の短周期レベルは、地震調査研究推進本部(2017)の約1.3倍。</li> </ul>



断層位置 模式図(平面図)



断層位置 模式図(断面図)

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

二重深発地震 上面の地震 2003年型地震

■二重深発地震 上面の地震 2003年型地震 検討ケース

- ・2003年宮城県沖の地震(M7.1)は、震央位置が陸側に近い沿岸(地震観測精度が比較的よい領域)で発生したという特徴を踏まえ、二重深発地震の上面の地震として2003年型地震を考慮する。
- ・下表の3ケースについて、2003年宮城県沖の地震の観測記録が敷地で得られていることから、観測記録をベースとした簡易評価を行う。
- ・評価の結果、検討ケース2の評価結果が敷地に与える影響がもっとも大きい。
- ・なお、上面・面間・下面の微小地震の集中箇所がないことから、M7クラス以上の規模の大きな地震の発生の可能性は小さいと考えられるが、参考に微小地震の集中箇所が発生した2003年宮城県沖の地震と同規模のM7.1を敷地直下に考慮した場合についても地震動評価を行った。

検討ケース	断層モデルの設定条件			評価方法	備考
	地震規模	断層の位置	短周期レベル(応力降下量)		
検討ケース1	M7.1	上面・面間・下面の地震が分布(2003年地震付近)	2003年地震の短周期レベル※1	簡易評価(観測記録)	
検討ケース2 地震規模	M7.3	上面・面間・下面の地震が分布(2003年地震付近)	2003年地震の短周期レベル相当※2	簡易評価※4(記録ベース)	海洋プレート内地震の地域最大規模を考慮
検討ケース3 短周期レベル(応力降下量)	M7.1	上面・面間・下面の地震が分布(2003年地震付近)	4.7地震の短周期レベル相当※3	簡易評価※5(記録ベース)	
【参考】検討ケース 断層位置	M7.1	敷地直下	2003年地震の短周期レベル※1	簡易評価※6(記録ベース)	

※1: 浅野ほか(2004)での短周期レベル。地震調査研究推進本部(2017)での短周期レベル $A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$  の1.3倍。

※2: 地震調査研究推進本部(2017)での短周期レベル $A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$  の1.3倍。  
2003年宮城県沖の地震の地震モーメント $M_0$ —短周期レベル $A$ の関係相当の短周期レベル。

※3: 地震調査研究推進本部(2017)での短周期レベル $A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$  の1.5倍。  
4.7地震の地震モーメント $M_0$ —短周期レベル $A$ の関係相当の短周期レベル。

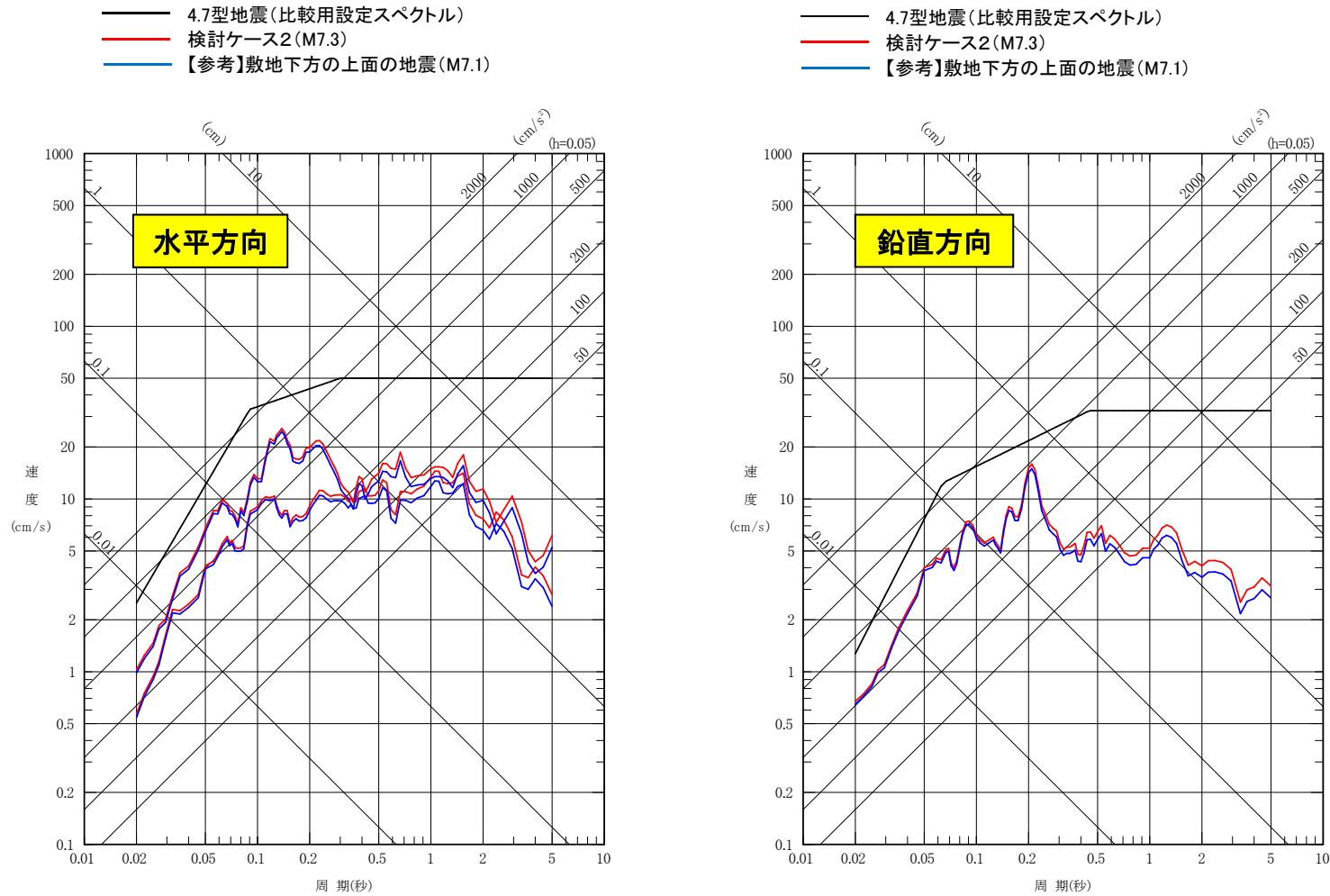
※4: 地震規模の違いについて、応答スペクトルの差(比率)を既往の距離減衰式で算定し、2003年宮城県沖の地震の観測記録(はざとり波)に乗じて評価。

※5: 短周期レベルの違いについて、保守的に短周期レベルの比を2003年宮城県沖の地震の観測記録(はざとり波)に乗じて評価。

※6: 距離の違いについて、最大加速度値の差(比率)を既往の距離減衰式で算定し、2003年宮城県沖の地震の観測記録(はざとり波)に乗じて評価。

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 二重深発地震 上面の地震 2003年型地震

### ■二重深発地震 上面の地震 2003年型地震の評価結果 <応答スペクトル>



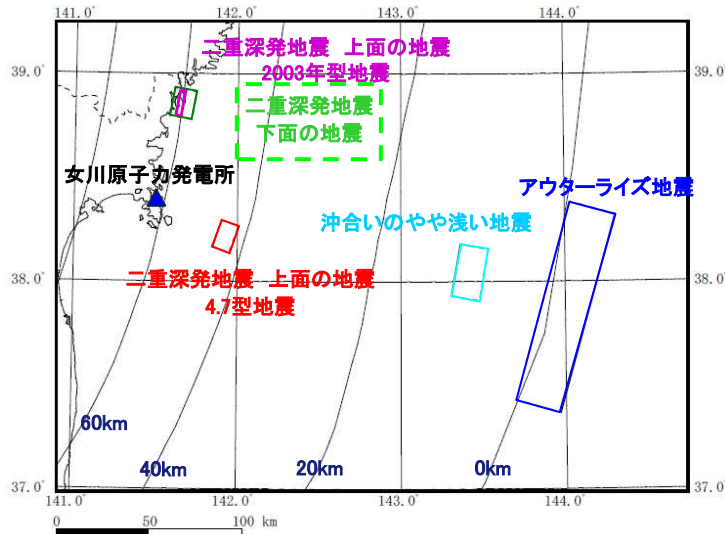
4.7型地震と比較して、2003年型地震の評価結果は小さい。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

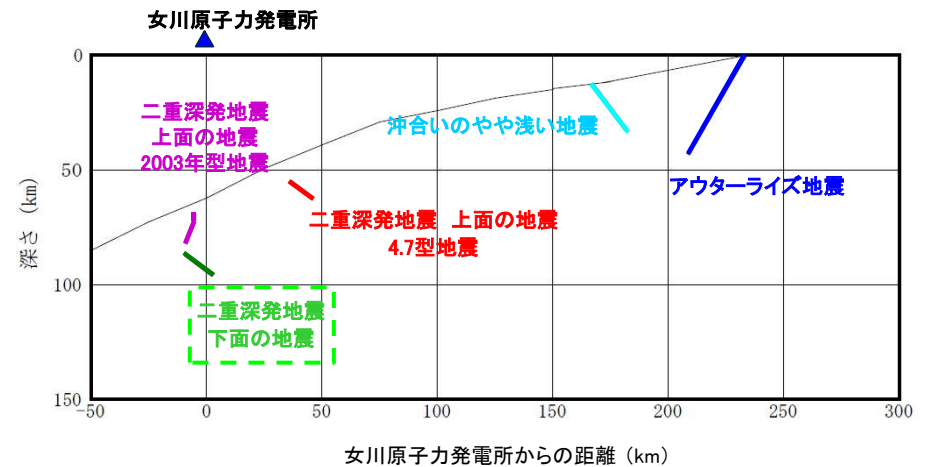
二重深発地震 下面の地震

■二重深発地震 下面の地震の特徴

項目	想定位置	地震規模	短周期レベル (応力降下量)	備考
特徴	<ul style="list-style-type: none"> <li>東北地方で最も規模の大きい下面の地震としては、2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8)があるが、同地震は、上面・面間・下面に微小地震が集中している箇所が発生。</li> <li>同様の特徴を有する箇所は東北地方では複数存在するが、敷地に最も近い場所は2003年宮城県沖の地震が発生した場所。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>東北地方で最も規模の大きい下面の地震は、2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>想定位置付近(2003年宮城県沖の地震の発生箇所付近)では、下面で規模の大きい地震は発生していない。</li> <li>想定位置から遠いが2008年岩手県沿岸北部の地震の短周期レベルは地震調査研究推進本部(2017)の約1.6倍。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>北海道では1993年釧路沖地震(M7.5)が発生。</li> </ul>



断層位置 模式図(平面図)



断層位置 模式図(断面図)

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

二重深発地震 下面の地震

■二重深発地震 下面の地震 検討ケース

- ・2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)は、下面の地震としては、東北地方で発生した地震の最大規模であり、震央位置が比較的震源精度がよい内陸側で発生した地震で、海洋プレート内の上面・面間・下面の微小地震が集中箇所が発生したという特徴がある。
- ・下表の3つのケースのうち検討ケース3について、地震規模と距離等から敷地に与える影響が大きいことから断層モデルによる評価を行う。
- ・また、敷地極近傍には、上面・面間・下面の微小地震の集中箇所がないことから、M7クラス以上の規模の大きな地震の発生の可能性は小さいと考えられるが、参考に1993年釧路沖地震と同規模のM7.5を敷地直下に考慮した場合についても断層モデルによる評価を行う。

検討ケース	断層モデルの設定条件						評価方法	備考
	地震規模	断層の位置	破壊開始点	アスペリティの位置	短周期レベル(応力降下量)	傾斜角		
検討ケース1	M6.8	上面・面間・下面の地震が分布(2003年地震付近)	—	—	2008.7.24の地震の短周期レベル <sup>※2</sup>	—	簡易評価 <sup>※4</sup> (検討ケース3から逆算)	短周期レベルは地震調査研究推進本部(2017)の約1.6倍
検討ケース2 地震規模	M7.3	上面・面間・下面の地震が分布(2003年地震付近)	—	—	2008.7.24の地震の短周期レベル相当 <sup>※3</sup>	—	簡易評価 <sup>※4</sup> (検討ケース3から逆算)	海洋プレート内地震の地域最大規模を考慮
検討ケース3 地震規模(他地域最大)	M7.5 <sup>※1</sup>	上面・面間・下面の地震が分布(2003年地震付近)	複数	断層中央	2008.7.24の地震の短周期レベル相当 <sup>※3</sup>	37°	断層モデルによる評価	1993年釧路沖地震(M7.5)の規模を考慮
【参考】 検討ケース 地震規模と位置	M7.5	敷地直下	複数	断層中央	2008.7.24の地震の短周期レベル相当 <sup>※3</sup>	37°	断層モデルによる評価	1993年釧路沖地震(M7.5)の規模を考慮

※1: 地震テクトニクス的に違いがあるが、北海道で発生した1993年釧路沖地震(M7.5)と同規模のM7.5を考慮。

※2: 短周期レベル(応力降下量)は、宮城県沖には規模の大きい下面の地震が発生していないため、地震調査研究推進本部(2017)による標準的な値を採用することが考えられるが、その値は上面の地震である2003年宮城県沖の地震より小さい。一方、2008年岩手県沿岸北部の地震は地震規模はM6.8とやや小さく、さらに想定位置からもやや遠い位置に位置しているが、短周期レベル(佐藤(2013))は2003年地震より大きく地震調査研究推進本部(2017)による標準的な値の約1.6倍となっていることを考慮し、保守的にこれを採用する。

※3: 地震調査研究推進本部(2017)での短周期レベル $A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$  の1.6倍。

2008年岩手県沿岸北部の地震の地震モーメント $M_0$ —短周期レベル $A$ の関係相当の短周期レベル。

※4: 検討ケース1, 検討ケース2, 検討ケース3は想定位置と短周期レベルは同じで地震規模のみ相違することから、規模の違いによる応答スペクトルの差(比率)を既往の距離減衰式で算定し、それを検討ケース3の算定結果に乗じて評価する。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

二重深発地震 下面の地震

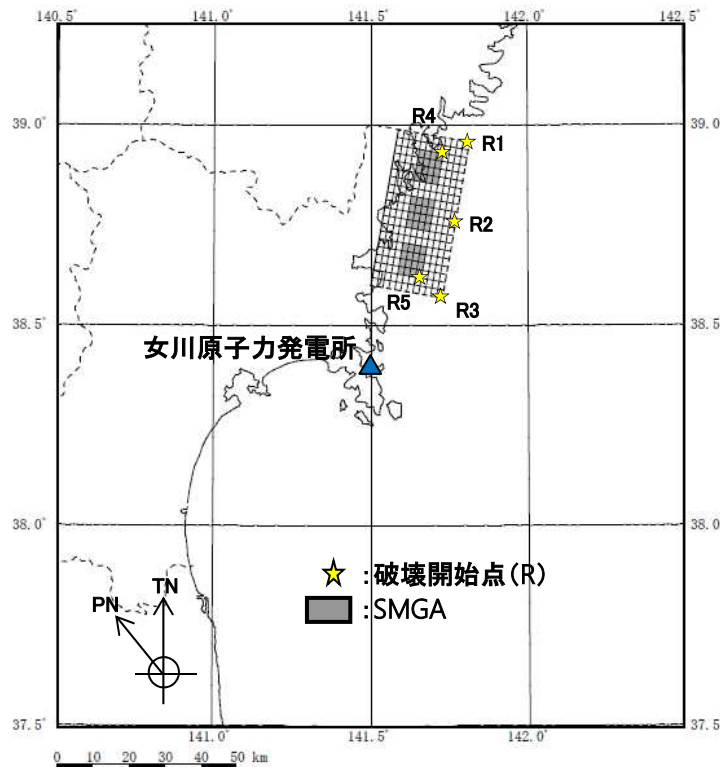
■検討ケース3の断層モデル

○断層モデル

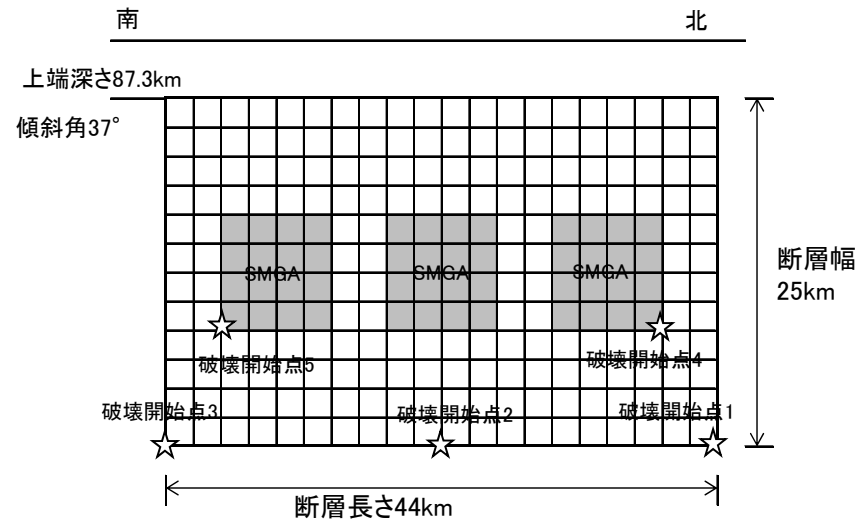
・海洋プレート内の上面・面間・下面の微小地震が集中している, 2003年宮城県沖の地震付近に想定地震を考慮。地震テクニクスの違いがあるが, 北海道で発生した1993年釧路沖地震(M7.5)と同規模を考慮する。断層パラメータは地震調査研究推進本部(2017)を基に設定したうえで, 短周期レベルは, 2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)の地震モーメント $M_0$ -短周期レベルAの関係相当(地震調査研究推進本部(2017)の約1.6倍)を考慮する。

○断層モデルを用いた地震動評価

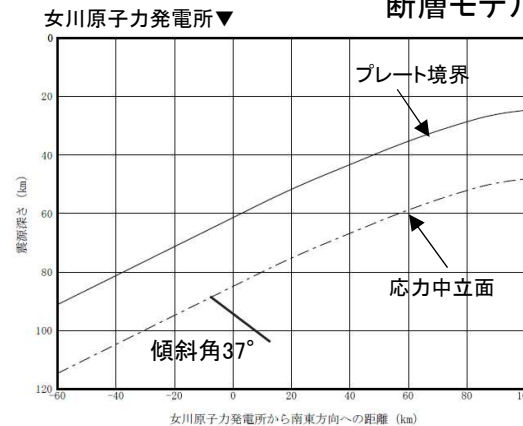
・統計的グリーン関数法により評価。  
波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



断層モデル(平面図)



断層モデル(展開図)



断面図

※傾斜角は、プレートに対し断層の傾斜が60°となるようにプレートの傾斜(23°)を考慮し37°に設定。

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 二重深発地震 下面の地震

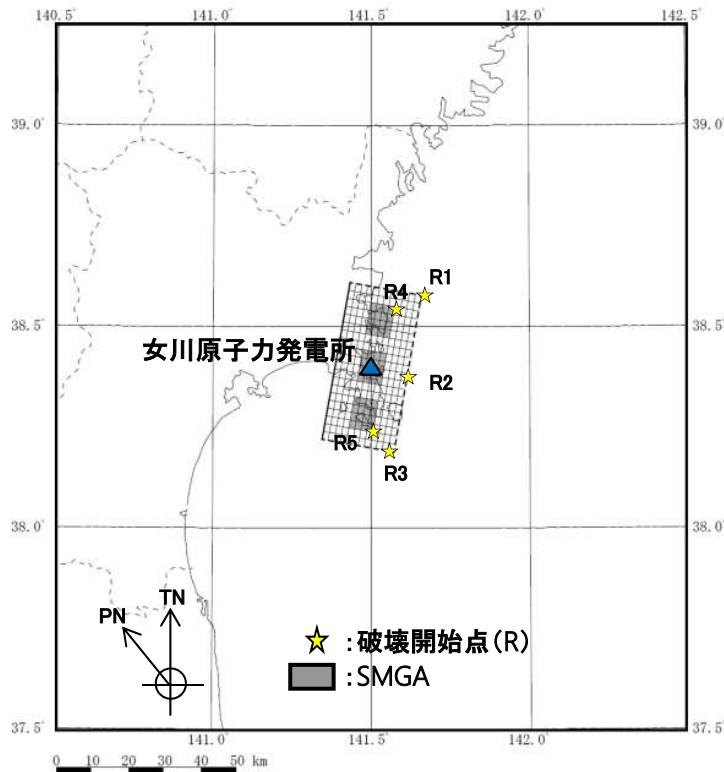
### ■【参考】敷地下方に下面の地震(M7.5)を想定 地震規模と位置

#### ○断層モデル

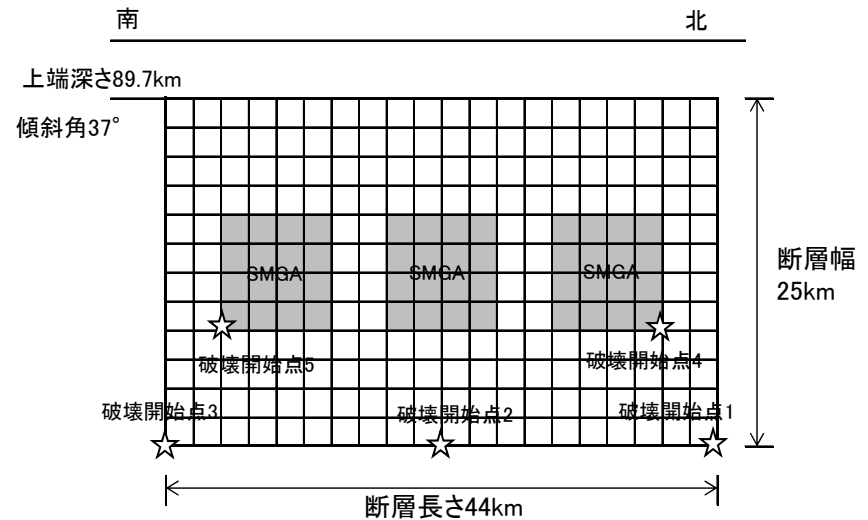
・敷地下方には、海洋プレート内の上面・面間・下面の微小地震が集中しておらず、また、地震テクトニクス的な違いがあるが、ここでは北海道で発生した1993年釧路沖地震(M7.5)と同規模を考慮する。断層パラメータは地震調査研究推進本部(2017)を基に設定したうえで、短周期レベルは、2008年岩手県沿岸北部の地震(M6.8)の地震モーメント $M_0$ —短周期レベルAの関係相当(地震調査研究推進本部(2017)の約1.6倍)を考慮する。

#### ○断層モデルを用いた地震動評価

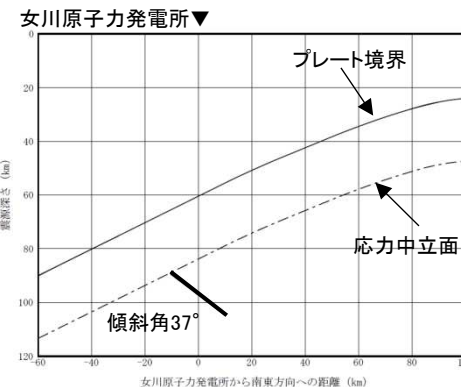
・統計的グリーン関数法により評価。  
波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



断層モデル(平面図)



断層モデル(展開図)



断面図(東西断面)

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
二重深発地震 下面の地震

■ 検討ケース3, 参考検討ケースの断層パラメータ

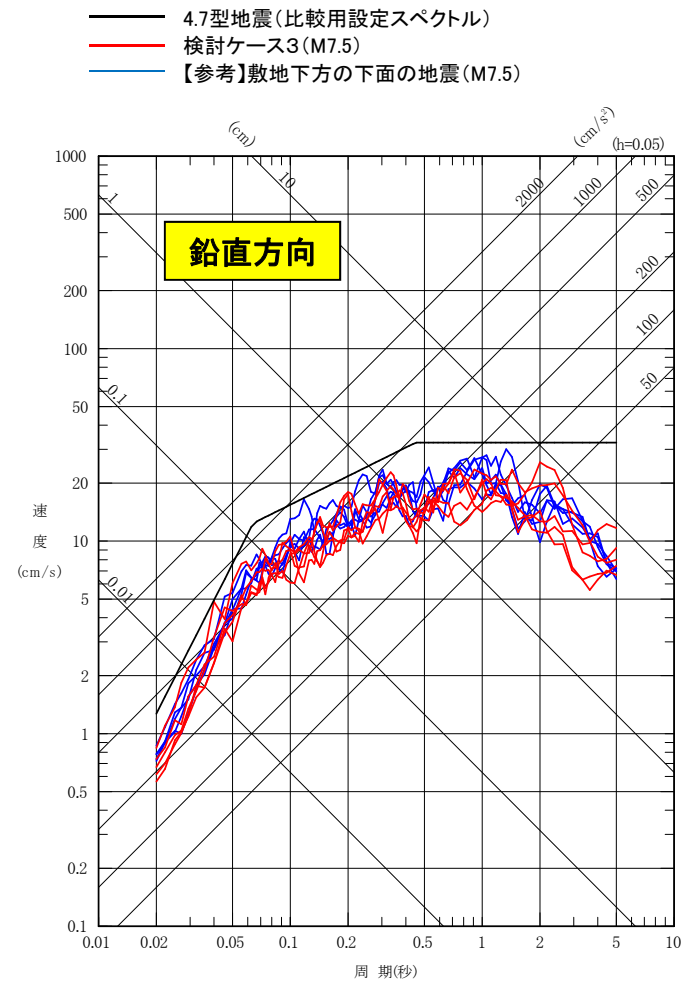
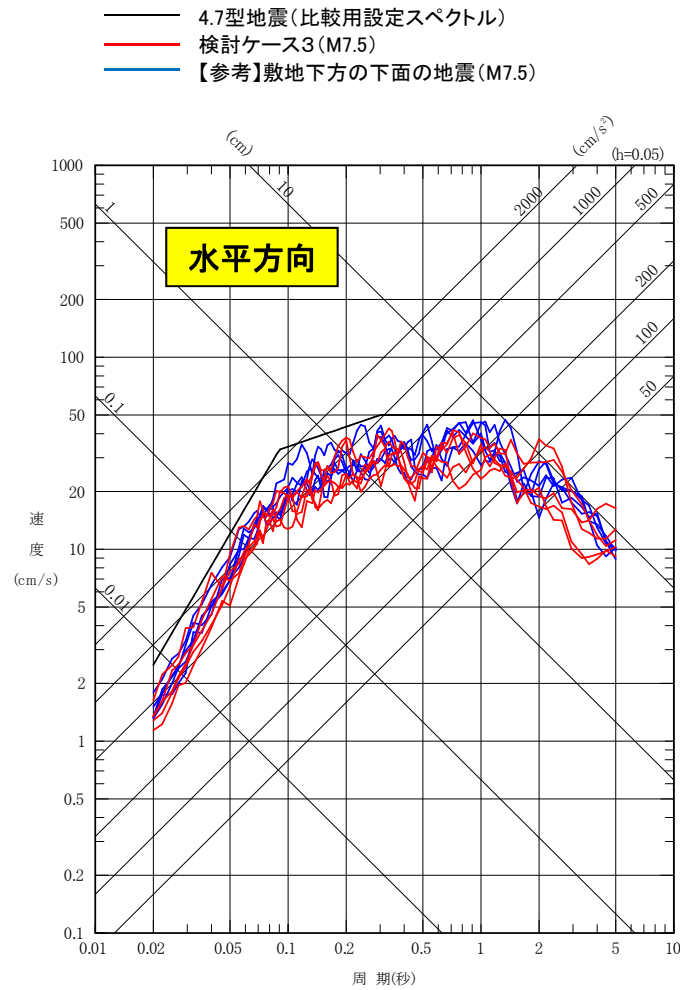
断層パラメータ		設定方法	設定値
断層面全体	気象庁 マグニチュード	$M_J$	設定条件 7.5
	モーメント マグニチュード	$M_w$	設定条件 7.5
	走向	$\theta (^{\circ})$	Nakajima et al.(2011)を参考に設定 20
	傾斜角	$\delta (^{\circ})$	プレート境界とのなす角が 60° となるように設定 37
	断層長さ	$L(\text{km})$	$L=S/W$ 44
	断層幅	$W(\text{km})$	応力中立面から下面の地震までを地震発生層として考慮し設定 25
	断層面積	$S(\text{km}^2)$	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$ 1080
	断層上端深さ	$h(\text{km})$	J-SHIS(2014)のプレート形状を考慮し設定 87.3
	地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$ $2.24 \times 10^{20}$
	剛性率	$\mu (\text{N/m}^2)$	$\mu = \rho \cdot \beta^2, \rho = 3.0\text{g/cm}^3, \beta = 4.0\text{km/s}$ $4.8 \times 10^{10}$
	平均すべり量	$D(\text{cm})$	$D=M_0/(\mu \cdot S)$ 432
	平均応力降下量	$\Delta \sigma (\text{MPa})$	$\Delta \sigma = (7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$ 15.4
	短周期レベル	$A(\text{Nm/s}^2)$	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3} \times 1.6$ $2.06 \times 10^{20}$
	破壊伝播形式	-	-
破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	$V_r=0.72\beta$ 2.88	

断層パラメータ		設定方法	設定値
強震動生成域全体	地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a}=\mu \cdot S_a \cdot D_a$ $8.87 \times 10^{19}$
	断層面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)^{2/3}$ 214
	平均すべり量	$D_a(\text{cm})$	$D_a=2 \cdot D$ 864
	応力降下量	$\Delta \sigma_a(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_a=A/(4\beta^2(\pi \cdot S_a)^{0.5})$ 124.1
強震動生成域1, 2, 3	地震モーメント	$M_{0ai}(\text{Nm})$	$M_{0ai}=M_{0a}/3$ $2.96 \times 10^{19}$
	断層面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	$S_{ai}=S_a/3$ 71
	平均すべり量	$D_{ai}(\text{cm})$	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu \cdot S_{ai})$ 864
	応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{ai}=\Delta \sigma_a$ 124.1
背景領域	地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$ $1.35 \times 10^{20}$
	断層面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b=S-S_a$ 866
	平均すべり量	$D_b(\text{cm})$	$D_b=M_{0b}/(\mu \cdot S_b)$ 325
	実効応力	$\sigma_b(\text{MPa})$	$\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a) \cdot \Delta \sigma_a$ 15.6
高域遮断周波数	$f_{\text{max}}(\text{Hz})$	2003年宮城県沖の地震のシミュレーション結果 18	



## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 二重深発地震 下面の地震

### ■二重深発地震 下面の地震の評価結果 <応答スペクトル>

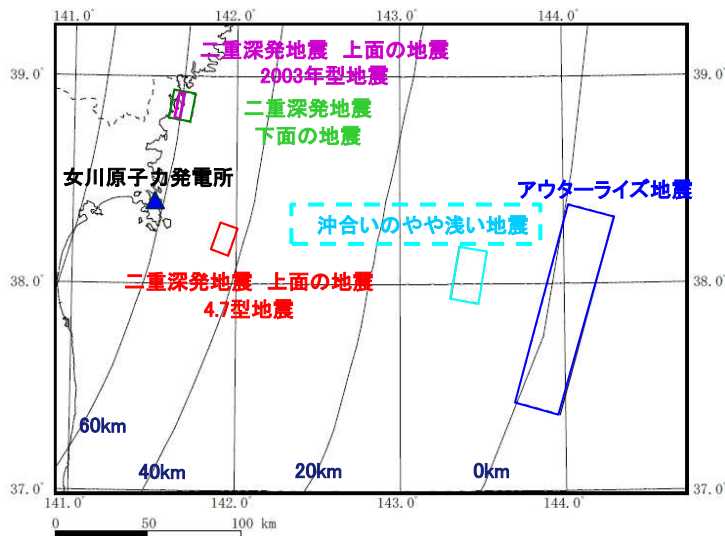


4.7型地震と比較して、二重深発下面の地震の評価結果は小さい。

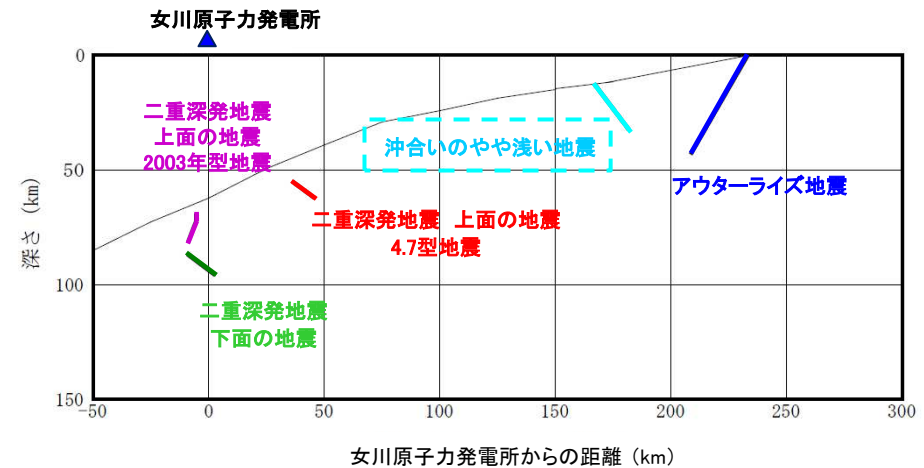
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
沖合のやや浅い地震

■ 沖合いのやや浅い地震の特徴

項目	想定位置	地震規模	短周期レベル (応力降下量)	備考
特徴	・東北地方において、太平洋プレート内の日本海溝付近のやや浅い場所で発生した地震として2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)がある。	・2011年7月10日三陸沖の地震の地震規模M7.3は沈み込んだプレート内地震としては東北地方で最大規模。	・2011年7月10日三陸沖の地震の短周期レベルは地震調査研究推進本部(2017)の0.6倍。壇ほか(2001)の2.2倍。	・北海道では1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生。



断層位置 模式図(平面図)



断層位置 模式図(断面図)

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 沖合のやや浅い地震

### ■ 沖合いのやや浅い地震の検討ケース

- ・2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)を踏まえ、沖合いのやや浅い位置で発生する地震を考慮。
- ・下表の3ケースのうち、検討ケース3について、地震規模と距離等から敷地への影響がもっとも大きいことから断層モデルによる評価を行う。

検討ケース	断層モデルの設定条件						評価方法	備考
	地震規模	断層の位置	破壊開始点	SMGAの位置	短周期レベル(応力降下量)	傾斜角		
検討ケース1	M7.3	2011.7.10地震の付近	—	—	2011.7.10の地震の短周期レベル	—	簡易評価(観測記録で代表)	
検討ケース2 短周期レベル(応力降下量)	M7.3	2011.7.10地震の付近	—	—	4.7地震の短周期レベル相当 <sup>※2</sup>	—	簡易評価 <sup>※4</sup> (記録ベース)	
検討ケース3 地震規模(他地域最大)	M8.2 <sup>※1</sup>	2011.7.10地震の付近	複数	断層中央	2011.7.10の地震の短周期レベル <sup>※3</sup>	53°	詳細評価	1994年北海道東方沖地震の規模(M8.2)を考慮

※1:地震テクトニクス的に違いがあるが、北海道で発生した1994年北海道東方沖地震(M8.2)と同規模のM8.2を考慮。

※2:地震調査研究推進本部(2017)での短周期レベル $A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$ の1.5倍。

4.7地震の地震モーメント $M_0$ —短周期レベルAの関係相当の短周期レベル。

※3:2011年7月10日三陸沖の地震の短周期レベルは地震調査研究推進本部(2017)の短周期レベルより小さいことから、断層モデルの計算においては地震調査研究推進本部(2017)の短周期レベルを用いる。

※4:短周期レベルの違いについて、保守的に短周期レベルの比(4.7地震の短周期レベル/2011.7.10の地震の短周期レベル)を観測記録に乗じて評価する。

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 沖合のやや浅い地震

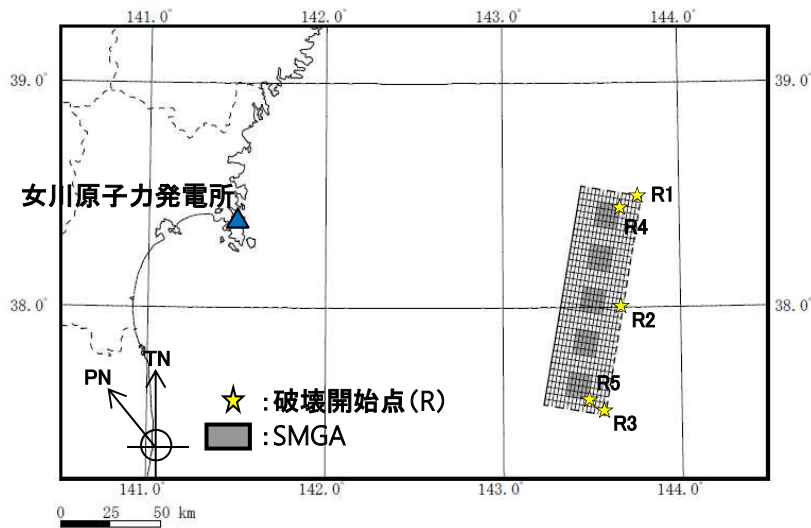
### ■ 検討ケース3の評価方法

#### ○ 断層モデル

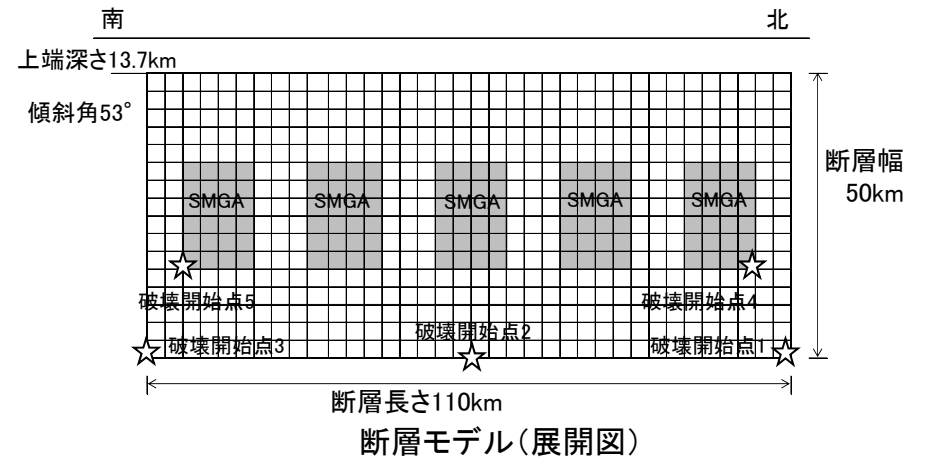
- ・敷地の東方の海溝軸の西側のやや浅い海洋プレート内で発生した2011年7月10日三陸沖の地震の位置に想定。地震規模は1994年北海道東方沖地震と同規模のM8.2とする。

#### ○ 断層モデルを用いた地震動評価

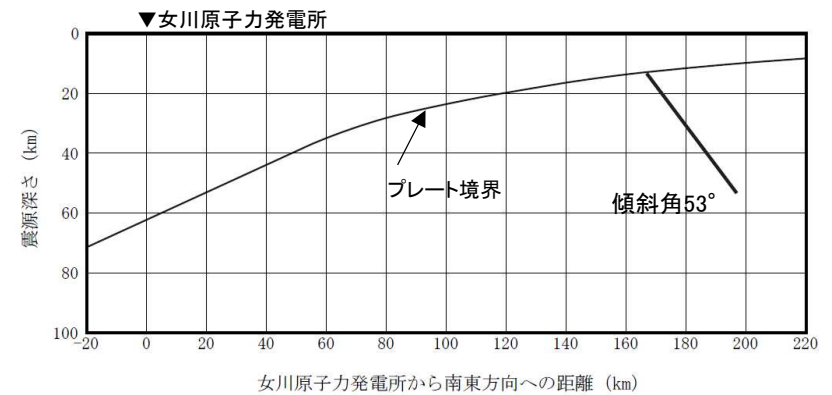
- ・統計的グリーン関数法により評価。  
波形合成は入倉ほか(1997)を用いる。



断層モデル(平面図)



断層モデル(展開図)



断面図

※傾斜角は、プレートに対し断層の傾斜が60°となるように断層付近のプレートの傾斜(7°)を考慮し53°に設定。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
沖合のやや浅い地震

■ 検討ケース3の断層パラメータ

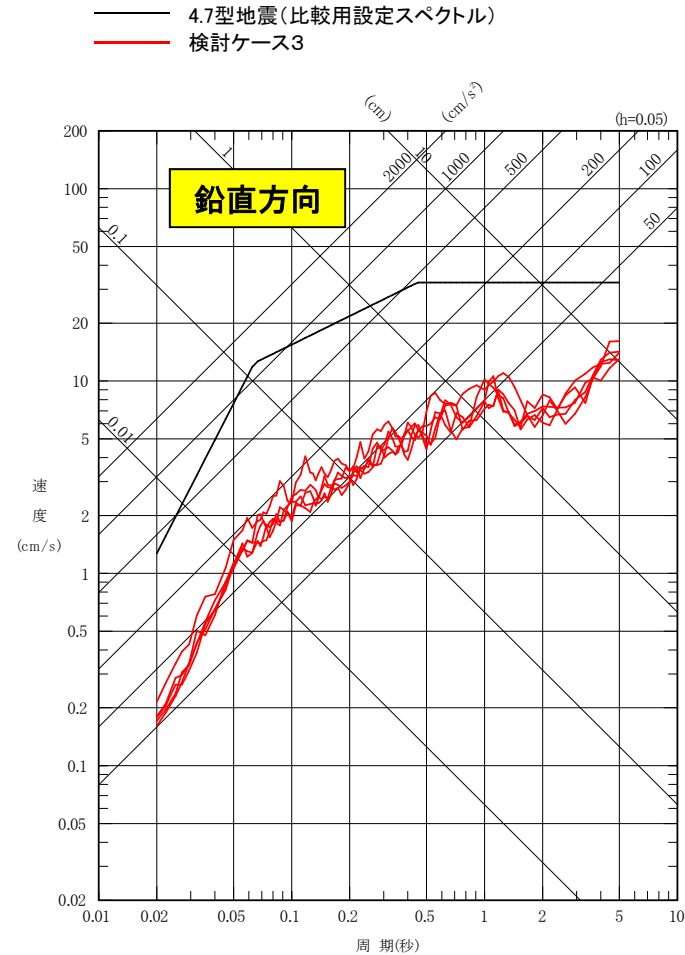
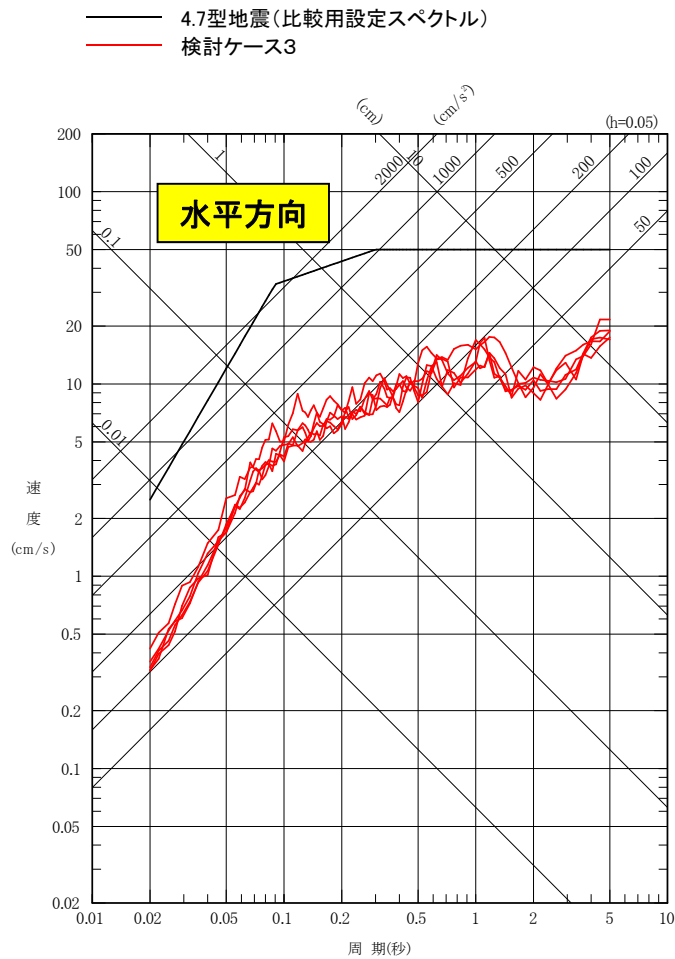
断層パラメータ		設定方法	設定値	
断層 面 全 体	気象庁 マグニチュード	$M_J$	設定条件	8.2
	モーメント マグニチュード	$M_w$	設定条件	8.2
	走向	$\theta (^{\circ})$	J-SHIS(2014)のプレート形状を 考慮し設定	10
	傾斜角	$\delta (^{\circ})$	プレート境界とのなす角が $60^{\circ}$ となるように設定	53
	断層長さ	$L(\text{km})$	$L=S/W$	110
	断層幅	$W(\text{km})$	プレート境界から下面の地震ま でを地震発生層として考慮して 設定	50
	断層面積	$S(\text{km}^2)$	$S=(49\pi^4\beta^4M_0^2)/(16A^2S_a)$	5412
	断層上端深さ	$h(\text{km})$	J-SHIS(2014)のプレート形状を 考慮し設定	13.7
	地震モーメント	$M_0(\text{Nm})$	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$	$2.51 \times 10^{21}$
	剛性率	$\mu (\text{N/m}^2)$	$\mu = \rho \cdot \beta^2, \rho = 3.0\text{g/cm}^3, \beta = 4.0$ $\text{km/s}$	$4.8 \times 10^{10}$
	平均すべり量	$D(\text{cm})$	$D=M_0/(\mu \cdot S)$	967
	平均応力降下量	$\Delta \sigma (\text{MPa})$	$\Delta \sigma = (7\pi^{1.5}/16)(M_0/S^{1.5})$	15.4
	短周期レベル	$A(\text{Nm/s}^2)$	$A=9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$	$2.88 \times 10^{20}$
	破壊伝播形式	-	-	放射状
	破壊伝播速度	$V_r(\text{km/s})$	$V_r=0.72\beta$	2.88

断層パラメータ		設定方法	設定値	
強震動生成域全体	地震モーメント	$M_{0a}(\text{Nm})$	$M_{0a}=\mu \cdot S_a \cdot D_a$	$9.95 \times 10^{20}$
	断層面積	$S_a(\text{km}^2)$	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times (M_0 \times 10^7)$	1072
	平均すべり量	$D_a(\text{cm})$	$D_a=2 \cdot D$	1934
	応力降下量	$\Delta \sigma_a(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_a=A/(4\beta^2(\pi \cdot S_a)^{0.5})$	77.6
強震動生成域1つあたり	地震モーメント	$M_{0ai}(\text{Nm})$	$M_{0ai}=M_{0a}/5$	$1.99 \times 10^{20}$
	断層面積	$S_{ai}(\text{km}^2)$	$S_{ai}=S_a/5$	214
	平均すべり量	$D_{ai}(\text{cm})$	$D_{ai}=M_{0ai}/(\mu \cdot S_{ai})$	1934
	応力降下量	$\Delta \sigma_{ai}(\text{MPa})$	$\Delta \sigma_{ai}=\Delta \sigma_a$	77.6
背景領域	地震モーメント	$M_{0b}(\text{Nm})$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	$1.52 \times 10^{21}$
	断層面積	$S_b(\text{km}^2)$	$S_b=S-S_a$	4340
	平均すべり量	$D_b(\text{cm})$	$D_b=M_{0b}/(\mu \cdot S_b)$	728
	実効応力	$\sigma_b(\text{MPa})$	$\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a) \cdot \Delta \sigma_a$	11.0
高域遮断周波数	$f_{\text{max}}(\text{Hz})$	2003年宮城県沖の地震のシ ミュレーション結果	18	

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
沖合のやや浅い地震

■ 沖合いのやや浅い地震の評価結果 <応答スペクトル>

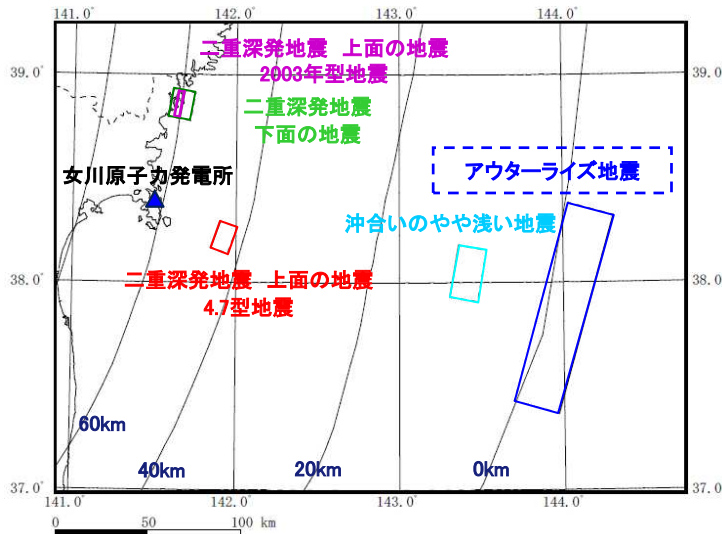


4.7型地震と比較して、沖合いのやや浅い地震の評価結果は小さい。

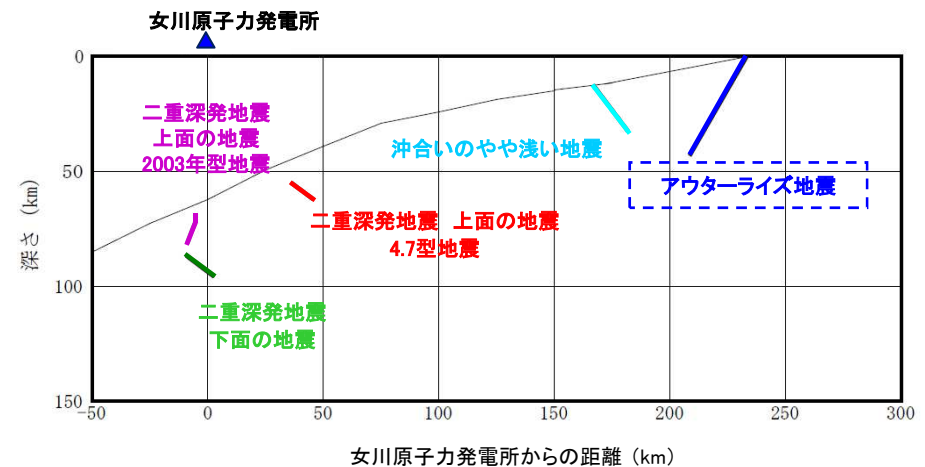
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
アウターライズ地震

■アウターライズ地震の特徴

項目	想定位置	地震規模	短周期レベル (応力降下量)	備考
特徴	<ul style="list-style-type: none"> <li>地震調査研究推進本部(2013)の長期評価において、東北地方の日本海溝付近に想定している。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>歴史地震としては1933年三陸沖の地震(M8.1)が最大規模。</li> <li>地震調査研究推進本部(2013)ではM8.2の規模の地震を想定。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>2011年3月11日(15時25分)の地震(M7.5)は、海溝軸より沖合で発生した正断層型の地震で、典型的なアウターライズ地震と考えられる。</li> <li>2011年3月11日(15時25分)の地震の短周期レベルは地震調査研究推進本部(2017)の0.7倍。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>津波評価において、1611年慶長の地震はアウターライズ地震の可能性があるととして、M8.6規模の地震を評価している。</li> </ul>



断層位置 模式図(平面図)



断層位置 模式図(断面図)

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

アウターライズ地震

■アウターライズ地震 検討ケース

- ・1933年三陸沖の地震(M8.1), 2011年3月11日15:25三陸沖の地震(M7.5)を踏まえ, 沈み込む海洋プレート内地震として海溝外縁隆起帯(アウターライズ)で発生する地震を考慮。
- ・下表の3ケースのうち, 検討ケース3について, 地震規模と距離等から敷地に与える影響が大きいことから地震動評価を行う。検討にあたっては, 2011年3月11日三陸沖の地震(M7.5, アウターライズ地震)の観測記録が敷地で得られていることから, 観測記録をベースとした簡易評価を行う。

検討ケース	断層モデルの設定条件			評価方法	備考
	地震規模	断層の位置	短周期レベル (応力降下量)		
検討ケース1	M8.2	海溝軸より東側 付近	2011.3.11三陸沖の 地震の 短周期レベル相当※1	簡易評価※2 (記録ベース)	地震調査研究推進本部(2013)の プレート内地震正断層型の位置を 踏まえ設定
検討ケース2 想定位置	M8.2	海溝軸より西側 付近	2011.3.11三陸沖の 地震の 短周期レベル相当※1	簡易評価※2 (記録ベース)	地震調査研究推進本部(2013)の プレート内地震正断層型の位置を 踏まえ設定
検討ケース3 地震規模	M8.6	海溝軸より東側 付近	2011.3.11三陸沖の 地震の 短周期レベル相当※1	簡易評価※2 (記録ベース)	地震規模M8.6は津波評価で考慮 している規模

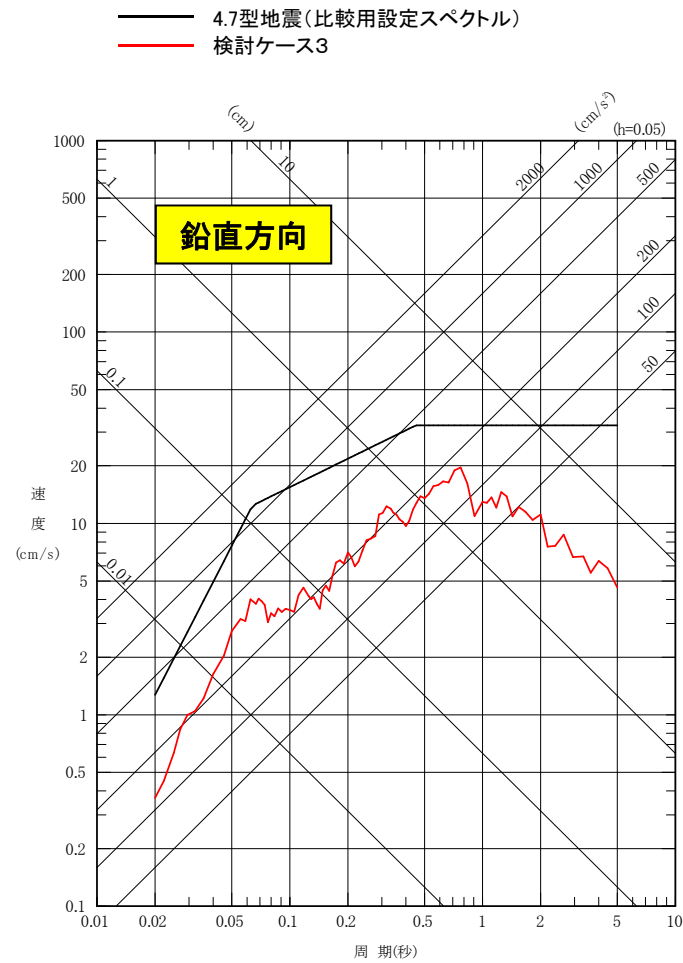
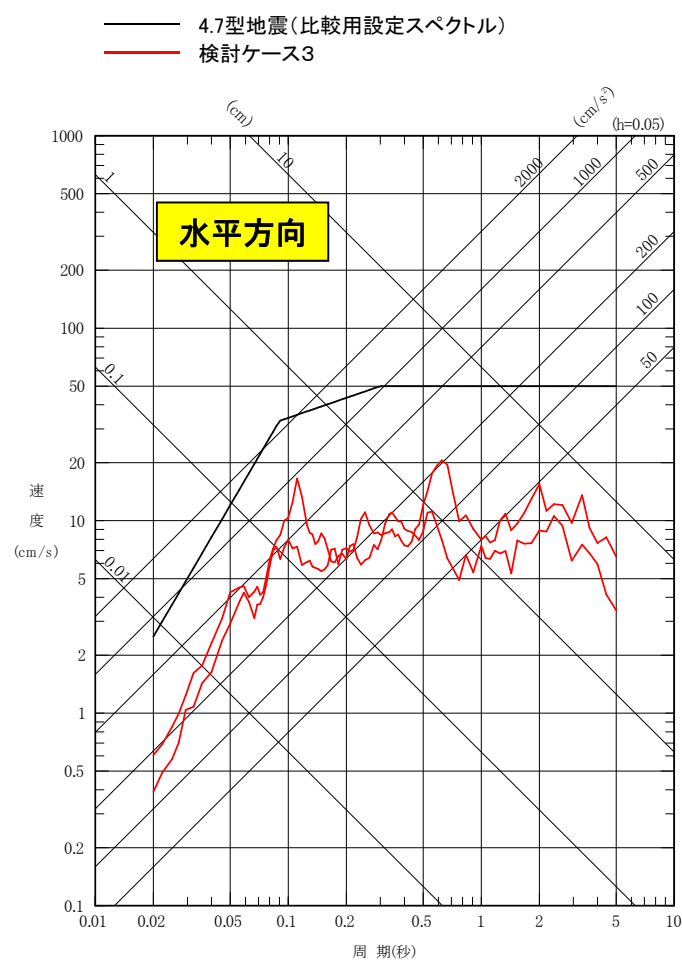
※1: 2011年3月11日15:25三陸沖の地震の地震モーメント $M_0$  - 短周期レベルAの関係相当の短周期レベルを考慮する。

※2: 地震規模の違い及び想定位置の違い(震源距離の違い)については, 応答スペクトルの差(比率)を既往の距離減衰式で算定し, 観測記録(2011.3.三陸沖の地震(M7.5))に乗じることによって評価する。



2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
アウターライズ地震

■アウターライズ地震の評価結果(応答スペクトル)

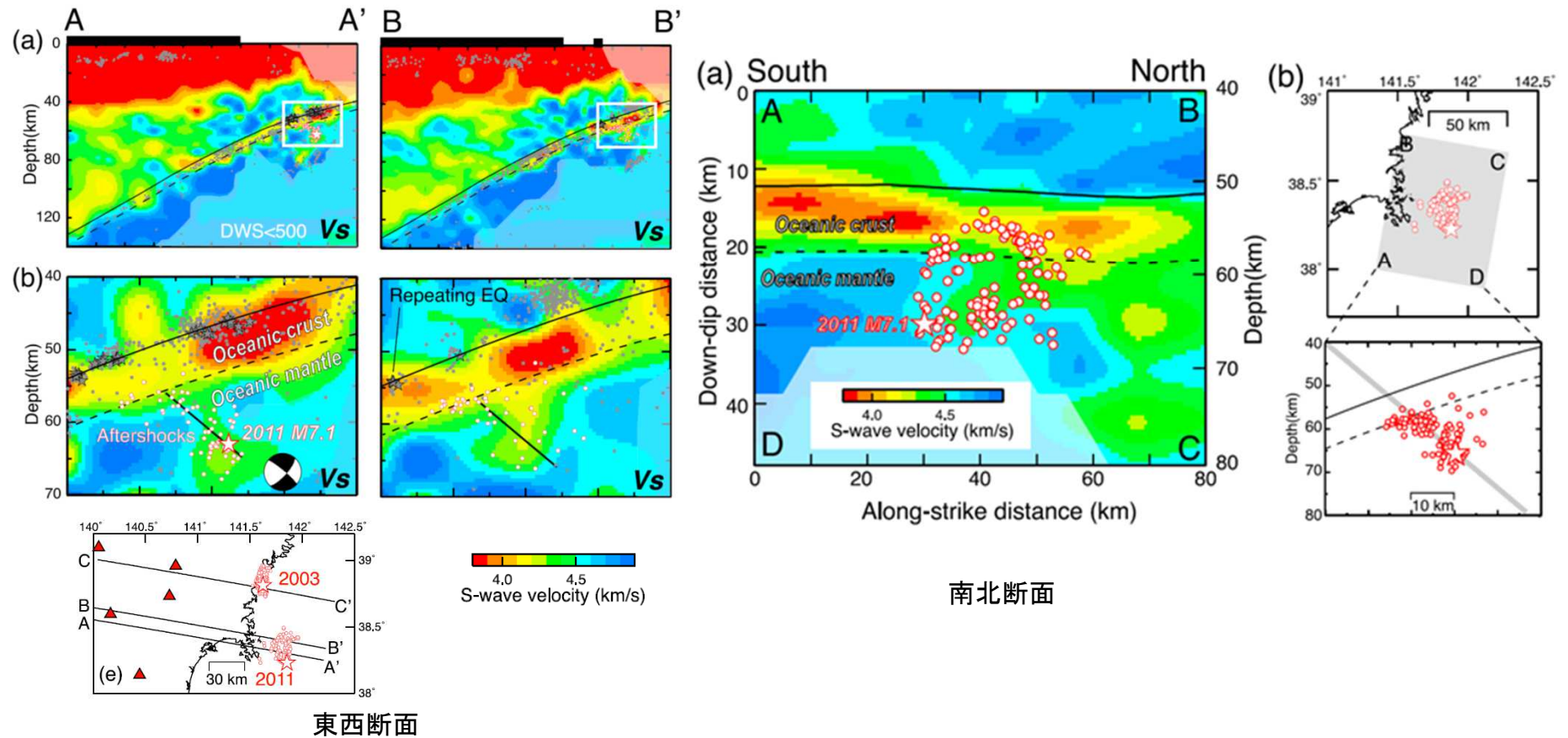


4.7型地震と比較して、アウターライズ地震の評価結果は小さい。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震  
海洋地殻と海洋性マンタルの物性の違い

■ 海洋地殻と海洋性マンタルの物性の違いに起因する応力降下量の違いについて

・4.7地震が発生した付近の海洋性マンタルと海洋地殻のS波速度構造(Nakajima et al.(2011)による地震波トモグラフィ結果)は、地震調査研究推進本部(2005)の大構造と同様の傾向を示している。従って、「物性の違い」に起因する地殻とマンタルの応力降下量の違いとしては、当該地域においても1.4倍程度の違いがあると考えられる。他の速度構造モデル等(次頁以降)でも同様の傾向にある。

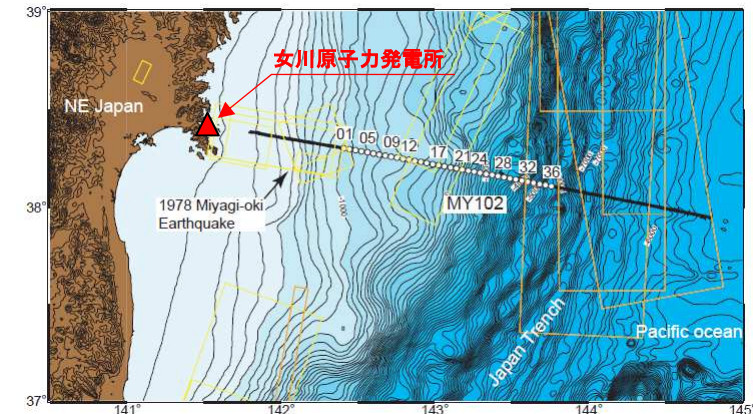
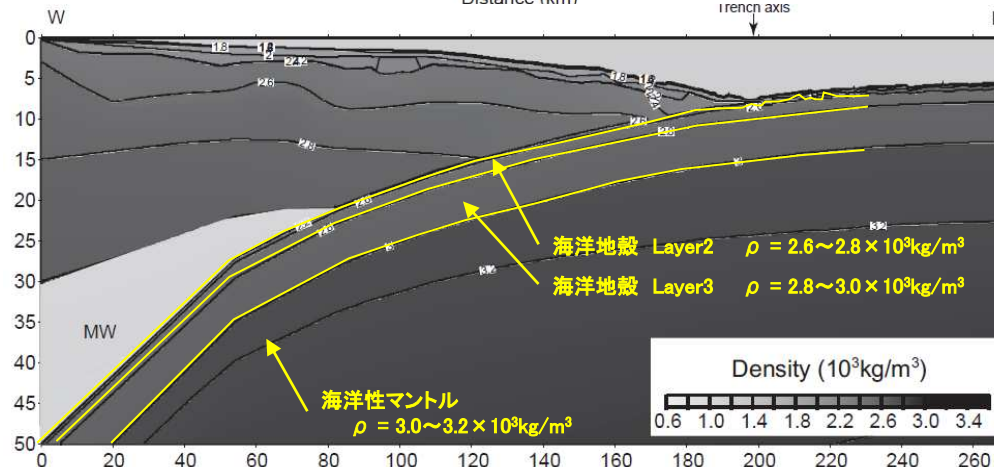
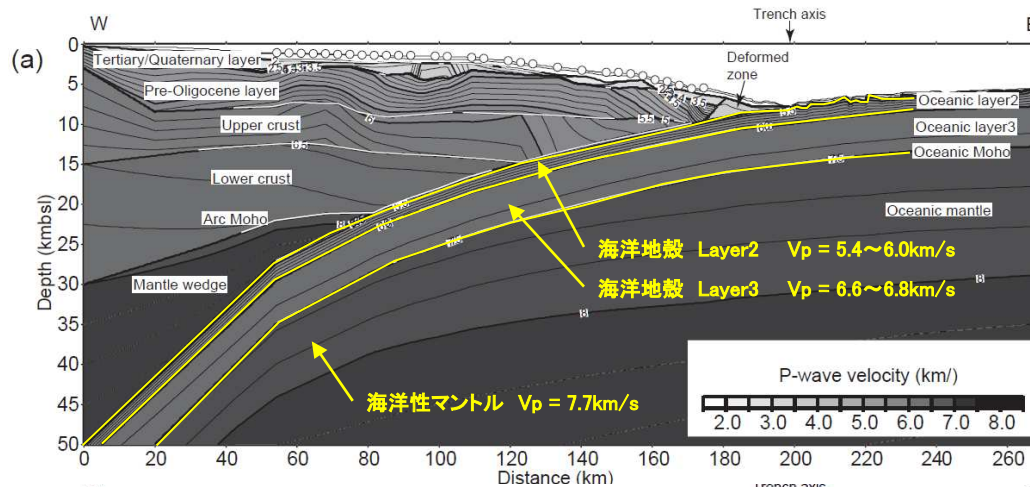


4.7地震の震源域周辺の地震波トモグラフィによるS波速度構造(Nakajima et al.(2011))

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 海洋地殻と海洋性マンタルの物性の違い

### 【三浦ほか(2001)及びMiura et al.(2005)】

- ・宮城県沖から日本海溝に至る測線(MY102)において、エアガンを用いた深部構造探査を実施した。
- ・太平洋プレートの海洋地殻\*は2層(oceanic layer2及び3)で構成され、それぞれのP波速度は、5.4~6.0km/s及び6.6~6.8km/s、それぞれの密度は $2.6\sim 2.8 \times 10^3\text{kg/m}^3$ 及び $2.8\sim 3.0 \times 10^3\text{kg/m}^3$ である。
- ・太平洋プレートの海洋性マンタルのVpは、7.7km/s、密度は $3.0\sim 3.2 \times 10^3\text{kg/m}^3$ である。



探査測線(三浦ほか(2001)に一部加筆)

○地震調査研究推進本部(2005)の深部構造モデルは、三浦ほか(2001)を参考に設定している。

(参考)

海洋地殻の層構成は、上部から順番に以下の3層からなる。  
第1層:堆積物層, 第2層:玄武岩層, 第2層:ハンレイ岩層。  
なお、Miura et al.(2005)では、速度構造モデルに第1層(堆積物層)は含めていない。

P波速度及び密度の分布  
(Miura et al.(2005)に一部加筆)

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

不確かさケース2(SMGA地殻内)の統計的グリーン関数法による評価

■ 統計的グリーン関数法による確認

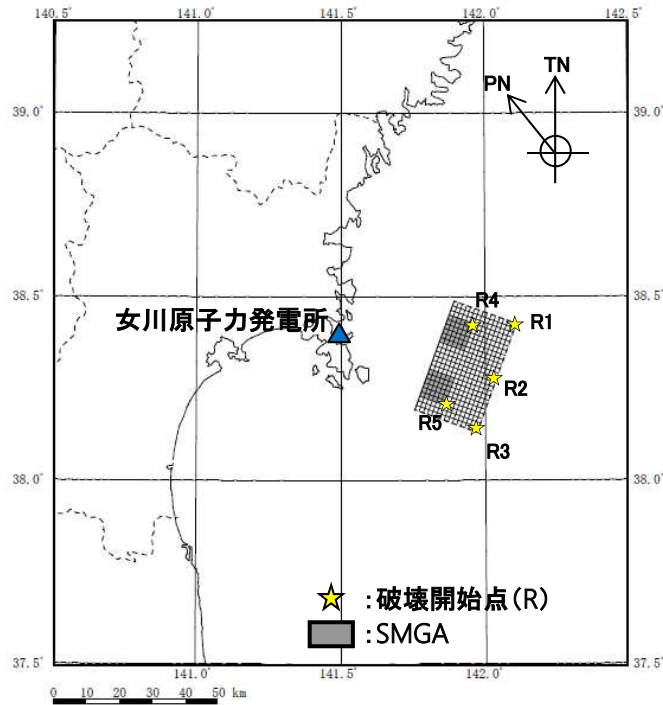
参考として、4.7型地震不確かさケース2(SMGA地殻内)について統計的グリーン関数法による評価を行い、経験的グリーン関数法による評価結果の妥当性確認を行う。

○ 断層モデル

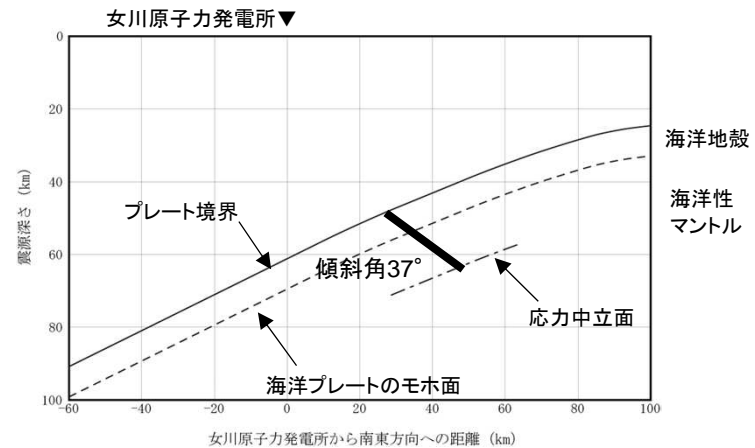
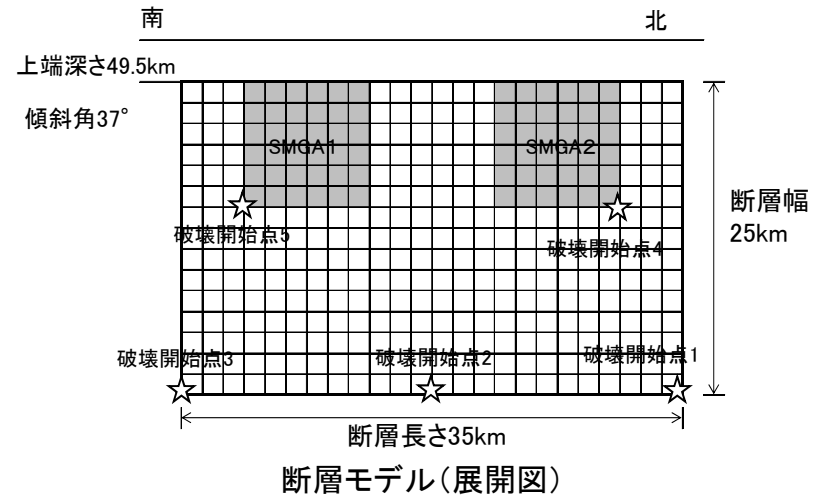
・不確かさケース2(SMGA地殻内)の断層モデルを用いる。

○ 断層モデルを用いた地震動評価

・統計的グリーン関数法により評価を行う。  
波形合成は入倉ほか(1997)による。



不確かさケース2(SMGA地殻内)の  
断層モデル(平面図)



断面図

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

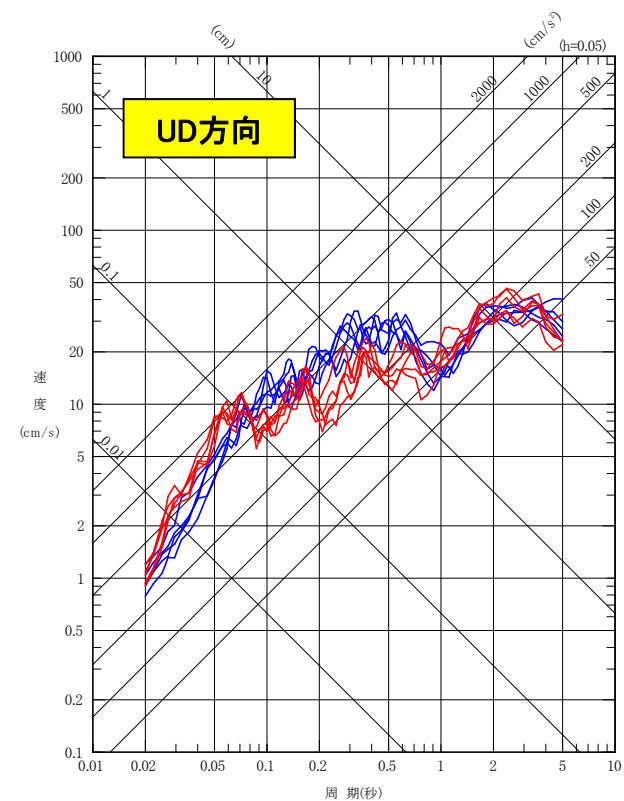
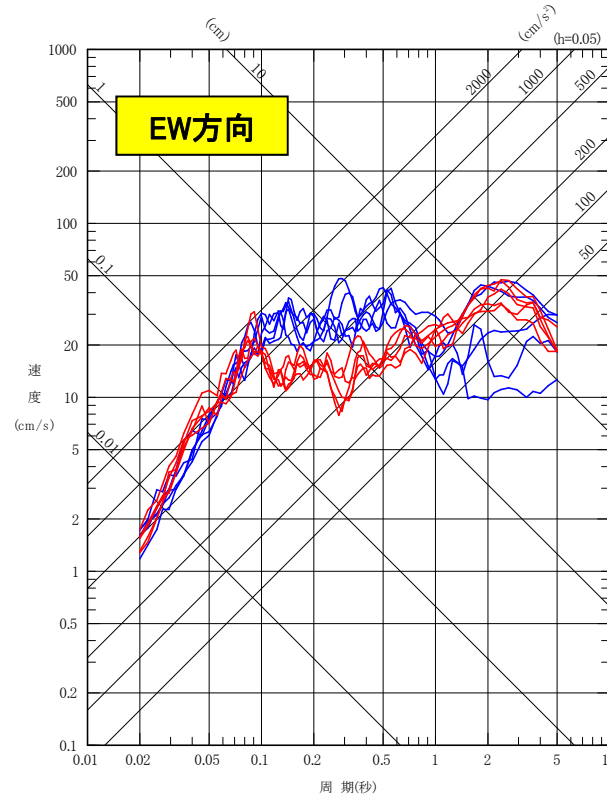
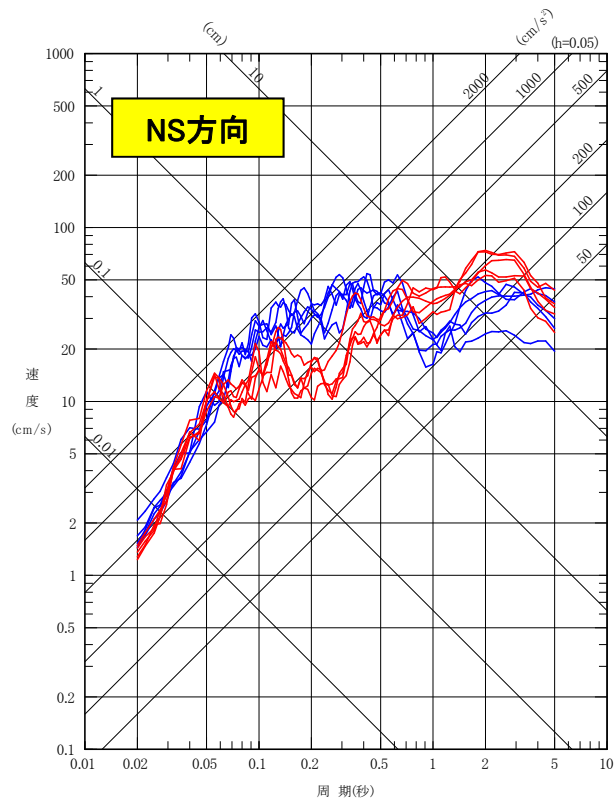
不確かさケース2(SMGA地殻内)の統計的グリーン関数法による評価

■ 4.7型地震不確かさケース2(SMGA地殻内) 統計的グリーン関数法による検討

— 経験的グリーン関数法による評価結果  
— 統計的グリーン関数法による評価結果

— 経験的グリーン関数法による評価結果  
— 統計的グリーン関数法による評価結果

— 経験的グリーン関数法による評価結果  
— 統計的グリーン関数法による評価結果



経験的グリーン関数法 (EGF) と統計的グリーン関数法 (SGF) の評価結果は、周期0.1秒以下の短周期側では対応がよく、周期0.5秒以上の長周期側ではEGFが大きい。また、周期0.2秒付近では、EGFが小さい傾向にあるが、これは要素地震の特徴によるものと考えられる。

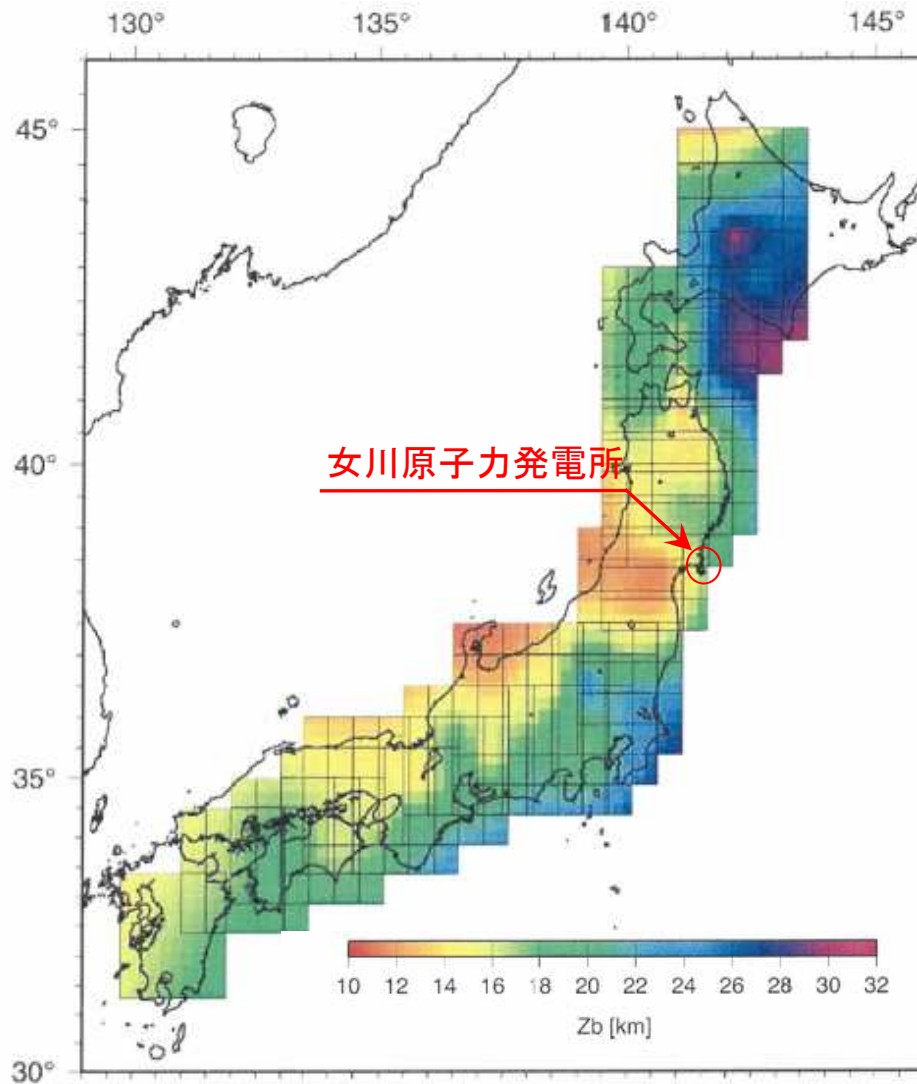
## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

---

### 2.3 内陸地殻内地震

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3 内陸地殻内地震 敷地周辺の地震発生層の設定

### ■地球物理学的データによる確認



Tanaka and Ishikawa(2005)によるキュリー一点深度(一部加筆)

- Tanaka and Ishikawa(2005)は、地殻熱流量と地震発生層、キュリー一点深度の関係について考察を行なっている。
- 敷地付近のキュリー一点深度は内陸地域よりも深めの傾向があり、太平洋側と同程度である。
- これは、敷地周辺及び内陸地域の地震発生層の傾向分析と矛盾しないと考えられる。

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3 内陸地殻内地震 検討用地震の対象の整理

### ■長さ80kmを超える断層の地震規模の算定について

- 内陸地殻内地震の検討用地震選定に用いる地震規模(M)は松田(1975)による。
- ただし、松田(1975)の適用範囲外の長さ80kmを超える断層については、武村(1990)から求めた地震規模と比較し、保守的な値を採用した。

敷地周辺の長さ80kmを超える断層

断層名	活断層長さ (km)	地震発生層※1 (km)	断層傾斜角※2 (度)	断層面積 (km <sup>2</sup> )	地震モーメント (Nm)	マグニチュード(M)	
						松田(1975)	武村(1990)
北上低地西縁断層帯	100	2 ~ 11	35	1,570	$1.37 \times 10^{20}$	8.2	8.0
双葉断層	110	2 ~ 15	90	1,430	$1.14 \times 10^{20}$	8.2	8.0
北上低地帯～宮城県北部 の断層群	112	2 ~ 11	35	1,758	$1.72 \times 10^{20}$	8.2	8.1

#### ※1 地震発生層

北上低地西縁断層帯および北上低地帯～宮城県北部の断層群は、海野ほか(2004)による2003年宮城県中部の地震の余震分布等を参考に設定した。

双葉断層は、地震調査研究推進本部(2009)による。

#### ※2 断層傾斜角

地震調査研究推進本部(2009)による。



2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3 内陸地殻内地震  
検討用地震の対象の整理

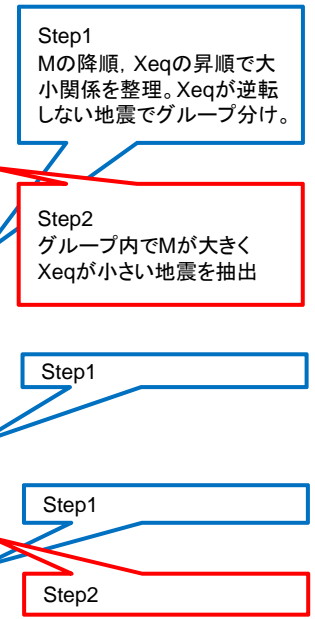
■活断層による地震の検討用地震の選定

- 内陸地殻内地震の検討用地震は, Noda et al.(2002)の応答スペクトルの大小関係(地震規模と等価震源距離の大小関係)により選定した。

活断層による地震の検討用地震の選定フロー

- Step1** 地震規模(M)の降順および等価震源距離(Xeq)の昇順に整理(Mを優先)。Xeqの大小関係が逆転しないものでグループ分け。
- ↓
- Step2** 各グループ内で, 影響が大きい地震(Mが大きくXeqが小さい地震)を代表として抽出。
- ↓
- Step3** Step2で抽出した地震について, Noda et al.(2002)の応答スペクトルを用いた比較を行い, 検討用地震を選定(本説明資料 p.153)。

主な活断層による地震			
No.	断層名	M	Xeq (km)
22	双葉断層	8.2	87
20	北上低地西縁断層帯	8.2	92
21	福島盆地西縁断層帯	7.9	101
18	山形盆地断層帯	7.8	118
19	横手盆地東縁断層帯	7.7	125
11	IV断層	7.6	82
8	F-15断層・F-16断層	7.5	39
17	長町-利府線断層帯	7.5	61

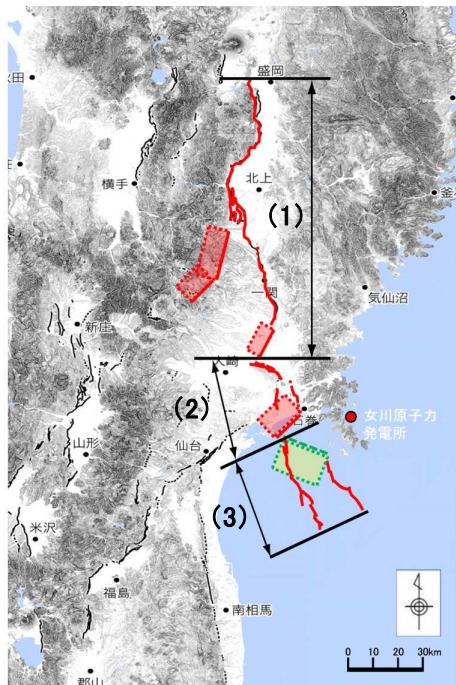


2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3 内陸地殻内地震

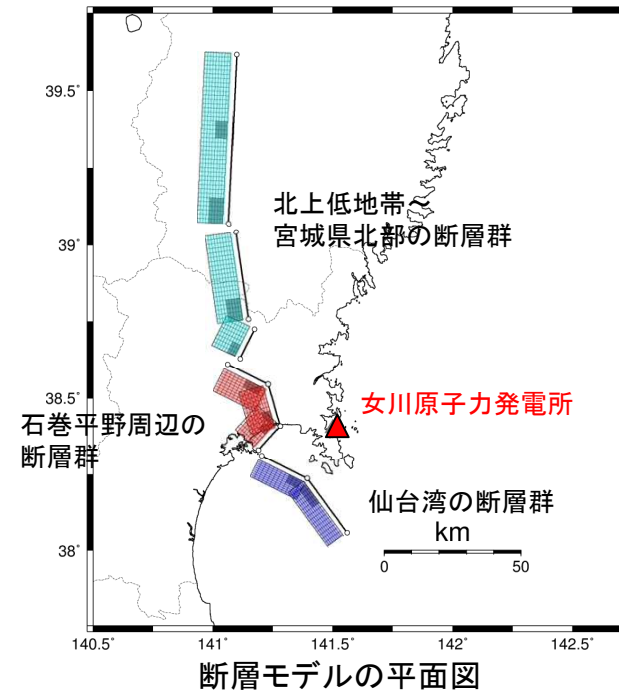
北上低地帯～宮城県北部の断層群から仙台湾の断層群の保守的連動評価(断層モデル)

■保守的に影響評価を実施する断層群の連動(192km)の断層モデル

- ▶ 北上低地帯～宮城県北部の断層群, 石巻平野周辺の断層群及び仙台湾の断層群の連動を考慮し断層モデルを設定する。
- ▶ 断層パラメータは, 長大な断層群であることから, 壇ほか(2015)による長大逆断層の地震動予測レシピに基づき設定する。
- ▶ 地震発生層は, 海域については仙台湾の断層群による地震の評価と同様に3～15kmとし, 陸域については2003年7月26日宮城県中部の地震の稠密地震観測による余震観測を参考に2～11kmに設定する。
- ▶ アスペリティは各断層に考慮し, 位置は安全側の評価となるようそれぞれの巨視的断層面上端に敷地に寄せて設定する。



今泉ほか(2018)に一部加筆

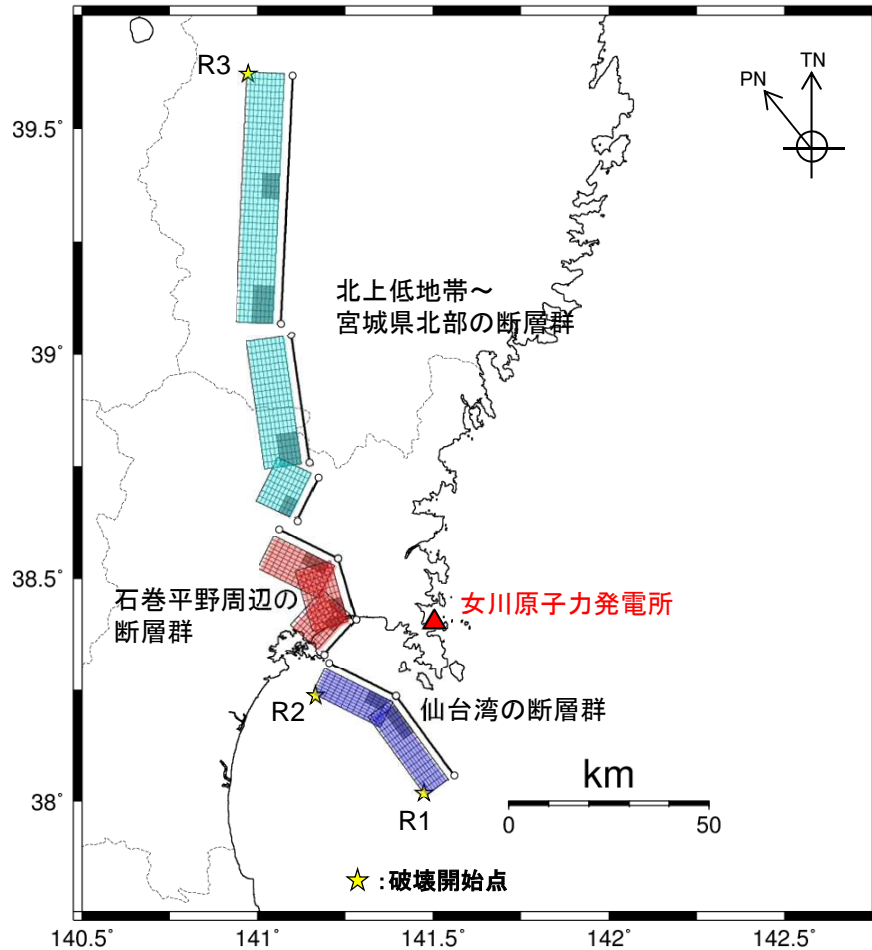


断層モデルの平面図

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3 内陸地殻内地震

北上低地帯～宮城県北部の断層群から仙台湾の断層群の保守的連動評価(断層モデル)

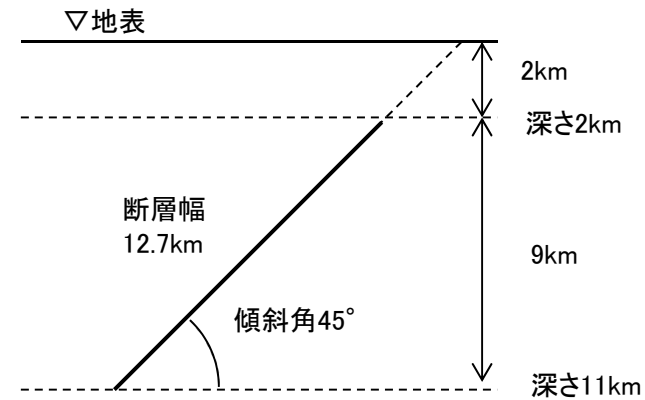
■ 全ての断層群の連動(192km)の断層モデル



北上低地帯～宮城県北部の断層群から  
仙台湾の断層群の断層モデル

断層群	地震発生層		傾斜角 (°)	断層 長さ L (km)	断層 幅 W (km)
	上端 (km)	下端 (km)			
(1) 北上低地帯～宮城県北部の断層群	2	11	45	104.9	12.7
(2) 石巻平野周辺の断層群	2	11	45	44.0	12.7
(3) 仙台湾の断層群	3	15	60	43.1	13.9

※陸域の断層の傾斜角は地震調査研究推進本部(2017)(逆断層)により45°と設定

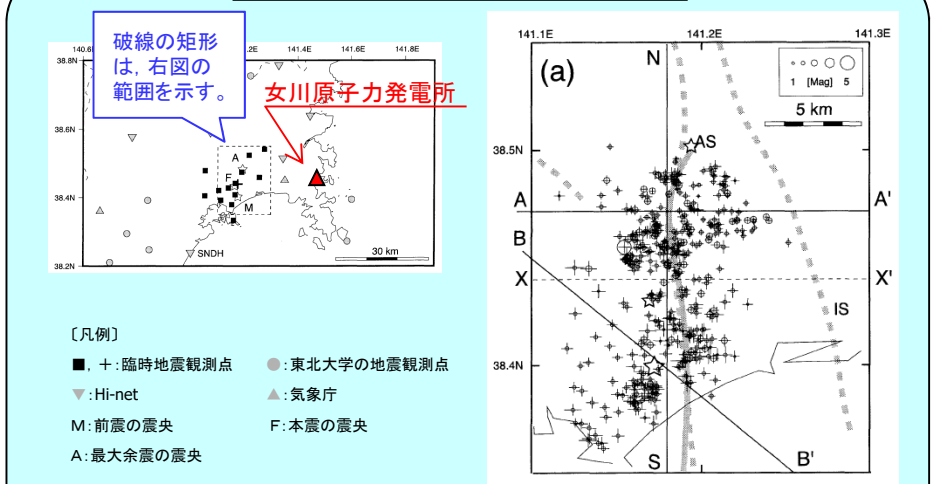


断層モデルの断面図(内陸地域)

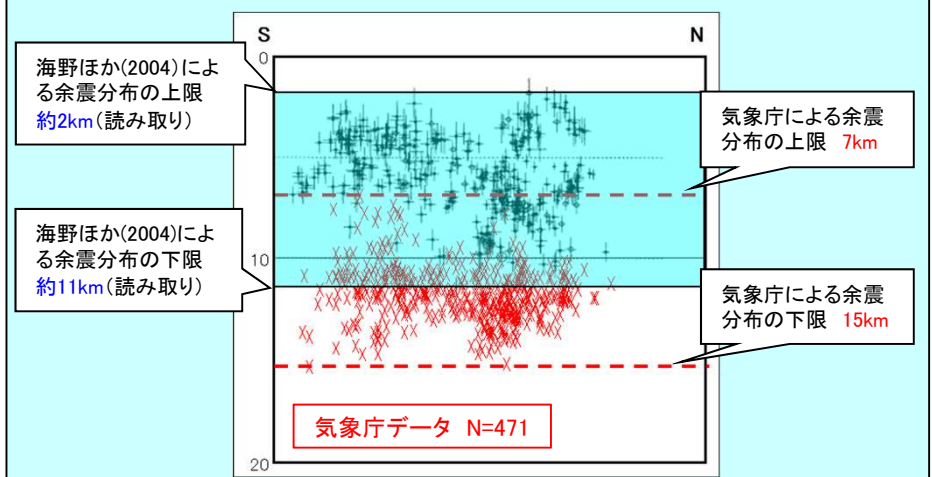
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3 内陸地殻内地震

北上低地帯～宮城県北部の断層群から仙台湾の断層群の保守的連動評価(地震発生層の検討)

海野ほか(2004)に基づく検討



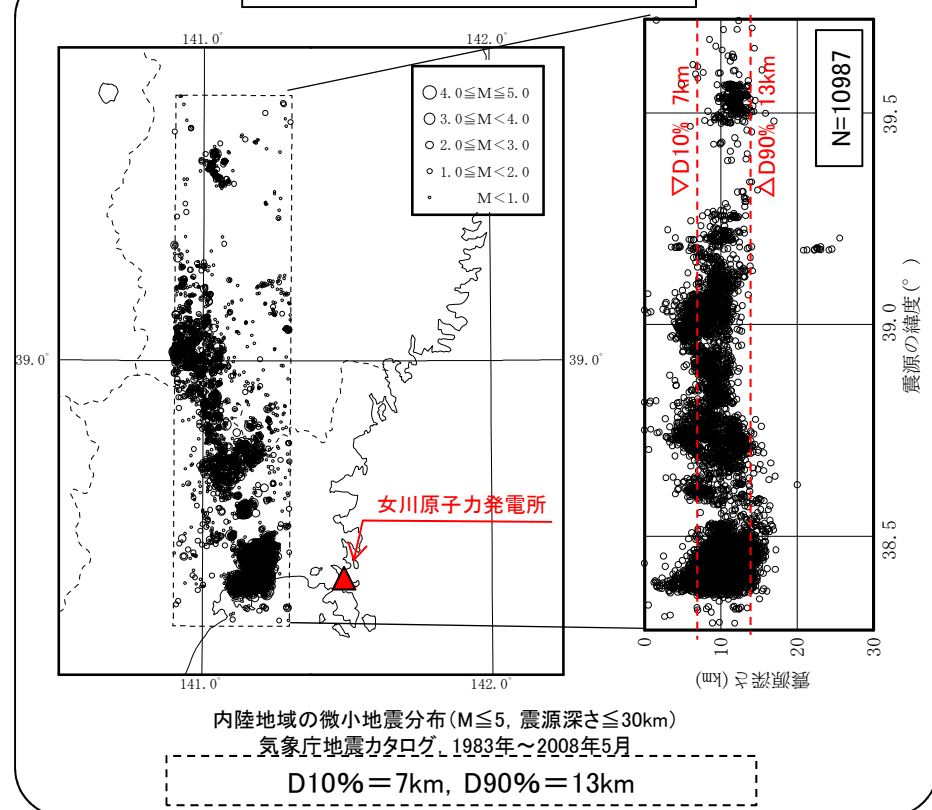
2003年宮城県中部の地震の震央と臨時地震観測点



気象庁による余震分布(x)と海野ほか(2004)の余震分布(+ )の比較  
[気象庁による余震分布の期間と範囲は海野ほか(2004)と同じとした。]

2003年宮城県中部の地震の余震分布

微小地震分布に基づく検討





- 内陸地域の地震発生層は、「石巻平野周辺の断層群」付近の精度よい地震観測を行なっている海野ほか(2004)から、2～11kmに設定する。
- なお、内陸地域の気象庁のD10%及びD90%について、海野ほか(2004)と気象庁との震源深さの違いを考慮した場合、D10%～D90%は、2～9kmとなる。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3 内陸地殻内地震

北上低地帯～宮城県北部の断層群から仙台湾の断層群の保守的連動評価(パラメータ設定)

基本ケースと考慮する不確かさ

検討ケース	断層モデルの設定条件						
	地震規模	断層の位置	破壊開始点	地震発生層	アスペリティの位置	傾斜角	アスペリティの短周期レベル
基本ケース	M8.1(※2)	地質調査結果	破壊が敷地に向かう位置(複数)	2～11km(内陸) 3～15km(海域)	敷地寄せ断層上端	45°(内陸) 60°(海域)	地震調査研究推進本部(2017)×1.0
短周期レベルの不確かさ(※1)	同上	同上	同上	同上	同上	同上	地震調査研究推進本部(2017)×1.5

 :あらかじめモデルに織り込む不確かさ  
 :考慮する不確かさ

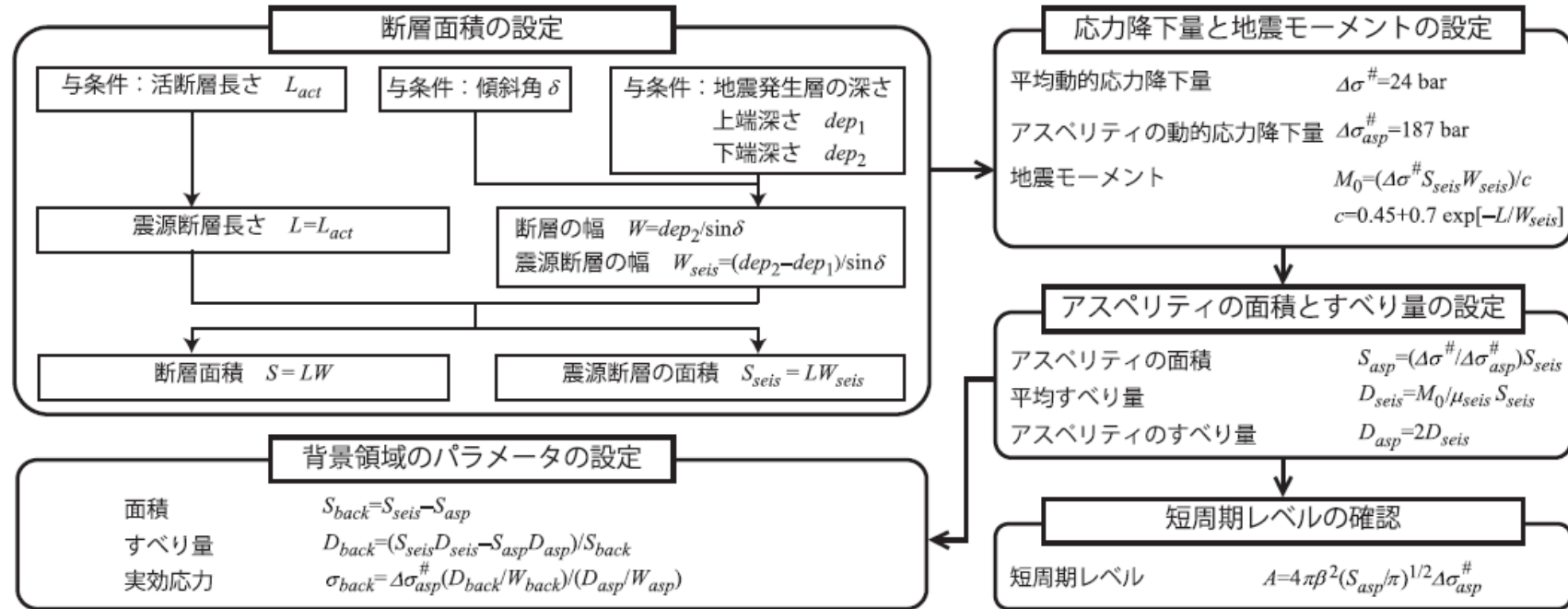
※1:新潟県中越沖地震の知見を反映し、短周期レベル(応力降下量)×1.5倍を考慮。

※2:武村(1990)による。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3 内陸地殻内地震

北上低地帯～宮城県北部の断層群から仙台湾の断層群の保守的連動評価(パラメータ設定)

■壇ほか(2015)による断層パラメータ設定について



長大な逆断層による内陸地震の強震動予測用の断層パラメータ算定手順[壇ほか(2015)]

【壇ほか(2015)】

- ・内陸地殻内地震のうち、例えば中央構造線のように、全長がきわめて長いとき、「強震動予測のためのレシピ」だとアスペリティの面積が断層面積の50%をこえ背景領域のすべり量が負となって、断層モデルが設定できないことがあり、課題となっていた。
- ・本論文では、入江・他(2013)の近似式を用いて、実際の地震データに基づき、平均動的応力降下量とアスペリティの動的応力降下量を求めた。ついで、これらの経験的関係式に基づいて、アスペリティモデルを記述する各パラメータの設定方法を提案した。
- ・本論文で用いた短周期レベルのデータは3地震と少なかった。したがって、今後、強震動予測の精度をさらに向上させるには、マグニチュード8クラスの内陸地殻内地震の短周期レベルの蓄積を行う必要がある。

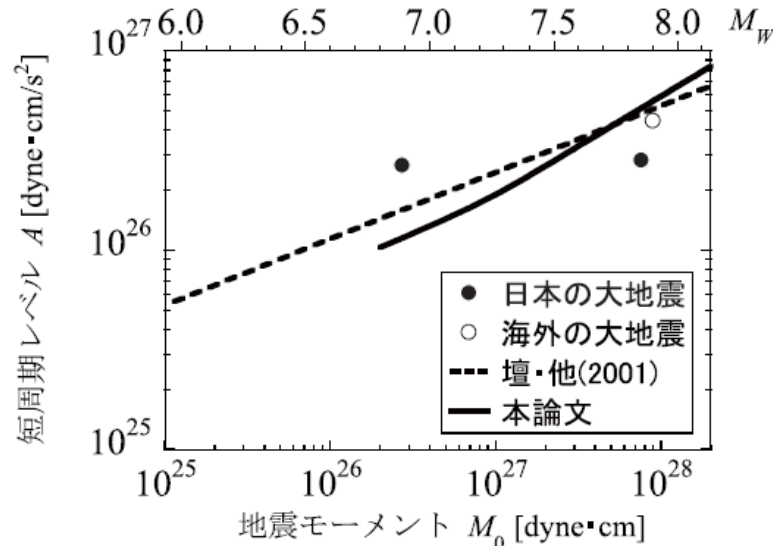
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3 内陸地殻内地震

北上低地帯～宮城県北部の断層群から仙台湾の断層群の保守的連動評価(パラメータ設定)

■ 壇ほか(2015)により設定した短周期レベルの確認

表1 逆断層による内陸地震の断層パラメータ

(a) 日本								(b) 日本以外									
年	地震	気象庁 マグニ チュード	震源 断層 長さ	断層 幅	断層 面積	地震モー メント	短周期 レベル	平均 動的応力 降下量	年	地震	モーメン トマグニ チュード	震源 断層 長さ	断層 幅	断層 面積	地震モー メント	短周期 レベル	平均 動的応力 降下量
		$M_J$	$L$	$W$	$S$	$M_0$	$A$	$\Delta\sigma^\#$			$M_W$	$L$	$W$	$S$	$M_0$	$A$	$\Delta\sigma^\#$
		[km]	[km]	[km <sup>2</sup> ]	[dyne·cm]	[dyne·cm]	[dyne·cm/s <sup>2</sup> ]	[bar]			[km]	[km]	[km <sup>2</sup> ]	[dyne·cm]	[dyne·cm/s <sup>2</sup> ]	[bar]	
1896	陸羽	7.2	40	21	840	$1.4 \times 10^{27}$	-	60	1977	Caucete	7.4	80	30	2400	$1.86 \times 10^{27}$	-	24
1940	積丹半島沖	7.5	100	35	3500	$2.4 \times 10^{27}$	-	21	1978	Tabas	7.3	74	22	1628	$1.32 \times 10^{27}$	-	26
1964	男鹿半島沖	6.9	50	20	1000	$4.3 \times 10^{26}$	-	15	1979	Montenegro	6.9	50	29	1450	$3.11 \times 10^{26}$	-	7
1964	新潟	7.5	80	30	2400	$3.2 \times 10^{27}$	-	42	1980	El Asnam	7.1	55	15	825	$5.07 \times 10^{26}$	-	22
1983	日本海中部	7.7	120	40	4800	$7.6 \times 10^{27}$	$2.82 \times 10^{26}$	49	1985	New Ireland	7.2	48	23	1104	$8.27 \times 10^{26}$	-	25
2008	岩手・宮城内陸	7.2	40	18	720	$2.72 \times 10^{26}$	$2.66 \times 10^{26}$	14	1999	Chi-Chi	7.6	89	39	3435	$3.38 \times 10^{27}$	-	31
									2008	Sichuan	7.9	279	46	12781	$8.97 \times 10^{27}$	$4.44 \times 10^{26}$	22



短周期レベルと地震モーメントとの関係[壇ほか(2015)]

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3 内陸地殻内地震

北上低地帯～宮城県北部の断層群から仙台湾の断層群の保守的連動評価(パラメータ設定)

■ 壇ほか(2015)による断層パラメータ設定のフロー

北上低地帯～仙台湾の断層群による地震  
基本ケース

断層面積S(断層長さL, 断層幅W)の設定

$$S_{seis} = \sum S_{seis} = (L \cdot W) = 2293.2 \text{ km}^2$$

※断層面が重複している部分があることから各断層の面積を足し合わせている。

応力降下量 $\Delta\sigma$ と地震モーメント $M_0$ の設定

$$\Delta\sigma\# = 2.4 \text{ MPa} \text{ [壇ほか(2015)]}$$

$$\Delta\sigma_a\# = 18.7 \text{ MPa} \text{ [壇ほか(2015)]}$$

$$M_0 = 1.46 \times 10^{20} \text{ N}\cdot\text{m} \leftarrow$$

アスペリティの面積 $S_{asp}$ とすべり量 $D_{asp}$ の設定

$$S_a = (\Delta\sigma\# / \Delta\sigma_a\#) \cdot S_{seis} = 0.128 \times 2293.2 = 294.3 \text{ km}^2$$

$$D = M_0 / (\mu S_{seis}) = 2.04 \text{ m}$$

$$D_a = 2.0 \times D = 4.08 \text{ m}$$

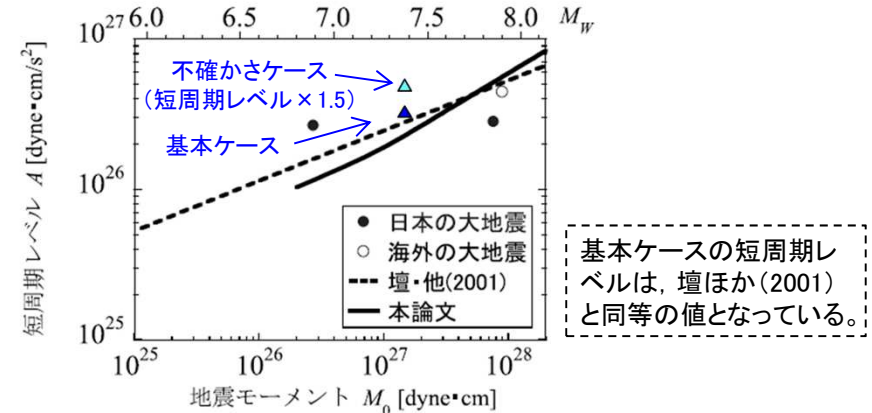
$$M_{0a} = \mu \cdot D_a \cdot S_a = 3.75 \times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m}$$

短周期レベルAの確認

$$A_a = 4\pi\beta^2\Delta\sigma_a\#(S_a/\pi)^{0.5} = 2.63 \times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m/s}^2$$

$$A_b = 4\pi\beta^2\Delta\sigma\#(S_b/\pi)^{0.5} = 1.68 \times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m/s}^2$$

$$A = (A_a^2 + A_b^2)^{0.5} = 3.12 \times 10^{19} \text{ N}\cdot\text{m/s}^2$$



短周期レベルと地震モーメントとの関係[壇ほか(2015)に一部加筆]

壇ほか(2015)

$$M_0 = \Delta\sigma\# \cdot S_{seis} \cdot W_{seis} / c$$

$$c = 0.45 + 0.7 \exp(-L/W_{seis}) = 0.45$$

背景領域のパラメータの設定

$$S_b = S - S_a = 2293.2 - 294.3 = 1998.9 \text{ km}^2$$

$$\sigma_b\# = (D_b/W_b) \cdot (\pi^{0.5}/D_a) \cdot r \cdot \sum \gamma_i^3 \cdot \Delta\sigma_a\# = 4.59 \text{ MPa}$$

【参考】

比例定数cは断層のアスペクト比に応じた式となっており、壇ほか(2015)で仮定されている $W_{seis}$ の17kmでcを算定すると0.45で同じ値となり、 $W_{seis}$ の違いによる影響はない。

※不確かさケースとして短周期レベル×1.5を考慮している。



2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3 内陸地殻内地震

北上低地帯～宮城県北部の断層群から仙台湾の断層群の保守的連動評価(パラメータ設定)

断層パラメータ	記号	単位	設定方法	全体	(1)北上低地帯～宮城県北部の断層群			(2)石巻平野周辺の断層群			(3)仙台湾の断層群	
					北上低地 西縁断層帯	一関一石越 撓曲	1962年宮城県 北部の地震	加護坊山一 筥岳山断層	旭山撓曲・ 須江断層	南部セグメ ント断層	仙台湾北部の南傾 斜の仮想震源断層	F-12断層～ F-14断層
走向	$\theta$	°	—	—	182.7	172.0	206.0	116.6	164.0	222.0	116.6	143.7
傾斜角	$\delta$	°	—	—	45	45	45	45	45	45	60	60
断層上端深さ	—	km	—	—	2	2	2	2	2	2	3	3
断層下端深さ	—	km	—	—	11	11	11	11	11	11	15	15
断層長さ	L	km	—	192	61.1	31.8	12.0	16.6	15.6	11.8	18.9	24.2
断層幅	W	km	W=S/L	11.9	12.7	12.7	12.7	12.7	12.7	12.7	13.9	13.9
断層面積	S	km <sup>2</sup>	$S=\sum S_i$	2293.2	777.7	404.7	152.7	174.9	116.3	104.3	562.4	
剛性率	$\mu$	N/m <sup>2</sup>	$\mu=\rho\cdot\beta^2, \beta=3.4\text{km/s}, \rho=2.7\text{g/cm}^3$ 地震調査研究推進本部(2017)	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	3.12E+10	
破壊伝播速度	$V_r$	km/s	$V_r=0.72\beta$ , 地震調査研究推進本部 (2017)	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	2.45	
平均動的応力降下量	$\Delta\sigma^{\#}$	MPa	壇ほか(2015)	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	2.4	
地震モーメント	$M_0$	N·m	壇ほか(2015)	1.46E+20	4.95E+19	2.58E+19	9.73E+18	1.11E+19	7.41E+18	6.64E+18	3.58E+19	
モーメントマグニチュード	$M_w$	—	$M_w=(\log M_0-9.1)/1.5$	7.4	7.1	6.9	6.6	6.6	6.5	6.5	7.0	
平均すべり量	D	m	$D=M_0/(\mu\cdot S)$	2.04	2.04	2.04	2.04	2.04	2.04	2.04	2.04	
短周期レベル	A	N·m/s <sup>2</sup>	$A=(A_a^2+A_b^2)^{0.5}$	3.12E+19 (4.69E+19)	1.82E+19 (2.73E+19)	1.31E+19 (1.97E+19)	8.05E+18 (1.21E+19)	8.62E+18 (1.30E+19)	7.03E+18 (1.06E+19)	6.66E+18 (1.00E+19)	1.55E+19 (2.32E+19)	
全 ASP	地震モーメント	$M_{0a}$	$M_{0a}=\mu\cdot D_a\cdot S_a$	3.75E+19	1.27E+19	6.62E+18	2.50E+18	2.86E+18	1.90E+18	1.71E+18	9.20E+18	
	面積	$S_a$	$S_a=(\Delta\sigma^{\#}/\Delta\sigma_a^{\#})S$	294.3	99.8	52.0	19.6	22.5	14.9	13.4	72.2	
	動的応力降下量	$\Delta\sigma_a^{\#}$	壇ほか(2015)	18.7 (28.1)	18.7 (28.1)	18.7 (28.1)	18.7 (28.1)	18.7 (28.1)	18.7 (28.1)	18.7 (28.1)	18.7 (28.1)	
	平均すべり量	$D_a$	$D_a=2\cdot D$	4.08	4.08	4.08	4.08	4.08	4.08	4.08	4.08	
	短周期レベル※	$A_a$	$A_a=4\pi\beta^2\Delta\sigma_a^{\#}(S_a/\pi)^{0.5}$	2.63E+19 (3.95E+19)	1.53E+19 (2.30E+19)	1.10E+19 (1.66E+19)	6.79E+18 (1.02E+19)	7.26E+18 (1.09E+19)	5.92E+18 (8.90E+18)	5.61E+18 (8.43E+18)	1.30E+19 (1.96E+19)	
第1 ASP	地震モーメント	$M_{0a1}$	$M_{0a1}=\mu\cdot D_{a1}\cdot S_{a1}$	—	9.39E+18	6.62E+18	2.50E+18	2.86E+18	1.90E+18	1.71E+18	9.20E+18	
	面積	$S_{a1}$	$S_{a1}=(2/3)S_a$	—	66.5	52.0	19.6	22.5	14.9	13.4	72.2	
	動的応力降下量	$\Delta\sigma_{a1}^{\#}$	$\Delta\sigma_{a1}^{\#}=\Delta\sigma^{\#}$	—	18.7 (28.1)	18.7 (28.1)	18.7 (28.1)	18.7 (28.1)	18.7 (28.1)	18.7 (28.1)	18.7 (28.1)	
	平均すべり量	$D_{a1}$	$D_{a1}=(\gamma_1/\sum\gamma_i^3)\cdot D_a$	—	4.52	4.08	4.08	4.08	4.08	4.08	4.08	
	短周期レベル※	$A_{a1}$	$A_{a1}=4\pi\beta^2\Delta\sigma_{a1}^{\#}(S_{a1}/\pi)^{0.5}$	—	1.25E+19 (1.88E+19)	1.10E+19 (1.66E+19)	6.79E+18 (1.02E+19)	7.26E+18 (1.09E+19)	5.92E+18 (8.90E+18)	5.61E+18 (8.43E+18)	1.30E+19 (1.96E+19)	
第2 ASP	地震モーメント	$M_{0a2}$	$M_{0a2}=\mu\cdot D_{a2}\cdot S_{a2}$	—	3.32E+18	—	—	—	—	—	—	
	面積	$S_{a2}$	$S_{a2}=(1/3)S_a$	—	33.3	—	—	—	—	—	—	
	動的応力降下量	$\Delta\sigma_{a2}^{\#}$	$\Delta\sigma_{a2}^{\#}=\Delta\sigma^{\#}$	—	18.7 (28.1)	—	—	—	—	—	—	
	平均すべり量	$D_{a2}$	$D_{a2}=(\gamma_2/\sum\gamma_i^3)\times D_a$	—	3.20	—	—	—	—	—	—	
	短周期レベル※	$A_{a2}$	$A_{a2}=4\pi\beta^2\Delta\sigma_{a2}^{\#}(S_{a2}/\pi)^{0.5}$	—	8.84E+18 (1.33E+19)	—	—	—	—	—	—	
背景 領域	地震モーメント	$M_{0b}$	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$	1.09E+20	3.68E+19	1.92E+19	7.23E+18	8.28E+18	5.51E+18	4.94E+18	2.66E+19	
	面積	$S_b$	$S_b=S-S_a$	1998.9	677.9	352.8	133.1	152.5	101.4	90.9	490.2	
	実効応力	$\sigma_b^{\#}$	$\sigma_b^{\#}=(D_b/W_b)\cdot(\pi^{0.5}/D_a)\cdot r\cdot\sum\gamma_i^3$ $\Delta\sigma_a^{\#}$	4.6 (6.89)	4.6 (6.89)	4.6 (6.89)	4.6 (6.89)	4.6 (6.89)	4.6 (6.89)	4.6 (6.89)	4.6 (6.89)	
	平均すべり量	$D_b$	$D_b=M_{0b}/(\mu\cdot S_b)$	1.74	1.74	1.74	1.74	1.74	1.74	1.74	1.74	
	短周期レベル※	$A_b$	$A_b=4\pi\beta^2\Delta\sigma_b^{\#}(S_b/\pi)^{0.5}$	1.68E+19 (2.53E+19)	9.79E+18 (1.47E+19)	7.06E+18 (1.06E+19)	4.34E+18 (6.52E+18)	4.64E+18 (6.98E+18)	3.79E+18 (5.69E+18)	3.58E+18 (5.39E+18)	8.32E+18 (1.25E+19)	

( )に記載の数値は、短周期レベルの不確かさケースにおける値を示す。

※アスペリティの短周期レベルは参考として記載。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3 内陸地殻内地震

北上低地帯～宮城県北部の断層群から仙台湾の断層群の保守的連動評価(パラメータ設定)

検討ケースの主なパラメータの比較

検討ケース	断層モデルの設定条件							
	断層長さ (km)	地震規模 (※1)	等価 震源距離 (km)	傾斜角	断層面積 (km <sup>2</sup> )	地震 モーメント (Nm)	アスペリティの 動的応力 降下量(MPa)	アスペリティの 短周期レベル (Nm/s <sup>2</sup> )
基本ケース	192	M <sub>j</sub> 8.1	40	60° (※2) 45° (※3)	2293.2	1.46 × 10 <sup>20</sup>	18.7	2.63 × 10 <sup>19</sup>
短周期レベルの 不確かさ	192	M <sub>j</sub> 8.1	40	60° (※2) 45° (※3)	2293.2	1.46 × 10 <sup>20</sup>	28.1	3.95 × 10 <sup>19</sup>

※1: 地震モーメントより武村(1990)を用いて算定。  
 ※2: F-12・F-14断層, 仙台湾北部の南傾斜の仮想震源断層。  
 ※3: 南部セグメント断層～北上低地西縁断層帯。

主な断層パラメータの設定根拠

	パラメータの設定根拠
断層面積	断層長さ×断層幅 重複部分は除く。
断層長さ	地質評価結果による。
断層幅	断層傾斜角と地震発生層厚さより算定。地震発生層厚さは、北上山地の南部に位置する敷地と内陸地域(歪集中帯)の微小地震等の特徴を踏まえ設定。
断層傾斜角	地質評価結果等より設定。
断層の走向	地質評価結果による。

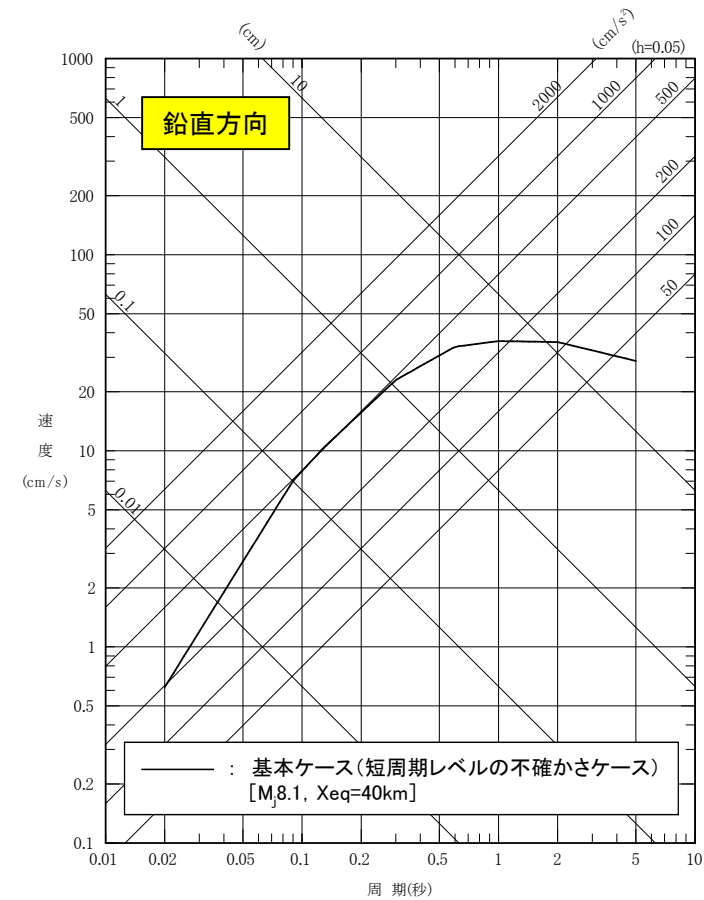
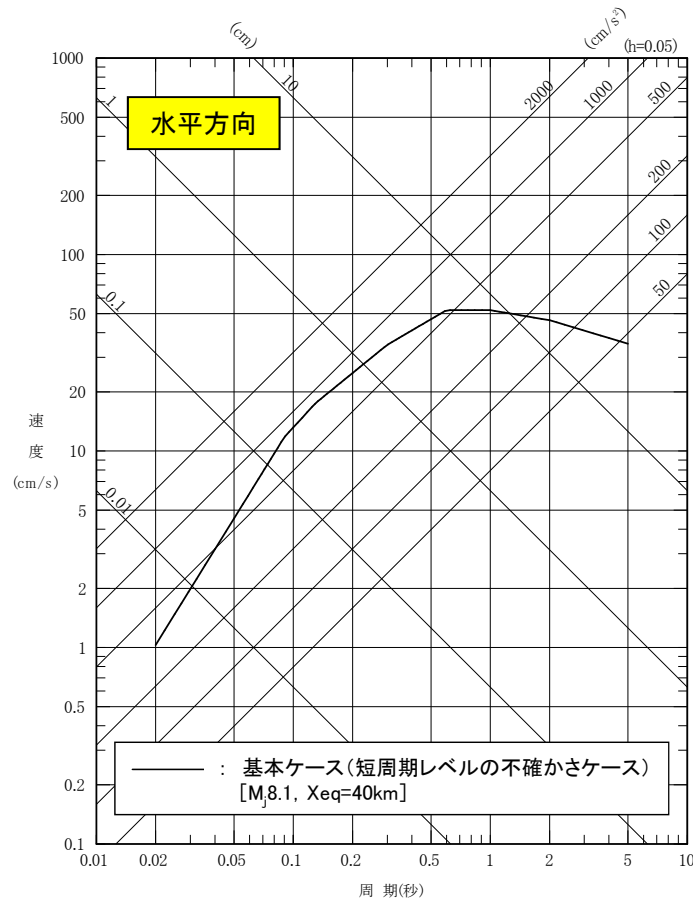
■地震動評価方法

- 応答スペクトルに基づく方法による地震動評価  
 Noda et al.(2002)の検証データの範囲外だが、参考として地震動評価を行う。内陸地殻内地震の観測記録が少ないことから、内陸補正係数は考慮しない。
- 断層モデルを用いた手法による地震動評価
  - ✓ 入倉ほか(1997)及び司ほか(2015)の経験的グリーン関数法により評価を行う。
  - ✓ 要素地震は、敷地の西側領域(石巻平野から仙台湾の断層群)付近で発生し、想定する断層と同様の震源メカニズム(逆断層)の地震である2003年7月26日16:56宮城県中部の地震(M5.5)を用いる。

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3 内陸地殻内地震

北上低地帯～宮城県北部の断層群から仙台湾の断層群の保守的連動評価(応答スペクトル法)

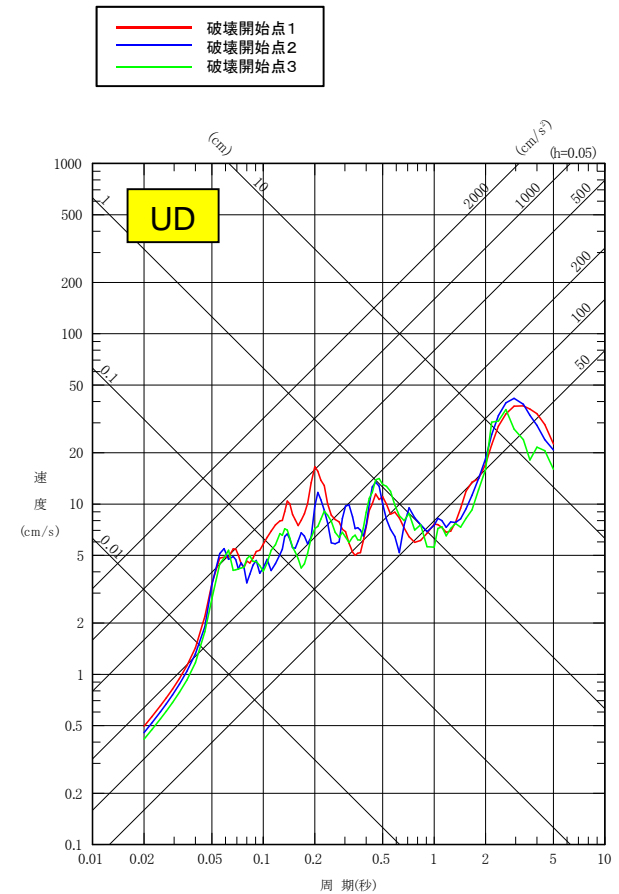
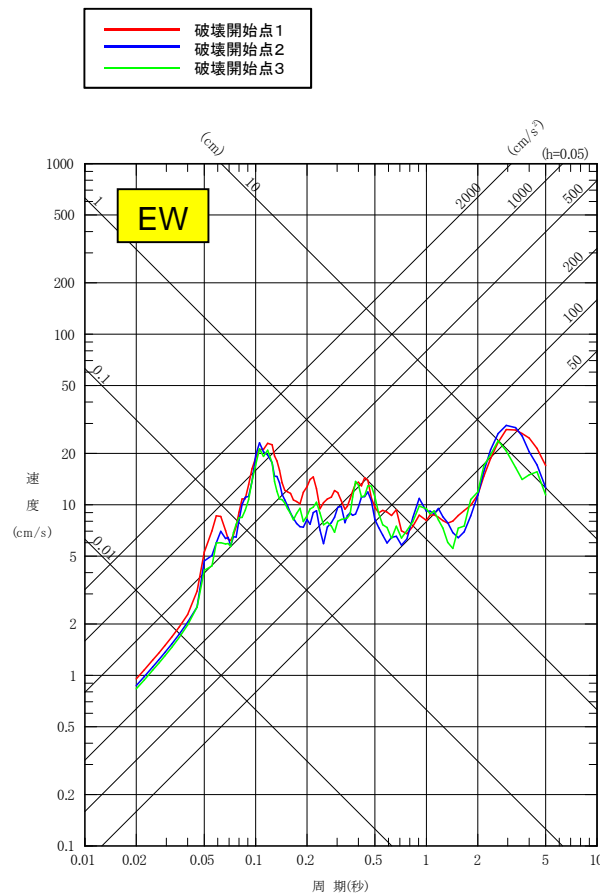
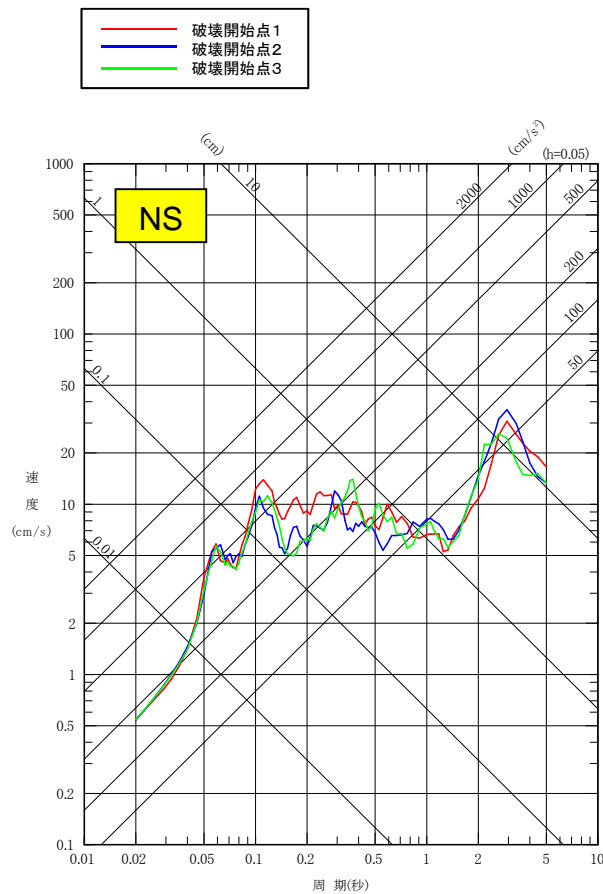
- 保守的な影響評価として、北上低地帯～仙台湾の断層群による地震の応答スペクトルに基づく方法[Noda et al.(2002)]による地震動評価結果を示す。



2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3 内陸地殻内地震

北上低地帯～宮城県北部の断層群から仙台湾の断層群の保守的連動評価(経験的グリーン関数法:基本ケース)

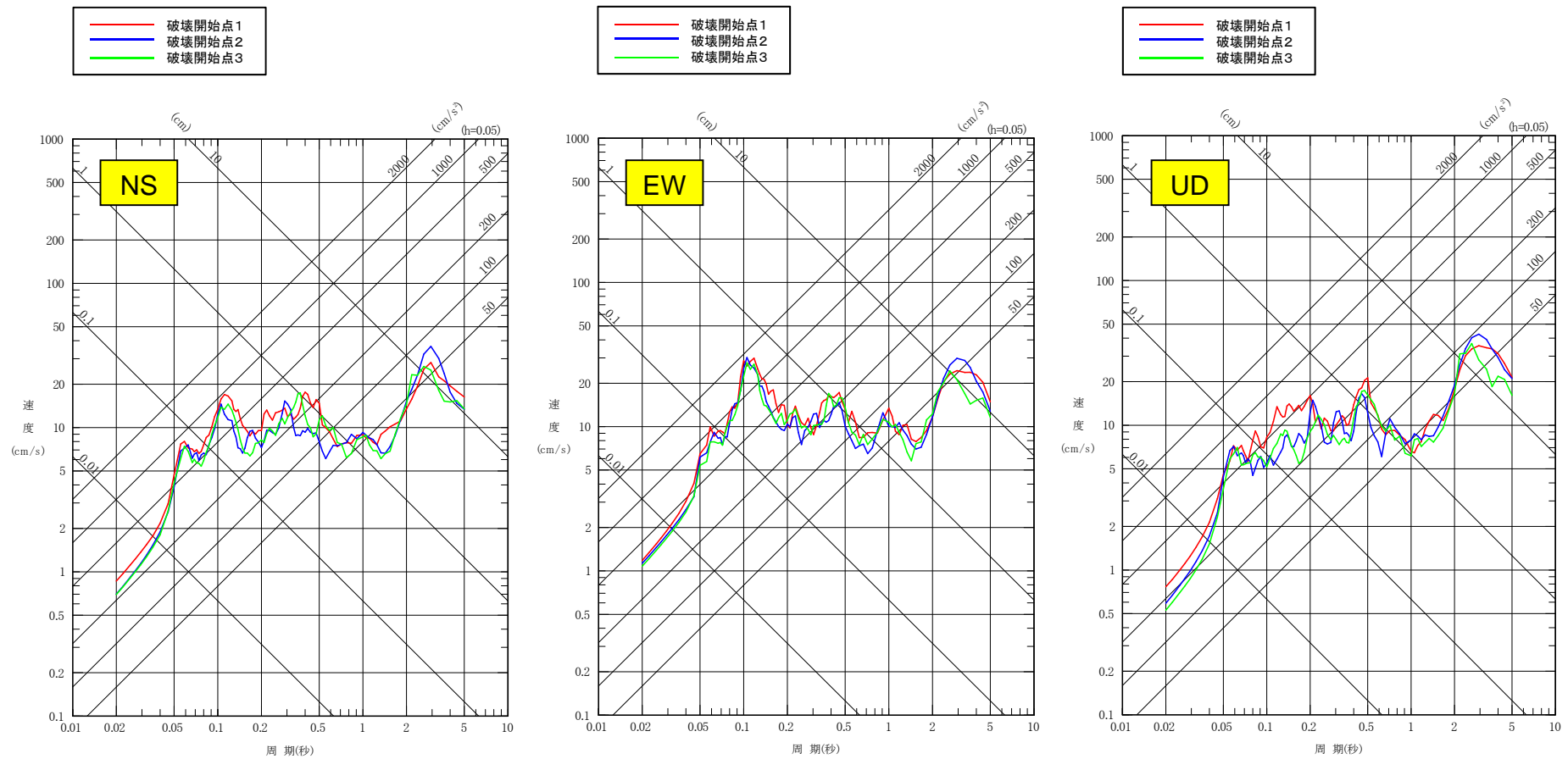
- 保守的な影響評価として、北上低地帯～仙台湾の断層群による地震のうち、基本ケースの地震動評価を示す。
- 評価手法は経験的グリーン関数法による。



2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3 内陸地殻内地震

北上低地帯～宮城県北部の断層群から仙台湾の断層群の保守的連動評価(経験的グリーン関数法:不確かさケース)

- 保守的な影響評価として、北上低地帯～仙台湾の断層群による地震のうち、短周期レベルの不確かさケースの地震動評価を示す。
- 評価手法は経験的グリーン関数法による。



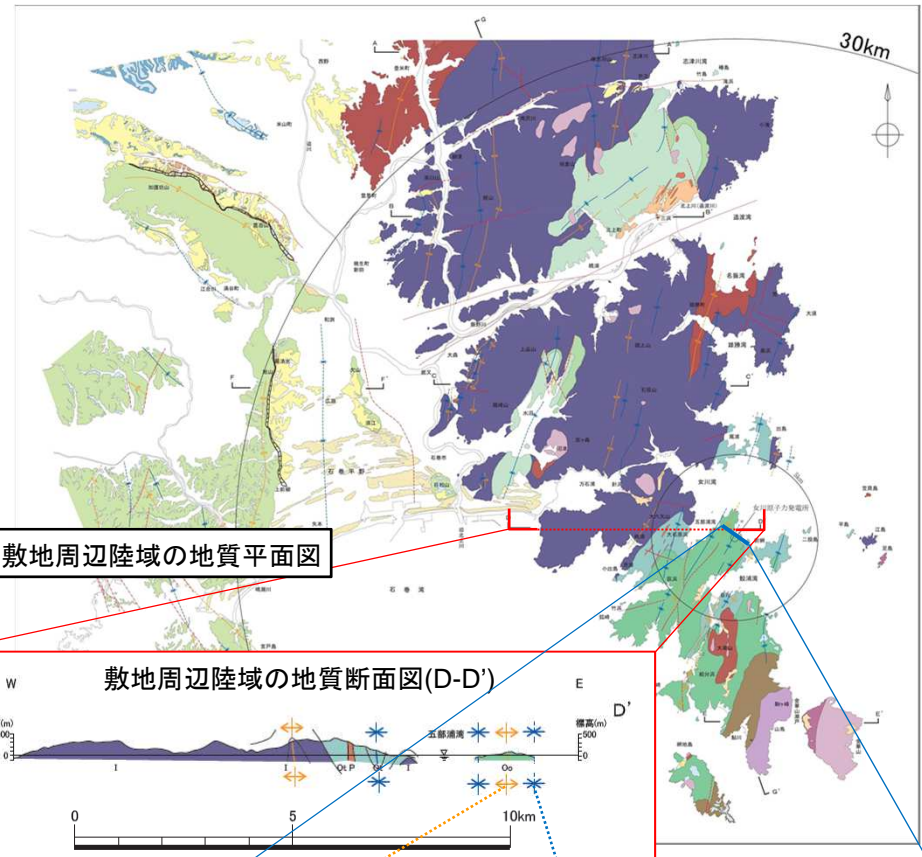
### 3. 震源を特定せず策定する地震動

---

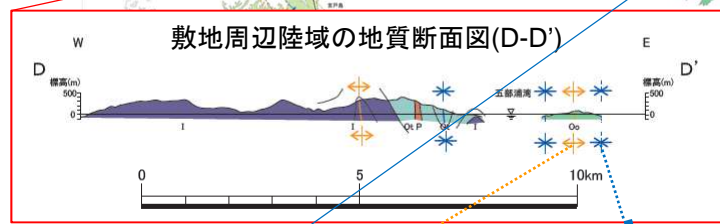
### 3. 震源を特定せず策定する地震動 女川原子力発電所敷地周辺の特徴[地質・地質構造]

#### 【敷地周辺の地質・地質構造の特徴】

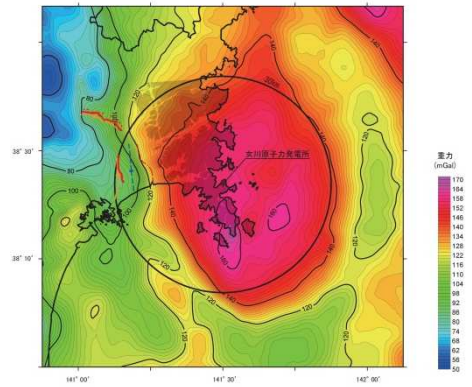
- **敷地は、硬質な中・古生界の砂岩及び頁岩を主とする堆積岩類等が広く分布する北上山地南端部に位置する。**
- 中・古生界の堆積岩類は、褶曲構造による繰り返しを伴いながら概ね北西から南東にむかって年代が新しくなるように広く分布する。
- **褶曲構造の形成は、白亜紀前期(約1億年前)と理解されている。**
- 敷地は、北上山地南端部のうち、南部の牡鹿半島付近の中生界ジュラ系分布域に位置し、敷地周辺と同様に褶曲構造で特徴づけられ、大局的には1組の背斜・向斜(小屋取背斜と鳴浜向斜)が認められる。
- 敷地周辺には、中・古生界に対応する高重力領域が広がっており、敷地は、この広範な高重力異常分布域のほぼ中央付近に位置する。



敷地周辺陸域の地質断面図



敷地周辺陸域の地質断面図(D-D')

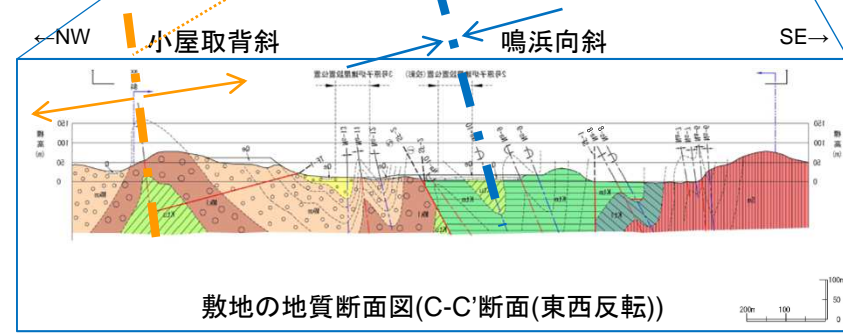


重力異常と地質構造

- 産業技術総合研究所(2013)のデータを使用
- ブーゲー密度は2.67g/cm<sup>3</sup>と仮定
- ブーゲー異常値のコンター間隔は2mGal

Qe	盛土
Q	沖積層
Mku	牧の浜砂岩部層(上部)
Mkm	同上(中部)
Mkl	同上(下部)
Ktu	狐崎砂岩頁岩部層(上部)
Ktm	同上(中部)
Ktl	同上(下部)
Sm	待浜頁岩部層

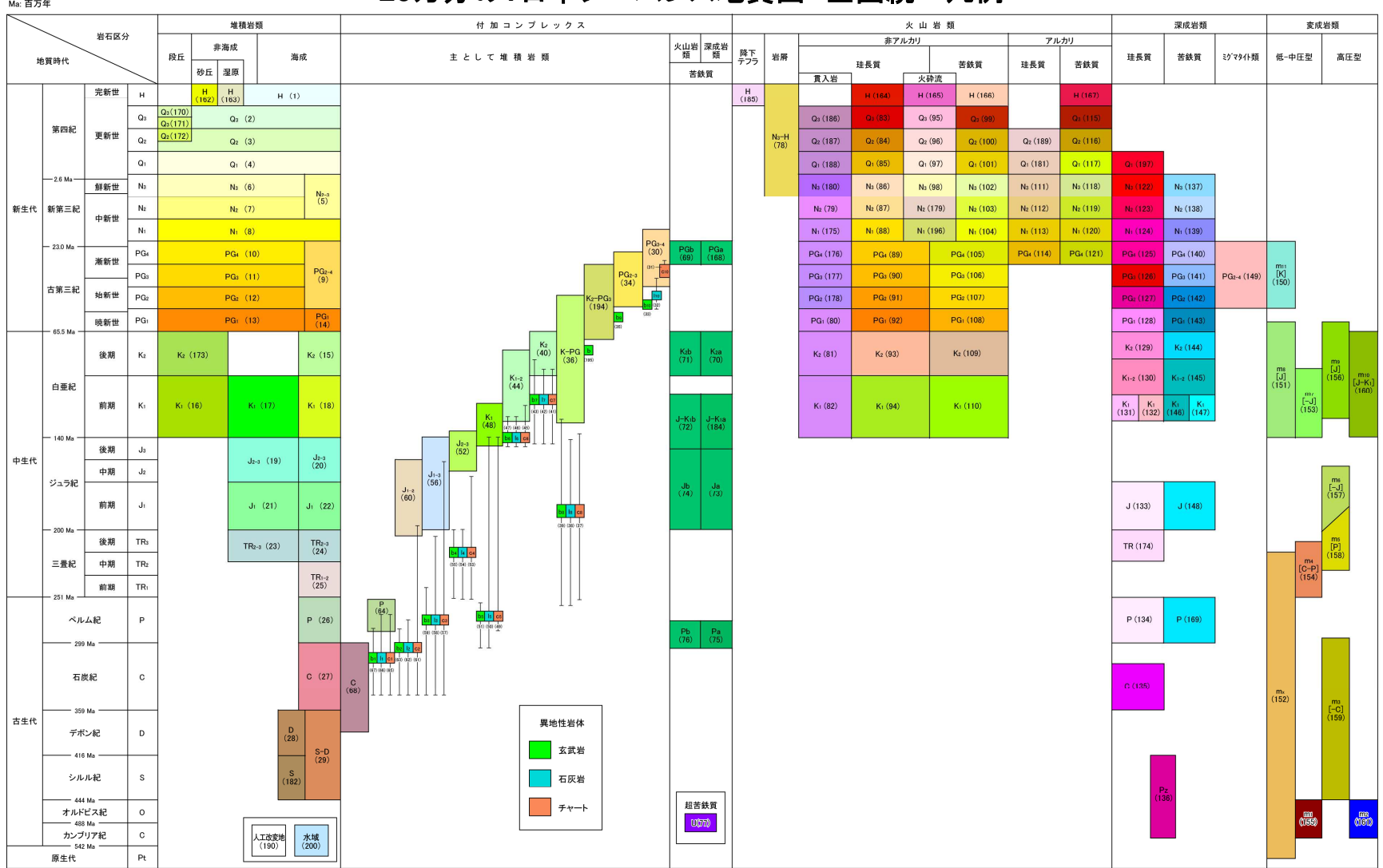
敷地境界	Na-9	Na-8	褶曲軸 (背斜軸 向斜軸)
地質境界	断面図位置		
断層	※地質境界、断層線、褶曲軸の位置は、主にそれらと地表面との交わる線を示している。		
褶曲軸	Na-8	Na-7	背斜軸 向斜軸



敷地の地質断面図(C-C'断面(東西反転))

3. 震源を特定せず策定する地震動  
シームレス地質図

20万分の1日本シームレス地質図 全国統一凡例

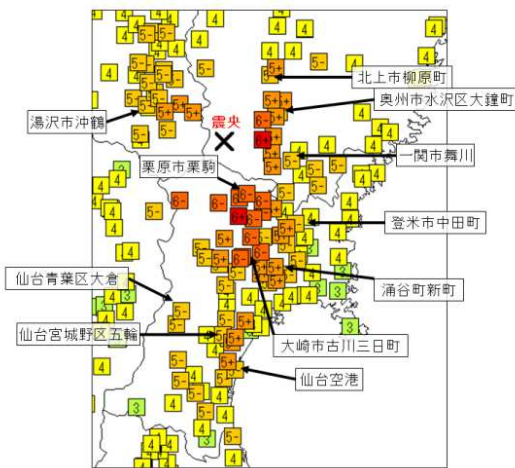


(産業技術総合研究所, 20万分の1日本シームレス地質図)

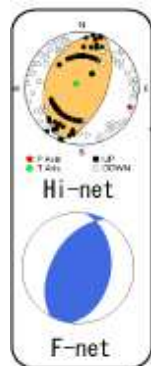


### 3. 震源を特定せず策定する地震動 2008年岩手・宮城内陸地震 地震の概要

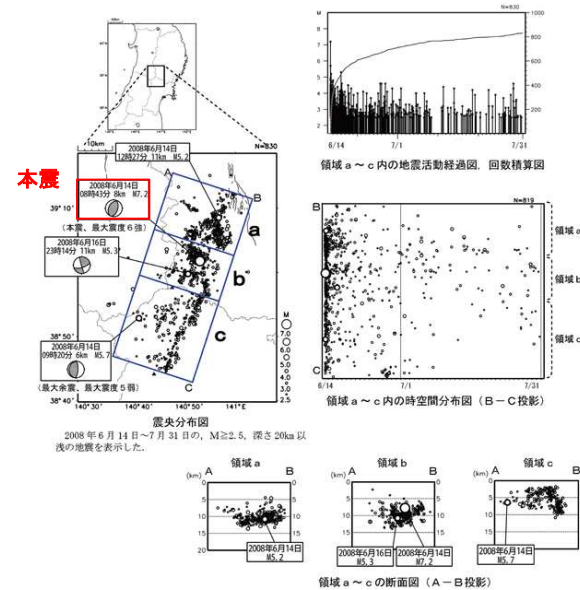
- 地震発生日時(気象庁他)
  - 発生日時:平成20年6月14日 8時43分
  - 地震規模:M7.2(Mw6.9)
  - 震源深さ:8km
  - 震源位置:北緯39° 1.7', 東経140° 52.8'
- 各地の震度及び被害状況
  - 震度6強:岩手県奥州市, 宮城県栗原市
  - 震度6弱:宮城県大崎市他
  - 被害状況(消防庁):住宅全壊30棟, 住宅半壊146棟, 死者17名, 負傷者425名
- 地震発生メカニズム他(気象庁)
  - 発生機構解より, 西北西-東南東方向に圧縮軸を持つ逆断層型の地殻内で発生した地震。
  - 今回の地震の震央周辺では, M7以上の地震は1914年秋田仙北地震(M7.1)以来約94年ぶりの地震。



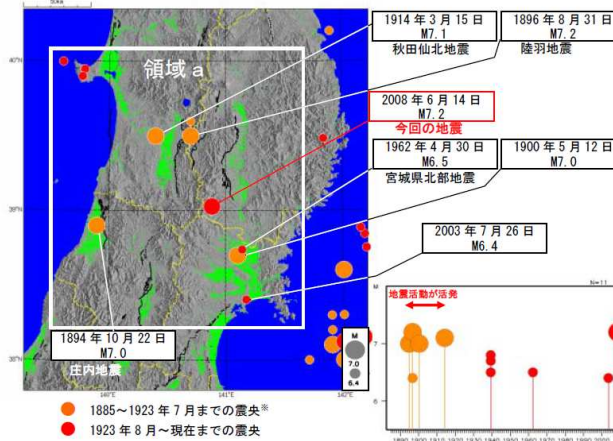
平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震  
気象庁観測点と震度分布(気象庁HP)



本震のメカニズム解  
(防災科学研究所Hi-net高感度地震観測網HP)



震央分布図(2008年6月14日~6月29日, M<sub>2.5</sub>)  
(気象庁 平成20年6月 地震・火山月報に一部加筆)

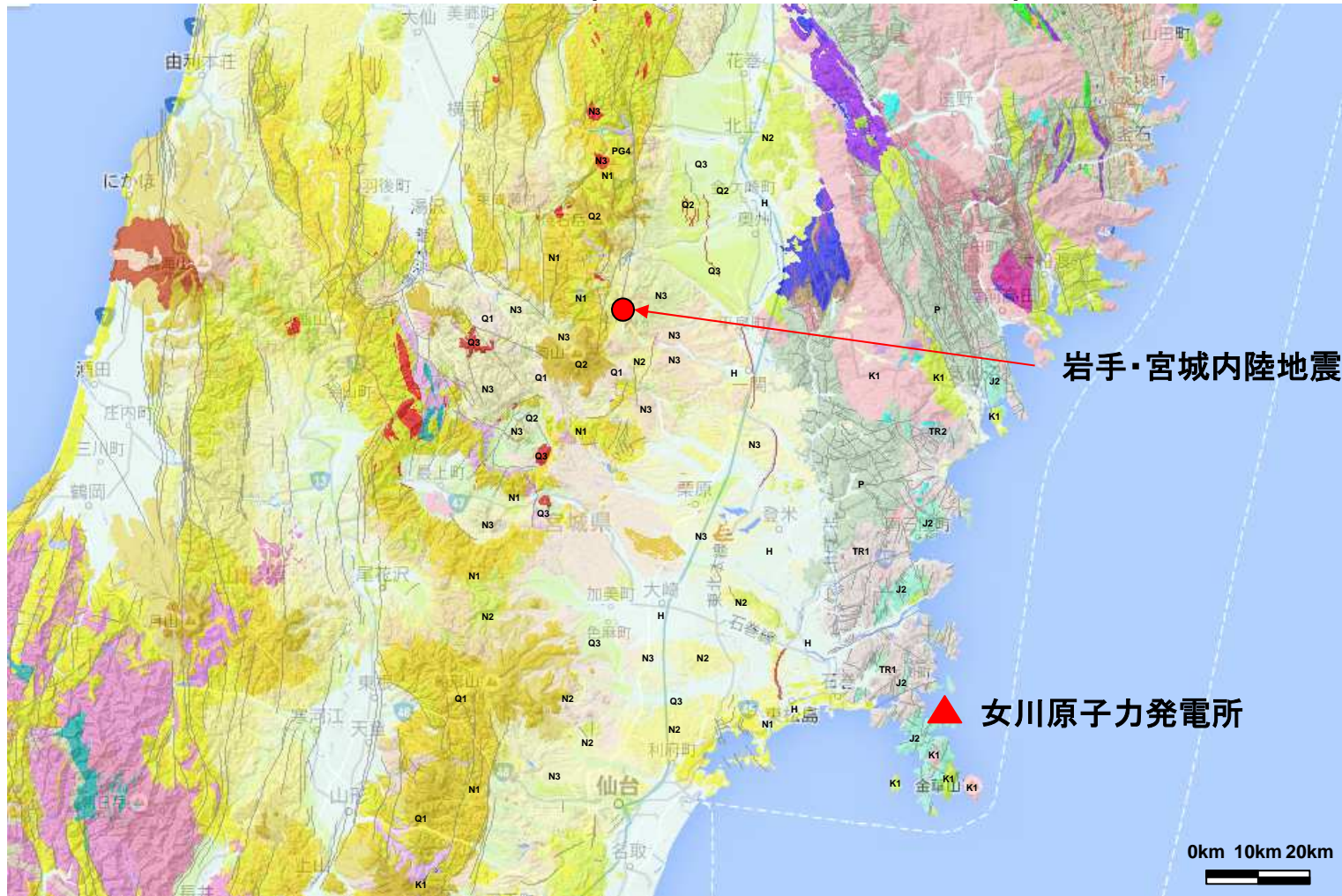


震央分布図(1885年1月1日~2008年6月30日, M<sub>6.4</sub>)  
(気象庁 平成20年6月 地震・火山月報)

### 3. 震源を特定せず策定する地震動

## 2008年岩手・宮城内陸地震 地質・地質構造[震源域周辺と女川原子力発電所敷地周辺の比較]

- 岩手・宮城内陸地震の震源域周辺 : 新第三系(堆積岩, 火山岩等)及び第四系(火山岩類)が分布
- 女川原子力発電所敷地周辺 : 中・古生界(堆積岩, 火山岩及び深成岩類)が分布

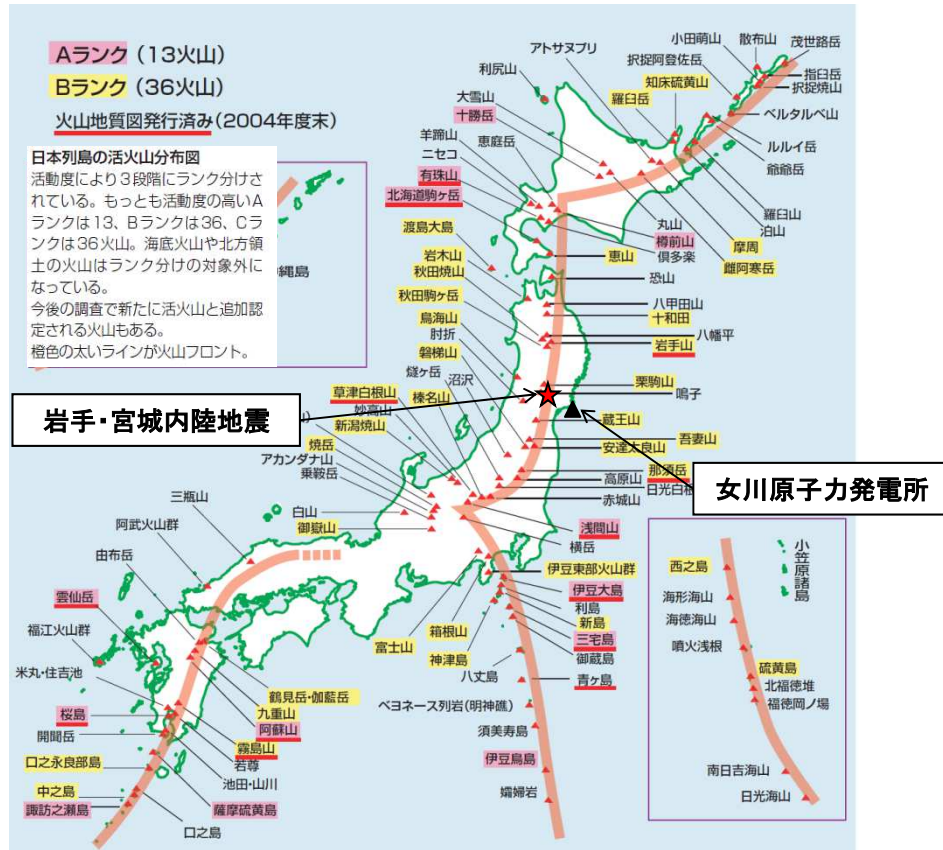


震源域周辺と女川原子力発電所敷地周辺のシームレス地質図(産業技術総合研究所, 地質図Naviに一部加筆)

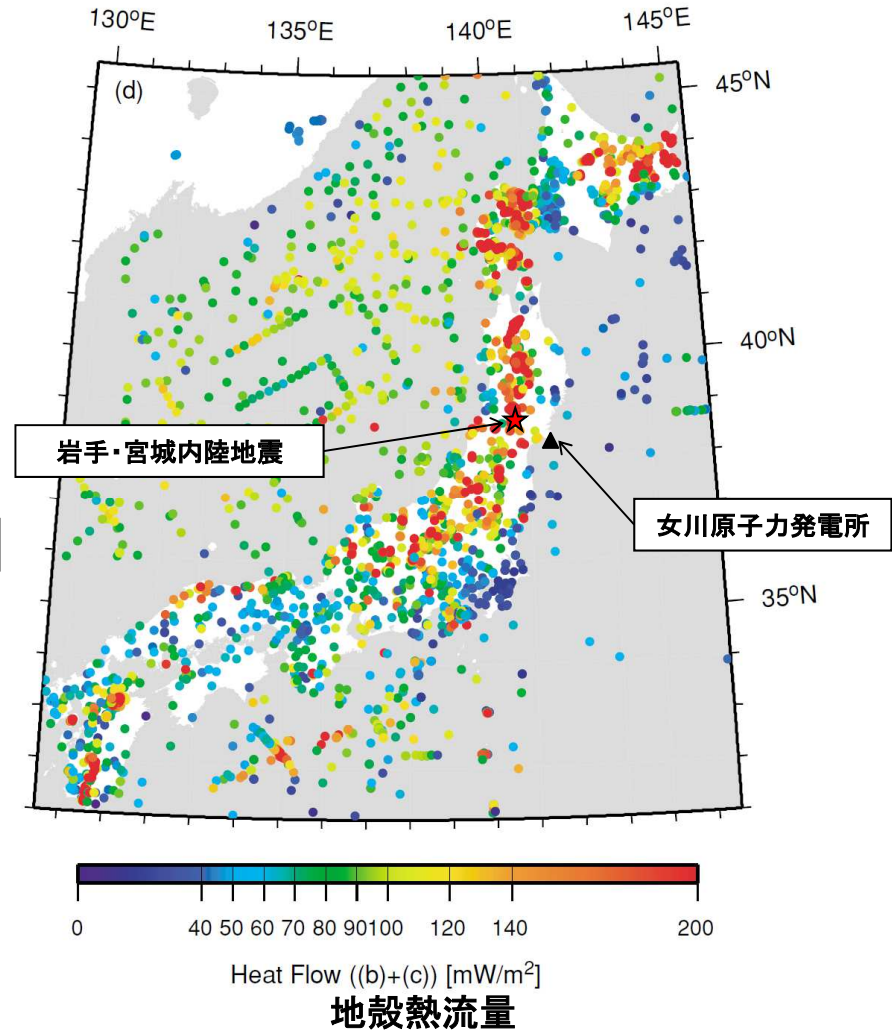
3. 震源を特定せず策定する地震動

2008年岩手・宮城内陸地震 地質構成[火山フロント・地殻熱流量]

- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺は火山フロント内に位置し、地殻熱流量が高い。一方、女川原子力発電所の敷地周辺は火山フロント外に位置し、地殻熱流量が低い。



火山フロント  
(産業技術総合研究所(2004)に一部加筆)



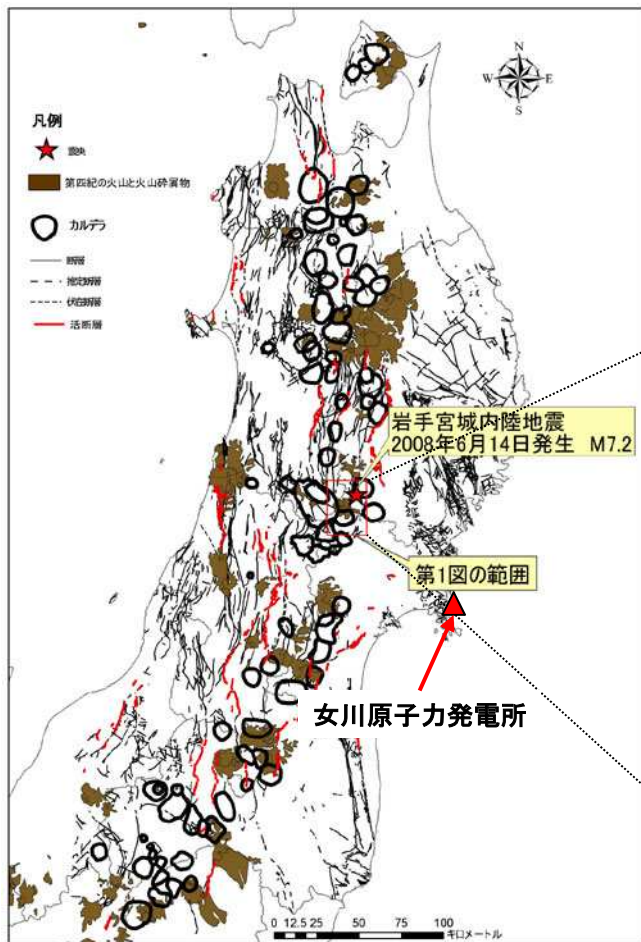
(Tanaka et al. (2004)に一部加筆)

3. 震源を特定せず策定する地震動

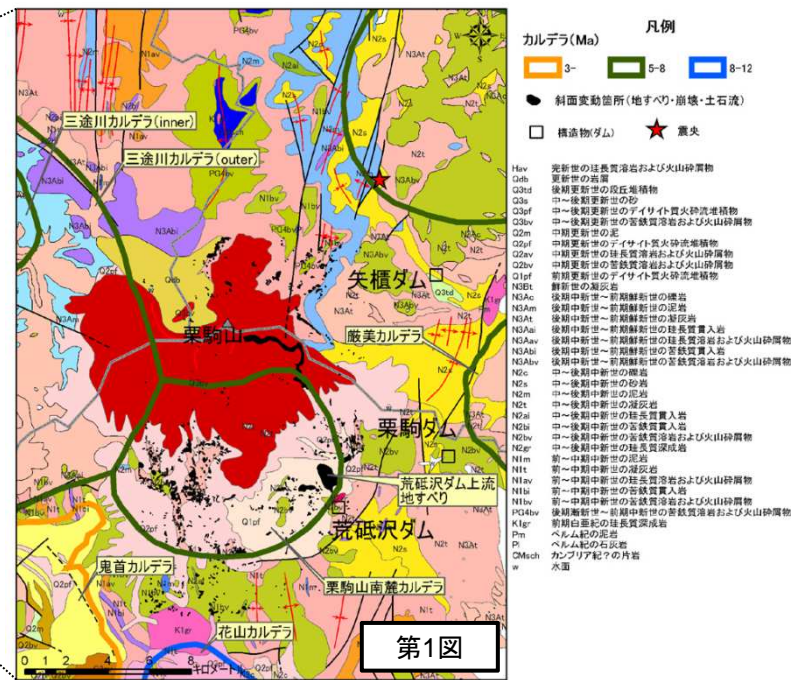
2008年岩手・宮城内陸地震 地質構成[東北地方のカルデラと地質断層, 第四紀火山の分布状況]

【布原ほか(2008) 日本地質学会webサイト】

- 震源域は, 新生代後期(中新世後期 ~ 鮮新世)のカルデラの密集域である。
- 現在の火山フロントに一致し, 部分的に第四系の火山噴出物に広く覆われている。
- 女川原子力発電所敷地周辺では, カルデラの集中地形は認められない。



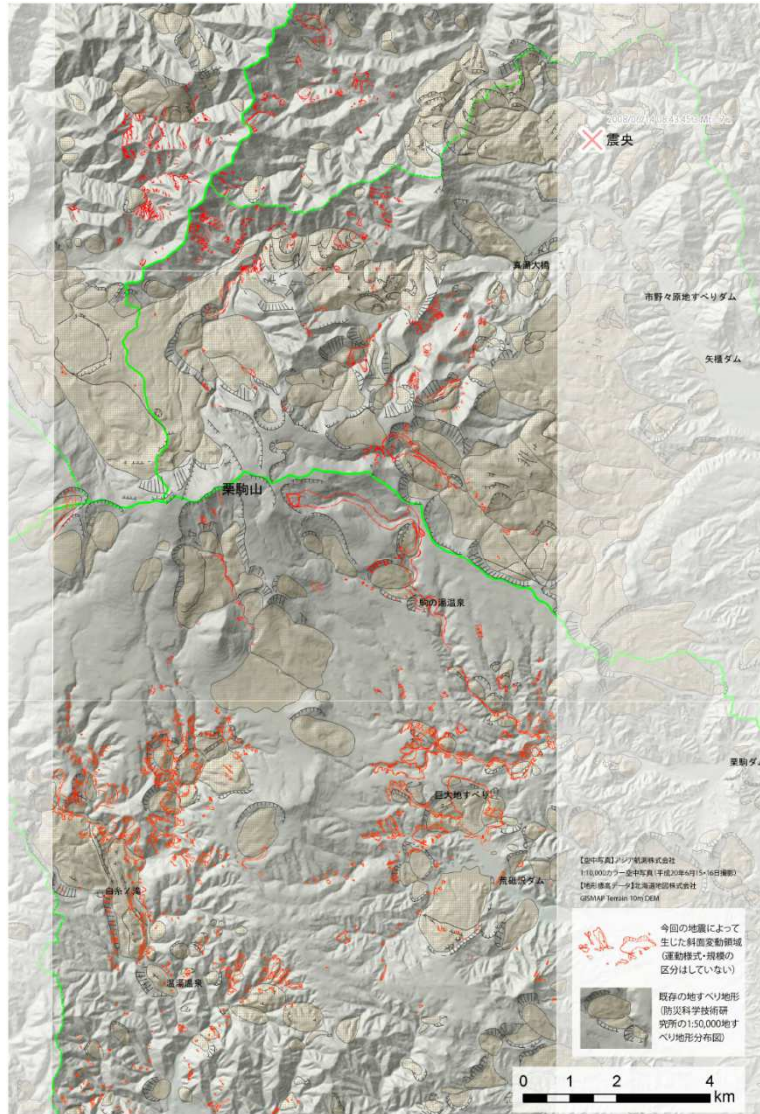
東北地方のカルデラと地質断層, 第四紀火山の分布状況 (布原ほか(2008)に一部加筆)



栗駒山周辺の地質図とカルデラ構造及び土砂災害発生位置 (布原ほか(2008)に一部加筆)

### 3. 震源を特定せず策定する地震動

## 2008年岩手・宮城内陸地震 変動地形[震源域周辺の地すべり災害の地形地質的背景]



岩手・宮城内陸地震によって発生した地すべりの分布  
(井口ほか(2010))

### 【井口ほか(2010)】

- 2008年岩手・宮城内陸地震では、栗駒山周辺において多数の地すべり・土砂崩れが発生した。
- 多くの地すべりは、層すべり型の並進すべりであった。
- 今後も山地の直下で起きる内陸地震によって古いカルデラ内に堆積した湖成層が分布する地域や、降下火山灰が広く堆積している地域において巨大地すべりが発生する可能性を指摘することができる。そして既に巨大地すべり地形が分布している地域においては、それが今後の地震によって再滑動する可能性がある。

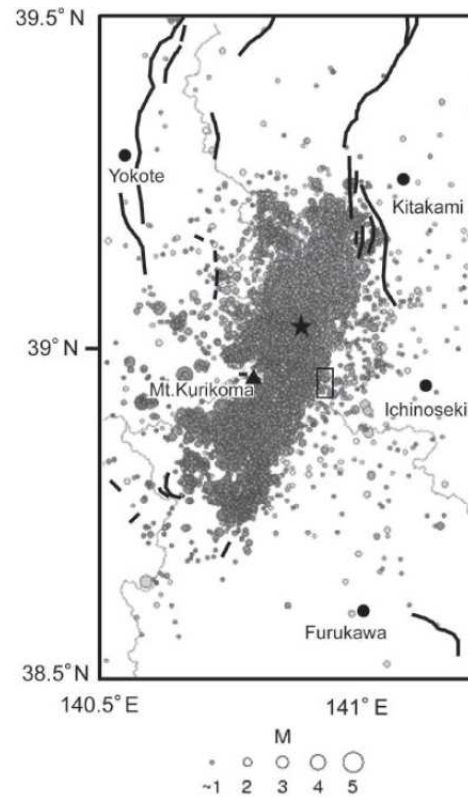
3. 震源を特定せず策定する地震動

2008年岩手・宮城内陸地震 変動地形[震源域周辺の地表地震断層①]

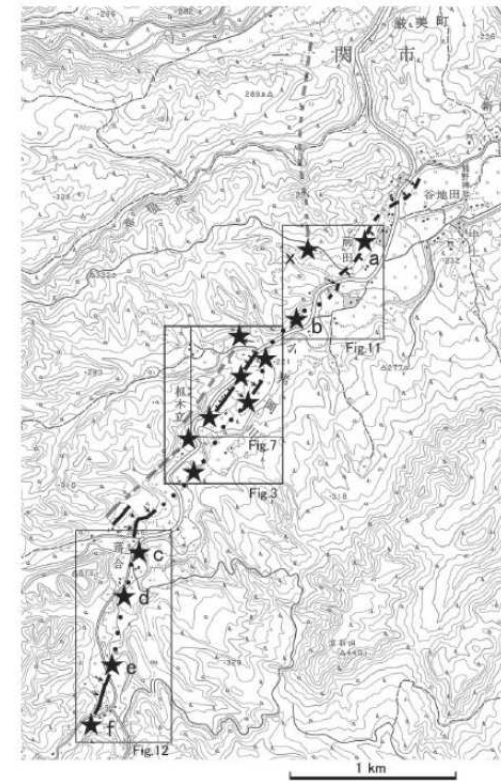
- 鈴木ほか(2008)では、震源域に「短いながらも明瞭な断層変位地形」が判読されている。

○鈴木ほか(2008)より抜粋

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



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



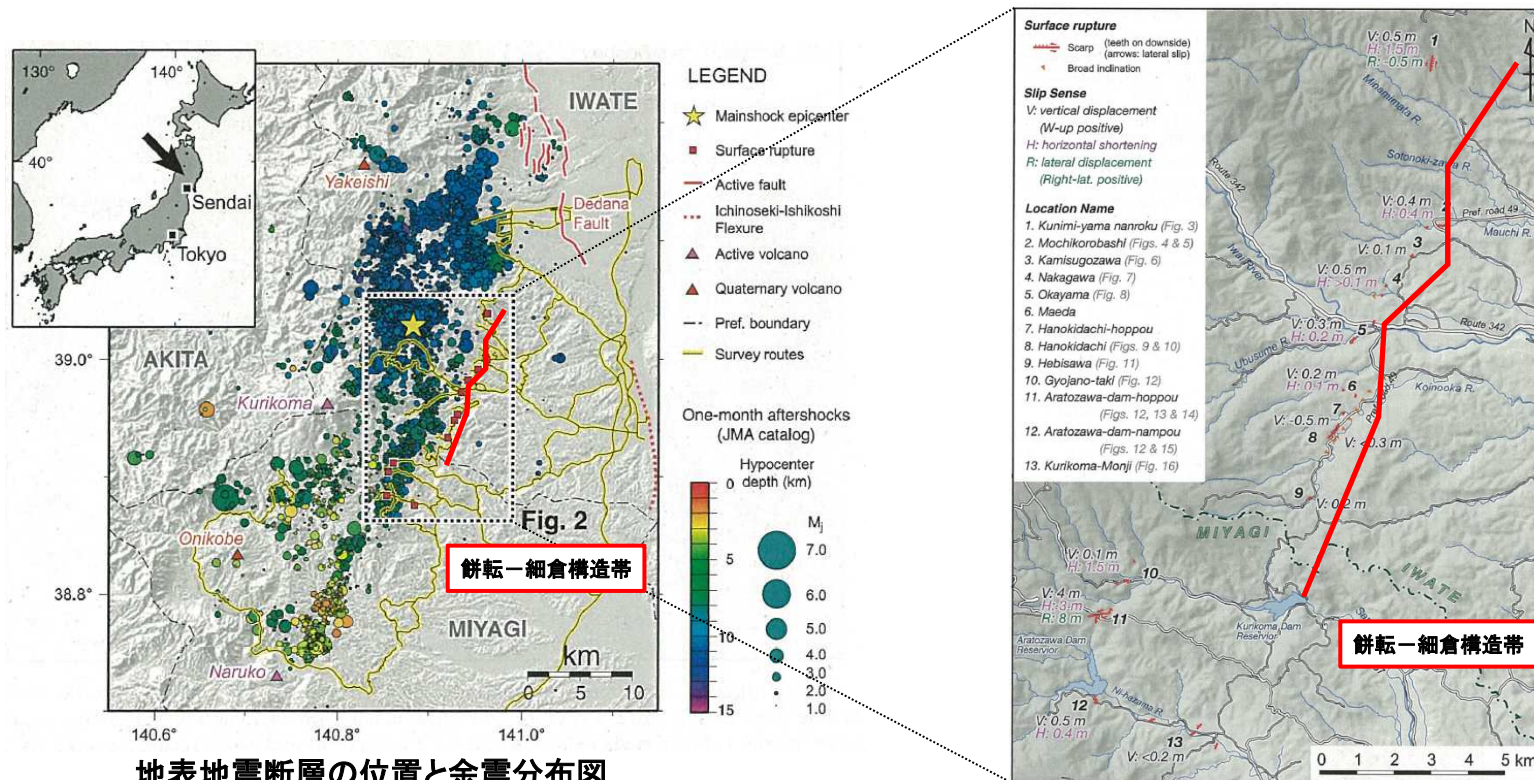
第2図 岩手・宮城内陸地震震源域付近の活断層と地表変位位置図  
黒およびグレーの線は推定活断層。黒は確実度が高い。実線：位置明瞭、破線：位置不明瞭、点線：地震前には変位地形が残存していなかった伏在部。★：主な地表変位確認地点。基図として国土地理院2.5万分の1地形図「本寺」図幅の一部を使用。

(鈴木ほか(2008))

3. 震源を特定せず策定する地震動

2008年岩手・宮城内陸地震 変動地形[震源域周辺の地表地震断層②]

- 遠田ほか(2010)では、北北東-南南西トレンドの長さ約40kmの震源断層のうち、中央部の約20kmが地震断層として断続的に地表に現れたとしている。
- また、既往地質構造、変動地形、予測可能性について、余震域北端は出店断層の深部想定延長部にかかっており、その南延長に一関-石越撓曲が記載されていたが、同撓曲に第四紀後期の活動は認められていない。今回の地震の震源周辺には栗駒山、鳴子などの活火山が分布しているが、地震学的には活火山周辺で大地震が発生する可能性は低い。一方、地質図上には新第三系を切る北北東及び北東走向の断層が餅転から柷木立にかけて記載されているが、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おり、今回の地震は大局的に餅転-細倉構造帯上で発生したと解釈できるとしている。

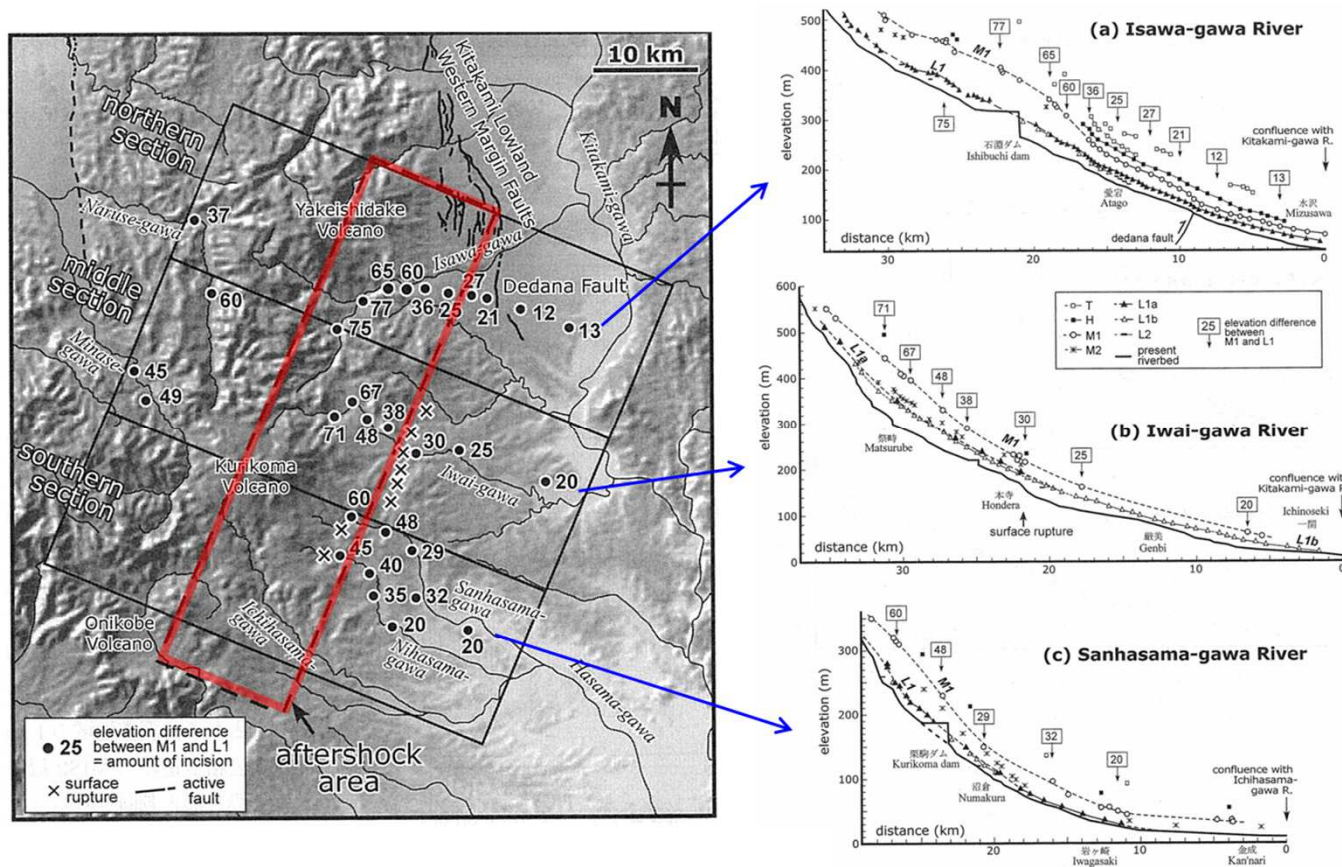


(遠田ほか(2010)に一部加筆)

3. 震源を特定せず策定する地震動

2008年岩手・宮城内陸地震 変動地形[河成段丘面の高度分布と震源断層の関係]

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



M1面とL1面の高度差(下刻量)分布(田力ほか(2009)に一部加筆)



### 3. 震源を特定せず策定する地震動

## 2008年岩手・宮城内陸地震

### 変動地形[女川原子力発電所の変動地形学的検討]

第413回審査会合(H28.11.4)  
資料1-2 p17 修正

152

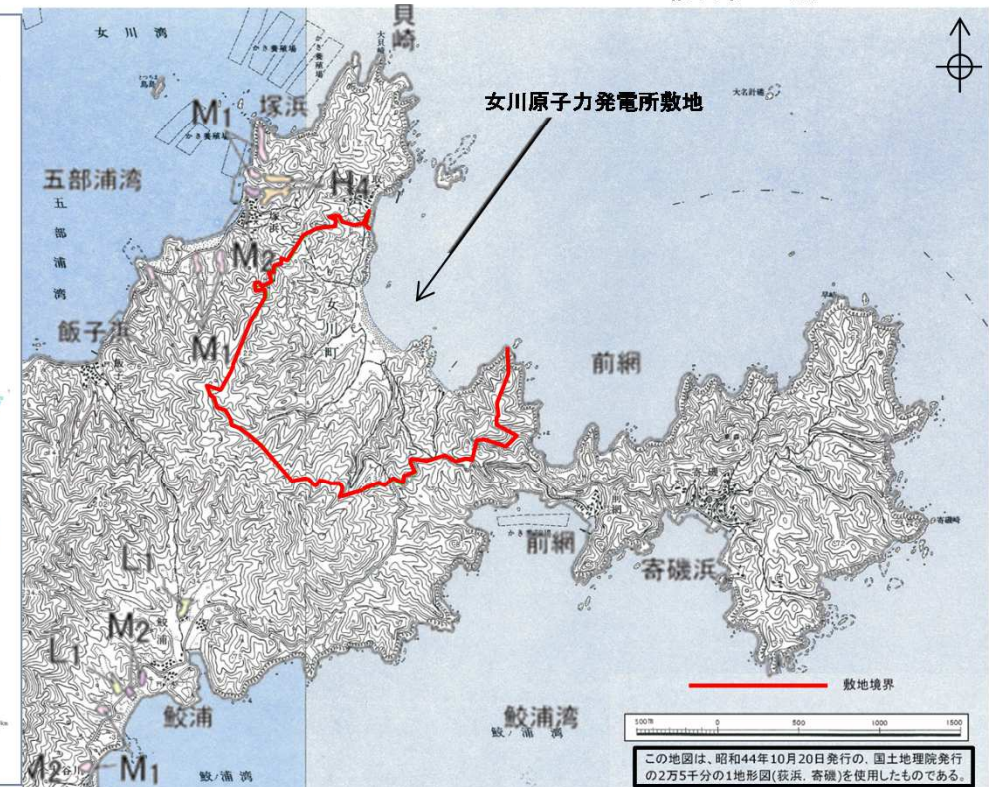
- 敷地は、北上山地南端部から南東に突き出す牡鹿半島の中央部に位置し、敷地北東側は海に面し、他は山地に囲まれている。
- 山地の尾根は、NE-SW ~ NNE-SSW方向に延び、それらの尾根に小規模な沢が発達し、沢沿いに小規模な低地が分布している。
- 敷地北東の海岸線は、1号炉建設以前は砂浜となっていた。
- 「[新編]日本の活断層」(1991)及び「活断層詳細デジタルマップ[新編]」(2018)では、敷地に活断層等の記載はなく、空中写真判読の結果からもリニアメントは判読されない。
- 日本地すべり学会東北支部(1992)及び防災科学技術研究所(2009)では、敷地に地すべりの記載はなく、空中写真判読の結果からも地すべり地形の存在は認められない。



敷地周辺の地形



敷地の地形(現在の地形(DEM))



敷地の地形(原地形)及び空中写真判読結果

3. 震源を特定せず策定する地震動

2008年岩手・宮城内陸地震 変動地形[女川原子力発電所の空中写真判読]

- 空中写真判読の結果によると、敷地には、新しい時代の活動を示唆するリニアメントは認められない。
- 敷地には、地すべり地形の存在は認められない。



発電所建設前の空中写真(1975年撮影)  
(CTO-75-26 C28 17~19)

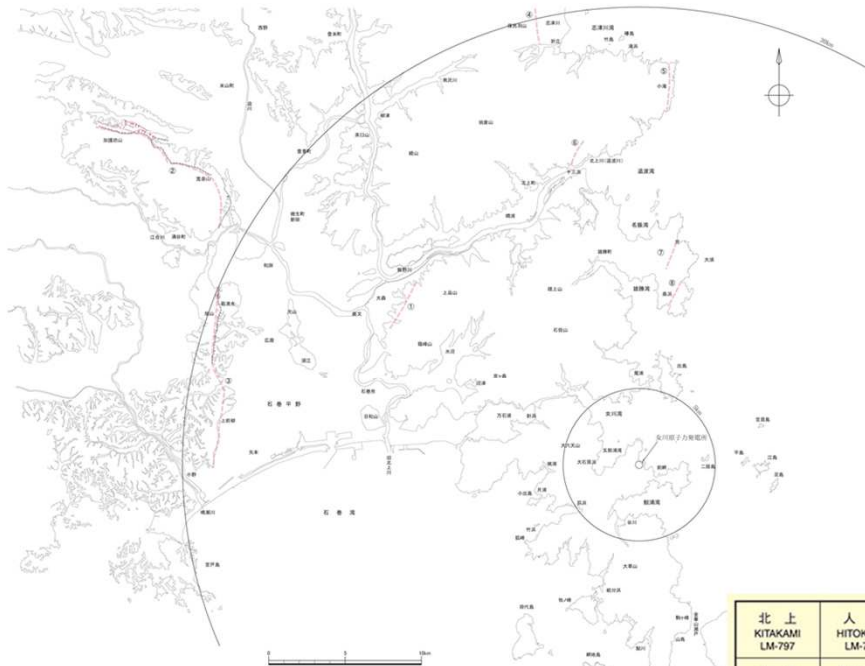
出典:国土画像情報(カラー空中写真)  
国土交通省

※本頁の図に関しては、TN(真北)が図面上側方向になる配置にて表示

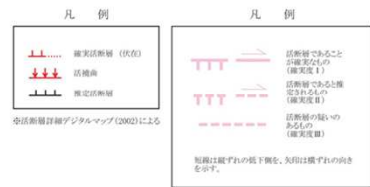
3. 震源を特定せず策定する地震動

2008年岩手・宮城内陸地震 変動地形[女川原子力発電所の地すべり地形]

- 「[新編]日本の活断層」(1991)及び「活断層詳細デジタルマップ[新編]」(2018)では、敷地に活断層等の記載はない。
- 地すべり学会東北支部(1992)及び防災科学技術研究所(2009)では、敷地に地すべりの記載はない。



地すべり学会東北支部(1992)「東北の地すべり・地すべり地形」(一部加筆)



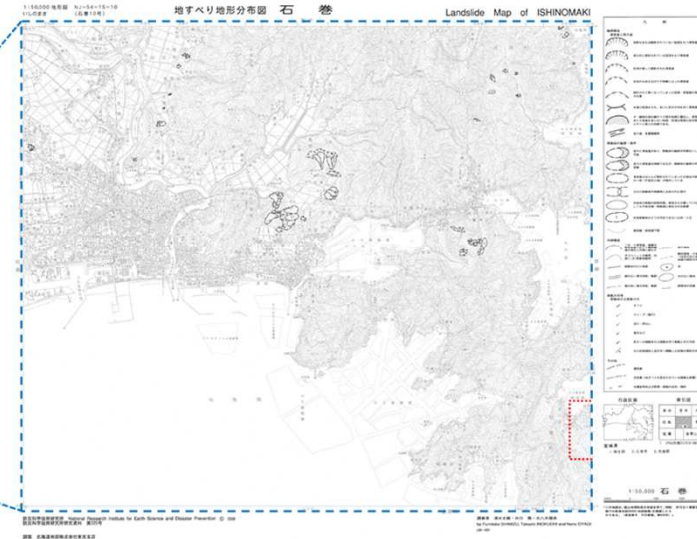
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
断層番号	断層名	国番号	断層番号	断層長さ	断層走向	断層傾斜	断層形態	変位基準	年代	断層変位	平均変位	変位速
①	上山山	10	Ⅱ	4	NSF	高度不連続	丘陵斜面	±	10'年	100m	10'年	10'年
②	加藤坊山	13	Ⅱ	12	NS	高度不連続	丘陵斜面	±	10'年	100m	10'年	10'年
③	福山	14	Ⅱ	Ⅱ	C	8	NS	高度不連続	丘陵斜面	±	10'年	10'年

- ④ 保呂羽山北東～橋火峠西方
- ⑤ 寺浜～大指
- ⑥ 北上町十三宮付近
- ⑦ 姉崎南東～寺下
- ⑧ 大須～桑浜

敷地周辺の文献活断層・リニアメント

北上 KITAKAMI LM-797	人首 HITOKABE LM-793	遠野 TONO LM-789	釜石 KAMAISHI LM-787
水沢 MIZUSAWA LM-798	陸中大原 RIKUCHUOHARA LM-794	盛 SAKARI LM-790	綾里 RYORI LM-788
一関 ICHINOSEKI LM-799	千厩 SENMAYA LM-795	気仙沼 KESENNUMA LM-791	【一関】
若柳 WAKAYANAGI LM-800	志津川 SHIZUGAWA LM-796	津谷 TSUYA LM-792	【石巻】
涌谷 WAKUYA LM-804	登米 TOYOMA LM-802	大須 OSU LM-801	
松島 MATSUSHIMA LM-805	石巻 ISHINOMAKI LM-803	寄磯 YORIISO LM-804	
塩竈 SHIOGAMA LM-806	金華山 KINKASAN LM-807		

敷地(前頁範囲)



防災科学技術研究所(2009)「地すべり地形分布図」データベースHP(一部加筆)

### 3. 震源を特定せず策定する地震動 2008年岩手・宮城内陸地震 地質・地体構造

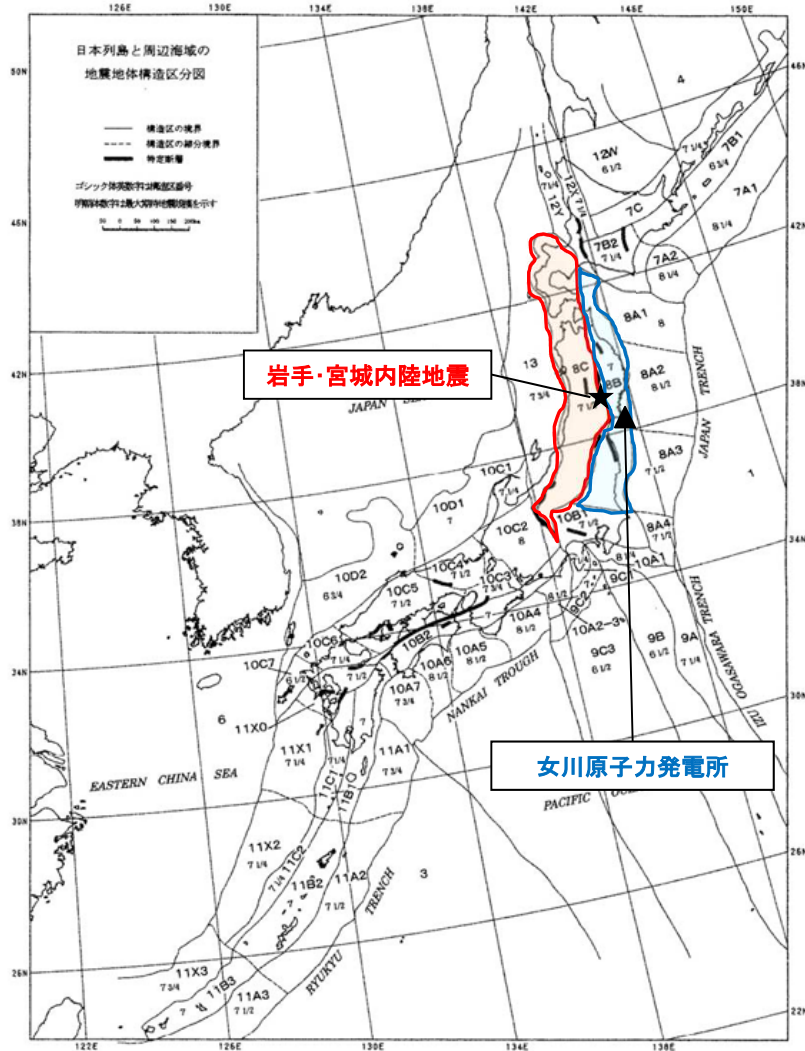


Fig. 1. Seismotectonic province map in and around the Japanese islands. Boldfaced sign is the symbol of province. Roman-type numeral represents the expected maximum earthquake magnitude ( $M_{max}$ ) assigned to each province. Solid line: boundary between provinces. Broken line: boundary between subprovinces.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

- 垣見ほか(2003)による地震地体構造区分
- 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域は、構造区の特徴を踏まえた場合、“東北日本弧内帯(8C)”に位置する。
- 女川原子力発電所は、“東北日本弧外帯(8B)”に位置する。

項目	2008年岩手・宮城内陸地震の震源域	女川原子力発電所敷地周辺
(1) 構造区	8C 東北日本弧内帯	8B 東北日本弧外帯
(2) 地形・地質	火山性内弧, 隆起優勢, 脊梁山地・出羽丘陵の火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯), 島弧方向の逆断層 ~ 褶曲発達	外弧隆起帯, 安定域
(3) 活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴	中, 中, B, 逆, 島弧と平行, 隆起帯基部に発達	極小, 短(長), C, 逆・横
(4) 浅発大・中地震活動	高 東西圧縮逆断層型	低

(垣見ほか(2003)に一部加筆)

### 3. 震源を特定せず策定する地震動

## 2008年岩手・宮城内陸地震 測地学的知見[東北地方の活断層の分布]

- 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。
- 震源域周辺には南北走向の逆断層が多数存在し、震源域は北上低地西縁断層帯の南方延長部に位置する。

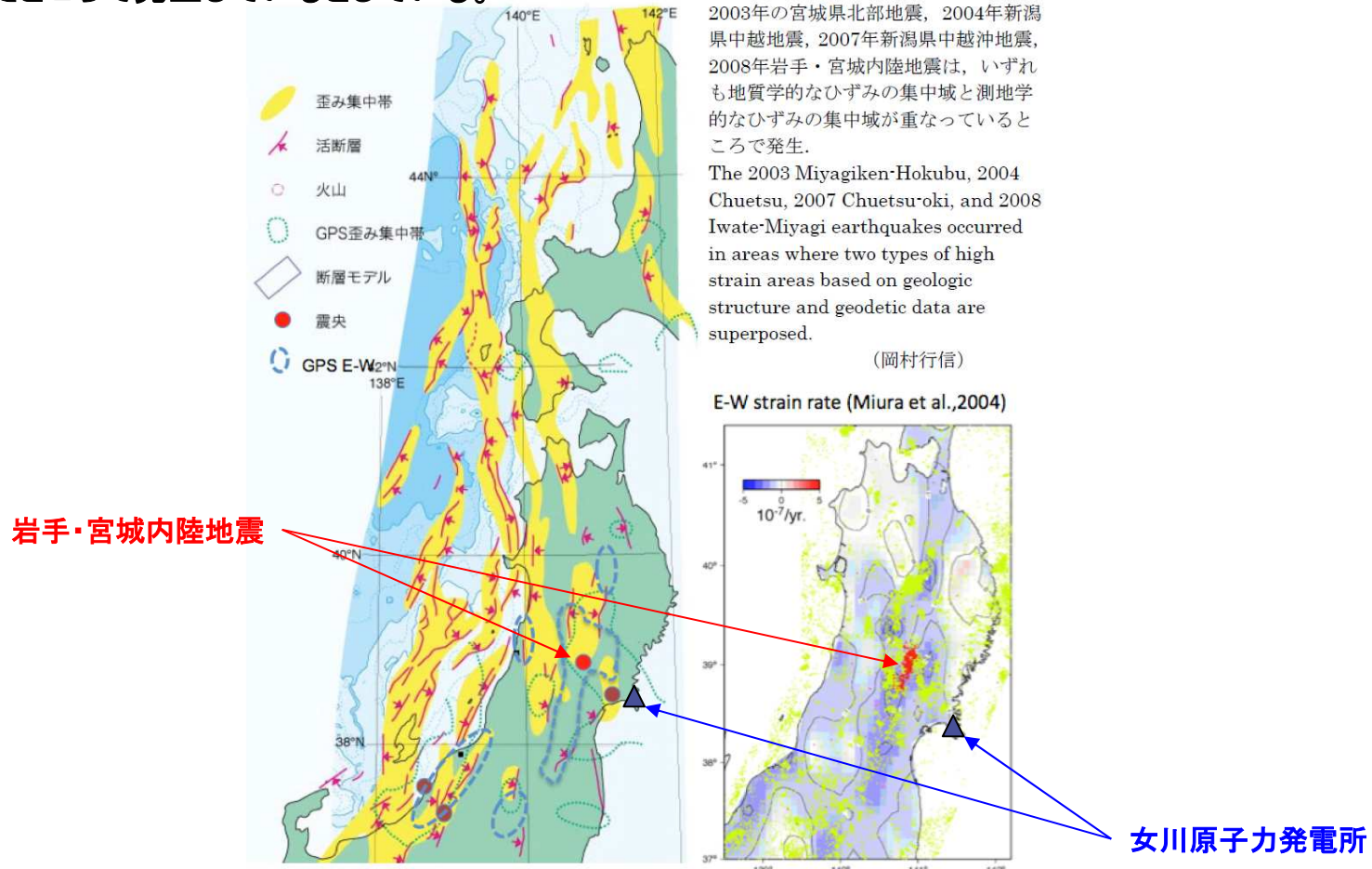


岩手・宮城内陸地震 震央周辺の活断層分布図  
(産業技術総合研究所:活断層データベースに一部加筆)

### 3. 震源を特定せず策定する地震動

## 2008年岩手・宮城内陸地震 測地学的知見[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域と、測地学的ひずみ集中域の重なったところで発生しているとしている。



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

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

(岡村行信)

東大出版会 (2002) 「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」を簡略化。

(産業技術総合研究所(2009)に一部加筆)

### 3. 震源を特定せず策定する地震動

## 2008年岩手・宮城内陸地震 測地学的知見[ひずみ集中帯・震源域周辺の地震活動と地震波速度構造]

#### 【防災科学技術研究所】

・東北地方において短縮ひずみレートが特に顕著な箇所として3箇所のひずみ集中帯を指摘しているが、1つのグループは脊梁山脈沿いのひずみ集中帯内に位置している。

#### 【岡田ほか(2008)要約】

- ・脊梁山地に沿う地震活動帯(A)と、それと平行に分布する南南東-北北西方向の地震活動帯(B)が見られる。
- ・これら2つの地震活動帯は、それぞれ東西ひずみ分布の短縮ひずみが顕著な2つの領域に対応する。
- ・これら2つの地震帯の直下(地殻中部～下部)には、部分熔融域を示唆する地震波低速度領域が認められる。
- ・今回の地震の震源断層は震源域付近の不均質構造と密接に関わっている。
- ・今回の地震は、互いにほぼ平行な2つの地震帯が、北部であたかも収束するようにみえる領域付近で発生した。

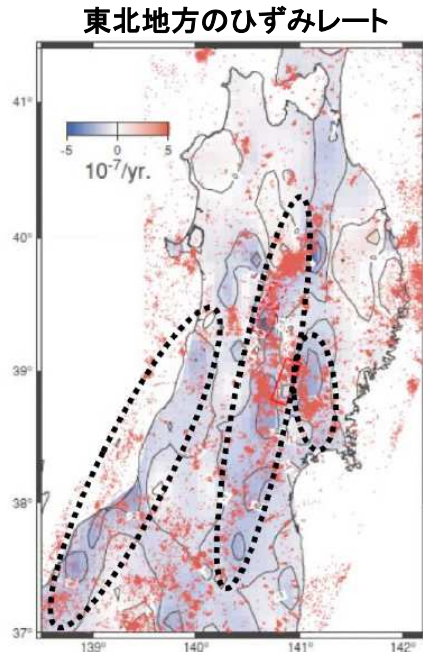
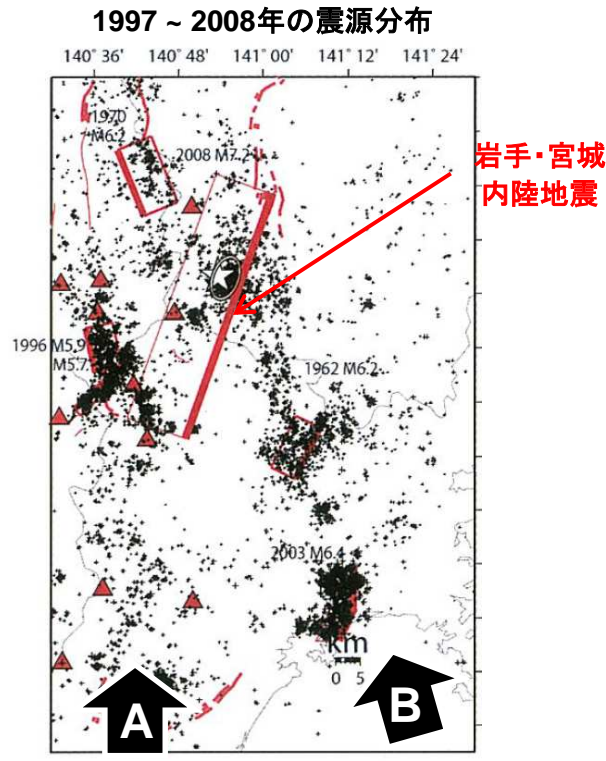


図1 GPS観測によって得られた、東北地方の東西短縮ひずみレートの分布。青い領域は短縮ひずみレートが高いことを表しており、特に顕著な領域を黒点線の楕円で示します。赤点は微小地震の震央分布を表します (Miura et al., 2004)。

((独)防災科学技術研究所  
ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト HP)

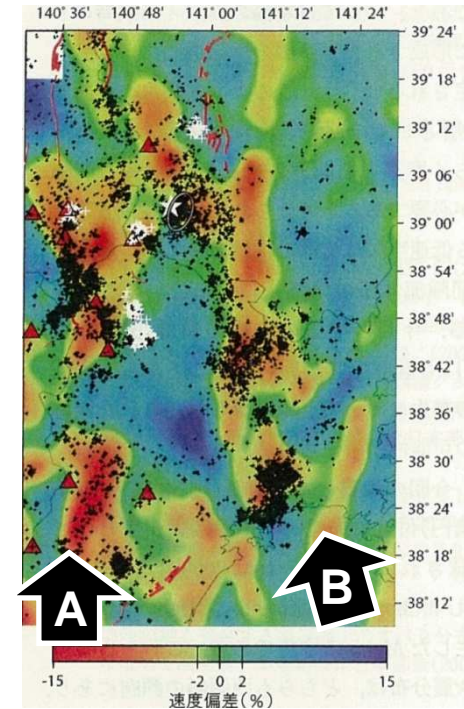


脊梁山地に沿う  
地震活動帯

南南東-北北西方向  
の地震活動帯

(岡田ほか(2008)に一部加筆)

#### 深さ24kmのS波速度偏差分布



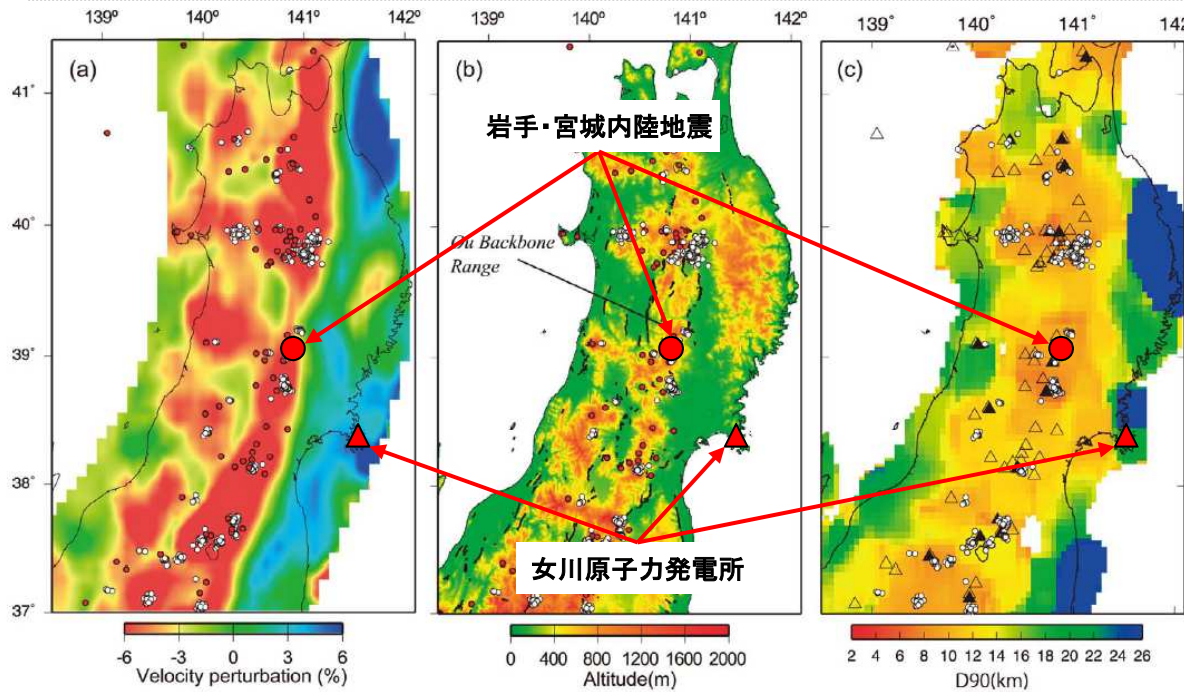
3. 震源を特定せず策定する地震動

2008年岩手・宮城内陸地震 地震学的知見[S波速度偏差・P波速度偏差①]

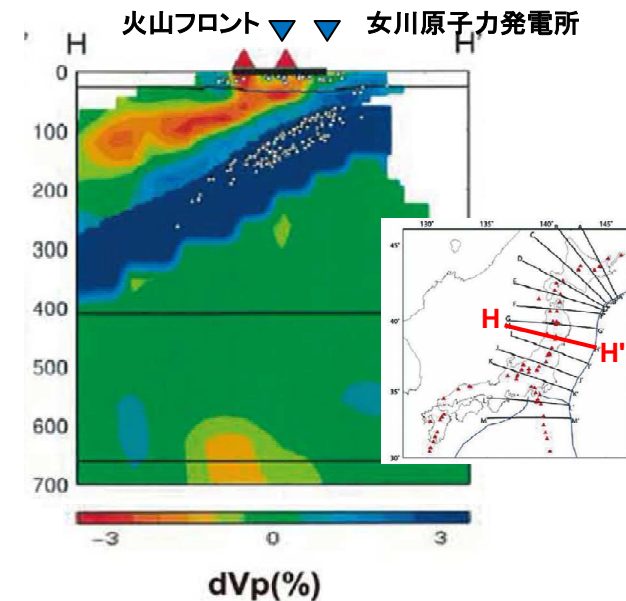
- 岩手・宮城内陸地震の発生付近と女川原子力発電所敷地周辺のS波・P波速度偏差は異なることがわかる。

【長谷川ほか(2012)】

- 地震波トモグラフィにより、次の間には明瞭な空間的対応関係が明らかになったとしている。
  - ①マントルウェッジ内の低速度域のうち、速度低下の度合の大きい領域の分布
  - ②地表の第四紀火山の分布
  - ③脊梁山地から背弧側に連なる地形の高まりの分布
  - ④D90の浅い領域
- 東日本のP波速度構造を島弧横断鉛直断面に沿ってみた場合、マントルウェッジ内に、傾斜したP波低速度域が明瞭にイメージングされ、火山フロントはこの傾斜した低速度域がモホ面と交わる場所の直上に分布する。



(a)マントルウェッジ内の傾斜した低速度層に沿うS波速度偏差  
 (b)地形 (高度と速度偏差をカースケールで示す。白丸は深部低周波地震。赤丸は第四紀火山。)  
 (c)地震発生層の下限(D90)の分布 (D90をカースケールで示す)  
 (長谷川ほか(2012)に一部加筆)



東日本下のP波速度の島弧横断鉛直断面  
 (長谷川ほか(2012)に一部加筆)



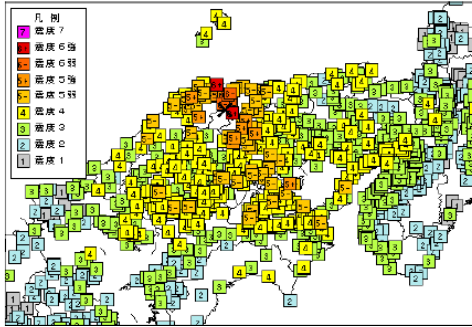
### 3. 震源を特定せず策定する地震動 2000年鳥取県西部地震 地震の概要

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)

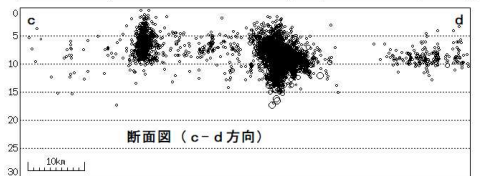
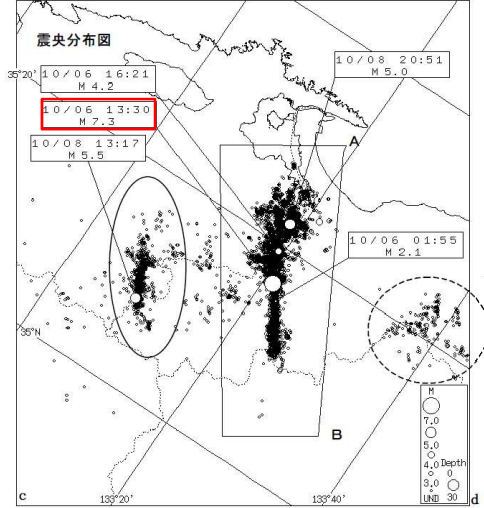
#### ○ 地震概要

- ・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

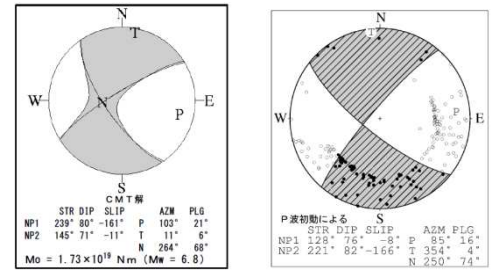


震度分布図

(「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))

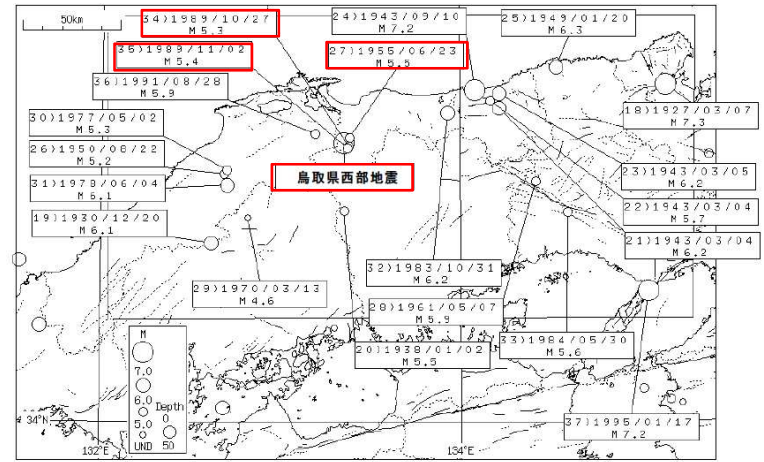
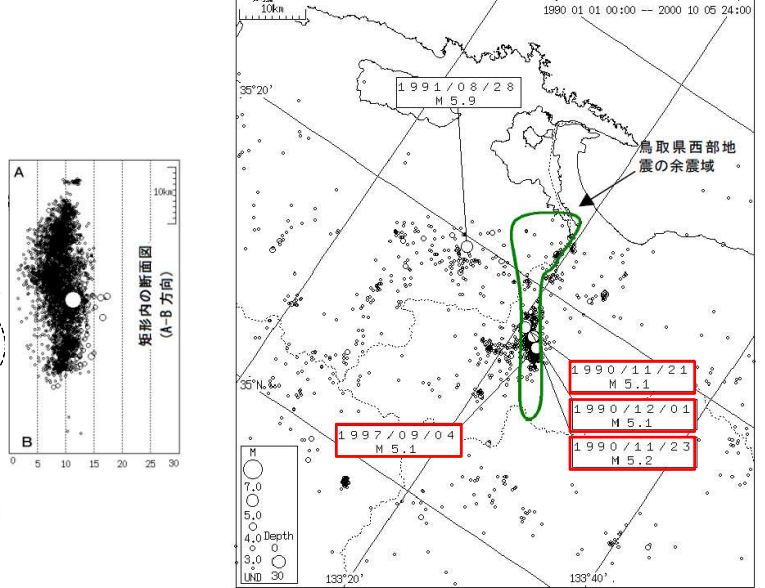


震央分布図 (2000年10月1日～10月31日)



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)



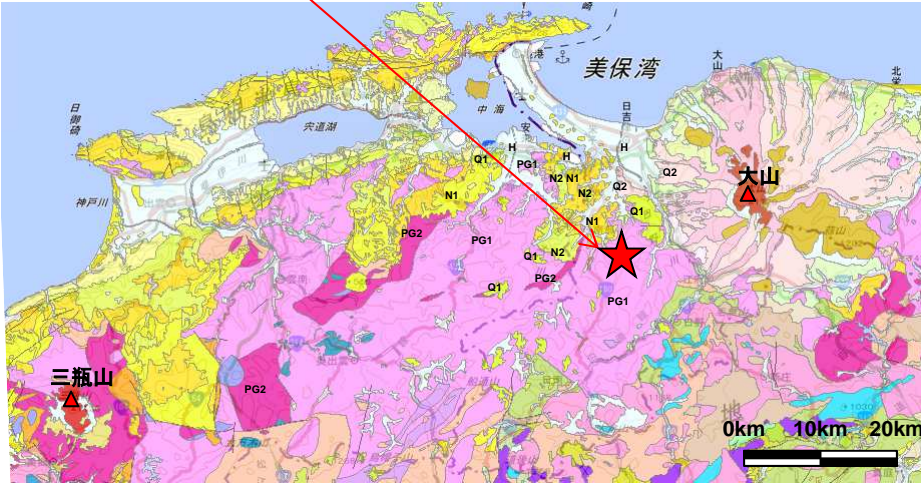
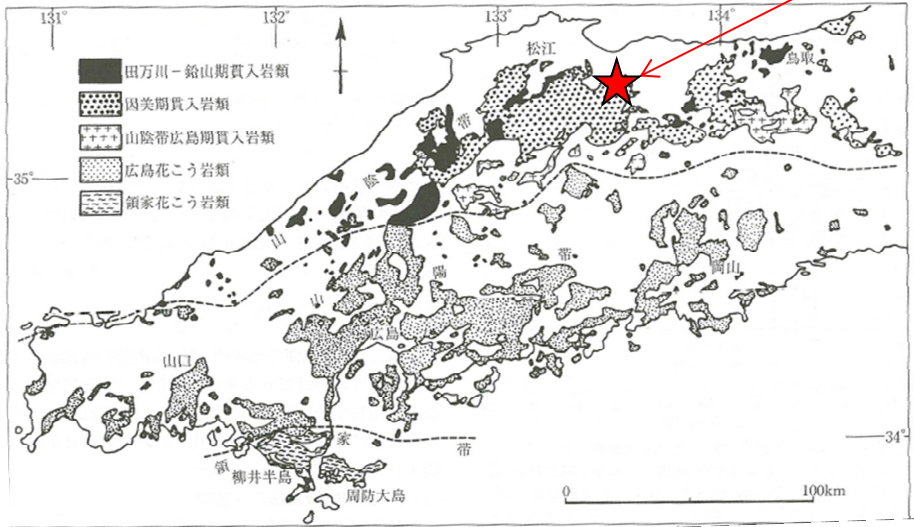
過去の被害地震(1926年～2000年)

3. 震源を特定せず策定する地震動

2000年鳥取県西部地震 地質・地質構造[震源域周辺の特徴]

- 三郡変成岩の分布域に古第三系の花崗岩類が広く分布。
- 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(井上ほか(2002))。
- 鳥取県西部地震の震源域が位置する「山陰帯」には、第四紀火山(大山, 三瓶山)が存在。

鳥取県西部地震



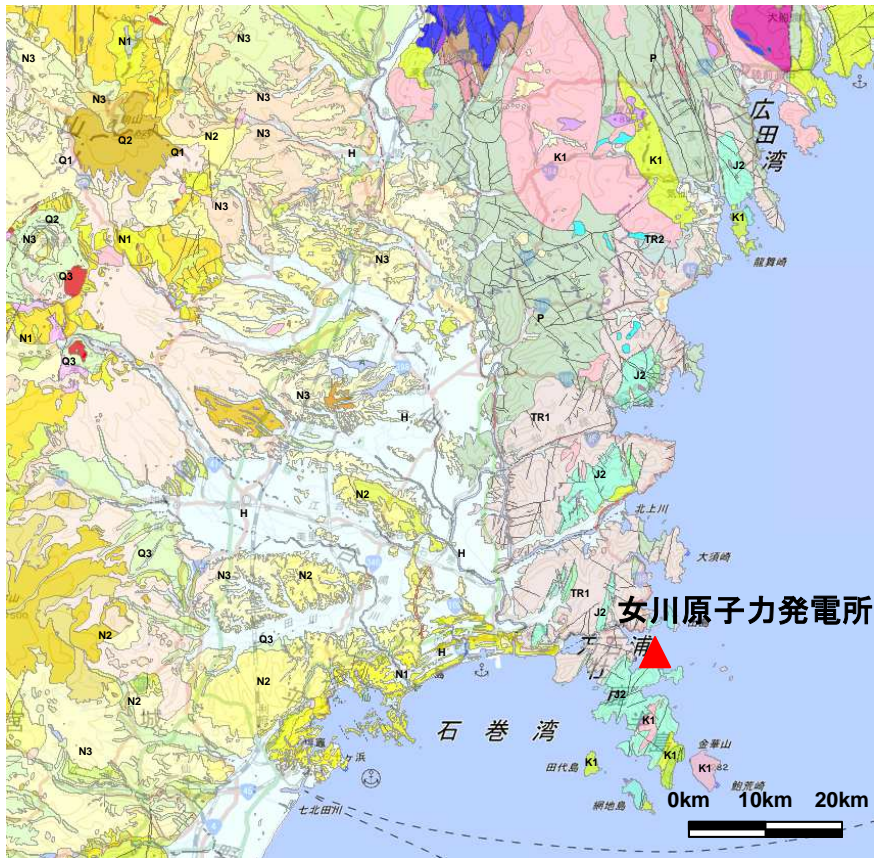
中国地方における白亜系～古第三系貫入岩類の分布  
(日本の地質増補版編集委員会編(2005)に一部加筆)

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)

### 3. 震源を特定せず策定する地震動

## 2000年鳥取県西部地震 地質・地質構造[震源域周辺と女川原子力発電所敷地周辺の比較]

- 鳥取県西部地震の震源域周辺 : 三郡変成岩の分布域に古第三系の花崗岩類が広く分布
- 女川原子力発電所敷地周辺 : 中・古生界(堆積岩, 火山岩及び深成岩類)が分布



震源域周辺と女川原子力発電所敷地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)

### 3. 震源を特定せず策定する地震動

## 2000年鳥取県西部地震 活断層の分布[震源域周辺と女川原子力発電所敷地周辺①]

### 【産業技術総合研究所 活断層データベース】

- 鳥取県西部地震の震源域周辺は、活動度の低い横ずれ断層が数条認められる程度。
- 女川原子力発電所敷地が位置する牡鹿半島を含む北上山地には、活断層がみられない。



震源域周辺の活断層  
(産総研 活断層データベースに一部加筆)



女川原子力発電所敷地周辺の活断層  
(産総研 活断層データベースに一部加筆)

### 3. 震源を特定せず策定する地震動

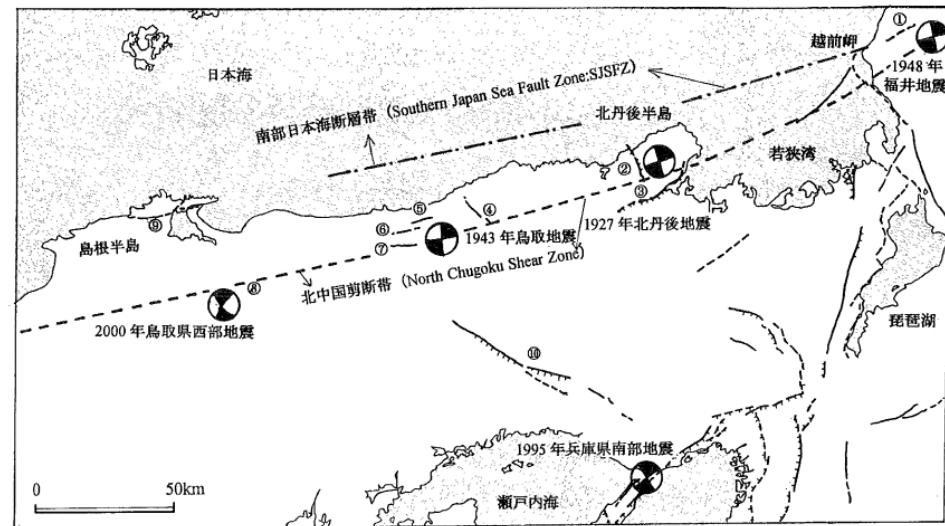
## 2000年鳥取県西部地震 活断層の特徴①

### 【岡田(2002)】

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

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

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



山陰地域の主な地震の発震機構と活断層(岡田(2002))

3. 震源を特定せず策定する地震動

2000年鳥取県西部地震 活断層の特徴②

- 堤ほか(2000)によって、余震分布と並行する短いリニアメントが多数判読されている。
- 高田ほか(2003)によっても、「鳥取県西部地震の余震域周辺は、リニアメントの顕著な集中が見られる特異な地域」とされている。

【堤ほか(2000)抜粋】

「鎌倉山の北東方に北西－南東走向の長さ約3kmのリニアメント(推定活断層)が認定された。このリニアメントに沿っては、数本の谷がdown-hill方向に左屈曲しているのが認められるが、その屈曲量はリニアメントの長さに対して大きく、また谷屈曲は必ずしも系統的であるとは言い難い。さらに北東方の東上付近に発達する同方向の長さ約2kmのリニアメント(推定活断層)に沿っても、down-hill方向に谷の左屈曲が系統的に認められるが、リニアメントとしてはあまり明瞭でない。これらのリニアメントが活断層であるか否かの判断はより詳細な調査を必要とするが、すでに認定されていた日南湖北東方の推定活断層と比較した場合、確実度が更に低いものと判定される。」

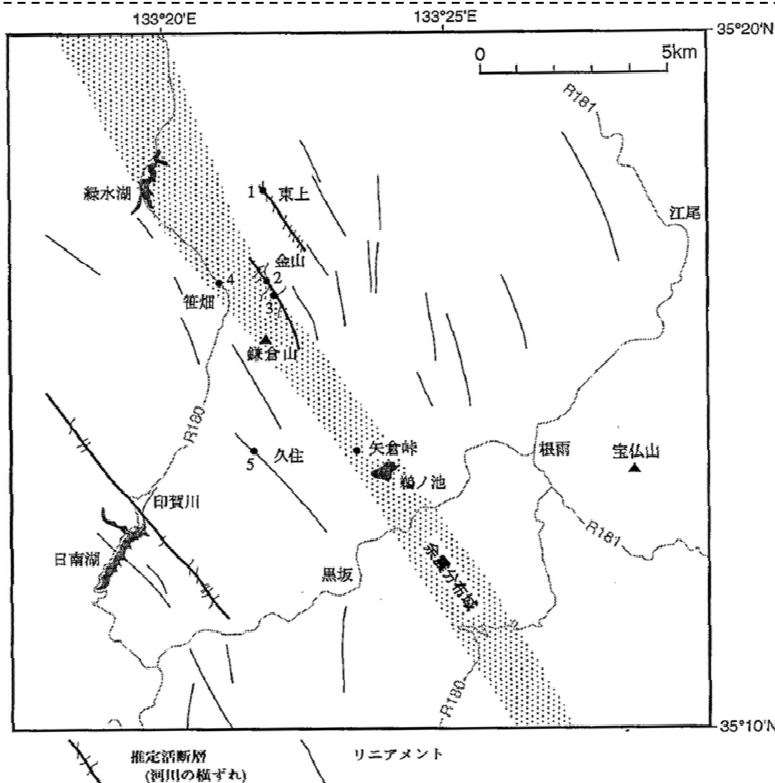
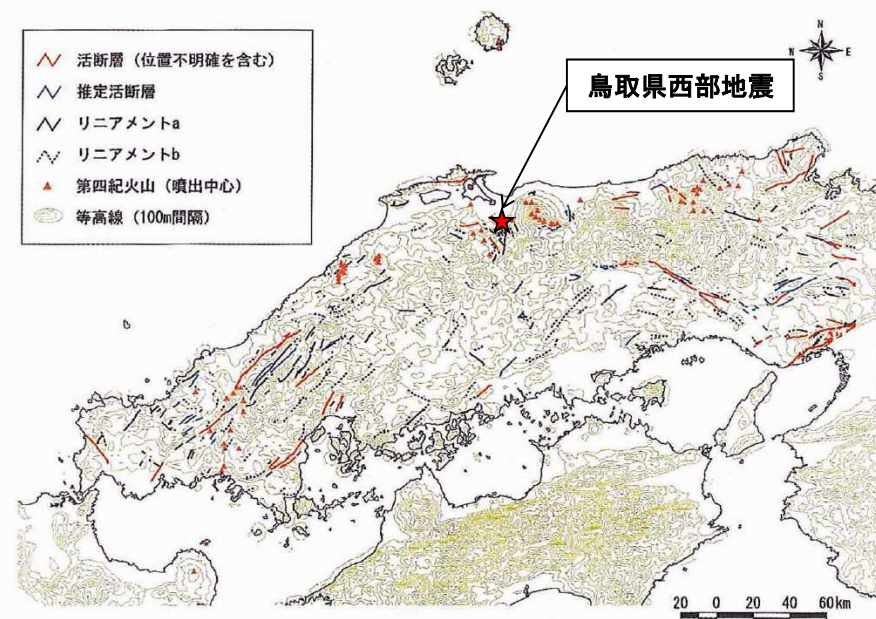


図2 震源域周辺の活断層・リニアメント分布図。4万分の1および2万分の1モノクロ空中写真判読により作成。余震分布域は防災科学技術研究所による余震分布図を簡略化した。

堤ほか(2000)

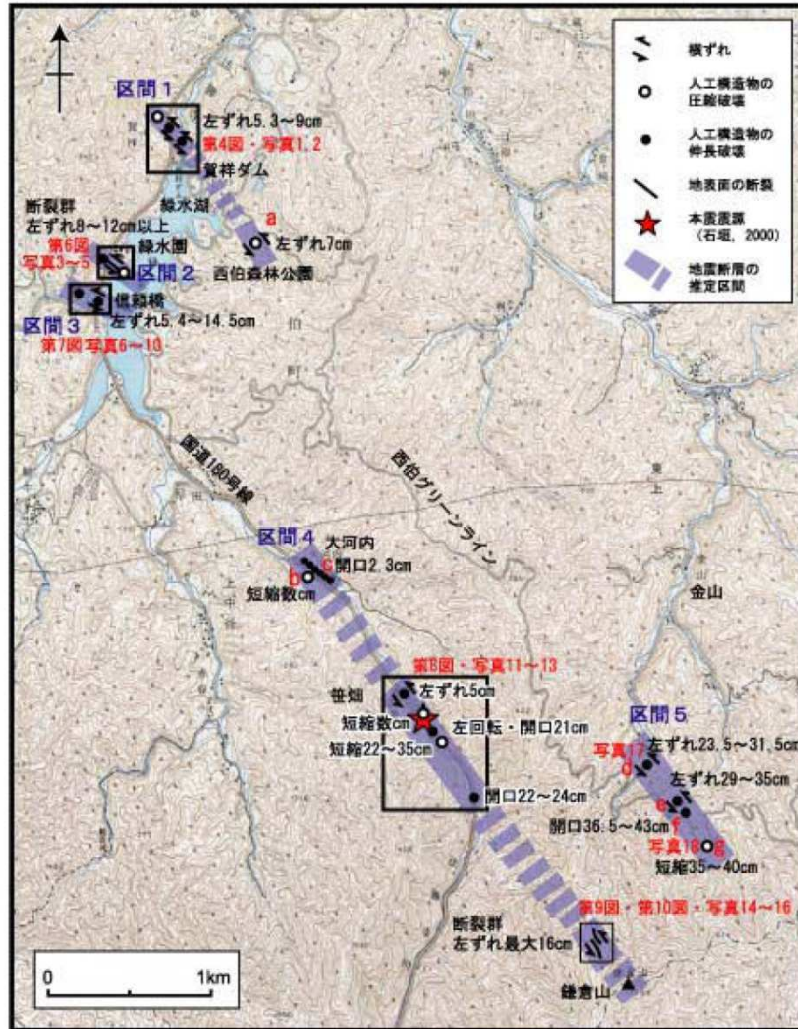


第3図 リニアメント分布図

等高線は国土地理院発行数値地図250mメッシュをもとに作成。

高田ほか(2003)に加筆

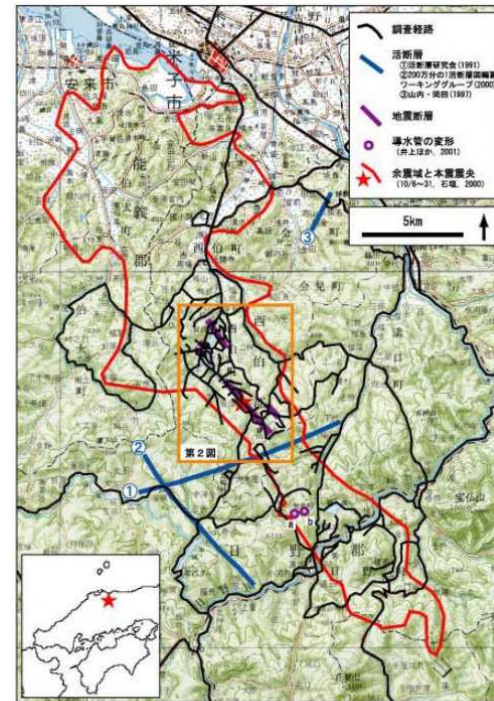
### 3. 震源を特定せず策定する地震動 2000年鳥取県西部地震 活断層の特徴③



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

#### 【伏島ほか(2001)】

- 地表断裂及び人工構造物の破壊・変形は以下の通り認められ、地震断層は明瞭ではないが、断続的に出現している。
- 北西－南東方向に直線状に配列。
- 本震震央の北西側約4km～南東側約2km、幅1km強の帯状地域に5つ認められた。地震断層長さ(地震断層の出現が確認された帯状地域の長さ)は約6km。
- 地表面の断裂は $N40 \pm 25^\circ W$ の走向。
- 数cm～10数cmの左横ずれ走向隔離。

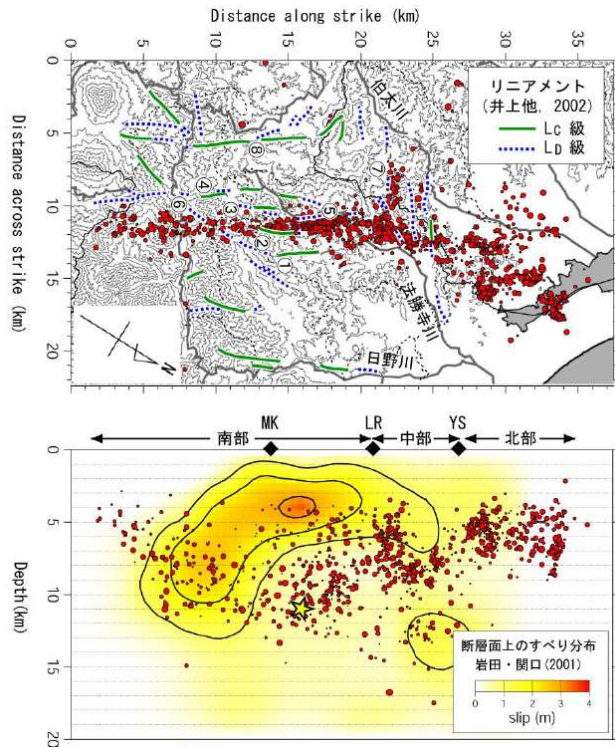


第1図. 調査地域の概要と調査経路. 国土地理院発行20万分の1地形図「松江および高梁」を使用.  
Fig. 1. Locality map of the study area.

### 3. 震源を特定せず策定する地震動 2000年鳥取県西部地震 活断層の特徴④

- 事前に詳細な調査を実施すれば、震源の位置、ある程度の規模の予測までが特定可能と考えられるが、地表地震断層としては全体が明瞭に現われておらず、震源が特定しにくい地震であった。

#### 【青柳ほか(2004)】



- 地震前に撮影した空中写真で判読されるリニアメントの方向は、余震分布の形態に対応している。
- アスペリティの位置は、リニアメントの分布密度が高い領域と一致している。

#### 【本多ほか(2002)】

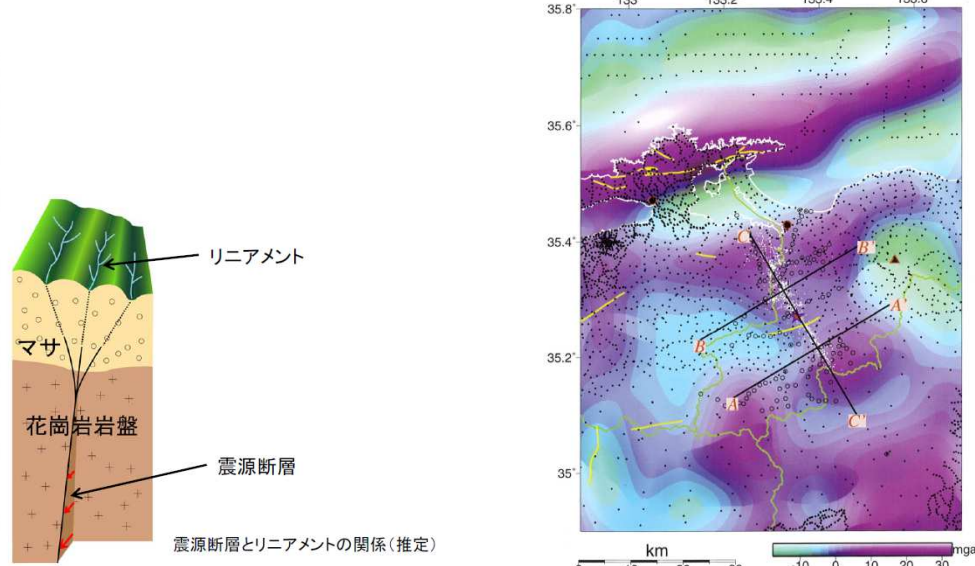


Fig. 2. Band-pass filtered (wavelength of 20~80 km) Bouguer anomaly map overlaid with epicenters of aftershocks (white dots) and locations of existed (black dots) and new (open circles) gravity stations. Density for reduction is assumed to be 2.67 g/cm<sup>3</sup>. White, green and yellow solid lines indicate the coastline, prefectural boundary and active faults, respectively. Black lines are the lines where subsurface structures are analyzed.

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



3. 震源を特定せず策定する地震動

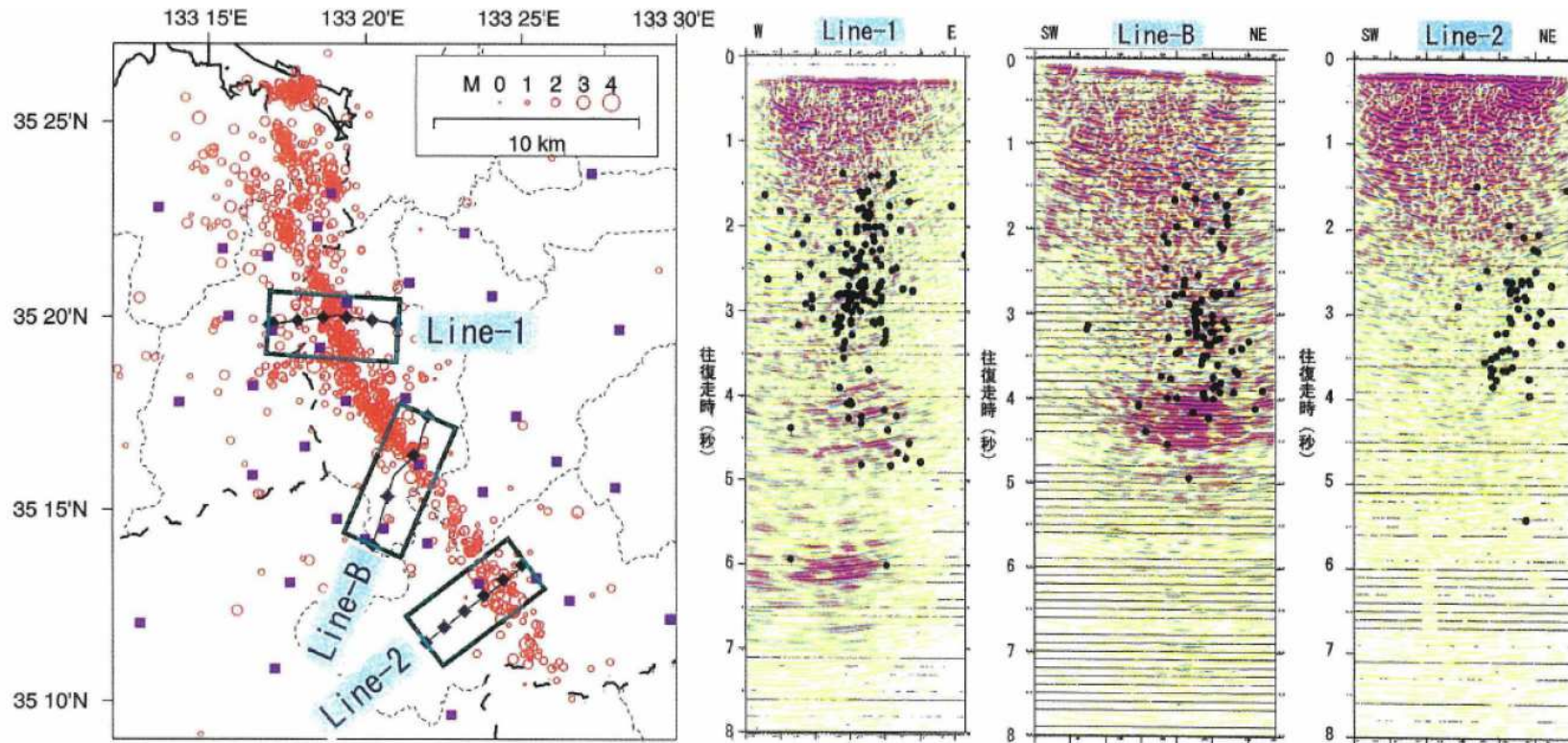
2000年鳥取県西部地震 活断層の特徴⑤

2000年鳥取県西部地震震源域の反射断面

- 宮腰ほか(2004)によって鳥取県西部地震震源域における反射法地震探査記録が示されており、震源分布の上方で水平方向の反射面の連続性が乏しい。このような反射面の不連続は、宮腰ほか(2004)によると、横ずれ変位を伴う断層運動の累積によって形成された「フラワーストラクチャー」と解釈されている。
- 反射断面から鳥取県西部地震震源域の地下構造が不均質であることが示唆される。

【宮腰ほか(2004)より抜粋】

「2つの断層が地下深部でくさび形に収斂する構造は、横ずれ変位を伴う断層運動の累積によって形成されたと解釈される。また、地下に「フラワーストラクチャー」が存在するという事実は、この地域のリニアメントが左横ずれ傾向を伴っていることとも整合的である。」



2000年鳥取県西部地震震源域における反射法地震探査記録と震源分布の対応

3. 震源を特定せず策定する地震動

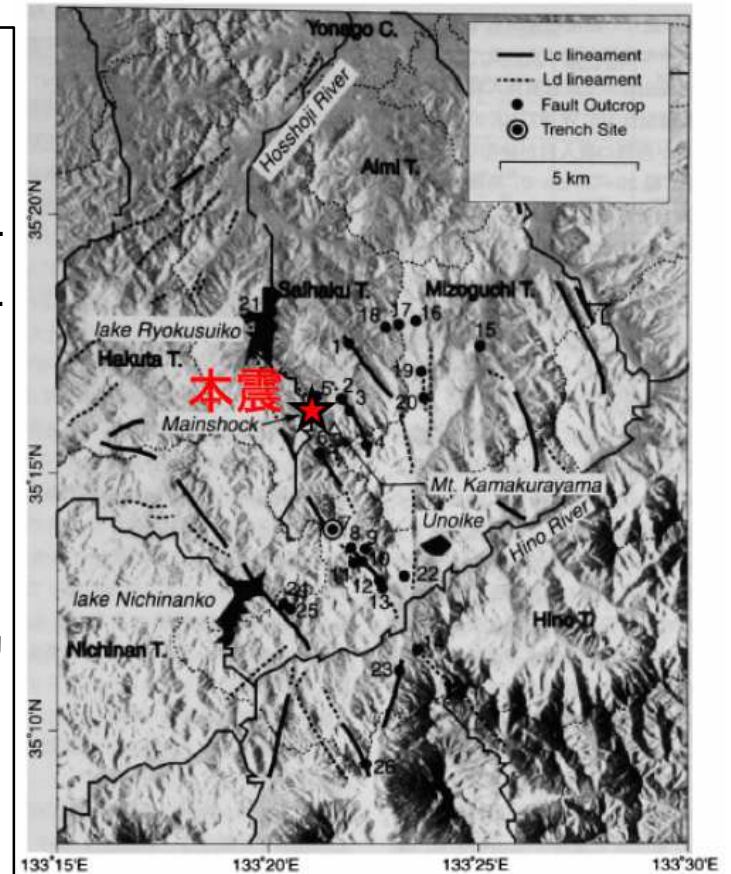
2000年鳥取県西部地震 活断層の特徴⑥

活断層の活動度・成熟度に関する知見

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

【井上ほか(2002)より抜粋】

- (1) 2000年鳥取県西部地震は、これまで活断層が図示されていない地域で発生した。しかし、地震波の解析[菊地(2000)]、余震分布などから、地下に震源断層が推定され、その変位量は1.6mとされている。
- (2) この地震活動に伴って、地表地震断層の一部が出現した可能性が指摘されているが[松浦・他(2000)、伏島・他(2001)]、地下の推定断層変位量を有する断層は地表で確認されていない。
- (3) 今回の地震の震源域周辺での詳細な空中写真判読により、左横ずれを示唆する短く断続するリニアメント群が判読される。これらは、想定されている震源断層の方向とほぼ一致している。
- (4) 地表踏査により、これらのリニアメント沿いで多くの断層露頭が確認され、断層面には水平から水平に近い条線が認められる。これらの断層の一部は第四紀層を変位させている。したがって、これらのリニアメントは断層活動によって形成されたことが考えられる。
- (5) これらの断層群の分布状況、反射法地震探査結果[阿部・他(2001)]、微小地震観測結果[青柳・他(2001)]などから、これらの断層は横ずれ断層に伴うフラワー構造を呈していることが推定される。また、このフラワー構造の下部では、断層が1本に収斂しており、これが震源断層と推定される。さらに、上田・谷(1999)、Ueta et al. (2000)の断層模型実験や地震の特徴などから、これらは若い未成熟な断層であることが推定される。このため、今回の地震では、地表近くまで破壊が進行したものの、地表に明瞭な地震断層が出現しなかったことが考えられる。
- (6) 各断層露頭の性状やトレンチ調査結果などから、この地震の震源断層は過去に繰り返し活動したことが考えられる。また、1回前の活動は、A.D.770～1,260年の間にあり、この地域のこの間の歴史地震としては、A.D.880年の「出雲の地震」が記載されており[宇佐美(1996)]、震源断層の活動によって、地表まで破壊が進行する断層はその都度異なることが考えられるものの、震源断層としての活動間隔は比較的短いものと推定される。
- (7) これらの調査は地震後の調査であるが、仮に地震前にこれらの詳細な調査を実施していれば、事前にある程度の規模の地震発生のパテンシャルがあることが推定可能であったと考えられる。



判読されたリニアメントと断層露頭の位置図  
(井上ほか(2002)に一部加筆)

### 3. 震源を特定せず策定する地震動 2000年鳥取県西部地震 火山フロント

- 2000年鳥取県西部地震の震源域周辺は、火山フロント内に位置する。一方、女川原子力発電所の敷地周辺は火山フロント外に位置する。



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

(産業技術総合研究所(2004)に一部加筆)

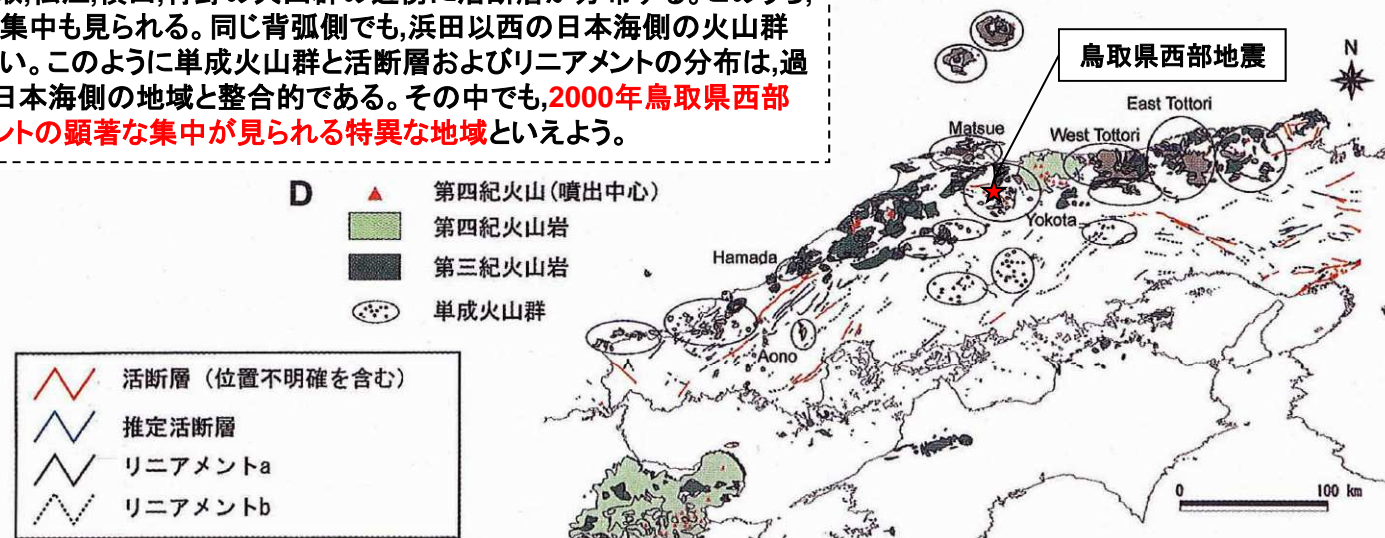
3. 震源を特定せず策定する地震動

2000年鳥取県西部地震 鳥取県西部の地震震源域の第四紀火山

- 高田ほか(2003)によれば、日本海側の地域における過去の主な被害地震の発生は**単成火山群近傍の活断層及びリニアメントの分布と対応しており、特に鳥取県西部地震の震源域は、リニアメントの顕著な集中がみられる特異な地域**とされている。垣見(2002)によると、2000年鳥取県西部地震は未成熟地震とされており、中国地方の日本海側でこのような地震が発生する一因として、**火山活動との関連の可能性**が指摘されている。

【高田ほか(2003)抜粋】

鮮新世～第四紀に活動した単成火山群の近傍では、しばしば地震活動の集中が見られる(第7図D)。一連の単成火山群が分布するおおよその範囲(宇都,1995)を指標にした単成火山群の分布と活断層およびリニアメントの分布を比較すると、現在の火山フロントの前弧側では、単成火山群の近傍に活断層は分布せず、推定活断層やリニアメントも分布しないか、僅かに分布する程度である。一方、背弧側では、東鳥取、西鳥取、松江、横田、青野の火山群の近傍に活断層が分布する。このうち、横田では、リニアメントの顕著な集中も見られる。同じ背弧側でも、浜田以西の日本海側の火山群の近傍には、活断層は分布しない。このように単成火山群と活断層およびリニアメントの分布は、過去に主な被害地震が発生した日本海側の地域と整合的である。その中でも、**2000年鳥取県西部地震の余震域周辺は、リニアメントの顕著な集中が見られる特異な地域**といえよう。



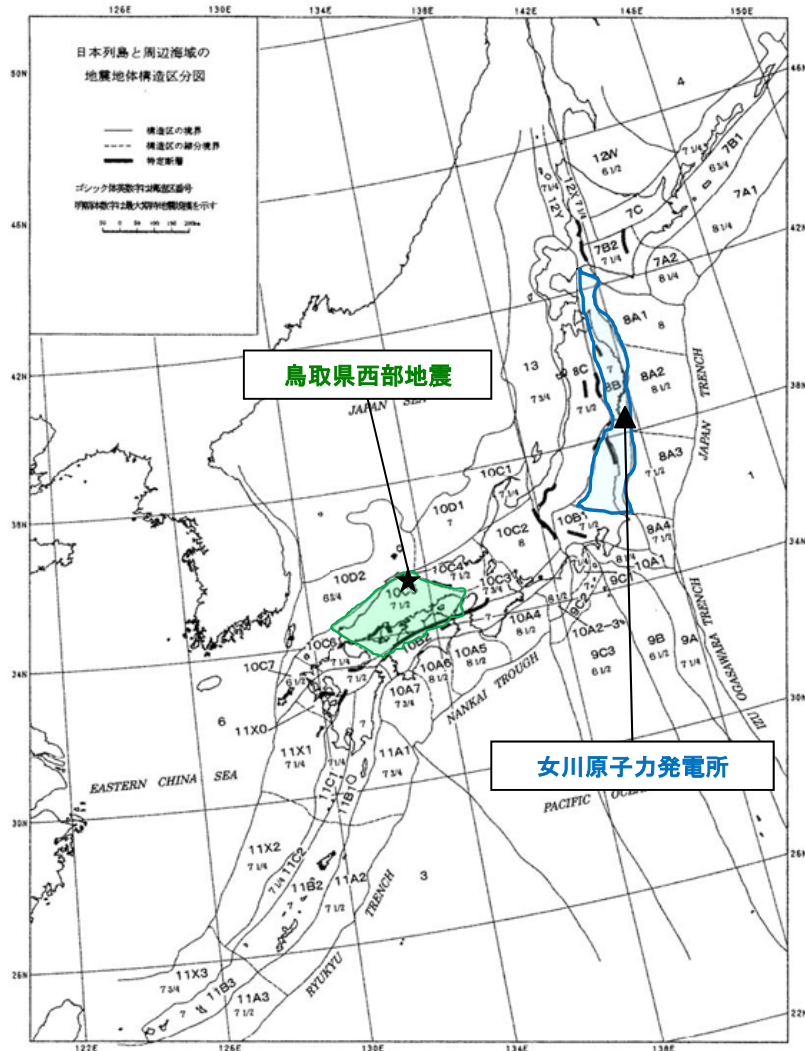
第7図 中国地方の地質分布とリニアメント

A:先白亜系, B:白亜紀火山岩類, C:中新世備北層群相当, D:新第三系。

A～Cは「中国地方土木地質図」(中国地方土木地質図編纂委員会編, 1984), Dは「100万分の1日本地質図第3版」(地質調査所, 1995)をもとに作成。単成火山の分布は宇都(1995)より引用。第四紀火山の分布は「日本の第四紀火山カタログ」(第四紀火山カタログ委員会, 1999)より引用。

(高田ほか(2003)に一部加筆)

### 3. 震源を特定せず策定する地震動 2000年鳥取県西部地震 地震地体構造



#### ○ 垣見ほか(2003)による地震地体構造区分

- 2000年鳥取県西部地震の震源域は，“中国山地・瀬戸内海(10C5)”に位置する。
- 女川原子力発電所は，“東北日本弧外帯(8B)”に位置する。

項目	2000年鳥取県西部地震の震源域	女川原子力発電所敷地周辺
(1) 構造区	10C5 中国山地・瀬戸内海	8B 東北日本弧外帯
(2) 地形・地質	北半部は安定隆起域, 南半部は沈降域, 北部に火山	外弧隆起帯, 安定域
(3) 活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴	小, 中(長), B(A), 横・逆, 北東(右), 北西(左)が卓越, 東西(逆)はやや古い, 南端は中央構造線	極小, 短(長), C, 逆・横
(4) 浅発大・中地震活動	中(1885年以降は北部で高) 瀬戸内海地域でやや深い 東西圧縮横ずれ断層型	低

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.

(垣見ほか(2003)に一部加筆)

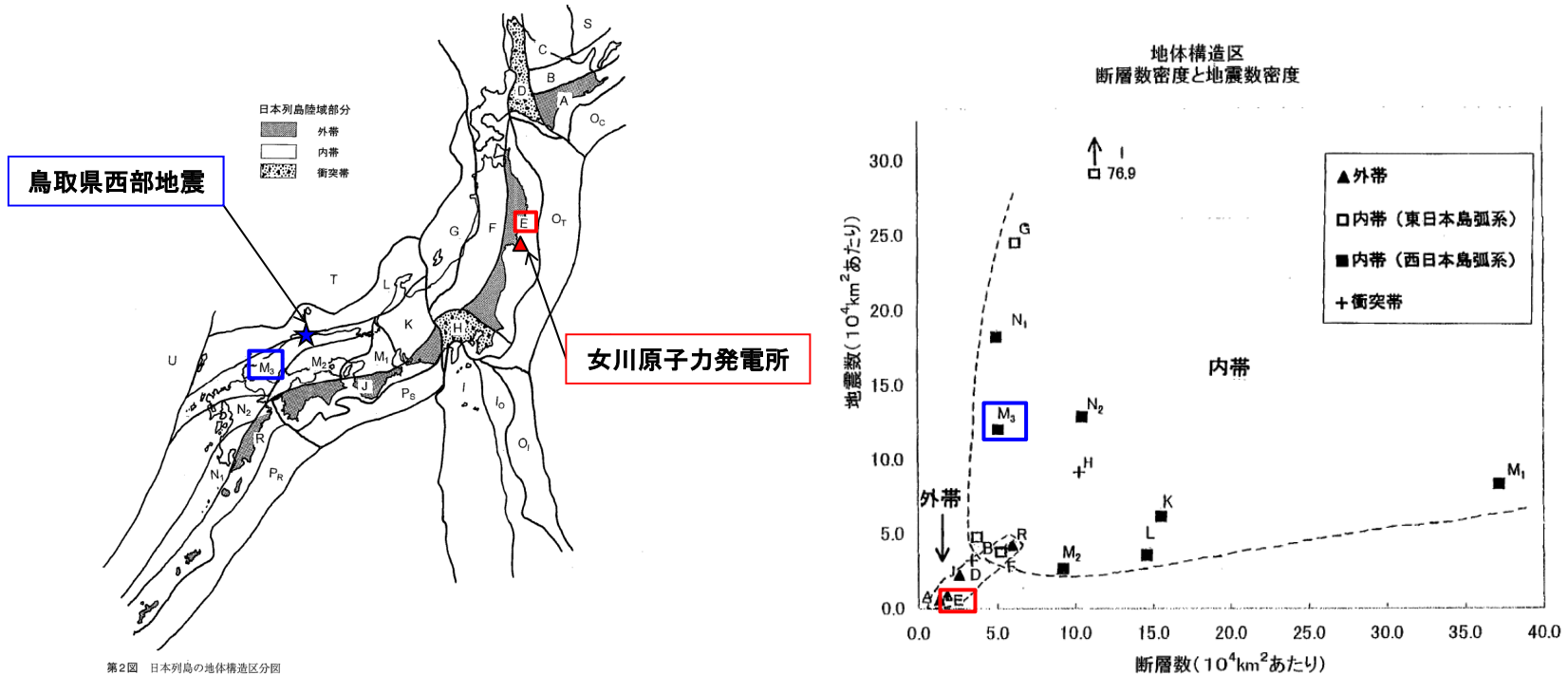
3. 震源を特定せず策定する地震動

2000年鳥取県西部地震 地震地体構造[断層と地震の関係①]

- 松田・吉川(2001)によれば, 女川原子力発電所が位置する地体構造区(E:東北日本弧外帯)と鳥取県西部地震の震源域が位置する地体構造区(M3:西南日本弧内帯4)の特徴は大きく異なることがわかる。

【松田・吉川(2001)】

- 日本列島の活断層と地震の分布には著しい地域差がある。日本列島を島弧の外帯と内帯に分けたときM5級-M6級の中規模地震の発生の多寡と, 既知の活断層の分布とが良く対応している。
- 島弧の外帯は, どの島弧でも地震活動が著しく低い。単位面積当たりの地震数で, 外帯は内帯の1/4程度である。
- 島弧の外帯と内帯では断層の分布が対照的に異なる。内帯は外帯に比べて断層数では9倍, 分布密度では約3.5倍大きい。
- 東日本島弧系では, 縦ずれの断層が約90%を占め横ずれを伴う断層はごく僅かである。



第2図 日本列島の地体構造区分図  
A: 根室帯, B: 大雪山-知床帯, C: 北見帯, D: 天塩-夕張衝突帯, E: 北上一阿武隈帯, F: 奥羽-道南帯, G: 日本海東縁帯, H: 南部フォッサマグナ衝突帯, I: 伊豆-硫黄島帯, L: 小笠原帯, J: 赤石-四国帯, K: 美濃-飛騨帯, L: 能登-尖道帯, M<sub>1</sub>: 近畿三角帯, M<sub>2</sub>: 瀬戸内帯, M<sub>3</sub>: 山陰-北九州帯, N<sub>1</sub>: 霧島-トカラ帯, N<sub>2</sub>: 別府-沖繩トラフ帯, O<sub>1</sub>, O<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, P<sub>1</sub>: 前弧海盆 (それぞれ千島弧, 東北日本弧, 伊豆・小笠原弧, 西南日本弧, 琉球弧の前弧海盆), R: 宮崎-沖縄島帯, S, T, U: 緑海 (S: オホーツク海, T: 日本海, U: 東シナ海)

松田・吉川(2001)に加筆

3. 震源を特定せず策定する地震動

2000年鳥取県西部地震 地震地体構造[断層と地震の関係②]

- ・【松田・吉川(2001)】 上段: 地体構造区別の断層数・断層長・地震数および分布密度(抜粋)  
下段: 起震断層の活動度・断層型および地震の規模別頻度(抜粋)

第1表 地体構造区別の断層数・断層長・地震数および分布密度

島 弧	略号*	地体構造区	S 陸域面積 10 <sup>4</sup> km <sup>2</sup>		F 断層数		L 断層長		E <sub>1</sub> 地震数** 1900以後	E <sub>2</sub> 地震数** 1900以前	F/S 断層数密度***		L/S 断層長密度***	E <sub>1</sub> /S 地震数密度***		E <sub>1</sub> /F 地震数/断層数	
東北日本弧	外帯 E	北上-阿武隈帯	3.34		6		189		3	4	1.8		56.6		0.9	0.5	
	内帯1 F	奥羽-道南帯	7.62		40		1036		29	32	5.2		136.0		3.8	0.7	
	内帯2 G	日本海東縁帯	0.98	8.60	6	46	188	1224	24	53	6.1	5.3	191.8	142.3	24.5	6.2	4.0
西南日本弧	内帯1 K	美濃-飛騨帯	3.04		47		1605		19	22	15.5		528.0		6.3	0.4	
	内帯2 M <sub>1</sub>	近畿三角帯	1.21		45		1363		10	19	37.2		1126.4		8.3	0.2	
	内帯3 M <sub>2</sub>	瀬戸内帯	2.63	10.56	24	140	643	4124	7	76	9.1	13.3	244.5	390.5	2.7	7.2	0.3
	内帯4 M <sub>3</sub>	山陰-北九州帯	3.13		16		347		38	12	5.1		110.9		12.1	2.4	
	内帯5 L	能登-宍道帯	0.55		8		166		2	9	14.5		301.8		3.6	0.3	
		計(平均)	37.64		263		7094		230	195	(7.0)		(188.5)		(6.1)	(0.9)	
		外帯 計(平均)	9.59		24		567		17	18	(2.5)		(59.1)		(1.8)	(0.7)	
		内帯 計(平均)	23.97		212		5921		188	153	(8.8)		(247.0)		(7.8)	(0.9)	
		衝突帯 計(平均)	4.08		27		606		25	24	(6.6)		(148.5)		(6.1)	(0.9)	

\*松田(1990)による。ただし、I<sub>0</sub>, M<sub>1</sub>, M<sub>2</sub>, M<sub>3</sub>, R, N<sub>1</sub>, N<sub>2</sub>は新設  
\*\*地震は震央が陸域(沿岸海域15km以内を含む)でマグニチュード5以上のもの。1885年以後の地震は深さ20km以内。(松田ほか, 2000の付表による)  
\*\*\*面積10<sup>4</sup>km<sup>2</sup>あたりの数またはkm

第2表 起震断層の活動度・断層型および地震の規模別頻度

島 弧	略号	地体構造区	F 断層数	起震断層(長さ10km以上)								1900年代陸域地震(M <sub>2</sub> ≥5, h≤20km)				
				活動度*				断層型**				E <sub>1</sub> 地震数	M			
				A	B	C	その他	縦(D)	左(L)	右(R)	不明		5≤M<6	6≤M<7	7≤M<8	8≤M
東北日本弧	外帯 E	北上-阿武隈帯	6	0	5	0	1	3	1	2	0	3	2	1	0	0
	内帯1 F	奥羽-道南帯	40	3	34	2	1	37	2	1	0	29	17	10	2	0
	内帯2 G	日本海東縁帯	6	2	4	0	0	5	1	0	0	24	16	8	0	0
西南日本弧	内帯1 K	美濃-飛騨帯	47	12	34	1	0	14	15	20	0	19	10	7	2	0
	内帯2 M <sub>1</sub>	近畿三角帯	45	3	32	9	1	29	4	11	1	10	6	3	1	0
	内帯3 M <sub>2</sub>	瀬戸内帯	24	4	9	5	6	14	2	8	0	7	7	0	0	0
	内帯4 M <sub>3</sub>	山陰-北九州帯	16	0	10	1	5	6	5	4	1	38	20	16	2	0
	内帯5 L	能登-宍道帯	8	0	6	2	0	6	0	2	0	2	0	2	0	0
		計	263	38	172	29	24	165	36	63	2	230	134	83	13	0
		(%)	100	14.4	65.4	11.0	9.1	62.0	13.5	23.7	0.8	100	58.3	36.1	5.7	0.0

\*活動度: 活動度A~Bは活動度Aに。同様B~CはBに含めた。活動度 [B] は活動度Bに含めた。その他は不明または活動度D。  
\*\*断層型: 付表(松田ほか, 2000)のDLはL, DRはR, DRLはRとLの双方に数えた。

【遠田(2013)】

- ・ 応力解放システムを考慮に入れると、日本列島の外帯に主要な活断層が存在しない理由も説明できる。
- ・ 約数10年-150年のプレート境界型地震サイクルに伴い、外帯では上部地殻内の断層への応力蓄積過程は単純ではなく顕著な変動が予想される。
- ・ そのため、浅部地殻内断層への応力蓄積が阻害されるか、もしくは平均するときわめて遅い応力蓄積レートとなる。
- ・ 一方、日本列島内帯ではプレート境界地震による短期の応力変動の影響は小さく、安定した応力蓄積レートが保証され、活断層の発達場となりやすい。
- ・ すなわち、外帯ではローカルな歪解放を主としてプレート境界部が効率良く負担するのに対し、内帯では長期の歪み蓄積を複数の活断層が非効率的に担当するシステムとなっている。



女川原子力発電所の位置する地体構造区



鳥取県西部地震の位置する地体構造区

松田・吉川(2001)に加筆

### 3. 震源を特定せず策定する地震動

## 2000年鳥取県西部地震 地震学的検討[応力場の推定]

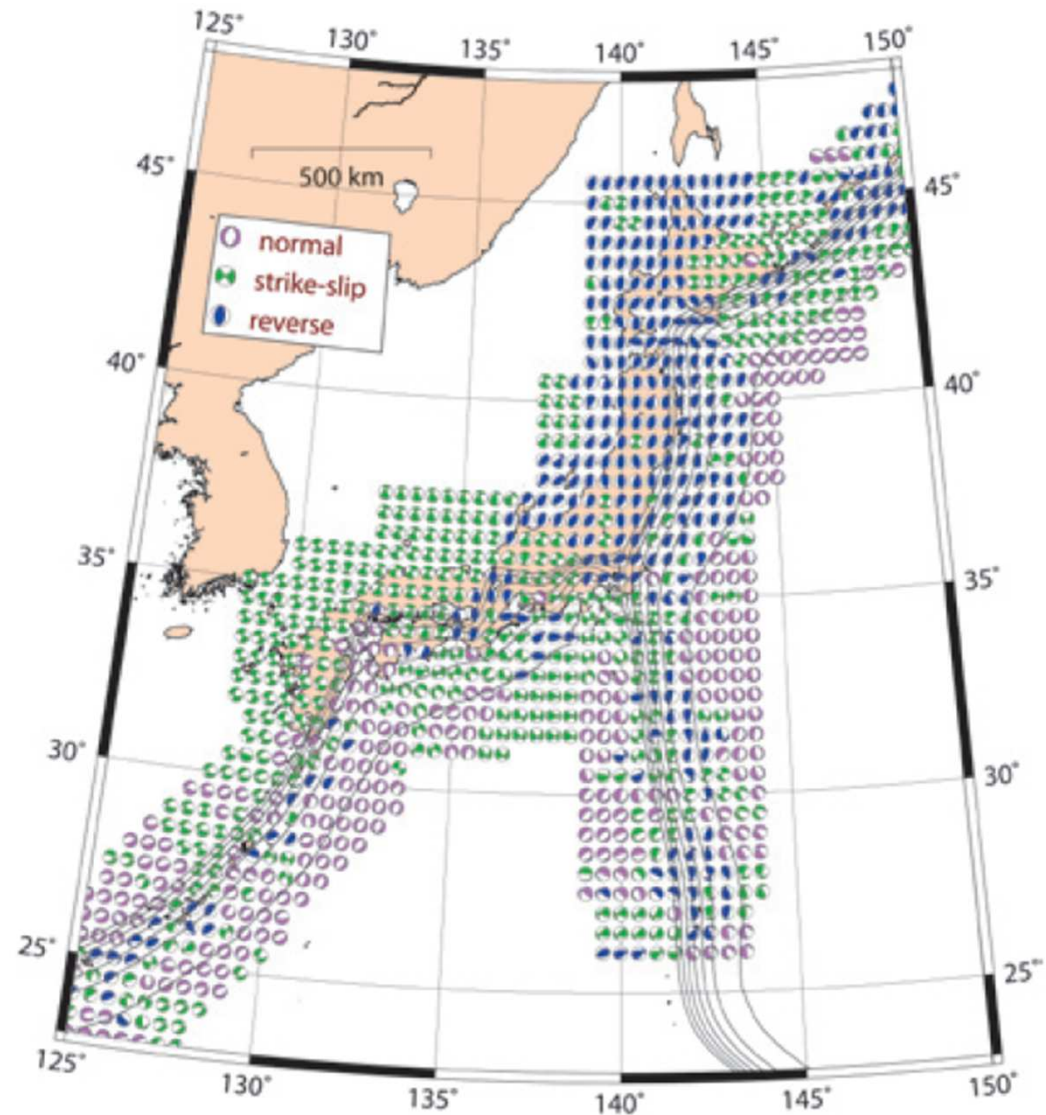
### 【寺川・松浦(2009)】

- 地震学的立場から、地殻応力を推定する方法について提案している。
- インバージョン解析の結果、水平面内での特徴的な応力場のパターンが、東北日本では、**東西圧縮の逆断層型**、西南日本では**東西圧縮の横ずれ断層型**を示しているとしている。
- 日本列島域のテクトニック応力場のこれらの特徴は、**様々な地質学的・地球物理学的データに基づいて長年積み重ねられてきた応力場に関する知見とも調和的**としている。

### 右図 CMT\*データインバージョンの解析結果

- 防災科学技術研究所のF-netモーメントテンソルカタログ(1997.1.1 ~ 2007.1.31)の約15,000個の地震(M3.5 ~ 5.0)から推定し、日本列島の現在のテクトニック応力場のパターンを紹介。
- 深さ10kmの水平面内の応力場のパターンを0.5度毎に下半球投影の震源球を用いて表現。

\*:Centroid Moment Tensor

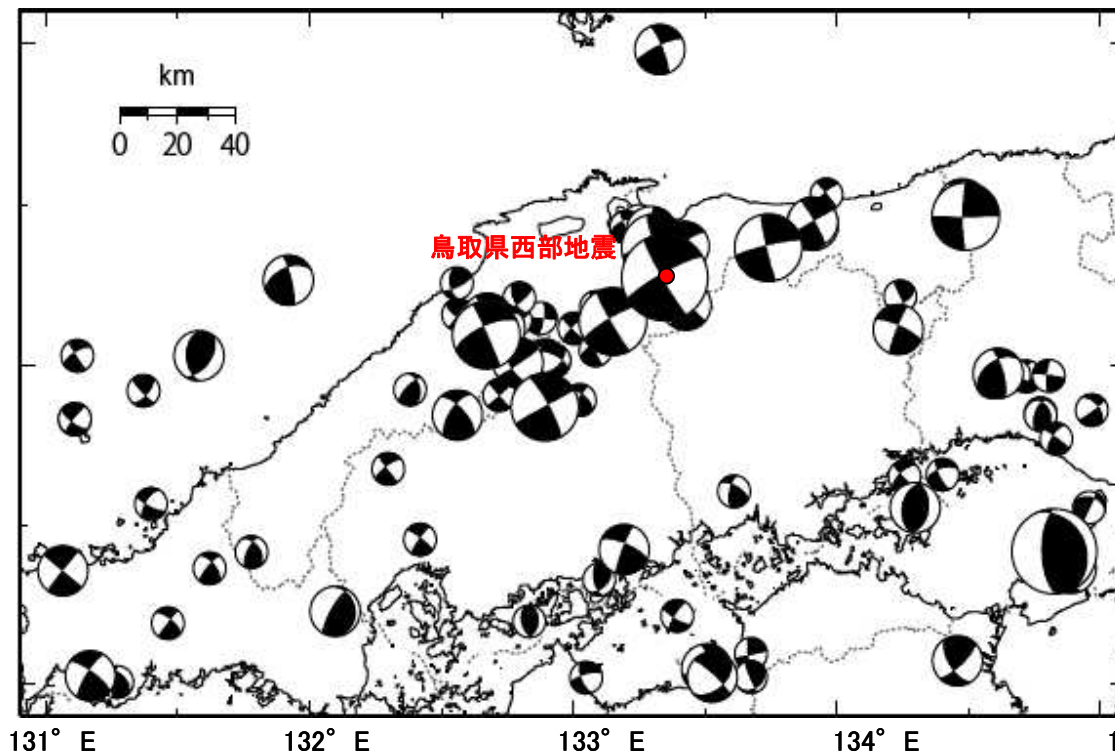
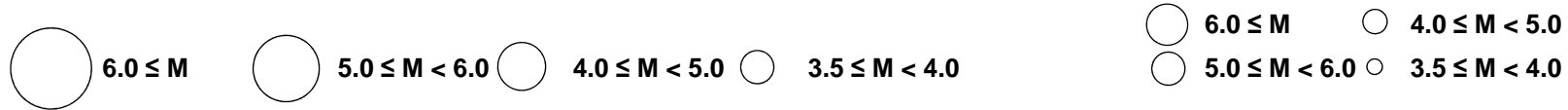




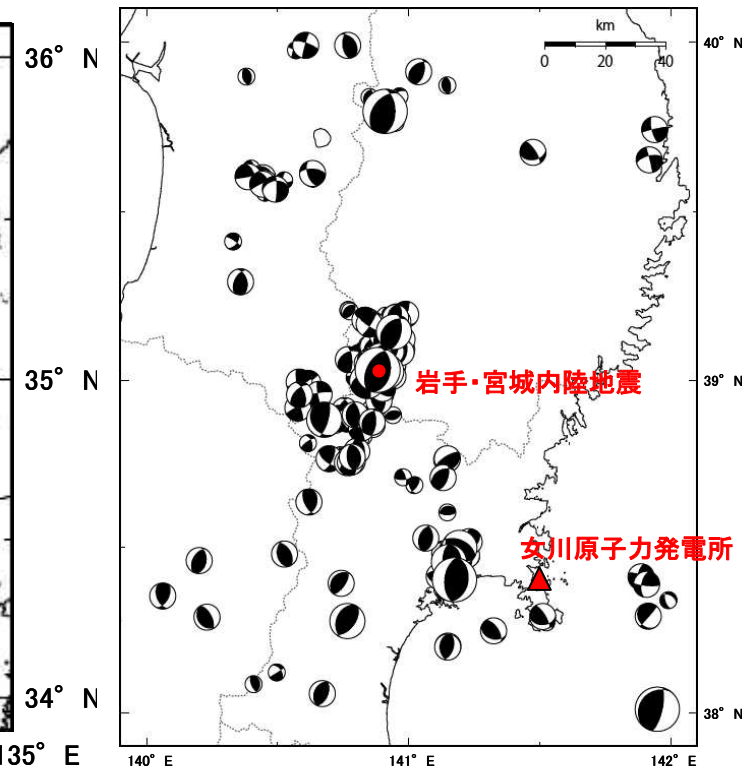
### 3. 震源を特定せず策定する地震動

## 2000年鳥取県西部地震 地震学的検討[震源域周辺と女川原子力発電所敷地周辺の震源メカニズム]

- 震源域周辺では、西南日本に多くみられる横ずれ断層型の地震の発生比率が極めて高い。
- 女川原子力発電所の敷地周辺では、内陸地殻内地震の発生は少ないものの、比較的、逆断層型の地震が多い。



震源域周辺で発生した地震の震源メカニズム  
1997.10 ~ 2016.5(30km以浅, 諸元はF-netによる)

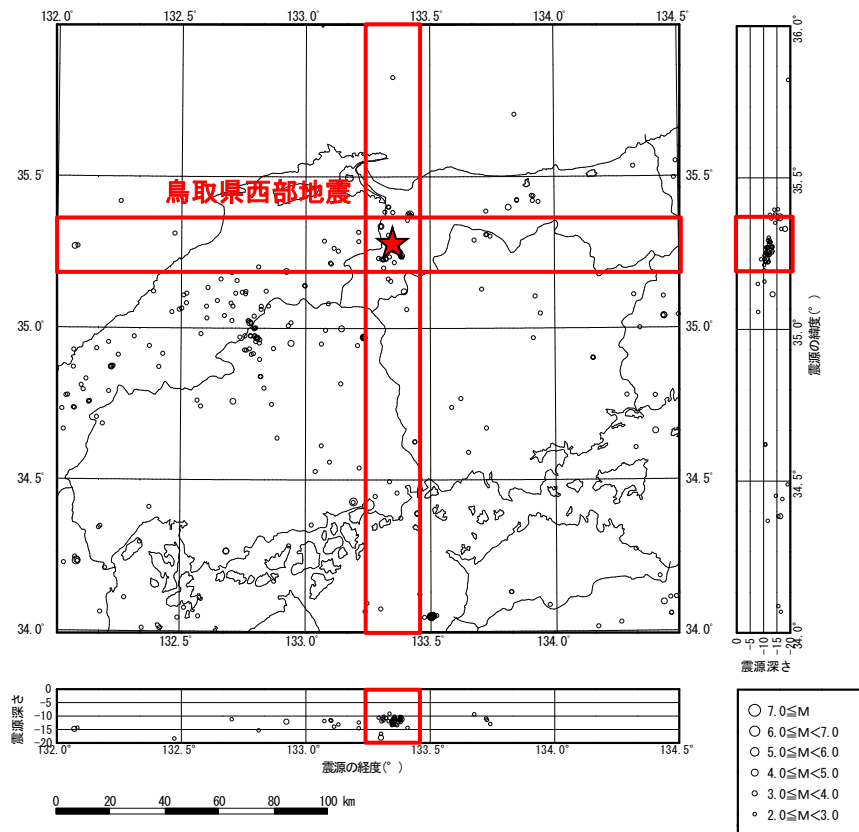


敷地周辺で発生した地震の震源メカニズム  
1997.10 ~ 2016.5(30km以浅, 諸元はF-netによる)

3. 震源を特定せず策定する地震動

2000年鳥取県西部地震 地震学的知見[震源域周辺における微小地震の発生状況]

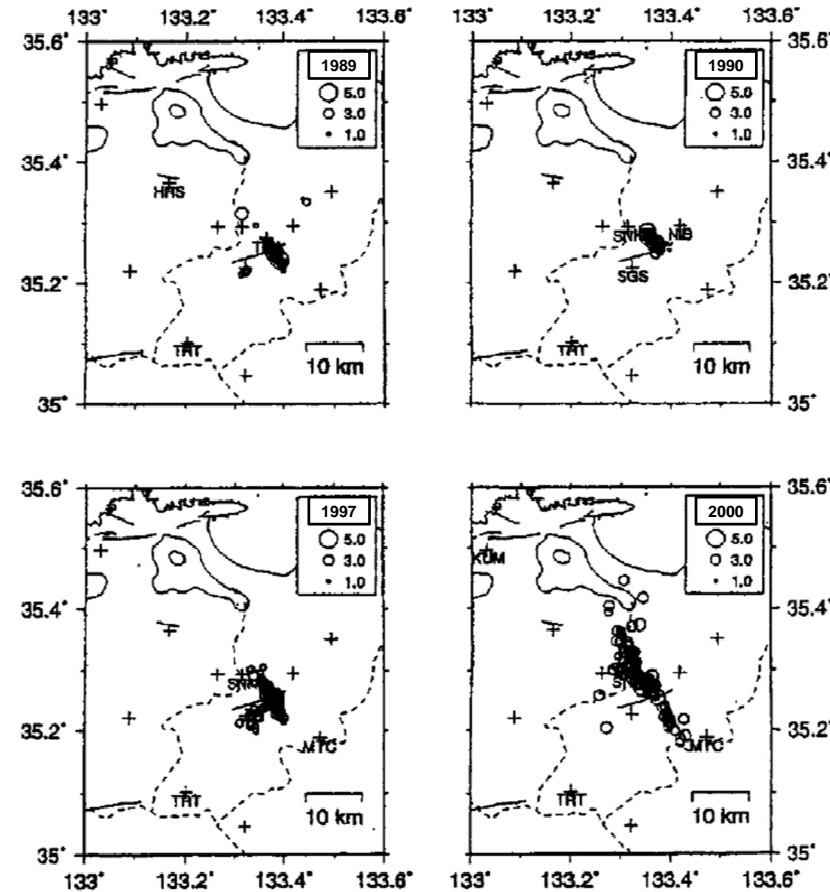
- 震源域周辺では、本震の発生前から微小地震活動が非常に活発な傾向があり、M5以上の地震を伴う群発地震が発生している。



1997.10.01 ~ 2000.10.05

本震発生前日までの地震活動

(M2以上, 20km以浅, 諸元は気象庁カタログによる)



1989年, 1990年および1997年の群発的地震活動と鳥取県西部地震の余震活動(梅田ほか(2001))に一部加筆

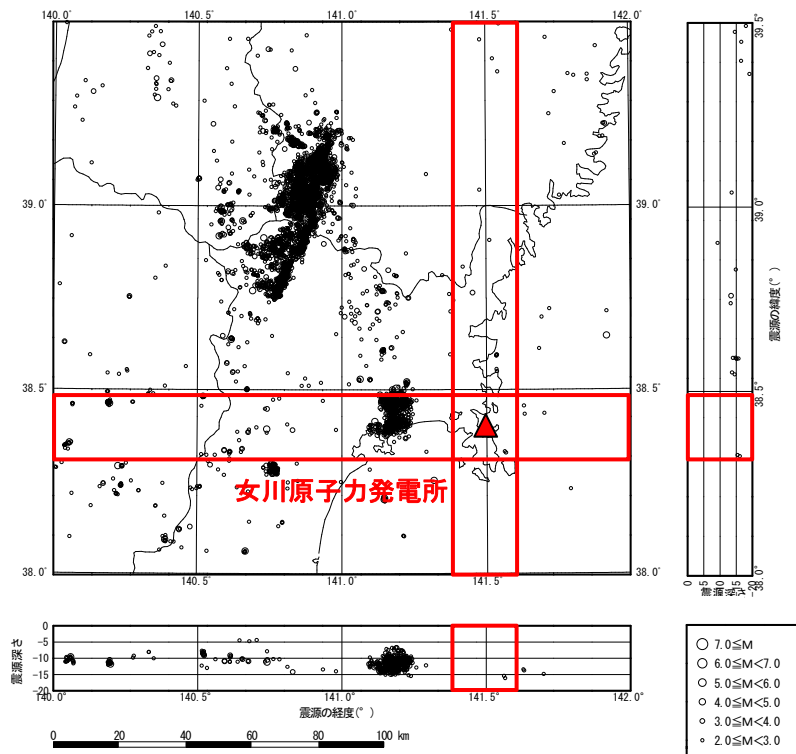
【梅田ほか(2001)】抜粋

この地域で注目すべき地震が発生したのは1989年10月27日のMj5.3の地震で、この地震以来、この地域の地震活動が活発になりMj5以上の地震を伴う大きな活動が翌年の1990年、更に1997年と3回あり、Mj5以上の地震が計6回発生している。

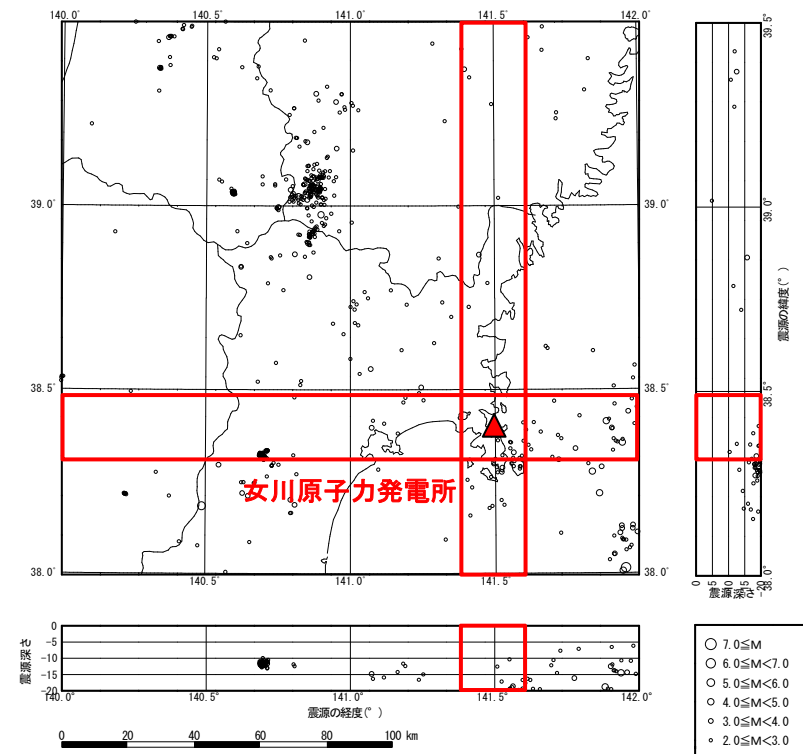
3. 震源を特定せず策定する地震動

2000年鳥取県西部地震 地震学的知見[女川原子力発電所敷地周辺における微小地震の発生状況]

- 2008年岩手・宮城内陸地震, 2003年7月宮城県中部の地震の震源域で地震の集中がみられ, 脊梁山地に沿う地震活動帯とそれに平行に分布する南南東-北北西の地震活動帯がみられる。
- 女川原子力発電所敷地周辺における内陸地殻内地震は, 比較的発生頻度が低調である。



1997.10.01 ~ 2011.03.10の地震活動  
(M2以上, 20km以浅, 地震諸元は気象庁カタログによる)



2011.01.01 ~ 2013.12.31の地震活動  
(M2以上, 20km以浅, 地震諸元は気象庁カタログによる)

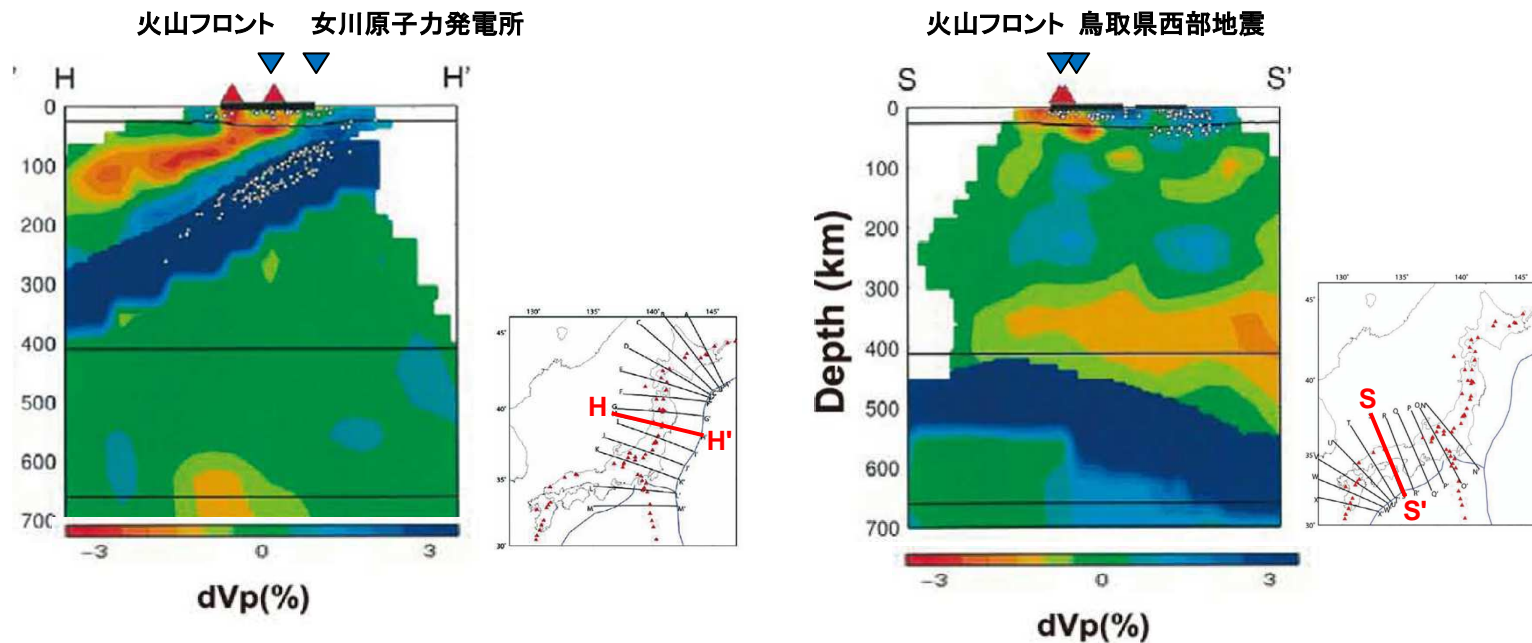
3. 震源を特定せず策定する地震動

2000年鳥取県西部地震 P波速度偏差[震源域周辺と女川原子力発電所敷地周辺の比較]

- 鳥取県西部地震の震源域周辺と女川原子力発電所敷地周辺のP波速度偏差は異なることがわかる。

【長谷川ほか(2012)】

- 2000年鳥取県西部地震(M7.2)などは、震源断層直下の下部地殻が、顕著な低速度域になっていることが明らかになった。これらの低速度域は、速度低下量が大きく、その成因として岩石の種類の違いなどだけではとても説明できない。震源断層の直下の下部地殻に地殻流体が存在していることを示唆している。
- 中国地方では、より深部、太平洋スラブ直上の400km程度の深さから伸びる顕著な低速度域が日本海沿岸に沿う火山フロント直下まで達していることが知られており、そこがこの地域の火山活動の素となるマグマ生成を担っているかもしれない。
- それに対し、東日本のP波速度構造を島弧横断鉛直断面に沿って見た場合、マントルウェッジ内に、傾斜したP波低速度域が明瞭にイメージされ、火山フロントはこの傾斜した低速度域がモホ面と交わる場所の直上に分布する。



東日本下および西日本下のP波速度の島弧横断鉛直断面  
(長谷川ほか(2012)に一部加筆)

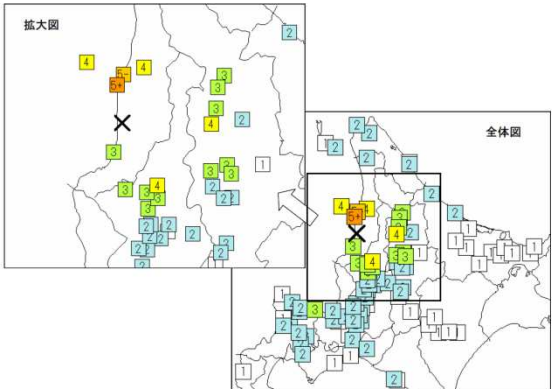
3. 震源を特定せず策定する地震動

2004年北海道留萌支庁南部地震 概要

■概要(発生日時, 地震規模等)

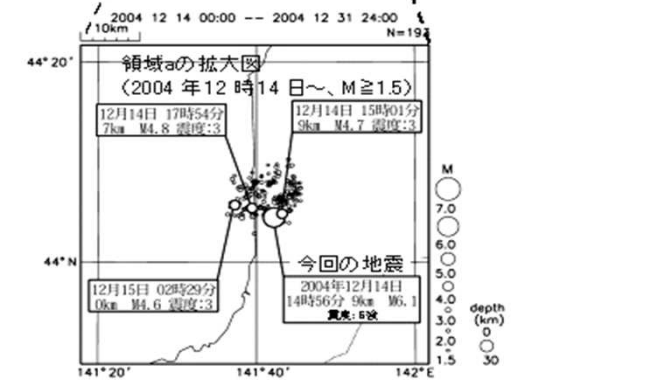
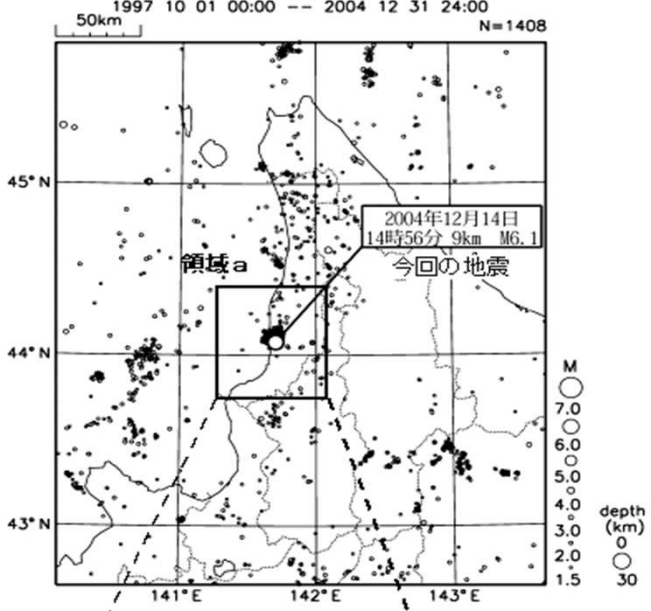
発生日時	2004/12/14 14:56
震央地名	留萌地方南部
緯度	44° 04.6'N
経度	141° 41.9'E
深さ	9km
規模	M6.1(Mw5.7)
震度	観測点名
5強	苫前町旭(旧)
5弱	羽幌町南3条
4	秩父別町役場(旧) 剣淵町仲町(旧) 羽幌町焼尻 初山別村有明

(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 16:00)

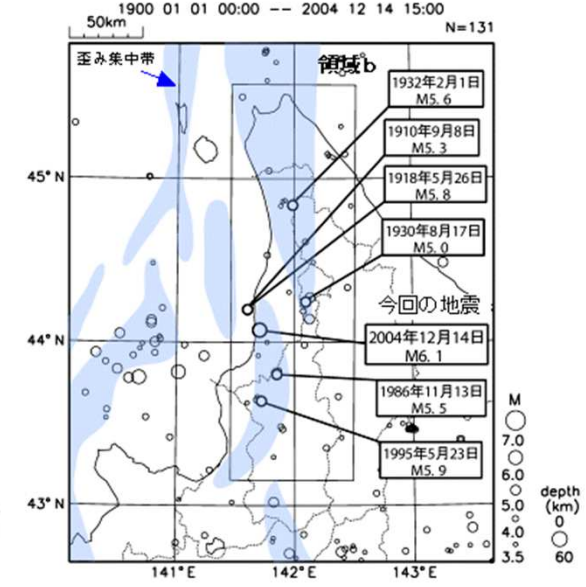
■震央分布図(1997年10月 ~ , M ≥ 1.5)



■2004年北海道留萌支庁南部地震  
及び周辺で発生した主な地震

(気象庁報道発表資料 2005.1.11 17:00)

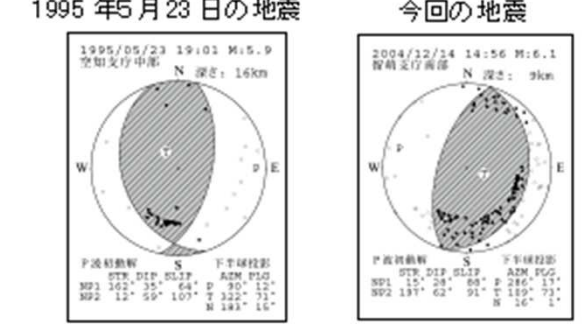
■震央分布図(1900年 ~ , M ≥ 3.5)



※ 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 17:00)

■発震機構(P波初動解)



(地震調査研究推進本部 地震調査委員会  
2004年12月の地震活動の評価)

3. 震源を特定せず策定する地震動

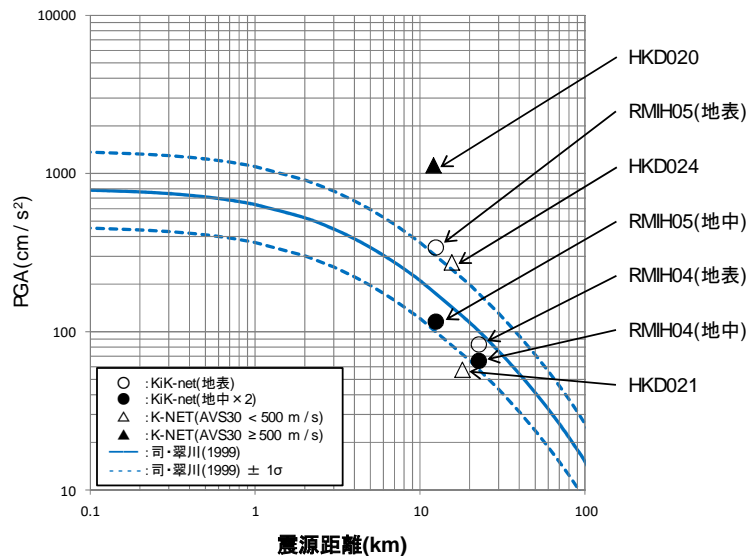
2004年北海道留萌支庁南部地震 観測記録(K-NET, KiK-net)

- 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

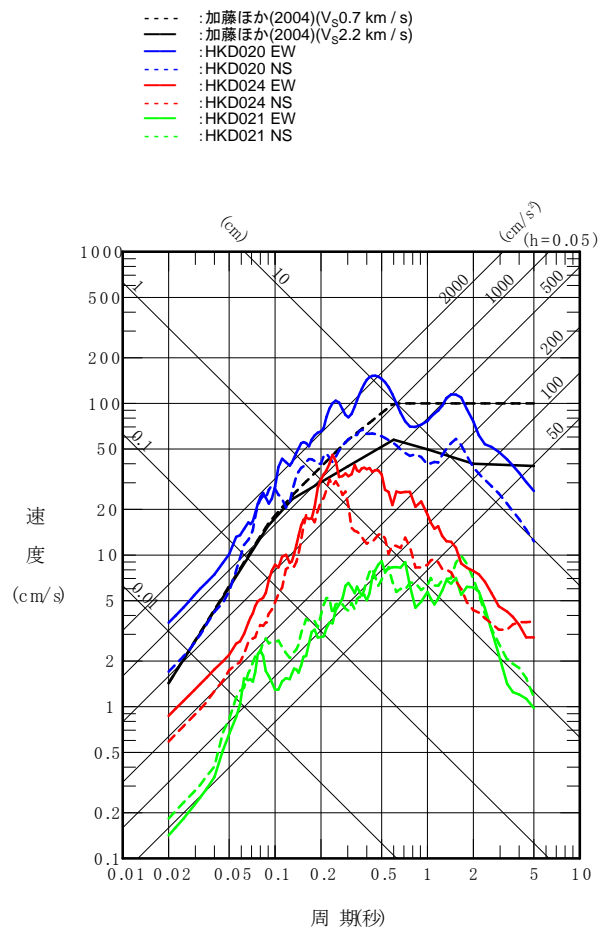


司・翠川(1999)の距離減衰式との関係

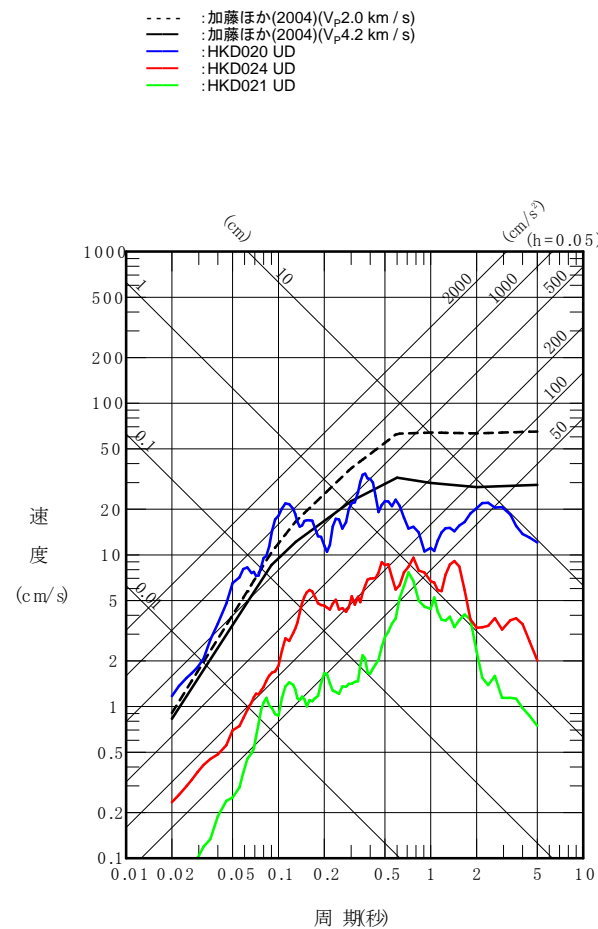
3. 震源を特定せず策定する地震動

2004年北海道留萌支庁南部地震 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。



水平成分



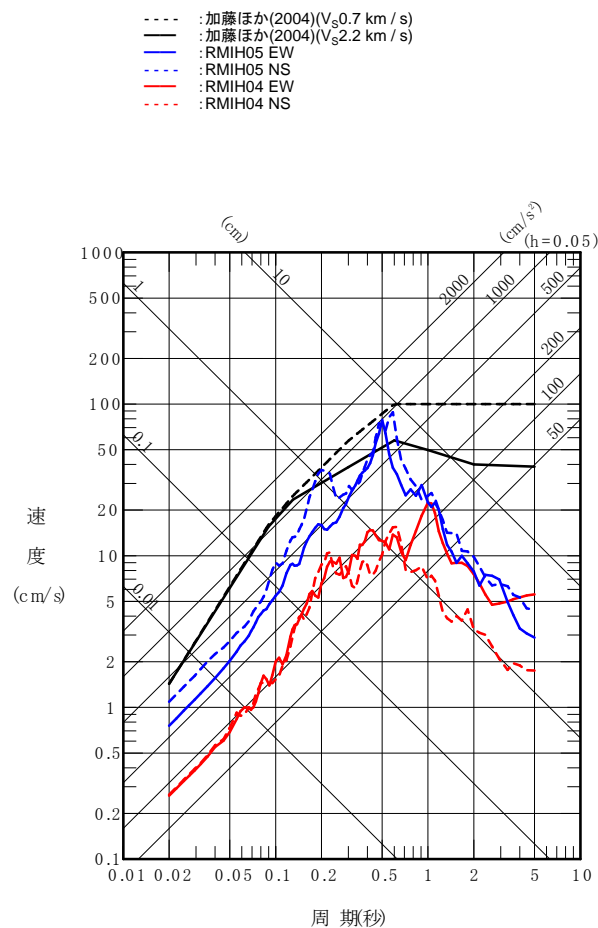
鉛直成分

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

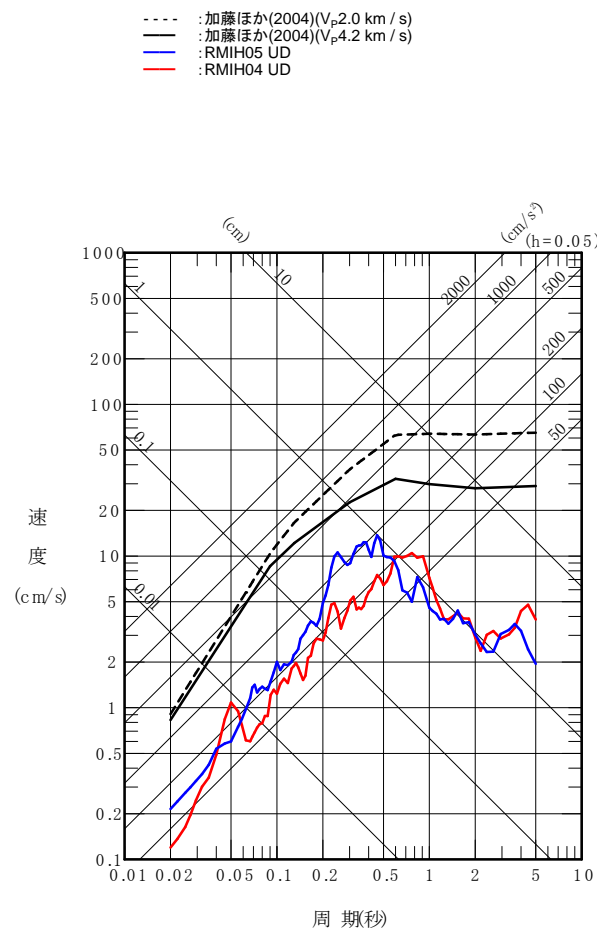
3. 震源を特定せず策定する地震動

2004年北海道留萌支庁南部地震 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。



水平成分



鉛直成分

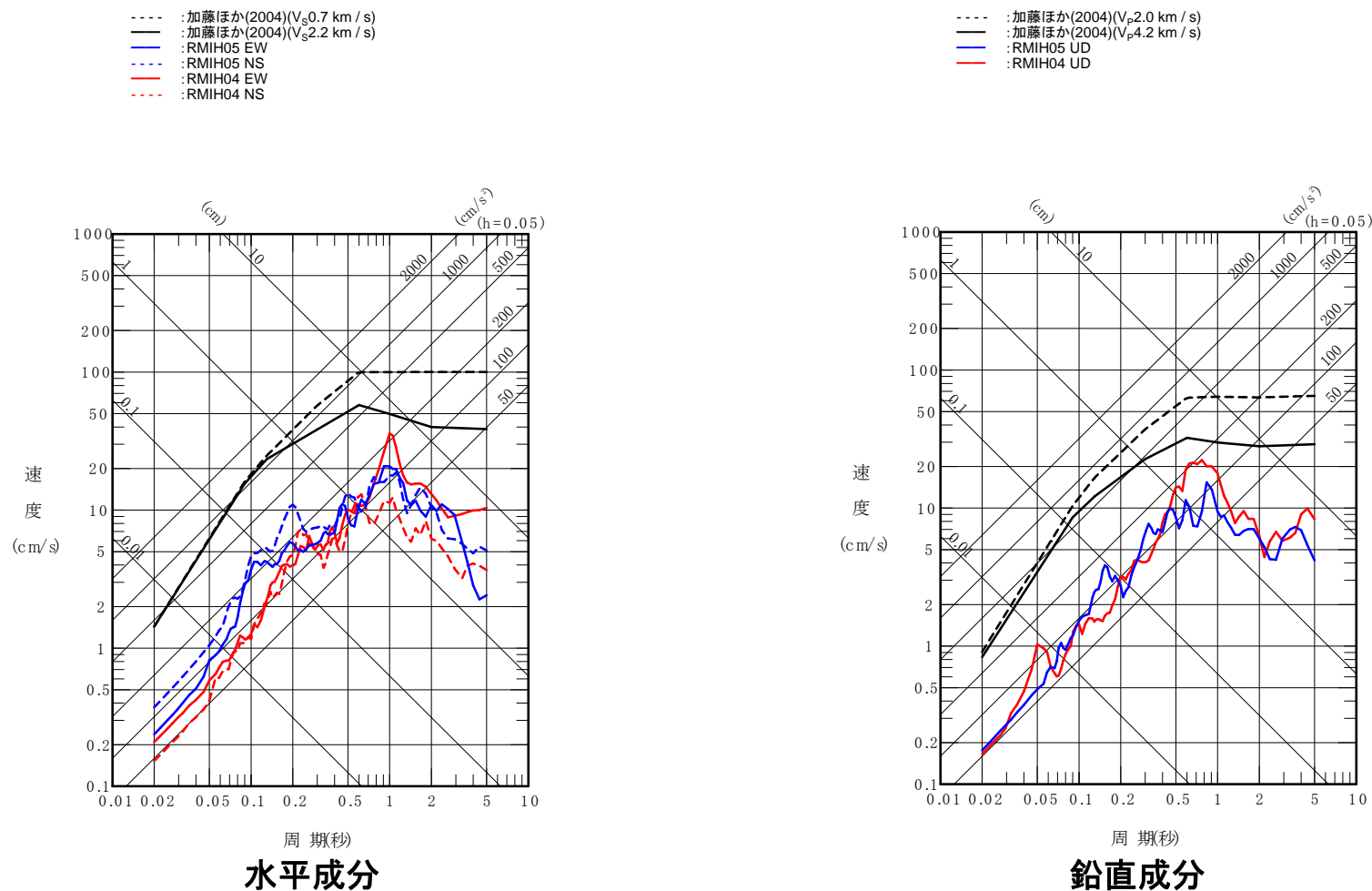
KiK-net各観測記録(地表)の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較



3. 震源を特定せず策定する地震動

2004年北海道留萌支庁南部地震 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。

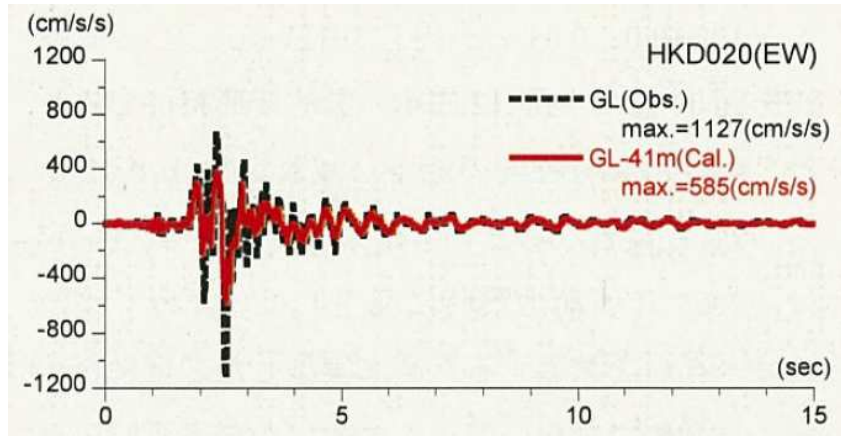


KiK-net各観測記録(地中×2)の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルの比較

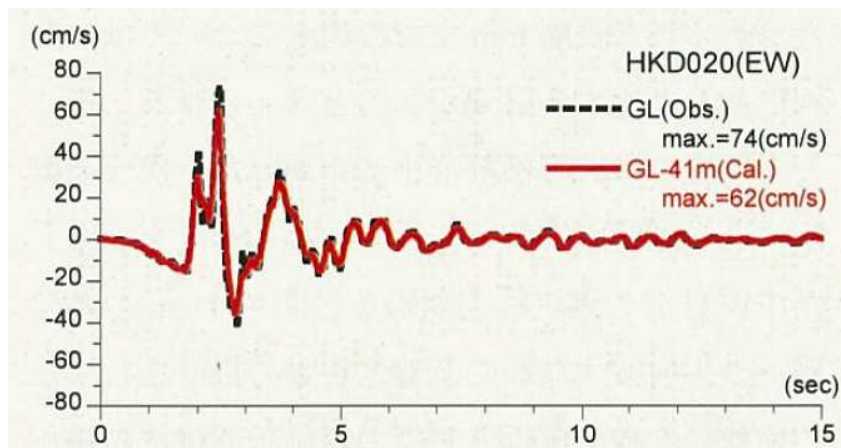
3. 震源を特定せず策定する地震動

2004年北海道留萌支庁南部地震 佐藤ほか(2013)

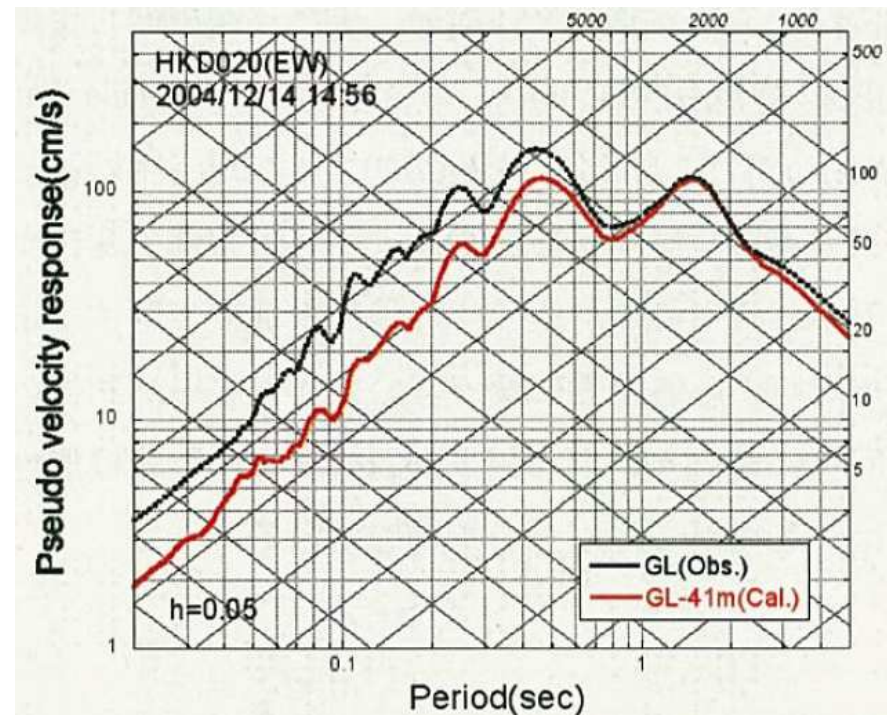
- 等価線形解析により、地表観測記録(EW成分)からG.L.-41mの基盤地震動を評価している。
- はぎとり結果の最大加速度は585cm/s<sup>2</sup>で、地表観測記録の約1/2となっている。



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



3. 震源を特定せず策定する地震動

2004年北海道留萌支庁南部地震 減衰定数の不確かさを考慮した追加検討(水平方向)

追加検討:減衰定数の不確かさ考慮

- 佐藤ほか(2013)の地盤モデルに基づき, G.L.-6mまで非線形, G.L.-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価し, 佐藤ほか(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	—

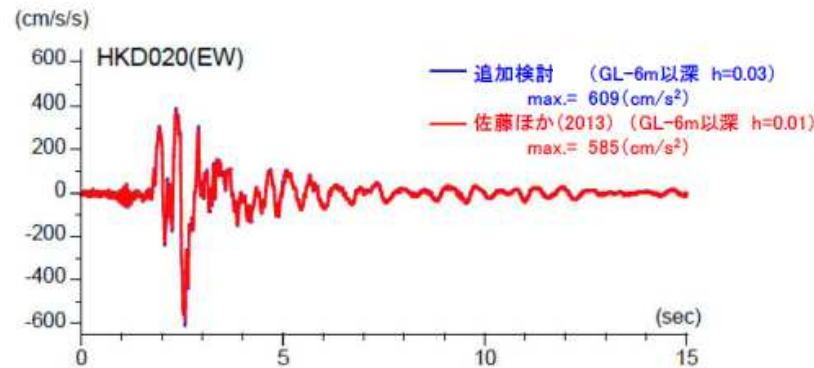
減衰定数3%として評価する。

3. 震源を特定せず策定する地震動

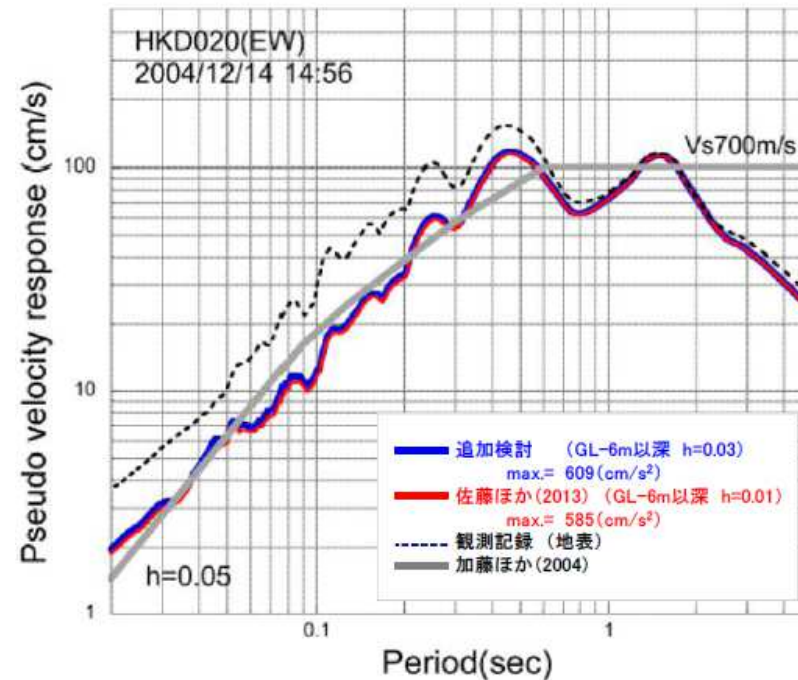
2004年北海道留萌支庁南部地震 減衰定数の不確かさを考慮した追加検討(水平方向)

追加検討:減衰定数の不確かさ考慮

- 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609cm/s<sup>2</sup>となっており, 佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585cm/s<sup>2</sup>)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



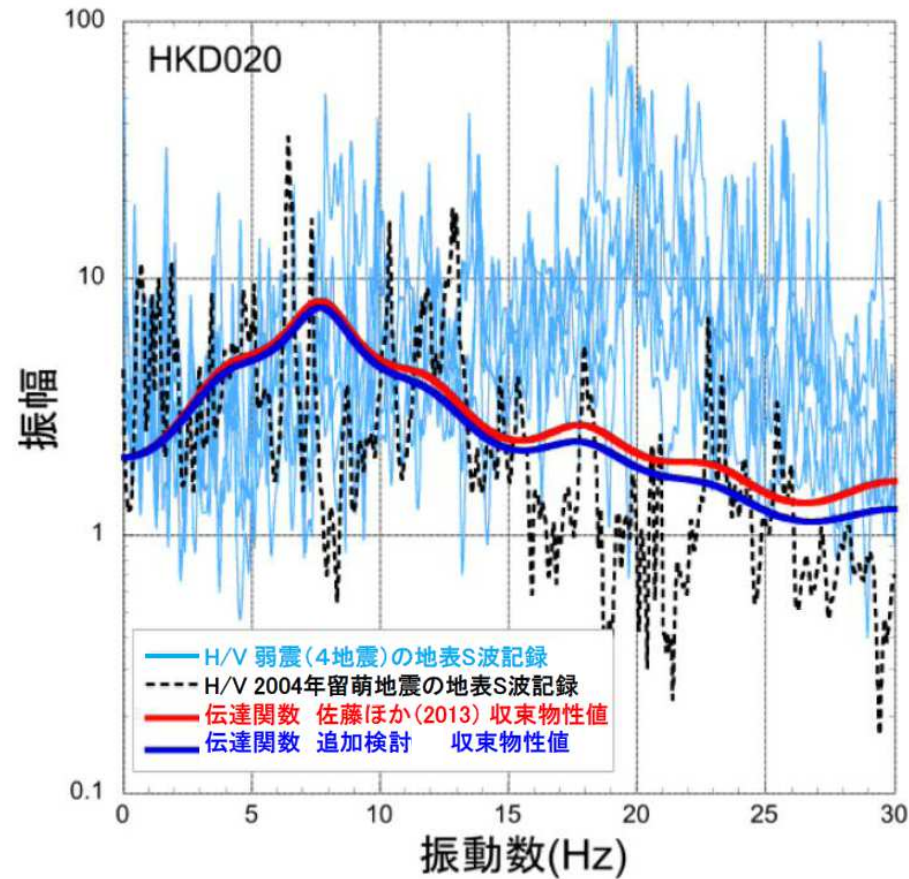
擬似速度応答スペクトルの比較

3. 震源を特定せず策定する地震動

2004年北海道留萌支庁南部地震 減衰定数の不確かさを考慮した追加検討(水平方向)

追加検討: 減衰定数の不確かさを考慮

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



収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルの比較

### 3. 震源を特定せず策定する地震動

## 2004年北海道留萌支庁南部地震 減衰定数の不確かさを考慮した追加検討(水平方向)

---

### 追加検討のまとめ

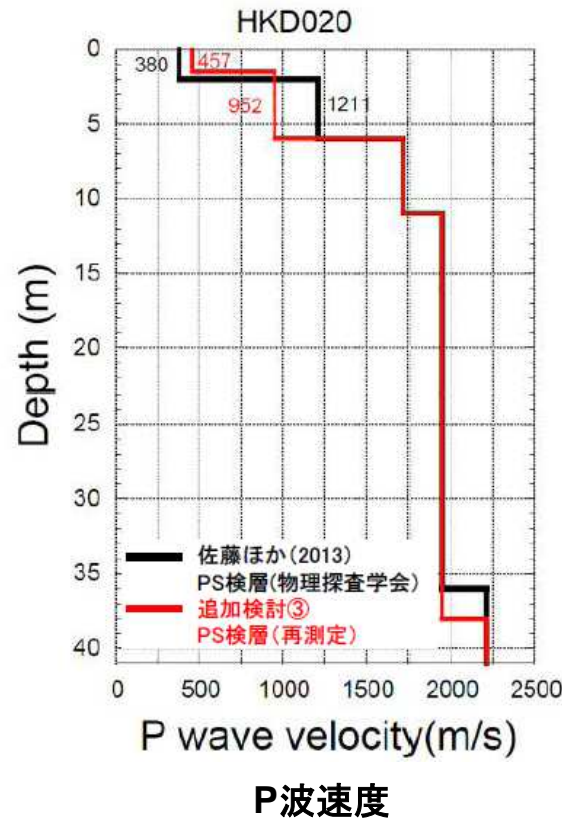
- 2004年北海道留萌支庁南部地震におけるHKD020(港町)の観測記録について、佐藤ほか(2013)の地盤モデルに基づき、G.L.-6mまで非線形、G.L.-6m以深を減衰定数3%として基盤地震動を評価した。
- 基盤地震動の最大加速度は $609\text{cm/s}^2$ となっており、佐藤ほか(2013)による基盤地震動( $585\text{cm/s}^2$ )と比較してやや大きく評価されている。また、基盤地震動の応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同等となっている。
- 収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と同様に、本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

3. 震源を特定せず策定する地震動

2004年北海道留萌支庁南部地震 地盤モデルを変更した追加検討(鉛直成分)

追加検討:地盤モデル変更による基盤地震動(鉛直成分)評価

- 佐藤ほか(2013)における鉛直成分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までの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, 鉛直成分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。



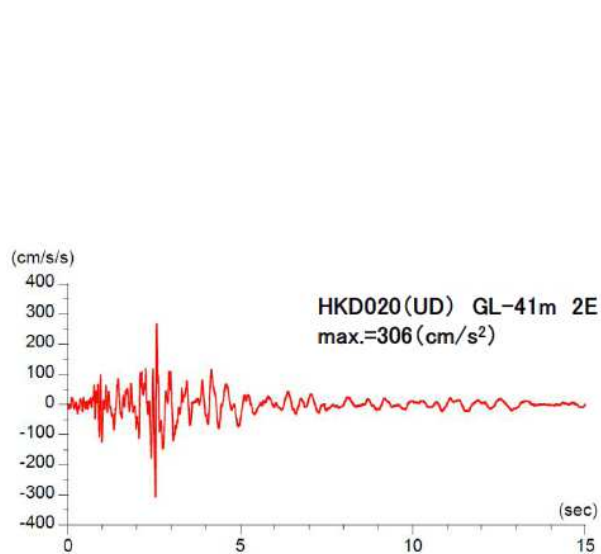


3. 震源を特定せず策定する地震動

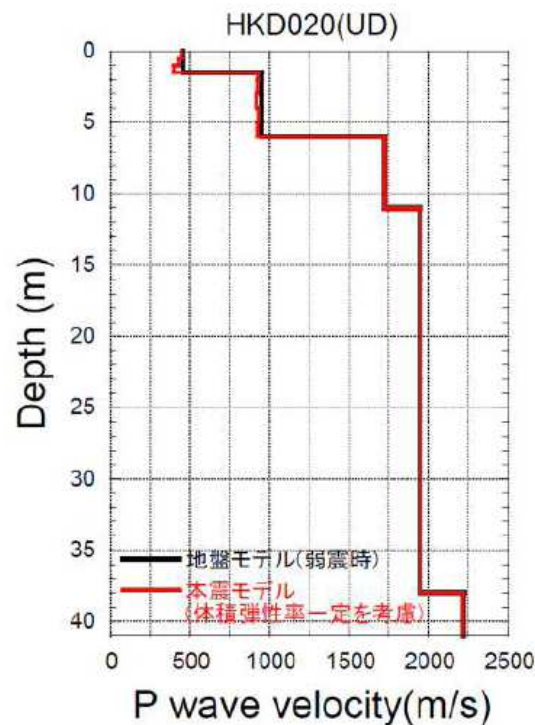
2004年北海道留萌支庁南部地震 地盤モデルを変更した追加検討(鉛直成分)

追加検討:地盤モデル変更による基盤地震動(鉛直成分)評価

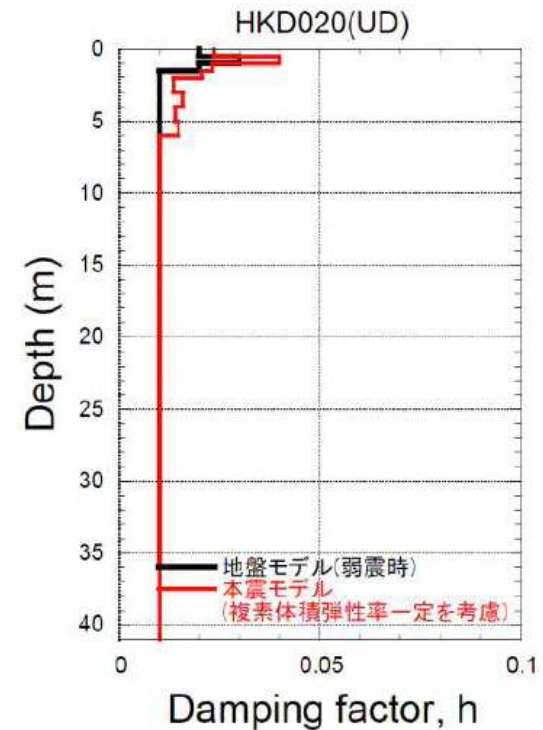
- PS検層の再測定結果を反映した地盤モデルを用い, 体積弾性率一定としてG.L.-41mの鉛直成分の基盤地震動を評価した結果, その最大加速度は306cm/s<sup>2</sup>となり, 佐藤ほか(2013)による基盤地震動(296cm/s<sup>2</sup>)と比較すると, やや大きく評価された。



加速度時刻歴波形



P波速度



減衰定数

### 3. 震源を特定せず策定する地震動

## 2004年北海道留萌支庁南部地震 地盤モデルを変更した追加検討(鉛直成分)

---

### 追加検討のまとめ

- 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の鉛直成分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。

## 4. 基準地震動の年超過確率の参照

---

4. 基準地震動の年超過確率の参照

Noda et al.(2002)の評価に用いる補正係数(1)

■プレート間地震: 特定震源(東北地方太平洋沖型地震, 宮城県沖地震), 領域震源(①宮城県沖+三陸沖南部海溝寄り, ②三陸沖中部)

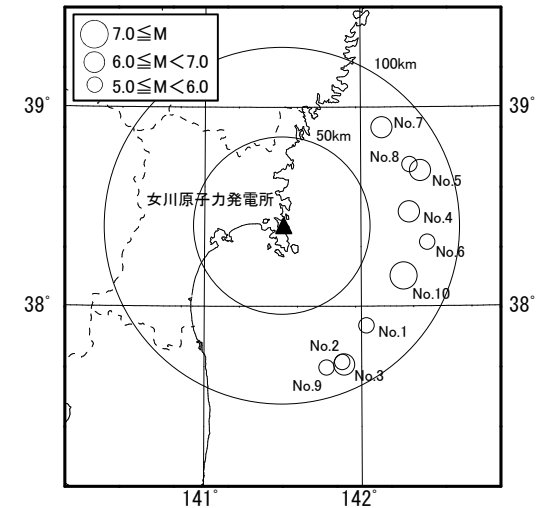
壇ほか(2001)による経験式( $A \propto M_0^{1/3}$ )を参考に, 観測記録と Noda et al.(2002)の応答スペクトル比を相対的短周期レベル (RSPL: Relative Short Period Level)をパラメータとして表す補正係数を採用した[Hirofumi et al.(2013)]。

$RSPL = A/M_0^{1/3}$  ,  $S(T) = S_T(T) \times R(T)$   
 $\ln R(T) = a(T) \cdot \ln(RSPL) + C(T)$

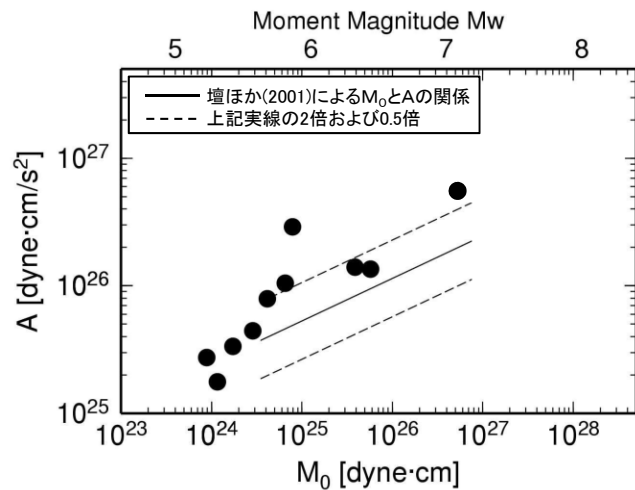
A : 短周期レベル  
 $M_0$  : 地震モーメント  
 $S(T)$  : 解放基盤表面の応答スペクトル  
 $S_T(T)$  : Noda et al.(2002)による地震基盤の応答スペクトル  
 $R(T)$  : 補正係数  
 $a(T)$  : 回帰より求めたRSPLに関する係数  
 $C_H(T)$  : 回帰より求めた水平成分に関する係数  
 $C_V(T)$  : 回帰より求めた鉛直成分に関する係数

補正係数の策定に用いた地震の諸元

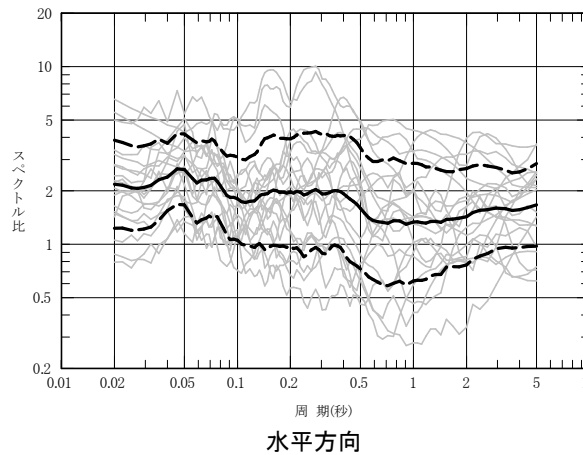
No.	発生日	M	震央距離 (km)	RSPL ( $N^{2/3} \cdot m^{2/3} / s^2$ )
1	1983年 5月24日	5.8	73	2.80E+17
2	1984年10月27日	5.4	83	1.68E+17
3	1985年 8月12日	6.4	84	3.50E+17
4	1986年 3月 2日	6.0	71	5.61E+17
5	1994年 8月14日	6.0	83	1.46E+18
6	1999年11月15日	5.7	82	3.12E+17
7	2002年11月 3日	6.3	78	4.17E+17
8	2002年12月 5日	5.3	79	2.84E+17
9	2003年 3月 3日	5.9	83	4.90E+17
10	2005年 8月16日	7.2	73	6.40E+17



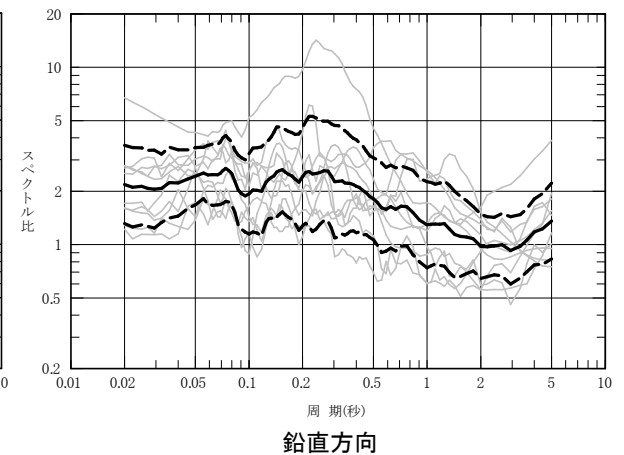
補正係数の策定に用いた地震の震央分布図



補正係数の策定に用いた地震の $M_0$ -Aの関係



水平方向

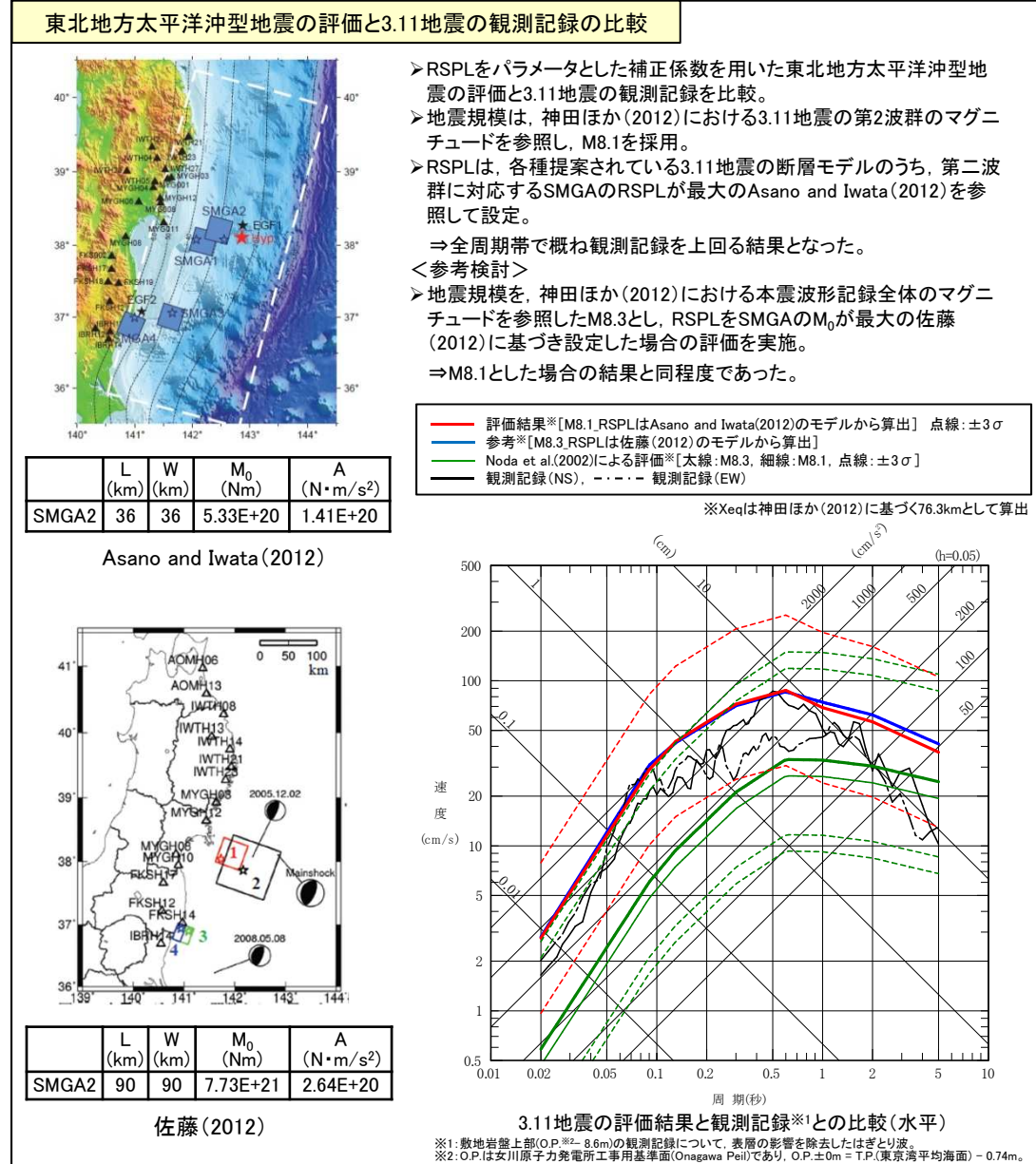
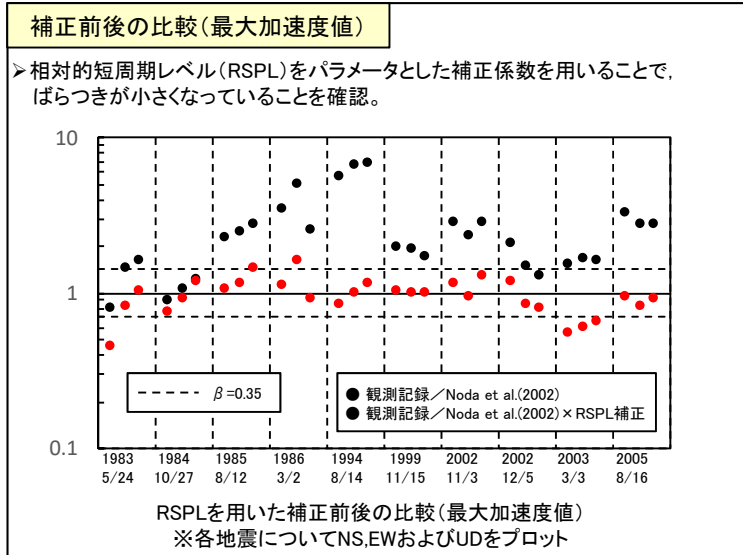
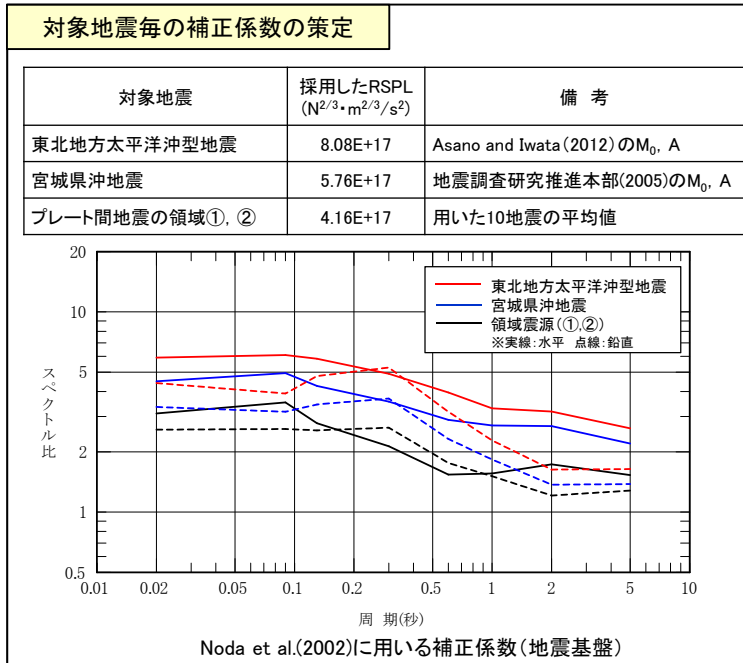


鉛直方向

観測記録の応答スペクトルとNoda et al.(2002)に基づく応答スペクトルの比

4. 基準地震動の年超過確率の参照

Noda et al.(2002)の評価に用いる補正係数(2)



4. 基準地震動の年超過確率の参照

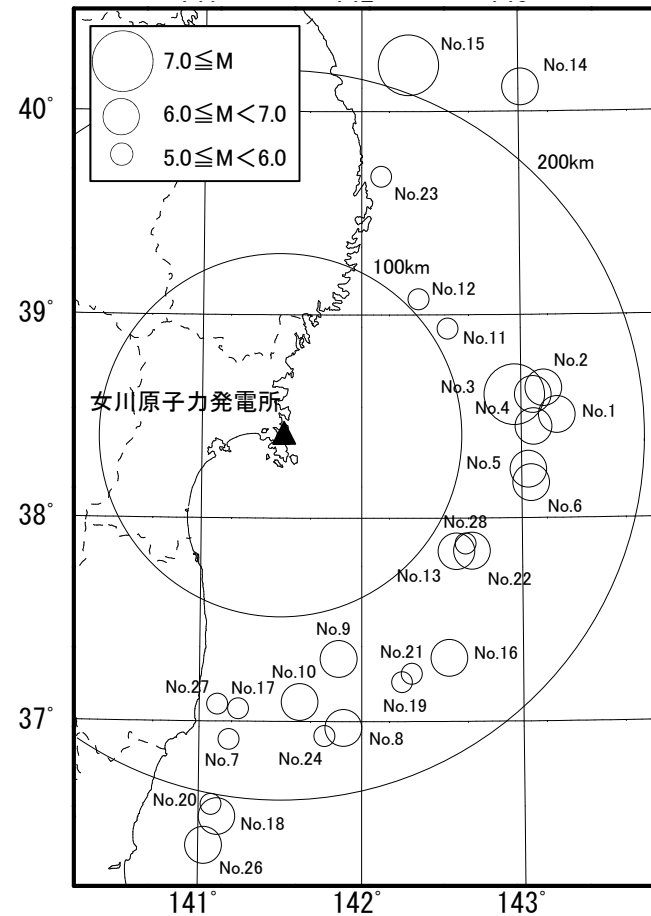
Noda et al.(2002)の評価に用いる補正係数(3)

■プレート間地震:領域震源(③福島県沖)

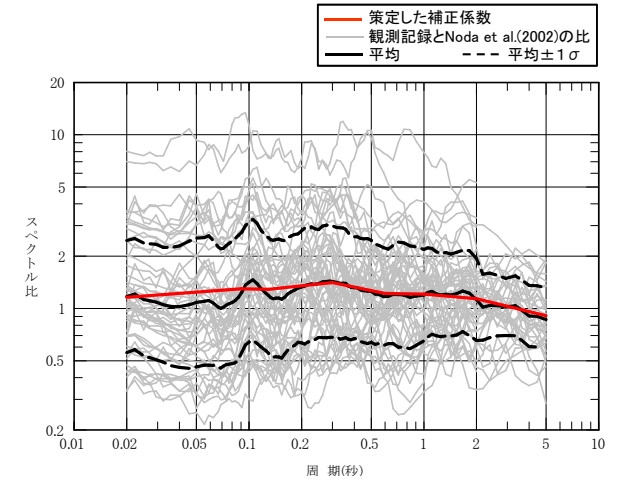
- 敷地で得られた観測記録とNoda et al.(2002)の応答スペクトル比から策定した補正係数を採用する。
- 補正係数の策定に用いる地震は、震央距離が100~200km程度の範囲で発生したM5.5以上のプレート間地震とする。

補正係数の策定に用いた地震の諸元

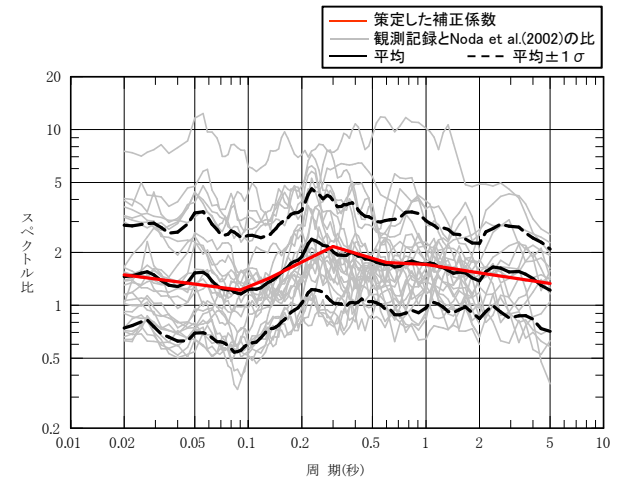
No.	発生日	M	震央距離(km)
1	1981年 1月18日	6.1	151
2	1981年 1月19日	6.1	146
3	1981年 1月19日	7.0	130
4	1981年 1月19日	6.0	140
5	1981年 1月23日	6.6	137
6	1981年 1月23日	6.2	139
7	1983年 7月 2日	5.8	168
8	1987年 2月 6日	6.7	164
9	1987年 4月 7日	6.6	127
10	1987年 4月23日	6.5	146
11	1992年12月28日	5.9	108
12	1993年11月11日	5.5	106
13	1994年 8月16日	6.0	115
14	1994年12月29日	6.5	231
15	1995年 1月 7日	7.2	214
16	1996年 2月17日	6.8	153
17	1997年 5月12日	5.6	151
18	2000年 7月21日	6.4	211
19	2001年 2月25日	5.9	150
20	2002年 2月12日	5.5	205
21	2002年 7月24日	5.7	149
22	2003年10月31日	6.8	122
23	2004年 8月10日	5.8	152
24	2004年 9月 1日	5.6	166
25	2005年 8月24日	6.3	138
26	2005年10月19日	6.3	228
27	2005年10月22日	5.6	151
28	2005年12月 5日	5.5	117



補正係数の策定に用いた地震の震央分布図



水平方向



鉛直方向

観測記録の応答スペクトルとNoda et al.(2002)に基づく  
応答スペクトルの比および策定した補正係数(地震基盤)

4. 基準地震動の年超過確率の参照

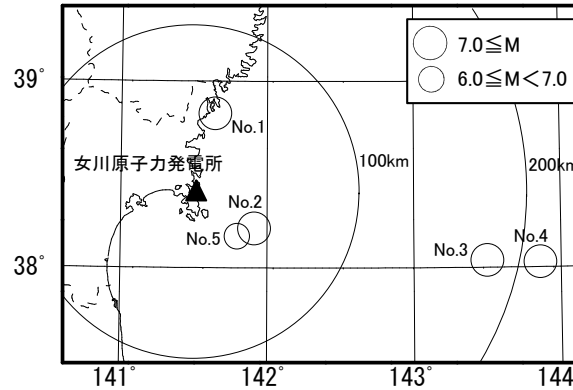
Noda et al.(2002)の評価に用いる補正係数(4)

■プレート内地震:領域震源

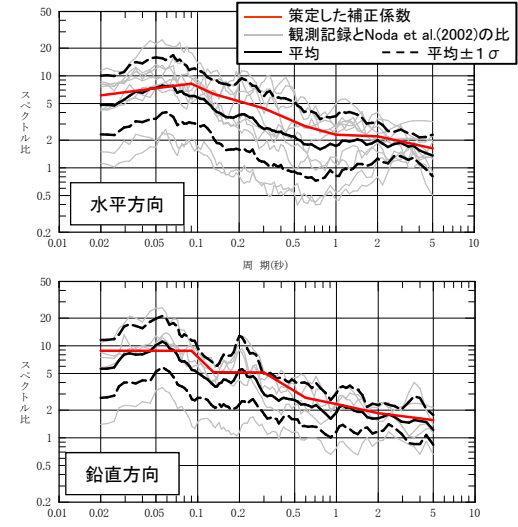
- 敷地で得られた観測記録とNoda et al.(2002)の応答スペクトル比から策定した補正係数を採用する。
- 補正係数の策定には、震央距離が200km程度以内の範囲で発生したM6.0以上のプレート内地震を用いた。

補正係数の策定に用いた地震の諸元

No.	発生日	M	震央距離(km)
1	2003年 5月26日	7.1	48
2	2011年 4月 7日	7.2	43
3	2011年 7月10日	7.3	180
4	2012年12月 7日	7.3	211
5	2013年 8月 4日	6.0	37



補正係数の策定に用いた地震の震央分布図



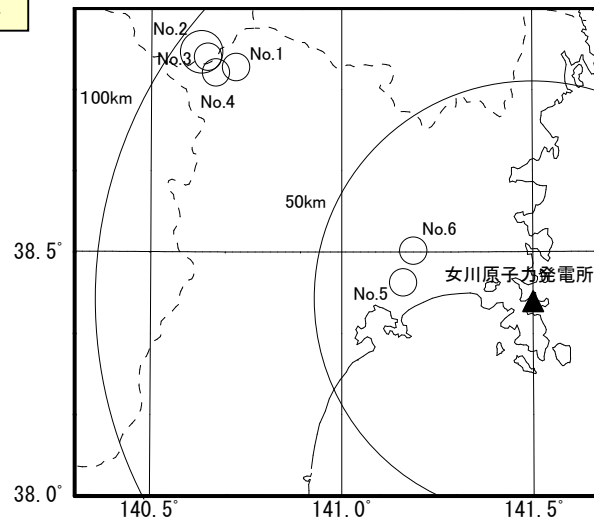
観測記録の応答スペクトルとNoda et al.(2002)に基づく  
応答スペクトルの比および策定した補正係数(地震基盤)

■内陸地殻内地震:活断層による地震, 領域震源

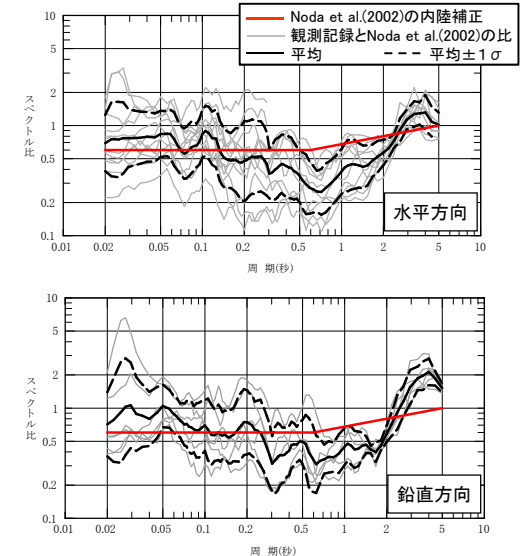
- 敷地で得られた観測記録とNoda et al.(2002)の応答スペクトル比から算定される係数と概ね整合するNoda et al.(2002)の内陸補正を採用。
- 検討には、震央距離が100km程度以内の範囲で発生したM5.0以上の内陸地殻内地震を用いた。

検討に用いた地震の諸元

No.	発生日	M	震央距離(km)
1	1985年3月28日	5.3	85
2	1996年 8月11日	6.0	94
3	1996年 8月11日	5.5	92
4	1996年 8月11日	5.8	88
5	2007年 7月26日	5.6	30
6	2007年 7月26日	5.5	29



検討に用いた地震の震央分布図



観測記録の応答スペクトルとNoda et al.(2002)に基づく  
応答スペクトルの比および内陸補正(解放基盤)

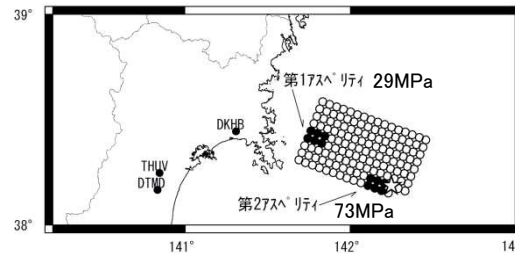
#### 4. 基準地震動の年超過確率の参照 ばらつきの打ち切りの設定について

##### ■「特定震源 宮城県沖地震」の東北地方太平洋沖型地震との関係を踏まえた打ち切り設定について

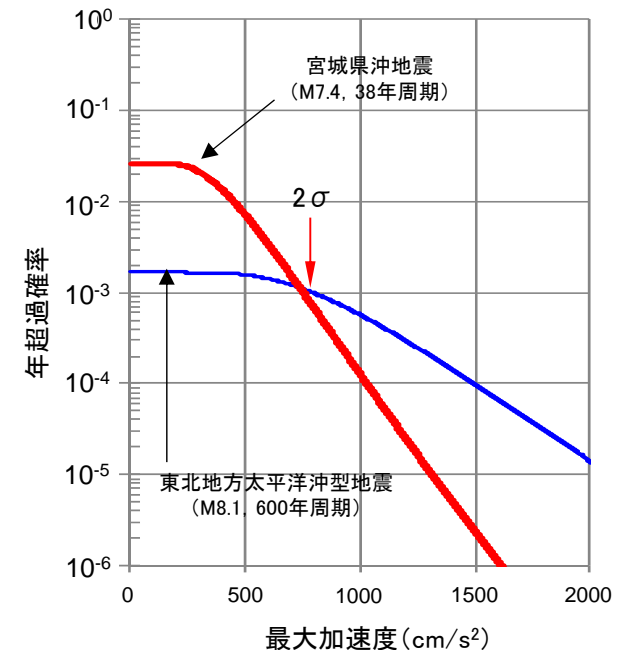
- 特定震源で考慮している宮城県沖地震と東北地方太平洋沖型地震は、基本的には宮城県沖の同じアスペリティによって生じる地震であり、1978年の宮城県沖地震は3.11地震のアスペリティの一部が活動したものと考えられる。
- 「特定震源 宮城県沖地震」の確率評価では、 $2\sigma$ で約800ガルとなるが、1978年タイプの地震動がこのように大きくなるためには、敷地から宮城県沖のアスペリティまでの距離がほぼ最短であることも考慮すると、以下のいずれかの現象(もしくは組み合わせ)が必要となる。
  - ① アスペリティの面積が変わらなければアスペリティの応力降下量が倍以上になる。  
※地震調査研究推進本部(2005)ではA1断層の応力降下量を73MPaに設定 ⇒ 約150MPa
  - ② 応力降下量が変わらない場合、アスペリティ面積が4倍以上になる。  
※アスペリティ面積が大きくなると背景領域の面積(断層全体)も大きくなる。

← 東北地方太平洋沖地震に相当

「特定震源 宮城県沖地震」が800ガル相当の地震動を引き起こすには、地震規模が大きく(背景領域およびアスペリティ面積が大きく)なる必要があり、それは実質的には東北地方太平洋沖型地震に地震タイプが移行すると考えられる。



1978年宮城県沖地震(M7.4)の観測記録を踏まえた想定宮城県沖地震の断層モデル(A1断層)  
[地震調査研究推進本部(2005)に加筆]



宮城県沖地震の打ち切り概念図  
水平方向

「特定震源 宮城県沖地震(M7.4), 38年ポアソン」と、「東北地方太平洋沖型地震(M8.1), 600年ポアソン」の地震動は概ね $2\sigma$  ( $A_{\text{max}}=800$ ガル)付近で交差・逆転する。

「特定震源 宮城県沖地震」の打ち切りを  
 $2\sigma$ に設定



## 5. 参考

---

5. 参考

千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)[地震調査研究推進本部(2017)]に関する知見について

「千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)」[地震調査研究推進本部(2017)]の概要

- 千島海溝沿いのうち、十勝沖・根室沖・色丹島沖及び択捉島沖を主な対象とし、長期的な観点で地震発生の可能性、震源域の形態等についての評価を取りまとめたものである。
- 千島海溝沿いでは、大きな津波をもたらした地震が17世紀に発生したことが知られていて、北海道東部に巨大な津波をもたらすような地震を「超巨大地震(17世紀型)」と呼ぶ。
- 「超巨大地震(17世紀型)」について、北海道東部における津波堆積物調査結果から、17世紀に1952年の十勝沖地震をはるかに超える規模の津波が発生し、現在の海岸線から1~4km程度内陸まで浸水したと推定されており、この津波を発生させた地震は十勝沖と根室沖の両領域が海溝寄りの領域を含んで破壊するため、2011年東北地方太平洋沖地震と同様の特徴を持ち、規模はMw8.8に達する地震であった可能性が指摘されている。
- 「超巨大地震(17世紀型)」は、十勝沖と根室沖の領域および海溝寄りの領域を震源領域としたM8.8程度以上の超巨大地震とされており、震源領域は更に東側に延びる可能性があると考えられている。



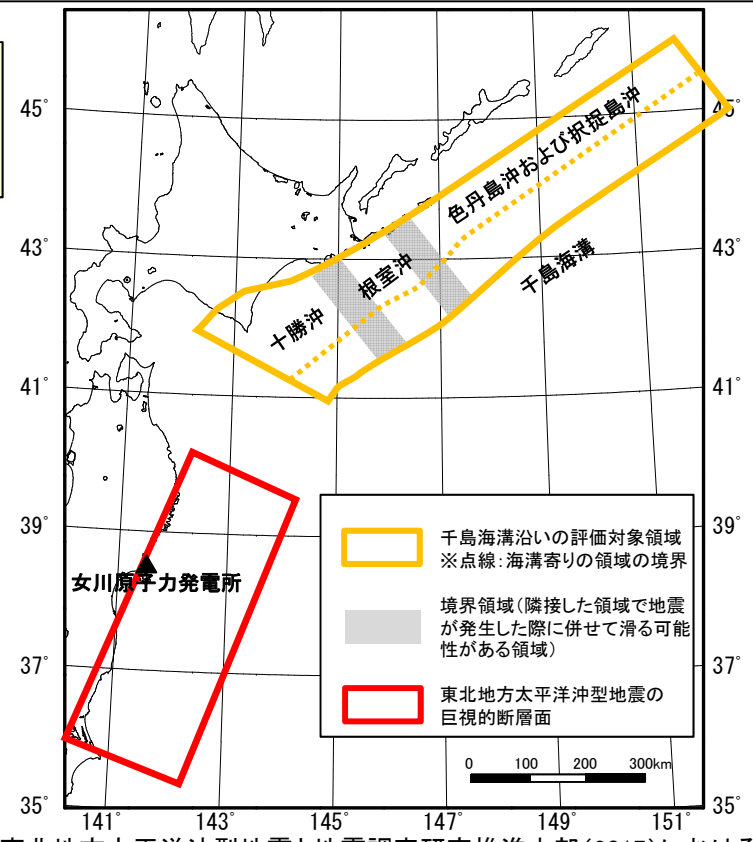
- 女川原子力発電所では東北地方太平洋沖型地震(Mw9.0)を考慮しており、その地震動評価においては、敷地直近の宮城県沖の強震動生成域(SMGA)が支配的であり、超巨大地震(17世紀型)による影響は、敷地との位置関係から東北地方太平洋沖型地震(Mw9.0)を下回ると考えられる。



地震調査研究推進本部(2017)の内容はこれまでの評価に包含されており、評価結果に影響がないことを確認した。

表3-4 超巨大地震(17世紀型)の発生領域、震源域の形態、発生間隔等

項目	特性	根拠
(1) 地震の発生領域の目安	図1。具体的な地域は特定できないが、根室沖を含む可能性が高い。	当該地域の津波堆積物の空間分布を参考にして判断した。
(2) 震源域の形態	陸側のプレートと太平洋プレートの境界面。低角逆断層型。	
(3) 震源域	長さ 300km 以上。深さは、60km 程度以浅。海溝寄りの領域も連動する。	
(4) 震源断層面での平均的なずれの向き	約 N114° E (陸側のプレートの太平洋プレートに対する動きの向き)	根室沖と同じ値を使用した。
(5) 発生間隔等	発生頻度 約 340~380 年に 1 回 (過去の地震の推定発生間隔 約 100~800 年)	北海道東部(厚岸郡)において調査された津波堆積物のうち、巨大津波を発生させたと推定される津波堆積物の数や年代推定結果から推定した。



地震調査研究推進本部(2017)に一部加筆

東北地方太平洋沖型地震と地震調査研究推進本部(2017)における超巨大地震(17世紀型)の断層の位置関係

5. 参考

日本海溝沿いの地震活動の長期評価[地震調査研究推進本部(2019)]に関する知見について①

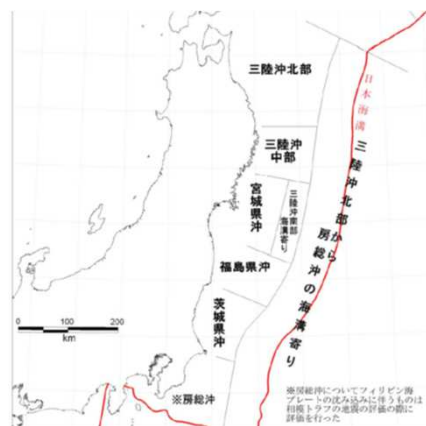
「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」[地震調査研究推進本部(2019)]

- ▶ 日本海溝沿いのうち青森県東方沖から房総沖までの領域を対象として、長期的な観点で地震発生の可能性、震源域の形態等について評価してとりまとめたもの。
- ▶ 東北地方太平洋沖地震から約8年が経過し、震源域や沿岸域における調査研究が大きく進展したことから、新たな長期評価手法の検討途上ではあるが、新たに得られた知見を取り入れたうえで公表されたもの。

【地震調査研究推進本部(2019)における領域区分について】

- ▶ 地震調査研究推進本部(2019)では、2012年に改訂された「三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)」(地震調査研究推進本部(2012))から、評価対象領域が変更

- ①第二版における陸寄りの各領域について、海溝寄りの領域まで延長。
- ②宮城県沖の領域について、宮城県沖、三陸沖南部海溝寄りに分割されていたものを統合。
- ③茨城県沖と房総沖の境界位置を変更。
- ④領域境界の見直しに伴い、陸側の領域について、西側の境界を太平洋プレート上面深さ60kmの等深線に沿って設定。

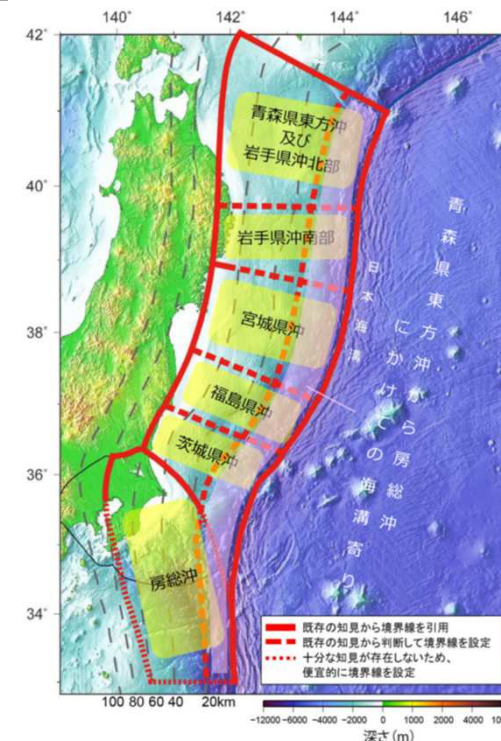


地震調査研究推進本部(2012)の領域区分

【地震調査研究推進本部(2019)における評価対象地震】

- ▶ 地震調査研究推進本部(2019)では、プレート間地震、海洋プレート内地震について以下の地震を評価対象として、地震規模、発生確率を評価

- |   |   |
|---|---|
| <p>①プレート間地震</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・超巨大地震(東北地方太平洋沖型)</li> <li>・プレート間巨大地震</li> <li>・ひとまわり小さいプレート間地震</li> <li>・海溝寄りのプレート間地震(津波地震等)</li> </ul> | <p>②海洋プレート内地震</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>・沈み込んだ海洋プレート内の地震</li> <li>・海溝軸外側の地震</li> </ul> |
|---|---|



地震調査研究推進本部(2019)の領域区分

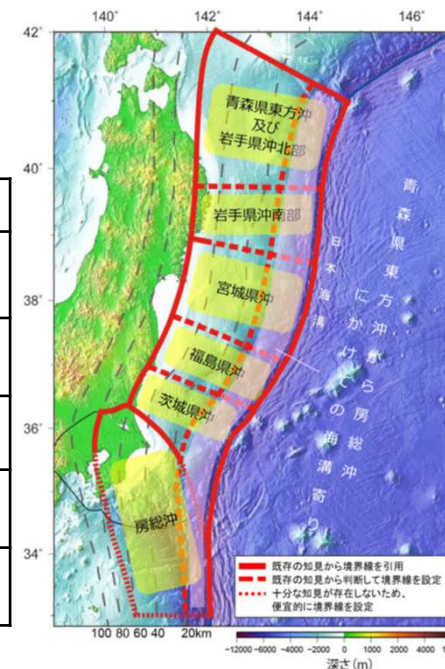
地震調査研究推進本部(2019)の領域区分および評価対象地震について、女川原子力発電所の基準地震動の策定および年超過確率の参照との関係を確認する。

5. 参考

日本海溝沿いの地震活動の長期評価[地震調査研究推進本部(2019)]に関する知見について②

- 地震調査研究推進本部(2019)の評価のうち、女川原子力発電所の基準地震動の策定に影響を与える可能性があると考えられる地震について、発生領域、地震規模を整理した。

評価対象地震	発生領域	地震規模
①超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部～茨城県沖	M9.0程度
②プレート間巨大地震	宮城県沖	M7.9程度
③ひとまわり小さいプレート間地震	宮城県沖	M7.0～M7.5
	宮城県沖の陸寄り(宮城県沖地震)	M7.4前後
④沈み込んだ海洋プレート内の地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部～茨城県沖	M7.0～7.5程度



地震調査研究推進本部(2019)の領域区分

女川原子力発電所の基準地震動の策定におけるプレート間地震および海洋プレート内地震の評価

<プレート間地震>

- ・検討用地震として地震調査研究推進本部(2019)の①超巨大地震と同様の「東北地方太平洋沖型地震(Mw9.0)」を考慮し、さらにSMGAの位置や短周期レベルの不確かさを踏まえた検討も実施。
- ・地震調査研究推進本部①～③の評価対象地震を包含した評価になっている。

<海洋プレート内地震>

- ・検討用地震の評価として、地震調査研究推進本部(2019)の④沈み込んだ海洋プレート内の地震(M7.0～7.5)の上限と同じM7.5の地震を考慮。
- ・また、プレートの沈み込み形状等も踏まえ、敷地への影響が最も大きい位置に設定している。

地震調査研究推進本部(2019)の知見(発生領域、地震規模)については、女川原子力発電所の基準地震動の策定に考慮されていることを確認した。

5. 参考

日本海溝沿いの地震活動の長期評価[地震調査研究推進本部(2019)]に関する知見について③

➤ 地震調査研究推進本部(2019)の評価のうち、女川原子力発電所の基準地震動の超過確率の評価に影響を与える可能性があると考えられる地震について、地震規模および発生確率を整理した。

評価対象地震	発生領域	地震調査研究推進本部(2019)による評価			
		規模	今後30年以内の地震発生確率	評価に使用した地震	確率モデル
①超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部～茨城県沖(宮城県沖を含む)	M9.0程度	ほぼ0%	過去約3000年間の5回 平均発生間隔550～600年程度	※
②プレート間巨大地震	宮城県沖	M7.9程度	20%程度	1793年以降の3回 平均発生間隔109年	ポアソン
③ひとまわり小さいプレート間地震	宮城県沖	M7.0～M7.5	90%程度	1923年以降の6～7回 平均発生間隔13～15年程度	ポアソン
	宮城県沖の陸寄り (宮城県沖地震)	M7.4前後	50%程度	1897年以降の4回 平均発生間隔38年程度	BPT
④沈み込んだ海洋プレート内の地震	青森県東方沖及び 岩手県沖北部～茨城県沖	M7.0～7.5程度	60～70%程度	1923年以降の3～4回 平均発生間隔22～29年程度	ポアソン

※地震発生時期の不確実性を考慮する方法

女川原子力発電所における基準地震動の年超過確率の評価

①超巨大地震

特定震源として、地震調査研究推進本部(2019)と同様のMw9.0の地震を更新過程として評価。

②プレート間巨大地震、③ひとまわり小さいプレート間地震(宮城県沖)

領域震源として、地震規模M8.4までを考慮し、地震調査研究推進本部(2019)と同様にポアソン過程にて評価。

③ひとまわり小さいプレート間地震(宮城県沖地震)

特定震源として、宮城県沖地震(M7.4)をポアソン過程にて評価。発生確率は55%となり地震調査研究推進本部(2019)のBPTの評価と同等。

なお、③の地震(単独型の宮城県沖地震)が大きくなる場合は、①超巨大地震(連動型の宮城県沖地震)に実質的に移行するとの考え方から2σの打ち切りを設定しており、基準地震動の参照においては、確率モデルの影響は小さい。

④沈み込んだ海洋プレート内の地震

領域震源の評価として、地震規模M8.2までを考慮し、地震調査研究推進本部(2019)と同様にポアソン過程にて評価。

地震調査研究推進本部(2019)の知見(地震発生確率)については、女川原子力発電所の基準地震動の年超過確率の参照に影響ないことを確認した。

## 参考文献(1)

### 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

#### 2. 1 プレート間地震

1. 諸井孝文, 広谷浄, 石川和也, 水谷浩之, 引間和人, 川里健, 生玉真也, 釜田正毅(2013): 標準的な強震動予測レシピに基づく東北地方太平洋沖巨大地震の強震動の再現, 日本地震工学会第10回年次大会梗概集
2. 佐藤良輔(1989): 日本の地震断層パラメーター・ハンドブック, 鹿島出版会
3. 内閣府(2012): 南海トラフの巨大地震モデル検討会(第二次報告)強震断層モデル編-強震断層モデルと震度分布について-
4. 壇一男, 畑奈緒未, 武藤尊彦, 宮腰淳一, 神田順(2005): シナリオ地震の生起確率を考慮した基準地震動策定に関する研究(その3)宮城県沖で発生するプレート境界大地震の断層破壊シナリオとそれに基づく強震動の計算, 日本建築学会大会学術講演梗概集(近畿), B-1, 構造 I, 2005
5. 地震調査研究推進本部(2005): 宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)
6. 地震調査研究推進本部(2002): 宮城県沖地震を想定した強震動評価手法について(中間報告)
7. 佐藤智美, 川瀬博, 佐藤俊明(1994): ポアホール観測記録を用いた表層地盤同定手法による工学的基盤波の推定及びその統計的経時特性, 日本建築学会構造系論文集, 第461号
8. 宇津徳治(2001): 地震学(第3版), 共立出版, 2001
9. 内閣府(2013): 首都直下のM7クラスの地震及び相模トラフ沿いのM8クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書
10. 壇一男, 石井やよい, 宮腰淳一, 高橋広人, 護雅史, 福和伸夫(2013): マグニチュード9クラスのプレート境界地震による強震動予測のための断層モデルの設定方法, 日本建築学会構造系論文集, 692, 1685-1694
11. 田島礼子, 松元康広, 司宏俊, 入倉孝次郎(2013): 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究, 地震 第2輯, 第66巻
12. 地震調査研究推進本部(2012): 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について
13. 地震調査研究推進本部(2014): 全国地震動予測地図2014年版
14. 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透(2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 545, 51-62
15. 佐藤智美(2003): 中小地震の応力降下量の断層タイプ・震源深さ依存性及び地域性に関する研究, 土木学会地震工学論文集
16. 佐藤智美(2004): 宮城県沖のスラブ内地震とプレート境界地震の短周期レベルの推定, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第1号
17. Satoh, T.(2006): High-stress drop interplate and intraplate earthquakes occurred off shore of Miyagi prefecture, Japan, Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Grenoble, France, 30 August-1 September, pp.689-698

## 参考文献(2)

18. 入倉孝次郎(2012):海溝型巨大地震の強震動予測のための震源モデルの構築, 第40回地盤震動シンポジウム
19. 川辺秀憲, 釜江克宏(2013):2011年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化, 日本地震工学会論文集 第13巻, 第2号(特集号)
20. Kurahashi, S. and K. Irikura (2013): Short-Period Source Model of the 2011 Mw 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am, Vol.103, May 2013
21. 東日本大震災合同調査報告書編集委員会(2014):東日本大震災合同調査報告 共通編1 地震・地震動, 公益社団法人日本地震工学会, 2014
22. Asano, K. and T. Iwata(2012): Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, Vol. 64( No. 12), pp. 1111-1123, 2012
23. 佐藤智美(2012):経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル—プレート境界地震の短周期レベルに着目して—, 日本建築学会構造系論文集, 675, 695-704
24. 独立行政法人防災科学技術研究所地震J-SHIS:地震ハザードステーション(Japan Seismic Hazard Information Station, 略称: J-SHIS ) (オンライン), <<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>>
25. 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊輔, 日下部毅明(2006):短周期レベルをパラメータとした地震動強さの距離減衰式, 土木学会論文集A, Vol.62, 2006.10
26. 佐藤智美(2010):逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスケーリング則, 日本建築学会構造系論文集, 651, 923-932
27. Pitarka.A., Paul Somerville, Yoshimitsu Fukushima, Tomiichi Uetake, Kojiro Irikura(2000): Simulation of Near-Fault Strong-Ground Motion Using Hybrid Green's Function, Bulletin of Seismological Society of America, 90.3 pp.566-586
28. 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子(1997):経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25
29. 神田克久, 武村雅之, 広谷浄, 石川和也(2012):震度分布に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の短周期地震波発生域, 地震 第2輯, 第65巻
30. Kamae,K.(2006): Source modeling of the 2005 off-shore Miyagi prefecture, Japan, earthquake(MJMA=7.2) using the empirical Green's function method, Earth Planets Space, Vol. 58, pp.1561-1566, 2006
31. Suzuki,W. and T. Iwata(2007): Source model of the 2005 Miyagi-Oki, Japan, earthquake estimated from broadband strong motions, Earth Planets Space, Vol.59, pp.1155-1171, 2007
32. Wu, C. and K. Koketsu(2006): Complicated repeating earthquakes on the convergent plate boundary: Rupture processes of the 1978 and 2005 Miyagiken oki earthquakes, Reconnaissance report of the Grant-in-Aid for Special Purposes on the 2005 Miyagi-ken Oki earthquake (MJ 7.2), 31-36, 2006.
33. 気象庁地震カタログ(1923~2018):地震月報ほか

## 参考文献(3)

34. 防災科学技術研究所 広帯域地震観測網 F-net, <http://www.fnet.bosai.go.jp/top.php?LANG=ja>
35. Kurahashi, S. and K. Irikura (2011) : Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, Vol. 63, pp.571–576, 2011

### 2. 2 海洋プレート内地震

1. 宇津徳治(1999) : 地震活動総説, 東京大学出版会, 1999
2. 木村学(2002) : プレート収束帯のテクトニクス学, 東京大学出版会, 2002
3. Seno, T. and Y. Yamanaka (1998) : Arc stresses determined by slabs: Implications for mechanisms of back-arc spreading, *Geophysical Research Letters*, Vol. 25, No. 17, Pages 3227–3230, September 1, 1998
4. Seno, T. and M. Yoshida (2004) : Where and why do large shallow intraslab earthquakes occur?, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 141, 183–206.
5. Kirby, S. H., Engdahl, E. R. and Denlinger, R. (1996) : Intermediate-Depth Intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs, in *Subduction: Top to Bottom* edited by Bebout, G. E., Scholl, D., Kirby, S. and Platt, J. P., *Geophysical Monograph Series*, 96, AGU, Washington, D. C., 347–355, 1996.
6. Jose A. Alvarez-Gomez, Omar Q. Gutierrez Gutierrez, Inigo Aniel-Quiroga, M. Gonzalez (2012) : Tsunamigenic potential of outer-rise normal faults at the Middle America trench in Central America, *Tectonophysics* 574–575, 133–143
7. 長谷川昭, 中島淳一, 内田直希, 梁田高広, 岡田知己, 趙大鵬, 松澤暢, 海野徳仁(2012) : 沈み込み帯の地震の発生機構 — 地殻流体に規定されて発生する沈み込み帯の地震 —, *地学雑誌*, 121(1), 128–160
8. 中島淳一, 長谷川昭, 北佐枝子, 太田雄策, 大園真子, 三浦哲(2011) : 東北地方太平洋沖地震の誘発地震～4月7日のスラブ内地震(M7.1)について～, *日本地震学会講演予稿集*, A21–13
9. 長谷川昭, 中島淳一, 内田直希, 弘瀬冬樹, 北佐枝子, 松澤暢(2010) : 日本列島下のスラブの三次元構造と地震活動, *地学雑誌*, 119(2), 190–204
10. Nakajima, J., A. Hasegawa, and S. Kita (2011) : Seismic evidence for reactivation of a buried hydrated fault in the Pacific slab by the 2011 M9.0 Tohoku Earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G06, doi:10.1029/2011GL048432, 2011.
11. 東北大学(2008) : 2008年7月24日 岩手県沿岸北部の地震(M6.8), 東北大学大学院理学研究科 地震・噴火予知研究観測センター, <http://www.aob.gp.tohoku.ac.jp/info/topics/topics-080724/>
12. 地震調査研究推進本部(2017) : 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
13. 笹谷努, 森川信之, 前田宜浩(2006) : スラブ内地震の震源特性, 北海道大学地球物理学研究報告, No.69
14. 防災科学技術研究所 広帯域地震観測網 F-net, <http://www.fnet.bosai.go.jp/top.php?LANG=ja>



## 参考文献(4)

15. 原田怜, 釜江克宏(2011): 2011年4月7日宮城県沖のスラブ内地震の震源のモデル化, <http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/>
16. 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子(1997): 経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25
17. 地震ハザードステーション(2014): 独立行政法人防災科学技術研究所, 地震ハザードステーション(Japan Seismic Hazard Information Station, 略称: J-SHIS)(オンライン), <<http://www.j-shis.bosai.go.jp/>>
18. 東北大学(2011): 東北大学大学院理学研究科 第190回地震予知連絡会, <http://www.aob.gp.tohoku.ac.jp/project/yoti/y-zisin/ccep/>
19. 佐藤智美, 巽誉樹(2002): 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第556号
20. 浅野公之, 岩田知孝, 入倉孝次郎(2004): 2003年5月26日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション, 地震 第2輯, 第57巻
21. 地震調査研究推進本部(2005): 宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)
22. 佐藤智美(2013): 東北地方のアウトターライズ地震, スラブ内地震, プレート境界地震の短周期レベルと $f_{max}$ 及び距離減衰特性, 日本建築学会構造系論文集, 689, 1227-1236
23. 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透(2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集 第545号
24. 地震調査研究推進本部(2013): 今後の地震動ハザード評価に関する検討～2013年における検討結果～, [http://jishin.go.jp/main/chousa/13\\_yosokuchizu/index.htm](http://jishin.go.jp/main/chousa/13_yosokuchizu/index.htm)
25. 三浦誠一, 高橋成実, 仲西理子, 小平秀一, 金田義行(2001): 日本海溝前弧域(宮城沖)における地震学的探査—KY9905航海—, JAMSTEC深海研究 第18号
26. Seiichi Miura, Narumi Takahashi, Ayako Nakanishi, Tetsuro Tsuru, Shuichi Kodaira, Yoshiyuki Kaneda(2005): Structural characteristics off Miyagi forearc region, the Japan Trench seismogenic zone, deduced from a wide-angle reflection and refraction study, Tectonophysics 407(2005) 165-188

## 参考文献(5)

### 2.3 内陸地殻内地震

1. Tanaka,A and Y. Ishikawa(2005) : Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness, The Japanese islands case study, Phys. Earth Planet Interiors, 152
2. 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
3. 武村雅之(1990):日本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. 海野徳仁, 岡田知己, 中島淳一, 堀修一郎, 河野俊夫, 中山貴史, 内田直希, 清水淳平, 菅ノ又淳一, ガマゲシヤンタ, 仁田交市, 矢部康男, 迫田浩司, 佐藤凡子, 伊藤実, 長谷川昭, 浅野陽一, 長谷見晶子, 出町知嗣, 矢島良紀(2004):余震観測から推定した2003年7月26日宮城県北部地震(M6.4)の余震の震源とメカニズム解の分布, 地震 第2輯, 第56巻
5. 地震調査研究推進本部(2009):全国地震動予測地図
6. 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
7. 壇一男, 入江紀嘉, 具典淑, 島津奈緒未, 鳥田晴彦(2015):長大な逆断層による内陸地震の断層モデルのパラメータの設定方法の提案, 日本建築学会構造系論文集, 第707号, 2015年1月
8. 地震調査研究推進本部(2017):震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
9. 今泉俊文・宮内崇裕・堤浩之・中田高編(2018):活断層詳細デジタルマップ[新編], 東京大学出版会
10. 気象庁地震カタログ(1923~2018):地震月報ほか
11. 入江紀嘉, 壇一男, 鳥田晴彦, 加瀬祐子(2013):長大断層を対象とした逆断層型内陸地震の動的応力降下量の算定式の検討, 日本地震工学会第10回年次大会梗概集
12. 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透(2001):断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集 第545号
13. 入倉孝次郎, 香川敬生, 関口春子(1997):経験的グリーン関数法を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25
14. 司宏俊, 福士知司, 石川和也, 栗山利男(2015):補正経験的グリーン関数を用いた2003年7月26日Mw6.0宮城県北部の地震の地震動評価, 日本地震学会講演予稿集2015年度秋季大会

## 参考文献(6)

### 3. 震源を特定せず策定する地震動

1. 産業技術総合研究所 地質図Navi, <https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php>
2. 産業技術総合研究所地質調査総合センター(編)(2012): 20万分の1日本シームレス地質図, <https://gbank.gsj.jp/seamless/index.html?lang=ja&p=sample>, <https://gbank.gsj.jp/seamless/index.html?lang=ja&p=toitsuhanrei>
3. 気象庁:震度データベース, <http://www.data.jma.go.jp/svd/eqdb/data/shindo/>
4. 防災科学技術研究所 Hi-net 高感度地震観測網, <http://www.hinet.bosai.go.jp/?LANG=ja>
5. 気象庁:平成20年6月 地震・火山月報(防災編), 特集「平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震」について, [http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2008\\_06\\_14\\_iwate-miyagi/index.html](http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2008_06_14_iwate-miyagi/index.html)
6. 産業技術総合研究所 地質図Navi, <https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php>
7. 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2004), 火山 噴火と恵み
8. Akiko Tanaka, Makoto Yamano, Yusaku Yano, and Masakatsu Sasada (2004): Geothermal gradient and heat flow data in and around Japan (I): Appraisal of heat flow from geothermal gradient data, Earth Planets Space, 56, 1191-1194, 2004.
9. 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>
10. 井口隆・大八木規夫・内山庄一郎・清水文健(2010): 2008年岩手・宮城内陸地震で起きた地すべり災害の地形地質学的背景, 防災科学技術研究所, 主要災害調査第43号, 2010年3月
11. 鈴木康弘・渡辺満久・中田高・小岩直人・杉戸信彦・熊原康博・廣内大助・澤祥・中村優太・丸島直史・島崎邦彦(2008): 2008年岩手・宮城内陸地震に関わる活断層とその意義 - 一関市巖美町付近の調査速報 - 活断層研究, 29, 25-34.
12. 遠田晋次・丸山正・吉見雅行・金田平太郎・栗田泰夫・吉岡敏和・安藤亮輔(2010): 2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層 - 震源過程および活断層評価への示唆 -, 地震 第2輯, 第62巻, 153-178.
13. 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.
14. 活断層研究会(編)(1991): [新編]日本の活断層 - 分布図と資料
15. 今泉俊文・宮内崇裕・堤浩之・中田高編(2018): 活断層詳細デジタルマップ[新編], 東京大学出版会
16. 日本地すべり学会東北支部(1992): 東北の地すべり・地すべり地形 - 分布図と技術者のための活用マニュアル -
17. 防災科学技術研究所(2009): 地すべり地形分布図第40集「一関・石巻」
18. 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.
19. 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.
20. 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)
21. 防災科学技術研究所 ひずみ集中帯の重点的調査観測・研究プロジェクト, <http://www.hizumi.bosai.go.jp/index.html>
22. 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(7)

23. 長谷川昭・中島淳一・内田直希・梁田高広・岡田知己・趙大鵬・松澤暢・海野徳仁(2012): 沈み込み帯の地震の発生機構 - 地殻流体に規定されて発生する沈み込み帯の地震 -, 地学雑誌(Chigaku Zasshi)Journal of Geography, 121(1)128-160
24. 「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
25. 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」
26. 日本の地質増補版編集委員会(編): 日本の地質 増補版(2005)
27. 井上大栄・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹(2002): 2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, 地震 第2輯, 54, 557-573
28. 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
29. 堤浩之・隈元崇・奥村晃史・中田高(2000): 鳥取県西部地震震源域の活断層・月刊地球号外, 31, 81-86.
30. 高田圭太・中田高・野原壯・原口強・池田安隆・伊藤潔・今泉俊文・大槻憲四郎・鷺谷威・堤浩之(2003): 震源断層となりうる活断層とリニアメントの検討 - 中国地方を事例として -, 活断層研究, 23, 77-91.
31. 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
32. 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 -
33. 本多亮・平松良浩・河野芳輝(2002): 2000年鳥取県西部地震震源域の重力異常とそれから見た震源断層の特徴, 地震第2輯, 第55巻83-88
34. 宮腰勝義・上田圭一・幡谷竜太・阿部信太郎・三浦大助・濱田崇臣・青柳恭平・井上大栄(2004): 地震規模評価のための活断層調査法・活動性評価法, 電力中央研究所報告, U46, 1-189.
35. 垣見俊弘(2002): 「活断層地震」と「バックグラウンド地震」のはざまの地震 - 鳥取県西部地震を例として -, 災害の研究, 33, p.113-125
36. 松田時彦・吉川真季(2001): 陸域の $M \geq 5$ 地震と活断層の分布関係 - 断層と地震の分布関係 - その2, 活断層研究, 20, 1-22.
37. 遠田晋次(2013): 内陸地震の長期評価に関する課題と新たな視点, 地質学雑誌, 119, 105-123.
38. 寺川寿子・松浦充宏(2009): 地震学における応力インバージョンの新展開 - CMTデータインバージョン法による応力場の推定 -, 地震 第2輯, 第61巻, 339-346.
39. 防災科学技術研究所 広帯域地震観測網 F-net, <http://www.fnet.bosai.go.jp/top.php?LANG=ja>
40. 梅田康弘・松村一男・澁谷拓郎・片尾 浩・大見士朗・渡辺邦彦・伊藤潔(2001): 2000年鳥取県西部地震, 京都大学防災研究所年報, 44(A):47-58.
41. 気象庁報道発表資料, 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
42. 気象庁報道発表資料, 平成17年1月11日17時00分, 平成16年12月の地震活動及び火山活動について

## 参考文献(8)

43. 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 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>
44. 防災科学技術研究所 強震観測網 K-NET, KiK-net, <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/>
45. 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
46. 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.
47. 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
48. 笹谷努・前田宜浩・高井伸雄・重藤迪子・堀田淳・関克郎・野本真吾(2008): Mj6.1内陸地殻内地震によって大加速度を観測したK-NET(HKD020)地点でのS波速度構造の推定, 物理探査学会第119回, 学術講演会講演論文集, pp. 25-27

### 4. 基準地震動の年超過確率の参照

1. 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透(2001): 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測手法のための震源モデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第545号, 51-62
2. Kiyoshi Hirotsu, Yoshihiro Ogata, Hiroshi Sawabe, Toru Sasaki(2013): A comparison between seismic hazard and The 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Transactions, SMiRT-22, San Francisco, California, USA, Aug.18-23, 2013
3. 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
4. Asano, K. and T. Iwata(2012): Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, Vol. 64( No. 12), pp. 1111-1123
5. 地震調査研究推進本部(2005): 宮城県沖地震を想定した強震動評価(一部修正版)
6. 神田克久, 武村雅之, 広谷浄, 石川和也(2012): 震度分布に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の短周期地震波発生域, 地震 第2輯, 第65巻
7. 佐藤智美(2012): 経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル - プレート境界地震の短周期レベルに着目して -, 日本建築学会構造系論文集, 675, 695-704

## 参考文献(9)

---

### 5. 参考

1. 地震調査研究推進本部(2017):千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第三版)
2. 地震調査研究推進本部(2019):日本海溝沿いの地震活動の長期評価
3. 地震調査研究推進本部(2012):三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)