



リサイクル燃料備蓄センター 使用済燃料貯蔵事業変更許可申請

基準地震動の策定 [資料集]

令和2年2月14日
リサイクル燃料貯蔵株式会社

コメントリスト

番号	指摘日	コメント内容	ページ番号
1	平成31年4月15日 第173回ヒアリング	地震調査研究推進本部地震調査委員会が、平成31年2月26日に公表した「日本海溝沿いの地震活動の長期評価」について、これまでの評価内容（地震動評価及び津波評価）への影響の有無について説明すること。	P214～222

目次

1. 地下構造モデルの策定	3
1.1 地質調査結果に基づく地下構造		
1.2 地震観測記録の分析		
1.3 地下構造モデルの設定		
2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動	49
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	131
3.1 Mw6.5以上の2地震		
3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震		
4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019)) の地震動評価内容への影響	214

1. 地下構造モデルの策定
 - 1.1 地質調査結果に基づく地下構造
 - 1.2 地震観測記録の分析
 - 1.3 地下構造モデルの設定
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
 - 2.2 海洋プレート間地震
 - 2.3 内陸地殻内地震
3. 震源を特定せず策定する地震動
 - 3.1 Mw6.5以上の2地震
 - 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震
4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響

1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査

敷地周辺広域の深部地下構造や速度構造を把握するため、以下の弾性波探査を実施している。

- ① S波反射法地震探査
- ② P波反射法地震探査
- ③ 屈折法地震探査

1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(S波反射法地震探査)

【S波反射法地震探査】

S波反射法地震探査を敷地
廻りの東西測線、南北測線
において実施し、S波速度構
造を確認している。

S波反射法地震探査の仕様

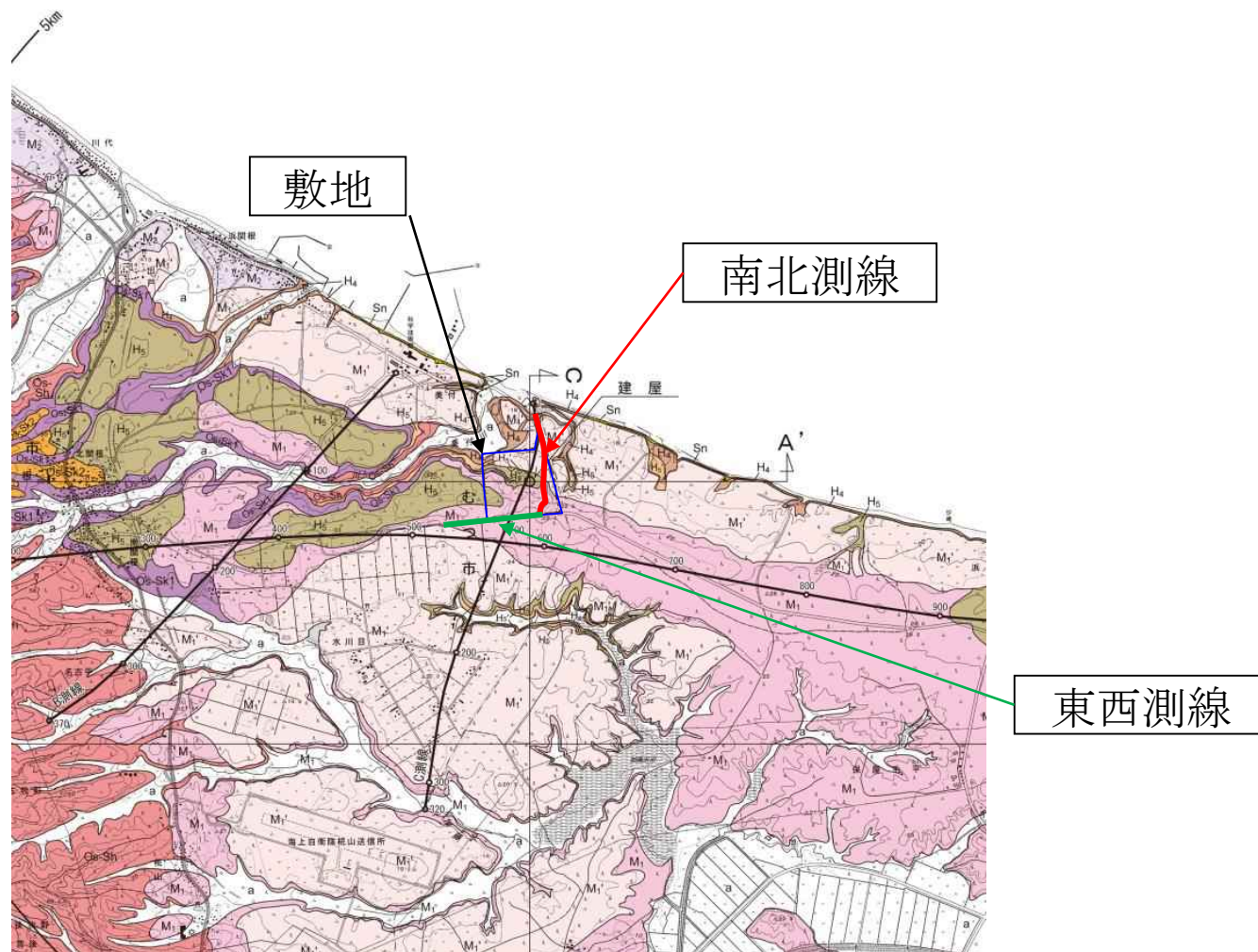
振源:ミニバイブ 1台

発振点間隔:10m

受信点間隔:20m

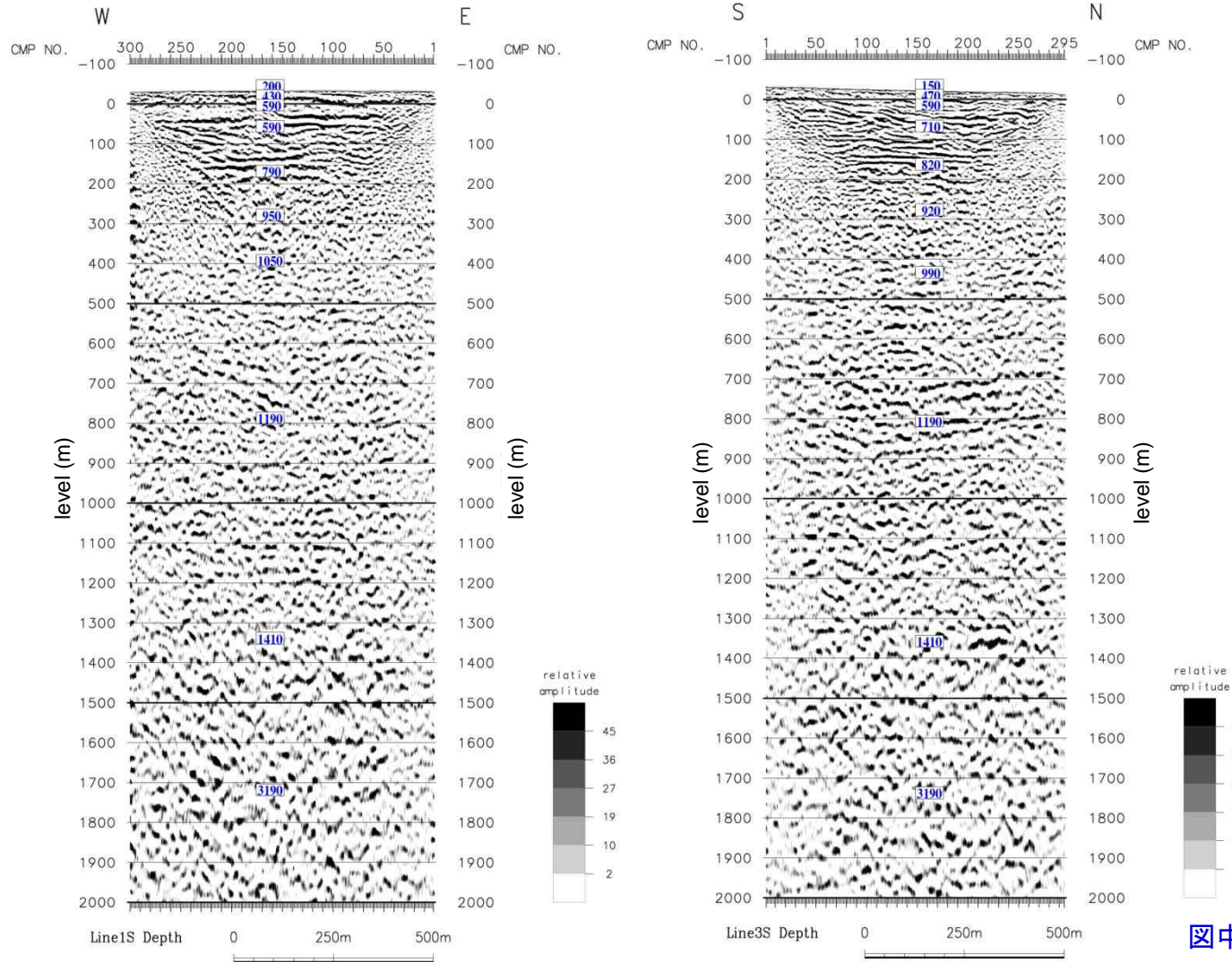
収録時間:12sec

サンプリング間隔:4msec



1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(S波反射法地震探査)

【S波反射法地震探査結果】



東西測線の深度断面

南北測線の深度断面

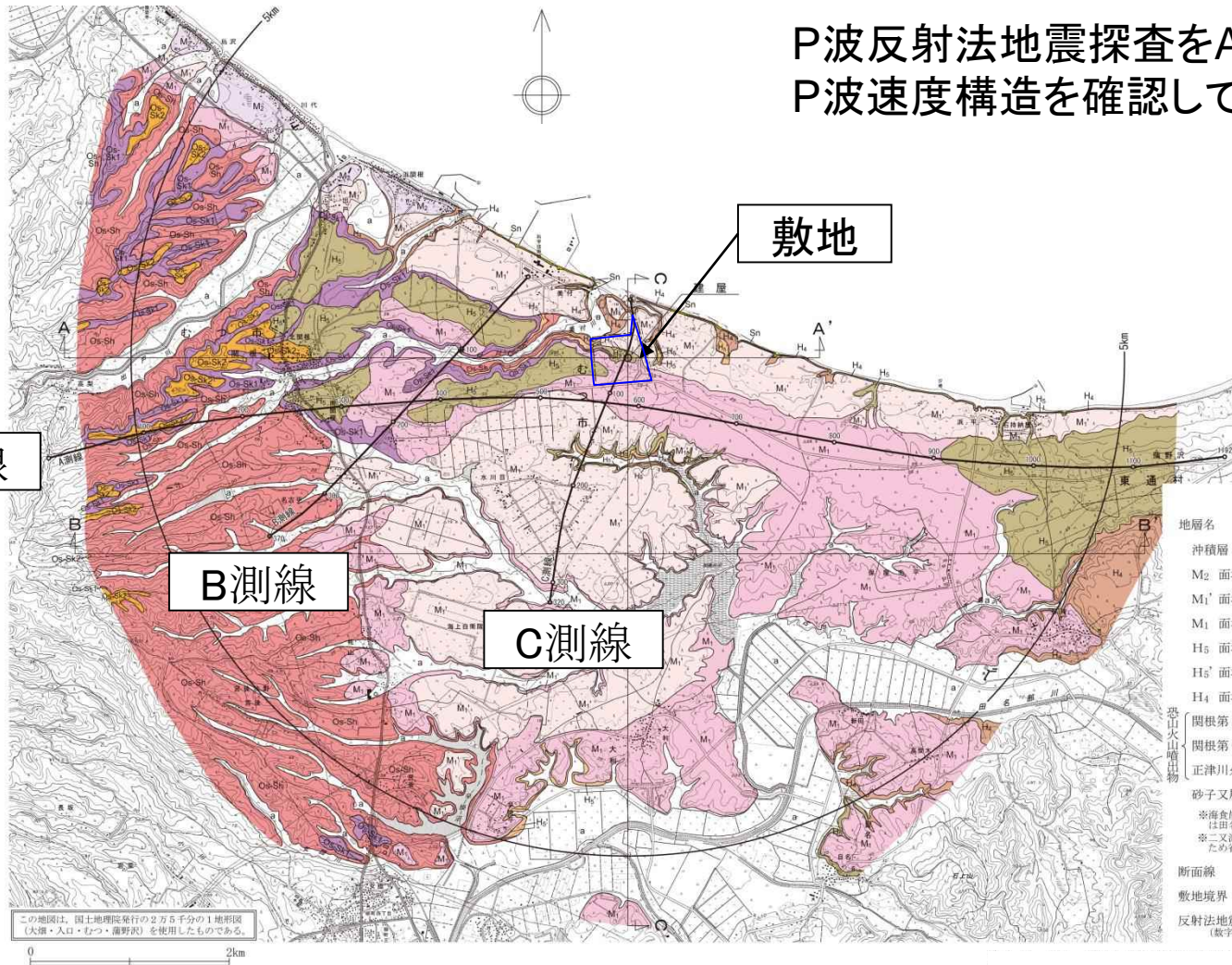
図中の青字: 区間速度(m/s)

1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(P波反射法地震探査)

【P波反射法地震探査】

P波反射法地震探査をA,B,C測線において実施し、P波速度構造を確認している。

P波反射法地震探査の仕様
振源: バイブロサイズ 1~3台
発振点間隔: 標準40m
受信点間隔: 20m
収録時間: 8sec
サンプリング間隔: 4msec



A測線

B測線

C測線

敷地

凡例

地層名	記号
沖積層	a
M2 面堆積物	M ₂
M1' 面堆積物	M ₁ '
M1 面堆積物	M ₁
H5 面堆積物	H ₅
H5' 面堆積物	H ₅ '
H4 面堆積物	H ₄
関根第2火砕流堆積物	Os-Sk2
関根第1火砕流堆積物	Os-Sk1
正津川火砕流堆積物	Os-Sh
砂子又層	Sn

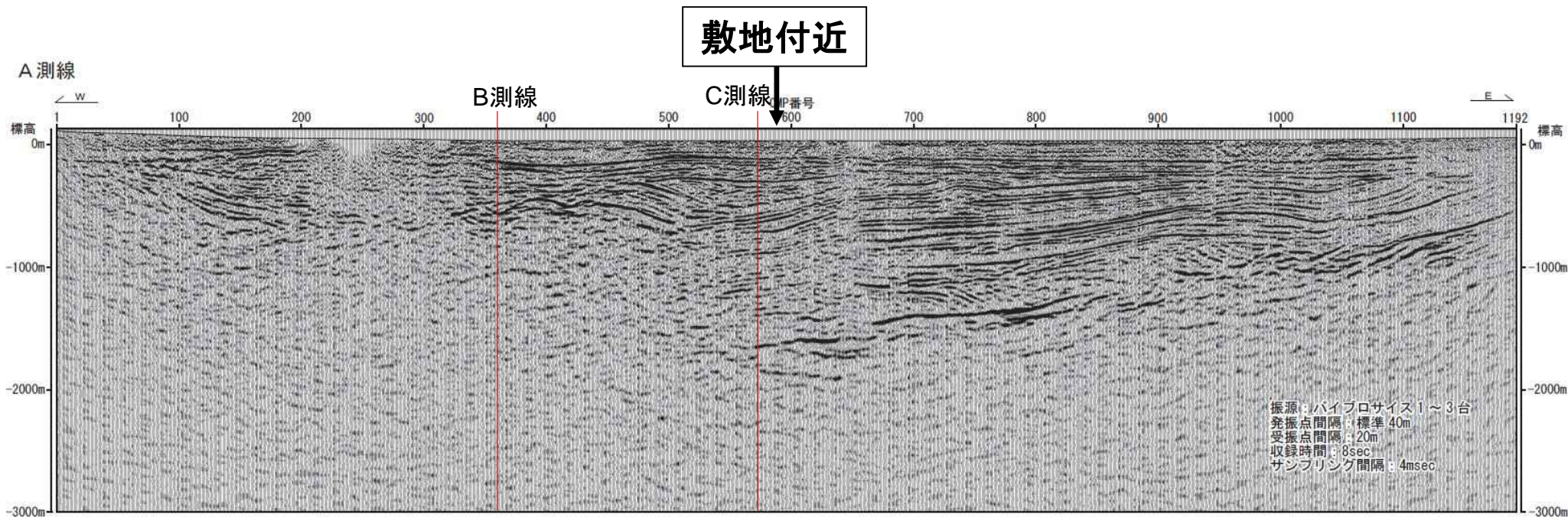
※海食崖に分布する高位段丘堆積物は田名部層と呼ばれている。
※又沢火砕流堆積物は層厚が薄いため省略した。

断面線 4 --- 3
敷地境界 ---
反射法地震探査解析測線 (数字はCMP番号) --- 100

この地図は、国土地理院発行の2万5千分の1地形図(大畑・入江・むつ・蒲野沢)を使用したものである。

1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(P波反射法地震探査)

【P波反射法地震探査結果のA測線深度断面】

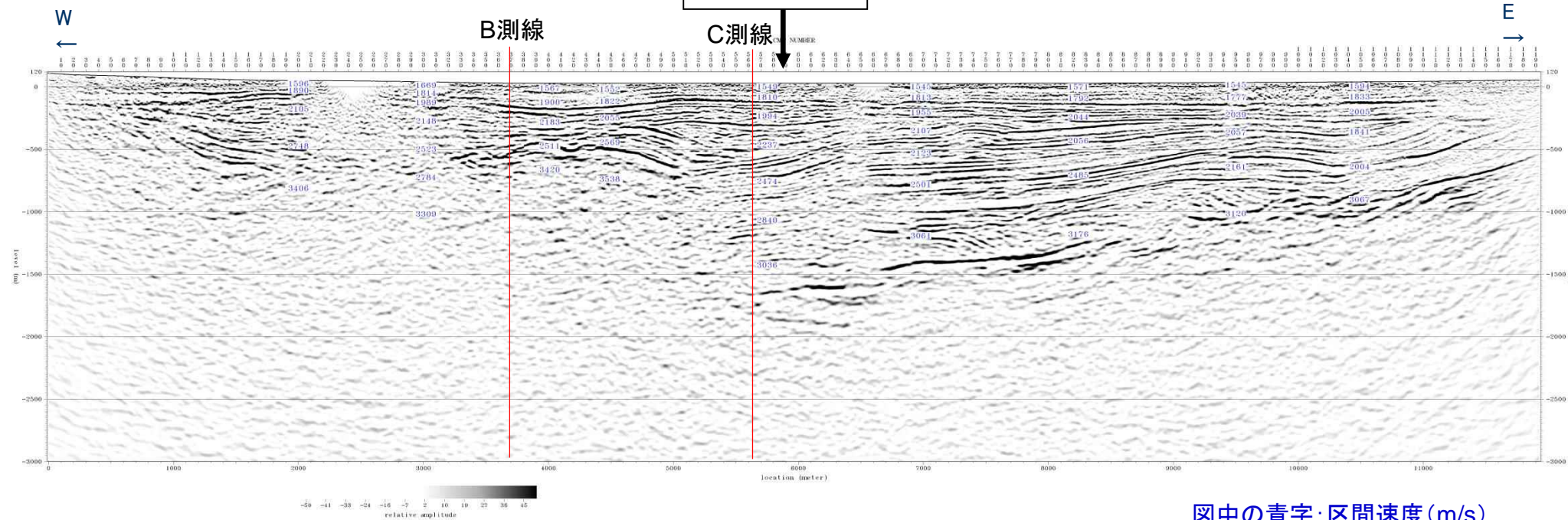


A測線深度断面

1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(P波反射法地震探査)

【P波反射法地震探査のA測線深度断面に区間速度を記入】

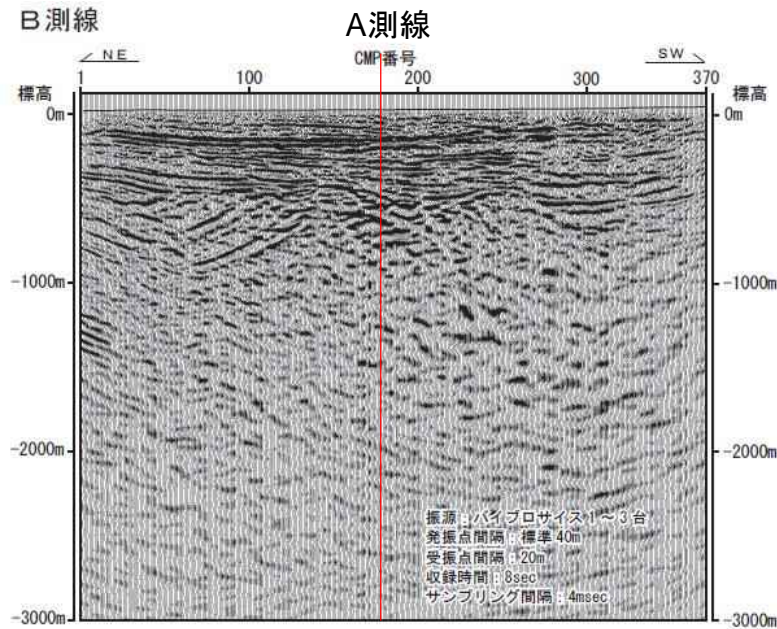
敷地付近



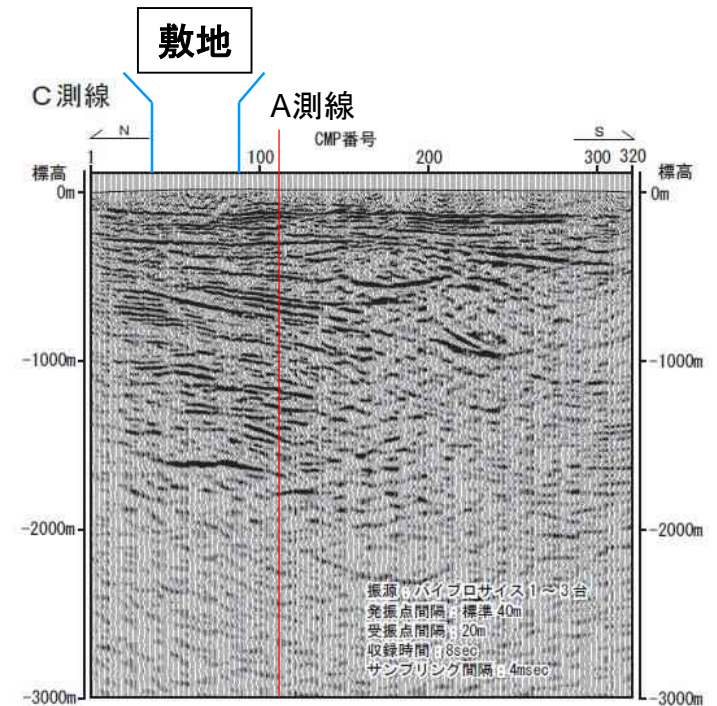
速度を記入したA測線深度断面図

1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(P波反射法地震探査)

【P波反射法地震探査のB測線、C測線深度断面】



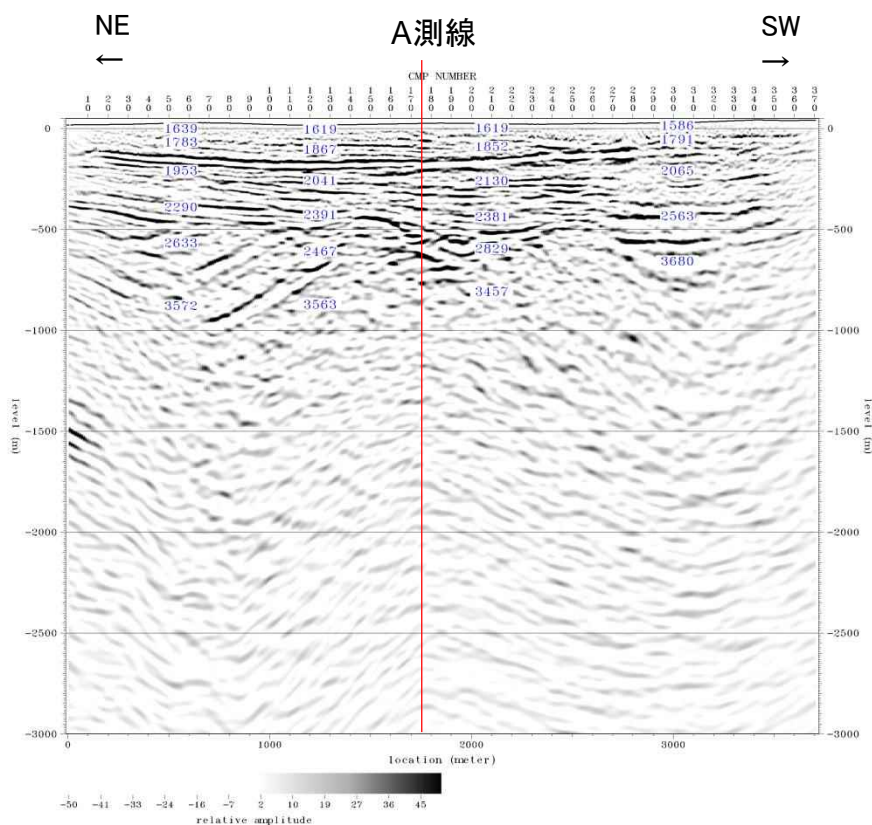
B測線深度断面



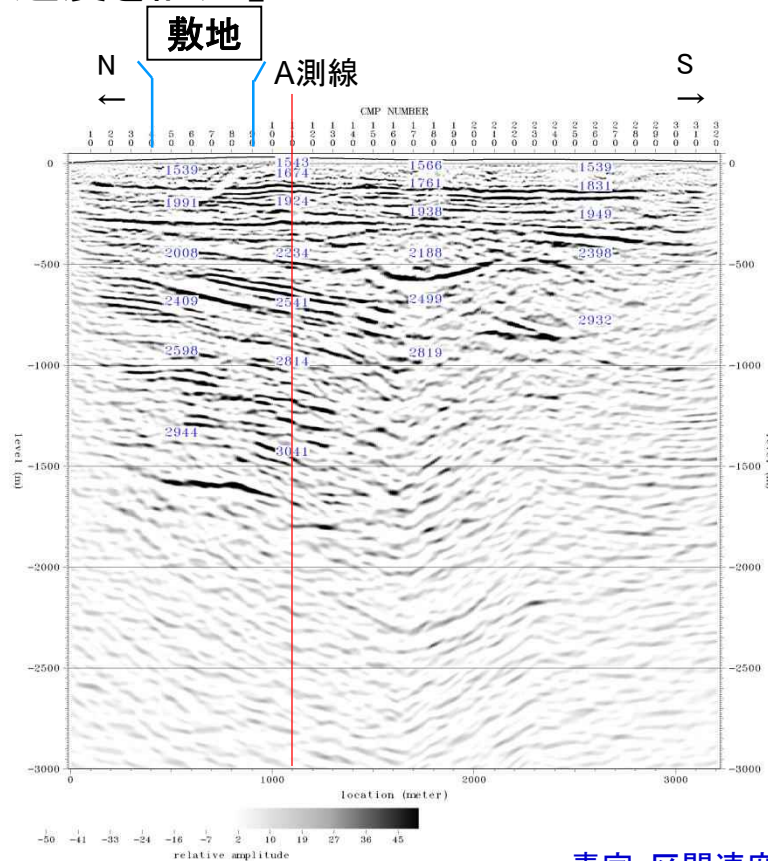
C測線深度断面

1.地下構造モデルの策定 / 1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(P波反射法地震探査)

【P波反射法地震探査結果のB,C測線深度断面図に速度を記入】



速度を記入したB測線深度断面図

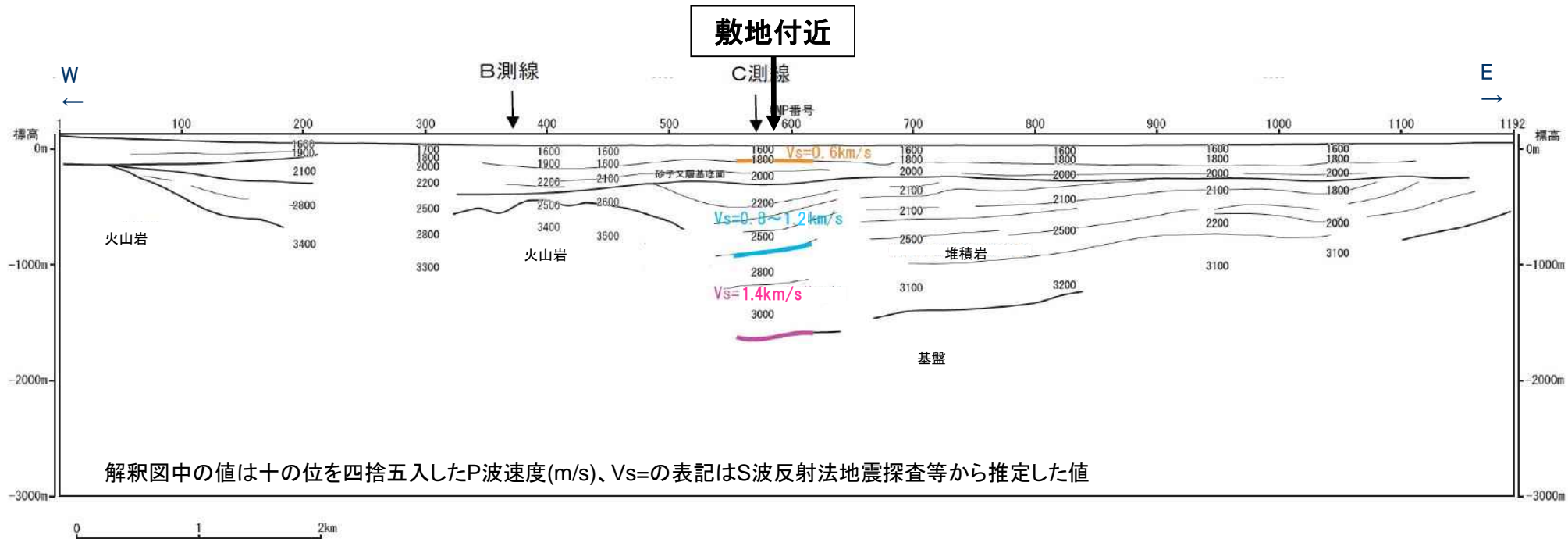


青字: 区間速度 (m/s)

速度を記入したC測線深度断面図

1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(P波・S波反射法地震探査)

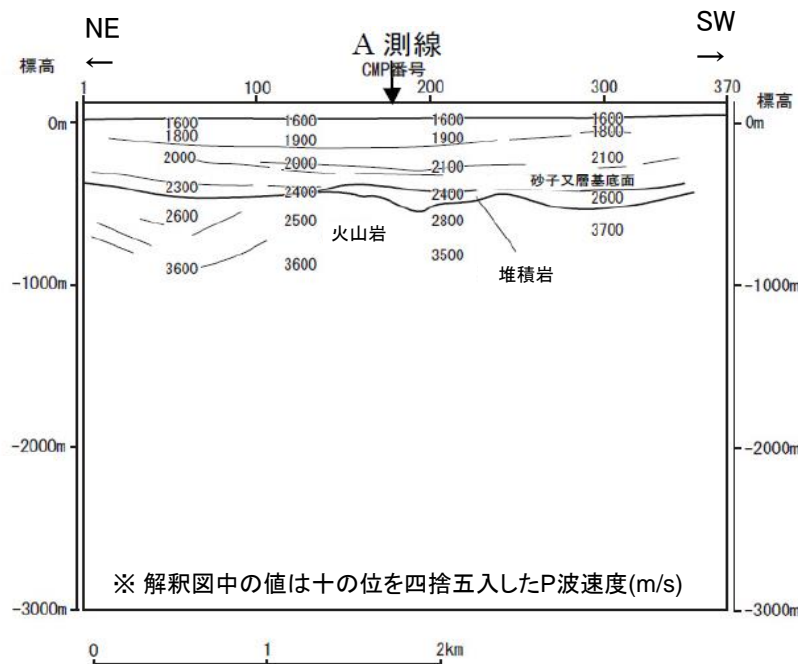
【P波反射法地震探査のA測線解釈及びS波反射法地震探査の結果】



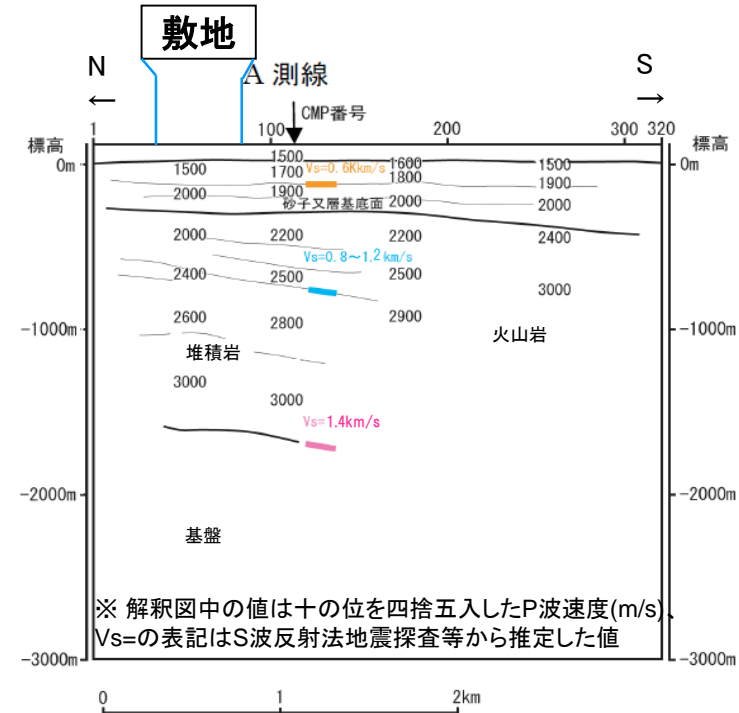
- 敷地付近の地下構造は概ね水平成層構造であり、砂子又基底面以深では標高が深くなるに従って、S波速度、P波速度ともに速くなっていることが確認できる。
- A測線の東側と西側の下位層の反射パターンが異なるが、その反射パターンの変化部には明瞭な速度境界を特定することは困難であり、岩相の漸移的な側方変化を表しているものと想定される。

1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(P波・S波反射法地震探査)

【P波反射法地震探査のB測線、C測線解釈及びS波反射法地震探査の結果】



B測線深度断面



C測線深度断面

- 敷地付近の地下構造は概ね水平成層構造であり、砂子又基底面以深では標高が深くなるに従って、S波速度、P波速度ともに速くなっていることが確認できる。
- C測線の北側と南側の下位層の反射パターンが異なるが、その反射パターンの変化部には明瞭な速度境界を特定することは困難であり、岩相の漸移的な側方変化を表しているものと想定される。

1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(屈折法地震探査)

【屈折法地震探査】

屈折法地震探査をA測線において実施し、P波速度構造を確認している。
発振点は、測線の端部と測線の延長線上の合計5箇所に配置している。
解析手法は、レイトレーシング法を用いている。

屈折法地震探査の仕様

振源: バイブロサイズ 3台
発振点間隔: 約5km
受信点間隔: 20m
収録時間: 20sec
サンプリング間隔: 4msec

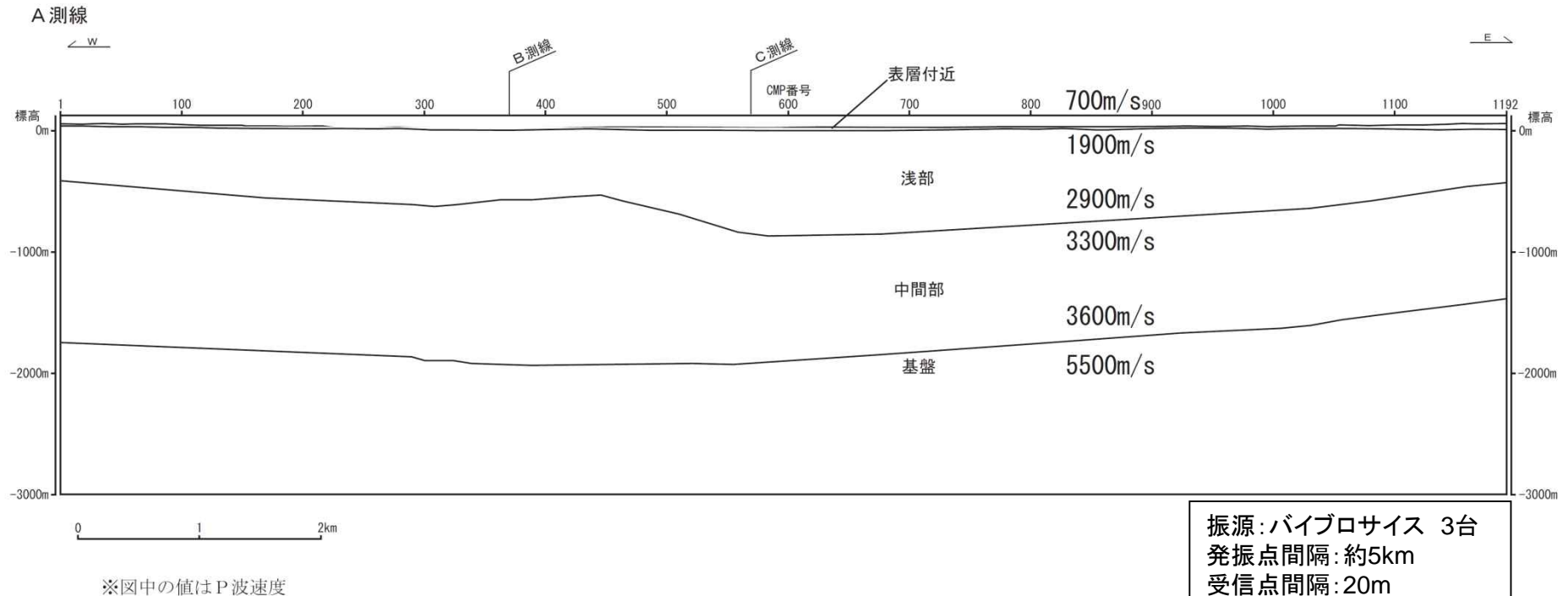


● : 発振点 — : 測線

屈折法地震探査測点位置図

1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 弾性波探査(屈折法地震探査)

【屈折法地震探査の解釈(A測線)】



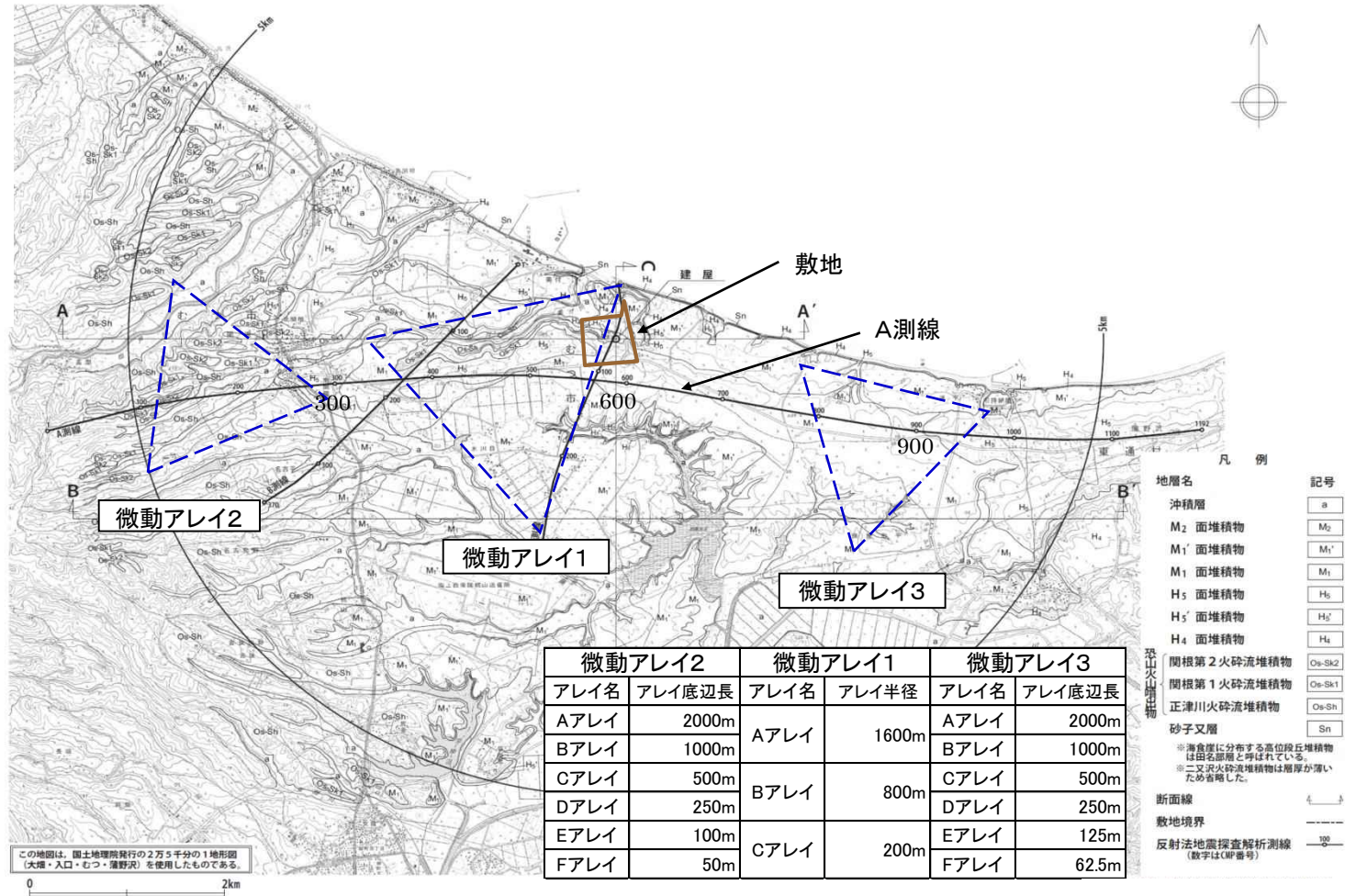
振源: バイプロサイズ 3台
 発振点間隔: 約5km
 受信点間隔: 20m
 収録時間: 20sec
 サンプル間隔: 4msec

- 屈折法地震探査では、P波速度5,500m/sの緩い盆状の速度構造が東西に連続していることが確認できる。

1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 微動アレイ探査

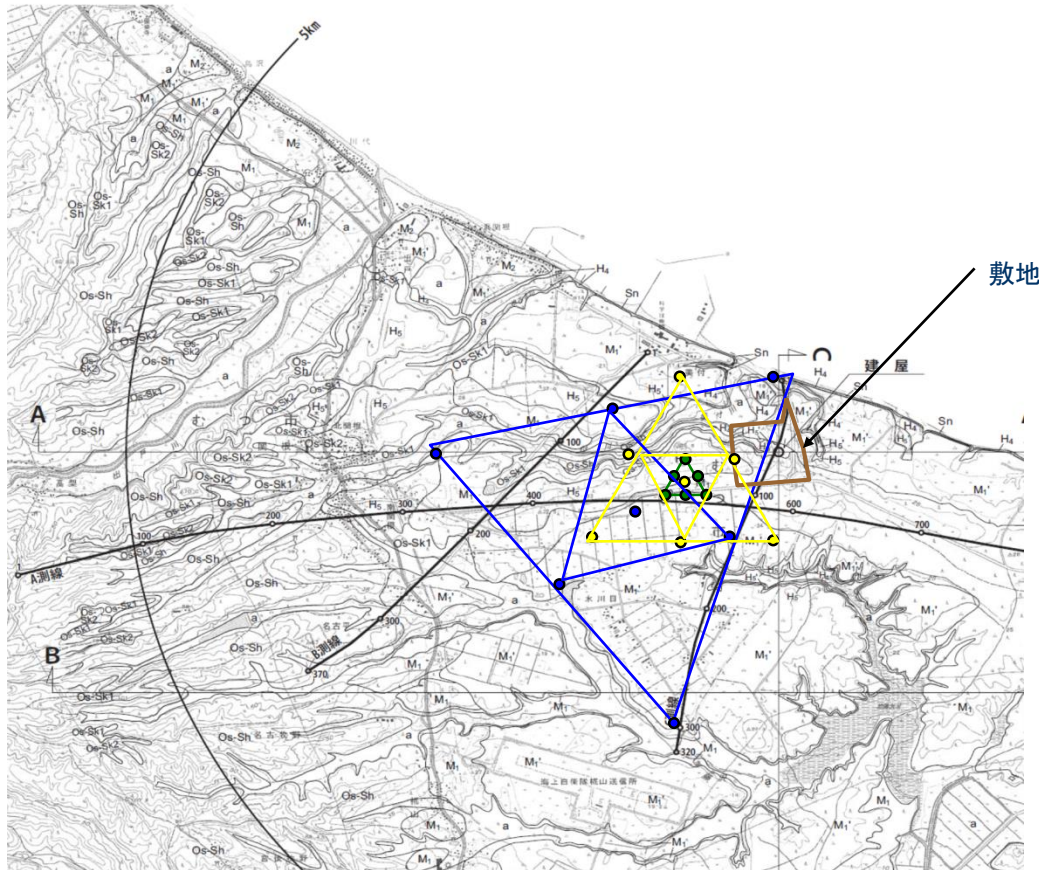
【微動アレイ探査実施位置】

弾性波探査を実施したA測線に沿って、敷地西側、敷地付近、敷地東側の3箇所で見動アレイ探査により地盤のS波速度構造を求めている。



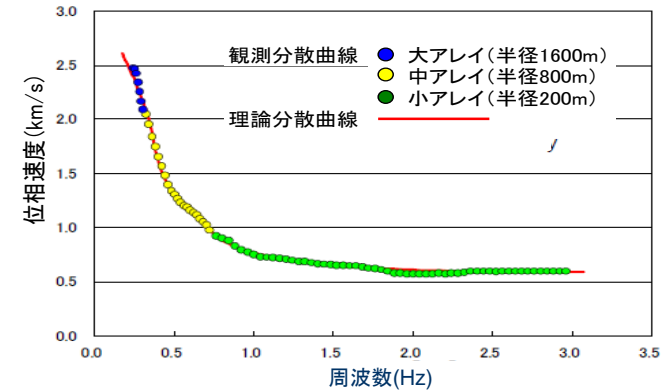
1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 微動アレイ探査

【敷地付近において実施した微動アレイ 1 探査】



観測点位置

○観測分散曲線と理論分散曲線



(a)微動アレイ 1

○推定地下構造モデルによるS波速度

微動アレイ1

層番号	深度(m)	S波速度(m/s)
1	200	615
2	540	845
3	1755	1480
4	—	3230

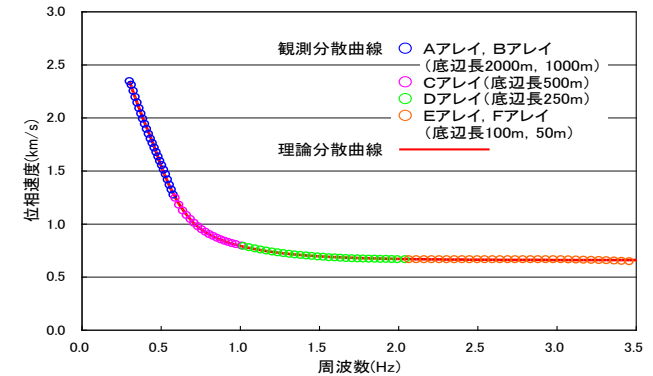
1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 微動アレイ探査

【敷地西側において実施した微動アレイ 2 探査】



観測点位置

○観測分散曲線と理論分散曲線



(b)微動アレイ 2

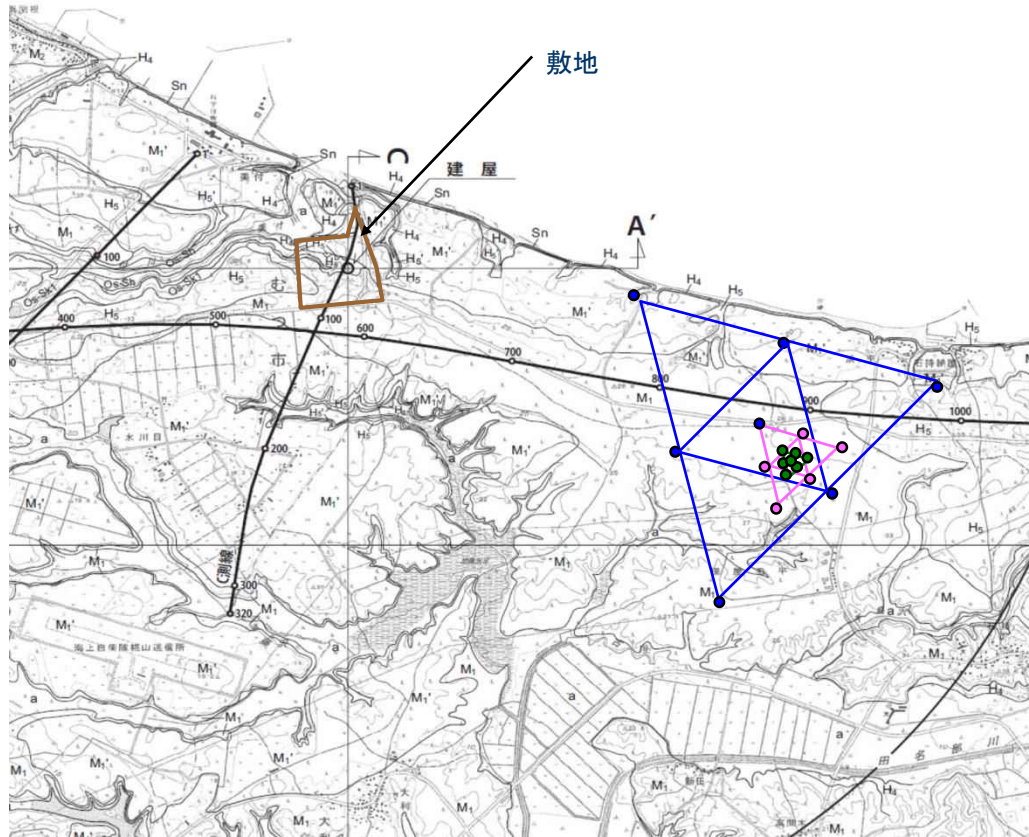
○推定地下構造モデルによるS波速度

微動アレイ2

層番号	深度 (m)	S波速度(m/s)
1	280	705
2	675	975
3	1615	1690
4	—	3305

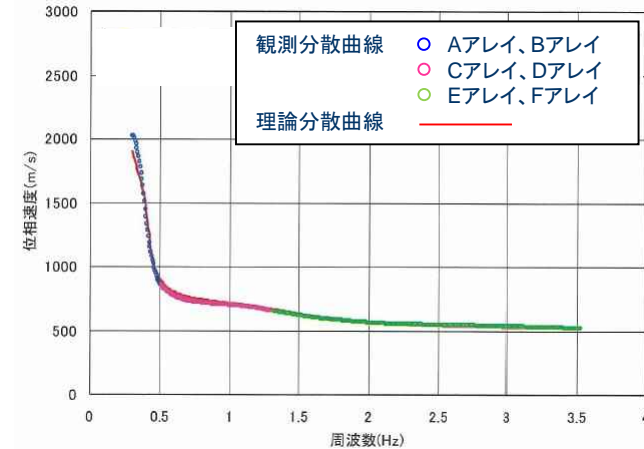
1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 微動アレイ探査

【敷地東側において実施した微動アレイ3探査】



観測点位置

○観測分散曲線と理論分散曲線



(c)微動アレイ3

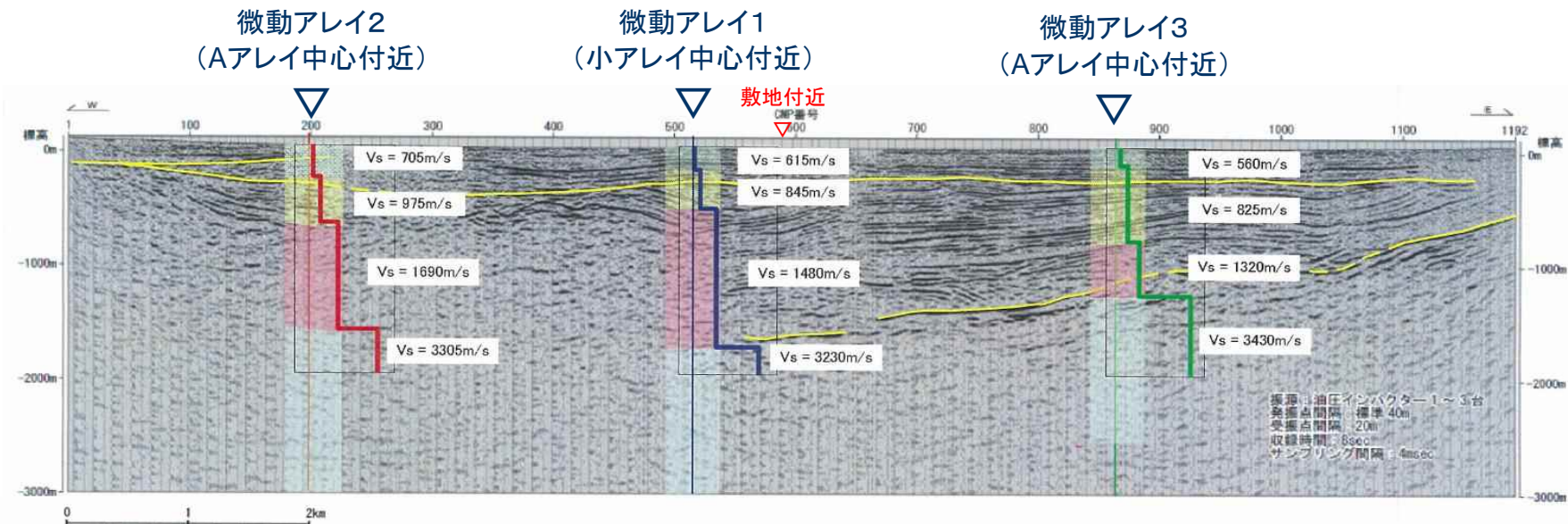
○推定地下構造モデルによるS波速度

微動アレイ3

層番号	深度(m)	S波速度(m/s)
1	155	560
2	825	825
3	1300	1320
4	—	3430

1.地下構造モデルの策定／1.1地質調査結果に基づく地下構造 微動アレイ探査

【微動アレイ探査結果とP反射法地震探査のA測線深度断面との比較】

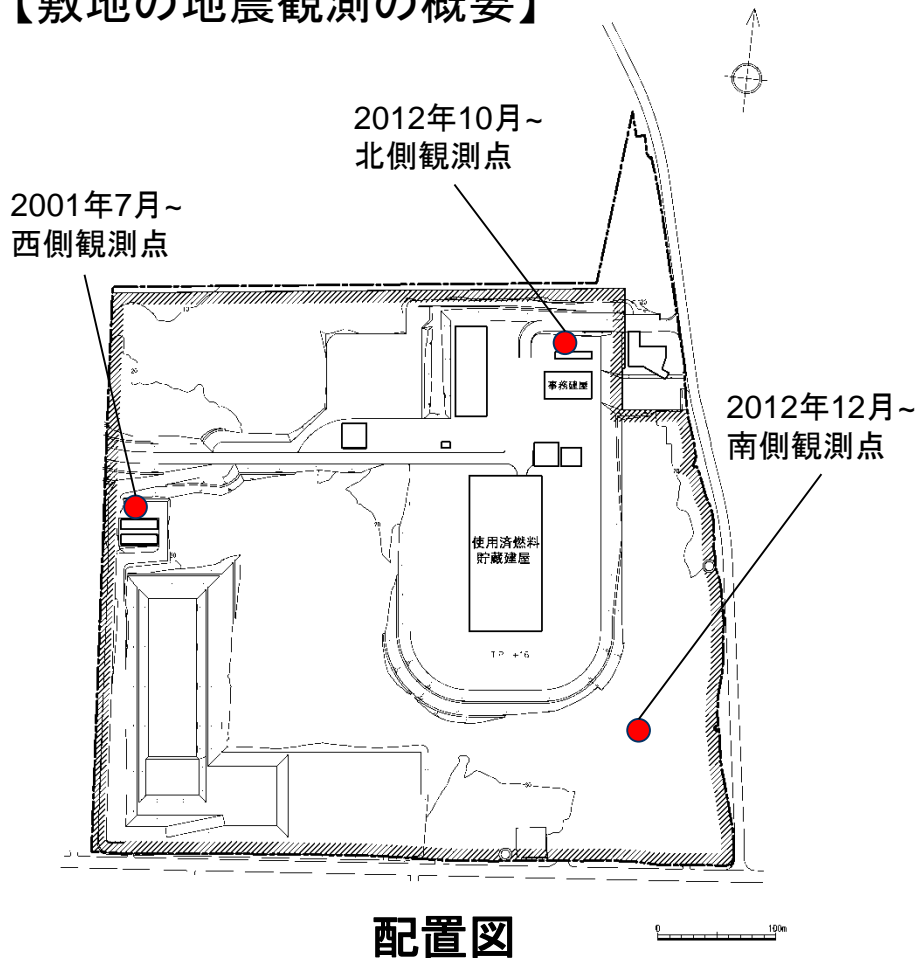


- 敷地を挟んで東側と西側で、大きな速度構造の差は見られない。
- 微動アレイ探査結果の速度境界は、P波反射法地震探査の結果と概ね整合している。
- 微動アレイ2の探査結果は、屈折法地震探査の結果と整合しており、敷地西側深部に基盤が確認できる。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

①敷地の地震観測の概要

【敷地の地震観測の概要】



配置図

標高 T.P. (m)	西側観測点		北側観測点		南側観測点	
	地震計	地層	地震計	地層	地震計	地層
+ 28	▽G.L. ○※1	表土	▽G.L. ○※4	表土	▽G.L. ○※5	表土
- 9	○※1	田名部層		田名部層		田名部層
- 22			○※4		○※5	
- 34	○※1					
-218	○※3	砂子又層	○※4	砂子又層	○※5	砂子又層
-300	○※2					

← 解放基盤表面位置
(標高-218m)

深さ方向の地震計設置位置

- ※1: 2001年 7月観測開始
- ※2: 2001年10月観測開始
- ※3: 2011年 9月観測開始
- ※4: 2012年10月観測開始
- ※5: 2012年12月観測開始

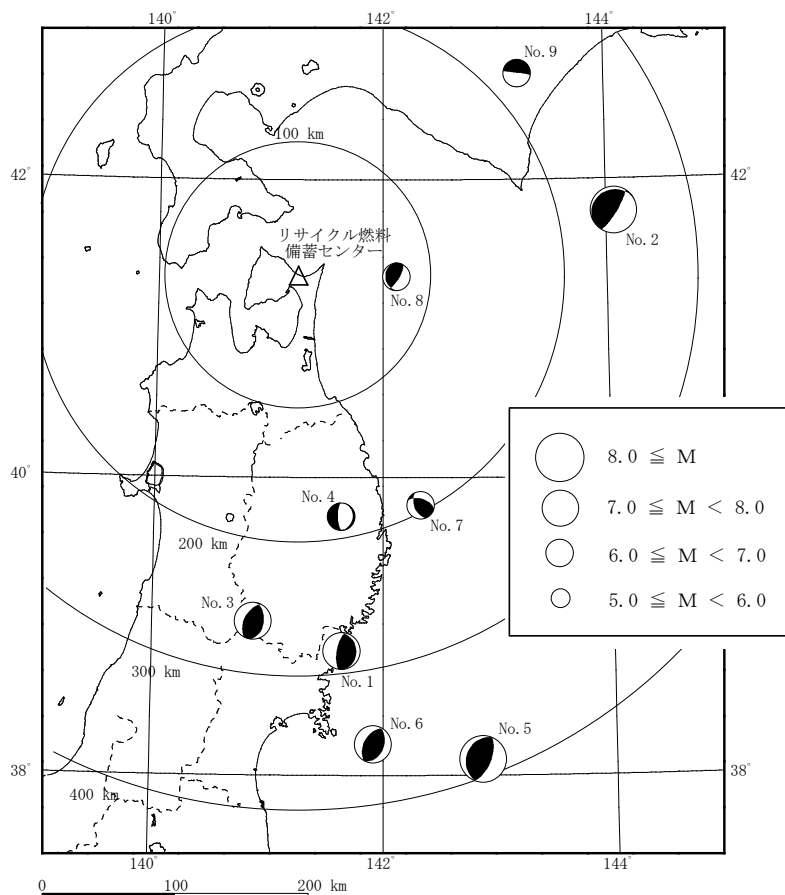
西側観測点は、2001年7月から地震観測を行っている。2012年10月に北側観測点、2012年12月に南側観測点の2地点を追加して観測を行っている。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

②西側観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【西側観測点で観測された主な地震記録】

西側観測点で観測された主な地震の諸元



No	地震名	発生日	M	深さ (km)	震央距離 (km)	地震発生様式
1	宮城県沖の地震	2003年5月26日	7.1	72	284	海洋プレート内地震DC型
2	2003年十勝沖地震	2003年9月26日	8	45	241	プレート間地震
3	2008年岩手・宮城内陸地震	2008年6月14日	7.2	8	260	内陸地殻内地震
4	岩手県沿岸北部の地震	2008年7月24日	6.8	108	183	海洋プレート内地震DE型
5	2011年東北地方太平洋沖地震	2011年3月11日	9.0 (Mw)	24	387	プレート間地震
6	宮城県沖の地震	2011年4月7日	7.2	66	355	海洋プレート内地震DC型
7	岩手県沖の地震	2012年3月27日	6.6	21	195	内陸地殻内地震
8	青森県東方沖の地震	2012年5月24日	6.1	60	73	プレート間地震
9	十勝地方南部の地震	2013年2月2日	6.5	102	222	海洋プレート内地震DE型

主な地震記録の選定方法

- 西側観測点において得られたM5.5以上の地震記録のうち、各地震発生様式ごとに標高-300m地震計の加速度最大値上位2地震の観測記録を記載。
- 2011年東北地方太平洋沖地震は、東北地方における最大級の地震規模のため記載。

西側観測点で観測された主な地震の震央分布と発震機構

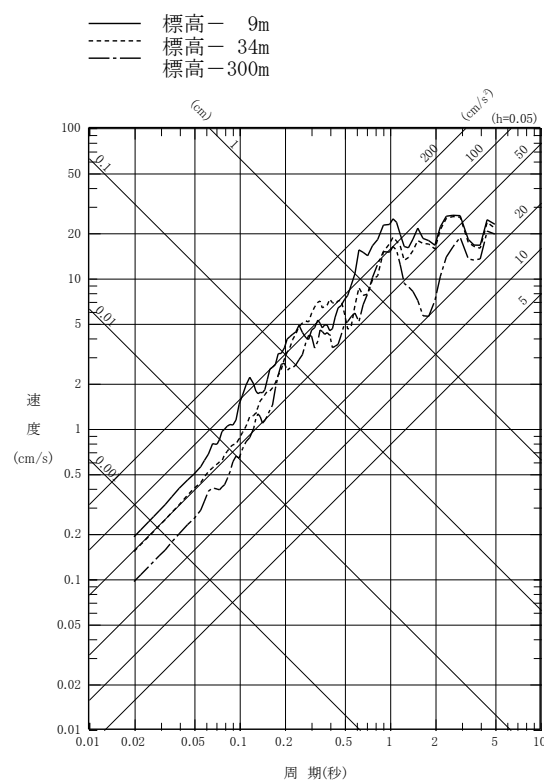
- 地震発生様式ごとに地震動レベルの一番大きい地震について、鉛直アレー観測における深度別応答スペクトルの比較を行い、増幅特性を確認する。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

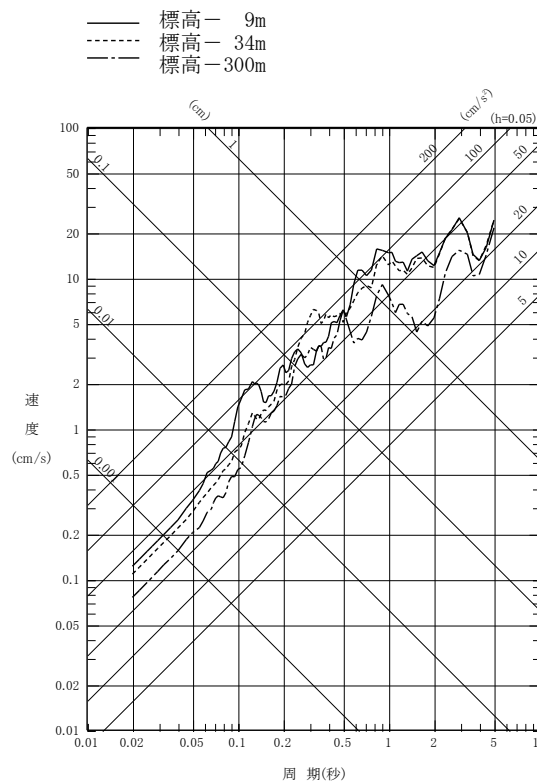
②西側観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【プレート間地震の深度別応答スペクトル(鉛直アレー記録)】

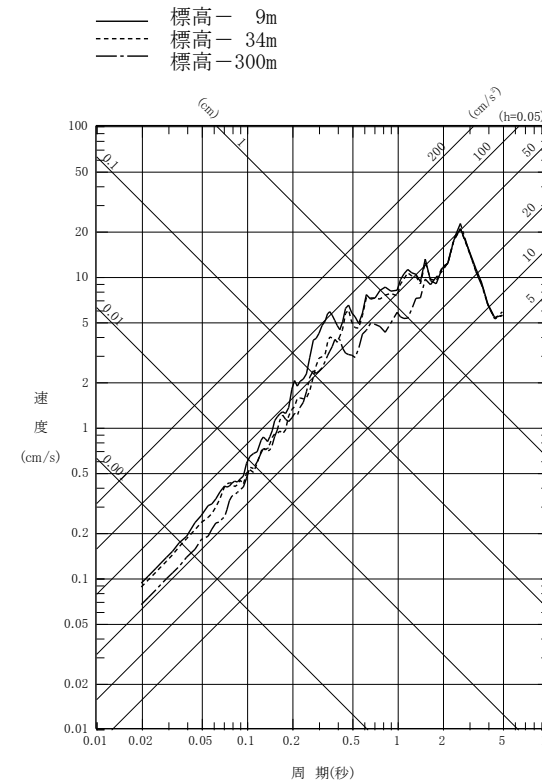
ONo. 2 2003年9月26日 2003年十勝沖地震 M8.0 深さ 45km 震央距離 241km



NS方向



EW方向



UD方向

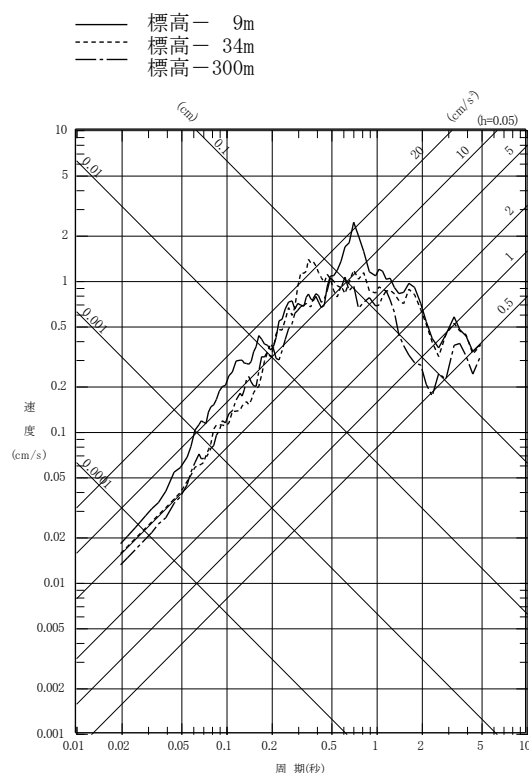
- 地盤中において、著しい増幅やピーク周期の遷移、特定周期での特異な増幅は見られない。
- 標高-34mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

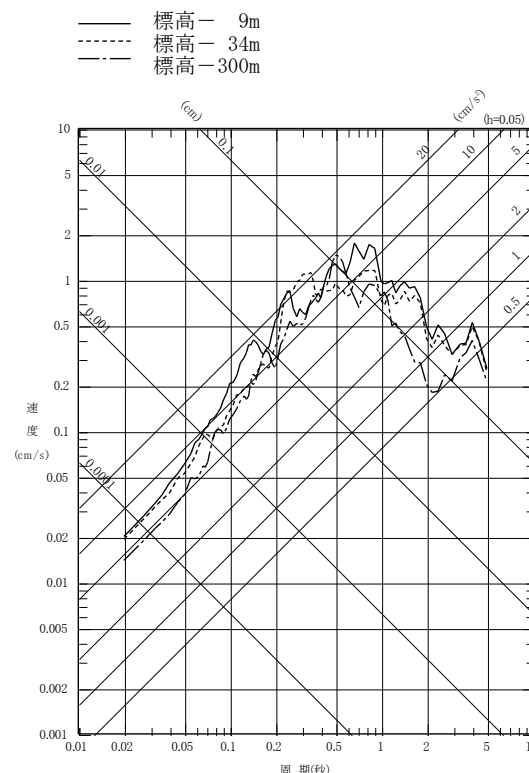
②西側観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【内陸地殻内地震の深度別応答スペクトル(鉛直アレー記録)】

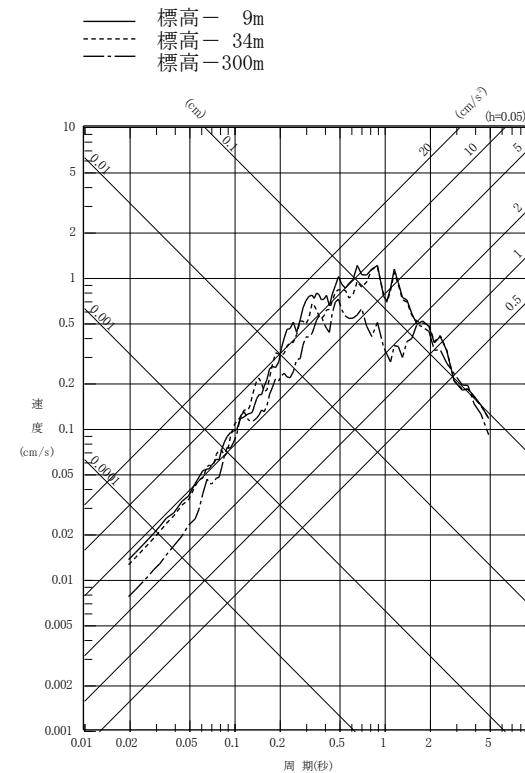
○No. 7 2012年3月27日 岩手県沖の地震 M6.6 深さ 21km 震央距離 195km



NS方向



EW方向



UD方向

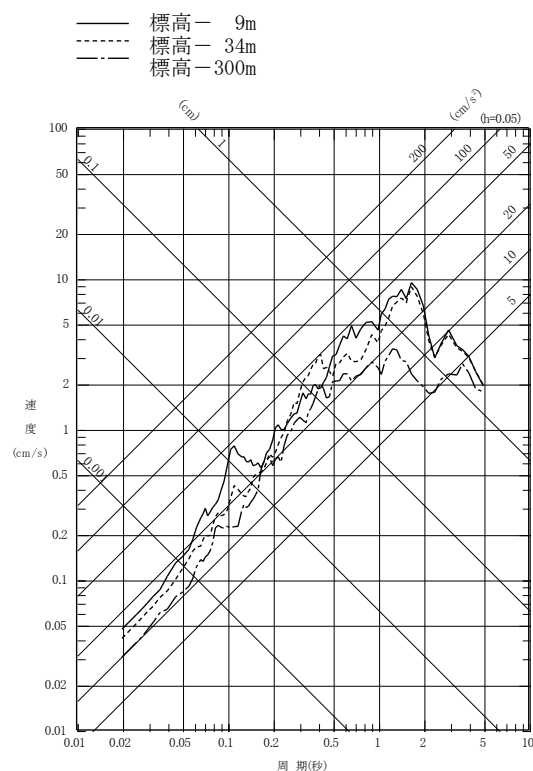
- 地盤中において、著しい増幅やピーク周期の遷移、特定周期での特異な増幅は見られない。
- 標高-34mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

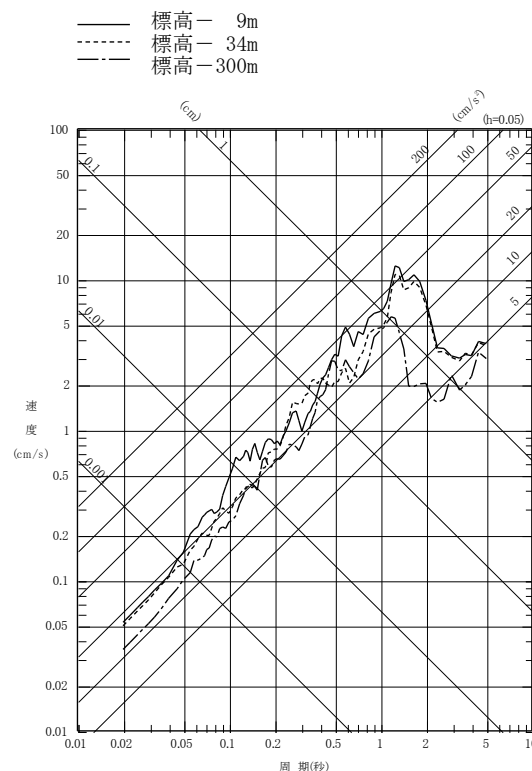
②西側観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【海洋プレート内地震DC型の深度別応答スペクトル(鉛直アレー記録)】

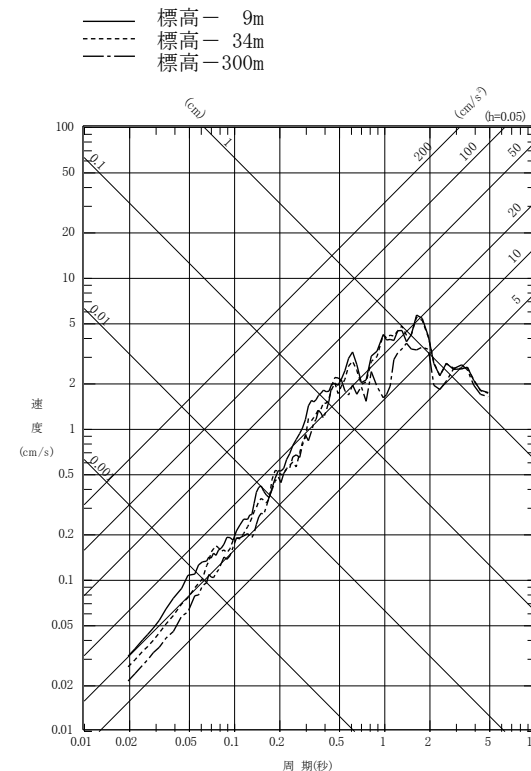
○No. 6 2011年4月7日 宮城県沖の地震 M7.2 深さ 66km 震央距離 355km



NS方向



EW方向



UD方向

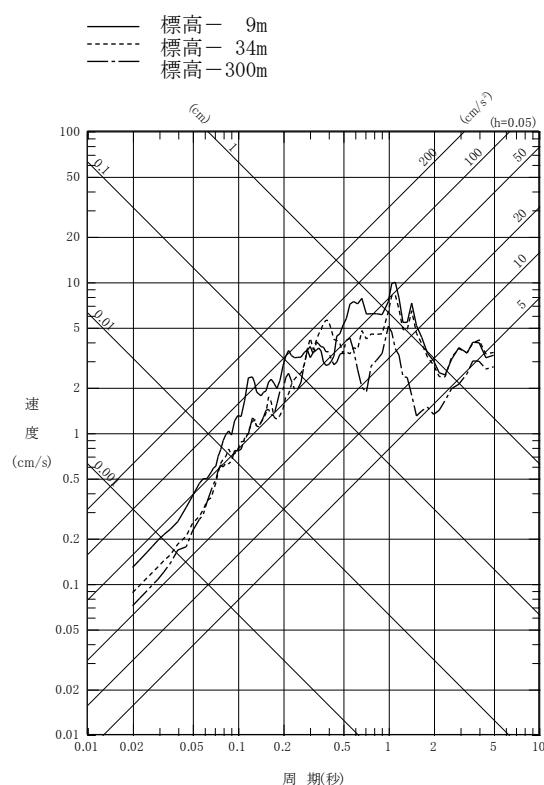
- 地盤中において、著しい増幅やピーク周期の遷移、特定周期での特異な増幅は見られない。
- 標高-34mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

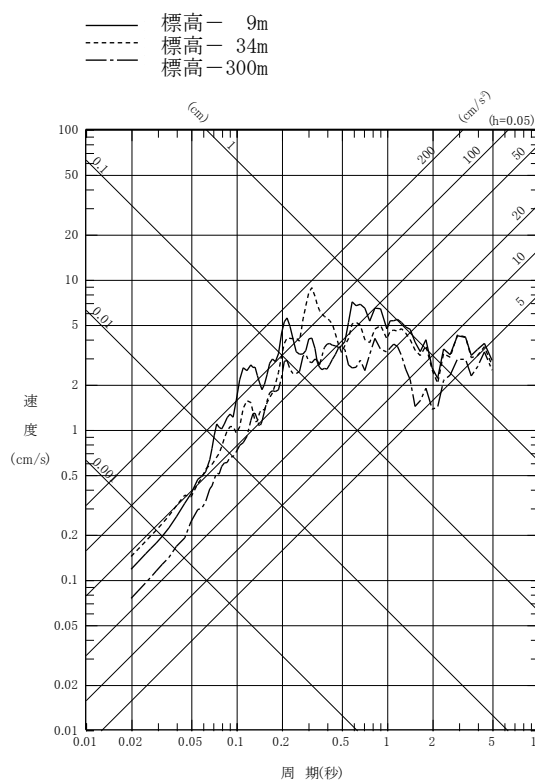
②西側観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【海洋プレート内地震DE型の深度別応答スペクトル(鉛直アレー記録)】

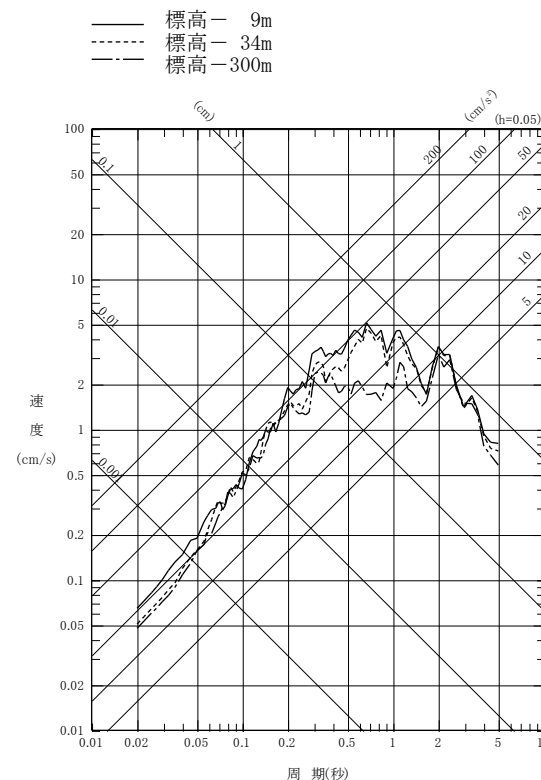
ONo. 4 2008年7月24日 岩手県沿岸北部の地震 M6.8 深さ 108km 震央距離 183km



NS方向



EW方向



UD方向

- 地盤中において、著しい増幅やピーク周期の遷移、特定周期での特異な増幅は見られない。
- 標高-34mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

②西側観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

- 敷地の西側観測点の地盤中において、著しい増幅やピーク周期の遷移、特定周期での特異な増幅は見られない。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【3観測点で観測された主な地震記録】

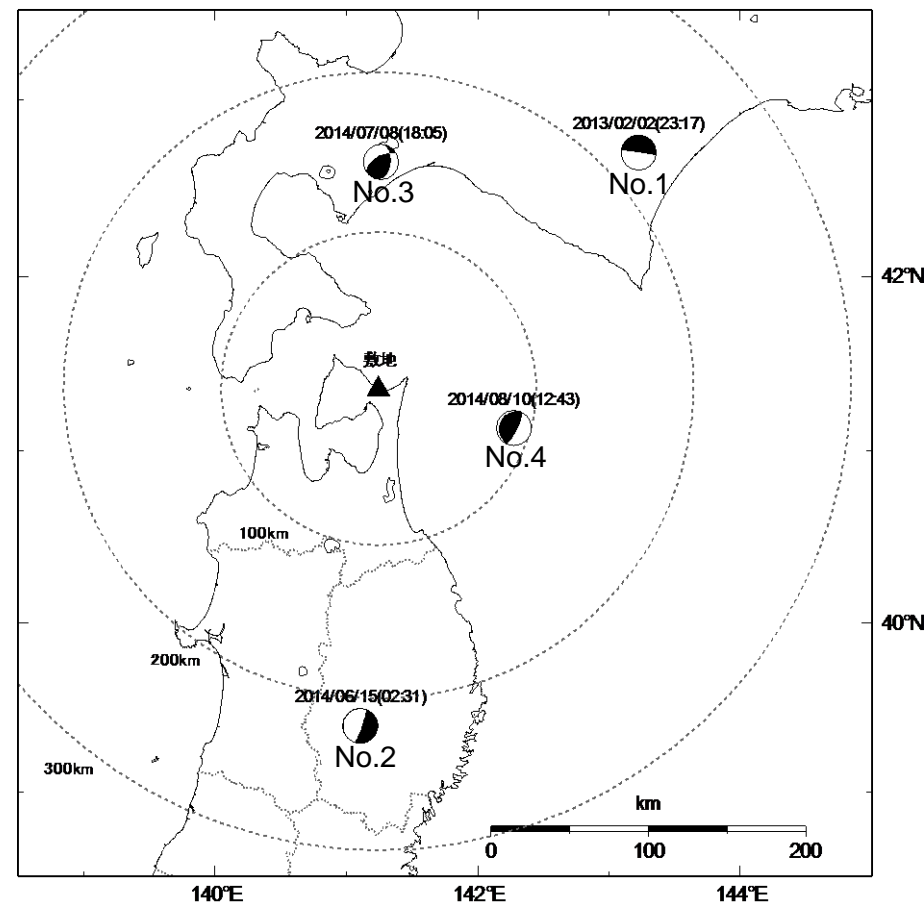
主な地震記録の選定方法

- 3観測点が運用を開始した2012年12月～2014年10月までの地震のうち、地震発生様式ごとに加速度最大値上位1地震の観測記録を抽出。

3観測点で観測された主な地震の諸元

No	地震名	発生日	M	深さ(km)	震央距離(km)	地震発生様式
1	十勝地方南部の地震	2013年2月2日	6.5	102	222	海洋プレート内地震DE型
2	岩手県内陸南部の地震	2014年6月15日	5.5	94	218	海洋プレート内地震DC型
3	胆振地方中東部の地震	2014年7月8日	5.6	3	144	内陸地殻内地震
4	青森県東方沖の地震	2014年8月10日	6.1	51	90	プレート間地震

- 鉛直アレー観測における深度別応答スペクトルの比較を行い、増幅特性を確認する。



注)メカニズム解はF-netを参照。

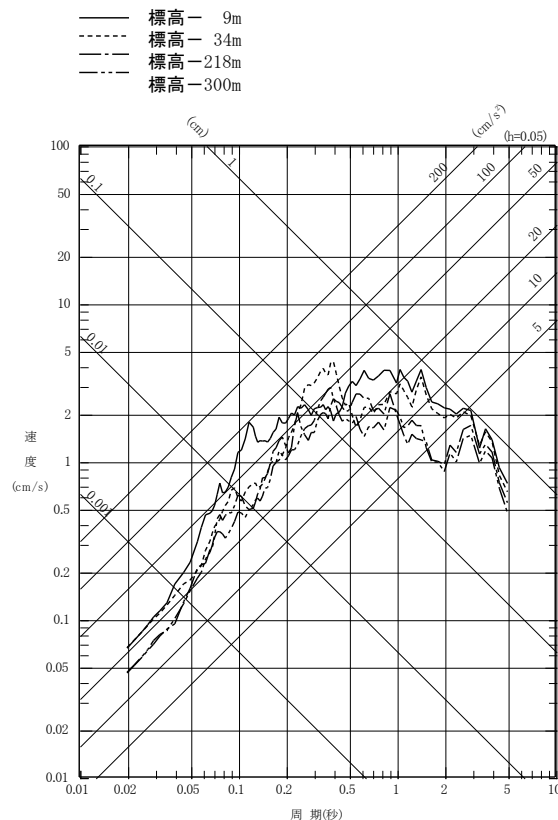
3観測点で観測された主な地震の震央分布と発震機構

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

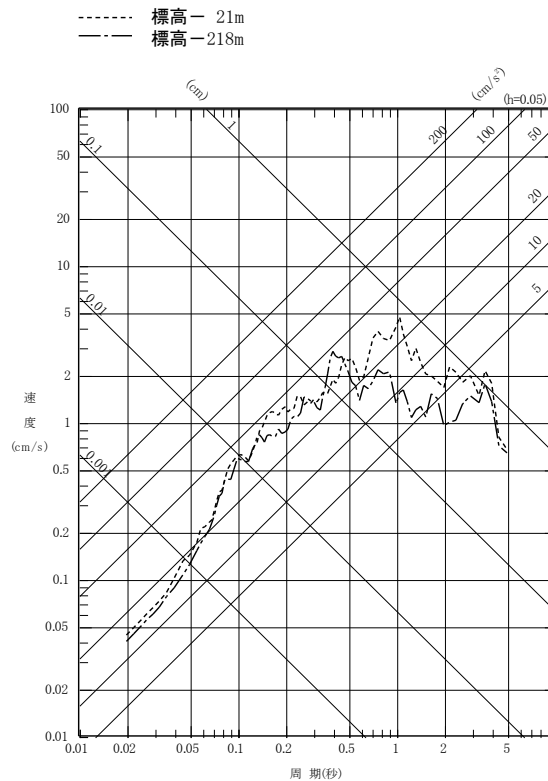
③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【No. 1 海洋プレート内地震DE型の深度別応答スペクトル】

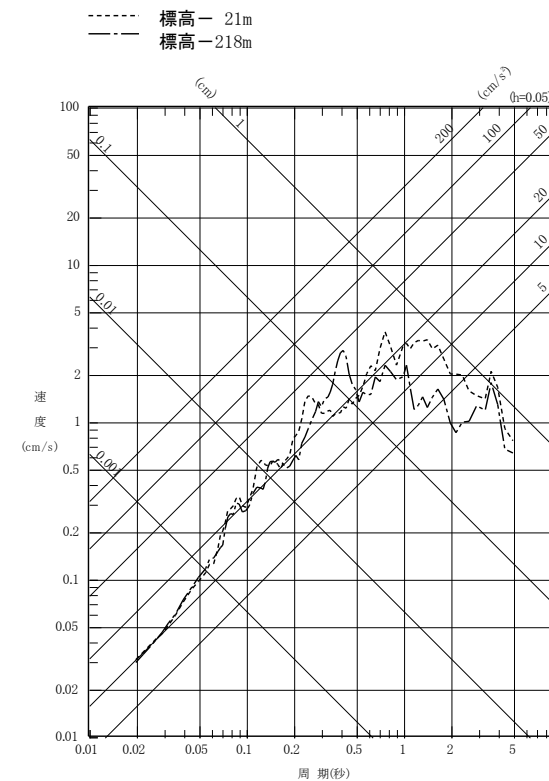
ONS方向(2013/2/2 十勝地方南部の地震, M 6.5, 深さ102 km, 震央距離222 km)



西側観測点



北側観測点



南側観測点

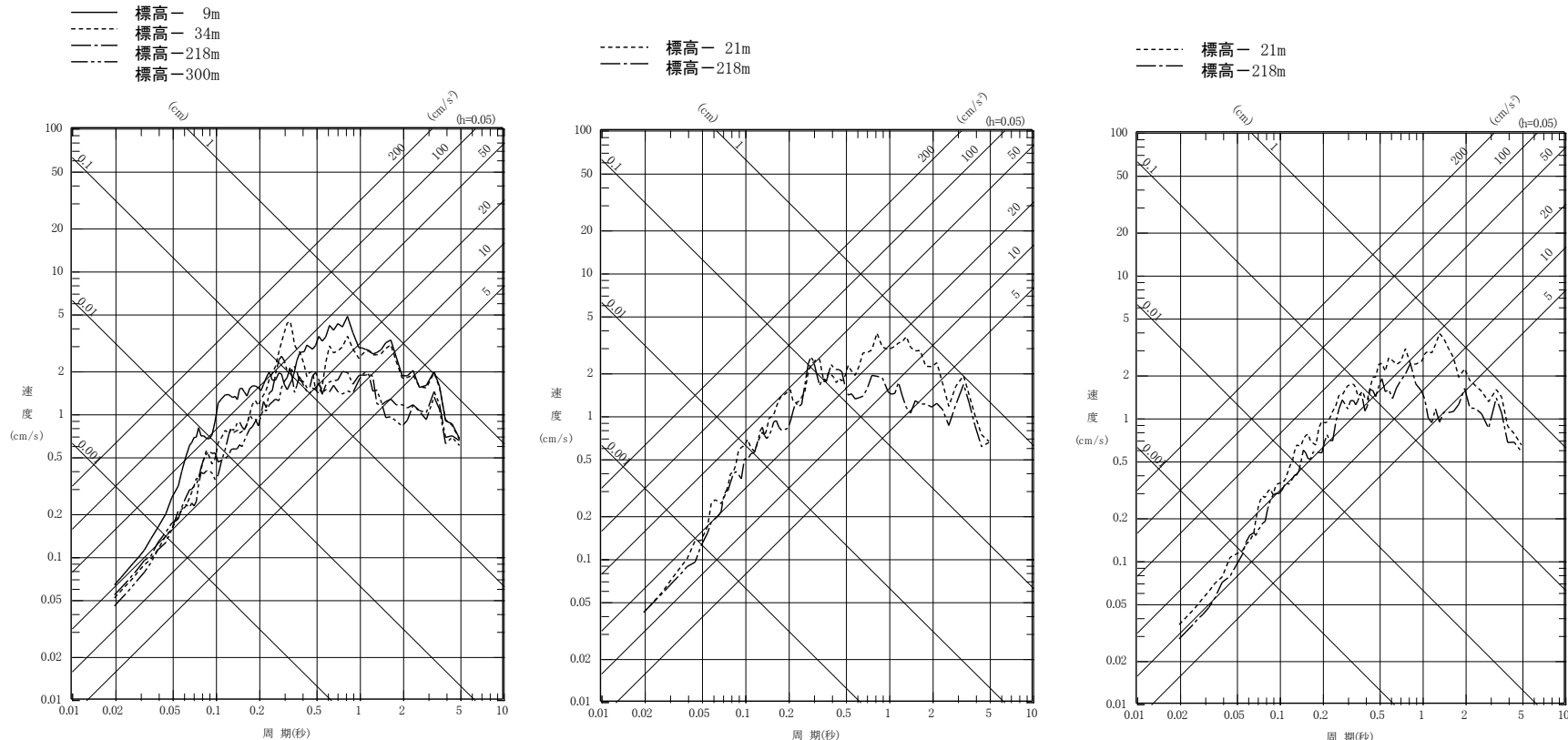
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【No. 1 海洋プレート内地震DE型の深度別応答スペクトル】

○EW方向(2013/2/2 十勝地方南部の地震, M 6.5, 深さ102 km, 震央距離222 km)



西側観測点

北側観測点

南側観測点

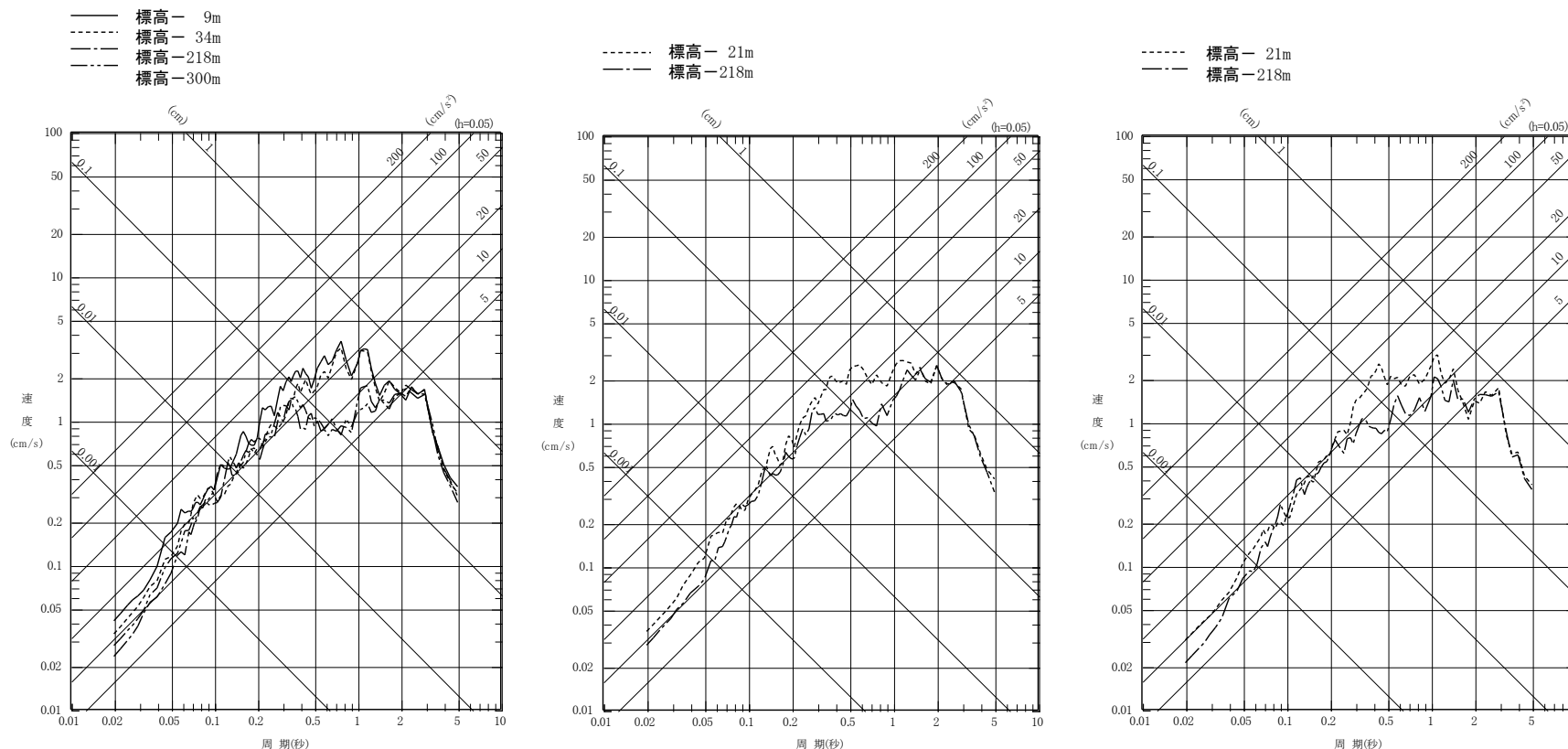
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【No. 1 海洋プレート内地震DE型の深度別応答スペクトル】

〇UD方向(2013/2/2 十勝地方南部の地震, M 6.5, 深さ102 km, 震央距離222 km)



西側観測点

北側観測点

南側観測点

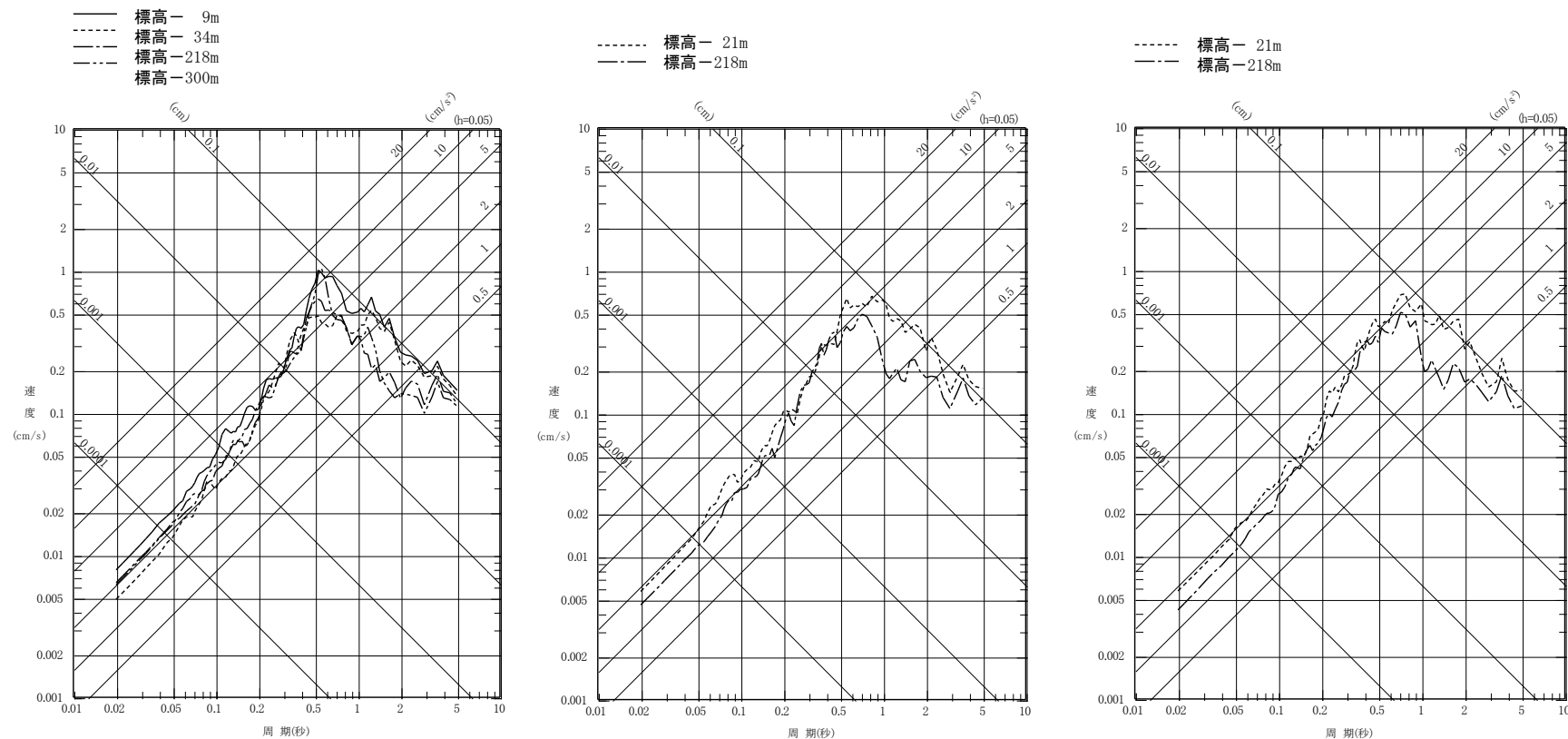
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【No. 2 海洋プレート内地震DC型の深度別応答スペクトル】

ONS方向(2014/6/15 岩手県内陸南部の地震, M 5.5, 深さ94 km, 震央距離218 km)



西側観測点

北側観測点

南側観測点

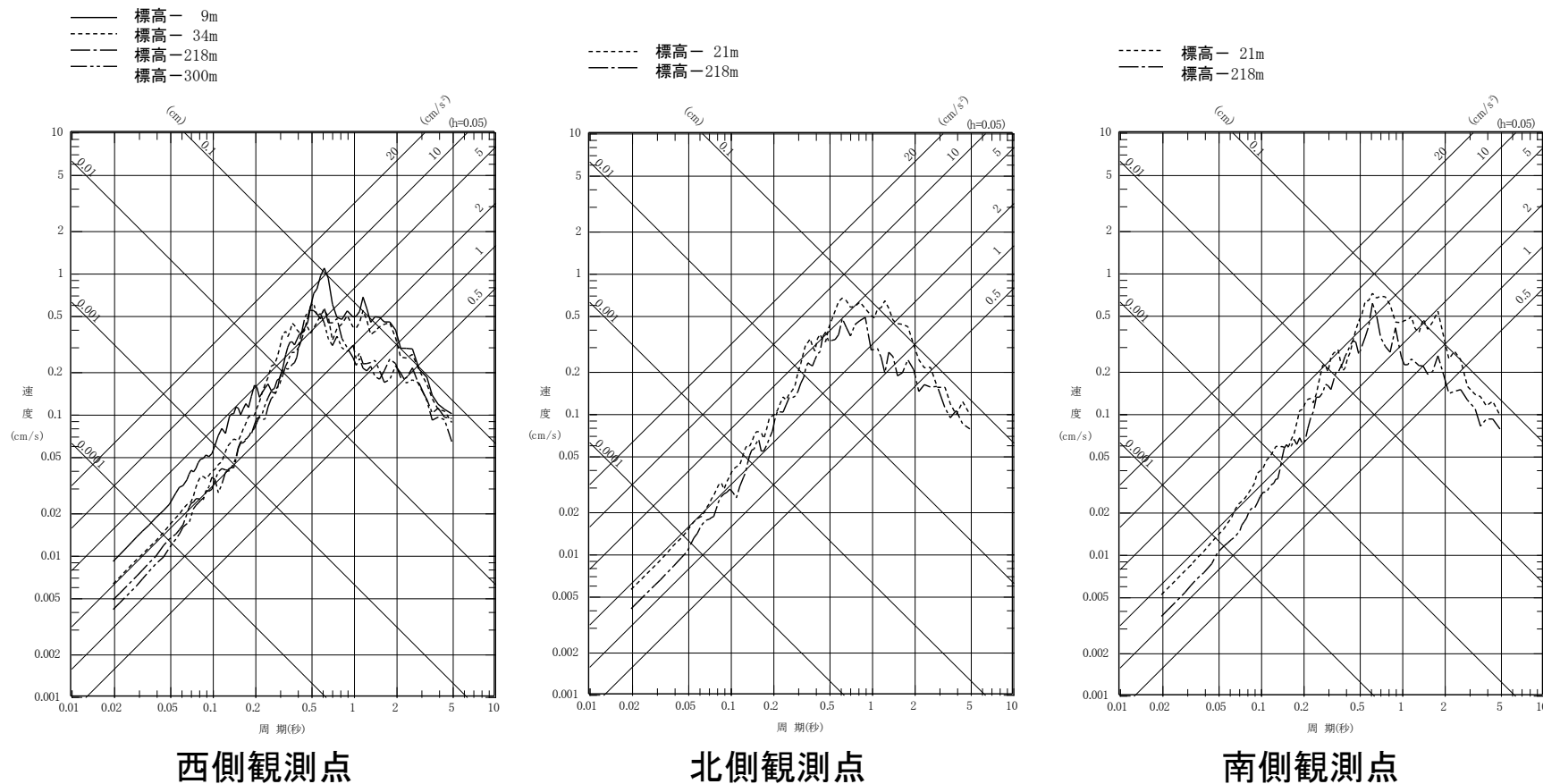
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【No. 2 海洋プレート内地震DC型の深度別応答スペクトル】

○EW方向(2014/6/15 岩手県内陸南部の地震, M 5.5, 深さ94 km, 震央距離218 km)



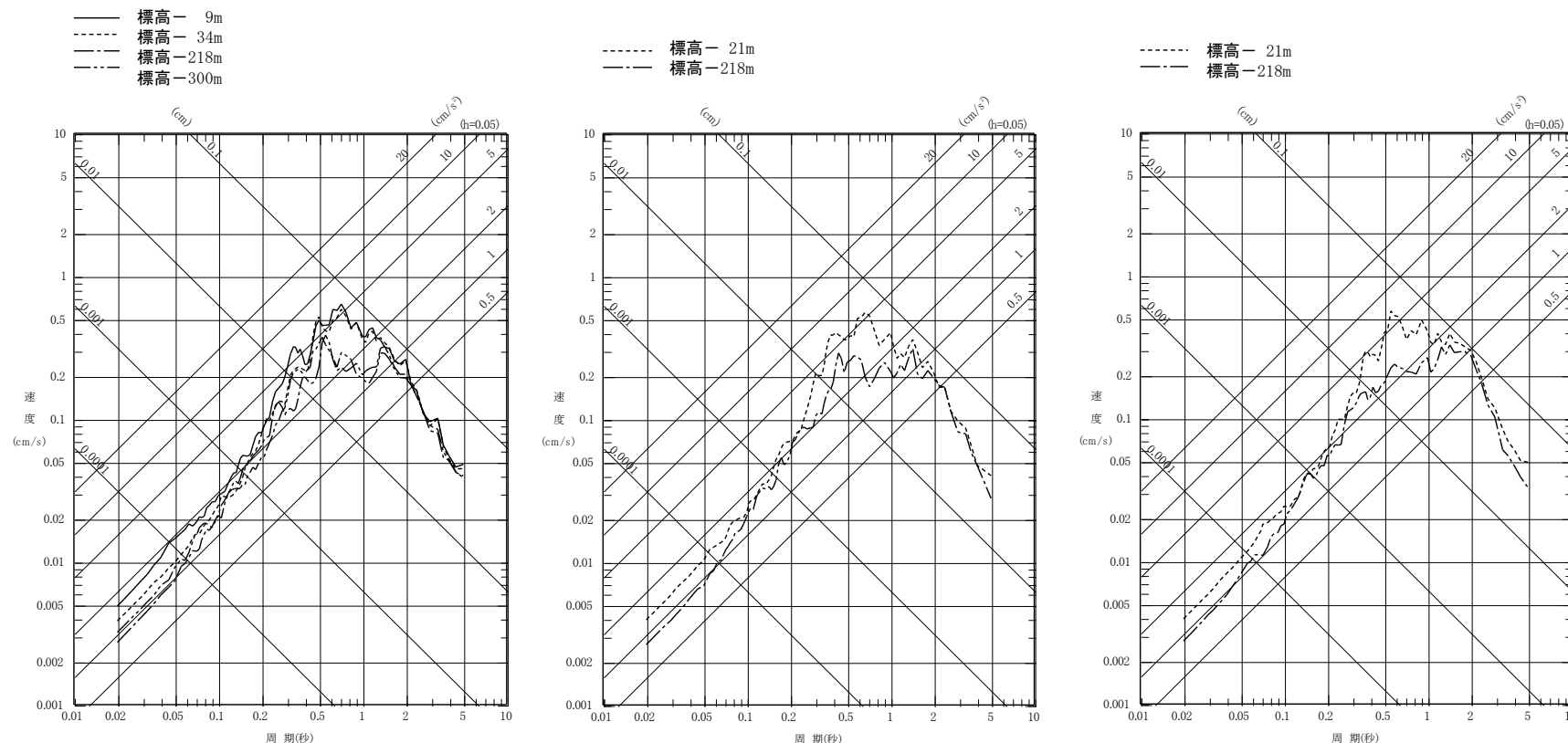
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【No. 2 海洋プレート内地震DC型の深度別応答スペクトル】

〇UD方向(2014/6/15 岩手県内陸南部の地震, M 5.5, 深さ94 km, 震央距離218 km)



西側観測点

北側観測点

南側観測点

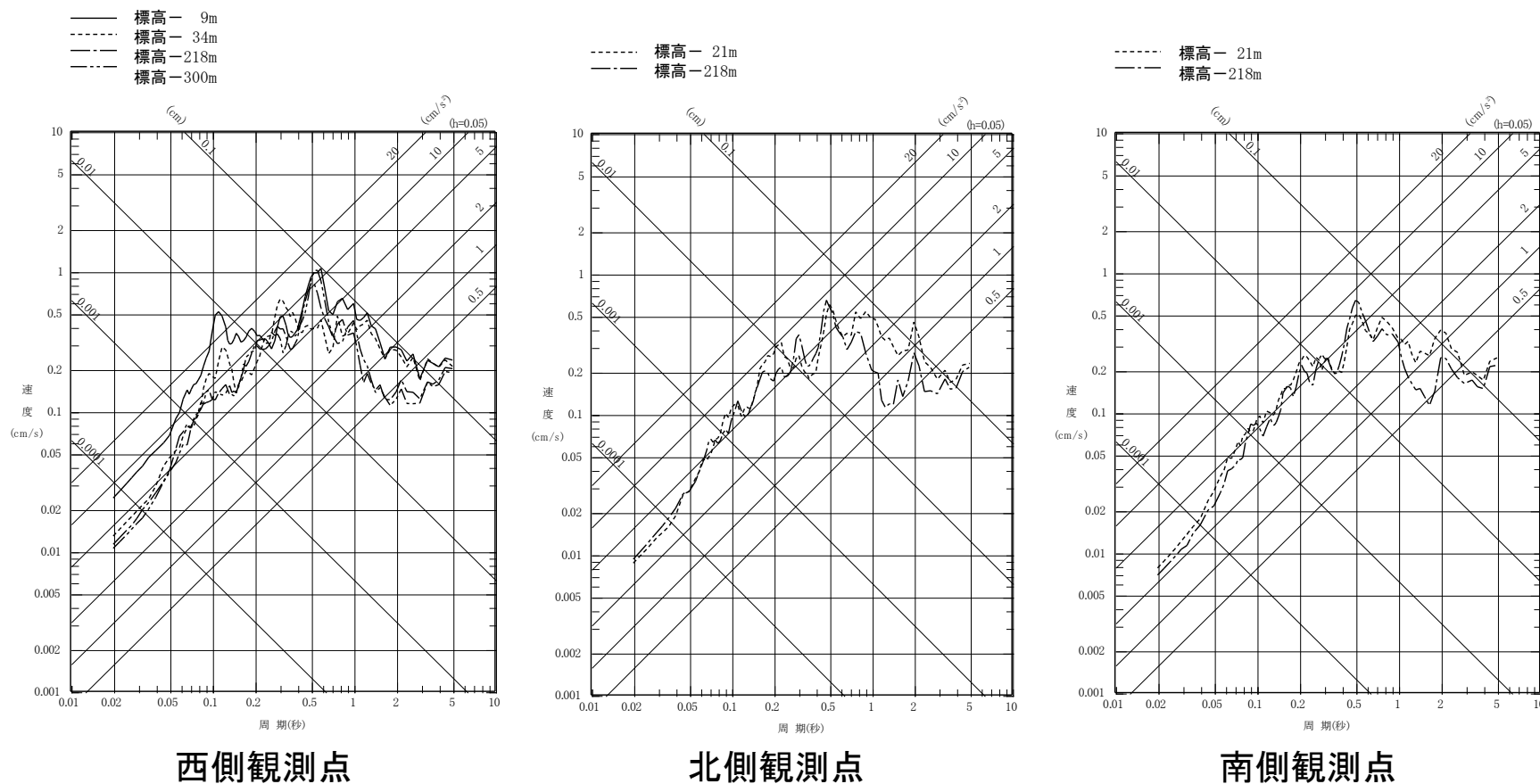
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【No. 3 内陸地殻内地震の深度別応答スペクトル】

ONS方向(2014/7/8 胆振地方中東部の地震, M 5.6, 深さ3km, 震央距離144km)



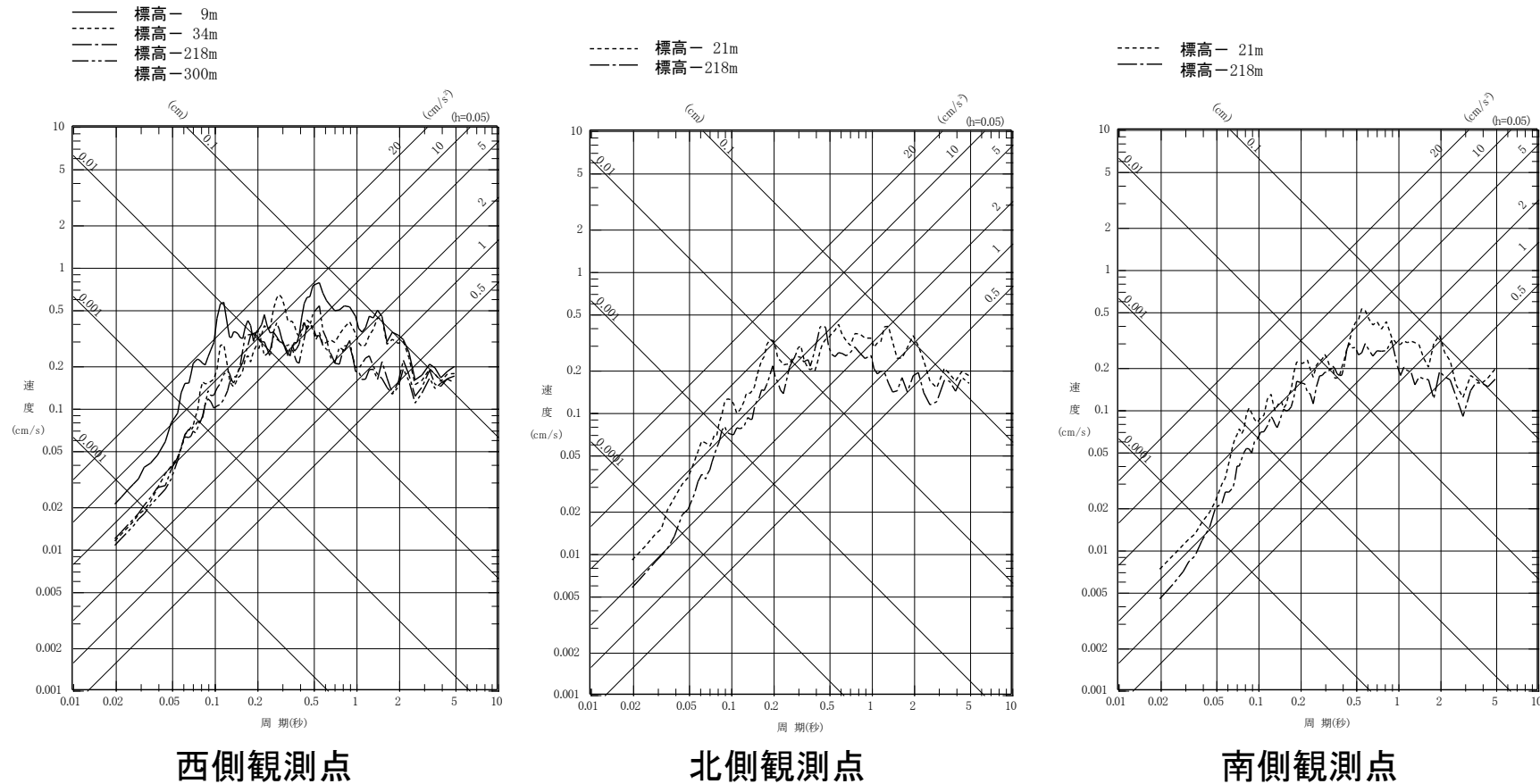
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【No. 3 内陸地殻内地震の深度別応答スペクトル】

○EW方向(2014/7/8 胆振地方中東部の地震, M 5.6, 深さ3km, 震央距離144km)



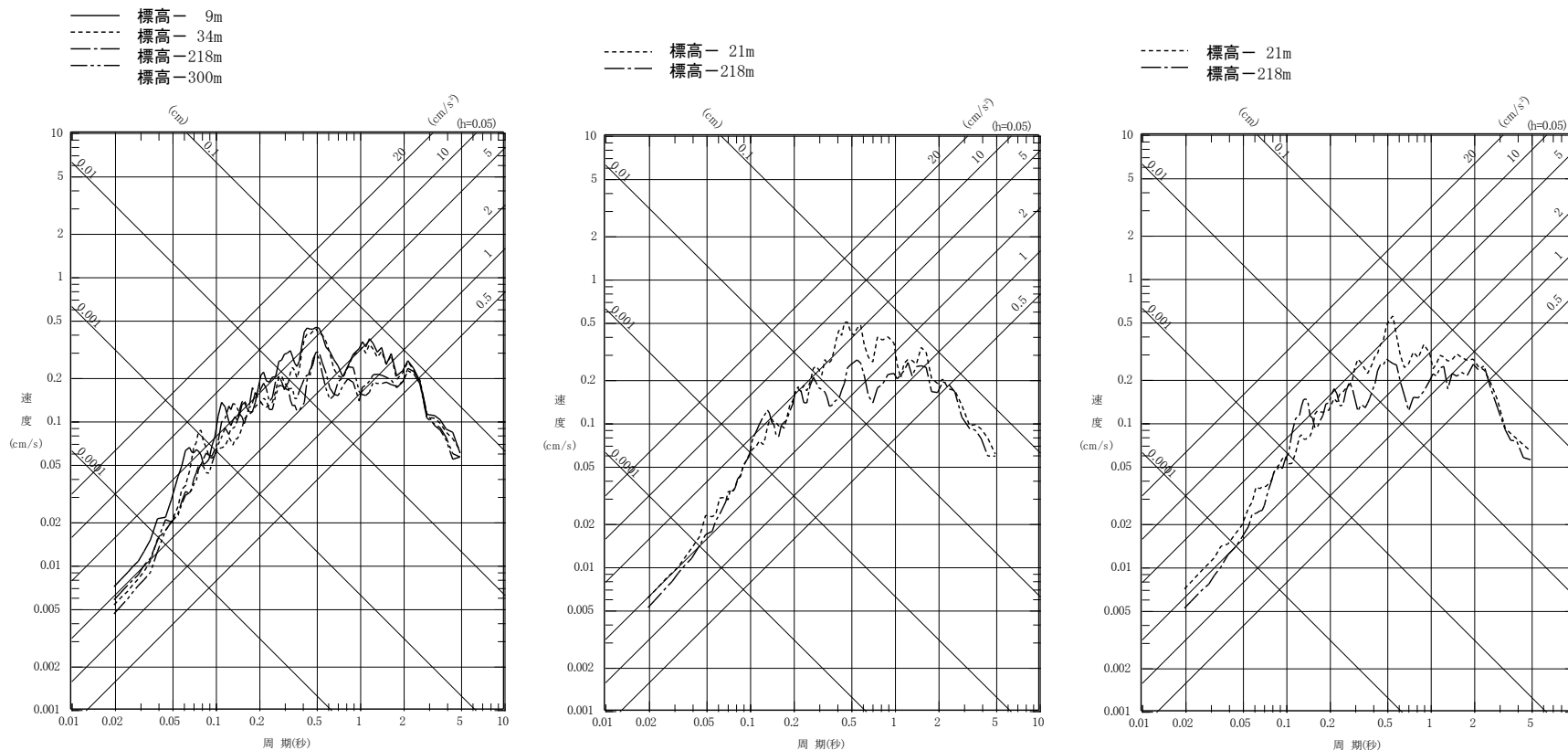
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【No. 3 内陸地殻内地震の深度別応答スペクトル】

〇UD方向(2014/7/8 胆振地方中東部の地震, M 5.6, 深さ3km, 震央距離144km)



西側観測点

北側観測点

南側観測点

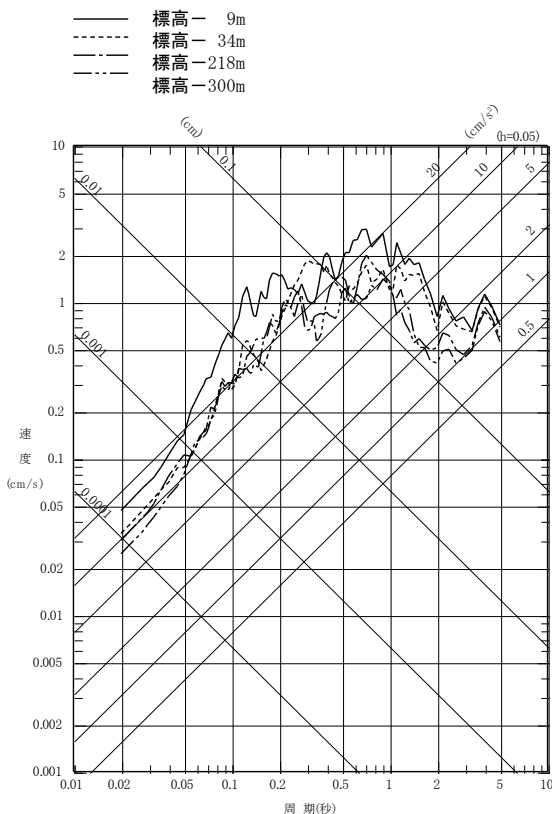
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

1.地下構造モデルの策定 / 1.2地震観測記録の分析

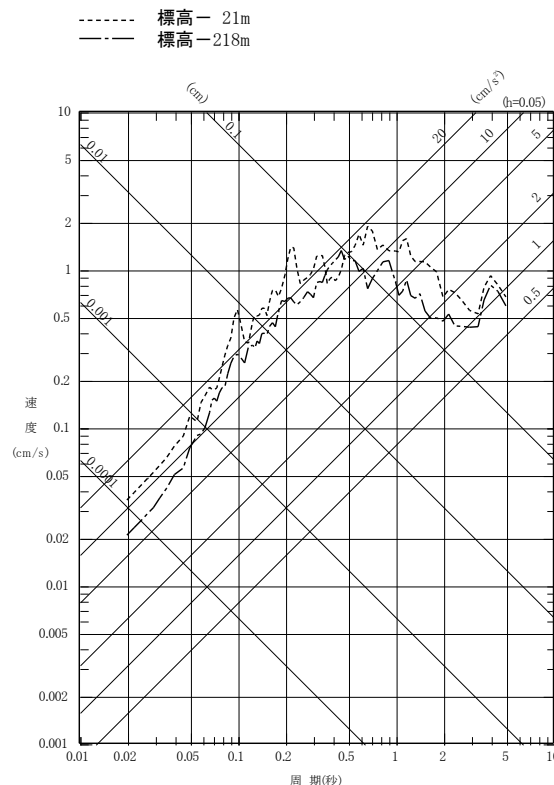
③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【No. 4 プレート間地震の深度別応答スペクトル】

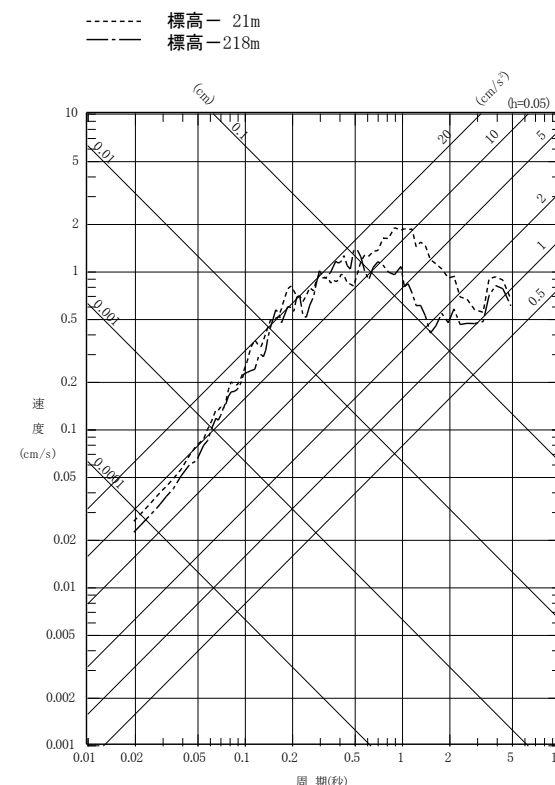
ONS方向 (2014/8/10 青森県東方沖の地震, M 6.1, 深さ51 km, 震央距離90 km)



西側観測点



北側観測点



南側観測点

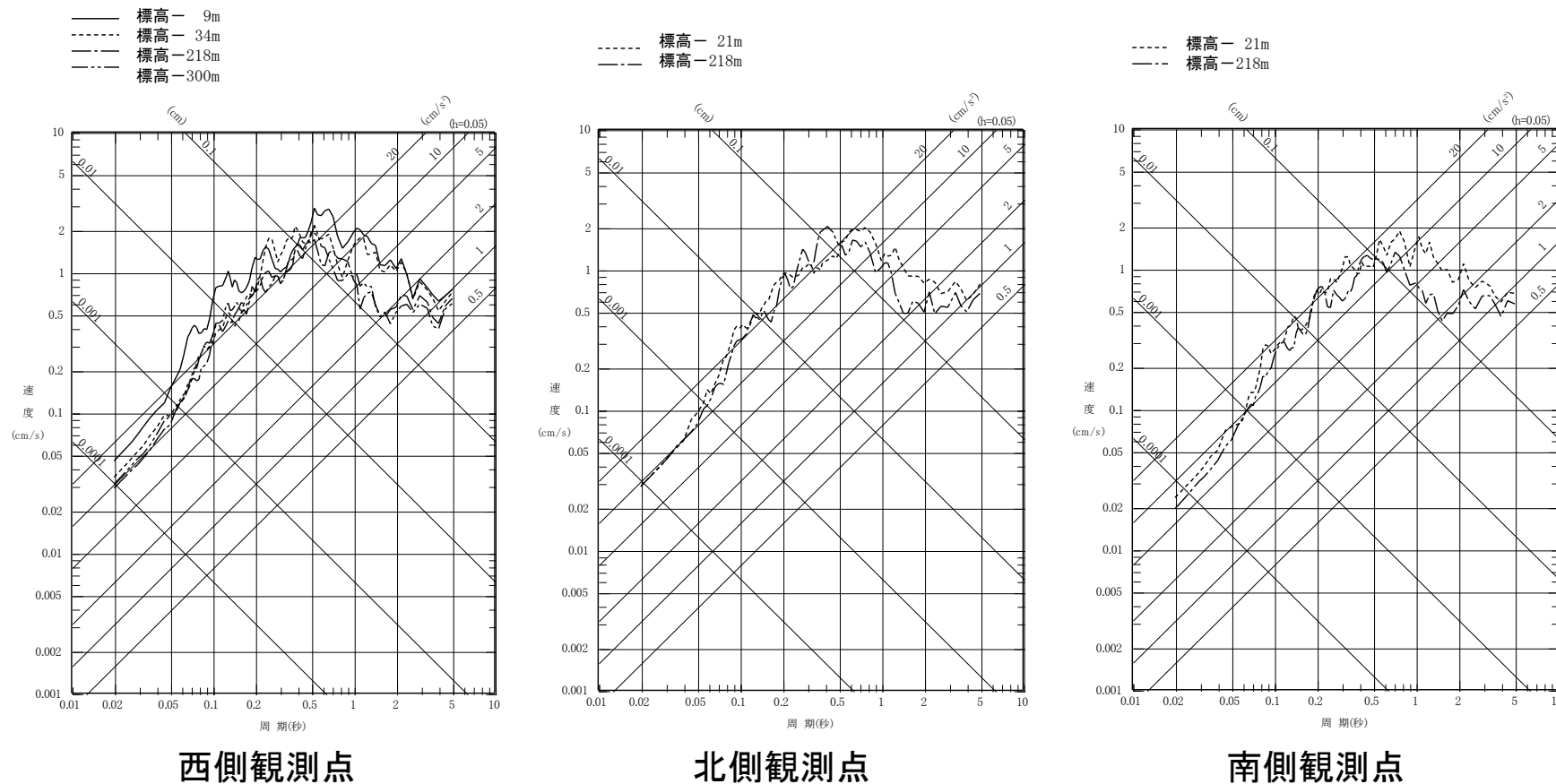
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【No. 4 プレート間地震の深度別応答スペクトル】

○EW方向(2014/8/10 青森県東方沖の地震, M 6.1, 深さ51 km, 震央距離90 km)



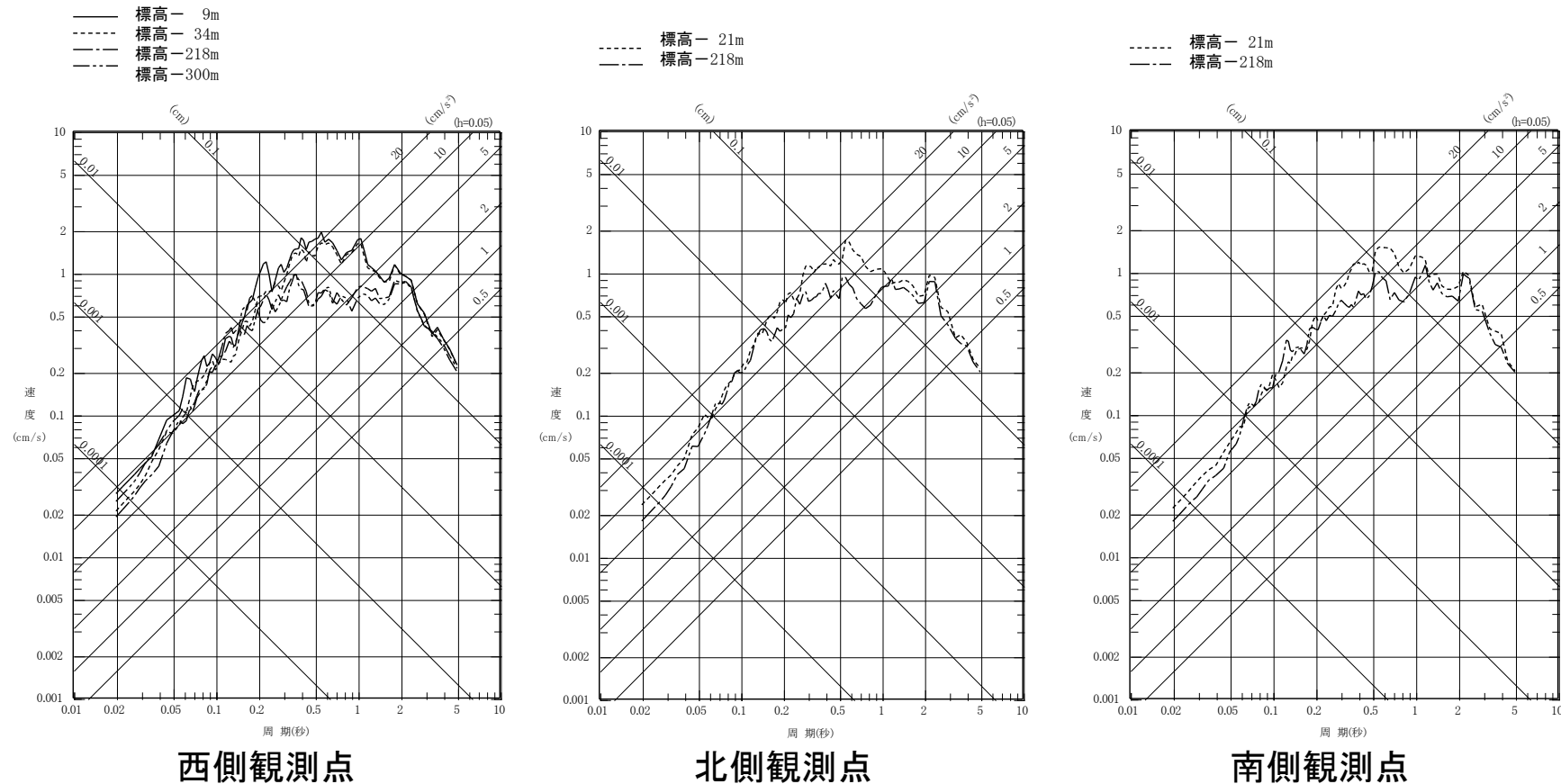
- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

【No. 4 プレート間地震の深度別応答スペクトル】

○UD方向(2014/8/10 青森県東方沖の地震, M 6.1, 深さ51 km, 震央距離90 km)



- 西側観測点において、標高-300mから解放基盤表面(標高-218m)までの間に、地盤中におけるピーク周期の遷移や特定周期での特異な増幅はみられない。
- 標高約-30mよりも浅くなると、地盤のS波速度が小さくなっていることによるものと考えられる増幅がみられる。

1.地下構造モデルの策定／1.2地震観測記録の分析

③敷地内3観測点で観測された主な地震による増幅特性の分析

•敷地内3観測点(西側、北側、南側)で観測された主な地震について、地盤の増幅特性を確認したところ、著しい増幅やピーク周期の遷移、特定周期での特異な増幅特性は見られない。

1.地下構造モデルの策定／1.3地下構造モデルの設定

理論的手法に用いる地盤モデルの作成方法・作成結果

- 地震基盤面以浅については、統計的グリーン関数法に用いる地盤モデルを参考に設定し、地震基盤面以深については、1968年十勝沖地震の震源過程を検討した永井ほか(2001) 及び三陸沖北部の深い地盤構造を検討した地震調査委員会(2004a)を参考に設定している。

理論的手法に用いる地盤モデル

標高 T.P. (m)	層厚 (m)	密度 ρ (t/m^3)	S波速度 V_s (m/s)	P波速度 V_p (m/s)	Q	備考
-218	82	2.00	910	2197	100	解放基盤表面
-300	180	2.10	990	2510	100	
-480	1220	2.20	1450	2820	100	
-1700	1300	2.60	3150	5660	150	地震基盤面
-3000	12000	2.69	3580	6180	300	
-15000	10000	2.80	3700	6400	300	
-25000	∞	3.20	4100	7100	500	

1.地下構造モデルの策定／1.3地下構造モデルの設定

理論的手法に用いる地盤モデルの確認(永井ほか(2001)による速度構造モデル)

- 永井ほか(2001)「三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究－1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較－」では、「近地地形のグリーン関数の計算には、Table1(b)に示す水平多層の速度構造を使用した。これは藤江(1999)による沈み込むプレートと陸側のプレートの構造を平均化したものである。」と書かれている。

Table 1. Underground structures.

(b) For near-field analysis

V_p km/s	V_s km/s	ρ 10^3kg/m^3	Q_P	Q_S	Thickness km
2.0	1.20	2.10	200	100	1
5.0	2.90	2.40	300	150	2
5.9	3.40	2.70	600	300	9
6.4	3.7	2.80	600	300	13
7.1	4.1	3.20	1000	500	∞

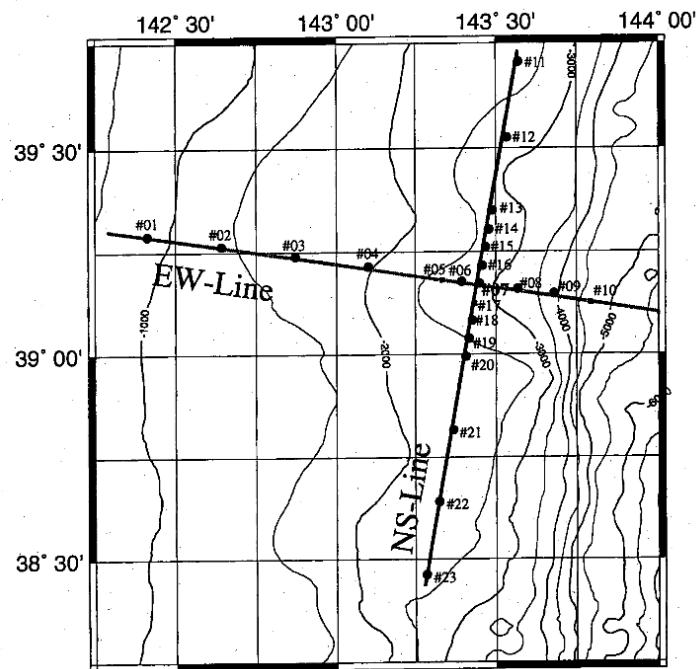
永井ほか(2001)より抜粋

1.地下構造モデルの策定／1.3地下構造モデルの設定

理論的手法に用いる地盤モデルの確認(藤江(1999)によるP波速度構造モデル)

■ 藤江剛(1999)「屈折および反射波を用いた走時インバージョンの開発と三陸沖プレート境界の地殻構造への適用」及びG.Fujie et al.(2006)「Confirming sharp bending of the Pacific plate in the northern Japan trench subduction zone by applying a travelttime mapping method」において、三陸沖の地下構造を推定している。

- 目的: 南北測線で活動度の南北方向変化と地震波速度構造の関連性の研究を、東西測線では沈み込み帯における内部構造解明を目的としている。
- 用いたデータ: 三陸沖において、1996年に諸大学合同で、火薬とエアガンを人工震源とし、海底地震計を使って人工地震探査を実施している。



1996年の測線(東京大学地震研究所(2002)より抜粋)

1.地下構造モデルの策定／1.3地下構造モデルの設定

理論的手法に用いる地盤モデルの確認(藤江(1999)によるP波速度構造モデル)

- 東西測線においては、初動屈折波データを用い、新たに開発した非線形2次元走時インバージョン解析方法を使って測線のP波速度構造を決定している。

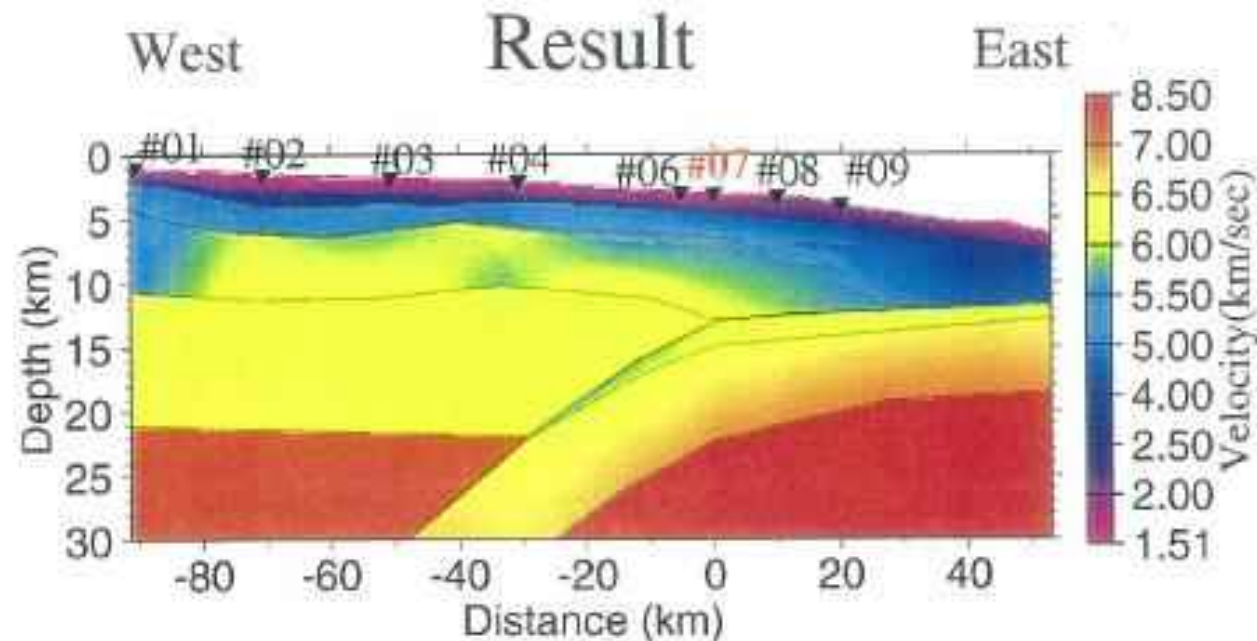


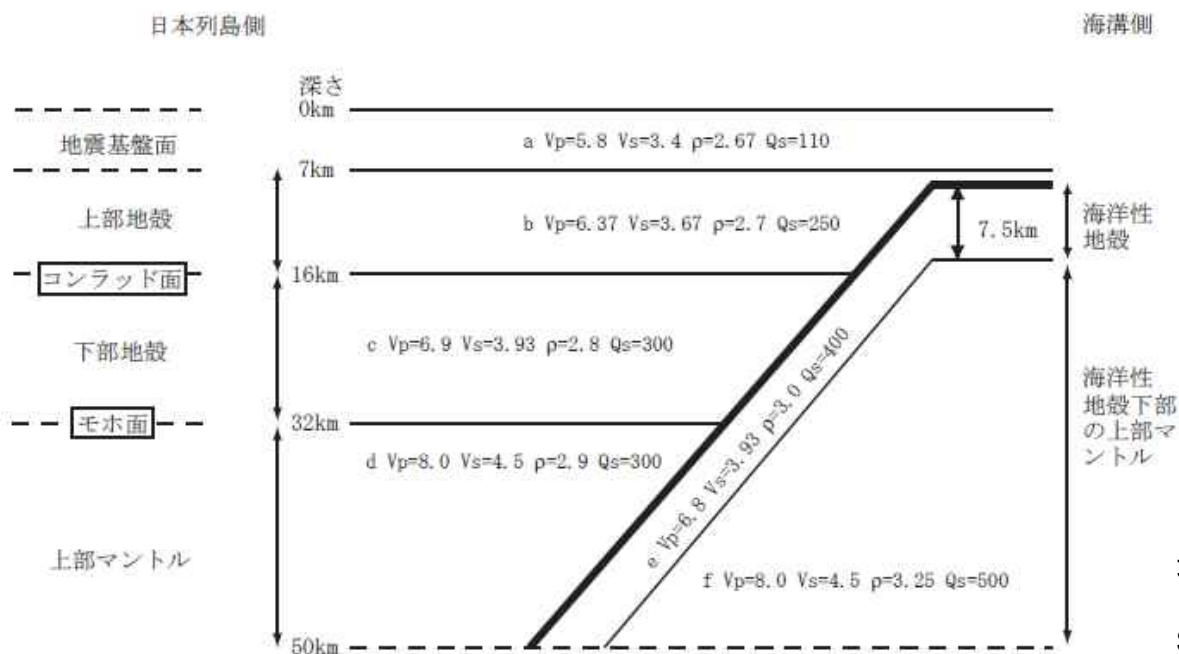
Figure 6.6: 東西測線の構造。走時インバージョンの結果。藤江(1999)より抜粋

■永井ほか(2001)によるモデルと藤江(1999)によるモデルの平均的なP波速度構造は概ね対応していることが確認できる。

1.地下構造モデルの策定／1.3地下構造モデルの設定

理論的手法に用いる地盤モデルの確認(地震調査委員会(2004a)による速度構造モデル)

- 地震調査委員会の「三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について(平成16年5月21日)」では、上部マントルから地震基盤までの大構造(伝播経路)について、「三浦・他(2001)による宮城県沖～東北日本の速度構造断面等を参照して、三次元の速度構造モデルの設定を行った(図9参照)。」としている。



地震基盤から工学的基盤までについては、「P波速度から、Ludwig et al. (1970)に基づき、S波速度と密度を推定する」とされている。

図9 プレートに直交する断面の地下構造

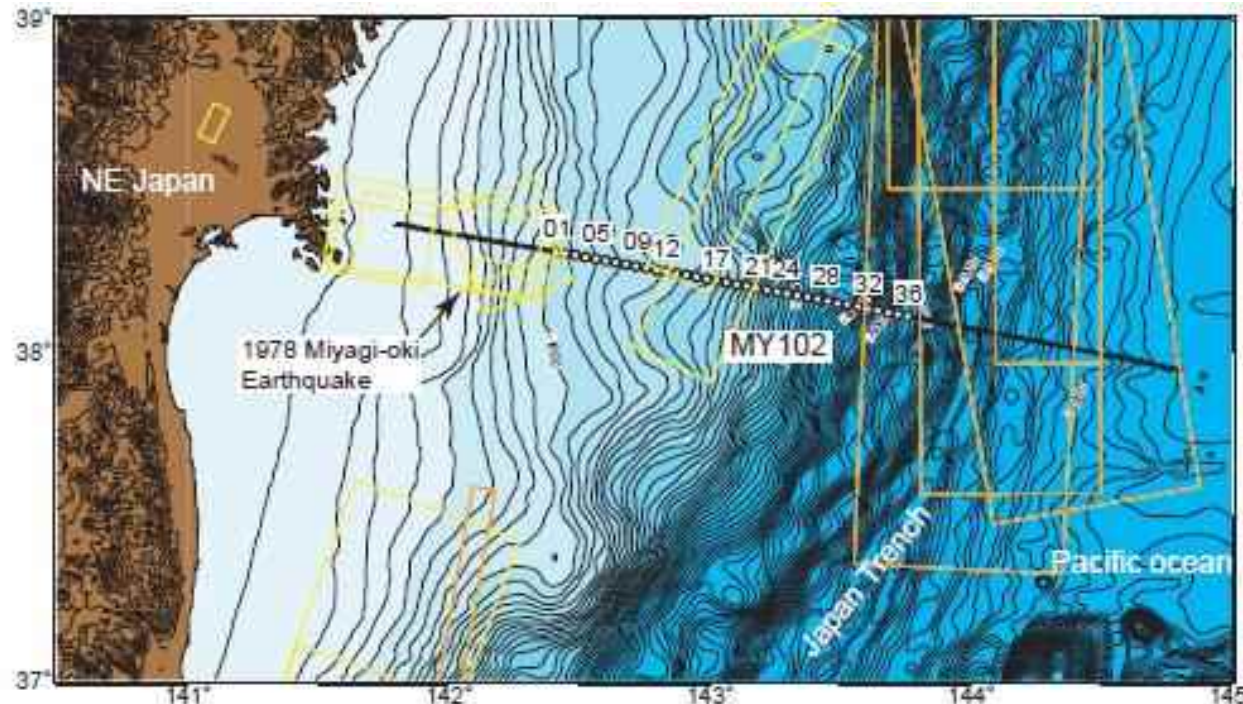
(断面を横から見たところ。P波速度 V_p とS波速度 V_s の単位はkm/s、密度 ρ の単位は g/cm^3) 地震調査委員会(2004a)より抜粋

1.地下構造モデルの策定／1.3地下構造モデルの設定

理論的手法に用いる地盤モデルの確認(三浦ほか(2001)によるP波速度構造モデル)

- 三浦ほか(2001)「日本海溝前弧域(宮城沖)における地震学的探査－KY9905航海－」において、宮城県沖の速度構造モデルを推定している。

- 目的: 1) 1978年宮城県沖地震の破壊域を通る探査測線による、破壊域周辺の深部構造を明らかにすること。2) 日本海溝に沿って非一様な分布をしている地震活動と関連する構造的特徴を明らかにすること。
- 用いたデータ: 海洋科学技術センター(JAMSTEC)が実施した、日本海溝の宮城沖(KY9905次航海)での調査航海で取得したデータ。36台の海底地震計(OBS)を約3.6km間隔で展開し、エアガン記録を収録している。海底地震計は海溝軸に直交するMY102測線上に設置し、そのうち10台の記録を利用している。



三浦ほか(2001)より抜粋

三浦ほか(2001)によるMY102探査測線図

黒線はOBS・MCS測線、白丸はOBSの設置点を示す。黄色と橙色の長方形は佐藤他(1989)による巨大地震の破壊域を示す。

1.地下構造モデルの策定／1.3地下構造モデルの設定

理論的手法に用いる地盤モデルの確認(三浦ほか(2001)によるP波速度構造モデル)

- 三浦ほか(2001)は、各OBS直下の1次元速度構造を求め、さらに、2次元波線追跡法によって観測走時を説明するP波速度構造を求めている。
- 「沈み込む海洋性地殻内部の速度は、高橋ほか(2000b)の三陸沖の速度構造を使用した」と書かれている。

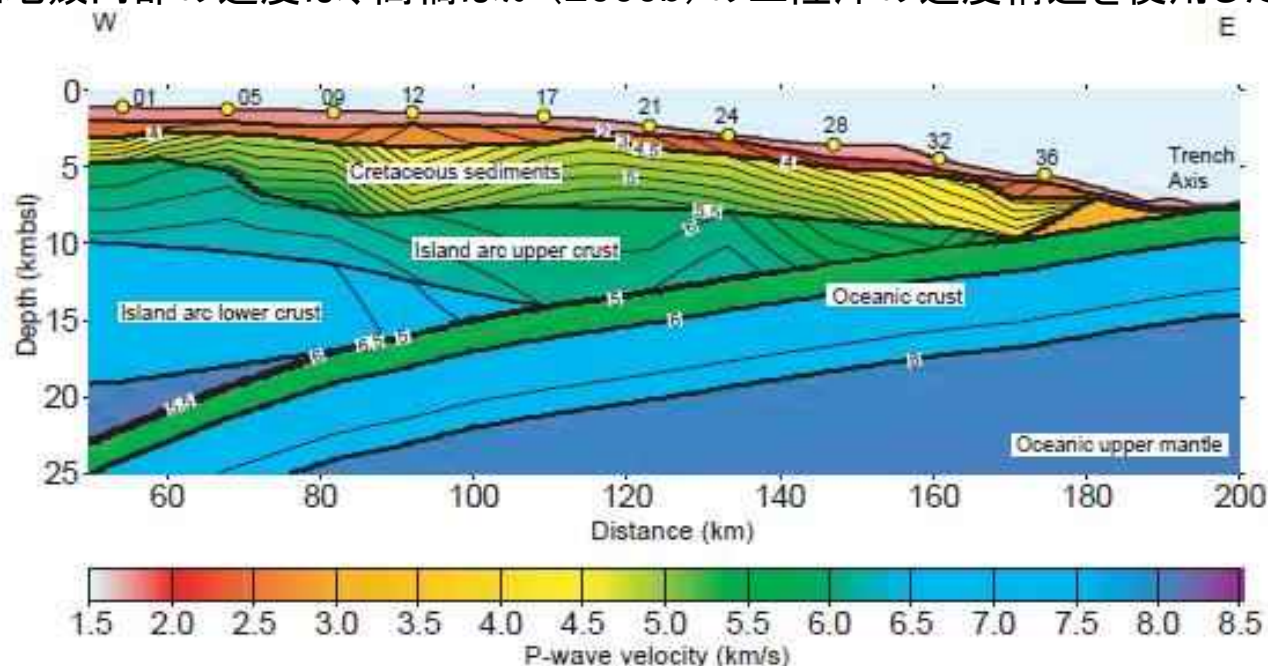


図6 2次元波線追跡法によるMY102の速度構造モデル

縦軸は海面からの深さ(km)、横軸はエアガン発振点の西端からの距離(km)、P波速度を図下の色見本および等速度線(0.1km/s間隔)で表す。海溝軸は100km付近である。

三浦ほか(2001)より抜粋

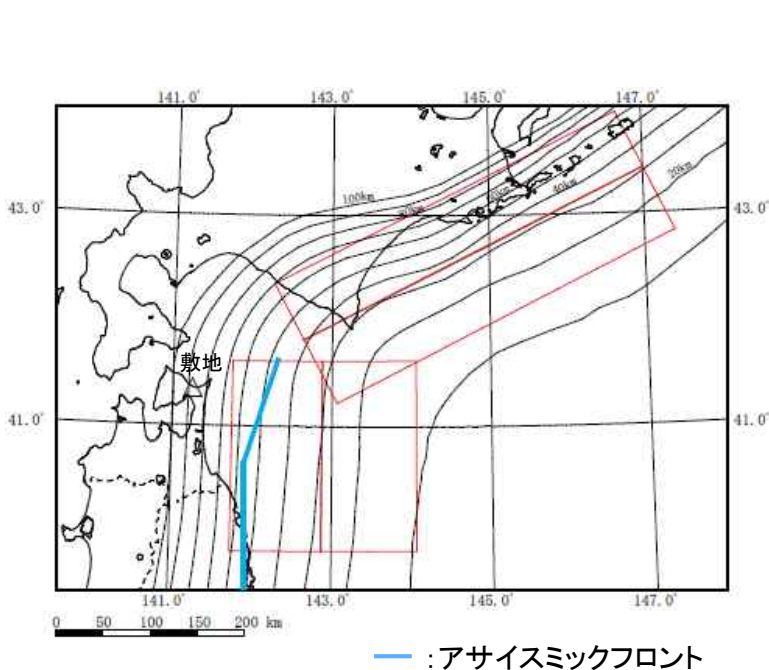
■大局的な速度構造で見ると、地震調査委員会(2004a)によるモデルと三浦ほか(2001)によるモデルのP波速度構造は概ね対応していることが確認できる。

1. 地下構造モデルの策定
 - 1.1 地質調査結果に基づく地下構造
 - 1.2 地震観測記録の分析
 - 1.3 地下構造モデルの設定
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
 - 2.2 海洋プレート間地震
 - 2.3 内陸地殻内地震
3. 震源を特定せず策定する地震動
 - 3.1 Mw6.5以上の2地震
 - 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震
4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響

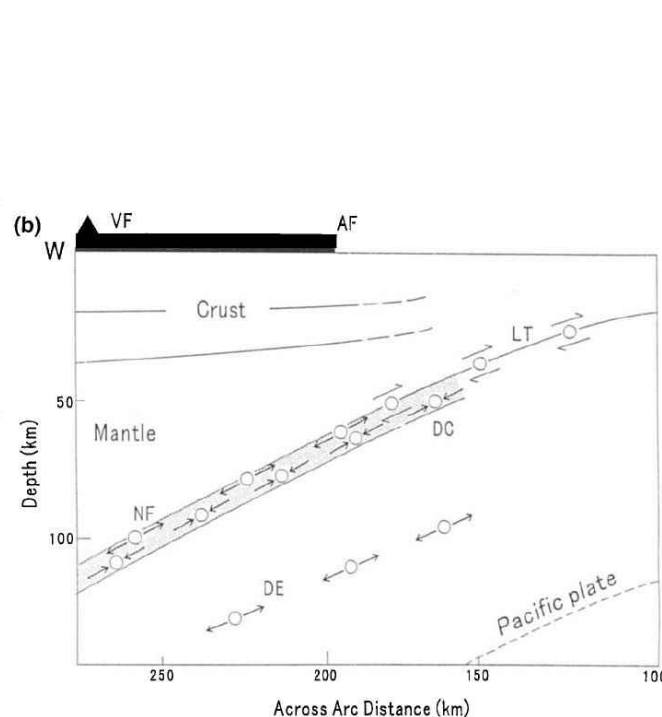
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 断層面位置の設定に係る検討(1)

■ 断層面西端に関する検討

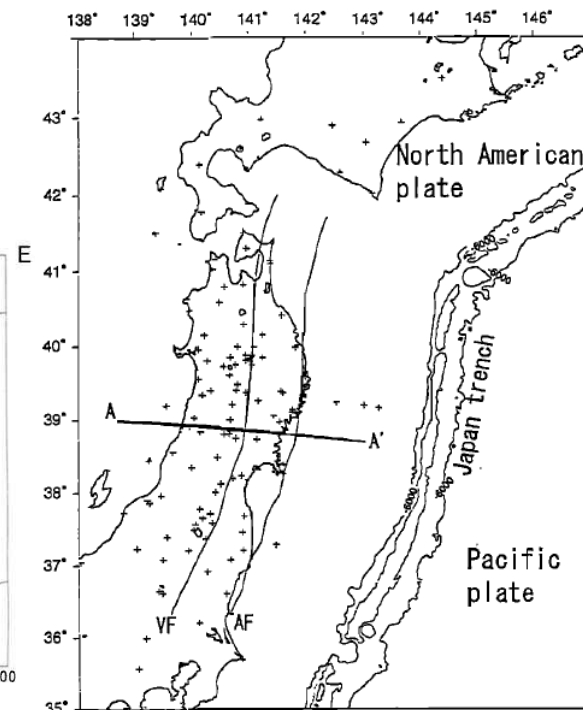
- 断層面位置の設定は、プレート上面深度分布に基づいて設定している。
- プレート間地震については、Igarashi et al.(2001)にて、アサイズミックフロントよりも東側で発生するとされており、敷地東面において、アサイズミックフロントは、プレート上端深度約50~60kmの位置と対応する。
- M9プレート間地震の震源断層面の位置は、断層下端でプレート上面深度約60kmとなっており、アサイズミックフロントよりも、西側まで震源領域を設定していることから、敷地に近い位置に配置されており、保守的な設定となっていると考えられる。



「三陸沖北部～根室沖の連動」の震源断層面位置



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

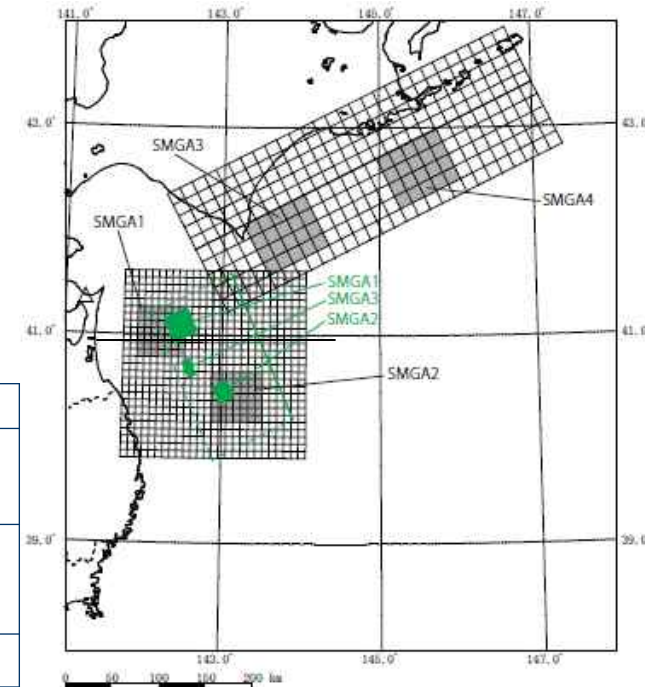
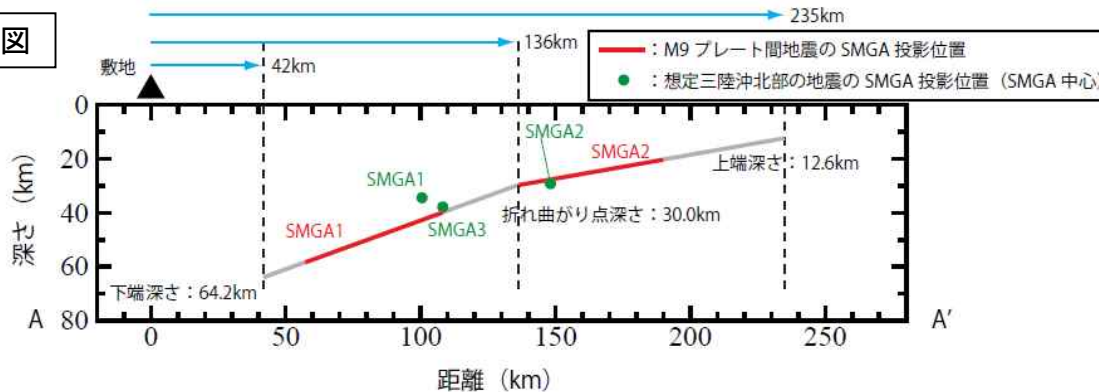


2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1プレート間地震 断層面位置の設定に係る検討 (2)

■ 断層面深さに関する検討

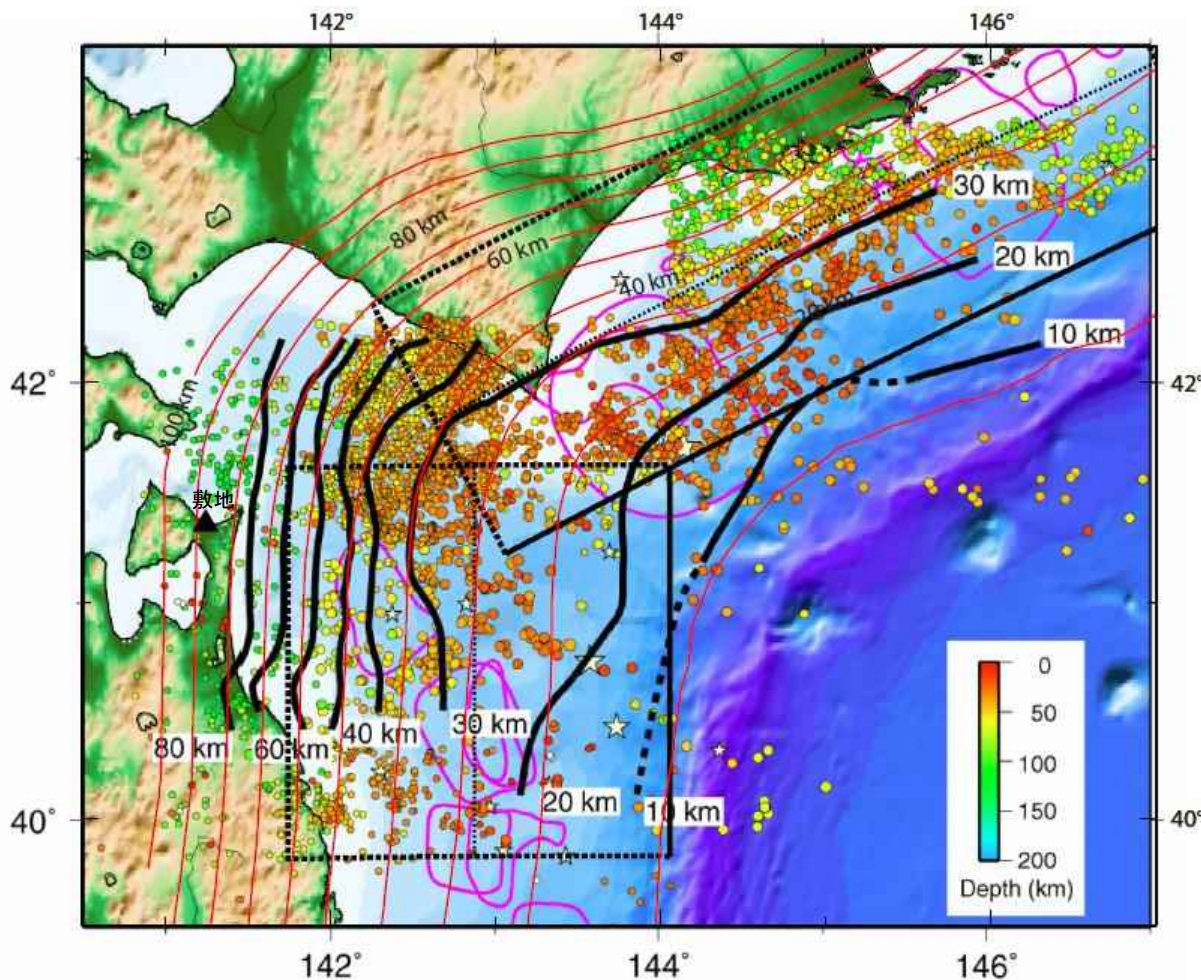
- 敷地東面の海洋プレート上の上面深度分布については、防災科学技術研究所J-SHISにより、詳細な値が公開されている。
- M9プレート間地震の震源断層面のうち、敷地東面の三陸沖北部の領域における震源断層面の設定にあたっては、上記の値に基づき、上端深さ、下端深さを固定した上で、沈み込み角度が概ね変化する深さ30kmの地点で断層面が折れ曲がるように、傾斜角の異なる2面の断層面を設定しており、海洋プレート上面深度分布と断層走向がほぼ同一となるような設定となっている。
- 一方、地震調査委員会(2004a)に基づく想定三陸沖北部の地震の断層面は、上記震度分布の等深線に対して傾きを持った設定となっている。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っており、保守的に設定されている。

敷地東面の断面図



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	102	1.86E+20	SMGA1	109	1.12E+20	1.73E+20
			SMGA3	132	1.32E+20	
SMGA2	196	1.86E+20	SMGA2	180	7.45E+19	同左

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 防災科学技術研究所J-SHISのプレート境界深度の確認



- 防災科学技術研究所「地震ハザードステーションJ-SHIS」のプレート境界深度に基づき、M9プレート間地震の断層面を設定している。
- J-SHISのプレート境界深度は、『科学技術振興費 主要5分野の研究開発委託事業 新世紀重点研究創世プラン～リサーチ・レボリューション2002～「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究(東南海・南海地震)(日本海溝・千島海溝周辺の海溝型地震)平成19年度成果報告書』のプレート境界深度と概ね良い対応を示しており、M9プレート間地震の断層面の設定深度は妥当であると考えられる。

- : 報告書のプレート境界深度
- : J-SHISのプレート境界深度(追記)
- : M9プレート間地震の断層面(追記)

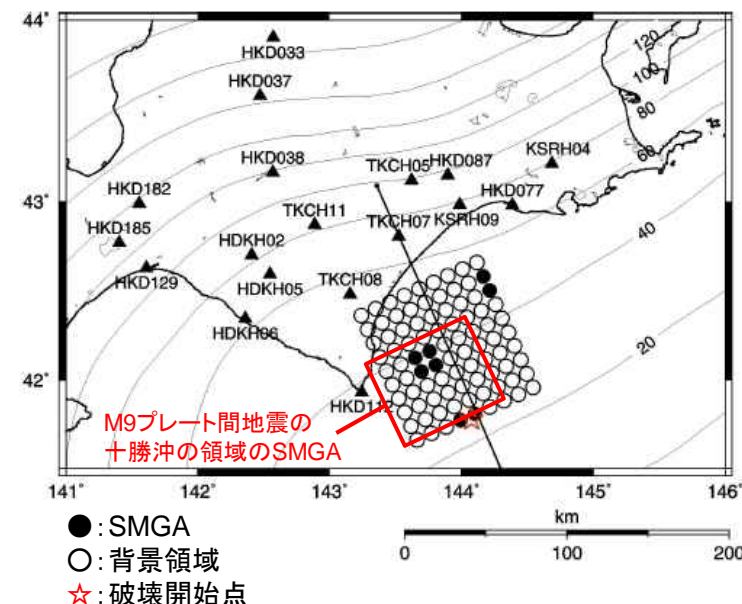
科学技術振興費 主要5分野の研究開発委託事業 新世紀重点研究創世プラン～リサーチ・レボリューション2002～
「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究(東南海・南海地震)(日本海溝・千島海溝周辺の海溝型地震)平成19年度
成果報告書」 P146「図35 根室沖から三陸沖北部にかけてのプレート境界深度」をもとにリサイクル燃料貯蔵株式会社作成

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 十勝沖の断層パラメータの妥当性確認

- 地震調査委員会(2004b)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、前述したとおり設定した「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、地震調査委員会(2004b)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(2004b)とM9プレート間地震の比較(十勝沖の領域)

パラメータ	地震本部(2004)		M9プレート間地震の 十勝沖の領域の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^{21}	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(2004b)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(2004b)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.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 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、敷地東側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、断層面の総面積を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、アサイスマ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。

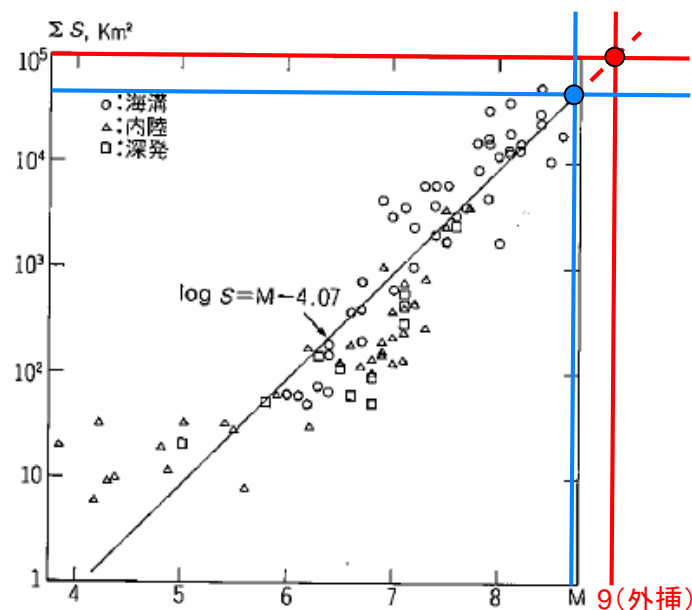
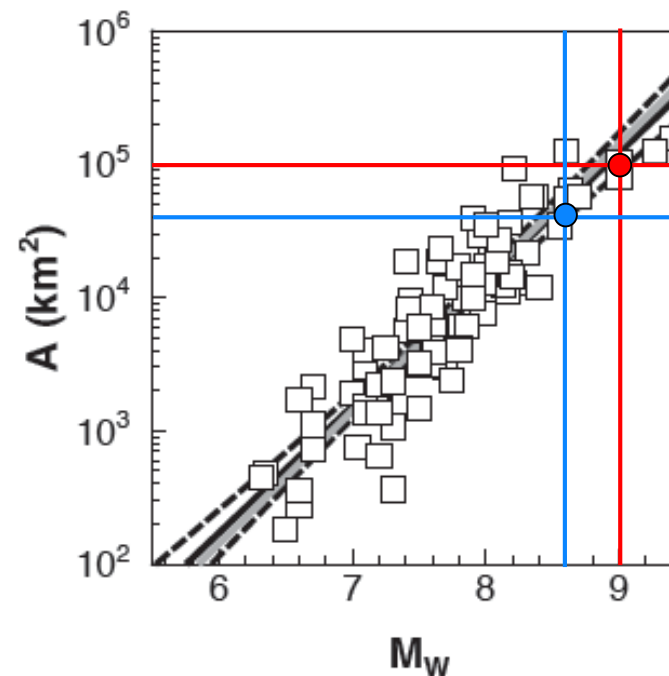


図2-2 断層の面積(総面積)とマグニチュードとの関係

佐藤(1989)に基づくスケーリング則
佐藤(1989)に加筆

- : 断層面全体
- : 三陸沖北部の領域のみ



Strasser(2010)に基づくスケーリング則
Strasser(2010)に加筆

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震

2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた断層パラメータの検討

- 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)において取り纏められていることから、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の妥当性を確認する。
- 諸井ほか(2013)において、観測記録と適合するSMGA面積は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SMGA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、妥当性を確認する。

田島ほか(2013)におけるモデル比較

	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 るとりまとめ	Kurahashi and Irikura(2013)	5628	1.74E+20	21.44	
	Asano and Iwata	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	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	2,500	1.86 × 10 ²⁰

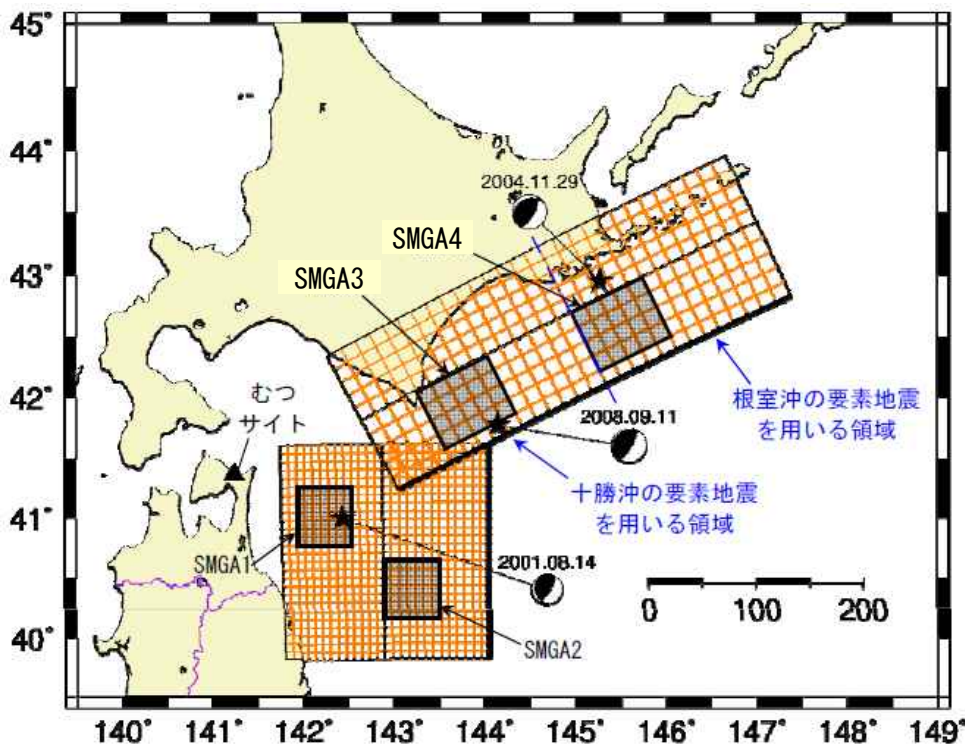
- 確認の結果、敷地で考慮しているM9プレート間地震の断層パラメータは、各文献値を概ね上回るようにパラメータが設定されている。

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 要素地震の選定(1)

■ 三陸沖北部～根室沖の連動モデル

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～根室沖の連動モデルのうち、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諸元



選定した要素地震の位置

対象領域	発震日時	M	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
三陸沖北部 (SMGA1,2)	2001.8.14 5:11	6.4	114	38	 品質:92.15
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		174	22	55	
十勝沖 (SMGA3)	2008.9.11 9:20	7.1	248	31	
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		235	15	116	
根室沖 (SMGA4)	2004.11.29 3:32	7.1	379	48	
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		242	26	122	

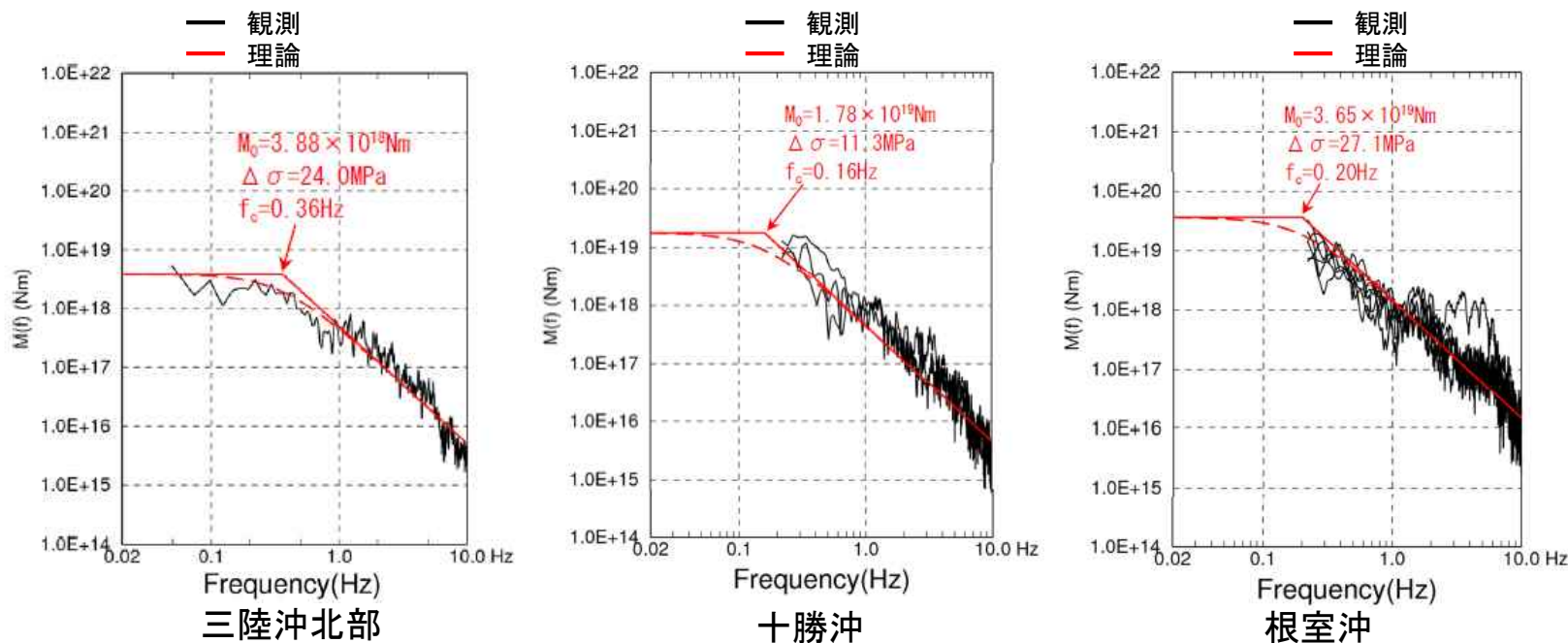
※M、震源距離(震源位置)、震源深さは気象庁による。震源メカニズム解は、2001.8.14はF-netによる。2008.9.11及び2004.11.29はGlobal CMT Catalogによる。

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1プレート間地震 要素地震の選定 (2)

- 各領域における要素地震について、震源パラメータ及び ω^{-2} モデルによる理論震源スペクトルと観測記録の比較図を示す。
- 各震源パラメータに基づく ω^{-2} モデルによる理論震源スペクトルは、観測記録とよく整合している。

要素地震の震源パラメータ

対象領域	発震日時	震源パラメータ		
		地震モーメント (Nm)	コーナー周波数 (Hz)	応力降下量 (MPa)
三陸沖北部	2001.8.14 5:11	3.88×10^{18}	0.36	24.0
十勝沖	2008.9.11 9:20	1.78×10^{19}	0.16	11.3
根室沖	2004.11.29 3:32	3.65×10^{19}	0.20	27.1

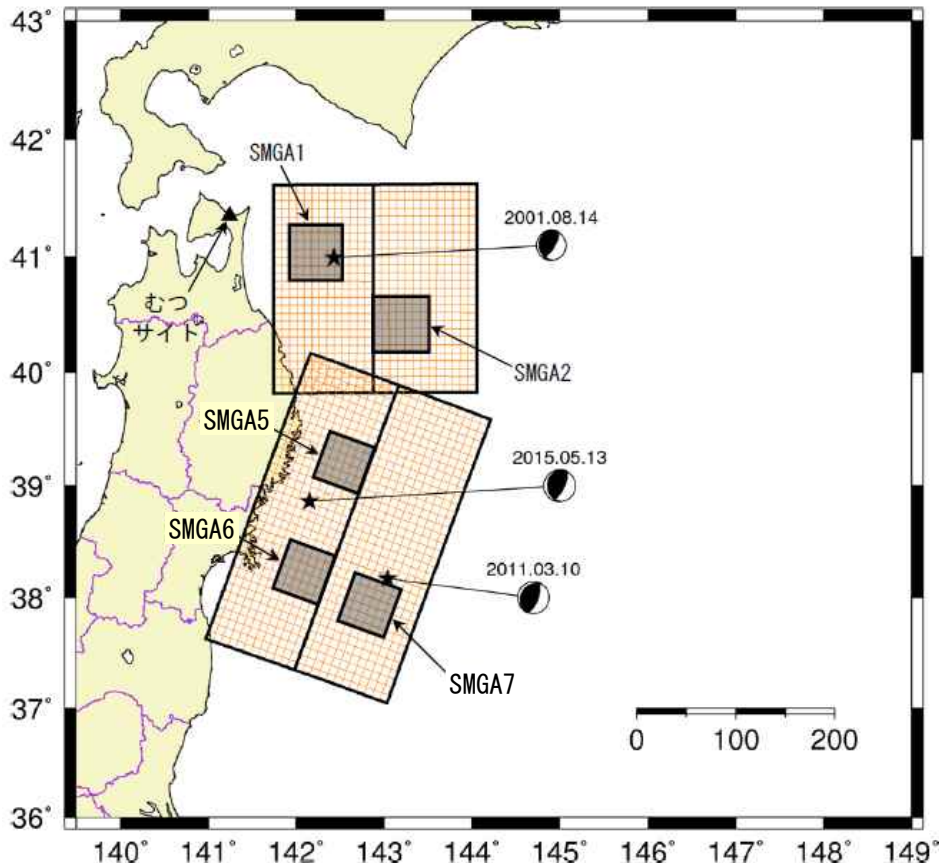


要素地震の ω^{-2} モデルによる震源スペクトル理論値と比較

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 要素地震の選定(3)

■ 三陸沖北部～宮城県沖の連動モデル

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～宮城県沖の連動モデルのうち、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	M	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
三陸沖北部 (SMGA1,2)	2001.8.14 5:11	6.4	114	38	 品質:92.15
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		174	22	55	

対象領域	発震日時	M	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
三陸沖中部 (SMGA5)	2015.5.13 6:12	6.8	290	46	 品質:93.57
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		178	25	64	

対象領域	発震日時	M	震源距離 (km)	震源深さ (km)	メカニズム解
宮城県沖・三陸沖南部 (SMGA6,7)	2011.3.10 6:23	6.8	385	9	 品質:80.78
		走向(°)	傾斜角(°)	すべり角(°)	
		213	23	101	

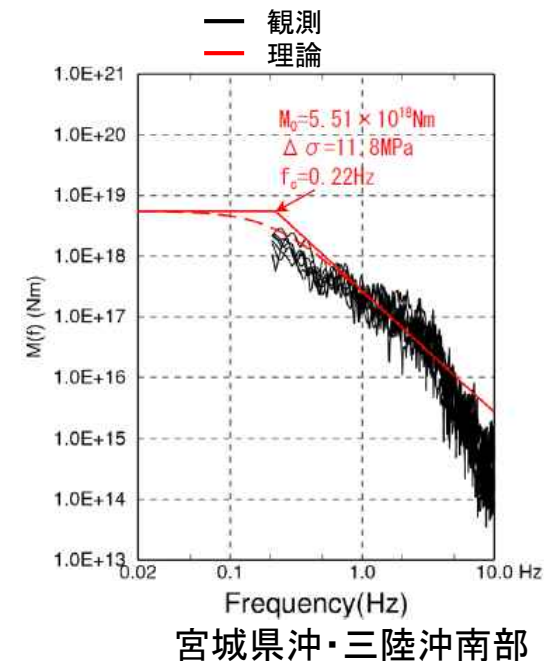
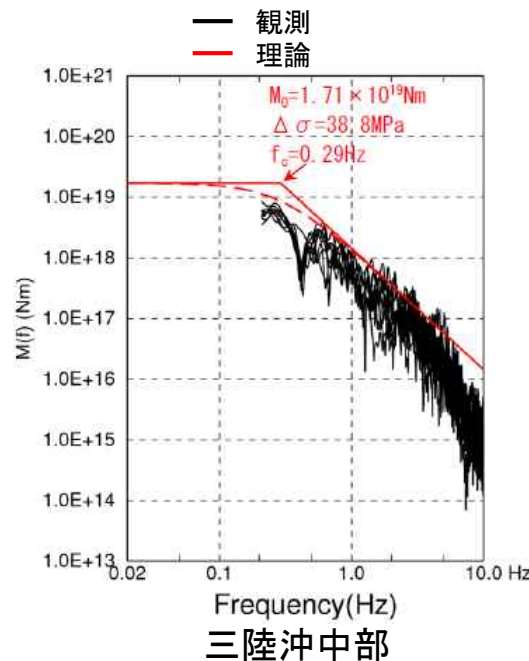
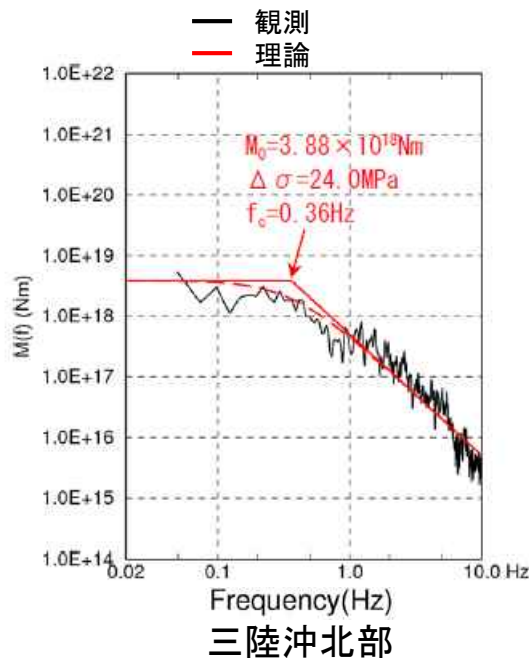
※M、震源距離(震源位置)、震源深さは気象庁による。震源メカニズム解は、F-netによる。

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震 要素地震の選定(4)

- 各領域における要素地震について、震源パラメータ及び ω^{-2} モデルによる理論震源スペクトルと観測記録の比較図を示す。
- 各震源パラメータに基づく ω^{-2} モデルによる理論震源スペクトルは、観測記録とよく整合している。

要素地震の震源パラメータ

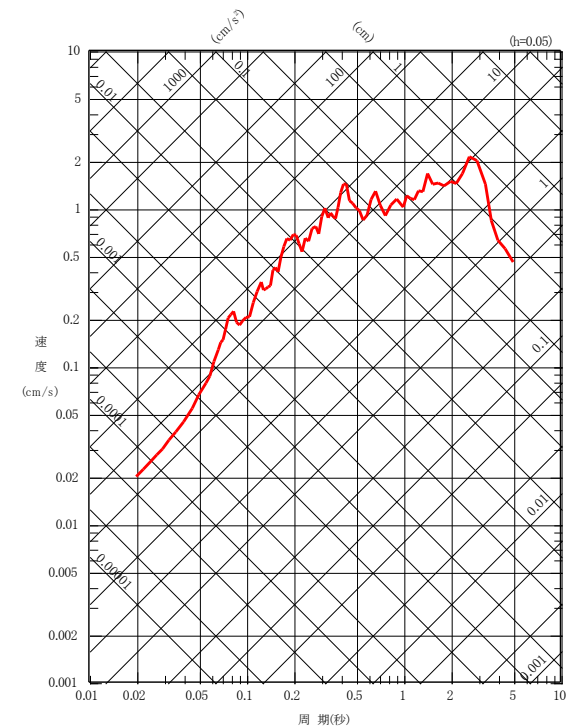
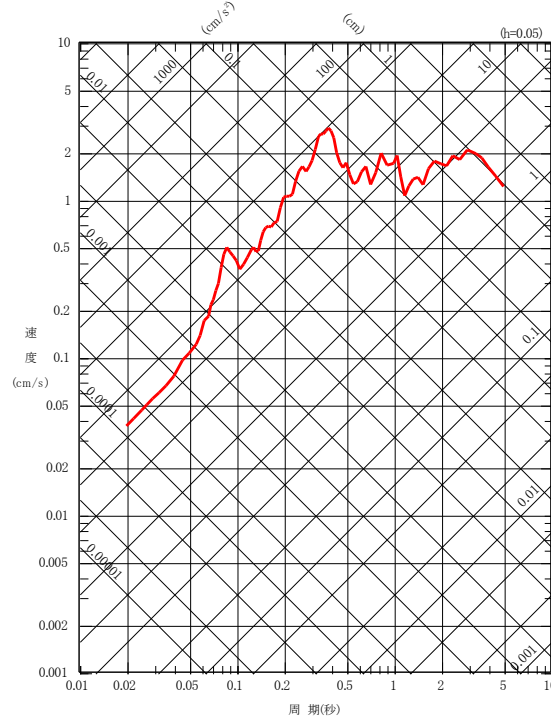
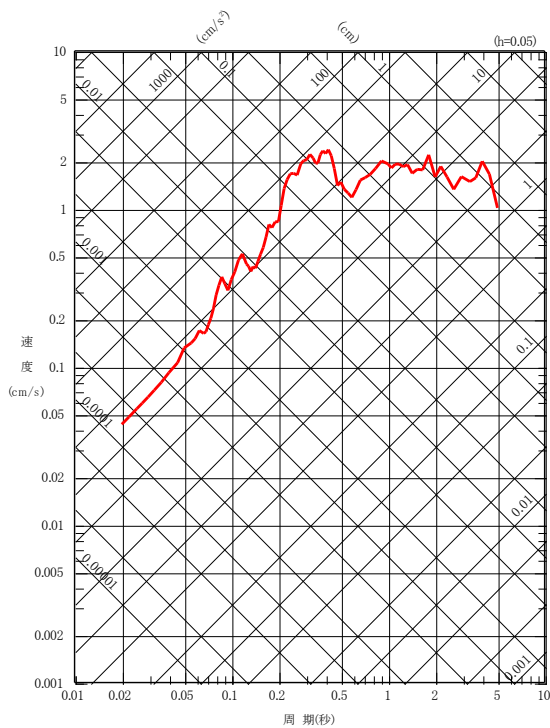
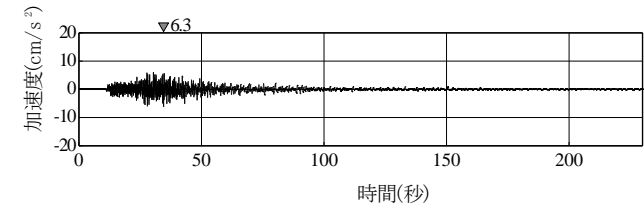
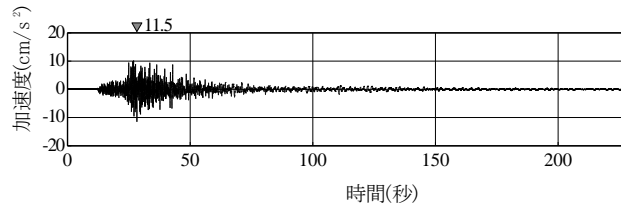
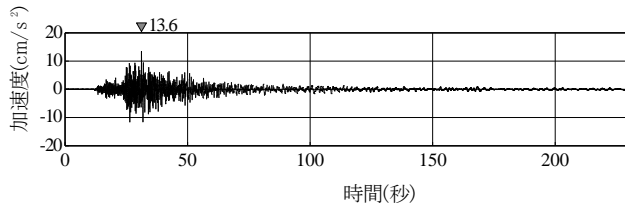
対象領域	発震日時	震源パラメータ		
		地震モーメント (Nm)	コーナー周波数 (Hz)	応力降下量 (MPa)
三陸沖北部	2001.8.14 5:11	3.88×10^{18}	0.36	24.0
三陸沖中部	2015.5.13 6:12	1.71×10^{19}	0.29	38.8
宮城県沖・ 三陸沖南部	2011.3.10 6:23	5.51×10^{18}	0.22	11.8



要素地震の ω^{-2} モデルによる震源スペクトル理論値と比較

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.1プレート間地震 要素地震の敷地における観測記録(1)

■ 三陸沖北部の領域の要素地震(2001年8月14日の地震 (M6.4))



NS方向

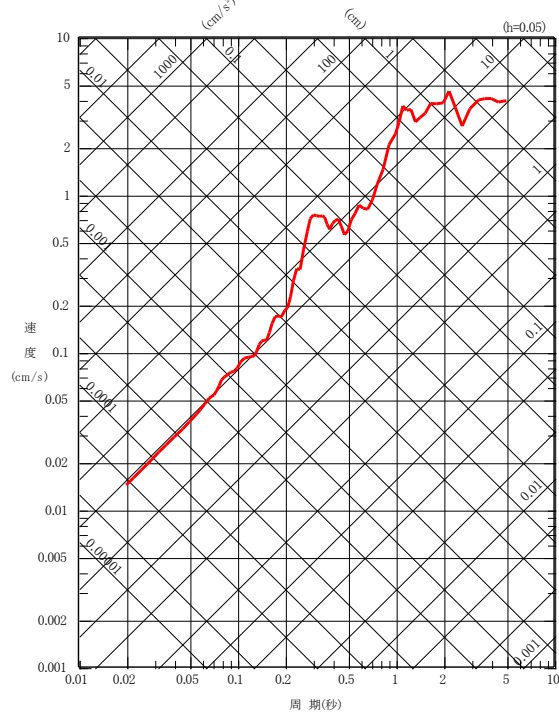
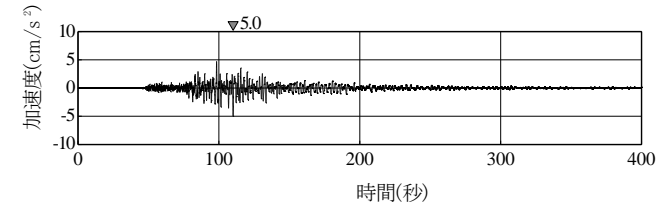
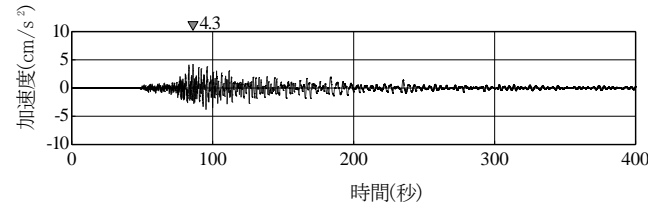
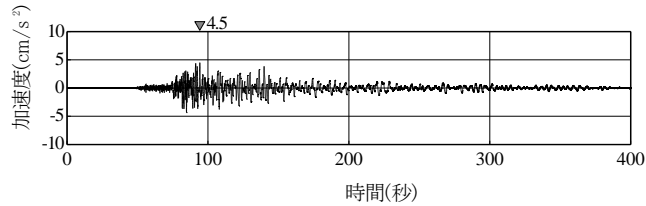
EW方向

UD方向

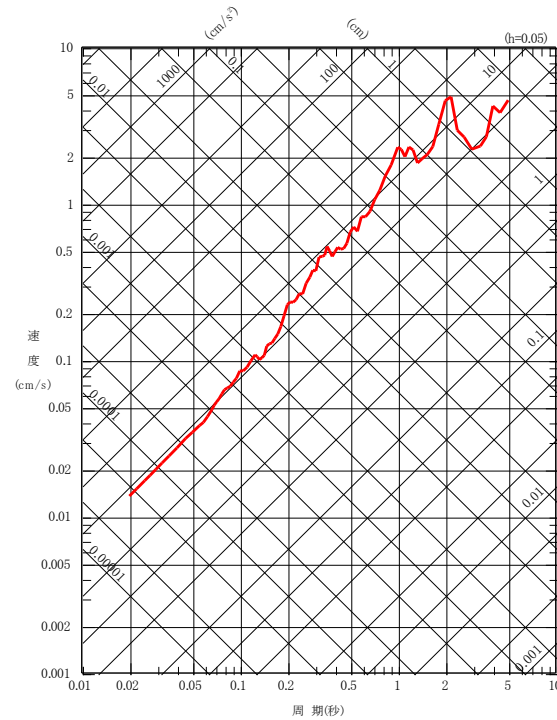
2001年8月14日の地震(M6.4)の時刻歴波形及び応答スペクトル(西側観測点 T.P.-34m)

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 要素地震の敷地における観測記録 (2)

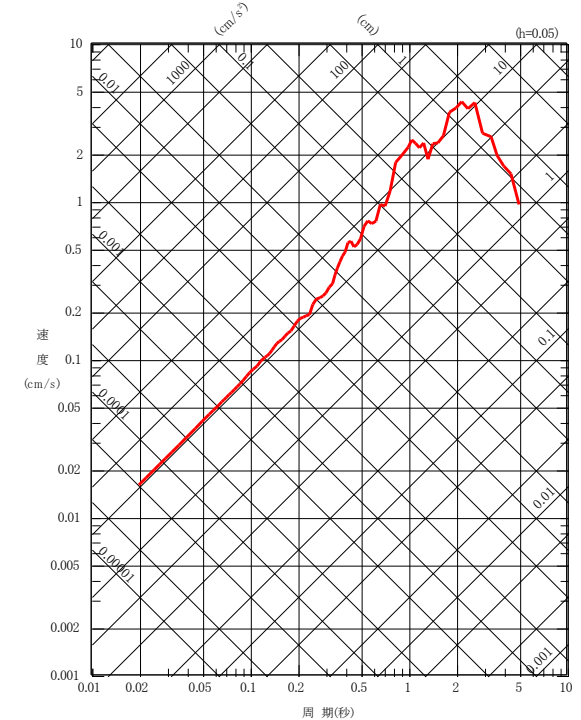
■ 十勝沖の領域の要素地震 (2008年9月11日の地震 (M7.1))



NS方向



EW方向

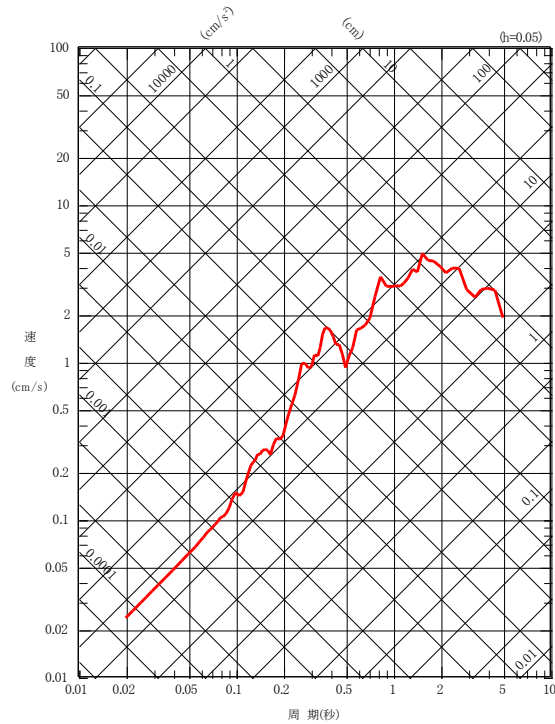
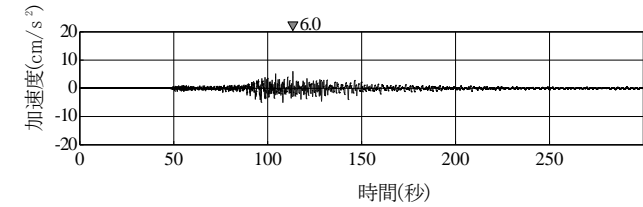
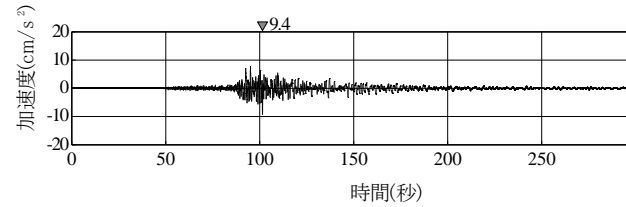
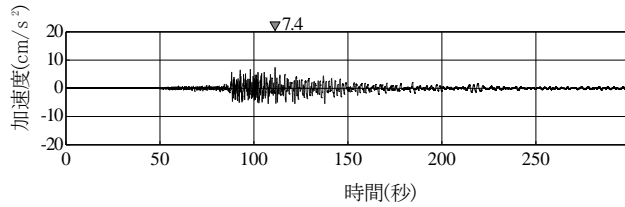


UD方向

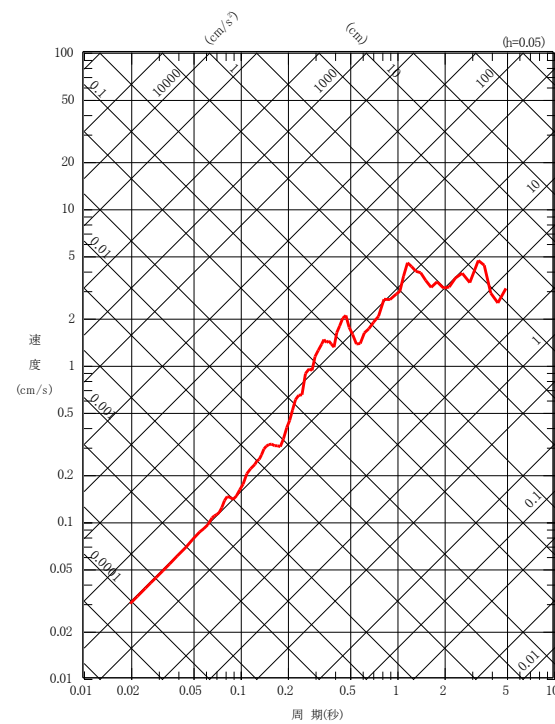
2008年9月11日の地震 (M7.1) の時刻歴波形及び応答スペクトル (西側観測点 T.P.-34m)

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 要素地震の敷地における観測記録 (3)

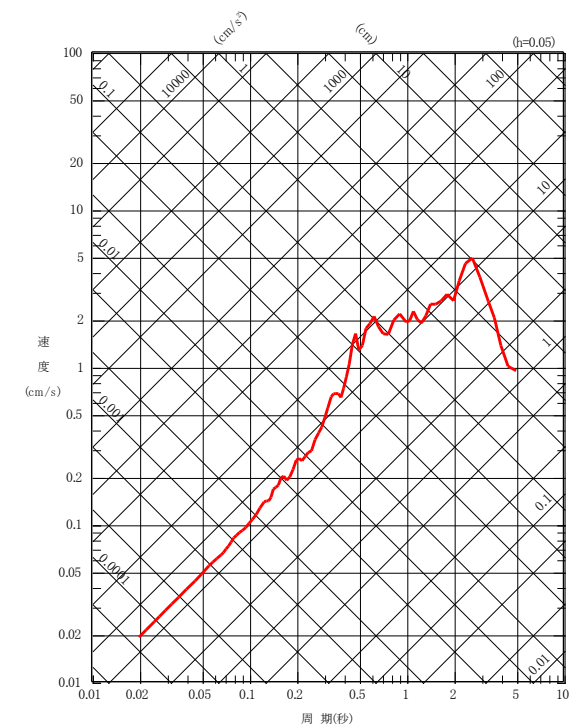
■ 根室沖の領域の要素地震 (2004年11月29日の地震 (M7.1))



NS方向



EW方向

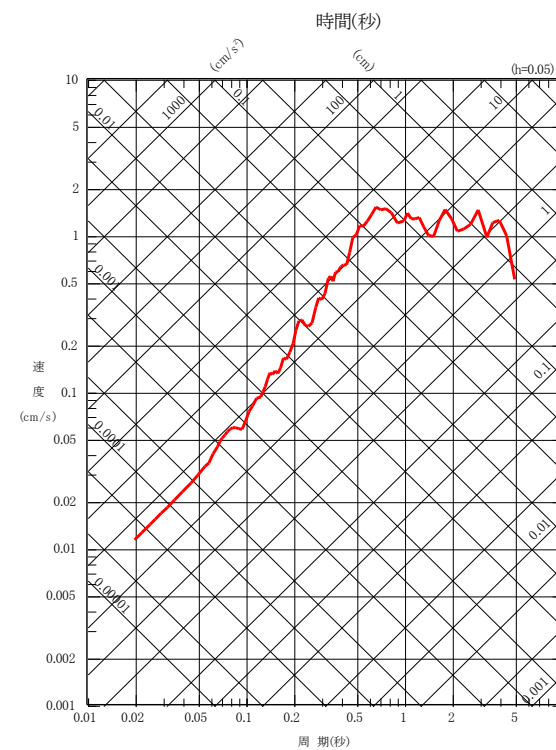
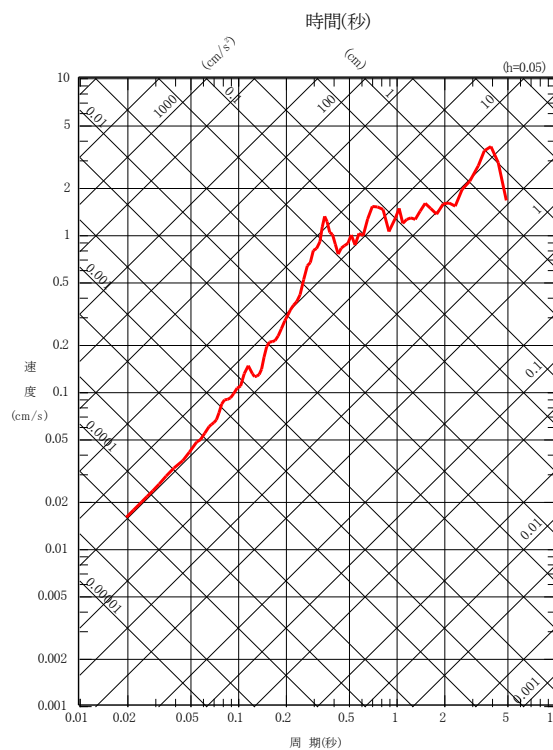
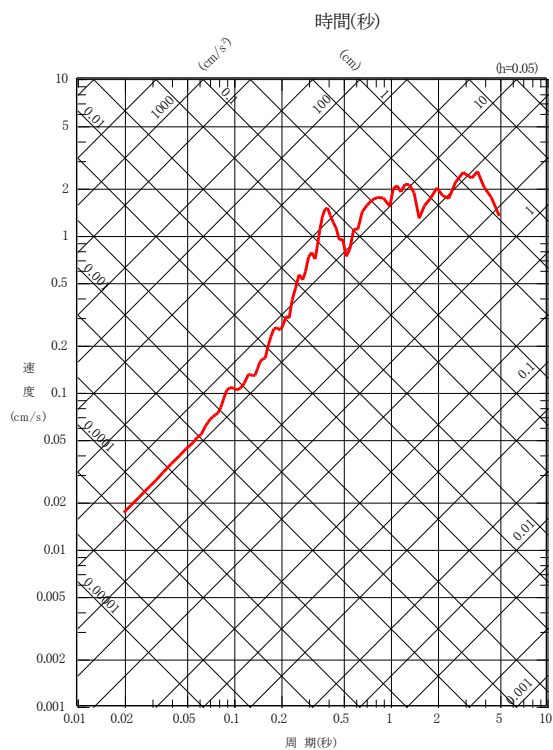
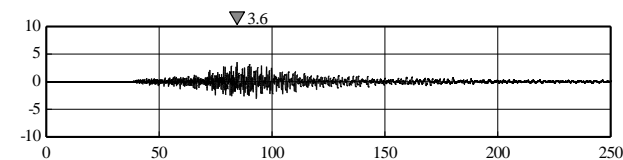
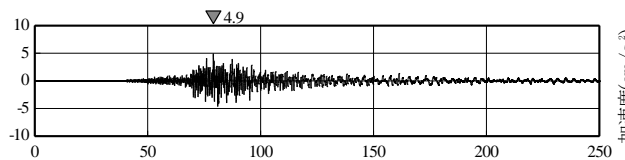
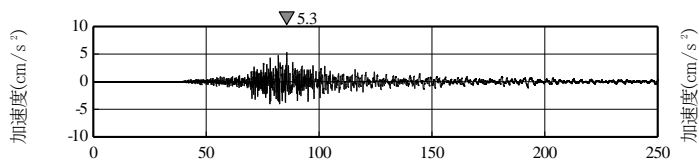


UD方向

2004年11月29日の地震 (M7.1) の時刻歴波形及び応答スペクトル (西側観測点 T.P.-34m)

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 要素地震の敷地における観測記録 (4)

■ 三陸沖中部の領域の要素地震 (2015年5月13日の地震 (M6.8))



NS方向

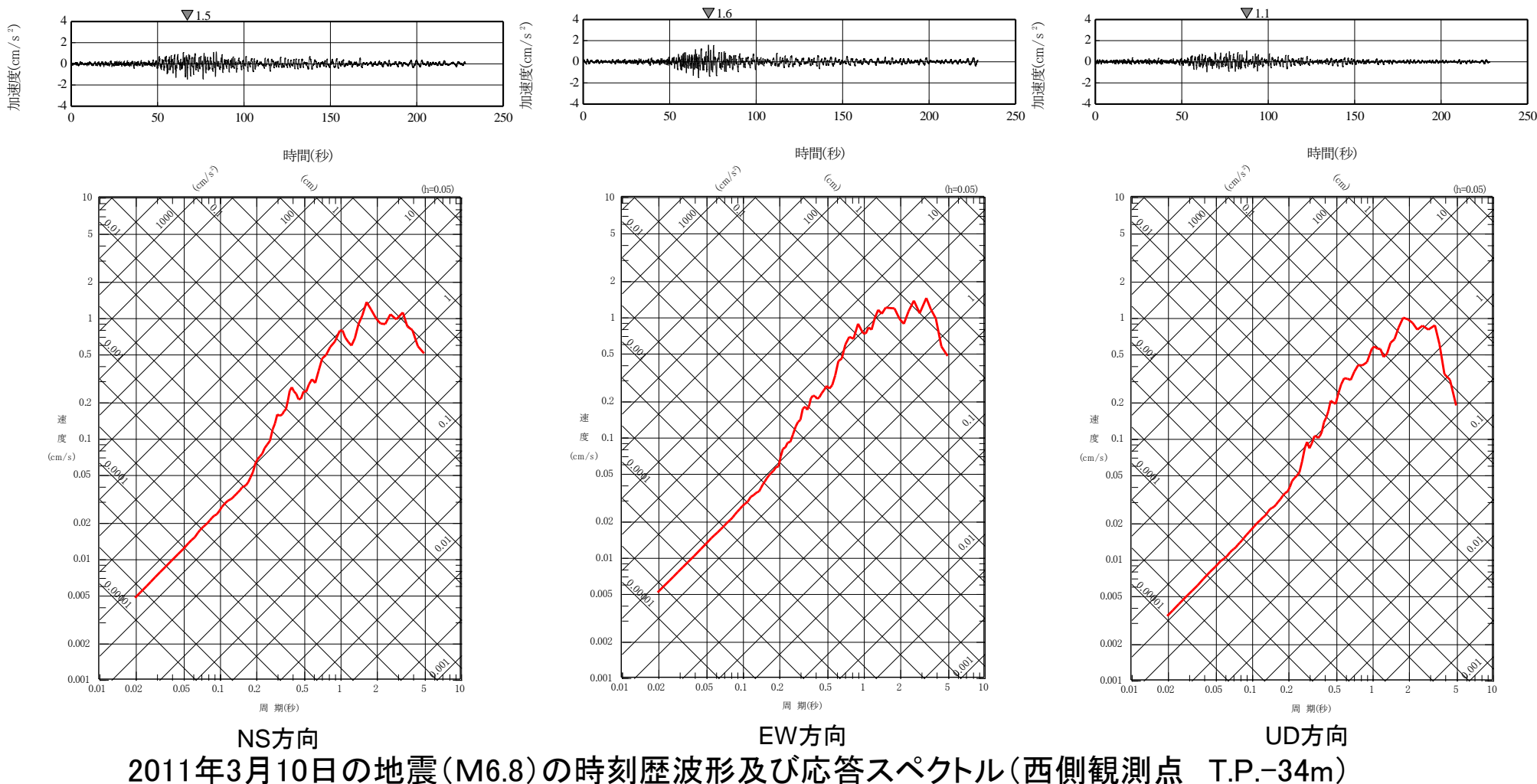
EW方向

UD方向

2015年5月13日の地震 (M6.8) の時刻歴波形及び応答スペクトル (西側観測点 T.P.-34m)

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 要素地震の敷地における観測記録 (5)

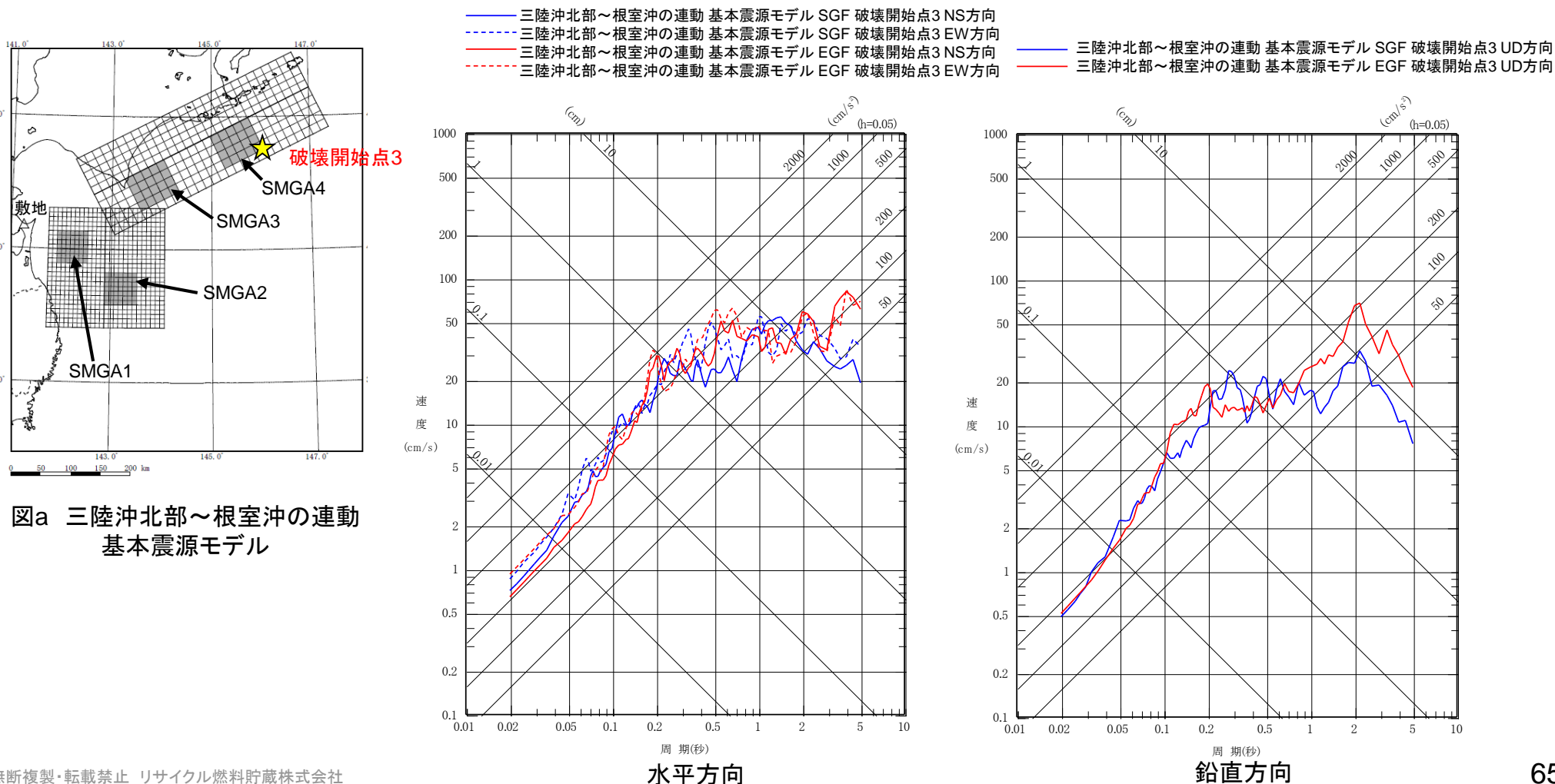
■ 宮城県沖・三陸沖南部海溝寄りの領域の要素地震 (2011年3月10日の地震 (M6.8))



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

三陸沖北部～根室沖の連動の基本震源モデルの地震動評価

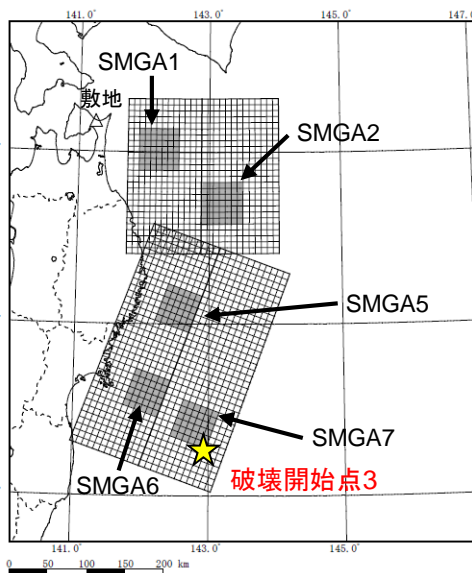
- 地震動レベルの妥当性を確認するため、三陸沖北部～根室沖の連動の基本震源モデル(破壊開始点3)について、統計的グリーン関数法による評価を実施した。
- 統計的グリーン関数法による評価と経験的グリーン関数法の結果を合わせて示す。地震動レベルは、概ね同等となっている。



2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.1プレート間地震

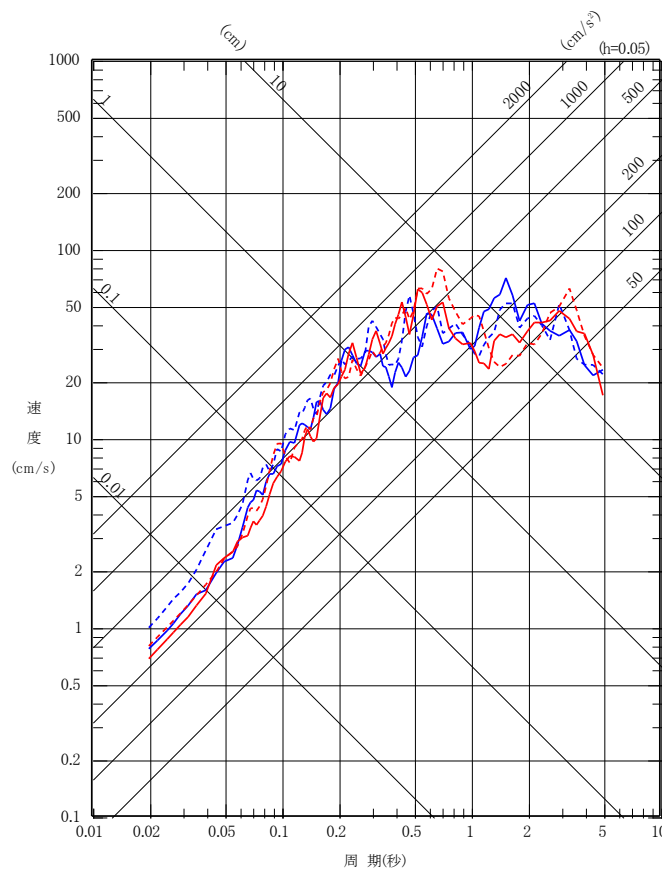
三陸沖北部～宮城県沖の連動の基本震源モデルの地震動評価

- 地震動レベルの妥当性を確認するため、三陸沖北部～宮城県沖の連動の基本震源モデル(破壊開始点3)について、統計的グリーン関数法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と経験的グリーン関数法の結果を合わせて示す。地震動レベルは、概ね同等となっている。



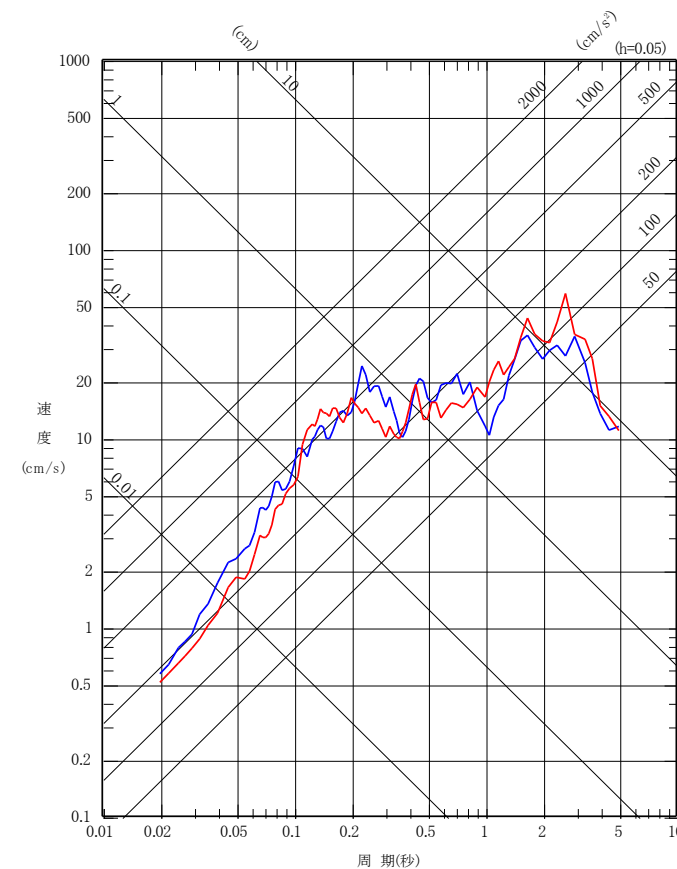
図b 三陸沖北部～宮城県沖の連動
基本震源モデル

- 三陸沖北部～宮城県沖の連動 基本震源モデル SGF 破壊開始点3 NS方向
- - - 三陸沖北部～宮城県沖の連動 基本震源モデル SGF 破壊開始点3 EW方向
- 三陸沖北部～宮城県沖の連動 基本震源モデル EGF 破壊開始点3 NS方向
- - - 三陸沖北部～宮城県沖の連動 基本震源モデル EGF 破壊開始点3 EW方向



水平方向

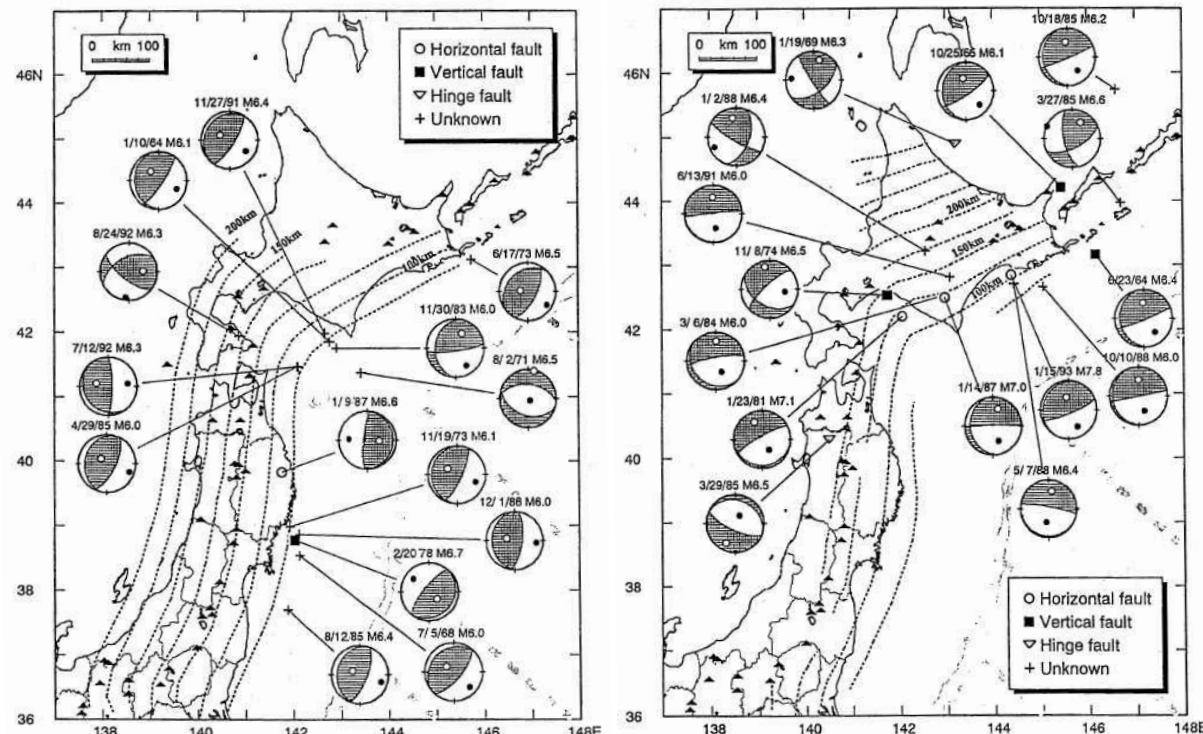
- 三陸沖北部～宮城県沖の連動 基本震源モデル SGF 破壊開始点3 UD方向
- 三陸沖北部～宮城県沖の連動 基本震源モデル EGF 破壊開始点3 UD方向



鉛直方向

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 北海道と東北地方の比較 (1)

- 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、M6.0以上の地震を対象として、発生メカニズム (海洋プレート上部、海洋プレート下部) について整理している。



プレート上部の地震

プレート下部の地震

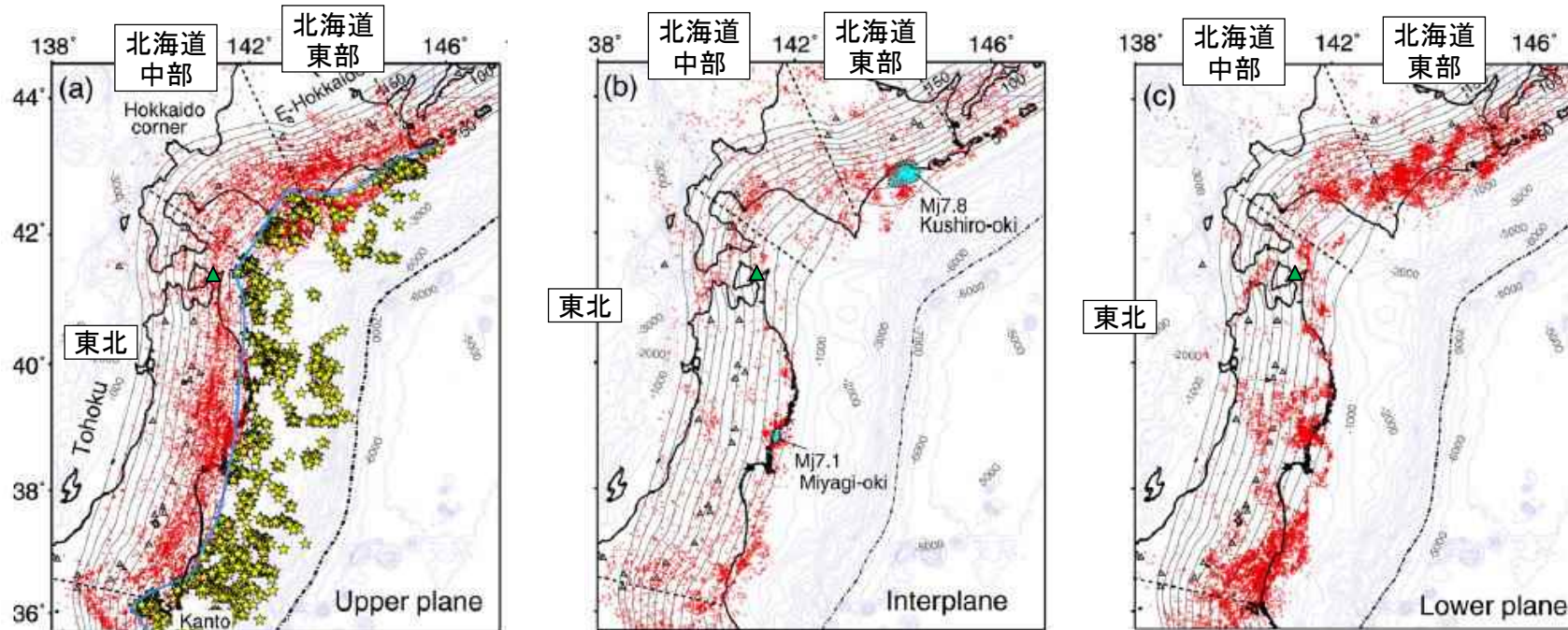
Kosuga et al(1996)より抜粋・加筆

プレート上部、下部で発生した地震 (M6.0以上) の分布

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

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 北海道と東北地方の比較(2)

- 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。



(a)海洋プレート上部

(b)中立軸付近の応力が相対的に小さい領域

(c)海洋プレート下部

★ : 小規模な繰り返し地震及び低角度の地震(=プレート間地震と考えられる地震) ● : 地震 ▲ : 敷地

東北日本弧～千島弧の海洋プレート内地震の発生分布

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

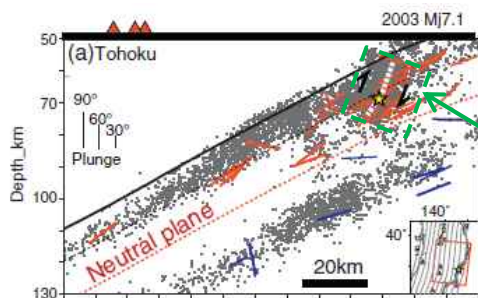
Kita et al.(2010)より抜粋・加筆

- 敷地は「東北」の領域に含まれ、「東北」の領域の中でみても、Interplane(中立軸付近の応力が相対的に小さい領域)及びLower plane(海洋プレート下部)の地震の活動性が相対的に低い。
- 「北海道東部」の領域は、Interplane及びLower planeにおける地震の発生頻度が高い。

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 北海道と東北地方の比較(3)

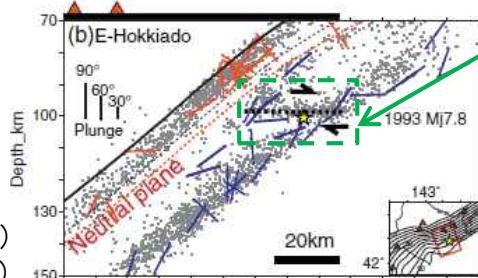
- Kita et al.(2010)では、東北地方と北海道東部の海洋プレート内地震の発生メカニズムと海洋プレート内の応力分布の関係について検討がなされ、東北地方と北海道について、両者では違いがあるとしている。
- 過去の大規模な地震の震源断層面は、DC型についてはNeutral plane(応力中立面)の上部(圧縮応力場)で震源域が留まり、DE型であれば下部(引張応力場)の領域に震源域が留まっている。
- Kita et al.(2010)に示される海洋プレートの応力状態に関する図より以下の内容が確認できる。
 - 東北地方は、海洋プレートの応力中立軸が深く、DC型の地震(海洋プレート上部・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(海洋プレート下部・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)

東北



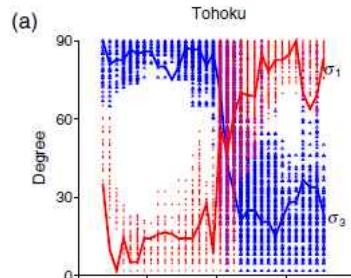
過去の大規模な地震の震源

北海道東部

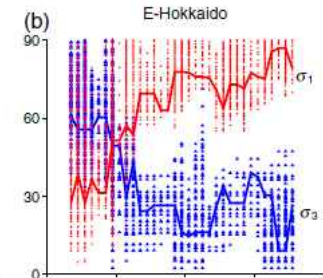


— : P軸(圧縮軸)
— : T軸(引張軸)

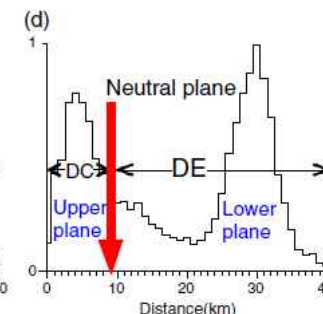
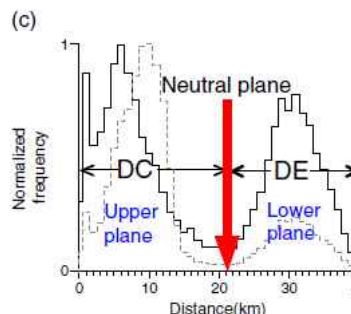
東北



北海道東部



(a)東北地方及び(b)北海道東部における、最大主応力軸 σ_1 (赤線)及び最小主応力軸 σ_3 (青線)とプレートの沈み込み方向との角度。海洋プレート表面からの距離を横軸に示す。



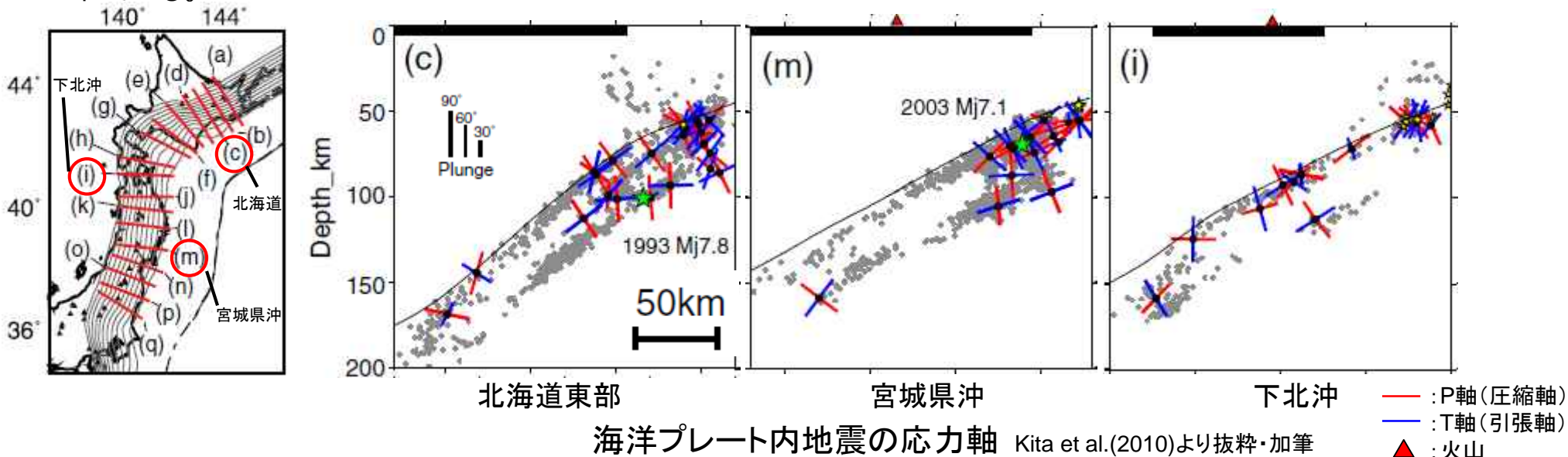
(c)東北地方及び(d)北海道東部における、海洋プレート内地震の発生頻度分布。海洋プレート表面からの距離を横軸に示す。推定された応力中立面を赤矢印で示す。

沈み込む海洋プレートの応力中立軸に係る検討 Kita et al.(2010)より抜粋・加筆

- 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の領域と、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.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 北海道と東北地方の比較(4)

- 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。

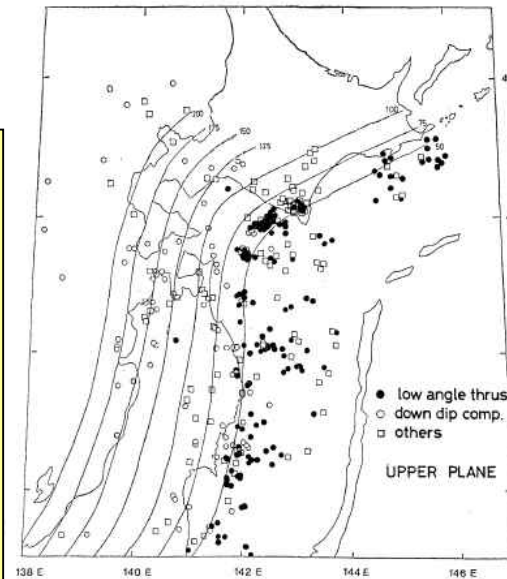


- Kita et al.(2010)に示される海洋プレート内地震の応力の方向に関する図より、以下の内容が確認できる。
 - 1993年釧路沖地震(DE型)が発生している北海道の領域については、海洋プレート上部境界付近まで、海洋プレートの沈み込み方向に引張軸をもった地震(DE型)が発生しており、海洋プレート内部の応力状態としては、海洋プレート上部境界付近まで引張応力がはたらいっていると考えられる。
 - 2003年宮城県沖の地震震(DC型)が発生している宮城県沖の領域については、海洋プレート上部では、海洋プレートの沈み込み方向に圧縮軸をもった地震(DC型)が発生しており、下部では、数は少ないものの、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。
 - 敷地付近の下北沖は、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部境界付近まで発生している傾向はないことが確認できる。

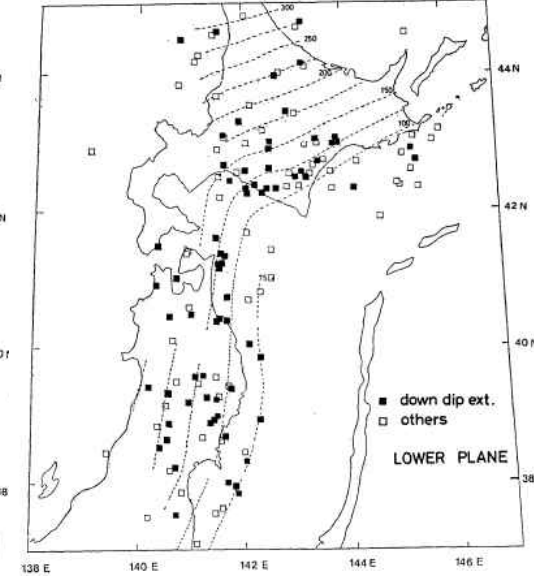
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2海洋プレート内地震 北海道と東北地方の比較(5)

■ 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機構について、地震と応力軸の関係が整理されている。

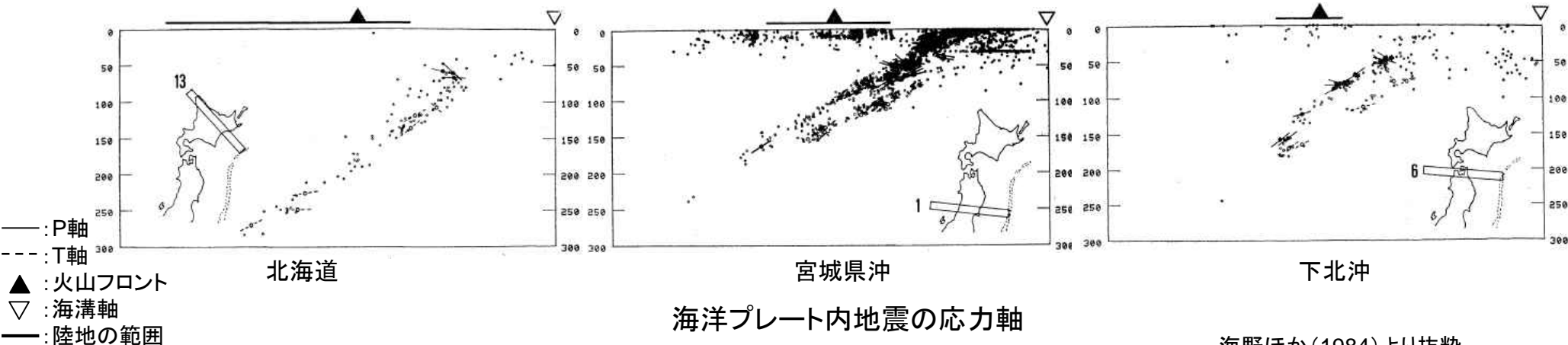
- 海野ほか(1984)に示される海洋プレート内地震の応力軸の方向に関する図より、以下の内容が確認でき、前述のKita et al. (2010)とも整合している。
 - 北海道の領域については、海洋プレート下部では、海洋プレートの沈み込み方向に引張軸をもった地震(DE型)が発生しているが、上部では、DC型の地震は卓越していない。
 - 宮城県沖の領域については、海洋プレート上部では、海洋プレートの沈み込み方向に圧縮軸をもった地震(DC型)が発生しており、下部では、数は少ないものの、海洋プレートの沈み込み方向に引張軸をもった地震(DE型)が発生している。
 - 敷地前面の下北沖は、宮城県沖と同様の傾向を示している。



プレート上部で発生した地震の分布



プレート下部で発生した地震の分布

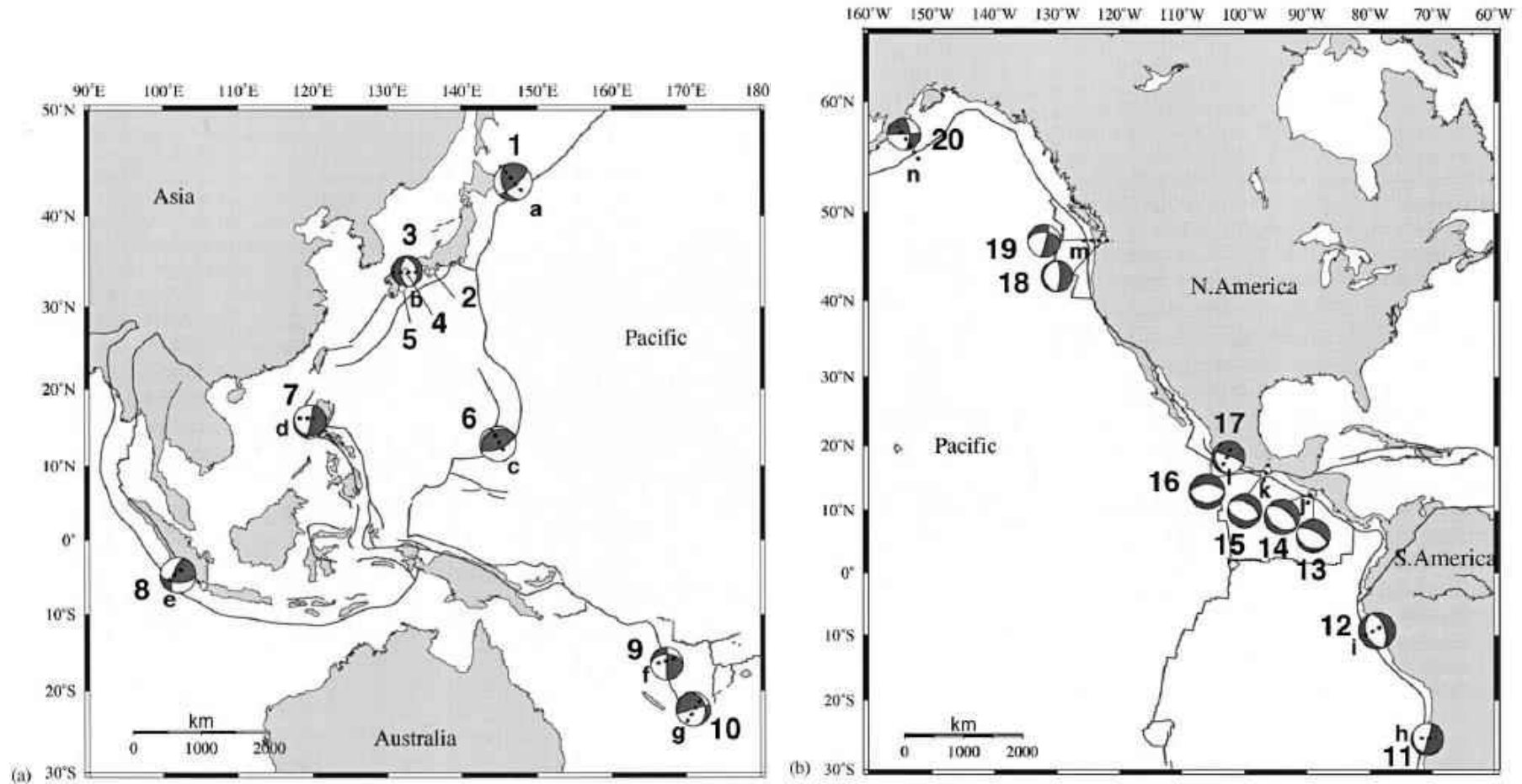


海洋プレート内地震の応力軸

海野ほか(1984)より抜粋

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 プレートの応力状態と地震の関係(1)

- 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.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 プレートの応力状態と地震の関係(2)

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

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		
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		
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		

^a Hypocenters and magnitudes are from Utsu (1982), except for the depths of the 1899 and 1905 events which are estimated in this study. Magnitudes are referring to the Japan Meteorological Agency (JMA) magnitude.

^b Hypocenters and magnitudes are from Baker and Langston (1987).

Hypocenters for other events are from the Harvard University centroid moment tensor catalogue (HCMT), except for the depths by individual studies mentioned in the text. Strike, dip and rake are from HCMT except for the 1993 Guam event: Tanioka et al. (1995), 1965 Taltal event: Malgrange and Madariaga (1983), 1970 Peru event: Abe (1972), 1931 Oaxaca event: Singh et al. (1985), and 1949 Olympia event: Baker and Langston (1987). G abbreviates gradient in the upper plate stresses.

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.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2海洋プレート内地震 プレートの応力状態と地震の関係 (3)

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

(a)表において、Upper plate Stressに応力勾配が認められる地域

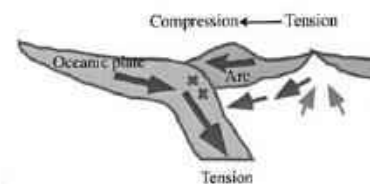
→表の右欄「G」の地域

(b)海洋プレートに引張の応力がはたらいっている地域

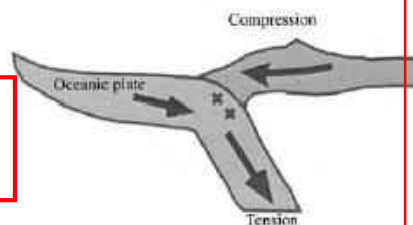
→表のうち、E Hokkaido、Manila、Sumatraが該当

北海道東部は、(b)に分類される。

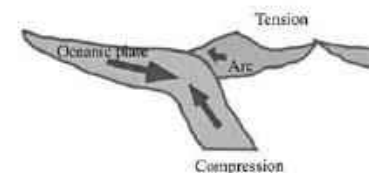
(a) Kyushu, Cascadia



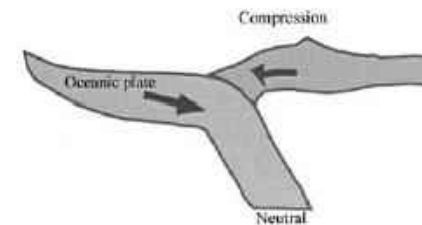
(b) Sumatra, Manila



(c) Bonin, Tonga



(d) N. Honshu, Kamchatka



東北地方は、(d)に分類される。

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

- 東北地方と北海道東部は応力パターンが異なる。

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

海洋プレート内地震の発生状況のまとめ

■東北地方と北海道の比較

- Kosuga et al.(1996)によって整理された海洋プレート内地震の分布から、東北地方では、プレート上部のDC型の地震が優勢であり、一方北海道では、プレート下部のDE型の地震が優勢であると考えられる。
- Kita et al.(2010)による海洋プレート内地震の発生状況から、敷地付近は、他地域と比較して、Inter plane（中立軸付近の応力が相対的に小さい領域）及びLower plane（海洋プレート下部）の地震の活動性が相対的に低いと考えられる。
- Kita et al.(2010)は、東北地方と北海道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、東北地方と北海道の違いを指摘しており、以下のことが確認できる。
 - 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（プレート上部・圧縮応力場）の発生層が厚いのに対し、北海道は、海洋プレートの応力中立軸が浅く、DE型の地震（プレート下部・引張応力場）の発生層が厚い。
 - なお、過去の大規模な地震の震源域と応力場に関して、DC型であれば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。

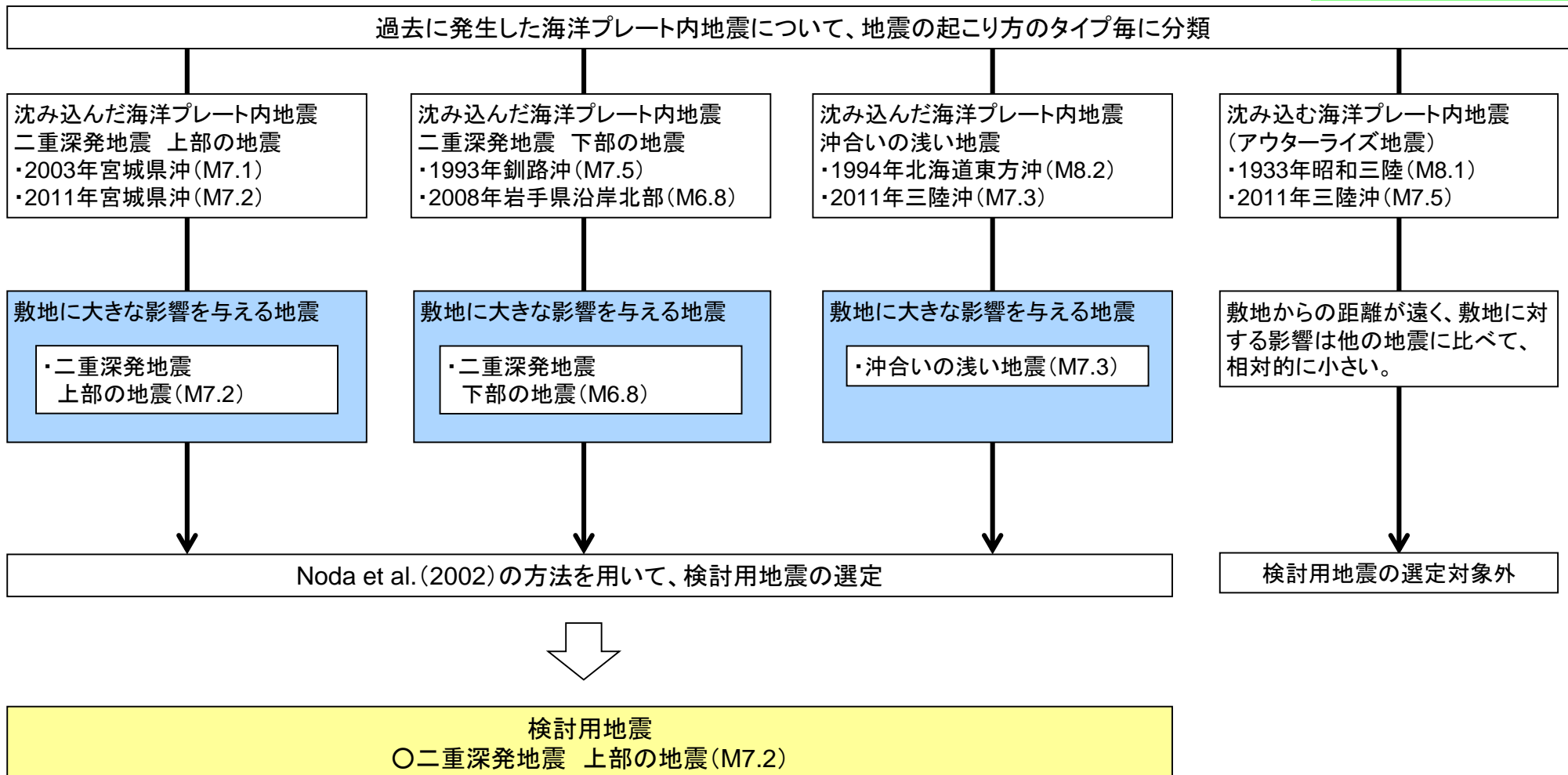
■プレートの応力状態と地震の関係

- Seno and Yoshida(2004)では、海洋プレートと島弧に働く応力と海洋プレート内地震の関係を整理している。
- 大きな海洋プレート内地震が発生している地域は、海洋プレートに引張応力がはたらいっている地域であり、北海道はその地域に該当している。



・東北地方と北海道では、支配的な海洋プレート内地震の発生タイプや応力状態が異なることから、東北地方の海洋プレート内地震を検討用地震の対象として考慮する。

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 検討用地震の選定概要

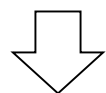


2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 過去に東北地方で発生した最大規模の地震

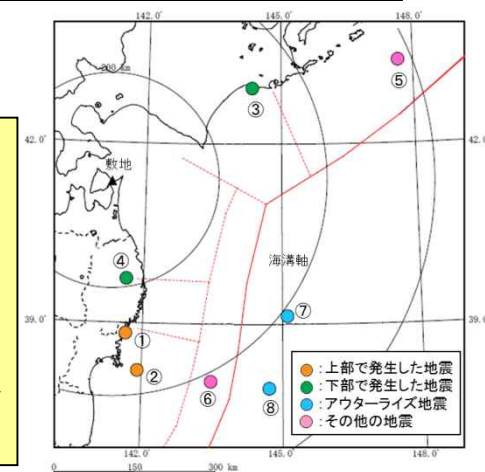
■ 東北地方で発生した最大規模の地震

■過去に東北地方で発生した海洋プレート内地震について、タイプ毎に分類をおこなった上で、敷地に対して影響の大きい地震を基本震源モデルとして設定する。

No.	タイプ名	東北地方で発生した主な地震	震源距離	(参考)北海道で発生した主な地震	震源距離
1	沈み込んだ海洋プレート内地震	①2003年5月26日宮城沖の地震(M7.1) ②2011年4月7日宮城沖の地震(M7.2)	293km 361km		
2		④2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8)	213km	③1993年釧路沖地震(M7.5)	326km
3		⑥2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)	418km	⑤1994年北海道東方沖地震(M8.2)※	576km
4	沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズ地震)	⑦1933年昭和三陸地震(M8.1) ⑧2011年3月11日三陸沖の地震(M7.5)	412km 486km		



- 基本震源モデルの地震規模は、タイプ毎に、東北地方で発生した最大規模を想定する。
- 基本震源モデルの地震の想定位置は、タイプ毎の敷地周辺の地震発生状況に鑑み、適切に敷地周辺に設定する。
- No.4の沈み込む海洋プレート内地震(アウターライズ地震)は、海溝軸よりも外側で発生する地震であり、地震動による敷地への影響は小さくなることから、検討用地震の選定対象外とする。
- ※⑤1994年北海道東方沖地震(M8.2)については、影響確認のため、千島海溝沿いのテクニクス内の敷地に最も近い位置で発生した場合を参考として評価する。



過去に発生した海洋プレート内地震の震央位置

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2海洋プレート内地震 二重深発地震 上部の地震の発生状況(1)

上部の地震については、敷地周辺では過去に大規模な地震は発生していないが、東北地方において、2003年5月26日宮城県沖の地震(M7.1)、2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)が発生している。

■ 2003年5月26日宮城県沖の地震(M7.1)

【気象庁(2003):平成15年5月 地震・火山月報(防災編)】

2003年5月26日18時24分に発生した宮城県沖の地震は、太平洋プレート内部で発生した地震と考えられる。

地震の発生日時	震央地名	緯度	経度	深さ	M	最大震度
2003/5/26 18:24	宮城県沖	38° 49.2'N	141° 39.0'E	72km	M7.1	6弱

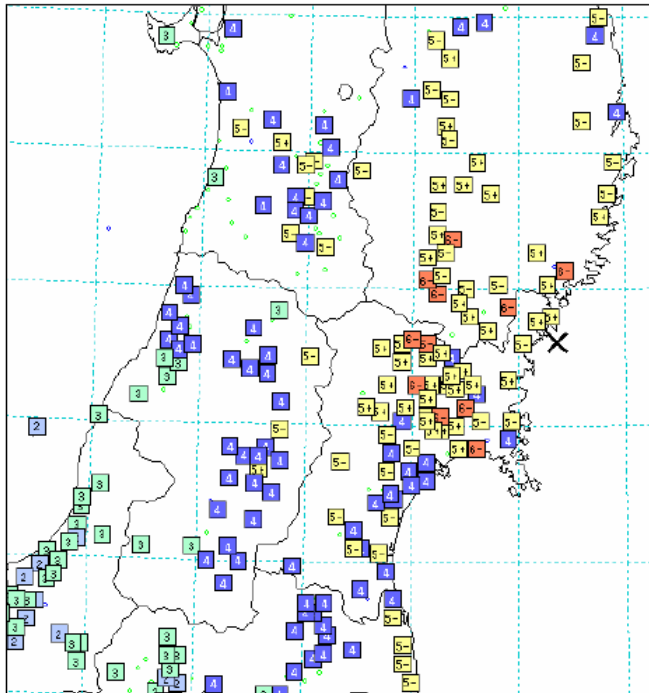
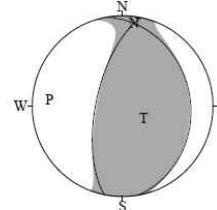


図1 震度分布

震度分布図(気象庁2003.5)

2003/05/26 18:24:33.4
NORTHERN MIYAGI PREF
Hypo.:38°49.2'N 141°39.0'E 72km



Cent.:38°35.0'N 141°42.2'E 51km Δt=10.2
Mo: 4.18x10¹⁹N·m Mw:7.0 Mj:7.1 (sec)
mrr: 2.94 mtt: 0.41 mff:-3.35
mrt:-0.76 mrf:-2.64 mtf:-0.11 (x10¹⁹N·m)
STR DIP SLIP MOM AZM PLG
NP1:350° 26° 70° P-axis:-4.34 275° 20°
NP2:192° 66° 99° T-axis: 4.02 119° 68°
N-axis: 0.31 8° 8°
V.R.: 29% ε:-0.07 N:18 COMP:54

発震機構 CMT解(気象庁)

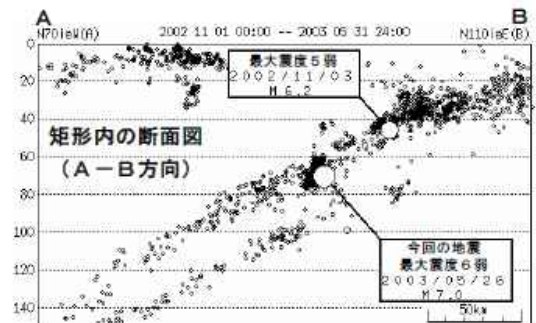
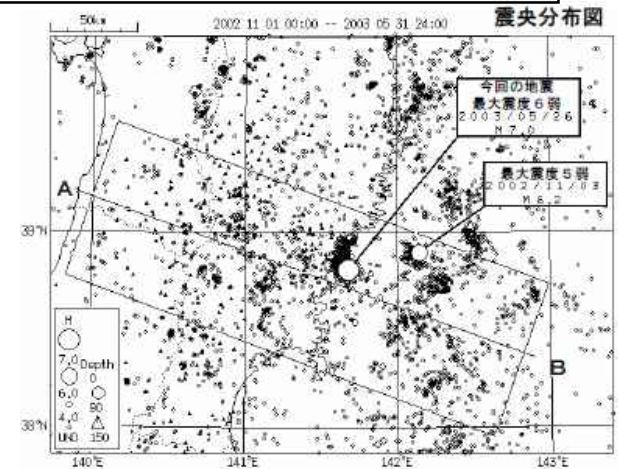


図2-1 震央分布図、断面図

表示期間:2002/11/01-2003/05/31

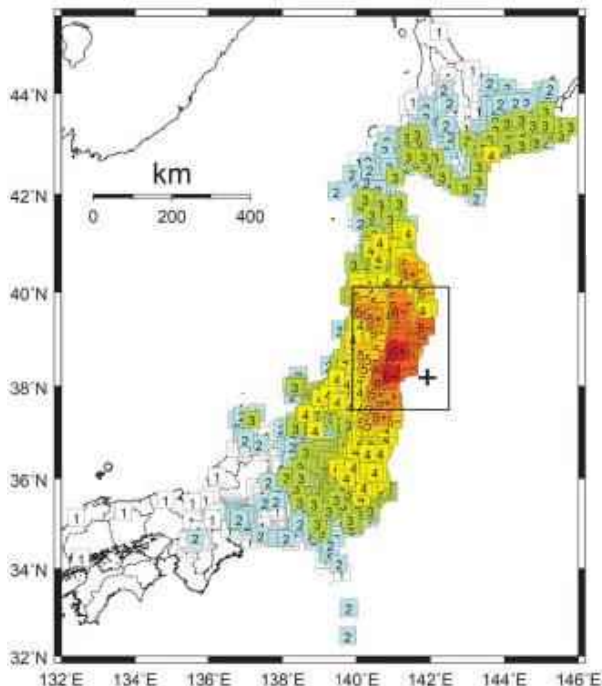
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 二重深発地震 上部の地震の発生状況(2)

■ 2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)

【気象庁技術報告133号(2012)】

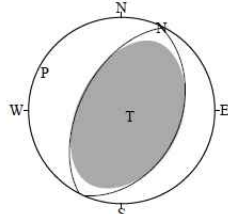
4月7日23時32分に、宮城県沖でM7.2の地震(最大震度6強)が発生した。発震機構解は西北西-東南東方向の圧力軸を持つ逆断層型であるが、本震や余震とは節面の傾斜角が異なっている。この余震に伴う二次余震の分布から、二つの節面のうちの、東側に傾き下がる面が断層面であり、太平洋プレート内部で発生した地震である。

地震の発生日時	震央地名	緯度	経度	深さ	M	最大震度
2011/4/7 23:32	宮城県沖	38° 12.2' N	141° 55.2' E	66km	M7.2	6強



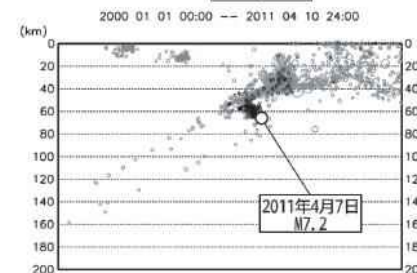
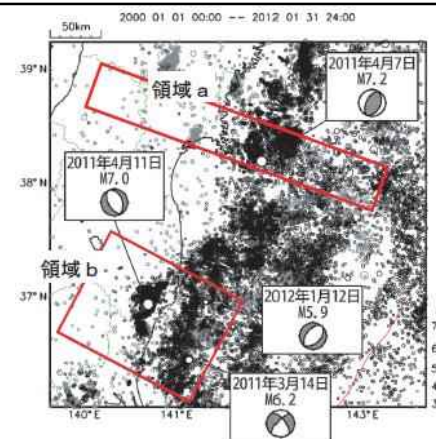
震度分布図(気象庁2011.4)

2011/04/07 23:32:43.4
E OFF MIYAGI PREF
Hypo.: 38°12.2'N 141°55.2'E 66km



Cent.: 38°16.3'N 141°56.1'E 54km Δt= 7.2
Mo: 6.01×10^{19} N·m Mw: 7.1 Mj: 7.2 (sec)
mrr: 6.04 mtt: -1.47 mff: -4.57
mrt: -0.95 mrf: -1.49 mtf: -1.89 ($\times 10^{19}$ N·m)
STR DIP SLIP MOM AZM PLG
NP1: 24° 37° 87° P-axis: -5.72 296° 9°
NP2: 207° 54° 92° T-axis: 6.31 128° 81°
N-axis: -0.58 26° 2°
V.R.: 82% ε: 0.09 N: 12 COMP: 30

発震機構 CMT解(気象庁)



第1.8.3図 宮城県沖から茨城県沖の地震活動(2000年1月～2012年1月, M ≥ 3.0, 深さ200km以浅)
上: 震央分布図, 下: 領域aの断面図(長軸投影, 2011年4月7日～4月10日の地震を濃く表示)。

(気象庁2012)

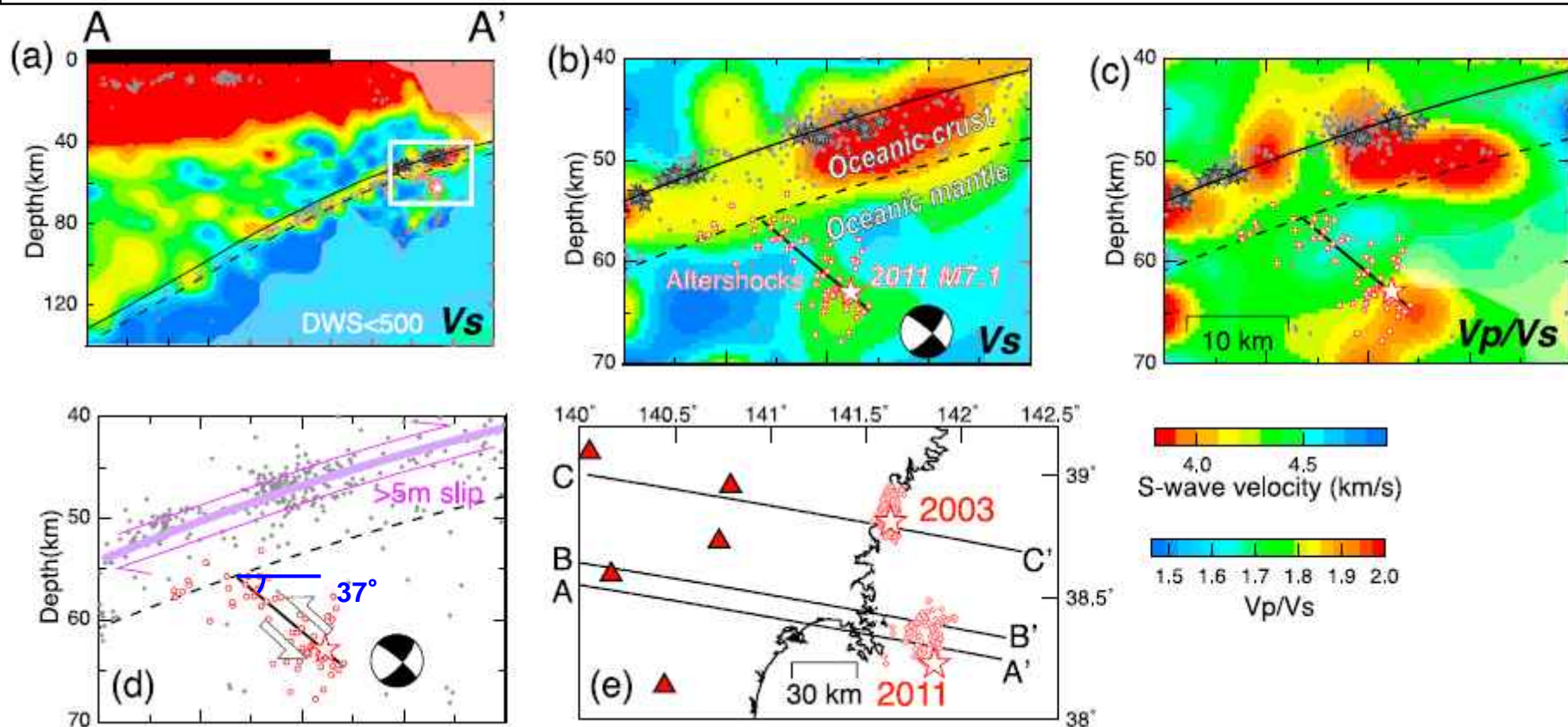
⇒過去に東北地方で発生した最大規模の2地震のうち、より地震規模の大きい2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)について、詳細な分析を行う。

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)の分析(1)

■ 2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)

Nakajima et al. (2011)において、2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)は海洋性マントルの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。



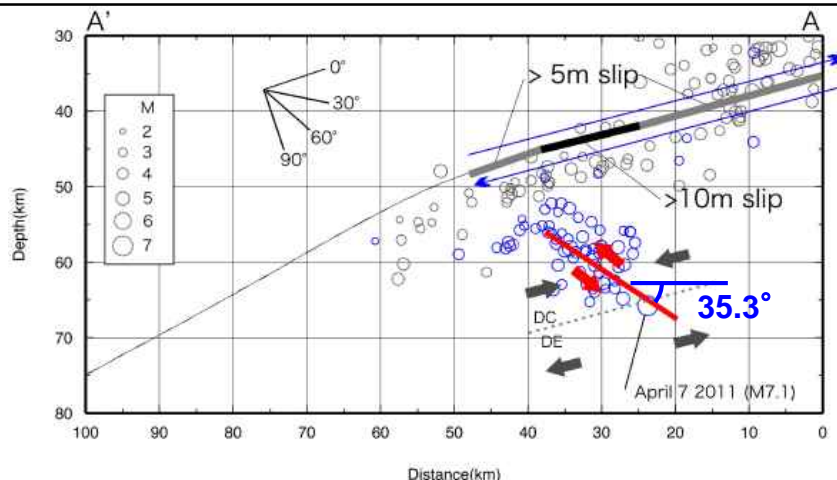
2011年4月7日の地震の震源域周辺のS波速度構造等の鉛直分布図 Nakajima et al. (2011)に加筆
白丸は再決定した余震。黒太線はメカニズム解から推定した断層面。黒実線はプレート境界。波線は海洋プレートモホ面。

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2海洋プレート内地震

2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)の分析(2)

■ 2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)

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

- 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。
- Ohta et al.(2011)によって推定された震源断層面の傾斜角は、Nakajima et al.(2011)の知見と整合している



- 以上のことから、敷地周辺に考慮する上部の地震の基本震源モデルは、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。

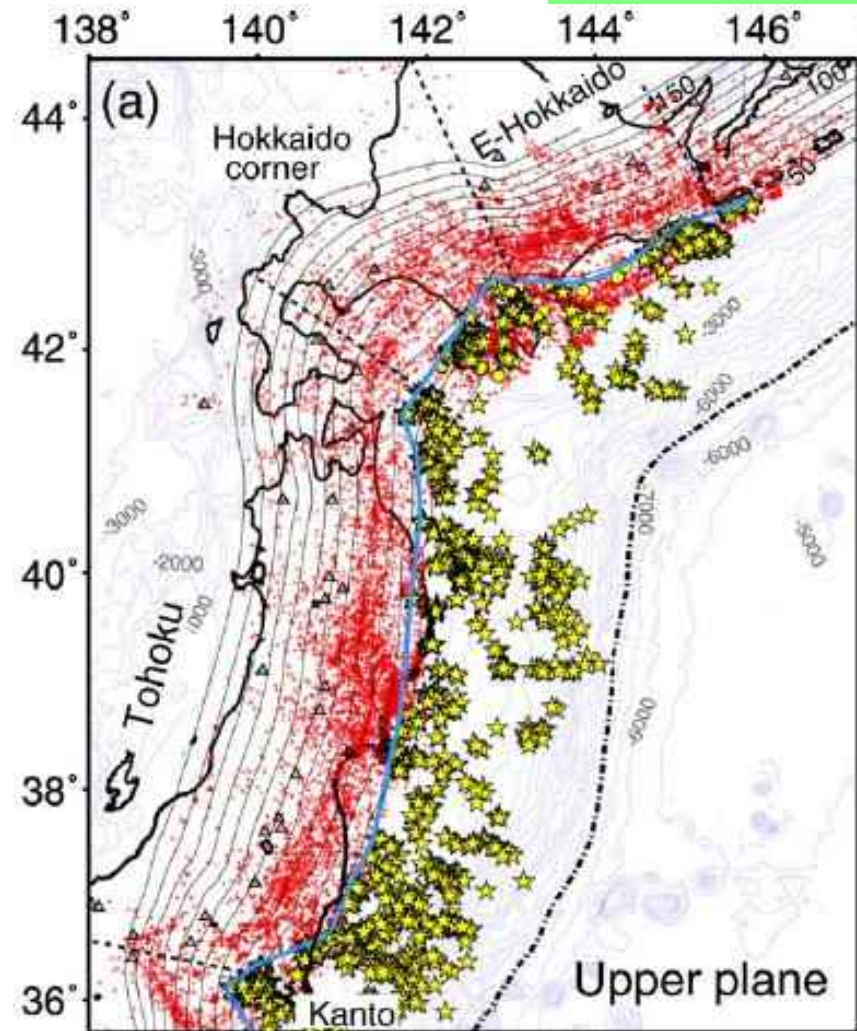
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

二重深発地震 上部の地震の想定位置の設定

- 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、上部の地震は、敷地東側において浅い地震は少ないものの、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、規模の大きな上部の地震が一定の領域で発生しているとの知見もないことから、敷地周辺に考慮する上部の地震の基本震源モデルについては、敷地東側の沈み込む海洋プレートに対して、敷地に最も近い位置(プレート上面に垂線を引いた位置)に想定する。



Kita et al.(2010)

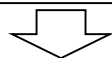
- : 海洋プレート内地震
- ★ : 小規模な繰り返し発生する低角度の地震(=プレート間地震と考えられる地震)

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

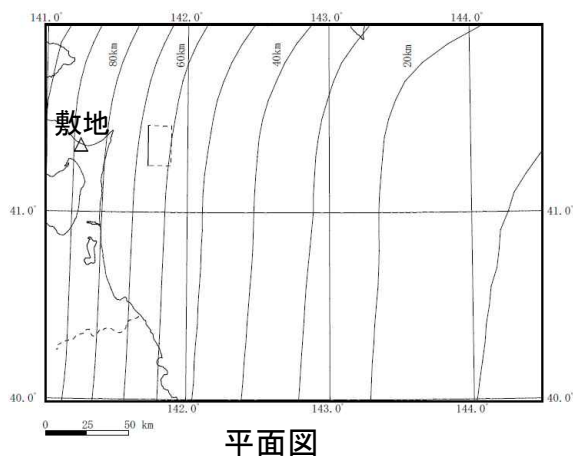
二重深発地震 上部の地震の基本震源モデルの設定

地震規模

- ✓ 上部の地震は、敷地周辺では大規模な地震は発生していない。
- ✓ 同一テクトニクス内と考えられる東北地方で発生した上部の地震のうち、最大規模の地震は、2011年4月7日宮城県沖の地震のM7.2である。

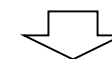


- ✓ 地震規模はM7.2とする。
- ✓ 2011年4月7日の宮城県沖の地震を踏まえ、プレート上面とのなす傾斜角を 60° とする。

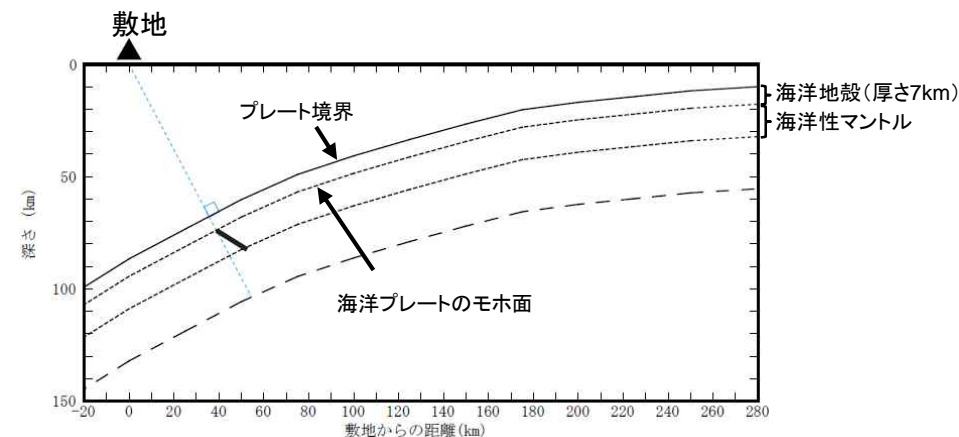


想定位置

- ✓ 上部の地震は、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。



- ✓ 想定位置は、敷地真東とし、沈み込む海洋プレートに対して、敷地に最も近い位置(プレート上面に垂線を引いた位置)に想定する。
- ✓ 断層上端深さを海洋性マントル最上部(モホ面)に設定する。



2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2海洋プレート内地震 短周期レベルの不確かさの考慮

基本震源モデルの短周期レベル

- 上部の地震については、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、笹谷ほか(2006)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。
- 笹谷ほか(2006)は、海洋プレート内地震の短周期レベルのスケリング則を示している。

$$A \text{ (dyne} \cdot \text{cm/s}^2) = 9.84 \times 10^{17} \times M_0^{1/3}$$

不確かさ考慮ケースの考え方

- 同一テクトニクス内で発生した上部の地震のうち、最大規模の地震2011年4月7日宮城県沖の地震は、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、上記に示した笹谷ほか(2006)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。

- 不確かさケースとして、笹谷ほか(2006)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倍を考慮する。

- 地殻内地震の平均(壇・他,2001)
- 太平洋プレートのプレート境界地震の平均(佐藤,2010)
- 宮城県沖と福島県沖のスラブ内地震の平均(佐藤,2004)
- 2001年静岡県の地震(佐藤,2003)
- ★ 2001年茨予地震(片岡・他,2006)
- ▼ 1994年北海道東方沖地震(片岡・他,2006)
- ◆ 1993年釧路沖地震(片岡・他,2006)
- ▲ 福島県沖のスラブ内地震(佐藤・他,2000)
- + 宮城県沖のスラブ内地震(佐藤,2004)
- 2003年宮城沖地震(佐藤,2004)
- 2011年4月7日の宮城県沖地震:EQ0(本研究)

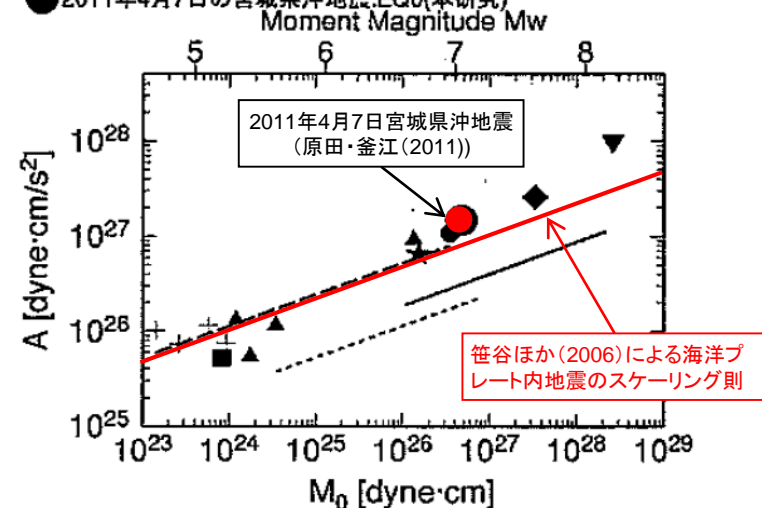


図 13 本研究の EQ0 と既往の研究^{9),42),43),45),46)}のスラブ内地震の M_0 - A 関係とプレート境界地震⁹⁾・地殻内地震⁸⁾の M_0 - A 関係の比較

佐藤(2012)に加筆

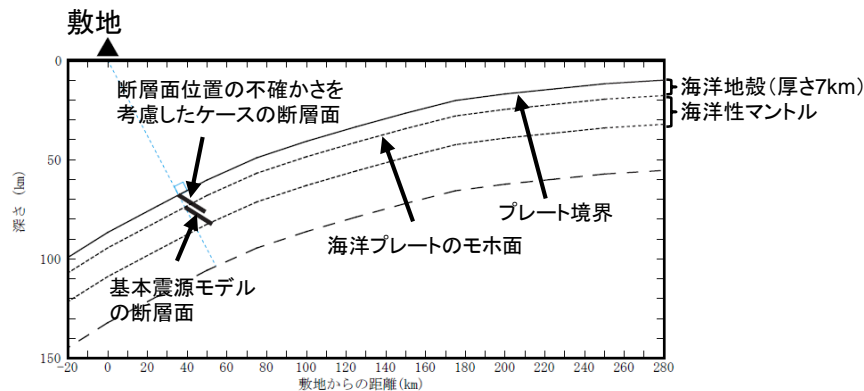
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2海洋プレート内地震 断層面位置の不確かさの考慮

基本震源モデルの断層面位置

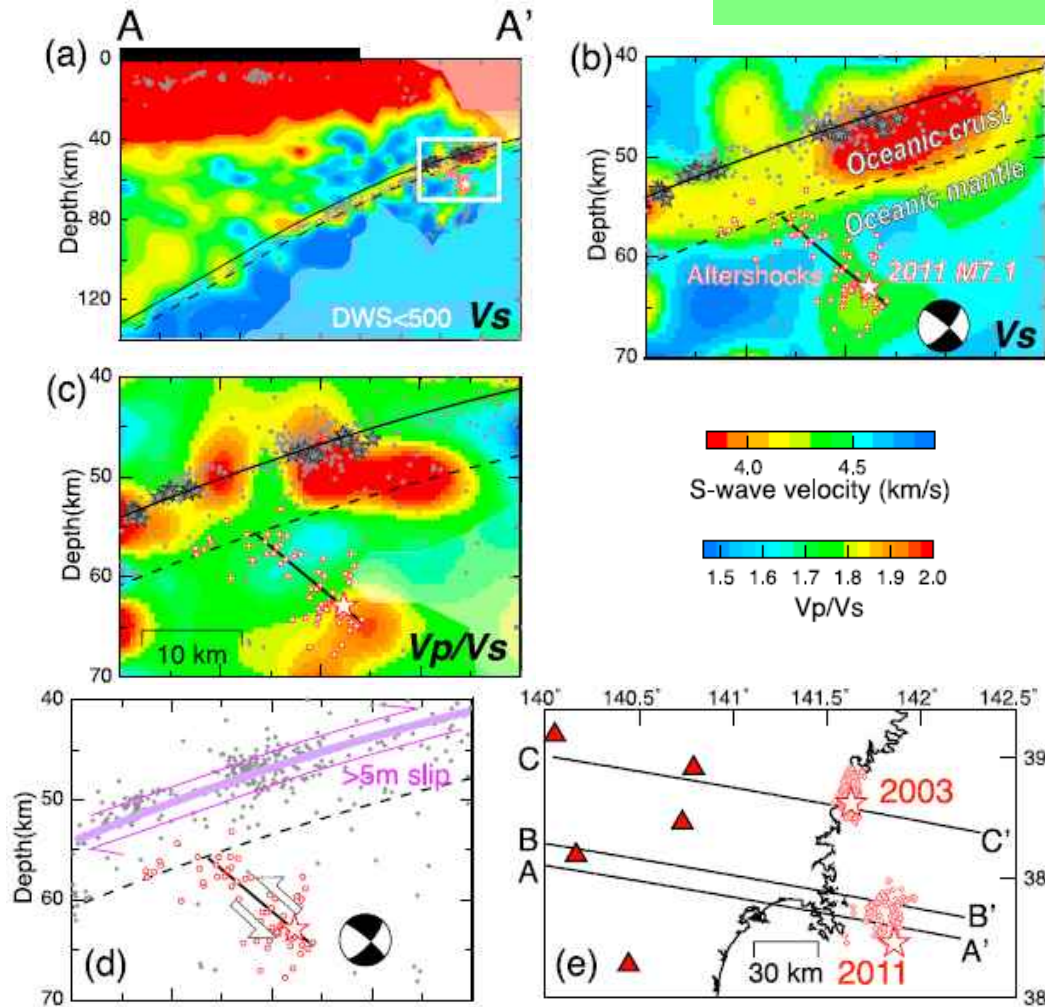
- 同一テクトニクスと考えられる東北地方で発生したプレート上部の海洋プレート内地震のうち、最大規模の地震2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)は海洋性マントルの最上部で発生している。
- 上記を踏まえ、敷地周辺で考慮する上部の地震の基本震源モデルについては、断層上端深さを海洋性マントルの最上部に設定する。

不確かさ考慮ケースの考え方

- 不確かさケースとして、海洋地殻を含めて地震発生域を想定することとし、断層面上端深さを海洋プレート上面に設定する。



断面図



2011年4月7日の地震の震源域周辺のS波速度構造等の鉛直分布図
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。

Nakajima et al.(2011)

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 地震規模の不確かさの考慮

基本震源モデルの地震規模

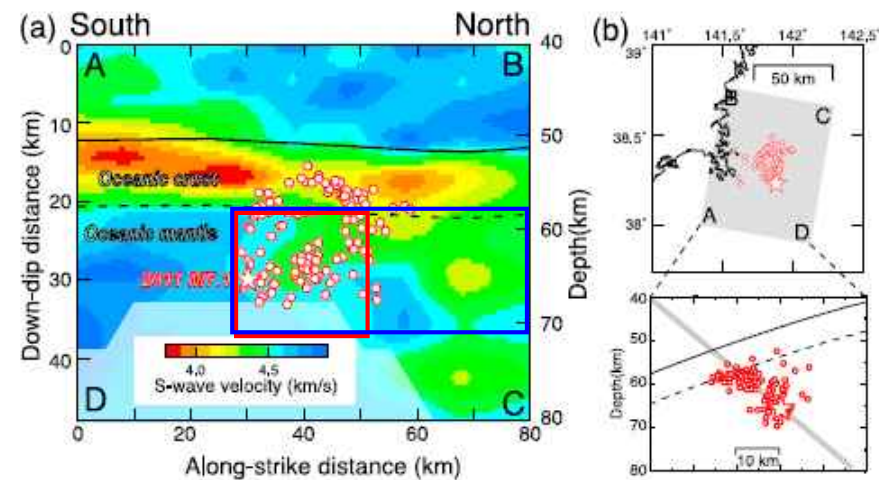
- 同一テクトニクスと考えられる東北地方で発生したプレート上部の海洋プレート内地震のうち、最大規模の地震2011年4月7日宮城県沖の地震(M7.2)である。
- 上記を踏まえ、敷地周辺で考慮する上部の地震の基本震源モデルについては、M7.2とする。

不確かさ考慮ケースの考え方

- Nakajima et al(2011)によれば、2011年4月7日宮城県沖の地震は、海洋性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M7.2の断層面と整合している。
- 不確かさケースとして、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 概要(気象庁)

項目	概要
発生日時	平成23年4月7日23時32分
震央地名	宮城県沖
地震諸元	気象庁マグニチュード 7.2
	震央位置 北緯38度12.2分 東経141度55.2分
	震源深さ 66km
	太平洋プレート内部で発生した地震



2011年4月7日の地震の断層面に沿ったのS波速度構造分布図

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。
Nakajima et al.(2011)に加筆

- : M7.2相当の断層面
- : Mw7.4相当の断層面

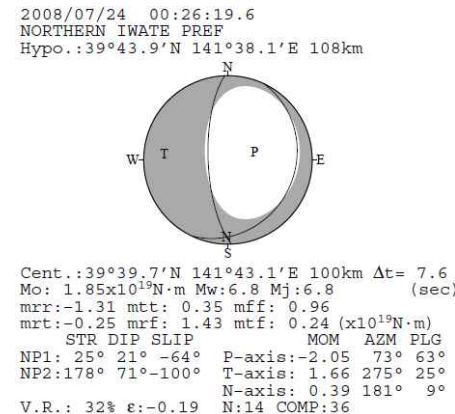
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2海洋プレート内地震 二重深発地震 下部の地震の発生状況

下部の地震については、敷地周辺では過去に大規模な地震は発生していないが、東北地方において、2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8)が発生している。

■ 2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8)

【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0時26分に岩手県沿岸北部の深さ108kmでM6.8(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(二重地震面の下部)で発生した地震である。



発震機構 CMT解(気象庁)

地震の発生日時	震央地名	緯度	経度	深さ	M	最大震度
2008/7/24 0:26	岩手県沿岸北部	39° 43.9' N	141° 38.1' E	108km	M6.8	6弱

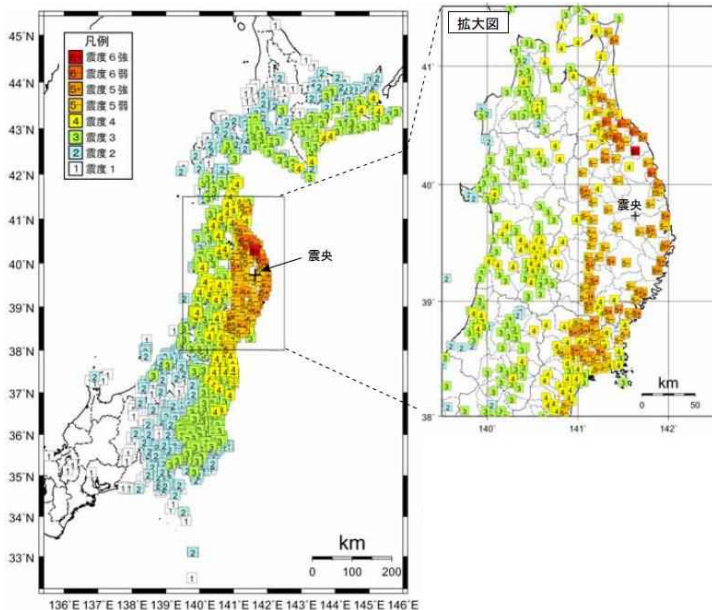


図4-1 今回の地震の震度分布図と推計震度分布図

震度分布図(気象庁2008.7)

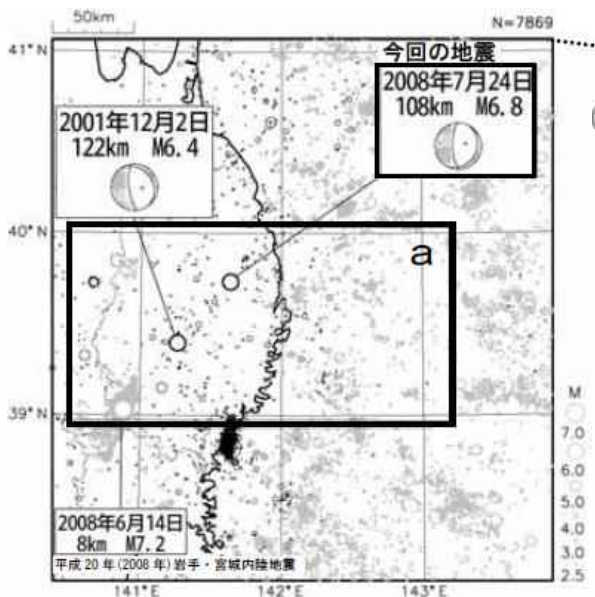


図2-1 震央分布図

1997年10月1日~2008年7月31日の期間で、M≥2.5、深さ0~200kmの地震を表示。60kmより深い地震を濃く表示している。発震機構はCMT解である。

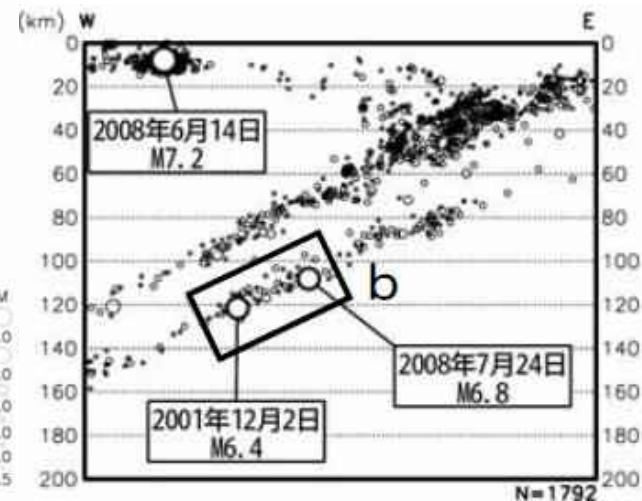


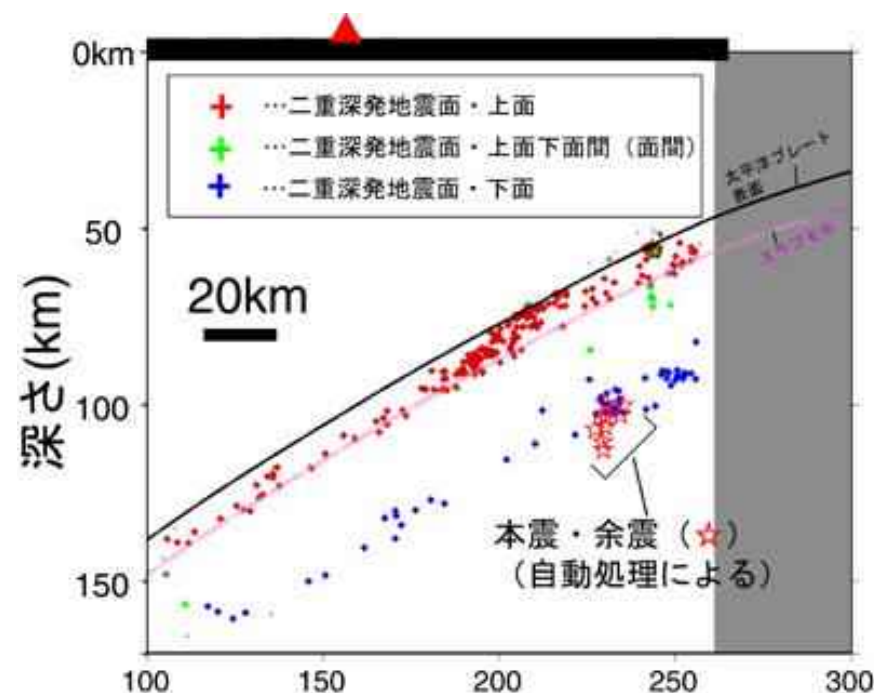
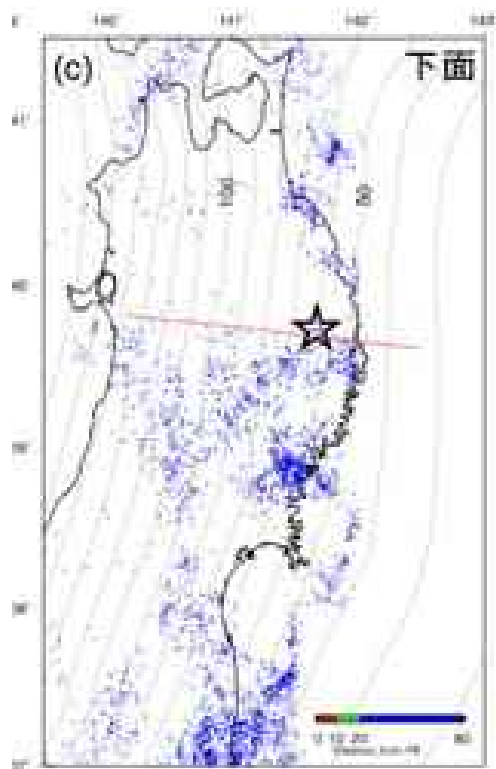
図2-2 領域a内の断面図(東西投影)

(気象庁2008.7)

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

2008年岩手県沿岸北部の地震の地震発生位置

- 東北大学(2008)によると、2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震(M6.8)は、沈み込む海洋プレート(太平洋プレート)内部に発達する二重深発地震の下部の部分で発生した地震。
- 本地震は、過去に定常的な下部地震の地震活動があった地域に発生している。

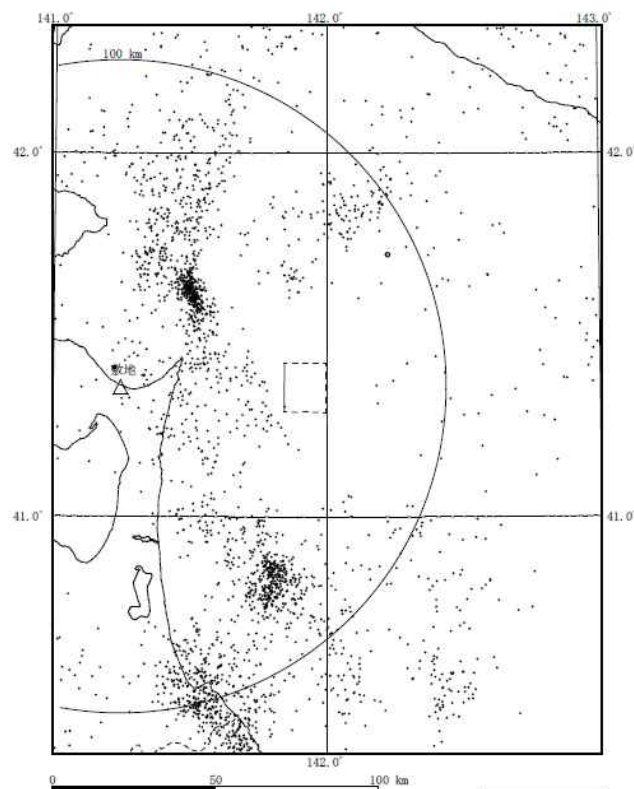


2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震の震源位置
東北大学(2008)

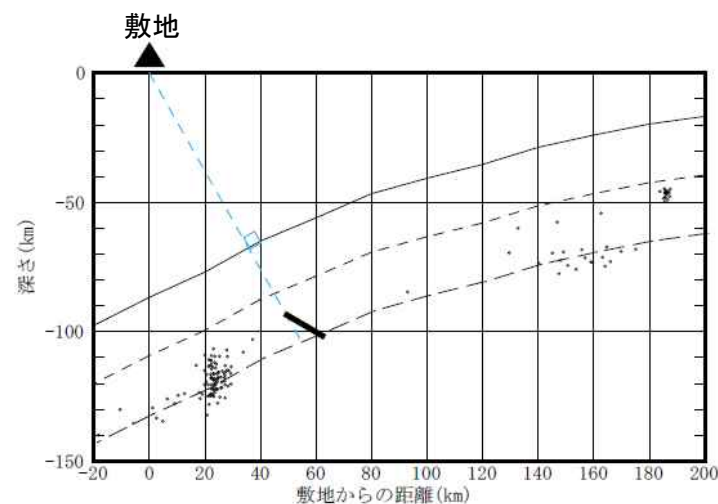
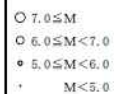
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

二重深発地震 下部の地震の想定位置の設定

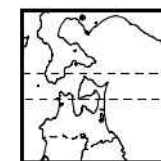
- 敷地周辺においては、過去に規模の大きな下部の地震は発生していないが、敷地周辺で発生した二重深発地震面下部の中小地震の発生分布によれば、集中的に地震が発生しているのは、敷地から北東の位置になるが、敷地の真東でも発生している。
- 以上より、敷地周辺に考慮する下部の地震の基本震源モデルについては、敷地東側の沈み込む海洋プレートに対して、敷地に最も近い位置(プレート上面に垂線を引いた位置)に想定する。



二重深発面下部の地震の発生状況
(1997年10月～2014年3月)



東西断面図(北緯:41.5° ~41.7°)
(1997年10月～2014年3月)

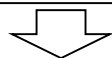


2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

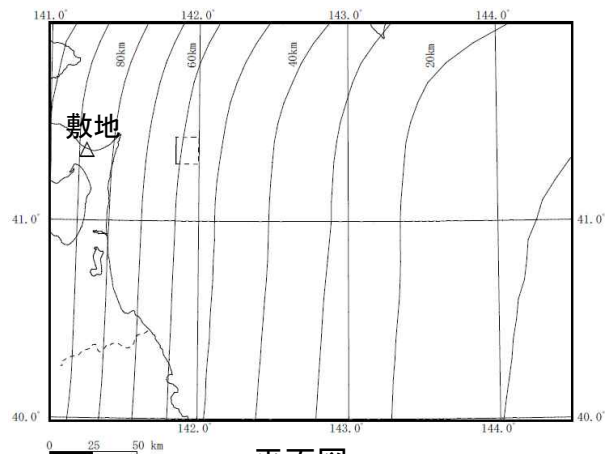
二重深発地震 下部の地震の基本震源モデルの設定

地震規模

- ✓ 下部の地震は、敷地周辺では大規模な地震は発生していない。
- ✓ 同一テクトニクス内と考えられる東北地方で発生した下部の地震のうち、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M6.8である。



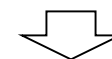
- ✓ 地震規模はM6.8とする。
- ✓ 二重深発地震 上部の地震の知見を踏まえ、プレート上面とのなす傾斜角を 60° とする。



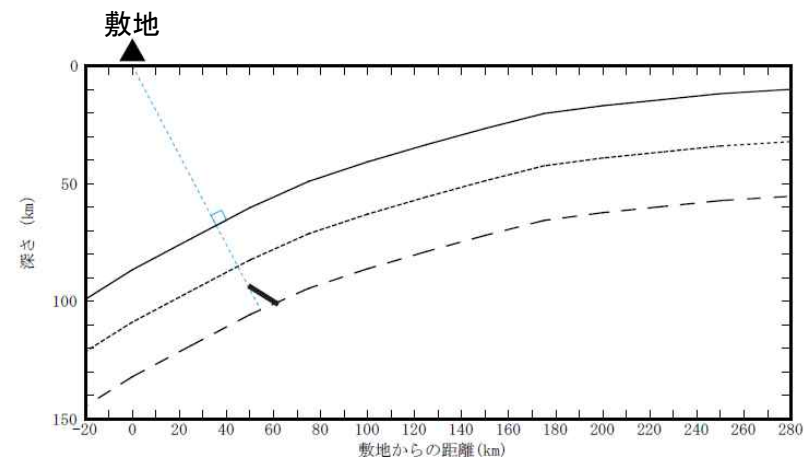
平面図

想定位置

- ✓ 下部の地震は、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。



- ✓ 想定位置は、敷地真東とし、沈み込む海洋プレートに対して、敷地に最も近い位置(プレート上面に垂線を引いた位置)に想定する。



断面図

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 沖合いの浅い地震の発生状況

沖合いの浅い地震については、敷地周辺では過去に大規模な地震は発生していないが、東北地方において、2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)が発生している。

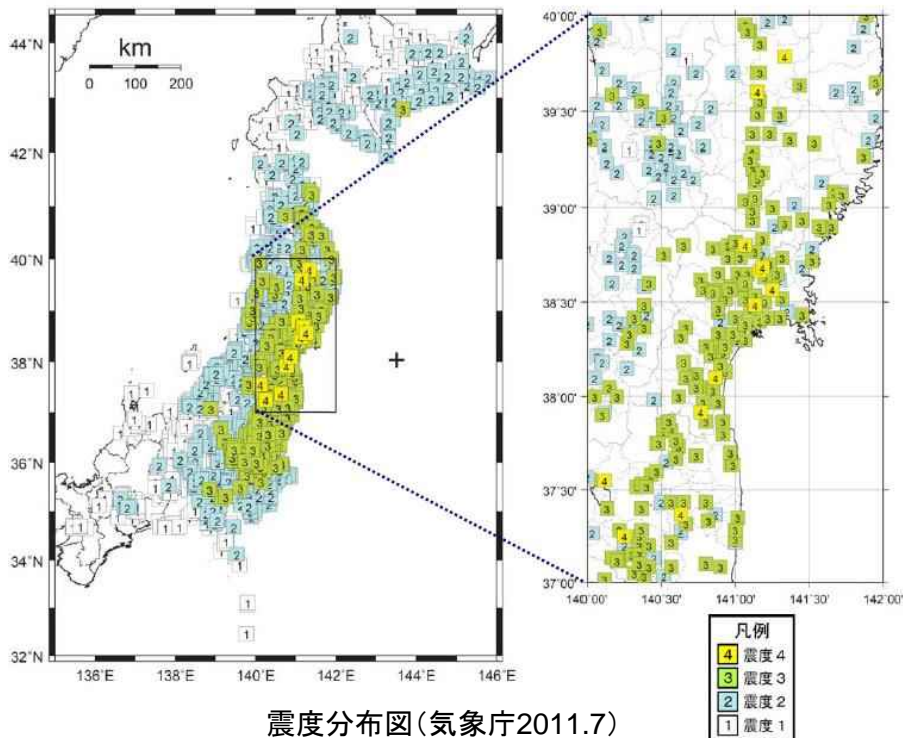
■ 2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)

【気象庁(2011):平成23年7月 地震・火山月報(防災編)】

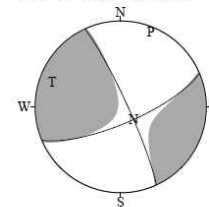
- 2011年7月10日09時57分に三陸沖でM7.3の地震(最大震度4)が発生した。
- 発震機構(CMT解)は西北西-東南東方向に張力軸を持つ横ずれ断層型で、太平洋プレート内部で発生した。

地震の発生日時	震央地名	緯度	経度	深さ	M	最大震度
2011/7/10 9:57	三陸沖	38° 01.9' N	143° 30.4' E	34km	M7.3	4

9 7月10日09時57分 三陸沖
(M7.3、深さ34km、最大震度4)



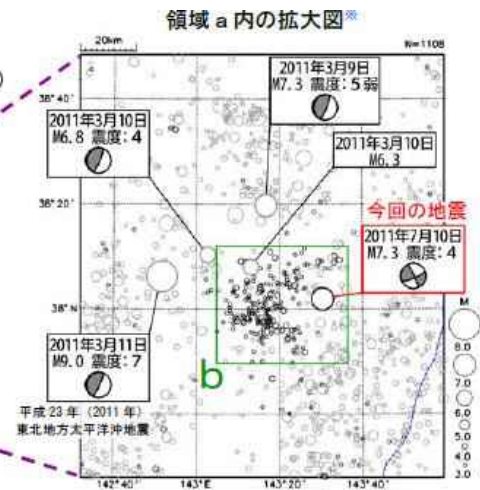
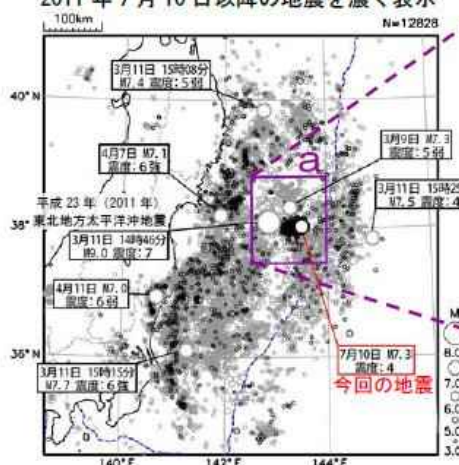
2011/07/10 09:57: 7.3
FAR E OFF MIYAGI PREF
Hypo.: 38° 1.9' N 143° 30.4' E 34km



Cent.: 37°51.9' N 143°29.5' E 21km Δt= 8.9
Mo: 3.78x10¹⁹N·m Mw:7.0 Mj:7.3 (sec)
mrr:-0.11 mtt:-2.62 mff: 2.72
mrt: 0.05 mrf: 1.21 mtf: 2.41 (x10¹⁹N·m)
STR DIP SLIP MOM AZM PLG
NP1: 67° 74° 7° P-axis:-3.59 22° 7°
NP2:335° 84° 164° T-axis: 3.98 290° 16°
N-axis:-0.39 134° 73°
V.R.: 75% ε: 0.10 N:22 COMP:56

発震機構 CMT解(気象庁)

震央分布図
(2011年3月1日～7月31日、深さ0~90km、M≥3.0)
2011年7月10日以降の地震を濃く表示



(気象庁2011.7)

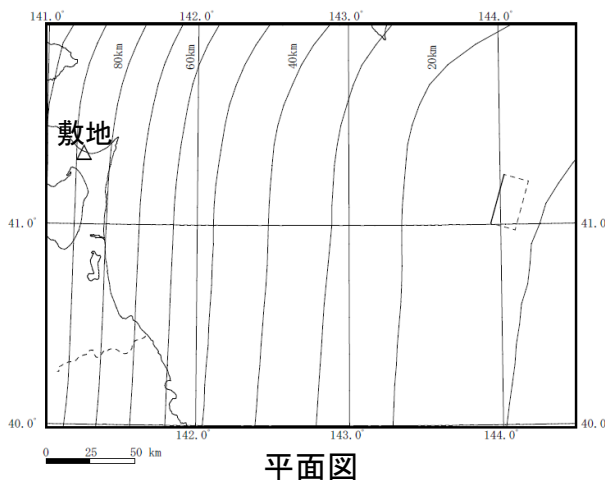
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 沖合いの浅い地震の基本震源モデルの設定

地震規模

- ✓ 沖合いの浅い地震は、敷地周辺では大規模な地震は発生していない。
- ✓ 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M7.3である。

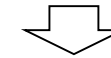


- ✓ 地震規模はM7.3とする。
- ✓ 上部の地震を踏まえ、プレート上面とのなす傾斜角を60°とする。

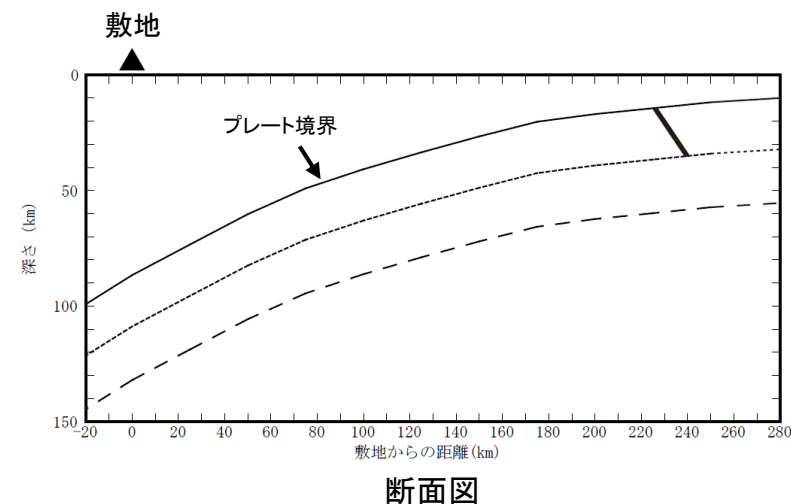


想定位置

- ✓ 沖合いの浅い地震は、敷地周辺では過去に大規模な地震は発生していないが、東北地方において、2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3、震源深さ34km)が発生していることから、同様の地震が敷地東側の海溝軸付近で発生することを考慮する。

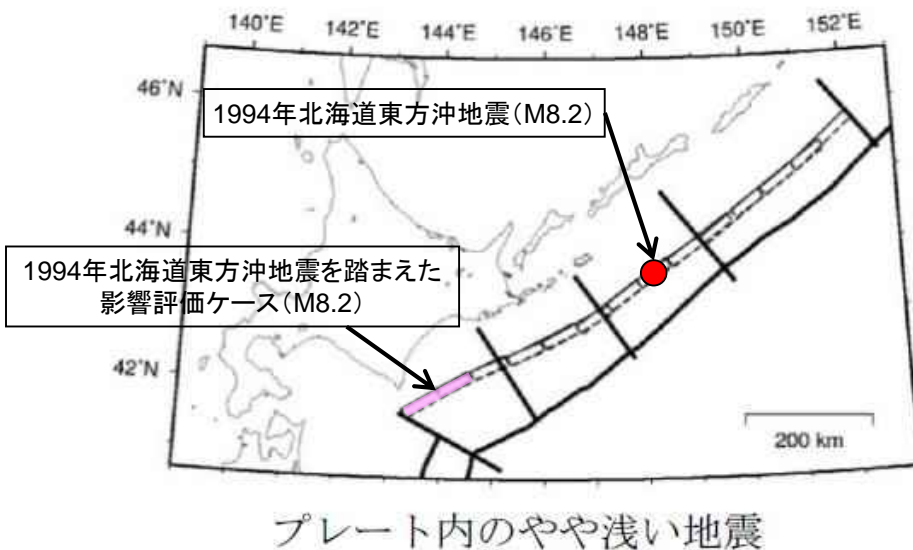


- ✓ 想定位置は、東北地方で発生したことを踏まえ、地震調査委員会(2014)を参考に日本海溝沿いのテクトニクス内の最北端とし、2011年7月10日三陸沖の地震(M7.3)の震源深さ34kmに設定する



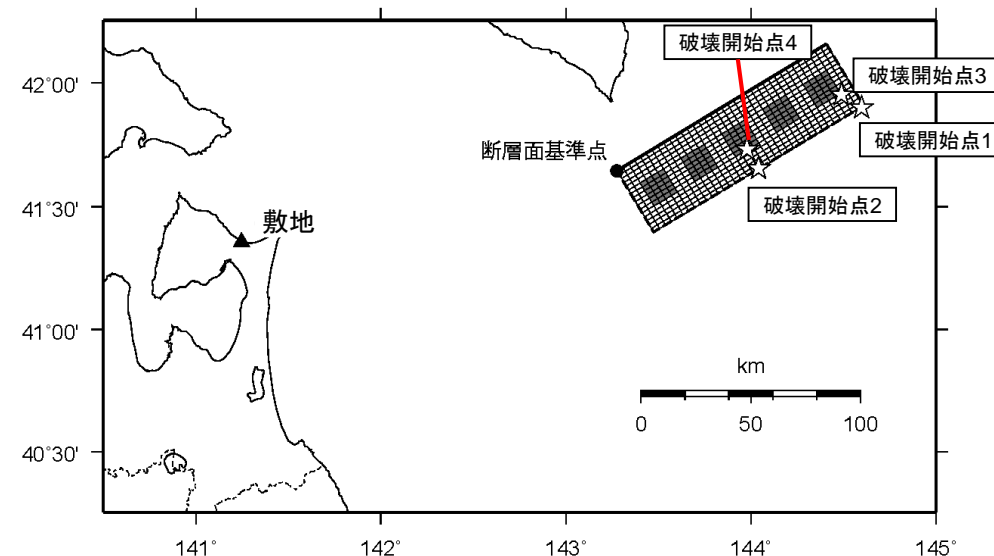
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 1994年北海道東方沖地震を踏まえた検討

- 既往最大の海洋プレート内地震については、沖合いの浅い地震として、千島海溝沿いで1994年北海道東方沖地震(M8.2)が発生している。
- 本地震は、敷地と同一のテクトニクスで発生した地震ではないが、敷地に対する影響評価ケースとして、本地震と同等の規模の地震(M8.2)が千島海溝沿いのテクトニクス内で発生した場合の評価を実施する。
- 想定する震源の位置については、地震調査委員会(2013)に基づき、1994年北海道東方沖地震が発生した深さを維持して、千島海溝沿いで敷地に最も近づく位置に想定する。
- 想定した震源域において、要素地震となる地震の観測記録が得られていないことから、「統計的グリーン関数法」により評価する。



地震調査委員会(2013)に基づくM8.2地震の想定位置の考え方

地震調査委員会(2013)に加筆

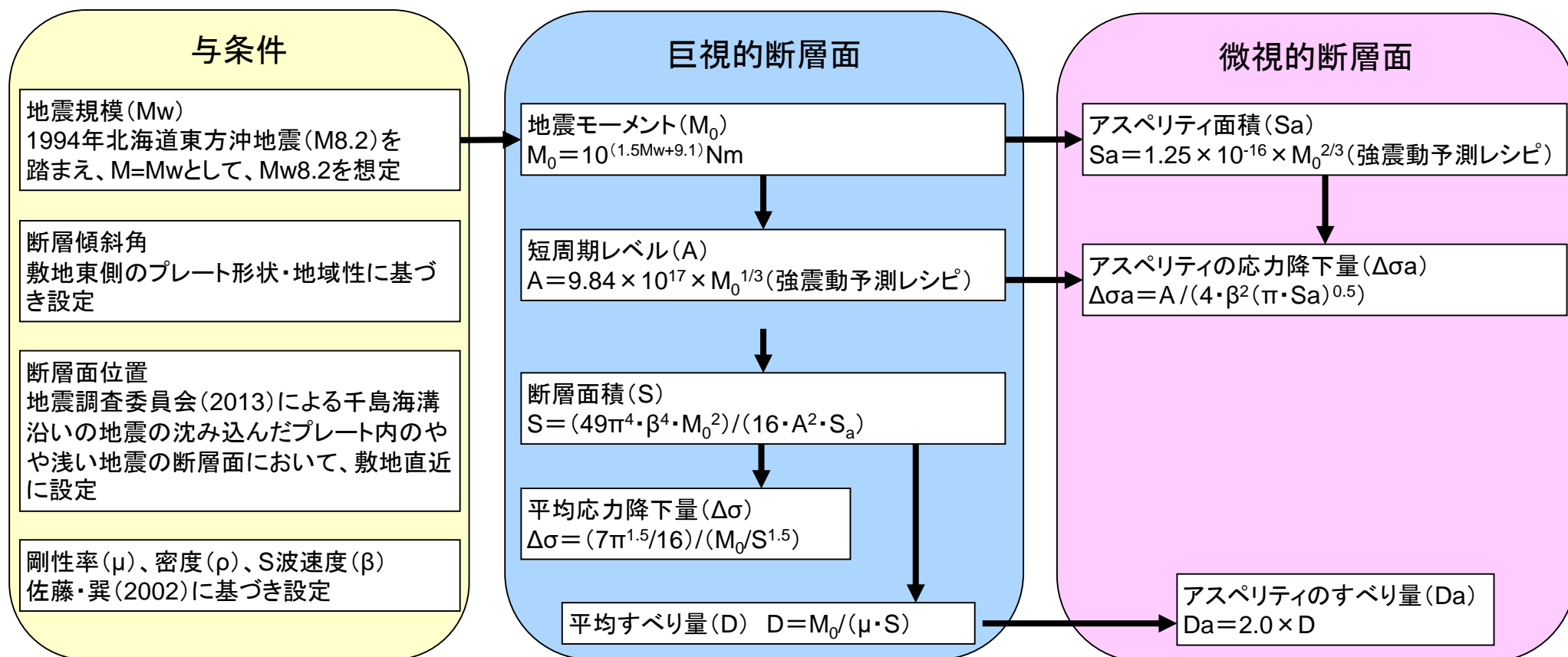


1994年北海道東方沖地震を踏まえた影響評価ケースの
M8.2地震の断層面図

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

1994年北海道東方沖地震を踏まえた検討の断層パラメータの設定フロー

- 影響評価ケースで考慮する震源断層モデルについて、断層パラメータの算定フローを示す。
- 断層パラメータの設定は、地震調査委員会(2017)の震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)(以下、「強震動予測レシピ」という)に従う。



2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 1994年北海道東方沖地震を踏まえた検討の断層パラメータ表

■ 影響評価ケースの断層パラメータを下表に示す。

影響評価ケースの断層パラメータ表

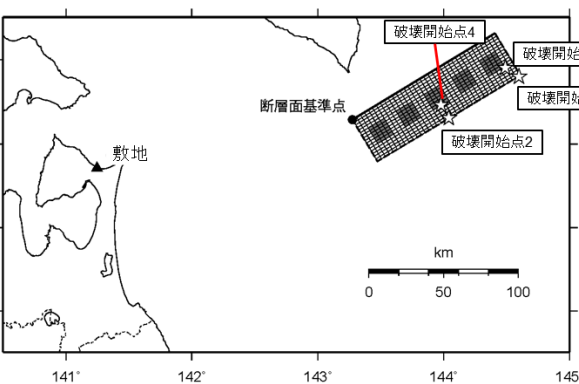
項目		パラメータ	設定方法	
巨視的断層面	走向(θ)	°	59	海溝軸に沿って設定
	傾斜角(δ)	°	50	プレート上面に対して60°の傾斜角
	断層長さ(L)	km	110	断層面積より設定
	断層幅(W)	km	50	断層面積より設定
	断層面積(S)	km ²	5412	$S=(49 \cdot \pi^4 \cdot \beta^4 \cdot M_0^2)/(16 \cdot A^2 \cdot S_a)$
	断層上端深さ	km	20	地震本部(2013)に基づく
	地震モーメント(M ₀)	Nm	2.51×10^{21}	$M_0=10^{(1.5M_w+9.1)}$
	モーメントマグニチュード(M _w)		8.2	1994年北海道東方沖地震の地震規模をM=M _w として扱う
	剛性率(μ)	N/m ²	4.80×10^{10}	$\mu = \rho \cdot \beta^2$
	密度(ρ)	g/cm ³	3.0	佐藤・巽(2002)
	S波速度(β)	km/s	4.0	佐藤・巽(2002)
	平均すべり量(D)	m	9.67	$D=M_0/(\mu \cdot S)$
	全体	平均応力降下量(Δσ)	MPa	15.37
破壊伝播速度(V _r)		km/s	2.88	$V_r=0.72\beta$ (Geller(1976))
短周期レベル(A)		Nm/s ²	2.88×10^{20}	$A=9.84 \times 10^{17} \times M_0^{1/3}$ (強震動予測レシビ)
地震モーメント(M _{0a})		Nm	9.95×10^{20}	$M_{0a}=\mu \cdot S_a \cdot D_a$
面積(S _a)		km ²	1072	$S_a=1.25 \times 10^{-16} \times M_0^{2/3}$ (強震動予測レシビ)
1つあたり	平均すべり量(D _a)	m	19.34	$D_a=2 \times D$
	応力降下量(Δσ _a)	MPa	77.6	$\Delta \sigma_a=A/(4\beta^2(\pi S_a)^{0.5})$
	地震モーメント(M _{0ai})	Nm	1.99×10^{20}	$M_{0ai}=M_{0a}/5$
	面積(S _{ai})	km ²	214	$S_{ai}=S_a/5$
背景領域	平均すべり量(D _{ai})	m	19.34	$D_{ai}=M_{0a}/(\mu \cdot S_{ai})$
	応力降下量(Δσ _{ai})	MPa	77.6	$\Delta \sigma_{ai}=\Delta \sigma_a$
	地震モーメント(M _{0b})	Nm	1.52×10^{21}	$M_{0b}=M_0-M_{0a}$
	面積(S _b)	km ²	4340	$S_b=S-S_a$
	平均すべり量(D _b)	m	7.28	$D_b=M_{0b}/(\mu \cdot S_b)$
実効応力(σ _b)	MPa	11.0	$\sigma_b=(D_b/W_b)/(D_a/W_a)\Delta \sigma_a$ アスベリティの幅W _a =18.78km,背景領域の幅W _b =50km	
Q値(Q)		-	114f ^{0.92}	佐藤・巽(2002)
高周波遮断振動数(f _{max})		Hz	18	浅野ほか(2004)を参照

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震

1994年北海道東方沖地震を踏まえた検討の地震動評価結果 (応答スペクトル)

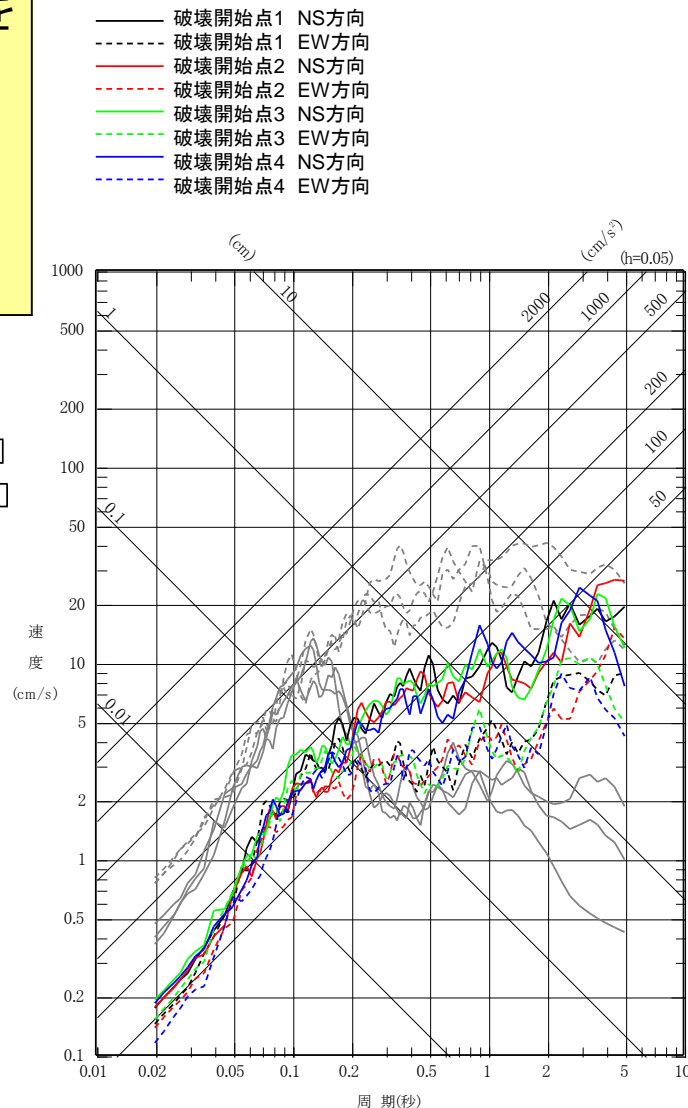
■ 1994年北海道東方沖地震 (M8.2) を踏まえて設定した影響評価ケースの地震動評価結果を以下に示す。

■ 検討用地震の基本震源モデルと比較して、地震動レベルは小さいものとなっている。

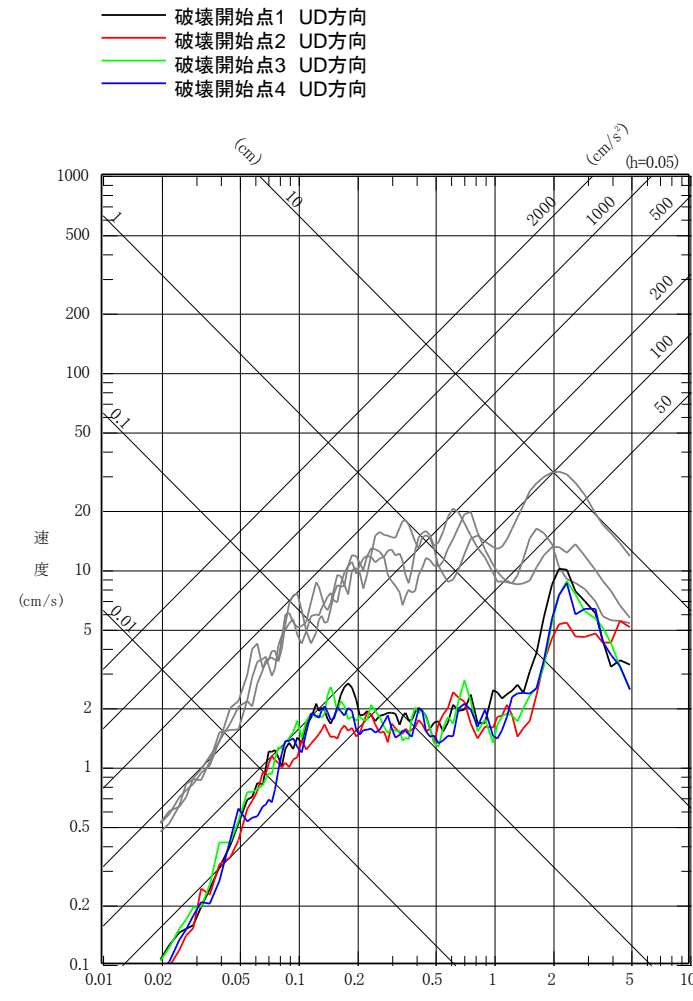


1994年北海道東方沖地震を踏まえた影響評価ケースのM8.2地震の断層モデル図

※灰色のスペクトルは、基本震源モデルの評価結果



水平方向



鉛直方向

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 原田・釜江(2011)について(1)

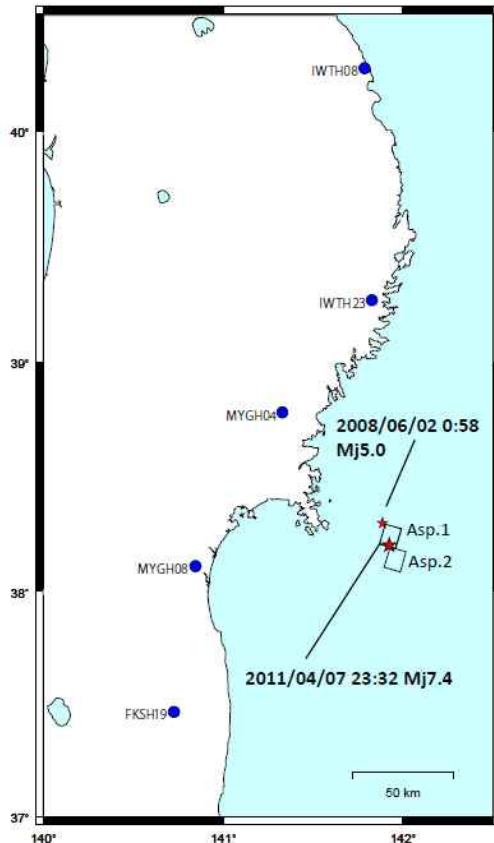


図2 本震及び経験的グリーン関数として使用した地震の震央位置、KiK-net観測点位置、並びにアスペリティ位置

- 原田・釜江(2011) は、2011年4月7日宮城県沖の地震について、KiK-net観測点の記録を使用し、経験的グリーン関数法による強震動生成域(アスペリティ)のモデル化を行っている。
- 震源モデルは北側と南側に2つの強震動生成域を設定することにより、震源北側の観測点 (IWTH23やMYGH04) で見られる指向性パルスや継続時間が再現されている。
- 敷地に対する参考ケースとして、本論文の震源モデルの地震が敷地の真東で発生した場合の評価を行う。

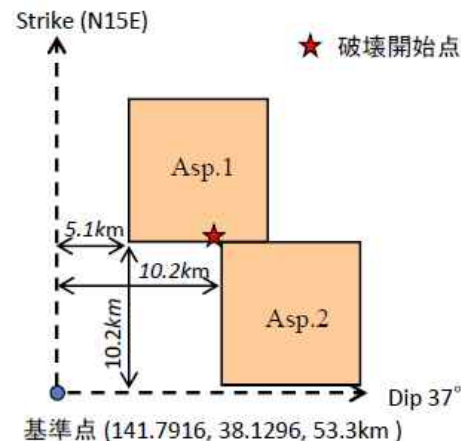


図4 4月7日宮城県沖の地震の震源モデル

表2 震源モデルのパラメータ

		Asp1	Asp2
走行	(°)	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

原田・釜江(2011)より抜粋

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 原田・釜江(2011)について(2)

- 原田・釜江(2011)による2011年4月7日宮城県沖の地震のシミュレーション解析結果。

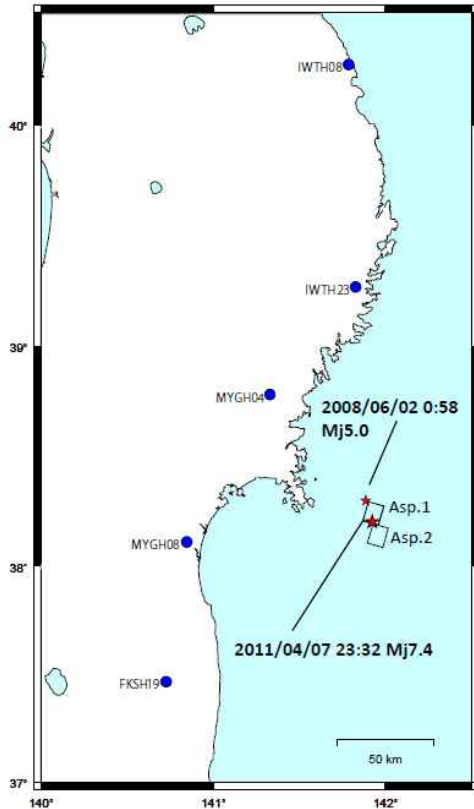
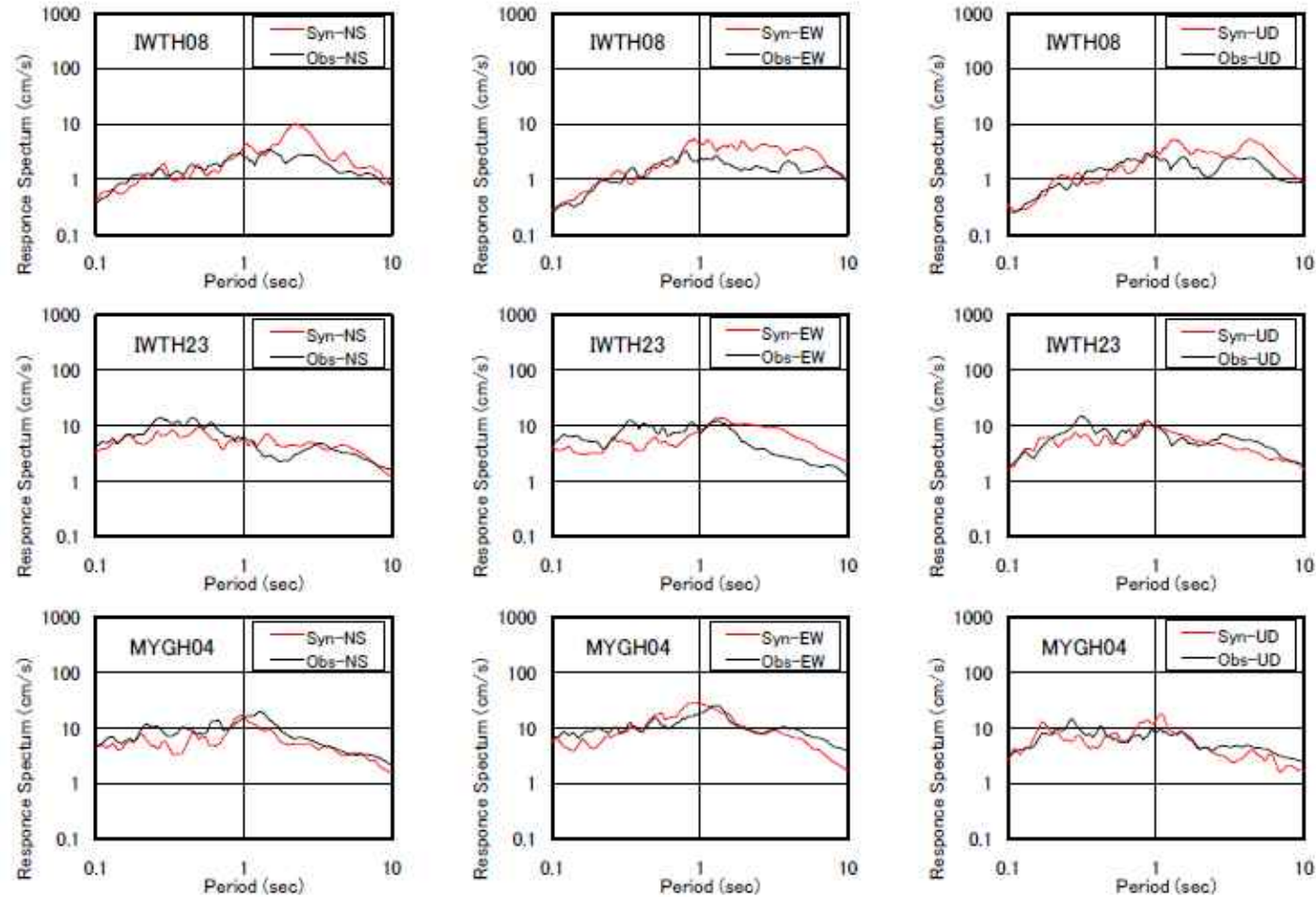


図2 本震及び経験的グリーン関数として使用した地震の震央位置、KiK-net観測点位置、並びにアスペリティ位置

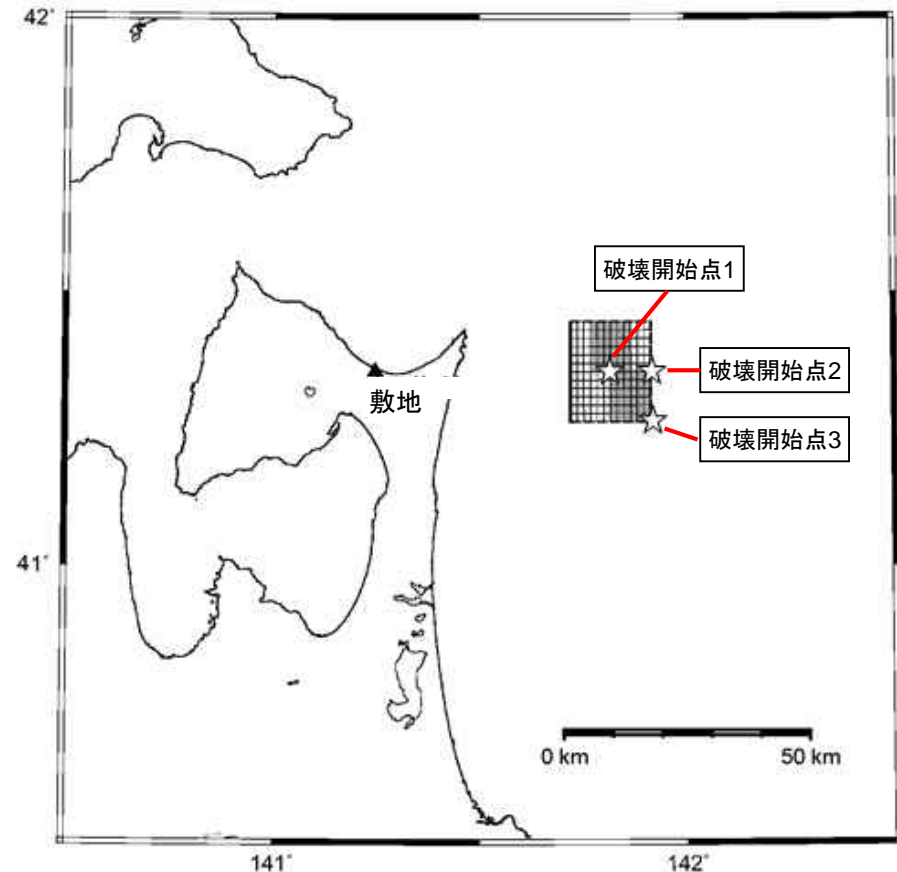


観測波形と合成波形の擬似速度応答スペクトルの比較(減衰:5%)

原田・釜江(2011)より抜粋・加筆

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 原田・釜江(2011)に基づく地震動評価

- 地震動評価の参考として、原田・釜江(2011)のモデルに基づき、佐藤・巽(2002)を参考に敷地周辺の地域性を考慮した諸元を用いて、断層モデルを策定する。
- なお、断層面は、敷地直近になるように設定する。
- 想定した震源域において、要素地震となる地震の観測記録が得られていないことから、「統計的グリーン関数法」により評価する。



原田・釜江(2011)に基づく断層モデル図

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 原田・釜江(2011)に基づくモデルの断層パラメータ表

- 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。

項目		設定値	根拠		
巨視的 断層面	モーメントマグニチュード(Mw)	7.1	F-net		
	基準点	東経	°	141.72	敷地直近の位置に設定
		北緯	°	41.26	敷地直近の位置に設定
	断層上端深さ	km	74.78	敷地直近の位置に設定	
	走向(θ)	°	0	J-SHISによるプレートの沈み込みの走向	
	傾斜角(δ)	°	37	原田・釜江(2011)	
	破壊伝播形式	-	同心円状		
	S波速度(β)	km/s	4.0	佐藤・巽(2002)	
	破壊伝播速度(V _r)	km/s	2.88	V _r =0.72・β Geller(1976)	
	剛性率(μ)	N/m ²	4.80×10 ¹⁰	μ=ρ・β ²	
	密度(ρ)	g/cm ³	3.0	佐藤・巽(2002)	
地震モーメント(M ₀)	N・m	6.40×10 ¹⁹	原田・釜江(2011)		
アスペリ ティ1	断層長さ(L ₁)	km	10.2	原田・釜江(2011)	
	断層幅(W ₁)	km	10.2	原田・釜江(2011)	
	面積(S _{a1})	km ²	104	S _{a1} =L ₁ ・W ₁	
	地震モーメント(M _{0a1})	N・m	3.20×10 ¹⁹	原田・釜江(2011)	
	平均すべり量(D _{a1})	cm	641	D=M _{0a1} /μ・S _{a1}	
	実効応力(Δσ _{a1})※	MPa	70.6	原田・釜江(2011)	
短周期レベル(A _{a1})※	N・m/s ²	8.17×10 ¹⁹	A=4・π・r・Δσ _{a1} ・β ²		
アスペリ ティ2	断層長さ(L ₂)	km	10.2	原田・釜江(2011)	
	断層幅(W ₂)	km	10.2	原田・釜江(2011)	
	面積(S _{a2})	km ²	104	原田・釜江(2011)	
	地震モーメント(M _{0a2})	N・m	3.20×10 ¹⁹	原田・釜江(2011)	
	平均すべり量(D _{a2})	cm	641	D=M _{0a2} /μ・S _{a2}	
	実効応力(Δσ _{a2})※	MPa	70.6	原田・釜江(2011)	
短周期レベル(A _{a2})※	N・m/s ²	8.17×10 ¹⁹	A=4・π・r・Δσ _{a2} ・β ²		
Q値(Q)		114f ^{0.92}	佐藤・巽(2002)		
高周波遮断振動数(f _{max})	Hz	18	浅野ほか(2004)を参照		

※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に設定されている。

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 原田・釜江(2011)に基づくモデルの断層モデルを用いた手法による地震動評価 (応答スペクトル)

- 参考ケースとして評価を実施した原田・釜江(2011)のモデルについて、地震動評価結果を下図に示す。
- 原田・釜江(2011)のモデルは、短周期レベルが笹谷ほか(2006)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。

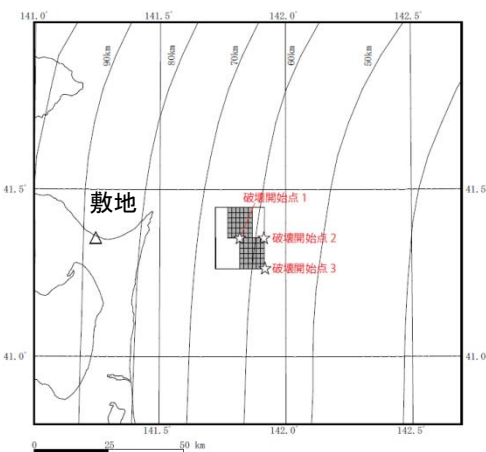
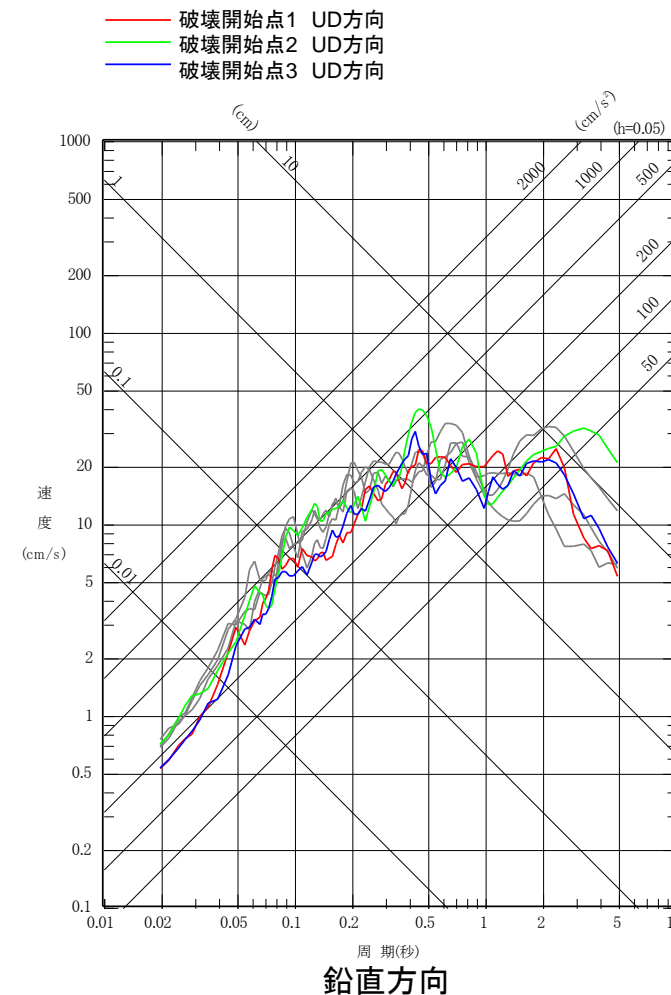
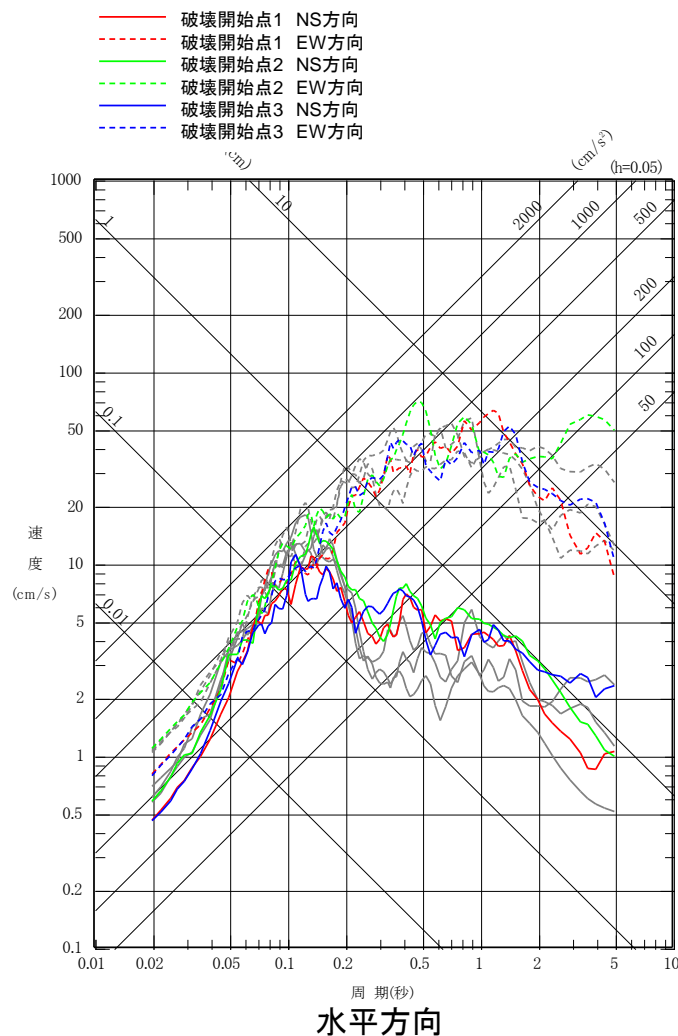
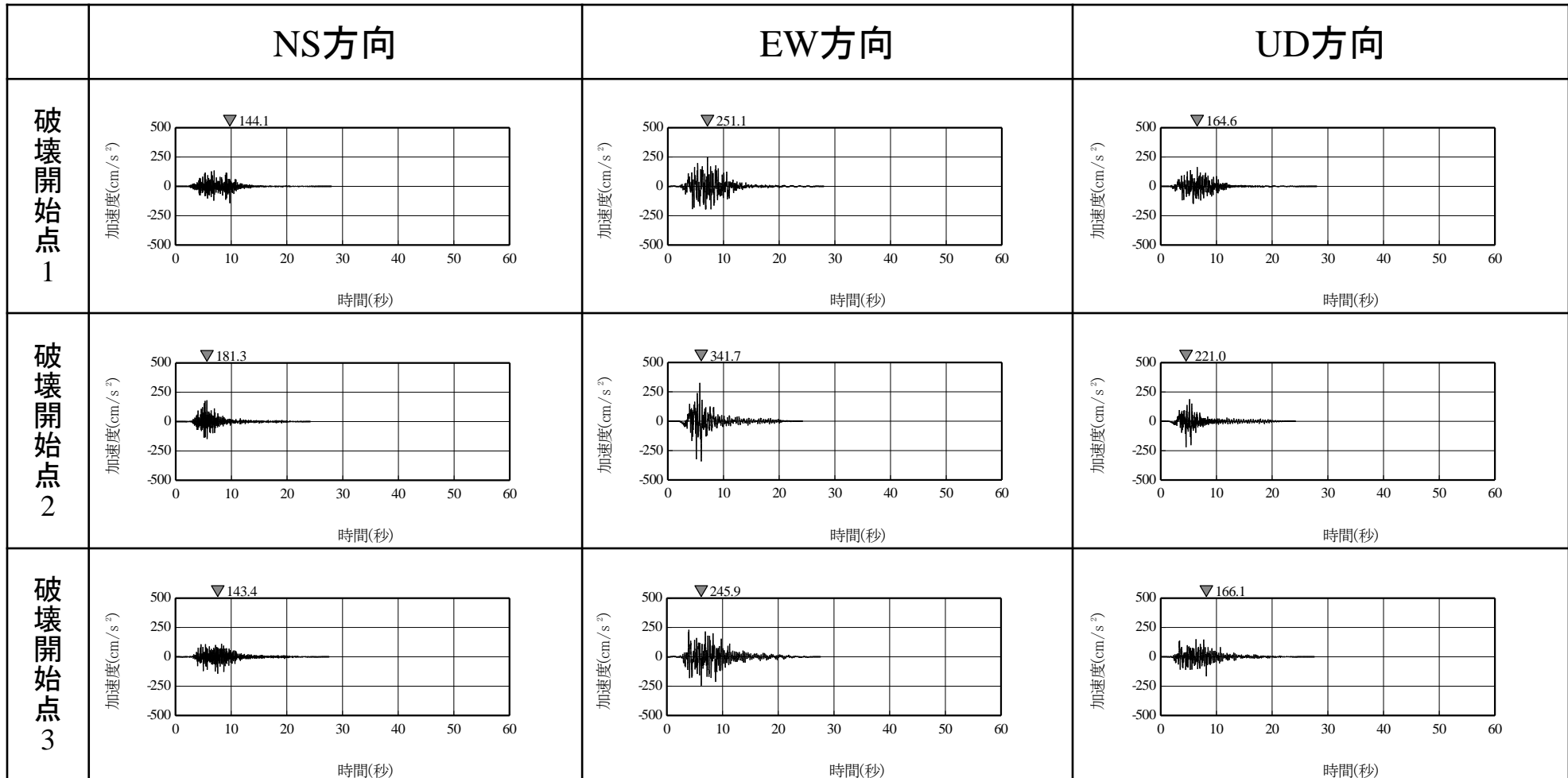


図 (参考)原田・釜江(2011)モデル

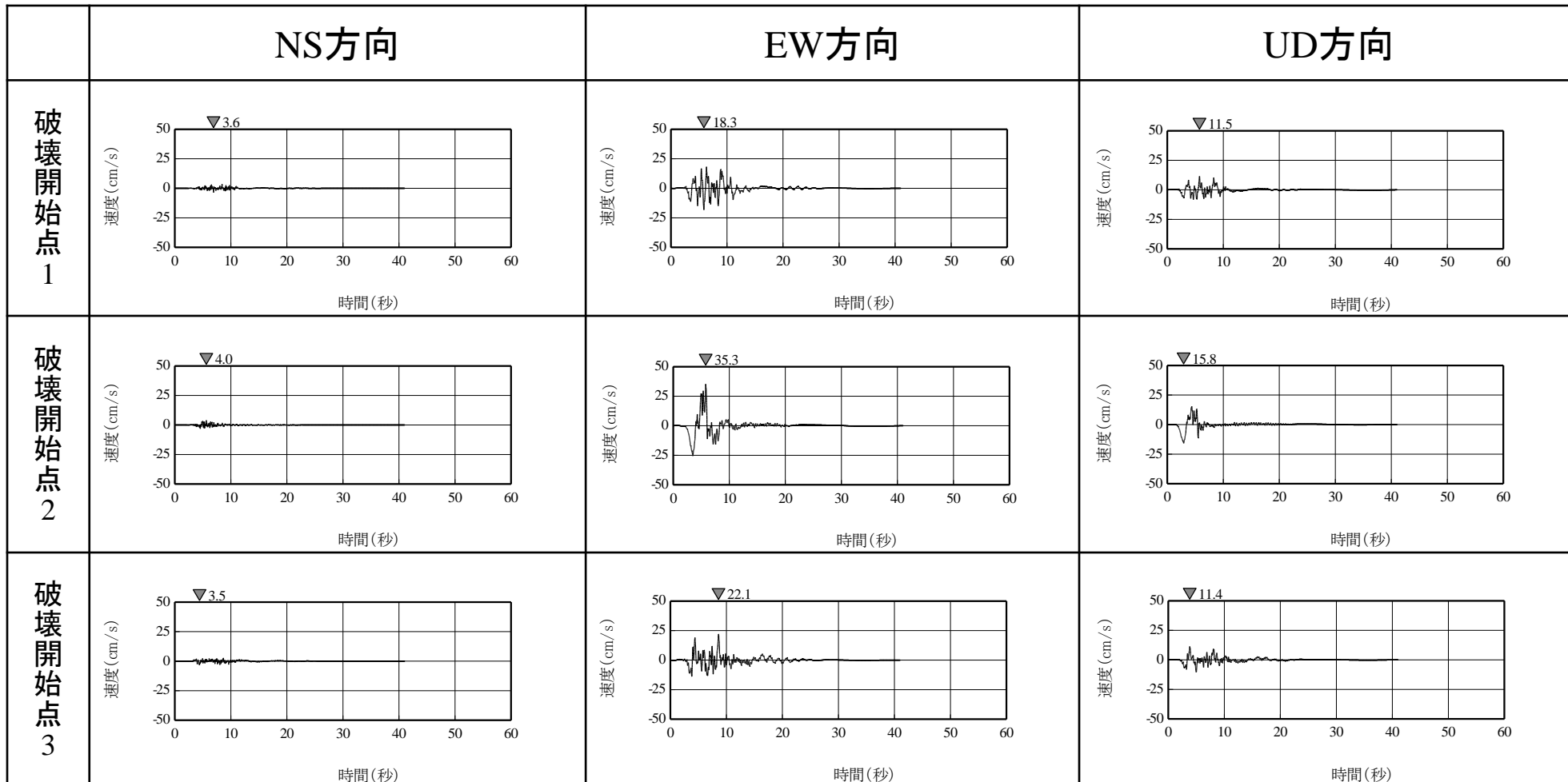
※灰色のスペクトルは、
短周期レベルの不確かさ
ケースの評価結果



2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 原田・釜江(2011)に基づくモデルの断層モデルを用いた手法による地震動評価 (時刻歴波形:加速度)



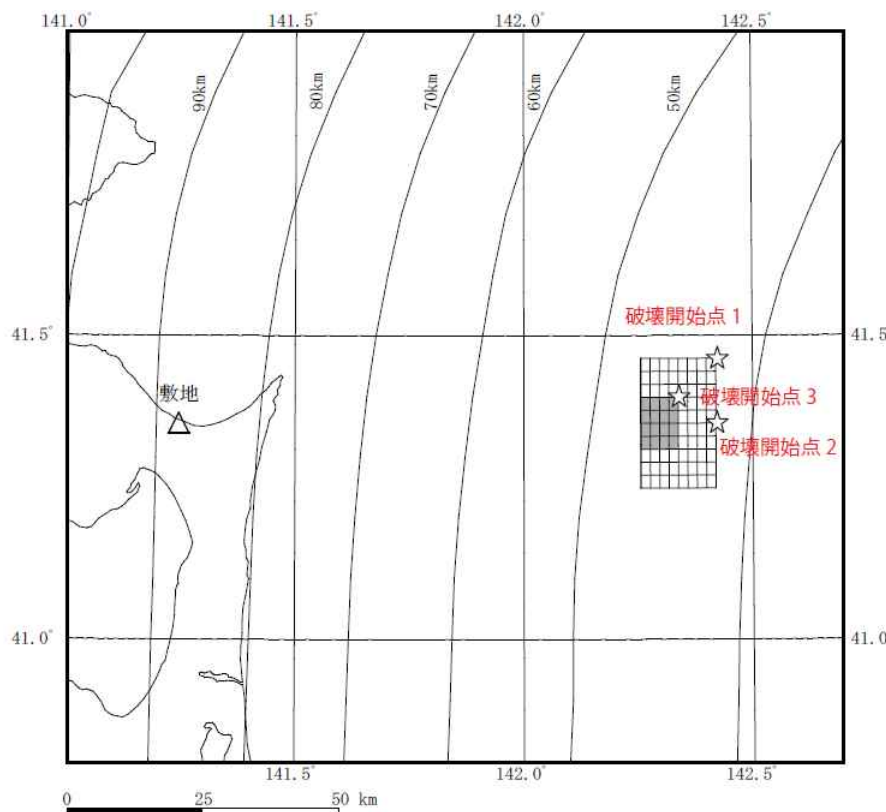
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 原田・釜江(2011)に基づくモデルの断層モデルを用いた手法による地震動評価 (時刻歴波形:速度)



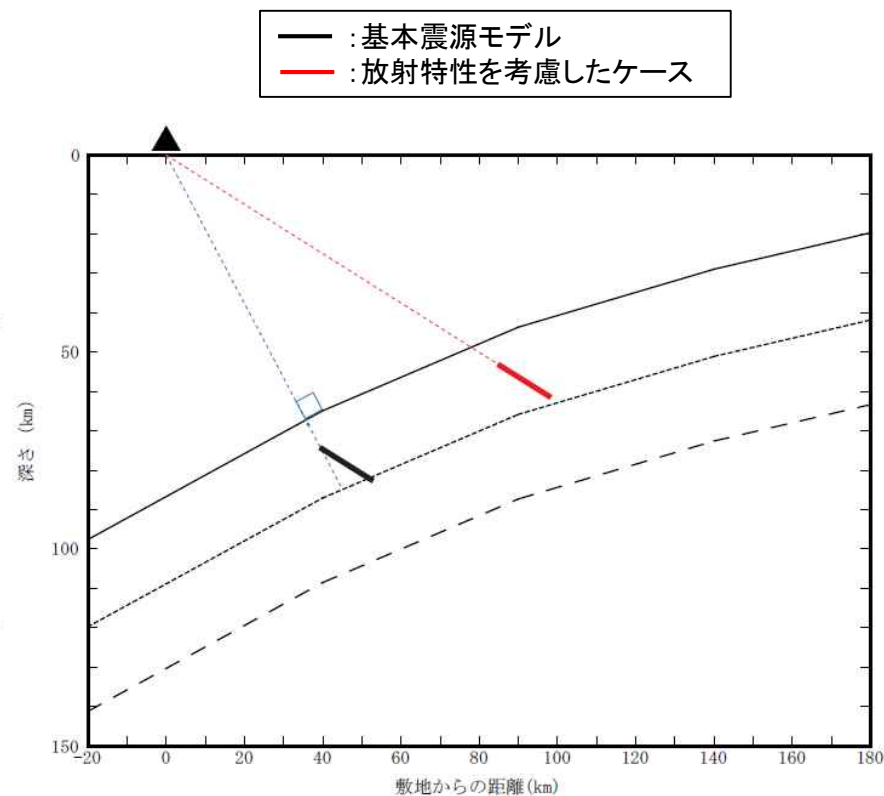
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震 放射特性を考慮した検討

■ 基本震源モデルについて、破壊が敷地に向かうように、震源位置を変更したケース

- 断層面位置は、基本震源モデルの傾斜角を維持し、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。
- 断層パラメータは、基本震源モデルと同じであるが、断層面位置を断層上端深さ52.79kmの位置に変更している。



平面図



断面図

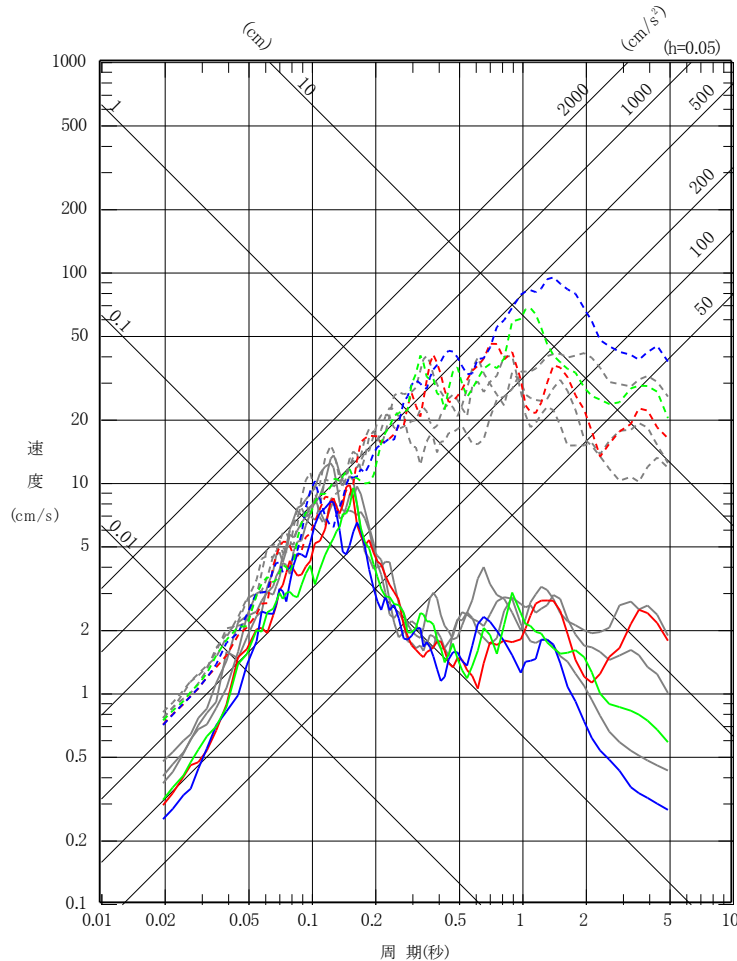
放射特性を考慮したケース

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.2 海洋プレート内地震 放射特性を考慮した検討の地震動評価結果 (応答スペクトル)

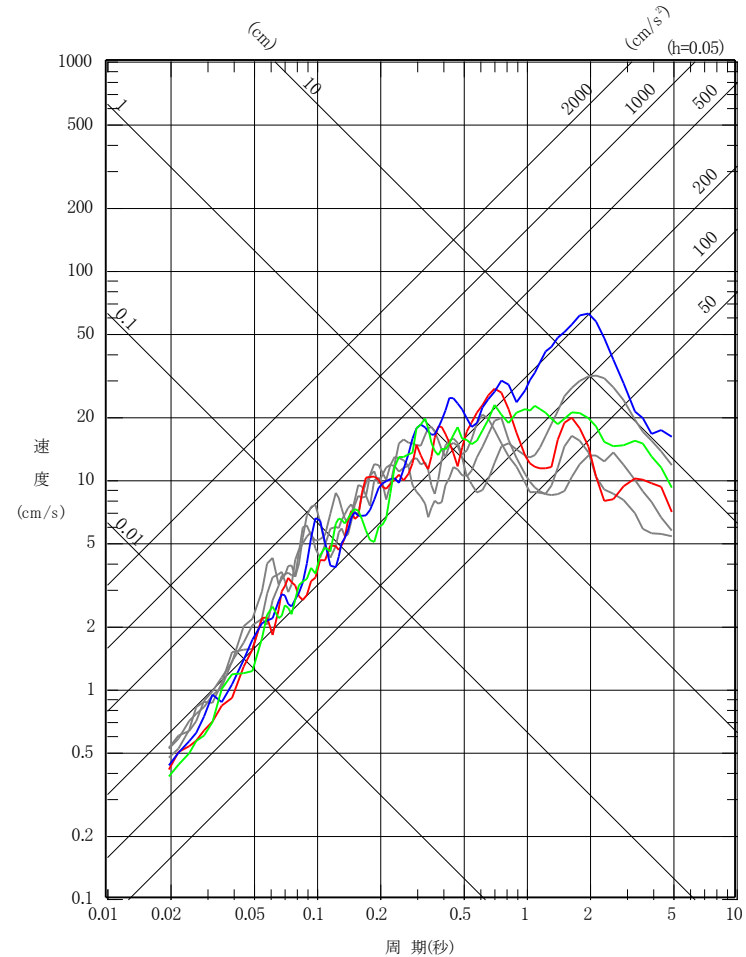
- 破壊開始点1 NS方向
- - - 破壊開始点1 EW方向
- 破壊開始点2 NS方向
- - - 破壊開始点2 EW方向
- 破壊開始点3 NS方向
- - - 破壊開始点3 EW方向

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

※灰色のスペクトルは、
基本震源モデルの
評価結果



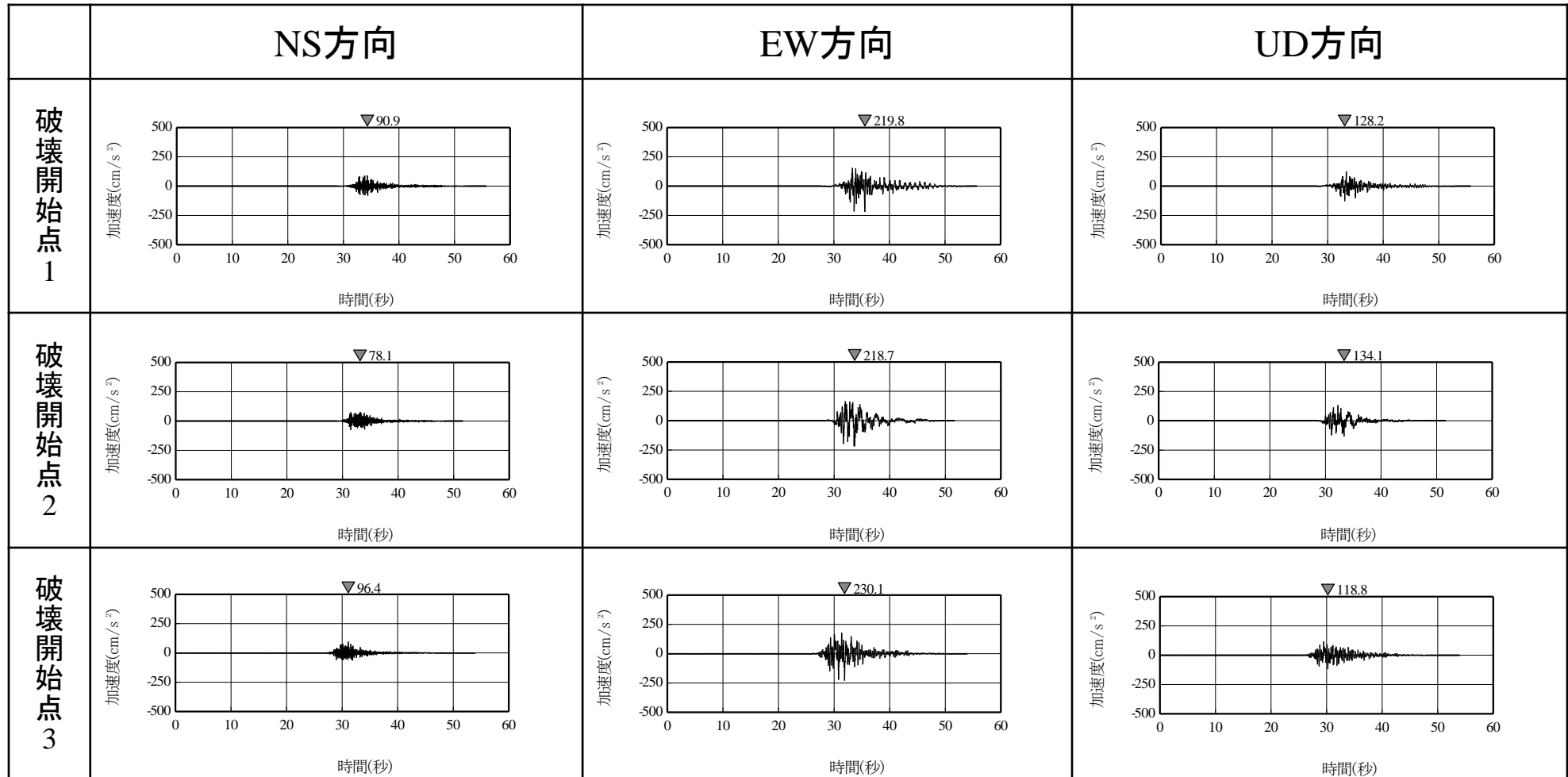
水平方向



鉛直方向

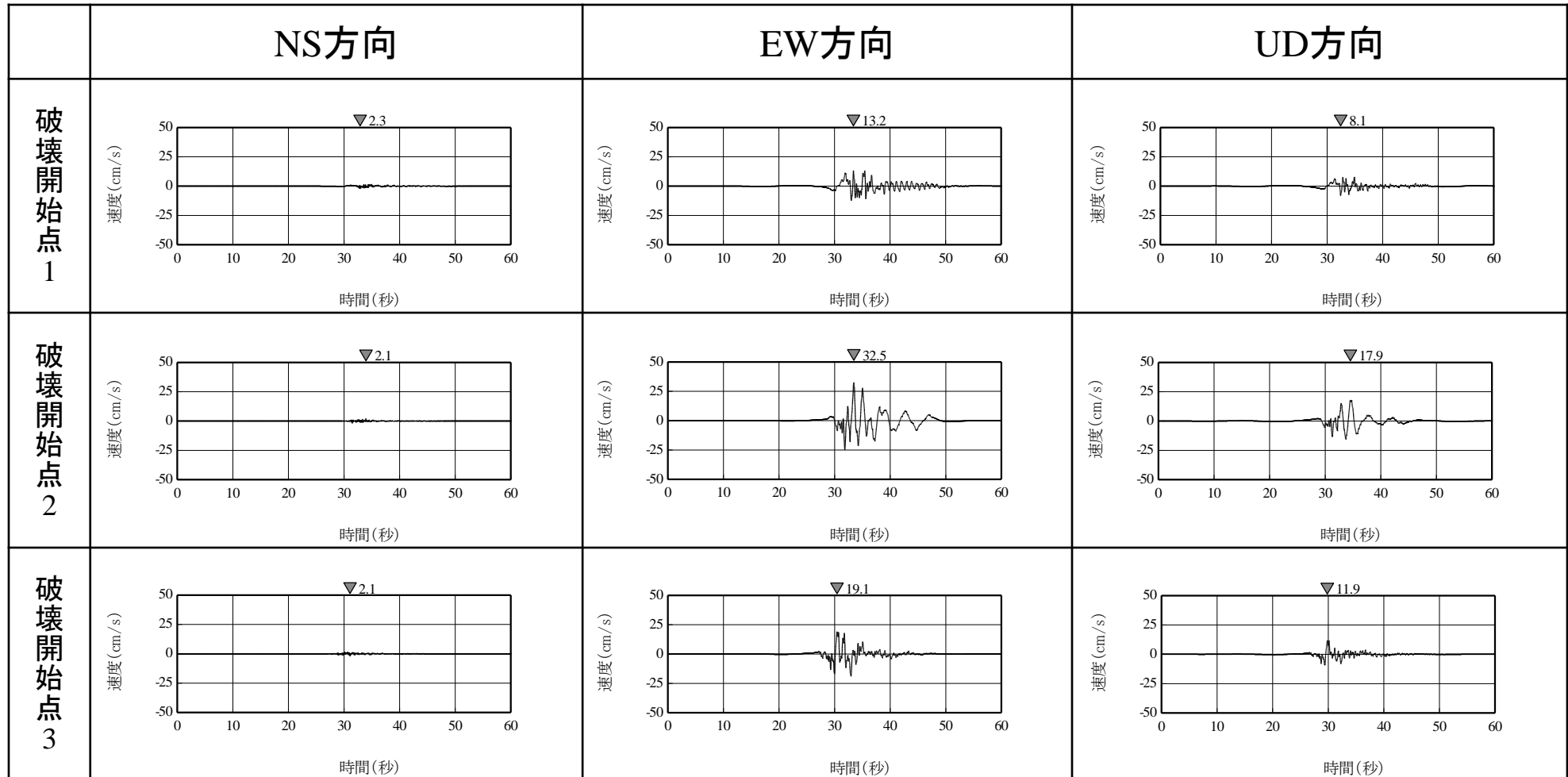
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

放射特性を考慮した検討の地震動評価結果(時刻歴波形:加速度)



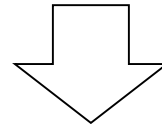
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.2海洋プレート内地震

放射特性を考慮した検討の地震動評価結果(時刻歴波形:速度)



2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 地震発生層について

- 伊藤(2002)によると、地震発生層には上限と下限が存在し、地震数を浅い方から積算して10%、90%になる深さは、地震の上限、下限の目安として用いることができるとされている。
- 入倉・三宅(2001)によると、微小地震の浅さの限界は $V_p = 5.8 \sim 5.9 \text{ km/s}$ の層の上限と良い相関があるとされている。
- 木下ほか(2000)によると、コンラッド面以深の下部地域については、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。



地震発生層の設定にあたっては、微小地震の震源分布、速度構造、コンラッド面深さなどを総合的に判断して設定する。

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 JNES(2004)による地震発生層上下限層

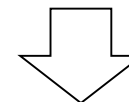
原子力安全基盤機構(2004)による地震域の区分及び敷地が位置する地震域(東北東部)における地震発生層の上下限層のパラメータ

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)	震源域 上端深さ 最浅値 (飯田式)
東北東部	$2.0 \leq M < 2.5$	0.0	5.8	10.4	13.7	29.6	288	7.9	-0.7
	$2.5 \leq M < 3.0$	0.0	6.4	11.3	15.9	29.7	97	9.5	-1.3
	$3.0 \leq M < 3.5$	0.0	7.3	11.0	13.1	29.3	44	5.8	-1.4
	$3.5 \leq M < 4.0$	8.7	9.8	12.2	15.7	29.5	20	5.9	5.9
	$4.0 \leq M$	3.2	7.6	9.1	13.2	14.7	11	5.6	-10.5
	全データ	0.0	6.2	10.7	13.8	29.7	460	7.6	-10.5



D10%: その値よりも震源深さが浅い地震数が全体の10%になる時の震源深さ
D90%: その値よりも震源深さが浅い地震数が全体の90%になる時の震源深さ

原子力安全基盤機構(2004)による、東北東部の微小地震分布によるD10%、D90%

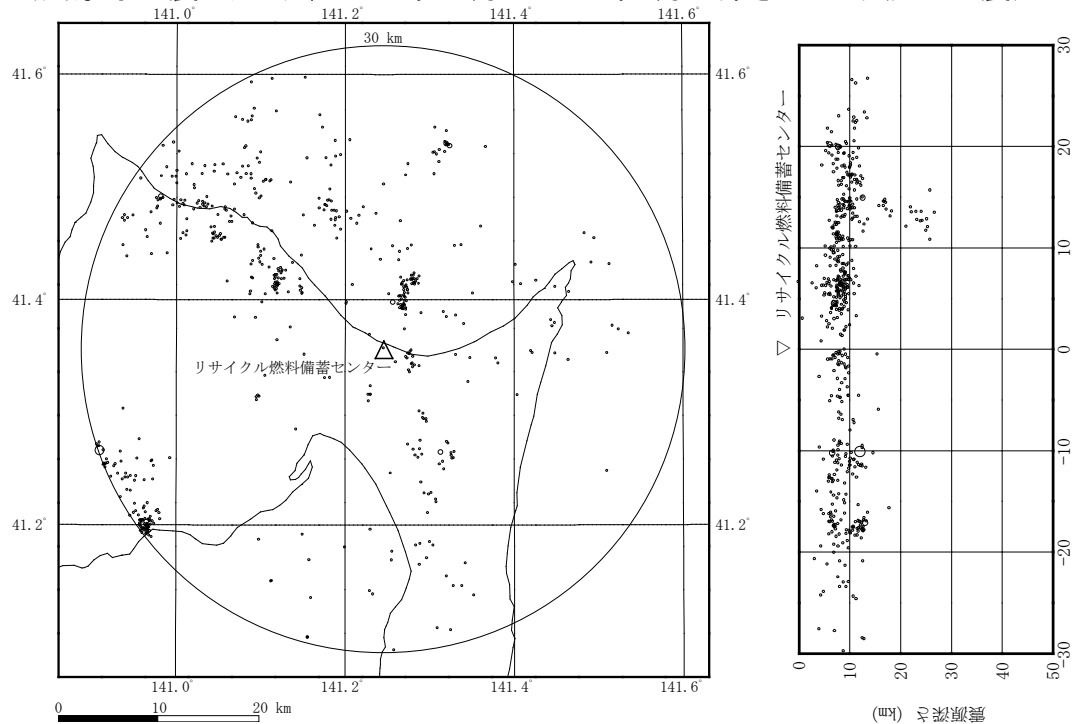


D10%: 6.2km ← 上限深さに相当
D90%: 13.8km ← 下限深さに相当

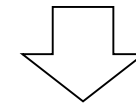
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3内陸地殻内地震 敷地周辺の地震分布から算定した地震発生層

敷地周辺で発生した地震の震央分布・震源鉛直分布

(気象庁地震カタログ, 1997年10月~2012年8月の深さ60km以浅の地震)



敷地から30km以内の地震分布から算定したD10%、D90%



D10%: 6.3km ← 上限深さに相当
D90%: 12.5km ← 下限深さに相当

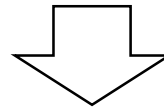
敷地周辺で発生した地震から算定した地震発生上下限層のパラメータ

M区分	最浅 (km)	D10% (km)	D50% (km)	D90% (km)	最深 (km)	データ数	D90%-D10% (km)
M<2.0	0.0	6.3	8.7	12.2	26.8	492	5.9
2.0 ≤ M < 2.5	4.5	5.9	9.3	12.6	13.6	27	6.7
2.5 ≤ M < 3.0	5.8	6.1	8.8	13.0	13.3	17	6.9
3.0 ≤ M < 3.5	6.2	6.2	6.7	13.2	13.2	4	7.0
3.5 ≤ M < 4.0	7.1	7.1	7.1	7.8	7.8	2	—
4.0 ≤ M	12.2	12.2	12.2	12.2	12.2	1	—
全データ	0.0	6.3	8.7	12.5	26.8	543	6.3

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

反射法・屈折法統合地震探査による速度構造(1)

- 入倉・三宅(2001)によると、微小地震の浅さの限界は、P波速度5.8～5.9km/sの層の上限と良い相関があるとされている。
- 吉井・伊藤(2001)によると、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とされている。
- 廣瀬・伊藤(2006)によると、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とされている。



- 地震発生層の上限深さは、P波速度が5.8～6km/sの層と対応があるとされている。

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

反射法・屈折法統合地震探査による速度構造(2)

- 「平成25年度原子力施設等防災対策等委託費(原子力施設における断層等の活動性判定に係る評価手法の調査研究)」の一環として、陸奥湾から下北半島を東西に横断して東通沖海域に至る約58kmの長大測線において反射法・屈折法統合地震探査が原子力規制庁によって実施されている。

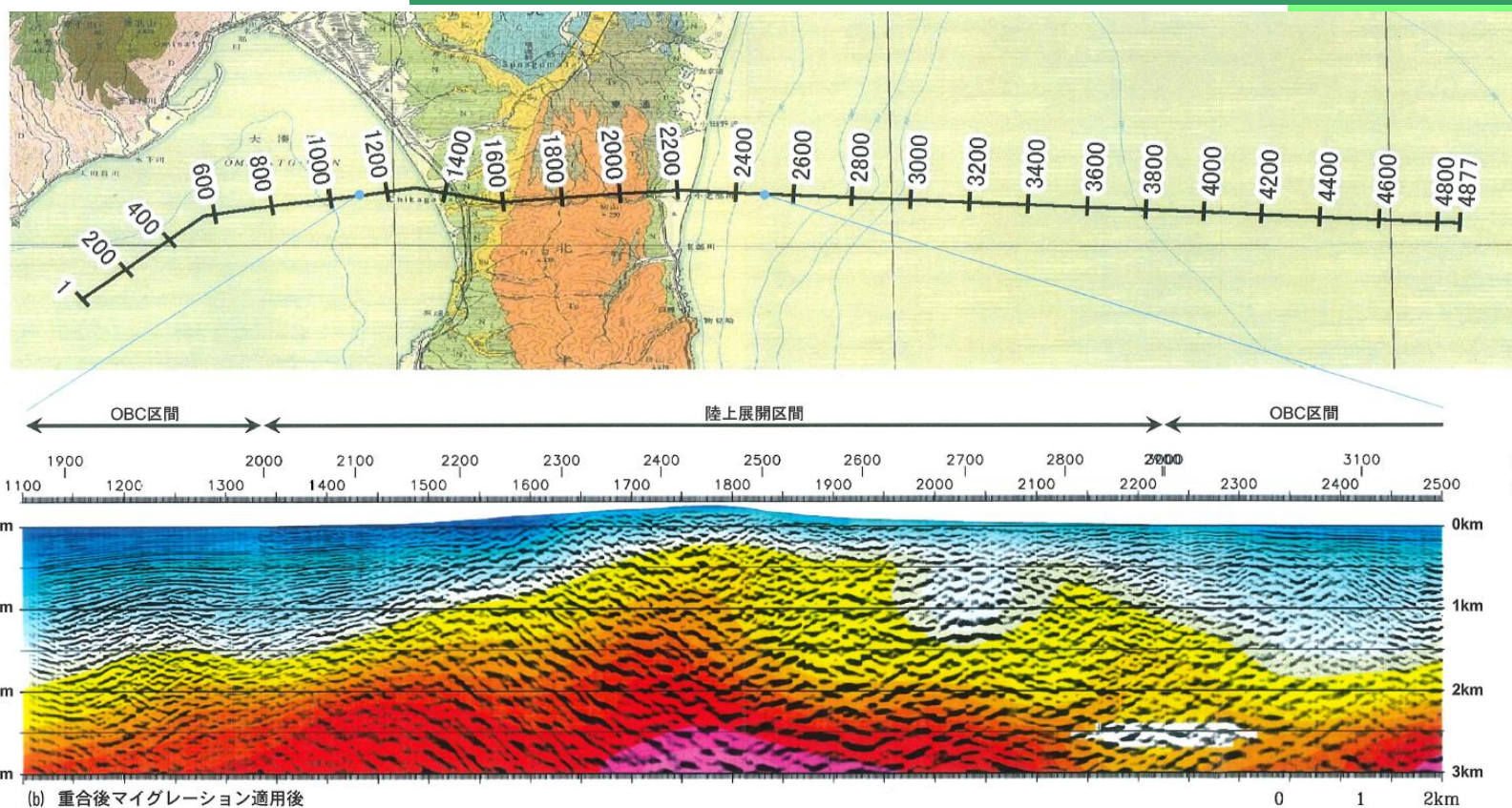


調査測線位置図

原子力規制庁(2014)より抜粋

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

反射法・屈折法統合地震探査による速度構造(3)



反射法・屈折法統合深度プロフィール[3]下北半島横断陸域-浅海域区間(V:H = 1:1)

原子力規制庁(2014)より抜粋

- 敷地より南の北緯41.2度付近の下北半島の調査結果によると、深さ3kmのP波速度は5.5km/s程度であり、地震発生層の上限深さに対応するP波速度5.8~6km/sより遅くなっていることから、地震発生層の上限深さは、深さ3kmよりさらに深いと考えられる。

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3内陸地殻内地震 地震波トモグラフィ解析(1)

■ 長谷川ほか(2004)等による知見

○地震発生深さ分布

• 長谷川ほか(2004)によると、東北日本の内陸地殻内地震が発生する深さについて、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。

• 下図の堀ほか(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。

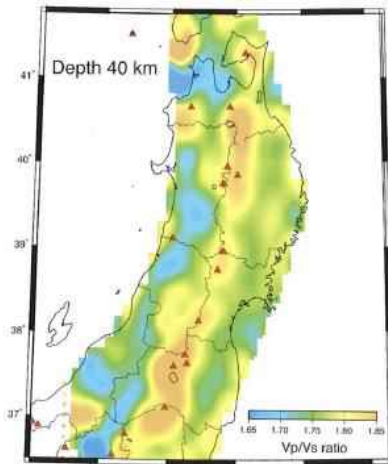


Fig. 5. V_p/V_s ratio at a depth of 40 km [Nakajima *et al.* (2001a)]. Red triangles show active volcanoes.

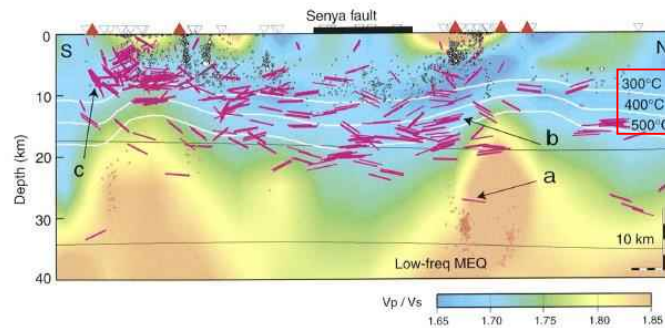


Fig. 5(e). Vertical cross section of S-wave reflectors along line NS. Vertical exaggeration is 2. Black and red circles show shallow earthquakes and low frequency microearthquakes, respectively. White lines show isothermal lines within the crust estimated from P wave velocity perturbations [Hasegawa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

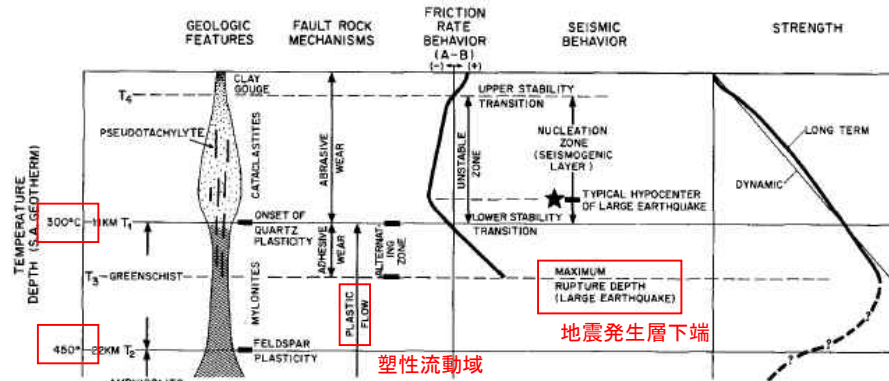


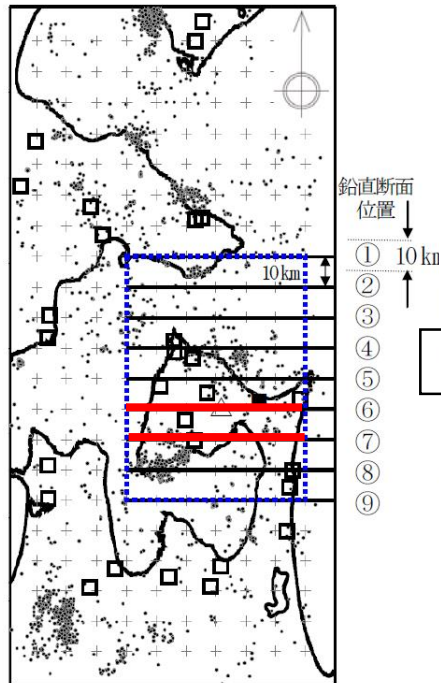
Fig. 4. A synoptic shear zone model, illustrating the major geological and seismological features.

地殻内の温度と塑性流動域・地震発生層下端の関係
Scholz (1998) に加筆

深さ40kmにおける V_p/V_s 比
長谷川ほか (2004)

脊梁山地 (火山フロント付近) に沿った V_p/V_s 比
堀ほか (2004) に加筆

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 地震波トモグラフィ解析(2)



凡例

△: 恐山火山

■: リサイクル燃料備蓄センター

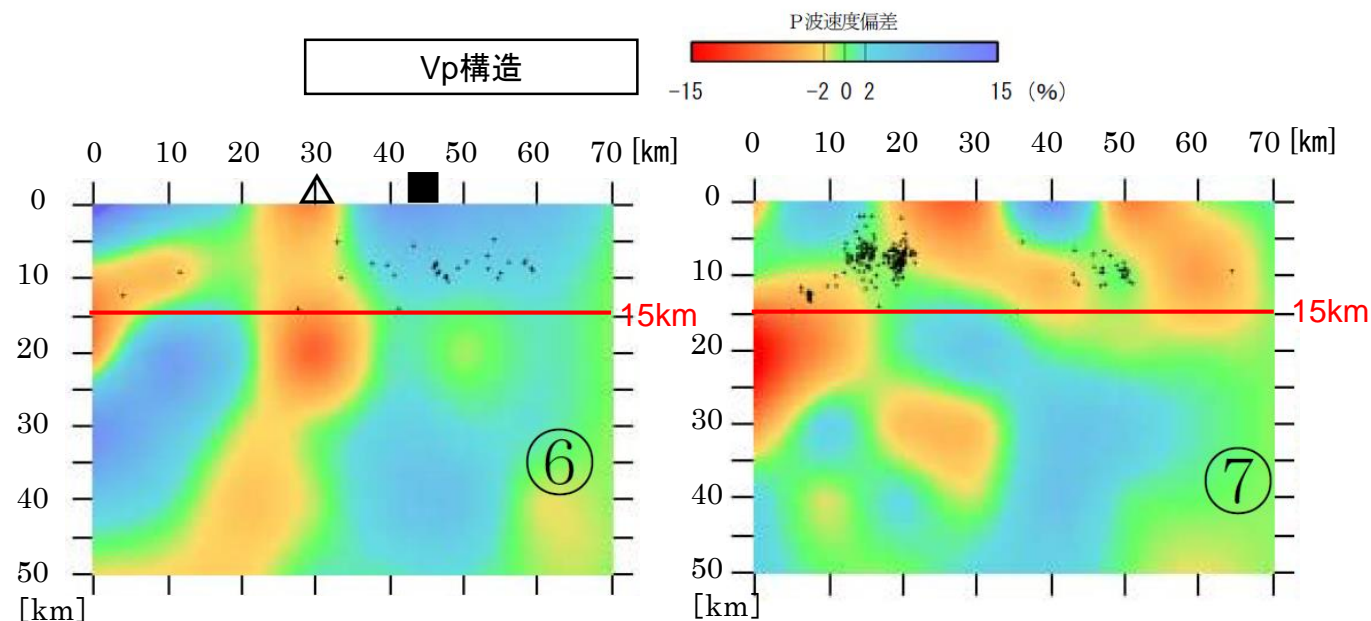
□: 地震観測点

・: 内陸地殻内地震

□: 平面 A, B の領域

- 1997年10月から2007年3月までに東北大学、弘前大学、気象庁等で観測された観測地震波を用いて、地震波トモグラフィ解析によりP波速度の偏差を求めている。
- 地震波トモグラフィ解析により、再決定された震源位置の下限は、敷地及び敷地周辺を含む断面(⑥・⑦断面)を確認すると、深さ15km程度である。

敷地周辺の震源位置の下限は、長谷川ほか(2004)による東北日本の地震発生層の下限深さ(15km程度)と整合する。



下北半島西部の地震波速度構造 (Vp構造) 【⑥、⑦断面図】

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3内陸地殻内地震 キュリー一点深度分布

- Tanaka et al.(2005)によれば、キュリー一点深度と地震発生層の下限深さに相当するD90%深度の間には、相関があるとされている。

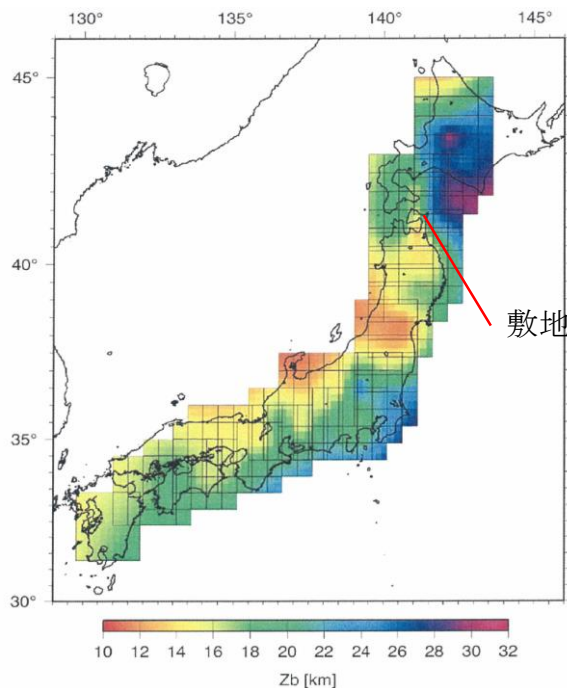
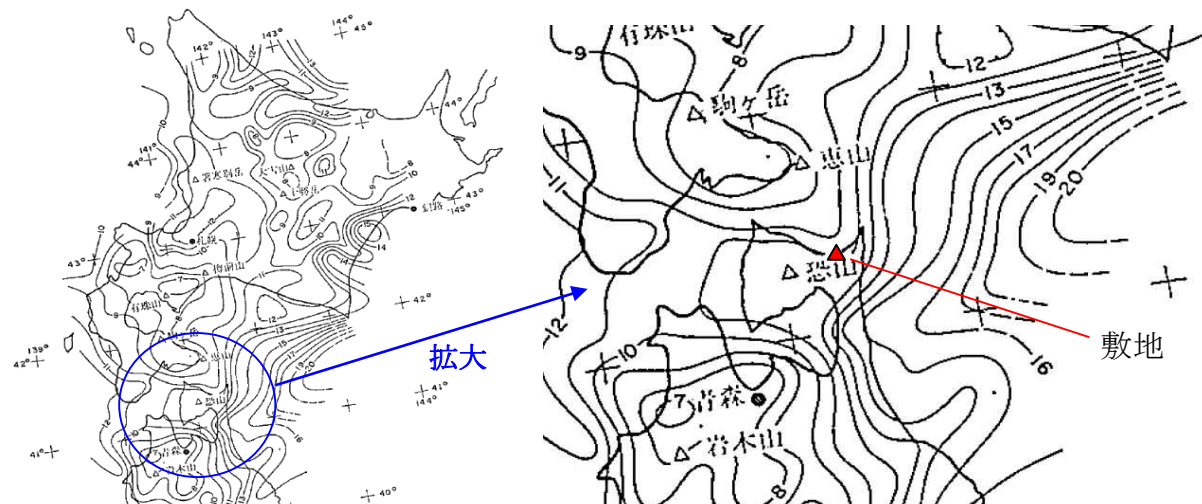


Fig. 6. Map of the basal depth of magmatic crust, Z_b . Each contour represents the area used to calculate Z_b .



大久保(1984)によるキュリー一点等深線図

(単位: km)

大久保(1984)に加筆

Tanaka et al.(2005)によるキュリー一点深度

Tanaka et al.(2005)に加筆

⇒ Tanaka et al.(2005)による敷地周辺のキュリー一点深度は15km程度となっており、大久保(1984)による敷地周辺のキュリー一点深度は15kmより浅くなっている。地震波トモグラフィによって再決定された震源位置の下限(15km程度)及び敷地周辺の微小地震の発生状況から推定されるD90%の値と整合している。

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

原子力安全基盤機構(2004)による
東北東部の地震発生層上下限深さ

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

敷地周辺の微小地震による地震発生層上下限深さ

D10%(上限深さに相当)	6.3km
D90%(下限深さに相当)	12.5km

敷地周辺のP波速度分布と地震発生層上端深さの関係

反射法・屈折法統合地震探査による速度構造によると、敷地周辺の脊梁山地付近の岩盤が浅いところにおいて、P波速度5.8~6.0km/sの層は3km程度よりも深い

入倉・三宅(2001)
吉井・伊藤(2001)
廣瀬・伊藤(2006)
地震発生層の上限深さは、P波速度5.8~6.0km/sと概ね対応している

敷地周辺の地震波トモグラフィ解析等と地震発生層下限深さの関係

- ① トモグラフィ解析による再決定された震源位置の下限は深さ15km程度であることを確認
- ② 敷地周辺のキュリー点深さは15km程度より浅い

長谷川ほか(2004)
東北日本の内陸地殻内地震が発生する深さについておよそ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

⇒以上を踏まえ敷地周辺の地震発生層の上限及び下限深さについては、以下のとおり設定する。

○地震動評価で考慮する地震発生層上限深さ

微小地震分布に基づけば、深さ3kmよりも深い位置が考えられるが、保守的に深さ3kmの位置に設定

○地震動評価で考慮する地震発生層下限深さ

微小地震分布等に基づき、深さ15kmの位置に設定

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 応答スペクトルに基づく地震動評価

検討用地震とした「横浜断層による地震」の基本震源モデル及び不確かさを考慮した検討ケースについて、応答スペクトルに基づく地震動評価を実施。

- 「Noda et al.(2002)」による応答スペクトル評価を用いる。
- 敷地において、内陸地殻内地震の観測記録が十分に得られていないことから、Noda et al.(2002)による内陸地殻内地震の補正係数による低減を用いない。
- 敷地における内陸地殻内地震の観測記録が少ないことを踏まえ、基本震源モデルについて、内陸地殻内地震に適用可能な距離減衰式であるKanno et al. (2006)、Zhao et al(2006)、内山・翠川(2006)に基づく地震動評価を行う。

■ 各種距離減衰式の概要

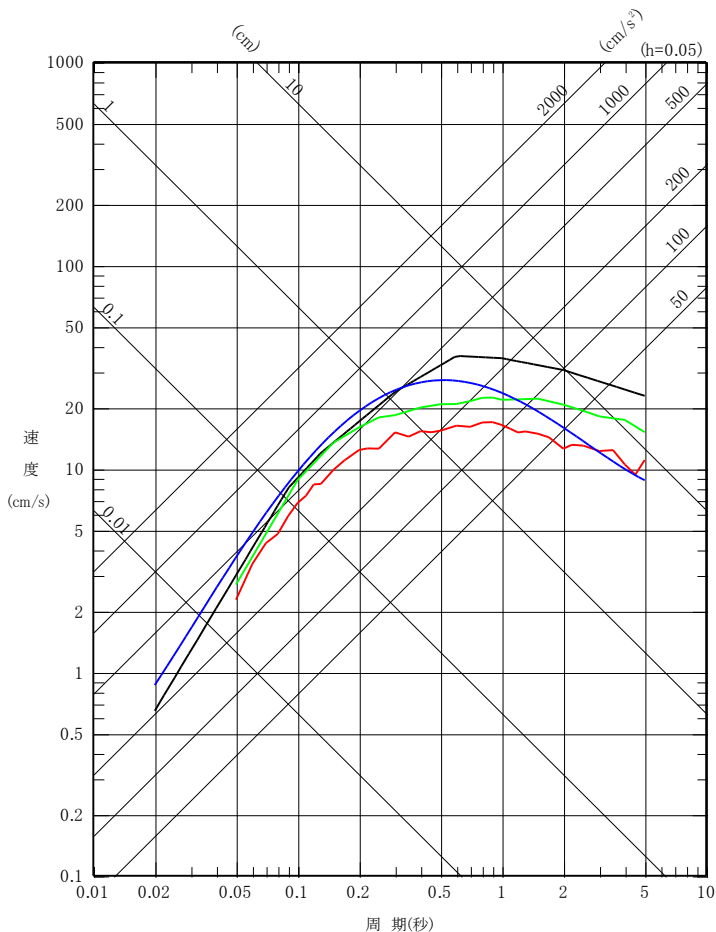
距離減衰式	DB対象地域	地震タイプ	主なパラメータ	Mの範囲	距離の範囲	地盤条件・種別	地震動評価できる方向
Noda et al.(2002)	国内	主に太平洋沿岸の60km以浅の地震	M、等価震源距離、Vs、Vp、地盤の卓越周期	M5.5～7.0 (M8.5まで適用可能)	28～202km (等価震源距離)	$500 \leq V_s \leq 2700\text{m/s}$	水平方向 鉛直方向
Kanno et al.(2006)	主に国内	内陸地殻内地震、プレート間地震、海洋プレート内地震	Mw、断層最短距離、震源深さ、AVS30	Mw5.5～8.2	1～500km (断層最短距離)	$100 \leq AVS30 \leq 1400\text{m/s}$	水平方向
Zhao et al.(2006)			Mw、断層最短距離、震源深さ	Mw5.0～8.3	0.3～300km (断層最短距離)	Soft soil (AVS=200m/s) ～ Hard rock (AVS>1100m/s)	水平方向
内山・翠川(2006)			日本周辺	Mw、断層最短距離、震源深さ	Mw5.5～8.3	300km以内 (断層最短距離)	$150 \leq AVS30 \leq 750\text{m/s}$

AVS: 地表から深さ30mまでの平均S波速度

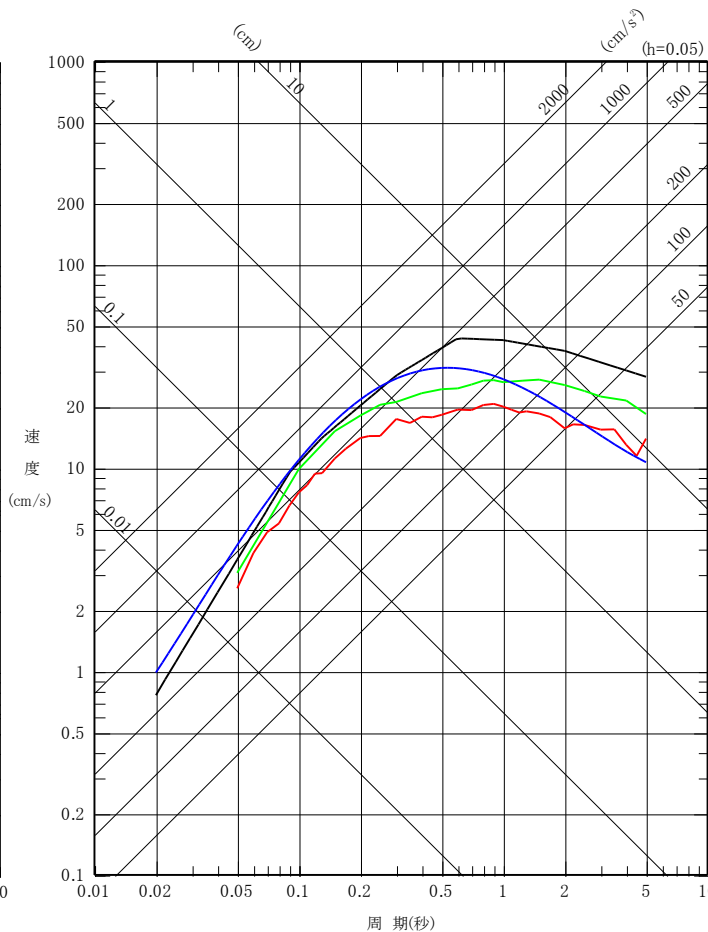
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3内陸地殻内地震 応答スペクトルに基づく地震動評価結果

— Noda et al.(2002) (M7.0, Xeq=23km)
— Kanno et al.(2006)
— Zhao et al.(2006)
— 内山・翠川(2006)

— Noda et al.(2002) (M7.1, Xeq=22km)
— Kanno et al.(2006)
— Zhao et al.(2006)
— 内山・翠川(2006)



基本震源モデル



傾斜角の不確かさを考慮したケース

水平方向

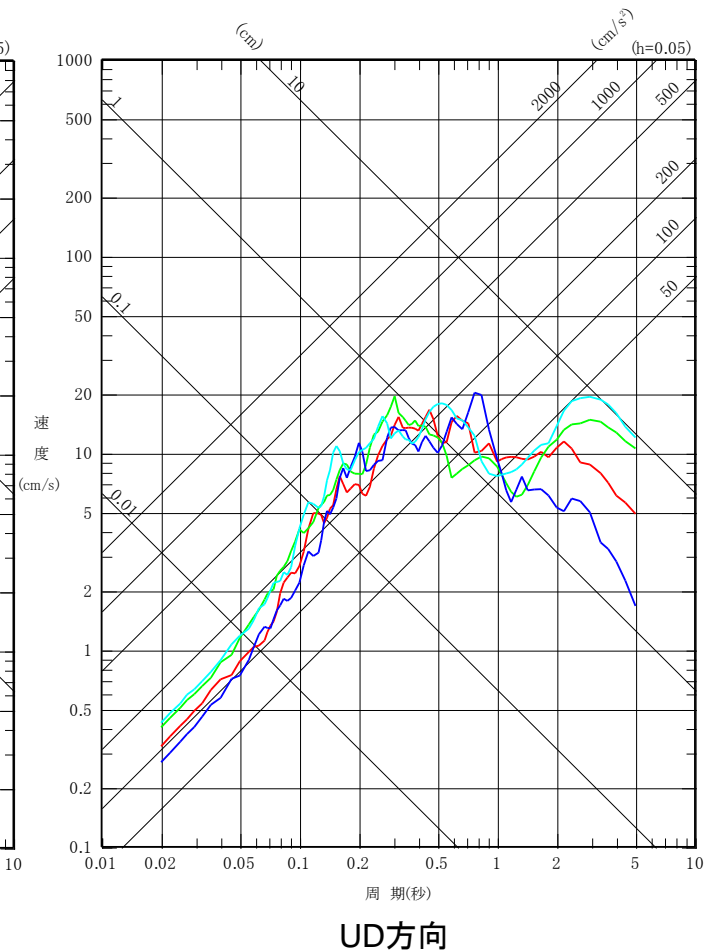
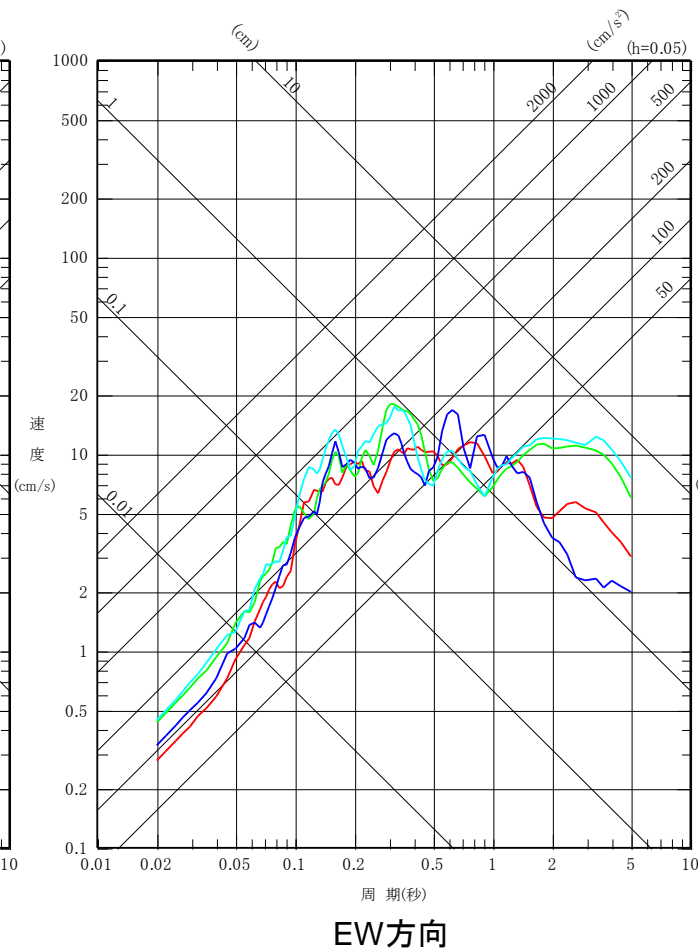
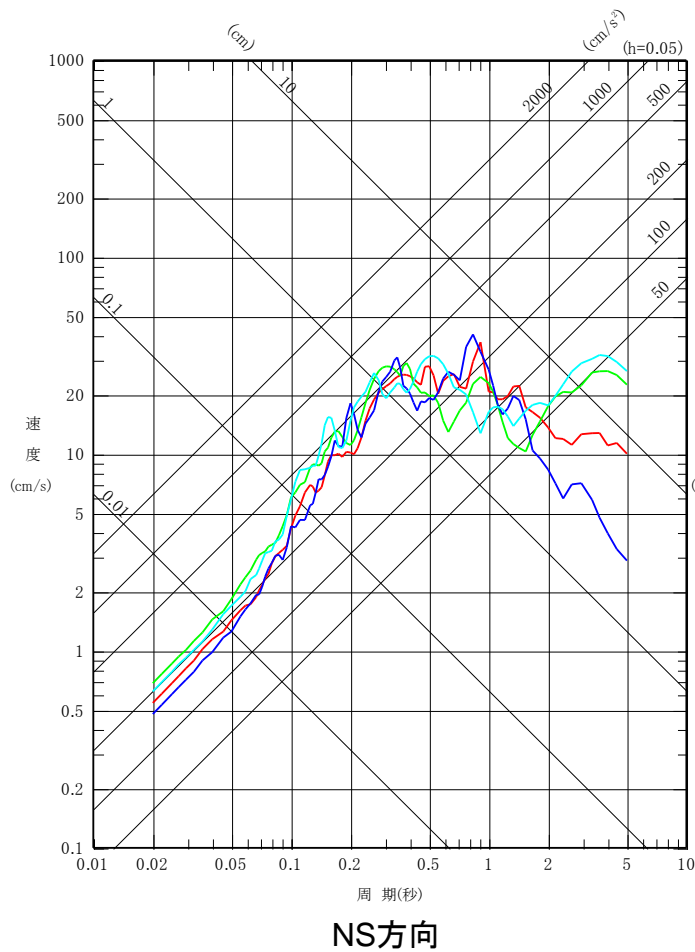
	M	Mw	等価震源距離 (km)	断層最短距離 (km)
基本震源モデル	7.0	6.5	23	13
傾斜角の不確かさを考慮したケース	7.1	6.6	22	12

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動 / 2.3内陸地殻内地震 断層モデルを用いた手法 (SGF) ①基本震源モデル (応答スペクトル)

— 破壊開始点1
— 破壊開始点2
— 破壊開始点3
— 破壊開始点4

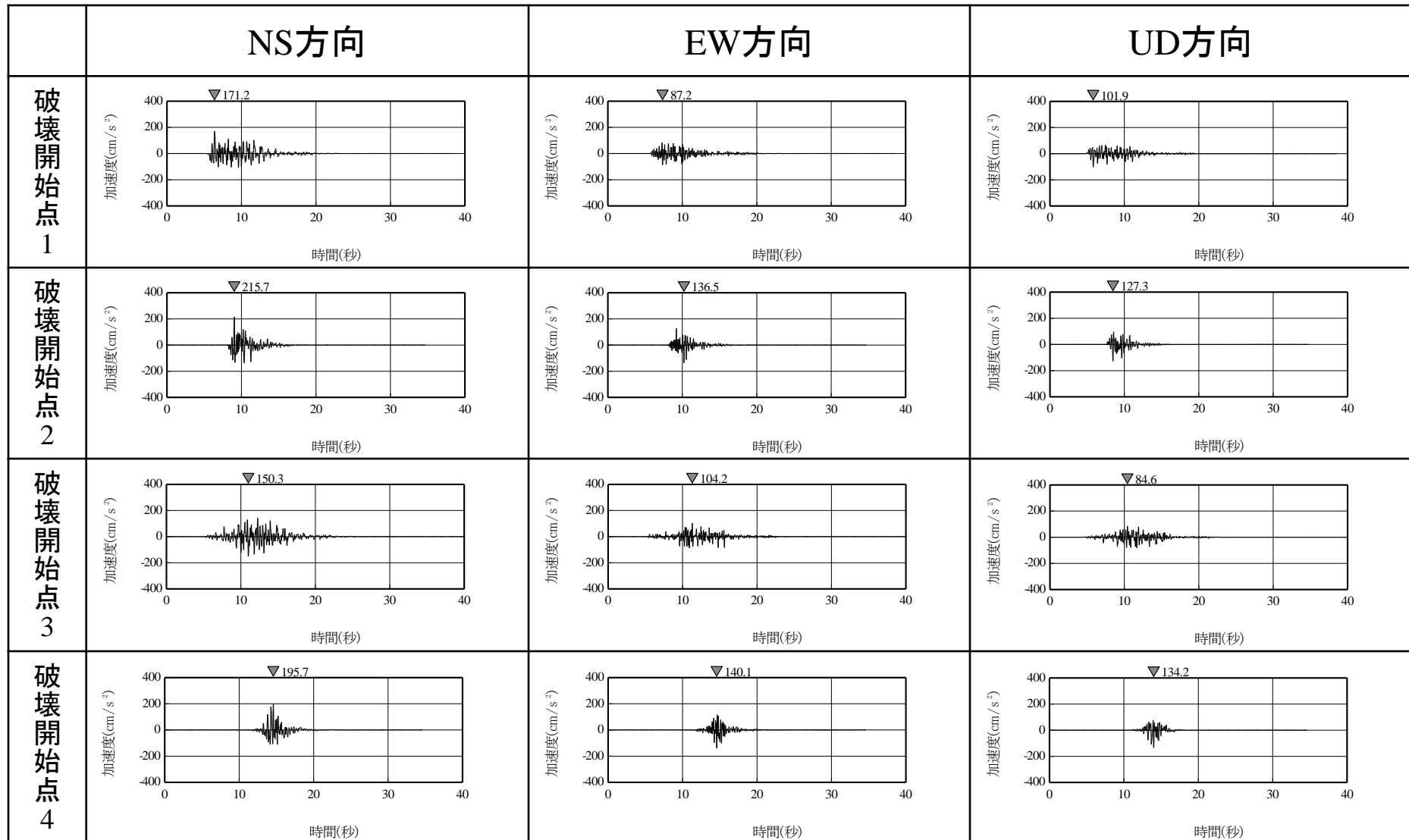
— 破壊開始点1
— 破壊開始点2
— 破壊開始点3
— 破壊開始点4

— 破壊開始点1
— 破壊開始点2
— 破壊開始点3
— 破壊開始点4



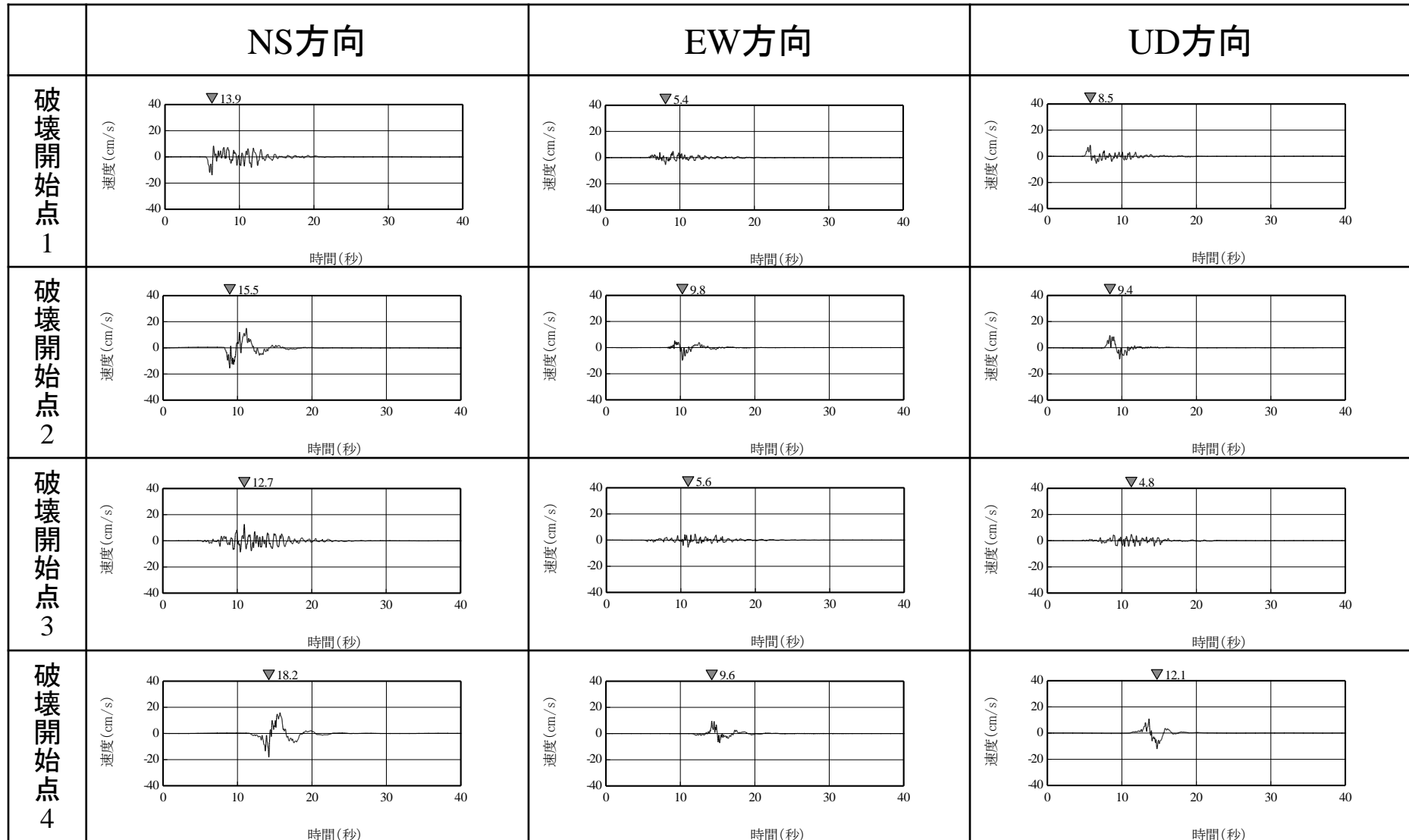
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

断層モデルを用いた手法(SGF) ①基本震源モデル(時刻歴波形:加速度)



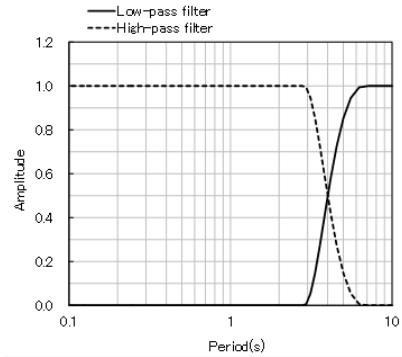
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

断層モデルを用いた手法(SGF)①基本震源モデル(時刻歴波形:速度)

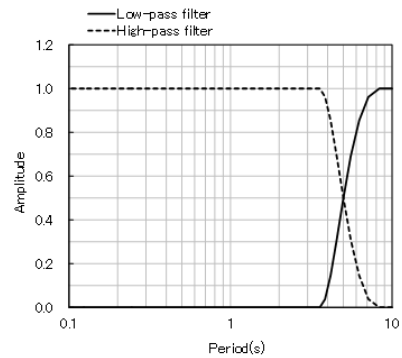


2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震 断層モデルを用いた手法(ハイブリッド合成法)①基本震源モデル(応答スペクトル)

●横浜断層による地震(基本震源モデル)のハイブリッド合成法による評価結果
・破壊開始点1,3は、接続周期を5秒、破壊開始点2,4は、接続周期を4秒とした。

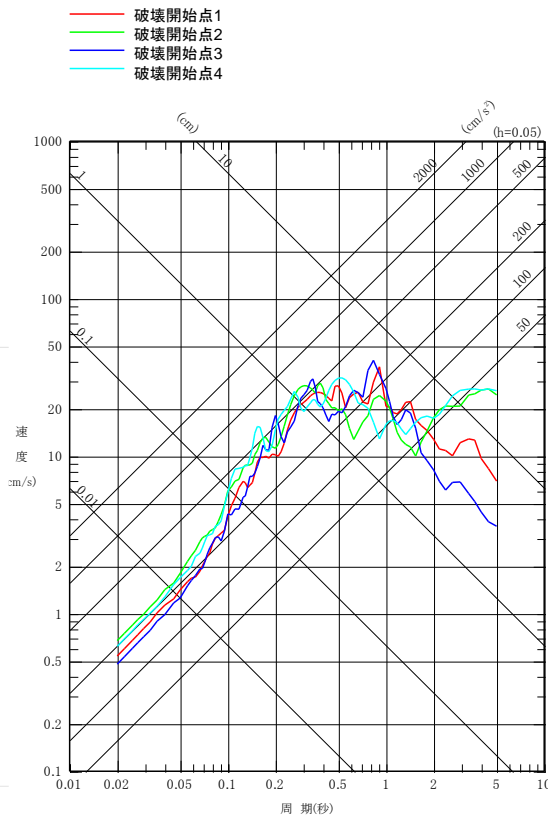


破壊開始点1,3

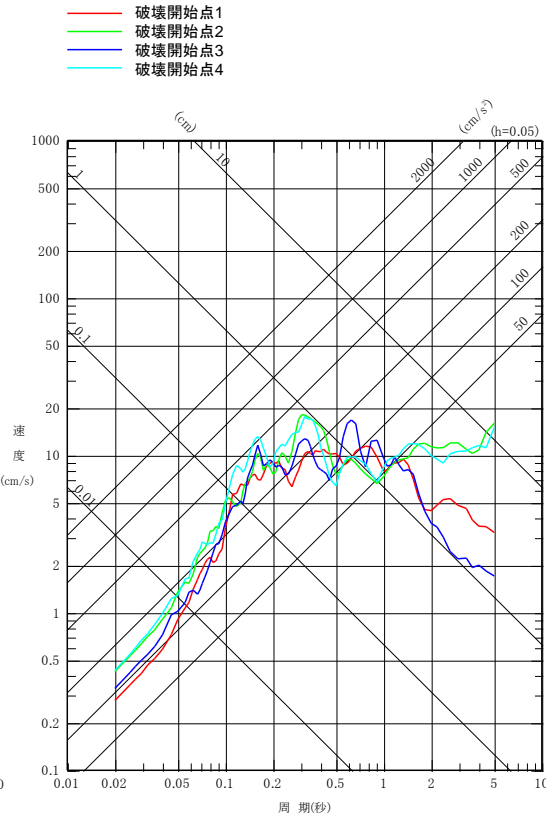


破壊開始点2,4

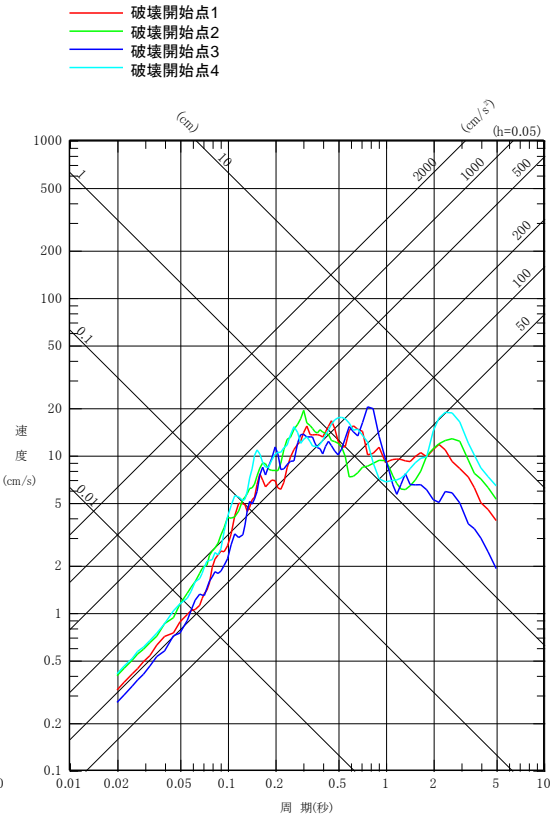
マッチングフィルター



NS方向



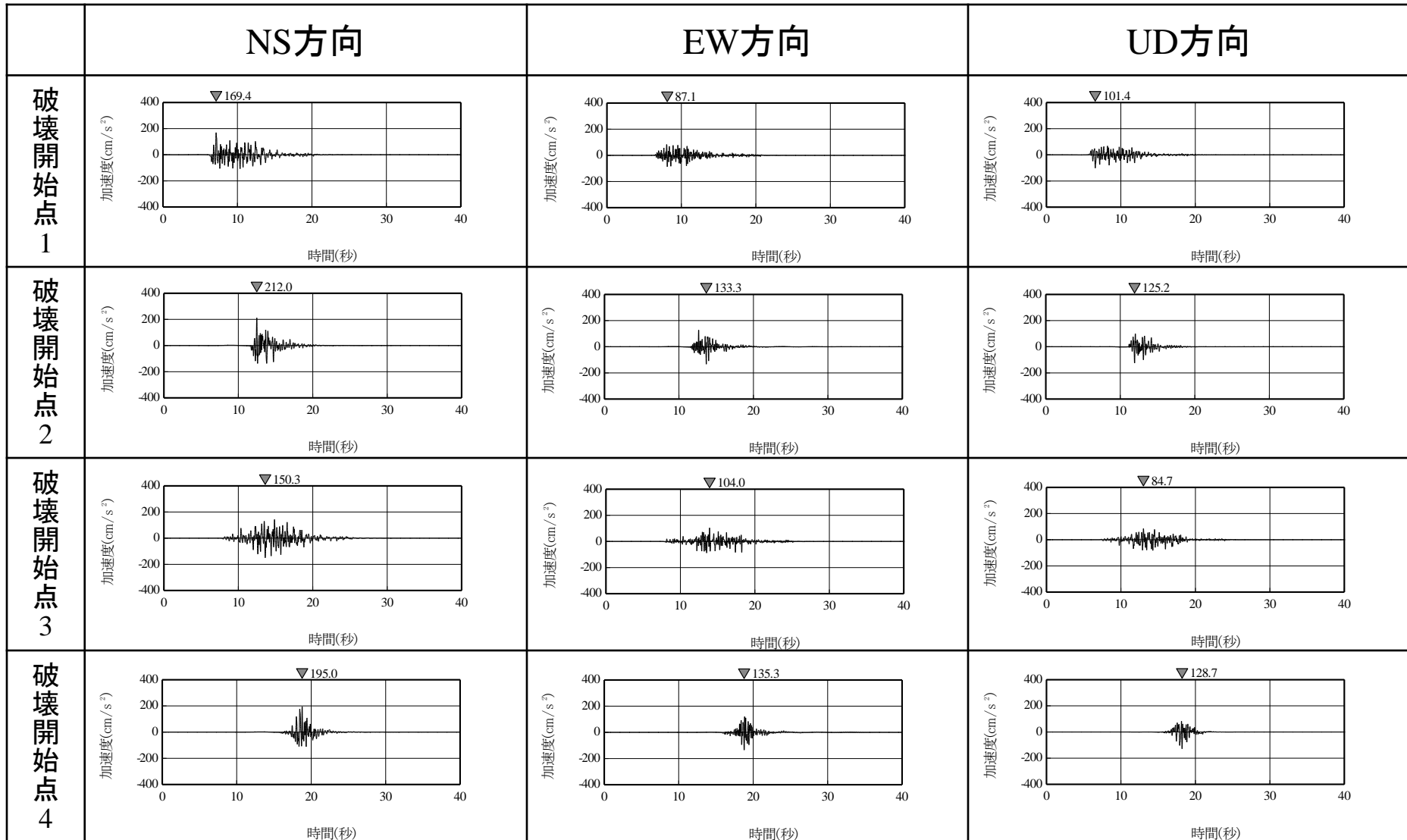
EW方向



UD方向

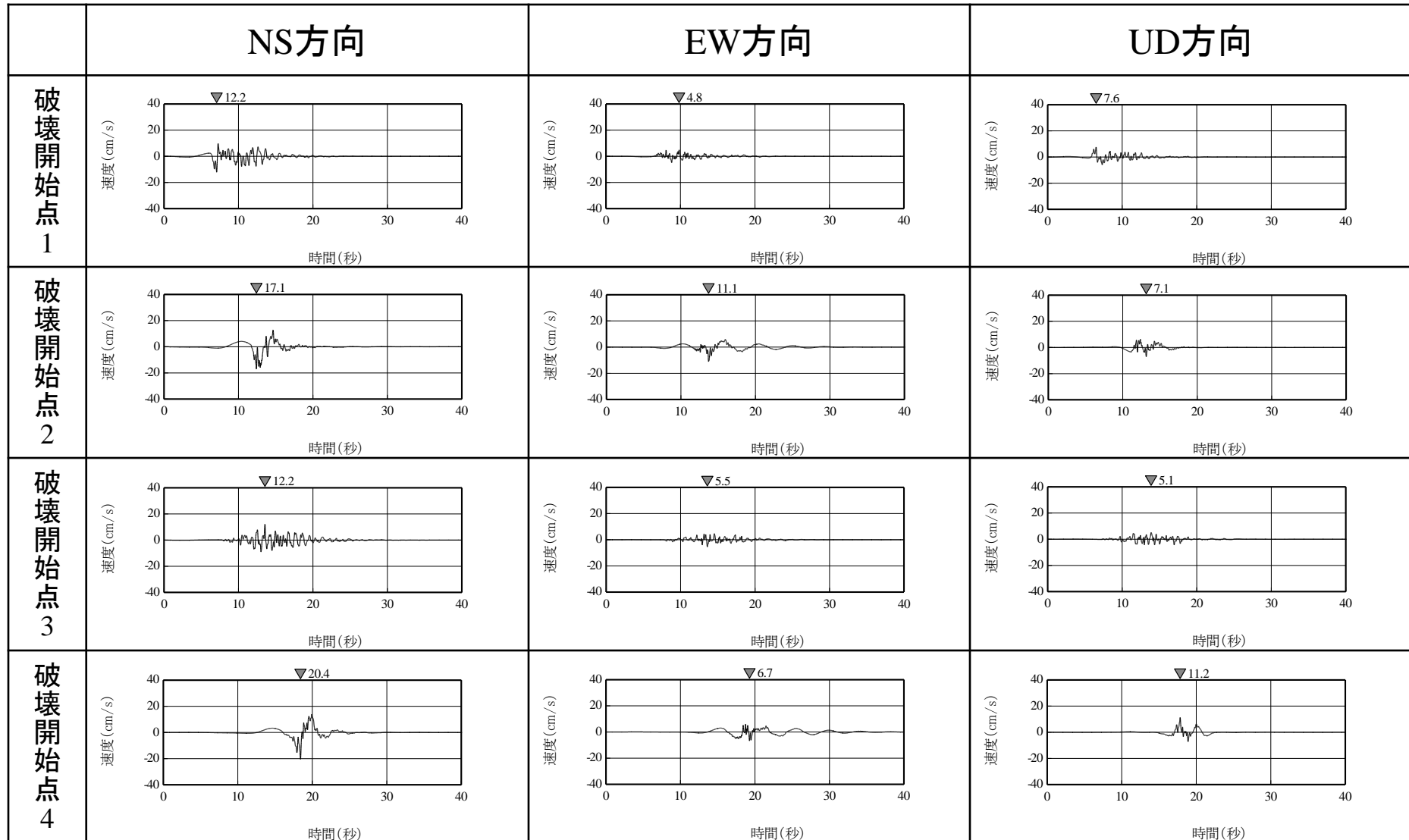
2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

断層モデルを用いた手法(ハイブリッド合成法) ①基本震源モデル(時刻歴波形:加速度)



2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

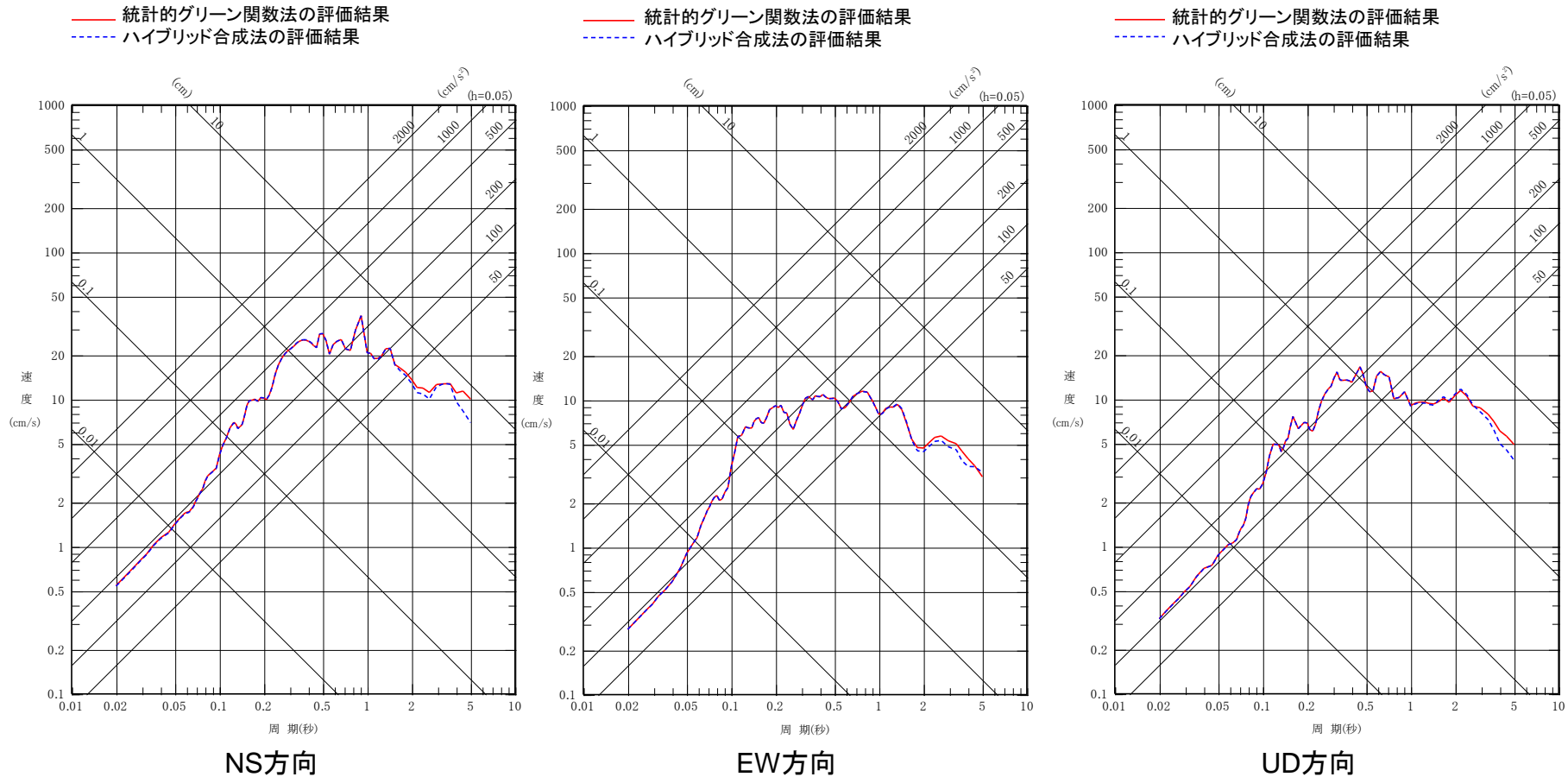
断層モデルを用いた手法(ハイブリッド合成法)①基本震源モデル(時刻歴波形:速度)



2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

①基本震源モデル SGFとハイブリッド合成法の比較(破壊開始点1)

■ 基本震源モデルの破壊開始点1のモデルにおいて、統計的グリーン関数法とハイブリッド合成法の比較を行う。

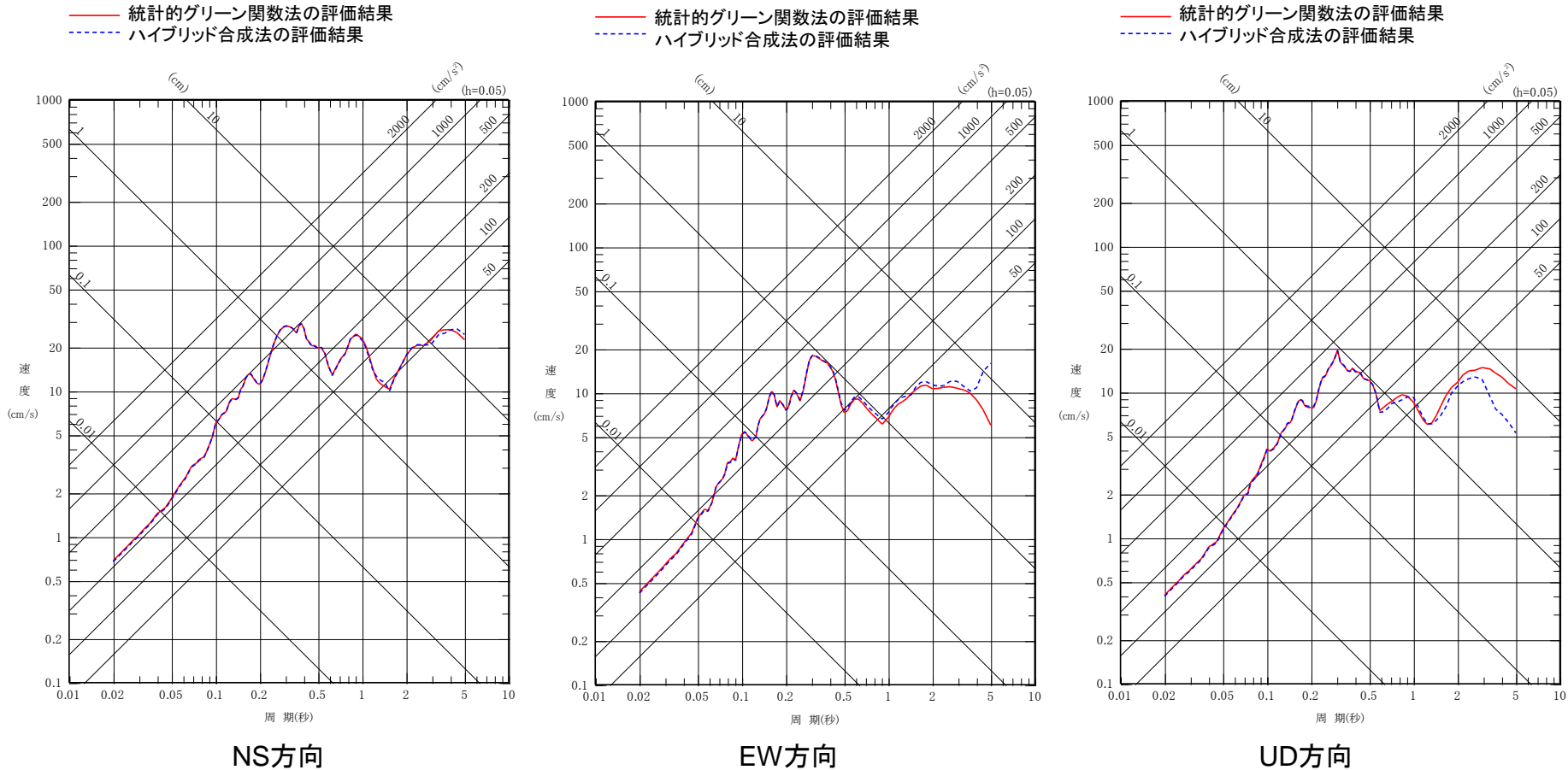


基本震源モデルの破壊開始点1の地震動評価では、統計的グリーン関数法による評価とハイブリッド合成法による評価が同程度となる。

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

①基本震源モデル SGFとハイブリッド合成法の比較(破壊開始点2)

■ 基本震源モデルの破壊開始点2のモデルにおいて、統計的グリーン関数法とハイブリッド合成法の比較を行う。

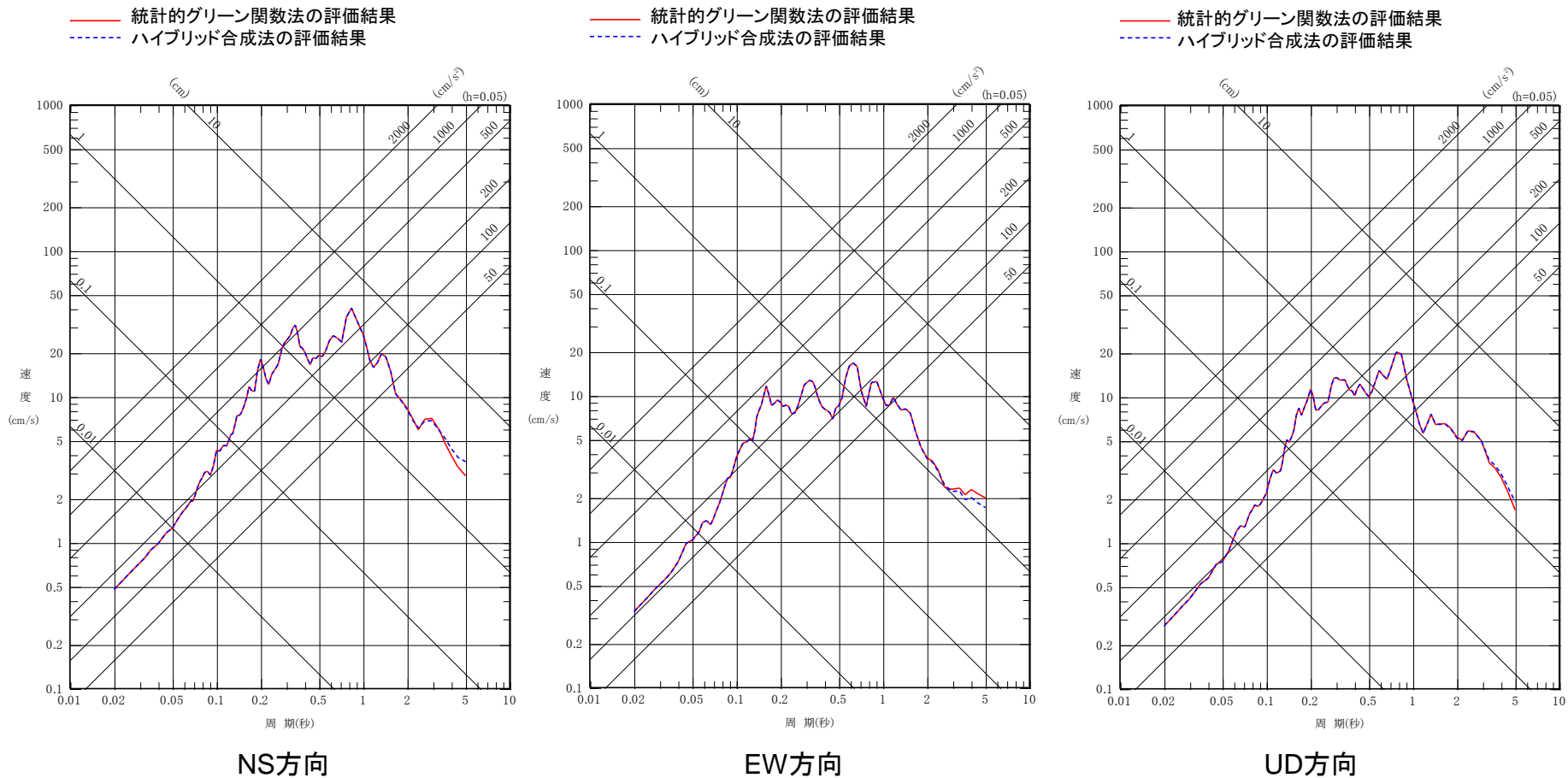


基本震源モデルの破壊開始点2の地震動評価では、統計的グリーン関数法による評価とハイブリッド合成法による評価が同程度となる。

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

①基本震源モデル SGFとハイブリッド合成法の比較(破壊開始点3)

■ 基本震源モデルの破壊開始点3のモデルにおいて、統計的グリーン関数法とハイブリッド合成法の比較を行う。

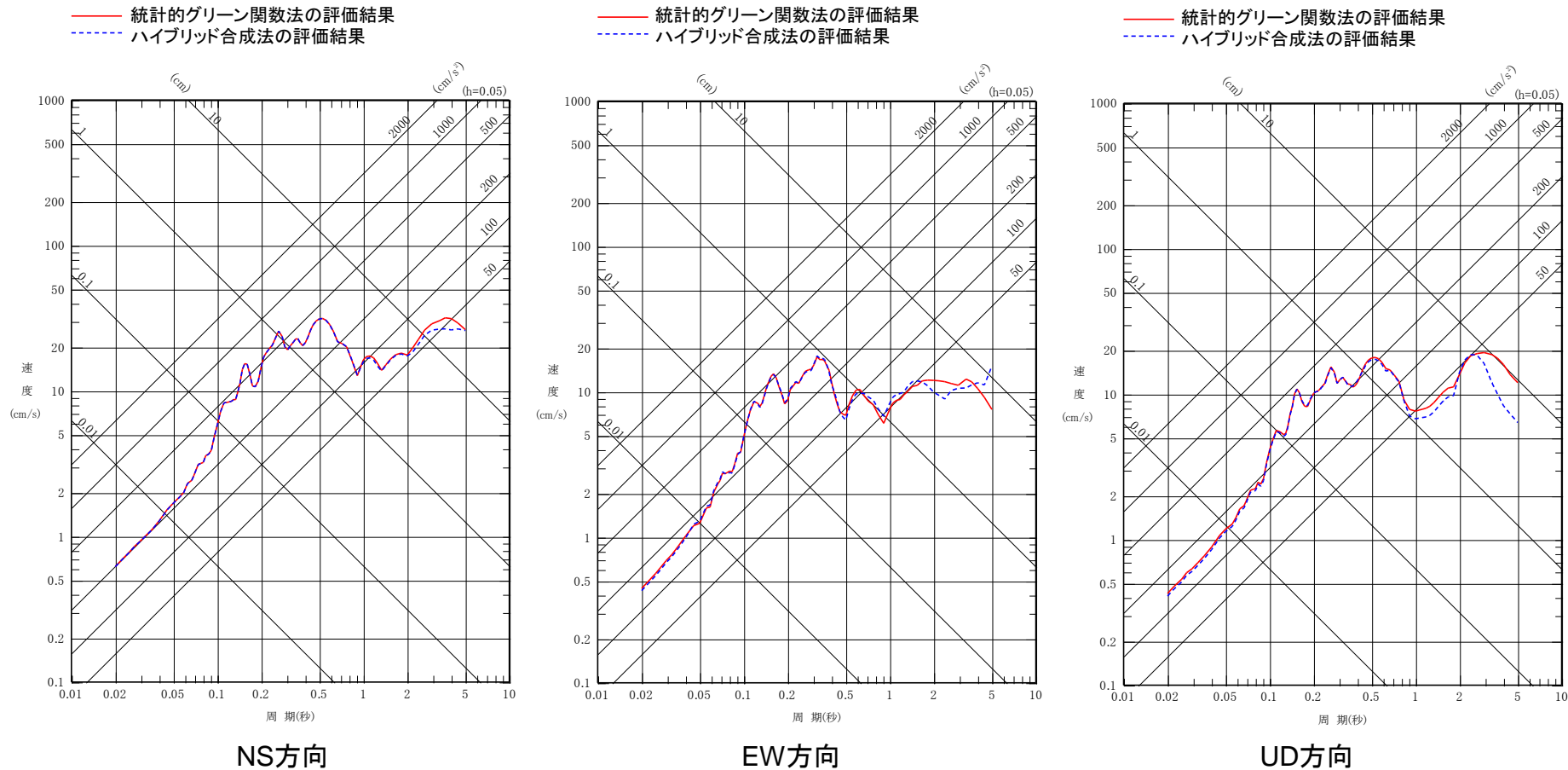


基本震源モデルの破壊開始点3の地震動評価では、統計的グリーン関数法による評価とハイブリッド合成法による評価が同程度となる。

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震

①基本震源モデル SGFとハイブリッド合成法の比較(破壊開始点4)

■ 基本震源モデルの破壊開始点4のモデルにおいて、統計的グリーン関数法とハイブリッド合成法の比較を行う。



基本震源モデルの破壊開始点4の地震動評価では、統計的グリーン関数法による評価とハイブリッド合成法による評価が同程度となる。

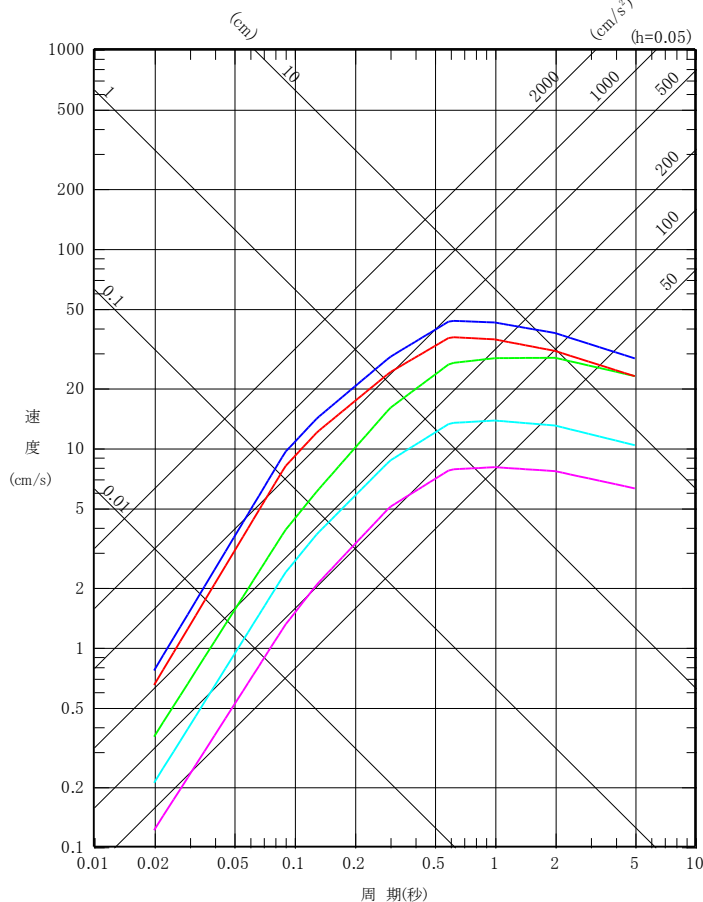
むつ地点の横浜断層による地震の地震動評価では、統計的グリーン関数法による評価とハイブリッド合成法による評価は、同程度となるため、不確かさを考慮した検討においては、統計的グリーン関数法を用いた評価を実施する。

2.敷地ごとに震源を特定して策定する地震動／2.3内陸地殻内地震(参考)

根岸西方断層の連動による地震を仮定した場合の敷地への影響確認

- 横浜断層による地震の基本震源モデル※ (断層長さ27km, M7.0, Xeq=23km)
- 横浜断層による地震の断層傾斜角の不確かさ考慮ケース※ (断層長さ27km, M7.1, Xeq=22km)
- 根岸西方断層～青森湾西岸断層帯の連動による地震※ (断層長さ69.9km, M7.7, Xeq=68km)
- 根岸西方断層による地震※ (断層長さ39.6km, M7.2, Xeq=63km)
- 青森湾西岸断層帯による地震※ (断層長さ30.3km, M7.1, Xeq=79km)

※地震動レベルを確認する観点から、震源断層面積に基づいた地震規模、等価震源距離を用いて評価。



■ 根岸西方断層と青森湾西岸断層帯については、個別の断層と判断されるものの、念のための仮の評価として「根岸西方断層～青森湾西岸断層帯の連動による地震」を応答スペクトルに基づく手法(Noda et al.(2002))を用いて地震動を評価し、横浜断層による地震と比較をすることにより、敷地への影響を確認する。



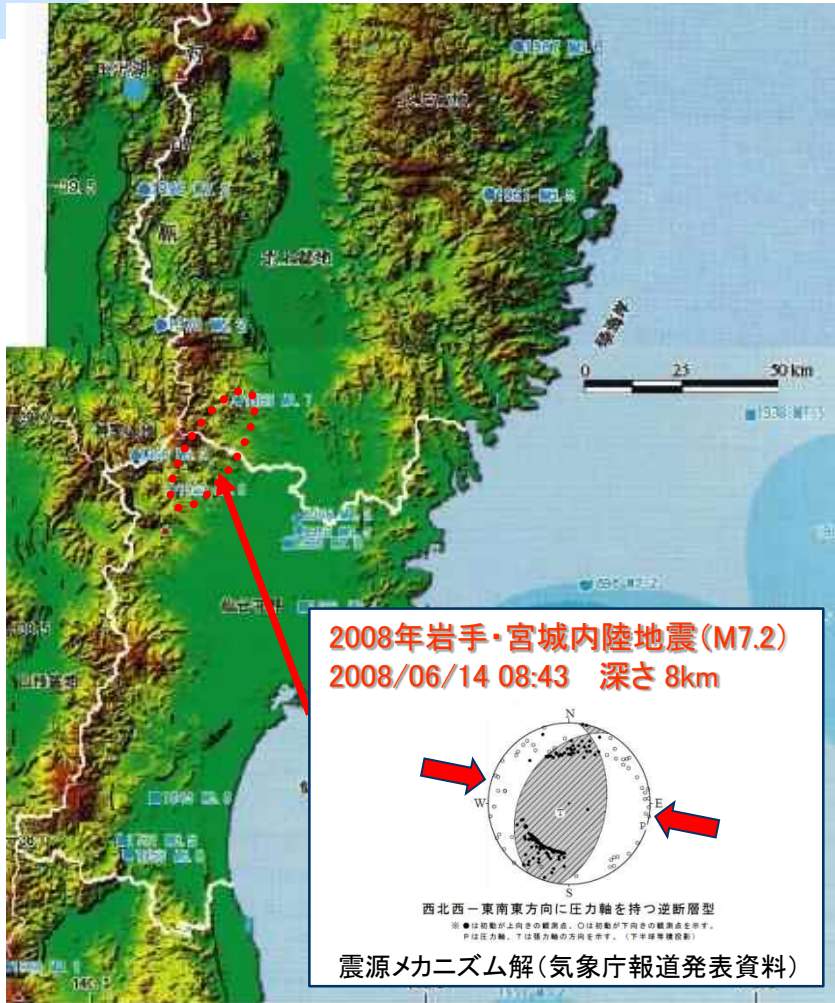
■ 「根岸西方断層～青森湾西岸断層帯の連動による地震」は、「横浜断層による地震の基本震源モデル」及び「横浜断層による地震の傾斜角の不確かさを考慮したケース」に比べて、敷地に与える影響は小さい。

Noda et al.(2002)を用いた根岸西方断層～青森湾西岸断層帯の連動による地震の評価結果と横浜断層による地震の評価結果の比較

1. 地下構造モデルの策定
 - 1.1 地質調査結果に基づく地下構造
 - 1.2 地震観測記録の分析
 - 1.3 地下構造モデルの設定
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
 - 2.2 海洋プレート間地震
 - 2.3 内陸地殻内地震
3. 震源を特定せず策定する地震動
 - 3.1 Mw6.5以上の2地震
 - 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震
4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響

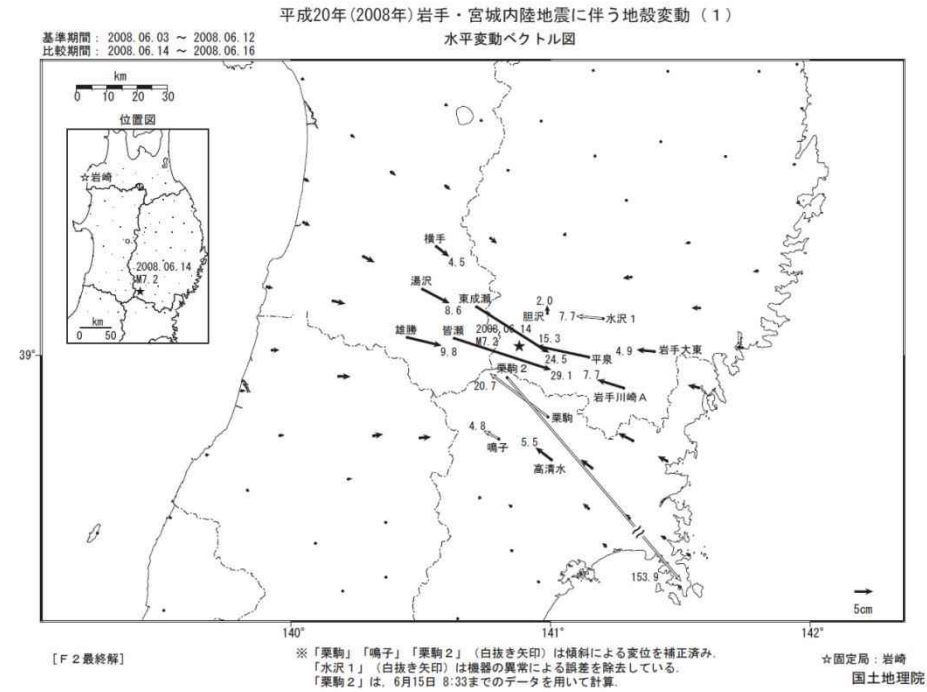
3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1 Mw6.5以上の2地震(1) 2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性

2008年岩手・宮城内陸地震の概要

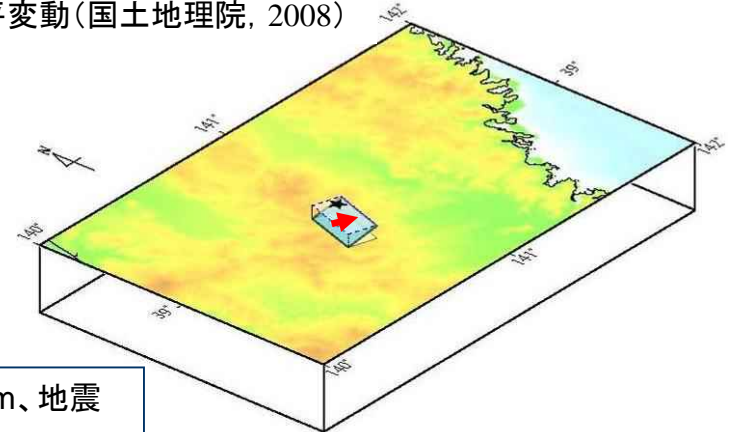


「日本の地震活動」(地震調査委員会, 1999に加筆)

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



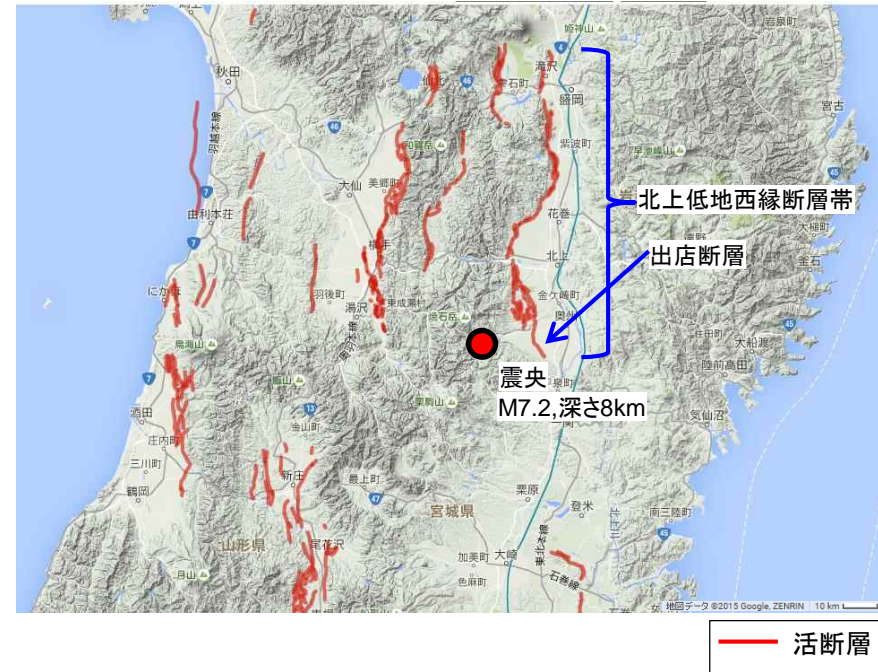
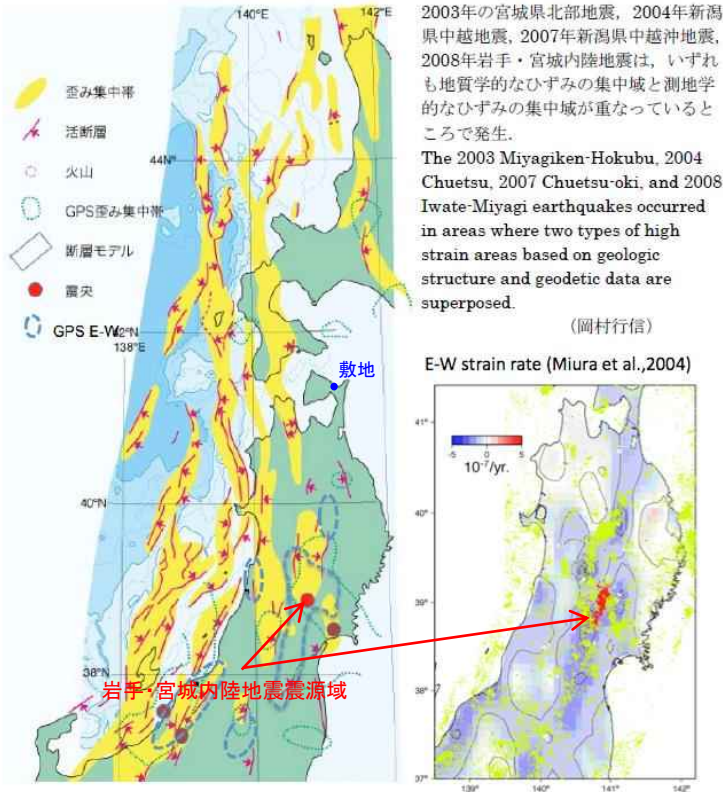
GPSで測定された水平変動(国土地理院, 2008)



地殻変動から推定された断層モデル (国土地理院, 2008)

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1 Mw6.5以上の2地震(1)2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性

ひずみ集中帯および活断層の分布



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

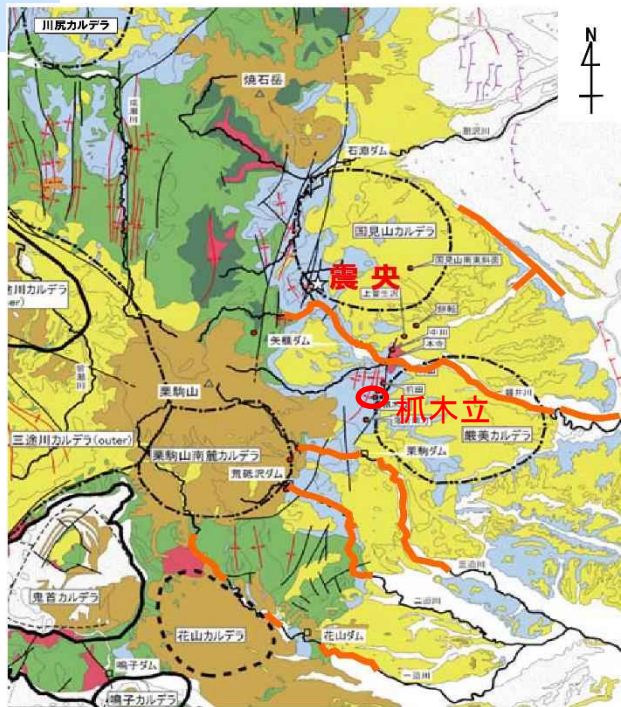
東大出版会 (2002) 「日本海東縁の活断層と地震テクトニクス」を簡略化。
ひずみ集中帯等分布図
(産業技術総合研究所, 2009に加筆)

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

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1 Mw6.5以上の2地震(1) 2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性

審査会合(H30.9.14)
資料2-4-2 p133 再掲

変位地形

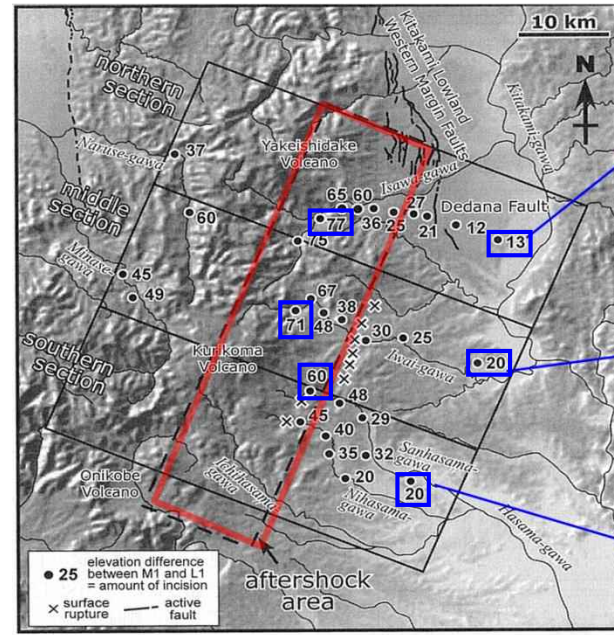


引用 地質図:東北建設協会(2006)を一部修正
カルデラ分布:吉田ほか(2005)の重力図を基に修正

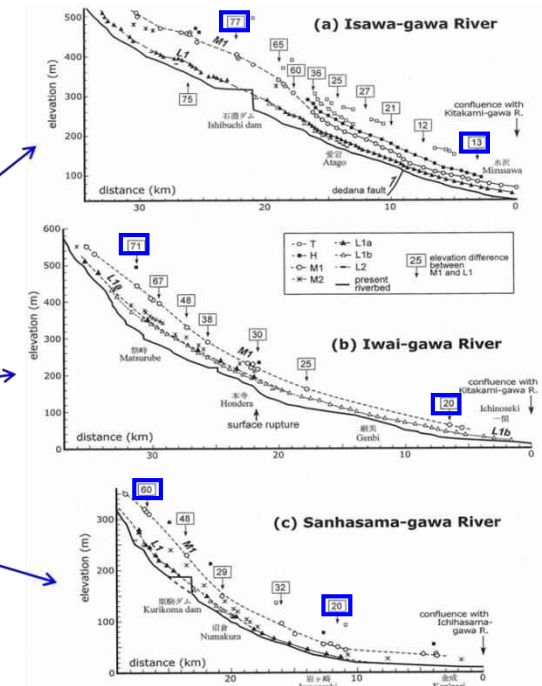


河川沿いの一部に認められる

※地質年代
PG1~4: 漸新世~前中新世, N1: 前中新世~中中新世, N2: 中中新世~後中新世
N3: 後中新世~鮮新世, Q: 更新世, H: 完新世



震源域の河床および段丘面縦断図と比高

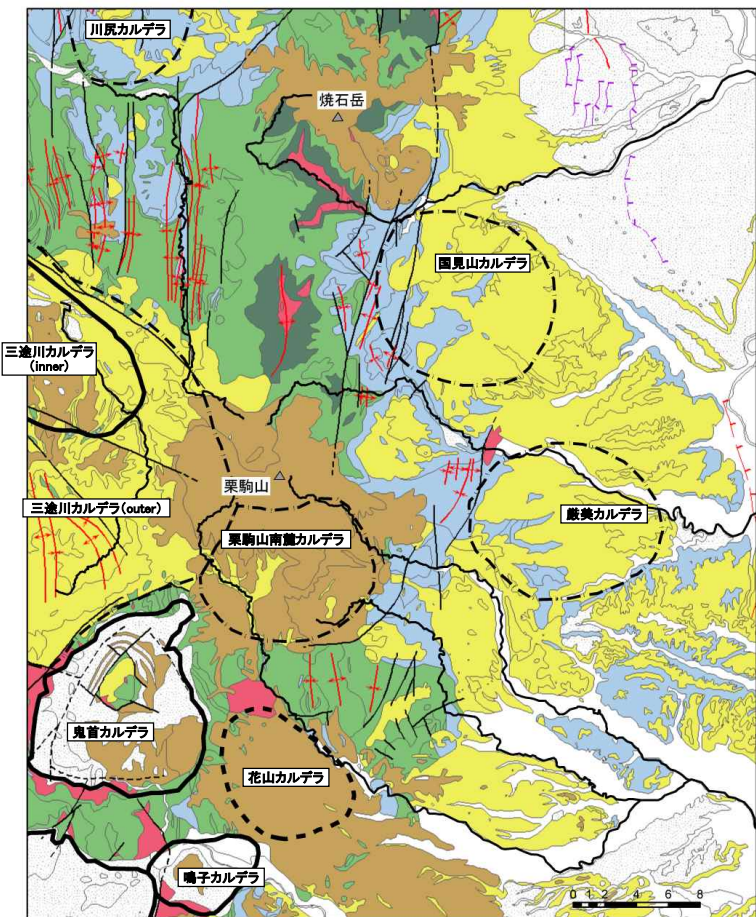


田力ほか(2009)に加筆

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

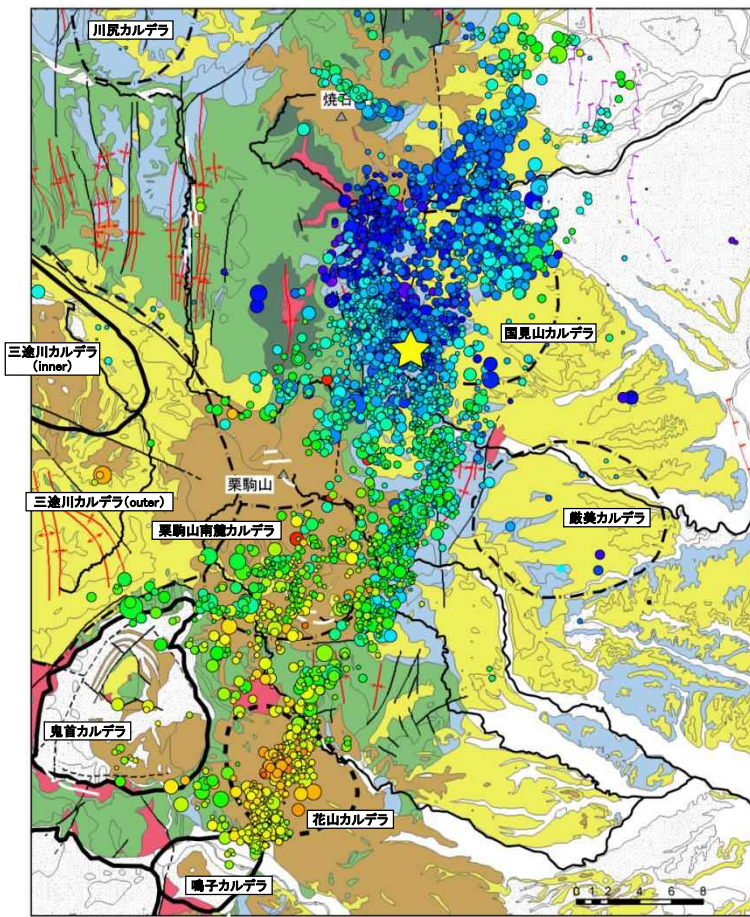
震源域周辺の広域地質図 社団法人東北建設協会監修(2006)に加筆

(参考) 地質・地質構造による比較・検討 (岩手・宮城内陸地震震央周辺)



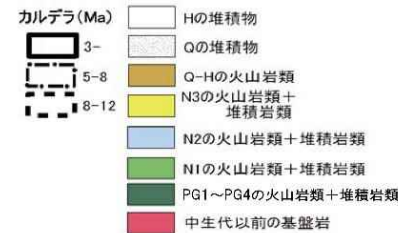
引用 地質図:東北建設協会(2006)を一部修正
カルデラ分布:吉田ほか(2005)を重力図を基に修正

震源域周辺の広域地質図
社団法人東北建設協会監修(2006)に加筆

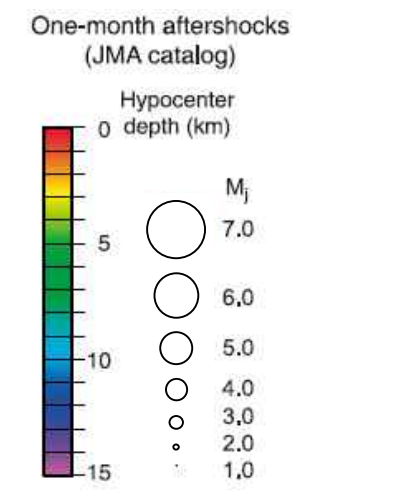


引用 地質図:東北建設協会(2006)を一部修正
カルデラ分布:吉田ほか(2005)を重力図を基に修正

震源域周辺の広域地質図(岩手・宮城内陸地震余震分布追記)
社団法人東北建設協会監修(2006)に加筆



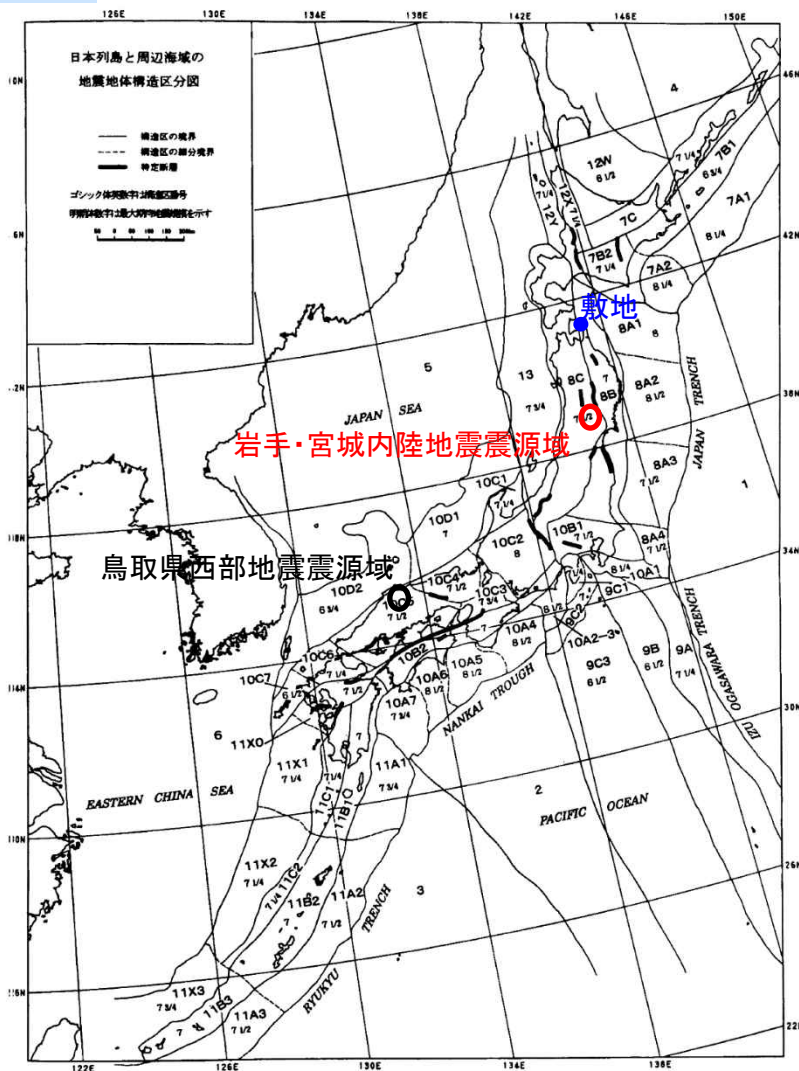
※地質年代
PG1~4:漸新世~前中新世,N1:前中新世~中中新世,N2:中中新世~後中新世
N3:後中新世~鮮新世,Q:更新世,H:完新世



➤ 余震分布範囲には、主に新第三系の火山岩類および堆積岩類が分布している。

3.震源を特定せず策定する地震動/3.1 Mw6.5以上の2地震(1)2008年岩手・宮城内陸地震震源域の地域性 (参考) 地震地体構造区分による比較・検討 (垣見ほか, 2003)

各地震地体構造区の特徴



(1) 構造区	(2) 地形・地質	(3) 活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴と主な起震断層名 (L) (km) M _L	(4) 浅発大・中地震活動と主な地震名 M _n	(5) M _{max}	(6) 特定断層・備考
8A3 常磐沖大断層	深海平坦面と海溝階断層	大, 長, A, 逆・正. 日本海溝に平行(逆), 大断層面で正・海溝のため評価せず	高 プレート境界付近の大地震域 ・1938年福島県沖 ・1896年慶島	7.5 7.3	7 1/2
8A4 親潮沖大断層	階段状平坦面をもつ海溝階断層	中, 長, A?, 逆・正. 日本海溝に(逆)および北東方向(正) ・海溝のため評価せず	プレート境界付近の大地震域 ・1953年房総沖地震 (h=60 km) ・1877年延宝 (M _B) は不確実	7.4	7 1/2
8B 東北日本弧外帯	外弧隆起帯, 安定域	極小, 短(長), C, 逆・横. ・三部断層帯	低 ・1931年岩手県東部 ・1895年霞ヶ浦 (M _{7.2}) および ・1902年三戸 (M ₇) はやや狭い (s)	6.5	7 折爪断層 (40 km) 双葉断層 (84 km) [福島県(1999)は北部の10数kmのみを評価]
8C 東北日本弧内帯	火山性内弧, 隆起優勢, 脊梁山地・出羽丘陵の火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯), 島弧方向の逆断層~褶曲発達	中, 中, B, 逆. 島弧と平行, 隆起帯基部に発達 ・関谷断層帯 ・会津盆地西縁断層帯 ・神埼山地西縁断層帯 ・奥町~利府断層帯 ・能代断層帯 ・北由利断層帯 ・函館平野西縁断層帯	高 東西庄館逆断層型 ・1766年津軽 ・830年出羽 ・1896年藤野 ・1914年秋田仙北 ・1704年羽後・津軽 ・1804年会津 ・1694年能代 ・1683年日光 ・1900年宮城県北部 ・1791年松本	7.1/4 7 ~ 7.5 7.2 7.1 7 ± 1/4 7 ± 0.1 7.0 7.0 7.0 6.3/4	7 1/2 福島盆地西縁断層帯 (47 km) [福島県(1998)および宮城県(2001)は一括活動を想定] 横手盆地東縁断層帯 (58 km) [分断型] 北上盆地西縁断層帯 (79 km) [岩手県(1998)は北部37 kmと南部24 kmを別々に評価, 推本(2001a)は一括活動を想定, 分割の可能性は今後の課題とした]
9A 伊豆小笠原海溝 大断層	海溝階断層, 北縁は本州弧下へ斜め沈み込み	[未検討海域] ・海溝のため評価せず	高 プレート境界付近の大地震域 ・1972年八丈島東方沖 (h=50 km) ・1916年八丈島東方	7.2 7.1	7 1/4
9B 伊豆小笠原外帯	外弧隆起帯, 北縁は本州弧下へ斜め沈み込み, 北部に強い堆積や海盆発達	極小?, 短?, 逆・正. [北縁部を除き未検討海域] ・海溝のため評価せず	低 (1884年以前の記録なし)	-	6 1/2
9C1 伊豆半島	火山性内弧・フィリピン海プレート北縁の衝突帯, 東縁と西縁は斜め沈み込み帯	大, 中・短, A・B, 横. 南北(左)と東西(西), 北北西方向圧縮. 西部に短い正断層 ・丹那断層帯	高 南北庄館傾ずれ断層型 ・1930年北伊豆 ・1633年相模・駿河・伊豆 ・1978年伊豆大島近海 ・841年伊豆 ・1974年伊豆半島沖	7.3 7 ± 1/4 7.0 7.0 6.9	7 1/4
9C2 鎮西海槽	火山性内弧, 火山島列の北東方向配列, 北方へ傾動	中, 中, 横・逆? 南東斜面基部に顕著な傾ずれ断層 ・海溝のため評価せず	北部で高, その他は不明 (1884年以前の記録なし)	<7	7
9C3 伊豆小笠原内帯 主要部	火山性内弧, 東縁に火山列中央部に海盆列と海底火山西部に海溝と凹地が断行配列	大, 長, 逆・正. 北部で海盆縁に南北性断層 ・海溝のため評価せず	中? (1884年以前の記録なし)	-	6 1/2
10A1 相模トラフ大断層	海溝階断層, 半島部は地震隆起帯成段丘, 相模湾内に隆起帯列	大, 長, A, 逆. 相模トラフと平行 ・鴨川地底断層帯 ・神流一國府津・松田断層帯 ・上記断層帯の海溝部は評価せず	高 プレート境界付近の大地震域 ・1703年元禄 ・1923年関東 ・1909年房総半島沖 ・1257年関東東南部	7.9 ~ 8.2 7.9 7.5 7 ~ 7.5	8 1/4

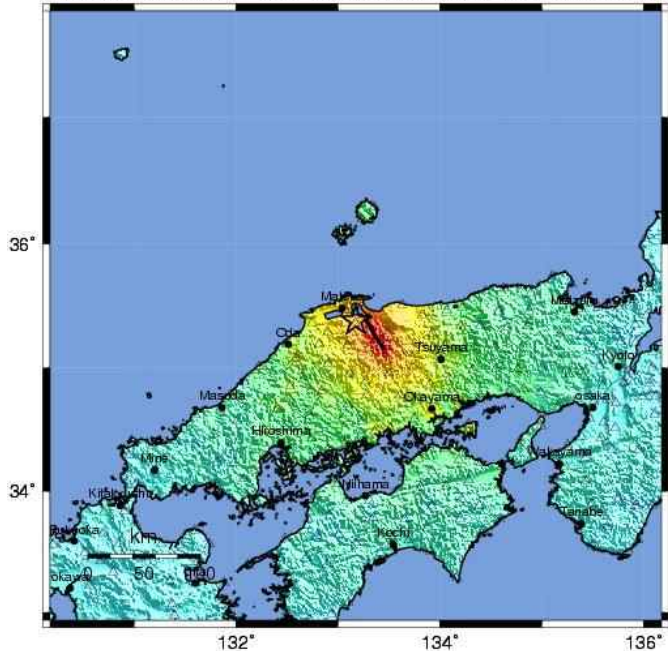
- 垣見ほか(2003)は、既往の知見を比較したうえで、垣見ほか(1994)の区分図を、各区の特徴、M_{max}、特定断層などに関して、最新のデータと知見に基づいて改定し、新たな地震地体構造区分図を作成している。
- 岩手・宮城内陸地震震源域は、(8C)東北日本弧内帯に区分されている。
- (8C)東北日本弧内帯の地形・地質は、火山性内弧、隆起優勢、脊梁山地とされており、逆断層~褶曲が発達しているとされており、浅発大・中地震活動が「高」とされている。
- 一方で、敷地周辺は、(8B)東北日本弧外帯(外弧隆起帯、安定域)に区分されるが、8Bと8Cの区分境界付近に位置している。

垣見ほか(2003)による地震地体構造区分図(一部加筆)

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1 Mw6.5以上の2地震 (2) 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

2000年鳥取県西部地震の概要

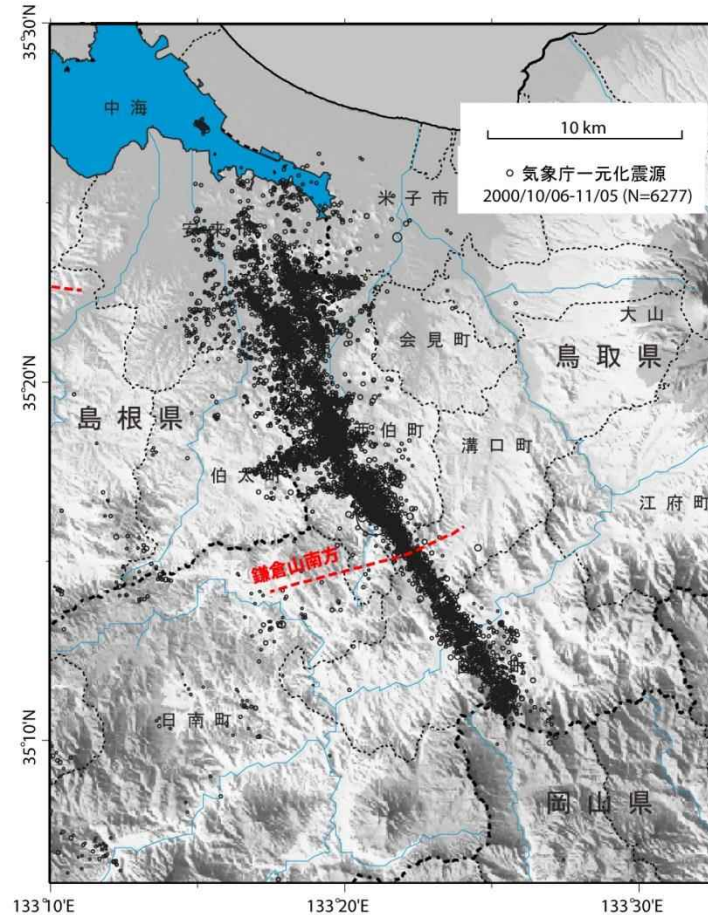
USGS ShakeMap : Tottori, Japan
Fri Oct 6, 2000 04:30:20 GMT M 6.7 N35.38 E133.17 Depth: 9.0km ID:200010060430



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

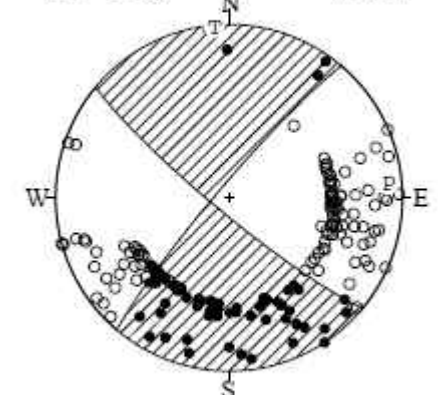
PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy	
PEAK ACC (%g)	<.17	.17-1.4	1.4-3.9	3.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL (cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-16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

地震の位置及び深度分布 (USGS, 2000)



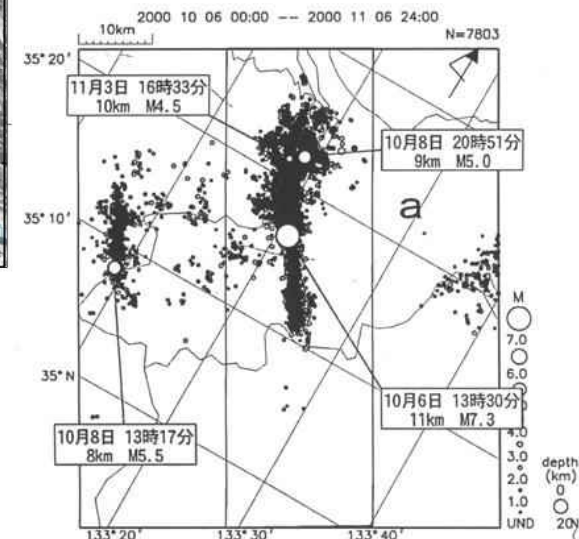
震央分布図

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



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

メカニズム解 (気象庁, 2000)

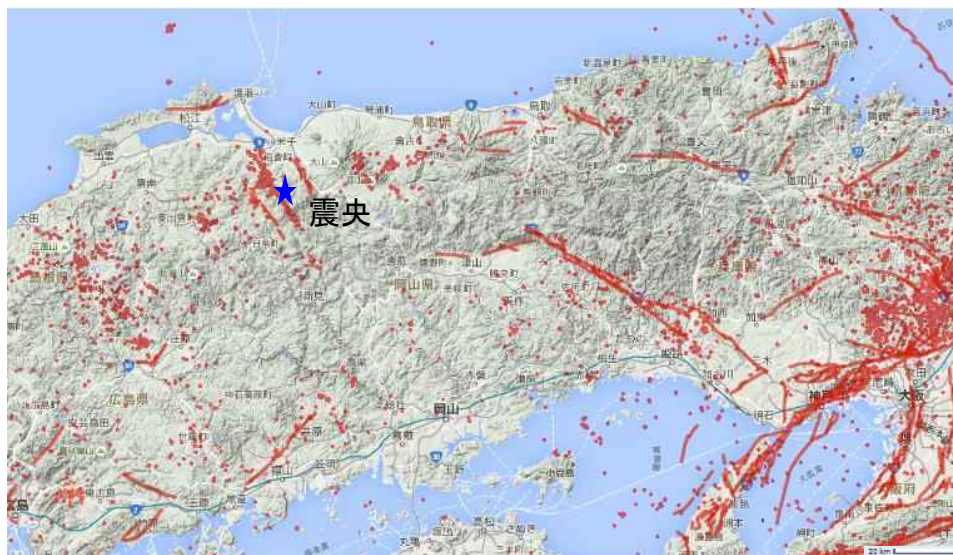


地震調査委員会 (2000) から抜粋

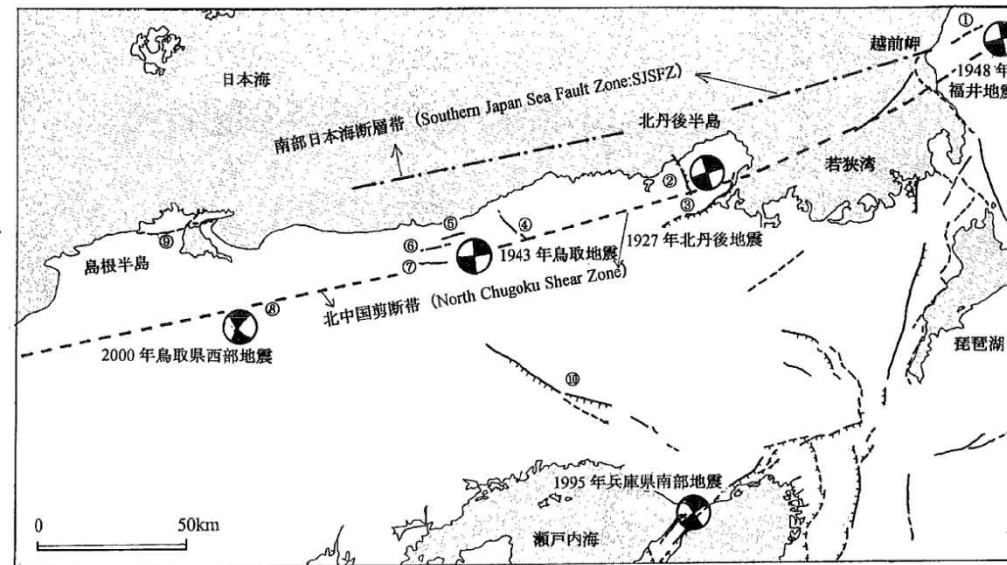
- 鳥取県西部地震は、2000年10月6日に鳥取県と島根県境で発生した地震で、震源深さ11km、地震の規模はMj7.3とされている。
- この地震は、北西-南東走向の横ずれ(左横ずれ)断層による地震とされている。

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1 Mw6.5以上の2地震 (2) 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

震源域周辺の活断層の特徴



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



第1図 山陰地域の主な地震の発震機構解と活断層

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

(岡田, 2002)

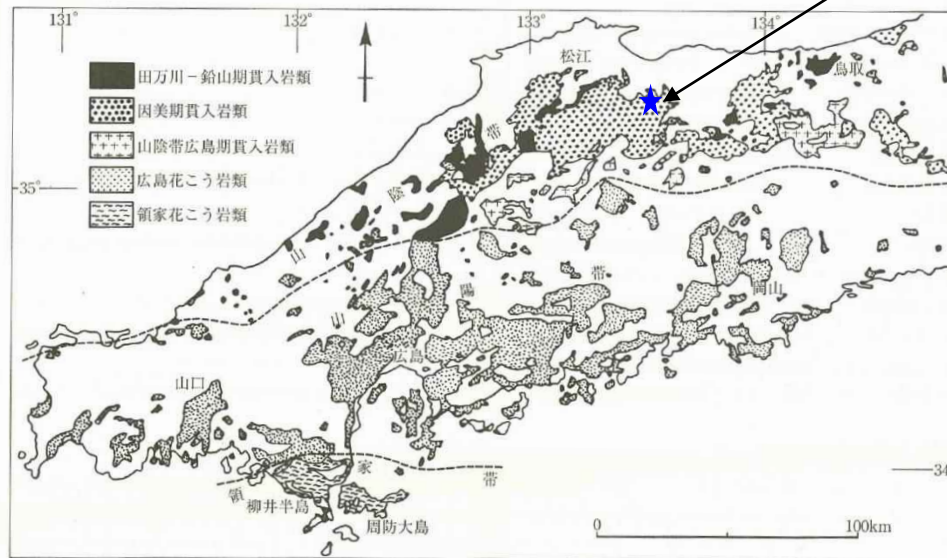
【岡田(2002)要約】

- 文献では、震源域周辺に活断層は記載されていない。
- 震源域周辺を含む山陰地方は、WNW-ESE方向の圧縮場のもとでENE-WNWとNNW-SSEの方向の横ズレ断層が卓越するとされている。
- 第四紀中期以降に新たな断層面を形成して、断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては、初期ないし未成熟な段階にある。

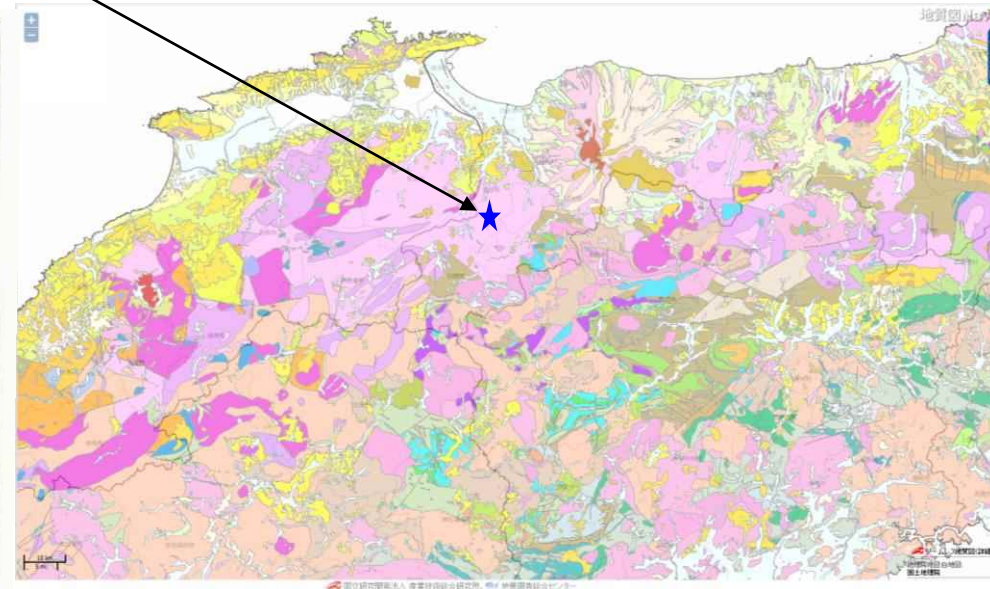
3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1 Mw6.5以上の2地震 (2) 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

震源域周辺の地質の特徴

震央



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



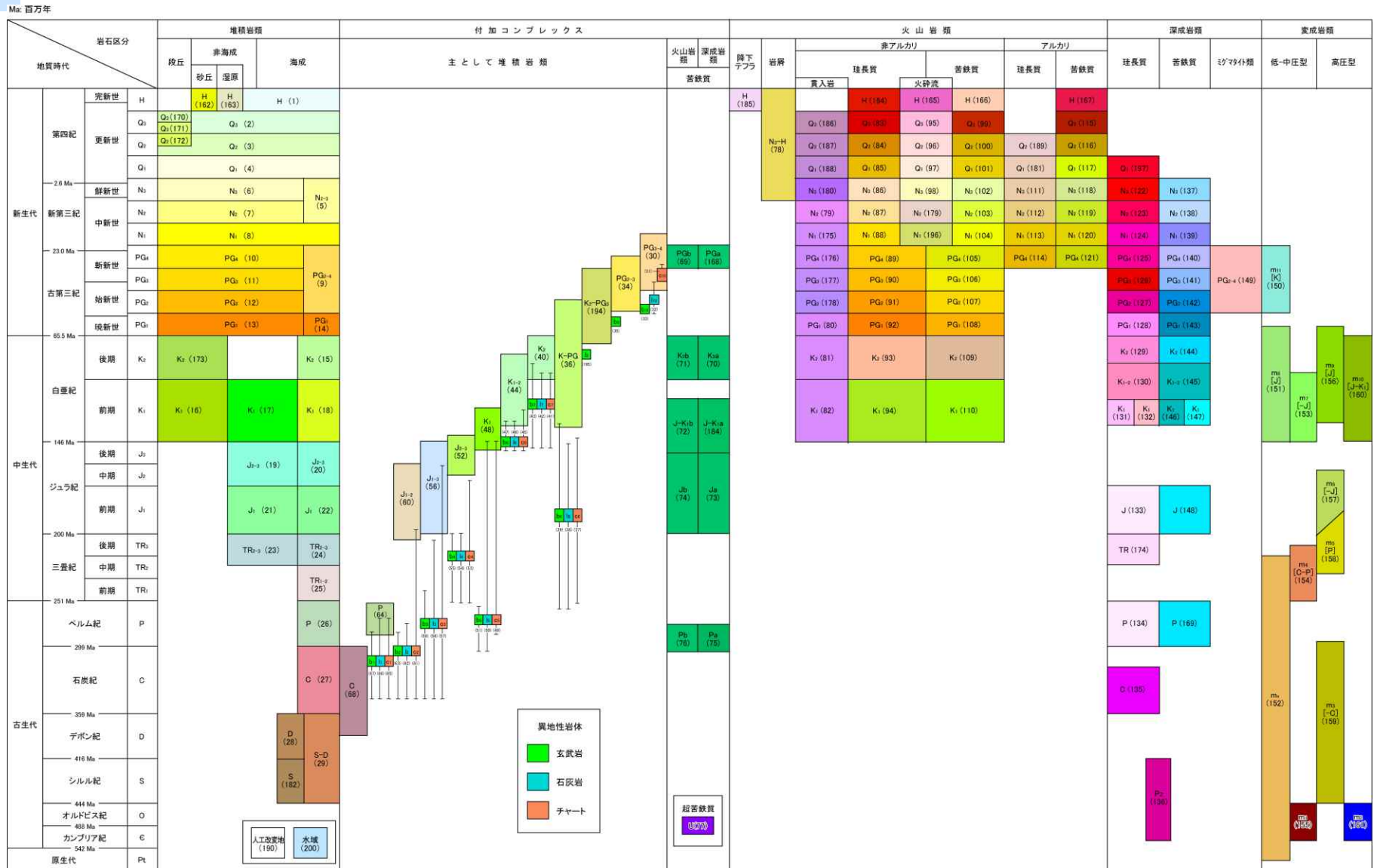
震源付近のシームレス地質図
(産業技術総合研究所, 地質図Navilに加筆)

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

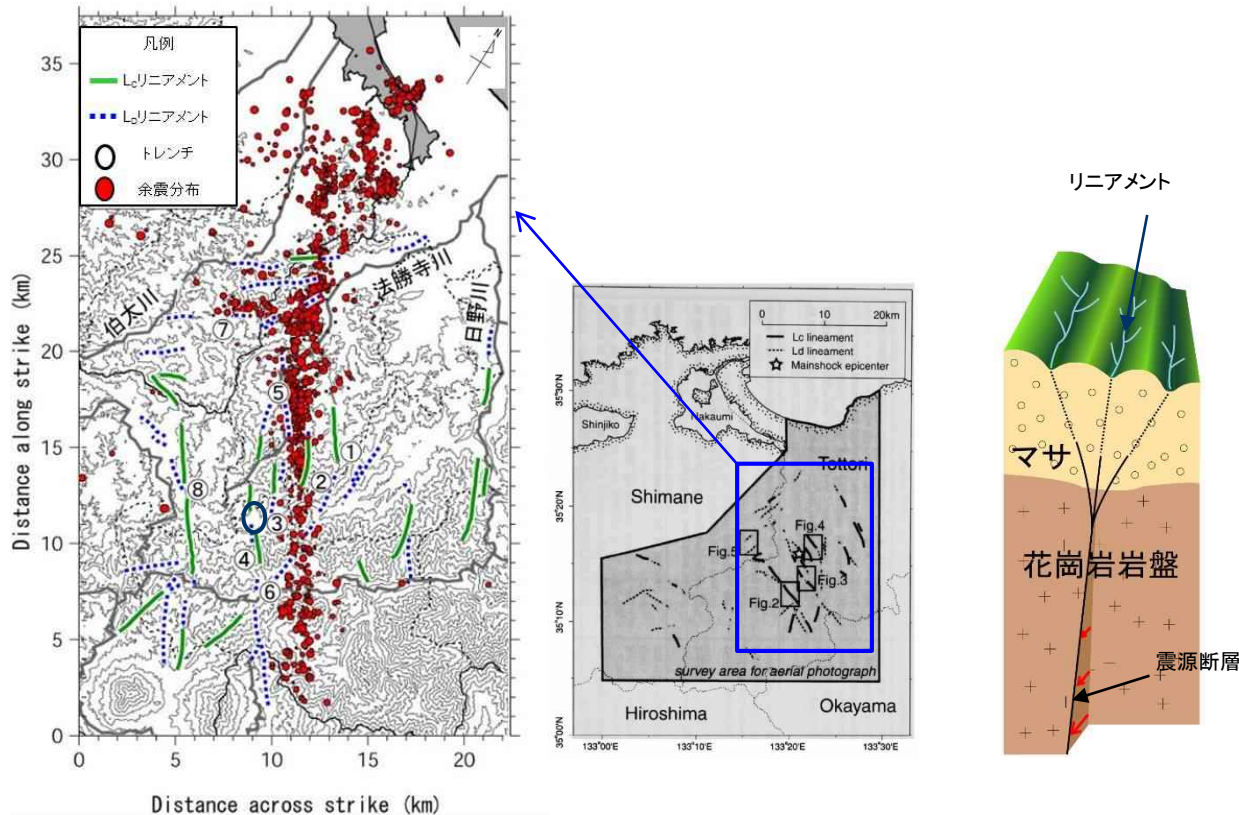
3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1 Mw6.5以上の2地震 (2) 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性

シームレス地質図凡例

凡例 : 20万分の1日本シームレス地質図全国統一



3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 Mw6.5以上の2地震(2) 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性 震源域のリニアメントと余震分布



震源域のリニアメントと余震分布

【井上ほか(2002)要約】

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

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

2000年鳥取県西部地震の概要

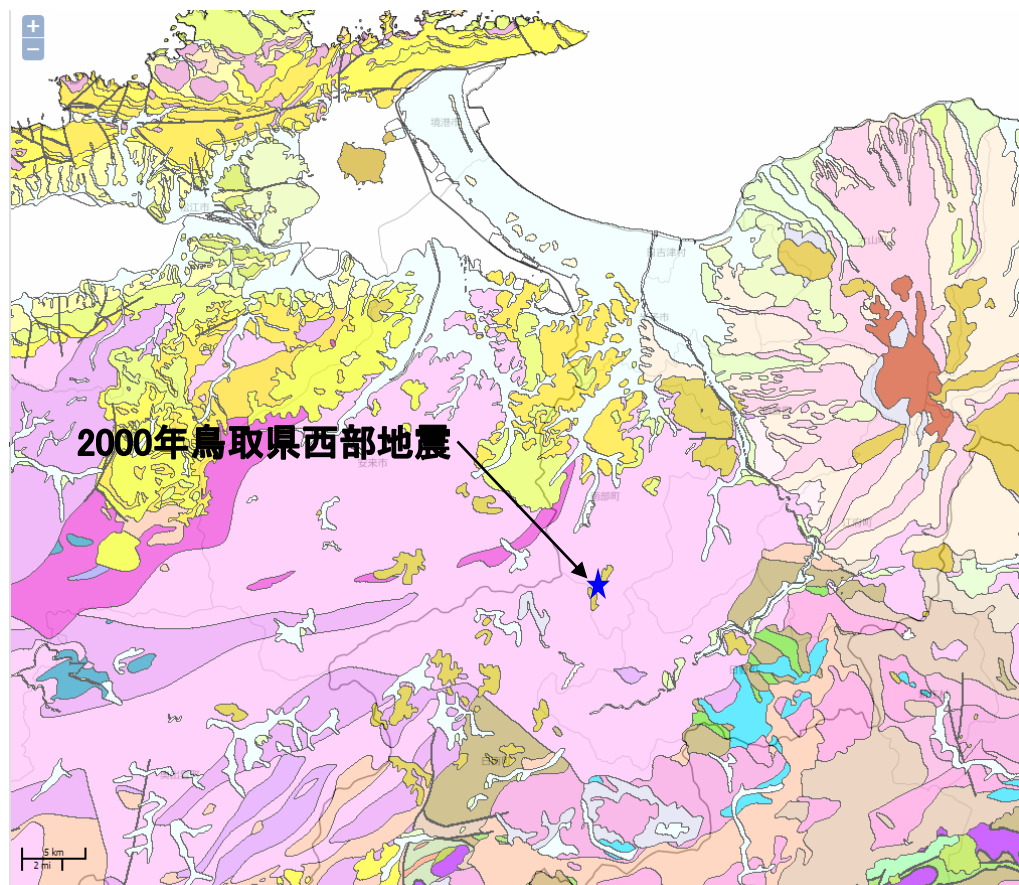
【2000年鳥取県西部地震の概要】

- 鳥取県西部地震は、北西－南東走向の横ずれ(左横ずれ)断層による地震とされている(気象庁, 2000)。
- 震源域周辺を含む山陰地方は、WNW-ESE方向の圧縮場のもとでENE-WNWとNNW-SSEの方向の横ずれ断層が卓越する(岡田, 2002)。
- 第四紀中期以降に新たな断層面を形成して、断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては、初期ないし未成熟な段階にある(岡田, 2002)。
- 震源域周辺は、白亜紀から古第三紀の花崗岩を主体としており、新第三紀中新世に貫入した安山岩～玄武岩質の岩脈が頻繁に分布している(井上ほか, 2002)。また、明瞭な断層変位基準の少ない地域とされている(堤ほか, 2000)。
- 鳥取県西部地震後に実施された堤ほか(2000)、井上ほか(2002)の調査では、鳥取県西部地震の震源周辺において、左横ずれを示唆する短く断続する推定活断層及びリニアメントを判読し、リニアメント周辺で断層露頭を確認している。

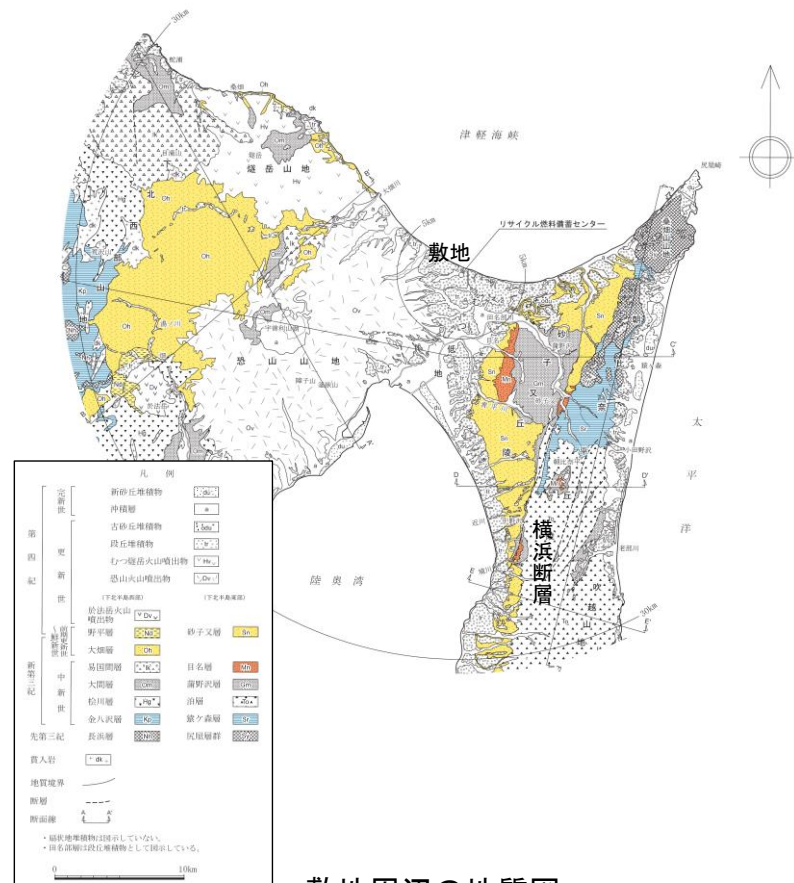


震源域周辺は活断層の発達過程で見ると未成熟な状態であり、また、明瞭な断層変位基準の少ない地域とされていることから、活断層の認定が難しい地域と判断される。

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1 Mw6.5以上の2地震 (2) 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性の比較・検討 地質・地質構造、第四系の分布・地形等による比較・検討



シームレス地質図
(産業技術総合研究所,地質図Navilに加筆)

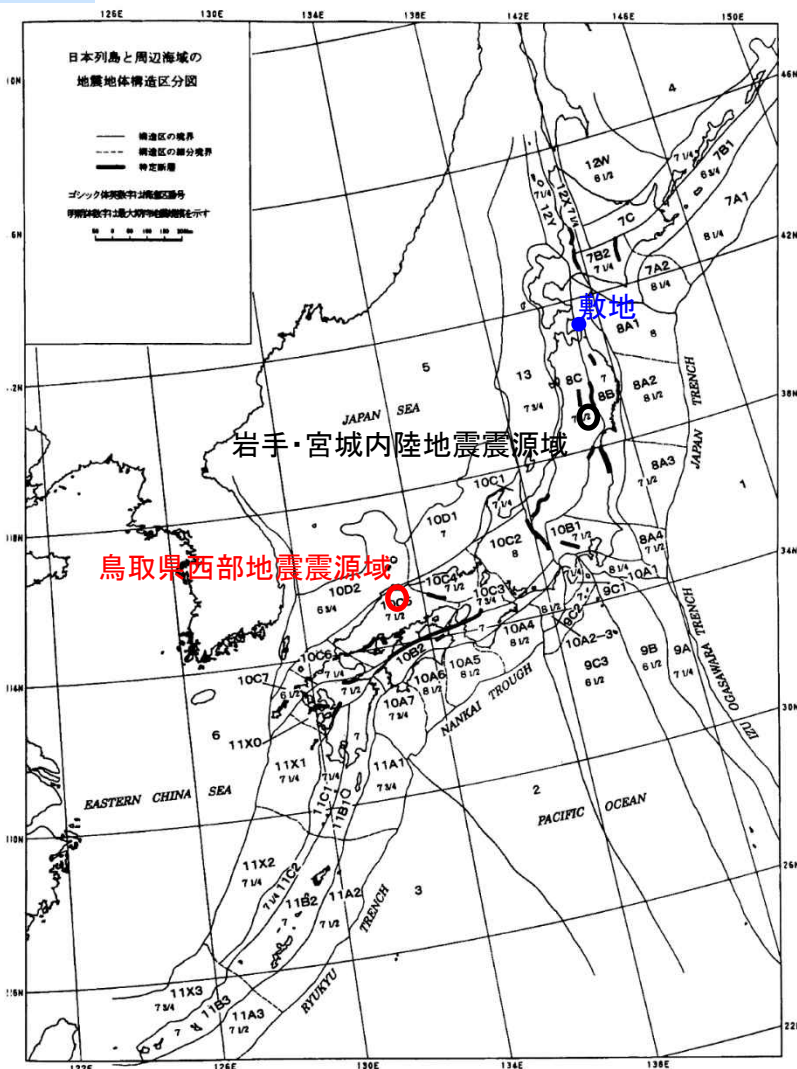


敷地周辺の地質図

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

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1 Mw6.5以上の2地震(2)2000年鳥取県西部地震震源域の地域性 地震地体構造区分による比較・検討 (垣見ほか, 2003)

各地震地体構造区の特徴



垣見ほか(2003)による地震地体構造区分図(一部加筆)

(1) 構造区	(2) 地形・地質	(3) 活断層の密度・長さ・活動度・断層型ほか特徴と主な起震断層名	(4) 規模大・中地震活動と主な地震名 M _h	(5) M _{max}	(6) 特定断層・備考
8A3 常磐沖大断層	深海平坦面と海溝階斜面	大, 長, A?, 逆・正. 日本海溝に平行(逆), 大断層面で正・海溝のため評価せず	低 プレート境界付近の大地震域 1938年福島県沖 1896年東島	7.5 7.3	7 1/2
8A4 房総沖大断層	階段状平坦面をもつ海溝階斜面: 東西性海溝発達	中, 長, A?, 逆・正. 日本海溝に近い(逆)および北東方向(正)の海溝のため評価せず	中 プレート境界付近の大地震域 1953年房総沖地震 (h=60 km) 1877年延宝 (M8) は不遑寒	7.4	7 1/2
8B 東北日本弧外帯	外弧隆起帯, 安定域	極小, 短(長), C, 逆・横. ・三部断層帯	低	6.5	7 折爪断層 (40 km) 双葉断層 (84 km) [福島県(1999)は北部の10 kmのみを評価]
8C 東北日本弧内帯	火山性内弧, 隆起優勢, 背弧山地・出羽丘陵の火山帯(隆起帯)とその間の盆地列(沈降帯), 鳥取方向の逆断層〜褶曲発達	中, 中, B, 逆. 鳥取と平行, 隆起帯基部に発達 ・関谷断層帯 ・会津盆地西縁断層帯 ・津地山地西縁断層帯 ・栗岡一利府断層帯 ・能代断層帯 ・北由利断層帯 ・函館平野西縁断層帯	高 東西圧縮逆断層型 1766年津軽 830年出羽 1896年藤野 1914年秋田仙北 1704年羽後・津軽 1804年会津 1694年能代 1683年日光 1900年宮城県北部 1791年松本	7.1/4 7.5 7.2 7.1 7 ± 1/4 7 ± 0.1 7.0 7.0 7.0 6.3/4	7 1/2 福島盆地西縁断層帯 (47 km) [福島県(1998)および宮城県(2001)は一括活動を想定] 横手盆地東縁断層帯 (58 km) [分割型] 北上低地西縁断層帯 (79 km) [岩手県(1999)は北部37 kmと南部24 kmを別々に評価. 推本(2001a)は一括活動を想定. 分割の可能性は今後の課題とした]

10C4 西近畿	若狭湾は沈降域, 丹波高原は安定隆起域, 北部に火山	中, 中, B, 横. 西北西方向(左)卓越 ・三沖一亀山断層帯 ・京都西山断層帯 若三沖断層と亀山断層帯を分割して評価	中 (1885年以降は北部で高) 西北西圧縮横ずれ断層型. 1927年北丹後 1943年鳥取 868年播磨・山城(山崎断層か)	7.3 7.2 >7.0	7 1/2 山崎断層帯 (85 km) [兵庫県(2001)は中・西部と東部を分割して評価]
10C5 中国山地・瀬戸内海	北半部は安定隆起域, 南半部は沈降域, 北部に火山	小, 中(長), B (A), 横・逆. 北東(右), 北西(左)が卓越, 東西(逆)は中小さい, 南端は中央構造線 ・島根山断層帯 ・長尾断層帯 ・江津断層帯 ・五日市断層	中 (1885年以降は北部で高) 瀬戸内地域でやや深い, 東西圧縮横ずれ断層型 ・安芸雲・伊予 1905年安芸雲 (s) 1872年飯田 1686年安芸・伊予 880年出雲 1649年安芸・伊予 2000年鳥取県西部	7.1/4 ± 0.5 7.1/4 7.1 ± 0.2 7 ~ 7.4 7.0 7.0 ± 1/4 7.3	7 1/2 中央構造線四国断層帯 (計 200 km) [分割型] [本文参照] 岩国断層帯 (47 km) [分割型] [02000は25 kmを標示]
10C6 北九州・豊後	南部は隆起優勢, 北部は沈降優勢の安定域	中, 中・短, C?, 横. 北北西(左)方向卓越 ・菊川断層 ・西山断層帯 ・小倉東断層 ・福知山断層帯 ・豊田断層帯	低 1700年老姥対馬 1898年福岡県西部	7.0 6.0	7 1/4 論上にはなし

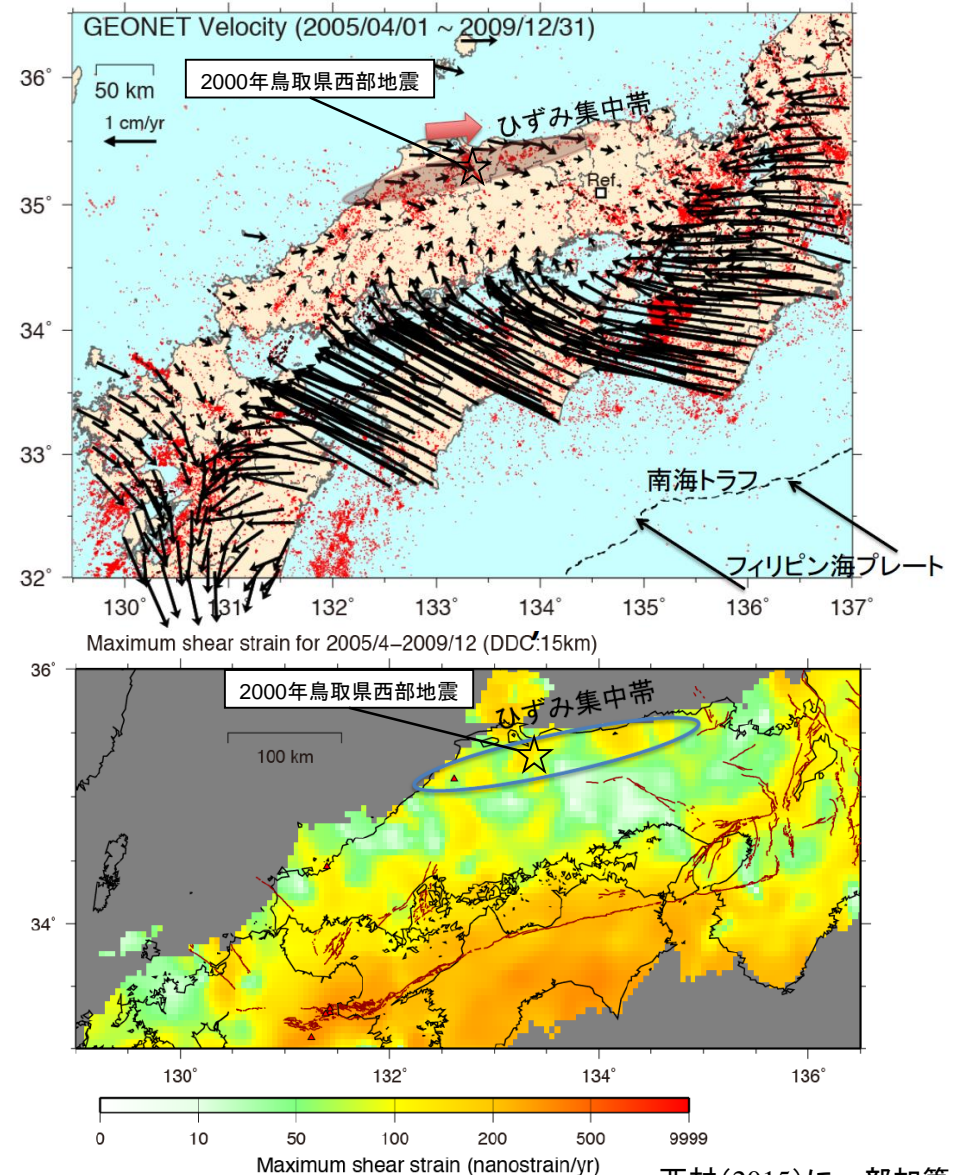
- 垣見ほか(2003)では、鳥取県西部地震震源域は、(10C5)中国山地・瀬戸内海に区分されている。
- (10C5)中国山地・瀬戸内海は、北半部は安定隆起域で、活断層の密度は小さいが地震活動は比較的高く、東西圧縮の横ずれ断層型の卓越する地域とされている。
- 一方で、敷地周辺は、(8B)東北日本弧外帯に区分され、外弧隆起帯、安定域で、活断層の密度が小さく、地震活動も低く、東西圧縮の逆断層型の地域とされている。

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1 Mw6.5以上の2地震 (3) 2000年鳥取県西部地震震源域の地域性の比較・検討 ひずみ集中帯分布図による比較・検討

【西村(2014, 2015)】

- 2002年のGNSS観測網増強等による観測データの蓄積と、詳細な解析によって、山陰地方の東部(島根県東部から鳥取県)において、海岸線に平行な地震帯(地震の活発な帯)に沿って測地学的ひずみ集中帯が存在することを指摘している。
- 過去に山陰地方で発生した内陸地震(1943年鳥取地震、2000年鳥取県西部地震)については、ひずみ集中帯で発生した地震と考えることにより合理的に説明できると指摘している。

- 2000年鳥取県西部地震の震源域は、西村(2014)において測地学的ひずみ集中帯と指摘されている。
- 前出P30に示すように、敷地はひずみ集中帯には該当しない。



2000年鳥取県西部地震震源域との地域性の比較・検討結果

【凡例】○:類似性有り、△:類似性低い～一部有り、×:類似性無し

項目	類似点	鳥取県西部地震震源域	敷地周辺
地質・地質構造	×	<ul style="list-style-type: none"> ・WNW-ESE方向の圧縮応力による横ずれ断層型。 ・白亜紀から古第三紀の花崗岩を主体としており、新第三紀中新世に貫入した安山岩～玄武岩質の岩脈が頻りに分布している。 ・岩脈の特徴として、貫入方向が今回の震源断層に平行である北西-南東方向であることが挙げられる。 	<ul style="list-style-type: none"> ・東西圧縮応力による逆断層型。 ・主に新第三系の火山岩類および堆積岩類や第四系の段丘堆積物等が分布し、大規模な岩脈の分布は認められない。
第四系の分布・地形等	×	<ul style="list-style-type: none"> ・明瞭な断層変位基準の少ない地域である。 ・文献(岡田,2002)では震源域周辺に活断層は記載されていない。 ・第四紀中期以降に新たな断層面を形成して、断層が発達しつつあり、活断層の発達過程としては、初期ないし未成熟な段階にある。 	<ul style="list-style-type: none"> ・変位基準となる海成段丘面が広く認められる。 ・敷地周辺には横浜断層等が認められ、地形・地質調査等から、活断層の認定が可能である。
地震地体構造	×	<ul style="list-style-type: none"> ・(10C5)中国山地・瀬戸内海帯。 ・活断層密度に対して地震活動は活発。 	<ul style="list-style-type: none"> ・(8B)東北日本弧外帯。 ・外弧隆起帯、安定域。
ひずみ集中帯	×	<ul style="list-style-type: none"> ・西村(2014)において、測地学的ひずみ集中帯と指摘されている。 	<ul style="list-style-type: none"> ・地質学的歪み集中帯、測地学的歪み集中帯の領域外に位置する。



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

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1Mw6.5以上の2地震 (4)地震観測記録の収集

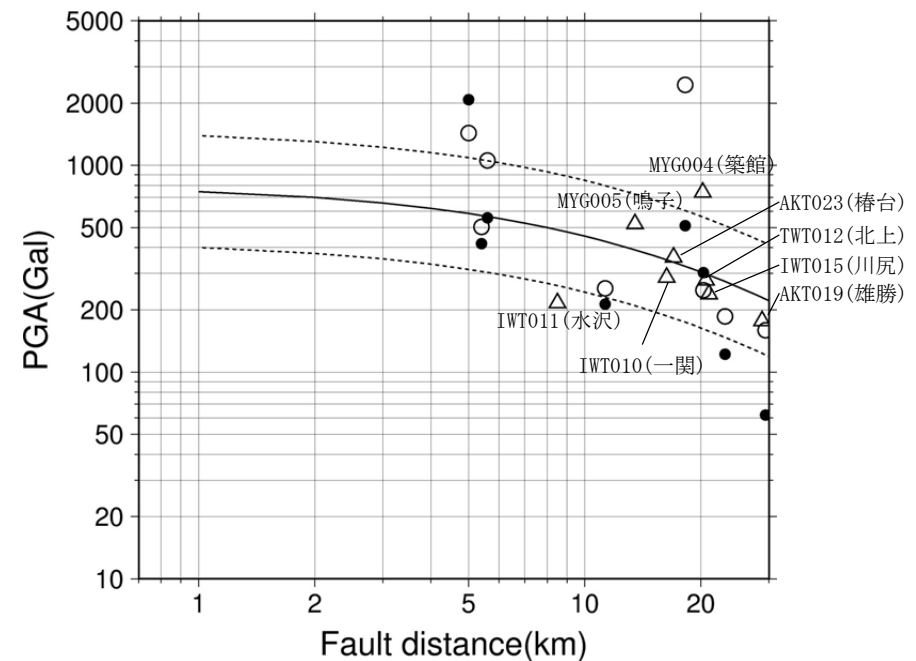
K-NET観測点の観測記録

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

K-NETの最大加速度

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

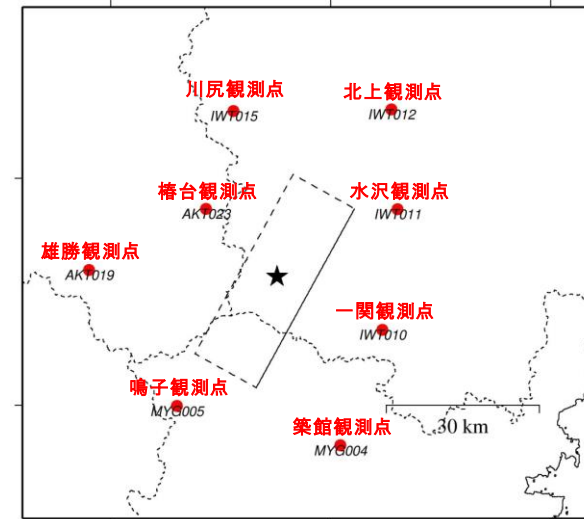
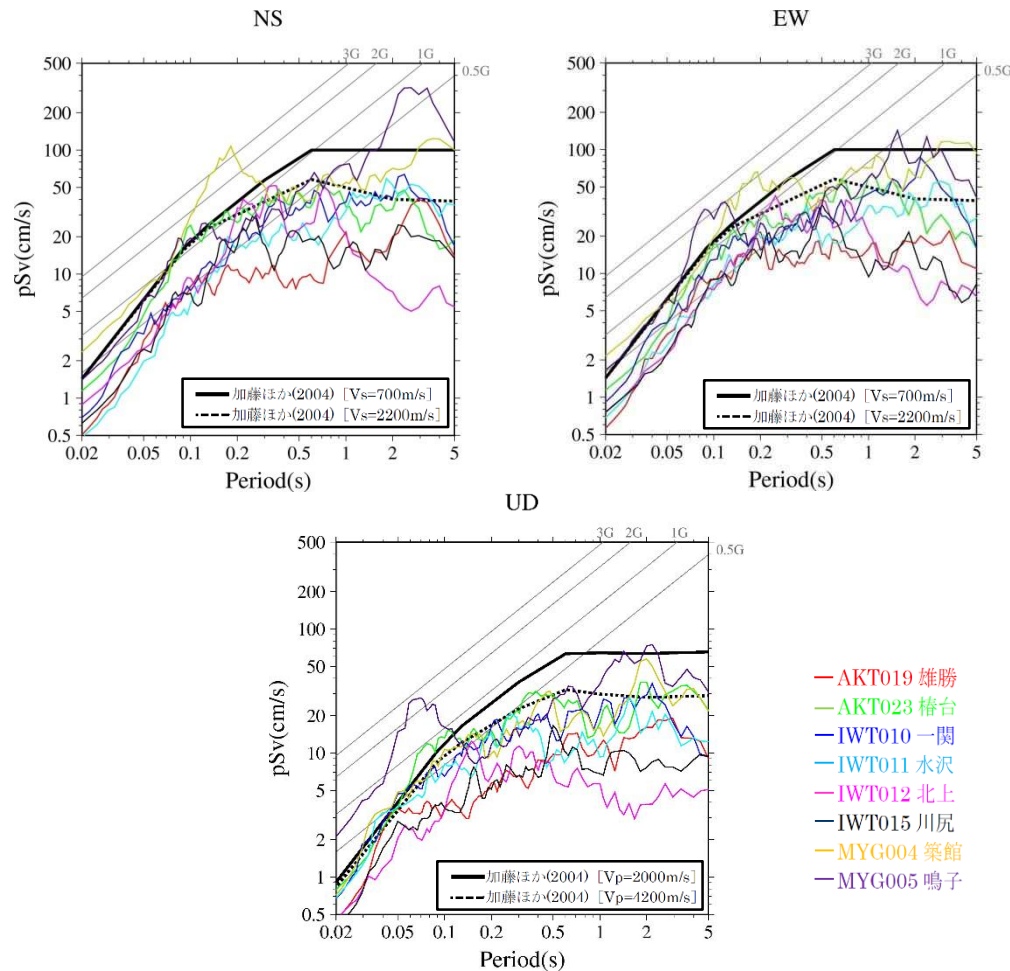
断層最短距離: Suzuki et al.(2010)による震源断層モデルに基づく



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

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1Mw6.5以上の2地震 (4)地震観測記録の収集 K-NET観測点の観測記録と加藤ほか(2004)との比較

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



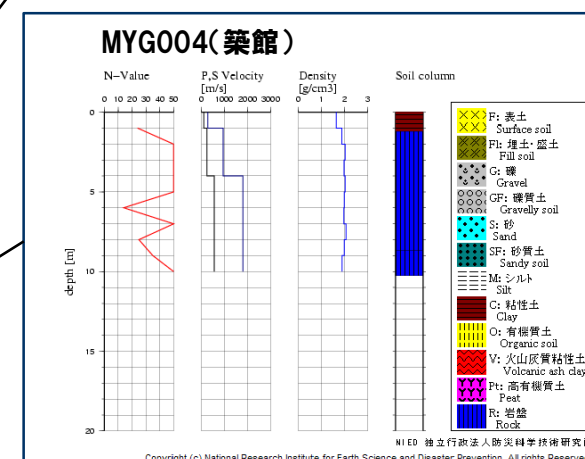
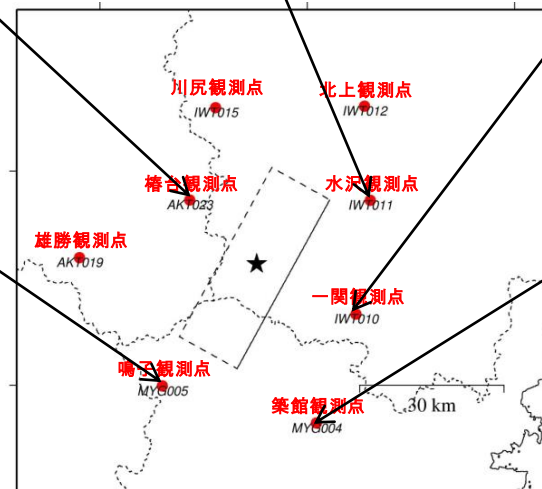
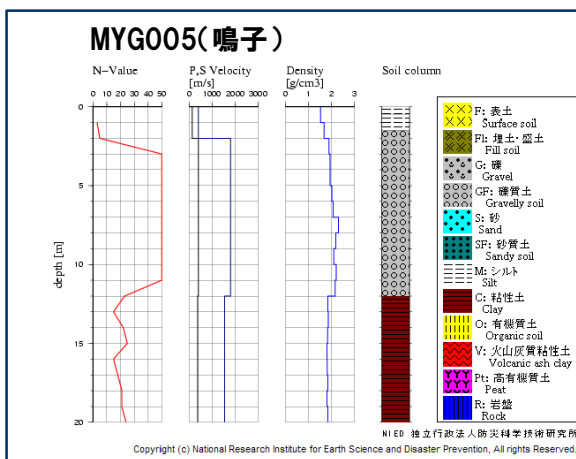
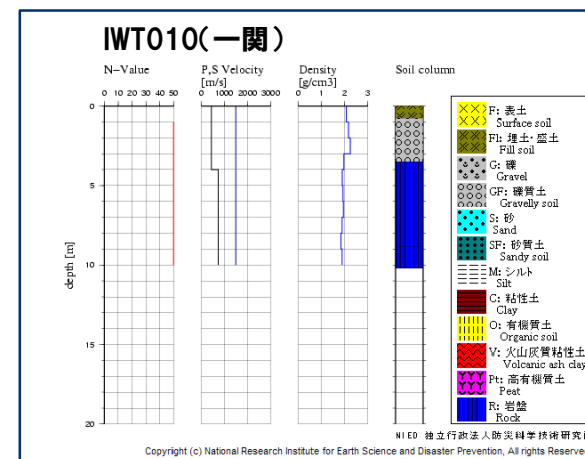
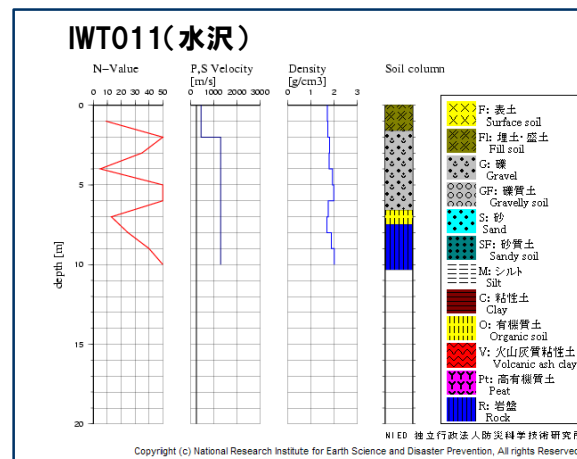
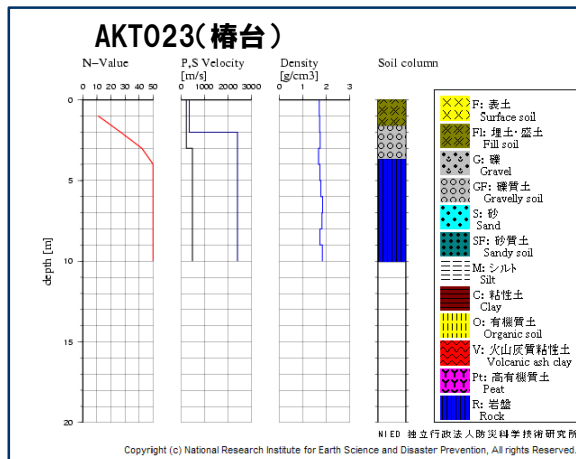
観測点位置図

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

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

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1 Mw6.5以上の2地震 (4) 地震観測記録の収集 K-NET観測点の地質構造

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



3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集

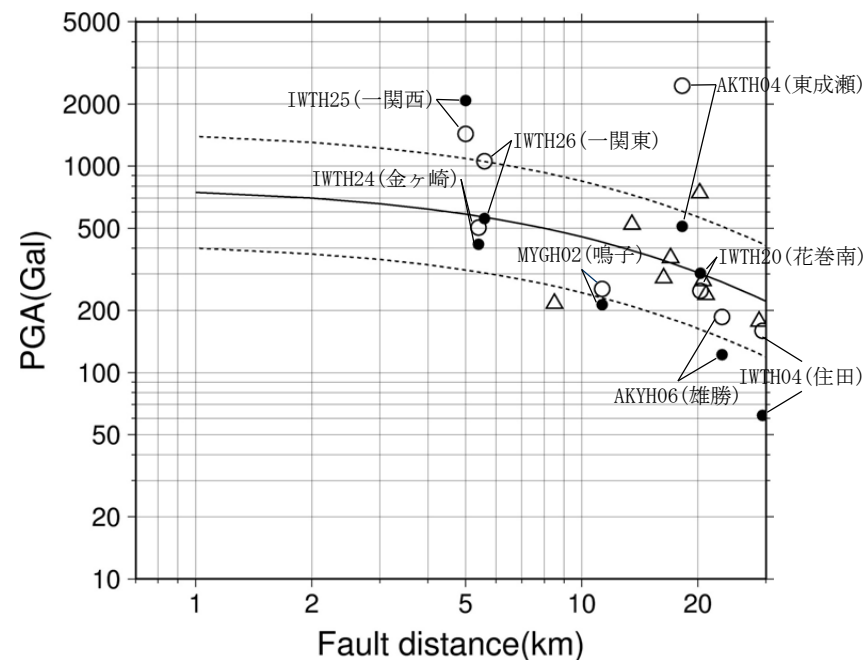
KiK-net観測点の観測記録

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

KiK-netの最大加速度

観測点		断層最短距離(km)	AVS ₃₀ (m/s)	最大加速度(Gal) ()内: 地中記録		
				水平(NS)	水平(EW)	鉛直(UD)
KiK-net 地表 (地中)	AKTH04 東成瀬	18	459	1318 (173)	2449 (255)	1094 (138)
	AKTH06 雄勝	23	455	180 (42)	186 (61)	140 (47)
	IWTH04 住田	29	456	126 (31)	159 (28)	115 (24)
	IWTH20 花巻南	20	289	249 (107)	240 (151)	136 (68)
	IWTH24 金ヶ崎	5	486	503 (209)	435 (169)	342 (121)
	IWTH25 一関西	5	506	1143 (1036)	1433 (748)	3866 (681)
	IWTH26 一関東	6	371	888 (278)	1056 (211)	927 (167)
	MYGH02 鳴子	11	399	254 (106)	230 (96)	233 (54)

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

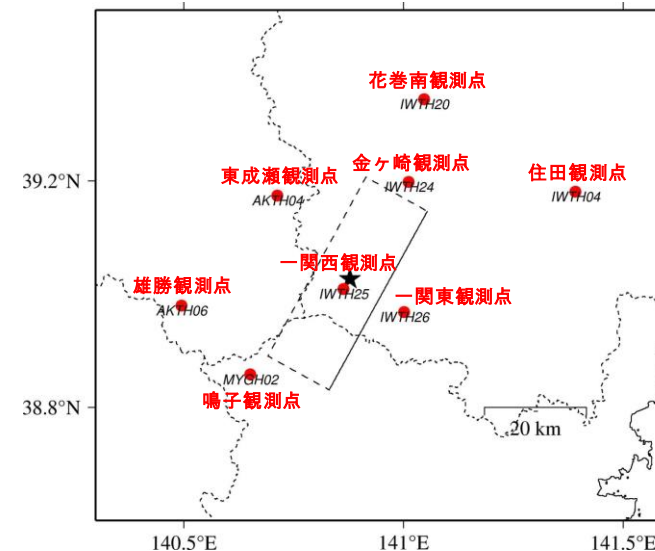
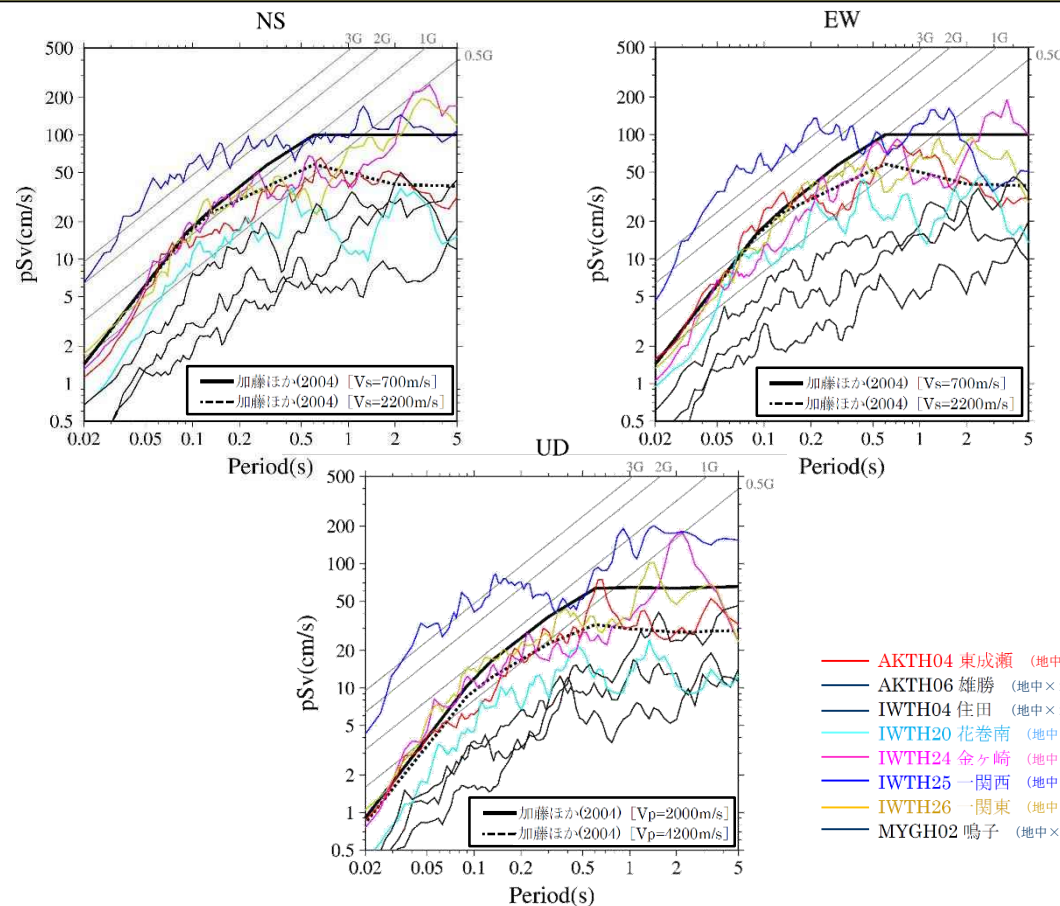


- 司・翠川(1999)Average
- 司・翠川(1999)Average ±1σ
- KiK-net(地表)
- KiK-net(地中 2倍)
- △ K-NET

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1 Mw6.5以上の2地震 (4) 地震観測記録の収集

KiK-net観測点の観測記録

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



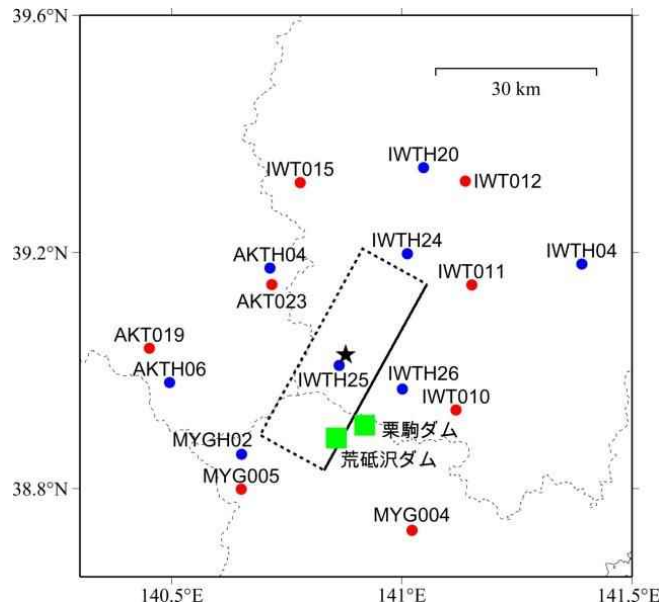
観測点位置図

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

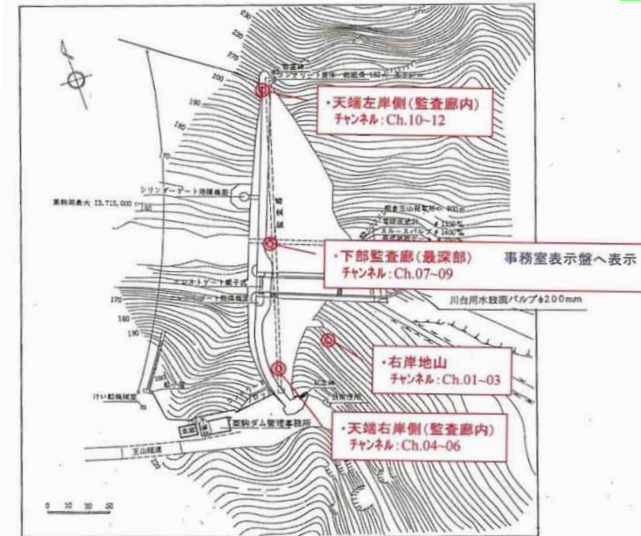
KiK-net観測記録の応答スペクトルと加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集 栗駒ダムの概要

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

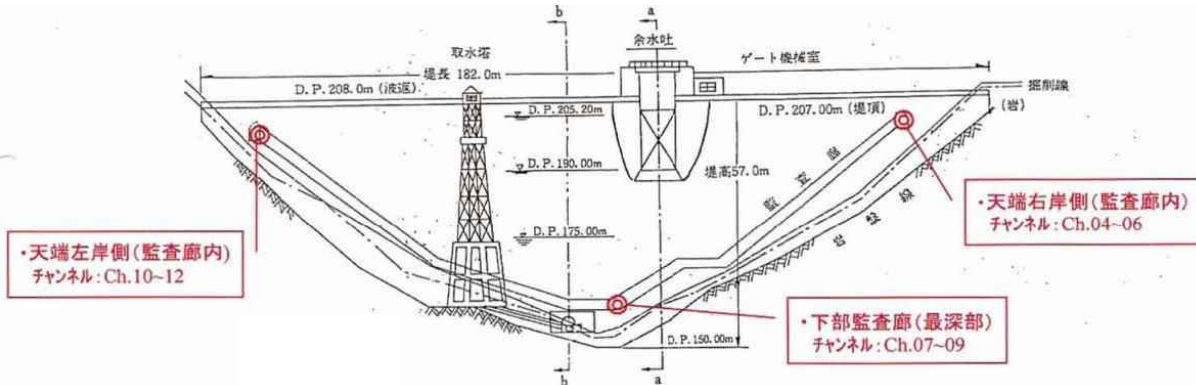


栗駒ダム位置



宮城県より受領した図面に加筆

地震観測位置(平面図)

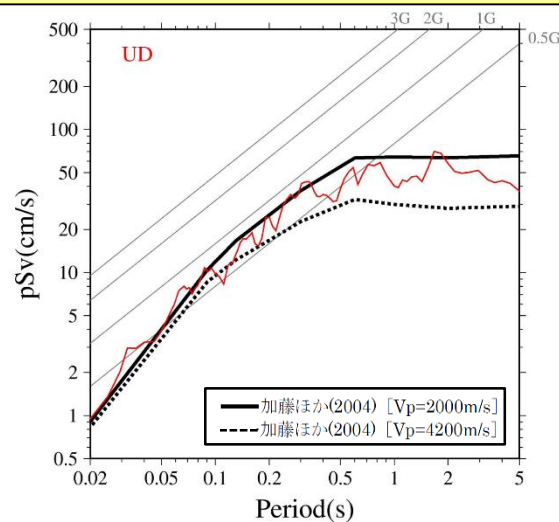
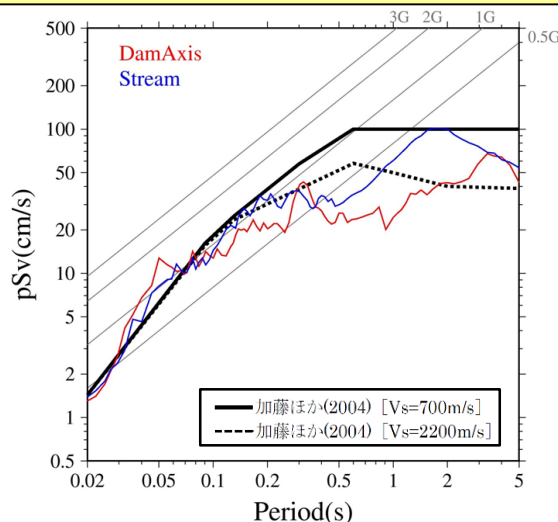


宮城県より受領した図面に加筆

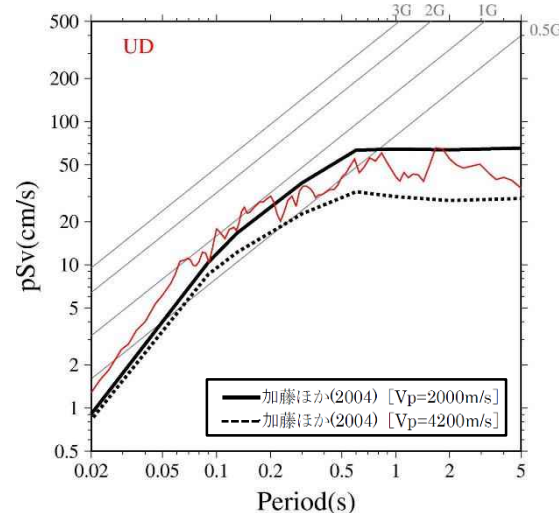
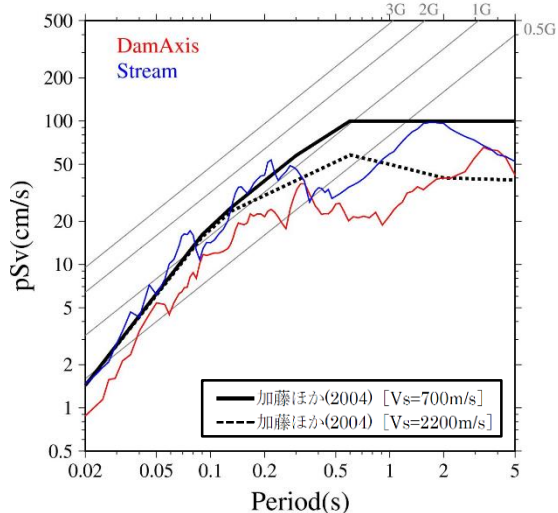
地震観測位置(断面図)

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1Mw6.5以上の2地震 (4) 地震観測記録の収集 栗駒ダムの地震観測記録

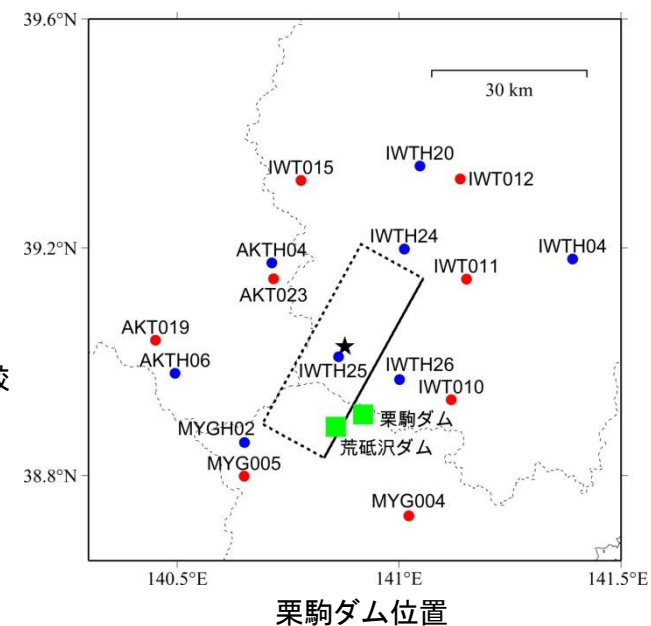
■ 栗駒ダムの観測点では、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期帯で上回る。



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



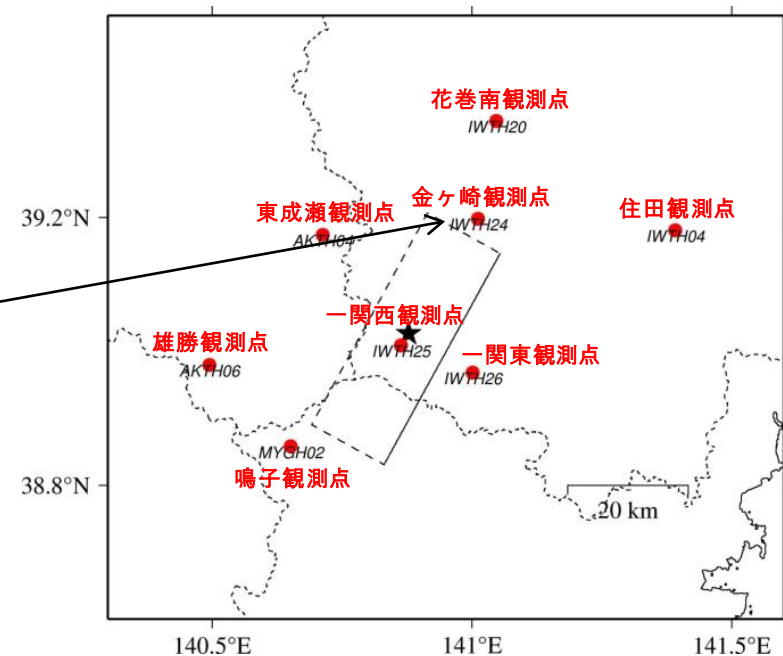
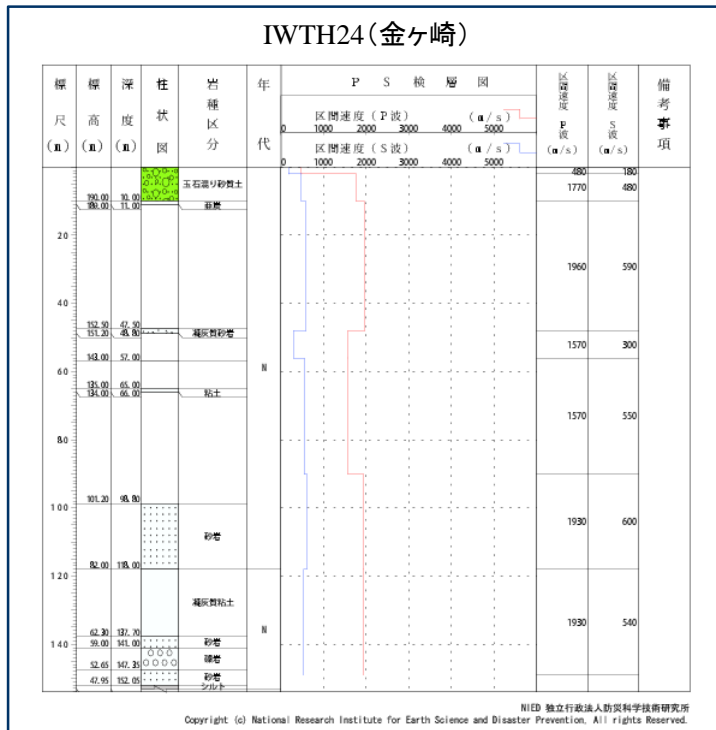
栗駒ダム[監査廊]観測点による応答スペクトルと加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較



栗駒ダム位置

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1Mw6.5以上の2地震 (4)地震観測記録の収集 KiK-net 金ヶ崎観測点に関する検討(1)

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

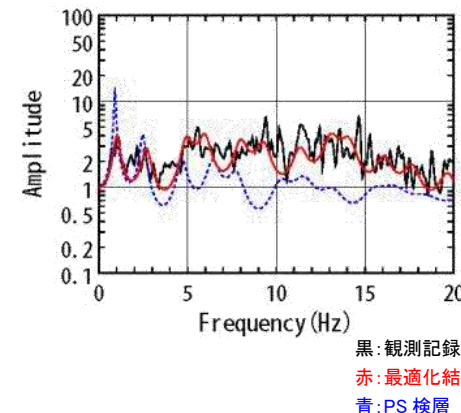
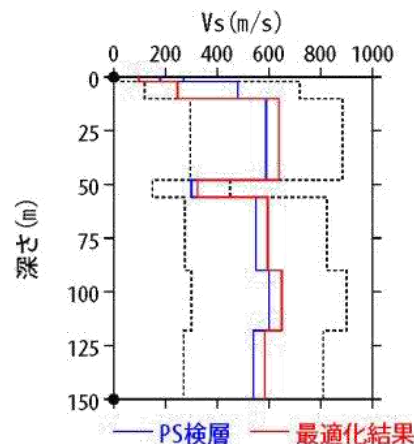


3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集 KiK-net 金ヶ崎観測点に関する検討(2)

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

地盤同定結果(水平)

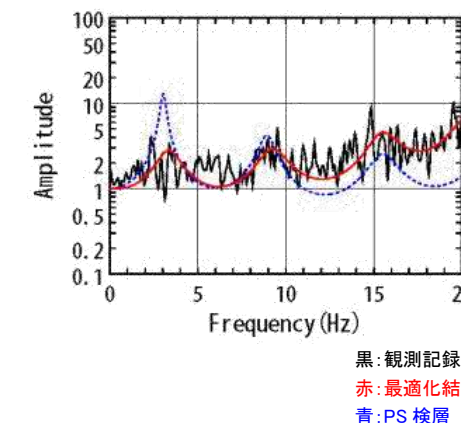
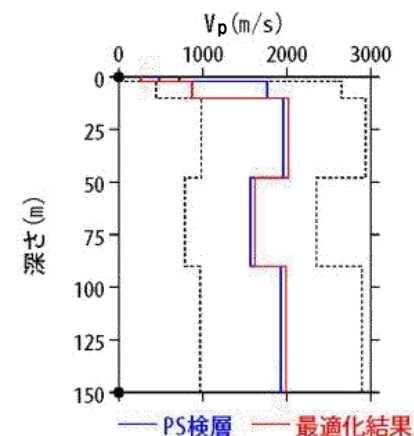
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	180	18	270	97	0.54	0.174	0.682
2	8	2	1.79	480	120	720	247	0.51		
3	38	10	1.89	590	295	885	638	1.08		
4	8	48	1.68	300	150	450	324	1.08		
5	34	56	1.68	550	275	825	595	1.08		
6	28	90	1.87	600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



伝達関数の比較(水平)

地盤同定結果(鉛直)

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

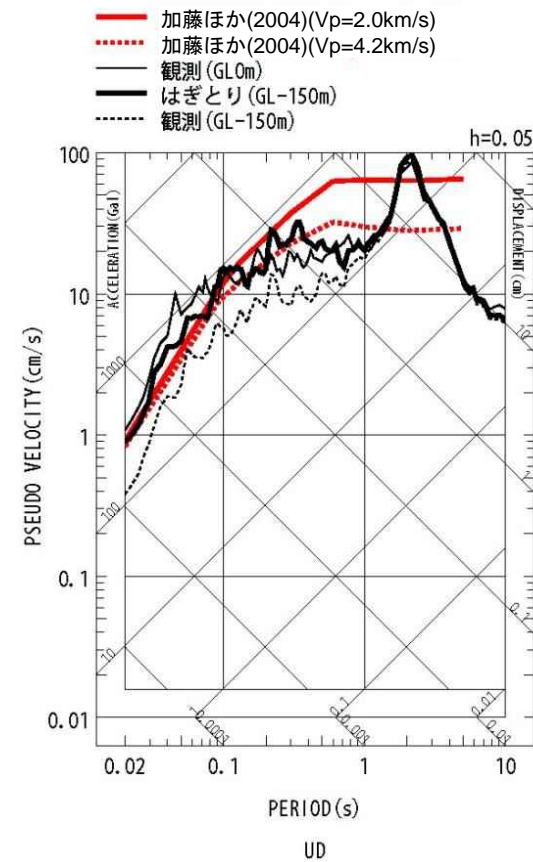
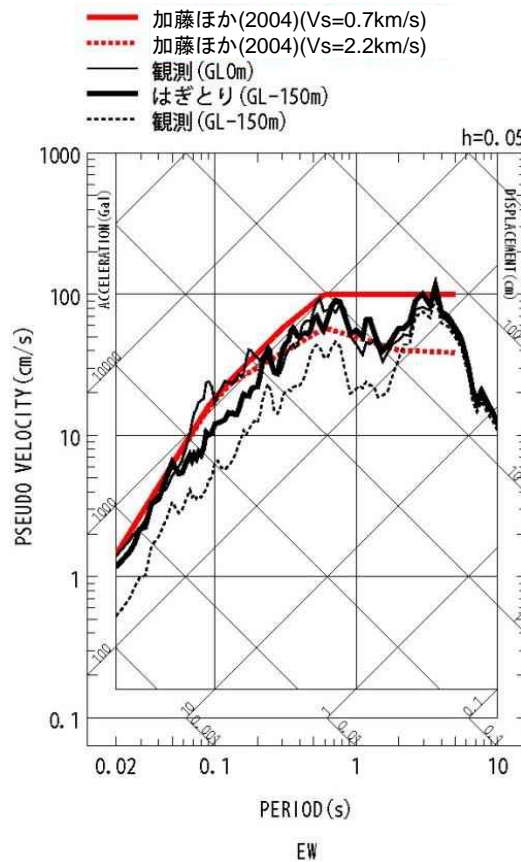
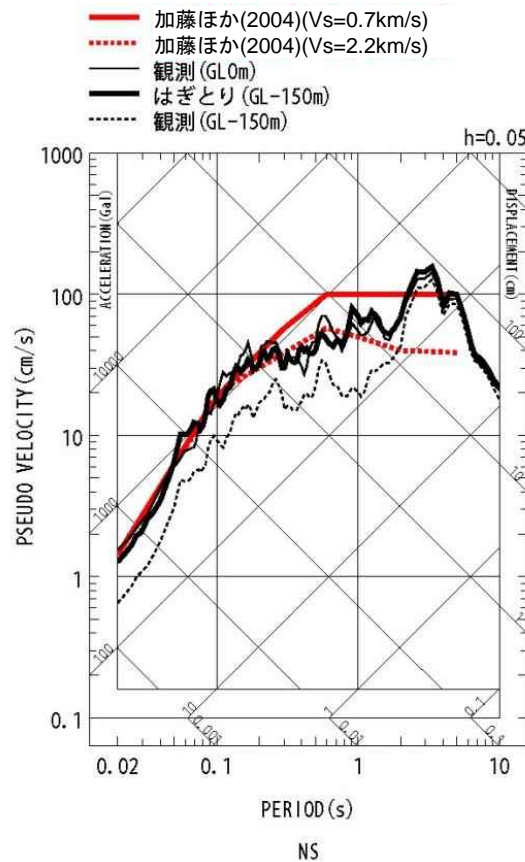


伝達関数の比較(鉛直)

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集

KiK-net 金ヶ崎観測点に関する検討(3)

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

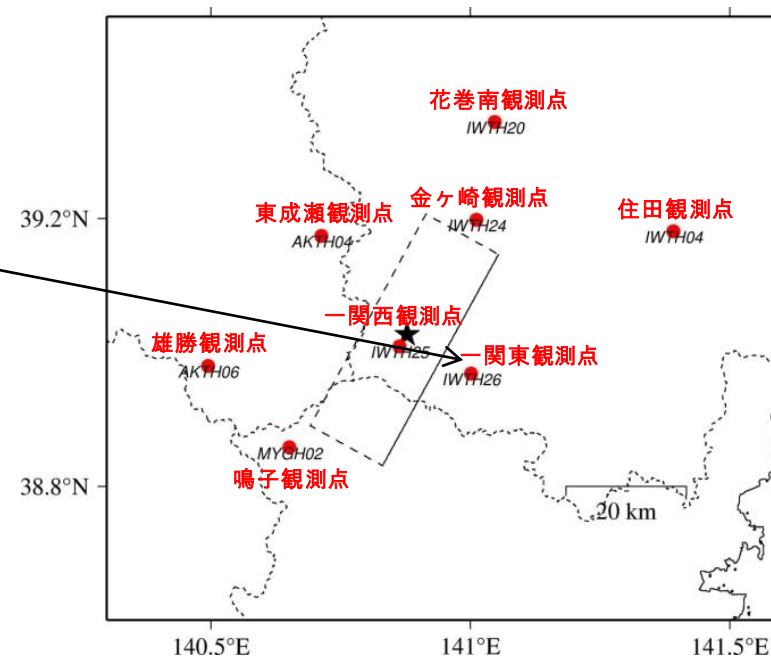
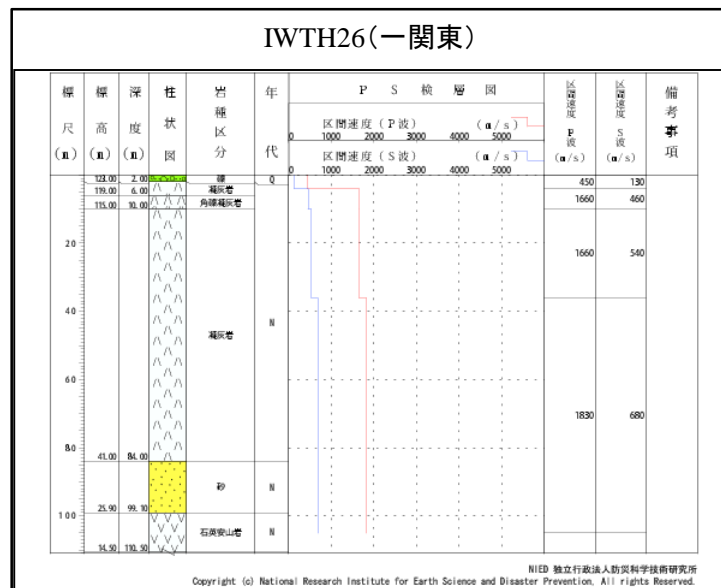


電力共通研究「東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究」

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1Mw6.5以上の2地震 (4)地震観測記録の収集

KiK-net 一関東観測点に関する検討(1)

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



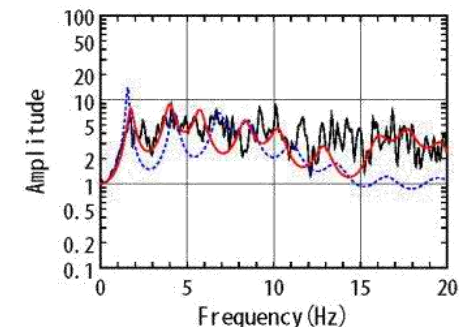
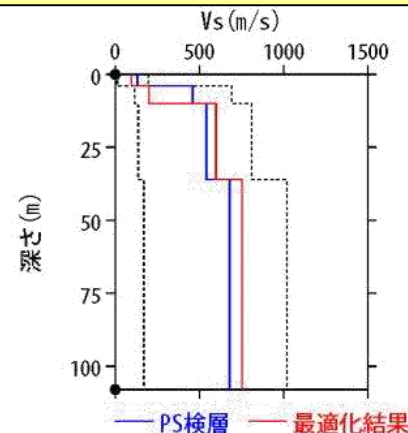
3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集

KiK-net 一関東観測点に関する検討(2)

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

地盤同定結果(水平)

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

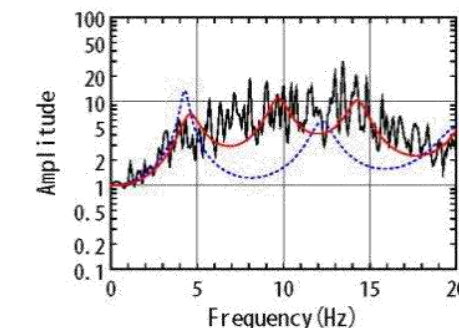
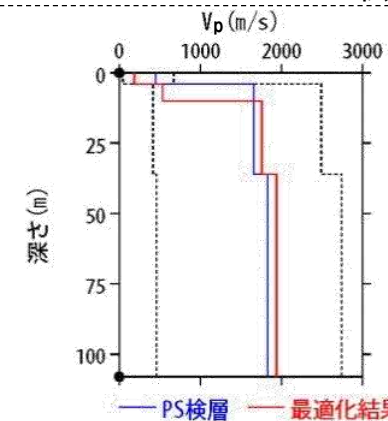


黒: 観測記録
赤: 最適化結果
青: PS 検層

伝達関数の比較(水平)

地盤同定結果(鉛直)

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



黒: 観測記録
赤: 最適化結果
青: PS 検層

伝達関数の比較(鉛直)

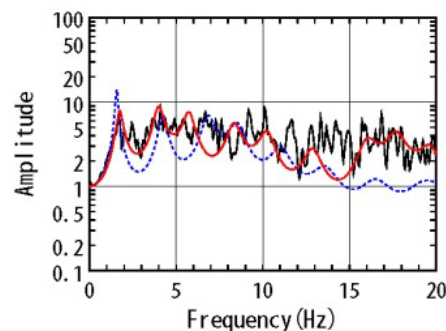
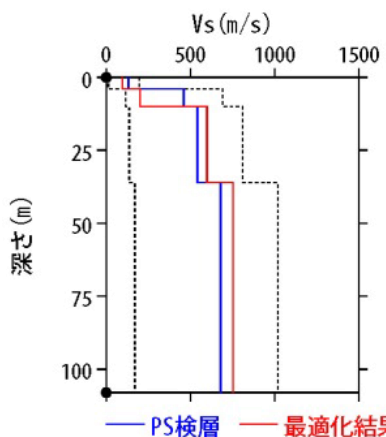
3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1Mw6.5以上の2地震 (4) 地震観測記録の収集 KiK-net 一関東観測点に関する検討(3)

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

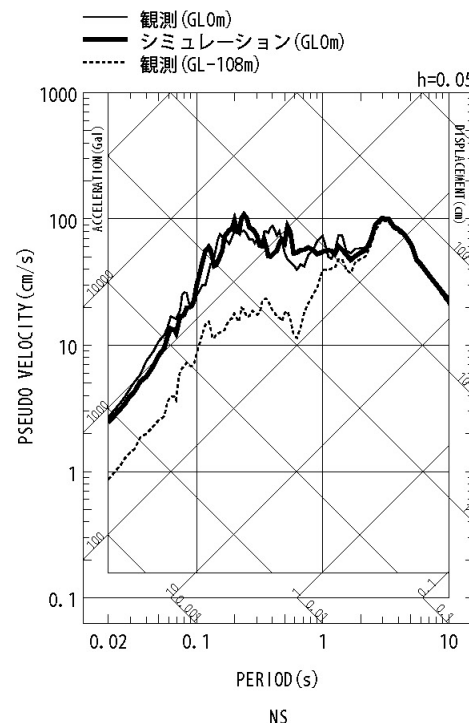
■ 観測記録を用いた地盤同定により得られた地盤モデル(水平)を用いて、応答スペクトルの再現性を確認した結果、NS方向およびEW方向については地表記録が概ね再現できている。

地盤同定結果(水平)

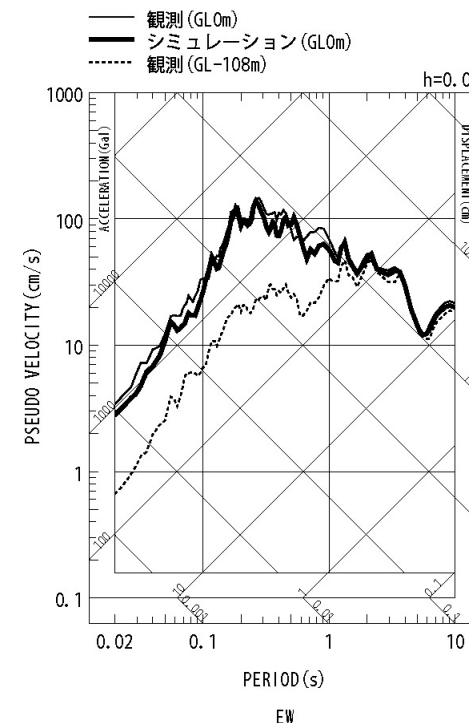
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	4	0	1.64	130	13	195	95	0.73		
2	6	4	1.73	460	115	690	200	0.43		
3	26	10	1.73	540	135	810	598	1.11	0.139	0.543
4	72	36	1.82	680	170	1020	752	1.11		
5	—	108	1.82	680	170	1020	752	1.11		



伝達関数の比較(水平)



応答スペクトルの比較(水平)



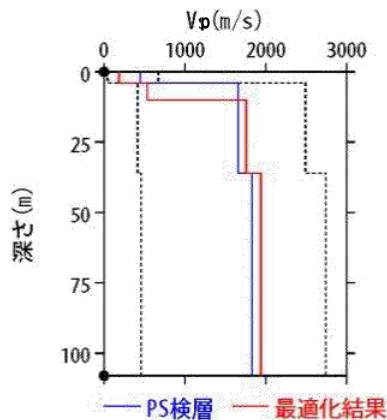
3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1Mw6.5以上の2地震 (4) 地震観測記録の収集 KiK-net 一関東観測点に関する検討(4)

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

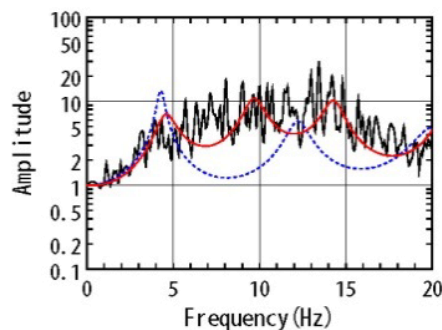
■ 観測記録を用いた地盤同定により得られた地盤モデル(鉛直)を用いて、応答スペクトルの再現性を確認した結果、地表記録の周期0.1~0.2sにみられるピークが再現できていない。

地盤同定結果(鉛直)

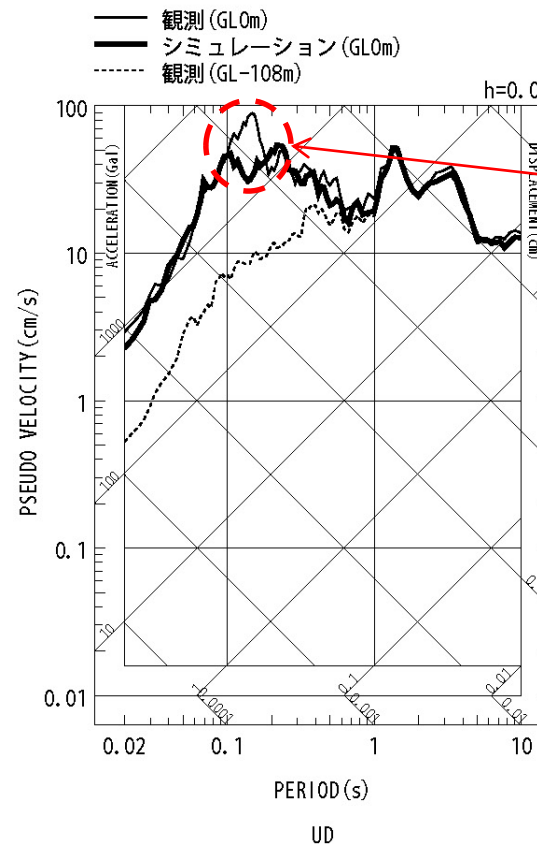
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	P波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	4	0	1.64	450	45	675	186	0.41		
2	6	4	1.73	1660	415	2490	534	0.32		
3	26	10	1.73	1660	415	2490	1759	1.06	0.559	1.000
4	72	36	1.82	1830	458	2745	1940	1.06		
5	—	108	1.82	1830	458	2745	1940	1.06		



伝達関数の比較(鉛直)



黒: 観測記録
赤: 最適化結果
青: PS 検層



ピークが再現
できていない

応答スペクトルの比較(鉛直)

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集 KiK-net 一関東観測点に関する検討(5)

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

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

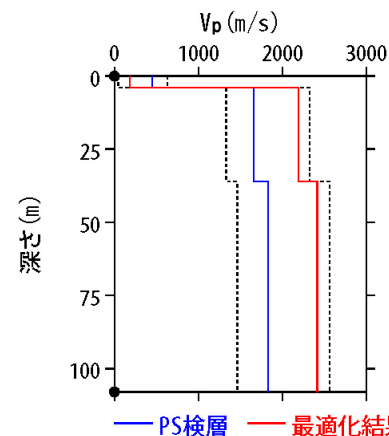
地盤同定結果(鉛直)

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

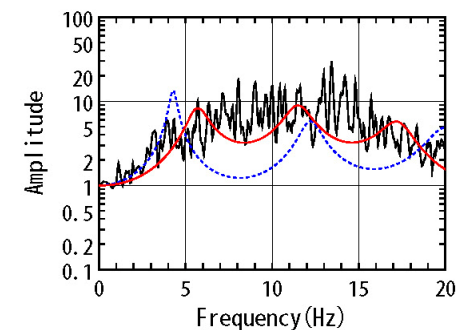
No. 3～5層を同倍率で変動



No. 2～5層を同倍率で変動



伝達関数の比較(鉛直)



黒: 観測記録
赤: 最適化結果
青: PS 検層

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1Mw6.5以上の2地震 (4)地震観測記録の収集 KiK-net 一関東観測点に関する検討(6)

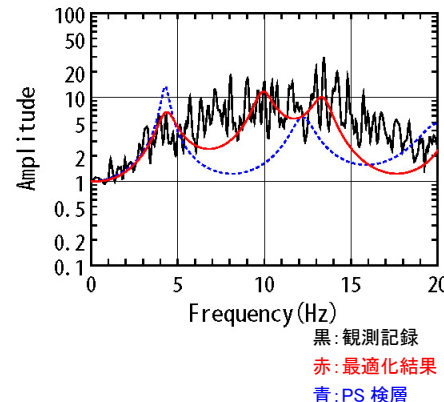
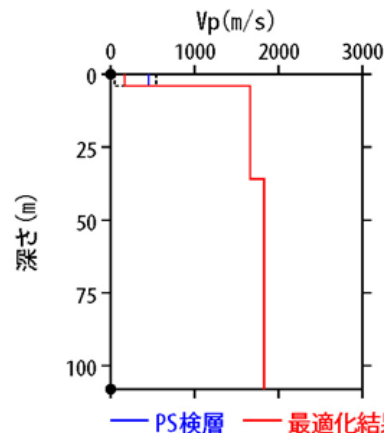
◆IWTH26(一関東) (鉛直動のPS検層結果を用いた検討)

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

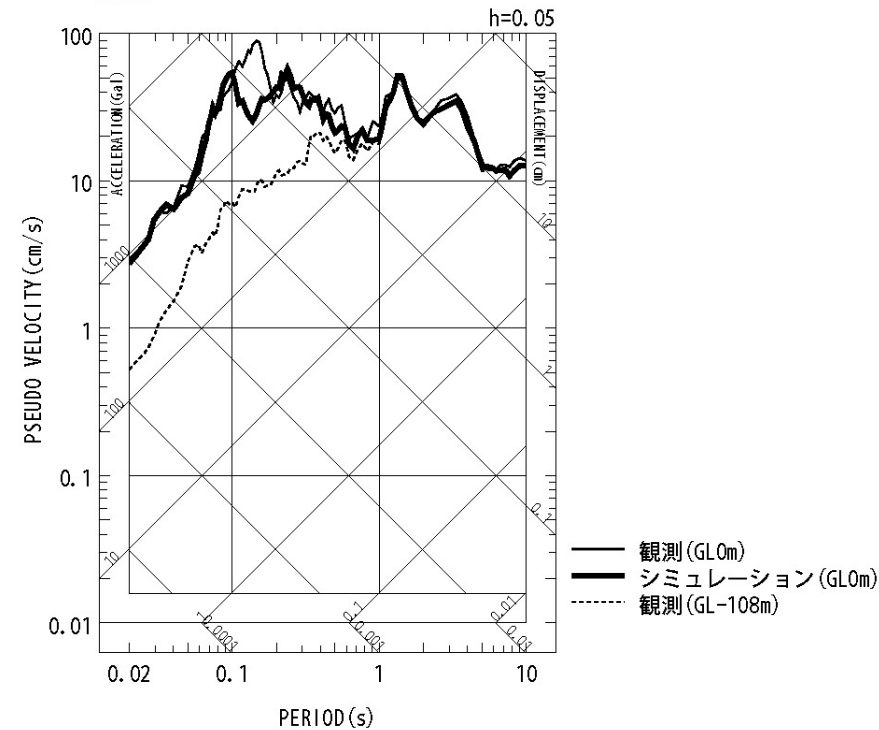
地盤同定結果(鉛直)

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

No. 2~5層をPS検層値で固定



伝達関数の比較(鉛直)

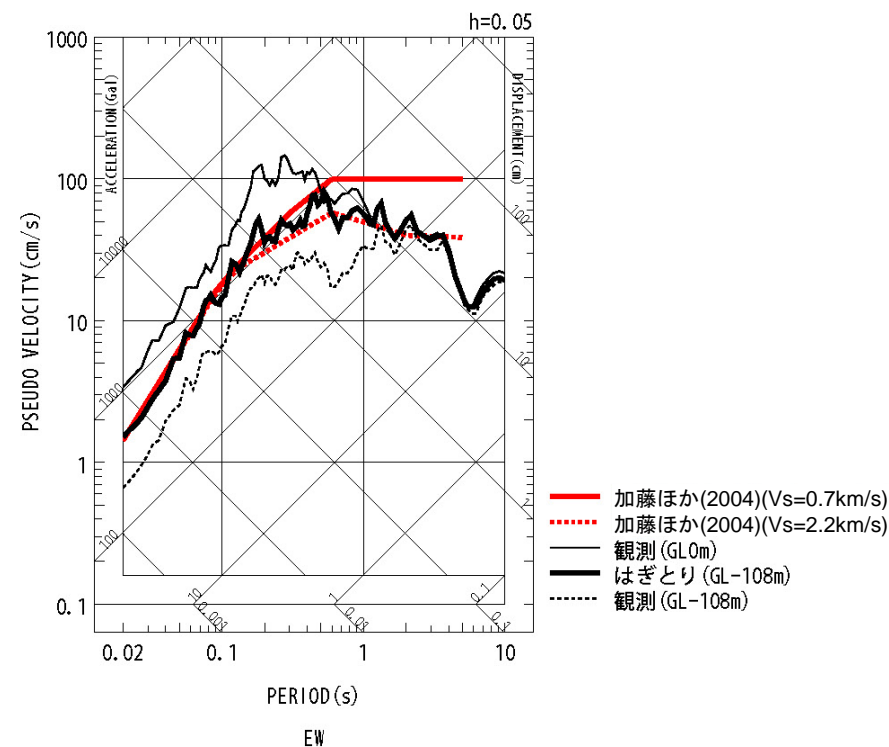
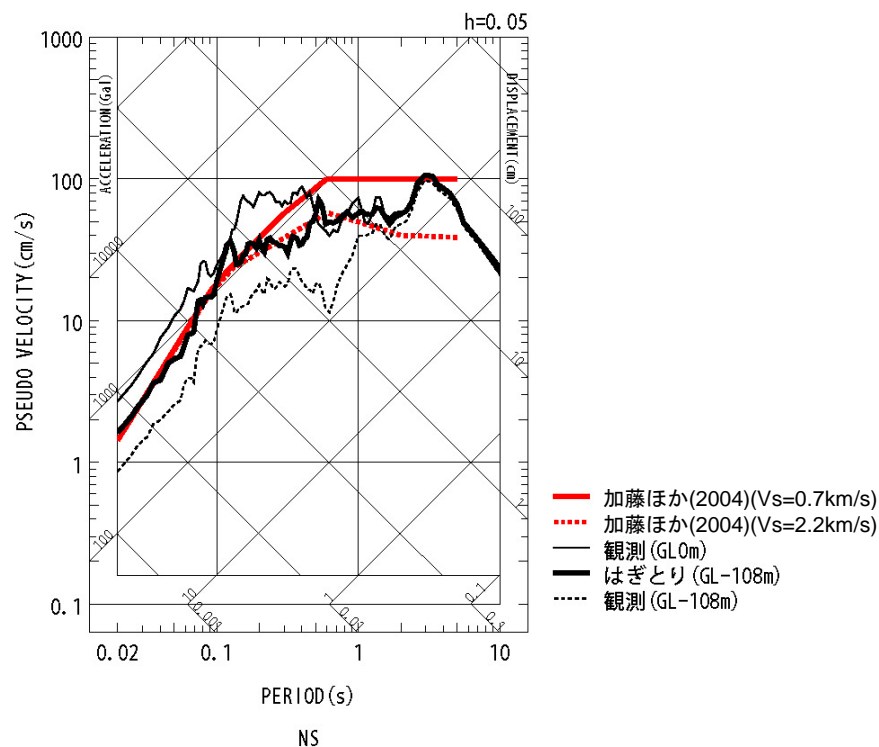


UD
応答スペクトルの比較(鉛直)

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集

KiK-net 一関東観測点に関する検討(7)

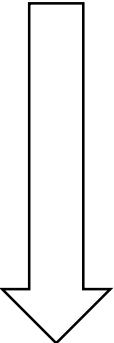
- IWTH26(一関東)観測点については、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていないことから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。
- しかしながら、水平方向は、本震記録による伝達関数に一定の整合がみられ、地表記録を概ね再現できていることから、これまでの検討で得られた地盤モデルを用いて、水平方向のはぎとり解析を実施する。
- IWTH26(一関東)について、地盤同定により得られた地盤モデルを用いて水平方向のはぎとり解析を実施した結果、一部の周期帯で加藤ほか(2004)を上回る結果となった。



3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集 KiK-net 一関東観測点に関する検討(8) まとめ

【本震記録を用いた検討】

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



【詳細検討】

◆ 本震記録を用いた検討

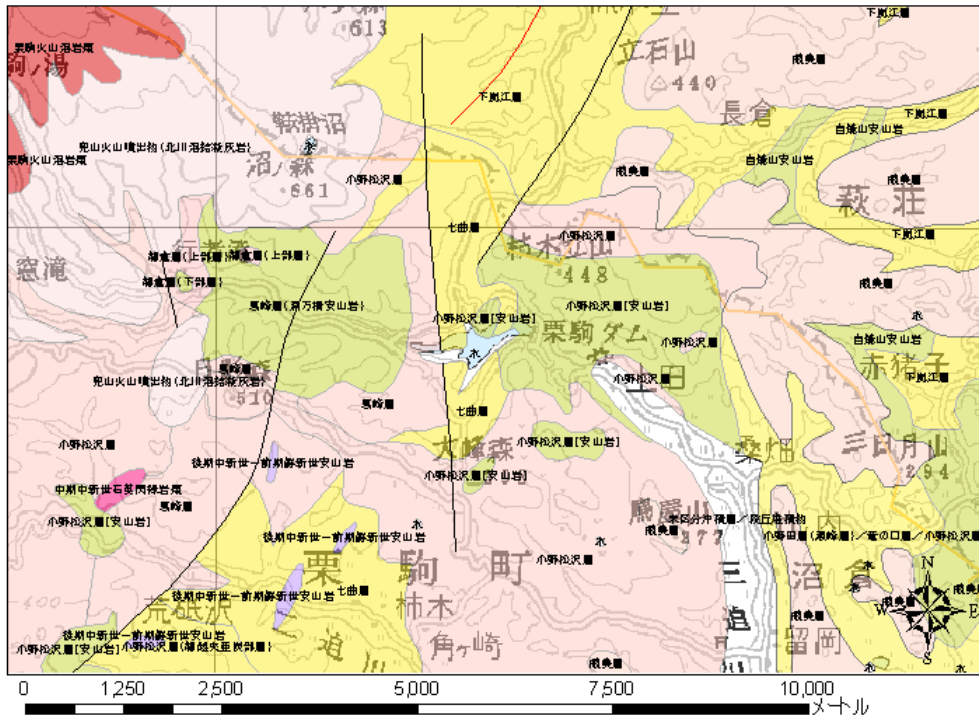
- 本震記録を用いた地盤同定により得られた地盤モデルを用いて、応答スペクトルの再現性を確認した結果、水平方向については、地表記録が概ね再現できており、鉛直方向については、地表記録を再現できていない。
- 探索範囲を変更し地盤同定を実施した結果、得られた地盤モデルは、鉛直動の観測記録の伝達関数を再現できていない。また、得られた地盤モデルの V_p は、PS検層結果と比べて大きい。

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

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集 栗駒ダムに関する検討(1)

◆栗駒ダムの地盤構造

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



栗駒ダム周辺地質図(東北建設協会(2006)に加筆)

栗駒ダム基盤地質の特徴(東北建設協会(2006))

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

東北地方デジタル地質図凡例(東北建設協会(2006)に加筆)

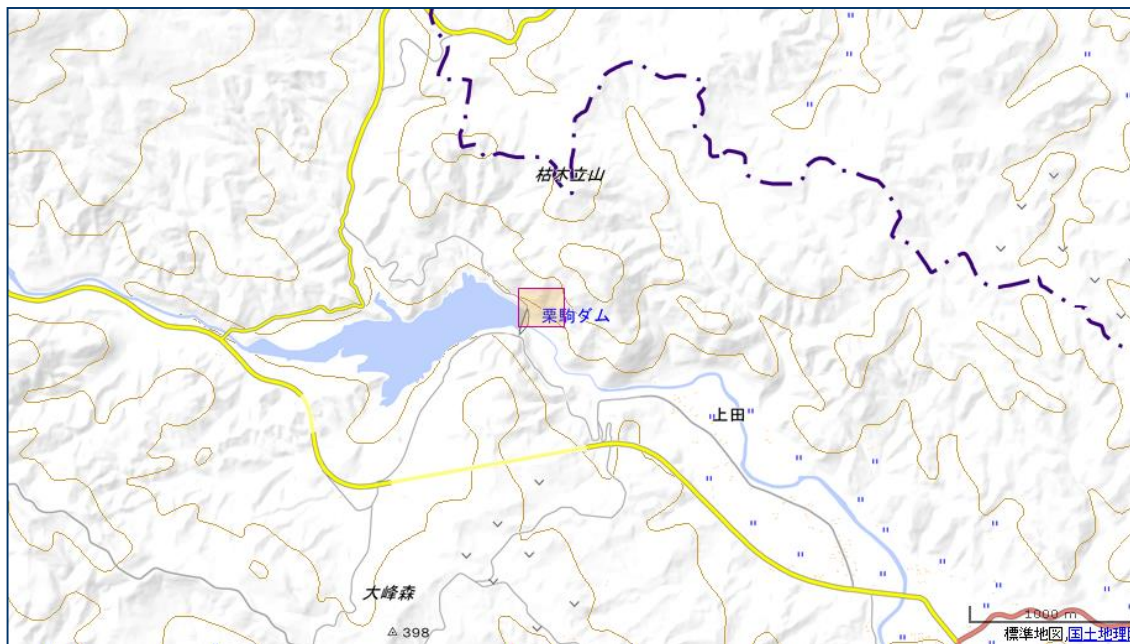
地質年代(Ma)	岩石区分	堆積物・堆積岩					岩屑	火山岩類							
		礫岩	砂岩	泥岩	凝灰岩	火山灰		石炭岩	珪長質(流紋岩・デイサイト)			苦鉄質(安山岩・玄武岩)			
									貫入岩	溶岩および火山砕積物	デイサイト質火砕流堆積物	貫入岩	溶岩および火山砕積物		
新生代	完新世	H	Hc	Hs		Ht		Hdb		Hav	Hpf		Hbv		
	第四紀	更新世	Q3	Q3c	Q3s	Q3m	Q3t		Q3db			Q3pf		Q3bv	
		中新世	Q2	Q2c	Q2s	Q2m	Q2t		2db	Q2db		Q2av	Q2pf		Q2bv
			Q1	Q1c	Q1s	Q1m	Q1t			Q1db	Q1ai	Q1av	Q1pf		Q1bv
	第三紀	鮮新世	N3B	N3Bc	N3Bs	N3Bm	N3Bt			N3Bai	N3Bav		N3bi	N3bv	
		中新世	N3A	N3Ac	N3As	N3Am	N3At		N3ai	N3av	N3Aai	N3Aav		N3abi	N3abv
			N2	N2c	N2s	N2m	N2t		N2ai	N2av	N2ai	N2av		N2bi	N2bv
			N1	N1c	N1s	N1m	N1t		N1ai	N1av				N1bi	N1bv
		古第三紀	漸新世	PG4	PG4c			PG4t				PG4av			PG4bv
	始新世	PG3	PG3c	PG3s	PG3m				PG3ai						
PG2							PG2ai		PG2av						
暁新世	PG1					PG1t									

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

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集 栗駒ダムに関する検討(2)

◆栗駒ダム地点の速度構造

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



J-SHISによる地盤の速度構造位置

J-SHISによる地盤の速度構造

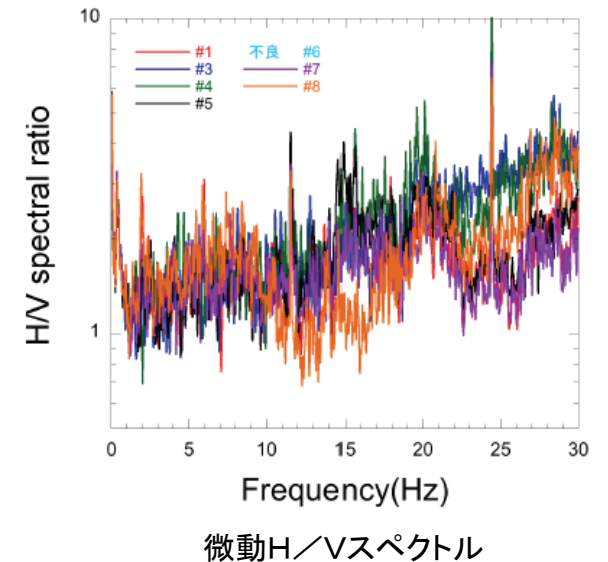
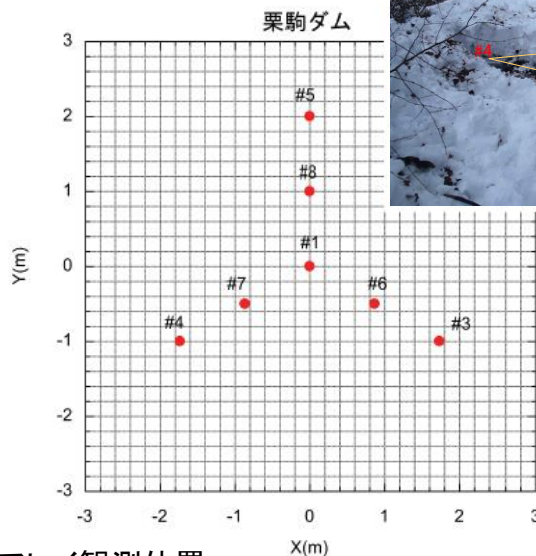
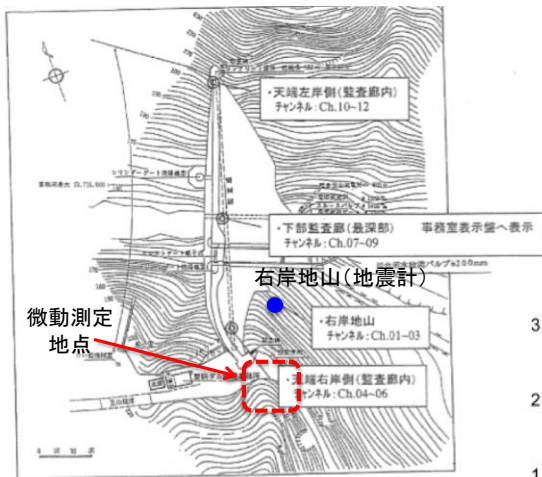
No.	LOWER DEP(m)	THK (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)
1	11	11	600	2000
2	295	284	1100	2500
3	301	6	1400	3000
4	736	435	1700	3500
5	1227	491	2100	4000
6	2313	1086	3100	5500
7	7313	5000	3300	5700
8	-	-	3400	6000

地震ハザードステーション(J-SHIS)より抜粋

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集 栗駒ダムに関する検討(3)

◆栗駒ダム(右岸地山)の微動アレイ観測による地盤構造の検討

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

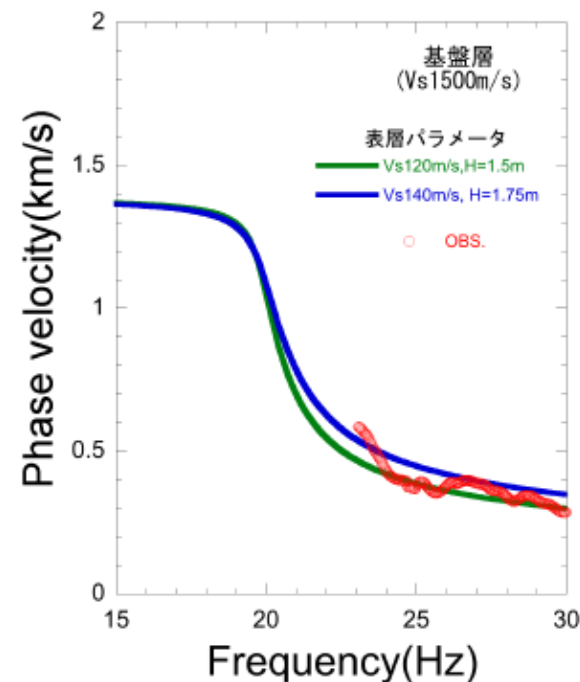
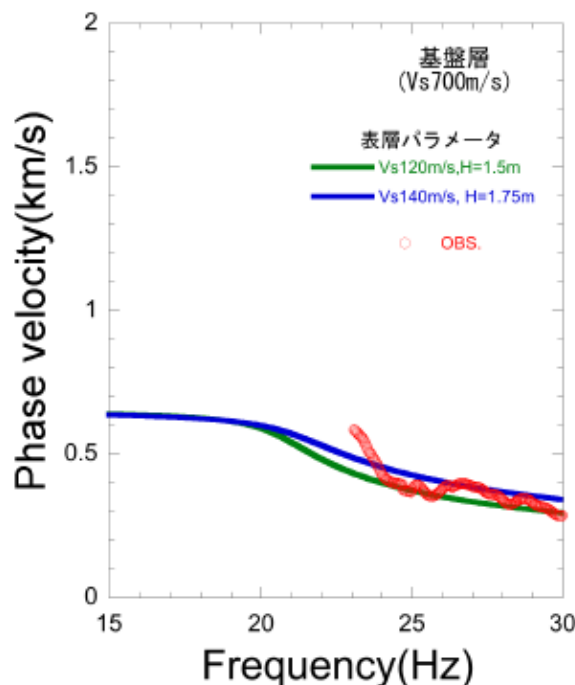


微動アレイ観測位置

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集 栗駒ダムに関する検討(4)

◆栗駒ダム(右岸地山)の微動アレイ観測による地盤構造の検討結果

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



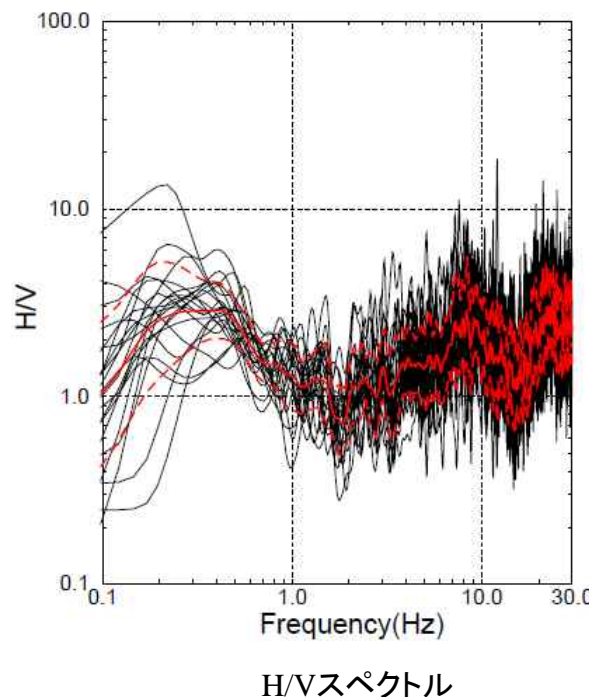
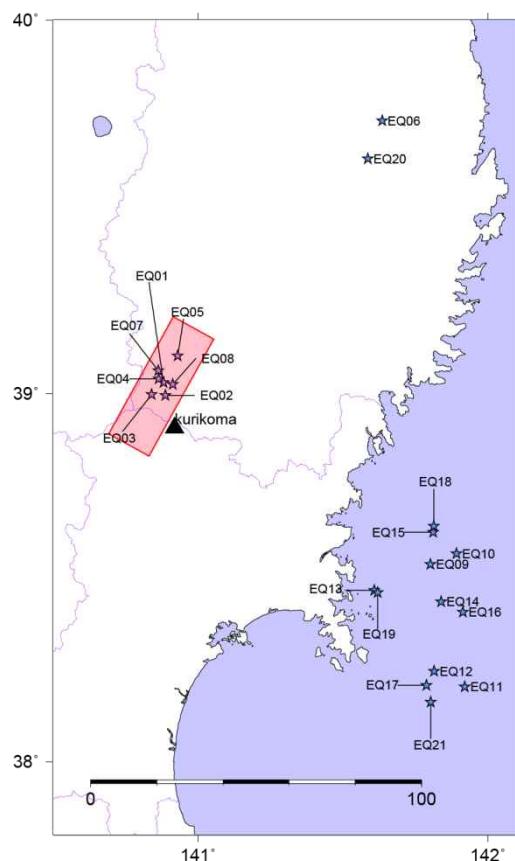
第286回原子力発電所の新規規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋

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

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集 栗駒ダムに関する検討(5)

◆栗駒ダム(右岸地山)の拡散波動場理論を用いた地盤構造の検討

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



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

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

α_H : 基盤での V_p

β_H : 基盤での V_s

$TF_1(0, \omega)$: 基盤に対する地表の水平動の伝達関数

$TF_3(0, \omega)$: 基盤に対する地表の鉛直動の伝達関数

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

地盤同定方法

地盤同定に用いる地震の震源分布
(赤:内陸地殻内地震、青:海溝型地震)

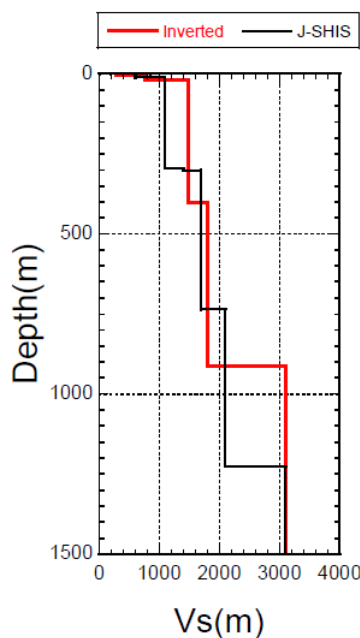
3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集 栗駒ダムに関する検討(6)

◆栗駒ダム(右岸地山)の拡散波動場理論を用いた地盤構造の検討結果

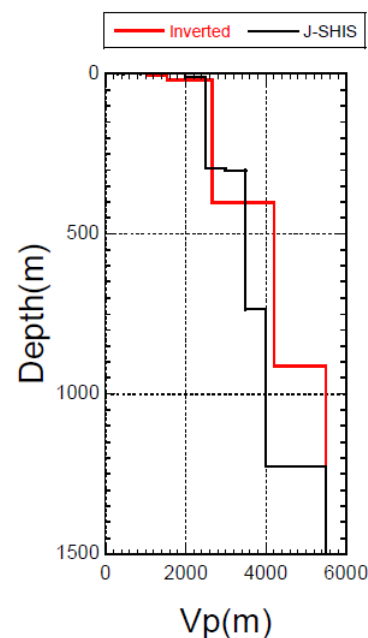
- 同定された地盤モデルは、基盤以深では、地表から深くなるとともに $V_s \cdot V_p$ が大きくなっており、特異な傾向はみられない。なお、地盤モデルの浅部については、微動アレイ観測により推定される地盤モデルと概ね整合しているが、今後も栗駒ダム地震観測点の地盤モデルについての更なる信頼性向上に努めていく。

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

同定された地盤モデル

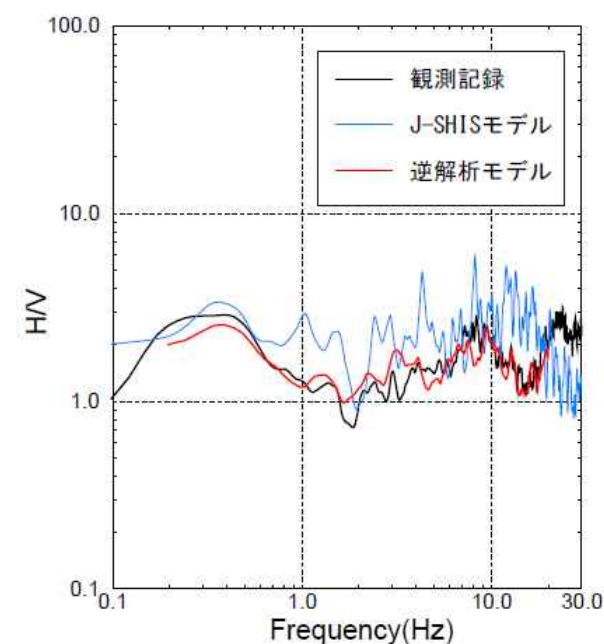


Vs(m)



Vp(m)

同定された地盤モデルとJ-SHISによるモデルの比較



H/Vスペクトルの比較

第286回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋

◆栗駒ダム(右岸地山)の地盤構造に関する検討結果

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

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集 栗駒ダムに関する検討(7)

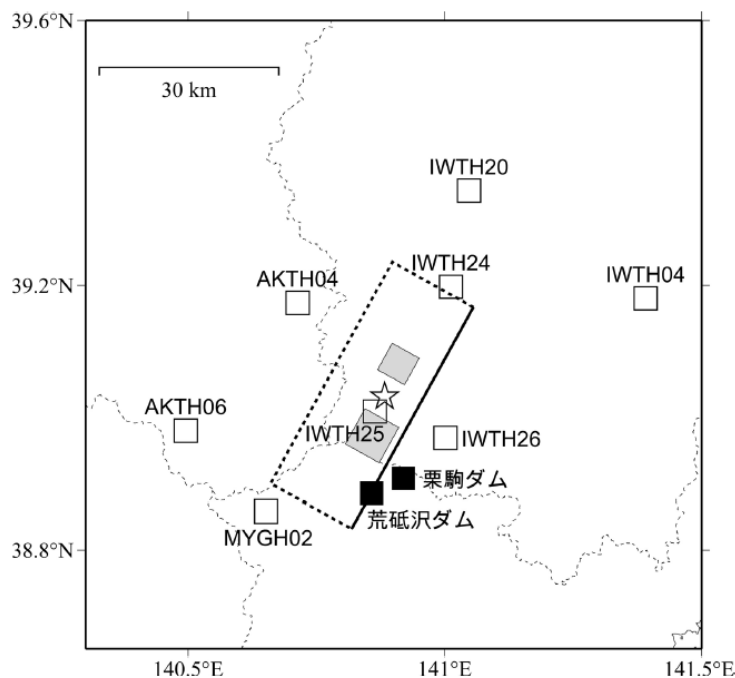
◆栗駒ダム(右岸地山)の観測記録の分析

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

◆栗駒ダム(右岸地山) 本震の耐専スペクトル適用性に関する検討

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

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



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

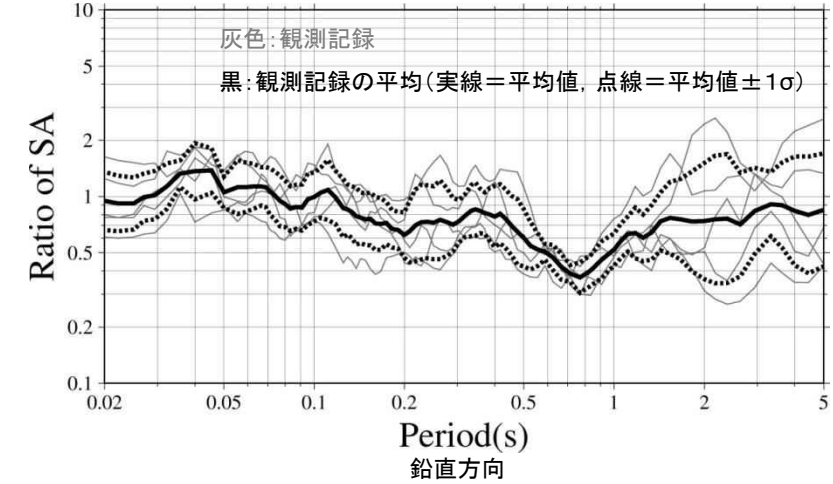
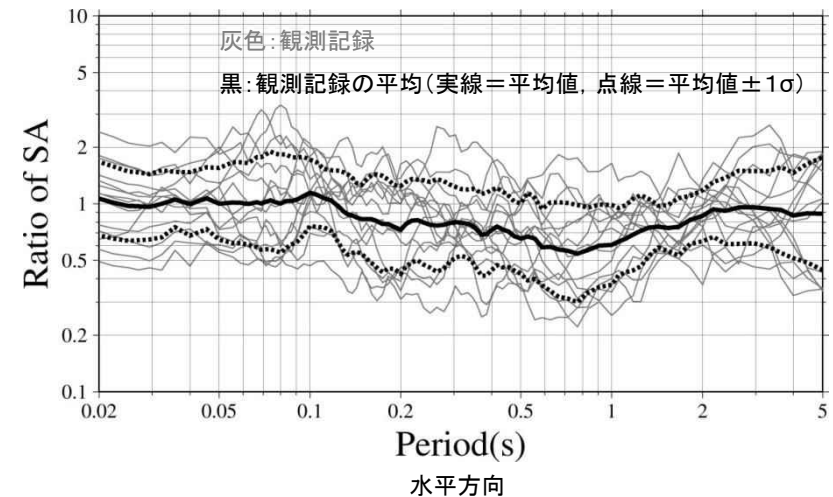
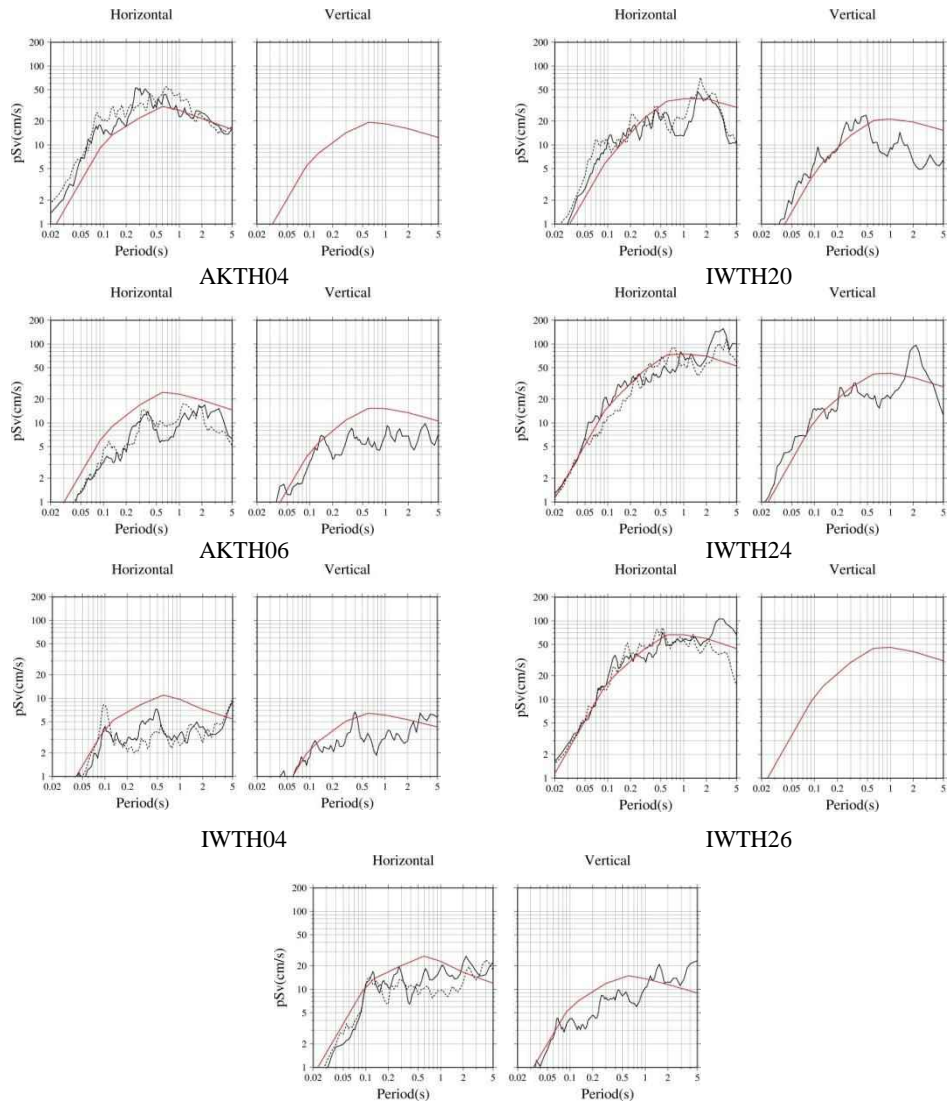
※：一関西については、先の検討よりサイト特性の影響がありうる事から、本検討からは除外

※：Vs、Vpは、各地点の地中観測点深度におけるPS検層結果を用いる

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.1Mw6.5以上の2地震 (4) 地震観測記録の収集 栗駒ダムに関する検討(8)

◆栗駒ダム(右岸地山) 本震の耐専スペクトル適用性に関する検討

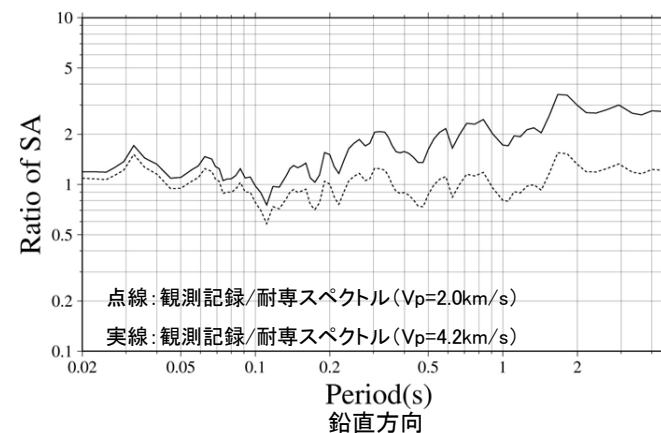
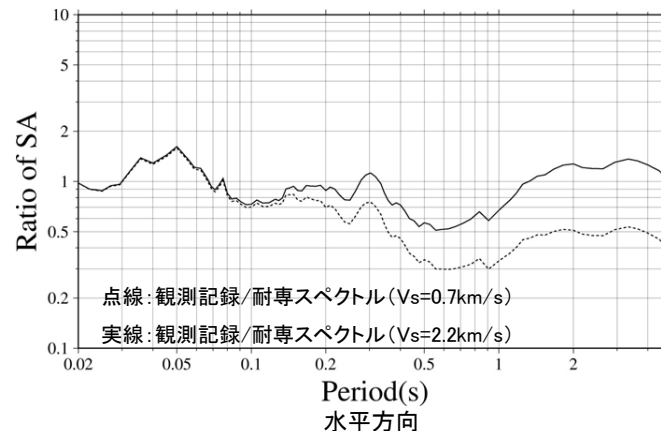
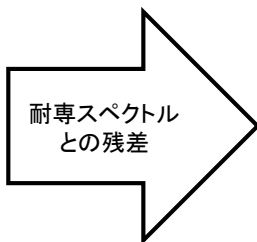
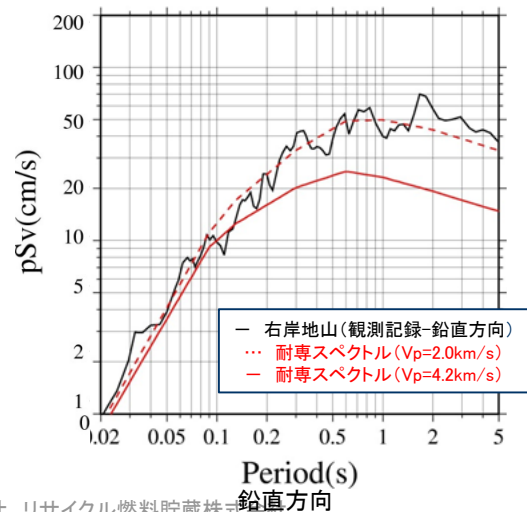
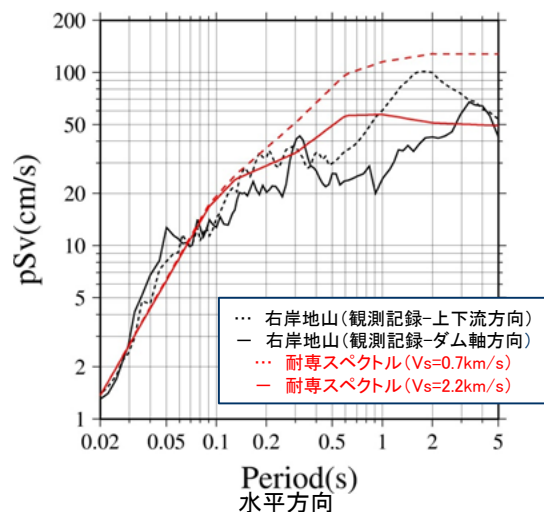
■ 岩手・宮城内陸地震については、ばらつきはあるものの、耐専スペクトルで概ね評価可能。



3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集 栗駒ダムに関する検討(9)

◆栗駒ダム(右岸地山) 耐専スペクトルを用いた検討

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



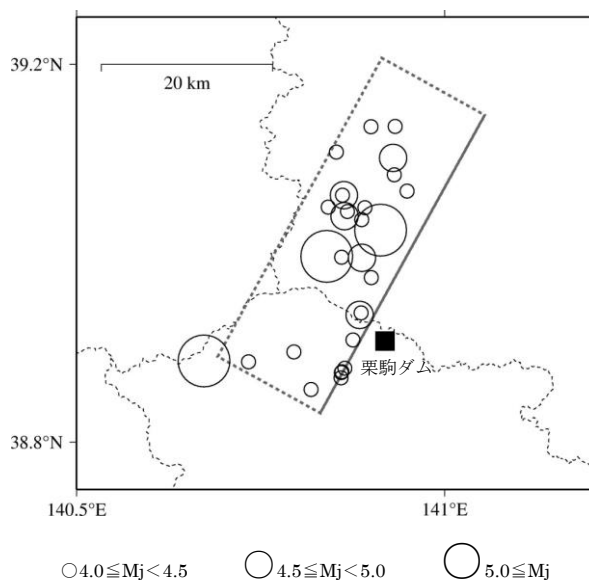
第286回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2より抜粋

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

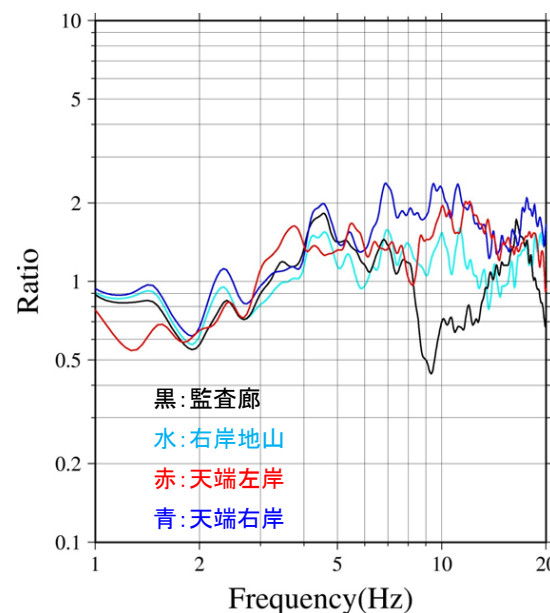
3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集 栗駒ダムに関する検討(10)

◆栗駒ダム(監査廊)の観測記録の分析

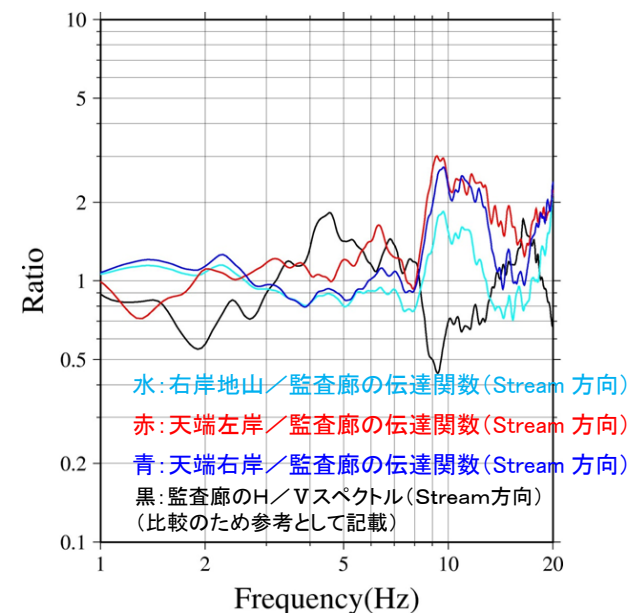
- 栗駒ダム観測点における岩手・宮城内陸地震の余震記録を用いてH/Vスペクトルを算定した。なお、水平方向は上下流(Stream)方向の観測記録を用いた。
 - ⇒余震記録のH/Vスペクトルの平均によると、監査廊の約10Hzにおいて谷となっているのに対し、右岸地山・天端左岸・天端右岸では同様の傾向はみられない。
- 栗駒ダム観測点における岩手・宮城内陸地震の余震記録を用いて、上下流(Stream)方向の観測記録の監査廊に対する各観測点の伝達関数を算定した。
 - ⇒天端左岸・天端右岸における伝達関数の平均では、約10Hzにピークがみられることから、ダム堤体の固有周期の影響により監査廊のH/Vスペ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



検討地震の震央分布



H/Vスペクトル

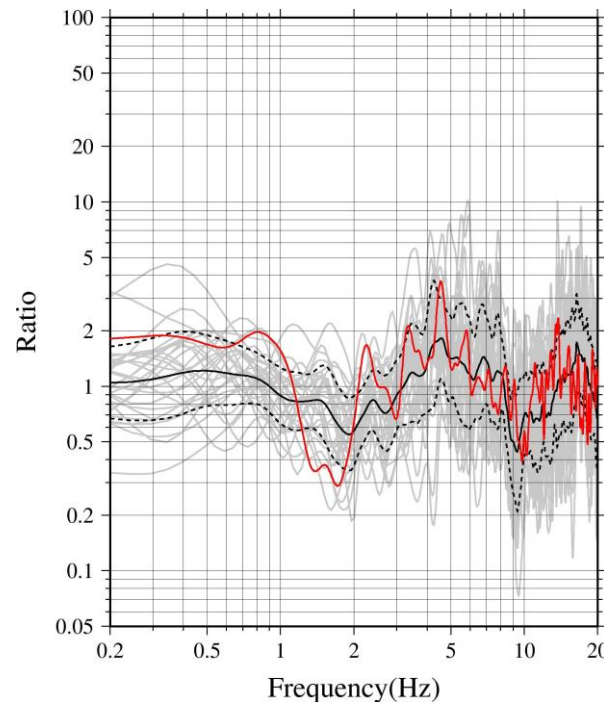


伝達関数

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集 栗駒ダムに関する検討(11)

◆栗駒ダム(監査廊)の観測記録の分析

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



灰色:余震 29 記録 黒:余震 29 記録の平均(実線=平均値, 点線=平均値±1σ)

赤:2008 年岩手宮城本震

監査廊のH/Vスペクトル

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集 栗駒ダムに関する検討(12)

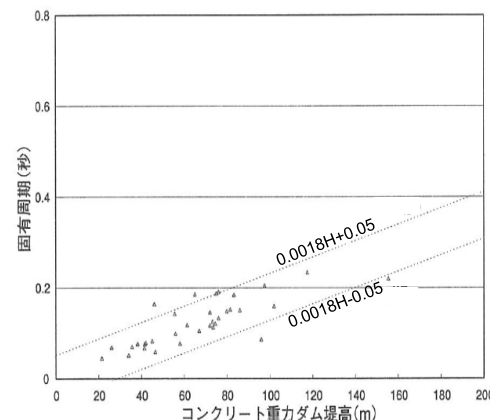
◆栗駒ダム(監査廊) ダム堤体の固有周期の検討

➢ 松本ほか(2005)では、重力式ダムの地震観測記録による基礎と天端の伝達関数を用いて、堤体の固有周期(T)と堤体高さ(H)について、 $T=0.18 \times H/100 \pm 0.05$ の関係式を求めている。

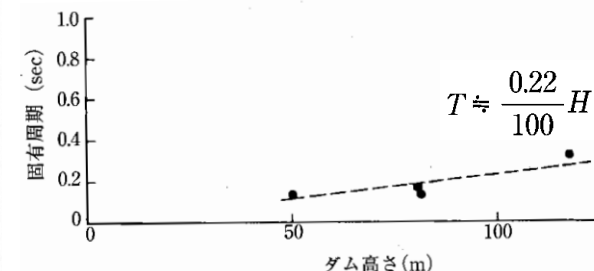
⇒栗駒ダム(堤体高さ約57m)の固有周期:0.103s(0.053~0.153s) [約10Hz(約7~19Hz)]

➢ ダム技術センター(2005)では、標準的な重力式ダムの堤体の固有周期と堤体高さについて、 $T \approx 0.22 \times H/100$ の関係式を求めており、地震観測記録の基礎と天端の伝達関数による固有周期の傾向と一致している。

⇒栗駒ダム(堤体高さ約57m)の固有周期:0.125s [約8Hz]



重力式ダムの固有周期と堤体高さの関係
(松本ほか(2005)に加筆)

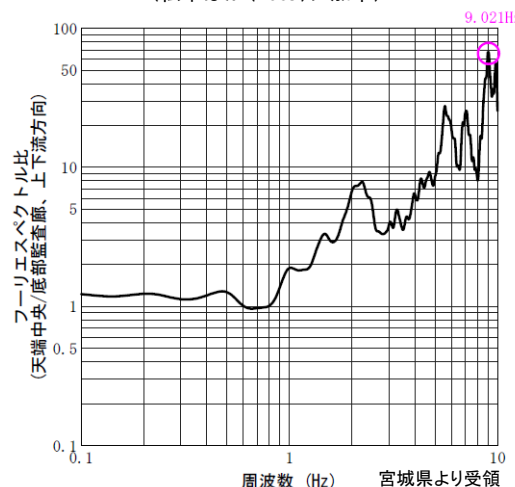


重力式ダムの固有周期と堤体高さの関係

(ダム技術センター(2005)に加筆)

➢ 宮城県では、栗駒ダム堤体の固有周期を把握するため、天端中央および監査廊底部で常時微動観測を行っている。

➢ 栗駒ダムにおける常時微動の監査廊底部に対する天端中央の伝達関数(上下流方向)の卓越周波数から評価される固有周波数(固有周期)は、9.021Hz(0.111s)となっている。



栗駒ダムでの常時微動の伝達関数

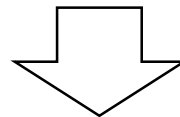
(天端中央／監査廊底部、上下流方向)

■ 重力式ダムの固有周期と堤体高さの関係および栗駒ダムにおける常時微動観測記録による栗駒ダム堤体の固有周期は、0.103s~0.125s(約8~10Hz)となっている。

■ 栗駒ダム(監査廊)の地震観測記録においてダム堤体の影響と考えられる傾向を示す周期(約10Hz)とダム堤体の固有周期が概ね対応していることから、監査廊の本震記録には、ダム堤体の影響が含まれていると考えられる。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震(4)地震観測記録の収集 栗駒ダムに関する検討(13)

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



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

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震

震源を特定せず策定する地震動への反映 検討方針

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

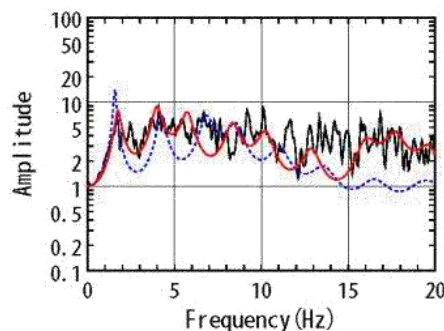
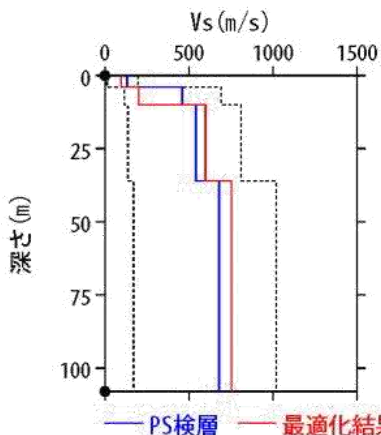
3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震

IWTH26 (一関東) はぎとり解析のばらつき評価(1)

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

地盤同定結果(水平)

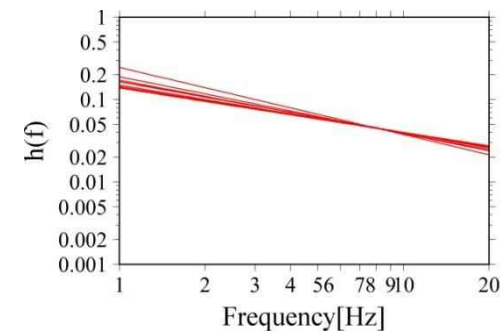
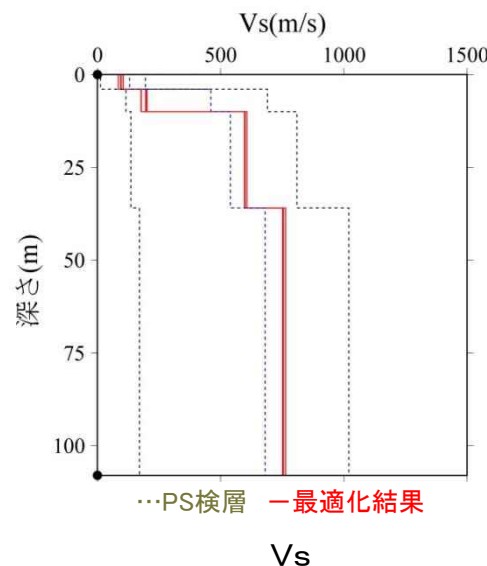
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	4	0	1.64	130	13	195	95	0.73	0.139	0.543
2	6	4	1.73	460	115	690	200	0.43		
3	26	10	1.73	540	135	810	598	1.11		
4	72	36	1.82	680	170	1020	752	1.11		
5	—	108	1.82	680	170	1020	752	1.11		



黒: 観測記録
赤: 最適化結果
青: PS 検層

伝達関数の比較(水平)

はぎとり解析に用いる地盤モデル



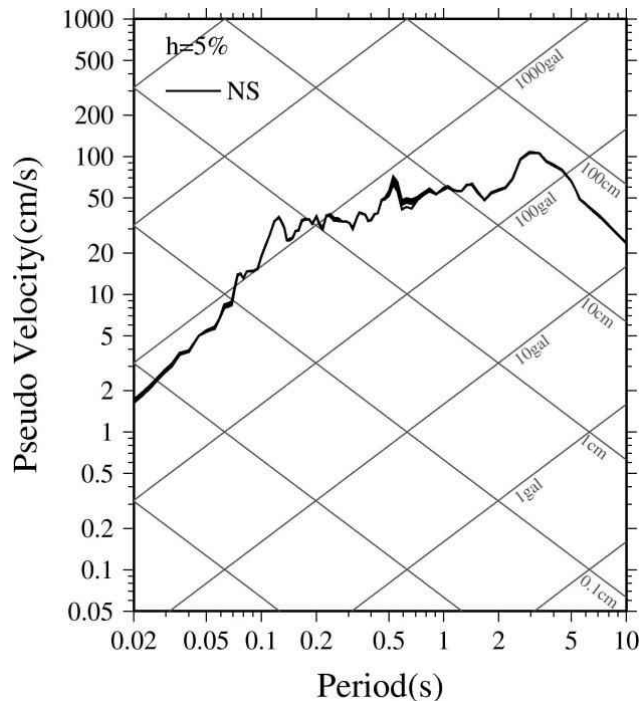
減衰定数(水平)

地盤同定結果

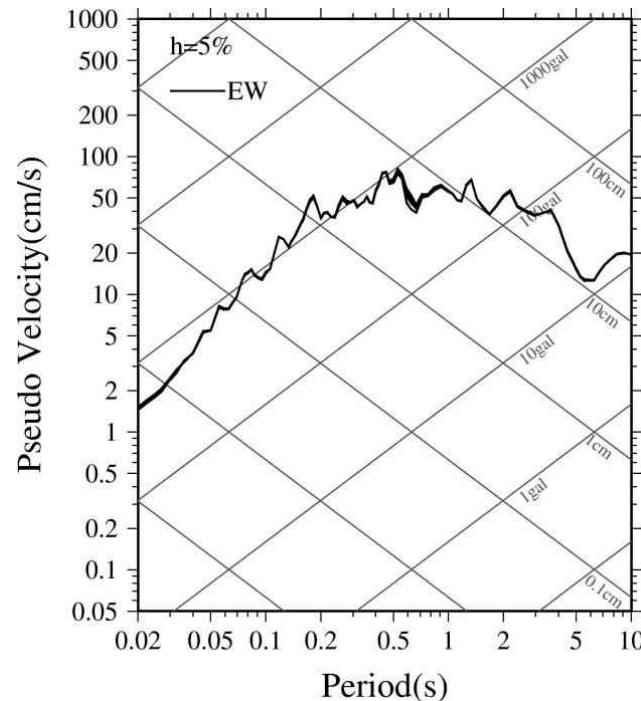
3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震

IWTH26（一関東）はざとり解析のばらつき評価(2)

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



応答スペクトル(NS方向)



応答スペクトル(EW方向)

最大加速度

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

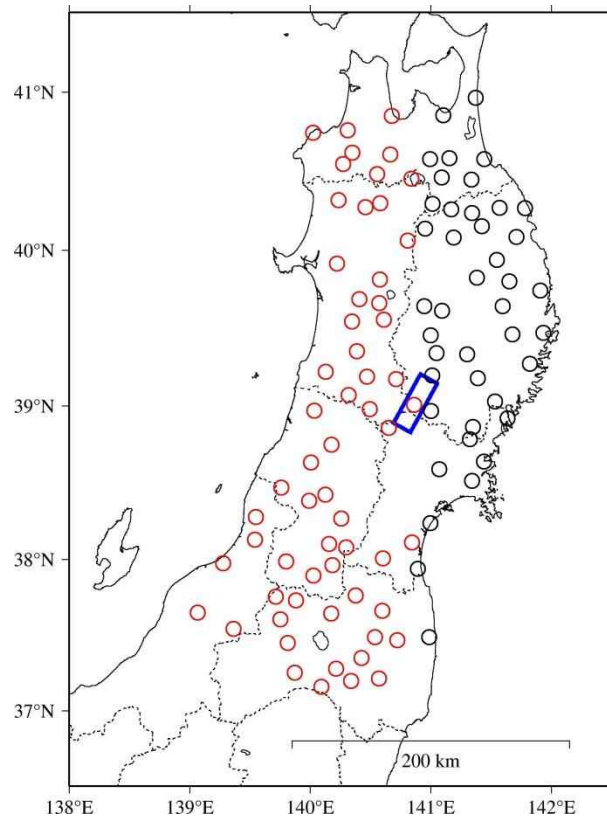
はざとり解析結果

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

3.震源を特定せず策定する地震動／3.1Mw6.5以上の2地震

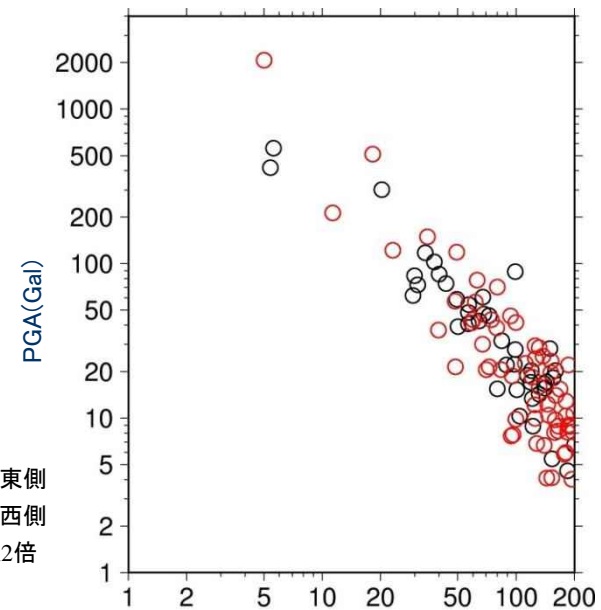
震源域北側・東側と南側・西側の地震動比較

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



観測点位置

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



断層最短距離(km)
 最大加速度分布

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

地震の概要

1. 地震発生日時(気象庁他)

- ・発生日時:平成16年12月14日 14時56分頃
- ・地震規模:Mj6.1 (Mw5.7)
- ・震源深さ:約9km
- ・震源位置:北緯44.077°、東経141.7°

2. 各地の震度および被害状況

各地の震度(気象庁)は以下のとおり。

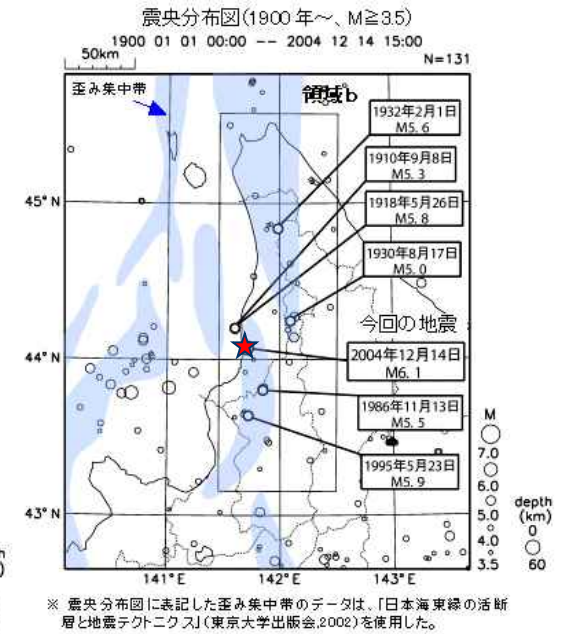
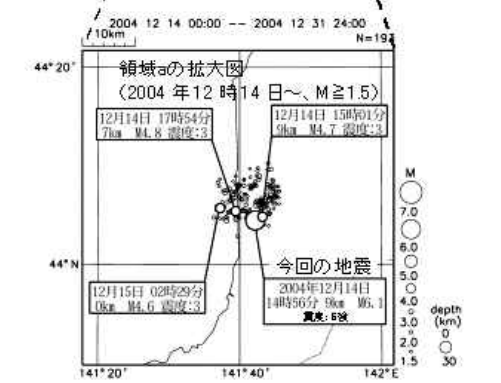
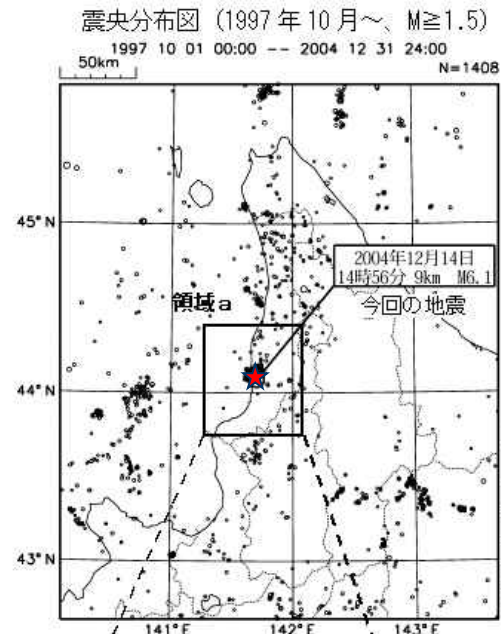
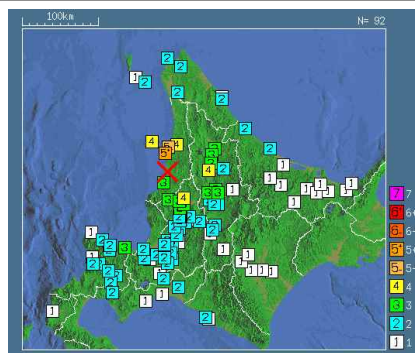
- ・震度5強:苦前町
- ・震度5弱:羽幌町
- ・震度4:初山別村、剣淵町、秩父別町
- ・地震による津波の発生はなし

被害状況(消防庁)は以下のとおり。

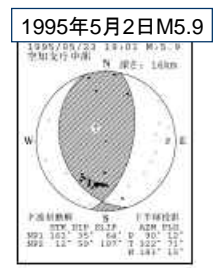
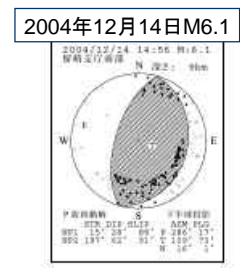
- ・住宅全壊・半壊:0棟
- ・住宅一部損壊:165棟
(内訳:小平町121棟、苦前町17棟、羽幌町27棟)
- ・負傷者8名(家具の下敷き、転倒による打撲等)
- ・コンビニート関係等異常なし

3. 地震発生メカニズム(気象庁)

- ・発震機構解より、東南東-西北西方向に圧力軸を持つ逆断層型の地震。
- ・本震位置より60km南方で1995年に発生したM5.9の地震の発震機構解は東西圧縮の逆断層型であり、この地域の東西圧縮の応力場と調和的である。
- ・北海道内陸西部では、やや規模の大きな地震は、歪み集中帯で発生するようである。



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



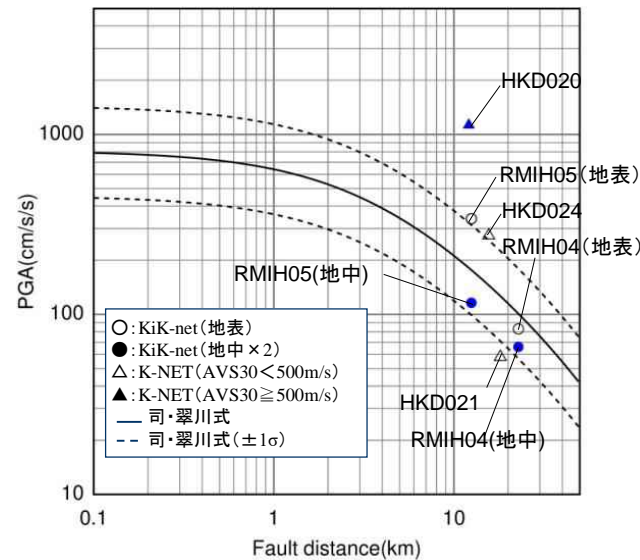
地震調査委員会

2004年北海道留萌支庁南部地震および周辺で発生した主な地震

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震 観測記録(1)

K-NETおよびKiK-netの最大加速度

観測点		震源距離 (km)	AVS ₃₀ (m/s)	最大加速度(Gal)		
				水平(NS)	水平(EW)	鉛直(UD)
K-NET 地表	HKD020	港町	12.1	535.7	1127.2	368.4
	HKD024	達布	15.6	184.9	274.0	73.5
	HKD021	留萌	18.1	57.5	44.6	20.0
KiK-net 地表 (地中)	RMIH05	小平西	12.5	340.4 (57.8)	236.1 (36.8)	66.2 (27.4)
	RMIH04	小平東	22.8	83.0 (23.8)	81.8 (32.7)	36.5 (25.9)

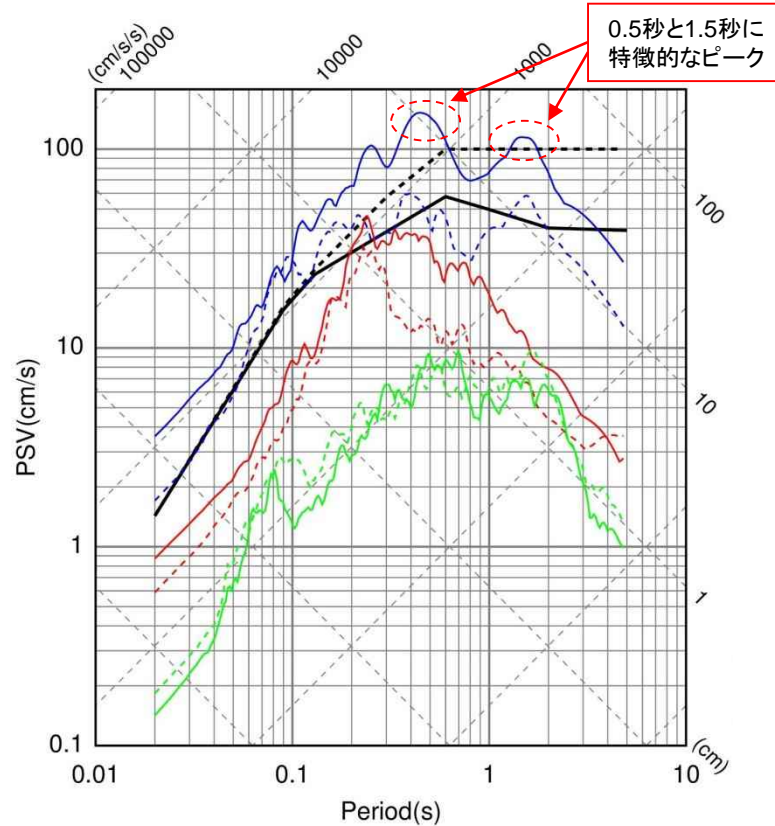


距離減衰式との関係

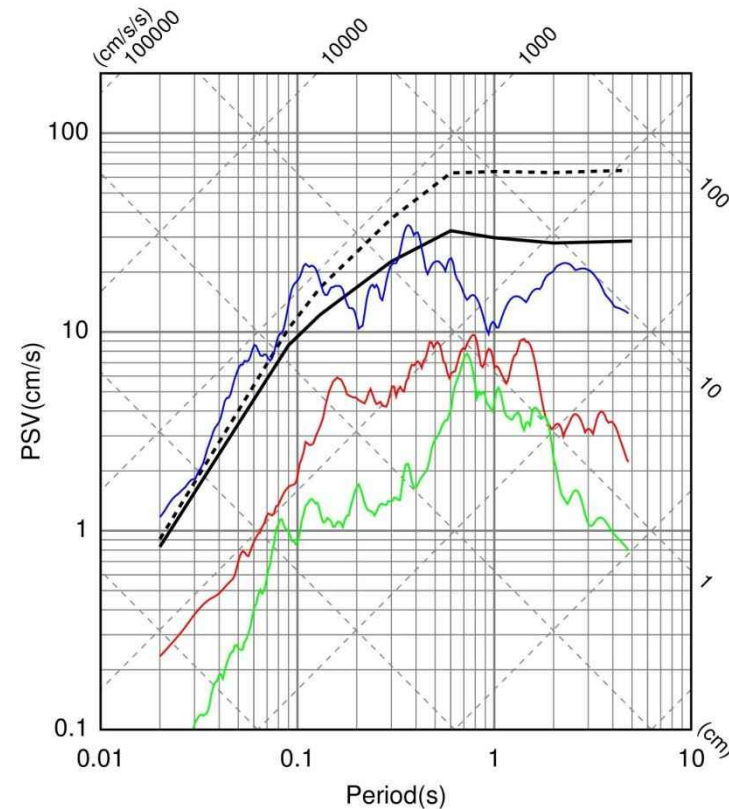
■ 断層最短距離30km以内の観測記録は5記録であった。このうち震源近傍に位置するHKD020観測点において、最大加速度1127.2Galが観測されており、司・翠川(1999)の距離減衰式の+1σを上回る。

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震 観測記録(2)

- 加藤ほか(2004)(Vs=0.7km/s)
- HKD024(X=15.6km)_EW
- 加藤ほか(2004)(Vs=2.2km/s)
- - - HKD024(X=15.6km)_NS
- HKD020(X=12.1km)_EW
- HKD021(X=18.1km)_EW
- - - HKD020(X=12.1km)_NS
- - - HKD021(X=18.1km)_NS
- 加藤ほか(2004)(Vp=2.0km/s)
- 加藤ほか(2004)(Vp=4.2km/s)
- HKD020(X=12.1km)_UD
- HKD024(X=15.6km)_UD
- HKD021(X=18.1km)_UD



水平方向



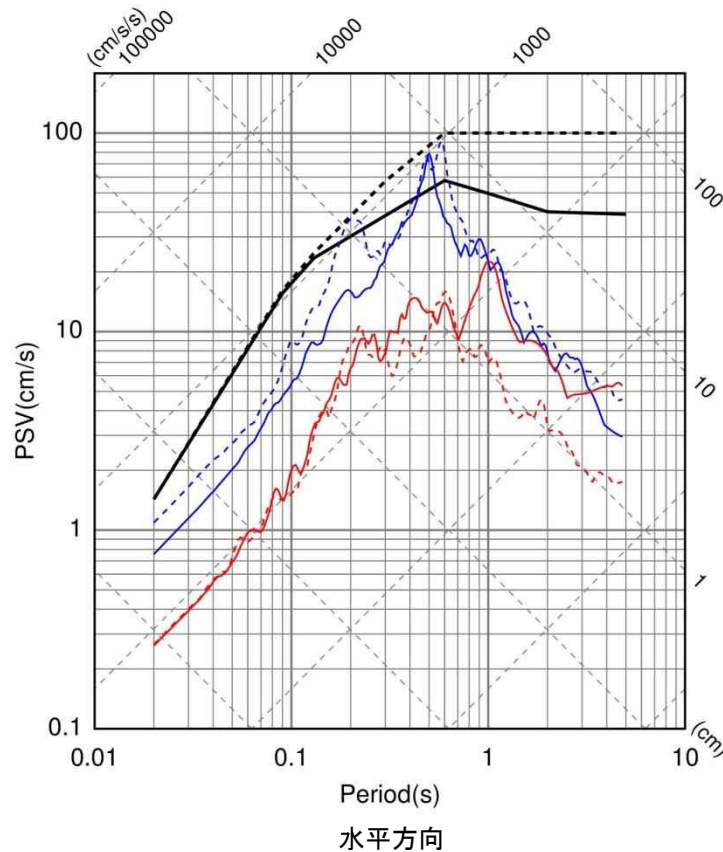
鉛直方向

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

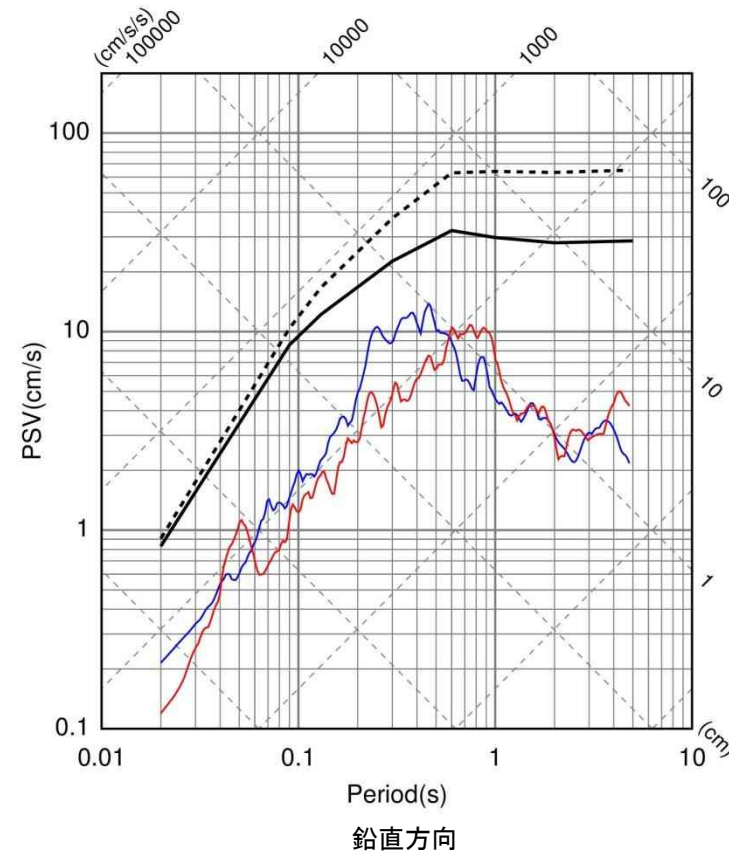
■ K-NET観測点の観測記録のうち、HKD020観測点では、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを大きく上回る。また、HKD024観測点の観測記録は、HKD020観測点のEW成分に包絡される。

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震 観測記録(3)

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



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



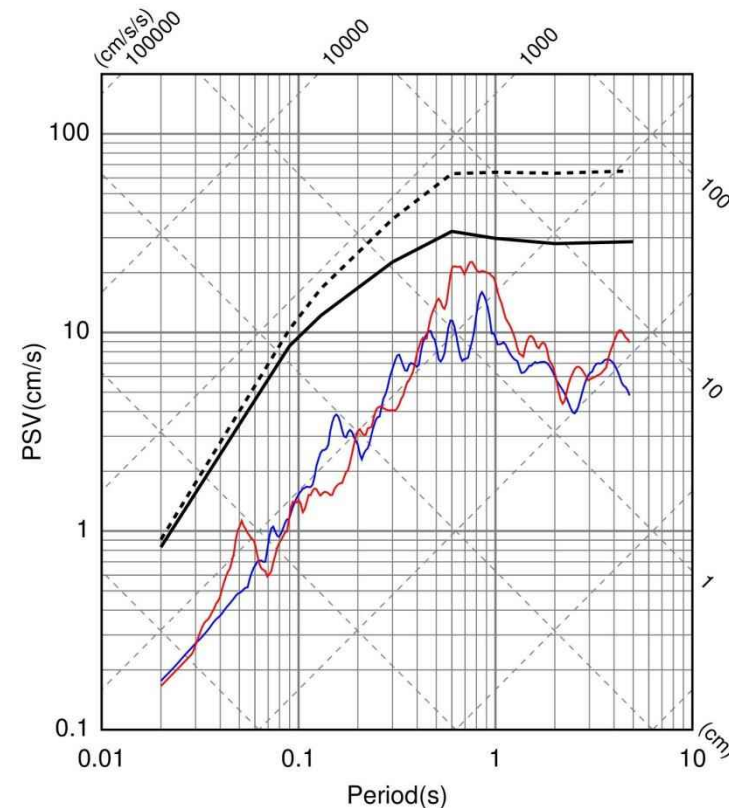
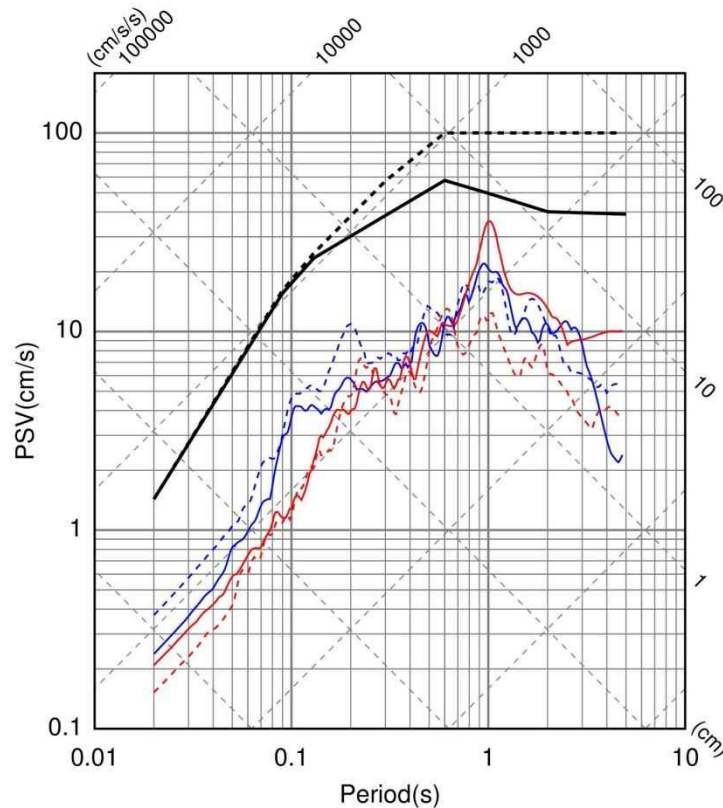
KiK-net各観測点による応答スペクトル(地表)と加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

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

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震 観測記録(4)

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

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

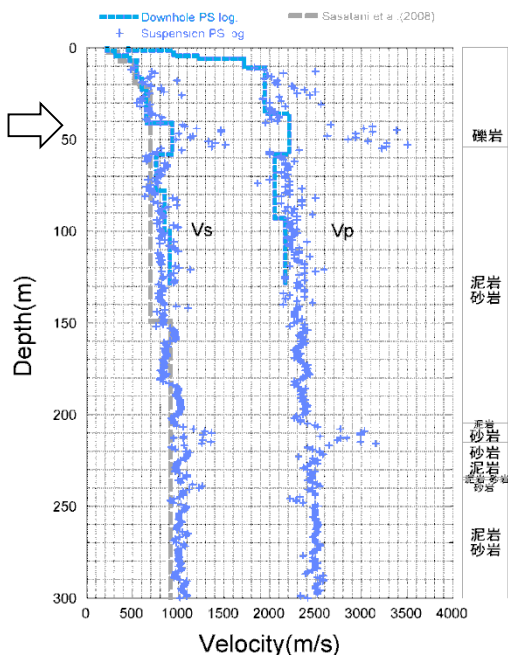


KiK-net各観測点による応答スペクトル(地中×2)と加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

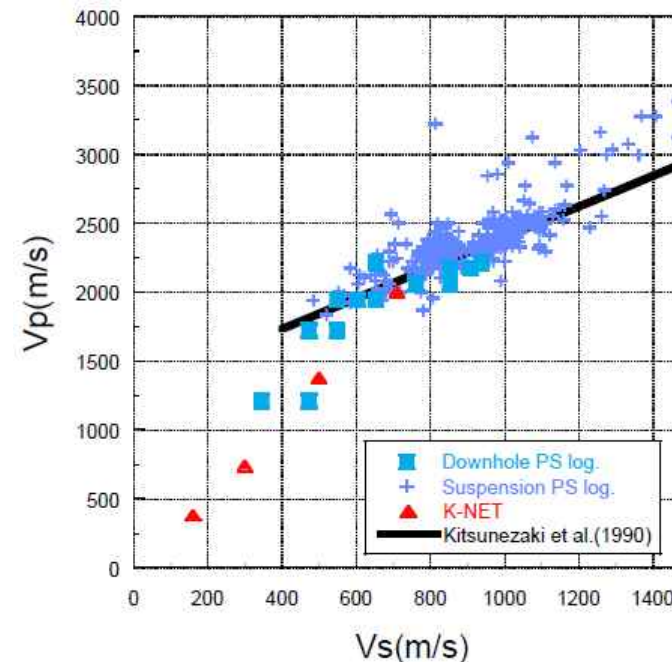
■ KiK-net観測点の地中観測記録(地中×2)は、すべて加藤ほか(2004)の応答スペクトルに包絡される。

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震 佐藤ほか (2013) によるHKD020観測点の物理探査(2)

深さ41mを
基盤層と設定



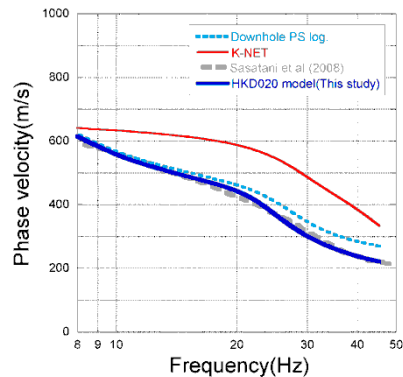
HKD020(港町)におけるPS検層結果と
既往の研究によるS波速度構造モデル



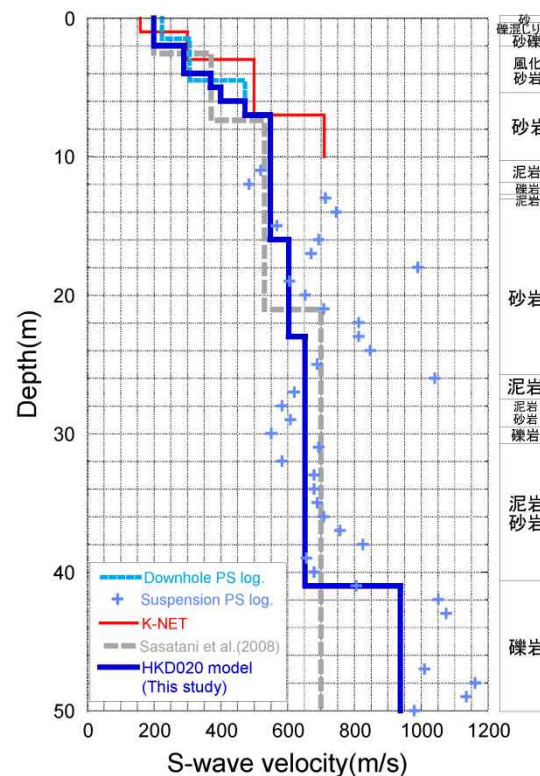
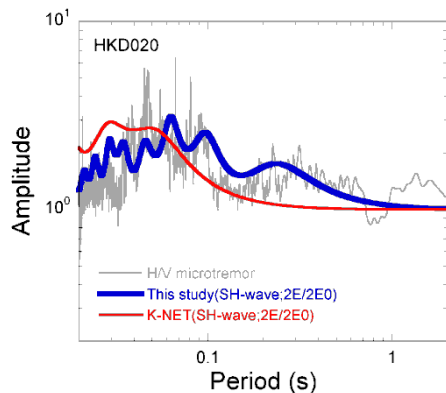
HKD020のPS検層結果による
Vp-Vs関係と既往の経験式の比較

- ボーリング孔を用いて、150mまでについてはダウンホール法とサスペンション法、300mまでについてはサスペンション法によるPS検層を実施した。
- 深さ50m付近までにおいては、笹谷ほか(2008)による微動アレイ探査に基づく構造は、今回の調査によるS波速度構造と十分に対応しない。しかしながら、58m以深の泥岩・砂岩互層が続く部分のVsについては、サスペンション法による大局的な速度とほぼ対応している。
- PS検層によるS波速度構造から、Vsが700m/s以上となる明瞭な速度境界としての基盤層を、Vsが938m/sとなる41mの深さに設定した。Vpの観点から見ても、基盤層は41mの深さに設定することが妥当。
- 狐崎ほか(1990)による既往の経験式からVsが700m/s以上では、Vpが2000m/sを超える。

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震 佐藤ほか (2013) によるHKD020観測点の物理探査(3)



HKD020におけるレイリー波位相速度の比較



HKD020における地盤速度構造(S波速度構造)の比較

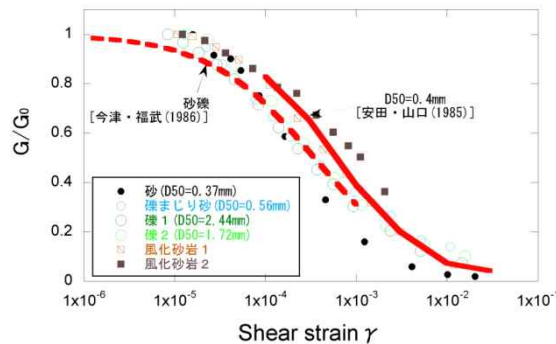
HKD020における地震動評価モデル

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

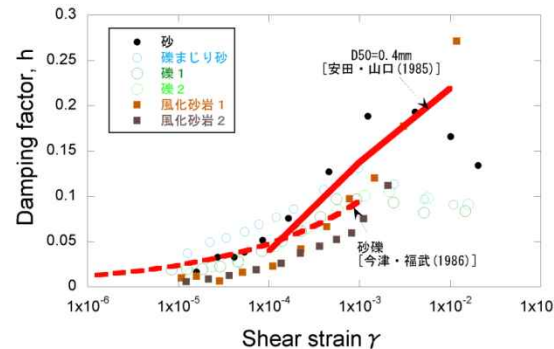
HKD020における微動H/Vスペクトルと地盤モデルに基づくSH波の理論増幅特性の比較

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

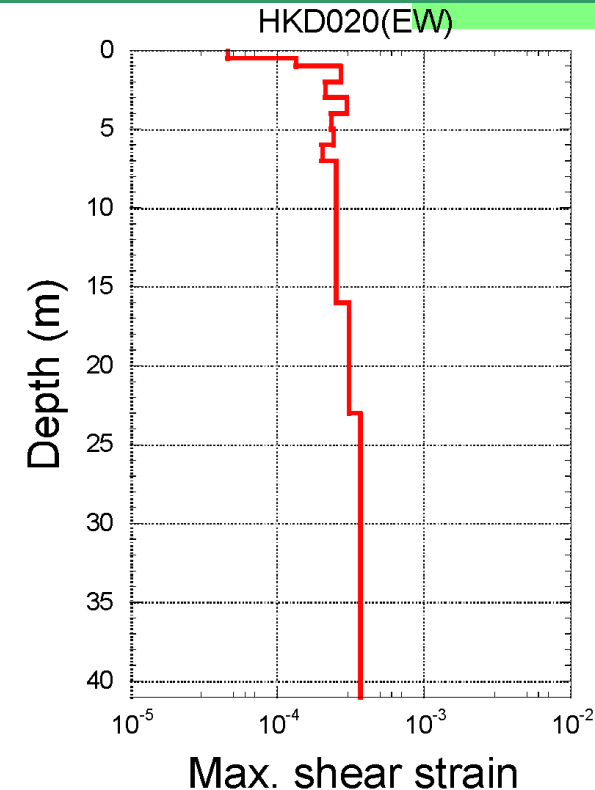
3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震 佐藤ほか (2013) によるHKD020観測点の基盤地震動評価(1)



HKD020における表層地盤の G/G_0 のひずみ依存性と既往の経験式の比較



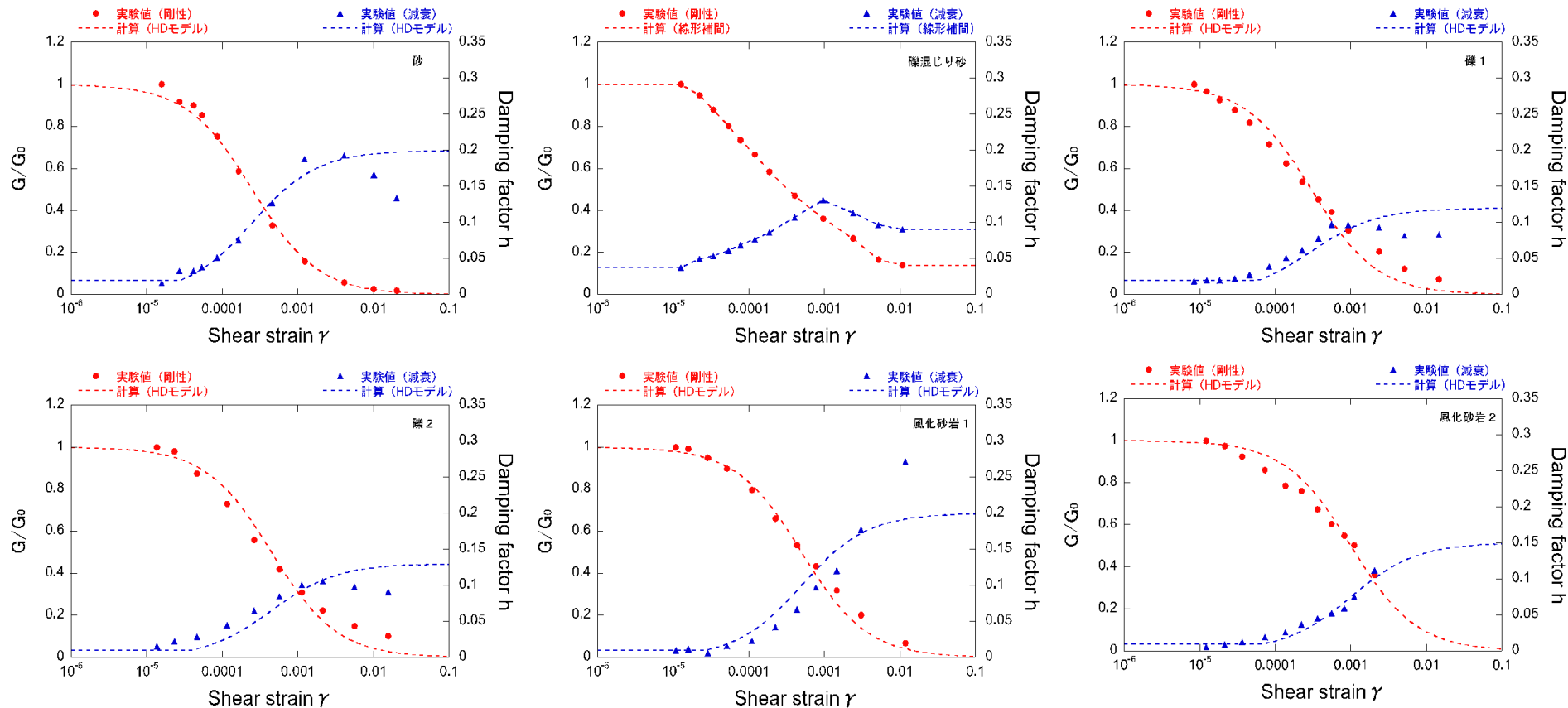
HKD020における表層地盤の減衰定数 h のひずみ依存性と既往の経験式の比較



2004年留萌地震時の地盤の最大せん断ひずみの深さ分布の試算結果(線形解析)

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

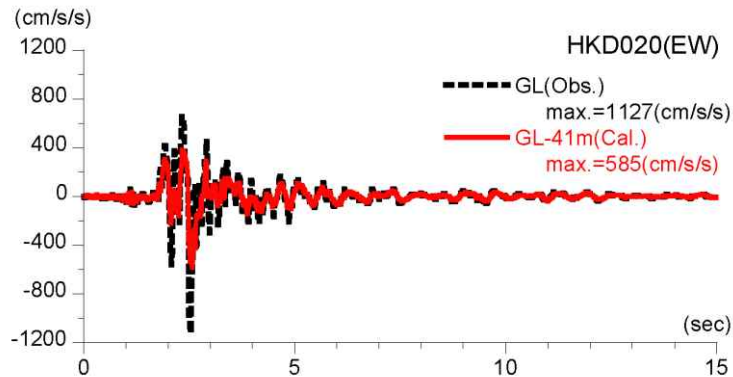
3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震 佐藤ほか (2013) によるHKD020観測点の基盤地震動評価(2)



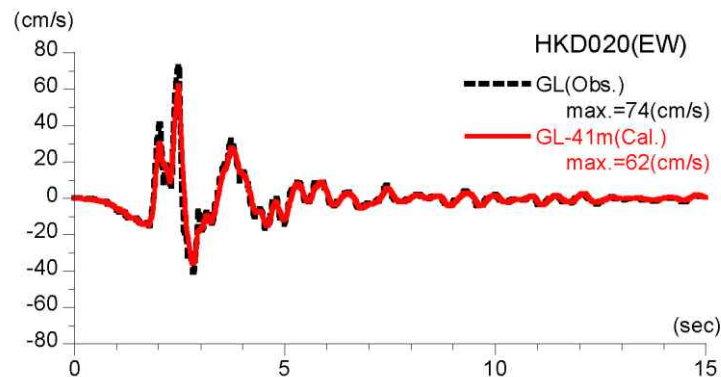
等価線形解析において設定した地盤の非線形特性

■ 表層6mまでの層については、室内試験結果を用いてHardin-Drnevichモデルにより非線形特性 ($G/G_0 \sim \gamma$ 、 $h \sim \gamma$)を設定する。

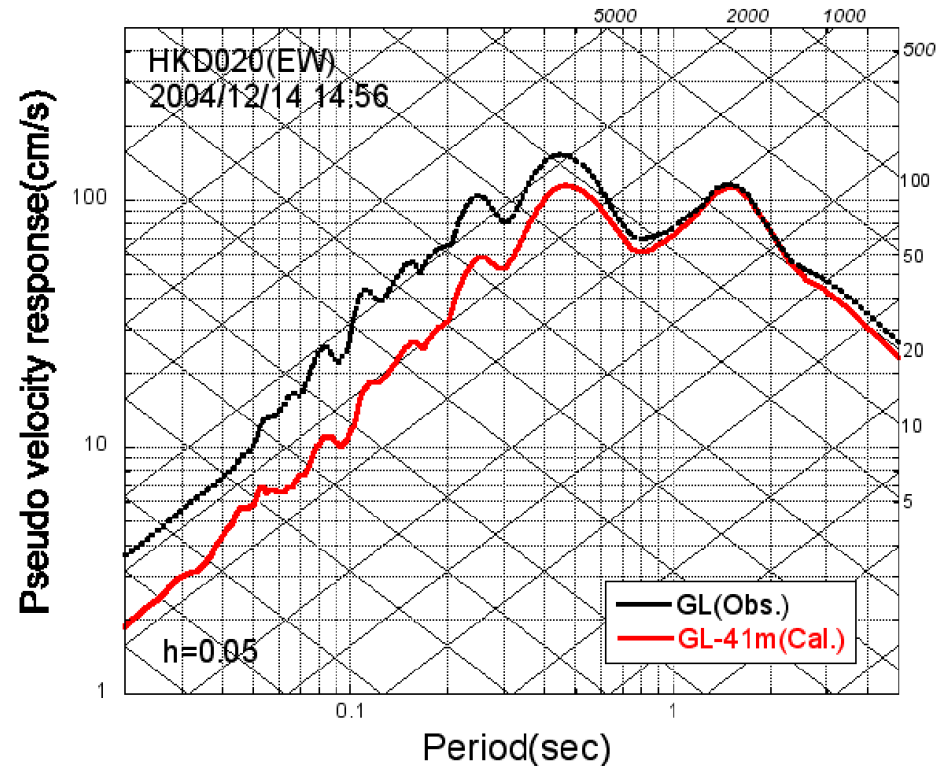
3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震 佐藤ほか (2013) によるHKD020観測点の基盤地震動評価(3)



推計された基盤地震動と地表観測記録の比較



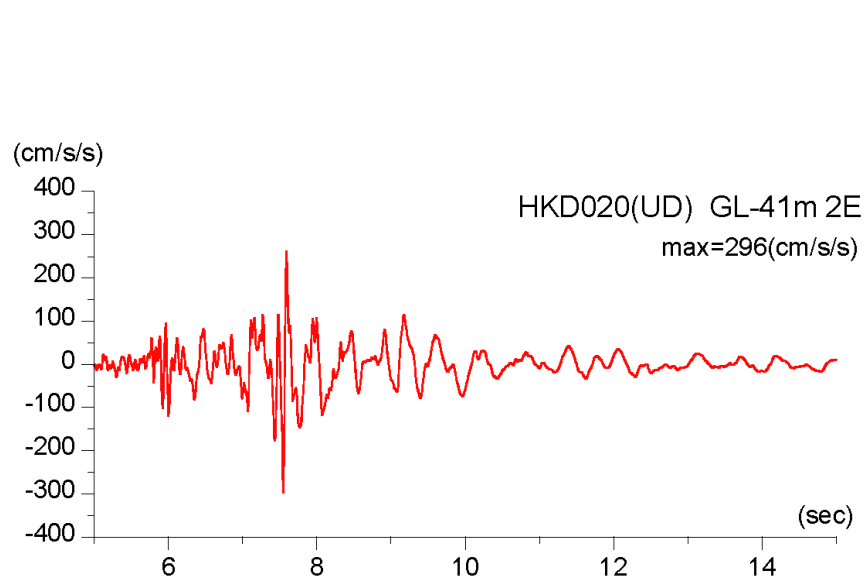
速度に変換した基盤地震動と地表観測記録の比較



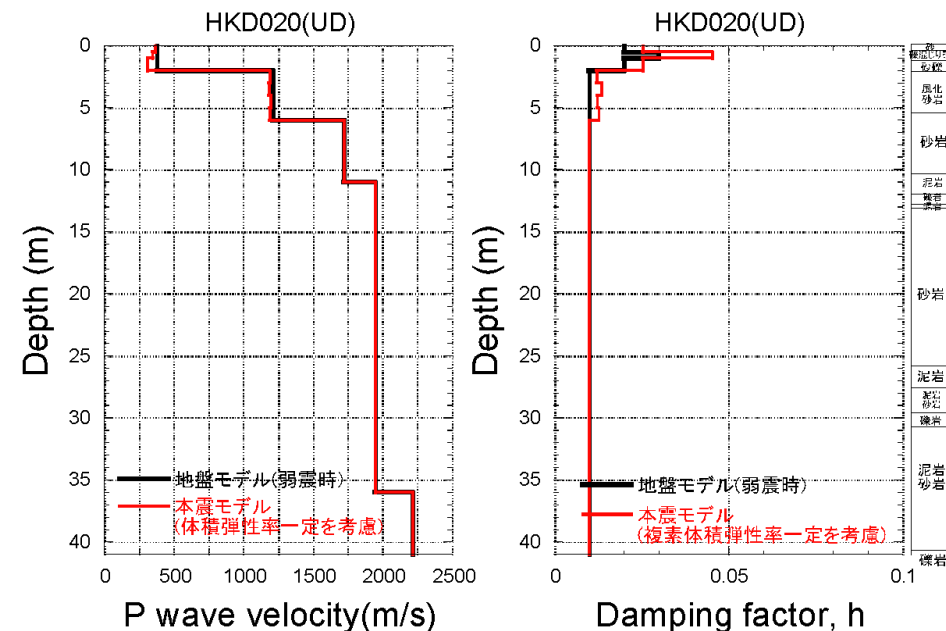
擬似速度応答スペクトルの比較

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

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震 佐藤ほか (2013) によるHKD020観測点の基盤地震動評価(4)



鉛直成分の基盤地震動の推計結果



2004年留萌地震時のP波速度と減衰定数

- 鉛直方向については、体積弾性率一定を仮定した1次元波動論による線形解析により、地表観測記録からGL-41mの基盤地震動を評価している。
- 鉛直方向のはざとり結果の最大加速度は 296cm/s^2 となっている。

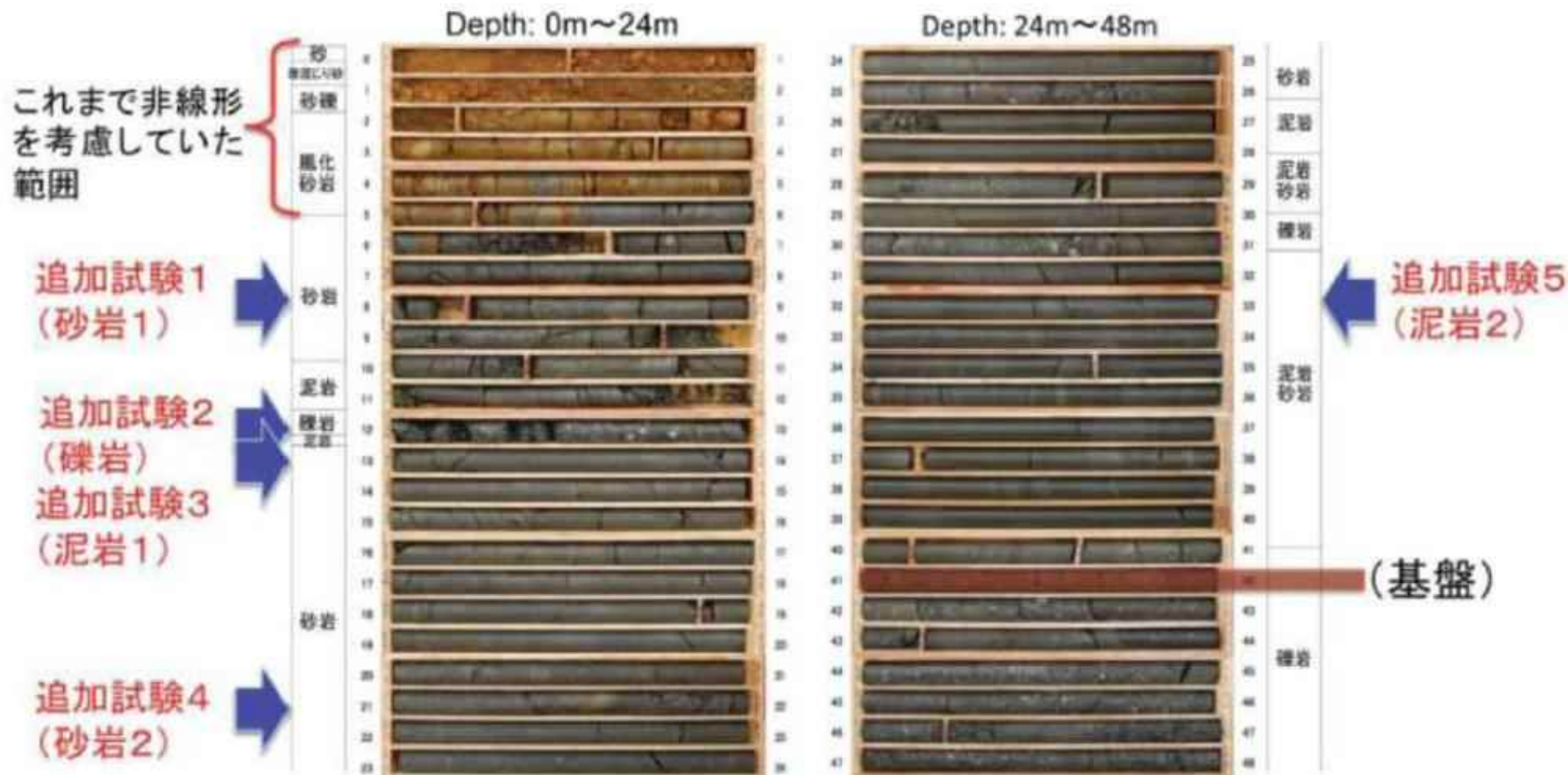
3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震 基盤地震動評価 検討方針

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

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(1)

■ GL-6mからGL-41mまでの5箇所において追加の室内試験が実施された。

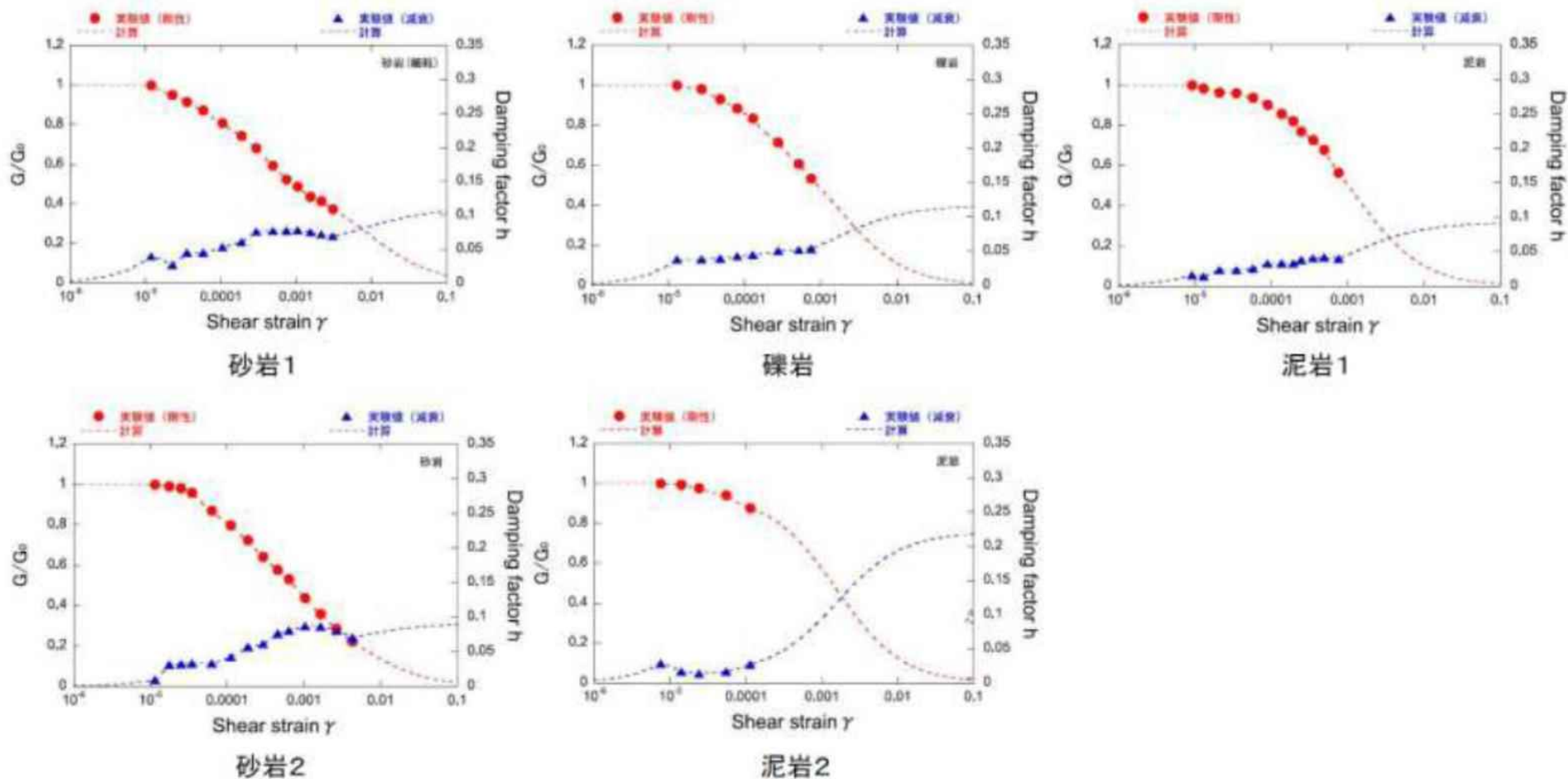


追加の室内試験の実施位置

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(2)

■ 追加の室内試験により非線形特性が設定されている。

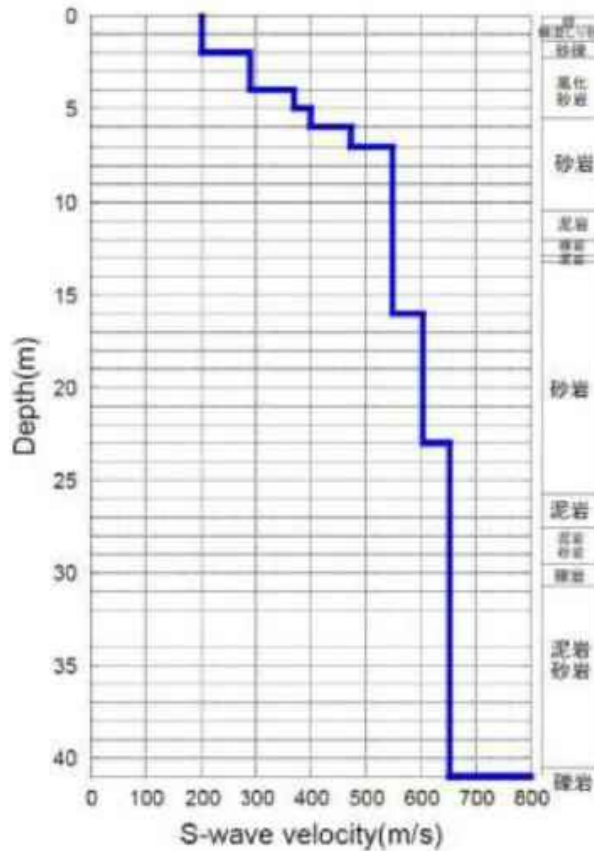


追加の室内試験による地盤の非線形特性

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(3)

■ GL-6mからGL-41mについて、地盤の非線形特性と減衰定数を変動させて等価線形解析により基盤地震動が評価されている。



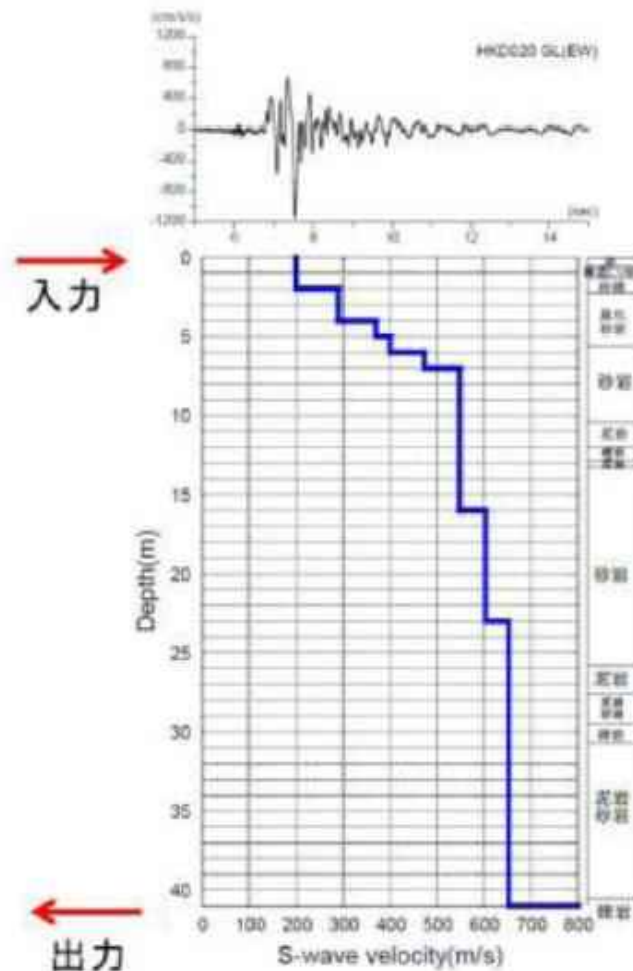
S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ (1000kg/m ³)	層厚 H(m)	減衰定数h (初期値)	非線形特性
200	1.9	0.5	0.02	砂
200	2.0	0.5	0.03	礫混じり砂
200	2.0	1	0.02	礫1
290	2.0	1	0.01	礫2
290	2.0	1	0.01	風化砂岩1
370	2.0	1	0.01	風化砂岩2
400	2.0	1	0.02	砂岩1
473	2.0	1	0.02	砂岩1
549	2.0	3	0.02	砂岩1
549	2.0	2	0.01	泥岩1
549	2.0	1	0.03	礫岩
549	2.0	0.5	0.01	泥岩1
549	2.0	2.5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

等価線形解析に用いる地盤モデル

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(4)

- 地表観測記録を入力として、GL-41mまで非線形性を考慮した等価線形解析から、GL-41m($V_s=938\text{m/s}$)における基盤地震動が評価されている。



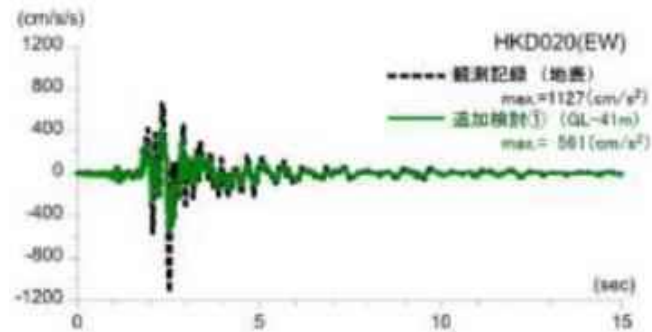
等価線形解析の条件

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

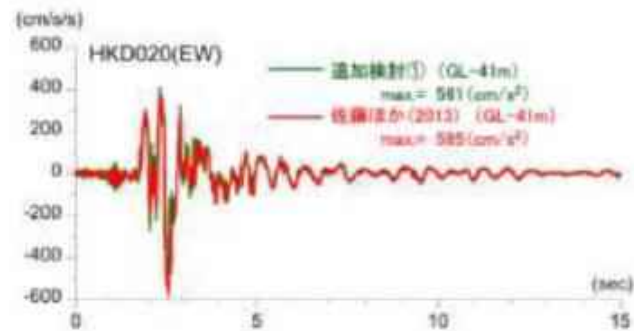
3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(5)

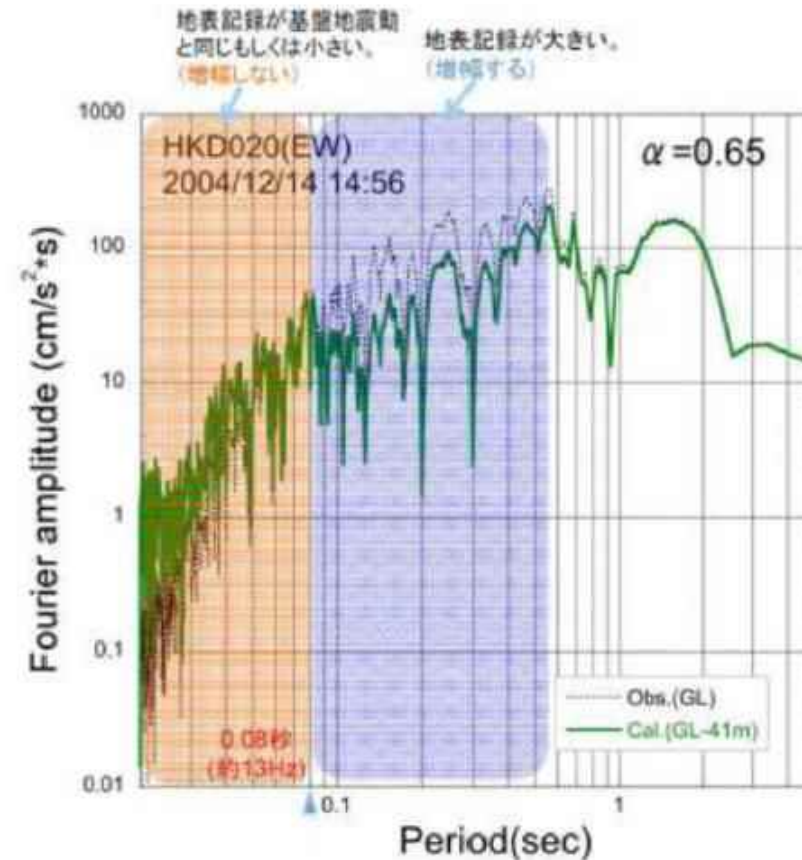
- GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動の最大加速度は、561Galとなっており、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585Gal)と比較してやや小さく評価された。



地表観測記録と基盤地震動の比較



非線形性を考慮した検討と佐藤ほか(2013)の比較

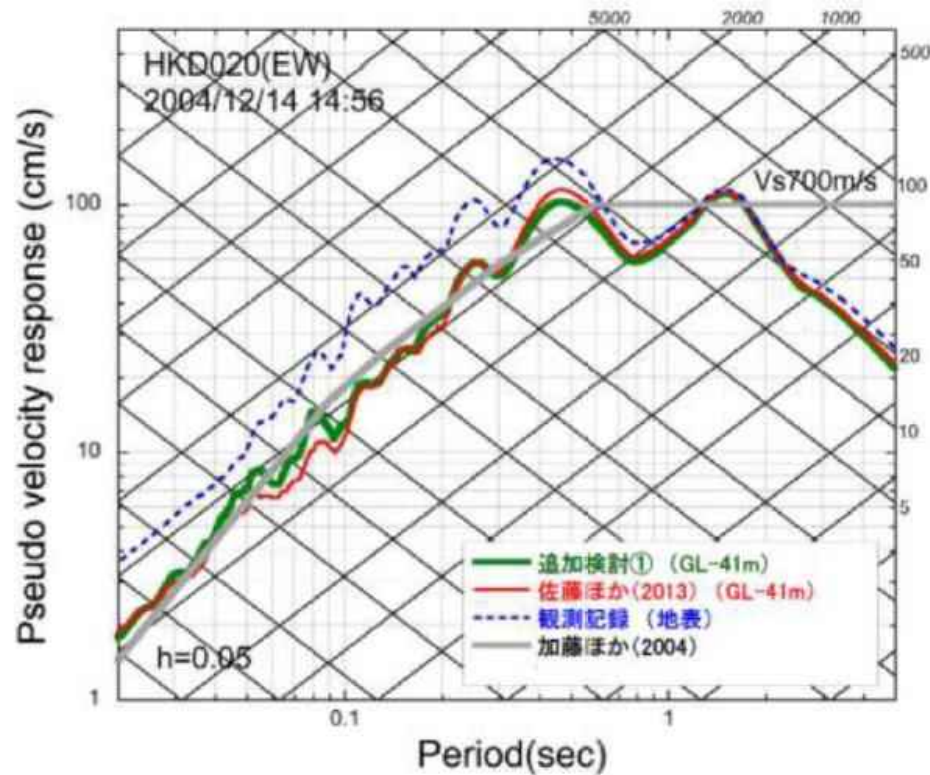


基盤地震動と地表観測記録の加速度フーリエスペクトルの比較

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(6)

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

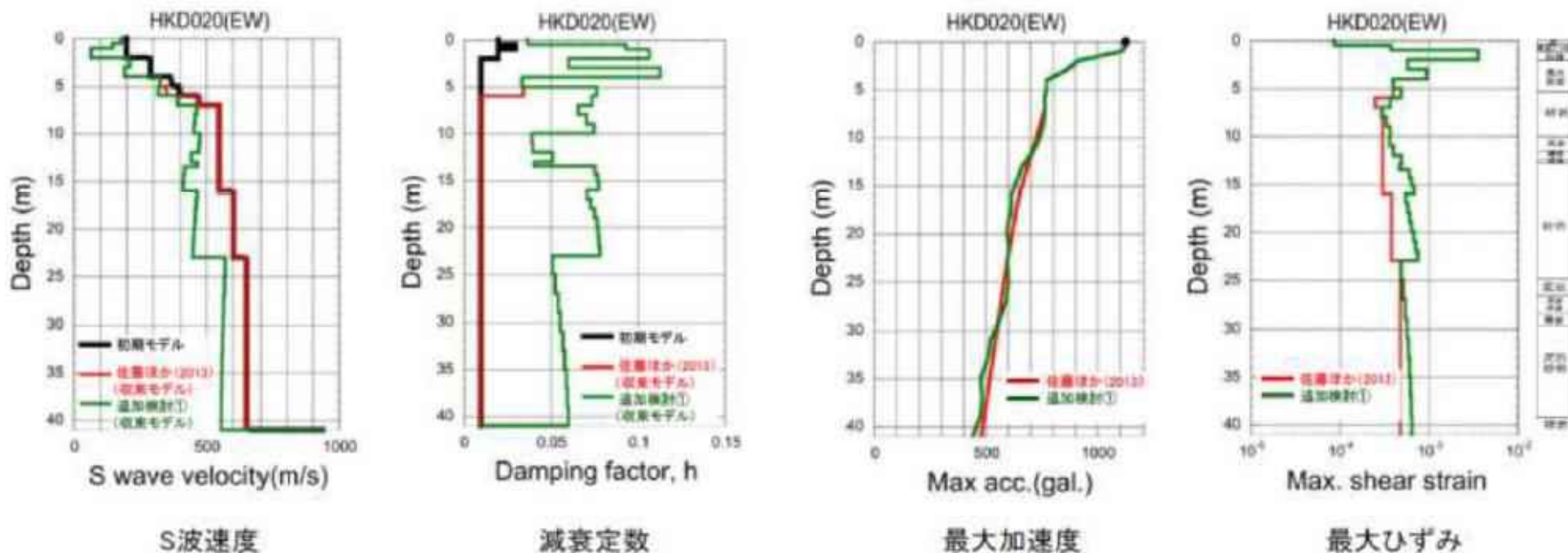


擬似速度応答スペクトルの比較

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(7)

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

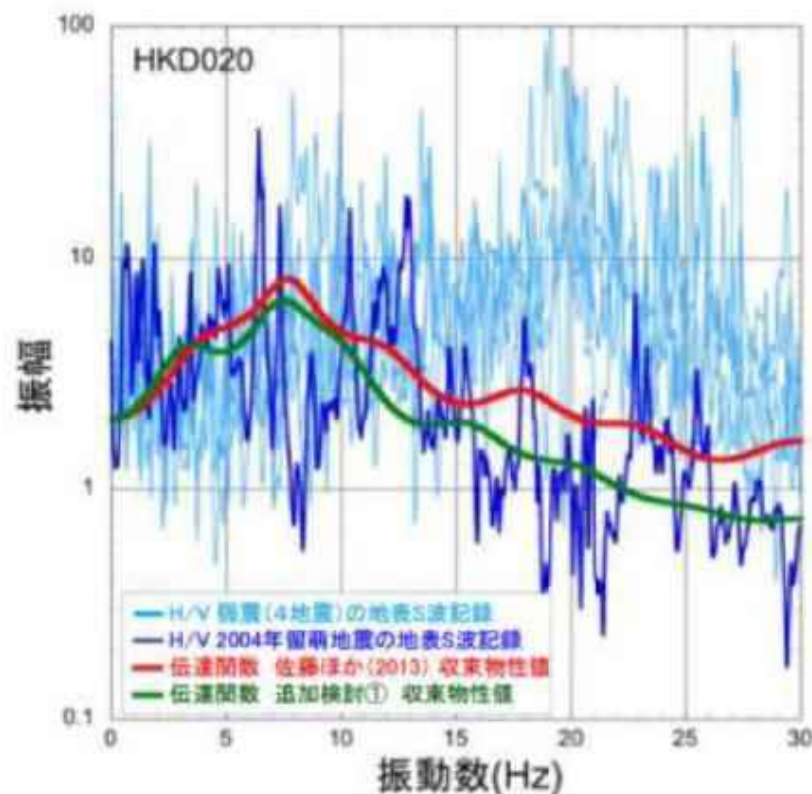


収束物性値、最大加速度及び最大ひずみの深さ分布

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(8)

- GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価に用いた収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と比較して、深部の減衰定数が1%から5%程度になったことにより、10Hzより高振動数側で小さくなっている。
- 本震時のH/Vスペクトルと伝達関数の比較では、今回の伝達関数は高振動数での落ち込みが大きく、佐藤ほか(2013)の伝達関数の方が本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現している。



収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルの比較

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

①GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(9) まとめ

- 北海道留萌支庁南部地震におけるHKD020観測点の観測記録について、追加の室内試験結果を用いてGL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動が評価された。
- 基盤地震動の最大加速度は、561Galとなっており、佐藤ほか(2013)による基盤地震動(585Gal)と比較してやや小さく評価された。また、基盤地震動の応答スペクトルは、佐藤ほか(2013)による応答スペクトルとほぼ同程度となっている。
- GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価に用いた収束物性値による伝達関数は、佐藤ほか(2013)の物性値による伝達関数と比較して、高振動数側で小さくなっており、本震時のH/Vスペクトルと伝達関数の比較では、佐藤ほか(2013)の伝達関数の方が本震時のH/Vスペクトルの特徴をよく再現しているものと考えられる。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

②減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価(1)

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

等価線形解析に用いる地盤モデル

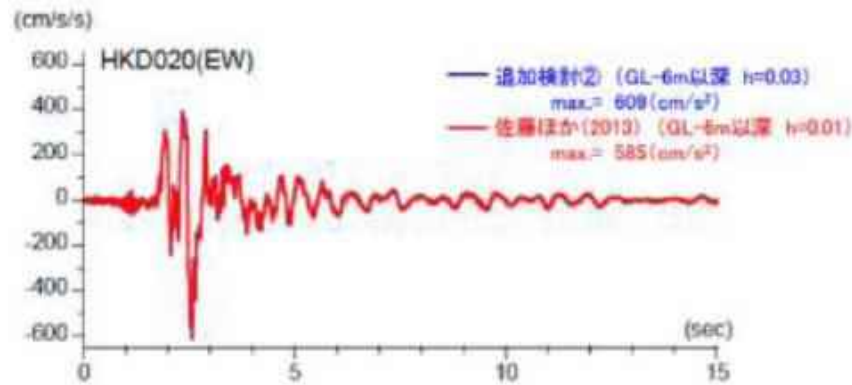
S波速度 Vs(m/s)	密度 ρ (1000kg/m ³)	層厚 H(m)	減衰定数h (初期値)	非線形特性
200	1.9	0.5	0.02	砂
200	2.0	0.5	0.03	礫混じり砂
200	2.0	1	0.02	礫1
290	2.0	1	0.01	礫2
290	2.0	1	0.01	風化砂岩1
370	2.0	1	0.01	風化砂岩2
400	2.0	1	0.01	風化砂岩2
473	2.0	1	0.03	—
549	2.0	3	0.03	—
549	2.0	2	0.03	—
549	2.0	1	0.03	—
549	2.0	0.5	0.03	—
549	2.0	2.5	0.03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

減衰定数3%として評価する。

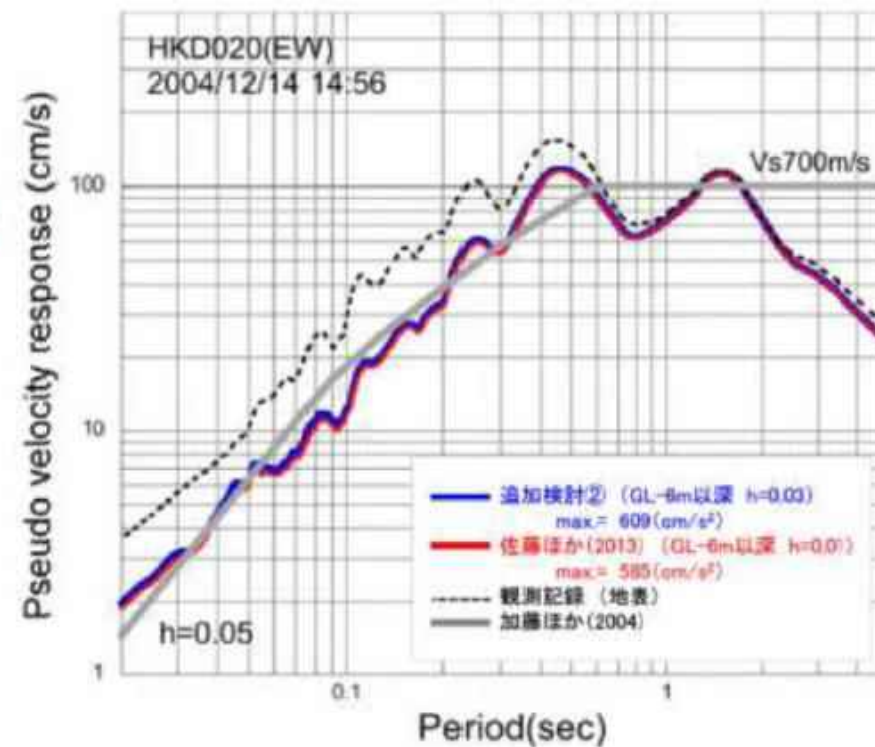
3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

②減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価(2)

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



加速度時刻歴波形の比較

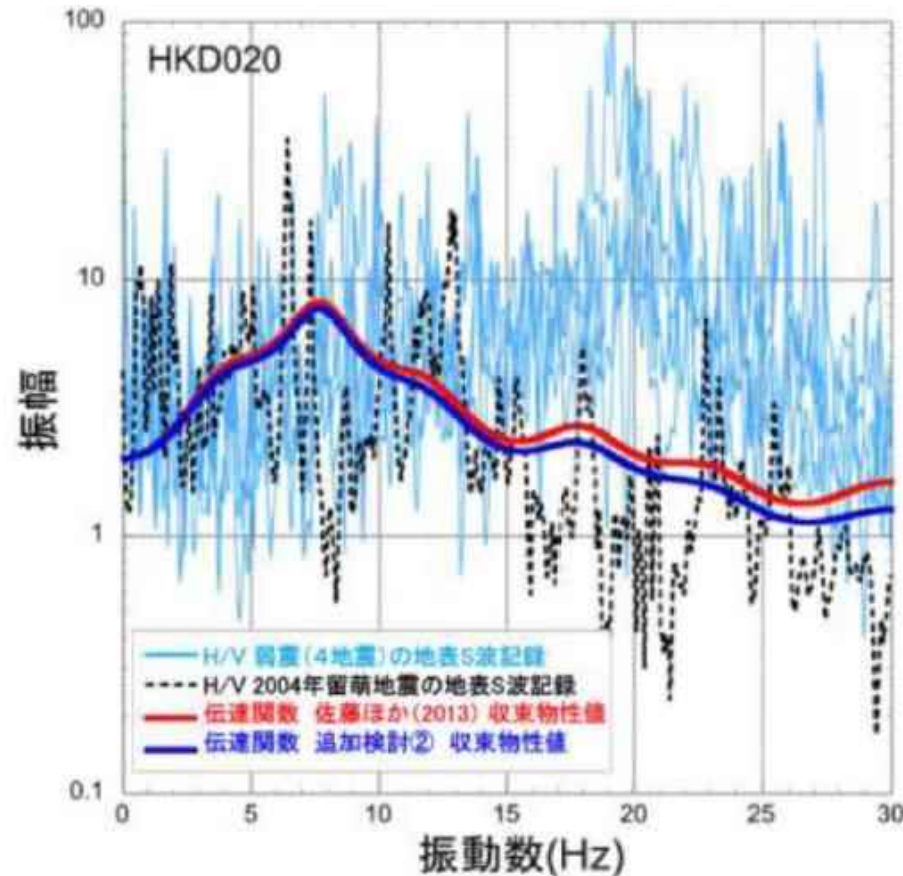


擬似速度応答スペクトルの比較

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

②減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価(3)

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



収束物性値による伝達関数とH/Vスペクトルの比較

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

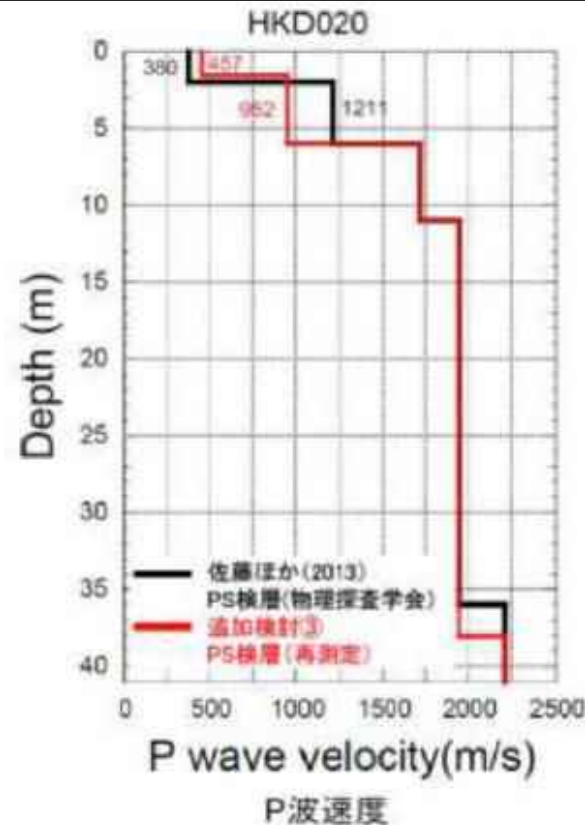
②減衰定数の不確かさを考慮した基盤地震動評価(4)まとめ

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

3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

③鉛直方向の基盤地震動の再評価(1)

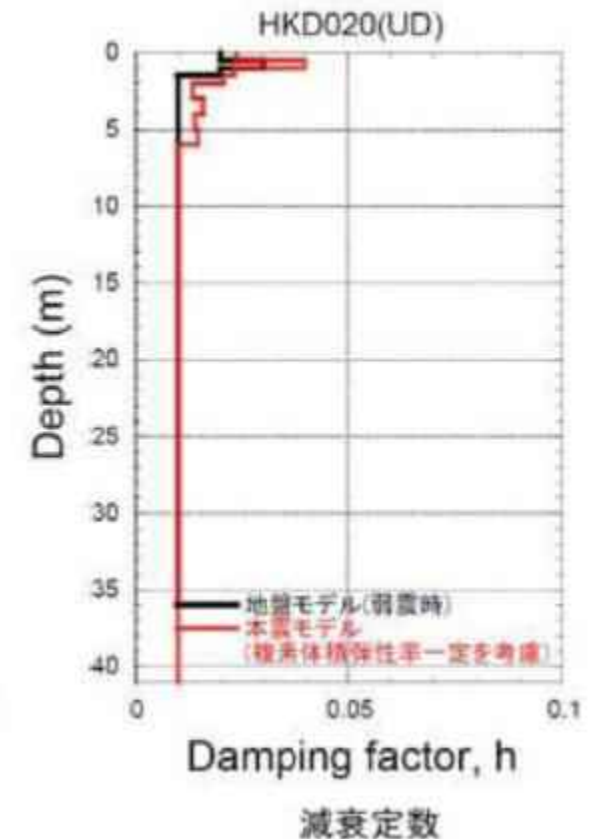
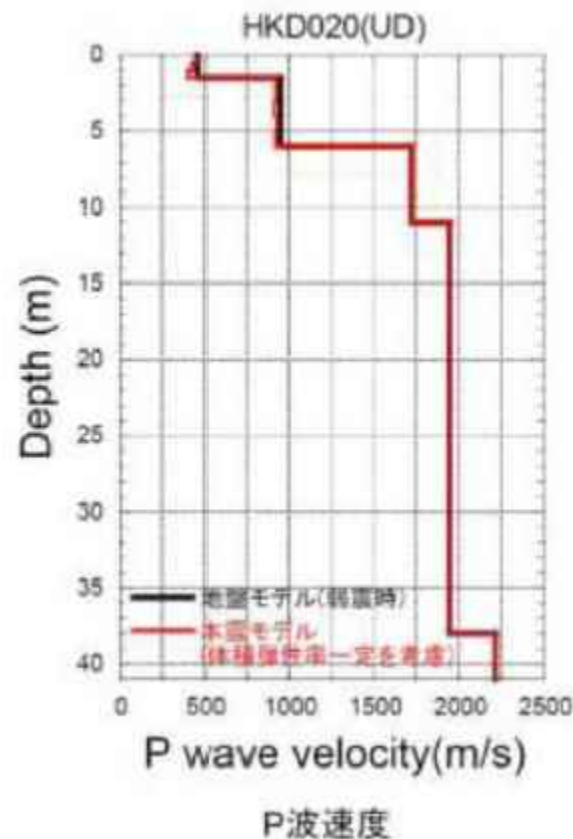
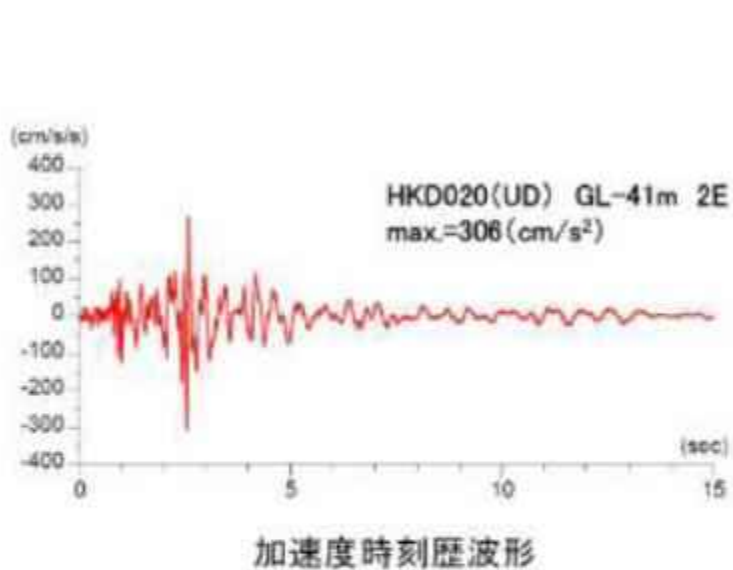
- 佐藤ほか(2013)において、付録として事例紹介していた鉛直方向の基盤地震動の評価結果は、物理探査学会(2013.10)時点でのモデルに基づいていたが、表層部分のPS検層結果について笹谷ほか(2008)の位相速度と差異がみられたことから、最表層に重点をおいた再測定が物理探査学会発表後に実施されている。
 - 再測定の結果、表層の6m以浅のP波速度は、佐藤ほか(2013)において鉛直方向の基盤地震動を評価した時のモデルとは異なっていたため、P波速度を再設定した地盤モデルを用いた基盤地震動が再評価された。
- ※S波速度は、再測定の結果、佐藤ほか(2013)における地盤モデルとほぼ同様のため変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



3.震源を特定せず策定する地震動 / 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

③鉛直方向の基盤地震動の再評価(2)

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



3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

③鉛直方向の基盤地震動の再評価(3)まとめ

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

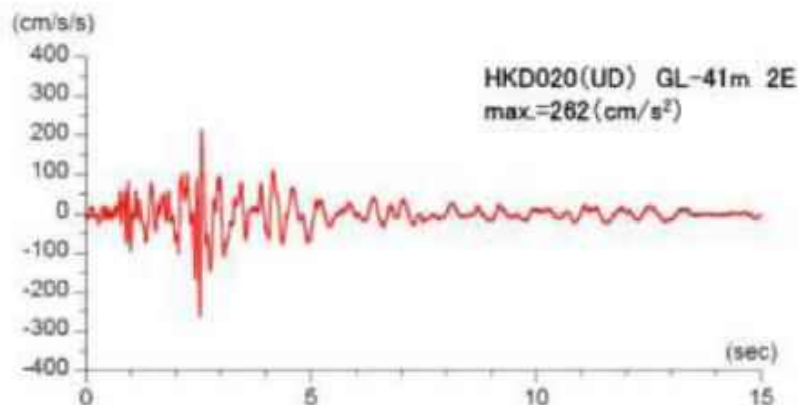
3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

④GL-6mまでポアソン比一定とした鉛直方向の基盤地震動の評価(1)

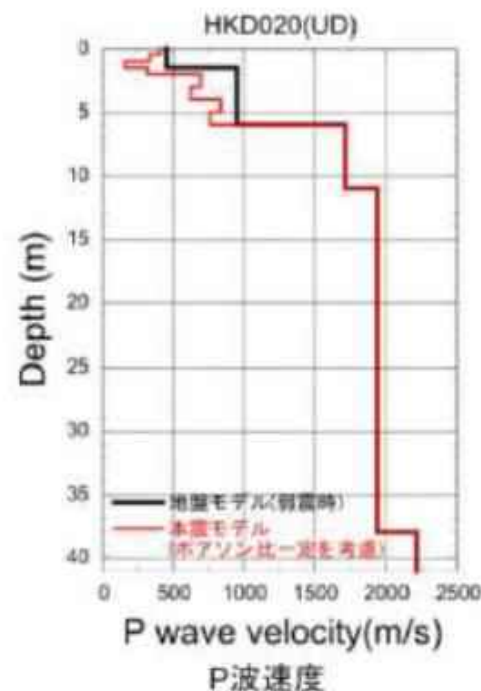
- 佐藤ほか(2013)および表層地盤のPS検層の再測定結果を踏まえた鉛直方向の基盤地震動評価は、体積弾性率一定として評価しているが、地下水位の状況を踏まえ、GL-6mまでポアソン比一定、GL-6m以深を体積弾性率一定とした場合の鉛直方向の基盤地震動が評価された。
- 体積弾性率一定とした場合と比較して、ポアソン比一定とした場合、S波速度の低下に伴ってP波速度も低下するため、最大加速度は262Galと小さくなっている。



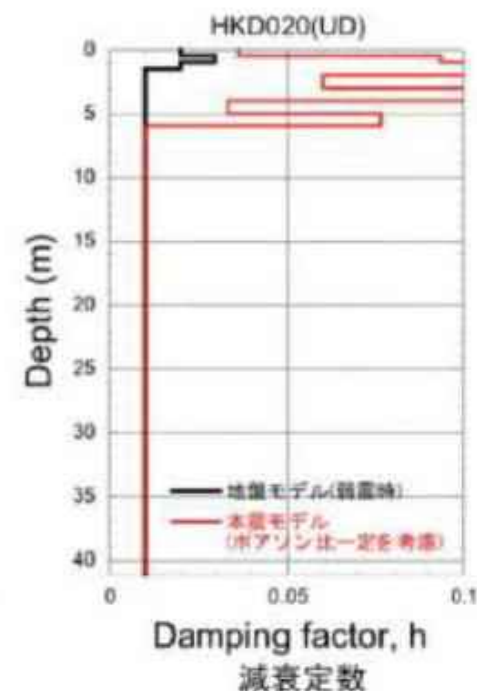
- ポアソン比一定とした場合、最大加速度は262Galとなり、体積弾性率一定と仮定した結果(306Gal)は保守的な結果である。



加速度時刻歴波形



P波速度



減衰定数

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震

④GL-6mまでポアソン比一定とした鉛直方向の基盤地震動の評価(2) まとめ

- 地下水位の状況を踏まえ、GL-6mまでポアソン比一定、GL-6m以深を体積弾性率一定とした場合の鉛直方向の基盤地震動を評価している。
- GL-41mの基盤地震動を評価した結果、その最大加速度は262Galとなり、体積弾性率一定と仮定した結果の最大加速度値306Galは保守的な結果となっている。

3.震源を特定せず策定する地震動／3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震 まとめ

- 北海道留萌支庁南部地震における佐藤ほか(2013)によるHKD020(港町)観測点の基盤地震動評価をもとに以下の①～④の検討が行われた。
 - ① GL-41mまで非線形性を考慮した基盤地震動評価(水平方向)
 - ② GL-6mからGL-41mまで減衰定数を3%とした基盤地震動評価(水平方向)
 - ③ 再測定されたPS検層結果を踏まえた基盤地震動評価(鉛直方向)
 - ④ 地下水位の状況を踏まえGL-6mまでポアソン比一定とした基盤地震動評価(鉛直方向)
- 上記の①～④の検討結果によると、HKD020港町の基盤地震動は、水平方向については②のケース(609Gal)が、鉛直方向については③のケース(306Gal)が最も大きい。
- 佐藤ほか(2013)によるHKD020(港町)観測点の基盤地震動は、地表観測記録に基づきGL-41mのVs=938m/sの基盤層において評価されており、敷地の解放基盤表面におけるVs=910m/sと同等のS波速度である。



- 2004年北海道留萌支庁南部地震の『震源を特定せず策定する地震動』に考慮する基盤地震動として、水平方向については最大加速度609Gal、鉛直方向については最大加速度306Galの基盤地震動を採用する。

地下構造モデルの策定で説明した敷地の地盤モデル

No.	標高 T.P. (m)	層厚 (m)	ρ (t/m ³)	Vs (m/s)	Vp (m/s)	Qs			Qp			
						Qo	n	Qi	Qo	n	Qi	
	-218											
1	-300	82	2.0	910	2197	6.27	0.87	—	3.81	0.63	—	
2	-480	180	2.1	990	2510	13	0.50	52	5.3	1.00	82	
3	-1700	1220	2.2	1450	2820	24	0.50	84	8.1	0.33	86	
4		∞	2.6	3150	5660							

T.P.-218m

解放基盤表面
(Vs=910m/s)

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

1. 地下構造モデルの策定
 - 1.1 地質調査結果に基づく地下構造
 - 1.2 地震観測記録の分析
 - 1.3 地下構造モデルの設定
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
 - 2.2 海洋プレート間地震
 - 2.3 内陸地殻内地震
3. 震源を特定せず策定する地震動
 - 3.1 Mw6.5以上の2地震
 - 3.2 2004年北海道留萌支庁南部地震
4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響

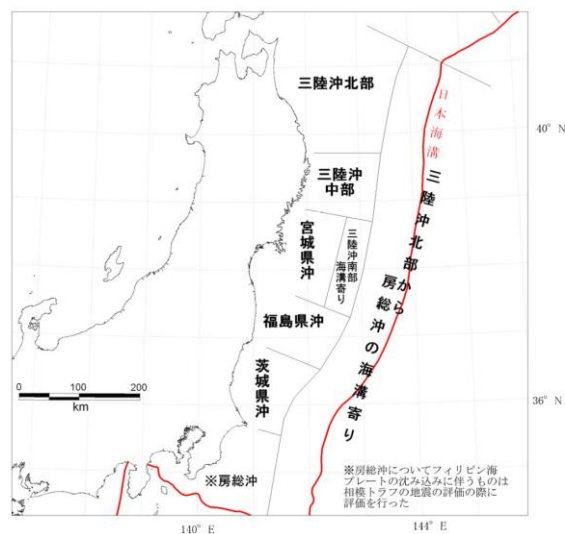
4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響

①地震調査委員会(2019)の変更点

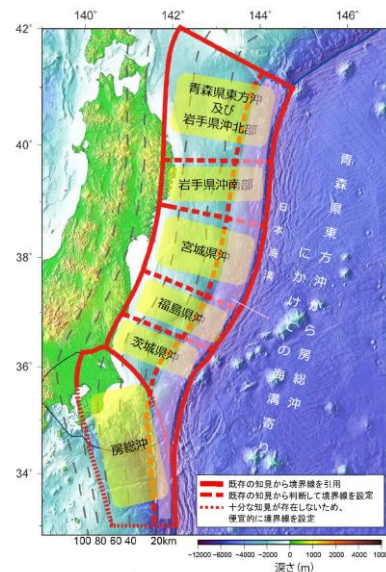
コメント1

敷地における地震動評価のうち、プレート間地震、海洋プレート内地震については、「地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012):三陸沖から房総沖に掛けての地震活動の長期評価(第二版)」(以下、「地震調査委員会(2012)」という。)に基づいた評価を行ってきたところ、平成31年2月26日に公表された、「地震調査研究推進本部地震調査委員会(2019):日本海溝沿いの地震活動の長期評価」(以下、「地震調査委員会(2019)」という。)において内容の見直しが行われた。その内容は以下のとおりである。

- 地震調査委員会(2012)における陸寄りの各領域を海溝寄りの沖合までの領域として見直し。
- 地震調査委員会(2012)において宮城県沖および三陸沖南部海溝寄りの二つの領域としていた領域を一つの領域に見直し。
- 茨城県沖と房総沖の境界位置を見直し。
- 各領域について、西側境界(陸側の境界)の位置を太平洋プレート上面深さ60kmの等深線位置に見直し。



地震調査委員会(2012)における領域区分※



地震調査委員会(2019)における領域区分※

※ 地震調査委員会より転載

4.日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響

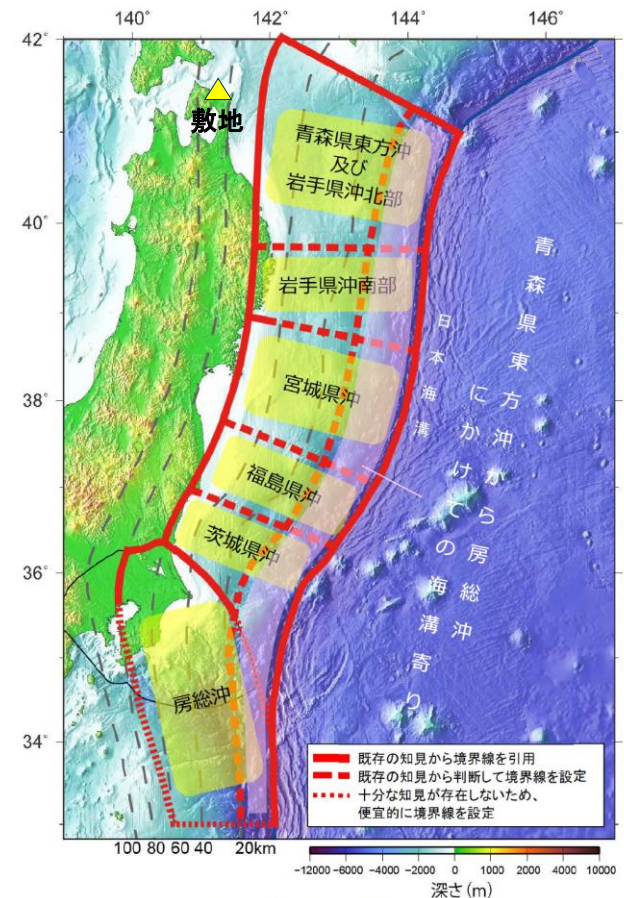
②地震調査委員会(2019)における地震規模

コメント1

地震調査委員会(2019)で各領域に考慮されている地震規模と、地震調査委員会(2012)で各領域に考慮されている地震規模の比較を下表に示す。

地震調査委員会における各領域の地震規模(敷地の地震動評価範囲)

評価対象地震	発生領域	地震規模	
		地震調査委員会(2019)	地震調査委員会(2012)
超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部 ～茨城県沖	M9.0程度	Mw8.4～9.0
プレート間巨大地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M7.9程度	M8.0前後
ひとまわり小さい プレート間地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M7.0～7.5程度	M7.1～7.6
沈み込んだ プレート内の地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部 ～茨城県沖	M7.0～7.5程度	M7.0～7.4



地震調査委員会(2019)における領域区分※

※ 地震調査委員会(2019)より抜粋・一部加筆

4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響

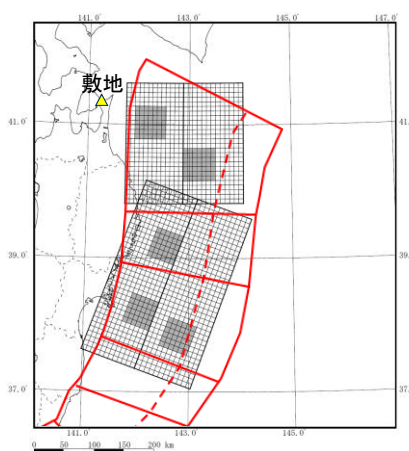
③ プレート間地震の地震規模の比較

コメント1

プレート間地震の地震規模

地震名		発生領域	地震規模
地震調査委員会(2019)	①超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部 ～茨城県沖	M9.0程度
	②プレート間巨大地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M7.9程度
	③ひとまわり小さい プレート間地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M7.0～7.5程度
検討用地震	2011年東北地方太平洋 沖地震を踏まえた地震 (Mw9.0)	敷地全面を含む複 数領域(三陸沖北 部～宮城県沖)※	Mw9.0

※ 地震調査委員会(2019)との対比として選定



— : 地震調査委員会(2019)における領域境界

検討用地震の断層面
(三陸沖北部～宮城県沖)



地震調査委員会(2019)による超巨大地震の震源領域

※ 地震調査委員会(2019)より転載・一部加筆

① 地震調査委員会(2019)で考慮する地震規模
地震調査委員会(2019)では、日本海溝沿いの地震として、右表の地震が考慮されている。
超巨大地震(東北地方太平洋沖型)の震源域については、最新の活動である東北地方太平洋沖地震の知見から、宮城県沖を必ず含み、隣接する領域(岩手県沖南部または福島県沖)の少なくとも一方にまたがり、場合によっては茨城県沖まで破壊が及ぶと評価されている。

② 敷地の地震動評価で考慮する地震規模等
敷地のプレート間地震の評価は以下の通りである。
◆ 地震調査委員会(2019)の①の地震に相当するものとして、検討用地震(2011年東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震(Mw9.0))を考慮。
◆ 地震動評価のモデルにおけるSMGA位置や短周期レベルについては、敷地への影響を考慮して保守的な設定としている。
◆ 地震調査委員会(2019)の②および③の地震の規模は、検討用地震の規模を下回る。

③ 地震調査委員会(2019)と検討用地震の比較
以上の比較から、地震調査委員会(2019)において考慮する地震による敷地への影響は、検討用地震による敷地への影響を下回ると評価した。

4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響

④ 沈み込んだ海洋プレート内地震の地震規模の比較

コメント1

① 地震調査委員会(2019)で考慮する地震規模

地震調査委員会(2019)では、沈み込んだプレート内の地震の地震規模として、M7.0~7.5程度の値が示されている。

② 敷地の地震動評価で考慮する地震規模等

敷地の沈み込んだ海洋プレート内地震の評価は以下の通りである。

- ◆ 敷地における沈み込んだ海洋プレート内地震については、「二重深発地震上部の地震」(DC型)、「二重深発地震下部の地震」(DE型)、及び、「沖合の浅い地震」の敷地への影響を検討し、2011年4月7日宮城県沖の地震の知見を踏まえた「二重深発地震上部の地震」(M7.2)を検討用地震として選定している。
- ◆ 検討用地震は、基本モデルで断層面位置を敷地直近となるような位置に設定するとともに、地震規模の不確かさケースでは、断層面積が2倍以上となるような断層面を設定し、地震規模をM7.5としている。

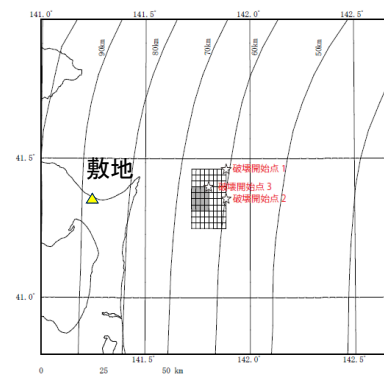
③ 地震調査委員会(2019)と検討用地震の比較

敷地の地震動評価で考慮する地震規模は地震調査委員会(2019)と同等であり、その断層面位置を敷地直近に想定していることから、地震調査委員会(2019)において考慮する地震による敷地への影響は、検討用地震による敷地への影響を下回ると評価した。

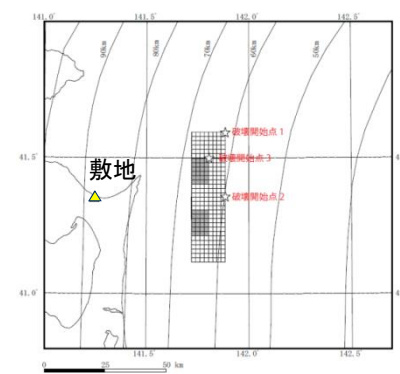
敷地前面領域の地震規模

評価対象地震		発生領域	地震規模
地震調査委員会(2019)	沈み込んだプレート内の地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部～茨城県沖	M7.0~7.5程度
検討用地震	二重深発地震上部の地震	敷地直近位置	M7.2~7.5※ (Mw7.1~7.4)

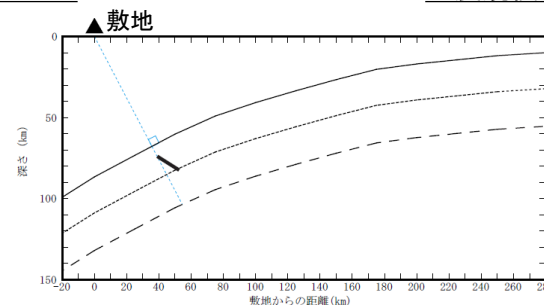
※ 2011年4月7日宮城県沖の地震におけるMとMwの関係を基に設定



基本モデル



地震規模の不確かさケース



検討用地震の断層面

4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響

⑤地震ハザード評価で考慮する地震規模の比較

コメント1

① 地震調査委員会 で考慮する地震規模

地震調査委員会(2012)及び地震調査委員会(2019)では、特定震源および領域震源に相当する領域にそれぞれ下表の様な地震規模が考慮されている。

② 敷地の地震ハザード評価で考慮する地震規模

敷地の地震ハザード評価においては、それぞれ対応する領域に下表の様な地震規模を考慮している。

③ 地震調査委員会(2019)と敷地の地震ハザード評価で考慮する地震規模の比較

以上の比較から、敷地の地震ハザード評価で考慮する地震規模は、地震調査委員会(2019)で考慮する地震規模と同等もしくは上回る規模を考慮していることから、地震調査委員会(2019)の知見を踏まえても、敷地の地震ハザード評価は過小評価とはならないと評価した。

地震ハザード評価で考慮する地震規模の比較

対象地震		発生領域	地震規模		
			地震調査委員会 (2012)	地震調査委員会 (2019)	敷地の地震ハザード評価
特定震源	①超巨大地震 (東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部 ～茨城県沖	M8.4～9.0	M9.0程度	Mw9.0
	②プレート間巨大地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M8.0前後	M7.9程度	Mw8.3
領域震源	③ひとまわり小さい プレート間地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部	M7.1～7.6	M7.0～7.5程度	M7.9※
	④沈み込んだ プレート内の地震	青森県東方沖 及び岩手県沖北部 ～茨城県沖	M7.0～7.4	M7.0～7.5程度	M8.2※

※ 敷地前面の震源領域において考慮している最大地震規模を記載。

4.日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響

⑥地震ハザード評価で考慮する地震発生頻度の比較

コメント1

① 地震調査委員会で各領域に考慮する地震発生間隔

地震調査委員会(2012)および地震調査委員会(2019)で考慮する地震の発生間隔は下表のとおりである。

② 敷地の地震ハザード評価で考慮する地震発生間隔

敷地の地震ハザード評価で考慮する地震の発生間隔は下表のとおりである。

③ 地震調査委員会(2019)と敷地の地震ハザード評価の比較

比較の結果、敷地の地震ハザード評価は過小評価とはならないと評価した。

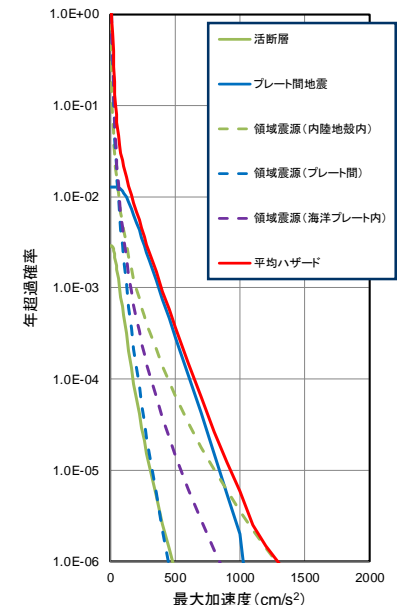
- ◆ 震源①及び②の発生間隔は、地震調査委員会(2019)の発生間隔と同等である。
- ◆ 震源③及び④の発生間隔は、地震調査委員会(2019)では領域ごとに発生間隔が設定されているのに対し、敷地の地震ハザード評価では領域全体の地震発生間隔をグーテンベルク・リヒター則(以下G-R則と呼ぶ)を参照して設定している。*

※ 地震調査委員会(2019)では、領域ごとの活動性の違いを考慮せず、東北地方太平洋沖地震発生以前のM7.0以上の地震の発生数に基づき発生間隔を設定している。

地震ハザード評価で考慮する地震発生間隔の比較

地震名	発生領域	発生間隔			
		地震調査委員会(2012)	地震調査委員会(2019)	敷地の地震ハザード評価	
特定震源	①超巨大地震(東北地方太平洋沖型)	岩手県沖南部～茨城県沖	600年程度	約550年～600年	約600年
	②プレート間巨大地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部	97.0年	97.0年	97.0年
領域震源	③ひとまわり小さいプレート間地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部	14.1年に1回程度	8.8年に1回	領域震源として、各領域の地震活動に基づくG-R則に基づき算定*
	④沈み込んだプレート内の地震	青森県東方沖及び岩手県沖北部～茨城県沖	不明	22.0～29.4年に1回(領域全体の値)	

※ 設定方法については参考資料参照



地震ハザード評価に対する各震源の寄与度

4.日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響 (参考)敷地における地震発生頻度の考え方

コメント1

敷地の地震ハザード評価では、領域震源ごとの地震規模と発生数より、G-R則に基づいた発生頻度の算定を行っている。その考え方は以下の通りである。

① 評価の考え方

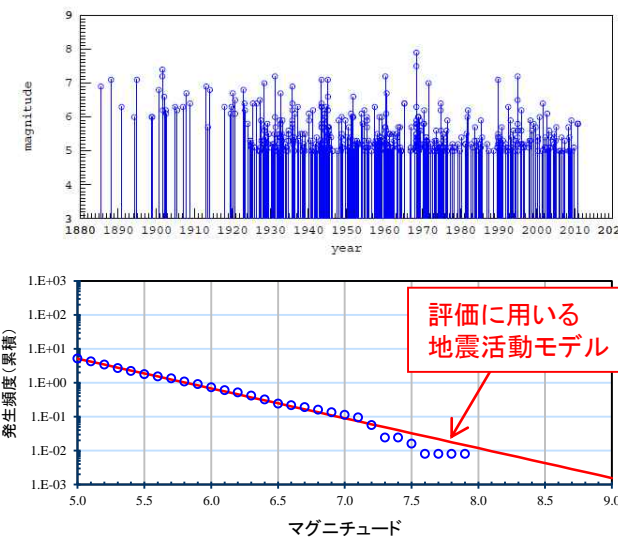
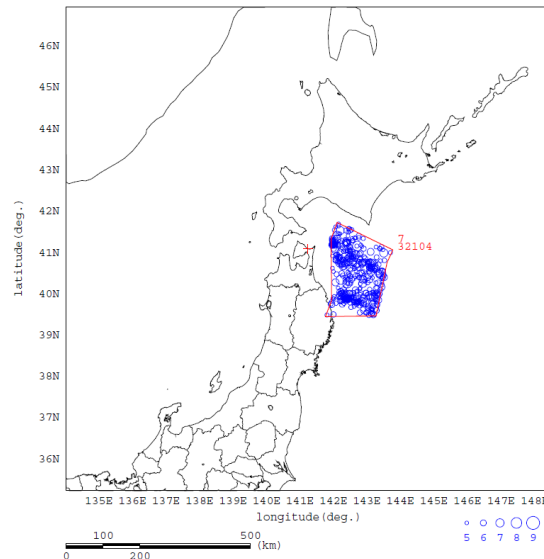
各領域の中～大地震のデータを収集し、その規模と発生頻度の関係からG-R則に基づき評価に用いる地震活動モデルを設定する。

② 評価に用いるデータ

- ◆ 地震調査委員会(2019)が地震発生頻度の算定に用いた記録の期間(1923年～2011年東北地方太平洋沖地震以前)に発生したM5以上の地震。
- ◆ 宇津カタログに記載のある1885年以降のM6以上の地震。

③ 評価結果の例

敷地前面領域における評価結果の例を以下に示す。



敷地前面領域における地震の発生状況

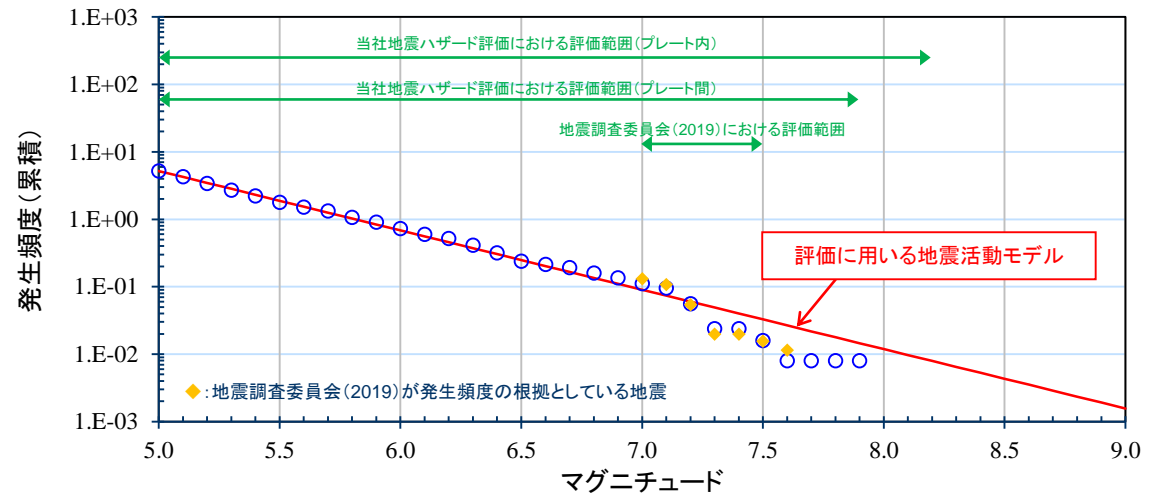
4.日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動評価内容への影響 (参考)地震調査委員会(2019)と敷地の地震ハザード評価における地震発生頻度の比較

コメント1

地震調査委員会(2019)と敷地の地震ハザード評価における地震発生頻度の比較を行った結果、両者は整合しており、地震調査委員会(2019)を踏まえても、敷地の地震ハザード評価に影響はないと考えられる。

地震調査委員会(2019)が
発生頻度の根拠としている地震

発生様式	発生日月日	M
プレート間	1928.5.27	7.0
	1931.3.9	7.2
	1935.10.18	7.1
	1943.6.13	7.1
	1945.2.10	7.1
	1960.3.21	7.2
	1971.8.2	7.0
	1989.11.2	7.1
	1994.12.28	7.6
	1995.1.7	7.2
プレート内	1937.7.27	7.1
	1938.11.6	7.4
	1968.5.16	7.5
	2003.5.26	7.1



※ 地震調査委員会(2019)に基づく発生頻度算出に用いる期間は、1923年～2011年の88年間としている。なお、地震調査委員会(2019)に考慮されている「沈み込む海洋プレート内地震」については面積補正を行っている。

地震調査委員会(2019)と敷地の地震ハザード評価における地震発生頻度の比較

参考文献(1)

1. 地下構造モデルの策定

- ・ 気象庁(1951~2015):地震月報, 地震・火山月報(カタログ編), 地震年報ほか
- ・ 独立行政法人 防災科学技術研究所:広帯域地震観測網 F-net
- ・ 永井理子, 菊地正幸, 山中佳子(2001):三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究—1968年十勝沖地震と1994年三陸はるか沖地震の比較—, 地震第2輯, 第54巻
- ・ 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2004a):三陸沖北部の地震を想定した強震動評価について
- ・ 藤江剛(1999):屈折および反射波を用いた走時インバージョンの開発と三陸沖プレート境界の地殻構造への適用.東京大学博士論文
- ・ Gou Fujie, Aki Ito, Shuichi Kodaira, Narumi Takahashi, Yoshiyuki Kaneda(2006):Confirming sharp bending of the Pacific plate in the northern Japan trench subduction zone by applying a travelttime mapping method. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 157, 1, p. 72–85
- ・ 東京大学地震研究所(2002):海底構造探査によるアスペリティ分布の解明:P波とS波反射面のマッピング地震予知連絡会の会報第67巻11–8
- ・ 三浦誠一・高橋成美・仲西理子・小平秀一・金田義行(2001):日本海溝前弧域(宮城沖)における地震学的探査—KY9905航海—, JAMSTEC深海研究, 第18号, 145–156.
- ・ Ludwig, W. J., J. E. Nafe, and C. L. Drake (1970): Seismic refraction, in the Sea Vol.4, part 1, Wiley-Interscience, New York.
- ・ 高橋成実, 三浦誠一, 鶴哲郎, 小平秀一, 仲西理子, 金田義行, 朴進午, 阿部信太郎, 西野実, 日野亮太, “東北日本弧前弧域の地震波速度構造”, 地球惑星関連学会合同大会(2000b).

2. 敷地ごとに震源を特定して策定する地震動

- ・ Igarashi, T., Matsuzawa, T., Umino, N. and Hasegawa, A. (2001): Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone. J. Geophys. Res., 106, 2177–2191
- ・ 防災科学技術研究所 地震ハザードステーションJ-SHIS: <http://www.j-shis.bosai.go.jp/>.
- ・ 科学技術振興費 主要5分野の研究開発委託事業 新世紀重点研究創世プラン ~リサーチ・レポリューション2002~(2008):「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究(東南海・南海地震)(日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震)平成19年度 成果報告書」
- ・ 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2004b):千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版)について
- ・ 佐藤良輔(1989):日本の地震断層パラメータ・ハンドブック, 鹿島出版会
- ・ Strasser, F. O., M. C. Arango, and J. J. Bommer, Scaling of the Source Dimensions of Interface and Intraslab Subduction-zone Earthquakes with Moment Magnitude, Seismological Research Letters, Vol.81, No. 6, 941–950.
- ・ 田島礼子, 秋元康広, 司宏俊, 入倉孝次郎(2013):内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケールリング則の比較研究内陸地殻内および沈み込みプレート境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケールリング則の比較研究, 地震第2輯, 第66巻, 31–45

参考文献(2)

- ・ 諸井孝文, 広谷 浄, 石川和也, 水谷浩之, 引間和人, 川里 健, 生玉真也, 釜田正毅(2013): 標準的な強震動レシピアに基づく東北地方太平洋沖巨大地震の強震動の再現, 日本地震工学会第10回年次大会概要集
- ・ Kurahashi, S. and Irikura, K. (2013): Short-period source model of the 2011 Mw9.0 Off the Pacific coast of Tohoku earthquake. Bulletin of Seismological Society of America, 103 (2B), 1373-1393.
- ・ Asano, K. and T. Iwata (2012), Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, 64, 1111-1123
- ・ 佐藤智美(2012): 経験的グリーン関数法に基づく2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデルプレート境界地震の短周期レベルに着目してー, 2日本建築学会構造系論文集, 第77巻, 第675号, 695-704
- ・ 川辺秀憲, 釜江克宏(2013): 2011年東北地方太平洋沖地震の特性化震源モデルの構築, 日本地震学会秋季大会予稿集, B22-04
- ・ Global Centroid Moment Tensor Project, Global CMT Web Page, <http://www.globalcmt.org/>
- ・ Kosuga, M., T. Sato, A. Hasegawa, T. Matsuzawa, S. Suzuki, and Y. Motoya(1996): Spatial distribution of intermediate-depth earthquakes with horizontal or vertical nodal planes beneath northeastern Japan, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 93.
- ・ Kita, S., T. Okada, A. Hasegawa, J. Nakajima and T. Matsuzawa(2010): Existence of interplane earthquakes and neutral stress boundary between the upper and lower planes of the double seismic zone beneath Tohoku and Hokkaido, northeastern Japan, Tectonophysics
- ・ 海野徳仁、長谷川昭、高木章雄、鈴木貞臣、本谷義信、亀谷悟、田中和夫、澤田義博(1984): 北海道および東北地方における稍深発地震の発震機構—広域の験震データの併合処理—地震第2輯第37巻 523-538
- ・ Seno, T., and M. Yoshida(2004): Where and why do large shallow intraslab earthquakes occur? Phys Earth Planet. Inter. 141, 2004
- ・ Noda, S., K.Yashiro, K.Takahashi, M.Takemura, S.Ohno, M.Tohdo and T.Watanabe(2002): RESPONSE SPECTRA FOR DESIGN PURPOSE OF STIFF STRUCTURES ON ROCK SITES, OECD-NEA Workshop on the Relations between Seismological Data and Seismic Engineering Analysis, Oct.16-18, Istanbul
- ・ 気象庁(2012): 気象庁技術報告第133号平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震調査報告
<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/gizyutu_133.html>
- ・ Nakajima, J., Hasegawa, A. and Kita, S. (2011): Seismic evidence for reactivation of a buried hydrated fault in the Pacific slab by the 2011 M9.0 Tohoku earthquake Geophys. Res. Lett., Vol.38, L00G06, doi:10.1029/2011GL048432
- ・ Ohta, Y., Miura, S., Ohzono, M., Kita, S., Iinuma, T., Demachi, T., Tachibana, K., Nakayama, T., Hirahara, S., Suzuki, S., Sato, T., Uchida, N., Hasegawa, A. and Umino N.(2011): Large intraslab earthquake (2011 April 7 M7.1) after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake (M9.0): Coseismic fault model based on the dense GPS network data, Earth, Planets and Space, Vol.63, pp. 1207-1211
- ・ 東北大学(2008): 東北大学大学院理学研究科地震・噴火予知研究観測センター地震特集 2008年7月24日岩手県沿岸北部の地震,
<<http://www.aob.gp.tohoku.ac.jp/info/topics/topics-080724/>>
- ・ 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2014): 全国地震動予測地図2014年版 ~全国の地震動ハザードを概観して~

参考文献(3)

- ・ 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2013): 今後の地震動ハザード評価に関する検討～2013年における検討結果～
- ・ 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2017): 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)
- ・ 佐藤智美、巽誉樹(2002): 全国の強震記録に基づく内陸地震と海溝性地震の震源・伝播・サイト特性, 日本建築学会構造系論文集, 第556号, pp.15-24
- ・ Geller,R.J.(1976): Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitudes, Bull. Seismo. Soc. Am., Vol.66
- ・ 浅野公之, 岩田知孝, 入倉孝次郎(2004): 2003年5月26日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション, 地震第2輯, 第57巻
- ・ 原田怜、釜江克宏(2011): 2011年4月7日宮城県沖のスラブ内地震の震源のモデル化<http://www.rri.kyoto-ac.jp/jishin/eq/tohoku2/20110407miyagioki_slab.pdf>
- ・ 笹谷努, 森川信之, 前田宜浩(2006): スラブ内地震の震源特性, 北海道大学地球物理学研究報告, Vol.69, pp.123-134
- ・ 伊藤潔(2002): 「地殻内地震発生層」, 月刊地球, 号外 No.38, pp.114-121.
- ・ 入倉孝次郎, 三宅弘恵(2001): シナリオ地震の強震動予測, 地学雑誌, 110(6), 849-875
- ・ 木下繁夫, 大竹政和(2000): 強震動の基礎, < <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/gk/publication/>>
- ・ 独立行政法人 原子力安全基盤機構(2004): 地震記録データベースSANDELのデータ整備と地震発生上下限層深さの評価に関する報告書(平成15年度), JNES/SAE04-017, 平成16年8月
- ・ 吉井弘治, 伊藤潔(2001): 近畿地方北部の地震波速度構造と地震発生層, 地球惑星科学連合学会2001年合同大会, Sz-P006
- ・ 廣瀬一聖, 伊藤潔(2006): 広角反射法および屈折法解析による近畿地方の地殻構造の推定, 京都大学防災研究所年報, 第49号B, 307-321
- ・ 原子力規制庁(2014): 原子力施設等防災対策等委託費(原子力施設における断層等の活動性判定に係る評価手法の調査研究)報告書 平成25年度
- ・ 長谷川昭, 中島淳一, 海野徳仁, 三浦哲, 諏訪謡子(2004): 東北日本弧における地殻の変形と内陸地震の発生様式, 地震, 第2輯, 第56巻, 413-424
- ・ C.H.Scholz(1988): The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting .Geol.Rundsch.,77,319-328.
- ・ 堀修一郎・海野徳仁・河野俊夫・長谷川昭(2004): 東北日本弧の地殻内S波反射面の分布, 第2輯, 第56巻, 435-446.
- ・ A Tanaka, Y Ishikawa(2005): Crustal thermal regime inferred from magnetic anomaly data and its relationship to seismogenic layer thickness, The Japanese islands case study ,Physics of the Earth and Planetary Interiors, Vol.152,257-266
- ・ 大久保泰邦(1984): 全国のキュリ一点解析結果, 地質ニュース, 362-10, 12-17
- ・ Kanno T., A. Narita, N. Morikawa, H. Fujiwara and Y. Fukushima(2006): A New Attenuation Relation for Strong Ground Motion in Japan Based on Recorded Data, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3, 879-897
- ・ Zhao, J. X., J. Zhang, A. Asano, Y. Ohno, T. Oouchi, T. Takahashi, H. Ogawa, K. Irikura, H.K. Thio, P. G. Somerville, Y. Fukushima and Y. Fukushima (2006): Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period, Bull. Seism. Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.96, No.3, 898-913

参考文献(4)

- 内山泰生, 翠川三郎(2006): 震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第606号
- 3. 震源を特定せず策定する地震動
 - 総理府地震調査研究推進本部地震調査委員会編(1999): 日本の地震活動-被害地震から見た地域別の特徴<追補版>
 - 気象庁(2008): 「平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震」の特集
 - 国土地理院(2008): 平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震に伴う地殻変動(第2報), <http://www.gsi.go.jp/johosystem/johosystem60032.html>
 - 産業技術総合研究所(2009): 地質学的歪みと測地学的歪みの集中域と地震との関係, 地震予知連絡会会報, 第81巻, 98.
 - 産業技術総合研究所 活断層データベース: https://gbank.gsj.jp/activefault/index_gmap.html
 - 鈴木康弘・渡辺満久・中田 高・小岩直人・杉戸信彦・熊原康博・廣内大助・澤 祥・中村優太・丸島直史・島崎邦彦(2008): 2008年岩手・宮城内陸地震に関わる活断層とその意義——関市巖美町付近の調査速報——. 活断層研究, 29, 25-34.
 - 田力正好・池田安隆・野原壯(2009): 河成段丘の高度分布から推定された, 岩手・宮城内陸地震の震源断層, 地震第2輯, 第62巻, 1-11.
 - 池田安隆・今泉俊文・東郷正美・平川一臣・宮内崇裕・佐藤比呂志(編)(2002): 第四紀逆断層アトラス, 254p, 東京大学出版会
 - 社団法人東北建設協会監修(2006): 建設技術者のための東北地方の地質
 - 吉田武義・中島淳一・長谷川昭・佐藤比呂志・長橋良隆・木村純一・田中明子・Prima, O.D.A・大口健志(2005): 後期新生代, 東北日本弧における火成活動史と地殻・マントル構造, 第四紀研究, 44, 195-216.
 - 垣見俊弘・松田時彦・相田勇・衣笠善博(2003): 日本列島と周辺海域の地震地体構造区分, 地震第2輯, 第55巻, 389-406.
 - 垣見俊弘, 岡田篤正, 衣笠善博, 松田時彦, 米倉伸之(1994): 日本列島の地震地体構造区分と最大地震規模, 地球惑星科学関連学会, 1994 年合同大会予稿集, p302
 - USGS(2000): USGS ShakeMap :Tottori, JAPAN, Fri Oct 6, 2000 04:30:20 GMT M6.7.
 - 気象庁(2000): 気象庁の発震機構解2000年10月, <http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/mech/pdf/mc200010.pdf>
 - 地震調査研究推進本部 地震調査委員会(2000): 鳥取県西部の地震活動の評価
 - 岡田篤正(2002): 山陰地方の活断層の諸特徴, 活断層研究, No.22, 17-32
 - 日本の地質増補版編集委員会編(2005): 日本の地質増補版, 共立出版, 241
 - 伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・穴倉正展・井村隆介・小笠原琢・佐々木俊法(2001): 2000年鳥取県西部地震の地震断層調査, 活断層・古地震研究報告, No.1, 1-26, 産業技術総合研究所地質調査総合センター
 - 堤浩之・隈元崇・奥村晃史・中田高(2000): 鳥取県西部地震震源域の活断層, 月刊地球/号外, 31, 81-86
 - 井上大栄・宮腰勝義・上田圭一・宮脇明子・松浦一樹(2002): 2000年鳥取県西部地震震源域の活断層調査, 地震, 54, 557-573
 - 堤浩之(2009): 2000年鳥取県西部地震, 科学, 79, 210-212

参考文献(5)

- 垣見俊弘(2010):活断層の成熟度について,活断層研究,No.32,73-77
- 西村卓也(2014):山陰地方のGNSSデータに認められるひずみ集中帯,日本地球惑星科学連合2014年大会,SSS31-06
- 西村卓也(2015):山陰地方のひずみ集中帯,鳥取県地震防災調査研究委員会第1回被害想定部会,資料1
- 司宏俊・翠川三郎(1999):断層タイプおよび地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式,日本建築学会構造系論文集,523,63-70
- Wataru Suzuki, Shin Aoi, Haruko Sekiguchi(2010): Rupture Process of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, Earthquake Derived from Near-Source Strong-Motion Records, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.100, No.1, 256-266.
- 加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大栄・上田圭一・壇一男(2004):震源を事前に特定できない内陸地殻内地震による地震動レベル—地質学的調査による地震の分類と強震観測記録に基づく上限レベルの検討—,日本地震工学会論文集,第4巻,第4号,46-86.
- 電力共通研究(2014):東北地方太平洋沖地震を踏まえた地震動評価手法の高度化に関する研究
- 北海道電力株式会社(2015):第286回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2
- (社)東北建設協会(2006):東北地方デジタル地質図GIS版
- Gradstein, F. J. Ogg, and A. Smith (2004): A Geologic Time Scale 2004, Cambridge University Press.
- 増川晋・黒田清一郎・林田洋一・田頭秀和(2014):21世紀初頭10年間の大規模地震における農業用大ダムへの入力地震動,農村工学研究所技報,第215号,185-217.
- Hiroshi Kawase, Francisco J. Sanchez-Sesma, Shinichi Matsushima(2011): The Optimal Use of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Motions for Velocity Inversions Based on Diffuse-Field Theory for Plane Waves, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.101, No.5, 2001-2014
- 山中浩明(2007):ハイブリッドヒューリスティック探索による位相速度の逆解析,物理探査,第60巻,第3号,265-275
- 独立行政法人 原子力安全基盤機構(2014):基準地震動策定のための地震動評価手引き:震源極近傍の地震動評価
- 松本徳久・大町達夫・安田成夫・山口嘉一・佐々木隆・倉橋宏(2005):ダムで観測された強震記録の解析,ICOLD第73回年次例会ワークショップ.
- 財団法人ダム技術センター(2005):多目的ダムの建設.
- 佐藤浩章・芝良昭・功刀卓・前田宜浩・藤原広行(2013):物理探査・室内試験に基づく2004年留萌支庁南部地震の地震によるK-NET港町観測点(HKD020)の基盤地震動とサイト特性評価,電力中央研究所報告
- 笹谷努・前田宜浩・高井伸雄・重藤迪子・堀田淳・関克郎・野本真吾(2008):Mj6.1内陸地殻内地震によって大加速度を観測したK-NET(HKD020)地点でのS波速度構造の推定,物理探査学会第119回,学術講演会講演論文集,pp.25-27
- 狐崎長狼・後藤典敏・小林芳正・井川猛・堀家正則・斉藤徳美・黒田徹・山根一修・奥住宏一(1990):地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定,自然科学災害,9-3,1-17
- 東京電力ホールディングス株式会社(2015):第302回原子力発電所の新規制基準適合性に係る審査会合 資料2-1

参考文献(6)

4. 日本海溝沿いの地震活動の長期評価(地震調査委員会(2019))の地震動の評価内容への影響
 - 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2012):三陸沖から房総沖に掛けての地震活動の長期評価(第二版)
 - 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2019):日本海溝沿いの地震活動の長期評価