

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2月21日



日本原燃株式会社

1. 地下構造モデルの策定	3
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	
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動	30
2. 1 プレート間地震	
2. 2 海洋プレート内地震	
2. 3 内陸地殻内地震	
3. 震源を特定せず策定する地震動	100
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

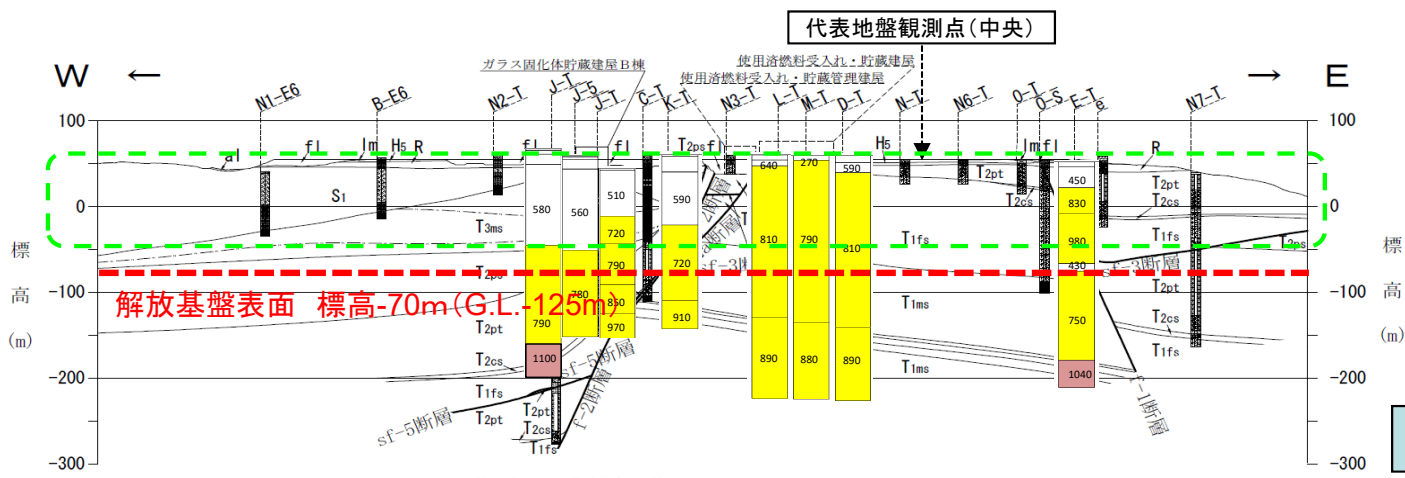
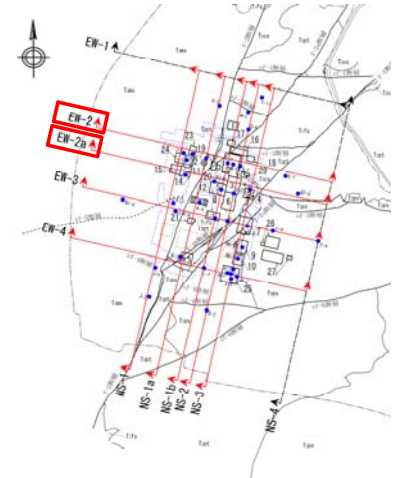
PS検層結果(東西断面その1)

H30.10.31
資料1-4-2
p4 加除修正

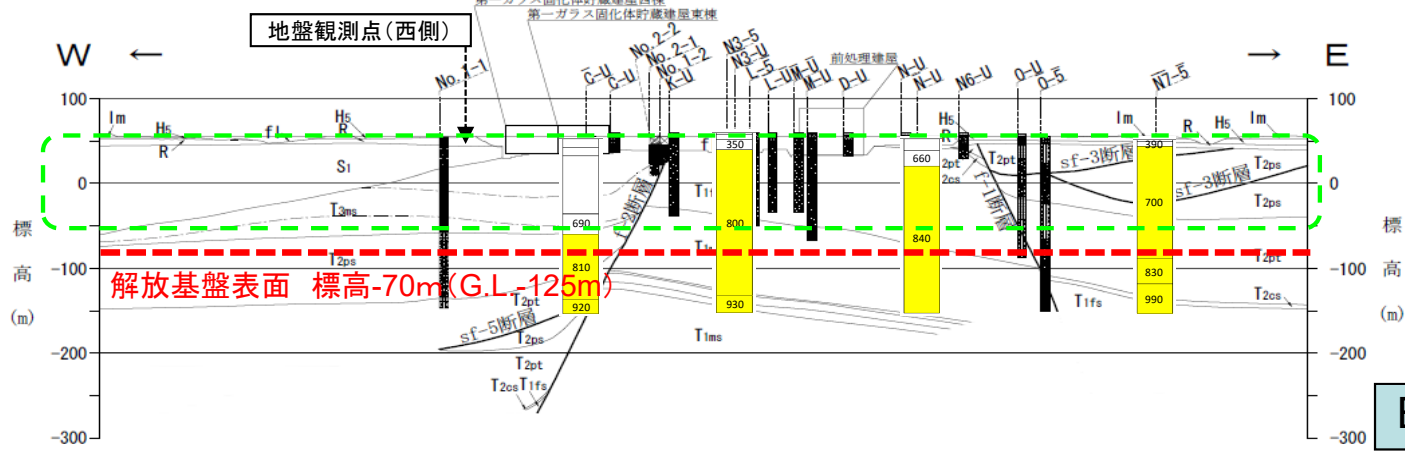


- ① 鷹架層中の標高-70m(G.L.-125m)の位置は、鷹架層のうち、主に中部層・下部層が分布しているが、PS検層結果による解放基盤表面位置のS波速度は以下の通りであり、S波速度700m/s以上となっているほか、中部層・下部層間で著しい速度差は無い。
- ② PS検層結果によれば、鷹架層表層付近でVsが小さくなる傾向がみられ、風化の影響がある可能性がある。(図中 部) 一方、深い部分については、Vsの値が概ね一定となる層が分布しており、著しい風化は受けていないと考えられる。
- ③ 敷地地下で著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な広がりを持って分布している鷹架層(上部・中部・下部層)中にお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

- 凡 例
- fl 盛土
 - dt 崖錐堆積層
 - al 沖積低地堆積層
 - Im 火山灰層
 - Mi 中段丘堆積層
 - Hs 高位段丘堆積層
 - R 六ヶ所層*
 - S1 砂子又層下部層
 - T3ms 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
 - D-A E-1
 - 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(S₃)」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。

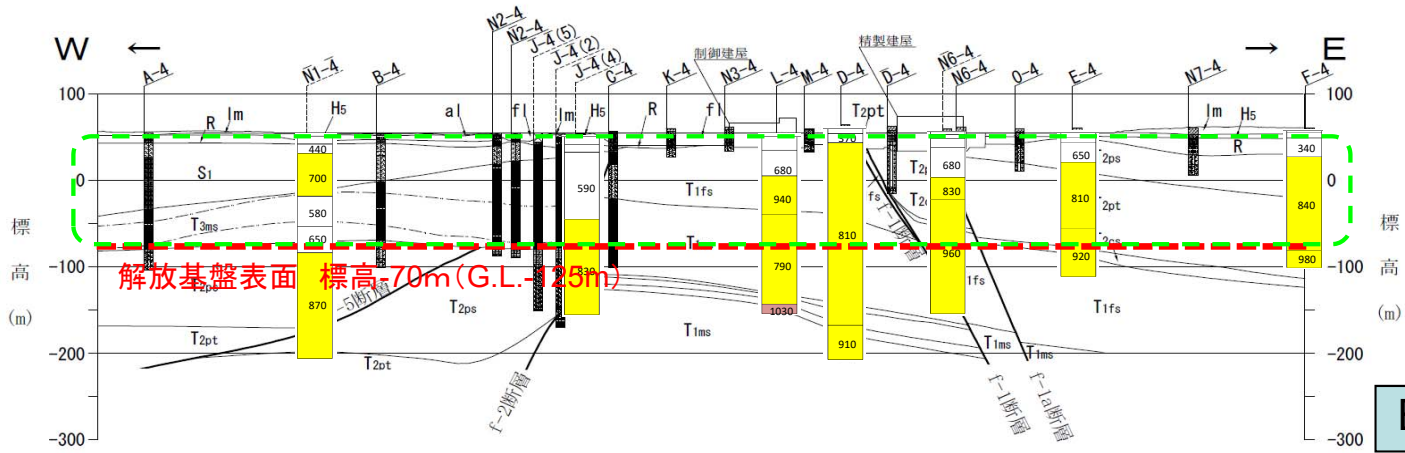
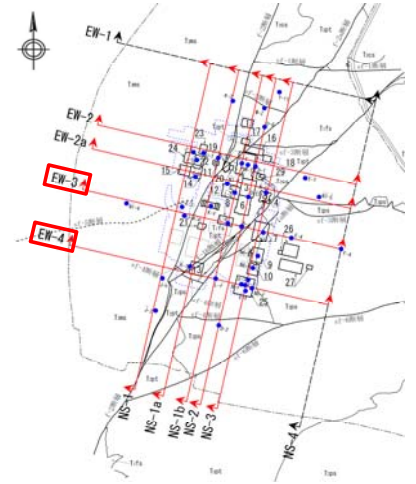
1. 地下構造モデルの策定 / 1.1 地質調査結果等に基づく地盤構造 PS検層結果(東西断面その2)

H30.10.31
資料1-4-2
p5 加除修正

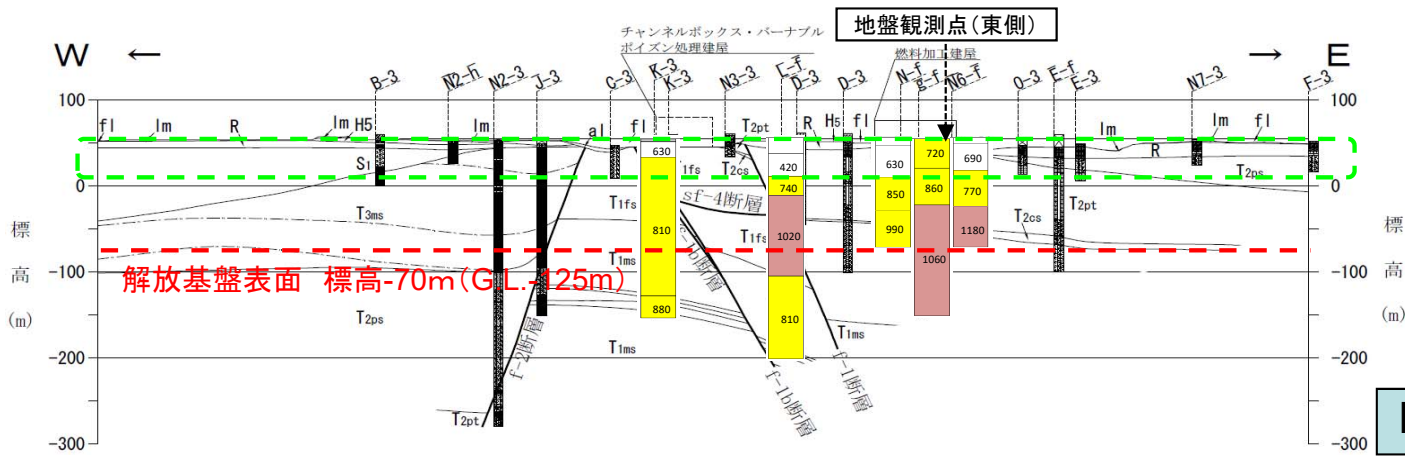


- ① 鷹架層中の標高-70m (G.L.-125m)の位置は、鷹架層のうち、主に中部層・下部層が分布しているが、PS検層結果による解放基盤表面位置のS波速度は以下の通りであり、S波速度700m/s以上となっているほか、中部層・下部層間で著しい速度差は無い。
- ② PS検層結果によれば、鷹架層表層付近でVsが小さくなる傾向がみられ、風化の影響がある可能性がある。(図中 部)
一方、深い部分については、Vsの値が概ね一定となる層が分布しており、著しい風化は受けていないと考えられる。
- ③ 敷地地下で著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な広がりを持って分布している鷹架層(上部・中部・下部層)中に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

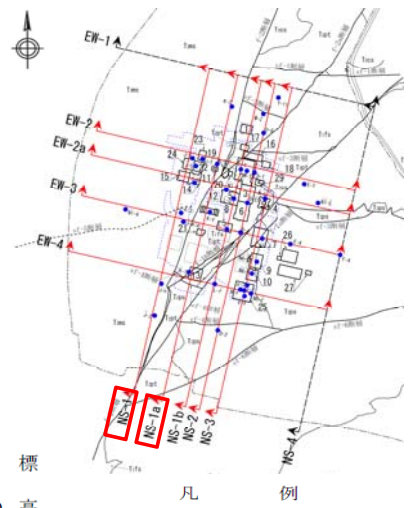
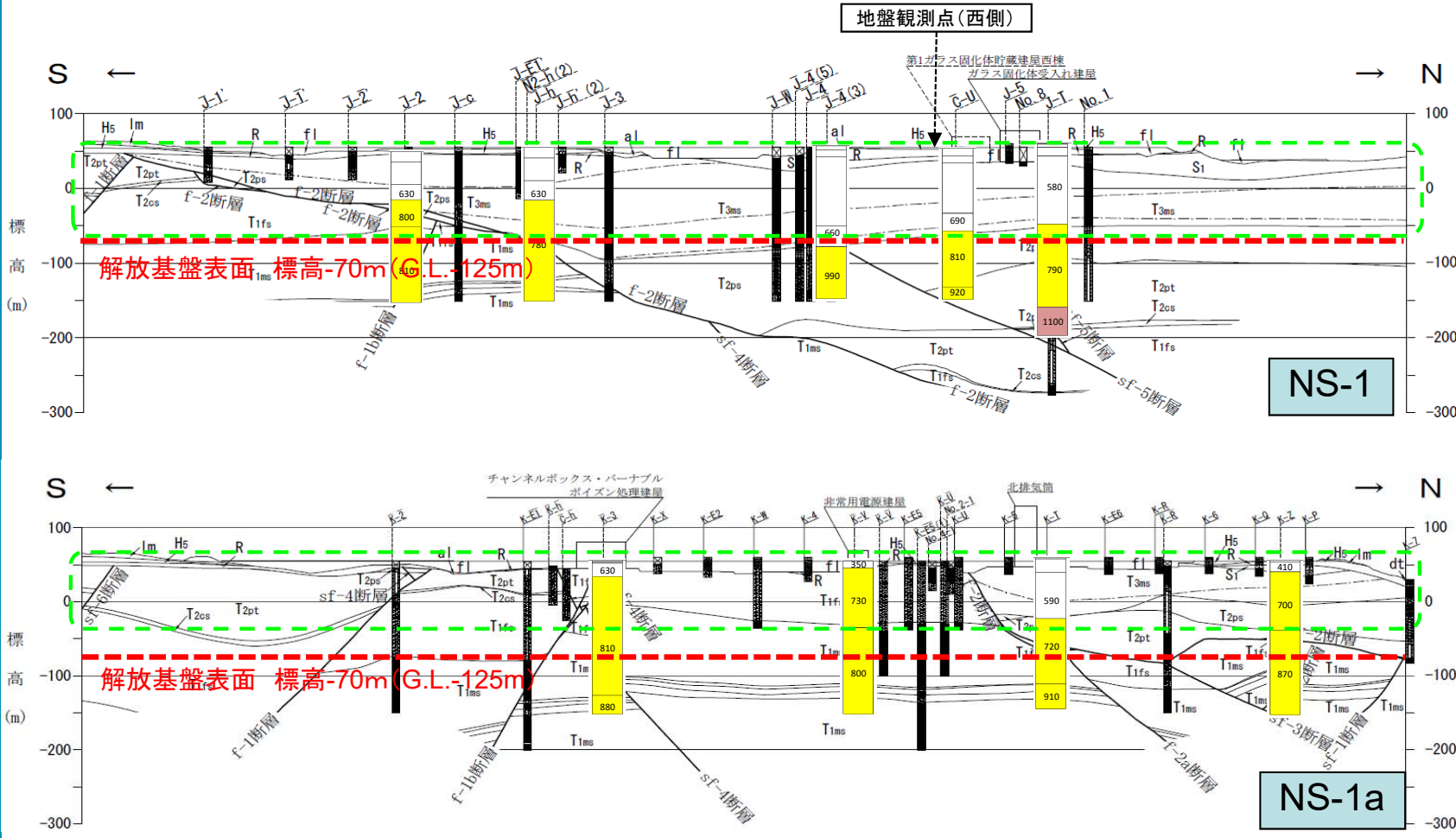
1. 地下構造モデルの策定 / 1.1 地質調査結果等に基づく地盤構造 PS検層結果(南北断面その1)

H30.10.31
資料1-4-2
p6 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
al	沖積低地堆積層
lm	火山灰層
Mi	中段丘堆積層
Hs	高位段丘堆積層
R	六ヶ所層
S1	砂子又層下部層
T3ms	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

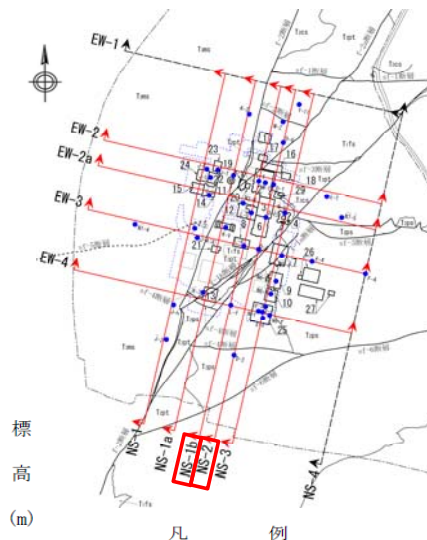
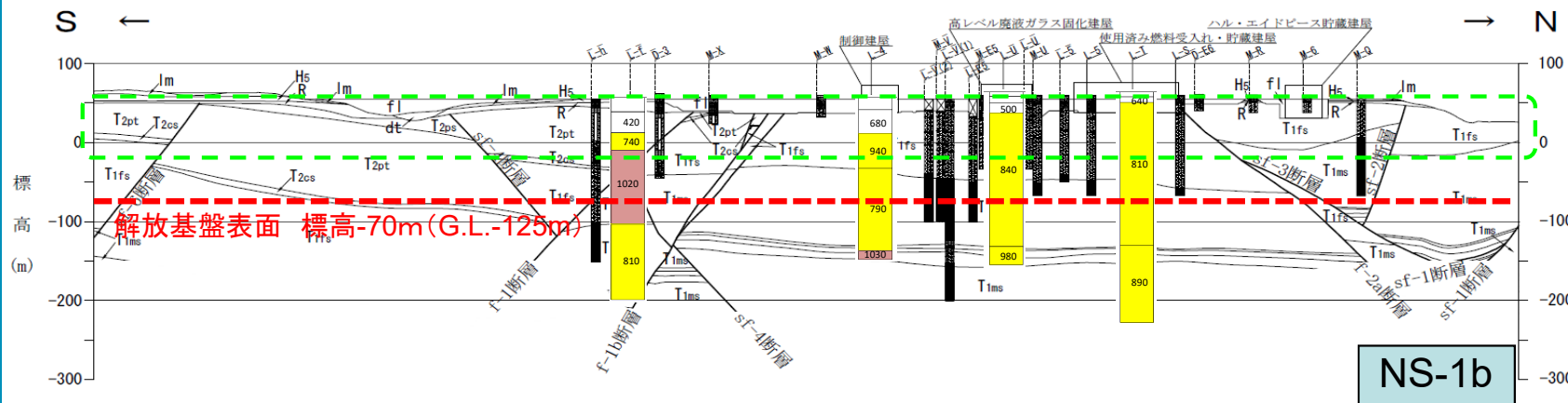
1. 地下構造モデルの策定 / 1.1 地質調査結果等に基づく地盤構造 PS検層結果(南北断面その2)

H30.10.31
資料1-4-2
p7 加除修正

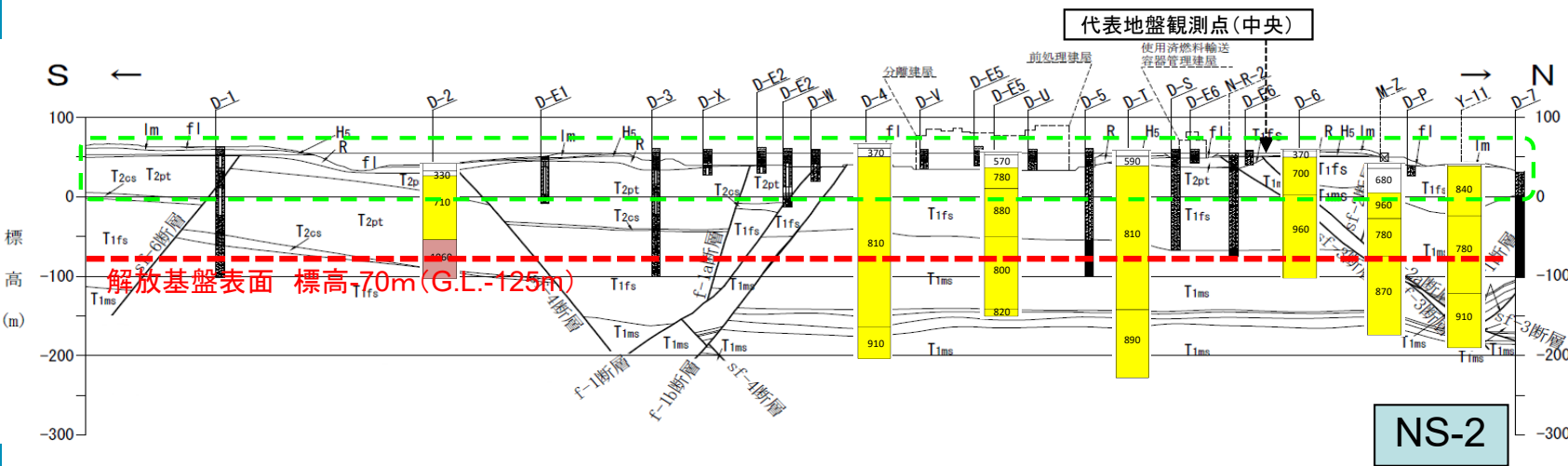


- ① 鷹架層中の標高-70m(G.L.-125m)の位置は、鷹架層のうち、主に中部層・下部層が分布しているが、PS検層結果による解放基盤表面位置のS波速度は以下の通りであり、S波速度700m/s以上となっているほか、中部層・下部層間で著しい速度差は無い。
- ② PS検層結果によれば、鷹架層表層付近でVsが小さくなる傾向がみられ、風化の影響がある可能性がある。(図中 部)
一方、深い部分については、Vsの値が概ね一定となる層が分布しており、著しい風化は受けていないと考えられる。
- ③ 敷地地下で著しい高低差がなく、ほぼ水平で相当な広がりを持って分布している鷹架層(上部・中部・下部層)中にお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

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



- | | |
|------|-----------------|
| fl | 盛土 |
| dt | 崖錐堆積層 |
| 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 |
| T1ms | 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



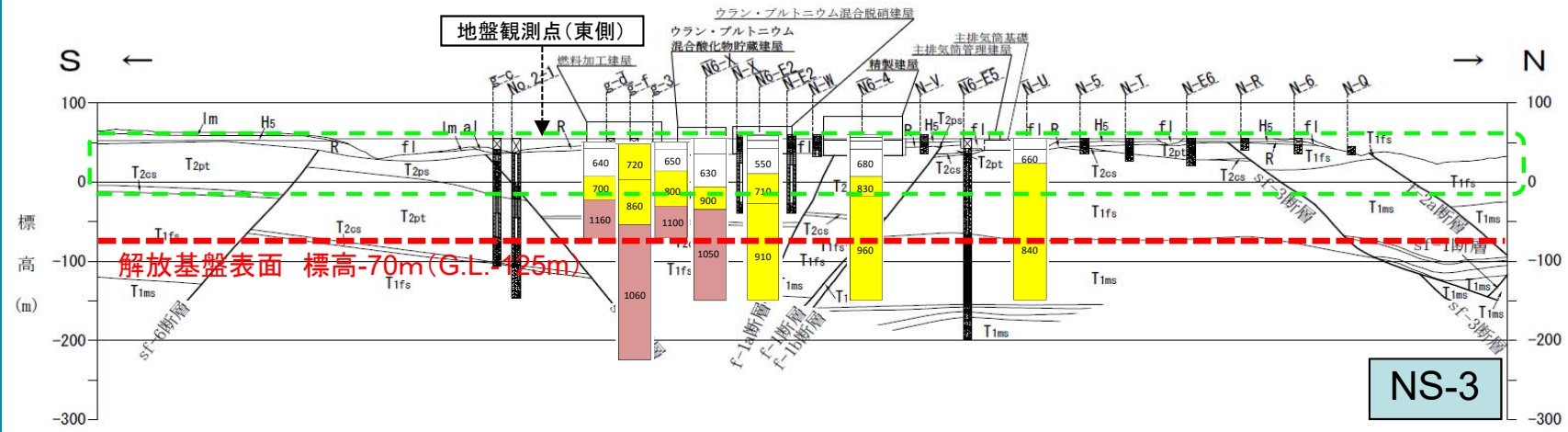
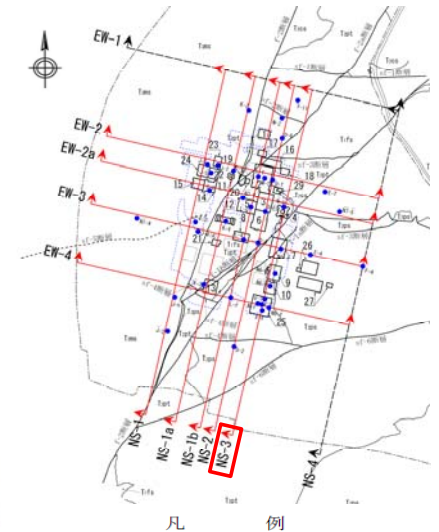
1. 地下構造モデルの策定 / 1.1 地質調査結果等に基づく地盤構造 PS検層結果(南北断面その3)

H30.10.31
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)

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



凡 例

fl	盛土
dt	崖錐堆積層
al	沖積低地堆積層
Im	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
T3ms	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。)

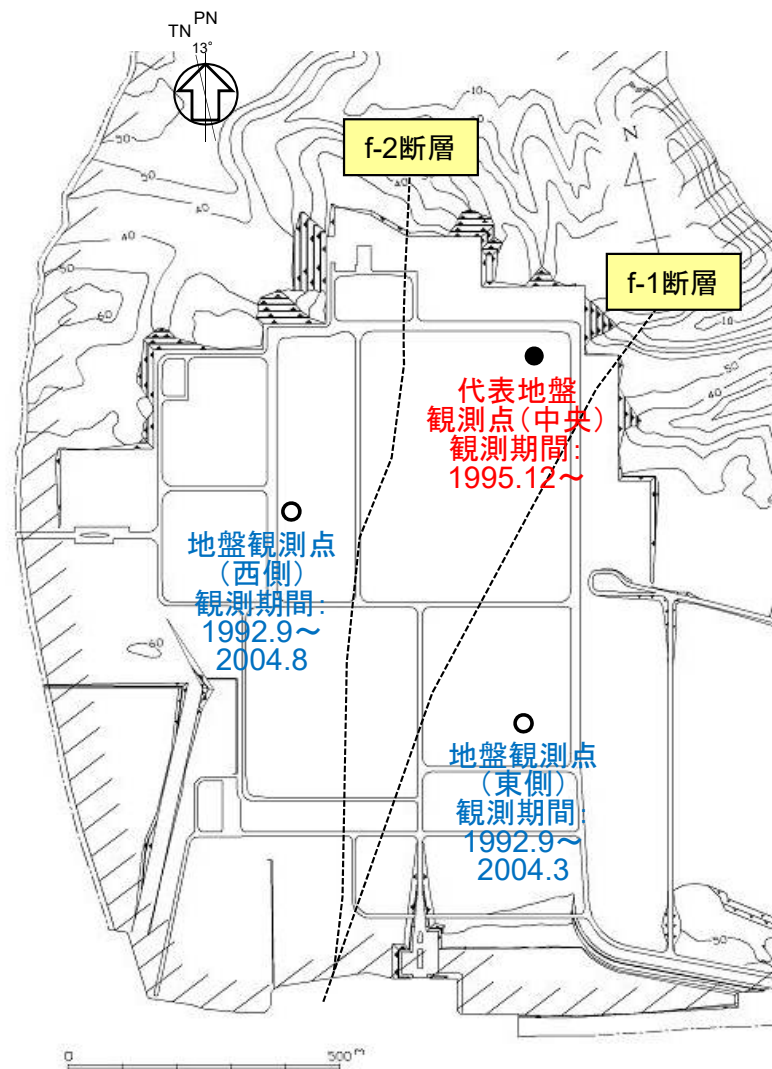
0 100 200m

NS-3

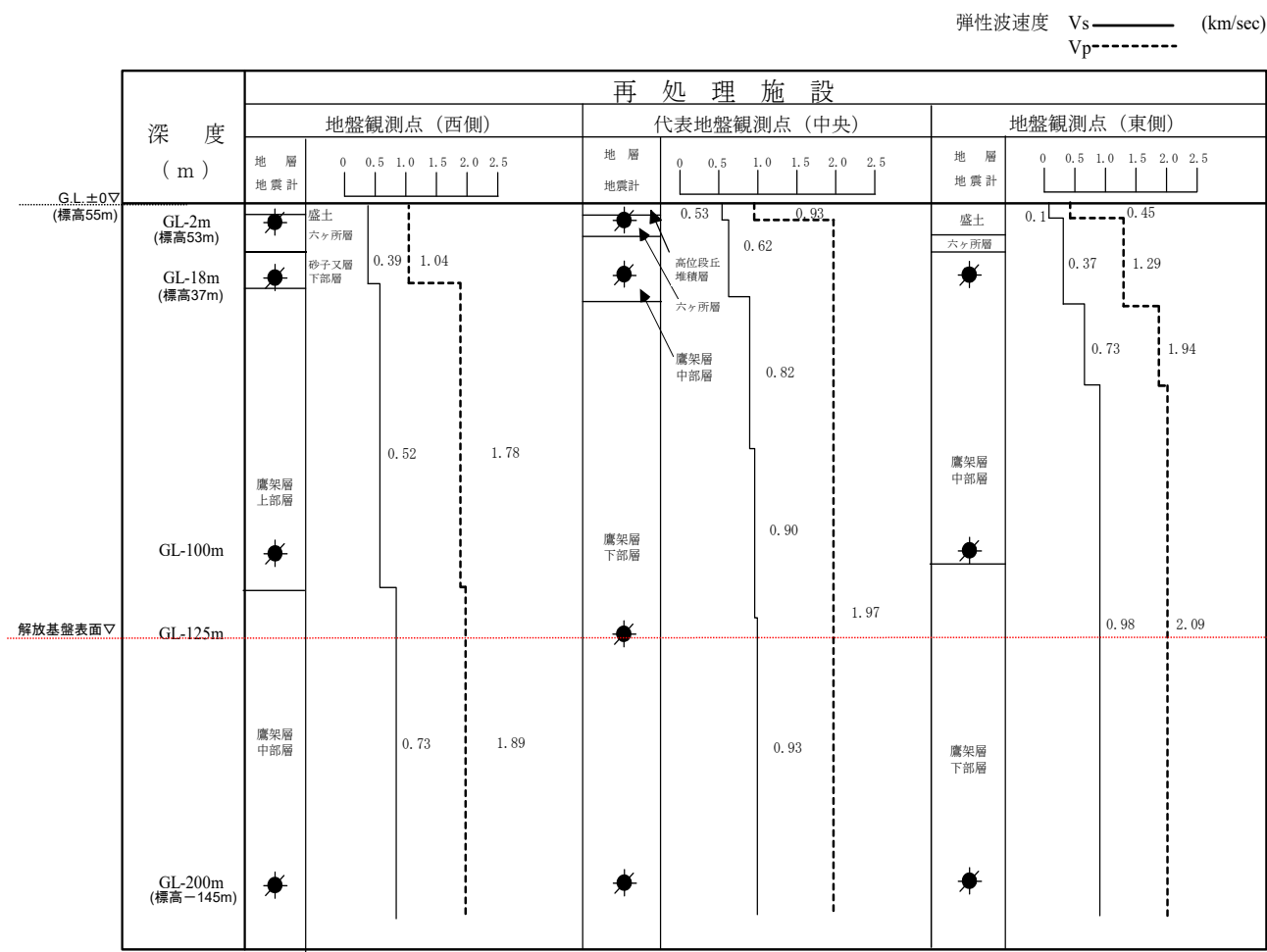
1. 地下構造モデルの策定 / 1.2 地震観測記録の分析 地震計設置位置(2004年までの設置位置)



- 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



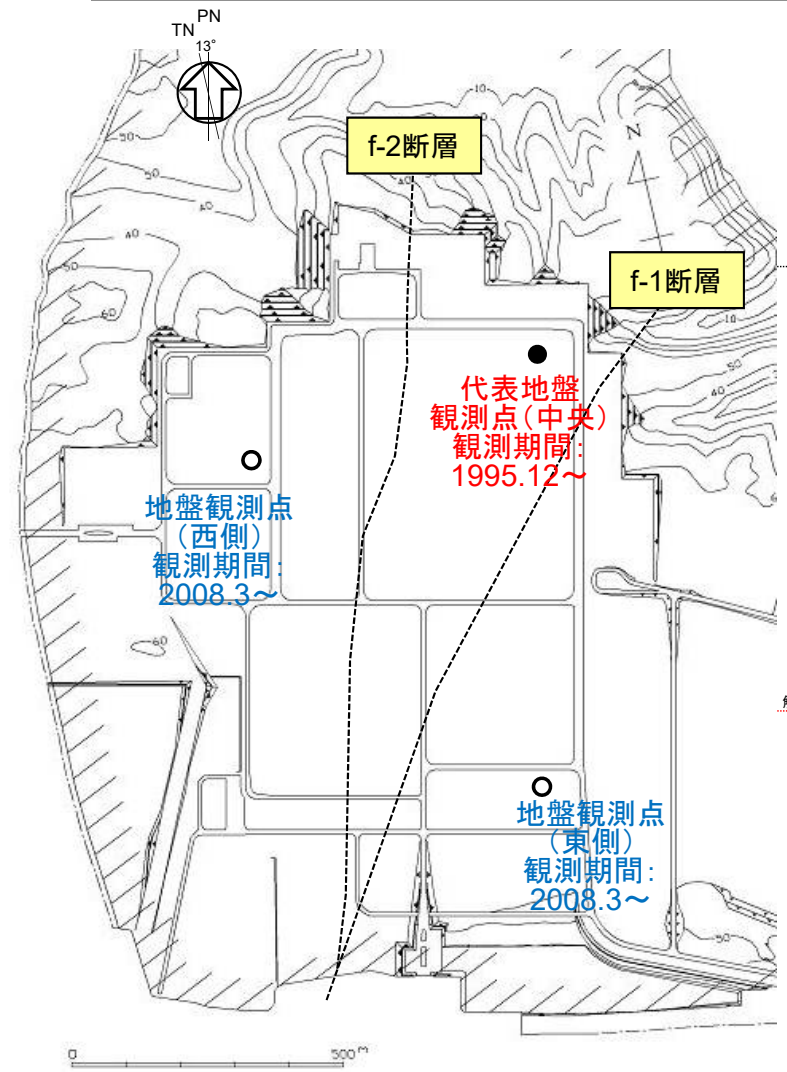
注)地震計は各々水平・鉛直3成分

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)

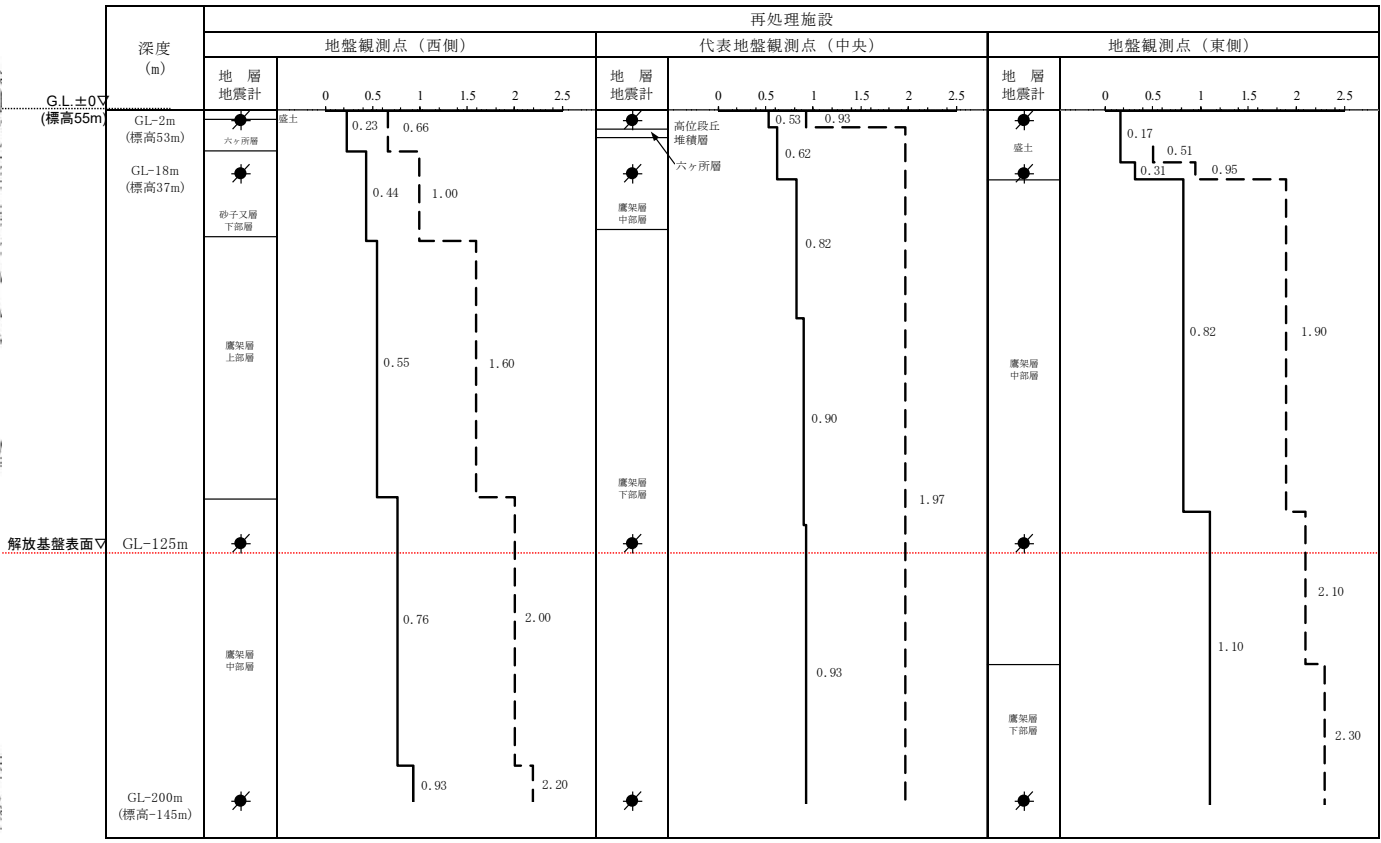


- 敷地内の地震観測点については、代表地盤観測点(中央)に加え、f-1断層及びf-2断層をはさんで、地盤観測点(東側)及び地盤観測点(西側)の、計3地点で地震観測を行っている。
- なお、2008年より西側と東側の観測装置を移設しているが、大きな位置変更は行っていない。



敷地内地震観測点位置

弾性波速度 Vs (km/sec) —————
Vp - - - - -



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(現在の地盤観測点)

1. 地下構造モデルの策定 / 1.2 地震観測記録の分析



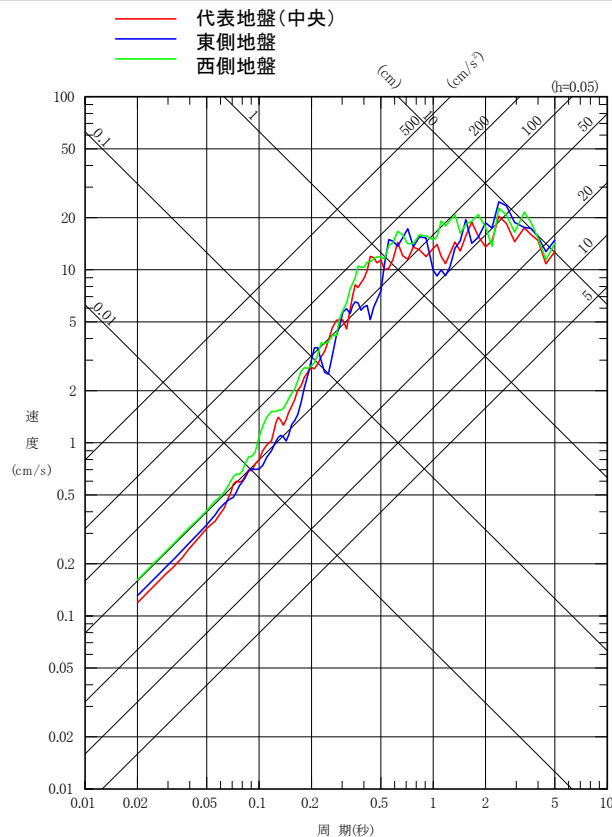
地震観測記録の分析: はぎとり記録の比較(2011年東北地方太平洋沖地震)

・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。

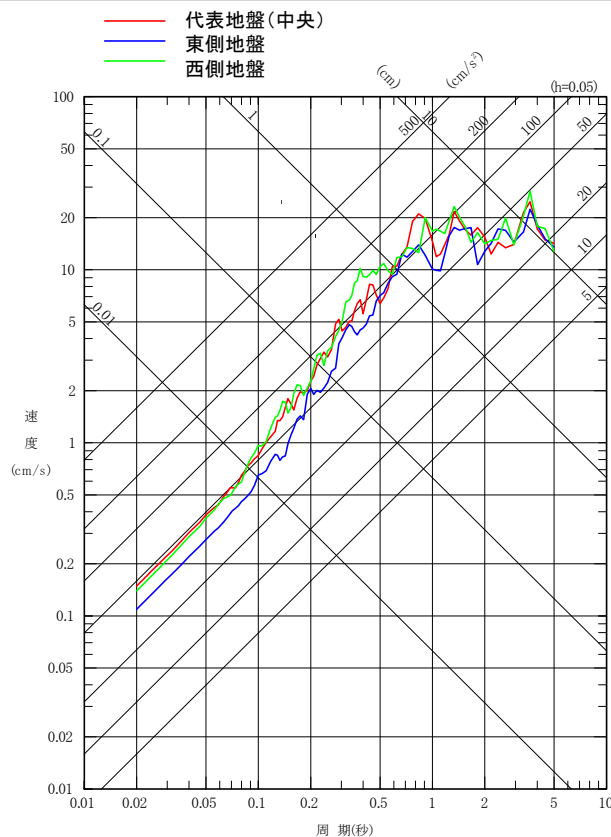
※はぎとり解析に用いる地盤モデルについては、「1.3 はぎとり地盤モデルの作成」にて説明。

・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。

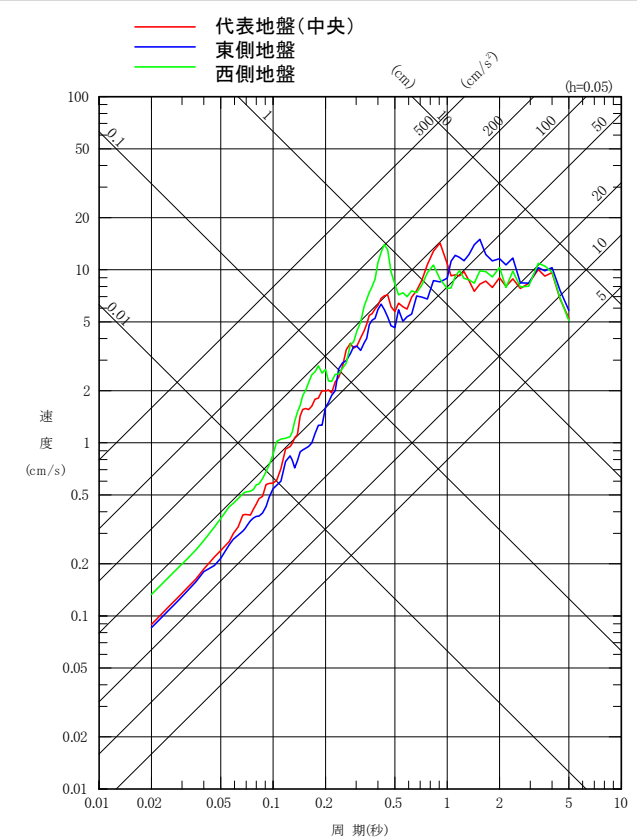
・以上より、鉛直アレー観測における解放基盤表面以浅の地震動の増幅については、解放基盤表面以浅の地盤構造の影響によるものであることが確認できた。



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)

1. 地下構造モデルの策定 / 1.2 地震観測記録の分析



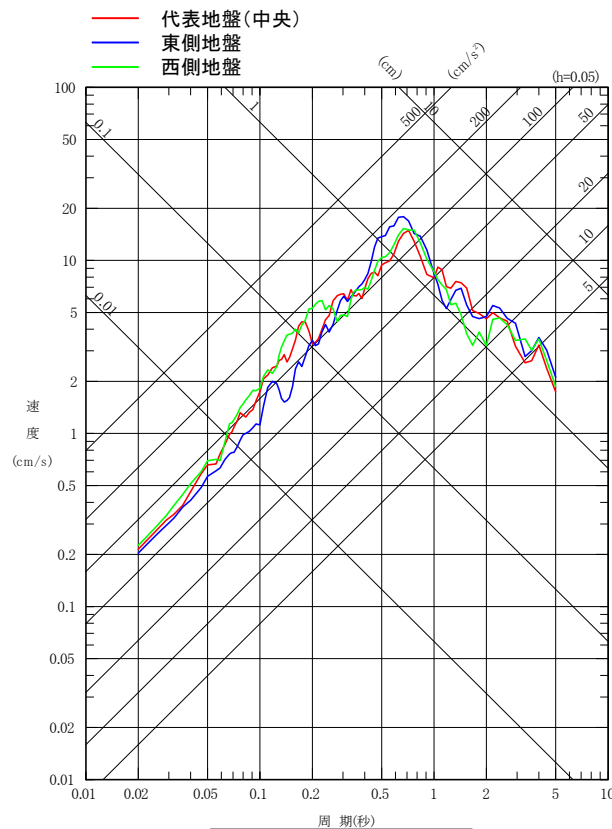
地震観測記録の分析: はぎとり記録の比較(2008年岩手県沿岸北部の地震)

・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。

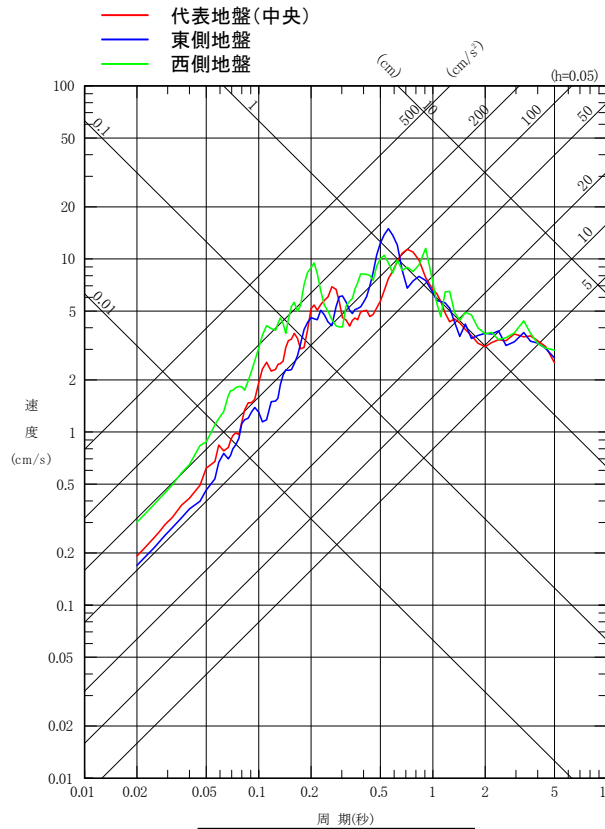
※はぎとり解析に用いる地盤モデルについては、「1.3 はぎとり地盤モデルの作成」にて説明。

・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。

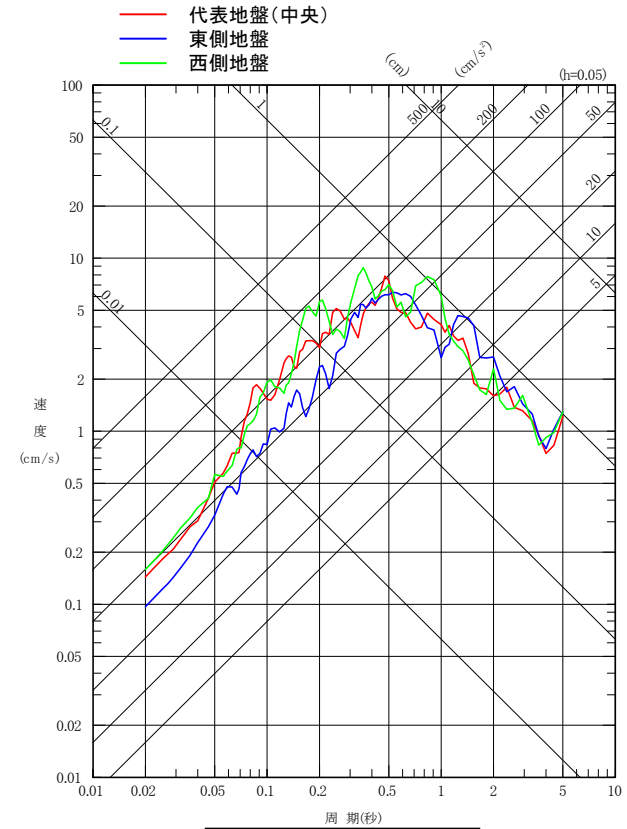
・以上より、鉛直アレー観測における解放基盤表面以浅の地震動の増幅については、解放基盤表面以浅の地盤構造の影響によるものであることが確認できた。



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)

1. 地下構造モデルの策定 / 1.2 地震観測記録の分析

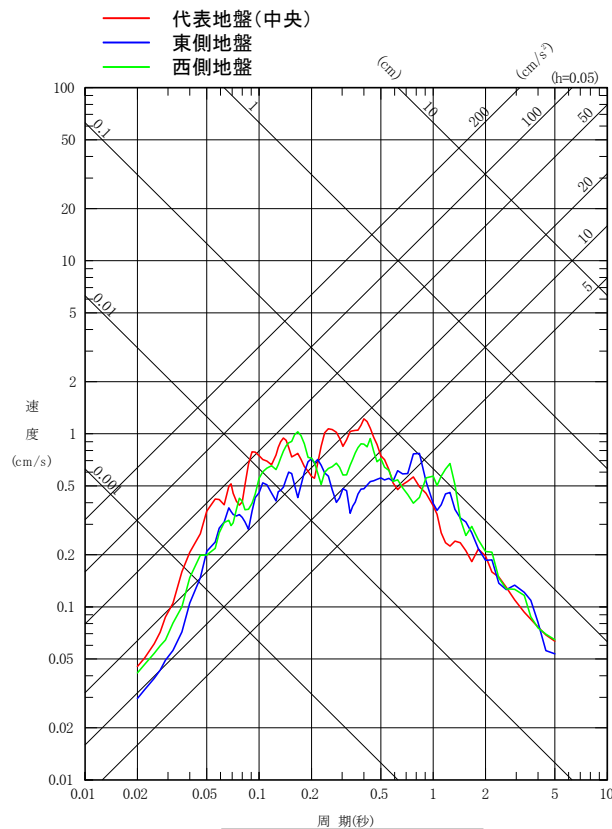
地震観測記録の分析: はぎとり記録の比較(1996年青森県三八上北地方の地震)

・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。

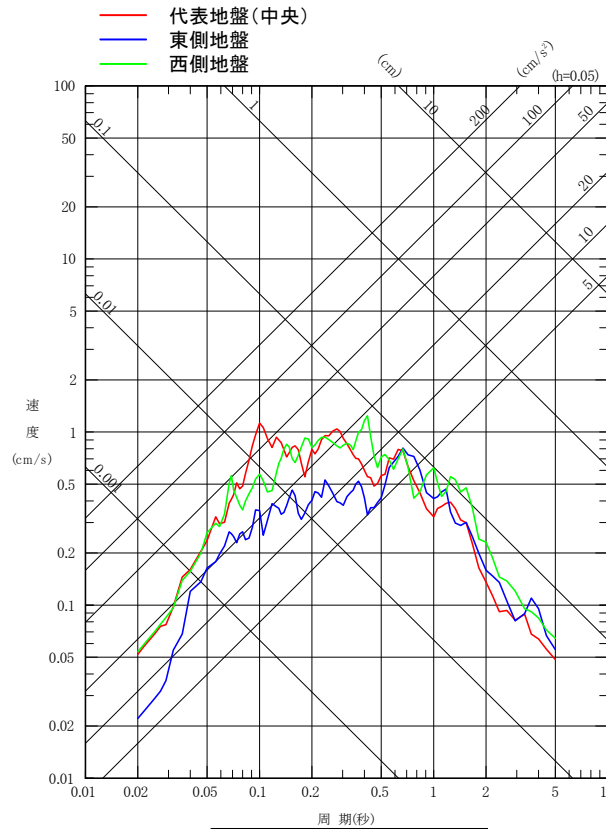
※はぎとり解析に用いる地盤モデルについては、「1.3 はぎとり地盤モデルの作成」にて説明。

・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。

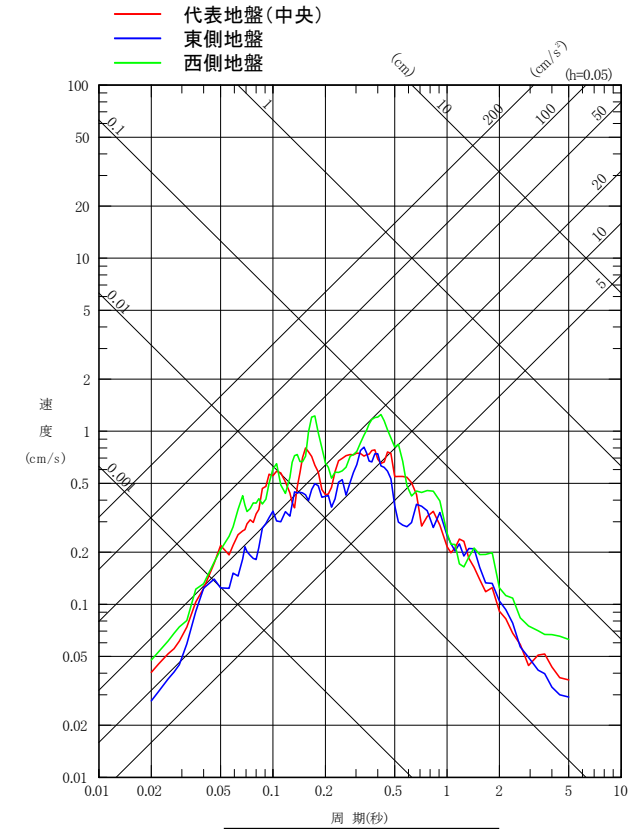
・以上より、鉛直アレー観測における解放基盤表面以浅の地震動の増幅については、解放基盤表面以浅の地盤構造の影響によるものであることが確認できた。



NS方向



EW方向



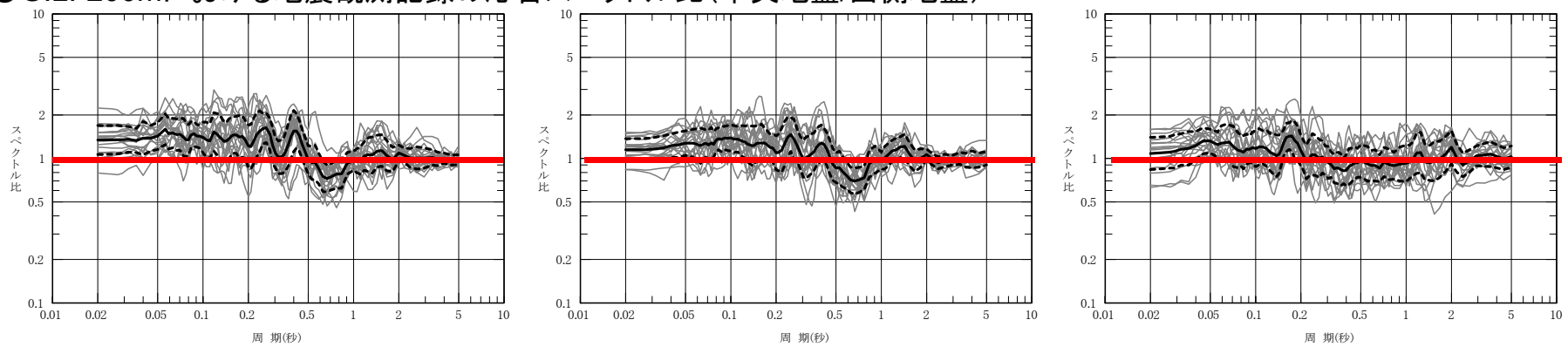
UD方向

地震観測記録に基づく中央地盤と西側地盤の比較(1)



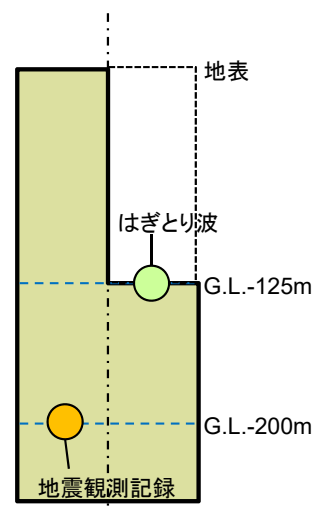
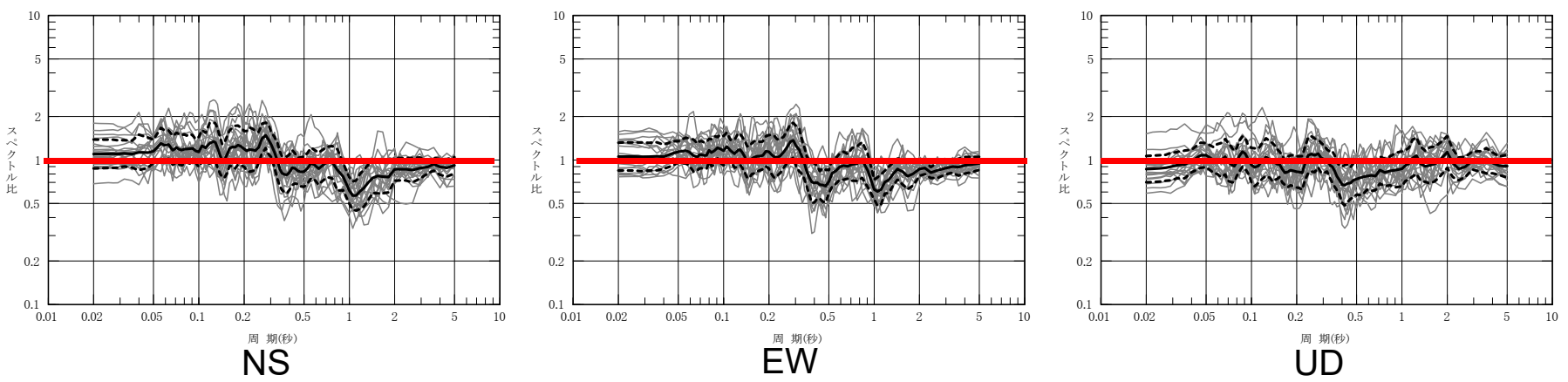
- ・G.L.-200mにおける地震観測記録及びG.L.-200mの地震観測記録を用いたG.L.-125mにおけるはざとり解析結果について、中央地盤/西側地盤の応答スペクトル比を下図に示す。
- ・下図に示した地震観測記録及びはざとり波の応答スペクトル比によれば、中央地盤と西側地盤では、ほぼ同等の観測記録が得られている。特に、施設の主要周期帯である0.5sより短周期側については、中央地盤の観測記録の方が大きい結果となっている。
- ・G.L.-125mにおけるはざとり波については、一部周期帯において、スペクトル比が小さくなる傾向があるが、この要因としては、西側地盤のはざとり地盤モデルの伝達関数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



— 平均値
- - - 平均値±σ
— 各地震

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)



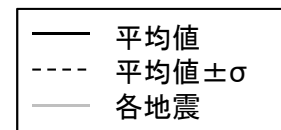
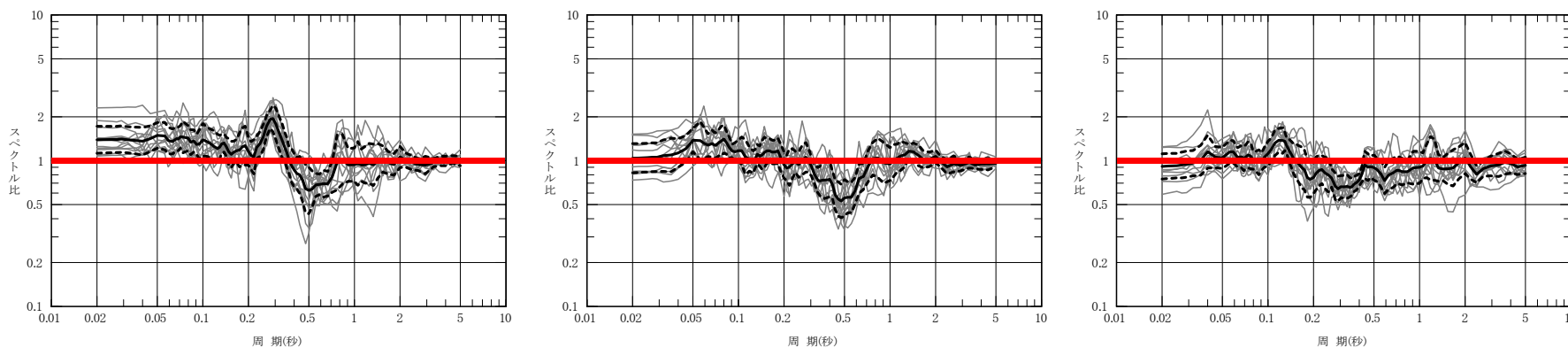
地震観測記録とはざとり波の概要

地震観測記録に基づく中央地盤と西側地盤の比較(2)

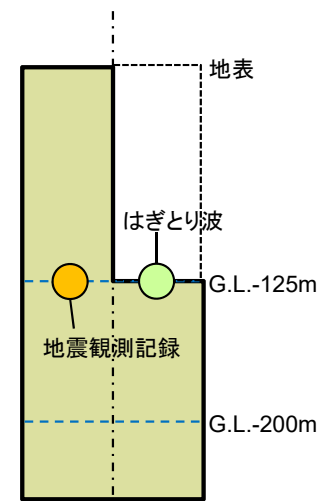
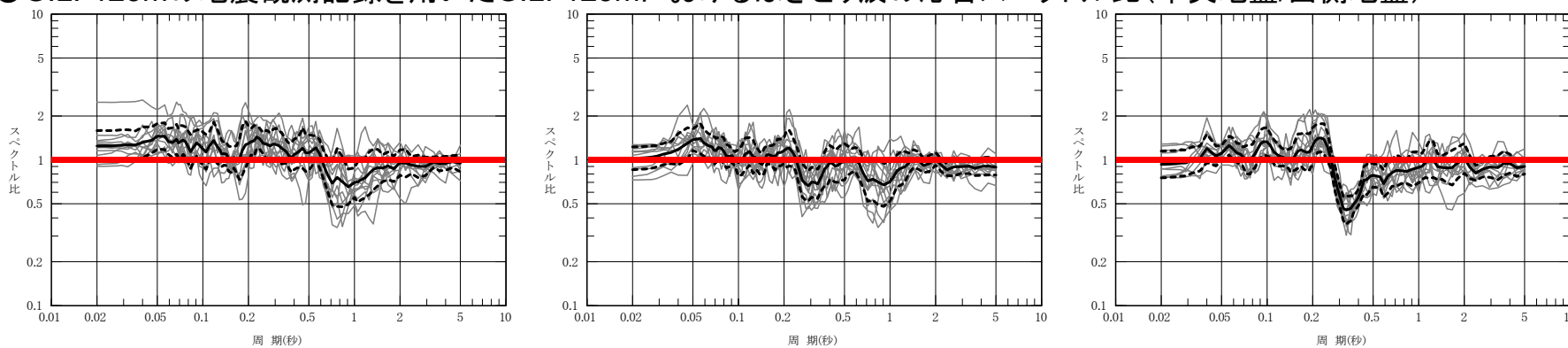


- ・G.L.-125mにおける地震観測記録及びG.L.-125mの地震観測記録を用いたG.L.-125mにおけるはざとり解析結果について、中央地盤/西側地盤の応答スペクトル比を下図に示す。
- ・下図に示した地震観測記録及びはざとり波の応答スペクトル比によれば、中央地盤と西側地盤では、ほぼ同等の観測記録が得られている。特に、施設の主要周期帯である0.5sより短周期側については、中央地盤の観測記録の方が大きい結果となっている。
- ・G.L.-125mにおけるはざとり波については、一部周期帯において、スペクトル比が小さくなる傾向があるが、この要因としては、西側地盤のはざとり地盤モデルの伝達関数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



地震観測記録とはざとり波の概要

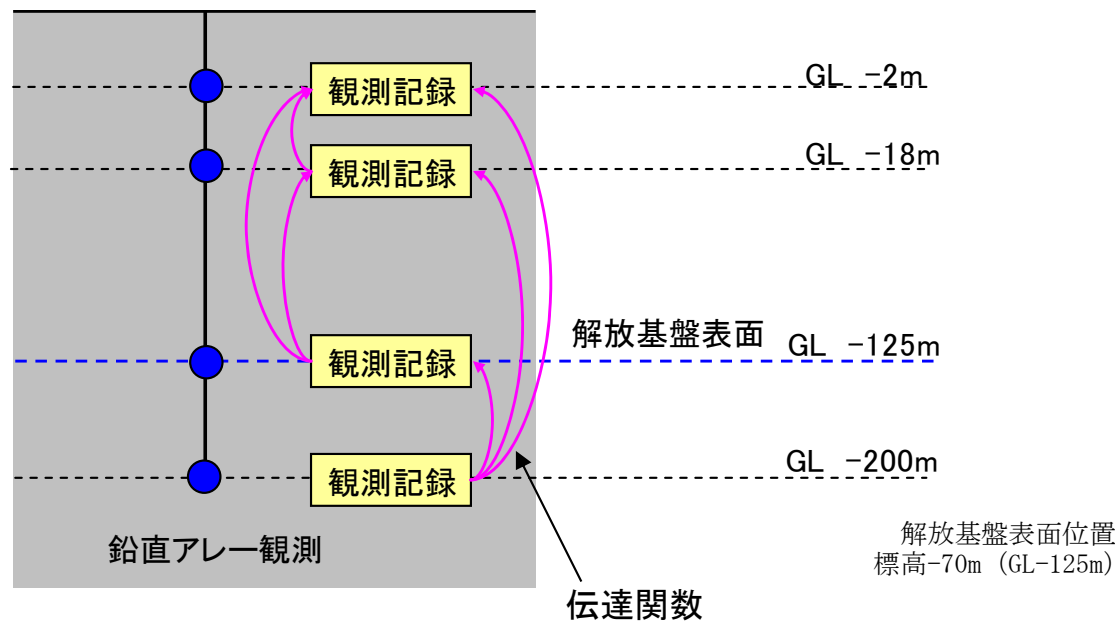
NS

EW

UD

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 ³)	減衰定数	
				h ₀	n
55 (GL 0m)	2	530	1.94	0~0.5	0.5~1
53 (GL -2m) ●	1.5	530	1.94	0~0.5	0.5~1
51.5 (GL -3.5m)	1.5	530	1.94	0~0.5	0.5~1
50 (GL -5m)	13	620	1.64	0~0.5	0.5~1
37 (GL -18m) ●	2	620	1.64	0~0.5	0.5~1
35 (GL -20m)	40	820	1.75	0~0.5	0.5~1
-5 (GL -60m)	60	900	1.85	0~0.5	0.5~1
-65 (GL -120m)	5	930	1.85	0~0.5	0.5~1
-70 (GL -125m) ●	75	930	1.85	0~0.5	0.5~1
-145 (GL -200m) ●	∞	930	1.85	0~0.5	0.5~1

●: 代表地盤観測点(中央)の地震計設置位置

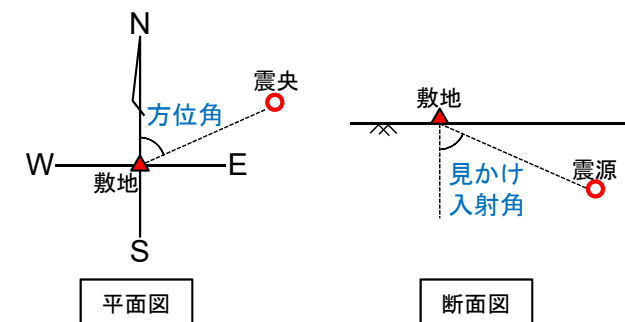
$$h = h_0 \cdot f^{-n}$$

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/s²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

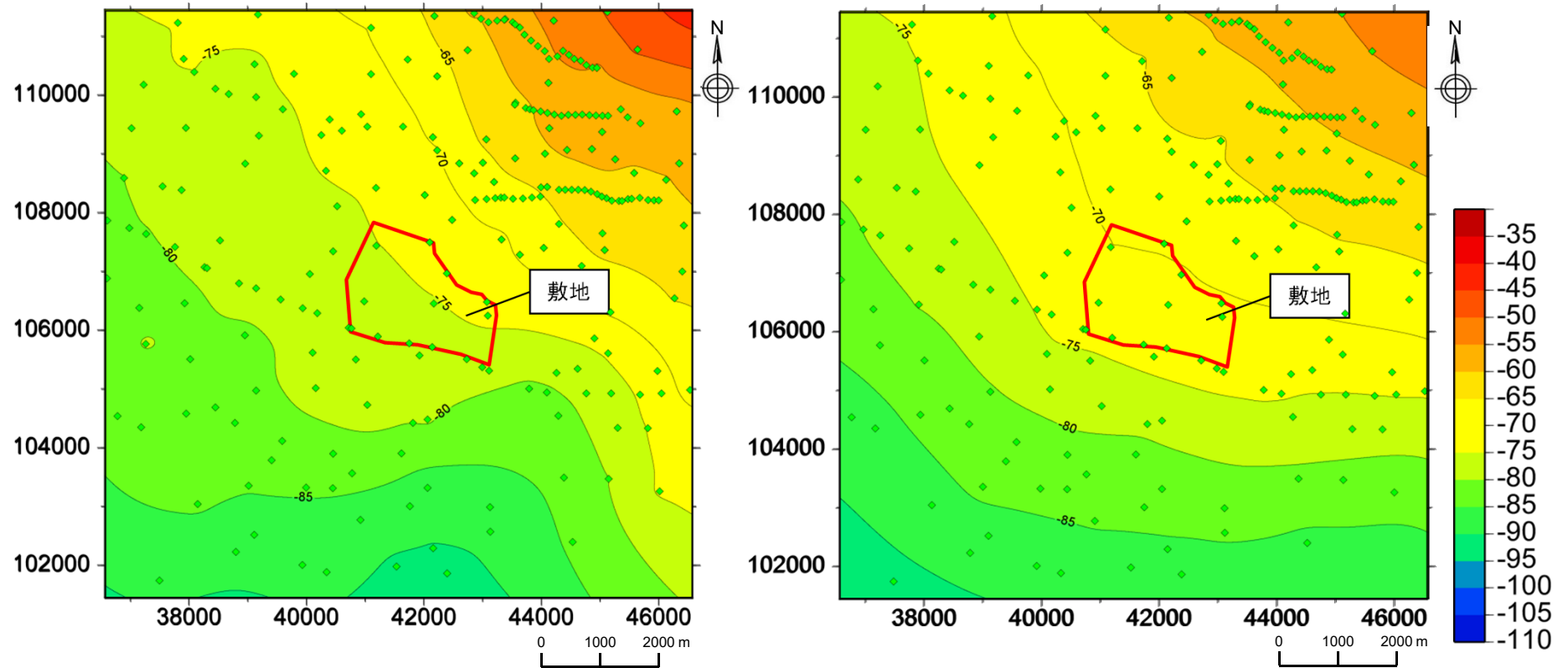
No.	発震日時		震源地	震源深さ km	M	震央距離 km	方位角 °	見かけ入射角 °
	日付	時刻						
1	1995/12/30	21:11	三陸東方はるか沖	0.0	6.5	207	97	90.0
2	1995/12/30	21:17	青森県東方沖	0.0	6.2	189	98	90.0
3	1997/2/20	16:55	浦河南方沖	49.0	5.9	157	55	72.6
4	1999/3/19	2:55	青森県東方沖	29.0	5.8	160	87	79.7
5	1999/10/3	6:08	三陸東方はるか沖	4.4	5.7	180	118	88.6
6	2000/10/3	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。



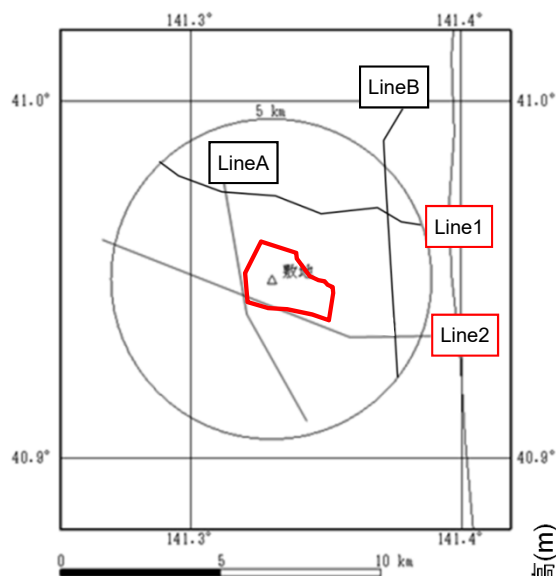
観測ブーゲー異常

計算ブーゲー異常

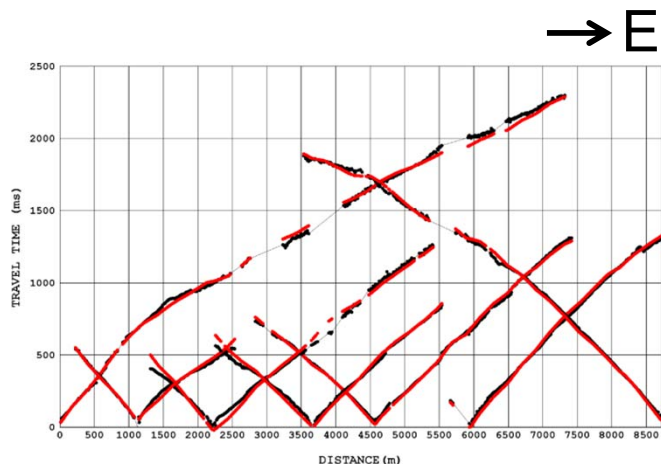
ブーゲー異常比較図

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)

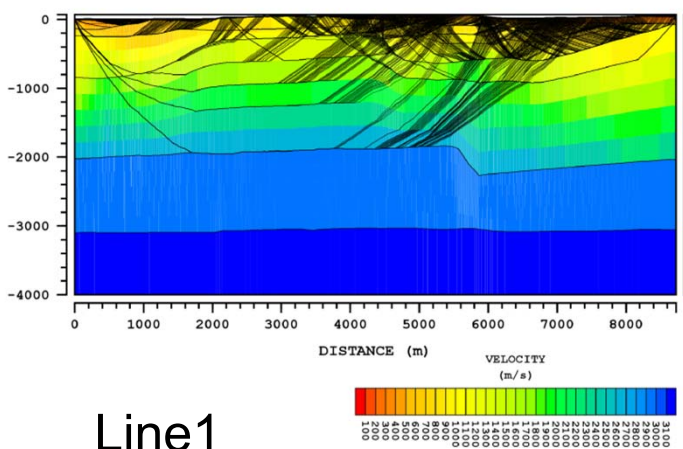
・ 3次元地下構造モデルを用いて、反射法地震探査の測線上における走時曲線の再現解析を行った結果、得られた初動走時が再現できている。



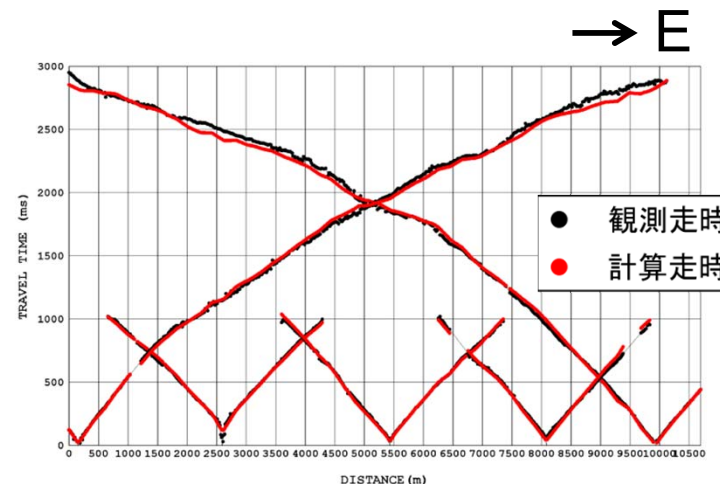
反射法測線位置図



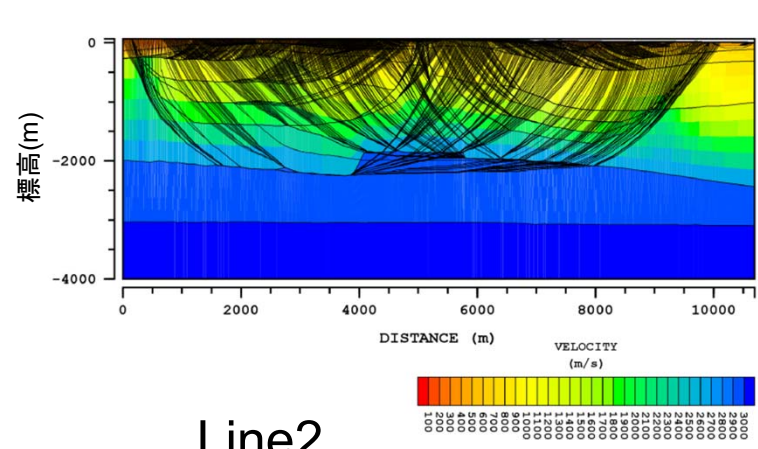
走時データのフィッティング



Line1



走時データのフィッティング



Line2

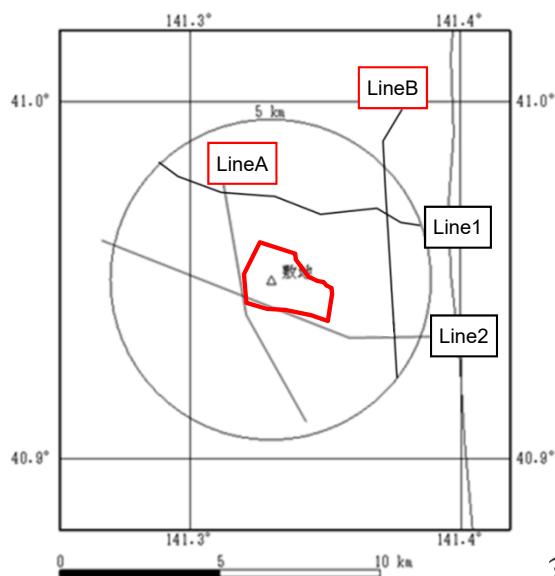
反射法地震探査における走時比較図

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)

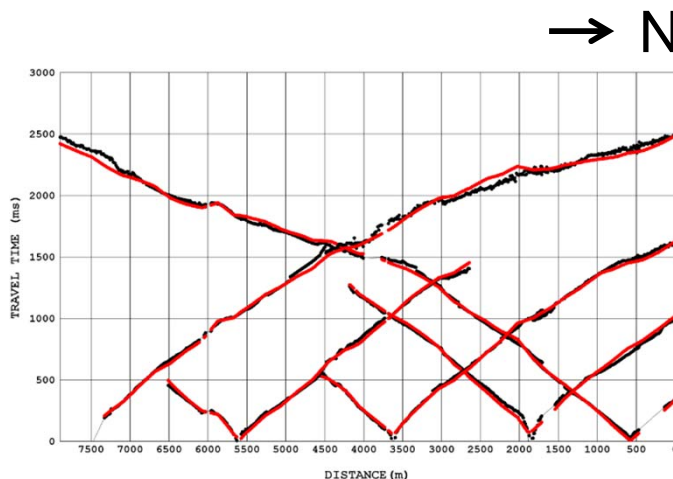
H30.10.31
資料1-4-2
p20 再掲



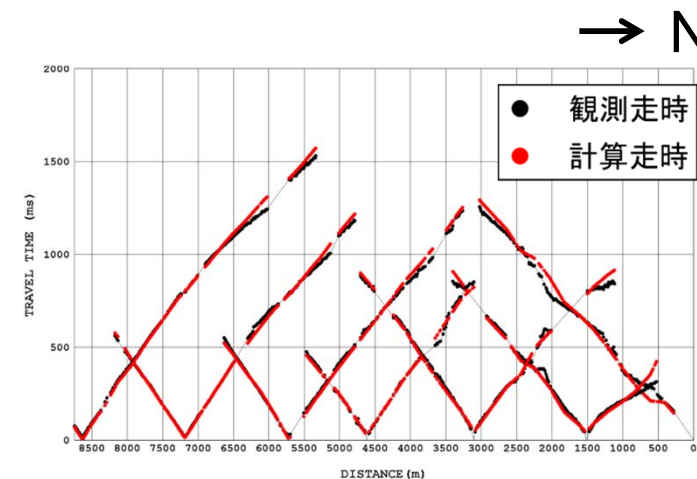
・ 3次元地下構造モデルを用いて、反射法地震探査の測線上における走時曲線の再現解析を行った結果、得られた初動走時が再現できている。



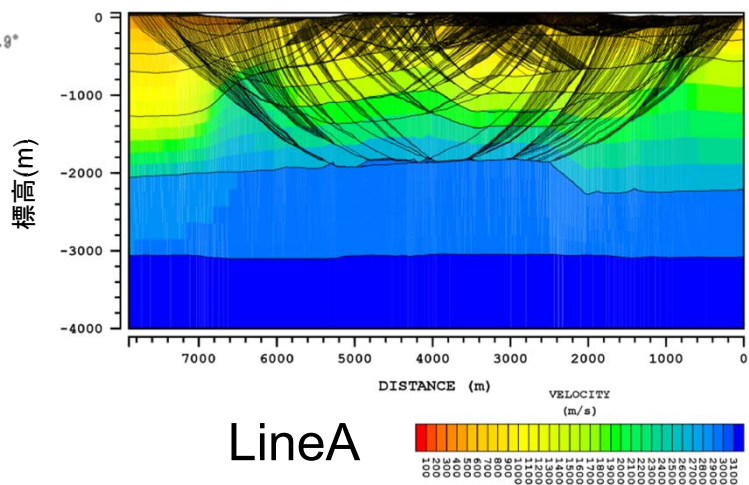
反射法測線位置図



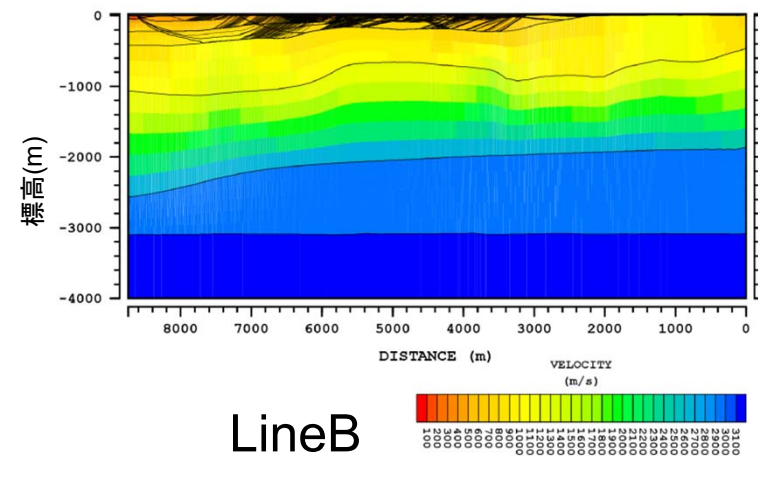
走時データのフィッティング



走時データのフィッティング



LineA

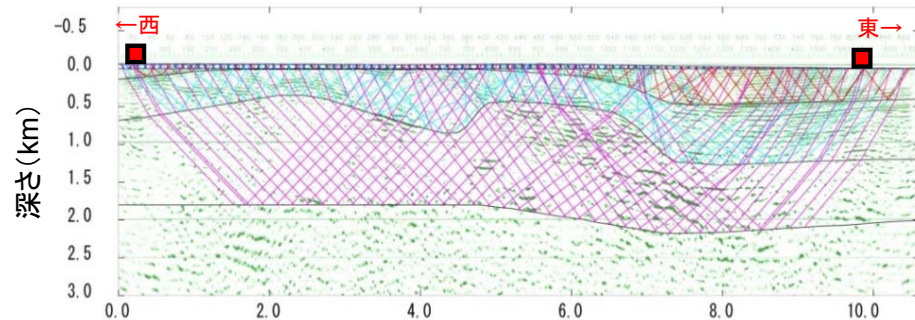


LineB

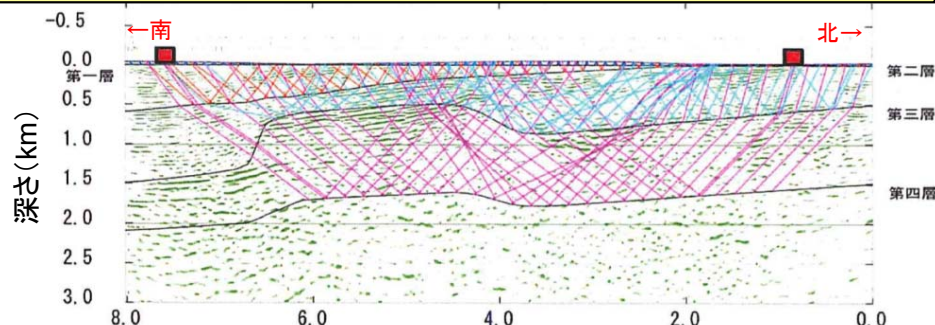
反射法地震探査における走時比較図

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)

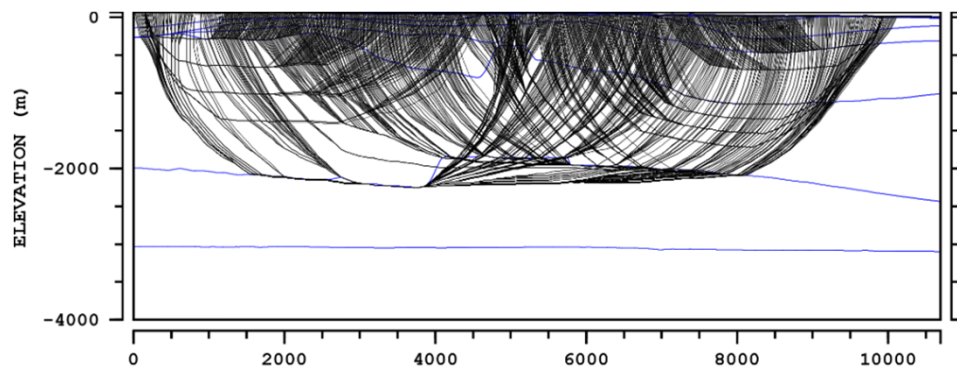
・3次元地下構造モデルを用いて、屈折法地震探査の走時の再現解析を行った結果、3次元地下構造モデルの速度構造から計算された波線と、屈折法探査結果による計算波線は概ね整合している。



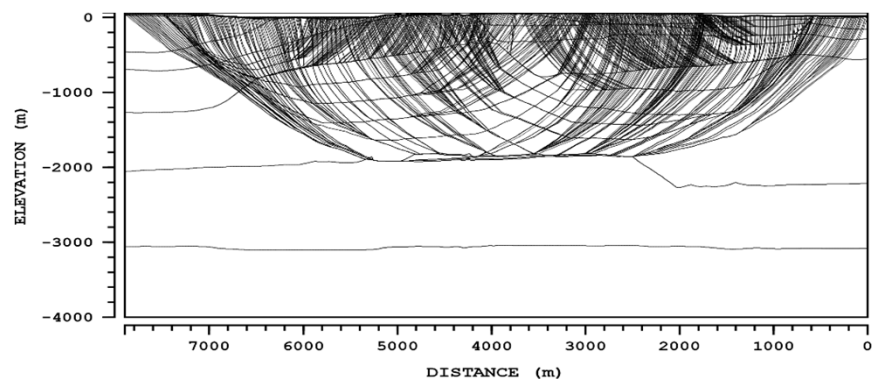
屈折法地震探査結果による計算波線(Line2)



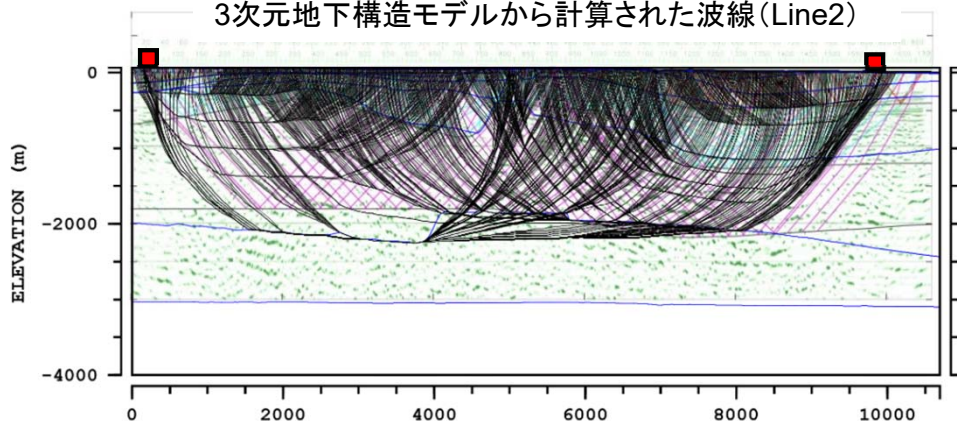
屈折法地震探査結果による計算波線(LineA)



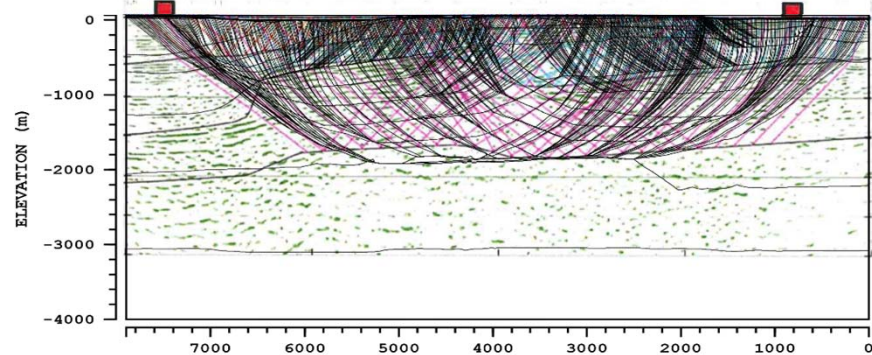
3次元地下構造モデルから計算された波線(Line2)



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)



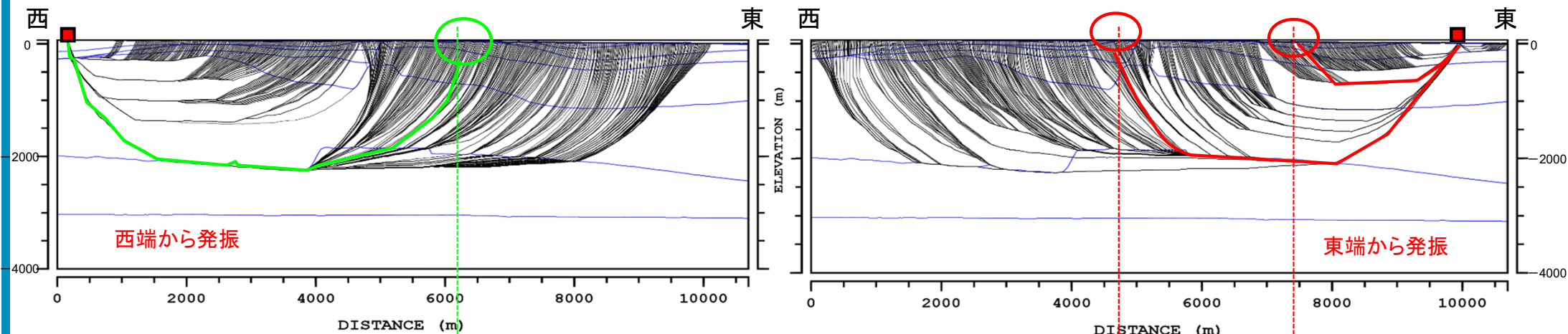
上の2図を重ね合わせた比較図(LineA)

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)

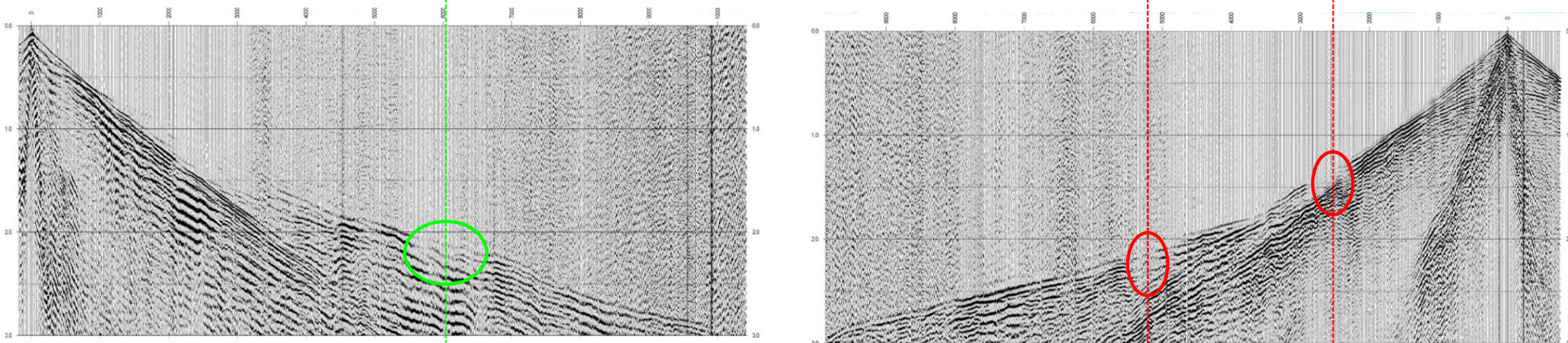
H30.10.31
資料1-4-2
p22 再掲



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小さい地点(下図丸囲み部分)は、傾斜部分・段差部分等を通過した影響で、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)



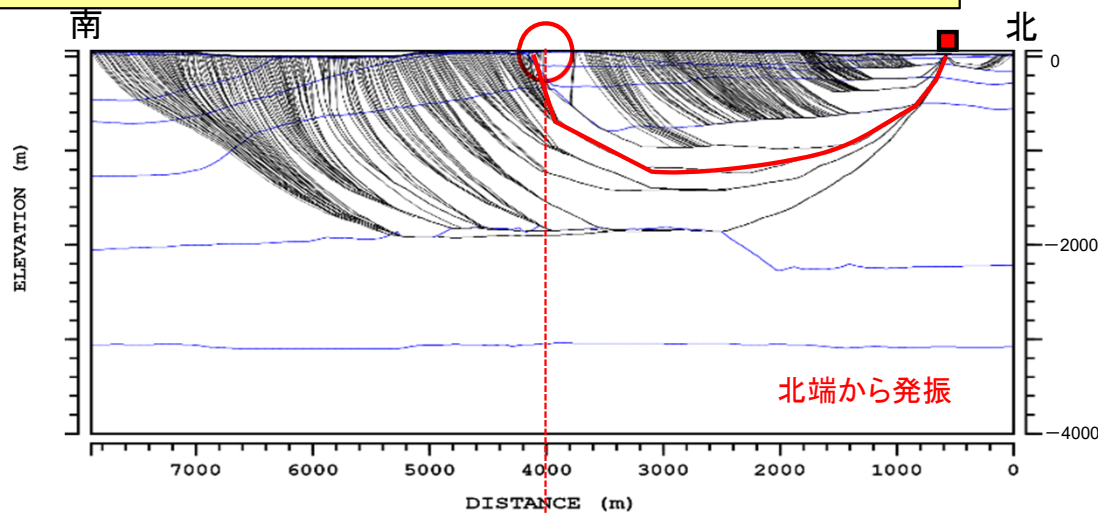
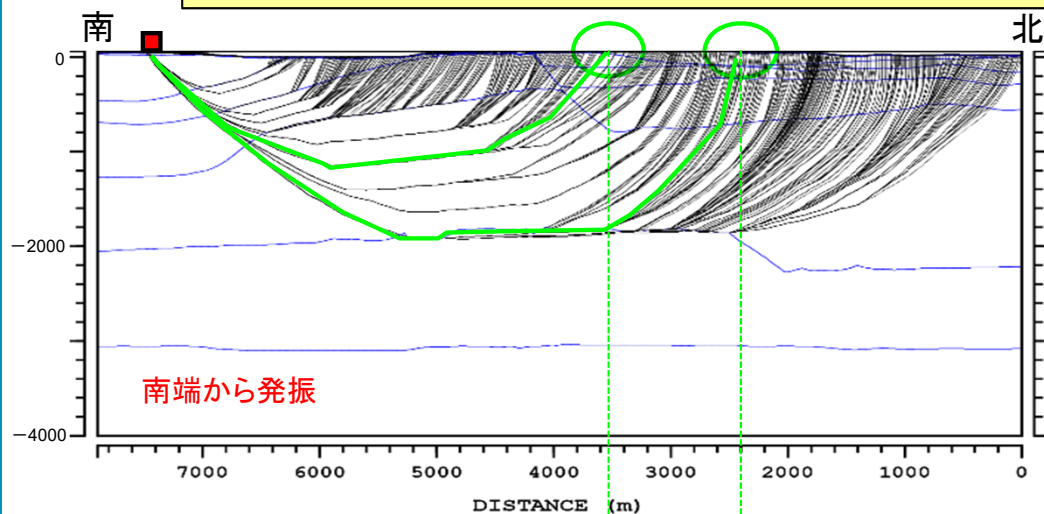
実測波形(Line2)

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)

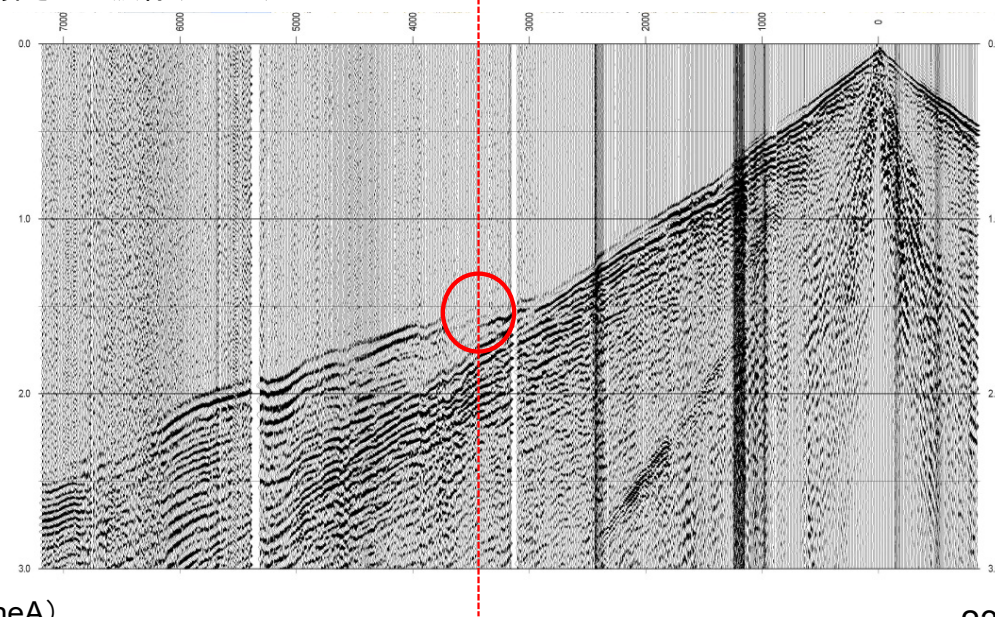
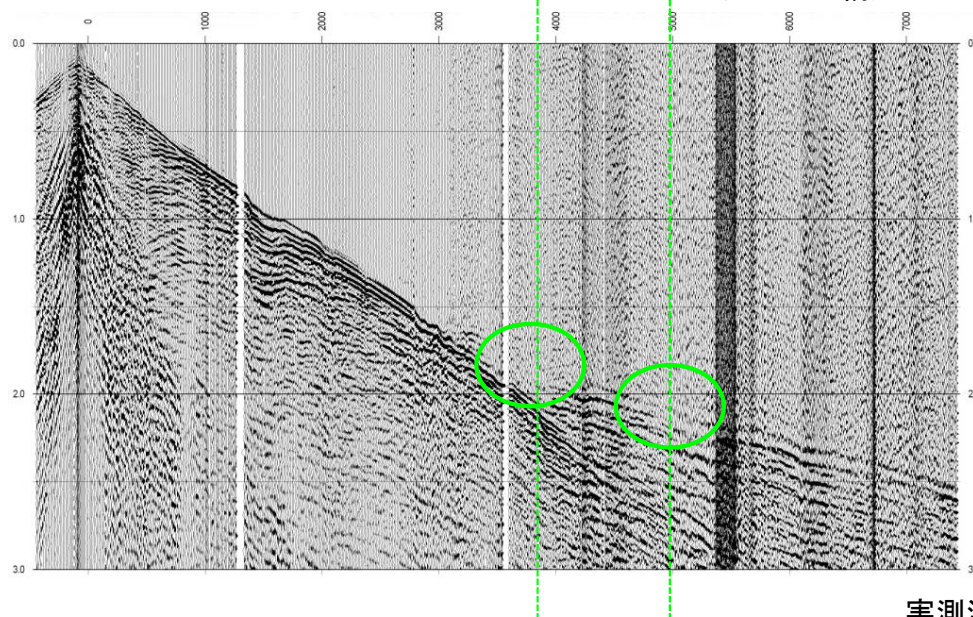
H30.10.31
資料1-4-2
p23 再掲



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小さい地点(下図丸囲み部分)は、傾斜部分・段差部分等を通過した影響で、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。



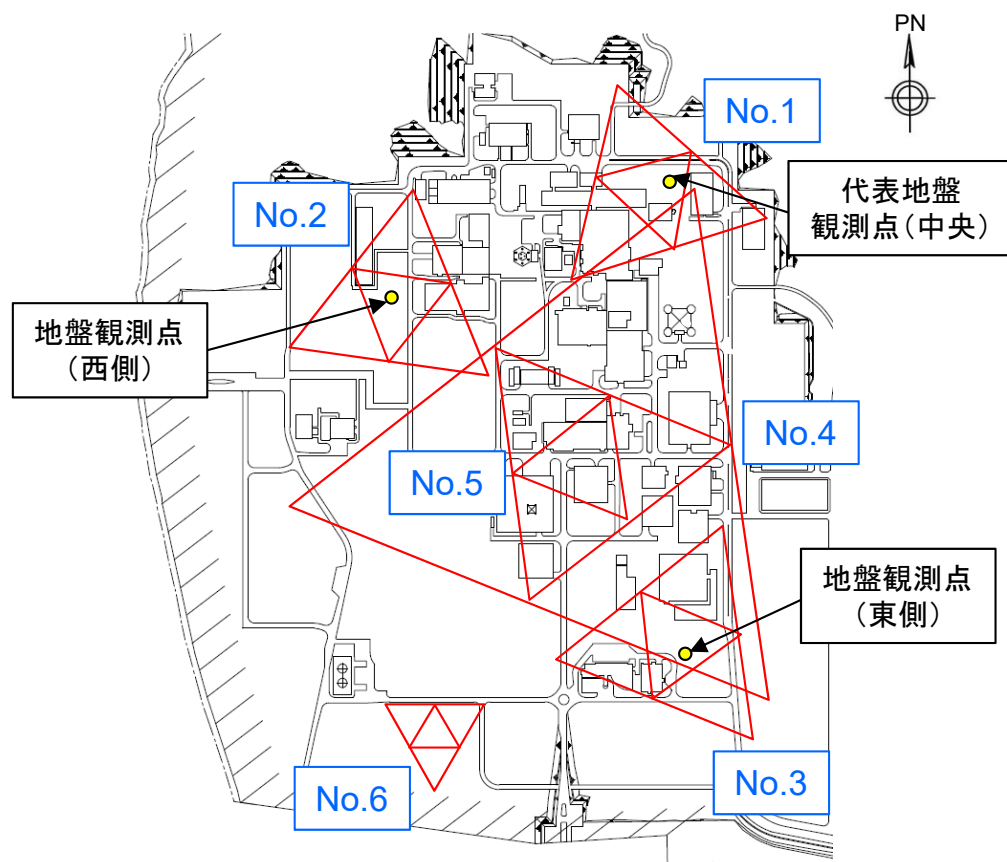
3次元地下構造モデルから計算された波線(LineA)



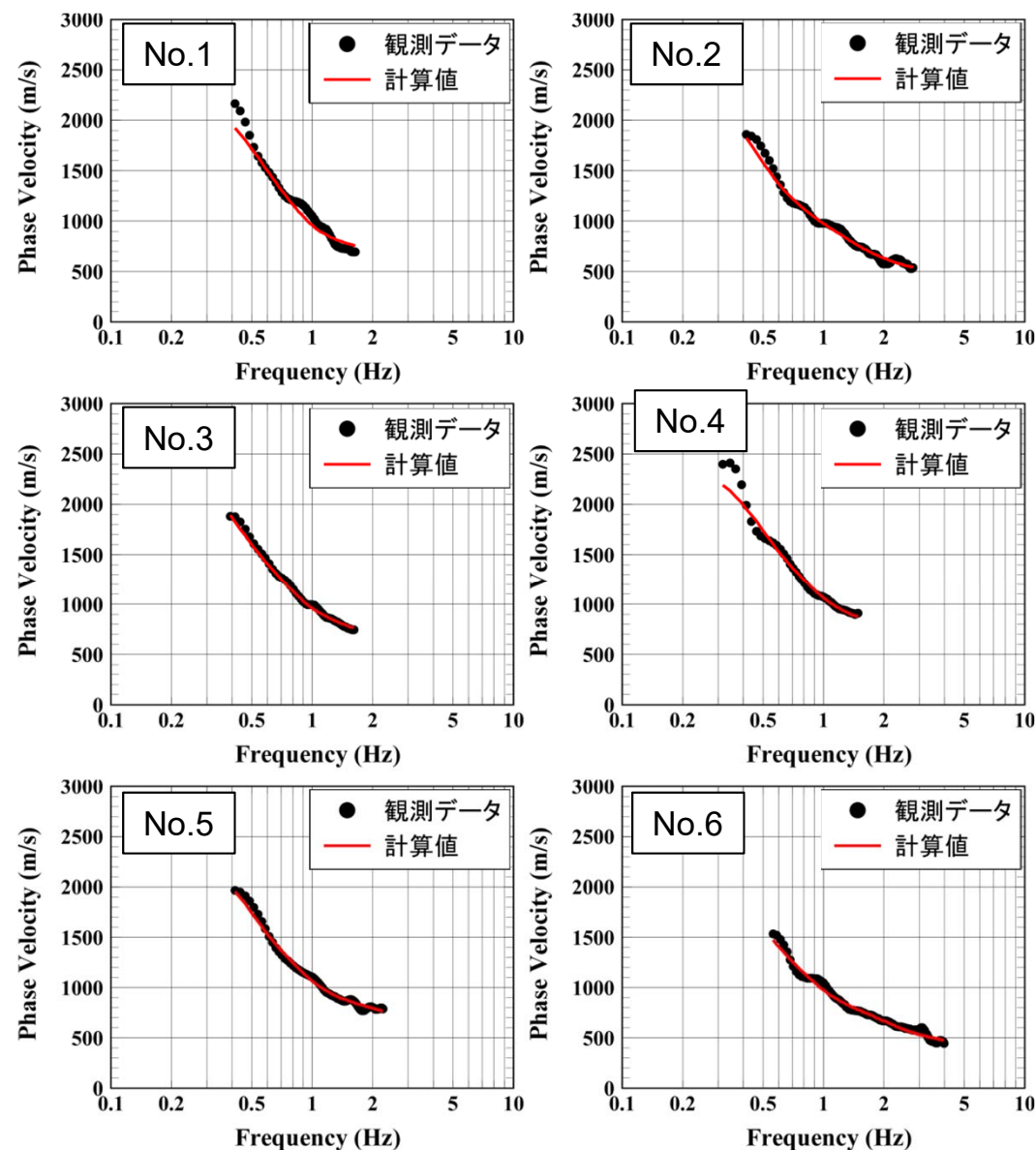
実測波形(LineA)

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。



微動アレー観測位置



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)

H30.10.31
資料1-4-2
p25 再掲



・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。

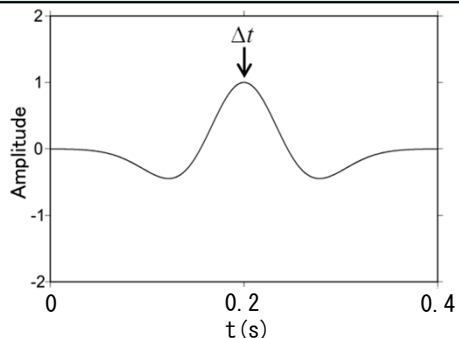
・シミュレーションの計算条件

条件	設定値
計算ステップ	0.00085秒 $V_{pmax}=5629\text{m/s}$ $V_{max} \cdot dt \cdot dx < 0.49$ $dt < 0.49 \cdot 10 / 5629 = 0.00089$
計算時間	17秒
格子配置	応力速度 スタaggerドグリッド Vrioux(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方向の変位コシカカーウェーブレット速度成分として入力 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[Serjan(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)	($V_{min}=500\text{m/s}$, $T_c=0.2\text{s}$) $\lambda_{min}=V_{min} \cdot T_c=100\text{m}$
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。

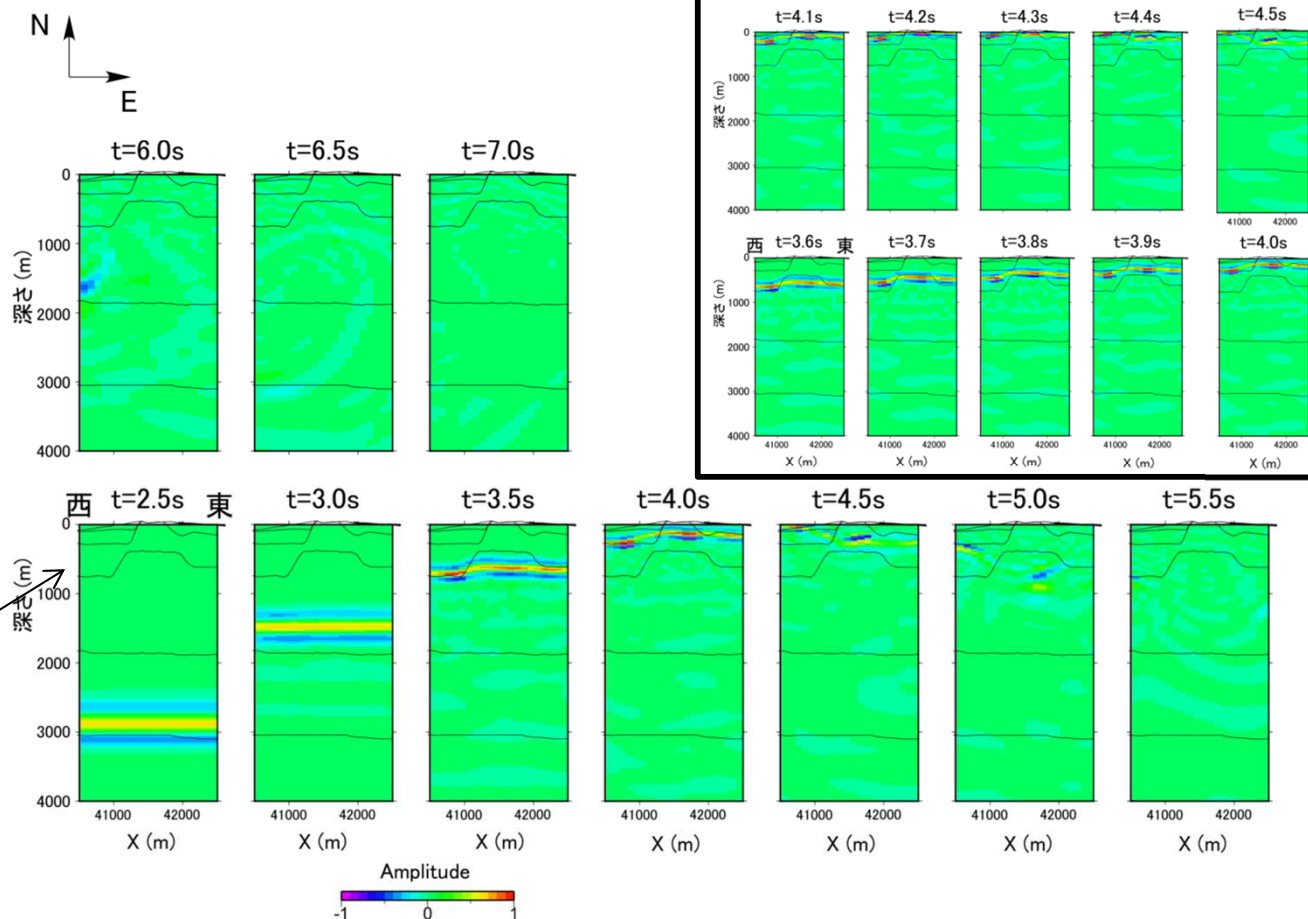
使用したRicker波の緒元



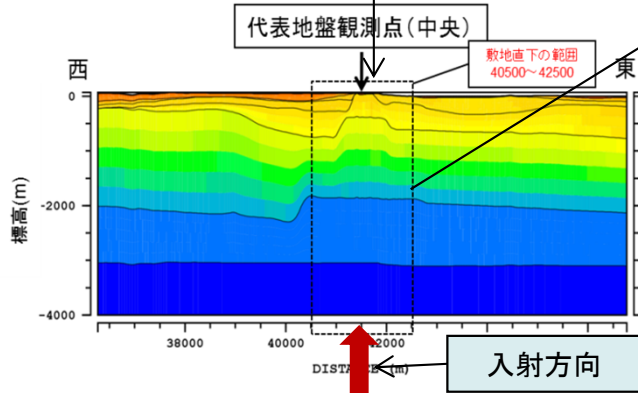
$$\left(1 - 2\left(\frac{\pi}{Tc}(t - \Delta t)\right)^2\right) \times \exp\left(-\left(\frac{\pi}{Tc}(t - \Delta t)\right)^2\right)$$

Tc: 中心周波数 = 5Hz Δt: ピークタイム = 0.2秒

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)



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



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

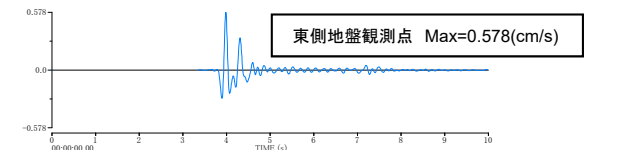
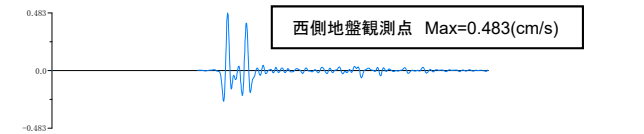
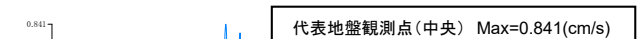
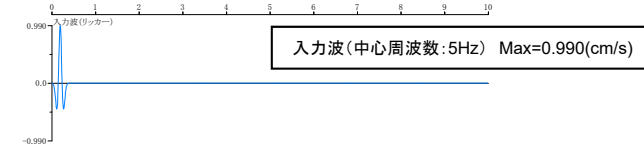
波形入力による増幅シミュレーション結果(各地盤観測点(G.L.-125m)の出力波)

H30.10.31
資料1-4-2
p27 再掲

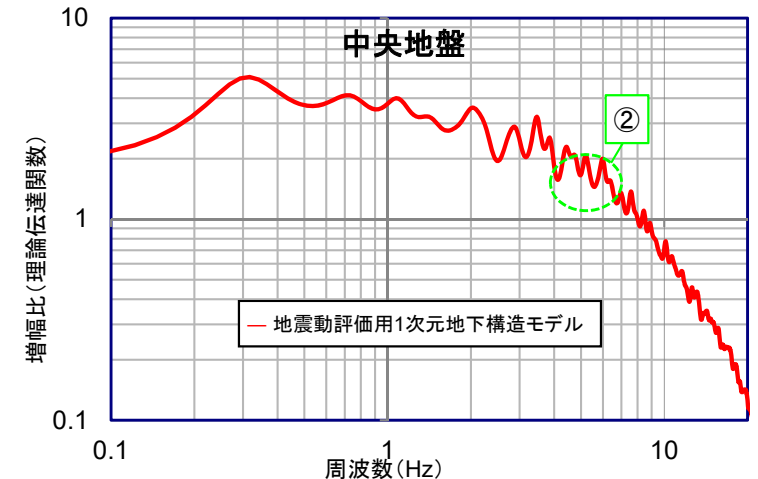


・3次元地下構造モデルへのRicker波の入力に対する、G.L.-125mでの出力波形及び応答スペクトル(3地盤観測点)を以下に示す。

・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)。

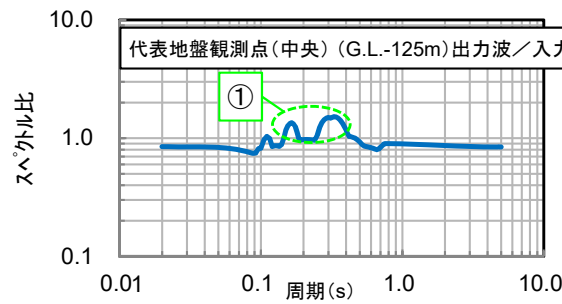
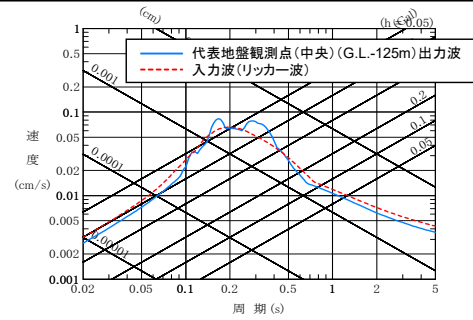


入力波及びG.L.-125mにおける各地盤観測点位置の出力波

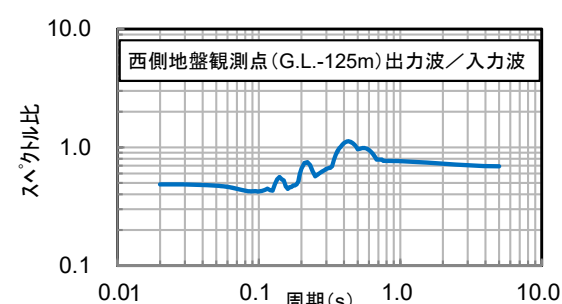
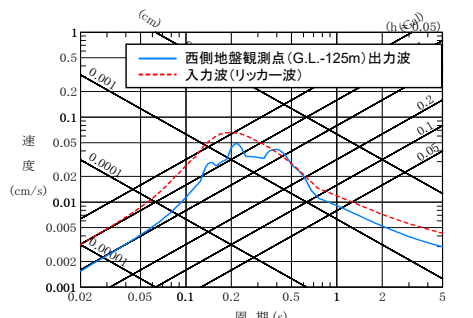


地震動評価用1次元地下構造モデルとの比較(増幅比)

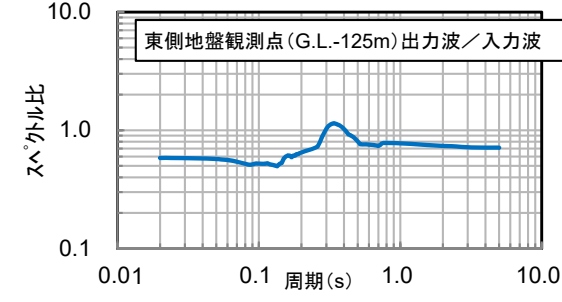
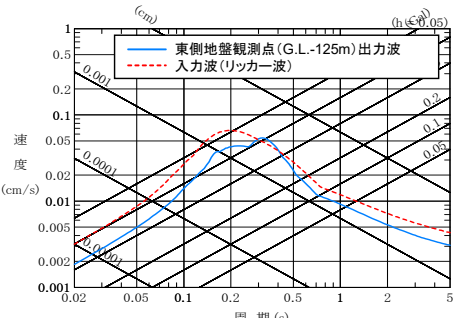
中央地盤



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

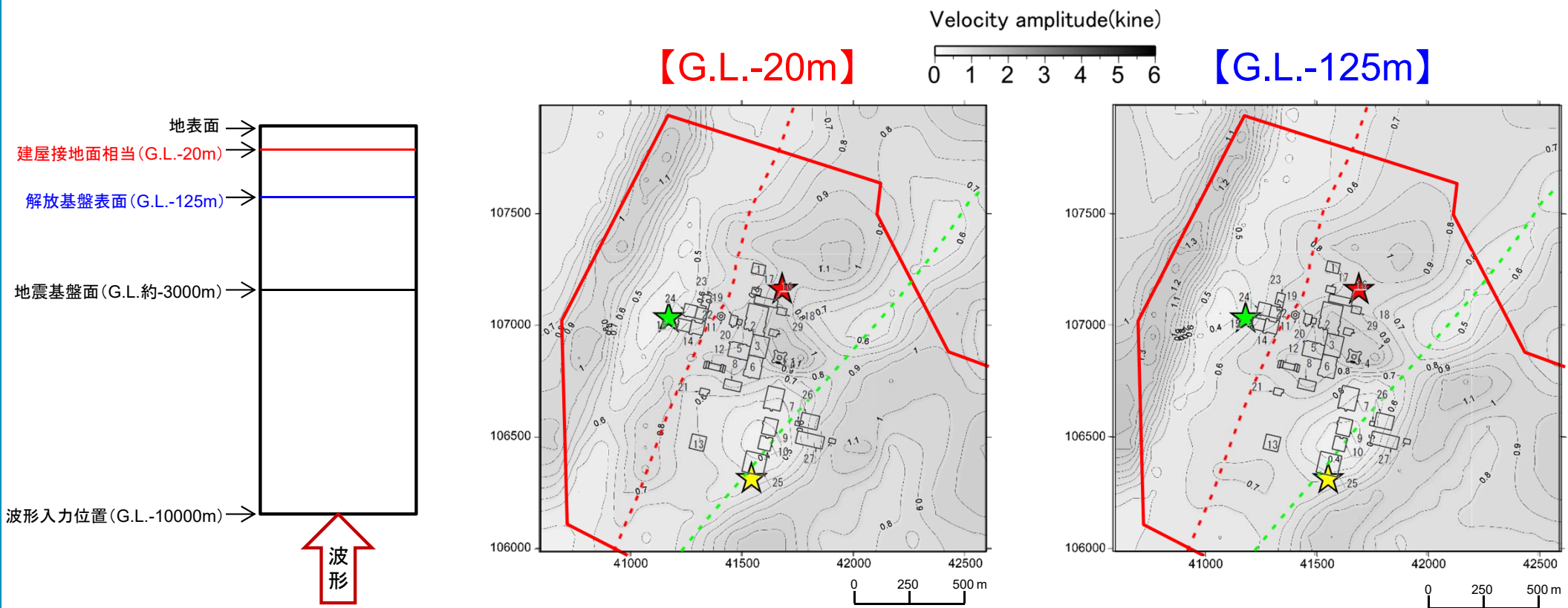
1. 地下構造モデルの策定 / 1.4 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 波形入力による増幅シミュレーション結果(建屋接地面相当)(1)

・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

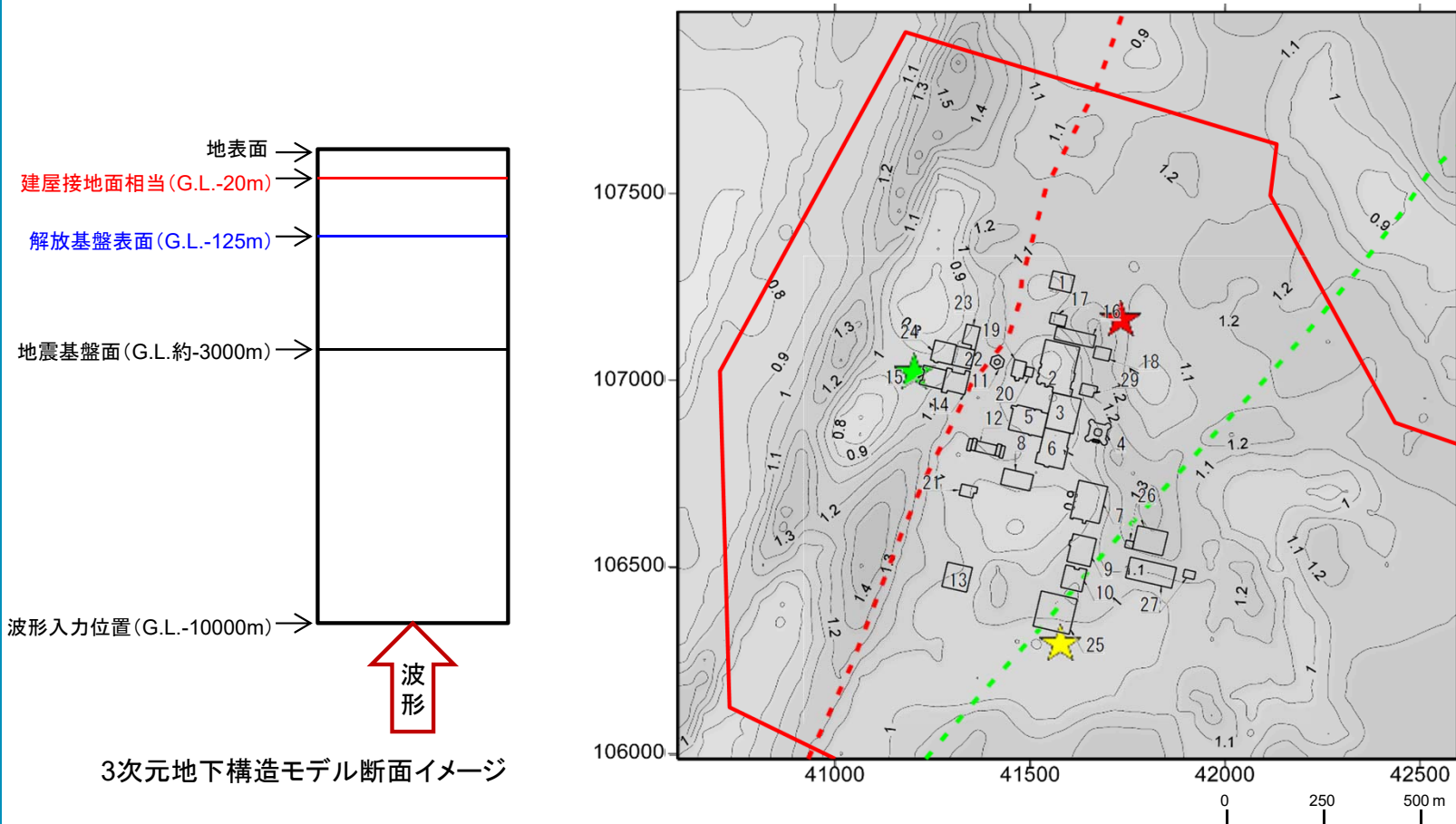
1. 地下構造モデルの策定 / 1.4 3次元地下構造モデルを用いた深部地盤モデルの検証 波形入力による増幅シミュレーション結果(建屋接地面相当)(2)

・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]



- ★ 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: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・エンデース貯蔵建屋	○		
2	使用済燃料受入れ・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	制酸建屋	○		
9	ウラン・プルトニウム混合貯蔵建屋	○		
10	ウラン・プルトニウム混合高レベル貯蔵建屋	○		
11	北極気筒窓(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	チタニウムボックス・ホーナルボイラー処理建屋	○		
14	第1ガラス固化体貯蔵建屋(車庫)	○		
15	第1ガラス固化体貯蔵建屋(西棟)	○		
16	使用済燃料輸送容器管理建屋	○		
17	使用済燃料輸送容器管理建屋(ローアエリア)	○		
18	使用済燃料の受入れ施設及び貯蔵施設 安全冷却水系冷却塔A(基礎)	○		
19	使用済燃料の受入れ施設及び貯蔵施設 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	再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B棟	○	○	
23	ガラス固化体貯蔵建屋B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(重油貯蔵タンク含む)	○	○	○
27	第1保管庫・貯水所(軽油貯蔵タンク含む)	○	○	○
28	第2保管庫・貯水所(軽油貯蔵タンク含む)	○	○	○
29	再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、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

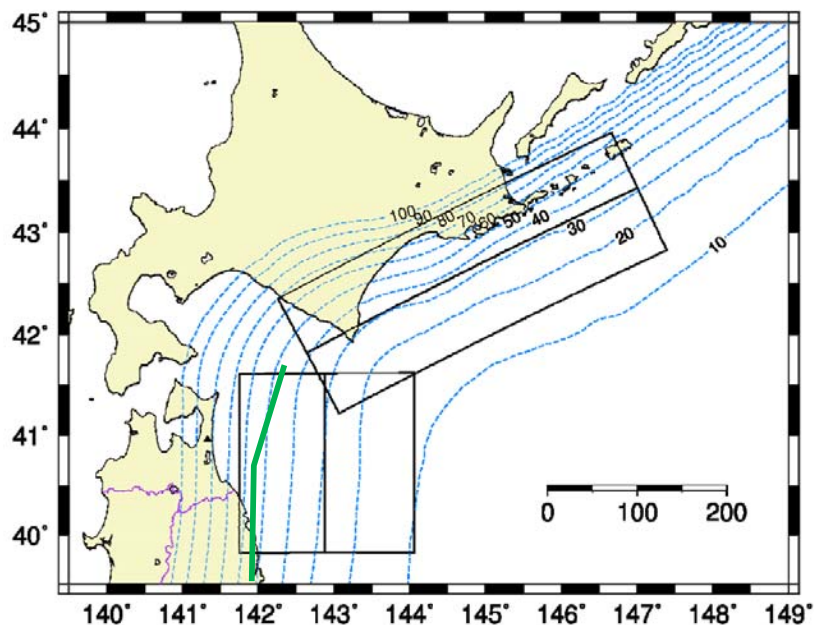
2.1 プレート間地震 / 2.1.1 断層モデルの設定 断層面位置の設定に係る検討(1)

H30.10.31
資料1-4-2
p31 再掲



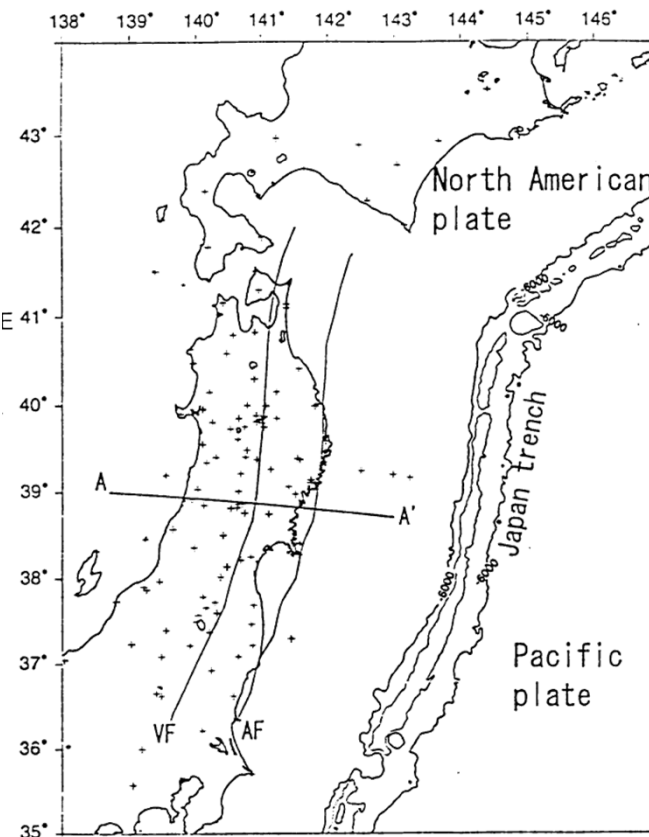
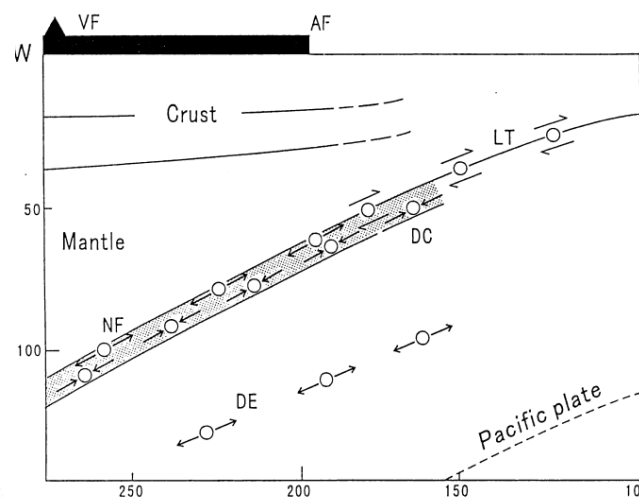
■断層面西端に関する検討

- 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ISMICK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ISMICK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ISMICK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。



— :アサISMICKフロント

「三陸沖北部～根室沖の連動」の震源断層位置



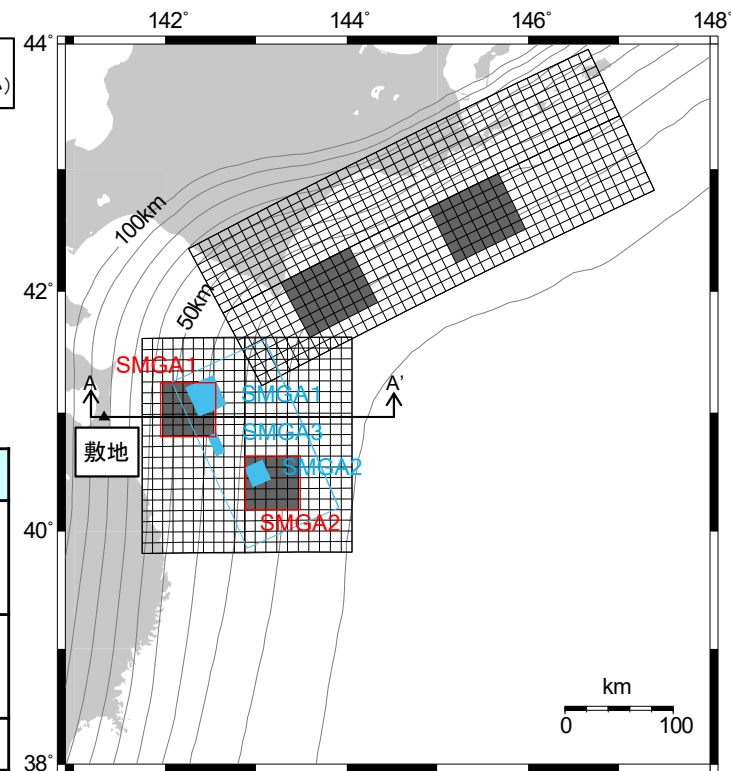
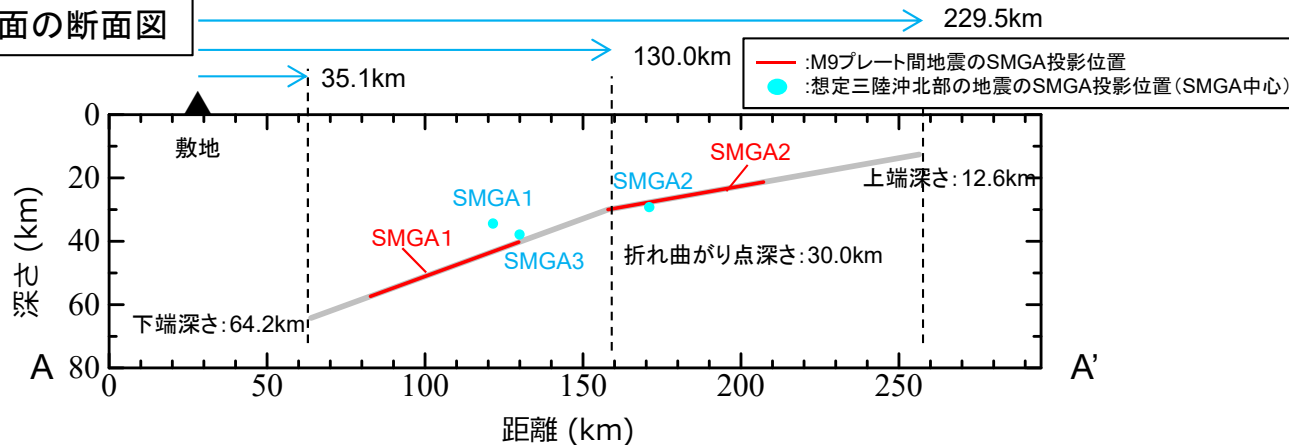
Igarashi et al.(2001)によるアサISMICKフロント位置
(図中AF:アサISMICKフロント, LT:プレート間地震)

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端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、海洋プレート上端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。

敷地前面の断面図



M9プレート間地震モデル			想定三陸沖北部の地震モデル			
SMGA	敷地と各SMGA 中心との距離 (km)	短周期レベル (Nm/s ²)	SMGA	敷地と各SMGA 中心との距離 (km)	短周期レベル (Nm/s ²)	短周期レベルの 合計値 (Nm/s ²)
SMGA1	90.2	1.86 × 10 ²⁰	SMGA1	102.2	1.12 × 10 ²⁰	1.73 × 10 ²⁰
			SMGA3	110.9	1.32 × 10 ²⁰	
SMGA2	170.4	1.86 × 10 ²⁰	SMGA2	154.8	7.45 × 10 ¹⁹	同左

2.1 プレート間地震 / 2.1.1 断層モデルの設定 断層パラメータの妥当性確認(地震調査委員会(2004)の知見)

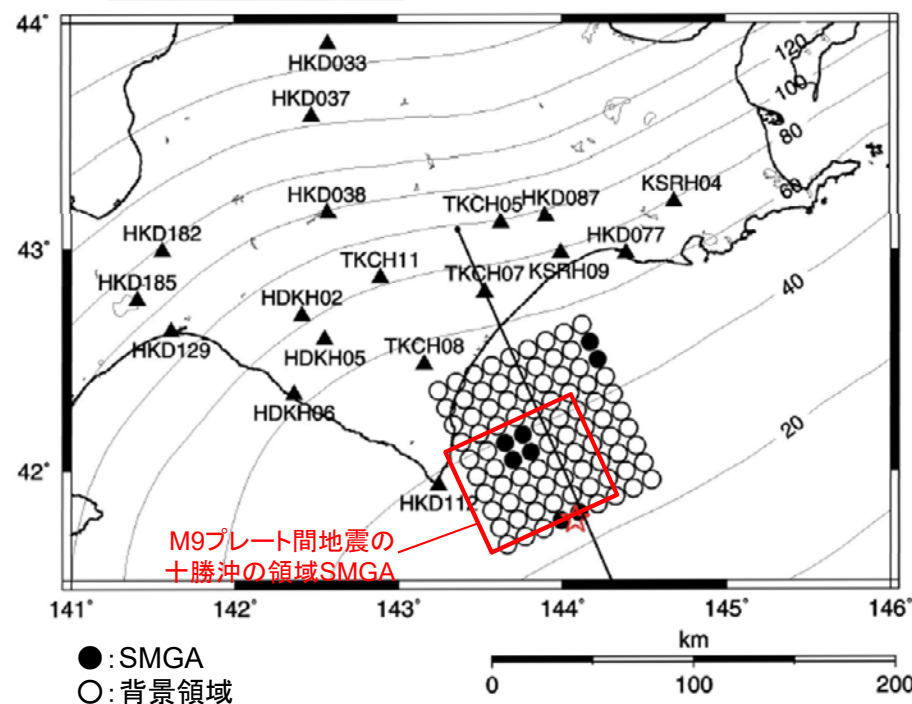
H30.10.31
資料1-4-2
p33 再掲



- ▶ 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 ²)	180.6 361.2 180.6	722.4	3750
SMGAの 地震モーメント (Nm)	3.50×10^{19} 9.89×10^{19} 3.50×10^{19}	1.69×10^{20}	3.00×10^{21}
SMGAの 短周期レベル (Nm/s ²)	5.42×10^{19} 7.66×10^{19} 5.42×10^{19}	9.34×10^{19}	1.63×10^{20}



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。

2.1 プレート間地震 / 2.1.1 断層モデルの設定

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100,000km²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、アサシ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。

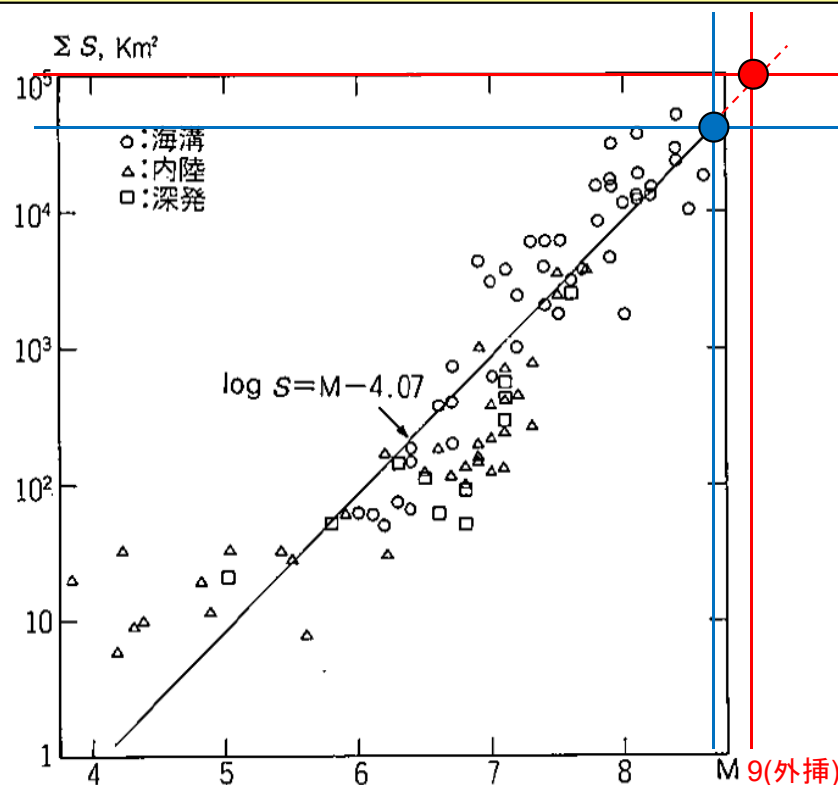
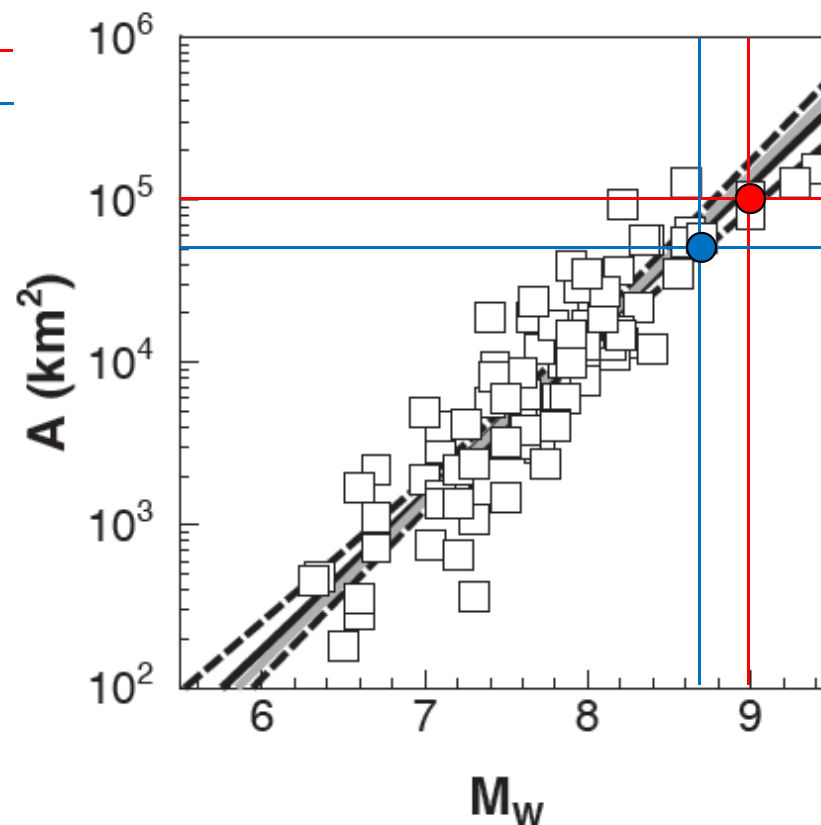


図 2-2 断層の面積 (総面積) とマグニチュードとの関係

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

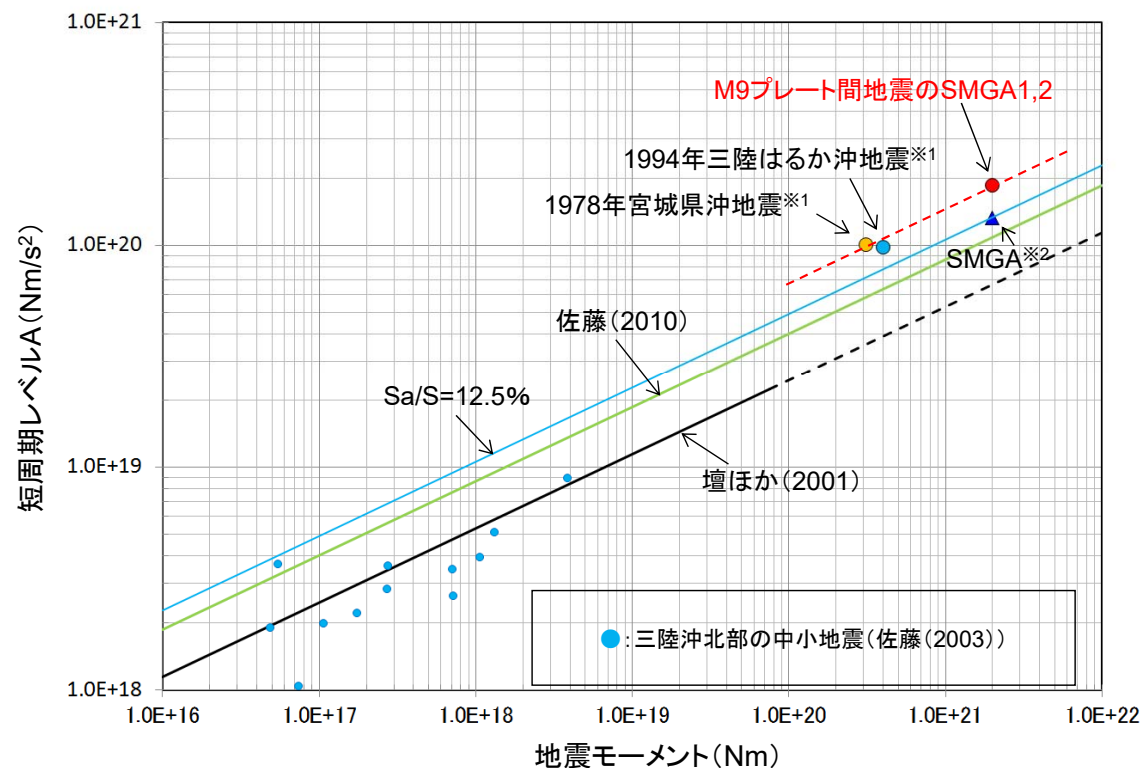
2.1 プレート間地震 / 2.1.1 断層モデルの設定

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

- 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。

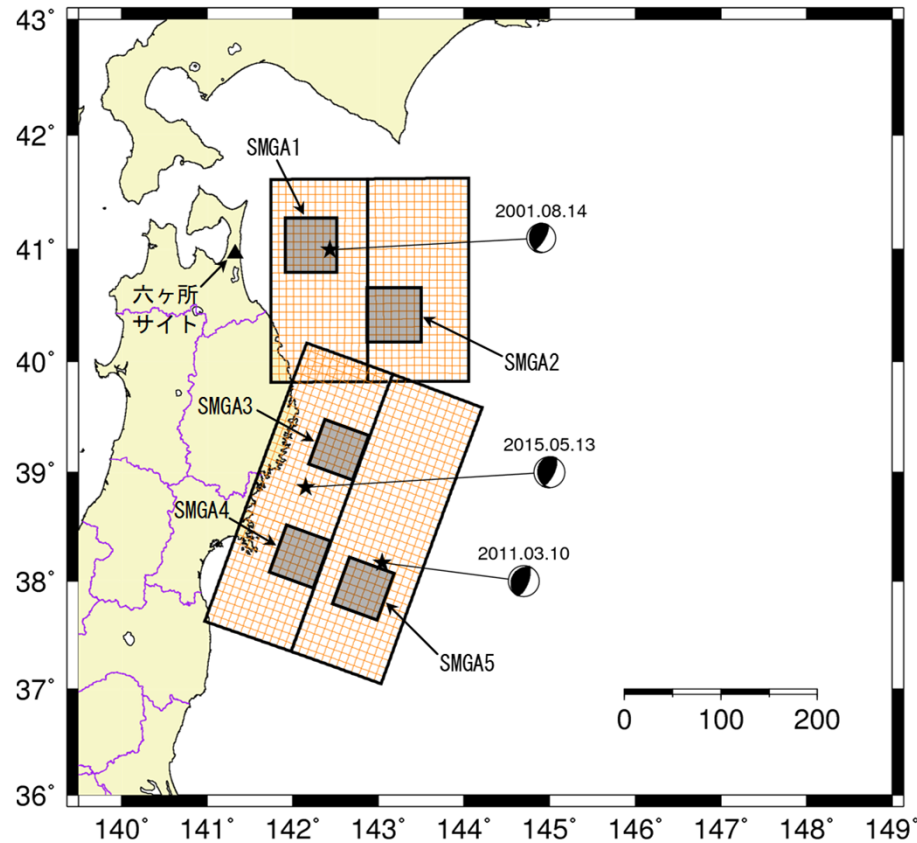
2.1 プレート間地震 / 2.1.2 地震動評価手法 要素地震の選定について(1)

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	

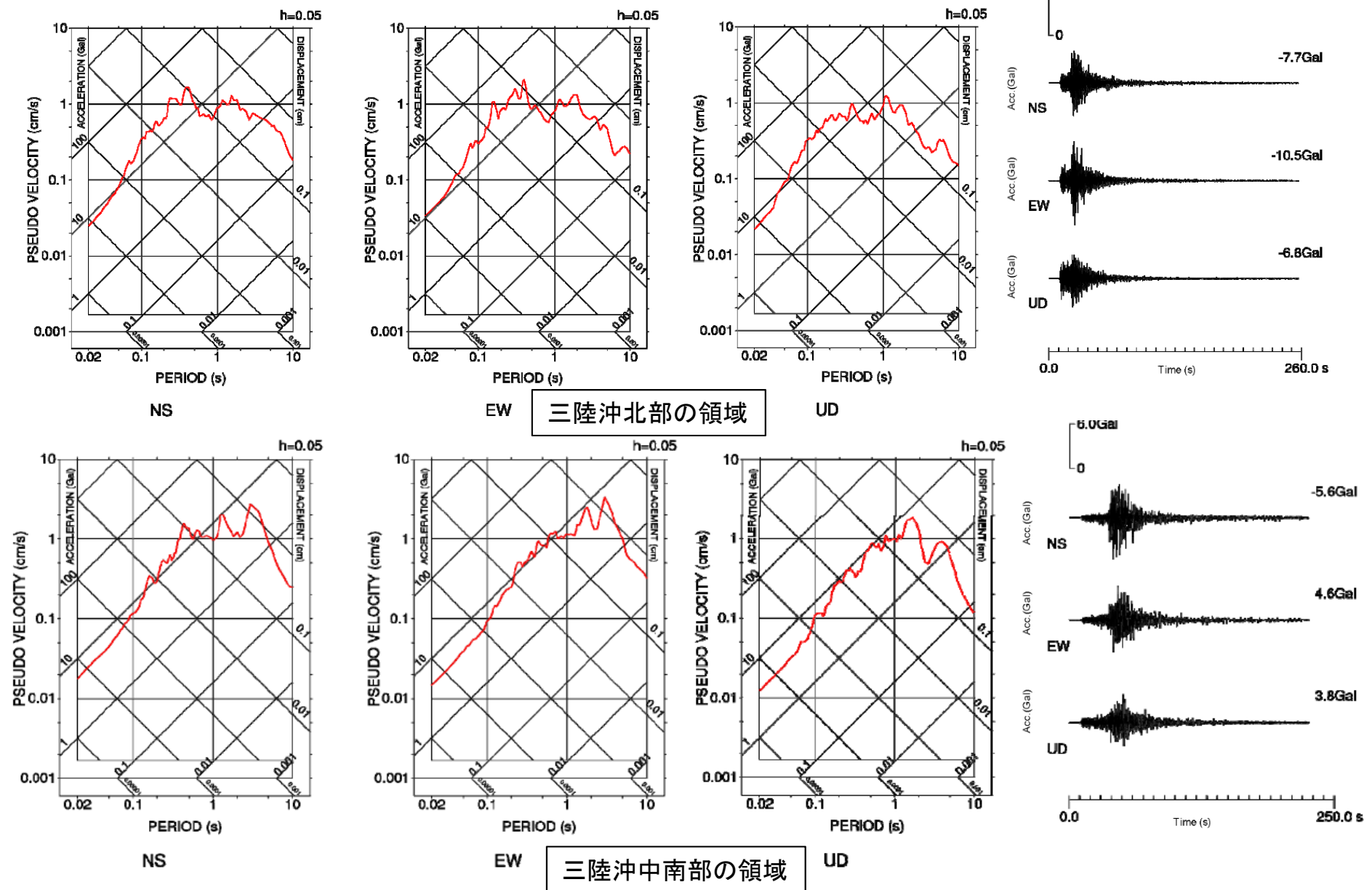
対象領域	発震日時	Mj	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
宮城県沖 (SMGA4,5)	2011.03.10 06:23	6.8	342.5	9.30	
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		213	23	101	

※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。

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(2)

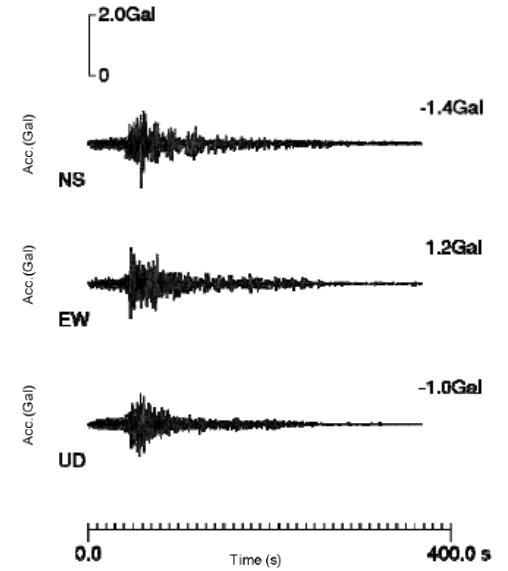
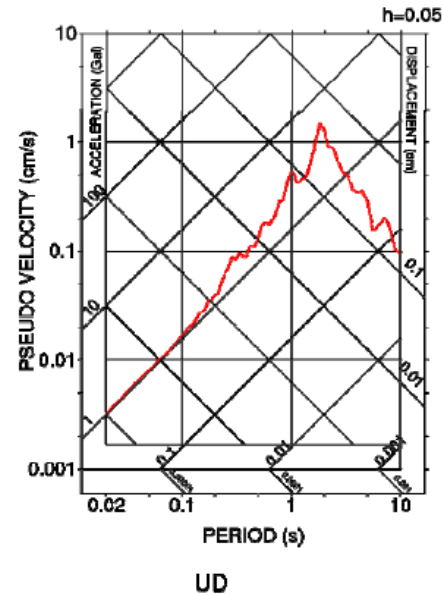
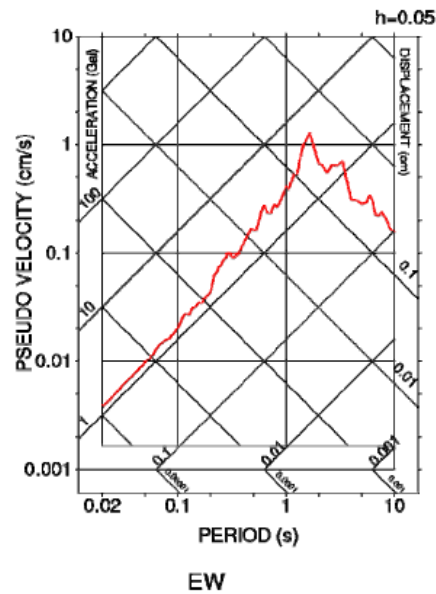
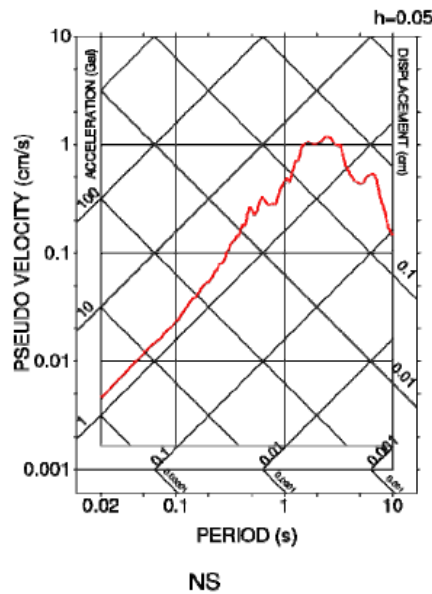


➤ 選定した要素地震の時刻歴波形(加速度)及び応答スペクトルを以下に示す。



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

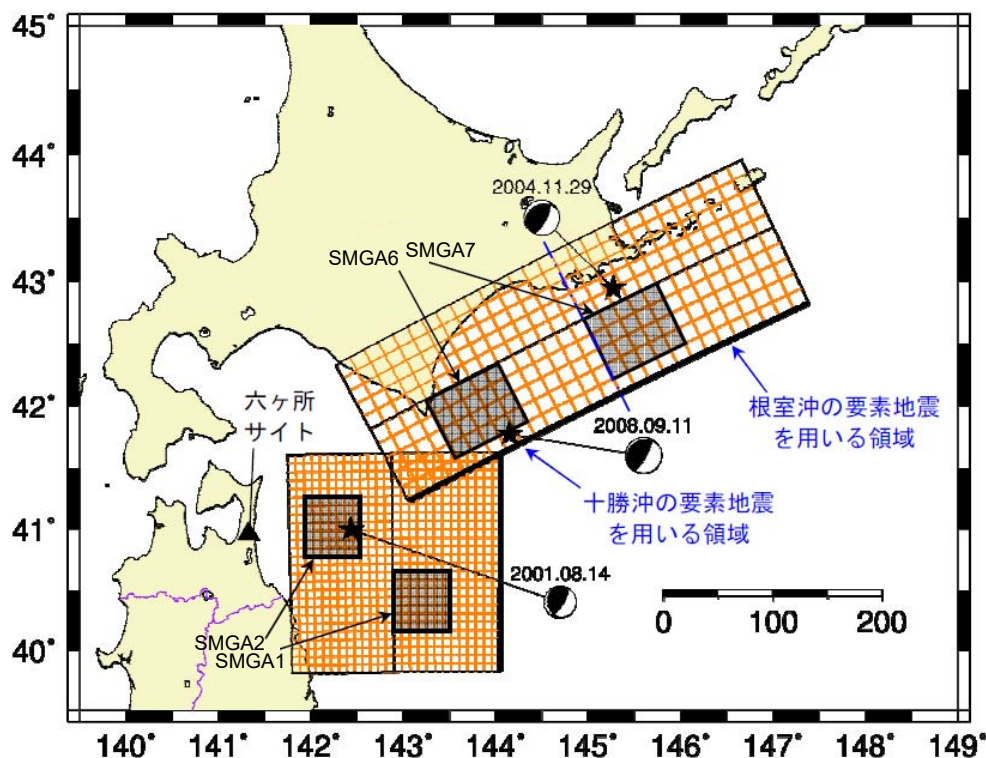
2.1 プレート間地震 / 2.1.2 地震動評価手法 要素地震の選定について(4)

H30.10.31
資料1-4-2
p40 再掲



■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	
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		174	22	55	

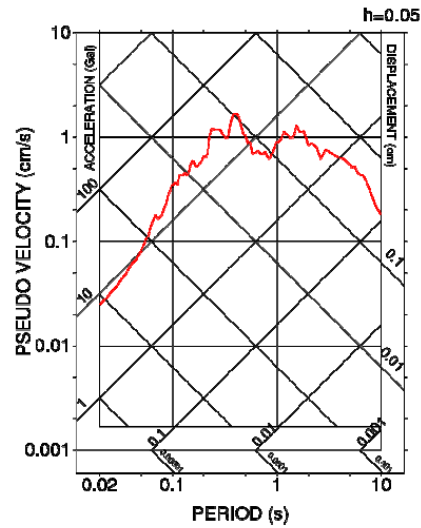
対象領域	発震日時	Mj	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
十勝沖 (SMGA6)	2008.09.11 09:20	7.1	254.0	30.86	
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		235	15	116	

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	

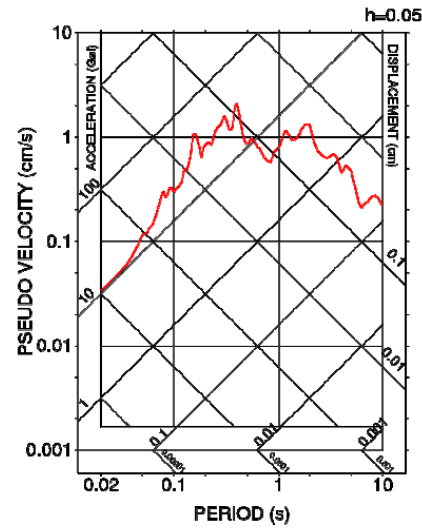
※ Mj、震源位置(震源距離)、震源深さは気象庁による。
震源メカニズム解については、2001.8.14はF-net、
2008.9.11及び2004.11.29はGlobal CMT Catalogによる。

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(5)

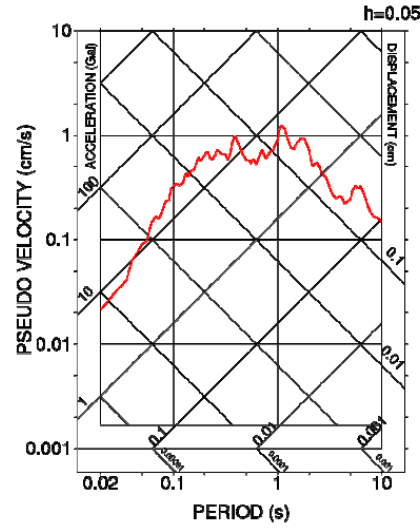
➤ 選定した要素地震の時刻歴波形(加速度)及び応答スペクトルを以下に示す。



NS

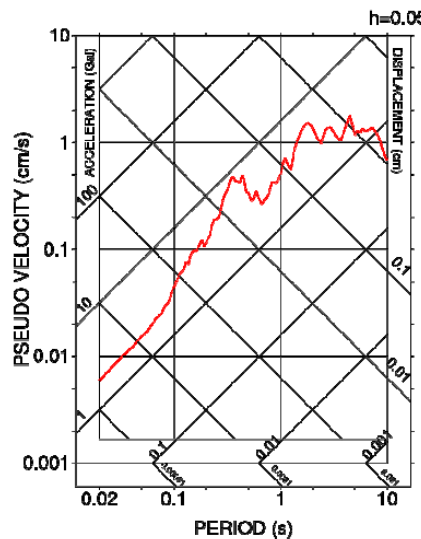
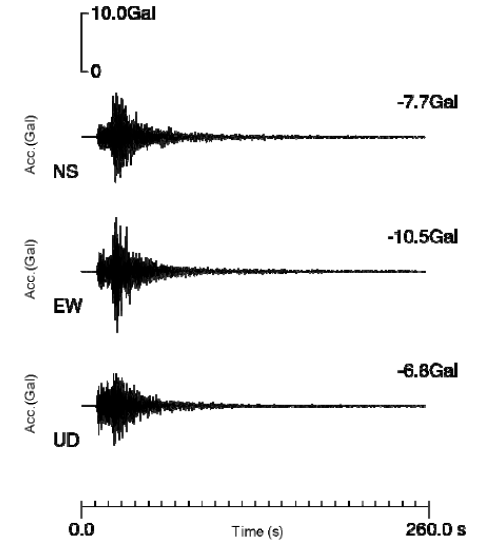


EW

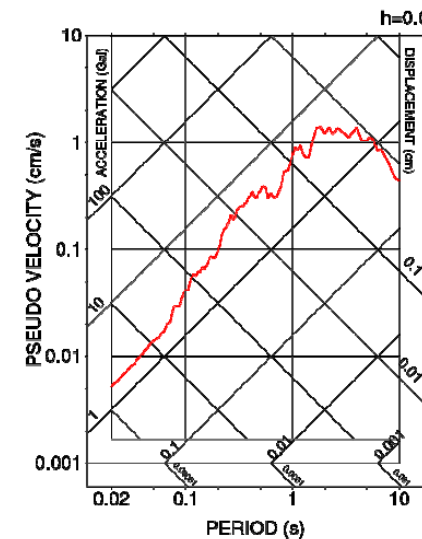


UD

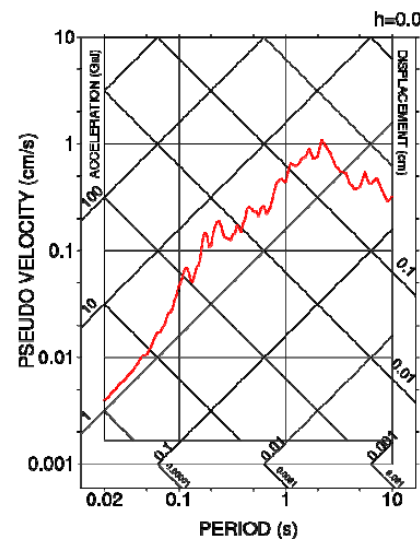
三陸沖北部の領域



NS

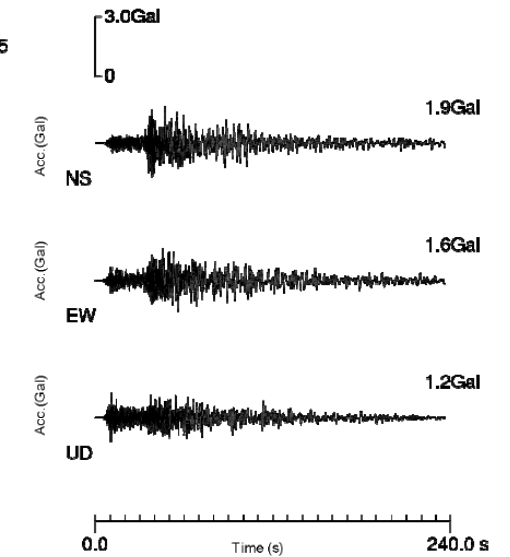


EW



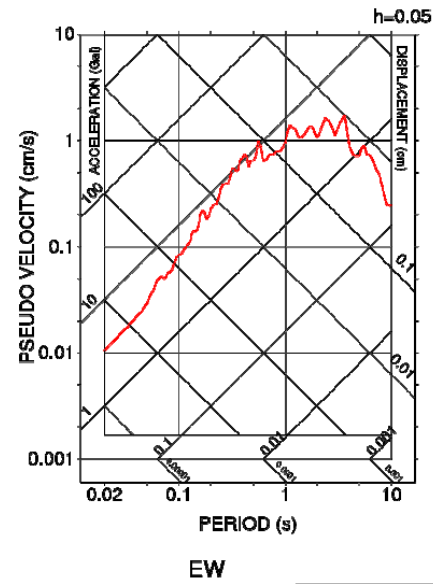
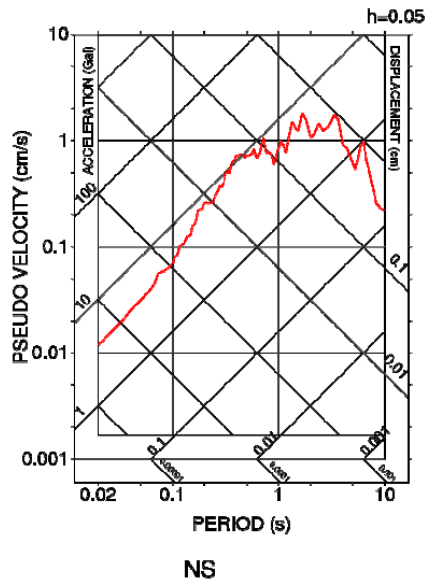
UD

十勝沖の領域

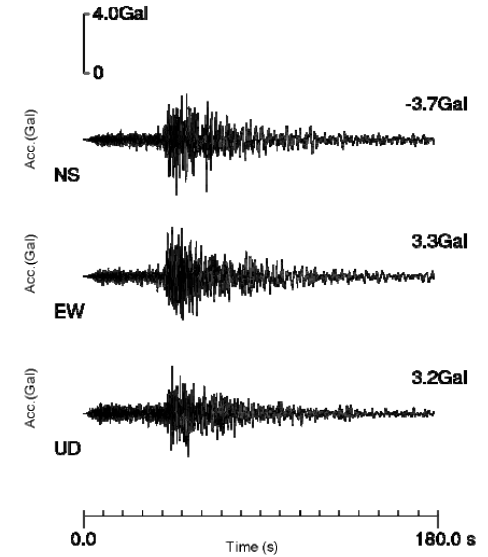
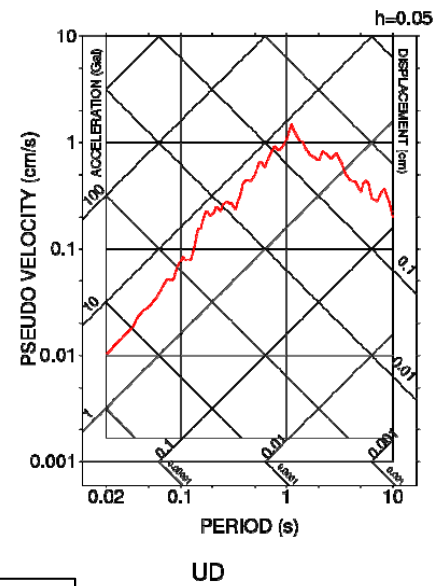


2.1 プレート間地震 / 2.1.2 地震動評価手法 要素地震の選定について(6)

➤ 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。



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)

H30.10.31
資料1-4-2
p43 再掲



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 ³)	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

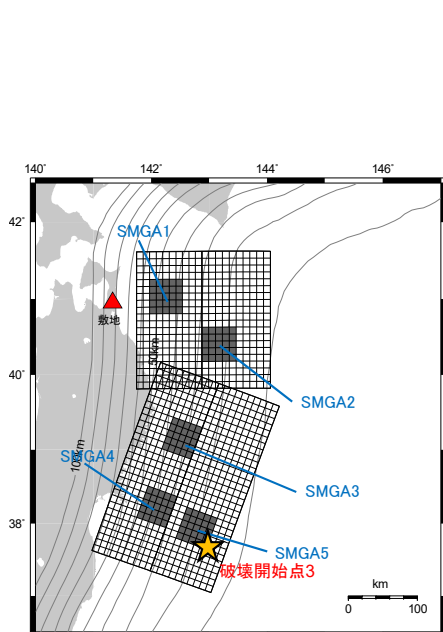
※: 小林ほか(1999)による、散乱減衰及び内部減衰を考慮したQ値モデル式

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)

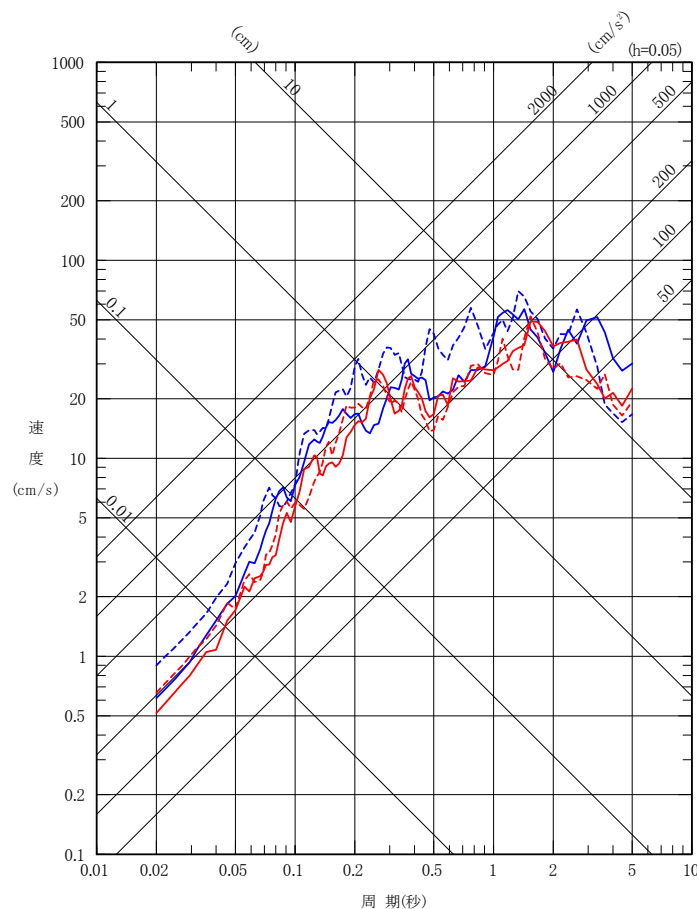
H30.10.31
資料1-4-2
p44 再掲



- 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、適切なもの選ばれていると考えられる。

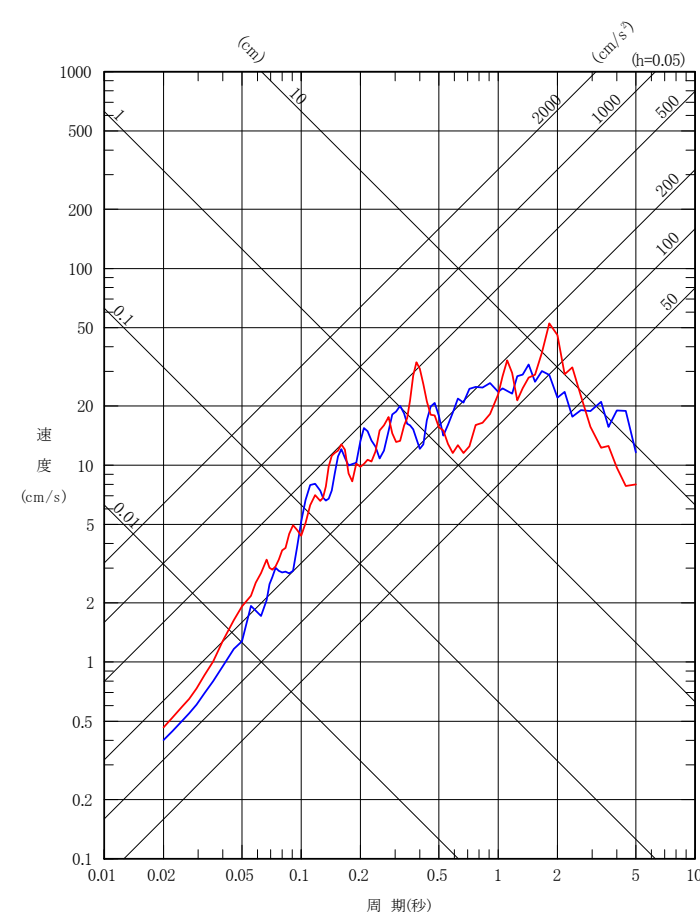


— 三陸沖北部～宮城県沖 SGF NS方向
- - - 三陸沖北部～宮城県沖 SGF EW方向
— 三陸沖北部～宮城県沖 EGF NS方向
- - - 三陸沖北部～宮城県沖 EGF EW方向



水平

— 三陸沖北部～宮城県沖 SGF UD方向
— 三陸沖北部～宮城県沖 EGF UD方向



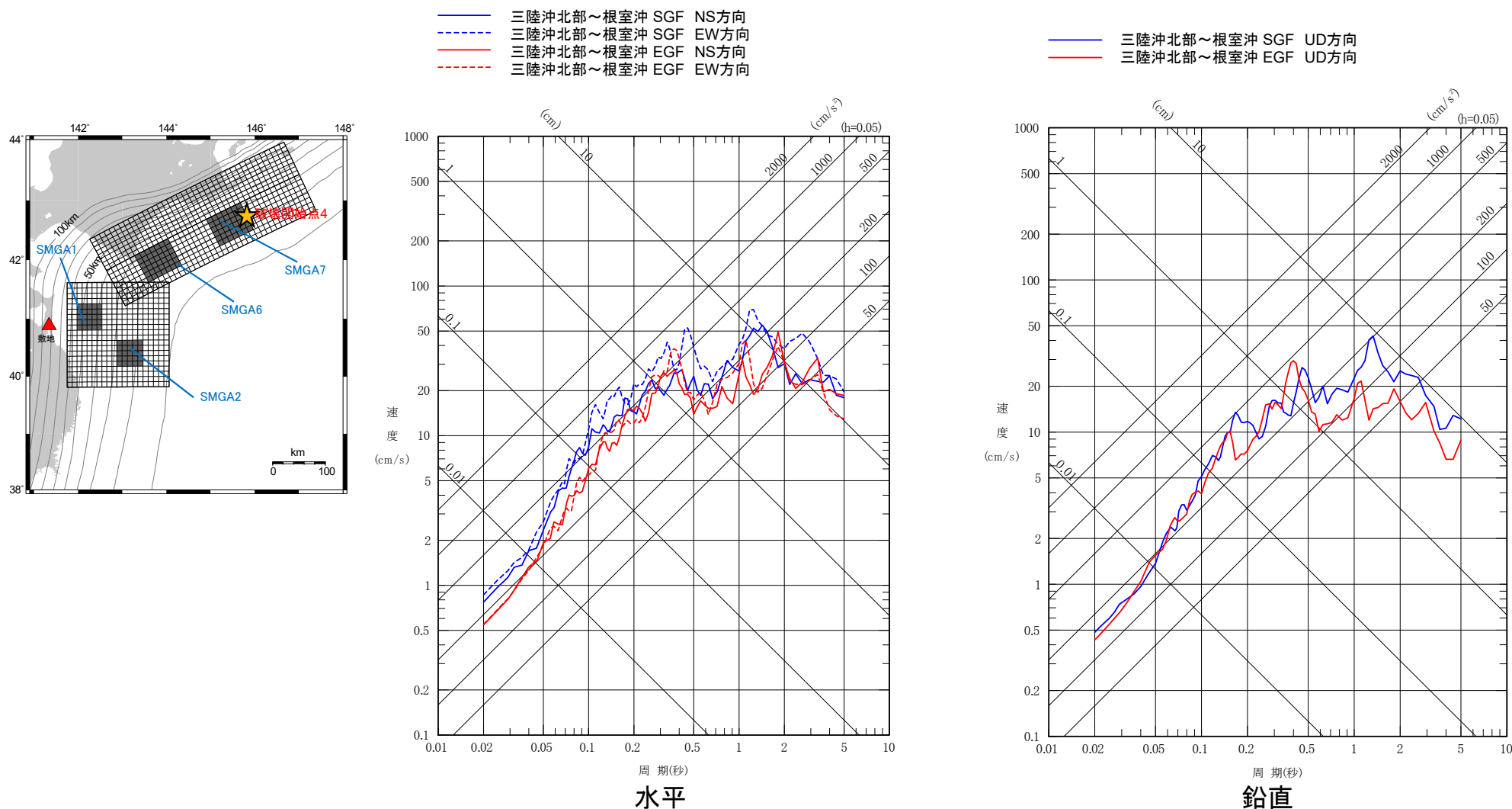
鉛直

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)

H30.10.31
資料1-4-2
p45 再掲



- 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。



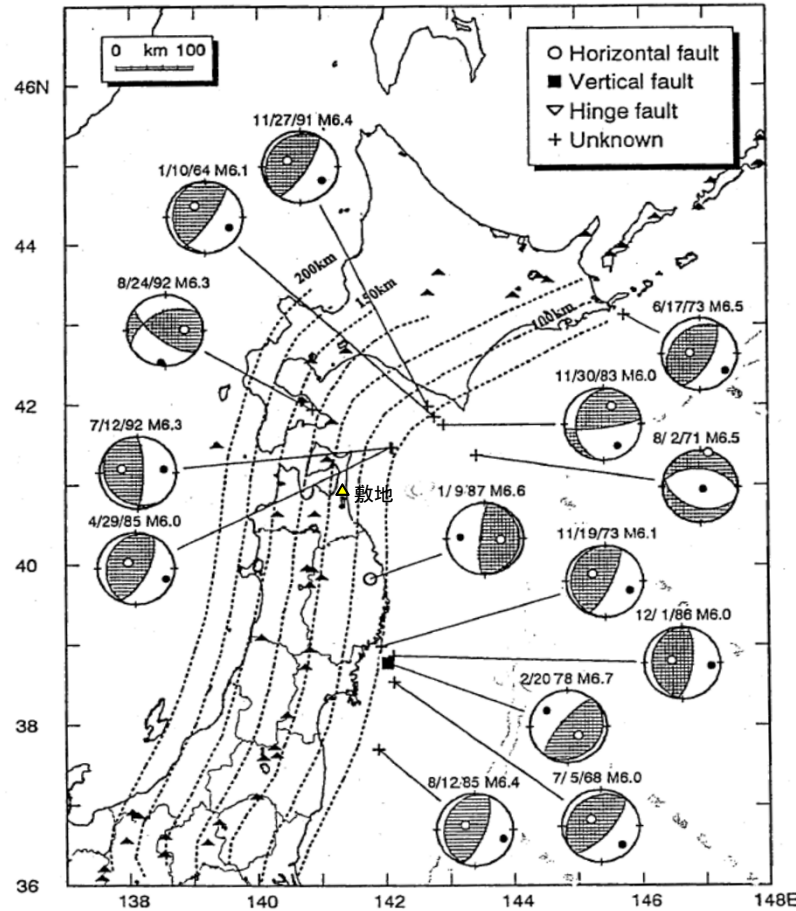
2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.1 地震発生状況およびプレートテクトニクス的な検討

Kosuga et al.(1996)による地震の発生

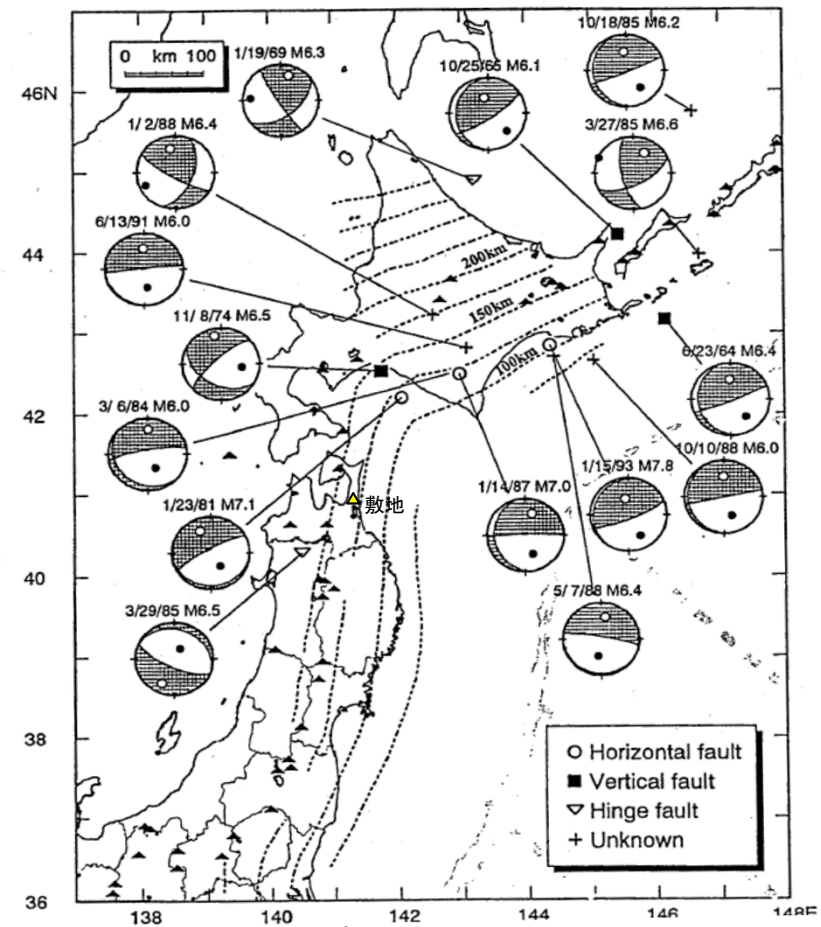
H30.10.31
資料1-4-2
p46 再掲



➤ 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。

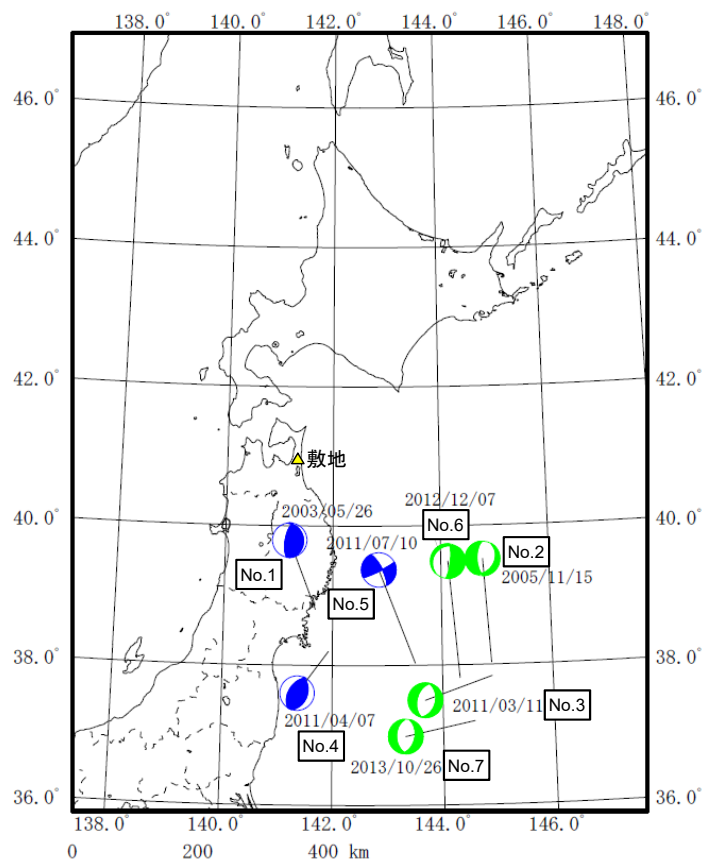
2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.1 地震発生状況およびプレートテクトニクス的な検討

Kosuga et al.(1996)以降の地震の発生状況

H30.10.31
資料1-4-2
p47 再掲



- 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。



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。)

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

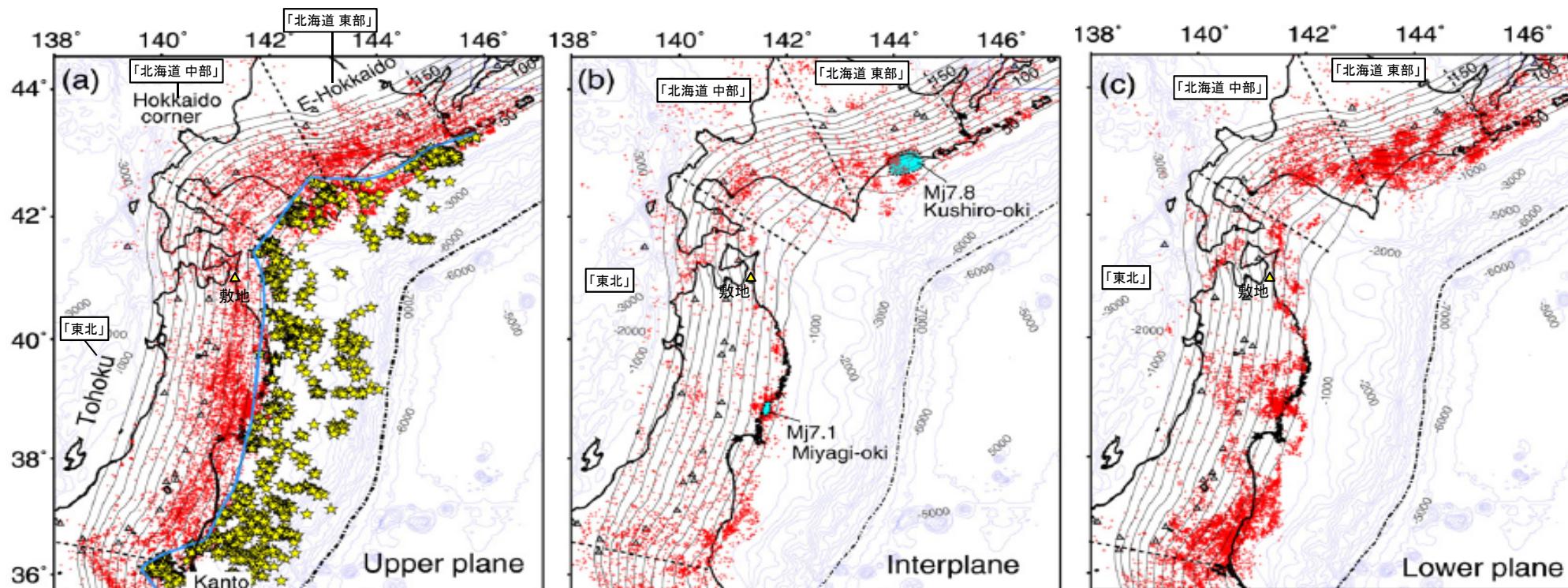
緑: アウターライズ地震

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。

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(2)

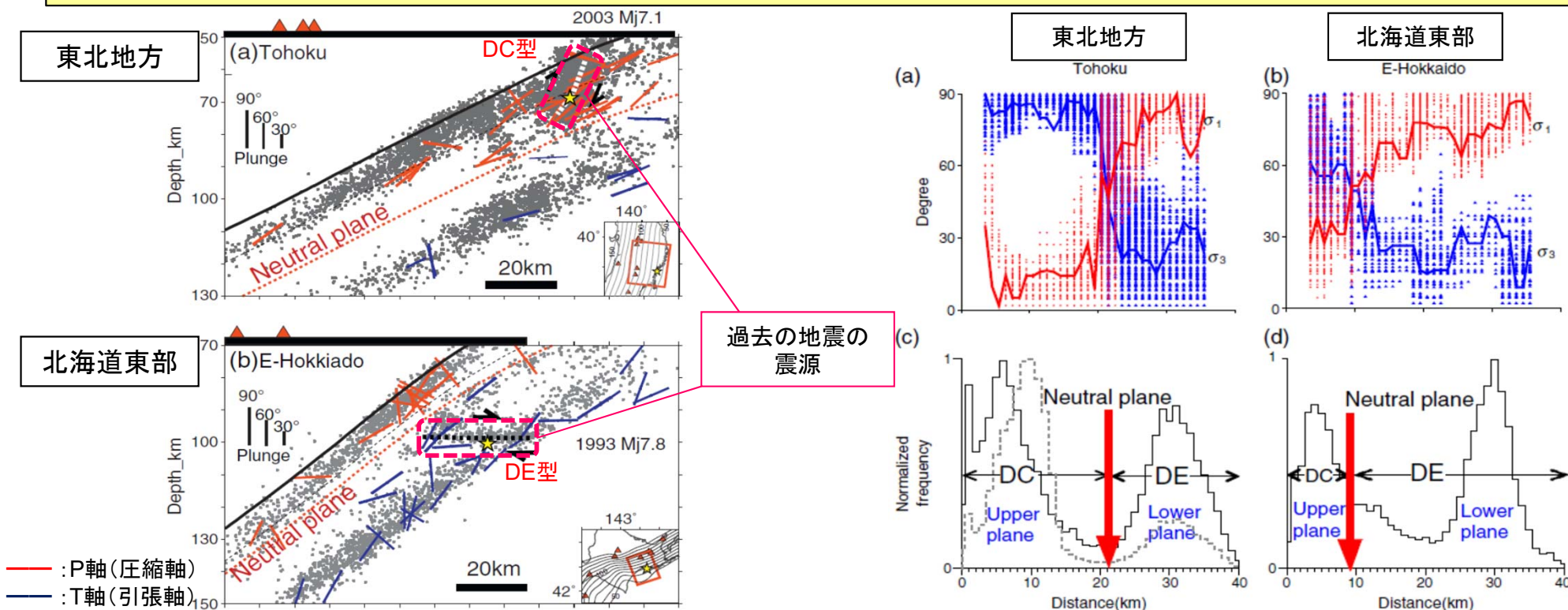
H30.10.31
資料1-4-2
p49 再掲



- 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されている。
- 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)

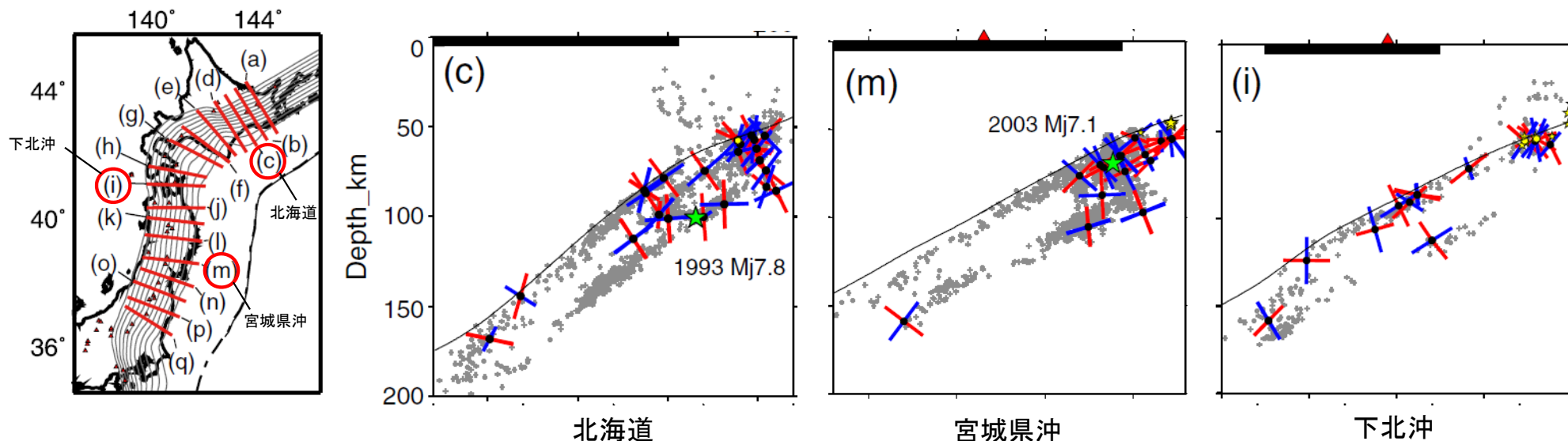
H30.10.31
資料1-4-2
p50 再掲



➤ 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

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(4)

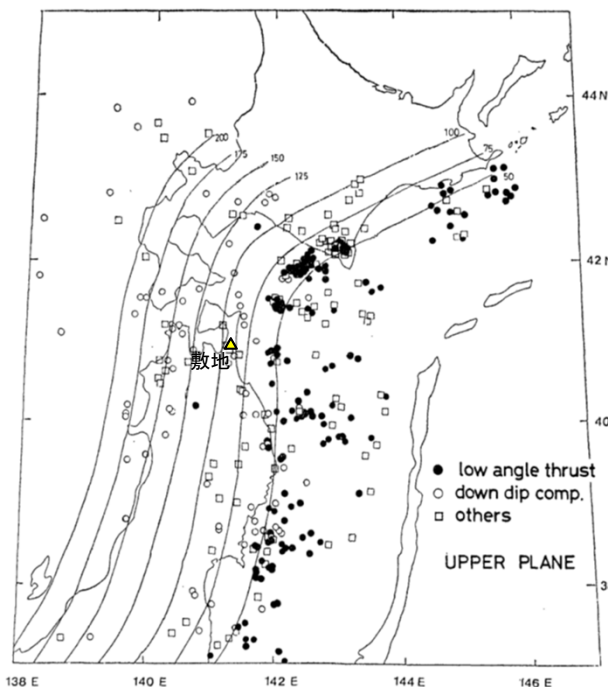
H30.10.31
資料1-4-2
p51 再掲



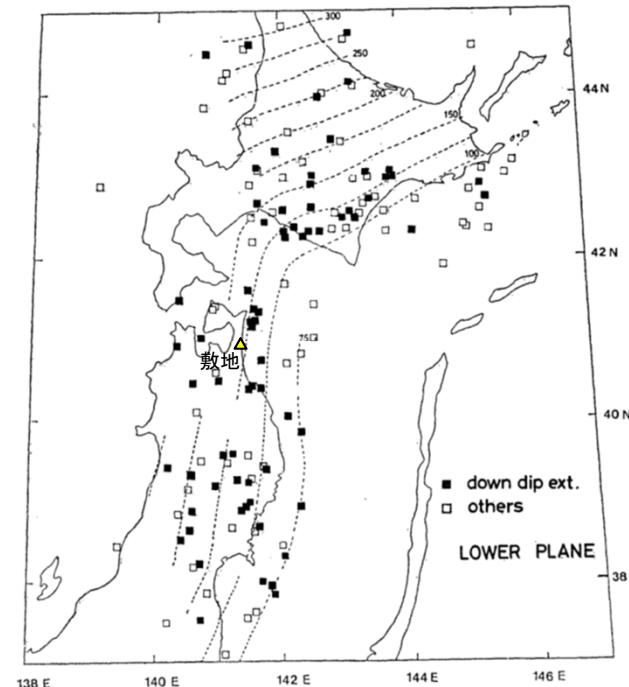
➤ 海野ほか(1984)においても、東北地方から北海道東部の海洋プレート内地震の発生メカニズムについて、その応力の方向が整理されている。

➤ 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。

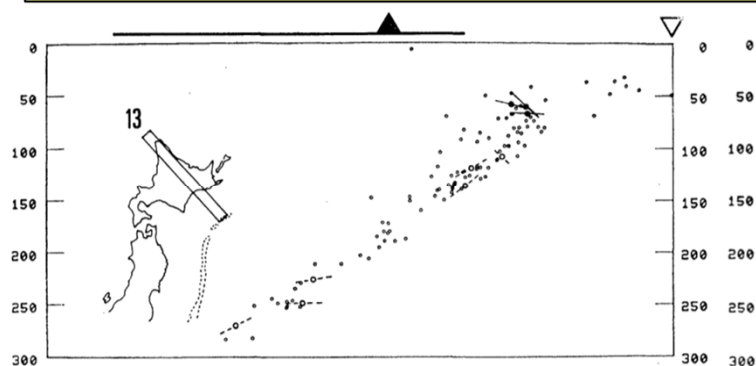
- ・北海道の領域については、海洋プレート下面では、海洋プレートの沈み込み方向に引張軸をもった地震(DE型)が発生しているが、上面では、DC型の地震は卓越していない。
- ・宮城県沖の領域については、海洋プレート上面では、海洋プレートの沈み込み方向に圧縮軸をもった地震(DC型)が発生しており、下面では、数は少ないものの、海洋プレートの沈み込み方向に引張軸をもった地震(DE型)が発生している。
- ・敷地前面の下北沖については、宮城県沖と同様の傾向を示している。



プレート上面で発生した地震の分布

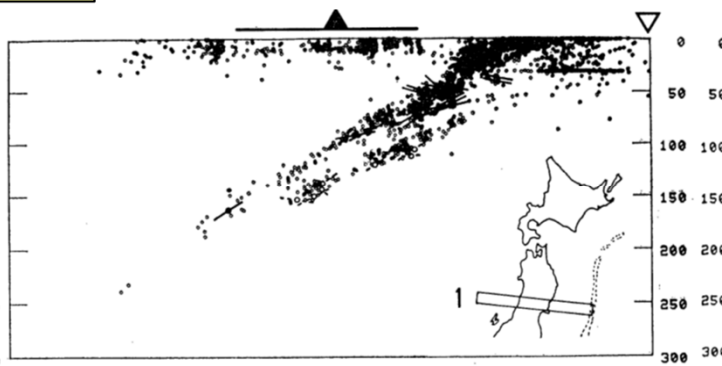


プレート下面で発生した地震の分布



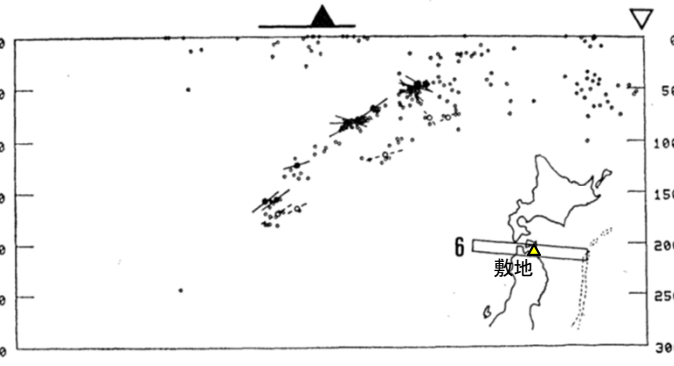
北海道

— : P軸
- - - : T軸
▲ : 火山フロント
▼ : 海溝軸



宮城県沖

海洋プレート内地震の応力軸

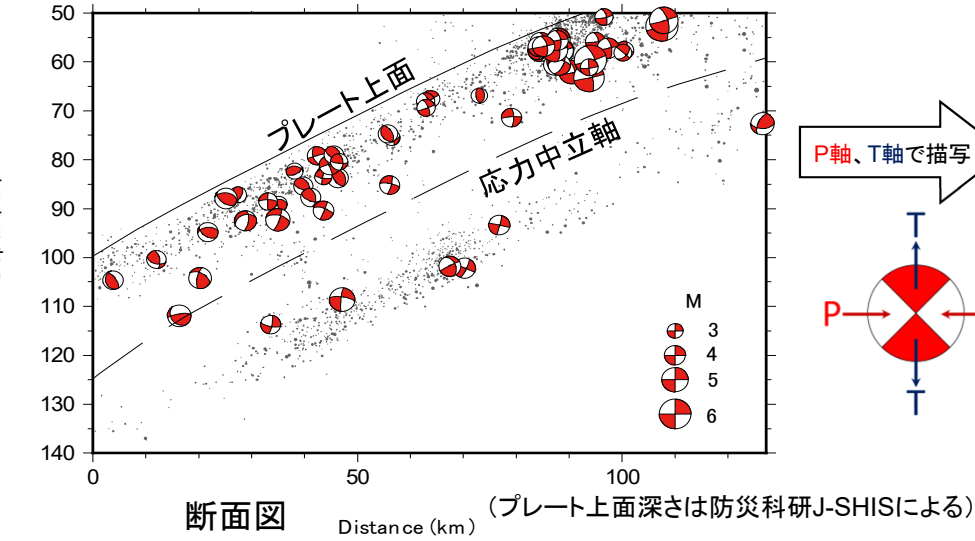
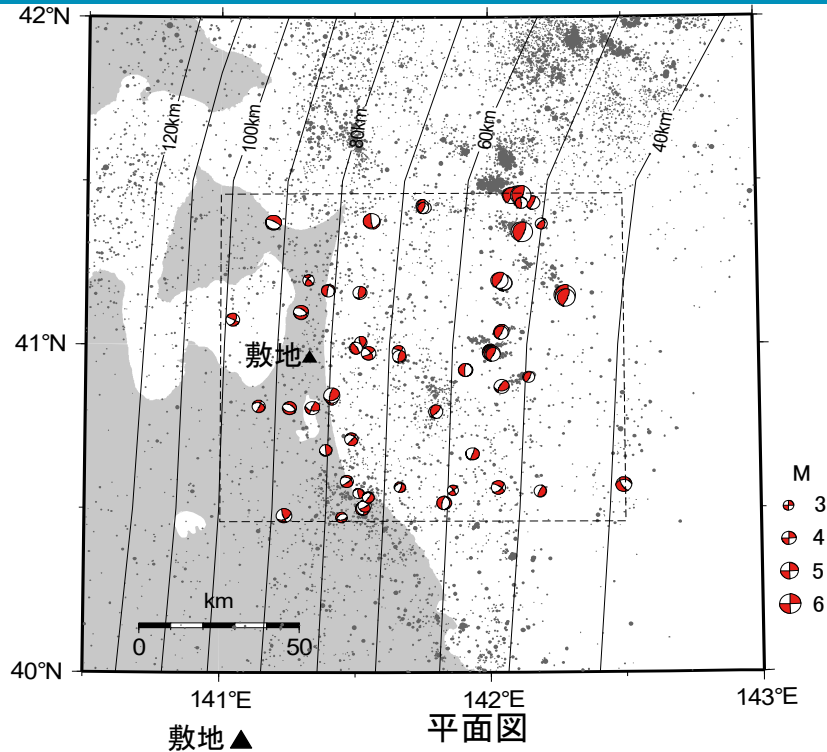


下北沖

海野ほか(1984)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 東北地方と北海道の比較(5)

H30.10.31
資料1-4-2
p52 再掲



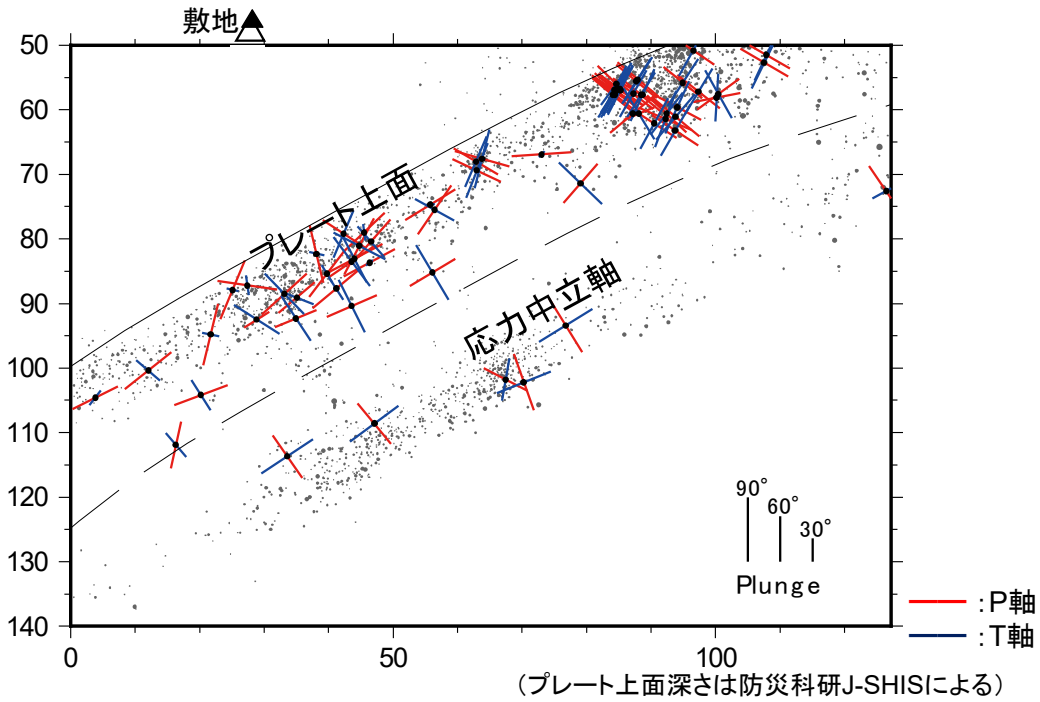
敷地前面で発生した地震のメカニズム解

➤ 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。

※アサヒスミットフロント(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)

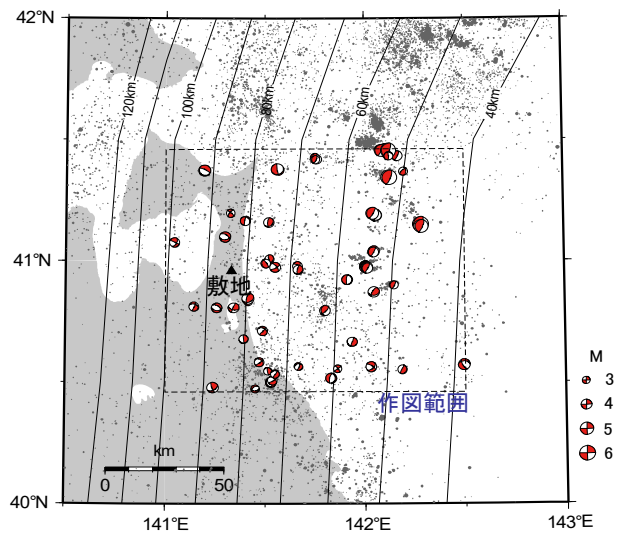
H30.10.31
資料1-4-2
p53 再掲



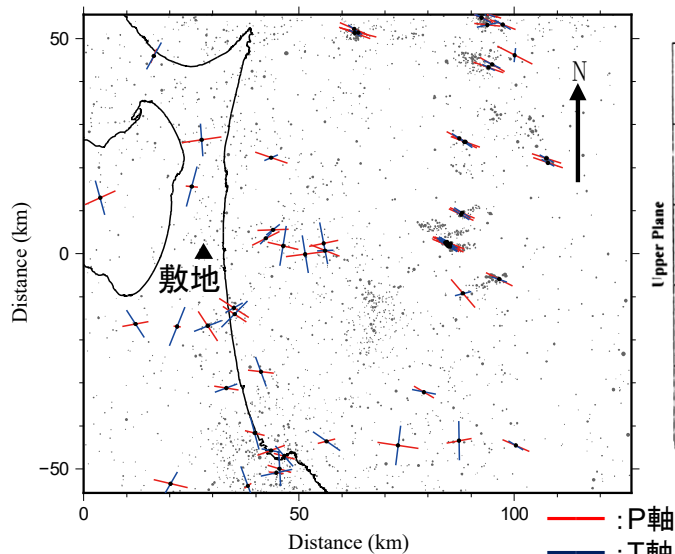
➤ 2002年1月～2014年5月に、敷地前面の海洋プレート上面及び内部において発生している地震*のうち、メカニズムの判明している64個の地震について、そのメカニズム解及び応力軸をとりまとめた。

- ・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交方向(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、海溝軸と直交方向とはなっておらず、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も多く、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。

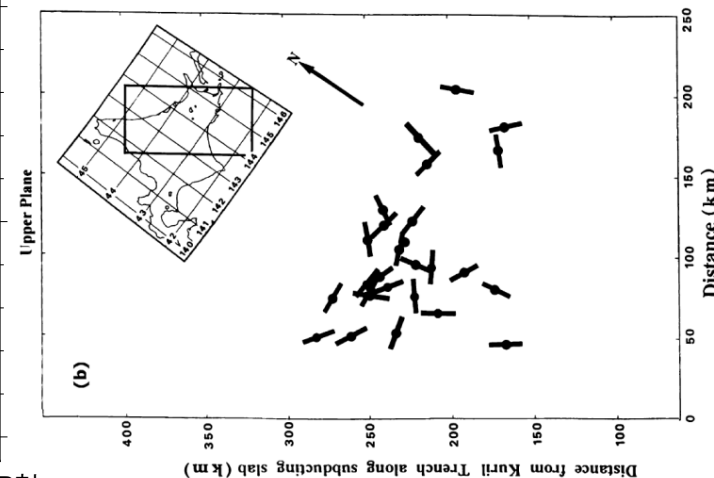
*アサイスマックフロント(東経142°程度)以東の地震については、プレート間地震が多く含まれていると考えられる。



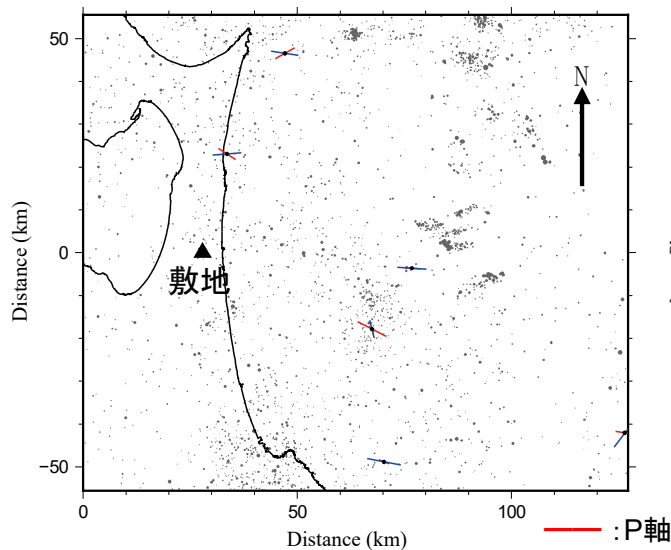
右図の作図範囲



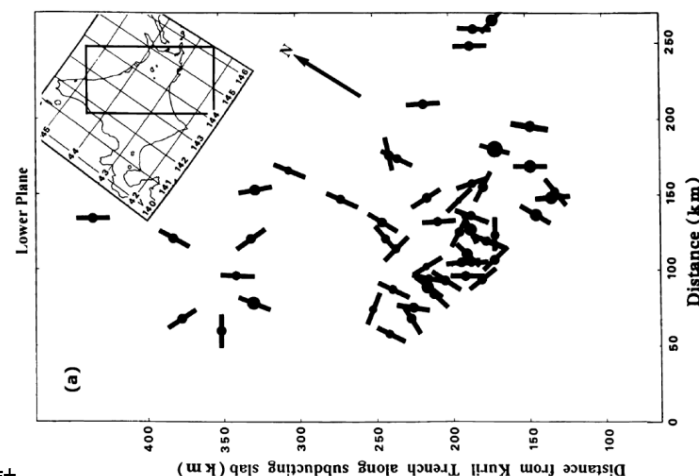
敷地前面におけるプレート上面で発生した地震の応力軸



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



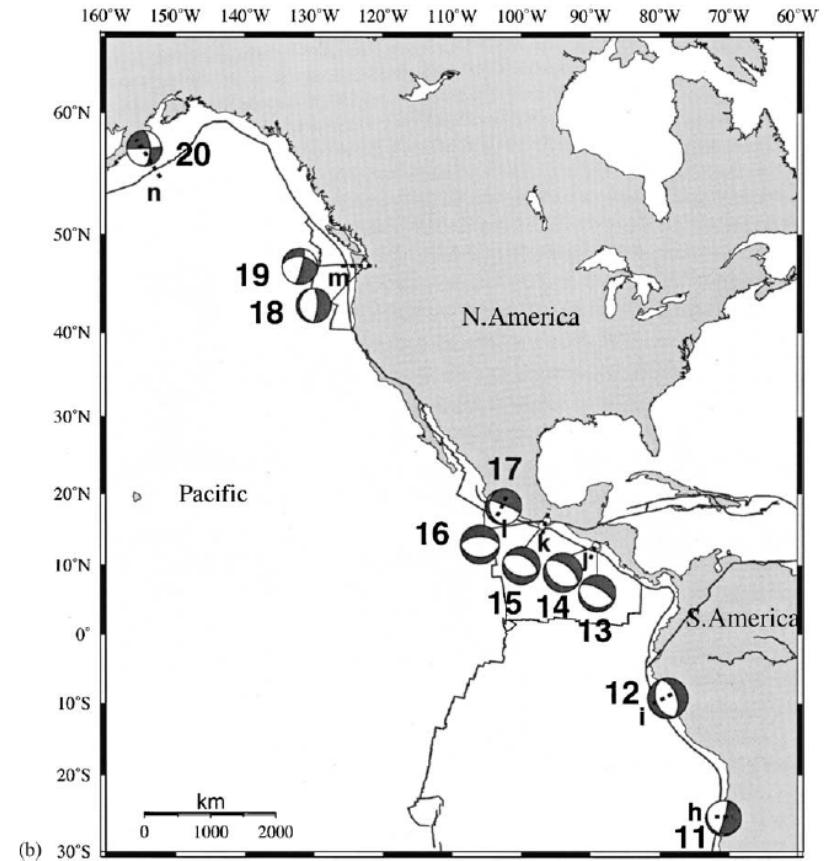
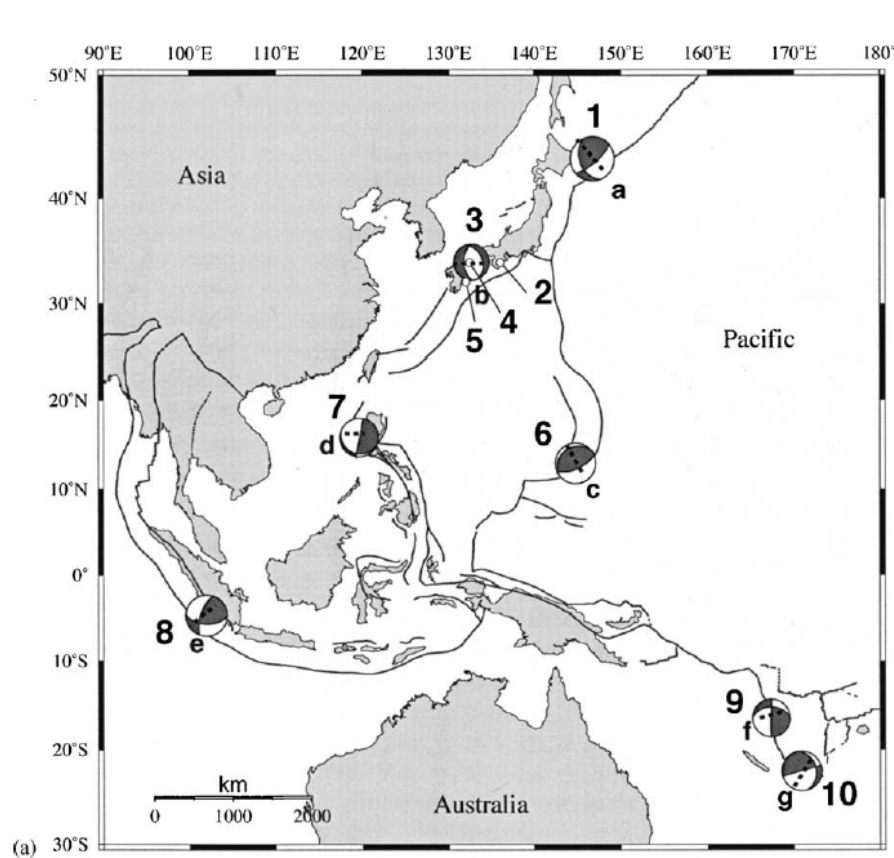
千島弧におけるプレート下面で発生した地震のT軸
Ozel et al. (2003) より抜粋

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_w	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 ^a	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 ^a	2 June 1905	34.1	132.5	7.2	50					
5 Hyuganda ^a	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 ^b	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、 $M_w \geq 7.5$ 、深さ ≤ 100 km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

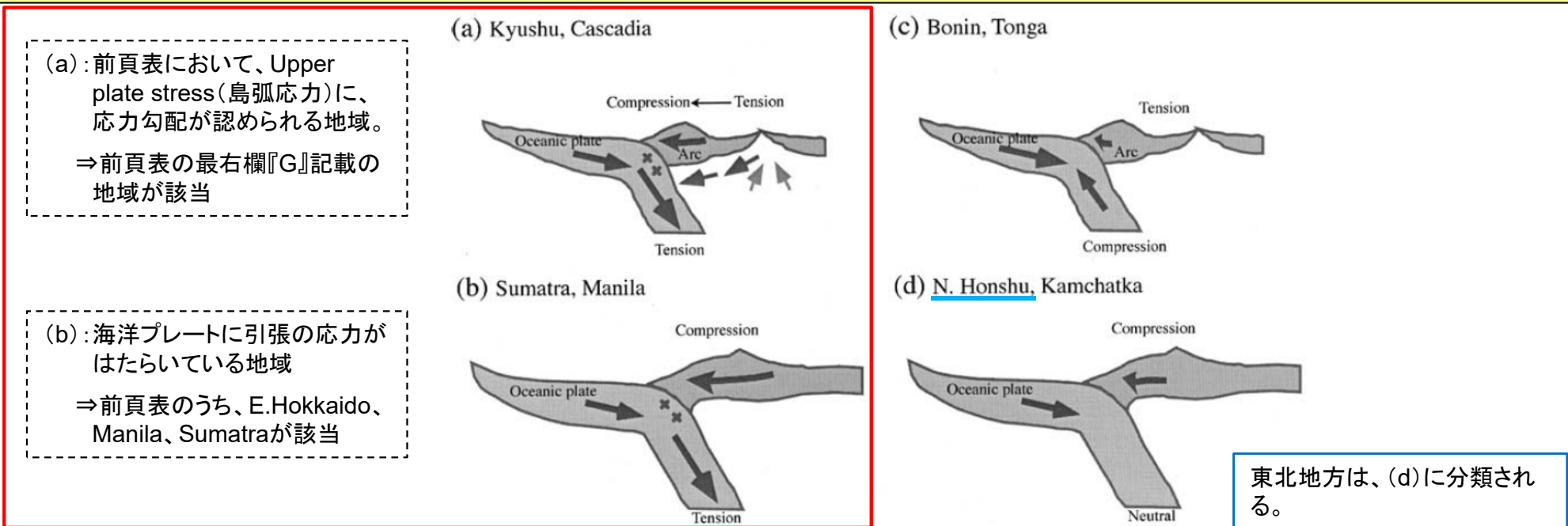
G:上盤側プレートに応力勾配が見られる地域を指す

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している。
- 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): Gorbatov *et al.* [1994], (7): Newberry *et al.* [1986], (8): Kao and Chen [1994], (9): Seno and Eguchi [1983], (10): Hasegawa *et al.* [1978], (11): Nakamura and Uyeda [1980], (12): Reyners and Coles [1982], (13): Ukawa [1982], (14): McGuire and Wiens [1995], (15): Taylor [1979], (16): Cardwell *et al.* [1980], (17): Zoback [1992], (18): Astiz *et al.* [1986], (19): Assumpcao [1992], (20): Hussong and Uyeda [1980], (21): Seno [1998], (22): McKenzie [1978], (23): Mercier [1981]. Slab ages are read from Plate-tectonic map in the circum-Pacific region [Halbouty *et al.*, 1981].

2.2 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)

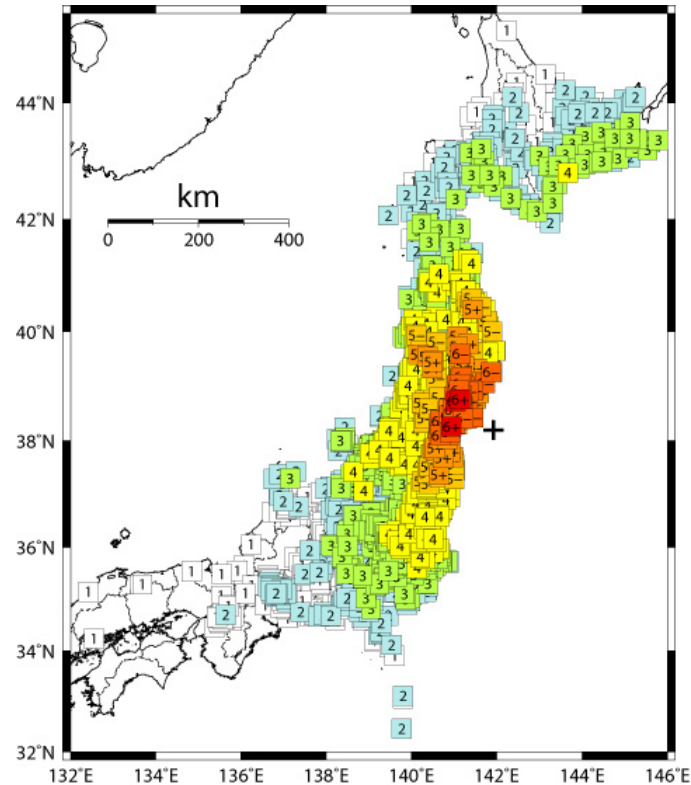
➤ 上面の地震については、東北地方において、2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)が発生している。

■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。

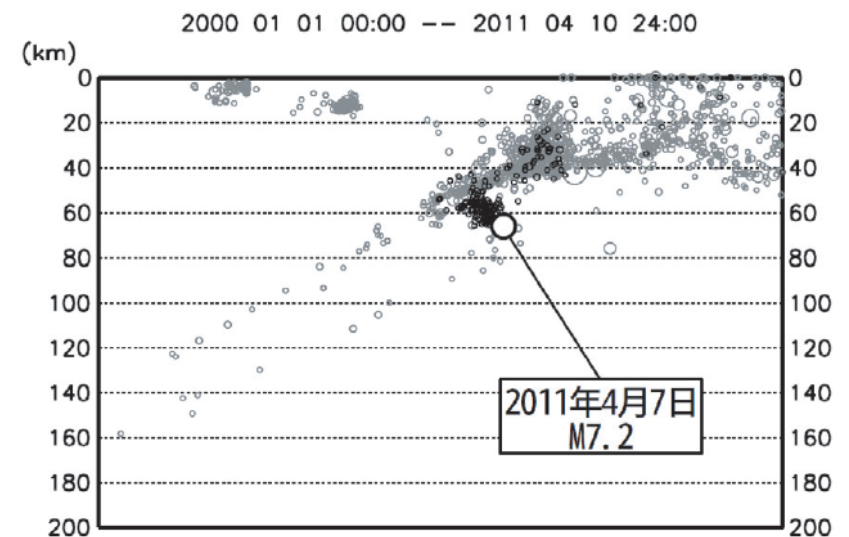
※:気象庁暫定値。右図に示す通り、現在、気象庁HP上ではMj7.2とされている。



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

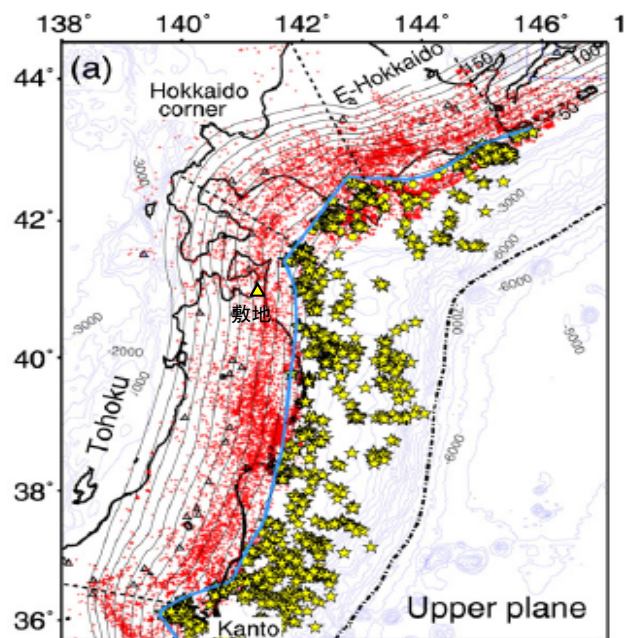
2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.2 検討用地震の選定 二重深発地震 上面の地震 想定位置の検討(2)

H30.10.31
資料1-4-2
p59 再掲



➤ 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。

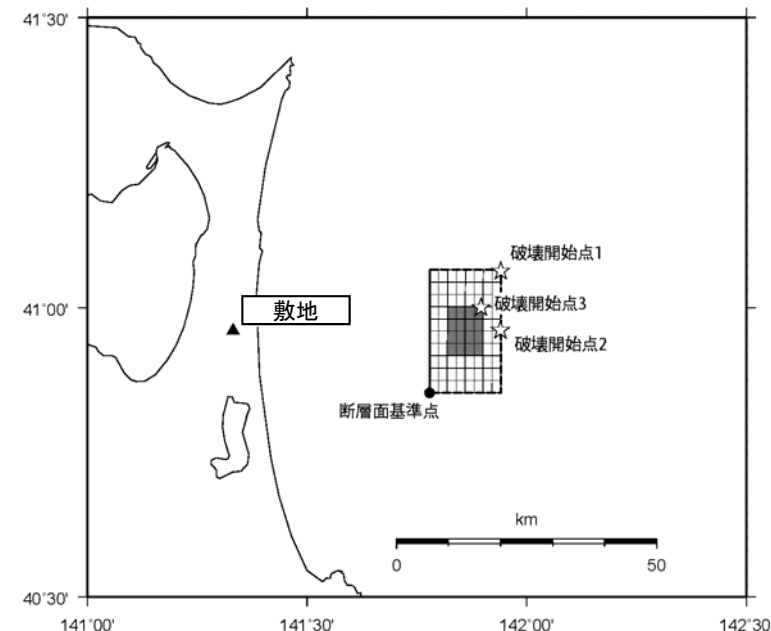
➤ 以上のことから、敷地周辺では、規模の大きな上面の地震が一定の領域で集中して発生しているとの知見も無いことから、敷地周辺に考慮する上面の地震の基本モデルについては、敷地前面の沈み込む海洋プレートに対して、敷地に最も近づく位置(プレート上面に垂線を引いた位置)に想定することとする。



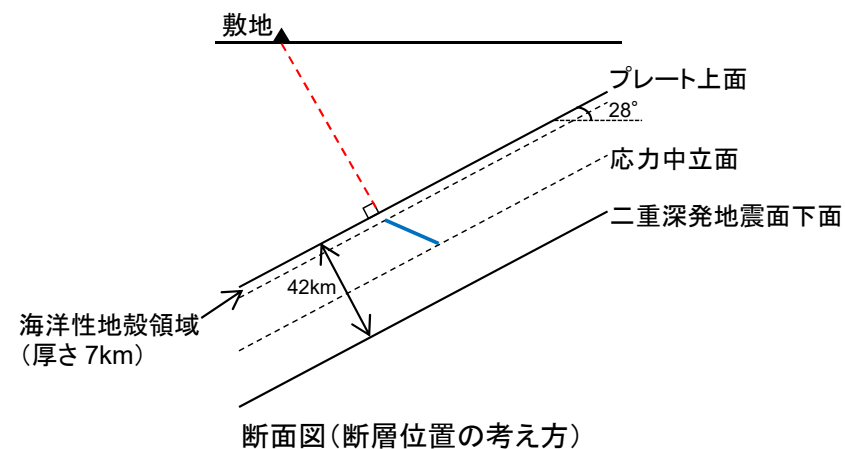
Kita et al. (2010)より抜粋・加筆

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)

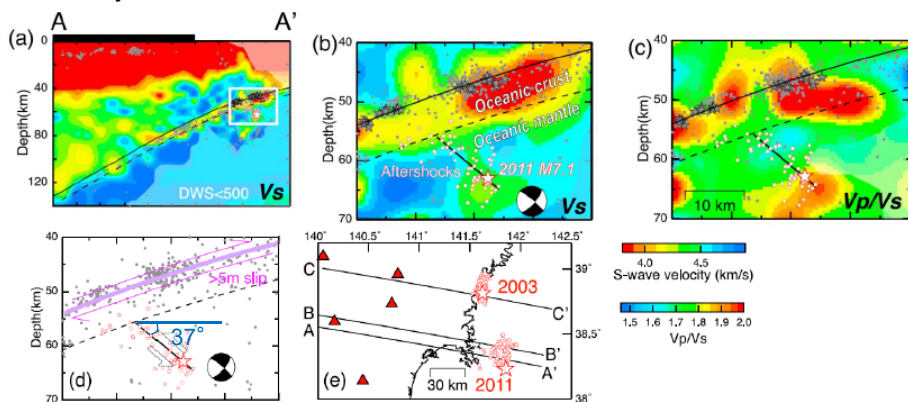
2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.2 検討用地震の選定 二重深発地震 上面の地震 想定位置の検討(3)

H30.10.31
資料1-4-2
p60 再掲

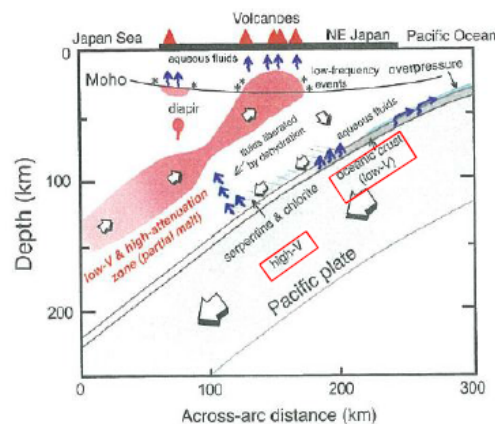


- Nakajima et al. (2011)において、2011年4月7日宮城県沖の地震は海洋性マントル最上部で発生したこと、トモグラフィ結果とよく整合するプレート境界面と、余震の並び及び震源メカニズム解から推定した断層面(傾斜角 37°)とのなす角度は約 60° であることが示されている。

■ 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。

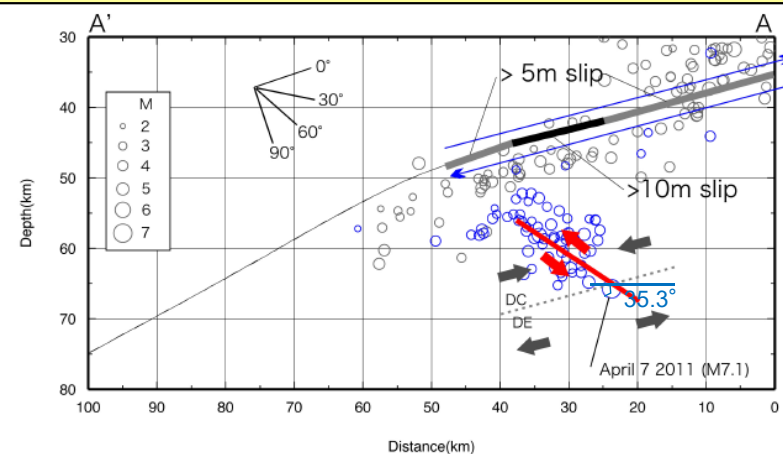


(参考)プレート内の模式図(Nakajima et al. (2013))

・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。

- 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° 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へ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。



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)

- 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° 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。

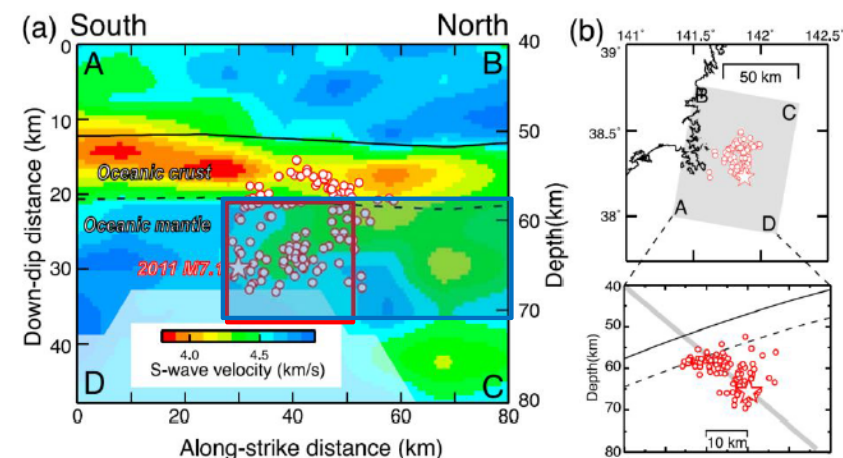
■不確かさケースの考え方

➤ 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

H30.10.31
資料1-4-2
p62 再掲



■基本モデルの考え方

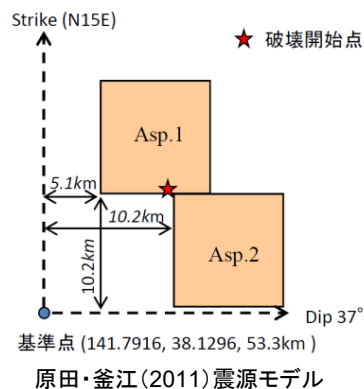
- 上面の地震については、敷地周辺における短周期レベルの地域性に関する知見は得られていないことから、地震調査委員会(2016)による海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルを用いる。

■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))

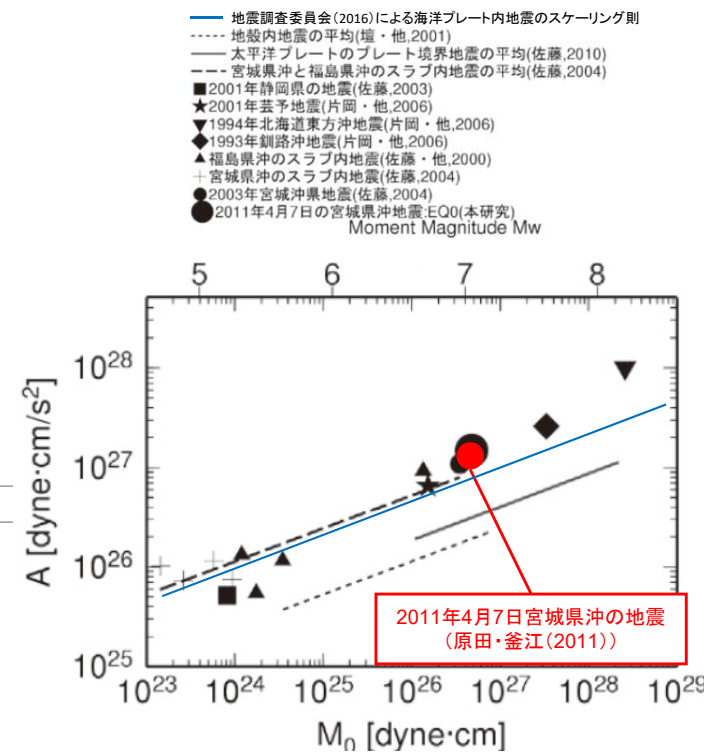
- 同一テクトニクス内で発生した上面の地震のうち、2011年4月7日宮城県沖の地震については、原田・釜江(2011)によるシミュレーションモデルを参照すると、その短周期レベルは、上記に示した地震調査委員会(2016)による、海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルの1.5倍に相当している。



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 ²)	10.2 × 10.2	10.2 × 10.2
地震モーメント (N·m)	3.2 × 10 ¹⁹	3.2 × 10 ¹⁹
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)

H30.10.31
資料1-4-2
p63 再掲



➤ 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。

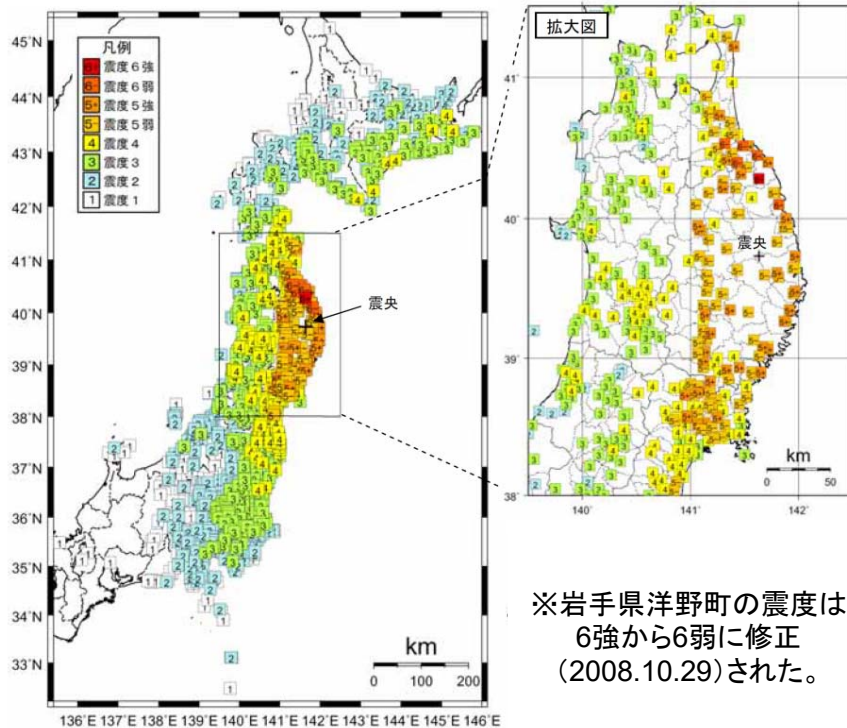
■2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震

【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)

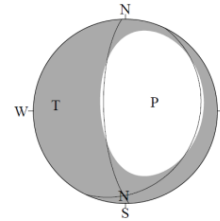
項目	概要
発生日時	平成20年7月24日00時26分頃
震央地名	岩手県沿岸北部
地震諸元	気象庁マグニチュード Mj6.8
	震央位置 北緯39度43.9分 東経141度38.1分
	震源深さ 108km



震度分布図(気象庁(2008))

※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。

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))

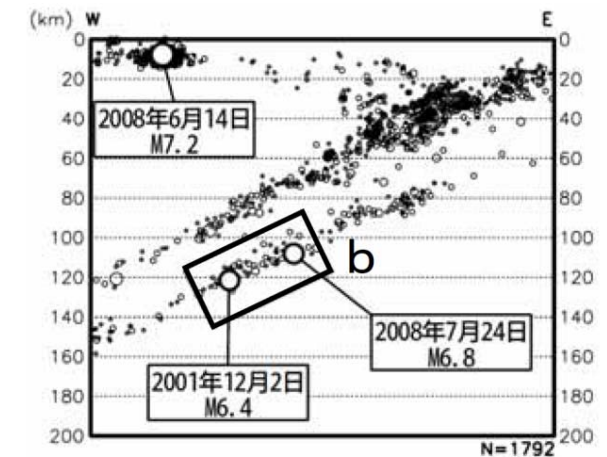


図2-2 領域a内の断面図(東西投影)

断面図(気象庁(2008))

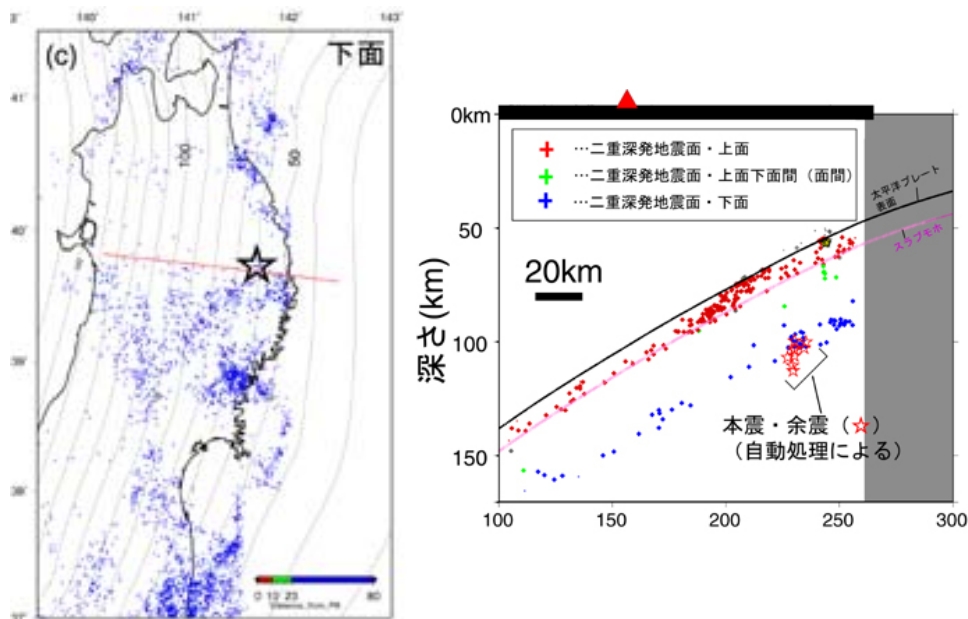
2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.2 検討用地震の選定 二重深発地震 下面の地震 想定位置の検討(2)

H30.10.31
資料1-4-2
p64 再掲

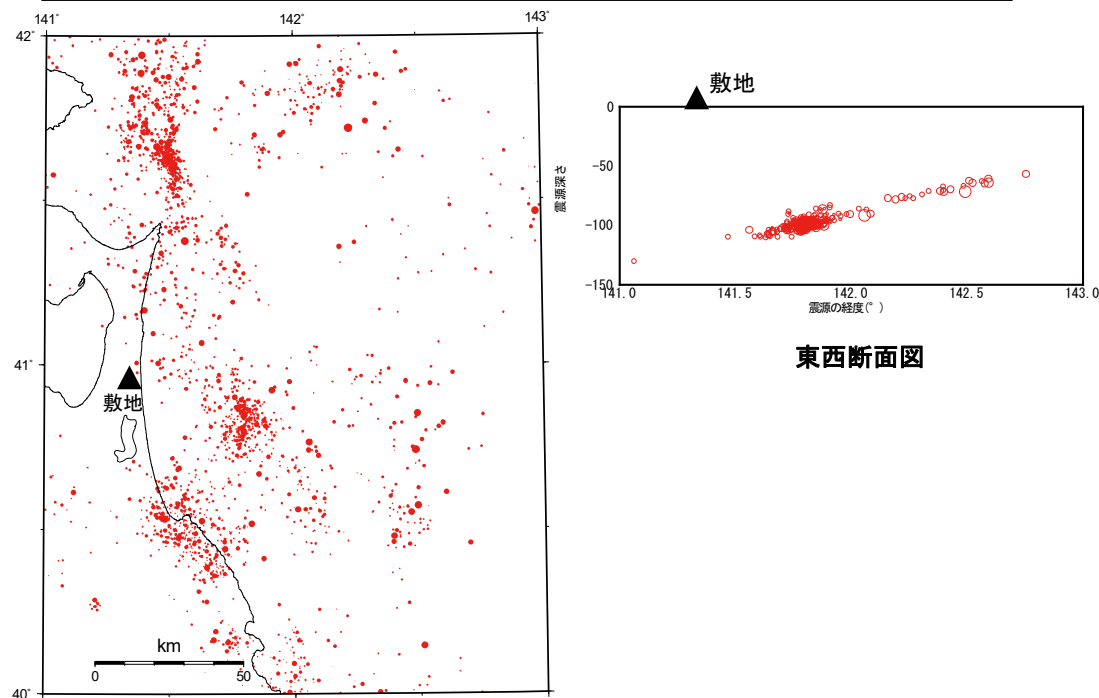


➤ 東北大学(2008)によれば、2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震は、沈み込む海洋性プレート(太平洋プレート)内部に発達する二重深発地震面・下面の部分で発生した地震。今回の地震は、過去に定常的な下面地震の地震活動があった地域に発生したとされている。

➤ 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。

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 短周期レベルの検討

H30.10.31
資料1-4-2
p66 再掲



■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

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

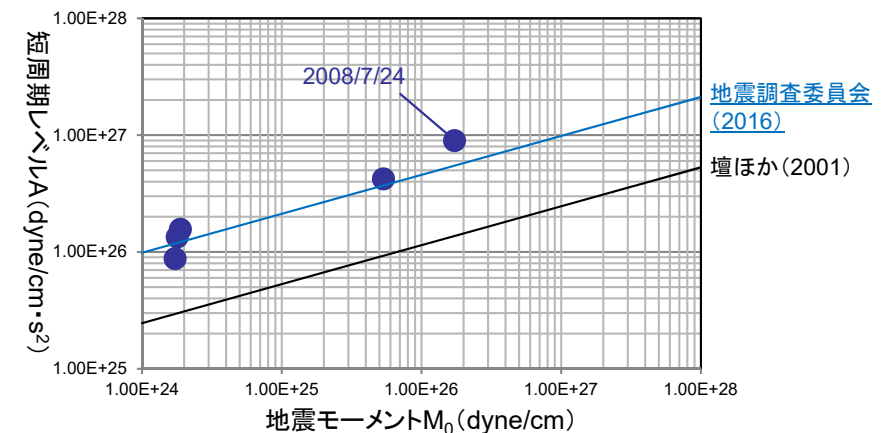
(地震調査委員会(2016))

- ▶ 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 ²	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)

H30.10.31
資料1-4-2
p67 再掲



▶ 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

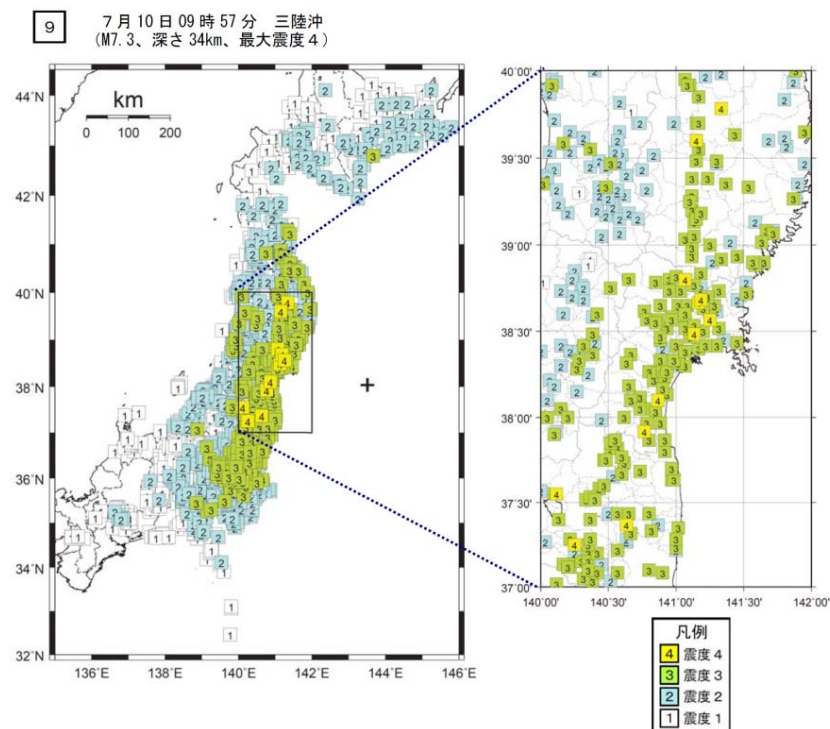
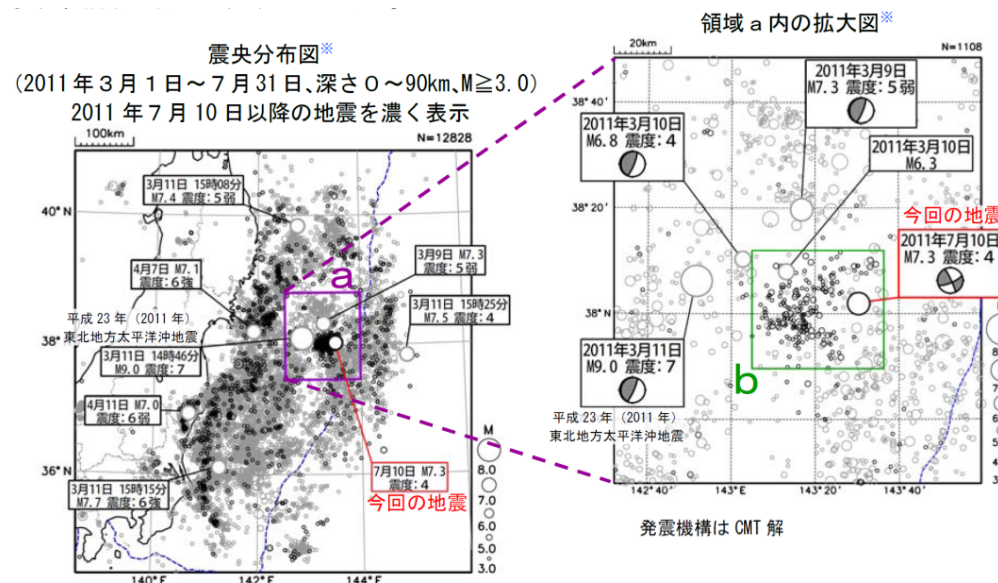


図3-3 震度分布図(各図の左上の数字は表1、図2の番号に対応する。+印は震央を示す)

震度分布図(気象庁(2011b))



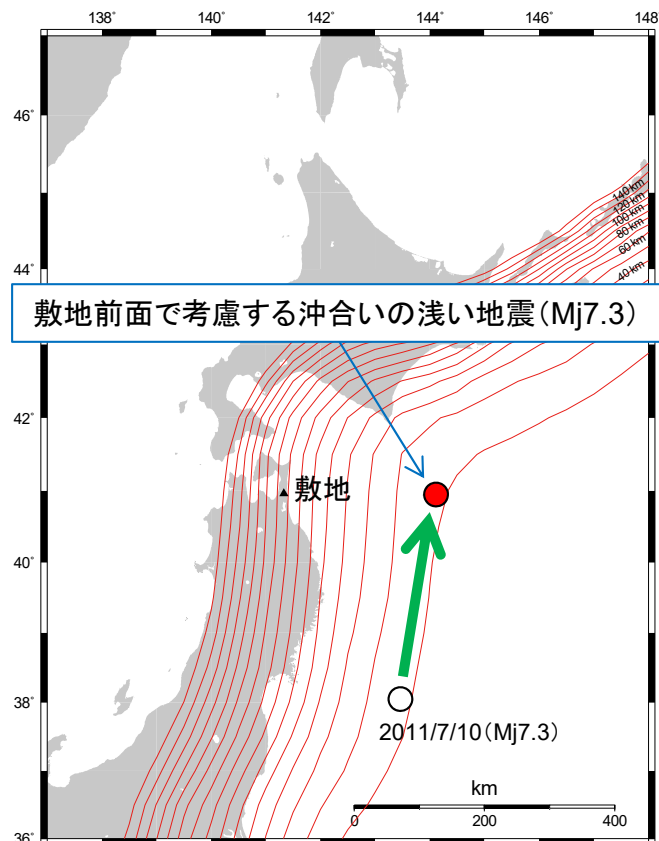
震央分布図(気象庁(2011b))

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)

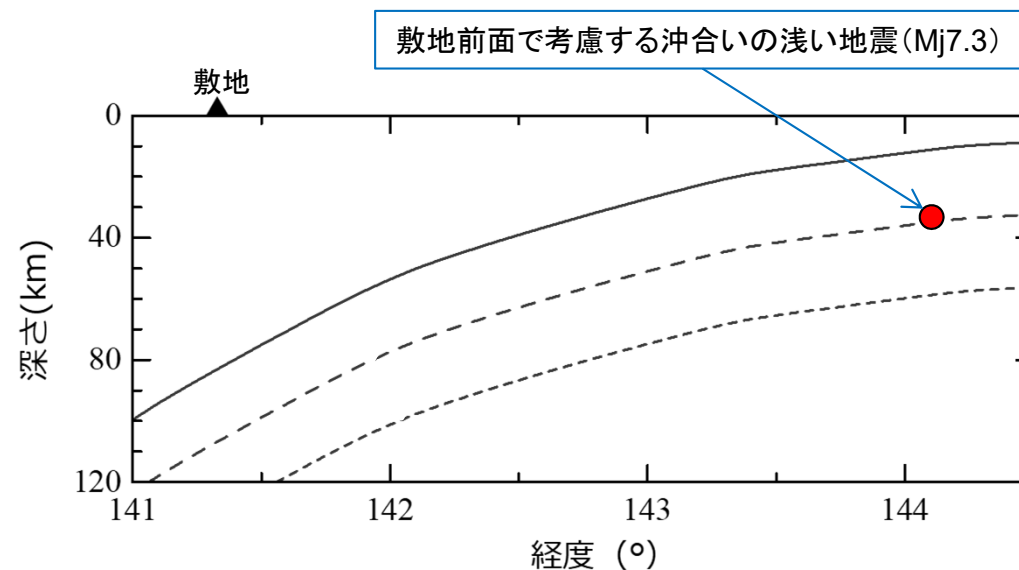
H30.10.31
資料1-4-2
p68 再掲



- 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。



敷地前面で考慮する沖合いの浅い地震(Mj7.3)



敷地前面で考慮する沖合いの浅い地震(Mj7.3)

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。

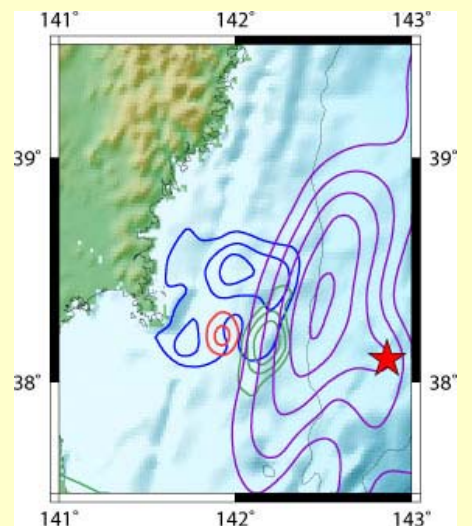
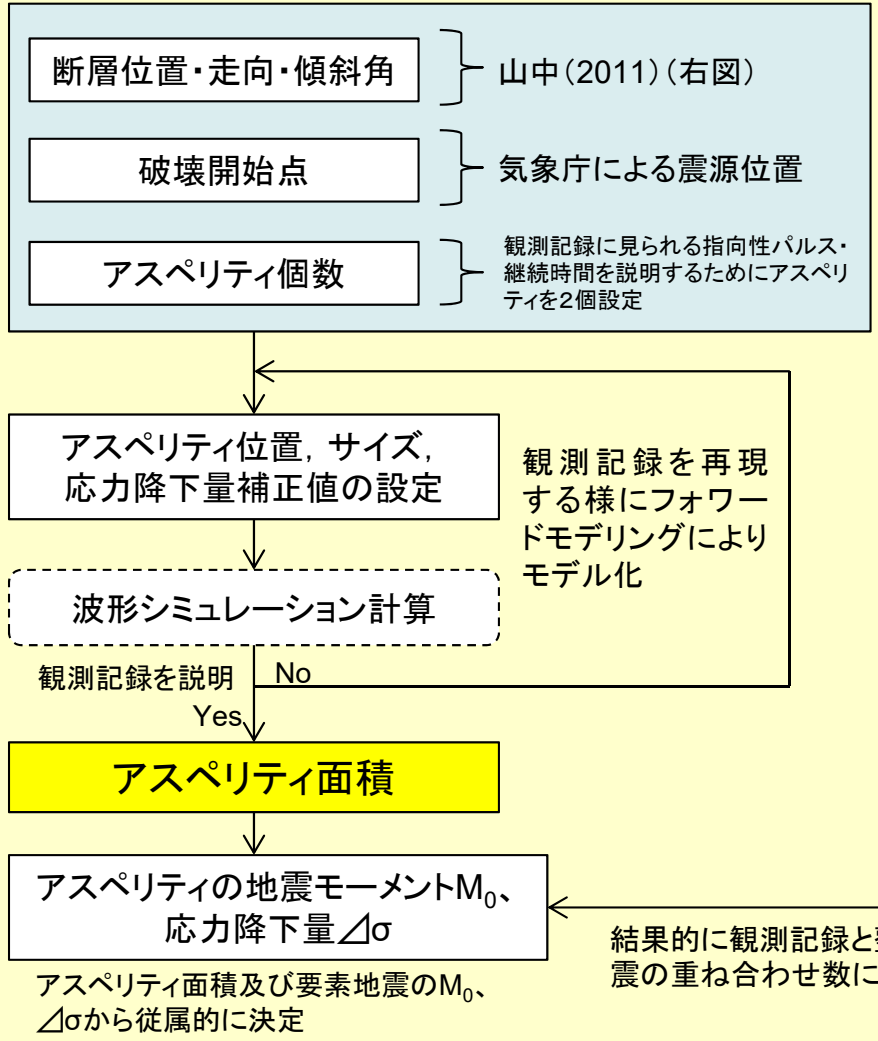
- 以上を踏まえ、敷地周辺に考慮する沖合いの浅い地震の基本モデルは、同一テクトニクス内である東北地方で発生した沖合いの浅い地震の海洋プレート内地震のうち、最大規模である2011年7月10日三陸沖の地震の知見を踏まえ、地震規模としてMj7.3を考慮し、地震規模の不確かさケースとしては、上面の地震と同様に、Mw7.4を考慮することとする。
- 短周期レベルについては、基本モデルは、地震調査委員会(2016)による海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルを用い、短周期レベルの不確かさケースとしては、上面の地震と同様に地震調査委員会(2016)による海洋プレート内地震の標準的な短周期レベルの1.5倍の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

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
 μ : 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
 β : 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

2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.3 検討用地震の断層モデル設定 原田・釜江(2011)の断層パラメータ

H30.10.31
資料1-4-2
p71 再掲



▶ 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 ²) ※2		4.80 × 10 ¹⁰
高周波遮断振動数f _{max} (Hz)		18
地震モーメント(N・m)		6.4 × 10 ¹⁹
短周期レベル(Nm/s ²) ※2, ※3		1.16 × 10 ²⁰
アスペリティ1	断層長さ(km)	10.2
	断層幅(km)	10.2
	面積(km ²)	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 ¹⁹
	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 ²) ※2, ※3	8.17 × 10 ¹⁹	
アスペリティ2	断層長さ(km)	10.2
	断層幅(km)	10.2
	面積(km ²)	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 ¹⁹
	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 ²) ※2, ※3	8.17 × 10 ¹⁹	

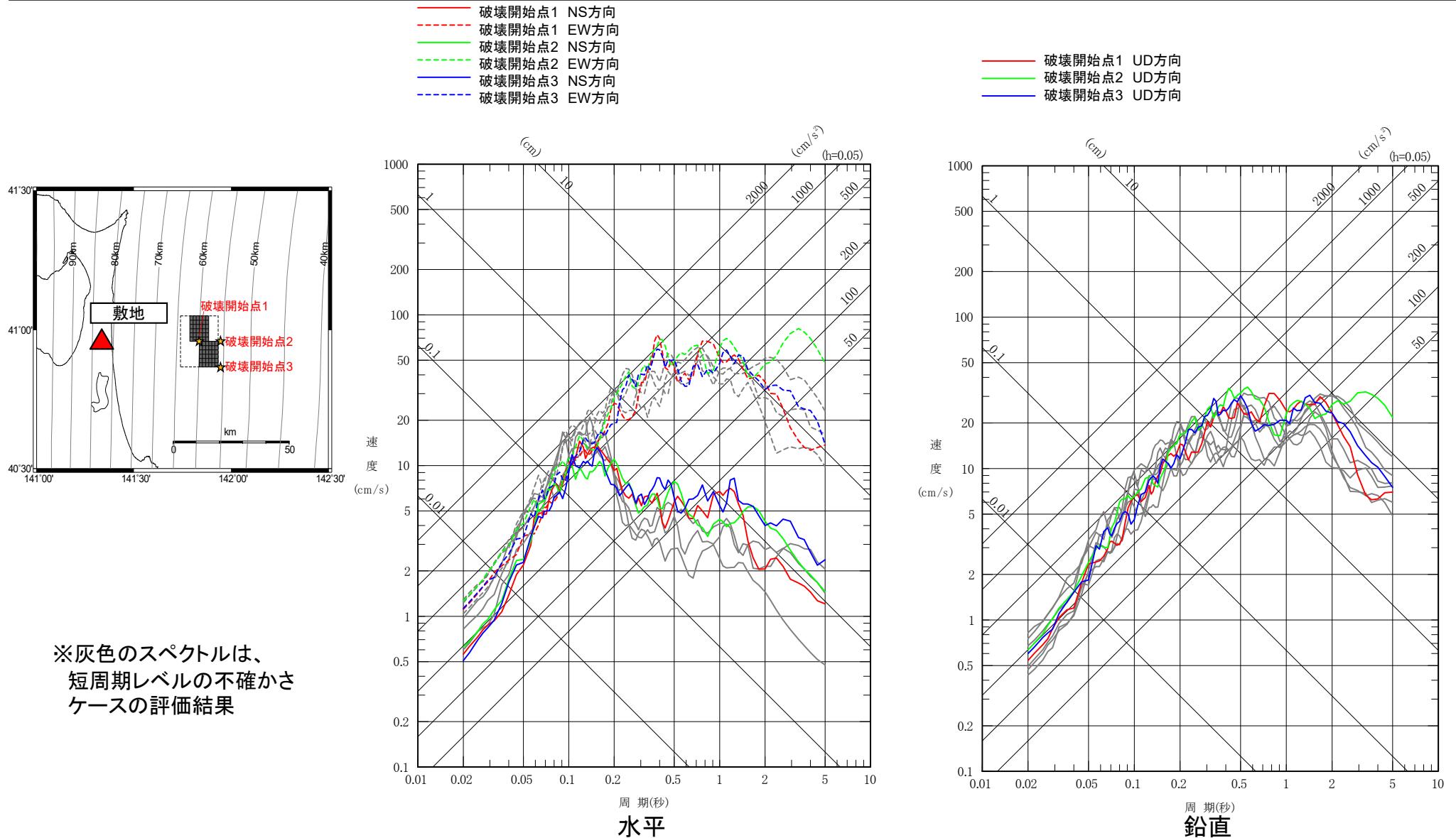
※1: 敷地直近の位置に設定する。

※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。

- 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。



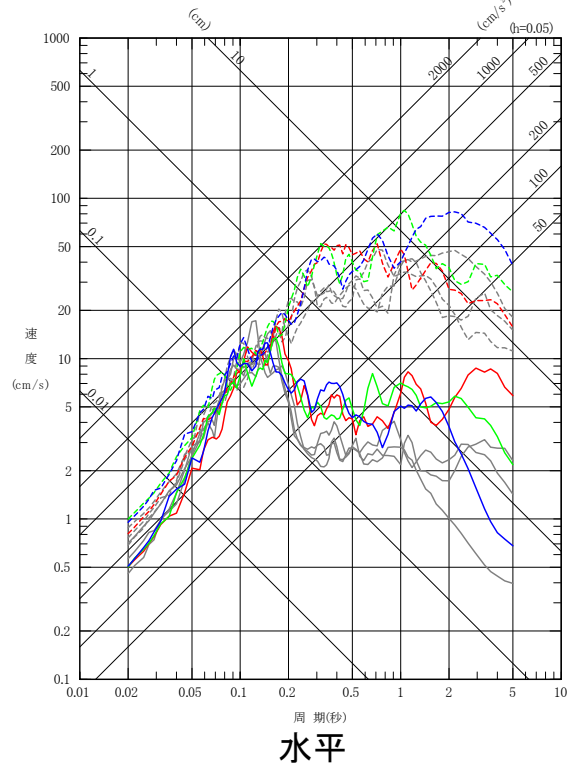
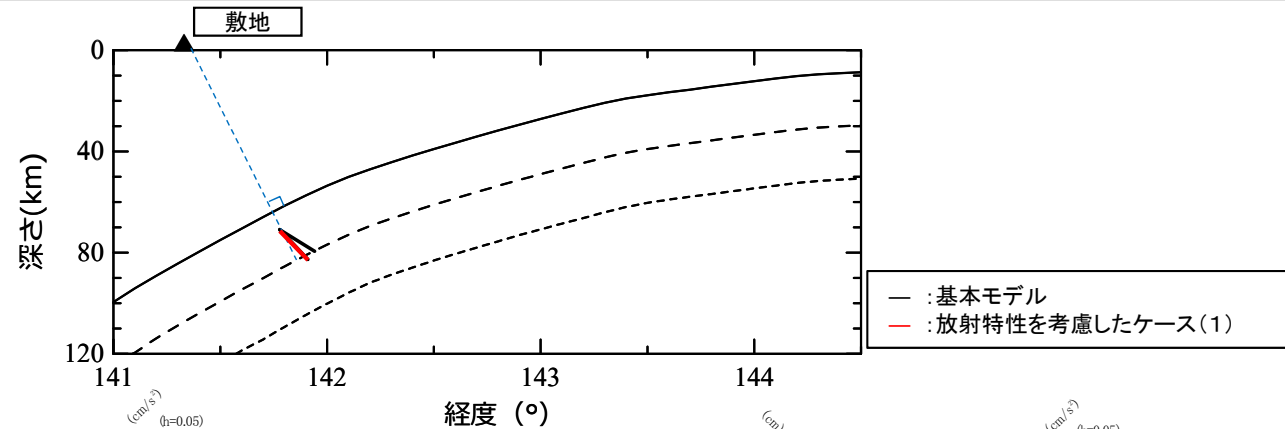
2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.5 地震動評価結果 放射特性を考慮したケース(1)

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

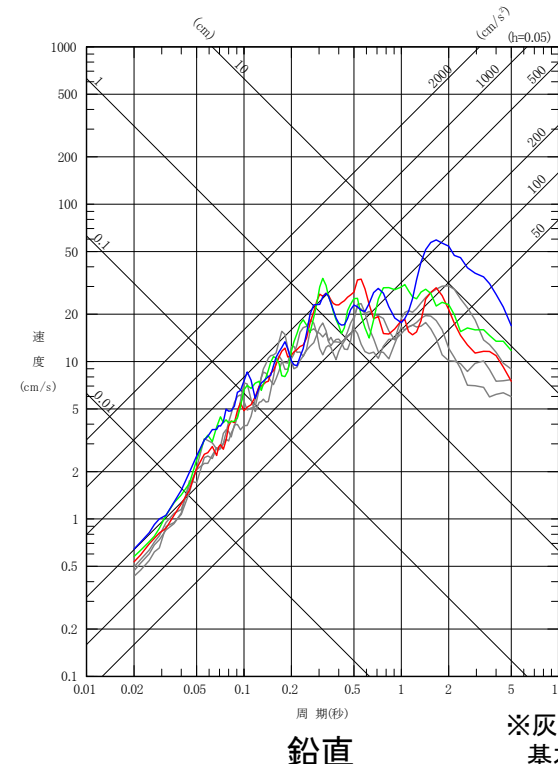
- 断層面の傾斜角を、プレート上面から75° とし、断層の破壊が敷地に向かうような設定を考慮した。
- 断層パラメータについては、基本モデルに準じている。



- 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

水平

経度 (°)
断面図



- 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

鉛直

※灰色のスペクトルは、
基本モデルの評価結果

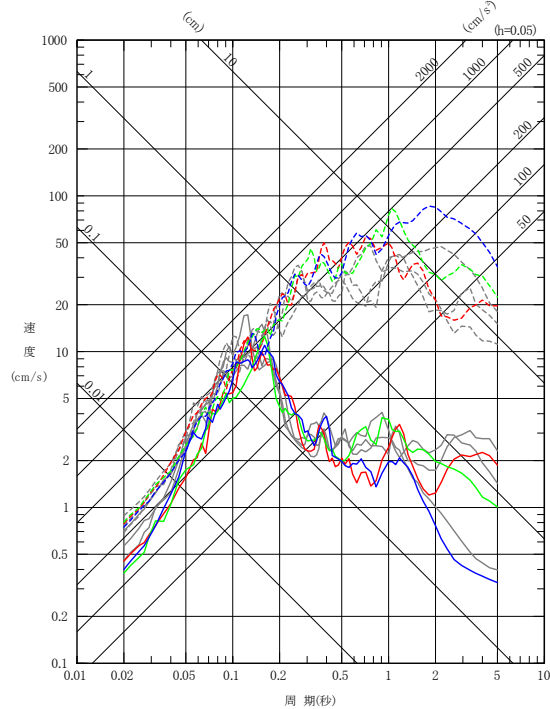
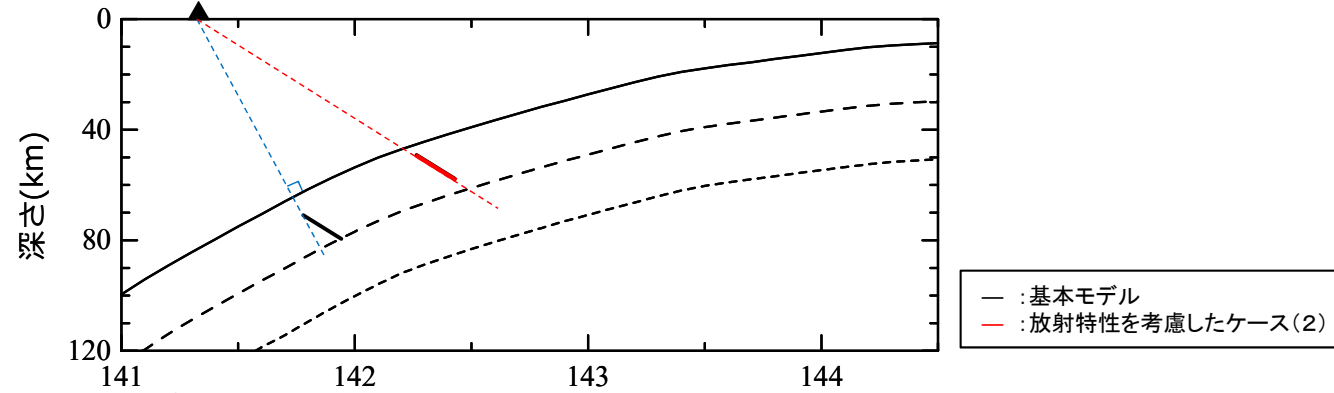
2.2 海洋プレート内地震 / 2.2.5 地震動評価結果 放射特性を考慮したケース(2)

H30.10.31
資料1-4-2
p74 再掲



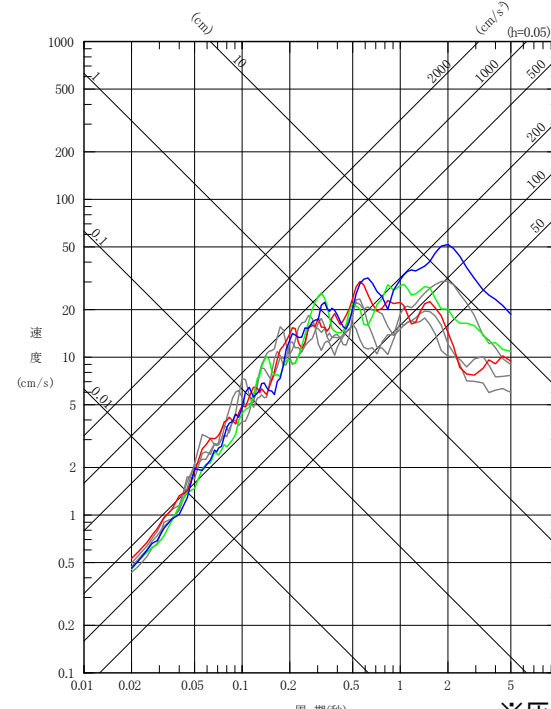
■ 基本モデルについて、破壊が敷地に向かうように震源位置を変更した場合

- 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。



- 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

水平



- 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

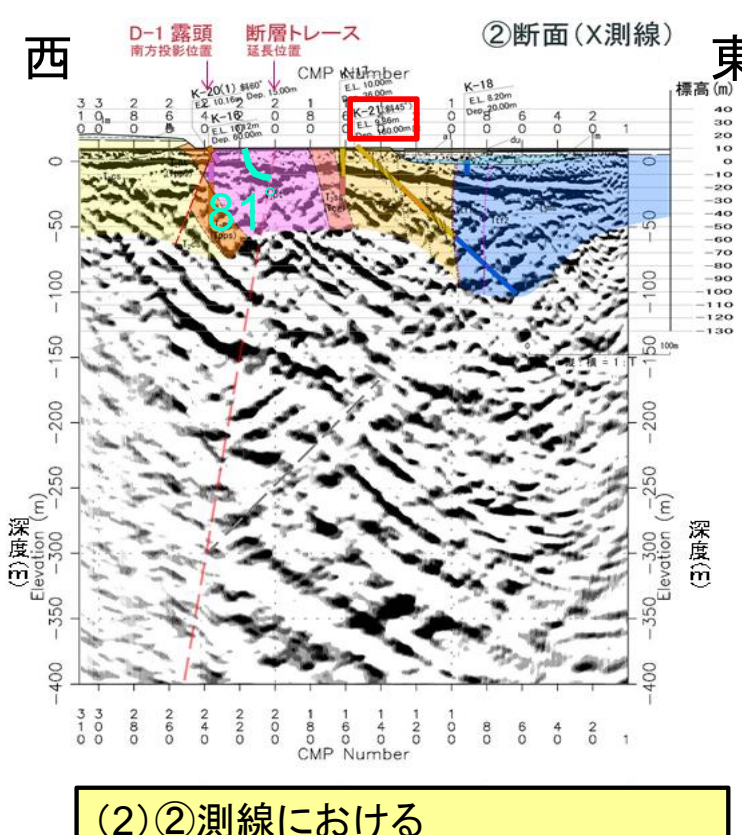
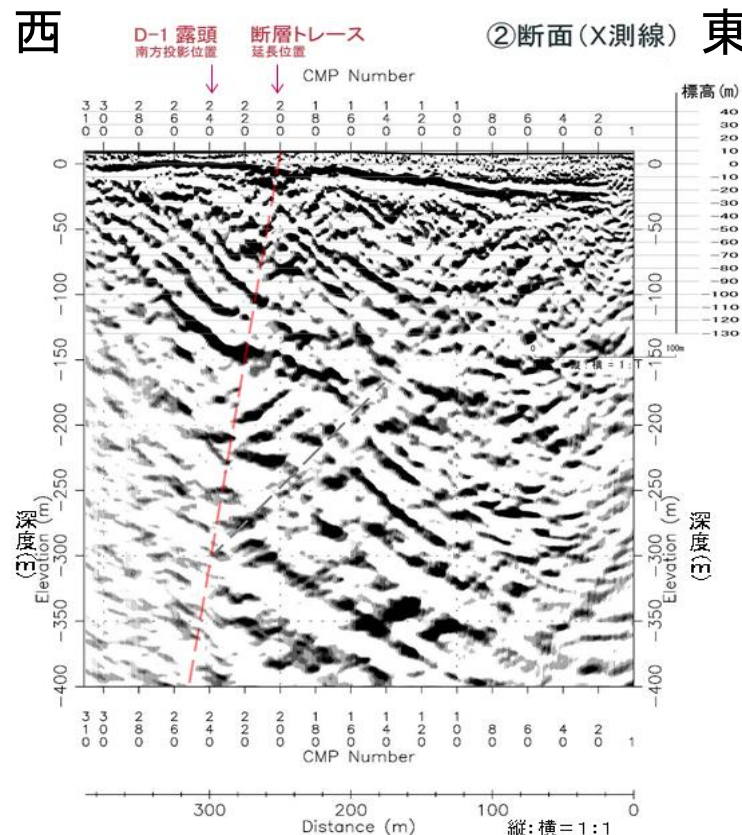
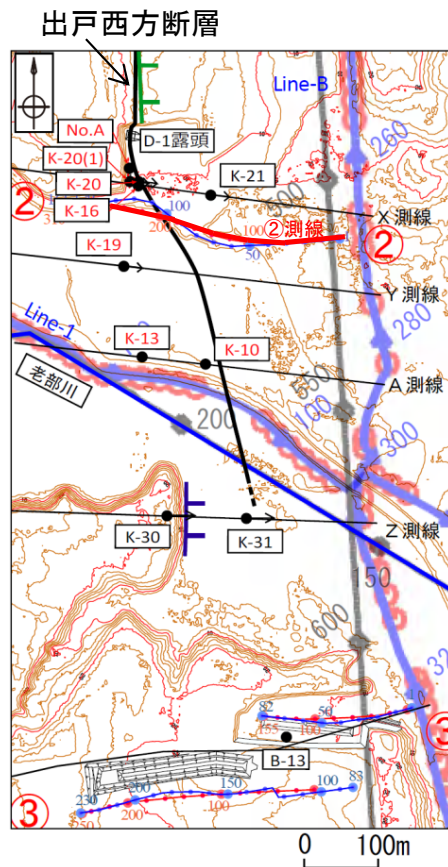
※灰色のスペクトルは、
基本モデルの評価結果

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°

(2) ②測線における
出戸西方断層の見かけ傾斜:81°

(3) ②測線付近における
出戸西方断層の真の傾斜:約84°

反射断面+地質調査結果

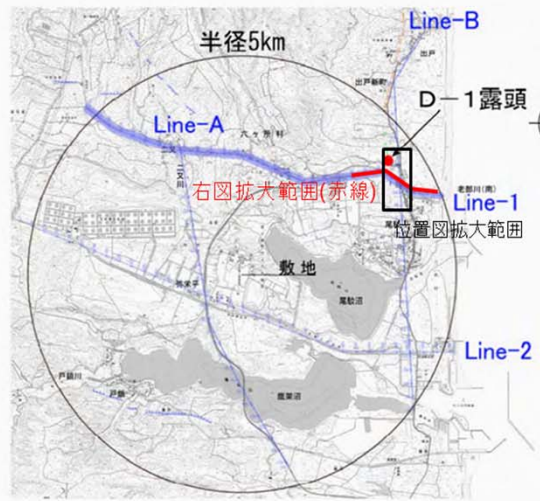
- 反射断面の西半部に見られる断層の地表付近の位置は、D-1露頭、K-16孔から連続する出戸西方断層の地表トレースと一致する。
- 明瞭な反射面が見られる深度300m付近まで、高角西傾斜で連続する。
- 反射面の不連続から、さらに東側において断層の存在が推定されるが、出戸西方断層より東側で掘削したK-21孔において断層は確認されない。

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

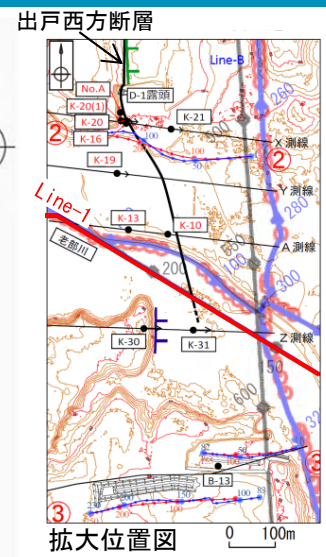
H30.10.31
資料1-4-2
p76 再掲



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



測線位置図

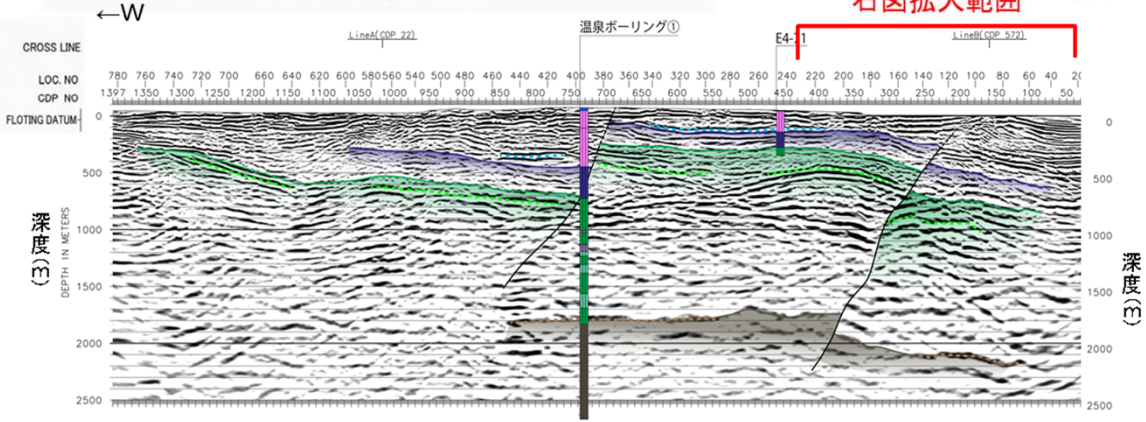


拡大位置図

(1) 出戸西方断層の走向と Line-1測線とのなす角: 43°

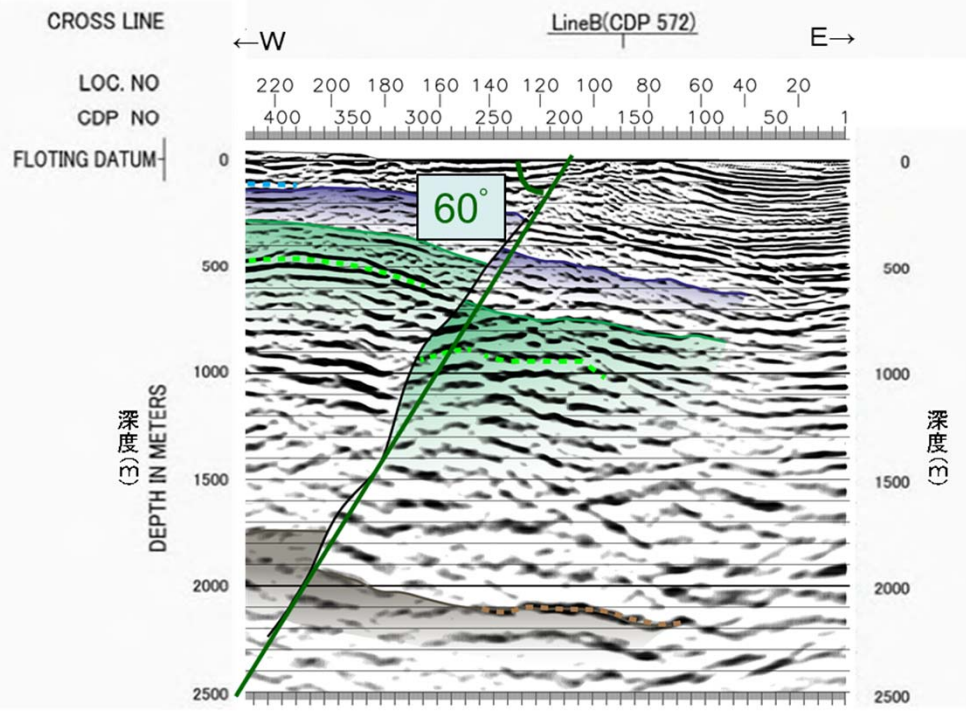
(2) Line-1測線における 出戸西方断層の見かけ傾斜: 60°

(3) Line-1測線付近における 出戸西方断層の真の傾斜: 約 69°



縦:横 = 1:1

- 〈地質解釈図凡例〉
- | 地質時代 記号 | 地層名 |
|----------|---------|
| 新第三紀 中新世 | 鷹架層 下部層 |
| | 泊層 |
| 先第三紀 | 尻屋層 |



縦:横 = 1:1

- 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)

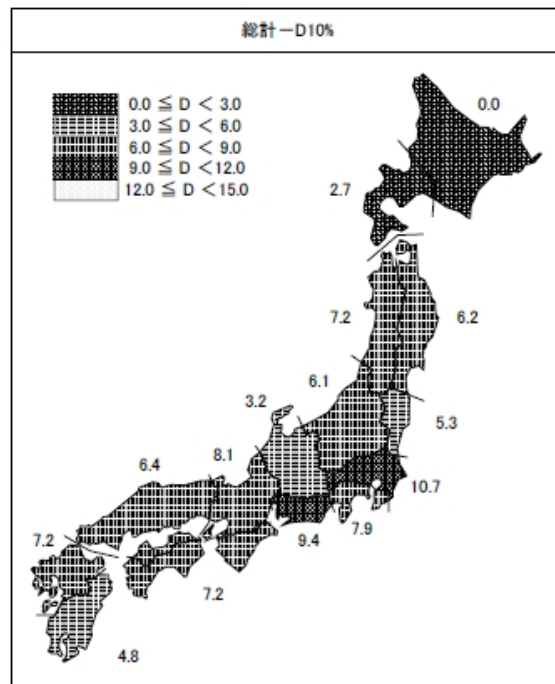
原子力安全基盤機構(2004)による東北北部の地震発生層

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

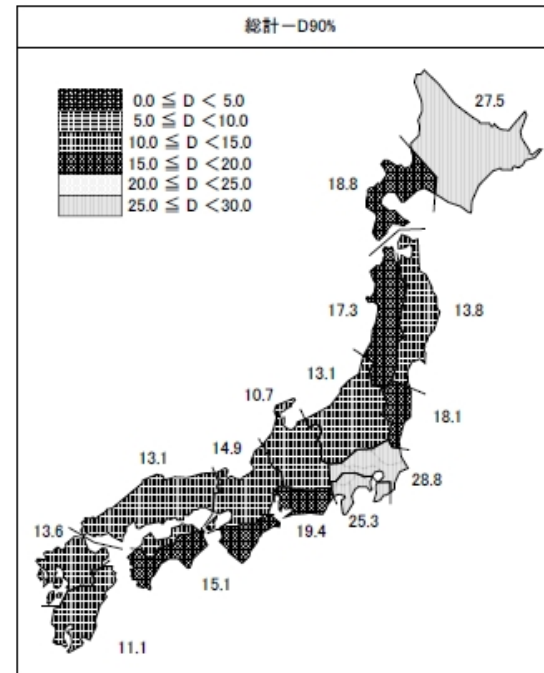
D10%:その値より震源深さが浅い地震数が全体の10%になるときの震源深さ。地震発生層上限に対応
D90%:その値より震源深さが浅い地震数が全体の90%になるときの震源深さ。地震発生層下限に対応

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



(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。

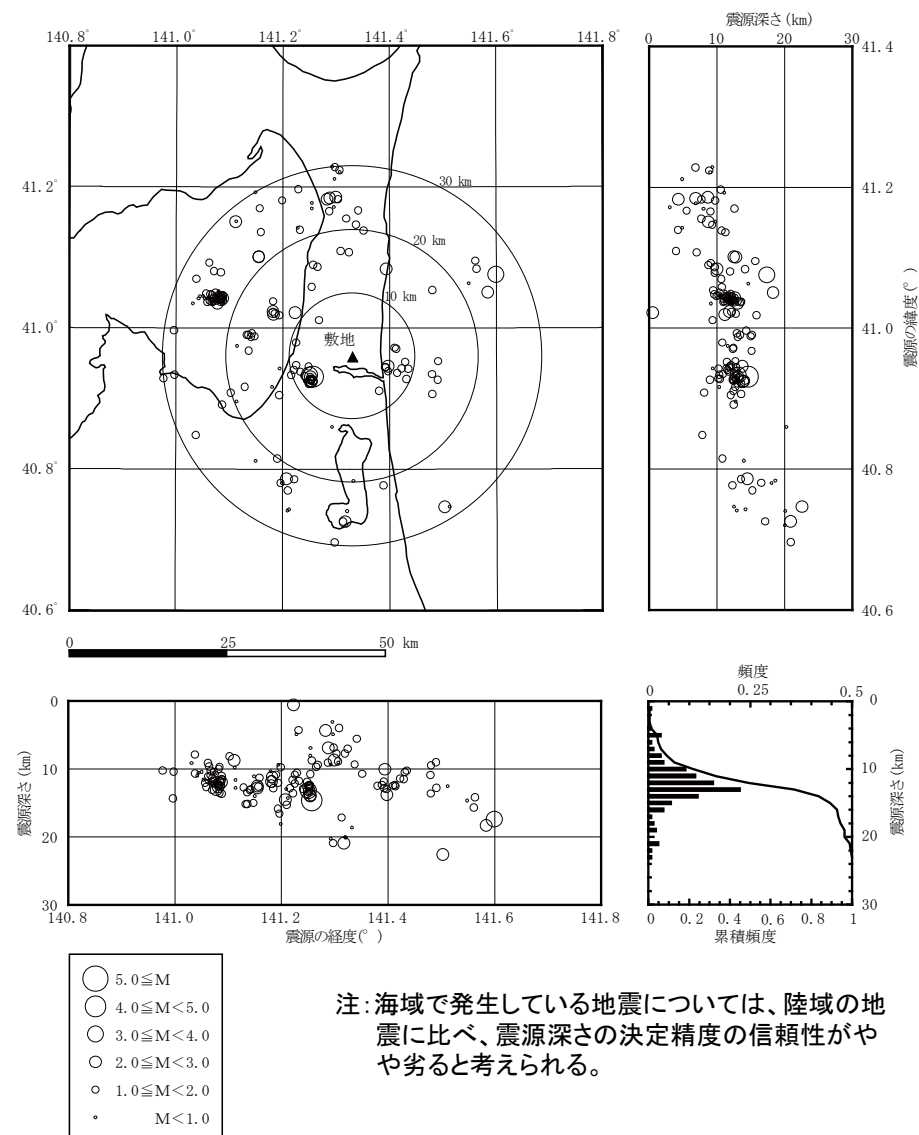
D10%(上限深さに相当): 8.2km

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

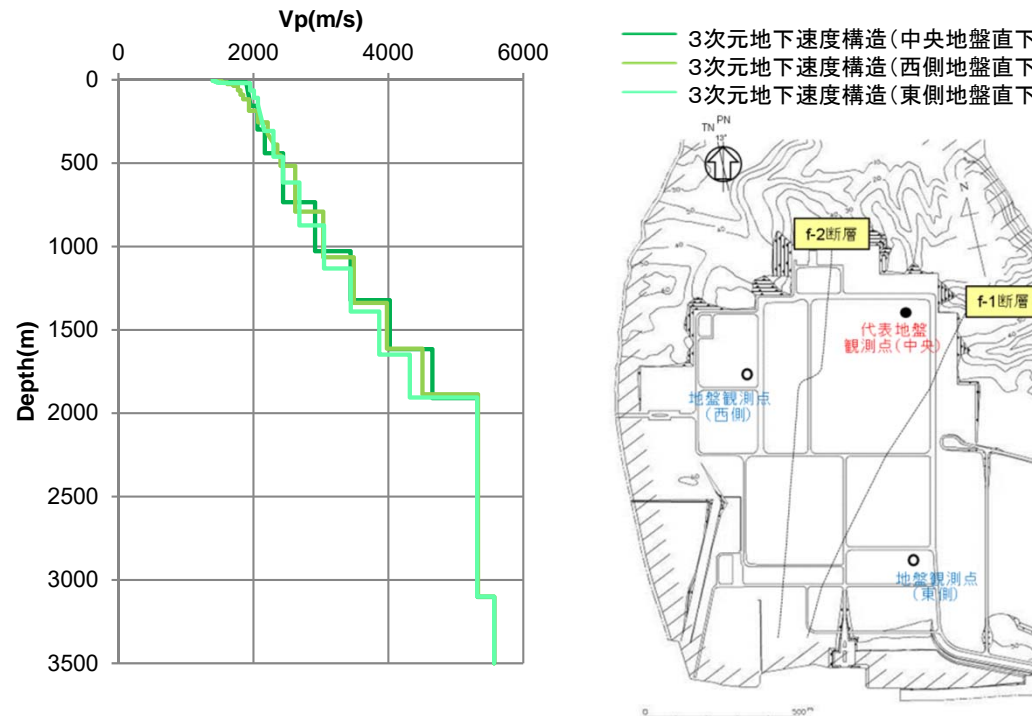
H30.10.31
資料1-4-2
p79 再掲



➤ 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)

■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。

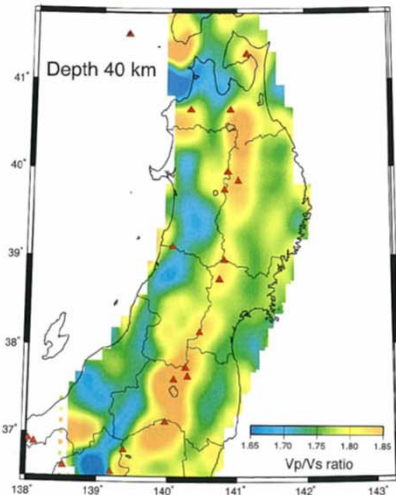


Fig. 5. V_p/V_s ratio at a depth of 40 km [Nakajima *et al.* (2001a)]. Red triangles show active volcanoes.

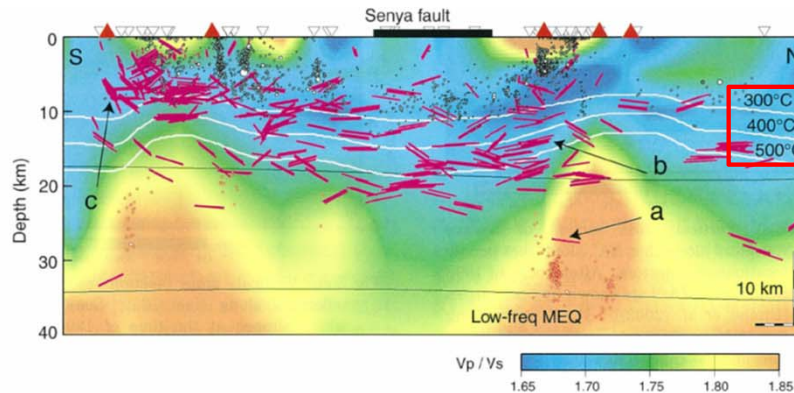


Fig. 5(e). Vertical cross section of S-wave reflectors along line NS. Vertical exaggeration is 2. Black and red circles show shallow earthquakes and low frequency microearthquakes, respectively. White lines show isothermal lines within the crust estimated from P wave velocity perturbations [Hasegawa *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).

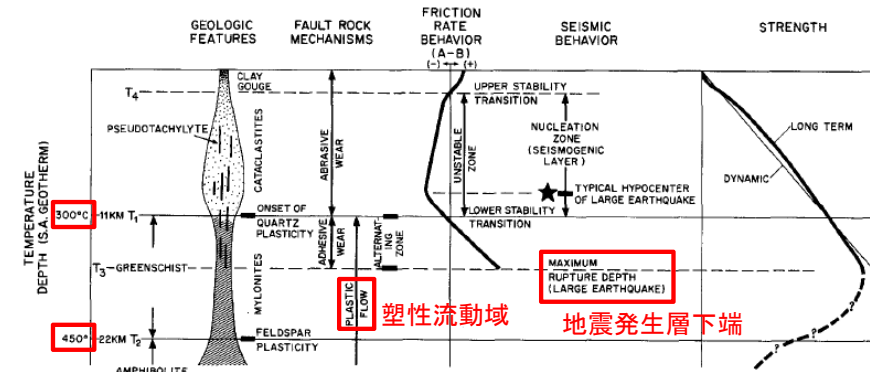


Fig. 4. A synoptic shear zone model, illustrating the major geological and seismological features.

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

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

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

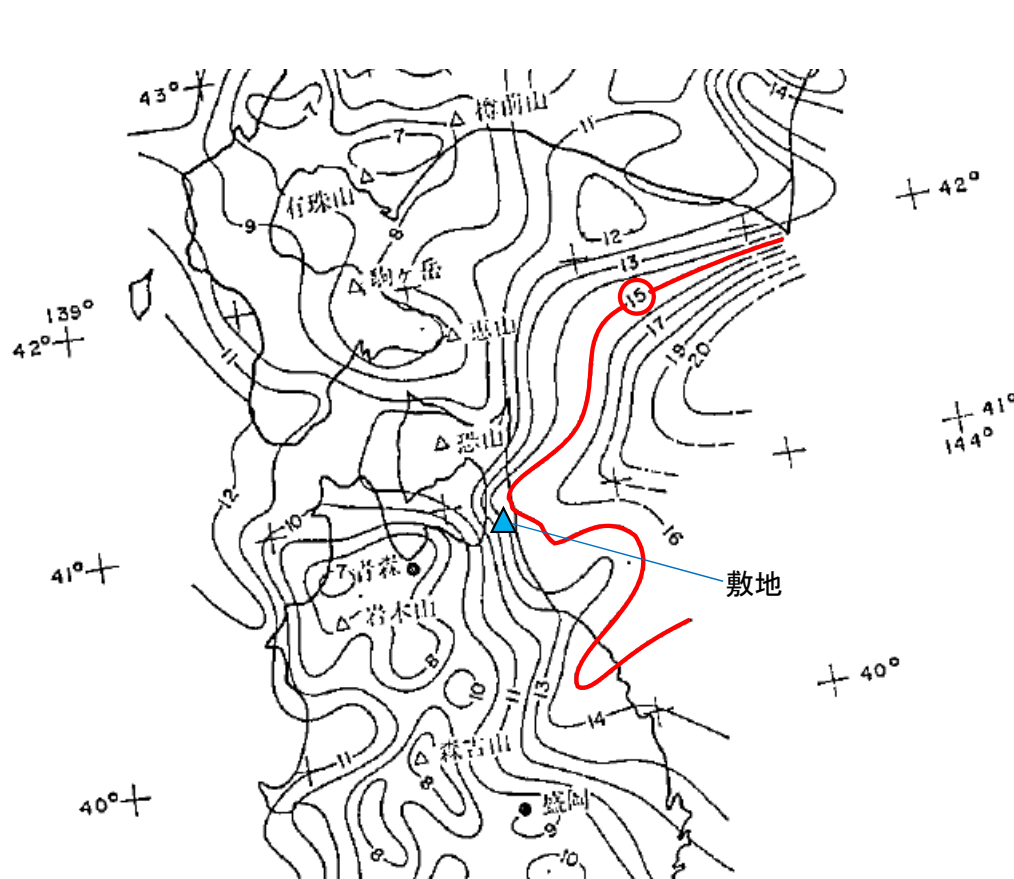
H30.10.31
資料1-4-2
p82 再掲



■ 敷地周辺のキュリー点深度に基づく検討

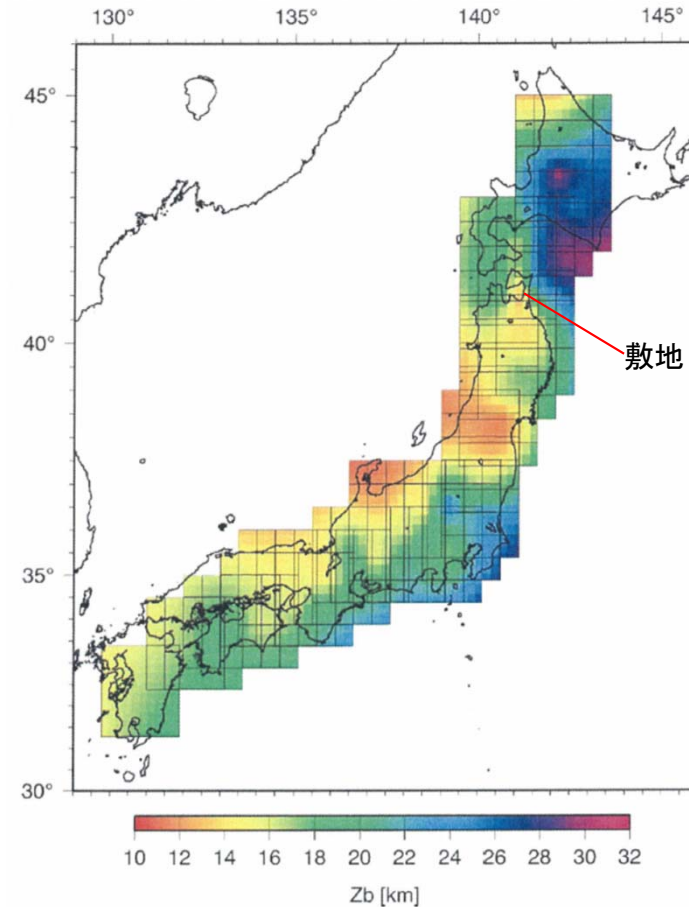
➤ Tanaka et al. (2005)によれば、微小地震のD90%とキュリー点深度の間には、相関があるとしている。

➤ 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	断層面の形状	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)

H30.10.31
資料1-4-2
p86 再掲



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 ³)	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	$110f^{0.69}$	-	$110f^{0.69}$	-	

$$\frac{1}{Q(f)} = \underbrace{\frac{1}{Q_0 \cdot f^n}}_{\text{散乱減衰項}} + \underbrace{\frac{1}{Q_i}}_{\text{内部減衰項}}$$

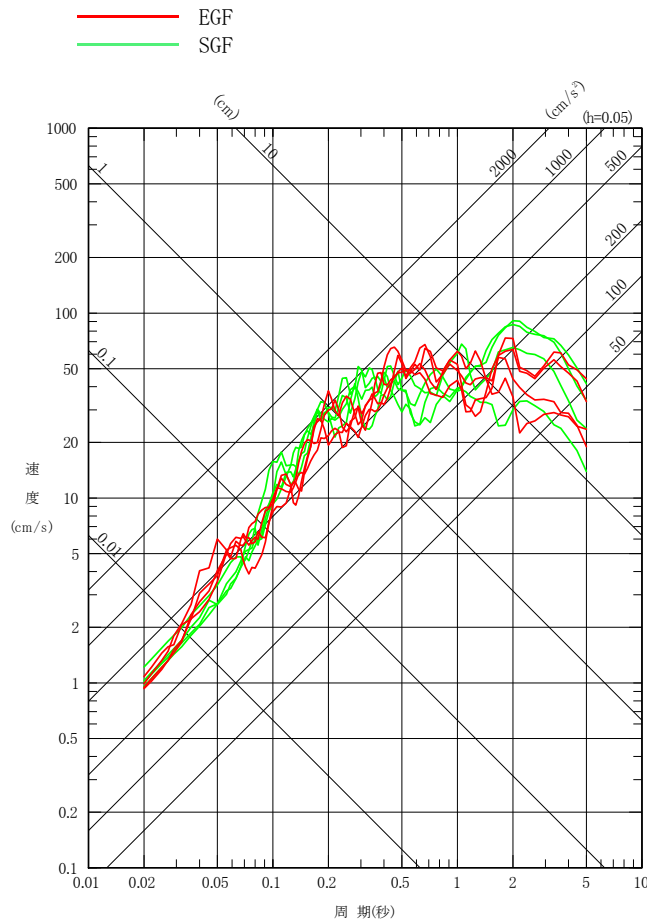
※: 小林ほか(1999)による、散乱減衰及び内部減衰を考慮したQ値モデル式

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)

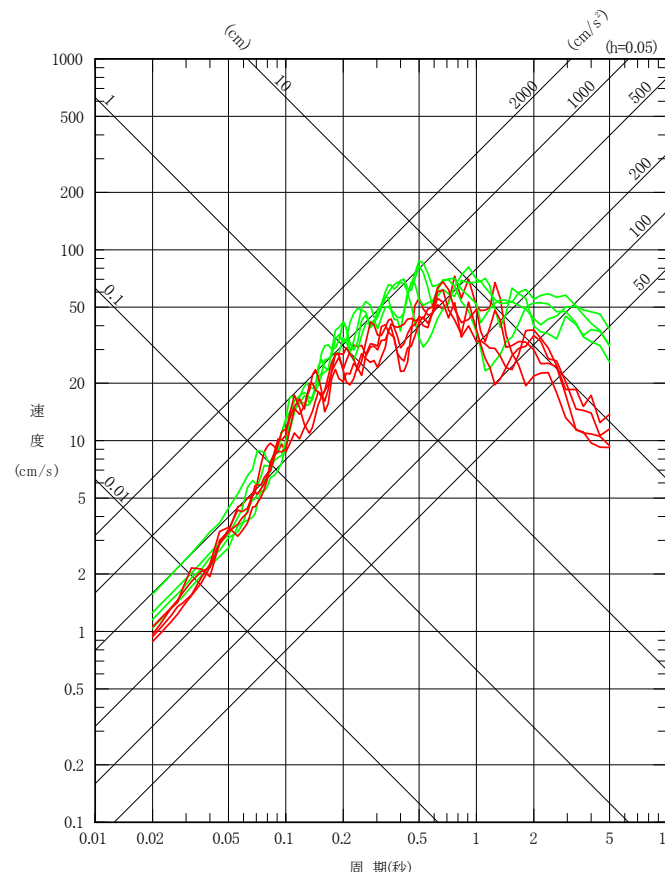
H30.10.31
資料1-4-2
p87 再掲



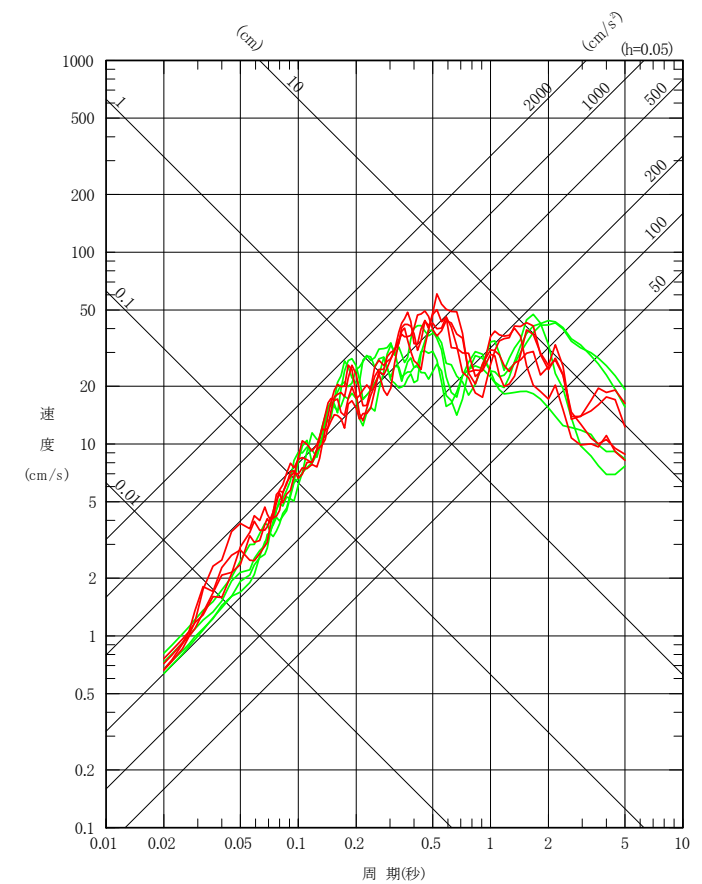
- 要素地震の妥当性確認のために、基本モデルについて、統計的グリーン関数法(SGF)による評価を実施した。
- 統計的グリーン関数法による評価に対し、経験的グリーン関数法(EGF)による地震動評価結果を合わせて示す。両者の地震動レベルは概ね同等となっており、経験的グリーン関数法に用いている要素地震については、適切なものが選ばれていると考えられる。



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大幅に追加されている。

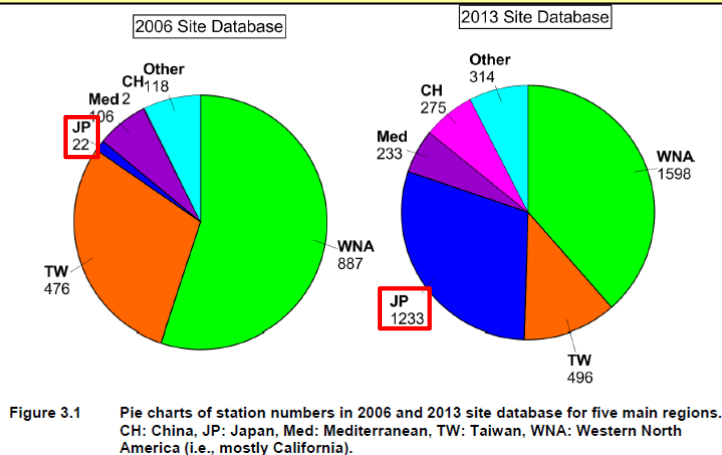


Figure 3.1 Pie charts of station numbers in 2006 and 2013 site database for five main regions. CH: China, JP: Japan, Med: Mediterranean, TW: Taiwan, WNA: Western North America (i.e., mostly California).

観測点の追加状況

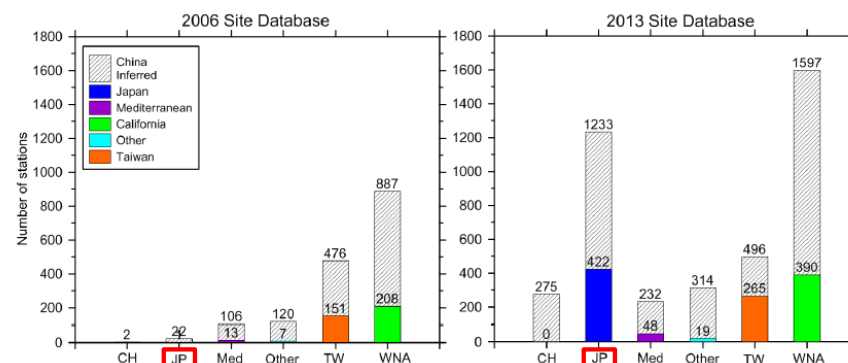


Figure 3.3 Histograms for sites with measured V_s and profile depths > 30 m in the 2006 and 2013 site databases for five main regions and other regions.

S波速度が得られている観測点の追加状況

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の更新について

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

※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思わ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。

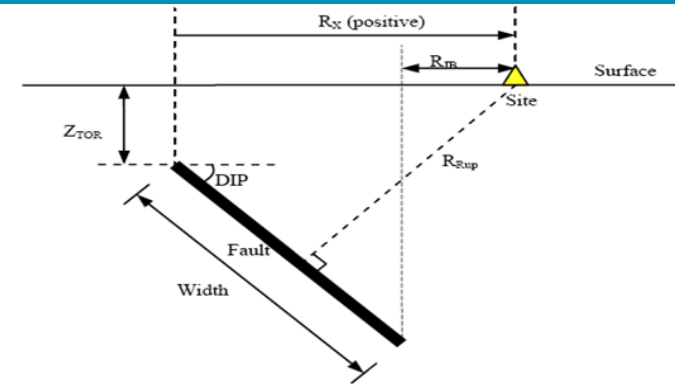
2.3 内陸地殻内地震 / 2.3.5 NGA距離減衰式(2008)とNGA距離減衰式(2014)について NGA距離減衰式(2014)に用いられているパラメータ(概要)

H30.10.31
資料1-4-2
p90 再掲

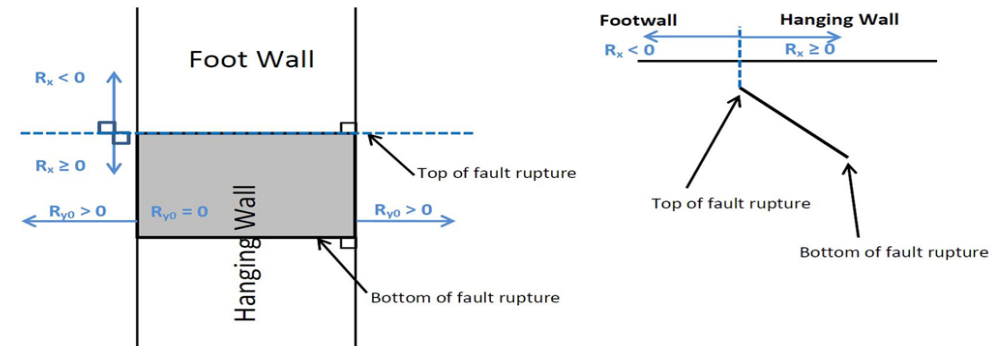


パラメータの概要

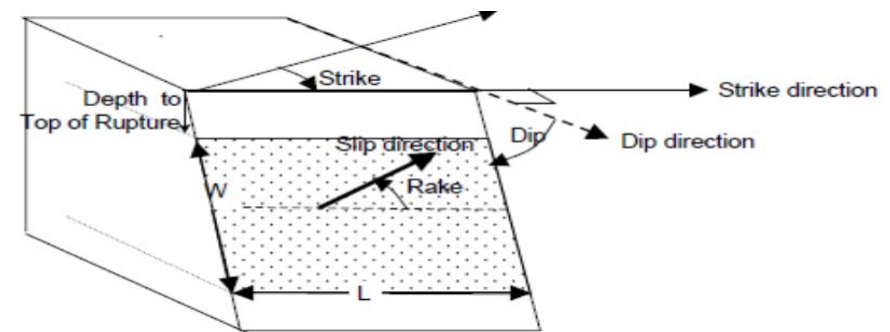
パラメータ		
地震規模	Magnitude 地震規模	M_w
断層タイプ	Style of faulting 断層形態	F_{RV}, F_{NM}, SS (逆断層, 正断層, 横ずれ断層)
地盤物性	V_{S30} (km/s) 深さ30mまでの平均Vs	V_{S30}
断層からの距離	Closest distance to rupture(km) 断層最短距離	R_{RUP}
	Hor. dist. to surface proj. (km) 断層の水平投影面からの距離	R_{JB}
	Hor. dist. from edge of rupture (km) 断層上端からの距離	R_x
	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

NGA-west2 HP <<http://peer.berkeley.edu/ngawest2/databases/>>
より抜粋・加筆

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

H30.10.31
資料1-4-2
p91 再掲



- 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)

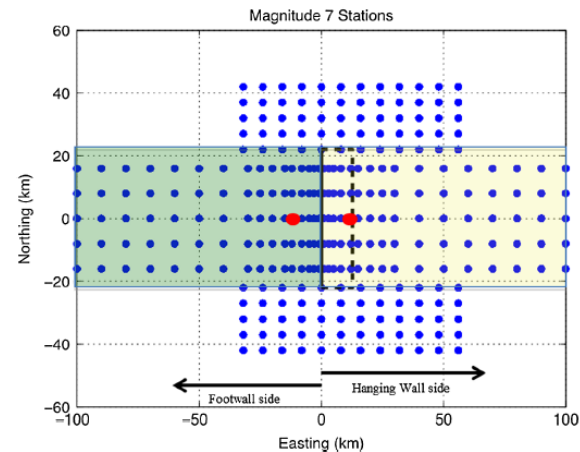
■ Donahue and Abrahamson(2014)の考え方(上盤効果のシミュレーション)

- 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。

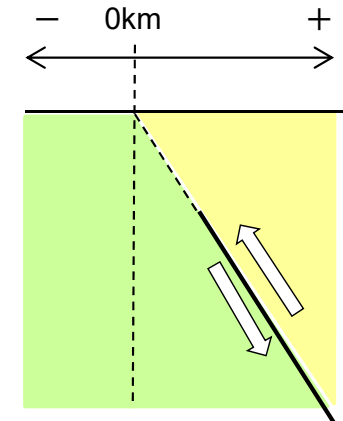
Donahue and Abrahamson(2014)において
シミュレーションに用いられた地震のパラメータ

Table A1. Earthquake scenarios for the finite fault simulations

Magnitude	Area (km ²)	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

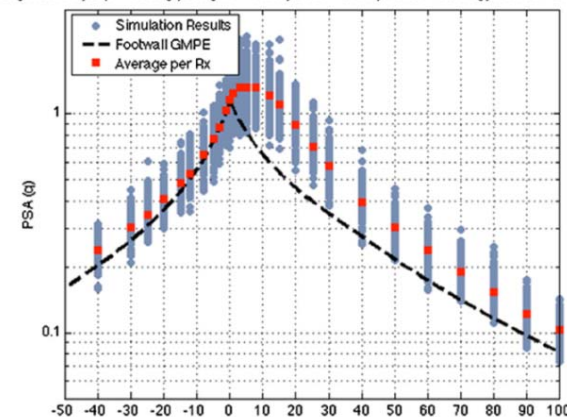


シミュレーション概要図



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)

H30.10.31
資料1-4-2
p93 再掲



■ 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。

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

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 $T_2(\mathbf{M}) = 1 + a_2(\mathbf{M} - 6.5)$

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

断層形状・地震規模に関する項

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

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

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

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

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

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

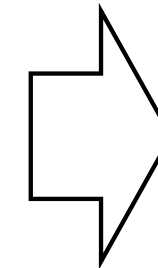
断層面からの距離に関する項

※ 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。

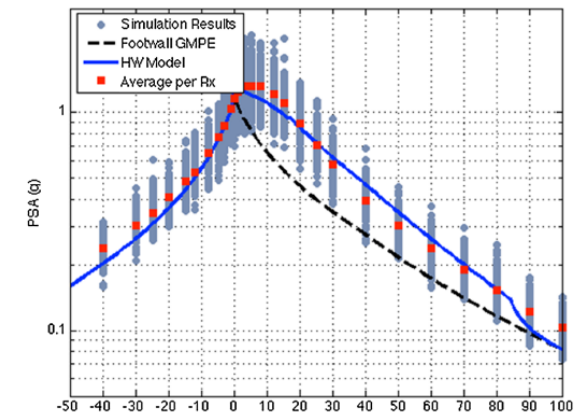
Donahue and Abrahamson(2014)
における上盤効果モデル式の定数

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_n ,
 h_n)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 $T_3(R_x, W, dip) = \begin{cases} h_1 + h_2(R_x/R_1) + h_3(R_x/R_1)^2 & \text{for } R_x < R_1 \\ 1 - \left(\frac{R_x - R_1}{R_2 - R_1}\right) & \text{for } R_1 \leq R_x \leq R_2 \\ 0 & \text{for } R_x > R_2 \end{cases}$

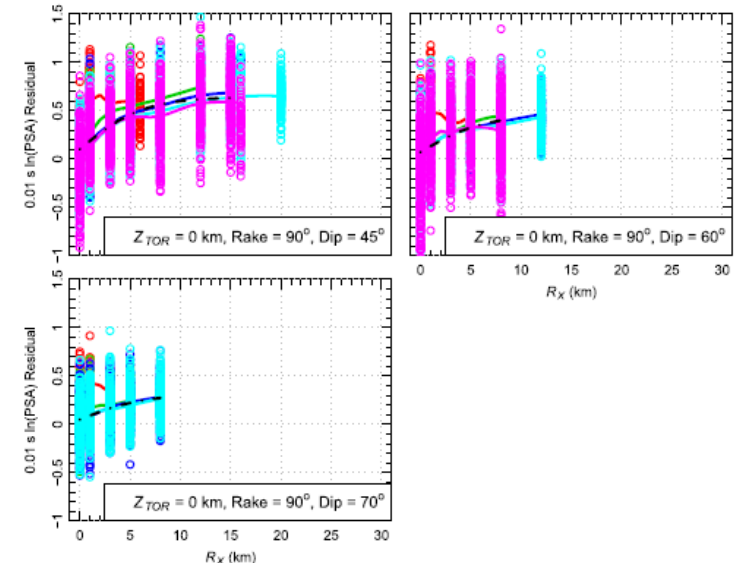
断層面の深さに関する項 $T_4(Z_{TOR}) = \begin{cases} 1 - \frac{Z_{TOR}^2}{100} & \text{for } Z_{TOR} \leq 10 \text{ km} \\ 0 & \text{for } Z_{TOR} > 10 \text{ km} \end{cases}$

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。

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

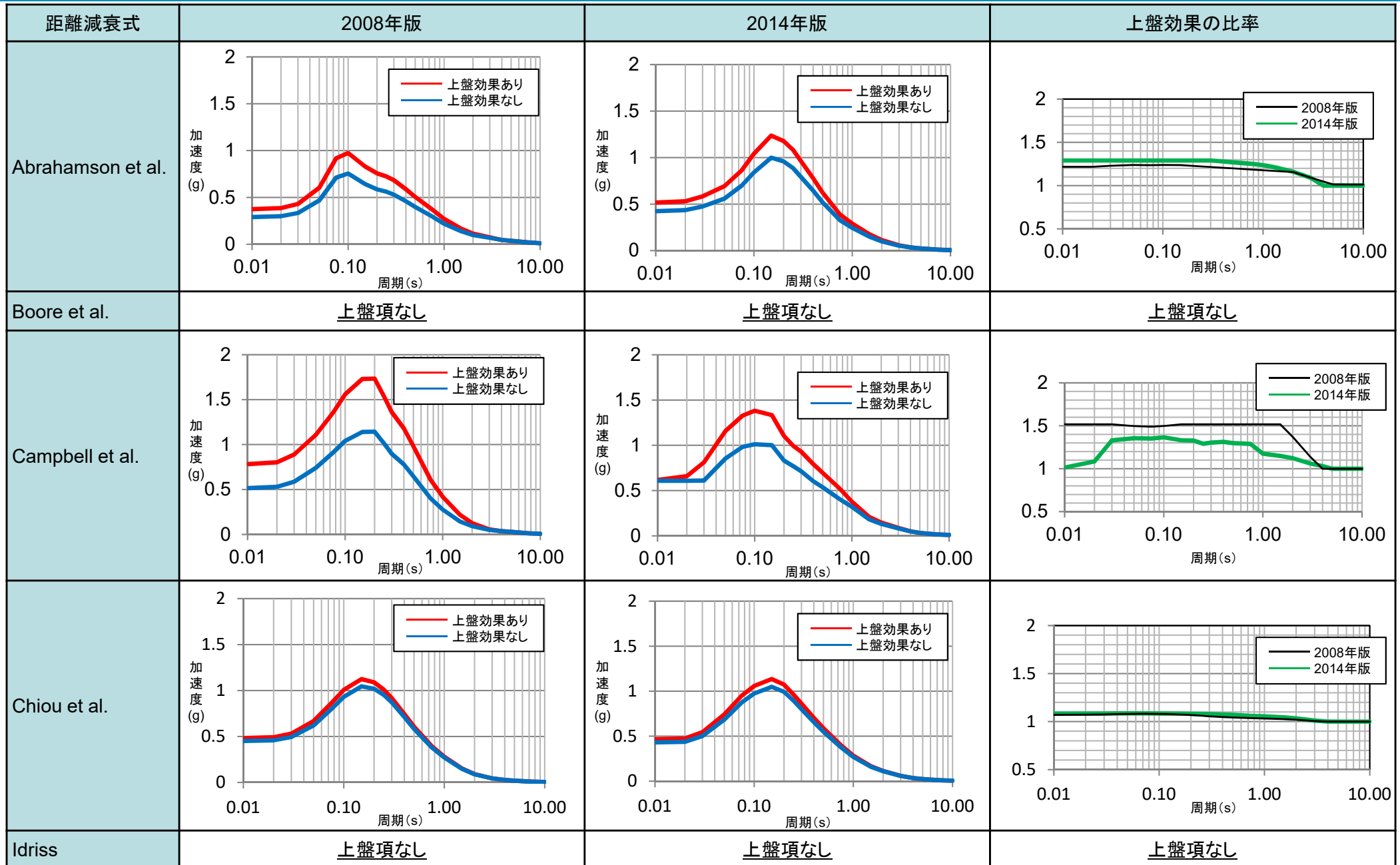
断層面からの距離に関する項 断層面の深さ・距離に関する項



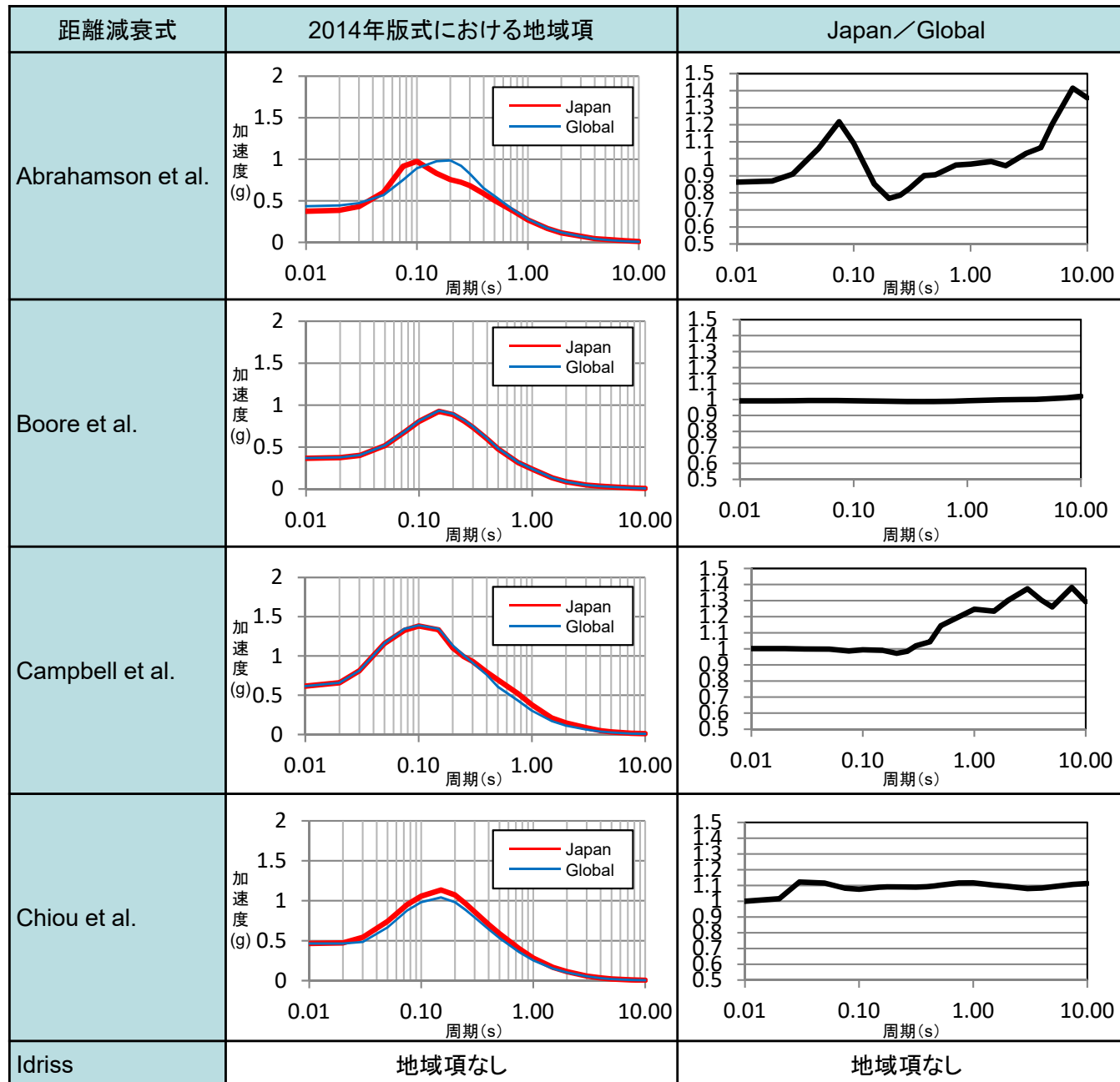
Chiou et al. (2014)におけるシミュレーション結果

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

H30.10.31
資料1-4-2
p96 再掲



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。

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

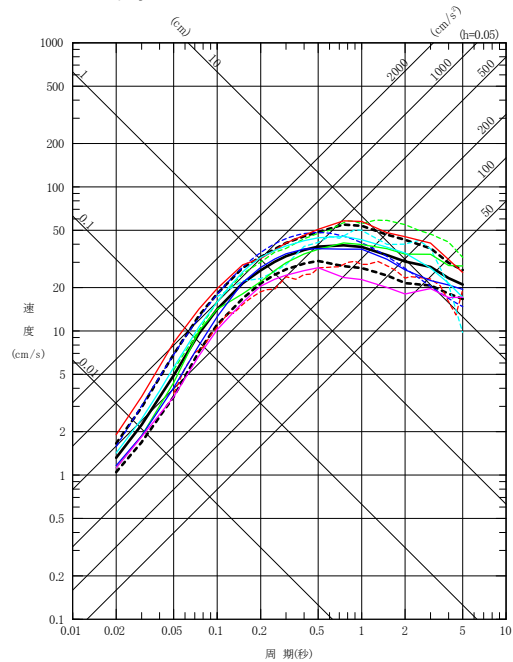
まとめ

H30.10.31
資料1-4-2
p99 再掲

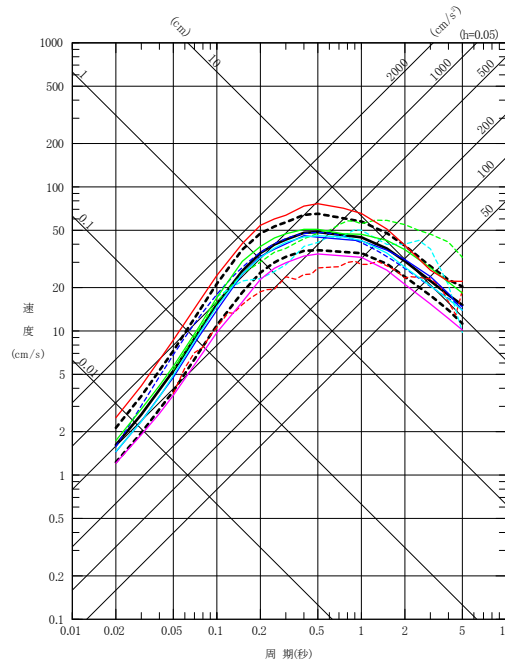


- 2014年版の距離減衰式のうち、Idriss(2014)以外については、地域項が追加されており、拡充された日本のデータによる補正が可能となっている。
- 2014年版の距離減衰式のうち、Abrahamson et al.(2014), Campbell et al.(2014), Chiou et al.(2014)については、Donahue and Abrahamson(2014)による上盤効果のシミュレーション結果とよく整合する上盤項に更新されている。
- 2014年版と2008年版のNGA式と、同一の条件で計算した国内の距離減衰式の評価結果を比較すると、2008年版の式ではNGA式と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。

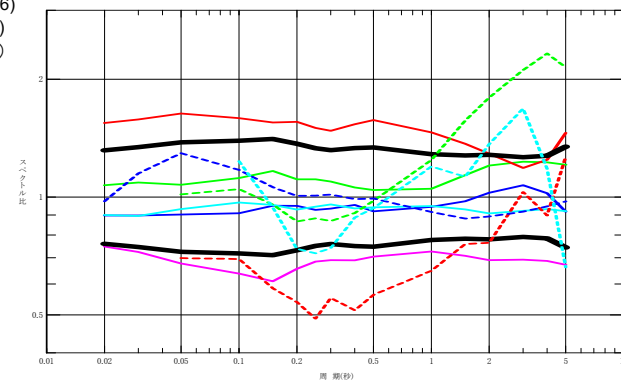


2014年版

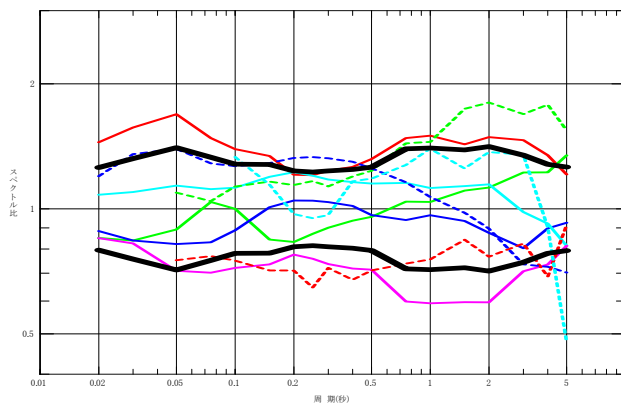
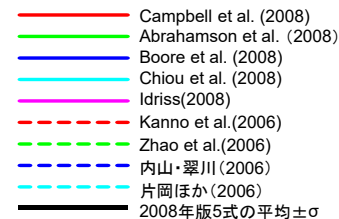


2008年版

※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)

