

再処理施設、廃棄物管理施設、MOX燃料加工施設

基準地震動の策定について  
[資料集]

令和2年7月13日



日本原燃株式会社

<b>1. 地下構造モデルの策定</b> . . . . .	<b>3</b>
1. 1 地質調査結果等に基づく地盤構造	
1. 2 地震観測記録の分析	
1. 3 はぎとり地盤モデルの作成	
1. 4 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証	
<b>2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動</b> . . . . .	<b>30</b>
2. 1 プレート間地震	
2. 2 海洋プレート内地震	
2. 3 内陸地殻内地震	
<b>3. 震源を特定せず策定する地震動</b> . . . . .	<b>100</b>
3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討	
3. 2 Mw6.5未満の地震についての検討	

# 1. 地下構造モデルの策定

# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.1 地質調査結果等に基づく地盤構造

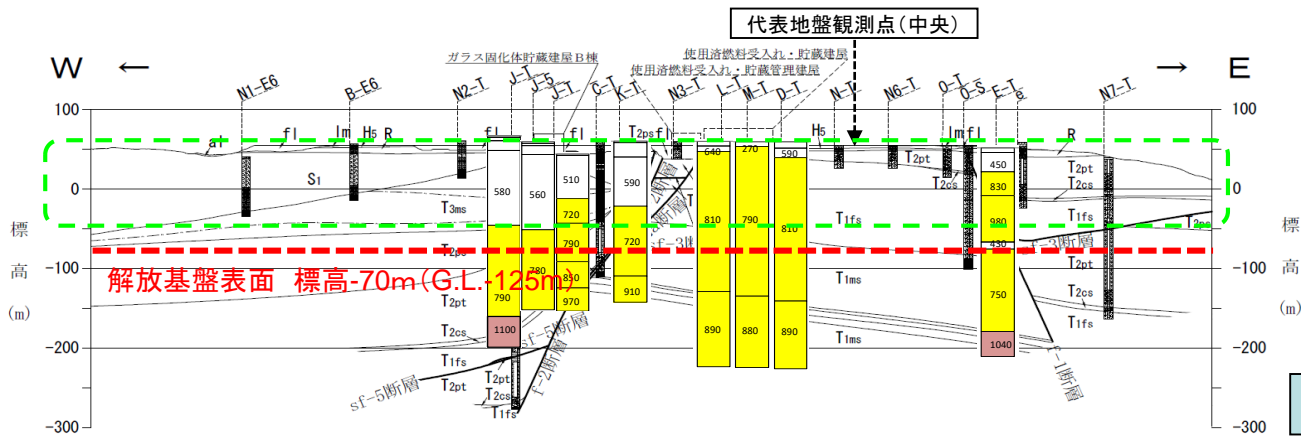
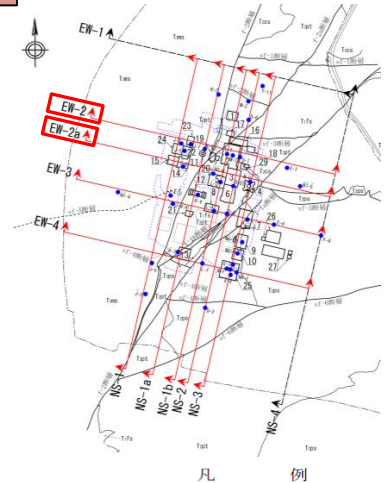
## PS検層結果(東西断面その1)

R2.2.21  
資料1-4-2  
p4 加除修正

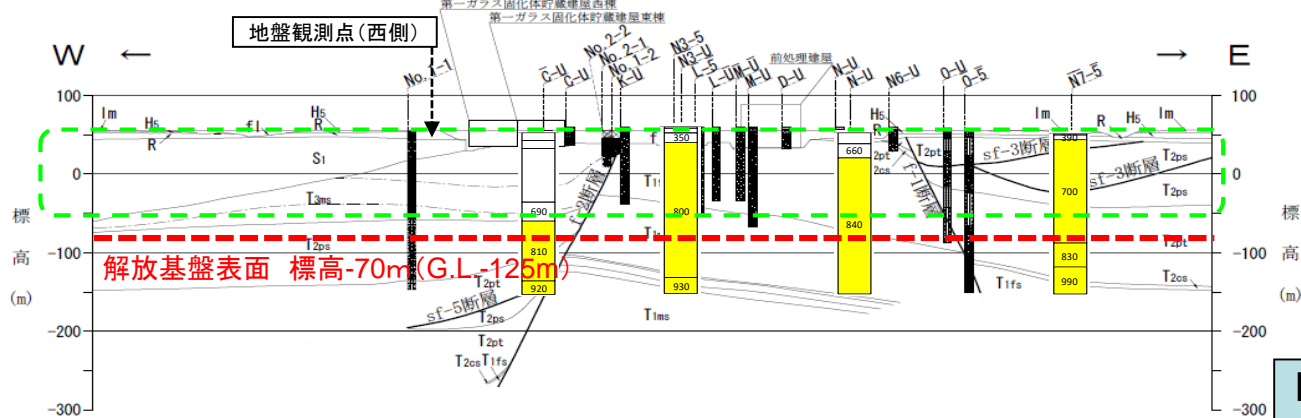


- ① 鷹架層中の標高-70m(G.L.-125m)の位置は、鷹架層のうち、主に中部層・下部層が分布しているが、PS検層結果による解放基盤表面位置のS波速度は以下の通りであり、S波速度700m/s以上となっているほか、中部層・下部層間で著しい速度差は無い。
- ② PS検層結果によれば、鷹架層表層付近でVsが小さくなる傾向がみられ、風化の影響がある可能性がある。(図中 部)  
一方、深い部分については、Vsの値が概ね一定となる層が分布しており、著しい風化は受けていないと考えられる。
- ③ 敷地地下で著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な広がりを持って分布している鷹架層(上部・中部・下部層)中において、G.L.-125mの位置に、解放基盤表面を設定している。(図中 ..... 部)

:  $700\text{m/s} \leq V_s < 1000\text{m/s}$   
 :  $1000\text{m/s} \leq V_s$



EW-2



EW-2a

fl	盛土
dt	崖錐堆積層
al	沖積低地堆積層
lm	火山灰層
M1	中位段丘堆積層
Hs	高位段丘堆積層
R	六ヶ所層*
S1	砂子又層下部層
Tams	鷹架層上部層泥岩層
-----	鷹架層上部層泥岩層中の凝灰岩
Tzps	鷹架層中部層軽石混り砂岩層
Tzpt	鷹架層中部層軽石凝灰岩層
Tzcs	鷹架層中部層粗粒砂岩層
Tifs	鷹架層下部層細粒砂岩層
Tims	鷹架層下部層泥岩層
-----	鷹架層下部層泥岩層中の凝灰岩類
---	断層

ボーリング孔  
 (破線は投影孔。最大で31.25m投影。)  
 0 100 200m

\*従来「砂子又層上部層(S<sub>3</sub>)」としていた地層のうち、敷地近傍の第四系下部～中部更新統について、本資料では「六ヶ所層(R)」と仮称する。



# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.1 地質調査結果等に基づく地盤構造

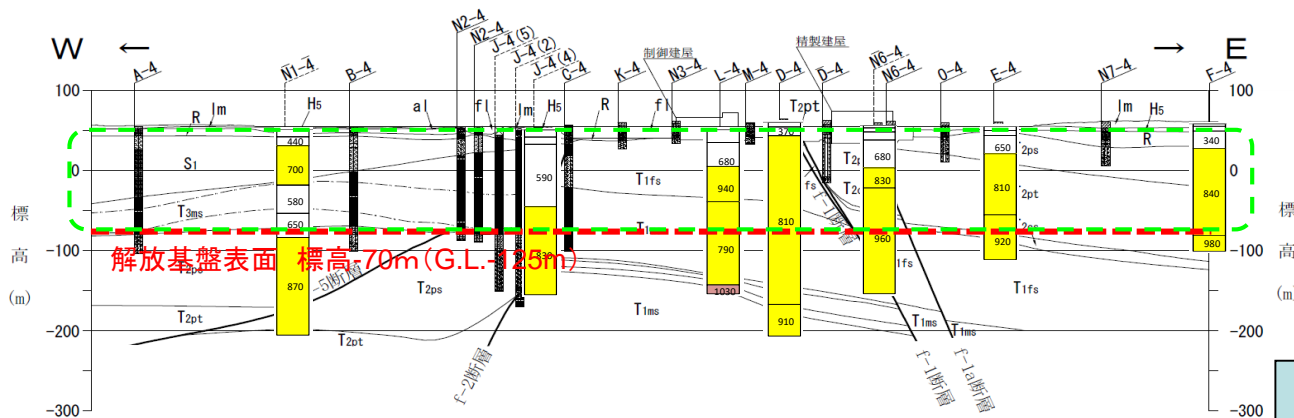
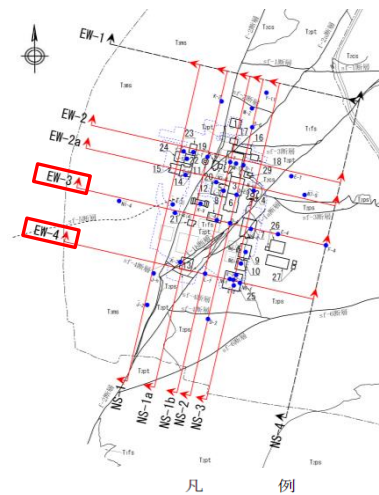
## PS検層結果(東西断面その2)

R2.2.21  
資料1-4-2  
p5 加除修正

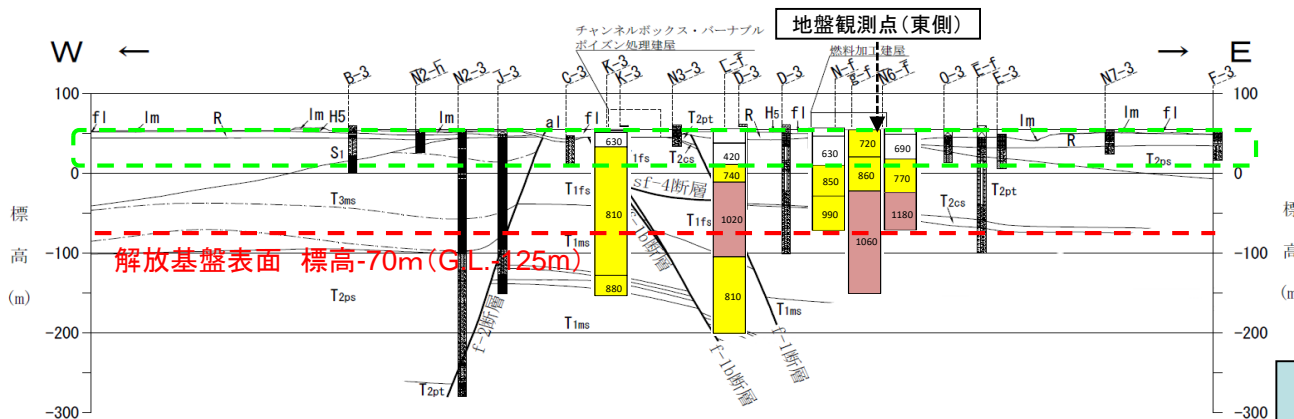


- ① 鷹架層中の標高-70m(G.L.-125m)の位置は、鷹架層のうち、主に中部層・下部層が分布しているが、PS検層結果による解放基盤表面位置のS波速度は以下の通りであり、S波速度700m/s以上となっているほか、中部層・下部層間で著しい速度差は無い。
- ② PS検層結果によれば、鷹架層表層付近でVsが小さくなる傾向がみられ、風化の影響がある可能性がある。(図中   部)  
一方、深い部分については、Vsの値が概ね一定となる層が分布しており、著しい風化は受けていないと考えられる。
- ③ 敷地地下で著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な広がりを持って分布している鷹架層(上部・中部・下部層)中において、G.L.-125mの位置に、解放基盤表面を設定している。(図中   部)

- :  $700\text{m/s} \leq V_s < 1000\text{m/s}$
- :  $1000\text{m/s} \leq V_s$



EW-3







EW-4

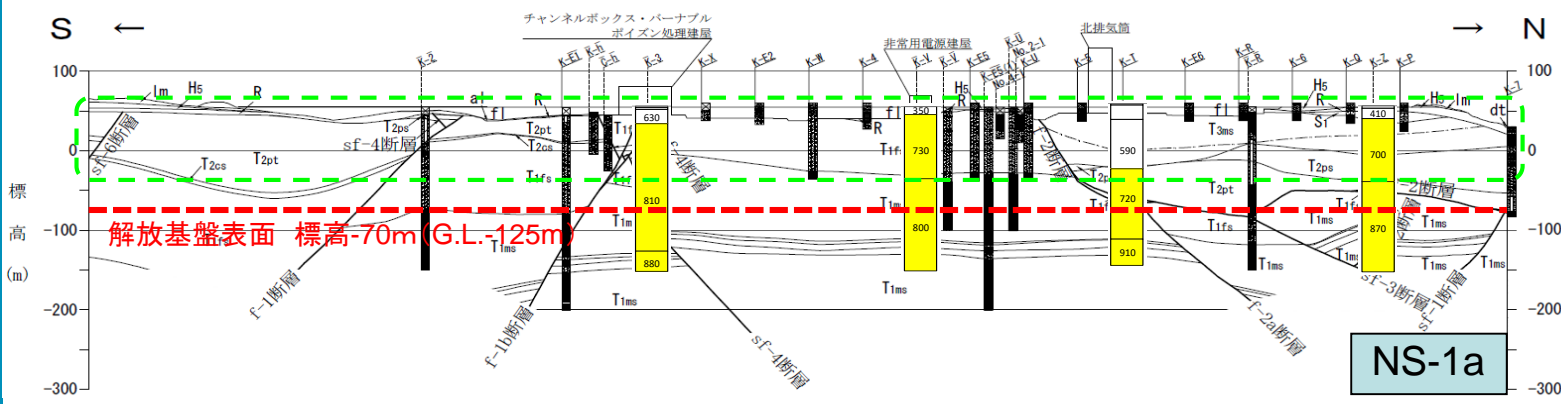
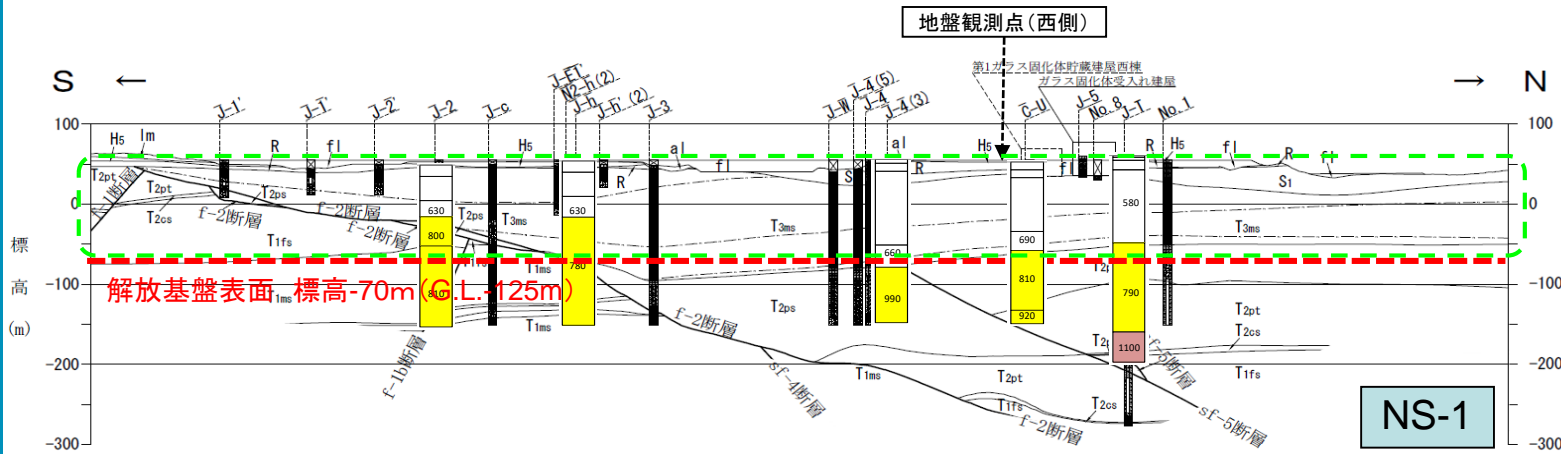
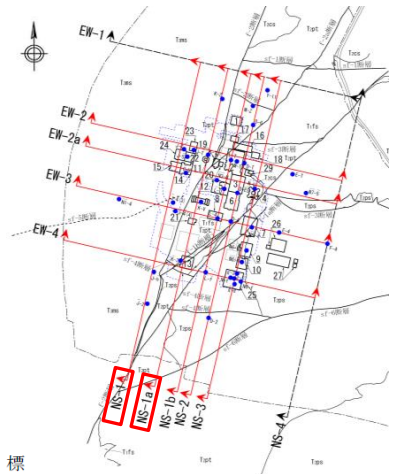
- 凡 例
- fl 盛土
  - dt 崖錐堆積層
  - al 沖積低地堆積層
  - lm 火山灰層
  - M1 中位段丘堆積層
  - Hs 高位段丘堆積層
  - R 六ヶ所層
  - S1 砂子又層下部層
  - Tams 鷹架層上部層泥岩層
  - 鷹架層上部層泥岩層中の凝灰岩
  - T2ps 鷹架層中部層軽石混り砂岩層
  - T2pt 鷹架層中部層軽石凝灰岩層
  - T2cs 鷹架層中部層粗粒砂岩層
  - T1fs 鷹架層下部層細粒砂岩層
  - T1ms 鷹架層下部層泥岩層
  - 鷹架層下部層泥岩層中の凝灰岩類
  - 断層
  - ボーリング孔  
(破線は投影孔。最大で31.25m投影。)
- 0 100 200m


















# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.1 地質調査結果等に基づく地盤構造

## PS検層結果(南北断面その1)

- ① 鷹架層中の標高-70m(G.L.-125m)の位置は、鷹架層のうち、主に中部層・下部層が分布しているが、PS検層結果による解放基盤表面位置のS波速度は以下の通りであり、S波速度700m/s以上となっているほか、中部層・下部層間で著しい速度差は無い。
- ② PS検層結果によれば、鷹架層表層付近でVsが小さくなる傾向がみられ、風化の影響がある可能性がある。(図中  部)  
一方、深い部分については、Vsの値が概ね一定となる層が分布しており、著しい風化は受けていないと考えられる。
- ③ 敷地地下で著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な拡がりを持って分布している鷹架層(上部・中部・下部層)中において、G.L.-125mの位置に、解放基盤表面を設定している。(図中  部)

 :  $700\text{m/s} \leq V_s < 1000\text{m/s}$   
 :  $1000\text{m/s} \leq V_s$



- 凡 例
-  盛土
  -  崖錐堆積層
  -  沖積低地堆積層
  -  火山灰層
  -  中段段丘堆積層
  -  高位段丘堆積層
  -  六ヶ所層
  -  砂子又層下部層
  -  鷹架層上部層泥岩層
  -  鷹架層上部層泥岩層中の凝灰岩
  -  鷹架層中部層軽石混り砂岩層
  -  鷹架層中部層粗粒砂岩層
  -  鷹架層下部層細粒砂岩層
  -  鷹架層下部層泥岩層
  -  鷹架層下部層泥岩層中の凝灰岩類
  -  断層
-  ボーリング孔  
(破線は投影孔。最大で31.25m投影。)
- 0 100 200m

# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.1 地質調査結果等に基づく地盤構造

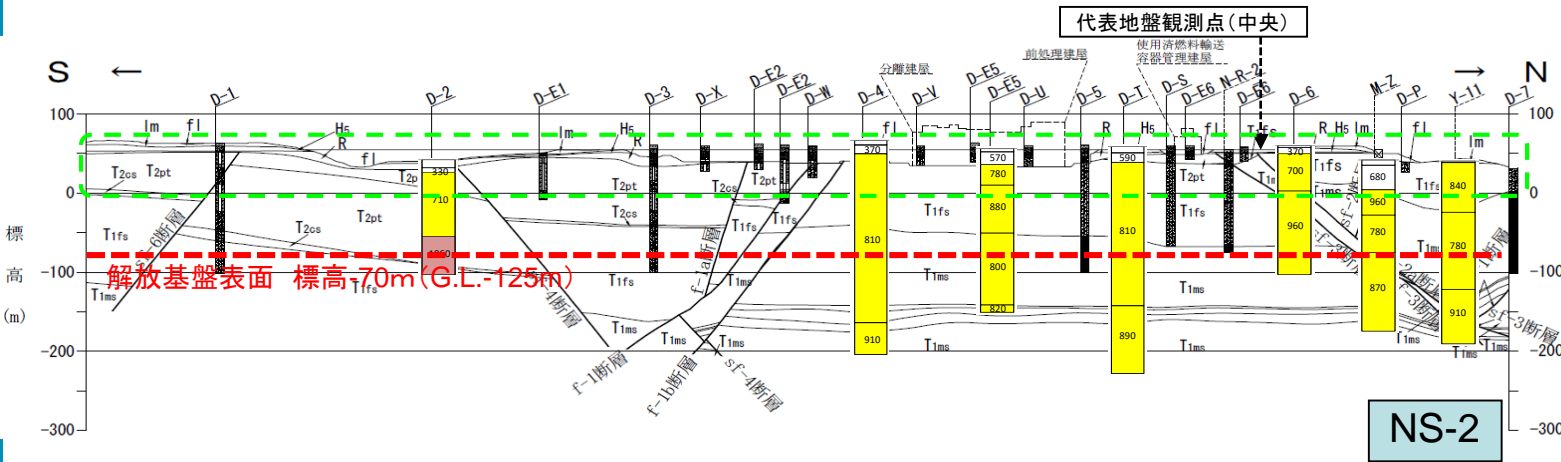
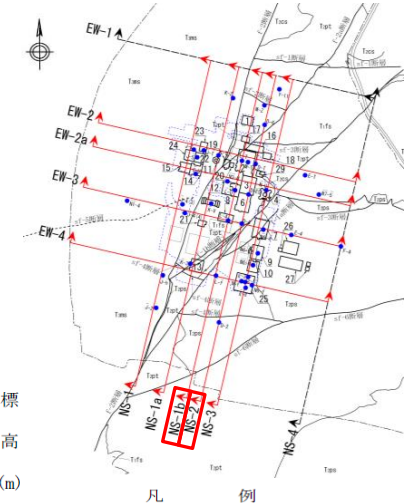
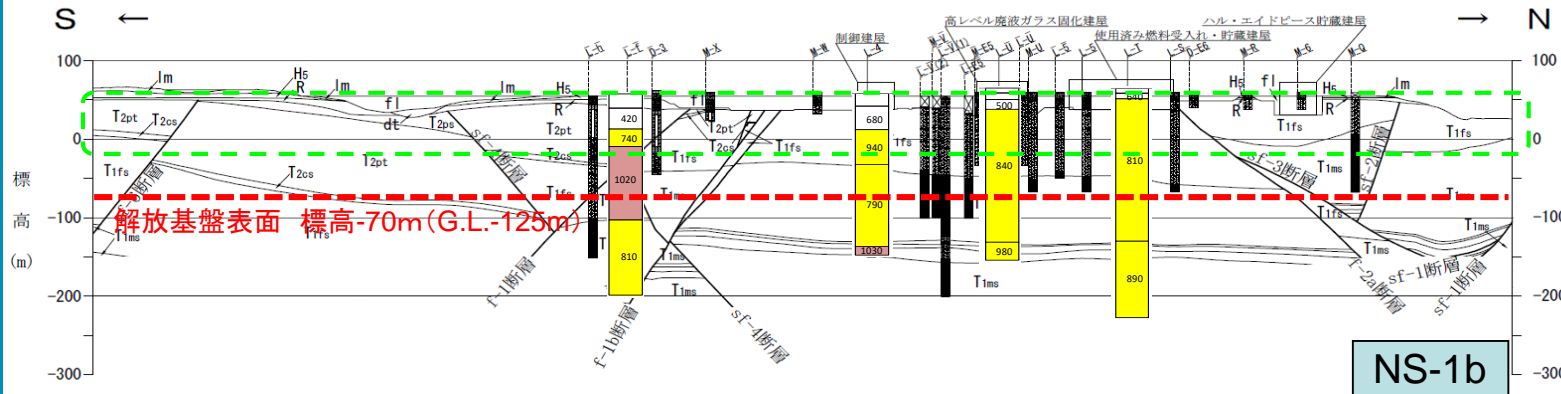
## PS検層結果(南北断面その2)

R2.2.21  
資料1-4-2  
p7 加除修正



- ① 鷹架層中の標高-70m(G.L.-125m)の位置は、鷹架層のうち、主に中部層・下部層が分布しているが、PS検層結果による解放基盤表面位置のS波速度は以下の通りであり、S波速度700m/s以上となっているほか、中部層・下部層間で著しい速度差は無い。
- ② PS検層結果によれば、鷹架層表層付近でVsが小さくなる傾向がみられ、風化の影響がある可能性がある。(図中...部)  
一方、深い部分については、Vsの値が概ね一定となる層が分布しており、著しい風化は受けていないと考えられる。
- ③ 敷地地下で著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な拡がりを持って分布している鷹架層(上部・中部・下部層)中において、G.L.-125mの位置に、解放基盤表面を設定している。(図中...部)

:  $700\text{m/s} \leq V_s < 1000\text{m/s}$   
 :  $1000\text{m/s} \leq V_s$

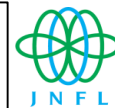


- |          |                                 |
|----------|---------------------------------|
| fl       | 盛土                              |
| dt       | 崖錐堆積層                           |
| a1       | 沖積低地堆積層                         |
| Im       | 火山灰層                            |
| M1       | 中位段丘堆積層                         |
| Hs       | 高位段丘堆積層                         |
| R        | 六ヶ所層                            |
| S1       | 砂子又層下部層                         |
| Tams     | 鷹架層上部層泥岩層                       |
| ---      | 鷹架層上部層泥岩層中の凝灰岩                  |
| T2ps     | 鷹架層中部層軽石混り砂岩層                   |
| T2pt     | 鷹架層中部層軽石凝灰岩層                    |
| T2cs     | 鷹架層中部層粗粒砂岩層                     |
| T1fs     | 鷹架層下部層細粒砂岩層                     |
| T1ms     | 鷹架層下部層泥岩層                       |
| ---      | 鷹架層下部層泥岩層中の凝灰岩類                 |
| ---      | 断層層                             |
| D-1, E-1 | ボーリング孔<br>(破線は投影孔。最大で31.25m投影。) |

# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.1 地質調査結果等に基づく地盤構造

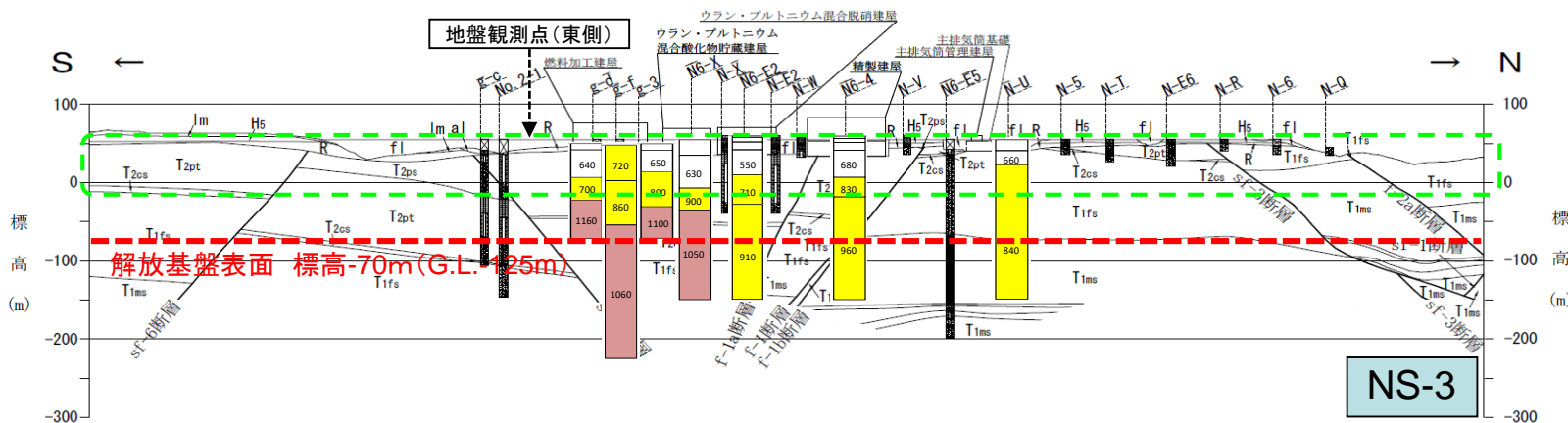
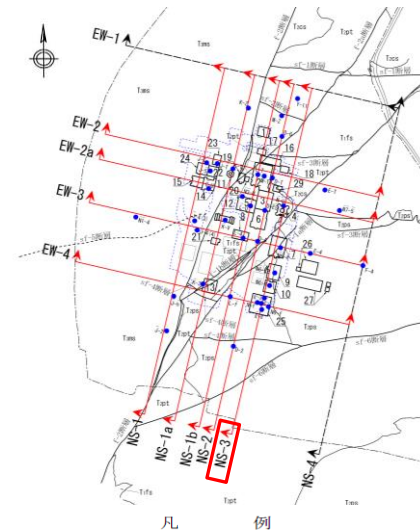
## PS検層結果(南北断面その3)

R2.2.21  
資料1-4-2  
p8 加除修正



- ① 鷹架層中の標高-70m(G.L.-125m)の位置は、鷹架層のうち、主に中部層・下部層が分布しているが、PS検層結果による解放基盤表面位置のS波速度は以下の通りであり、S波速度700m/s以上となっているほか、中部層・下部層間で著しい速度差は無い。
- ② PS検層結果によれば、鷹架層表層付近でVsが小さくなる傾向がみられ、風化の影響がある可能性がある。(図中 部)  
一方、深い部分については、Vsの値が概ね一定となる層が分布しており、著しい風化は受けていないと考えられる。
- ③ 敷地地下で著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な拡がりを持って分布している鷹架層(上部・中部・下部層)中において、G.L.-125mの位置に、解放基盤表面を設定している。(図中 部)

:  $700\text{m/s} \leq V_s < 1000\text{m/s}$   
 :  $1000\text{m/s} \leq V_s$



NS-3

- |       |                 |
|-------|-----------------|
| fl    | 盛土              |
| dt    | 崖堆積層            |
| al    | 沖積低地堆積層         |
| lm    | 火山灰層            |
| Mi    | 中位段丘堆積層         |
| Hs    | 高位段丘堆積層         |
| R     | 六ヶ所層            |
| S1    | 砂子又層下部層         |
| Tams  | 鷹架層上部層泥岩層       |
| ----- | 鷹架層上部層泥岩層中の凝灰岩  |
| Tzps  | 鷹架層中部層軽石混り砂岩層   |
| Tzpt  | 鷹架層中部層軽石凝灰岩層    |
| Tzcs  | 鷹架層中部層粗粒砂岩層     |
| Tifs  | 鷹架層下部層細粒砂岩層     |
| Tims  | 鷹架層下部層泥岩層       |
| ----- | 鷹架層下部層泥岩層中の凝灰岩類 |
| ---   | 断層              |

ボーリング孔  
(破線は投影孔。最大で31.25m投影。)

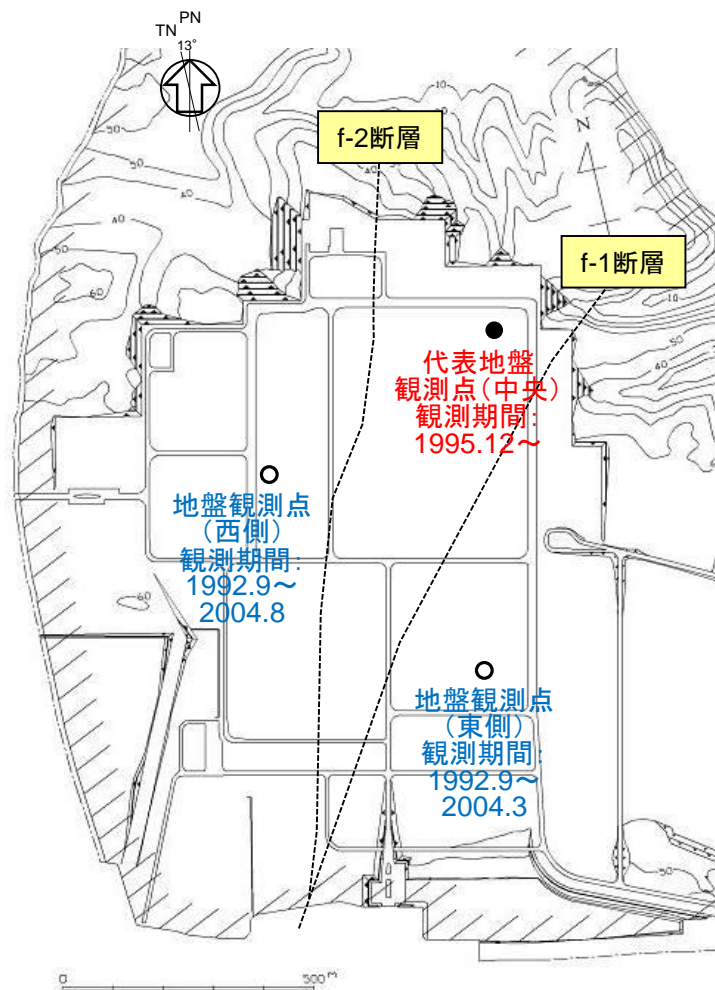
0 100 200m



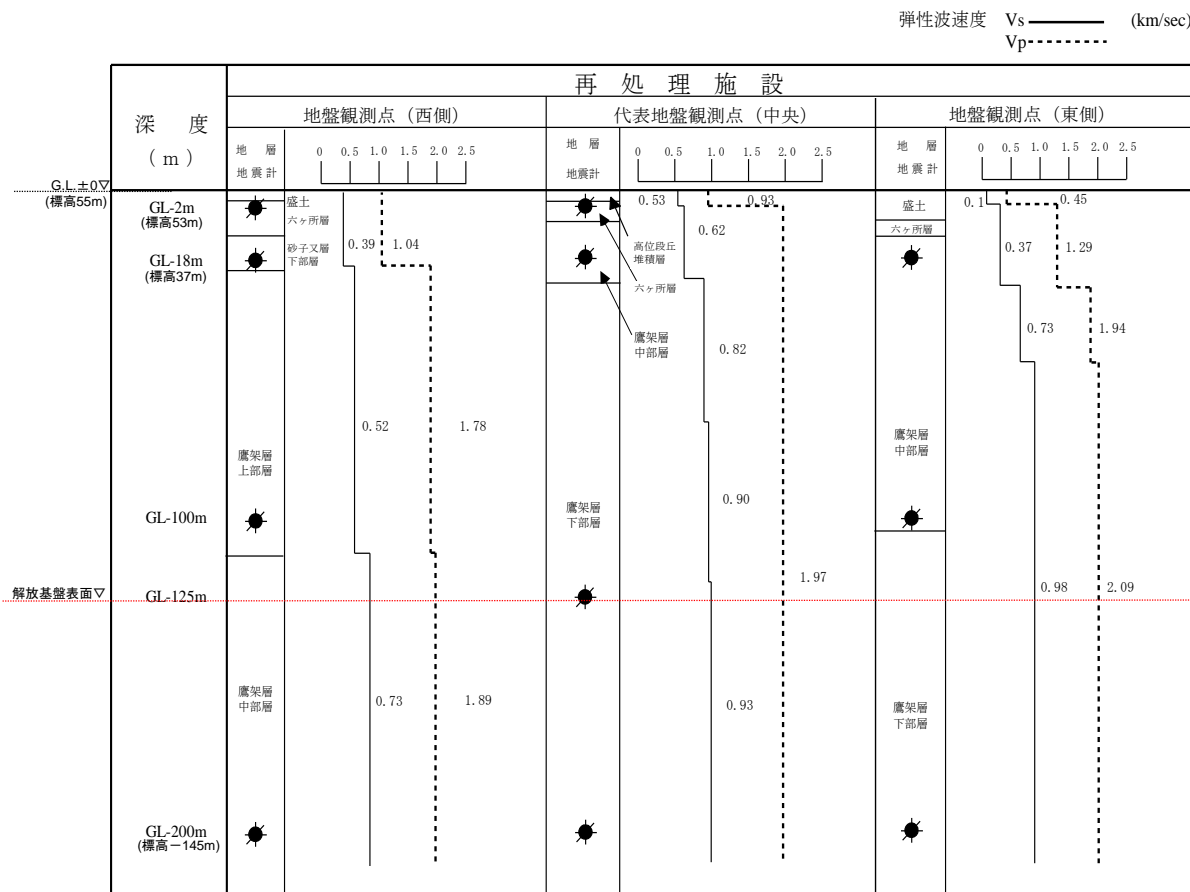
# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.2 地震観測記録の分析

## 地震計設置位置(2004年までの設置位置)

- 敷地内の地震観測点については、代表地盤観測点(中央)に加え、f-1断層及びf-2断層をはさんで、地盤観測点(東側)及び地盤観測点(西側)の、計3地点で地震観測を行っている。
- なお、2008年より西側と東側の観測装置を移設しているが、大きな位置変更は行っていない。



敷地内地震観測点位置



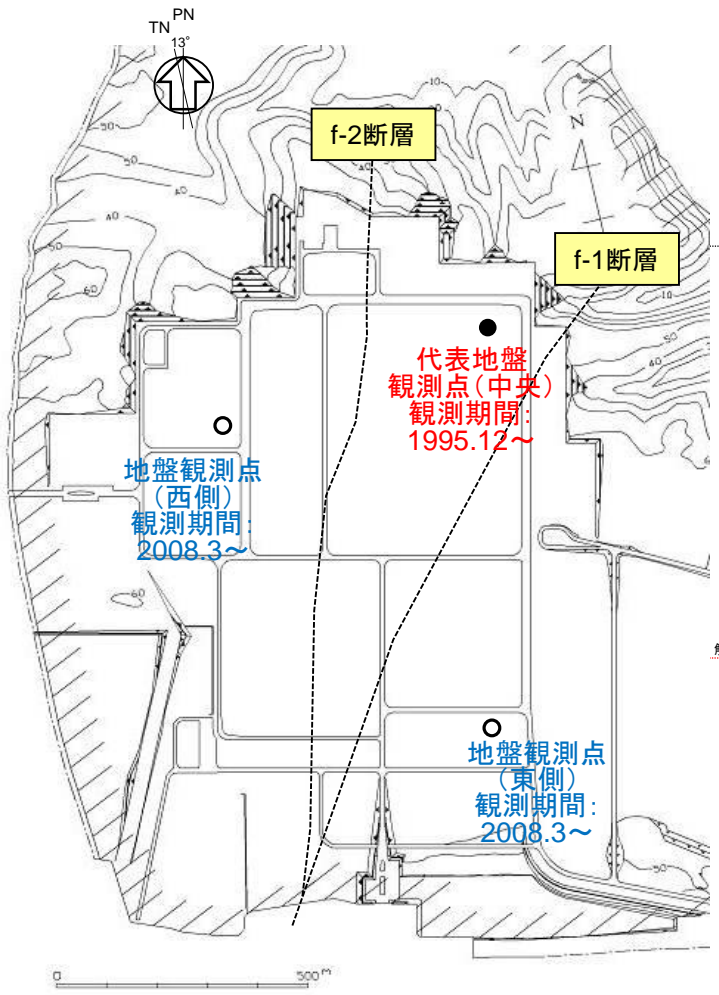
注)地震計は各々水平・鉛直3成分

各地盤観測点直下の地下構造(旧地盤観測点)

# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.2 地震観測記録の分析

## 地震計設置位置(現在の設置位置)

- 敷地内の地震観測点については、代表地盤観測点(中央)に加え、f-1断層及びf-2断層をはさんで、地盤観測点(東側)及び地盤観測点(西側)の、計3地点で地震観測を行っている。
- なお、2008年より西側と東側の観測装置を移設しているが、大きな位置変更は行っていない。



弾性波速度 Vs (km/sec) ————  
Vp - - - - -

深度 (m)	再処理施設											
	地盤観測点(西側)				代表地盤観測点(中央)				地盤観測点(東側)			
地層	地震計				地震計				地震計			
	0	0.5	1	1.5	0	0.5	1	1.5	0	0.5	1	1.5
GL±0m (標高55m)	表土											
GL-2m (標高53m)	0.23, 0.66				0.53, 0.93				0.17, 0.51			
GL-18m (標高37m)	0.44, 1.00				0.62				0.31, 0.95			
砂子又層下部層					0.82							
腐泥層上部層	0.55, 1.60				0.90				0.82, 1.90			
腐泥層下部層					1.97							
解放基盤表面▽												
GL-125m	0.76, 2.00				0.93				1.10, 2.10			
腐泥層中部層												
腐泥層下部層	0.93, 2.20								2.30			
GL-200m (標高-145m)												

注) 地震計は各々水平・鉛直3成分

敷地内地震観測点位置

各地盤観測点直下の地下構造(現在の地盤観測点)

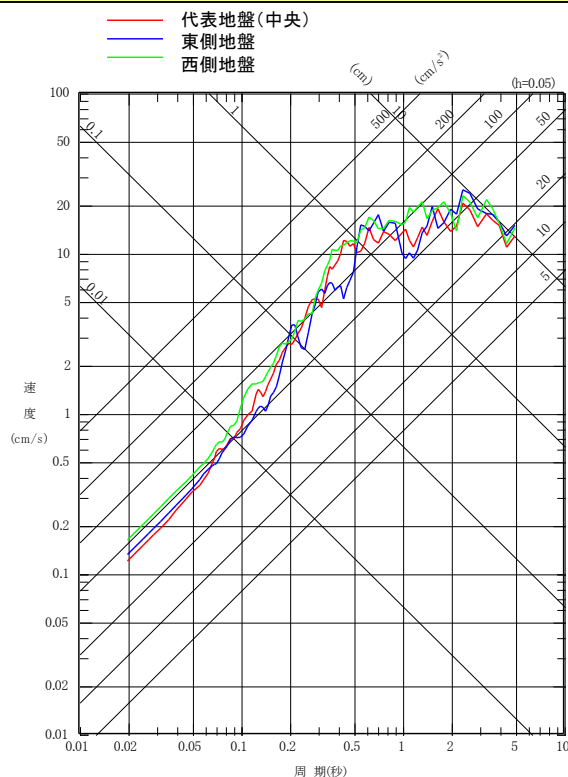
地震観測記録の分析: はぎとり記録の比較(2011年東北地方太平洋沖地震)

・増幅特性について、解放基盤表面以浅の影響によるものであることを確認するために、敷地で過去に得られた地震観測記録について、解放基盤表面位置におけるはぎとり波※(解放基盤表面以浅の影響を除外した波形)を各地盤間において比較を行った。

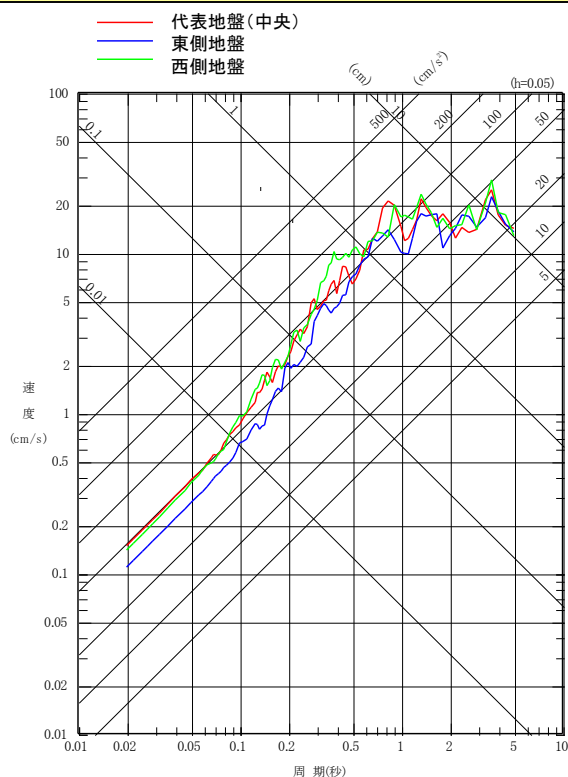
※はぎとり解析に用いる地盤モデルについては、「1.3 はぎとり地盤モデルの作成」にて説明。

・比較の結果、観測記録のはぎとり波の応答スペクトルは、東側地盤で若干小さくなるものの、3地盤でほぼ同等のものとなっており、波形を比較しても、その地震動レベルは各地盤でほぼ等しいものとなっていることから、地震動評価上、解放基盤表面以深の地盤構造は、同一の地盤構造として考慮可能であると考えられる。

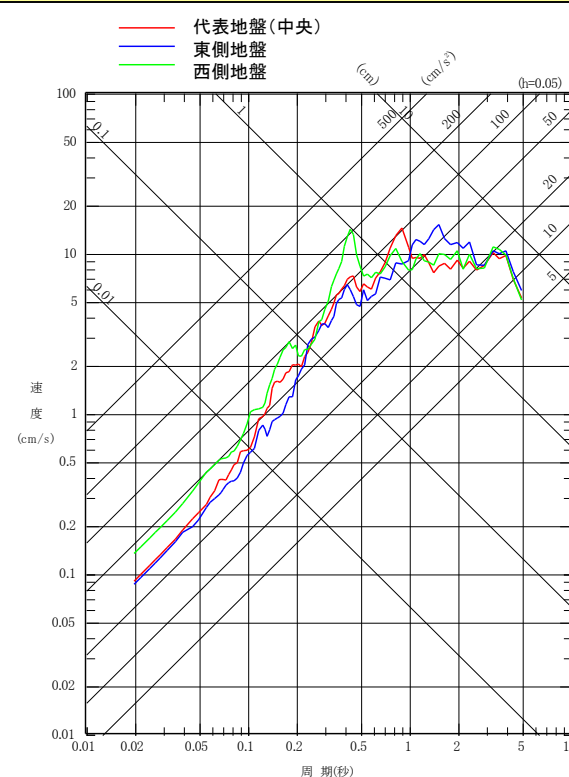
・以上より、鉛直アレー観測における解放基盤表面以浅の地震動の増幅については、解放基盤表面以浅の地盤構造の影響によるものであることが確認できた。



NS方向



EW方向



UD方向

2011年東北地方太平洋沖地震 3地盤のはぎとり波の応答スペクトル (解放基盤表面位置(G.L.-125m)、減衰定数 (h)=0.05)

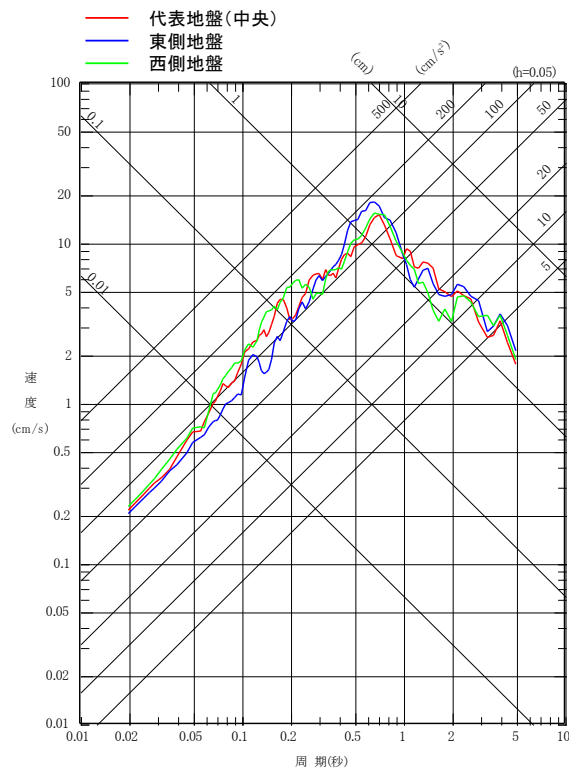
地震観測記録の分析: はぎとり記録の比較(2008年岩手県沿岸北部の地震)

・増幅特性について、解放基盤表面以浅の影響によるものであることを確認するために、敷地で過去に得られた地震観測記録について、解放基盤表面位置におけるはぎとり波※(解放基盤表面以浅の影響を除外した波形)を各地盤間において比較を行った。

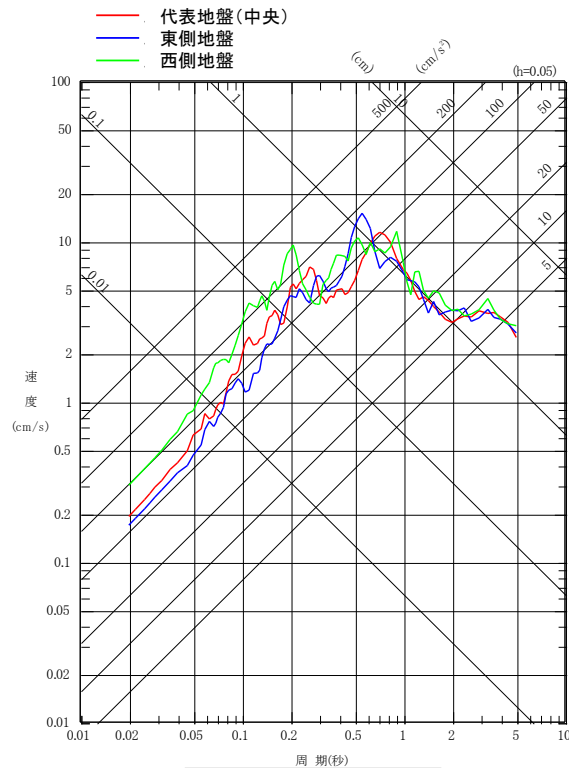
※はぎとり解析に用いる地盤モデルについては、「1.3 はぎとり地盤モデルの作成」にて説明。

・比較の結果、観測記録のはぎとり波の応答スペクトルは、東側地盤で若干小さくなるものの、3地盤でほぼ同等のものとなっており、波形を比較しても、その地震動レベルは各地盤でほぼ等しいものとなっていることから、地震動評価上、解放基盤表面以深の地盤構造は、同一の地盤構造として考慮可能であると考えられる。

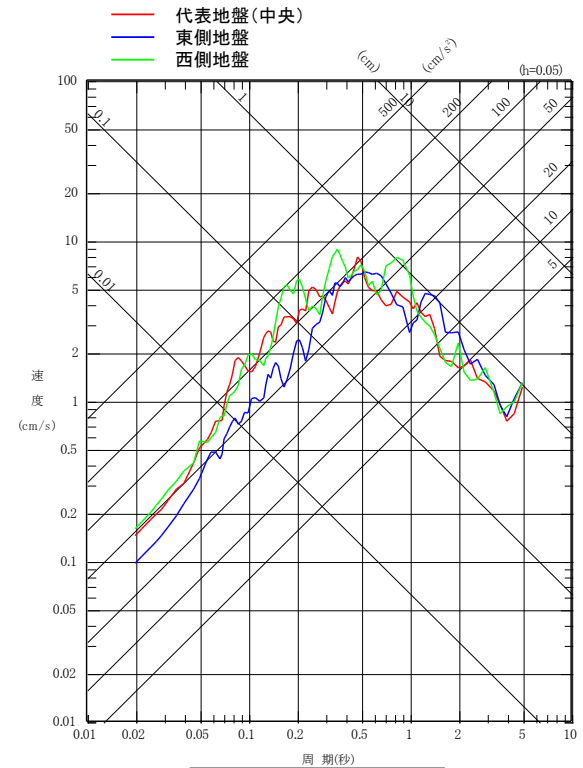
・以上より、鉛直アレー観測における解放基盤表面以浅の地震動の増幅については、解放基盤表面以浅の地盤構造の影響によるものであることが確認できた。



NS方向



EW方向



UD方向

2008年岩手県沿岸北部の地震 3地盤のはぎとり波の応答スペクトル (解放基盤表面位置(G.L.-125m)、減衰定数 (h) = 0.05)



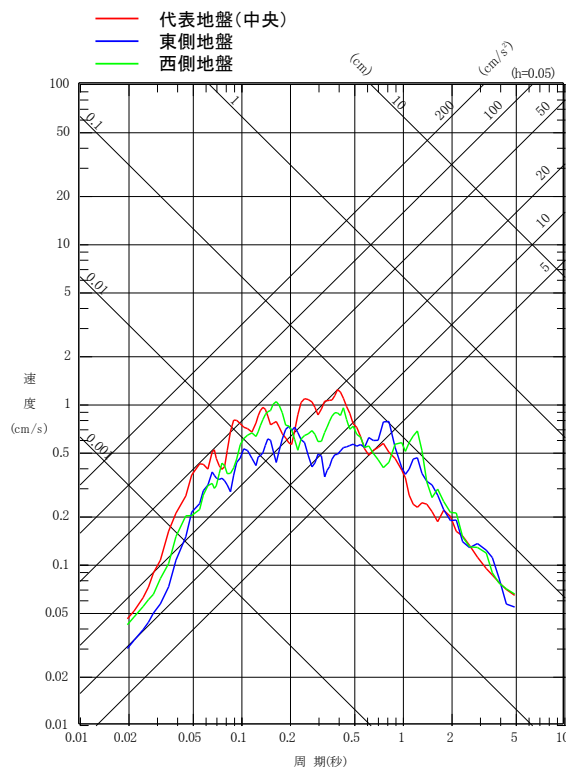
地震観測記録の分析: はぎとり記録の比較(1996年青森県三八上北地方の地震)

・増幅特性について、解放基盤表面以浅の影響によるものであることを確認するために、敷地で過去に得られた地震観測記録について、解放基盤表面位置におけるはぎとり波※(解放基盤表面以浅の影響を除外した波形)を各地盤間において比較を行った。

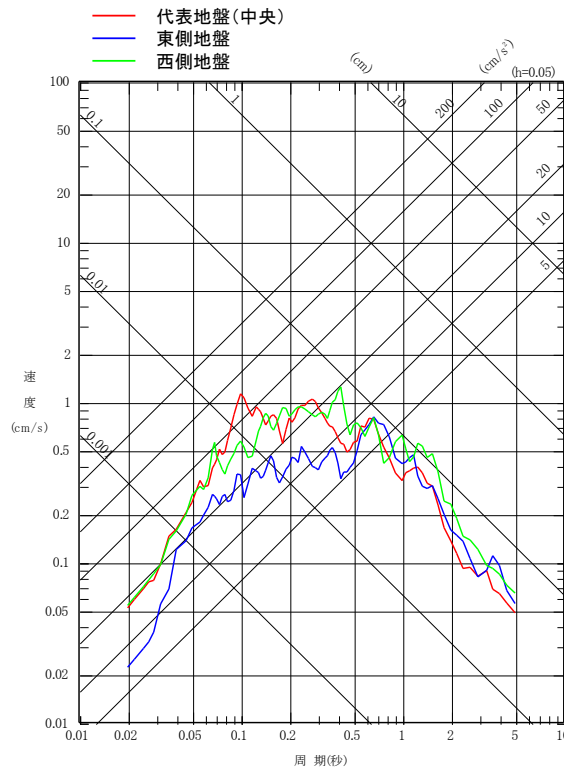
※はぎとり解析に用いる地盤モデルについては、「1.3 はぎとり地盤モデルの作成」にて説明。

・比較の結果、観測記録のはぎとり波の応答スペクトルは、東側地盤で若干小さくなるものの、3地盤でほぼ同等のものとなっており、波形を比較しても、その地震動レベルは各地盤でほぼ等しいものとなっていることから、地震動評価上、解放基盤表面以深の地盤構造は、同一の地盤構造として考慮可能であると考えられる。

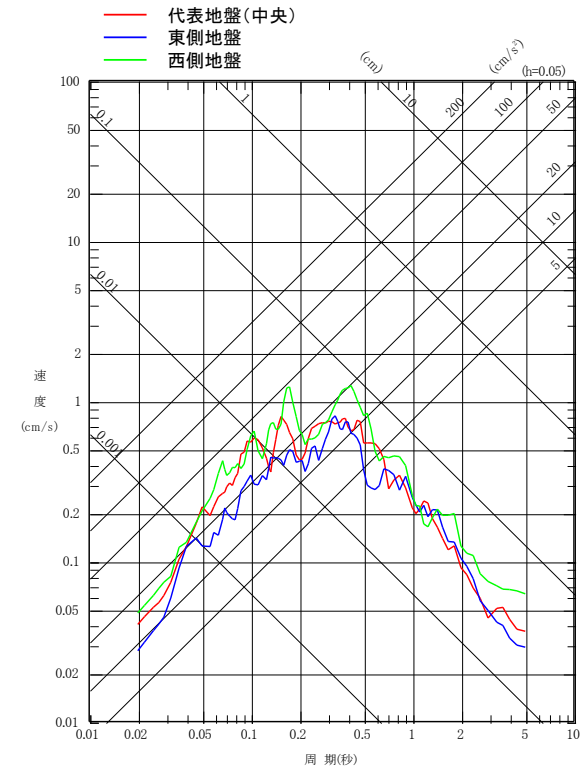
・以上より、鉛直アレー観測における解放基盤表面以浅の地震動の増幅については、解放基盤表面以浅の地盤構造の影響によるものであることが確認できた。



NS方向



EW方向



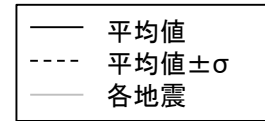
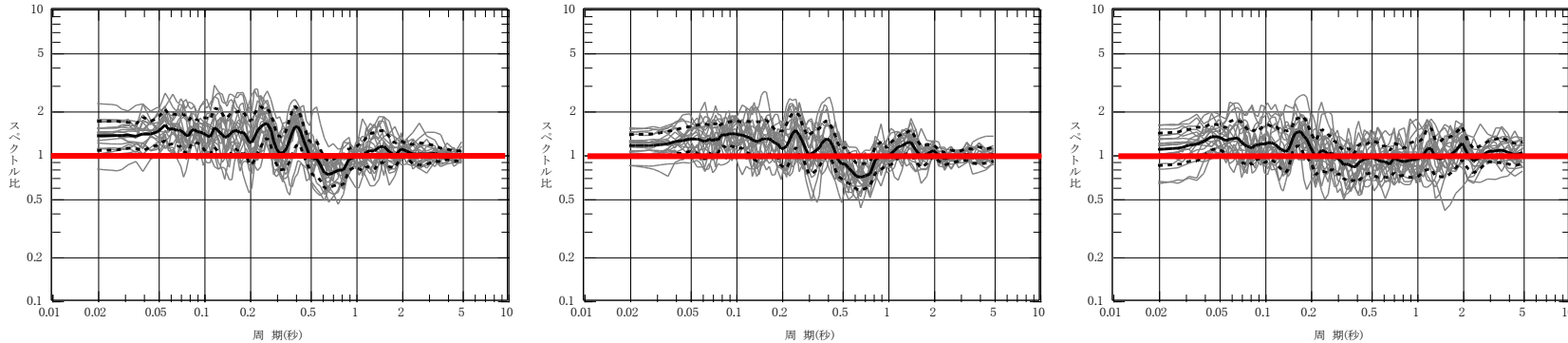
UD方向

1996年青森県三八上北地方の地震 3地盤のはぎとり波の応答スペクトル (解放基盤表面位置(G.L.-125m)、減衰定数(h)=0.05)

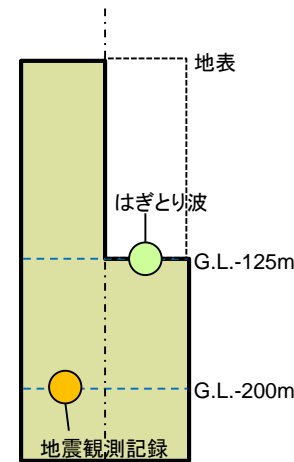
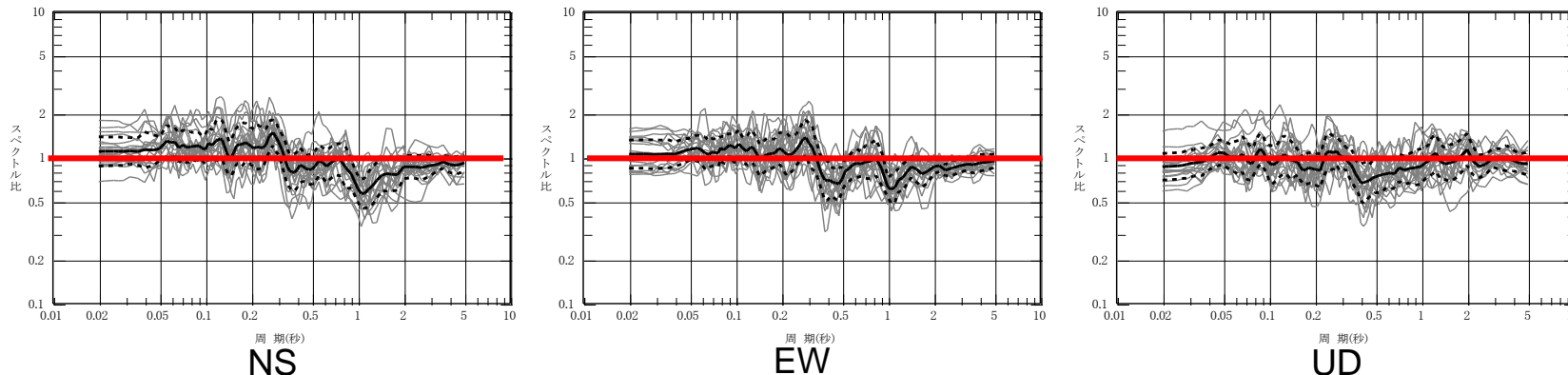
# 地震観測記録に基づく中央地盤と西側地盤の比較(1)

- ・G.L.-200mにおける地震観測記録及びG.L.-200mの地震観測記録を用いたG.L.-125mにおけるはざとり解析結果について、中央地盤/西側地盤の応答スペクトル比を下図に示す。
- ・下図に示した地震観測記録及びはざとり波の応答スペクトル比によれば、中央地盤と西側地盤では、ほぼ同等の観測記録が得られている。特に、施設の主要周期帯である0.5sより短周期側については、中央地盤の観測記録の方が大きい結果となっている。
- ・G.L.-125mにおけるはざとり波については、一部周期帯において、スペクトル比が小さくなる傾向があるが、この要因としては、西側地盤のはざとり地盤モデルの伝達関数が、観測記録による伝達関数を再現できていないことによるものと考えられる。
- ・なお、実際の地震観測記録(地中波)では、この傾向は見られない。

OG.L.-200mにおける地震観測記録の応答スペクトル比(中央地盤/西側地盤)



OG.L.-200mの地震観測記録を用いたG.L.-125mにおけるはざとり波の応答スペクトル比(中央地盤/西側地盤)

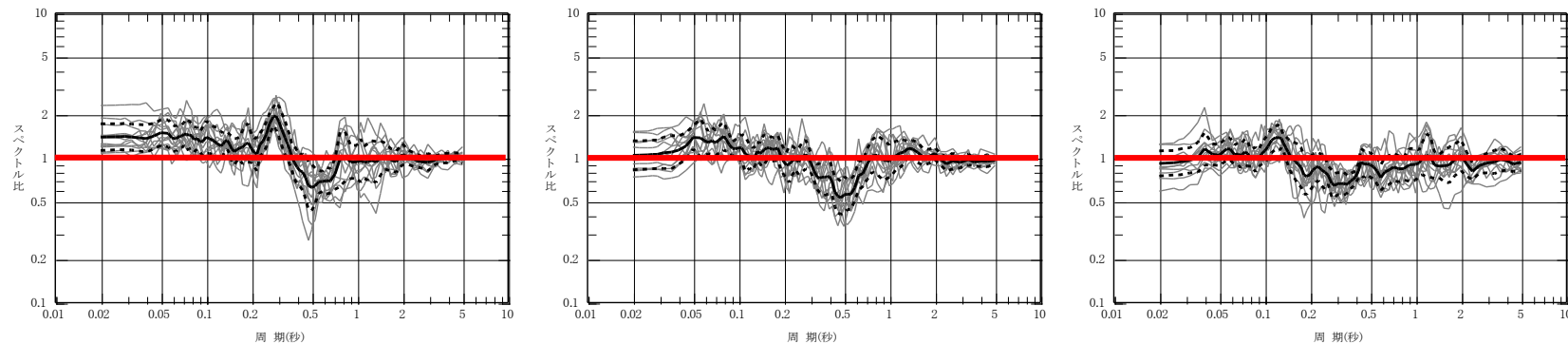


地震観測記録とはざとり波の概要

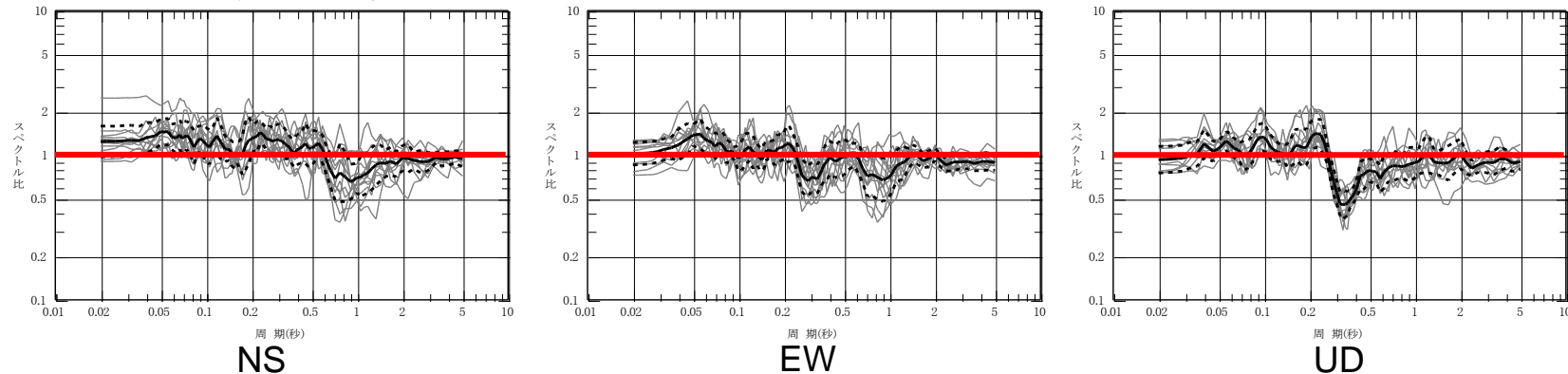
# 地震観測記録に基づく中央地盤と西側地盤の比較(2)

- ・G.L.-125mにおける地震観測記録及びG.L.-125mの地震観測記録を用いたG.L.-125mにおけるはざとり解析結果について、中央地盤/西側地盤の応答スペクトル比を下図に示す。
- ・下図に示した地震観測記録及びはざとり波の応答スペクトル比によれば、中央地盤と西側地盤では、ほぼ同等の観測記録が得られている。特に、施設の主要周期帯である0.5sより短周期側については、中央地盤の観測記録の方が大きい結果となっている。
- ・G.L.-125mにおけるはざとり波については、一部周期帯において、スペクトル比が小さくなる傾向があるが、この要因としては、西側地盤のはざとり地盤モデルの伝達関数が、観測記録による伝達関数を再現できていないことによるものと考えられる。
- ・なお、実際の地震観測記録(地中波)では、この傾向は見られない。

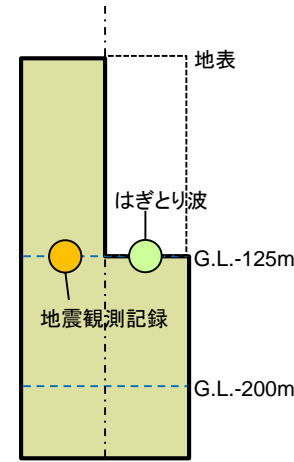
OG.L.-125mにおける地震観測記録の応答スペクトル比(中央地盤/西側地盤)



OG.L.-125mの地震観測記録を用いたG.L.-125mにおけるはざとり波の応答スペクトル比(中央地盤/西側地盤)



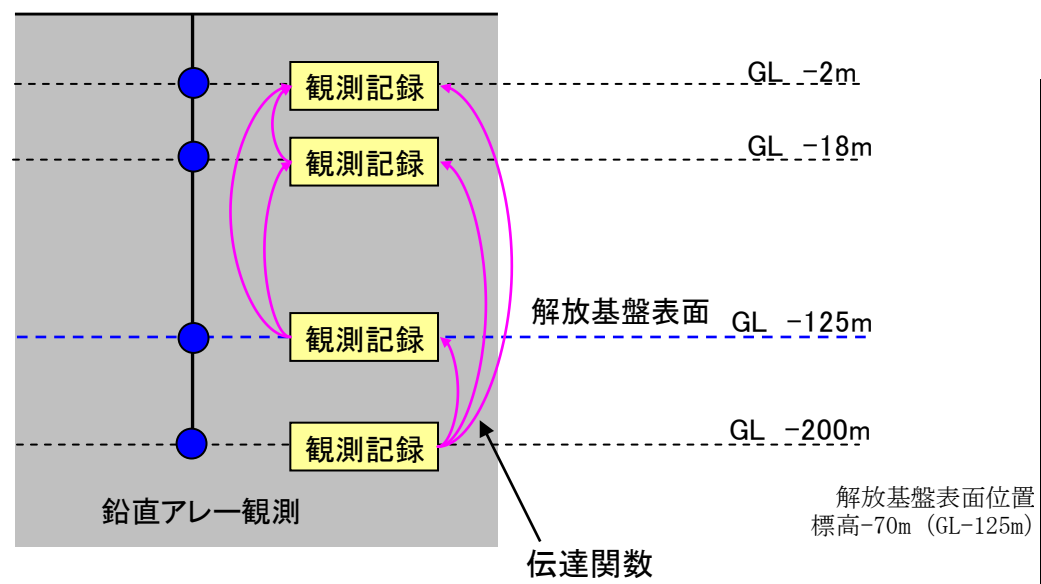
— 平均値  
- - - 平均値±σ  
— 各地震



地震観測記録とはざとり波の概要

# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.3 はぎとり地盤モデルの作成 初期モデルの設定

- ・はぎとり地盤モデルの作成にあたっては、敷地内の各地盤観測点における鉛直アレー観測による地震観測記録を参照する。
- ・地盤物性の同定解析における目的関数は、複数の観測記録から求めた深度方向の各観測点間の伝達関数(標高間における観測記録のフーリエスペクトル比)とする。
- ・初期モデルの速度構造については、敷地内の各地盤観測点位置におけるボーリング調査結果に基づき設定する。



鉛直アレー観測と伝達関数の模式図

初期地盤モデル(中央地盤の例)

標高 (GL) (m)	層厚 (m)	Vs (m/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	減衰定数	
				h <sub>0</sub>	n
55.0 (GL 0.0 m)	2.0	530	1.94	0.0~0.5	0.5~1.0
53.0 (GL -2.0 m)	1.5	530	1.94	0.0~0.5	0.5~1.0
51.5 (GL -3.5 m)	1.5	530	1.94	0.0~0.5	0.5~1.0
50.0 (GL -5.0 m)	13.0	620	1.64	0.0~0.5	0.5~1.0
37.0 (GL -18.0 m)	2.0	620	1.64	0.0~0.5	0.5~1.0
35.0 (GL -20.0 m)	40.0	820	1.75	0.0~0.5	0.5~1.0
-5.0 (GL -60.0 m)	60.0	900	1.85	0.0~0.5	0.5~1.0
-65.0 (GL -120.0 m)	5.0	930	1.85	0.0~0.5	0.5~1.0
-70.0 (GL -125.0 m)	75.0	930	1.85	0.0~0.5	0.5~1.0
-145.0 (GL -200.0 m)	∞	930	1.85	0.0~0.5	0.5~1.0

●: 代表地盤観測点(中央)の地震計設置位置

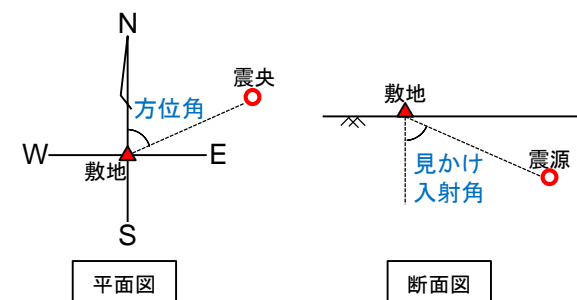
$$h = h_0 \cdot f^{-n}$$

ボーリング結果を元に設定

# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.3 はぎとり地盤モデルの作成 逆解析による検討

検討に用いる地震としては、以下の条件に適合する地震を選定している。

- ・マグニチュード5.5以上
- ・震央距離が250km以内
- ・標高-70m (G.L.-125m)の加速度が 1.0cm/s<sup>2</sup>以上



(参考)方位角及び見かけ入射角の考え方

## 検討に用いる地震

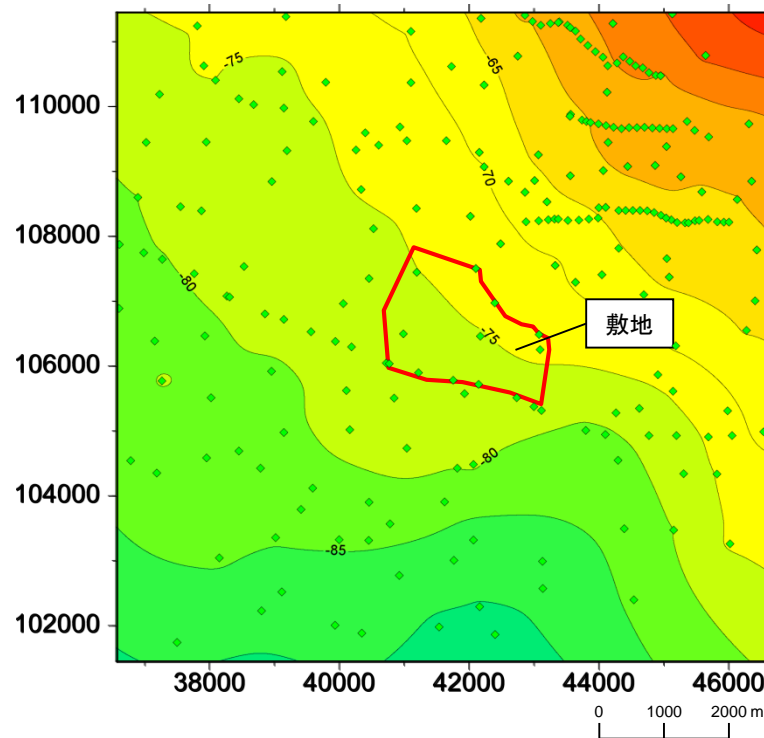
No.	発震日時		震源地	震源深さ	M	震央距離	方位角	見かけ入射角
	日付	時刻		km		km		
1	1995/12/30	21:11	三陸東方はるか沖	0.0	6.5	207	97	90.0
2	1995/12/30	21:17	青森県東方沖	0.0	6.2	189	98	90.0
3	1997/2/20	16:55	浦河南方沖	49.0	5.9	157	55	72.6
4	1999/3/19	2:55	青森県東方沖	29.0	5.8	160	87	79.7
5	1999/10/3	6:08	三陸東方はるか沖	4.4	5.7	180	118	88.6
6	2000/10/3	13:13	三陸東方はるか沖	10.4	6.0	194	116	86.9
7	2001/8/14	5:11	青森県東方沖	37.7	6.4	93	87	68.0
8	2001/12/2	22:01	岩手県南部	121.5	6.4	174	182	55.1
9	2002/10/14	23:12	青森県東方沖	52.7	6.1	83	75	57.5
10	2002/11/3	12:37	金華山付近	45.8	6.3	240	163	79.2
11	2003/5/26	18:24	宮城県北部	72.0	7.1	240	173	73.3
12	2003/9/26	4:50	十勝地方南東沖	45.1	8.0	247	68	79.7
13	2003/9/26	6:08	襟裳岬南東沖	21.4	7.1	214	66	84.3

# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.4 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 作成したモデルの検証(ブーゲー異常)

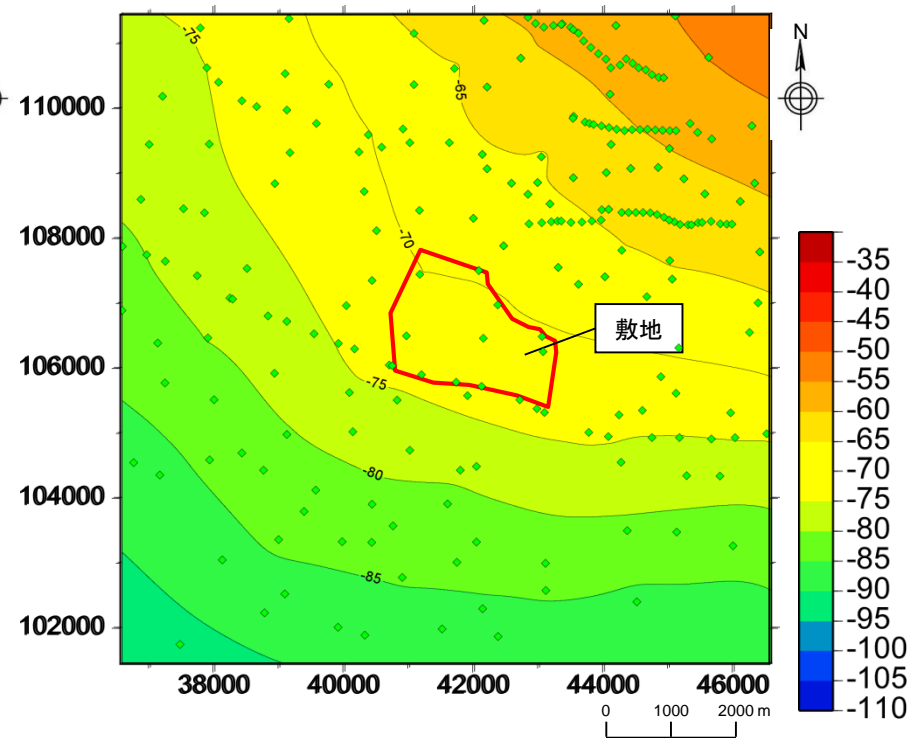
H30.10.31  
資料1-4-2  
p18 再掲



・観測ブーゲー異常とモデルから計算されたブーゲー異常の結果は、共に北東方向に大きくなっているセンスとなっており、モデルによって観測データが再現できている。



観測ブーゲー異常



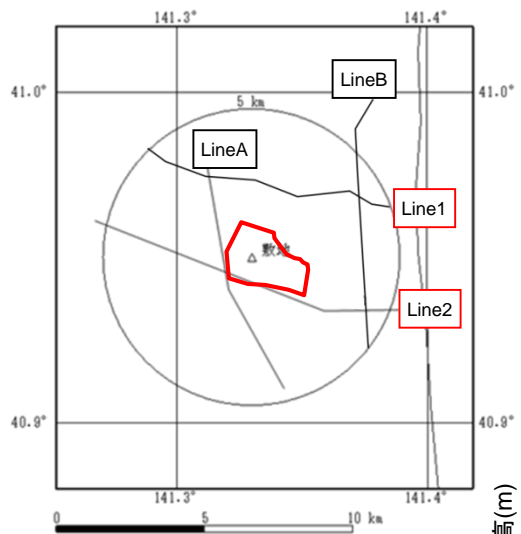
計算ブーゲー異常

ブーゲー異常比較図

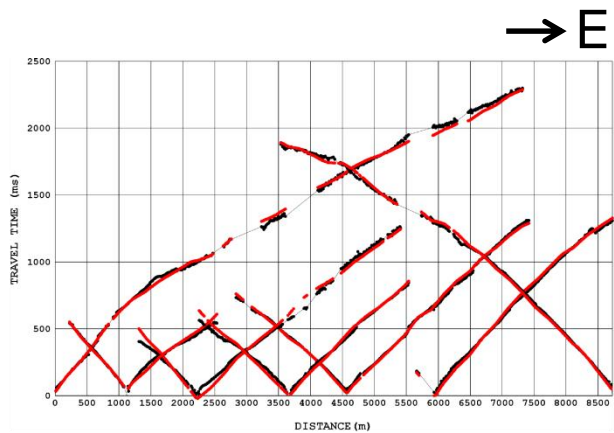


# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.4 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 作成したモデルの検証(反射法地震探査 Line1, 2測線)

・ 3次元地下構造モデルを用いて、反射法地震探査の測線上における走時曲線の再現解析を行った結果、得られた初動走時が再現できている。

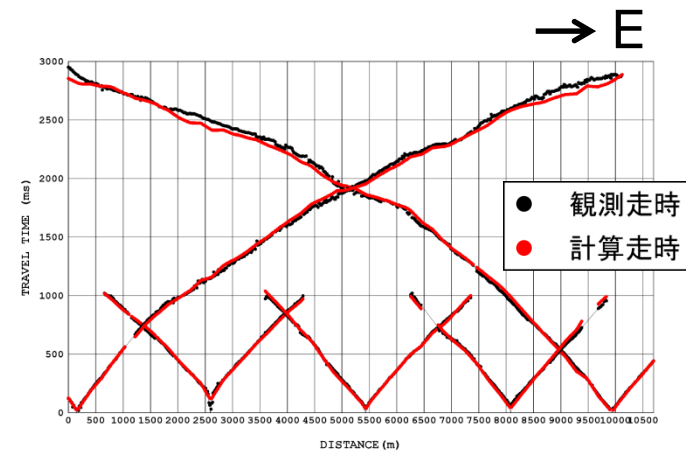


反射法測線位置図



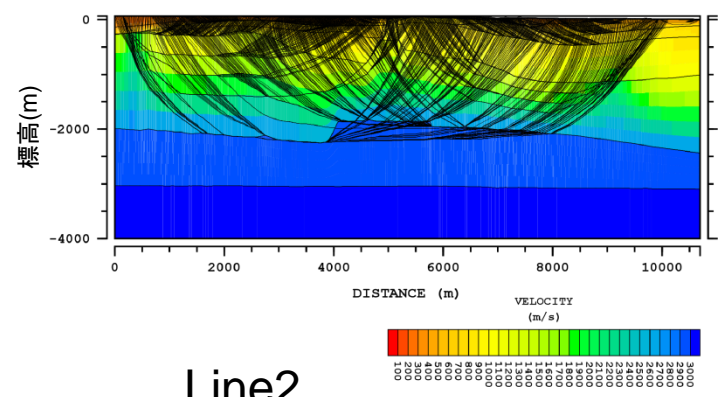
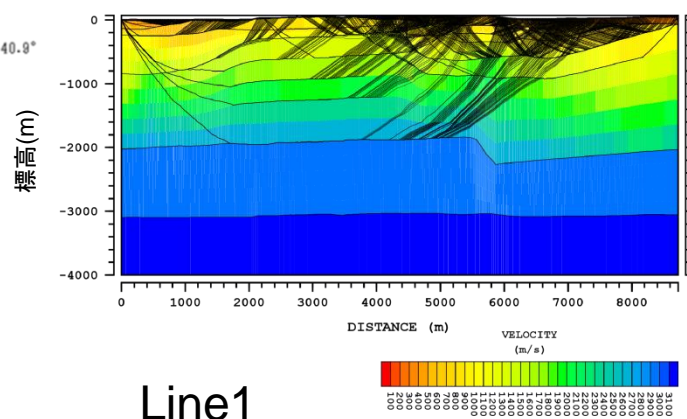
走時データのフィッティング

Line1



走時データのフィッティング

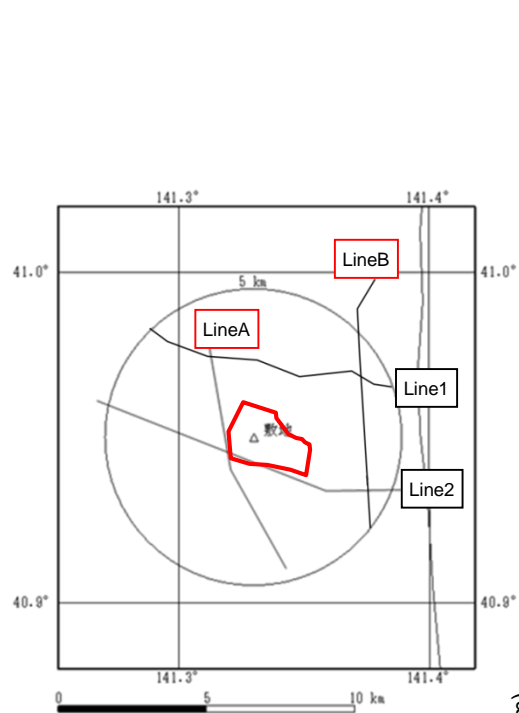
Line2



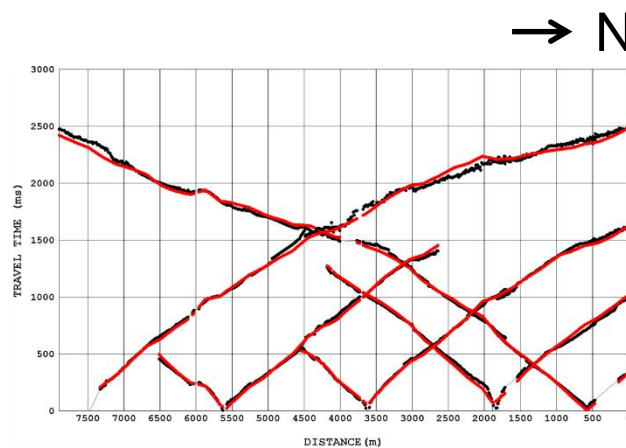
反射法地震探査における走時比較図

# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.4 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 作成したモデルの検証(反射法地震探査 LineA, B測線)

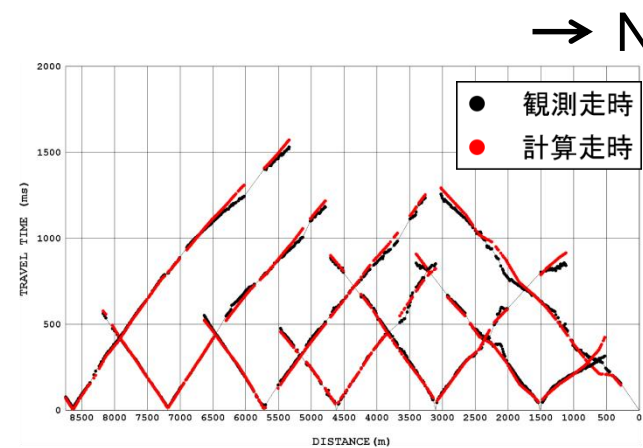
・ 3次元地下構造モデルを用いて、反射法地震探査の測線上における走時曲線の再現解析を行った結果、得られた初動走時が再現できている。



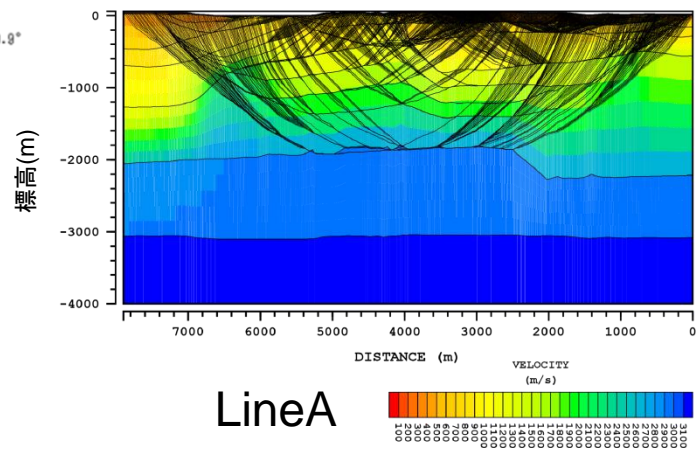
反射法測線位置図



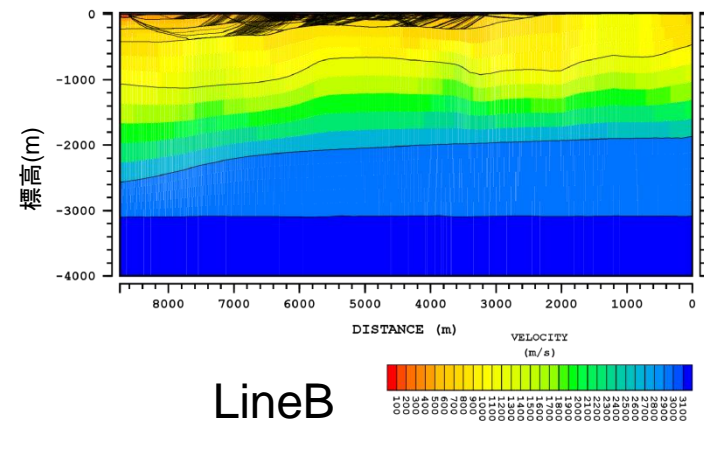
走時データのフィッティング



走時データのフィッティング



LineA



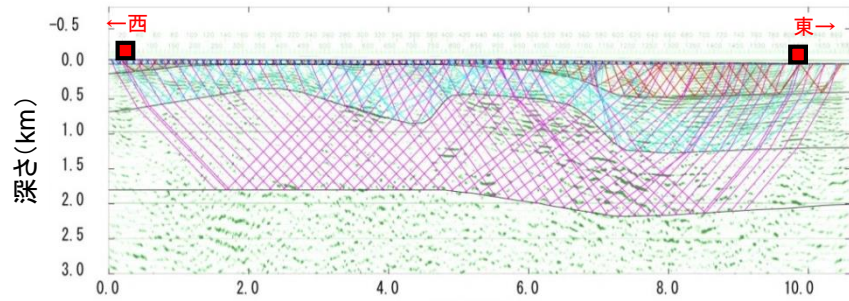
LineB

反射法地震探査における走時比較図

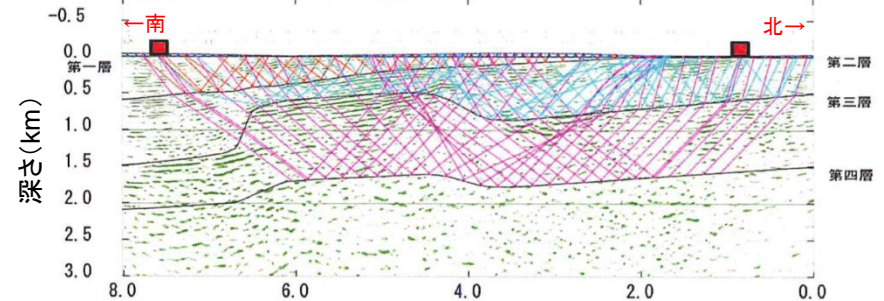


# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.4 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 作成したモデルの検証(屈折法地震探査の波線の比較)

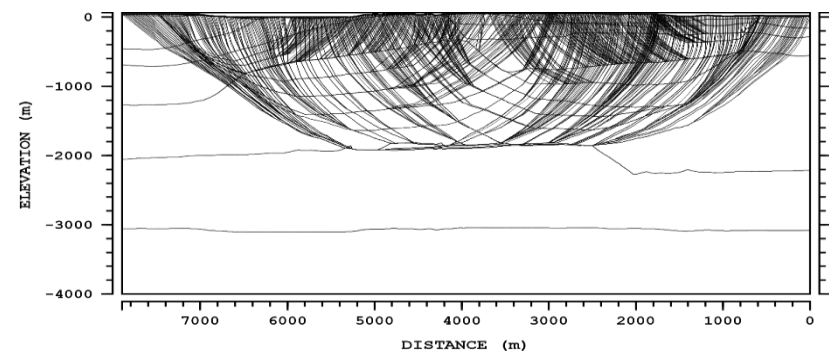
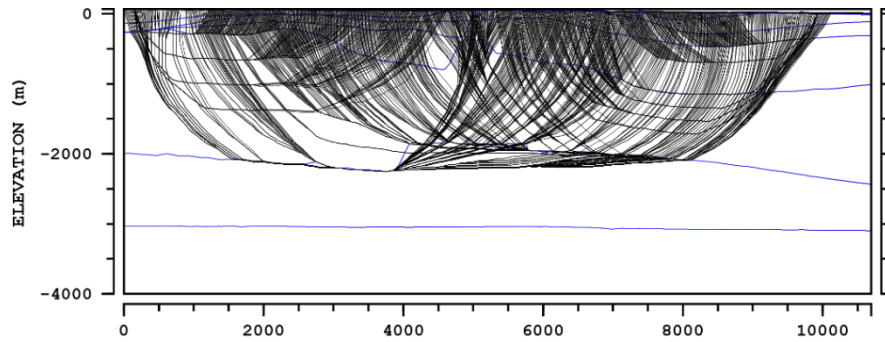
・ 3次元地下構造モデルを用いて、屈折法地震探査の走時の再現解析を行った結果、3次元地下構造モデルの速度構造から計算された波線と、屈折法探査結果による計算波線は概ね整合している。



屈折法地震探査結果による計算波線(Line2)

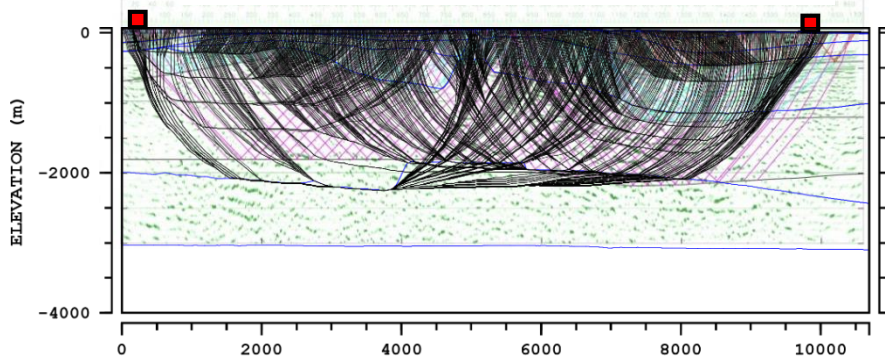


屈折法地震探査結果による計算波線(LineA)

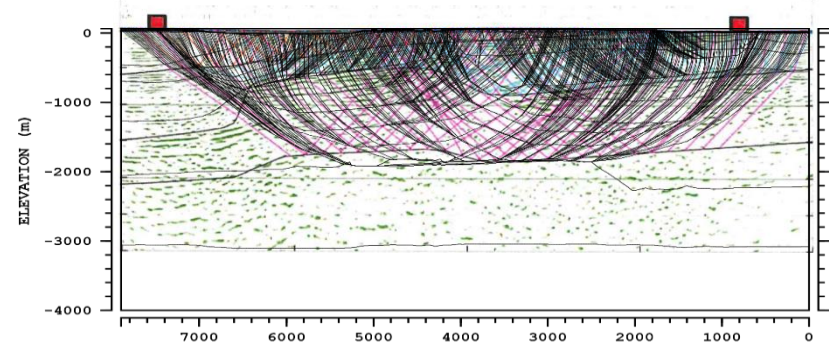


3次元地下構造モデルから計算された波線(Line2)

3次元地下構造モデルから計算された波線(LineA)



上の2図を重ね合わせた比較図(Line2)

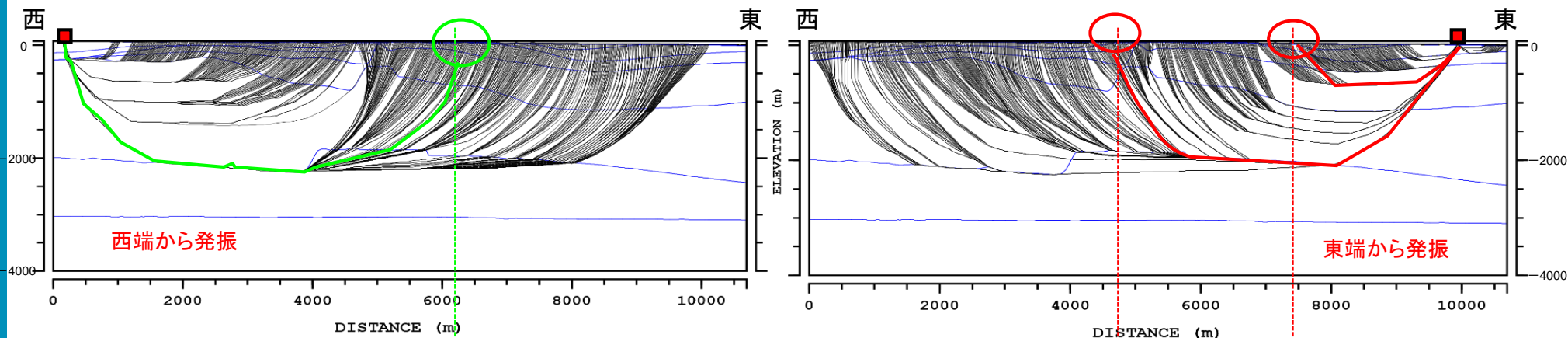


上の2図を重ね合わせた比較図(LineA)

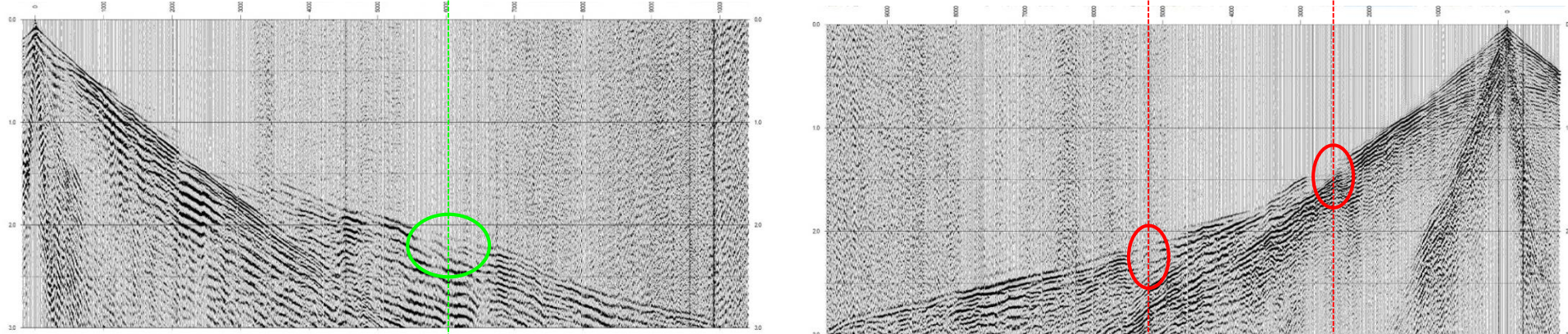


# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.4 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 作成したモデルの検証(屈折法地震探査の波線の比較, Line2)

作成した3次元地下構造モデルに対し、屈折法地震探査の走時の再現解析を行った結果、屈折法探査の実測波形において、初動の振幅が後続波と比較して相対的に小さい地点(下図丸囲み部分)は、傾斜部分・段差部分等を通じた影響で、地表に戻ってきた屈折波の波線密度が小さくなる傾向(上図丸囲み部分)がある。



3次元地下構造モデルから計算された波線(Line2)



実測波形(Line2)

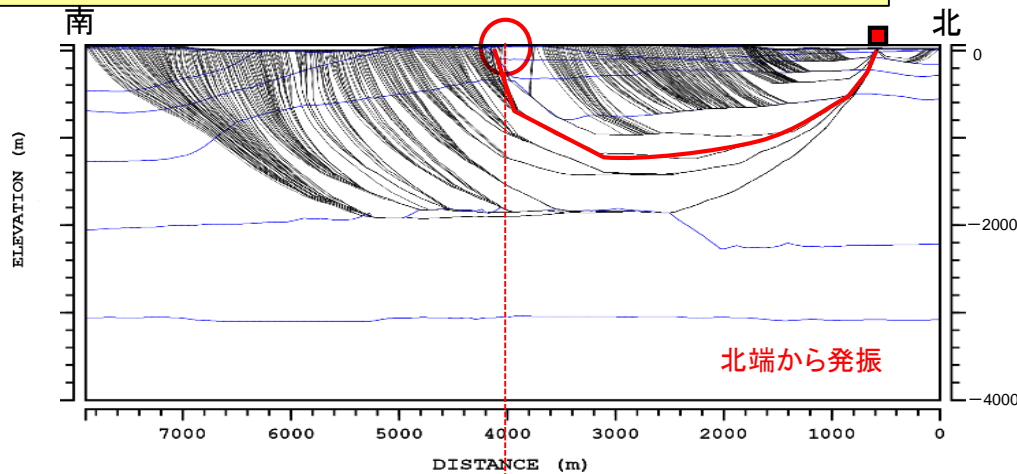
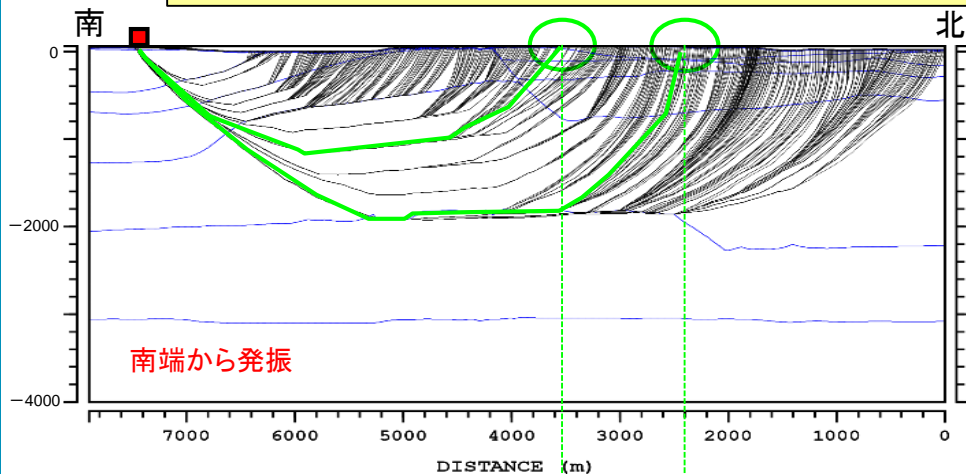


# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.4 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 作成したモデルの検証(屈折法地震探査の波線の比較, LineA)

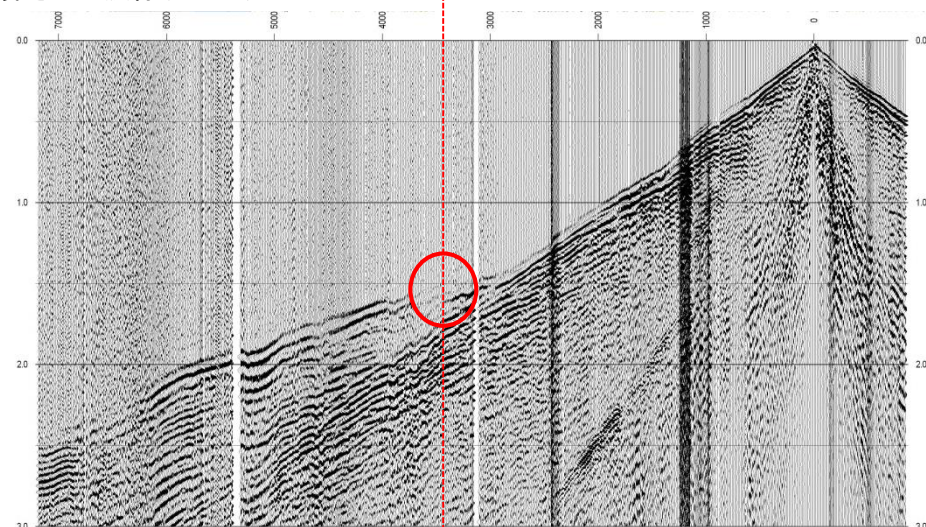
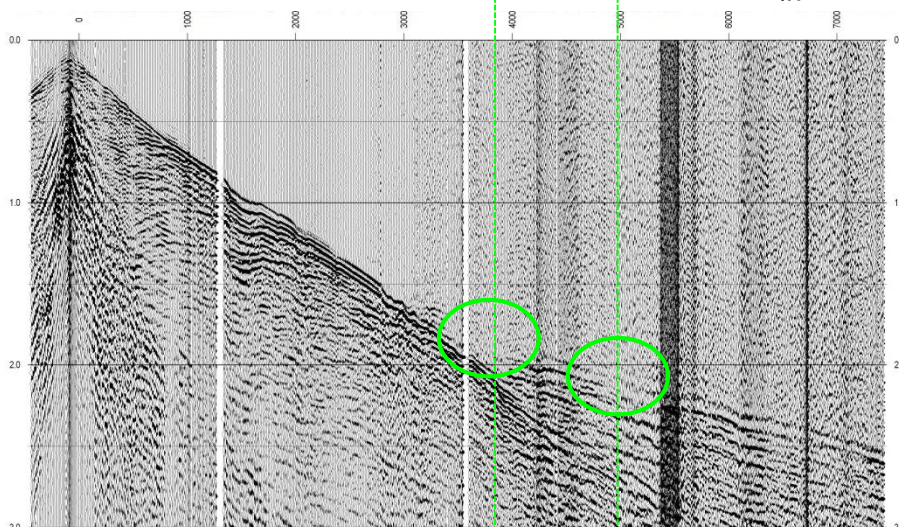
H30.10.31  
資料1-4-2  
p23 再掲



作成した3次元地下構造モデルに対し、屈折法地震探査の走時の再現解析を行った結果、屈折法探査の実測波形において、初動の振幅が後続波と比較して相対的に小さい地点(下図丸囲み部分)は、傾斜部分・段差部分等を通じた影響で、地表に戻ってきた屈折波の波線密度が小さくなる傾向(上図丸囲み部分)がある。



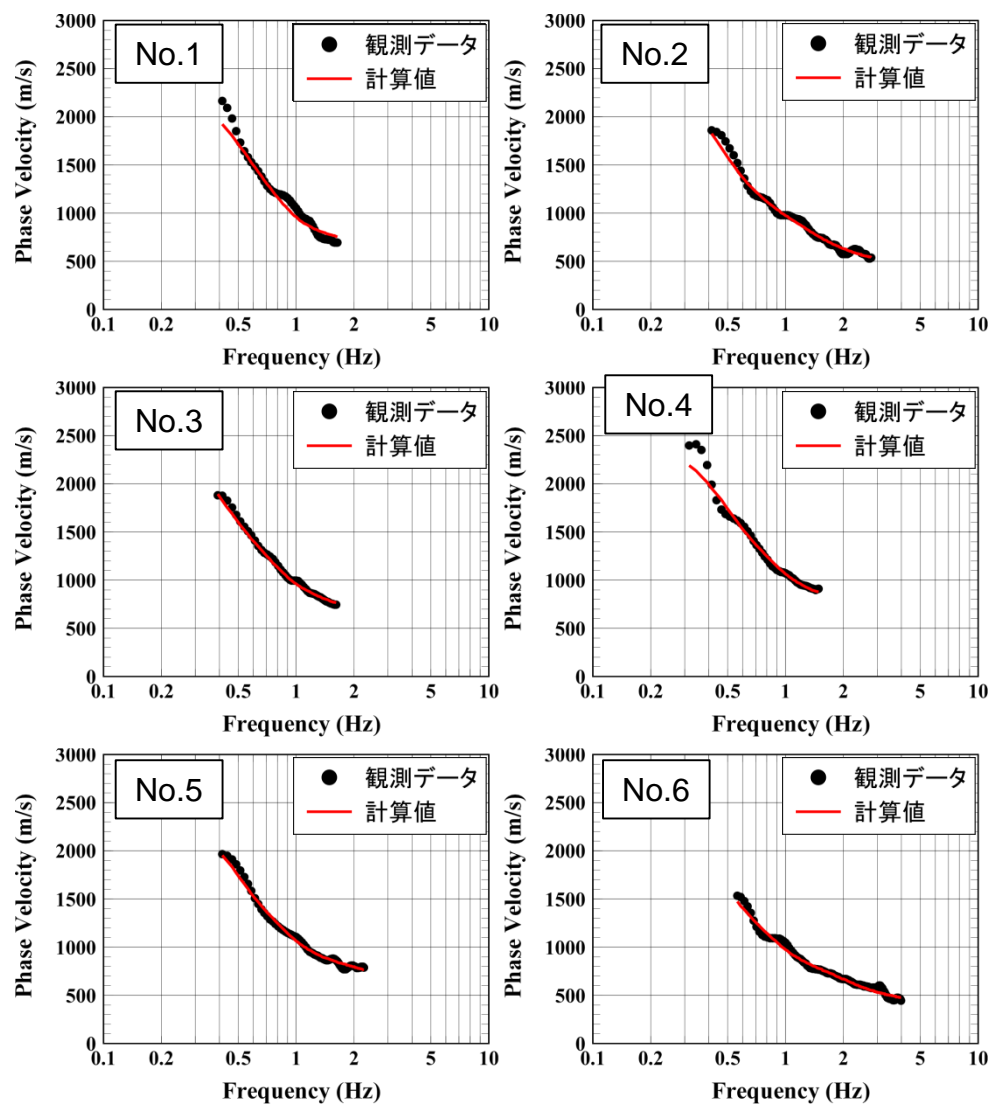
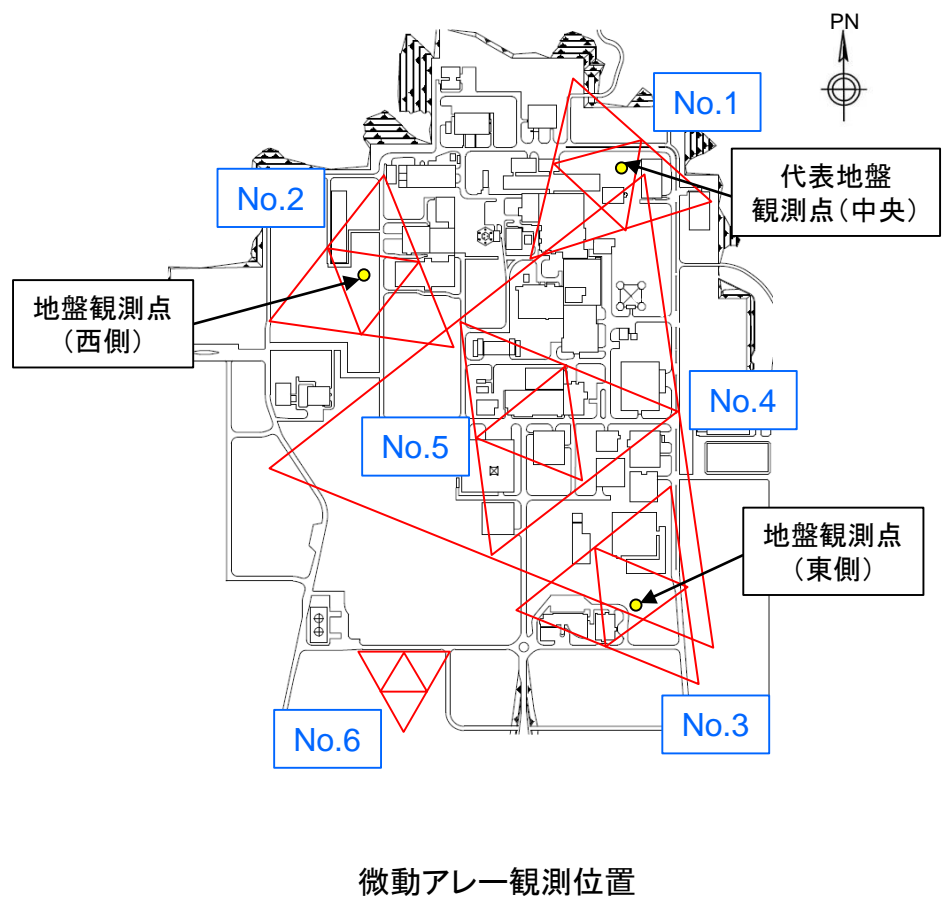
3次元地下構造モデルから計算された波線(LineA)



実測波形(LineA)

# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.4 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 作成したモデルの検証(水平アレー観測記録)

・敷地内の微動アレー観測に基づく深さ方向の位相速度は、各アレーの位置において、観測記録とモデルから計算した結果がよく整合しており、モデルによって観測データが再現できている。



微動アレー観測における位相速度比較図

# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.4 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 波形入力による増幅シミュレーション(計算条件)

・作成した3次元地下構造モデルに対し、最大振幅1.0であるRicker波を、モデルの最下層から鉛直方向に入射し、解放基盤表面レベルにおける最大振幅分布を確認する。

## ・シミュレーションの計算条件

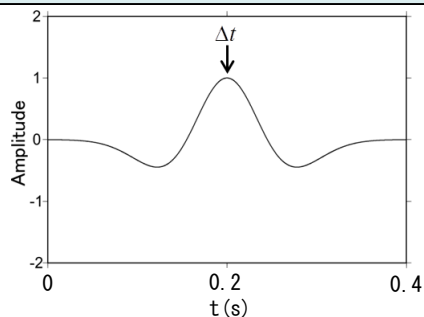
条件	設定値
計算ステップ	0.00085秒 $V_{pmax}=5629\text{m/s}$ $V_{max} * dt * dx < 0.49$ $dt < 0.49 * 10 / 5629 = 0.00089$
計算時間	17秒
格子配置	応力-速度 スタaggerドグリッド Virieux(1986)
計算精度	時間2次差分、空間4次差分
計算領域	15.0km*15.0km*12km
グリッド数	x,y:1501グリッド z:406グリッド
グリッド間隔	dx,dy=10m dz:深さ0~100mで5m, 100~5000mで20m, 5000m~12000mで50m
震源の導入	x方向の変位にリッカーウェーブレット速度波形として入力 入力時間:0~0.4秒 中心周波数5Hz 入力位置:z=366グリッド(10000m)
境界条件	吸収境界[Cerjan(1985)] dx,dy:250グリッド(1km) dz:20グリッド(1km)
伝播条件(計算可能波長)	( $V_{min}=500\text{m/s}$ , $T_c=0.2\text{s}$ ) $\lambda_{min}=V_{min} * T_c=100\text{m}$
入射角度	90度(鉛直方向)



# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.4 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 波形入力による増幅シミュレーション(波形伝播東西断面図)

・作成した3次元地下構造モデルに対し、最大振幅1.0であるRicker波を、モデルの最下層から鉛直方向に入射し、解放基盤表面レベルにおける最大振幅分布を確認する。

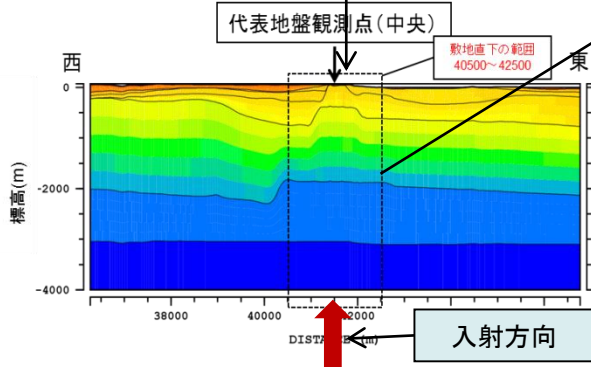
使用したRicker波の緒元



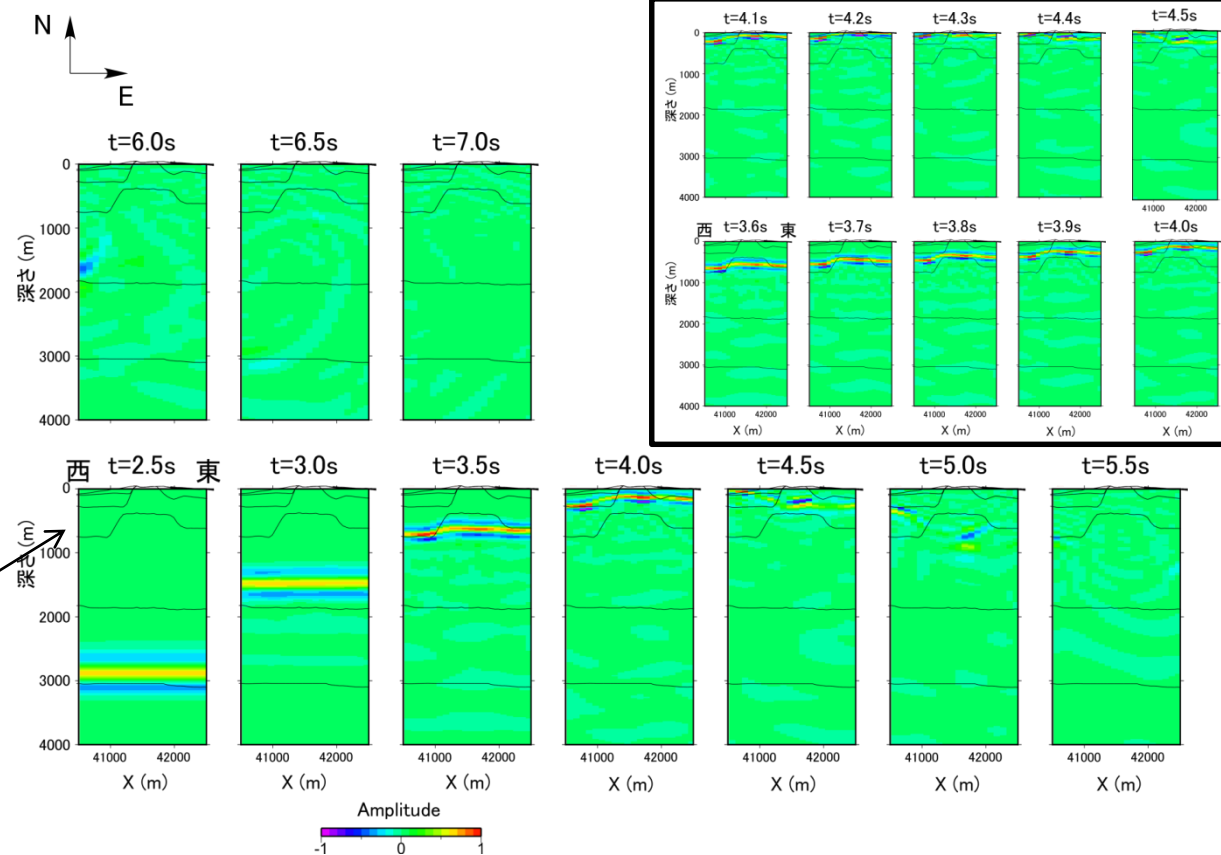
$$\left(1 - 2\left(\frac{\pi}{Tc}(t - \Delta t)\right)^2\right) \times \exp\left(-\left(\frac{\pi}{Tc}(t - \Delta t)\right)^2\right)$$

$Tc$ : 中心周波数 = 5Hz  $\Delta t$ : ピークタイム = 0.2秒

波形伝播断面図は速度構造断面拡大図(東西方向)と同じ位置・範囲



Ricker波伝播アニメーション断面図(代表地震観測点(中央)を通る東西断面)

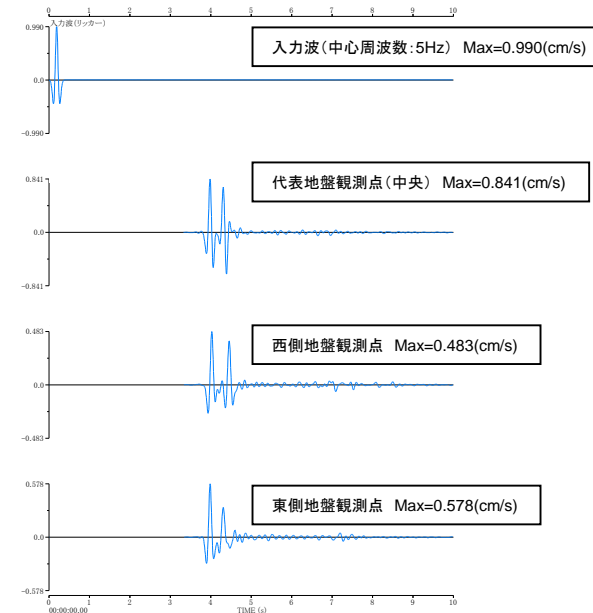


# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.4 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証

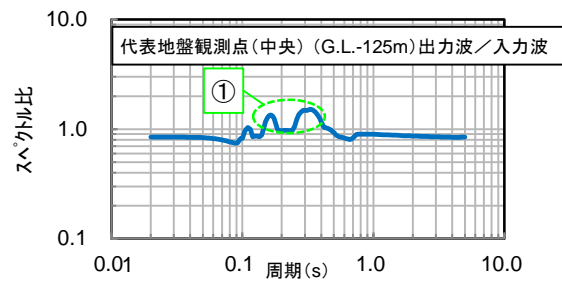
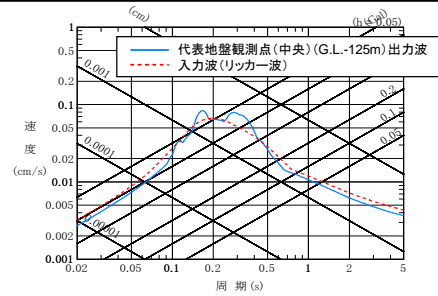
## 波形入力による増幅シミュレーション結果(各地盤観測点(G.L.-125m)の出力波)

・3次元地下構造モデルへのRicker波の入力に対する、G.L.-125mでの出力波形及び応答スペクトル(3地盤観測点)を以下に示す。

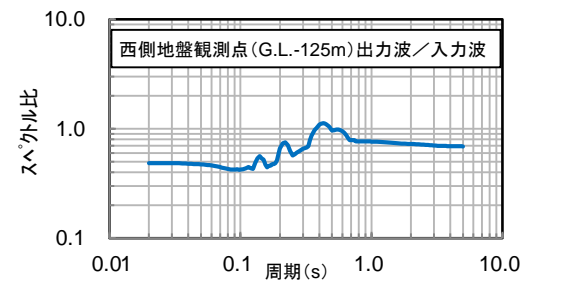
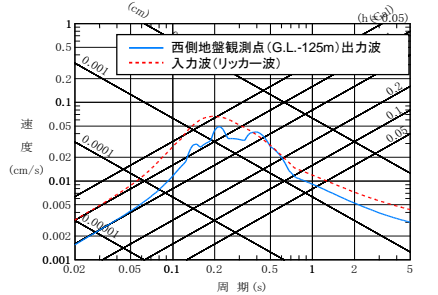
・入力波の中心周波数である5Hz(周期0.2s)付近において、代表地盤観測点(中央)直下における入力波に対する出力波(①)の増幅比はおよそ1.5倍となり、地震動評価用1次元地下構造モデルの増幅比と概ね整合している(②)。



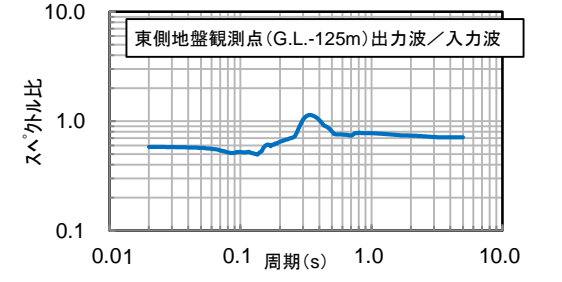
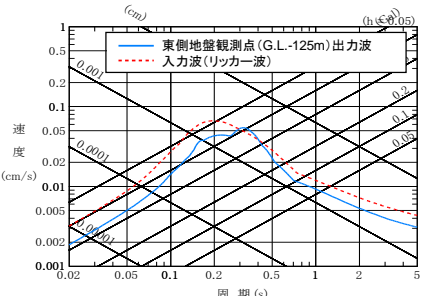
中央地盤



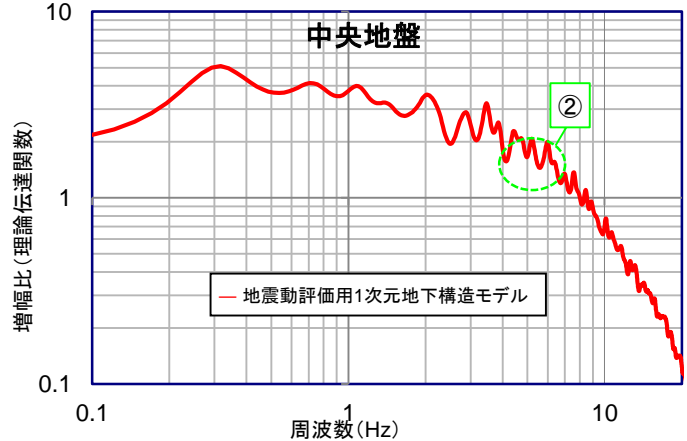
西側地盤



東側地盤



入力波及びG.L.-125mにおける各地盤観測点位置の出力波



入力波及びG.L.-125mにおける各地盤観測点位置の応答スペクトル

G.L.-125mにおける各地盤観測点位置の応答スペクトル/入力波の応答スペクトル

地震動評価用1次元地下構造モデルとの比較(増幅比)

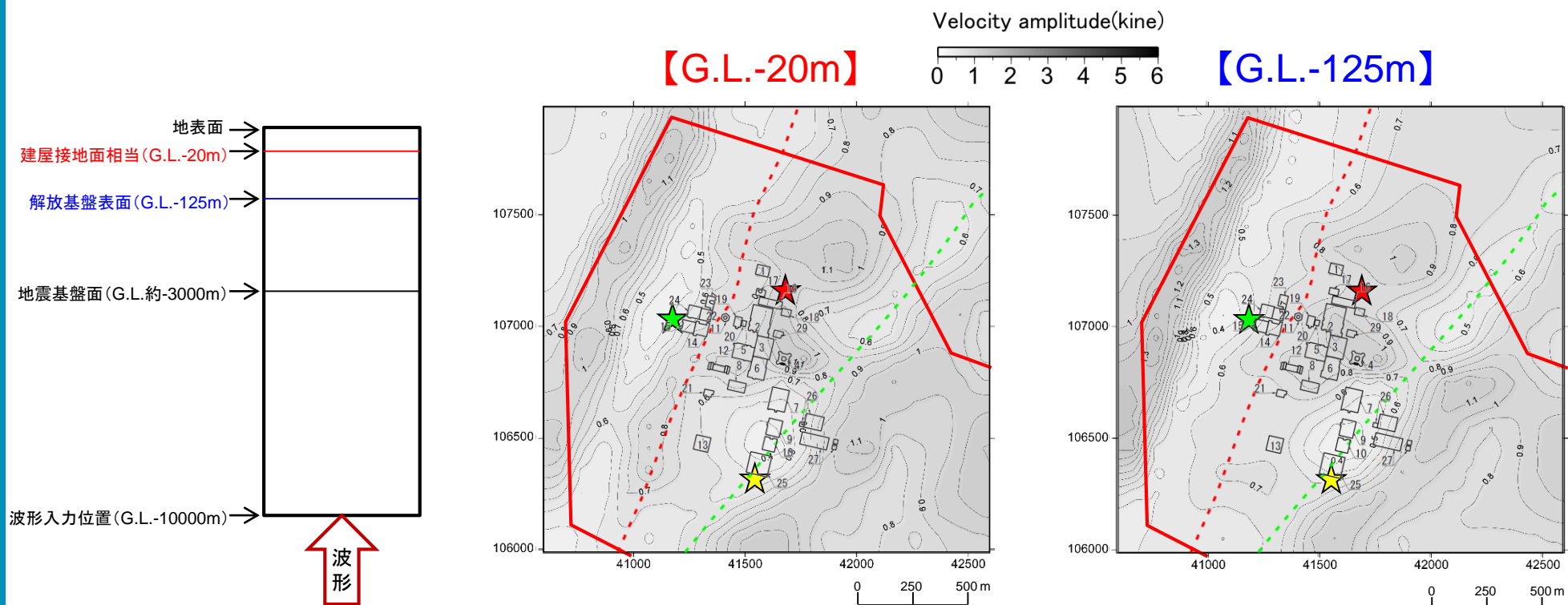
# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.4 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 波形入力による増幅シミュレーション結果(建屋接地面相当)(1)

・シミュレーション結果の図について、f-1、f-2断層(3次元地下構造モデルにおけるG.L.-125m深さでの位置)と建屋の位置の重ね書きを行った。また、増幅比のグラデーションを0.1刻みで表示した。

・3次元地下構造モデルにRicker波を入力した場合の、建屋接地面相当での波形入力応答結果を示す。

・建屋接地面相当(G.L.-20m)と解放基盤表面(G.L.-125m)の最大振幅値分布を比較すると、敷地内の主要な範囲内では、特異に大きな増幅は見られない。

- ★ 地盤観測点(西側)
- ★ 代表地盤観測点(中央)
- ★ 地盤観測点(東側)
- 注) 赤実線は敷地概形



3次元地下構造モデル断面イメージ

左: 建屋接地面相当(G.L.-20m)における最大振幅値分布 右: 解放基盤表面(G.L.-125m)における最大振幅値分布



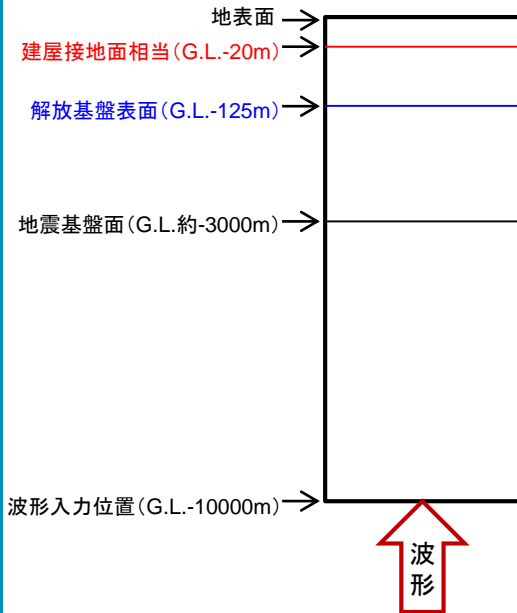
# 1. 地下構造モデルの策定 / 1.4 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 波形入力による増幅シミュレーション結果(建屋接地面相当)(2)

・シミュレーション結果の図について、f-1、f-2断層(3次元地下構造モデルにおけるG.L.-125m深さでの位置)と建屋の位置の重ね書きを行った。また、増幅比のグラデーションを0.1刻みで表示した。

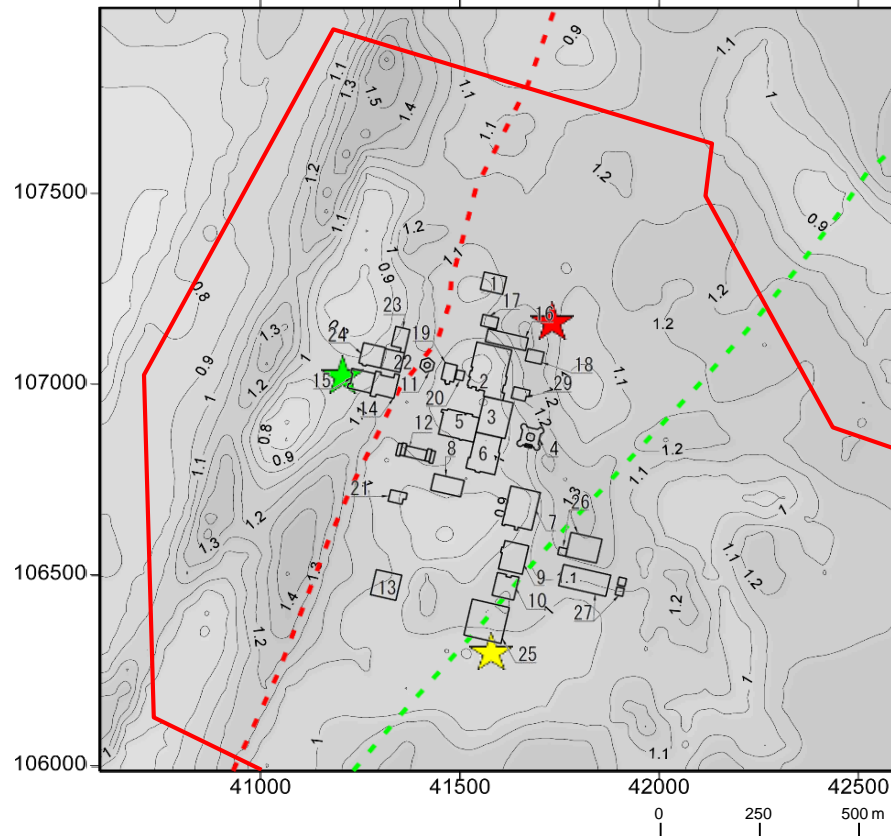
・波形入力結果について、G.L.-125mの最大振幅値に対するG.L.-20mの最大振幅値の比を示す。

・解放基盤表面(G.L.-125m)と建屋接地面相当(G.L.-20m)の最大振幅値の比によれば、敷地内の主要な範囲内では、特異に大きな増幅は見られない。

【G.L.-20m/G.L.-125m】



3次元地下構造モデル断面イメージ



- ★ 地盤観測点(西側)
- ★ 代表地盤観測点(中央)
- ★ 地盤観測点(東側)
- 注) 赤実線は敷地概形

番号	再・M・耐震重要施設等及び常設重大事故等対処施設 廃・安全上重要な施設等	再	廃	M
1	ハル・エンドピース貯蔵建屋	○		
2	使用溶燃料受入れ・貯蔵建屋	○		
3	前処理建屋	○		
4	主排気筒(基礎)及び主排気筒管理建屋	○		
5	高レベル廃液ガラス固化建屋	○		
6	分離建屋	○		
7	精製建屋	○		
8	制御建屋	○		
9	ウラン・プルトニウム混合酸化物建屋	○		
10	ウラン・プルトニウム混合酸化物貯蔵建屋	○		
11	北換気筒※(基礎)	○	○	
12	非常用電源建屋(冷却塔及び燃料油貯蔵タンクを含む)	○		
13	チャンネルボックス・バーナブルボイラー処理建屋	○		
14	第1ガラス固化体貯蔵建屋(東棟)	○		
15	第1ガラス固化体貯蔵建屋(西棟)	○		
16	使用溶燃料輸送容器管理建屋	○		
17	使用溶燃料輸送容器管理建屋(トレーエリア)	○		
18	使用溶燃料の受入れ施設及び貯蔵施設用 安全冷却水系冷却塔A(基礎)	○		
19	使用溶燃料の受入れ施設及び貯蔵施設用 安全冷却水系冷却塔B(基礎)	○		
20	第1非常用ディーゼル発電設備用重油タンク室	○		
21	専処理設備本体用安全冷却水系冷却塔B(基礎)	○		
22	ガラス固化体貯蔵建屋	○	○	
23	ガラス固化体貯蔵建屋6棟	○		
24	ガラス固化体受入れ建屋	○		
25	燃料加工建屋	○		○
26	緊急時対策建屋(重油貯槽含む)	○	○	
27	第1保管庫・貯水所(第1軽油貯槽含む)	○	○	
28	第2保管庫・貯水所(第2軽油貯槽含む)	○	○	
29	専処理設備本体用安全冷却水系冷却塔A(基礎)	○		

※廃棄物管理施設では、北換気筒(ガラス固化体受入れ・貯蔵建屋換気筒)という名称  
再:再処理施設、廃:廃棄物管理施設、M:MOX燃料加工施設

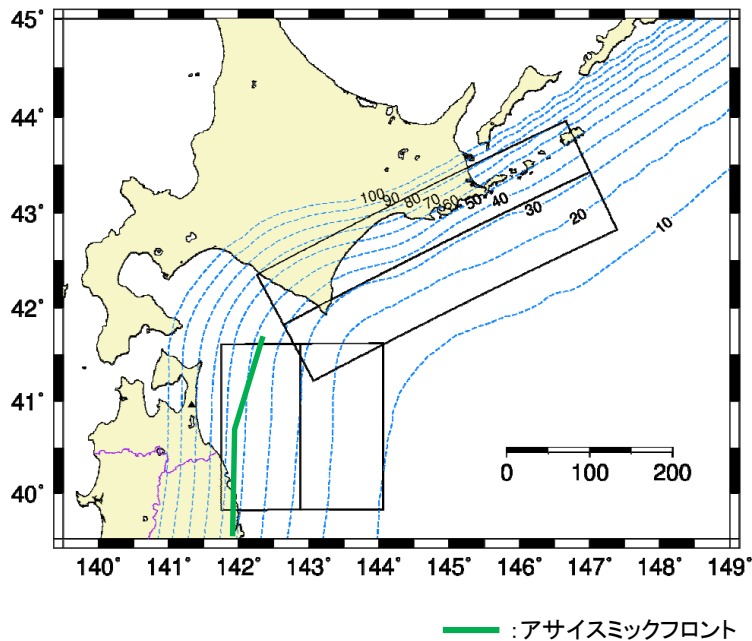
建屋接地面相当(G.L.-20m)における最大振幅値/解放基盤表面(G.L.-125m)における最大振幅値の分布図

## 2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

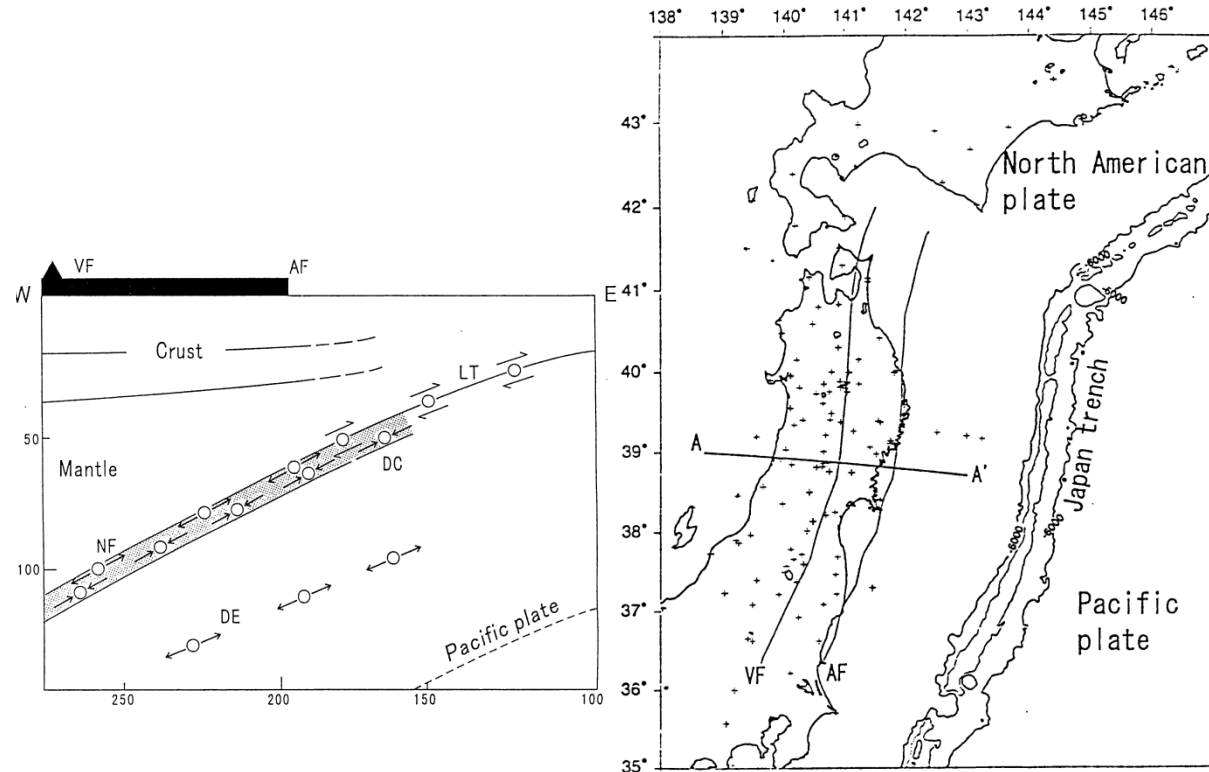
## 2.1 プレート間地震 / 2.1.1 断層モデルの設定 断層面位置の設定に係る検討(1)

### ■断層面西端に関する検討

- 断層面位置の設定にあたっては、プレート上面深度分布に基づいて設定している。
- プレート間地震については、Igarashi et al.(2001)にて、アサイスミックフロントよりも東側で発生するとされており、敷地前面において、アサイスミックフロントは、プレート上端深度約50~60kmの位置と対応する。
- M9プレート間地震の震源断層面の位置は、断層下端でプレート上面深度約60kmとなっており、アサイスミックフロントよりも、西側まで震源領域を設定していることから、敷地に近い位置に配置されており、保守的な設定となっていると考えられる。



「三陸沖北部～根室沖の連動」の震源断層位置

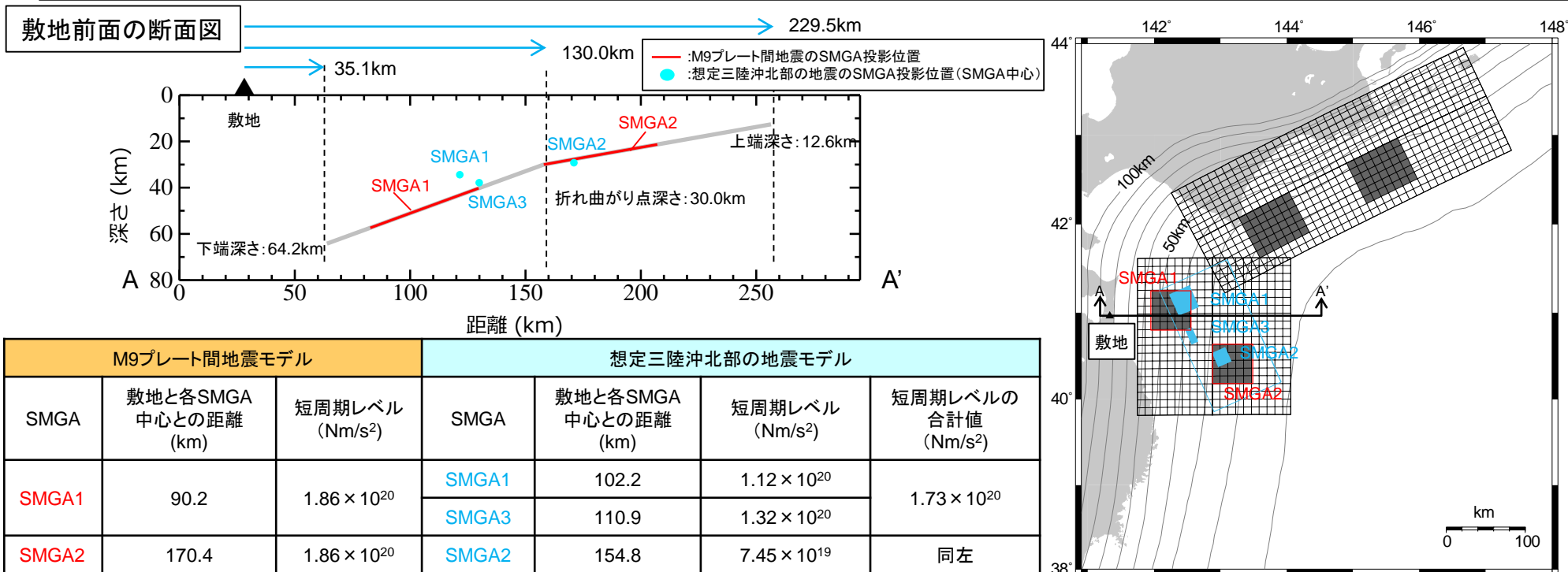


Igarashi et al.(2001)によるアサイスミックフロント位置  
(図中AF:アサイスミックフロント, LT:プレート間地震)

## 2.1 プレート間地震 / 2.1.1 断層モデルの設定 断層面位置の設定に係る検討(2)

### ■断層面深さに関する検討

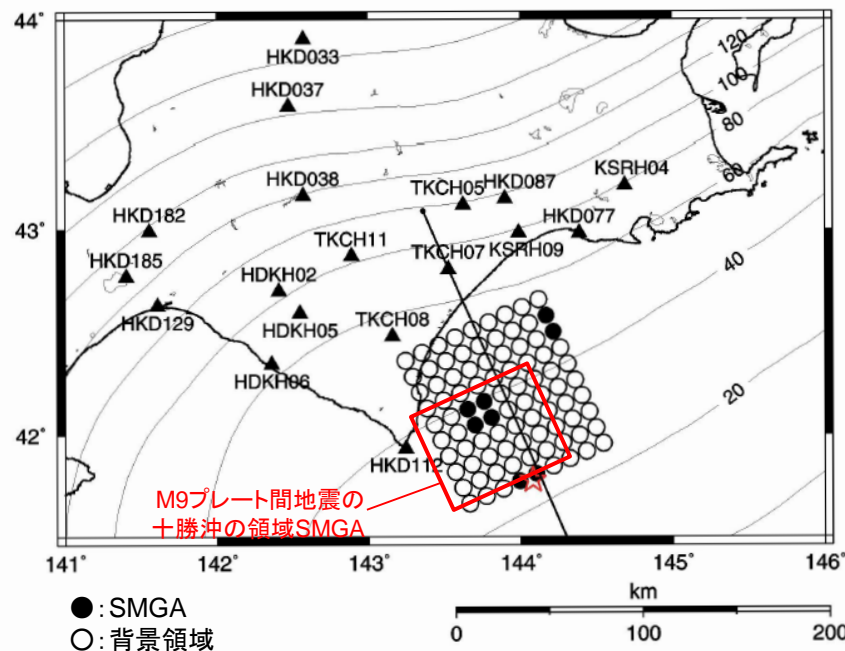
- 敷地前面の海洋プレートの上面深度分布については、防災科学技術研究所J-SHISにより、詳細な値が公開されている。
- M9プレート間地震の震源断層面のうち、敷地前面の三陸沖北部の領域については、震源断層面の設定にあたっては、上記の値に基づき、上端深さ、下端深さを固定した上で、沈み込み角度が概ね変化する深さ30kmの地点で断層面が折り曲がるように、傾斜角の異なる2面の断層面を設定しており、海洋プレート上面深度分布と断層走向がほぼ同一となるような設定となっている。
- 一方、地震調査委員会(2004a)に基づく想定三陸沖北部の地震の断層面は、上記深度分布の等深線に対して傾きを持った設定となっている。両者の関係を図示すると下図のとおりとなる。
- それぞれのモデルの主要なSMGAまでの距離を比較すると、M9プレート間地震の方が、想定三陸沖北部の地震と比較して敷地との距離が近くなっていることに加え、短周期レベルの値を参照すると、M9プレート間地震のSMGA1の短周期レベルは、想定三陸沖北部の地震における各SMGAの短周期レベルを上回るように設定されており、保守的に設定されている。



- 地震調査委員会(2004)では、2003年十勝沖地震の観測記録を用いた強震動予測手法の検証がされており、そこで、観測記録を説明可能な震源断層パラメータが提示されている。
- ここで、前述の通り設定した三陸沖北部～根室沖の連動を考慮したM9プレート間地震について、十勝沖の領域におけるSMGAのパラメータ設定が、上記地震調査委員会(2004)と比較して保守的になっているか確認を行った。

地震調査委員会(2004)とM9プレート間地震の比較(十勝沖の領域)

パラメータ	地震調査委員会(2004)		M9プレート間地震の 十勝沖の領域SMGA
	SMGA1 SMGA2 SMGA3	全SMGA	
SMGAの面積(km <sup>2</sup> )	180.6 361.2 180.6	722.4	3750
SMGAの 地震モーメント (Nm)	3.50 × 10 <sup>19</sup> 9.89 × 10 <sup>19</sup> 3.50 × 10 <sup>19</sup>	1.69 × 10 <sup>20</sup>	3.00 × 10 <sup>21</sup>
SMGAの 短周期レベル (Nm/s <sup>2</sup> )	5.42 × 10 <sup>19</sup> 7.66 × 10 <sup>19</sup> 5.42 × 10 <sup>19</sup>	9.34 × 10 <sup>19</sup>	1.63 × 10 <sup>20</sup>



地震調査委員会(2004)とM9プレート間地震の比較(十勝沖の領域)  
(地震調査委員会(2004)に加筆)

- 結果的に、M9プレート間地震の十勝沖のSMGAについては、2003年十勝沖地震と比較して、十分大きなパラメータ設定となっている。

# 総断層面積に係る検討

- M9クラスのプレート間地震の想定にあたっては、2011年東北地方太平洋沖地震が、複数の領域が連動した地震であったことを踏まえ、敷地前面の三陸沖北部の領域を含む連動型プレート間地震を想定している。
- 当該領域全面をカバーする設定として、断層の総面積を100,000km<sup>2</sup>として設定した断層面は、永井ほか(2001)に基づく過去の地震の震源領域を十分に包絡した設定となっており、かつ、アサイズミックフロントよりも西側に相当しており、敷地に近い設定となっている。
- この断層面積と地震規模の関係は、佐藤(1989)やStrasser(2010)による断層面積と地震規模の関係に照らしてもM9に相当する面積となっており、設定として過小とはなっていない。

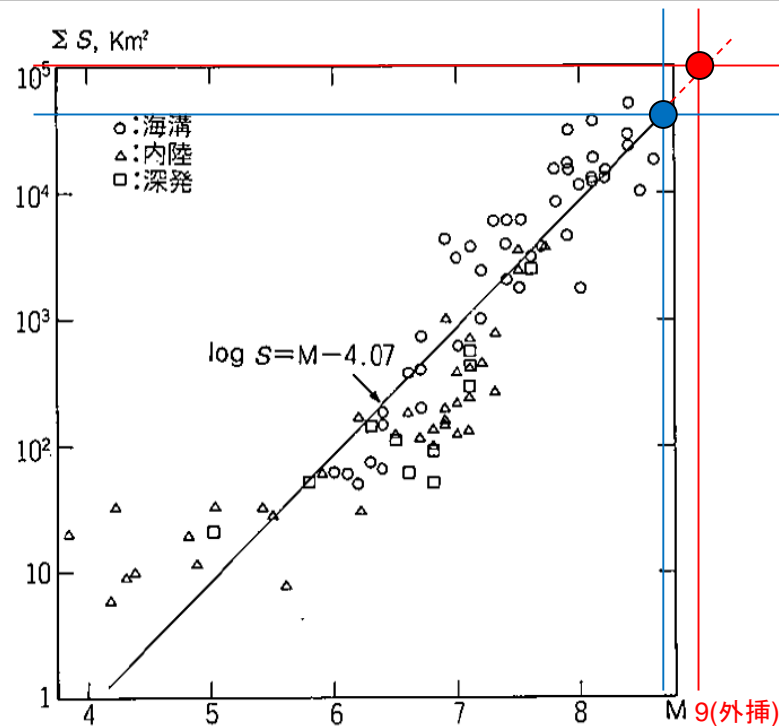
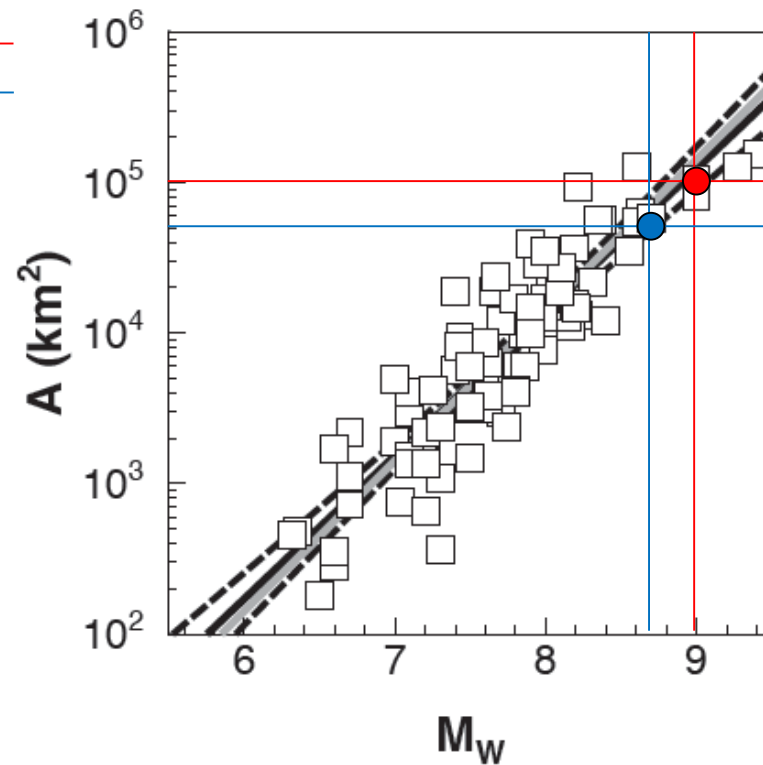


図2-2 断層の面積（総面積）とマグニチュードとの関係

佐藤(1989)に基づくスケーリング則

※佐藤(1989)に加筆



Strasser(2010)に基づくスケーリング則

※Strasser(2010)に加筆

- : 断層面全体
- : 三陸沖北部の領域のみ



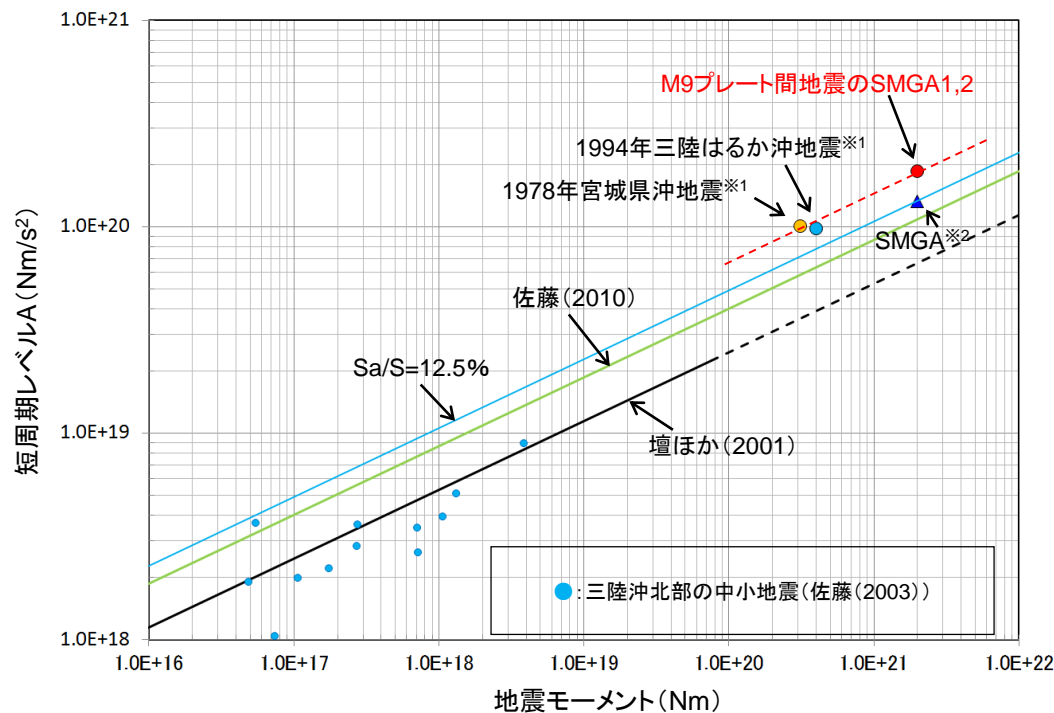
## 2.1 プレート間地震 / 2.1.1 断層モデルの設定

### 2011年東北地方太平洋沖地震の知見を踏まえた断層パラメータの検討(1)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p35 再掲



- M9プレート間地震のSMGA面積は、諸井ほか(2013)に基づき、総断層面積の12.5%として設定している。
- 地震動評価における短周期側の地震動レベルは、短周期レベルに支配されるが、これに関連する応力降下量とSMGAの大きさは、以下のとおり算定している。
  - ①地震規模と断層面積の関係から平均応力降下量を求める。
  - ②断層総面積とSMGA面積の比率からSMGAの応力降下量を求める。
  - ③SMGAの面積および応力降下量から短周期レベルを求める。
  - ④上記で求めた短周期レベルを、地域性を考慮して同じ東北地方で発生した1978年宮城県沖地震相当まで嵩上げを行う。
- 以上のことから、SMGAの面積に基づき求めた短周期レベルは、地域性を考慮することによって、地震動評価上過小な評価にはなっていない。



短周期レベルと既往スケーリング則の比較

※1: 片岡ほか(2006)  
※2: 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している。

## 2.1 プレート間地震 / 2.1.1 断層モデルの設定

### 2011年東北地方太平洋沖地震の知見を踏まえた断層パラメータの検討(2)

- 2011年東北地方太平洋沖地震については、各種のSMGAモデルが提案されており、田島ほか(2013)において取りまとめていることから、各論文における値を参照し、敷地で考慮しているM9プレート間地震の断層パラメータが過小な設定となっていないことを確認する。
- また、諸井ほか(2013)において、観測記録と適合するアスペリティ面積比は12.5%とされているが、諸井ほか(2013)に示されているその他のアスペリティ面積比を用いた場合のSMGA1個あたりの短周期レベルを敷地で考慮しているM9プレート間地震と比較し、過小な設定となっていないことを確認する。

田島ほか(2013)における取りまとめとの比較

	文献	SMGA 面積 (km <sup>2</sup> )	SMGA 全体の 短周期レベル (Nm/s <sup>2</sup> )	SMGAの 応力降下量 (平均) (MPa)	備考
田島ほか (2013)に よる取りま とめ	Kurahashi and Irikura(2013)	5628	1.74E+20	21.44	
	Asano and Iwata (2012)	5042	1.67E+20	18.95	
	佐藤(2012)	11475	3.51E+20	28.82	佐藤(2012)において、シミュレーション結果が過大評価であるとされている
	川辺・釜江(2013)	6300	1.74E+20	18.26	
	平均値	6730	2.05E+20	—	
検討用 地震	M9プレート間地震 (基本モデル)	12500	3.49E+20	SMGA1,2: 34.5 SMGA3~7: 24.6	上記佐藤(2012)と同 等レベルの短周期レ ベルとなっている。

諸井ほか(2013)との比較

	Sa/S	SMGA1個の 面積Sa(km <sup>2</sup> )	SMGA1個の 短周期レベルA (Nm/s <sup>2</sup> )
諸井ほか(2013)	0.08	1,600 (40km × 40km)	1.66 × 10 <sup>20</sup>
	0.125	2,500 (50km × 50km)	1.33 × 10 <sup>20</sup>
	0.18	3,600 (60km × 60km)	1.11 × 10 <sup>20</sup>
	0.245	4,900 (70km × 70km)	9.49 × 10 <sup>19</sup>
検討用地震 (三陸沖北部の SMGA1,2)	0.125	2500	1.86 × 10 <sup>20</sup>

- 確認の結果、敷地で考慮している M9プレート間地震の断層パラメータについては、各文献値を概ね上回るようにパラメータが設定されており、過小な設定とはなっていない。



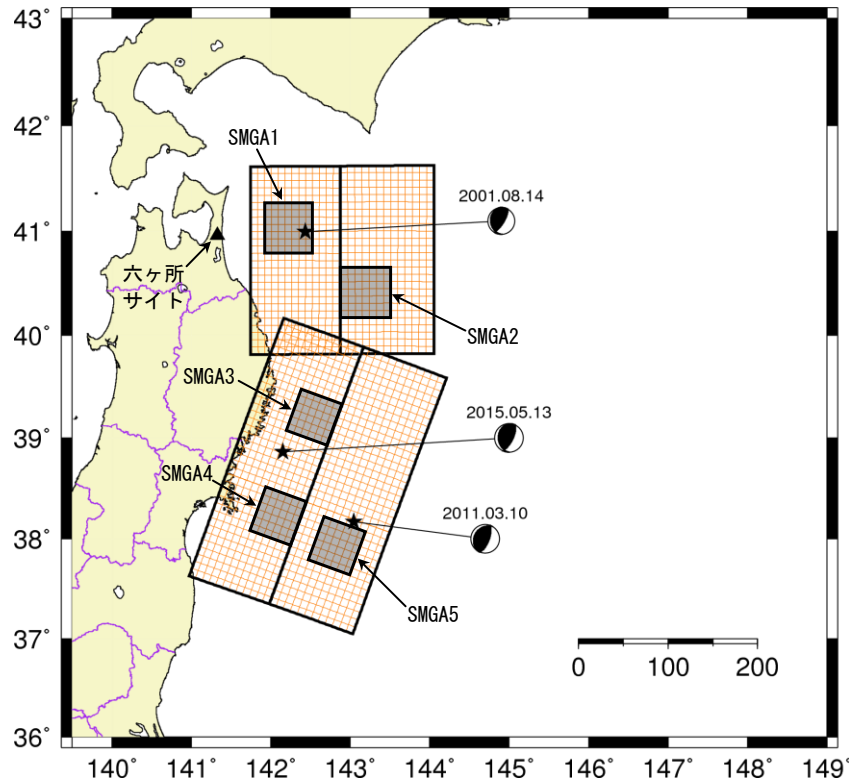
## 2.1 プレート間地震／2.1.2 地震動評価手法 要素地震の選定について(1)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p37 再掲



### ■三陸沖北部～宮城県沖

➤ 経験的グリーン関数法に用いる要素地震については、「三陸沖北部～宮城県沖の地震」の断層モデルのうち、各領域で発生した地震を選定している。



選定した要素地震の位置

選定した要素地震の諸元

対象領域	発震日時	Mj	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
三陸沖北部 (SMGA1,2)	2001.08.14 05:11	6.4	100.2	37.69	
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		174	22	55	

対象領域	発震日時	Mj	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
三陸沖中南部 (SMGA3)	2015.05.13 06:12	6.8	246.6	46.24	
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		178	25	64	

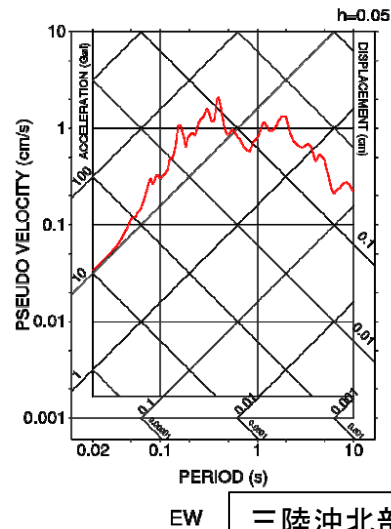
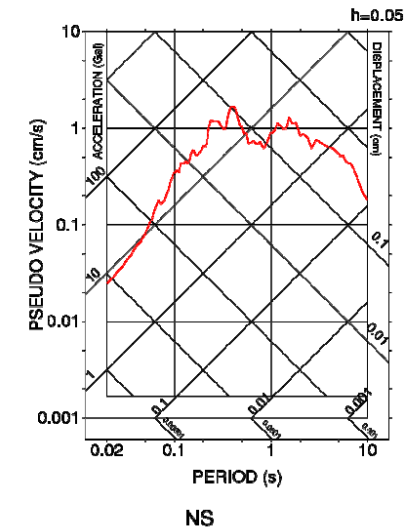
対象領域	発震日時	Mj	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
宮城県沖 (SMGA4,5)	2011.03.10 06:23	6.8	342.5	9.30	
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		213	23	101	

※Mj、震源位置(震源距離)、震源深さは気象庁による。震源メカニズム解についてはF-netによる。

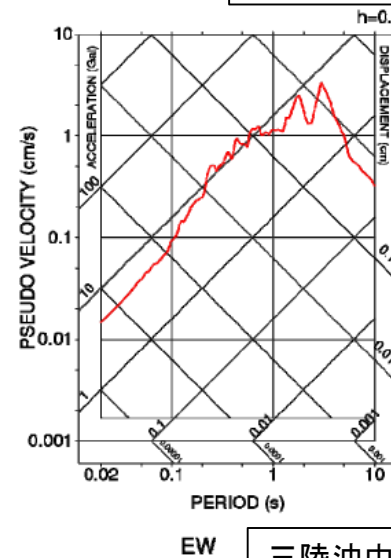
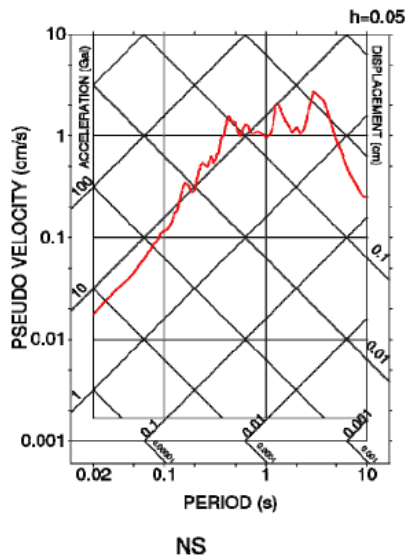
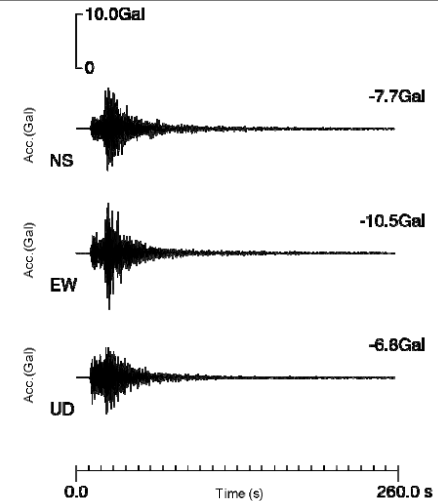
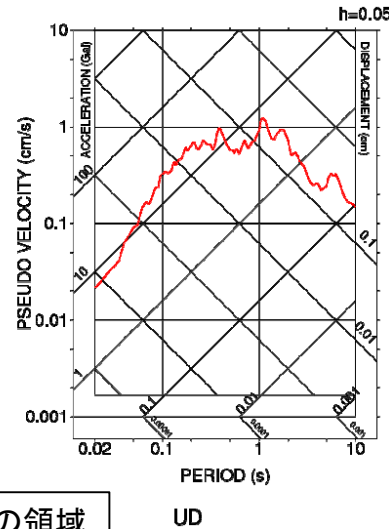
# 要素地震の選定について(2)



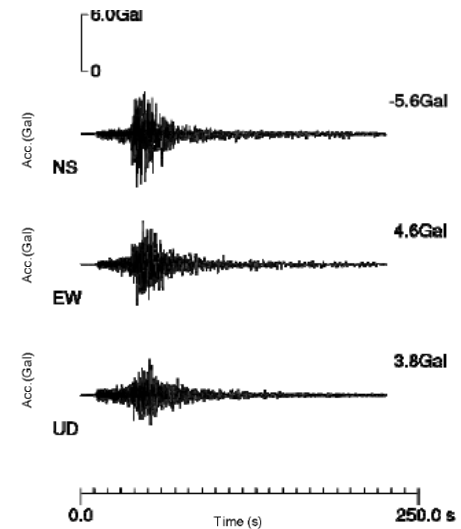
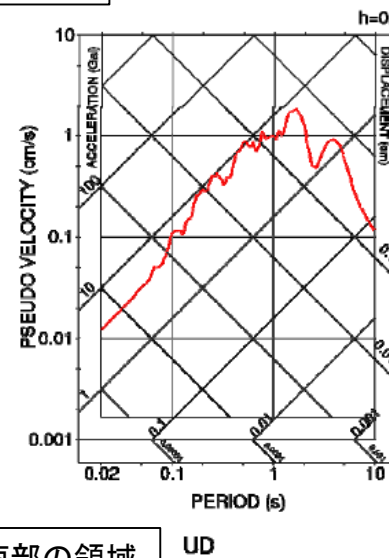
➤ 選定した要素地震の時刻歴波形(加速度)及び応答スペクトルを以下に示す。



三陸沖北部の領域

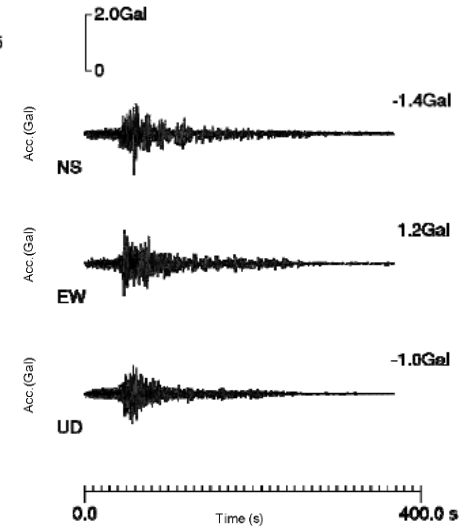
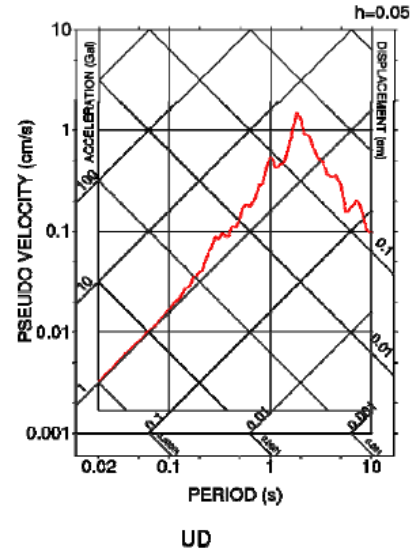
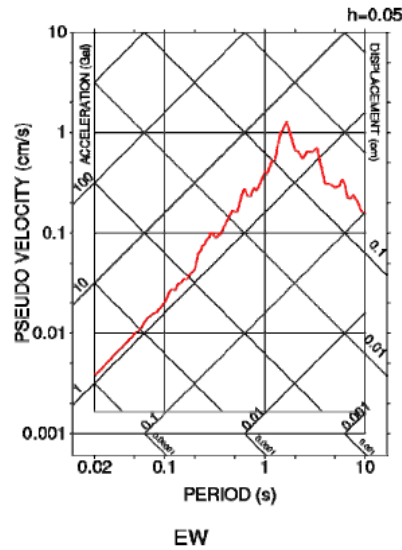
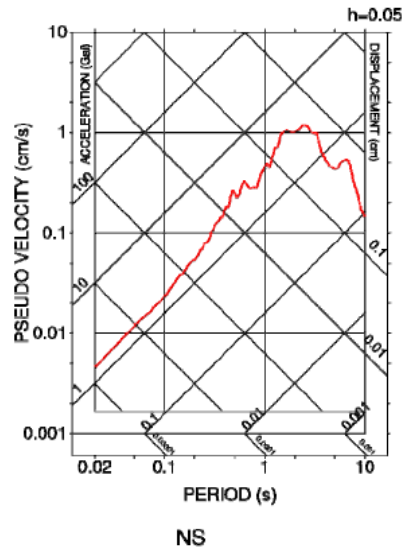


三陸沖中南部の領域



## 2.1 プレート間地震 / 2.1.2 地震動評価手法 要素地震の選定について(3)

➤ 選定した要素地震の時刻歴波形(加速度)及び応答スペクトルを以下に示す。

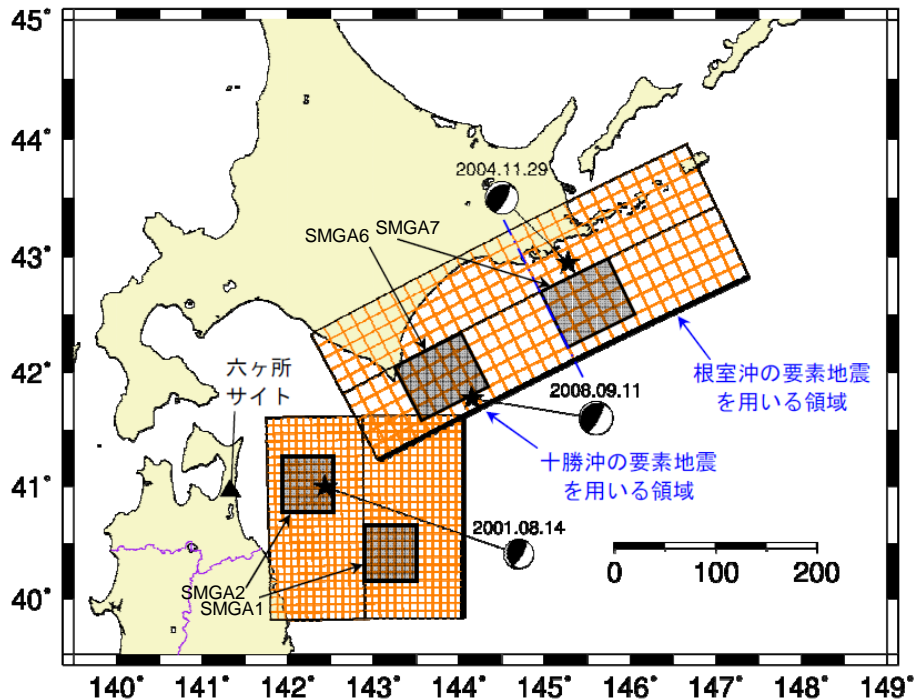


宮城県沖の領域

## 2.1 プレート間地震／2.1.2 地震動評価手法 要素地震の選定について(4)

### ■三陸沖北部～根室沖

➤ 経験的グリーン関数法に用いる要素地震については、「三陸沖北部～根室沖の地震」の断層モデルのうち、各領域で発生した地震を選定している。



選定した要素地震の位置

選定した要素地震の諸元

対象領域	発震日時	Mj	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
三陸沖北部 (SMGA1,2)	2001.08.14 05:11	6.4	100.2	37.69	 品質: 92.15
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		174	22	55	

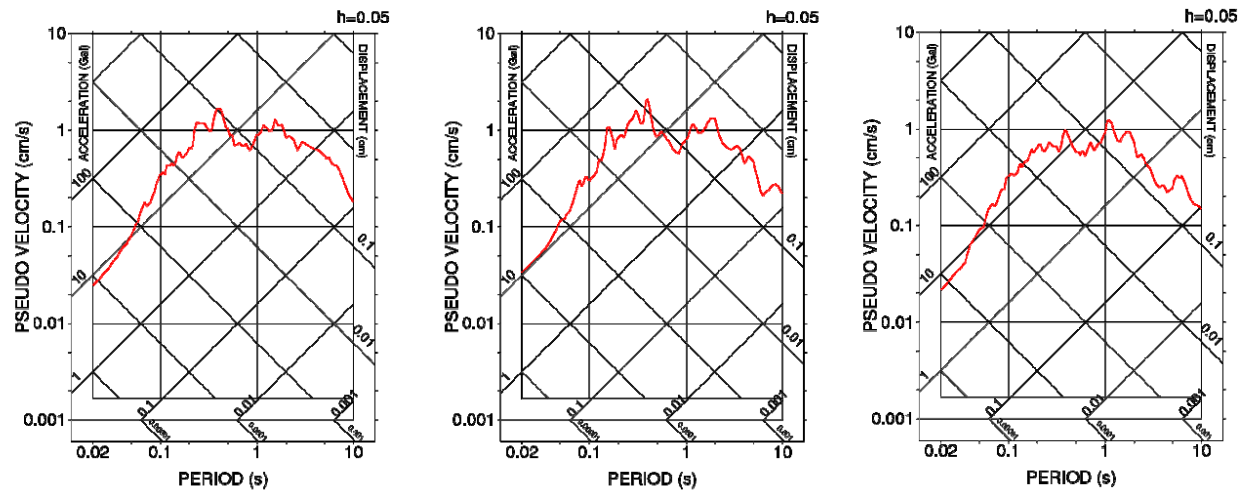
対象領域	発震日時	Mj	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
十勝沖 (SMGA6)	2008.09.11 09:20	7.1	254.0	30.86	
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		235	15	116	

対象領域	発震日時	Mj	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
根室沖 (SMGA7)	2004.11.29 03:32	7.1	395.8	48.17	
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		242	26	122	

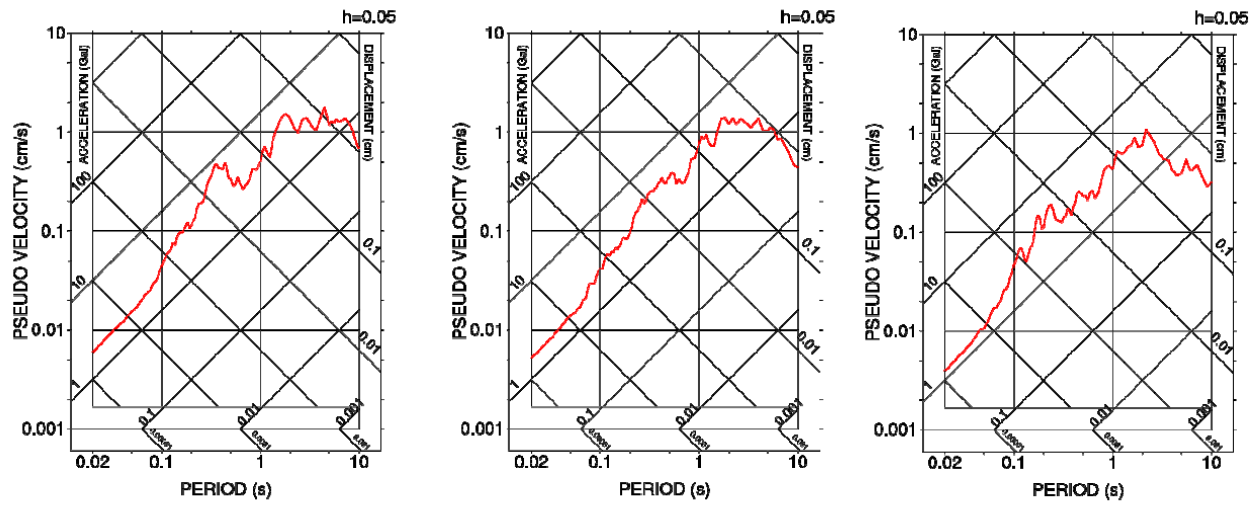
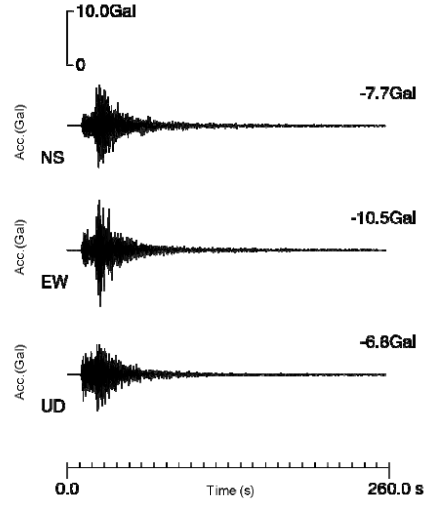
※ Mj、震源位置(震源距離)、震源深さは気象庁による。  
震源メカニズム解については、2001.8.14はF-net、  
2008.9.11及び2004.11.29はGlobal CMT Catalogによる。

# 要素地震の選定について(5)

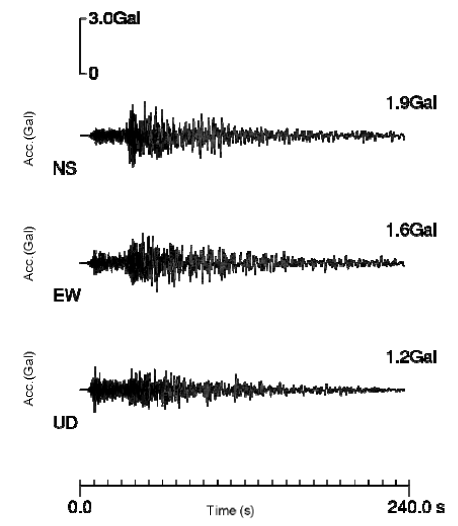
➤ 選定した要素地震の時刻歴波形(加速度)及び応答スペクトルを以下に示す。



NS EW UD  
**三陸沖北部の領域**



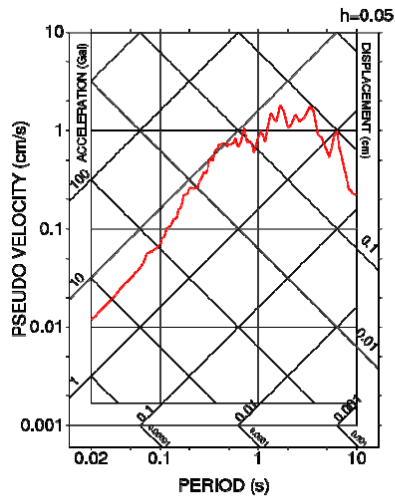
NS EW UD  
**十勝沖の領域**



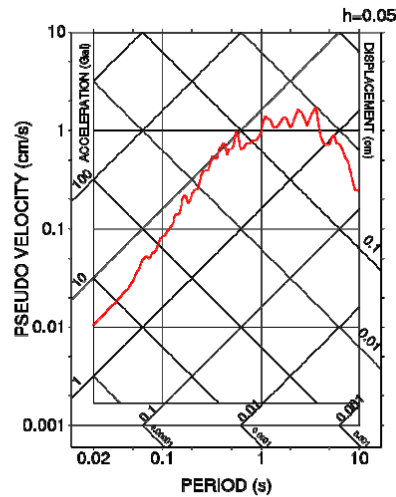


## 2.1 プレート間地震 / 2.1.2 地震動評価手法 要素地震の選定について(6)

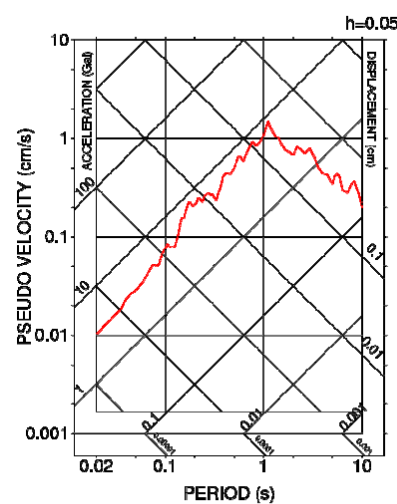
➤ 選定した要素地震の時刻歴波形(加速度)及び応答スペクトルを以下に示す。



NS

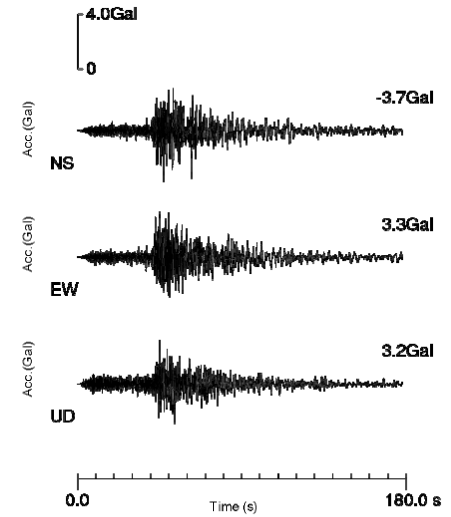


EW



UD

根室沖の領域



## 2.1 プレート間地震 / 2.1.2 地震動評価手法

# 要素地震の妥当性確認(SGFによる評価)(1)

経験的グリーン関数法に用いる要素地震の統計的グリーン関数法による検証に用いる深部地盤モデルについて

- M9プレート間地震については、経験的グリーン関数法を用いた地震動評価を実施している。評価に用いる要素地震の妥当性検証のため、統計的グリーン関数法による断層モデル計算を実施する。
- 統計的グリーン関数法に用いる深部地盤モデルは、地震観測記録の分析により、地盤の速度構造とQ値を用いて作成している。深部地盤モデルの速度構造およびQ値については、敷地における地震観測記録を用いた逆解析により、速度構造と振動数依存のQ値を小林ほか(1999)に基づき求めている。
- 要素地震の妥当性検証にあたっては、経験的グリーン関数法に用いる要素地震の観測記録に含まれる地盤地震増幅の効果を、統計的グリーン関数法による評価に適切に反映する必要があることから、統計的グリーン関数法に用いる深部地盤モデルについては、上記により同定された敷地における地震観測記録に適合する値を用いる。

地震動評価に用いる深部地盤モデルについて(2015年6月12日 第60回審査会合 資料1にて示した考え方)

- 統計的グリーン関数法に用いる深部地盤モデルは、地震観測記録の分析により、地盤の速度構造とQ値を用いて作成している。深部地盤モデルの速度構造およびQ値については、敷地における地震観測記録を用いた逆解析により、速度構造と振動数依存のQ値を小林ほか(1999)に基づき求めている。

要素地震の検証に用いる深部地盤モデル

	標高 (m)	G. L. (m)	層厚 (m)	S波速度 (m/s)	P波速度 (m/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Q値 (小林ほか (1999) に基づく※)				備考
							$Q_{s0}f^n$	$Q_{si}$	$Q_{p0}f^n$	$Q_{pi}$	
解放基盤表面	-70	-125	75	950	1900	1.85	$1.67f^{0.9}$	32.0	$2.5f^{0.7}$	19.0	f ≤ 1Hz で一定
	-145	-200	210	990	2570	2.07	$16f^{0.73}$	32.0	$7.8f^{0.66}$	19.0	
	-355	-410	810	1450	2970	2.21	$45f^{0.79}$	71.0	$22f^{0.73}$	43.0	
	-1165	-1220	910	2740	4660	2.51	$50f^{0.71}$	82.0	$33f^{0.78}$	58.0	
	-2075	-2130	970	2950	4950	2.55	$61f^{0.71}$	79.0	$56f^{0.71}$	66.0	
地震基盤	-3045	-3100	∞	3100	5060	2.58	$110f^{0.69}$	-	$110f^{0.69}$	-	

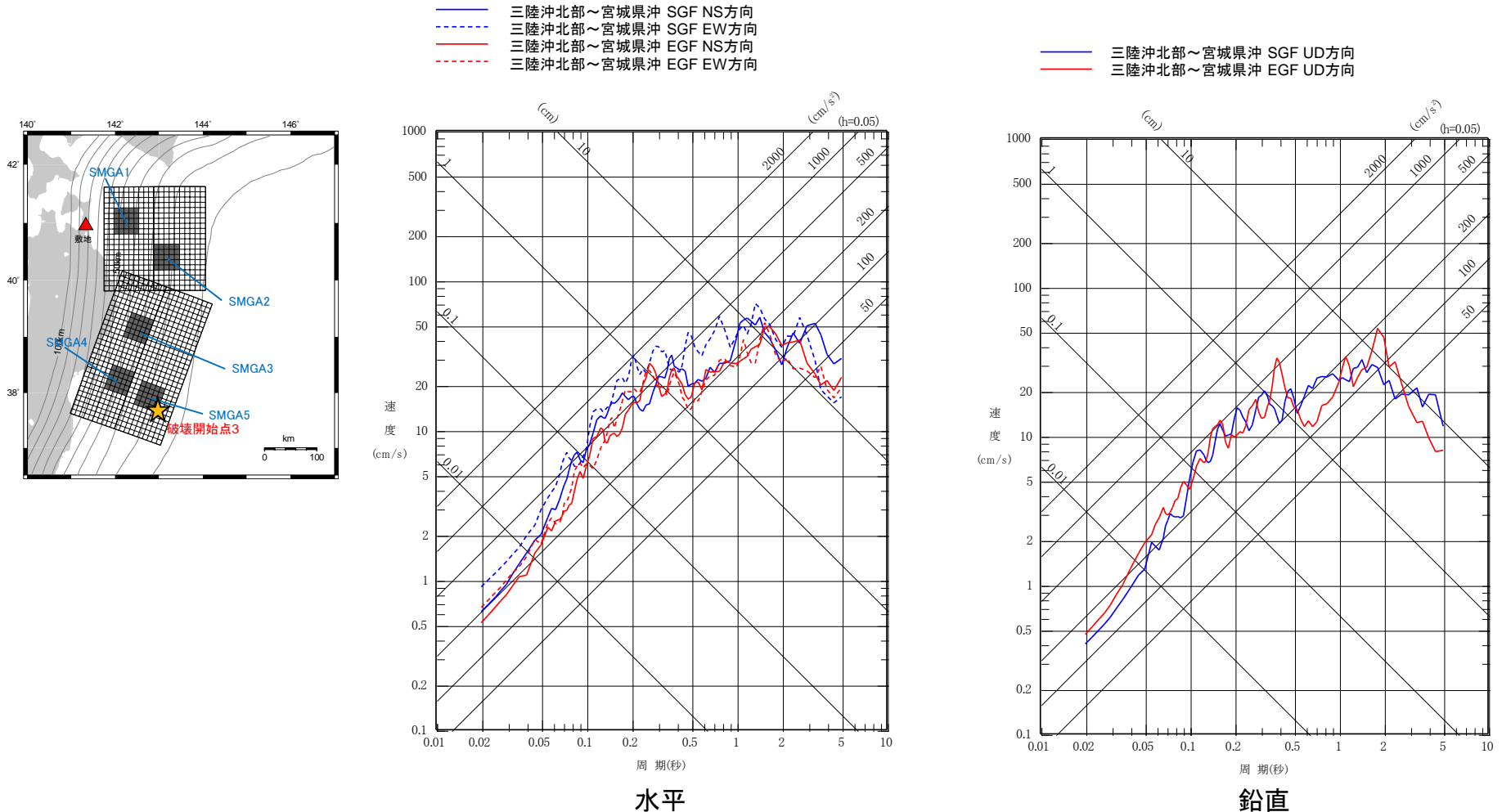
$$\frac{1}{Q(f)} = \frac{1}{Q_0 \cdot f^n} + \frac{1}{Q_i}$$

散乱減衰項      内部減衰項

※: 小林ほか(1999)による、散乱減衰及び内部減衰を考慮したQ値モデル式

## 2.1 プレート間地震／2.1.2 地震動評価手法 要素地震の妥当性確認(SGFによる評価)(2)

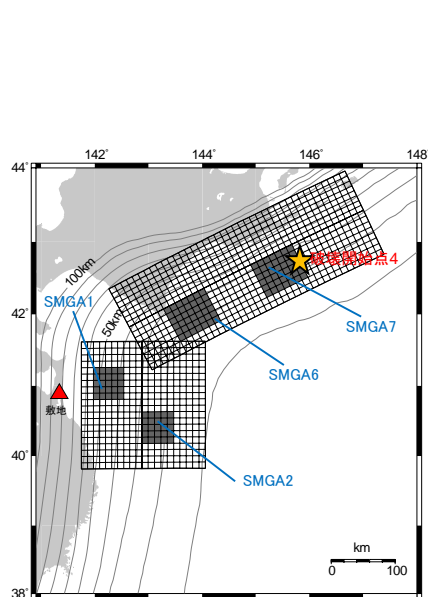
- 要素地震の妥当性確認のために、三陸沖北部～宮城県沖の基本モデルについて、統計的グリーン関数法(SGF)による評価を実施した結果を以下に示す。
- 統計的グリーン関数法による評価に対し、経験的グリーン関数法(EGF)による地震動評価結果を合わせて示す。両者の地震動レベルは概ね同等となっており、経験的グリーン関数法に用いている要素地震については、適切なものが選ばれていると考えられる。



## 2.1 プレート間地震 / 2.1.2 地震動評価手法

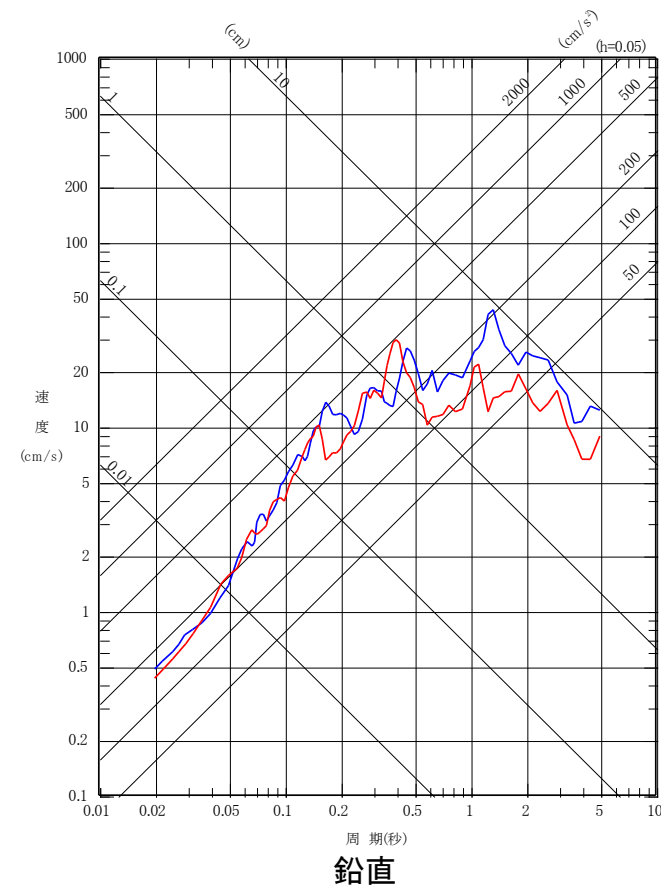
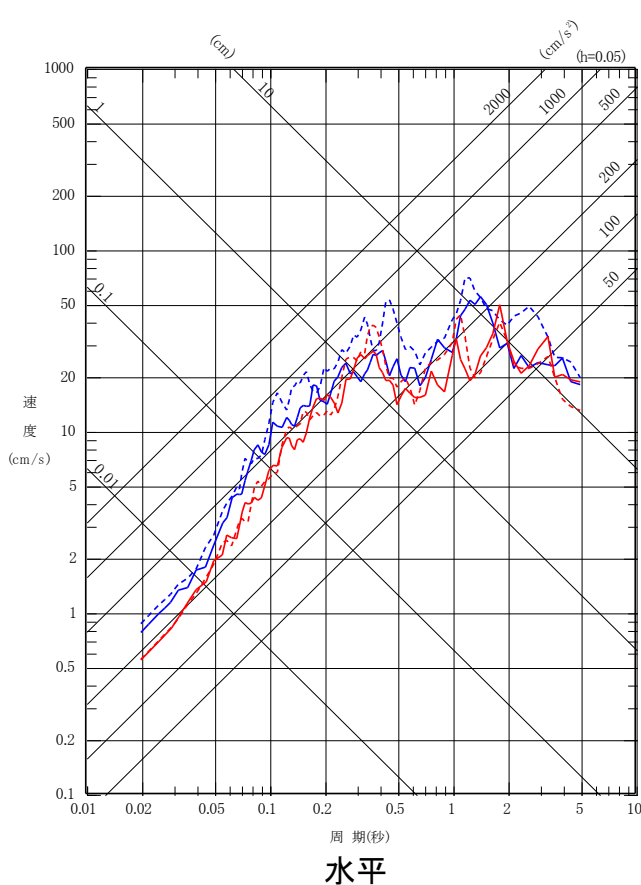
### 要素地震の妥当性確認(SGFによる評価)(3)

- 要素地震の妥当性確認のために、三陸沖北部～根室沖の基本モデルについて、統計的グリーン関数法(SGF)による評価を実施した結果を以下に示す。
- 統計的グリーン関数法による評価に対し、経験的グリーン関数法(EGF)による地震動評価結果を合わせて示す。両者の地震動レベルは概ね同等となっており、経験的グリーン関数法に用いている要素地震については、適切なものが選ばれていると考えられる。



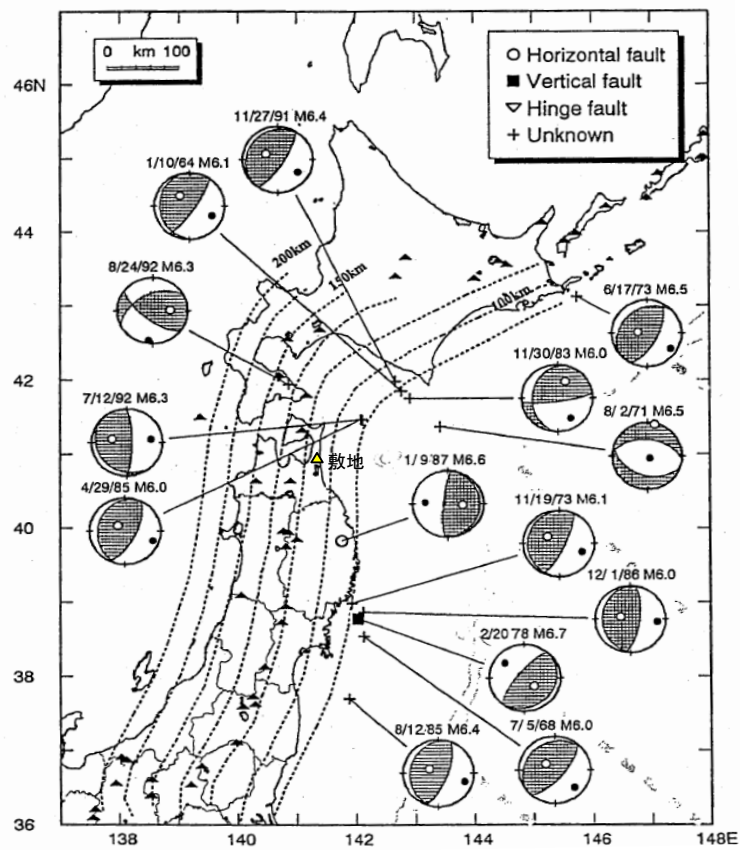
— 三陸沖北部～根室沖 SGF NS方向  
- - - 三陸沖北部～根室沖 SGF EW方向  
— 三陸沖北部～根室沖 EGF NS方向  
- - - 三陸沖北部～根室沖 EGF EW方向

— 三陸沖北部～根室沖 SGF UD方向  
— 三陸沖北部～根室沖 EGF UD方向

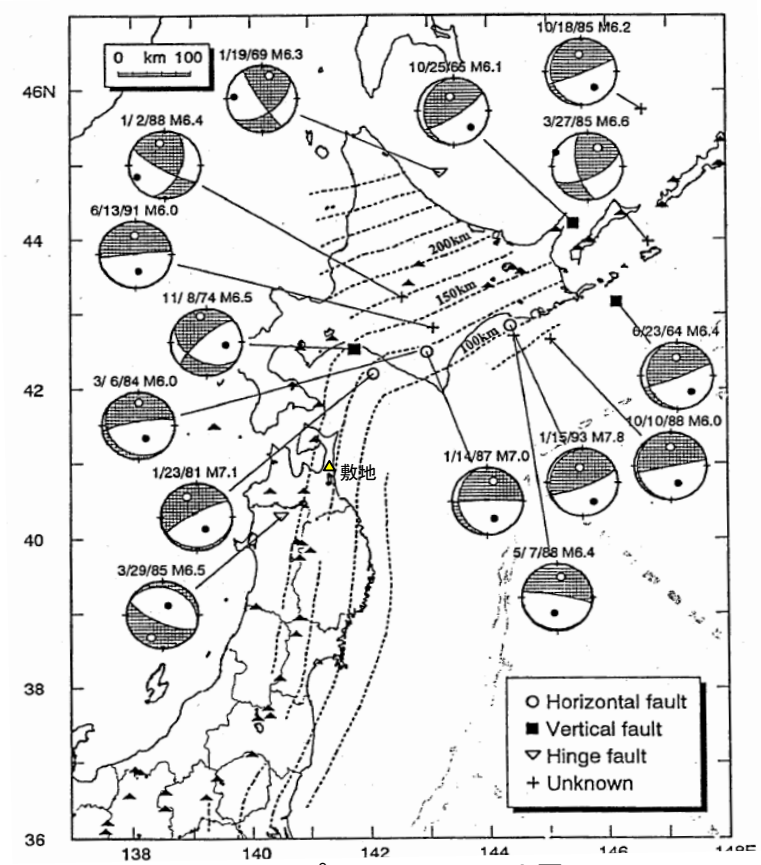


# Kosuga et al.(1996)による地震の発生

➤ Kosuga et al.(1996)は、東北地方～北海道の海洋プレート内地震のうち、Mw6.0以上の地震を対象として、発生メカニズム(海洋プレート上面、海洋プレート下面)について整理している。



プレート上面の地震



プレート下面の地震

海洋プレートの上、下面で発生した地震(M6.0以上)の分布

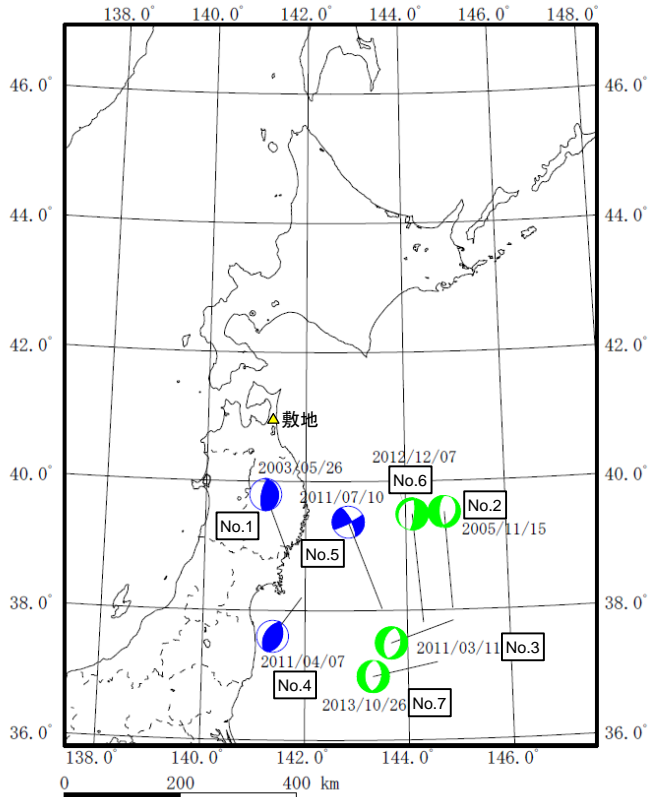
Kosuga et al.(1996)より抜粋・加筆

- 東北地方では、海洋プレート上面のDown dip Compression型(DC型)の地震が支配的となっている。
- 北海道では、海洋プレート下面のDown dip Extension型(DE型)の地震が支配的となっている。



# Kosuga et al.(1996)以降の地震の発生状況

- Kosuga et al.(1996)による地震の収集期間以降の地震について、気象庁地震カタログから、Mj7.0以上の海洋プレート内地震を収集した。
- これらの地震のうち、No.1、4及びNo.5の地震は、前述した被害地震に含まれている。
- No.2,3,6,7の地震については、アウターライズ地震であり、陸地までの距離が遠く、地震動による敷地への影響は小さいと考えられる。



Mj7.0以上の海洋プレート内地震(1997年以降)

(地震諸元は気象庁地震カタログによる。)

No.	日付	時刻	緯度(°)	経度(°)	深さ(km)	Mj	分類
1	2003/5/26	18:24:33	38.821	141.651	72	7.1	上面
2	2005/11/15	6:38:51	38.027	144.945	45	7.2	アウターライズ地震
3	2011/3/11	15:25:44	37.914	144.751	11	7.5	アウターライズ地震
4	2011/4/7	23:32:43	38.204	141.920	66	7.2	上面
5	2011/7/10	9:57:07	38.032	143.507	34	7.3	沖合いの浅い地震
6	2012/12/7	17:18:30	38.020	143.867	49	7.3	アウターライズ地震
7	2013/10/26	2:10:18	37.196	144.569	56	7.1	アウターライズ地震

※: 収集対象とした地震の選定にあたっては、以下の条件に該当するプレート間地震と考えられる地震を除外している。

- ①50km以浅の低角逆断層地震
- ②50km以深のデータについては気象庁地震カタログのうち、プレート境界地震と明記された地震

青: 沈み込んだ海洋プレート内の地震

緑: アウターライズ地震

M7.0以上の海洋プレート内地震の

震央及び震源メカニズム解(1997年以降)

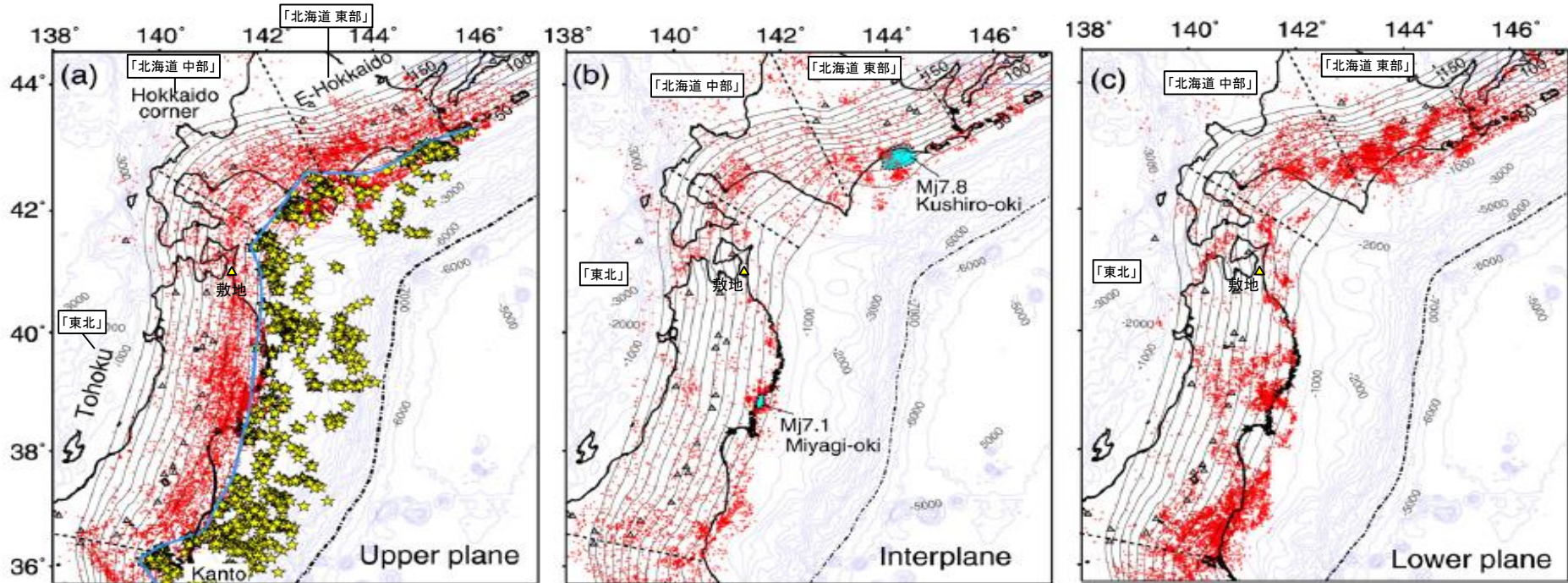
(地震諸元は気象庁地震カタログ、メカニズム解は防災科学技術研究所F-netによる。)

## 2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.1 地震発生状況およびプレートテクトニクス的な検討 東北地方と北海道の比較(1)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p48 再掲



- Kita et al.(2010)は、東北日本弧～千島弧の海洋プレート内地震の発生分布を整理している。
- 地震の発生状況に応じて、北海道～東北地方にかけて、「北海道 東部」、「北海道 中部」、「東北」に区分している。



★: 小規模な繰り返し発生する低角度の地震(=プレート間地震と考えられる地震)

赤点: 海洋プレート内地震

Kita et al.(2010)より抜粋・加筆

東北日本弧～千島弧の海洋プレート内地震の発生分布  
(a) 海洋プレート上面、(b) 中立軸付近の応力が相対的に小さい領域、(c) 海洋プレート下面

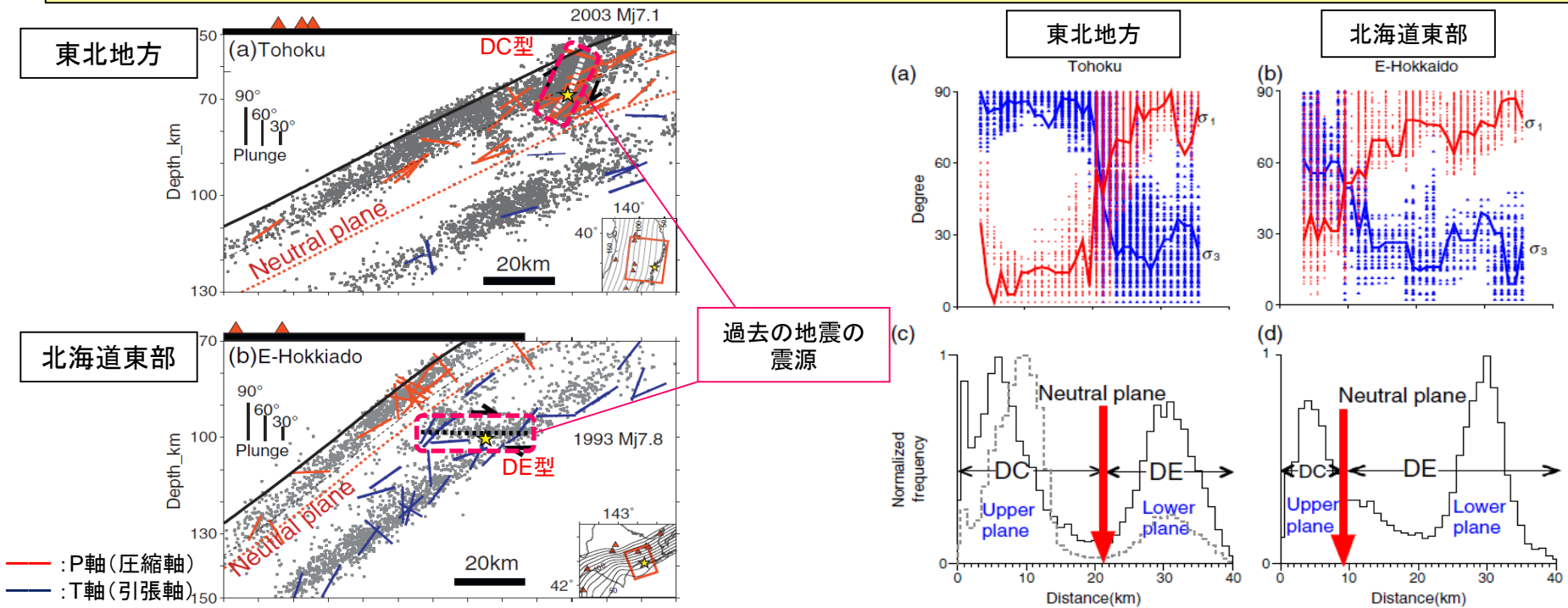
※海洋プレートを応力場の状態により、Upper plane(プレート上面・圧縮応力場)、Inter plane(中立軸付近の応力が相対的に小さい領域)、Lower plane(プレート下面・引張応力場)に分類して評価している。

- 敷地は「東北」の領域に含まれ、「東北」の領域の中でも、他地域と比較して海洋プレート内地震の活動性が低い。特にInter plane(中立軸付近の応力が相対的に小さい領域)及びLower plane(海洋プレート下面)の地震の活動性が相対的に低い。
- 「北海道東部」の領域においては、Inter plane及びLower planeにおける地震の発生頻度が高い。

# 東北地方と北海道の比較(2)

- ▶ Kita et al. (2010)では、東北地方と北海道東部の海洋プレート内地震の発生メカニズムと海洋プレート内の応力分布の関係について検討がなされ、東北地方と北海道について、両者では違いがあるとしている。
- ▶ 過去の比較的大きな規模の地震の震源断層面は、DC型についてはNeutral plane(応力中立面)の上部(圧縮応力場)で震源域が留まり、DE型であれば下部(引張応力場)の領域に震源域が留まっている。

- ▶ Kita et al. (2010)に示される海洋プレートの応力状態に関する図中より以下の内容が確認できる。
  - ・東北地方は、海洋プレートの応力中立軸が深く、DC型の地震(海洋プレート上面・圧縮応力場)の発生層が厚い。(海洋プレートの厚さ約40kmのうち、約20kmの部分が圧縮応力場)
  - ・北海道東部は、海洋プレートの応力中立軸が浅く、DE型の地震(海洋プレート下面・引張応力場)の発生層が厚い。(海洋プレートの厚さ約40kmのうち、約30kmの部分が引張応力場)



海洋プレート内の応力中立軸に係る検討

Kita et al. (2010)より抜粋・加筆

- ▶ 上記のKita et al. (2010)の記載は、Kosuga et al. (1996)によるDC型地震及びDE型地震の分布の傾向とも整合する。
- ▶ 敷地の属する東北地方と、北海道東部の領域では海洋プレート内の応力状態は異なる。



## 2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.1 地震発生状況およびプレートテクトニクス的な検討 東北地方と北海道の比較(3)

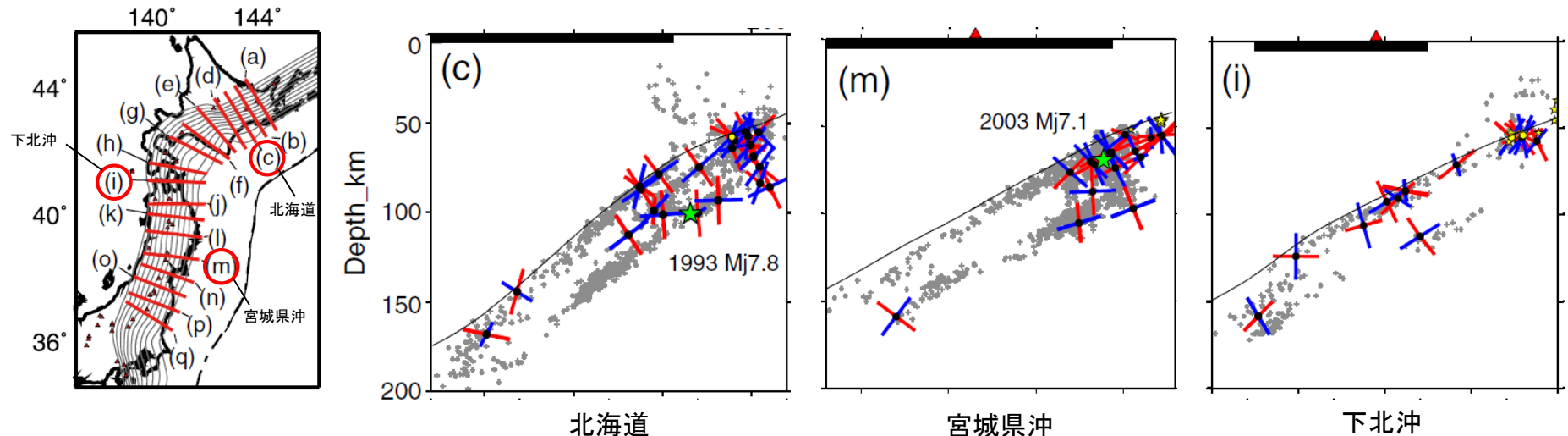
H30.10.31  
資料1-4-2  
p50 再掲



➤ Kita et al. (2010)では、東北地方から北海道東部の海洋プレート内地震の発生メカニズムについて、その応力の方向が整理されている。

➤ Kita et al. (2010)に示される海洋プレート内地震の応力の方向に関する図中より、以下の内容が確認できる。

- ・1993年釧路沖地震(DE型)が発生している北海道の領域については、海洋プレート上面付近まで、海洋プレートの沈み込み方向に引張軸をもった地震(DE型)が発生しており、海洋プレート内部の応力状態としては、海洋プレート上面付近まで引張応力がはたらいっていると考えられる。
- ・2003年宮城県沖の地震(DC型)が発生している宮城県沖の領域については、海洋プレート上面では、海洋プレートの沈み込み方向に圧縮軸をもった地震(DC型)が発生しており、下面では、数は少ないものの、海洋プレートの沈み込み方向に引張軸をもった地震(DE型)が発生している。
- ・敷地前面の下北沖については、宮城県沖と同様の傾向を示しており、北海道のように、DE型の地震がプレート上面付近まで発生している傾向は無い。



★: 小規模な繰り返し発生する低角度の地震 (= プレート間地震と考えられる地震)

海洋プレート内地震の応力軸

— : P軸 (圧縮軸)  
— : T軸 (引張軸)  
▲ : 火山

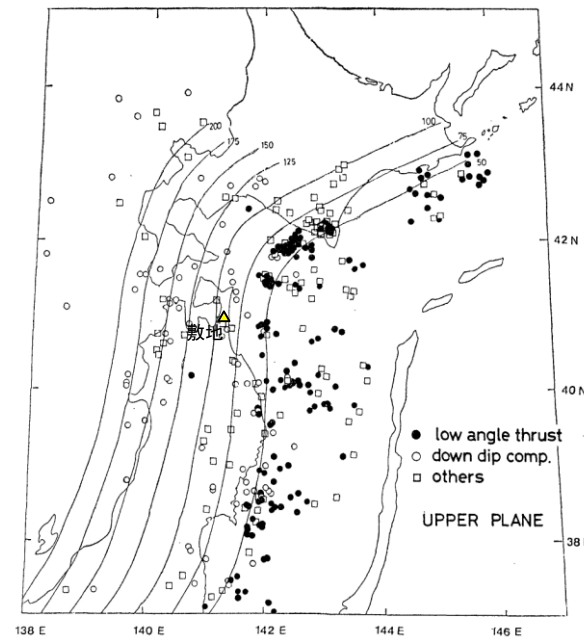
Kita et al. (2010)より抜粋・加筆

# 東北地方と北海道の比較(4)

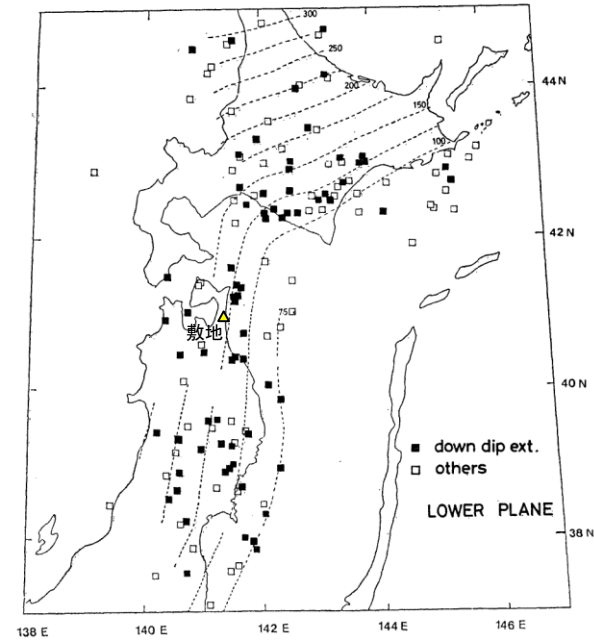
▶ 海野ほか(1984)においても、東北地方から北海道東部の海洋プレート内地震の発生メカニズムについて、その応力の方向が整理されている。

▶ 海野ほか(1984)に示される海洋プレート内地震の応力軸の方向に関する図中より、以下の内容が確認でき、前述のKita et al.(2010)とも整合している。

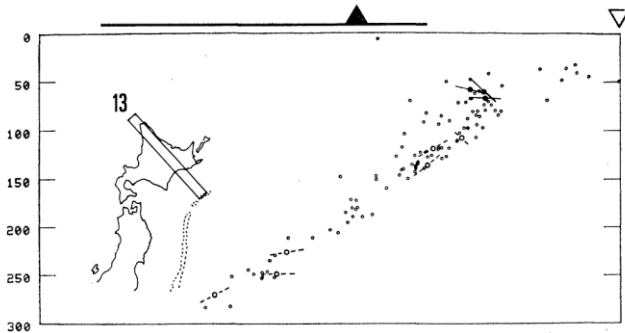
- ・北海道の領域については、海洋プレート下面では、海洋プレートの沈み込み方向に引張軸をもった地震(DE型)が発生しているが、上面では、DC型の地震は卓越していない。
- ・宮城県沖の領域については、海洋プレート上面では、海洋プレートの沈み込み方向に圧縮軸をもった地震(DC型)が発生しており、下面では、数は少ないものの、海洋プレートの沈み込み方向に引張軸をもった地震(DE型)が発生している。
- ・敷地前面の下北沖については、宮城県沖と同様の傾向を示している。



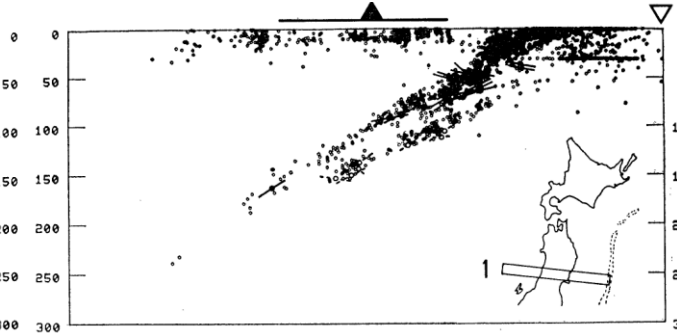
プレート上面で発生した地震の分布



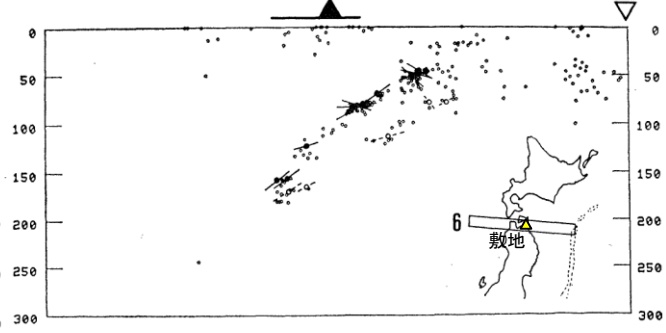
プレート下面で発生した地震の分布



北海道



宮城県沖



下北沖

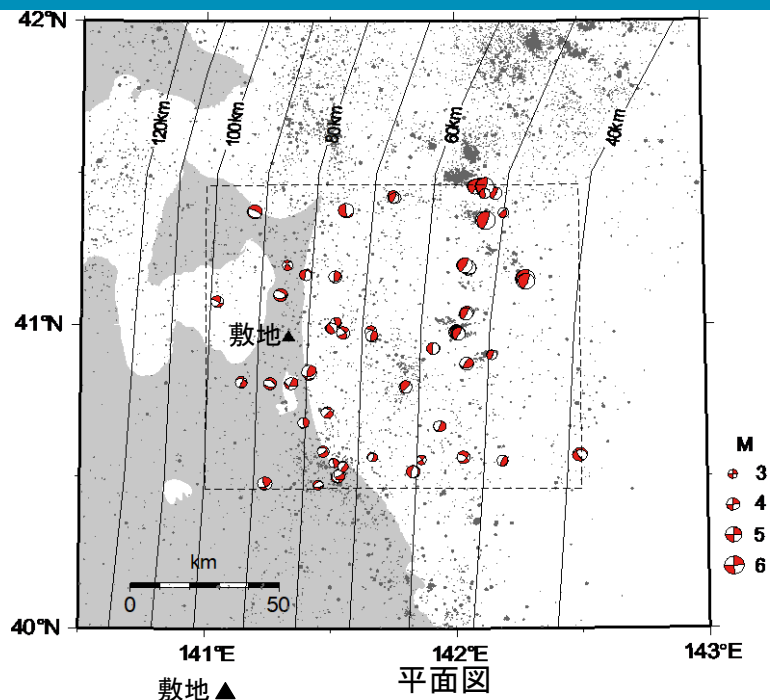
— : P軸  
- - - : T軸  
▲ : 火山フロント  
▽ : 海溝軸

海洋プレート内地震の応力軸

海野ほか(1984)より抜粋・加筆



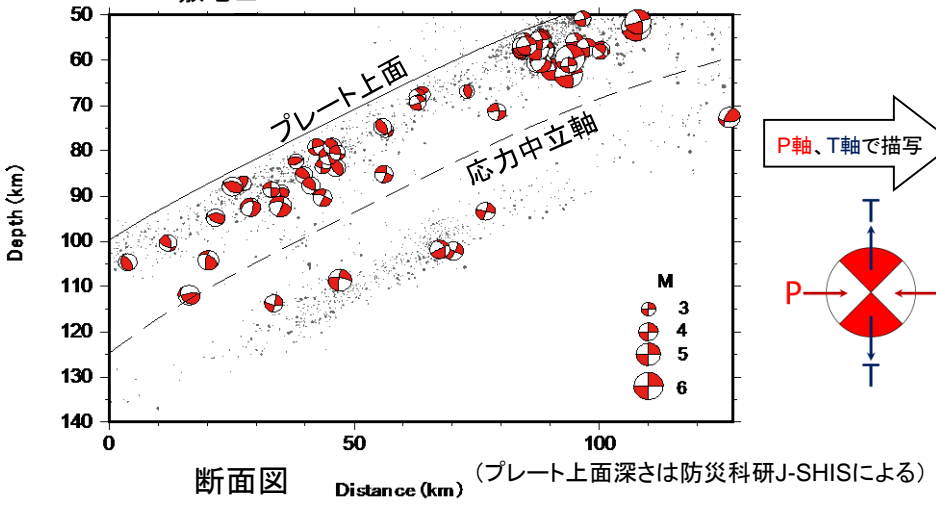
# 東北地方と北海道の比較(5)



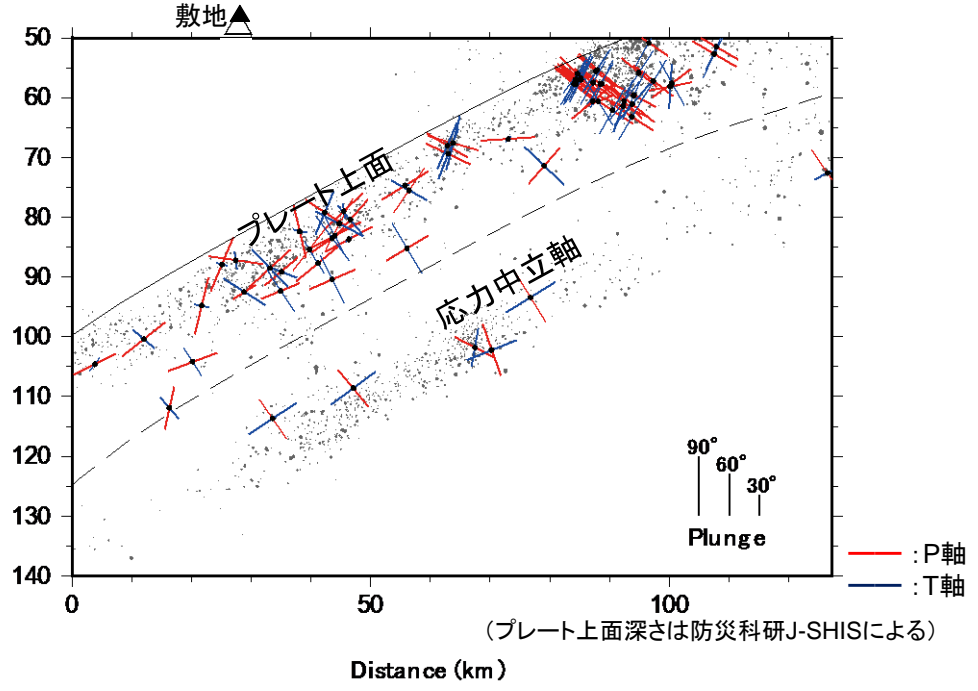
➤ 2002年1月～2014年5月に、敷地前面の海洋プレート上面及び内部において発生している地震\*のうち、メカニズムの判明している64個の地震について、気象庁のデータに基づき、そのメカニズム解及び応力軸をまとめた。

- 敷地前面で発生した海洋プレート上面付近もしくは内部において発生している地震の応力軸によれば、プレート上面付近においてDC型、下面付近においてDE型の地震が発生している傾向がある。
- 参考に、Kita et al. (2010)において示されている、東北地方における応力中立軸を下図に示す。結果として、応力中立軸よりも上側でDC型、下側でDE型の地震が発生しており、Kita et al. (2010)に示される東北地方の応力中立軸の考え方は、敷地前面においても適用可能であると考えられる。

\*アサシミックフロント(東経142°程度)以東の地震については、プレート間地震が多く含まれていると考えられる。



敷地前面で発生した地震のメカニズム解



敷地前面で発生した地震の応力軸

## 2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.1 地震発生状況およびプレートテクトニクス的な検討 東北地方と北海道の比較(6)

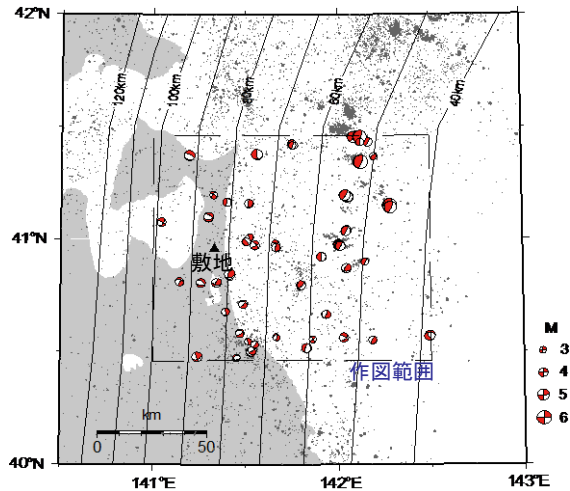
H30.10.31  
資料1-4-2  
p53 再掲



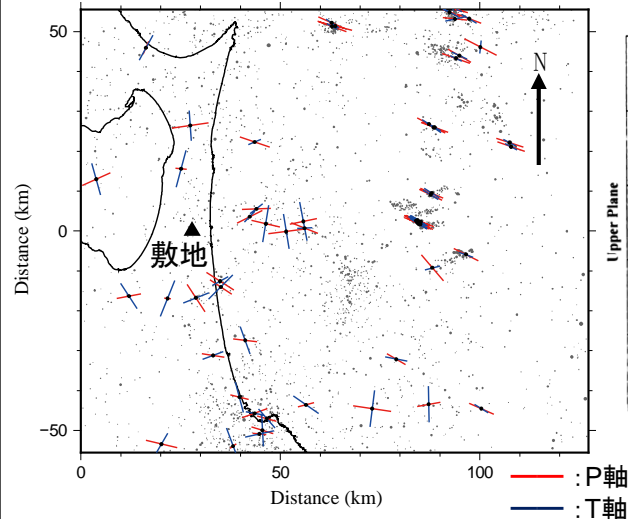
➤ 2002年1月～2014年5月に、敷地前面の海洋プレート上面及び内部において発生している地震\*のうち、メカニズムの判明している64個の地震について、そのメカニズム解及び応力軸をとりまとめた。

- ・敷地前面の海洋プレート上面付近もしくは内部において発生している地震の応力軸の方向は、プレート上面ではP軸が、プレート下面ではT軸が、それぞれ海溝軸と概ね直角方向(東西方向)となっている。
- ・参考に、Ozel et al. (2003)に示されている、千島弧で発生した地震のP軸及びT軸を併せて示す。
- ・Ozel et al. (2003)に示されている図によれば千島弧のプレート上面のP軸は、海溝軸と直角方向とはならず、敷地前面とは傾向が異なる。また、プレート下面で発生した地震の数が多く、千島弧においては、DE型の地震が支配的であることが示唆される。

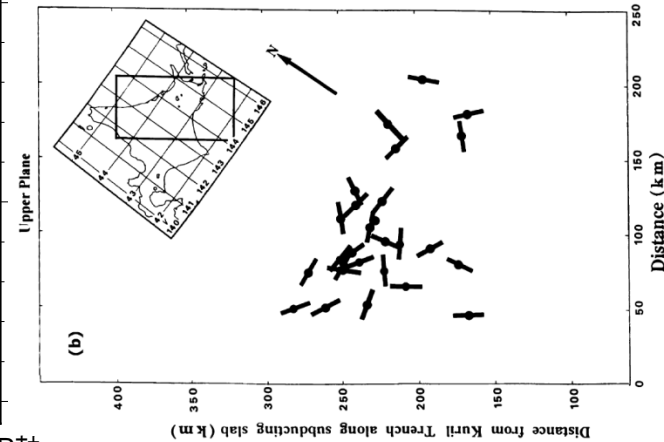
\*アサシスミックフロント(東経142°程度)以東の地震については、プレート間地震が多く含まれていると考えられる。



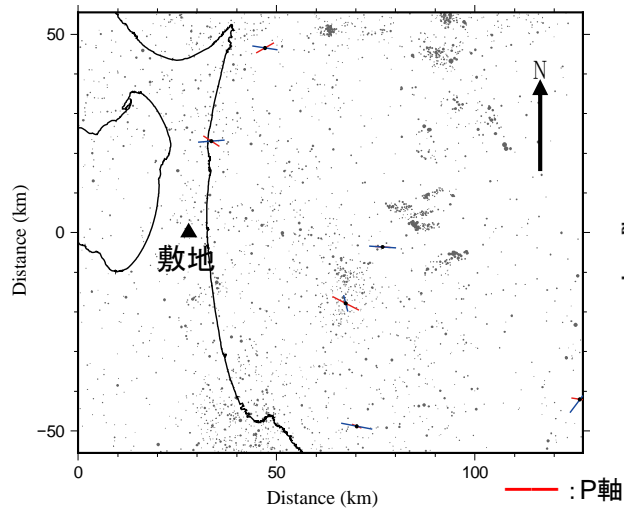
右図の作図範囲



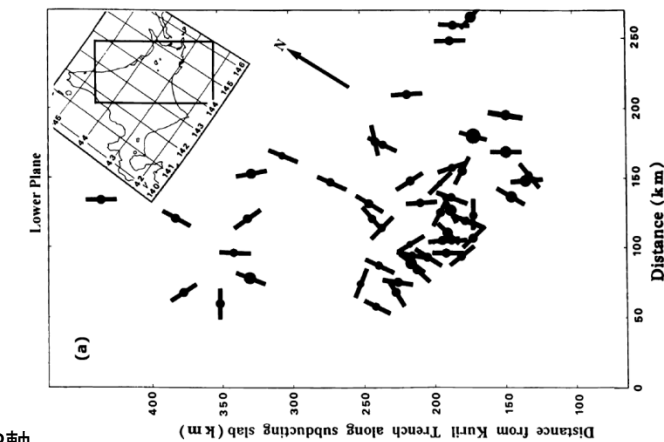
敷地前面におけるプレート上面で発生した地震の応力軸



千島弧におけるプレート上面で発生した地震のP軸  
Ozel et al. (2003) より抜粋



敷地前面におけるプレート下面で発生した地震の応力軸



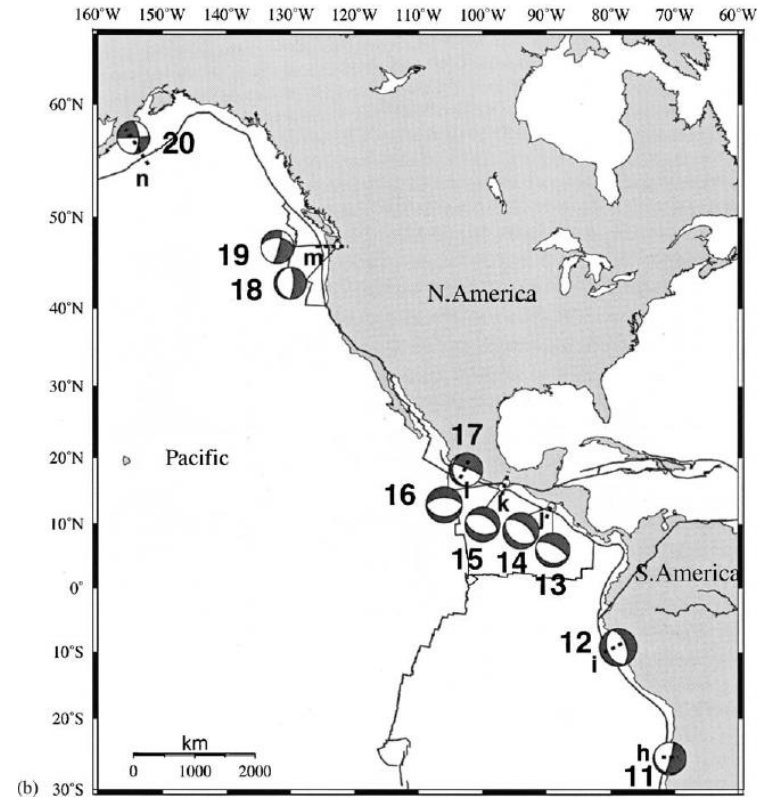
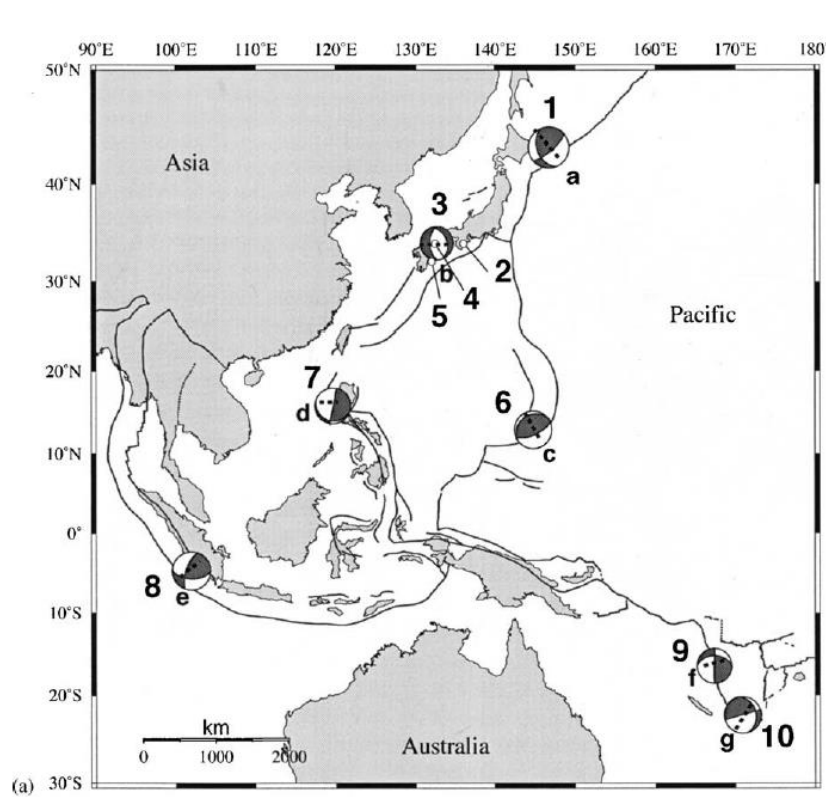
千島弧におけるプレート下面で発生した地震のT軸  
Ozel et al. (2003) より抜粋

## 2. 2 海洋プレート内地震 / 2. 2. 1 地震発生状況およびプレートテクトニクス的な検討 世界の海洋プレート内地震の特徴(1) Seno and Yoshida(2004)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p54 再掲



➤ Seno and Yoshida(2004)は、過去に世界で発生した海洋プレート内地震について、Mw7.0程度以上、深さ20~60kmの地震を抽出し、プレートの応力状態と地震の関係を整理している。



世界で発生した海洋プレート内地震(Seno and Yoshida(2004)より抜粋)

## 2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.1 地震発生状況およびプレートテクトニクス的な検討

### 世界の海洋プレート内地震の特徴(2) Seno and Yoshida(2004)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p55 再掲



世界で発生した海洋プレート内地震のリスト(Seno and Yoshida(2004)より抜粋・加筆)

Region event	Date	Epicenter		M <sub>w</sub>	Depth (km)	Strike/dip/rake			Age (Ma)	Upper plate stress
		°N	°E			(°)	(°)	(°)		
E. Hokkaido									123	
1 Hokkaido-toho-oki	4 October 1994	43.42	146.81	8.3	33	158	41	24		
Kyushu-SW. Japan									15-30	G
2 Kii-Yamato <sup>a</sup>	7 March 1899	34.1	136.1	7.0	45					
3 Geiyo	24 March 2001	34.13	132.71	6.8	47	181	57	-67		
4 Geiyo <sup>a</sup>	2 June 1905	34.1	132.5	7.2	50					
5 Hyuganda <sup>a</sup>	2 November 1931	32.2	132.1	7.1	40					
S. Mariana									164	G
6 Guam	8 August 1993	12.98	144.80	7.7	45	238	24	82		
Manila									22	
7 Manila	11 December 1999	15.87	119.64	7.2	35	112	13	-169		
① Sumatra									66	
8 Sumatra	4 June 2000	-4.73	101.94	7.8	44	92	55	152		
Vanuatu									35-52	G
9 Vanuatu	13 July 1994	-16.50	167.35	7.1	25	272	42	2		
10 Vanuatu	6 July 1981	-22.31	170.90	7.5	58	345	30	-179		
② N. Chile									48	G
11 Taltal	23 February 1965	-25.67	-70.79	7.0	60	16	86	-78		
C. Peru									44	G
12 Peru	31 May 1970	-9.18	-78.82	7.9	43	160	37	-90		
El Salvador									>37	G
13 El Salvador	19 June 1982	12.65	-88.97	7.3	52	102	25	-106		
14 El Salvador	13 January 2001	12.97	-89.13	7.7	56	121	35	-95		
Mexico									10-17	G
15 Oaxaca	30 September 1999	15.70	-96.96	7.4	47	102	42	-103		
16 Oaxaca	15 January 1931	16.4	-96.3	7.7	40	90	34	-90		
17 Michoacan	11 January 1997	18.34	-102.58	7.1	40	175	18	-28		
N. Cascadia									10	G
18 Nisqually	28 February 2001	47.14	-122.53	6.8	47	176	17	-96		
19 Olympia <sup>b</sup>	13 April 1949	47.17	-122.62	7.1	54	14	82	-135		
Alaska									55	G
20 Kodiak Island	6 December 1999	57.35	-154.35	7.0	36	357	63	-180		

Seno and Yoshida (2004) 以降に発生した  
主な海洋プレート内地震

地域	地震名	発生日	Mw	深さ (km)
① Sumatra	INDONESIA: SUMATRA:PADANG	2009.9.30	7.5	77.8
② Chile	CHILE:TARAPACA	2005.6.13	7.8	94.5

※Seno and Yoshida(2004)に示されている地震以降で、M<sub>w</sub>≥7.5、深さ≤100kmの海洋プレート内地震を収集(アウターライズ地震は除外)。震源の諸元はGlobal CMTカタログによる。

凡例

○Region event

a: 震源とマグニチュードはUtu(1982)

(1899及び1905の地震の震源深さはSeno and Yoshida(2004)による推定

b: 震源とマグニチュードはBaker and Langston(1987)による

※その他の地震はハーバード大学(HCMT)による

○Upper plate stress

G:上盤側プレートに応力勾配が見られる地域を指す



## 2. 2 海洋プレート内地震 / 2. 2. 1 地震発生状況およびプレートテクトニクス的な検討

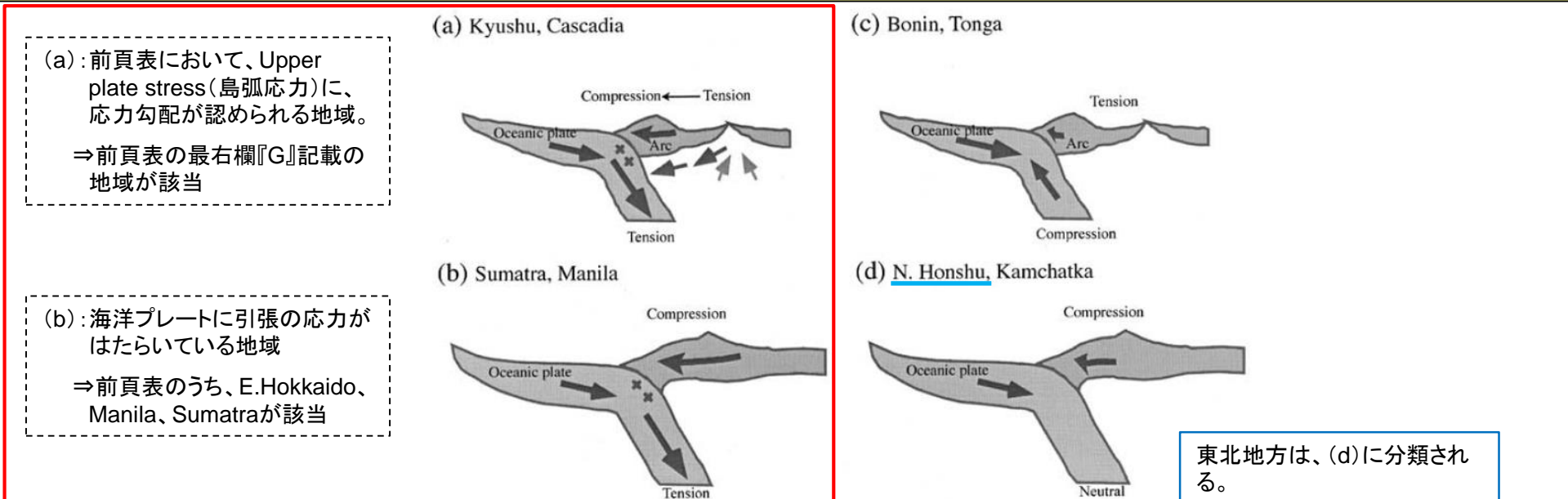
### 世界の海洋プレート内地震の特徴(3) Seno and Yoshida(2004)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p56 再掲



- Seno and Yoshida(2004)は、海洋プレートと島弧に働く応力の関係を、下図に示す4種類に分類している。
- 4種の分類のうち、(a)及び(b)に該当する地域では、浅く大きな(large and shallow)海洋プレート内地震が発生する傾向があるとしている。
- 浅く大きな地震が知られていない(c)及び(d)の地域では、海洋プレートの応力がCompressionあるいはNeutralな応力状態になっており、島弧と海洋プレートの圧縮力がつりあっているとされている。

- 東北地方は、(d)に分類されており、浅く大きな(large and shallow)海洋プレート内地震が発生する傾向のある地域とは海洋プレートにはたらく応力の状態が異なる。
- なお、前頁に示した、Seno and Yoshida(2004)以降に発生した主な海洋プレート内地震については、いずれも、下図の(a)もしくは(b)に示される地域において発生した地震である。



#### 規模の大きい海洋プレート内地震が発生する傾向がある地域の応力パターン

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.

海洋プレート及び島弧の応力パターン分類図(Seno and Yoshida(2004)より抜粋・加筆)



## 2. 2 海洋プレート内地震 / 2. 2. 1 地震発生状況およびプレートテクトニクス的な検討

### 世界の海洋プレート内地震の特徴(4) Seno and Yamanaka(1998)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p57 再掲



➤ Seno and Yamanaka(1998)は、東北地方を含む N.Honshuの海洋プレート内応力が中立(Neutral)、背弧応力が圧縮(Compression)としている。

➤ 敷地は、Seno and Yoshida(2004)における応力タイプの(d)に該当する。

凡例

T: Tension(引張応力)

C: Compression(圧縮応力)

N: Neutral(中立)

海洋プレート及び島弧の応力パターン  
(Seno and Yamanaka(1998)より抜粋・加筆)

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): Gorbatoev et al. [1994], (7): Newberry et al. [1986], (8): Kao and Chen [1994], (9): Seno and Eguichi [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].

## 2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.2 検討用地震の選定

### 二重深発地震 上面の地震 想定位置の検討(1)

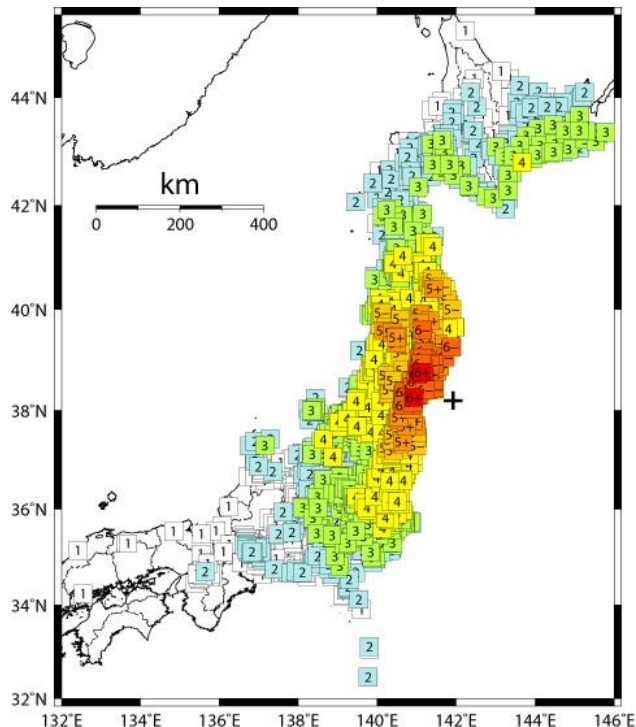
➤ 上面の地震については、東北地方において、2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)が発生している。

#### ■2011年4月7日宮城県沖の地震

【気象庁(2011a):平成23年4月 地震・火山月報(防災編)】

4月7日23時32分に宮城県沖の深さ66kmでMj7.1※の地震(最大震度6強)が発生した。この地震の発震機構(CMT解)は西北西-東南東方向に圧力軸を持つ逆断層型で、太平洋プレート内部で発生した地震である。

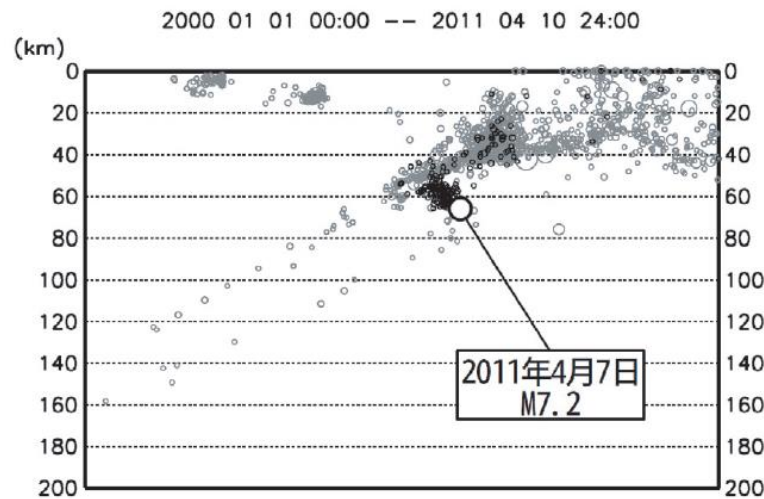
※:気象庁暫定値。右図に示す通り、現在、気象庁HP上ではMj7.2とされている。



震度分布図  
(気象庁HP)

#### 2011年4月7日宮城県沖の地震 地震の概要 (気象庁HP)

項目	概要
発生日時	平成23年4月7日23時32分頃
震央地名	宮城県沖
地震諸元	気象庁マグニチュード Mj7.2
	震央位置 北緯38度12.2分 東経141度55.2分
	震源深さ 66km



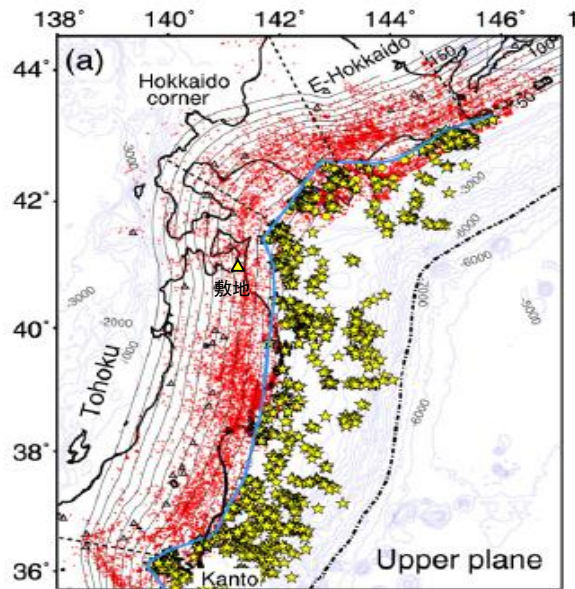
2011年4月7日宮城県沖の地震の地震活動  
(2011年4月7日~4月10日の地震を濃く表示)  
気象庁(2012)より抜粋

## 2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.2 検討用地震の選定

### 二重深発地震 上面の地震 想定位置の検討(2)

➤ Kita et al.(2010)による海洋プレート内地震の発生分布によれば、上面の地震については、敷地前面において若干活動性が低いものの、東北日本弧において概ね一様に発生している傾向がある。

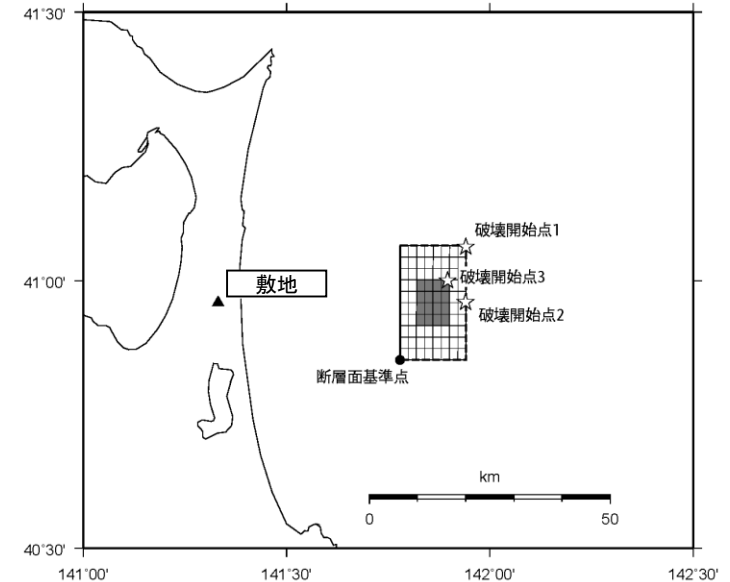
➤ 以上のことから、敷地周辺では、規模の大きな上面の地震が一定の領域で集中して発生しているとの知見も無いことから、敷地周辺に考慮する上面の地震の基本モデルについては、敷地前面の沈み込む海洋プレートに対して、敷地に最も近づく位置(プレート上面に垂線を引いた位置)に想定することとする。



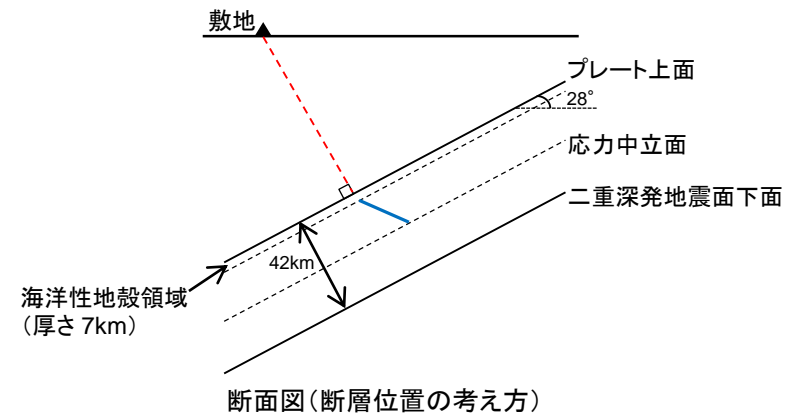
Kita et al.(2010)より抜粋・加筆

赤点: 海洋プレート内地震

★: 小規模な繰り返し発生する低角度の地震(=プレート間地震と考えられる地震)



平面図及び海洋プレート上面等深線



想定海洋プレート内地震

(敷地周辺に配置した場合の断層モデル位置、プレート上面深さは防災科研J-SHISによる)

## 2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.2 検討用地震の選定

### 二重深発地震 上面の地震 想定位置の検討(3)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p60 再掲

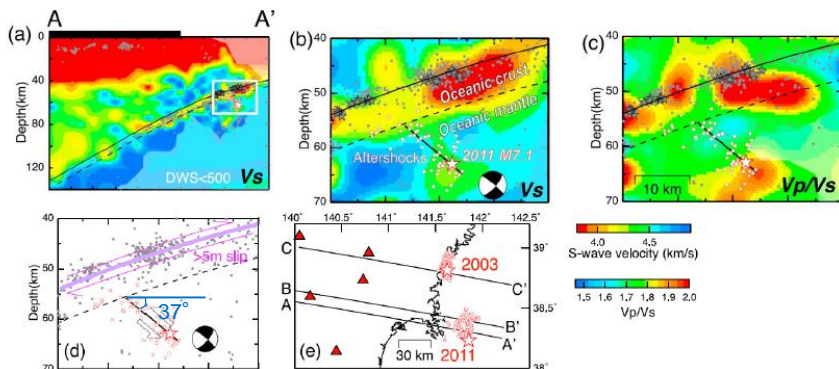


➤ Nakajima et al. (2011)において、2011年4月7日宮城県沖の地震は海洋性マントル最上部で発生したこと、トモグラフィ結果とよく整合するプレート境界面と、余震の並び及び震源メカニズム解から推定した断層面(傾斜角 $37^\circ$ )とのなす角度は約 $60^\circ$ であることが示されている。

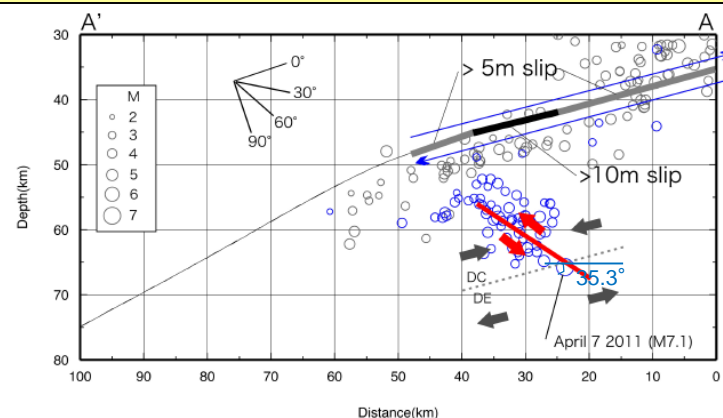
➤ Ohta et al. (2011)によって、2011年4月7日宮城県沖の地震について、GPSデータをよく説明できる震源断層面の推定が行われており、その破壊開始点は、Kita et al. (2010)によるDC型とDE型の中立面付近にあるとされている。  
➤ Ohta et al. (2011)において推定された震源断層面の傾斜角は $35.3^\circ$ となっている。

➤ 2011年4月7日宮城県沖の地震は、海洋性マントル内で破壊が開始し、海洋プレートモホ面に向かって破壊が進行したと考えられる。  
➤ 2011年4月7日宮城県沖の地震は、海洋プレート内の応力中立面を大きく超えて拡大したものではない。  
➤ このことは、Kita et al. (2010)において示されているとおり、海洋プレート内地震の震源域が、圧縮もしくは引張応力場に留まっていることと整合している。  
➤ また、Ohta et al. (2011)によって推定された震源断層面の傾斜角についても、左記のNakajima et al. (2011)の知見と整合している。

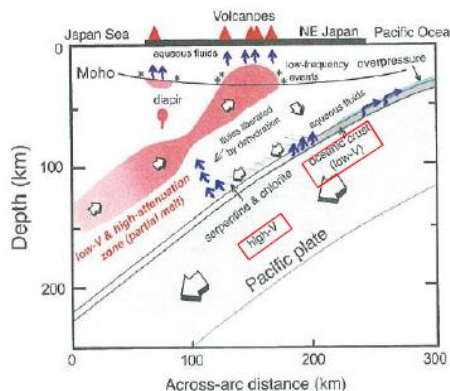
■ Nakajima et al. (2011)による知見



4.7地震の震源域周辺のS波速度構造等の鉛直分布図(Nakajima et al. (2011)に加筆)  
白丸は再決定した余震。黒の太線はメカニズム解から推定した断層面。黒実線はプレート境界。  
破線は海洋プレートモホ面。



2011年4月7日宮城県沖の地震のGPSデータに基づく震源断層面  
(Ohta et al. (2011)に加筆)



(参考)プレート内の模式図(Nakajima et al. (2013))

・海洋プレート内の地殻とマントルでは、S波速度(海洋性地殻: low-V, マントル: high-V)等の構造の違いがある。

➤ 以上のことから、敷地周辺に考慮する上面の地震の基本モデルについては、2011年4月7日宮城県沖の地震を踏まえ、プレート上面とのなす傾斜角を $60^\circ$ とし、断層上端深さを海洋性マントル最上部に設定する。  
➤ また、発生深さの不確かさケースについては、海洋性地殻を含む断層面位置を想定することとし、断層上端深さを海洋プレート上面に設定する。



## 2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.2 検討用地震の選定

### 二重深発地震 上面の地震 地震規模の検討

H30.10.31  
資料1-4-2  
p61 再掲



#### ■ 基本モデルの地震規模

➢ 同一テクトニクス内と考えられる東北地方で発生したプレート上面(DC型)の海洋プレート内地震のうち、最大規模の地震は、2011年4月7日宮城県沖の地震のMj7.2である。

➢ 上記を踏まえ、敷地周辺で考慮する上面の地震の基本モデルについては、地震規模をMj7.2とする。

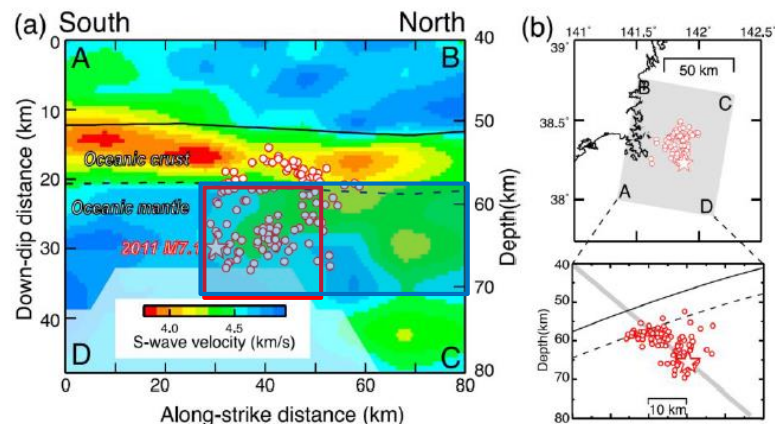
#### ■ 不確かさケースの考え方

➢ Nakajima et al.(2011)によれば、2011年4月7日宮城県沖の地震は、スラブマントル内の低速度域内で発生した地震であるとされている。

➢ 2011年4月7日宮城県沖の地震の余震分布の範囲は、現状設定しているMj7.2の断層面と整合している。  
➢ 不確かさケースとしては、2011年4月7日宮城県沖の地震の余震域を十分にカバーし、さらに震源北側の低速度域を含んで、長さ方向に2倍以上となるような断層面を設定し、Mw7.4の地震規模を考慮する。

2011年4月7日宮城県沖の地震 地震の概要  
(気象庁HP)

項目	概要
発生日時	平成23年4月7日23時32分頃
震央地名	宮城県沖
地震諸元	気象庁マグニチュード Mj7.2
	震央位置 北緯38度12.2分 東経141度55.2分
	震源深さ 66km



4.7地震の断層面に沿ったS波速度構造分布図(Nakajima et al.(2011))に加筆  
白丸は再決定した余震。黒実線はプレート境界。破線は海洋プレートモホ面。  
■ : Mj7.2相当の断層面  
■ : Mw7.4相当の断層面

➢ 以上を踏まえ、敷地周辺に考慮する上面の地震の基本モデルは、同一テクトニクス内である東北地方で発生したプレート上面の海洋プレート内地震のうち、最大規模である2011年4月7日宮城県沖の地震を踏まえ、Mj7.2を考慮する。  
➢ また、地震規模の不確かさケースとしては、上記地震の震源領域に関する知見を踏まえ、Mw7.4を考慮することとする。



## 2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.2 検討用地震の選定

### 二重深発地震 上面の地震 短周期レベルの検討

#### ■基本モデルの考え方

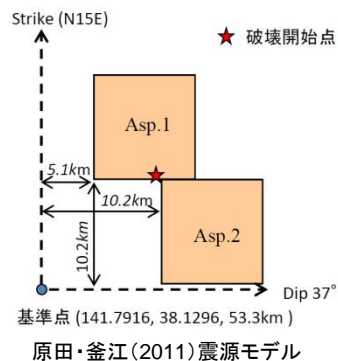
- ▶ 上面の地震については、敷地周辺における短周期レベルの地域性に関する知見は得られていないことから、地震調査委員会(2016)による海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルを用いる。

#### ■不確かさケースの考え方

$$A(\text{N}\cdot\text{m}/\text{s}^2) = 9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$$

(地震調査委員会(2016))

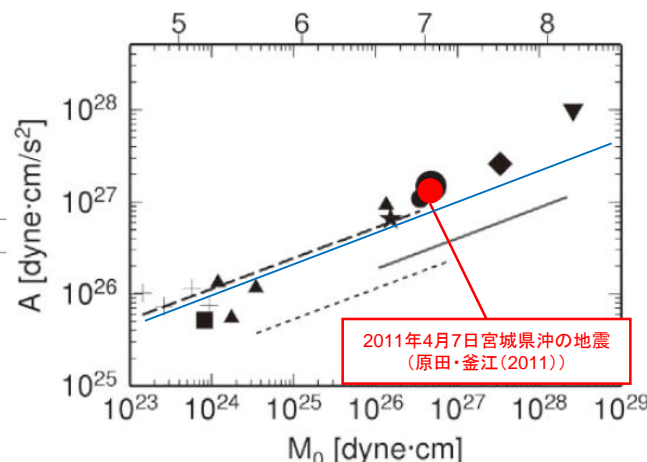
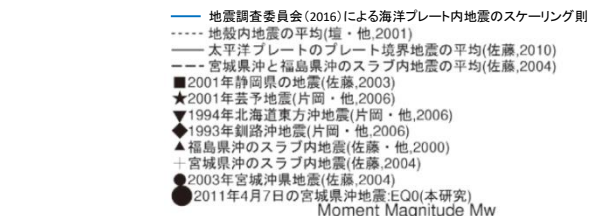
- ▶ 同一テクトニクス内で発生した上面の地震のうち、2011年4月7日宮城県沖の地震については、原田・釜江(2011)によるシミュレーションモデルを参照すると、その短周期レベルは、上記に示した地震調査委員会(2016)による、海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルの1.5倍に相当している。



原田・釜江(2011)震源モデルのパラメータ

	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	2008/06/08 00:58 M5.0	2008/06/08 00:58 M5.0

※同様に同一テクトニクス内で発生した上面の地震である2003年5月26日宮城県沖の地震(M7.1)の短周期レベルについては、2011年4月7日宮城県沖の地震の約0.7倍である。



海洋プレート内地震の地震モーメントと短周期レベルの関係 (佐藤(2012)に加筆)

- ▶ 以上を踏まえ、敷地周辺に考慮する上面の地震の基本モデルについては、敷地周辺において短周期レベルに関する地域性が明確でないことから、地震調査委員会(2016)による海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルを考慮する。
- ▶ なお、短周期レベルの不確かさケースとして、同一テクトニクス内で発生した同タイプの地震である2011年4月7日宮城県沖の地震に相当する、地震調査委員会(2016)による海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルの1.5倍の値を考慮することとする。

## 2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.2 検討用地震の選定 二重深発地震 下面の地震 想定位置の検討(1)

➤ 下面の地震については、東北地方において、2008年岩手県沿岸北部の地震(Mj6.8)が発生している。

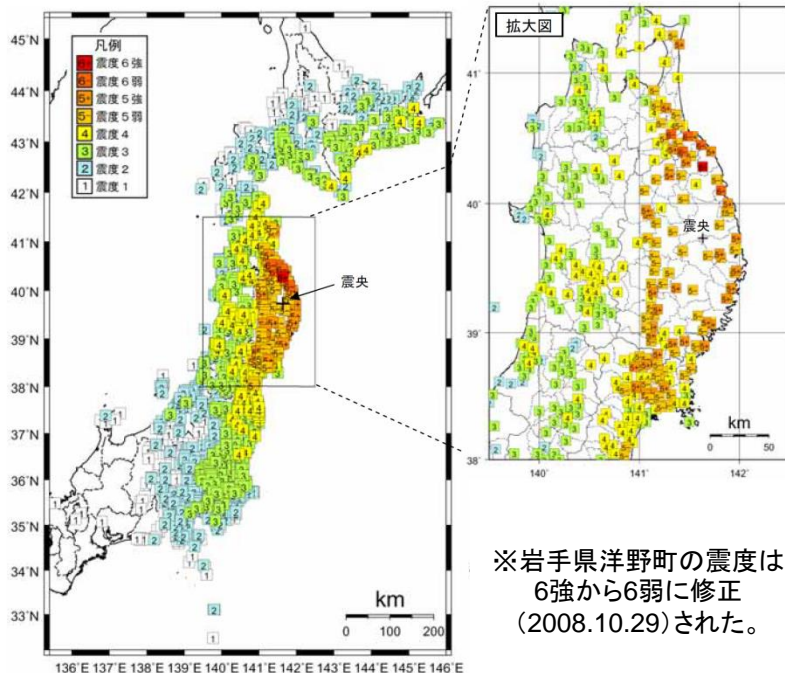
### ■2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震

【気象庁(2008):平成20年7月 地震・火山月報(防災編)】

2008年7月24日00時26分に岩手県沿岸北部の深さ108kmでMj6.8(最大震度6強)\*の地震が発生した。この地震の発震機構(CMT解)は、太平洋プレートの沈み込む方向に張力軸を持つ型で、太平洋プレート内部(二重地震面の下面)で発生した地震である。

2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震 地震の概要  
(気象庁HP)

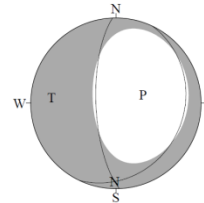
項目	概要
発生日時	平成20年7月24日00時26分頃
震央地名	岩手県沿岸北部
地震諸元	気象庁マグニチュード Mj6.8
	震央位置 北緯39度43.9分 東経141度38.1分
	震源深さ 108km



\*岩手県洋野町の震度は6強から6弱に修正(2008.10.29)された。

震度分布図(気象庁(2008))

2008/07/24 00:26:19.6  
NORTHERN IWATE PREF  
Hypo.:39°43.9'N 141°38.1'E 108km



発震機構 CMT解(気象庁(2015))

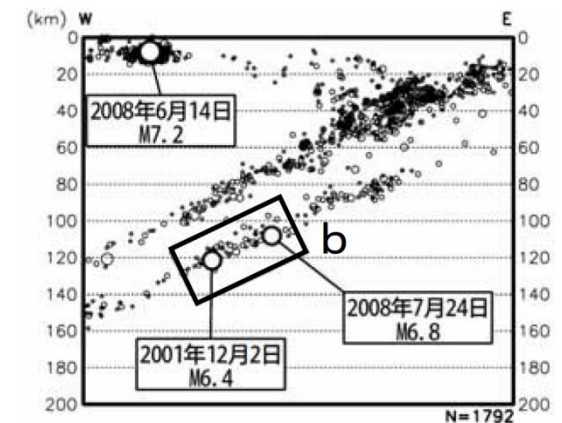


図2-2 領域a内の断层面図(東西投影)

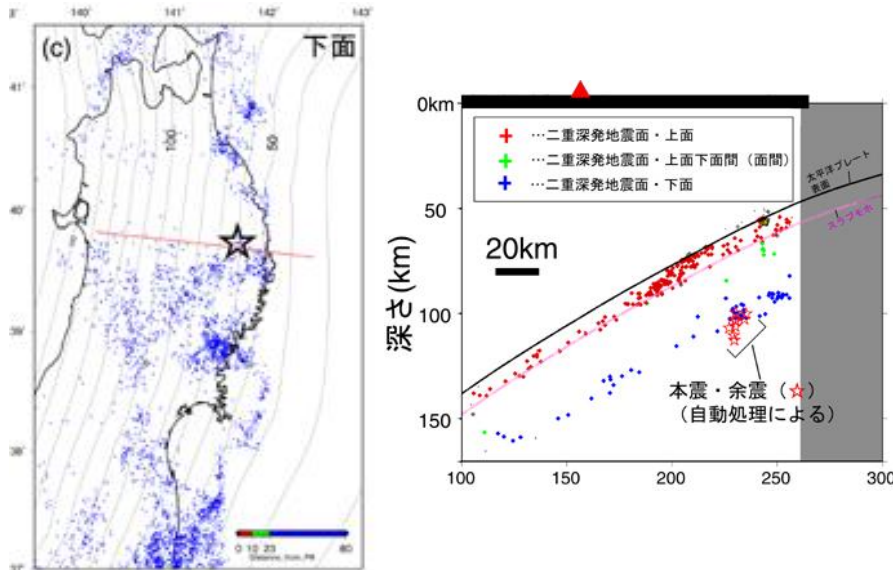
断层面図(気象庁(2008))

## 2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.2 検討用地震の選定

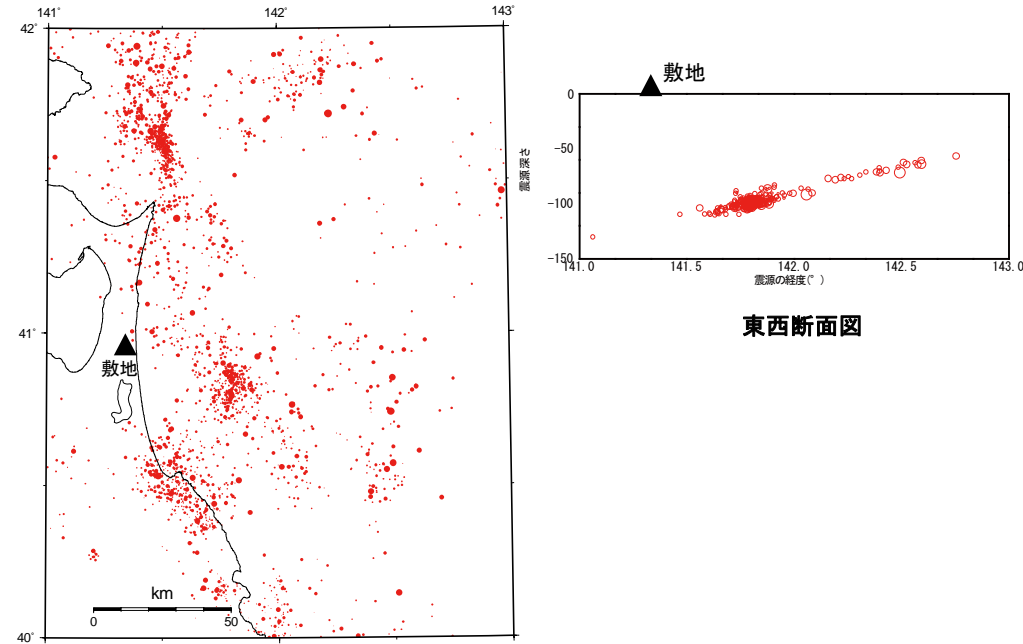
### 二重深発地震 下面の地震 想定位置の検討(2)

➤ 東北大学(2008)によれば、2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震は、沈み込む海洋性プレート(太平洋プレート)内部に発達する二重深発地震面・下面の部分で発生した地震。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たとされている。

➤ 敷地周辺においては、過去に規模の大きな下面の地震は発生していないが、敷地周辺で発生した二重深発地震面下面の中小地震の発生分布によれば、敷地周辺で下面の地震が複数発生していることから、上面の地震と同様に、敷地直近の位置に震源を想定する。



2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震の震源位置  
東北大学(2008)より抜粋



敷地周辺における二重深発面下面の地震の発生分布  
(震源は気象庁地震カタログによる)

➤ 以上を踏まえ、敷地周辺に考慮する下面の地震については、敷地周辺において過去に下面の地震が複数発生していることから、二重深発地震面下面で、敷地に最も近い位置に設定する。

➤ なお、想定位置の不確かさケースとしては、上面の地震と同様に、アスペリティが震源断層上面に位置するケースを設定する。

## 2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.2 検討用地震の選定

### 二重深発地震 下面の地震 地震規模の検討

H30.10.31  
資料1-4-2  
p65 再掲



#### ■ 基本モデルの地震規模

➤ 同一テクトニクス内と考えられる東北地方で発生したプレート下面の海洋プレート内地震のうち、最大規模の地震は、2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震のMj6.8である。

➤ 上記を踏まえ、敷地周辺で考慮する下面の地震の基本モデルについては、地震規模をMj6.8とする。

#### ■ 不確かさケースの考え方

➤ 下面の地震の地震規模に関する不確かさについては、プレート上面、下面の応力場が同じ厚さであることを踏まえて、上面の地震と同じ規模であるMw7.4を考慮することとする。

➤ 以上を踏まえ、敷地周辺に考慮する下面の地震の基本モデルについては、同一テクトニクス内である東北地方で発生したプレート下面の海洋プレート内地震のうち、最大規模である2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震の知見を踏まえ、Mj6.8を考慮する。  
➤ なお、地震規模の不確かさケースとしては、上面の地震と同様に、Mw7.4を考慮することとする。



# 二重深発地震 下面の地震 短周期レベルの検討



## ■基本モデルの考え方

➤ 下面の地震については、敷地周辺では短周期レベルの地域性に関する知見は得られていないことから、地震調査委員会(2016)による海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルを用いる。

## ■不確かさケースの考え方

$$A(N \cdot m/s^2) = 9.84 \times 10^{10} \times (M_0 \times 10^7)^{1/3}$$

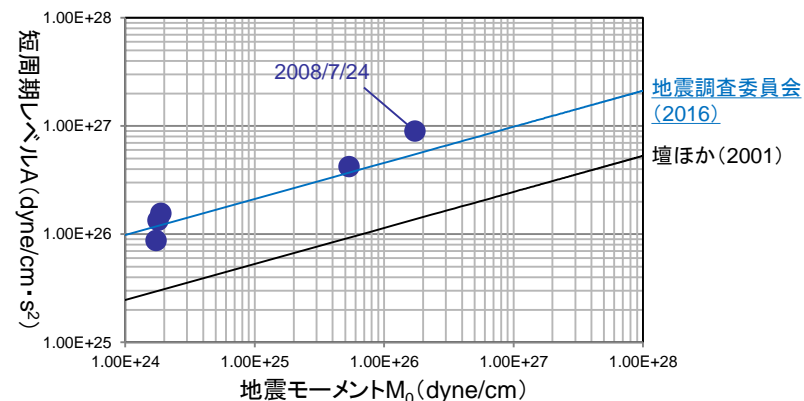
(地震調査委員会(2016))

➤ 同一テクトニクス内で発生した下面の地震の短周期レベルについては、佐藤ほか(2013)において右図に示すように分析が行われている。下面の地震のうち、2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震の短周期レベルは、上記に示した地震調査委員会(2016)による、海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルの1.6倍に相当している。

(d) 正断層(Down-dip Extension)のスラブ内地震

地震番号	発震時*			深さ** km	$M_J^{**}$	$M_0^{**}$ dyne · cm	$M_w^{**}$	$A$ dyne · cm/s <sup>2</sup>	$f_{max}$ Hz	$n$
	年	月日	時:分							
SN1	1998	4月9日	17:45	89	5.4	1.78E+24	5.4	1.34E+26	14.0	4.0
SN2	2001	4月3日	4:54	59	5.6	1.72E+24	5.4	8.76E+25	9.1	4.0
SN3	2001	12月2日	22:01	119	6.4	5.34E+25	6.4	4.21E+26	9.3	4.0
SN4	2008	7月24日	0:26	104	6.8	1.72E+26	6.8	8.96E+26	9.5	4.0
SN5	2010	3月13日	21:46	74	5.5	1.88E+24	5.4	1.56E+26	11.1	4.0

佐藤ほか(2013)より抜粋



佐藤ほか(2013)に基づき作成

➤ 以上を踏まえ、敷地周辺に考慮する下面の地震の基本モデルについては、敷地周辺の地域性が明確でないことから、地震調査委員会(2016)による海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルを考慮する。

➤ なお、短周期レベルの不確かさケースとして、同一テクトニクス内で発生した同タイプの地震である2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震を踏まえ、地震調査委員会(2016)による海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルの1.6倍の値を考慮することとする。



## 2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.2 検討用地震の選定 沖合いの浅い地震 想定位置の検討(1)

➤ 沖合いの浅い地震については、東北地方において、2011年7月10日三陸沖の地震(Mj7.3)が発生している。

### ■2011年7月10日三陸沖の地震

【気象庁(2011):平成23年7月 地震・火山月報(防災編)】

2011年7月10日09時57分に三陸沖でMj7.3の地震(最大震度4)が発生した。この地震の発震機構(CMT解)は西北西-東南東方向に張力軸を持つ横ずれ断層型で、太平洋プレート内部で発生した。

### 2011年7月10日三陸沖の地震 地震の概要 (気象庁HP)

項目	概要
発生日時	平成23年7月10日09時57分頃
震央地名	三陸沖
地震諸元	気象庁マグニチュード Mj7.3
	震央位置 北緯38度01.9分 東経143度30.4分
	震源深さ 34km

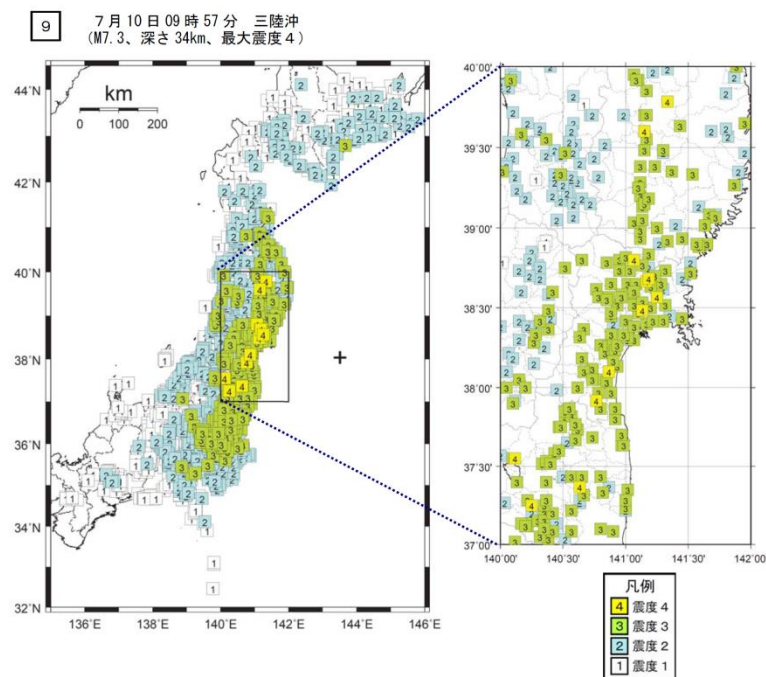
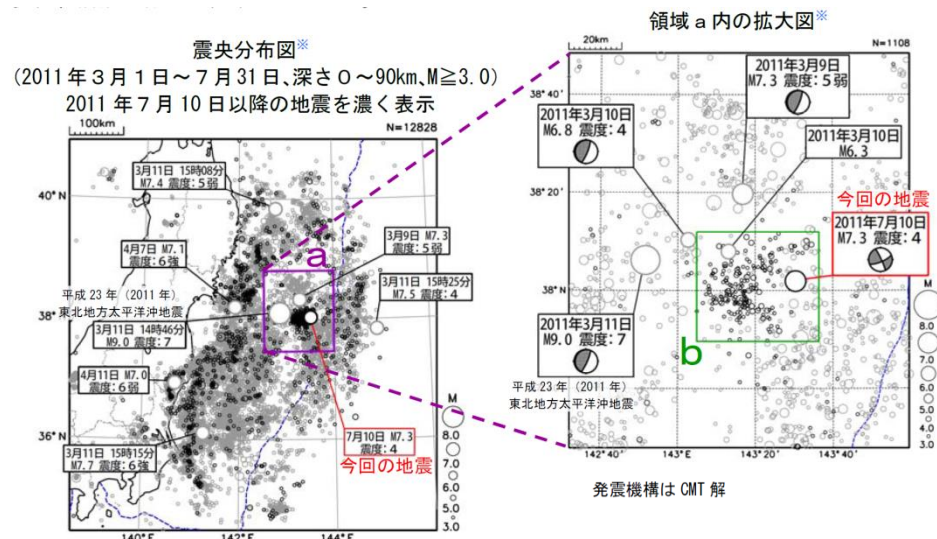


図3-3 震度分布図(各図の左上の数字は表1、図2の番号に対応する。+印は震央を示す)

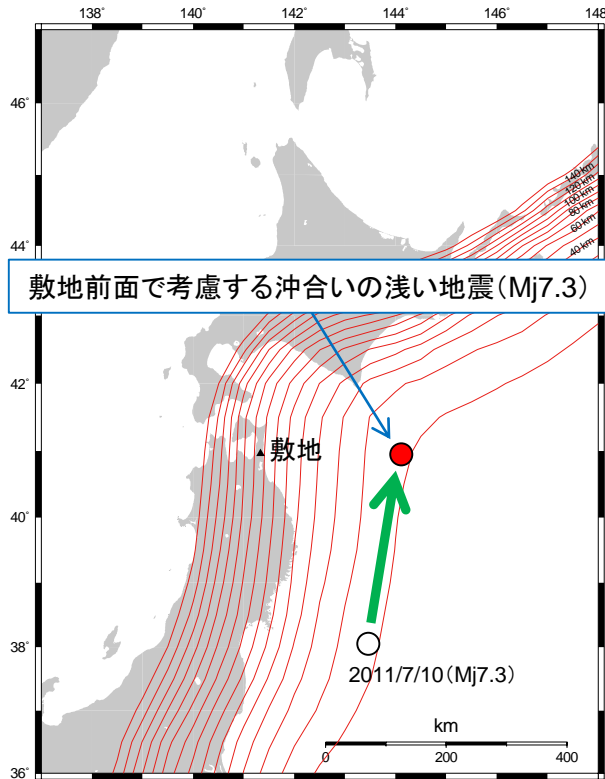
震度分布図(気象庁(2011b))



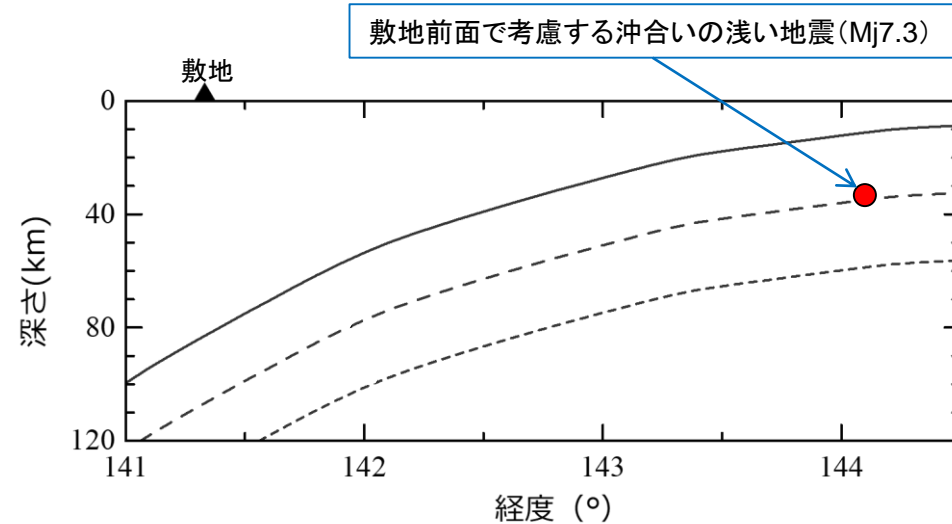
震央分布図(気象庁(2011b))

## 2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.2 検討用地震の選定 沖合いの浅い地震 想定位置の検討(2)

- 沖合いの浅い地震については、東北地方において、2011年7月10日三陸沖の地震(Mj7.3)が発生していることから、同様の地震が、敷地前面で発生する場合を考慮する。
- 敷地前面での考慮においては、2011年7月10日三陸沖の地震の発生深さを踏まえて想定する。



プレート上面深さと敷地前面における沖合いの浅い地震の想定位置の考え方  
(プレート上面深さは防災科研J-SHISによる)



敷地前面で考慮する沖合いの浅い地震の想定位置

- 以上を踏まえ、敷地周辺に考慮する沖合いの浅い地震については、敷地前面に考慮した場合について断層位置を設定する。

## ○地震規模

### ■基本モデルの考え方

- 同一テクトニクス内と考えられる東北地方で発生した沖合いの浅い地震のうち、最大規模の地震は、2011年7月10日三陸沖の地震のMj7.3である。

- 上記を踏まえ、敷地周辺で考慮する沖合いの浅い地震の基本モデルについては、地震規模をMj7.3とする。

### ■不確かさケースの考え方

- 沖合いの浅い地震の地震規模に関して、同一テクトニクス内における知見が無いことから、上面の地震と同じ規模であるMw7.4を考慮することとする。

## ○短周期レベル

### ■基本モデルの考え方

- 沖合いの浅い地震については、敷地周辺では短周期レベルの地域性に関する知見は得られていないことから、地震調査委員会(2016)による海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルを用いる。

### ■不確かさケースの考え方

- 沖合いの浅い地震についても、上面の地震と同様に地震調査委員会(2016)による海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルの1.5倍の値を考慮する。

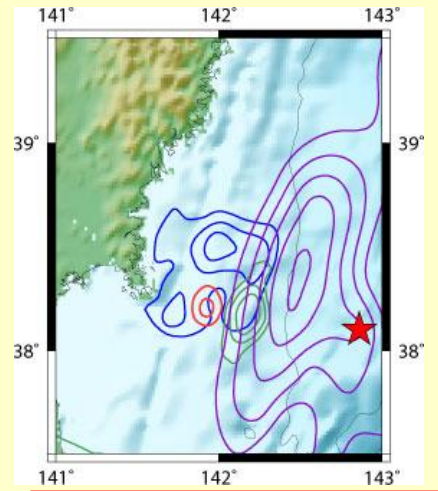
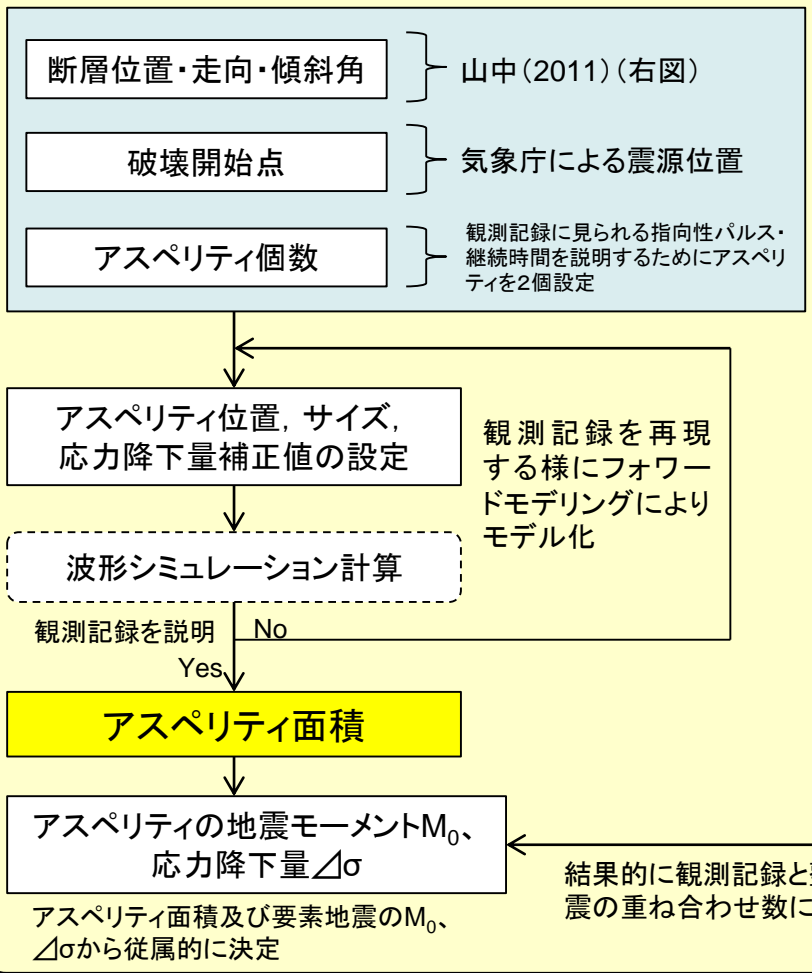
- 以上を踏まえ、敷地周辺に考慮する沖合いの浅い地震の基本モデルは、同一テクトニクス内である東北地方で発生した沖合いの浅い地震の海洋プレート内地震のうち、最大規模である2011年7月10日三陸沖の地震の知見を踏まえ、地震規模としてMj7.3を考慮し、地震規模の不確かさケースとしては、上面の地震と同様に、Mw7.4を考慮することとする。
- 短周期レベルについては、基本モデルは、地震調査委員会(2016)による海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルを用い、短周期レベルの不確かさケースとしては、上面の地震と同様に地震調査委員会(2016)による海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルの1.5倍の値を考慮する。

# 原田・釜江(2011)の断層パラメータ設定フロー

➤ 原田・釜江(2011)において、2011年4月7日宮城県沖の地震について、右図のように、経験的グリーン関数法を用いて震源のフォワードモデリングが行われている。

➤ 参考ケースは、本モデルに基づき策定する。

## 原田・釜江(2011)のフォワードモデリングの手順



- 赤：2011年4月7日 宮城県沖地震  
走向、傾斜、すべり角 = (15°, 37°, 79°)
- 紫：2011年3月11日 東北地方太平洋沖地震
- 緑：2005年8月16日 宮城県沖地震
- 青：1978年6月12日 宮城県沖地震
- ★：2011年3月11日 東北地方太平洋沖地震の震央  
山中(2011)より抜粋

**要素地震の  $M_0$ ,  $\Delta\sigma$**

2008年6月2日 宮城県沖の地震の緒元(気象庁・F-net)

結果的に観測記録と整合する要素地震の重ね合わせ数に基づき算定

□ : 与条件のパラメータ  
□ : 探索の結果得られるパラメータ

(レシピ記載のパラメータ算定式)

アスペリティのすべり量  

$$D = M_0 / \mu S_a$$
 アスペリティの短周期レベル  

$$A = 4\pi r \Delta\sigma_a \beta^2$$

$M_0$ : アスペリティの地震モーメント  
 $\mu$ : 剛性率  
 $S_a$ : アスペリティ面積  
 $r$ : アスペリティの等価半径  
 $\Delta\sigma_a$ : アスペリティの応力降下量  
 $\beta$ : S波速度

## 当社敷地周辺の状況を反映したパラメータ

S波速度: 4.0km/s (佐藤・巽(2002))  
 剛性率:  $4.80 \times 10^{10} \text{N/m}^2$  (同上)

アスペリティのすべり量、短周期レベル  
 ⇒ 上記の原田・釜江(2011)によるアスペリティ面積、 $M_0$ 、 $\Delta\sigma$ を参照し、レシピ(左式)に基づいて算定

## 原田・釜江(2011)の断層パラメータ

▶ 参考ケースとして評価を実施する、原田・釜江(2011)に基づくモデルの断層パラメータを以下に示す。

「原田・釜江(2011)に基づくモデル」のパラメータ表

項目		設定値
モーメントマグニチュード		7.1
気象庁マグニチュード		7.2
走向(°)		0
傾斜角(°)		37
破壊伝播形式		同心円状
S波速度(km/s) ※2		4.0
破壊伝播速度(km/s) ※2		2.88
剛性率(N/m <sup>2</sup> ) ※2		4.80 × 10 <sup>10</sup>
高周波遮断振動数 $f_{max}$ (Hz)		18
地震モーメント(N・m)		6.4 × 10 <sup>19</sup>
短周期レベル(Nm/s <sup>2</sup> ) ※2, ※3		1.16 × 10 <sup>20</sup>
アスペリティ1	断層長さ(km)	10.2
	断層幅(km)	10.2
	面積(km <sup>2</sup> )	104.04
	上端深さ(km)	基本モデルに相当する 位置に設定※1
	下端深さ(km)	
	地震モーメント(N・m)	3.2 × 10 <sup>19</sup>
	平均すべり量(cm) ※2	641
	静的応力降下量(MPa) ※3	70.6
	短周期レベル(Nm/s <sup>2</sup> ) ※2, ※3	8.17 × 10 <sup>19</sup>
アスペリティ2	断層長さ(km)	10.2
	断層幅(km)	10.2
	面積(km <sup>2</sup> )	104.04
	上端深さ(km)	基本モデルに相当する 位置に設定※1
	下端深さ(km)	
	地震モーメント(N・m)	3.2 × 10 <sup>19</sup>
	平均すべり量(cm) ※2	641
	静的応力降下量(MPa) ※3	70.6
	短周期レベル(Nm/s <sup>2</sup> ) ※2, ※3	8.17 × 10 <sup>19</sup>

※1:敷地直近の位置に設定する。

※2:当社敷地周辺の状況を反映したパラメータ

※3:原田・釜江(2011)において決定されたモデルの断層面積に対応する応力降下量は、標準的な海洋プレート内地震の短周期レベルよりも大きな値となるよう設定されている。

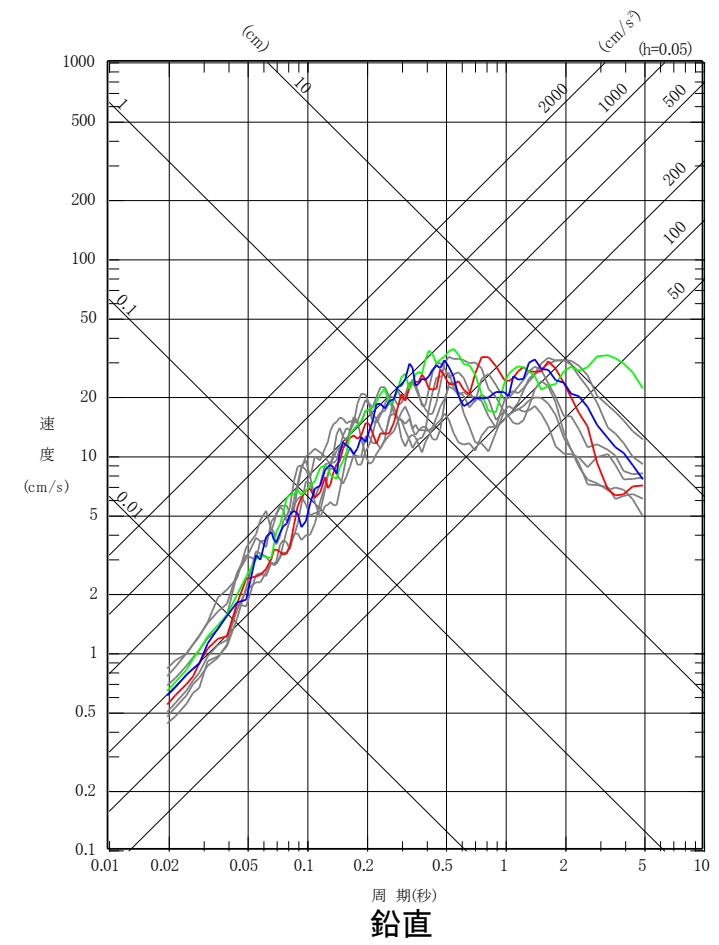
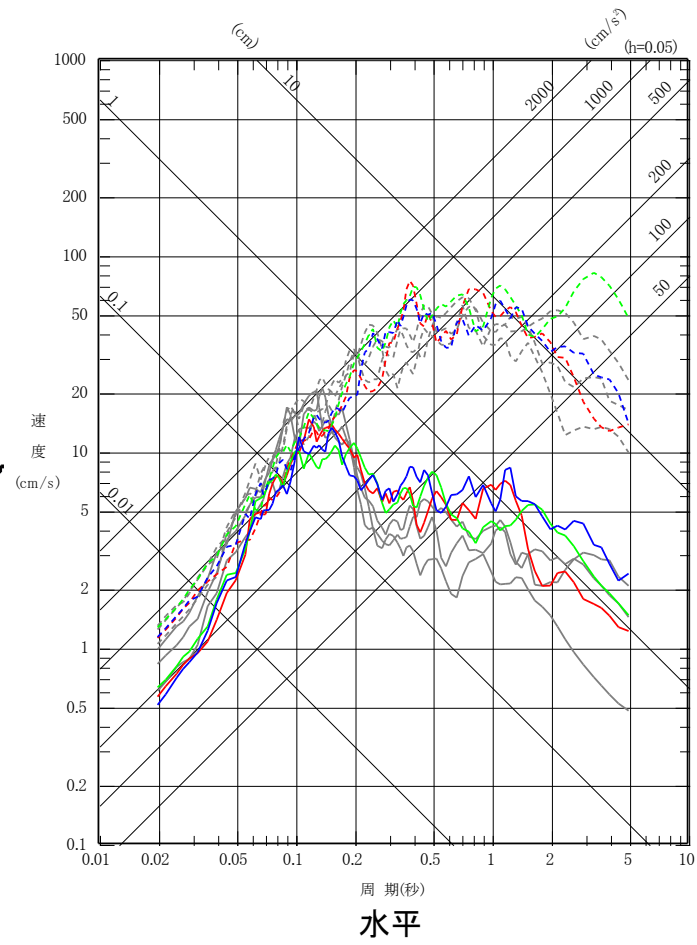
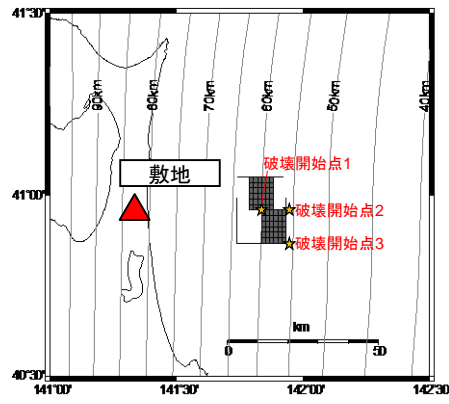
(参考) 防災科学技術研究所F-netによる2011年4月7日宮城県沖地震の地震モーメントは、 $M_0=4.74 \times 10^{19}$ Nmとなっている。



断層モデルを用いた手法 参考ケース(原田・釜江(2011)モデル)(応答スペクトル)

➤ 参考ケースとして評価を実施した原田・釜江(2011)のモデルについて、地震動評価結果を下図に示す。  
 ➤ 原田・釜江(2011)のモデルは、短周期レベルが地震調査委員会(2016)の1.5倍相当となっていることから、下図に短周期レベルの不確かさケースの評価結果との比較を行った結果、両者の評価結果は概ね同等となっている。

- 破壊開始点1 NS方向
- - 破壊開始点1 EW方向
- 破壊開始点2 NS方向
- - 破壊開始点2 EW方向
- 破壊開始点3 NS方向
- - 破壊開始点3 EW方向
- 破壊開始点1 UD方向
- 破壊開始点2 UD方向
- 破壊開始点3 UD方向



※灰色のスペクトルは、  
短周期レベルの不確かさ  
ケースの評価結果

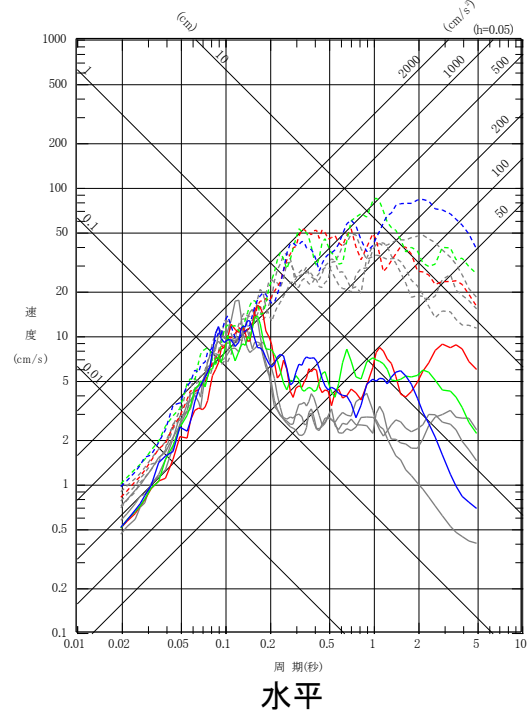
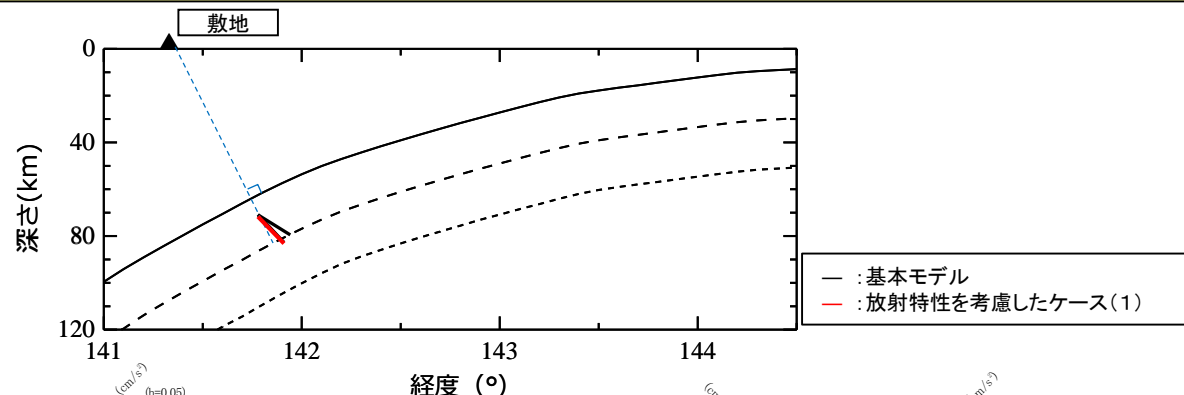
## 2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.5 地震動評価結果 放射特性を考慮したケース(1)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p73 再掲

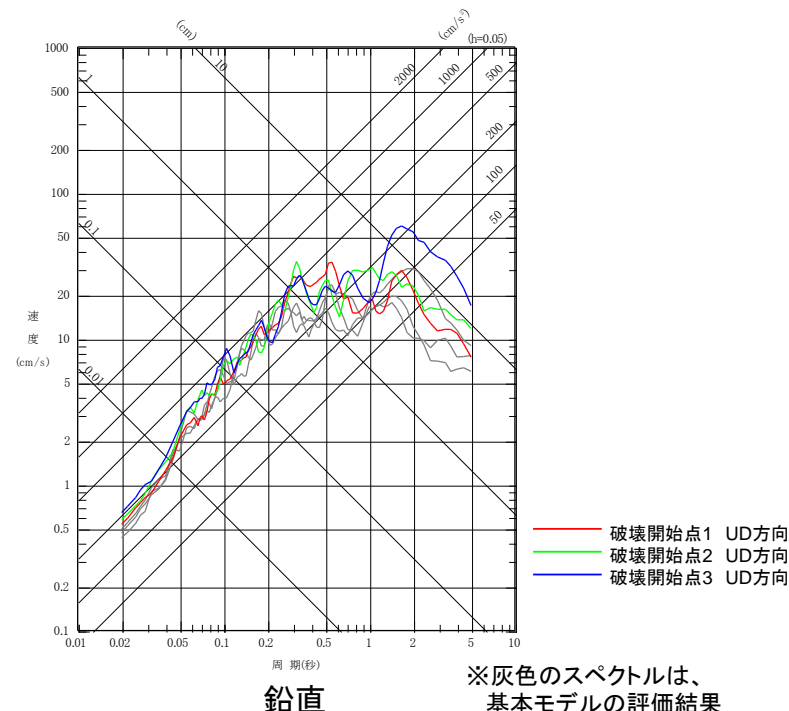


### ■断層傾斜角をプレート上面から75° とした場合

- 断層面の傾斜角を、プレート上面から75° とし、断層の破壊が敷地に向かうような設定を考慮した。
- 断層パラメータについては、基本モデルに準じている。



断面図



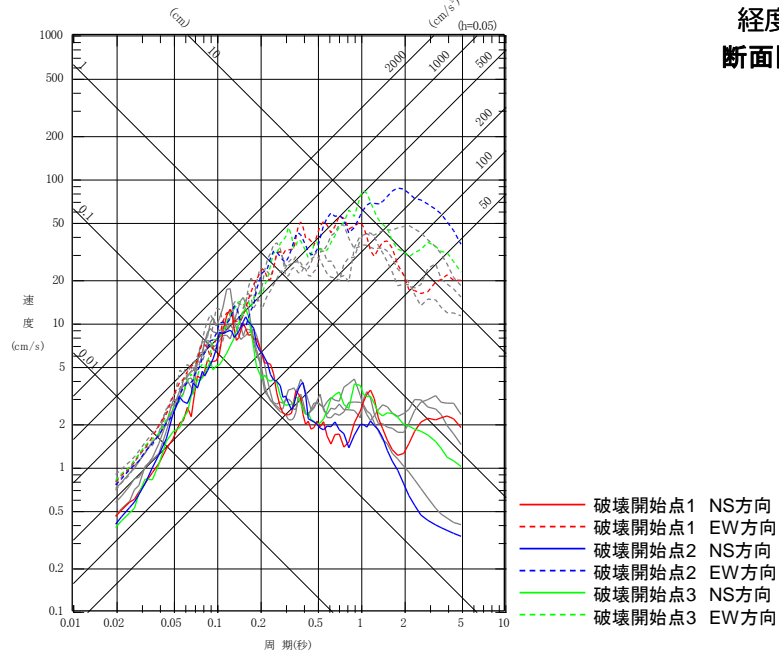
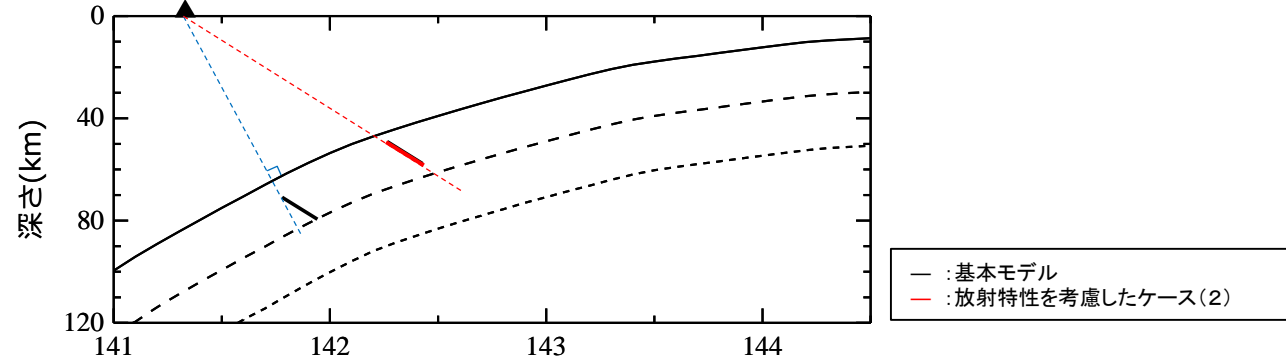
## 2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.5 地震動評価結果 放射特性を考慮したケース(2)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p74 再掲



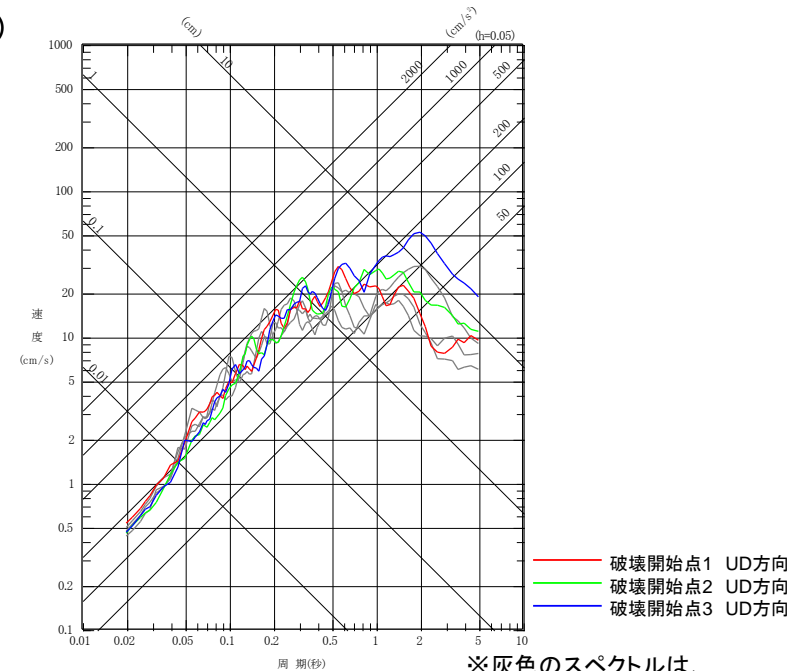
### ■基本モデルについて、破壊が敷地に向かうように震源位置を変更した場合

- 断層面の位置について、破壊が敷地に向かうように、震源位置を変更したケースについて考慮した。
- 断層パラメータについては、基本モデルに準じている。



水平

断面図

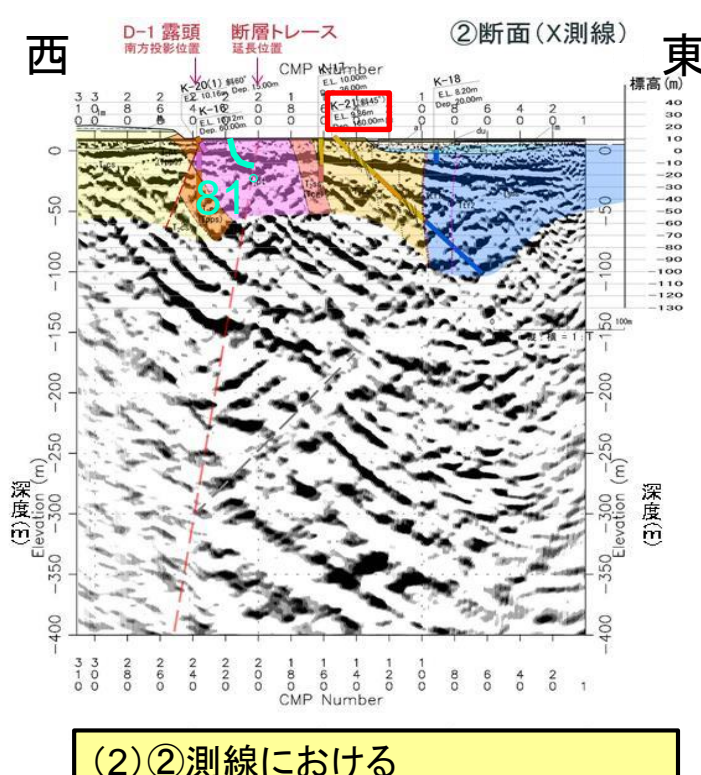
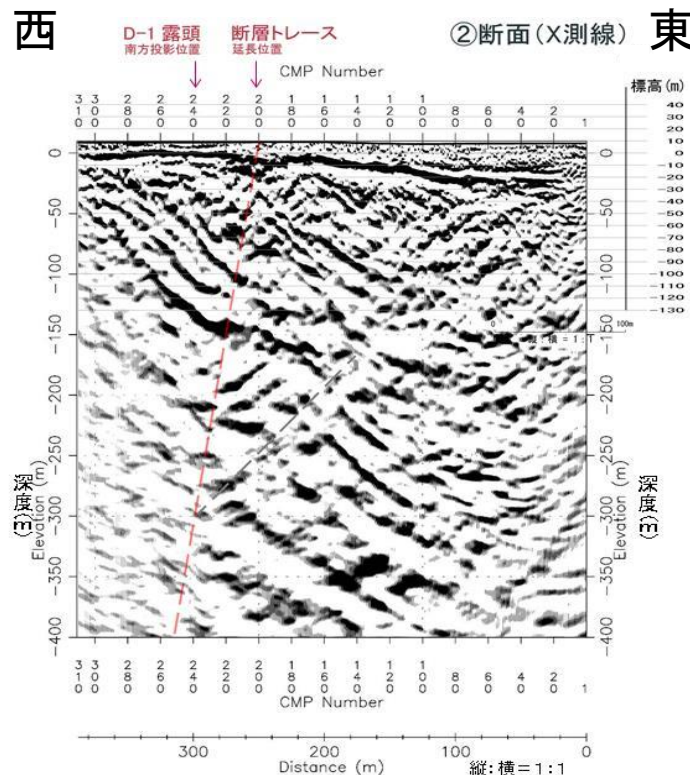
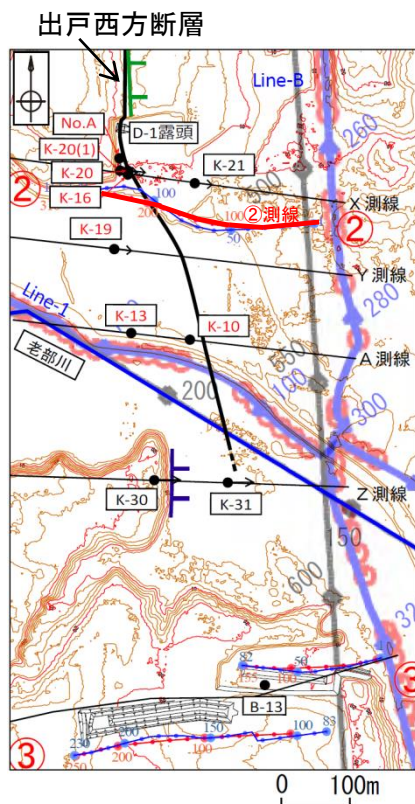


鉛直

## 2.3 内陸地殻内地震／2.3.1 出戸西方断層の地質調査結果の概要

### 断層の傾斜角のデータ:反射法地震探査(油圧インパクト):②測線

H30.10.31  
資料1-4-2  
p75 再掲



(1) 出戸西方断層の走向と  
②測線とのなす角:  $38^\circ$

(3) ②測線付近における  
出戸西方断層の真の傾斜: 約  $84^\circ$

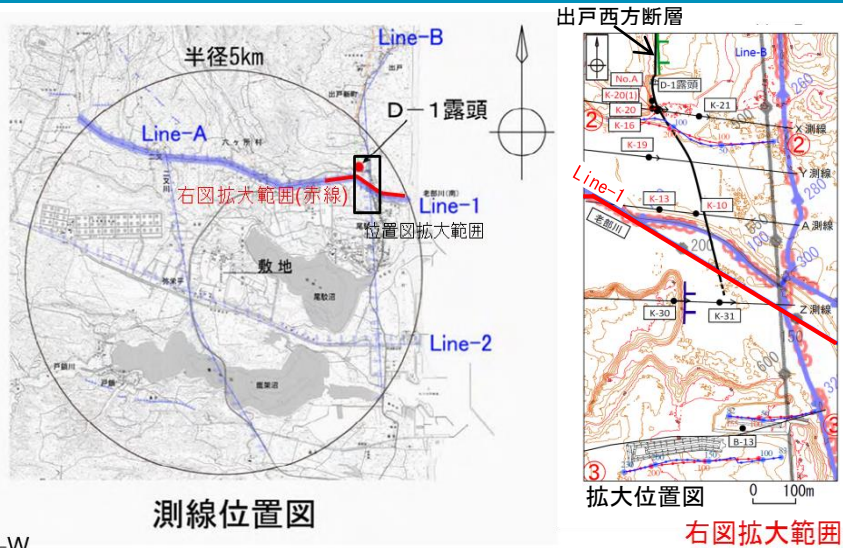
(2) ②測線における  
出戸西方断層の見かけ傾斜:  $81^\circ$

反射断面+地質調査結果

- 反射断面の西半部に見られる断層の地表付近の位置は、D-1露頭、K-16孔から連続する出戸西方断層の地表トレースと一致する。
- 明瞭な反射面が見られる深度300m付近まで、高角西傾斜で連続する。
- 反射面の不連続から、さらに東側において断層の存在が推定されるが、出戸西方断層より東側で掘削したK-21孔において断層は確認されない。



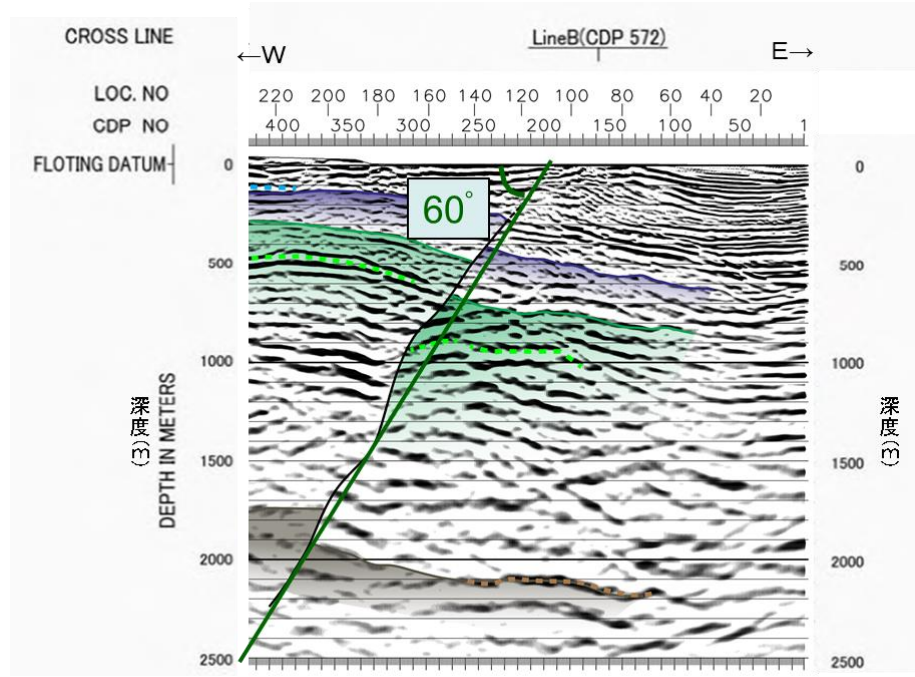
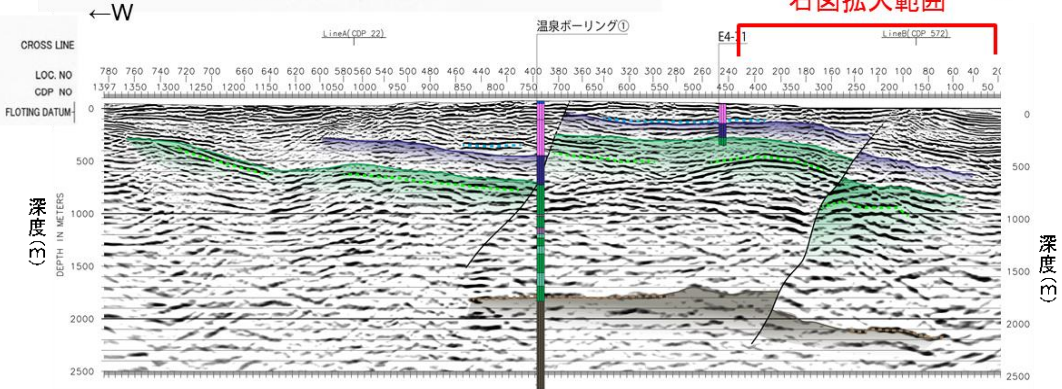
断層の傾斜角のデータ: 反射法地震探査(バイプロサイス): Line-1 東西測線



(1) 出戸西方断層の走向と Line-1 測線とのなす角:  $43^\circ$

(2) Line-1 測線における 出戸西方断層の見かけ傾斜:  $60^\circ$

(3) Line-1 測線付近における 出戸西方断層の真の傾斜: 約  $69^\circ$



〈地質解釈図凡例〉

地質時代	記号	地層名
新第三紀	■	鹿架層 下部層
中新世	■	泊層
先第三紀	■	尻屋層

- 大局的に緩く東へ傾斜しており、地表地質踏査やボーリング調査等で確認される北東-南西走向で南東傾斜の地質構造と対応した特徴を示す。
- CDP150~400付近(深度500m付近)の反射面の分布から、西傾斜の出戸西方断層が推定される。
- 西傾斜の出戸西方断層が推定される位置より東側には、断層の存在を示唆する構造は認められない。



## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.2 地震発生層の設定 微小地震の深さ分布に基づく検討(1)

### ■原子力安全基盤機構(2004)による微小地震分布に基づく地震発生層(東北北部)

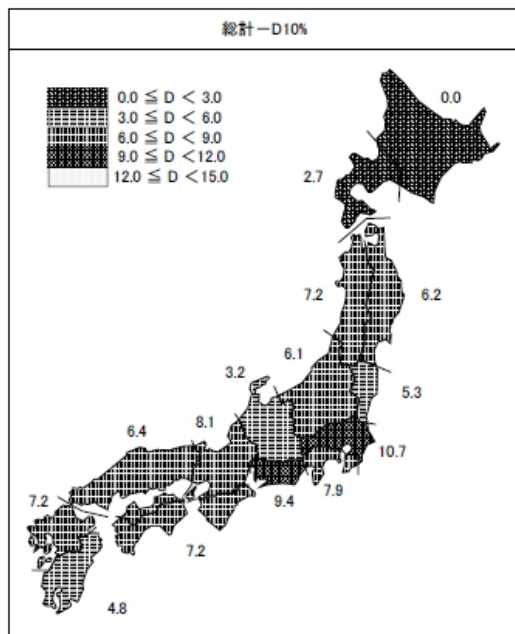
原子力安全基盤機構(2004)による東北北部の地震発生層

地震域	M 区分	最浅 (km)	D10% (km)	D50% (km)	D90% (km)	最深 (km)	データ数	D90%-D10% (km)
東北北部	$2.0 \leq M < 2.5$	0.0	5.8	10.4	13.7	29.6	288	7.9
	$2.5 \leq M < 3.0$	0.0	6.4	11.3	15.9	29.7	97	9.5
	$3.0 \leq M < 3.5$	0.0	7.3	11.0	13.1	29.3	44	5.8
	$3.5 \leq M < 4.0$	8.7	9.8	12.2	15.7	29.5	20	5.9
	$4.0 \leq M$	3.2	7.6	9.1	13.2	14.7	11	5.6
	全データ	0.0	6.2	10.7	13.8	29.7	460	7.6

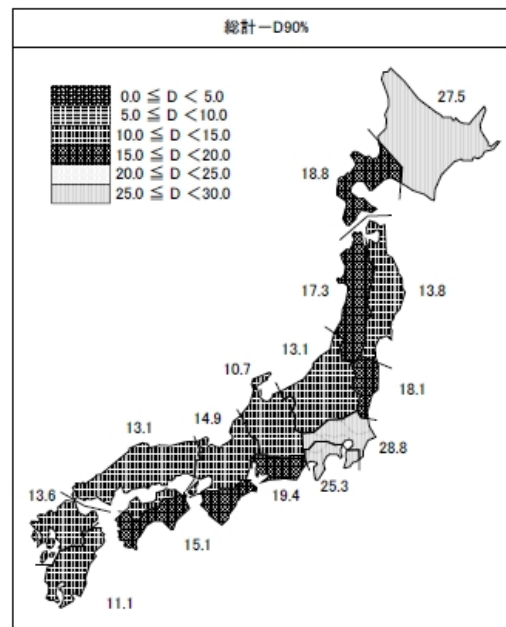
原子力安全基盤機構(2004)による、東北地方北部の微小地震分布によれば、東北地方北部の地震発生層の上限及び下限に相当するD10%及びD90%の深さは以下の通りとなっている。

D10%(上限深さに相当): 6.2km  
D90%(下限深さに相当): 13.8km

D10%: その値より震源深さが浅い地震数が全体の10%になるときの震源深さ。地震発生層上限に対応  
D90%: その値より震源深さが浅い地震数が全体の90%になるときの震源深さ。地震発生層下限に対応



(a) 地震域区分毎のD10%の分布(km)



(b) 地震域区分毎のD90%の分布(km)

## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.2 地震発生層の設定 微小地震の深さ分布に基づく検討(2)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p78 再掲



### ■ 気象庁一元化震源に基づく敷地周辺の微小地震分布に基づく地震発生層

➤ 敷地周辺における微小地震分布に基づき計算した地震発生層の上限及び下限に相当するD10%及びD90%の深さは、以下の通りとなっている。

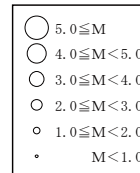
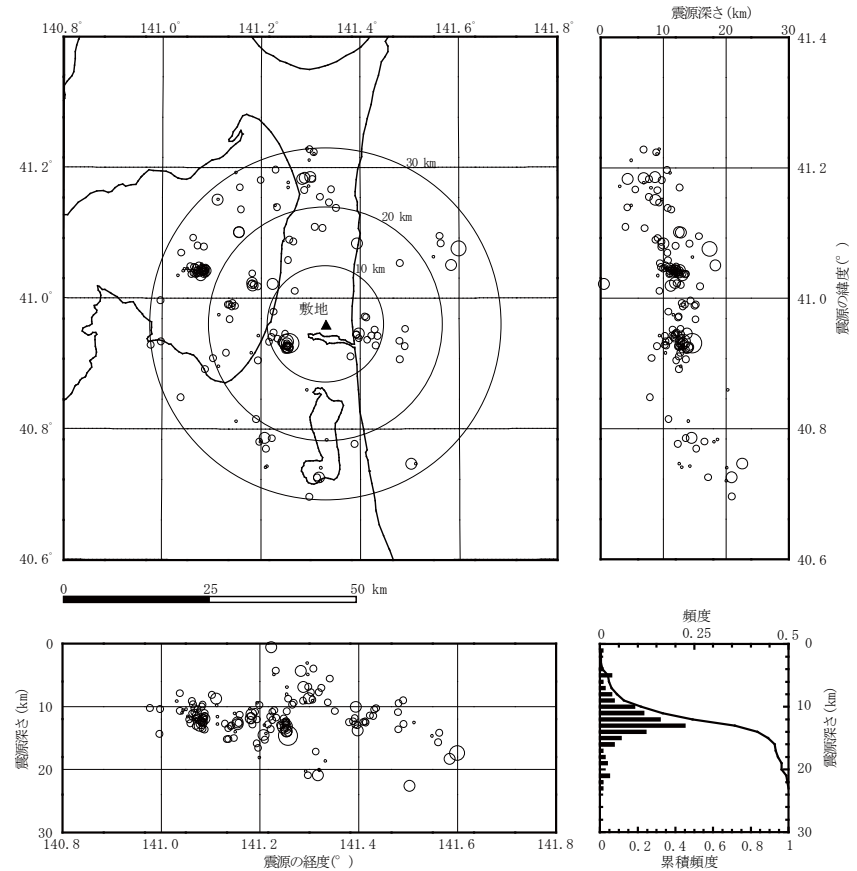
D10%(上限深さに相当): 8.2km

D90%(下限深さに相当): 15.3km

#### 気象庁一元化震源に基づく地震発生層

M区分	最浅(km)	D10%(km)	D50%(km)	D90%(km)	最深(km)	データ数	D90%-D10%(km)
$0.5 \leq M < 1.0$	3.2	7.0	11.8	18.8	20.2	32	11.8
$1.0 \leq M < 1.5$	4.1	8.3	11.8	14.3	21.0	68	6.0
$1.5 \leq M < 2.0$	7.0	9.8	12.2	15.1	17.3	37	5.3
$2.0 \leq M < 2.5$	0.7	4.5	10.7	14.6	21.0	10	10.1
$2.5 \leq M$	7.0	12.0	13.5	18.4	22.7	14	6.4
全データ	0.7	8.2	12.1	15.3	22.7	165	7.1

D10%: その値より震源深さが浅い地震数が全体の10%になるときの震源深さ。地震発生層上限に対応  
D90%: その値より震源深さが浅い地震数が全体の90%になるときの震源深さ。地震発生層下限に対応  
※用いた地震は1997年10月～2011年12月に発生したもの。地震諸元は気象庁による



注: 海域で発生している地震については、陸域の地震に比べ、震源深さの決定精度の信頼性がやや劣ると考えられる。

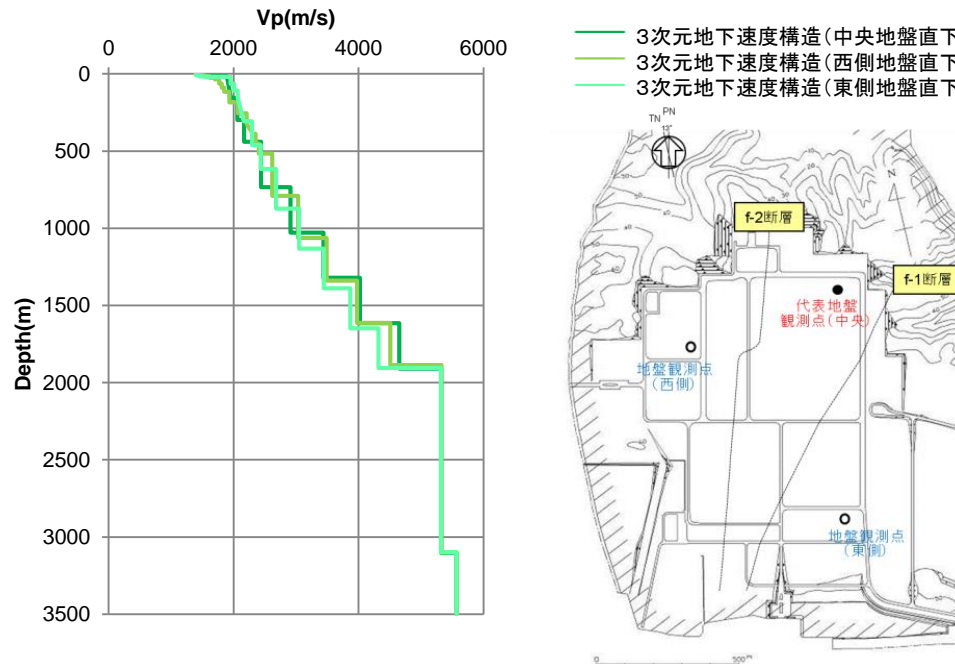
#### 気象庁一元化震源による敷地周辺の地震発生深さ分布

## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.2 地震発生層の設定 P波速度に基づく検討

➤ 以下に示す文献において、地震発生層の上限とP波速度の関連性について述べられており、地震発生層の上限深さは、概ねP波速度6km/sと対応している。

文献	記載
入倉・三宅(2001)	微小地震の浅さ限界HsはP波速度5.8~5.9km/sの層の上限と良い相関がある。
吉井・伊藤(2001)	地震発生層の上限は速度構造が6km/sとなるところにおおむね一致していることが分かった。
廣瀬・伊藤(2006)	浅い地殻内で発生する微小地震は、P波速度が5.8~6.4km/sの層に集中しており、その上下には地震波速度境界が存在する。

➤ 敷地周辺の地質調査結果等を踏まえて作成した3次元地下構造モデルによれば、上記知見に相当するP波速度6km/sの層は、敷地地下で3kmよりも深い。



3次元地下構造モデルに基づく敷地内のVp構造

## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.2 地震発生層の設定 地震波トモグラフィ解析に基づく検討(1)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p80 再掲



### ■長谷川ほか(2004)等による知見

#### ○地震の発生深さ分布

➤ 長谷川ほか(2004)によれば、東北日本の内陸地殻内地震が発生する深さについては、およそ15km程度以浅であり、それより深部では温度が高くなり、急激な断層運動である地震としては変形せず、流動変形が卓越するとされている。

➤ 上記の知見を踏まえ、敷地周辺のトモグラフィ解析結果に基づき、敷地周辺における地震の発生状況を確認する。

#### ○コンラッド面に関する知見

➤ 木下ほか(2000)によれば、コンラッド面以深の下部地殻については、流動性に富んでいて、地震を起こすほど歪みエネルギーを蓄積することができないとされている。

➤ Scholz(1988)によれば、地殻内の塑性流動域(下部地殻に相当)および地震発生層下端は、300°C~450°C程度の領域であるとされており、その上端はコンラッド面と対応していると考えられる。

➤ 下図の長谷川ほか(2004)によれば、東北日本においては、300°C~450°Cとなる深さは、概ね15km程度となっており、微小地震の発生分布の下端とも対応している。

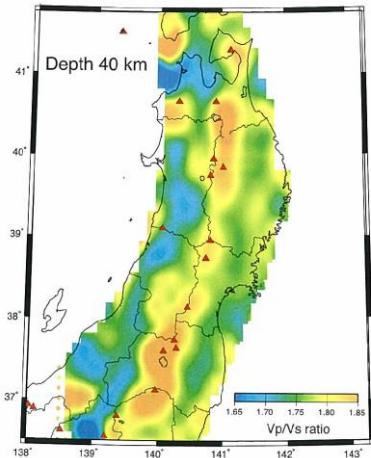


Fig. 5.  $V_p/V_s$  ratio at a depth of 40 km [Nakajima *et al.* (2001a)]. Red triangles show active volcanoes.

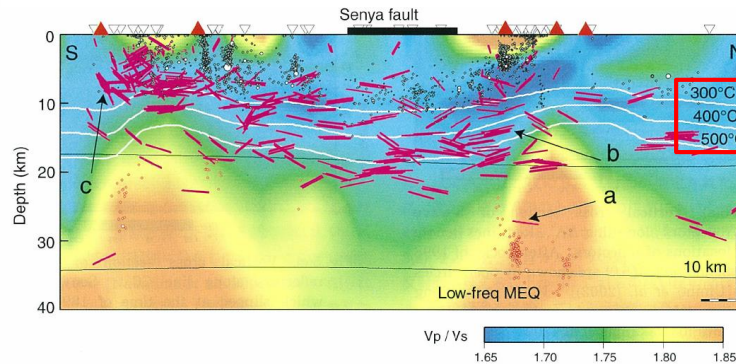


Fig. 5(e). Vertical cross section of S-wave reflectors along line NS. Vertical exaggeration is 2. Black and red circles show shallow earthquakes and low frequency microearthquakes, respectively. White lines show isothermal lines within the crust estimated from P wave velocity perturbations [Hasegawa *et al.* (2000)]. Active volcanoes and Senya fault are shown on the top by red triangles and thick line, respectively. Arrows a, b and c denote locations of reflectors which generated SxS phases shown in Fig. 2(a), (b) and (c), respectively. Others are the same as in Fig. 5(a).

深さ40kmにおける $V_p/V_s$ 比

脊梁山地(火山フロント付近)に沿った $V_p/V_s$ 比

長谷川ほか(2004)に加筆

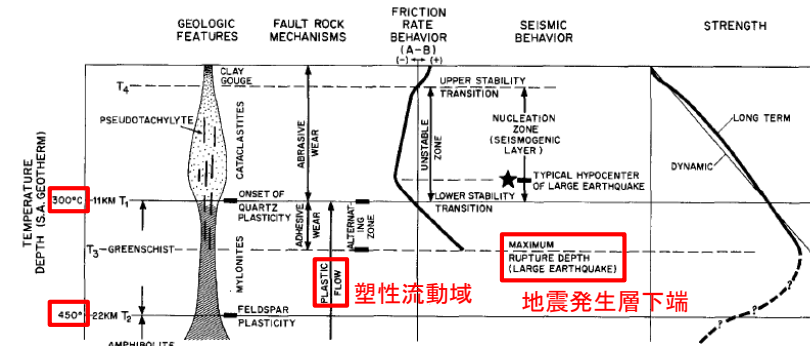


Fig. 4. A synoptic shear zone model, illustrating the major geological and seismological features.

地殻内の温度と塑性流動域・地震発生層下端の関係

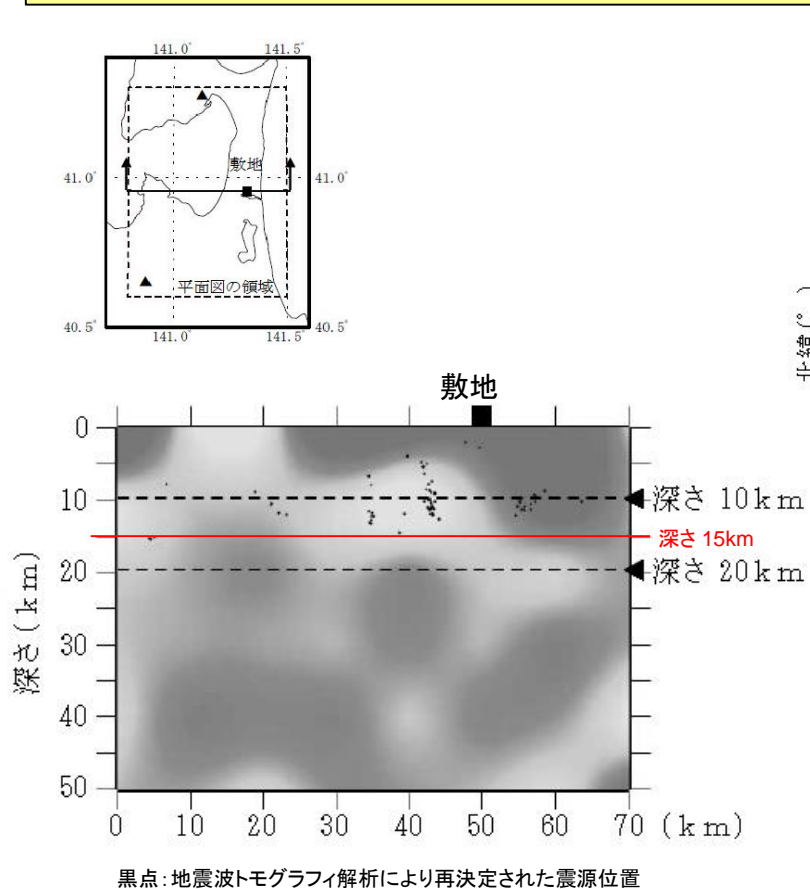
Scholz(1988)に加筆



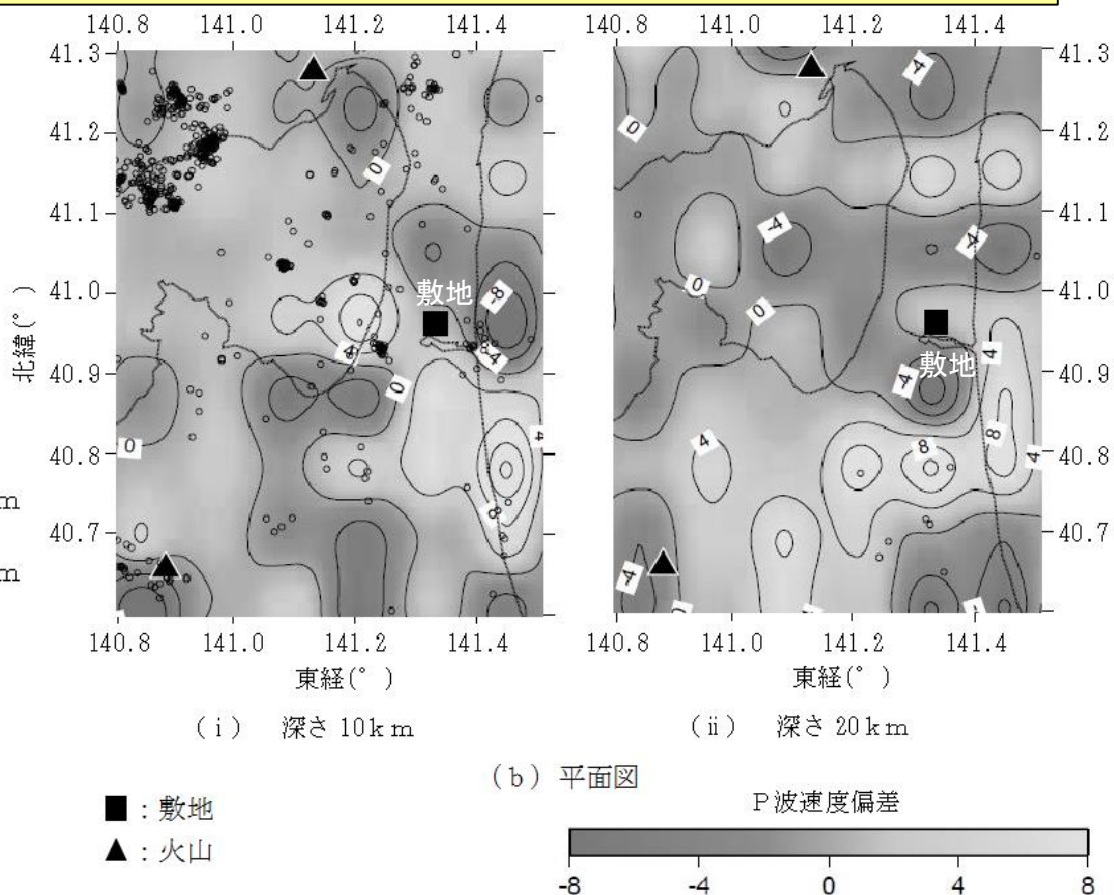
## 2.3 内陸地殻内地震／2.3.2 地震発生層の設定 地震波トモグラフィ解析に基づく検討(2)

### ■ 敷地周辺における地震波トモグラフィ解析結果

- 敷地周辺における地震波トモグラフィ解析により再決定された震源位置の下限は、概ね深さ15km程度であり、長谷川ほか(2004)と整合する。
- また、敷地周辺地下では、概ね深さ15kmより深部で、P波速度が小さくなる傾向となっており、前頁に示した通り、コンラッド面深さ(上部地殻と下部地殻の境界)が地震発生層下端と概ね対応していることが示唆される。



地震波トモグラフィ解析結果(東西断面図)



地震波トモグラフィ解析結果(平面図)

## 2.3 内陸地殻内地震／2.3.2 地震発生層の設定 キュリー点深度に基づく検討

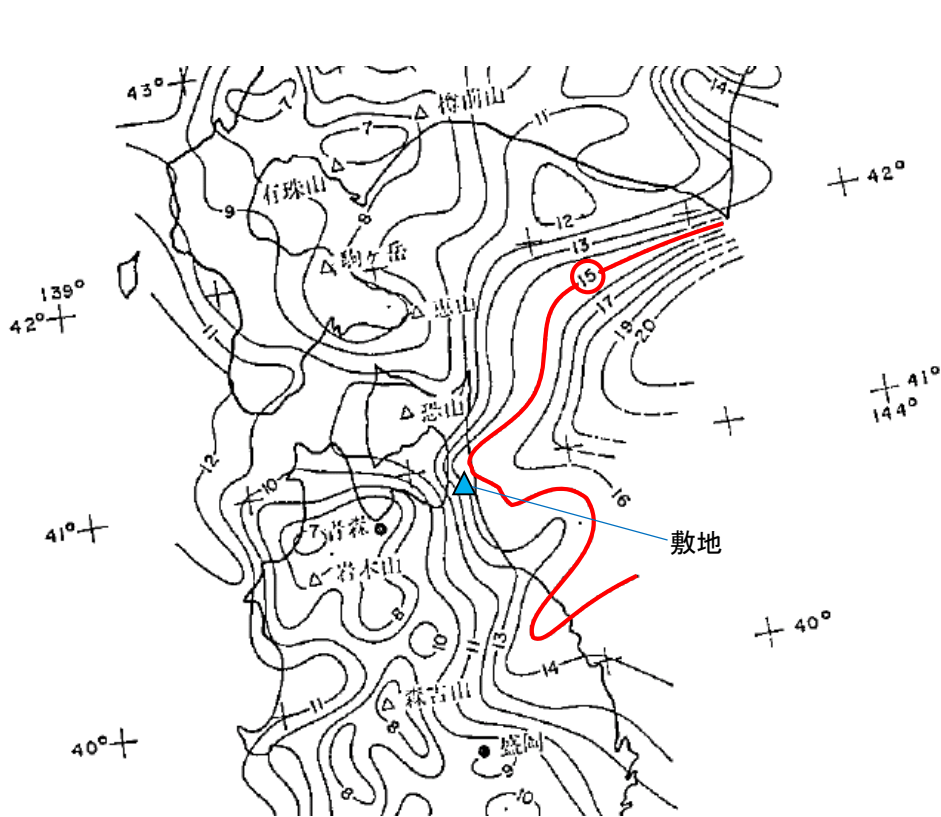
H30.10.31  
資料1-4-2  
p82 再掲



### ■ 敷地周辺のキュリー点深度に基づく検討

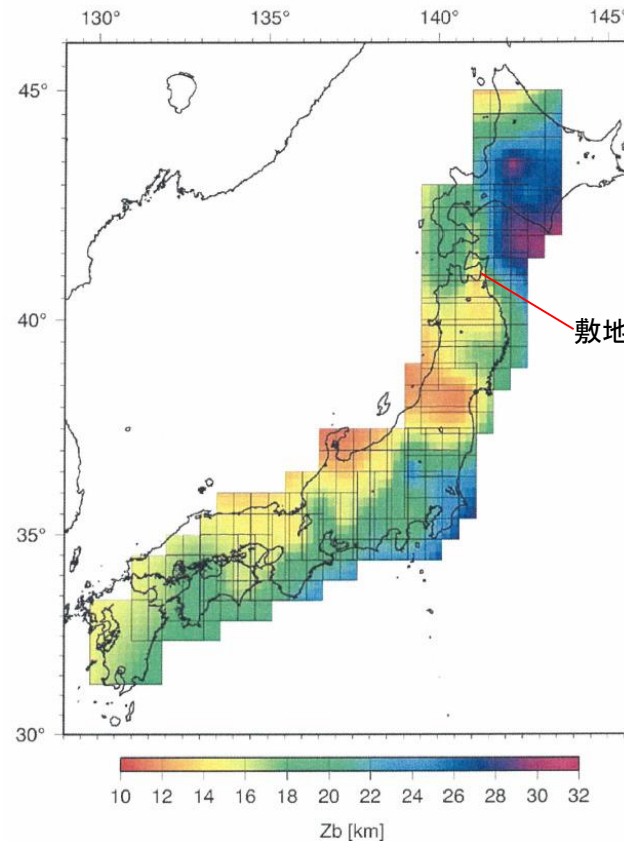
➤ Tanaka et al.(2005)によれば、微小地震のD90%とキュリー点深度の間には、相関があるとしている。

➤ 大久保(1984)およびTanaka et al.(2005)による敷地周辺のキュリー点深度は約15km程度となっており、敷地周辺の微小地震の発生状況から推定されるD90%の値及び地震波トモグラフィによって再決定された震源位置の深さ下限(約15km)と整合している。



キュリー点等深線図

(単位: km)  
大久保(1984)に加筆



キュリー点深度

Tanaka et al.(2005)より抜粋

## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.3 出戸西方断層による地震の断層モデル 巨視的パラメータの考慮方針

H30.10.31  
資料1-4-2  
p83 再掲



- 以下に、出戸西方断層の断層モデルの巨視的パラメータの根拠、基本モデルにおける考え方及び不確かさの考慮方針を示す。
- 基本モデルに既に考慮済みのパラメータ以外の不確かさとして、断層傾斜角の不確かさを考慮する。

パラメータ		調査等に基づく震源パラメータ		基本モデルの考え方	不確かさの考慮
		設定根拠	調査等に基づく基本となる考え方		
巨視的パラメータ	断層長さ※1	地質調査結果	地質調査結果に基づく出戸西方断層の長さは約11kmであるが、レシピに基づき、震源の拡がりを考慮すると、断層幅*と同等の長さ(12.8km)とし、正方形の断層面を考慮。  *:断層傾斜角及び地震発生層厚さから求める値	保守的に、Mw6.5相当の断層面を考慮	基本モデルの段階で既に、地震規模が大きくなるように、地質調査結果に基づく出戸西方断層の長さ以上に断層長さを設定している。
	断層面の形状 断層傾斜角※1	反射法地震探査	調査結果に基づく断層傾斜角70°	同左	反射法地震探査結果によれば、出戸西方断層の傾斜角は概ね70°であり、高角の逆断層であると考えられる。地震調査委員会のレシピでは、高角の断層については、60°～90°の範囲内で設定することとなっているが、念のため、地震調査委員会のレシピに示される、傾斜角が推定できない場合の傾斜角45°を考慮。
	地震発生層※1	気象庁一元化震源データ、地震波トモグラフィ解析結果等	気象庁一元化震源データ、地震波トモグラフィ解析結果等に対して、上限深さを保守的に浅く設定。上限3km 下限15km	同左	基本モデルの段階で既に、気象庁一元化震源データ、地震波トモグラフィ解析結果等に対して、上限深さを保守的に浅く設定。

※1: 認識論的不確かさを考慮するパラメータ

## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.3 出戸西方断層による地震の断層モデル 地震規模の検討

H30.10.31  
資料1-4-2  
p84 再掲



### ■ 孤立した短い活断層の考え方(審査ガイド)

- 孤立した長さの短い活断層については、地震発生層の厚さ、地震発生機構、断層破壊過程、スケーリング則等に関する最新の研究成果を十分に考慮して、地震規模や震源断層モデルが設定されていることを確認する。

### ■ 六ヶ所地点の特性と反映事項

考慮すべき事項	六ヶ所地点の特性および知見	反映事項
①地震発生層の厚さ	3km～15km(厚さ12km)	調査結果を保守的に反映
②地震発生機構	反射法地震探査により、70°(地震調査委員会のレシピによれば、高角の断層の分類に相当)	調査結果を反映
③断層長さ	活断層調査結果を踏まえた出戸西方断層の長さ(約11km)	地震規模・地震発生層の飽和やスケーリングを踏まえて設定する断層面に応じて設定
④断層破壊過程	—	破壊開始点を複数設定
⑤過去の地震の知見 (孤立した長さの短い活断層)	新潟県中越沖地震の地震規模(Mj6.8)	新潟県中越沖地震の知見を踏まえ、基本モデルの段階で、Mj6.8となるように設定する。



## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.3 出戸西方断層による地震の断層モデル 微視的パラメータの考慮方針

H30.10.31  
資料1-4-2  
p85 再掲



- 以下に、出戸西方断層の断層モデルの微視的パラメータの根拠、基本モデルにおける考え方及び不確かさの考慮方針を示す。
- 基本モデルに既に考慮済みのパラメータ以外の不確かさとして、短周期レベルの不確かさを考慮する。

パラメータ		調査等に基づく震源パラメータ		基本モデルの考え方	不確かさの考慮	
		設定根拠	調査等に基づく基本となる考え方			
微視的 パラメータ	アスペリティ	位置※1	地質調査結果	地質調査結果に基づく断層長さの中央にアスペリティを配置	敷地に対する影響が大きくなるよう、地質調査結果に基づく断層長さのうち、敷地に最も近づく位置にアスペリティを配置する。	基本モデルの段階で既に、敷地に対する影響が大きくなるような位置にアスペリティを配置している。
		短周期レベル※1	レシピに従い、経験式に基づき設定	経験式による値(壇 他(2001))	同左	新潟県中越沖地震の知見を踏まえ、経験式の1.5倍とする。
その他の パラメータ	破壊伝播速度※1	レシピに従い、経験式に基づき設定	経験式による値(Geller(1976))	同左	長大断層ではないことから、破壊伝播速度の変動による影響は小さく考慮しない。	
	破壊開始点※2	—	—	過去の地震の破壊開始点等が得られていないことから、念のため、複数の破壊開始点を考慮する。	基本モデルの段階で既に、複数の破壊開始点を考慮している。	

※1: 認識論的不確かさを考慮するパラメータ ※2: 偶然的不確かさを考慮するパラメータ

## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.4 地震動評価手法について 要素地震の妥当性確認(SGFによる評価)(1)

経験的グリーン関数法に用いる要素地震の統計的グリーン関数法による検証に用いる深部地盤モデルについて

- 出戸西方断層による地震については、経験的グリーン関数法を用いた地震動評価を実施している。評価に用いる要素地震の妥当性検証のため、統計的グリーン関数法による断層モデル計算を実施する。
- 統計的グリーン関数法に用いる深部地盤モデルは、地震観測記録の分析により、地盤の速度構造とQ値を用いて作成している。深部地盤モデルの速度構造およびQ値については、敷地における地震観測記録を用いた逆解析により、速度構造と振動数依存のQ値を小林ほか(1999)に基づき求めている。
- 要素地震の妥当性検証にあたっては、経験的グリーン関数法に用いる要素地震の観測記録に含まれる地盤地震増幅の効果を、統計的グリーン関数法による評価に適切に反映する必要があることから、統計的グリーン関数法に用いる深部地盤モデルについては、上記により同定された敷地における地震観測記録に適合する値を用いる。

地震動評価に用いる深部地盤モデルについて(2015年6月12日 第60回審査会合 資料1にて示した考え方)

- 統計的グリーン関数法に用いる深部地盤モデルは、地震観測記録の分析により、地盤の速度構造とQ値を用いて作成している。深部地盤モデルの速度構造およびQ値については、敷地における地震観測記録を用いた逆解析により、速度構造と振動数依存のQ値を小林ほか(1999)に基づき求めている。

要素地震の検証に用いる深部地盤モデル

	標高 (m)	G. L. (m)	層厚 (m)	S波速度 (m/s)	P波速度 (m/s)	密度 (g/cm <sup>3</sup> )	Q値 (小林ほか (1999) に基づく※)				備考
							Q <sub>s0</sub> f <sup>n</sup>	Q <sub>si</sub>	Q <sub>p0</sub> f <sup>n</sup>	Q <sub>pi</sub>	
解放基盤表面	-70	-125	75	950	1900	1.85	1.67f <sup>0.9</sup>	32.0	2.5f <sup>0.7</sup>	19.0	f ≤ 1Hz で一定
	-145	-200	210	990	2570	2.07	16f <sup>0.73</sup>	32.0	7.8f <sup>0.66</sup>	19.0	
	-355	-410	810	1450	2970	2.21	45f <sup>0.79</sup>	71.0	22f <sup>0.73</sup>	43.0	
	-1165	-1220	910	2740	4660	2.51	50f <sup>0.71</sup>	82.0	33f <sup>0.78</sup>	58.0	
	-2075	-2130	970	2950	4950	2.55	61f <sup>0.71</sup>	79.0	56f <sup>0.71</sup>	66.0	
地震基盤	-3045	-3100	∞	3100	5060	2.58	110f <sup>0.69</sup>	-	110f <sup>0.69</sup>	-	

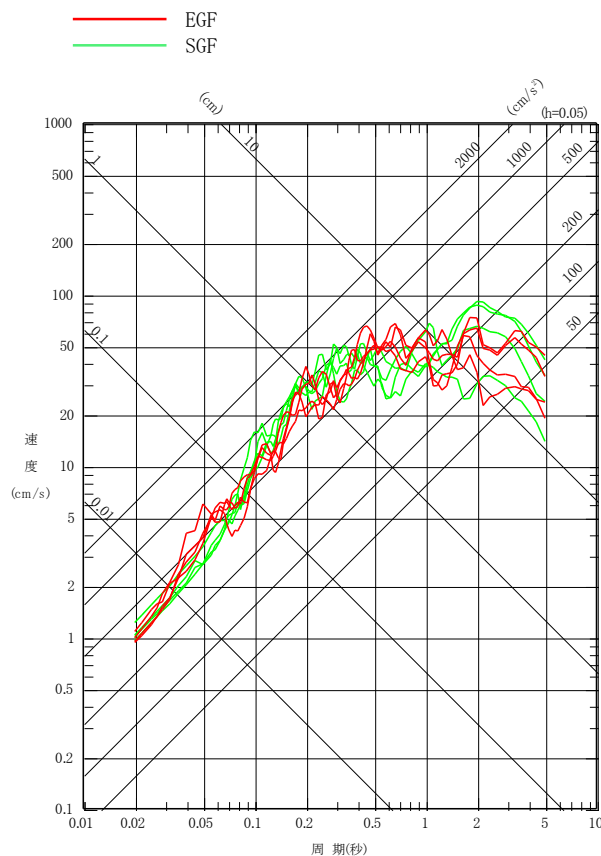
$$\frac{1}{Q(f)} = \frac{1}{Q_0 \cdot f^n} + \frac{1}{Q_i}$$

散乱減衰項    内部減衰項

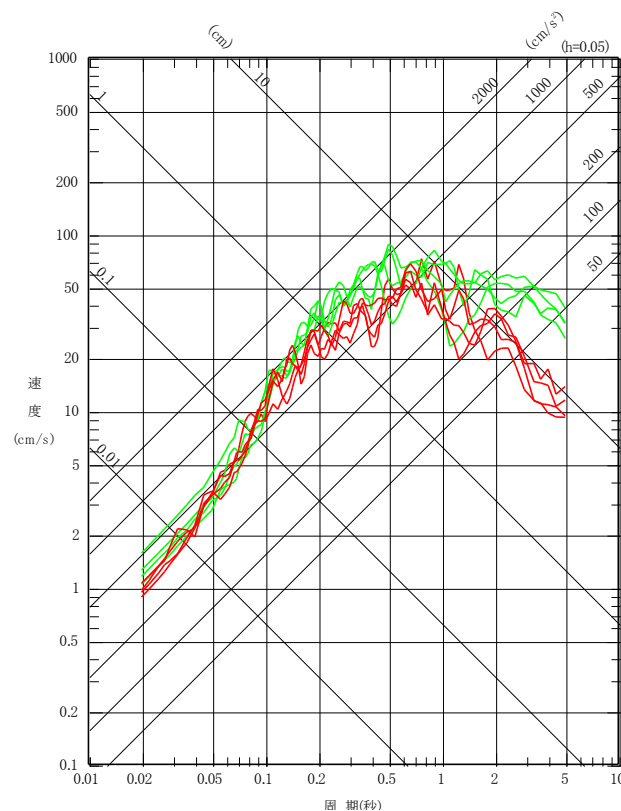
※: 小林ほか(1999)による、散乱減衰及び内部減衰を考慮したQ値モデル式

## 2.3 内陸地殻内地震／2.3.4 地震動評価手法について 要素地震の妥当性確認(SGFによる評価)(2)

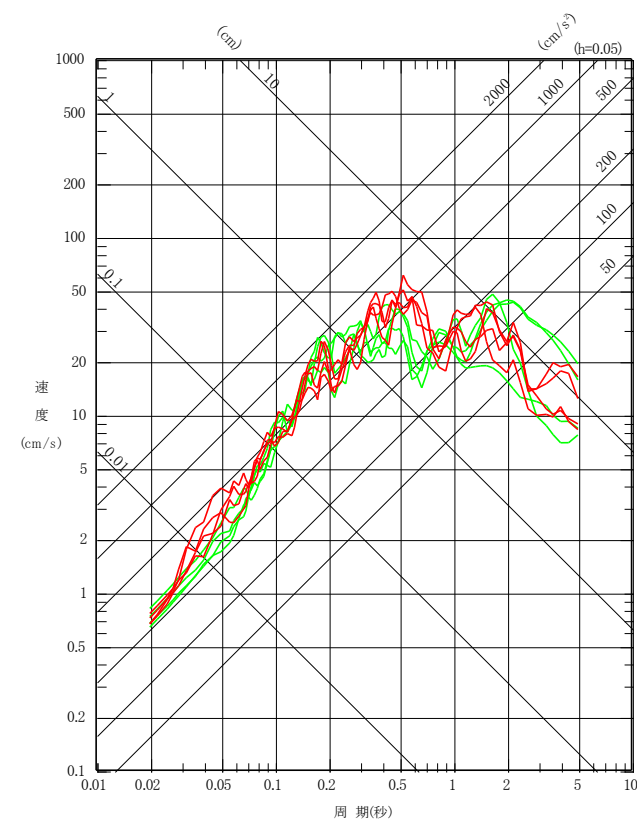
- 要素地震の妥当性確認のために、基本モデルについて、統計的グリーン関数法(SGF)による評価を実施した。
- 統計的グリーン関数法による評価に対し、経験的グリーン関数法(EGF)による地震動評価結果を合わせて示す。両者の地震動レベルは概ね同等となっており、経験的グリーン関数法に用いている要素地震については、適切なものが選ばれていると考えられる。



NS



EW



UD

## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.5 NGA距離減衰式(2008)とNGA距離減衰式(2014)について NGA距離減衰式(2008)とNGA距離減衰式(2014)の比較

### ■ NGAの地震観測記録データベースの拡充について

➤ NGA-west2のデータベースについては、日本の地震観測点の大幅な追加及びS波速度構造が得られている地震観測点が多く追加されている。

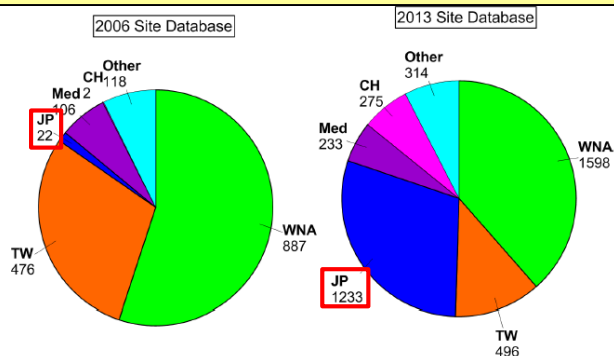


Figure 3.1 Pie charts of station numbers in 2006 and 2013 site database for five main regions. CH: China, JP: Japan, Med: Mediterranean, TW: Taiwan, WNA: Western North America (i.e., mostly California).

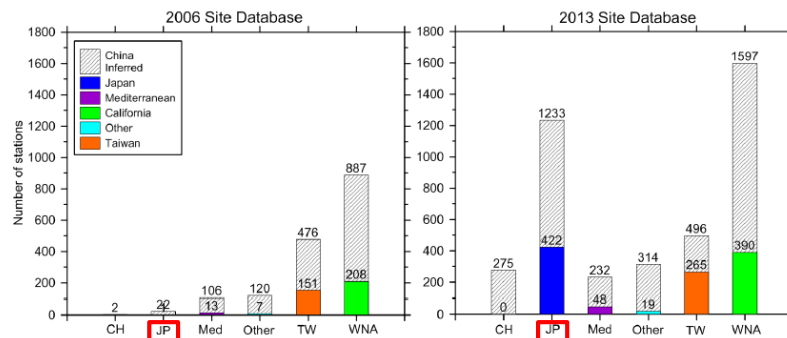


Figure 3.3 Histograms for sites with measured  $V_s$  and profile depths > 30 m in the 2006 and 2013 site databases for five main regions and other regions.

### 観測点の追加状況

### S波速度が得られている観測点の追加状況

### ■ NGAにおいて提案されている距離減衰式の更新について

NGA-west2レポート(2013)より抜粋

➤ NGAにおいて提案されている距離減衰式については、2014年に、距離減衰式の回帰に用いるデータベースの拡充と共に、式のパラメータ・調整項について更新がされている。

### 各距離減衰式の主な変更点

距離減衰式	NGA(2008)からの主な変更点
Abrahamson et al. (2014)	<ul style="list-style-type: none"> <li>上盤効果の有効範囲の設定</li> <li>距離減衰に関する米国、日本、台湾、中国の地域性の考慮を追加</li> </ul>
Boore et al. (2014)	<ul style="list-style-type: none"> <li>サイト項と非弾性減衰項の設定</li> <li>国ごとの補正項の考慮</li> </ul>
Campbell et al. (2014)	<ul style="list-style-type: none"> <li>上盤項の更新</li> <li>地域性の考慮</li> </ul>
Chiou et al. (2014)	<ul style="list-style-type: none"> <li>日本の地盤物性に関する考慮を追加</li> <li>傾斜角と破壊伝播効果の考慮</li> <li>上盤項のシミュレーション結果との比較検証</li> </ul>
Idriss(2014)	<ul style="list-style-type: none"> <li>地盤物性による補正係数の設定</li> </ul>

※NGAの距離減衰式については、現段階で水平動に関する距離減衰式のみ提案されている。



## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.5 NGA距離減衰式(2008)とNGA距離減衰式(2014)について NGA距離減衰式(2014)に用いられているパラメータ

➤ 2014年版のNGA-west2における各距離減衰式において用いられているパラメータを以下に示す。

- 地震規模・地盤物性・断層タイプについては共通の考慮となっている。
- 断層からの距離については、すべての式で断層最短距離( $R_{RUP}$ )もしくは断層投影位置までの水平距離( $R_{JB}$ )を採用している。
- 上盤効果が考慮されている Abrahamson et al.(2014), Campbell et al.(2014), Chiou et al.(2014)では、距離のパラメータとして、断層投影位置までの水平距離( $R_{JB}$ )、断層上端・断層端部との距離( $R_X \cdot R_{y0}$ )、震源深さ( $Z_{HYP}$ )、を用いているほか、断層面の幾何学的形状として、断層からの距離断層上端深さ( $Z_{TOR}$ )と傾斜角(Dip)、断層幅(W)を用いている。これらのパラメータについては、2014年版への更新の際に、一部が追加されている。
- 地域性については、Idriss(2014)以外で、2014年版において新たに考慮に加えられている。

NGA距離減衰式(2014)において用いるパラメータ  
(黒字:2008年版から継続して用いられているパラメータ, 赤字:2014年版で新たに考慮に加わったパラメータ)

パラメータ		Abrahamson et al. (2014)	Boore et al. (2014)	Campbell et al. (2014)	Chiou et al. (2014)	Idriss (2014)
地震規模	Magnitude	Mw	Mw	Mw	Mw	Mw
断層タイプ	Style of faulting	$F_{RV}, F_{NM}, SS$	$U, F_{RV}, F_{NM}, SS$	$F_{RV}, F_{NM}, SS$	$F_{RV}, F_{NM}, SS$	$F_{RV}, F_{NM}, SS$
地盤物性	$V_{S30}$ (km/s)	$V_{S30}$	$V_{S30}$	$V_{S30}$	$V_{S30}$	$V_{S30}$
断層からの距離	Closest distance to rupture(km)	$R_{RUP}$	—	$R_{RUP}$	$R_{RUP}$	$R_{RUP}$
	Hor. dist. to surface proj. (km)	$R_{JB}$	$R_{JB}$	$R_{JB}$	$R_{JB}$	—
	Hor. dist. from edge of rupture (km)	$R_X$	—	$R_X$	$R_X$	—
	Hor. dist. off end of rupture (km)	$R_{y0}$	—	—	—	—
	Hypocentral depth (km)	—	—	$Z_{HYP}$	—	—
断層形状に関するパラメータ	Top of Rupture (km)	$Z_{TOR}$	—	$Z_{TOR}$	$Z_{TOR}$	—
	Dip (deg)	Dip	—	Dip	Dip	—
	Down-dip rupture width (km)	W	—	$W$	—	—
上盤効果	Hanging wall model	$F_{HW}^{**}$	—	$F_{HW}^{**}$	$F_{HW}$	—
地域性	Regional variations	Region	Region	Region	Region	—

距離・形状に関する  
パラメータに基づき  
上盤項を算定

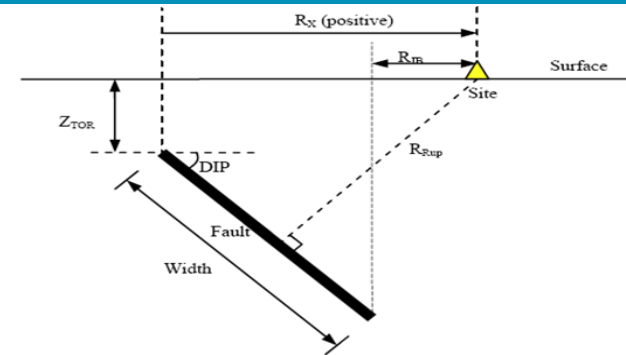
※: Abrahamson et al.(2014)およびCampbell et al.(2014)では、上盤効果の算定にMwも用いている

- 上記を踏まえ、各距離減衰式において、地震規模や断層タイプ、地盤物性及び断層からの距離の考え方に大きな差は無いことから、各距離減衰式によって扱いが異なると考えられるパラメータである、上盤効果と地域性に関する項が評価結果に与える影響について分析を実施した。

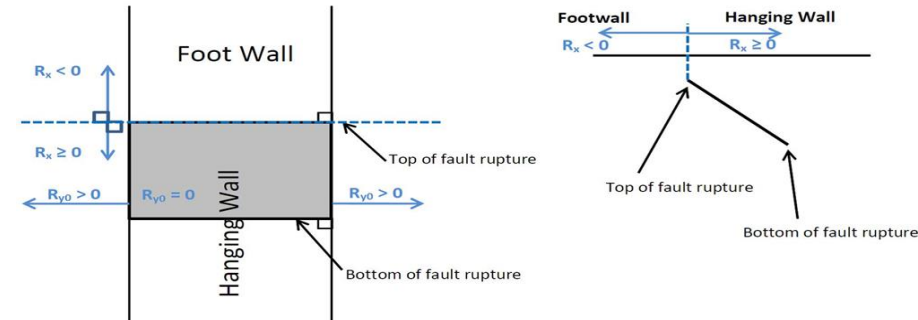
## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.5 NGA距離減衰式(2008)とNGA距離減衰式(2014)について NGA距離減衰式(2014)に用いられているパラメータ(概要)

### パラメータの概要

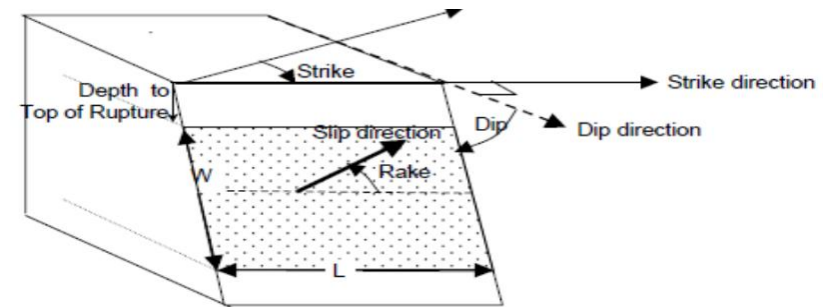
パラメータ		
地震規模	Magnitude 地震規模	Mw
断層タイプ	Style of faulting 断層形態	$F_{RV}, F_{NM}, SS$ (逆断層, 正断層, 横ずれ断層)
地盤物性	$V_{S30}$ (km/s) 深さ30mまでの平均Vs	$V_{S30}$
断層からの距離	Closest distance to rupture(km) 断層最短距離	$R_{RUP}$
	Hor. dist. to surface proj. (km) 断層の水平投影面からの距離	$R_{JB}$
	Hor. dist. from edge of rupture (km) 断層上端からの距離	$R_X$
	Hor. dist. off end of rupture (km) 断層端部からの距離	$R_{Y0}$
	Hypocentral depth (km) 断層中心の深さ	$Z_{HYP}$
断層形状に関するパラメータ	Top of Rupture (km) 断層上端の深さ	$Z_{TOR}$
	Dip (deg) 断層傾斜角	Dip
	Down-dip rupture width (km) 断層幅	W
上盤効果	Hanging wall model 上盤効果	$F_{HW}$
地域性	Regional variations 地域性	Region



断層からの距離に関するパラメータ(1)



断層からの距離に関するパラメータ(2)



断層形状に関するパラメータ

## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.5 NGA距離減衰式(2008)とNGA距離減衰式(2014)について NGA距離減衰式(2014)における上盤項と地域項の考え方

- 下表に、2014年版の各距離減衰式における上盤効果と地域性に関する項の考え方の概要を示す。
- このうち、上盤項については、各式によって考え方が若干異なることから、上盤項を考慮している3式 (Abrahamson et al., Campbell et al., Chiou et al.) について、その考え方を次頁以降に整理した。

距離減衰式	上盤項の考え方	地域項の考え方
Abrahamson et al.	Donahue and Abrahamson(2014)の上盤シミュレーションモデルに基づき、上盤項を調整	NGA-west2において拡充された各国のデータに基づき、地域を指定できるように更新
Boore et al.	<u>上盤項なし</u> 断層距離として、断層最短距離( $R_{RUP}$ )ではなく断層投影位置までの水平距離( $R_{JB}$ )を用いることで、上盤の記録が再現できるように式を回帰している	NGA-west2において拡充された各国のデータに基づき、地域を指定できるように更新
Campbell et al.	Donahue and Abrahamson(2014)の上盤シミュレーションモデルを引用	NGA-west2において拡充された各国のデータに基づき、地域を指定できるように更新
Chiou et al.	Donahue and Abrahamson(2014)と同様の手法によって断層上盤の地震動についてシミュレーションを行い、改訂された上盤項と整合することを確認している	NGA-west2において拡充された各国のデータに基づき、地域を指定できるように更新
Idriss	<u>上盤項なし</u>	<u>地域項なし</u>

## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.5 NGA距離減衰式(2008)とNGA距離減衰式(2014)について Donahue and Abrahamson(2014)の考え方(1)

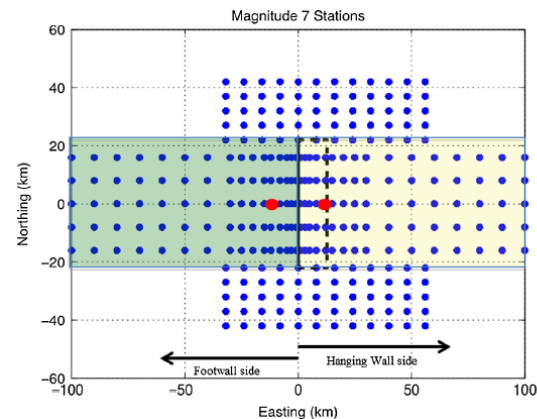
### ■ Donahue and Abrahamson(2014)の考え方(上盤効果のシミュレーション)

- NGA距離減衰式の2014年版において、上盤項を考慮している3式(Abrahamson et al.(2014), Campbell et al.(2014), Chiou et al.(2014))については、Donahue and Abrahamson(2014)による上盤効果のシミュレーション結果を参照した上で、上盤項のアップデートが行われている。
- Donahue and Abrahamson(2014)では、NGA-west2データベースの拡充に伴い、断層上盤側及び下盤側の近距離の観測点で観測記録が得られた地震が増加したことを受けて、下表に示す逆断層型の34地震について、下図に例示されるように、断層上盤側および下盤側における各地点の地震動のシミュレーションを実施している。
- シミュレーションの結果は、下盤用の距離減衰式による評価と比較して、上盤側のシミュレーション結果が大きくなっている。

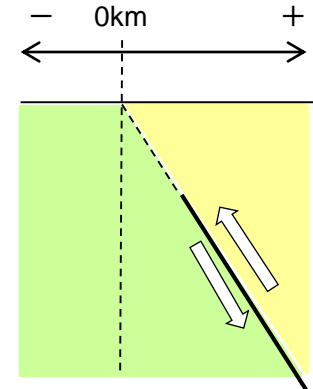
Donahue and Abrahamson(2014)において  
シミュレーションに用いられた地震のパラメータ

Table A1. Earthquake scenarios for the finite fault simulations

Magnitude	Area (km <sup>2</sup> )	Width (km)	Length (km)	Dip	Top of rupture (km)
6	100	10	10	20	0
6	100	10	10	30	0
6	100	10	10	45	0
6	100	10	10	60	0
6	100	10	10	70	0
6.5	324	18	18	20	0
6.5	324	18	18	30	0
6.5	324	18	18	45	0
6.5	324	18	18	60	0
6.5	324	18	18	70	0
7	1,000	25	40	20	0
7	1,000	25	40	30	0
7	1,012	23	44	45	0
7	1,000	25	40	45	0
7	1,000	20	50	60	0
7	1,000	25	40	60	0
7	1,000	25	40	70	0
7.5	3,200	32	100	20	0
7.5	3,200	32	100	30	0
7.5	3,150	25	126	45	0
7.5	3,200	32	100	45	0
7.5	3,000	20	150	60	0
7.5	3,200	32	100	60	0
7.5	3,200	32	100	70	0
7.8	4,500	25	180	45	0
7.8	4,500	20	200	60	0
6	100	10	10	20	5
6	100	10	10	30	5
6	100	10	10	45	5
6	100	10	10	60	5
6.5	324	18	18	20	5
6.5	324	18	18	30	5
6.5	324	18	18	45	5
6.5	324	18	18	60	5

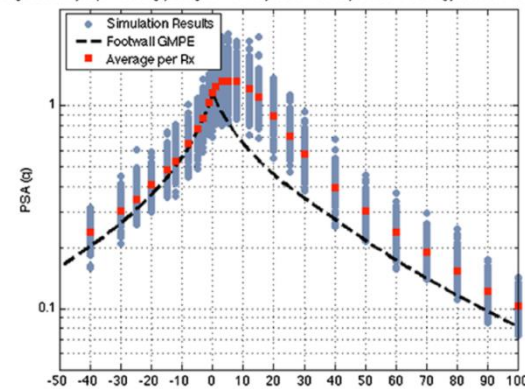


シミュレーション概要図



模式図

Magnitude 7, Dip = 45deg, Length = 44km, zTor = 0 km, Rake = 90 deg, Period = 0.2sec



シミュレーション結果



## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.5 NGA距離減衰式(2008)とNGA距離減衰式(2014)について Donahue and Abrahamson(2014)の考え方(2)

### ■ Donahue and Abrahamson(2014)の考え方(上盤効果のモデル式)

- Donahue and Abrahamson(2014)では、前頁に示したシミュレーション結果に対し、すべり角度、地震規模、震源距離による影響を分離した上で、上盤および下盤の境界からの距離に応じた上盤効果の算定モデルを、下式に示すとおり作成している。
- 作成された上盤効果モデルは、前頁に示したシミュレーション結果とよく整合することが確認されている。
- ここで作成された上盤効果モデルが、Campbell et al. (2014)における距離減衰式に、そのまま反映されている。

$$f_{hw}(\mathbf{M}, \delta, W, Z_{TOR}, R_x, R_y, L) = a_1 T_1(\delta) T_2(\mathbf{M}) T_3(R_x, W, \delta, M) T_4(Z_{TOR}) T_5(R_x, R_y, L)$$

傾斜角に関する項  $T_1(\delta) = (90 - \delta)/45$  for  $\delta \leq 90^\circ$

地震規模に関する項  $T_2(\mathbf{M}) = 1 + a_2(\mathbf{M} - 6.5)$

断層形状・地震規模に関する項

$$T_3(R_x, W, \delta, \mathbf{M}) = \begin{cases} 0 & \text{for } R_x < 0 \\ f_1(R_x, R_1) & \text{for } 0 < R_x \leq R_1 \\ f_2(R_x, R_1, R_2) & \text{for } R_1 < R_x \leq R_2 \\ f_3(R_x, R_2) & \text{for } R_x > R_2 \end{cases}$$

$$R_1(W, \delta) = W \cos(\delta)$$

$$R_2(\mathbf{M}) = 62 \mathbf{M} - 350$$

$$f_1(R_x) = h_1 + h_2(R_x/R_1) + h_3(R_x/R_1)^2$$

$$f_2(R_x) = h_4 + h_5((R_x - R_1)/(R_2 - R_1)) + h_6((R_x - R_1)/(R_2 - R_1))^2$$

$$f_3(R_x, \mathbf{M}) = (h_4 + h_5 + h_6) \times \exp(-(R_x - R_y)\gamma)$$

断層面からの距離に関する項

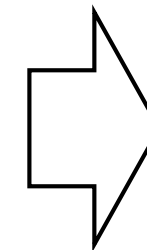
$$T_5(R_x, R_y, L) = \begin{cases} 1 & \text{for } |R_y| \leq 0.5 L \\ \frac{0.577R_x + 5 - (|R_y| - 0.5 L)}{0.577R_x + 5} & \text{for } 0.5 L < |R_y| < 0.577R_x + 5 + 0.5 L \\ 0 & \text{for } |R_y| \geq 0.577R_x + 5 + 0.5 L \end{cases}$$

※ $T_4$ 項については、文献に式として示されていないが、断層面の深さに関する項である。

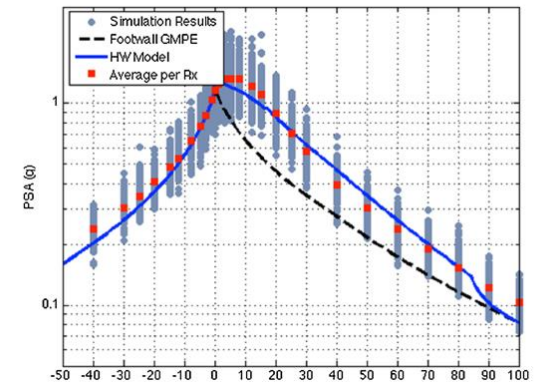
### Donahue and Abrahamson(2014) における上盤効果モデル式の定数

Table A3. Coefficients for the hanging wall term (Equation 5) given for representative periods. Standard errors of the coefficients are given in parentheses

Period (s)	$a_1$	$a_2$	$h_1$	$h_2$	$h_3$	$h_4$ (fixed)	$h_5$	$h_6$
PGA	0.55449 (0.021)	0.1668 (0.055)	0.24115 (0.038)	1.47396 (0.16)	-0.71512 (0.15)	1	-0.3368 (0.071)	-0.2702 (0.066)
0.01	0.55609 (0.021)	0.1682 (0.055)	0.24249 (0.038)	1.47123 (0.16)	-0.71372 (0.15)	1	-0.3363 (0.071)	-0.27 (0.066)
0.02	0.55986 (0.021)	0.1661 (0.054)	0.24424 (0.038)	1.46701 (0.16)	-0.71125 (0.15)	1	-0.3392 (0.071)	-0.2626 (0.067)
0.05	0.57565 (0.022)	0.1732 (0.055)	0.25112 (0.037)	1.44948 (0.16)	-0.7006 (0.14)	1	-0.3383 (0.068)	-0.2628 (0.064)
0.1	0.5833 (0.019)	0.1742 (0.048)	0.25889 (0.037)	1.44892 (0.16)	-0.70781 (0.14)	1	-0.391 (0.075)	-0.2008 (0.070)
0.2	0.53452 (0.020)	0.2044 (0.056)	0.23676 (0.038)	1.48425 (0.16)	-0.72101 (0.15)	1	-0.3931 (0.069)	-0.198 (0.065)
0.3	0.51638 (0.018)	0.1638 (0.051)	0.20967 (0.039)	1.58558 (0.17)	-0.79524 (0.15)	1	-0.4469 (0.078)	-0.1209 (0.073)
0.4	0.50332 (0.018)	0.16 (0.053)	0.22565 (0.039)	1.54436 (0.17)	-0.77001 (0.15)	1	-0.5253 (0.077)	-0.0862 (0.072)
0.5	0.46858 (0.017)	0.1838 (0.054)	0.21662 (0.039)	1.55383 (0.17)	-0.77045 (0.15)	1	-0.4073 (0.083)	-0.2805 (0.077)
0.6	0.43819 (0.017)	0.2144 (0.059)	0.19664 (0.040)	1.55895 (0.17)	-0.75559 (0.16)	1	-0.4945 (0.079)	-0.1355 (0.074)



シミュレーション  
結果に適合する  
ように各係数( $a_1$ ,  
 $h_1$ )を同定



モデル式とシミュレーション結果の整合性

## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.5 NGA距離減衰式(2008)とNGA距離減衰式(2014)について Campbell et al. (2014)式における上盤効果の考え方について

### ■ Campbell et al. (2014)における上盤効果の考え方

- Campbell et al. (2014)において、2008年版から2014年版への変更における最も大きな違いは上盤効果であるとされており、その考え方は、Donahue and Abrahamson (2014) におけるシミュレーション結果に基づいているとされている。
- ここで、下式にCampbell et al. (2014)における上盤効果の算定式を示す。これについては、前頁に示した Donahue and Abrahamson (2014)による算定式と同じ構成となっているほか、右表に示す断層形状・地震規模に関する項の各係数についても、Donahue and Abrahamson (2014)において求められた値と同等のものを用いている。

$$f_{hng} = c_{10} f_{hng,R_X} f_{hng,R_{RUP}} f_{hng,M} f_{hng,Z} f_{hng,\delta}$$

断層形状・地震規模に関する項  $f_{hng,R_X} = \begin{cases} 0; & R_X < 0 \\ f_1(R_X); & 0 \leq R_X < R_1 \\ \max[f_2(R_X), 0]; & R_X \geq R_1 \end{cases}$

$$f_1(R_X) = h_1 + h_2(R_X/R_1) + h_3(R_X/R_1)^2$$

$$f_2(R_X) = h_4 + h_5 \left( \frac{R_X - R_1}{R_2 - R_1} \right) + h_6 \left( \frac{R_X - R_1}{R_2 - R_1} \right)^2$$

$$R_1 = W \cos(\delta)$$

$$R_2 = 62M - 350$$

断層面からの距離に関する項  $f_{hng,R_{RUP}} = \begin{cases} 1; & R_{RUP} = 0 \\ (R_{RUP} - R_{JB})/R_{RUP}; & R_{RUP} > 0 \end{cases}$

地震規模に関する項  $f_{hng,M} = \begin{cases} 0; & M \leq 5.5 \\ (M - 5.5)[1 + a_2(M - 6.5)]; & 5.5 < M \leq 6.5 \\ 1 + a_2(M - 6.5); & M > 6.5 \end{cases}$

断層面の深さに関する項  $f_{hng,Z} = \begin{cases} 1 - 0.06Z_{TOR}; & Z_{TOR} \leq 16.66 \\ 0; & Z_{TOR} > 16.66 \end{cases}$

傾斜角に関する項  $f_{hng,\delta} = (90 - \delta)/45$

用いられている係数は Donahue ほかと同等

Campbell et al. (2014)における断層形状・地震規模に関する項の定数

Table 3.2 Constrained hanging-wall coefficients.

T (sec)	$a_2$	$h_1$	$h_2$	$h_3$	$h_4$	$h_5$	$h_6$
0.010	0.168	0.242	1.471	-0.714	1.000	-0.336	-0.270
0.020	0.166	0.244	1.467	-0.711	1.000	-0.339	-0.263
0.030	0.167	0.246	1.467	-0.713	1.000	-0.338	-0.259
0.050	0.173	0.251	1.449	-0.701	1.000	-0.338	-0.263
0.075	0.198	0.260	1.435	-0.695	1.000	-0.347	-0.219
0.10	0.174	0.259	1.449	-0.708	1.000	-0.391	-0.201
0.15	0.198	0.254	1.461	-0.715	1.000	-0.449	-0.099
0.20	0.204	0.237	1.484	-0.721	1.000	-0.393	-0.198
0.25	0.185	0.206	1.581	-0.787	1.000	-0.339	-0.210
0.30	0.164	0.210	1.586	-0.795	1.000	-0.447	-0.121
0.40	0.160	0.226	1.544	-0.770	1.000	-0.525	-0.086
0.50	0.184	0.217	1.554	-0.770	1.000	-0.407	-0.281
0.75	0.216	0.154	1.626	-0.780	1.000	-0.371	-0.285
1.0	0.596	0.117	1.616	-0.733	1.000	-0.128	-0.756
1.5	0.596	0.117	1.616	-0.733	1.000	-0.128	-0.756
2.0	0.596	0.117	1.616	-0.733	1.000	-0.128	-0.756
3.0	0.596	0.117	1.616	-0.733	1.000	-0.128	-0.756
4.0	0.596	0.117	1.616	-0.733	1.000	-0.128	-0.756
5.0	0.596	0.117	1.616	-0.733	1.000	-0.128	-0.756
7.5	0.596	0.117	1.616	-0.733	1.000	-0.128	-0.756
10.0	0.596	0.117	1.616	-0.733	1.000	-0.128	-0.756
PGA	0.167	0.241	1.474	-0.715	1.000	-0.337	-0.270
PGV	0.596	0.117	1.616	-0.733	1.000	-0.128	-0.756

Abrahamson et al. (2014)式及びChiou et al. (2014)における上盤効果の考え方について

■ Abrahamson et al. (2014)における上盤効果の考え方

- 下式にAbrahamson et al. (2014)における上盤効果の算定式を示す。これについては、Donahue and Abrahamson (2014)による算定式と同じ構成となっている。
- Abrahamson et al. (2014)における上盤効果の考え方については、各項( $T_1 \sim T_5$ )について、Donahue and Abrahamson (2014)に基づく上盤効果モデルに対して、平滑化等の調整を行った上で設定されている。

■ Chiou et al. (2014)における上盤効果の考え方

- Chiou et al. (2014)における上盤効果については、下式に示す式によって評価している。
- Chiou et al. (2014)において、Donahue and Abrahamson (2014)と同様の手法によるシミュレーションにより、改訂された距離減衰式の検証が行われており、結果的に、改訂された距離減衰式は、シミュレーション結果とよく整合するとされている。

$$f_4(R_{JB}, R_{RUP}, R_x, R_{y0}, W, dip, Z_{TOR}, M) = a_{13} T_1(dip) T_2(M) T_3(R_x, W, dip) T_4(Z_{TOR}) T_5(R_x, R_{y0} \text{ OR } R_{JB})$$

傾斜角に関する項  $T_1(dip) = \begin{cases} (90 - dip)/45 & \text{for } dip > 30 \\ 60/45 & \text{for } dip \leq 30 \end{cases}$

地震規模に関する項  $T_2(M) = \begin{cases} 1 + a_{2HW}(M - 6.5) & \text{for } M \geq 6.5 \\ 1 + a_{2HW}(M - 6.5) - (1 - a_{2HW})(M - 6.5)^2 & \text{for } 5.5 < M < 6.5 \\ 0 & \text{for } M \leq 5.5 \end{cases}$

断層形状・地震規模に関する項  $T_3(R_x, W, dip) = \begin{cases} h_1 + h_2(R_x/R_1) + h_3(R_x/R_1)^2 & \text{for } R_x < R_1 \\ 1 - \left(\frac{R_x - R_1}{R_2 - R_1}\right) & \text{for } R_1 \leq R_x \leq R_2 \\ 0 & \text{for } R_x > R_2 \end{cases}$

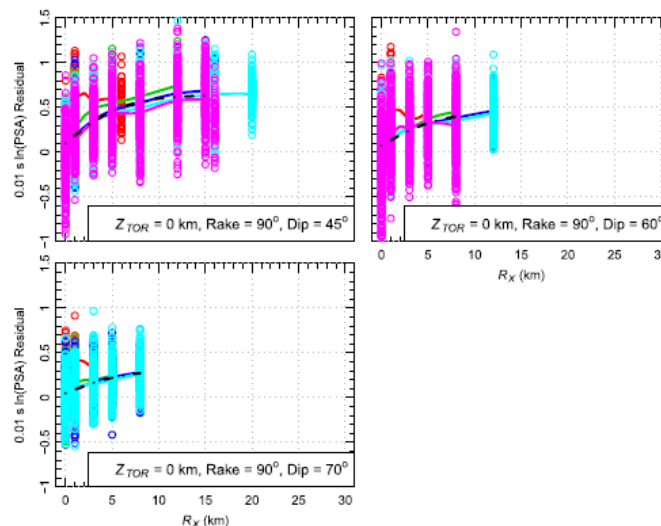
断層面の深さに関する項  $T_4(Z_{TOR}) = \begin{cases} 1 - \frac{Z_{TOR}}{100} & \text{for } Z_{TOR} \leq 10 \text{ km} \\ 0 & \text{for } Z_{TOR} > 10 \text{ km} \end{cases}$

断層面からの距離に関する項  $T_5(R_x, R_{y0}) = \begin{cases} 1 & \text{for } R_{y0} - R_{y1} \leq 0 \\ 1 - \frac{R_{y0} - R_{y1}}{5} & \text{for } 0 < R_{y0} - R_{y1} < 5 \\ 0 & \text{for } R_{y0} - R_{y1} \geq 5 \end{cases}$

※文献において、各係数( $a_{2HW}$ ,  $h_n$ )の具体的な値については示されていないが、Donahue and Abrahamson (2014)のパラメータを調整した上で設定したとされている。

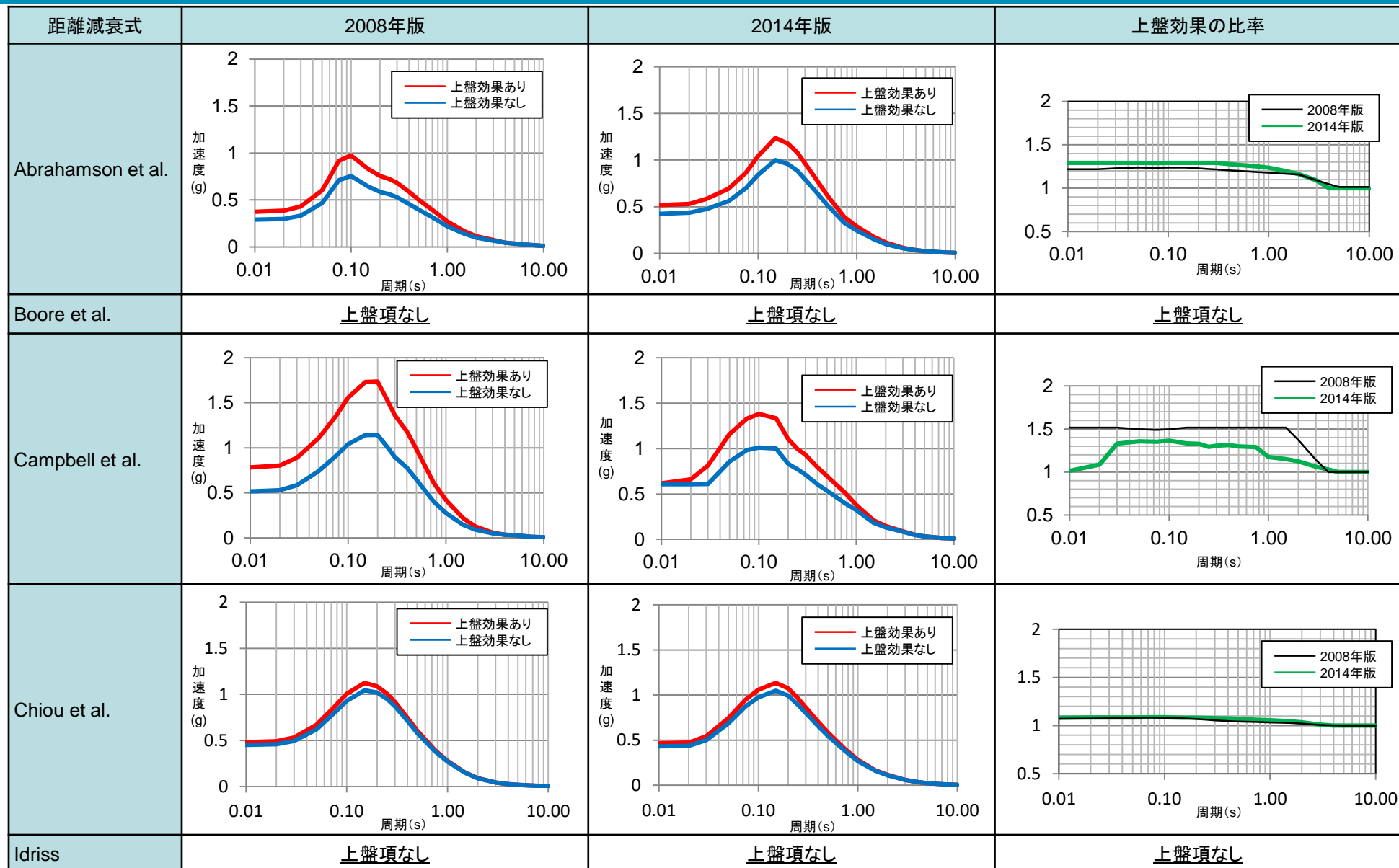
$$f_{HW} = c_9 \cos(\delta) \left\{ c_{9a} + (1 - c_{9a}) \tanh\left(\frac{R_x}{c_{9b}}\right) \right\} \left\{ 1 - \frac{\sqrt{R_{JB}^2 + Z_{TOR}^2}}{R_{RUP} + 1} \right\}$$

断層面からの距離に関する項      断層面の深さ・距離に関する項

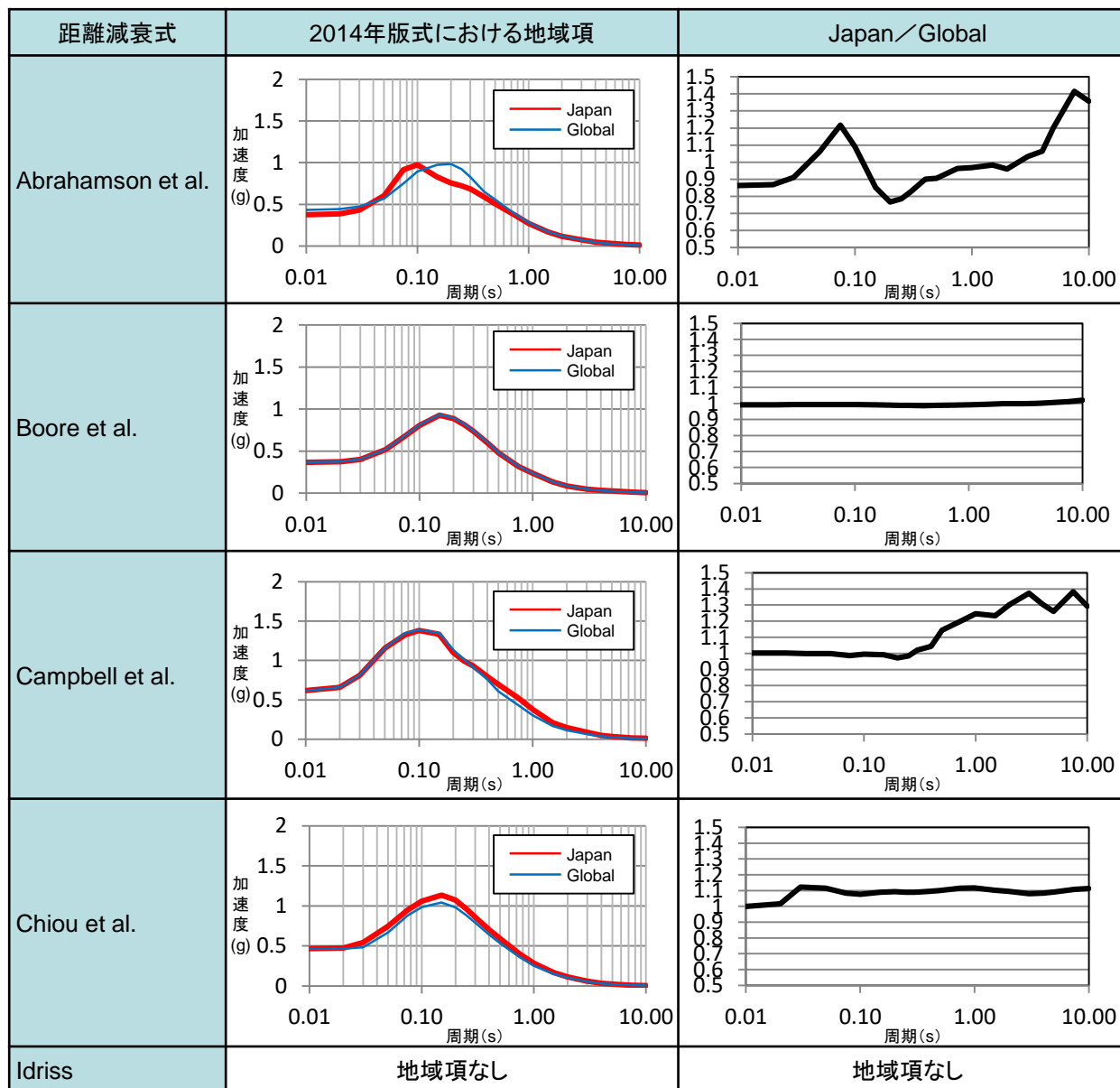


Chiou et al. (2014)におけるシミュレーション結果

## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.5 NGA距離減衰式(2008)とNGA距離減衰式(2014)について 各距離減衰式における上盤効果の影響の比較



## 2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.5 NGA距離減衰式(2008)とNGA距離減衰式(2014)について 各距離減衰式における地域項の影響の比較





### ■2014年版に更新されたことによる上盤効果の変化

上盤効果が考慮されている距離減衰式 (Abrahamson et al., Campbell et al., Chiou et al.) については、2014年版において上盤項が見直されており、その考え方は、いずれもDonahue and Abrahamson (2014) におけるシミュレーションによる上盤効果の評価モデル式の考え方を踏襲している。

- Abrahamson et al.における上盤効果の比率については、2008年版と2014年版で、大きく変わっていない。
- Campbell et al.における上盤効果の比率については、2008年版式では、短周期側でほぼ一定値を示す単純な評価となっているが、2014年版式については、Donahue and Abrahamson (2014) のシミュレーションに基づき、周期帯ごとに詳細な比率が設定されている。
- Chiou et al.における上盤効果の比率については、2008年版と2014年版で、大きく変わっていない。

### ■2014年版で追加された地域性による影響

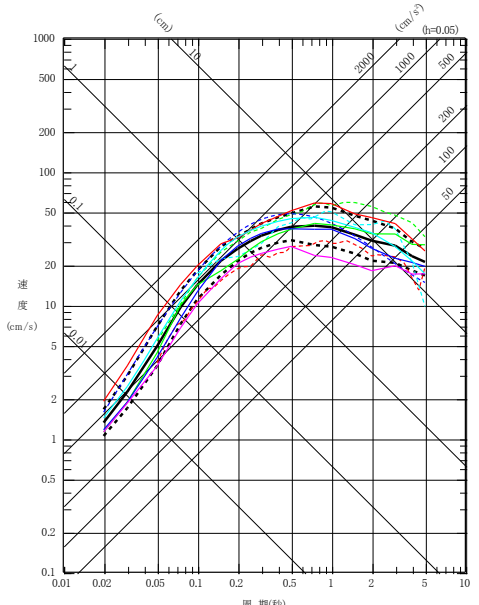
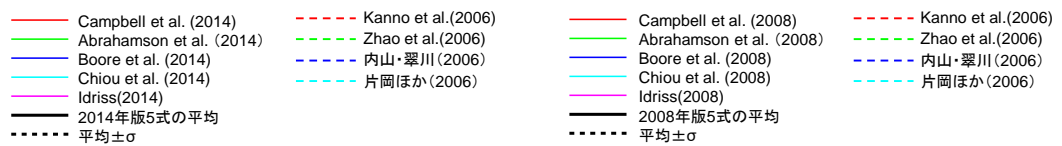
- Idriss以外の式については、日本国内の観測記録がデータベースに加わったことに伴い、新たに地域項が導入されている。
- 地域項としてGlobalを選択した場合と、地域項として日本を選択した場合を比較すると、各距離減衰式において、日本の地域項を考慮することにより、評価結果としては長周期成分が大きくなる傾向がある。



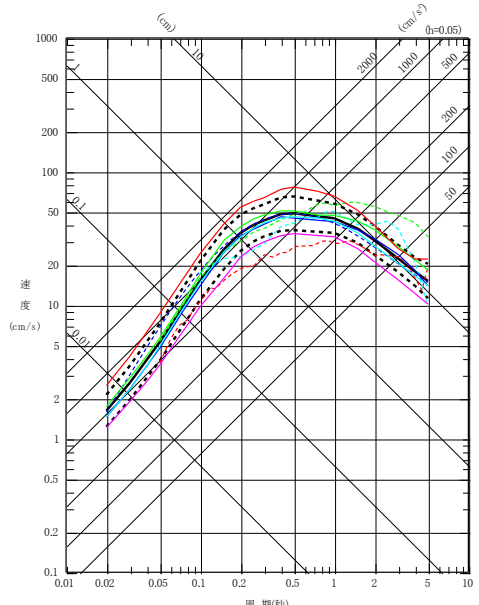
まとめ

- 2014年版の距離減衰式のうち、Idriss(2014) 以外については、地域項が追加されており、拡充された日本のデータによる補正が可能となっている。
- 2014年版の距離減衰式のうち、Abrahamson et al.(2014), Campbell et al. (2014), Chiou et al. (2014)については、Donahue and Abrahamson (2014)による上盤効果のシミュレーション結果とよく整合する上盤項に更新されている。
- 2014年版と2008年版のNGA式と、同一の条件で計算した国内の距離減衰式の評価結果を比較すると、2008年版の式ではNGA式と国内の距離減衰式について0.1~1秒程度の周期帯で大きな乖離が見られるが、2014年版の式ではNGA式と国内の距離減衰式との乖離が小さくなっている。
- また、5式の平均値に対する各式のばらつきを参照すると、特にCampbell et al.の距離減衰式について、2008年版と比較して2014年版の方がばらつきが小さくなっており、同一のデータベースに基づいて作成されているそれぞれの距離減衰式のばらつきが小さくなる結果となっている。

➤ 以上のことから、逆断層である出戸西方断層による地震については、上盤効果の算定モデルが数値シミュレーションと整合しており、相互の距離減衰式による評価結果が整合的である、2014年版のNGA式における距離減衰式を用いることが適切であると考えられる。

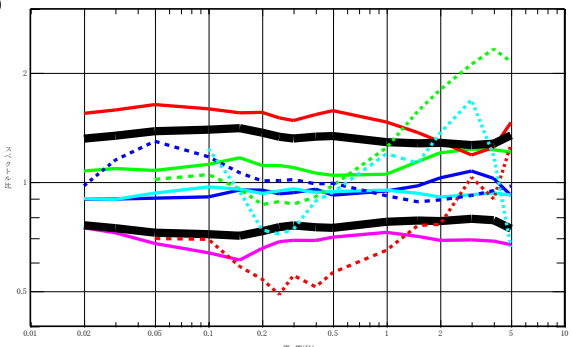


2014年版

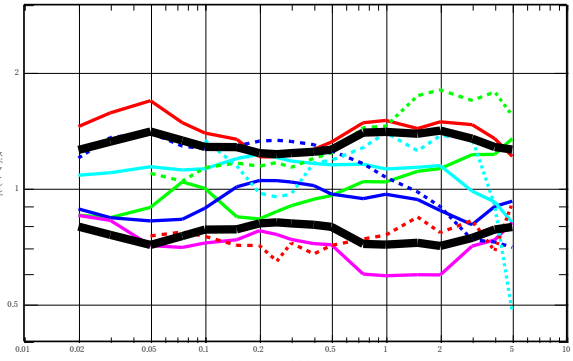
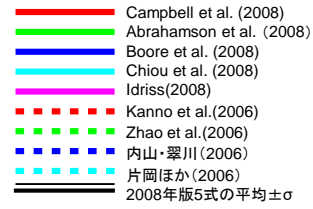


2008年版

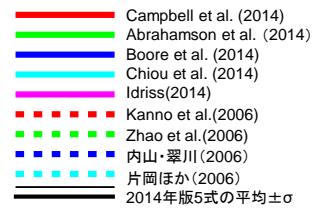
※上記評価結果は、出戸西方断層による地震の基本モデルに準じている



平均値からのばらつき(2008年版)



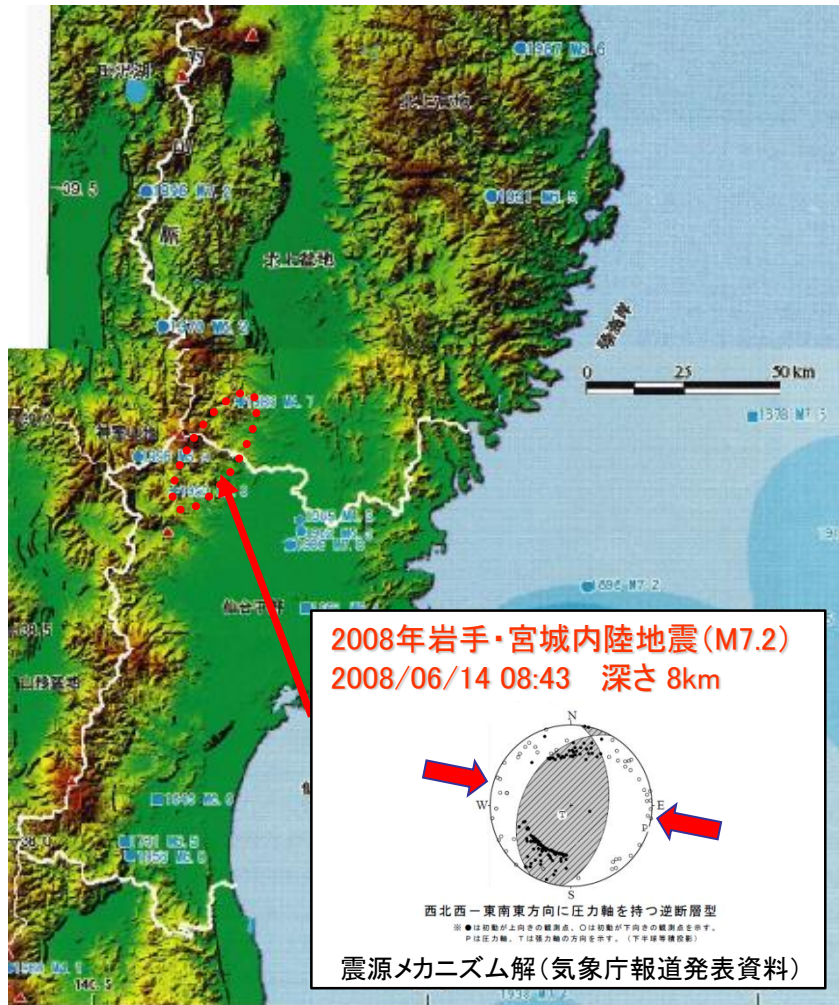
平均値からのばらつき(2014年版)



### **3. 震源を特定せず策定する地震動**

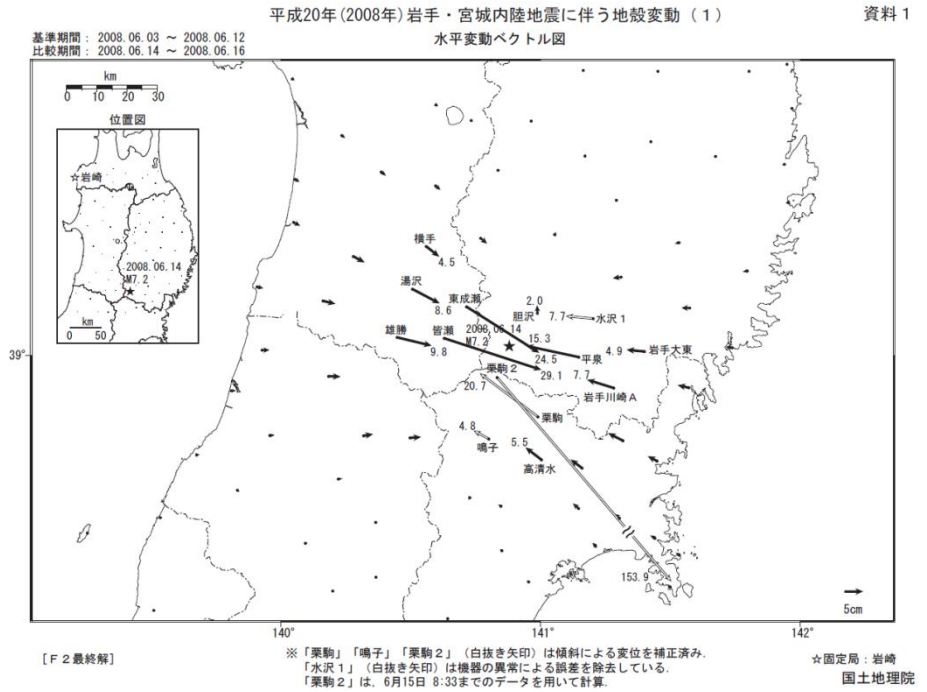
# 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震

## 2008年岩手・宮城内陸地震の概要

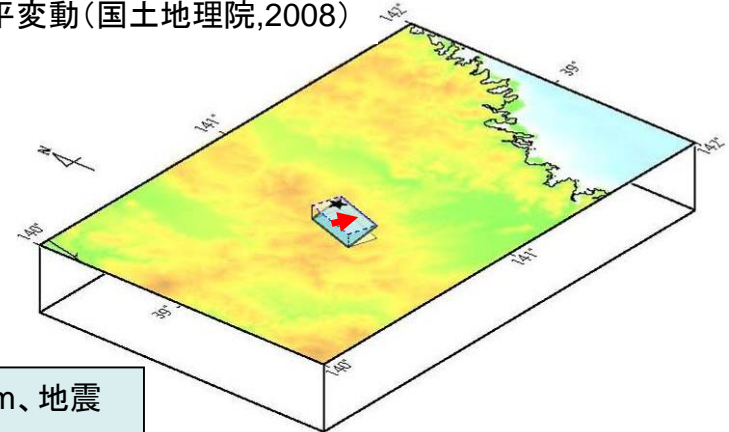


「日本の地震活動」(地震調査委員会, 1999に加筆)

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



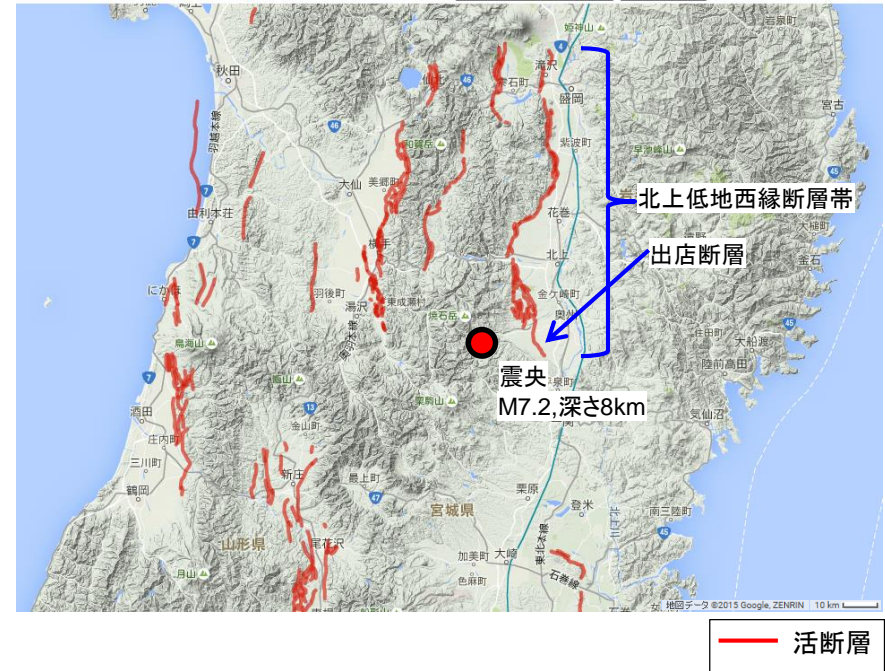
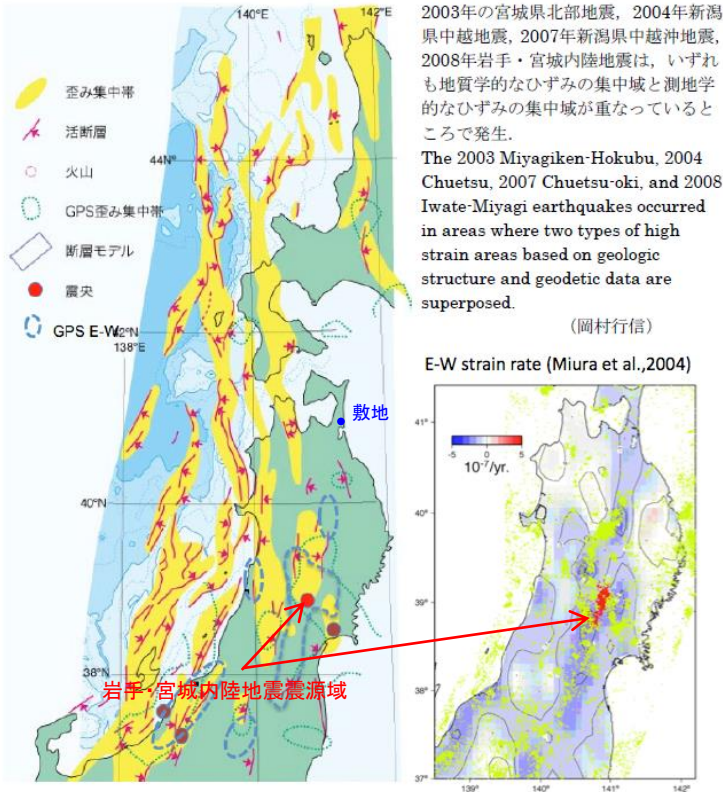
GPSで測定された水平変動(国土地理院,2008)



地殻変動から推定された断層モデル (国土地理院,2008)



### 3.1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3.1.1 2008年岩手・宮城内陸地震 ひずみ集中帯および活断層の分布



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

東大出版会 (2002) 「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」を簡略化。  
ひずみ集中帯等分布図  
(産業技術総合研究所, 2009に加筆)

- 東北日本弧の第四紀テクトニクスは、東西圧縮応力による逆断層の活動に特徴づけられる。
- 産業技術総合研究所(2009)では、岩手・宮城内陸地震は、地質学的ひずみ集中帯と、測地学的ひずみ集中帯の重なったところで発生しているとしている。
- 震源付近には、文献に活断層の記載はないが、北方に北上低地西縁断層帯等が分布する。



### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 地震地体構造区分による比較・検討

- 地震地体構造区分とは、地震の起こり方の共通性、あるいは差異に基づいて地体構造を区分することとされている(萩原,1991)。
- 以下の代表的な文献における地震地体構造区分等について整理し、岩手・宮城内陸地震震源域と敷地周辺の比較・検討を行った。

引用文献		図の種類	構造区分の要素	特徴	区分 ○:同一区分 ×:異なる区分
宮村	1962	地震地体構造区分図	地体構造	地震の地域性を地体構造の進化の成熟度で分類し、地震地体構造区分図を作成	×
Omote et al.	1980	地震地体構造区分図	文献に未記載のため詳細不明	各地体構造区に発生する地震のマグニチュードに上限があるとし、原子力発電施設で考慮すべき限界地震 $S_2$ の最大マグニチュードを提示	○
松田	1990	地震地体構造区分図	活断層(活断層研究会編、1980のデータを使用)	起震断層から発生しうる最大マグニチュード $M_L$ と歴史地震の最大マグニチュード $M_h$ を比較し、その地体構造区で期待される最大期待地震規模 $M_{max}$ を提示	×
Kinugasa	1990	地震地体構造区分図	活断層	活断層の長さ、走向、変位センス、活動度などが類似している地域を地震地体構造区として区分	×
萩原編	1991	地震地体構造区分図	歴史地震・活断層・第四紀テクトニクス・重力異常・震源メカニズム・キュリー点震度等	過去の地震地体構造研究から、それぞれの地形・地質学的・地球物理学的な共通の特徴を抽出し、地震地体構造区分図を作成	×
活断層研究会	1991	活断層区分図	活断層	活断層の密度、長さ、断層型、水平最大圧縮応力等に基づいて、活断層区分図を作成	×
垣見ほか	2003	地震地体構造区分図	過去の知見を比較・参照したうえで、垣見ほか(1994)の区分図を改訂	過去の知見を比較・検討したうえで、垣見ほか(1994)の区分図を改定し、新たな地震地体構造区分図を作成	×

代表的な文献における地震地体構造区分について整理を行い、岩手・宮城内陸地震震源域と敷地周辺の比較を行った結果、岩手・宮城内陸地震震源域は、「東日本内帯」に区分され、一方で敷地周辺は「東日本外帯」に区分される。

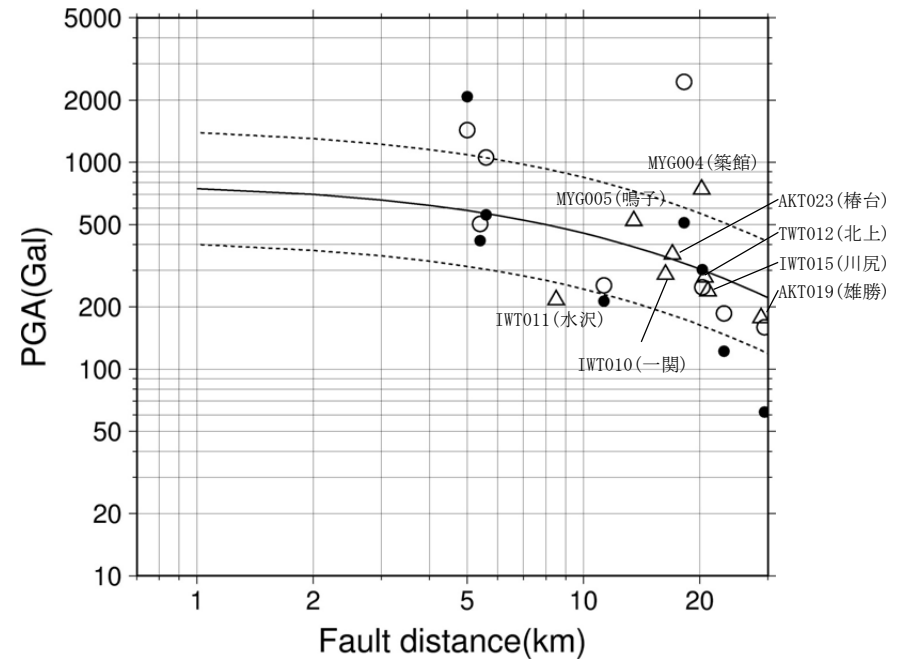
⇒以上のことから、岩手・宮城内陸地震震源域と敷地周辺では、地震地体構造区分に差異が認められる。ただし、Omote et al.(1980)では同一区分とされている。

# K-NET観測点の観測記録

K-NETの最大加速度

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

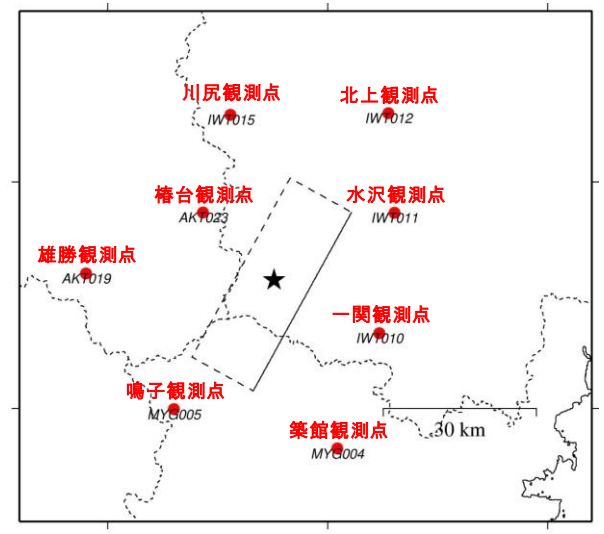
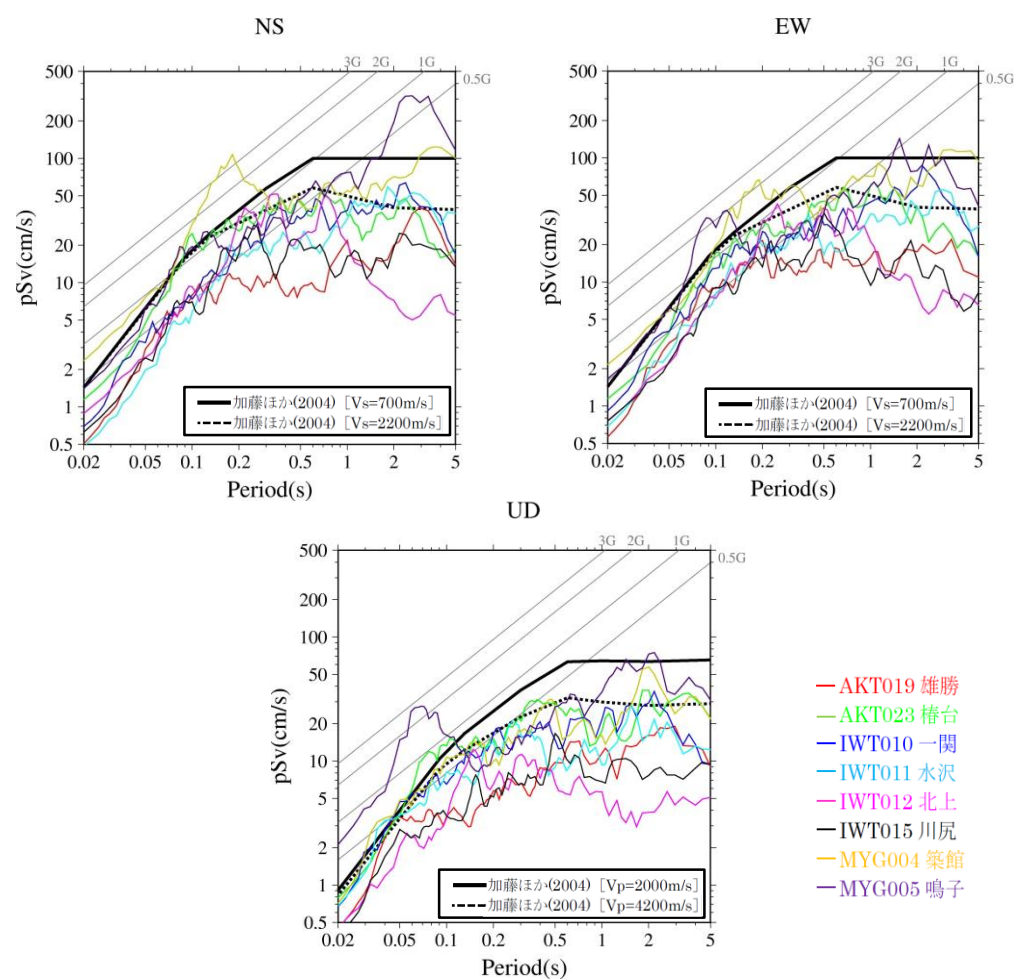
断層最短距離: Suzuki et al.(2010)による震源断層モデルに基づく



- 司・翠川(1999)Average
- 司・翠川(1999)Average ± 1σ
- KiK-net(地表)
- KiK-net(地中 2倍)
- △ K-NET

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

### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 K-NET観測記録と加藤ほか(2004)との比較



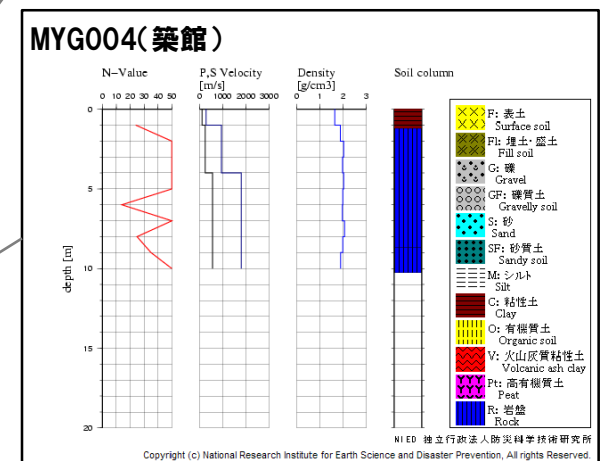
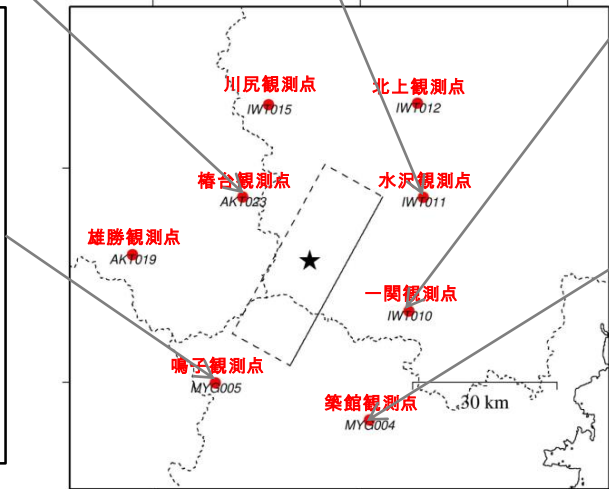
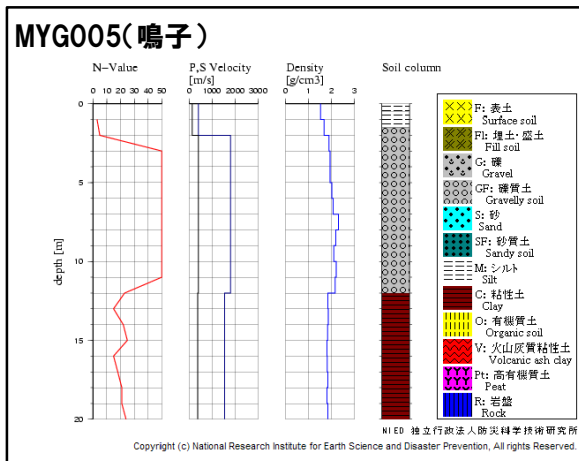
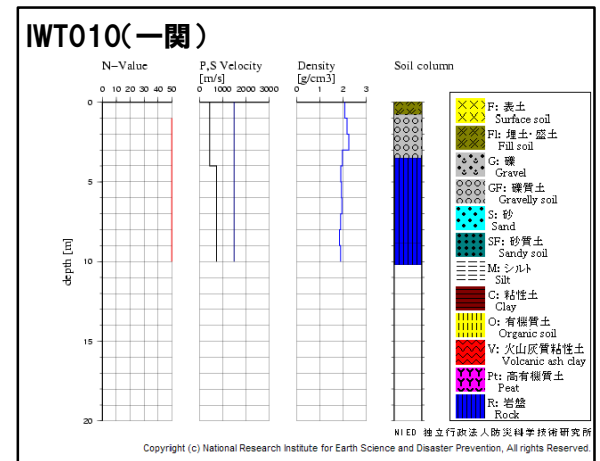
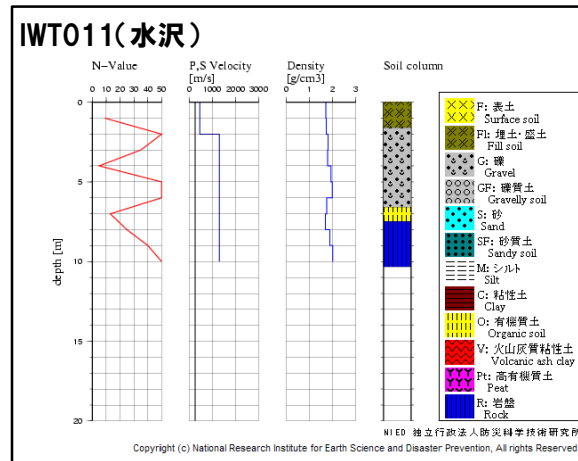
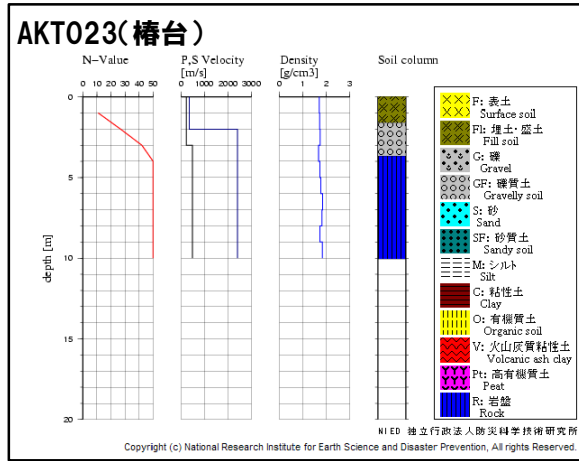
観測点位置図

- AKT019 雄勝
- AKT023 樺台
- IWT010 一関
- IWT011 水沢
- IWT012 北上
- IWT015 川尻
- MYG004 築館
- MYG005 鳴子

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

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

# 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 K-NET観測点の地質構造



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

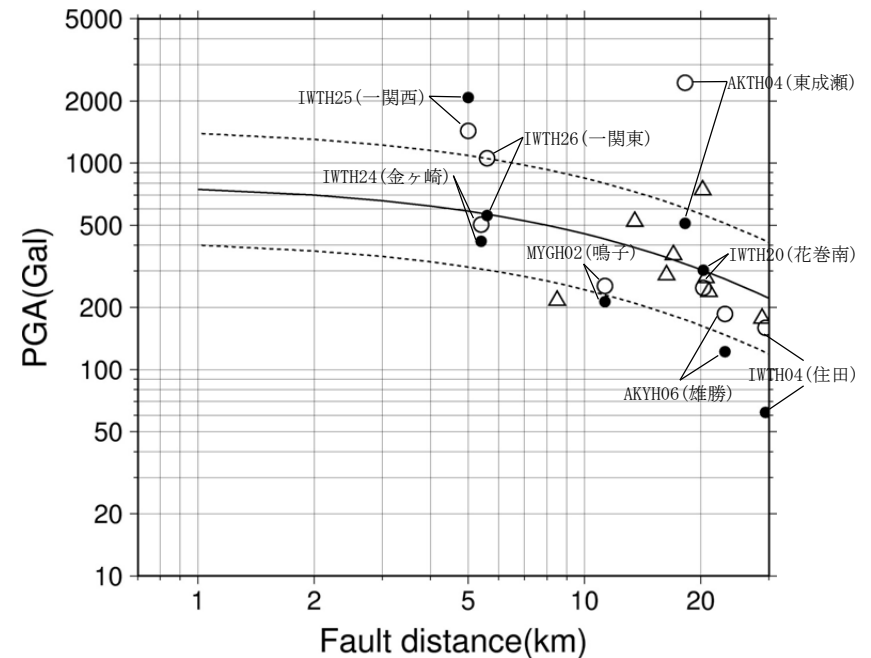


# KiK-net観測点の観測記録

KiK-netの最大加速度

観測点			断層最短距離 (km)	AVS30 (m/s)	最大加速度(Gal) ( )内: 地中記録		
					水平(NS)	水平(EW)	鉛直(UD)
KiK-net (地表・地中)	AKTH04	東成瀬	18	459	1318 (173)	2449 (255)	1094 (138)
	AKTH06	雄勝	23	455	180 (42)	186 (61)	140 (47)
	IWTH04	住田	29	456	126 (31)	159 (28)	115 (24)
	IWTH20	花巻南	20	289	249 (107)	240 (151)	136 (68)
	IWTH24	金ヶ崎	5	486	503 (209)	435 (169)	342 (121)
	IWTH25	一関西	5	506	1143 (1036)	1433 (748)	3866 (681)
	IWTH26	一関東	6	371	888 (278)	1056 (211)	927 (167)
	MYGH02	鳴子	11	399	254 (106)	230 (96)	233 (54)

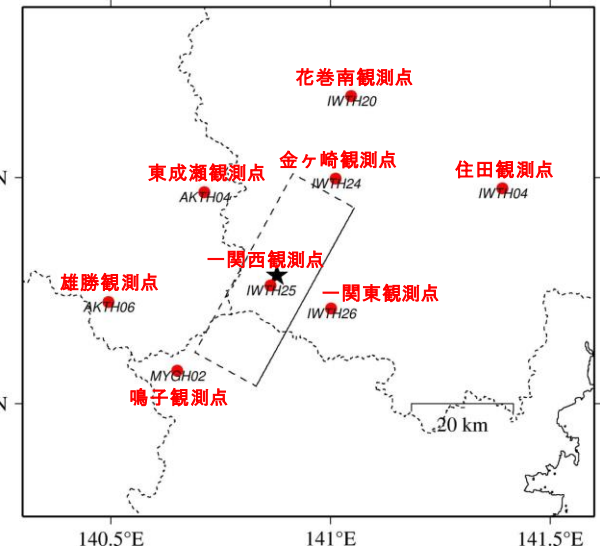
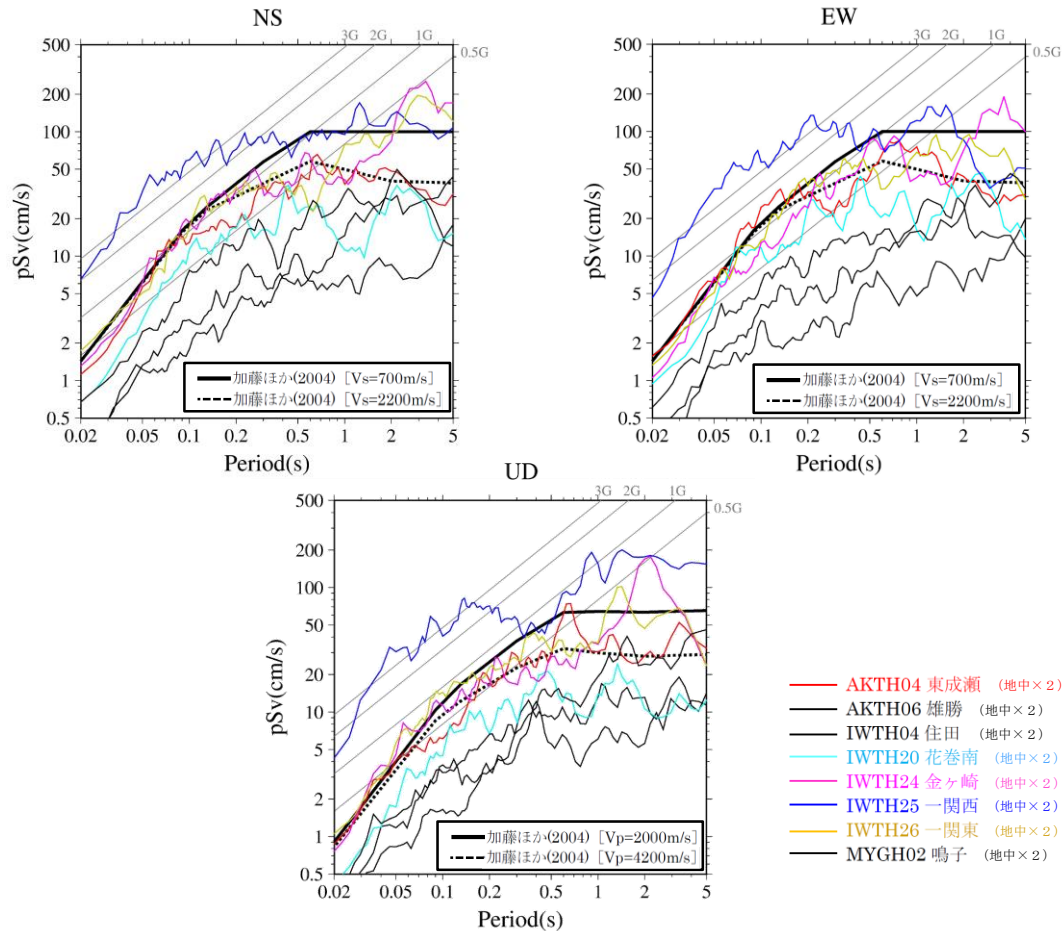
断層最短距離: Suzuki et al.(2010)による震源断層モデルに基づく



— 司・翠川(1999)Average  
 ... 司・翠川(1999)Average ± 1σ  
 ○ KiK-net (地表)  
 ● KiK-net (地中 2 倍)  
 △ K-NET

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

### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 KiK-net観測記録と加藤ほか(2004)との比較



観測点位置図

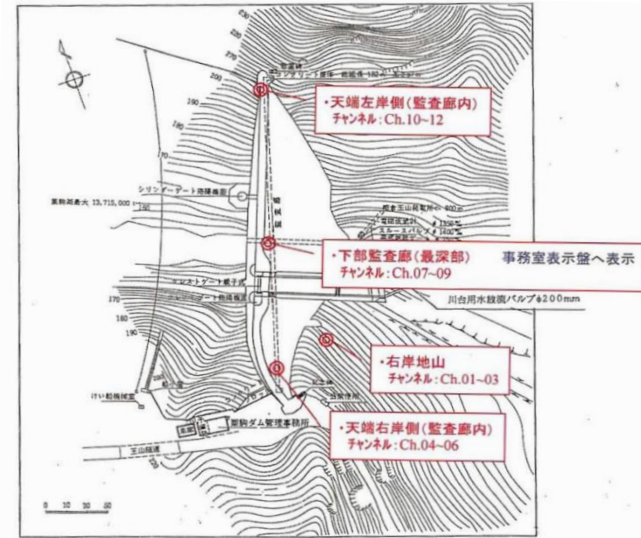
- AKTH04 東成瀬 (地中×2)
- AKTH06 雄勝 (地中×2)
- IWTH04 住田 (地中×2)
- IWTH20 花巻南 (地中×2)
- IWTH24 金ヶ崎 (地中×2)
- IWTH25 一関西 (地中×2)
- IWTH26 一関東 (地中×2)
- MYGH02 鳴子 (地中×2)

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

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

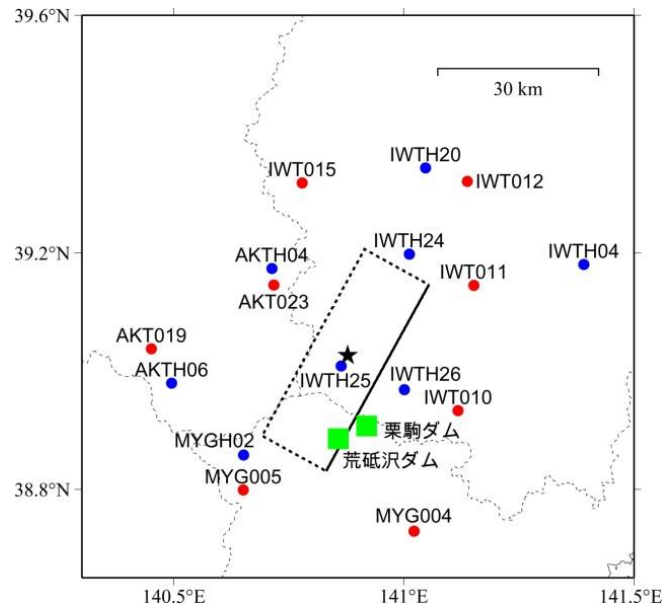
### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 栗駒ダムの概要

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

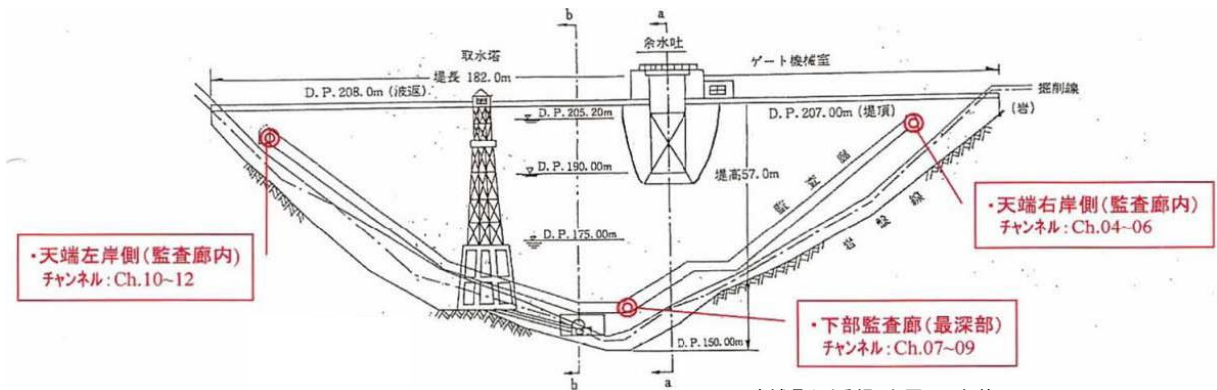


宮城県より受領した図面に加筆

地震観測位置(平面図)



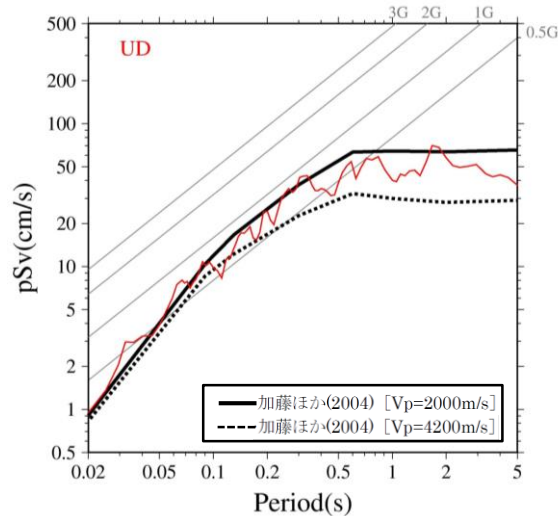
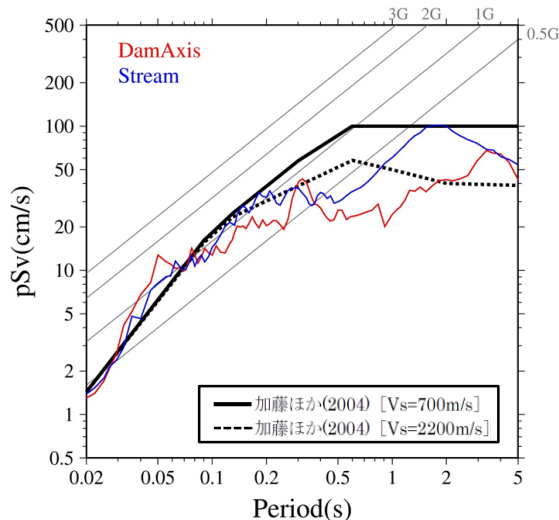
栗駒ダム位置



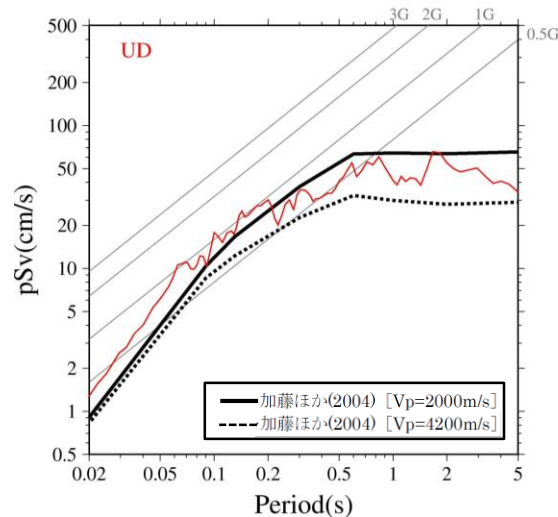
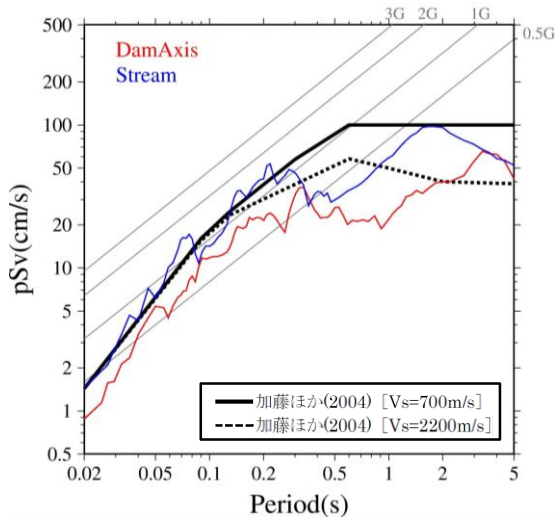
宮城県より受領した図面に加筆

地震観測位置(断面図)

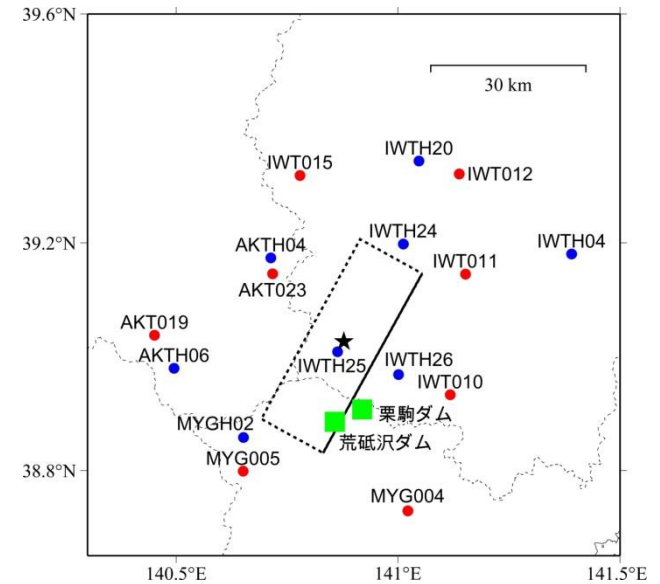
# 栗駒ダムの地震観測記録



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



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

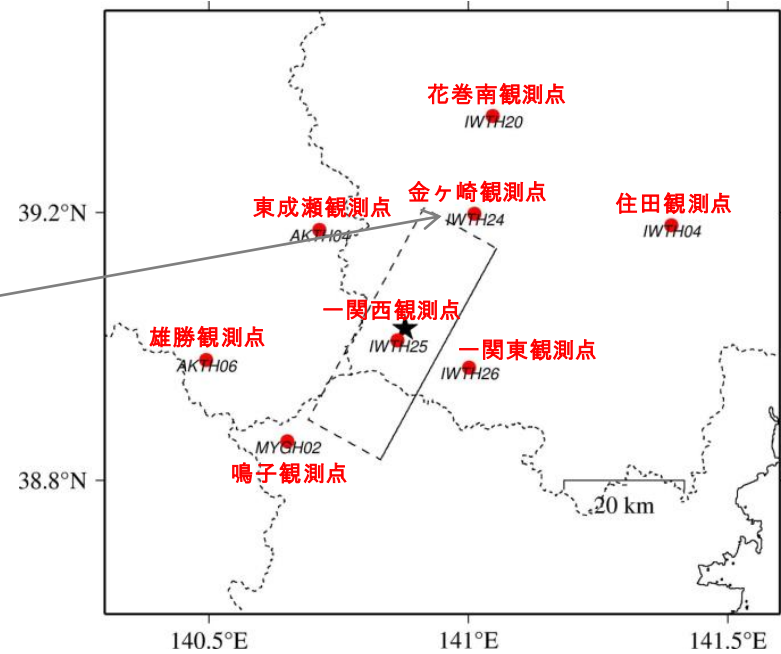
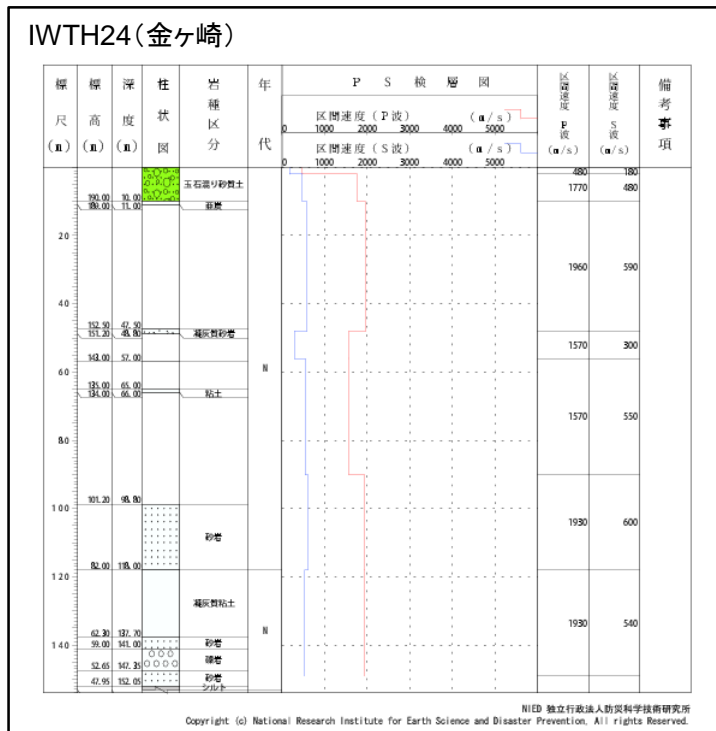


栗駒ダム位置

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

### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 KiK-net 金ヶ崎観測点に関する検討(1)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p111再掲



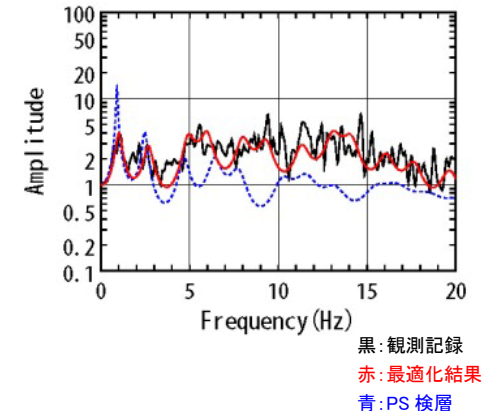
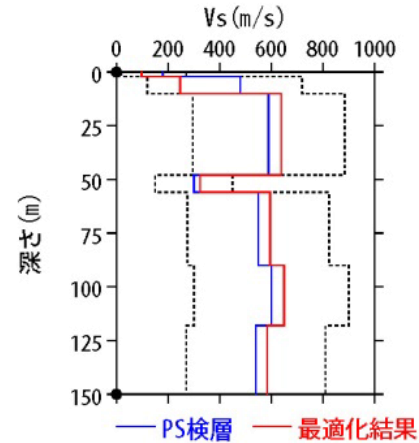
➤ KiK-net観測点のうち、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る観測記録(IWTH24(金ヶ崎))について、基盤地震動を評価することを目的とした観測記録のはざり解析を実施する。



### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討／3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 KiK-net 金ヶ崎観測点に関する検討(2)

地盤同定結果(水平)

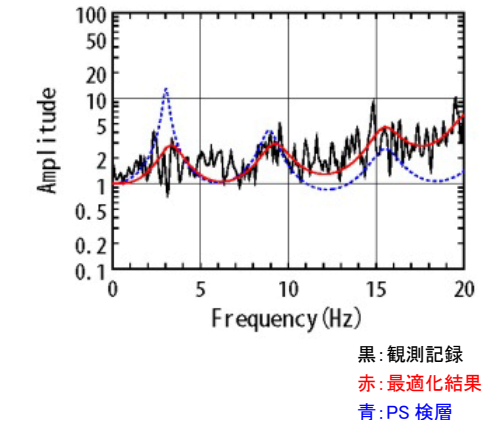
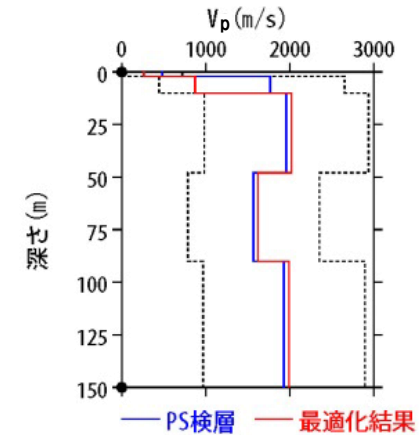
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	$\alpha$
1	2	0	1.64	180	18	270	97	0.54	0.174	0.682
2	8	2	1.79	480	120	720	247	0.51		
3	38	10	1.89	590	295	885	638	1.08		
4	8	48	1.68	300	150	450	324	1.08		
5	34	56	1.68	550	275	825	595	1.08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



伝達関数の比較(水平)

地盤同定結果(鉛直)

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



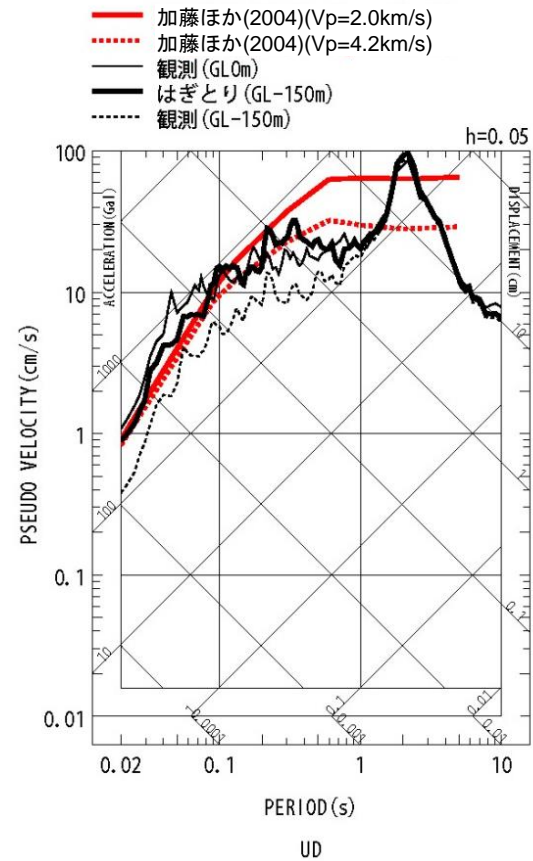
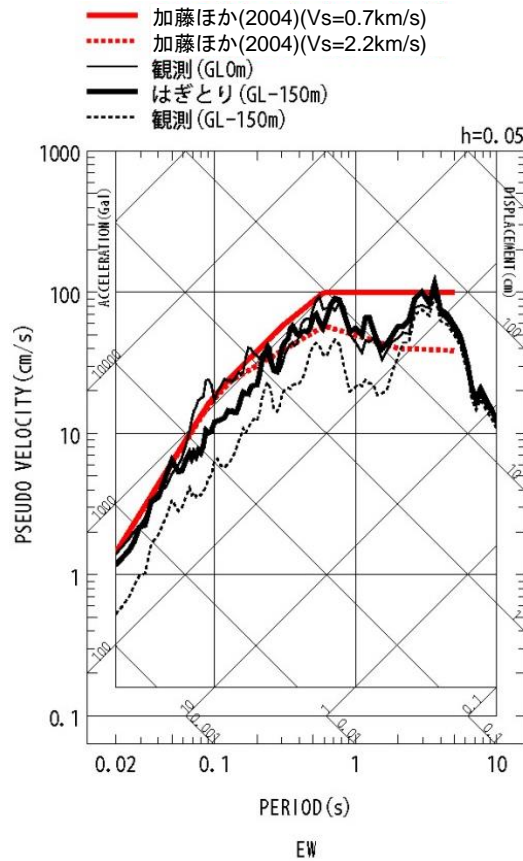
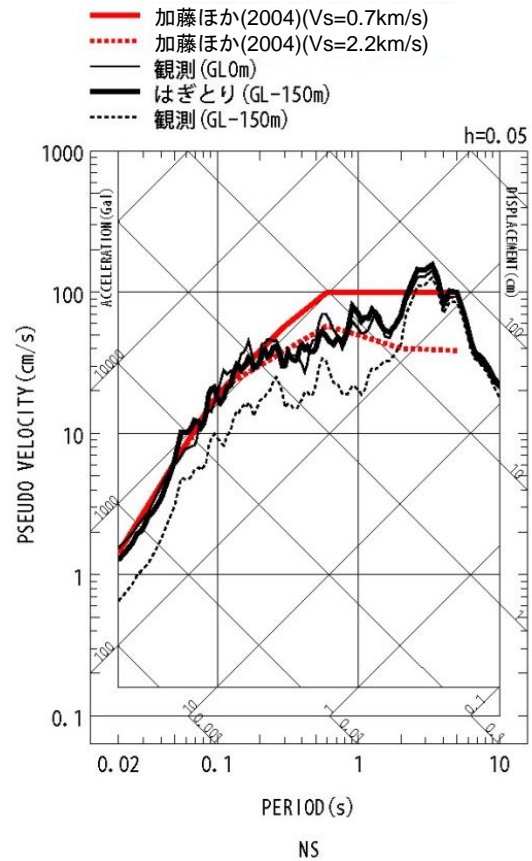
伝達関数の比較(鉛直)

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

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

### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 KiK-net 金ヶ崎観測点に関する検討(3)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p113 再掲

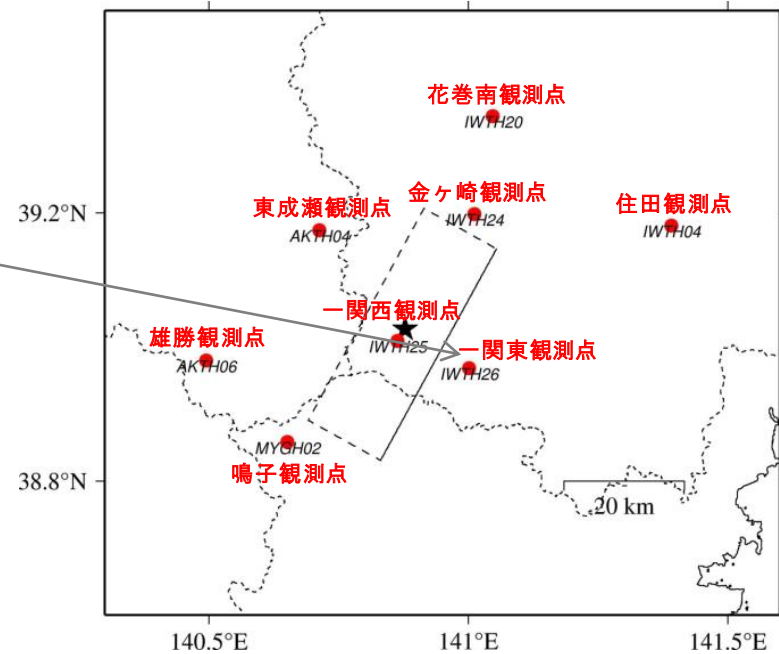
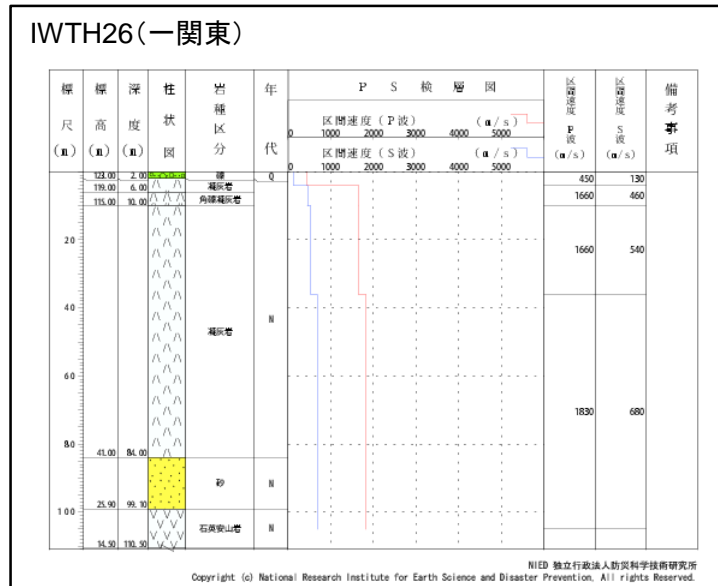


電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」にて検討を実施

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

### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 KiK-net 一関東観測点に関する検討(1)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p114 再掲

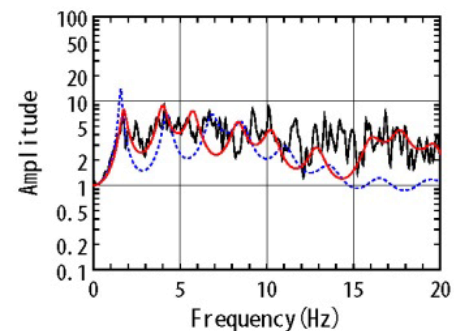
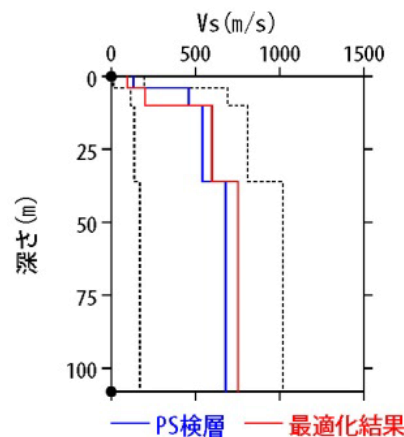


➤ KiK-net観測点のうち、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る観測記録(IWTH26(一関東))について、基盤地震動を評価することを目的とした観測記録のはぎとり解析を実施する。

### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 KiK-net 一関東観測点に関する検討(2)

地盤同定結果(水平)

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

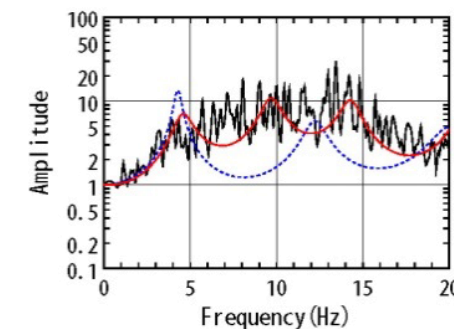
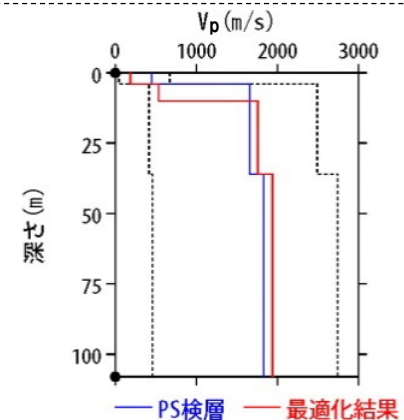


伝達関数の比較(水平)

黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS 検層

地盤同定結果(鉛直)

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



伝達関数の比較(鉛直)

黒:観測記録  
赤:最適化結果  
青:PS 検層

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

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



### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 KiK-net 一関東観測点に関する検討(3)

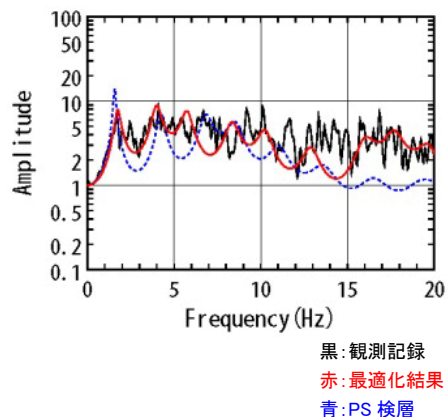
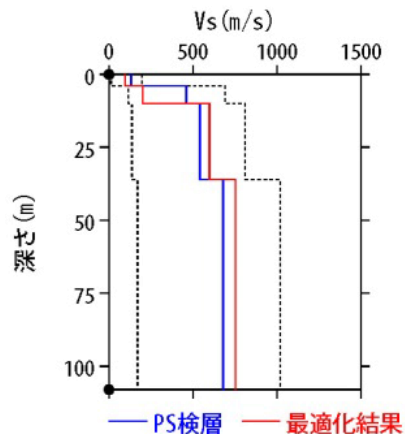
H30.10.31  
資料1-4-2  
p116再掲



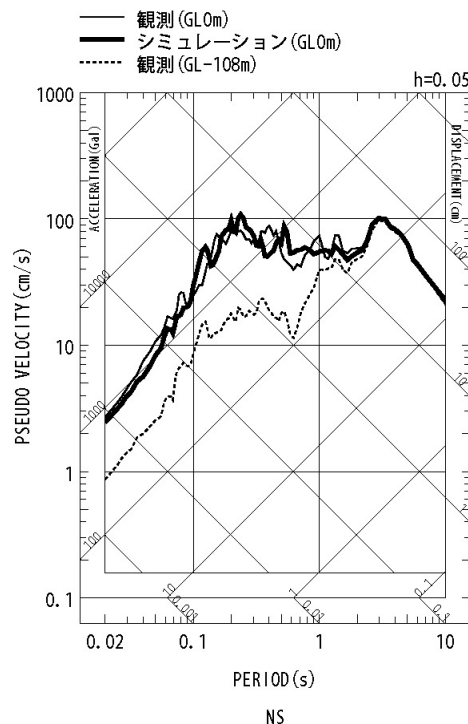
#### ■IWTH26(一関東) 本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)(水平方向)

地盤同定結果(水平)

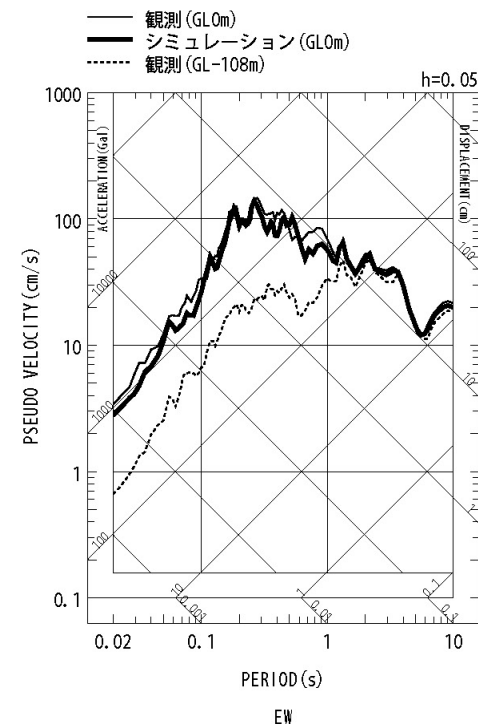
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm <sup>3</sup> )	S波速度 (m/s)				減衰定数		
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	4	0	1.64	130	13	195	95	0.73		
2	6	4	1.73	460	115	690	200	0.43		
3	26	10	1.73	540	135	810	598	1.11	0.139	0.543
4	72	36	1.82	680	170	1020	752	1.11		
5	—	108	1.82	680	170	1020	752	1.11		



伝達関数の比較(水平)



応答スペクトルの比較(水平)



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

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

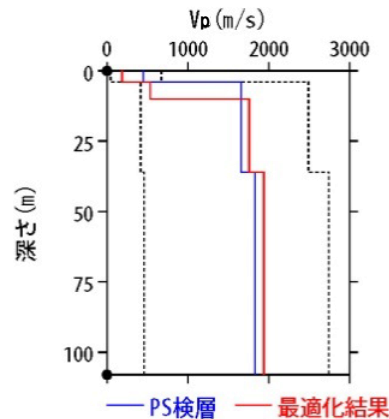


### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 KiK-net 一関東観測点に関する検討(4)

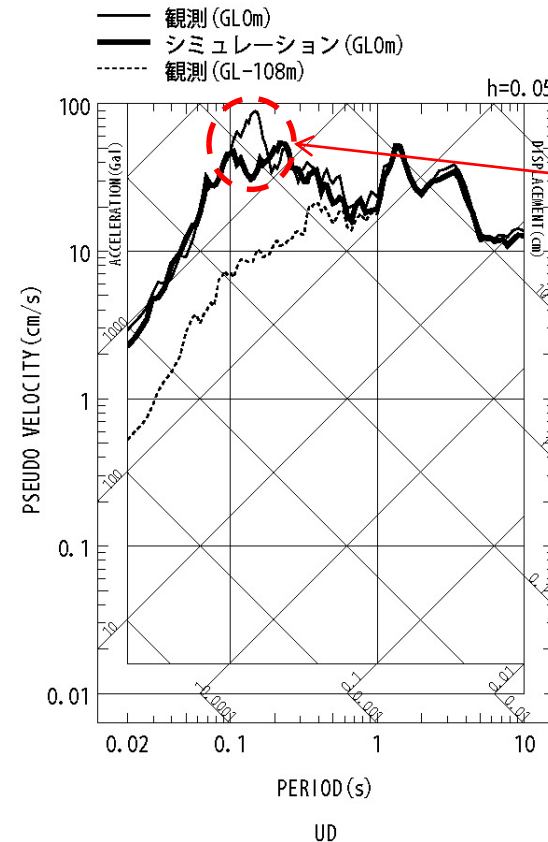
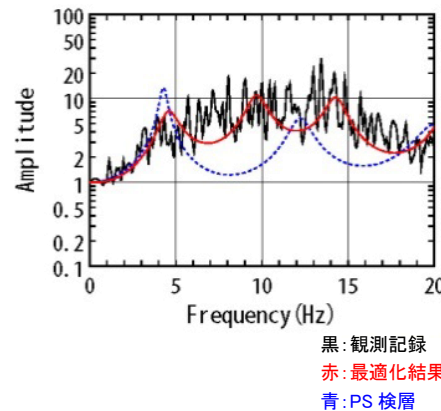
#### ■IWTH26(一関東) 本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)(鉛直方向)

地盤同定結果(鉛直)

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



伝達関数の比較(鉛直)



ピークが再現  
できていない

応答スペクトルの比較(鉛直)

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

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

### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 KiK-net 一関東観測点に関する検討(5)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p118再掲



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

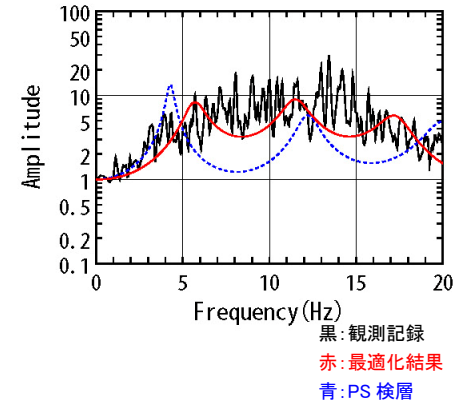
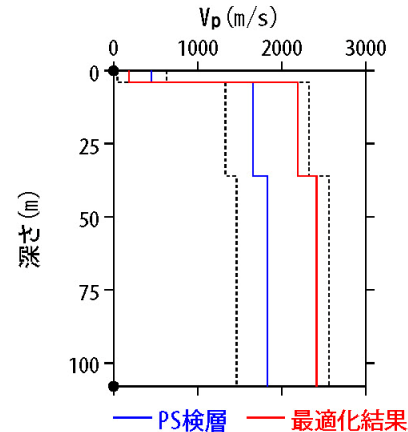
地盤同定結果(鉛直)

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

No. 3~5層を同倍率で変動



No. 2~5層を同倍率で変動



伝達関数の比較(鉛直)

第286回原子力発電所の新規規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋

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

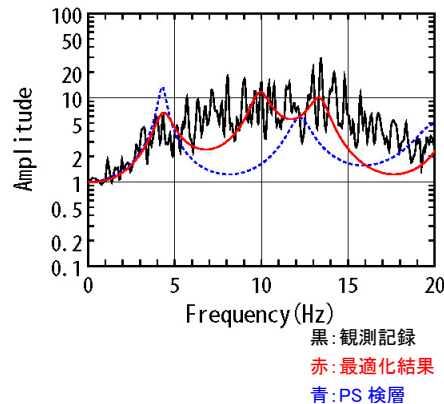
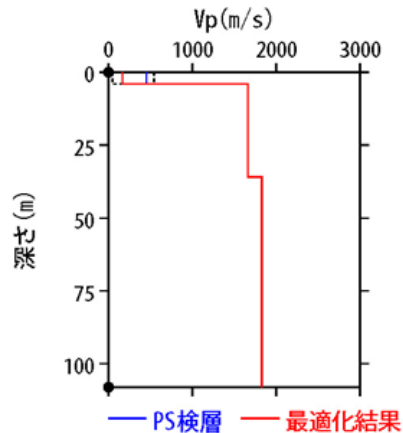
### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 KiK-net 一関東観測点に関する検討(6)

#### ■IWTH26(一関東) (鉛直動のPS検層結果を用いた検討)

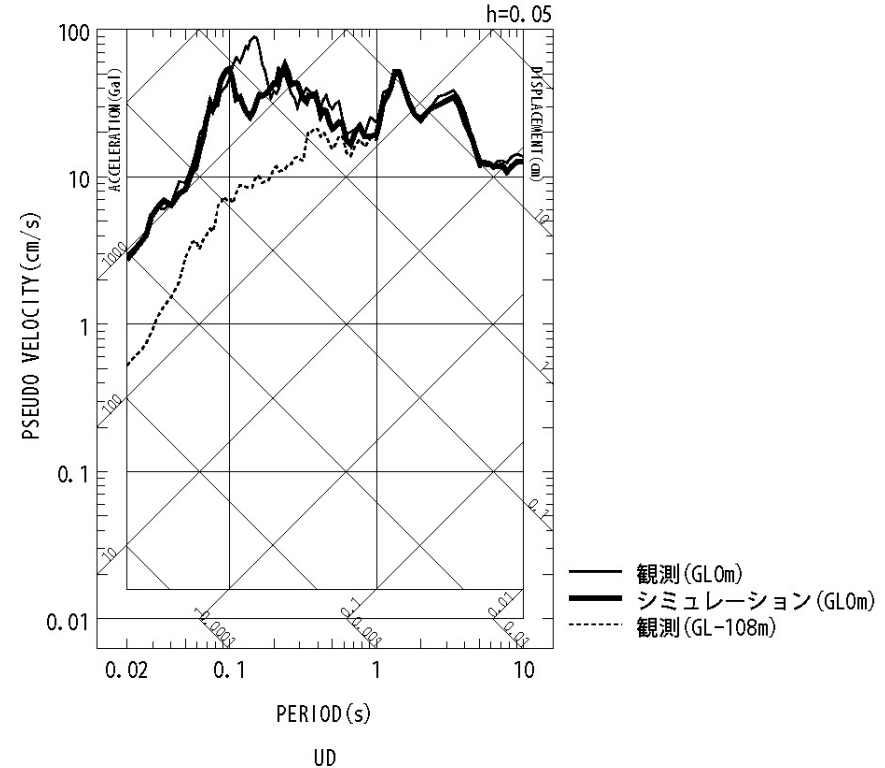
地盤同定結果(鉛直)

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

No. 2~5層をPS検層値で固定



伝達関数の比較(鉛直)



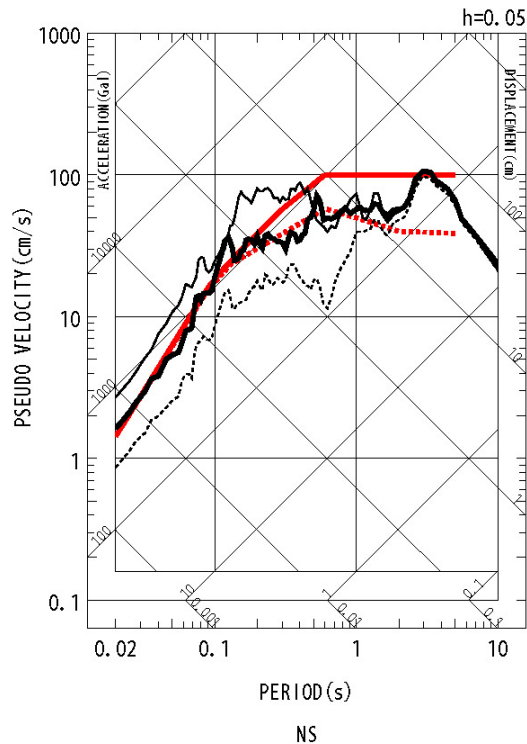
応答スペクトルの比較(鉛直)

第286回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋

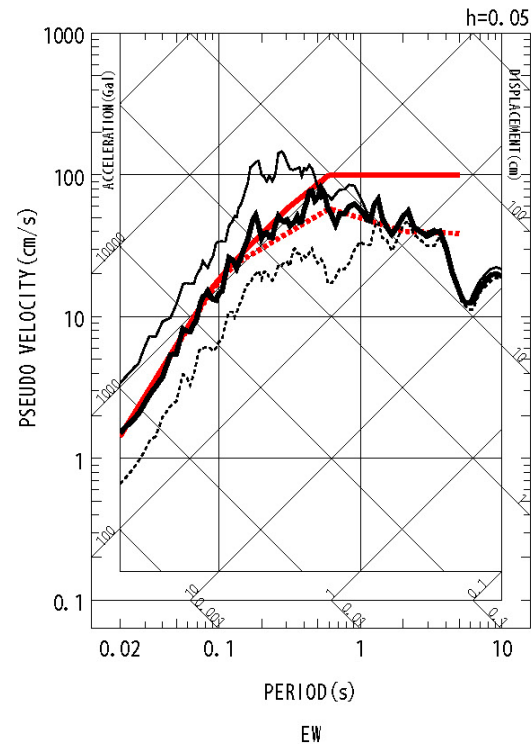
- これまでの検討より、鉛直方向の観測記録の伝達関数を再現できていないことから、地盤同定により得られた地盤モデルの物性値の妥当性が確認できない状況である。
- 現時点で把握可能な地盤物性値は、PS検層結果のみであることから、PS検層結果を反映した地盤同定を実施する。
- 得られた地盤モデルは、伝達関数および地表記録の応答スペクトルの周期0.1~0.2sにみられるピークが再現できていない。また、従来の同定結果と比べて伝達関数および地表記録の再現性は、同様の傾向であるが、応答スペクトルのごく短周期では若干向上している。

### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 KiK-net 一関東観測点に関する検討(7)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p120 再掲



— 加藤ほか(2004)( $V_s=0.7\text{km/s}$ )  
 ..... 加藤ほか(2004)( $V_s=2.2\text{km/s}$ )  
 — 観測 (GL0m)  
 — はぎとり (GL-108m)  
 ..... 観測 (GL-108m)



— 加藤ほか(2004)( $V_s=0.7\text{km/s}$ )  
 ..... 加藤ほか(2004)( $V_s=2.2\text{km/s}$ )  
 — 観測 (GL0m)  
 — はぎとり (GL-108m)  
 ..... 観測 (GL-108m)

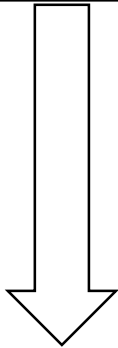
電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」にて検討を実施

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

### ■KiK-net一関東観測点 検討のまとめ

#### 【本震記録を用いた検討】

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



#### 【詳細検討】

##### ①本震記録を用いた検討

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

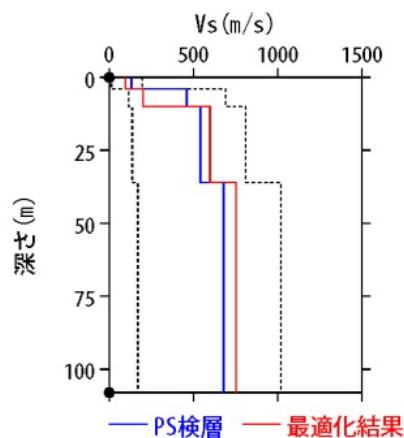
- IWTH26(一関東)観測点については、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていないことから、現時点で信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。
- しかしながら、水平方向は、本震記録による伝達関数に一定の整合がみられ、地表記録を概ね再現できており、はぎとり解析を実施した結果、一部の周期帯で加藤ほか(2004)を上回る結果となった。



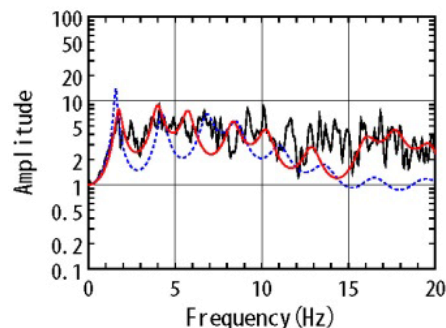
### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討／3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 IWTH26(一関東) はぎとり解析のばらつき評価(1)

地盤同定結果(水平)

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

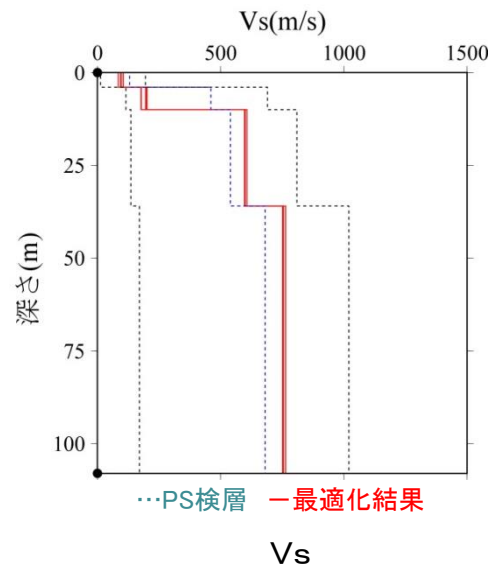


伝達関数の比較(水平)

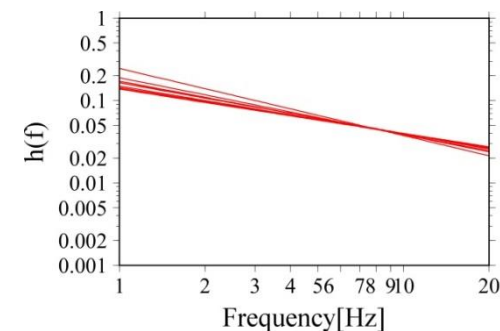


黒: 観測記録  
赤: 最適化結果  
青: PS 検層

はぎとり解析に用いる地盤モデル



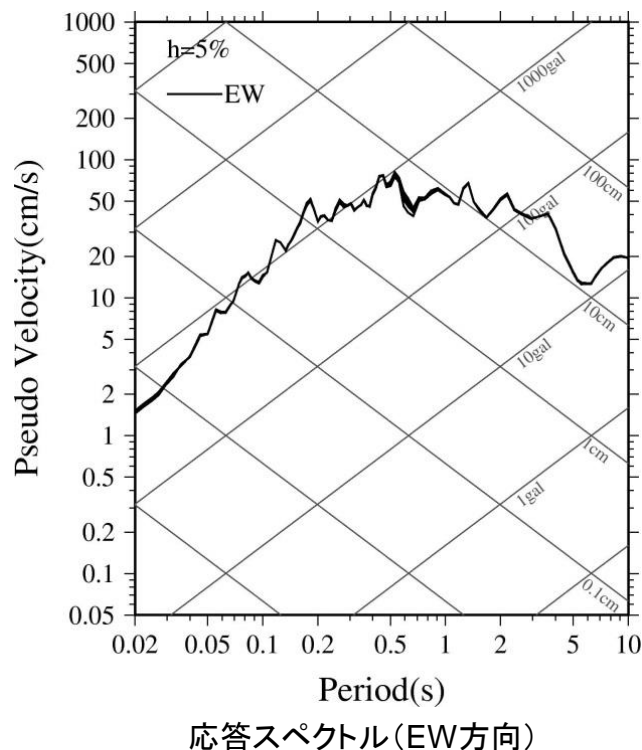
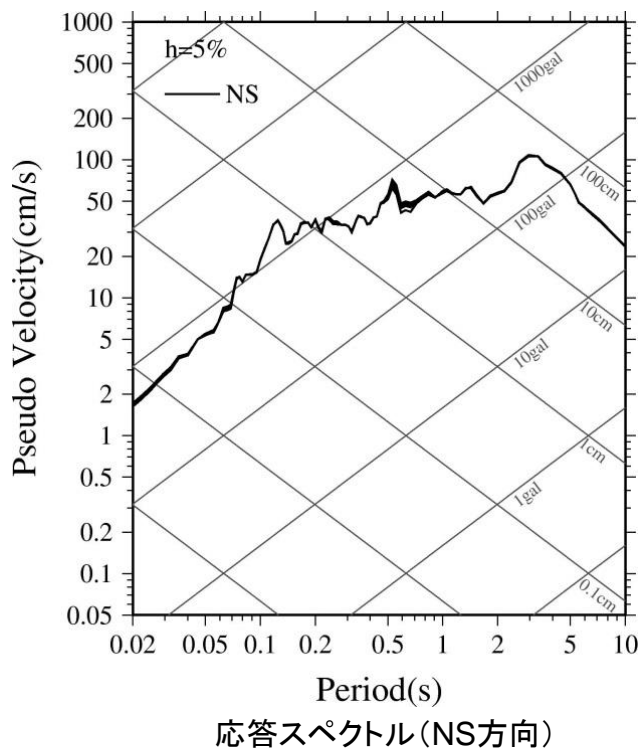
地盤同定結果



減衰定数(水平)

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

### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 IWTH26(一関東) はぎとり解析のばらつき評価(2)



最大加速度

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

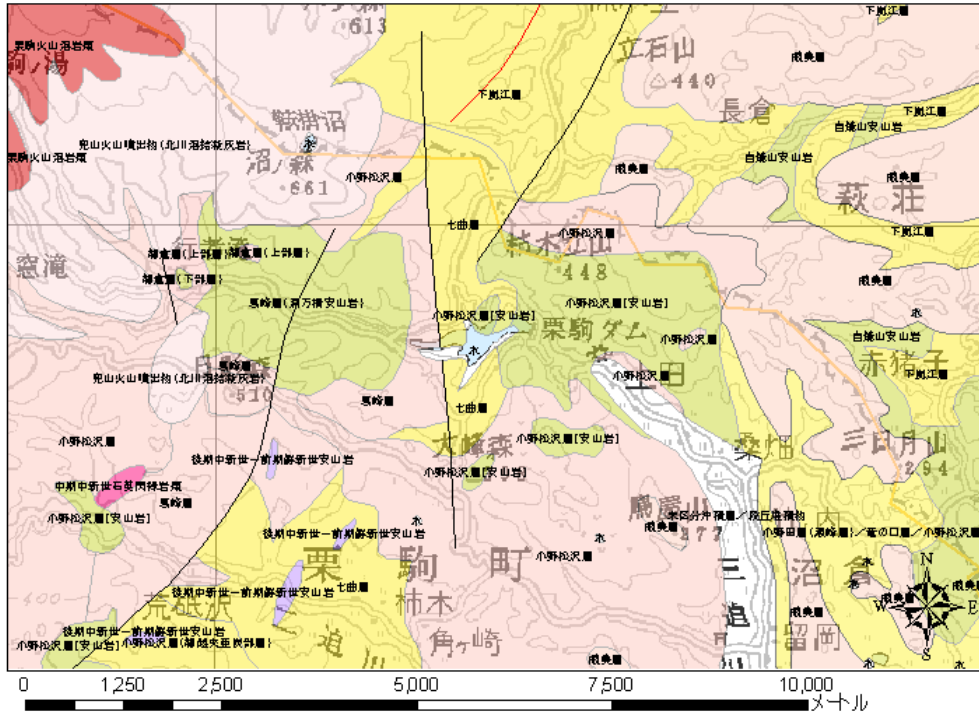
#### はぎとり解析結果

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

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

### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 栗駒ダムに関する検討(1)

#### ■ 栗駒ダムの地盤構造



栗駒ダム周辺地質図(東北建設協会(2006)に加筆)

栗駒ダム基盤地質の特徴(東北建設協会(2006))

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

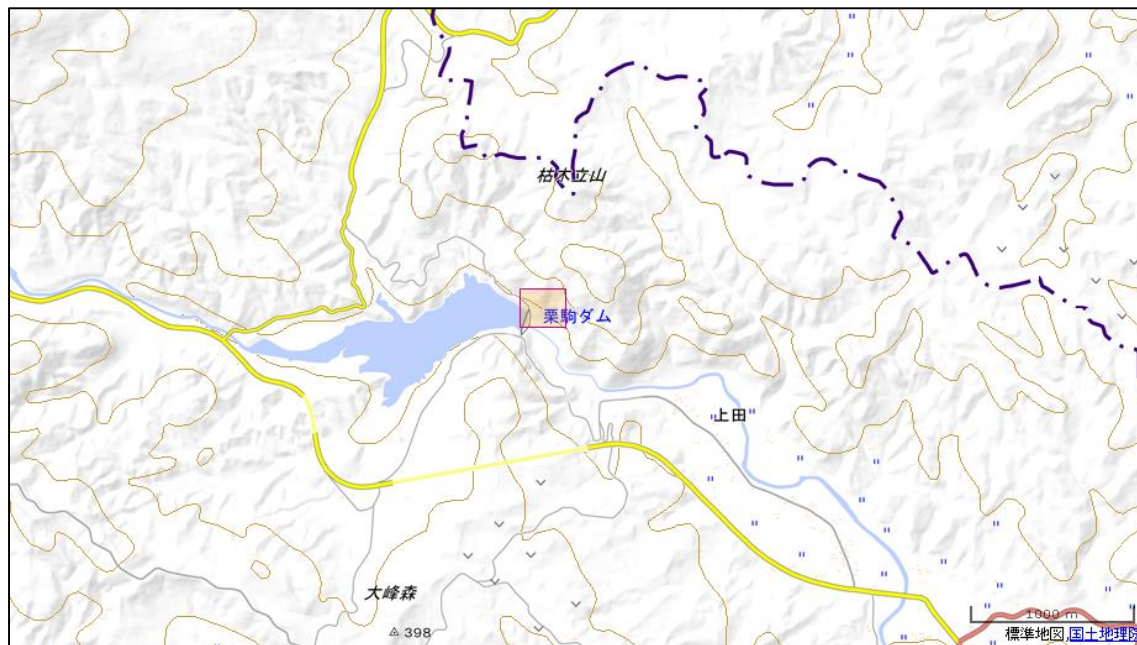
東北地方デジタル地質図凡例(東北建設協会(2006)に加筆)

地質年代(Ma)	岩石区分	堆積物・堆積岩					岩屑	火山岩類					
		礫	砂	泥	凝灰岩	石灰岩		珪長質(流紋岩・デイサイト)			苦鉄質(安山岩・玄武岩)		
		礫岩	砂岩	泥岩	凝灰岩	石灰岩		貫入岩	溶岩および火山砕屑物	デイサイト質火砕流堆積物	貫入岩	溶岩および火山砕屑物	
第四紀	完新世	H	Hc	Hs		Ht		Hdb		Hav	Hpf		Hbv
	更新世	Q3	Q3c	Q3s	Q3m	Q3t		Q3db			Q3pf		Q3bv
		Q2	Q2c	Q2s	Q2m	Q2t		Q2db		Q2av	Q2pf		Q2bv
		Q1	Q1c	Q1s	Q1m	Q1t		Q1db	Q1ai	Q1av	Q1pf		Q1bv
第三紀	鮮新世	N3B	N3Bc	N3Bs	N3Bm	N3Bt		N3ai	N3bai	N3bav		N3bi	N3bbv
		N3A	N3Ac	N3As	N3Am	N3At		N3ai	N3aai	N3aav		N3abi	N3abv
	中新世	N2	N2c	N2s	N2m	N2t		N2ai	N2av			N2bi	N2bv
		N1	N1c	N1s	N1m	N1t		N1ai	N1av			N1bi	N1bv
		漸新世	PG4	PG4c			PG4t			PG4av			
古第三紀	PG3	PG3c	PG3s	PG3m				PG3ai					
	始新世	PG2						PG2ai	PG2av				
	暁新世	PG1				PG1t							

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

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

■ 栗駒ダム地点の速度構造



栗駒ダム地点の位置

栗駒ダム地点の速度構造

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

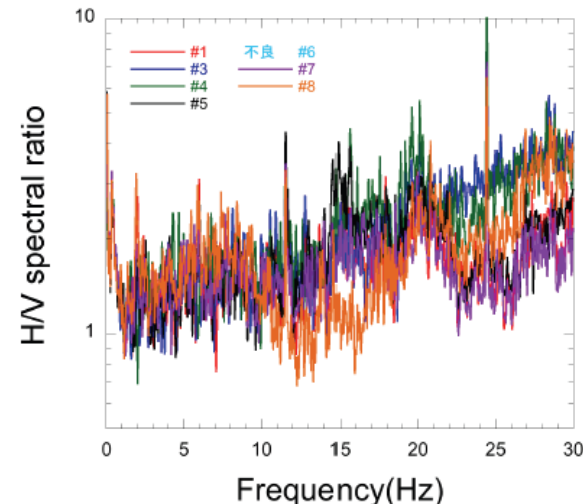
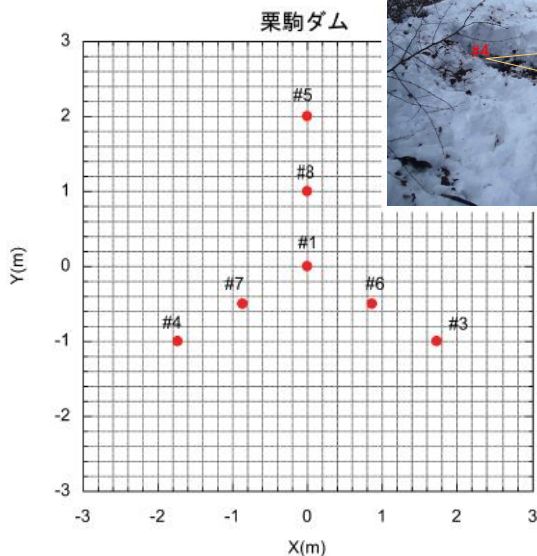
地震ハザードステーション(J-SHIS)より抜粋

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



# 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 栗駒ダムに関する検討(3)

## ■栗駒ダム(右岸地山)の微動アレイ観測による地盤構造の検討



微動H/Vスペクトル

微動アレイ観測位置

第286回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋

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



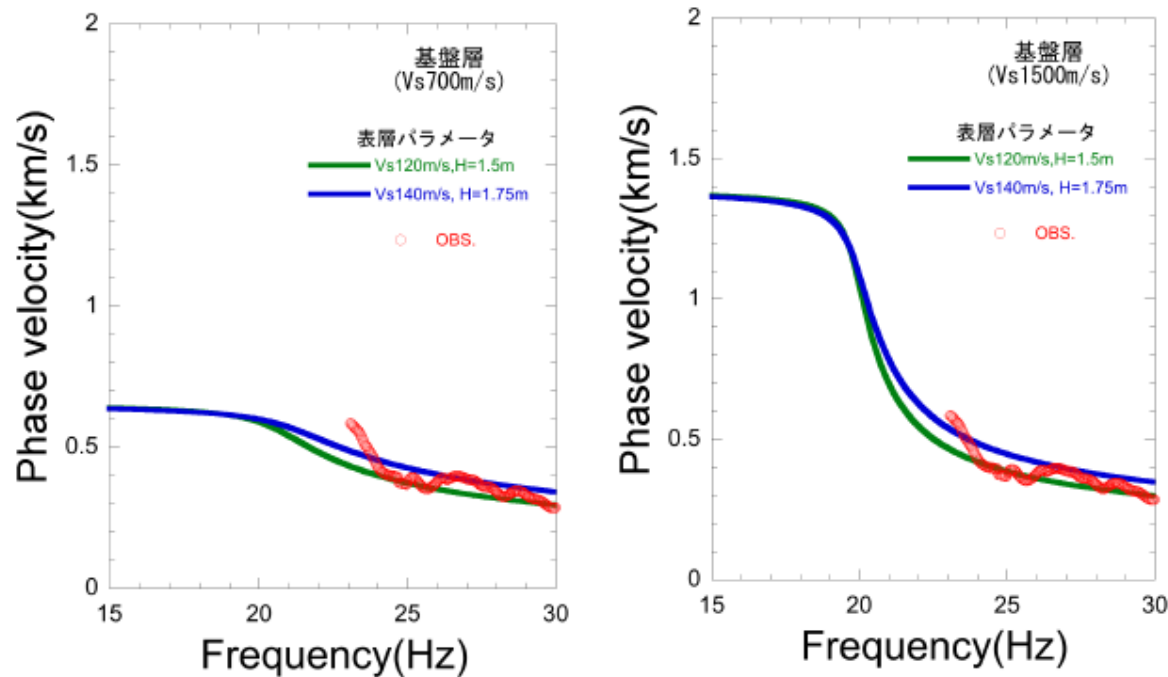
### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討／3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 栗駒ダムに関する検討(4)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p127 再掲



#### ■栗駒ダム(右岸地山)の微動アレイ観測による地盤構造の検討結果

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



2層モデルによる位相速度

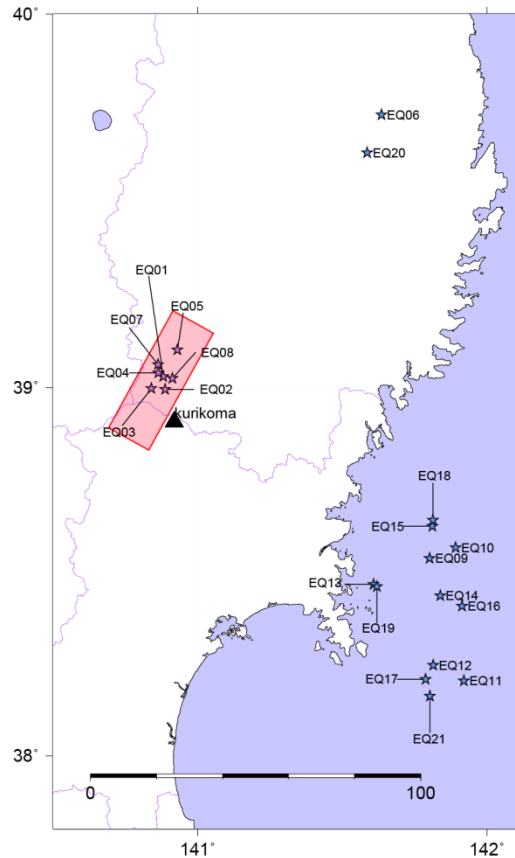
第286回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋

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

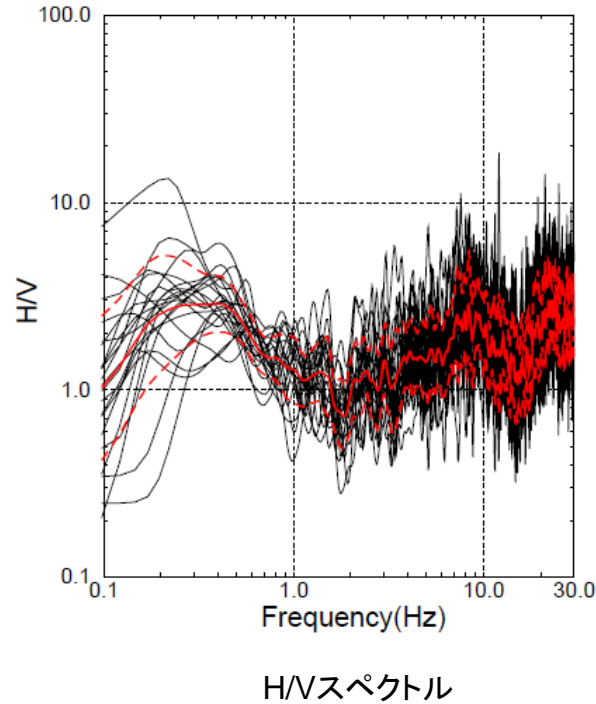
### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 栗駒ダムに関する検討(5)

#### ■栗駒ダム(右岸地山)の拡散波動場理論を用いた地盤構造の検討

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



地盤同定に用いる地震の震源分布  
(赤:内陸地殻内地震、青:海溝型地震)



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

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

$\alpha_H$ : 基盤でのVp

$\beta_H$ : 基盤でのVs

TF<sub>1</sub>(0,  $\omega$ ): 基盤に対する地表の水平動の伝達関数

TF<sub>3</sub>(0,  $\omega$ ): 基盤に対する地表の鉛直動の伝達関数

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

#### 地盤同定方法

### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討／3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 栗駒ダムに関する検討(6)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p129 再掲

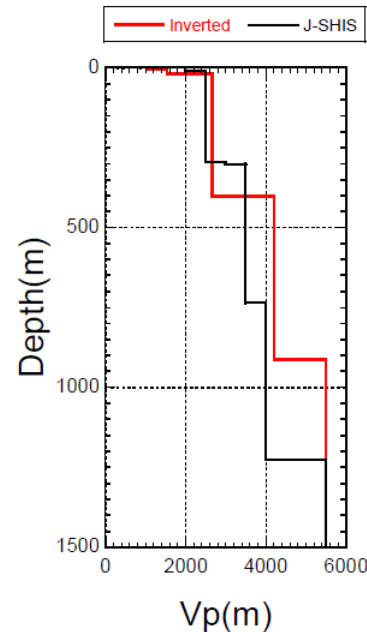
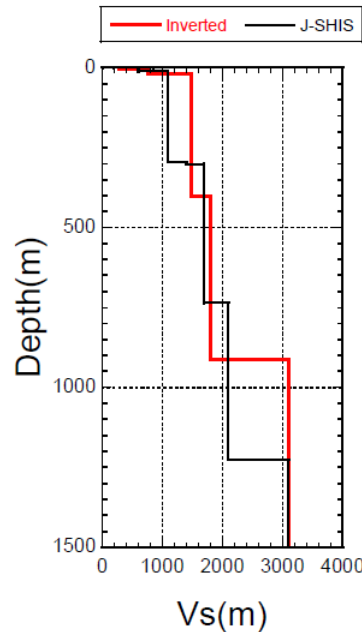


#### ■ 栗駒ダム(右岸地山)の拡散波動場理論を用いた地盤構造の検討結果

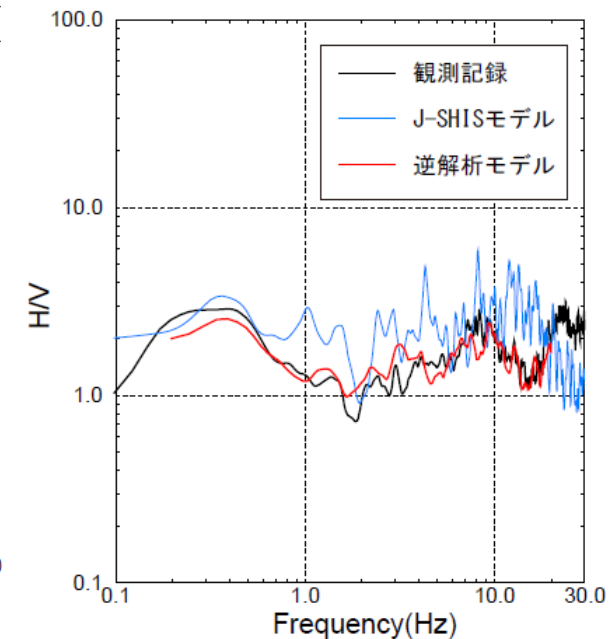
➤ 同定された地盤モデルは、基盤以深では、地表から深くなるとともにVs・Vpが大きくなっており、特異な傾向はみられない。なお、地盤モデルの浅部については、微動アレイ観測により推定される地盤モデルと概ね整合しているが、今後も栗駒ダム地震観測点の地盤モデルについての更なる信頼性向上に努めていく。

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

同定された地盤モデル



同定された地盤モデルとJ-SHISによるモデルの比較



H/Vスペクトルの比較

第286回原子力発電所の新規規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋

#### ■ 栗駒ダム(右岸地山)の地盤構造に関する検討結果

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

### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討／3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 栗駒ダムに関する検討(7)

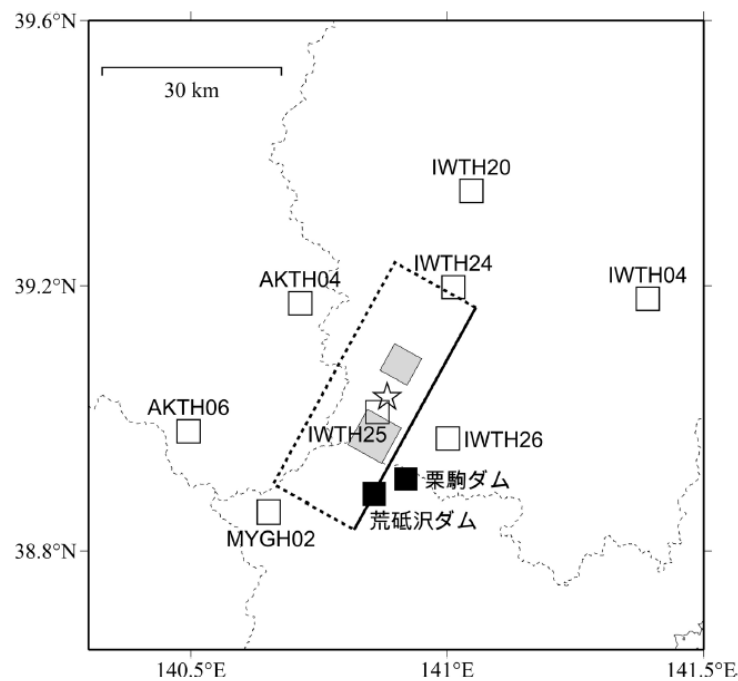
#### ■栗駒ダム(右岸地山)の観測記録の分析

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

#### ■栗駒ダム(右岸地山) 本震の耐専スペクトル適用性に関する検討

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

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



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

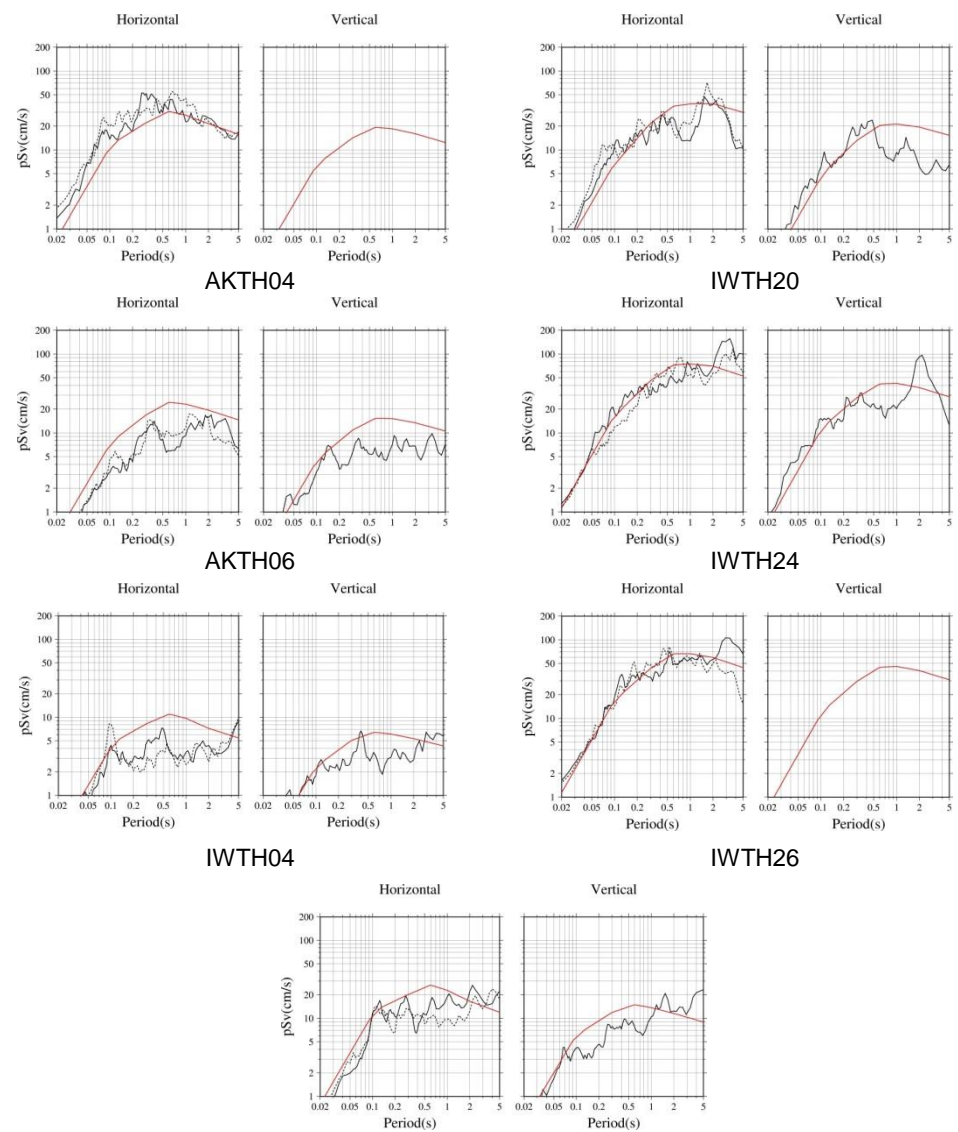
※: 一関西については、先の検討よりサイト特性の影響がありうる事から、本検討からは除外

※: Vs、Vpは、各地点の地中観測点深度におけるPS検層結果を用いる

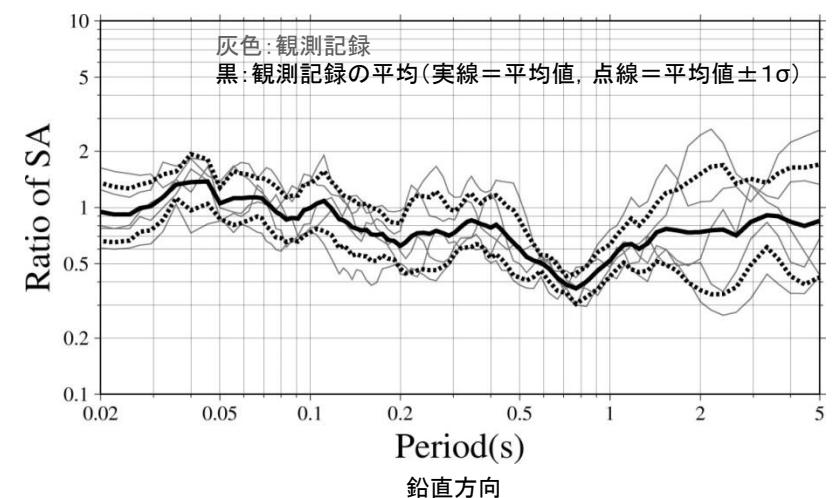
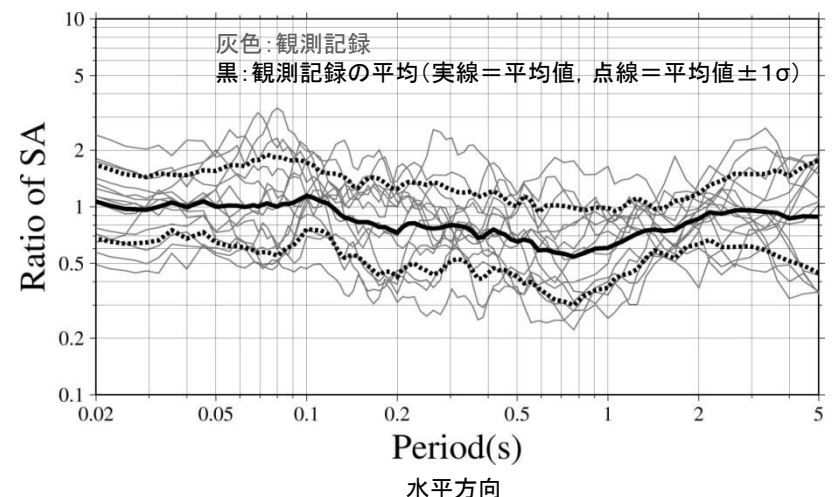
# 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 栗駒ダムに関する検討(8)

## ■栗駒ダム(右岸地山) 本震の耐専スペクトル適用性に関する検討

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



MYGH02

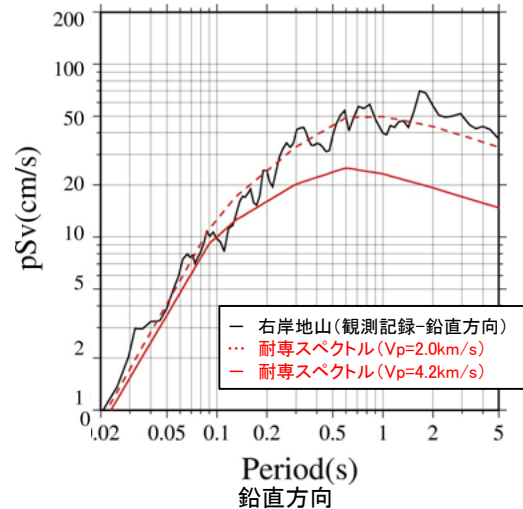
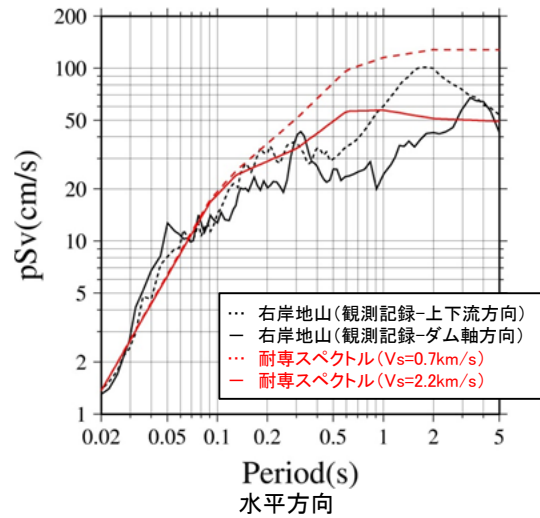




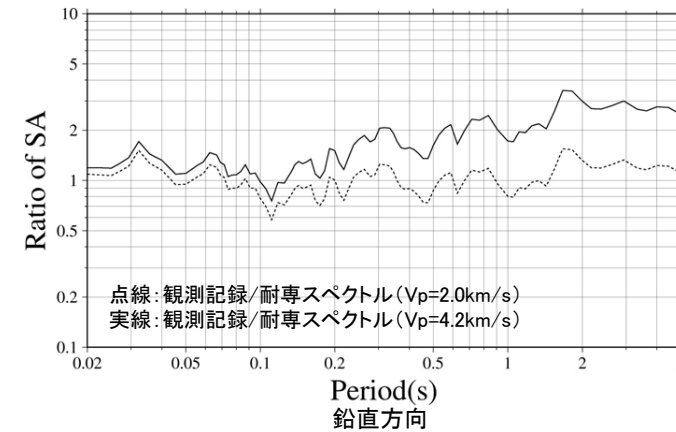
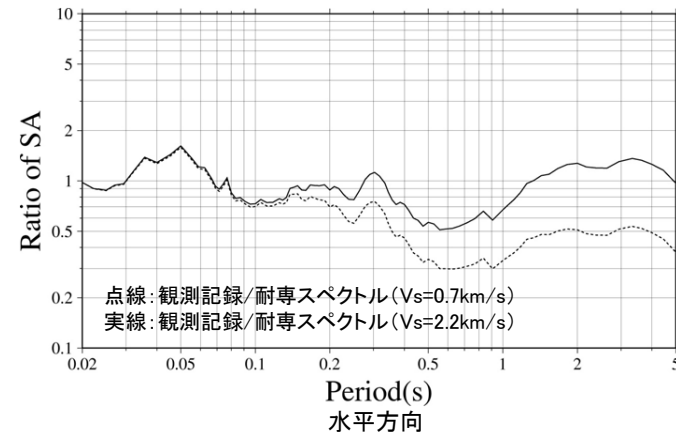
### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 栗駒ダムに関する検討(9)

#### ■栗駒ダム(右岸地山) 耐専スペクトルを用いた検討

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



耐専スペクトル  
との残差



第286回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋

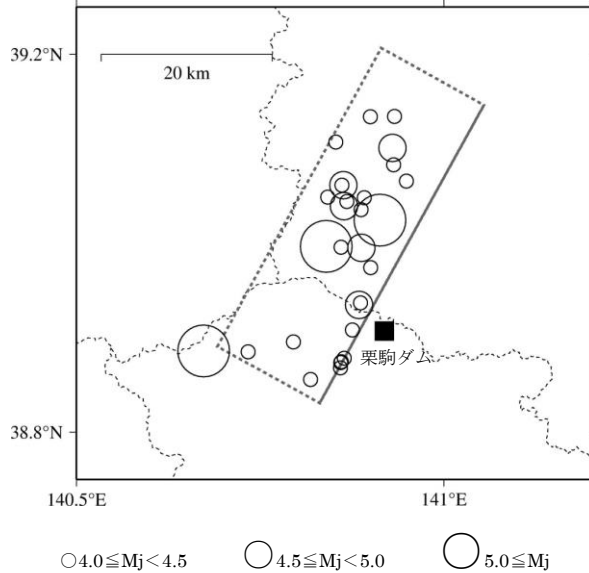
➤ 栗駒ダム(右岸地山)については、耐専スペクトルで岩手・宮城内陸地震観測記録を短周期側において概ね再現可能。

### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討／3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 栗駒ダムに関する検討(10)

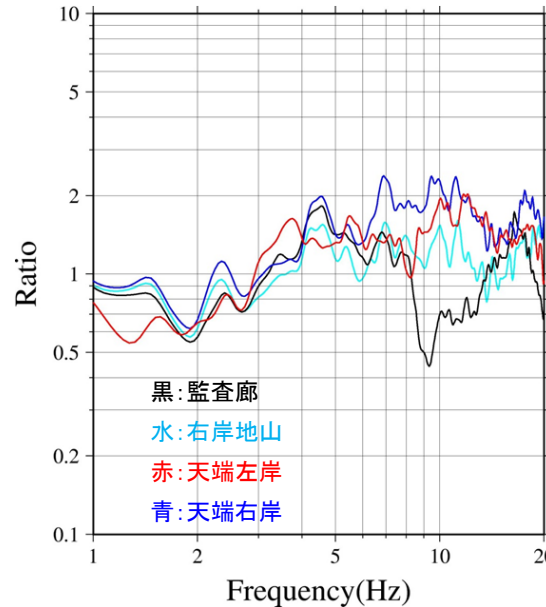
H30.10.31  
資料1-4-2  
p133 再掲



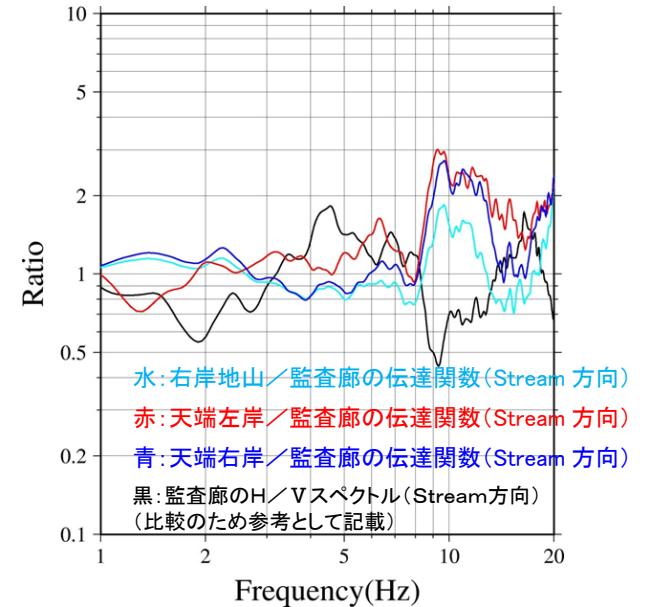
#### ■栗駒ダム(監査廊)の観測記録の分析



検討地震の震央分布



H/Vスペクトル



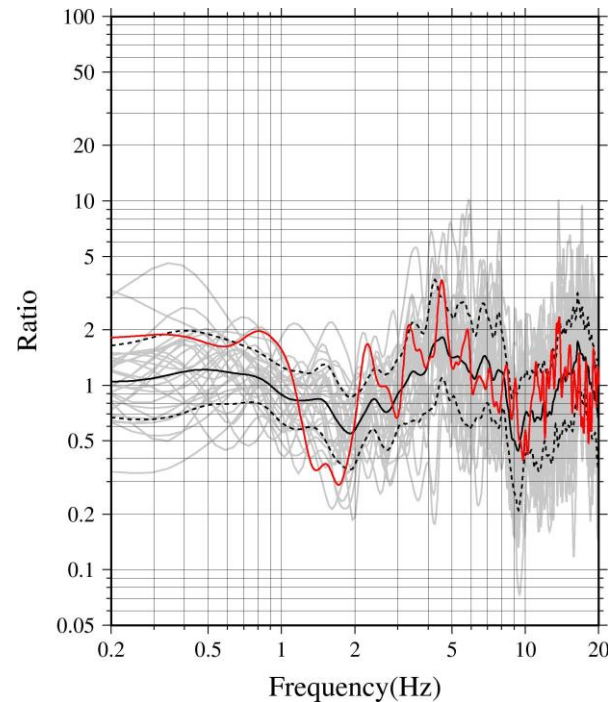
伝達関数

第286回原子力発電所の新規規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋

- 栗駒ダム観測点における岩手・宮城内陸地震の余震記録を用いてH/Vスペクトルを算定した。なお、水平方向は上下流(Stream)方向の観測記録を用いた。  
⇒余震記録のH/Vスペクトルの平均によると、監査廊の約10Hzにおいて谷となっているのに対し、右岸地山・天端左岸・天端右岸では同様の傾向はみられない。
- 栗駒ダム観測点における岩手・宮城内陸地震の余震記録を用いて、上下流(Stream)方向の観測記録の監査廊に対する各観測点の伝達関数を算定した。  
⇒天端左岸・天端右岸における伝達関数の平均では、約10Hzにピークがみられることから、ダム堤体の固有周期の影響により監査廊のH/Vスペクトルの約10Hzが谷となっているものと考えられる。

## 栗駒ダムに関する検討(11)

### ■栗駒ダム(監査廊)の観測記録の分析



灰色:余震 29 記録 黒:余震 29 記録の平均(実線=平均値, 点線=平均値 $\pm 1\sigma$ )

赤:2008年岩手宮城本震

#### 監査廊のH/Vスペクトル

第286回原子力発電所の新規規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋

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

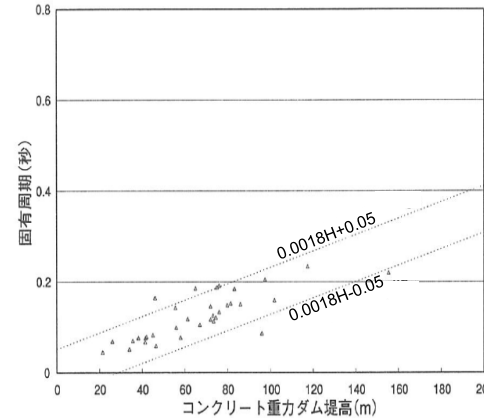
### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 栗駒ダムに関する検討(12)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p135 再掲

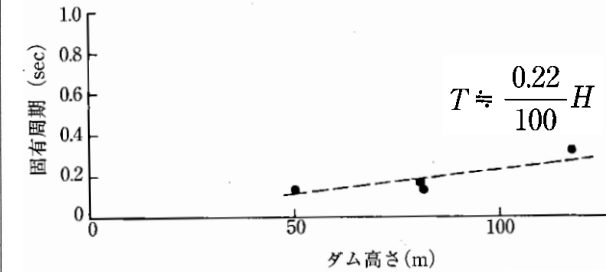


#### ■ 栗駒ダム(監査廊) ダム堤体の固有周期の検討

- 松本ほか(2005)では、重力式ダムの地震観測記録による基礎と天端の伝達関数を用いて、堤体の固有周期(T)と堤体高さ(H)について、 $T=0.18 \times H/100 \pm 0.05$ の関係式を求めている。  
⇒ 栗駒ダム(堤体高さ約57m)の固有周期:0.103s(0.053~0.153s) [約10Hz(約7~19Hz)]
- ダム技術センター(2005)では、標準的な重力式ダムの堤体の固有周期と堤体高さについて、 $T \approx 0.22 \times H/100$ の関係式を求めており、地震観測記録の基礎と天端の伝達関数による固有周期の傾向と一致としている。  
⇒ 栗駒ダム(堤体高さ約57m)の固有周期:0.125s [約8Hz]

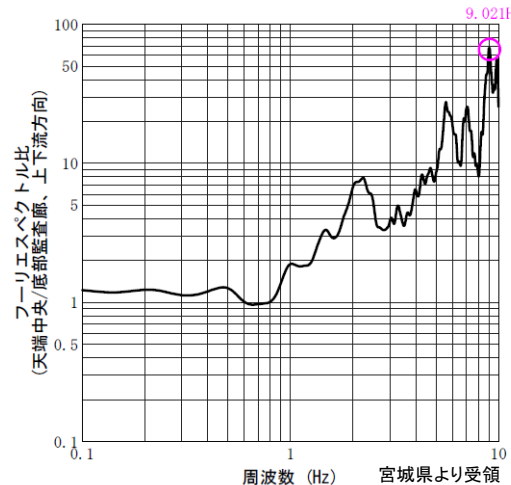


重力式ダムの固有周期と堤体高さの関係  
(松本ほか(2005)に加筆)



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

- 宮城県では、栗駒ダム堤体の固有周期を把握するため、天端中央および監査廊底部で常時微動観測を行っている。
- 栗駒ダムにおける常時微動の監査廊底部に対する天端中央の伝達関数(上下流方向)の卓越周波数から評価される固有周波数(固有周期)は、9.021Hz(0.111s)となっている。

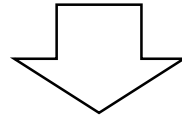


栗駒ダムでの常時微動の伝達関数  
(天端中央/監査廊底部、上下流方向)

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

## 栗駒ダムに関する検討 まとめ

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



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



### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討／3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 震源を特定せず策定する地震動への反映 検討方針

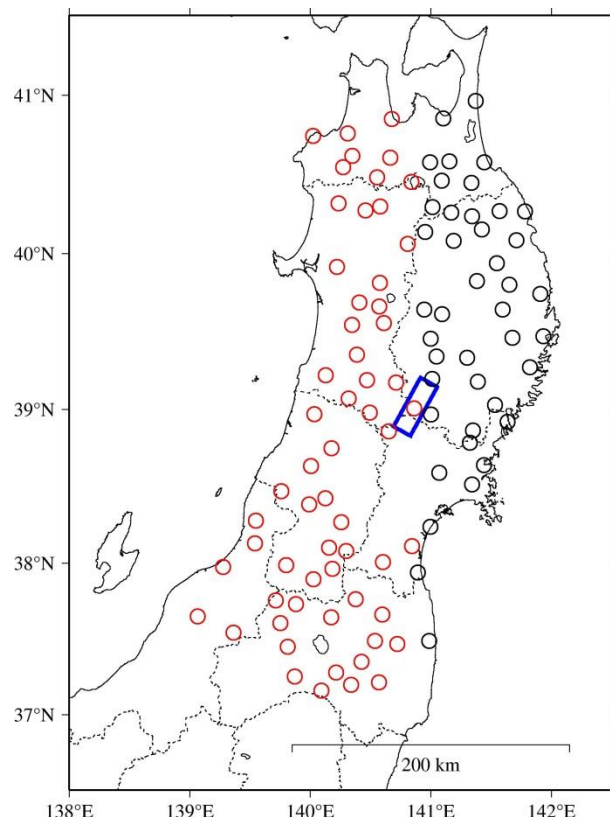
H30.10.31  
資料1-4-2  
p137 再掲



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

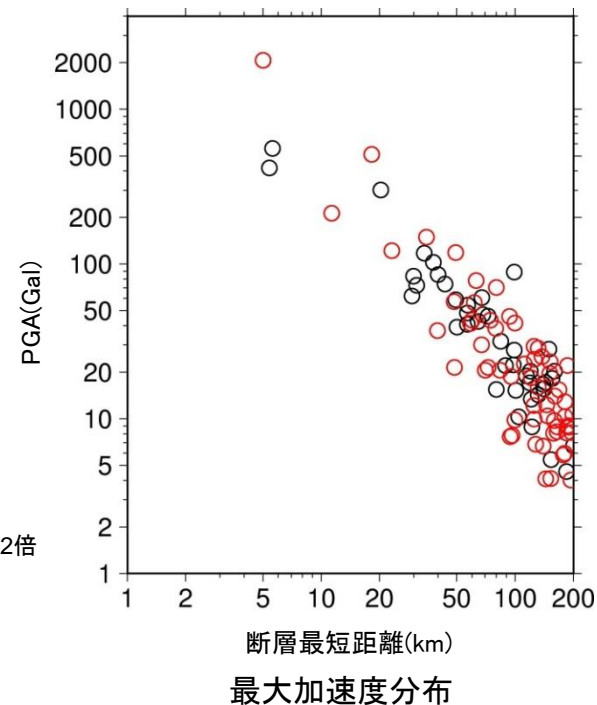
### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討／3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 震源域北側・東側と南側・西側の地震動比較

H30.10.31  
資料1-4-2  
p138再掲



観測点位置

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



断層最短距離(km)  
最大加速度分布

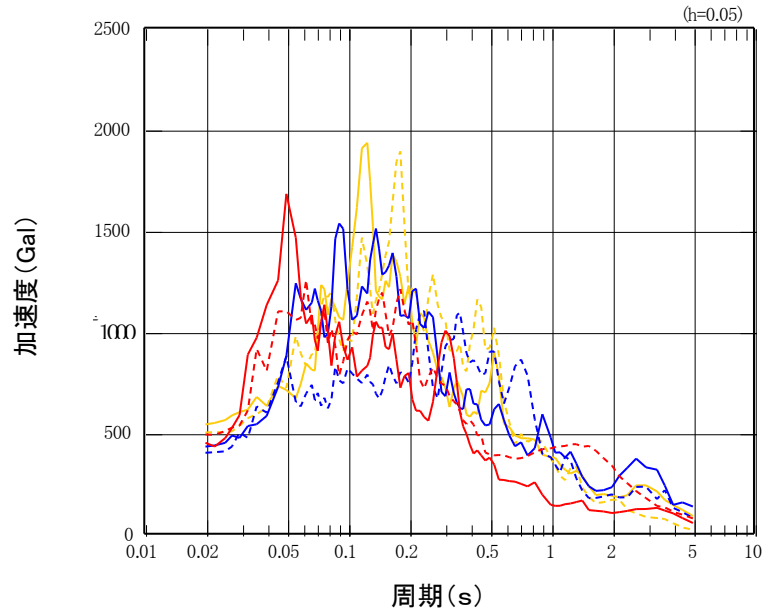
第286回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋

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

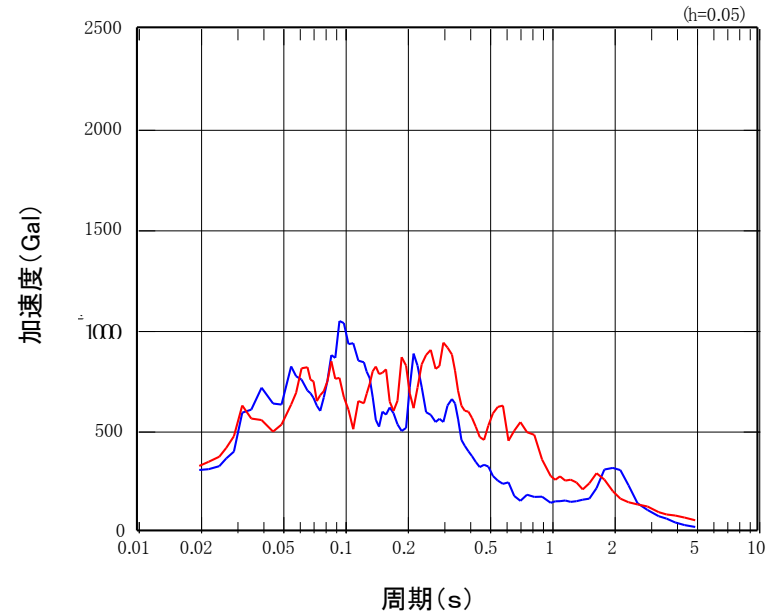
### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 1 2008年岩手・宮城内陸地震 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動(応答スペクトル)

- IWTH24(金ヶ崎)(NS方向)
- ...IWTH24(金ヶ崎)(EW方向)
- IWTH26(一関東)(NS方向)
- ...IWTH26(一関東)(EW方向)
- 栗駒ダム[右岸地山](ダム軸方向)
- ...栗駒ダム[右岸地山](上下流方向)

- IWTH24(金ヶ崎)(UD方向)
- 栗駒ダム[右岸地山](鉛直方向)



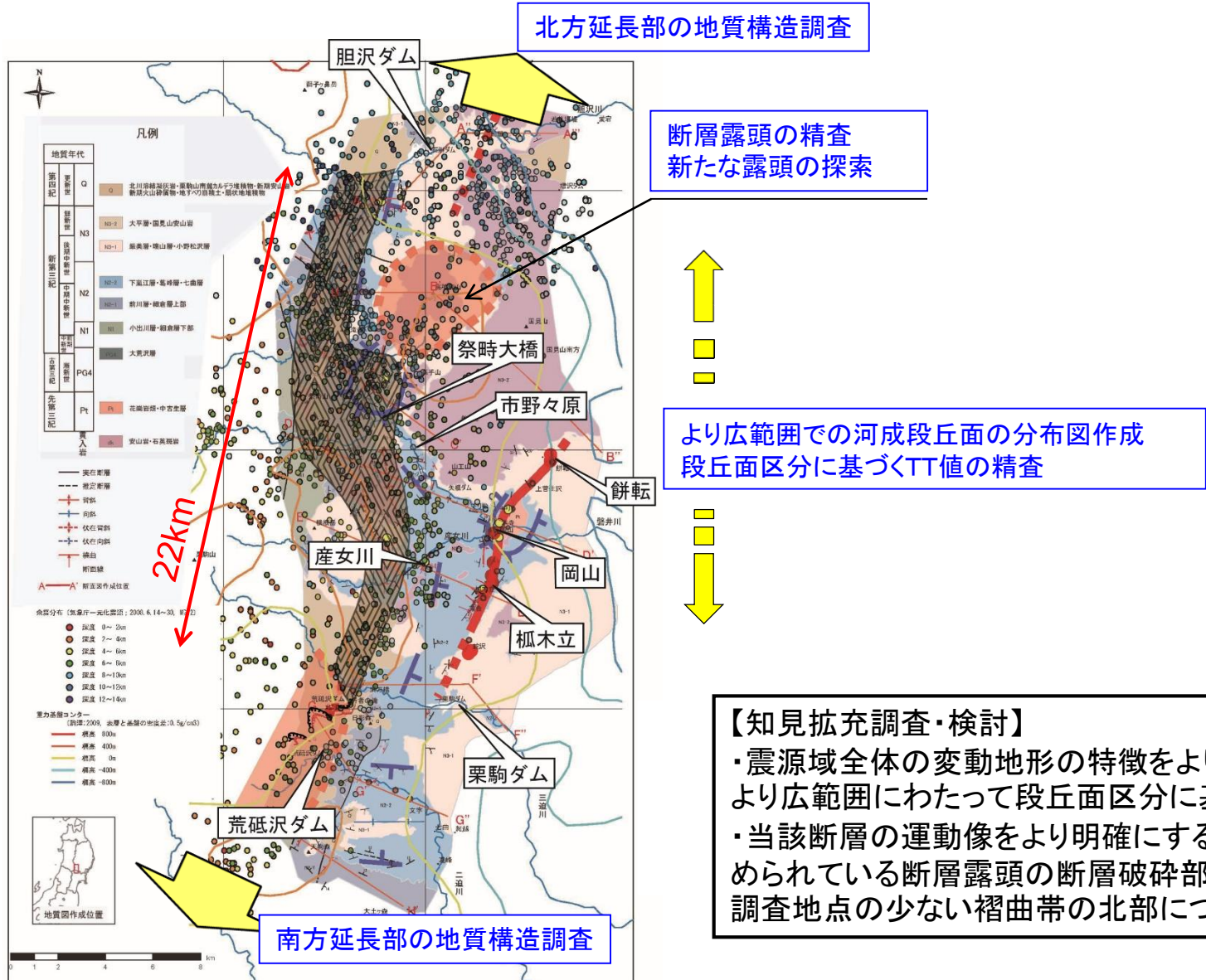
水平方向



鉛直方向

応答スペクトル図

# 震源特定に関する知見拡充調査・検討



**【知見拡充調査・検討】**

- ・震源域全体の変動地形の特徴をより詳細に把握するためにより広範囲にわたって段丘面区分に基づくTT値の精査を行う。
- ・当該断層の運動像をより明確にするため褶曲帯において認められている断層露頭の断層破碎部性状を詳細に分析する。調査地点の少ない褶曲帯の北部について調査を充実させる。



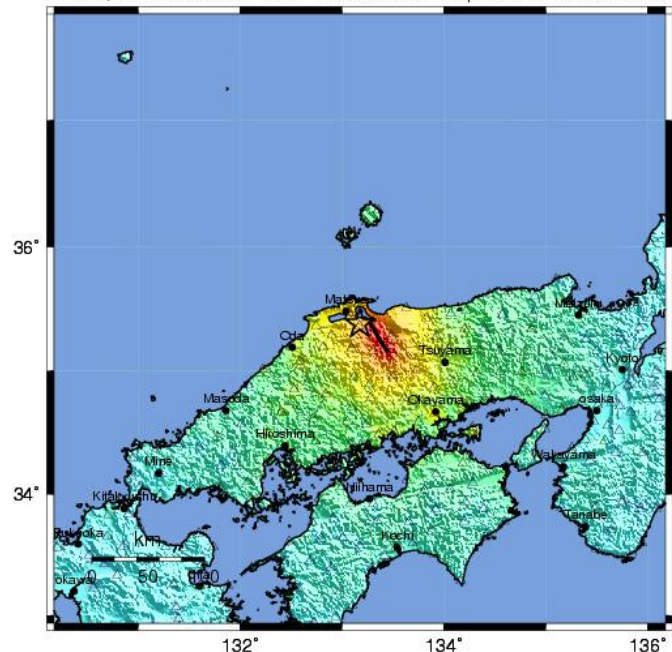
# 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 2 2000年鳥取県西部地震

## 2000年鳥取県西部地震の概要

H30.10.31  
資料1-4-2  
p141再掲



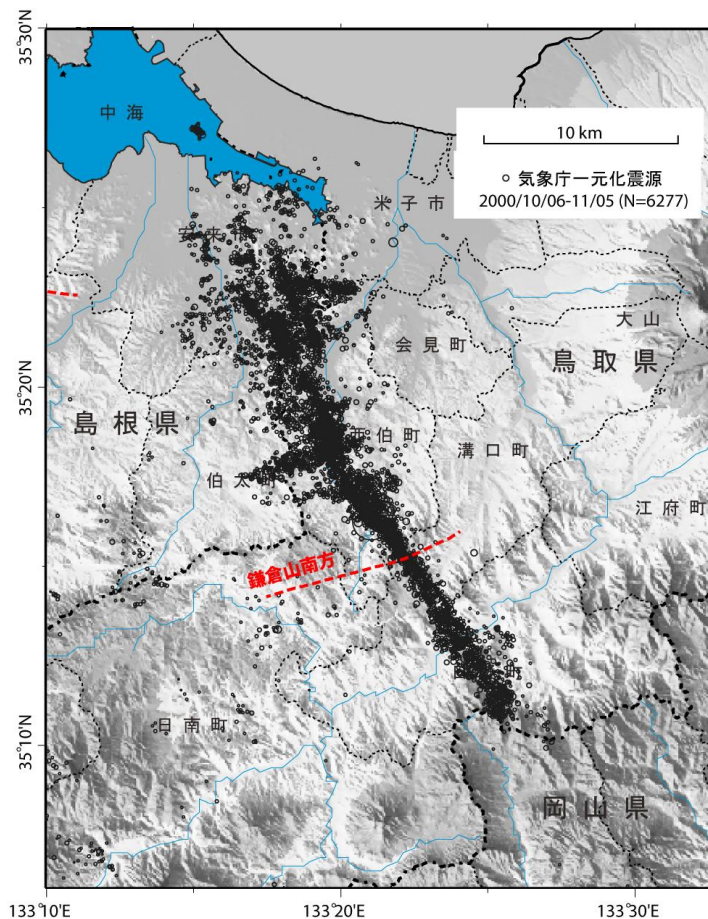
USGS ShakeMap : Tottori, Japan  
Fri Oct 6, 2000 04:30:20 GMT M 6.7 N35.38 E133.17 Depth: 9.0km ID:200010060430



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

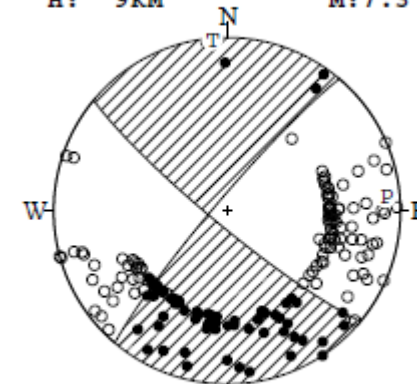
PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC (%g)	<.17	.17-1.4	1.4-3.9	3.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL (cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-16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

地震の位置及び深度分布 (USGS,2000)



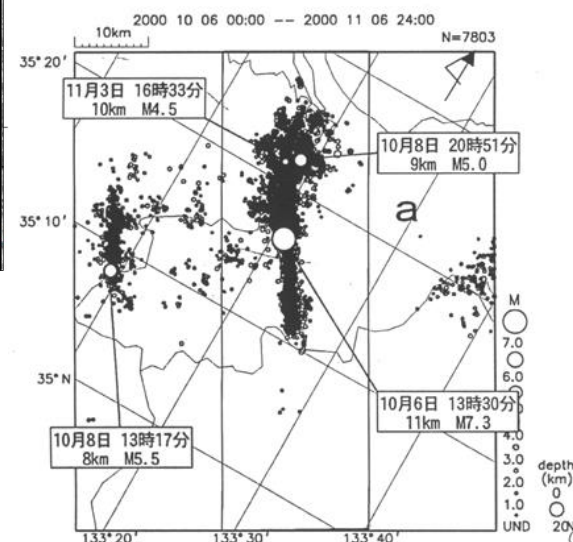
震央分布図

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



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

メカニズム解 (気象庁, 2000)

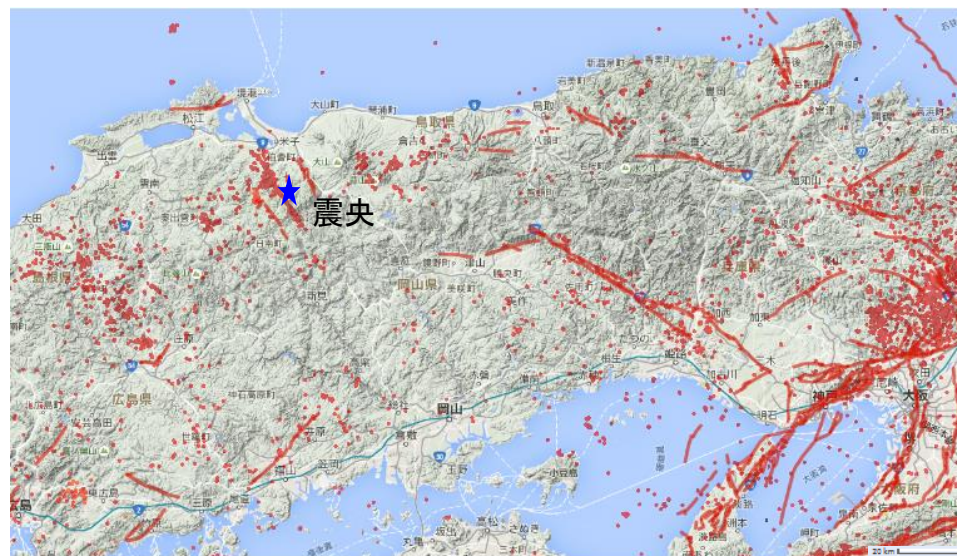


地震調査委員会 (2000) から抜粋

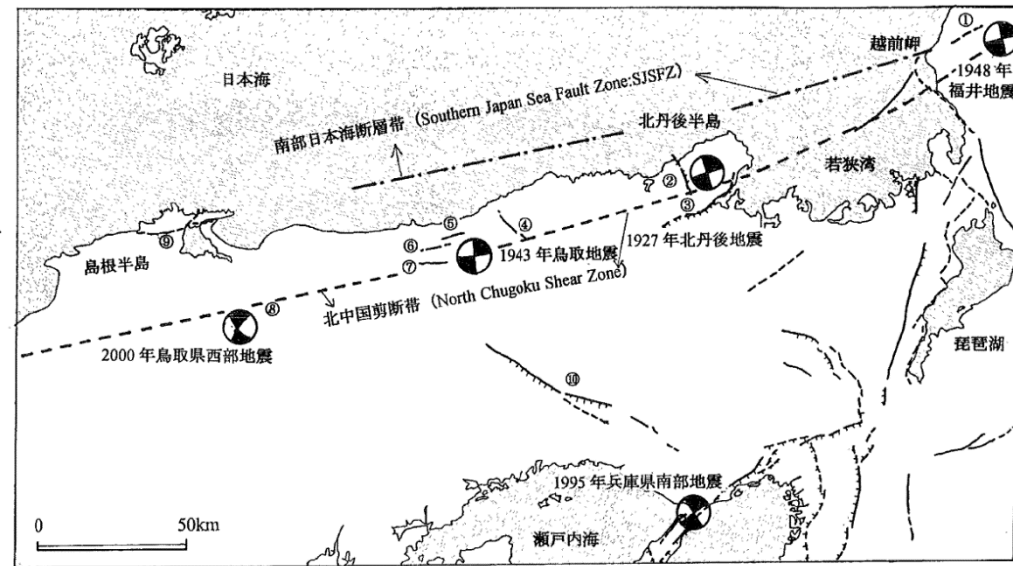
- ・鳥取県西部地震は、2000年10月6日に鳥取県と島根県境で発生した地震で、震源深さ11km、地震の規模はMj7.3とされている。
- ・この地震は、北西-南東走向の横ずれ (左横ずれ) 断層による地震とされている。



# 震源域周辺の活断層の特徴



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



第1図 山陰地域の主な地震の発震機構解と活断層

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

(岡田ほか,2002)

**【岡田ほか(2002)要約】**

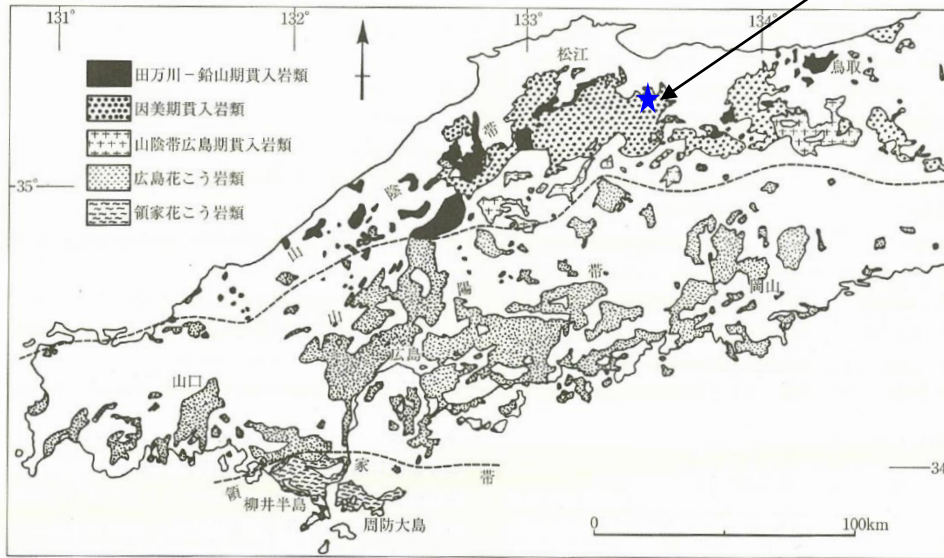
- ・文献では、震源域周辺に活断層は記載されていない。
- ・震源域周辺を含む山陰地方は、WNW-ESE方向の圧縮場のもとでENE-WNWとNNW-SSEの方向の横ズレ断層が卓越するとされている。
- ・活断層の発達過程でみると、初期の発達段階を示し、断層破碎帯幅も狭く、未成熟な状態とみなされる。

### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 2 2000年鳥取県西部地震 震源域周辺の地質の特徴

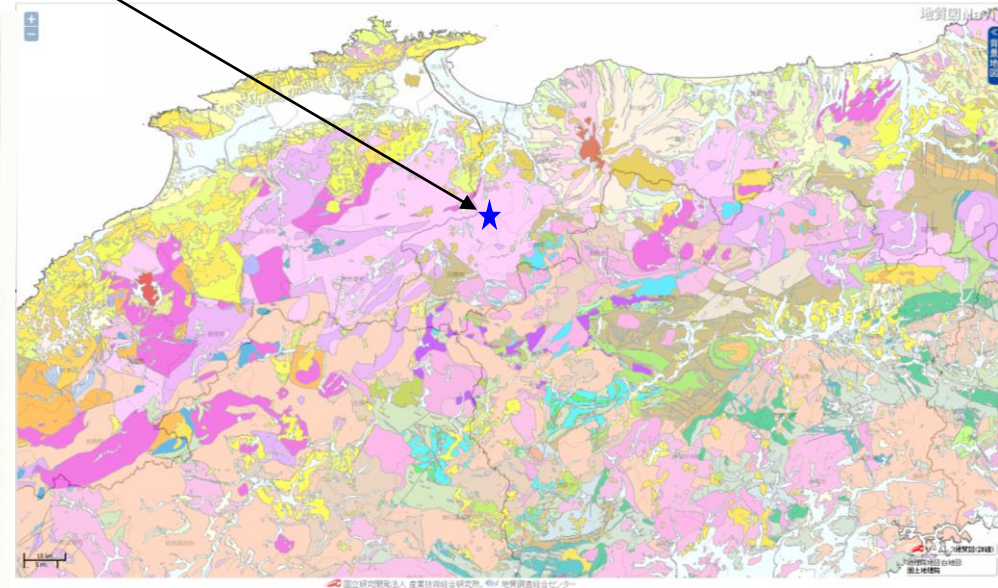
H30.10.31  
資料1-4-2  
p143 再掲



震央



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

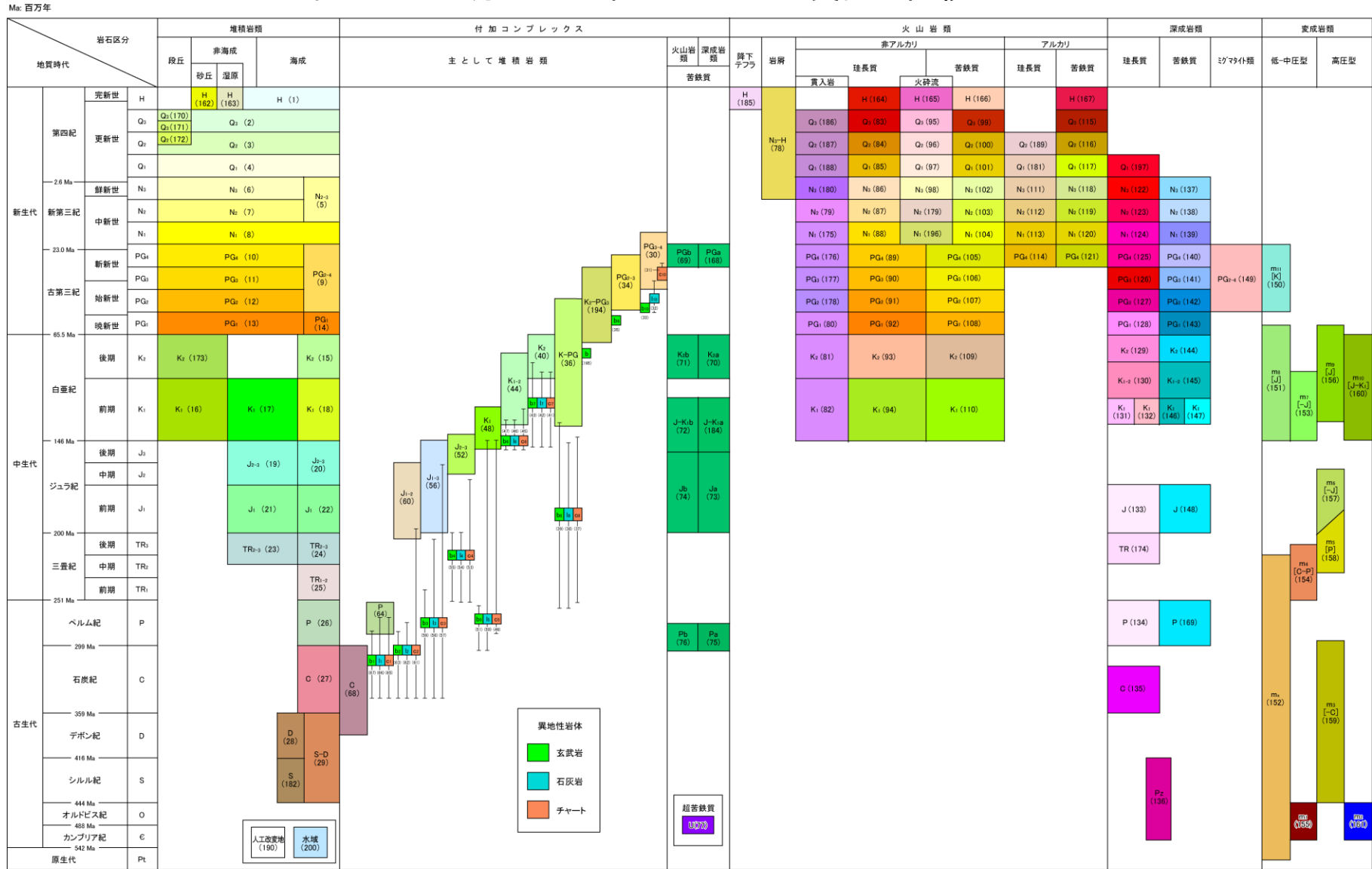


震源付近のシームレス地質図  
(産業技術総合研究所,地質図Navilに加筆)

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

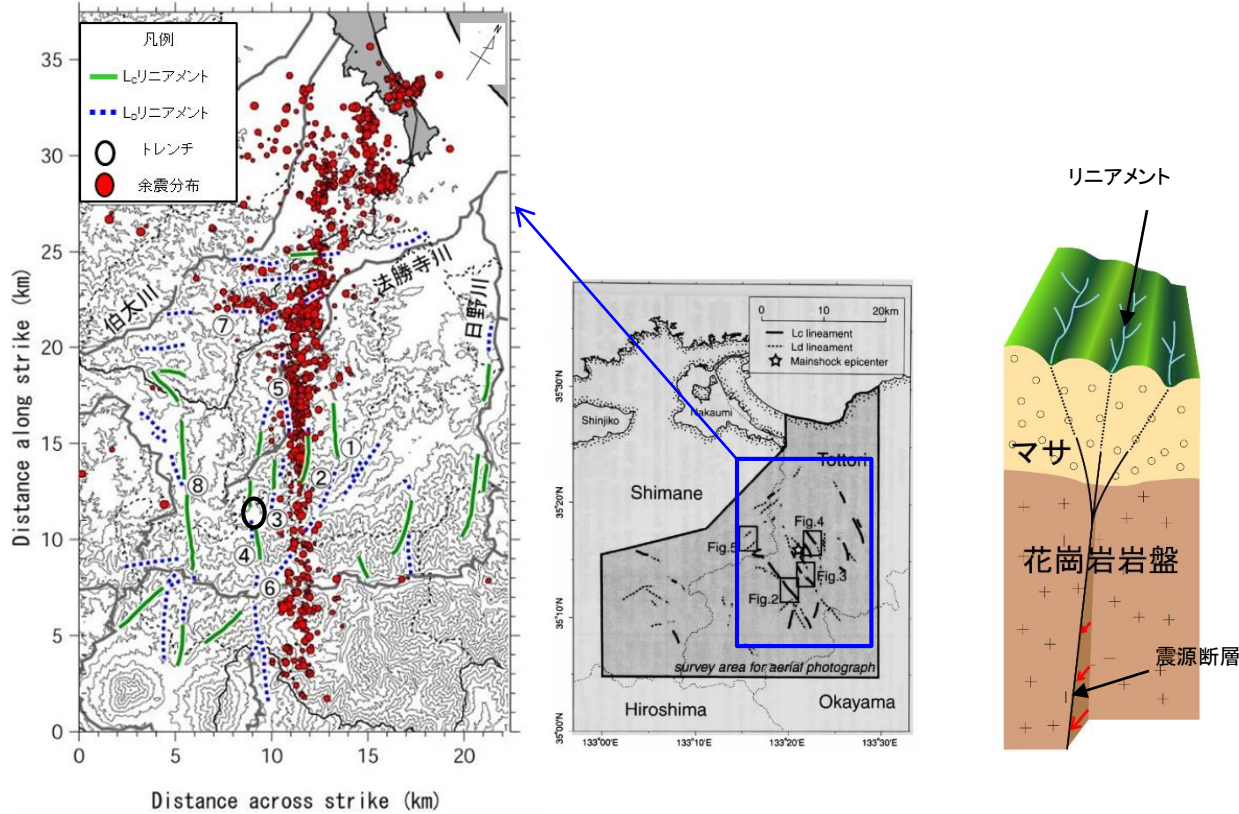
# シームレス地質図凡例

## 凡例 : 20万分の一日本シームレス地質図全国統一





### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 2 2000年鳥取県西部地震 震源域のリニアメントと余震分布



震源域のリニアメントと余震分布

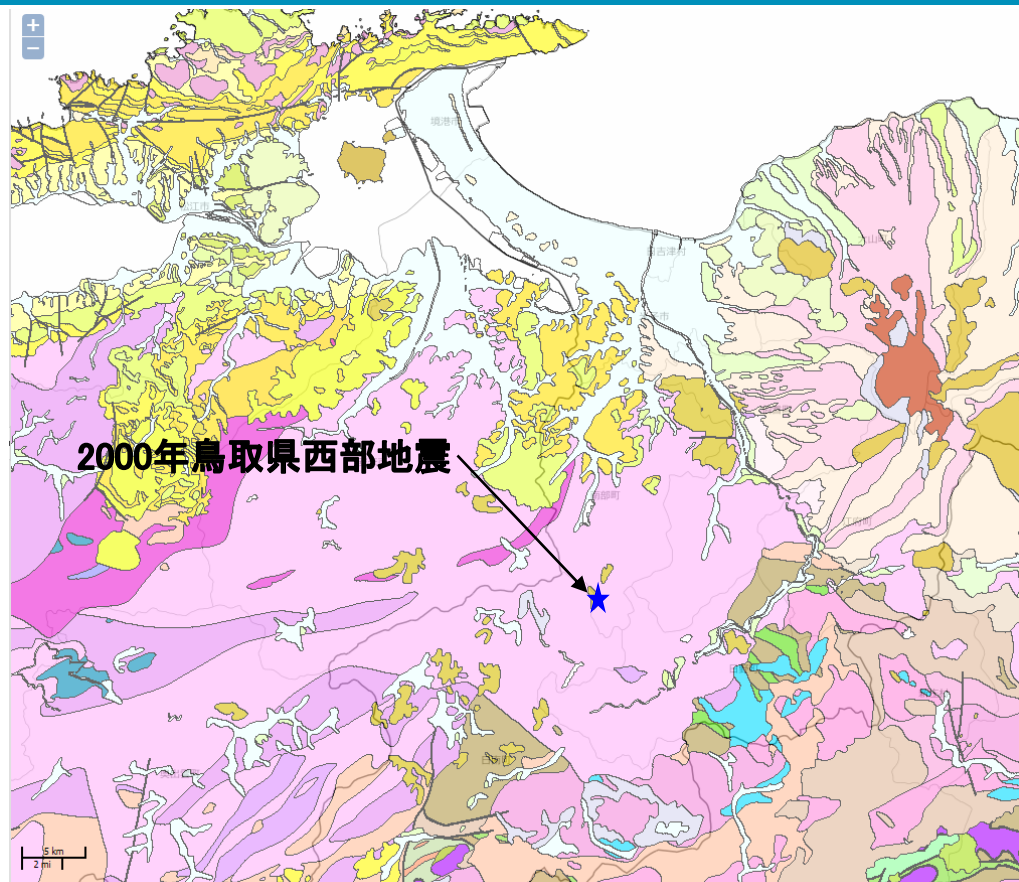
【井上ほか(2002)要約】

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

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

### 3. 1 Mw6.5以上の2地震についての検討 / 3. 1. 2 2000年鳥取県西部地震 地質・地質構造による比較・検討

H30.10.31  
資料1-4-2  
p146再掲

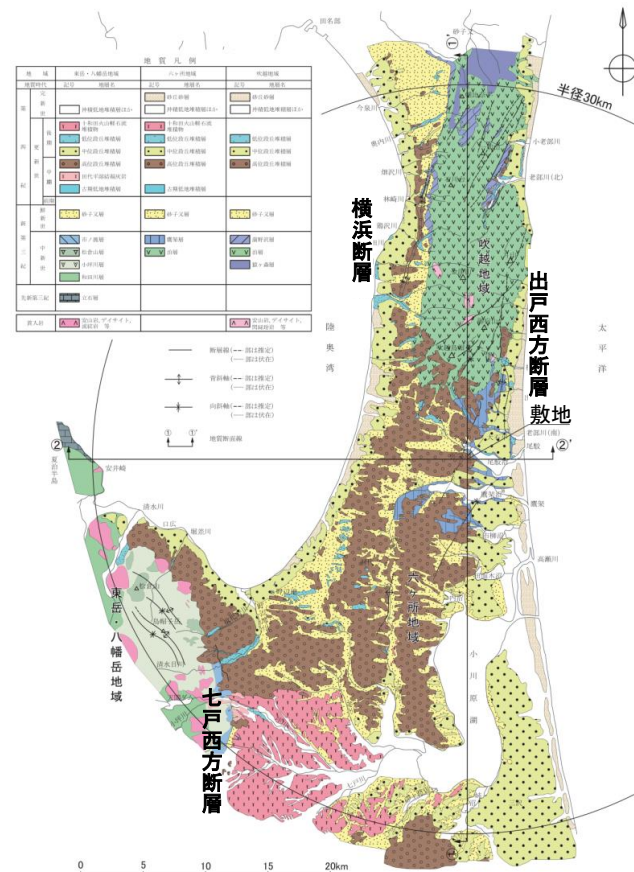


2000年鳥取県西部地震

国立研究開発法人 産業技術総合研究所, 地質調査総合センター

シームレス地質図

(産業技術総合研究所, 地質図Navilに加筆)



敷地周辺の地質図(第68回審査会合資料抜粋)

- 震源域周辺は、白亜紀から古第三紀の花崗岩を主体としており、新第三紀中新世に貫入した安山岩～玄武岩質の岩脈が頻繁に分布している。山陰地域の活断層は「活断層の発達過程でみると、初期の発達段階を示し、断層破碎帯幅も狭く、未成熟な状態とみなされる。」とされている。また、明瞭な断層変位基準の少ない地域とされている。
- 敷地周辺は、主に新第三系中新統の泊層、鷹架層や第四系中部～上部更新統の段丘堆積層等が分布している。敷地周辺には、主に中位面が分布しており、台地には高位面が分布している。敷地周辺には、出戸西方断層(逆断層)等が認められる。



# 地震の概要

- 地震発生日時(気象庁他)
  - 発生日時:平成16年12月14日 14時56分頃
  - 地震規模:Mj6.1(Mw5.7)
  - 震源深さ:約9km
  - 震源位置:北緯44.077°、東経141.7°
- 各地の震度および被害状況
 

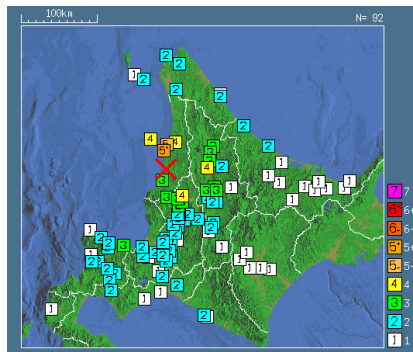
各地の震度(気象庁)は以下のとおり。

  - 震度5強:苦前町
  - 震度5弱:羽幌町
  - 震度4:初山別村、剣淵町、秩父別町

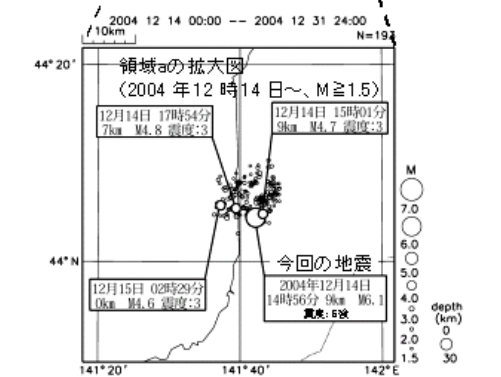
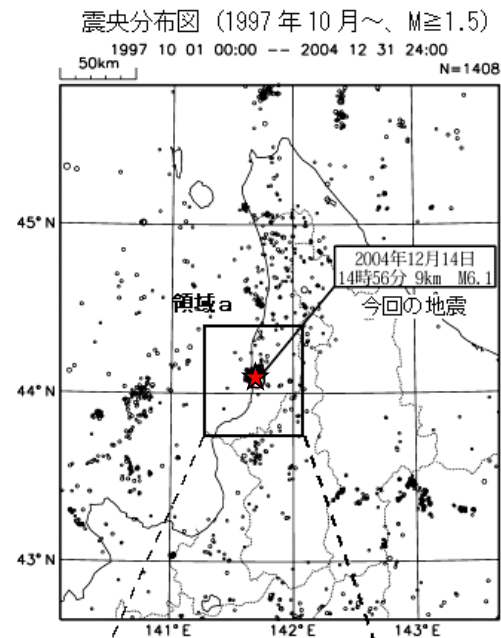
地震による津波の発生はなし

被害状況(消防庁)は以下のとおり。

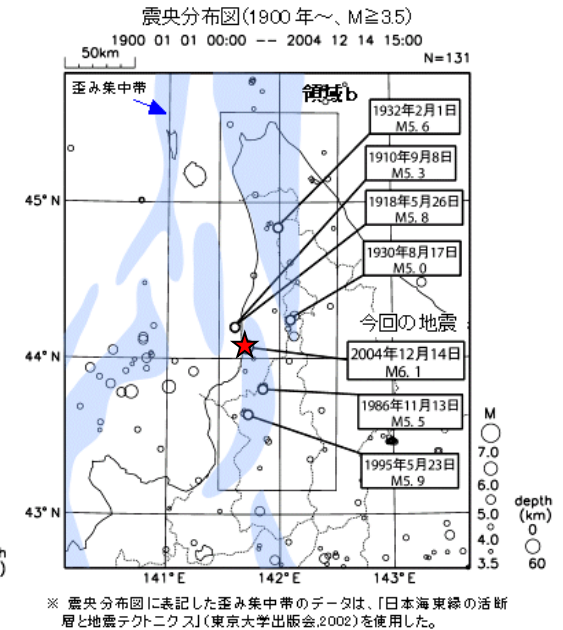
  - 住宅全壊・半壊:0棟
  - 住宅一部損壊:165棟  
(内訳:小平町121棟、苦前町17棟、羽幌町27棟)
  - 負傷者8名(家具の下敷き、転倒による打撲等)
  - コンビナート関係等異常なし
- 地震発生メカニズム(気象庁)
  - 発震機構解より、東南東-西北西方向に圧力軸を持つ逆断層型の地震。
  - 本震位置より60km南方で1995年に発生したM5.9の地震の発震機構解は東西圧縮の逆断層型であり、この地域の東西圧縮の応力場と調和的である。
  - 北海道内陸西部では、やや規模の大きな地震は、歪み集中帯で発生するようである。



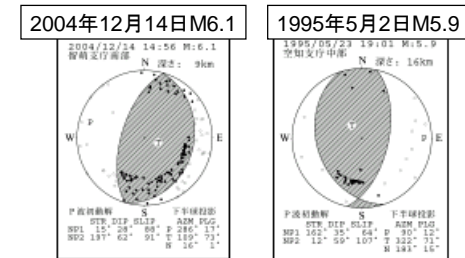
気象庁 震度データベースによる震度分布



2004年北海道留萌支庁南部の地震および  
周辺で発生した主な地震



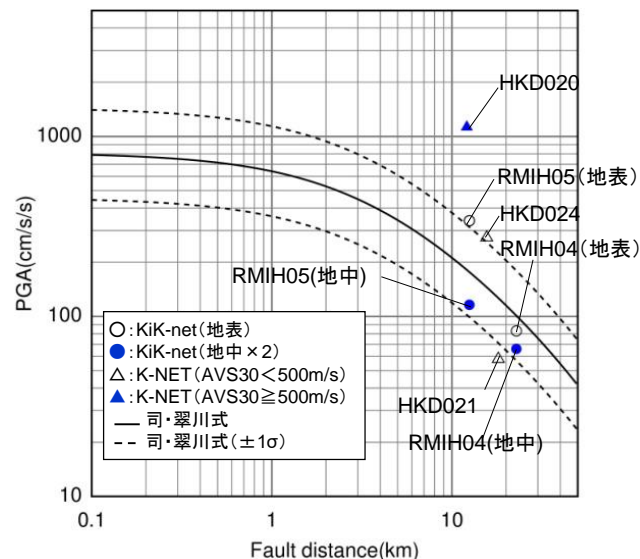
※ 震央分布図に表記した歪み集中帯のデータは、「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」(東京大学出版会,2002)を使用した。



地震調査研究推進本部  
地震調査委員会

K-NETおよびKiK-netの最大加速度

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

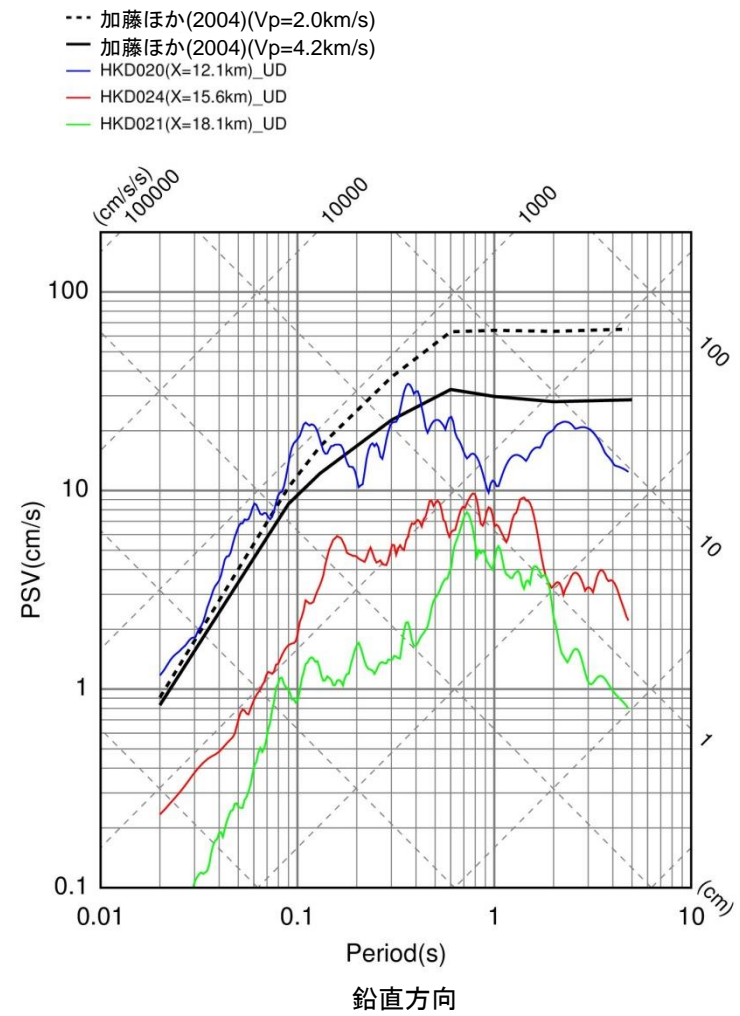
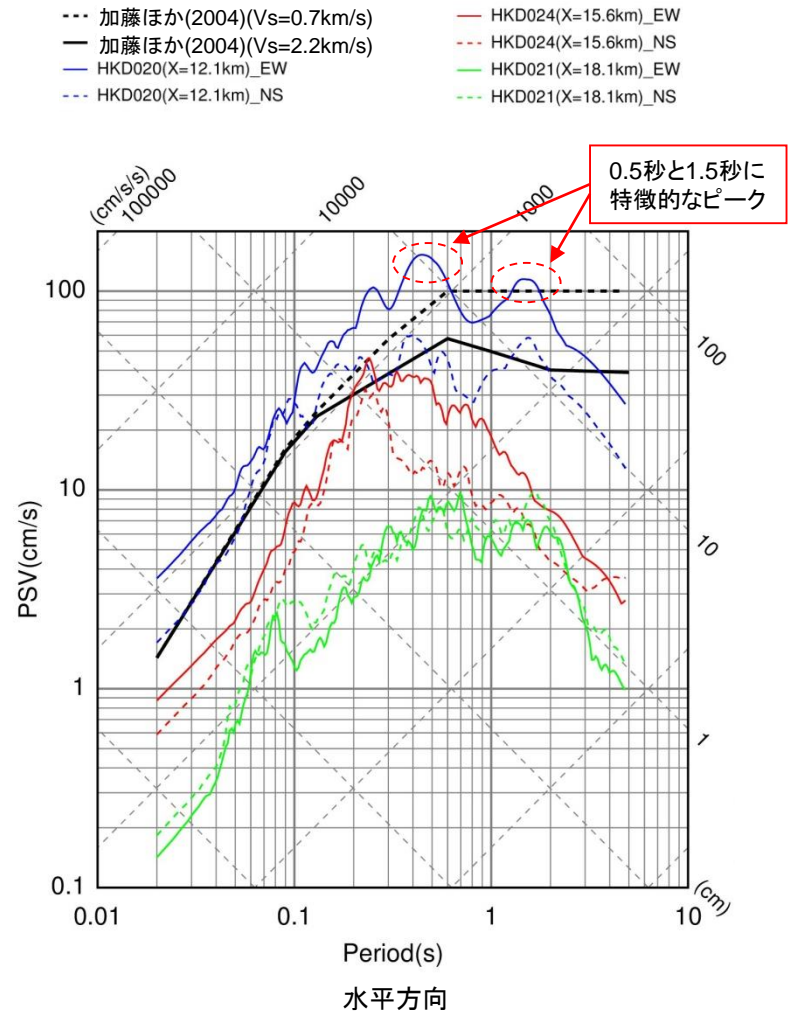


距離減衰式との関係

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



# 観測記録(2)



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

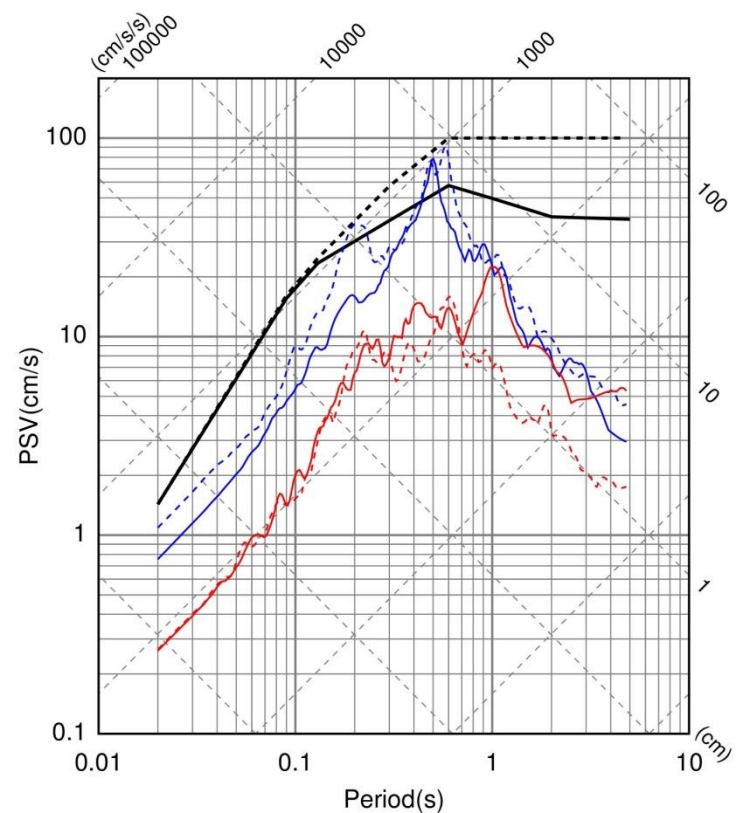
➤ K-NET観測点の観測記録のうち、HKD020観測点では、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを大きく上回る。また、HKD024観測点の観測記録は、HKD020観測点のEW成分に包絡される。



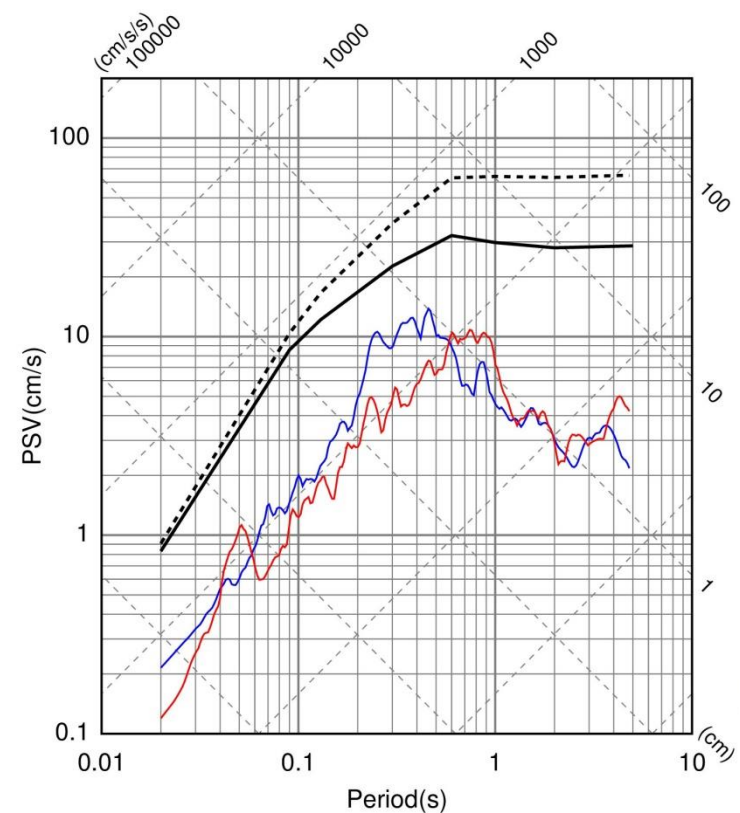
# 観測記録(3)

- 加藤ほか(2004)(Vs=0.7km/s)
- 加藤ほか(2004)(Vs=2.2km/s)
- RMIH05(X=12.5km)\_EW
- RMIH05(X=12.5km)\_NS
- RMIH04(X=22.8km)\_EW
- RMIH04(X=22.8km)\_NS

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



水平方向



鉛直方向

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

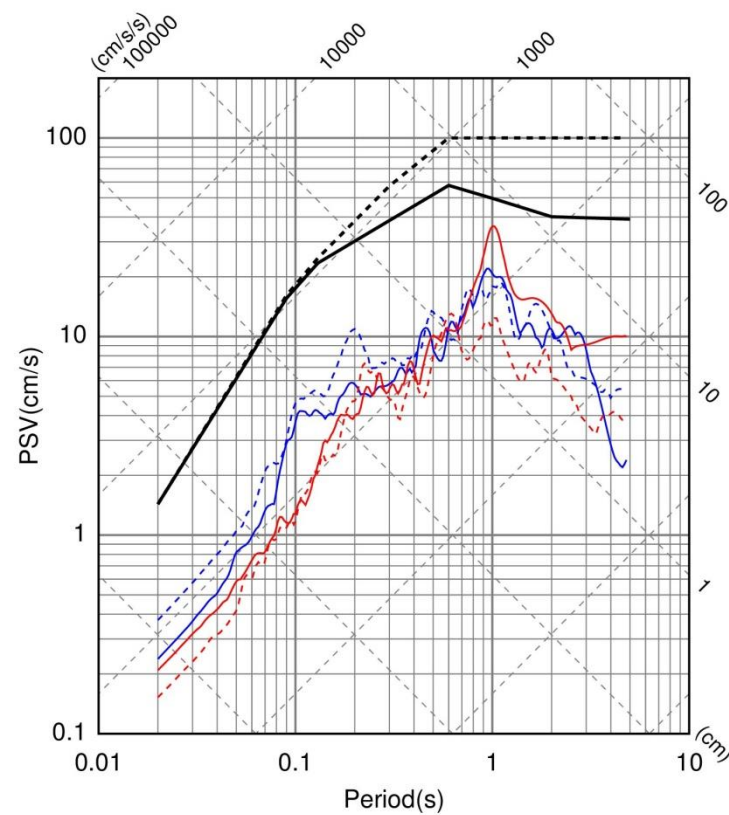
➤ KiK-net観測点の地表観測記録は、すべて加藤ほか(2004)の応答スペクトルに包絡される。



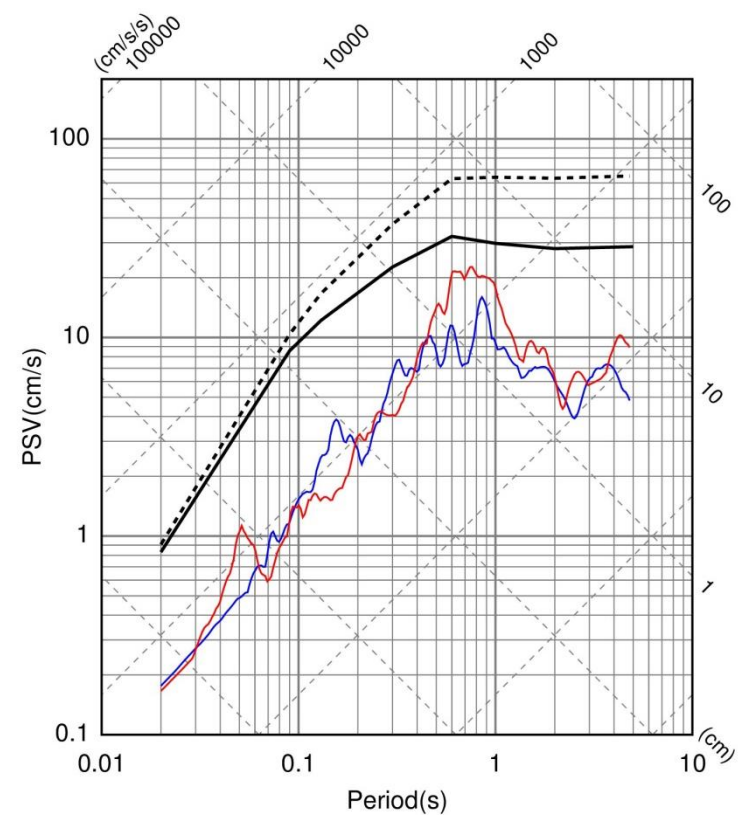
# 観測記録(4)

- 加藤ほか(2004)(Vs=0.7km/s)
- 加藤ほか(2004)(Vs=2.2km/s)
- RMIH05(X=12.5km)\_EW
- RMIH05(X=12.5km)\_NS
- RMIH04(X=22.8km)\_EW
- RMIH04(X=22.8km)\_NS

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



Period(s)  
水平方向



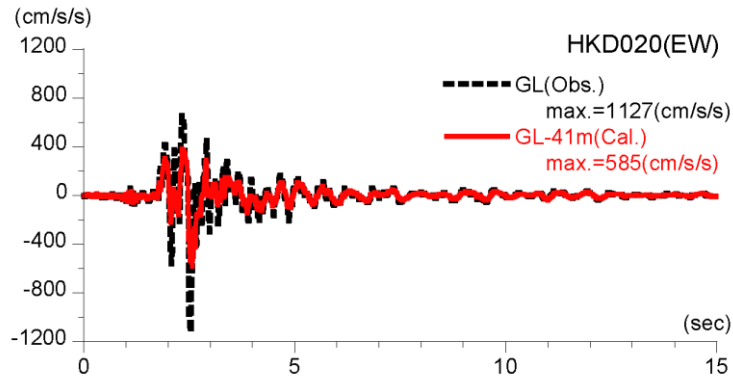
Period(s)  
鉛直方向

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

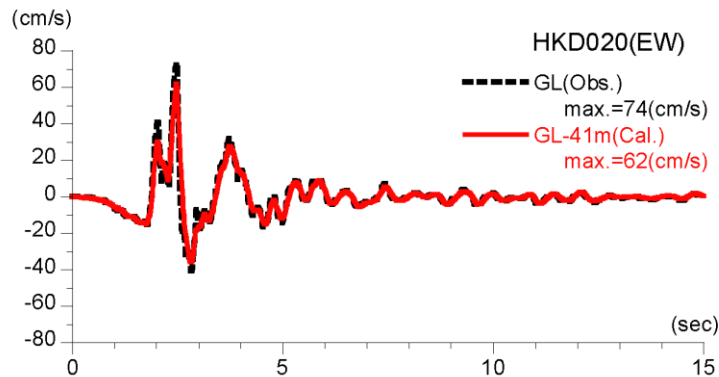
➤ KiK-net観測点の地中観測記録(地中×2)は、すべて加藤ほか(2004)の応答スペクトルに包絡される。

### 3. 2 Mw6.5未満の地震についての検討 / 3. 2. 1 2004年北海道留萌支庁南部地震 佐藤ほか(2013)によるHKD020観測点の基盤地震動評価(1)

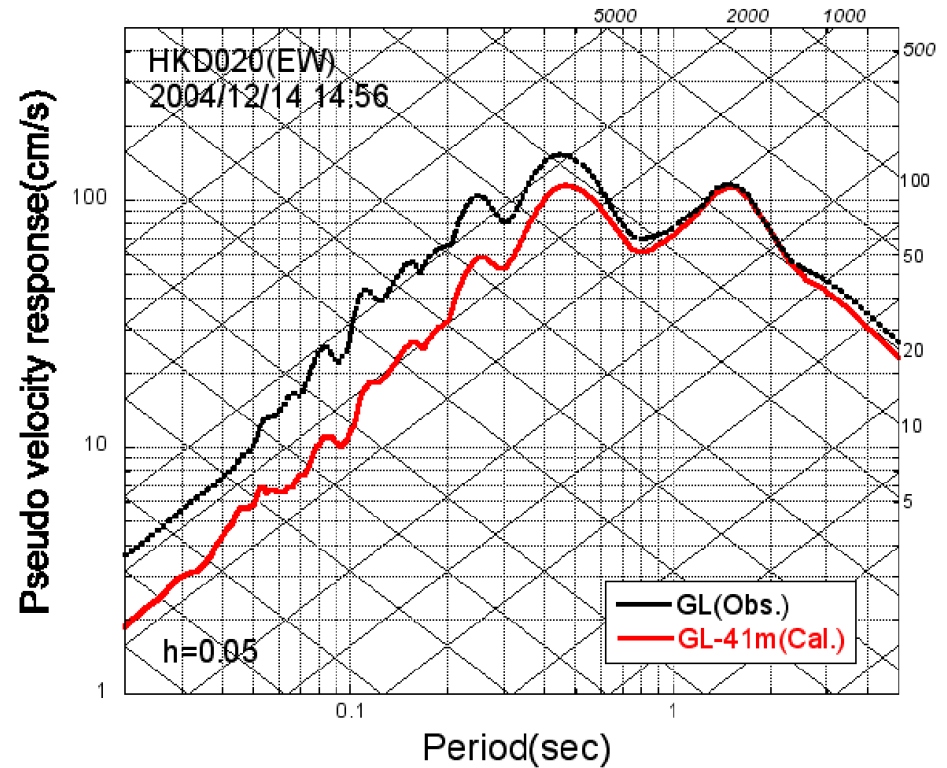
H30.10.31  
資料1-4-2  
p152 再掲



推計された基盤地震動と地表観測記録の比較



速度に変換した基盤地震動と地表観測記録の比較

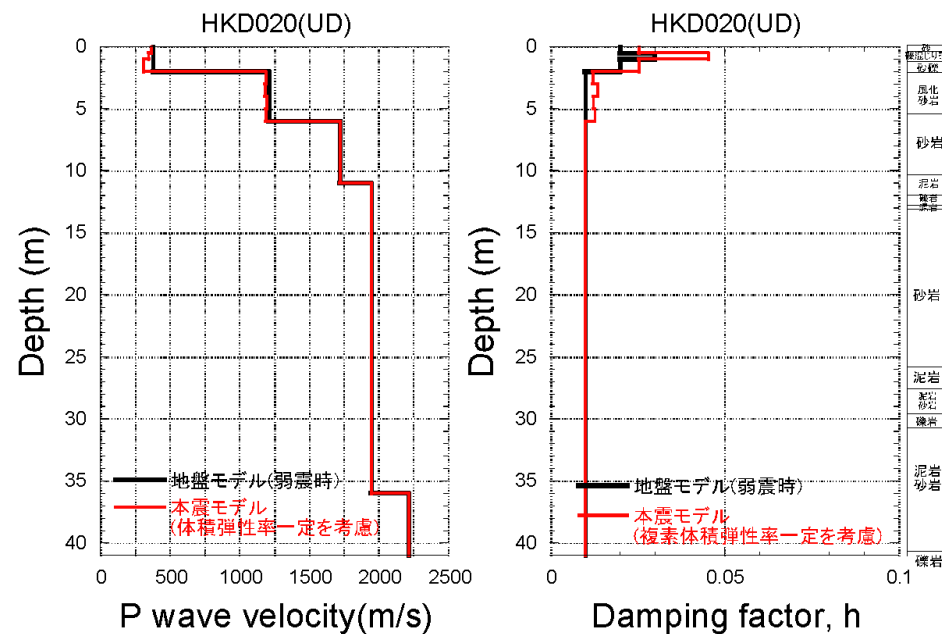
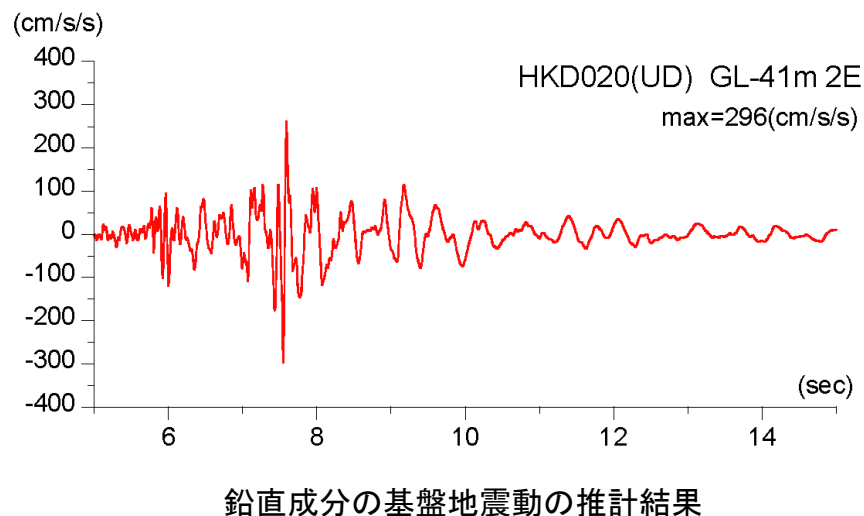


擬似速度応答スペクトルの比較

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

### 3. 2 Mw6.5未満の地震についての検討 / 3. 2. 1 2004年北海道留萌支庁南部地震 佐藤ほか(2013)によるHKD020観測点の基盤地震動評価(2)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p153再掲



2004年留萌地震時のP波速度と減衰定数

➤ 鉛直方向については、1次元波動論による線形解析により、深さ41mでの基盤地震動を評価。

### 3. 2 Mw6.5未満の地震についての検討 / 3. 2. 1 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基盤地震動評価(水平)(1)

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	—

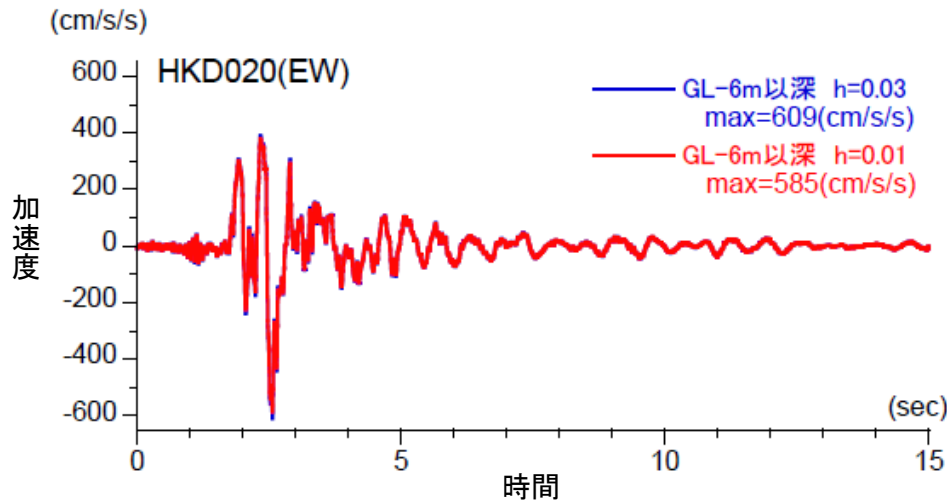
減衰定数3%として評価する。

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

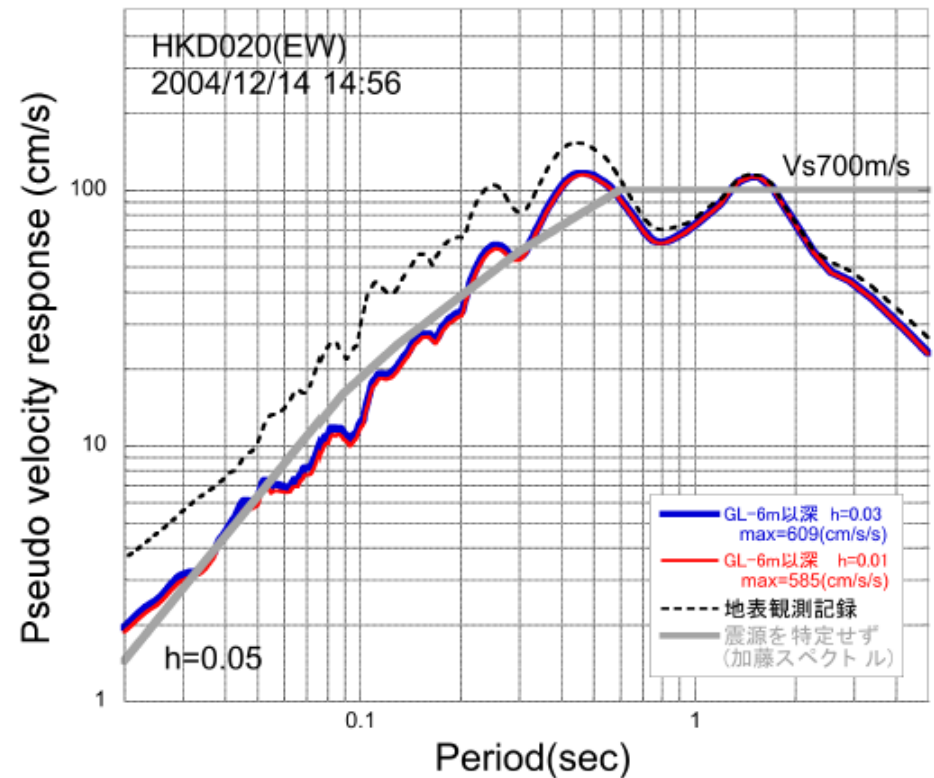


### 3. 2 Mw6.5未満の地震についての検討 / 3. 2. 1 2004年北海道留萌支庁南部地震 減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価(水平)(2)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p155 再掲

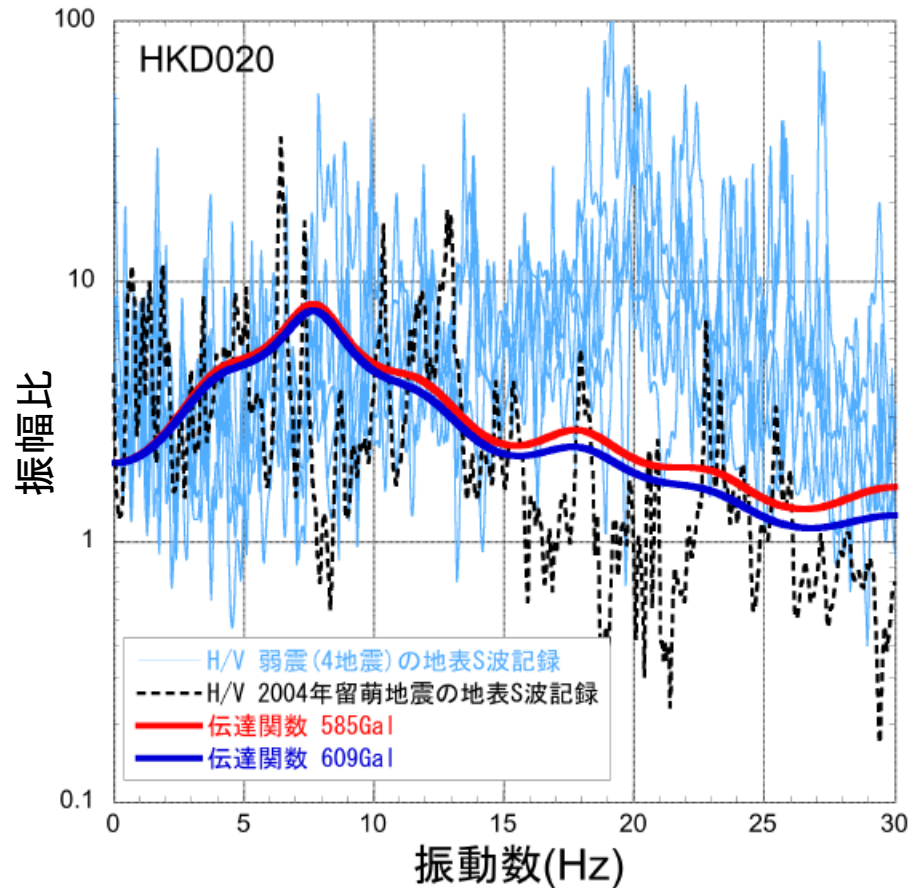


加速度時刻歴波形の比較



擬似速度応答スペクトルの比較

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



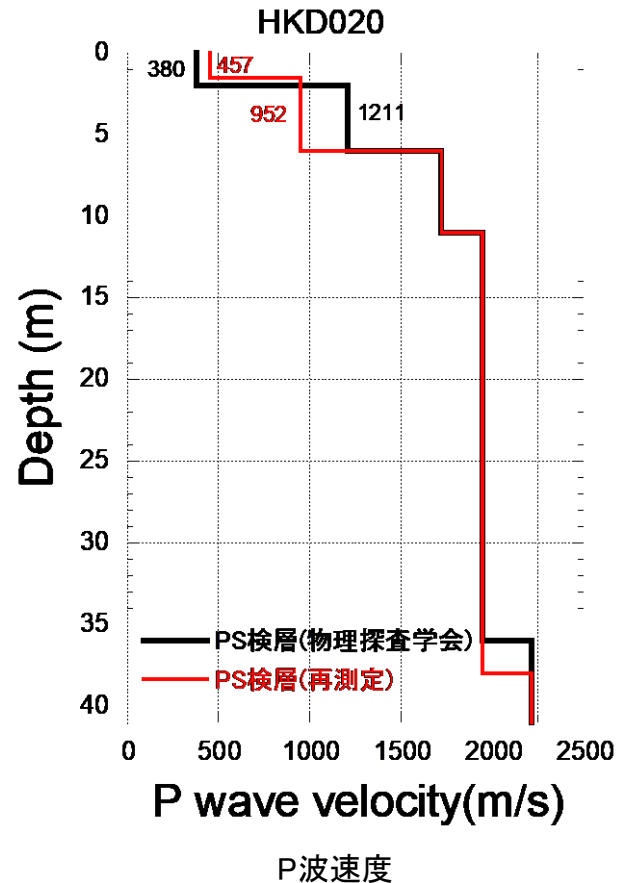
収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルとの比較

➤ 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。

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

### 3. 2 Mw6.5未満の地震についての検討 / 3. 2. 1 2004年北海道留萌支庁南部地震 鉛直方向の基盤地震動の再評価(1)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p158 再掲



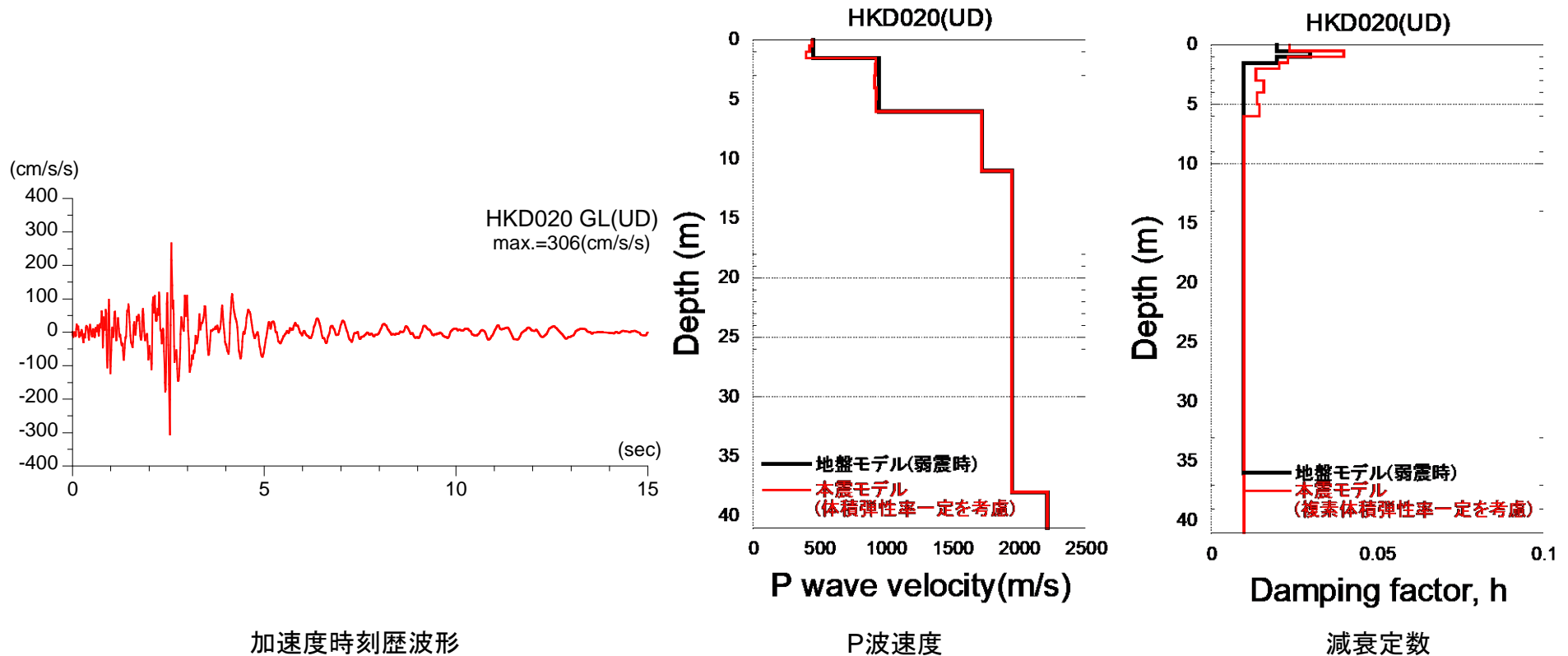
- 佐藤ほか(2013)において、付録として事例紹介していた鉛直方向の基盤地震動の評価結果は、物理探査学会(2013.10)時点でのモデルに基づいていたが、表層部分のPS検層結果について笹谷ほか(2008)の位相速度と差異がみられたことから、最表層に重点をおいた再測定が物理探査学会発表後に実施されている。
- 再測定の結果、表層の6m以浅のP波速度は、佐藤ほか(2013)において鉛直方向の基盤地震動を評価した時のモデルとは異なっていたため、P波速度を再設定した地盤モデルを用いた基盤地震動が再評価された。

※S波速度は、再測定の結果、佐藤ほか(2013)における地盤モデルとほぼ同様のため変更していない。



### 3. 2 Mw6.5未満の地震についての検討 / 3. 2. 1 2004年北海道留萌支庁南部地震 鉛直方向の基盤地震動の再評価(2)

H30.10.31  
資料1-4-2  
p159再掲



加速度時刻歴波形

P波速度

減衰定数

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

### 3. 2 Mw6.5未満の地震についての検討／3. 2. 1 2004年北海道留萌支庁南部地震 鉛直方向の基盤地震動の再評価 まとめ

H30.10.31  
資料1-4-2  
p160再掲



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

## 1. 地下構造モデルの策定

- 梅田尚子, 小林喜久二: 地震記録の逆解析による地下構造推定手法の適用性に関する検討, 日本建築学会学術講演梗概集, 構造Ⅱ, pp.813-814, 2010.
- KINOSHITA, S.: Frequency-dependent attenuation of shear waves in a sedimentary layer-basement system in the Kanto area, Japan, Proc.of International Symposium on Earthquake Disaster Prevention, Vol.1, pp.212-226, 1992.
- 武村雅之, 池浦友則, 高橋克也, 石田寛, 大島豊: 堆積地盤における地震波減衰特性と地震動評価, 日本建築学会構造系論文報告集, 446, pp.1-11, 1993.
- 福島美光, 翠川三郎: 周波数依存性を考慮した表層地盤の平均的な $Q^{-1}$ 値とそれに基づく地盤増幅率の評価, 日本建築学会構造系論文集, 460, pp.37-46, 1994.
- 小林喜久二, 久家英夫, 植竹富一, 真下貢, 小林啓実: 伝達関数の多地点同時逆解析による地盤減衰の推定 その3 Q値の基本式に関する検討, 日本建築学会大会学術講演集, B2, 構造Ⅱ, pp.253-254, 1999.
- 佐藤浩章, 金谷守, 大鳥靖樹: 減衰定数の下限値を考慮したスペクトル比の逆解析による同定手法の提案—岩盤における鉛直アレイ記録への適用と減衰特性の評価—, 日本建築学会構造系論文報告集第604号, p55-62, 2006.
- 太田裕: 地震工学への最適化の適用. 1, 八戸港湾SMAC設置点の地下構造推定, 建築学会論文報告集, 229, 35-41, 1975.
- 岩田知孝, 入倉孝次郎: 観測された地震波から, 震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震第2輯, No.39, pp.579-593, 1986.
- 鶴来雅人, 田居優, 入倉孝次郎, 古和田明: 経験的サイト増幅特性評価手法に関する検討, 地震第2輯, Vol.50, pp.215-227, 1997.
- 川瀬博, 松尾秀典: K-NET, KiK-net, JMA震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析, 日本地震工学会論文集, 第4巻, 第1号, pp.33-52, 2004.
- Boore, D.M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, Bulletin of the Seismological Society of America, 73, 1983.
- 浅野公之, 岩田知孝: 経験的グリーン関数法を用いた2008年7月24日岩手県沿岸北部のスラブ内地震の震源モデルの推定, 日本地球惑星科学連合2009年大会, S152-009, 2009.
- 吉田望, 篠原秀明, 澤田純男, 中村晋: 設計用地震動の設定における工学的基盤の意義, 土木学会地震工学論文集, 第28巻, Paper No.170, 2005
- 独立行政法人原子力安全基盤機構: 地震動評価のための三次元地下構造モデルの作成手引き, 2013.
- 佐藤智美, 巽誉樹: 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝型地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第556号, pp.15-24, 2002.
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2004): 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価, 2004.

## 2.1 プレート間地震

- Noda,S., K.Takahashi, M.Takemura, S.Ohno, M.Tohdo and T.Watanabe(2002) : OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis, Istanbul, Oct.16-18
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2012) : 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価(第二版)について
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2004a) : 三陸沖北部の地震を想定した強震動評価
- 宇佐美龍夫(2013) : 最新版 日本被害地震総覧599-2012, 東京大学出版会
- 宇津徳治(1982) : 日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の表 : 1885年~1980年, 東京大学地震研究所彙報 Vol.57
- 気象庁(2014) : 地震年報 等「気象庁地震カタログ」
- 諸井孝文, 広谷浄, 石川和也, 川里健, 生玉真也, 釜田正毅(2013) : 標準的な強震動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
- 入倉孝次郎(2012) : 海溝軸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
- 中央防災会議(2004) : 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会(第5回)
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2004b) : 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)
- 永井理子, 菊池正幸, 山中佳子(2001) : 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究-1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較-, 地震第2輯, 第54巻, 267-280
- 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
- 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, Vol. 27
- 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, 第75巻, 第651号, 923-932
- 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
- 佐藤良輔 編著(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
- 三浦誠一, 高橋成美, 仲西理子, 小平秀一, 金田義行(2001) : 日本海溝前弧域(宮城沖)における地震学的探査-KY9905航海-, JAMSTEC深海研究, 第18号, 145-156
- Toshihiro Igarashi, Toru Matsuzawa, Norihito Umino, Akira Hasegawa(2001) : Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone, JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL.106, NO.82, PAGES 2177-2191
- F. O. Strasser, M. C. Arango, and J.J. Bommer(2010) : Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subductuoin-zone Earthquakes with Moment Magnitude, Seismological Research Letters, Vol81, 941-950

- 田島礼子, 秋元康広, 司宏俊, 入倉孝次郎(2013): 内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究, 地震 第2輯, 第66巻, 31-45
- Kurahashi, S. and K. Irikura (2013): Short-period source model of the 2011 Mw9.0 off the Pacific coast of Tohoku earthquake, Bull. Seism Soc. Am., 103, 1373-1393
- Asano, K., and T. Iwata (2012): Source model for strong ground motion generation in 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, 64, 1111-1123
- 佐藤智美(2012): 経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデル —プレート境界地震の短周期レベルに着目して—, 日本建築学会構造系論文集, 第77巻, 第675号, 695-704
- 川辺秀憲, 釜江克宏(2013): 2011年東北地方太平洋沖地震の特性化震源モデルの構築, 日本地震学会秋季大会予稿集, B22-04

## 2.2 海洋プレート内地震

- Noda, S., K. Takahashi, M. Takemura, S. Ohno, M. Tohdo and T. Watanabe (2002): OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis, Istanbul, Oct. 16-18
- Kosuga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki, and Y. Motoya (1996): Spatial distribution of intermediate-depth earthquakes with horizontal or vertical nodal planes beneath northeastern Japan, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 93
- 気象庁(2014): 地震年報 等「気象庁地震カタログ」
- Kita, S., T. Okada, A. Hasegawa, J. Nakajima and T. Matsuzawa (2010): Existence of interplane earthquakes and neutral stress boundary between the upper and lower planes of the double seismic zone beneath Tohoku and Hokkaido, northeastern Japan, Tectonophysics
- 海野徳仁, 長谷川昭, 高木章雄, 鈴木貞臣, 本谷義信, 亀谷悟, 田中和夫, 澤田義博(1984): 北海道および東北地方における稍深発地震の発震機構—広域の震源データの併合処理—地震 第2輯 第37巻 523-538
- N. Ozel and T. Moriya (2003): Focal Mechanisms of Intermediate-depth Earthquakes Beneath Southeastern Hokkaido, Japan Implications of the Double Seismic Zone, Pure appl. geophys. 160 2279-2299
- Seno, T., and M. Yoshida (2004): Where and why do large shallow intraslab earthquakes occur? Phys Earth Planet. Inter. 141
- Seno, T., Yamanaka, Y (1998): Arc stresses determined by slabs: Implications for mechanisms of back-arc spreading. Geophys. Res. Lett. 25
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2016): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
- 気象庁: 気象庁(2011a) 平成23年4月 地震・火山月報(防災編), <<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/gaikyo/>>, 2008
- 気象庁: 気象庁技術報告 第133号 平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震調査報告, <[http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/gizyutu/133/gizyutu\\_133.html](http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/gizyutu/133/gizyutu_133.html)>, 2012
- 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



- Yusaku Ohta, Satoshi Miura, Mako Ohzono, Saeko Kita, Takeshi Iinuma, Tomotsugu Demachi, Kenji Tachibana, Takashi Nakayama, Satoshi Hirahara, Syuichi Suzuki, Toshiya Sato, Naoki Uchida, Akira Hasegawa, and Norihito Umino (2011): Large intraslab earthquake (2011 April 7, M 7.1) after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M 9.0): Coseismic fault model based on the dense GPS network data, Earth Planets Space, 63
- Nakajima, J., S. Hada, E. Hayami, N. Uchida, A. Hasegawa, S. Yoshioka, T. Matsuzawa and N. Umino (2013): Seismic attenuation beneath northeastern Japan: Constraints on mantle dynamics and arc magmatism, J. Geophys. Res., 118, 5838-5855
- 原田 怜, 釜江 克宏: 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/eq/tohoku2/20110407miyagioki\\_slab.pdf](http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/tohoku2/20110407miyagioki_slab.pdf)>, 2011
- 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 -
- 気象庁 (2008): 平成20年7月 地震・火山月報 (防災編), <<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/gaikyo/>>
- 東北大学: 東北大学大学院理学研究科 地震・噴火予知研究観測センター 地震特集 2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震,  
<<http://www.aob.gp.tohoku.ac.jp/info/topics/topics-080724/>>, 2008
- 佐藤智美 (2013): 東北地方のアウトライズ地震, スラブ内地震, プレート境界地震の短周期レベルとfmax及び距離減衰特性, 日本建築学会構造系論文集, 689, 1227-1236
- 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
- 気象庁: 気象庁 (2011b) 平成23年7月 地震・火山月報 (防災編), <<http://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/gaikyo/>>, 2011
- 佐藤智美, 巽誉樹 (2002): 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第556号, pp.15-24
- 山中佳子 (2011): 「リアルタイム地震学(NGY地震ノート)」, <[http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo\\_Note/2011/NGY37.html](http://www.seis.nagoya-u.ac.jp/sanchu/Seismo_Note/2011/NGY37.html)>
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (2013): 今後の地震動ハザード評価に関する検討 ~2013年における検討結果~
- Geller, R. J. (1976): Scaling relations for earthquake source parameters and magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, 66, 1501-1523

## 2.3 内陸地殻内地震

- Noda, S., 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
- 原子力安全基盤機構(2004) : 地震記録データベースSANDELのデータ整備と地震発生上下限層深さの評価に関する報告書(平成15年度), JNES/sEA04-017
- 気象庁(2014) : 地震年報 等「気象庁地震カタログ」
- 入倉孝次郎, 三宅弘恵(2001) : シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110, 849-875
- 吉井弘治, 伊藤潔(2001) : 近畿地方北部の地震波速度構造と地震発生層, 地球惑星科学連合学会2001年合同大会, Sz-P006
- 廣瀬一聖, 伊藤潔(2006) : 広角反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定, 京都大学防災研究所年報, 第49号B, 307-321
- 長谷川昭, 中島淳一, 海野徳仁, 三浦哲, 諏訪謡子(2004) : 東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式, 地震, 第2輯, 第56巻, 413-424
- 木下繁夫, 大竹政和(2000) : 強震動の基礎, < <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/gk/publication/> >
- C.H.Scholz(1988) : The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting, Geologische Rundschau, 77/1, 319-328
- A Tanaka, Y Ishikawa(2005) : Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness : The Japanese islands case study, Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.152, 257-266
- 大久保泰邦(1984) : 全国のキュリー点解析結果, 地質ニュース, 362-10, 12-17
- 武村雅之(1990) : 日本列島およびその周辺地域に起こる浅発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, 地震, 第2輯, 第43巻, 257-265
- Stirling, M. W., Rhoades, D. and Berryman, K. (2002) : Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era, Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 92, 812-830
- 杉山雄一, 関口春子, 粟田泰夫, 伏島祐一郎, 下川浩一(2002) : 活断層情報と不均質震源特性との関係, 平成13年度科学振興調整費「地震災害軽減のための強震動予測マスターモデルに関する研究」研究成果報告書, 119-129
- Dan, K., T. Watanabe and T. Tanaka (1989) : A semi-empirical method to synthesize earthquake ground motions based on approximate far-field shear-wave displacement, Tran. A.I.J., No.396, 27-36
- 小林喜久二, 久家英夫, 植竹富一, 真下貢, 小林哲実(2006) : 伝達関数の多地点同時逆解析による地盤減衰の推定 その3 Q値の基本式に関する検討, 日本建築学会大会学術講演集, B2, 構造II, pp.55-62
- Kanno T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara and Y. Fukushima(2006) : A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3, 879-897
- Zhao, J. X., J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H.K. Thio, P. G. Somerville, Y. Fukushima and Y. Fukushima (2006) : Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period, Bull. Seism. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3, 898-913

- ・ 内山泰生, 翠川三郎 (2006) : 震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第606号, 81-88
- ・ 片岡正次郎, 佐藤智美, 松本俊介, 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, No4, 740-757, 2006.10
- ・ Norman A. Abrahamson, Walter J. Silva and Ronnie Kamai (2014) : Summary of the ASK14 Ground Motion Relation for Active Crustal Regions, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1025-1055
- ・ David M. Boore, Jonathan P. Stewart, Emel Seyhan, and Gail M. Atkinson (2014) : NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5% Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1057-1085
- ・ Kenneth W. Campbell and Yousef Bozorgnia (2014) : NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5% Damped Linear Acceleration Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1087-1115
- ・ Brian S.-J. Chiou and Robert R. Youngs (2014) : Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1117-1153
- ・ I. M. Idriss (2014) : An NGA-West2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes, Earthquake Spectra, Vol.30, No.3, 1155-1177
- ・ Timothy D. Ancheta, Robert B. Darragh, Jonathan P. Stewart, Emel Seyhan, Walter J. Silva, Brian S. J. Chiou, Katie E. Wooddell, Robert W. Graves, Albert R. Kottke, David M. Boore, Tadahiro Kishida, Jennifer L. Donahue (2013) : NGA-West2 Database, [http://peer.berkeley.edu/publications/peer\\_reports/reports\\_2013/webPEER-2013-03-Ancheta.pdf](http://peer.berkeley.edu/publications/peer_reports/reports_2013/webPEER-2013-03-Ancheta.pdf)
- ・ Donahue, J. L., and Abrahamson, N. A (2014) : Simulation-based hanging wall effects, Earthquake Spectra 30, 1269-1284

### 3. 震源を特定せず策定する地震動

- ・ 地震調査研究推進本部 地震調査委員会 (1999) : 日本の地震活動-被害地震から見た地域別の特徴<追補版>
- ・ 気象庁 (2008) : 「平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震」の特集, [http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2008\\_06\\_14\\_iwate-miyagi/](http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2008_06_14_iwate-miyagi/)
- ・ 国土地理院 (2008) : 平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動(第2報), <http://www.gsi.go.jp/johosystem/johosystem60032.html>
- ・ 産業技術総合研究所 (2009) : 地質学的歪みと測地学的歪みの集中域と地震との関係, 地震予知連絡会会報, 第81巻, 98.
- ・ Satoshi Miura, Toshiya Sato, Akira Hasegawa, Yoko Suwa, Kenji Tachibana and Satoshi Yui (2004) : Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc, Earth Planets Space, 56, 1347-1355.
- ・ 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)
- ・ 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.
- ・ 鈴木康弘, 渡辺満久, 中田高, 小岩直人, 杉戸信彦, 熊原康博, 廣内大助, 澤祥, 中村優太, 丸島直史, 島崎邦彦 (2008) : 2008年岩手・宮城内陸地震に関わる活断層とその意義——関市巖美町付近の調査速報——. 活断層研究, 29, 25-34.
- ・ 田力正好, 池田安隆・野原壯 (2009) : 河成段丘の高度分布から推定された, 岩手・宮城内陸地震の震源断層, 地震第2輯, 第62巻, 1-11.

- 社団法人東北建設協会監修(2006):建設技術者のための東北地方の地質
- 吉田武義, 中島淳一, 長谷川昭, 佐藤比呂志, 長橋良隆, 木村純一, 田中明子, Prima,O.D.A, 大口健志(2005):後期新生代,東北日本弧における火成活動史と地殻・マントル構造, 第四紀研究, 44,195-216.
- 遠田晋次, 丸山正, 吉見雅行, 金田平太郎, 粟田泰夫, 吉岡敏和, 安藤亮輔(2010):2008年岩手・宮城内陸地震に伴う地表地震断層—震源過程および活断層評価への示唆—, 地震 第2輯, 第62巻, 153-178.
- 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>
- 布原啓史, 吉田武義, 山田亮一, 前田修吾, 池田浩二, 長橋良隆, 山本明彦, 工藤健(2010):平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震の震源域周辺の地質と地質構造. 月刊地球 32, 356-366.
- 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
- 産業技術総合研究所 地質図Navi:<https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php>
- 宮村撰三(1962):地震活動と地体構造, 地震, 15, 23-52.
- Omote, S., Y. Ohsaki, T. Kakimi, and T.Matsuda(1980):Japanese practice for estimating the expected maximum earthquake force at a nuclear power plant site, Bull. New Zealand Nat. Soc. Earthq. Eng.,13, 37-48.
- 松田時彦(1990):最大地震規模による日本列島の地震分帯図, 東京大学地震研究所彙報, 65, 289-319, 1990.
- Kinugasa, Y(1990):Seismotectonic zonation based on the characteristics of active faults in Japan, USGS Open-File Rept., 90-98, 15-17.
- 萩原尊礼編(1991):日本列島の地震 地震工学と地震地体構造, 鹿島出版会
- 活断層研究会(1991):[新編]日本の活断層,東京大学出版会.
- 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.
- Tomomi Okada, Norihito Umino, and Akira Hasegawa(2010):Deep structure of the Ou mountain range strain concentration zone and the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, NE Japan—seismogenesis related with magma and crustal fluid, Earth Planets Space,62,347-352,2010.
- 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.
- 高橋浩晃, 宮村淳一(2009):日本列島における深部低周波地震の発生状況, 北海道大学地球物理学研究報告, 72, 177-190.
- 核燃料サイクル開発機構(1999):わが国における高レベル放射性廃棄物地層処分の技術的信頼性—地層処分研究開発第2次取りまとめ—, 分冊1, わが国の地質環境
- 防災科学研究所 地すべり分布図:<http://lswb1.ess.bosai.go.jp/>



- Tomomi Okada, Norihito Umino, Akira Hasegawa, and Group for the aftershock observations of the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake 2008(2012) : Hypocenter distribution and heterogeneous seismic velocity structure in and around the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake, NE Japan-Possible seismological evidence for a fluid driven compressional inversion earthquake, Earth Planets Space, 64, 717-728.
- Kimiyuki Asano, Tomotaka Iwata(2011) : Characterization of Stress Drops on Asperities Estimated from the Heterogeneous Kinematic Slip Model for Strong Motion Prediction for Inland Crustal Earthquakes in Japan, Pure and Applied Geophysics Volume 168, 105-116.
- Wataru Suzuki, Shin Aoi, Haruko Sekiguchi(2010) : Rupture Process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, Earthquake Derived from Near-Source Strong-Motion Records, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.100, No.1, 256-266.
- 吉田邦一, 宮腰研, 倉橋奨, 入倉孝次郎(2014) : 震源直上の強震記録を用いた2008年岩手・宮城内陸地震の震源モデルとすべり速度に基づく特性化震源モデル, 日本地震学会講演予稿集2014年度秋季大会, 167
- 引間和人, 瀬藤一起(2013) : 2008年岩手・宮城内陸地震の震源過程～東・西傾斜の複数枚断層を仮定した再解析～, 日本地震学会講演予稿集 巻2013年度秋季大会, 63
- 野津厚(2011) : 内陸地殻内地震によるやや短周期地震動の再現に適した震源のモデル化手法, 港湾空港技術研究所報告, 第50巻第4号, 133-195.
- 入倉孝次郎, 倉橋奨(2008) : 2008年岩手・宮城内陸地震の震源モデルと強震動一なぜ4000ガルの強震動が生成されたのか? -, 日本活断層学会2008年度秋季学術大会, [http://danso.env.nagoya-u.ac.jp/jsafr/pdfs/2008fprograms/2008f\\_S02.pdf](http://danso.env.nagoya-u.ac.jp/jsafr/pdfs/2008fprograms/2008f_S02.pdf)
- 堀川晴央(2008) : 遠地実体波から推定される2008年6月岩手・宮城内陸地震の断層モデル(第1報), <https://staff.aist.go.jp/h.horikawa/2008Iwate/200806Iwate.html>
- 釜江克宏(2008) : 2008年岩手・宮城内陸地震(Mj7.2)の震源のモデル化(暫定版), [http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/iwate\\_miyagi\\_1.html](http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/iwate_miyagi_1.html)
- 独立行政法人原子力安全基盤機構(2014) : 基準地震動策定のための地震動評価手引き: 震源極近傍の地震動評価
- 中央防災会議首都直下地震モデル検討会(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
- 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.
- 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
- Shin Aoi, Takashi Kunugi, Hiroyuki Fujiwara(2008) : Trampoline Effect in extreme Ground Motion, Science, Vol.322, 727-730.
- 大町達夫, 井上修作, 水野剣一, 山田雅人(2011) : 2008年岩手・宮城内陸地震のKiK-net—関西における大加速度記録の成因の推定, 日本地震工学会論文集, 第11巻, 第1号, 32-47.
- 森一司, 馬場富士雄, 橋本智雄, 藤田慶太(2011) : 2008年岩手・宮城内陸地震に伴う荒砥沢ダム右岸の地表変状について, 応用地質, 第52巻, 第2号, 55-61
- 田原徹也, 大町達夫(2010) : 観測記録に基づく中央コア型ロックフィルダムの非線形地震応答特性, 土木学会第65回年次学術講演会, 1299-1300.
- 国土交通省国土技術政策総合研究所, 独立行政法人土木研究所, 独立行政法人建築研究所(2008) : 平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震被害調査報告.



- 増川晋, 黒田清一郎, 林田洋一, 田頭秀和(2014):21世紀初頭10年間の大規模地震における農業用大ダムの入力地震動, 農村工学研究所技報, 第215号, 185-217.
- Hiroshi Kawase, Francisco J.Sanchez-Sesma, Shinichi Matsushima(2011): The Optimal Use of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Motions for Velocity Inversions Based on Diffuse-Field Theory for Plane Waves, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.101, No.5, 2001-2014
- 山中浩明(2007):ハイブリッドヒューリスティック探索による位相速度の逆解析, 物理探査, 第60巻, 第3号, 265-275
- 松本徳久, 大町達夫, 安田成夫, 山口嘉一, 佐々木隆, 倉橋宏(2005):ダムで観測された強震記録の解析, ICOLD第73回年次例会ワークショップ.
- 財団法人ダム技術センター(2005):多目的ダムの建設.
- USGS(2000): USGS shakeMap:Tottori, JAPAN, Fri Oct 5,2000 04:30:20 GMT M6.7.
- 気象庁(2000):気象庁の発震機構解2000年10月, <http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/mech/pdf/mc200010.pdf>
- 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2000):鳥取県西部の地震活動の評価
- 岡田篤正(2002):山陰地方の活断層の諸特徴, 活断層研究, No.22, 17-32
- 日本の地質増補版編集委員会編(2005):日本の地質増補版, 共立出版, 241
- 伏島祐一郎, 吉岡敏和, 水野清秀, 宍倉正展, 井村隆介, 小笠原琢, 佐々木俊法(2001):2000年鳥取県西部地震の地震断層調査, 活断層・古地震研究報告, No.1, 1-26, 産業技術総合研究所地質調査総合センター
- 堤浩之, 隈元崇, 奥村晃史, 中田高(2000):鳥取県西部地震震源域の活断層, 月間地球/号外, 31, 81-86
- 井上大栄, 宮腰勝義, 上田圭一, 宮脇明子, 松浦一樹(2002):2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, 地震2, 54, 557-573
- 堤浩之(2009):2000年鳥取県西部地震, 科学, 79, 210-212
- 垣見俊弘(2010):活断層の成熟度について, 活断層研究, No.32, 73-77
- T. Kanno, A.Narita, N.Morikawa, H.Fujiwara and Y.Fukushima.(2006): A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, BSSA, 96, 879-897
- 引間和人(2013):スペクトルインバージョンを用いた2013年2月栃木県北部地震の震源域におけるサイト・伝播特性に関する検討, 日本地震工学会大会, 335-336
- 青柳恭平, 上田圭一(2012):2011年東北地方太平洋沖地震による阿武隈南部の正断層型誘発地震の特徴—臨時余震観測に基づく震源分布と速度構造—, 電力中央研究所報告
- Maeda,T and Sasatani,T (2009): Strong ground motion from an Mj6.1 inland crustal earthquake in Hokkaido, Japan :the 2004 Rumoi earthquake, Earth Planets Space, Vol.61(No.6), pp.689-701

- K.Miyakoshi, Y.Nishimura, T.Sasatani, K.Kamae and K.Irikura(2012): Investigation of predominant area of the directivity effect for strong ground motions near fault, 15 WCEE, 3353
- 元木健太郎, 加藤研一, 岡崎敦(2013): 2004年留萌支庁南部の地震の震源近傍の地震動シミュレーションー破壊伝播効果の影響を考慮した震源モデルの構築ー, 日本地震工学会大会, pp.361-362, 2013
- 佐藤浩章, 芝良昭, 功刀卓, 前田宜浩, 藤原広行(2013): 物理探査・室内試験に基づく2004年留萌支庁南部地震の地震によるK-NET港町観測点(HKD020)の基盤地震動とサイト特性評価, 電力中央研究所報告
- 笹谷努, 前田宜浩, 高井伸雄, 重藤迪子, 堀田淳, 関克郎, 野本真吾(2008): Mj6.1内陸地殻内地震によって大加速度を観測したK-NET(HKD020)地点でのS波速度構造の推定, 物理探査学会第119回, 学術講演会講演論文集, pp.25-27
- 狐崎長狼, 後藤典敏, 小林芳正, 井川猛, 堀家正則, 斉藤徳美, 黒田徹, 山根一修, 奥住宏一(1990): 地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定, 自然科学災害, 9-3, 1-17
- 廣内大助, 松多信尚, 杉戸信彦, 竹下欣宏(2012): 3月12日長野県北部の地震に伴う地変と栄村周辺地域の活断層, 信州大学山岳科学総合研究所, 長野県北部地震災害調査研究報告, 2012年1月27日発行, 2012
- 独立行政法人原子力安全基盤機構(2005): 震源を特定しにくい地震による地震動の検討に関する報告書, JNES/SAE05-004
- 日本原子力学会(2007): 日本原子力学会標準 原子力発電所の地震を起因とした確率論的安全評価実施基準, 2007, AESJ-SC-P006:2007