

2. 地域性を考慮する地震動(Mw6.5程度以上の地震)

2. 地域性を考慮する地震動(Mw6.5程度以上の地震)

検討対象地震

- 事前に活断層の存在が指摘されていなかった地域において発生し、地表付近に一部の痕跡が確認された地震は、震源断層がほぼ地震発生層の厚さ全体に広がっているものの、地表地震断層としてその全容を表すまでには至っておらず、震源の規模が推定できない地震(Mw6.5程度以上)である。なお、活断層や地表地震断層の出現要因の可能性として、地域によって活断層の成熟度が異なること、上部に軟岩や火山岩、堆積層が厚く分布する場合や地質体の違い等の地域性があることが考えられる。
- これらを踏まえ、地域性を考慮する地震動の検討対象地震として、以下の地震について検討する。
 - 活断層の密度が少なく活動度が低いと考えられる地域で発生した地震として、2000年鳥取県西部地震
 - 上部に軟岩や火山岩、堆積層が厚く分布する地域で発生した地震として、2008年岩手・宮城内陸地震

2. 1 2000年鳥取県西部地震

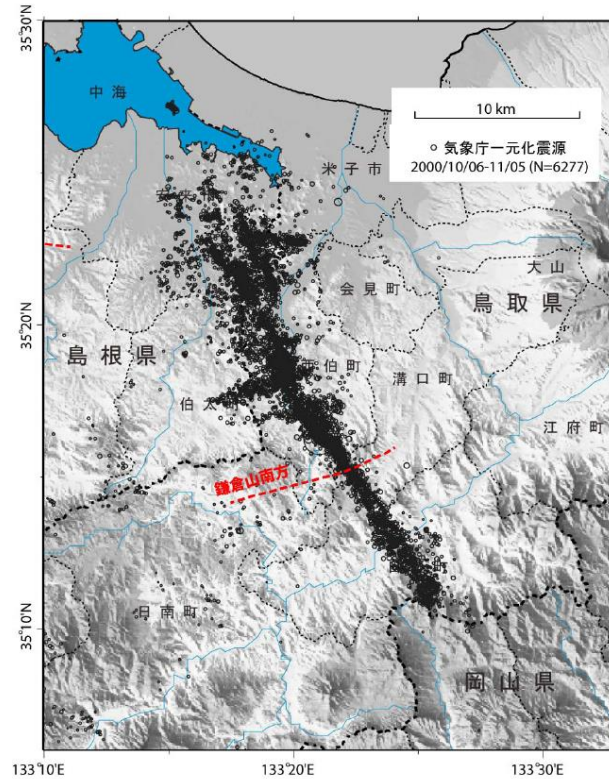
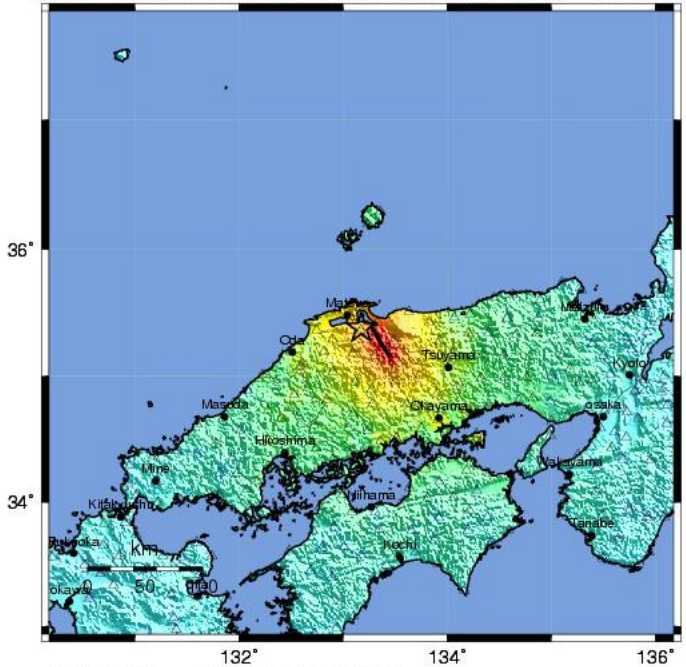
2.1 2000年鳥取県西部地震

一部加筆修正 (H26.2.20審査会合資料)

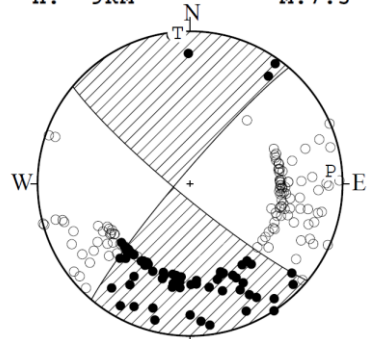
2000年鳥取県西部地震について

- 鳥取県西部地震は、2000年10月6日に鳥取県と島根県の県境付近で発生した地震で、震央の深さ11km、規模はMw6.6、最大震度6強とされている。
- 気象庁(2000)によれば、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。

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



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°

鳥取県西部地震の震央分布図
(震基11-2-2)

鳥取県西部地震メカニズム解
(気象庁(2000))

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

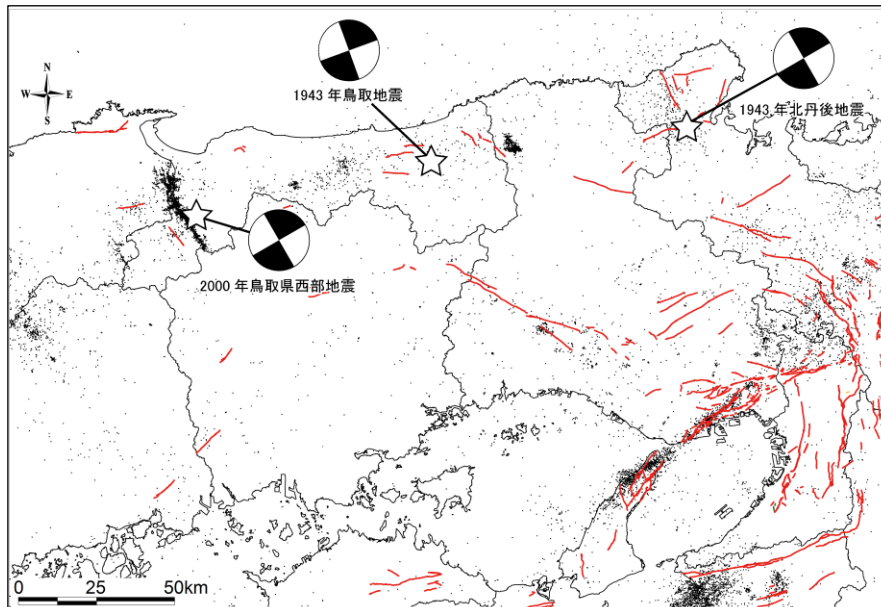
鳥取県西部地震の位置および震度分布 (USGS(2000))

2.1 2000年鳥取県西部地震

一部加筆修正 (H26.2.20審査会合資料)

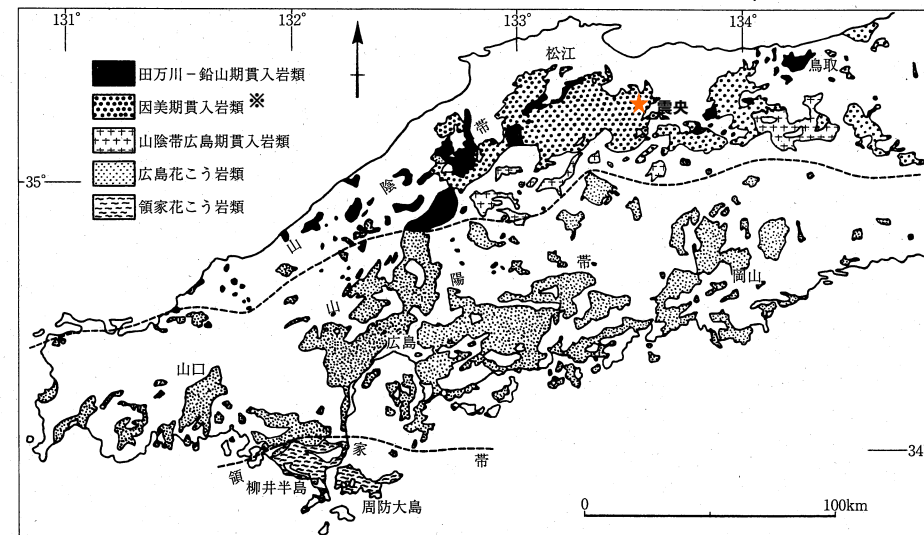
2000年鳥取県西部地震について

- 中田・今泉編(2006)等の文献によれば、震源域周辺に活断層は記載されていない。
- 岡田(2002)によれば、震源域周辺を含む山陰地方では、WNW-ESE方向からの圧縮場のもとで、ENE-WNWとNNW-SSEの方向の横ずれ断層が卓越するとされている。
- 岡田(2002)によれば、山陰地域の活断層の特徴について、「変位地形は全体的に不明瞭であり、累積変位量はいずれも少ない」、「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」とされている。
- 井上ほか(2002)によれば、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、それらの中に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、これらの岩脈の特徴としては、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とされている。
- 堤ほか(2000)によれば、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。



震源付近の活断層および地震発生状況

震央分布は気象庁地震年報によるデータ(1923年～2011年まで)のうち、マグニチュード2以上、深度20km以浅をプロットした。活構造は、中田・今泉編(2006)「活断層詳細デジタルマップ」の「活断層シェイプファイル」を使用した(製品シリアル番号:DAFM2592)。
地震の完震機構解は地震断層を伴った1927年以降のみを示した(岡田(2002)より作成)。



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)

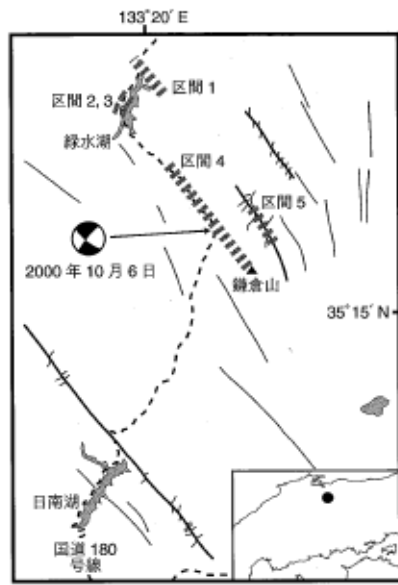
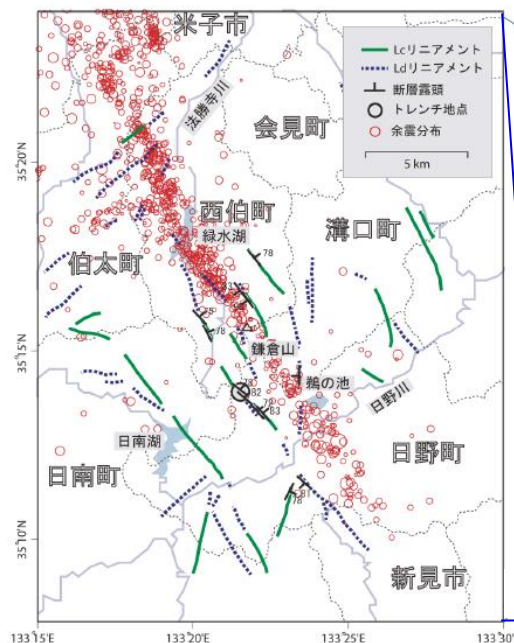
※産業技術総合研究所 地質図Navilによれば、日本の地質増補版編集委員会編(2005)において、因美期貫入岩類が示されている範囲には、主に「花崗岩」の分布が示されている。

2.1 2000年鳥取県西部地震

一部加筆修正 (H26.2.20審査会合資料)

2000年鳥取県西部地震について

- 伏島ほか(2001)によれば、鳥取県西部地震で、震源付近に長さ約6kmの地震断層が確認されたとされている。
- 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おり、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)によれば、鳥取県西部地震の震源域周辺において、左横ずれを示唆する短く断続的なリニアメント群が判読され、これらは震源断層の方向に一致するとされている。
- 堤(2009)によれば、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されている。
- 垣見(2010)によれば、堤ほか(2000)、井上ほか(2002)によるリニアメントの分布の特徴から、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旨の記載がなされている。

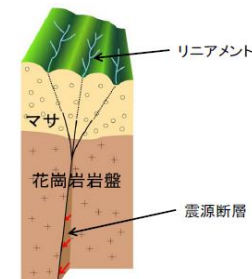
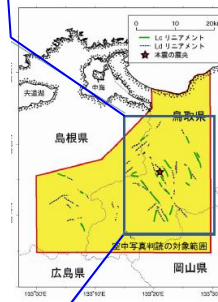
図1—震源域周辺の推定活断層・リニアメント分布図⁽⁹⁾。震源域周辺の推定活断層とリニアメント
(堤(2009))

震源域のリニアメントと余震分布

(震基11-2-2に加筆)

<井上ほか(2002)の概要>

- 鳥取県西部地震の震源域周辺では、左横ずれを示唆するリニアメントが存在し、これらは短く断続的に分布する。
- 上記リニアメントは、想定される震源断層の方向とほぼ一致している。
- リニアメント沿いで多数の断層露頭が確認され、一部は第四紀層を変位させている。
- 地表でいくつかに分散する横ずれ断層は全体としてフラワー構造を呈しているが、地下では1本に収斂し、震源断層になる。
- これらは未成熟な断層であり、地表付近まで破壊が進行したが、明瞭な地震断層として地表に出現しなかった。



震源断層とリニアメントの関係(推定)


2.1 2000年鳥取県西部地震

一部加筆修正 (H26.2.20審査会合資料)

2000年鳥取県西部地震について

【鳥取県西部地震についてのまとめ】

- 気象庁(2000)によれば、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。
 - 岡田(2002)によれば、震源域周辺を含む山陰地方では、WNW-ESE方向からの圧縮場のもとで、ENE-WNWとNNW-SSEの方向の横ずれ断層が卓越するとされている。
 - 岡田(2002)によれば、山陰地域の活断層の特徴について、「変位地形は全体的に不明瞭であり、累積変位量はいずれも少ない」、「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」等とされている。
 - 井上ほか(2002)によれば、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、それらの中に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、これらの岩脈の特徴としては、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とされている。
 - 堤ほか(2000)によれば、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。

 - 鳥取県西部地震後に実施された堤ほか(2000)および井上ほか(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およびリニアメントを判読し、リニアメント周辺で断層露頭を確認している。
- 
- 震源域周辺は、活断層の発達過程でみると未成熟な状態であり、明瞭な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。

2.1 2000年鳥取県西部地震

一部加筆修正 (H26.2.20審査会合資料)

敷地周辺・近傍と2000年鳥取県西部地震震源域との比較・評価

○鳥取県西部地震の震源域と敷地周辺について、「地域差」の観点で整理した結果、活断層の特徴、地質・地質構造等に地域差が認められることから、観測記録収集対象外とする。

【凡例】○:類似性有り, △:類似性低い～一部有り, ×:類似性無し

項目	比較結果	鳥取県西部地震 震源域	泊発電所周辺・近傍
当該地域に分布する活断層の特徴	×	○WNW-ESE方向の圧縮応力による横ずれ断層。 ○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。	○東西圧縮応力による逆断層。 ○敷地周辺には、第四系の褶曲構造が断続的に分布し、それと調和的に分布する黒松内低地帯の活断層群や海域の断層群が認められる。
地質・地質構造	×	○白亜紀から古第三紀の花崗岩を主体としており、それらの中に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。 ○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。	○敷地は、積丹半島西岸基部に位置し、敷地近傍には、主に新第三系下部～上部中新統の古平層、上部中新統の神恵内層、第四系下部～中部更新統の岩内層、中部～上部更新統の海成段丘堆積物等が分布する。 ○積丹半島の新第三系以下の地質構造は、大局的にNW-SE方向の背斜構造で特徴づけられるが、岩内層および海成段丘堆積物は、ほぼ水平に分布する。
地形面の発達状況	×	○明瞭な断層変位基準の少ない地域である。	○敷地近傍には、変位基準となる海成段丘面、河成段丘面、火山麓扇状地等が発達している。
地震地体構造区分	×	○異なる地体構造区分とされている。 ○10C5 中国山地・瀬戸内海(垣見ほか(2003))	○8C 東北日本弧内帯(垣見ほか(2003))

2. 2 2008年岩手・宮城内陸地震

2.2 2008年岩手・宮城内陸地震

一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

2008年岩手・宮城内陸地震に関する評価の流れ

2.2.1 2008年岩手・宮城内陸地震震源域との地域差の検討



2.2.2 2008年岩手・宮城内陸地震に関する検討

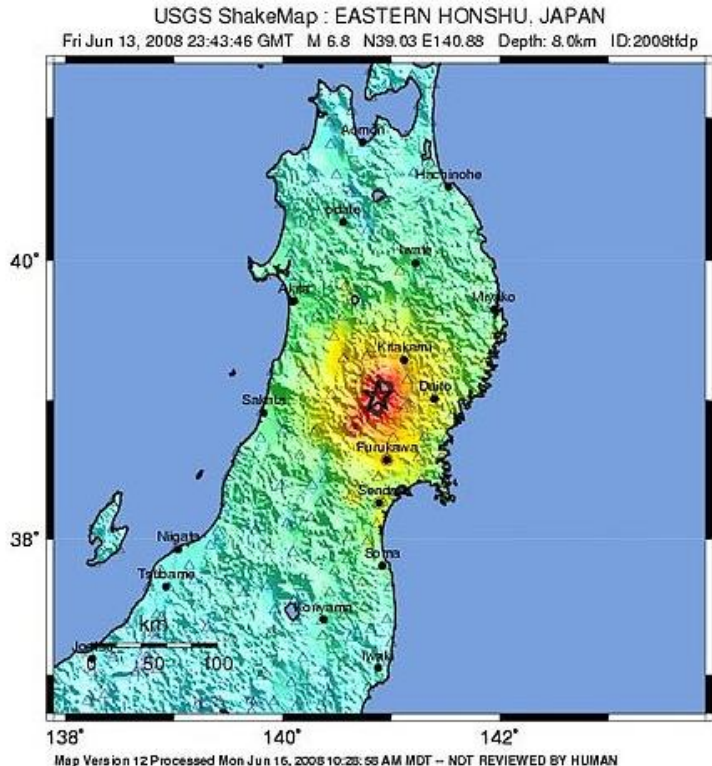
- (1) 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見
- (2) 地震観測記録の収集
- (3) 地震観測記録の分析・評価
- (4) 基盤波の選定
- (5) 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動
- (6) 中長期的な取り組みと知見等の確認

2.2.1 2008年岩手・宮城内陸地震震源域との地域差の検討

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

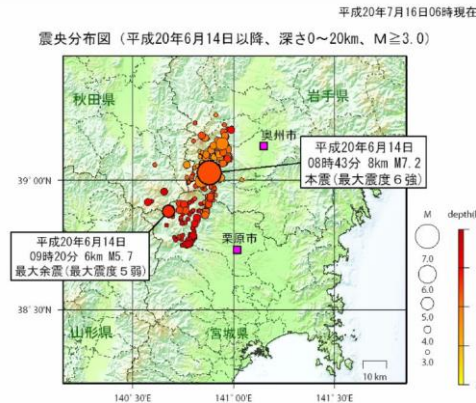
2008年岩手・宮城内陸地震の概要

- 岩手・宮城内陸地震は、2008年6月14日に岩手県内陸南部の奥羽山地東縁で発生した地震で、震央の深さ8km、規模はMw6.9、最大震度6強とされている。
- この地震は、西北西－東南東方向に圧力軸を持つ西側隆起の逆断層により発生したとされる。



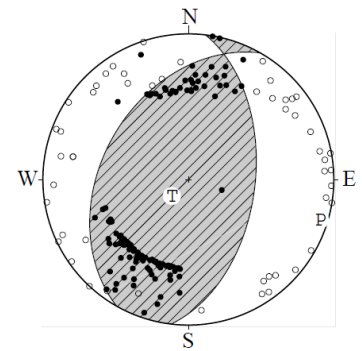
PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Moderate/Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%)	<.17	.17-1.4	1.4-3.9	3.9-9.2	9.2-18	18-34	34-65	65-124	>124
PEAK VEL.(cm/s)	<0.1	0.1-1.1	1.1-3.4	3.4-8.1	8.1-18	18-31	31-60	60-118	>118
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II-III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X

岩手・宮城内陸地震の位置および震度分布 (USGS(2008))

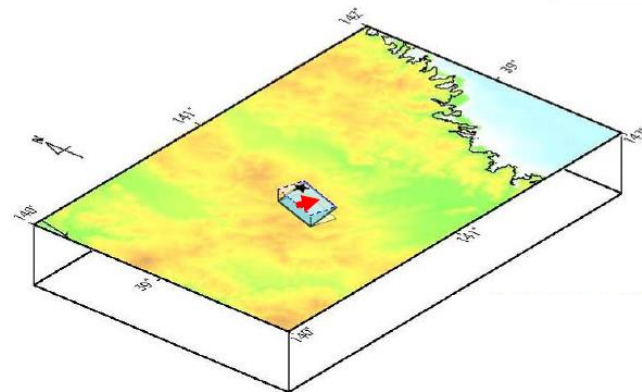


丸の大きさはマグニチュードの大きさ、色は震源の深さを表す。地形データには国土地理院の数値地図50mメッシュ(標高)、数値地図25000(行政界・海岸線)および日本海洋データセンターのJ-EGG500を使用。

岩手・宮城内陸地震の震央分布図 (気象庁(2008))



岩手・宮城内陸地震メカニズム解 (気象庁(2008))

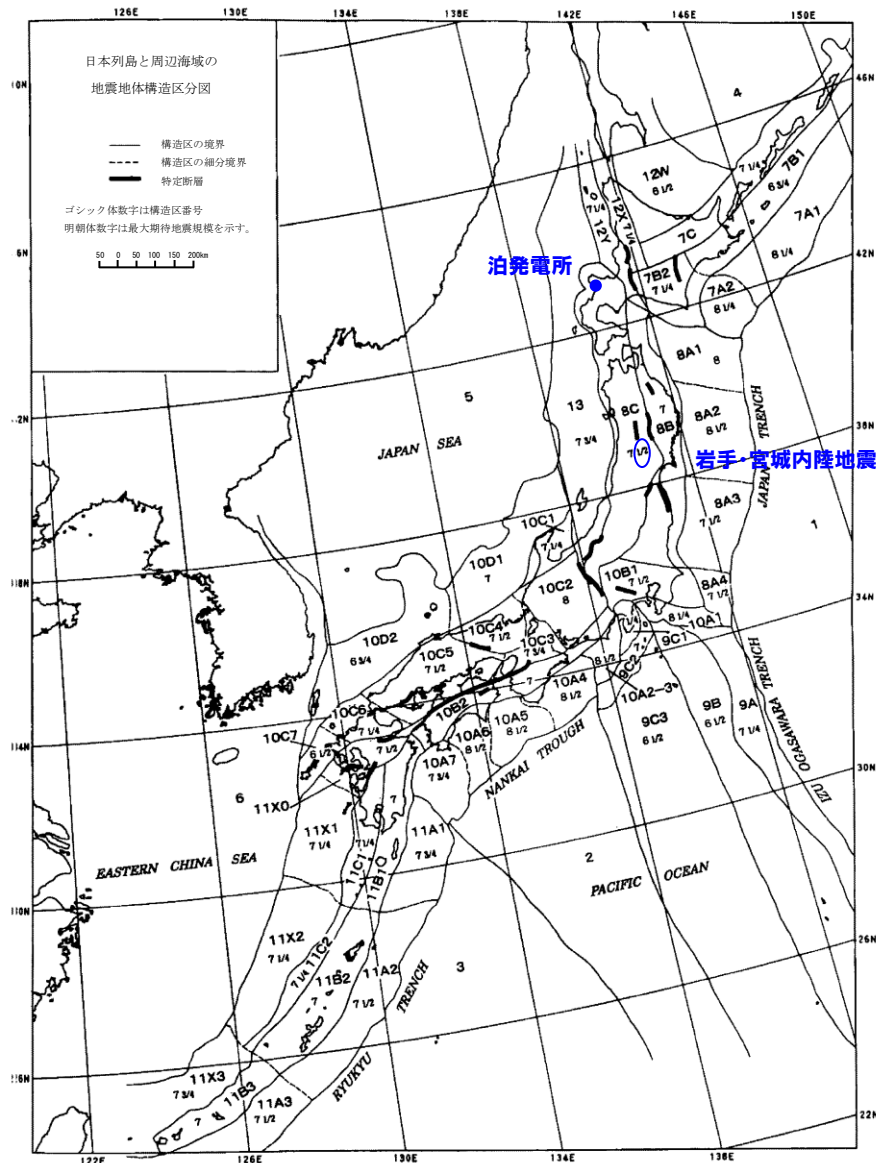


地殻変動から推定された断層モデル (国土地理院(2008))

2.2.1 2008年岩手・宮城内陸地震震源域との地域差の検討

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

2008年岩手・宮城内陸地震の概要



○垣見ほか(2003)では、各区の特徴, Mmax, 特定断層等の知見に基づき、地震活動と活断層分布の関係などを考慮した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と泊発電所周辺は、東北日本弧のうち「東北日本弧内帯(8C)」に区分され、最大期待地震規模Mmax=7 1/2とされている。

2.2.1 2008年岩手・宮城内陸地震震源域との地域差の検討

一部加筆修正 (H27.10.23 審査会合資料)

敷地周辺・近傍と2008年岩手・宮城内陸地震震源域との比較・評価

- 岩手・宮城内陸地震の震源域と敷地周辺について、「地域差」の観点で整理した結果、地形面の発達状況、第四系の分布等に地域差が認められるものの、地質・地質構造等に一部で類似点も認められる。
- 更なる安全性向上の観点から、泊発電所が岩手・宮城内陸地震の震源域と同様、垣見ほか(2003)による地震地体構造区分8Cにあることを踏まえ、より保守的に岩手・宮城内陸地震を観測記録収集対象として選定し、観測記録の収集・検討を実施する。

【凡例】○:類似性有り, △:類似性低い~一部有り, ×:類似性無し

項目	比較結果	岩手・宮城内陸地震 震源域	敷地周辺・近傍
地質・地質構造	△	<ul style="list-style-type: none"> ○新第三紀以降の火山岩類および堆積岩類が広く分布し、中新世以降に形成された褶曲構造が認められる。 ○東西圧縮応力による逆断層。 	<ul style="list-style-type: none"> ○敷地は、積丹半島西岸基部に位置し、敷地近傍には、主に新第三系下部～上部中新統の古平層、上部中新統の神恵内層、第四系下部～中部更新統の岩内層、中部～上部更新統の海成段丘堆積物等が分布する。 ○積丹半島の新第三系以下の地質構造は、大局的にNW-SE方向の背斜構造で特徴づけられるが、岩内層および海成段丘堆積物は、ほぼ水平に分布する。 ○東西圧縮応力による逆断層。
地形面の発達状況	×	○山間部に位置し、河成段丘が一部認められる程度であり、変位基準となる地形面の発達が良くない。	○敷地は沿岸部に位置し、敷地近傍には変位基準となる海成段丘面、河成段丘面、火山麓扇状地等が発達している。
第四系の分布	×	○第四系の分布は限られる。	○敷地近傍および周辺には、第四紀の海成堆積物等が広く分布する。
ひずみ集中帯	×	○地質学的ひずみ集中帯および測地学的ひずみ集中帯の領域内に位置する。	<ul style="list-style-type: none"> ○敷地近傍は、地質学的ひずみ集中帯および測地学的ひずみ集中帯の領域内に位置しない。 ○敷地周辺は、敷地の西方が地質学的ひずみ集中帯の領域内に位置するが、測地学的ひずみ集中帯の領域内に位置しない。
カルデラの分布	×	○新第三紀以降のカルデラの密集が認められる。	○敷地近傍には、カルデラは認められない。
地すべり地形の分布	×	○大規模地すべりを含む地すべり地形が多く認められる。	○敷地近傍には、大規模地すべり地形は認められない。
速度分布等	×	<ul style="list-style-type: none"> ○低速度領域に位置する。 ○震源域を含む本州北部内陸で、概ね地質学的ひずみ集中帯、若しくは、測地学的ひずみ集中帯に沿って、被害地震が発生している。 	<ul style="list-style-type: none"> ○敷地近傍は、高速度領域に位置する。 ○敷地周辺では、被害地震は発生していない。
地震地体構造区分	○	<ul style="list-style-type: none"> ○同一区分とされている文献も認められる。 ○8C 東北日本弧内帯(垣見ほか(2003)) 	○8C 東北日本弧内帯(垣見ほか(2003))

2.2.2 2008年岩手・宮城内陸地震に関する検討

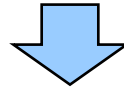
一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

2008年岩手・宮城内陸地震に関する検討概要

【(1) 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見】

- 岩手・宮城内陸地震に関する地震学的特徴を把握するため、震源域内の余震分布およびインバージョン解析・フォワード解析等の震源特性に関する要素に着目し、知見を収集・整理する。
 - 浅い位置でエネルギーの放出が行われたことが、震源域近傍のいくつかの観測点で大加速度が観測された大きな要因のひとつになっている可能性がある。
 - 一方で、震源等のモデル化に関して、観測記録の再現性の向上や複雑な破壊過程の要因特定などの課題が示されている知見もある。

⇒安全側の評価として、岩手・宮城内陸地震で得られた観測記録の収集・分析を実施する。

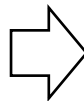


【(2) 地震観測記録の収集】

- 以下の条件で地震観測記録を収集する。
 - 防災科学技術研究所のK-NET観測点およびKiK-net観測点のうち、断層最短距離30km以内の観測点における観測記録(16地点)
 - 岩手・宮城内陸地震の震源近傍に位置する荒砥沢ダムおよび栗駒ダムの観測記録(2地点)
- 収集した観測記録について、以下の観測点で観測記録を抽出し、抽出された観測記録を考察する。
 - 加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る記録
 - K-NET観測点については、上記の観測点に加え、AVS30 \geq 500m/sとなる記録

震源近傍の観測記録 (計18地点)

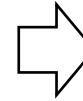
- | | | |
|-------------|---------------|----------|
| ①K-NET(8地点) | ②KiK-net(8地点) | ③ダム(2地点) |
| ・AKT019(雄勝) | ・AKTH04(東成瀬) | ・荒砥沢ダム |
| ・AKT023(椿台) | ・AKTH06(雄勝) | ・栗駒ダム |
| ・IWT010(一関) | ・IWTH04(住田) | |
| ・IWT011(水沢) | ・IWTH20(花巻南) | |
| ・IWT012(北上) | ・IWTH24(金ヶ崎) | |
| ・IWT015(川尻) | ・IWTH25(一関西) | |
| ・MYG004(築館) | ・IWTH26(一関東) | |
| ・MYG005(鳴子) | ・MYGH02(鳴子) | |



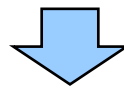
抽出した観測記録(計8地点)

- ・IWT010(一関)
- ・AKTH04(東成瀬)
- ・IWTH20(花巻南)
- ・IWTH24(金ヶ崎)
- ・IWTH25(一関西)
- ・IWTH26(一関東)
- ・荒砥沢ダム
- ・栗駒ダム

加藤ほか(2004)の応答
スペクトルを上回る。



- 抽出した観測記録について、記録の分析・評価を実施したうえで、基盤波の選定を実施する。



2.2.2 2008年岩手・宮城内陸地震に関する検討

一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

【(3) 地震観測記録の分析・評価】

○観測記録を収集した結果、敷地に影響が大きいと考えられるものとして抽出した観測記録について、以下の記録の分析・評価を実施する。

- 地盤応答等による特異な影響の評価(地盤情報の収集, 各種知見の収集・整理, 相対的地盤増幅率の評価, 地質および速度構造に関する検討, 地形の影響に関する検討)
- 基盤波を算定するモデルの妥当性確認(観測記録を用いた地盤同定およびはぎとり解析, 地盤同定に関する検討(再現性の確認, 探索範囲等の変更, 中小地震を用いた検討))

抽出した観測記録(計8地点)

- ・IWT010(一関)
- ・AKTH04(東成瀬)
- ・IWTH20(花巻南)
- ・IWTH24(金ヶ崎)
- ・IWTH25(一関西)
- ・IWTH26(一関東)
- ・荒砥沢ダム
- ・栗駒ダム

- ・地盤応答等による特異な影響の評価
- ・基盤波を算定するモデルの妥当性確認

基盤波として選定可能

- ・IWT010(一関)
- ・IWTH20(花巻南)
- ・IWTH24(金ヶ崎)
- ・IWTH26(一関東)(水平)
- ・栗駒ダム(右岸地山)

基盤波として選定困難

- ・AKTH04(東成瀬)
- ・IWTH25(一関西)
- ・荒砥沢ダム

【(4) 基盤波の選定】

○基盤波として選定可能なIWT010(一関), IWTH20(花巻南), IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)および栗駒ダム(右岸地山)の観測記録の比較より、保守的な基盤波を選定する。

基盤波として選定可能(5地点)

- ・IWT010(一関)
- ・IWTH20(花巻南)
- ・IWTH24(金ヶ崎)
- ・IWTH26(一関東)(水平)
- ・栗駒ダム(右岸地山)

基盤波として選定可能と考えられる記録から保守的な基盤波を選定

- ・IWTH24(金ヶ崎)
- ・IWTH26(一関東)(水平)
- ・栗駒ダム(右岸地山)

- 敷地の地盤物性に応じた基盤地震動を評価
⇒岩手・宮城内陸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, IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)のはぎとり波および栗駒ダム(右岸地山)の観測記録を採用する。

2.2.2 2008年岩手・宮城内陸地震に関する検討

一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

【(5) 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動】

○岩手・宮城内陸地震の震源を特定せず策定する地震動への反映

これまでの検討結果を踏まえ、IWITH24(金ヶ崎)、IWITH26(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。

- ・ IWITH26(一関東)におけるはぎとり解析のばらつきを評価する。
- ・ 参考として、震源域北側および東側と南側および西側の地震動を比較する。



IWITH26(一関東)(水平)の採用地震動の最大加速度とはぎとり地震動の最大加速度の平均+1σとの比は、NS方向で1.03となることから、安全側の対応として、採用するすべての地震動にこの比を考慮するものとする。

さらに、震源を特定せず策定する地震動としては、原子力発電所の重要性を鑑み、以下の保守性を考慮するものとする。



観測点	基盤地震動 最大加速度 (Gal)			ばらつきを 考慮	ばらつきを考慮した地震動 最大加速度 (Gal)			保守性を 考慮	震源を特定せず策定する地震動 最大加速度 (Gal)		
	水平		鉛直		水平		鉛直		水平		鉛直
	NS方向 ダム軸方向	EW方向 上下流方向			NS方向 ダム軸方向	EW方向 上下流方向			NS方向 ダム軸方向	EW方向 上下流方向	
IWITH24(金ヶ崎)	401	370	279	⇒	413	381	287	⇒	430	400	300
IWITH26(一関東)	511	476	-	⇒	528	490	-	⇒	540	500	-
栗駒ダム(右岸地山)	421	463	298	⇒	434	477	307	⇒	450	490	320



【(6) 中長期的な取り組みと知見等の確認】

○岩手・宮城内陸地震の地震動評価に関して、平成27年10月審査会合以降の震源特性の把握および地盤特性の把握に向けた取り組み成果を含む知見や他サイトの審査実績を確認し、これまでの地震動評価結果に反映すべき知見等の有無を整理する。

- 芝(2021)および東ほか(2021)では、大加速度が観測された要因として、SMGAの分布が浅かったこと、IWITH25(一関西)では深部地盤の不整形性が影響している可能性があることが指摘されており、震源特性および地盤特性の両面の影響を確認している。
- しかしながら、基盤波として選定困難と判断した観測点(IWITH25(一関西)ほか)において信頼性の高い基盤地震動を評価するためのはぎとり波の算出等には至っていないことから、信頼性の高い基盤地震動が評価できる知見は得られていないと考えている。

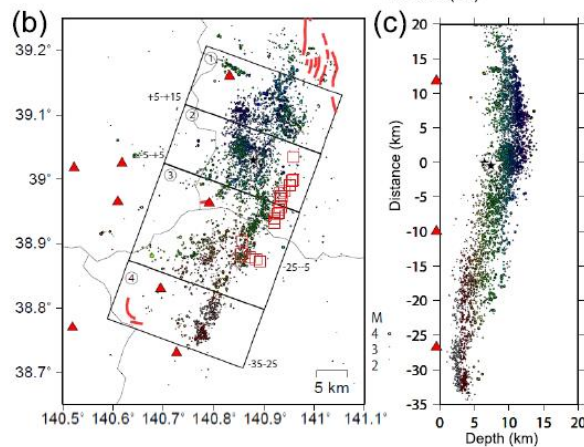
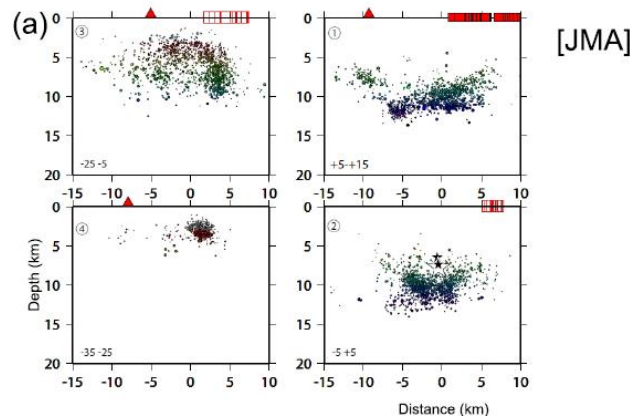
⇒岩手・宮城内陸地震の震源を特定せず策定する地震動として、平成27年10月23日第286回審査会合において説明した地震動を用いることとする。

(1) 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

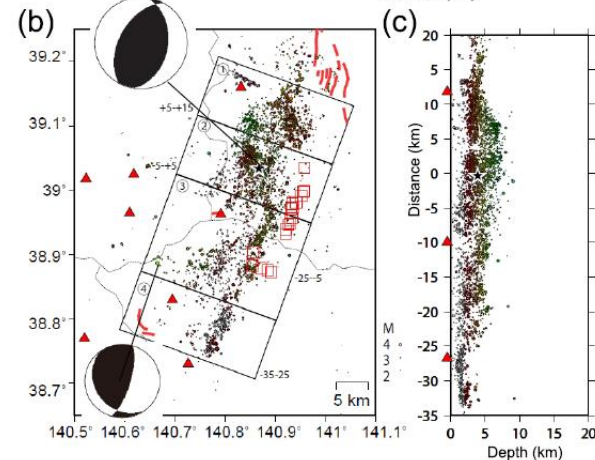
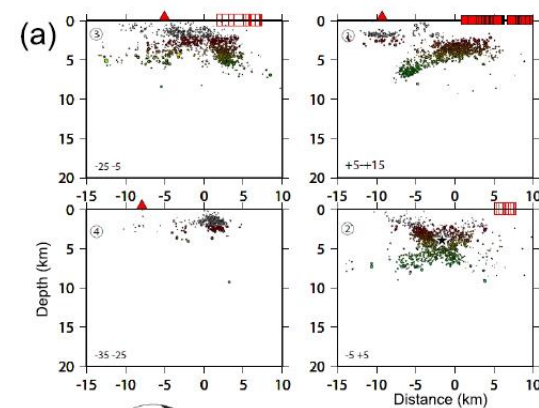
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

余震分布に関する既往の研究 (Okada et al.(2012))

- 岩手・宮城内陸地震の気象庁一元化震源による余震分布は、上端、下端とも浅い特徴を有している。また、Okada et al.(2012)は、緻密な臨時地震観測網の記録を用いて震源の再決定を行っており、気象庁一元化震源よりも系統的に更に浅くなることを示している。
- 再決定された余震分布から、ごく浅部の地表付近が余震分布上端と考えられる。



気象庁一元化震源



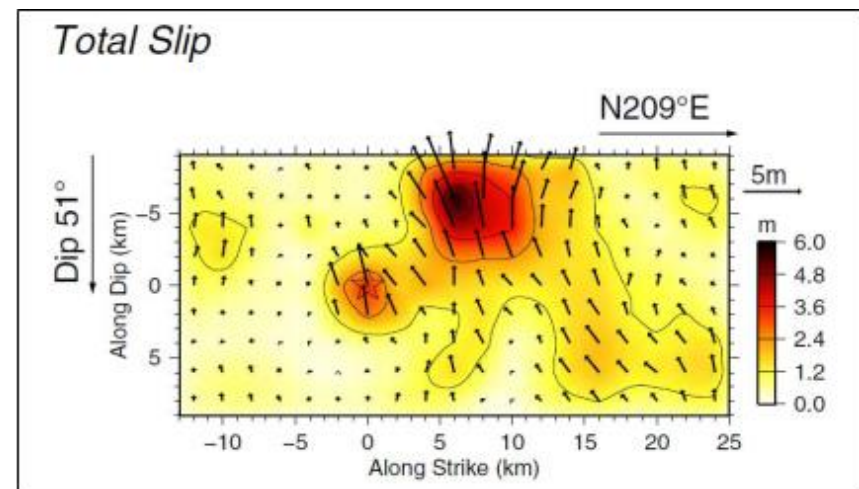
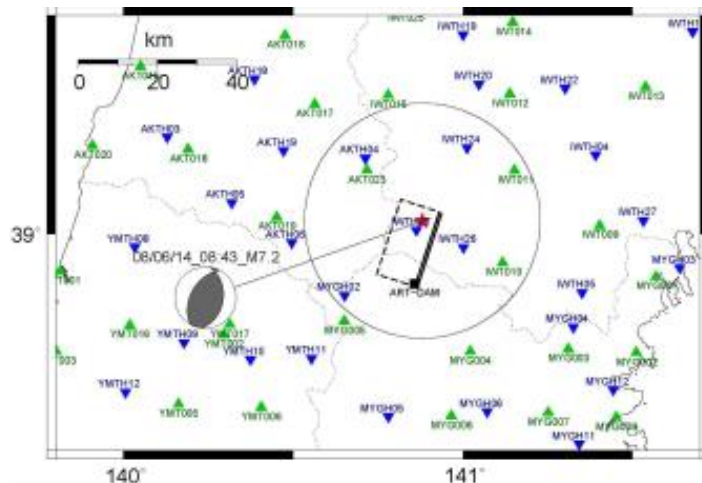
Okada et al.(2012)による震源再決定

(1) 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

インバージョン解析に関する既往の知見 (Asano and Iwata(2011))

○岩手・宮城内陸地震の強震動シミュレーション解析はこれまでも多くの研究者が実施しているが、荒砥沢ダム recordsも含めた検討としては、Asano and Iwata(2011)のインバージョン解析がある。この検討では、すべり量の大きい箇所は浅部に決定されている。



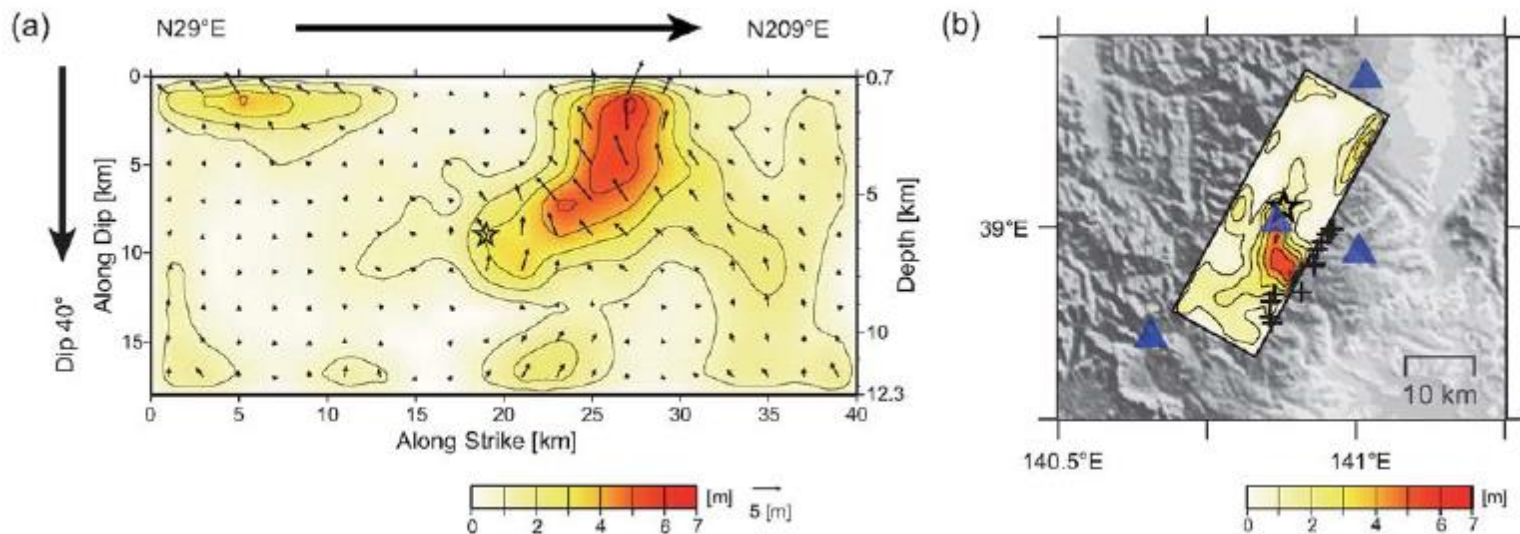
Asano and Iwata(2011)のインバージョンモデル

(1) 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

インバージョン解析に関する既往の知見 (Suzuki et al.(2010))

- Suzuki et al.(2010)では、震源極近傍の強震動記録を用いて、インバージョン解析を実施している。
- この検討では、すべり量の大きい箇所は浅部に決定されている。
- IWTH25(一関西)で観測された大きな最大加速度は、特に南部の浅い位置にある大きなすべり域から生成されたとしている。なお、ダム観測点については、検討対象外となっている。

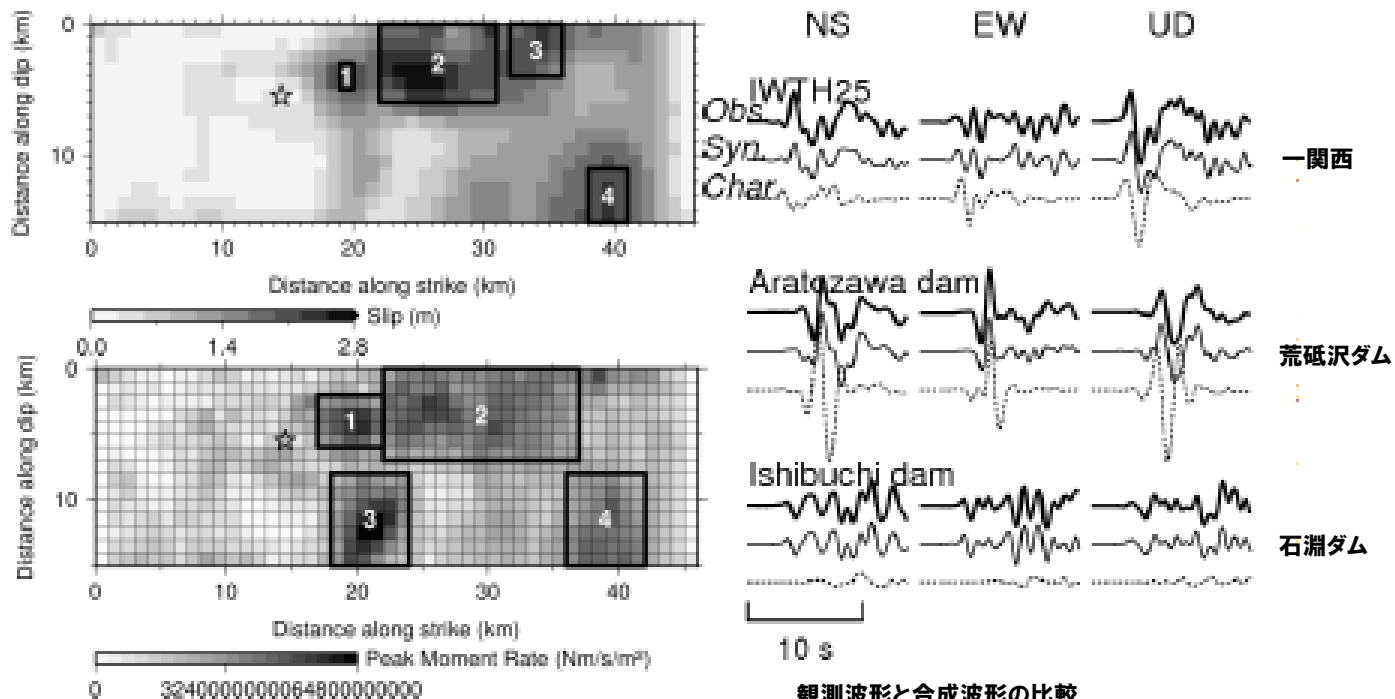


(1) 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

インバージョン解析に関する既往の知見 (吉田ほか(2014))

- 吉田ほか(2014)では、震源極近傍の強震動記録を用いて、震源モデルを構築し、震源近傍での地震動記録の再現を試みている。
- この検討では、すべり量および最大すべり速度(PMR)分布を参考に特性化震源モデルを構築した結果、浅部に大きなアスペリティが設定されている。
- すべり量より構築した特性化震源モデルは、IWITH25(一関西)の観測波形は説明できなかったとしている。
- PMR分布より構築した特性化震源モデルは、IWITH25(一関西)および荒砥沢ダムを含む多くの観測点での観測波形を説明できたものの、記録を再現できていない観測点もあり、さらに検討を進めているとしている。



(上)すべり量分布
(下)PMR分布. 両分布は右側が走向方向(南側)

観測波形と合成波形の比較

Obs(太実線):観測波形

Syn(実線):逆解析モデルからの合成波形

Char(点線):特性化震源モデルからの合成波形

(1) 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

インバージョン解析に関する既往の知見 (引間・瀬瀬(2013))

- 引間・瀬瀬(2013)では、西傾斜の断層面に加えて、東傾斜の断層面を仮定し、強震波形とGPSデータにより震源過程を推定している。
- この検討では、すべり量の大きい箇所が震源の南側かつ、東傾斜の断層面の浅部に決定されており、断層極近傍のデータを含めて、観測値の再現が従来の検討(引間・他(2008))よりも向上したとしている。
- 東傾斜の断層面が存在する可能性が高いという結果が得られたが、このような極めて複雑な破壊過程の要因は現状では不明であり、可能性として火山地域の地質・応力等の条件の影響を受けている可能性が考えられるとしている。なお、ダム観測点については、検討対象外となっている。

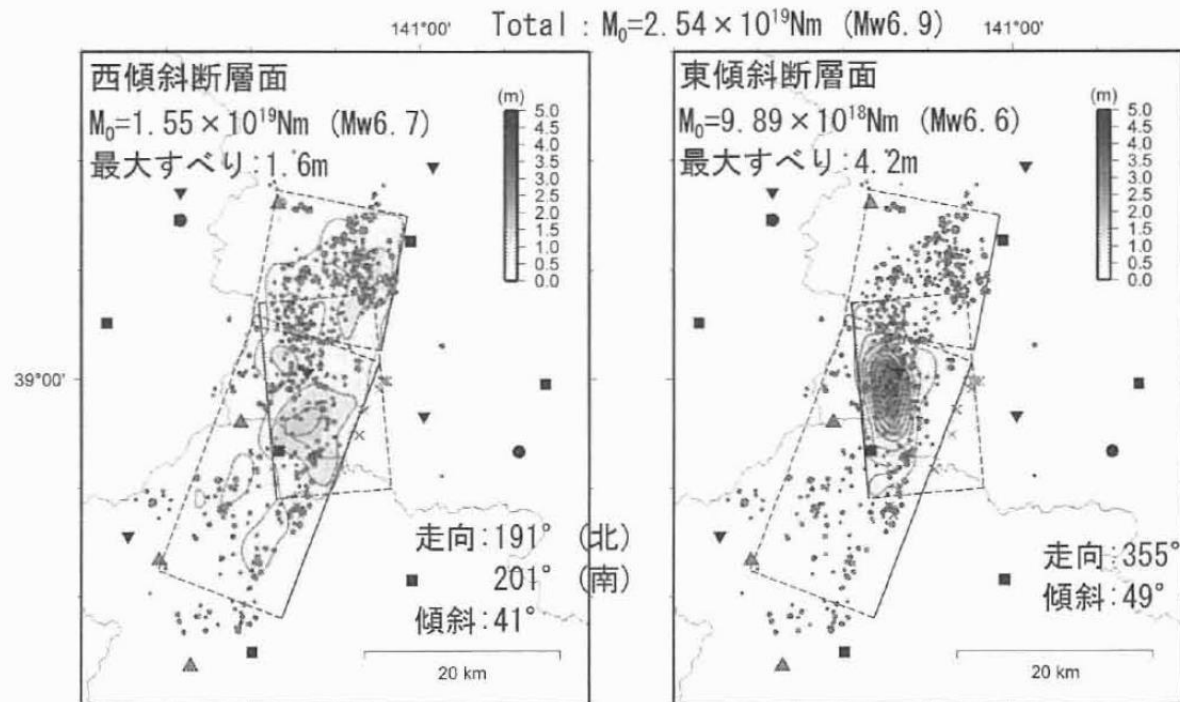


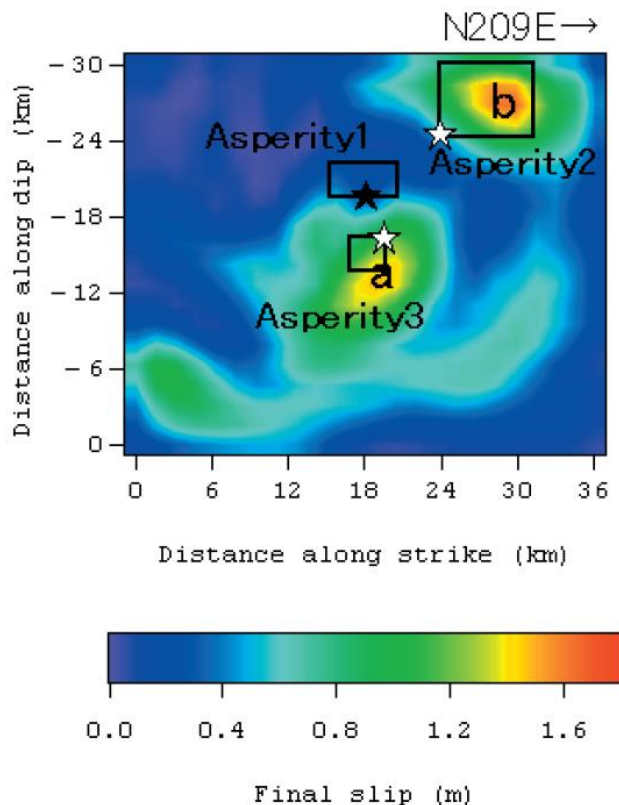
図 強震波形・GPSのジョイントインバージョンにより得られたすべり分布。余震を合わせて示す。☆:破壊開始点, ▲:火山, ●:K-NET, ▼:KiK-net, ■:GEONET。

(1) 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

フォワード解析に関する既往の知見 (野津(2011))

- 野津(2011)では、岩手・宮城内陸地震におけるやや短周期帯域の地震動を再現するのに適した特性化震源モデルを作成している。
- この検討では、野津(2010)における波形インバージョンで得られたすべり量分布を参考に3つのアスペリティを設定しており、最も面積の大きいアスペリティは、浅部に設定されている。
- 作成された特性化震源モデルによりK-NET観測点およびKiK-net観測点の地震動を再現した結果、IWITH25(一関西)を含め概ね良好に再現されたとしているが、ダム観測記録は、検討対象外となっている。



2008年岩手・宮城内陸地震の特性化震源モデルのパラメタ

	Asperity1	Asperity2	Asperity3
破壊開始点東経 (deg)	140.880	140.872	140.843
破壊開始点北緯 (deg)	39.028	38.970	39.023
破壊開始点深さ (km)	8.0	4.9	11.1
長さ (km) × 幅 (km)	6.0 × 3.0	8.0 × 6.0	3.0 × 3.0
M_0 (Nm)	0.56E+18	4.00E+18	1.00E+18
相対破壊開始時刻 (s)	0.00	2.8	1.7
破壊伝播速度 (km/s)	2.6	2.6	2.6
ライズタイム (s)	0.29	0.58	0.29
分割数	5 × 5 × 5	8 × 8 × 8	5 × 5 × 5

2008年岩手・宮城内陸地震の特性化震源モデル。背後のコンターは波形インバージョンで得られたすべり量分布

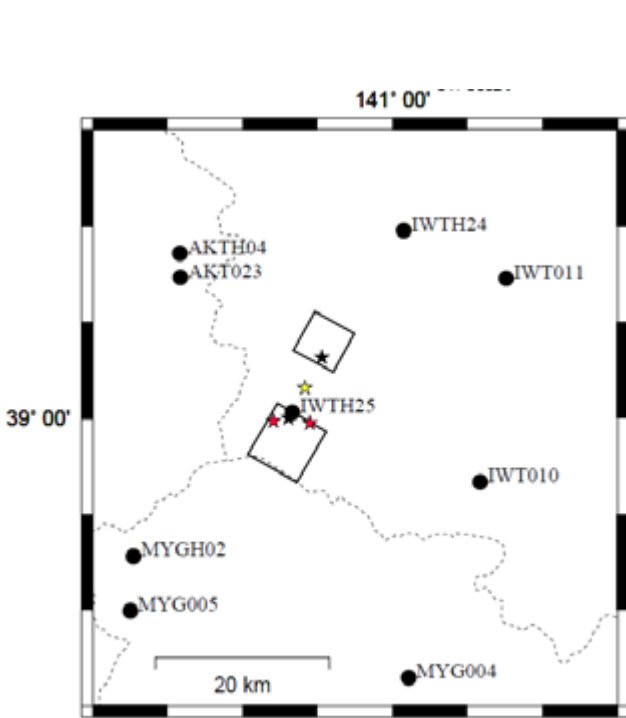
★は全体の破壊開始点、☆は各アスペリティの破壊開始点。

(1) 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

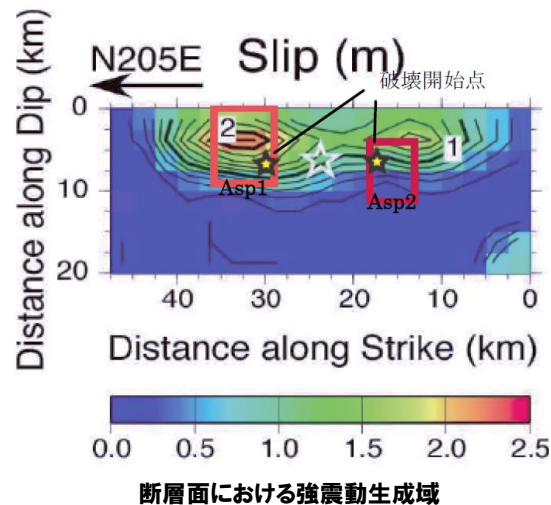
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

フォワード解析に関する既往の知見 (入倉・倉橋(2008))

- 入倉・倉橋(2008)では、震源極近傍の強震動記録を用いて、フォワード・モデリングにより強震動が再現可能な震源モデルの構築を試みている。
- この検討では、堀川(2008)のすべり量分布を参考に震源モデルを構築した結果、発震点の南側浅部にやや大きなアスペリティ、北側に面積が半分程度のアスペリティが設定されている。
- 但し、このモデルでは、IWTH25(一関西)の観測記録に見られる上下動の非対称性は説明できず、別の要因(トランポリン効果など)を考える必要があるとしている。なお、ダム観測記録は、検討対象外となっている。

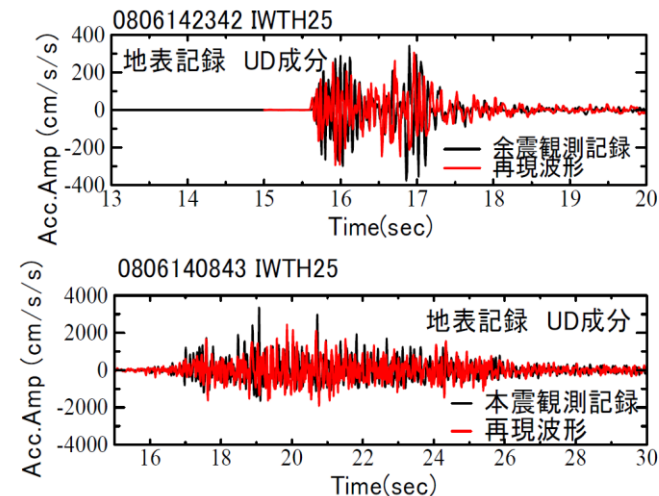


強震動生成域と解析に使用した観測点(一部)



	Asp1	Asp2
走向		209
傾斜角		40
すべり角		104
長さ	6.8km	5.1km
幅	8.5km	6.8km
応力降下量	16.45MPa	14.1MPa
地震モーメント	2.86E+16Nm	1.47E+18Nm

震源モデルの諸元



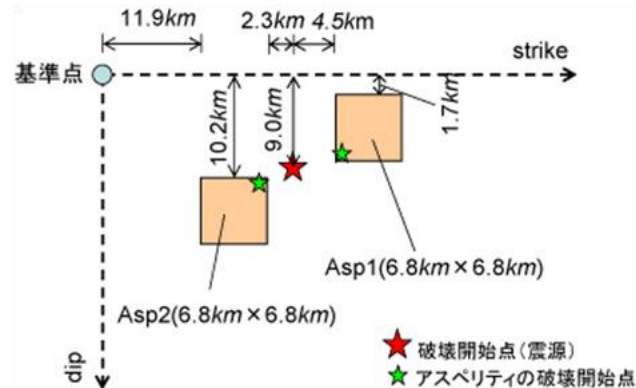
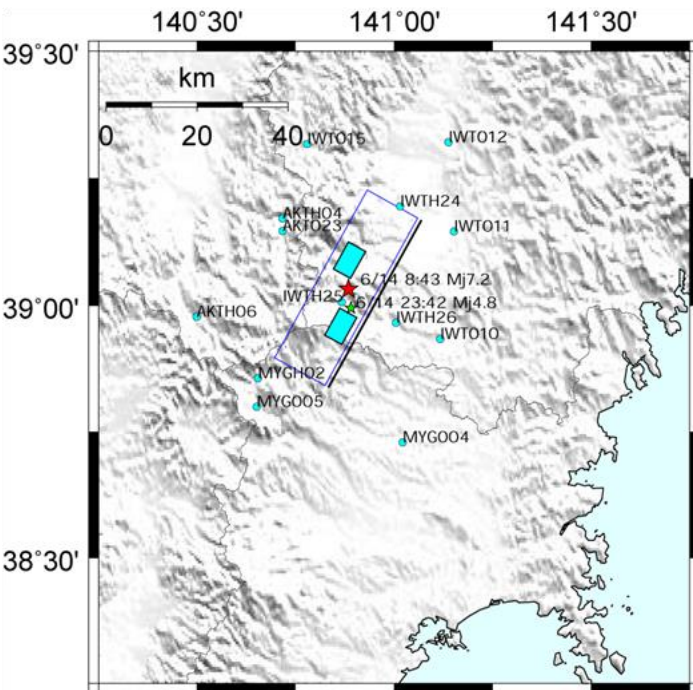
上図: IWTH25(一関西)地表における余震の再現波形と再現波形のスペクトル。
 下図: IWTH25(一関西)地表における本震の再現波形と再現波形のスペクトル。

(1) 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

フォワード解析に関する既往の知見(釜江(2008))

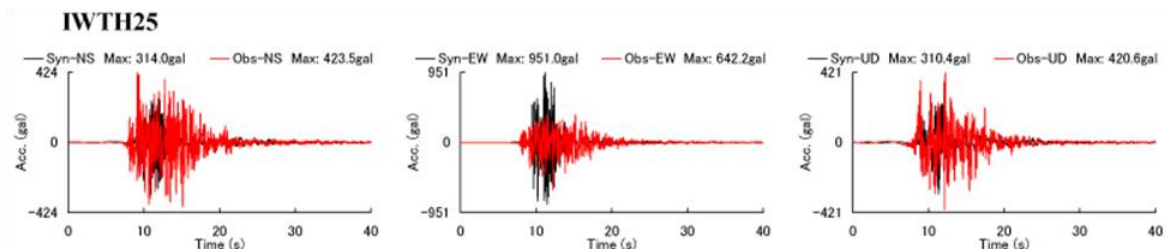
- 釜江(2008)では、経験的グリーン関数法を用いたフォワード・モデリングにより岩手・宮城内陸地震の震源モデルの評価を試みている。
- 解析の結果、震源の北と南にそれぞれ1つずつアスペリティを配置する震源モデルとなっており、震源の北側にアスペリティを配置することにより震源より北側の観測点において、波形の再現性が向上したとしている。
- 2つのアスペリティの応力降下量は、これまでの内陸地殻内地震の平均値に近い値になったとしている。なお、本検討において、ダム観測記録は、検討対象外となっている。



本震のメカニズム等

走向	209
傾斜角	51
すべり角	83
基準点(緯度)	39.172N
基準点(経度)	141.059E
基準点(深さ)	1.77km

	Strike (°)	Dip (°)	Rake (°)	S (km ²)	Mo (Nm)	$\Delta\sigma$ (MPa)
Asp1	209	51	104	6.8 × 6.8	1.70×10^{18}	13.8
Asp2	209	51	104	6.8 × 6.8	1.70×10^{18}	13.8



(IWTH25(一関西))合成波形と観測波形の比較(0.2Hz~10Hz)

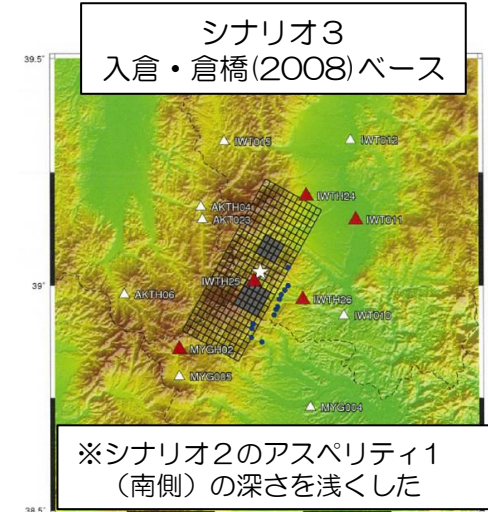
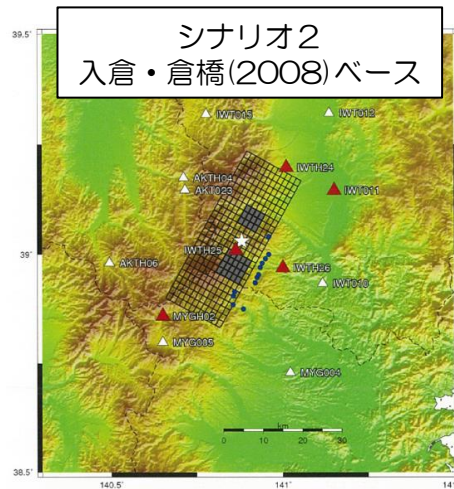
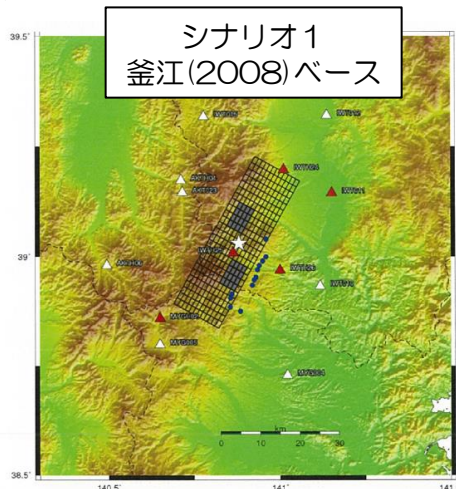
(1) 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

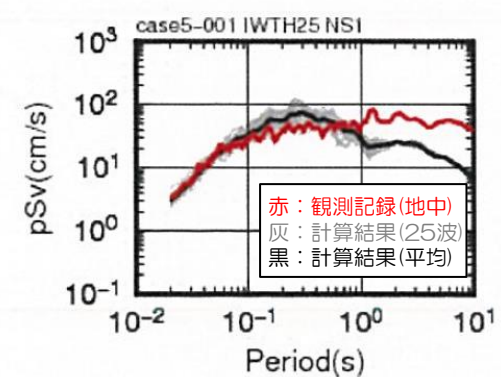
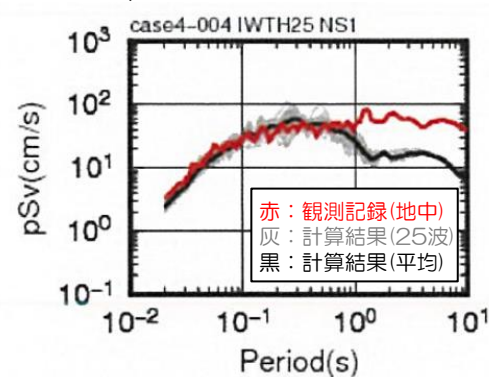
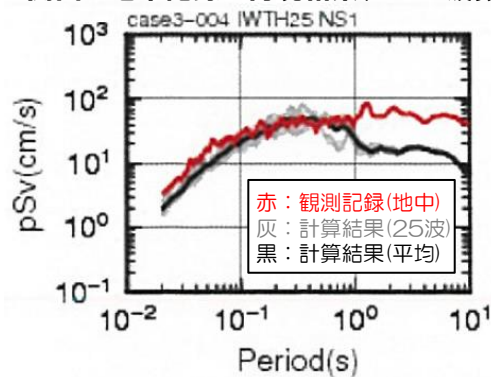
フォワード解析に関する既往の知見(JNES(2014))

- 独立行政法人原子力安全基盤機構による「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」(2014)では, 岩手・宮城内陸地震の地震動再現解析を検討している。
- シナリオ1およびシナリオ2では, IWTH25(一関西)の短周期成分がやや過小評価であり, さらに, シナリオ2のアスペリティを浅くしたモデル(シナリオ3)においても, 依然としてやや小さめである可能性があるとしている。なお, ダム観測点については, 検討対象外となっている。

破壊シナリオの影響を考慮した断層モデルの設定



一関西の地中記録の再現結果(SGFと波数積分法のハイブリッド)



(1) 2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見

一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

2008年岩手・宮城内陸地震に関する知見 まとめ

- 地震後実施された緻密な臨時地震観測から求められる岩手・宮城内陸地震の余震分布上端は、気象庁一元化震源よりも系統的に更に浅くなることを示しており、ごく浅部の地表付近が余震分布上端と考えられる。
- 本震記録を説明するいくつかの震源モデルから、岩手・宮城内陸地震については、震源およびすべり量の大きい箇所が浅かったことが考えられる。
- 上記の知見を踏まえると、浅い位置でエネルギーの放出が行われたことが、震源域近傍のいくつかの観測点で大加速度が観測された大きな要因のひとつになっている可能性がある。
- 一方で、震源等のモデル化に関して、観測記録の再現性の向上や複雑な破壊過程の要因特定などの課題が示されている知見もある。

⇒安全側の評価として、岩手・宮城内陸地震で得られた観測記録の収集・分析を実施する。

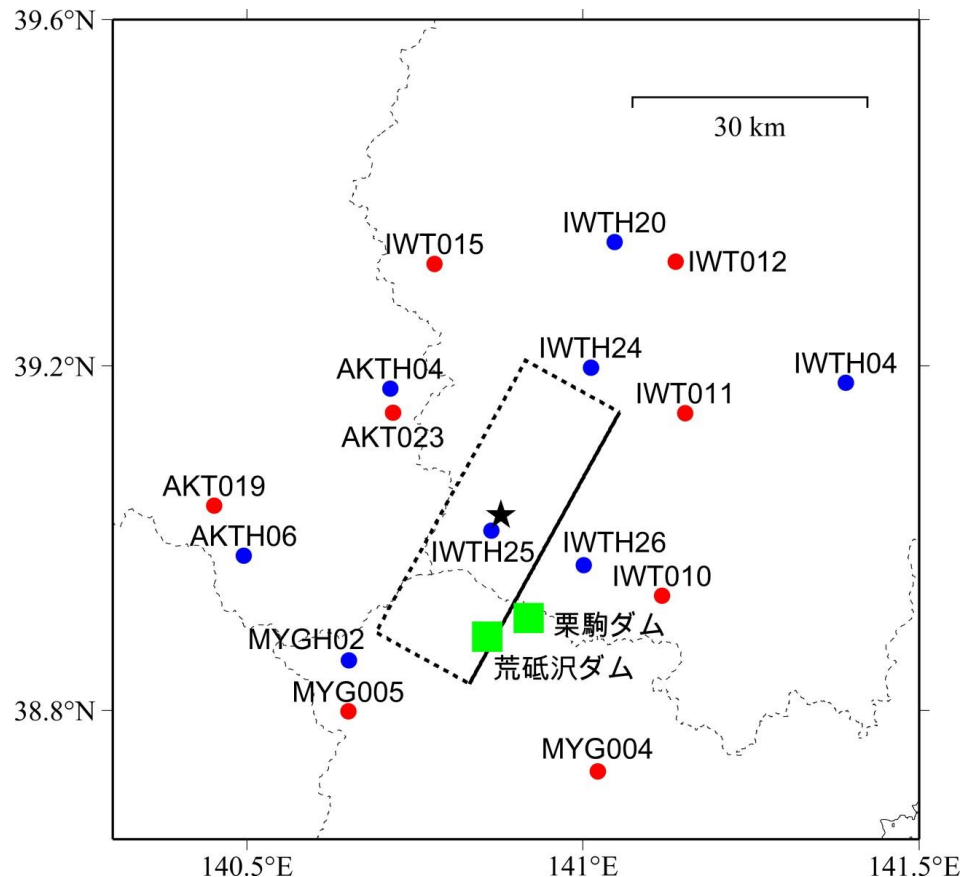
(2) 地震観測記録の収集

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

地震観測記録の収集対象

- 防災科学技術研究所のK-NET観測点およびKiK-net観測点のうち、断層最短距離30km以内の観測点を対象に収集する。(16地点)
- あわせて、本地震の震源近傍に位置している荒砥沢ダム、栗駒ダムの地震観測記録も収集する。(2地点)
(ダムの観測記録については、宮城県より受領)

2008年岩手・宮城内陸地震の震源位置と周辺観測点



観測地点名	
K-NET (8地点)	AKT019 雄勝
	AKT023 樺台
	IWT010 一関
	IWT011 水沢
	IWT012 北上
	IWT015 川尻
	MYG004 築館
	MYG005 鳴子
KiK-net (8地点)	AKTH04 東成瀬
	AKTH06 雄勝
	IWTH04 住田
	IWTH20 花巻南
	IWTH24 金ヶ崎
	IWTH25 一関西
	IWTH26 一関東
	MYGH02 鳴子
ダム (2地点)	- 荒砥沢ダム
	- 栗駒ダム

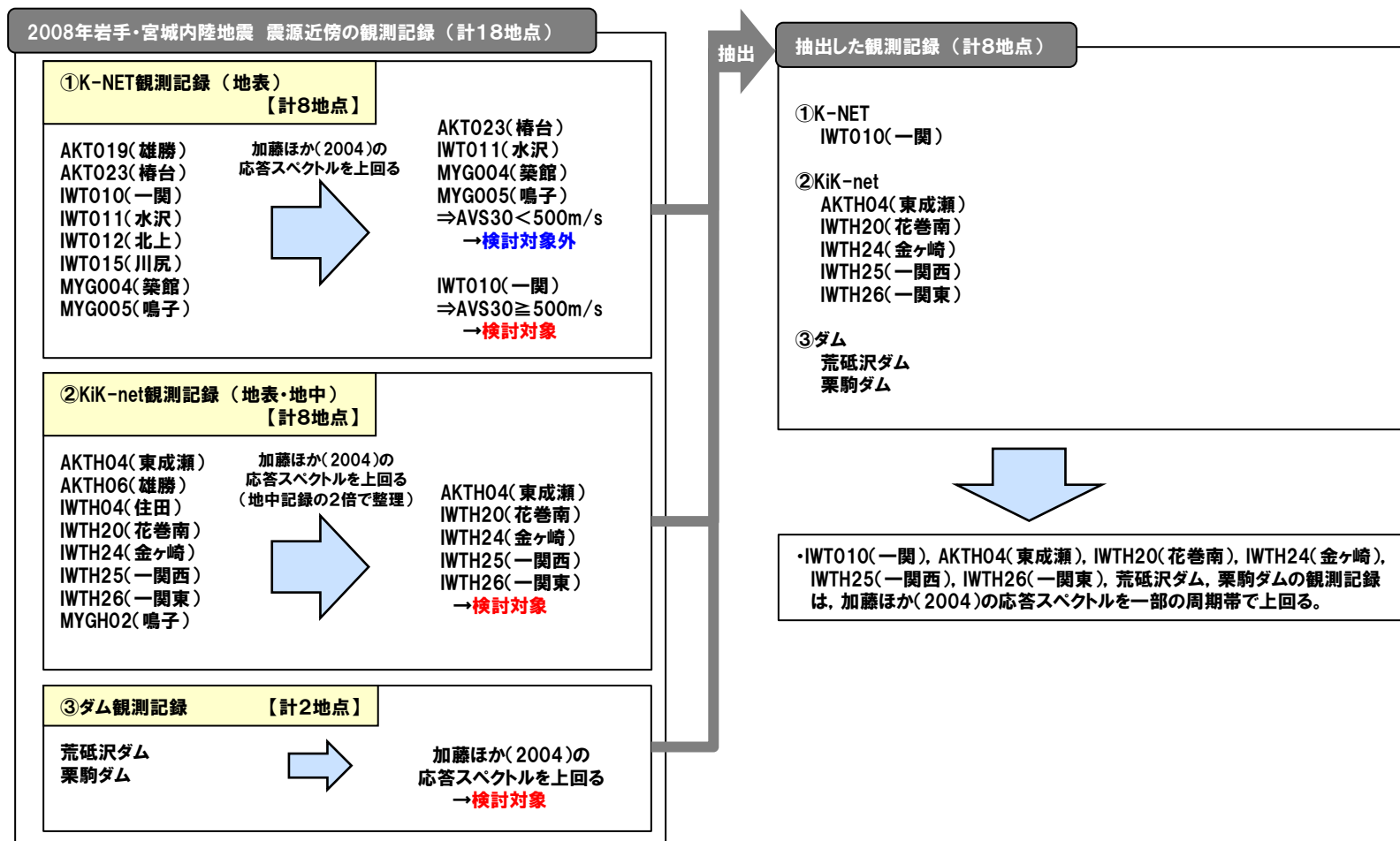
(2) 地震観測記録の収集

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

地震観測記録の収集・検討

- 収集した観測記録について、以下の観点で観測記録を抽出し、抽出された観測記録の考察を行う。
- ・加藤ほか(2004)の応答スペクトルを上回る記録(KiK-net観測点の記録は、地中記録の2倍で整理)
 - ・K-NET観測点については、上記の観点に加えAVS30※が500m/sを上回っている観測点における記録

※地表から深さ30mまでの平均S波速度



(2) 地震観測記録の収集

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

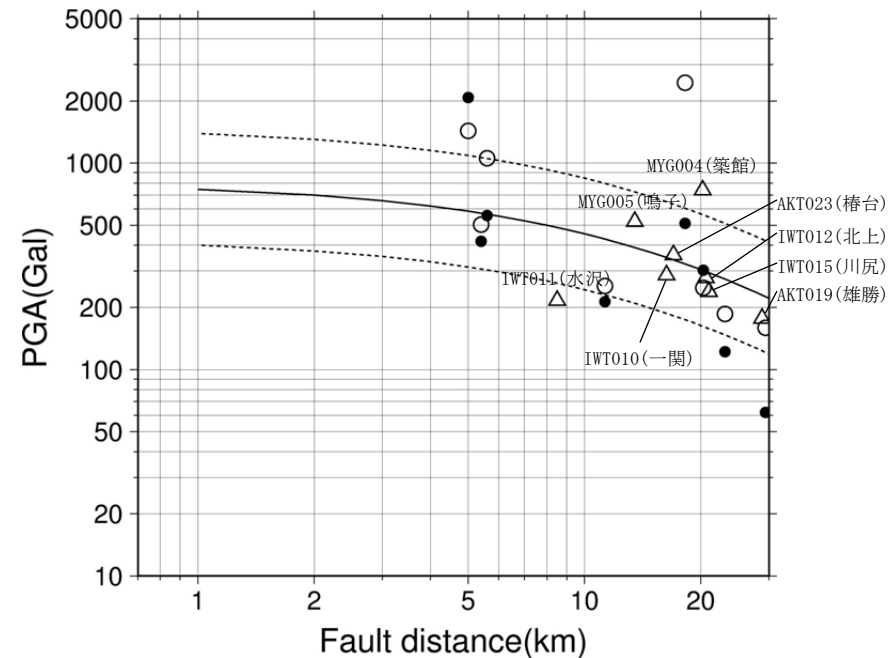
K-NET観測点の観測記録

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

K-NETの最大加速度

観測点			断層最短距離 (km)	AVS30 (m/s)	最大加速度 (Gal)		
					水平(NS)	水平(EW)	鉛直(UD)
K-NET (地表)	AKT019	雄勝	29	310	159	177	140
	AKT023	椿台	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



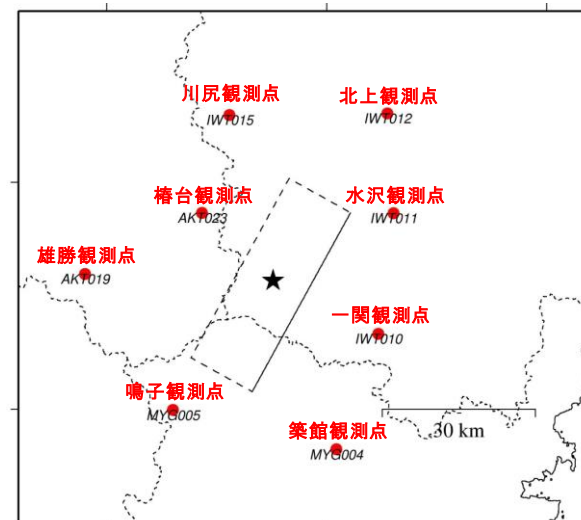
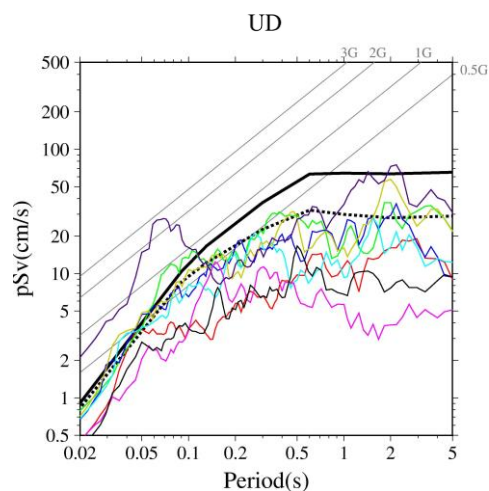
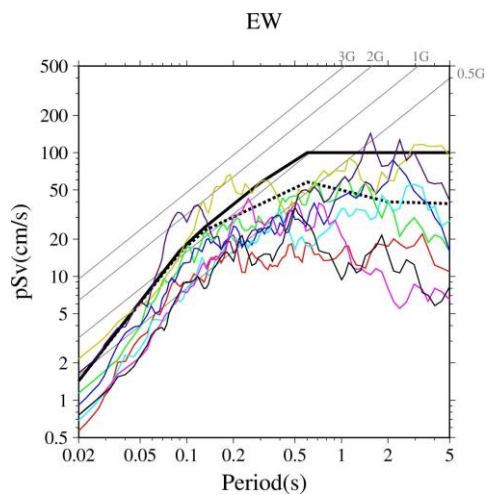
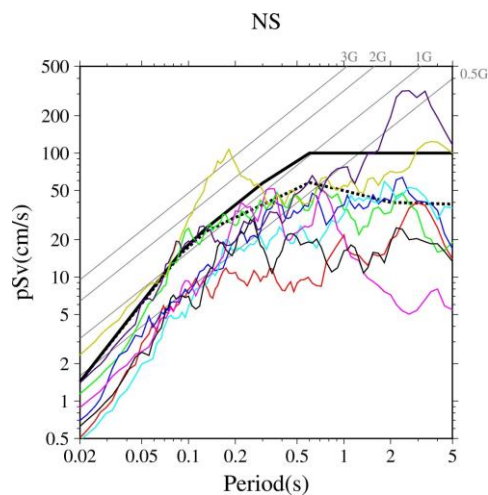
- 司・翠川(1999)Average
- 司・翠川(1999)Average $\pm 1\sigma$
- KiK-net (地表)
- KiK-net (地中 2 倍)
- △ K-NET

(2) 地震観測記録の収集

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

K-NET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

- 加藤ほか(2004) [$V_s=700\text{m/s}$] ... 加藤ほか(2004) [$V_s=2200\text{m/s}$]
- 加藤ほか(2004) [$V_p=2000\text{m/s}$] ... 加藤ほか(2004) [$V_p=4200\text{m/s}$]
- AKT019 雄勝
- AKT023 樺台
- IWT010 一関
- IWT011 水沢
- IWT012 北上
- IWT015 川尻
- MYG004 築館
- MYG005 鳴子

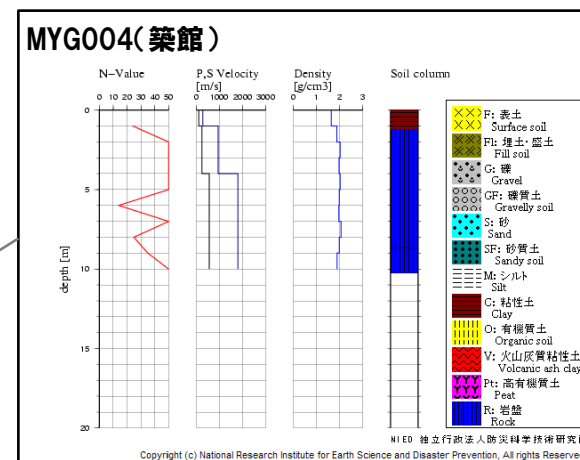
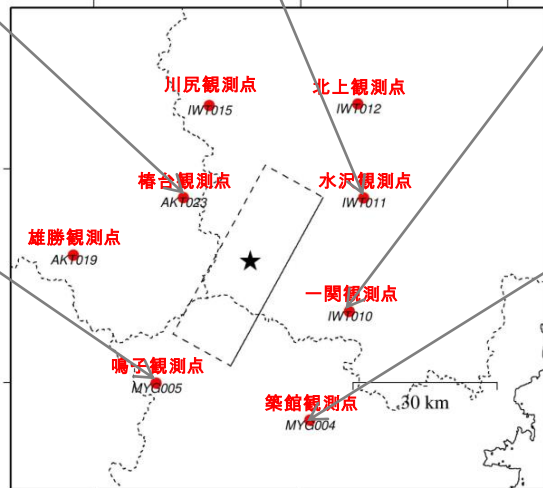
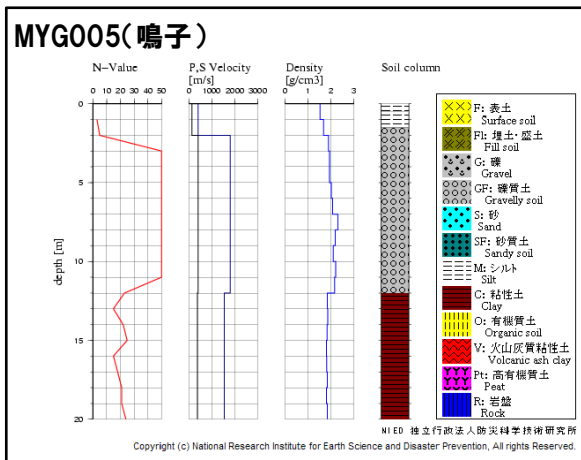
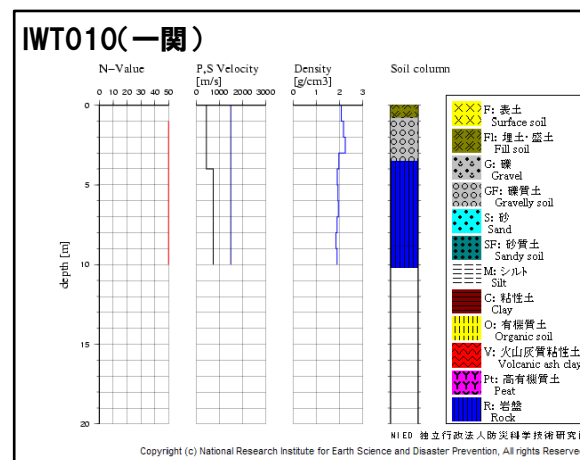
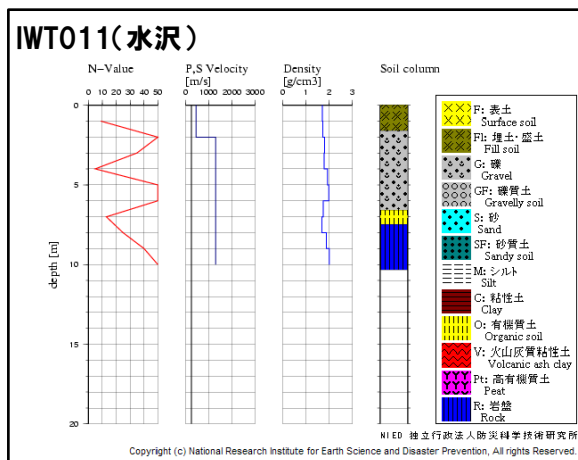
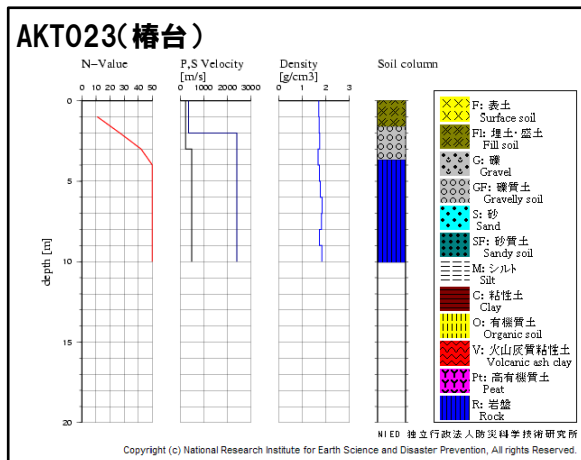
K-NET観測記録の応答スペクトルと加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

(2) 地震観測記録の収集

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

K-NET観測点の地質構造

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



(2) 地震観測記録の収集

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

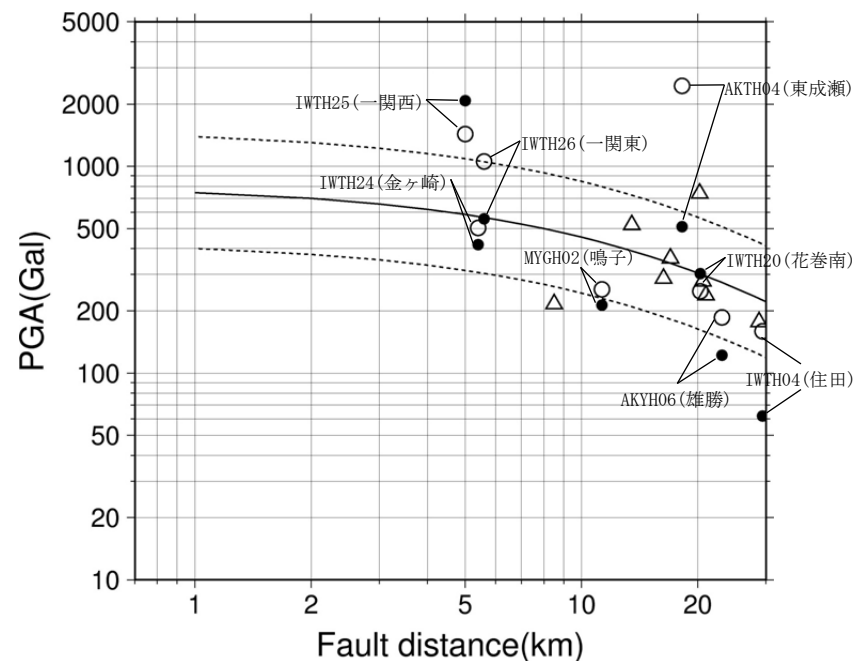
KiK-net観測点の観測記録

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

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



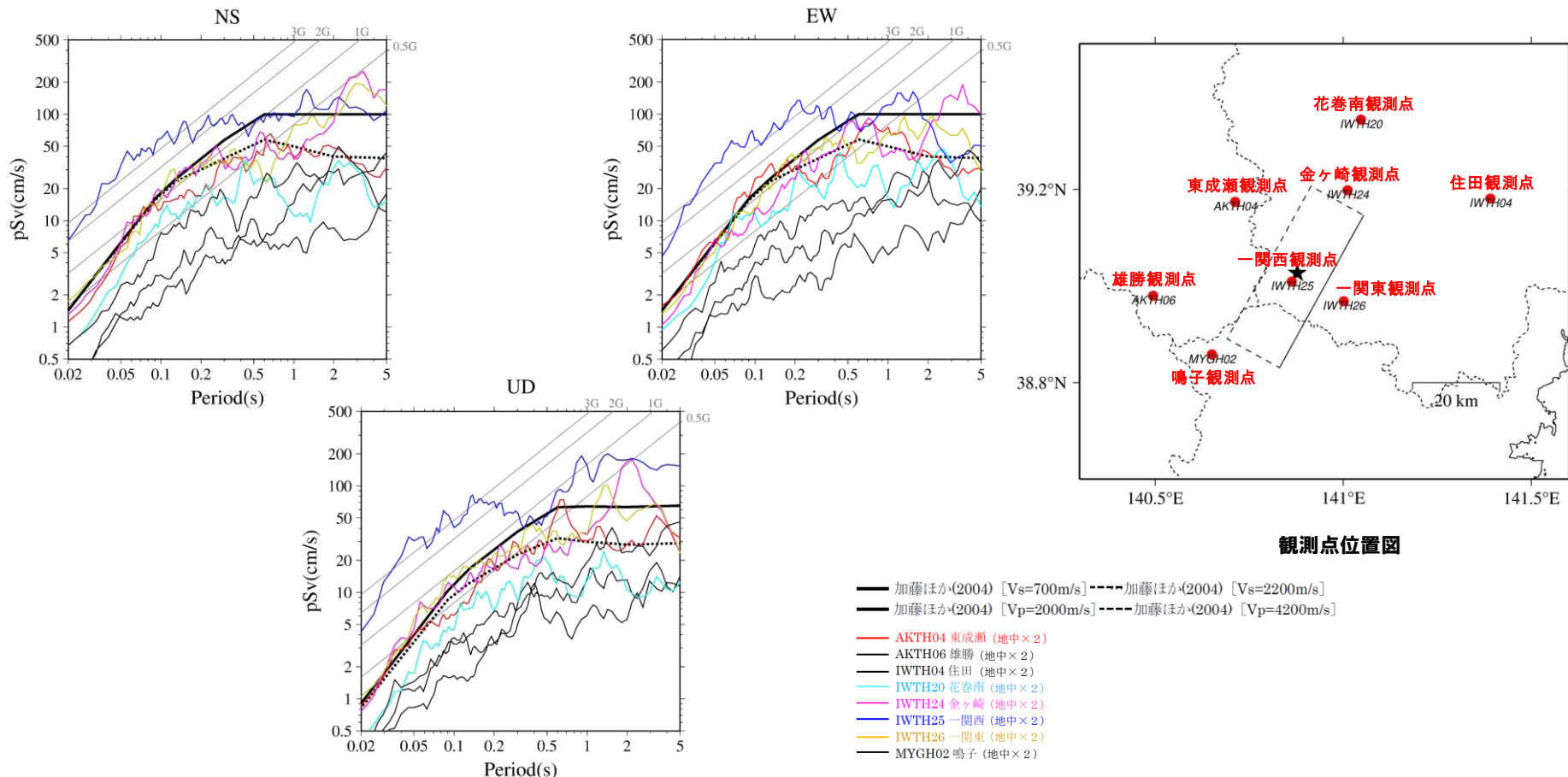
— 司・翠川(1999)Average
 ... 司・翠川(1999)Average ± 1σ
 ○ KiK-net(地表)
 ● KiK-net(地中 2倍)
 △ K-NET

(2) 地震観測記録の収集

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

KiK-net観測記録と加藤ほか(2004)との比較

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



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

(2) 地震観測記録の収集

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

荒砥沢ダム概要

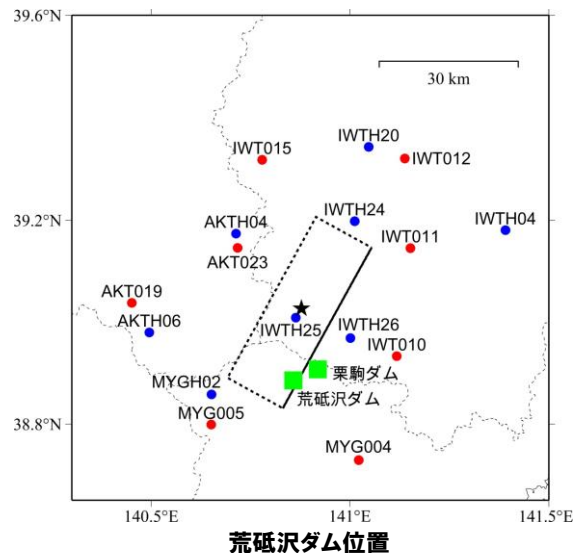
所在地	宮城県
事業者	宮城県土木部/東北農政局
水系名	北上川
河川名	二迫川
竣工年	1998年
ダム形式	ロックフィルダム
最低基礎面標高	EL. 205m
天端標高	EL. 279.4m
堤高	74.4m
堤長	413.7m



- ・ダム基礎地盤の地質年代: 新第三紀中新世
- ・基礎岩盤: 頁岩, 凝灰岩互層および安山岩の進入

荒砥沢ダムの地盤(国総研資料 第733号「国土交通省所轄ダムの地震動計測装置」)

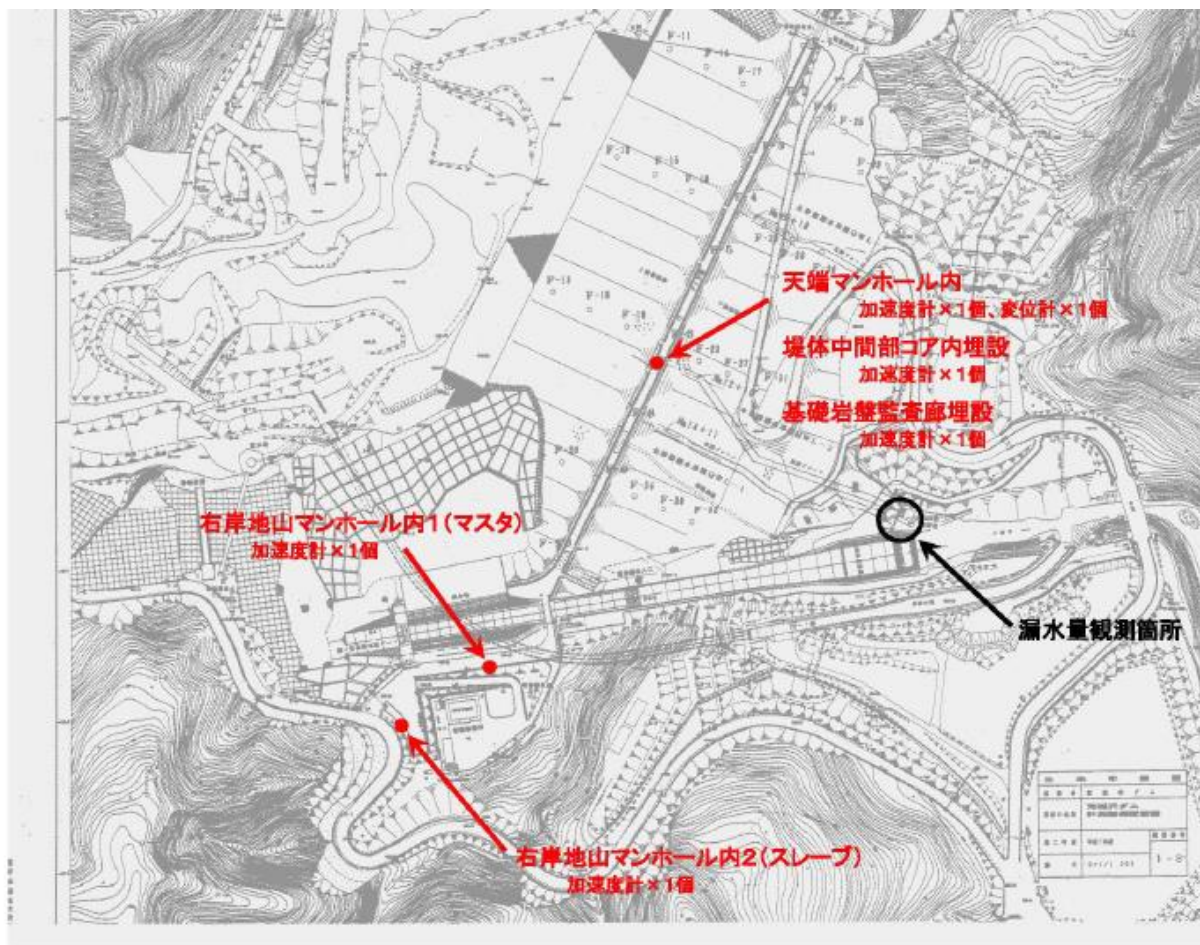
- ・基礎岩盤位置の岩級区分 CH~B級
- ・P波速度 EL.205m~200m $V_p=2.5\sim3.2\text{km/s}$



(2) 地震観測記録の収集

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

荒砥沢ダム 地山の概要および地震観測位置



※宮城県より受領した図面に加筆

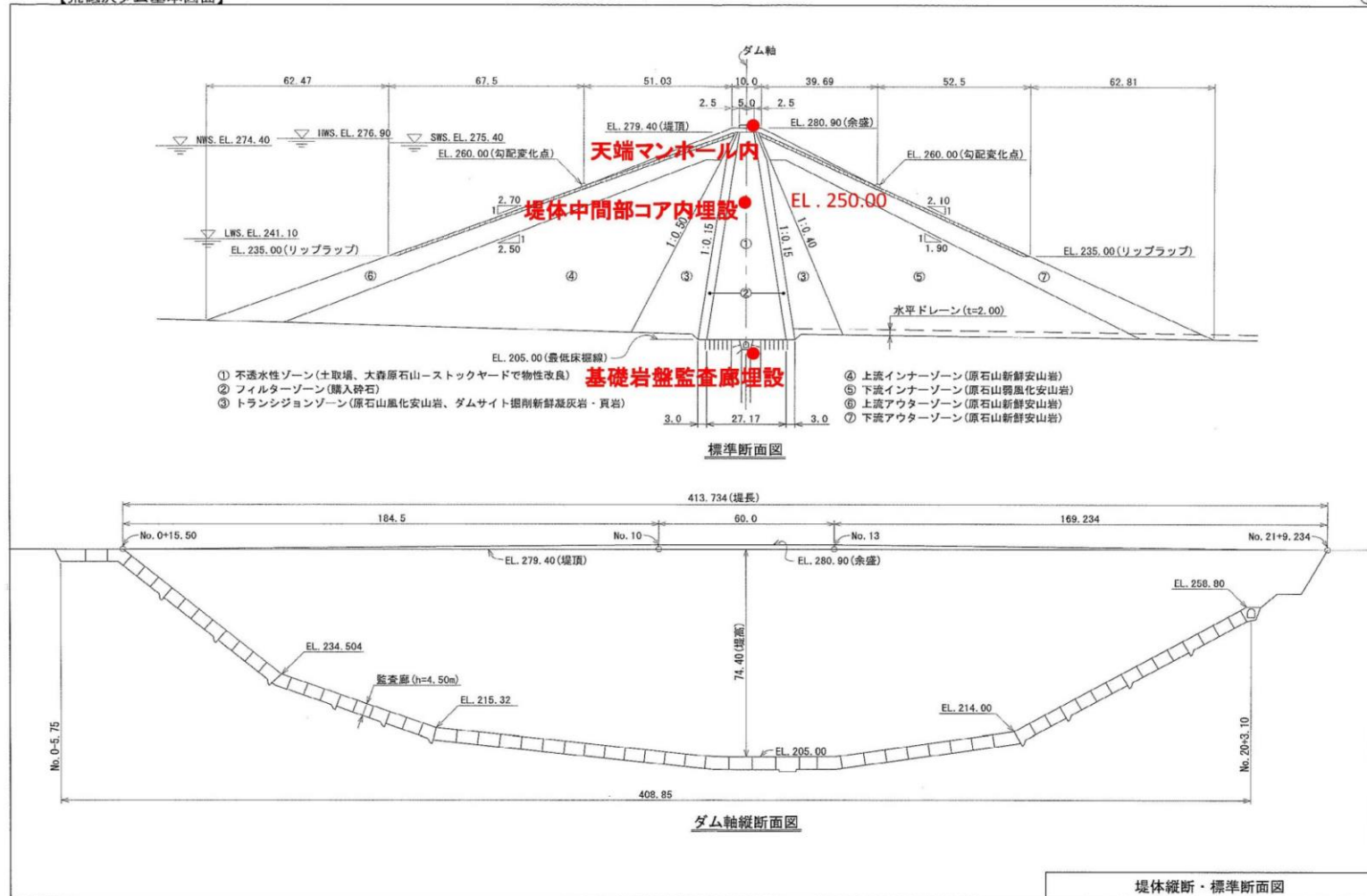
(2) 地震観測記録の収集

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

荒砥沢ダム構造および地震観測位置

【荒砥沢ダム基本図面】

①-2



ダム形式: 中央コア型ロックフィルダム

堤頂長: 413.7m

堤高: 74.4m

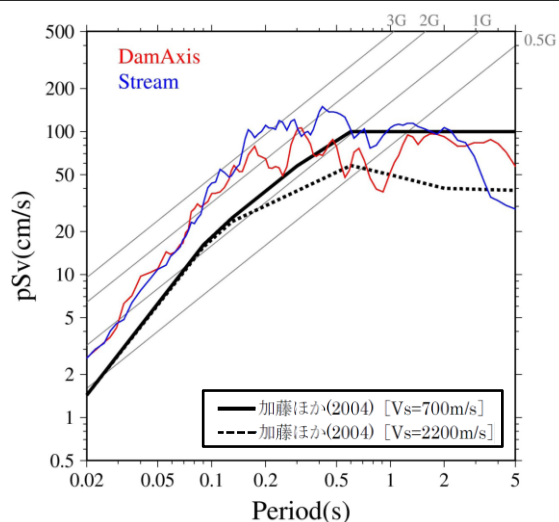
※宮城県より受領した図面に加筆

(2) 地震観測記録の収集

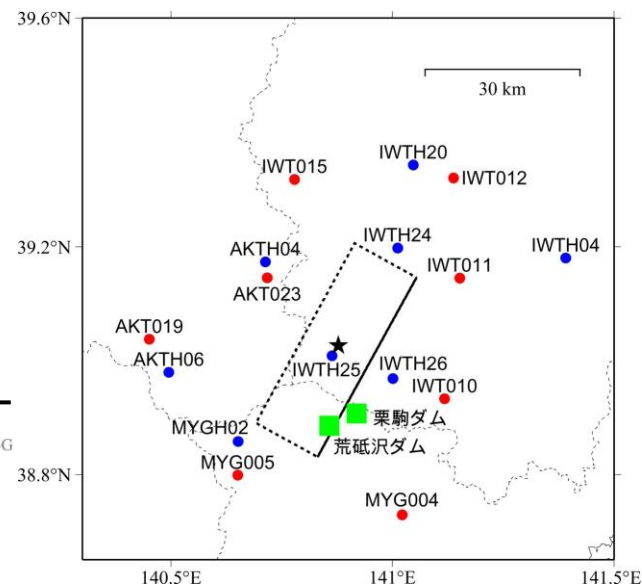
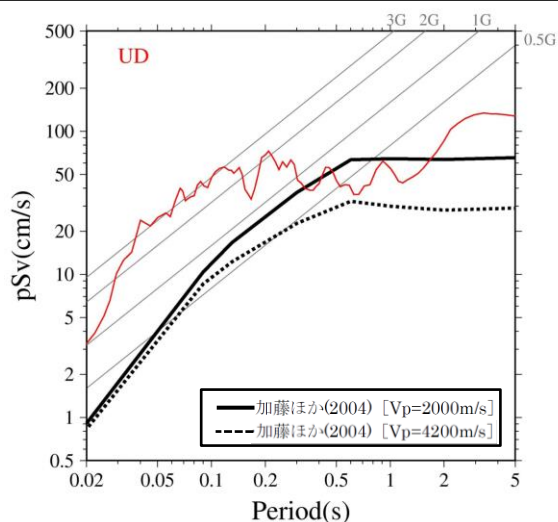
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

荒砥沢ダム観測記録

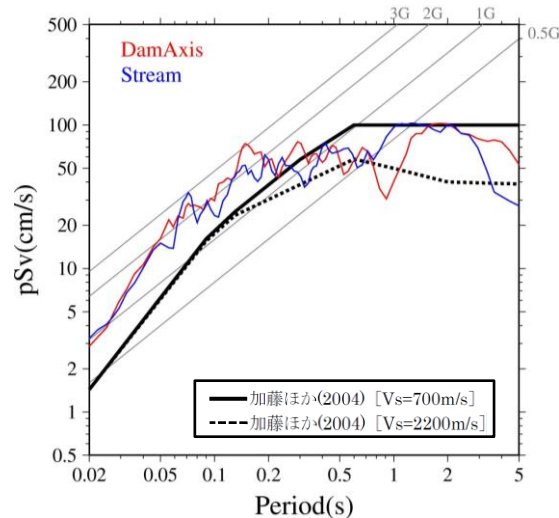
○荒砥沢ダムの観測点では、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期帯で上回る。



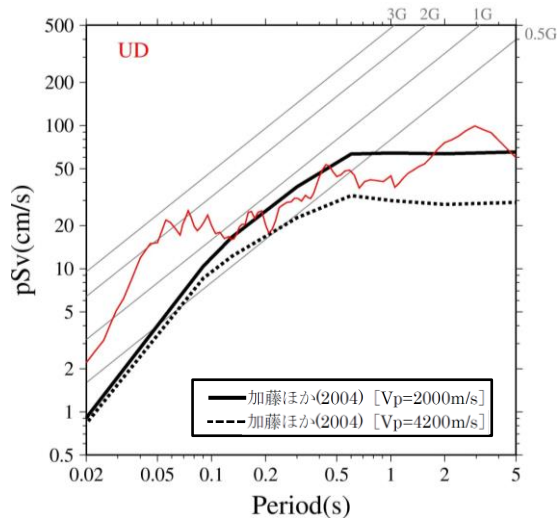
荒砥沢ダム [右岸地山] 観測点による応答スペクトルと加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較



荒砥沢ダム位置



荒砥沢ダム [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

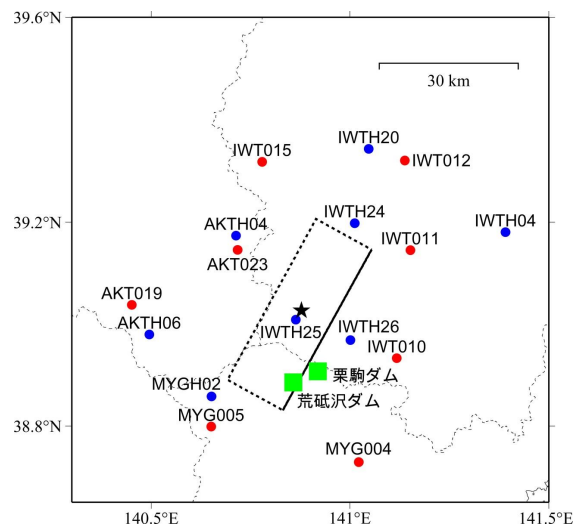


(2) 地震観測記録の収集

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

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

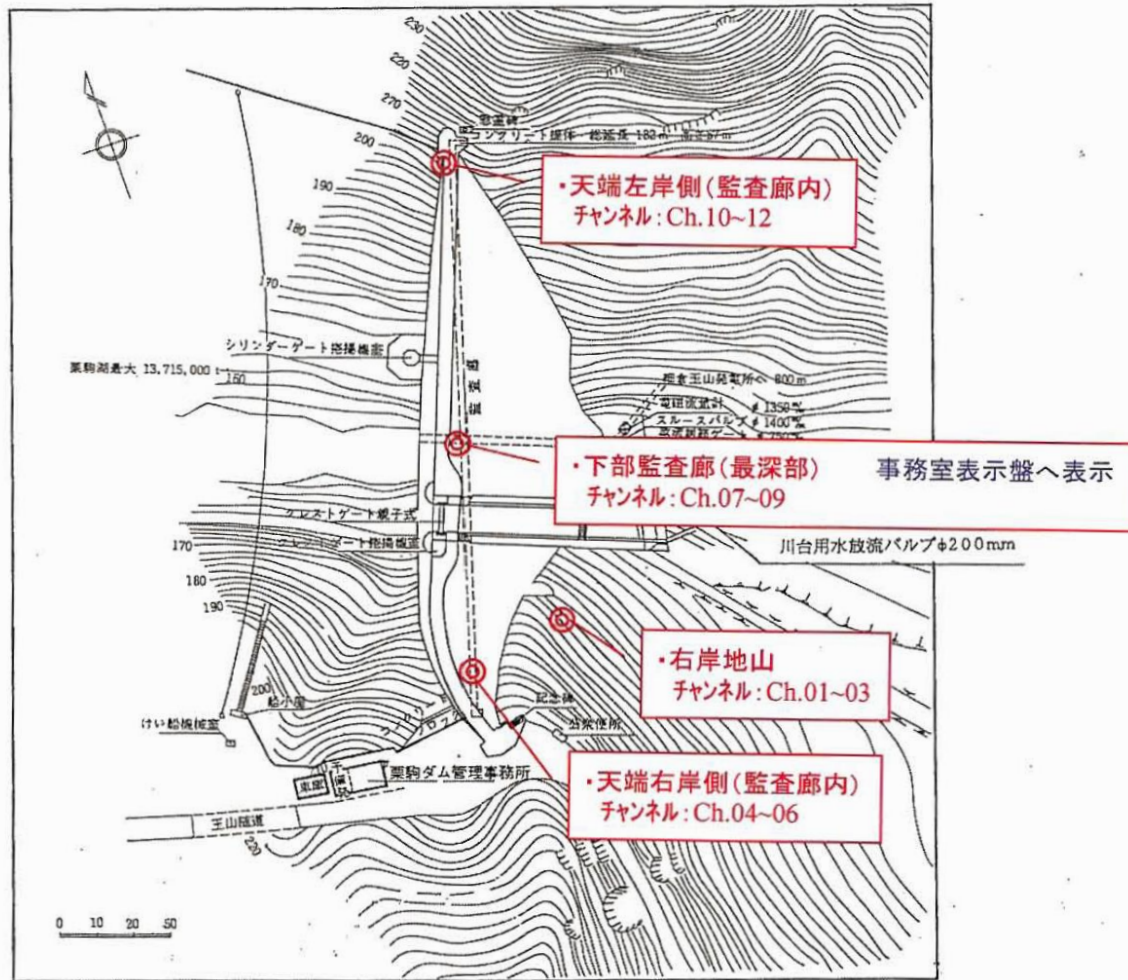


栗駒ダム位置

(2) 地震観測記録の収集

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

栗駒ダム 地山の概要および地震観測位置



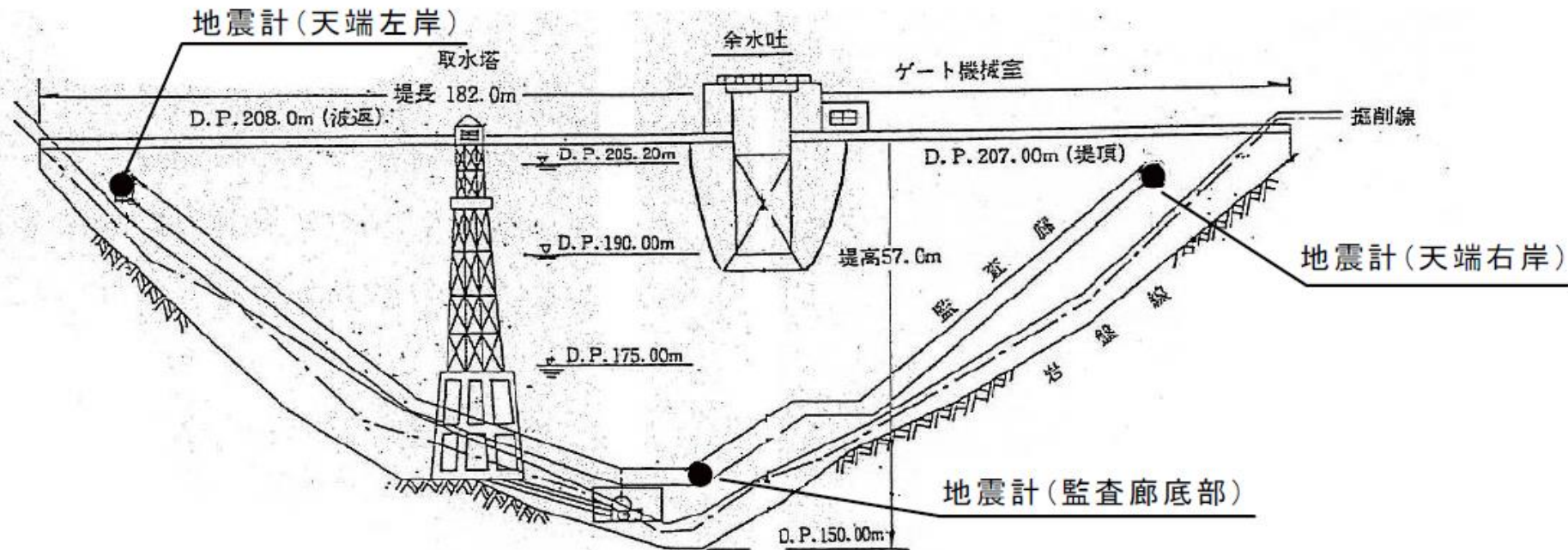
※宮城県より受領した図面に加筆

正面図

(2) 地震観測記録の収集

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

栗駒ダムの構造および地震観測位置



※宮城県より受領した図面に加筆

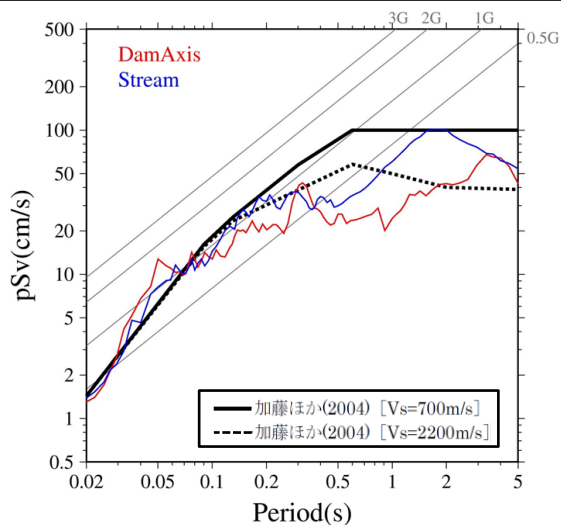
ダム形式: 重力式コンクリートダム
 堤頂長: 182.0m
 堤高: 57.2m

(2) 地震観測記録の収集

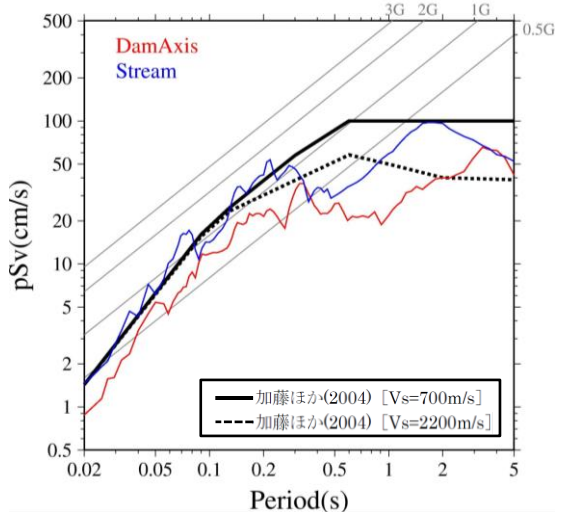
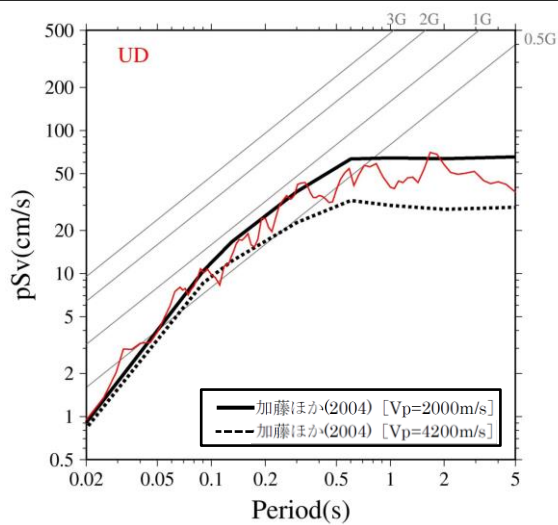
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

栗駒ダムの観測記録

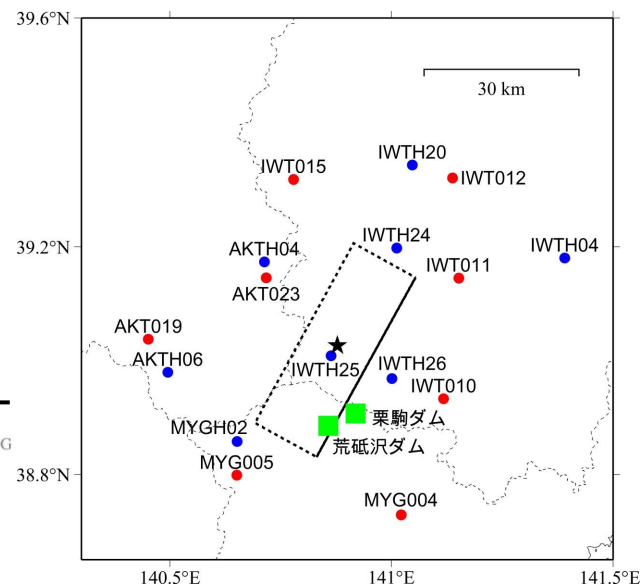
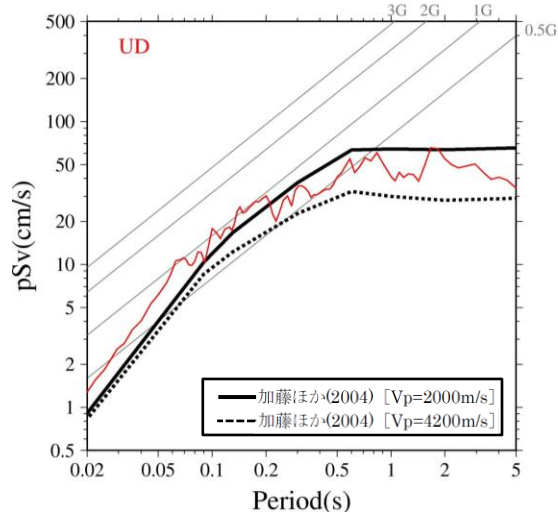
○栗駒ダムの観測点では、加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期帯で上回る。



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



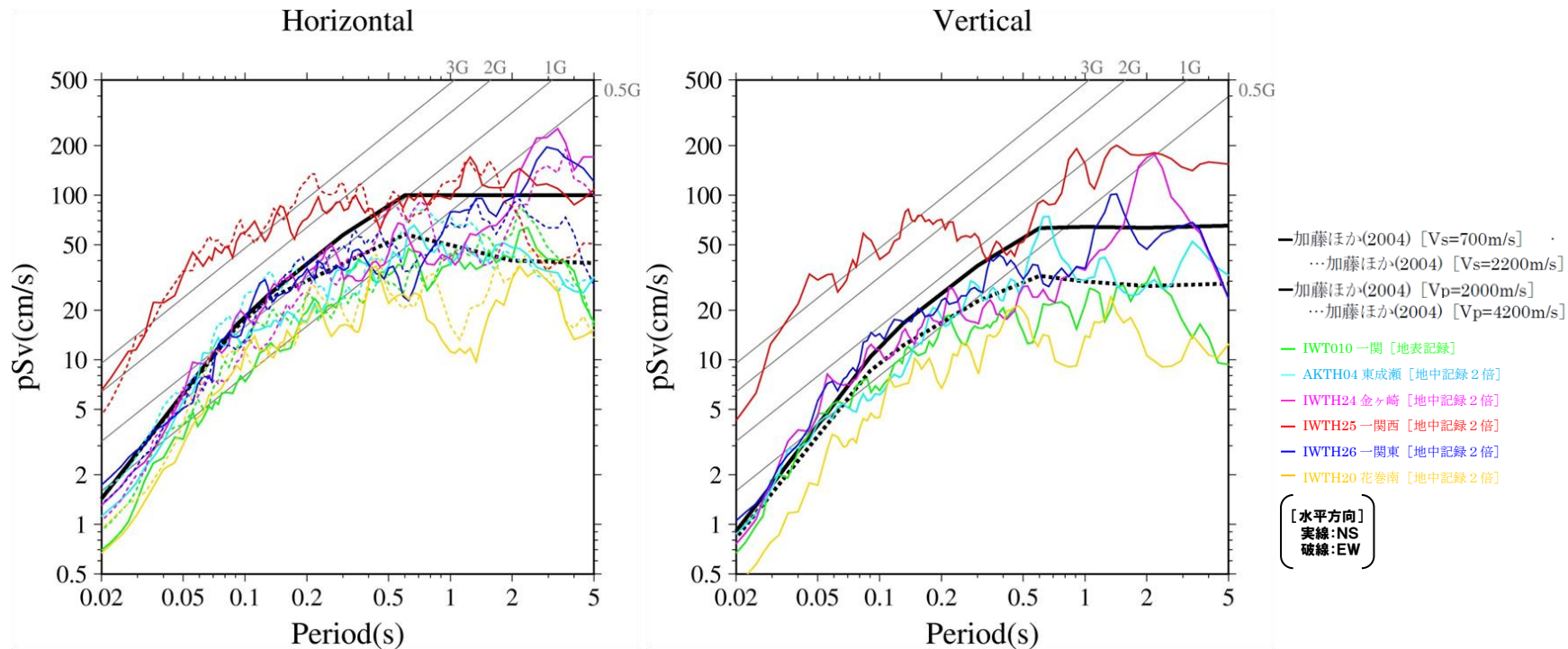
栗駒ダム位置

(2) 地震観測記録の収集

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

地震観測記録の収集 まとめ

○抽出された観測記録の応答スペクトルと加藤ほか(2004)の応答スペクトルについて比較する。

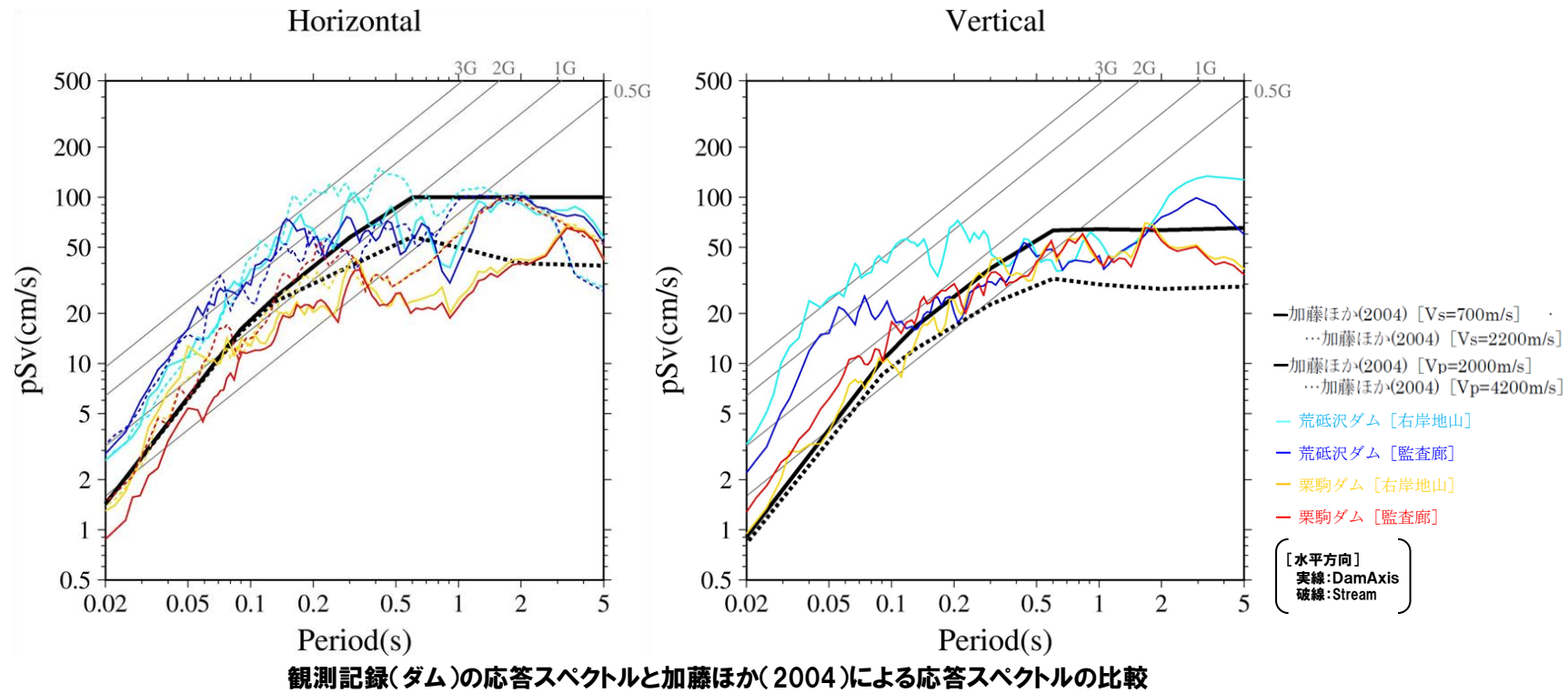


観測記録(K-NETおよびKiK-net)の応答スペクトルと加藤ほか(2004)による応答スペクトルの比較

(2) 地震観測記録の収集

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

地震観測記録の収集 まとめ

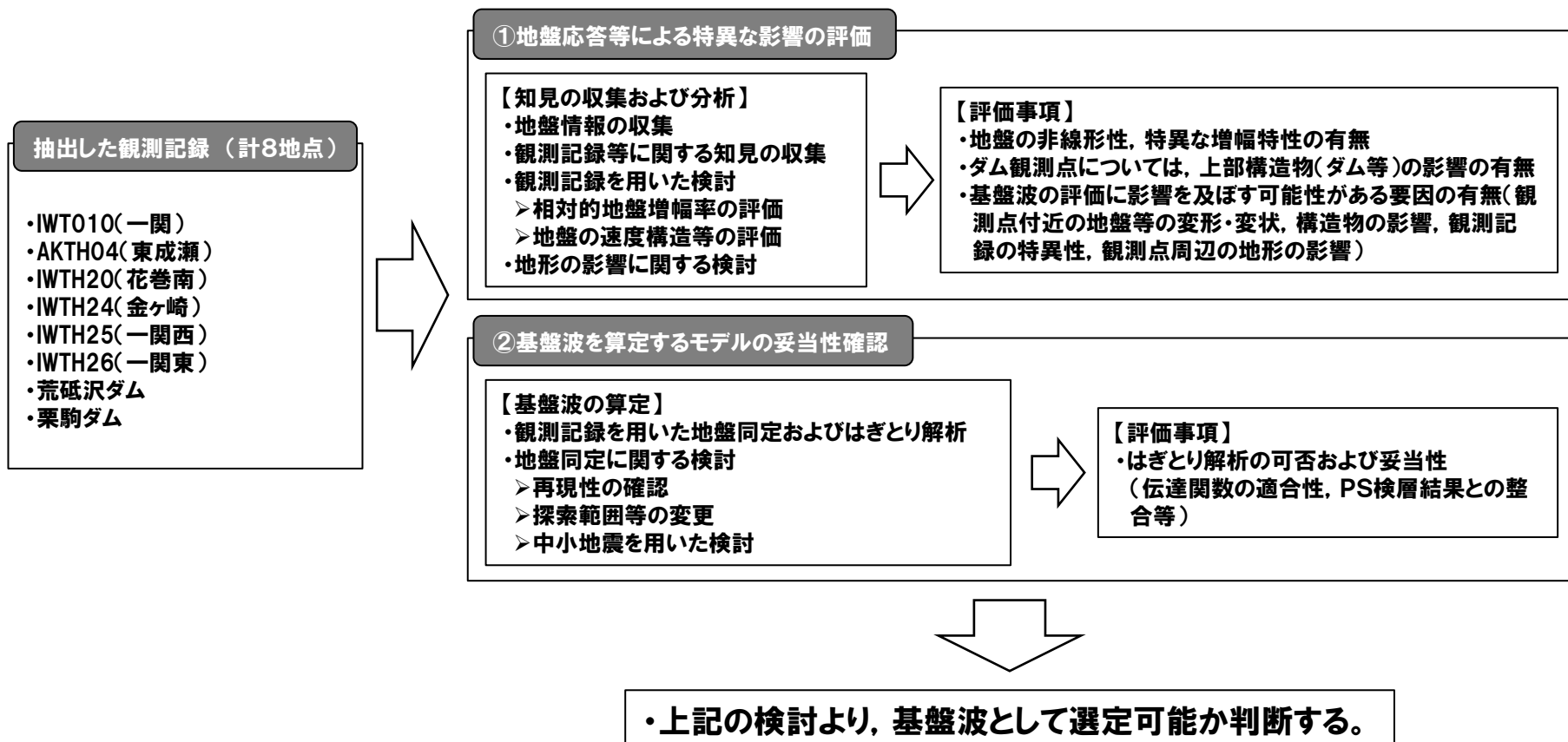


○IWT010(一関), AKTH04(東成瀬), IWTH20(花巻南), IWTH24(金ヶ崎), IWTH25(一関西), IWTH26(一関東), 荒砥沢ダム, 栗駒ダムの観測記録は, 加藤ほか(2004)の応答スペクトルを一部の周期帯で上回る。

(3) 地震観測記録の分析・評価

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

- 前項の観測記録の収集において、敷地に及ぼす影響が大きいと考えられるものとして抽出した観測記録について、以下の観点で記録の分析・評価を実施する。
- ・地盤応答等による特異な影響の評価(地盤情報の収集, 各種知見の収集・整理, 相対的地盤増幅率の評価, 地質および速度構造に関する検討, 地形の影響に関する検討)
 - ・基盤波を算定するモデルの妥当性確認(観測記録を用いた地盤同定およびはぎとり解析, 地盤同定に関する検討(再現性の確認, 探索範囲等の変更, 中小地震を用いた検討))

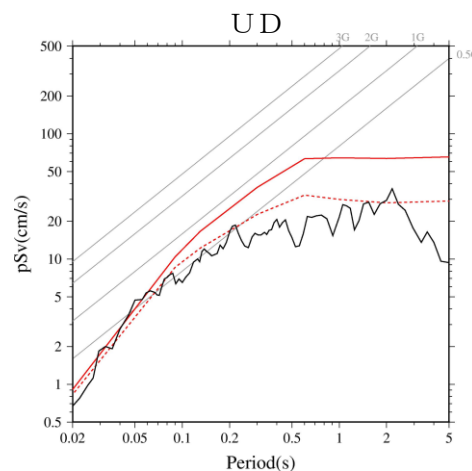
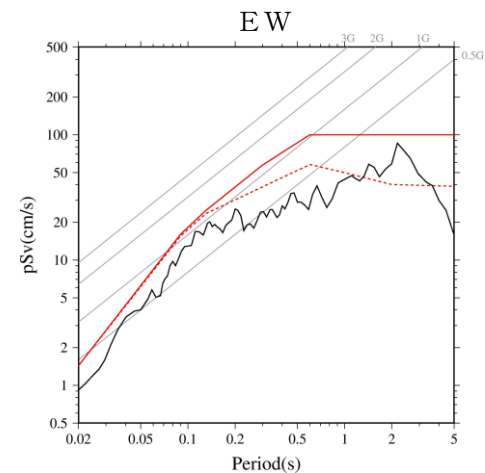
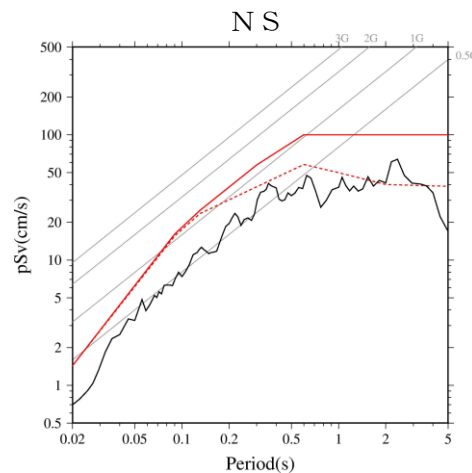
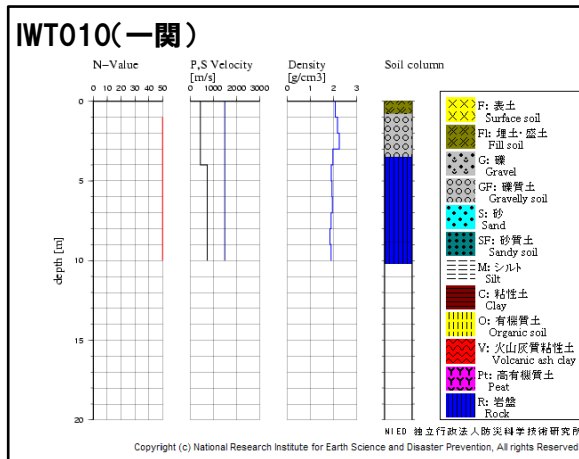


(3) 地震観測記録の分析・評価 K-NET観測点

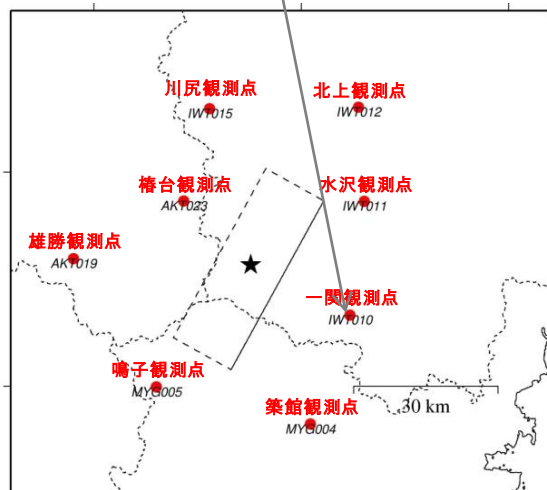
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

K-NET観測点に関する検討

○K-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(IWT010(一関))について、地盤情報を収集整理し、基盤地震動としての評価を実施する。



○IWT010(一関)は、表層のVsは430m/sであるが、深さ4mでVs=730m/sの層となっており、観測記録の応答スペクトルは、一部の周期帯で加藤ほか(2004)を上回る。



(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関西観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

KiK-net一関西観測点に関する既往の知見 (Aoi et al.(2008))

- 上向きの地震動の振幅が下向きの2倍以上も大きい上下非対称な地震動は、線形・非線形の波動伝播理論では説明できず、トランポリン上で跳ねている物体の運動に類似していることから、トランポリンモデルを提唱している。
- 弾性的な振る舞いと粒状的な振る舞いの中間的振る舞い(トランポリンモデル)による模擬波形は、一関西観測点(KiK-net)で観測された非常に大きな加速度波形の性質をよく再現していると評価。

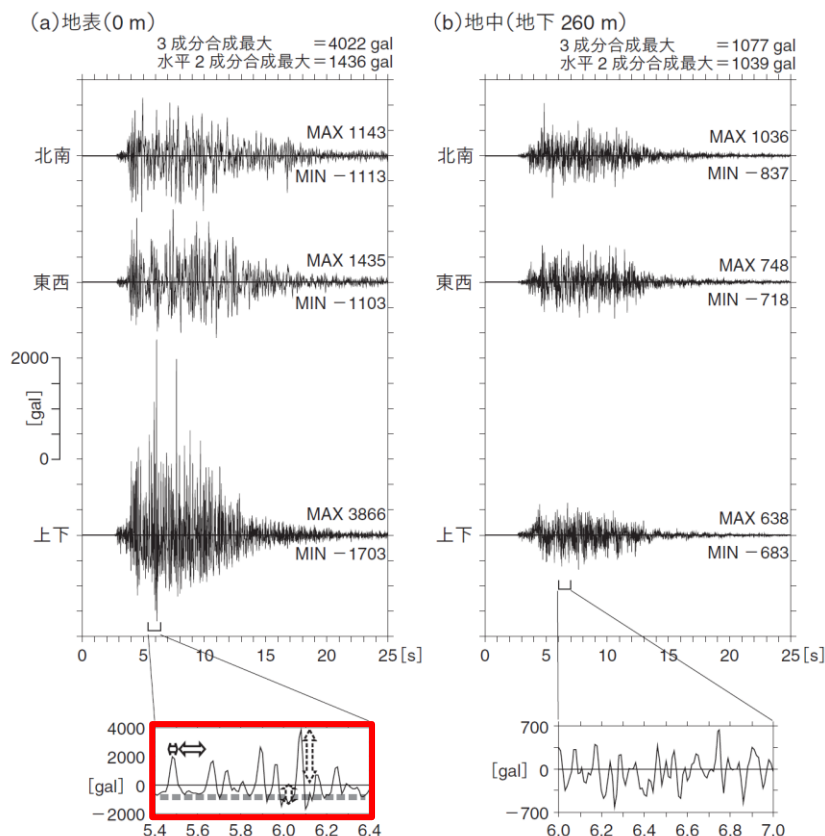


図1—KiK-net一関西観測点で記録された加速度記録(左は地表, 右は地中-260 m)。波形右側に示したMAX, MINはそれぞれプラス(北, 東, 上)方向, マイナス(南, 西, 下)方向の最大加速度(gal)。最下段は, 下動に関し, 最大値を含む1秒間の波形の拡大図。地表の拡大図中の矢印は振幅(点線)と周期(実線)の非対称性を, 太点線は $-1g$ の頭打ちを示す。

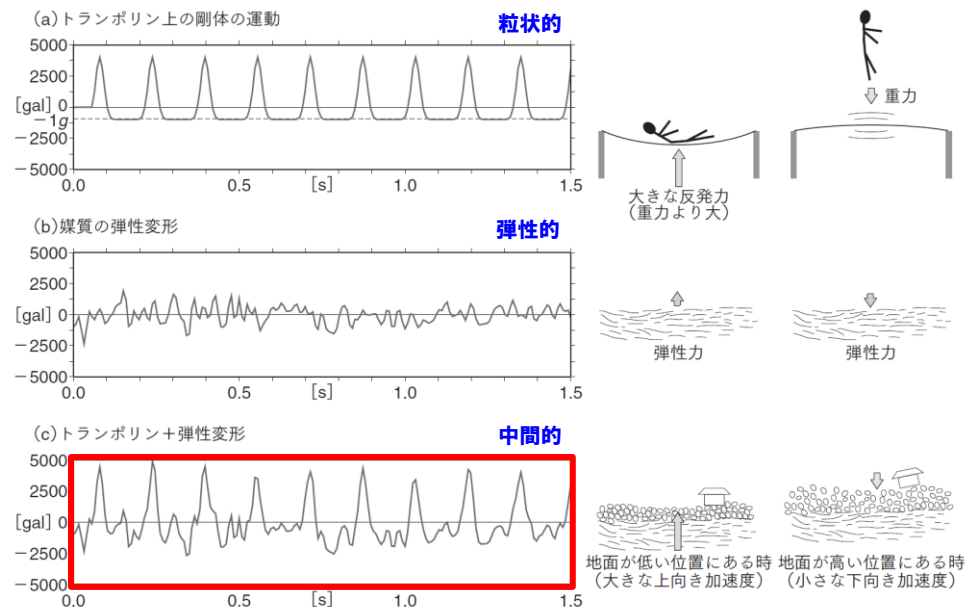


図2—(a)トランポリン上の剛体運動を単純化したモデル。(b)媒質の弾性変形。(c)トランポリン上の剛体運動と媒質の弾性変形との和。KiK-net一関西観測点で記録された地表加速度上下動の特徴(振幅と周期の非対称性)をよく再現している。

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関西観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

KiK-net一関西観測点に関する既往の知見 (大町ほか(2011))

- 一関西観測点で観測された極めて大きな強震記録(上下動)は、強大な地震動入力によって地震観測小屋がロッキング振動で浮き上がり、地面と再接触した際の衝撃力の影響が強く反映している可能性が高いことを指摘している。
- 観測小屋が基礎の浮き上がりを伴うロッキング応答をする時、基礎と地面と再接触する際の衝撃力で、上向きのパルス状大加速度が発生することを振動台実験と数値解析で確認。
- 2次元FEMを用いて、観測小屋の浮き上がりと地盤との接触を含む非線形解析を行い、地表記録と類似した地震応答解析結果が得られたとしている。

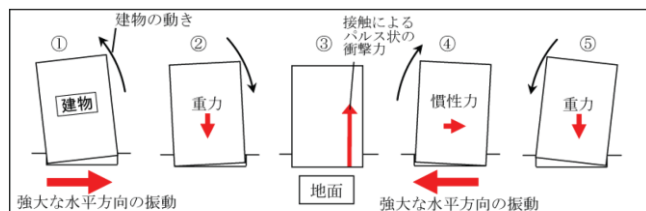
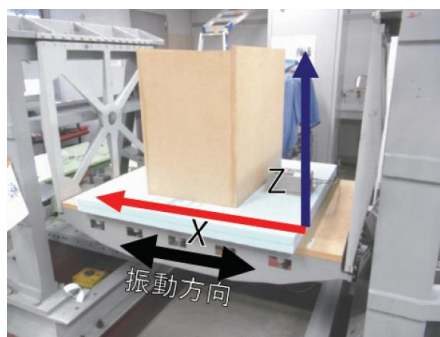


図8 強大な水平入力地震動による浮き上がりを伴うロッキング振動の模式図

ロッキング振動模式図



振動台実験 模型図と応答加速度結果

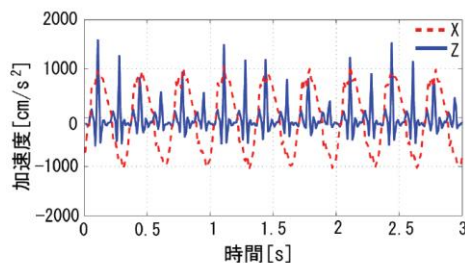


図10 最大加速度900gal入力時の水平方向(X)と上下方向(Z)の応答加速度

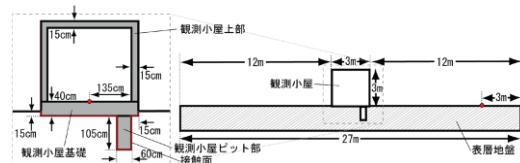


図16 有限要素モデル概要図

表2 有限要素解析モデルの物性値

	密度 (t/m³)	ポアソン比	ヤング率 (GPa)	粘着力	摩擦係数
観測小屋上部	0.85	0.20	6.8	-	-
観測小屋基礎	2.4	0.20	22	-	-
観測小屋ビット部	0.50	0.20	1.9	-	-
表面地盤	1.6	0.33	0.51	-	-
接触面	-	-	-	0	0.50

有限要素解析モデル概要図, モデル物性値

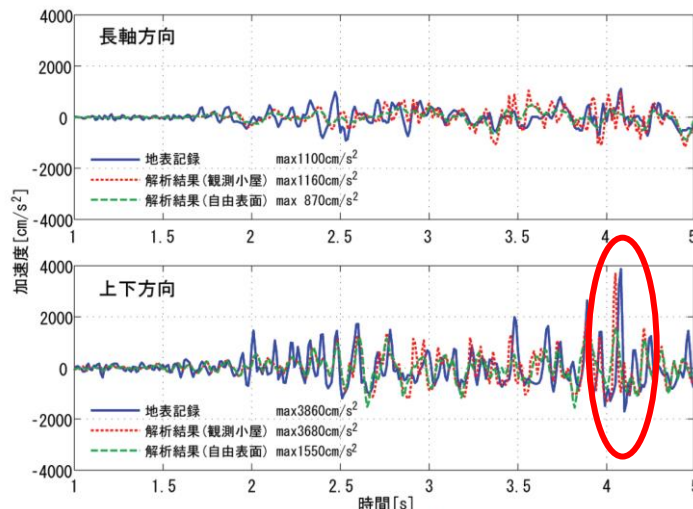


図17 本震の強震時加速度時刻歴の比較

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net—関西観測点

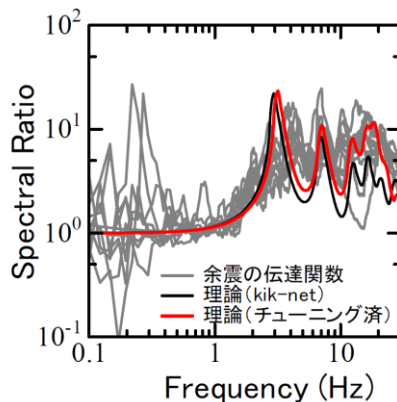
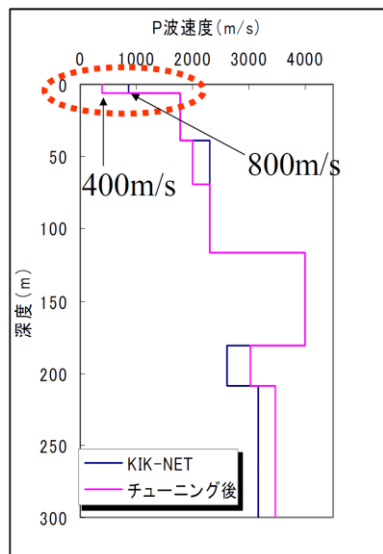
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

KiK-net—関西観測点に関する既往の知見 (入倉・倉橋(2008))

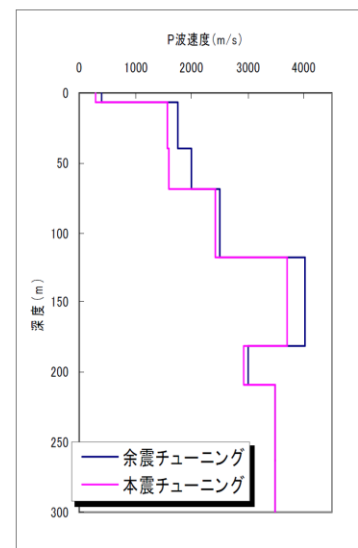
- KiK-netボーリングデータによる理論伝達関数は、観測記録から推定される伝達関数と比較して、高周波帯域で過小評価と考えられるため、余震記録および本震記録を用いて地盤構造を再評価。
- 再評価した地盤モデルから計算された理論伝達関数を用いて、地中記録から地表波形を再現すると観測記録にほぼ対応することを指摘。
- 但し、このモデルでは、観測記録に見られる上下動の非対称性は説明できず、別の要因(トランポリン効果など)を考える必要があるとしている。

主な地盤構造の変更点

第一層のP波速度

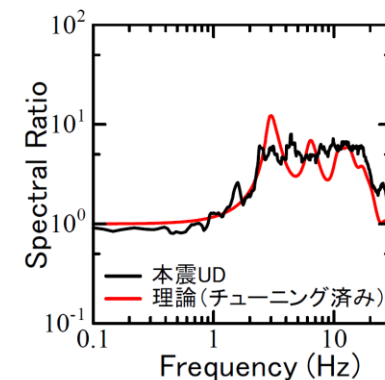
850m/s → 400m/s に変更により
高周波の振幅を大きくする。

余震記録を考慮した地盤構造の再評価



振幅を下げるために、Q値を劇的に小さくしている。

各層 Q=10程度



本震記録を考慮した地盤構造の再評価

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関西観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

○岩手・宮城内陸地震については、IWTH25(一関西)とその他の観測点で観測された本震記録の加速度レベル(短周期側の地震動レベル)に大きな差異がみられることから、それらの要因について、以下の検討方針に基づき詳細検討を実施する。

○本震観測記録の加速度レベルが大きいIWTH25(一関西)について、岩手・宮城内陸地震震源近傍の5地点との地盤増幅の相違※を把握する。

○なお、検討に用いる観測記録は、IWTH25(一関西)[地中]の観測記録を用いる。

※ IWTH25(一関西)で得られた観測記録と震源近傍の5地点の観測記録の応答スペクトル比を求め、増幅の相違(相対的地盤増幅率)を評価する。

$$\Delta G(T) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \log \left[\frac{Sa_{1,m}(T)}{Sa_{2,m}(T)} \cdot \frac{X_{1,m}}{X_{2,m}} \right]$$

$\Delta G(T)$: Sa_2 に対する地盤増幅率(相対的地盤増幅率)

$Sa_1(T)$: KiK-net一関西[地中](IWTH25)

$Sa_2(T)$: KiK-net一関東[地中](IWTH26)

KiK-net金ヶ崎[地中](IWTH24)

KiK-net東成瀬[地中](AKTH04)

KiK-net鳴子[地中](MYGH02)

栗駒ダム[右岸地山]

X_1 : Sa_1 の震源距離

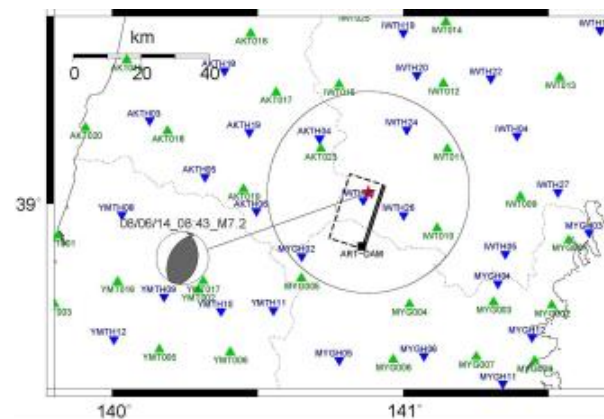
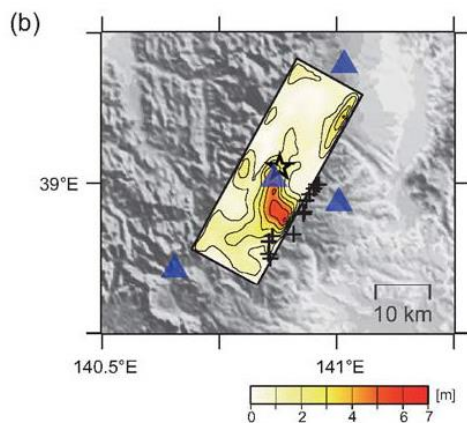
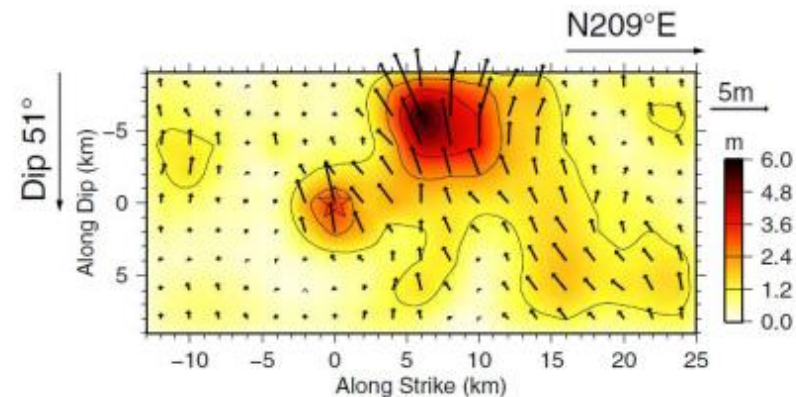
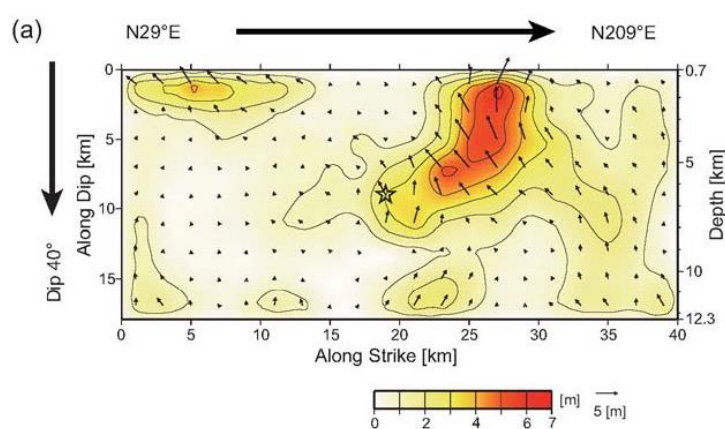
X_2 : Sa_2 の震源距離

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net—関西観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

2008年岩手・宮城内陸地震本震のアスペリティ位置に関する知見

○岩手・宮城内陸地震は、震源領域の中心～南側に主なアスペリティがあるとされている。



(1) Suzuki et al.(2010)

(2) Asano and Iwata(2011)

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関西観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

検討対象地震

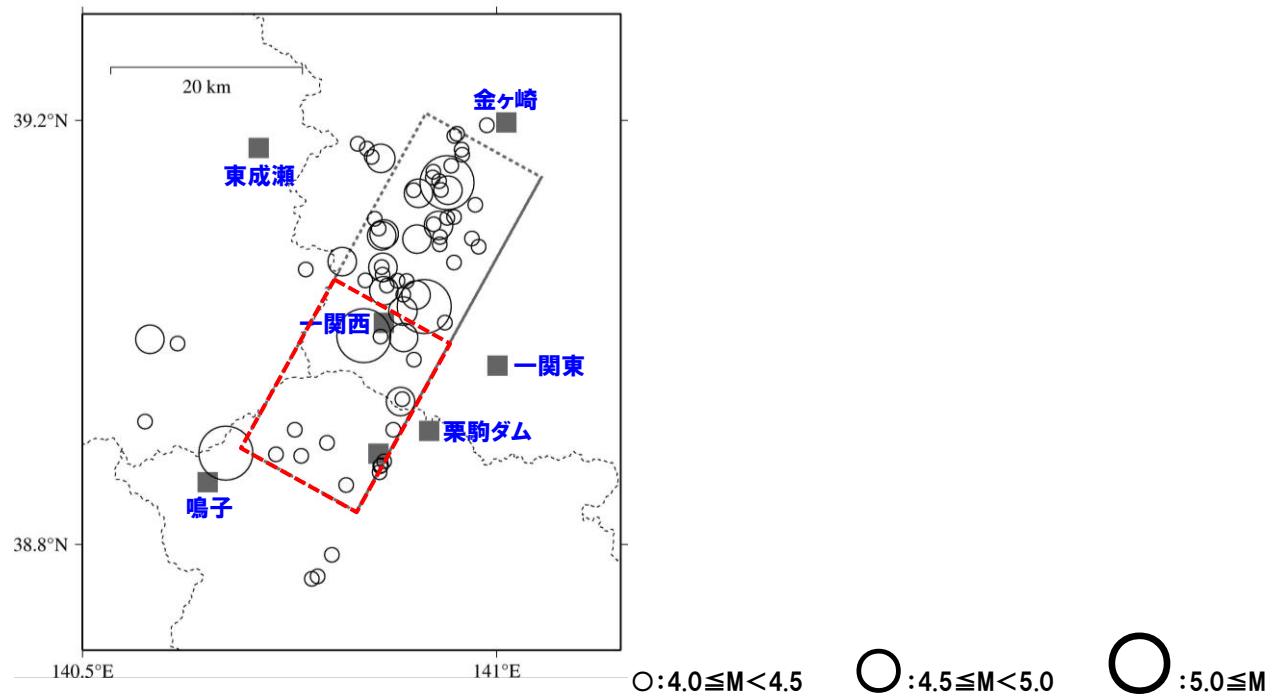
○以下の条件に基づき、検討地震を選定する。

- ・IOTH25(一関西)で観測記録が得られている2008年～2013年の地震
- ・ $M \geq 4.0$ の内陸地殻内地震(岩手・宮城内陸地震の本震は除外)^{※1}
- ・検討対象地震の範囲は、本震のアスペリティ位置を踏まえ、本震の震源領域中心～南側の地震^{※2}

○検討地震の震央分布は、以下の赤枠内の通り。(地震諸元は、気象庁による)

※1 一般的な地盤増幅特性を評価するため、中小地震を用いる。

※2 岩手・宮城内陸地震は、震源領域の南側の活動(主なアスペリティは、震源領域の中心～南側)が地震の特徴を主に表しているため、この範囲を検討対象とすることで、本震時の各観測点間の特徴を把握する。

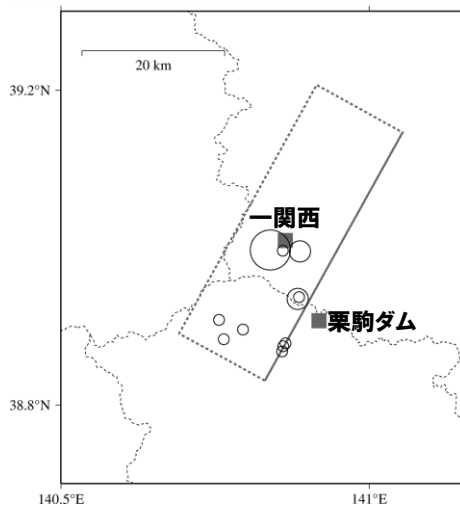


(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関西観測点

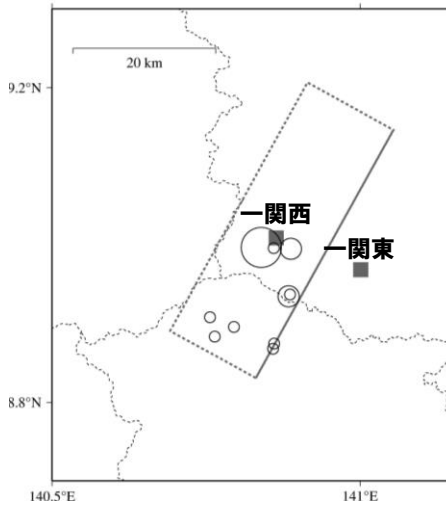
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWTH25(一関西)を対象とした相対的地盤増幅率

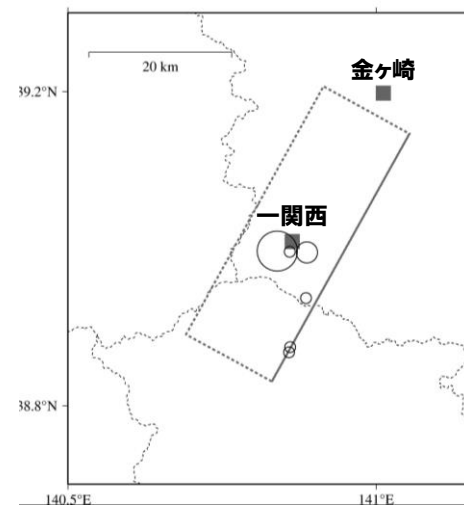
○震源近傍に位置する5地点を基準としたIWTH25(一関西)の相対的地盤増幅率を評価する。



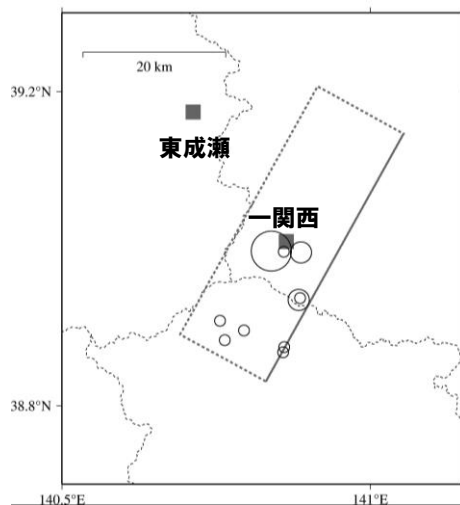
IWTH25(一関西)/栗駒ダム[地山]



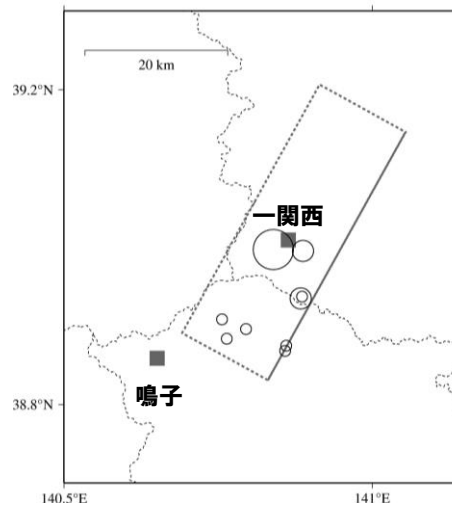
IWTH25(一関西)/KiK-net一関東



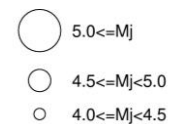
IWTH25(一関西)/KiK-net金ヶ崎



IWTH25(一関西)/KiK-net東成瀬



IWTH25(一関西)/KiK-net鳴子



(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関西観測点

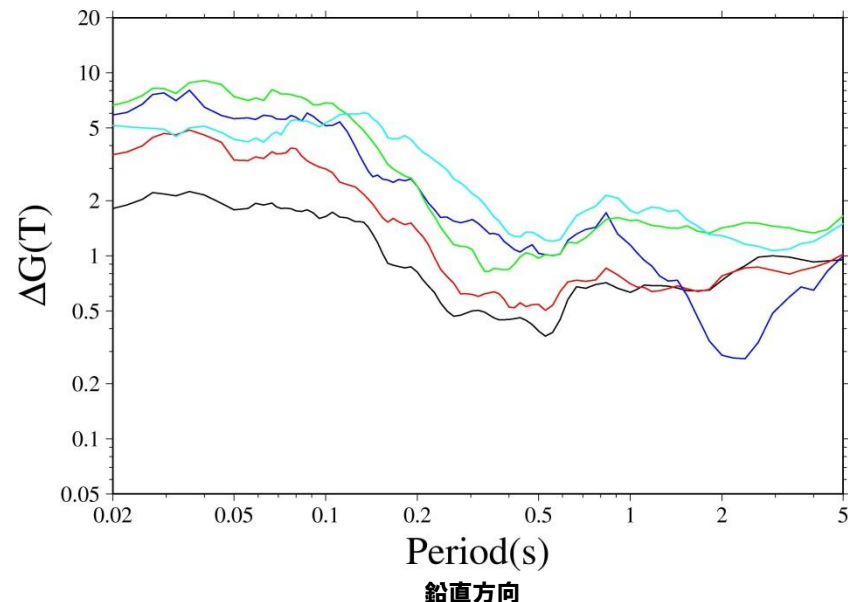
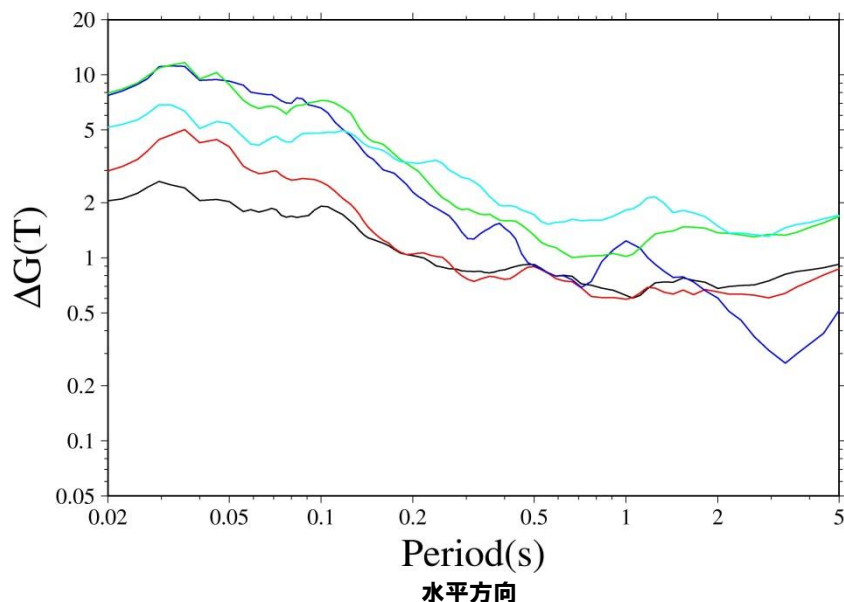
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWITH25(一関西)を対象とした相対的地盤増幅率

○震源近傍に位置する5地点を基準としたIWITH25(一関西)の応答スペクトル比(=相対的地盤増幅率)は、以下の通り。

- 一関西[地中] / 栗駒ダム[右岸地山]
- 一関西[地中] / KiK-net一関東[地中]
- 一関西[地中] / KiK-net金ヶ崎[地中]
- 一関西[地中] / KiK-net東成瀬[地中]
- 一関西[地中] / KiK-net鳴子[地中]

相対的地盤増幅率は平均を示す



○震源近傍に位置する5地点と比較し、IWITH25(一関西)は岩手・宮城内陸地震の本震の特徴を踏まえた相対的地盤増幅率が短周期側で大きい傾向※にある。

※ 各観測点における地盤条件(速度構造等)の補正を実施していない。

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関西観測点

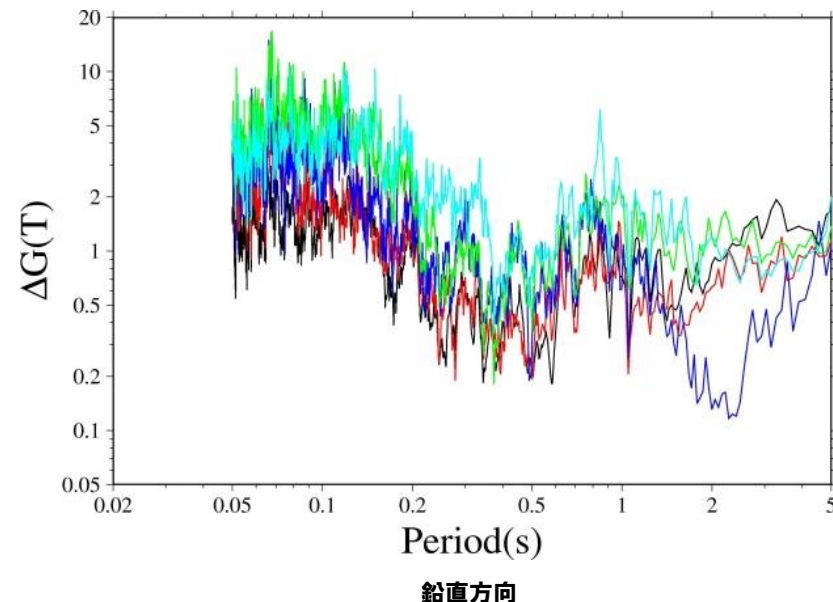
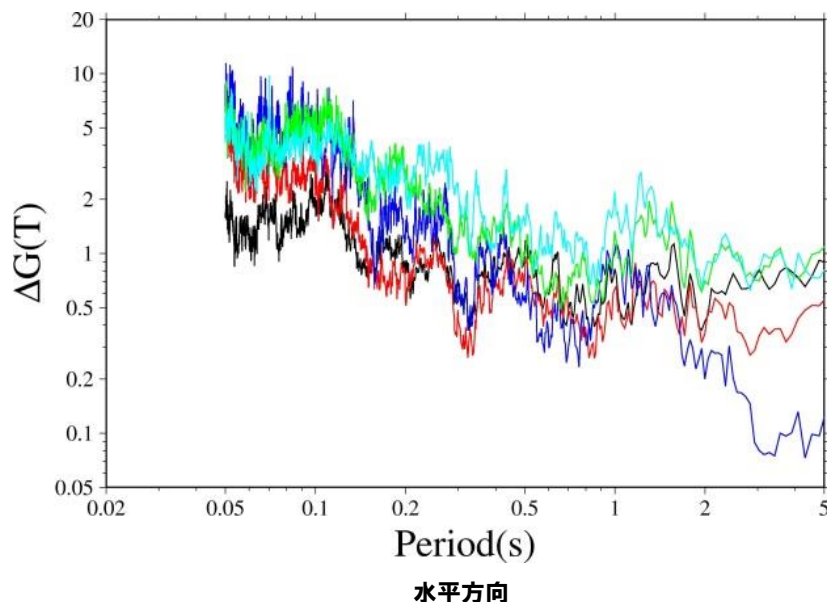
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWITH25(一関西)を対象とした相対的地盤増幅率

- 参考として、フーリエスペクトルを用いて、同様の検討を行った。
- 震源近傍に位置する5地点を基準としたIWITH25(一関西)のフーリエスペクトル比は、以下の通り。

一関西[地中]／栗駒ダム[右岸地山]
 一関西[地中]／KiK-net一関東[地中]
 一関西[地中]／KiK-net金ヶ崎[地中]
 一関西[地中]／KiK-net東成瀬[地中]
 一関西[地中]／KiK-net鳴子[地中]

フーリエスペクトル比は平均を示す



- 震源近傍に位置する5地点と比較し、応答スペクトル比(=相対的地盤増幅率)と同様にIWITH25(一関西)は岩手・宮城内陸地震の本震の特徴を踏まえたフーリエスペクトル比が短周期側で大きい傾向※にある。

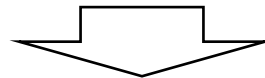
※ 各観測点における地盤条件(速度構造等)の補正を実施していない。

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関西観測点

一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

KiK-net一関西観測点 まとめ

- Aoi et al.(2008)は、一関西観測点において非常に大きな加速度(上下動)が記録されたことに加えて、上向きの地震動の振幅が下向きの2倍以上も大きいという、明瞭に上下非対称な波形形状を示していることを指摘し、このような現象を説明するために、地盤が示す拳動をトランポリンのような性質をもつものとして説明する新しい物理モデルを提示している。
- 大町ほか(2011)は、一関西観測点の地表で観測された極めて大きな強震記録(上下動)は、地震観測小屋がロッキング振動で浮き上がり、地面と再接触した際の衝撃力の影響が強く反映している可能性が高いと指摘。
- 入倉ほか(2008)は、余震記録および本震記録より地中地震計設置層から地表までの理論伝達関数を評価し、地中の観測記録から地表の地震動を推定している。推定された地表の地震動は、ほぼ観測記録に対応するが、観測記録に見られる上下動の非対称性は説明できず、別の原因(例えば、トランポリン効果など)を考える必要があると指摘。
- 観測記録に関する検討より、IWTH25(一関西)は、本震震源域南部で発生する地震に対して、他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられる。



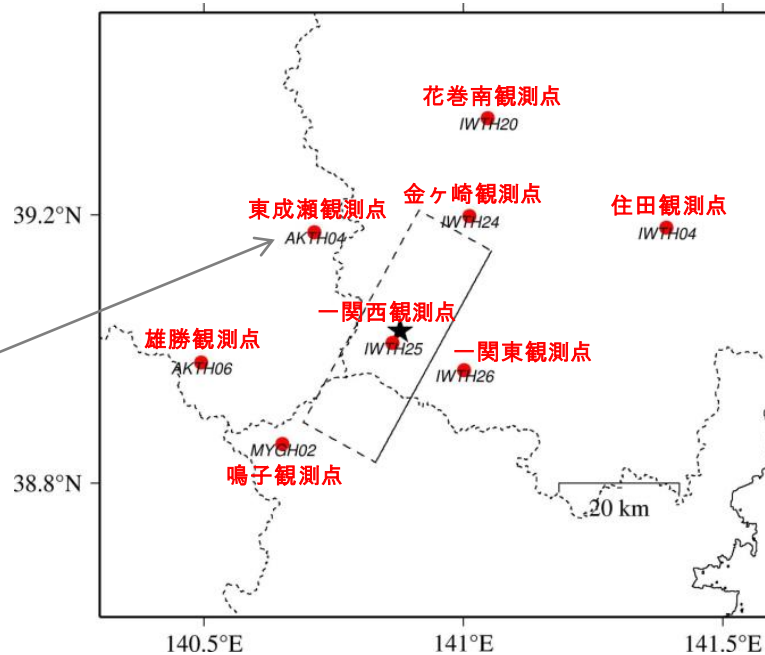
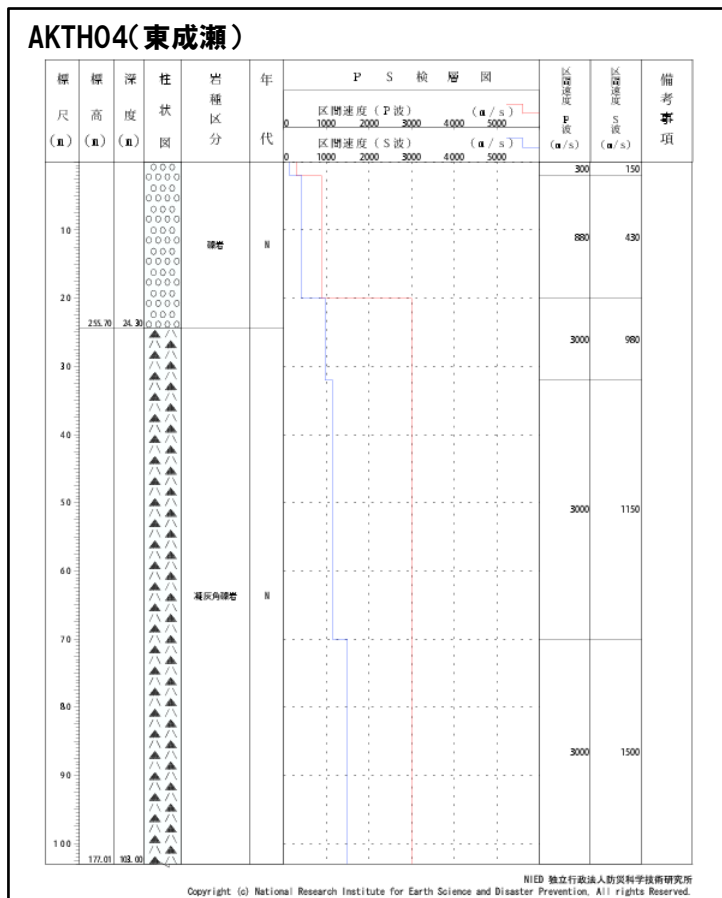
- IWTH25(一関西)については、地表記録にトランポリン効果、ロッキング振動の影響などが含まれており、観測記録の伝達関数を用いた地盤同定によるはぎとり波の算定は困難と考えられること、IWTH25(一関西)が本震震源域南部で発生する地震に対して、他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられることから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net東成瀬観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

KiK-net東成瀬観測点に関する検討

○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(AKTH04(東成瀬))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) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net東成瀬観測点

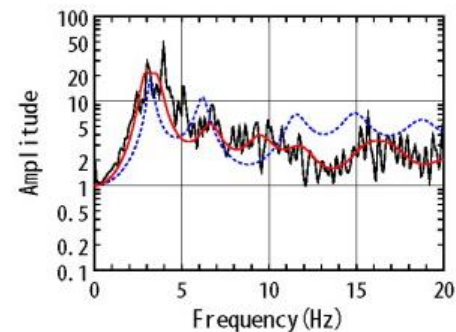
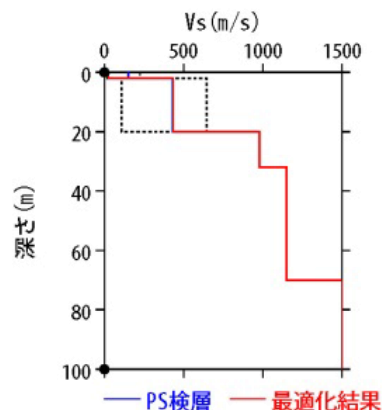
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

AKTH04(東成瀬)

- AKTH04(東成瀬)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、水平方向において表層のVsが極端に小さい。また、鉛直方向においては、観測記録の伝達関数を再現できていない。

地盤同定結果(水平)

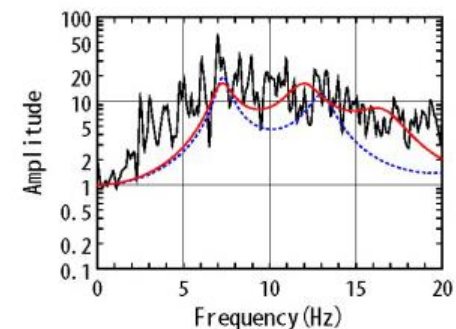
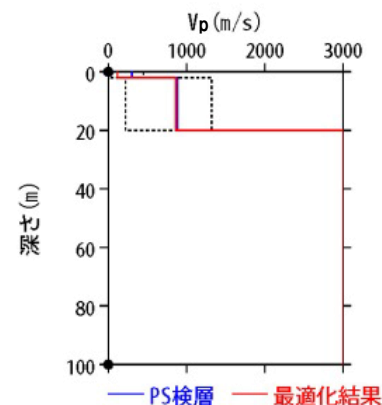
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	150	15	225	25	0.17	0.142	0.283
2	18	2	1.64	430	108	645	433	1.01		
3	12	20	2.22	980	980	980	980	1.00		
4	38	32	2.22	1150	1150	1150	1150	1.00		
5	30	70	2.22	1500	1500	1500	1500	1.00		
6	—	100	2.22	1500	1500	1500	1500	1.00		



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	300	30	450	116	0.39	0.078	0.000
2	18	2	1.64	880	220	1320	861	0.98		
3	12	20	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
4	38	32	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
5	30	70	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
6	—	100	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		



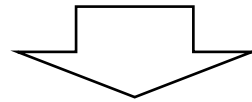
伝達関数の比較(鉛直)

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net東成瀬観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

AKTH04(東成瀬)観測点に関する詳細検討

○AKTH04(東成瀬)観測点については、岩手・宮城内陸地震の本震記録を用いて、観測記録のはぎとり解析のための地盤同定を実施したが、得られた地盤モデルは、水平方向において表層のVsが極端に小さいことや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と判断している。



- 上記の検討を踏まえ、観測記録のはぎとり解析のための地盤同定について、検討条件を変えた以下の検討を行った。
- 本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)
 - 本震を用いた地盤同定に関する検討(探索範囲等の変更)
 - 中小地震を用いた地盤同定に関する検討
 - 地形の影響に関する検討

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net東成瀬観測点

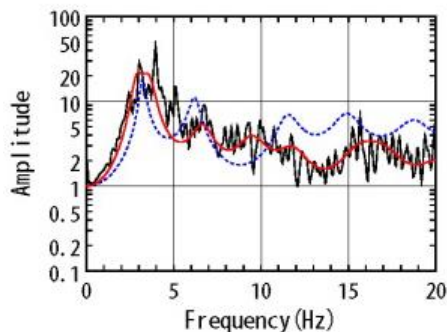
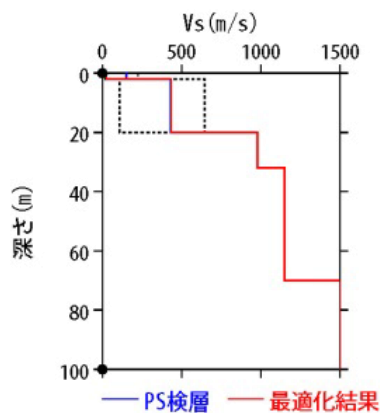
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

AKTH04(東成瀬) 本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)

○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方向については地表記録が概ね再現できているが、EW方向については地表記録の短周期側が再現できていない。

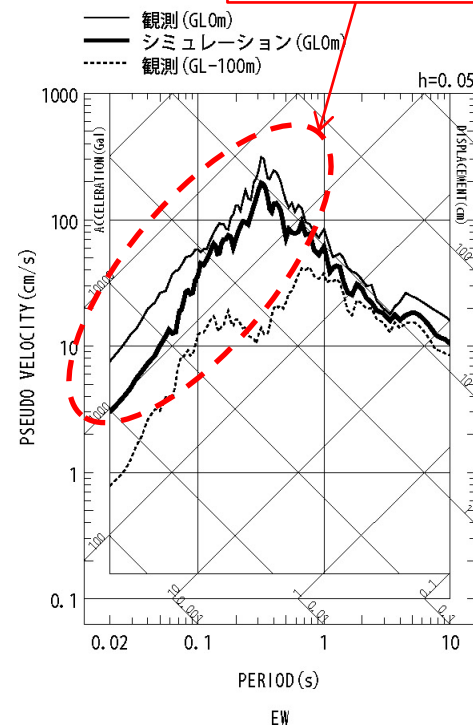
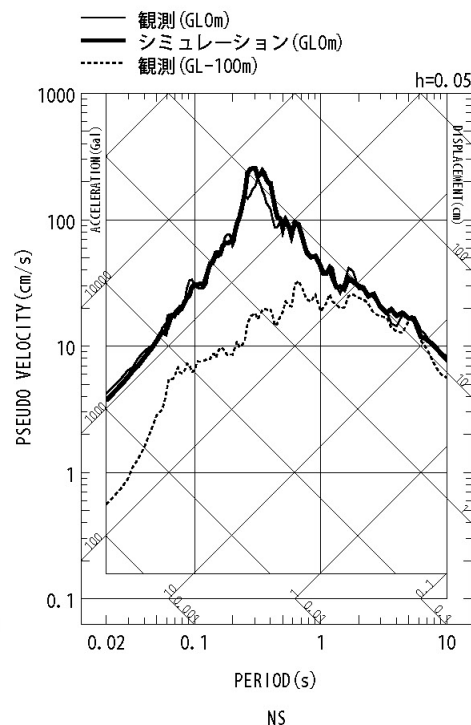
地盤同定結果(水平)

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	150	15	225	25	0.17		
2	18	2	1.64	430	108	645	433	1.01		
3	12	20	2.22	980	980	980	980	1.00		
4	38	32	2.22	1150	1150	1150	1150	1.00	0.142	0.283
5	30	70	2.22	1500	1500	1500	1500	1.00		
6	—	100	2.22	1500	1500	1500	1500	1.00		



黒: 観測記録
赤: 最適化結果
青: PS 検層

伝達関数の比較(水平)



短周期側が再現
できていない

応答スペクトルの比較(水平)

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net東成瀬観測点

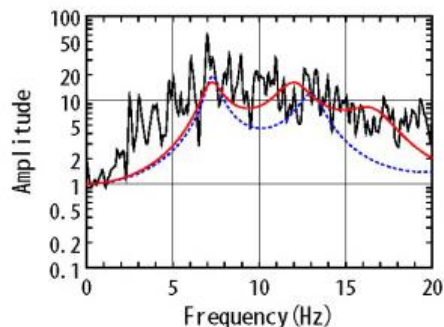
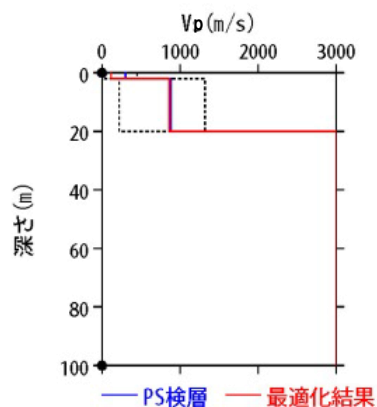
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

AKTH04(東成瀬) 本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)

○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、地表記録の短周期側が再現できていない。

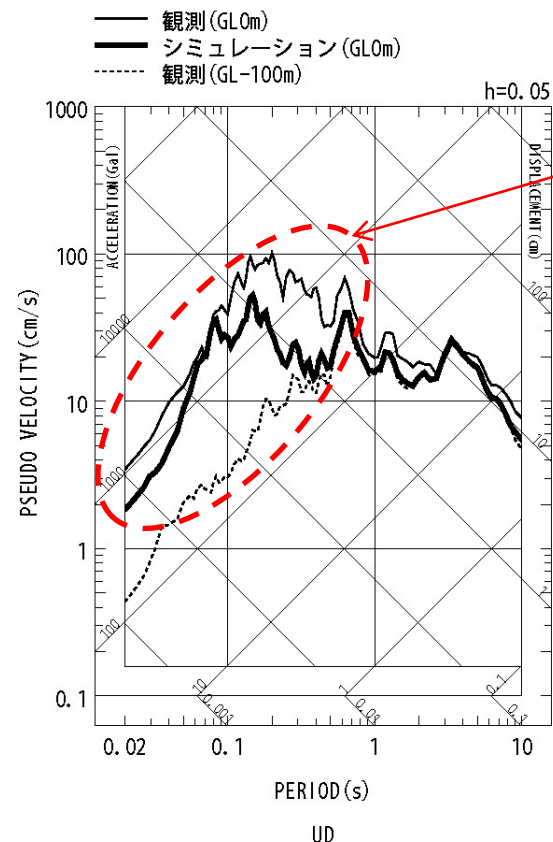
地盤同定結果(鉛直)

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	2	0	1.64	300	30	450	116	0.39	0.078	0.000
2	18	2	1.64	880	220	1320	861	0.98		
3	12	20	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
4	38	32	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
5	30	70	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
6	—	100	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		



黒:観測記録
赤:最適化結果
青:PS 検層

伝達関数の比較(鉛直)



短周期側が再現
できていない

応答スペクトルの比較(鉛直)

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net東成瀬観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

AKTH04(東成瀬) 本震を用いた地盤同定に関する検討(探索範囲等の変更)

- 観測記録を用いた地盤同定(水平)により得られた地盤モデルは、表層のVsが極端に小さくなっていることから、Vsの探索範囲を変更したケースおよび減衰定数の同定範囲を変更したケースについて地盤同定結果を整理した。
- 得られた地盤モデルは、従来の同定結果と同様、表層のVsが極端に小さくなっている。

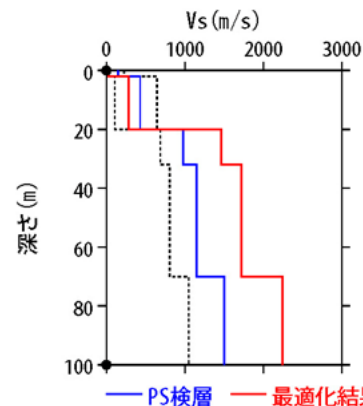
地盤同定結果(水平)

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	2	0	1.64	150	15	225	25	0.17	0.093	0.088
2	18	2	1.64	430	108	645	283	0.66		
3	12	20	2.22	980	686	1470	1465	1.49		
4	38	32	2.22	1150	805	1725	1719	1.49		
5	30	70	2.22	1500	1050	2250	2243	1.50		
6	—	100	2.22	1500	1050	2250	2243	1.50		

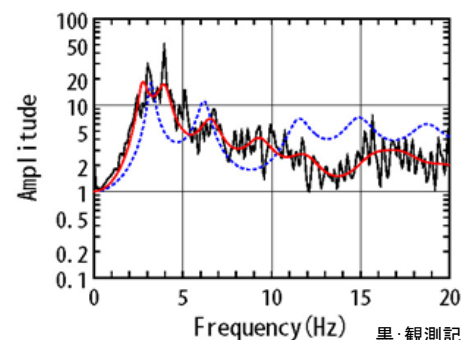
No. 3~6層をPS検層値で固定



No. 3~6層を同倍率で変動



伝達関数の比較(水平)



黒:観測記録
赤:最適化結果
青:PS検層

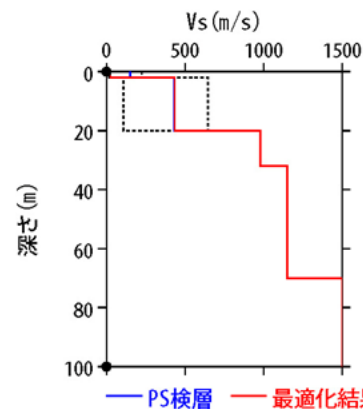
地盤同定結果(水平)

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	150	15	225	25	0.17	0.180	0.367
2	18	2	1.64	430	108	645	435	1.01	0.127	0.250
3	12	20	2.22	980	980	980	980	1.00		
4	38	32	2.22	1150	1150	1150	1150	1.00		
5	30	70	2.22	1500	1500	1500	1500	1.00		
6	—	100	2.22	1500	1500	1500	1500	1.00		

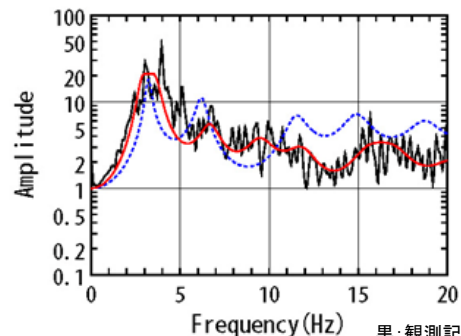
全層一定で同定



No. 1層とNo. 2層以深で分割



伝達関数の比較(水平)



黒:観測記録
赤:最適化結果
青:PS検層

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net東成瀬観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

AKTH04(東成瀬) 本震を用いた地盤同定に関する検討(探索範囲等の変更)

- 観測記録を用いた地盤同定(鉛直)により得られた地盤モデルは、観測記録の伝達関数を再現できていないことから、 V_p の検索範囲を変更したケースおよび減衰定数の同定範囲を変更したケースについて地盤同定結果を整理した。
- 得られた地盤モデルは、従来の同定結果と同様、観測記録の伝達関数を再現できていない。

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	2	0	1.64	300	30	450	55	0.18	0.091	0.000
2	18	2	1.64	880	220	1320	958	1.09		
3	12	20	2.22	3000	2100	4500	4227	1.41		
4	38	32	2.22	3000	2100	4500	4227	1.41		
5	30	70	2.22	3000	2100	4500	4227	1.41		
6	—	100	2.22	3000	2100	4500	4227	1.41		

No. 3~6層をPS検層値で固定



No. 3~6層を同倍率で変動

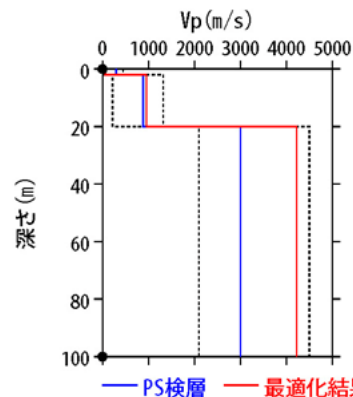
地盤同定結果(鉛直)

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	300	30	450	109	0.36	0.370	0.183
2	18	2	1.64	880	220	1320	947	1.08	0.036	1.000
3	12	20	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
4	38	32	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
5	30	70	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		
6	—	100	2.22	3000	3000	3000	3000	1.00		

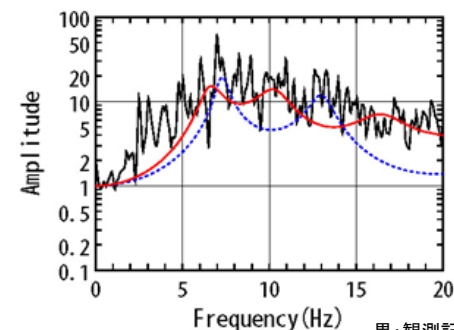
全層一定で同定



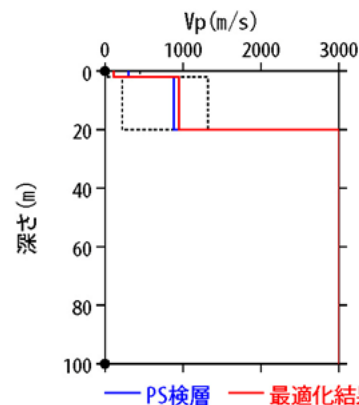
No. 1層とNo. 2層以深で分割



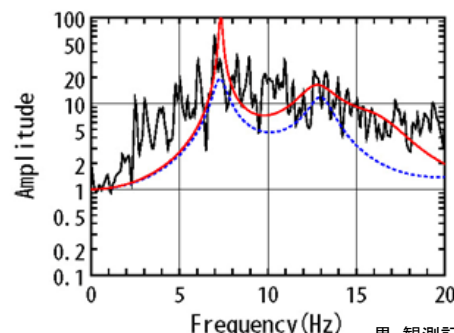
伝達関数の比較(鉛直)



黒:観測記録
赤:最適化結果
青:PS検層



伝達関数の比較(鉛直)



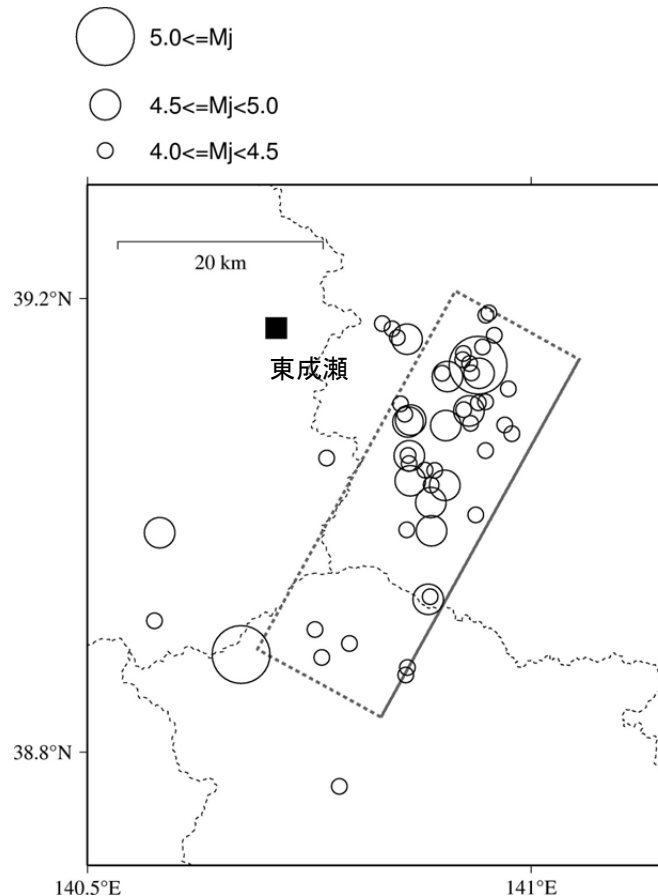
黒:観測記録
赤:最適化結果
青:PS検層

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net東成瀬観測点

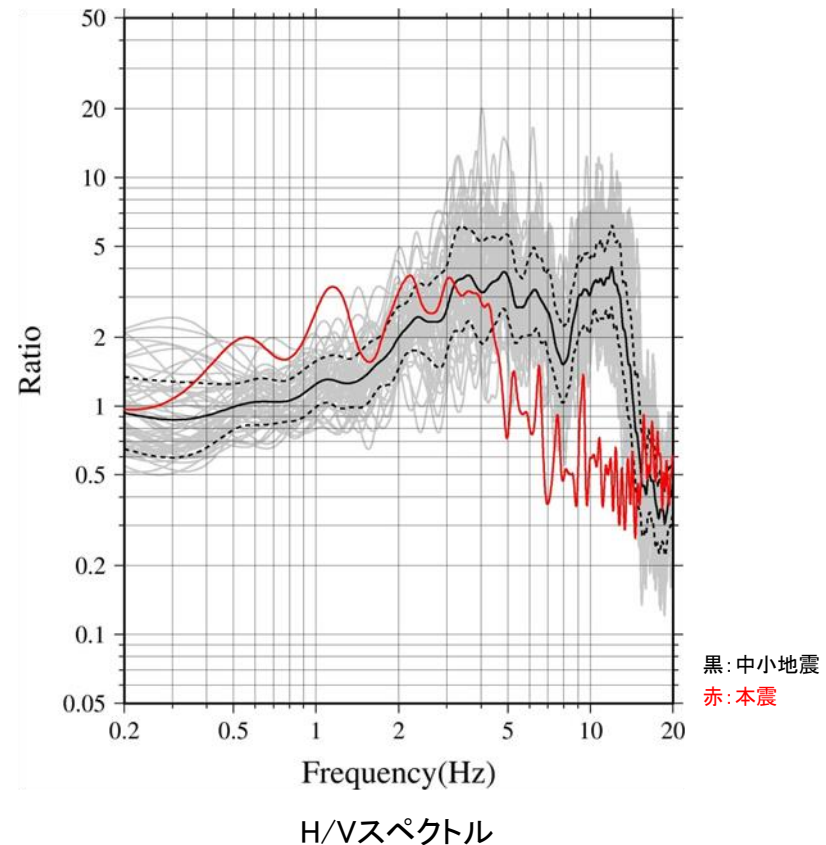
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

AKTH04(東成瀬) 中小地震を用いた地盤同定に関する検討

- 岩手・宮城内陸地震の本震および中小地震の地表記録を用いてH/Vスペクトルを算定した。
- 中小地震と比べて本震では、5Hz程度より高周波数側(短周期側)においてH/Vスペクトルの低下がみられることから、本震記録に地盤の非線形性の影響が含まれていると考えられる。



検討地震の震央分布



Frequency(Hz)

H/Vスペクトル

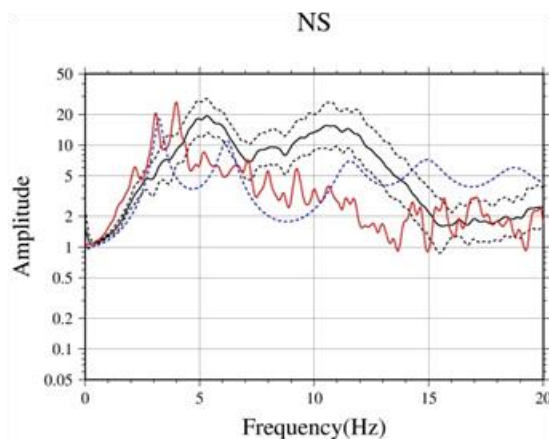
黒: 中小地震
赤: 本震

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net東成瀬観測点

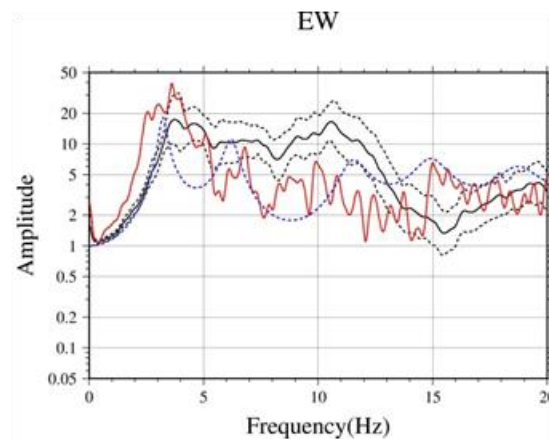
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

AKTH04(東成瀬) 中小地震を用いた地盤同定に関する検討

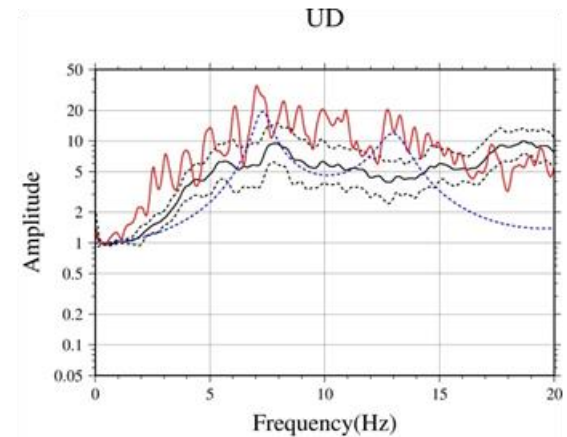
- 岩手・宮城内陸地震の本震および中小地震について、地表記録と地中記録の伝達関数を算定した。
- NS方向とEW方向について、中小地震と比べて本震では、5Hz程度より高周波数側(短周期側)において倍率が小さくなっており、10Hz弱においてその傾向は顕著である。
- UD方向について、中小地震と比べて本震では、全体的に倍率が大きくなっている。
- 本震による伝達関数と中小地震による伝達関数および中小地震による伝達関数とPS検層結果による伝達関数の傾向が大きく異なることから、中小地震による伝達関数を用いた地盤同定により、本震のはぎとり解析のための地盤モデルを作成することは困難と考えられる。



NS方向



EW方向



UD方向

黒: 中小地震
赤: 本震
青: PS 検層

伝達関数

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net東成瀬観測点

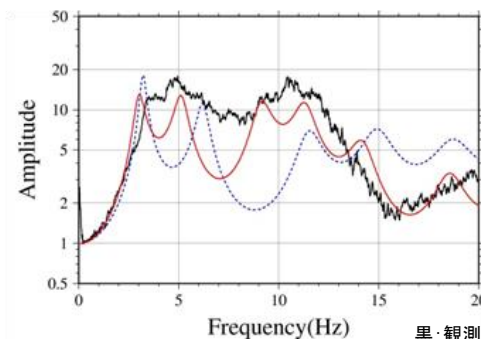
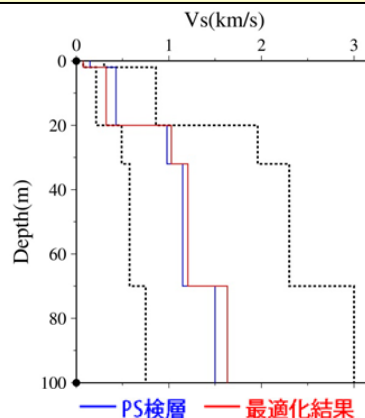
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

AKTH04(東成瀬) 中小地震を用いた地盤同定に関する検討

- 中小地震による伝達関数を用いた地盤同定により、本震のはぎとり解析のための地盤モデルを作成することは困難と考えられるが、念のため、中小地震を用いて線形領域における地盤同定を実施した。
- 得られた地盤モデル(水平)は、水平動の観測記録の伝達関数を再現できていない。
- 表層のVsは、いずれのケースも概ね探索範囲の下限であり小さくなっている。また、No.1層の探索範囲の下限を変更したケースでは、深部において、VsがPS検層結果と乖離している。

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.	h ₀	α
1	2	0	1.64	150	75	300	75	0.50	0.145	0.464
2	18	2	1.64	430	215	860	322	0.75		
3	12	20	2.22	980	490	1960	1028	1.05		
4	38	32	2.22	1150	575	2300	1206	1.05		
5	30	70	2.22	1500	750	3000	1633	1.09		
6	—	100	2.22	1500	750	3000	1633	1.09		



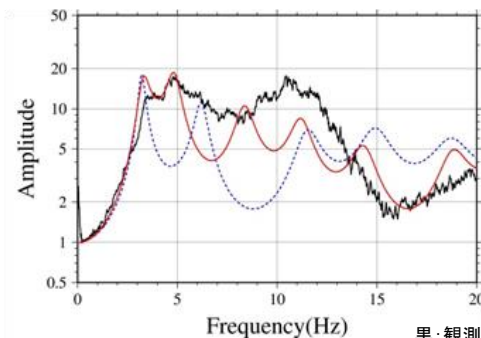
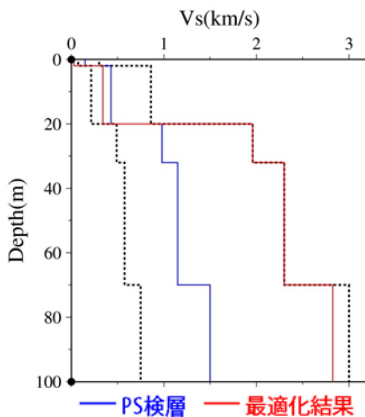
伝達関数の比較(水平)

黒:観測記録
赤:最適化結果
青:PS検層

地盤同定結果(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.	h ₀	α
1	2	0	1.64	150	15	300	30	0.20	0.160	0.511
2	18	2	1.64	430	215	860	340	0.79		
3	12	20	2.22	980	490	1960	1960	2.00		
4	38	32	2.22	1150	575	2300	2300	2.00		
5	30	70	2.22	1500	750	3000	2825	1.88		
6	—	100	2.22	1500	750	3000	2825	1.88		

No. 1層の下限を変更



伝達関数の比較(水平)

黒:観測記録
赤:最適化結果
青:PS検層

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net東成瀬観測点

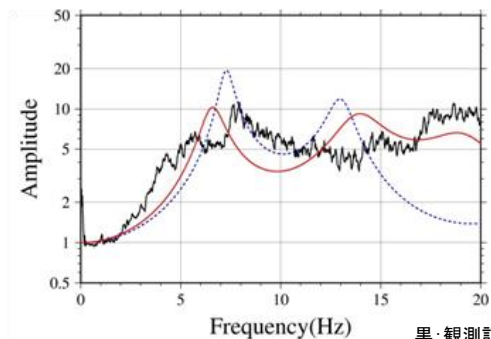
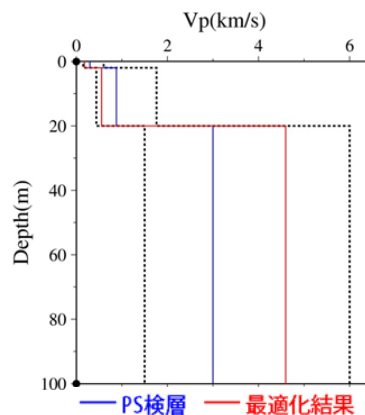
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

AKTH04(東成瀬) 中小地震を用いた地盤同定に関する検討

- 得られた地盤モデル(鉛直)は、鉛直動の観測記録の伝達関数を再現できていない。
- 深部において、得られたVpがPS検層結果と乖離している。

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.	h ₀	α
1	2	0	1.64	300	150	600	178	0.59	0.089	0.000
2	18	2	1.64	880	440	1760	555	0.63		
3	12	20	2.22	3000	1500	6000	4597	1.53		
4	38	32	2.22	3000	1500	6000	4597	1.53		
5	30	70	2.22	3000	1500	6000	4597	1.53		
6	—	100	2.22	3000	1500	6000	4597	1.53		



伝達関数の比較(鉛直)

黒: 観測記録
赤: 最適化結果
青: PS 検層

- 中小地震を用いた線形領域における地盤同定は、水平動・鉛直動ともに観測記録の伝達関数を再現できていないことから、1次元波動論によるはぎとり解析の適用が困難である。

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net東成瀬観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

AKTH04(東成瀬) 地形の影響に関する検討

○AKTH04(東成瀬)観測点は、少し小高い丘の上であり、すぐ後ろは急な崖地形となっているとされている。この地形の影響について、傾向を概略検討する。

(参考)地震観測点の状況

引用元:<http://www.eqh.dpri.kyoto-u.ac.jp/~masumi/eq>

京都大学防災研究所山田真澄:岩手・宮城内陸地震被害調査報告

観測小屋



東成瀬 (KiK-net AKTH04)



観測点は少し小高い丘の上にある。
すぐ後ろは急ながけになっている。

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net東成瀬観測点

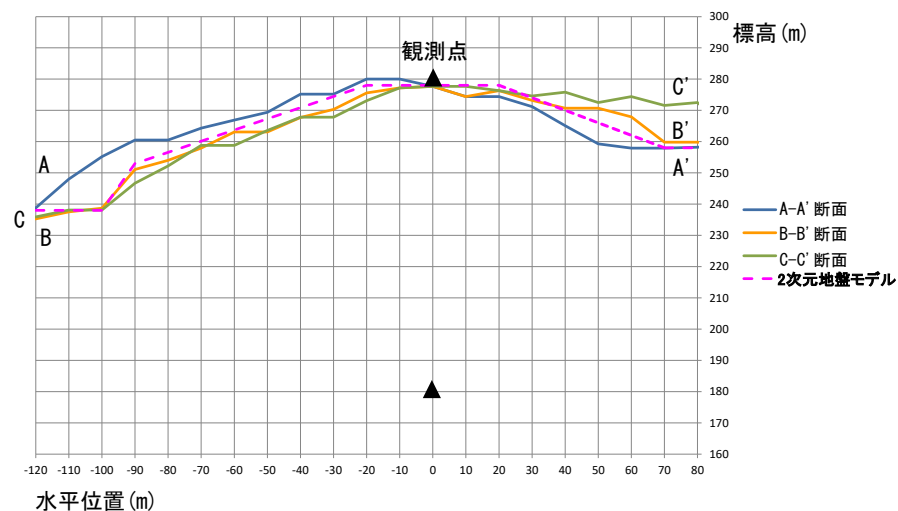
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

AKTH04(東成瀬) 地形の影響に関する検討

○AKTH04(東成瀬)観測点は、周囲が崖地形となっていることから、国土地理院の数値標高モデル(DEM)を用いた複数の断面を確認し、周辺地形を簡易的に考慮した2次元地盤モデルとする。



平面図
(国土地理院・電子国土Webに加筆)



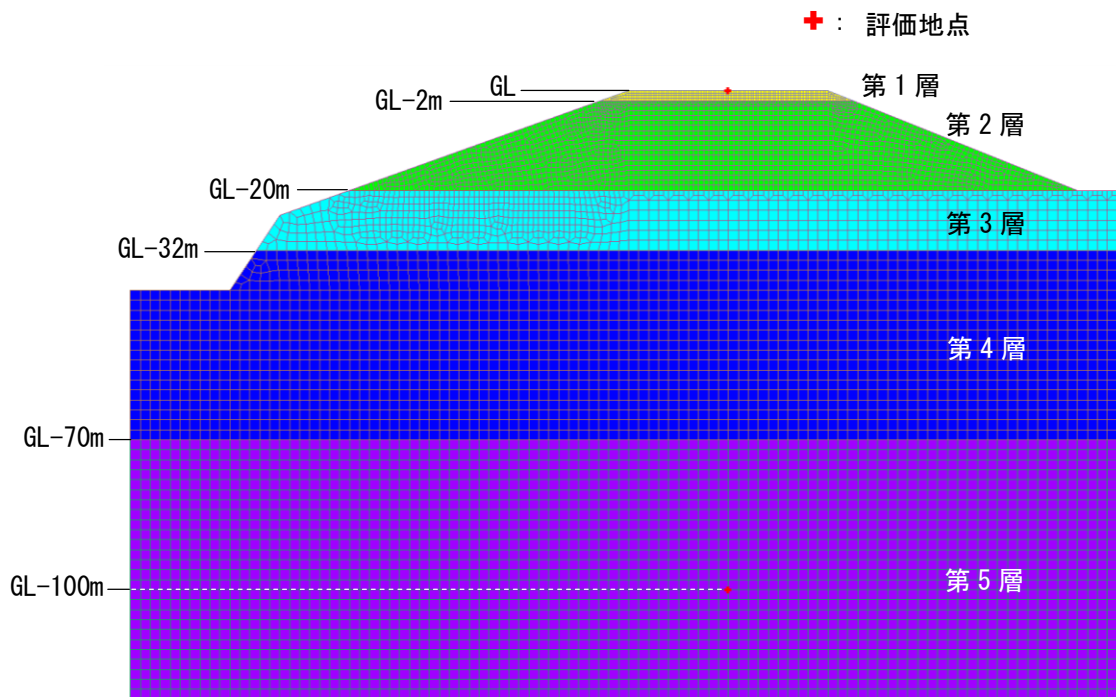
断面図

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net東成瀬観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

AKTH04(東成瀬) 地形の影響に関する検討

- 2次元地盤モデルは、地震観測点におけるPS検層結果の層境界を用いて、観測点周辺の地形を簡易的に考慮した2次元FEMモデルとする。
- 地中観測点位置(GL-100m)に対する地表観測点位置の伝達関数($2E/E+F$)を算出し、地震観測点位置の1次元地盤モデルによる伝達関数と比較する。



地盤物性値

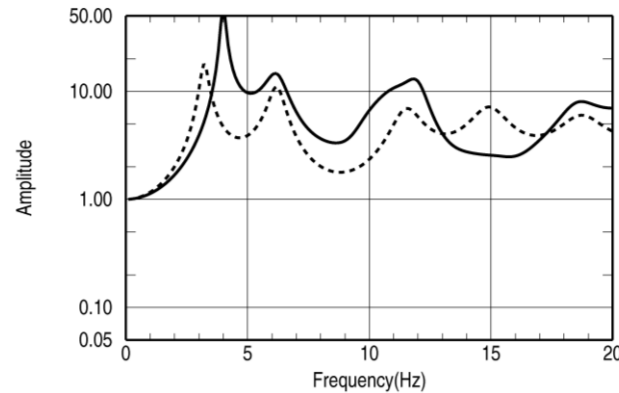
	P波速度 V _p (m/s)	S波速度 V _s (m/s)	密度 ρ(g/cm ³)
第1層	300	150	1.64
第2層	880	430	1.64
第3層	3000	980	2.22
第4層	3000	1150	2.22
第5層	3000	1500	2.22

2次元地盤モデル

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net東成瀬観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

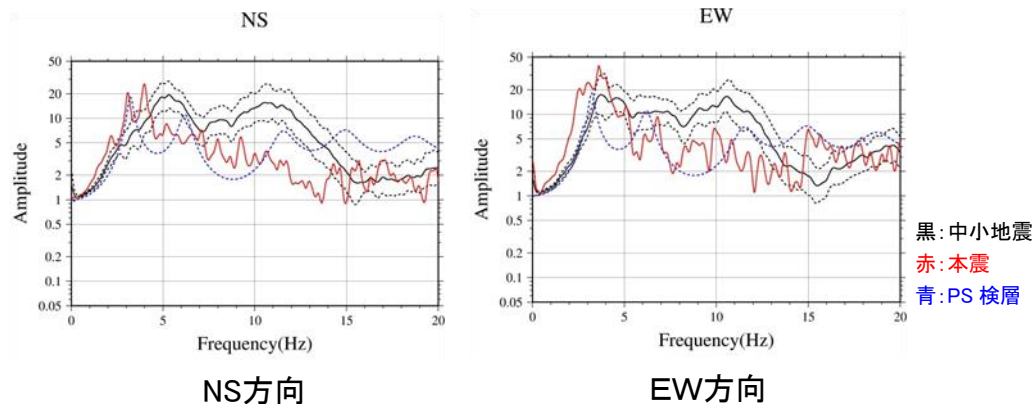
AKTH04(東成瀬) 地形の影響に関する検討



実線: 2次元地盤モデル
点線: 1次元地盤モデル

伝達関数 (GL(2E)/GL-100m(E+F))

- 2次元地盤モデルと1次元地盤モデルの伝達関数を比較すると、5Hzおよび10Hz付近で2次元地盤モデルの結果が大きく、15Hz付近では2次元地盤モデルの結果が小さくなっており、1次元地盤モデルと差異がみられることから、AKTH04(東成瀬)観測点の観測記録には、周辺地形による影響が含まれているものと考えられる。
- なお、中小地震の観測記録にみられる5Hz付近および10Hz付近で伝達関数が大きくなる傾向と同様に、2次元地盤モデルの5Hzおよび10Hz付近で伝達関数が大きくなっている。



黒: 中小地震
赤: 本震
青: PS 検層

NS方向

EW方向

観測記録の伝達関数(地表/地中)

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net東成瀬観測点

一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

KiK-net東成瀬観測点 まとめ

【本震記録を用いた検討】

○AKTH04(東成瀬)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のうち水平方向については、表層のVsが極端に小さい。また、鉛直方向については、観測記録の伝達関数を再現できていない。

【詳細検討】

①本震記録を用いた検討

- ・本震記録を用いた地盤同定により得られた地盤モデルを用いて、応答スペクトルの再現性を確認した結果、水平および鉛直ともに地表記録を再現できていない。
- ・探索範囲等を変更し地盤同定を実施した結果、得られた地盤モデルのうち水平方向については、従来の同定結果と同様に表層のVsが極端に小さい。また、鉛直方向については、観測記録の伝達関数を再現できていない。

②中小地震記録を用いた検討

- ・本震および中小地震の地表記録を用いたH/Vスペクトルより、本震記録に地盤の非線形性の影響が含まれていると考えられる。
- ・中小地震を用いて線形領域における地盤同定を実施した結果、得られた地盤モデルは、水平・鉛直とも観測記録の伝達関数を再現できていないことから、1次元波動論によるはぎとり解析の適用が困難である。

③地形の影響に関する検討

- ・2次元地盤モデルと1次元地盤モデルの伝達関数に差異がみられることから、AKTH04(東成瀬)観測点の観測記録には、周辺地形による影響が含まれているものと考えられる。

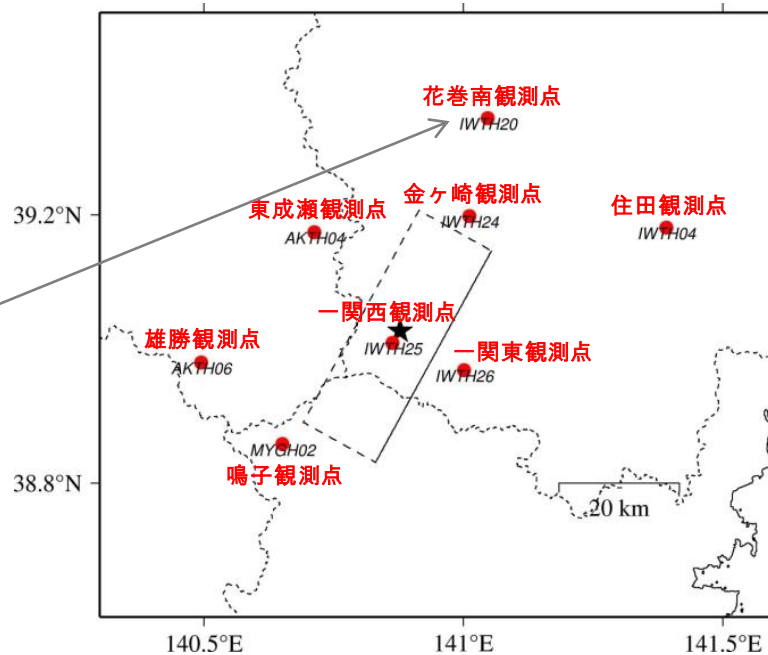
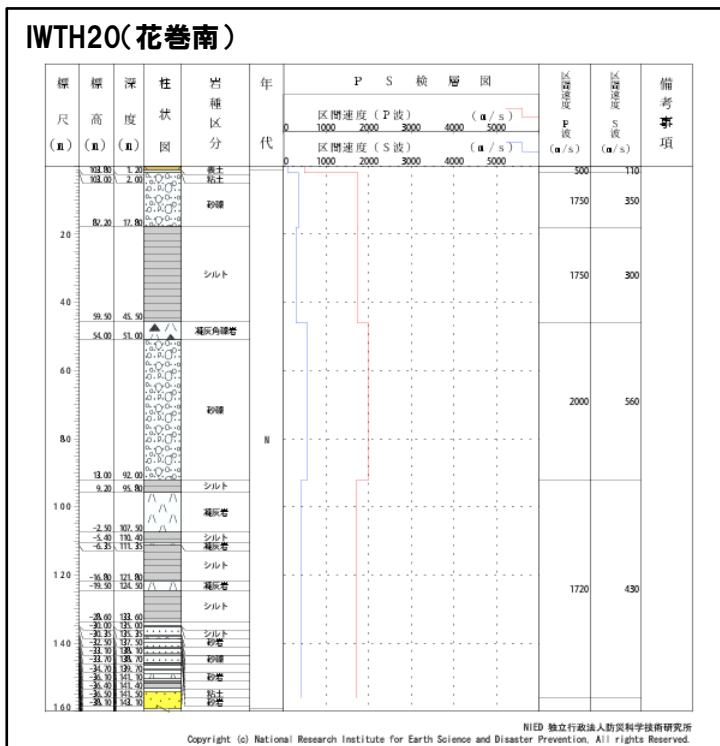
○AKTH04(東成瀬)については、観測記録に地盤の非線形性の影響、周辺地形による影響が含まれており、観測記録と整合する地盤モデルが同定できず、地表記録も再現できていないことから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net花巻南観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

KiK-net花巻南観測点に関する検討

○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(IWTH20(花巻南))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) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net花巻南観測点

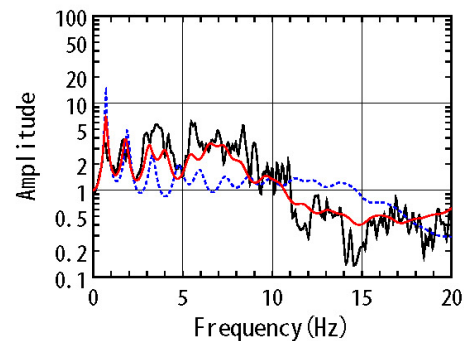
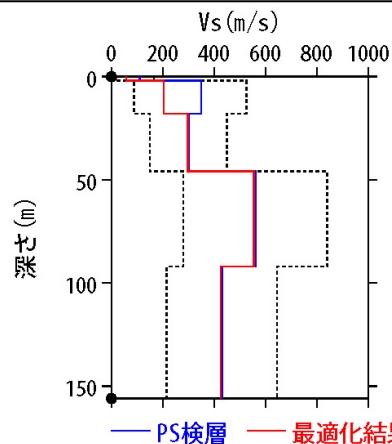
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWTH20(花巻南)

○IWTH20(花巻南)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)

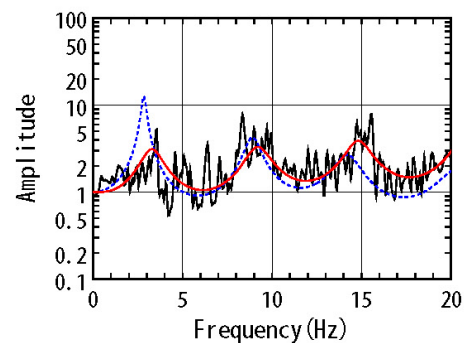
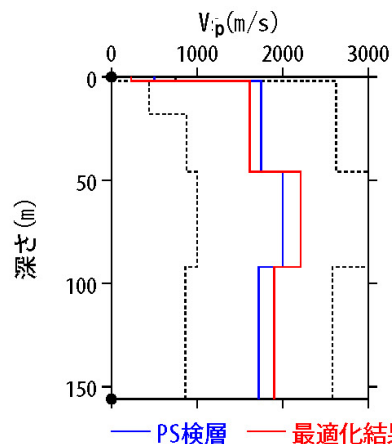
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	110	11	165	57	0.52	0.093	0.269
2	16	2	1.78	350	88	525	203	0.58		
3	28	18	1.78	300	150	450	298	0.99		
4	46	46	1.91	560	280	840	555	0.99		
5	64	92	1.77	430	215	645	426	0.99		
6	—	156	1.77	430	215	645	426	0.99		



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	500	50	750	231	0.46	0.709	1.000
2	16	2	1.78	1750	438	2625	1613	0.92		
3	28	18	1.78	1750	875	2625	1613	0.92		
4	46	46	1.91	2000	1000	3000	2210	1.11		
5	64	92	1.77	1720	860	2580	1900	1.10		
6	—	156	1.77	1720	860	2580	1900	1.10		



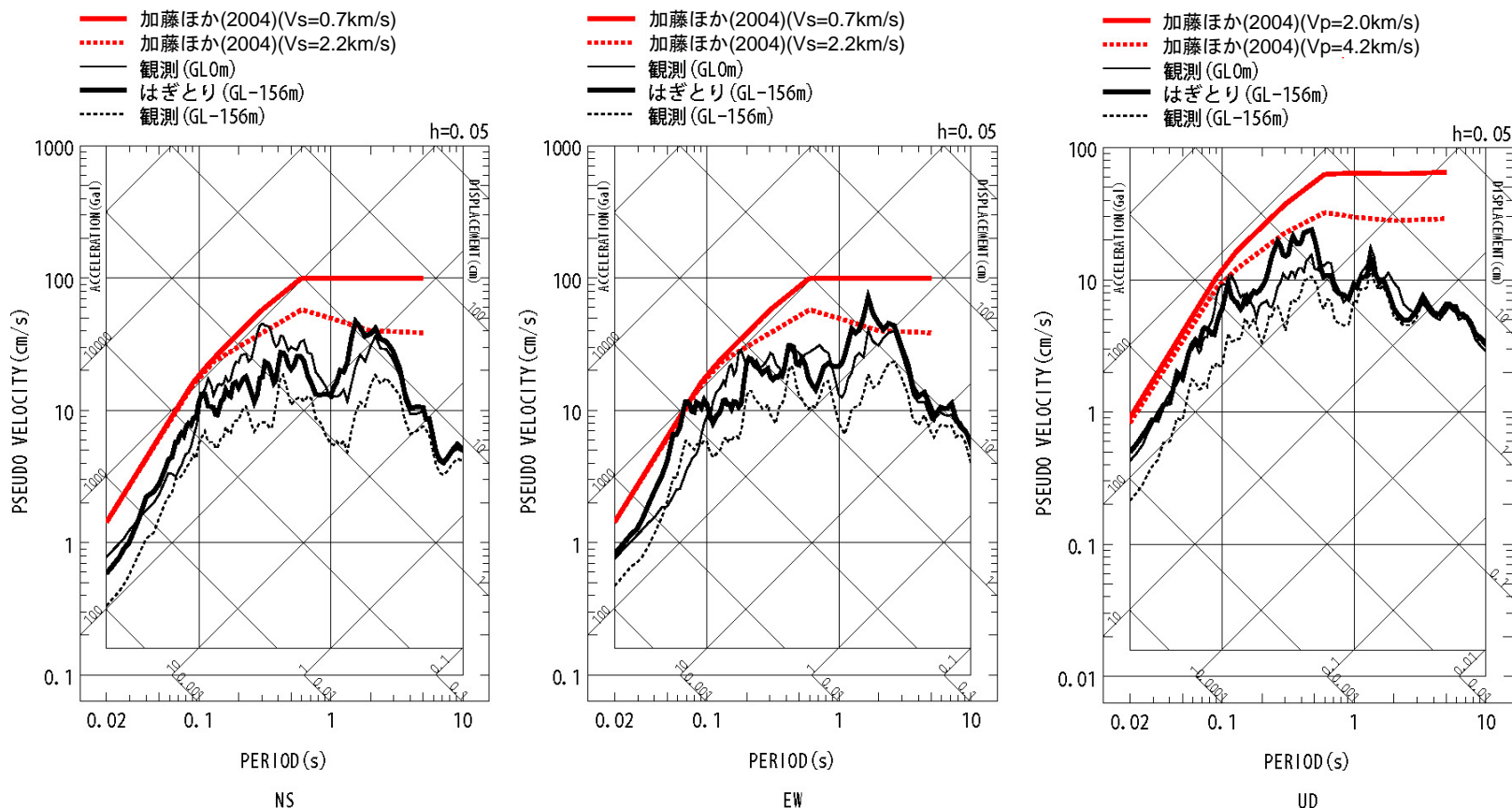
伝達関数の比較(鉛直)

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net花巻南観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWTH20(花巻南)

○地盤同定により得られた地盤モデルを用いて、IWTH20(花巻南)のはぎとり解析を実施。



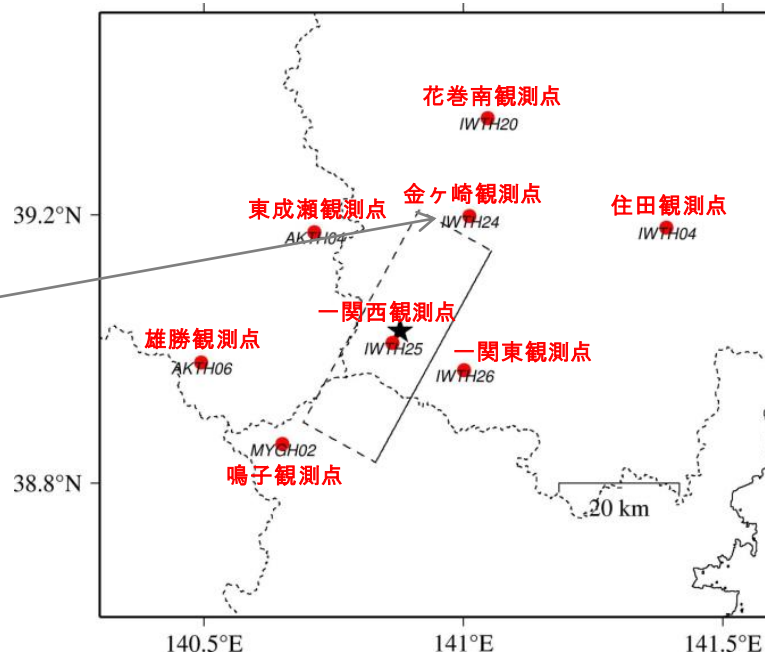
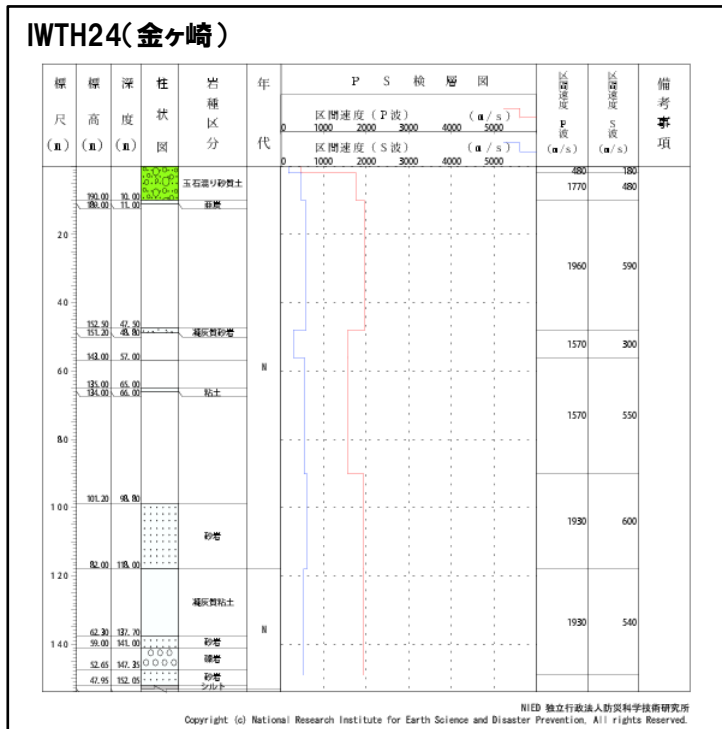
○IWTH20(花巻南)は、概ね妥当な地盤モデルを作成でき、はぎとり解析を実施した結果、一部の周期帯で加藤ほか(2004)を上回る結果となった。

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net金ヶ崎観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

KiK-net金ヶ崎観測点に関する検討

○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) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net金ヶ崎観測点

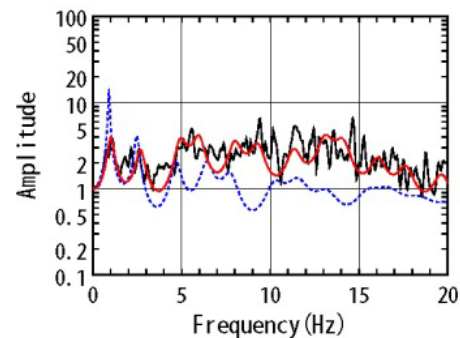
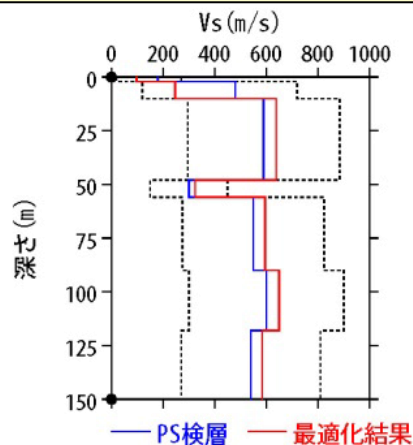
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWITH24(金ヶ崎)

○IWITH24(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)

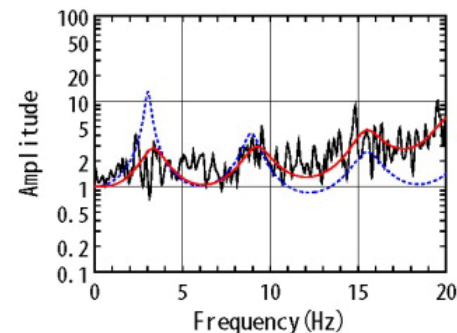
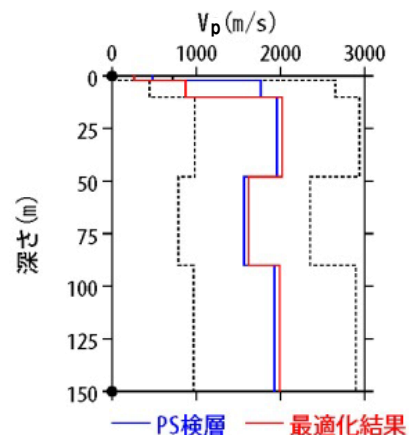
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度(m/s)				減衰定数		
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	180	18	270	97	0.54	0.174	0.682
2	8	2	1.79	480	120	720	247	0.51		
3	38	10	1.89	590	295	885	638	1.08		
4	8	48	1.68	300	150	450	324	1.08		
5	34	56	1.68	550	275	825	595	1.08		
6	28	90	1.87	600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



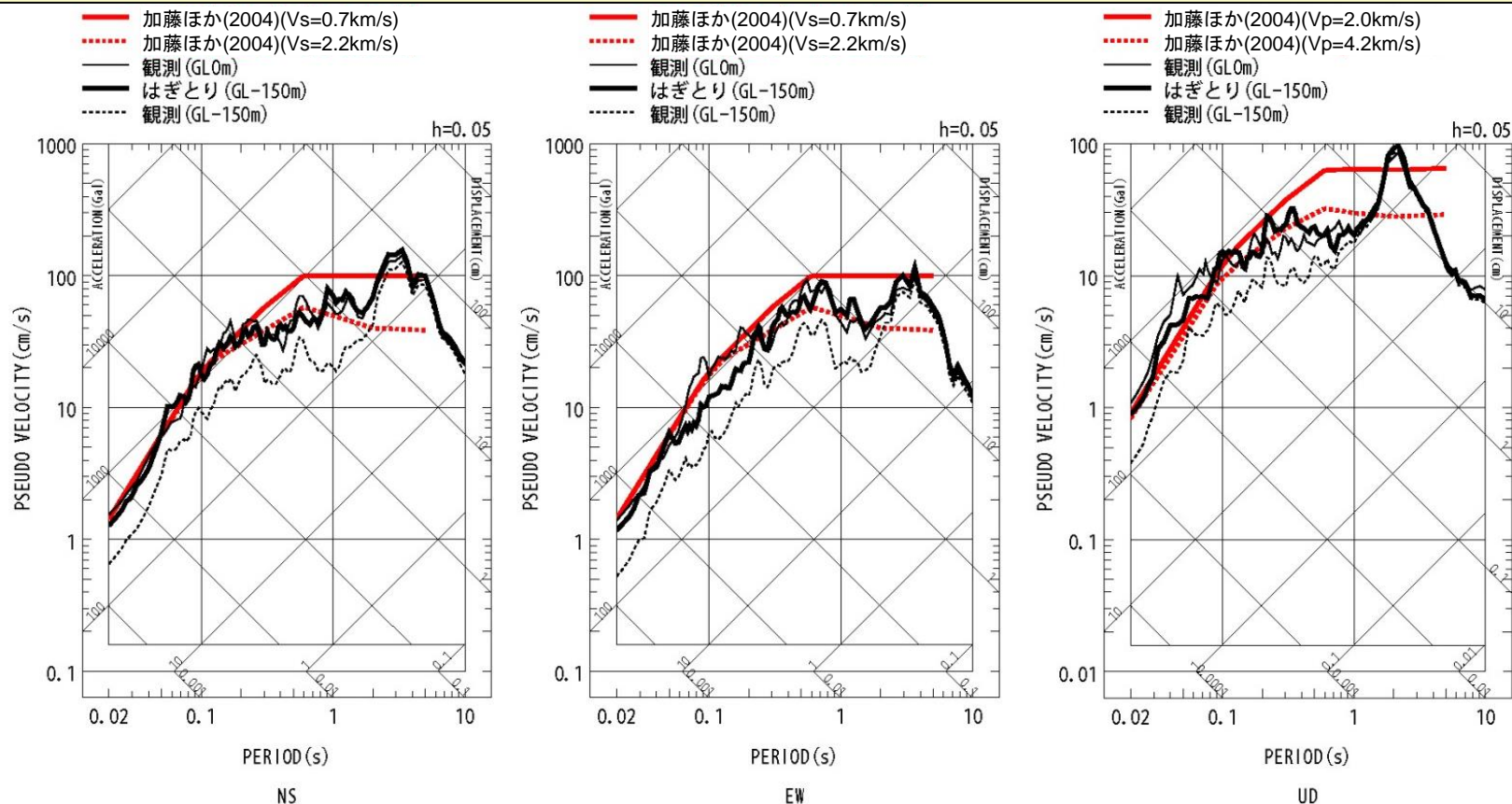
伝達関数の比較(鉛直)

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net金ヶ崎観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWITH24(金ヶ崎)

○地盤同定により得られた地盤モデルを用いて、IWITH24(金ヶ崎)のはぎとり解析を実施。



○IWITH24(金ヶ崎)は、概ね妥当な地盤モデルを作成でき、はぎとり解析を実施した結果、一部の周期帯で加藤ほか(2004)を上回る結果となった。

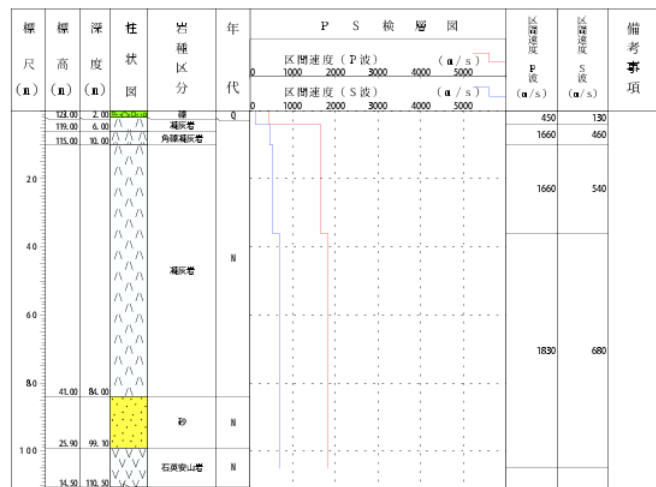
(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関東観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

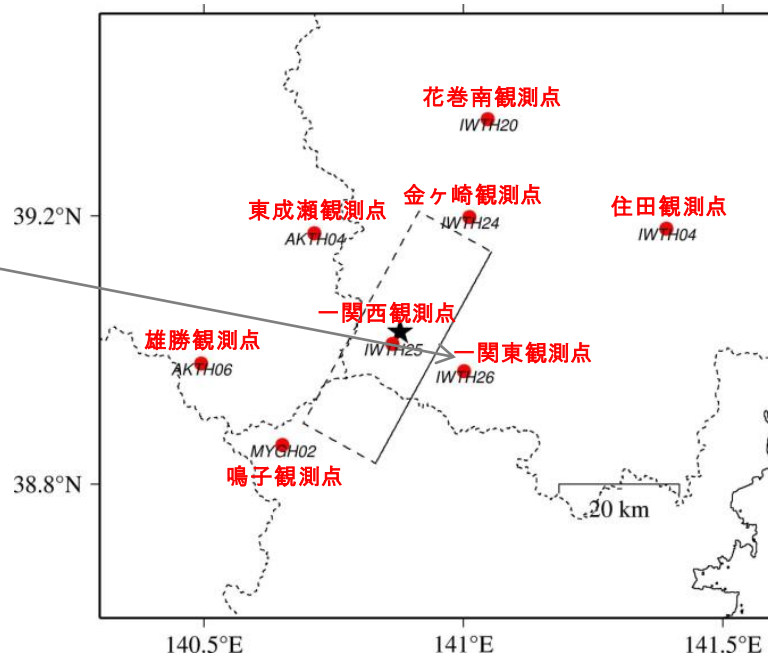
KiK-net一関東観測点に関する検討

○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。

IWTH26(一関東)



Copyright (c) National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention. All rights Reserved.



(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関東観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWTH26(一関東)

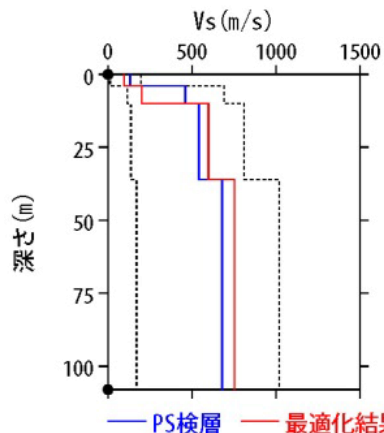
- IWTH26(一関東)の観測記録について、KiK-netボーリングデータを初期値として、観測記録の伝達関数を再現できるように地盤同定を実施。
- 得られた地盤モデルは、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていない。なお、水平方向は、本震記録による伝達関数に一定の整合がみられる。

地盤同定結果(水平)

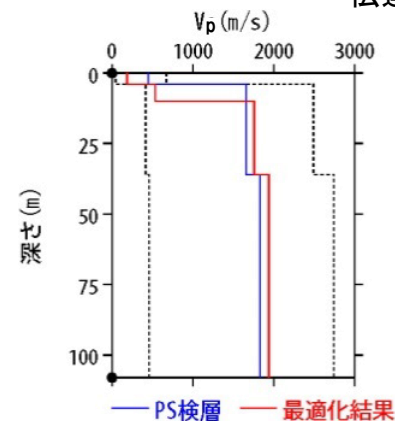
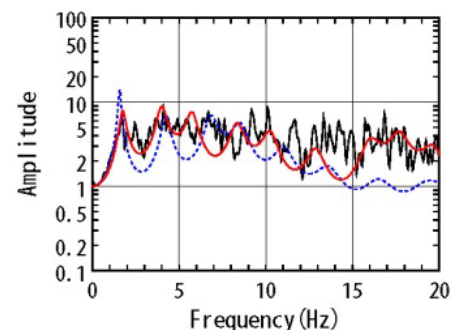
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	4	0	1.64	130	13	195	95	0.73		
2	6	4	1.73	460	115	690	200	0.43		
3	26	10	1.73	540	135	810	598	1.11	0.139	0.543
4	72	36	1.82	680	170	1020	752	1.11		
5	—	108	1.82	680	170	1020	752	1.11		

地盤同定結果(鉛直)

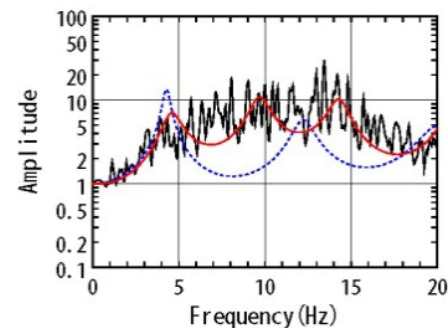
No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	P波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	4	0	1.64	450	45	675	186	0.41		
2	6	4	1.73	1660	415	2490	534	0.32		
3	26	10	1.73	1660	415	2490	1759	1.06	0.559	1.000
4	72	36	1.82	1830	458	2745	1940	1.06		
5	—	108	1.82	1830	458	2745	1940	1.06		



伝達関数の比較(水平)



伝達関数の比較(鉛直)

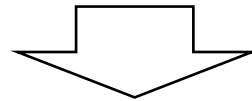


(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関東観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWTH26(一関東)観測点に関する詳細検討

○IWTH26(一関東)観測点については、岩手・宮城内陸地震の本震記録を用いて、観測記録のはぎとり解析のための地盤同定を実施したが、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ことから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難であると判断している。



○上記の検討を踏まえ、観測記録のはぎとり解析のための地盤同定について、検討条件を変えた以下の検討を行った。

- 本震を用いた地盤同定に関する検討(再現性の確認)
- 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)
- 中小地震を用いた地盤同定に関する検討
- 地形の影響に関する検討

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net—関東観測点

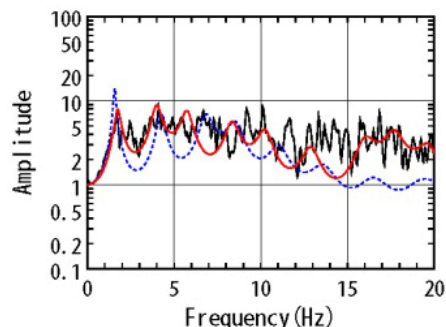
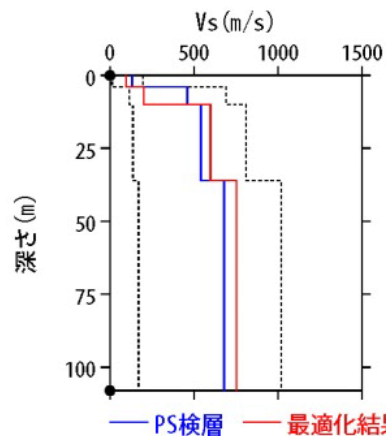
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWITH26(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)

○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。

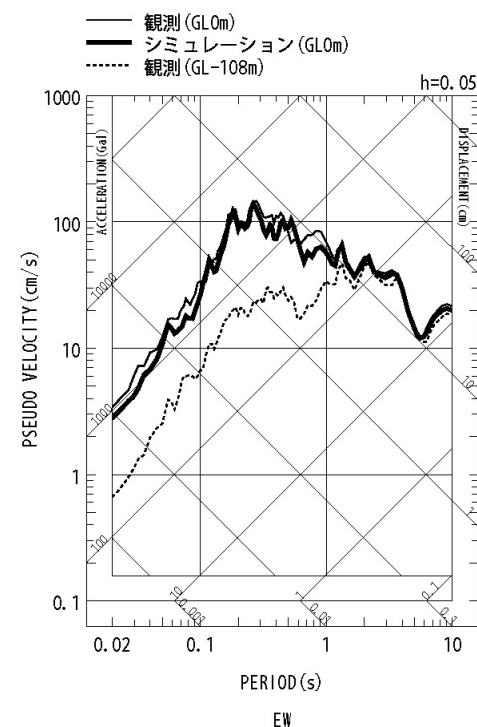
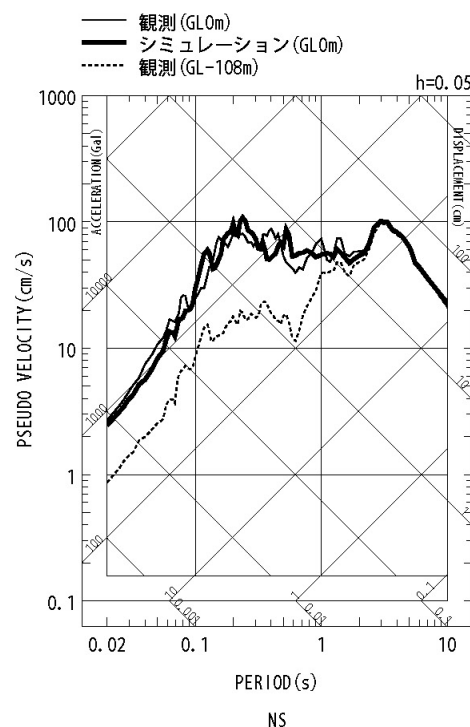
地盤同定結果(水平)

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		



黒: 観測記録
赤: 最適化結果
青: PS 検層

伝達関数の比較(水平)



応答スペクトルの比較(水平)

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関東観測点

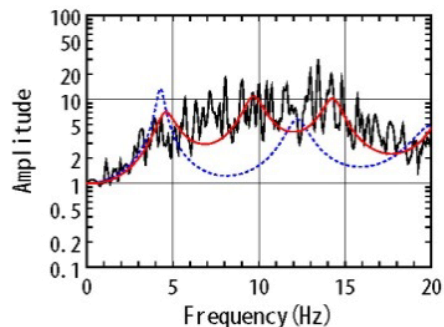
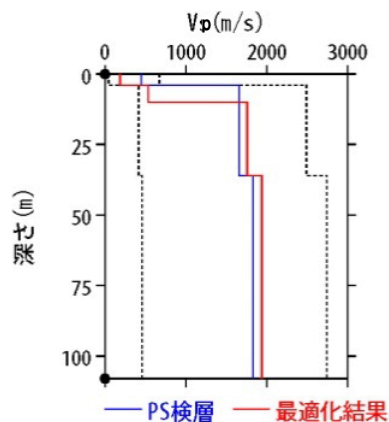
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWITH26(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)

○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。

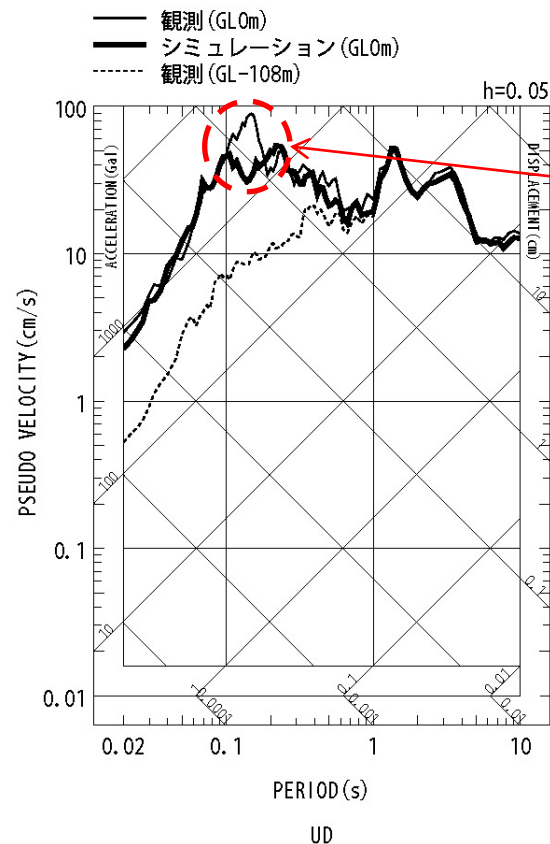
地盤同定結果(鉛直)

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		



黒: 観測記録
赤: 最適化結果
青: PS 検層

伝達関数の比較(鉛直)



ピークが再現
できていない

応答スペクトルの比較(鉛直)

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関東観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWITH26(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、再度同定を実施した。
- 従来の同定結果と比べて、2Hz~4Hz付近の再現性は低下しており、観測記録の伝達関数を再現できていない。
- また、得られた地盤モデルの2~5層の V_p は、PS検層結果と比べて大きく評価されている。

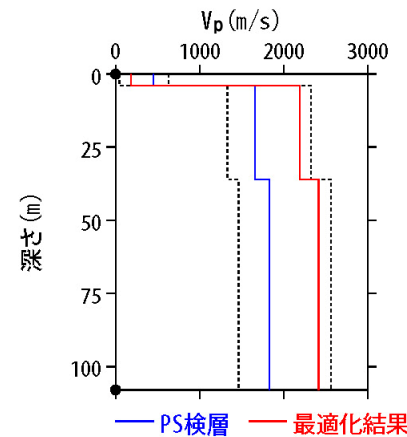
地盤同定結果(鉛直)

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		

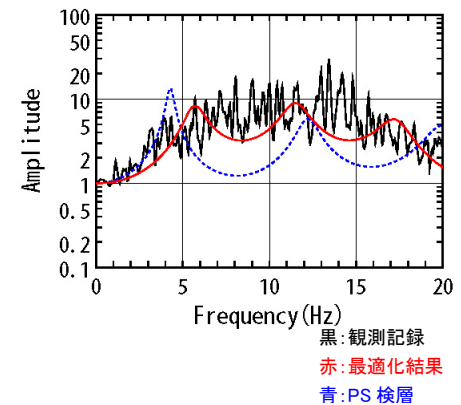
No. 3~5層を同倍率で変動



No. 2~5層を同倍率で変動



— PS検層 — 最適化結果



黒:観測記録
赤:最適化結果
青:PS検層

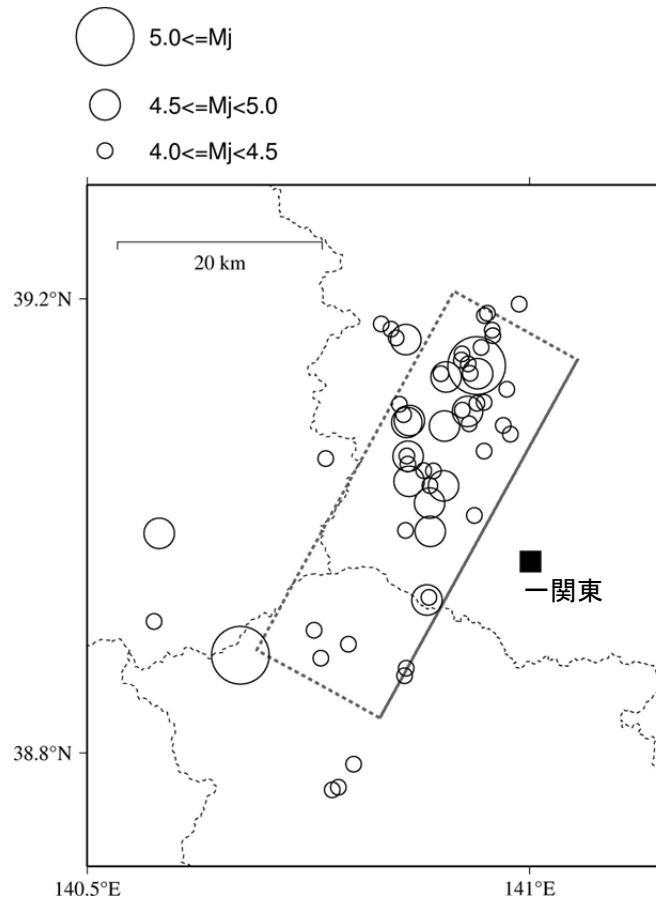
伝達関数の比較(鉛直)

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関東観測点

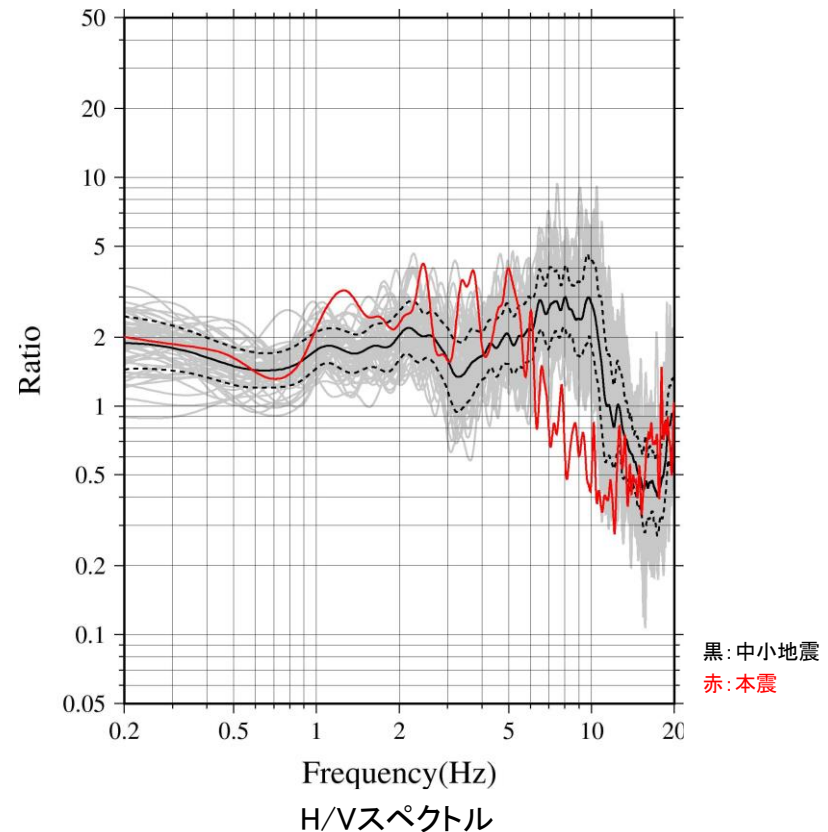
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWITH26(一関東) 中小地震を用いた地盤同定に関する検討

- 岩手・宮城内陸地震の本震および中小地震の地表記録を用いてH/Vスペクトルを算定した。
- 中小地震と比べて本震では、5Hz程度より高周波数側(短周期側)においてH/Vスペクトルの低下がみられることから、本震記録に地盤の非線形性の影響が含まれていると考えられる。



検討地震の震央分布

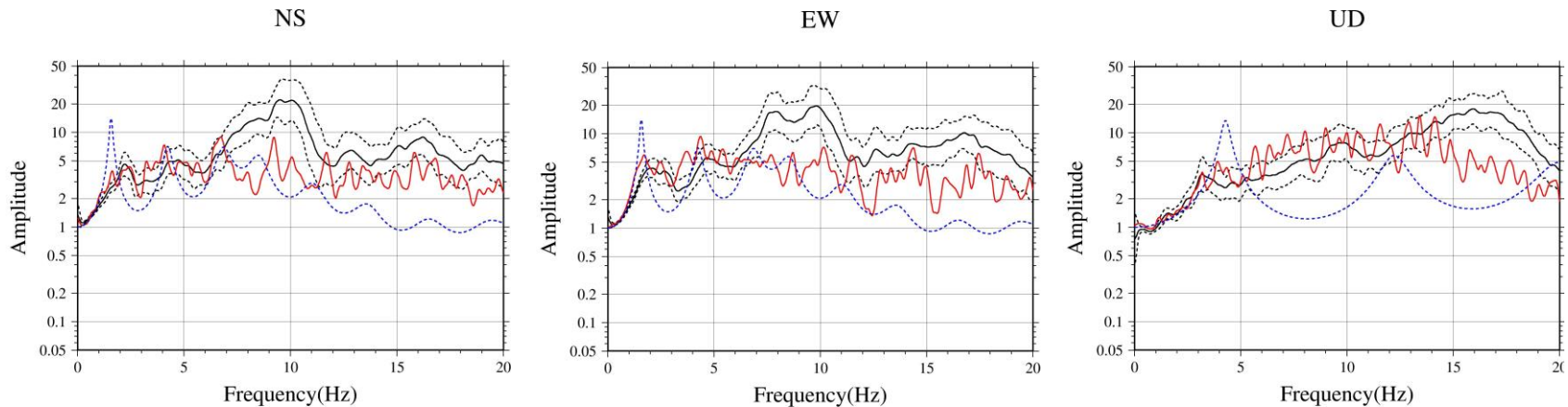


(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関東観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWITH26(一関東) 中小地震を用いた地盤同定に関する検討

- 岩手・宮城内陸地震の本震および中小地震について、地表記録と地中記録の伝達関数を算定した。
- NS方向とEW方向について、中小地震と比べて本震では、5Hz程度より高周波数側(短周期側)において倍率が小さくなっており、10Hz弱においてその傾向は顕著である。
- UD方向について、中小地震と比べて本震では、15Hz程度より高周波数側(短周期側)において倍率が小さくなっている。
- 本震による伝達関数と中小地震による伝達関数の傾向が大きく異なることおよび中小地震による伝達関数とP S検層結果による伝達関数が本震とPS検層結果の関係よりさらに乖離していることから、中小地震による伝達関数を用いた地盤同定により、本震のはぎとり解析のための地盤モデルを作成することは困難と考えられる。



黒: 中小地震
赤: 本震
青: PS 検層

NS方向

EW方向

UD方向

伝達関数

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関東観測点

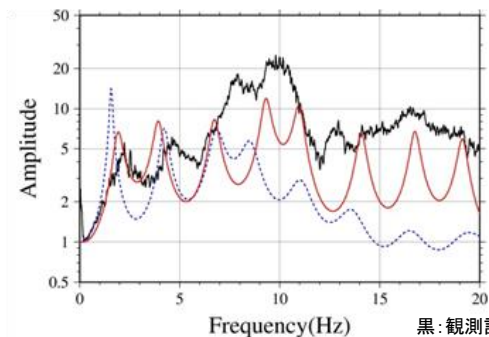
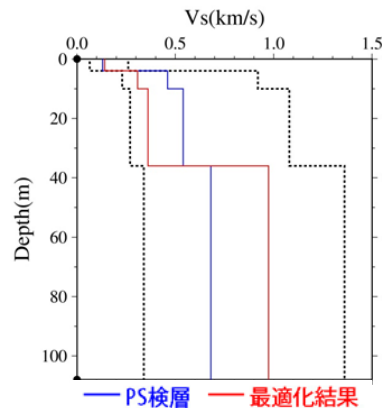
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWITH26(一関東) 中小地震を用いた地盤同定に関する検討

- 中小地震による伝達関数を用いた地盤同定により、本震のはぎとり解析のための地盤モデルを作成することは困難と考えられるが、念のため、中小地震を用いて線形領域における地盤同定を実施した。
- 得られた地盤モデルは、水平・鉛直とも観測記録の伝達関数を再現できていない。

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.	h ₀	α
1	4	0	1.64	130	65	260	141	1.08	0.241	1.000
2	6	4	1.73	460	230	920	308	0.67		
3	26	10	1.73	540	270	1080	361	0.67		
4	72	36	1.82	680	340	1360	974	1.43		
5	—	108	1.82	680	340	1360	974	1.43		

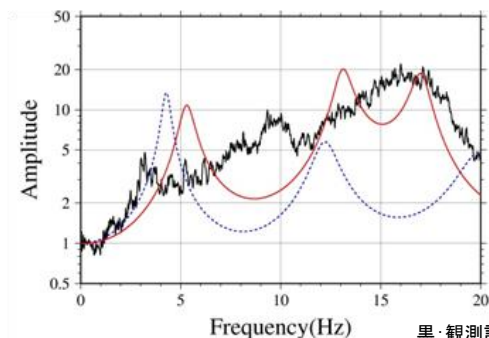
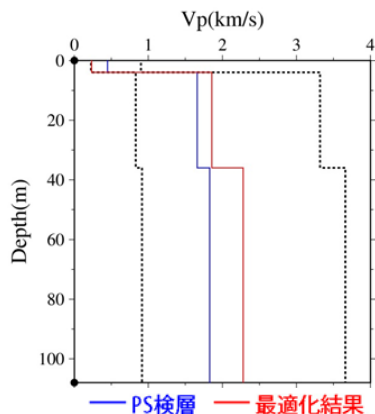


伝達関数の比較(水平)

黒:観測記録
赤:最適化結果
青:PS 検層

地盤同定結果(鉛直)

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	P波速度 (m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	h ₀	α
1	4	0	1.64	450	225	900	236	0.52	0.297	0.850
2	6	4	1.73	1660	830	3320	1857	1.12		
3	26	10	1.73	1660	830	3320	1857	1.12		
4	72	36	1.82	1830	915	3660	2279	1.25		
5	—	108	1.82	1830	915	3660	2279	1.25		



伝達関数の比較(鉛直)

黒:観測記録
赤:最適化結果
青:PS 検層

- 中小地震による伝達関数を用いた線形領域における地盤同定は、水平動・鉛直動ともに観測記録の伝達関数を再現できていないことから、1次元波動論によるはぎとり解析の適用が困難である。

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関東観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWTH26(一関東) 地形の影響に関する検討

○IWTH26(一関東)の観測点は、観測小屋背後が急な法面となっている。この地形の影響について、傾向を概略検討する。

(参考)地震観測点の状況

観測小屋

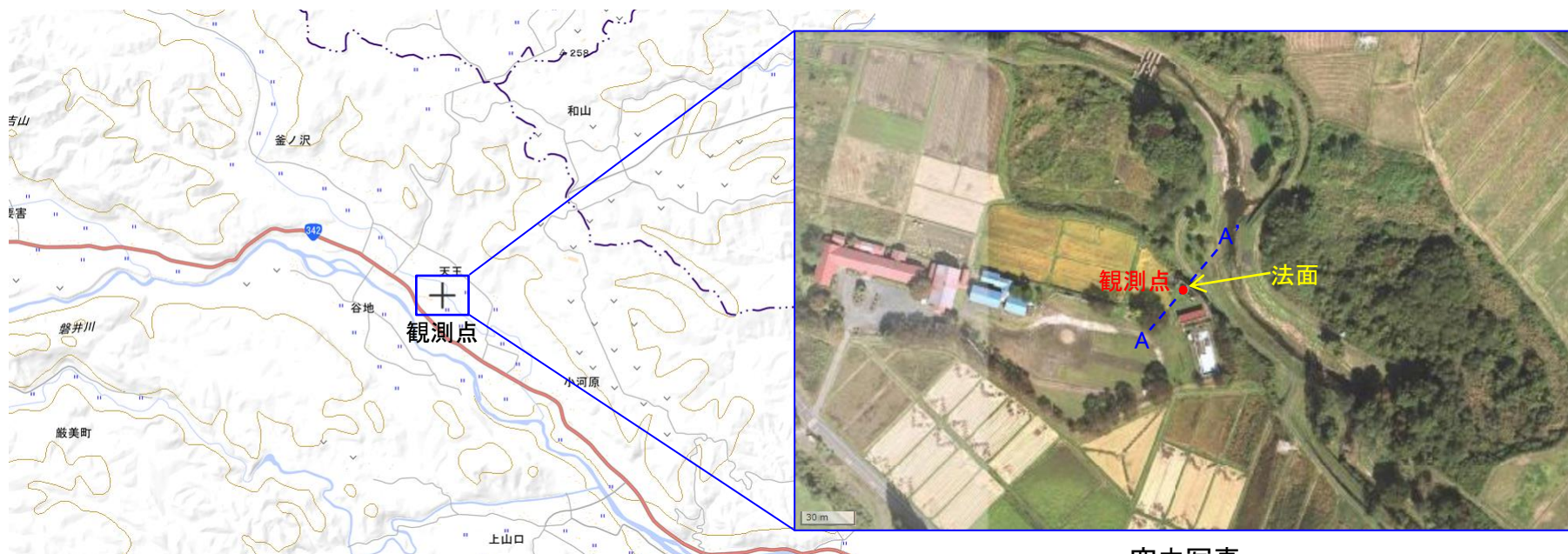


(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関東観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWTH26(一関東) 地形の影響に関する検討

○IWTH26(一関東)の観測点は、観測小屋背後の法面を簡易的に考慮した2次元地盤モデルを作成し検討を行う。



平面図
(国土地理院・電子国土Webに加筆)

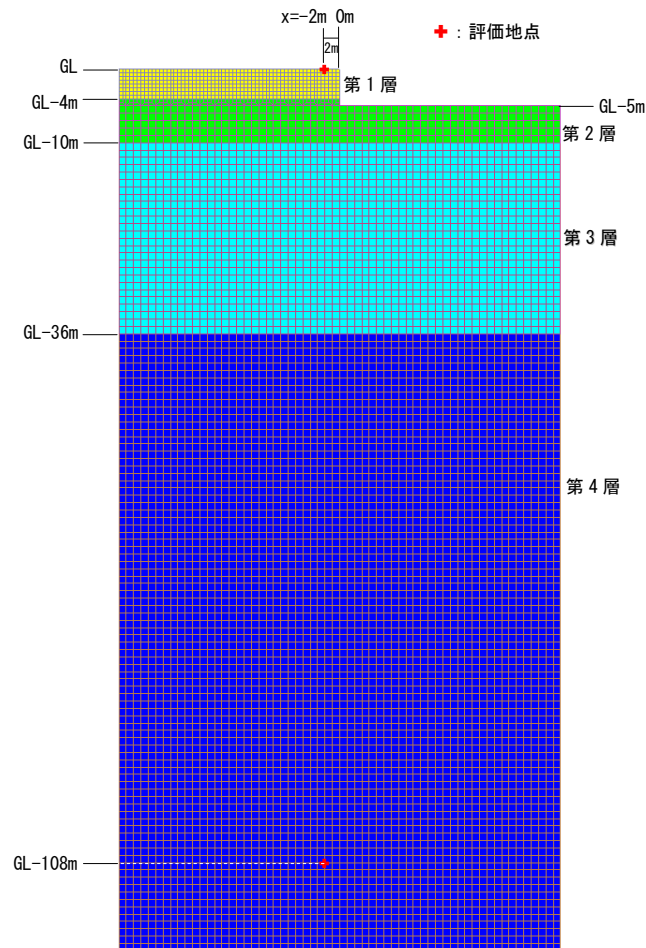
空中写真
(国土地理院・電子国土Webに加筆)

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関東観測点

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWITH26(一関東) 地形の影響に関する検討

- 2次元地盤モデルは、地震観測点におけるPS検層結果の層境界を用いて、観測小屋背後の法面を簡易的に考慮した2次元FEMモデルとする。
- 地中観測点位置(GL-108m)に対する地表観測点位置の伝達関数($2E/E+F$)を算出し、地震観測点位置の1次元地盤モデルによる伝達関数と比較する。



2次元地盤モデル

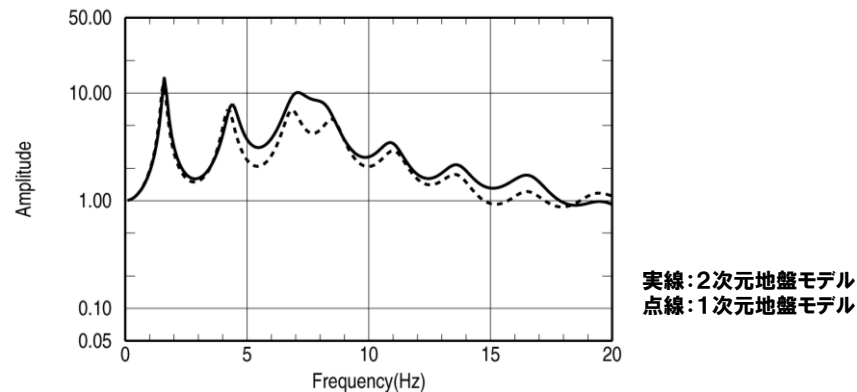
地盤物性値

	P波速度 V_p (m/s)	S波速度 V_s (m/s)	密度 ρ (g/cm ³)
第1層	450	130	1.64
第2層	1660	460	1.73
第3層	1660	540	1.73
第4層	1830	680	1.82

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関東観測点

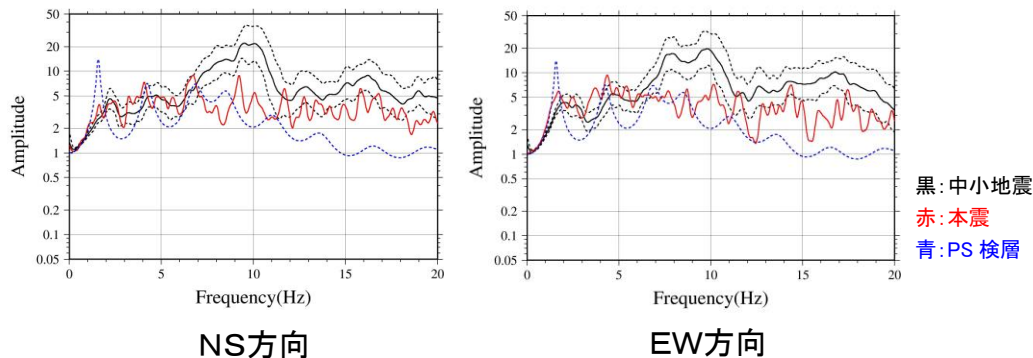
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWITH26(一関東) 地形の影響に関する検討



伝達関数 (GL(2E)/GL-108m(E+F))

- 2次元地盤モデルと1次元地盤モデルの伝達関数を比較すると、5Hz程度より高周波数側(短周期側)で2次元地盤モデルの結果が大きくなっており、1次元地盤モデルと差異が若干みられることから、IWITH26(一関東)観測点の観測記録には、周辺地形による影響が一部含まれていると考えられる。
- なお、中小地震の観測記録にみられる10Hz弱で伝達関数が大きくなる傾向と同様に、2次元地盤モデルの7～8Hzで伝達関数が大きくなっている。



観測記録の伝達関数(地表/地中)

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関東観測点

一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

KiK-net一関東観測点 検討のまとめ

【本震記録を用いた検討】

○IWTH26(一関東)観測点について、本震記録を用いて観測記録のはぎとり解析のための地盤同定を実施した結果、得られた地盤モデルは、鉛直方向において観測記録の伝達関数を再現できていない。

【詳細検討】

①本震記録を用いた検討

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

②中小地震記録を用いた検討

- ・本震および中小地震の地表記録を用いたH/Vスペクトルより、本震記録に地盤の非線形性の影響が含まれていると考えられる。
- ・中小地震を用いて線形領域における地盤同定を実施した結果、得られた地盤モデルは、水平・鉛直とも観測記録の伝達関数を再現できていないことから、1次元波動論によるはぎとり解析の適用が困難である。

③地形の影響に関する検討

- ・2次元地盤モデルと1次元地盤モデルの伝達関数に若干の差異がみられることから、IWTH26(一関東)観測点の観測記録には、周辺地形による影響が一部含まれていると考えられる。

○IWTH26(一関東)観測点については、観測記録に地盤の非線形性の影響、周辺地形による影響が含まれており、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。

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関東観測点

一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

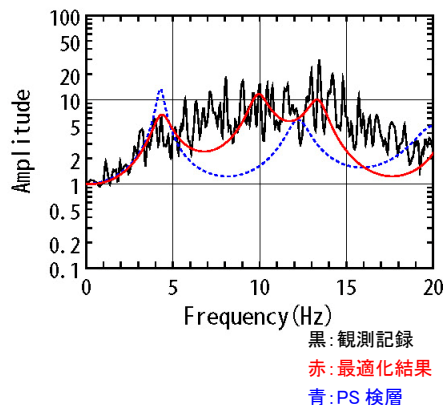
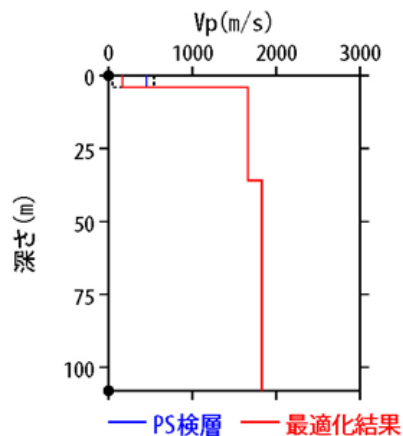
IWITH26(一関東) 補足検討(鉛直動のPS検層結果を用いた検討)

- 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。
- 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。

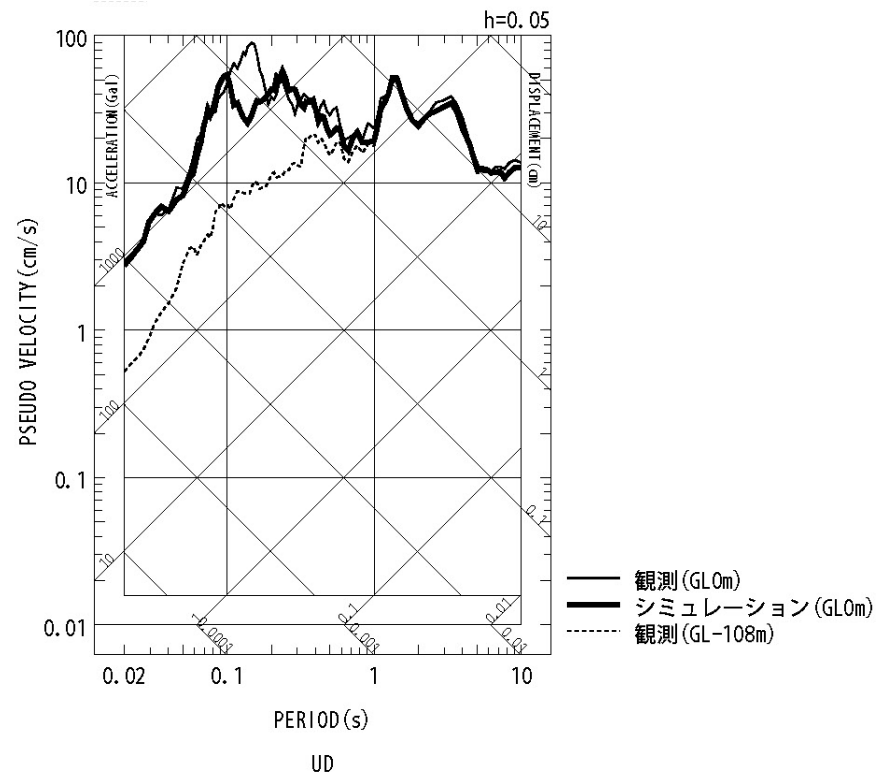
地盤同定結果(鉛直)

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	a
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)



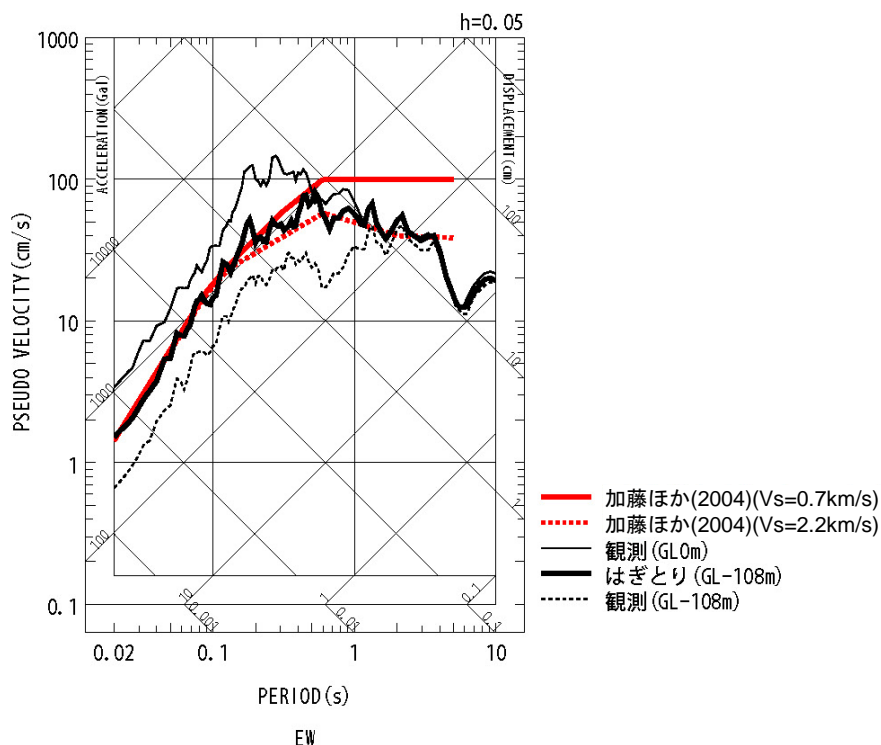
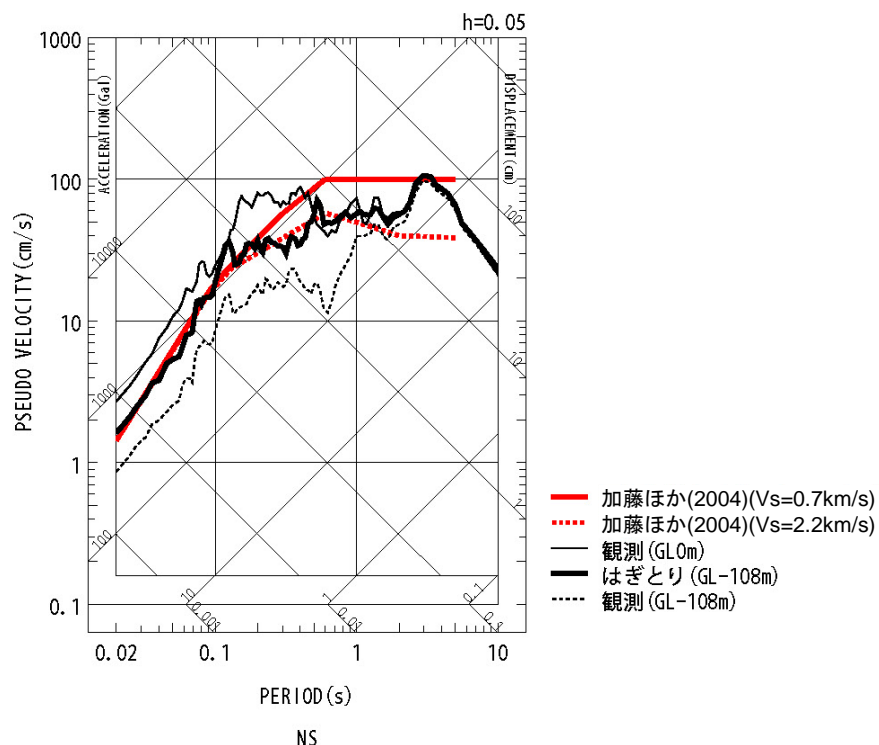
応答スペクトルの比較(鉛直)

(3) 地震観測記録の分析・評価 KiK-net一関東観測点

一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

IWTH26(一関東) これまでの検討を踏まえた当社の判断

- 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。



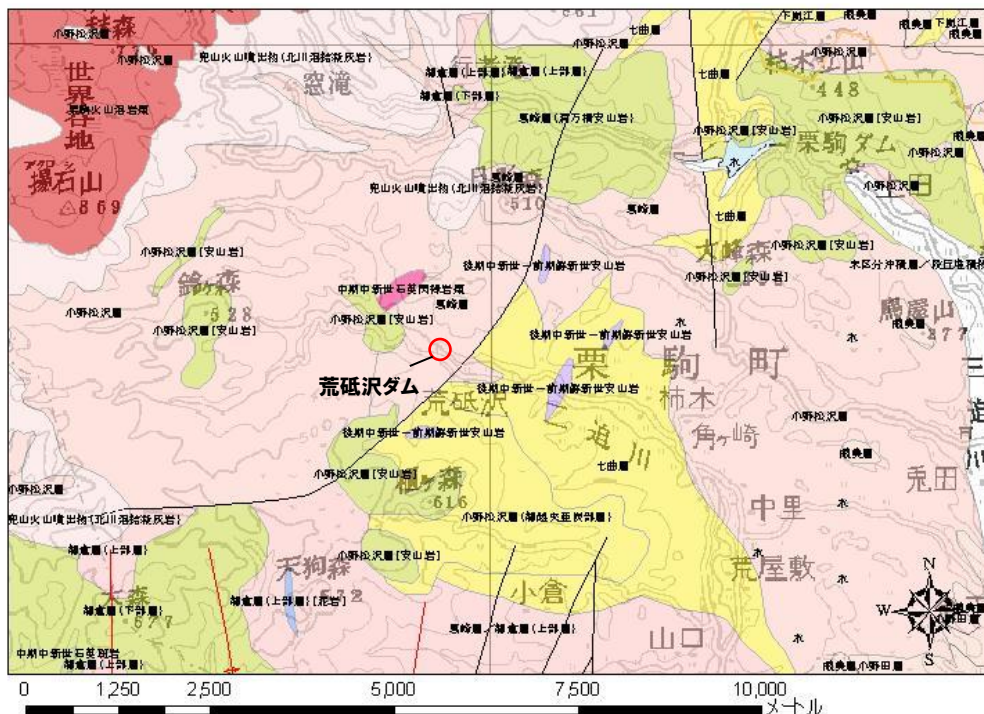
- IWTH26(一関東)について、地盤同定により得られた地盤モデルを用いて水平方向のはぎとり解析を実施した結果、一部の周期帯で加藤ほか(2004)を上回る結果となった。

(3) 地震観測記録の分析・評価 荒砥沢ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

荒砥沢ダムの地盤構造

○東北建設協会(2006)によると、荒砥沢ダムの地震観測点の基盤地質について、地層は葛峰層、岩相は安山岩質火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩、軽石凝灰岩、凝灰質礫岩およびシルト岩、安山岩溶岩を挟む、硬軟区分は軟岩～中硬岩とされている。



荒砥沢ダム周辺地質図(東北建設協会(2006)に加筆)

荒砥沢ダム基盤地質の特徴(東北建設協会(2006))

地層	葛峰層
時代	中～後期中新世
岩相	安山岩質火山礫凝灰岩・凝灰角礫岩・軽石凝灰岩・凝灰質礫岩・砂岩およびシルト岩、安山岩溶岩を挟む
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						火山岩類					
		礫岩	砂岩	泥岩	凝灰岩	火山灰	石灰岩	珪長質(流紋岩・デイサイト)			苦鉄質(安山岩・玄武岩)		
		貫入岩	溶岩および火山砕屑物	デイサイト質火砕流堆積物	貫入岩	溶岩および火山砕屑物							
新第四紀	完新世	H	Hc	Hs		Ht		Hdb		Hav	Hpf		Hbv
	更新世	Q3	Q3c	Q3s	Q3m	Q3t		Q3db			Q3pf		Q3bv
		Q2	Q2c	Q2s	Q2m	Q2t		Q2db		Q2av	Q2pf		Q2bv
		Q1	Q1c	Q1s	Q1m	Q1t		Q1db	Q1ai	Q1av	Q1pf		Q1bv
中生代	鮮新世	N3B	N3Bc	N3Bs	N3Bm	N3Bt		N3ai	N3bai	N3bav		N3bi	N3bv
		N3A	N3Ac	N3As	N3Am	N3At		N3ai	N3aai	N3aav		N3abi	N3abv
	中新世	N2	N2c	N2s	N2m	N2t		N2ai	N2ai	N2av		N2bi	N2bv
		N1	N1c	N1s	N1m	N1t		N1ai	N1ai			N1bi	N1bv
古第三紀	漸新世	PG4	PG4c			PG4t			PG4av				PG4bv
		PG3	PG3c	PG3s	PG3m			PG3ai					
	始新世	PG2						PG2ai	PG2av				
暁新世	PG1					PG1t							

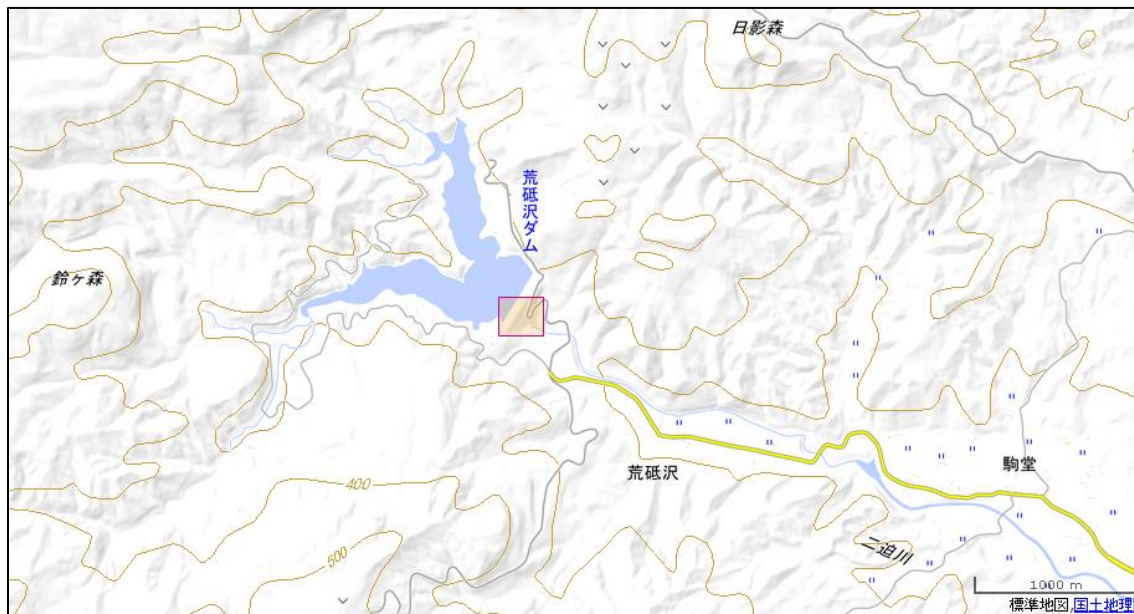
Ma:100万年前 年代尺度はGradstein et al.(2004)による

(3) 地震観測記録の分析・評価 荒砥沢ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

荒砥沢ダムの地盤構造

○防災科学技術研究所の地震ハザードステーション(J-SHIS)による荒砥沢ダム地点の地盤モデルでは、第1層のVsは600m/sとされている。



J-SHISによる地盤モデル位置

No.	LOWER DEP(m)	THK (m)	Vs (m/s)	Vp (m/s)
1	20	20	600	2000
2	205	185	1100	2500
3	554	349	1700	3500
4	974	420	2100	4000
5	2415	1441	3100	5500
6	7415	5000	3300	5700
7	-	-	3400	6000

J-SHISによる地盤モデル

(3) 地震観測記録の分析・評価 荒砥沢ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

荒砥沢ダム(右岸地山)(森ほか(2011))

- 荒砥沢ダム周辺には、新第三紀中新世の葛峰層、これを不整合に覆って小野松沢層が分布しており、ダム建設時の試験結果によれば、両者の物性値の差は顕著であるとしている。
- 荒砥沢ダム右岸においては、岩手・宮城内陸地震に伴い、右岸管理用道路上に3か所の段差が発生し、道路から貯水池側下方の土留擁壁や取水塔背後の法面保護工にも、道路段差の延長上に亀裂が多数発生したとしている。
- 荒砥沢ダム右岸に発生した変状について、トレンチ調査、地表踏査などを行った結果、これらの変状は、硬質な葛峰層と軟質な小野松沢層の境界である不整合面付近にひずみと変形が集中したことが原因であるとしている。

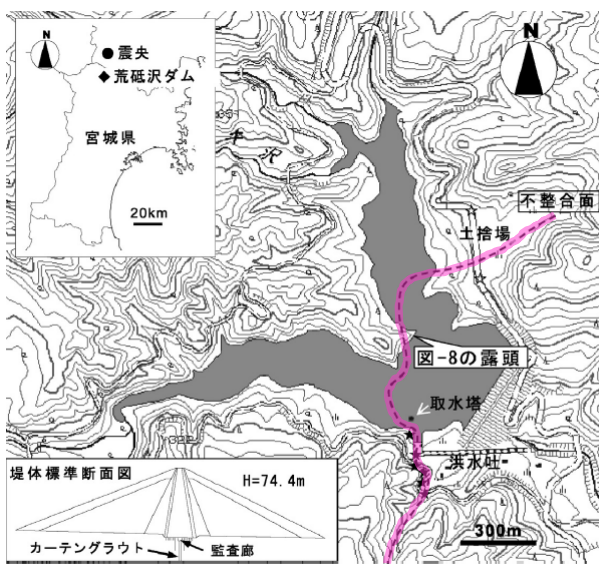


図-1 位置図 ★：右岸変状箇所，☆：開口亀裂。国土地理院 1/25,000地形図「切留」に加筆。

(森ほか(2011)に加筆)

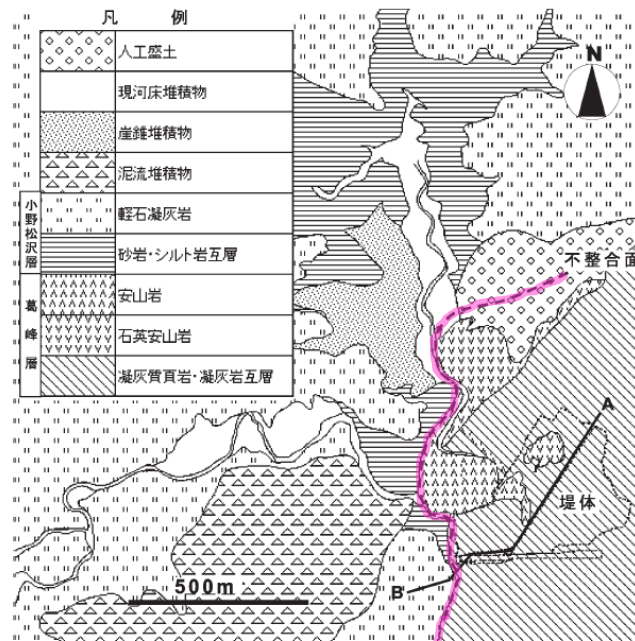


図-2 貯水池周辺地質図 A-Bは図-3の断面位置。

(森ほか(2011)に加筆)

表-1 岩相ごとの物性値比較表 数字は平均値 変形係数は孔内水平荷重試験, P波・S波速度はPS検層による。

層名	岩相	単位体積重量(g/cm ³)	変形係数(MN/m ²)	一軸圧縮強度(kN/m ²)	P波速度(km/s)	S波速度(km/s)
小野松沢層	軽石凝灰岩	1.50(18)	76(2)	2,035(9)	1.22(17)	0.49(17)
	シルト岩	1.69(7)	174(6)	5,517(12)		
	砂岩	1.96(8)	383(5)	15,536(8)		
葛峰層	石英安山岩	2.58(8)	3,402(7)	79,218(8)	2.63(34)	1.08(34)
	凝灰質頁岩	2.38(17)	2,506(14)	51,206(17)		
	凝灰岩	2.37(28)	2,018(16)	44,197(28)		

()はデータ数

(3) 地震観測記録の分析・評価 荒砥沢ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

荒砥沢ダム(右岸地山)(森ほか(2011))

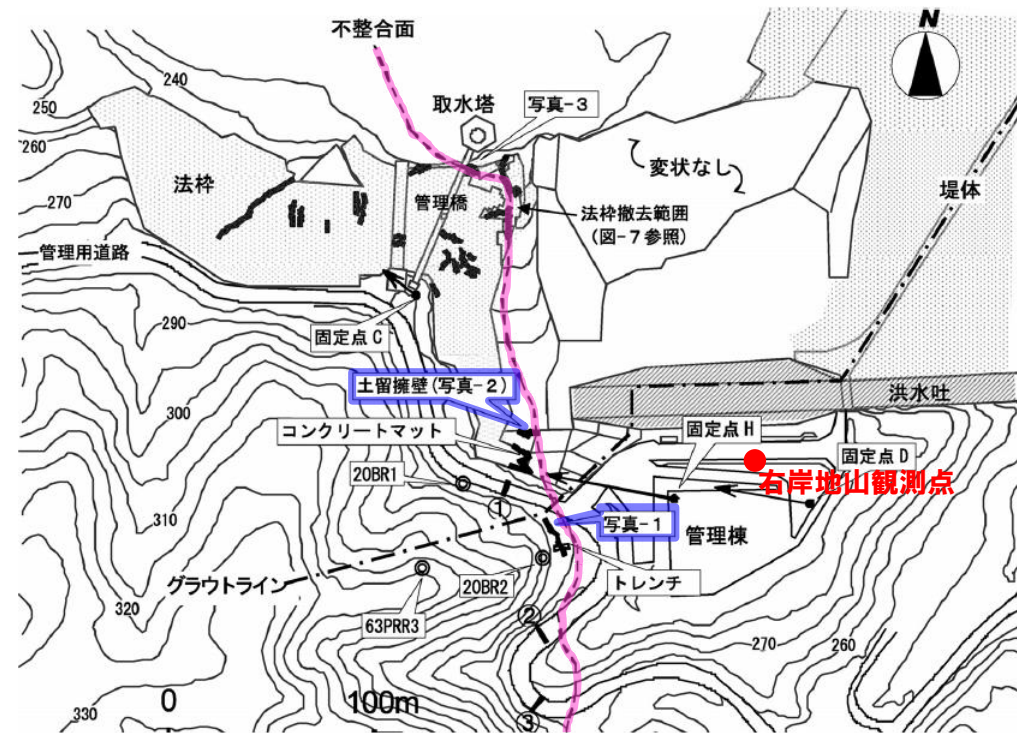


図-4 右岸変状位置図 太い実線が亀裂や段差などを表す。
(森ほか(2011)に加筆)



写真-1 尾根部で確認された13cmの段差 写真位置は図-4参照。



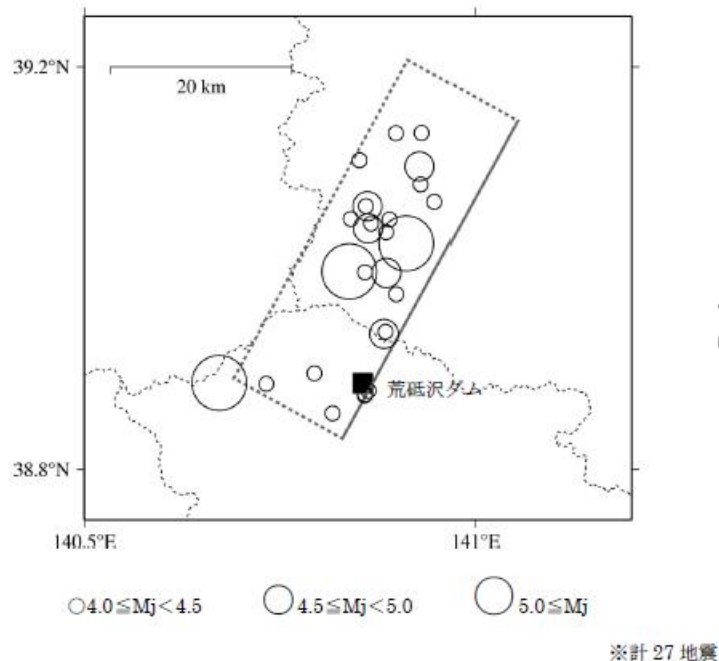
写真-2 土留擁壁への亀裂
右端のリップアップの盛り上がりは施工当時のもの。

(3) 地震観測記録の分析・評価 荒砥沢ダム

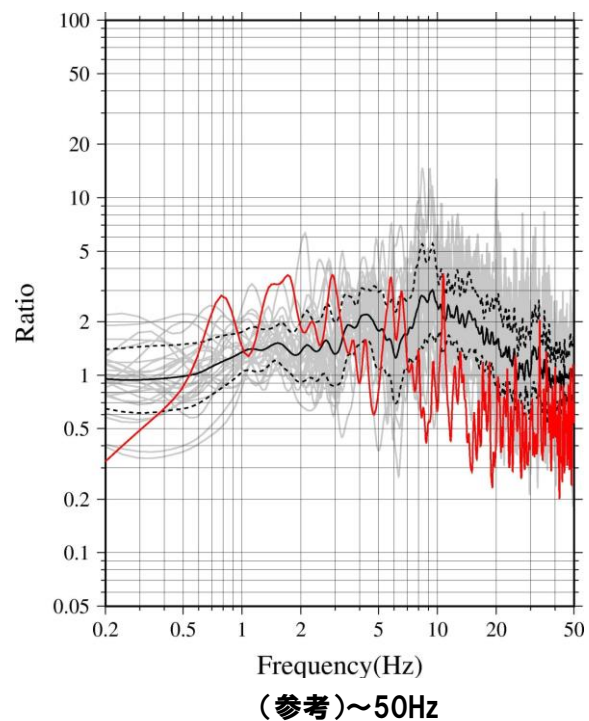
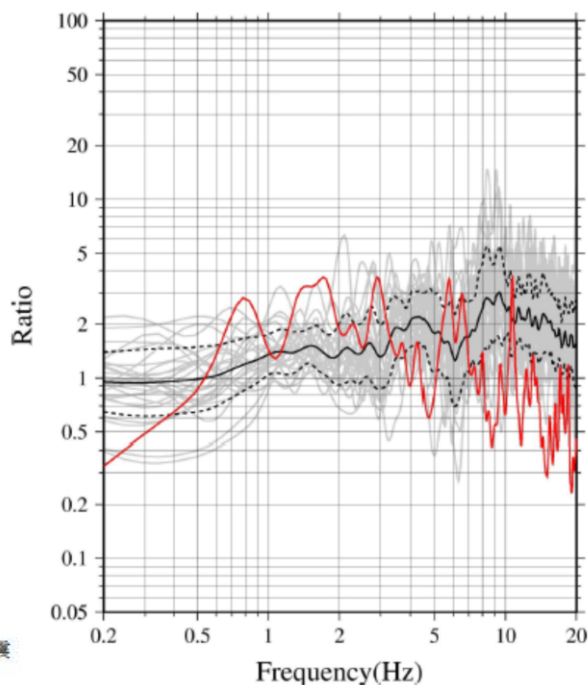
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

荒砥沢ダム(右岸地山)の観測記録の分析

- 荒砥沢ダム(右岸地山)について、岩手・宮城内陸地震を含む観測記録を用いて、H/Vスペクトルを算定した。
- 余震と比べて本震では、ピーク周波数のずれや高周波数側(短周期側)においてH/Vスペクトルの低下がみられることから、本震記録に地盤の非線形性の影響が含まれていると考えられる。



検討地震の震央分布



灰色:余震 27 記録 黒:余震 27 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

H/Vスペクトル

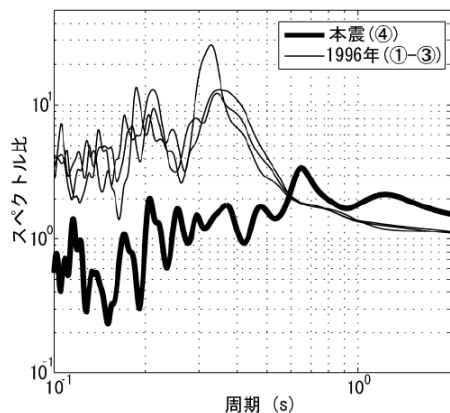
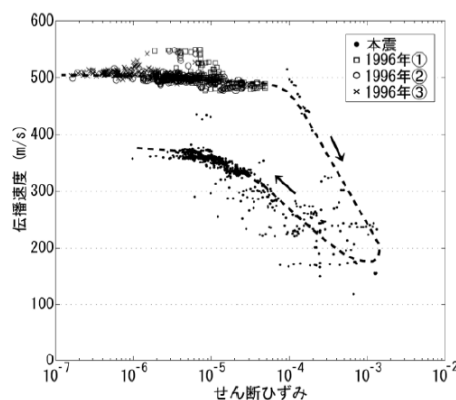
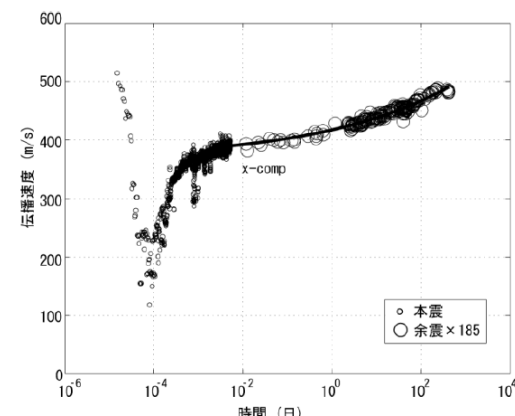
(3) 地震観測記録の分析・評価 荒砥沢ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

荒砥沢ダム(監査廊)(田原・大町(2010))

- 岩手・宮城内陸地震本震による最大加速度値は、監査廊に対して天端では半減しており、この特異な地震応答特性は、フィルダムを構成する土質材料の非線形動的特性との関連性が強いと推察して検討している。
- 天端と監査廊のスペクトル比から、岩手・宮城内陸地震本震のスペクトル形状が1996年の地震と大きく異なり、短周期成分がダムで大きく減衰し、1996年の一次周期よりも明らかに伸長しているとしている。
- 岩手・宮城内陸地震の主要動時に 10^{-3} を超える大きなひずみレベルに達したことに伴い、ダム堤体コア内のS波伝播速度が減少したとしている。
- また、主要動後、S波伝播速度は徐々に増加する傾向を示したが本震終了時では、当初値に戻らず、約1年かけて回復する過程が確認されたとしている。

	年月日	M	上下流方向最大加速度		
			監査廊	コア中間	ダム天端
①	1996. 8. 11	5.9	0.28	0.81	1.05
②	1996. 8. 11	5.7	0.33	0.66	1.14
③	1996. 8. 11	4.8	0.3	0.42	0.87
④	2008. 6. 14	7.2	10.24	5.35	5.25

左表:使用した観測記録
(最大加速度値(m/s²))スペクトル比
(天端/監査廊, 上下流方向)本震時動的ひずみと伝播速度の関係
(監査廊-天端間, 上下流方向)S波伝播速度の回復過程
(監査廊-天端間, 上下流方向)

(3) 地震観測記録の分析・評価 荒砥沢ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

荒砥沢ダム(監査廊)(波多野ほか(2010))

- 地震時の堤体のせん断ひずみを地震応答記録の堤体変位から推定した結果、本震の最大せん断ひずみが 1.9×10^{-3} となったとしている。また、ロックフィルダムにおいて、 10^{-3} 台のせん断ひずみ領域まで実測値から同定したケースは国内外で初めてになるものであるとしている。
- 荒砥沢ダムをモデル化した再現解析より、強震動によって堤体のせん断ひずみが増加し、堤体剛性の低下と減衰定数の増加によって、堤体の応答倍率が低下したものと考えられるとしている。

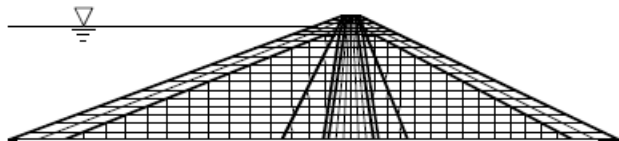


図-6 解析モデル メッシュ分割

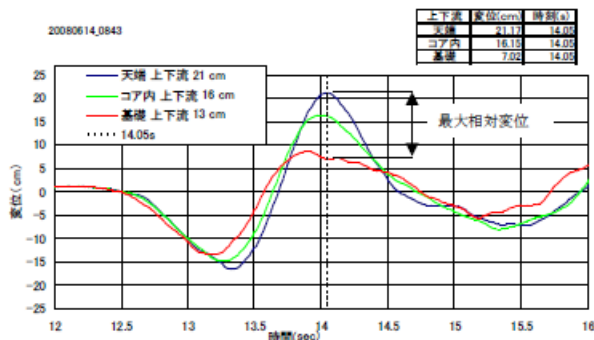


図-8 岩手・宮城内陸地震における荒砥沢ダムの堤体の変位波形

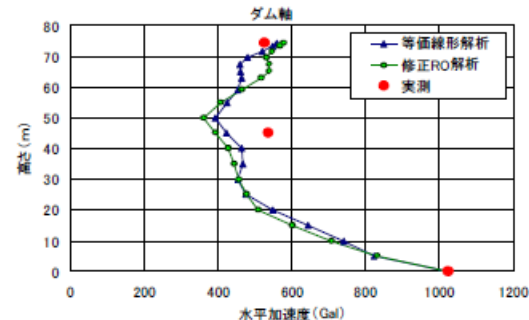


図-13 岩手・宮城内陸地震におけるダム軸最大加速度分布(全時刻)の比較(水平方向)

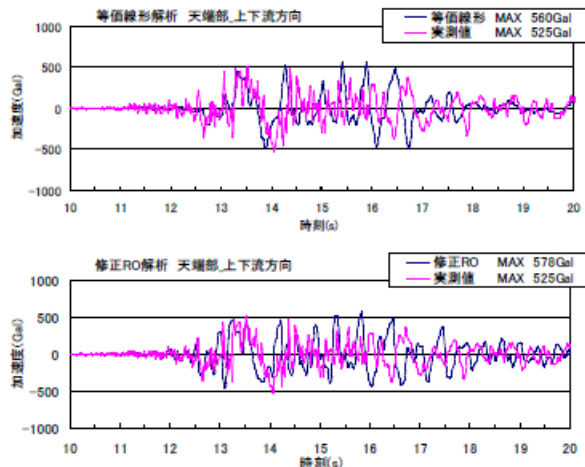


図-15 天端部の加速度時刻歴波形の比較

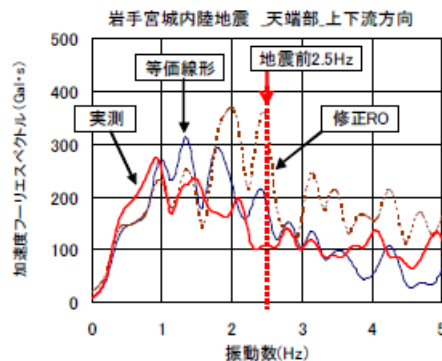


図-17 岩手・宮城内陸地震 天端部の加速度フーリエスペクトルの比較

(3) 地震観測記録の分析・評価 荒砥沢ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

荒砥沢ダム(監査廊)(国土交通省ほか(2008))

- ダム天端の上流法肩部(ロック部上)において最大20cm程度の沈下が計測された。また、堤体の沈下により層別沈下計のパイプが約40cm突出したとしている。
- 下流ロック部のリップラップと洪水吐きシュート部の導流壁との隣接部では、ロック部の15cm程度の沈下痕跡が確認できたとしている。
- 荒砥沢ダムにおける加速度記録より、ダムの本震加振中の非線形挙動により固有周期が長周期化したため、天端応答として、天端の最大加速度はダム基礎の半分程度に抑えられたと推察している。



写真-5.22 堤体の沈下により約40cm突出した層別沈下計のパイプ



写真-5.23 リップラップと洪水吐き導流壁との隣接部のロック部の沈下痕跡

(3) 地震観測記録の分析・評価 荒砥沢ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

○岩手・宮城内陸地震については、荒砥沢ダムとその他の観測点で観測された本震記録の加速度レベル(短周期側の地震動レベル)に大きな差異がみられることから、それらの要因について、以下の検討方針に基づき詳細検討を実施する。

○本震観測記録の加速度レベルが大きい荒砥沢ダムについて、岩手・宮城内陸地震震源近傍の5地点との地盤増幅の相違※を把握する。

○なお、検討に用いる観測記録は、荒砥沢ダム[監査廊]の観測記録を用いる。

※ 荒砥沢ダムで得られた観測記録と震源近傍の5地点の観測記録の応答スペクトル比を求め、増幅の相違(相対的地盤増幅率)を評価する。

$$\Delta G(T) = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \log \left[\frac{Sa_{1,m}(T)}{Sa_{2,m}(T)} \cdot \frac{X_{1,m}}{X_{2,m}} \right]$$

$\Delta G(T)$: Sa_2 に対する地盤増幅率(相対的地盤増幅率)

$Sa_1(T)$: 荒砥沢ダム[監査廊]

$Sa_2(T)$: KiK-net一関東[地中](IWTH26)

KiK-net金ヶ崎[地中](IWTH24)

KiK-net東成瀬[地中](AKTH04)

KiK-net鳴子[地中](MYGH02)

栗駒ダム[右岸地山]

X_1 : Sa_1 の震源距離

X_2 : Sa_2 の震源距離

(3) 地震観測記録の分析・評価 荒砥沢ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

検討対象地震

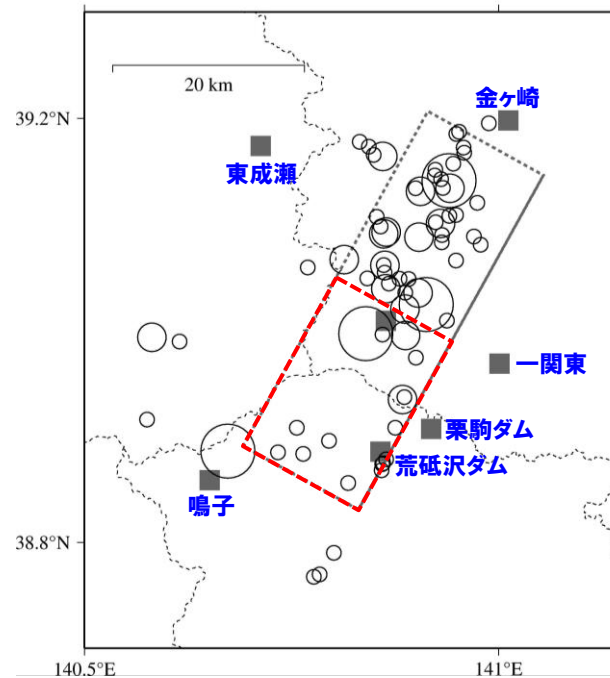
○以下の条件に基づき、検討地震を選定する。

- ・荒砥沢ダムで観測記録が得られている2008年～2013年の地震
- ・ $M \geq 4.0$ の内陸地殻内地震(岩手・宮城内陸地震の本震は除外)^{※1}
- ・検討対象地震の範囲は、本震のアスペリティ位置を踏まえ、本震の震源領域中心～南側の地震^{※2}

○検討地震の震央分布は、以下の赤枠内の通り。(地震諸元は、気象庁による)

※1 一般的な地盤増幅特性を評価するため、中小地震を用いる。

※2 岩手・宮城内陸地震は、震源領域の南側の活動(主なアスペリティは、震源領域の中心～南側)が地震の特徴を主に表しているため、この範囲を検討対象とすることで、本震時の各観測点間の特徴を把握する。

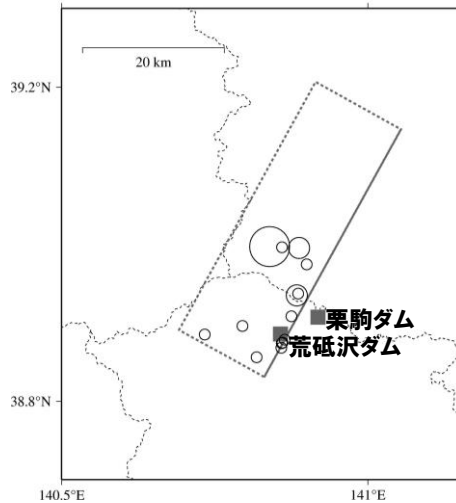
○ : $4.0 \leq M < 4.5$ ○ : $4.5 \leq M < 5.0$ ○ : $5.0 \leq M$

(3) 地震観測記録の分析・評価 荒砥沢ダム

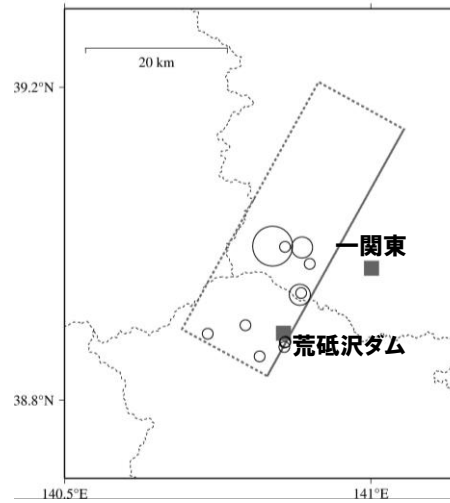
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

荒砥沢ダムを対象とした相対的地盤増幅率

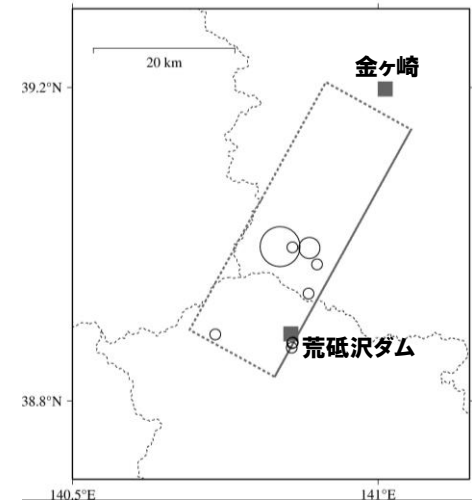
○震源近傍に位置する5地点を基準とした荒砥沢ダムの相対的地盤増幅率を評価する。



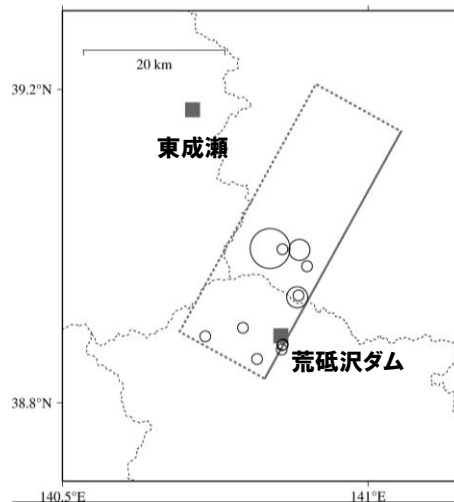
荒砥沢ダム[監査廊] / 栗駒ダム[地山]



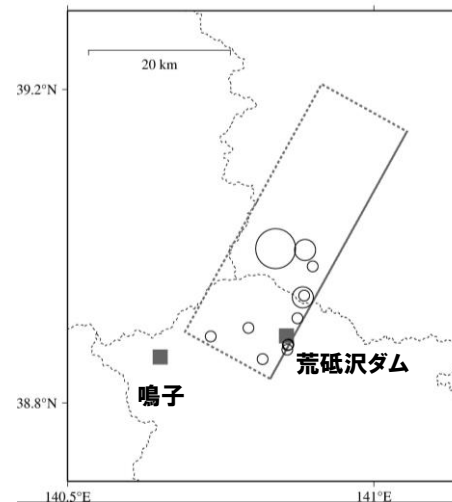
荒砥沢ダム[監査廊] / KiK-net一関東



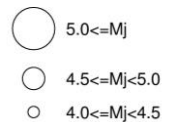
荒砥沢ダム[監査廊] / KiK-net金ヶ崎



荒砥沢ダム[監査廊] / KiK-net東成瀬



荒砥沢ダム[監査廊] / KiK-net鳴子



(3) 地震観測記録の分析・評価 荒砥沢ダム

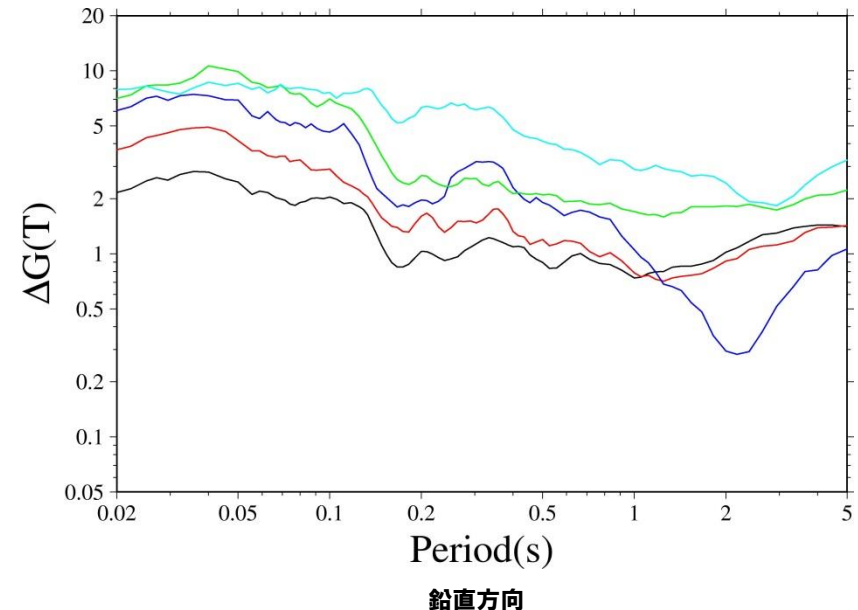
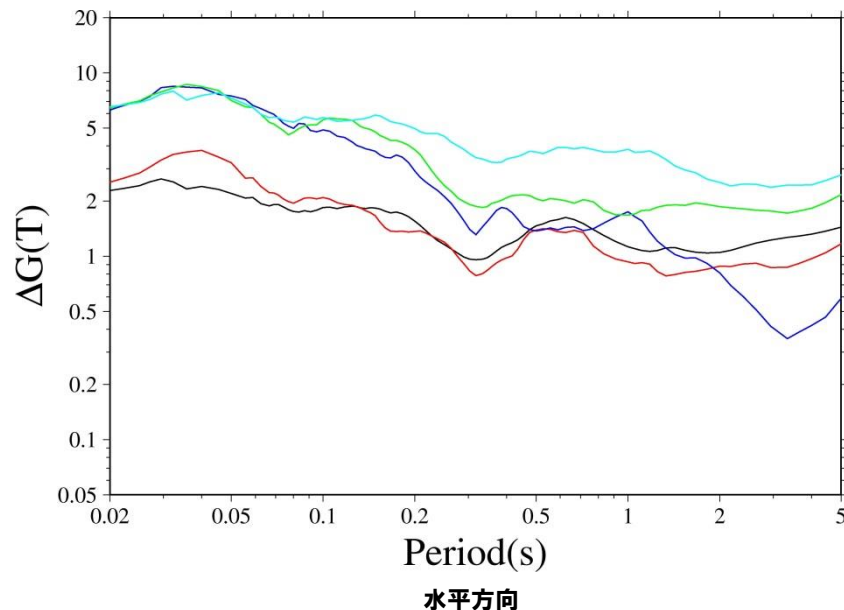
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

荒砥沢ダムを対象とした相対的地盤増幅率

○震源近傍に位置する5地点を基準とした荒砥沢ダムの応答スペクトル比(=相対的地盤増幅率)は、以下の通り。

荒砥沢ダム[監査廊]／栗駒ダム[右岸地山]
 荒砥沢ダム[監査廊]／KiK-net-関東[地中]
 荒砥沢ダム[監査廊]／KiK-net金ヶ崎[地中]
 荒砥沢ダム[監査廊]／KiK-net東成瀬[地中]
 荒砥沢ダム[監査廊]／KiK-net鳴子[地中]

相対的地盤増幅率は平均を示す



○震源近傍に位置する5地点と比較し、荒砥沢ダムは岩手・宮城内陸地震の本震の特徴を踏まえた相対的地盤増幅率が短周期側で大きい傾向※にある。

※ 各観測点における地盤条件(速度構造等)の補正を実施していない。

(3) 地震観測記録の分析・評価 荒砥沢ダム

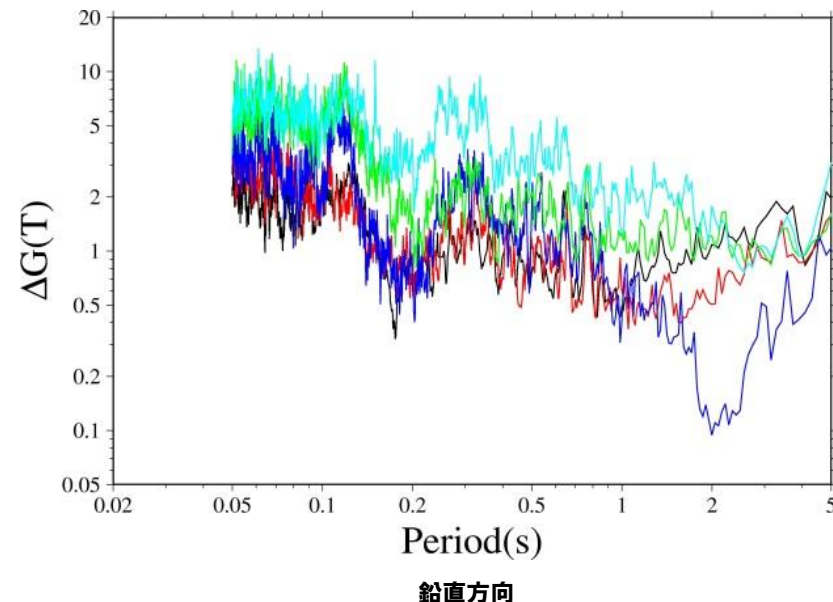
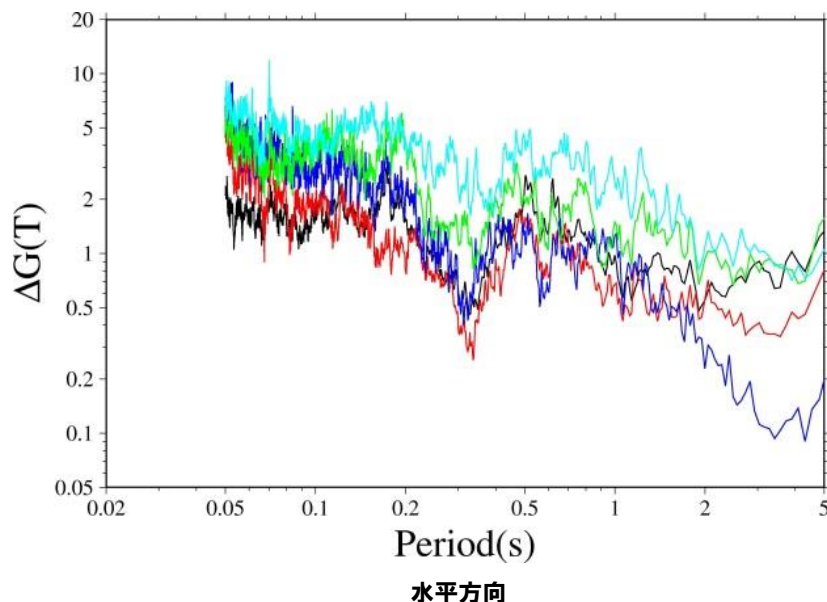
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

荒砥沢ダムを対象とした相対的地盤増幅率

- 参考として、フーリエスペクトルを用いて、同様の検討を行った。
- 震源近傍に位置する5地点を基準とした荒砥沢ダムのフーリエスペクトル比は、以下の通り。

荒砥沢ダム[監査廊]／栗駒ダム[右岸地山]
 荒砥沢ダム[監査廊]／KiK-net-関東[地中]
 荒砥沢ダム[監査廊]／KiK-net金ヶ崎[地中]
 荒砥沢ダム[監査廊]／KiK-net東成瀬[地中]
 荒砥沢ダム[監査廊]／KiK-net鳴子[地中]

フーリエスペクトル比は平均を示す



- 震源近傍に位置する5地点と比較し、応答スペクトル比(=相対的地盤増幅率)と同様に荒砥沢ダムは岩手・宮城内陸地震の本震の特徴を踏まえたフーリエスペクトル比が短周期側で大きい傾向※にある。

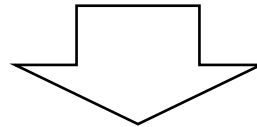
※ 各観測点における地盤条件(速度構造等)の補正を実施していない。

(3) 地震観測記録の分析・評価 荒砥沢ダム

一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

荒砥沢ダム まとめ

- 荒砥沢ダム右岸付近では、岩手・宮城内陸地震に伴う地質境界の不整合面付近でのひずみと変形を原因とした段差などの変状が発生している。
- 荒砥沢ダム(右岸地山)の本震観測記録は、岩手・宮城内陸地震を含む観測記録の分析より、地盤の非線形性の影響がみられる。
- 荒砥沢ダム(監査廊)においては、岩手・宮城内陸地震によるロックフィルダム堤体の強非線形性によるS波伝播速度の低下、せん断ひずみの増加に伴う堤体剛性の低下と減衰定数の増加がみられる。また、ダム堤体の変形や沈下がみられることから、監査廊の観測記録には、それらの影響が含まれているものと考えられる。
- 観測記録に関する検討より、荒砥沢ダムは、本震震源域南部で発生する地震に対して、他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられる。



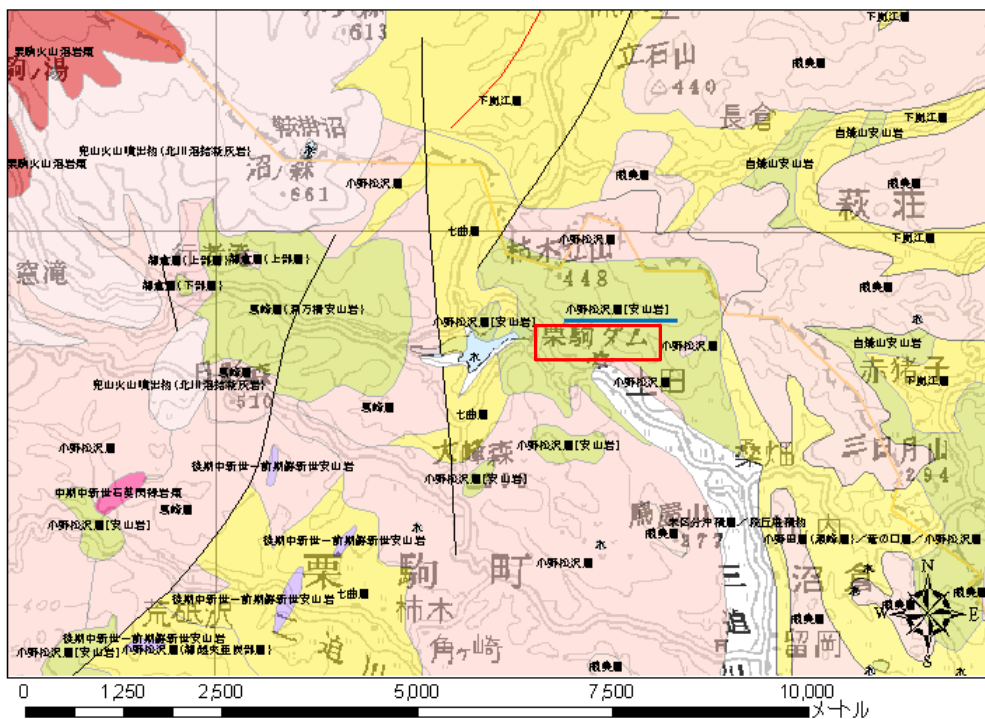
- 荒砥沢ダムについては、岩手・宮城内陸地震の本震記録に地盤の非線形の影響、ロックフィルダム堤体の強非線形性や変形による影響が含まれていること、荒砥沢ダムが本震震源域南部で発生する地震に対して、他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられることから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。

(3) 地震観測記録の分析・評価 栗駒ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

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					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	溶岩および火山砕屑物	デイサイト質火山砕屑物	貫入岩	溶岩および火山砕屑物	
第四紀	完新世	H	Hc	Hs		Ht		Hdb		Hav	Hpf		Hbv
	更新世	Q3	Q3c	Q3s	Q3m	Q3t		Q3db			Q3pf		Q3bv
		Q2	Q2c	Q2s	Q2m	Q2t		Q2db		Q2av	Q2pf		Q2bv
	Q1	Q1c	Q1s	Q1m	Q1t		Q1db	Q1ai	Q1av	Q1pf		Q1bv	
第三紀	鮮新世	N3B	N3Bc	N3Bs	N3Bm	N3Bt			N3Bai	N3Bav		N3Bbi	N3Bbv
		N3A	N3Ac	N3As	N3Am	N3At		N3ai	N3av		N3abi	N3abv	
	中新世	N2	N2c	N2s	N2m	N2t		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
		PG3	PG3c	PG3s	PG3m			PG3ai					
	始新世	PG2						PG2ai	PG2av				
		PG1					PG1t						

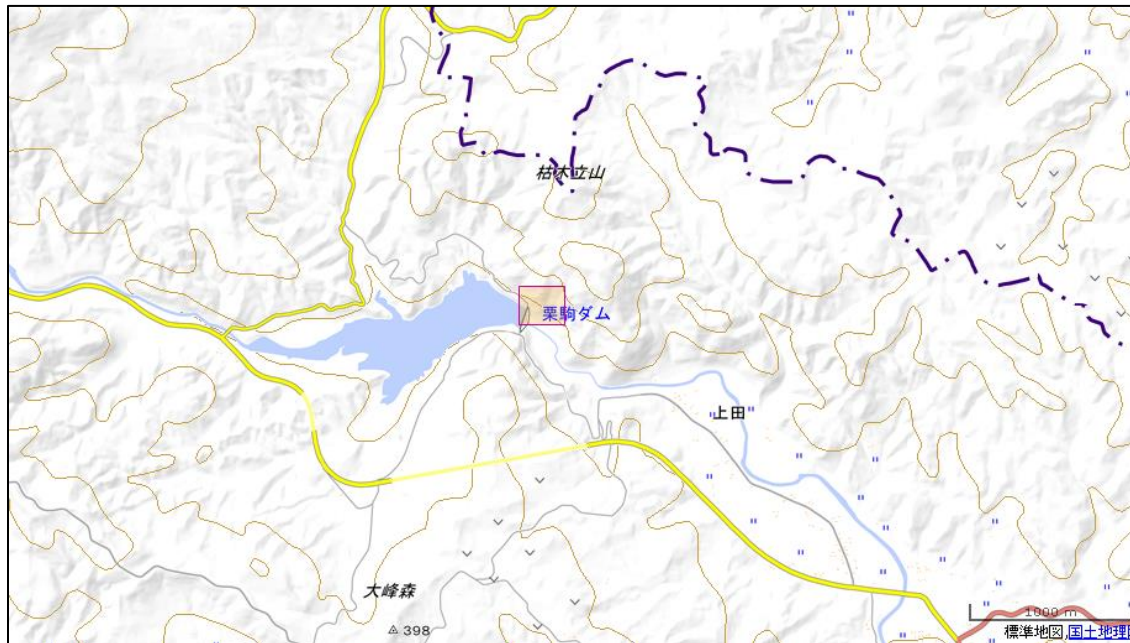
Ma: 100万年前 年代尺度はGradstein et al.(2004)による

(3) 地震観測記録の分析・評価 栗駒ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

栗駒ダムの地盤構造

- 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地盤モデルでは、第1層のVsは600m/sとされている。



J-SHISによる地盤モデル位置

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

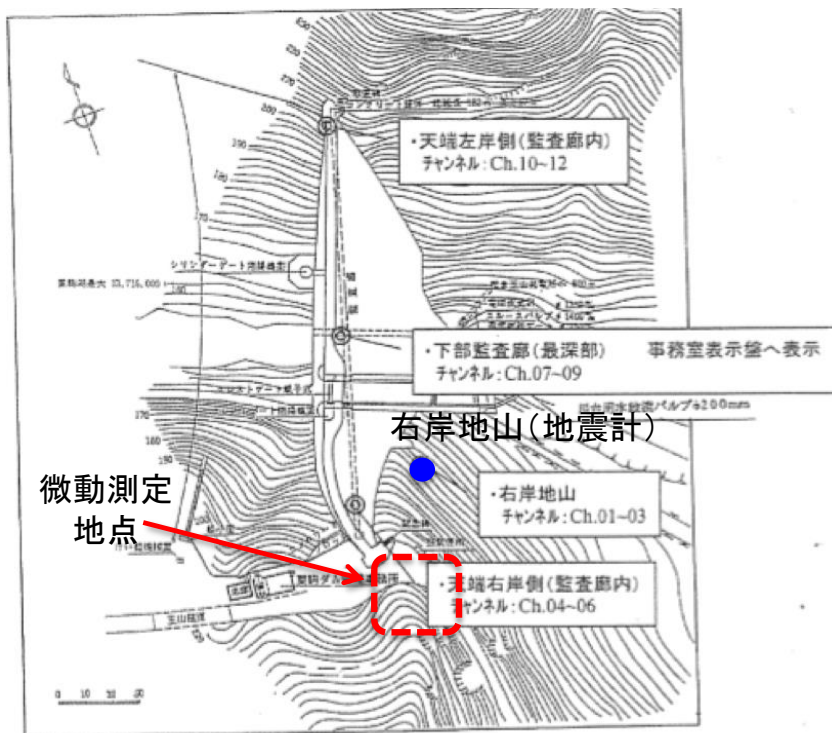
J-SHISによる地盤モデル

(3) 地震観測記録の分析・評価 栗駒ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

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。



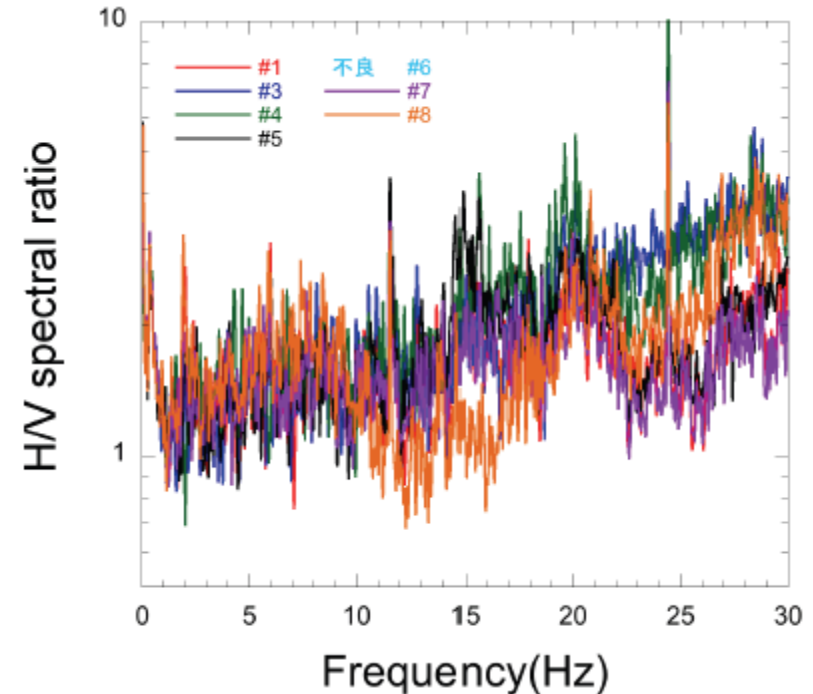
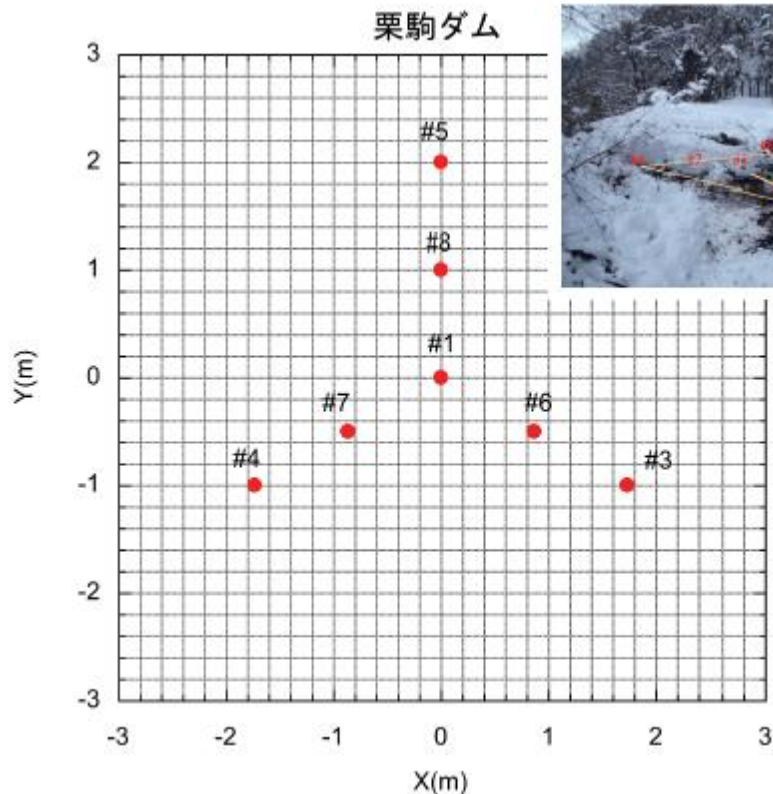
微動アレイ観測位置

(3) 地震観測記録の分析・評価 栗駒ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

栗駒ダム(右岸地山)の微動アレイ観測による地盤構造の検討

○微動アレイ観測は、観測点を半径2m程度内に配置している。



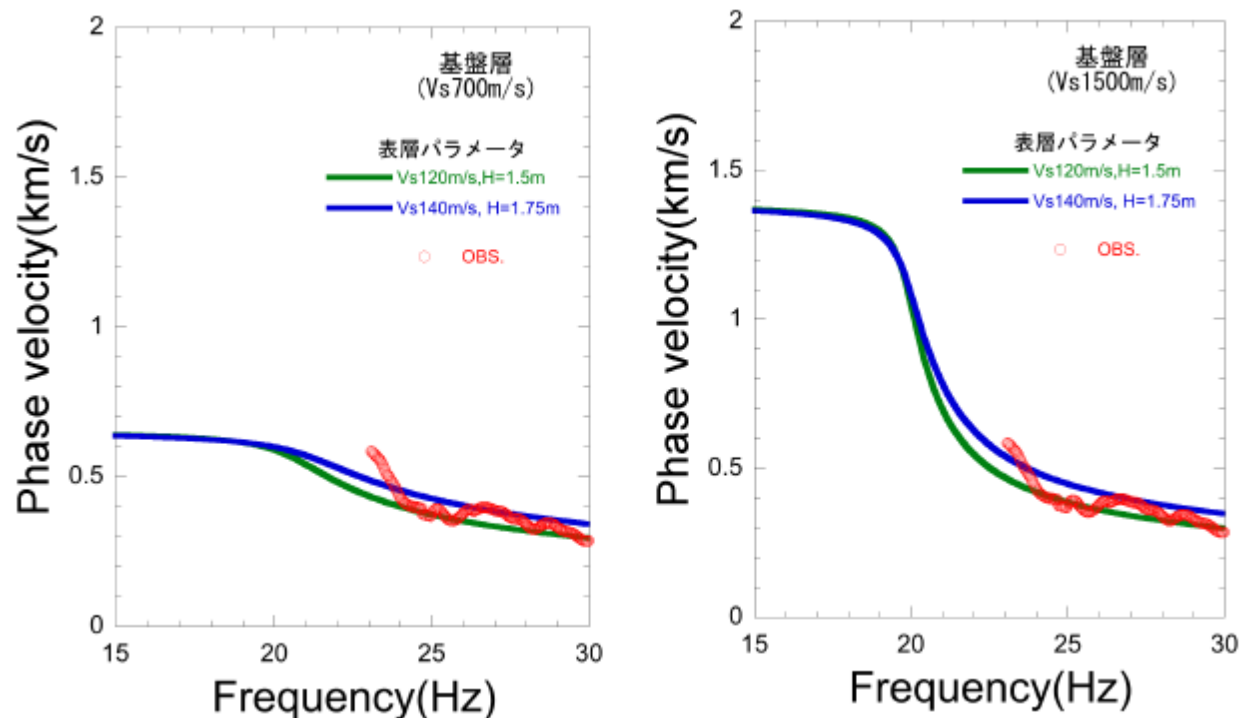
○常時微動観測記録のH/Vスペクトルによると、地盤の卓越振動数は20Hz程度となっており、表層が非常に薄い可能性が示唆される。

(3) 地震観測記録の分析・評価 栗駒ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

栗駒ダム(右岸地山)の微動アレイ観測による地盤構造の検討結果

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



2層モデルによる位相速度

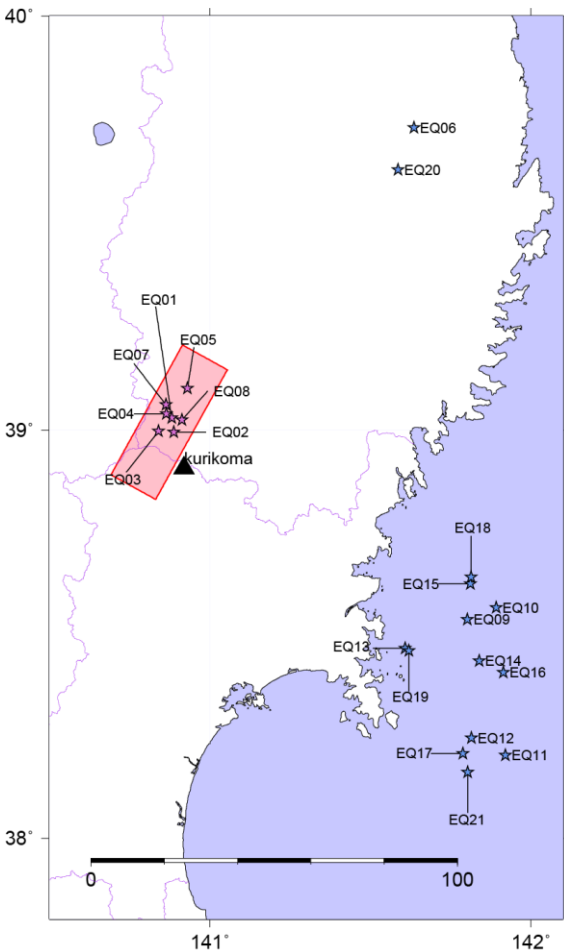
- 微動アレイ観測により得られた位相速度から、表層地盤が非常に薄く、基盤となる2層目のS波速度が 700m/s 程度より大きいと推定される。

(3) 地震観測記録の分析・評価 栗駒ダム

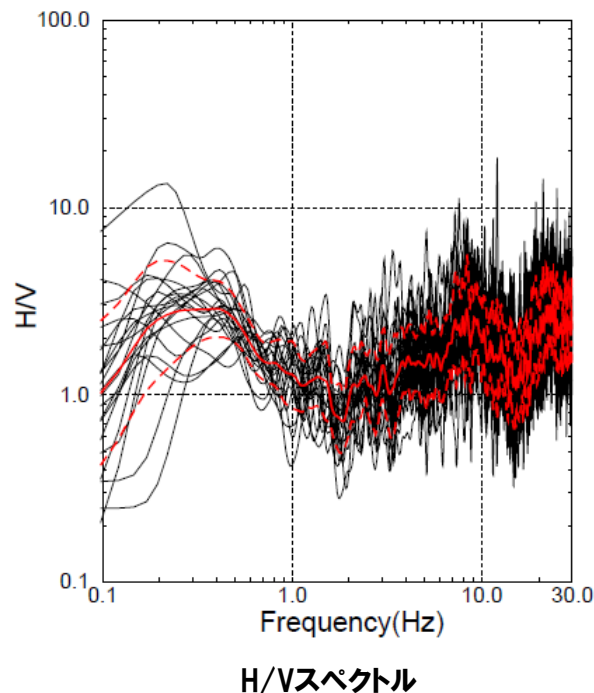
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

栗駒ダム(右岸地山)の拡散波動場理論を用いた地盤構造の検討

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



地盤同定に用いる地震の震源分布
(赤:内陸地殻内地震, 青:海溝型地震)



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

$$\frac{H(0, \omega)}{V(0, \omega)} = \sqrt{\frac{2\alpha_H |\text{TF}_1(0, \omega)|}{\beta_H |\text{TF}_3(0, \omega)|}}$$

α_H : 基盤でのVp

β_H : 基盤でのVs

TF₁(0,ω): 基盤に対する地表の水平動の伝達関数

TF₃(0,ω): 基盤に対する地表の鉛直動の伝達関数

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

地盤同定方法

(3) 地震観測記録の分析・評価 栗駒ダム

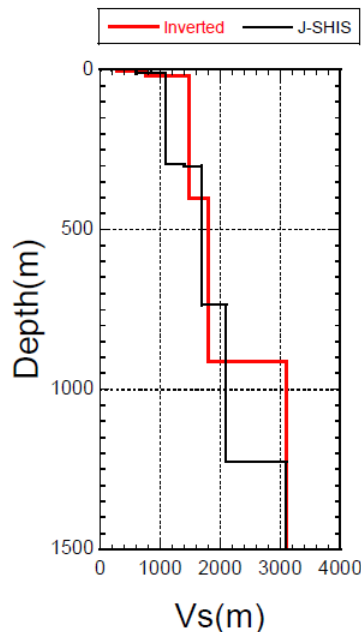
一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

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

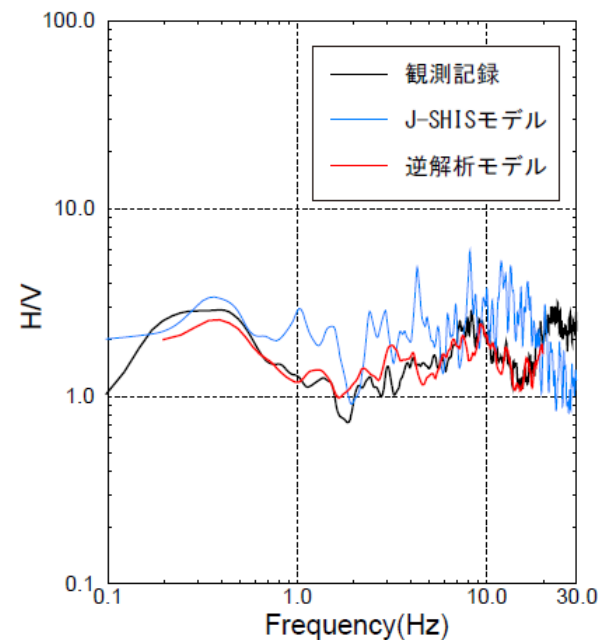
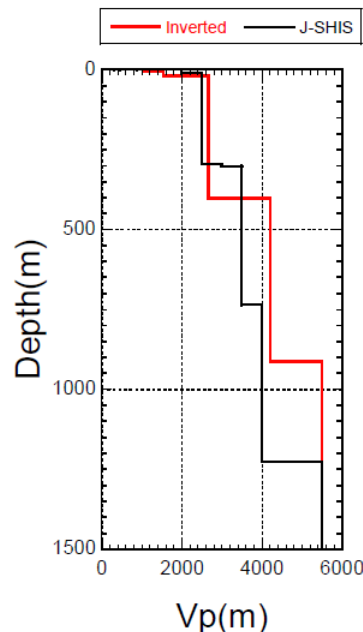
○同定された地盤モデルは、基盤以深では、地表から深くなるとともに V_s ・ V_p が大きくなっており、特異な傾向はみられない。なお、地盤モデルの浅部については、微動アレイ観測により推定される地盤モデルと概ね整合している。

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



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

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) 地震観測記録の分析・評価 栗駒ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

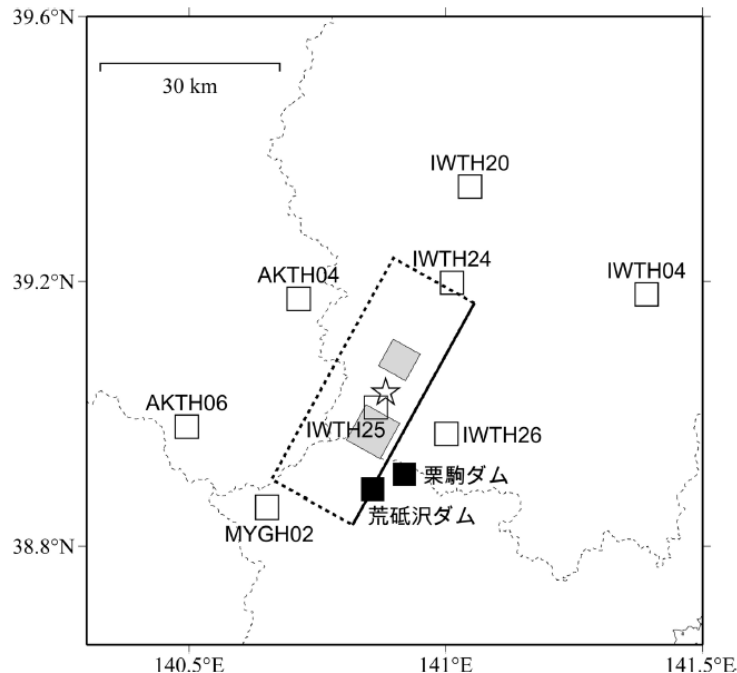
栗駒ダム(右岸地山)の観測記録の分析

○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Noda et al.(2002)で再現できるか確認する。

栗駒ダム(右岸地山) 本震のNoda et al.(2002)適用性に関する検討

岩手・宮城内陸地震の観測記録について、電力共通研究ではざとり解析を行った結果を照合し、本地震がNoda et al.(2002)*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。



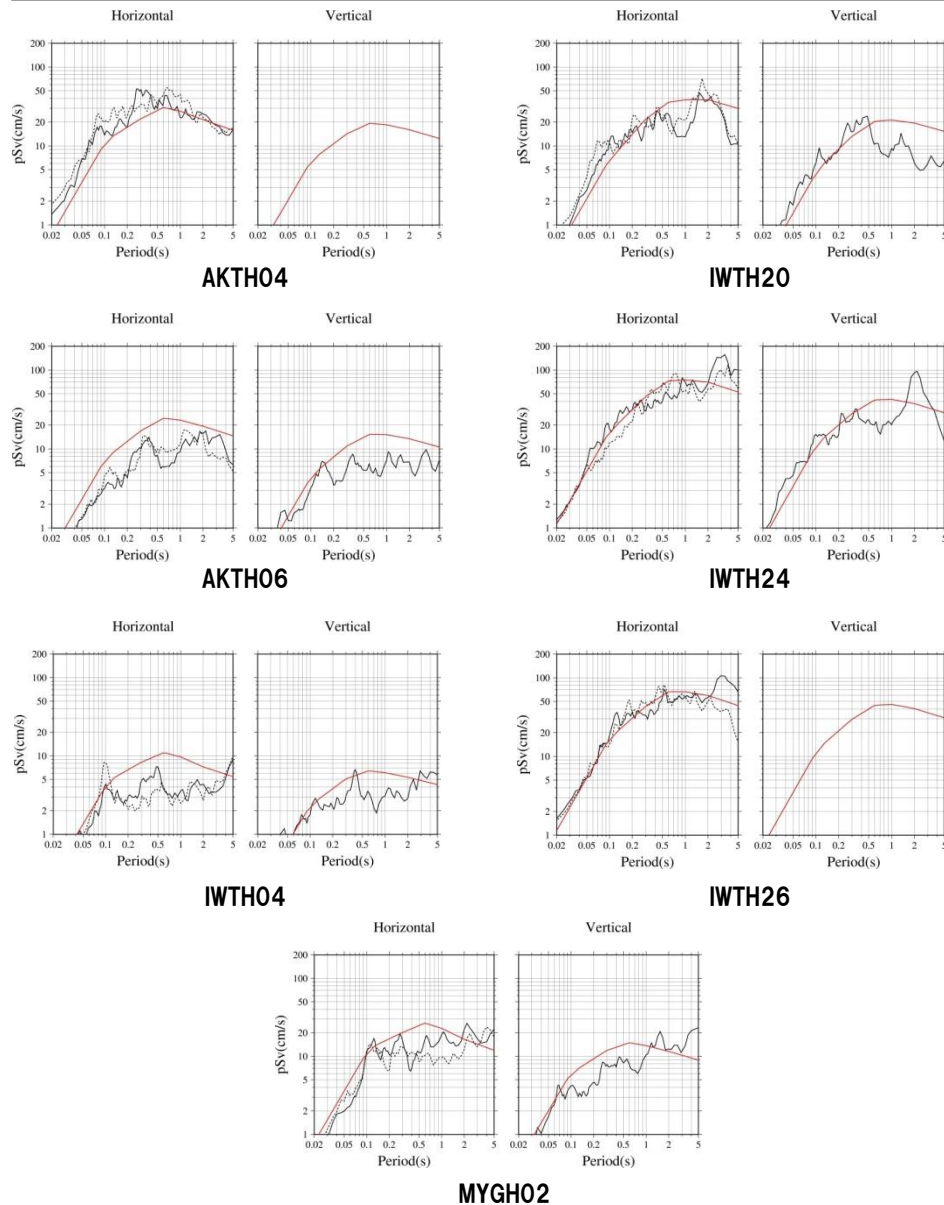
記録 No.	観 測 点	dep. (m)	Vsb (m/s)	Vpb (m/s)	地表PGA(Gal)			Xeq (km)	はぎ とり	
					NS	EW	UD		H	V
1	AKTH04 東成瀬	100	1500	3000	1318	2449	1094	24.0	△	×
2	AKTH06 雄勝	100	1100	2560	180	186	140	32.7	○	○
3	IWTH04 住田	106	2300	4000	126	159	115	48.0	○	○
4	IWTH20 花巻南	156	430	1720	249	240	136	34.7	○	○
5	IWTH24 金ヶ崎	150	540	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, Vpl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

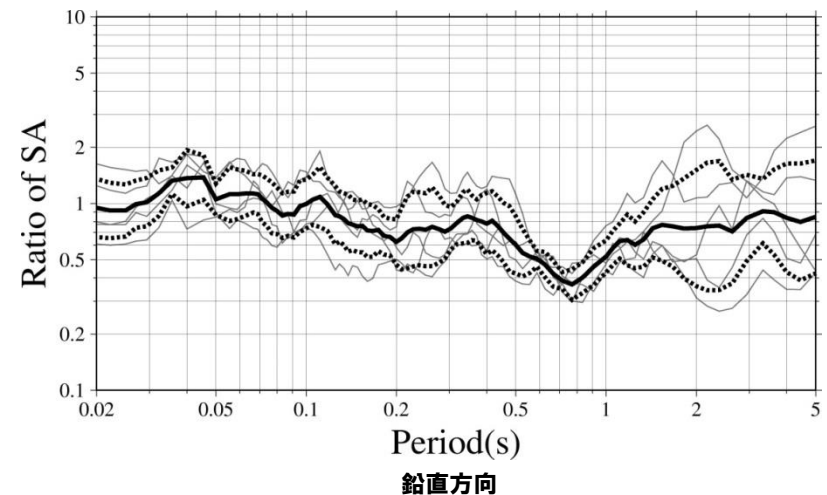
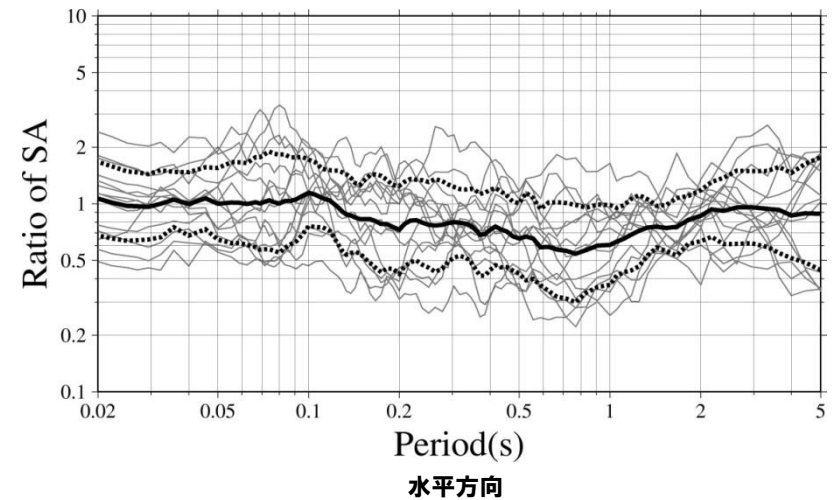
(3) 地震観測記録の分析・評価 栗駒ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

栗駒ダム(右岸地山) 本震のNoda et al.(2002)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、Noda et al.(2002)で概ね評価可能。

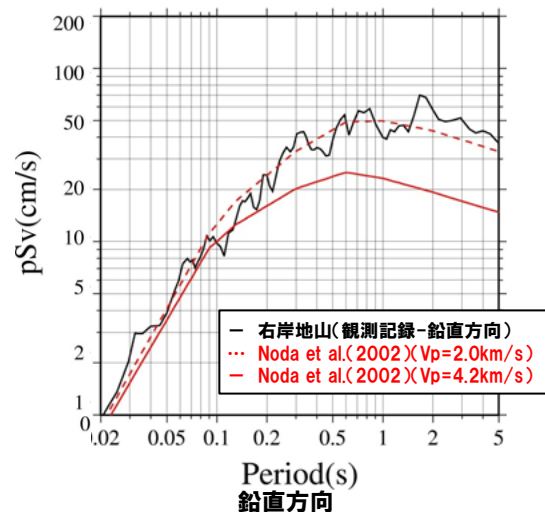
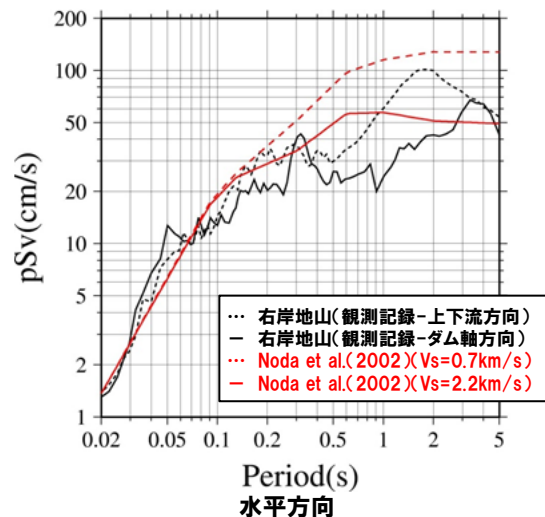


(3) 地震観測記録の分析・評価 栗駒ダム

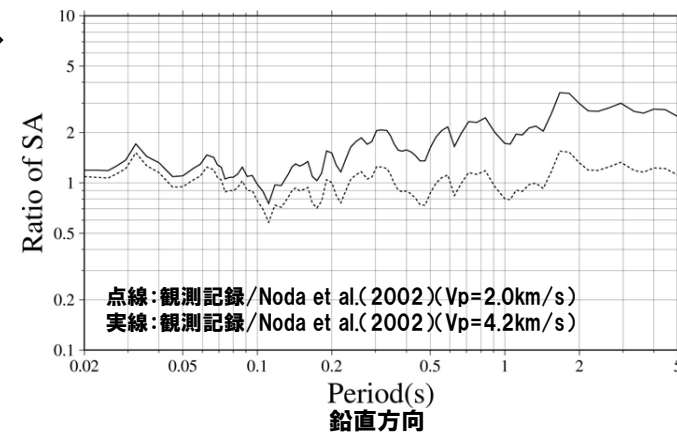
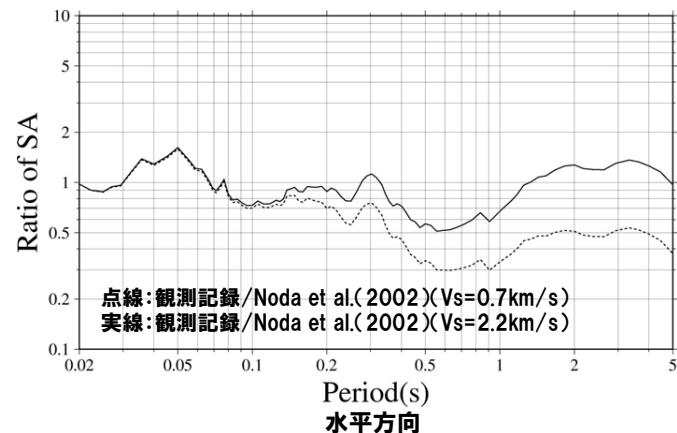
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

栗駒ダム(右岸地山) Noda et al.(2002)を用いた検討

Noda et al.(2002)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($X_{eq}=14.6\text{km}$)。



栗駒ダム[右岸地山]



栗駒ダム[右岸地山]

Noda et al.(2002)
との残差

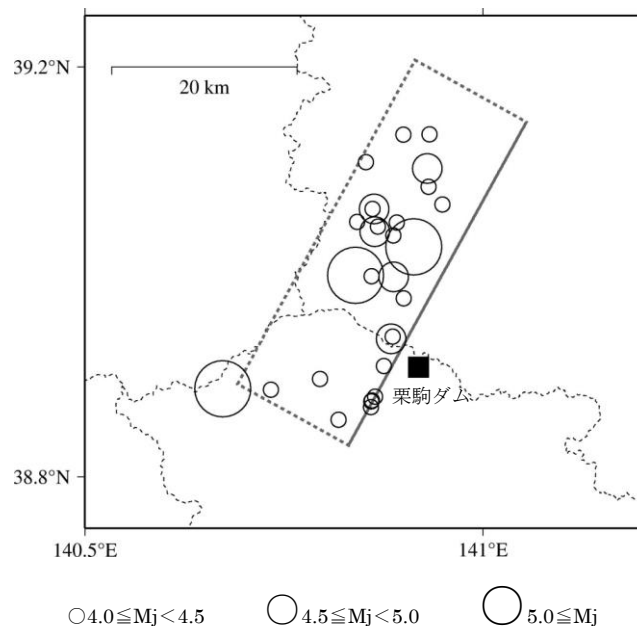
○栗駒ダム(右岸地山)については、Noda et al.(2002)で岩手・宮城内陸地震観測記録を短周期側において概ね再現可能。

(3) 地震観測記録の分析・評価 栗駒ダム

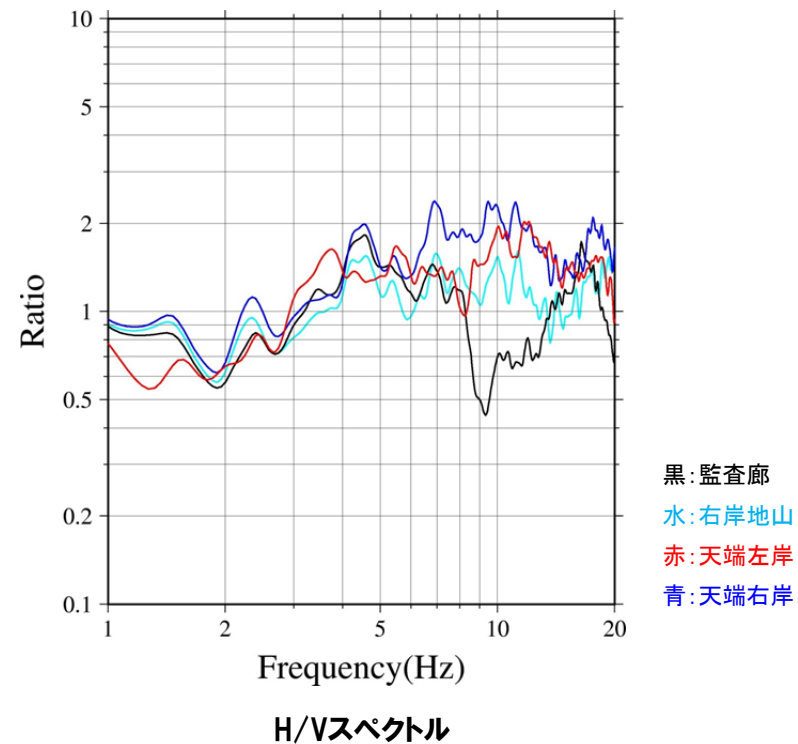
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

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。



検討地震の震央分布



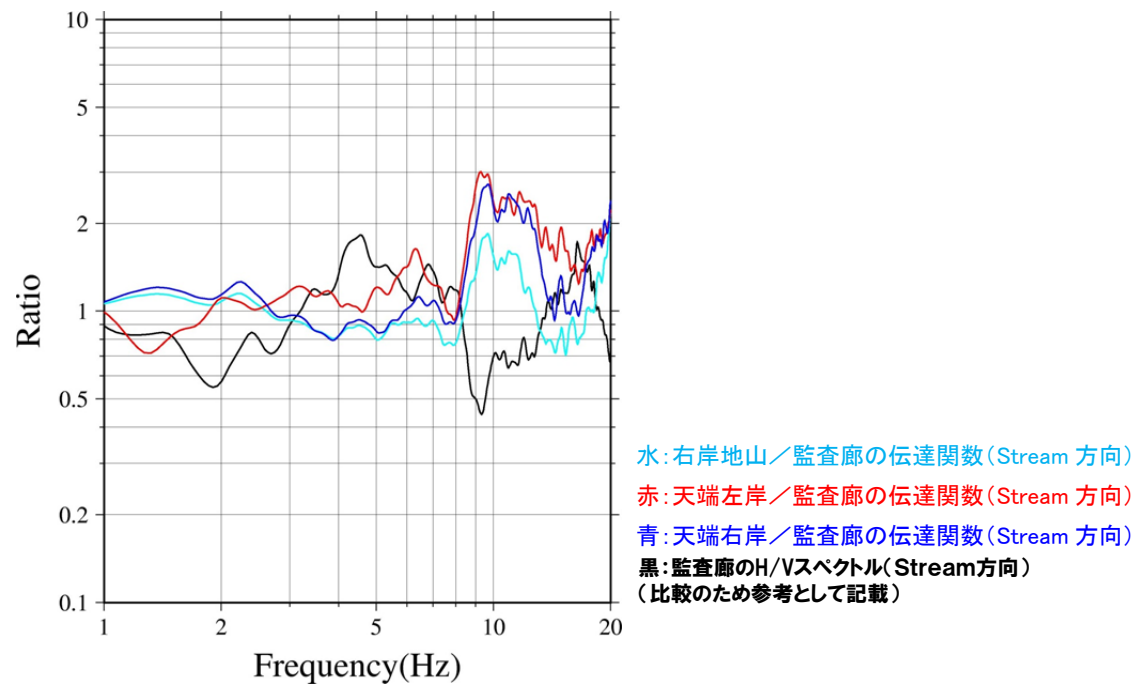
H/Vスペクトル

(3) 地震観測記録の分析・評価 栗駒ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

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、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。



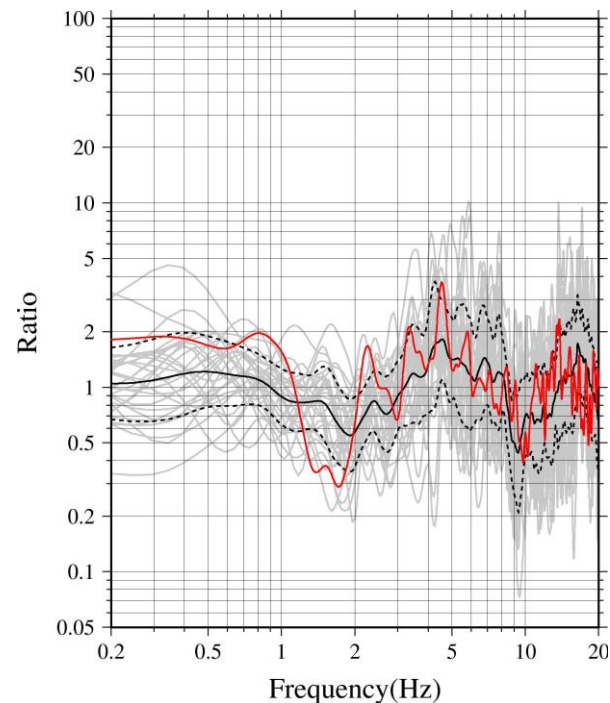
伝達関数

(3) 地震観測記録の分析・評価 栗駒ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

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 $\pm 1\sigma$)

赤:2008年岩手宮城本震

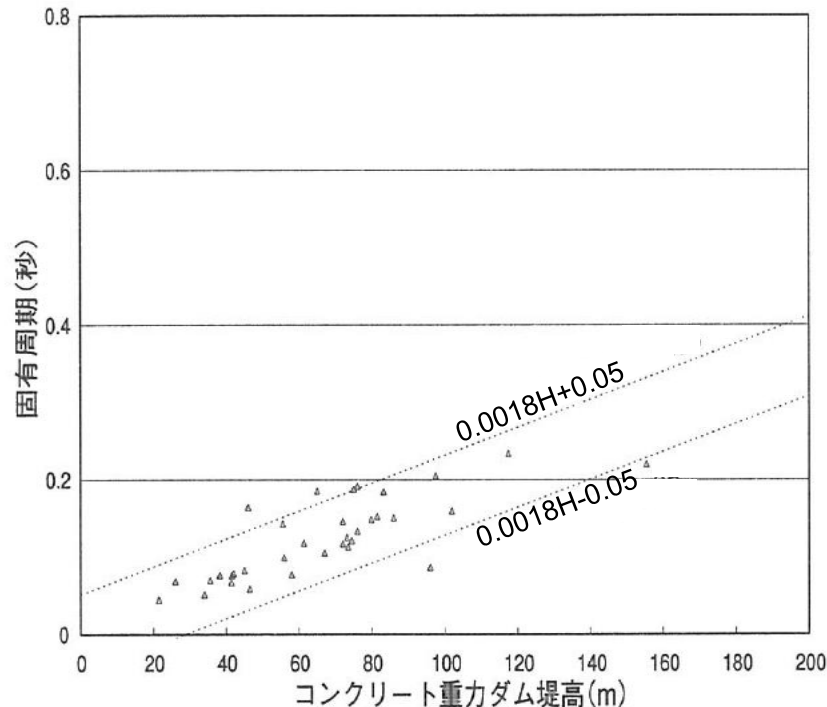
監査廊のH/Vスペクトル

(3) 地震観測記録の分析・評価 栗駒ダム

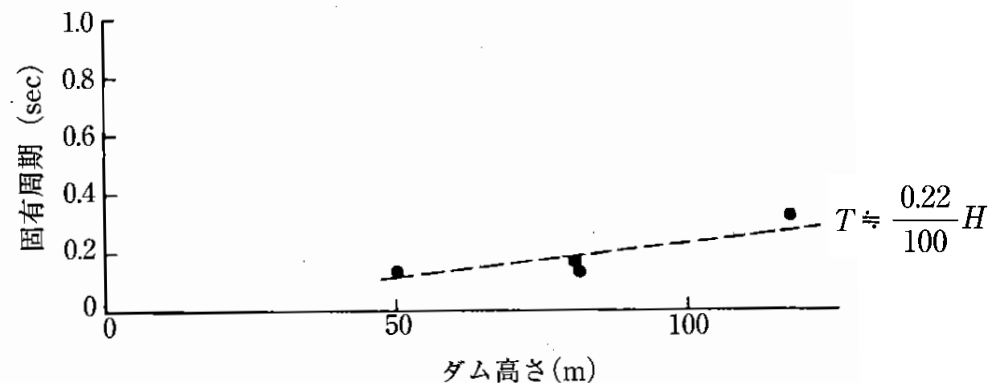
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

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するとしている。
 ⇒栗駒ダム(堤体高さ約57m)の固有周期:0.125s [約8Hz]



重力式ダムの固有周期と堤体高さの関係
(松本ほか(2005)に加筆)



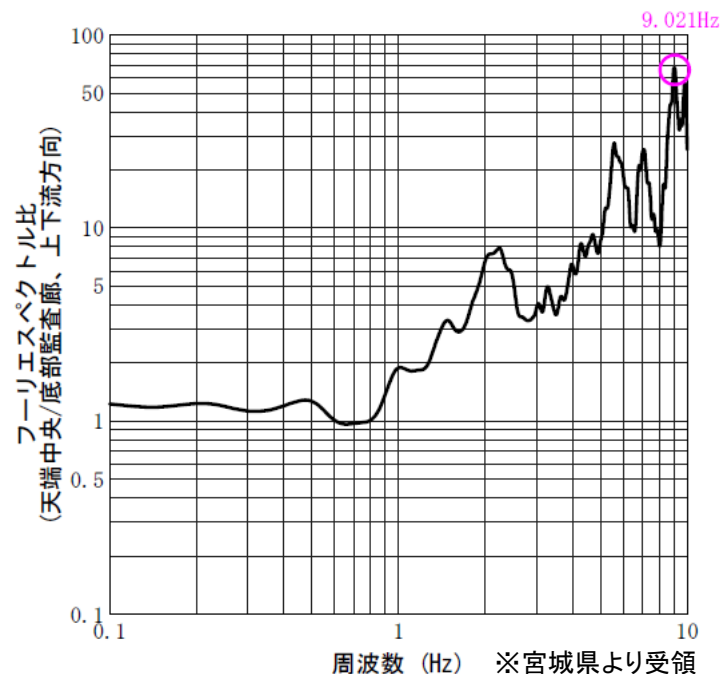
重力式ダムの固有周期と堤体高さの関係
(ダム技術センター(2005)に加筆)

(3) 地震観測記録の分析・評価 栗駒ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

栗駒ダム(監査廊) ダム堤体の固有周期の検討

- 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)

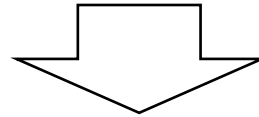
- 重力式ダムの固有周期と堤体高さの関係および栗駒ダムにおける常時微動観測記録による栗駒ダム堤体の固有周期は、0.103s~0.125s(約8~10Hz)となっている。
- 栗駒ダム(監査廊)の地震観測記録においてダム堤体の影響と考えられる傾向を示す周期とダム堤体の固有周期が概ね対応していることから、監査廊の本震記録には、ダム堤体の影響が含まれていると考えられる。

(3) 地震観測記録の分析・評価 栗駒ダム

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

栗駒ダム まとめ

- 栗駒ダム(右岸地山)の地盤については、地質および速度構造から相応の硬さの地盤であると考えられる。
- 栗駒ダム(右岸地山)観測点は、硬質な岩盤の地表面に設置されていることから、解放基盤表面に相当する観測点であると考えられる。
- 栗駒ダム(右岸地山)については、Noda et al.(2002)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。



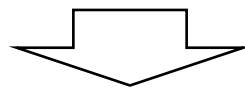
- 栗駒ダム(右岸地山)の観測記録は、基盤地震動として評価可能と考えられ、監査廊の観測記録には、ダム堤体の影響が含まれていると考えられることから、栗駒ダムの観測記録は、右岸地山を採用する。

(3) 地震観測記録の分析・評価

一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

地震観測記録の分析・評価 まとめ

- IWT010(一関)は、表層の V_s は430m/sであるが、深さ4mで $V_s=730$ m/sの層となっており、観測記録の応答スペクトルは、一部の周期帯で加藤ほか(2004)を上回る。
- KiK-net観測点のうち、IWTH25(一関西)については、地表記録にトランポリン効果、ロッキング振動の影響などが含まれており、観測記録の伝達関数を用いた地盤同定によるはぎとり波の算定は困難と考えられること、IWTH25(一関西)が本震震源域南部で発生する地震に対して、他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられることから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。
- AKTH04(東成瀬)は、観測記録に地盤の非線形性の影響、周辺地形による影響が含まれており、観測記録と整合する地盤モデルが同定できず、地表記録も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。
- IWTH20(花巻南)、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。
- IWTH26(一関東)は、観測記録に地盤の非線形性の影響、周辺地形による影響が含まれており、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。
- 荒砥沢ダムについては、岩手・宮城内陸地震の本震記録に地盤の非線形の影響、ロックフィルダム堤体の強非線形性や変形による影響が含まれていると考えられること、荒砥沢ダムが本震震源域南部で発生する地震に対して、他の観測点よりも大きく増幅する地域と考えられることから、信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。
- 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) 地震観測記録の分析・評価

一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

地震観測記録の分析・評価 まとめ

○前項までの整理・検討結果と、それらを踏まえた判断をまとめると以下の通り。

- ・IWT010(一関), IWTH20(花巻南), IWTH24(金ヶ崎), および栗駒ダムは, 基盤波として選定可能である。
- ・IWTH26(一関東)の水平方向は, 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, 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)を上回ることから基盤波として選定可能と判断する。
- ・上記以外のAKTH04(東成瀬), IWTH25(一関西)および荒砥沢ダムは, 各々の観測点において観測記録に特異な傾向等がみられることから, 信頼性の高い基盤地震動の評価は困難である。

(3) 地震観測記録の分析・評価

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

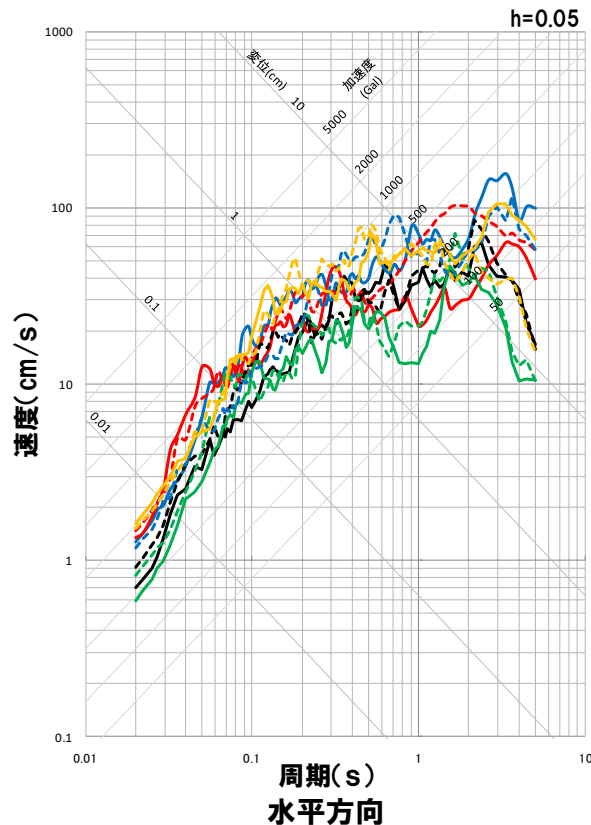
		IWT010 (一関)	AKTH04 (東成瀬)	IWTH20 (花巻南)	IWTH24 (金ヶ崎)	IWTH25 (一関西)	IWTH26 (一関東)	荒砥沢ダム	栗駒ダム
地盤情報 (基盤相当のVs)		730m/s	1500m/s	430m/s	540m/s	1810m/s	680m/s	600m/s (J-SHIS)	700m/s 程度以上
地盤応答等による特異な影響	地盤の非線形性、特異な増幅特性の有無	—	・地表記録に地盤の非線形性の影響が含まれている	—	—	・本震震源域南部で発生する地震に対して、他の観測点よりも大きく増幅する地域	・地表記録に地盤の非線形性の影響が含まれている	・右岸地山の観測記録に地盤の非線形性の影響が含まれている ・本震震源域南部で発生する地震に対して、他の観測点よりも大きく増幅する地域	—
	上部構造物の影響の有無							・監査廊の観測記録にダム堤体の影響が含まれている	・監査廊の観測記録にダム堤体の影響が含まれている
	その他要因の有無	特になし	・地表記録に観測点周辺の地形の影響が含まれている	特になし	特になし	・地表記録にトランポリン効果等、ロッキング振動の影響が含まれている	・地表記録に観測点周辺の地形の影響が一部含まれていると考えられる	・右岸地山付近に地表の変状がみられる	特になし
基盤波を算定するモデルの妥当性	はざとり解析の可否および妥当性	・地盤状況を踏まえ、観測記録を採用	・水平方向は、表層のVsが極端に小さい ・鉛直方向は、観測記録の伝達関数を再現できていない ⇒観測記録に地盤の非線形性、周辺地形による影響が含まれており、地表記録を再現できていないことから、はざとり解析は困難	・概ね妥当な地盤モデルが作成でき、はざとり解析が可能	・概ね妥当な地盤モデルが作成でき、はざとり解析が可能	・観測記録にトランポリン効果等の影響がみられることから、はざとり解析は困難	・水平方向は、本震記録による伝達関数などに一定の整合がみられる ・鉛直方向は、観測記録の伝達関数を再現できていない ⇒観測記録に地盤の非線形性、周辺地形による影響が含まれているもの、水平方向は、地表記録を概ね再現できることから、はざとり解析を実施	・観測記録にダム堤体等の非線形性の影響がみられることから、はざとり解析は困難	・右岸地山の観測点は、硬質な岩盤の地表面に設置 ・右岸地山は、特異な増幅傾向を示していない地域 ⇒右岸地山の観測記録を採用
基盤波としての評価		・基盤波として選定可能	・信頼性の高い基盤地震動の評価は困難	・基盤波として選定可能	・基盤波として選定可能	・信頼性の高い基盤地震動の評価は困難	・水平方向は、基盤波として選定可能と判断	・信頼性の高い基盤地震動の評価は困難	・右岸地山は、基盤波として選定可能

(4) 基盤波の選定

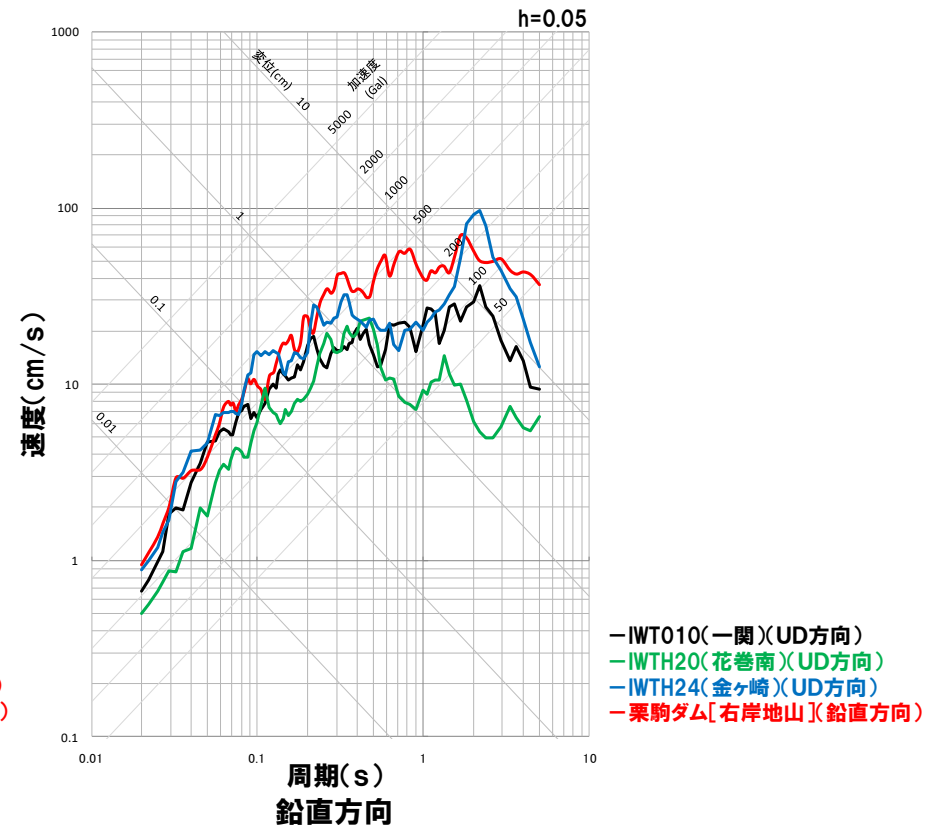
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

基盤波の選定

○基盤波として選定可能なIWT010(一関), IWTH20(花巻南), IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)および栗駒ダム(右岸地山)の観測記録の比較より, 保守的な基盤波を選定する。



応答スペクトル図



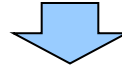
○保守的な基盤波として, IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)および栗駒ダム(右岸地山)を選定する。

(4) 基盤波の選定

一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

基盤地震動評価

○基盤波として選定したIWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)および栗駒ダム(右岸地山)について、敷地の地盤物性に応じた基盤地震動を評価する。



○IWTH24(金ヶ崎)について、はぎとり波算定位置の V_s は、PS検層では540m/s、観測記録に基づく地盤同定結果では V_s は584m/sとなっており、原子力発電所の解放基盤表面における $V_s=700$ m/s以上と比べると速度の遅い岩盤上の地震動であると考えられる。

⇒IWTH24(金ヶ崎)のはぎとり波は、安全側の判断として地盤物性による補正をせず基盤地震動に採用

○IWTH26(一関東)(水平)について、はぎとり波算定位置の V_s は、PS検層では680m/sとなっており、原子力発電所の解放基盤表面における $V_s=700$ m/s以上と比べると速度の遅い岩盤上の地震動であると考えられる。

⇒IWTH26(一関東)(水平)のはぎとり波は、安全側の判断として地盤物性による補正をせず基盤地震動に採用

○栗駒ダムの地震観測点の地盤については、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。また、栗駒ダム(右岸地山)については、Noda et al.(2002)で評価可能であり、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(右岸地山)の観測記録は、基盤地震動に採用



・岩手・宮城内陸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、IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)のはぎとり波および栗駒ダム(右岸地山)の観測記録を採用する。

(5) 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

2008年岩手・宮城内陸地震の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、IWITH24(金ヶ崎)、IWITH26(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、審査会合での指摘を踏まえ、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。
 - ・ IWITH24(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。
IWITH26(一関東)は、観測記録に地盤の非線形性の影響、周辺地形による影響が含まれており、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、IWITH26(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、震源域北側および東側の観測点となっている。震源域南側および西側の観測点は、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、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、震源域北側および東側と南側および西側の地震動を比較する。

(5) 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

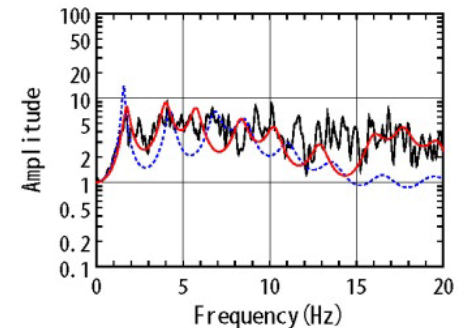
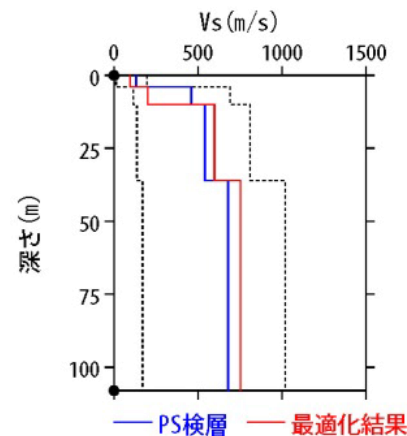
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWTH26(一関東) はぎとり解析のばらつき評価

○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を採用している。

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)

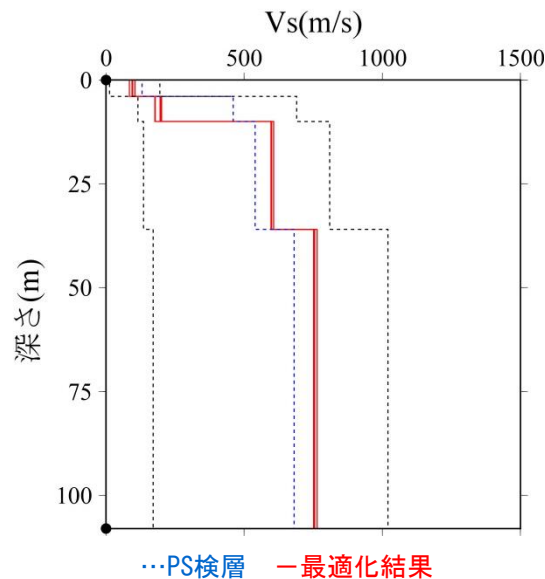
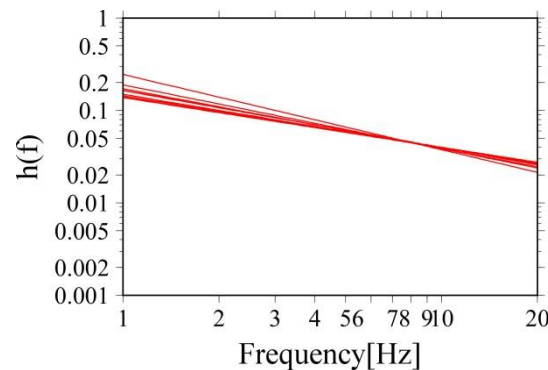
はぎとり解析に用いる地盤モデル

(5) 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWITH26(一関東) はぎとり解析のばらつき評価

- 採用した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、採用した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、採用した最適化結果以外の値をばらつきとみなし用いる。

 V_s 

減衰定数(水平)

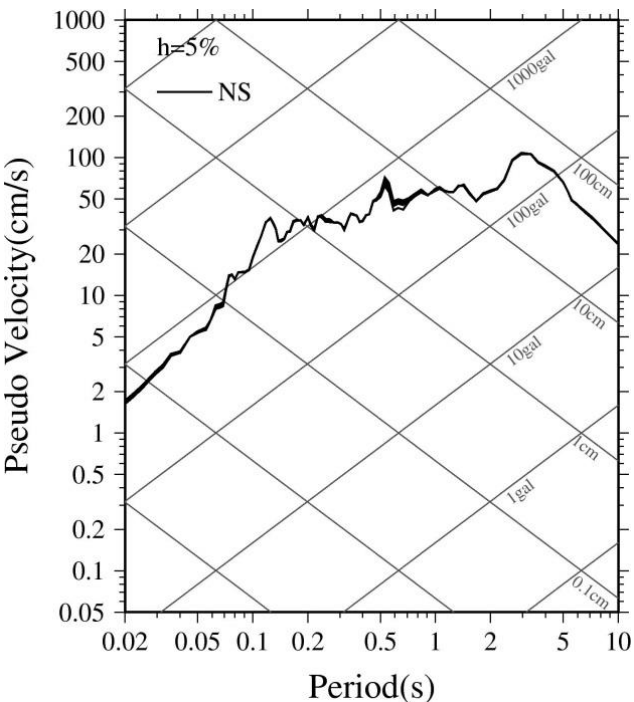
地盤同定結果

(5) 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

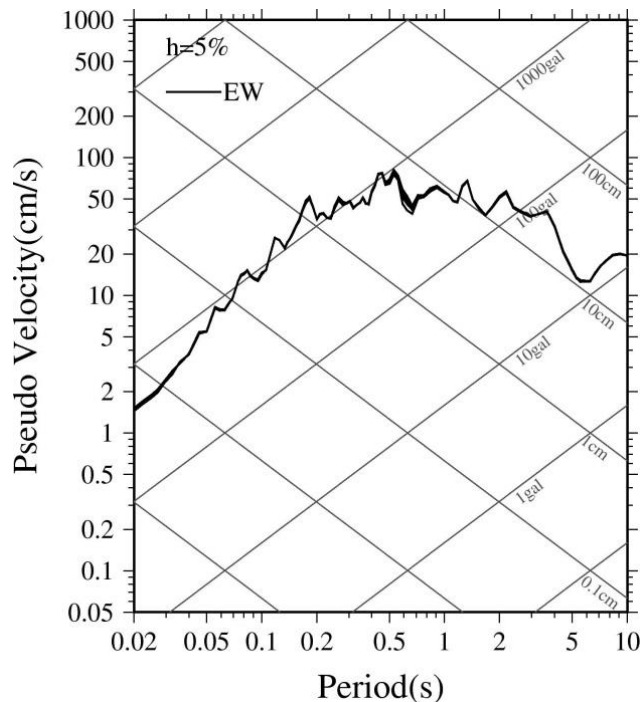
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

IWTH26(一関東) はぎとり解析のばらつき評価

○IWTH26(一関東)(水平)の地盤同定結果を用いたはぎとり解析結果によると、はぎとり地震動のばらつきが小さく、採用地震動の最大加速度とはぎとり地震動の最大加速度の平均+1 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)

はぎとり解析結果

最大加速度

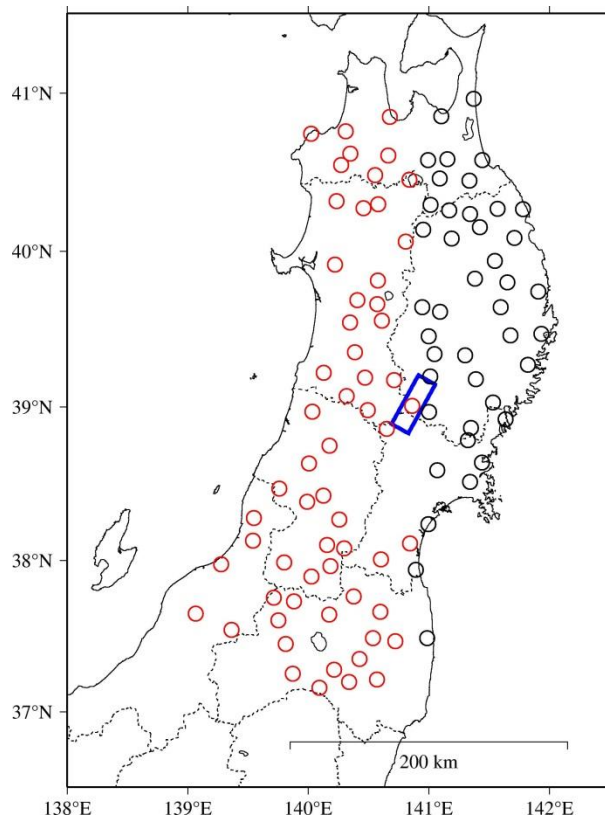
	NS方向	EW方向
採用地震動	511Gal	476Gal
平均	519Gal	470Gal
平均+1 σ	528Gal	477Gal
採用地震動に対する平均+1 σ の比	1.03	1.00

(5) 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

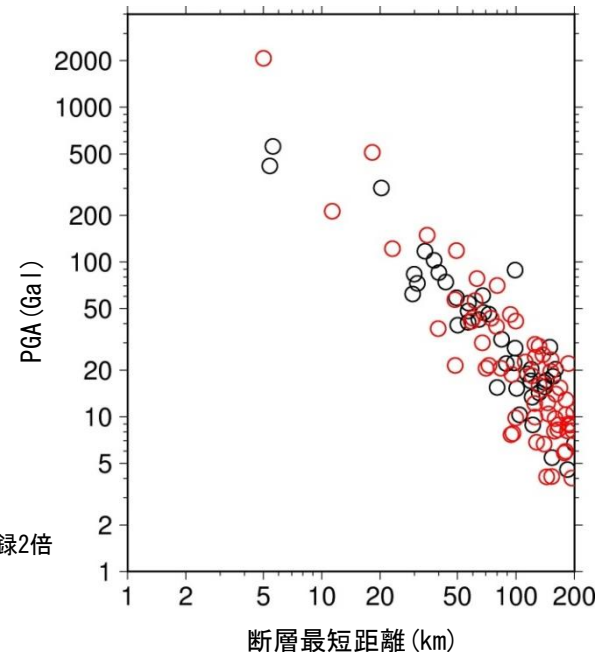
震源域北側および東側と南側および西側の地震動比較

○岩手・宮城内陸地震のKiK-net観測点の地中記録を用いて、震源域北側および東側と南側および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



最大加速度分布

(5) 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

2008年岩手・宮城内陸地震の震源を特定せず策定する地震動への反映

- IWTH26(一関東)(水平)のはぎとり解析に用いる地盤モデルおよびはぎとり地震動については、ばらつきが小さい結果となっているものの、採用地震動の最大加速度とはぎとり地震動の最大加速度の平均+1 σ との比は、NS方向で1.03となることから、安全側の対応として、岩手・宮城内陸地震において採用するすべての地震動にこの比を考慮するものとする。
- さらに、震源を特定せず策定する地震動としては、原子力発電所の重要性を鑑み、以下の保守性を考慮するものとする。

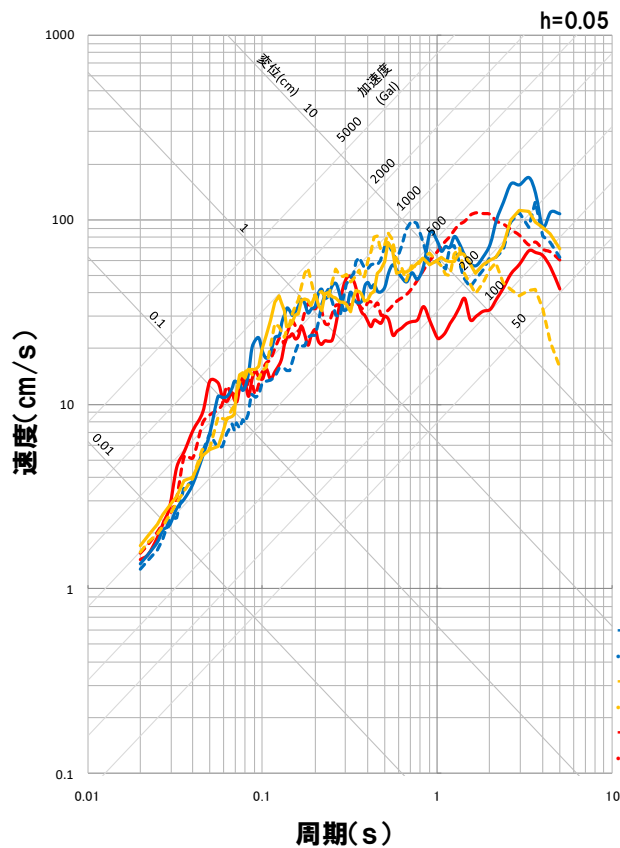
観測点	基盤地震動 最大加速度 (Gal)			ばらつきを 考慮	ばらつきを考慮した地震動 最大加速度 (Gal)			保守性を 考慮	震源を特定せず策定する地震動 最大加速度 (Gal)		
	水平		鉛直		水平		鉛直		水平		鉛直
	NS方向 ダム軸方向	EW方向 上下流方向			NS方向 ダム軸方向	EW方向 上下流方向			NS方向 ダム軸方向	EW方向 上下流方向	
IWTH24(金ヶ崎)	401	370	279	⇒	413	381	287	⇒	430	400	300
IWTH26(一関東)	511	476	—	⇒	528	490	—	⇒	540	500	—
栗駒ダム(右岸地山)	421	463	298	⇒	434	477	307	⇒	450	490	320

※それぞれの基盤地震動の加速度時刻歴波形について、基盤地震動の最大加速度と保守性を考慮した最大加速度との比を用いて係数倍する
(位相特性を変更せずに振幅特性のみを変更)

(5) 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

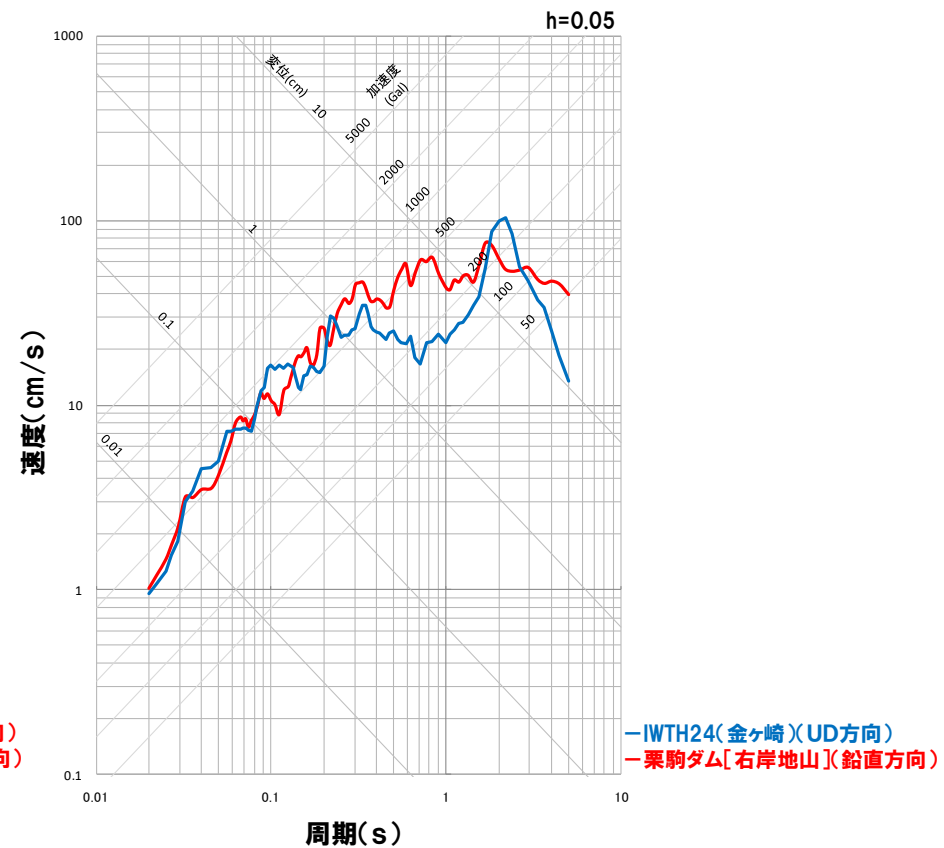
再掲 (H27.10.23審査会合資料)

震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動



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

応答スペクトル図



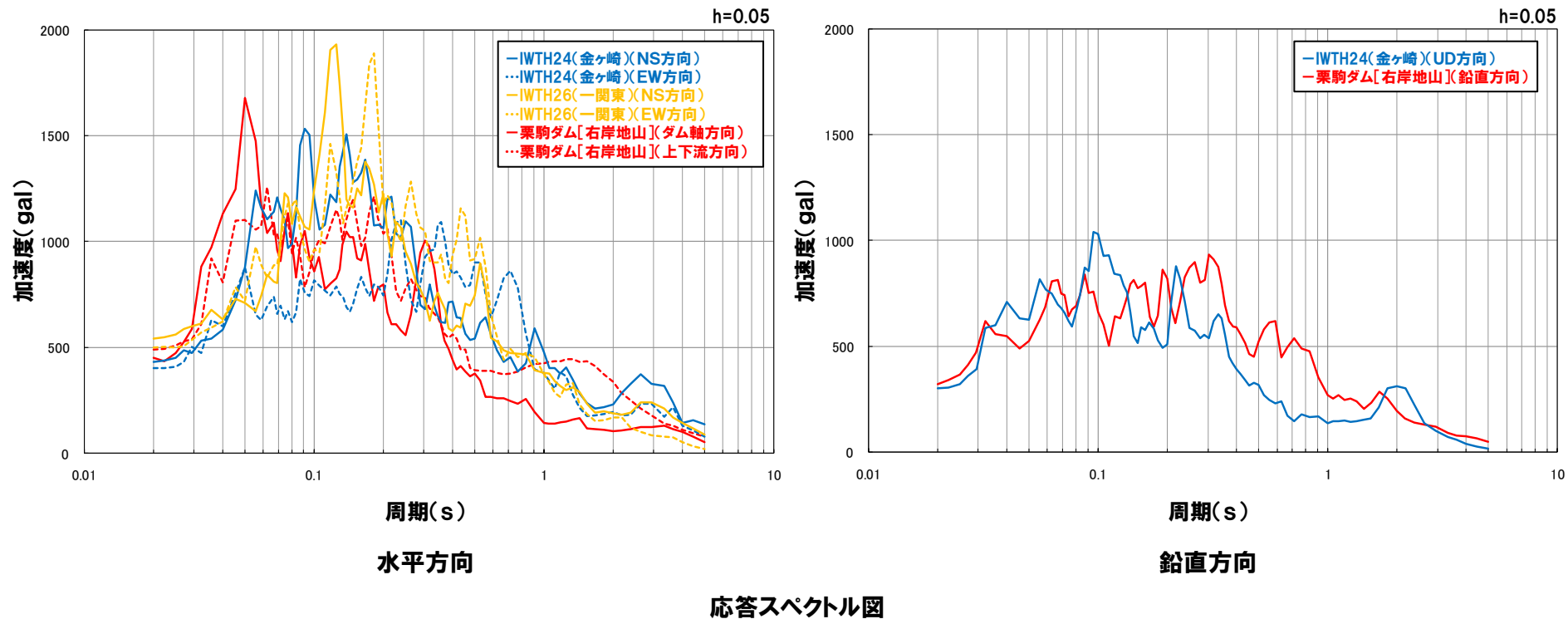
—IWTH24(金ヶ崎)(UD方向)
 —栗駒ダム[右岸地山](鉛直方向)

○震源を特定せず策定する地震動として, IWTH24(金ヶ崎), IWTH26(一関東)(水平)および栗駒ダム(右岸地山)の基盤地震動に基づく地震動を考慮する。

(5) 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

【参考】震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動



(5) 震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動

再掲 (H27.10.23審査会合資料)

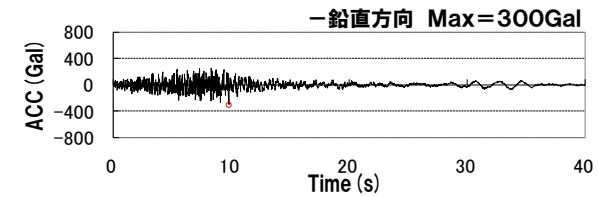
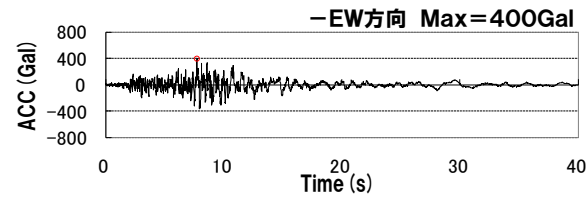
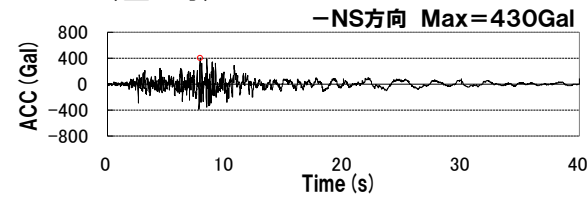
震源を特定せず策定する地震動に反映する地震動(時刻歴波形)

水平方向(NS方向・ダム軸方向)

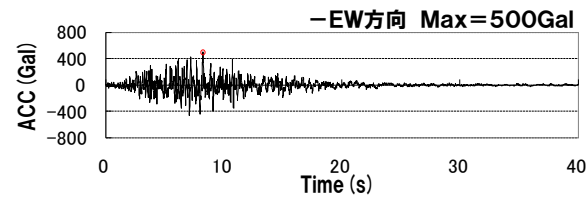
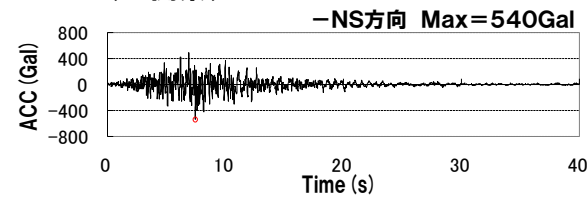
水平方向(EW方向・上下流方向)

鉛直方向

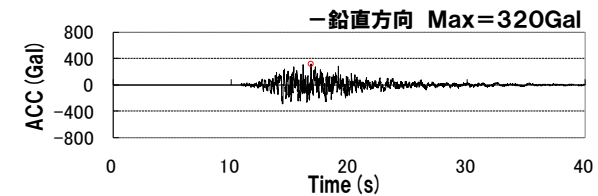
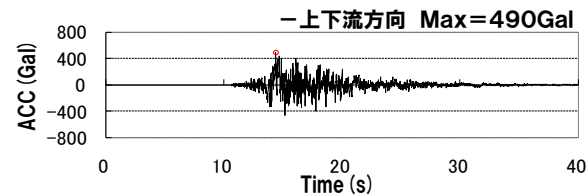
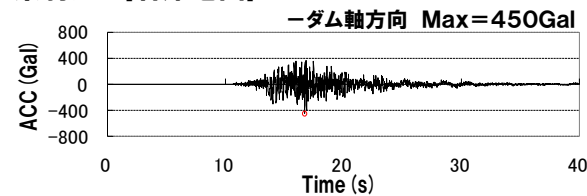
IWTH24(金ヶ崎)



IWTH26(一関東)



栗駒ダム[右岸地山]



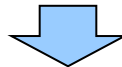
(6) 中長期的な取り組みと知見等の確認

一部加筆修正 (H27.10.23審査会合資料)

中長期的な取り組みと知見等の確認

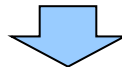
【平成27年10月審査会合時点の取り組み項目】

- 地震学的知見を踏まえると、岩手・宮城内陸地震の基盤地震動評価に震源の面的な拡がりや震源の複雑な破壊過程による各観測記録への影響が考えられることから、広範囲で得られた観測記録と整合する震源の評価(震源モデルの構築)を行い、震源特性を明らかにする。
- 信頼性の高い基盤地震動の評価が困難であると判断された観測点については、基盤波として選定が困難な要因を特定し、信頼性の高い基盤地震動を評価するため、地盤構造等の調査、はぎとり解析および震源特性を踏まえて検討する。



【平成27年10月審査会合以降の取り組み状況】

- 震源特性の把握に向けた取り組みとして、広範囲で得られた観測記録を用いて、震源インバージョン解析により震源モデルを構築し、特性化震源パラメータの推定を実施した。(芝(2021))
 - 地盤特性の把握に向けた取り組みとして、KiK-net一関西において反射法・屈折法地震探査を行い、探査結果に基づく2次元地盤モデルを用いて深部地盤の影響評価を実施した。(東ほか(2021))
- ※これらの成果は、電力中央研究所報告として公表されており、次頁以降に芝(2021)および東ほか(2021)の概要を示す。

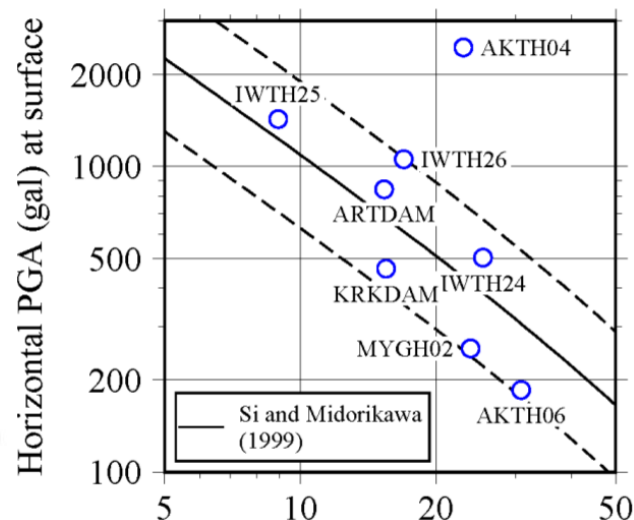
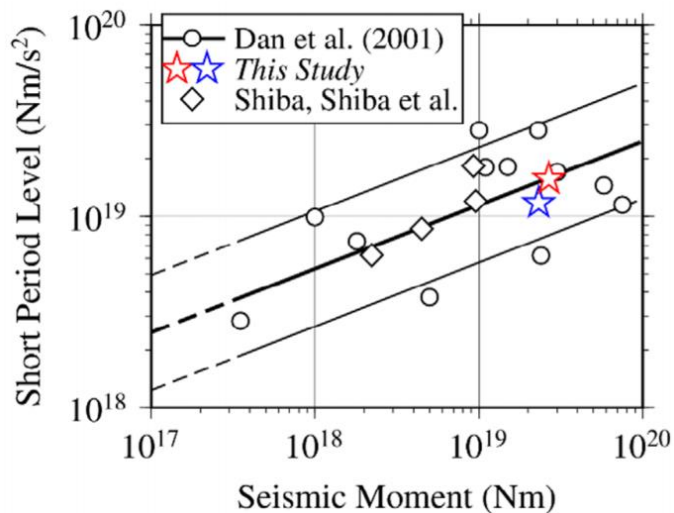
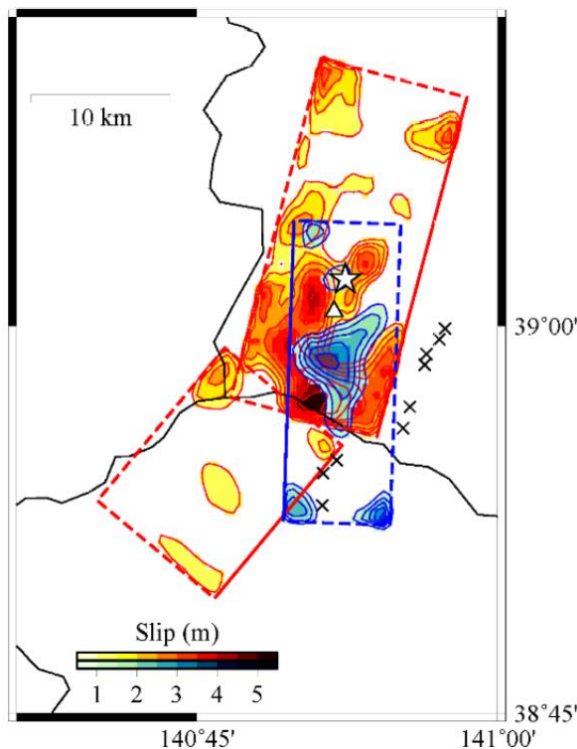


- 岩手・宮城内陸地震の地震動評価に関して、平成27年10月審査会合以降の上記取り組み成果を含む知見や他サイトの審査実績を確認し、これまでの地震動評価結果に反映すべき知見等の有無を整理する。

(6) 中長期的な取り組みと知見等の確認

震源特性に関する知見 (芝(2021))

- 岩手・宮城内陸地震において震源近傍の複数観測点で大加速度が記録された共通要因として震源特性を挙げ、その影響を評価している。
- 高精度余震分布等に基づき設定された共役断層面モデルを設定して、SMGA(強震動生成域)を抽出し、特性化震源パラメータを同定した結果、SMGAの短周期レベルは既往のスケーリング則と調和的であるとしている。
- SMGA分布から震源近傍観測点への等価震源距離を求め、最大加速度分布を評価した結果、一部の観測点(AKTH04(東成瀬))を除いて既往の距離減衰式でほぼ説明できるとしている。
- 震源の強震動励起特性が平均的であったにも関わらず、大加速度が観測された主要因としては、SMGAの分布が浅く、震源距離が近かったことが考えられるとしている。



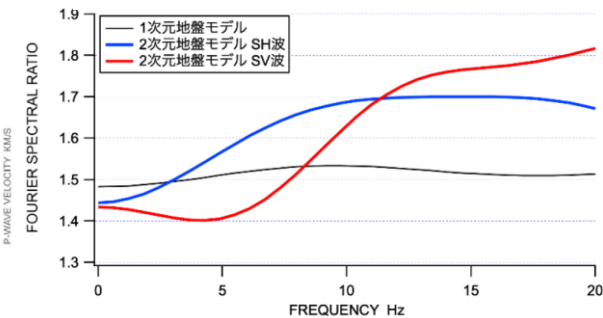
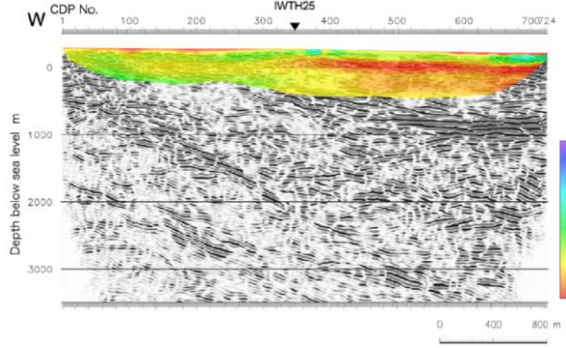
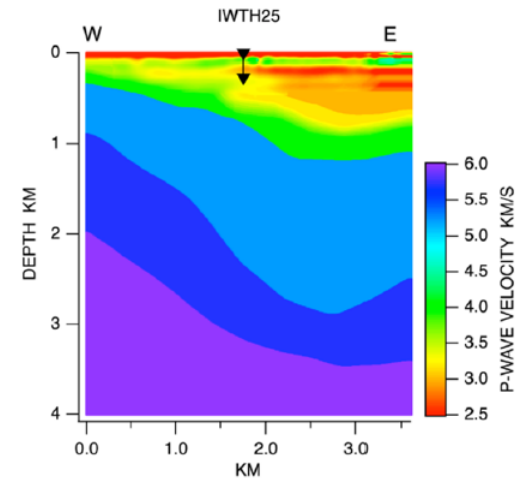
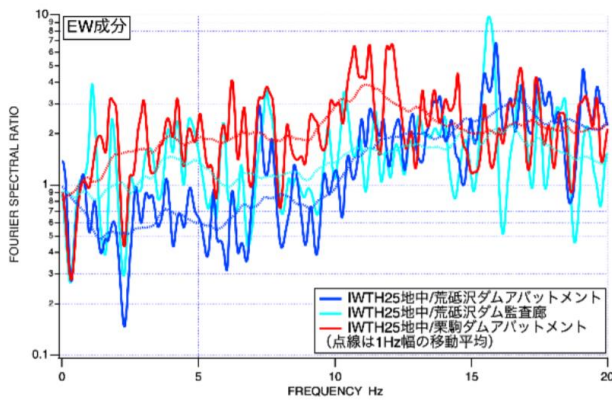
図

左)推定された断層面上すべり分布(赤は西傾斜, 青は東傾斜のすべり分布。☆は震央, ×は地表地震断層, △はKiK-net一関西)
 中)地震モーメントに対する短周期レベルの分布(赤☆は共役断層面モデル, 青☆は西傾斜単独の断層面モデルの結果)
 右)等価震源距離に対する最大加速度の分布

(6) 中長期的な取り組みと知見等の確認

KiK-net一関西の深部地盤に関する知見 (東ほか(2021))

- KiK-net一関西の岩手・宮城内陸地震の地中記録について、10Hz以上の高周波数帯域で振幅が大きくなる傾向がみられており、一関西地中記録の特徴と考えられることから、地盤構造が基盤入射波に及ぼす影響を評価している。
- KiK-net一関西の東西方向約4kmで実施した反射法・屈折法地震探査をもとに2次元地盤モデルを構築し、地中地震計位置における基盤入射波に着目した2次元解析を実施した結果、地震基盤相当面($V_p=6\text{km/s}$)における入力波に対するKiK-net一関西地中地震計位置での基盤入射波の倍率は、10Hz以上の高周波数帯域において1.7~1.8倍になるとしている。
- 以上の結果から、KiK-net一関西地中記録の大加速度要因の一つとして、本震記録で顕著に増幅している10Hz以上において、深部地盤の不整形性が影響を及ぼしている可能性があるとしている。



図

左)震源域ダム地点に対するKiK-net一関西のフーリエスペクトル比
 中上)反射法・屈折法地震探査測線
 中下)深度断面(カラー部は屈折法の波形インバージョン解析結果)
 右上)KiK-net一関西における東西断面の詳細2次元地盤モデル
 右下)KiK-net一関西の地中地震計位置における基盤入射波の地震基盤相当面($V_p=6\text{km/s}$)に対する増幅倍率

(6) 中長期的な取り組みと知見等の確認

中長期的な取り組みと知見等の確認結果

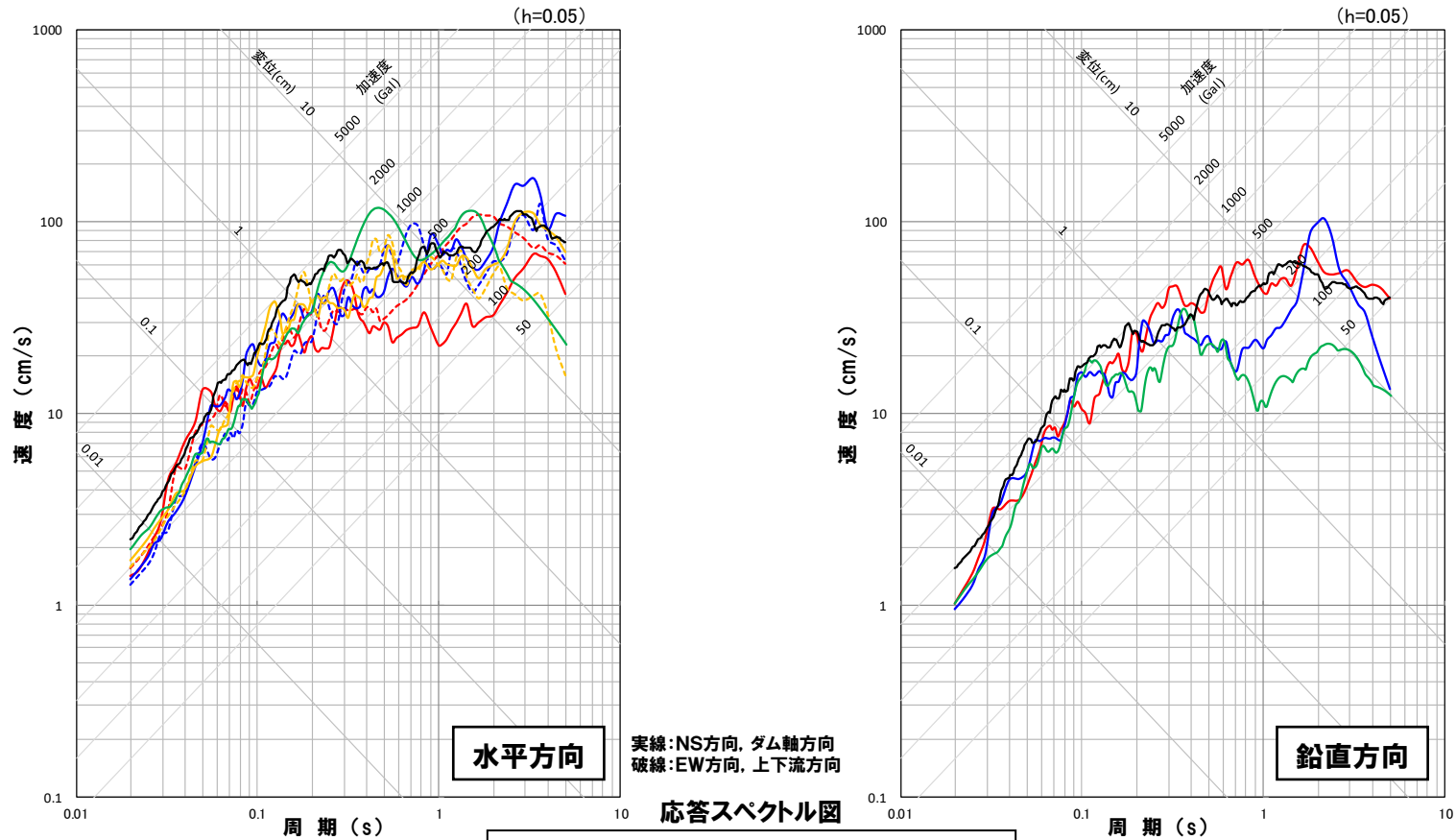
- 平成27年10月審査会合以降の地震動評価に関する取り組みから以下を確認している。
 - 芝(2021)および東ほか(2021)では、大加速度が観測された要因として、SMGAの分布が浅かったこと、IWITH25(一関西)では深部地盤の不整形性が影響している可能性があることが指摘されており、震源特性および地盤特性の両面の影響を確認している。
 - しかしながら、基盤波として選定困難と判断した観測点(IWITH25(一関西)ほか)において、信頼性の高い基盤地震動を評価するためのはぎとり波の算出等には至っていないことから、信頼性の高い基盤地震動が評価できる知見は得られていないと考えている。
- ⇒岩手・宮城内陸地震の震源を特定せず策定する地震動として、平成27年10月23日第286回審査会合において説明した地震動を用いることとする。
- また、他サイトの審査において、IWITH26(一関東)鉛直方向での評価用地震動設定の実績があることから、同様に以下の方針にて評価用地震動を設定する。
 - IWITH26(一関東)は、水平方向の地震動のみ設定しているものであり、鉛直方向の地震動については、震源を特定せず策定する地震動として考慮しない。
 - IWITH26(一関東)(水平)の地震動を基準地震動とする場合には、基礎地盤および周辺斜面の安定性評価を行うための鉛直方向の評価用地震動を設定する。

3. 震源を特定せず策定する地震動の設定

3. 震源を特定せず策定する地震動の設定

震源を特定せず策定する地震動の設定

○全国共通に考慮すべき地震動(Mw6.5程度未満の地震)および地域性を考慮する地震動(Mw6.5程度以上の地震)の検討結果を踏まえて、震源を特定せず策定する地震動として、北海道留萌支庁南部地震のK-NET港町の基盤地震動に基づく地震動、標準応答スペクトルを考慮した地震動、および、岩手・宮城内陸地震における栗駒ダム、KiK-net金ヶ崎、KiK-net一関東(水平)の基盤地震動に基づく地震動を考慮する。



- 2004年北海道留萌支庁南部地震(K-NET港町)
- 標準応答スペクトルを考慮した地震動
- 2008年岩手・宮城内陸地震(栗駒ダム[右岸地山])
- 2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net金ヶ崎)
- 2008年岩手・宮城内陸地震(KiK-net一関東)

参考文献

参考文献

- ・ 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
- ・ 加藤研一・宮腰勝義・武村雅之・井上大榮・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.
- ・ Maeda,T and Sasatani,T (2009) :Strong ground motion from an Mj6.1 inland crustal earthquake in Hokkaida,Japan:the 2004 Rumoi earthquake ,Earth Planets Space, Vol.61 (No.6) ,pp.689-701
- ・ K.Miyakoshi, Y.Nishimura,T.Sasatani,K.Kamae and K.Irikura (2012) :Investigation of predominant area of the directivity effect for strong ground motions near fault ,15 WCEE,3353
- ・ 元木健太郎・加藤研一・岡崎敦(2013):2004年留萌支庁南部の地震の震源近傍の地震動シミュレーション—破壊伝播効果の影響を考慮した震源モデルの構築—, 日本地震工学会大会, pp.361-362, 2013
- ・ 佐藤浩章・芝良昭・功刀卓・前田宜浩・藤原広行(2013):物理探査・室内試験に基づく2004年留萌支庁南部地震の地震によるK-NET港町観測点(HKD020)の基盤地震動とサイト特性評価, 電力中央研究所報告
- ・ 笹谷努・前田宜浩・高井伸雄・重藤迪子・堀田淳・関克郎・野本真吾(2008):Mj6.1内陸地殻内地震によって大加速度を観測したK-NET(HKD020)地点でのS波速度構造の推定, 物理探査学会第119回, 学術講演会講演論文集, pp.25-27
- ・ 狐崎長狼・後藤典敏・小林芳正・井川猛・堀家正則・斉藤徳美・黒田徹・山根一修・奥住宏一(1990):地震動予測のための深層地盤P・S波速度の推定, 自然科学災害, 9-3, 1-17
- ・ 物理探査ハンドブック(1999):公益社団法人物理探査学会
- ・ 太田外気晴・丹羽正徳・高橋克也・八幡夏恵子(1985):物理探査と室内試験から評価されるVp, Vs及びポアソン比の関係, 日本地震学会講演予稿集, 1985年春季大会, B12, 108
- ・ 独立行政法人 防災科学技術研究所(2005):石狩低地東縁断層帯の地震を想定した地震動予測地図作成手法の検討, 防災科学技術研究所研究資料 第283号
- ・ S.Noda , 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 Workshop on the Relations Between Seismological DATA and Seismic Engineering,Oct.16-18,Istanbul,399-408
- ・ 原子力発電所耐震設計技術指針 JEAG4601-2015:一般社団法人日本電気協会
- ・ 気象庁:地震年報(1923~2012)
- ・ 気象庁ホームページ:各種データ・資料「<https://www.jma.go.jp/jma/menu/menureport.html>」
- ・ USGS(2000): USGS shakeMap :Tottori,JAPAN,Fri Oct 5,2000 04:30:20 GMT M6.7.
- ・ 震基11-2-2:発電用軽水型原子炉施設の地震・津波に関わる新安全設計基準に関する検討チーム 第11回会合資料, 平成25年4月2日, 原子力規制委員会.

参考文献

- 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>
- 中田高・今泉俊文編(2006):活断層詳細デジタルマップ, 東京大学出版会.
- 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
- 井上大榮・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, 自身2, 54, 557-573
- 堤浩之・隈元崇・奥村晃史・中田高(2000):鳥取県西部地震震源域の活断層, 月間地球/号外, 31, 81-86
- 産総研地質調査総合センターウェブサイト(<https://gbank.gsj.jp/geonavi/>)
- 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, pp241.
- 伏島祐一郎・吉岡敏和・水野清秀・宍倉正展・井村隆介・小笠原琢・佐々木俊法(2001):2000年鳥取県西部地震の地震断層調査, 活断層・古地震研究報告, No.1,1-26,産業技術総合研究所地質調査総合センター
- 堤浩之(2009):2000年鳥取県西部地震, 科学, 79, 210-212
- 垣見俊弘(2010):活断層の成熟度について, 活断層研究, No.32, 73-77
- USGS(2008):USGS shake Map : EASTERN HONSHU,JAPAN,Fri Jun 13,2008 23:43:46 GMT M6.8 .
- 気象庁(2008):「平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震」の特集,
http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/2008_06_14_iwate-miyagi/
- 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>
- 垣見俊弘・松田時彦・相田勇・衣笠善博(2003):日本列島と周辺海域の地震地体構造区分, 地震第2輯, 第55巻, 389-406.
- Tomomi Okada, Norihito Umino, Akira Hasegawa, and Group for the aftershock observations of the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake 2008(2012):Hypocenter distribution and heterogeneous seismic velocity structure in and around the focal area of the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake, NE Japan-Possible seismological evidence for a fluid driven compressional inversion earthquake, Earth Planets Space, 64, 717-728.
- Kimiyuki Asano, Tomotaka Iwata(2011):Characterization of Stress Drops on Asperities Estimated from the Heterogeneous Kinematic Slip Model for Strong Motion Prediction for Inland Crustal Earthquakes in Japan, Pure and Applied Geophysics Volume 168, 105-116.
- Wataru Suzuki, Shin Aoi, Haruko Sekiguchi(2010):Rupture Process of the2008 Iwate-Miyagi Nairiku, Japan, Earthquake Derived from Near-Source Strong-Motion Records, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.100, No.1, 256-266.
- 吉田邦一・宮腰研・倉橋奨・入倉孝次郎(2014):震源直上の強震記録を用いた2008年岩手・宮城内陸地震の震源モデルとすべり速度に基づく特性化震源モデル, 日本地震学会講演予稿集2014年度秋季大会, 167

- ・ 引間和人・瀬織一起(2013):2008年岩手・宮城内陸地震の震源過程～東・西傾斜の複数枚断層を仮定した再解析～, 日本地震学会講演予稿集 巻2013年度秋季大会, 63
- ・ 野津厚(2011):内陸地殻内地震によるやや短周期地震動の再現に適した震源のモデル化手法, 港湾空港技術研究所報告, 第50巻第4号, 133-195.
- ・ 入倉孝次郎・倉橋奨(2008):2008年岩手・宮城内陸地震の震源モデルと強震動—なぜ4000ガルの強震動が生成されたのか?—, 日本活断層学会2008年度秋季学術大会, http://danso.env.nagoya-u.ac.jp/jsafr/pdfs/2008fprograms/2008f_S02.pdf
- ・ 堀川晴央(2008):遠地実体波から推定される2008年6月岩手・宮城内陸地震の断層モデル(第1報), <https://staff.aist.go.jp/h.horikawa/2008lwate/200806lwate.html>
- ・ 釜江克宏(2008):2008年岩手・宮城内陸地震(Mj7.2)の震源のモデル化(暫定版), http://www.rri.kyoto-u.ac.jp/jishin/iwate_miyagi_1.html
- ・ 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
- ・ Shin Aoi, Takashi Kunugi, Hiroyuki Fujiwara(2008):Trampoline Effect in extreme Ground Motion, Science, Vol.322, 727-730.
- ・ 大町達夫・井上修作・水野剣一・山田雅人(2011):2008年岩手・宮城内陸地震のKiK-net—関西における大加速度記録の成因の推定, 日本地震工学会論文集, 第11巻, 第1号, 32-47.
- ・ 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
- ・ 森一司・馬場富士雄・橋本智雄・藤田慶太(2011):2008年岩手・宮城内陸地震に伴う荒砥沢ダム右岸の地表変状について, 応用地質, 第52巻, 第2号, 55-61
- ・ 田原徹也・大町達夫(2010):観測記録に基づく中央コア型ロックフィルダムの非線形地震応答特性, 土木学会第65回年次学術講演会, 1299-1300.
- ・ 波多野圭亮・佐藤信光・富田尚樹(2010):岩手・宮城内陸地震の強震動に対するロックフィルダムの地震応答挙動の再現解析, 平成22年度水資源機構技術研究発表会.
- ・ 国土交通省国土技術政策総合研究所・独立行政法人土木研究所・独立行政法人建築研究所(2008):平成20年(2008年)岩手・宮城内陸地震被害調査報告.
- ・ 増川晋・黒田清一郎・林田洋一・田頭秀和(2014):21世紀初頭10年間の大規模地震における農業用大ダムの入力地震動, 農村工学研究所技報, 第215号, 185-217.
- ・ Hiroshi Kawase, Francisco J.Sanchez-Sesma, Shinichi Matsushima(2011):The Optimal Use of Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios of Earthquake Motions for Velocity Inversions Based on Diffuse-Field Theory for Plane Waves, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol.101, No.5, 2001-2014
- ・ 山中浩明(2007):ハイブリッドヒューリスティック探索による位相速度の逆解析, 物理探査, 第60巻, 第3号, 265-275

- 松本徳久・大町達夫・安田成夫・山口嘉一・佐々木隆・倉橋宏(2005):ダムで観測された強震記録の解析, ICOLD第73回年次例会ワークショップ.
- 財団法人ダム技術センター(2005):多目的ダムの建設.
- 芝良昭(2021):2008年岩手・宮城内陸地震の震源インバージョン解析と特性化震源パラメータの推定, 電力中央研究所報告, NR21001
- 東貞成・佐藤浩章・芝良昭(2021):2008年岩手・宮城内陸地震のKiK-net一関西の基盤入射波に及ぼす深部地盤の影響, 電力中央研究所報告, 020010