

令和 6 年度原子力規制庁委託成果報告書

地域性を考慮する地震動評価に係る検討

応用地質株式会社

令和 7 年 3 月

本報告書は、原子力規制委員会原子力規制庁からの委託により実施した業務の成果をとりまとめたものです。

本報告書に関する問い合わせは、原子力規制庁までお願いします。

目 次

1. 序論.....	1
1.1 背景.....	1
1.2 目的.....	1
1.3 実施内容.....	1
2. 剥ぎとり解析.....	2
2.1 地盤の非線形性による影響の考慮.....	3
2.1.1 非線形性の検討に関する文献調査.....	3
2.1.2 観測点の選定.....	5
2.1.3 初期地盤モデルの作成.....	6
2.1.4 動的変形特性の設定.....	17
2.1.5 等価線形解析.....	27
2.1.6 強震時地盤同定解析（小林・儘田（2015）の手法）.....	38
2.1.7 強震時地盤同定解析（Si et al. (2013)の手法）.....	55
2.1.8 各剥ぎ取り手法の比較.....	91
2.2 地震計設置地点の地形による影響の研究.....	124
2.2.1 不整形に関する文献調査.....	124
2.2.2 観測点の選定.....	144
2.2.3 観測記録による地形の影響評価.....	184
2.2.4 数値解析による地形の影響評価.....	194
2.2.5 経験的評価手法による地形の影響評価.....	210
3. 確率論的地震動ハザード評価.....	212
3.1 地震動モデルの選定.....	213
3.2 代表地点の選定.....	214
3.3 垣見ほか（2003）以降で提案された地震地体構造区分の調査.....	225
3.4 余震除去手法の選定.....	226
3.5 地震発生頻度の設定.....	227
3.6 b 値の設定.....	232
3.7 ハザードの推定.....	240
3.7.1 観点① 地震規模がハザードへ与える影響.....	240
3.7.2 観点② 地震地体構造区分がハザードへ与える影響.....	253
3.7.3 観点③ 余震除去手法がハザードへ与える影響.....	256
3.7.4 観点④ b 値のばらつきがハザードへ与える影響.....	258
3.8 面震源を設定した場合の PSHA への影響評価.....	260
3.9 異なる地震動モデルを用いた評価.....	264

3.9.1	地震動モデル① Campbell and Bozorgnia(2008).....	264
3.9.2	地震動モデル② Chiou and Youngs (2008)	266
3.9.3	PSHA への影響評価.....	268
4.	まとめ.....	273
	参考文献.....	275

1. 序論

1.1 背景

「実用発電用原子炉及びその附属施設の位置、構造及び設備の基準に関する規則の解釈」（以下「規則の解釈」という。）では、「震源と活断層を関連づけることが困難な過去の内陸地殻内の地震について得られた震源近傍における観測記録を収集し、これらを基に、各種の不確かさを考慮して敷地の地盤物性に応じた応答スペクトル」を、「震源を特定せず策定する地震動」として設定することを求めている。「震源を特定せず策定する地震動」は、「全国共通に考慮すべき地震動」及び「地域性を考慮する地震動」の2種類がある。前者については、原子力規制委員会が設置した震源を特定せず策定する地震動に関する検討チームにおいて、内陸地殻内地震（モーメントマグニチュード（ M_w ）6.5 程度未満の地震）の観測記録に基づき、標準応答スペクトル策定の検討がなされた。その結果を踏まえ、原子力規制委員会は規則の解釈を改正して規制へ取り入れることになった。後者については、「基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド」（以下「審査ガイド」という。）で、平成 12 年鳥取県西部地震及び平成 20 年岩手・宮城内陸地震を検討対象地震（以下「対象地震」という。）として例示している。ただし、これら二つの地震の一部の観測点において、特に地表の観測記録に地形又は地盤の非線形性等による影響が含まれているため、観測記録と整合する地盤モデルが同定できず、地表の観測記録も再現できていないことから、原子力サイトのような硬質地盤の解放面における地震動（以下「剥ぎとり波」という。）の算定が困難である等の課題が指摘されている。このような背景から、当該地震動の剥ぎとり波の解析について調査することが重要である。

1.2 目的

本事業では M_w 6.5 程度以上の地震を対象に、地表及び地中地震計の地震動観測記録を用いた剥ぎとり解析を含めた各種の地震動評価手法について調査・研究を行い、地域性を考慮する地震動の評価手法の信頼性を向上させることを目的とした。

1.3 実施内容

本事業では以下の2項目を実施した。

- ・剥ぎとり解析（2章に記載）
- ・確率論的地震動ハザード評価（3章に記載）

2. 剥ぎとり解析

震源を特定せず策定する地震動の応答スペクトルについて、審査ガイドでは、「解放基盤表面までの地震波の伝播特性が反映され、敷地の地盤物性が加味されるとともに、個々の観測記録の特徴（周期特性）を踏まえるなど、適切に設定されていること」と記されている。上記の解放基盤面は硬質地盤面であることを踏まえ、対象地震の地震動記録をそのまま適用するのではなく、観測記録から地中地震計よりも上の地盤の影響を解析的に除去し（以下「剥ぎとり解析」という。）、地震基盤相当面から解放基盤表面までの地震波の伝播特性による影響を評価することが重要である。また、地震計設置地点の地形が様々であり、例えば、山地形のような不整形地盤では、地震動の増幅特性が地形の影響を受けることが知られており、地形による影響を評価することが重要である。

本章では、①地盤の非線形性及び②地震計設置地点の地形による影響について調査し、対象地震の地表及び地中観測記録を用いた剥ぎとり解析を実施した結果について記載した。

2.1 地盤の非線形性による影響の考慮

令和 5 年度の予備調査（令和 5 年度原子力施設等防災対策等委託費（地域性を考慮する地震動の評価手法に係る予備調査）事業 成果報告書）を含めて先行研究の調査結果を参照し、対象地震の地震動記録のうち、地盤の非線形性の影響を受けたと判断された観測点を地震ごとに 3 地点を選定し、それら非線形性の影響を除去する解析手法として、①等価線形解析、強震時地盤同定解析（②小林・儘田（2015）¹、③Si et al. (2013)²）の計 3 手法に基づき剥ぎとり解析を行い、得た剥ぎとり波等を比較し手法の適用性について整理した。上記等価線形解析、強震時地盤同定解析等に用いる初期地盤モデルは、地盤の非線形性の影響を受けていない中小地震の観測記録を基に最適化した。また、等価線形解析等に用いる地盤材料の動的変形特性について、先行研究または公的機関が公表したもの（例えば、建設省告示第 1457 号（建設省, 2000³）、鉄道構造物等設計標準（鉄道総合技術研究所, 2012⁴）、土木研究所実験式（荒川ほか, 1982⁵）等）を参照しつつ、地表記録と地中からの立ち上げ波、地中記録と地表からの引き戻し波、それぞれの比較を行いながら適切に設定した。なお、本事業で解析に用いた地中記録には地震計に目立ったノイズは見られないことを確認した。

「動的変形特性」という用語に関して、現在は「繰り返しせん断特性」と記載することが一般的であるが、本報告書では「動的変形特性」という用語を用いている。

2.1.1 非線形性の検討に関する文献調査

本事業において、地盤条件・解析手法・動的変形特性の設定方法等の参考とするために、対象地震である平成 12 年鳥取県西部地震及び平成 20 年岩手・宮城内陸地震に加えて、対象地震以外の地震についても文献調査を行った。調査した文献は以下の通りである。

- （1）茂木ほか（2009）⁶
- （2）小林・儘田（2015）
- （3）香川ほか（2020）⁷

各文献の調査内容を以下に記載する。

(1) 茂木ほか（2009）

平成 20 年岩手・宮城内陸地震の震源近傍に位置する KiK-net 一関西観測点における観測記録を用いて NIOM (Normalized Input-Output Minimization) 解析（Haddadi and Kawakami, 1998⁸）を行い、本震とその前後の S 波の伝播時間の変化を検討している。その結果、本震主要動において、強震動に起因する地盤の非線形化によって、S 波の伝播時間が本震前の 0.258 秒から 0.35 秒程度まで増加したこと、上記の伝播時間の増加は表層（地表～地下 64 m）におけるせん断剛性率が初期剛性の 40 %程度まで低下したことに相当し、このときの最大せん断ひずみは 1×10^{-3} に達するものと推定されること、本震コーダ部や本震直後の余震の解析から、本震直後の S 波の伝播時間が本震以前の伝播時間よりも大きい値（約 0.28 秒）を示し、その後緩やかに減少する傾向が見られることなどを指摘している。

(2) 小林・儘田 (2015)

小林・儘田 (2015)では、Kawase et al. (2011)⁹による拡散波動場理論から強震時 (S: strong) と弱震時 (W: weak) における水平動の強震／弱震スペクトル比 (以下、「水平動 S/W スペクトル」と称する) を定義して、水平動 S/W スペクトルのハイブリッド逆解析法 (GA+SA) により対象層の地盤材料の動的変形特性、即ちせん断ひずみに応じた S 波速度と減衰定数を同定し、得られた非線形地盤モデルから強震時における水平地震動を評価している。

検討手法の適用性を確認するため、模擬地盤モデルを用いた数値実験を行うとともに、テストフィールドで強震時の地表観測記録から工学的基盤 (深度 300 m、S 波速度 500 m/s 相当の硬質地盤) における地震動評価を行っている。数値実験による適用性検討から、検討手法は地震動評価に必要な解析精度を有していることを示している。

また、実観測記録による適用性検討から、評価された地中地盤における地震動は観測地震動を良好に再現し、水平動 S/W スペクトルの逆解析から強震時における地中地盤の水平地震動を概ね精度良く推定できることを示している。

(3) 香川ほか (2020)

平成 12 年鳥取県西部地震では、気象庁境港観測点 (JMA 境港) は震度 6 強を観測し、そこから南西に約 650 m 離れた境港市役所観測点では震度 6 弱であり、近距離にもかかわらず地震動特性値が大きく異なっていた。境港市役所観測点では波形記録が得られていないため、境港市役所における本震波形の再現推定するために解析を行っている。

JMA 境港の弱震及び強震記録を対象に拡散波動場理論を用いて速度構造モデルを推定し、推定した強震時の地盤モデルをもとに基盤波を推定している。推定した基盤波を入力波とし、弱震時の地盤モデルと非線形応答特性を使用して等価線形解析により地表の地震動を推定している。計算された最大有効ひずみは 9.5×10^{-3} 程度で、等価線形解析による評価で問題がない範囲であったが、最大加速度や応答スペクトルの短周期側での振幅が過小評価であった。そこで観測記録と計算波形のフーリエスペクトルが整合するように非線形特性を調整した結果、観測記録との整合性が向上している。

以上の検討結果をもとに、境港市役所のボーリングによる地盤構造モデルに、非線形特性に標準特性を割り当てて地表面地震動を計算している。計算した境港市役所の地震動は、観測記録より、計測震度、最大加速度ともにやや過大であったが、JMA 境港との大きな違いを再現した結果となっている。

2.1.2 観測点の選定

非線形応答を示す力学的強度が小さく、繰り返しせん断により非線形応答を示す地盤は沖積層や岩盤の強風化部などであり、地盤中の不整形構造に伴って形成される場合が多い。平成 12 年鳥取県西部地震、平成 20 年岩手・宮城内陸地震の 2 つの地震を観測した地点について、このような不整形地盤かどうかも含めて非線形応答を示しているかどうかを検討した。観測点の選定においては、非線形応答の定量的指標である Degree of Non-Linearity (DNL) 値（野口・笹谷, 2011¹⁰⁾）を閾値として非線形化しているかを判断した後、観測点の地盤状況や非線形層の層厚・土質区分が偏らないように選定したが、観測点周辺の地形の特徴も踏まえての検討であるため、詳細は 2.2.2 節に記載する。

検討の結果として、剥ぎ取り解析を実施する地点は平成 12 年鳥取県西部地震では SMNH01（伯太）、OKYH08（哲多）、OKYH10（上斎原）の 3 地点、平成 20 年岩手・宮城内陸地震では IWTH26（一関東）、AKTH04（東成瀬）、AKTH19（湯沢）の 3 地点を選定した。

2.1.3 初期地盤モデルの作成

地盤同定解析に用いる初期地盤モデル（線形地盤モデル）について、モデルの理論伝達関数が中小地震記録の地表/地中スペクトル比と整合するように逆解析を実施した。

解析に用いた観測点は、SMNH01（伯太）、OKYH08（哲多）、OKYH10（上斎原）、AKTH04（東成瀬）、AKTH19（湯沢）、IWITH26（一関東）である。各観測点の位置を図 2-1 に示す。初期地盤モデルの作成に用いた地震は、対象地震の本震前後に発生した中小地震であり、表 2-1 及び表 2-2 に示された地震を選別した。地表/地中スペクトル比は、各地震の S 波の初動を読み取り、10.24 秒の区間を取り出して算出した。

同定解析は、山中・石田 (1995)¹¹ の遺伝的アルゴリズムを用いて実施した。個体数は 200、世代数は 200、交差確率は 0.7、突然変異確率は 0.01 とし、それぞれの世代で最も残差の小さい個体が次世代に必ず遺伝するエリート探索を取り入れた。同定解析における残差は、山本・笹谷 (2007)¹² を参考に、下の式のように定義した。

$$err = \sum_{j=1}^N \left(\frac{\log(Cal(f_j)/Obs(f_j))}{\log(Sd(f_j)) \cdot f_j^{0.5}} \right)^2 / N$$

ここで、 Cal 、 Obs 、 Sd 、 f_j 、 N はそれぞれ、計算伝達関数、観測伝達関数（地震についての平均）、観測標準偏差、 j 番目の周波数、及び伝達関数のデータ数を示す。初期乱数を 10 回変え、最も残差の小さいモデルを初期地盤モデルとして採用した。

Q 値については以下の式により各層ごとに係数 Q_a を算出した。係数 Q_b は全層共通とした。

$$Q(f) = Q_a f^{Q_b}$$

各層の密度は、Ludwig et al. (1973)¹³ を参考に下式により S 波速度に連動させた。

$$\rho(\text{g/cm}^3) = \begin{cases} -0.0450 V_s^2 + 0.4316 V_s + 1.7106 & (V_s \leq 3.2 \text{ km/s}) \\ 0.0448 V_s^2 + 0.2481 V_s + 1.3760 & (V_s > 3.2 \text{ km/s}) \end{cases}$$

観測スペクトルとして、それぞれの地点の水平 2 成分の相乗平均を用いた。切り出した波形の前後には 1 秒間のコサイン型テーパーを適用した。各成分のフーリエスペクトルをバンド幅 0.2 Hz の Parzen ウィンドウで平滑化した後、それぞれの地表/地中スペクトル比を算出した。図 2-2 に算出したスペクトル比を示しており、概ねばらつきが少ない形でスペクトル比を得た。

解析に用いた探索範囲は、表 2-3 及び表 2-4 に示す。観測点 OKYH10（上斎原）については、探索範囲①では観測データを説明することが困難であったため、探索範囲②を用いた。浅い速度層については、層厚が 10 m 以下の速度層を 2 分割し、10 m 以上の速度層を 3 分割して逆解析を実施した。S 波速度については、基盤層の S 波速度は最大で 2800 m/s とし、初期 S 波速度に対して 0.5～2 倍の範囲で探索した。層厚については、地震計の設置深度が変化しないように初期の層厚に対して 0.5～2 倍の範囲で探索した。フィッティング周波数については、データが

概ねばらつきがない範囲（0.6～20 Hz）で設定した。

図 2-3～図 2-8 に各観測点の初期地盤モデル同定結果を示す。乱数 10 ケースの結果において、S 波速度のばらつきは小さく同定された。一方、 Q 値のばらつきは大きく同定された。

SMNH01（伯太）、OKYH08（哲多）、AKTH04（東成瀬）の同定解析結果は、中小地震記録の地表/地中スペクトル比と概ね整合している。一方、OKYH10（上斎原）、AKTH19（湯沢）、IWTH26（一関東）の同定解析結果は、中小地震記録の地表/地中スペクトル比の 1 次ピークとやや不整合であり、この結果は PS 検層データの理論増幅特性にも見られる。1 次ピークが不整合だった原因として、地盤モデルの同定に用いた地震数が少ないことが考えられる。また、OKYH10（上斎原）では地形もしくは地下の不整形に起因すると思われる方位依存性が見られる（2.2.3 節）ため、同定解析にも影響を与えた可能性がある。初期地盤モデルの同定においては、地形や地下の不整形性に加えて以下の課題が挙げられる。

- ① 速度層をより細かく分割し同定解析を行うことや探索範囲の見直しを行い、中小地震記録と整合的なモデルを同定する。
- ② いずれの観測点においても、中間層の Q 値が小さく同定されたため、上記の課題を踏まえて Q 値の見直しを行う。

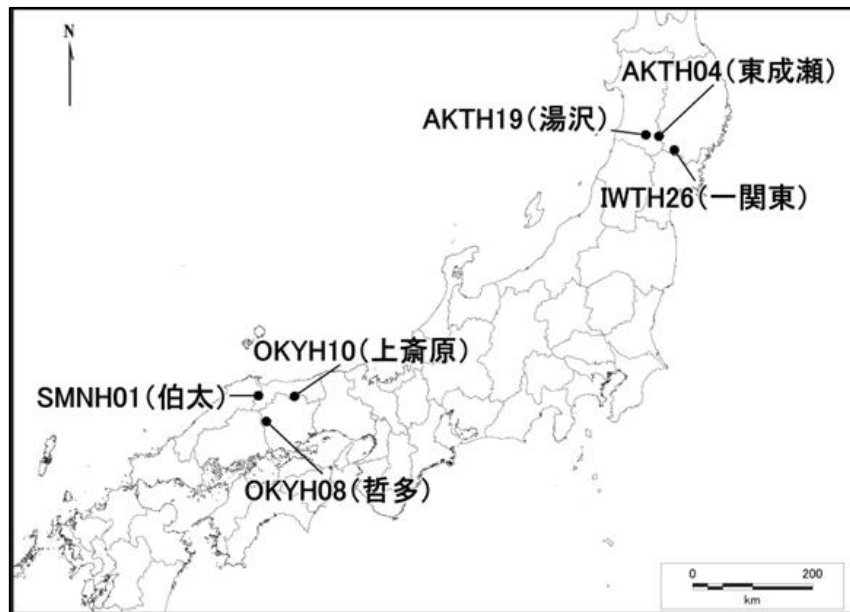


図 2-1 観測点位置

表 2-1 平成 12 年鳥取県西部地震前後の中小地震
(Mj 3.5~4.5 で PGA が 50 cm/s^2 未満の地震を使用した)

発震日時		震央北緯	震央東経	深さ(km)	Mj	SMNH01 (伯太)	OKYH08 (哲多)	OKYH10 (上斎原)
2000/7/17	8:00	35.38	134.42	17	4.3	×	—	○
2000/10/7	7:49	35.27	133.36	13	3.8	×	○	—
2000/10/10	21:58	35.37	133.3	11	4.4	—	○	—
2000/10/17	22:17	35.19	133.43	12	4.2	×	○	—
2000/10/19	8:03	35.38	133.27	10	3.5	—	—	—
2000/12/7	23:09	35.37	133.29	12	4.2	○	○	—
2001/1/22	13:20	35.39	133.29	13	3.7	○	—	—
2001/2/11	9:17	35.42	133.29	13	4.3	○	○	○
2001/4/14	10:44	35.18	133.43	9	3.8	○	—	—
2001/10/8	11:23	35.3	133.32	8	4.1	○	○	—
2002/1/24	16:08	35.36	133.32	9	4.5	—	○	○

表 2-2 平成 20 年岩手・宮城内陸地震前後の中小地震
(Mj 3.7~5.7 で PGA が 50 cm/s² 未満の地震を使用した)

発震日時		震央北緯	震央東経	深さ(km)	Mj	IWTH26 (一関東)	AKTH04 (東成瀬)	AKTH19 (湯沢)
2001/2/8	0:24	39.06	140.78	13	3.9	○	○	○
2003/7/20	1:47	39.04	140.95	6	3.7	○	—	—
2003/8/21	5:37	39.05	140.95	7	3.7	○	○	—
2005/11/1	11:01	39.07	140.81	9	4.6	×	×	—
2008/6/14	8:46	39.11	140.87	14	4.5	○	×	○
2008/6/14	8:49	39.11	140.94	11	4.5	○	×	○
2008/6/14	8:56	39.11	140.97	12	4.4	○	○	○
2008/6/14	9:07	39.02	140.85	11	3.9	○	○	○
2008/6/14	9:20	38.89	140.67	6	5.7	×	×	○
2008/6/14	9:52	39.09	140.9	13	4.6	×	×	○
2008/6/14	10:00	39.04	140.9	12	4.5	×	○	○
2008/6/14	10:40	38.94	140.88	6	4.8	×	○	○
2008/6/14	12:10	39.09	140.86	9	4.7	○	×	○
2008/6/14	12:14	39.09	140.86	11	4.4	○	○	○
2008/6/14	12:27	39.14	140.94	11	5.2	×	×	○
2008/6/14	14:39	39.11	140.93	11	4.5	×	×	○
2008/6/14	17:34	39.15	140.92	11	4.3	○	○	○
2008/6/14	19:11	38.87	140.86	9	4.1	○	○	○
2008/6/14	20:07	38.99	140.83	10	3.8	○	○	○
2008/6/14	21:48	39.13	140.91	12	4.7	○	×	○
2008/6/14	23:04	38.91	140.76	7	4.1	○	○	○
2008/6/14	23:42	39	140.89	10	4.8	×	○	○
2008/6/15	3:29	39.16	140.86	10	4.5	○	×	○
2008/6/16	23:14	39	140.84	11	5.3	×	×	○
2008/6/17	4:05	39.13	140.94	11	4.6	×	×	○
2008/6/18	16:55	39.04	140.86	12	4.5	○	○	○
2008/6/18	18:04	39.1	140.93	12	4.5	×	×	○
2008/6/26	15:51	39.08	140.97	7	4.6	○	○	○
2008/6/29	15:53	38.89	140.73	7	4.3	○	○	○
2008/7/1	20:17	38.96	140.66	2	4.3	○	○	○
2008/7/29	16:35	39.06	140.86	10	4.6	×	×	○

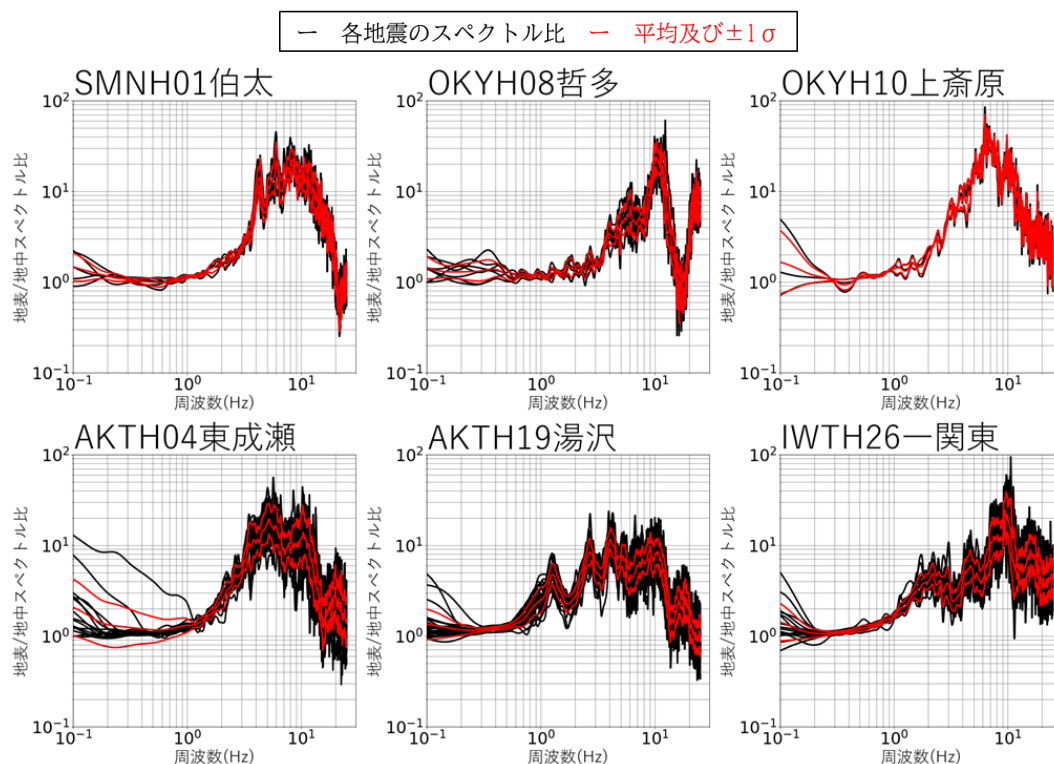


図 2-2 各観測点の地表/地中スペクトル比計算結果

表 2-3 探索範囲①

S 波速度(m/s)	Q_a	Q_b (全層共通)
Vs500 未満	1~25	0.1~1
Vs500~Vs2000	10~200	0.1~1
Vs2000 以上	100~500	0.1~1

表 2-4 探索範囲②(OKYH10 (上斎原) のみ使用)

S 波速度(m/s)	Q_a	Q_b (全層共通)
Vs500 未満	1~25	0.1~1
Vs500~Vs2000	5~200	0.1~1
Vs2000 以上	100~500	0.1~1

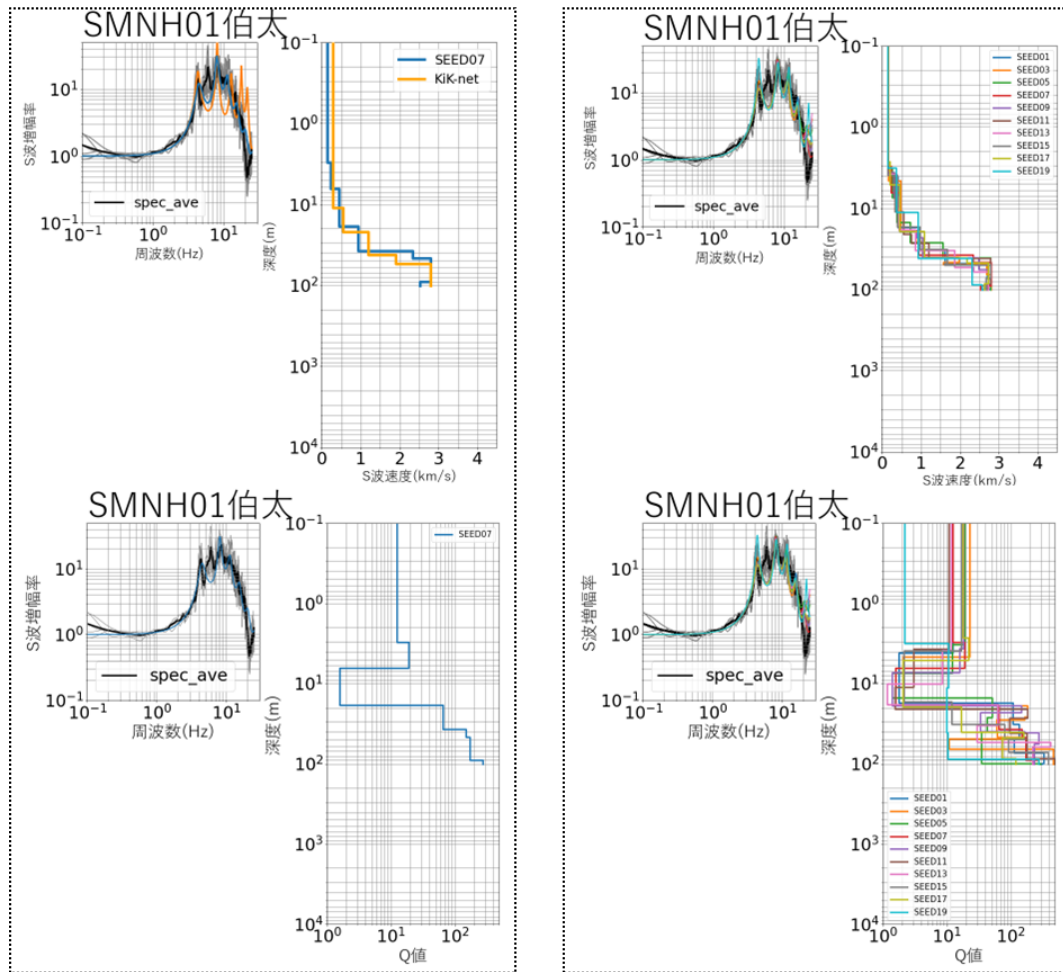


図 2-3 初期地盤モデル同定結果：SMNH01（伯太）

左：残差が最も小さいモデル（SEED07）

右：全乱数 10 ケースの逆解析結果

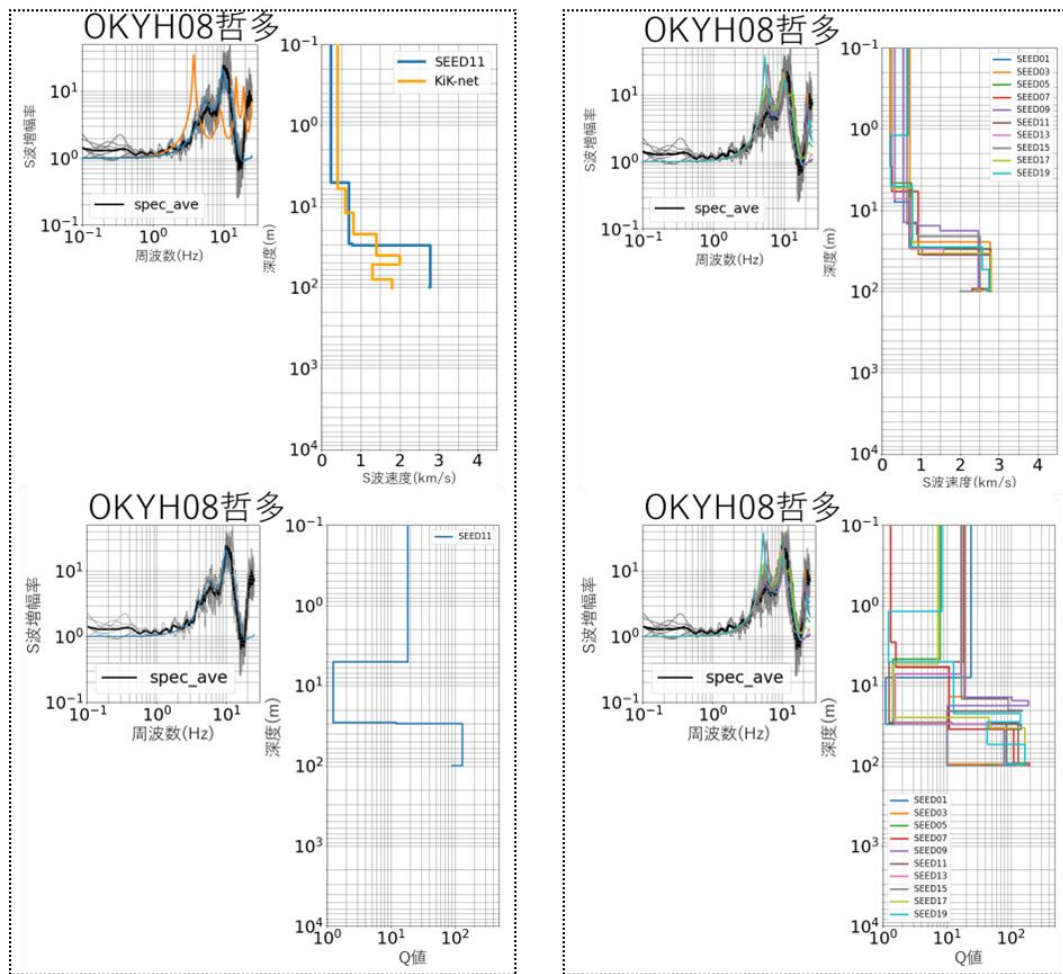


図 2-4 初期地盤モデル同定結果：OKYH08（哲多）

左：残差が最も小さいモデル（SEED11）

右：全乱数 10 ケースの逆解析結果

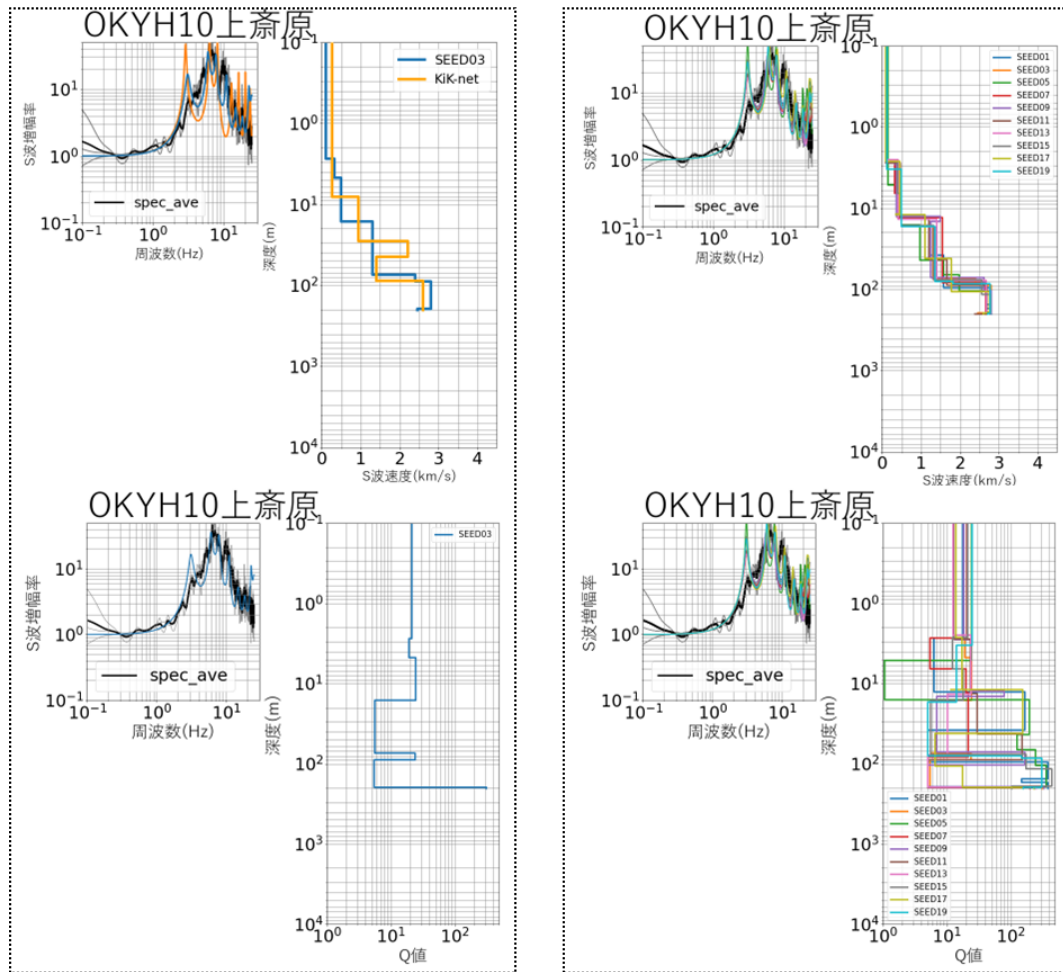


図 2-5 初期地盤モデル同定結果：OKYH10（上斎原）

左：残差が最も小さいモデル（SEED03）

右：全乱数 10 ケースの逆解析結果

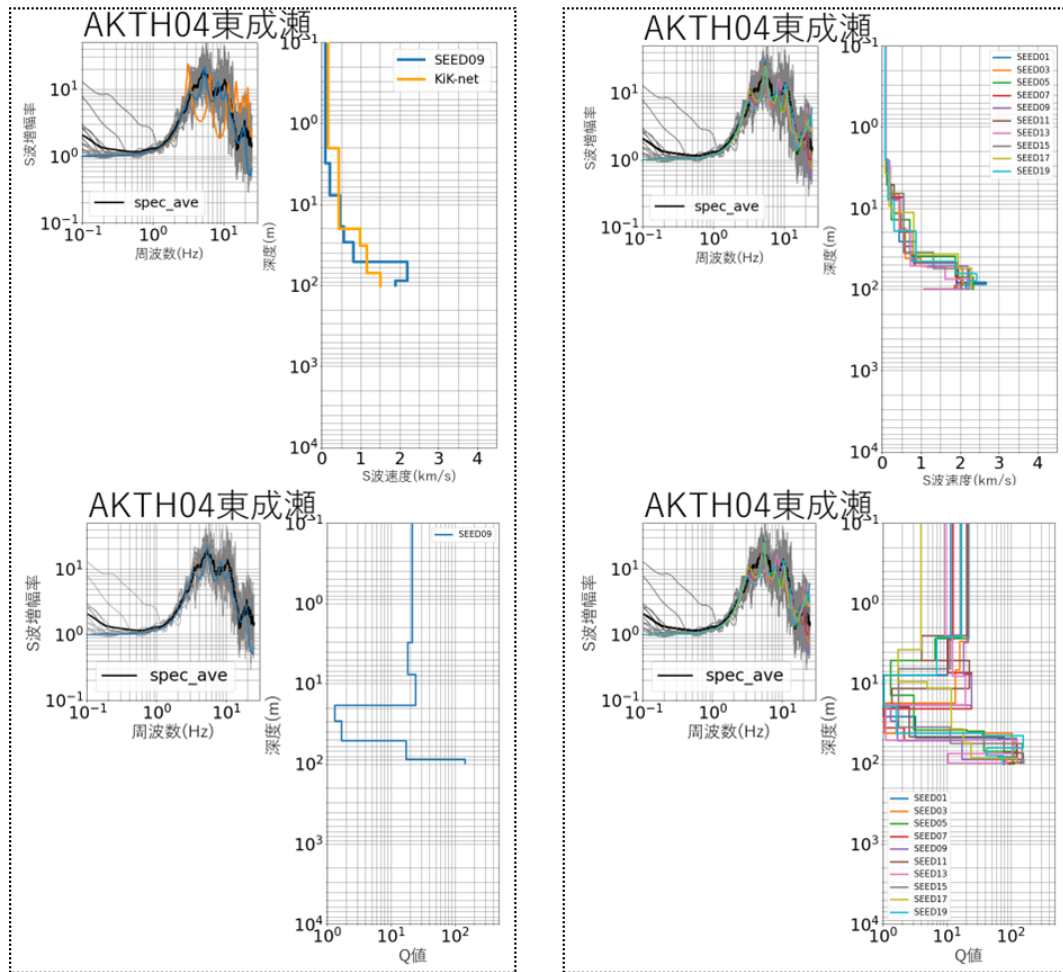


図 2-6 初期地盤モデル同定結果：AKTH04（東成瀬）

左：残差が最も小さいモデル（SEED09）

右：全乱数 10 ケースの逆解析結果

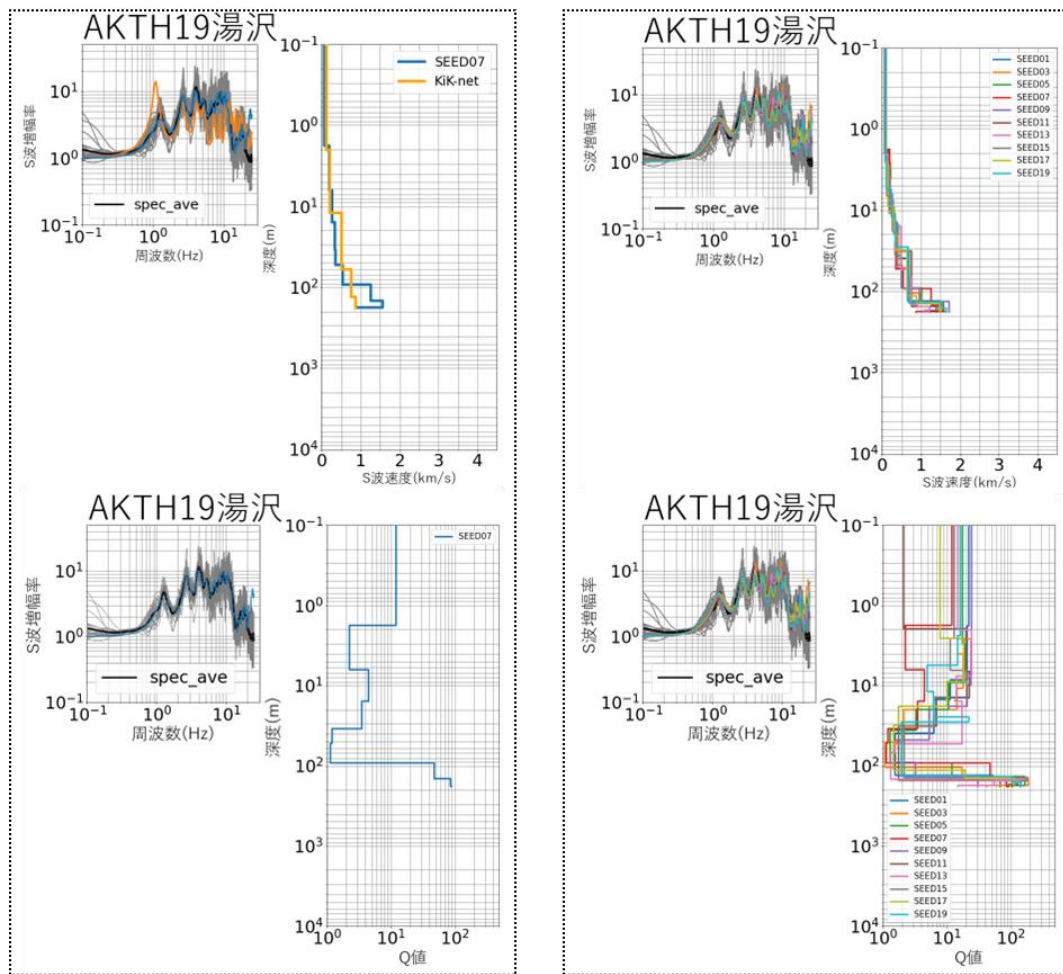


図 2-7 初期地盤モデル同定結果：AKTH19（湯沢）

左：残差が最も小さいモデル（SEED07）

右：全乱数 10 ケースの逆解析結果

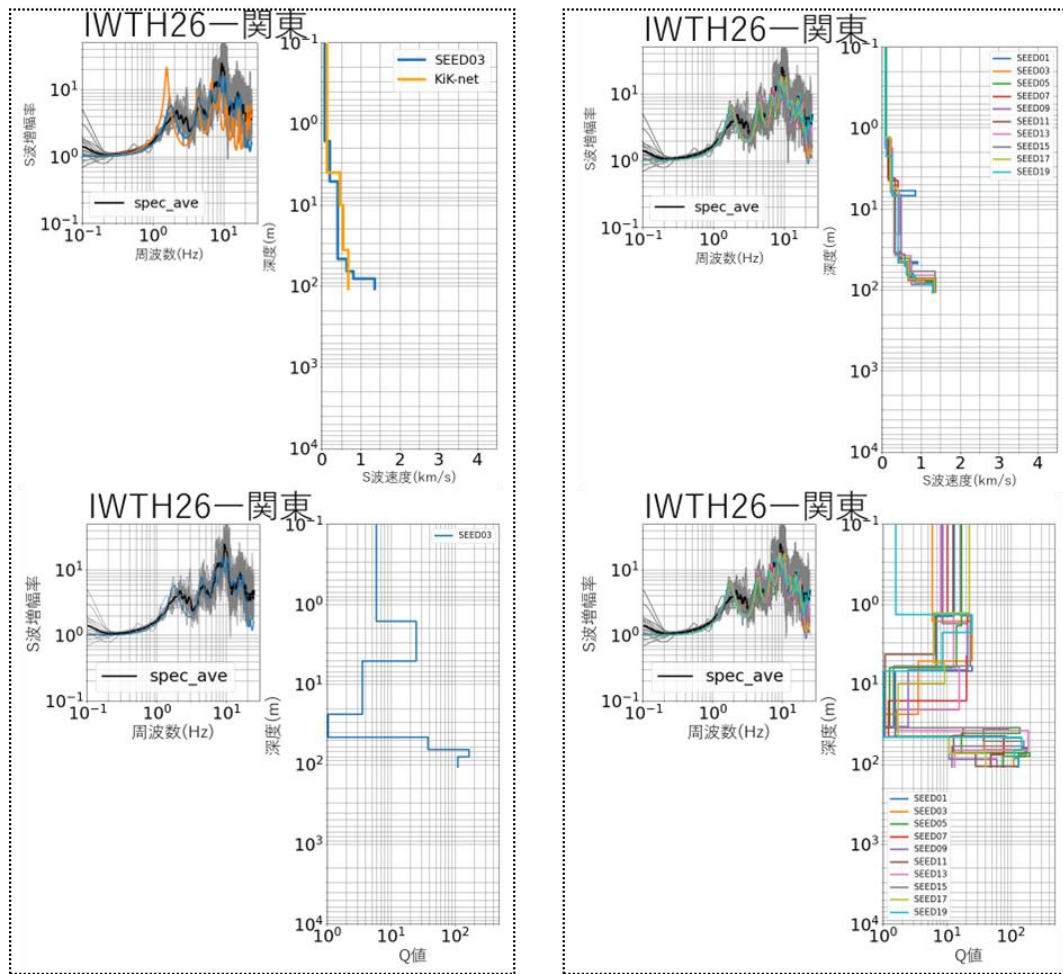


図 2-8 初期地盤モデル同定結果：IWTH26（一関東）

左：残差が最も小さいモデル（SEED03）

右：全乱数 10 ケースの逆解析結果

2.1.4 動的変形特性の設定

まず、既存の動的変形特性について整理した。文献毎に、動的変形特性が整理されている地盤材料を表 2-5 に示した。

動的変形特性の違いによる影響を考慮するために、表 2-6 に示すケースで動的変形特性を設定した。

- ケース 1
 - 古山田ほか (2003)¹⁴：全国の平均的なモデルではあるものの、多地点（東京、神奈川、大阪）での原位置採取試料による室内試験結果に基づき Hardin-Drnevich モデルに整理されている。
 - 今津・福武 (1986)¹⁵：全国の平均的なモデルではあるものの、砂礫材料の動的変形特性をデータベース化されていることが特徴である。ただし、吉田 (2010)¹⁶によると、せん断ひずみが大きい領域で砂の減衰特性が大きすぎると指摘されており、せん断ひずみ 0.3 %程度以下が適用範囲と考えられる。
- ケース 2：砂質土、粘性土、礫質土について、安田・山口 (1985)¹⁷の曲線を採用した。拘束圧や粒径が考慮された式が構築されている。
- 軟岩については、ケース 1、ケース 2 とともに福元ほか (2009)¹⁸による軟岩の曲線を採用した。塑性指数 I_p については、20～40 %と仮定した。

表 2-5 動的変形特性の整理結果

	盛土	砂	粘土	礫（砂礫）	岩	備考
既存の試験データによる曲線						
建築基準法告示1457号		○	○			
鉄道構造物等設計標準	○	○				
土木研究所の式		○	○			沖積粘性土、洪積粘性土を分けて作成されている。
安田・山口（1985）による関係式		○	○	△		拘束圧、粒径が考慮された式である。粒径は1mmまでモデル化されており砂礫は対象外であるが、吉田（2010）参考に粒径を2mmとして設定している。
古山田ほか（2003）による関係式		○	○	△		砂と砂礫材料をまとめて整理している。
特殊土についての曲線						
今津・福武による砂礫材料の関係式		○	○	○		
福元ほか（2009）による軟岩の関係式					○（軟岩）	
被害想定等で設定された曲線						
中央防災会議（2001, 2003）		○	○	○		
原子力発電所等の地盤評価						
柏崎刈羽原子力発電所 審査資料		○			○	
泊発電所 審査資料		○		○	○ Vs≧400	
六ヶ所 再処理施設の事業変更許可申請書	○				○	

表 2-6 等価線形解析及び小林・儘田（2015）における解析ケース

	砂	粘土	礫	軟岩
ケース 1	古山田ほか (2003)	古山田ほか (2003)	今津・福武 (1986)	福元ほか (2009)
ケース 2	安田・山口 (1985)	安田・山口 (1985)	安田・山口 (1985)	福元ほか (2009)

本事業で使用した動的変形特性について以下にまとめた。

(1) 古山田ほか（1985）

多地点（東京、神奈川、大阪）での原位置採取試料による室内試験結果に基づき Hardin-Drnevich モデルに整理されている（図 2-9）。

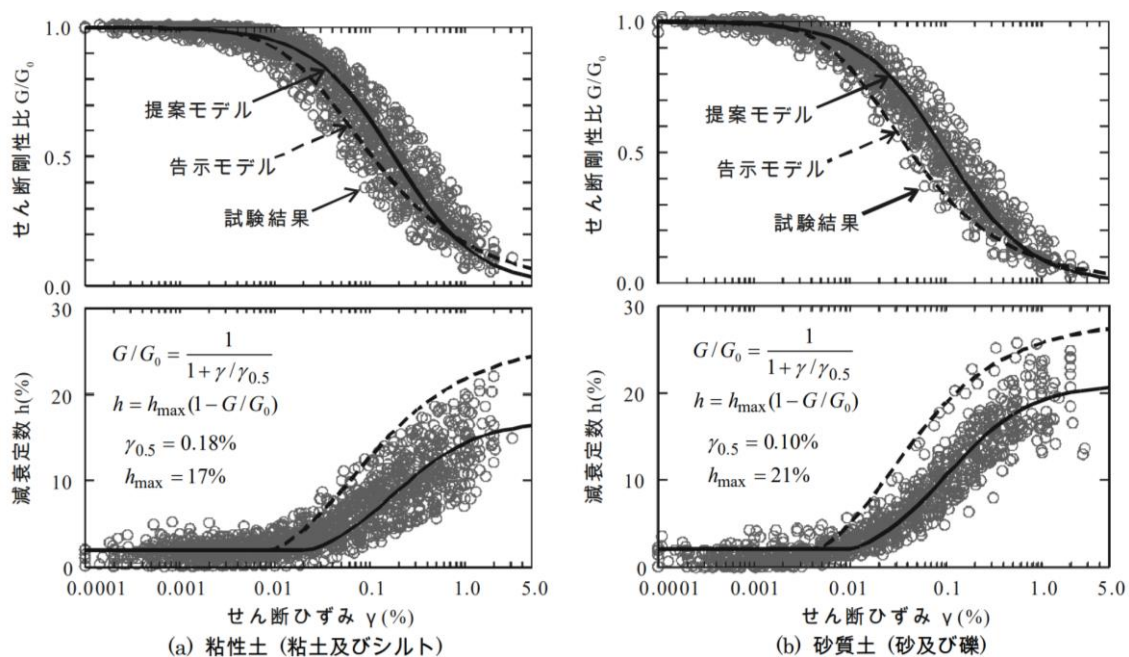


図 2-9 古山田ほか（1985）により整理された動的変形特性

(2) 今津・福武 (1986)

今津・福武 (1986)は動的変形試験を整理し次の式を提案している。

$$\frac{G}{G_{\max}} = \left(\frac{1}{1 + a(\gamma)^b} \right)$$

$$h = c(\gamma)^d$$

今津・福武 (1986)では、特に砂礫材料の動的変形特性をデータベース化されていることが特徴である。

表 2-7 今津・福武 (1986)の係数

	a	b	c	d
砂	729.7	0.89	338.0	0.47
粘性土	179.1	0.79	46.84	0.27
砂礫	392.8	0.75	75.36	0.30

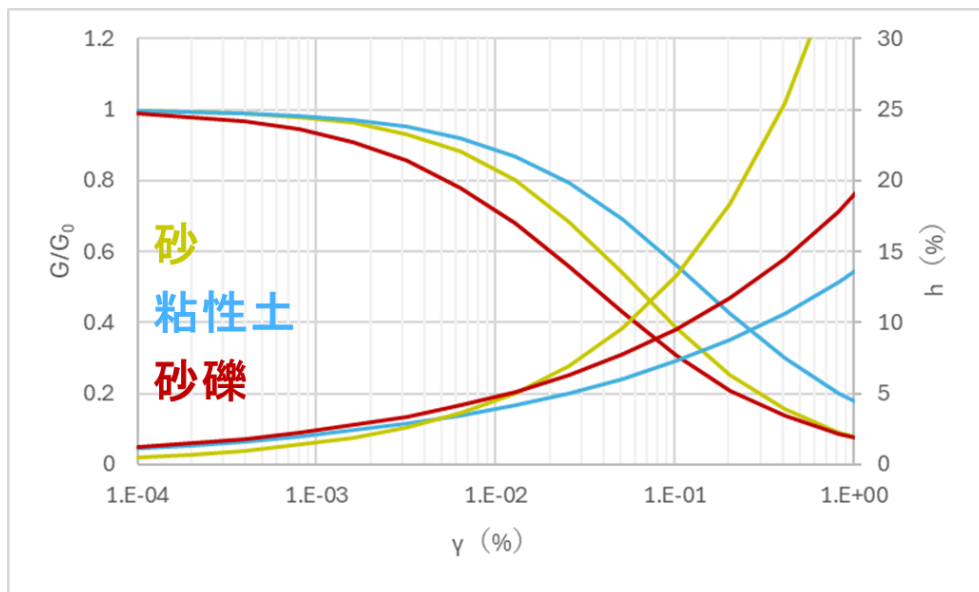


図 2-10 今津・福武 (1986)により整理された動的変形特性

(3) 安田・山口 (1985)

安田・山口 (1985)は北海道から九州までの国内 13 カ所から採取した不攪乱試料に関する繰返しせん断試験を基に次の式を提案している。表 2-8 に式の係数を示す。

$$\frac{G}{G_{\max}} = (A_1 + A_2 \log D_{50}) \left(\frac{\sigma'_m}{98} \right)^{(B_1 + B_2 \log D_{50})}$$

$$h = (C_1 + C_2 \log D_{50}) \left(\frac{\sigma'_m}{98} \right)^{(D_1 + D_2 \log D_{50})}$$

($19.6 \leq \sigma'_m \leq 294$ kPa) (σ'_m : 拘束圧 (kPa)、 D_{50} : 粒径 (mm))

表 2-8 安田・山口 (1985)の係数

γ	A_1	A_2	B_1	B_2
0.0001	0.827	-0.044	0.056	0.026
0.0003	0.670	-0.068	0.184	0.086
0.001	0.387	-0.099	0.277	0.130
0.003	0.189	-0.089	0.315	0.147
0.01	0.061	-0.054	0.365	0.167

γ	C_1	C_2	D_1	D_2
0.0001	0.035	0.005	-0.559	-0.258
0.001	0.136	0.036	-0.375	-0.173
0.01	0.234	0.037	0	0

$D_{50} \leq 0.007\text{mm}$ のとき $B_1=B_2=D_1=D_2=0$

(4) 福元ほか (2009)

福元ほか (2009) は堆積軟岩 (泥岩) に対する単調載荷及び繰返し載荷試験の結果から、多くのデータから乱れていないと考えられる繰返しせん断試験の結果を集め、これを以下の式のように整理した。表 2-9 に式の係数を示す。

$$1 = \frac{G}{G_0} \left[1 + \alpha \left(\frac{G}{G_0} \cdot \frac{\gamma}{\gamma_r} \right)^{\beta-1} \right]$$

$$h = h_{\max} \left(1 - \frac{G}{G_0} \right) + h_0$$

表 2-9 福元ほか (2009)の係数

関係	パラメータ	塑性指数 $I_p(\%)$			
		0~20	20~40	40~60	60~
G/G ₀ - γ 関係	α	2.1905	2.2262	2.4508	2.2505
	β	2.1313	2.1546	2.2933	2.1703
	γ	0.00410	0.00485	0.00645	0.0145
h- γ 関係	h_0	0.014	0.009	0.010	0.015
	$h_{\max}$	0.130	0.122	0.100	0.121

(5) 動的変形特性の設定

等価線形解析及び小林・儘田 (2015)に基づく地盤同定解析に用いる動的変形特性については、以下の考え方により設定した (表 2-10～表 2-15)。

- 土質区分については、KiK-net の柱状図の記載を参照した。
- 対象地点近傍のボーリングデータを整理したが、繰り返しせん断試験結果の記載があるデータはなかったため、本事業では全国的に使用されている動的変形特性を使用した。
- AKTH19 (湯沢) については記載からの判別が困難 (全層で「礫・砂・粘土」) であるため、国土情報センターのサイトで確認できた近隣の柱状図の層相をもとに設定した。なお、AKTH19 (湯沢) 以外の地点については、近隣に柱状図が存在しなかった。
- 動的変形特性の違いによる影響を考慮するために、表 2-6 に示すケースで動的変形特性を設定した。ただし、SMNH01 (伯太) や AKTH04 (東成瀬) においては、等価線形解析結果を踏まえ、土質材料を見直している。また、ケース 2 では、安田・山口 (1985) による動的変形特性が粒径を考慮することが可能であるため、SMNH01 (伯太) の 1、2 層目及び IWTH26 (一関東) については、近隣のボーリングデータを参考に粒径 0.5 mm (砂相当) として設定した。
- S 波速度が 500 m/s 程度までの層について動的変形特性を設定し、それ以上の層については線形層と仮定した。
- 安田・山口 (1985) の曲線について、拘束圧の適用範囲を超えた場合は福元ほか (2009) による軟岩の曲線 (塑性指数 $I_p=20-40\%$) を仮定した。

表 2-10 SMNH01（伯太）の初期モデル及び設定した地盤材料
（赤字はケース 2 で変更した土質）

初期モデル					
S波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	層厚(m)	Q0	土質	
				ケース 1	ケース 2
145.0	1.77	3.0	12.5	砂礫	砂
225.8	1.81	3.4	19.1	砂礫	砂
444.8	1.89	12.2	1.6	砂礫	軟岩
935.5	2.07	18.7	65.7		
2327.9	2.47	9.1	150.2		
2798.2	2.57	43.6	173.8		
2523.6	2.51	10.9	274.0		
2523.6	2.51	-	274.0		

表 2-11 OKYH08（哲多）の初期モデル及び設定した地盤材料

初期モデル					
S波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	層厚(m)	Q0	土質	
				ケース 1	ケース 2
221.1	1.80	5.0	18.3	粘土	粘土
688.6	1.99	23.4	1.2		
769.5	2.02	1.3	12.0		
2785.6	2.56	68.8	130.4		
2761.0	2.56	1.3	90.2		
2761.0	2.56	-	90.2		

表 2-12 OKYH10（上斎原）の初期モデル及び設定した地盤材料

初期モデル					
S波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	層厚(m)	Q0	土質	
				ケース 1	ケース 2
91.0	1.75	2.7	20.9	粘土	粘土
316.7	1.84	2.0	19.0	軟岩	軟岩
492.7	1.91	11.4	24.2	軟岩	軟岩
1288.7	2.19	57.5	5.6		
2395.6	2.49	15.0	24.1		
2791.8	2.56	105.4	5.4		
2728.2	2.55	0.5	294.3		
2444.3	2.50	5.4	313.9		
2444.3	2.50	-	313.9		

表 2-13 AKTH04（東成瀬）の初期モデル及び設定した地盤材料
（赤字はケース 2 で変更した。3, 4 層目は線形層とした）

初期モデル					
S波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	層厚(m)	Q0	土質	
				ケース 1	ケース 2
77.0	1.74	3.1	21.6	粘土	軟岩
191.3	1.79	4.6	18.4	砂礫	軟岩
459.0	1.90	11.0	24.5	砂礫	-
561.1	1.94	10.4	1.3	砂礫	-
805.1	2.03	21.9	1.7		
2192.1	2.44	36.0	17.2		
1882.2	2.36	13.0	144.7		
1882.2	2.36	-	144.7		

表 2-14 AKTH19（湯沢）の初期モデル及び設定した地盤材料

初期モデル					
S波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	層厚(m)	Q0	土質	
				ケース1	ケース2
55.5	1.73	1.8	11.9	砂	砂
188.4	1.79	4.6	2.2	砂礫	砂礫
257.2	1.82	9.2	4.5	軟岩	軟岩
327.9	1.85	18.8	3.5	軟岩	軟岩
347.5	1.86	18.0	1.2	軟岩	軟岩
523.5	1.92	39.0	1.1	軟岩	軟岩
1246.0	2.18	53.4	47.9		
1558.6	2.27	31.7	86.1		
866.3	2.05	3.5	86.9		
866.3	2.05	-	86.9		

表 2-15 IWITH26（一関東）の初期モデル及び設定した地盤材料

初期モデル					
S波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	層厚(m)	Q0	土質	
				ケース1	ケース2
70.1	1.74	1.6	5.9	砂礫	砂礫
200.5	1.80	3.5	24.8	砂礫	砂礫
406.0	1.88	18.5	3.5	軟岩	軟岩
404.7	1.88	22.4	1.0	軟岩	軟岩
623.9	1.96	19.3	37.9		
808.4	2.03	15.2	165.6		
1346.0	2.21	27.4	110.1		
1346.0	2.21	-	110.1		

2.1.5 等価線形解析

等価線形解析手法に基づき、強震時の観測記録と整合するような地盤モデルを試行錯誤で推定した。

(1) 解析手法

作成した初期地盤モデルを用いて等価線形解析を実施した。解析には SHAKE 1972 (Schnabel et al., 1972)¹⁹の考え方に基づいた手法（以下、「SHAKE」と称する）と DYNEQ (吉田, 2024²⁰)を採用した。使用プログラムは両手法とも DYNEQ Ver 4.02 を用いた。このプログラムではオプションによって SHAKE と DYNEQ の手法を切り替えることができる。図 2-11 のように地表観測記録を 2E で与えて地中の E+F を出力する引き戻し解析（本報告書は逆増幅解析と呼ぶ。）と、地中観測記録を E+F で与えて地表の 2E を出力する立ち上げ解析（本報告書は増幅解析と呼ぶ。）を行った。その後出力されたそれぞれの波形から地表/地中スペクトル比を算出し、観測記録と比較した。スペクトル算出の際、バンド幅 0.2 Hz の Parzen Window により平滑化を施した。

SHAKE は高周波部分が観測記録と比較して過小評価されることが報告されている (吉田, 2010)ため、本事業では 10 Hz 以下を対象として解析を実施した。その上で高周波部分が過小評価になった 2 地点である IWTH26 (一関東) 及び AKTH19 (湯沢) は、DYNEQ による解析も併せて行った。弾性層の減衰については S 波速度に応じて設定し、周波数に依存しない一定の値とした。

そのほかの解析条件は表 2-16 に示す通りである。等価線形解析に使用した地盤モデルを表 2-17～表 2-22 に示す。

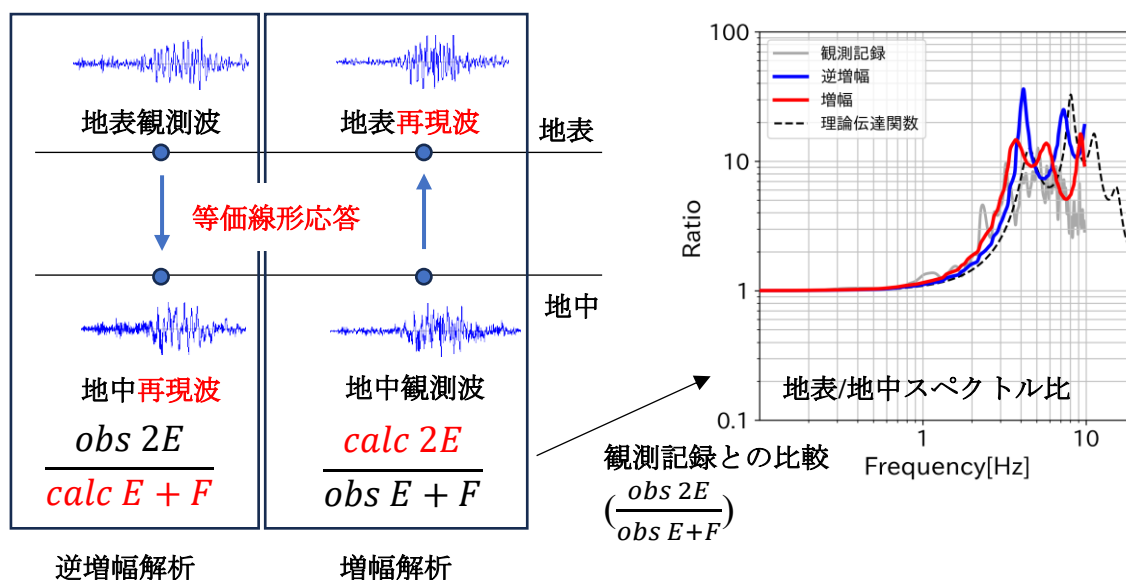


図 2-11 逆増幅解析及び増幅解析と地表/地震スペクトル比の比較例

表 2-16 等価線形解析の解析条件

使用プログラム	DYNEQ (ver4.02) *
複素剛性の計算手法	$G^* = G(\sqrt{1 - 4h^2} + 2ih)$ (吉田・安達 (2022) ^{2 1)})
イタレーション終了の誤差判定値	5 %
ひずみが動的変形特性の範囲外に達した時の補間方法	SHAKE : ひずみが動的変形特性の範囲より小さい場合は最大値で一定、大きい場合は最小値で一定 DYNEQ : 最後の点から双曲線モデルで延長(接線連続)
有効ひずみ係数 α	0.65
弾性層の減衰	S 波速度に応じて設定 Vs=700 m/s 未満 : 3% Vs=2000 m/s 未満 : 2% Vs=2000 m/s 以上 : 1%
DYNEQ のパラメータ	$f_c=4$ Hz, $m=2$

* オプションによって SHAKE と DYNEQ の手法を切り替える

表 2-17 SMNH01 (伯太) の地盤モデル

S 波速度 (m/s)	密度 (g/cm ³)	層厚 (m)	減衰 (%)	非線形特性
145.0	1.77	3.0	—	砂 : 安田・山口 (1985)
225.8	1.81	3.4	—	砂 : 安田・山口 (1985)
444.8	1.89	12.1	—	軟岩 : 福元ほか (2009)
935.4	2.07	18.7	2.00	弾性
2327.9	2.47	9.1	1.00	弾性
2798.2	2.57	43.6	1.00	弾性
2523.6	2.51	10.9	1.00	弾性
2523.6	2.51	—	1.00	弾性

表 2-18 OKYH08（哲太）の地盤モデル

S 波速度 (m/s)	密度 (g/cm ³)	層厚 (m)	減衰 (%)	非線形特性
221.1	1.80	5.0	－	粘土：安田・山口 (1985)
688.6	1.99	23.4	3.00	弾性
769.5	2.02	1.3	2.00	弾性
2785.6	2.56	68.8	1.00	弾性
2761.0	2.56	1.3	1.00	弾性
2761.0	2.56	－	1.00	弾性

表 2-19 OKYH10（上齋原）の地盤モデル

S 波速度 (m/s)	密度 (g/cm ³)	層厚 (m)	減衰 (%)	非線形特性
91.0	1.75	2.7	－	粘土：安田・山口 (1985)
316.7	1.84	1.9	－	軟岩：福元ほか (2009)
492.7	1.91	11.4	－	軟岩：福元ほか (2009)
1288.7	2.19	57.5	2.00	弾性
2395.6	2.49	15.0	1.00	弾性
2791.8	2.56	105.4	1.00	弾性
2728.1	2.55	0.5	1.00	弾性
2444.3	2.50	5.4	1.00	弾性
2444.3	2.50	－	1.00	弾性

表 2-20 AKTH04（東成瀬）の地盤モデル

S 波速度 (m/s)	密度 (g/cm ³)	層厚 (m)	減衰 (%)	非線形特性
77.0	1.74	3.1	－	軟岩：福元ほか (2009)
191.3	1.79	4.6	－	軟岩：福元ほか (2009)
459.0	1.90	11.0	5.00	弾性
561.1	1.94	10.4	5.00	弾性
805.1	2.03	21.9	2.00	弾性
2192.1	2.44	36.0	1.00	弾性
1882.2	2.36	13.0	1.00	弾性
1882.2	2.36	－	1.00	弾性

表 2-21 AKTH19（湯沢）の地盤モデル

S 波速度 (m/s)	密度 (g/cm ³)	層厚 (m)	減衰 (%)	非線形特性
55.5	1.73	1.8	－	砂：安田・山口 (1985)
188.4	1.79	4.6	－	砂礫：安田・山口 (1985)
257.2	1.82	9.2	－	軟岩：福元ほか (2009)
327.8	1.85	18.8	－	軟岩：福元ほか (2009)
347.5	1.85	18.0	－	軟岩：福元ほか (2009)
523.5	1.92	39.0	－	軟岩：福元ほか (2009)
1246.0	2.18	53.4	2.00	弾性
1558.6	2.27	31.7	2.00	弾性
866.3	2.05	3.5	2.00	弾性
866.3	2.05	－	2.00	弾性

表 2-22 Iwth26（一関東）の地盤モデル

S 波速度 (m/s)	密度 (g/cm ³)	層厚 (m)	減衰 (%)	非線形特性
70.1	1.74	1.6	－	砂：安田・山口 (1985)
200.5	1.79	3.5	－	砂：安田・山口 (1985)
406.0	1.88	18.5	－	軟岩：福元ほか (2009)
404.7	1.88	22.4	－	軟岩：福元ほか (2009)
623.9	1.96	19.3	3.00	弾性
808.4	2.03	15.2	2.00	弾性
1346.0	2.21	27.4	2.00	弾性
1346.0	2.21	－	2.00	弾性

(2) 動的変形特性の影響

動的変形特性が解析結果に与える影響を確認するために、SMNH01（伯太）のEW成分のSHAKEによる解析を例に、表 2-6 におけるケース 1 とケース 2 のそれぞれの動的変形特性を設定し結果の比較を行った。表 2-23 に各ケースの結果と観測記録との残差を、図 2-12 に地表/地中スペクトル比を示した。なお残差について、0.1-10 Hz の範囲において以下の式で評価した。

$$R = \sum_{i=1}^N \frac{(obs_i - calc_i)^2}{f_i}$$

ここで R は残差、 N はスペクトル比を比較する振動数の数、 obs_i は観測記録に基づいたスペクトル比の i 番目のデータ、 $calc_i$ は解析で求められた i 番目のデータ、 f_i は obs_i に対応する周波数である。観測と解析の残差二乗和を1/周波数の重みを与えて残差を計算した。

図 2-12 から分かる通り、古山田ほかの特性を用いた結果の方が観測記録とやや乖離しており、表 2-23 に示す通り安田・山口 (1985)の特性を用いた方が残差は小さい。これより観測記録と整合させるためには適切な動的変形特性を設定する必要があることがわかる。以降の検討ではケース 2 の動的変形特性を設定した結果について議論する。

表 2-23 動的変形特性を変更した場合の観測記録との残差

	安田・山口 (1985)	古山田ほか (2003)
SMNH01 逆増幅解析	10292	13496
SMNH01 増幅解析	2874	3802

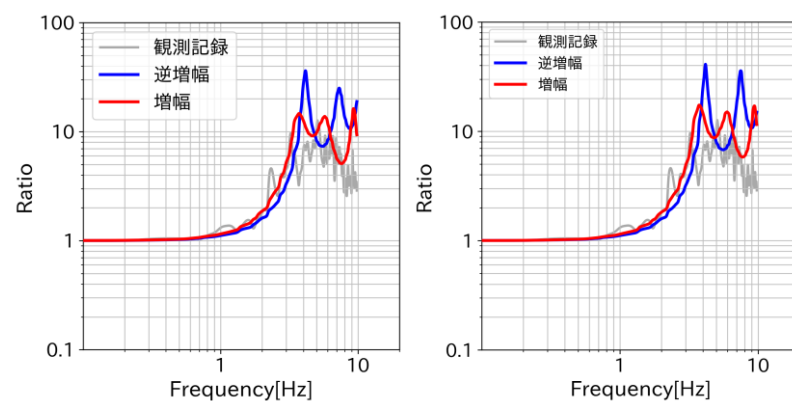


図 2-12 動的変形特性を変更した場合の地表/地中スペクトル比（SMNH01（伯太））

左：安田・山口（1985）、右：古山田ほか（2003）

(3) 有効ひずみ係数の影響

SHAKE による等価線形解析の有効ひずみ係数 α は一般的に 0.65 が用いられているが、事例によって変化することが知られている（たとえば田蔵ほか (1987)²² など）。そこで SMNH01（伯太）及び IWTH26（一関東）の EW 成分を例に、有効ひずみ係数を 0.3-1.0 の範囲で変更したケーススタディを実施した。表 2-24 に観測記録との残差を、図 2-13 及び図 2-14 に地表/地中スペクトル比を示す。なお残差については前項と同様の評価式を用いた。

表 2-24 より SMNH01（伯太）では α が大きくなるほど残差が小さくなる傾向にあり、一方で IWTH26（一関東）では α が小さくなるほど残差が小さくなる傾向にある。このように地点毎に残差を最小にする α は異なることから、本事業では $\alpha=0.65$ として解析を行った。

表 2-24 有効ひずみ係数を変更した場合の観測記録との残差

	$\alpha =$ 0.3	$\alpha =$ 0.4	$\alpha =$ 0.5	$\alpha =$ 0.6	$\alpha =$ 0.65	$\alpha =$ 0.7	$\alpha =$ 0.8	$\alpha =$ 0.9	$\alpha =$ 1.0
SMNH01 逆増幅解析	18007	14941	12475	10879	10292	9517	8610	7832	7042
SMNH01 増幅解析	7860	5413	4078	3168	2874	2598	2140	1547	714
IWTH26 逆増幅解析	5651	5955	7560	8443	8807	9140	9657	10034	9855
IWTH26 増幅解析	6156	6321	8561	10403	11668	13065	13836	14006	13992

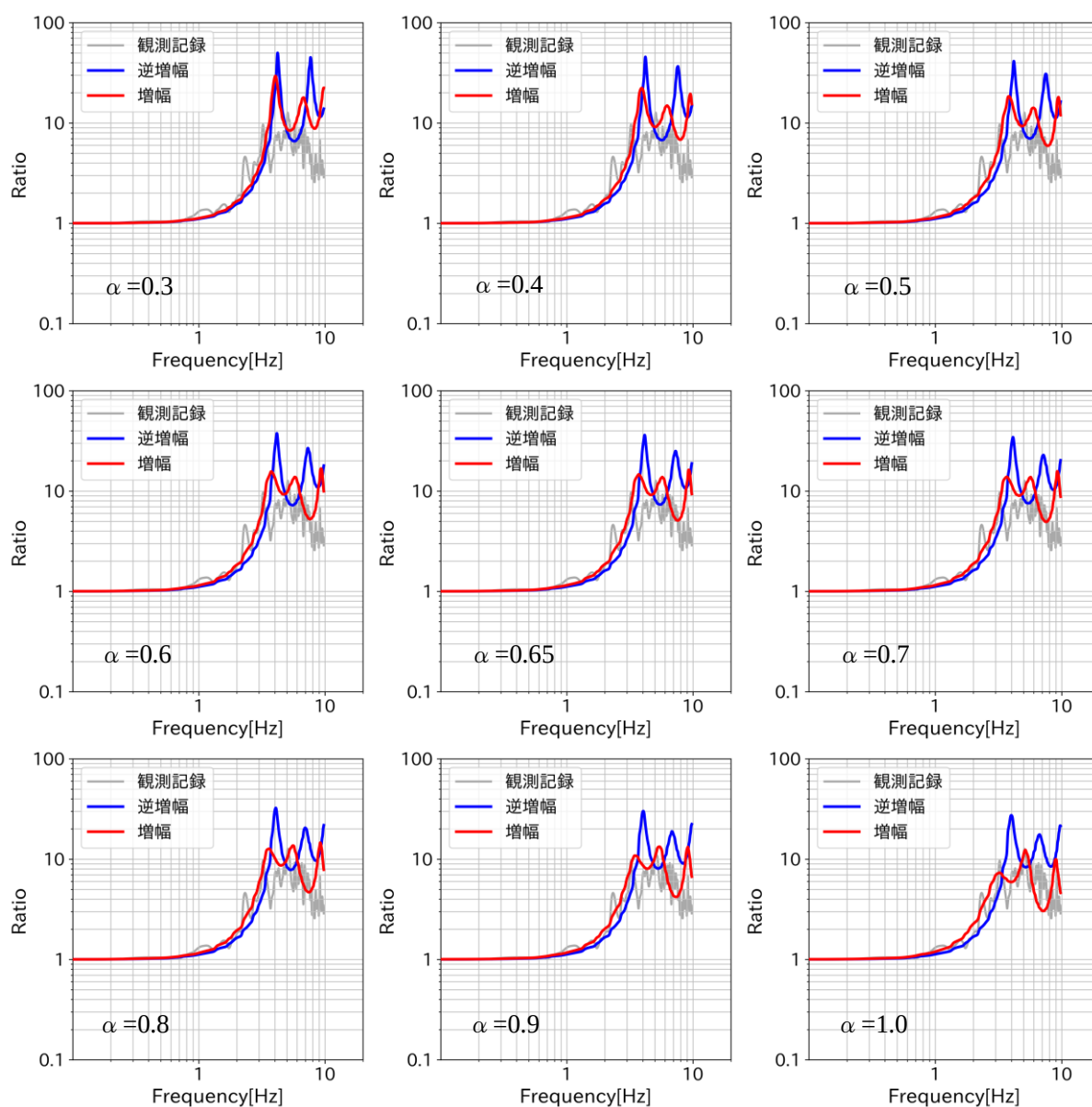


図 2-13 有効ひずみ係数を変更した場合の地表/地中スペクトル比 (SMNH01 (伯太))

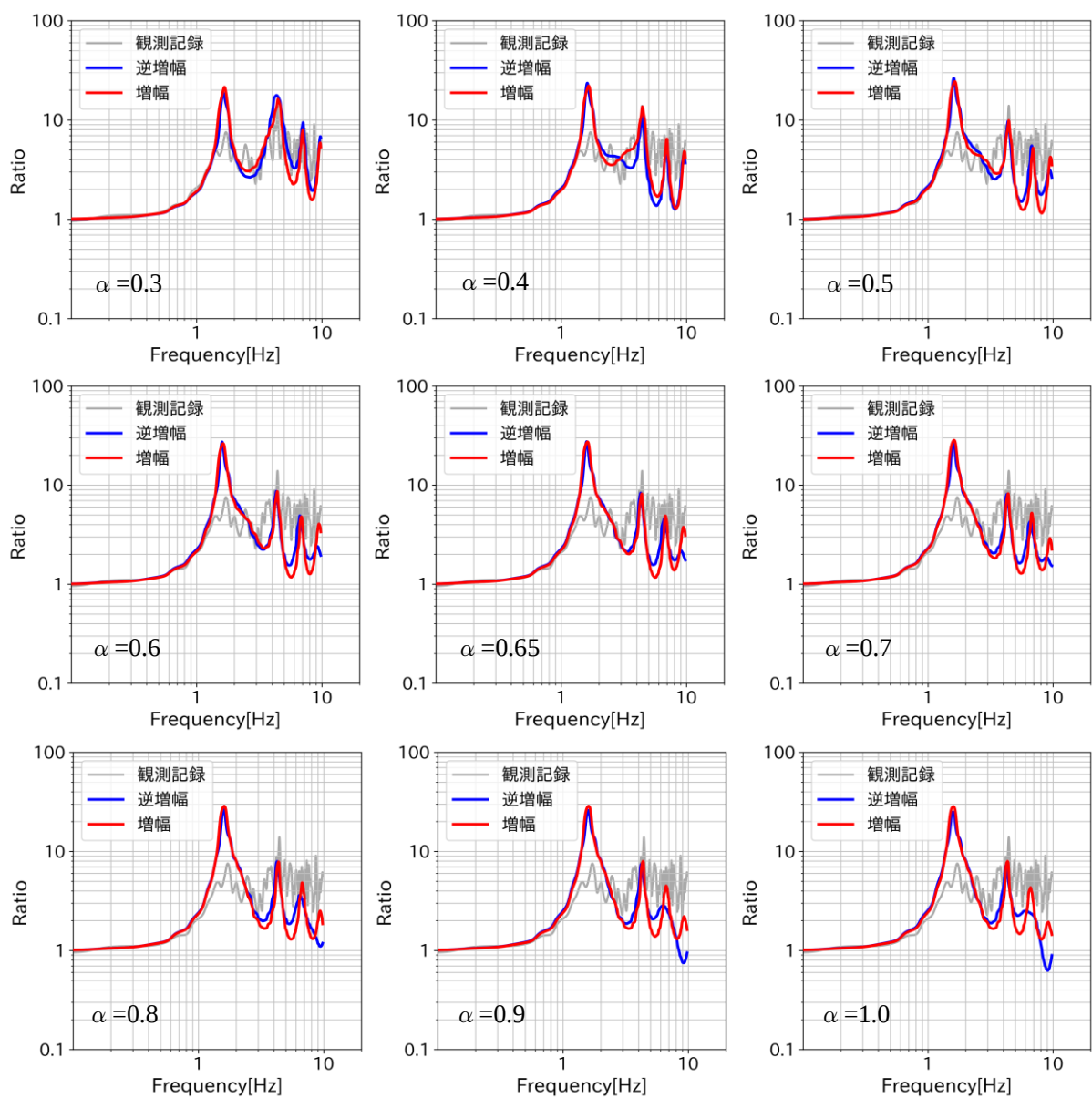


図 2-14 有効ひずみ係数を変更した場合の地表/地中スペクトル比（IWITH26（一関東））

(4) 解析結果と観測記録との比較

図 2-15 および図 2-16 に観測と本事業の地表/地中スペクトル比を示す。比較のために、初期モデルから想定される理論伝達関数の結果を載せている。SMNH01（伯太）、OKYH08（哲太）、IWTH26（一関東）、AKTH04（東成瀬）では 1 次ピークの周波数が観測と概ね整合していることがわかる。OKYH10（上齋原）は 3 Hz に観測にみられない明瞭なピークが認められるが、初期モデルの理論伝達関数でも同様のピークが確認されることより、初期モデルの S 波速度構造のコントラストに起因するピークだと考えられる。

IWTH26（一関東）及び AKTH19（湯沢）について、SHAKE では観測と比べてやや過大に評価されているが、DYNEQ による解析ではより観測に整合するような結果が得られた。

OKYH08（哲太）について、SHAKE では 5 Hz と 10 Hz に明瞭なピークがみられるが、観測の該当周波数のピークはやや小さく、初期モデルの理論伝達関数の方がより観測に近い結果が得られている。初期モデルは弾性層の減衰について、観測に合わせるようにある程度の範囲を与えてモデルの同定を行っていたため、減衰が大きく評価されていた可能性がある。等価線形解析では初期モデルを基に S 波速度に応じて減衰を設定したため、観測と乖離するような結果が得られたと推察される。

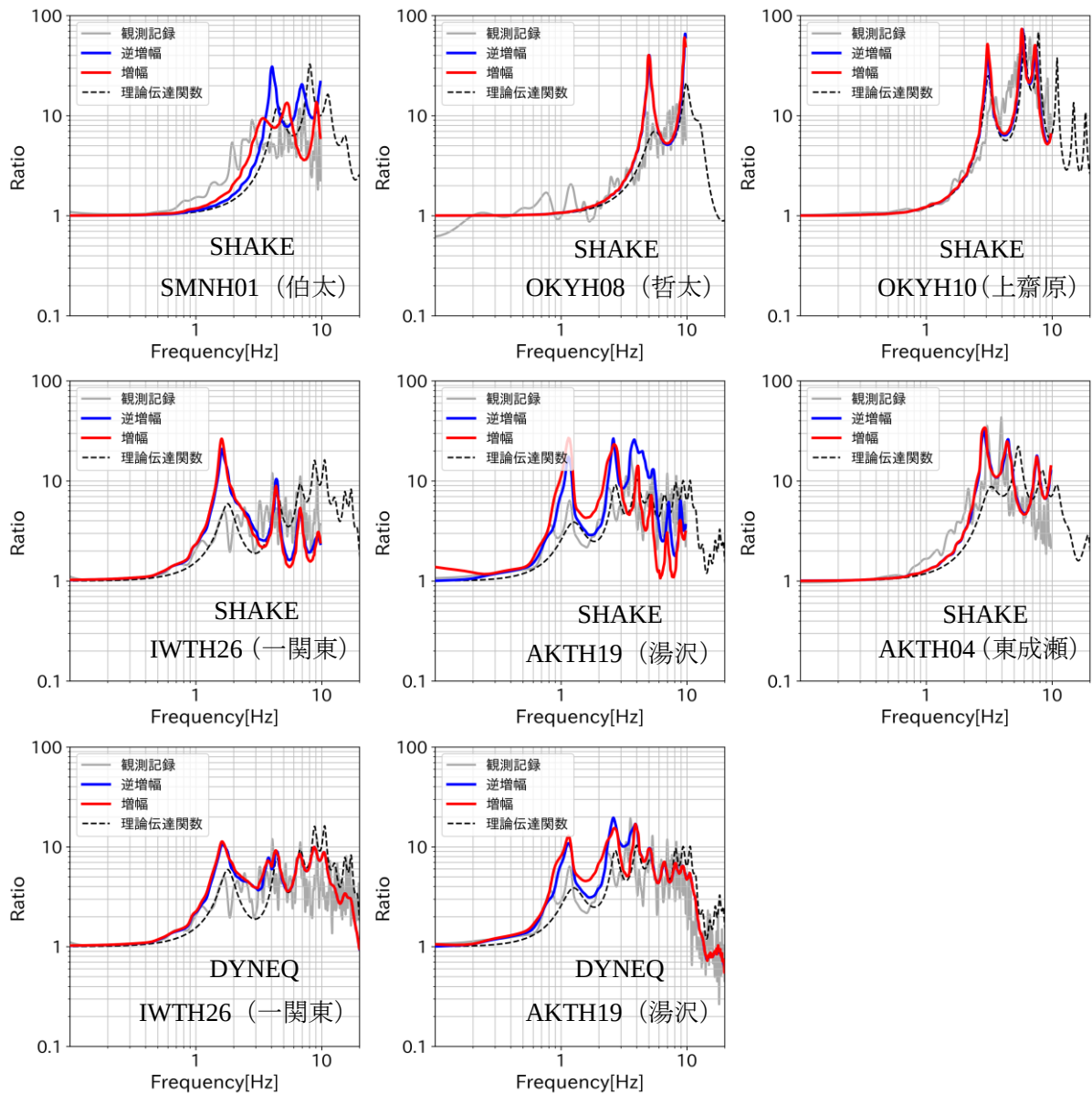


図 2-15 観測と等価線形解析の地表/地中スペクトル比 (NS 成分)

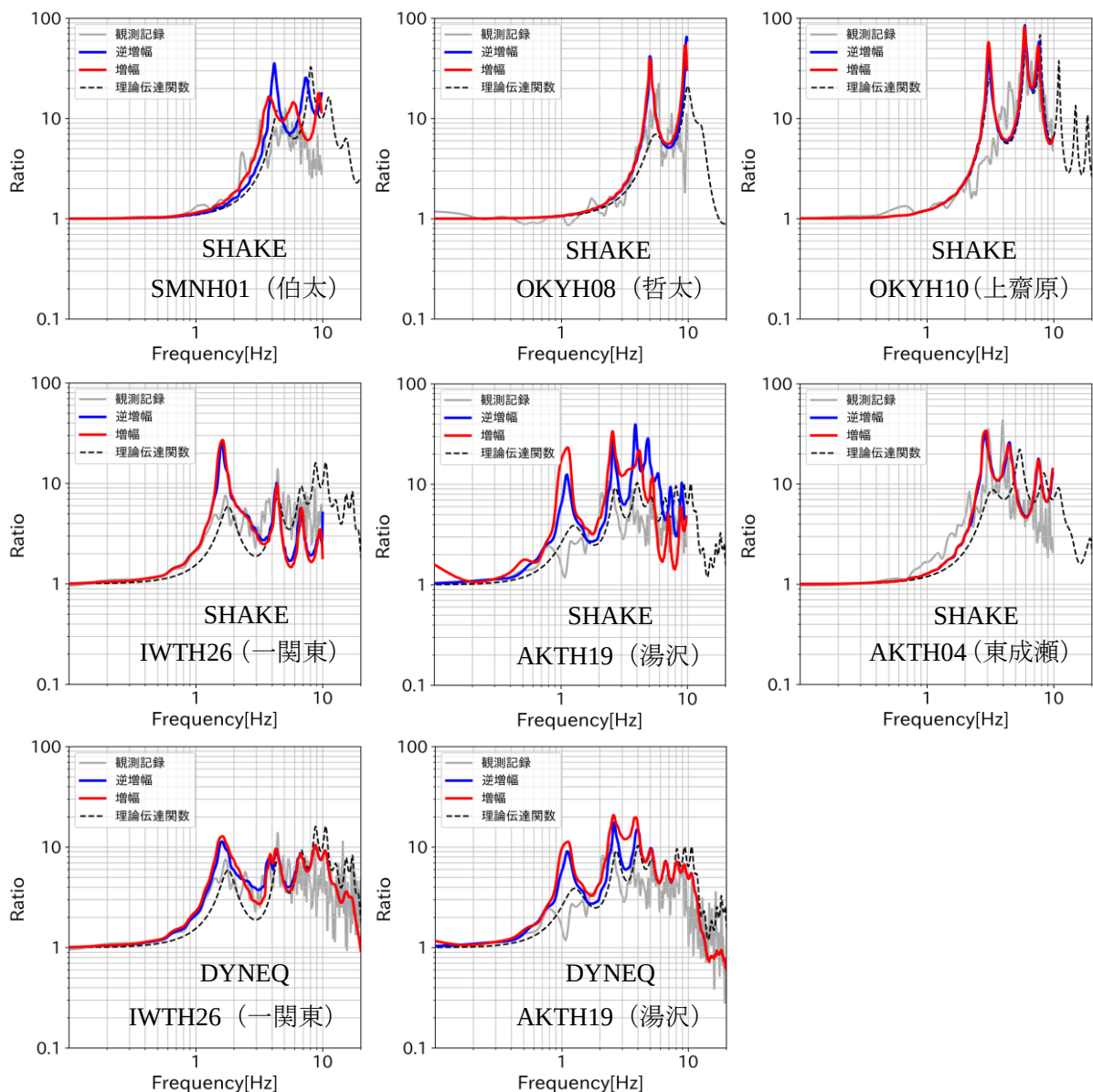


図 2-16 観測と等価線形解析の地表/地中スペクトル比 (EW 成分)

(5) 等価線形解析のまとめ

本事業では同定された初期モデルを基に、減衰と動的変形特性のみを変更して試行錯誤でモデルの調整を行った。初期モデルの S 波速度構造によっては観測記録と整合しないこともあり、解析結果の精度は初期モデルの精度に依存する場合がある。

また、今回は全国的に使用されている動的変形特性を使用して解析を実施した。その結果、観測記録に対してピークの位置は概ね整合したが振幅も含めて整合する地点は少なかった。より観測記録に整合させるためには全国的に使用されている動的変形特性を用いるのではなく、対象地点近傍の繰り返しせん断試験のデータを用いて解析を行う必要がある。

2.1.6 強震時地盤同定解析（小林・儘田（2015）の手法）

小林・儘田（2015）が提案した地盤同定解析手法に基づき、強震時の観測記録と整合するような地盤モデルを同定した。動的変形特性の違いによる影響を考慮するために、表 2-6 に示すケースで動的変形特性を設定した。

(1) 解析手法

小林・儘田（2015）では、Kawase et al. (2011)による拡散波動場理論に着目し、同理論の応用から地盤非線形性を考慮した地中地盤における水平動の合理的な地震動評価法を検討しており、弱震時の応答特性（線形地盤モデル）を既知として、水平動 S/W スペクトル（弱震時の応答特性が強震時に変化した分のみを抽出した諸量）を用いて、ハイブリッド逆解析法（GA+SA）により強震時の応答特性（非線形地盤モデル）を同定する手法が提案されている。動的変形特性を考慮することで、地盤の物性を考慮できる。

弱震時の地表面における地震動 H/V スペクトル $(H/V)_w$ 及び強震時の地表面における地震動 H/V スペクトル $(H/V)_s$ は以下の式であらわされる。

$$(H/V)_w(0, \omega) = \sqrt{\frac{2\alpha_H |TF_{1w}(0, \omega)|}{\beta_H |TF_{3w}(0, \omega)|}}$$

$$(H/V)_s(0, \omega) = \sqrt{\frac{2\alpha_H |TF_{1s}(0, \omega)|}{\beta_H |TF_{3s}(0, \omega)|}}$$

H : 水平動成分のフーリエスペクトル

V : 上下動成分のフーリエスペクトル

α_H : 地震基盤の P 波速度

β_H : 地震基盤の S 波速度

Ω : 角周波数

TF_1 : S 波伝達関数

TF_3 : P 波伝達関数

W : 弱震時（weak）

S : 強震時（strong）

※ “0” は地表を意味する

一般的に、上下動は強震時に地盤の非線形化の影響が殆ど見られないことから、地震動 H/V スペクトルにおいて地盤非線形性を考慮する場合は、水平動のみ非線形化を考慮すると仮定すると、水平動 S/W スペクトルは以下の式で与えられる。

$$S/W(0, \omega) \equiv \frac{(H/V)_s(0, \omega)}{(H/V)_w(0, \omega)} \approx \frac{|TF_{1s}(0, \omega)|}{|TF_{1w}(0, \omega)|}$$

水平動 S/W スペクトルの逆解析に基づく対象層のせん断ひずみに応じたせん断定数（S 波速度）及び減衰定数の算出フローを図 2-17 に示す。逆解析には、山中・石田 (1995)が提案した「遺伝的アルゴリズム (GA) と焼きなまし法 (SA) を組み合わせたハイブリッド逆解析手法」を用いた (表 2-25)。逆解析の際の与条件（入力データ）として、2.1.3 節で作成した初期地盤モデル（線形地盤モデル）及び動的変形特性を与えた。動的変形特性の考慮においては、ハイブリッド逆解析の際にはじめに地盤非線形性を考慮する対象層に S 波速度を一意に与えてせん断定数（せん断剛性比 G/G_0 ）を算出し、次に地盤材料の動的変形特性からせん断剛性比 G/G_0 に対応するせん断ひずみを求めて減衰定数を算出した。減衰については与条件とした動的変形特性からスプライン補間により値を得た。同定した地盤モデル（非線形地盤モデル）の伝達関数と線形地盤モデルの伝達関数の比（理論 S/W スペクトル）を計算し、対象層の S 波速度と減衰定数の最適解を探索した。S 波速度は線形地盤モデルの速度を超えないように拘束した。

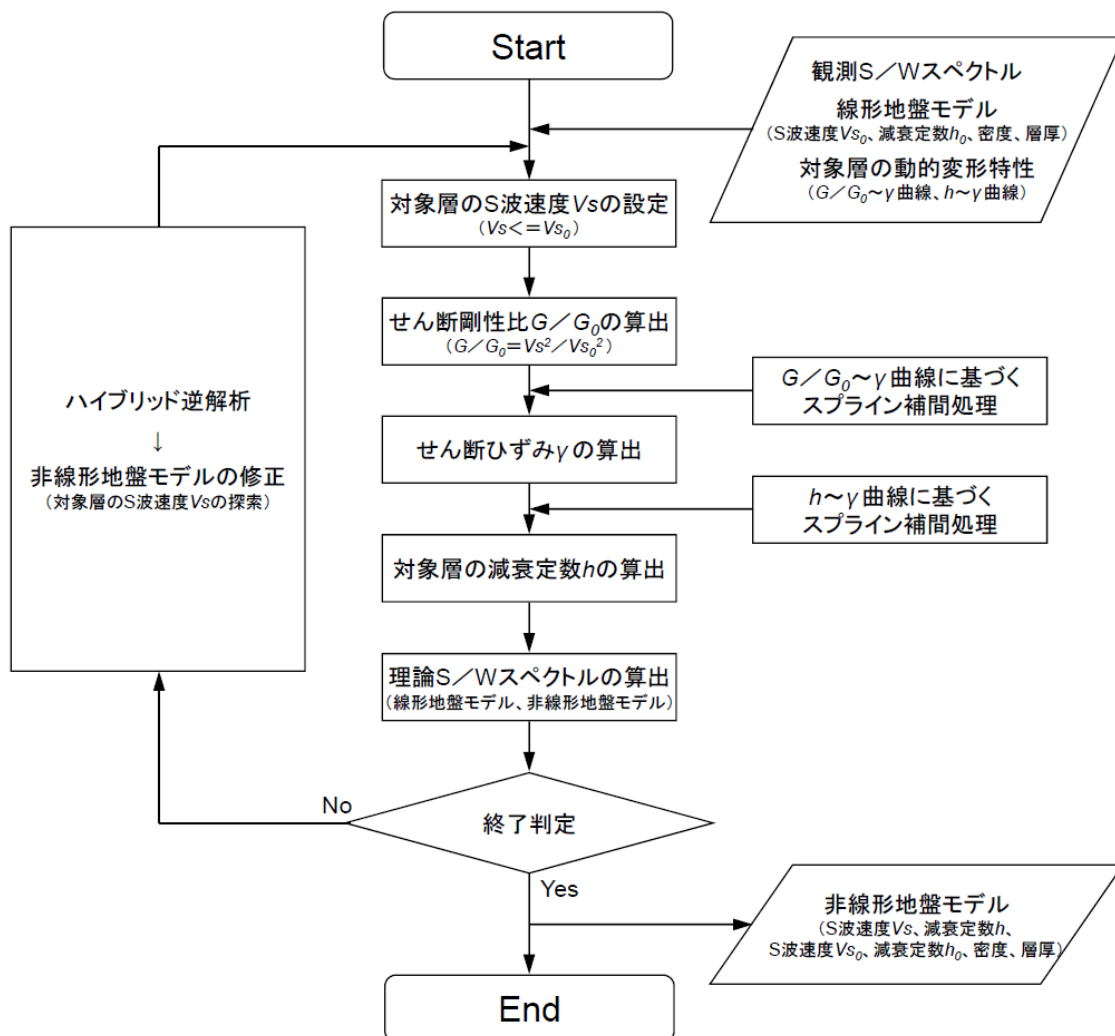


図 2-17 小林・儘田 (2015) の逆解析に基づく
せん断定数（S 波速度）及び減衰定数の算出フロー

表 2-25 逆解析に関するパラメータ

世帯数	200
世代数	200
交差確率	0.8
突然変異確率	0.02

(2) 観測 S/W スペクトルの算出

本震時の観測記録に基づく地表/地中のスペクトル比を算出した。さらに、本震記録に基づく地表/地中のスペクトル比を初期モデル算出時に求めた弱震記録に基づく地表/地中のスペクトル比（平均）で除することにより S/W スペクトル比を算出した。水平動のスペクトルは水平 2 成分の相乗平均とした。

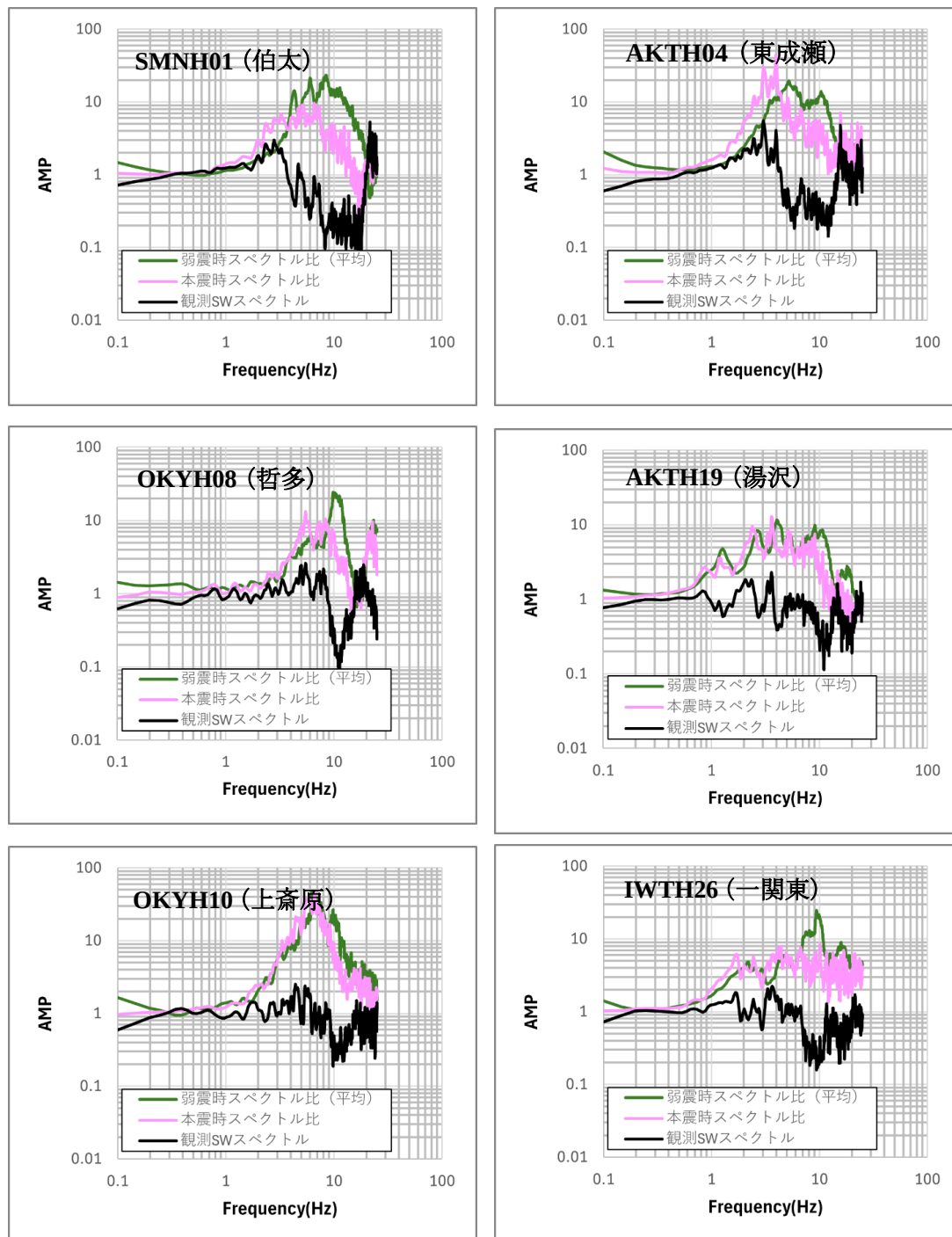


図 2-18 S/W スペクトル及び地表/地中スペクトル比

(3) 地盤同定解析

地盤同定解析結果について、表 2-26 の通りに示す。ケースの違い（動的変形曲線の設定の違い）により、同定した速度構造はわずかに異なるものの、S/W スペクトル結果には大きな影響は見られない。これは小林・儘田（2015）でも言及された考察と調和的である。

一方で、AKTH04（東成瀬）のように、非線形層数が同定した理論 S/W スペクトル及び非線形地盤モデルの理論 S 波増幅特性に与える影響は大きい。

- SMNH01（伯太）

5 Hz 以上で観測 S/W スペクトル（強震時の地表/地中スペクトル比）より理論 S/W スペクトル（非線形地盤モデルから算出した理論伝達関数）が大きい。1 次ピークについては、振幅はやや過大評価であるもののピーク周波数は整合的である。

- OKYH08（哲多）

理論 S/W スペクトル（非線形地盤モデルから算出した理論伝達関数）は観測 S/W スペクトル（強震時の地表/地中スペクトル比）と整合的である。

- OKYH10（上斎原）

理論 S/W スペクトルは観測 S/W スペクトルと整合的である。一方で、非線形地盤モデルから算出した理論伝達関数は 3 Hz 程度にピークが表れているのに対して、強震時の地表/地中スペクトル比にはその周波数に明瞭なピークはない。これは、初期地盤モデルの理論伝達関数に見られる 3 Hz 程度のピークである。そのため、S/W スペクトルと整合的な同定を行ったとしても、初期地盤モデルで観測との誤差があらわれる手法であることに留意する必要がある。

- AKTH04（東成瀬）

6～15 Hz 程度で観測 S/W スペクトル（強震時の地表/地中スペクトル比）より理論 S/W スペクトル（非線形地盤モデルから算出した理論伝達関数）が大きく、20 Hz 程度で観測 S/W スペクトル（強震時の地表/地中スペクトル比）より理論 S/W スペクトル（非線形地盤モデルから算出した理論伝達関数）が小さい。1 次ピークについては、概ね整合的である。

- AKTH19（湯沢）

2 Hz 以上で理論 S/W スペクトル（非線形地盤モデルから算出した理論伝達関数）は観測 S/W スペクトル（強震時の地表/地中スペクトル比）と整合的である。1 次ピークについては、振幅が過大評価であるもののピーク周波数は整合的である。これは、初期モデルで設定していた Q 値が 2～6 層目で小さいものの、逆解析により減衰を同定した結果、初期モデルよりも減衰が小さくなったためであると考えられる。

- IWTH26（一関東）

理論 S/W スペクトル（非線形地盤モデルから算出した理論伝達関数）のスペクトル形状は観

測 S/W スペクトル（強震時の地表/地中スペクトル比）と整合的であるものの 3～6 Hz 程度で過大評価である。また、理論 S/W スペクトルの 1 次ピークについては、観測 S/W スペクトルと比較して振幅が過大評価であり、ピーク周波数はやや低い。振幅が過大評価となっている要因としては、AKTH19（湯沢）と同様に初期モデルで設定していた Q 値が 3～4 層目で小さいことが考えられる。また、ピーク周波数がやや低くなっている要因については、観測 S/W スペクトルの高振動数側に理論 S/W スペクトルを合わせるために、S 波速度が小さく同定されたためであると考えられる。

表 2-26 地盤同定解析結果の図番号

	S 波速度 構造	スペクトル	同定結果
SMNH01 (伯太)	図 2-19	図 2-20	表 2-27
OKYH08 (哲多)	図 2-21	図 2-22	表 2-28
OKYH10 (上斎原)	図 2-23	図 2-24	表 2-29
AKTH04 (東成瀬)	図 2-25	図 2-26	表 2-30
AKTH19 (湯沢)	図 2-27	図 2-28	表 2-31
IWTH26 (一関東)	図 2-29	図 2-30	表 2-32

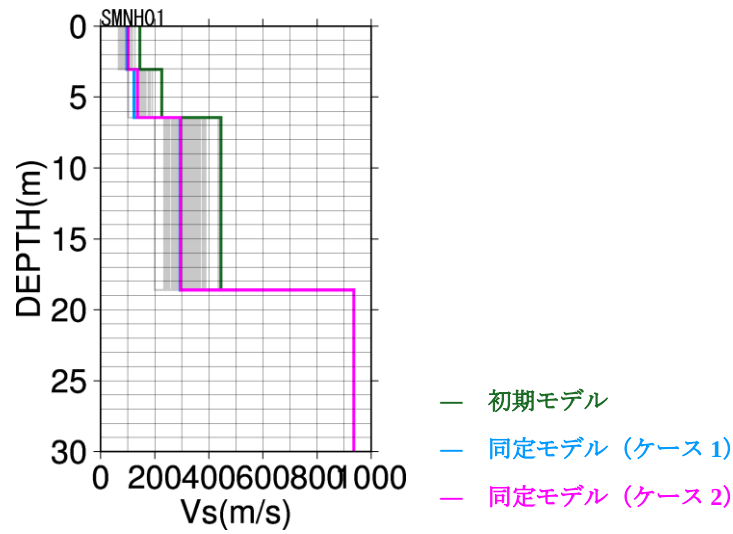


図 2-19 SMNH01（伯太）地点において同定した速度構造

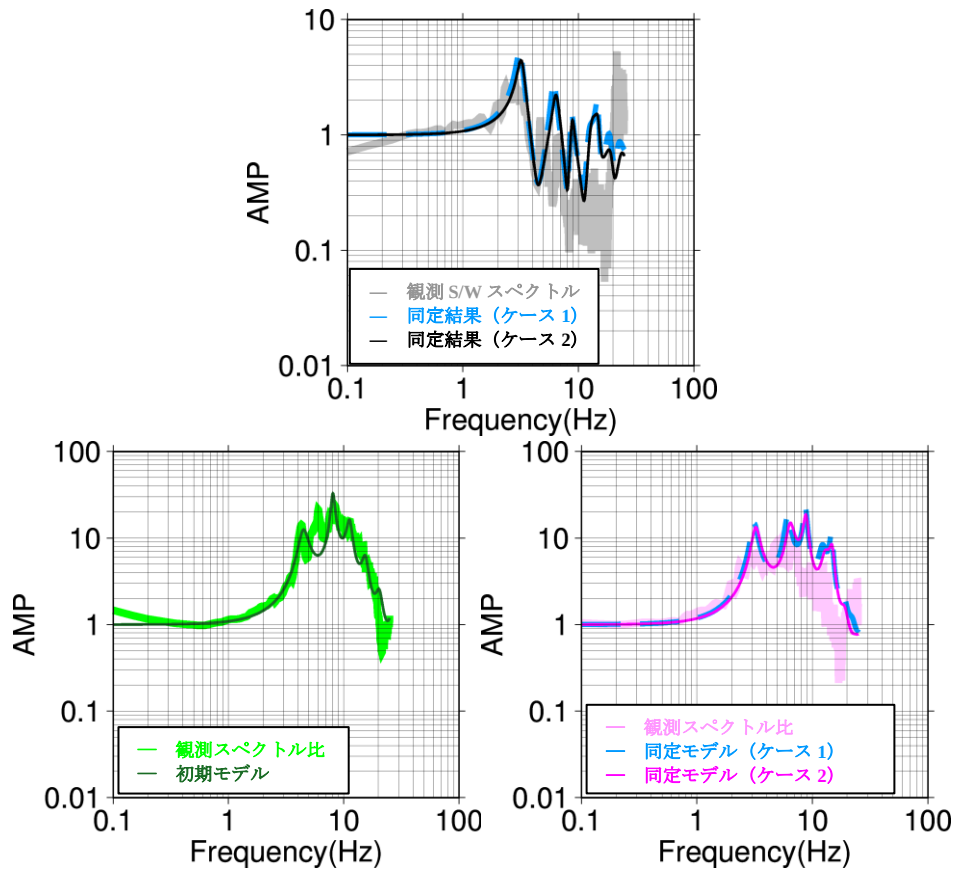


図 2-20 SMNH01（伯太）地点において同定した S/W スペクトル（上図）及び弱震記録の地表/地中スペクトル比と線形地盤モデルの理論 S 波増幅率（左下）と強震記録の地表/地中スペクトル比と線形地盤モデルの理論 S 波増幅率（右下）

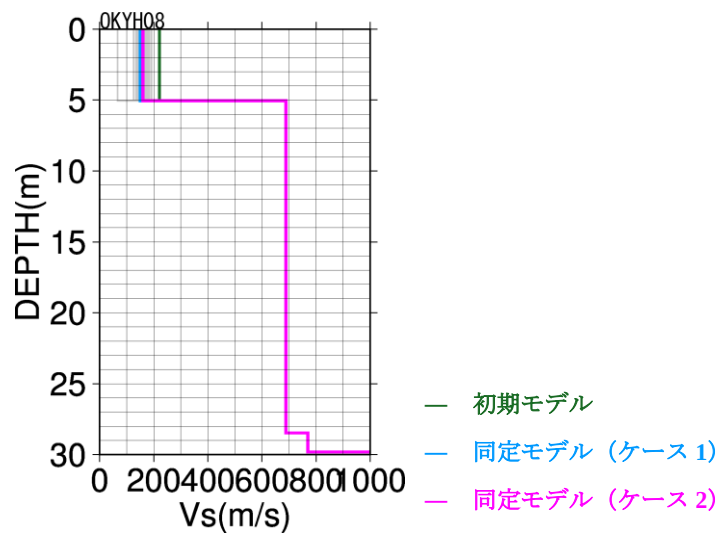


図 2-21 OKYH08 (哲多) 地点において同定した速度構造

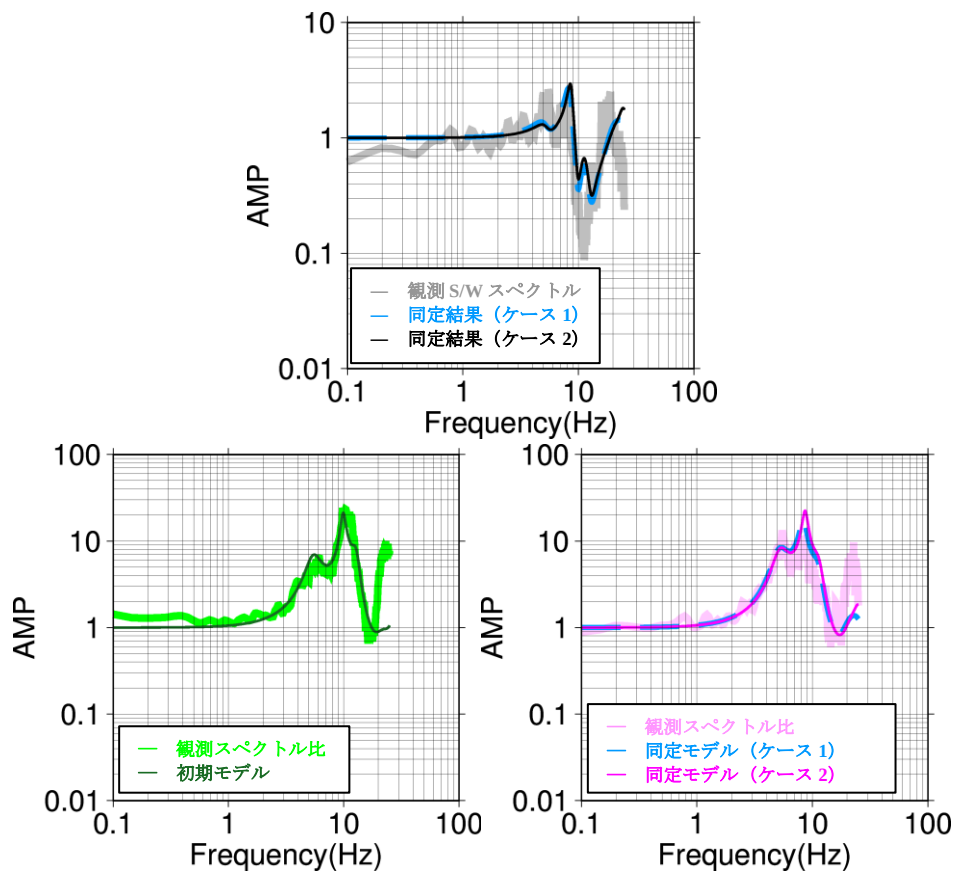


図 2-22 OKYH08 (哲多) 地点において同定した S/W スペクトル (上図) 及び弱震記録の地表/地中スペクトル比と線形地盤モデルの理論 S 波増幅率 (左下) と強震記録の地表/地中スペクトル比と線形地盤モデルの理論 S 波増幅率 (右下)

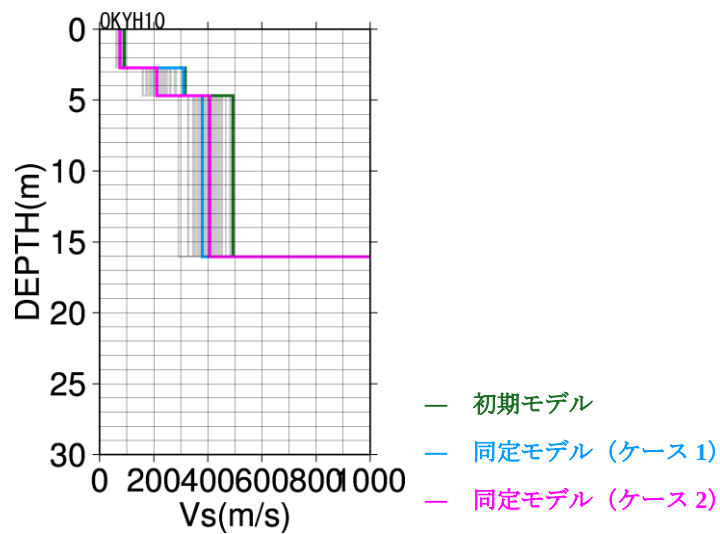


図 2-23 OKYH10（上斎原）地点において同定した速度構造

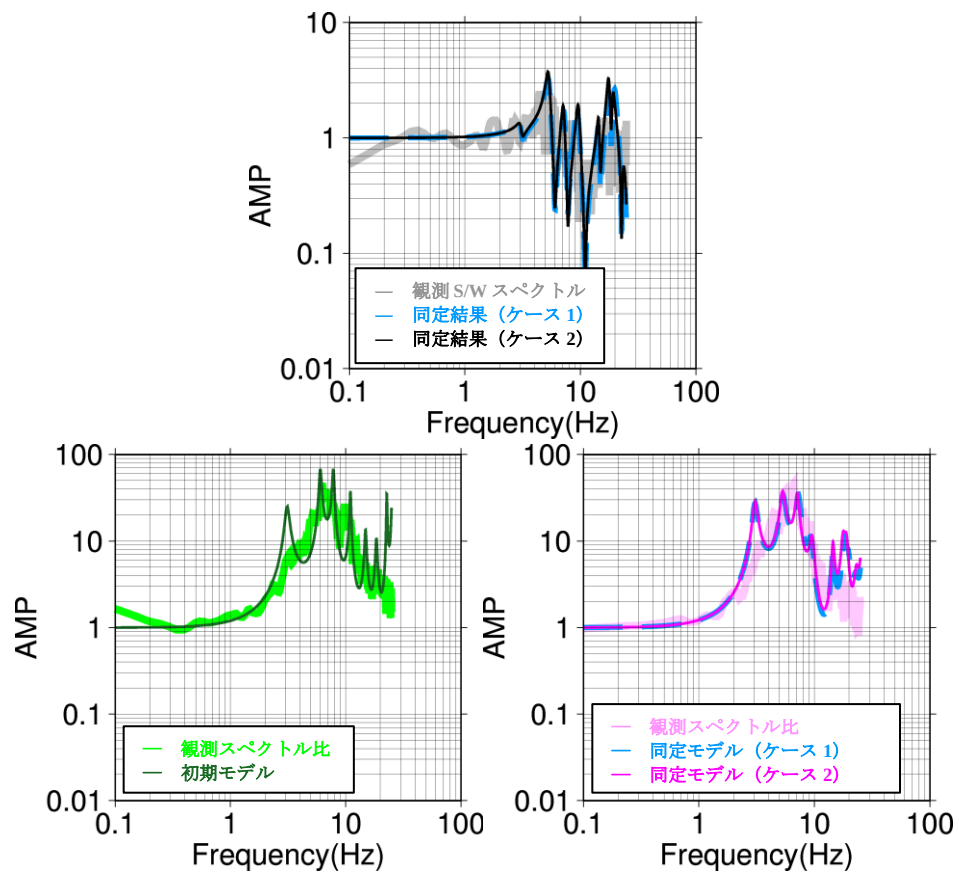


図 2-24 OKYH10（上斎原）地点において同定した S/W スペクトル（上図）及び弱震記録の地表/地中スペクトル比と線形地盤モデルの理論 S 波増幅率（左下）と強震記録の地表/地中スペクトル比と線形地盤モデルの理論 S 波増幅率（右下）

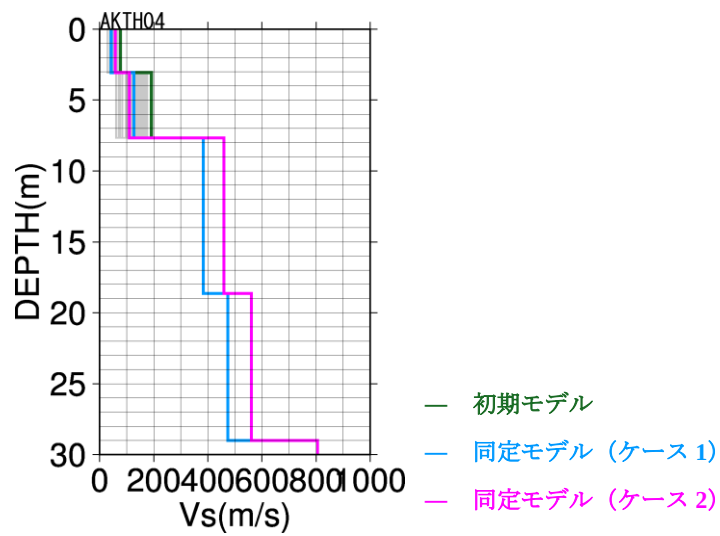


図 2-25 AKTH04（東成瀬）地点において同定した速度構造

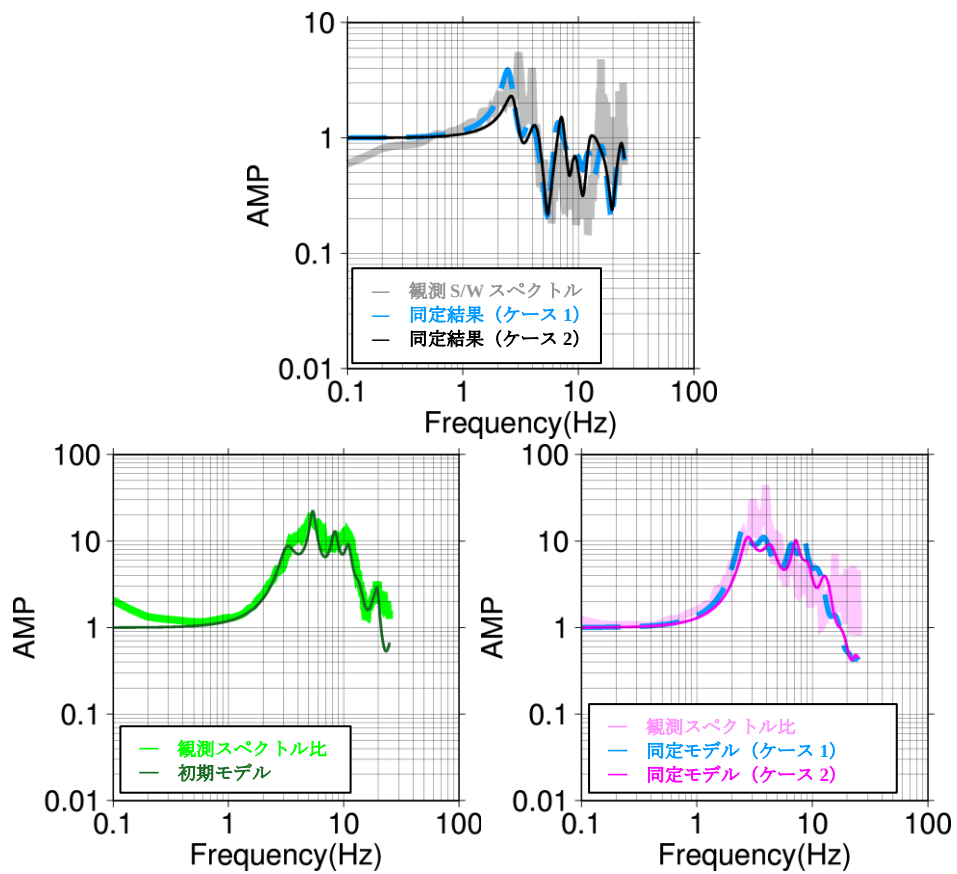


図 2-26 AKTH04（東成瀬）地点において同定した S/W スペクトル（上図）及び弱震記録の地表/地中スペクトル比と線形地盤モデルの理論 S 波増幅率（左下）と強震記録の地表/地中スペクトル比と線形地盤モデルの理論 S 波増幅率（右下）

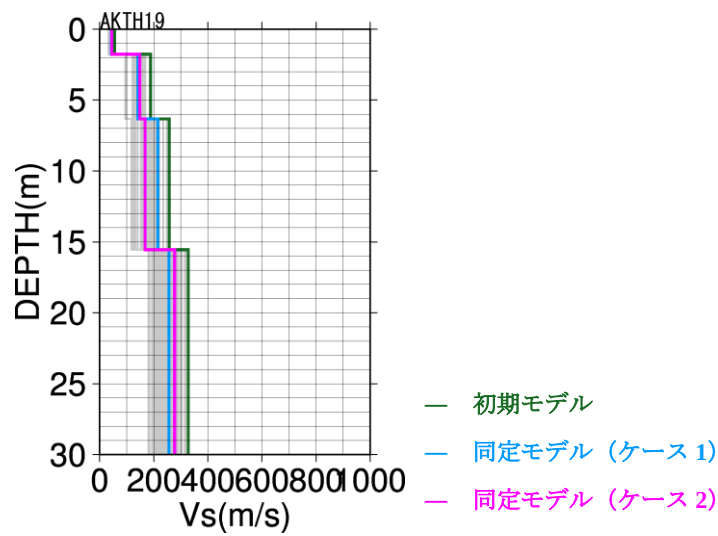


図 2-27 AKTH19（湯沢）地点において同定した速度構造

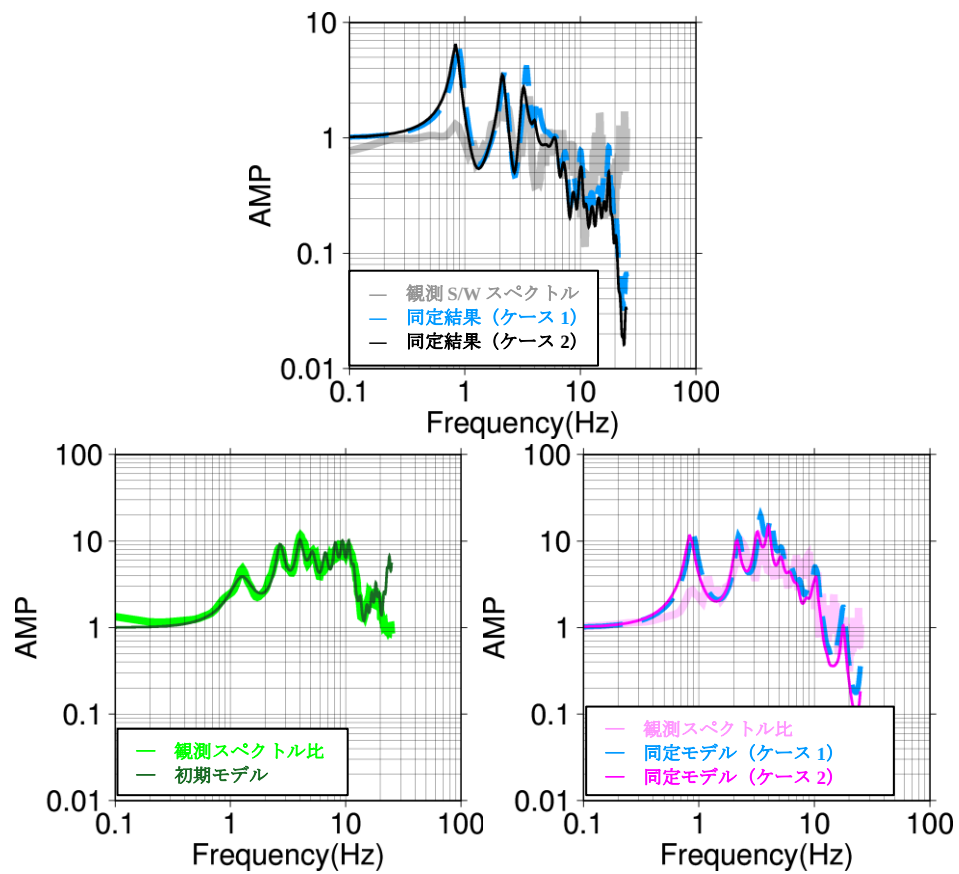


図 2-28 AKTH19（湯沢）地点において同定した S/W スペクトル（上図）及び弱震記録の地表/地中スペクトル比と線形地盤モデルの理論 S 波増幅率（左下）と強震記録の地表/地中スペクトル比と線形地盤モデルの理論 S 波増幅率（右下）

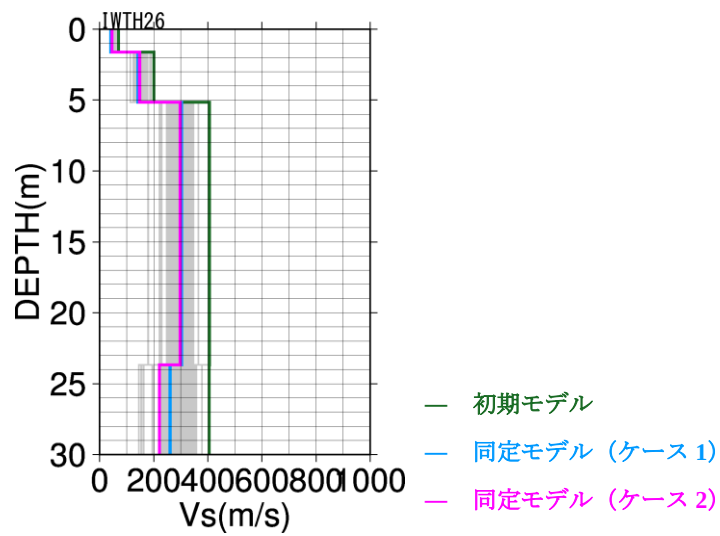


図 2-29 Iwth26（一関東）地点において同定した速度構造

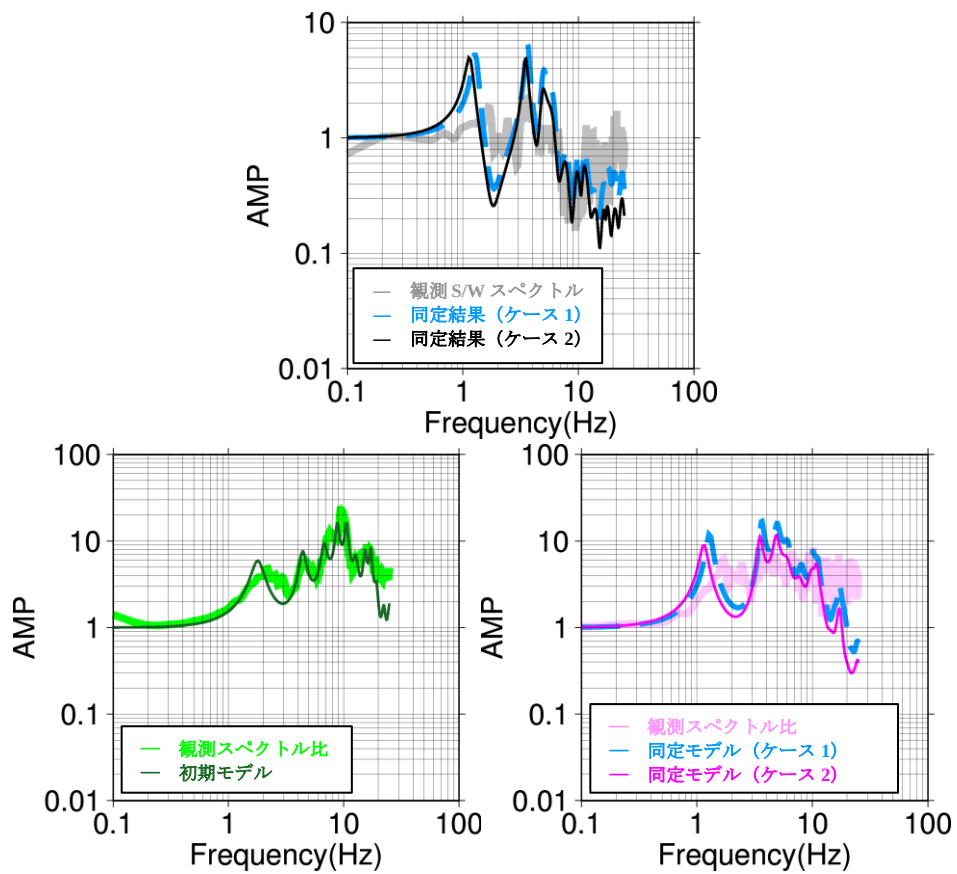


図 2-30 Iwth26（一関東）地点において同定した S/W スペクトル（上図）及び弱震記録の地表/地中スペクトル比と線形地盤モデルの理論 S 波増幅率（左下）と強震記録の地表/地中スペクトル比と線形地盤モデルの理論 S 波増幅率（右下）

表 2-27 SMNH01（伯太）の初期モデル及び同定結果

初期モデル				同定結果					
S波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	層厚(m)	Q0	S波速度(m/s)		h(%)		動的変形特性	
				ケース 1	ケース 2	ケース 1	ケース 2	ケース 1	ケース 2
145.0	1.77	3.0	12.5	97	101	7.6	11.8	砂礫	砂
225.8	1.81	3.4	19.1	123	137	9.8	13.2	砂礫	砂
444.8	1.89	12.2	1.6	294	296	7.7	7.7	砂礫	軟岩
935.5	2.07	18.7	65.7						
2327.9	2.47	9.1	150.2						
2798.2	2.57	43.6	173.8						
2523.6	2.51	10.9	274.0						
2523.6	2.51	-	274.0						

表 2-28 OKYH08（哲多）の初期モデル及び同定結果

初期モデル				同定結果					
S波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	層厚(m)	Q0	S波速度(m/s)		h(%)		動的変形特性	
				ケース 1	ケース 2	ケース 1	ケース 2	ケース 1	ケース 2
221.1	1.80	5.0	18.3	150	160	9.2	6.9	粘土	粘土
688.6	1.99	23.4	1.2						
769.5	2.02	1.3	12.0						
2785.6	2.56	68.8	130.4						
2761.0	2.56	1.3	90.2						
2761.0	2.56	-	90.2						

表 2-29 OKYH10（上斎原）の初期モデル及び同定結果

初期モデル				同定結果					
S波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	層厚(m)	Q0	S波速度(m/s)		h(%)		動的変形特性	
				ケース 1	ケース 2	ケース 1	ケース 2	ケース 1	ケース 2
91.0	1.75	2.7	20.9	76	74	5.0	4.3	粘土	粘土
316.7	1.84	2.0	19.0	309	211	3.5	7.7	軟岩	軟岩
492.7	1.91	11.4	24.2	380	407	5.9	4.8	軟岩	軟岩
1288.7	2.19	57.5	5.6						
2395.6	2.49	15.0	24.1						
2791.8	2.56	105.4	5.4						
2728.2	2.55	0.5	294.3						
2444.3	2.50	5.4	313.9						
2444.3	2.50	-	313.9						

表 2-30 AKTH04（東成瀬）の初期モデル及び同定結果

初期モデル				同定結果					
S波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	層厚(m)	Q0	S波速度(m/s)		h(%)		動的変形特性	
				ケース 1	ケース 2	ケース 1	ケース 2	ケース 1	ケース 2
77.0	1.74	3.1	21.6	43	58	11.8	6.2	粘土	軟岩
191.3	1.79	4.6	18.4	126	109	7.7	9.1	砂礫	軟岩
459.0	1.90	11.0	24.5	383	-	5.0	-	砂礫	線形
561.1	1.94	10.4	1.3	473	-	4.8	-	砂礫	線形
805.1	2.03	21.9	1.7						
2192.1	2.44	36.0	17.2						
1882.2	2.36	13.0	144.7						
1882.2	2.36	-	144.7						

表 2-31 AKTH19（湯沢）の初期モデル及び同定結果

初期モデル				同定結果					
S波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	層厚(m)	Q0	S波速度(m/s)		h(%)		動的変形特性	
				ケース 1	ケース 2	ケース 1	ケース 2	ケース 1	ケース 2
55.5	1.73	1.8	11.9	44	45	8.0	8.2	砂	砂
188.4	1.79	4.6	2.2	141	149	6.3	8.3	砂礫	砂礫
257.2	1.82	9.2	4.5	215	168	4.9	7.9	軟岩	軟岩
327.9	1.85	18.8	3.5	257	277	5.8	4.4	軟岩	軟岩
347.5	1.86	18.0	1.2	283	260.905	5.3	6.2	軟岩	軟岩
523.5	1.92	39.0	1.1	371	345.336	7.0	7.8	軟岩	軟岩
1246.0	2.18	53.4	47.9						
1558.6	2.27	31.7	86.1						
866.3	2.05	3.5	86.9						
866.3	2.05	-	86.9						

表 2-32 Iwth26（一関東）の初期モデル及び同定結果

初期モデル				同定結果					
S波速度(m/s)	密度(g/cm ³)	層厚(m)	Q0	S波速度(m/s)		h(%)		動的変形特性	
				ケース 1	ケース 2	ケース 1	ケース 2	ケース 1	ケース 2
70.1	1.74	1.6	5.9	41	46	8.9	14.6	砂礫	砂礫
200.5	1.80	3.5	24.8	142	148	6.9	9.5	砂礫	砂礫
406.0	1.88	18.5	3.5	303	298	6.3	6.6	軟岩	軟岩
404.7	1.88	22.4	1.0	260	221	8.1	9.5	軟岩	軟岩
623.9	1.96	19.3	37.9						
808.4	2.03	15.2	165.6						
1346.0	2.21	27.4	110.1						
1346.0	2.21	-	110.1						

(4) 層分割による影響に関する検討

より高周波数側のフィッティングを改善するために、SMNH01（伯太）地点を対象に非線形層を細分化した検討を行った。速度構造の同定結果には影響するものの、S/W スペクトルの同定結果にはほとんど変化しなかった。

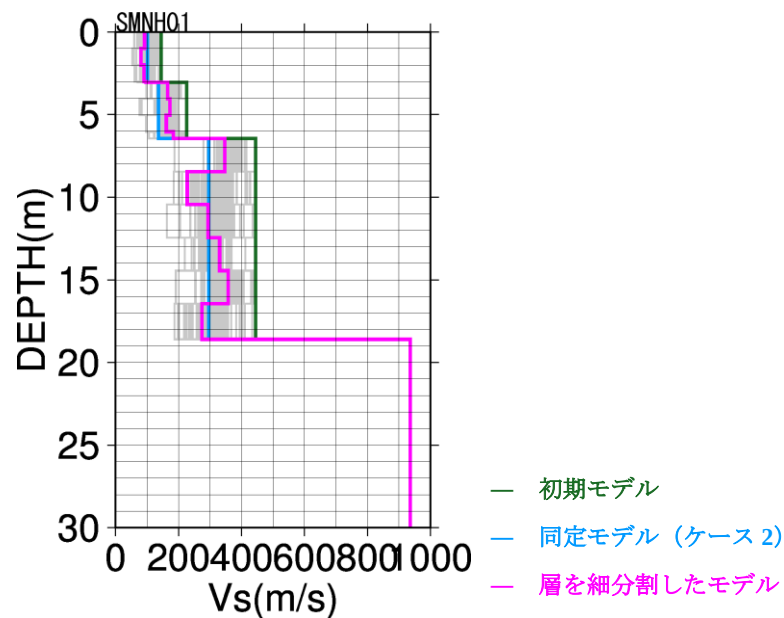


図 2-31 SMNH01（伯太）地点において同定した速度構造

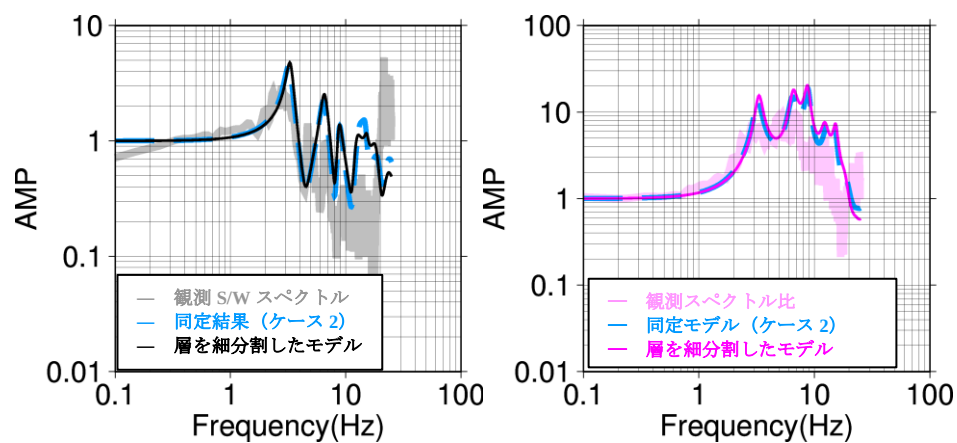


図 2-32 SMNH01（伯太）地点において同定した S/W スペクトル（左）及び強震記録の地表/地中スペクトル比と線形地盤モデルの理論 S 波増幅率（右）

(5) 小林・儘田（2015）による地盤同定解析手法のまとめ

動的変形特性を 2 ケース設定し、小林・儘田（2015）の方法により非線形地盤モデルを同定した。同定結果は観測 S/W スペクトルの形状や 1 次ピーク周波数を概ね表現できているものの、振幅に乖離が見られる。これは、初期モデルの Q 値が極端に小さい地点があるためであると考えられるため、より観測記録と整合的な初期地盤モデルを構築することが課題であると考えられる。

動的変形曲線が解析結果に与える影響としては、同定した速度構造はわずかに異なるものの、S/W スペクトル結果には大きな影響は見られない。これは小林・儘田（2015）でも言及された考察と調和的である。一方で、AKTH04（東成瀬）のように、非線形層数が同定した理論 S/W スペクトル及び非線形地盤モデルの理論 S 波増幅特性に与える影響は大きい。

2.1.7 強震時地盤同定解析 (Si et al. (2013)の手法)

本項では、2.2 節冒頭で述べたように、令和 5 年度の予備調査を含めて先行研究の調査結果を参照し、対象地震である平成 12 年鳥取県西部地震及び平成 20 年岩手・宮城内陸地震の地震動記録のうち、地盤の非線形性の影響を受けたと判断された観測点を地震ごとに 3 地点を選定し、それら非線形性の影響を除去する解析手法として Si et al. (2013)で用いられている強震時地盤同定解析に基づき剥ぎとり解析を行った。なお、強震時地盤同定解析に用いる初期地盤モデルは、地盤の非線形性の影響を受けていない中小地震の観測記録を基に最適化したものを用いた。さらに、地中記録に地震計のノイズが含まれる場合、その影響を極力回避し剥ぎとり波を求めた。

(1) 検討方法

本項では、Si et al. (2013)に従って、 μ GA を用いて地盤の S 波速度と減衰係数の同定解析を行った。 μ GA は遺伝的アルゴリズム (GA) による解法の 1 つで、実施効率が良いことからこれを採用した。本手法のフローチャートは図 2-33 と図 2-34 に示す。なお、 μ GA では用いる乱数の初期値と次世代での更新は、いずれも 5 つとし、それぞれについて同定を行い、それらの中で最も良い適合度の乱数値を次世代に残す仕組みとなっている。

適合度の評価は 0.5 Hz か 1.0 Hz~20Hz の周波数範囲において以下の式に従って評価を行っている。なお、低周波数側で 1.0 Hz か 0.5 Hz 以上としたのは、対象観測点のボーリング孔の深さが浅いからであるが、後に示す解析結果から 1 Hz よりも 0.5 Hz としたほうが良いことが分かった。また、同定解析で用いる地盤の理論伝達関数の計算は一次元重複反射理論に基づいた。

$$\text{適合度} = 1.0F \times 1.0S \times 1.0J$$

ここに、

F はターゲットと理論増幅率の残差

S はターゲットと理論増幅率のセンブランス

J は隣接する層の Q 値を比較して、より深い層の Q 値が大きい判定

(判定結果が真の場合 J=1.0, 偽の場合 J=0.01)

なお、式括弧内の数字は各指標の重みを示す。

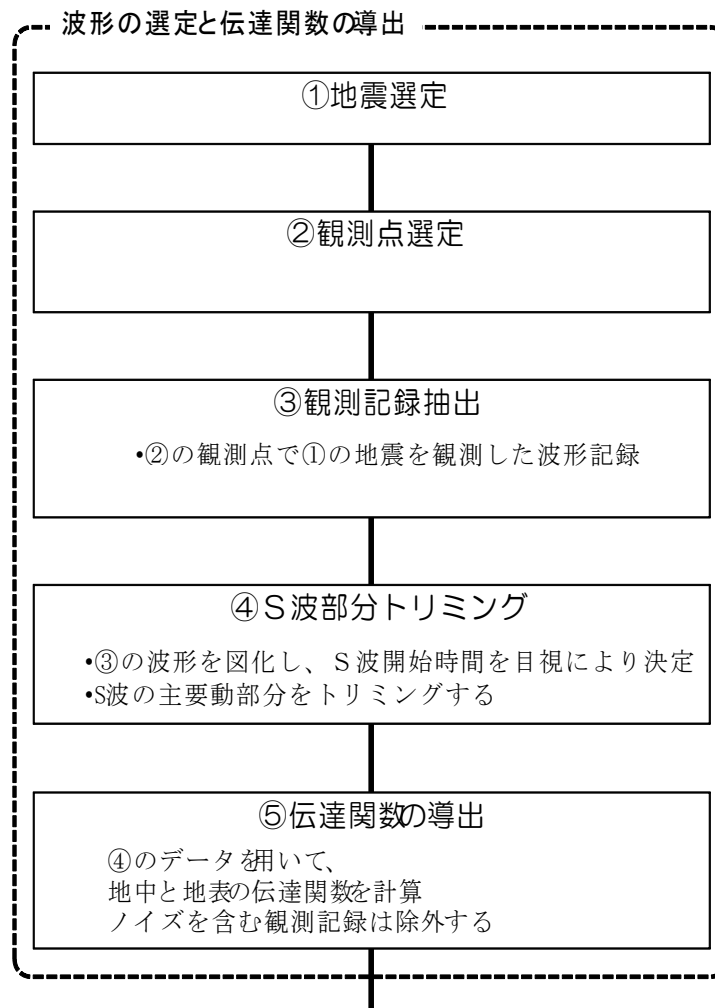


図 2-33 本事業で利用した μ GAによる地盤同定のフローチャート
(その1、JNES委託研究報告書より加筆)

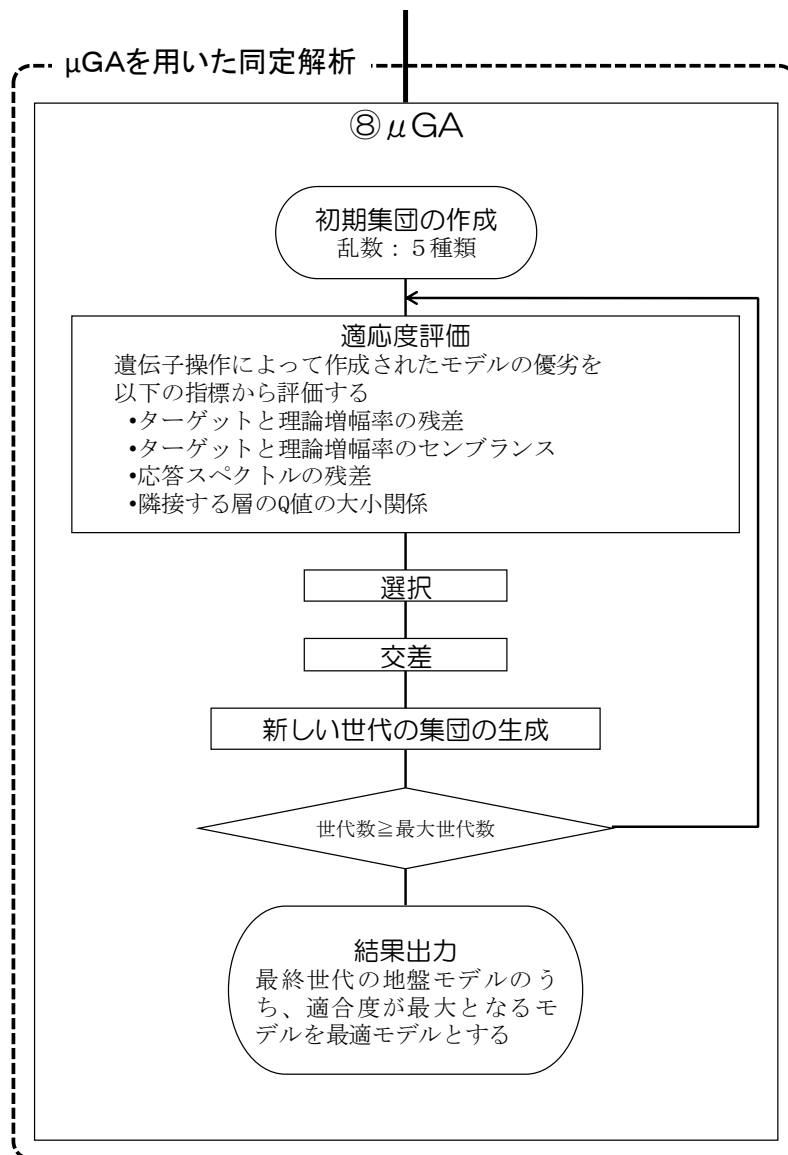


図 2-34 本事業で利用した μGA による地盤同定のフローチャート
(その 2、JNES 委託研究報告書より加筆)

(2) 解析対象地震とデータ

検討対象地震は、平成 12 年鳥取県西部地震及び平成 20 年岩手・宮城内陸地震とし、それぞれの地震について 3 つの観測点を対象観測点とした。平成 12 年鳥取県西部地震については、SMNH01（伯太）、OKYH08（哲多）及び OKYH10（上斎原）の 3 つの観測点とし、平成 20 年岩手・宮城内陸地震については AKTH04（東成瀬）、AKTH19（湯沢）及び IWTH26（一関東）の 3 つの観測点とした。これらの観測点について、本震時の強震記録を KiK-net のウェブページ公開されている観測記録を取得したうえ、フーリエ変換を行い、周波数領域において、0.2 Hz のバンド幅でスムージングした地表記録と地中記録のフーリエスペクトル比を計算して、水平 2 成分の幾何平均をとって観測記録による伝達関数 $[2E / (E+F)]$ とした。なお、E は解放表面地震波、F は反射波を示す。このように求めた観測記録の伝達関数を図 2-35～図 2-40 に示す。また、それぞれの地盤の初期モデルは次項にある表 2.2.5-1～表 2.2.5-9 の左側に示す。

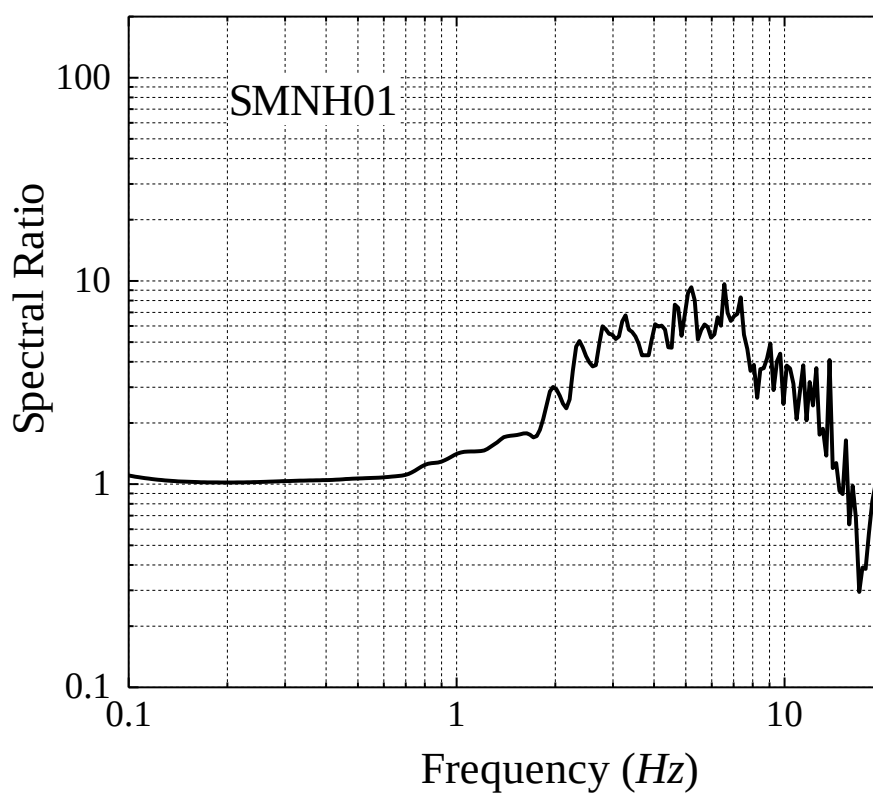


図 2-35 SMNH01（伯太）における観測記録により得られた伝達関数

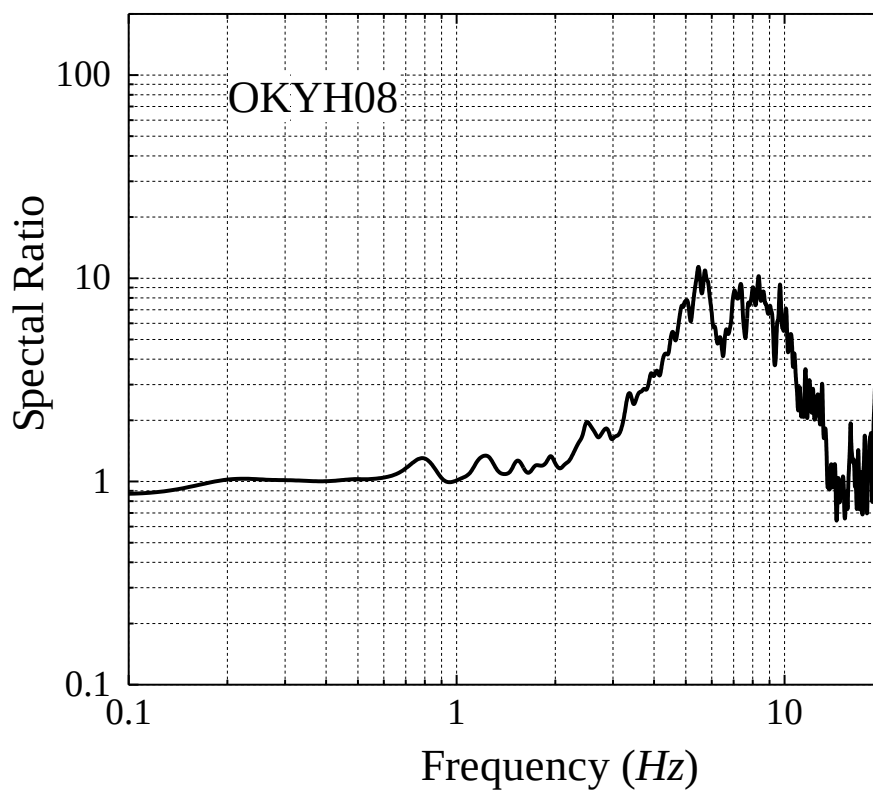


図 2-36 OKYH08（哲太）における観測記録により得られた伝達関数

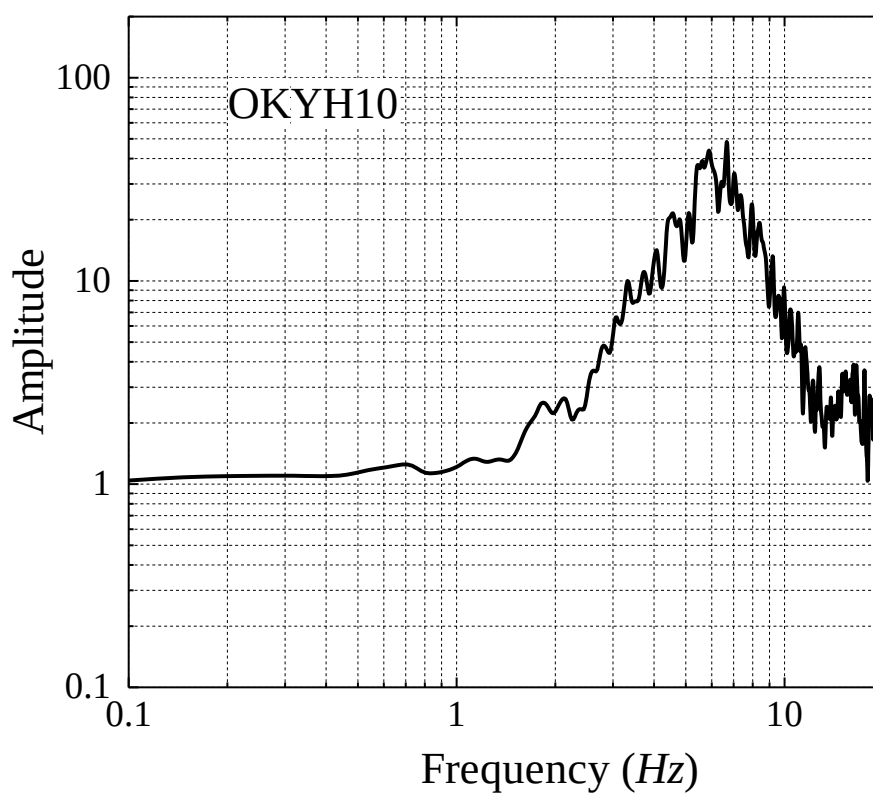


図 2-37 OKYH10（上齋原）における観測記録により得られた伝達関数

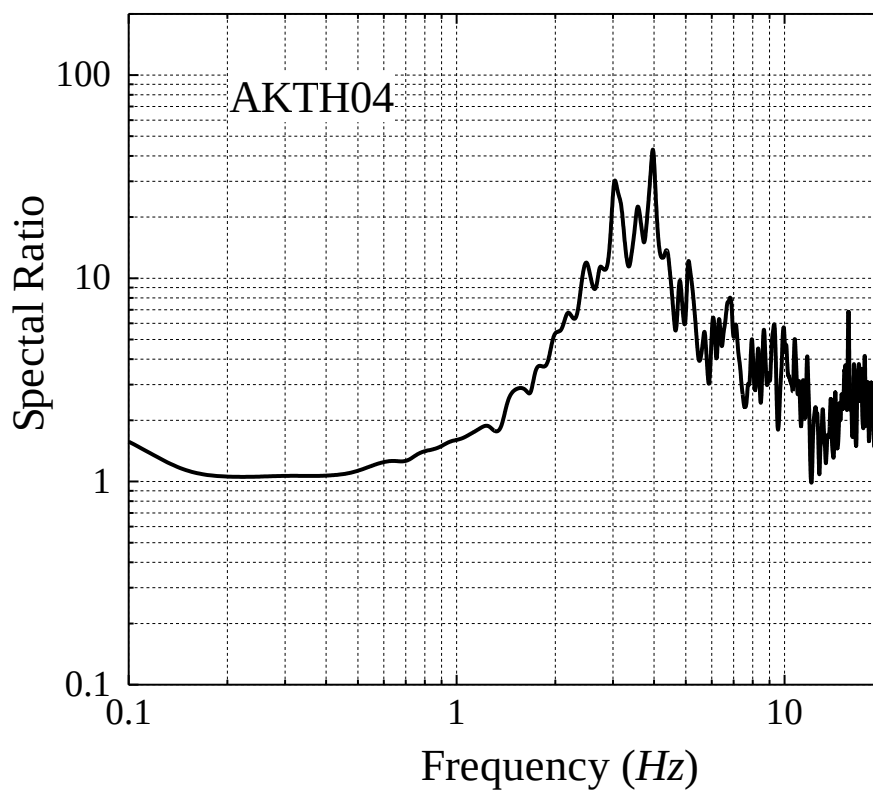


図 2-38 AKTH04（東成瀬）における観測記録により得られた伝達関数

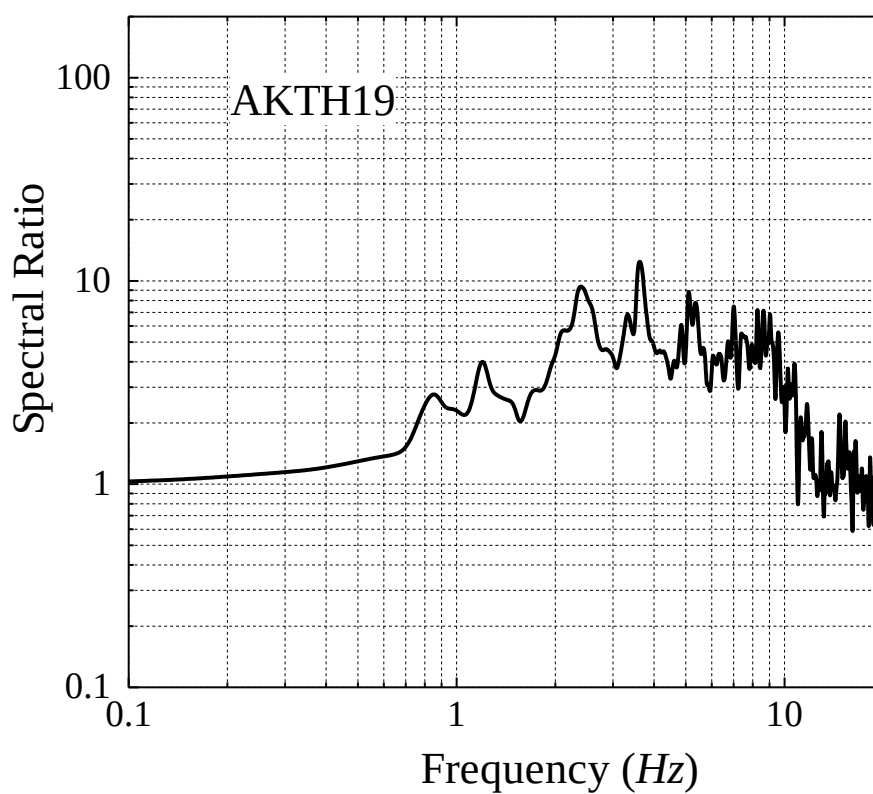


図 2-39 AKTH19（湯沢）における観測記録により得られた伝達関数

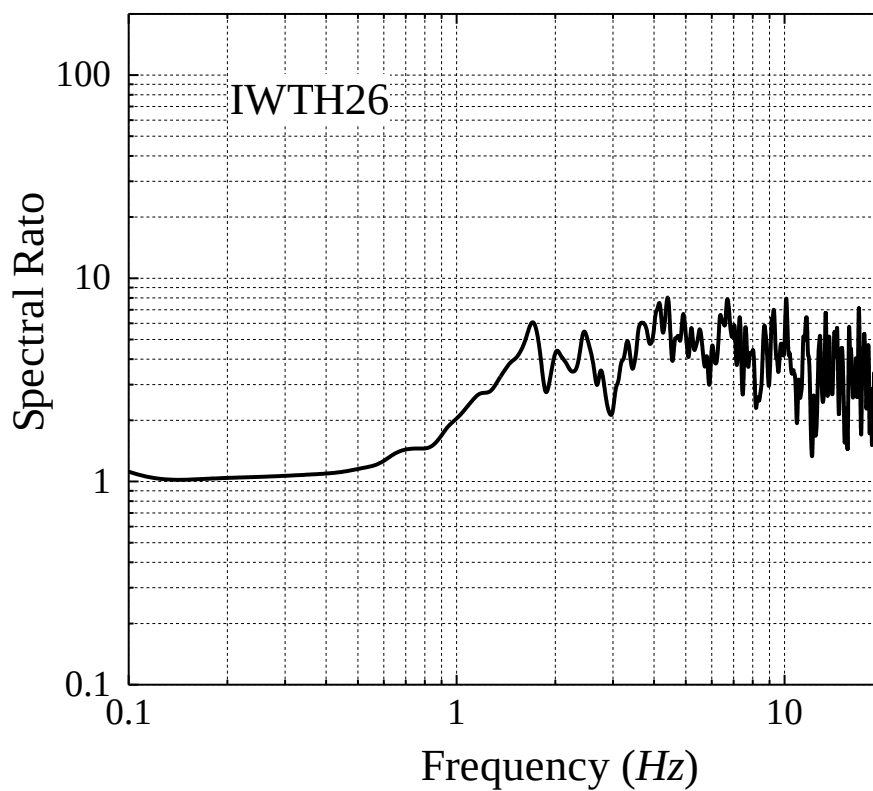


図 2-40 IWTH26（一関東）における観測記録により得られた伝達関数

(3) 解析結果

a) 探索範囲を初期値の $\pm 50\%$ とした場合の解析結果

表 2-33～表 2-41 に示す地盤パラメータの初期値 (Initial の部分) を用いて、適合度の評価は 1 Hz～10 Hz、探索範囲は初期値の $\pm 50\%$ とした場合の同定解析を行った。なお、これらの表は重複して載せているものもあるが、全層 $\pm 50\%$ の探索範囲の場合はすべて同一ものになる。図 2-41～図 2-52 に強震時地盤同定より得られた地盤モデルによる理論伝達関数 (赤線) と観測記録による伝達関数 (黒線) の比較や強震時地盤同定より得られた地盤モデルの S 波速度及び 10 Hz の時の Q 値の柱状図 (赤線) と初期モデルによるそれ (黒線) との比較を観測点ごとに示している。これらの図から、全般的に概ね同定結果による理論伝達関数が観測記録のそれと整合するように見えるが、SMNH01 観測点の 3 Hz より低周波数側、OKYH10 観測点の 3 Hz 付近のピーク、IWITH26 観測点では 2 Hz より低周波数側では、理論伝達関数と観測記録によるそれとずれていることも見受けられた。また、Q 値の深さ分布では、SMNH01 や AKTH04 観測点では浅いところでは大きな Q 値が現れたりなどの問題点も見受けられた。

b) 探索範囲を非線形検討層が初期値の $\pm 50\%$ それ以外は $\pm 20\%$ とした場合の解析結果

a) で述べた同定結果を踏まえて、適合度の評価は 0.5 Hz～20 Hz で行い、探索範囲が表 2-33～表 2-41 の赤枠で示すように非線形検討層が初期値の $\pm 50\%$ とし、それ以外は $\pm 20\%$ として再解析を行った。図 2-53～図 2-64 に強震時地盤同定より得られた地盤モデルによる理論伝達関数 (赤線) と観測記録による伝達関数 (黒線) の比較や強震時地盤同定より得られた地盤モデルの S 波速度及び 10 Hz の時の Q 値の柱状図 (赤線) と初期モデルによるそれ (黒線) との比較を観測点ごとに示している。これらの結果から、SMNH01 観測点や IWITH26 観測点で見受けられた 2、3 Hz より低周波数側のずれは改善され、また Q 値の深さ分布に関する問題点も改善することが確認できた。ただし、OKYH10 観測点にみられる 3 Hz 付近のピークが観測記録による伝達関数にみられない問題点には改善がみられなかった。また、これは層厚が厚い層に起因する可能性があるが、これについては今後の課題と考えられる。なお、これらの結果のうち、AKTH04 観測点は非線形解析に合わせて、探索範囲が 2 層目まで初期値の $\pm 50\%$ とした場合の解析結果を採用して掲載している。それから、ここでの同定解析による地盤モデルを利用して、地表観測記録から地中地震波 (E+F)、地中観測記録 (E+F) から地表地震波 (2E) をシミュレーションした結果を図 2-65～図 2-76 に示す。さらに、地中観測記録 (E+F) や地表観測記録 (2E) から求めた地中解放基盤面の地震波 (2E) をそれぞれ図 2-77～図 2-88 に示す。なお、これらの結果と観測記録やその他の手法による結果の比較は 2.2.6 項で改めて示されている。

表 2-33 強震時地盤同定で用いる地盤の初期モデルと同定結果モデル
(SMNH01 (伯太) その 1、赤枠は探索対象地層)

Initial					Identified		
Thickness	V(m/s)	Q	alpha	Density(g/	V(m/s)	Q	alpha
3.046	145	12.496	0.124	1.772	213.15	18.361	0.11
3.403	225.792	19.065	0.124	1.806	309.257	15.711	0.012
12.153	444.78	1.563	0.124	1.894	261.687	1.513	0.077
18.729	935.484	65.718	0.124	2.075	779.061	55.059	0.6
9.073	2327.859	150.225	0.124	2.471	2209.004	124.95	0.539
43.585	2798.192	173.812	0.124	2.566	2261.235	189.994	0.305
10.92	2523.558	273.998	0.124	2.513	2271.117	246.255	0.85
-1	2523.558	273.998	0.124	2.513	2271.117	246.255	0.85

表 2-34 強震時地盤同定で用いる地盤の初期モデルと同定結果モデル
(SMNH01 (伯太) その 1、赤枠は探索対象地層)

Initial					Identified		
Thickness	V(m/s)	Q	alpha	Density(g/	V(m/s)	Q	alpha
3.046	145	12.496	0.124	1.772	217.265	17.107	0.24
3.403	225.792	19.065	0.124	1.806	299.204	9.839	0.002
12.153	444.78	1.563	0.124	1.894	362.861	1.299	0.017
18.729	935.484	65.718	0.124	2.075	987.895	70.295	0.601
9.073	2327.859	150.225	0.124	2.471	2251.119	128.131	0.496
43.585	2798.192	173.812	0.124	2.566	2248.87	145.43	0.247
10.92	2523.558	273.998	0.124	2.513	2071.402	286.559	0.885
-1	2523.558	273.998	0.124	2.513	2071.402	286.559	0.885

表 2-35 強震時地盤同定で用いる地盤の初期モデルと同定結果モデル
(OKYH08 (哲太)、赤枠は探索対象地層)

Initial					Identified		
Thickness	V(m/s)	Q	alpha	Density(g/	V(m/s)	Q	alpha
5.048	221.114	18.267	0.177	1.804	228.567	9.342	0.026
23.432	688.563	1.235	0.177	1.986	718.81	1.349	0.041
1.331	769.501	12.043	0.177	2.016	794.286	10.967	0.088
68.784	2785.63	130.352	0.177	2.564	2230.374	132.136	0.586
1.265	2760.997	90.235	0.177	2.559	2579.447	83.541	0.362
-1	2760.997	90.235	0.177	2.559	2579.447	83.541	0.362

表 2-36 強震時地盤同定で用いる地盤の初期モデルと同定結果モデル
(OKYH10 (上齋原)、赤枠は探索対象地層)

Initial					Identified		
Thickness	V(m/s)	Q	alpha	Density(g/	V(m/s)	Q	alpha
2.726	90.968	20.918	0.213	1.749	82.821	13.008	0.546
1.959	316.716	18.994	0.213	1.843	433.975	22.35	0.231
11.367	492.669	24.179	0.213	1.912	431.723	26.344	0.212
57.479	1288.71	5.572	0.213	2.192	1071.021	4.591	0.008
15.016	2395.601	24.062	0.213	2.486	2802.985	25.085	0.893
105.408	2791.789	5.381	0.213	2.565	3031.324	6.324	0.047
0.512	2728.152	294.33	0.213	2.553	3149.726	304.414	0.021
5.423	2444.32	313.881	0.213	2.497	2898.78	332.899	0.746
-1	2444.32	313.881	0.213	2.497	2898.78	332.899	0.746

表 2-37 強震時地盤同定で用いる地盤の初期モデルと同定結果モデル
(AKTH04 (東成瀬) その 1、赤枠は探索対象地層)

Initial					Identified		
Thickness	V(m/s)	Q	alpha	Density(g/	V(m/s)	Q	alpha
3.067	76.979	21.622	0.112	1.744	43.935	17.571	0.012
4.596	191.349	18.431	0.112	1.792	277.394	10.358	0.16
10.978	459.003	24.507	0.112	1.899	587.24	33.106	0.713
10.368	561.144	1.328	0.112	1.939	480.253	1.328	0.093
21.886	805.147	1.68	0.112	2.029	946.126	1.982	0.089
36.006	2192.082	17.243	0.112	2.44	1777.589	14.104	0.2
13.028	1882.209	144.653	0.112	2.364	1531.501	172.951	0.959
-1	1882.209	144.653	0.112	2.364	1531.501	172.951	0.959

表 2-38 強震時地盤同定で用いる地盤の初期モデルと同定結果モデル
(AKTH04 (東成瀬) その 2、赤枠は探索対象地層)

Initial					Identified		
Thickness	V(m/s)	Q	alpha	Density(g/	V(m/s)	Q	alpha
3.067	76.979	21.622	0.112	1.744	48.92	27.245	0.421
4.596	191.349	18.431	0.112	1.792	203.009	16.735	0.115
10.978	459.003	24.507	0.112	1.899	526.839	29.182	0.309
10.368	561.144	1.328	0.112	1.939	464.109	1.405	0.033
21.886	805.147	1.68	0.112	2.029	736.38	1.871	0.043
36.006	2192.082	17.243	0.112	2.44	1771.862	17.744	0.205
13.028	1882.209	144.653	0.112	2.364	1507.261	116.008	0.733
-1	1882.209	144.653	0.112	2.364	1507.261	116.008	0.733

表 2-39 強震時地盤同定で用いる地盤の初期モデルと同定結果モデル
(AKTH04 (東成瀬) その3、赤枠は探索対象地層)

Initial					Identified		
Thickness	V(m/s)	Q	alpha	Density(g)	V(m/s)	Q	alpha
3.067	76.979	21.622	0.112	1.744	48.779	14.321	0.635
4.596	191.349	18.431	0.112	1.792	218.939	20.636	0.819
10.978	459.003	24.507	0.112	1.899	470.436	24.124	0.017
10.368	561.144	1.328	0.112	1.939	471.404	1.068	0.262
21.886	805.147	1.68	0.112	2.029	670.822	1.762	0.018
36.006	2192.082	17.243	0.112	2.44	1866.591	14.089	0.85
13.028	1882.209	144.653	0.112	2.364	1506.939	158.475	0.826
-1	1882.209	144.653	0.112	2.364	1506.939	158.475	0.826

表 2-40 強震時地盤同定で用いる地盤の初期モデルと同定結果モデル
(AKTH19 (湯沢)、赤枠は探索対象地層)

Initial					Identified		
Thickness	V(m/s)	Q	alpha	Density(g)	V(m/s)	Q	alpha
1.772	55.484	11.862	0.784	1.734	55.746	7.6	0.119
4.568	188.387	2.22	0.784	1.79	276.572	1.266	0.176
9.216	257.185	4.472	0.784	1.819	138.145	6.303	0.792
18.79	327.859	3.51	0.784	1.847	269.751	3.379	0.647
17.996	347.507	1.188	0.784	1.855	369.222	1.688	0.862
38.969	523.46	1.117	0.784	1.924	703.637	0.811	0.642
53.444	1245.968	47.889	0.784	2.179	1482.689	55.335	0.077
31.718	1558.592	86.149	0.784	2.274	1802.519	76.626	0.784
3.477	866.305	86.891	0.784	2.051	875.299	96.839	0.366
-1	866.305	86.891	0.784	2.051	875.299	96.839	0.366

表 2-41 強震時地盤同定で用いる地盤の初期モデルと同定結果モデル
(IWTH26 (一関東)、赤枠は探索対象地層)

Initial					Identified		
Thickness	V(m/s)	Q	alpha	Density(g)	V(m/s)	Q	alpha
1.62	70.147	5.927	0.58	1.741	100.742	3.284	0.215
3.534	200.528	24.812	0.58	1.795	137.968	18.048	0.443
18.514	406.041	3.534	0.58	1.878	407.138	2.806	0.669
22.437	404.692	1.023	0.58	1.878	467.711	1.154	0.285
19.288	623.93	37.859	0.58	1.962	741.252	34.091	0.882
15.206	808.416	165.64	0.58	2.03	660.776	135.468	0.989
27.371	1346.041	110.108	0.58	2.21	1387.671	114.361	0.615
-1	1346.041	110.108	0.58	2.21	1387.671	114.361	0.615

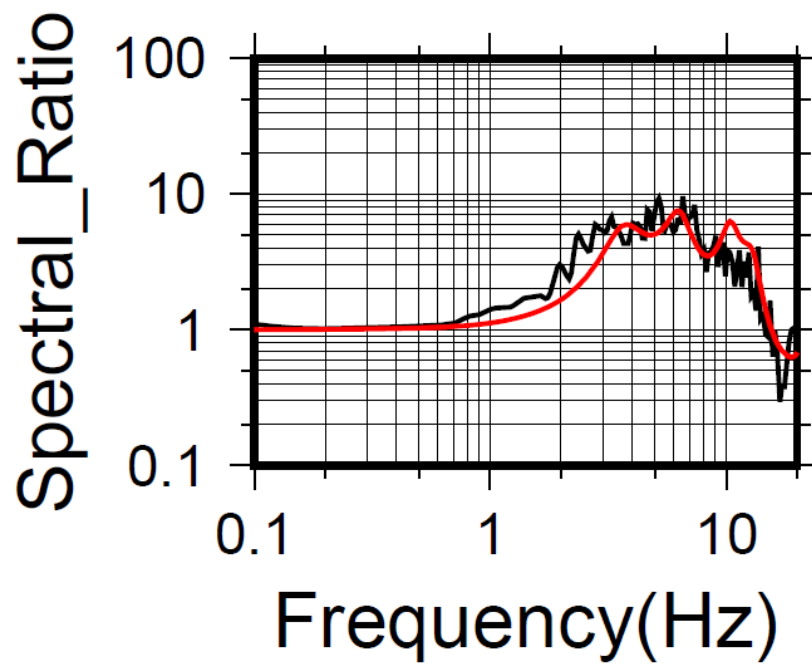


図 2-41 強震時地盤同定より得られた地盤モデルによる理論伝達関数(赤線)と観測記録による伝達関数(黒線)の比較(SMNH01 (伯太)、探索範囲は全層±50%)

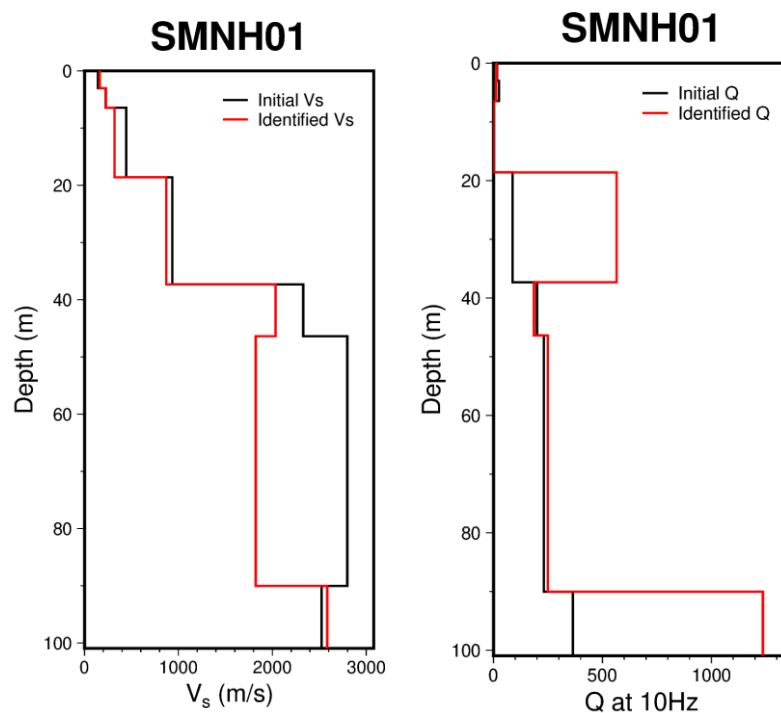


図 2-42 強震時地盤同定より得られた地盤モデルのS波速度及び10Hzの時のQ値の柱状図(黒線)と初期モデルによるそれ(赤線)との比較(SMNH01 (伯太)、探索範囲は全層±50%)

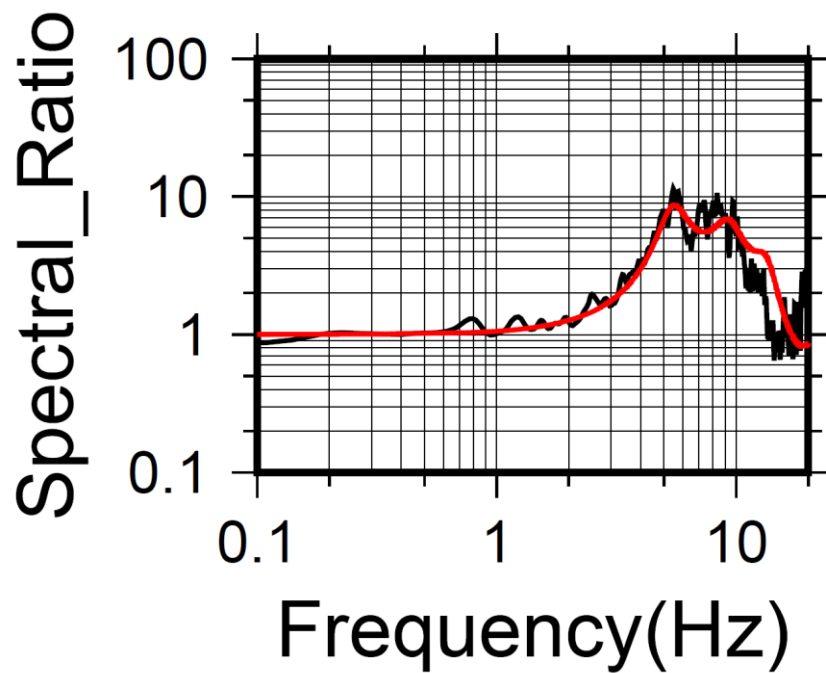


図 2-43 強震時地盤同定より得られた地盤モデルによる理論伝達関数(赤線)と観測記録による伝達関数(黒線)の比較(OKYH08 (哲太)、探索範囲は全層±50%)

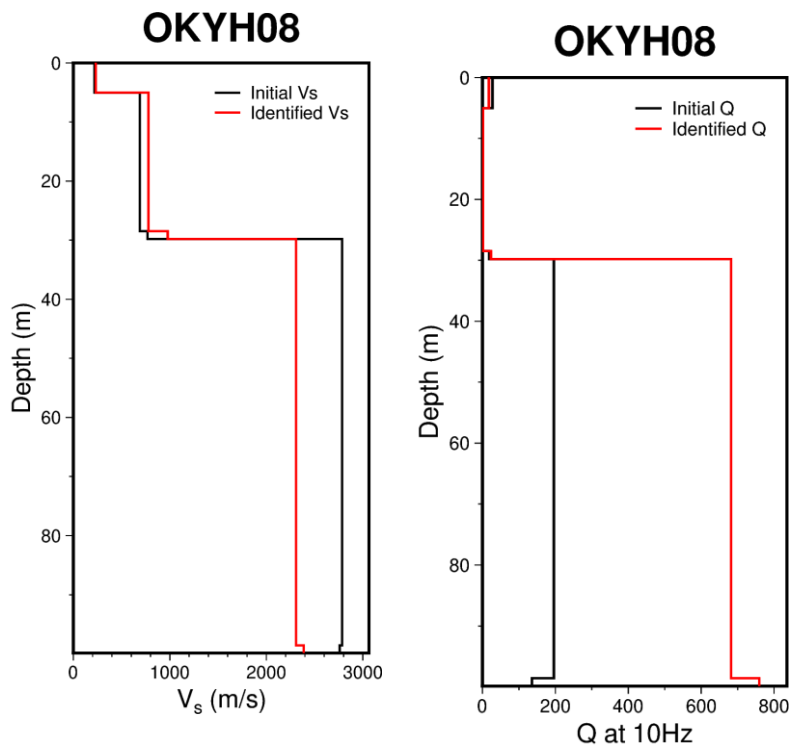


図 2-44 強震時地盤同定より得られた地盤モデルの S 波速度及び 10Hz の時の Q 値の柱状図(黒線)と初期モデルによるそれ(赤線)との比較(OKYH08 (哲太)、探索範囲は全層±50%)

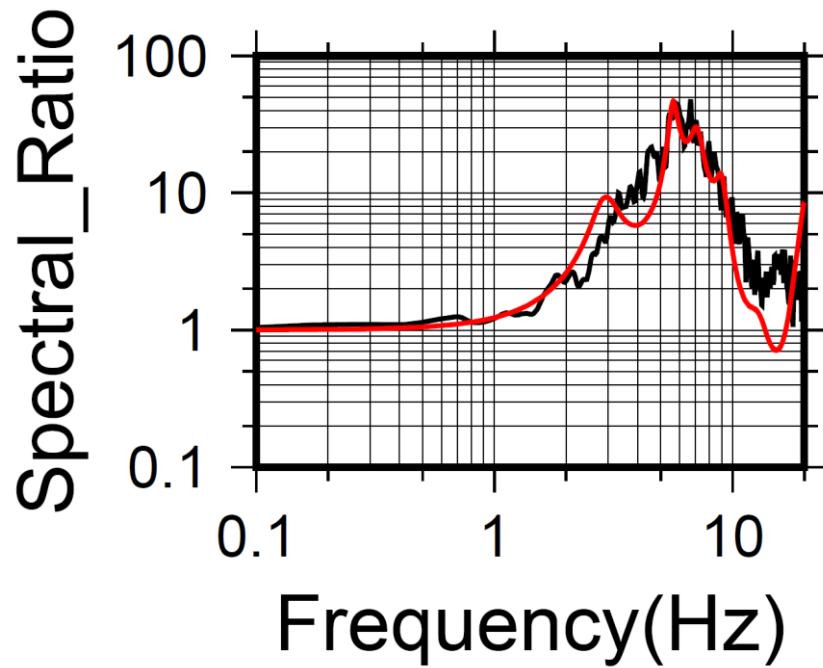


図 2-45 強震時地盤同定より得られた地盤モデルによる理論伝達関数(赤線)と観測記録による伝達関数(黒線)の比較(OKYH10 (上齋原)、探索範囲は全層±50%)

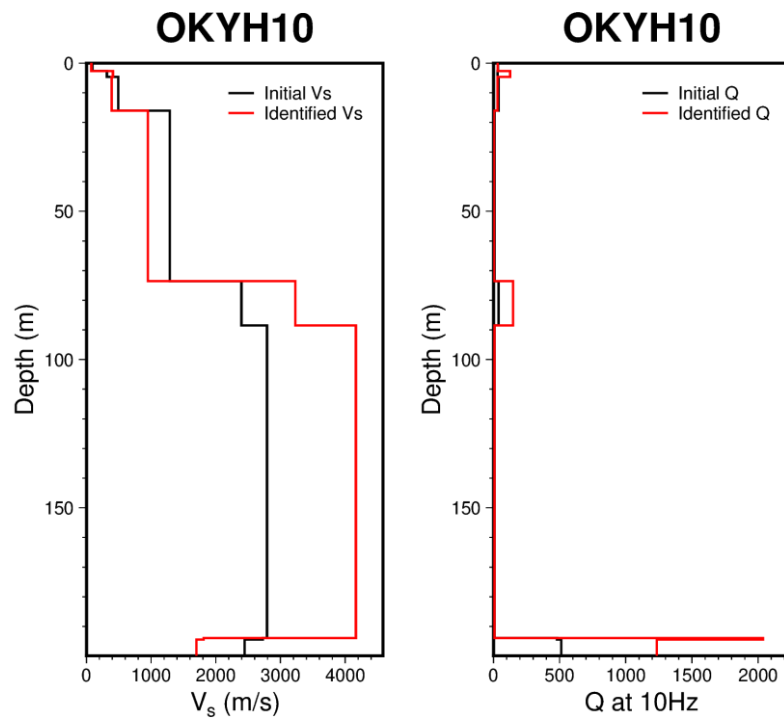


図 2-46 強震時地盤同定より得られた地盤モデルの S 波速度及び 10Hz の時の Q 値の柱状図(黒線)と初期モデルによるそれ(赤線)との比較(OKYH10 (上齋原)、探索範囲は全層±50%)

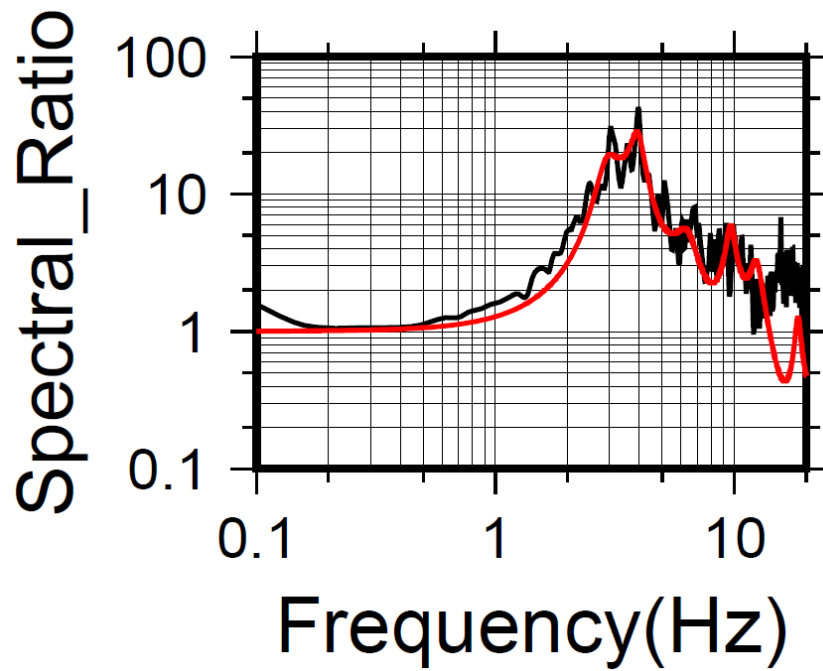


図 2-47 強震時地盤同定より得られた地盤モデルによる理論伝達関数(赤線)と観測記録による伝達関数(黒線)の比較(AKTH04 (東成瀬)、探索範囲は全層±50%)

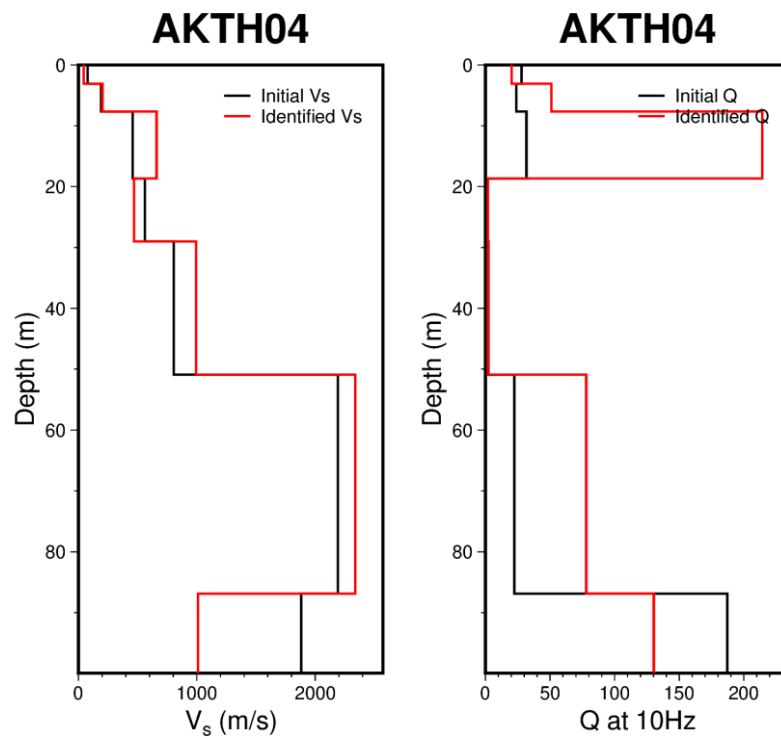


図 2-48 強震時地盤同定より得られた地盤モデルの S 波速度及び 10Hz の時の Q 値の柱状図(黒線)と初期モデルによるそれ(赤線)との比較 (AKTH04 (東成瀬)、探索範囲は全層±50%)

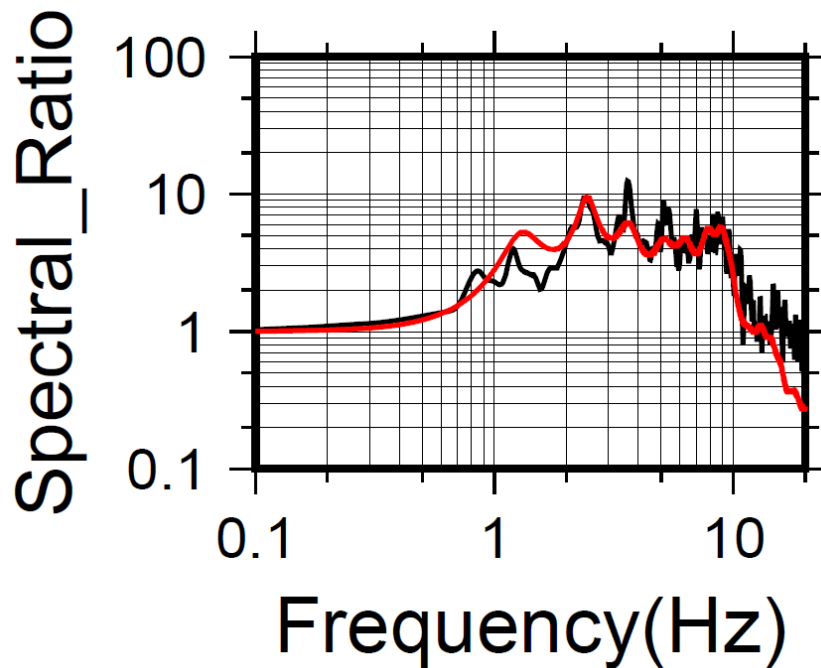


図 2-49 強震時地盤同定より得られた地盤モデルによる理論伝達関数(赤線)と観測記録による伝達関数(黒線)の比較(AKTH19 (湯沢)、探索範囲は全層±50%)

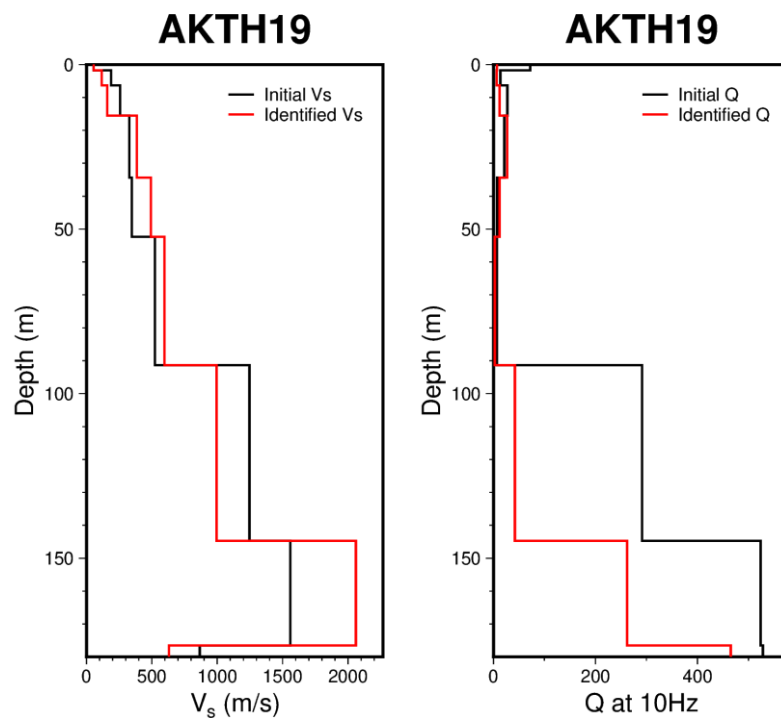


図 2-50 強震時地盤同定より得られた地盤モデルの S 波速度及び 10Hz の時の Q 値の柱状図(黒線)と初期モデルによるそれ(赤線)との比較 (AKTH19 (湯沢)、探索範囲は全層±50%)

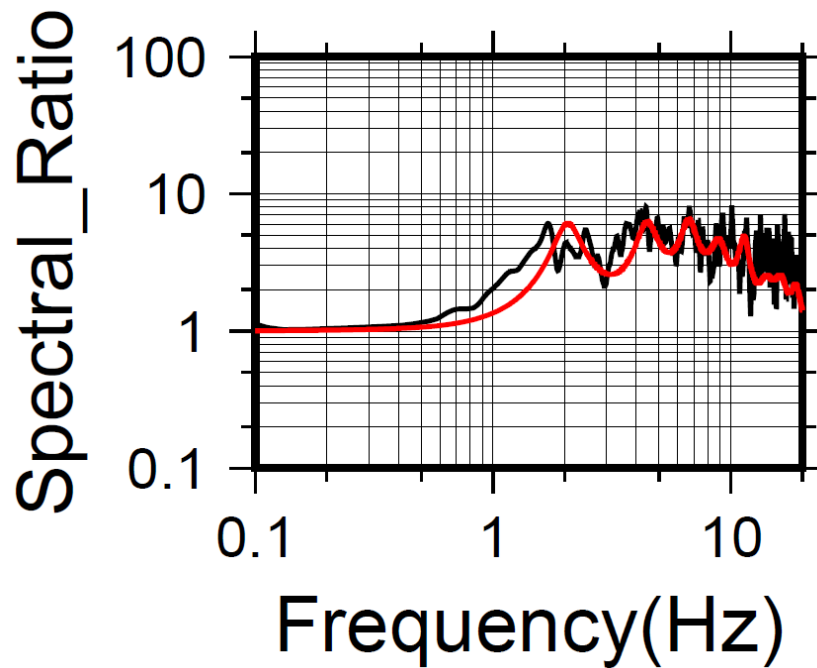


図 2-51 強震時地盤同定より得られた地盤モデルによる理論伝達関数(赤線)と観測記録による伝達関数(黒線)の比較(IWTH26 (一関東)、探索範囲は全層±50%)

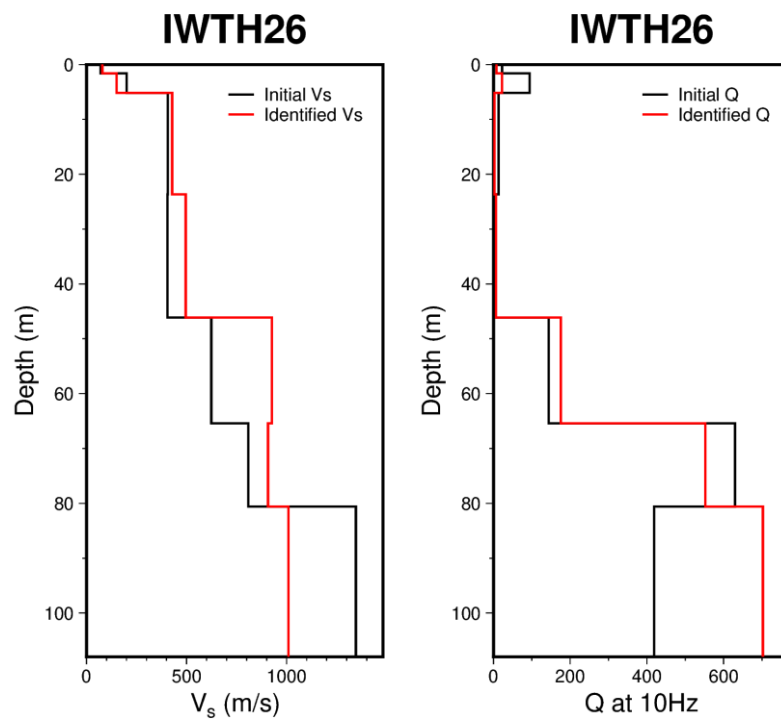


図 2-52 強震時地盤同定より得られた地盤モデルの S 波速度及び 10Hz の時の Q 値の柱状図(黒線)と初期モデルによるそれ(赤線)との比較 (IWTH26 (一関東)、探索範囲は全層±50%)

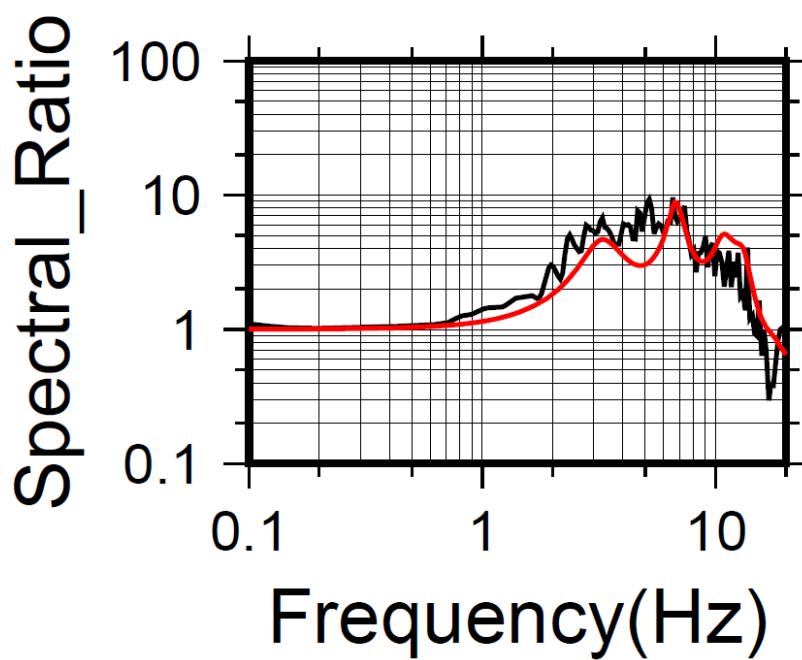


図 2-53 強震時地盤同定より得られた地盤モデルによる理論伝達関数(赤線)と観測記録による伝達関数(黒線)の比較(SMNH01 (伯太)、探索範囲は非線形検討層は±50%、それ以外は±20%)

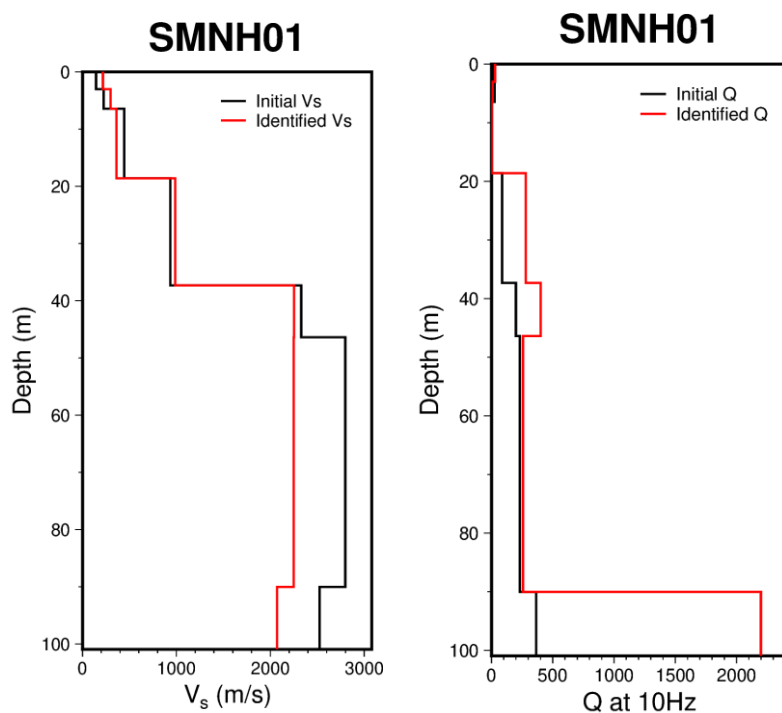


図 2-54 強震時地盤同定より得られた地盤モデルの S 波速度及び 10Hz の時の Q 値の柱状図(黒線)と初期モデルによるそれ(赤線)との比較(SMNH01 (伯太)、探索範囲は非線形検討層は±50%、それ以外は±20%)

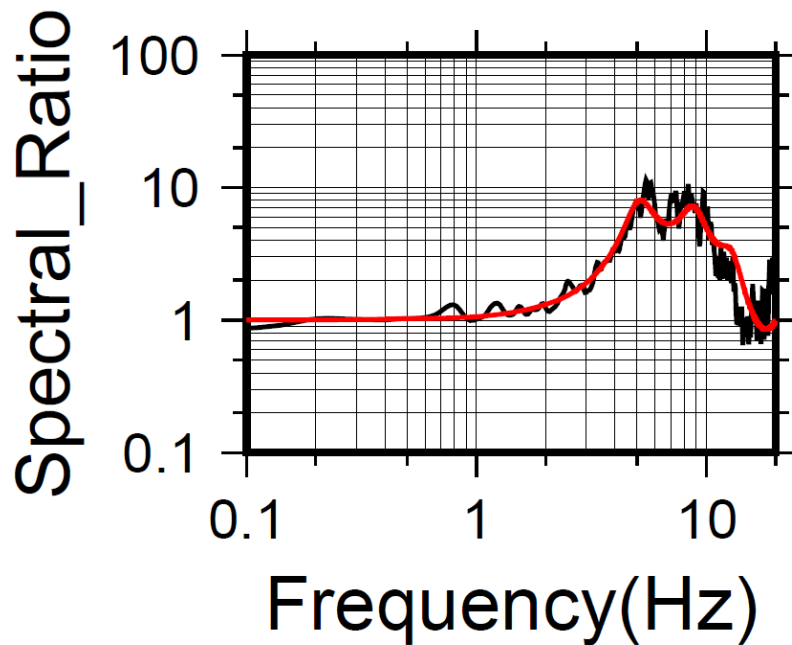


図 2-55 強震時地盤同定より得られた地盤モデルによる理論伝達関数(赤線)と観測記録による伝達関数(黒線)の比較(OKYH08 (哲太)、探索範囲は非線形検討層は $\pm 50\%$ 、それ以外は $\pm 20\%$)

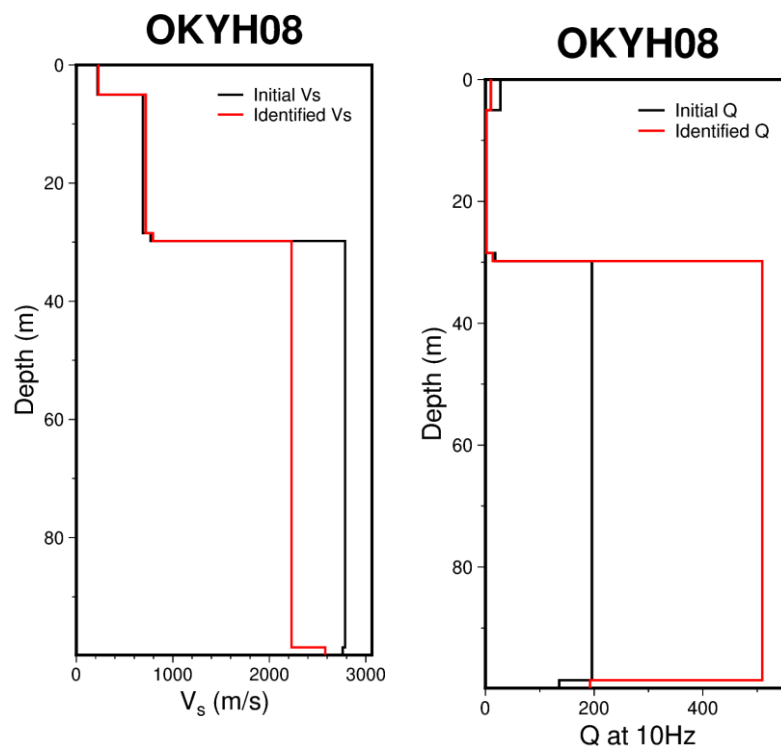


図 2-56 震時地盤同定より得られた地盤モデルの S 波速度及び 10Hz の時の Q 値の柱状図(黒線)と初期モデルによるそれ(赤線)との比較(OKYH08 (哲太)、探索範囲は非線形検討層は $\pm 50\%$ 、それ以外は $\pm 20\%$)

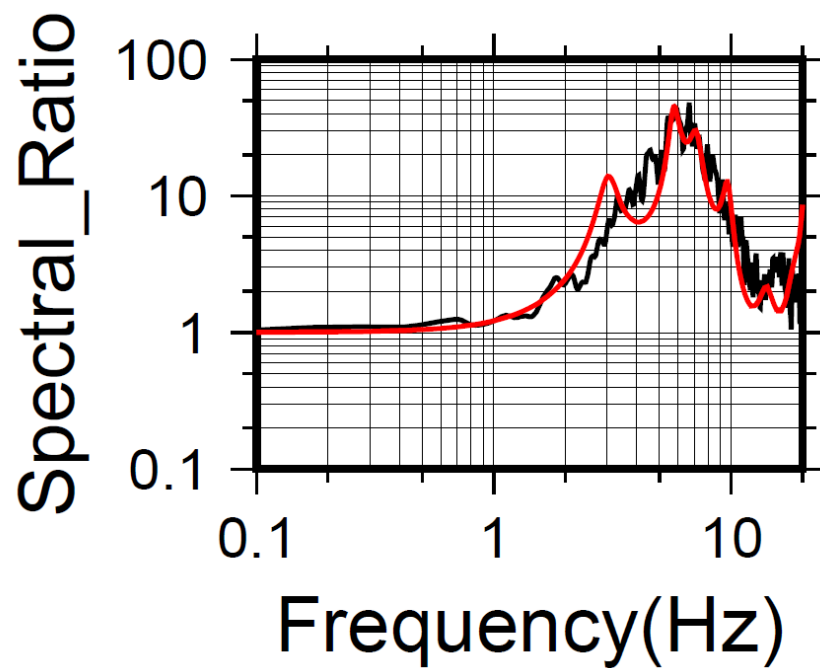


図 2-57 強震時地盤同定より得られた地盤モデルによる理論伝達関数(赤線)と観測記録による伝達関数(黒線)の比較(OKYH10 (上齋原)、探索範囲は非線形検討層は±50%、それ以外は±20%)

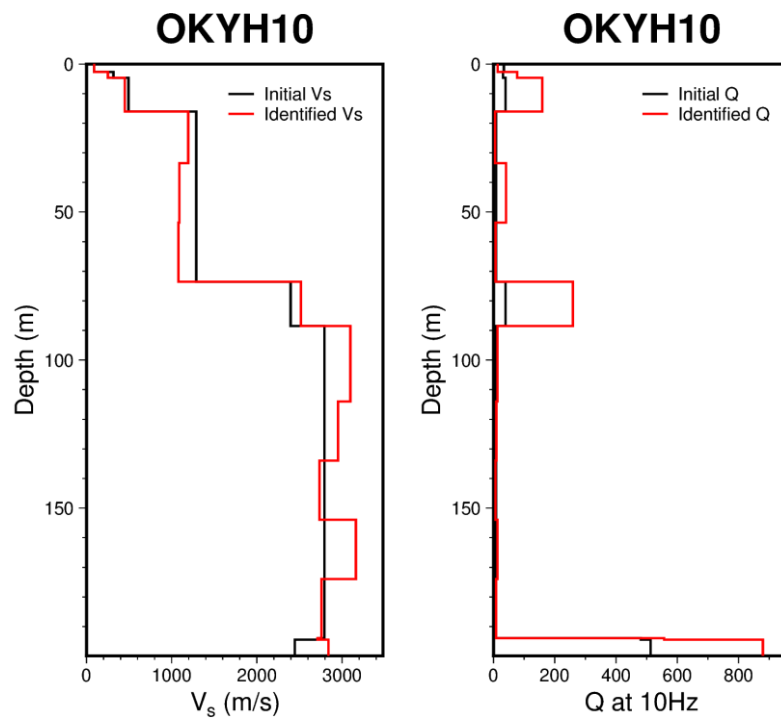


図 2-58 強震時地盤同定より得られた地盤モデルの S 波速度及び 10Hz の時の Q 値の柱状図(黒線)と初期モデルによるそれ(赤線)との比較(OKYH10 (上齋原)、探索範囲は非線形検討層は±50%、それ以外は±20%)

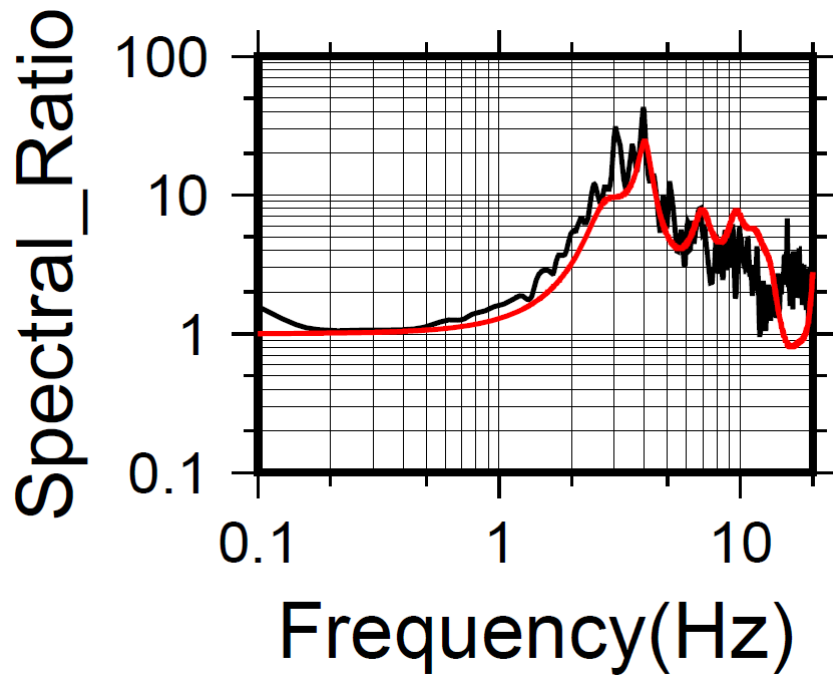


図 2-59 強震時地盤同定より得られた地盤モデルによる理論伝達関数(赤線)と観測記録による伝達関数(黒線)の比較(AKTH04 (東成瀬)、探索範囲は2層目まで±50%、それ以外は±20%)

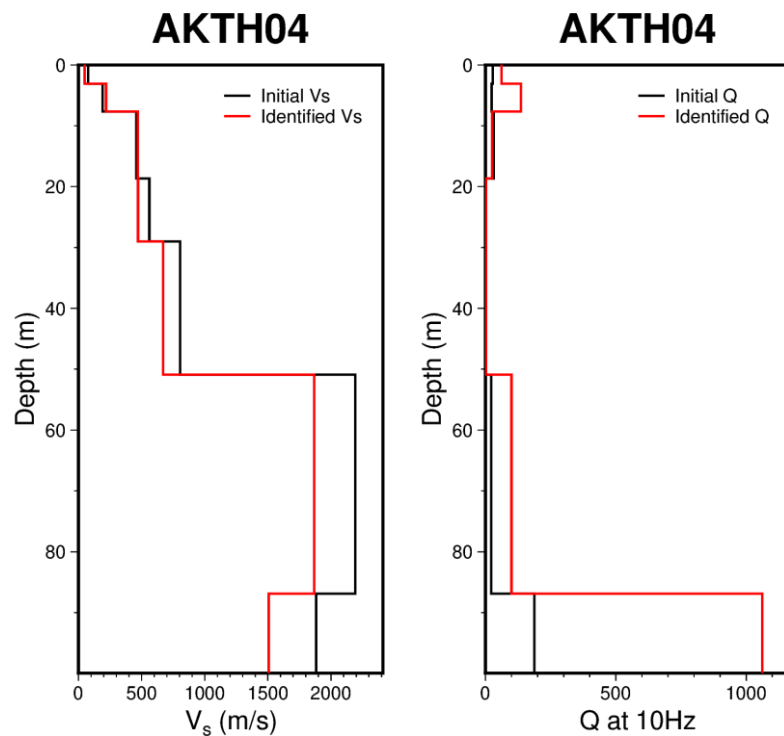


図 2-60 強震時地盤同定より得られた地盤モデルのS波速度及び10Hzの時のQ値の柱状図(黒線)と初期モデルによるそれ(赤線)との比較(AKTH04 (東成瀬)、探索範囲は2層目まで±50%、それ以外は±20%)

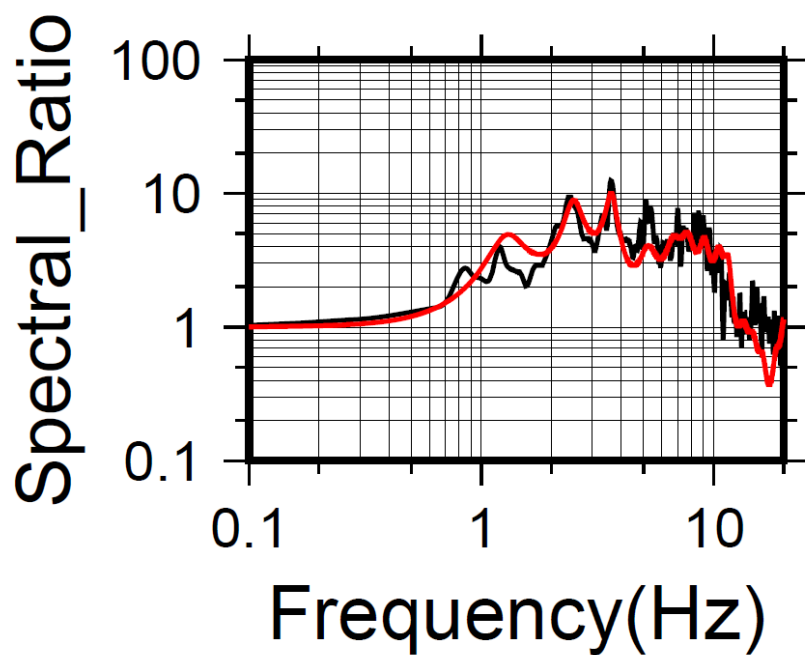


図 2-61 強震時地盤同定より得られた地盤モデルによる理論伝達関数(赤線)と観測記録による伝達関数(黒線)の比較(AKTH19 (湯沢)、探索範囲は非線形検討層は $\pm 50\%$ 、それ以外は $\pm 20\%$)

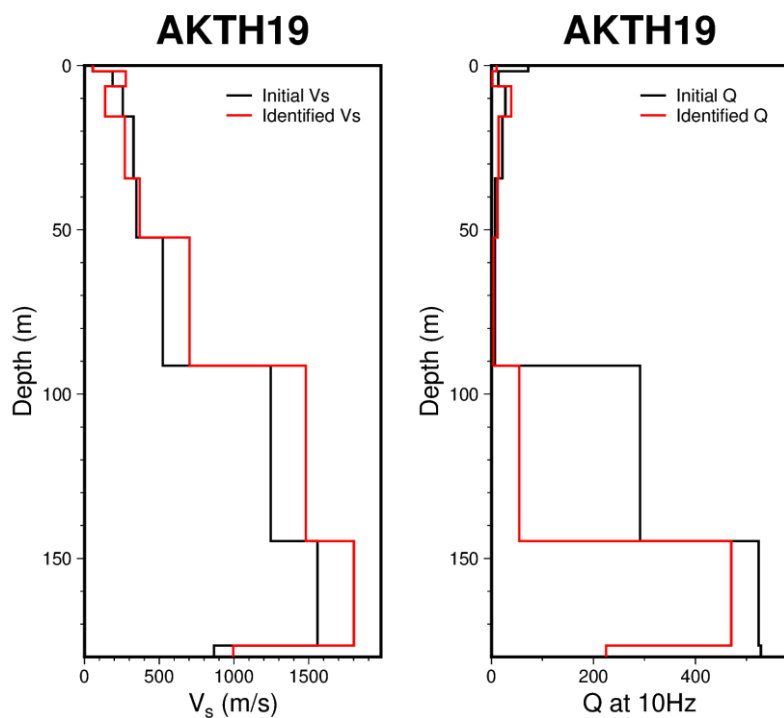


図 2-62 強震時地盤同定より得られた地盤モデルの S 波速度及び 10Hz の時の Q 値の柱状図(黒線)と初期モデルによるそれ(赤線)との比較(AKTH19 (湯沢)、探索範囲は非線形検討層は $\pm 50\%$ 、それ以外は $\pm 20\%$)

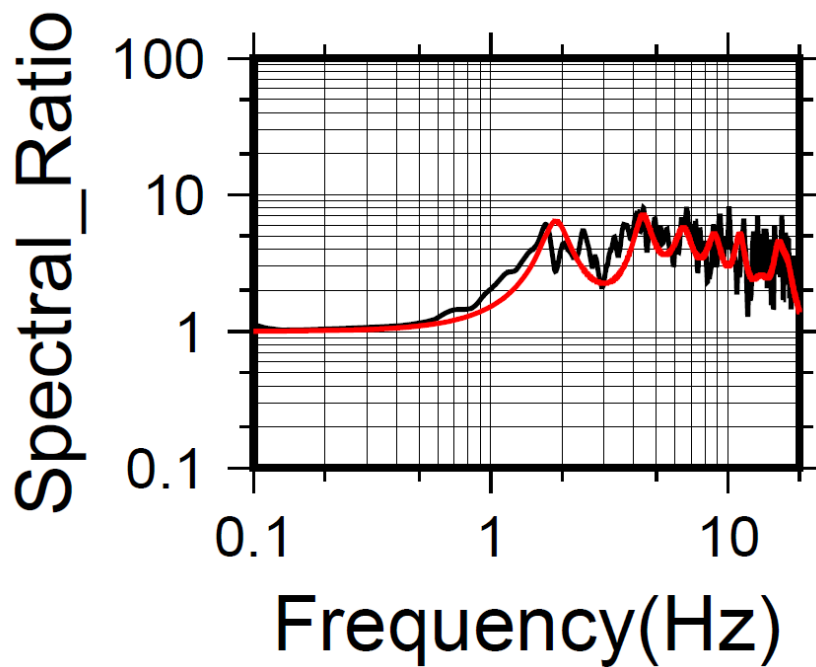


図 2-63 強震時地盤同定より得られた地盤モデルによる理論伝達関数(赤線)と観測記録による伝達関数(黒線)の比較(IWTH26 (一関東)、探索範囲は非線形検討層は±50%、それ以外は±20%)

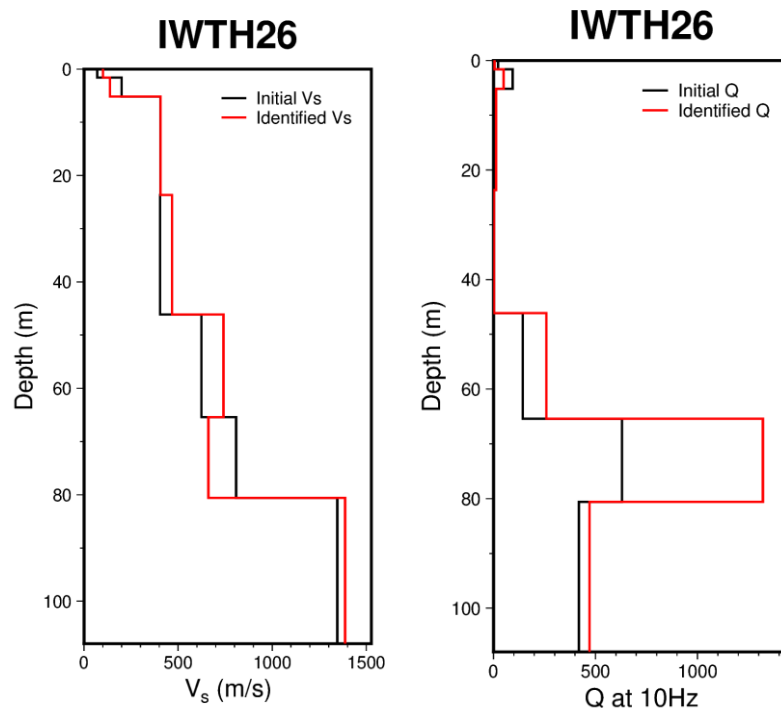


図 2-64 強震時地盤同定より得られた地盤モデルの S 波速度及び 10Hz の時の Q 値の柱状図(黒線)と初期モデルによるそれ(赤線)との比較(IWTH26 (一関東)、探索範囲は非線形検討層は±50%、それ以外は±20%)

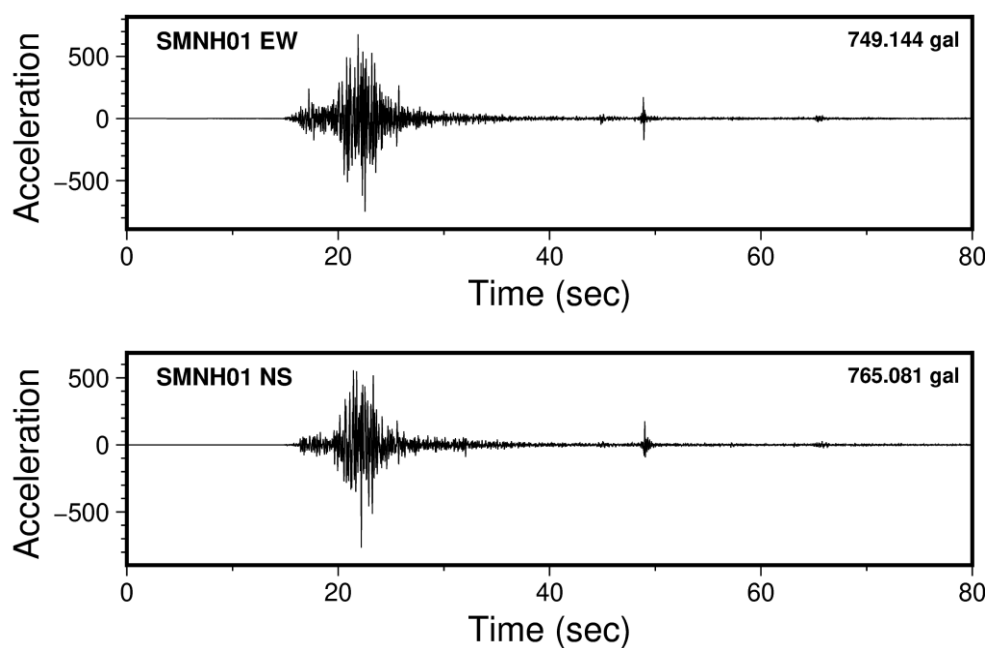


図 2-65 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地中観測記録から推定した地表地震波 (SMNH01 (伯太))

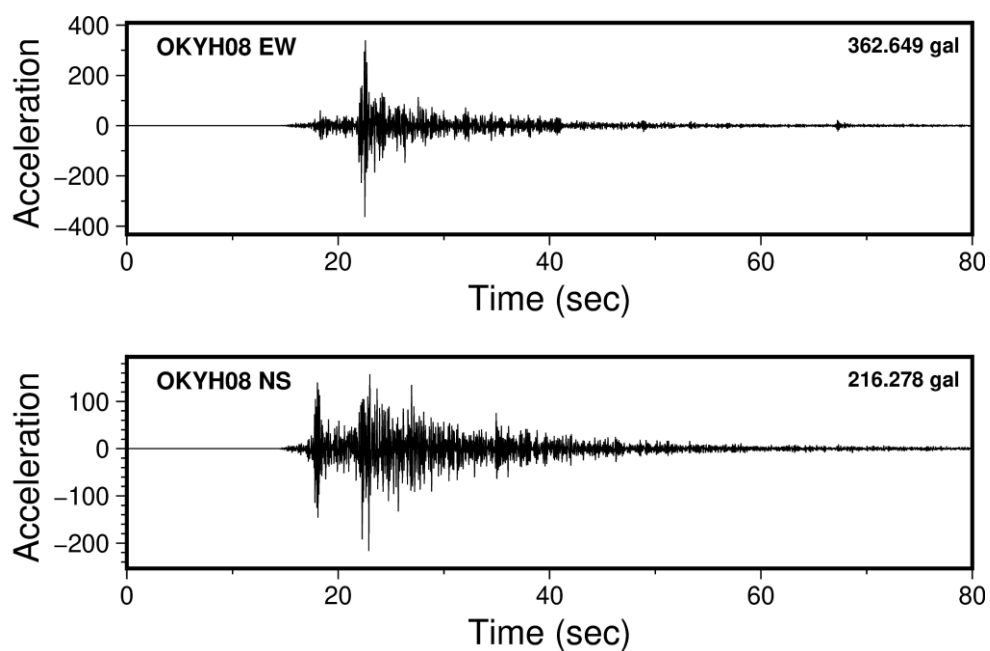


図 2-66 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地中観測記録から推定した地表地震波 (OKYH08 (哲太))

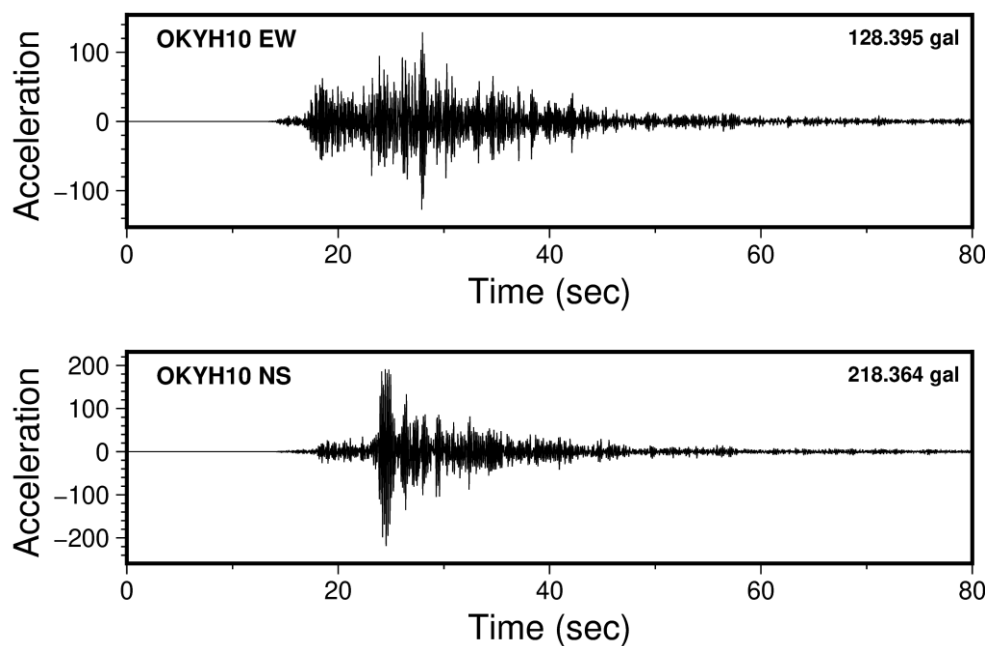


図 2-67 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地中観測記録から推定した地表地震波(OKYH10 (上齋原))

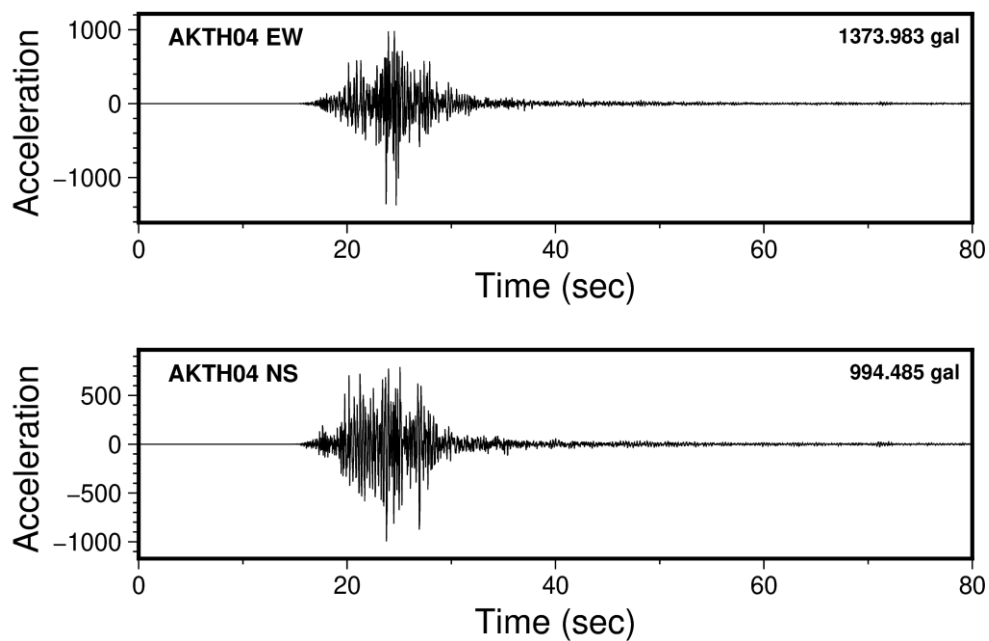


図 2-68 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地中観測記録から推定した地表地震波(AKTH04 (東成瀬))

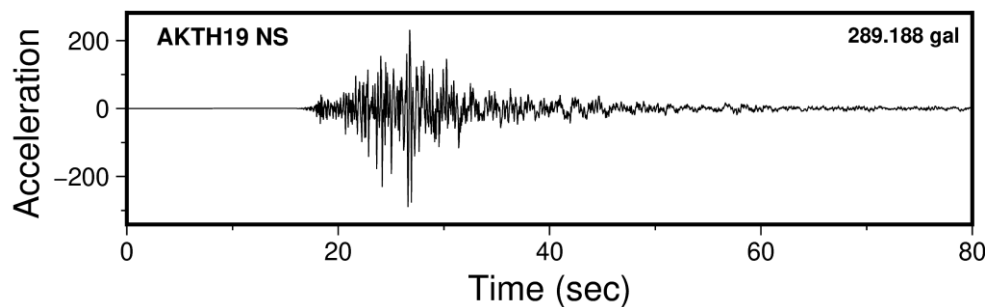
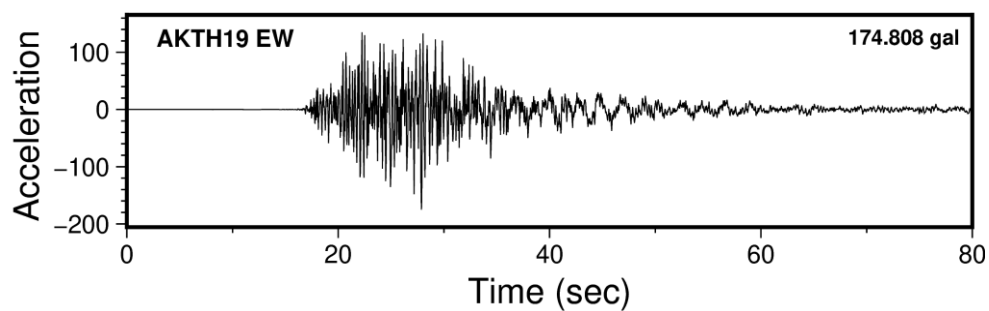


図 2-69 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地中観測記録から推定した地表地震波 (AKTH19 (湯沢))

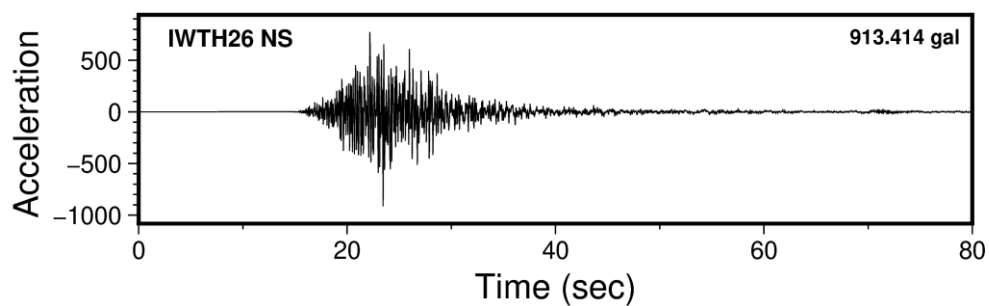
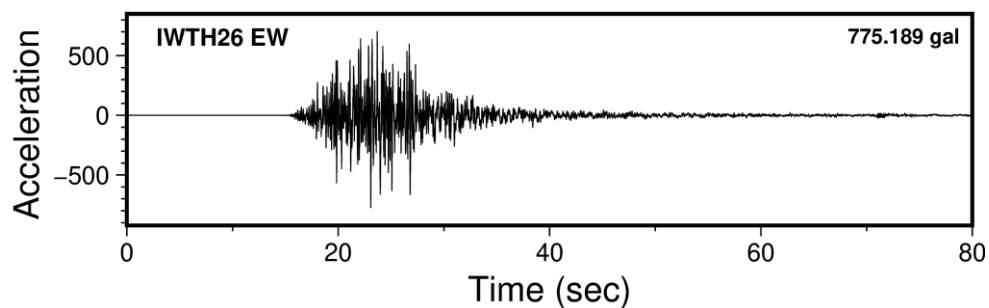


図 2-70 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地中観測記録から推定した地表地震波 (IWTH26 (一関東))

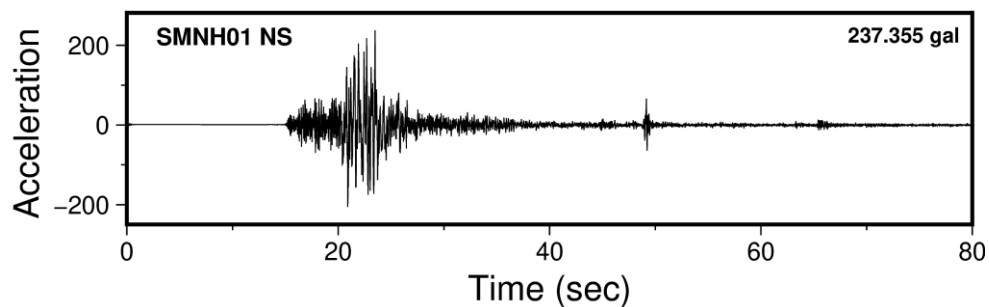
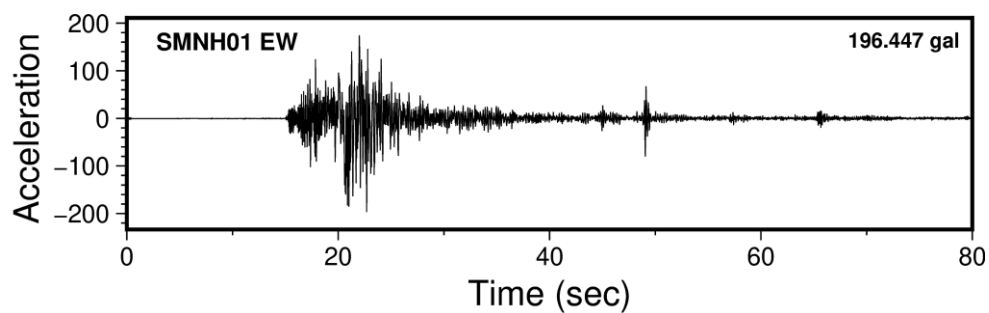


図 2-71 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地表観測記録から推定した地中地震波 (SMNH01 (伯太))

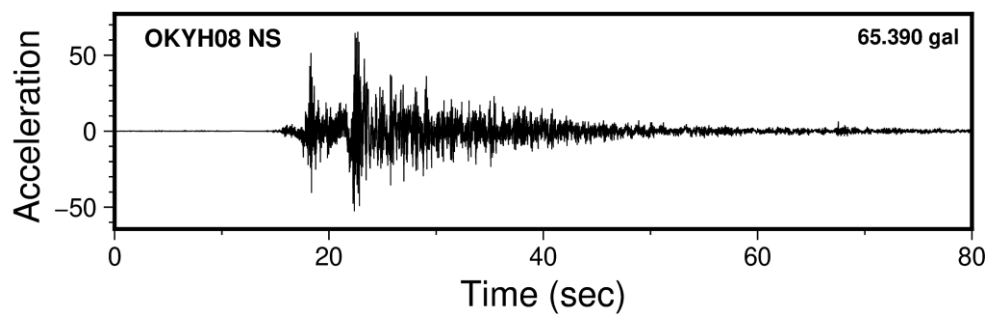
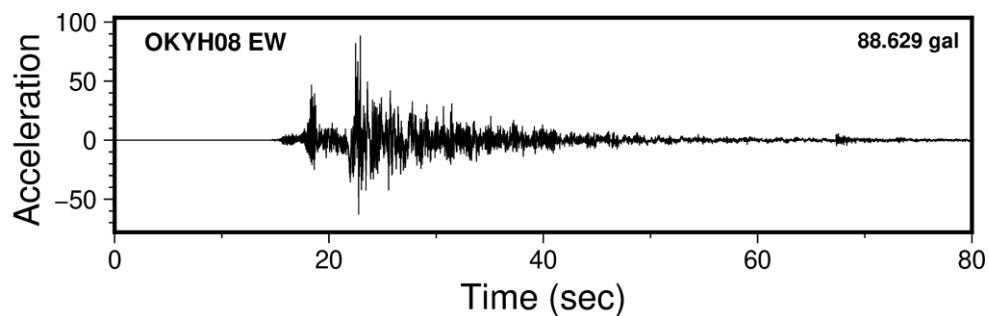


図 2-72 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地表観測記録から推定した地中地震波 (OKYH08 (哲太))

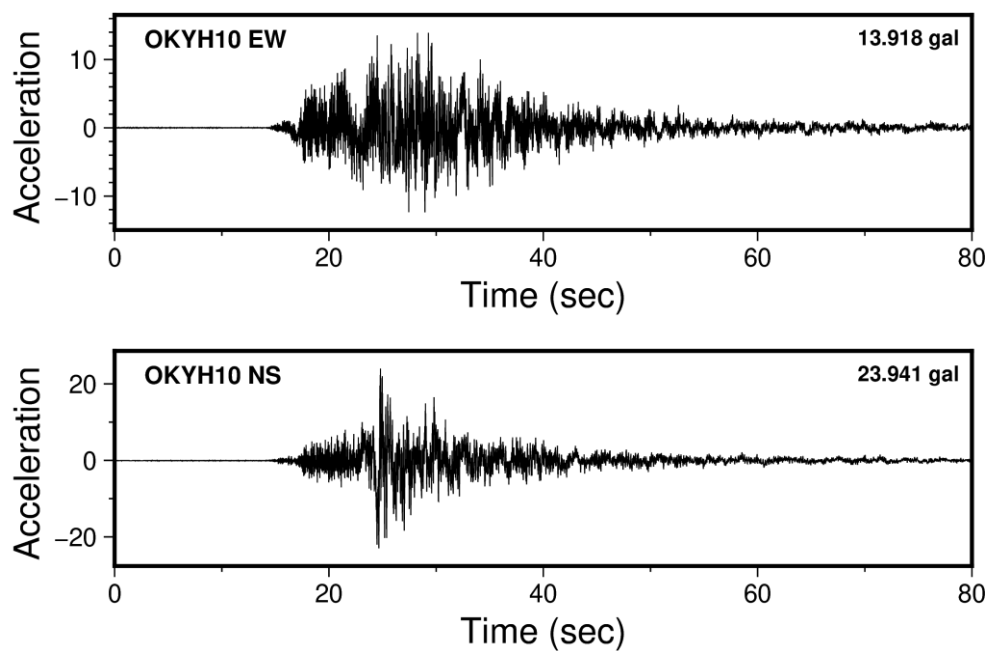


図 2-73 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地表観測記録から推定した地中地震波(OKYH10 (上齋原))

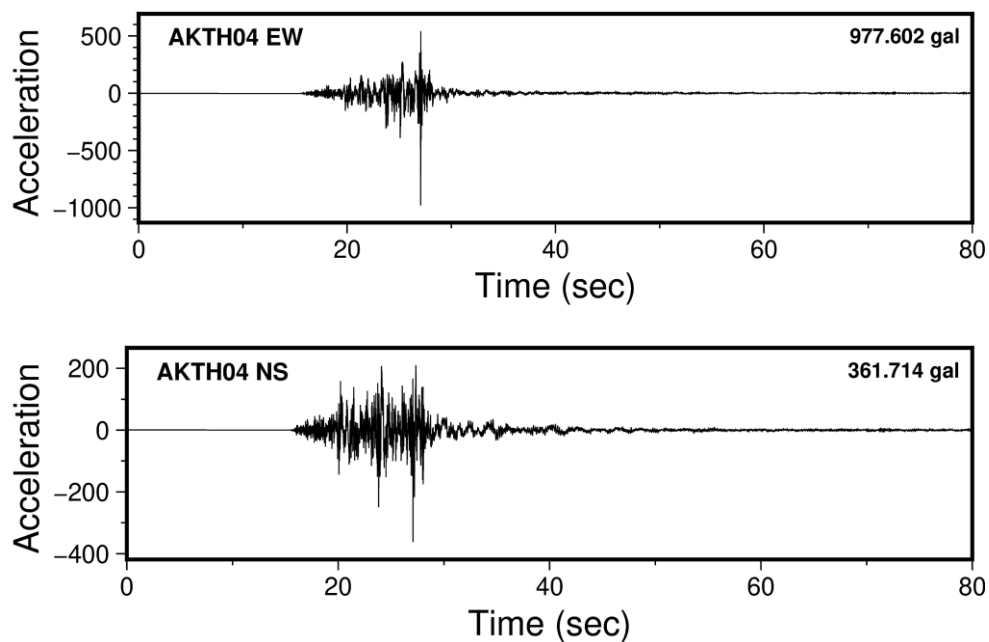


図 2-74 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地表観測記録から推定した地中地震波(AKTH04 (東成瀬))

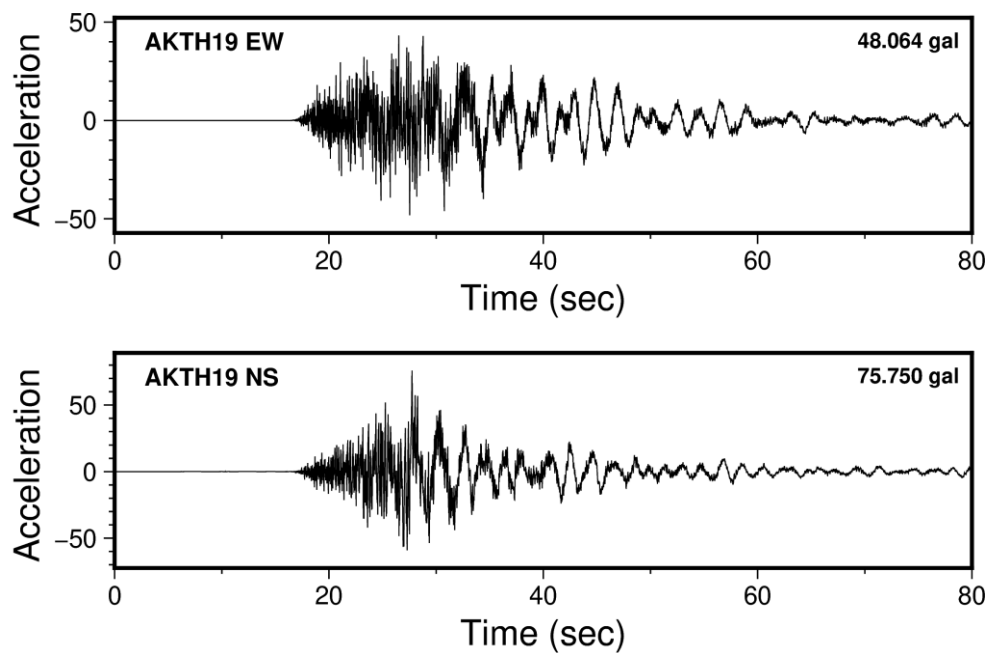


図 2-75 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地表観測記録から推定した地中地震波 (AKTH19 (湯沢))

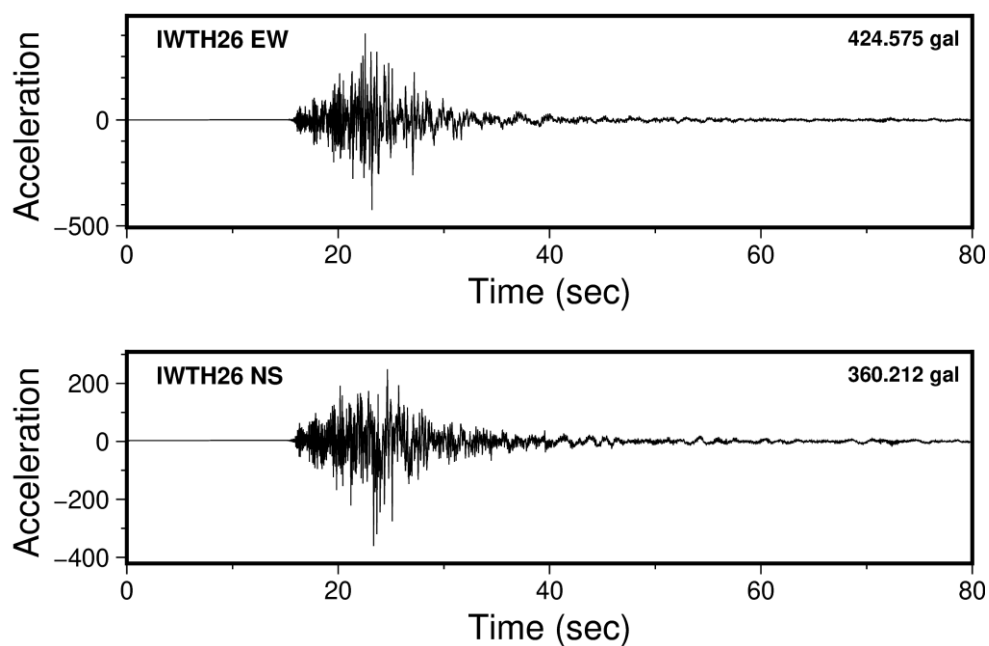


図 2-76 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地表観測記録から推定した地中地震波 (IWTH26 (一関東))

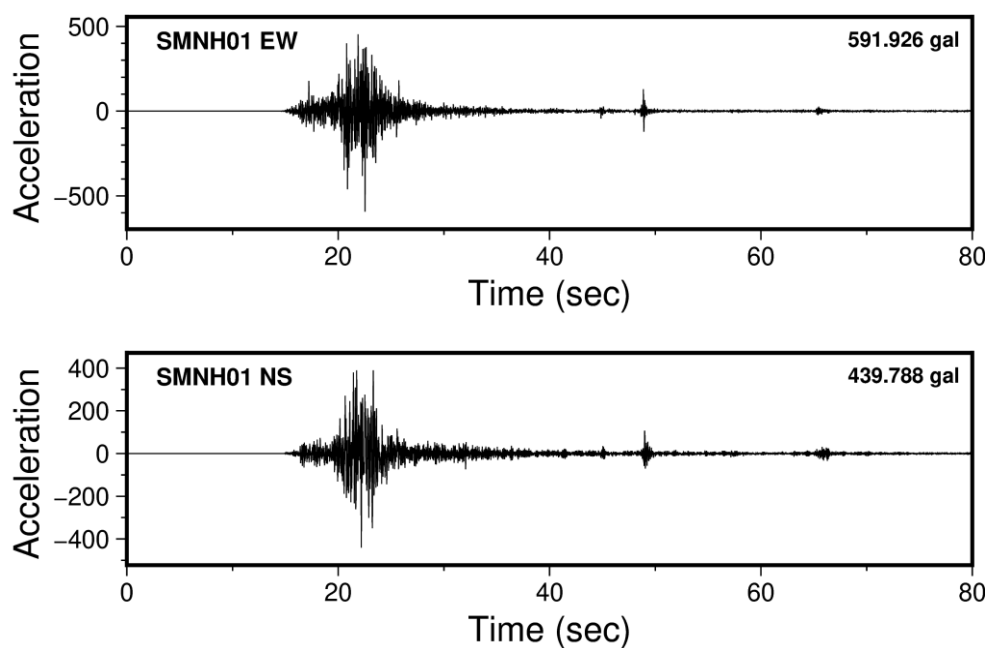


図 2-77 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地中観測記録から推定した地中解放地盤地震波(SMNH01 (伯太))

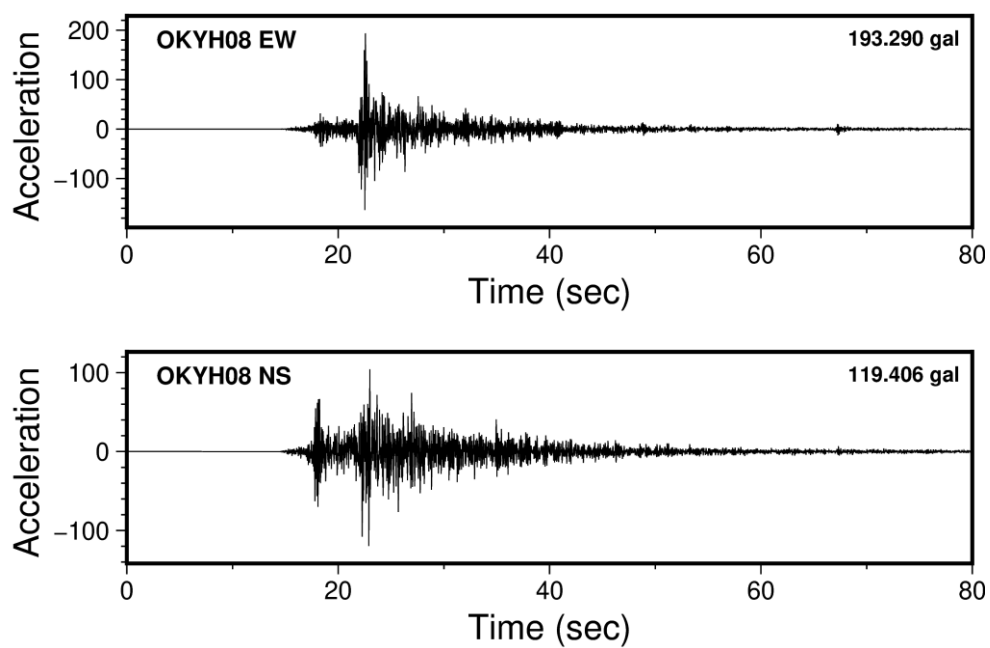


図 2-78 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地中観測記録から推定した地中解放地盤地震波(OKYH08 (哲太))

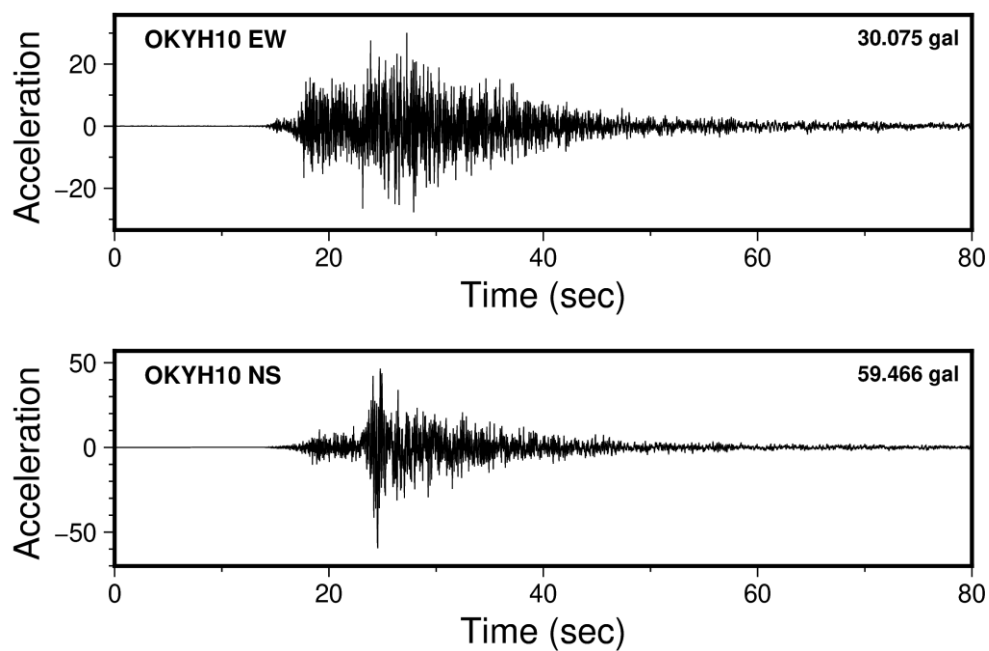


図 2-79 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地中観測記録から推定した地中解放地盤地震波(OKYH10 (上齋原))

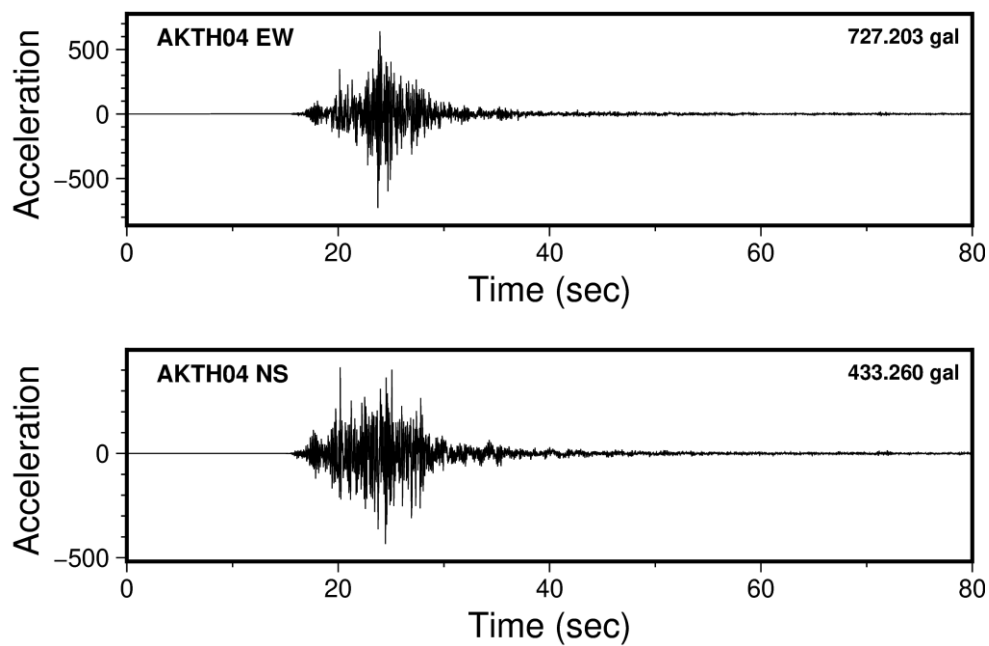


図 2-80 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地中観測記録から推定した地中解放地盤地震波(AKTH04 (東成瀬))

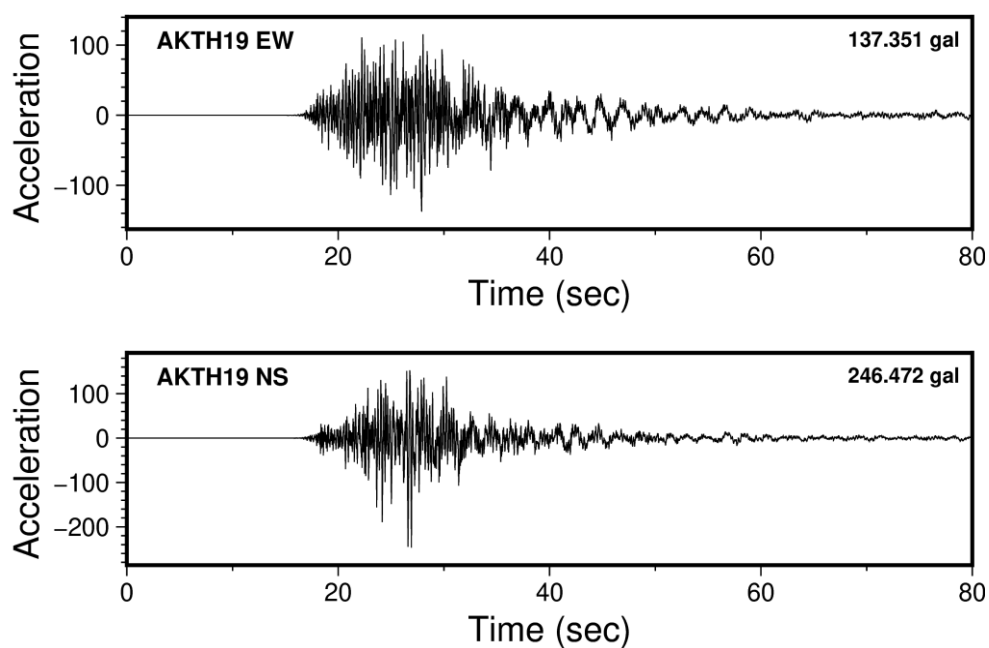


図 2-81 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地中観測記録から推定した地中解放地盤地震波(AKTH19 (湯沢))

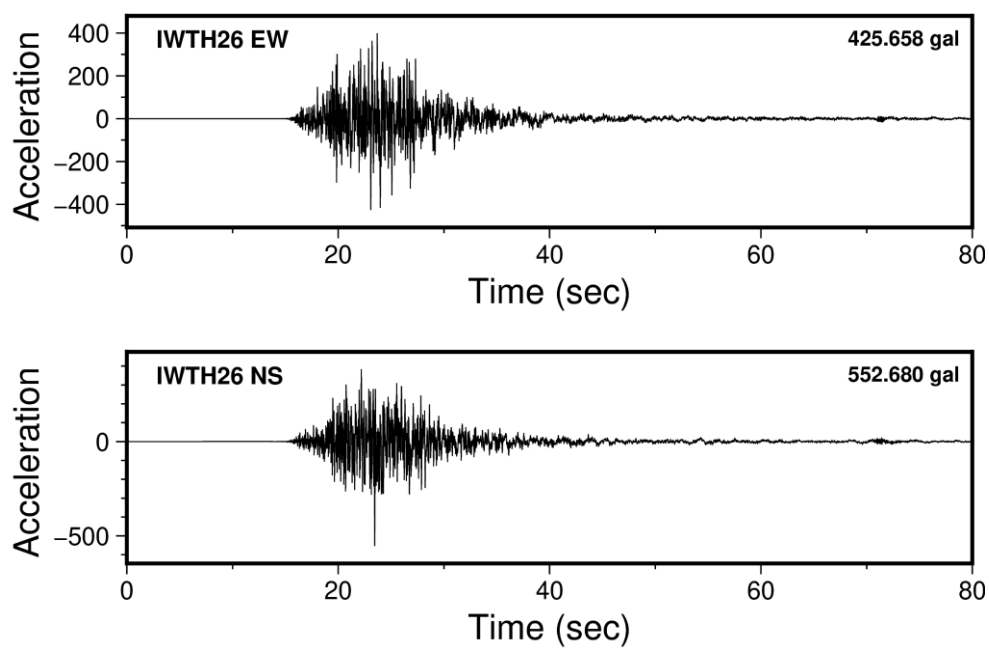


図 2-82 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地中観測記録から推定した地中解放地盤地震波(IWTH26 (一関東))

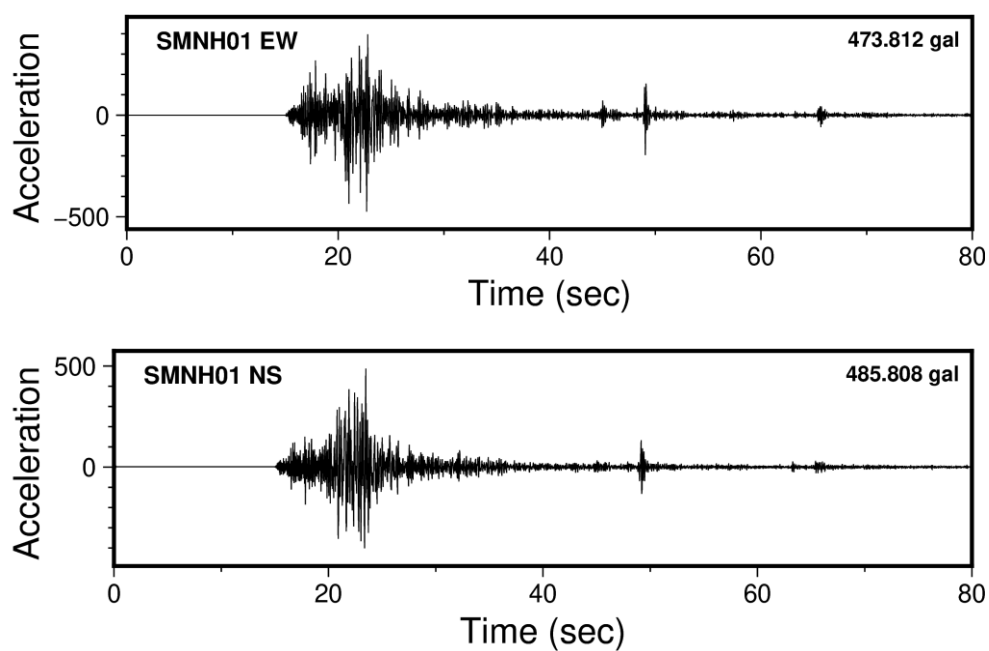


図 2-83 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地表観測記録から推定した地中解放地盤地震波(SMNH01 (伯太))

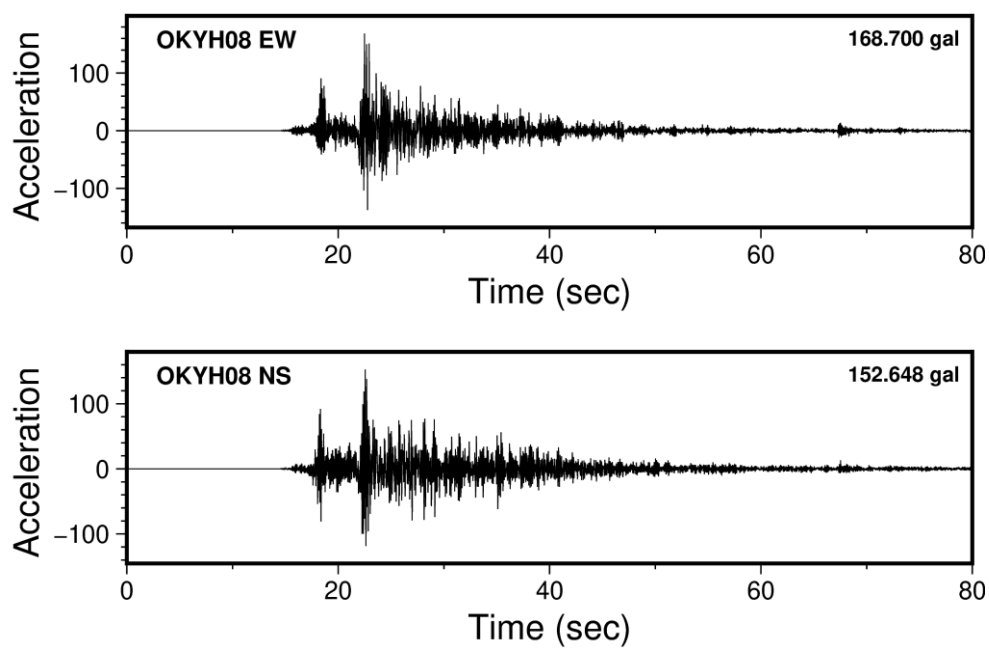


図 2-84 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地表観測記録から推定した地中解放地盤地震波(OKYH08 (哲太))

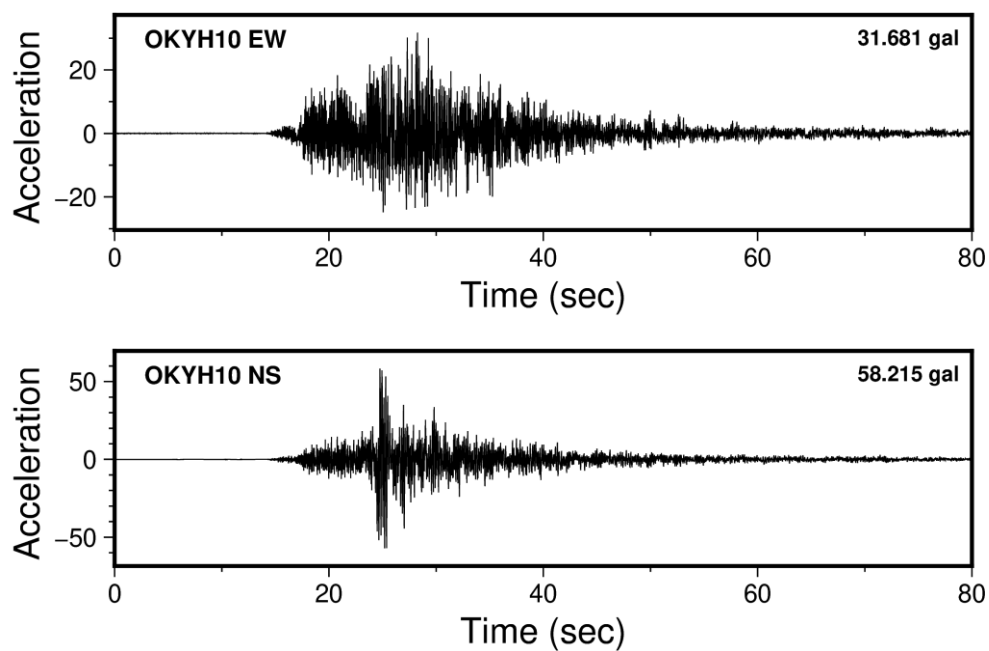


図 2-85 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地表観測記録から推定した地中解放地盤地震波(OKYH10 (上齋原))

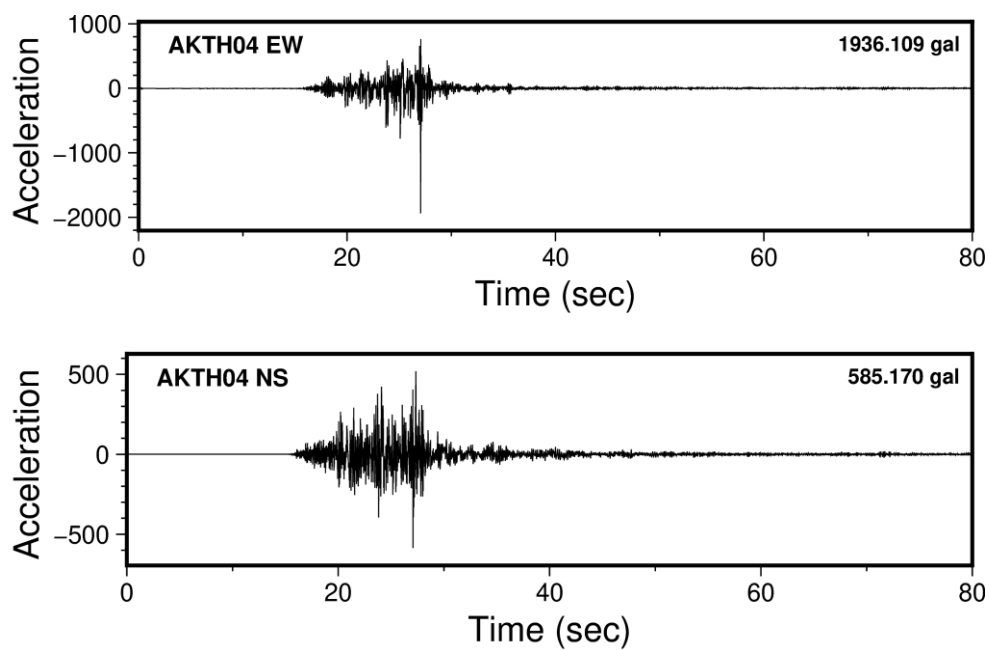


図 2-86 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地表観測記録から推定した地中解放地盤地震波(AKTH04 (東成瀬))

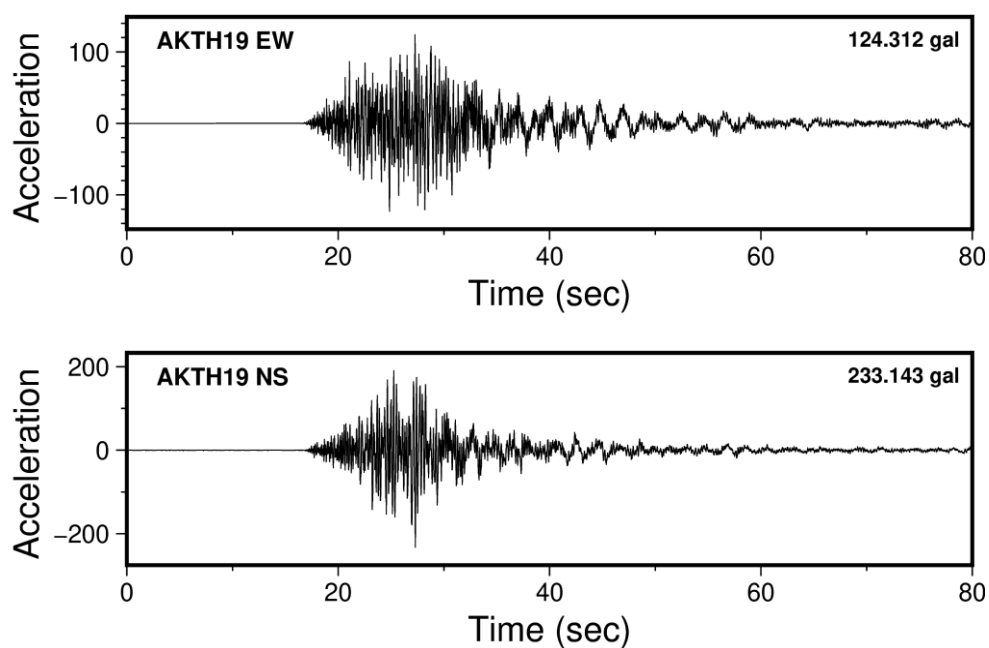


図 2-87 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地表観測記録から推定した地中解放地盤地震波(AKTH19 (湯沢))

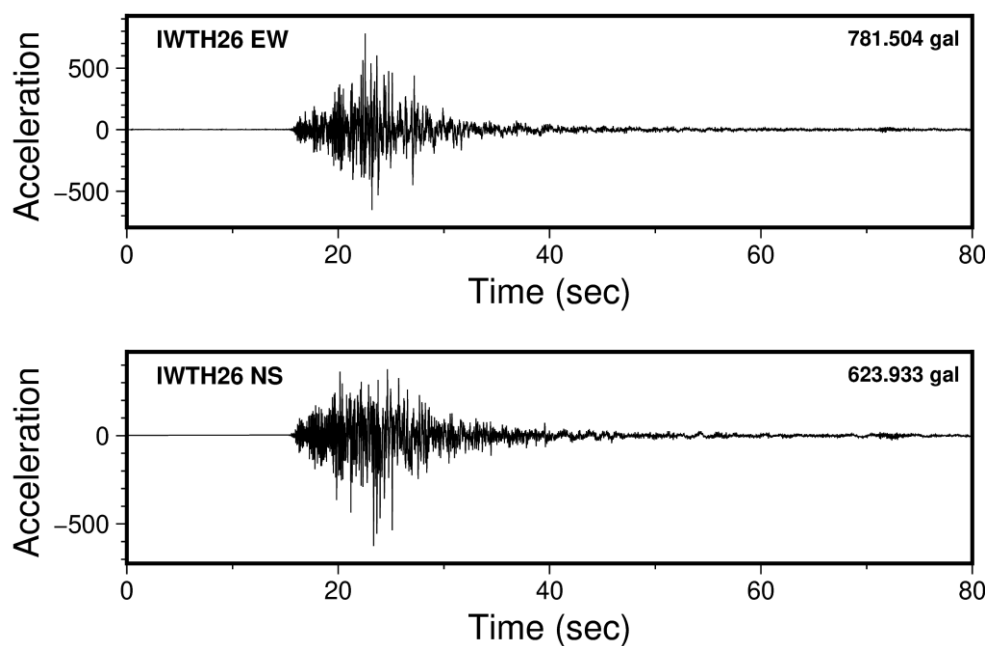


図 2-88 強震時地盤同定より得られた地盤モデルを用いて地表観測記録から推定した地中解放地盤地震波(IWTH26 (一関東))

(4) まとめ

本項では、検討対象の平成 12 年鳥取県西部地震や平成 20 年岩手宮城・内陸における 6 観測点について初期モデルを用いて本震時の観測記録による地表/地中伝達関数に対して地盤同定解析などを行った。その結果、以下に示す知見が得られた。

(1) 初期モデルからの探索範囲は非線形地層では 50 %、その他の地層では 20 %に変更し、適合度の評価は 0.5 Hz~20 Hz に拡大したことにより、全般的に同定した地盤モデルによる理論伝達関数は観測記録のそれと概ね整合することが確認できた。

(2) SMNH01 (伯太) や IWTH26 (一関東) では 2、3 Hz より低周波数側で見られた理論と観測のずれは改善され、Q 値の深さ分布についても改善がみられることを確認できた。ただし、OKYH10 (上齋原) にみられる 3 Hz 付近でのピークは観測記録による伝達関数で見られなく、今後の課題になる。

(3) 地盤同定で求めた Q 値は V_s との関係は既往の知見と整合しないことも見られ、また、深さ分布についても課題があることが分かった。

(4) 地盤同定の際に、GA による探査で用いられる種の乱数の選択、地盤物性値などの探索範囲の選択並びに同定結果の物理的な解釈（特に Q 値など）などは本研究によって課題として認識された。

(5) 地盤同定結果による非線形による表層地盤の速度変化でみられる剛性低下や減衰がひずみとの関係がひずみの評価方法も含めて今後の課題と考えられている。

(6) 更なる地盤同定の高度化へ向け、地震波の斜め入射、上下動の地盤同定など本研究で取り上げられていない精度の更なる高度化に向けて検討すべきと考えられる。

2.1.8 各剥ぎ取り手法の比較

各手法に基づいて算出した S 波速度構造（等価線形解析は剛性低下を考慮して算出した S 波速度構造）、増幅解析に基づく地表波形（立ち上げ波）、逆増幅解析に基づく地中波形（E+F、引き戻し波）、はぎとり波、波形解析によって求められる $G/G_0-\gamma$ 及び $h-\gamma$ の関係を比較した（表 2-42）。 $G/G_0-\gamma$ 及び $h-\gamma$ の関係について、等価線形解析は層分割を行っているが中間の層をプロットしており、SHAKE は有効ひずみ、DYNEQ は最大ひずみでプロットしている。また、小林・儘田（2015）手法による結果は最大ひずみの位置をプロットしている。以下に内容を示す。

- S 波速度構造について、Si et al.（2013）手法による結果は非線形層の同定された S 波速度が初期地盤モデルより大きい同定結果も見られる。また、他 2 手法と異なり、線形層も同定により S 波速度の修正が行われている。小林・儘田（2015）手法により同定された S 波速度構造は等価線形解析結果に基づく地盤モデルと比較して、深い層で S 波速度が小さい。これは、等価線形解析では深い層でひずみが小さいため、あまり剛性低下しないものの、小林・儘田（2015）の同定手法では、非線形層は同様の探索範囲設定（同定する S 波速度 $\leq$ 初期モデルの S 波速度）としているためである。
- 増幅解析及び逆増幅解析では Si et al.（2013）手法による結果が最も観測波形及び地表/地中スペクトル比と整合的である。
- 等価線形解析は入力した動的変形特性と整合的である。一方で、小林・儘田（2015）手法では、非線形地盤モデルを同定する際に繰返しせん断特性を入力しているものの、それにより求められた剛性及びひずみを使用して解析をすると、繰返しせん断特性から乖離している地点も存在する。
- SMNH01（伯太）では図 2-92 のように引き戻し波はいずれの手法も観測波形の特徴を概ね再現できている。一方で、図 2-94 に示したように地表観測波形を入力とした剥ぎ取り波形では、Si et al.（2013）手法による結果は他の手法に比べて最大振幅がやや大きい。加速度フーリエ振幅スペクトルを確認すると、3 から 20 Hz において振幅に差があるため、最大振幅においても差が生じたと考えられる。
- 本事業では、観測記録との合致度を目視により定性的に評価したが、今後は、定量的に評価することが可能な手法を構築することが課題である。

表 2-42 各手法に基づく結果比較図の図番号

	S 波速度 構造	増幅解析	逆増幅解析	はぎとり波 (2E)	G/G0- γ h- γ
SMNH01 (伯太)	図 2-89	図 2-90 図 2-91	図 2-92 図 2-93	図 2-94	図 2-95
OKYH08 (哲多)	図 2-96	図 2-97 図 2-98	図 2-99 図 2-100	図 2-101	図 2-102
OKYH10 (上斎原)	図 2-103	図 2-104 図 2-105	図 2-106 図 2-107	図 2-108	図 2-109
AKTH04 (東成瀬)	図 2-110	図 2-111 図 2-112	図 2-113 図 2-114	図 2-115	図 2-116
AKTH19 (湯沢)	図 2-117	図 2-118 図 2-119	図 2-120 図 2-121	図 2-122	図 2-123 図 2-124
IWTH26 (一関東)	図 2-125	図 2-126 図 2-127	図 2-128 図 2-129	図 2-130	図 2-131

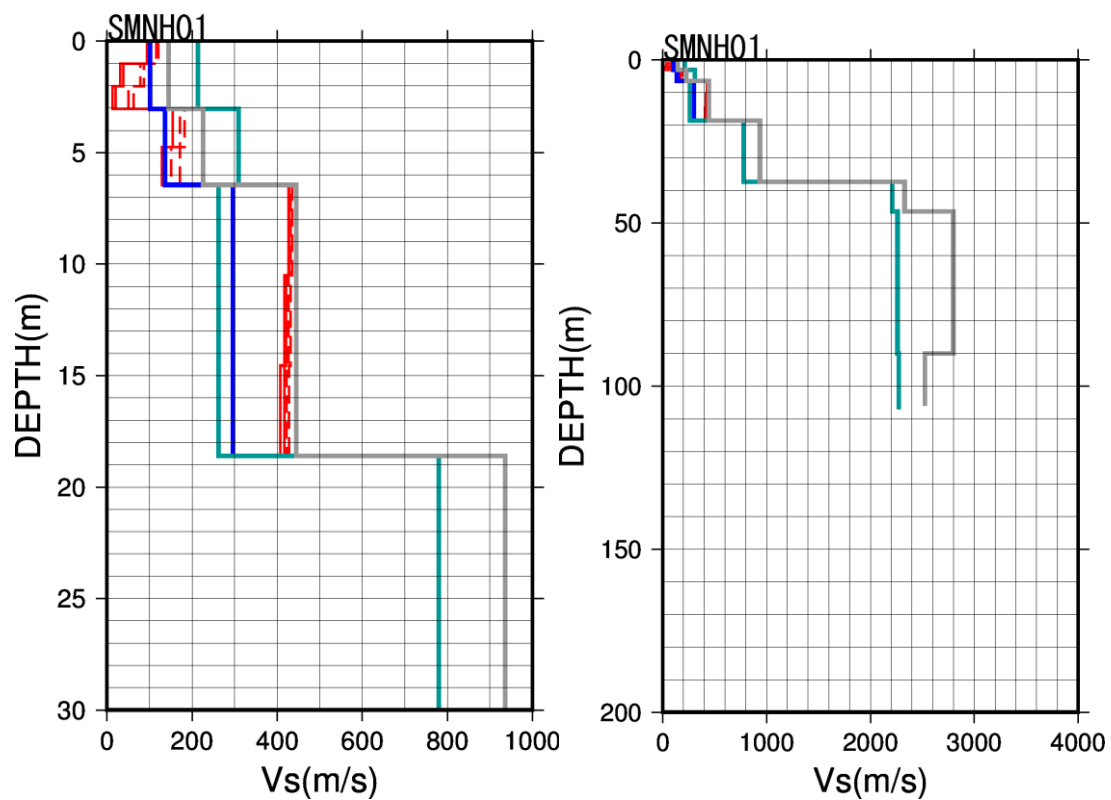


図 2-89 SMNH01 (伯太) 地点の速度構造 (左は表層部を拡大)

— : 初期モデル

— : 等価線形解析による剛性低下を考慮した速度構造 (実線 : 増幅、破線 : 逆増幅)

— : 小林・儘田 (2015) 手法による同定モデル

— : Si et al. (2013) 手法による同定モデル

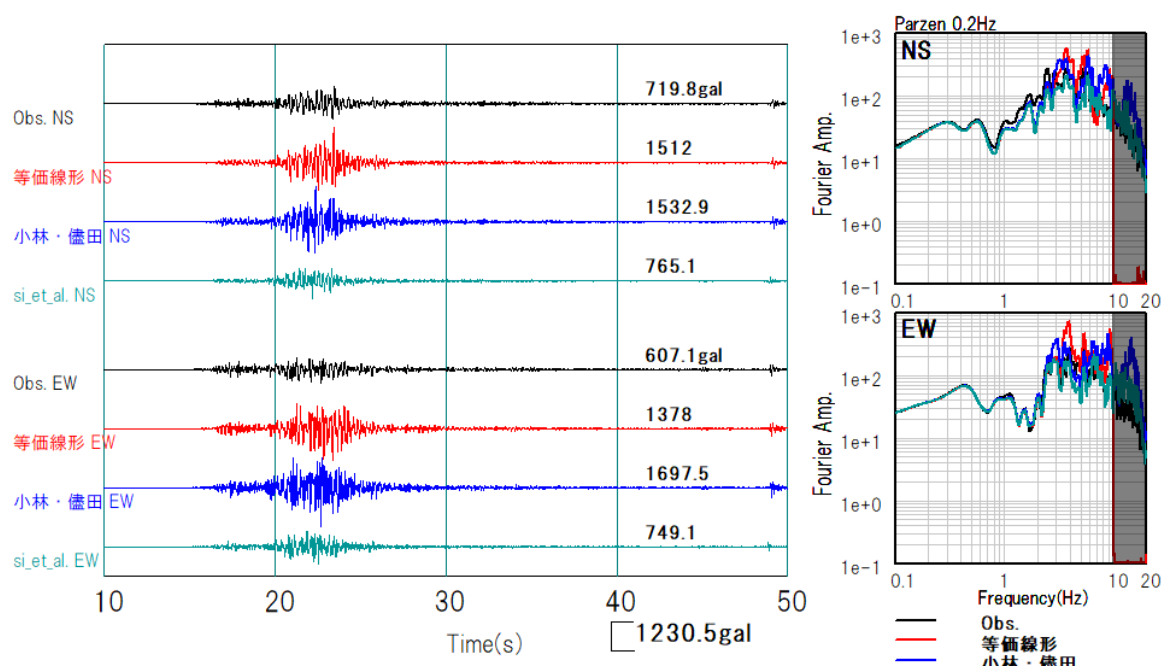


図 2-90 SMNH01 (伯太) 地点 (地表) の観測及び計算波形 (立ち上げ波) (上 : NS、下 : EW)

黒 : 観測波形

赤 : 等価線形解析 (SHAKE) に基づく増幅解析結果

青 : 小林・儘田 (2015) に基づく同定モデルを用いた増幅解析結果

緑 : Si et al. (2013) に基づく同定モデルを用いた増幅解析結果

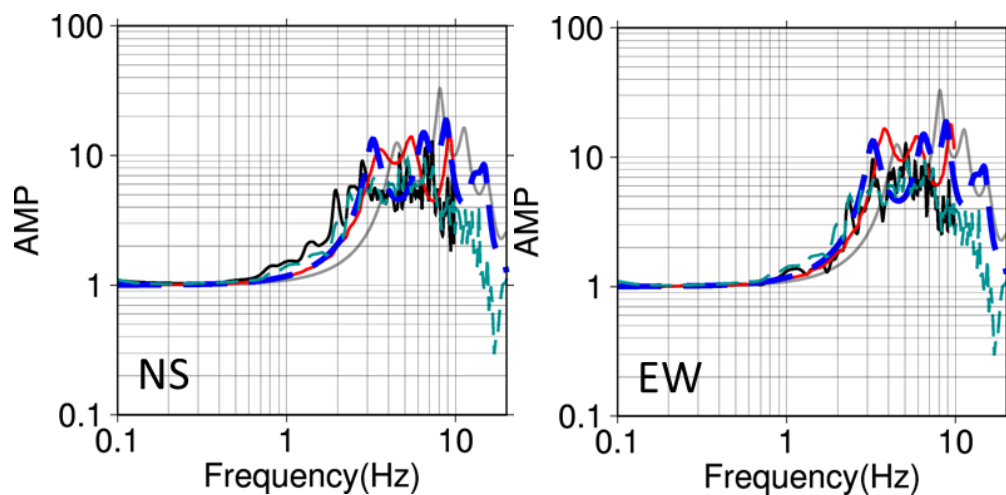


図 2-91 SMNH01 (伯太) 地点 (地表) の地表/地中スペクトル比及び同定モデルの理論伝達関数

黒 : 観測 (地表/地中スペクトル比)

赤 : 等価線形解析 (SHAKE) に基づく増幅解析結果

青 : 小林・儘田 (2015) に基づく同定モデルの伝達関数

緑 : Si et al. (2013) に基づく同定モデルの伝達関数

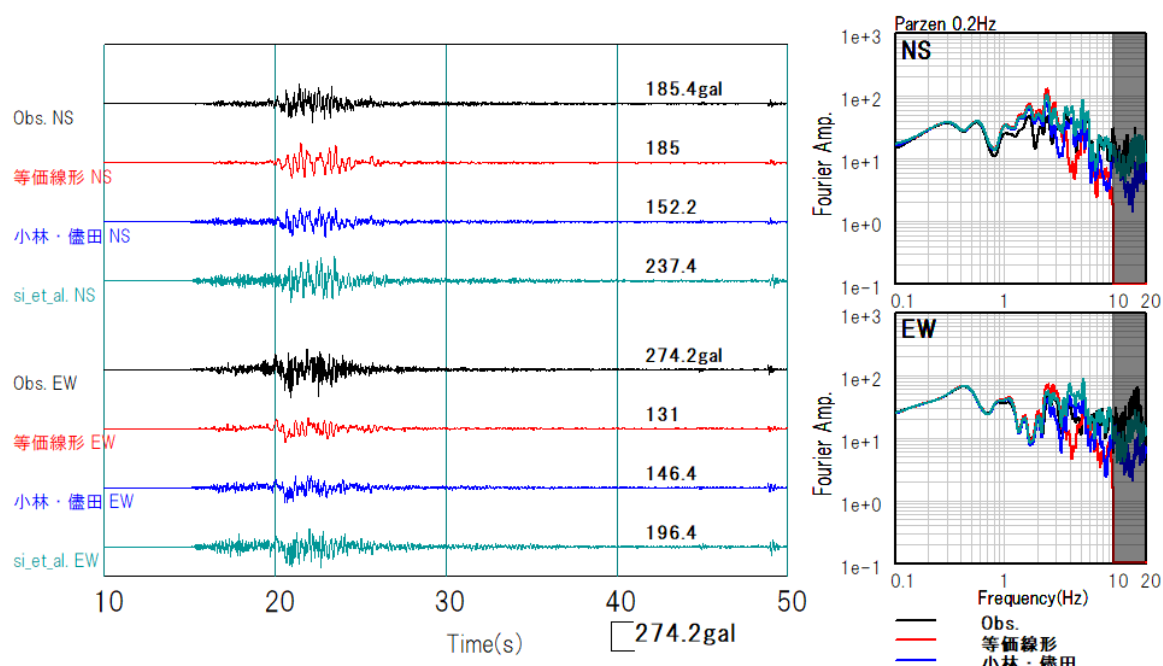


図 2-92 SMNH01（伯太）地点（地中）の観測及び計算波形（引き戻し波）（上：NS、下：EW）

黒：観測波形

赤：等価線形解析（SHAKE）に基づく逆増幅解析結果

青：小林・儘田（2015）に基づく同定モデルを用いた逆増幅解析結果

緑：Si et al.（2013）に基づく同定モデルを用いた逆増幅解析結果

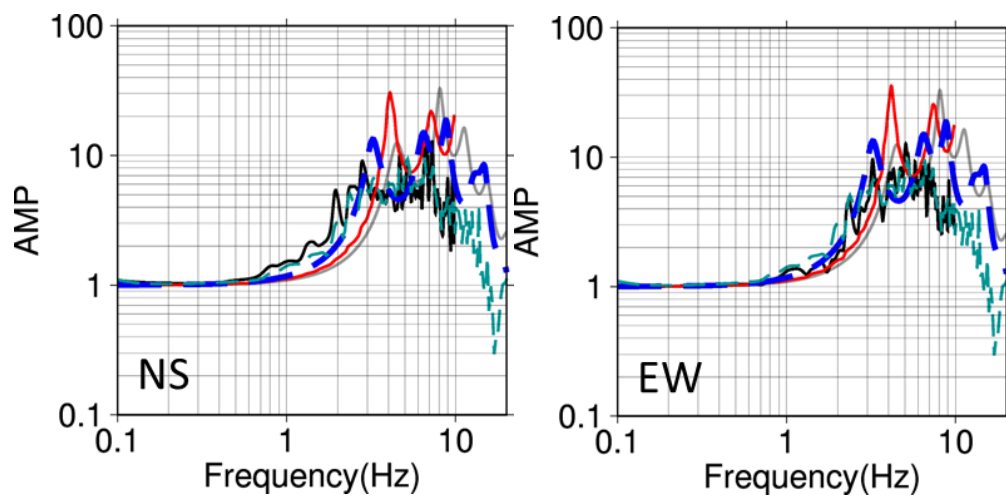


図 2-93 SMNH01（伯太）地点（地中）の地表/地中スペクトル比及び同定モデルの理論伝達関数

黒：観測（地表/地中スペクトル比）

赤：等価線形解析（SHAKE）に基づく逆増幅解析結果

青：小林・儘田（2015）に基づく同定モデルの伝達関数

緑：Si et al.（2013）に基づく同定モデルの伝達関数

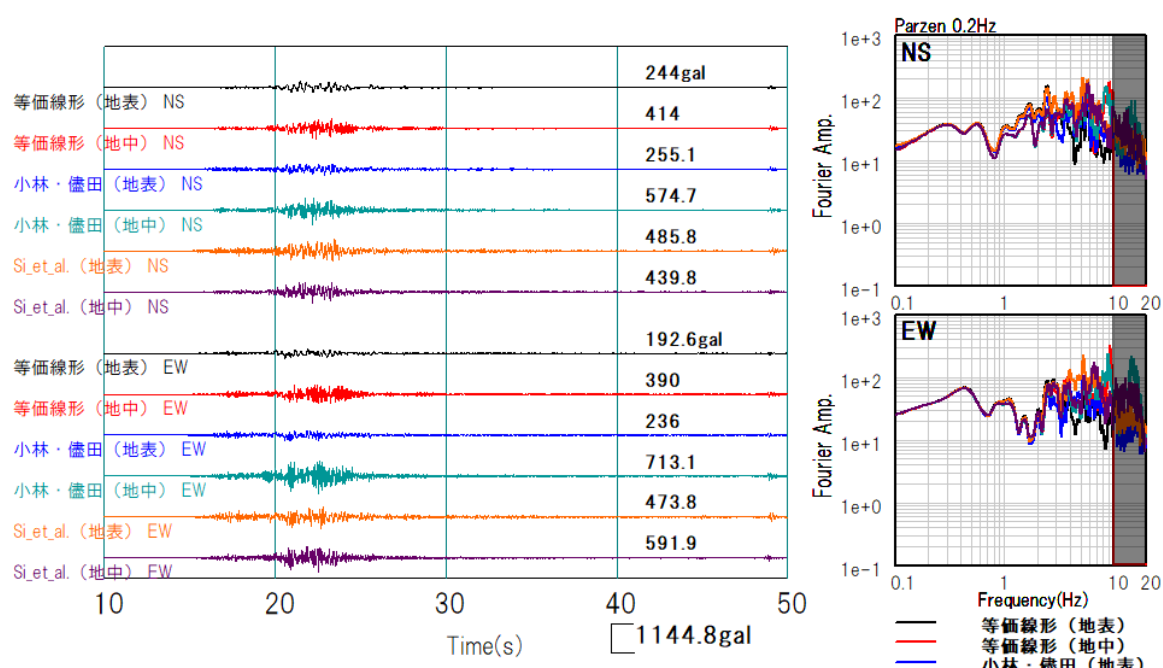


図 2-94 SMNH01 (伯太) 地点のはざとり波形

黒：等価線形解析 (SHAKE) による地表観測記録入力 (逆増幅解析)

赤：等価線形解析 (SHAKE) による地中観測記録入力 (増幅解析)

青：小林・儘田 (2015)：地表観測記録入力

緑：小林・儘田 (2015)：地中観測記録入力

橙：Si et al. (2013)：地表観測記録入力

紫：Si et al. (2013)：地中観測記録入力

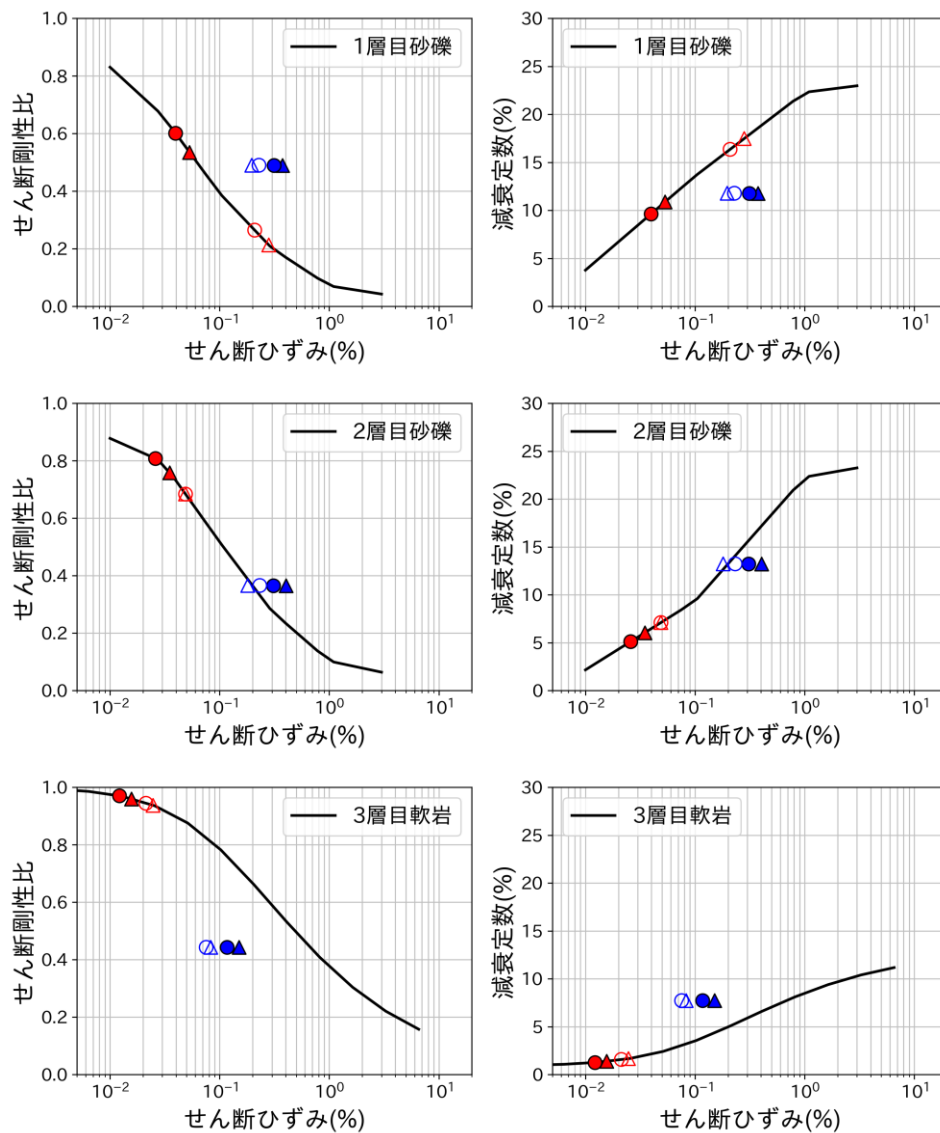


図 2-95 動の変形特性 (SMNH01 (伯太))

赤：等価線形解析 (SHAKE) による解析結果 (有効ひずみをプロット)

青：小林・儘田 (2015) 手法による同定モデルを用いた解析結果 (最大ひずみをプロット)

▲：逆増幅 NS, △：増幅 NS
●：逆増幅 EW, ○：増幅 EW

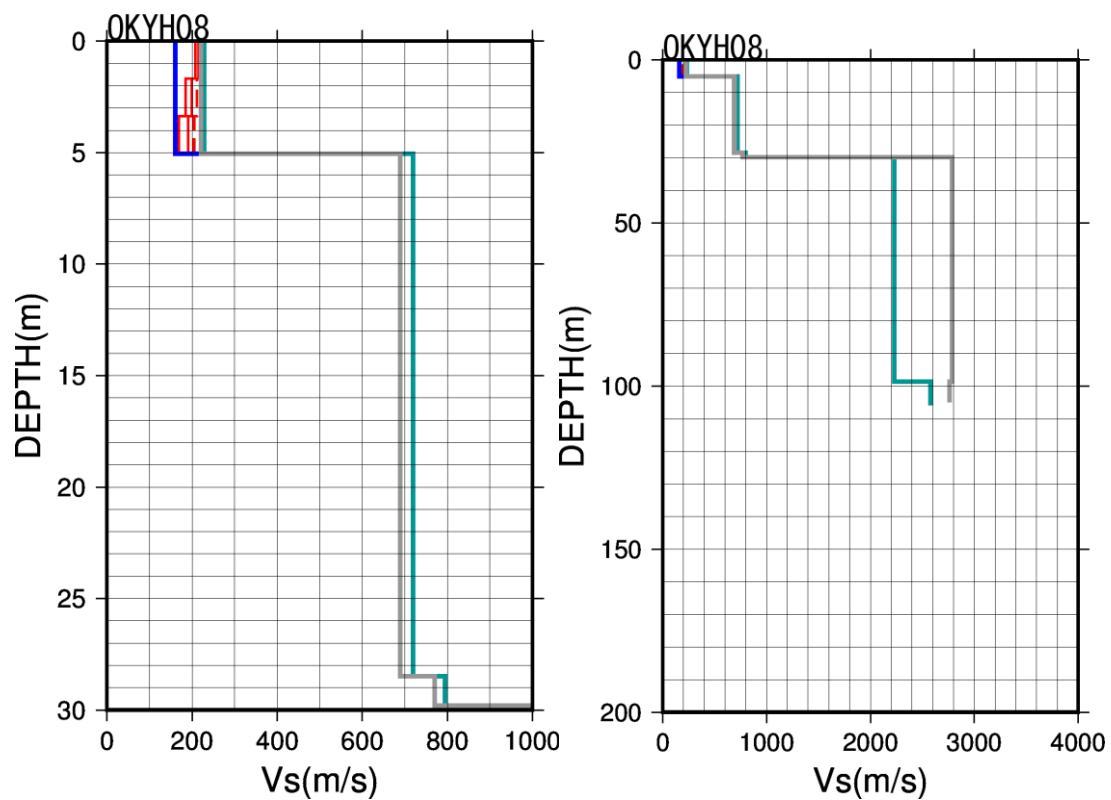


図 2-96 OKYH08（哲多）地点の速度構造（左は表層部を拡大）

—：初期モデル

—：等価線形解析による剛性低下を考慮した速度構造（実線：増幅、破線：逆増幅）

—：小林・儘田（2015）手法による同定モデル

—：Si et al.（2013）手法による同定モデル

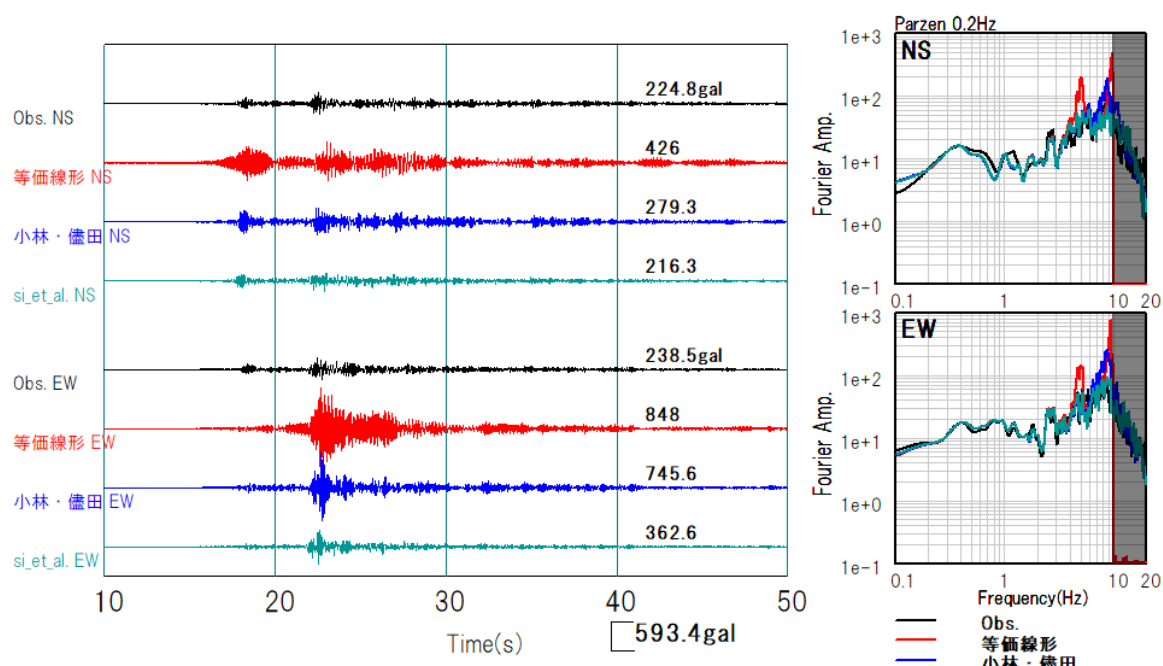


図 2-97 OKYH08（哲多）地点（地表）の観測及び計算波形（立ち上げ波）（上：NS、下：EW）
黒：観測波形

赤：等価線形解析（SHAKE）に基づく増幅解析結果

青：小林・儘田（2015）に基づく同定モデルを用いた増幅解析結果

緑：Si et al.（2013）に基づく同定モデルを用いた増幅解析結果

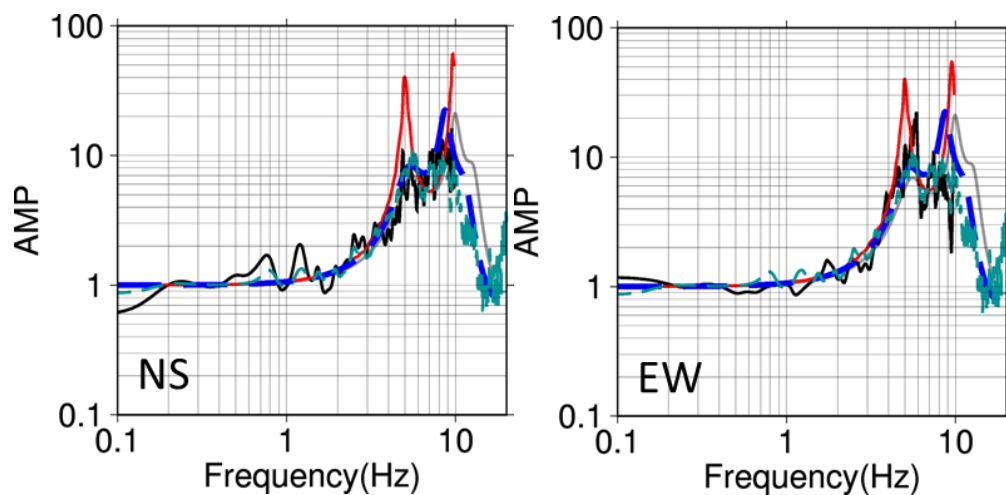


図 2-98 OKYH08（哲多）地点（地表）の地表/地中スペクトル比及び同定モデルの理論伝達関数
黒：観測（地表/地中スペクトル比）

赤：等価線形解析（SHAKE）に基づく増幅解析結果

青：小林・儘田（2015）に基づく同定モデルの伝達関数

緑：Si et al.（2013）に基づく同定モデルの伝達関数

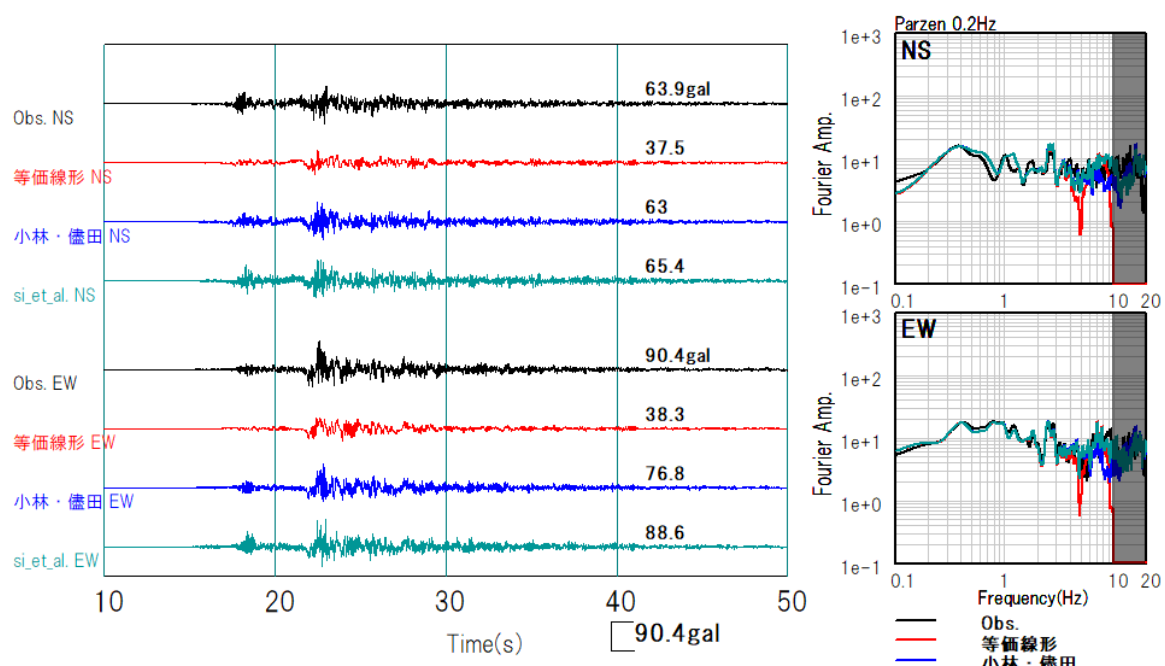


図 2-99 OKYH08（哲多）地点（地中）の観測及び計算波形（引き戻し波）（上：NS、下：EW）
黒：観測波形

赤：等価線形解析（SHAKE）に基づく逆増幅解析結果

青：小林・儘田（2015）に基づく同定モデルを用いた逆増幅解析結果

緑：Si et al.（2013）に基づく同定モデルを用いた逆増幅解析結果

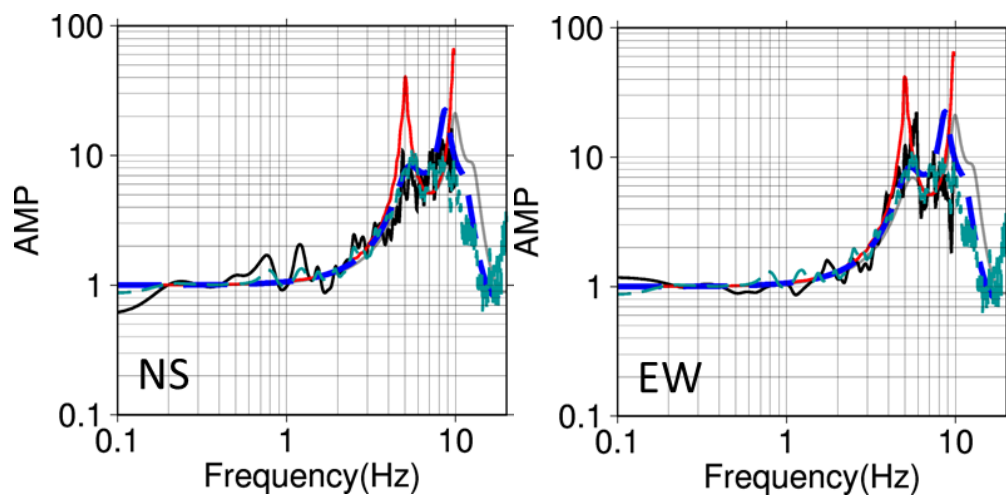


図 2-100 OKYH08（哲多）地点（地中）の地表/地中スペクトル比及び同定モデルの理論伝達関数
黒：観測（地表/地中スペクトル比）

赤：等価線形解析（SHAKE）に基づく逆増幅解析結果

青：小林・儘田（2015）に基づく同定モデルの伝達関数

緑：Si et al.（2013）に基づく同定モデルの伝達関数

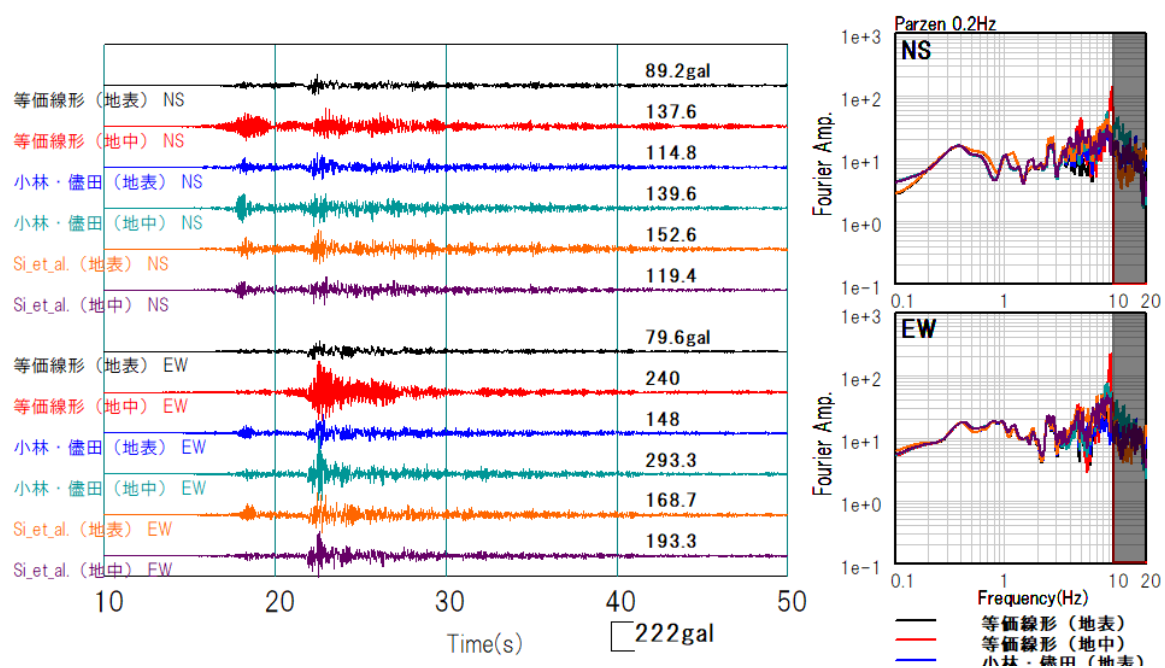


図 2-101 OKYH08 (哲多) 地点のはぎとり波形

黒：等価線形解析 (SHAKE) による地表観測記録入力 (逆増幅解析)

赤：等価線形解析 (SHAKE) による地中観測記録入力 (増幅解析)

青：小林・儘田 (2015)：地表観測記録入力

緑：小林・儘田 (2015)：地中観測記録入力

橙：Si et al. (2013)：地表観測記録入力

紫：Si et al. (2013)：地中観測記録入力

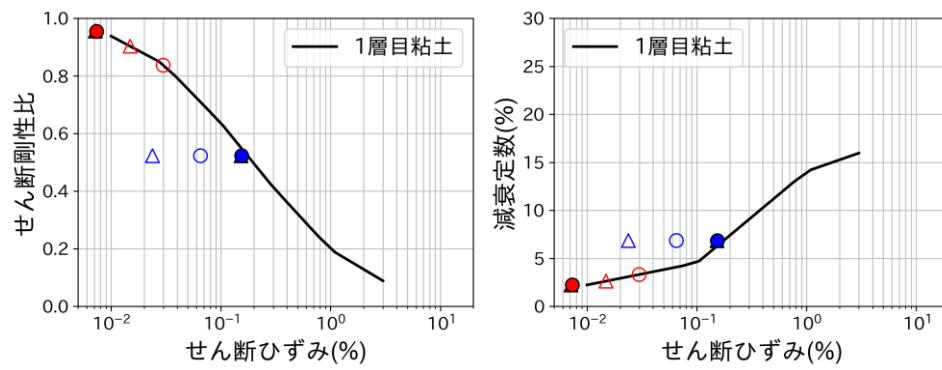


図 2-102 動的変形特性 (OKYH08 (哲多))

赤：等価線形解析 (SHAKE) による解析結果 (有効ひずみをプロット)

青：小林・儘田 (2015) 手法による同定モデルを用いた解析結果 (最大ひずみをプロット)

▲：逆増幅 NS, △：増幅 NS
●：逆増幅 EW, ○：増幅 EW

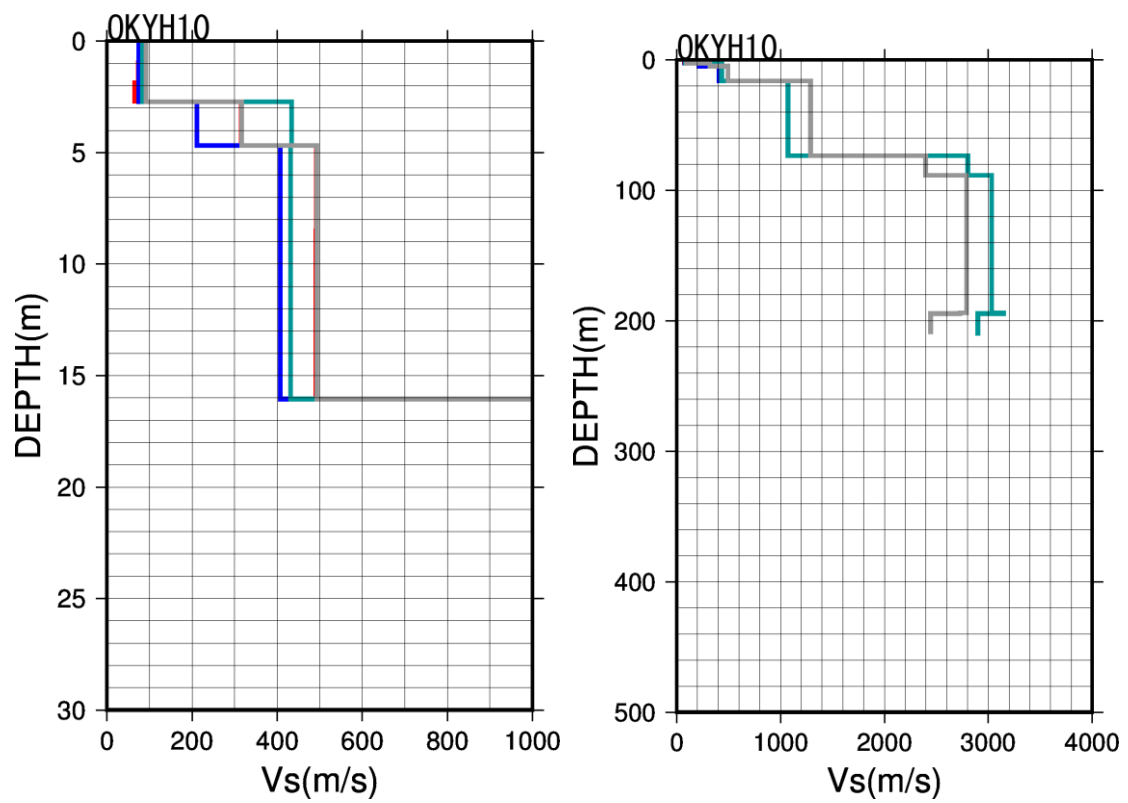


図 2-103 OKYH10（上斎原）地点の速度構造（左は表層部を拡大）

—：初期モデル

—：等価線形解析による剛性低下を考慮した速度構造（実線：増幅、破線：逆増幅）

—：小林・儘田（2015）手法による同定モデル

—：Si et al.（2013）手法による同定モデル

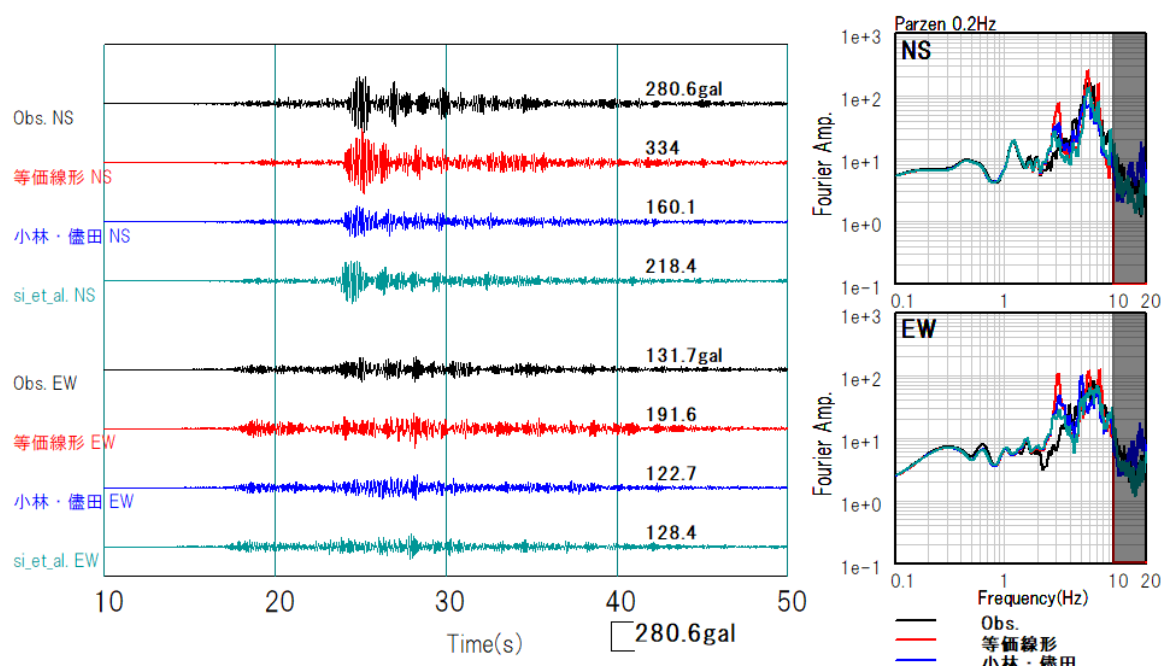


図 2-104 OKYH10 (上斎原) 地点 (地表) の観測及び計算波形 (立ち上げ波) (上 : NS、下 : EW)

黒 : 観測波形

赤 : 等価線形解析 (SHAKE) に基づく増幅解析結果

青 : 小林・儘田 (2015) に基づく同定モデルを用いた増幅解析結果

緑 : Si et al. (2013) に基づく同定モデルを用いた増幅解析結果

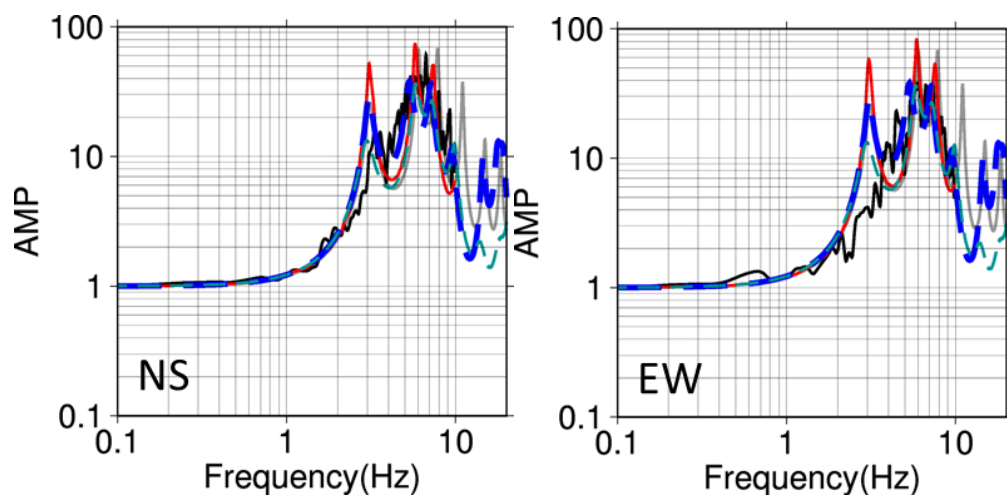


図 2-105 OKYH10 (上斎原) 地点 (地表) の地表/地中スペクトル比及び同定モデルの理論伝達関数

黒 : 観測 (地表/地中スペクトル比)

赤 : 等価線形解析 (SHAKE) に基づく増幅解析結果

青 : 小林・儘田 (2015) に基づく同定モデルの伝達関数

緑 : Si et al. (2013) に基づく同定モデルの伝達関数

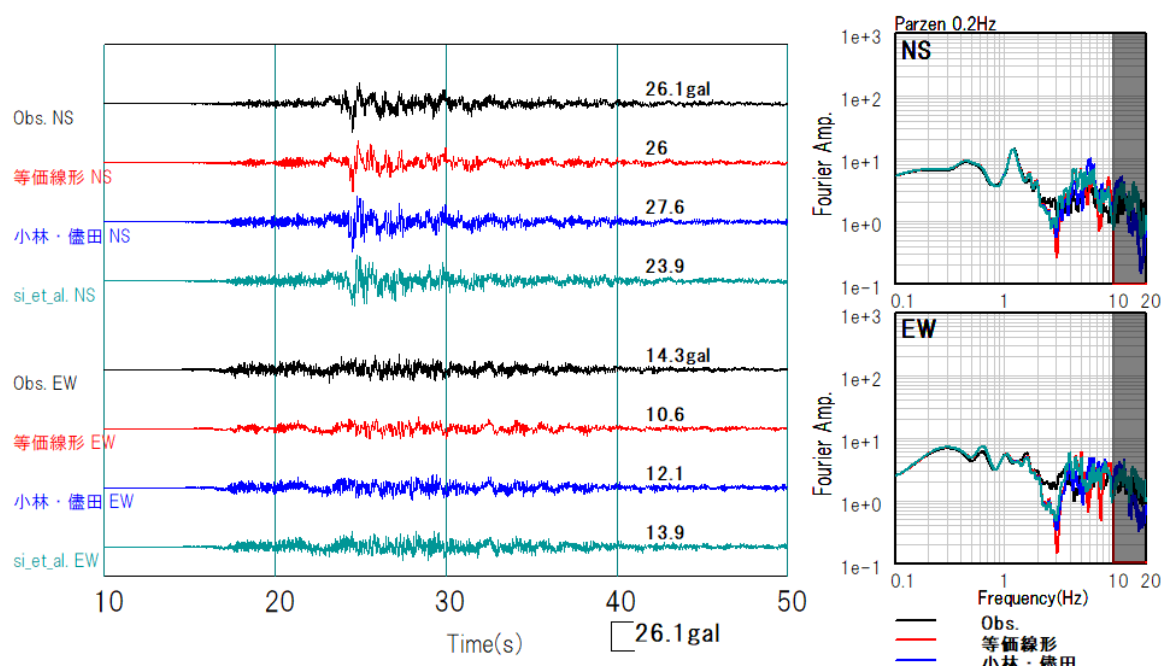


図 2-106 OKYH10（上斎原）地点（地中）の観測及び計算波形（引き戻し波）（上：NS、下：EW）

黒：観測波形

赤：等価線形解析（SHAKE）に基づく逆増幅解析結果

青：小林・儘田（2015）に基づく同定モデルを用いた逆増幅解析結果

緑：Si et al.（2013）に基づく同定モデルを用いた逆増幅解析結果

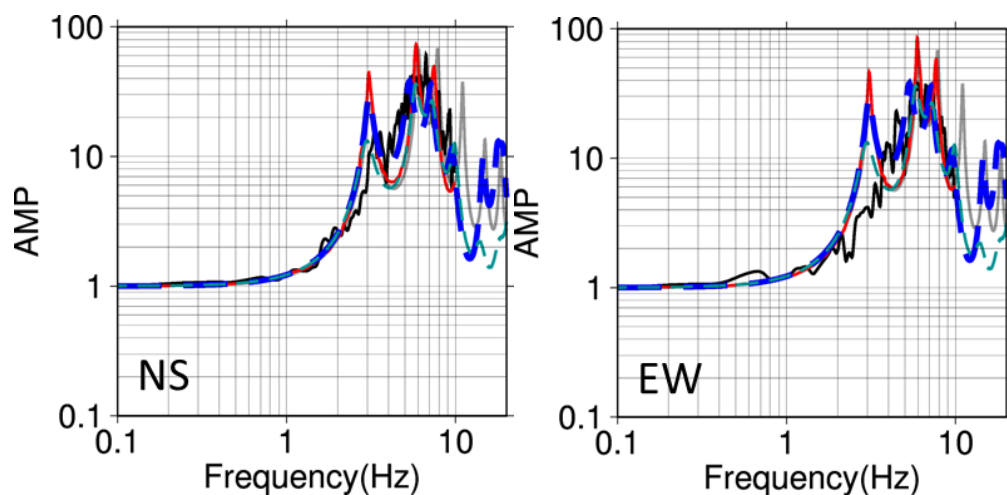


図 2-107 OKYH10（上斎原）地点（地中）の地表/地中スペクトル比及び同定モデルの理論伝達関数

黒：観測（地表/地中スペクトル比）

赤：等価線形解析（SHAKE）に基づく逆増幅解析結果

青：小林・儘田（2015）に基づく同定モデルの伝達関数

緑：Si et al.（2013）に基づく同定モデルの伝達関数

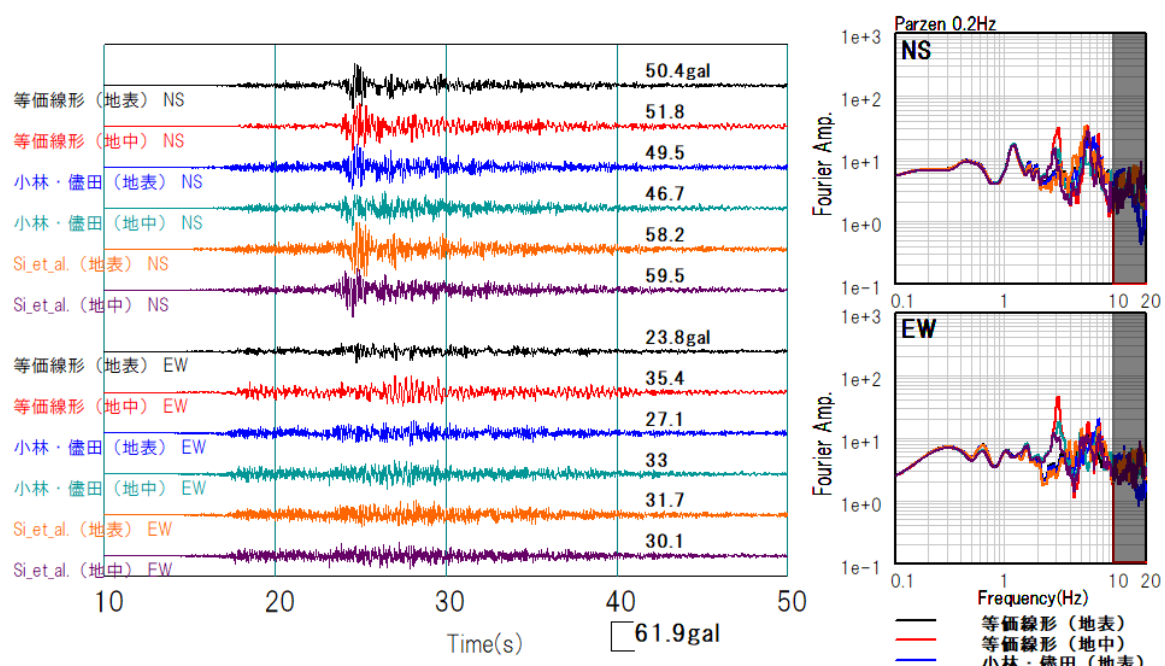


図 2-108 OKYH10 (上斎原) 地点のはぎとり波形

黒：等価線形解析 (SHAKE) による地表観測記録入力 (逆増幅解析)

赤：等価線形解析 (SHAKE) による地中観測記録入力 (増幅解析)

青：小林・儘田 (2015)：地表観測記録入力

緑：小林・儘田 (2015)：地中観測記録入力

橙：Si et al. (2013)：地表観測記録入力

紫：Si et al. (2013)：地中観測記録入力

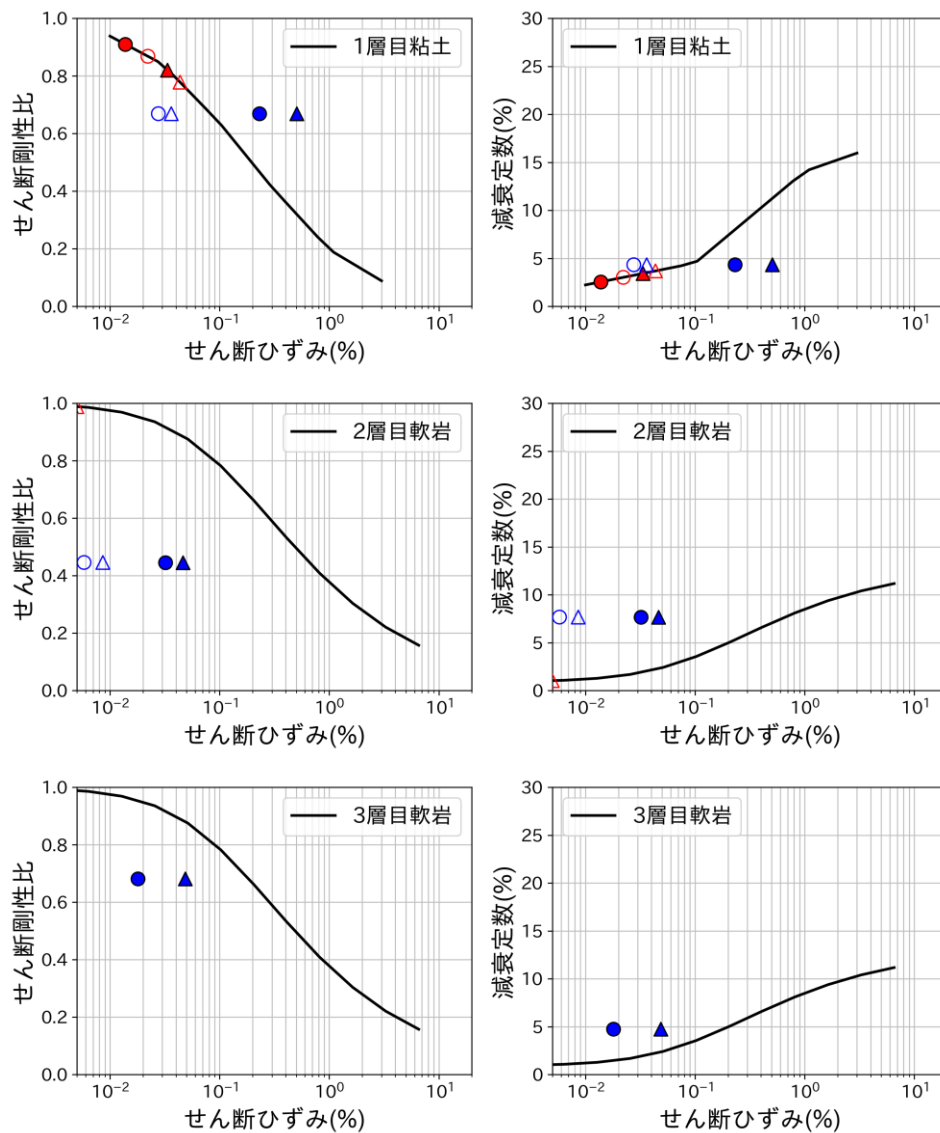


図 2-109 動的変形特性 (OKYH10 (上斎原))

赤：等価線形解析 (SHAKE) による解析結果 (有効ひずみをプロット)

青：小林・儘田 (2015) 手法による同定モデルを用いた解析結果 (最大ひずみをプロット)

▲：逆増幅 NS, △：増幅 NS
●：逆増幅 EW, ○：増幅 EW

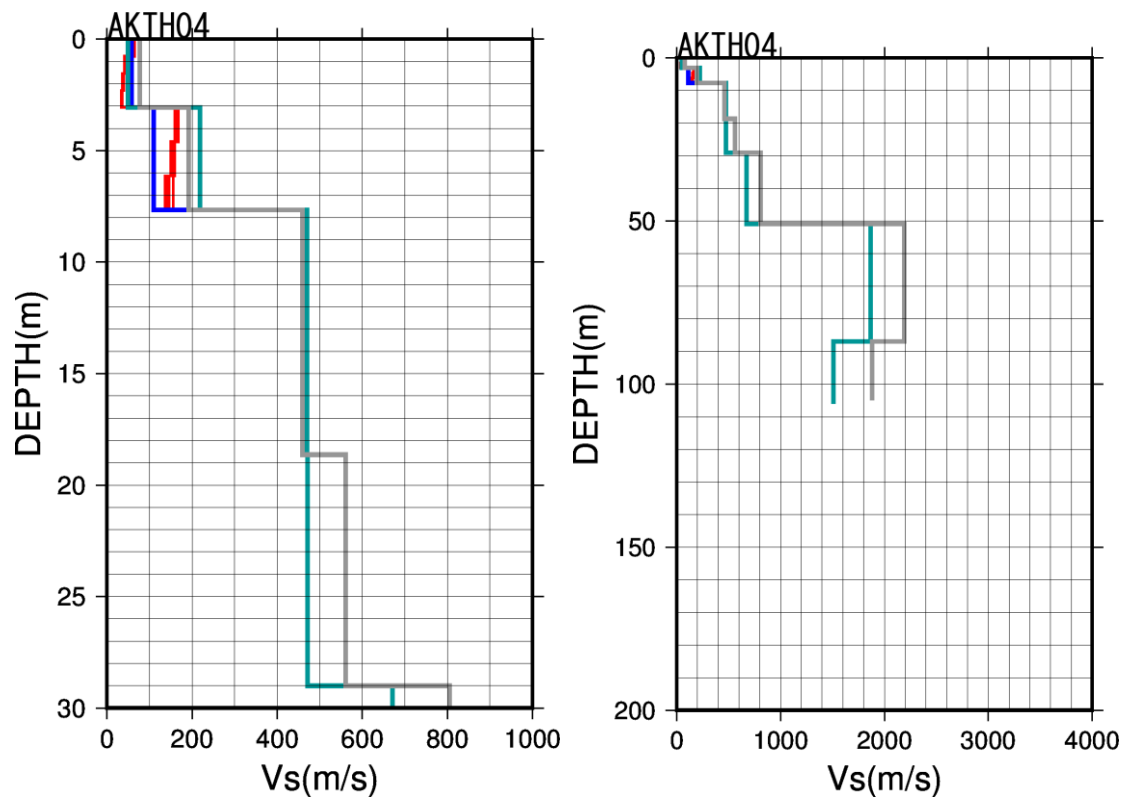


図 2-110 AKTH04（東成瀬）地点の速度構造（左は表層部を拡大）

—：初期モデル

—：等価線形解析による剛性低下を考慮した速度構造（実線：増幅、破線：逆増幅）

—：小林・儘田（2015）手法による同定モデル

—：Si et al.（2013）手法による同定モデル

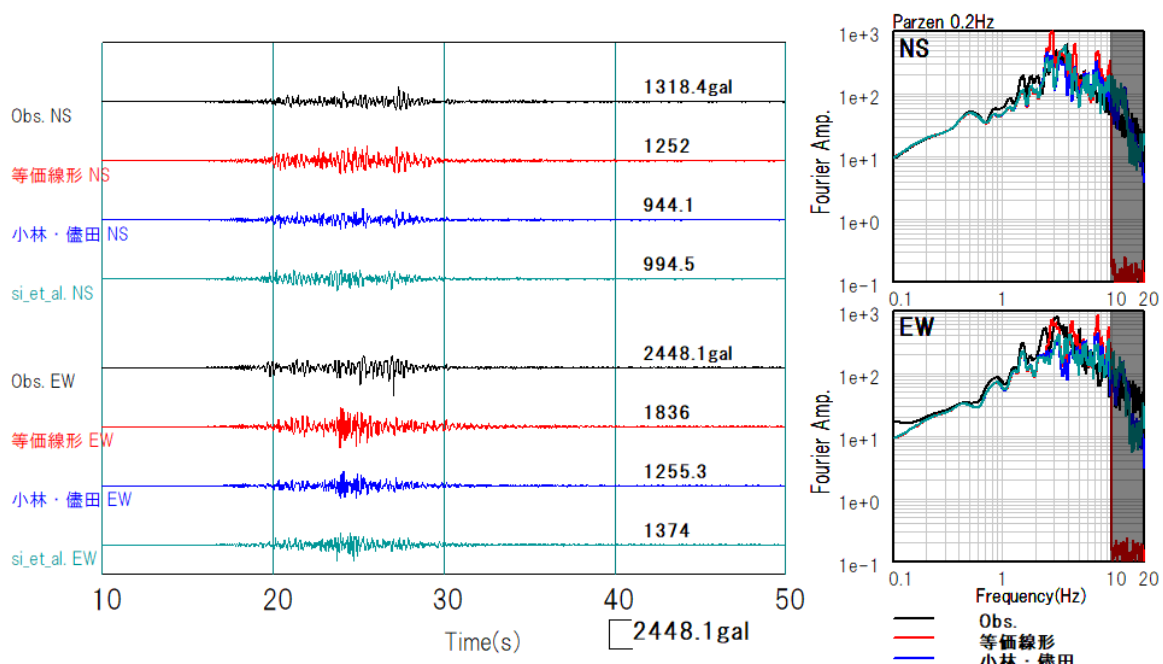


図 2-111 AKTH04（東成瀬）地点（地表）の観測及び計算波形（立ち上げ波）（上：NS、下：EW）

黒：観測波形

赤：等価線形解析（SHAKE）に基づく増幅解析結果

青：小林・儘田（2015）に基づく同定モデルを用いた増幅解析結果

緑：Si et al.（2013）に基づく同定モデルを用いた増幅解析結果

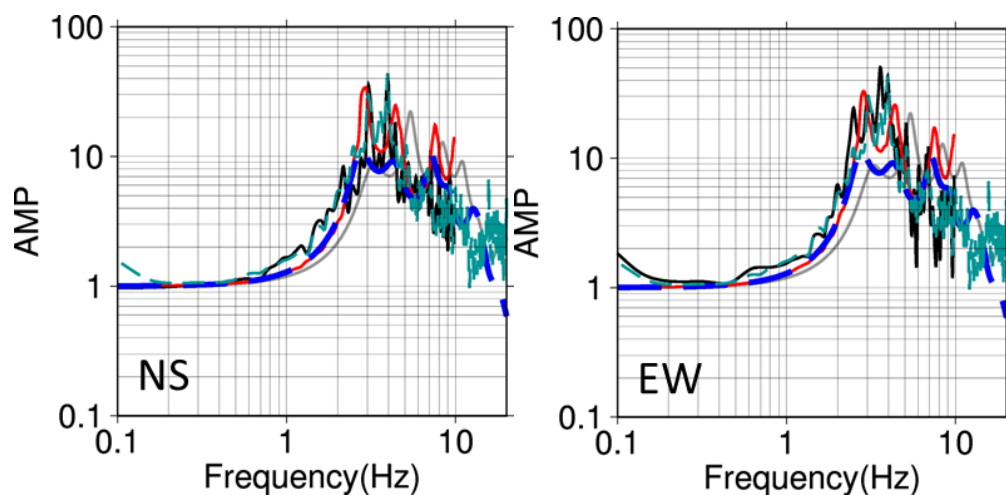


図 2-112 AKTH04（東成瀬）地点（地表）の地表/地中スペクトル比及び同定モデルの理論伝達関数

黒：観測（地表/地中スペクトル比）

赤：等価線形解析（SHAKE）に基づく増幅解析結果

青：小林・儘田（2015）に基づく同定モデルの伝達関数

緑：Si et al.（2013）に基づく同定モデルの伝達関数

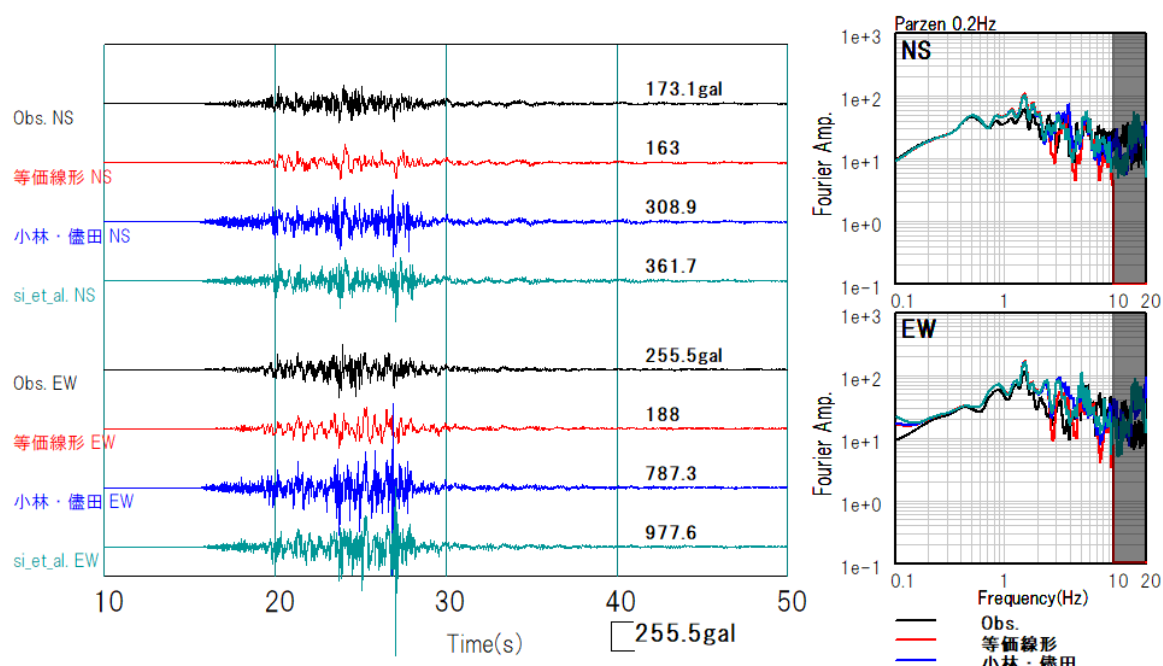


図 2-113 AKTH04（東成瀬）地点（地中）の観測及び計算波形（引き戻し波）（上：NS、下：EW）

黒：観測波形

赤：等価線形解析（SHAKE）に基づく逆増幅解析結果

青：小林・儘田（2015）に基づく同定モデルを用いた逆増幅解析結果

緑：Si et al.（2013）に基づく同定モデルを用いた逆増幅解析結果

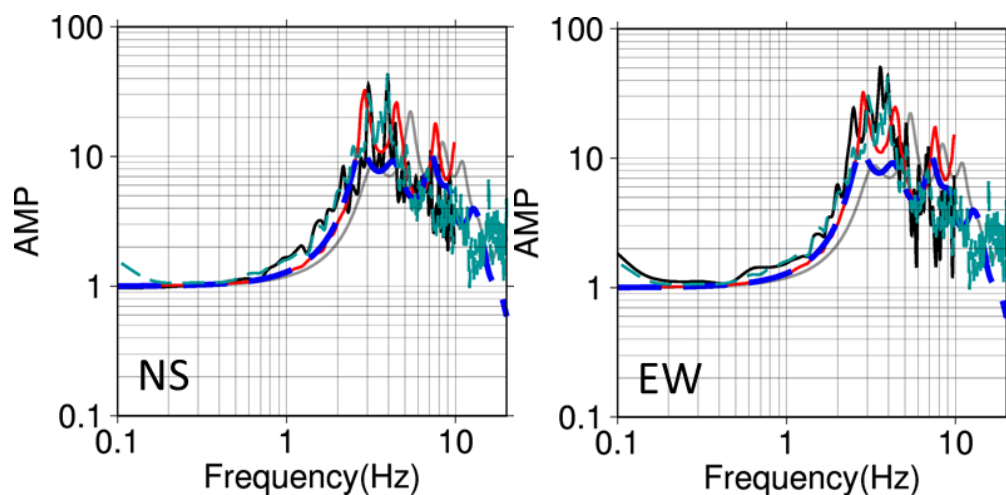


図 2-114 AKTH04（東成瀬）地点（地中）の地表/地中スペクトル比及び同定モデルの理論伝達関数

黒：観測（地表/地中スペクトル比）

赤：等価線形解析（SHAKE）に基づく逆増幅解析結果

青：小林・儘田（2015）に基づく同定モデルの伝達関数

緑：Si et al.（2013）に基づく同定モデルの伝達関数

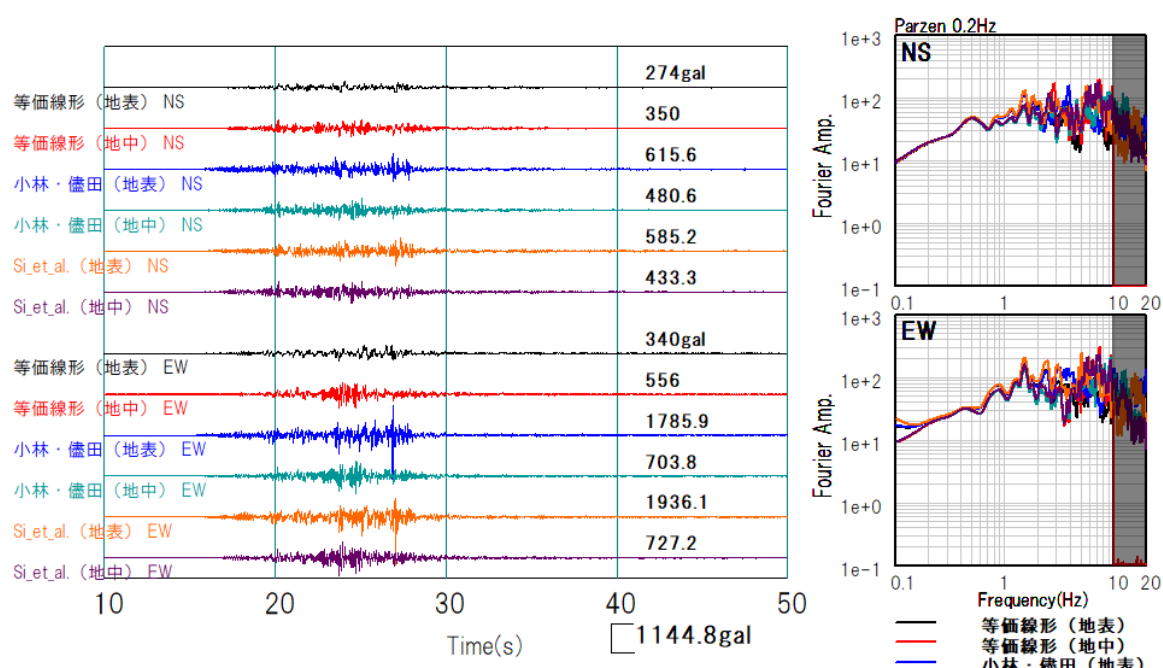


図 2-115 AKTH04 (東成瀬) 地点のはぎとり波形

黒：等価線形解析 (SHAKE) による地表観測記録入力 (逆増幅解析)

赤：等価線形解析 (SHAKE) による地中観測記録入力 (増幅解析)

青：小林・儘田 (2015)：地表観測記録入力

緑：小林・儘田 (2015)：地中観測記録入力

橙：Si et al. (2013)：地表観測記録入力

紫：Si et al. (2013)：地中観測記録入力

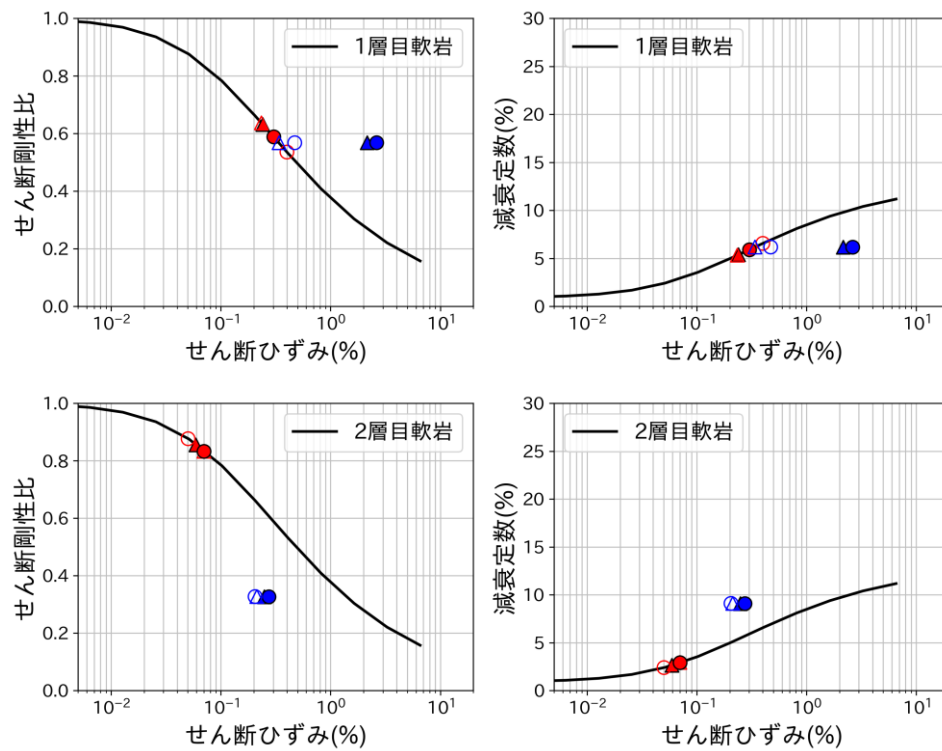


図 2-116 動的変形特性 (AKTH04 (東成瀬))

赤：等価線形解析 (SHAKE) による解析結果 (有効ひずみをプロット)

青：小林・儘田 (2015) 手法による同定モデルを用いた解析結果 (最大ひずみをプロット)

▲：逆増幅 NS, △：増幅 NS
●：逆増幅 EW, ○：増幅 EW

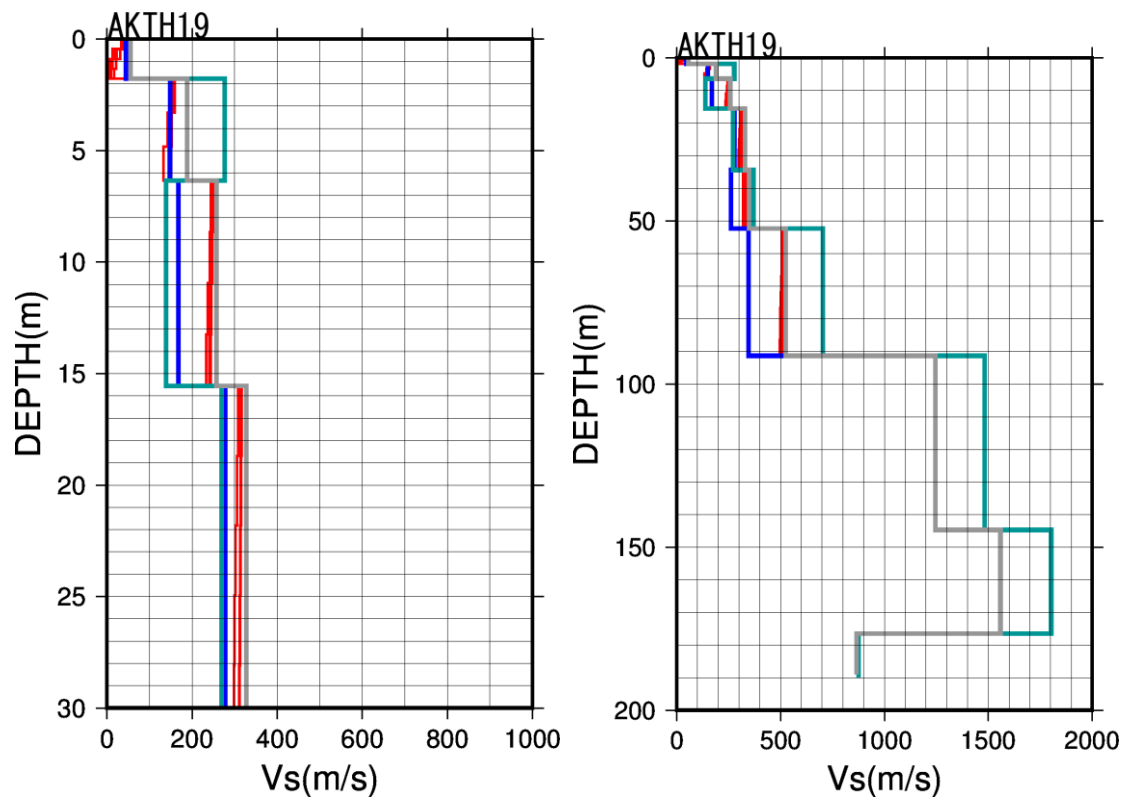


図 2-117 AKTH19（湯沢）地点の速度構造（左は表層部を拡大）

—：初期モデル

—：等価線形解析による剛性低下を考慮した速度構造（実線：増幅、破線：逆増幅）

—：小林・儘田（2015）手法による同定モデル

—：Si et al.（2013）手法による同定モデル

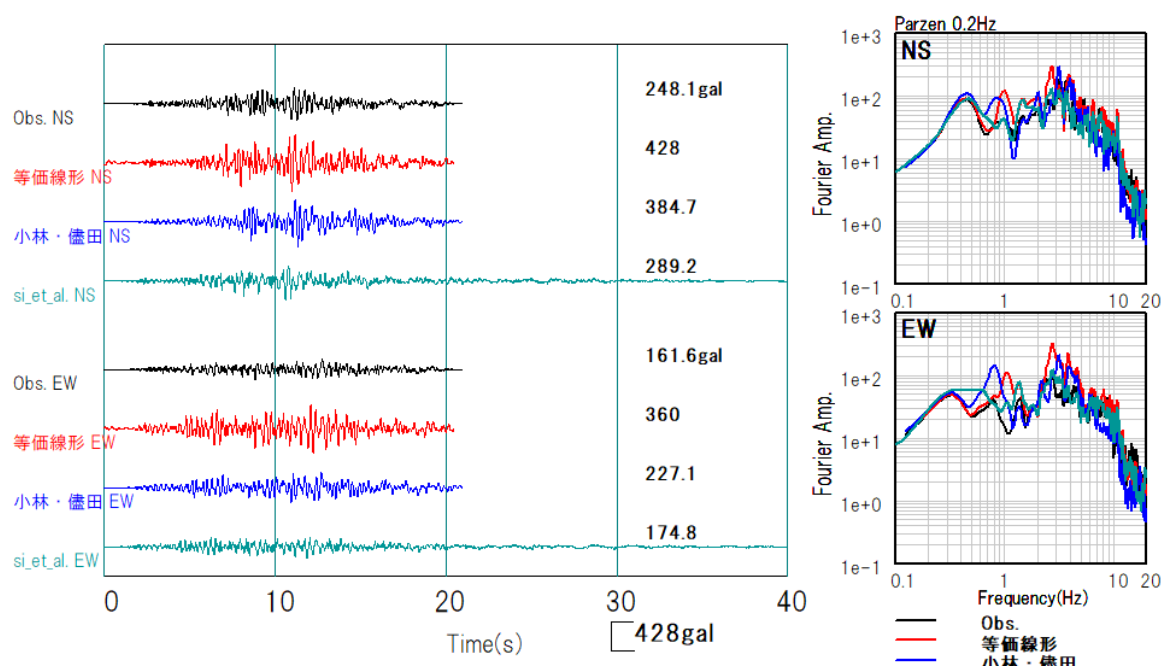


図 2-118 AKTH19（湯沢）地点（地表）の観測及び計算波形（立ち上げ波）（上：NS、下：EW）
黒：観測波形

赤：等価線形解析（DYNEQ）に基づく増幅解析結果

青：小林・儘田（2015）に基づく同定モデルを用いた増幅解析結果

緑：Si et al.（2013）に基づく同定モデルを用いた増幅解析結果

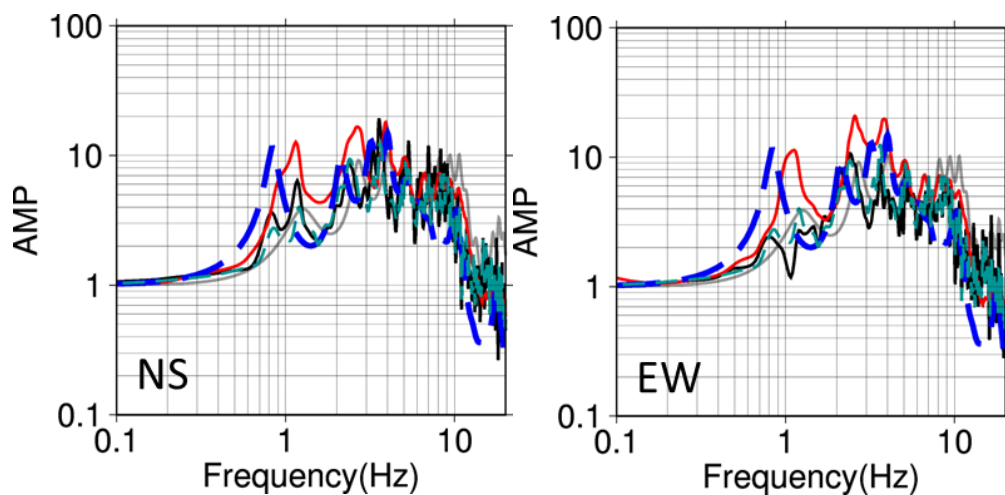


図 2-119 AKTH19（湯沢）地点（地表）の地表/地中スペクトル比及び同定モデルの理論伝達関数
黒：観測（地表/地中スペクトル比）

赤：等価線形解析（DYNEQ）に基づく増幅解析結果

青：小林・儘田（2015）に基づく同定モデルの伝達関数

緑：Si et al.（2013）に基づく同定モデルの伝達関数

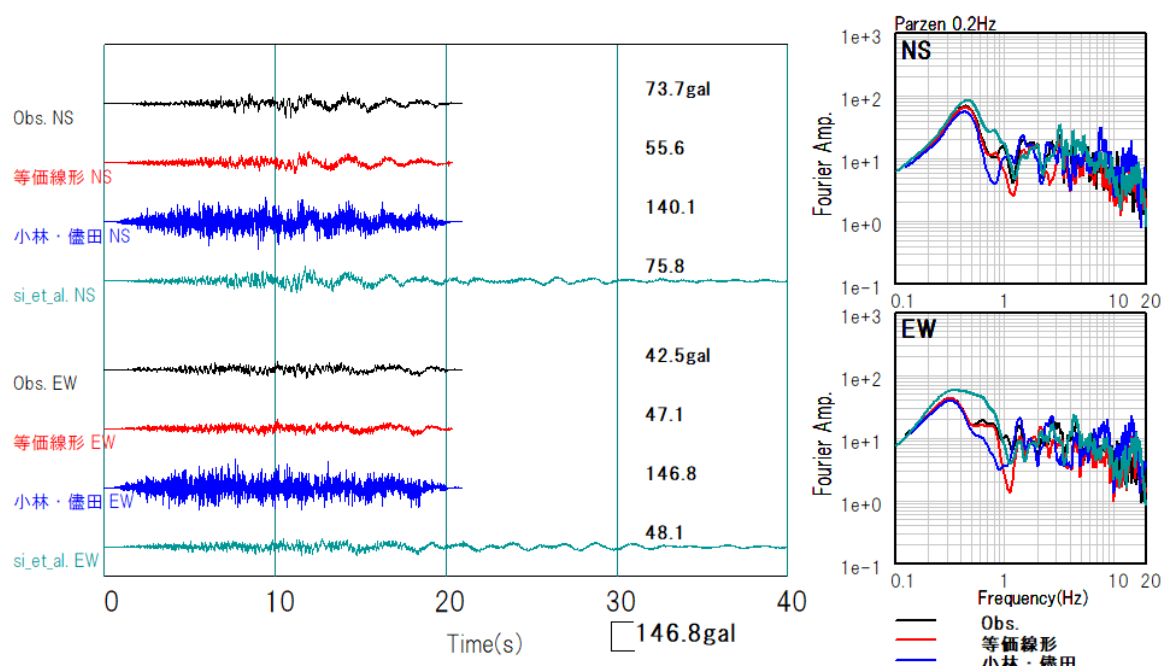


図 2-120 AKTH19 (湯沢) 地点 (地中) の観測及び計算波形 (引き戻し波) (上 : NS、下 : EW)

黒 : 観測波形

赤 : 等価線形解析 (DYNEQ) に基づく逆増幅解析結果

青 : 小林・儘田 (2015) に基づく同定モデルを用いた逆増幅解析結果

緑 : Si et al. (2013) に基づく同定モデルを用いた逆増幅解析結果

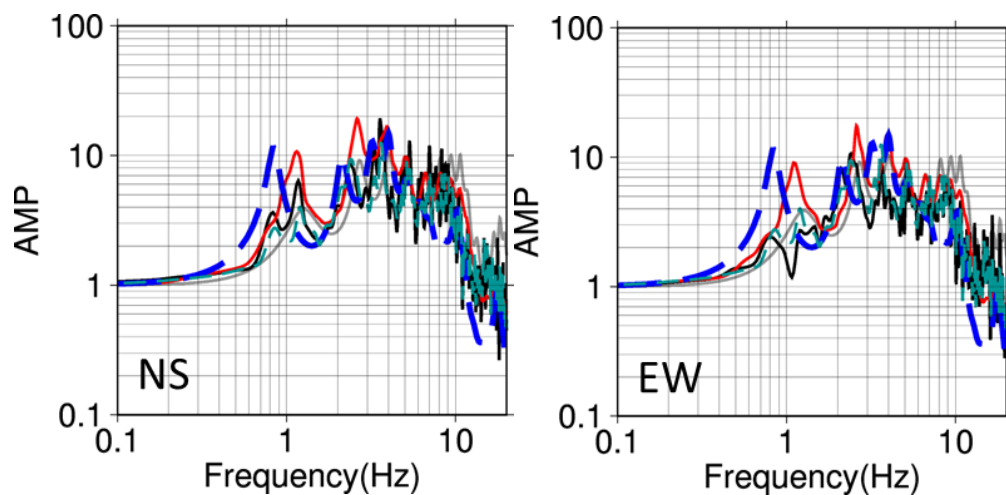


図 2-121 AKTH19 (湯沢) 地点 (地中) の地表/地中スペクトル比及び同定モデルの理論伝達関数

黒 : 観測 (地表/地中スペクトル比)

赤 : 等価線形解析 (DYNEQ) に基づく逆増幅解析結果

青 : 小林・儘田 (2015) に基づく同定モデルの伝達関数

緑 : Si et al. (2013) に基づく同定モデルの伝達関数

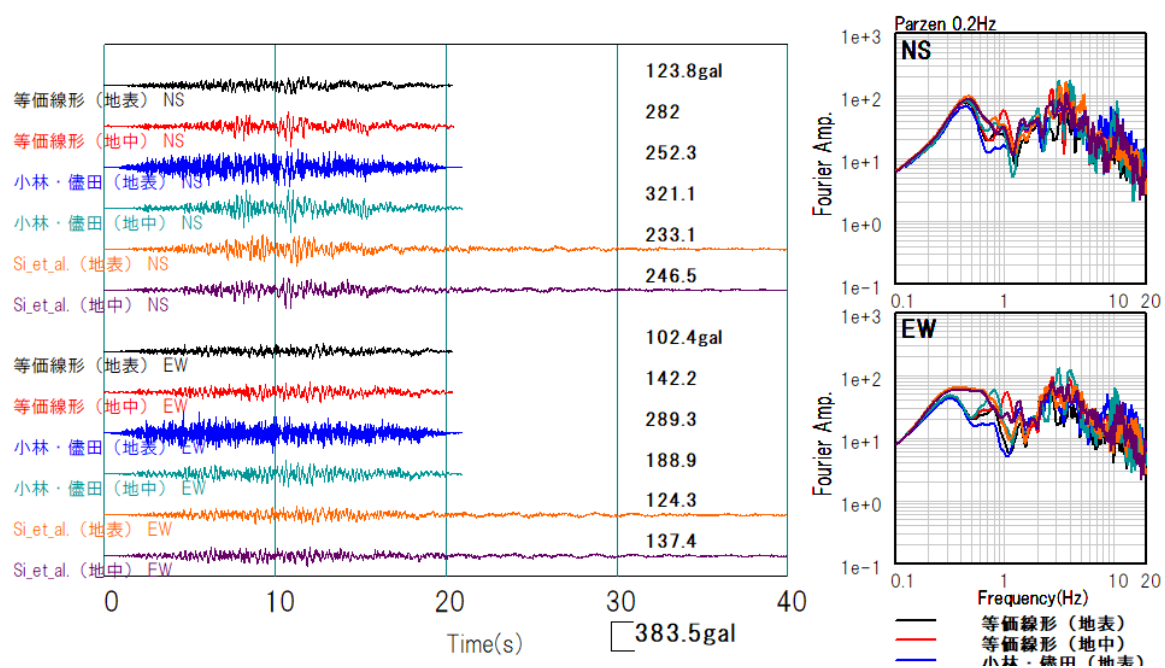


図 2-122 AKTH19 (湯沢) 地点のはざとり波形

黒：等価線形解析 (DYNEQ) による地表観測記録入力 (逆増幅解析)

赤：等価線形解析 (DYNEQ) による地中観測記録入力 (増幅解析)

青：小林・儘田 (2015)：地表観測記録入力

緑：小林・儘田 (2015)：地中観測記録入力

橙：Si et al. (2013)：地表観測記録入力

紫：Si et al. (2013)：地中観測記録入力

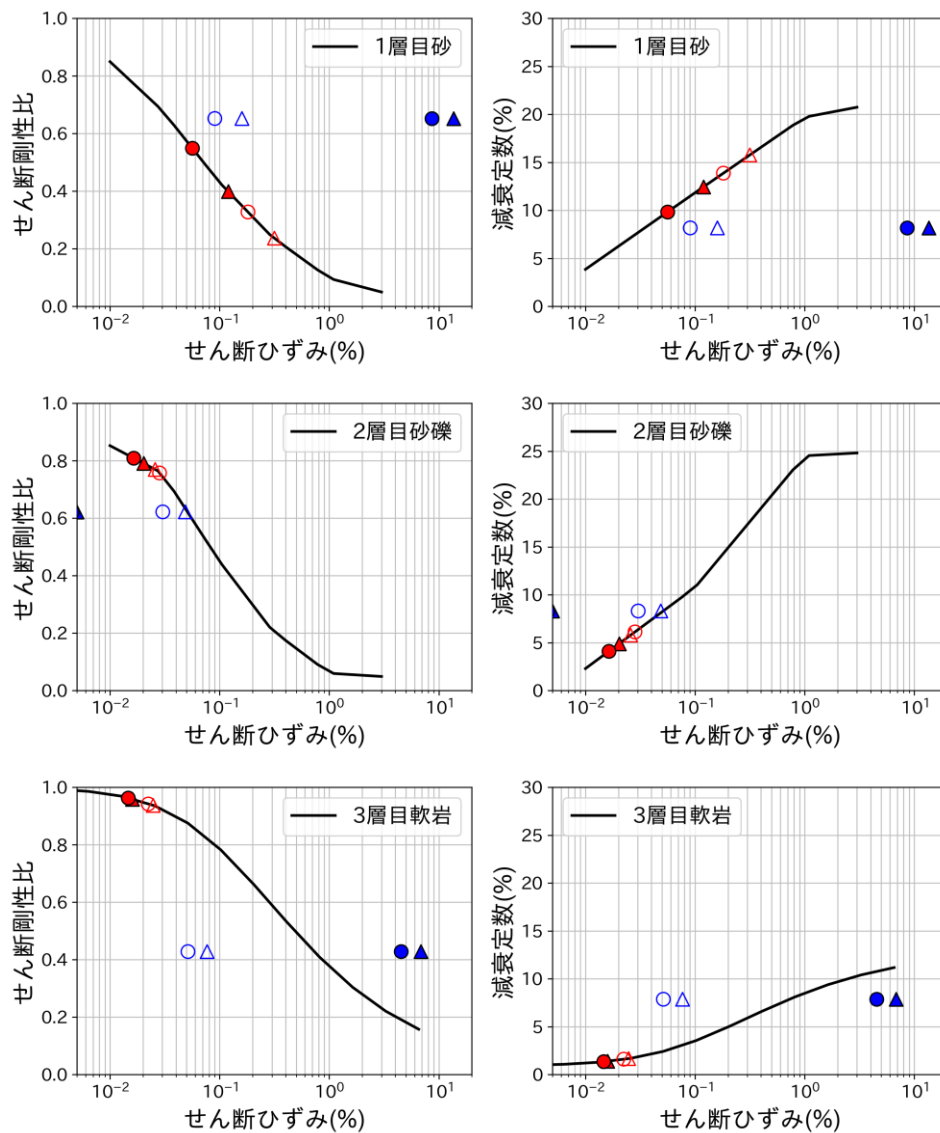


図 2-123 動的変形特性 (AKTH19 (湯沢)) (1)

赤：等価線形解析 (DYNEQ) による解析結果 (最大ひずみをプロット)

青：小林・儘田 (2015) 手法による同定モデルを用いた解析結果 (最大ひずみをプロット)

▲：逆増幅 NS, △：増幅 NS
●：逆増幅 EW, ○：増幅 EW

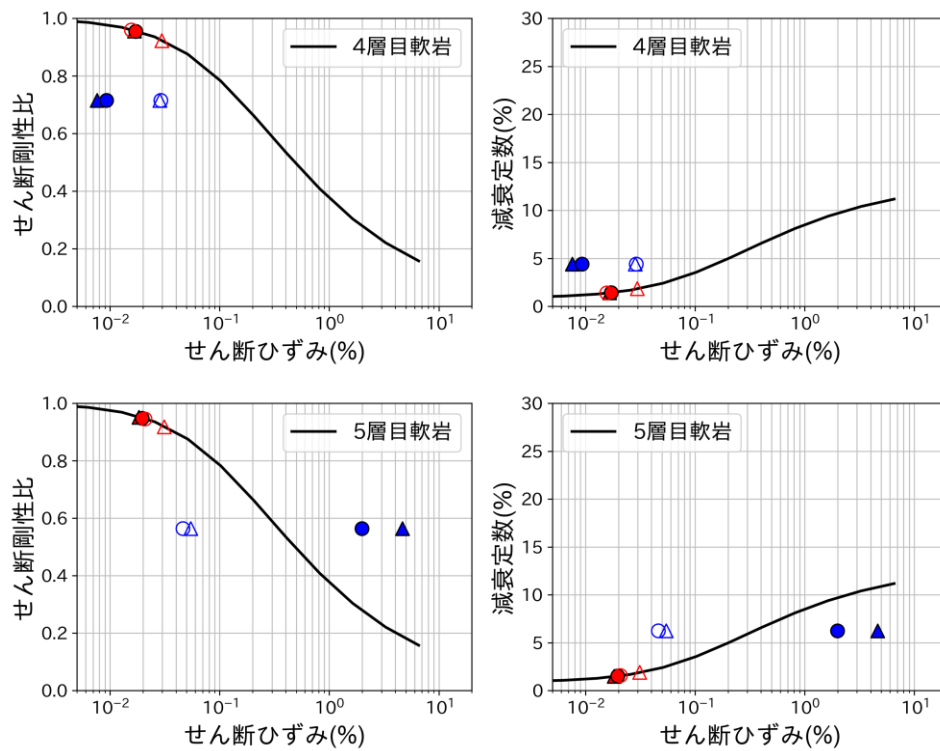


図 2-124 動的変形特性 (AKTH19 (湯沢)) (2)

赤：等価線形解析 (DYNEQ) による解析結果 (最大ひずみをプロット)

青：小林・儘田 (2015) 手法による同定モデルを用いた解析結果 (最大ひずみをプロット)

▲：逆増幅 NS, △：増幅 NS
●：逆増幅 EW, ○：増幅 EW

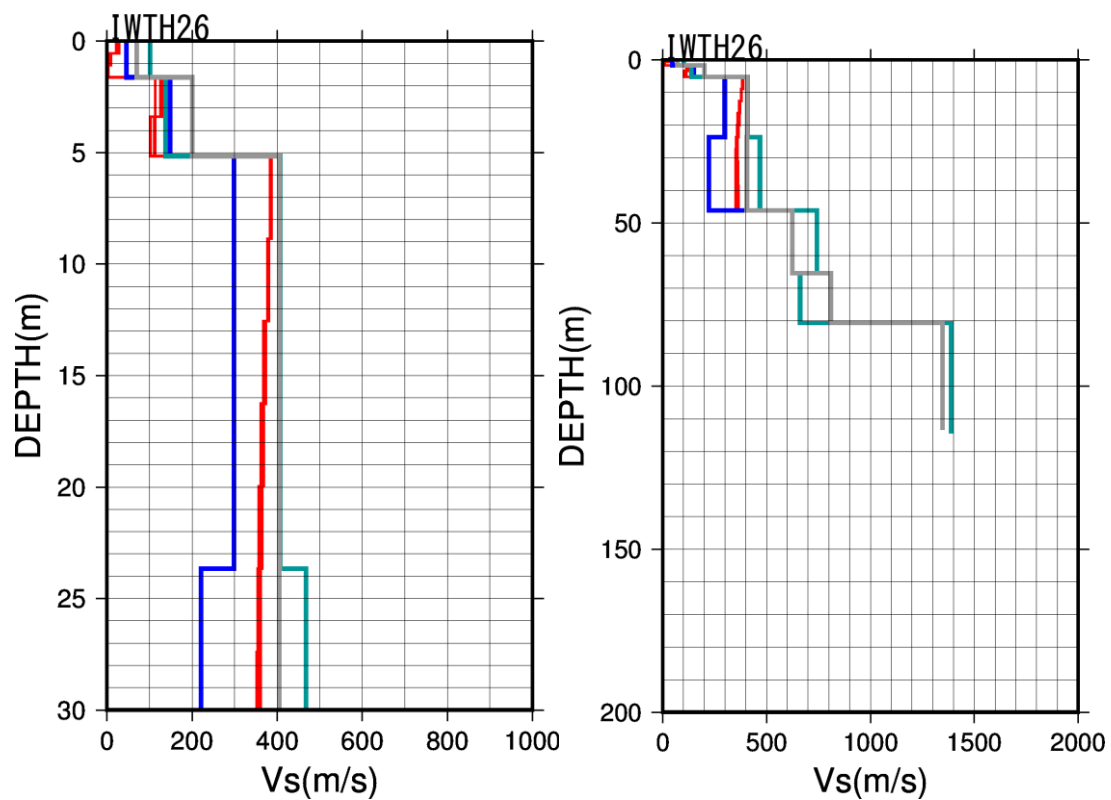


図 2-125 Iwth26 (一関東) 地点の速度構造 (左は表層部を拡大)

— : 初期モデル

— : 等価線形解析による剛性低下を考慮した速度構造 (実線 : 増幅、破線 : 逆増幅)

— : 小林・儘田 (2015) 手法による同定モデル

— : Si et al. (2013) 手法による同定モデル

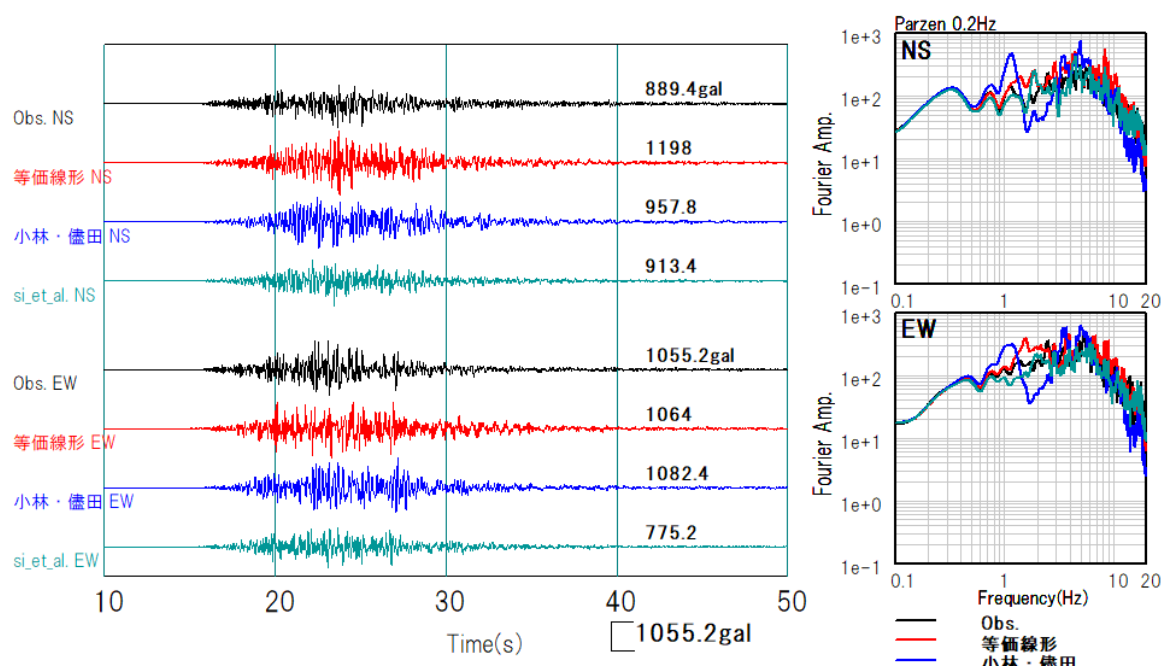


図 2-126 Iwth26 (一関東) 地点 (地表) の観測及び計算波形 (立ち上げ波) (上 : NS、下 : EW)

黒 : 観測波形

赤 : 等価線形解析 (DYNEQ) に基づく増幅解析結果

青 : 小林・儘田 (2015) に基づく同定モデルを用いた増幅解析結果

緑 : Si et al. (2013) に基づく同定モデルを用いた増幅解析結果

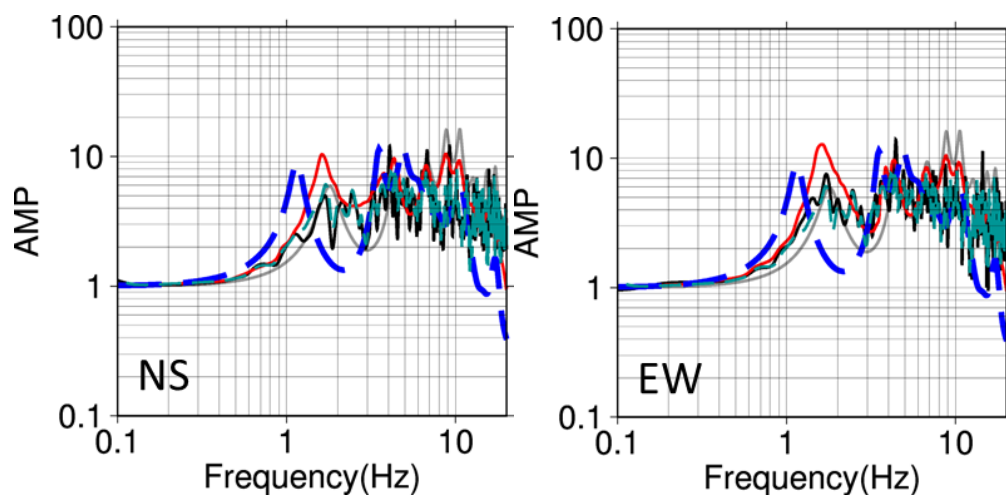


図 2-127 Iwth26 (一関東) 地点 (地表) の地表/地中スペクトル比及び同定モデルの理論伝達関数

黒 : 観測 (地表/地中スペクトル比)

赤 : 等価線形解析 (DYNEQ) に基づく増幅解析結果

青 : 小林・儘田 (2015) に基づく同定モデルの伝達関数

緑 : Si et al. (2013) に基づく同定モデルの伝達関数

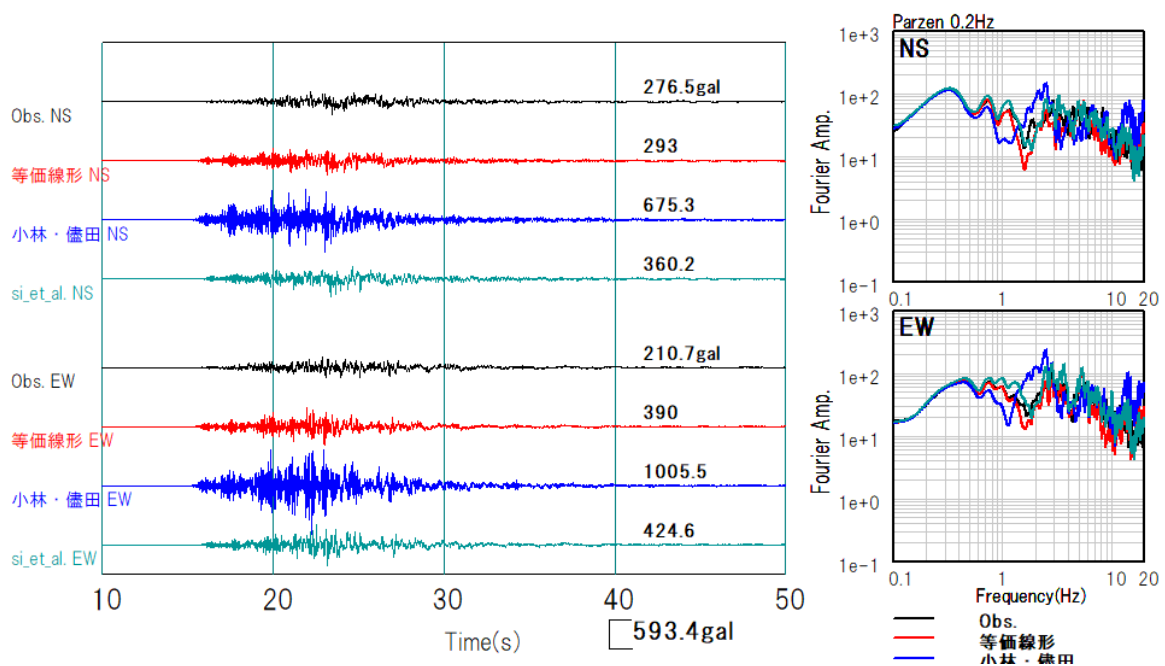


図 2-128 IWTH26（一関東）地点（地中）の観測及び計算波形（引き戻し波）（上：NS、下：EW）

黒：観測波形

赤：等価線形解析（DYNEQ）に基づく逆増幅解析結果

青：小林・儘田（2015）に基づく同定モデルを用いた逆増幅解析結果

緑：Si et al.（2013）に基づく同定モデルを用いた逆増幅解析結果

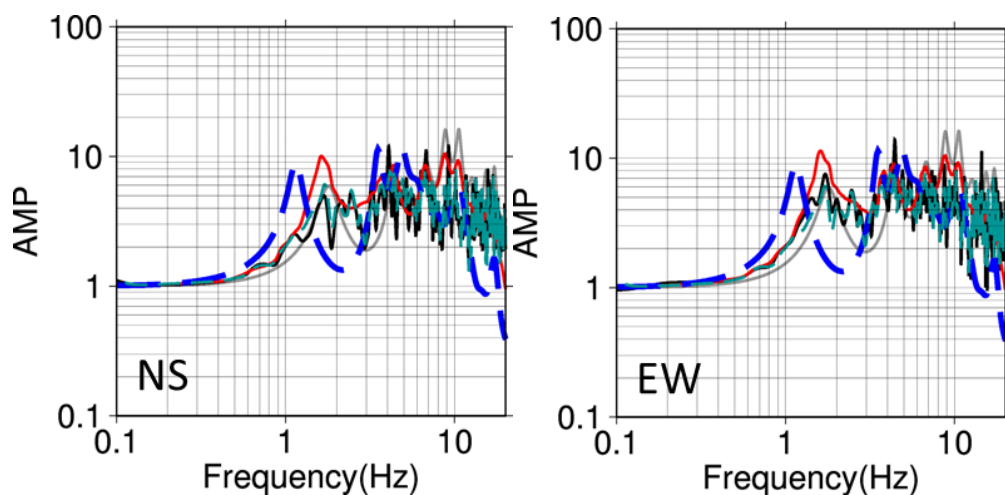


図 2-129 IWTH26（一関東）地点（地中）の地表/地中スペクトル比及び同定モデルの理論伝達関数

黒：観測（地表/地中スペクトル比）

赤：等価線形解析（DYNEQ）に基づく逆増幅解析結果

青：小林・儘田（2015）に基づく同定モデルの伝達関数

緑：Si et al.（2013）に基づく同定モデルの伝達関数

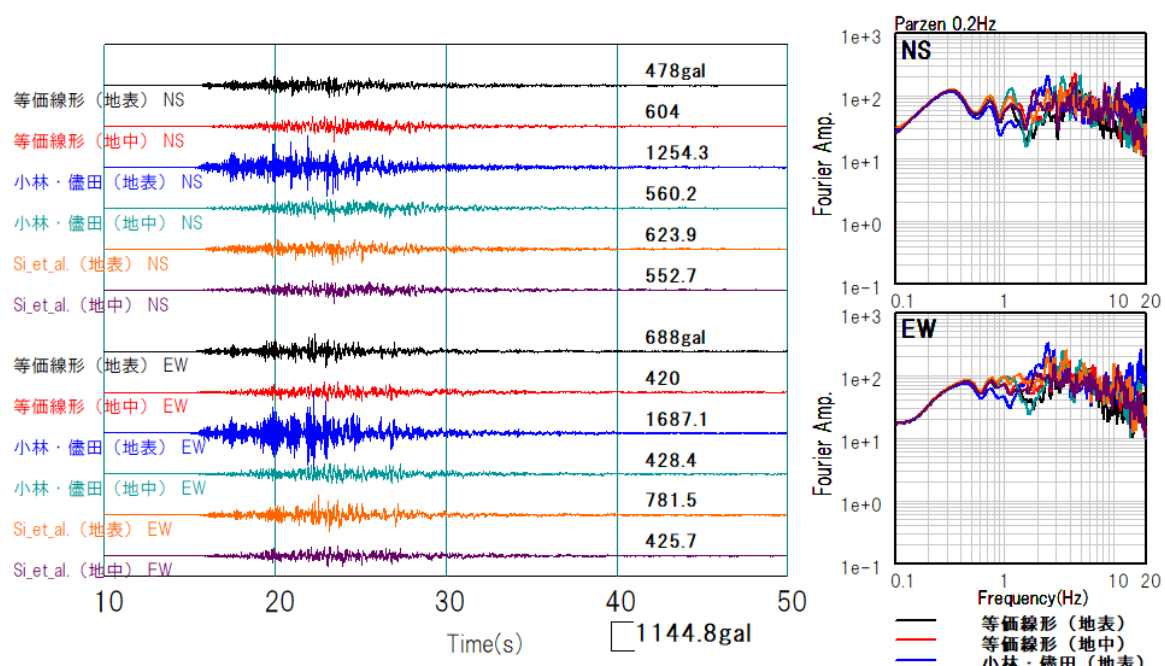


図 2-130 Iwth26 (一関東) 地点のはざとり波形

黒：等価線形解析 (DYNEQ) による地表観測記録入力 (逆増幅解析)

赤：等価線形解析 (DYNEQ) による地中観測記録入力 (増幅解析)

青：小林・儘田 (2015)：地表観測記録入力

緑：小林・儘田 (2015)：地中観測記録入力

橙：Si et al. (2013)：地表観測記録入力

紫：Si et al. (2013)：地中観測記録入力

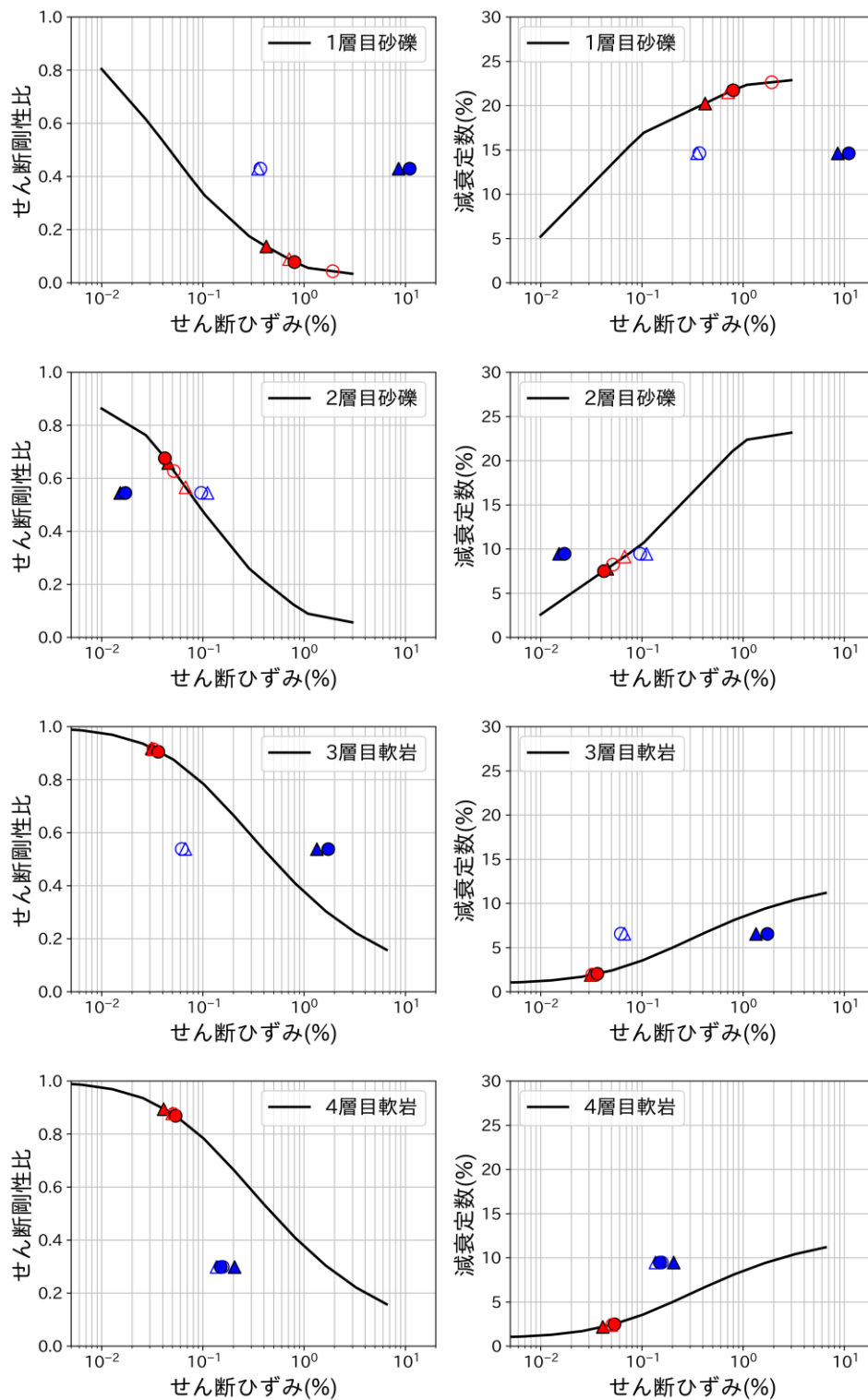


図 2-131 動の変形特性 (IWTH26 (一関東))

赤：等価線形解析 (DYNEQ) による解析結果 (有効ひずみをプロット)

青：小林・儘田 (2015) 手法による同定モデルを用いた解析結果 (最大ひずみをプロット)

▲：逆増幅 NS, △：増幅 NS
●：逆増幅 EW, ○：増幅 EW

2.2 地震計設置地点の地形による影響の研究

地盤や地形の不整形性が地震動に及ぼす影響について、観測事例、解析手法、微地形区分等による経験的な評価手法に関する先行研究を対象に、文献調査（論文 35 編）を実施し、各手法の適用条件・範囲を整理した。そして、対象地震の観測点（地震ごとに 15 地点）の地形分類について先行研究を基に整理し、中小地震の観測記録を含めて地震動特性を分析し地形影響の有無を判定した。さらに、地形の不整形性の影響が明瞭であるとされる観測点 OKY010（上斎原）を対象に、上記調査した手法から数値解析（2 次元差分法）及び経験的な評価手法（防災科学技術研究所, 2011^{2,3}）を選定し、不整形地盤・地形による地震動の増幅特性を試行的に評価した。

2.2.1 不整形に関する文献調査

本節では、「不整形」の形成過程について記載した後、「不整形」に関連する代表的な文献とその内容について述べる。文献として、経験的な評価手法について 5 編、数値解析の方法論について 4 編、計算例について 7 編、計算の例の内、観測記録の再現を試みた 6 編、震源断層の設定と併せて検討した 5 編、不整形地盤の調査・モデル化を行った 8 編の 35 編を調査した。

地形・地盤の「不整形」は、さまざまな空間スケールでみられる（図 2-132）。地盤・地形の不整形の形成過程は大局的には次のように区分される。

- i. . . 河川や海などの侵食による古い地層の消失、斜面や凹凸面の形成（地形の不整形）とこの地形が埋没してその上へ新しい地層が累重した場合、地質学的には「不整合」（沖積層の基底面など）。
- ii. . . 水平性・連続性が保証されない地層の形成。溶岩、砂丘などでは、地層分布の端部で境界面が傾斜する。自然堤防・扇状地・崖錐などの上面も規模が小さい場合には不整形となる。
- iii. 緩みや風化により岩盤表層部の力学的強度が、下位の健全な部分より低下した場合、多くの場合に物性値の境界面は凹凸のある不整形を成す。
- iv. 断層活動による地溝ないし半地溝状の不整形。以下の検討で扱う不整形には、これらの様々なプロセスによる不整形が含まれるが、基本的な扱いは同様である。

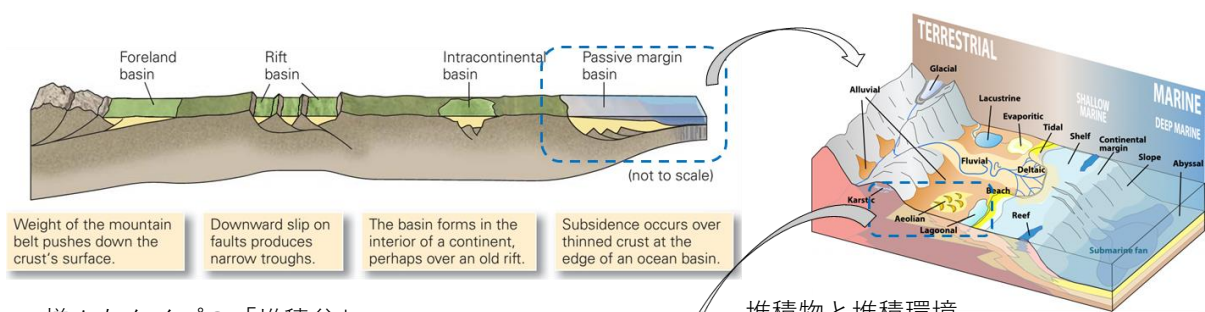
これらの「不整形」が地震動評価に与える影響（地盤中の物性値のコントラストや変化）を評価するためには、不整形性が生じる要因・地質学的プロセスまで遡り時間スケールも考慮した不整形性の有する意味を明確にすること、それに応じた不整形の評価を行う（対応する評価手法を採用する）ことが重要である（図 2-133）。

この図は例であるが、地形・地盤の不整形をもたらす。このような地層形成過程はごく一般的である。図における地層 a, b, c より成る地盤の物性値のコントラストの程度により地震動への影響が異なる。このコントラストの要因は、各地層の形成時代とその後の侵食の深さである。このような侵食面は水平ではないため、離散的な地盤情報（ボーリング、物理探査など）から、形状や深さ、どのような地層が不整形に参加しているかの推定は難しい（認識論的な不確実性を伴う）。地盤の風化や緩みによる侵食面直下の地盤の強度低下、新旧の不整形の重畳の効果も想定される。地形・地盤の不整形のスケール・物性値コントラストの程度についてはこのような地質的過程をふまえた評価が重要である。また、このような不整形の形成に伴う認識論的の不

確実性を考慮して不整形に伴う地盤の不均質性・異方性を検討する必要がある。

以上の観点を踏まえて、文献資料に示された不整形事例をタイプ分けして整理する。さらに、このような不整形地盤ではしばしば表層部に力学的強度が小さく、繰り返しせん断により非線形応答を示す地盤が形成されているので、このような地盤を対象にした文献に着目した。

また、地形・地盤の不整形のスケールと地盤振動特性には、おおよそ図 2-134 のような関係が想定され、それぞれのスケールに対応して地盤や地形の不整形性が地震動に及ぼす影響について評価する手法も異なる。微地形区分等による経験的な評価手法は、より大きなスケールの不整形に地震観測データを用いた方位成分の分離による不整形の影響評価、差分法による地震波伝播解析などの手法は、小さなスケールの不整形の評価に用いられている。まず前者についての文献を次いで後者についての文献を整理した。



様々なタイプの「堆積盆」

<https://geologylearn.blogspot.com/2016/03/sedimentary-basins.html>

堆積物と堆積環境

<https://pressbooks.bccampus.ca/geoclon e/chapter/9-4-depositional-environments-and-sedimentary-basins-2/>

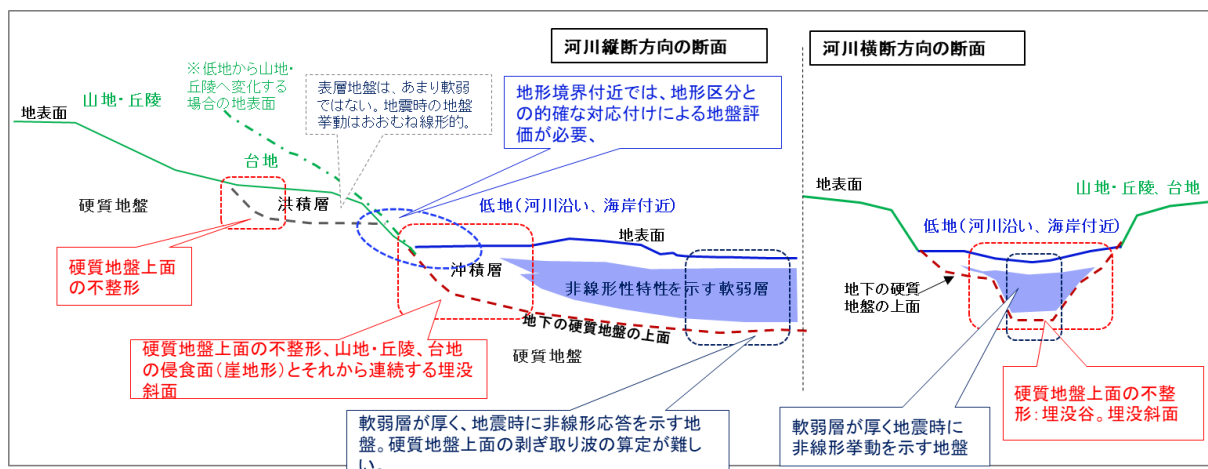


図 2-132 地盤の非線形応答が課題となる地盤構造の例（平野部）

赤字：不整形構造、青字：非線形応答を示す地盤

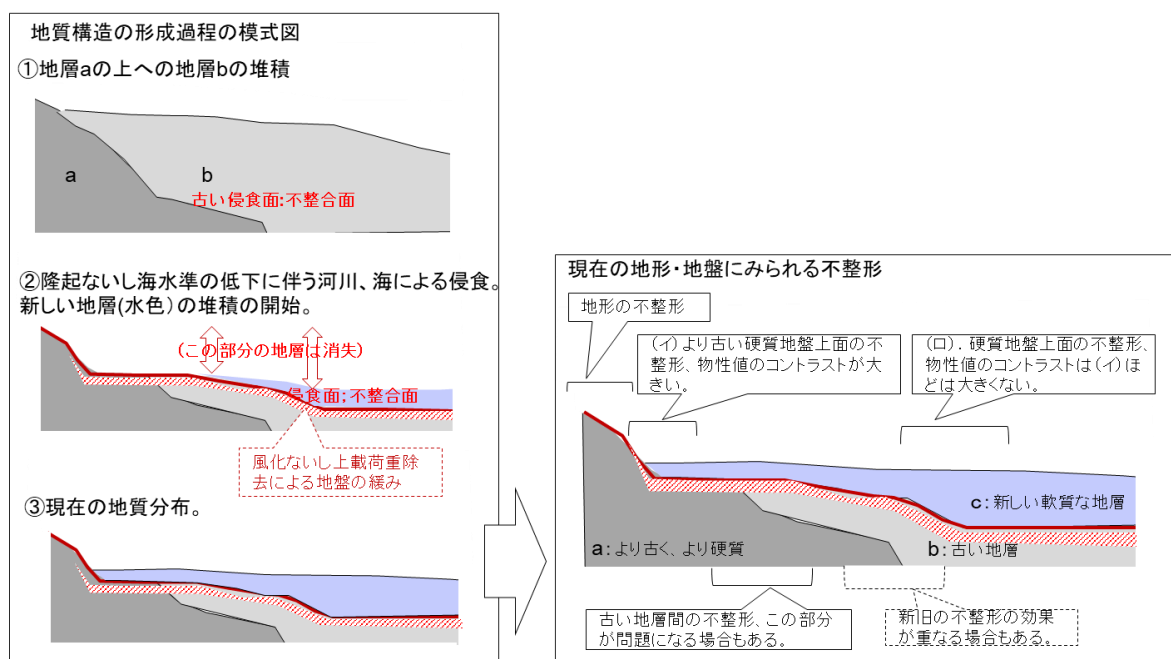


図 2-133 地盤の不整形形成をもたらす地質学的過程の例

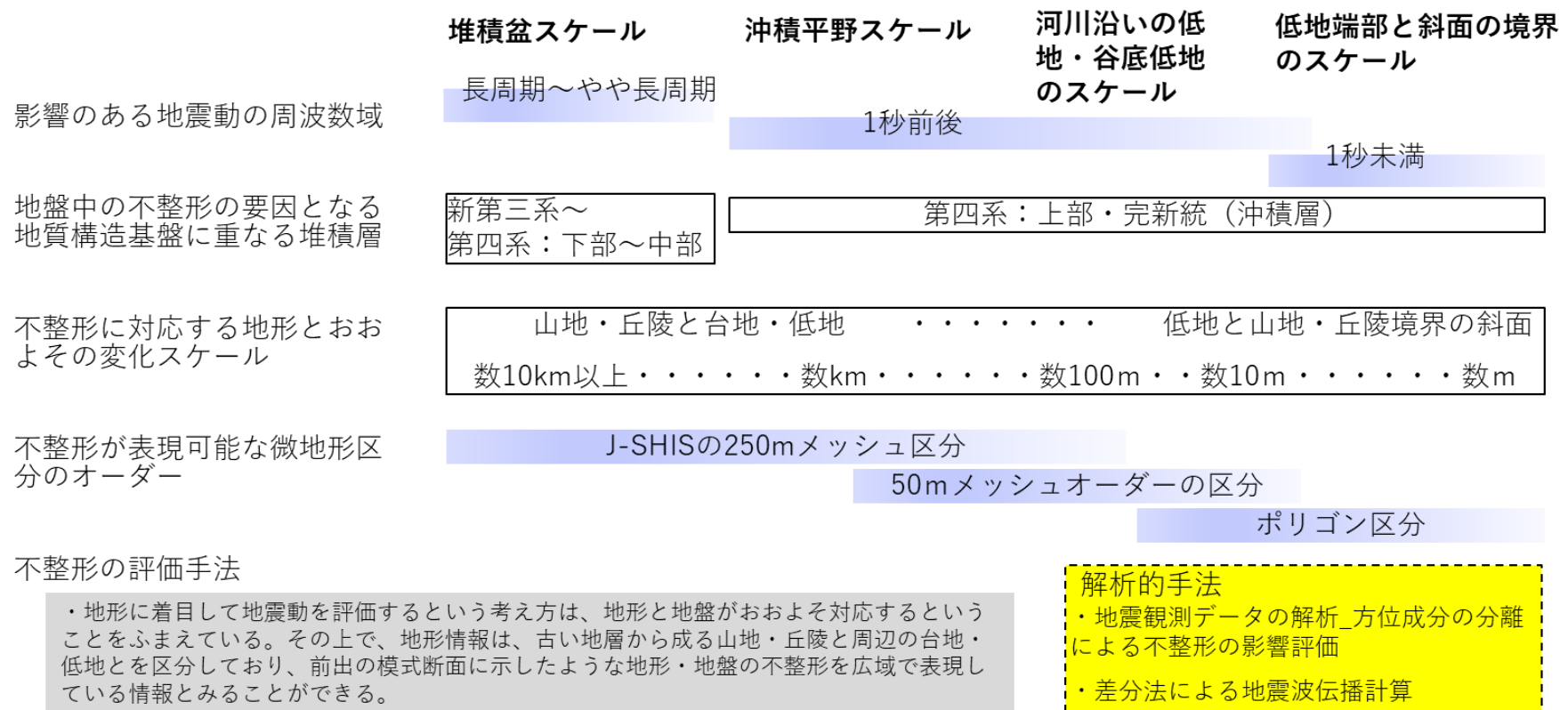


図 2-134 地形・地盤の不整形のスケールと地盤振動特性の評価手法

(1) 微地形区分等による経験的な不整形評価手法

【経験的評価手法についての文献例】

- ①藤本一雄, 翠川三郎 (2003)²⁴. 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均 S 波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, 3(3), 13-27.
- ②若松加寿江, 松岡昌志 (2020)²⁵. 地形・地盤分類 250m メッシュマップの更新, 日本地震工学会誌= Bulletin of JAEE/日本地震工学会編, (40), 24-27.
- ③先名重樹, 翠川三郎 (2009)²⁶. 地形・地盤分類に基づく地震動のスペクトル増幅率の推定, 日本地震工学会論文集, 9(4), 4_11-4_25.
- ④防災科学技術研究所 (2011). 地形・地盤分類および常時微動の H/V スペクトル比を用いた地震動のスペクトル増幅率の推定, 防災科学研究資料, 353 号, 1-236.
- ⑤先名重樹, 藤原広行, 前田宜浩, 森川信之, 岩城麻子, 河合伸一, 谷田貝淳, 佐藤将, 鈴木晴彦, 稲垣賢亮, 松山尚典 (2023)²⁷. 強震動評価のための浅部・深部統合地盤構造モデルの構築, 防災科学技術研究所研究資料, 498 号, p.1-259, 発行年 2023-12-25.

地形の特徴や微地形区分を用いて, 地盤の不整形による変化を含めた地盤の振動特性パラメータ(地表から深度 30m までの平均 S 波速度: AVS30)を広域的に推定する手法は, 文献①に始まる。その後文献②に示されたような 250 m メッシュの微地形区分が作成され, このメッシュが標準的に使用されるようになり, これを用いた全国範囲での平均 S 波速度とそれから算出される地震動増幅率が防災科研の J-SHIS で公開されている。この評価手法では主に日本全国の PS 検層データによる速度構造を地形区分毎に統計的に処理して地形パラメータとの相関式を作成し, これから平均的な平均 S 波速度が推定されている。現在では約 1~2 km 間隔で実施された微動アレイ観測による S 波速度構造を微地形区分と対応付けたより実証的な 250 m メッシュの平均 S 波速度と地震動増幅率が関東・東海・熊本の各地域で設定され, J-SHIS データの一部として公開されている(文献⑤)。また, 多数の常時微動データの H/V スペクトルと微地形区分を対応付けて地盤の振動特性、スペクトル増幅率を評価する手法も検討されている(文献③, ④)。経験的評価手法をその特徴から大別すると, 以下の(1)~(3)となる。

経験的評価手法(1) ①藤本・翠川(2003), ②若松・松岡(2020)

・微地形区分毎の PS 検層データを用いた平均的な AVS30 の評価。J-SHIS の元々の考え方。

経験的評価手法(2) ⑤先名ほか(2023)

・ボーリング、微動探査等のデータを用いた広域地盤モデル。

・250 m メッシュ毎の AVS30 の評価, J-SHIS にも取り込まれている。

経験的評価手法(3) ③先名・翠川(2009), ④防災科学技術研究所(2011)

・微地形区分毎の地震観測データを用いた平均的なスペクトル増幅率の評価。

先名(2011)の微地形区分毎にモデル化されたスペクトル増幅率を図 2-135 に示す。

【経験的評価手法の限界についての検討】

現在「微地形区分」として一般に公開されているデータは、J-SHIS の微地形区分などであるが、地震動解析上で考慮する必要のある実際の地盤の不整形構造は、百～数十 m 以下のスケールで生じていることが多い。例えば周期 1 秒付近の揺れが増幅される沖積低地の地盤と台地・丘陵・山地の境界の不整形を有効に検討するには、J-SHIS よりも詳細な微地形区分情報にもとづく評価が必要であるが、現状ではそのようなまとまった情報は存在しない。以下、いくつかの事例で検討する。

a. 微地形区分では埋没地形の変化は表現できない（図 2-136 参照）。東京低地・中川低地（破線部）においては、台地に近い低地の端部に比べて中心部では S 波速度 350 m/s 層の上面が深い（図 2-136 の右図）。このような低地の中央付近には、埋没谷という形で地盤の不整形が存在することが各種地盤調査で明らかにされている。一方では、このような地盤の変化がある範囲でも J-SHIS 微地形区分はあまり変化しておらず、微地形区分と地盤構造とは直接には対応しない。

b. 250 m メッシュによる表現では、低地と台地・丘陵・山地との境界付近で数 10 m 程度の範囲で変化する地形を表現できない。詳細な地形変化を表現するにはメッシュを小さくする必要がある（図 2-137 参照）。250 m メッシュの地形区分ではメッシュの形状が矩形となるため、低地の端部においては、的確に低地と台地を区分できない場合がある（図 2-137 の中図）。より詳細な地形データを用いることにより、低地と台地をより明瞭に区分できる（図 2-137 の右図）。

本事業では、観測記録を用いた地形の影響評価として弱震のスペクトル特性を基に地形の影響について検討した（2.2.3 節）。そのため、経験的評価手法においてもスペクトルの特性を評価できる手法を用いて検討することが望ましい。そこで、本事業では微地形区分ごとのスペクトル特性を評価できる文献④の手法を経験的評価手法として採用した。ただし、本手法は J-SHIS 区分をベースにしており、調査結果を踏まえるとそれだけでは不整形の評価手法として不十分である可能性がある。従って、2.2.3 節の観測点の評価における地形評価では、J-SHIS の微地形区分を参照しつつ、国土地理院の「ベクトルタイル地形分類・詳細版」のポリゴンデータや 5 m ないし 10 m DEM の詳細な地形データを用いた評価を試みた。

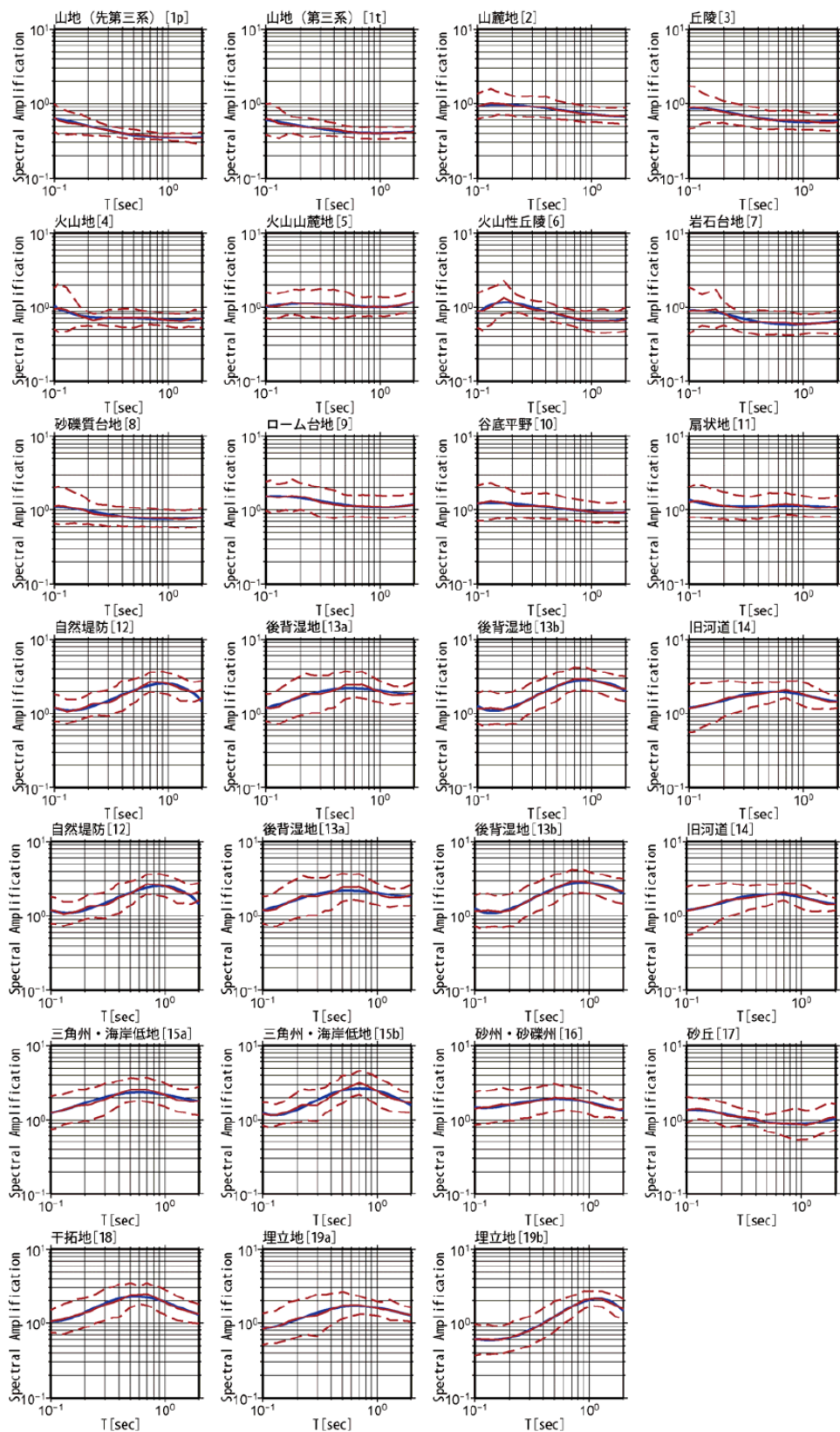
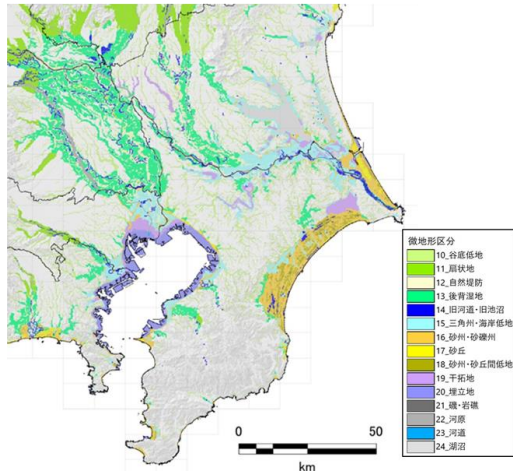


図 2-135 先名 (2011) における微地形区分毎にモデル化されたスペクトル増幅率
 赤線：平均スペクトル増幅率、赤点線：平均増幅率の $\pm 1\sigma$ の範囲、青線：モデル化した増幅率

関東地方のJ-SHIS微地形区分図(低地のみ)



関東地方の地盤構造モデル(低地をみのS波速度350m/s層上面深度分布)

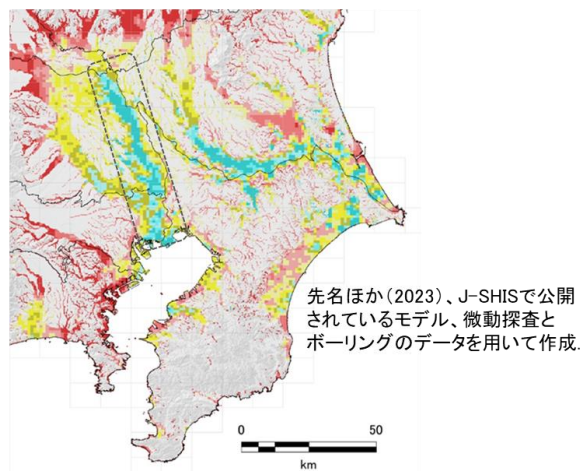
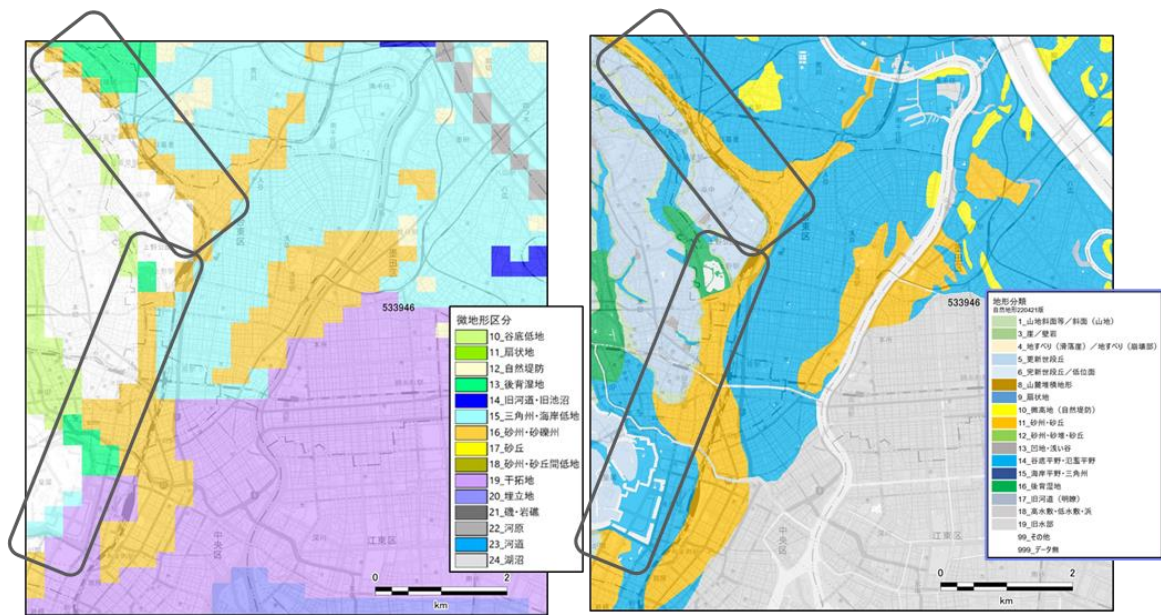


図 2-136 東京低地・中川低地付近の J-SHIS 微地形区分と S 波速度構造



J-SHIS の微地形区分：250m メッシュ

<https://www.j-shis.bosai.go.jp/>

国土地理院 ベクトルタイル地形分類・自然地形（詳細版）：ポリゴンデータ
https://www.gsi.go.jp/bousaichiri/lfc_index.html

図 2-137 微地形区分の表現能力の違い

(2) 不整形地盤における数値解析方法・計算例

【数値解析の方法論についての文献例】

不整形を含む 3 次元地盤構造を考慮した地震動計算方法については、下記の文献に詳細な説明があり代表的な計算手法として波線理論と差分法が、その他の方法として有限要素法・境界要素法・Aki-Larner 法などが示されている。また、大規模計算の効率化のための研究例もある。市村・堀 (2001)では、大規模計算の効率化のための階層型の有限要素法解析（マクロ-ミクロ解析）の手法が述べられている。下に数値解析方法に関連する文献を列挙する。

- ① 額額一起 (2022)²⁸. 「地震動の物理学」, 近代科学社, 353p.
- ② 額額一起 (1991)²⁹. 不整形地盤における地震動, 土木学会論文集, (437), 1-18.
- ③ 竹中博士 (1993)³⁰. 不整形地盤における波動伝播の数値計算法, 地震第 2 輯, 46(2), 191-205.
- ④ 市村強, 堀宗朗(2001)³¹. 階層型解析手法を用いた強震動予測手法の開発, 地震工学研究発表会講演論文集, 26, 189-192.

【計算例についての文献例】

不整形地盤をモデル化して表面波の励起、不整形の位置と地震動の増幅との関係などを検討した文献には下記のようなものがある。いずれも計算範囲はあまり広くないため、有限要素法が用いられている場合が多い。多くは2次元2層構造での計算であるが、3次元の検討例もある。また、多くは沖積層基底面の不整形をモデル化しており、その際の上位層は地震時に非線形応答が想定される軟弱層である。すなわち、非線形解析に直接用いることのできるモデルである。不整形地盤をモデル化した計算例に関連する文献を列挙する。

- ①小野祐輔, 清野純史, 秋吉将史 (2005)^{3 2}. 地震動強さ指標の分布に及ぼす地盤の不整形の影響, 地震工学論文集, 28.
- ②大塚久哲, 橘義規, 河野亮 (2001)^{3 3}. FEM 地震応答解析による不整形地盤の地盤ひずみ分布特性とばね質点モデルについての考察, 構造工学論文集, 47, 539-546.
- ③大槻明, 田蔵隆, 清水勝美 (1984)^{3 4}. 傾斜基盤を有する不整形地盤の地震時挙動と地盤ひずみ, 土木学会論文集, (350), 291-300.
- ④中井健太郎, 野田利弘, 浅岡顕. (2017)^{3 5}. 不整形基盤で生成された表面波と実体波の干渉による表層地盤被害の甚大化・局所化, In 理論応用力学講演会 講演論文集 第 64 回理論応用力学講演会 (OS3-02). 日本学術会議 機械工学委員会・土木工学・建築学委員会合同 IUTAM 分科会」.
- ⑤大町達夫, 飯山かほり (2000)^{3 6}. 地震観測に基づく不整形地盤による上下動増幅要因の検討, 土木学会論文集, (654), 183-194.
- ⑥渡辺哲史, 飯場正紀, 加藤研一, 小鹿紀英 (2011)^{3 7}. 工学的基盤の傾斜が表層地盤の増幅特性に与える影響に関する基本的検討, 日本建築学会技術報告集, 17(36), 455-459.
- ⑦橘義規, 大塚久哲, 古川愛子, 矢野恵美子, 田中宏典 (2005)^{3 8}. 箇所別に異なる入力地震動を考慮した不整形地盤の応答に関する研究, 地震工学論文集, 28(0), 71-71.

文献②による不整形地盤のタイプ例を図 2-138 に示す。文献③による不整形部の計算例は図 2-139 に示す。文献④では、基盤層と堆積層の境界に 10 度の地層傾斜、堆積層を洪積粘性土と沖積砂質土の二層構造としたモデルで二次元弾塑性有効応力解析を実施し、不整形基盤から生成される Rayleigh 波と傾斜部で屈折した実体波の干渉によって、揺れや地盤変状が非一様化するとともに、局所的に大きくなることを示している (図 2-140)。文献⑤では、不整形地盤における地震動の増幅の要因としては、片側開放地盤におけるレイリー波の励起と盆型地盤における基本振動モードの関与が推定されられている (図 2-141)。文献⑥では、基盤傾斜を有する 2 次元地盤の多地点での伝達関数を 2 次元 FEM により算定し、1 次元地盤の結果と比較して基盤傾斜の影響を評価している。文献⑦では、震源断層モデルで生成した地震波形を用いて検討している。

【観測記録の再現を試みた文献例】

モデル化した不整形地盤におけるシミュレーションにより、鉛直アレイないし水平アレイで得られた地震観測データ（中小地震、被害地震の余震）の再現を試みた例として以下の文献がある。

- ①開原貴美，堀内茂木，長谷川昭，仁田交市，河野俊夫，堀修一郎，笠原敬司 (1996)³⁹．多点アレイ地震観測による短周期地震波形の空間変化と表層地盤構造，地震第2輯，49(2)，169-177.
- ②永野正行，工藤一嘉，武村雅之 (1999)⁴⁰．神戸市長田区における地下構造の不整形性を考慮した1995年兵庫県南部地震(MJ=7.2)の余震アレイ観測記録のシミュレーション解析，地震第2輯，52(1)，25-41.
- ③元木健太郎，山中浩明，瀬尾和大，川瀬博 (2006)⁴¹．2005年福岡県西方沖の地震の余震観測に基づく警固断層周辺の不整形地盤による地盤増幅特性の評価，日本建築学会構造系論文集，71(602)，129-136.
- ④神田克久，源栄正人 (1995)⁴²：不均質・不整形性および入力コヒーレンスが地震動特性に及ぼす影響評価-釧路地方気象台敷地の場合-，日本建築学会構造系論文集，60(476)，85-94.
- ⑤神山眞，須藤鉄矢，佐藤勉，鈴木猛康 (1999)⁴³．アレイ観測および応答シミュレーションによる不整形地盤の地震動ならびに動ひずみ特性，地震工学研究発表会講演論文集，25，165-168.
- ⑥神山眞，佐藤勉，鈴木猛康 (2001)⁴⁴．不整形地盤の地震応答における短周期表面波の工学的的重要性に関する研究，土木学会論文集，(682) 225-243.

文献③では、余震観測記録から断層からから200 m程度までの限られた狭いエリアに不整形地盤の影響が確認できたとし、そのエリアの地震動強さは、表層地盤が薄い断層の南西側に比べて加速度・速度で3倍程度、計測震度で1程度大きくなること、周期特性では1秒以下の帯域全体で増幅値が大きく、特に0.4秒以下の短周期帯域での増幅が1次元のS波の理論増幅と大きく異なることを示し、局所的な増幅は表層地盤の2次元的不整形の影響と考えている(図2-142)。文献④では、モデルを用いた理論計算結果が地震観測結果とよく合っているとされている(図2-143)。文献⑥では、片側傾斜・両側傾斜の不整形地盤の地震動が擬似スペクトル法を用いた地震応答シミュレーションで再現されている(図2-144)。

【震源断層の設定と併せて検討した文献例】

以下の文献では、震源断層の設定と合わせて断層近傍の不整形地盤の影響を検討している。

- ①原田隆典, 黒田拓氏, 山上武志 (2002)^{4 5}. 3 次元直接境界要素法による震源断層-不整形地盤系の応答解析と震源断層近傍地震動の渦現象, 構造工学論文集, 48, 587-594.
- ②竹宮宏和, 宮河元 (1999)^{4 6}. ディスロケーションから工学的基盤地震動の評価へー地質・地形構造を考慮して-, 地震工学研究発表会講演論文集, 25, 73-76.
- ③古本吉倫, 杉戸真太, 八嶋厚 (2003)^{4 7}. 周波数依存型等価線形化法による不整形地盤の震動特性について, 地震工学研究発表会 梗概集, 27, 102-102.
- ④竹宮宏和, 石山基 (1993)^{4 8}. 不整形性・非線形性を考慮した沖積地盤の地震応答性状, 土木学会論文集, (477), 73-81.
- ⑤宮本崇, 入原渉, 鈴木猛康, 藤田航平, 市村強 (2016)^{4 9}. 3 次元非線形地盤震動解析を用いた堆積層における地盤ひずみの集中効果の検証, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), 72(4), I_768-I_776.

文献②では、兵庫県南部地震の断層モデルで検討している（図 2-145）。不整形地盤における非線形特性を考慮したシミュレーション事例となっている。文献④では、FEM による不整形地盤の 2 次元非線形解析を実施した。不整形沖積地盤の面内震動は基盤面による波動の散乱現象の影響を受け易く、沖積層中央部では 1 次元波動理論による解析結果とは著しく異なり、水平成分と共に鉛直成分も増幅される。一方面外震動については、ある程度水平基盤部の幅が広ければ、あるいは短周期の入力波に対しては 1 次元解析でも応答評価ができる。軟弱な沖積層地盤の 2 次元応答では、長周期の固有振動が卓越してかなり周期的な応答性状となるため、等価線形解析結果は逐次積分解析による非線形応答結果を概ね近似できるが、沖積層中央部で応答を過小評価する傾向にある。文献⑤では、甲府盆地の 3 次元地盤モデルを用いて想定東海地震の地震動を入力し、FEM による非線形を考慮した地震時のひずみ分布の解析を行っている（図 2-146）。

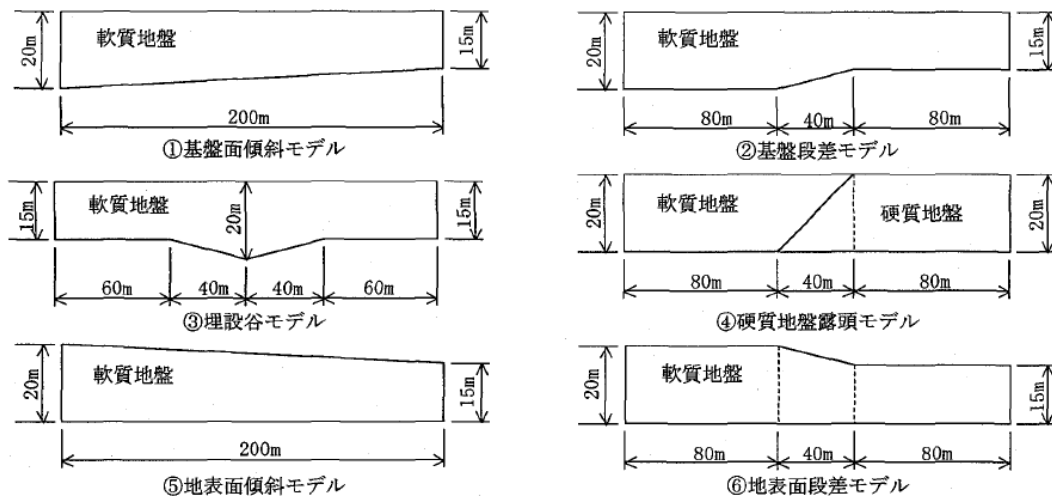
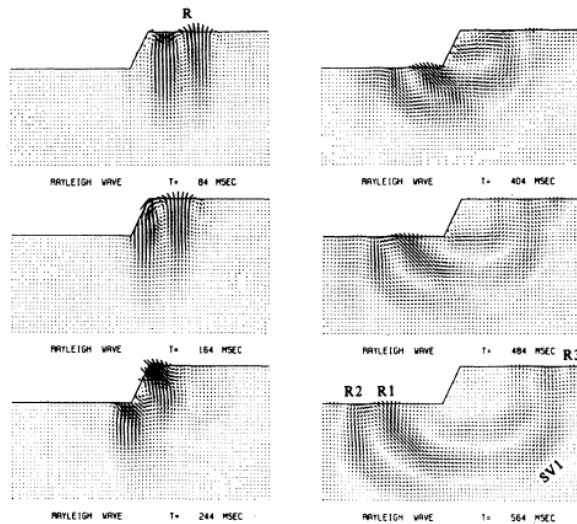


図 2-138 大塚ほか (2001) による不整形地盤の様々なタイプ例



R: Incident Rayleigh wave.
 R1, R2: Transmitted Rayleigh wave.
 R3: Reflected Rayleigh wave.
 SV1: Reflected SV wave.

図 2-139 大槻ほか(1984)の地形の不整形部におけるレイリー波の励起・伝播・反射の計算例

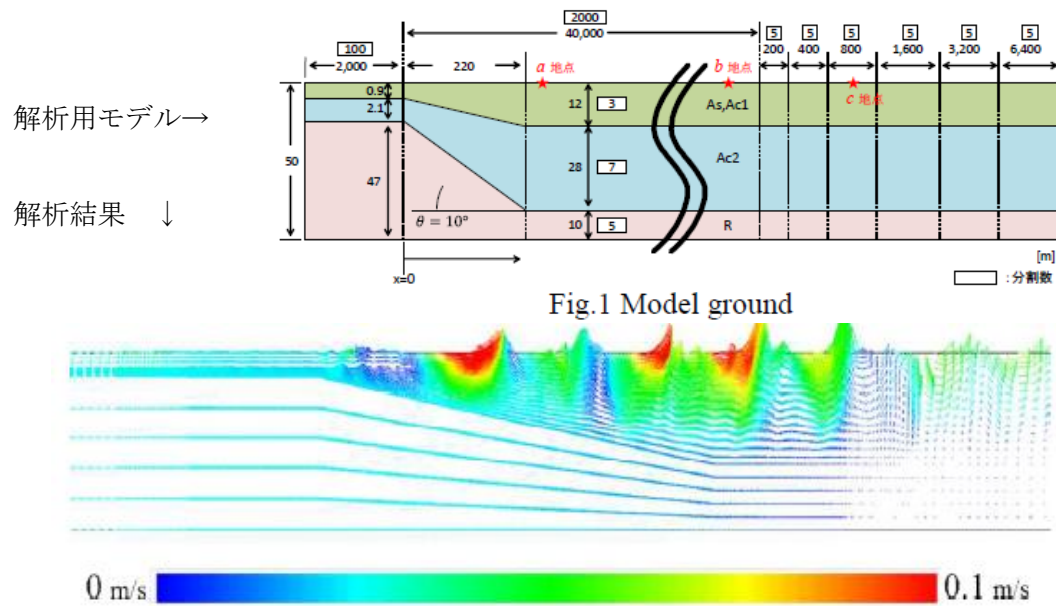


図 2-140 中井ほか（2017）による地盤中の不整形部におけるレイリー波の励起の計算例

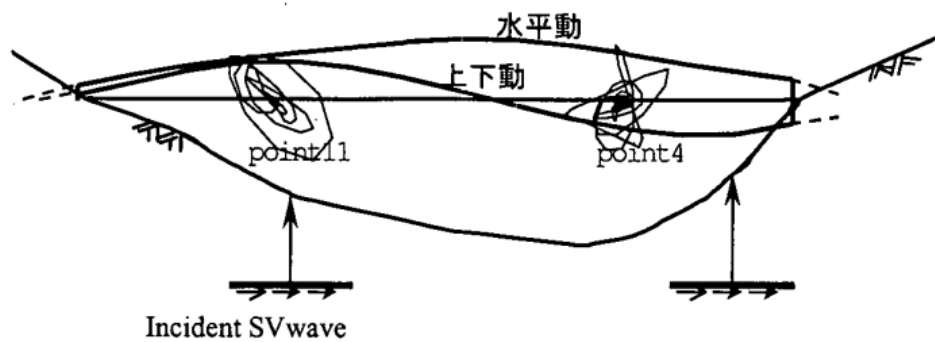


図 2-141 大町・飯山(2000)による盆状の不整形地盤内の場所による基本振動モードの相違

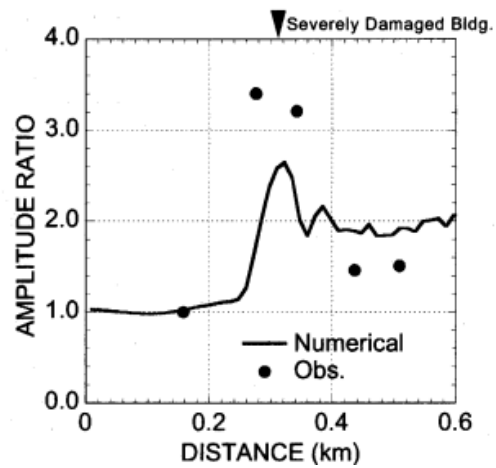
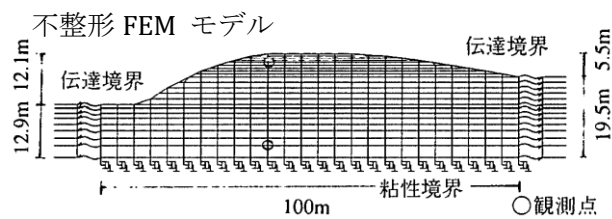


図 2-142 元木ほか(2006)による微動探査データを用いて作成した地盤モデルによる2次元差分法計算による地盤増幅特性と観測記録の比較：横軸は断層からの距離，縦軸は増幅率



伝達関数の理論計算と観測の比較（不整形均質相関入射モデル）

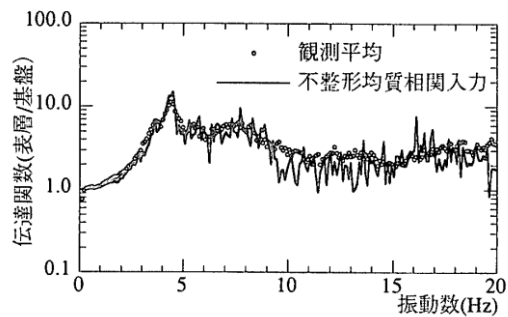


図 2-143 神田・源栄(1995)による再現事例：地形的な凸の不整形

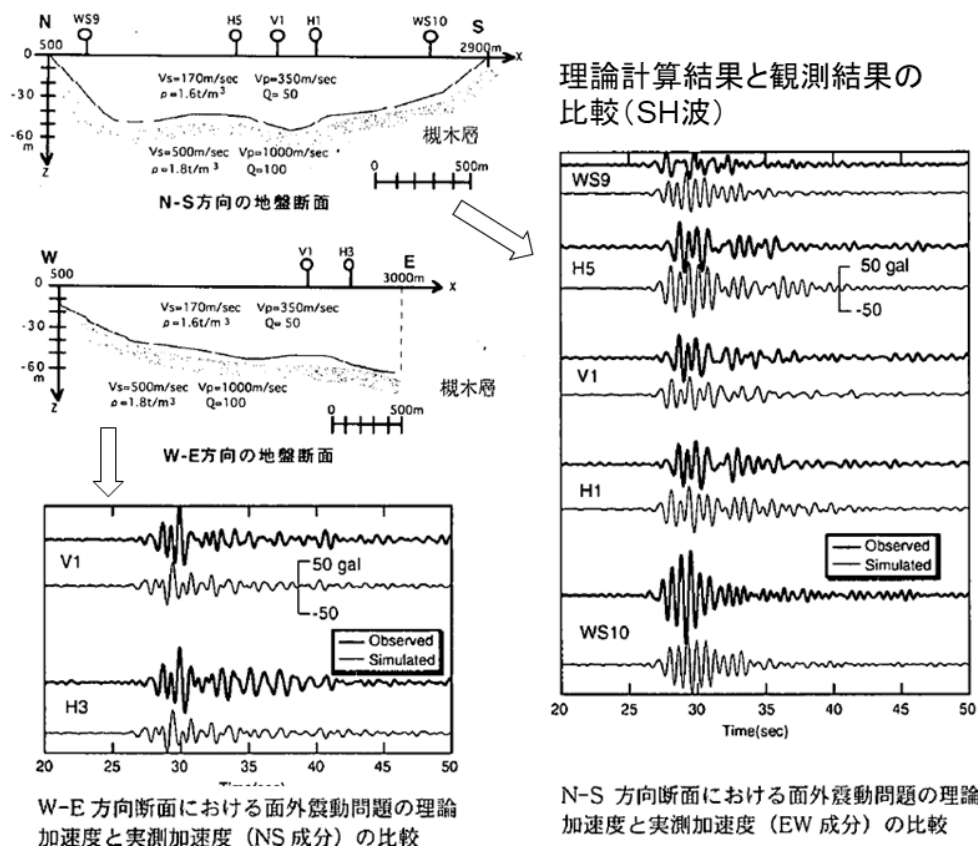


図 2-144 神山ほか (2001) による不整形地盤のモデル化と擬似スペクトル法を用いた地震応答シミュレーションによる地震計アレイの観測結果の再現

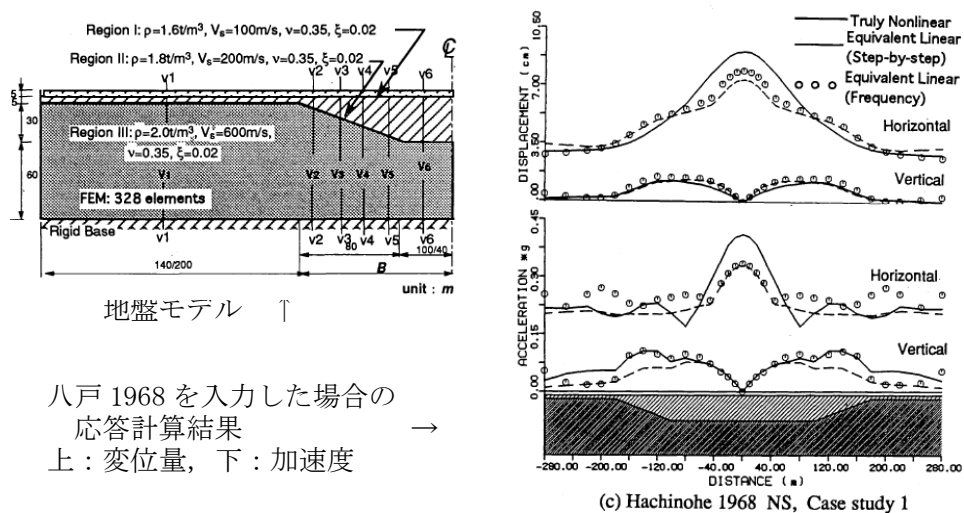
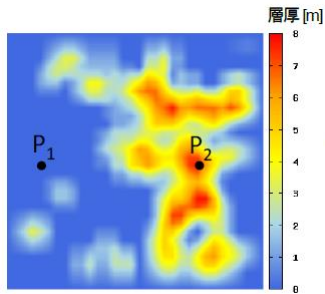


図 2-145 竹宮・石山 (1993) による FEM を用いた不整形地盤の 2 次元非線形解析

表-2 甲府盆地モデルの物性値

	V_p m/s	V_s m/s	ρ kg/m ³	h (線形時)	h_{max} (非線形時)	γ_t
1層：粘性土	560.89	110	1600	0.01	0.26	0.00145
2層：砂質土	1172.77	230	1900	0.01	0.20	0.0025
3層：礫質土	2141.58	420	2000	0.01	0.01	∞



(b) 粘土層厚

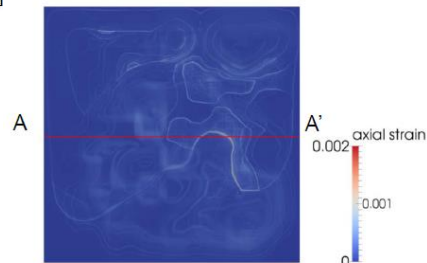


図-15 甲府盆地モデルにおける最大主ひずみ分布

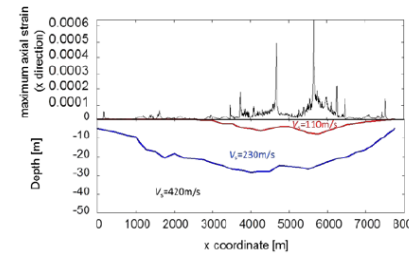


図-16 A-A'断面における地盤形状と最大軸ひずみ分布の比較

図 2-146 3次元地盤応答解析による非線形応答解析の例
沖積層の粘土の層厚（下左）、最大主ひずみ分布（下中）、
地盤断面形状と最大軸ひずみ分布（下右）

(3) 不整形地盤の調査・モデル化の例

不整形地盤によるとみられる特徴的な地震動データが得られた地点とその周辺について、地盤をモデル化している例は多い。ボーリングや物理探査に加えて、最近では地盤の振動特性を簡便・効率的に広域で求める手法として、微動観測データが多用されている。合わせて地震観測データによる検証が行われている場合が多い。以下、代表的な文献を列举する。

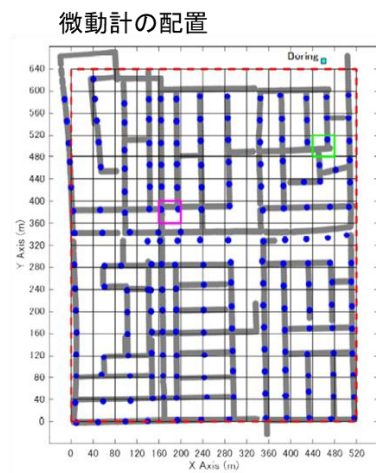
【調査した文献】

- ① 田中浩平, 坂井公俊, 飯山かほり, 盛川仁 (2021)^{5 0}. 常時微動の鉛直成分 2 点同時観測による工学的基盤形状の推定手法の提案, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), 77(1), 19-228.
- ② 野口竜也, 西川隼人, 吉田昌平, 香川敬生 (2016)^{5 1}. 鳥取県内の地震観測点における地盤構造の把握とサイト特性の評価, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), 72(4), I_646-I_658.
- ③ 野上雄太, 坂井公俊, 高橋千佳, 室野剛隆, 盛川仁, 佐藤勉 (2009)^{5 2}. 物理探査手法を用いた浅部不整形地盤構造の推定と耐震設計への適用事例, 土木学会論文集 A, 65(4), 1006-1015.
- ④ 元木健太郎, 渡辺哲史, 加藤研一, 武居幸次郎, 山中浩明, 飯場正紀, 小山信 (2013)^{5 3}. 微動アレイ計測に基づく傾斜基盤構造の推定, 日本建築学会構造系論文集, 78(688), 1081-1088.
- ⑤ 小西千里, 鈴木晴彦, 濱田俊介, 林宏一 (2022)^{5 4}. 市街地・住宅地における不規則配置の 3 元微動アレイ探査, 物理探査, 75, 21-37.
- ⑥ 林宏一, 平出務, 飯場正紀, 稲崎富士, 高橋広人. (2008)^{5 5}. 表面波探査と微動アレイ探査による石川県穴水町中心部の地盤構造調査, 物理探査, 61(6), 483-498.
- ⑦ 浅野公之, 岩田知孝, 岩城麻子, 栗山雅之, 鈴木亘 (2009)^{5 6}. 地震および微動観測による石川県鳳珠郡穴水町における地盤震動特性, 地震第 1 輯, 62(2+ 3), 121-135.
- ⑧ 鈴木祐輔, 飯山かほり, 盛川仁, 坂井公俊, 荒木豪 (2020)^{5 7}. 小規模な埋積谷地形における振動モードの同定に関する基礎的研究, 土木学会論文集 A1(構造・地震工学), 76(2), 312-319.

文献⑤では、最小 5 m 間隔で実施された不規則な稠密微動アレイ観測により沖積層基底面の不整形を含む広域の S 波速度構造モデルが作成されている (図 2-147)。

2007 年能登半島地震で被害が発生した地域 (石川県穴水町中心部) では、異なる手法で地盤の不整形構造が求められ (文献⑥、⑦) 整合的な結果が得られている (図 2-148)。この上図で深度 10 m の S 波速度が大きい箇所 (A、B) は、下図では H/V スペクトルの卓越周期が小さい地域にあたる。2 地点とも地下の硬質地盤の上面が周辺よりも浅いという不整形構造の箇所と推定されている。なお、文献⑥で示されている地下浅部の速度構造は、稠密な表面波探査によるもので他では実施されていない手法である。

文献⑧では、埋没谷の不整形地盤について、常時微動データに FDD (Frequency Domain Decomposition) 法を適用して振動モードを同定して谷の形状を推定する方法も試みられている。



微動計：灰・青、CMP_bins：赤、CMP：マゼンタ・緑

3次元速度構造

速度値の大きい層(青系統)の不整形(凹凸)が明瞭に抽出されている。

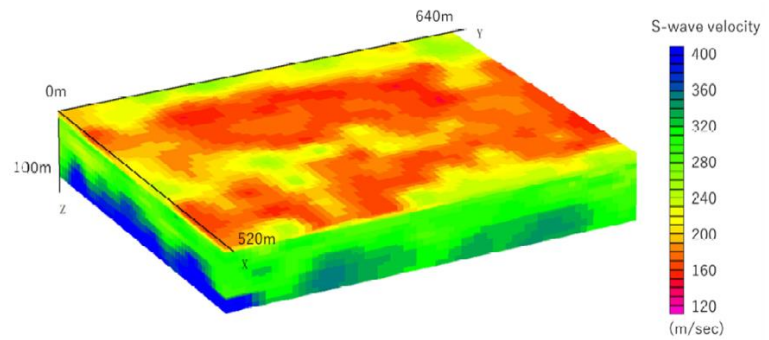


Fig. 12. Three-dimensional S-wave velocity model of the survey area.

図 2-147 小西ほか（2022）稠密微動アレイ観測で構築された沖積層基底面付近の不整形を含む S 波速度構造モデル、青系統：工学的基盤相当の地盤

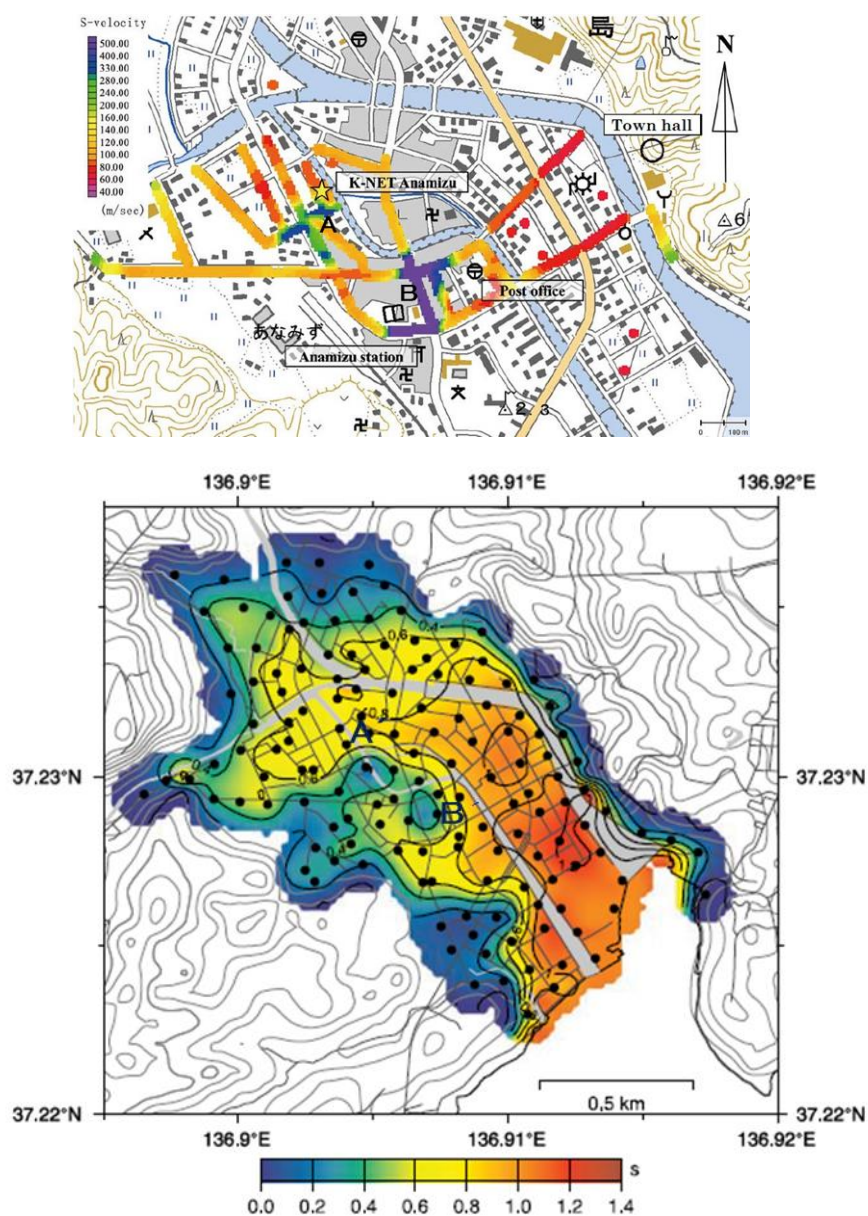


図 2-148 上：林ほか（2008）による表面波探査と微動アレイ探査による深度 10m の S 波速度分布、下：浅野ほか（2009）による単点微動観測による H/V（水平動/上下動）スペクトルの卓越周期の分布

2.2.2 観測点の選定

まず、平成 12 年鳥取県西部地震と平成 20 年岩手・宮城内陸地震を対象にして、それぞれの地震における各観測点の震源からの距離と観測された最大加速度の関係を整理し地震ごとにおおよそ最大加速度が大きい地点から順に 15 地点選定し、地点別の地形・地質構造・S 波速度構造・非線形応答の評価指標値等を整理した。さらに、対象地震の観測点について地形・地質・地盤状況を整理し、地震動特性への影響を分析した。

ここで、2.2.1 節で述べたように、観測点の評価における地形評価は、J-SHIS の微地形区分のみでは十分ではないと考えられるので、国土地理院の「ベクトルタイル地形分類・詳細版」のポリゴンデータや 5 m ないし 10 m DEM の詳細な地形データを用いて検討した。また、産総研等の各種地質図から硬質地盤の地質構成を推定し、不整形部の地震動特性評価の参考とした。さらに、不整形性の評価に伴う不確実性からみて観測点付近の地盤の不整形性は、その地点のみの情報だけでは評価は難しく、周辺も含めた範囲で検討する必要があるので、観測点の地盤と周辺の地形の情報・公開されている周辺の地盤情報等を用いて観測点地下の地質構造・硬質地盤：工学的基盤相当の地盤の上面構造を推定した。

以上の検討結果を踏まえて、地盤の非線形応答について検討する観測点を 2 地震で各 3 箇所ずつ選定した。

(1) 平成 12 年鳥取県西部地震

観測点の震源からの距離と観測された最大加速度の関係を図 2-149 に示す。「令和 5 年度原子力施設等防災対策等委託費（地域性を考慮する地震動の評価手法に係る予備調査）事業 成果報告書」で選定された 15 地点を今回も検討対象とした。

観測点のサイト特性と野口・笹谷(2011)^{5,8}の非線形応答の評価指標値(DNL_SB と DNL_HV)を表 2-43 にまとめた。地点別のデータは図 2-151 から図 2-165 に示す。

昨年度の報告書では、非線形化については DNL_SB の判定では SMNH01（伯太）を除き本震により卓越周波数が低周波数側に推移するとともにスペクトル比が小さくなり、ほぼ全域で地盤が非線形化したと判定されている。また、DNL_HV の判定では約半分の観測点（OKYH09（湯原）、OKYH14（北房）、SMNH01（伯太）、SMNH02（仁多）、SMNH03（佐田）、SMNH12（吉田）、TTRH02（日野）、TTRH04（赤崎））で本震により卓越周波数が低周波数側に推移してスペクトル比が小さくなり、地盤が非線形化したと判定されており、震源断層直上で破壊進行方向に位置する TTRH02（日野）で非線形化が著しく、次に断層近傍の SMNH01（伯太）で非線形化が大きくなっているとされている。

今年度の再計算結果による観測点の最大加速度・非線形化指標の関係を図 2-150 に示す。非線形化の指標値を超える地点の最大加速度はおおむね 200 gal 以上である。令和 5 年度とおおむね同様の結果であるが、DNL の値は大きめの値になっている地点が多い。

前述の通り TTRH02（日野）では非線形化が見られるが大規模な地すべり地であることから除外した。また、SMNH02（仁多）、OKYH09（湯原）は不整形の影響を受けていることが考えられるが、OKYH10（上斎原）は近傍に K-NET 観測点 OKY015（上斎原）があるため、こちらの地点の方が評価に適していると考え除外した。OKYH14（北房）は、S 波速度の遅い風化部の厚みが 3 m と薄いため除外した。以上より剥ぎ取り計算の候補地点として、SMNH01（伯太）、OKYH08（哲多）、OKYH10（上斎原）の 3 地点を選定した。また、不整形地形の影響を評価する地点としては、前述の通り OKY015（上斎原）が近傍にある OKYH10（上斎原）を選定した。

表 2-43 観測点のサイト特性と DNL（平成 12 年鳥取県西部地震）

観測地点	経度	緯度	標高[m]	震央距離[km]	震源距離[km]	PGV[kine]	PGA[gal]	Ijma	非線形特性値		S波速度構造				地形特性	表層部の地質構成	基盤の地質構成	地盤構造の不整形要素など
									DNL_SB	DNL_HV	表層部(Vs0)	AVS30	Vs<700m/s 下限深度(m)	基盤のVs				
TTRH02	133.3909	35.2313	410	6.655	13.209	154.7	1108.8	6.6	13.126	6.610	210	367	42	790-	4	2	6	地すべり：基盤岩との間は傾斜した不連続面
SMNH01	133.2604	35.2963	170	7.959	13.716	42.2	844.4	5.7	9.884	6.997	290	628	22	1200	2	1	2	貫入岩：横方向の不整形の可能性、谷地形
SMNH02	133.0856	35.2235	340	24.37	26.879	21.6	590.9	5.1	5.422	7.528	330	602	12	720-1200	3	3	6	深層風化・不均質と予想、山地斜面から続く埋没斜面
OKYH14	133.6205	34.9363	218.09	45.475	46.838	24.8	474.2	4.8	4.312	6.319	120	1459	3	1200	2	3	5	谷地形
OKYH09	133.6765	35.1809	405	32.042	34.012	11.7	297.3	4.6	6.419	6.720	320	480	14	750-1600	2	1	6	谷地形
OKYH08	133.4055	34.9103	495	52.887	54.121	9.3	290.4	4.7	4.987	3.877	400	840	12	800-1400	2	1	6	谷地形、粘性土層あり
OKYH10	133.9263	35.2826	430	41.165	42.722	12.1	263.9	4.4	3.794	3.648	250	840	8	940-2200	2	1	6	山地斜面から続く埋没斜面、近傍にK-NET地点
SMNH12	132.8558	35.1634	380	46.317	47.695	11.0	261.3	4.6	3.946	4.629	120	1195	4	1000	3	1	6	谷地形
SMNH10	133.3004	35.5579	9	31.317	33.196	21.5	236.6	4.9	3.310	3.532	500	1064	4	960-1270	1,3	1	3,4	山地斜面から続く埋没斜面
TTRH04	133.6307	35.4668	114	33.359	35.162	19.7	208.6	4.6	4.380	5.280	270	261	30	360-1350	1	1	2	谷地形だが、幅が広く影響なし
OKYH07	133.3169	35.0493	563.5	25.502	28.001	14.8	192.0	4.3	2.586	3.990	510	1083	6	880-1400	2	1	6	
SMNH03	132.7223	35.2243	110	56.983	58.056	9.6	168.0	4.5	4.476	5.891	240	536	14	730-1300	4	1,2	3	地すべり：基盤岩との間は傾斜した不連続面、谷地形
OKYH05	133.8527	34.8684	320	64.878	65.858	9.5	149.5	3.8	2.542	3.509	240	825	10	830-1200	3	3	6	
OKYH03	133.789	34.7783	100	68.666	69.557	10.7	134.8	4	2.994	2.578	124	730	20	450-1551	3	3	6	
SMNH11	132.8008	35.4259	30	52.116	53.27	4.8	63.0	3.5	1.786	3.186	500	780	16	1100	3	1	3	

青色地点：剥ぎ取り解析の候補 薄緑色地点：非線形化の閾値を超える地点 黄色枠：斜面による不整形効果の可能性が想定される地点

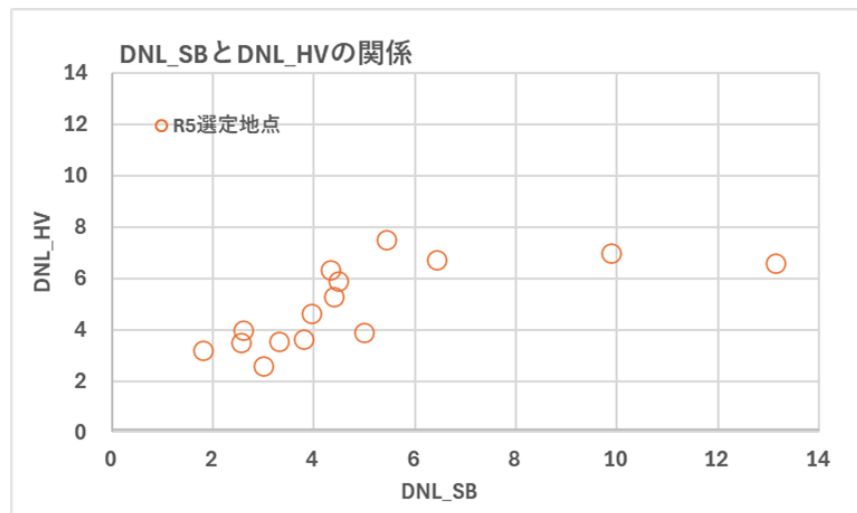
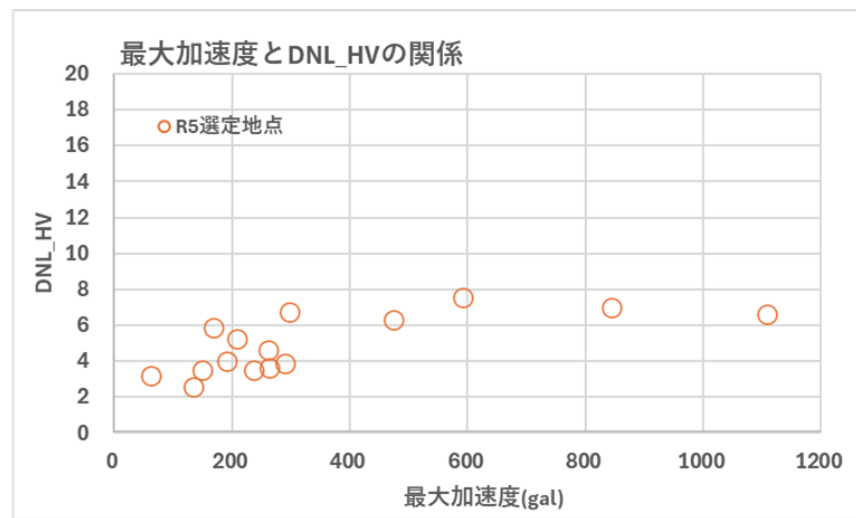
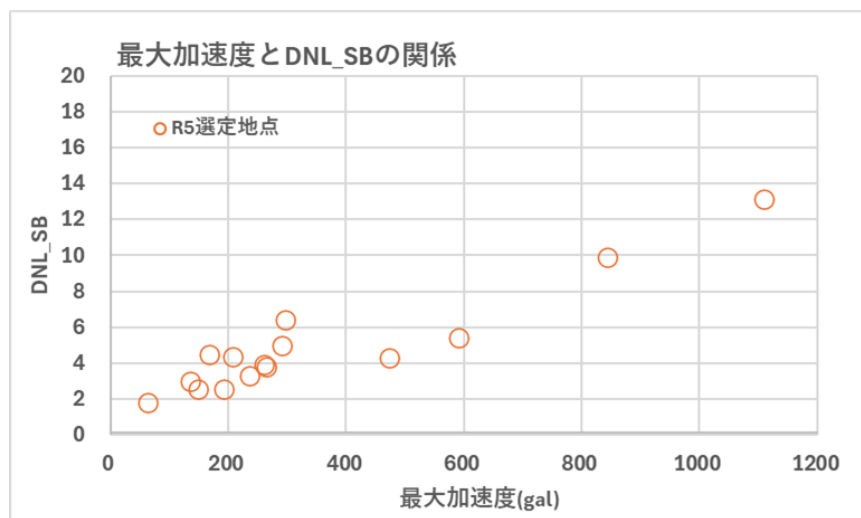


図 2-150 観測点の最大加速度・非線形化判定の関係（平成 12 年鳥取県西部地震）

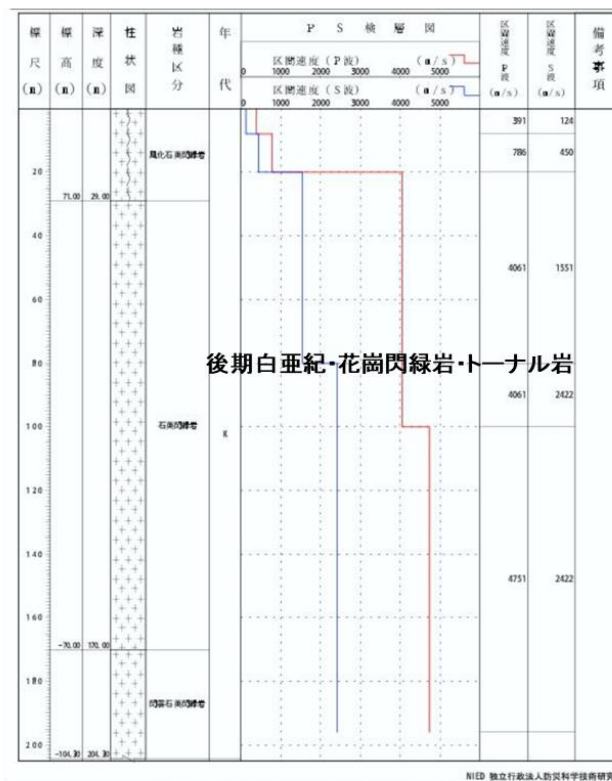
KiK-net OKYH03岡山

OKAYAMA

34.7783 133.7890

100

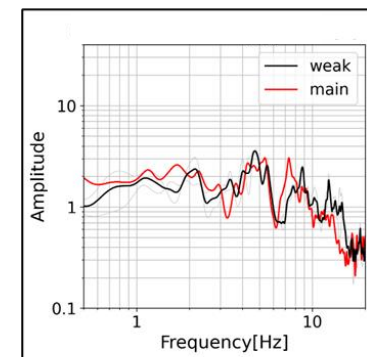
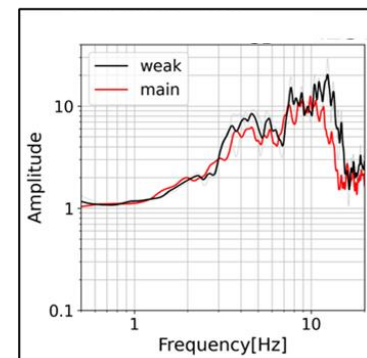
201



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1,	8.00,	8.00,	391.00,	124.00
2,	12.00,	20.00,	786.00,	450.00
3,	60.00,	80.00,	4061.00,	1551.00
4,	20.00,	100.00,	4061.00,	2422.00
5,	-----,	-----,	4751.00,	2422.0

$V_s < 700 \text{ m/s}$
: 20m

弱い非線形挙動を示す。



本震と中小地震のS波部分の
スペクトル比
上：地表/地中
下：地表の水平成分/鉛直成分
赤線；本震、黒線：中小地震の
平均、グレー：中小地震

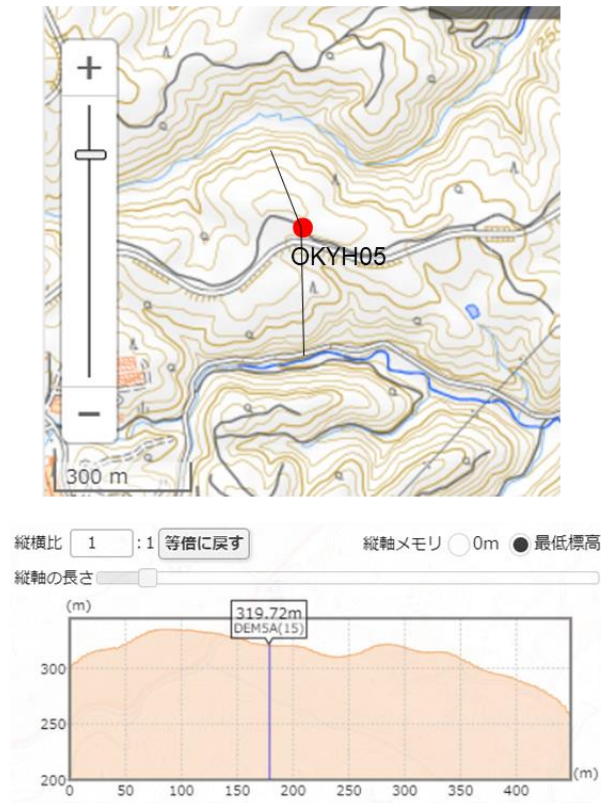
図 2-151 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値：KiK-net OKYH03 岡山地点

KiK-net OKYH05建部

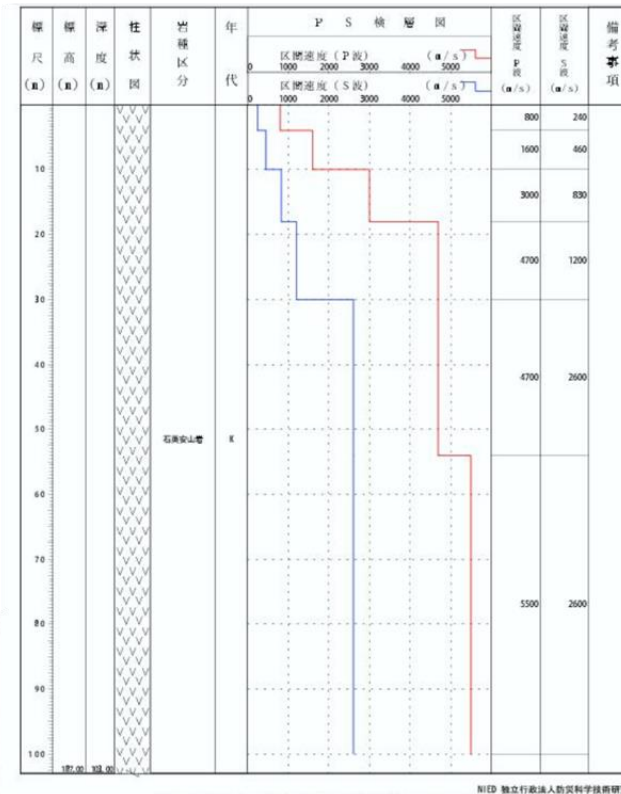
TAKEBE 34.8684 133.8527

320

100



硬質地盤は古い花崗岩類、Vsの小さい風化部は10m程度。準平原内。



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1,	4.00,	4.00,	800.00,	240.00
2,	6.00,	10.00,	1600.00,	460.00
3,	8.00,	18.00,	3000.00,	830.00
4,	12.00,	30.00,	4700.00,	1200.00
5,	24.00,	54.00,	4700.00,	2600.00
6,	----	----	5500.00,	2600.0

地震時の非線形挙動はみられない。

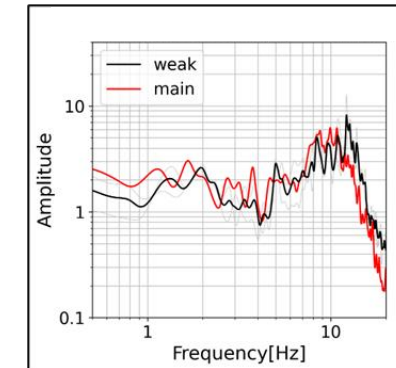
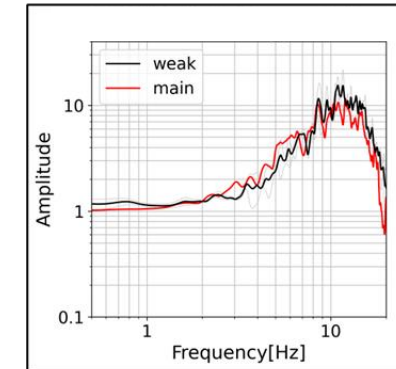


図 2-152 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net OKYH05 建部地点

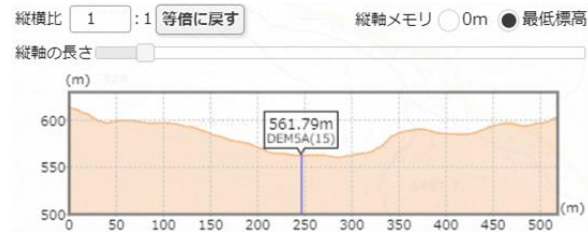
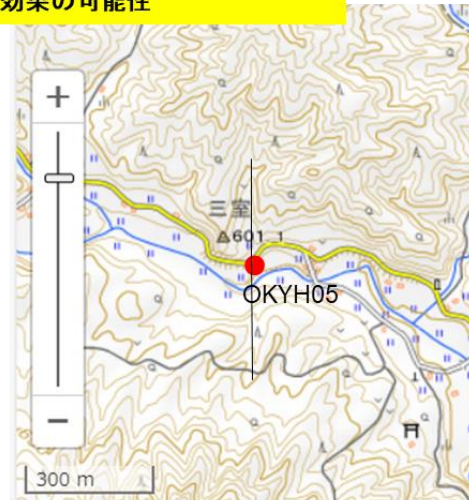
KiK-net OKYH07神郷

SHINGO 35.0493 133.3169

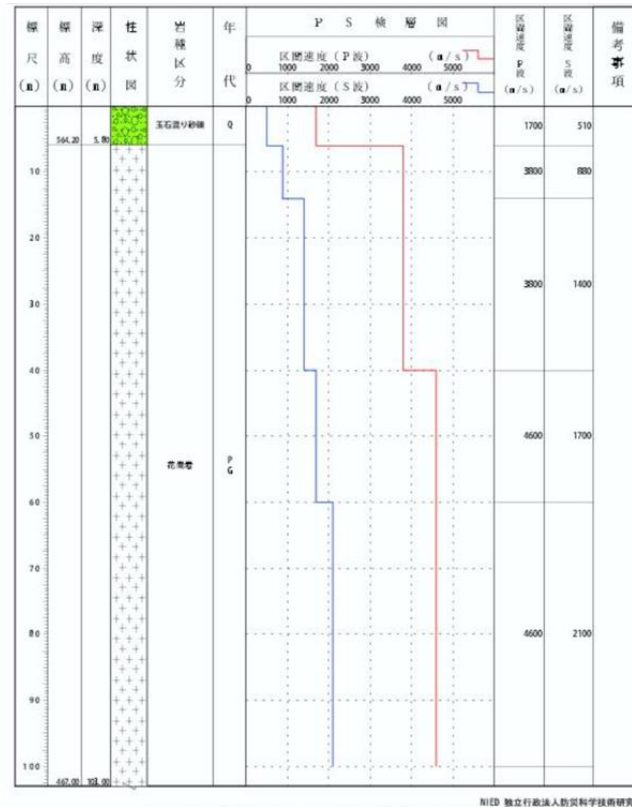
564

100

東西方向の斜面による不整形効果の可能性



硬質地盤は古い花崗岩類、Vsの小さい風化部は6m程度。



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)	
1,	6.00,	6.00,	1700.00,	510.00	$V_s < 700\text{m/s}$
2,	8.00,	14.00,	3800.00,	880.00	: 6m
3,	26.00,	40.00,	3800.00,	1400.00	
4,	20.00,	60.00,	4600.00,	1700.00	
5,	-----,	-----,	4600.00,	2100.00	

地震時の非線形挙動はみられない。

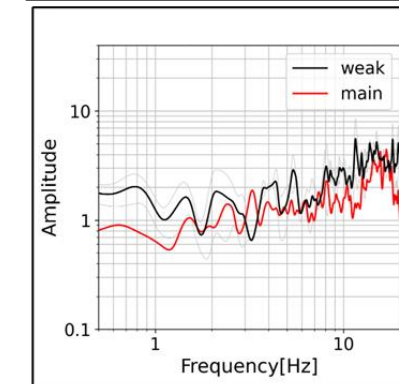
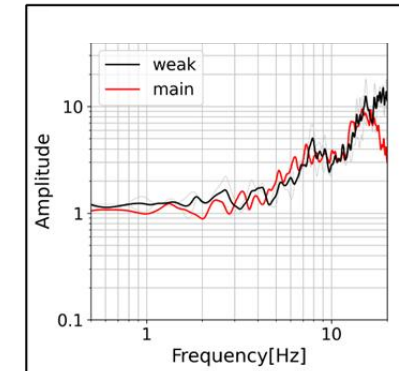


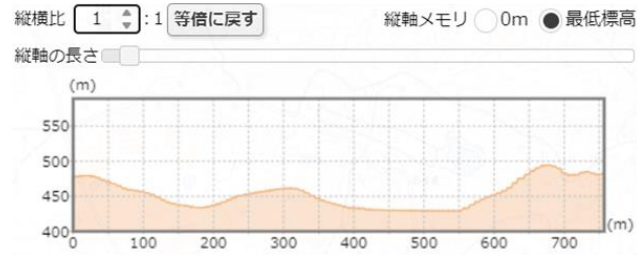
図 2-153 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net OKYH07 神郷地点

KiK-net OKYH08 哲多

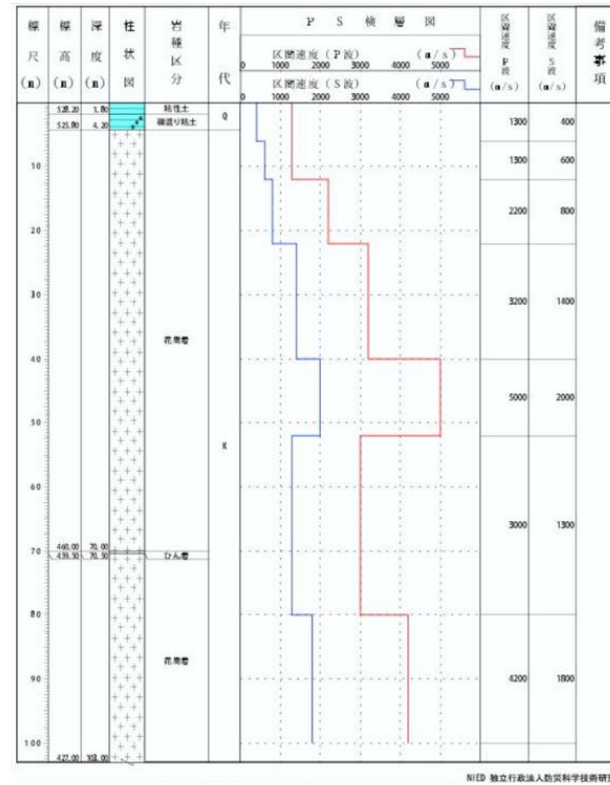
TETTA 34.9103 133.4055

430

100



硬質地盤は古い花崗岩類、Vsの小さい風化部は12m程度。非線形。



非線形挙動を示す。

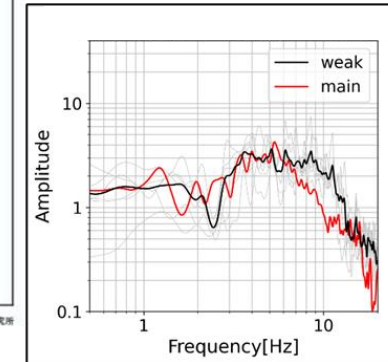
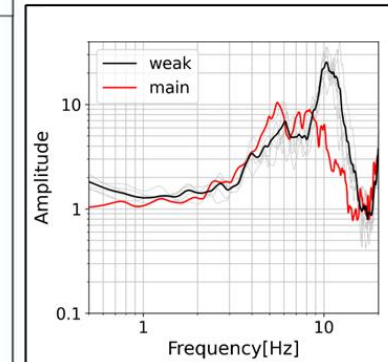


図 2-154 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net OKYH08 哲多地点

KiK-net OKYH09湯原

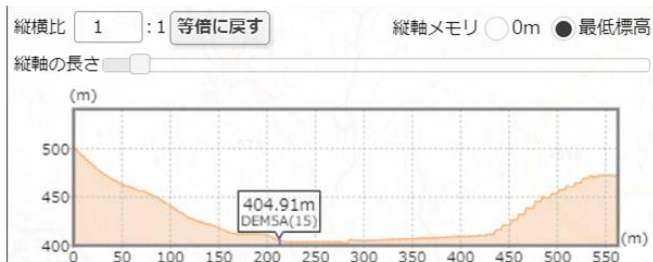
YUBARA

35.1809 133.6765

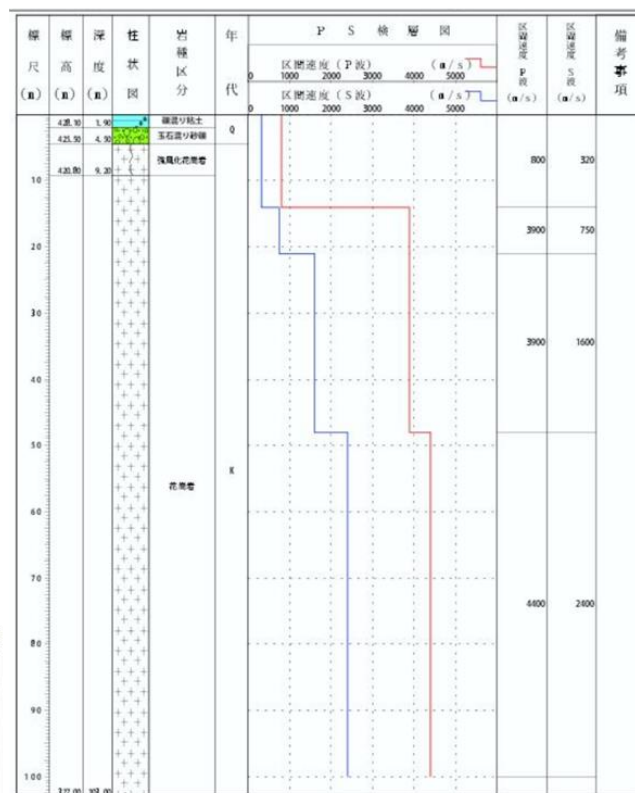
405

100

東西方向の斜面による不整形
効果の可能性



硬質地盤は古い花崗岩類、Vsの小さい風化部は14m程度。不整形+非線形。



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1	14.00	14.00	800.00	320.00
2	7.00	21.00	3900.00	750.00
3	27.00	48.00	3900.00	1600.00
4	-----	-----	4400.00	2400.0

$V_s < 700 \text{ m/s}$
: 14m

非線形挙動を示す。

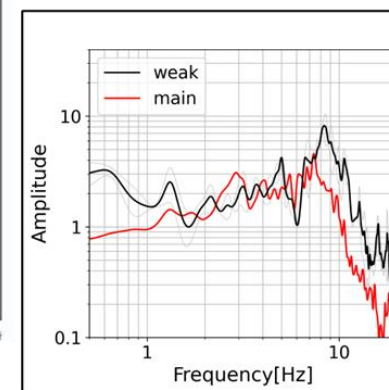
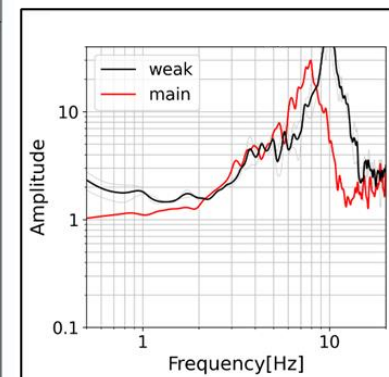
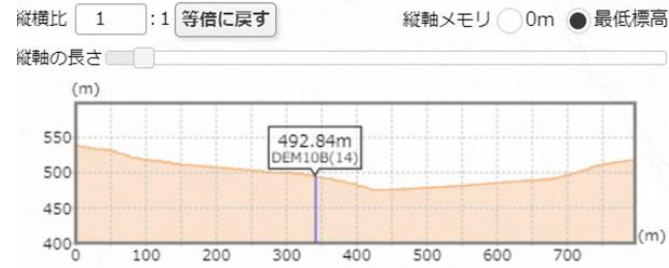
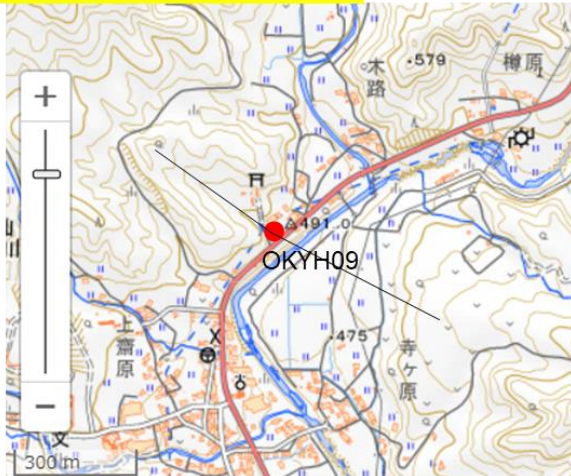


図 2-155 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net OKYH09 湯原地点

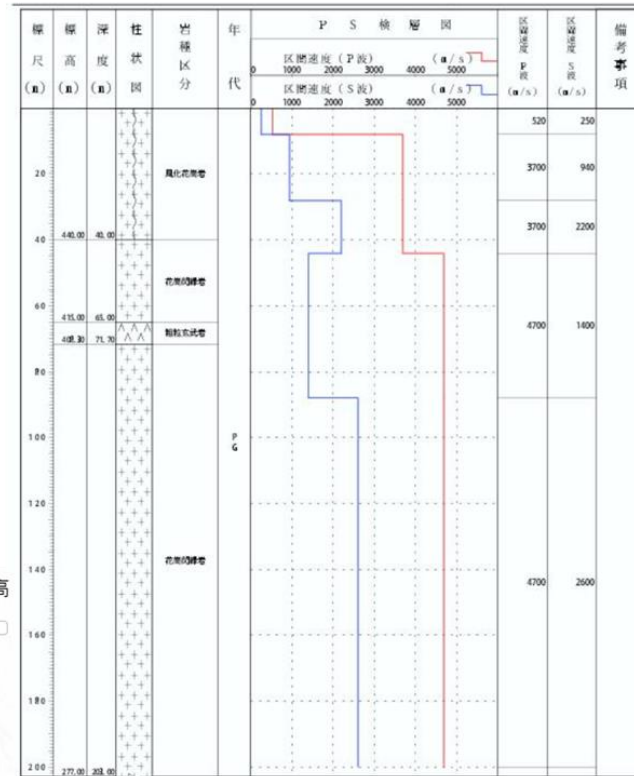
KiK-net OKYH10上斎原 KAMISAIBARA 35.2826 133.9263

495 200

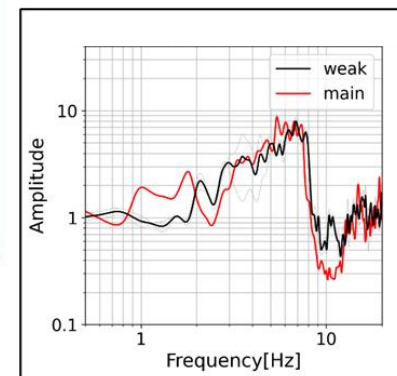
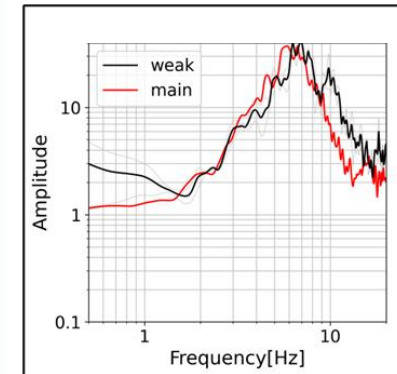
北東-南西方向の斜面による不整形効果の可能性



硬質地盤は古い花崗岩類、Vsの小さい
風化部は8m程度。



弱い非線形挙動を示す。



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1	8.00	8.00	520.00	250.00
2	20.00	28.00	3700.00	940.00
3	16.00	44.00	3700.00	2200.00
4	44.00	88.00	4700.00	1400.00
5	-----	-----	4700.00	2600.00

Vs<700m/s
: 8m

図 2-156 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net OKYH09 上斎原地点

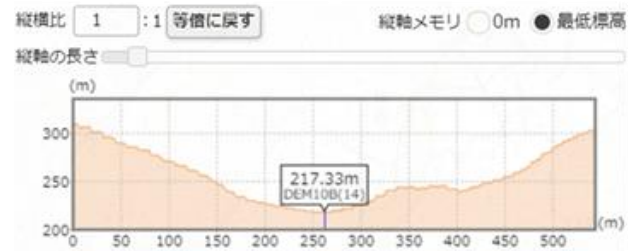
KiK-net OKYH14北房

HOKUBO

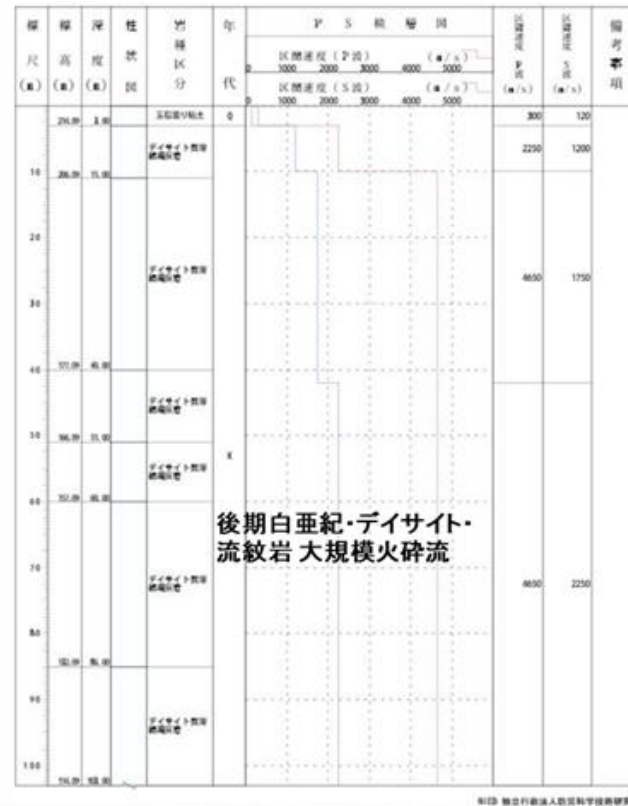
34.9363 133.6205

218

100



硬質地盤は古い溶岩類。Vsの小さい風化部は3m程度。



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1,	3.00,	3.00,	300.00,	120.00
2,	7.00,	10.00,	2250.00,	1200.00
3,	32.00,	42.00,	4650.00,	1750.00
4,	-----,	-----,	4650.00,	2250.0

非線形挙動を示す。

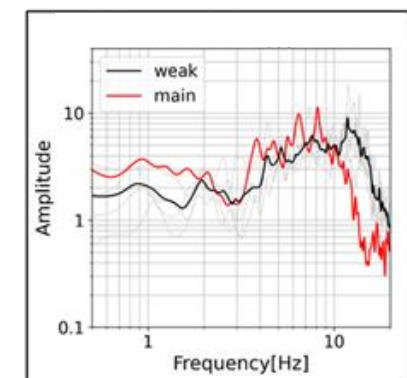
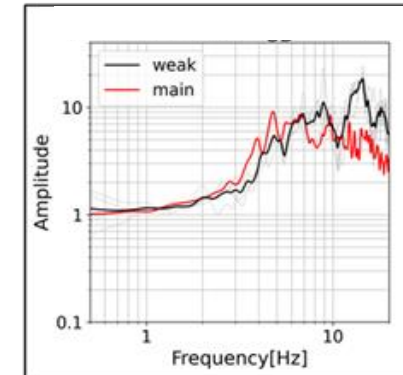
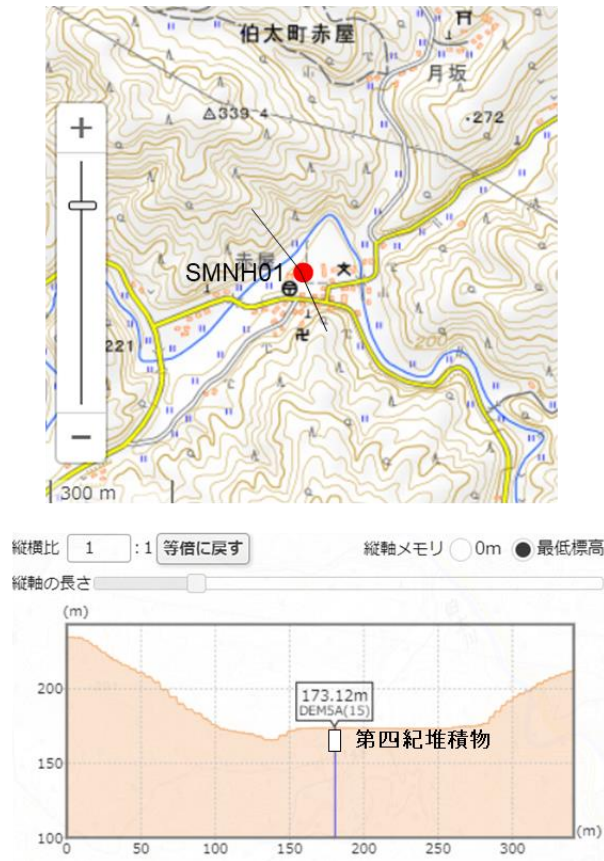


図 2-157 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net OKYH14 北房地点

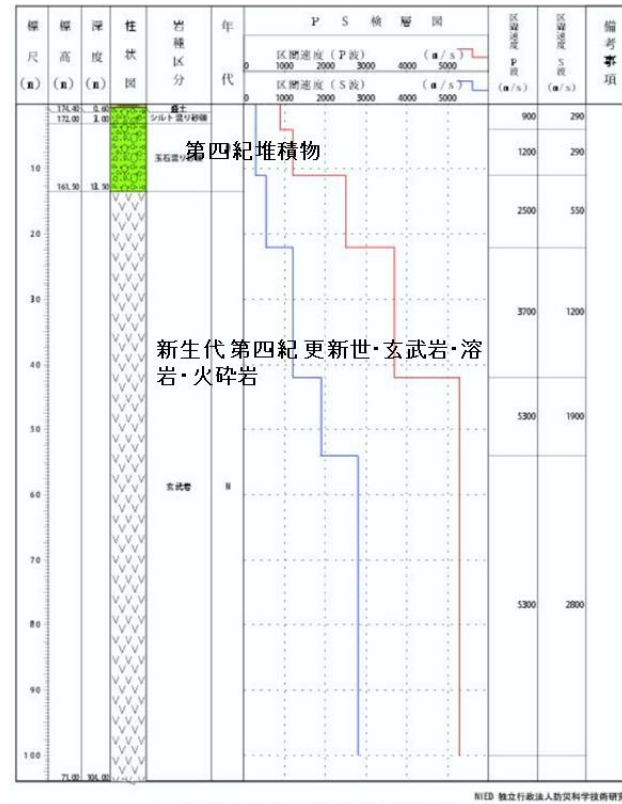
KiK-net SMNH01

伯太

HAKUTA 35.2963 133.2604 170 101



硬質地盤は新しい玄武岩類、古い花崗岩類の中の貫入岩。風化部と表層の第四紀層（谷埋め堆積物）では、Vsが小さい。貫入岩と花崗岩類の境界でVs構造の横方向の変化（コントラスト）が大きくなっている可能性がある。不整形+非線形。



No Thickness Depth Vp Vs
(m) (m) (m/s) (m/s)

1, 4.00, 4.00, 900.00, 290.00

2, 7.00, 11.00, 1200.00, 290.00

3, 11.00, 22.00, 2500.00, 550.00

4, 20.00, 42.00, 3700.00, 1200.00

5, 12.00, 54.00, 5300.00, 1900.00

6, ----, ----, 5300.00, 2800.00

Vs<700m/s : 22m

強い非線形挙動を示す。

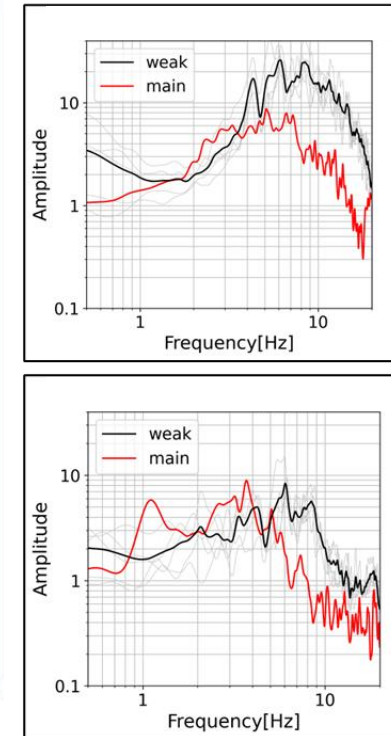


図 2-158 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net SMNH01 伯太地点

KiK-net SMNH02

仁多

NITA

35.2235 133.0856

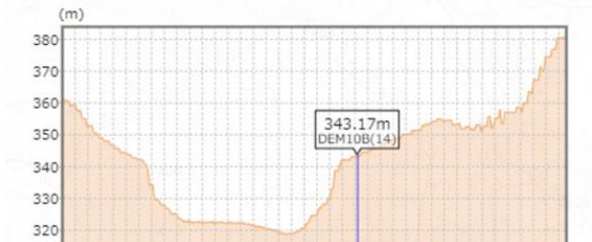
340

101

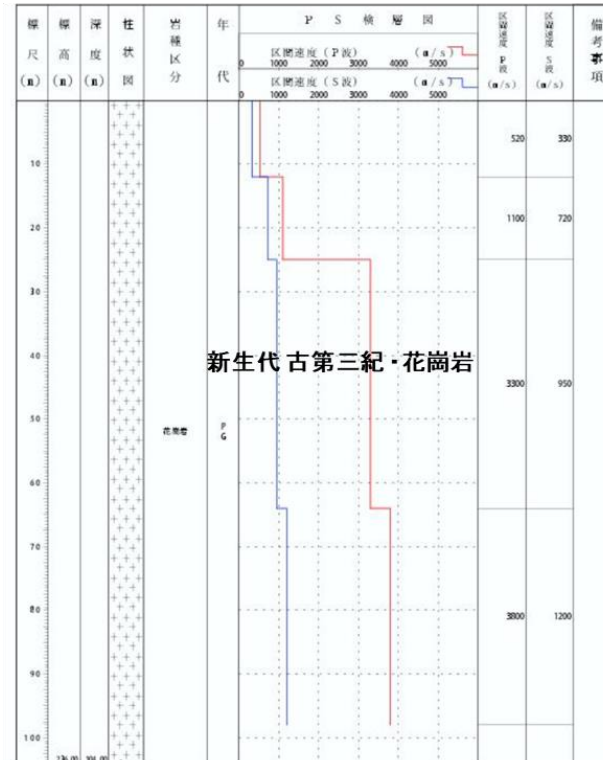
南北方向の斜面による不整形
効果の可能性



縦横比 5 : 1 等倍に戻す 縦軸メモリ 0m ● 最低標高
縦軸の長さ (m)



硬質地盤は深度64m以深、古い花崗岩類。この深度以浅の深層風化した花崗岩では、Vsは地表まで漸次減少する。深層風化部のVs分布は不均質と推定される。非線形。



No Thickness Depth Vp Vs
(m) (m) (m/s) (m/s)
1, 12.00, 12.00, 520.00, 330.00 Vs<700m/s
2, 13.00, 25.00, 1100.00, 720.00 : 12m
3, 39.00, 64.00, 3300.00, 950.00
4, ---, ---, 3800.00, 1200.00

非線形挙動を示す。

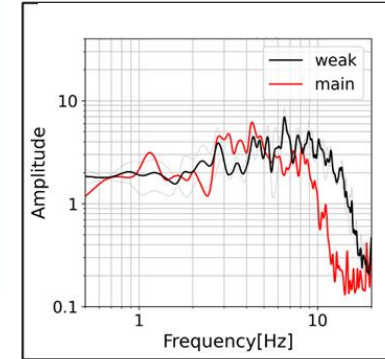
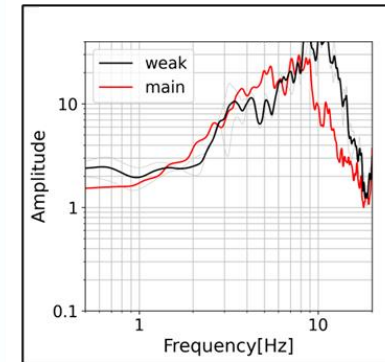
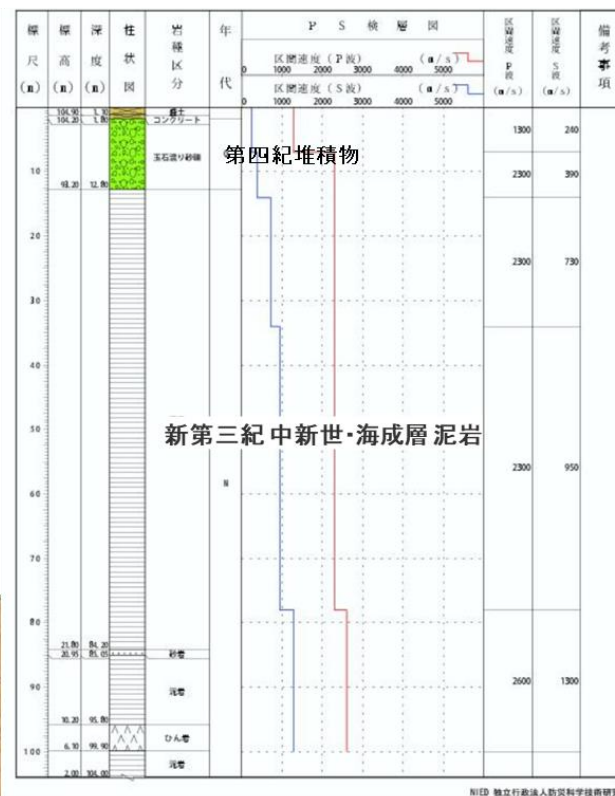


図 2-159 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net SMNH02 仁多地点



硬質地盤は深度20m以深で新第三紀の泥岩。表層7mは。表層の第四紀堆積物は礫質でVsはやや小さい。地すべり地内に位置しており、軟弱な層を挟む不均質な地盤の可能性がある。不整形+非線形。



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1,	7.00,	7.00,	1300.00,	240.00
2,	7.00,	14.00,	2300.00,	390.00
3,	20.00,	34.00,	2300.00,	730.00
4,	44.00,	78.00,	2300.00,	950.00
5,	-----,	-----,	2600.00,	1300.00

$V_s < 700 \text{ m/s}$
Vs: 14m

非線形挙動を示す。

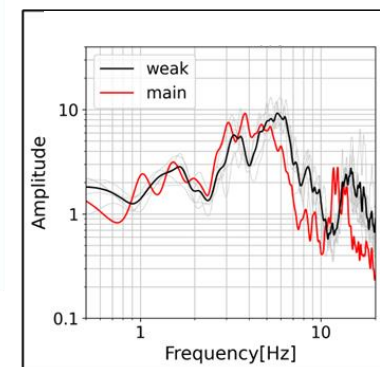
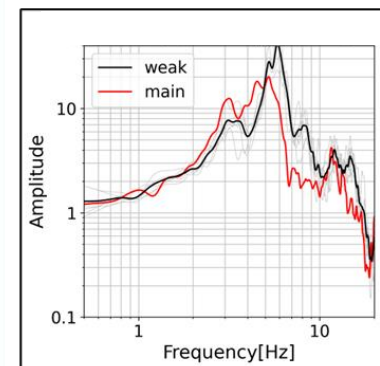
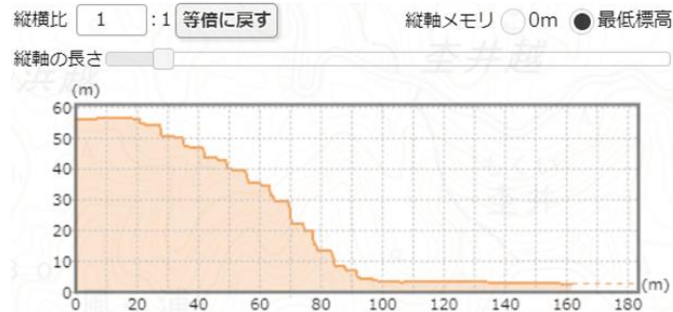


図 2-160 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net SMNH03 佐田地点

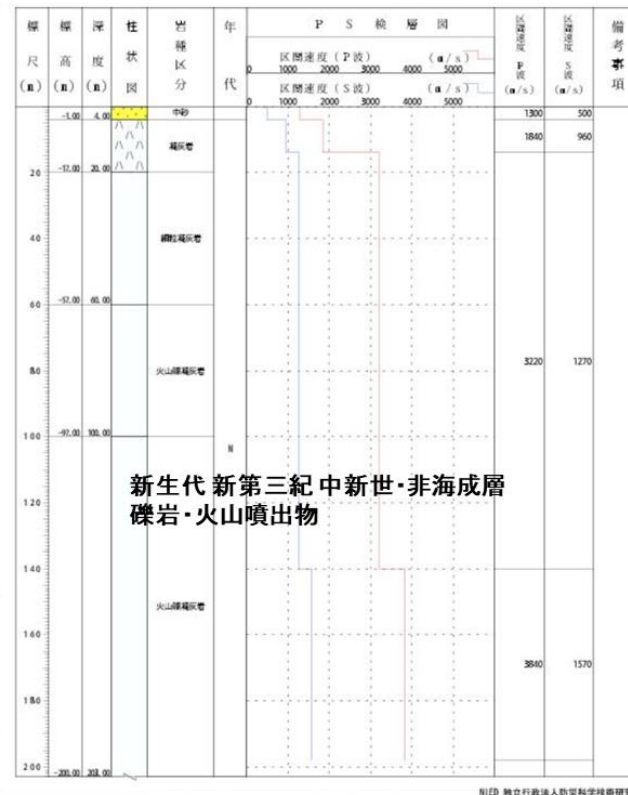
KiK-net SMNH10

美保関 MIHONOSEKI 35.5579 133.3004 9 200

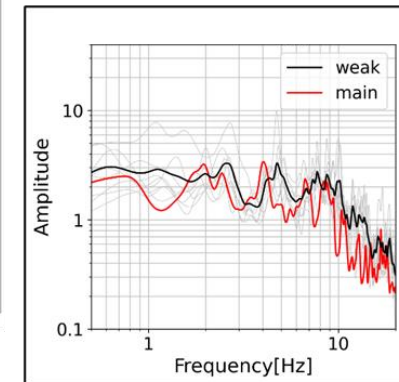
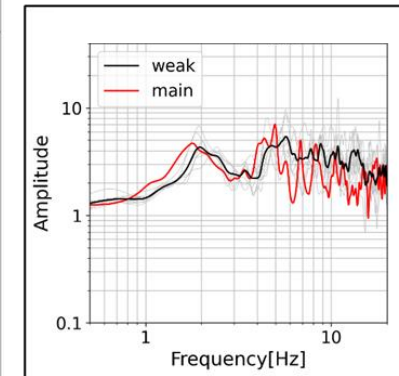
北東-南西方向の斜面による不整形効果の可能性



硬質地盤は中新世の火山噴出物。表層部にごく薄い第四紀層、表層部も含めVs>500m/sと大きい。



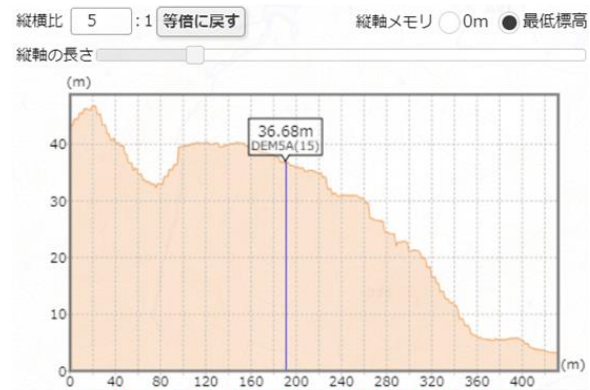
非線形挙動を示す。



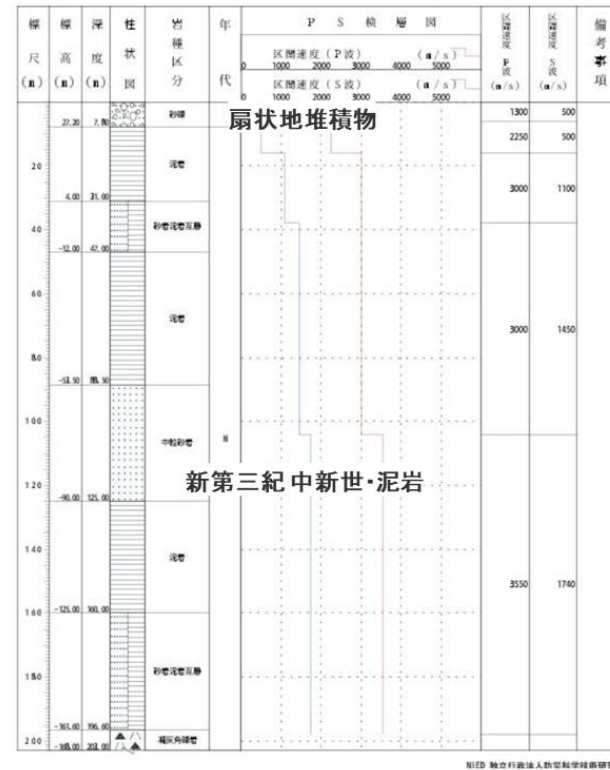
No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1,	4.00,	4.00,	1300.00,	500.00
2,	10.00,	14.00,	1840.00,	960.00
3,	126.00,	140.00,	3220.00,	1270.00
4,	-----,	-----,	3840.00,	1570.00

Vs<700m/s
: 4m

図 2-161 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net SMNH10 美保関地点



硬質地盤は中新世の泥岩。泥岩の風化部、表層部の扇状地堆積物ともに、 $V_s > 500 \text{ m/s}$ とやや大きい。



No	Thickness (m)	Depth (m)	V_p (m/s)	V_s (m/s)
1	6.00	6.00	1300.00	500.00
2	10.00	16.00	2250.00	500.00
3	22.00	38.00	3000.00	1100.00
4	66.00	104.00	3000.00	1450.00
5	-----	-----	3550.00	1740.00

$V_s < 700 \text{ m/s}$
: 16m

非線形挙動はみられない。

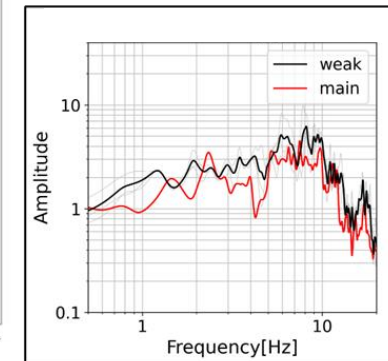
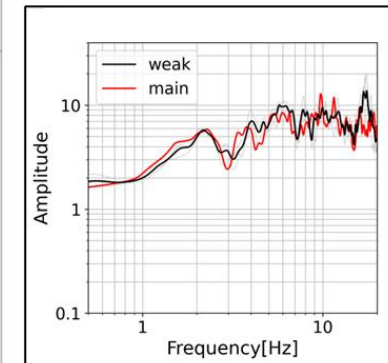
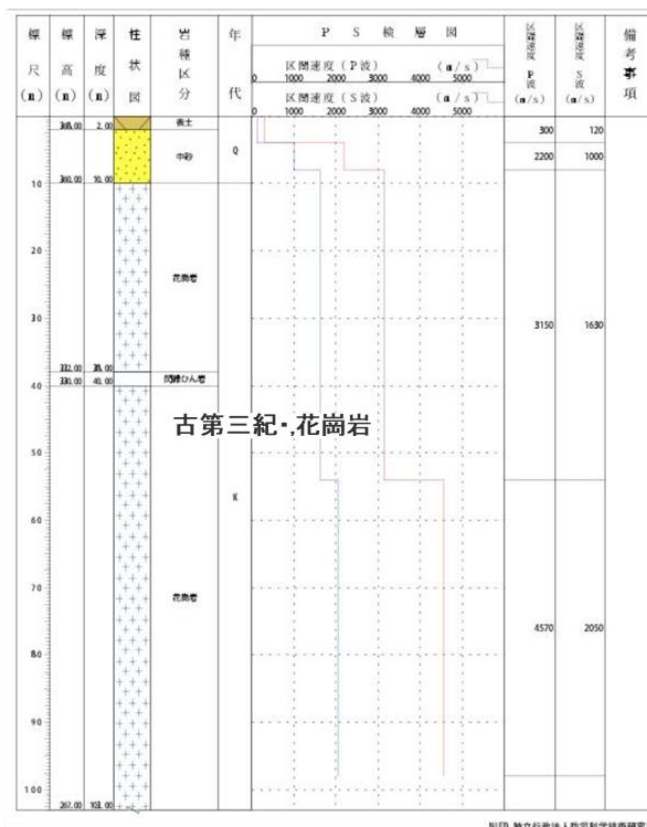


図 2-162 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net SMNH11 平田地点



硬質地盤は花崗岩。Vsの小さい層はごく薄い。不整形+非線形。



No Thickness Depth Vp Vs
(m) (m) (m/s) (m/s)
 1, 4.00, 4.00, 300.00, 120.00
 2, 4.00, 8.00, 2200.00, 1000.00
 3, 46.00, 54.00, 3150.00, 1630.00
 4, ----, ----, 4570.00, 2050.00

Vs<700m/s
: 4m

非線形挙動を示す。

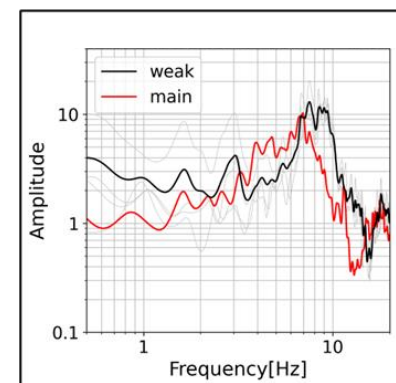
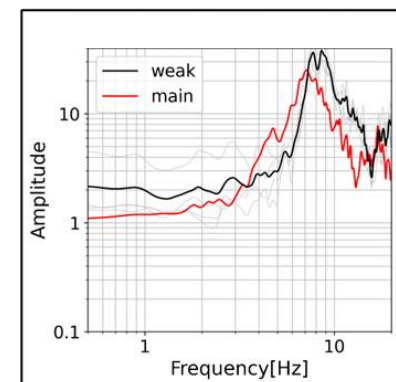


図 2-163 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net SMNH12 吉田地点

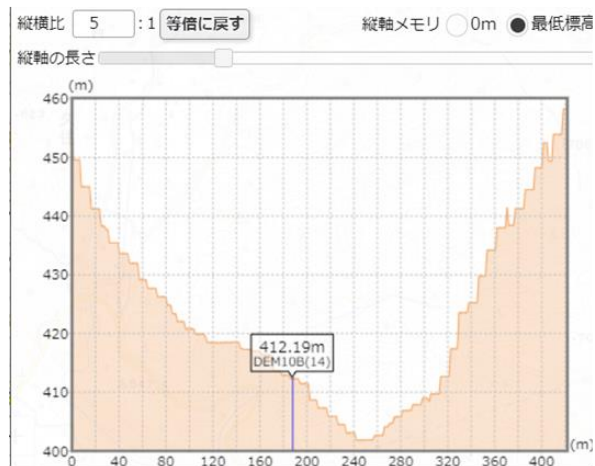
KiK-net TTRH02 日野

HINO

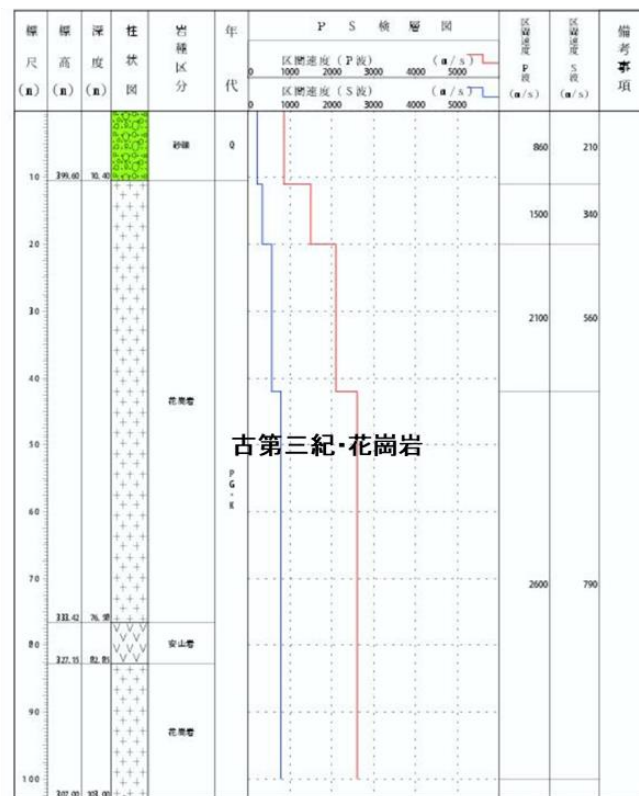
35.2313 133.3909

410

100



大規模な地すべり地 不整形+非線形。



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1,	11.00,	11.00,	860.00,	210.00
2,	9.00,	20.00,	1500.00,	340.00
3,	22.00,	42.00,	2100.00,	560.00
4,	-----,	-----,	2600.00,	790.00

強い非線形挙動を示す。

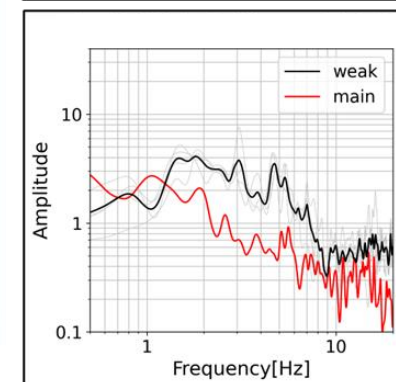
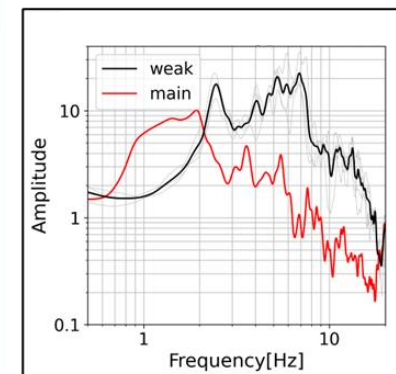


図 2-164 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net TTRH02 日野地点

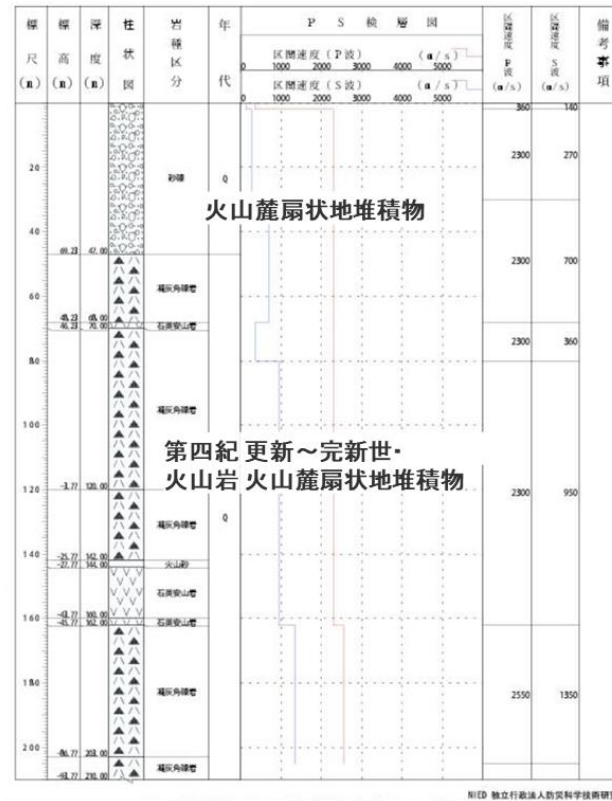
KiK-net TTRH04 赤碕

AKASAKI

35.4668 133.6307

114

207



No Thickness Depth Vp Vs
(m) (m) (m/s) (m/s)
1, 2.00, 2.00, 360.00, 140.00
2, 28.00, 30.00, 2300.00, 270.00
3, 38.00, 68.00, 2300.00, 700.00
4, 12.00, 80.00, 2300.00, 360.00
5, 82.00, 162.00, 2300.00, 950.00
6, ----, ----, 2550.00, 1350.00

$V_s < 700 \text{ m/s}$
: 30m

非線形挙動を示す。

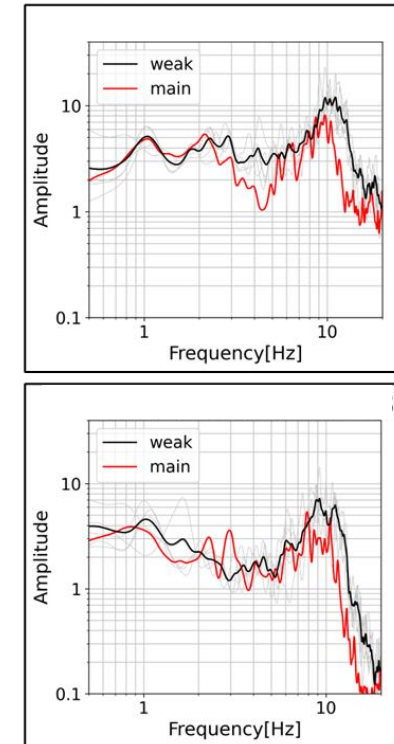


図 2-165 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net TTRH04 赤碕地点

(2) 平成 20 年岩手・宮城内陸地震

観測点の震源からの距離と観測された最大加速度の関係を図 2-166 に示す。「令和 5 年度原子力施設等防災対策等委託費（地域性を考慮する地震動の評価手法に係る予備調査）事業 成果報告書」で選定された 15 地点を今回も検討対象とした。

観測点のサイト特性と野口・笹谷 (2011) の非線形応答の評価指標値 (DNL_SB と DNL_HV) を表 2-44 にまとめた。地点別のデータは図 2-169～図 2-183 に示す。

昨年度の報告書では、非線形化については約半分の観測点で本震により卓越周波数が低周波数側に推移してスペクトル比が小さくなり、地盤が非線形化したと判定されてる (IWTH22 (東和), IWTH24 (金ヶ崎), IWTH25 (一関西), IWTH26 (一関東), AKTH04 (東成瀬), AKTH19 (湯沢), MYGH02 (鳴子), MYGH04 (東和))。また、断層直上の IWTH25 (一関西), 断層上盤 AKTH04 (東成瀬), MYGH02 (鳴子) で非線形化が大きいとされている。

今年度の再計算結果による観測点の最大加速度・非線形化指標の関係を図 2-167 に示す。

非線形化の閾値を超える地点の最大加速度は、概ね 200 gal 以上である。ただし、これ以上でも閾値を超えない場合もある。令和 5 年度と同様の結果であるが、全体に値が大きく求められているが、IWTH24 (金ヶ崎) の DNL_HV はやや小さくなっており非線形化していないと判断できる。

IWTH25 (一関西) は、大規模な地すべり地であることより除外した。MYGH02 (鳴子) は条件を満たすが、次に PGA の大きい AKTH19 (湯沢) 近傍は水平成層構造を想定できると考えられ、こちらの方が解析に適していると考え除外した。以上より、剥ぎ取り計算の候補地点として IWTH26 (一関東)、AKTH04 (東成瀬)、AKTH19 (湯沢) の 3 地点を選定した。

なお、2 つの地震について観測点の最大加速度・非線形化判定指標の関係をみると、加速度が大きい場合を除いて同様の傾向である (図 2-168)。

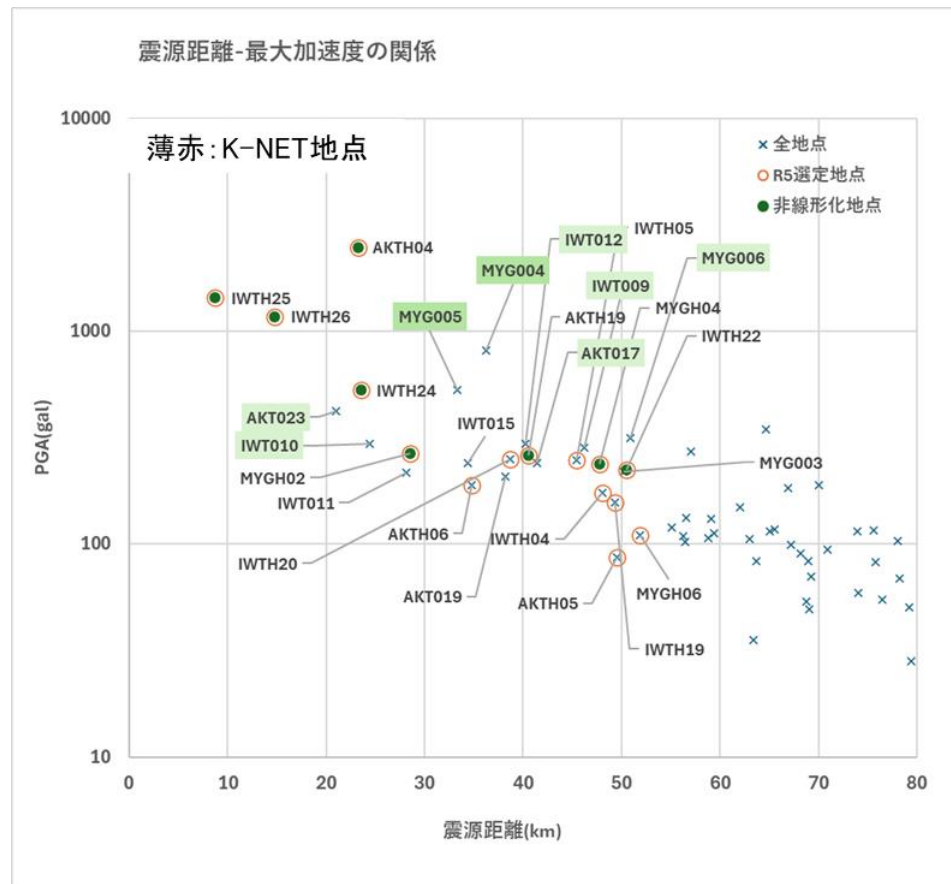
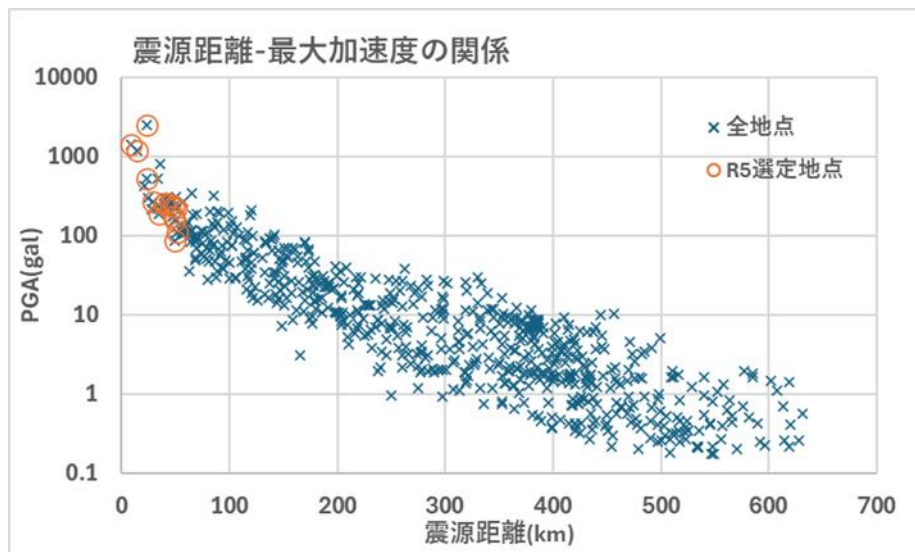


図 2-166 観測点の震源からの距離と最大加速度の関係（平成 20 年岩手・宮城内陸地震）

表 2-44 観測点のサイト特性と DNL（平成 20 年岩手・宮城内陸地震）

観測地点	経度	緯度	標高[m]	震央距離[km]	震源距離[km]	PGV[kine]	PGA[gal]	Ijma	非線形特性値		S波速度構造				地形特性	表層部の地質構成	基盤の地質構成	地盤構造の不整形要素など
									DNL_SB	DNL_HV	表層部(Vs0)	AVS30	Vs<700m/s 下限深度(m)	基盤のVs				
AKTH04	140.7129	39.174	280	21.718	23.242	78.0	2482.9	6.4	8.104	6.364	150-430	595	20	980-1150	3	3	4	断層破碎帯、地盤は軟岩（礫岩）、加速度が大きい。
IWTH25	140.8638	39.0092	386	2.515	8.755	73.9	1434.0	6.3	8.410	8.977	430	510	64	1120	3	3	3	大規模な地すべり
IWTH26	141.0013	38.969	125	12.382	14.81	56.4	1171.4	6	5.507	5.265	130	469	108以上	-	1	1	4	谷底低地、幅は広い、水平成層が想定できる。
IWTH24	141.0118	39.1979	200	22.039	23.515	39.8	529.8	5.5	4.303	2.803	180	533	150以上	-	3-2	2	3	谷底低地、片側斜面
MYGH02	140.6513	38.8587	345	27.32	28.566	20.5	266.6	5	5.972	7.766	140	457	62	790-2205	3	1	4/6	カルデラ内の谷底低地
AKTH19	140.471	39.1913	74	39.75	40.562	20.7	261.6	5	5.324	5.145	110-200	374	60	750-	1	1	1	幅の広い低地、不整形は想定されない、水平成層と想定できる。
IWTH20	141.0473	39.3434	106	37.882	38.739	16.2	250.9	4.9	3.809	3.443	110	314	156以上	-	1	2	1	平坦面、不整形は想定されない
IWTH05	141.3512	38.8654	120	44.659	45.392	7.8	248.4	4.4	3.588	2.634	160	527	26	850-1500	3	3	6	平坦に近い丘陵地、不整形は想定されない
MYGH04	141.3254	38.786	35	47.056	47.738	5.4	237.4	4.1	4.373	3.868	220	1440	4	960-1840	2	3	5	断層破碎帯、谷底低地
IWTH22	141.3015	39.334	260	49.804	50.485	7.0	222.6	4.3	4.250	4.176	350	829	10	1100	3	1.3	6	崩壊地ないし地すべり地の斜面
AKTH06	140.4952	38.9801	285	33.753	34.755	10.3	189.3	4.4	3.576	2.528	150	773	12	1100		3	4	片側斜面
IWTH04	141.3909	39.1809	620	47.34	48.119	7.2	174.6	4.2	3.486	3.135	220	585	15	830-2300	3-2	1	6	片側斜面、小規模な地すべり？
IWTH19	141.0001	39.4559	220	48.624	49.314	6.3	156.2	4.1	2.799	2.061	170	628	8	700-1270	3	1	4	谷底低地、扇状地から成る斜面
MYGH06	141.071	38.5907	20	51.302	51.925	17.4	109.8	4.5	2.335	1.450	200	657	2	690-1480	3	3	3	片側斜面
AKTH05	140.3185	39.0718	275	48.849	49.545	5.6	87.0	3.5	2.256	3.435	580	980	14	1330	1	1	4	谷底低地、幅は広い

青色地点：剥ぎ取り解析の候補 薄緑色地点：非線形化の閾値を超える地点 黄色枠：斜面による不整形効果の可能性が想定される地点

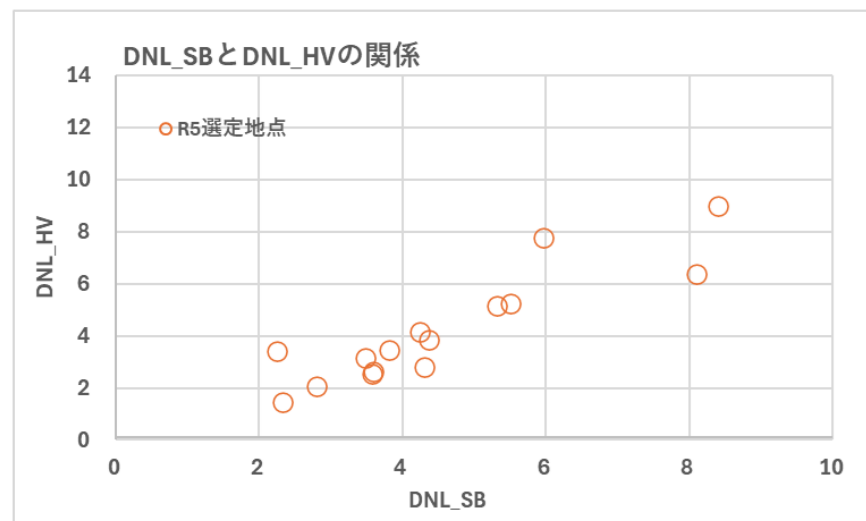
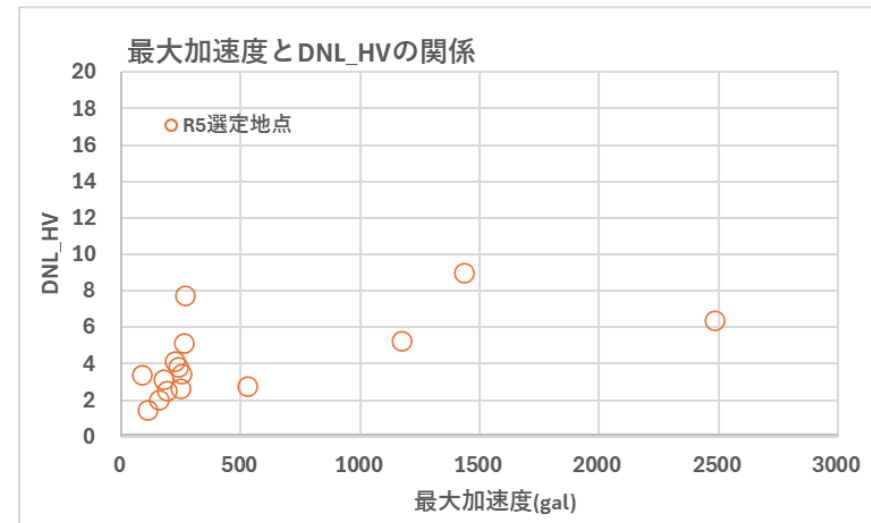
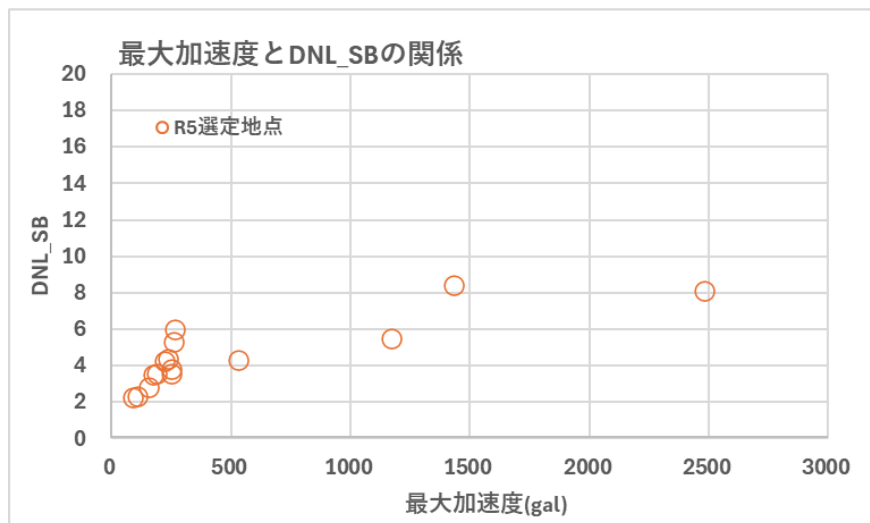


図 2-167 観測点の最大加速度・非線形化判定指標の関係（平成 20 年岩手・宮城内陸地震）

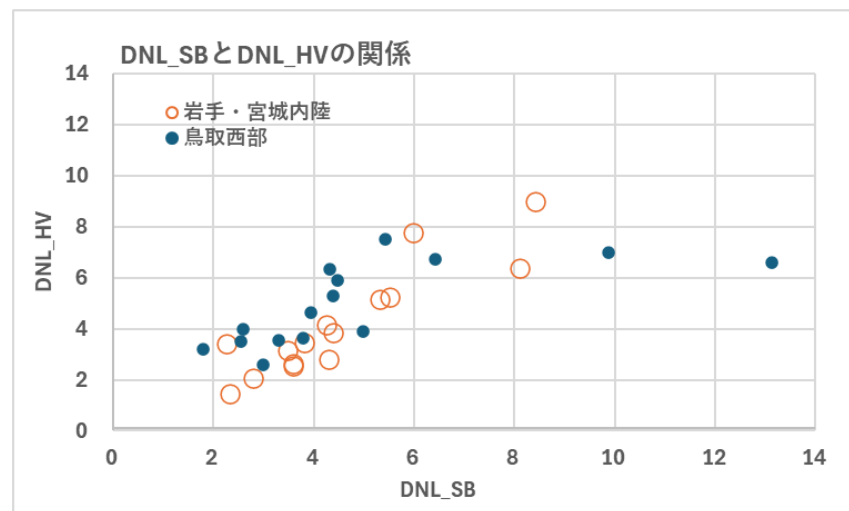
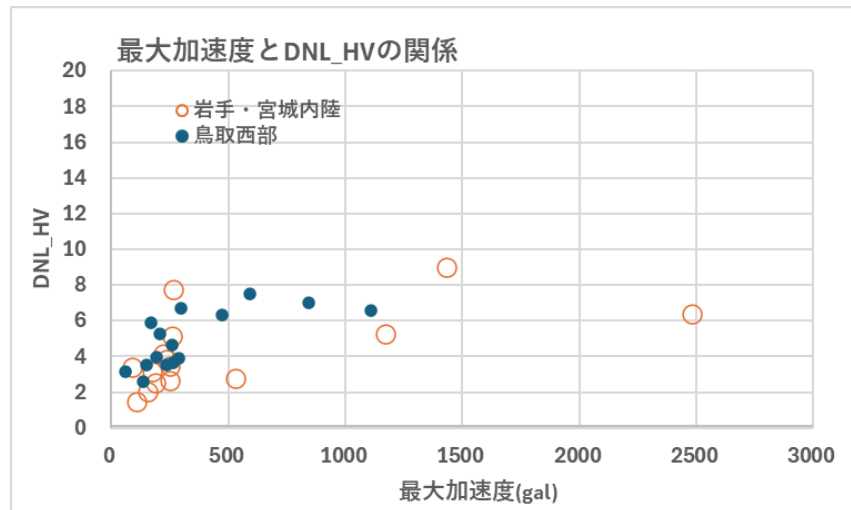
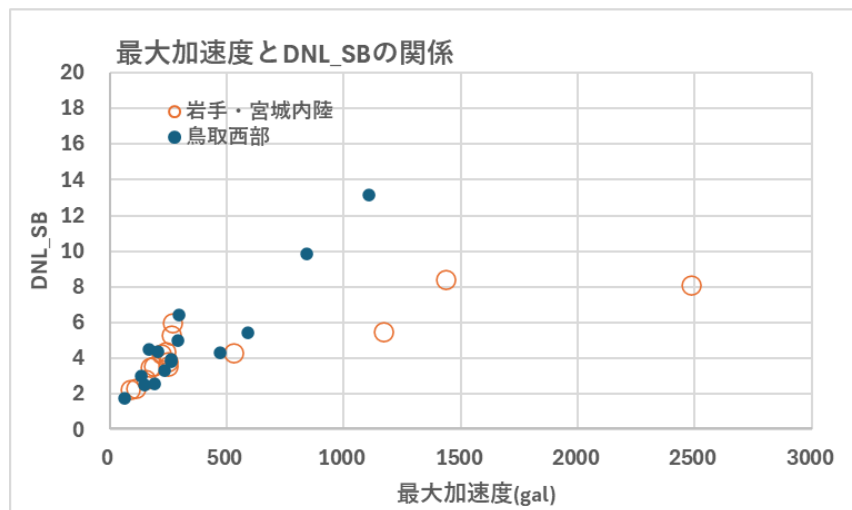


図 2-168 観測点の最大加速度・非線形化判定指標の関係：平成 12 年鳥取県西部地震と平成 20 年岩手・宮城内陸地震の比較

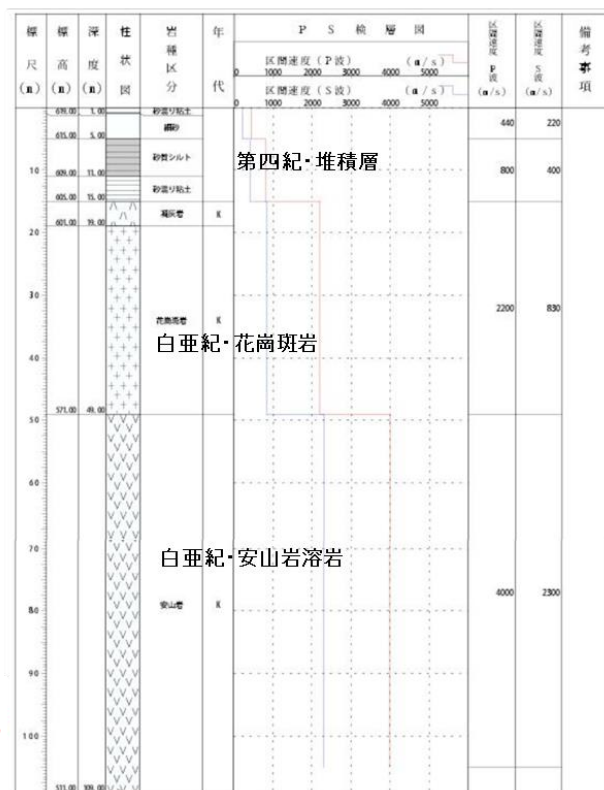
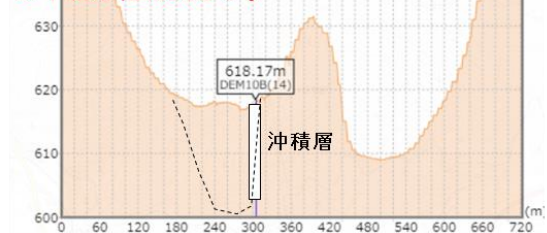
KiK-net IWTH04 住田 SUMITA 39.1809 141.3909 620 106

北東-南西方向の斜面による不整形効果の可能性



縦横比 10 : 1 等倍に戻す 縦軸メモリ 0m ● 最低標高

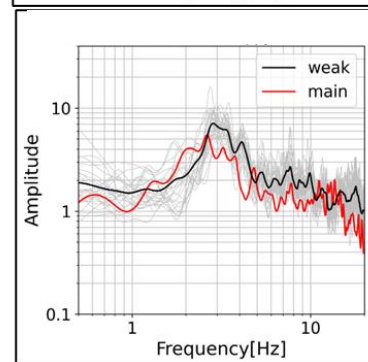
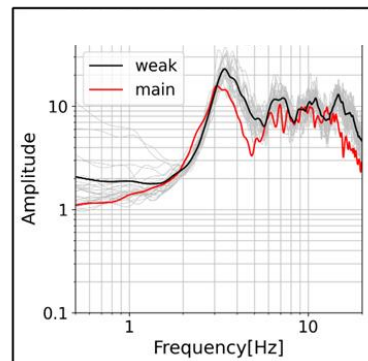
硬質地盤は古い花崗岩類、風化部を除きかなり硬い。地表まで漸移的にVsが小さくなる。表層部は谷埋めの堆積物、沖積層と第四紀後期の段丘堆積物相当と推定される。Vs700m/s以下の部分は、層厚15m程度。ごく表層5m程度が軟弱。地形・地下の不整形性は大きい。



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1	5.00	5.00	440.00	220.00
2	10.00	15.00	800.00	400.00
3	34.00	49.00	2200.00	830.00
4	----	----	4000.00	2300.00

Vs<700m/s : 15m

非線形挙動はみられない。



本震と中小地震のS波部分のスペクトル比

上：地表/地中
下：地表の水平成分/鉛直成分
赤線：本震、黒線：中小地震の平均、グレー：中小地震

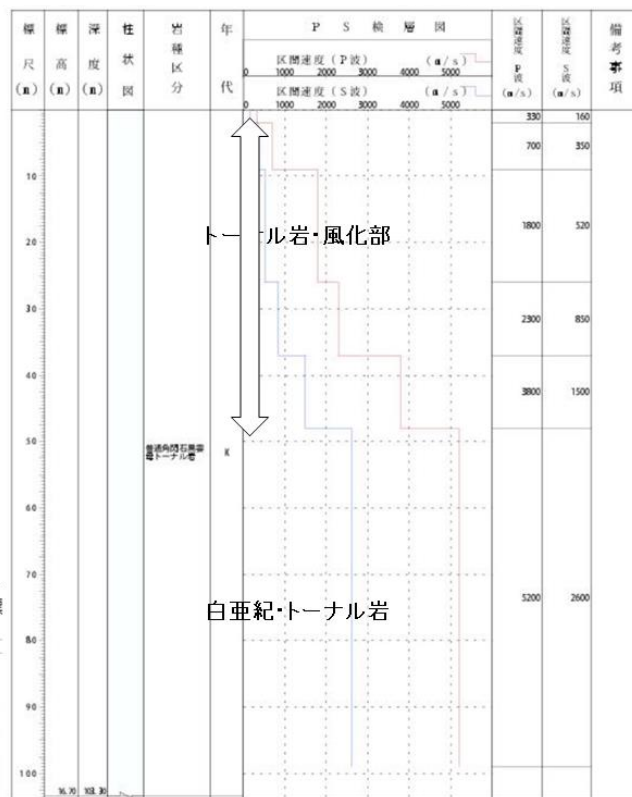
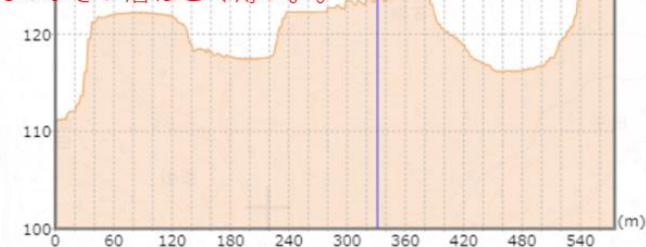
図 2-169 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値：KiK-net IWTH04 住田地点

KiK-net IWTH05 藤沢 FUJISAWA 38.8654 141.3512 120 100



縦横比 10 : 1 等倍に戻す 縦軸メモリ 0m ● 最低標

硬質地盤は古いトータル岩、深度50m付近までの風化部を除きかなり硬い。風化部では、地表まで漸移的にVsが小さくなる。丘陵地であり、軟弱な層は分布しない。Vs700m/s以下の部分は、層厚26m程度。その中でも非線形を示す可能性のあるVsの小さい層はごく薄い。



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1,	2.00,	2.00,	330.00,	160.00
2,	7.00,	9.00,	700.00,	350.00
3,	17.00,	26.00,	1800.00,	520.00
4,	11.00,	37.00,	2300.00,	850.00
5,	11.00,	48.00,	3800.00,	1500.00
6,	-----,	-----,	5200.00,	2600.00

Vs<700m/s : 26m

非線形挙動はみられない。

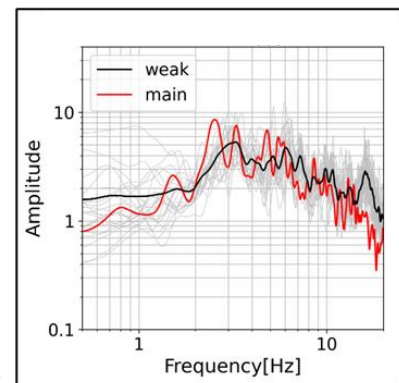
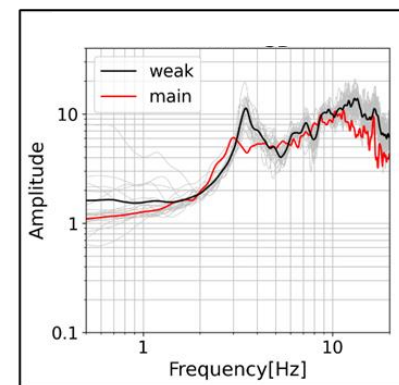


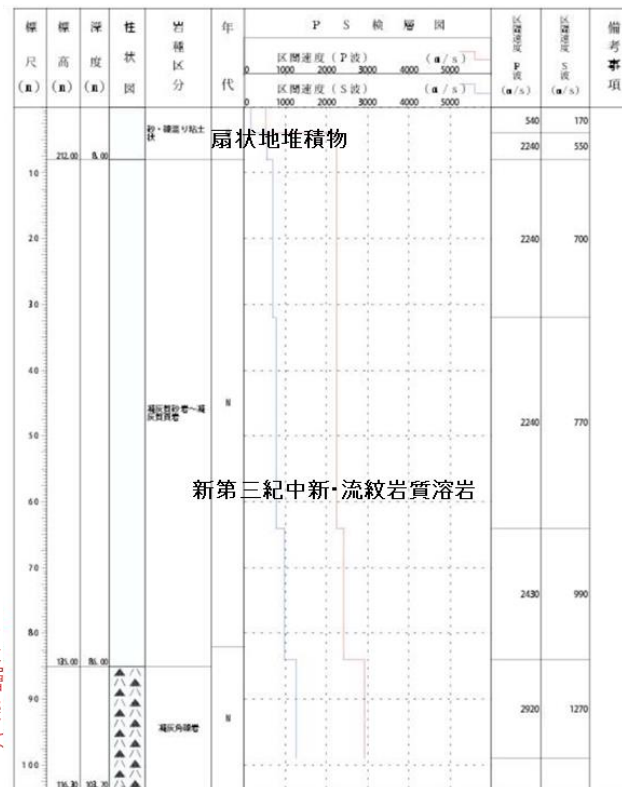
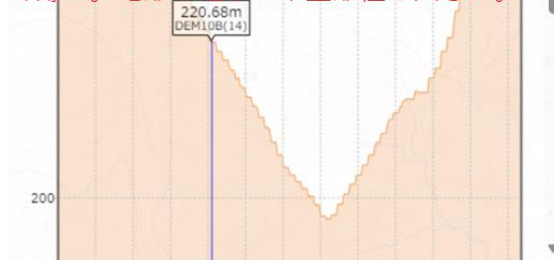
図 2-170 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net IWTH05 藤沢地点

南北方向の斜面による不整形
効果の可能性



縦横比 10 : 1 等倍に戻す 縦軸メモリ 0m ● 最低標高

硬質地盤は、新第三紀の溶岩類、深度80m付近までの風化部を除きかなり硬い。風化部では、地表まで漸移的にVsが小さくなる。地形からみて表層部には扇状地堆積物が分布すると推定される。礫質で、非線形を示す可能性のあるVsの小さい層はごく薄い。地形・地下の不整形性は大きい。



No Thickness Depth Vp Vs
(m) (m) (m/s) (m/s)

1, 4.00, 4.00, 540.00, 170.00

2, 4.00, 8.00, 2240.00, 550.00

3, 24.00, 32.00, 2240.00, 700.00

4, 32.00, 64.00, 2240.00, 770.00

5, 20.00, 84.00, 2430.00, 990.00

6, ----, ----, 2920.00, 1270.00

非線形挙動はみられない。

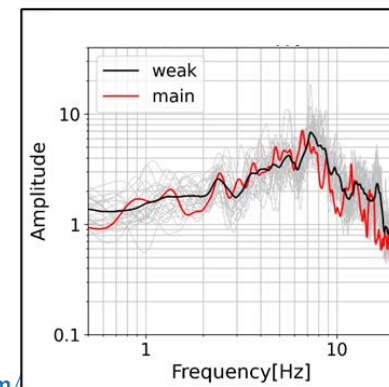
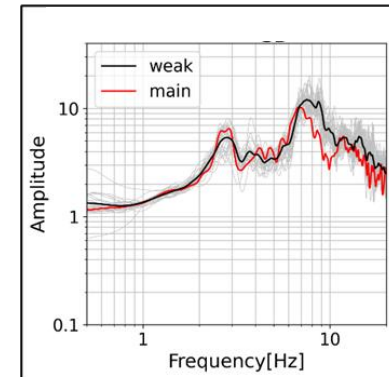
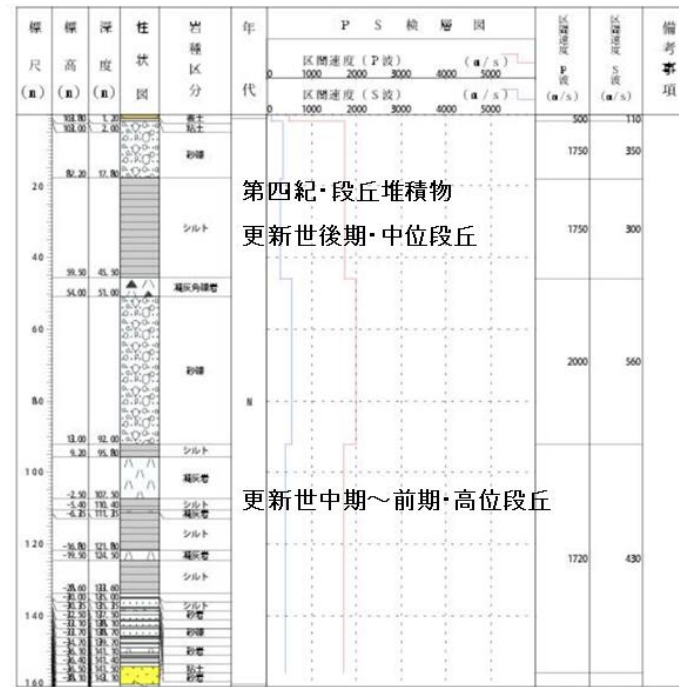


図 2-171 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net IWTH19 花巻北地点



第四紀の段丘堆積物が厚く分布して広い平坦を形成している。地表まで漸移的にVsが小さくなる。Vs700m/s以上の硬質地盤は、孔底（深度156m）まで確認されない。



No Thickness Depth Vp Vs
(m) (m) (m/s) (m/s)
1, 2.00, 2.00, 500.00, 110.00
2, 16.00, 18.00, 1750.00, 350.00
3, 28.00, 46.00, 1750.00, 300.00
4, 46.00, 92.00, 2000.00, 560.00
5, -----, -----, 1720.00, 430.00

Vs<700m/s
: 156m以上

非線形挙動はみられない。

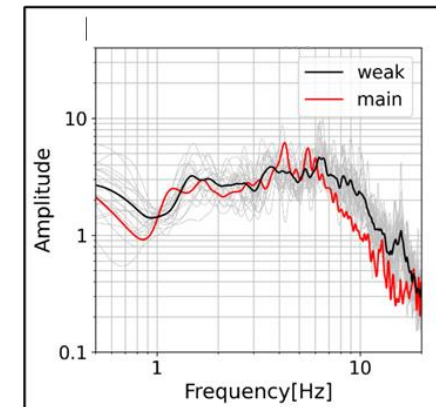
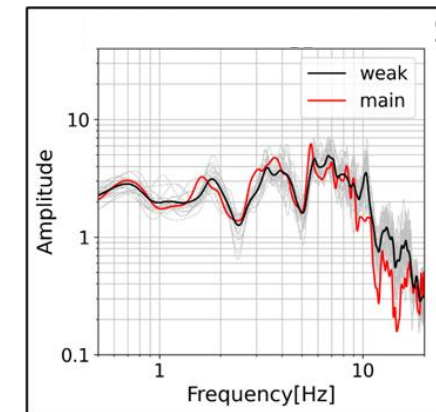


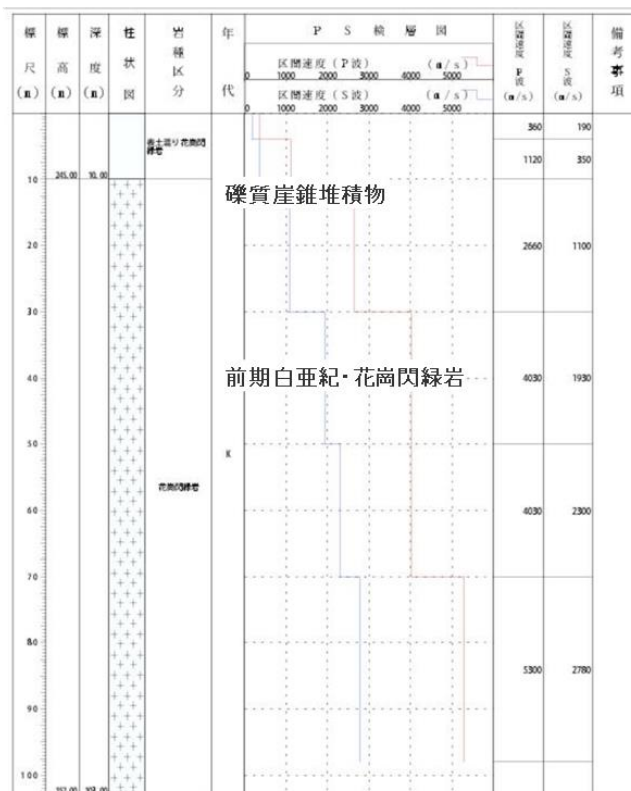
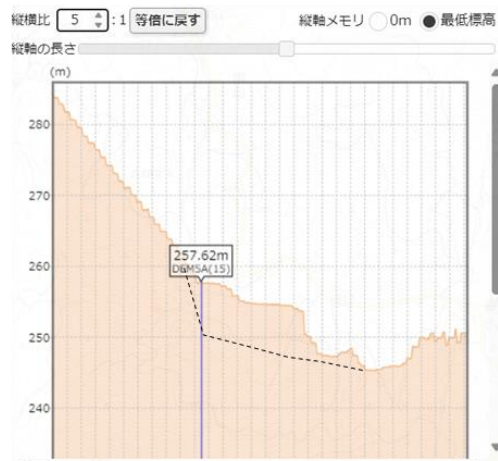
図 2-172 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net IWTH20 花巻南地点

KiK-net IWTH22 東和

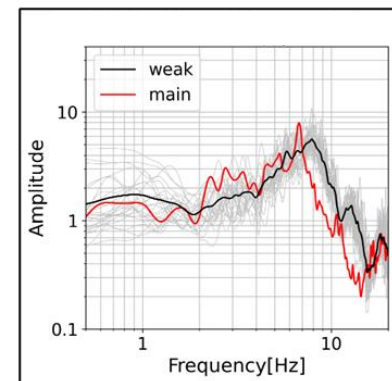
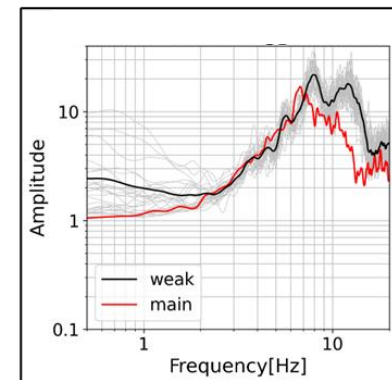
TOWA 39.3340 141.3015

260 100

東西方向の斜面による不整形効果の可能性



弱い非線形挙動を示す。



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1,	4.00,	4.00,	360.00,	190.00
2,	6.00,	10.00,	1120.00,	350.00
3,	20.00,	30.00,	2660.00,	1100.00
4,	20.00,	50.00,	4030.00,	1930.00
5,	20.00,	70.00,	4030.00,	2300.00
6,	----	----	5300.00,	2780.00

$V_s < 700 \text{ m/s}$
: 10m

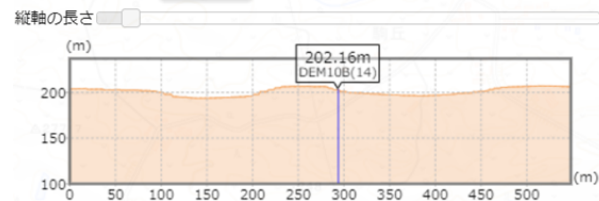
図 2-173 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net IWTH22 東和地点

北東-南西方向の斜面による不整形効果の可能性

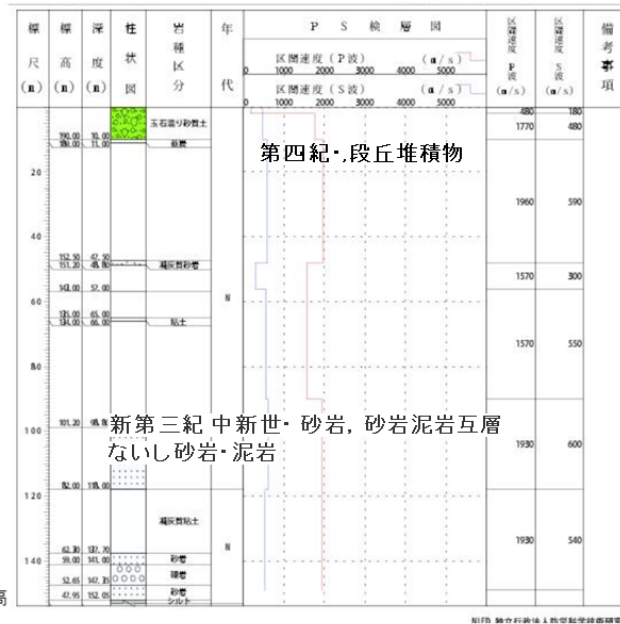


縦横比 1 : 1 等倍に戻す

縦軸メモリ 0m ● 最低標高



基盤は、中新世の堆積岩類、深度10m以深は礫質の段丘堆積物（高位面）。地表まで漸移的にVsが小さくなる。Vs700m/s以上の層は、孔底（深度150m）より深い。



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1,	2.00,	2.00,	480.00,	180.00
2,	8.00,	10.00,	1770.00,	480.00
3,	38.00,	48.00,	1960.00,	590.00
4,	8.00,	56.00,	1570.00,	300.00
5,	34.00,	90.00,	1570.00,	550.00
6,	28.00,	118.00,	1930.00,	600.00
7,	-----,	-----,	1930.00,	540.00

Vs<700m/s
: 150m以深

非線形挙動は示さない。

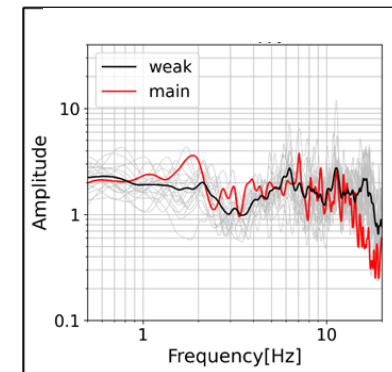
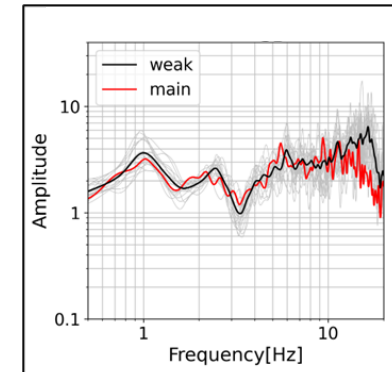
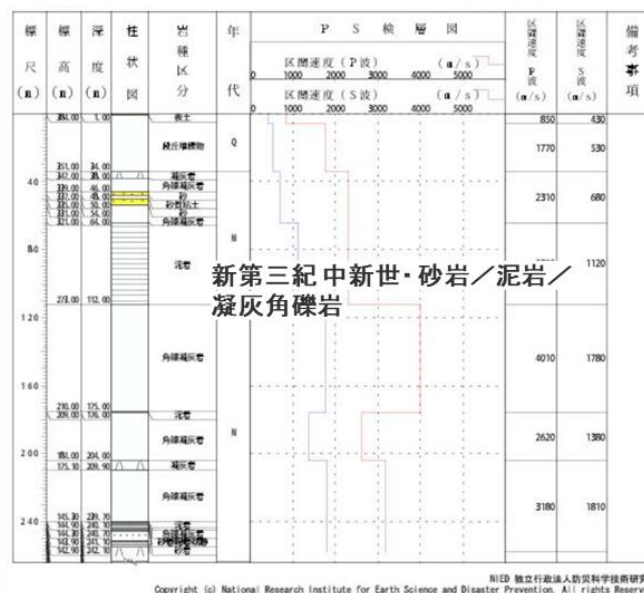
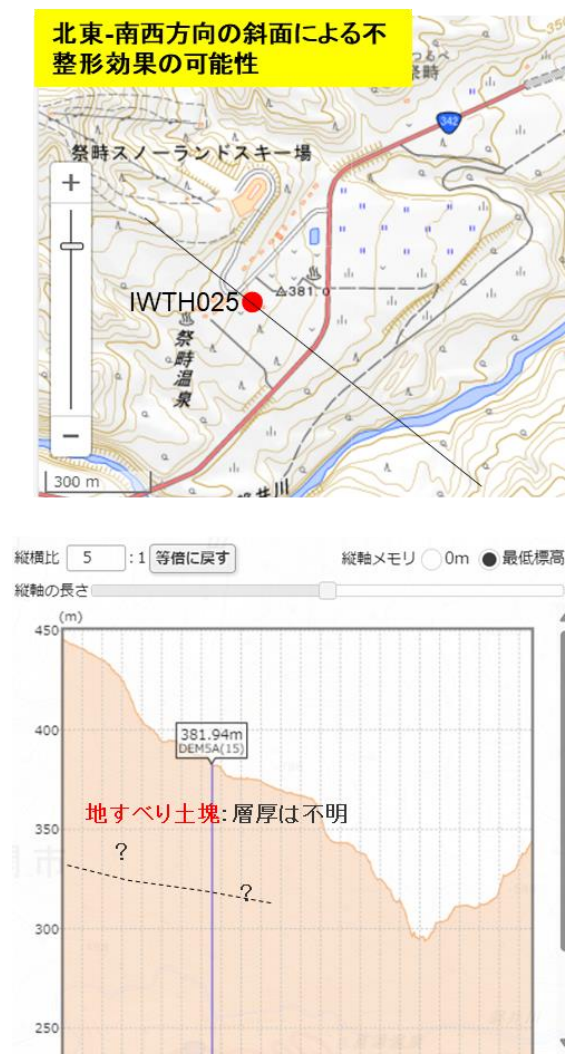


図 2-174 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net IWTH24 金ヶ崎地点



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1,	6.00,	6.00,	850.00,	430.00
2,	28.00,	34.00,	1770.00,	530.00
3,	30.00,	64.00,	2310.00,	680.00
4,	48.00,	112.00,	2310.00,	1120.00
5,	64.00,	176.00,	4010.00,	1780.00
6,	28.00,	204.00,	2620.00,	1380.00
7,	-----,	-----,	3180.00,	1810.00

$V_s < 700 \text{ m/s}$
: 64m

強い非線形挙動を示す。

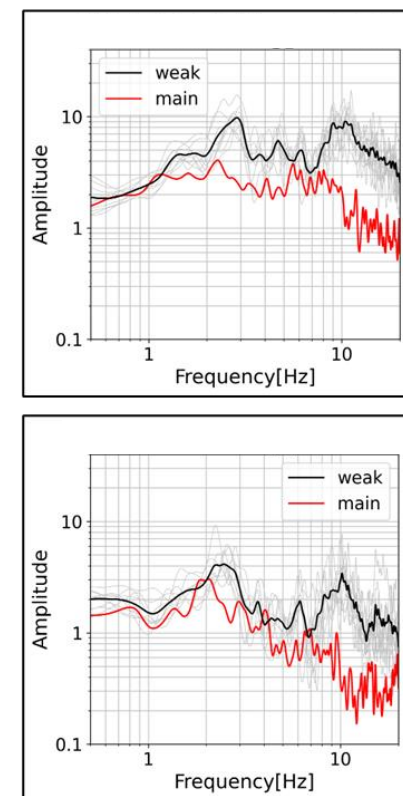
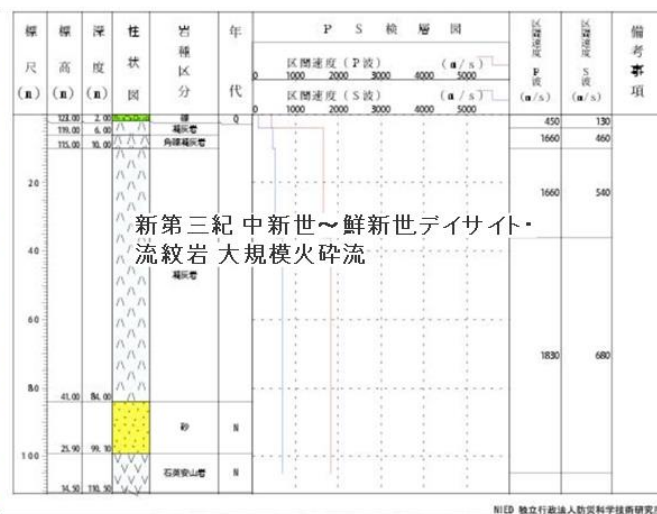


図 2-175 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net IWTH25 ー関西地点



硬質地盤は、中新世の火砕流堆積物。Vs700m/s
以上の層は、深度108m以深。



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1,	4.00,	4.00,	450.00,	130.00
2,	6.00,	10.00,	1660.00,	460.00
3,	26.00,	36.00,	1660.00,	540.00
4,	-----,	-----,	1830.00,	680.00

Vs<700m/s
: 108m以深

非線形挙動を示す。

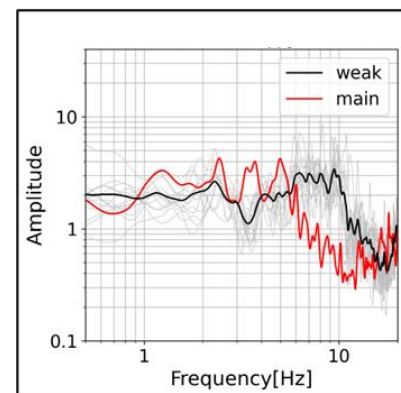
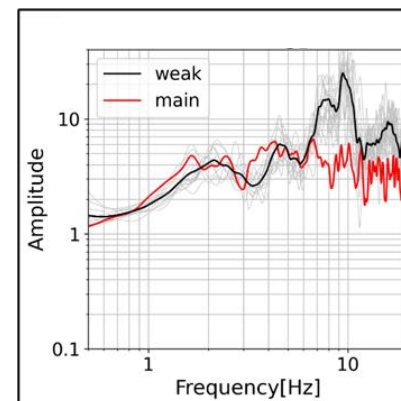


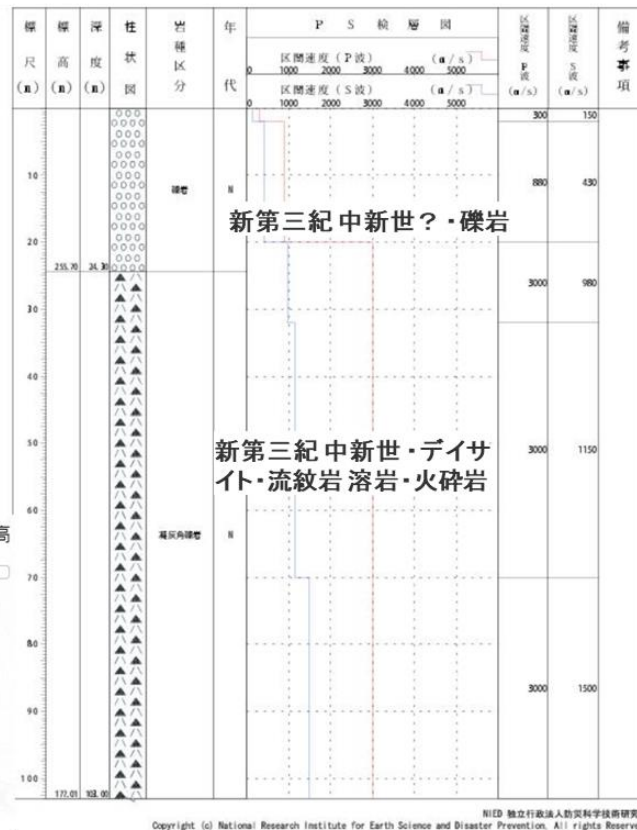
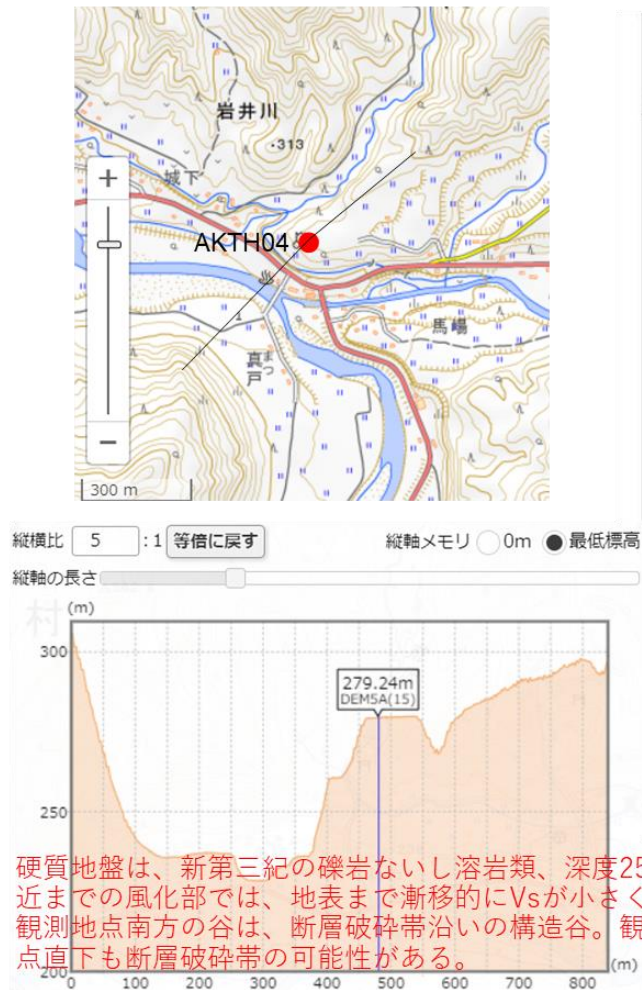
図 2-176 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net IWTH26 一関東地点

KiK-net AKTH04 東成瀬 HIGASHINARUSE

39.1740 140.7129

280

100



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1	2.00	2.00	300.00	150.00
2	18.00	20.00	880.00	430.00
3	12.00	32.00	3000.00	980.00
4	38.00	70.00	3000.00	1150.00
5	-----	-----	3000.00	1500.00

$V_s < 700 \text{ m/s}$
: 20m

強い非線形挙動を示す。

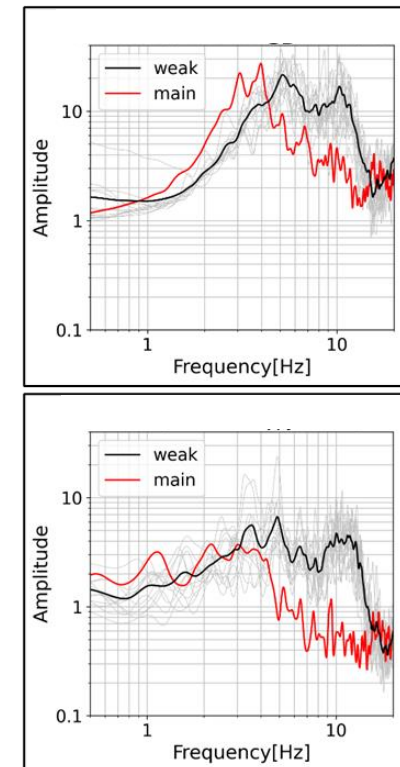


図 2-177 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net AKTH04 東成瀬地点

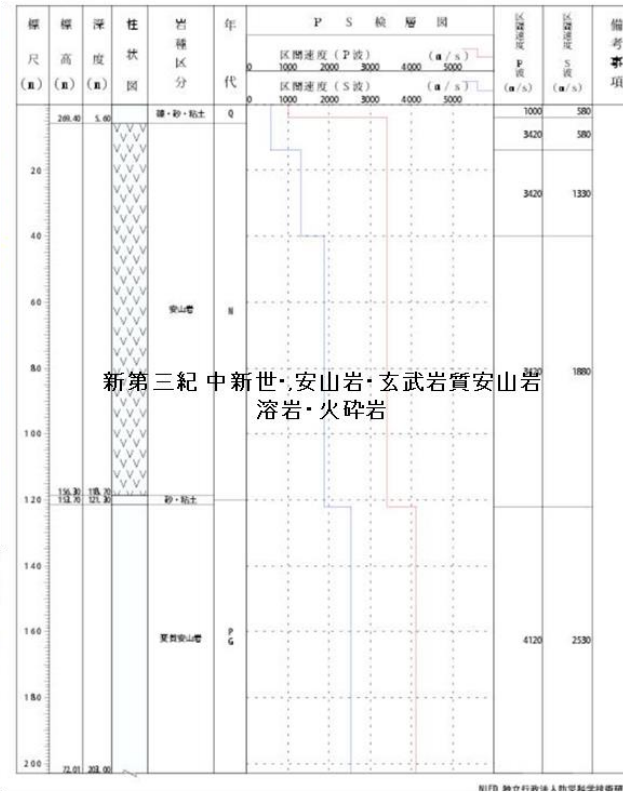
KiK-net AKTH05 鳥海

CHOKAI 39.0718

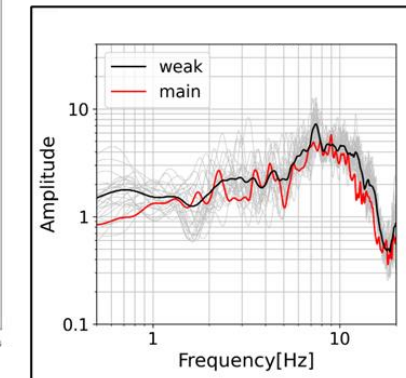
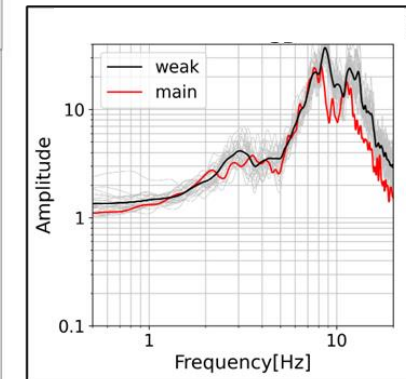
140.3185

275

200



非線形挙動は示さない。



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1,	4.00,	4.00,	1000.00,	580.00
2,	10.00,	14.00,	3420.00,	580.00
3,	26.00,	40.00,	3420.00,	1330.00
4,	82.00,	122.00,	3420.00,	1880.00
5,	----	----	4120.00,	2530.0

図 2-178 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net AKTH05 鳥海地点

KiK-net AKTH06 雄勝

OGACHI 38.9801 140.4952

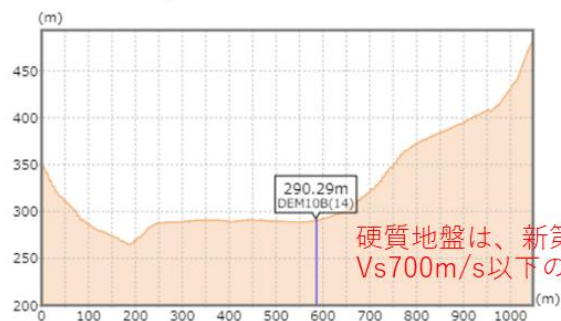
285

100

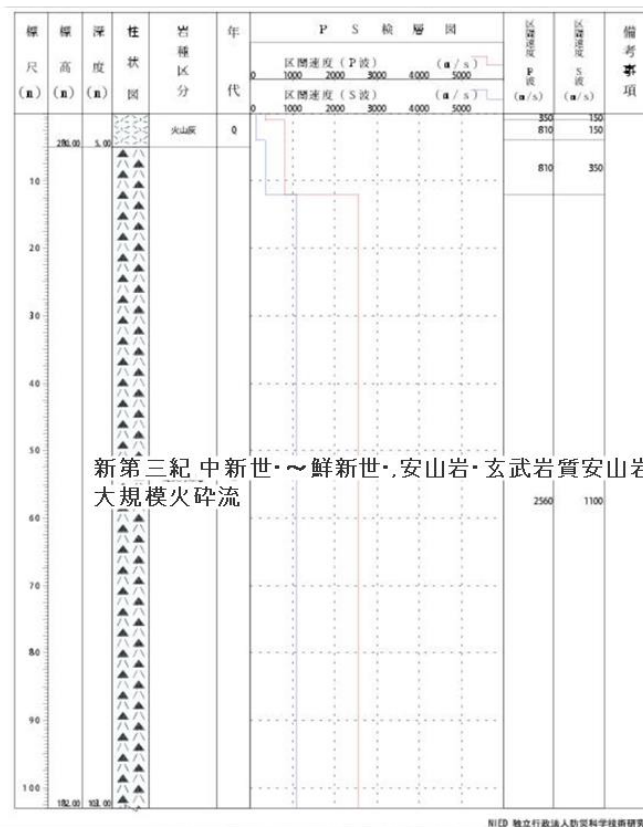
東西方向の斜面による不整形効果の可能性



縦横比 2 : 1 等倍に戻す 縦軸メモリ 0m ● 最低標高
縦軸の長さ

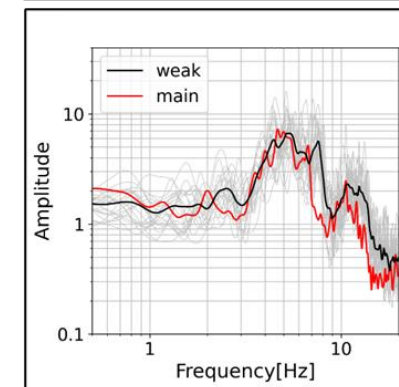
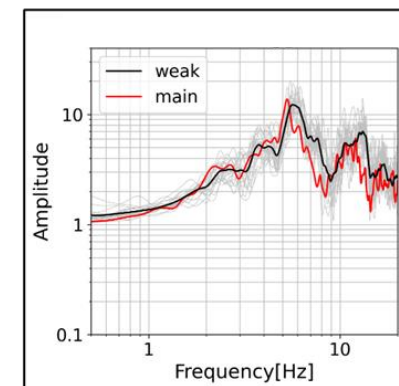


硬質地盤は、新第三紀の溶岩類。類
Vs700m/s以下の地盤は深度12m以浅。



新第三紀中新世・～鮮新世・安山岩・玄武岩質安山岩
大規模火砕流

非線形挙動は示さない。



No Thickness Depth Vp Vs
(m) (m) (m/s) (m/s)
1, 1.00, 1.00, 350.00, 150.00
2, 3.00, 4.00, 810.00, 150.00
3, 8.00, 12.00, 810.00, 350.00
4, -----, -----, 2560.00, 1100.00

Vs<700m/s
: 12m

図 2-179 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net AKTH06 雄勝地点

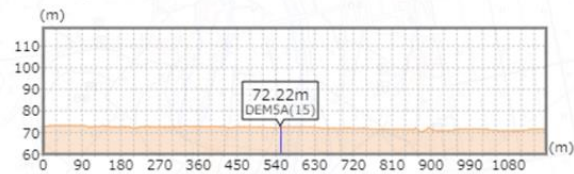
KiK-net AKTH19 湯沢

YUZAWA

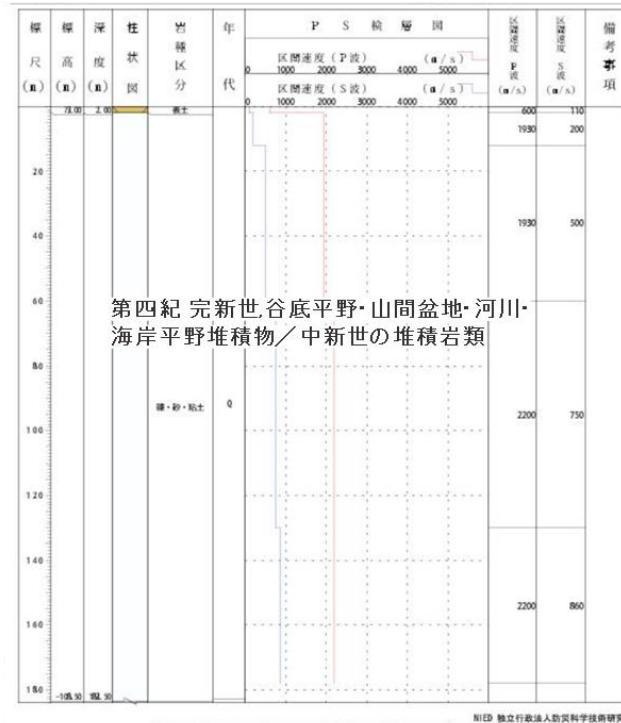
39.1913 140.4710

74

180

縦横比 : 1 等倍に戻す縦軸メモリ ☐ 0m ☒ 最低標高縦軸の長さ (m)

平坦な沖積面上、硬質地盤は、新第三紀の堆積岩類・火山岩類。深度60m付近までVsが小さい。



第四紀 完新世 谷底平野・山間盆地・河川・海岸平野堆積物 / 中新世の堆積岩類

No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1	2.00	2.00	600.00	110.00
2	10.00	12.00	1930.00	200.00
3	48.00	60.00	1930.00	500.00
4	70.00	130.00	2200.00	750.00
5	-----	-----	2200.00	860.00

弱い非線形挙動を示す。

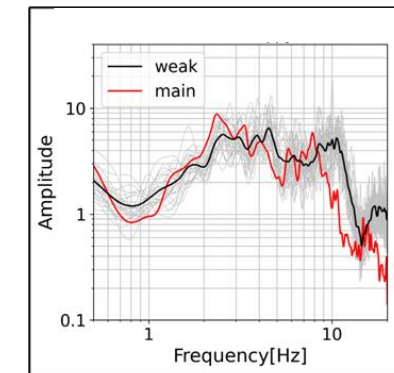
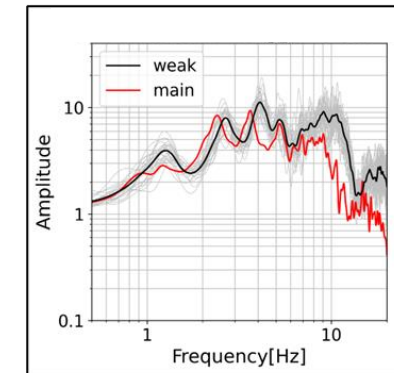
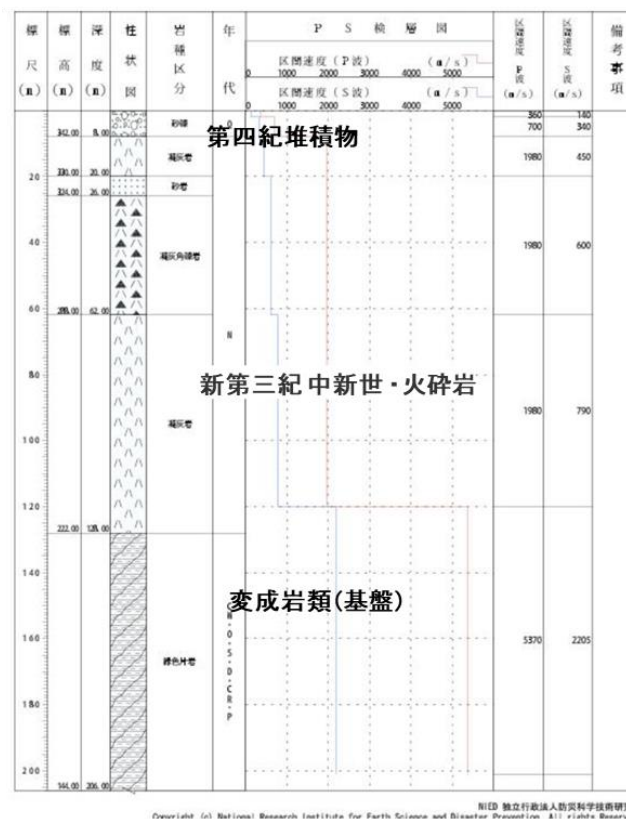
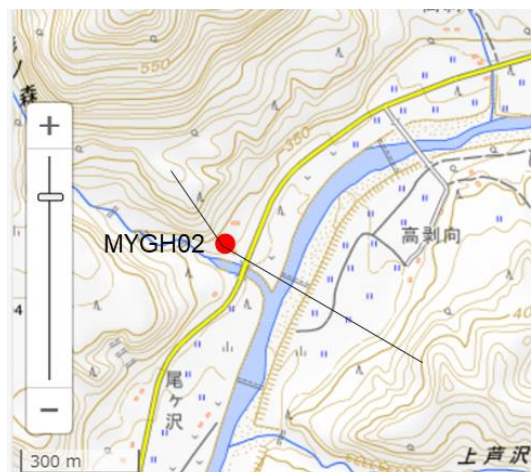


図 2-180 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net AKTH19 湯沢地点

KiK-net MYGH02 鳴子 NARUKO 38.8587 140.6513

345

203



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1	2.00	2.00	360.00	140.00
2	6.00	8.00	700.00	340.00
3	12.00	20.00	1980.00	450.00
4	42.00	62.00	1980.00	600.00
5	58.00	120.00	1980.00	790.00
6	-----	-----	5370.00	2205.00

Vs<700m/s
: 62m

非線形挙動を示す。

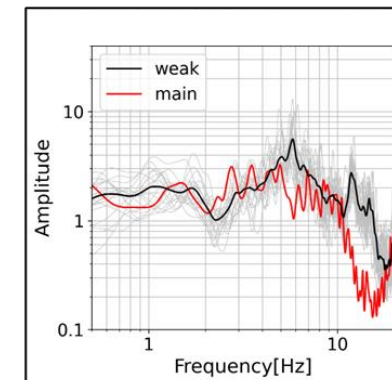
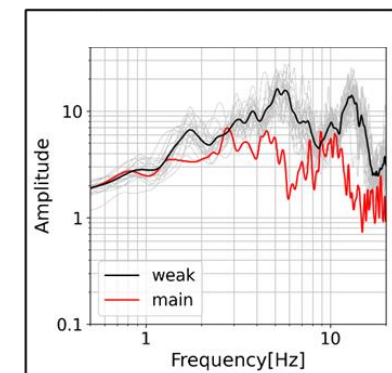


図 2-181 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net MYGH02 鳴子地点

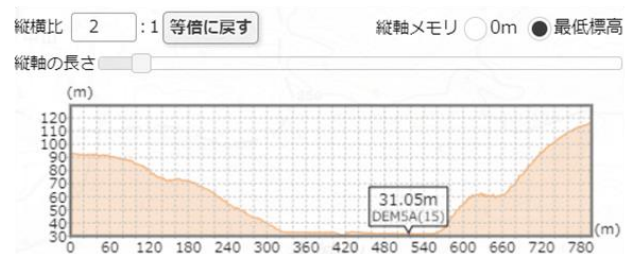
KiK-net MYGH04

東和

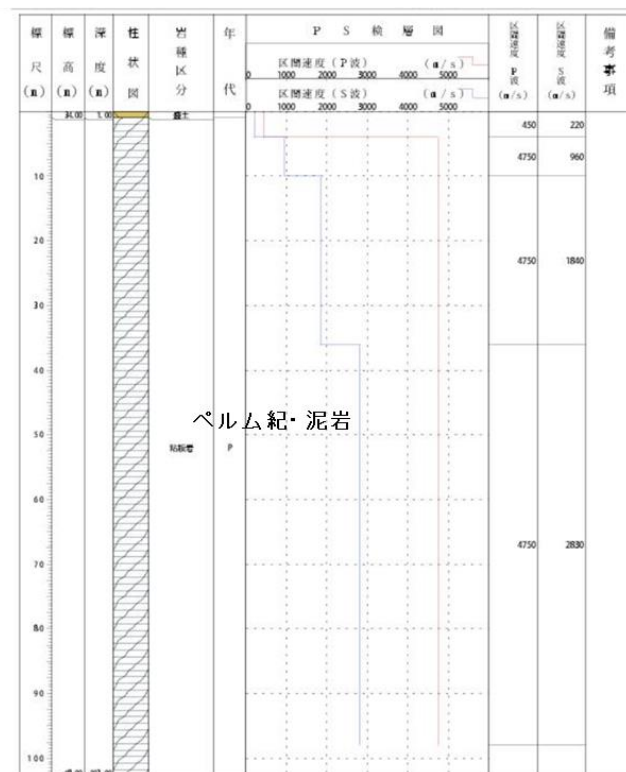
TOWA 38.7860 141.3254

35

100



古生層を基盤とする。表層の低速度部（風化部ないし沖積層）は深度4 m程度までで浅いが、下位の基盤層との速度コントラストが大きい。断層谷の中に位置し、地形、地下の不整形の影響が考えられる。



No	Thickness (m)	Depth (m)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
1	4.00	4.00	450.00	220.00
2	6.00	10.00	4750.00	960.00
3	26.00	36.00	4750.00	1840.00
4	----	----	4750.00	2830.0

弱い非線形挙動を示す。

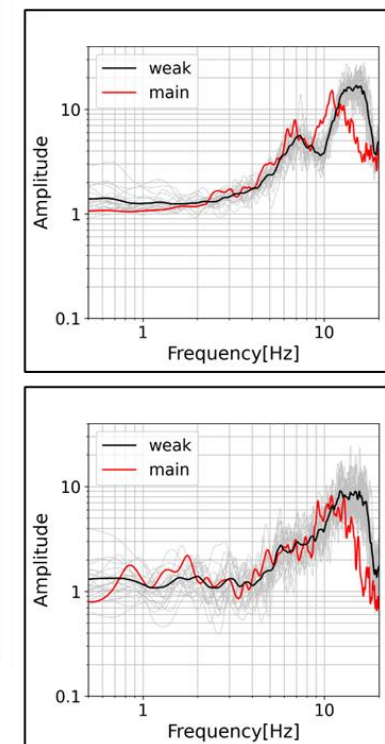


図 2-182 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値：KiK-net MYGH04 東和地点

KiK-net MYGH06

田尻

TAJIRI

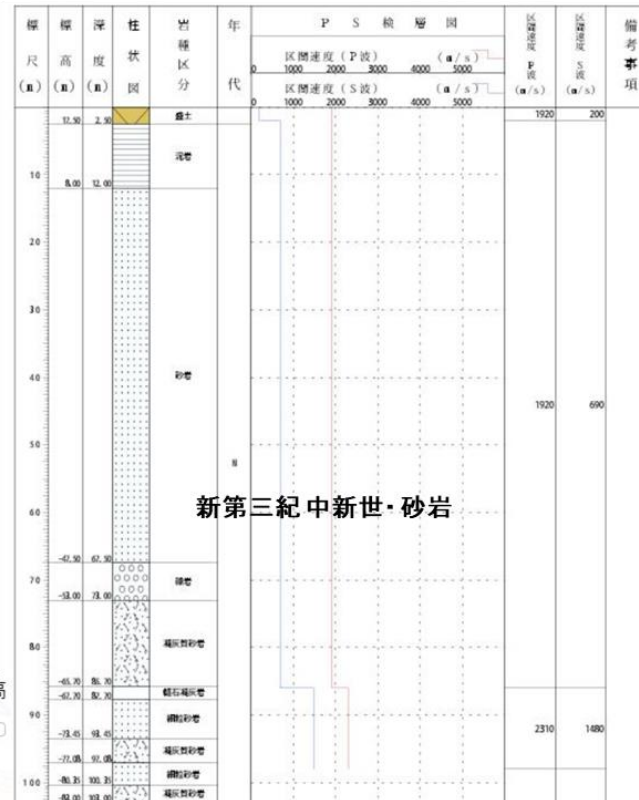
38.5907 141.0710

20

100



硬質地盤は、新第三紀の堆積岩類。類
Vs700m/s以下の地盤はごく薄く、深
度2m以浅。



No Thickness Depth Vp Vs
(m) (m) (m/s) (m/s)
1, 2.00, 2.00, 1920.00, 200.00
2, 84.00, 86.00, 1920.00, 690.00
3, ----, ----, 2310.00, 1480.0

Vs<700m/s
: 2m

非線形挙動は示さない。

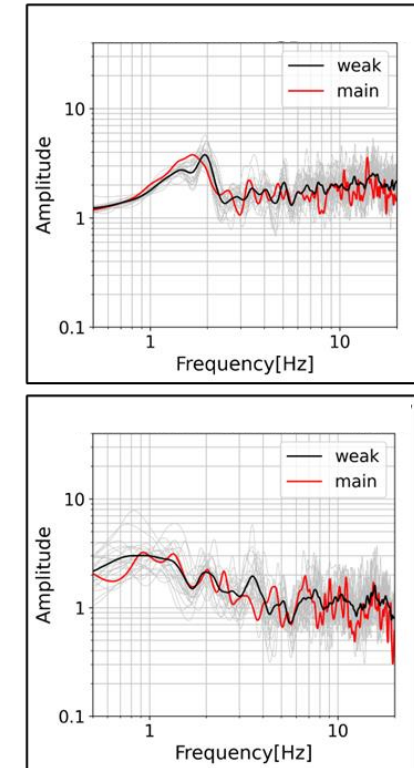


図 2-183 観測点のサイト特性と非線形応答の評価指標値 : KiK-net MYGH06 田尻地点

2.2.3 観測記録による地形の影響評価

(1) 観測記録の整理

対象地点の地震動特性を把握するために、中小地震記録から水平/上下スペクトル比（H/V スペクトル）及び地表/地中スペクトル比（S/B スペクトル）を算出した。スペクトルの求め方を図 2-184 に示す。本事業では水平動成分について、NS・EW 成分それぞれのスペクトル比を算出した。

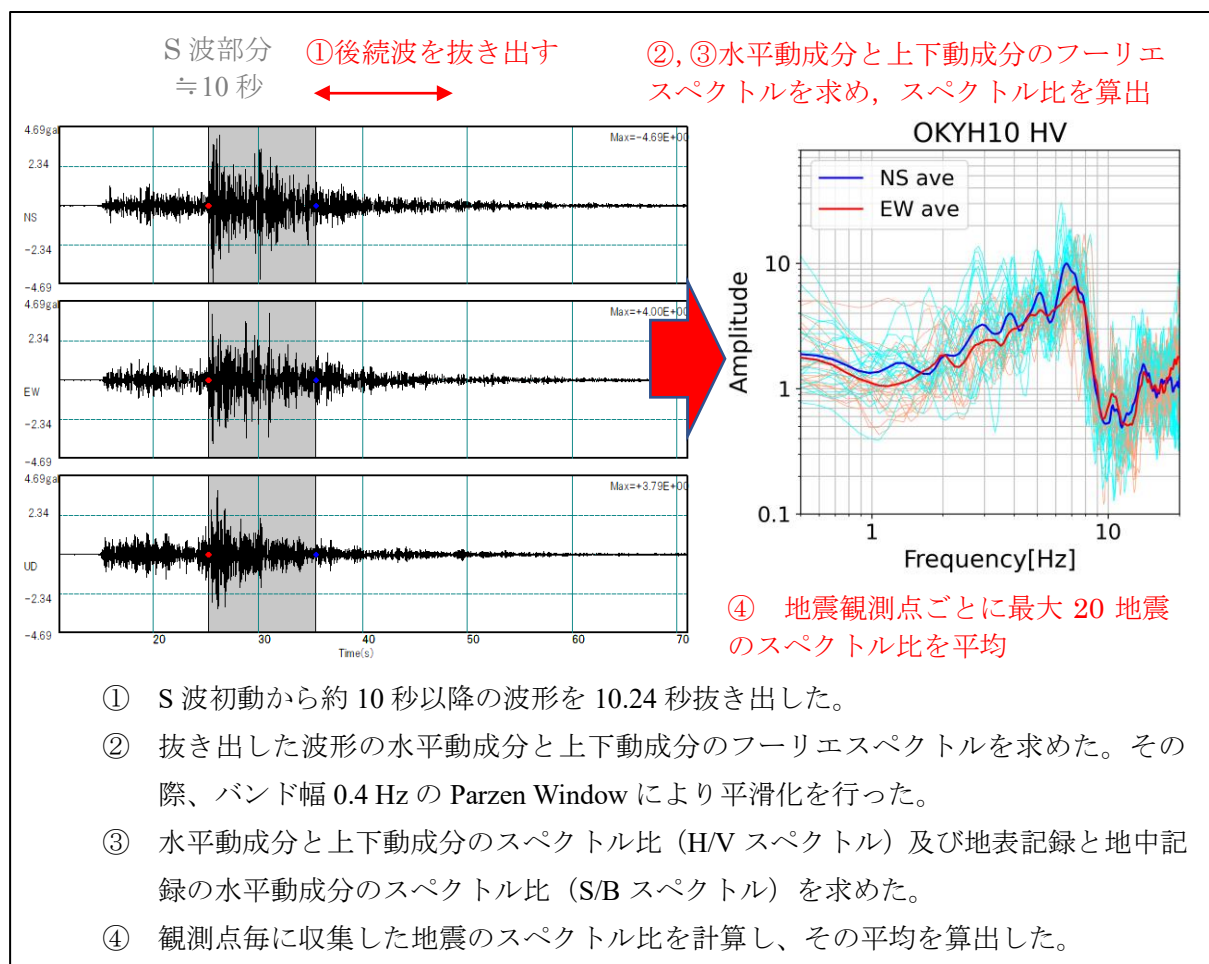
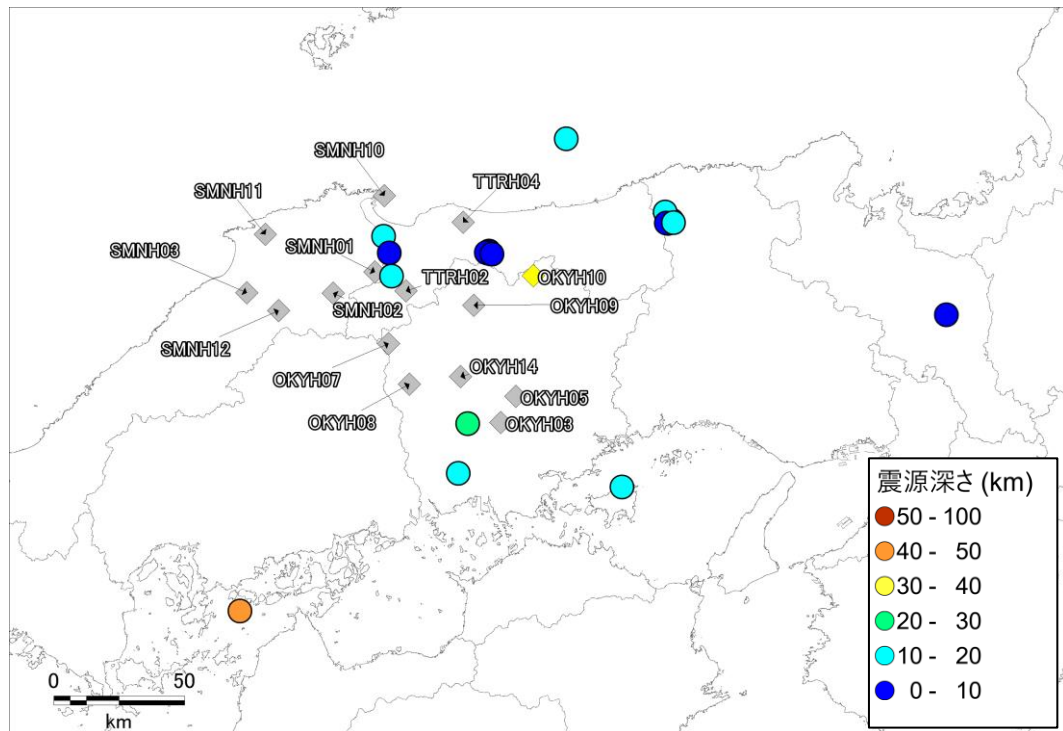
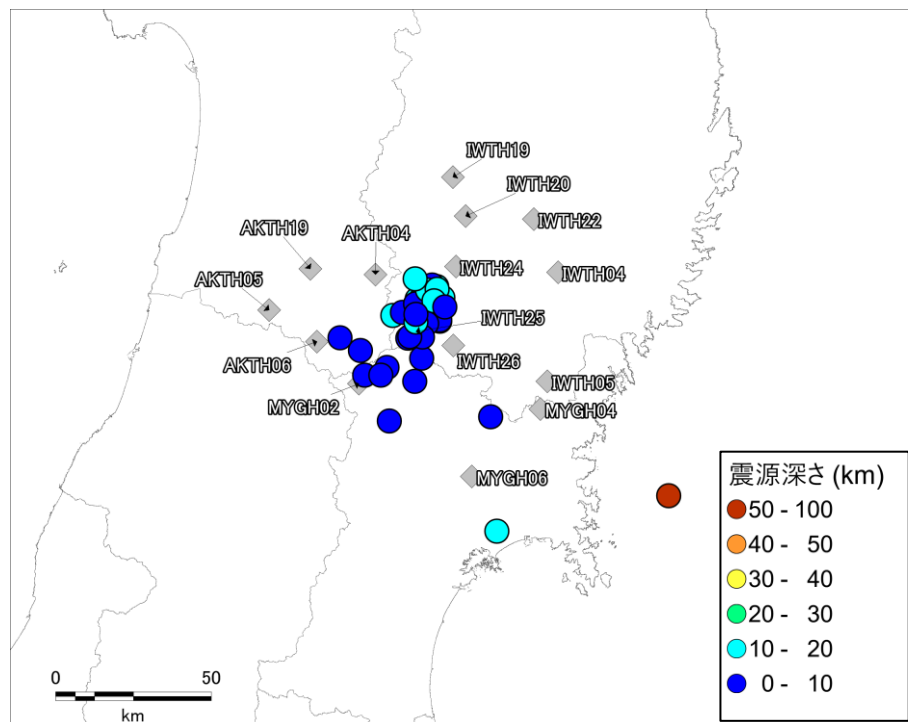


図 2-184 スペクトルの算出方法

解析に用いる中小地震記録は伝播方向に偏りが無いよう、図 2-185 のように鳥取県西部地震の対象地域では 20 の記録を、岩手・宮城内陸地震の対象地域では 36 の記録を収集した。諸元を表 2-45 及び表 2-46 に示した。



(a) 鳥取県西部地震の対象地域



(b) 岩手・宮城内陸地震の対象地域

図 2-185 解析に使用した地震の震央位置

表 2-45 鳥取県西部地震の対象地域の選択地震諸元

eventID	year	month	day	hour	minute	longitude	latitude	depth	magnitude
1	2001	1	12	8	0	134.4900	35.4660	10.6	5.6
2	2001	1	14	8	55	134.5085	35.4757	11.2	4.3
3	2001	1	15	23	20	134.5108	35.4725	10.4	4.7
4	2001	1	20	5	19	134.4792	35.5045	10.6	4.8
5	2001	1	24	0	3	134.4842	35.4667	10.0	4.4
6	2001	2	11	9	17	133.2967	35.4217	11.0	4.5
7	2001	2	16	2	19	134.5138	35.4687	11.1	4.2
8	2001	3	24	15	27	132.6937	34.1323	46.5	6.7
9	2001	8	25	22	21	135.6600	35.1518	8.2	5.4
10	2002	1	24	16	8	133.3215	35.3647	9.2	4.8
11	2002	3	6	7	12	133.3307	35.2838	14.7	4.6
12	2002	9	16	10	10	133.7393	35.3700	9.6	5.5
13	2002	9	16	13	57	133.7397	35.3690	8.9	3.4
14	2002	9	17	1	7	133.7278	35.3655	9.2	4
15	2002	9	19	9	3	133.7528	35.3595	6.8	3.9
16	2003	12	13	12	32	134.2980	34.5597	14.9	4.6
17	2008	3	14	20	6	133.6500	34.7773	21.5	3.8
18	2009	2	18	6	47	136.3145	35.6620	9.5	5.2
19	2010	8	4	17	51	134.0635	35.7572	17.9	3.7
20	2010	9	19	21	47	133.6112	34.6067	14.4	3.6

表 2-46 岩手・宮城内陸地震の対象地域の選択地震諸元

eventID	year	month	day	hour	minute	longitude	latitude	depth	magnitude
1	2001	2	8	0	24	140.7777	39.0587	12.3	3.6
2	2002	2	13	18	54	141.1413	38.7660	8.6	3.9
3	2003	7	20	1	47	140.9525	39.0417	6.5	3.3
4	2003	7	26	0	13	141.1642	38.4345	11.6	5.6
5	2003	8	21	5	37	140.9523	39.0455	7.2	3.5
6	2005	11	1	11	1	140.8137	39.0670	9.0	4.6
7	2008	5	29	1	41	140.5815	38.9938	0.7	4.8
8	2008	6	14	8	46	140.8670	39.1053	11.8	4.5
9	2008	6	14	8	49	140.9400	39.1112	10.2	4.4
10	2008	6	14	8	56	140.9635	39.1097	11.4	4.4
11	2008	6	14	9	7	140.8873	39.1133	10.5	4.8
12	2008	6	14	9	20	140.6730	38.8863	6.5	5.7
13	2008	6	14	9	52	140.9040	39.0882	10.6	4.7
14	2008	6	14	10	0	140.9030	39.0355	7.9	4.5
15	2008	6	14	10	40	140.8843	38.9352	7.1	4.8
16	2008	6	14	12	10	140.8642	39.0932	8.6	4.8
17	2008	6	14	12	14	140.8613	39.0915	8.0	4.5
18	2008	6	14	12	27	140.9402	39.1413	10.4	5.2
19	2008	6	14	14	39	140.9303	39.1138	10.0	4.5
20	2008	6	14	17	34	140.9230	39.1463	9.6	4.3
21	2008	6	14	19	11	140.8590	38.8683	8.1	4.1
22	2008	6	14	20	7	140.8332	38.9932	6.6	3.8
23	2008	6	14	21	48	140.9058	39.1313	10.6	4.7
24	2008	6	14	23	4	140.7563	38.9083	6.1	4.1
25	2008	6	14	23	42	140.8877	38.9955	6.2	4.9
26	2008	6	15	3	29	140.8602	39.1642	10.3	4.5
27	2008	6	16	23	14	140.8397	38.9972	7.1	5.3
28	2008	6	17	4	5	140.9412	39.1343	10.3	4.6
29	2008	6	18	16	55	140.8638	39.0395	12.3	4.5
30	2008	6	18	18	4	140.9300	39.1012	11.5	4.5
31	2008	6	26	15	51	140.9700	39.0823	6.9	4.6
32	2008	6	27	22	57	140.7650	38.7533	3.2	4.6
33	2008	6	29	15	53	140.7337	38.8853	7.4	4.3
34	2008	7	1	20	17	140.6573	38.9570	2.0	4.3
35	2008	7	29	16	35	140.8630	39.0617	9.7	4.6
36	2011	3	16	23	46	141.8020	38.5377	54.1	5.3

鳥取県西部地震の対象地点の H/V スペクトル及び S/B スペクトルを図 2-186 及び図 2-187 に、岩手・宮城内陸地震の対象地点の H/V スペクトル及び S/B スペクトルを図 2-188 及び図 2-189 に示す。図からわかるように、地点によって差異はみられるものの、多くの地点で水平 2 成分の違いが確認された。これらの水平動の違いが地形の不整形性に起因しているかを確認するためには、単一の地点での評価ではなく、近傍の観測点と比較が望ましいと考えられる。

そこで本事業では対象地点が傾斜部に位置しているため地形の影響を受けやすいと考えられること、近傍の比較的平坦な場所に K-NET 地点 OKY015（上齋原）があり相対的な比較ができることを考慮し、OKYH10（上齋原）を対象に地形の不整形性の影響について検討を行った。

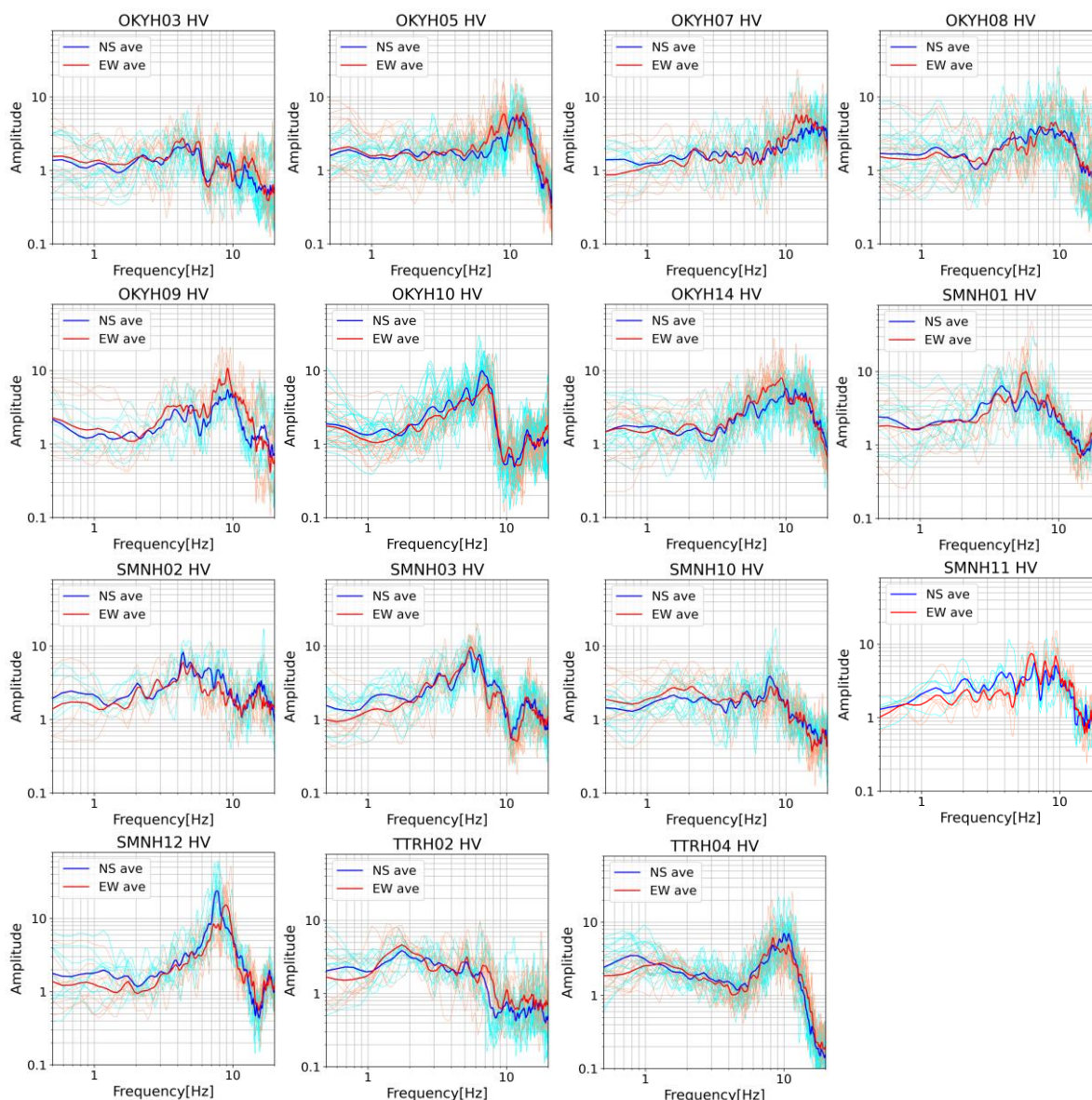


図 2-186 鳥取県西部地震の対象地点の H/V スペクトル

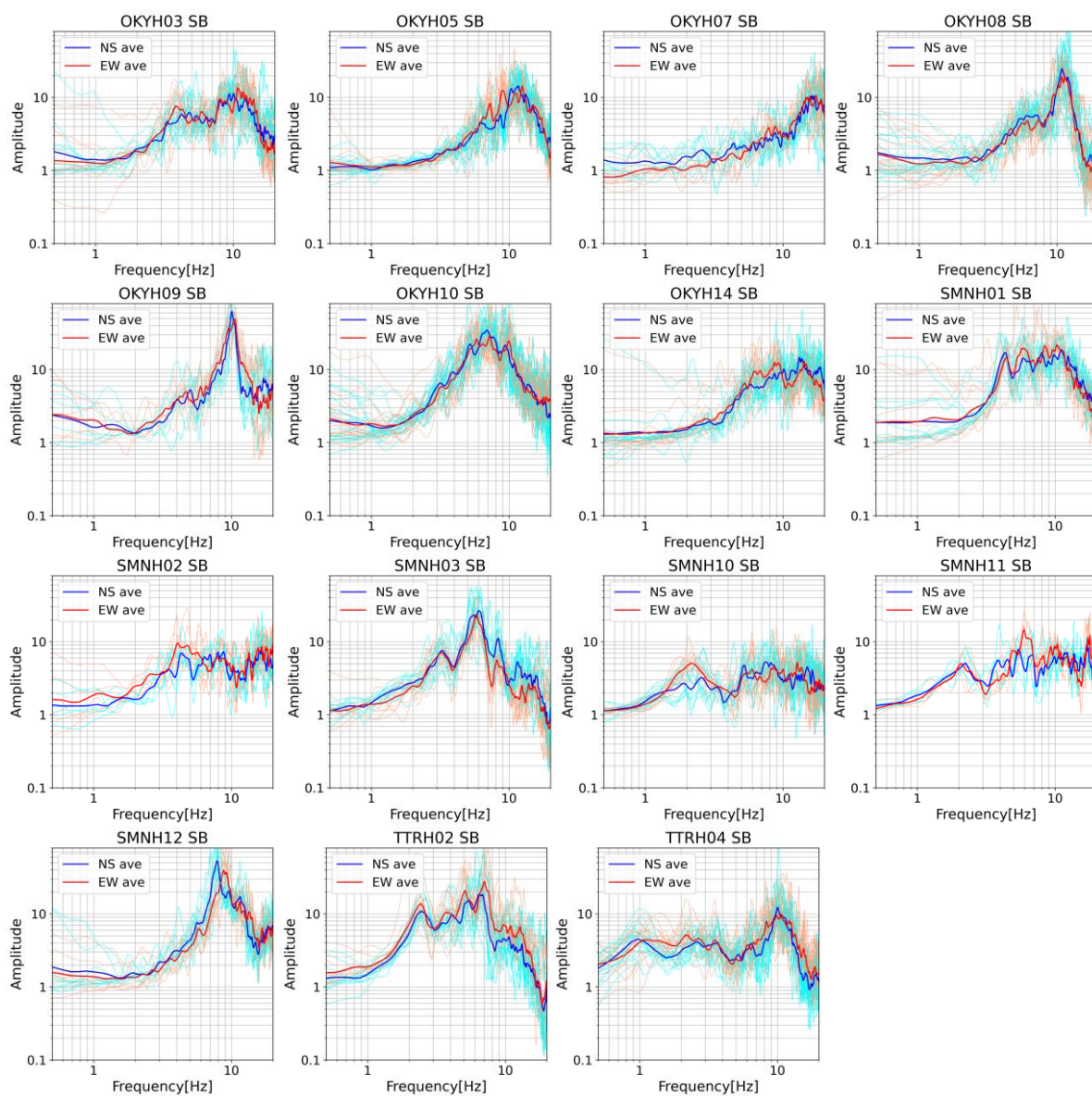


図 2-187 鳥取県西部地震の対象地点の S/B スペクトル

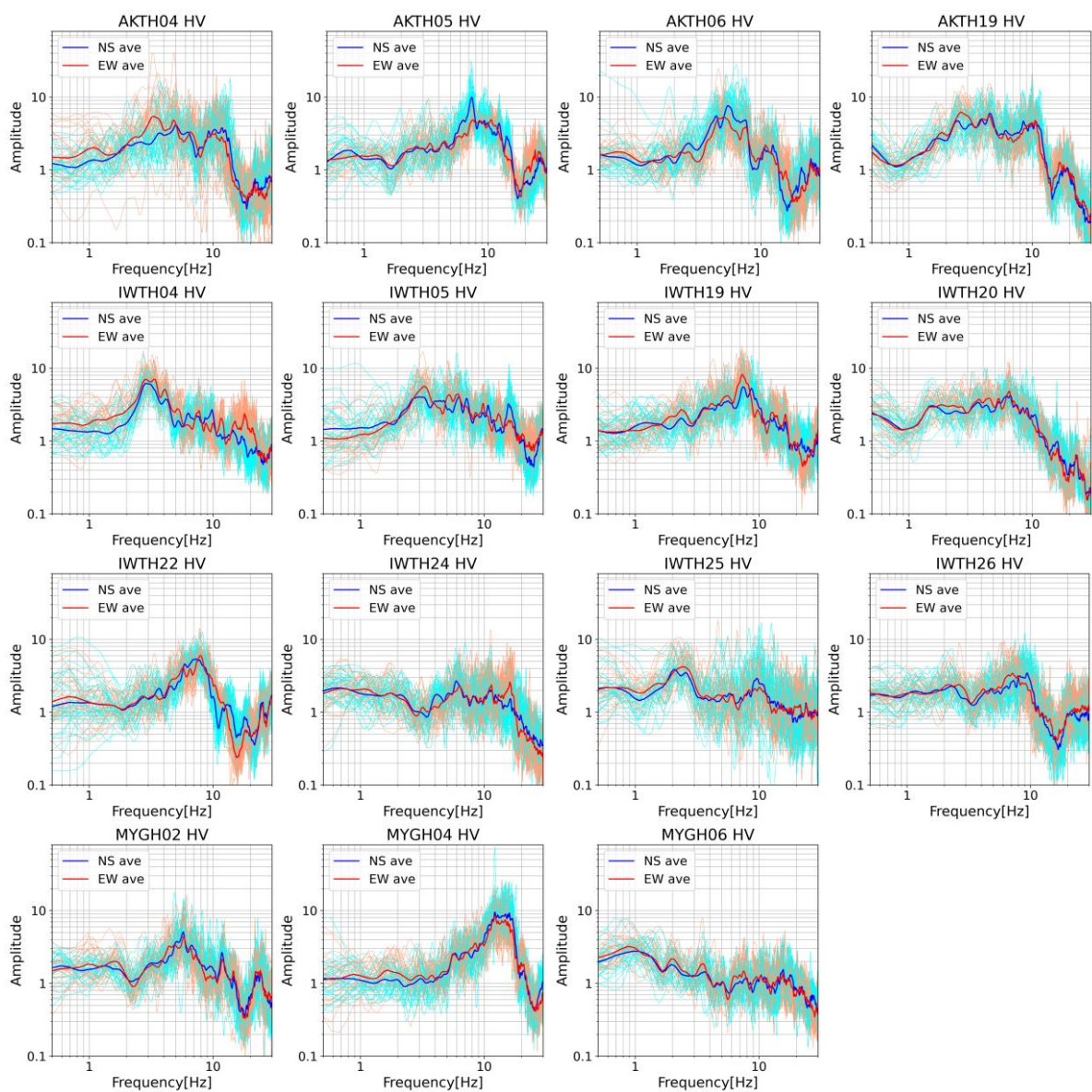


図 2-188 岩手・宮城内陸地震の対象地点のH/V スペクトル

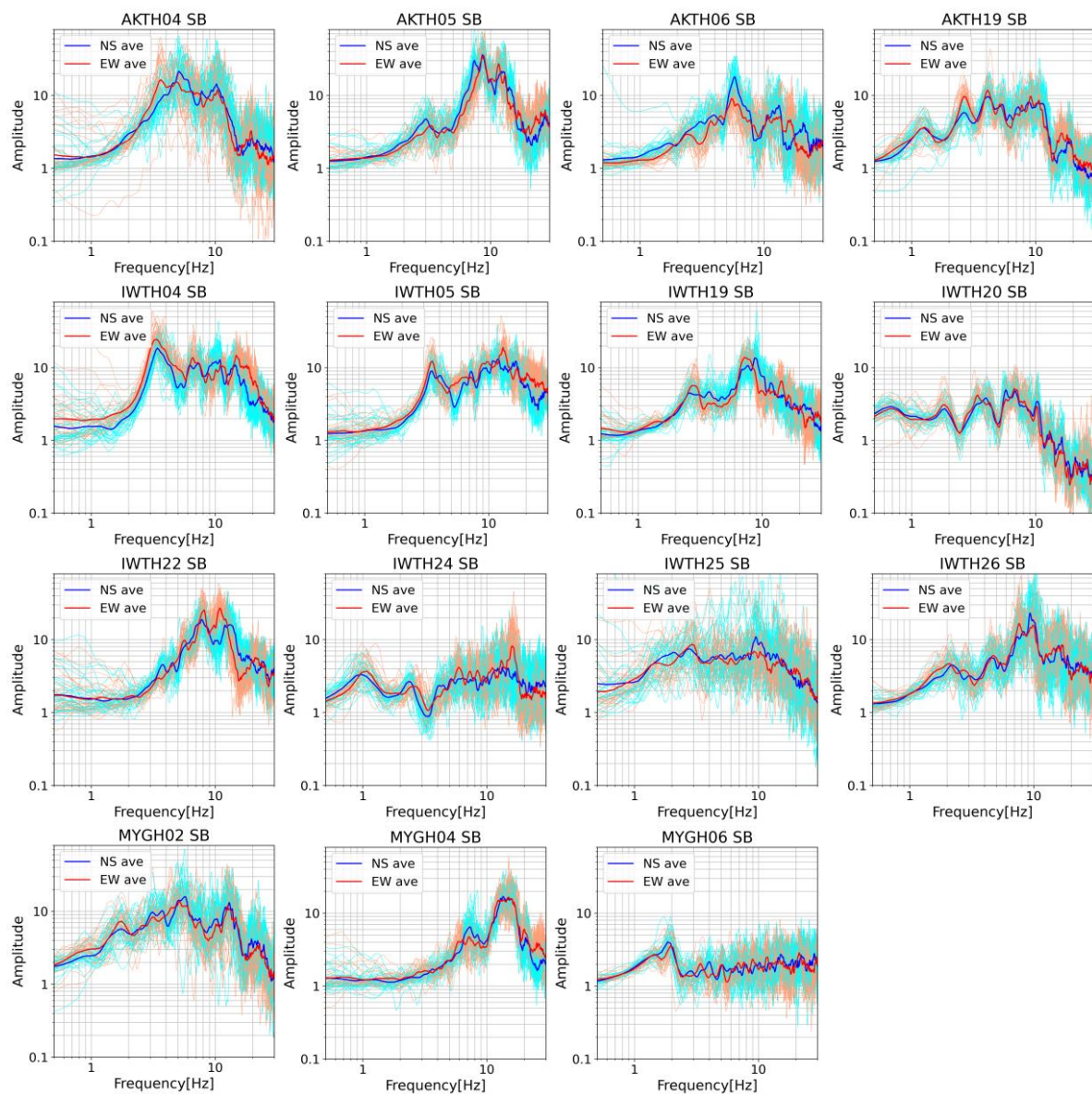


図 2-189 岩手・宮城内陸地震の対象地点の S/B スペクトル

(2) 水平動異方性の影響評価

地形の不整形性が想定される OKYH10（上齋原）について、表 2-45 の地震を対象に水平動異方性について以下の手順で検討を行った。比較のために近傍の K-NET 地点 OKY015（上齋原）も同様の手順で解析を実施した。対象地点を図 2-190 に示した。

- S 波初動から約 10 秒以降の波形を 10.24 秒抜き出した。
- 抜き出した波形の水平動成分と上下動成分のフーリエスペクトルを求めた。その際、バンド幅 0.4 Hz の Parzen Window により平滑化を行った。
- 水平動成分を回転させ、地震毎に以下の式に示す Matsushima et al. (2017)^{5,9} の残差指標が最大となる回転角 θ を求めた。なお周波数帯による残差の違いを確認するために、対象周波数を①2-5 Hz、②5-10 Hz の 2 通り設定して検討を行った。

$$\gamma = \frac{1}{N} \sum_{f_1}^{f_2} \sqrt{\frac{\text{abs}\left\{\left(\frac{NS(f)}{UD(f)}\right)^2 - \left(\frac{EW(f)}{UD(f)}\right)^2\right\}}{\left\{\min\left(\frac{NS(f)}{UD(f)}, \frac{EW(f)}{UD(f)}\right)\right\}^2}}$$

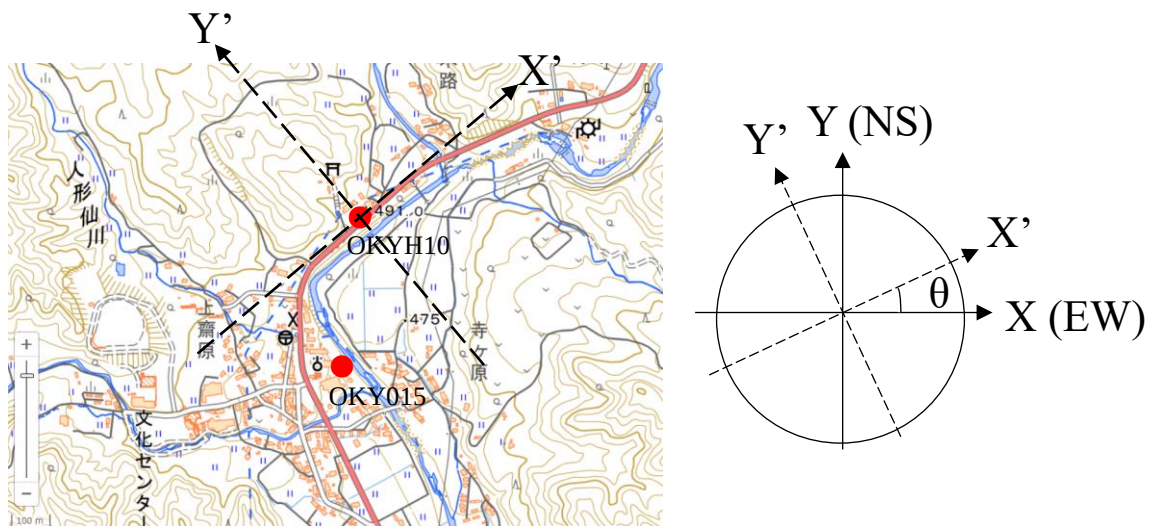


図 2-190 対象地点の位置と回転角 θ

残差指標 γ と回転角 θ の関係を図 2-191 に示した。OKY015（上齋原）の②5-10 Hz 及び OKYH10（上齋原）の①2-5 Hz では、到来方向によって残差指標 γ が最大になる回転角 θ が異なっており、地震によっては回転角 θ によらず γ の値が小さいことがわかる。一方で OKY015（上齋原）の①2-5 Hz 及び OKYH10（上齋原）の②5-10 Hz では、南方から到来する一部の地震を除き γ が最大になる回転角 θ は類似しており、特に OKYH10（上齋原）の②5-10 Hz では共通して $\theta = 45$ 度前後で γ が最大となる。これは斜面方向と斜面に直行方向に成分を回転させたことに相当するため、OKYH10 は斜面方向の地形の影響によって水平動の振幅に差が生じている可能性がある。

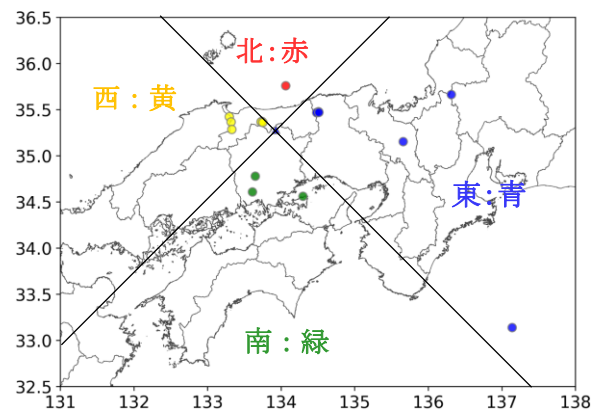
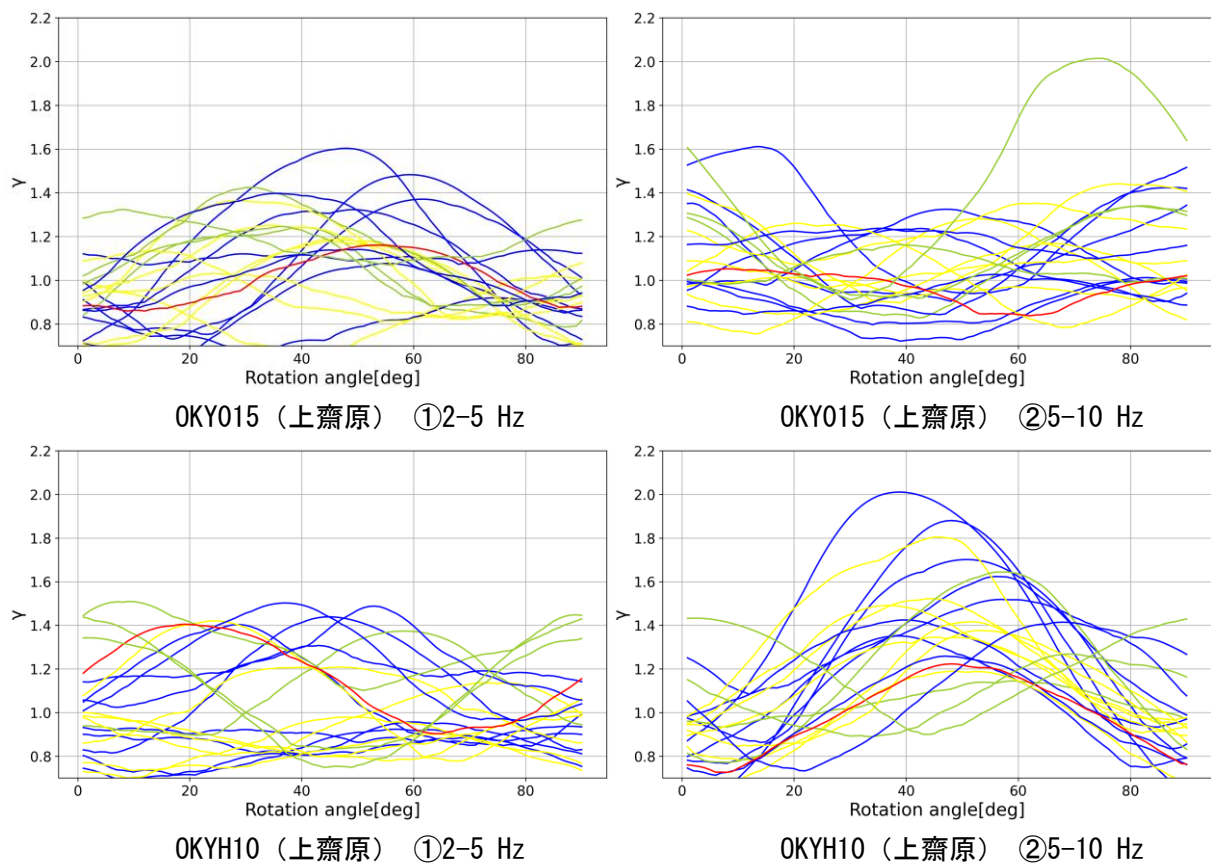


図 2-191 残差指標と回転角の関係と地震の到来方向

2.2.4 数値解析による地形の影響評価

数値解析手法として、地表地形を導入できる差分法コードである OpenSWPC (Maeda and Furumura, 2017^{6 0})を用いて地形の影響を試行的に評価した。OpenSWPC には 2 次元差分法コード (SH 波、P-SV 波の計算用コード) と 3 次元差分法コードがあるが、本事業では 2 次元差分法コードを利用した。OpenSWPC は MIT ライセンスの基に公開されている。ライセンス条文を以下に示す。

Copyright © 2013-2025 Takuto Maeda

THE SOFTWARE IS PROVIDED "AS IS", WITHOUT WARRANTY OF ANY KIND, EXPRESS OR IMPLIED, INCLUDING BUT NOT LIMITED TO THE WARRANTIES OF MERCHANTABILITY, FITNESS FOR A PARTICULAR PURPOSE AND NONINFRINGEMENT. IN NO EVENT SHALL THE AUTHORS OR COPYRIGHT HOLDERS BE LIABLE FOR ANY CLAIM, DAMAGES OR OTHER LIABILITY, WHETHER IN AN ACTION OF CONTRACT, TORT OR OTHERWISE, ARISING FROM, OUT OF OR IN CONNECTION WITH THE SOFTWARE OR THE USE OR OTHER DEALINGS IN THE SOFTWARE.

本事業では、斜面方向 (P-SV 波の水平方向) と斜面直行方向 (SH 波) のスペクトル比を観測記録で解析したように評価することで、両者に差が表れるのかを調査した。なお、本節では OKYH10 と OKYH15 を検討対象とするが、いずれも観測点名が上斎原であるため観測点名は省略し観測点コードのみとする。

(1) 構造モデルの作成

OKYH10、OKY015 周辺の地形による影響を評価するために、単純化した 2 層からなる構造モデルを作成した。構造モデルの作成に際し、観測点の情報としては、防災科学技術研究所殿よりご提供いただいた現地調査の状況 (表 2-47) や検層結果 (表 2-48 表 2-49) を利用した。また、地理院地図 (電子国土 Web) のツールを用いて作成した断面図 (図 2-192) を確認し、大まかな特徴を地形の形状として反映した。断面図は OKYH10 と OKY015 を結んだ方向ではなく、傾斜の勾配方向に沿って作成した。

設定した物性値と構造モデルは表 2-50 及び図 2-193 に示す。計算地点 OKYH10 と OKY015 の直線距離は約 360 m であるが、断面を作成した測線に投影した距離は約 300 m となるため、300 m として設定した。Q 値及び OKY015 (上斎原) 直下の密度は J-SHIS の深部地盤モデルの物性値を参考に設定した。

表 2-47 OKYH10 及び OKY015 の位置情報

ネットワーク名	観測点名	名称	現地調査情報			
			緯度	経度	標高	標高取得DEM情報
KiK-net	OKYH10	上斎原	35.282515	133.926343	491	DEM10B
K-NET	OKY015	上斎原	35.279258	133.92598	474	DEM10B

表 2-48 OKYH10 の検層結果

層番号	層厚(m)	Vp (m/s)	Vs(m/s)
1	8	520	250
2	20	3700	940
3	16	3700	2200

表 2-49 OKY015 の検層結果

層番号	層厚(m)	Vp (m/s)	Vs(m/s)
1	2	310	100
2	3	1120	170
3	6	1120	350
4	-	1750	600

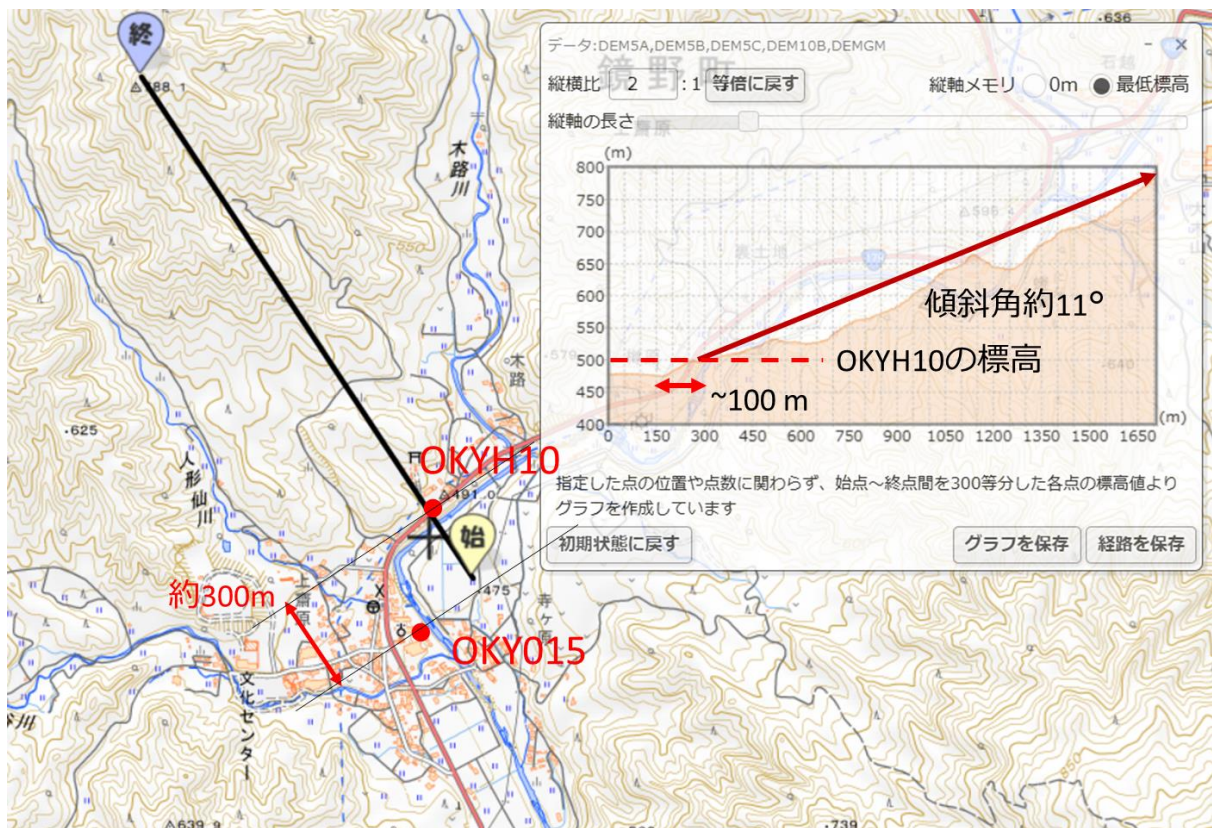


図 2-192 断面図を作成した位置（国土地理院 地理院地図を利用）

表 2-50 設定した物性値

層番号	Vp (m/s)	Vs (m/s)	密度 (g/cm ³)	Q値
1	1750	600	2.20	60*
2	3700	940	2.35*	160*

*J-SHIS の深部地盤構造を参考に設定

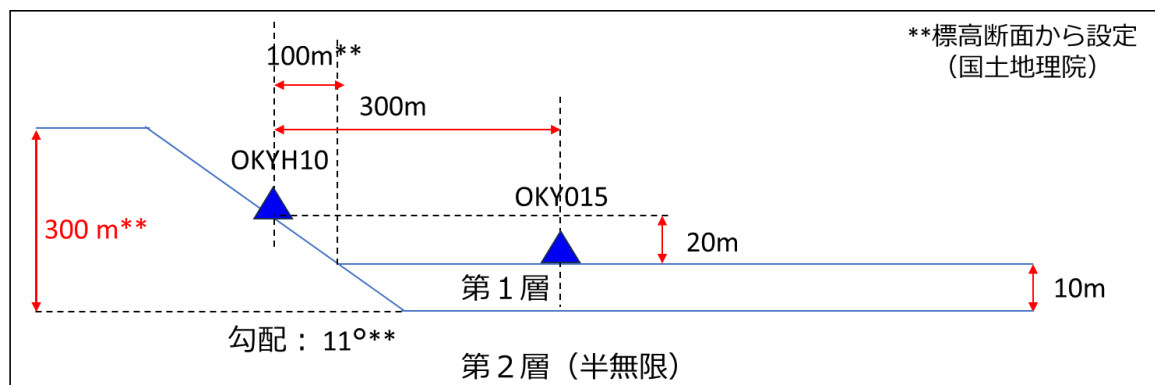


図 2-193 作成した構造モデル

(2) 差分法の計算設定

差分法の計算では、空間方向は 2.5 m、時間間隔は 0.00125 秒として計算を実施した。差分法では、地震波の波長よりも空間グリッドサイズが十分に小さいことが要求される。この場合、精度保証される上限周波数は 48 Hz となる（1 波長あたり 5 グリッドとなる周波数）。

前節で作成した構造モデルを基に、作成した差分法による計算用の構造モデルを図 2-194 に示す。設定した斜面に沿ってグリッドが配置されていることが分かる。

震源の設定としては、下面から平面波（S 波）を垂直入射した。OpenSWPC では平面波を入射する際に入力波の形状（空間的な振幅分布）と波長を設定する必要がある。本事業では、形状は三角形型の振幅分布を持つように設定し波長は 47 m とした。図 2-195 には入力したすべり速度時間関数を面積が 1 となるように規格化したものを示す。波長を 47 m とした場合、概ね 10 Hz 付近までは平坦に近い振幅特性を有する関数となる。OpenSWPC では、実際に入力される関数の振幅は設定した波長 λ (km) に依存するように実装されており、 $2/\lambda$ (m/s) で与えられる。

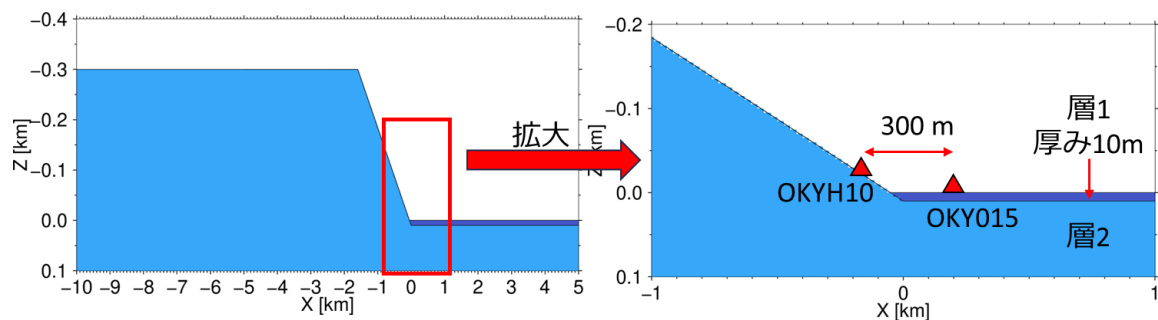


図 2-194 作成した計算用の構造モデル

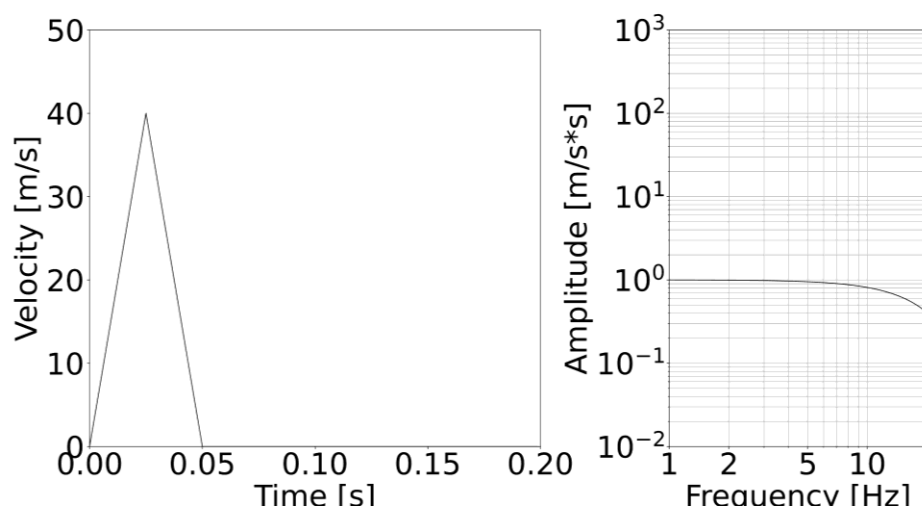


図 2-195 入力関数したすべり速度時間関数の形状とスペクトル特性

ただし、スペクトル特性を確認しやすいように、関数は面積が 1 となるように規格化している

(3) 差分法の計算結果

差分法によって計算された速度波形を図 2-196 に示す。X、Z 成分は P-SV 波のコード、Y 成分は SH 波のコードによる計算結果である。図 2-197 及び図 2-198 には図 2-196 で示した速度波形のフーリエ振幅スペクトル及び Z 成分で規格化したスペクトル比を示す。Z 成分は水平成分に比べて小さいため、計算開始 1 秒後から 2.56 秒間の波形のみを用いてスペクトル、スペクトル比を推定した図 2-198 についても確認した。微動観測では斜面方向でピーク周波数が高く低振幅となる報告がある（廣川ほか, 2011^{6,1)}）が、図 2-197 及び図 2-198 より、今回設定した計算設定では差分法においては明瞭な差は確認されなかった。

図 2-199 から図 2-201 には参考までに図 2-194 の $X = -1.6$ km 地点における速度波形とスペクトルの比較結果を示す。この地点は傾斜の屈曲点に当たる。図 2-201 では X 及び Z 成分のスペクトル比と Y 及び Z 成分のスペクトル比で差が見られるが、ピークのシフトがあるのかは不明瞭である。

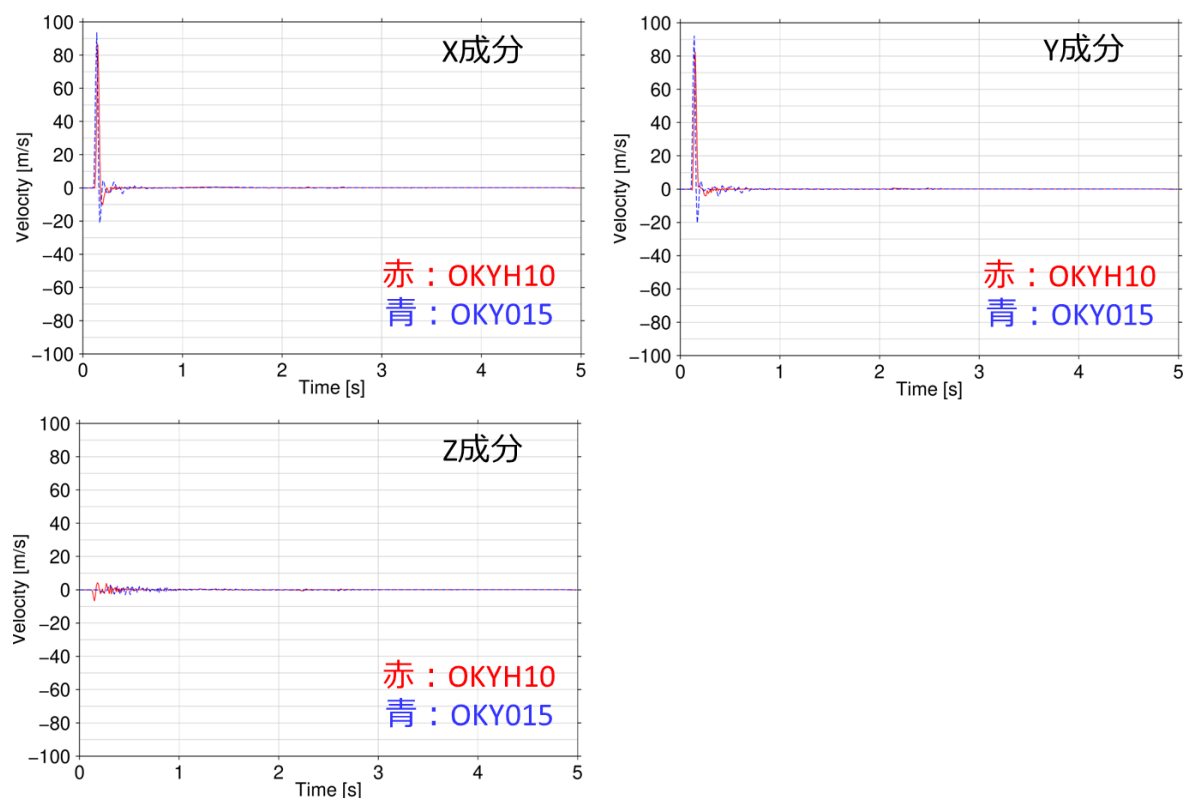


図 2-196 計算された各成分の速度波形

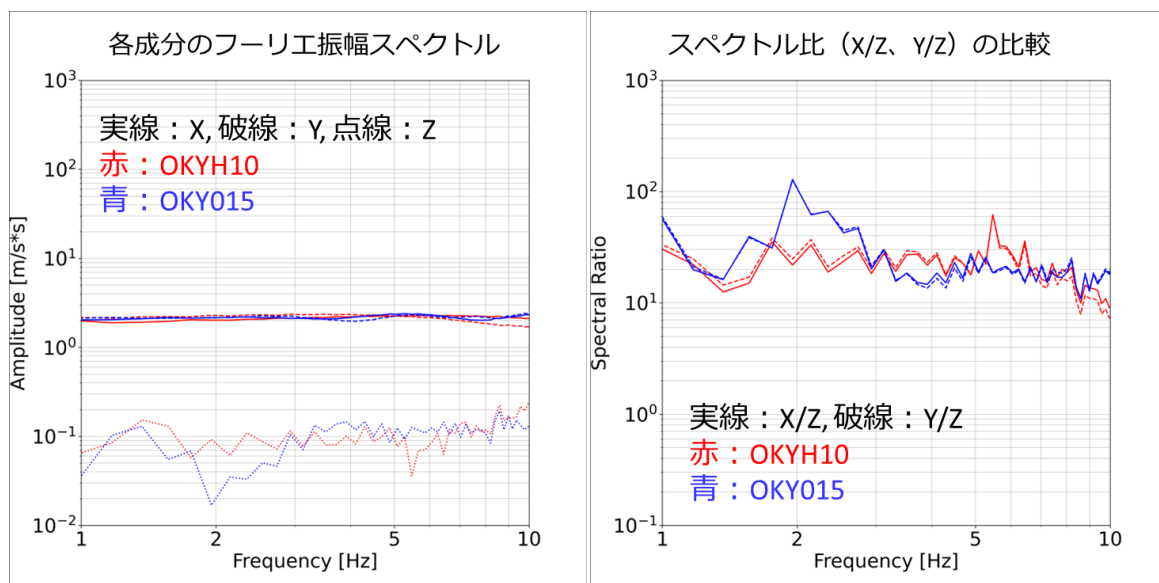


図 2-197 各成分のスペクトル（左）とスペクトル比の比較（右）

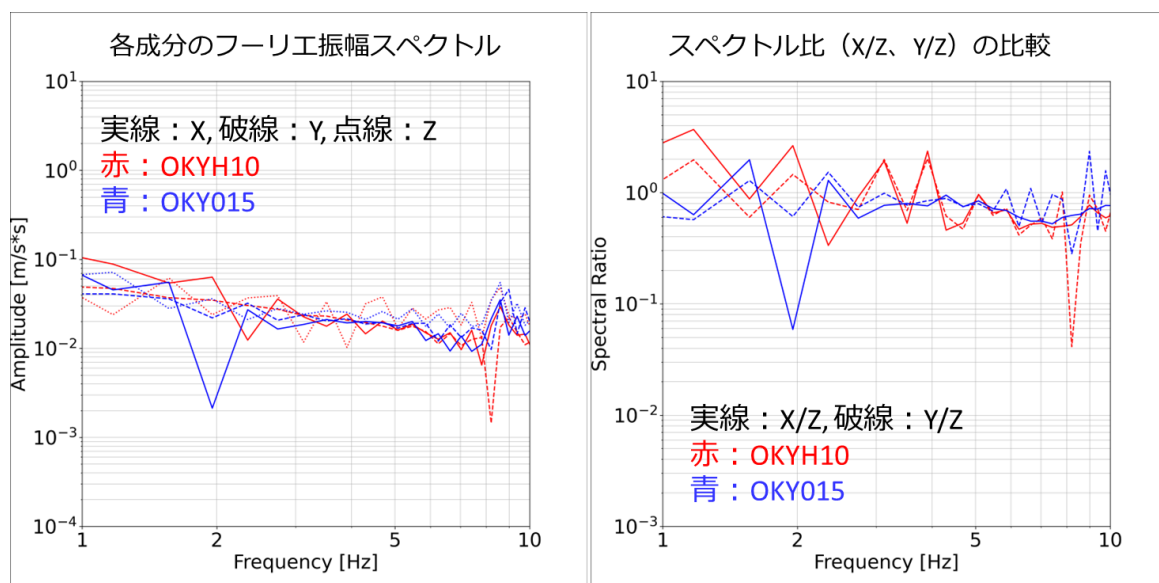


図 2-198 各成分のスペクトル（左）とスペクトル比の比較（右）

計算波形開始から 1 秒以降の後続部分のみを用いた

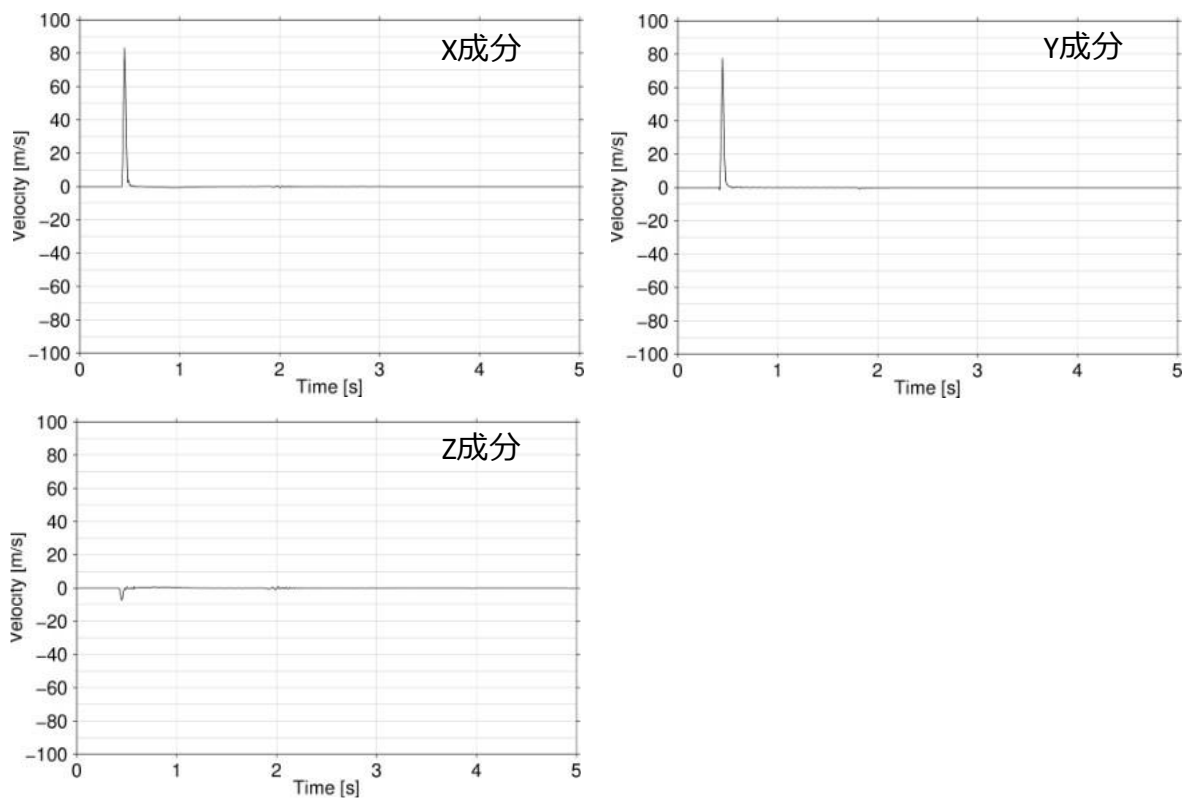


図 2-199 計算された各成分の速度波形（傾斜の屈曲点上の計算地点、 $X=-1.6$ km）

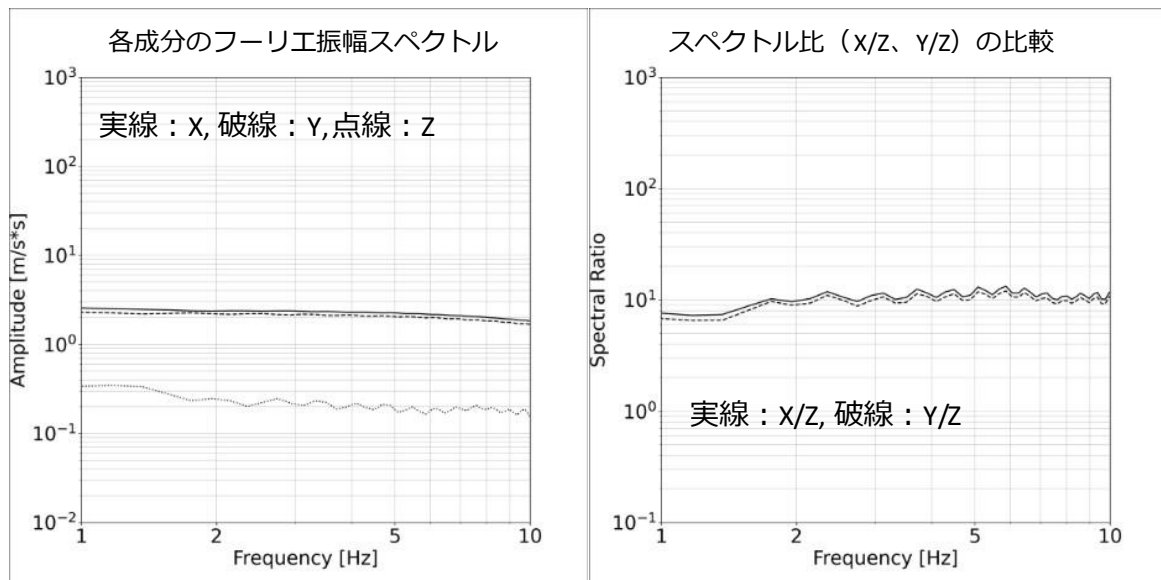


図 2-200 各成分のスペクトル（左）とスペクトル比の比較（右）
（傾斜の屈曲点上の計算地点、 $X=-1.6$ km）

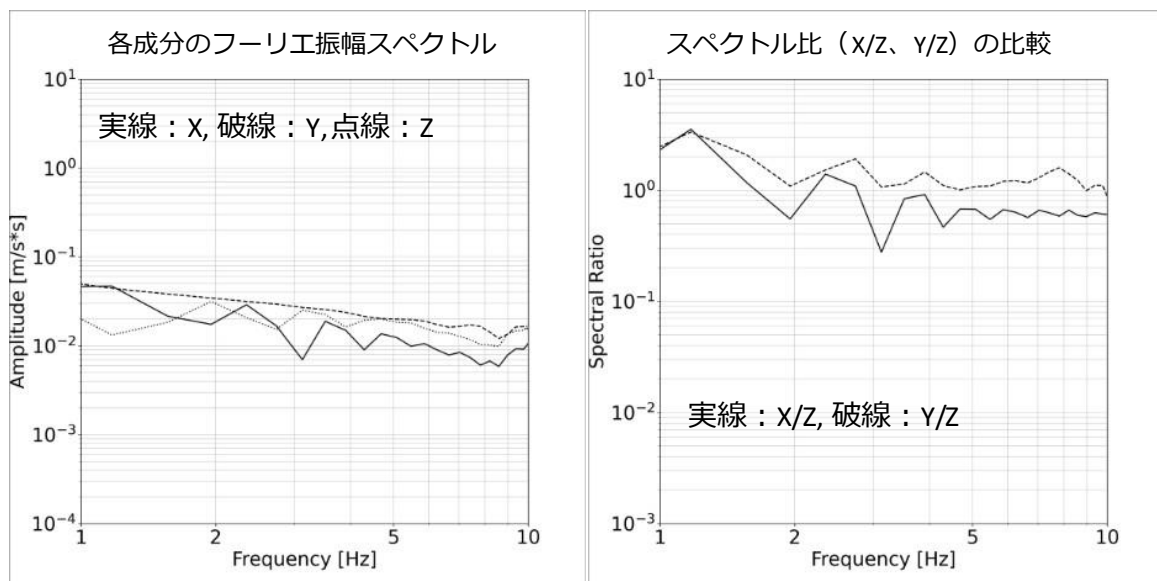


図 2-201 各成分のスペクトル（左）とスペクトル比の比較（右）
 （傾斜の屈曲点上の計算地点、 $X=-1.6$ km）
 計算波形開始から 1 秒以降の後続部分のみを用いた

(4) 物性値を変更した場合の検討

元のモデルでは、浅部に薄い低速度層（第1層）を入れている。この第1層に第2層と同じ物性値を与えた場合の構造モデルを作成した。構造モデルを基に作成した計算用の構造モデルは図 2-202 に示す。

差分法によって計算された速度波形を図 2-203 に、フーリエ振幅スペクトル及びスペクトル比を図 2-204 及び図 2-205 に示す。計算の結果、物性を変更した場合にもスペクトル比の差は明瞭ではないことが分かった。図 2-206 には OKYH10 における元のモデルとの比較結果（速度波形）を示す。両者を比較すると、両者の差はほとんどないことが分かる。一方で、第1層の直上にある OKY015 における比較結果を図 2-207 に示すが、OKY015 では振幅に差が見られることが分かった。

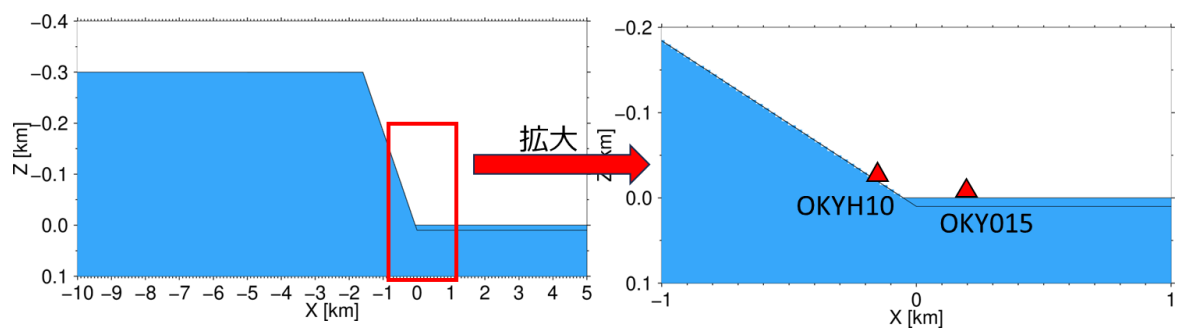


図 2-202 計算に用いた構造モデル

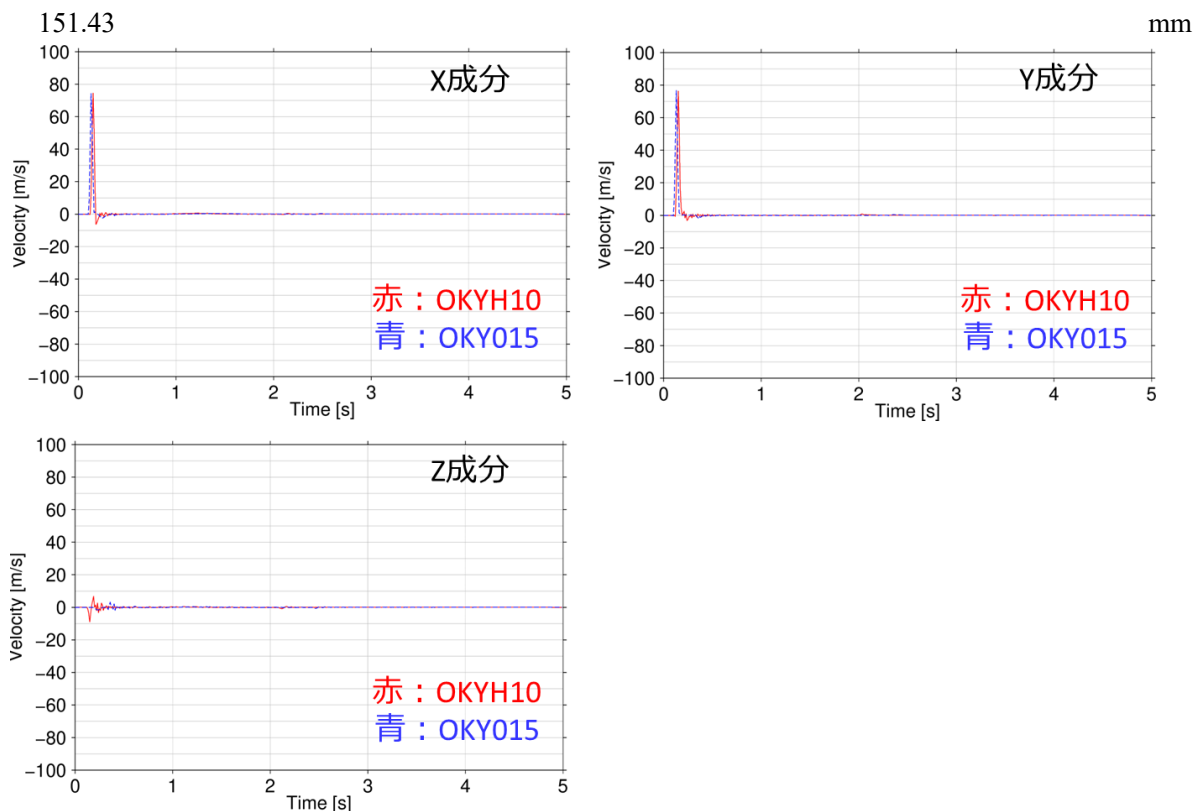


図 2-203 計算された各成分の速度波形

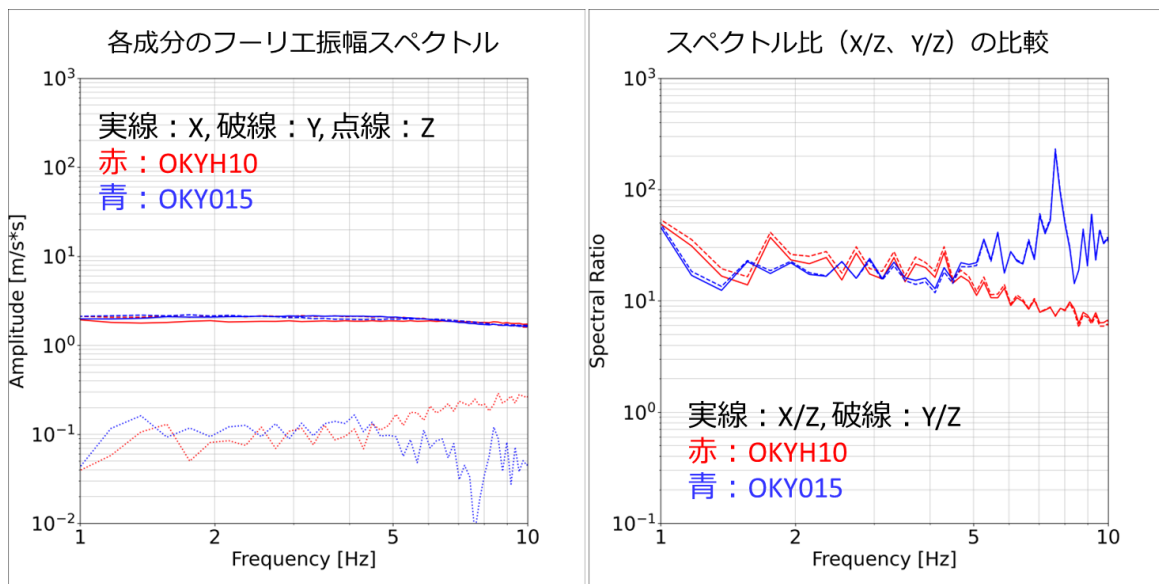


図 2-204 各成分のスペクトル（左）とスペクトル比の比較（右）

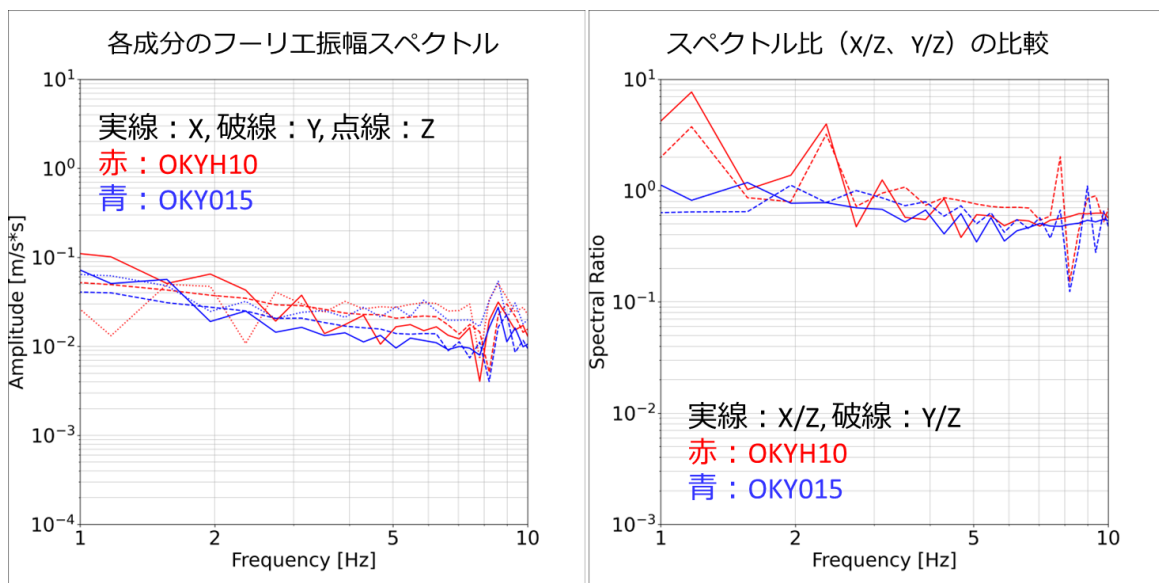


図 2-205 各成分のスペクトル（左）とスペクトル比の比較（右）

計算波形開始から 1 秒以降の後続部分のみを用いた

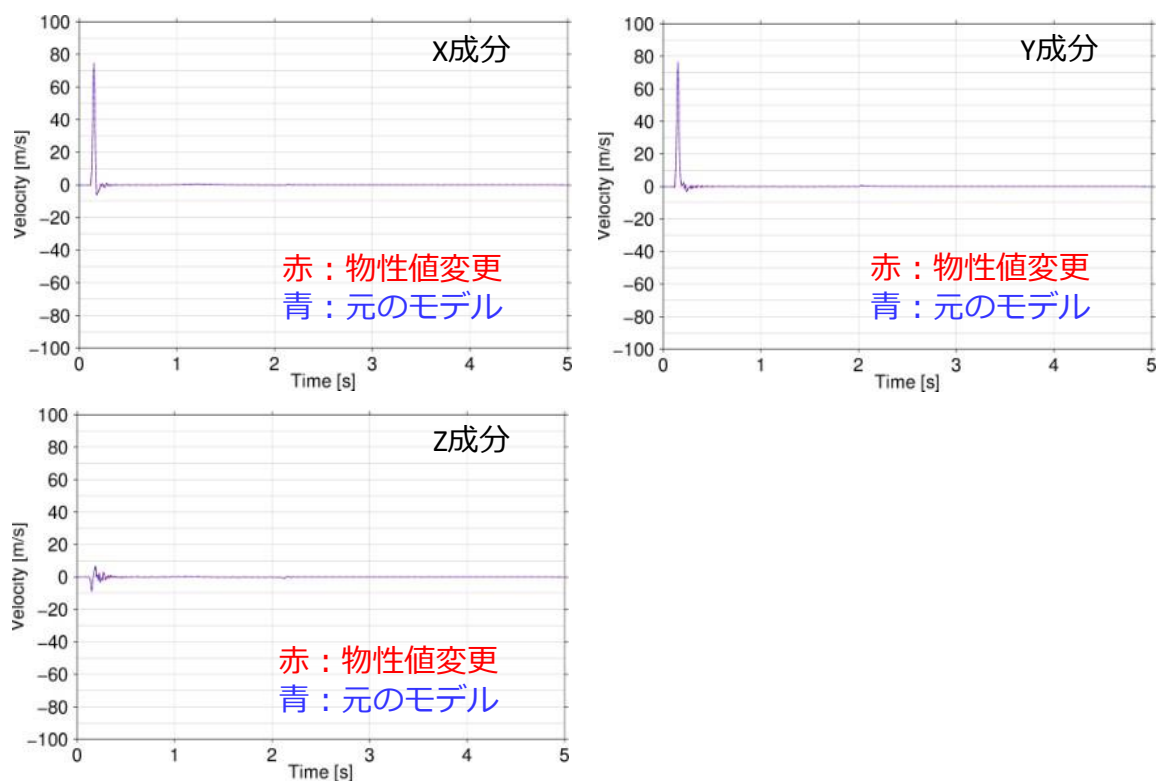


図 2-206 計算された各成分の速度波形の比較 (OKYH10)

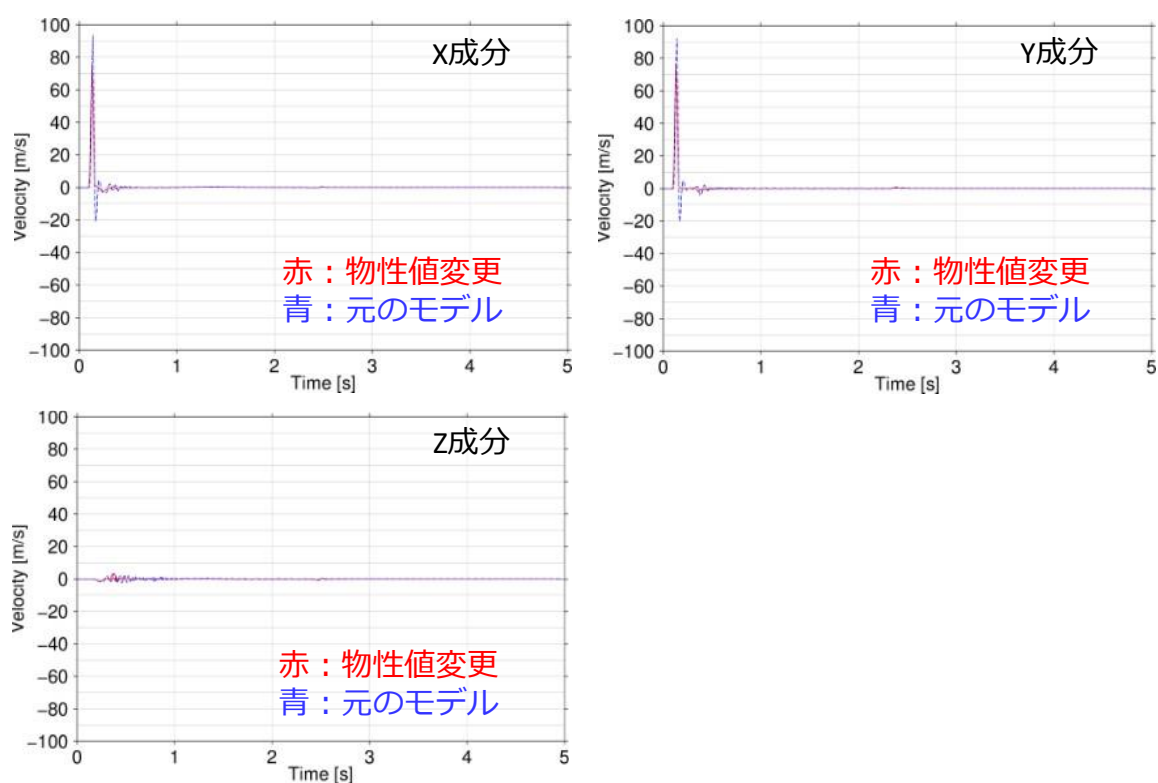


図 2-207 計算された各成分の速度波形の比較 (OKY015)

(5) 斜面形状を変更した場合の検討

図 2-192 の断面図を見ると OKYH10 周辺は平坦なステップとなっているように見える。そこで、図 2-208 の位置 100 m 分のステップをいれた構造モデルを作成した。構造モデルを基に作成した計算用の構造モデルは図 2-209 に示す。

差分法によって計算された速度波形を図 2-210 に、フーリエ振幅スペクトル及びスペクトル比を図 2-211 及び図 2-212 に示す。斜面形状を変更した場合にもスペクトル比の差は明瞭ではないことが分かった。ただし斜面形状を変更した場合は、元のモデルに比べて 5 から 7 Hz 付近でスペクトル比においてピークが確認された。観測記録では方位依存性は、およそ 5 から 10 Hz で生じており、表層地形の形状が影響している可能性がある。図 2-213 には OKYH10 における元のモデルとの比較結果（速度波形）を示す。両者を比較すると、ステップを設けたことにより直達波到達後の振幅に差が見られる。

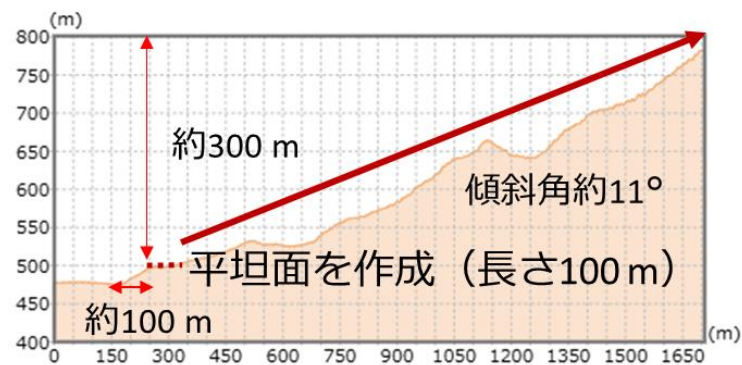


図 2-208 地理院地図のツールで作成した断面図

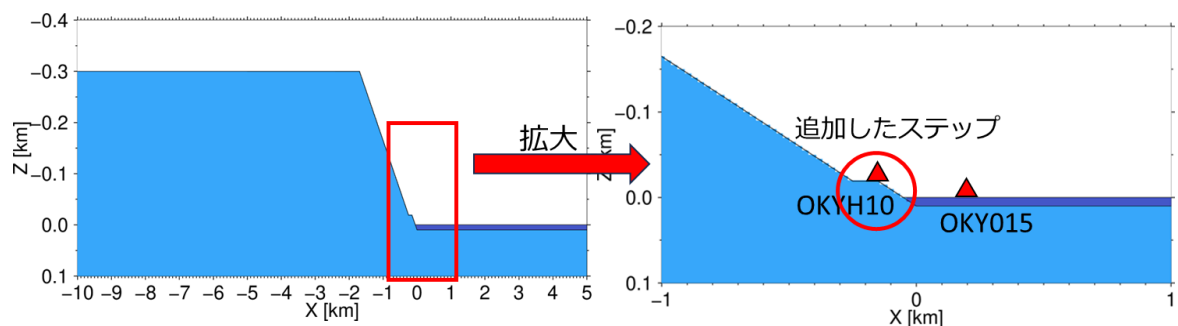


図 2-209 計算に用いた構造モデル

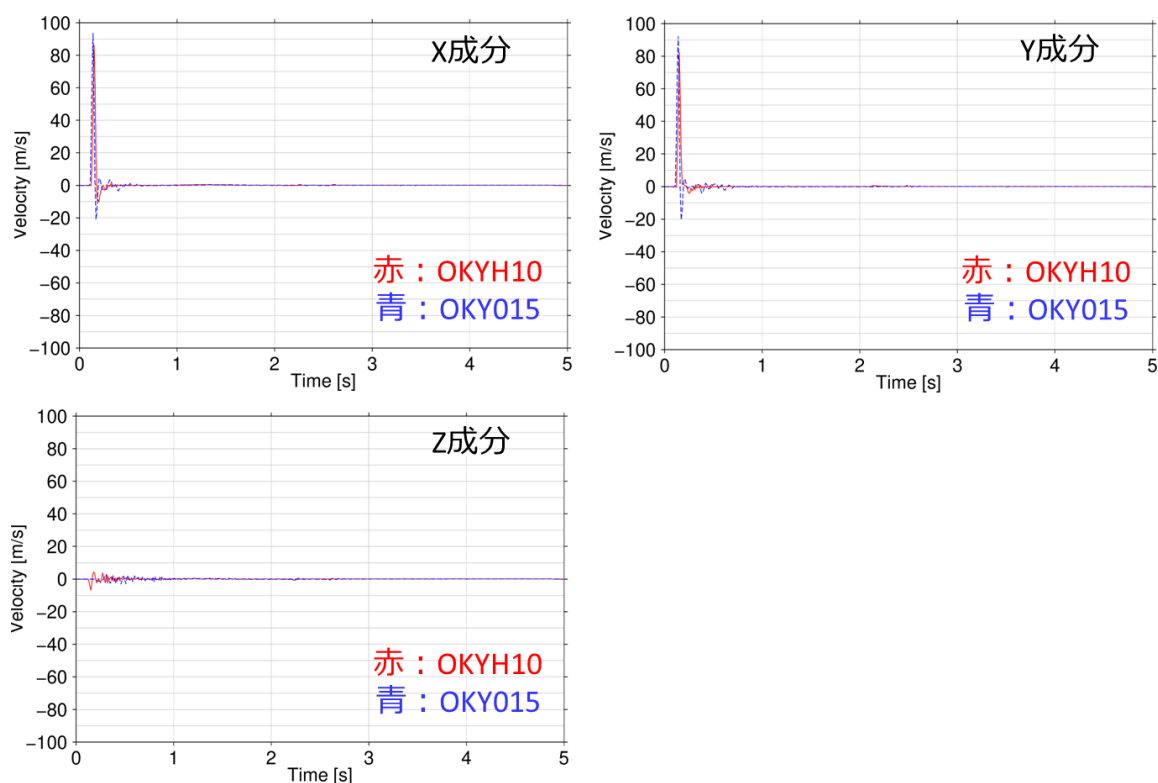


図 2-210 計算された各成分の速度波形

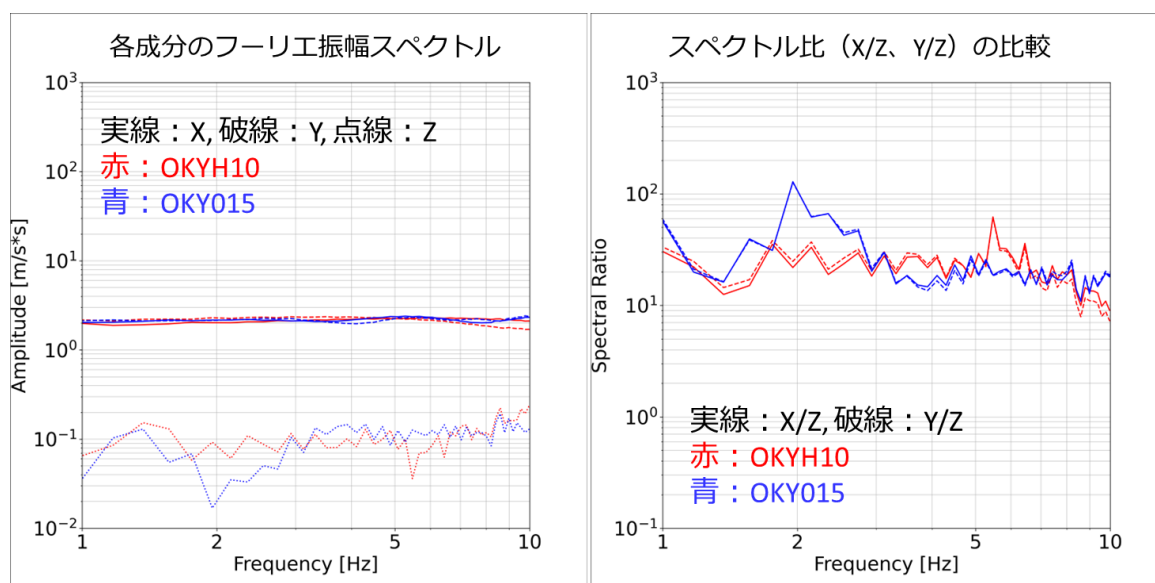


図 2-211 各成分のスペクトル（左）とスペクトル比の比較（右）

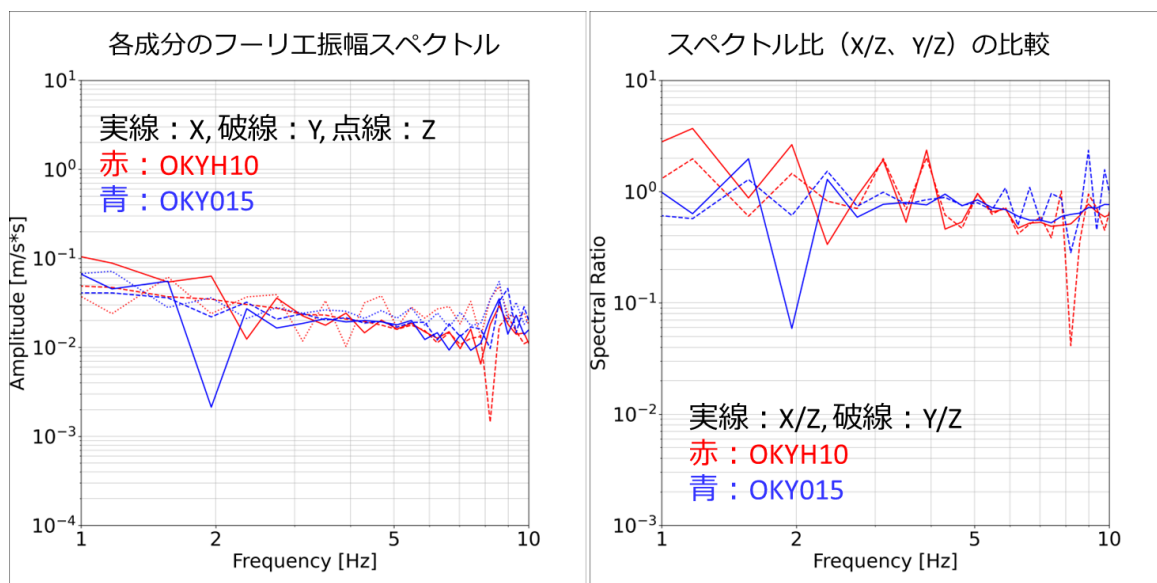


図 2-212 各成分のスペクトル（左）とスペクトル比の比較（右）
計算波形開始から 1 秒以降の後続部分のみを用いた

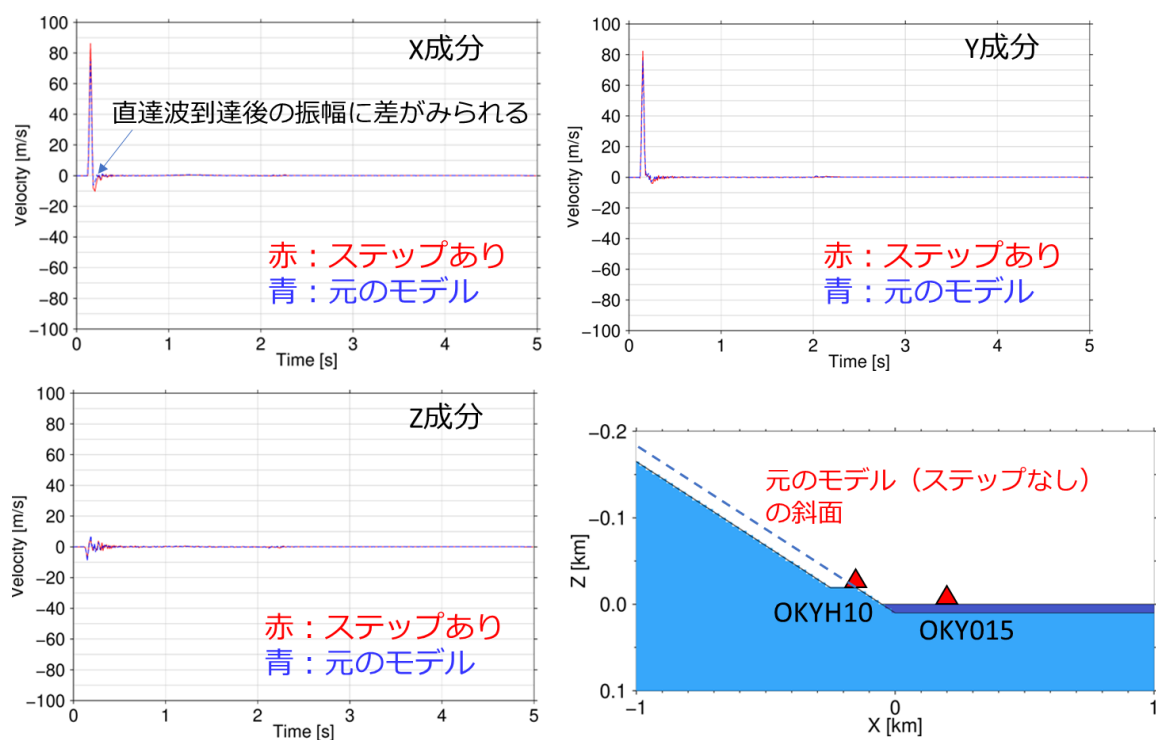


図 2-213 計算された各成分の速度波形の比較（OKYH10）

(6) 計算の安定性について

本事業では差分法の安定条件は満たした上での検討をしているが、安定条件は平面波を仮定した場合での条件であるため、不整形なモデルによって球面波が生じる場合には計算結果に発散や高周波数帯の分散が生じることがある。そこで、グリッドサイズ及び時間間隔を半分にして計算を実施し、安定性の確認を行った。安定性の確認はより不安定になりやすいP-SV波のコードで行った。

OKYH10 地点での速度波形を図 2-214 に、OKY015 地点での速度波形を図 2-215 に示す。X 成分では、振幅・位相ともに概ね整合的に見えるが、Z 成分では元のモデル（グリッドサイズを半分にしないモデル）では高周波数帯に富んでいるように見える。図 2-216 には、フーリエ振幅スペクトルの比較結果を示す。図より、X 成分は両地点で概ね整合的であることが分かる。一方で Z 成分ではスペクトルの振幅レベルは似ているものの、斜面上にある OKYH10 でやや乖離が見られる。OKY015 では Z 成分においても 7 Hz 付近までは整合的である。このことより、不整形な表層地形上に設定された計算地点では計算が不安定になりやすいという課題があると言える。ただし、本事業では Z 成分は X 成分と Y 成分の規格化にのみ用いており、微動観測で確認されるピークや振幅のシフトが計算では明瞭ではないことの原因とはなっていないと考えられる。

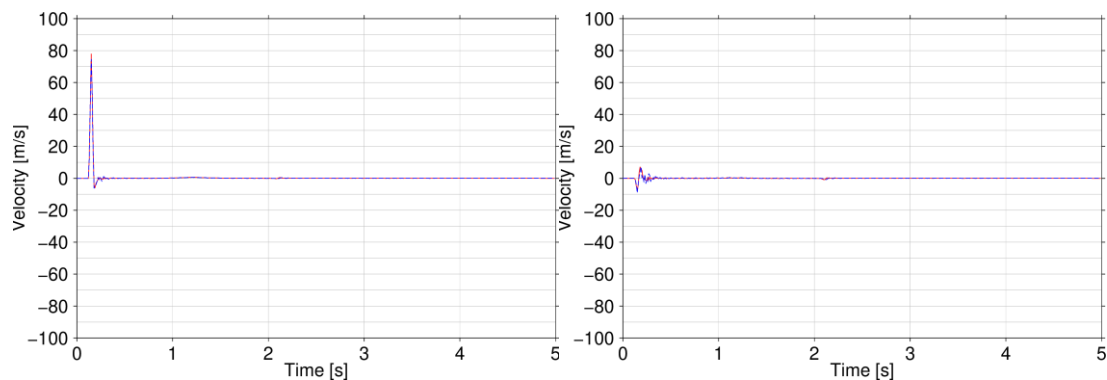


図 2-214 OKYH10 で計算された速度波形（左：X 成分、右：Z 成分）

赤実線：グリッドサイズを半分としたモデル、青破線：元のモデル

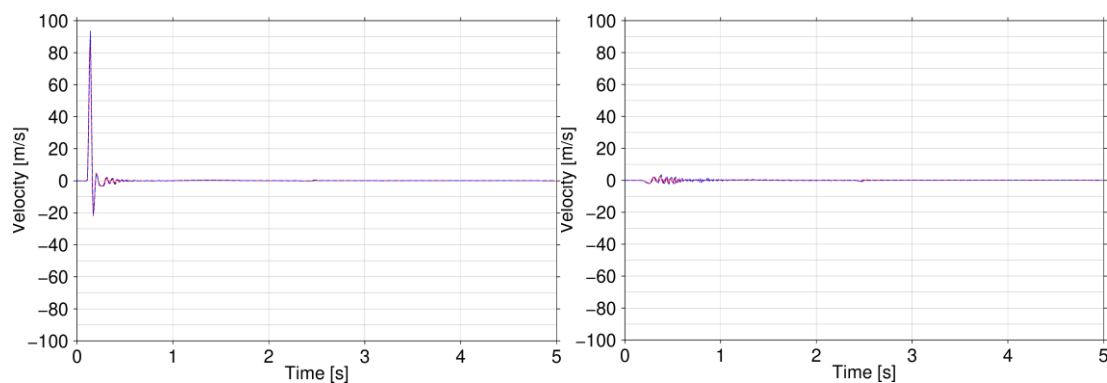


図 2-215 OKY015 で計算された速度波形（左：X 成分、右：Z 成分）

赤実線：グリッドサイズを半分としたモデル、青破線：元のモデル

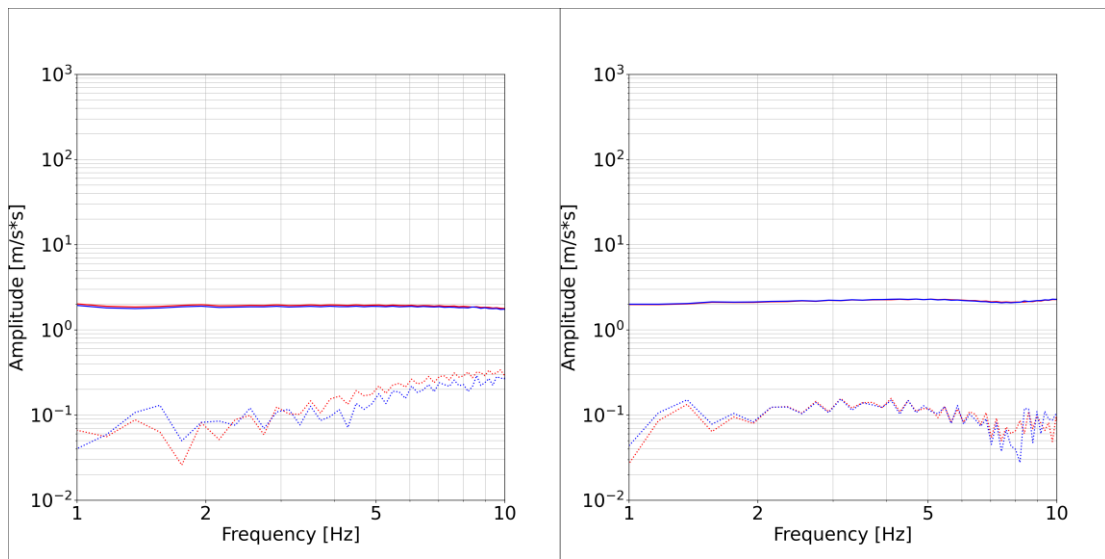


図 2-216 速度波形から推定したフーリエ振幅スペクトル（左：0KYH10、右：0KY015）

赤実線：グリッドサイズを半分としたモデル（X 成分）

赤破線：グリッドサイズを半分としたモデル（Z 成分）

青実線：元のモデル（X 成分）

青破線：元のモデル（Z 成分）

2.2.5 経験的評価手法による地形の影響評価

防災科学技術研究所 (2011)では、絶対加速度応答スペクトルの増幅率を提案している。この提案式は、工学的基盤相当 ($V_s=300\text{ m/s}$) からのスペクトルの増幅率となっており以下のように表現されている。

$$\bar{\gamma}_k(T) = a + b \cdot \log(T) + c \cdot \{\log(T)\}^2 + d \cdot \{\log(T)\}^3 + e \cdot \{\log(T)\}^4 (0.1 \leq T \leq 2.0(\text{s}))$$

$\bar{\gamma}_k(T)$: 微地形区分kのスペクトル増幅率

T : 周期

a, b, c, d, e : 回帰係数

ただし、地形効果の検討対象とした OKYH10 (上斎原) 及び OKY015 (上斎原) はいずれも、J-SHIS V4 の 250 m メッシュ単位データ「谷底低地」にあたるため、増幅率の比較はできなかった。参考までに剥ぎ取り解析の対象とした観測点における微地形区分は以下のようになる。

- ・砂礫質台地 : AKTH04 (東成瀬)、IWTH26 (一関東)
- ・谷底低地 : OKYH08 (哲多), OKYH10 (上斎原), SMNH01 (伯太)
- ・扇状地 : AKTH19 (湯沢)

前述の通り OKYH10 (上斎原) は 250 m メッシュ単位では「谷底低地」に該当するが、2.2.4 節で示したように、斜面上に位置しており、地点単位では「山地」とみなすことも可能であるように考える。OKYH10 (上斎原) 周辺の J-SHIS V4 における微地形区分を図 2-217 に示すが、OKYH10 (上斎原) は「山地」と隣接していることが分かる。そこで、「砂礫質台地」、「谷底低地」、「扇状地」に加えて「山地」におけるスペクトル増幅率を図 2-218 に示す。

「谷底低地」と「山地」の増幅率を比較すると、「山地」の方が「谷底低地」に比べてピーク周波数が高周波側にあるという違いがある。ただし、防災科学技術研究所 (2011)による増幅率は、 $V_s=300\text{ m/s}$ の基盤面からの増幅率であり、地下構造と地表地形のどちらに起因しているのかは判断が難しい。また、水平 2 成分のベクトル和の最大振幅に対する増幅率であるため、方位の依存性については議論できないという問題がある。

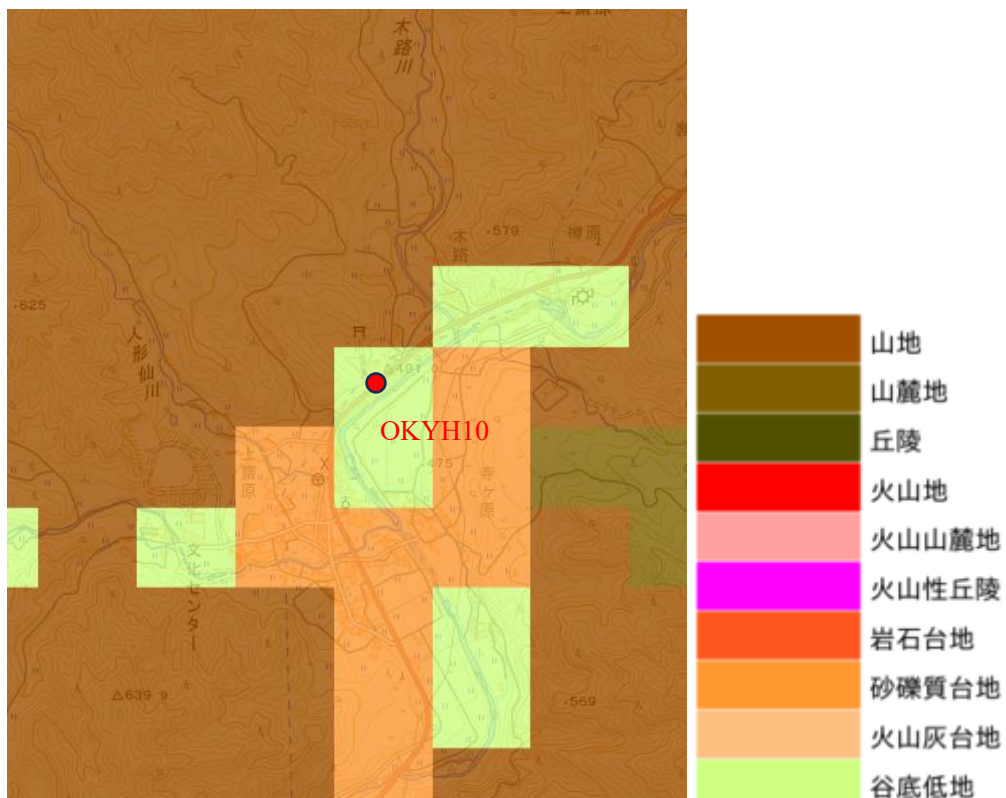


図 2-217 OKYH10 周辺の微地形区分

図面及び凡例は J-SHIS Map からスナップショットしたもの

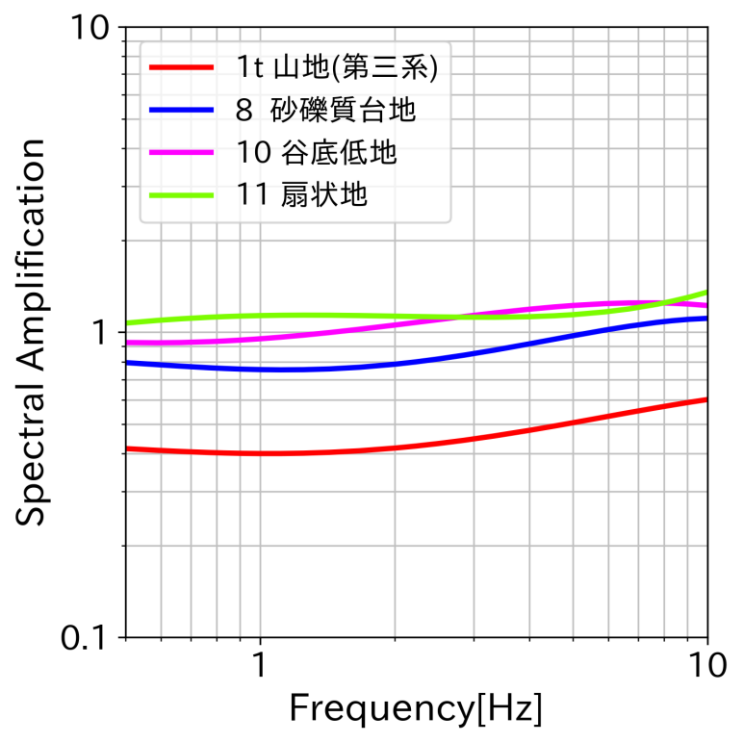


図 2-218 微地形区分ごとの増幅率

3. 確率論的地震動ハザード評価

地震動評価において、2 章で調査対象とした剥ぎとり解析のような決定論的評価手法のほかに、確率論的評価手法がある。地域性を考慮する地震動に該当する地震の数が限られているため、決定論的評価手法による観測記録のみの分析では、必ずしも、各地震地体構造区分の地域性を包絡しているとは言えない可能性がある。一方で、確率論的地震ハザード評価（以下「PSHA」という。）では、地震地体構造区分ごとに異なる地震発生モデル（地域性）を取り込むことができるため、震源を特定せず策定する地震動の地域性の検討において確率論的手法の活用が期待される。

そこで、本節では、対象地震の震源域を含む地震地体構造区分（垣見ほか (2003)^{6 2}の 8c 及び 10c5) を対象とし、それぞれの区分範囲の震源データを用いて、地震調査研究推進本部 (2009) 及び防災科学技術研究所 (2003)^{6 3}の確率論的地震動予測地図の手法を参照に領域震源モデルを設定し、代表地点（1 対象地震に 3 地点）において地震基盤相当面 ($V_s=2200$ m/s、 $V_p=4200$ m/s) 上の確率論的地震ハザード評価を試行した。さらに、Mw 6.5 未満と Mw 6.5 以上、それぞれの領域震源による一様ハザードスペクトルを算出し、標準応答スペクトルと比較した。領域区分について、垣見ほか (2003)以降で提案された大西ほか (2022)^{6 4}による地震地体構造区分を調査し、異なる区分による PSHA に及ぼす影響を評価するとともに、地震発生モデルを設定する際の余震の除去手法を調査し、異なる手法 (Gardner and Knopoff (1974)^{6 5}及び Musson (1999)^{6 6}) による地震発生モデルの設定及び PSHA への影響を評価した。

3.1 地震動モデルの選定

地震基盤相当面 ($V_s=2200$ m/s、 $V_p=4200$ m/s) 上の確率論的地震ハザード評価をする地震動モデルとして、原子力安全基盤機構 (2013)^{6,7} の断層最短距離を用いた式を選定した。

【原子力安全基盤機構 (2013)の地震動予測式の概要】

$$\log S_a = b + g(\Delta) - k\Delta$$

$$b = \begin{cases} a_1 M_w + d_i + hD + \varepsilon_1, & M_w < 8.3 \text{ if } T < 2s \text{ or } M_w < 7.5 \text{ if } T \geq 2s \\ a_2 M_w + d_i + hD + \varepsilon_2, & M_w \geq 8.3 \text{ if } T < 2s \text{ or } M_w \geq 7.5 \text{ if } T \geq 2s \end{cases}$$

$$g(\Delta) = \begin{cases} -\log(\Delta + C), & D \leq 30\text{km or } D > 30\text{km and } \Delta < 1.7D \\ 0.6 \log(1.7D + C) - 1.6 \log(\Delta + C), & D > 30\text{km and } \Delta \geq 1.7D \end{cases}$$

$$C = 0.0055 \cdot 10^{0.5M_w}, T \leq 0.3s$$

$$= 0.0028 \cdot 10^{0.5M_w}, T \geq 0.6s$$

$$k = 0.003, T \leq 0.3s$$

$$= 0.002, T \geq 0.6s$$

S_a : 水平動または上下動の加速度応答スペクトル[cm/s²]。水平動は Boore et al. (2006)^{6,8} の GMRotI50 で定義される。

M_w : モーメントマグニチュード

Δ : 断層最短距離 [km]

D : 震源深さ [km]

$a_1, a_2, d, h, \varepsilon_1, \varepsilon_2$: 回帰係数であり、周期毎に推定されている。係数 d の添え字の i は震源タイプを表し、地殻内地震・プレート内地震・プレート境界地震の3種に分類される。

b : 震源における地震動強さを表す係数。 ω^{-2} モデルに従う振幅と M_w のスケールリング及び観測記録の分析より、 M_w が増加すると地震動強さが飽和するようにモデル化。

C, k : 周期依存の係数であり、 C は地震動が距離に対して飽和する傾向を、 k は粘性減衰の度合いが変化していることを表現。

g : 距離に応じて地殻構造の層境界により地震波が反射され幾何減衰の減衰率が異なることを考慮した係数。

3.2 代表地点の選定

代表地点の選定にあたり領域震源の影響範囲に関して予備検討を実施した。予備検討では、垣見ほか (2003) の 10c5 及び 8c に設定した領域震源のみと周辺領域を含んだ領域震源によるハザードを比較して、両者の差が少ない（対象領域が支配的である）地点の中から代表地点を選定した。予備検討には全国地震動予測地図 2020 年版で公開されている「地域区分する方法」及び「地域区分しない方法」によって、中地震カタログから設定された地震発生頻度を用いた。本事業で検討候補とする領域区分を図 3-1 に、代表候補地点を図 3-2 及び図 3-3 に示す。なお、垣見ほか (2003) の 10c5 及び 8c は、全国地震動予測地図 2020 年版では領域 15 及び領域 8 に対応するため、以下では領域 15 及び 8 と記載する。

領域 15 では周辺領域は領域 14、22、23、領域 8 では領域 7、28 が該当する。また、本事業では「地域区分しない方法」による地震発生頻度も用いて PSHA を実施するため、周辺領域の影響が少なくかつ「地域区分しない方法」において地震発生頻度に差がある地点を 3 地点（/1 領域）選び代表地点とした。

ハザードの計算には地震動モデルは原子力安全基盤機構 (2013) の式を用いた。また、地震動の打ち切り幅は $\pm 3\sigma$ とし、最大加速度振幅（PGA）における 1 年超過確率のハザードカーブで評価した。予備検討では「地域区分する方法」及び「地域区分しない方法」による地震発生頻度を用いたが、ハザードの評価ではそれぞれの方法で設定された地震発生頻度を基に推定された超過確率を等しい重み（0.5）で重みづけたロジックツリー平均として評価した。そのため、地震発生頻度の段階で重みづけ平均を行う地震本部の手法（例えば、地震本部 (2009)^{6,9)}）とは異なることに注意されたい。調査期間、地震動の打ち切り幅、超過確率に関するロジックツリーの分岐の重みは本節以降でも同様の設定としている。

PSHA の実施には、GEM (Global Earthquake Model) Foundation が開発している Open Quake Engine のバージョン 3.20.1（以下、OQ-Engine^{7,9)}）を利用した。

領域 15 で推定されたハザードカーブを図 3-4 から図 3-6 に、領域 8 で推定されたハザードカーブを図 3-7 から図 3-9 に示す。また、図 3-10 には各領域の「地域区分しない方法」によって設定された地震発生頻度の分布図を示す。本事業では、周辺領域からの影響が少なくかつ「地域区分しない方法」において地震発生頻度の差が大きい地点を選定した。検討の結果、本事業では、領域 15 において SMNH01（伯太）、OKYH08（哲多）、OKYH03（岡山）、領域 8 において IWTH26（一関東）、AKTH04（東成瀬）、AKTH05（鳥海）の計 6 地点を選定した。

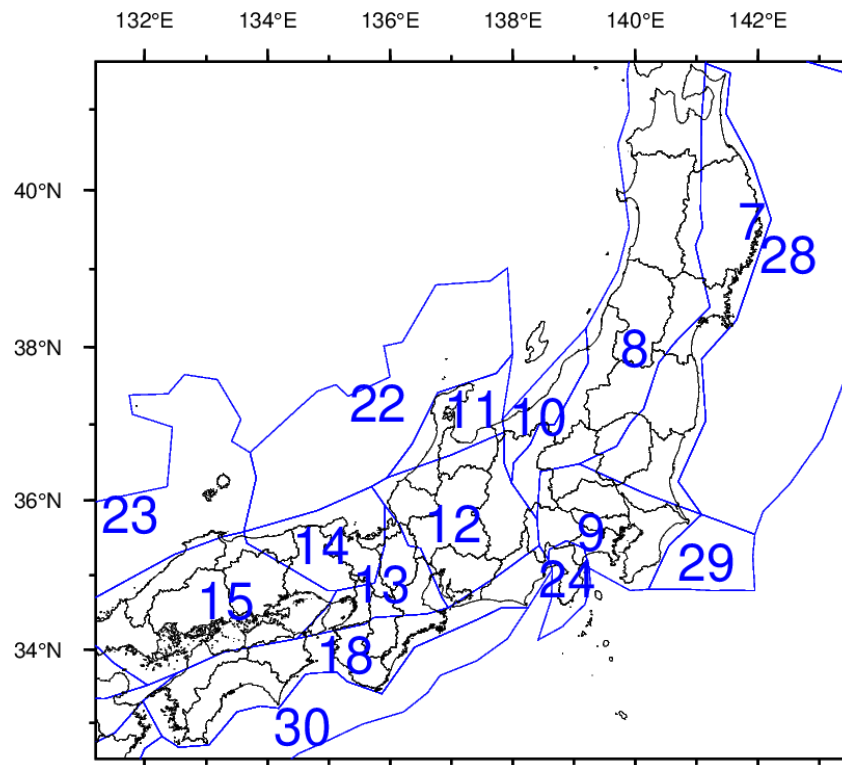


図 3-1 全国地震動予測地図 2020 年版による領域区分
 ※領域番号は公開されている csv ファイルの「地域区分番号」である

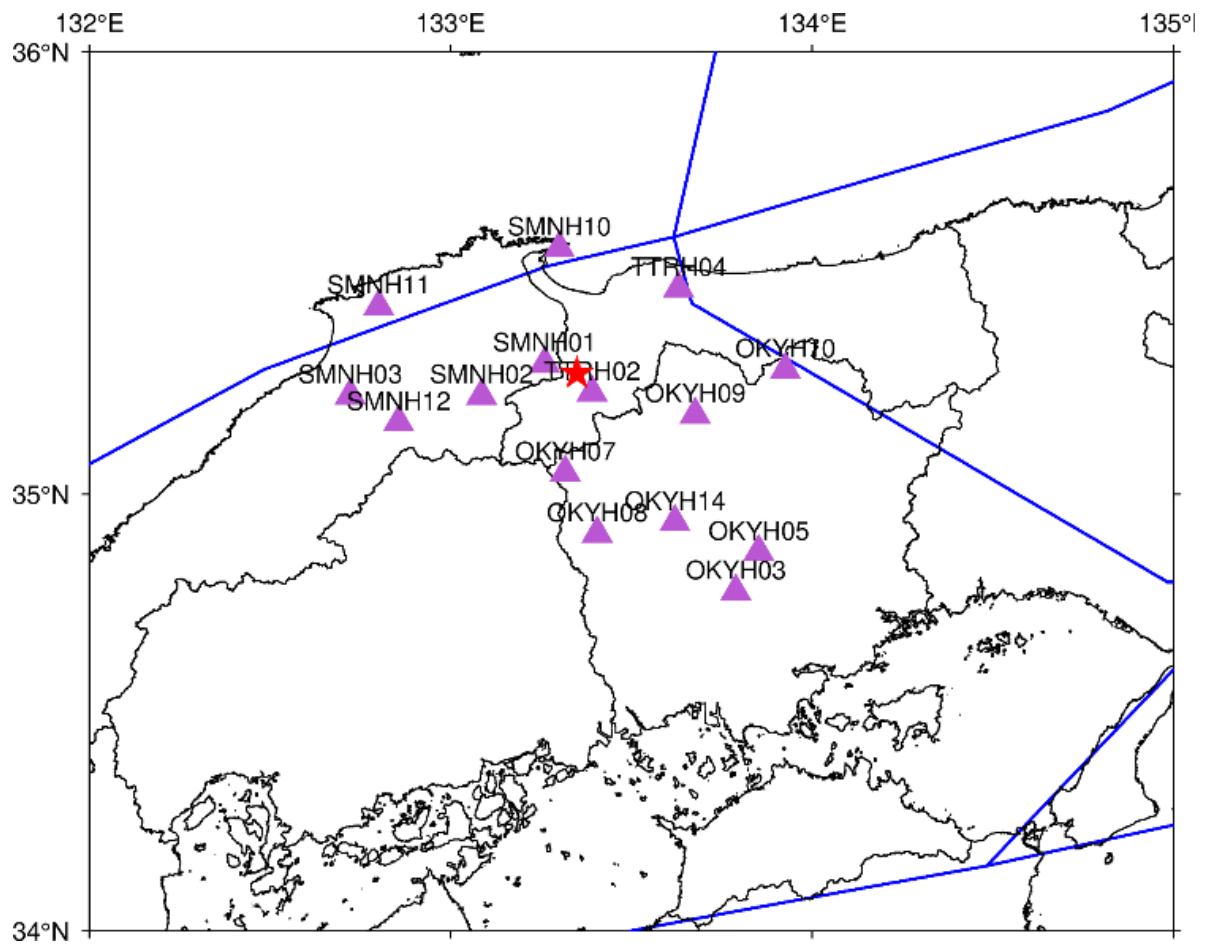


図 3-2 領域 15 周辺の拡大図

青線：領域の外縁

赤星：本震位置（領域 15：平成 12 年鳥取県西部地震）

紫三角：代表候補地点（15 地点）

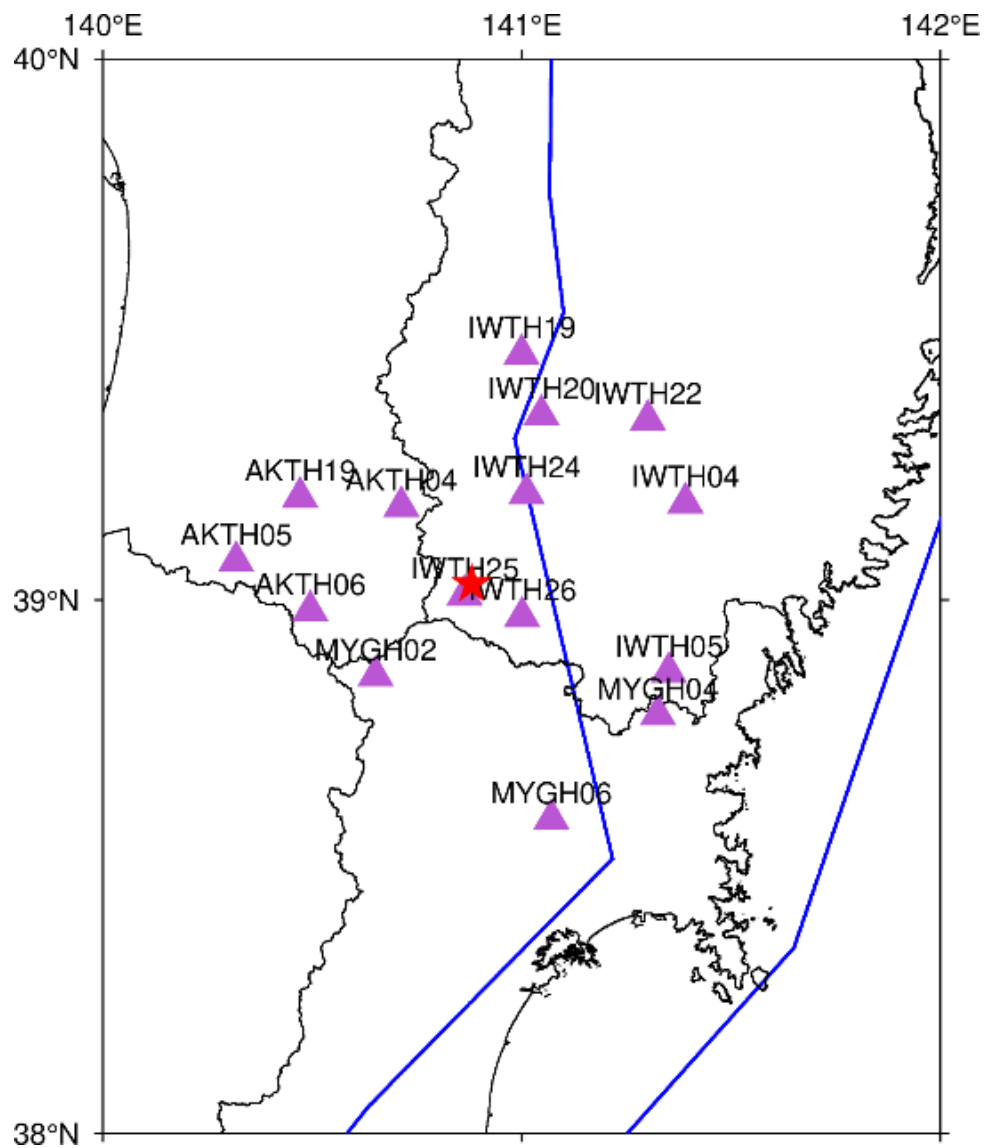


図 3-3 領域 8 周辺の拡大図

青線：領域の外縁

赤星：本震位置（領域 8：平成 20 年岩手・宮城内陸地震）

紫三角：代表候補地点（15 地点）

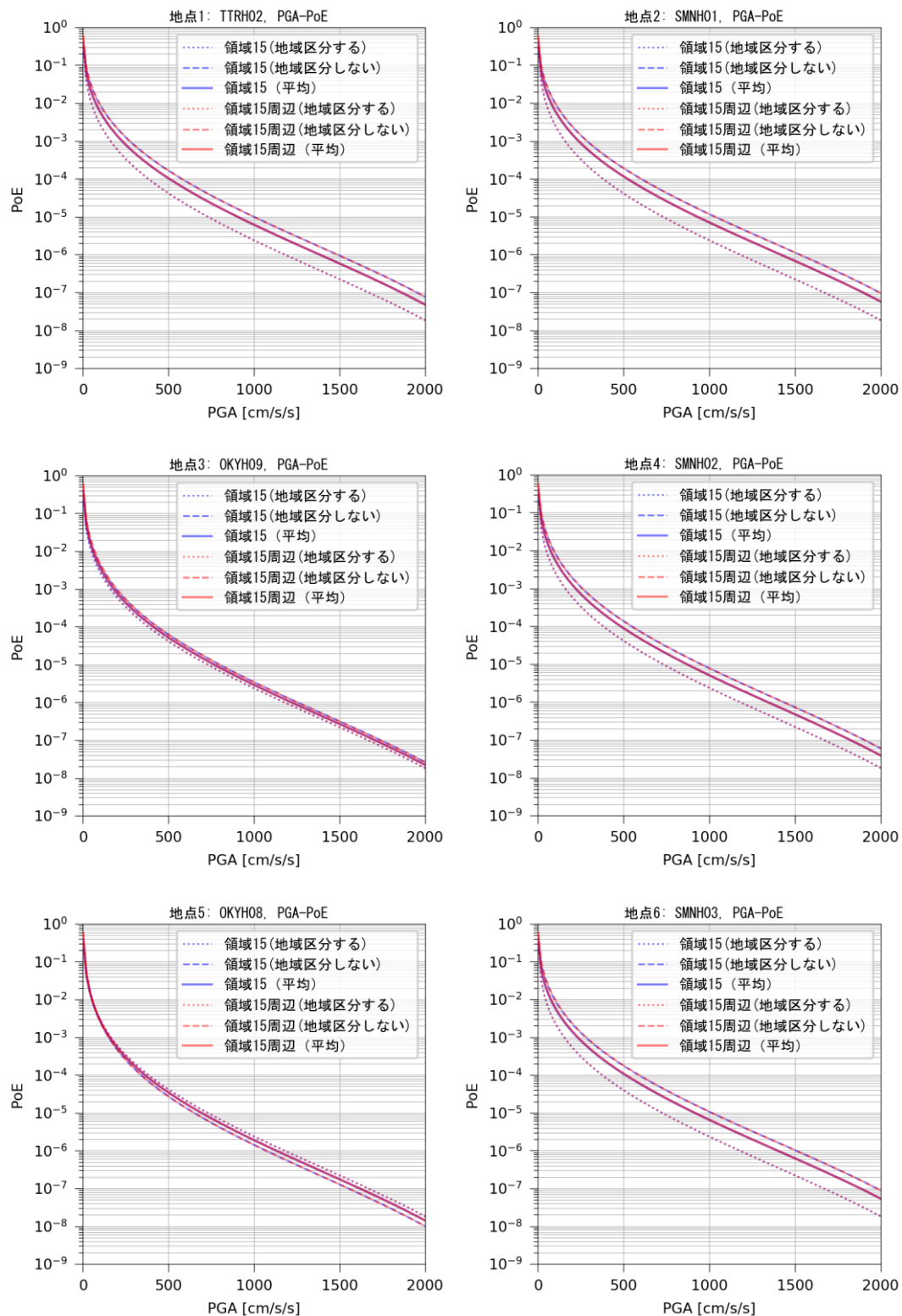


図 3-4 領域 15 とその周辺領域によるハザードの比較

TTRH02 : 日野、SMNH01 : 伯太、OKYH09 : 湯原、SMNH02 : 仁多、OKYH08 : 哲多、SMNH03 : 佐田

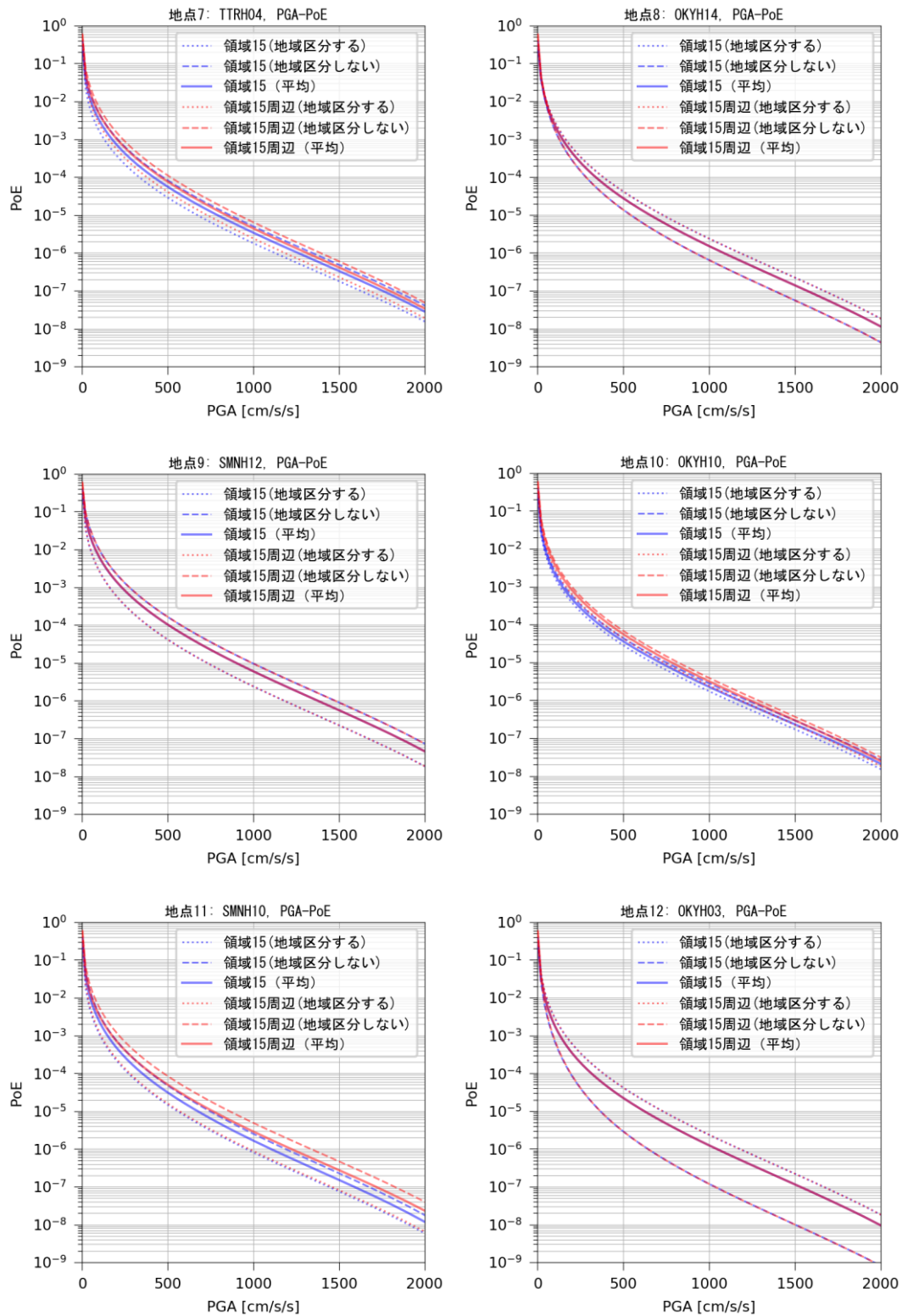


図 3-5 領域 15 とその周辺領域によるハザードの比較

TTRH04 : 赤崎、OKYH14 : 北房、SMNH12 : 吉田、OKYH10 : 上斎原、SMNH10 : 美保関、OKYH03 : 岡山

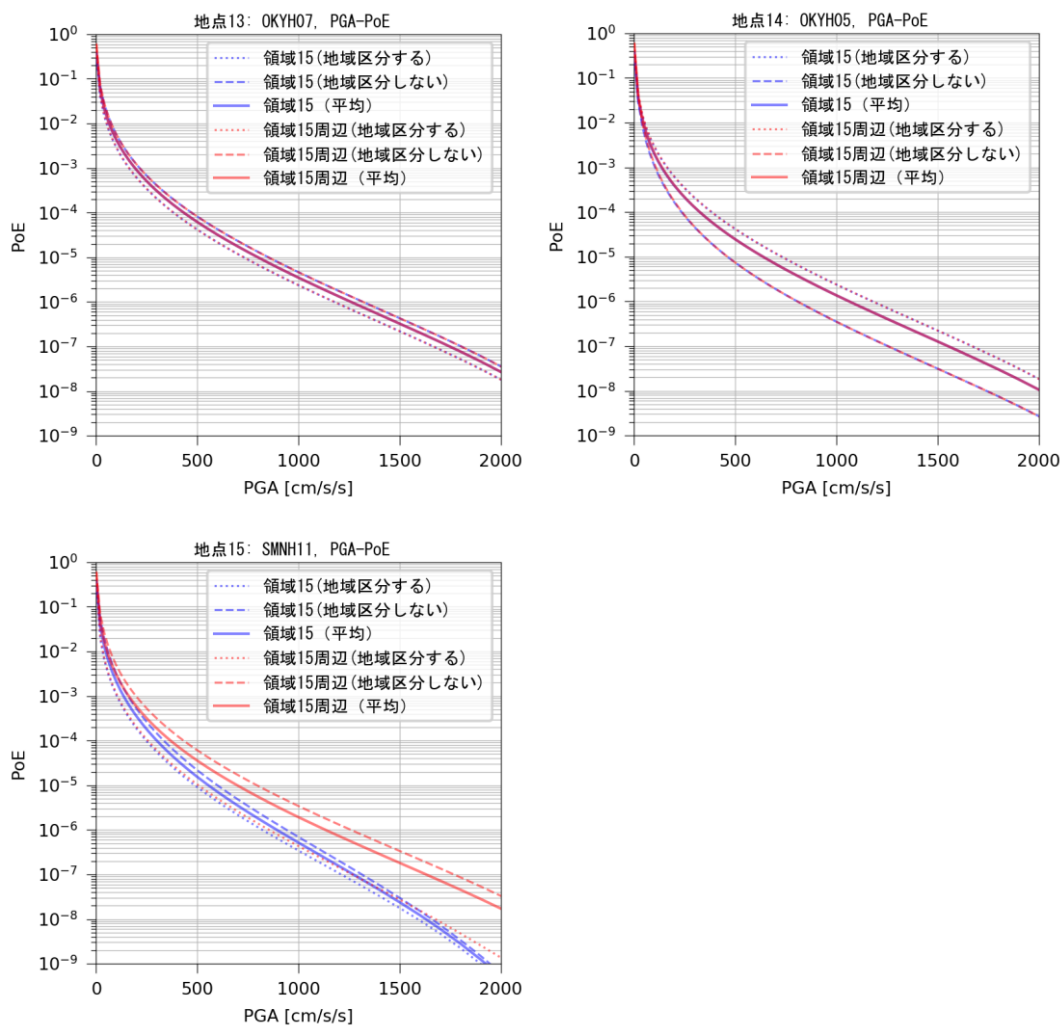


図 3-6 領域 15 とその周辺領域によるハザードの比較

OKYH07 : 神郷、OKYH05 : 建部、SMNH11 : 平田

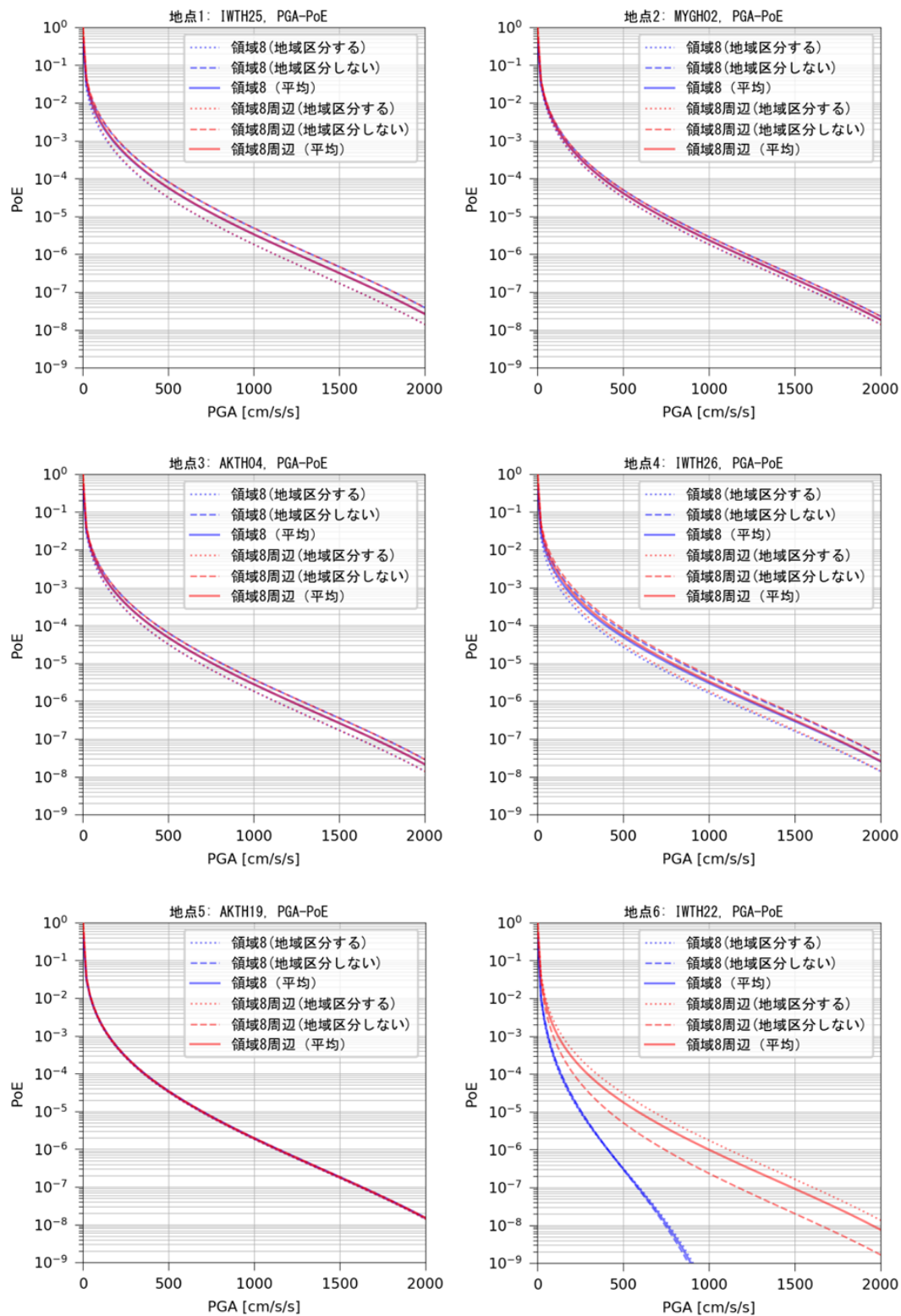


図 3-7 領域 8 とその周辺領域によるハザードの比較

IWTH25 : 一関西、MYGH02 : 鳴子、AKTH04 : 東成瀬

IWTH26 : 一関東、AKTH19 : 湯沢、IWTH22 : 東和

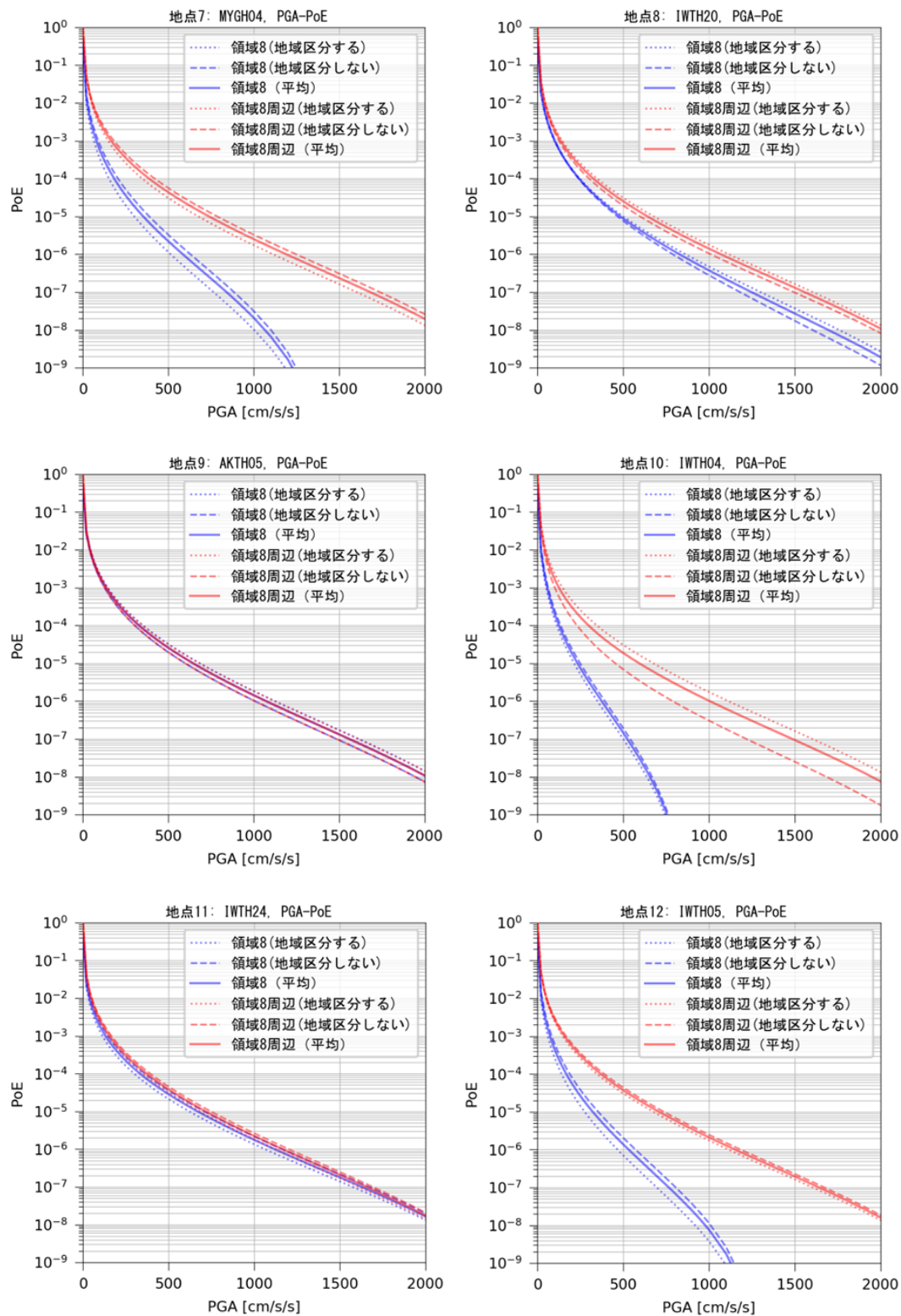


図 3-8 領域 8 とその周辺領域によるハザードの比較

MYGH04 : 東和、IWTH20 : 花巻南、AKTH05 : 鳥海、IWTH04 : 住田、IWTH24 : 金ヶ崎、IWTH05 : 藤沢

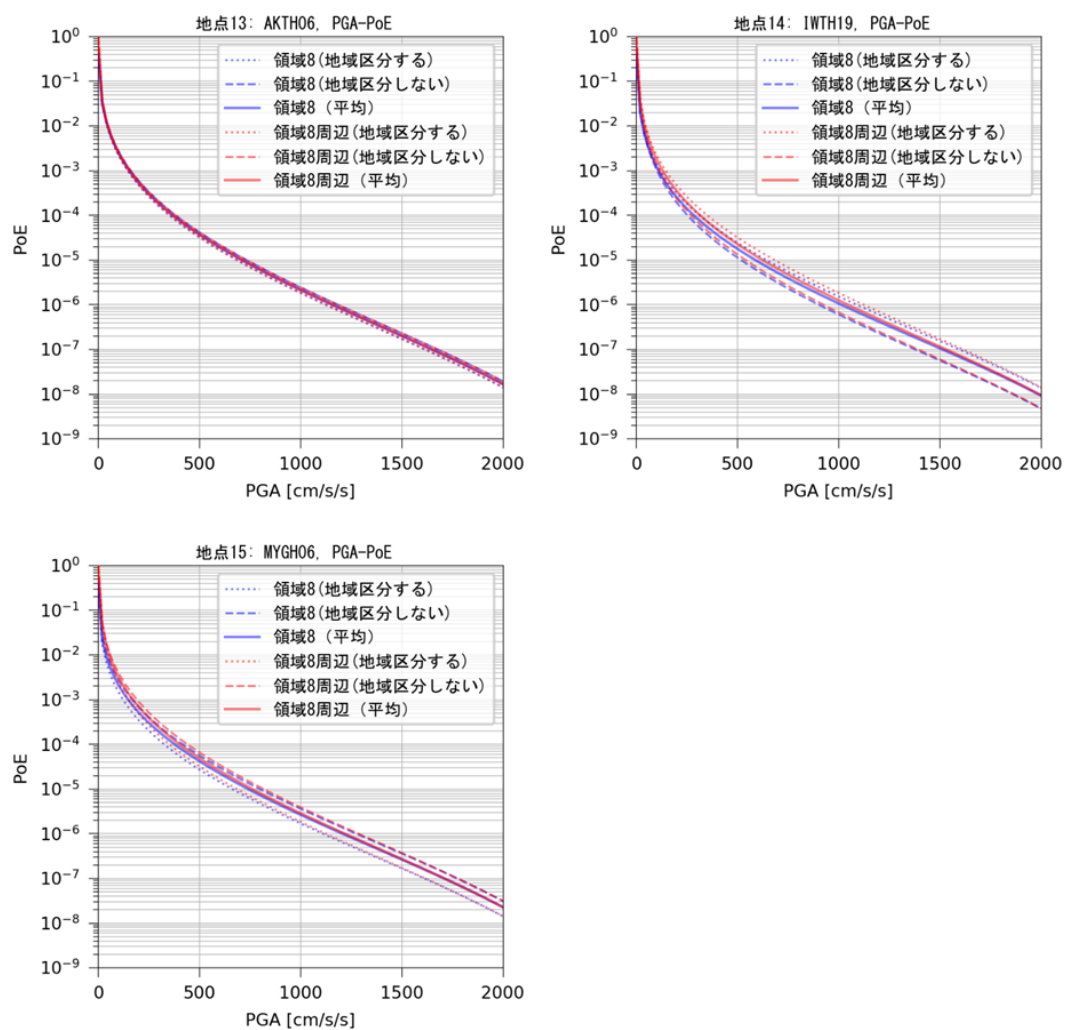


図 3-9 領域 8 とその周辺領域によるハザードの比較

AKTH06 : 雄勝、IWTH19 : 花巻北、MYGH06 : 田尻

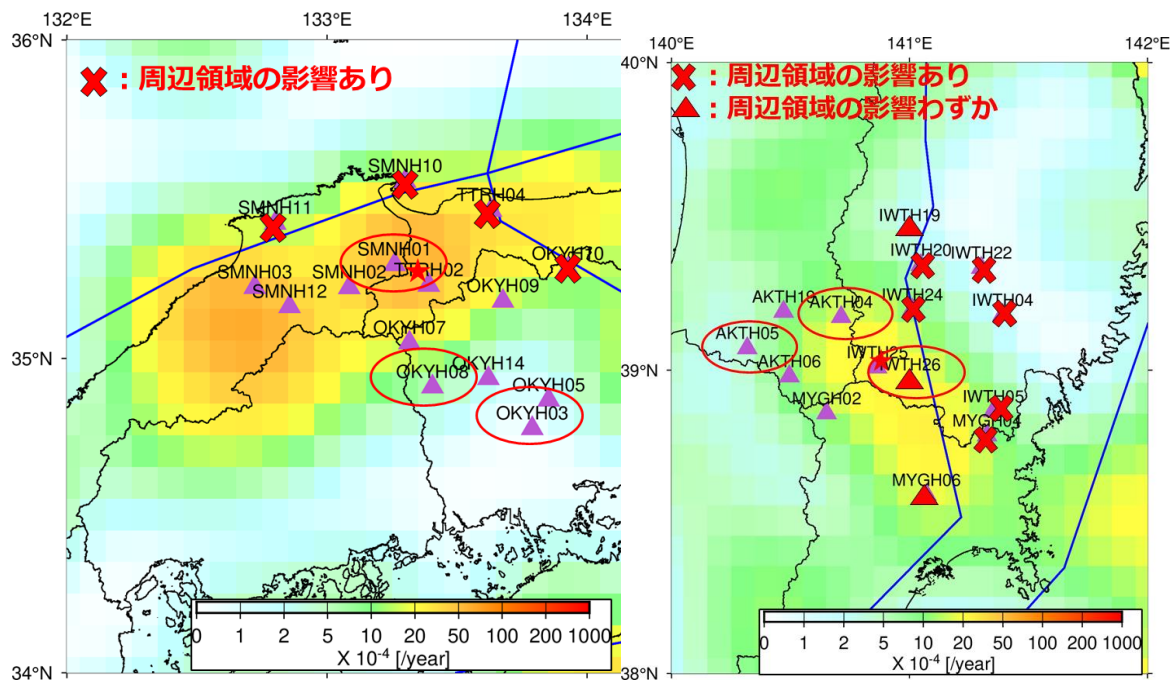


図 3-10 領域 15（左）及び領域 8（右）の地震規模別発生頻度（「地域区分しない方法」）

青線：領域の外縁

赤星：本震位置（領域 15：平成 12 年鳥取県西部地震、領域 8：平成 20 年岩手・宮城内陸地震）

紫三角：代表候補地点（15 地点/1 地震）

赤枠：選定した代表地点（3 地点/1 地震）

3.3 垣見ほか (2003) 以降で提案された地震地体構造区分の調査

垣見ほか (2003)以降で提案された地震地体構造区分として、大西ほか (2022)の地震地体構造区分について調査した。大西ほか (2022)では、①断層のモーメントレート、②断層走向、③地震発生層下端深さ、④重力異常の傾斜値、⑤最大せん断ひずみ速度、⑥縮みの主軸方位をパラメータとして主成分分析を実施している。主成分分析では3つの主成分が支配的であることが分かった。各主成分は以下のように解釈されている。

- ・第1主成分：過去数万～数十万年スケールの地殻構造特性を表す
(活断層が卓越する地域と対応)
- ・第2主成分：数年～数十年スケールの地殻構造特性を表す
(縮みの主軸方位が南北方向に卓越する地域と対応)
- ・第3主成分：過去数十万～数百万年スケールでの地殻構造特性を表す
(地震発生層下端が浅い地域(東日本)、深い地域(西日本)でと対応)

主成分分析で分けた3成分を基に、クラスター解析を実施し東西それぞれ5クラスター(計10クラスター)に分類している。図3-11には、大西ほか(2022)による領域区分と全国地震動予測地図2020年版による領域区分を重ね描いた図面を示す。

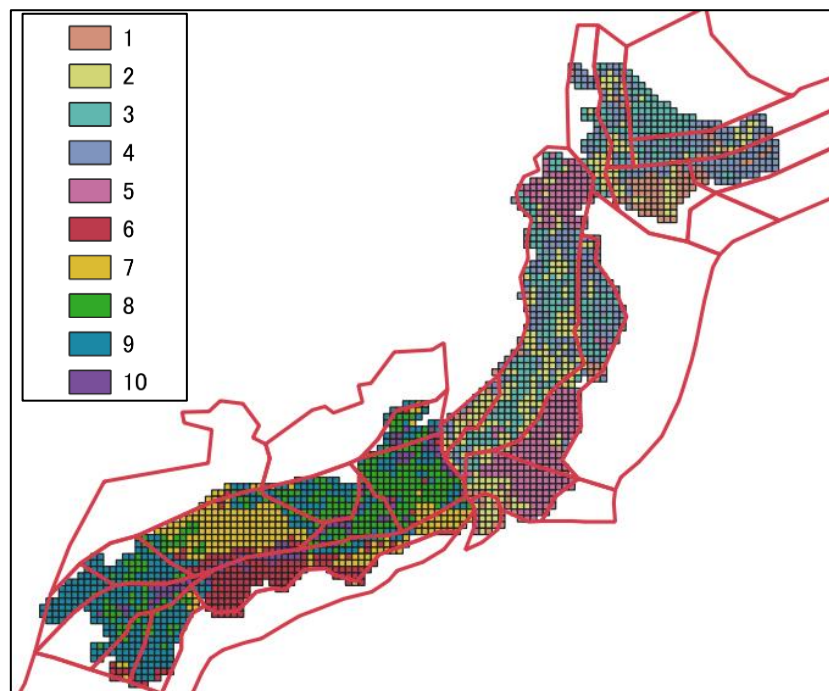


図 3-11 大西ほか (2022) のクラスター区分に地震本部の領域区分を重ね描いた図

3.4 余震除去手法の選定

鳥本ほか (2024)⁷¹では、日本海東縁を対象に PSHA に関する諸検討を実施した。その中では余震除去手法についても検討しており、地震本部 (2009)の手法と余震除去の傾向が異なる Gardner and Knopoff (1974)、Musson (1999)の手法を用いてハザードへの影響を評価している。本事業でも上に挙げた 3 手法を余震除去手法として採用した。各手法の概要は以下に記載する。

(1) 地震本部 (2009)

地震本部 (2009)ではマグニチュード 6.0 以上の地震を対象として、地震の発生後 90 日以内に、震央を中心とする面積 $A \text{ km}^2$ ($\log A = M - 3.2$ (建設省土木研究所, 1983)⁷²) の円内で発生した地震を余震とみなし機械的に除去している。これは下式で定義される空間窓 $distance$ と時間窓 $time$ に入る地震を取り除くことに相当する。

$$\begin{aligned} distance \text{ (km)} &= 10^{0.5M-1.6}/\pi^{0.5} \quad (M \geq 6.0) \\ time \text{ (Days)} &= 90 \quad (M \geq 6.0) \end{aligned}$$

(2) Gardner and Knopoff (1974)

Gardner and Knopoff (1974)は以下の式のような時間窓・空間窓に入る地震を前震もしくは余震とみなし除去している。この手法では一度前震もしくは余震と分けられた地震の余震は除去されない部分が地震本部 (2009)の手法とは異なることに注意が必要である。Gardner and Knopoff (1974)では計算の簡便さのために正方形の窓で地震を除去しているが、本事業では OQ-Engine に実装されているモジュールを用いて円形の窓で地震を除去している。

$$\begin{aligned} distance \text{ (km)} &= 10^{0.1238M+0.983} \\ time \text{ (Days)} &= \begin{cases} 10^{0.032M+2.7389} & (M \geq 6.5) \\ 10^{0.5409M-0.547} & (M < 6.5) \end{cases} \end{aligned}$$

(3) Musson (1999)

Musson (1999)では、空間窓は Gardner and Knopoff (1974)による式を、時間窓はマグニチュードに依らず 100 日としている。前震・余震を除去する際はまず空間窓に入る地震を除去候補とし、その後除去候補の地震に対して時間窓を移動しながら該当する地震を除去する。本震から余震、余震からその余震というように時間窓の起点を移動して行き、除去される地震が見つからなくなるまで処理を繰り返す。

3.5 地震発生頻度の設定

PSHA を実施するにあたり気象庁地震カタログ（1919 年から 2019 年までの 101 年間）を基に、以下の手順で地震発生頻度を設定した。なお、震源深さの下限と最大マグニチュードは全国地震動予測地図 2020 年版に準じて、それぞれ 25 km 及び $M_j 7.3$ ($M_w = 6.8$) とした。

【地震発生頻度の設定手順】

- (1) 震源深さ、フラグ値で地震を選別
※震源決定フラグから「K, k, A」を、震源評価から「3, 7」以外を選択
- (2) 余震除去手法の適用
※Gardner and Knopoff (1974) 及び Musson (1999) の手法では前震も除去
- (3) 地震規模で地震を選別 ($5.0 \leq M_j \leq 7.3$) ※ ($4.9 \leq M_w \leq 6.8$)
- (4) 地震発生数の平滑化 (Frankel (1995)⁷³による Smoothed seismicity の考え)
※緯度・経度方向に 0.1 度間隔で発生頻度を設定

領域 15 における（前・）余震除去前後の震央分布を図 3-12 に、領域 8 における震央分布を図 3-13 に示す。領域 15 では地震本部 (2009) による除去前後の地震数の比（除去後/除去前）は 61/68、Gardnar and Knopoff (1974) では 44/68、Musson (1999) では 45/68 となり、後者 2 手法の方が（前・）余震の除去数は多くなった。領域 8 でも同様に地震本部 (2009) で除去後/除去前の地震数の比は 83/112、Gardnar and Knopoff (1974) では 56/112、Musson (1999) では 50/112 となり、後者 2 手法の方が（前・）余震の除去数は多くなった。

領域 15 において「地域区分する方法」で設定された地震発生頻度を図 3-14 に、「地域区分しない方法」で設定されたものを図 3-15 に示す。同様に、領域 8 において「地域区分する方法」で設定された地震発生頻度を図 3-17 に、「地域区分しない方法」で設定されたもの図 3-15 に示す。

本事業では、前述の大西ほか (2022) の地震地体構造区分を用いた場合についても PSHA を実施した。その際、余震除去の手法としては地震本部 (2009) の手法を用いた。大西ほか (2022) の手法と地震本部（「地域区分する方法」、「地域区分しない方法」）の手法によって設定された地震発生頻度を比較した結果を図 3-18 及び図 3-19 に示す。なお、大西ほか (2022) では緯度・経度の間隔を 0.15 度としてクラスター区分しているため、本事業でも大西ほか (2022) の区分を用いた地震発生頻度は 0.15 度間隔で設定している。

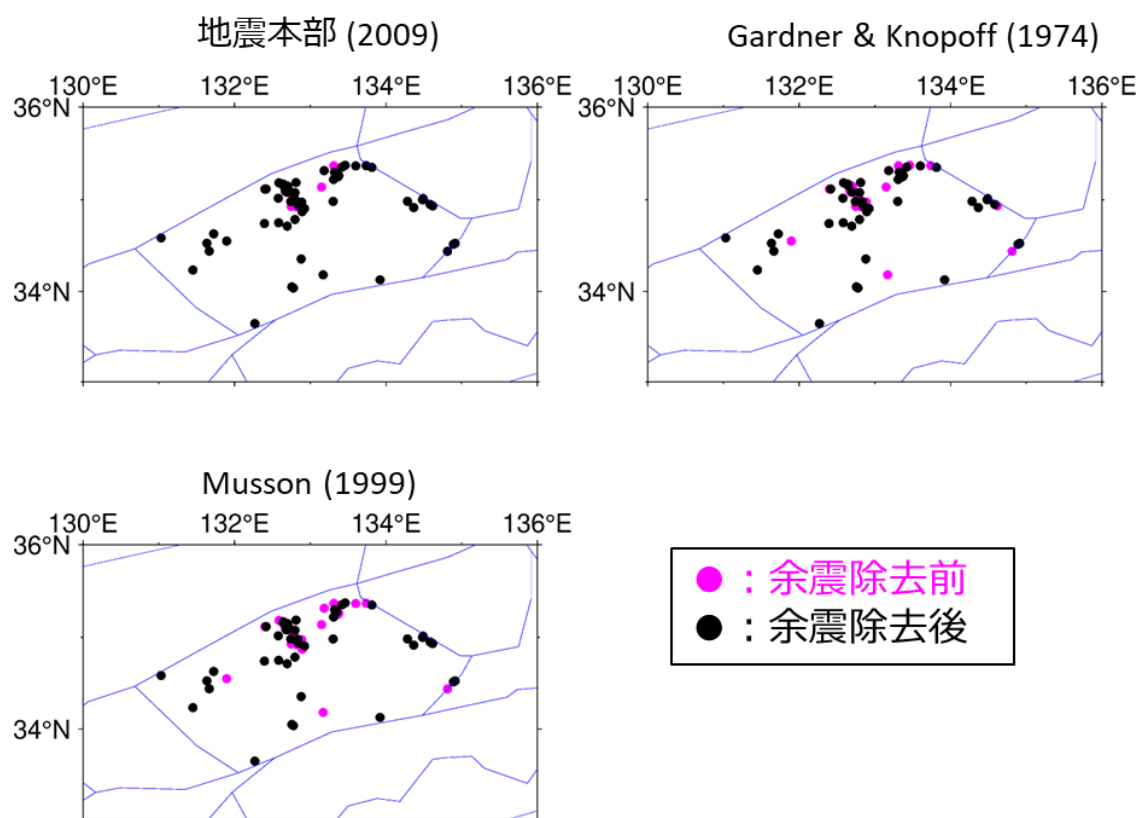


図 3-12 領域 15 における（前・）余震除去前後の震央分布

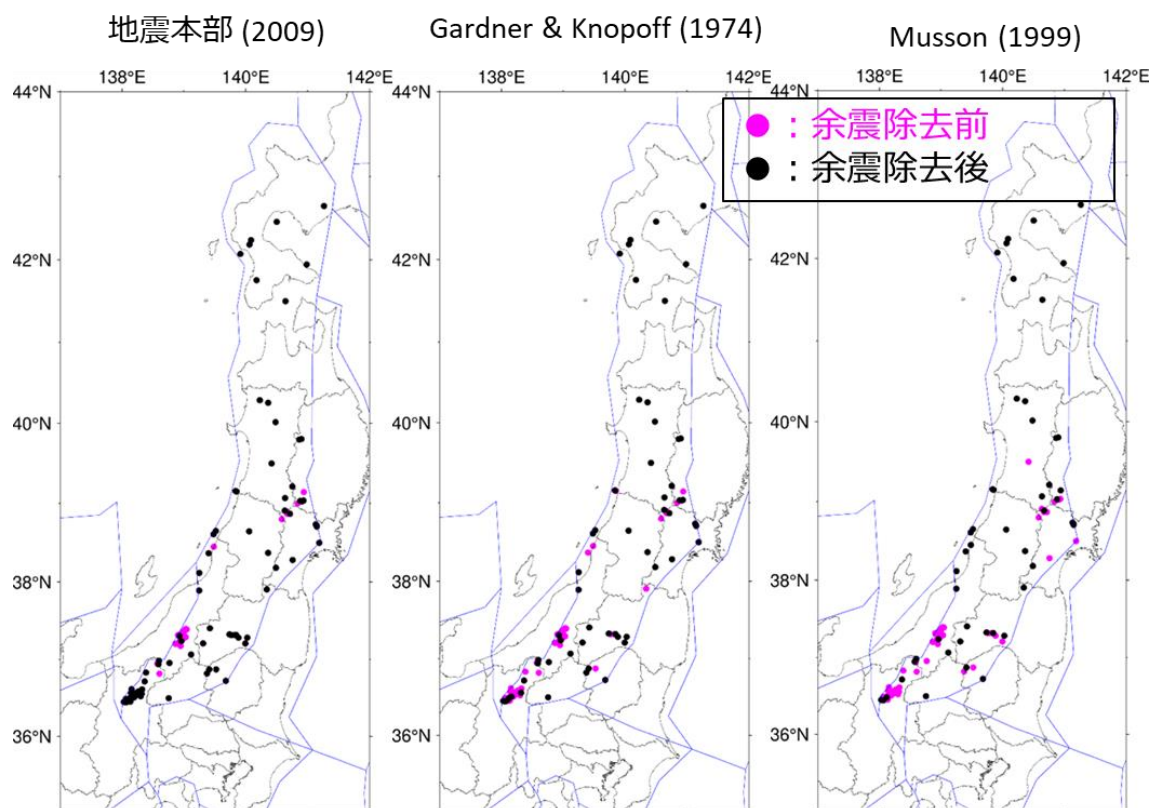


図 3-13 領域 8 における（前・）余震除去前後の震央分布

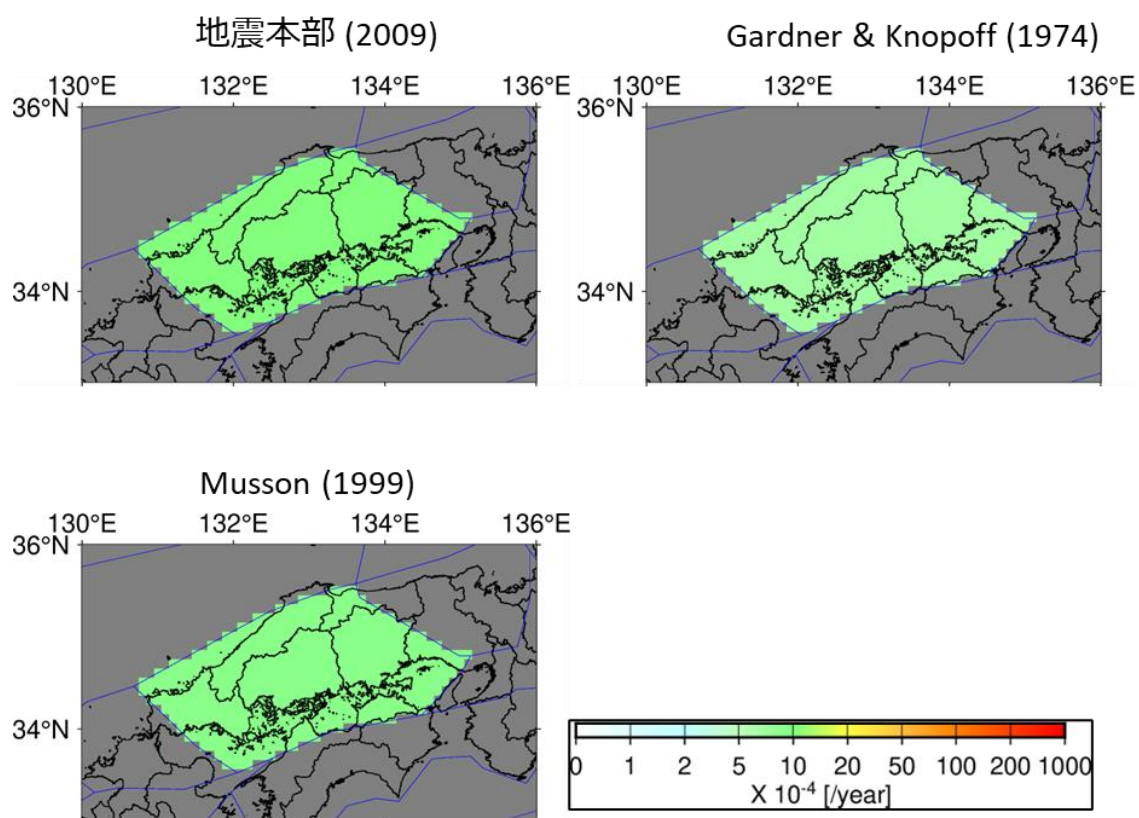


図 3-14 領域 15 の地震規模別発生頻度（「地域区分する方法」）

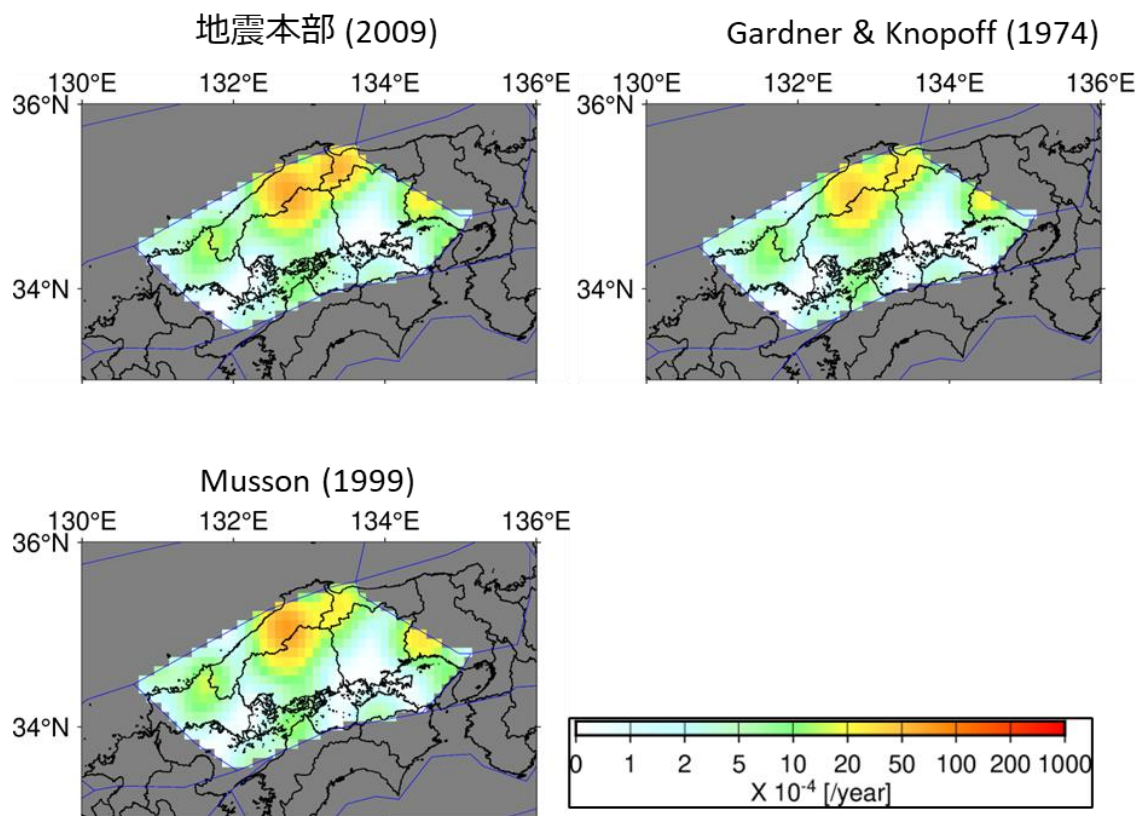
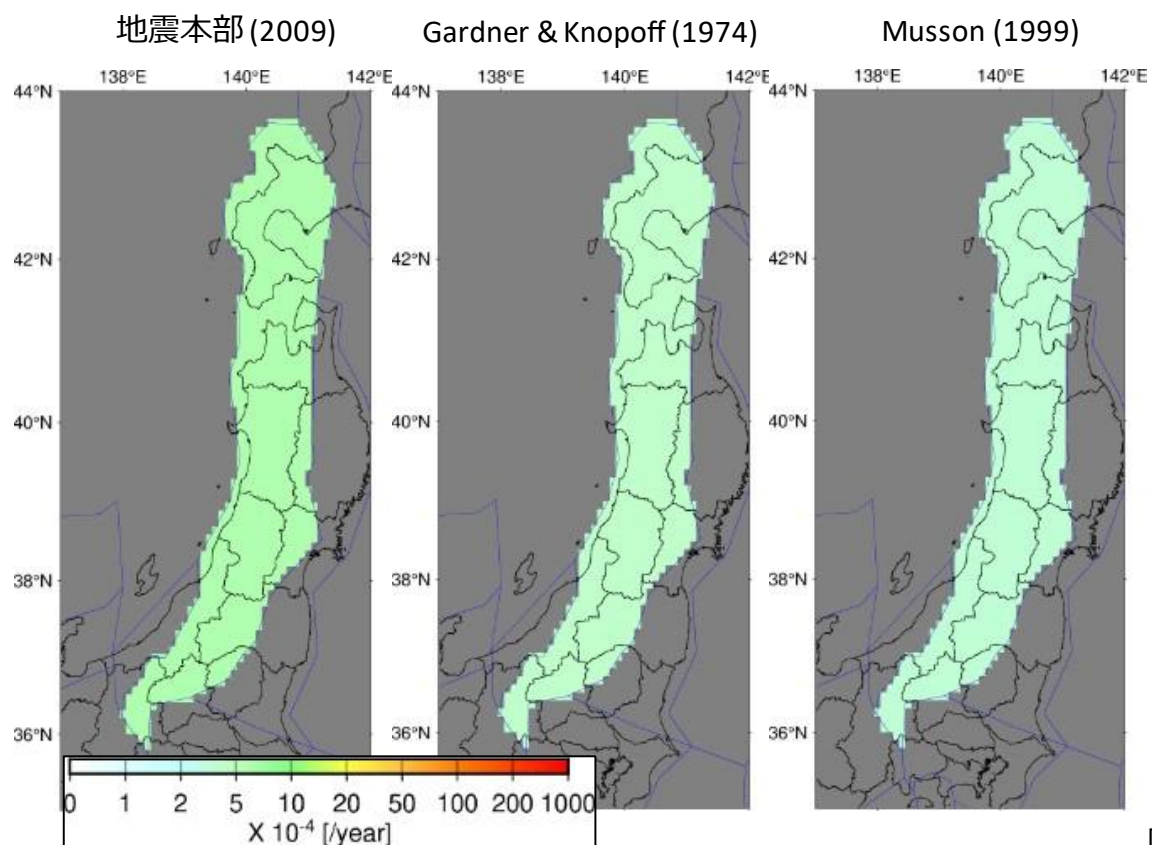


図 3-15 領域 15 の地震規模別発生頻度（「地域区分しない方法」）



図

3-16 領域 8 の地震規模別発生頻度 (「地域区分する方法」)

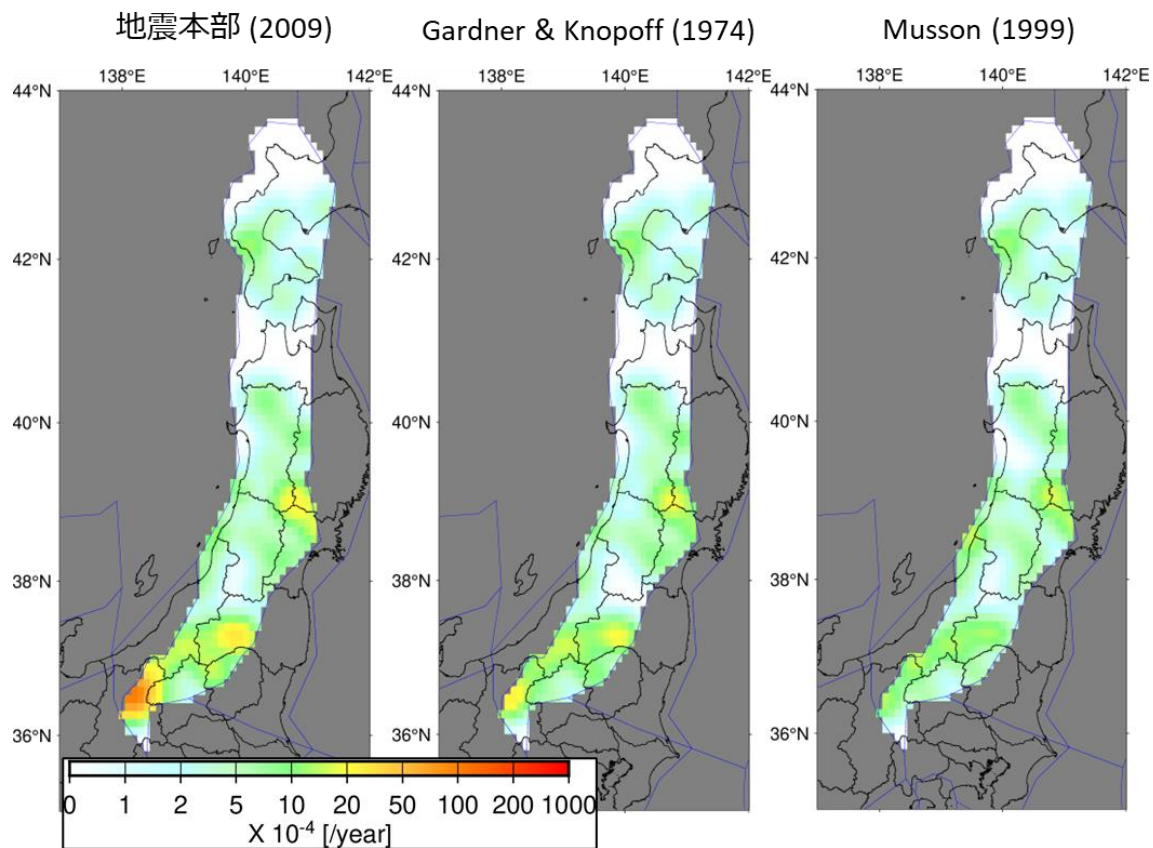


図 3-17 領域 8 の地震規模別発生頻度 (「地域区分しない方法」)

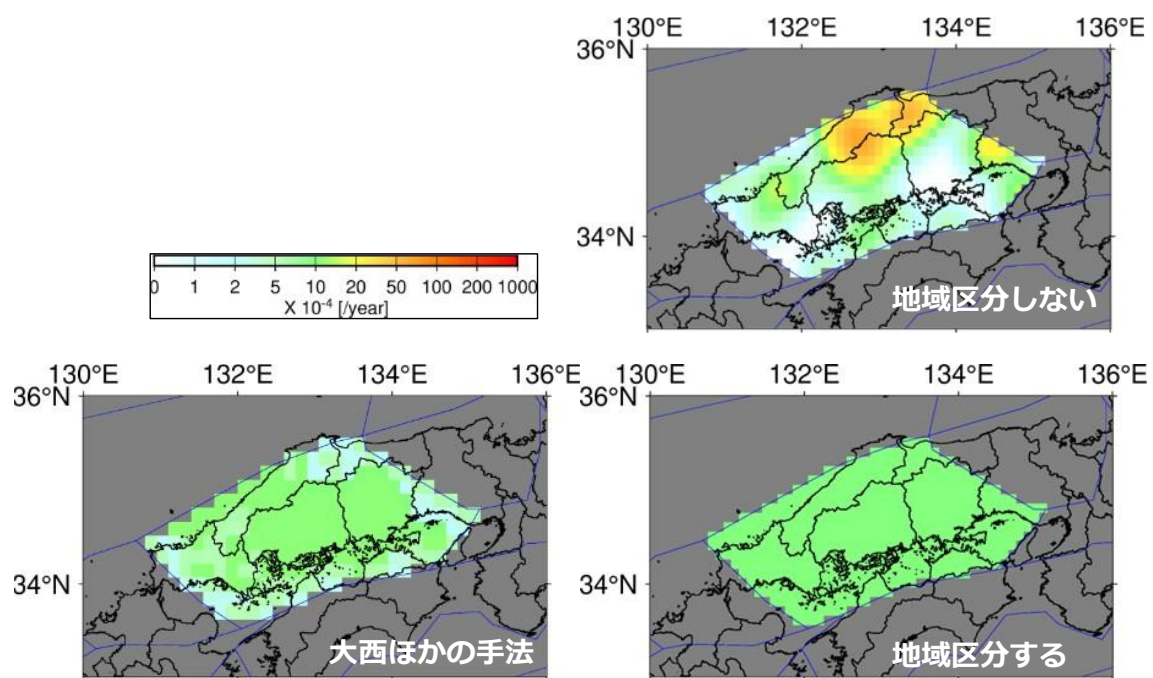


図 3-18 領 15 における大西ほか（2022）と地震本部の手法による地震発生頻度

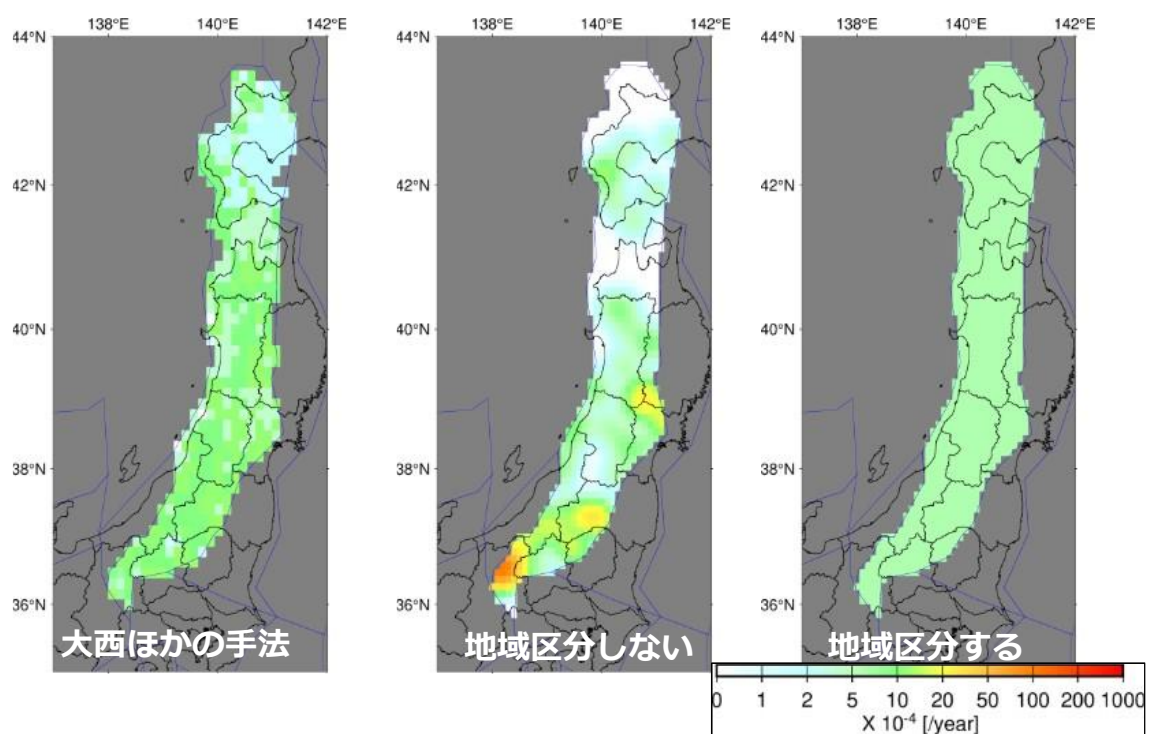


図 3-19 領域 8 における大西ほか（2022）と地震本部の手法による地震発生頻度

3.6 b 値の設定

b 値の設定に際して、推定に用いる地震規模の上限・下限値及び推定手法について基礎的な検討をした。上限値は Mw 6.5 (Mj 7.0) もしくは Mw 6.8 (Mj 7.3) について感度分析し、下限値は地震の検出率の観点から整理した。推定手法は打ち切りがある GR 則の確率密度分布を利用する宇津 (1978)⁷⁴と、打ち切りがない GR 則の確率密度分布を利用する Aki (1965)⁷⁵の手法について b の推定を行い比較した。両手法とも最尤法による推定となっている。検討には地震本部 (2009)による余震除去手法を適用した後の地震カタログを用いた。

まず、地震規模の下限値に関する検討内容について記載する。本事業では 1919 年から 101 年間の地震を使用した。この 101 年間で地震の検出率は異なる。そこで気象庁地震カタログの地震を以下の 4 つの期間 (1) から (4) に区分して検出率を調べた。期間の区切りは気象庁地震カタログの改定年を基に設定した。

- (1) 1919 年から 2019 年 (全期間、101 年間)
- (2) 1919 年から 1950 年 (32 年間)
- (3) 1951 年から 1997 年 9 月 (約 47 年間)
- (4) 1997 年 10 月から 2019 年 (約 22 年間)

図 3-20 には Mj の下限値を 1.0 とした場合の地震規模別発生頻度と累積発生数の関係について示している。横軸は武村 (1990)⁷⁶の式で Mw に変換している。なお、武村 (1990)の式が適用できる下限値は Mj 4.0 程度と考えられるため Mj 1.0 は適用外である。ただし、武村 (1990)の式は線形な関係式であるため、傾き (b 値) の変化を評価する上では問題は無い。期間を区切って検出率を調べた結果、期間 (2) 及び (3) では Mw 4.2 付近 (Mj 4.0 付近) で傾きが変わっていることが分かり、Mj 4.0 以下については不完全であることが分かる。領域 8 の結果を図 3-21 に示すが、こちらも同様に期間 (2) 及び (3) では、Mj 4.0 以下については不完全である。領域 15 及び領域 8 において Mj 4.0 を下限値として同様の調査をした結果を図 3-22 及び図 3-23 に示すが、Mj 4.0 を下限値とすると、観測値は概ね直線状に並ぶことが分かる。

上限値については、前述の通り Mw 6.5 (Mj 7.0) もしくは Mw 6.8 (Mj 7.3) について感度分析をしたが、図 3-24、図 3-25 に示す通りいずれの領域においてもわずかな差しかないため Mw 6.8 (Mj 7.3) を上限値とした。

推定手法については、宇津 (1978)と Aki (1965)の手法でわずかな差しか見られないが前者の方がやや安全側であるため前者を採用した。

b 値の推定値について 95%信頼区間及び観測値と計算値 (宇津, 1978) についての残差二乗和を計算すると領域 15、領域 8 ではそれぞれ表 3-1 及び表 3-2 のようになる。なお、残差二乗和は地震規模について幅 0.1 のビンを取り計算することでサンプル数に対するバイアスがかからないようにした。

残差二乗和を計算した結果、全期間 (期間 (1)) に発生した地震を用いて b 値を推定した場合に最も小さくなることが分かったため、期間 (1) で推定された b 値をハザードの推定に使用することとした。また、b 値のばらつきがハザードに与える影響についても評価を実施したが、これについてはハザード計算の節で述べる。本事業では、余震除去手法を 3 つ適用するた

め、他の2手法を適用した場合のb値も推定した。推定した値は表3-3に整理した。本事業では、表3-3に整理したb値を用いてハザードの評価を実施した。

本事業では、Mwを横軸、地震発生頻度を縦軸としてb値を推定したが、Mjを横軸とした場合についてもb値の推定を行った。その結果、領域15ではMwで推定した場合 $b = 0.935$ に対してMjで推定すると $b = 0.938$ 、領域8では、Mwで推定した場合 $b = 1.197$ に対してMjで推定すると $b = 1.196$ となった。そのため、Mwに変換した影響はほとんど無いと言える。なお、余震除去手法は地震本部(2009)を適用し、Mjから推定したb値は武村(1990)の関係式でMwにおけるb値に変換した上で比較している。

また、本事業では期間(1)の地震カタログを用いてb値を推定したが、期間(4)では、Mj 1.0以上で概ね完全と言えるため、期間(4)において、Mj 1.0以上の地震を用いてb値を推定した。b値を推定する際には横軸はMj、縦軸は地震発生頻度としている。こちらも余震除去手法は地震本部(2009)を適用し、Mjから推定したb値は武村(1990)の関係式でMwにおけるb値に変換した上で比較している。推定の結果、領域15では $b = 1.104$ 、領域8では $b = 1.152$ となった。領域8では、期間(1)で推定した場合の95%信頼区間に入り、中央値との比も5%以下である。一方で領域15では、期間(1)で推定した場合の95%信頼区間上限($b = 1.046$)よりも大きく、中央値に対して2割程度大きい。地震規模別発生頻度の図を描くと、地震規模が小さい範囲の方が直線に乗りやすい傾向があり、b値の推定に用いる地震規模の下限值は小さい方が良いと考えられる。ただし、地震規模の下限值を小さくする場合、利用できる地震カタログの期間は短くなり、短期的な地震活動に影響を受ける可能性があるため、定常的な地震活動を評価する上で課題があると考えられる。

— : 打ち切りなしのGR則による最尤法 (Aki, 1965)
 — : 打ち切りありのGR則による最尤法 (宇津, 1978)
 ● : 観測

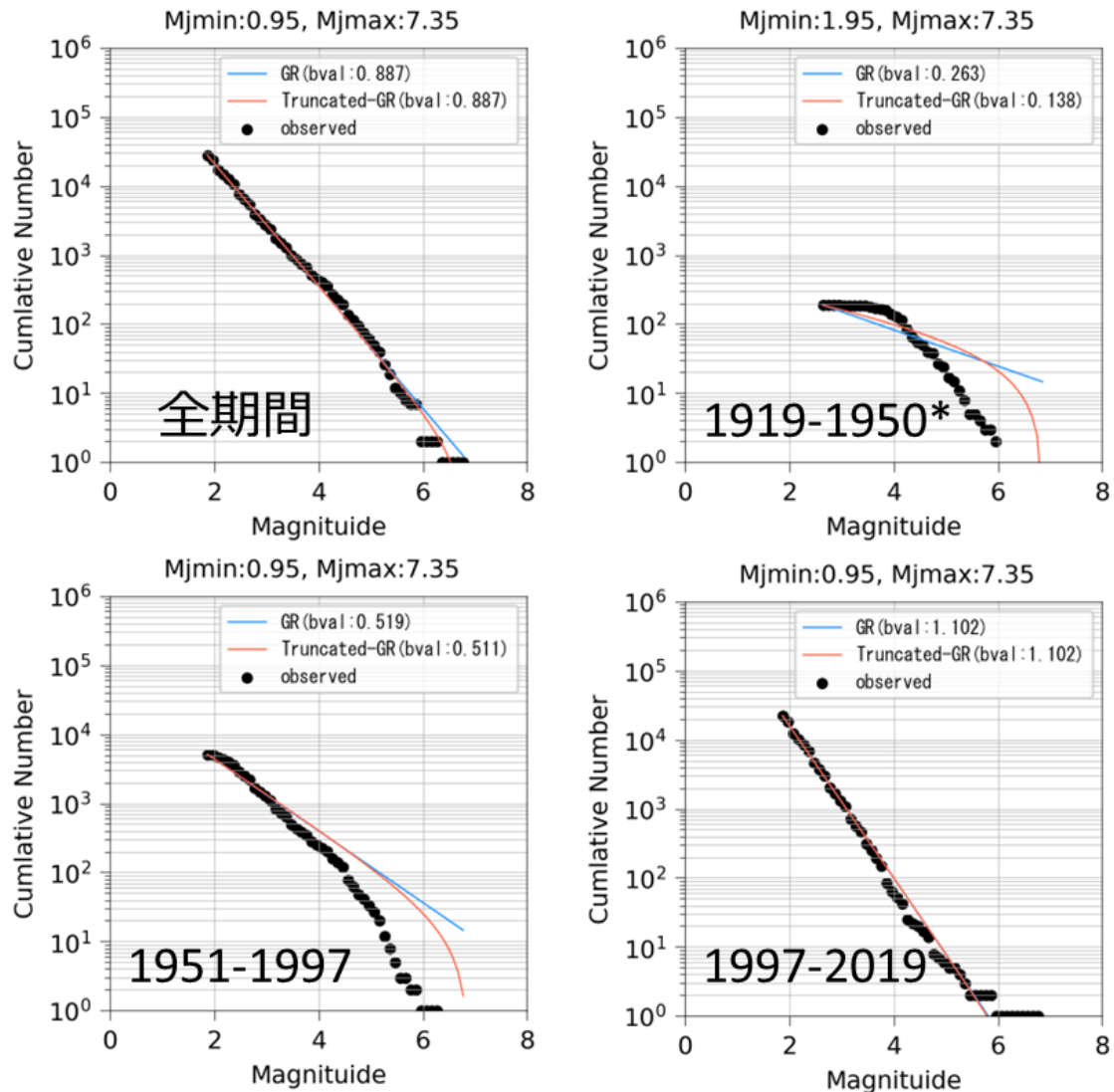


図 3-20 領域 15 における地震規模別発生頻度 (M_j の下限値 1)

横軸は武村 (1990) の式で M_j から M_w に変換

黒丸 : 観測値、オレンジ線 : 宇津 (1978) によるモデル、水色線 : Aki (1965) によるモデル

*1919 年から 1950 年のデータでは宇津 (1978) の手法で b 値が推定されなかったため

参考として M_j 2 を下限値とした場合の結果について示している

— : 打ち切りなしのGR則による最尤法 (Aki, 1965)
 - : 打ち切りありのGR則による最尤法 (宇津, 1978)
 ● : 観測

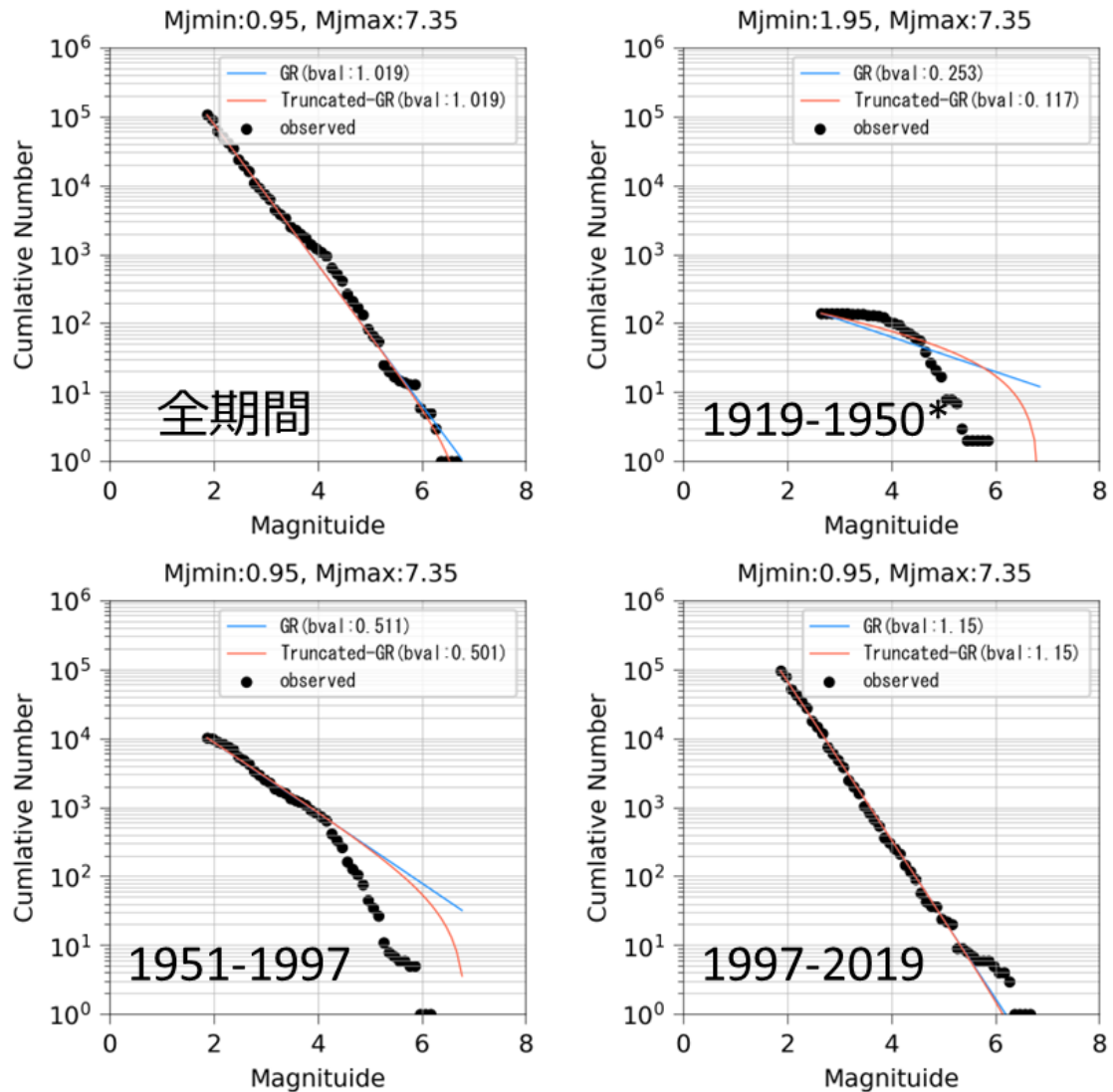


図 3-21 領域 8 における地震規模別発生頻度 (Mj の下限値 1)

横軸は武村 (1990) の式で Mj から Mw に変換

黒丸 : 観測値、オレンジ線 : 宇津 (1978) によるモデル、水色線 : Aki (1965) によるモデル

*1919 年から 1950 年のデータでは宇津 (1978) の手法で b 値が推定されなかったため

参考として Mj 2 を下限値とした場合の結果について示している

— : 打ち切りなしのGR則による最尤法 (Aki, 1965)
 — : 打ち切りありのGR則による最尤法 (宇津, 1978)
 ● : 観測

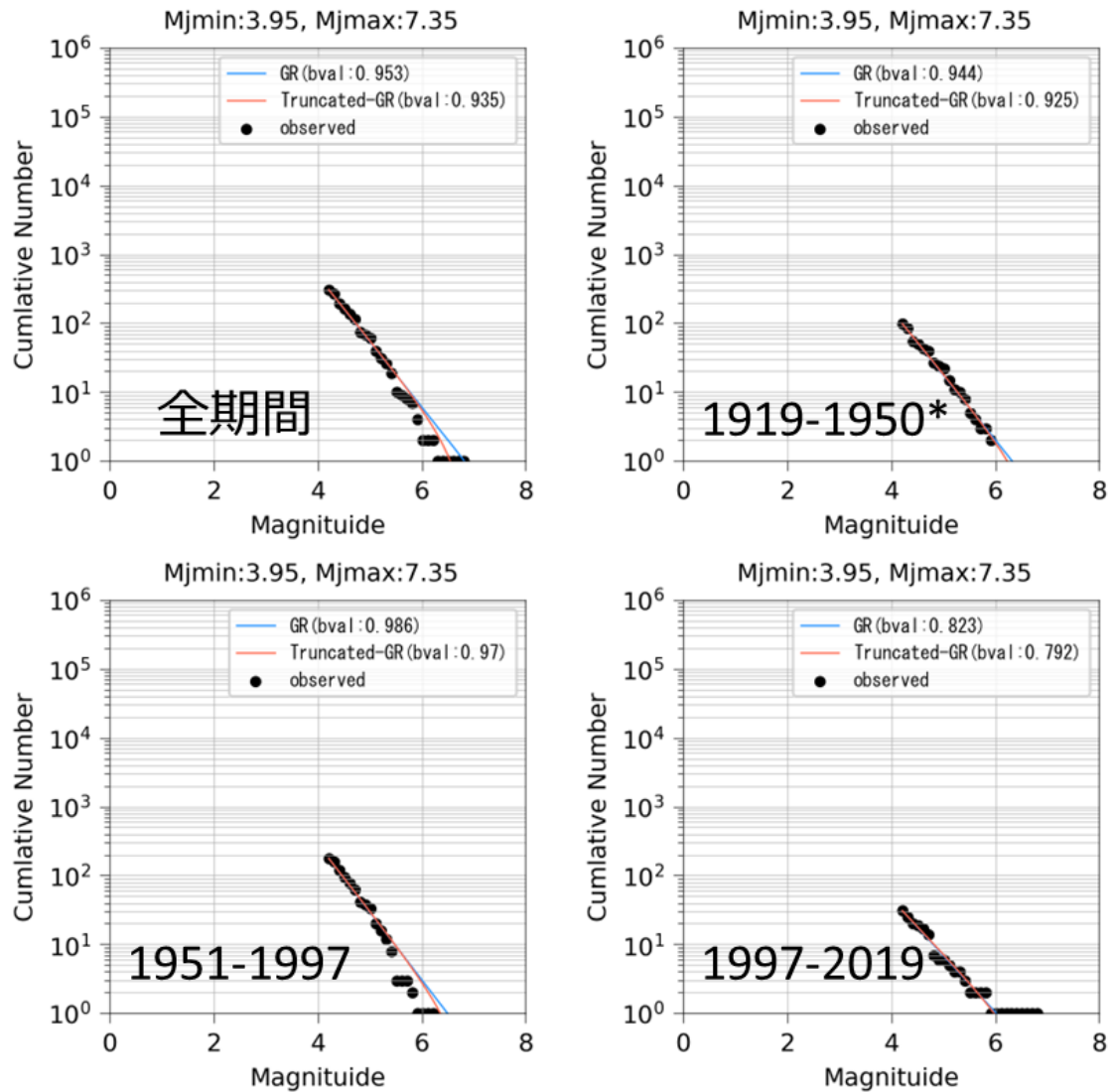


図 3-22 領域 15 における地震規模別発生頻度 (Mj の下限値 4)

横軸は武村 (1990) の式で Mj から Mw に変換

黒丸 : 観測値、オレンジ線 : 宇津 (1978) によるモデル、水色線 : Aki (1965) によるモデル

— : 打ち切りなしのGR則による最尤法 (Aki, 1965)
 — : 打ち切りありのGR則による最尤法 (宇津, 1978)
 ● : 観測

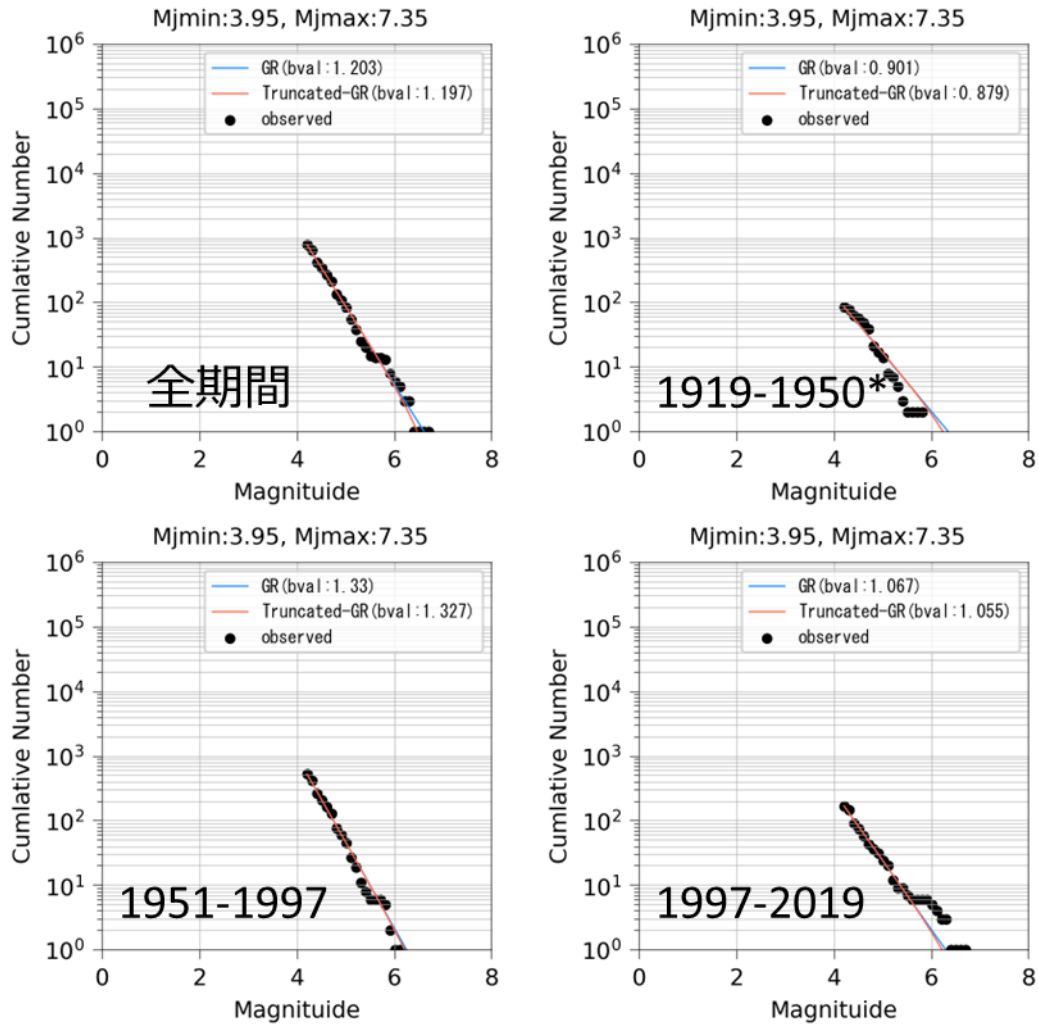


図 3-23 領域 8 における地震規模別発生頻度 (Mj の下限値 4)

横軸は武村 (1990) の式で Mj から Mw に変換

黒丸 : 観測値、オレンジ線 : 宇津 (1978) によるモデル、水色線 : Aki (1965) によるモデル

- : 打ち切りなしのGR則による最尤法 (Aki, 1965)
- : 打ち切りありのGR則による最尤法 (宇津, 1978)
- : 観測

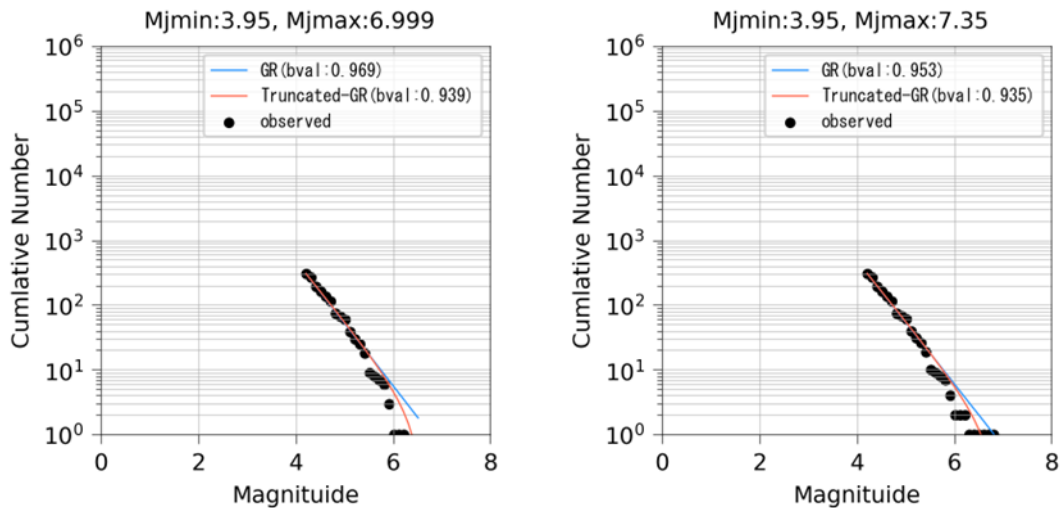


図 3-24 領域 15 における地震規模別発生頻度 (M_j の下限値 4)

左 : M_j の上限値 7.0、右 : M_j の上限値 7.35

横軸は武村 (1990) の式で M_j から M_w に変換

黒丸 : 観測値、オレンジ線 : 宇津 (1978) によるモデル、水色線 : Aki (1965) によるモデル

- : 打ち切りなしのGR則による最尤法 (Aki, 1965)
- : 打ち切りありのGR則による最尤法 (宇津, 1978)
- : 観測

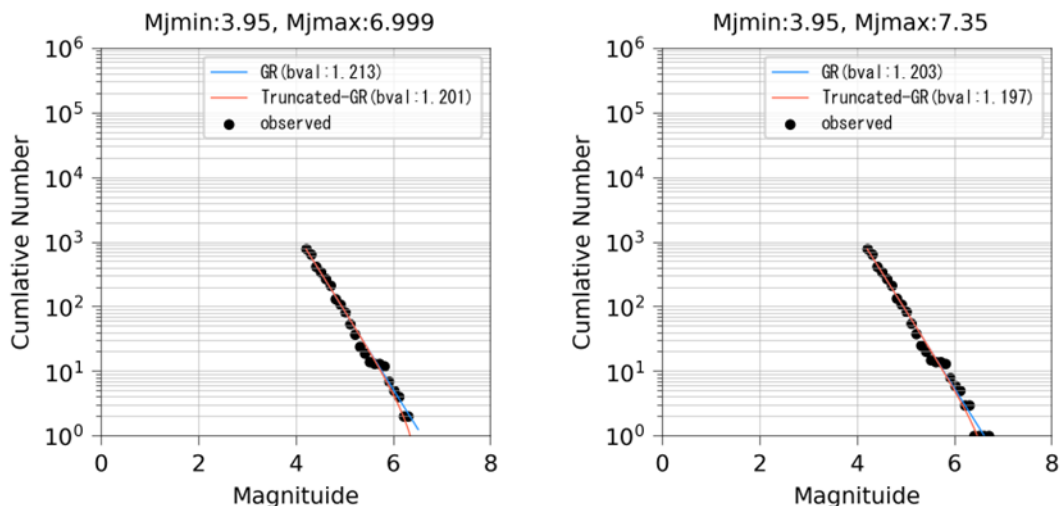


図 3-25 領域 8 における地震規模別発生頻度 (M_j の下限値 4)

左 : M_j の上限値 7.0、右 : M_j の上限値 7.35

横軸は武村 (1990) の式で M_j から M_w に変換

黒丸 : 観測値、オレンジ線 : 宇津 (1978) によるモデル、水色線 : Aki (1965) によるモデル

表 3-1 領域 15 における 95 %信頼区間と残差二乗和

期間	信頼区間下限	信頼区間上限	残差二乗和
(1)	0.824	1.046	0.006
(2)	0.732	1.118	0.012
(3)	0.820	1.120	0.008
(4)	0.482	1.102	0.058

表 3-2 領域 8 における 95 %信頼区間と残差二乗和

期間	信頼区間下限	信頼区間上限	残差二乗和
(1)	1.111	1.283	0.006
(2)	0.678	1.080	0.046
(3)	1.212	1.442	0.008
(4)	0.890	1.220	0.014

表 3-3 宇津 (1978) の手法で推定した b 値

(前 ・) 余震除去手法	領域 15	領域 8
地震本部 (2009)	0.935	1.197
Gardner & Knopoff (1974)	0.823	0.895
Musson (1999)	0.913	0.913

3.7 ハザードの推定

前節までに整理した内容を基に以下の①から④の観点で一様ハザードスペクトルを評価した。評価の際には、震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム (2019)⁷⁷によって検討された標準応答スペクトルとも比較した。なお、標準応答スペクトルは、周期 0.02, 0.03, 0.04, 0.06, 0.09, 0.15, 0.30, 0.60, 5.00 秒がコントロールポイントであるが、原子力安全基盤機構 (2013)では 0.10 秒未満の周期は実装されていないため、PGA (0.02 秒に相当すると考えた) , 0.10, 0.15, 0.3, 0.6, 1.0, 2.0, 5.0 秒でハザードを計算した。領域震源は点震源の集まりで表現している (面積は持たせていない)。

【ハザード評価の観点】

- ① 地震規模が与える影響評価
- ② 地震地体構造区分が与える影響評価
- ③ 余震除去手法が与える影響評価
- ④ b 値のばらつきが与える影響評価

3.7.1 観点① 地震規模がハザードへ与える影響

観点①では、地震規模を以下の 3 つに区分してハザードへの影響を評価した。

ケース (1) Mw 4.9~6.8 (Mj 5.0~7.3)

ケース (2) Mw 4.9~6.4 : Mw 6.5 未満 (「全国共通に考慮すべき地震動」に相当)

ケース (3) Mw 6.5~6.8 : Mw 6.5 以上 (「地域性を考慮する地震動」に相当)

なお、余震除去手法は地震本部 (2009)の手法を適用し、超過確率は「地域区分する方法」と「地域区分しない方法」のロジックツリー平均で評価している。

領域 15 について、ケース (1) ~ (3) 単体の結果をそれぞれ図 3-26 から図 3-28 に示す。また、ケース (1) と (2) を比較した結果を図 3-29 に、ケース (1) ~ (3) を比較した結果を図 3-30 に示す。同様に、領域 8 について、ケース (1) ~ (3) 単体の結果をそれぞれ図 3-31 から図 3-33 に示す。また、ケース (1) と (2) を比較した結果を図 3-34 に、ケース (1) ~ (3) を比較した結果を図 3-35 に示す。

いずれの領域に置いても支配的な地震規模は Mw4.9~6.4 と言える。ただし、超過確率の小さい $1e-7$ や $1e-6$ におけるスペクトルでは、Mw 6.5~6.8 の地震の振幅が長周期側で大きくなる。

最後に、本事業では「地域区分する方法」と「地域区分しない方法」の両方で地震発生頻度を整理したため、両者の比較を行った。領域 15 は図 3-36、領域 8 は図 3-37 に結果示す。併せて対象領域の地震発生頻度も示している (「地域区分しない方法」)。領域 15 では「地域区分しない方法」で設定した地震発生頻度が高い SMNH01 (伯太) で「地域区分しない方法」によるハザードが大きく、逆に OKYH03 (岡山) では小さい。OKYH08 (哲多) では概ね平均的である。領域 8 では領域 15 に比べて「地域区分しない方法」によって設定した地震発生頻度の差が小さいが、AKTH04 (東成瀬) と IWTH26 (一関東) では「地域区分しない方法」によるハザードが大きく、AKTH05 (鳥海) では概ね平均的である。

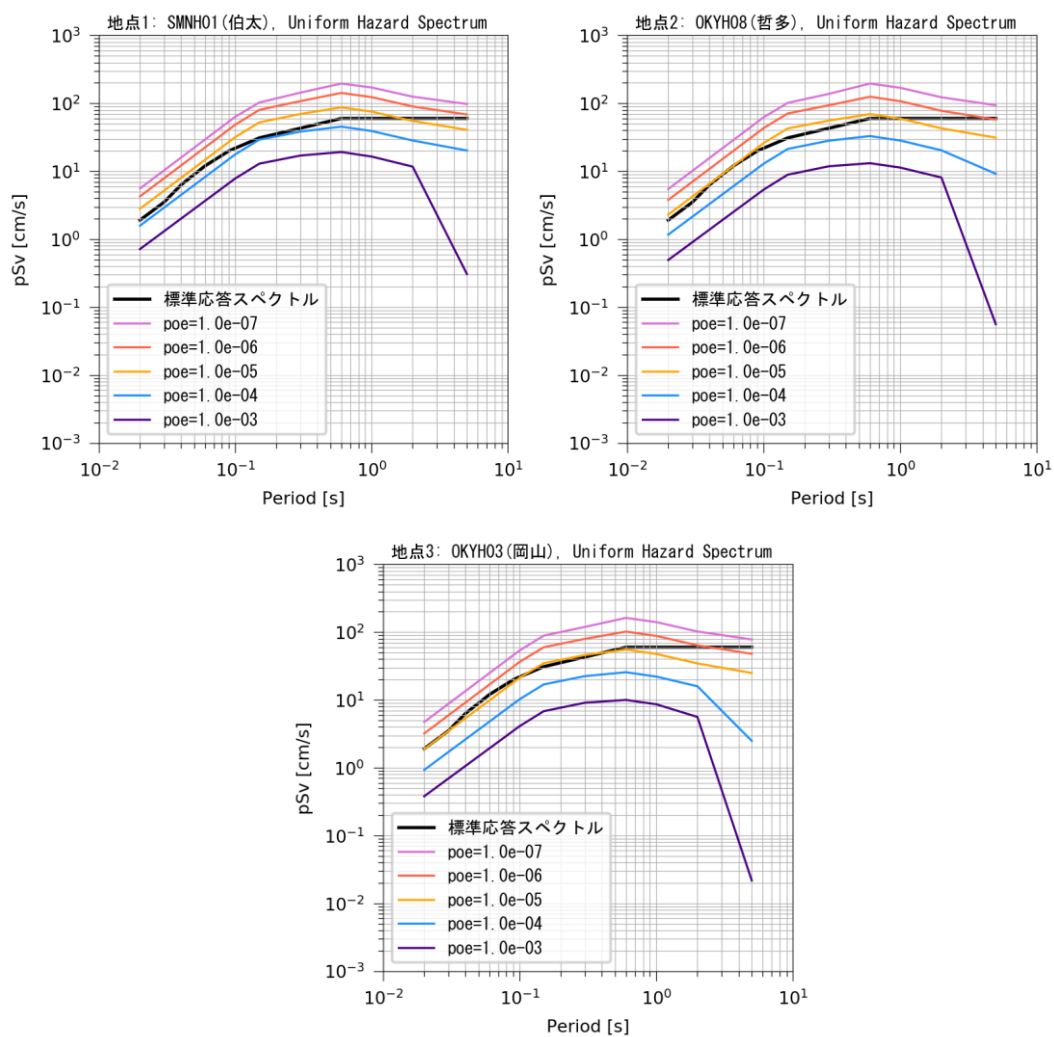


図 3-26 一様ハザードスペクトルの比較 (領域 15、Mw 4.9-6.4)

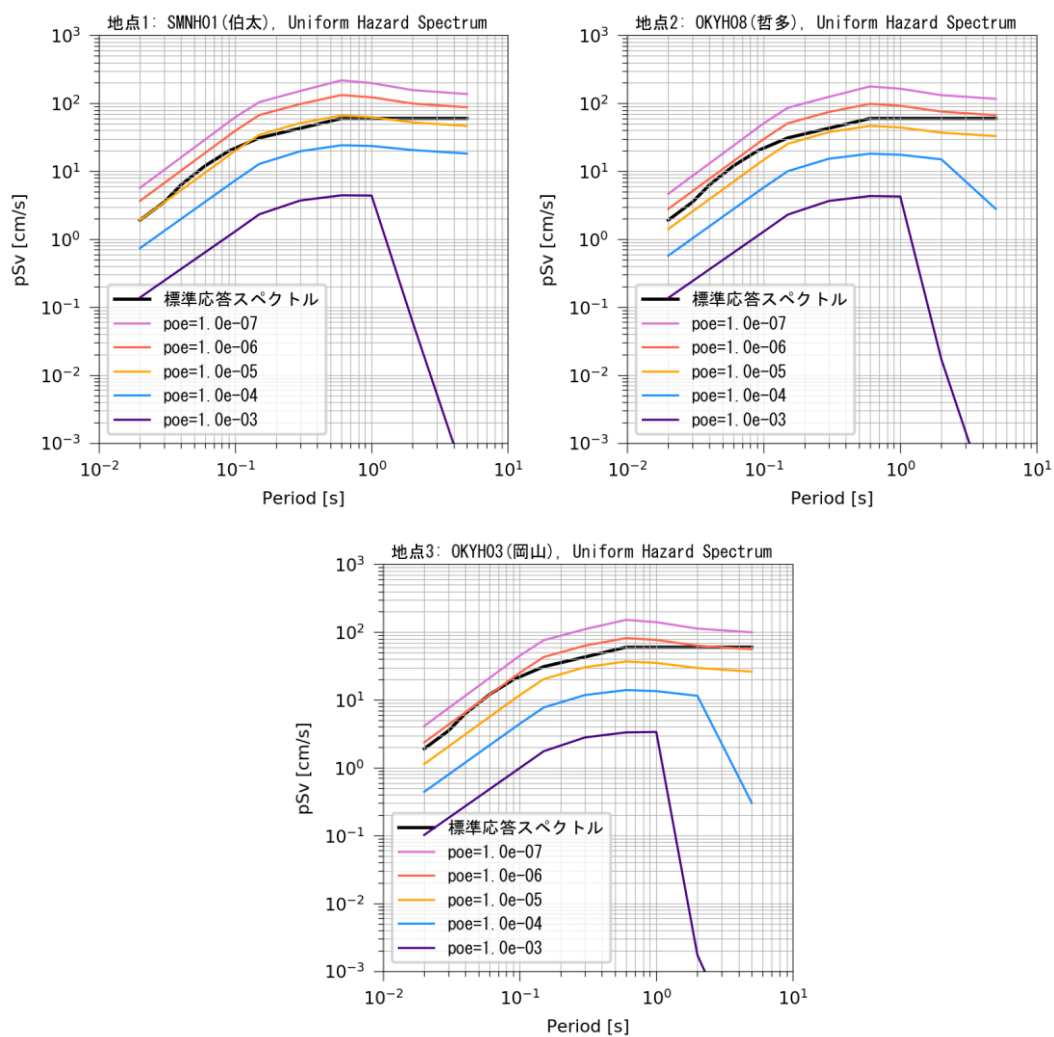


図 3-27 一様ハザードスペクトルの比較（領域 15、Mw 6.5-6.8）

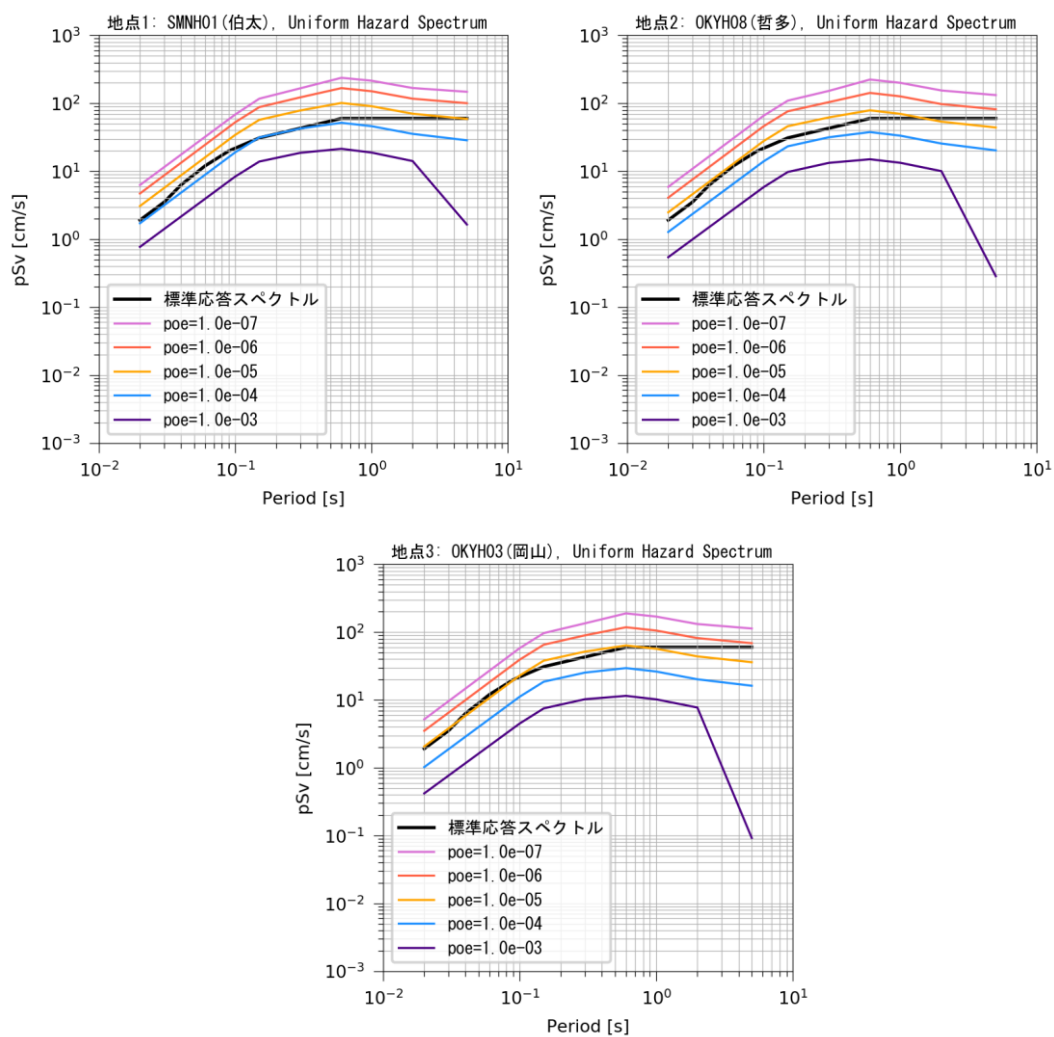


図 3-28 一様ハザードスペクトルの比較 (領域 15、Mw 4.9-6.8)

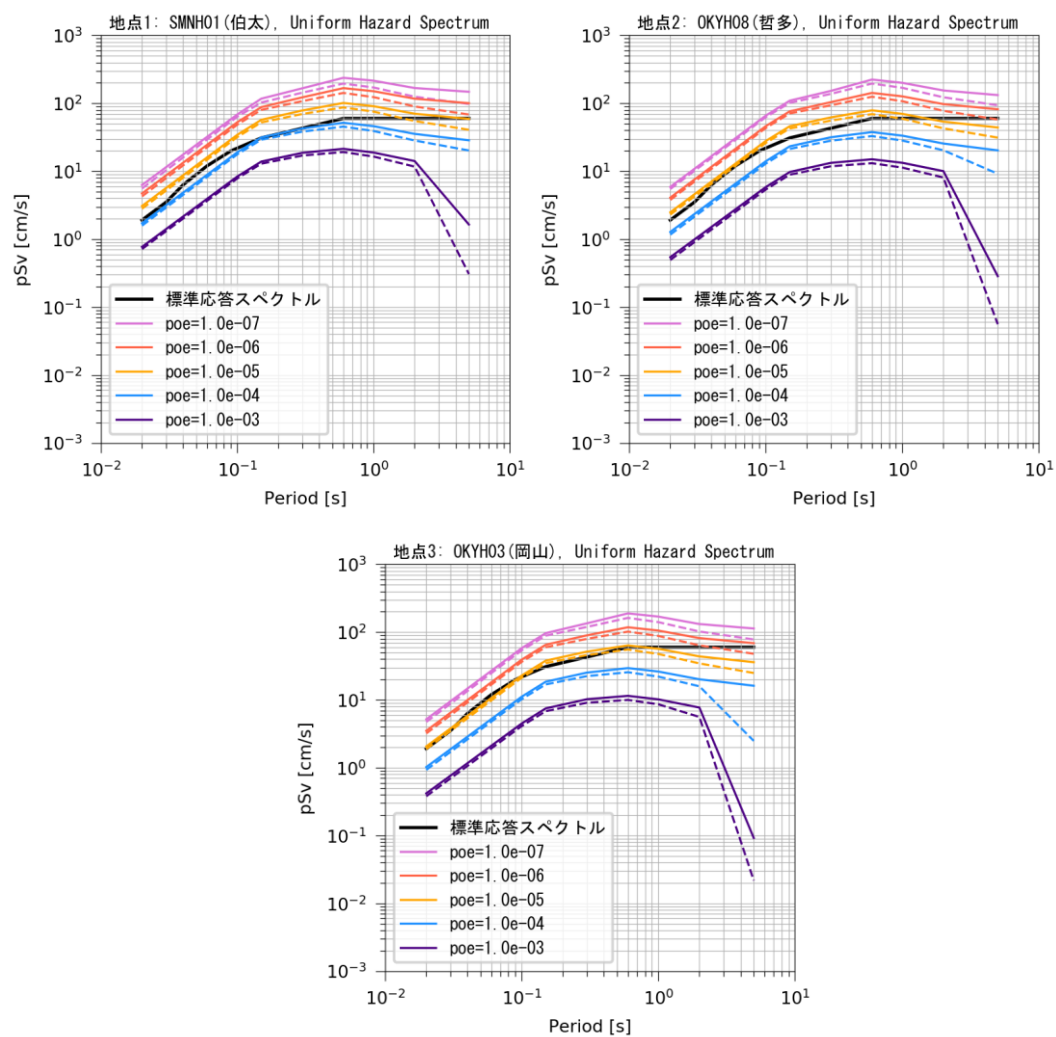


図 3-29 一様ハザードスペクトルの比較（領域 15）

実線 : Mw 4.9-6.8

破線 : Mw 4.9-6.4

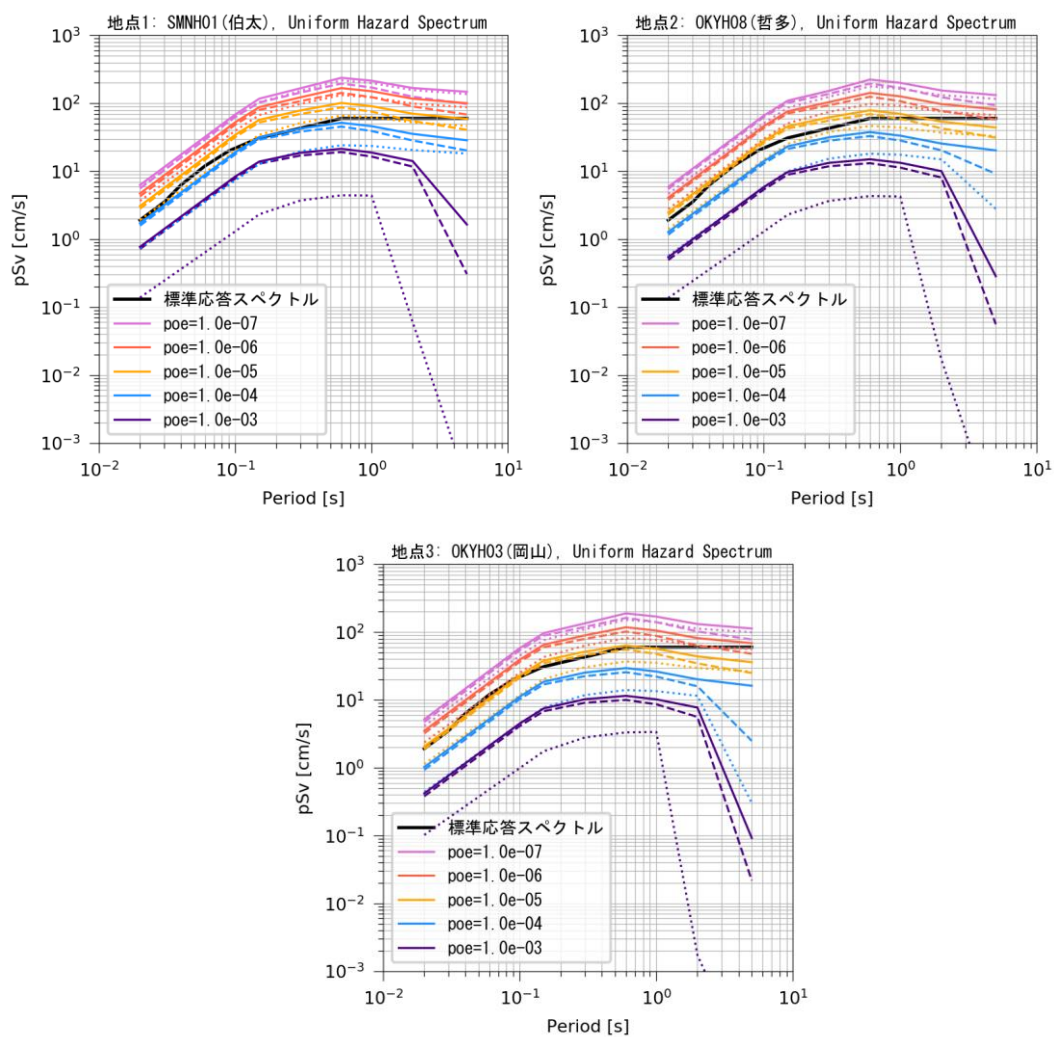


図 3-30 一様ハザードスペクトルの比較 (領域 15)

実線 : Mw 4.9-6.8

破線 : Mw 4.9-6.4

点線 : Mw 6.5-6.8

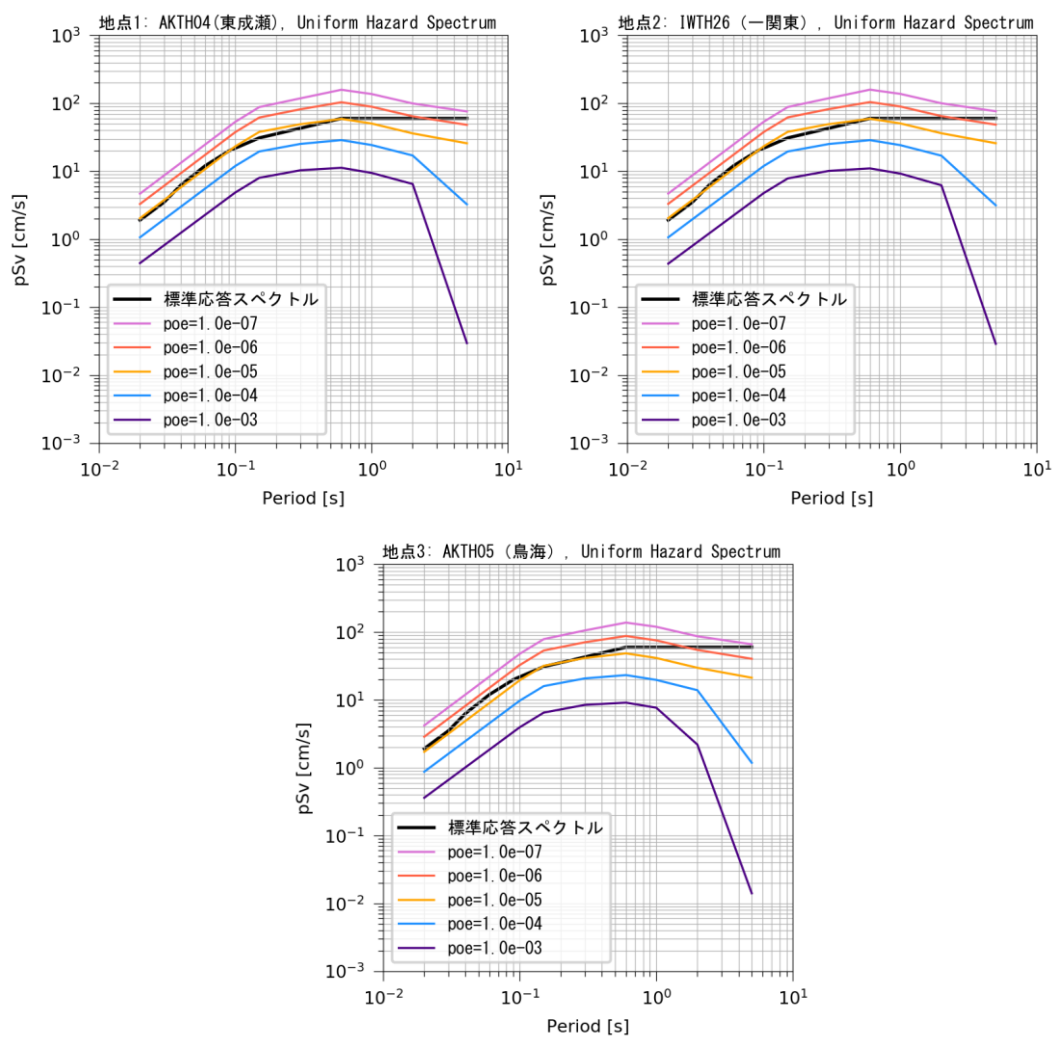


図 3-31 一様ハザードスペクトルの比較 (領域 8、Mw 4.9-6.4)

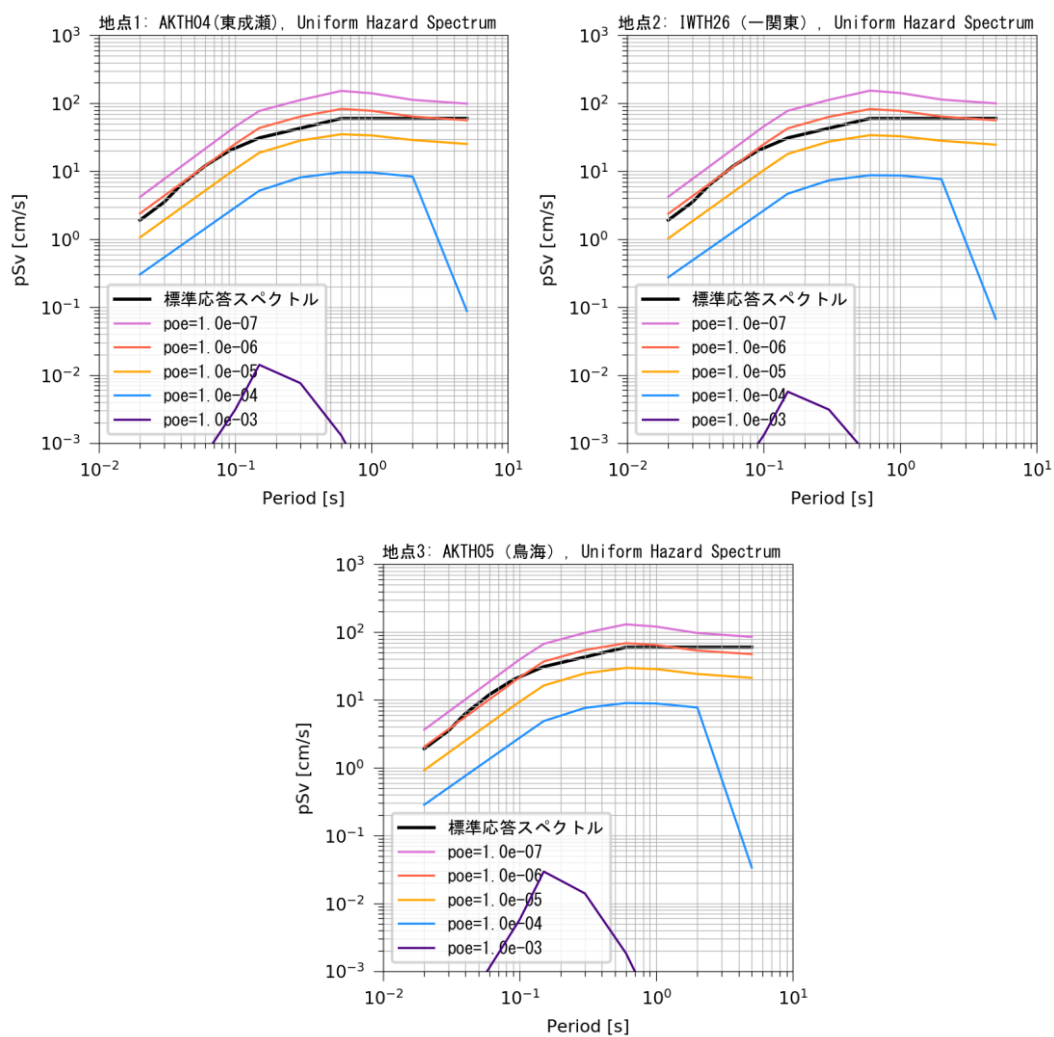


図 3-32 一様ハザードスペクトルの比較 (領域 8、Mw 6.5-6.8)

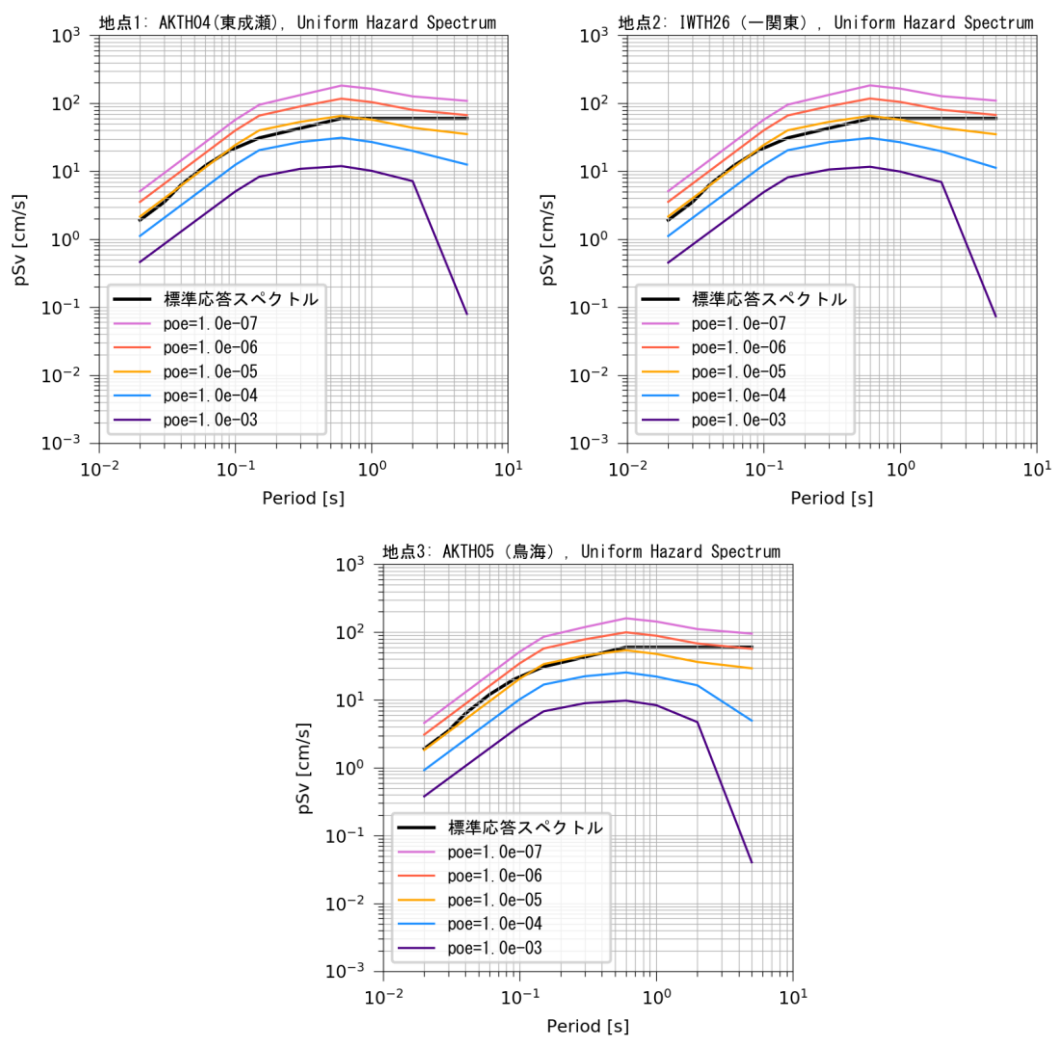


図 3-33 一様ハザードスペクトルの比較 (領域 8、Mw 4.9-6.8)

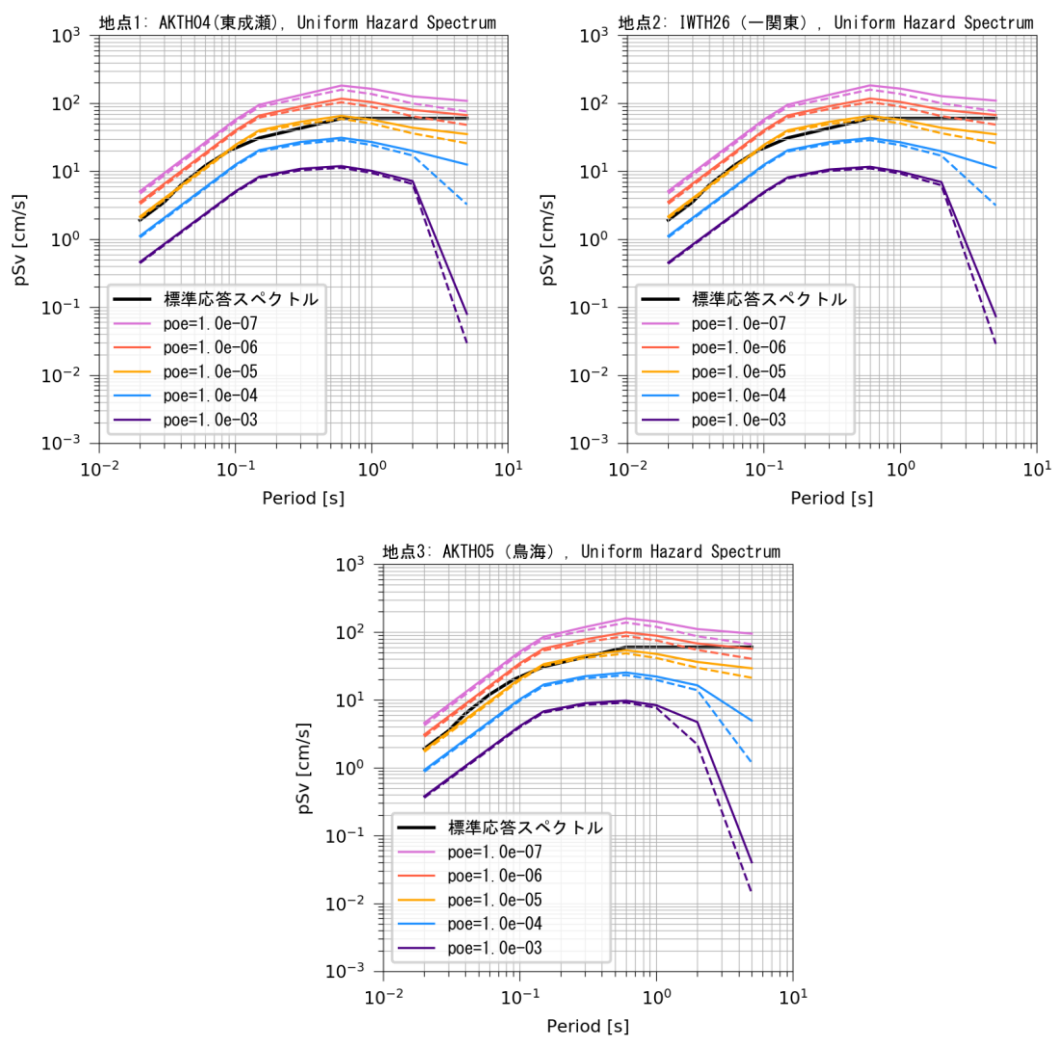


図 3-34 一様ハザードスペクトルの比較 (領域 8)

実線 : Mw 4.9-6.8

破線 : Mw 4.9-6.4

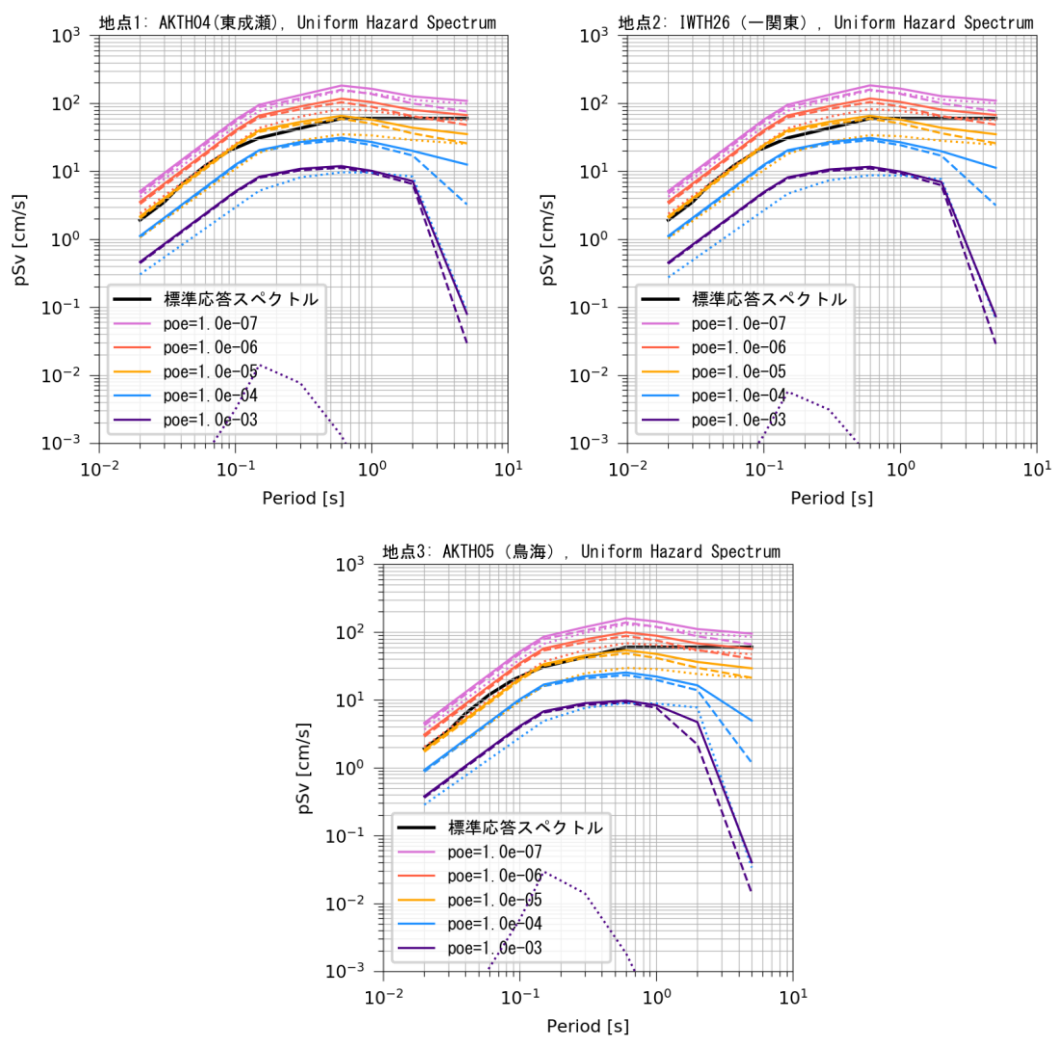


図 3-35 一様ハザードスペクトルの比較 (領域 8)

実線 : Mw 4.9-6.8

破線 : Mw 4.9-6.4

点線 : Mw 6.5-6.8

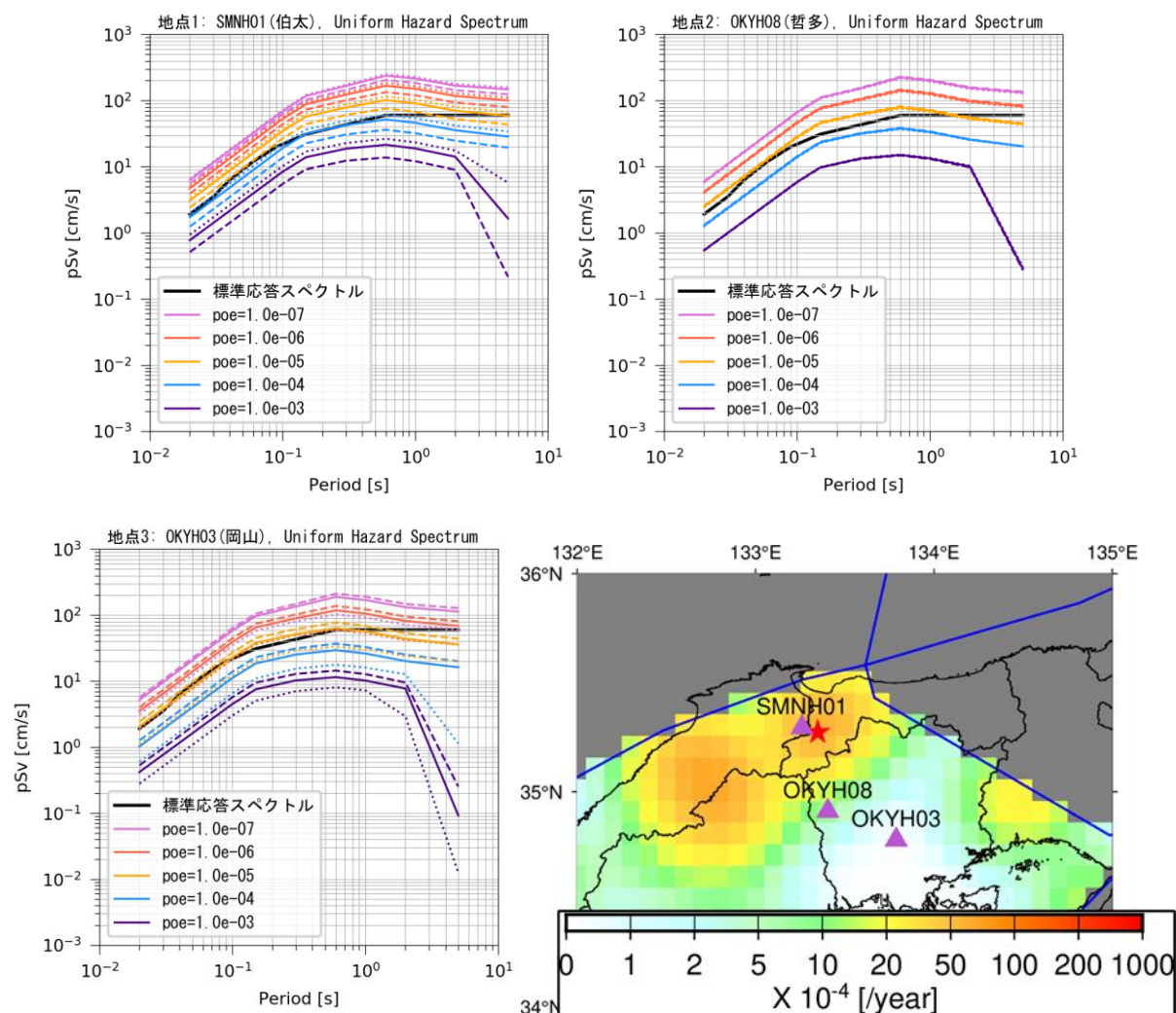


図 3-36 一様ハザードスペクトルの比較（領域 15）と地震発生頻度（「地域区分しない方法」）

実線：平均値

破線：地域区分する方法

点線：地域区分しない方法

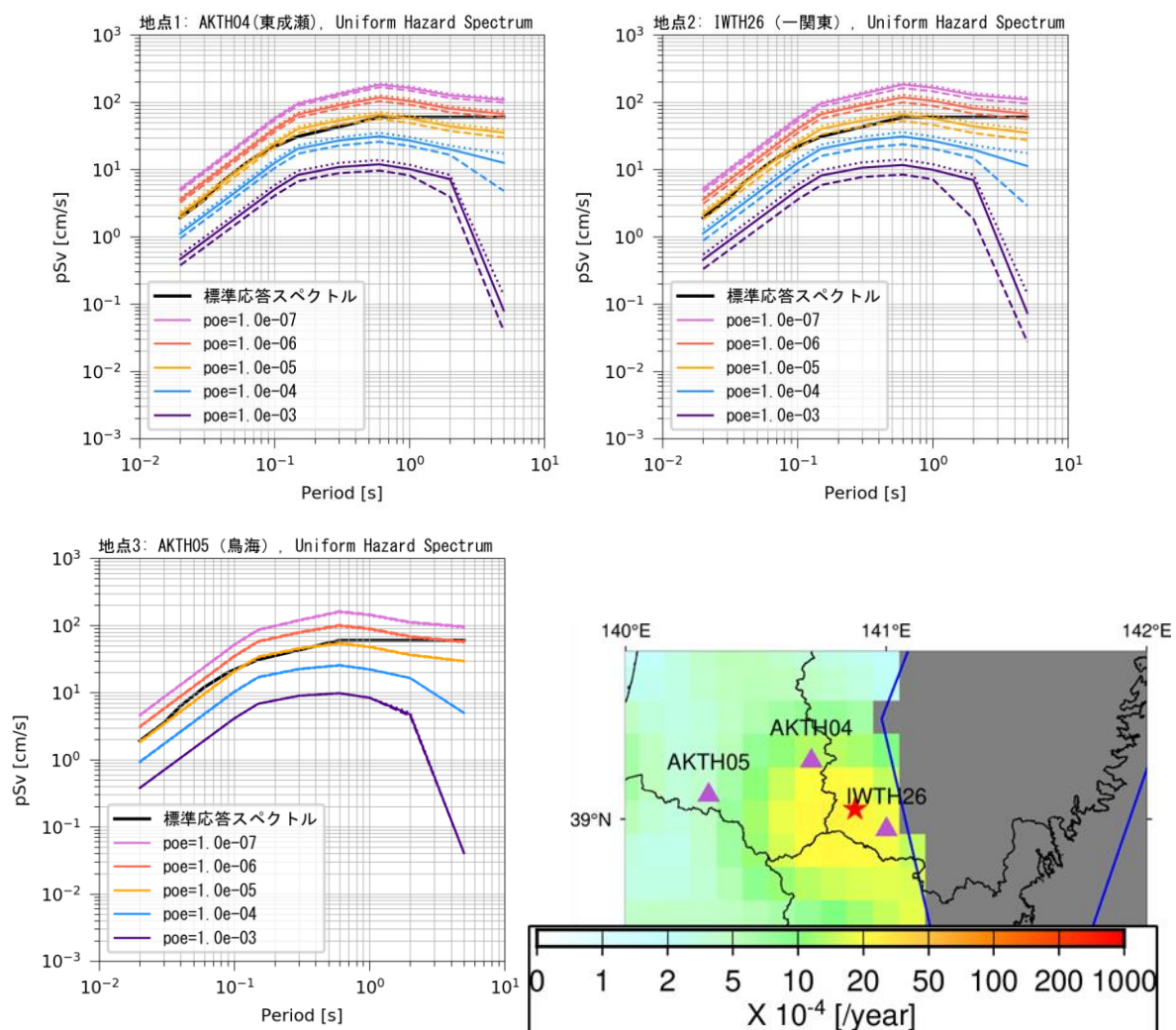


図 3-37 一様ハザードスペクトルの比較（領域 8）と地震発生頻度（「地域区分しない方法」）

実線：平均値

破線：地域区分する方法

点線：地域区分しない方法

3.7.2 観点② 地震地体構造区分がハザードへ与える影響

観点②では、本事業で採用した 2 つの地震地体構造区分によって地震発生頻度を設定した場合のハザードへの影響を評価した。

(1) 垣見ほか (2003)

(2) 大西ほか (2022)

なお、余震除去手法は地震本部 (2009)の手法を用い、地震規模の範囲は M_w 4.9~6.8 で評価した。また、垣見ほか (2003)による区分を用いた計算では、超過確率は「地域区分する方法」と「地域区分しない方法」のロジックツリー平均で評価している。GR 則の b 値は垣見ほか (2003)の手法で区分した場合と同様の値を用いた。

推定した結果を領域 15 については図 3-38 に、領域 8 については図 3-39 に示す。まず領域 15 ではどの超過確率で見ても垣見ほか (2003)の区分を用いた場合の方がハザードが大きくなる。領域 8 でも同様の傾向があるが、AKTH05 (鳥海) では、超過確率の小さい $1e-7$ から $1e-5$ で逆転している。これは、大西ほか (2022)の区分で与えた地震発生頻度が「地域区分する方法」よりも大きいことに起因していると考えられる。

本事業では、大西ほか (2022)の区分で地震発生頻度を設定する際に、全国の地震を使用して設定しておらず、対象領域内 (領域 15 や領域 8) の内部にある地震のみを利用して設定している。そのため、対象領域内で数が少ないクラスターにおいては地震発生頻度を過小評価している恐れがある。

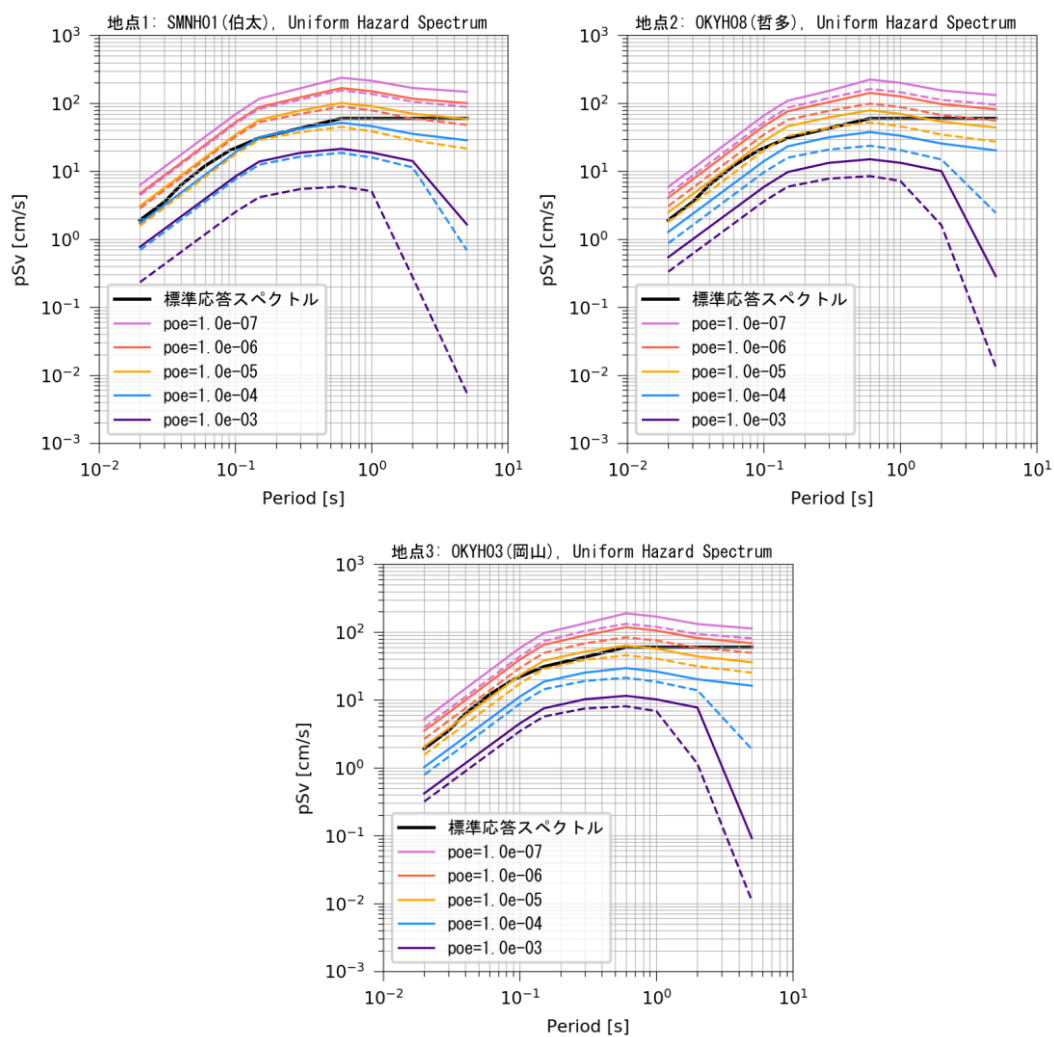


図 3-38 一様ハザードスペクトルの比較（領域 15）
 実線：垣見ほか（2003）、破線：大西ほか（2022）

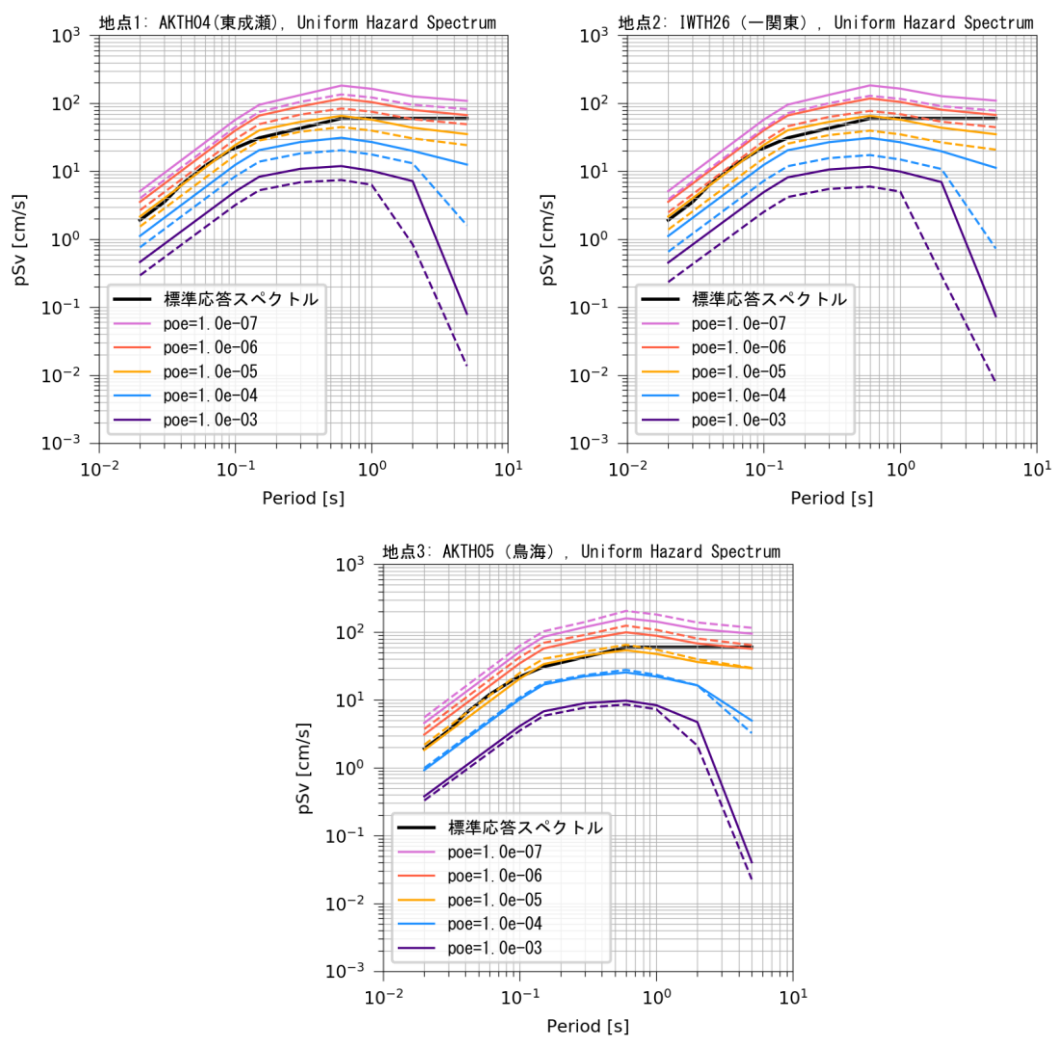


図 3-39 一様ハザードスペクトルの比較 (領域 8)
 実線 : 垣見ほか (2003)、破線 : 大西ほか (2022)

3.7.3 観点③ 余震除去手法がハザードへ与える影響

観点③では、本事業で採用した 3 つの余震除去手法を適用した場合のハザードへの影響を評価した。

- (1) 地震本部 (2009)
- (2) Gardner & Knopoff (1974)
- (3) Musson (1999)

なお、余震除去手法は地震本部 (2009)、超過確率は「地域区分する方法」と「地域区分しない方法」のロジックツリー平均で評価している。

推定した結果を領域 15 については図 3-40 に、領域 8 については図 3-41 に示す。余震除去手法ごとに発生頻度は変化するが、今回使用した震源情報では、手法毎の差は小さいことが分かった。

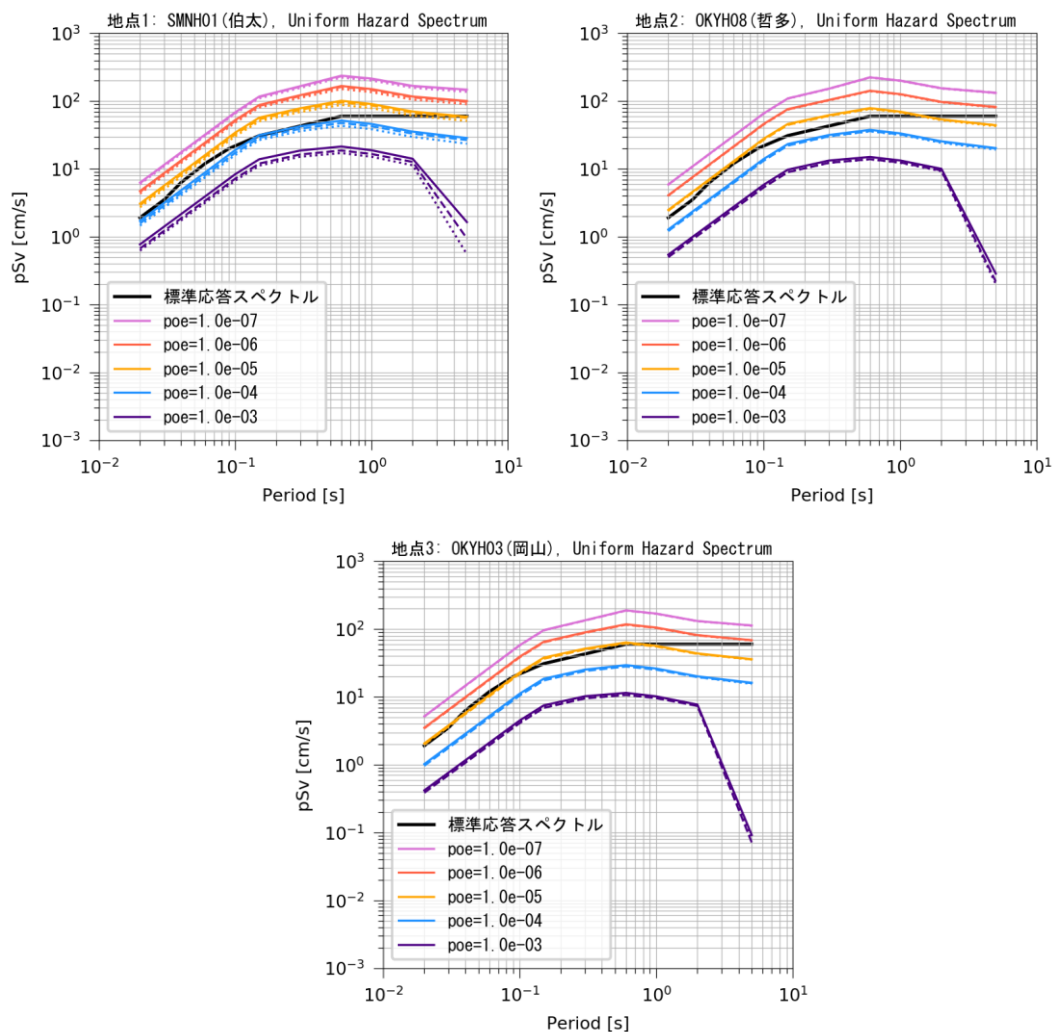


図 3-40 一様ハザードスペクトルの比較 (領域 15)

実線：地震本部 (2009)、破線：Gardner & Knopoff (1974)、点線：Musson (1999)

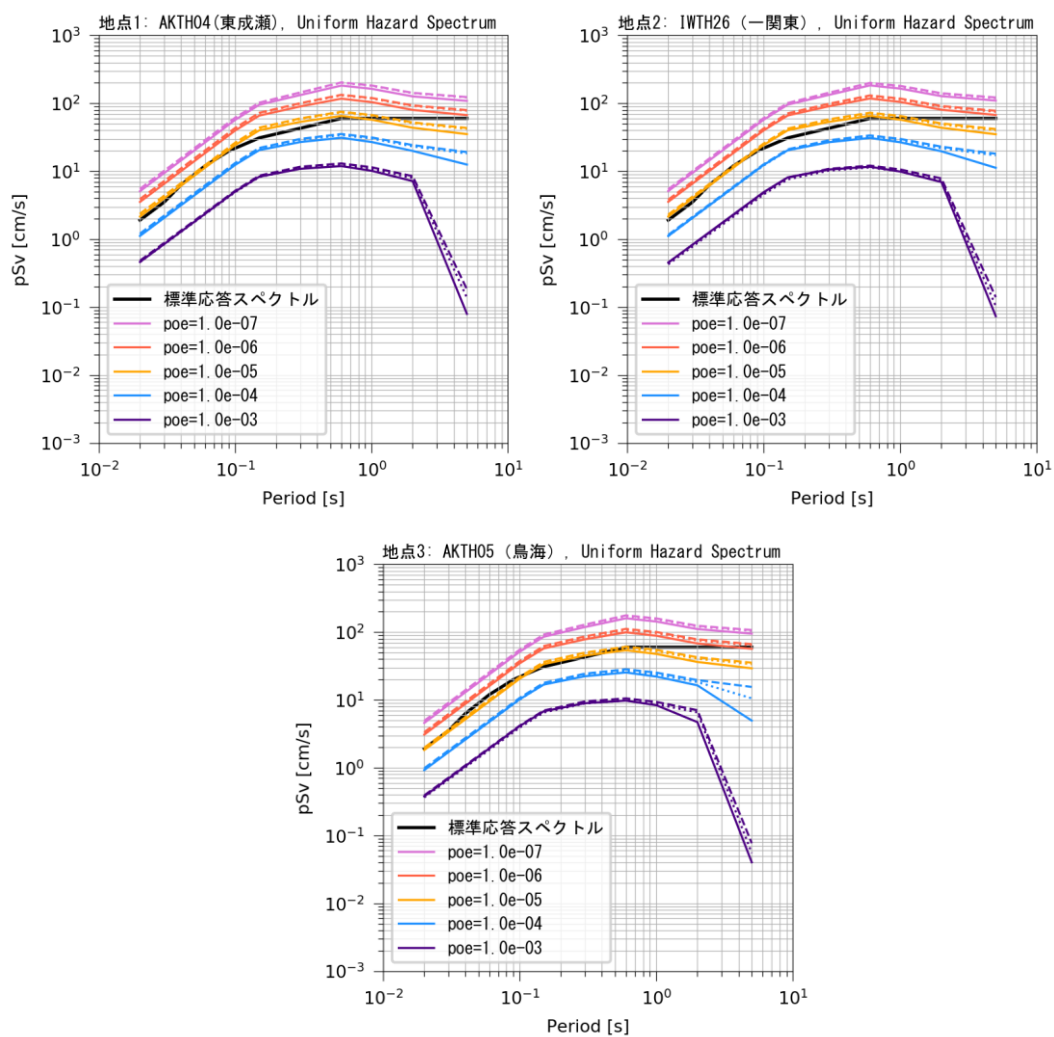


図 3-41 一様ハザードスペクトルの比較（領域 8）

実線：地震本部（2009）、破線：Gardner & Knopoff（1974）、点線：Musson（1999）

3.7.4 観点④ b 値のばらつきがハザードへ与える影響

観点④では、3.6 節で求めた b 値の 95 %信頼区間の上限・下限でハザードを推定した場合と中央値で推定した場合について比較した。なお、余震除去手法は地震本部 (2009)、地震規模の範囲は $M_w 4.9 \sim 6.8$ で評価した。また、超過確率は「地域区分する方法」と「地域区分しない方法」のロジックツリー平均で評価している。

推定した結果を領域 15 については図 3-42 に、領域 8 については図 3-43 に示す。95 %信頼区間の下限値を用いた場合には、 b 値が小さいためにより大きな地震が起きやすくなり、ややハザードが大きくなるものの、 b 値の中央値、上限値を用いた場合に比べて大きな差はないことが分かった。

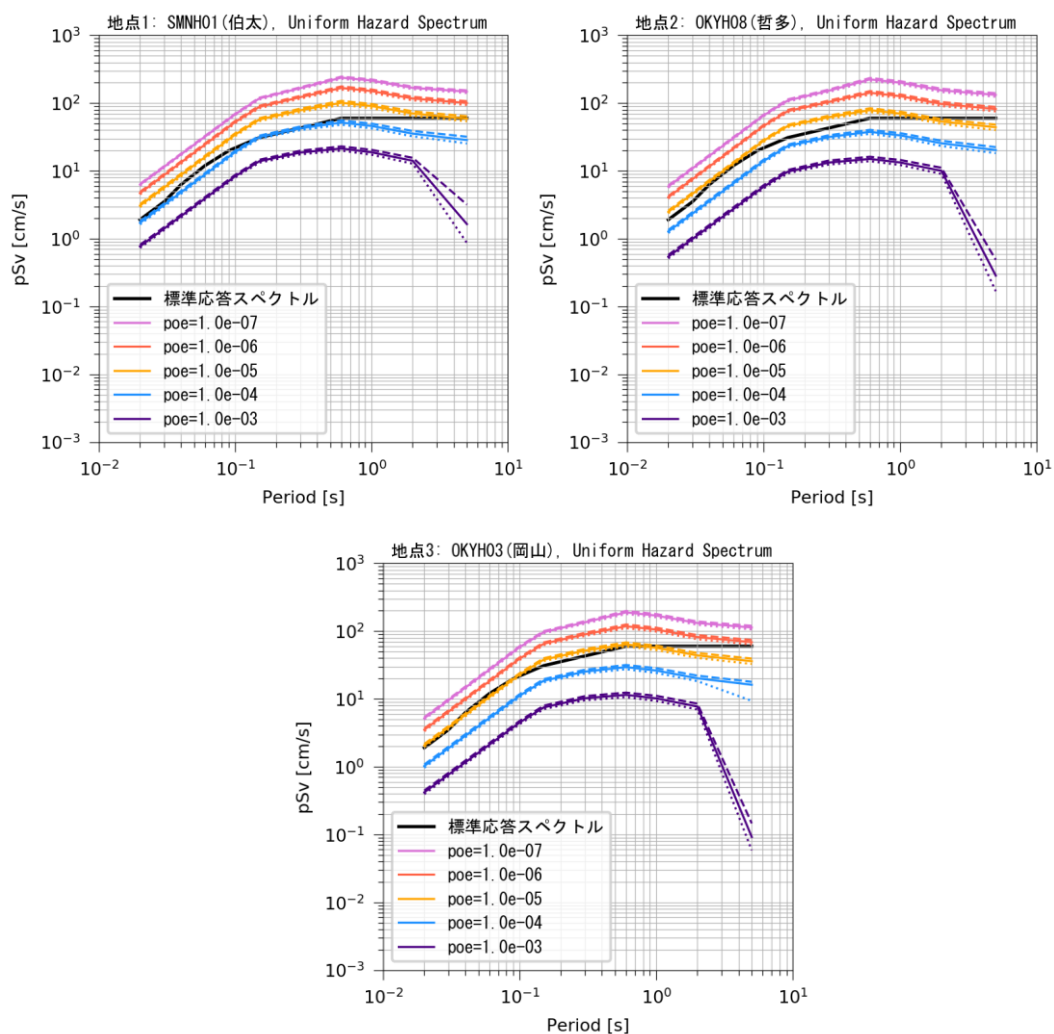


図 3-42 一様ハザードスペクトルの比較 (領域 15)

実線：中央値、破線：信頼区間下限値、点線：信頼区間上限値

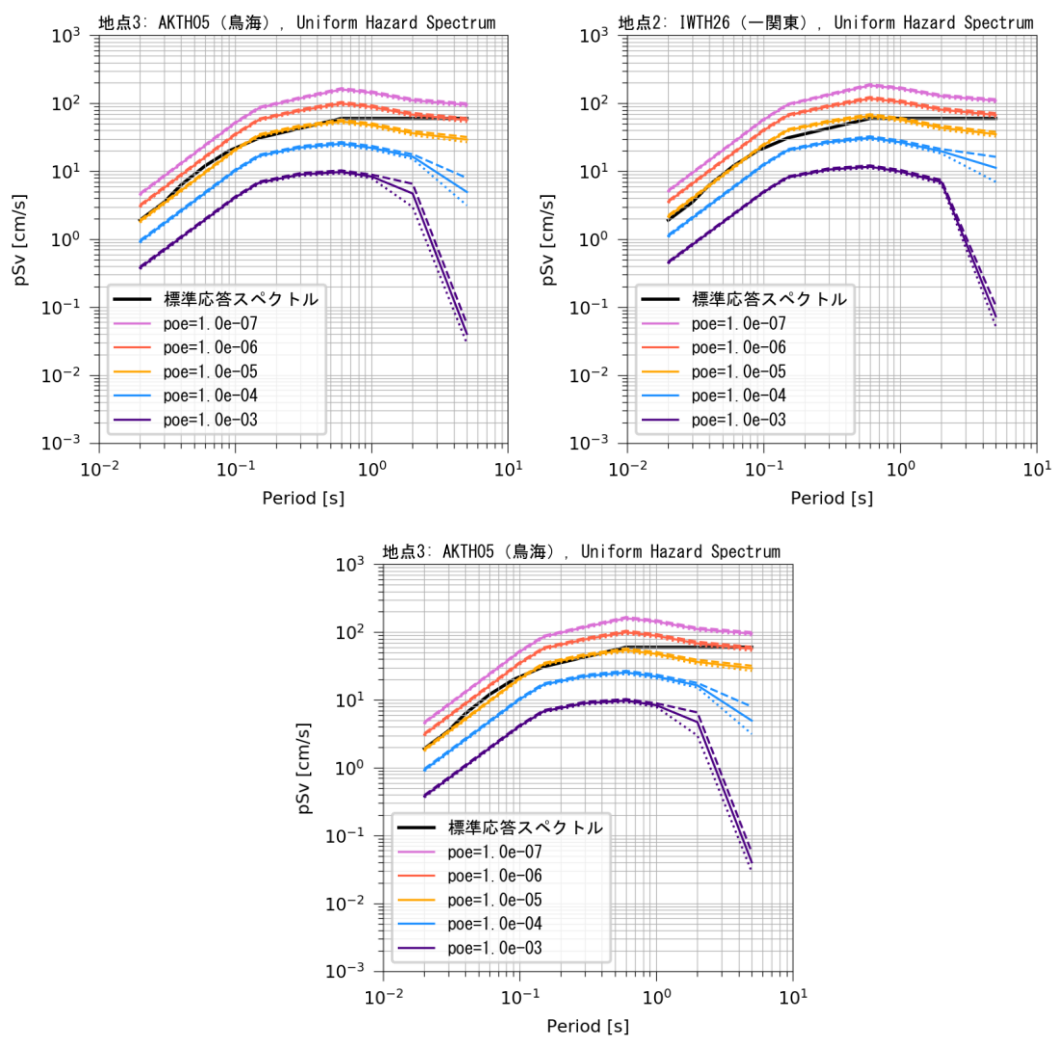


図 3-43 一様ハザードスペクトルの比較（領域 8）
 実線：中央値、破線：信頼区間下限値、点線：信頼区間上限値

3.8 面震源を設定した場合の PSHA への影響評価

鳥本ほか (2024)では領域震源を点震源ではなく、地震規模に応じて面積を持たせた面震源として扱った場合、振幅が大きいところで点震源を設定した場合に比べてハザードが大きくなることを示した。これは面積を持つことで、頻度は変わらないが断層最短距離が近くなることが原因である。本事業においても、面震源を設定した場合のハザードを推定した。

OQ-Engine にはロジックツリーの分岐を全て実施する従来の PSHA である「Classical PSHA」に加えて「Event Based」という計算機能が実装されている。これはロジックツリーの分岐や設定した領域震源のポリゴン、GR 則のパラメータを基にランダムに断層を生成する機能である。この機能はロジックツリーの分岐が膨大な場合など「Classical PSHA」による評価が現実的に難しい場合に有効である。本事業では、点震源を面震源に変更した場合と「Event Based」モードで計算した場合の比較をまず行い、適用性の確認をした後に点震源で設定した場合と比較した。

「Event Based」では、領域震源のポリゴンと全体に対する a 値、b 値、最大・最小地震規模 (GR 則のパラメータ) を設定する必要がある。したがって「地域区分しない方法」は扱いが難しいため、「地域区分する方法」の発生頻度を基に影響を評価した。

また、評価は領域 8 の領域震源で実施したが、走向・傾斜・すべり角については、計算地点近傍にある北上低地西縁断層の値を参考にそれぞれ 185° 、 35° 、 90° として設定した。地震発生層は上端 3 km、下端 25 km としたが、震源深さは点震源と同様に 3 km で固定した。なお、余震除去手法は地震本部 (2009)の手法を適用した。また、地震規模と面積の関係式は OQ-Engine に実装されているスケール則である PeerMSR ($\log S = M_w - 4.0$ 、S は断層面積)を用いた。この式は M_j が M_w となっている以外は地震本部で採用している式と同じ表現となっている。地震規模の範囲は M_j 5.0 から M_j 7.3 とした。

「Event Based」では断層の生成数を指定する必要がある。この値は試行錯誤的に徐々に増やしていったが、OQ-Engine を実行した計算機では 300,000 が限界であったため、300,000 の場合の結果を示す。試行した 2 シードの結果と「Classical PSHA」で面震源を設定して計算したものを比較した結果を図 3-44 に示す。比較より、シード 1、2 いずれも超過確率 $1e-3$ 、 $1e-4$ までは「Classical PSHA」の結果と整合的な結果が得られた。一方で、超過確率 $1e-5$ 、 $1e-6$ となると「Classical PSHA」の結果と乖離が見られ収束していないことが分かる。AKTH04 (東成瀬)では、IWTH26 (一関東)と AKTH05 (鳥海)に比べると、今回設定したシード (特にシード 2)では収束が早いように見える。また、いずれのシードでも超過確率 $1e-7$ の一様ハザードスペクトルは計算されなかった。これは地震動の打ち切り幅の上端付近は生成確率が低いいため計算されなかったものと考えられる。「Event Based」においては断層の生成数を増やしていけば「Classical PSHA」に収束することになるが、「Classical PSHA」では 20 秒程度で終わる計算が、「Event Based」では 15 から 20 分程度かかっており、ロジックツリーの分岐が少ない場合は有効な手法ではないことが分かった。

次に点震源で計算した場合と面震源で計算した場合の比較結果を図 3-45 に示す。いずれも「Classical PSHA」で計算したものである。既往の結果と同様に面震源で計算した場合に点震源よりも大きなハザードが計算された。今回震源深さを 3 km で固定したため、点震源よりも断層最短距離が近くなることを想定しており、ハザードが大きくなるのは当然であるが、標準応答

スペクトルと比較をすると、点震源・面震源に関わらず超過確率 $1e-5$ 程度の振幅と標準スペクトルが対応していることが分かった。

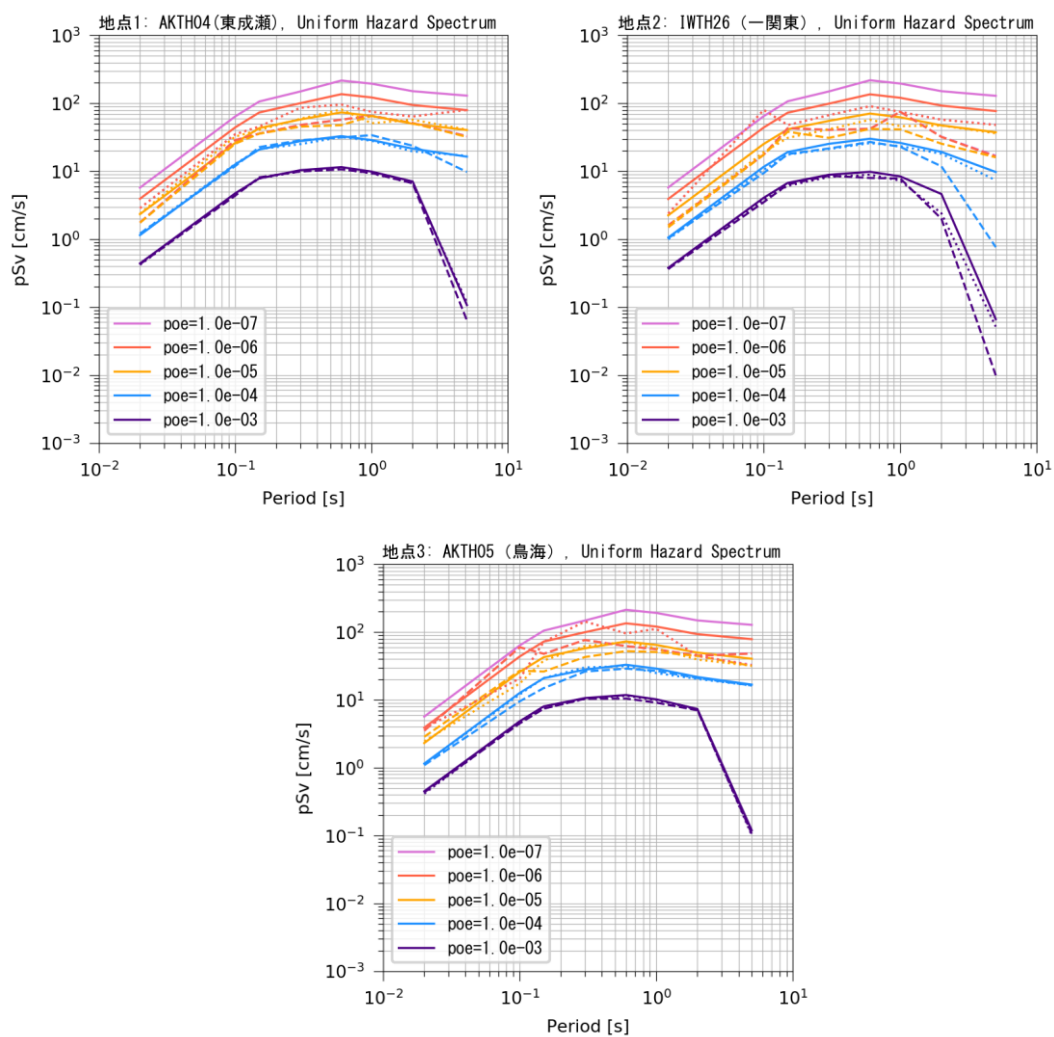


図 3-44 一様ハザードスペクトルの比較

実線:「Classical PSHA」で面震源を設定した場合

破線:「Event Based」で面震源を設定した場合 (シード 1) 点線: シード 2

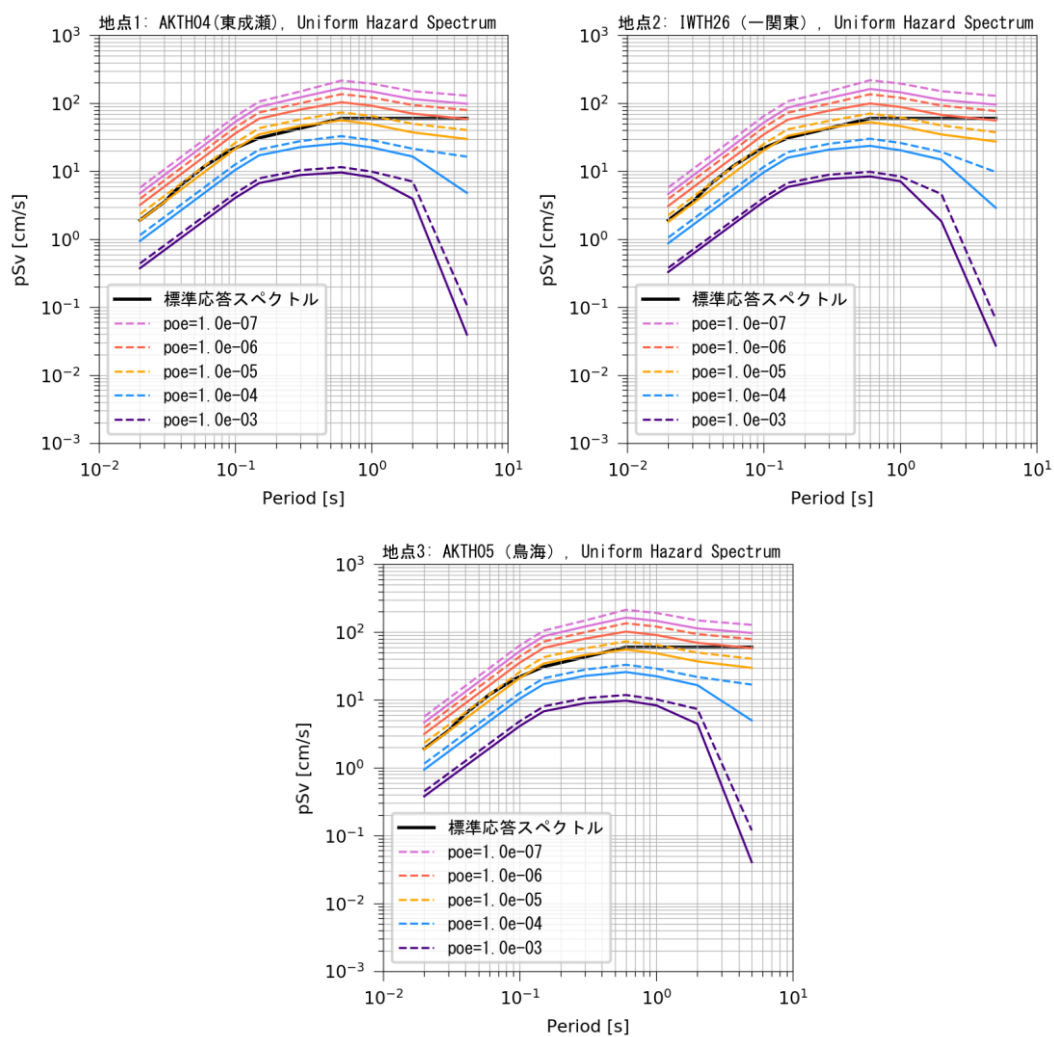


図 3-45 一様ハザードスペクトルの比較

実線: 「Classical PSHA」で点震源を設定した場合
 破線: 「Classical PSHA」で面震源を設定した場合

3.9 異なる地震動モデルを用いた評価

本事業では地震基盤相当面に適用できる地震動モデルで検討を実施するため、原子力安全基盤機構 (2013)を選定したが、地震動モデルによって考慮しているパラメータは異なる。そこで、「上盤効果」を考慮している地震動モデルとして Campbell and Bozorgnia (2008)^{7,8}及び Chiou and Youngs (2008)^{7,9}を用いて「上盤効果」の影響を評価した。ただし、両者は地震基盤相当面には対応していないため、Vs700 m/s の基盤上でハザードを比較する。そのため、原子力安全基盤機構 (2013)による検討結果とは比較していない。

ハザードの推定では、基本的には前節の面震源の検討での設定を引き継ぎ領域 8 の震源モデルを用いて検討している。ただし、「Event Based」では「地域区分しない方法」を扱いづらいため、「地域区分する方法」のみで評価したが、本評価では「Classical PSHA」を用いたため、超過確率は「地域区分する方法」と「地域区分しない方法」についてロジックツリー平均で評価している。

3.9.1 地震動モデル① Campbell and Bozorgnia(2008)

Campbell and Bozorgnia (2008)のモデルは、PGA、PGV、PGD、及び PSA の地震動モデルである。断層タイプに応じて、M4.0～7.5-8.5 及び距離 0～200 km の範囲で、スペクトル周期 0.01～10 秒に適用できる地震動の幾何平均水平成分の中央値と対数標準偏差の関係式である。ここでは、地殻浅部の地震の本震から自由場の地動を推定するのに不適切と考えられる記録と地震を PEER NGA データベースから除外したデータセットを使用している。このモデルには、マグニチュードの飽和効果、マグニチュードに依存した減衰、断層タイプ、断層深さ、上盤形状、線形及び非線形サイト応答、三次元の盆地応答、データベースの地震間及び地震内のばらつきの効果が含まれている。地盤の非線形性により、地震間のばらつきはマグニチュードではなく工学的基盤の PGA の振幅に依存し、その結果地震動が大きい際には、偶然的不確実性は減少する。

$$\ln \hat{Y} = f_{\text{mag}}(M) + f_{\text{dis}}(M, R_{\text{RUP}}) + f_{\text{flt}}(F_{\text{RV}}, F_{\text{NM}}) + f_{\text{hng}}(M, R_{\text{RUP}}, R_{\text{JB}}, Z_{\text{TOR}}, \delta) + f_{\text{site}}(V_{\text{s30}}, A_{1100}) + f_{\text{sed}}(Z_{2.5})$$

表 3-4 に上式のパラメータの定義を示す。なお、上式に示される $f_{\text{mag}}, f_{\text{dis}}, f_{\text{flt}}, f_{\text{hng}}, f_{\text{site}}, f_{\text{sed}}$ は表 3-5 に概要を示す。表 3-6 に PGA、PGV、PGD の標準偏差と計算に必要な係数を示す。

表 3-4 パラメータの定義

パラメータ	定義	備考
M	モーメントマグニチュード	—
R_{RUP}	断層最短距離 (km)	—
R_{JB}	地震破壊面の地表投影面への最短距離 (km)	—
F_{RV}	逆断層及び傾斜逆断層のフラグ	すべり角 $30 \sim 150^\circ$: 1 その他 : 0
F_{NM}	正断層及び傾斜正断層のフラグ	すべり角 $-150 \sim -30^\circ$: 1 その他 : 0
Z_{TOR}	断層上端深さ (km)	—
δ	断層傾斜角 ($^\circ$)	—
V_{s30}	V_{s30} (m/s)	—
A_{1100}	$V_{\text{s30}} = 1100$ m/s での PGA の中央値 (g)	—
$Z_{2.5}$	$V_{\text{s}} 2.5$ km/s 層の深さ (km)	—

表 3-5 関数の概要

関数	概要
$f_{\text{mag}}(M)$	マグニチュードのモデル
$f_{\text{dis}}(M, R_{\text{RUP}})$	距離のモデル
$f_{\text{flt}}(F_{\text{RV}}, F_{\text{NM}})$	断層タイプのモデル
$f_{\text{hng}}(M, R_{\text{RUP}}, R_{\text{JB}}, Z_{\text{TOR}}, \delta)$	断層上盤のモデル
$f_{\text{site}}(V_{\text{s30}}, A_{1100})$	浅部地盤増幅のモデル
$f_{\text{sed}}(Z_{2.5})$	盆地応答のモデル

表 3-6 PGA、PGV、PGD の標準偏差と係数

	$\sigma_{\ln Y}$	$\tau_{\ln Y}$	σ_C	σ_T	σ_{Arb}	ρ
PGA	0.478	0.219	0.166	0.526	0.551	1.000
PGV	0.484	0.203	0.190	0.525	0.558	0.691
PGD	0.667	0.485	0.290	0.825	0.874	0.174

3.9.2 地震動モデル② Chiou and Youngs (2008)

Chiou and Youngs (2008)のモデルは、活発な地殻変動環境で発生する浅部地殻地震によって引き起こされる水平地震動を推定するモデルである。このモデルは、地震動の方向に依存しないPGA、PGV、及びPSAの関係を示す。断層タイプに応じて、M4～8.5、距離0.07～70kmの範囲、スペクトル周期0.01～10秒に適用できる。Sadigh et al. (1997)⁸⁰によって開発された関係式を更新したものであり、改善されたマグニチュードと距離のスケーリング形式、及び上盤効果が含まれている。サイト効果は、Vs30と堆積層の深さの滑らかな関数で表される。

$$\begin{aligned}
 \ln(y_{\text{ref}ij}) = & c_1 + [c_{1a}F_{\text{RV}i} + c_{1b}F_{\text{NM}i} + c_7(Z_{\text{TOR}i} - 4)](1 - AS_i) + [c_{10} + c_{7a}(Z_{\text{TOR}i} - 4)]AS_i \\
 & + c_2(M_i - 6) + \frac{c_2 - c_3}{c_n} \ln(1 + e^{c_n(c_M - M_i)}) \\
 & + c_4 \ln[R_{\text{RUP}ij} + c_5 \cosh\{c_6 \max(M_i - c_{\text{HM}}, 0)\}] + (c_{4a} - c_4) \ln\left(\sqrt{R_{\text{RUP}ij}^2 + c_{\text{RB}}^2}\right) \\
 & + \left\{c_{\gamma 1} + \frac{c_{\gamma 2}}{\cosh[\max(M_i - c_{\gamma 3}, 0)]}\right\} R_{\text{RUP}ij} \\
 & + c_9 F_{\text{HW}ij} \tanh\left(\frac{R_{\text{X}ij} \cos^2 \delta_i}{c_{9a}}\right) \left\{1 - \frac{\sqrt{R_{\text{B}ij}^2 + Z_{\text{TOR}i}^2}}{R_{\text{RUP}ij} + 0.001}\right\} \\
 \ln(y_{ij}) = & \ln(y_{\text{ref}ij}) + \phi_1 \cdot \min\left(\ln\left(\frac{V_{\text{S30}j}}{1130}\right), 0\right) \\
 & + \phi_2 \left\{e^{\phi_3(\min(V_{\text{S30}j}, 1130) - 360)} - e^{\phi_3(1130 - 360)}\right\} \ln\left(\frac{y_{\text{ref}ij} e^{\eta_i} + \phi_4}{\phi_4}\right) \\
 & + \phi_5 \left(1 - \frac{1}{\cosh[\phi_6 \cdot \max(0, Z_{1.0} - \phi_7)]}\right) + \frac{\phi_8}{\cosh[0.15 \cdot \max(0, Z_{1.0} - 15)]} + \eta_i + \varepsilon_{ij}
 \end{aligned}$$

ここで、

η_i, ε_{ij} : ランダム変数

$\ln(y_{\text{ref}ij})$: 岩盤増幅 ($V_{\text{S30}} \geq 1130\text{m/s}$) に適用

$\ln(y_{ij})$: 地盤増幅に適用

表 3-7 に上式のパラメータの定義を示す。表 3-8 に代表して PGA、PGV の標準偏差の推定に用いる係数を示す。

表 3-7 パラメータの定義

パラメータ	定義	備考
M	モーメントマグニチュード	—
R_{RUP}	断層最短距離 (km)	—
R_{JB}	Joyner-Boore distance (km)	断層面の地表投影面 への最短距離
R_x	断層面上端の地表投影から垂直に測定 した断層走向への最短距離 (km)	—
F_{HW}	上盤フラグ	断層上盤 : 1 その他 : 0
δ	断層傾斜角 (°)	—
Z_{TOR}	断層上端深さ (km)	—
F_{RV}	逆断層フラグ	すべり角 30~150° : 1 その他 : 0
F_{NM}	正断層フラグ	すべり角 : -150~-30° : 1 その他 : 0
AS	余震フラグ	余震 : 1 その他 : 0
V_{s30}	表層深さ 30m の せん断波速度 (m/s)	—
$Z_{1.0}$	V_s 1.0 km/s までの深さ (m)	—

表 3-8 PGA、PGV の標準偏差の推定に用いる係数

	τ_1	τ_2	σ_1	σ_2	σ_3	σ_4
PGA	0.3437	0.2637	0.4458	0.3459	0.8	0.0663
PGV	0.2539	0.2381	0.4496	0.3554	0.7504	0.0133

3.9.3 PSHA への影響評価

Campbell and Bozorgnia (2008)の地震動モデルでは $Z_{2.5}$ 、Chiou and Youngs (2008)の地震動モデルでは、 $Z_{1.0}$ が必要となる。これらのサイト特性は JSHIS V4 の深部地盤モデルより設定した。ただし、 $V_s = 2500$ m/s 層は JSHIS V4 モデルには無いため、 $V_s = 2700$ m/s 層の上面深さを代わりに設定した。また、 V_{s30} は前述の通り 700 m/s としている。設定したサイト特性を表 3-9 に示す。

Campbell and Bozorgnia (2008)及び Chiou and Youngs (2008)の地震動モデルで一様ハザードスペクトルを計算した結果を図 3-46 及び図 3-47 に示す。両地震動モデルとも「上盤効果」を考慮した場合としない場合を比較している。計算の結果、Chiou and Youngs (2008)では「上盤効果」の影響は少ないが、Campbell and Bozorgnia (2008)では両者で差が見られた。また、今回計算した地点では AKTH04（東成瀬）と IWTH26（一関東）では地震動モデルによる差が大きいことが分かった。もう一地点である AKTH05（鳥海）では地震動モデルによる差が大きいことを考えると、サイト特性による影響が大きいと考えられる。

また、前節までの原子力安全基盤機構 (2013)による地震動モデルを用いた検討に比べると、特に Campbell and Bozorgnia (2008)の地震動モデルによる結果は観測点間の差が大きいことが分かる。図 3-48 及び図 3-49 には、AKTH04（東成瀬）と同様のサイト特性を設定した場合における、Campbell and Bozorgnia (2008)及び Chiou and Youngs (2008)の地震動モデルによる結果を示した。この場合には、Campbell and Bozorgnia (2008)の地震動モデルを用いても観測点間の差は小さくなることからサイト特性の影響が大きいことが分かった。

表 3-9 観測地点ごとに設定したサイト特性

観測点コード	観測点名	V_{s30} (m/s)	$Z_{1.0}$ (m)	$Z_{2.5}$ (m)
AKTH04	東成瀬	700	24.4	1116.5
IWTH26	一関東	700	2.3	1644.0
AKTH05	鳥海	700	0.0	2.4

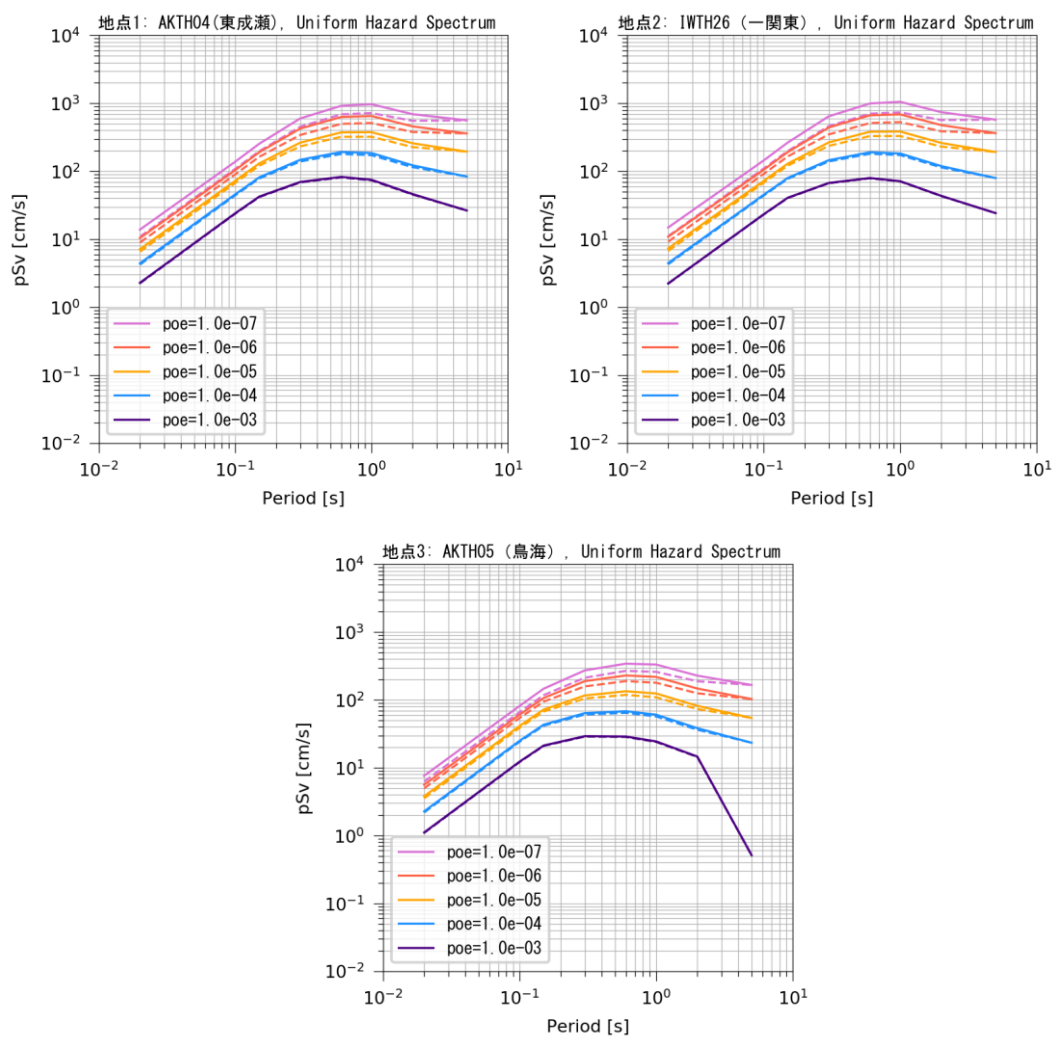


図 3-46 一様ハザードスペクトルの比較 (Campbell and Bozorgnia (2008)の式を使用)

実線 : 「上盤効果」を考慮した場合

破線 : 「上盤効果」を考慮しない場合

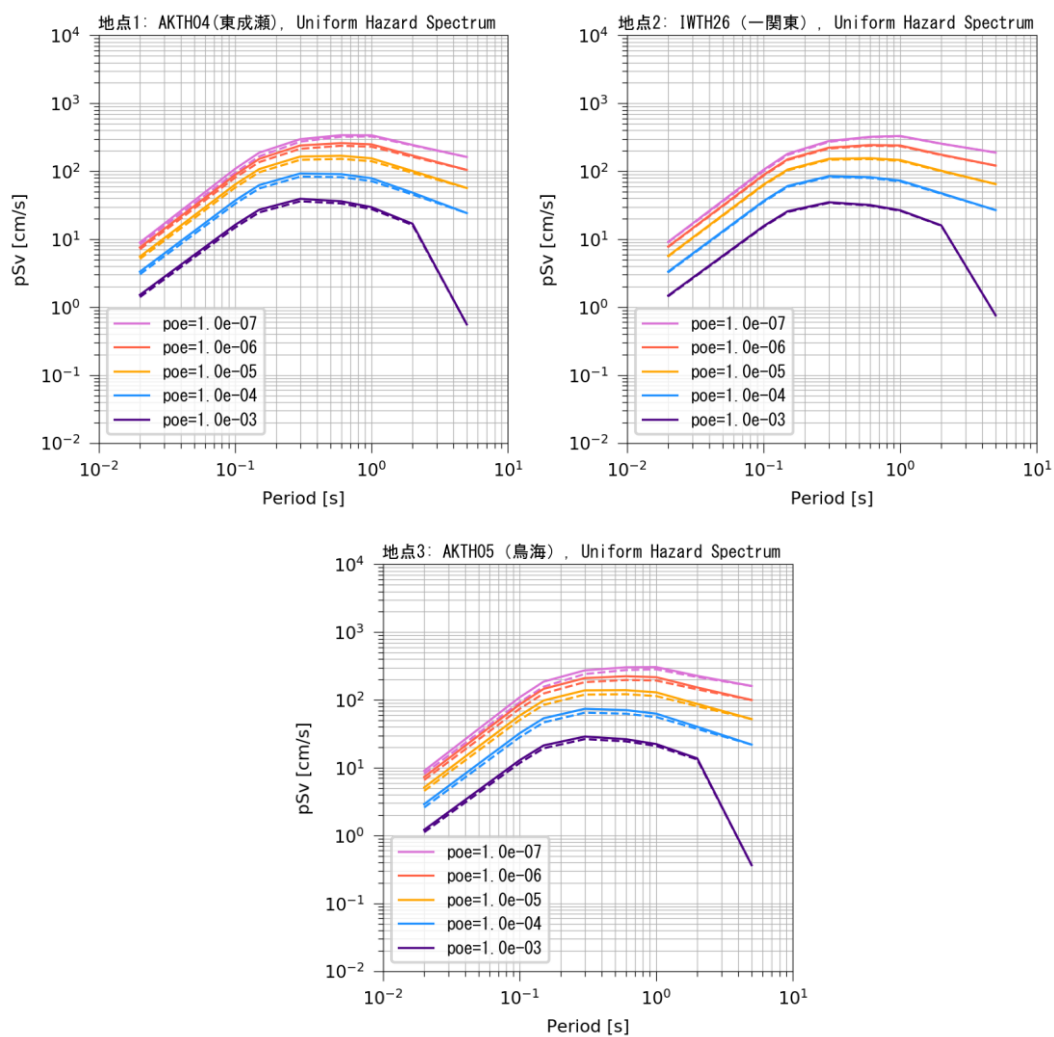


図 3-47 一様ハザードスペクトルの比較 (Chiou and Youngs (2008) の式を使用)

実線: 「上盤効果」を考慮した場合

破線: 「上盤効果」を考慮しない場合

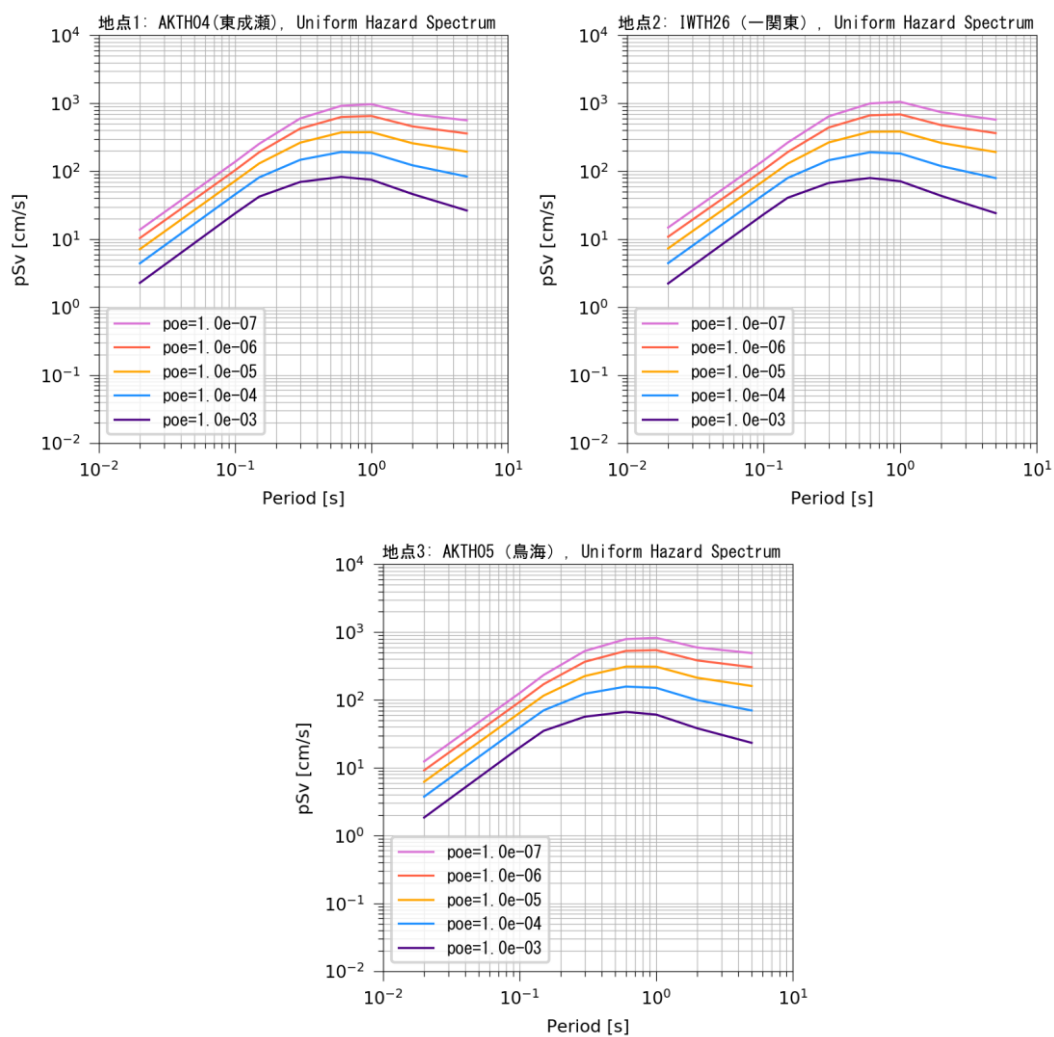


図 3-48 一様ハザードスペクトルの比較 (Campbell and Bozorgnia (2008)の式を使用)

「上盤効果」を考慮した場合

地盤特性は AKTH04 (東成瀬) と同じ値に設定

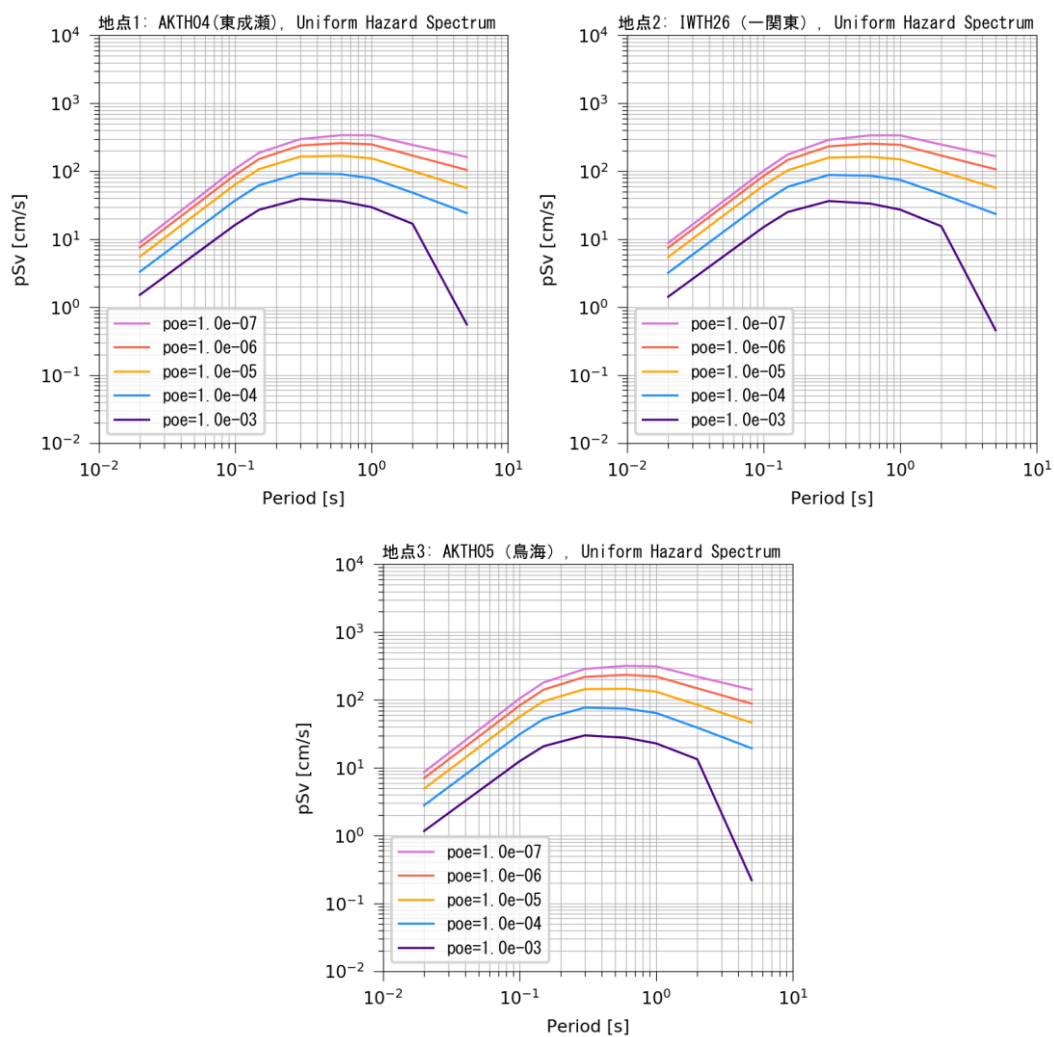


図 3-49 一様ハザードスペクトルの比較 (Chiou and Youngs (2008) の式を使用)

「上盤効果」を考慮した場合

地盤特性は AKTH04 (東成瀬) と同じ値に設定

4. まとめ

本事業で検討した結果について以下に整理した。

【剥ぎ取り解析 地盤の非線形性による影響の考慮】

●等価線形解析

- ・本事業では同定された初期モデルを基に、減衰と動的変形特性のみを変更して試行錯誤でモデルの調整を行った。初期モデルの S 波速度構造によっては観測記録と整合しないこともあり、解析結果の精度は初期モデルの精度に依存する場合がある。
- ・今回は全国的に使用されている動的変形特性を使用して解析を実施した。その結果、観測記録に対してピークの位置は概ね整合したが振幅も含めて整合する地点は少なかった。より観測記録に整合させるためには全国的に使用されている動的変形特性を用いるのではなく、対象地点近傍の繰り返しせん断試験のデータを用いて解析を行う必要がある。

●小林・儘田（2015）による地盤同定解析手法

- ・動的変形特性を 2 ケース設定し、小林・儘田（2015）の方法により非線形地盤モデルを同定した。同定結果は観測 S/W スペクトルの形状や 1 次ピーク周波数を概ね表現できているものの、振幅に乖離が見られる。これは、初期モデルの Q 値が極端に小さい地点があるためであると考えられるため、より観測記録と整合的な初期地盤モデルを構築することが課題であると考えられる。
- ・動的変形曲線が解析結果に与える影響としては、同定した速度構造はわずかに異なるものの、S/W スペクトル結果には大きな影響は見られない。これは小林・儘田（2015）でも言及された考察と調和的である。一方で、AKTH04（東成瀬）のように、非線形層数が同定した理論 S/W スペクトル及び非線形地盤モデルの理論 S 波増幅特性に与える影響は大きい。

●Si et al. (2013)による地盤同定解析手法

- ・初期モデルからの探索範囲は非線形地層では 50 %、その他の地層では 20 %に変更し、適合度の評価は 0.5 Hz～20 Hz に拡大したことにより、全般的に同定した地盤モデルによる理論伝達関数は観測記録のそれと概ね整合することが確認できた。
- ・地盤同定で求めた Q 値は V_s との関係は既往の知見と整合しないことも見られ、また、深さ分布についても課題があることが分かった。
- ・地盤同定の際に、GA による探査で用いられる種の乱数の選択、地盤物性値などの探索範囲の選択並びに同定結果の物理的な解釈（特に Q 値など）などは本研究によって課題として認識された。
- ・地盤同定結果による非線形による表層地盤の速度変化でみられる剛性低下や減衰がひずみと関係がひずみの評価方法も含めて今後の課題と考えられている。

【剥ぎ取り解析 地震計設置地点の地形による影響の研究】

- ・地形の影響を受けている可能性がある OKYH10（上齋原）及び近傍の K-NET 地点 OKY015（上齋原）を対象に地形の不整形性の影響について検討を行った。
- ・水平 2 成分を座標回転させながら水平 2 成分を比較したが、OKY015（上齋原）では特徴がないものの OKYH10（上齋原）では回転角 45 度前後で差が大きくなることが分かった。これは斜面方向と斜面に直行方向に成分を回転させたことに相当するため、OKYH10 は斜面方向の地形の影響によって水平動の振幅に差が生じている可能性がある。
- ・数値解析（2 次元差分法）と経験的評価手法（防災科学技術研究所, 2011）でも評価を試みた。数値解析では、複数の構造モデルについて計算を実施したが、いずれにおいても水平動の差は明瞭ではなかった。経験的評価手法では、OKYH10（上齋原）を「山地」、OKY015（上齋原）を「谷底低地」として微地形区分し比較した。「山地」では「谷底低地」に比べて高周波側に増幅率のピークが来るという違いはあるものの、増幅率には方位依存性は考慮されていないため、観測記録で見られた方位依存性を説明することは難しいという問題点がある。
- ・観測記録から確認された地形（不整形）の影響が地表地形によるものなのか、それとも地下の構造によるものなのかを判別するには詳細な構造モデルを用いて数値解析を行うことが重要と考える。一方で、詳細な構造モデルを作成するためには稠密な調査が必要なため、本事業における数値解析では観測記録の特徴を再現できなかった可能性があると考ええる。

【確率論的地震動ハザード評価】

- ・本事業では以下の 4 つの観点でハザードを評価した。
 - ①地震規模が与える影響評価
 - ②地震地体構造区分が与える影響評価
 - ③余震除去手法が与える影響評価
 - ④b 値のばらつきが与える影響評価
- ・検討の結果、①では Mw 6.5 未満（「全国共通に考慮すべき地震動」に相当）の影響が大きかった。②では大西ほか (2022) の手法で整理した方が地震本部 (2009) の手法で整理した場合に比べてハザードが小さくなった。③と④では検討した除去手法、b 値の範囲では影響が小さいことが分かった。
- ・本事業では、大西ほか (2022) の区分で地震発生頻度を設定する際に、全国の地震を使用して設定しておらず、対象領域内（領域 15 や領域 8）の内部にある地震のみを利用して設定している。そのため、対象領域内で数が少ないクラスターにおいては地震発生頻度を過小評価している恐れがある。

参考文献

- ¹ 小林源裕, 儘田豊 (2015). 地表観測記録の強震／弱震スペクトル比 (S/W スペクトル) に基づく強震時における水平地震動の評価法の検討, 日本地震工学会論文集, Vol.15, No.4, pp.16-39.
- ² Si, H., Midorikawa, S., Tsutsumi, C., Wu, T., Masatsuki, and Noda, A. (2013). Preliminary analysis of attenuation relationship for response spectra on bedrock based on strong motion records including the 2011 Mw9.0 Tohoku earthquake, Proceedings of the 10th International Conference on Urban Earthquake Engineering, pp.113-117.
- ³ 建設省 (2000). 平成 12 年建設省告示 1457 号.
- ⁴ 鉄道総合技術研究所 (2012). 鉄道構造物等設計標準・同解説 耐震設計, 丸善出版, pp.386-389.
- ⁵ 荒川直士, 常田賢一, 木全俊雄, 近藤益央, 高松重則 (1982). 地盤の地震時応答特性の数値解析法 —SHAKE:DESRA—. 土木研究所資料, No.1778.
- ⁶ 茂木秀則, SHRESTHA Santa Man, 川上英二, 川村潤也 (2009). KiK-net 一関西観測記録から推定した岩手・宮城内陸地震とその前後の S 波伝播時間の経時変化と地盤の非線形挙動, 日本地震工学会論文集, Vol. 9, No.5, pp29-41.
- ⁷ 香川敬生, 星山賢太郎, 野口竜也 (2020). 2000 年鳥取県西部地震による気象庁境港観測点における非線形地盤応答特性と境港市役所における観測記録の再現, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), Vol. 76, No.4 (地震工学論文集第 39 巻), I_163-I_171.
- ⁸ Haddadi, H. R. and Kawakami, H. (1998). Modeling wave propagation by using Normalized Input-Output Minimization (NIOM) method for multiple linear systems, Structural Eng./Earthquake Eng., JSCE, Vol.15, pp.29s-39s.
- ⁹ Kawase, H., Sanchez-Sesma, F. J. and Matsushima, S. (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, pp.2001-2014.
- ¹⁰ 野口科子, 笹谷努 (2011). 2003 年宮城県沖スラブ内地震における表層地盤の非線形応答とその強震動への影響, 地震 2, 63, 165-187.
- ¹¹ 山中浩明, 石田寛 (1995). 遺伝的アルゴリズムによる位相速度の逆解析, 日本建築学会構造系論文集, 468, 9-17.
- ¹² 山本明夫, 笹谷努 (2007). 2003 年十勝沖地震における地盤の非線形応答: KiK-net 鉛直アレー記録の活用, 日本地震工学会論文集 第 7 巻, 第 2 号 (特集号), 144-159.
- ¹³ Ludwig, W. J., Murauchi S., Den N., Buhl P., Hotta H., Ewing M., Asanuma M., Yoshii T., and Sakajiri N. (1973). Structure of East China Sea-West Philippine Sea Margin off Southern Kyushu, Japan, J. Geophys. Res., 78, 2526-2536.
- ¹⁴ 古山田耕司, 宮本裕司, 三浦賢治 (2003). 多地点での原位置採取試料から評価した表層地盤の非線形性, 第 38 回地盤工学会研究発表会, pp.2077~2078.
- ¹⁵ 今津雅紀, 福武毅芳 (1986). 砂礫材料の動的変形特性, 第 21 回土質工学研究発表会, 509-512.
- ¹⁶ 吉田望 (2010). 地盤の地震応答解析, 鹿島出版会.
- ¹⁷ 安田進, 山口勇 (1985). 種々の不かく乱土における動的変形特性, 土質工学研究発表会発表講演集, 20, 539-542.
- ¹⁸ 福元俊一, 吉田望, 佐原守 (2009). 堆積軟岩の動的変形特性, 日本地震工学会論文集, 第 9 巻, 第 1 号, pp. 46-64.
- ¹⁹ Schnabel, P. B., Lysmer, J. and Seed, H. B. (1972). SHAKE A Computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites, Report No. EERC72-12, University of California, Berkeley
- ²⁰ 吉田望 (2024). DYNEQ A computer program for DYNamic response analysis of level ground by Equivalent linear method, Version 4.02, 2024, 関東学院大学.
- ²¹ 吉田望, 安達健司 (2022). 地盤の地震応答解析と複素剛性, 計算工学講演会論文集, Vol. 27, E-01-01.
- ²² 田蔵隆, 佐藤正義, 畠山昭 (1987). 強震記録に基づく地盤の非線形地震応答解析, 第 19 回地震工学研究発表会, 土木学会, pp. 101-104.
- ²³ 防災科学技術 (2011). 地形・地盤分類および常時微動の H/V スペクトル比を用いた地震動の

スペクトル増幅率の推定, 防災科学技術研究所研究資料 第 353 号.

²⁴ 藤本一雄, 翠川三郎 (2003). 日本全国を対象とした国土数値情報に基づく地盤の平均 S 波速度分布の推定, 日本地震工学会論文集, 3(3), 13-27.

²⁵ 若松加寿江, 松岡昌志 (2020). 地形・地盤分類 250m メッシュマップの更新, 日本地震工学会誌= Bulletin of JAEE/日本地震工学会編, (40), 24-27.

²⁶ 先名重樹, 翠川三郎 (2009). 地形・地盤分類に基づく地震動のスペクトル増幅率の推定, 日本地震工学会論文集, 9(4), 4_11-4_25.

²⁷ 先名重樹, 藤原広行, 前田宜浩, 森川信之, 岩城麻子, 河合伸一, 谷田貝淳, 佐藤将, 鈴木晴彦, 稲垣賢亮, 松山尚典 (2023). 強震動評価のための浅部・深部統合地盤構造モデルの構築, 防災科学技術研究所研究資料, 498 号, p.1-259, 発行年 2023-12-25.

²⁸ 額額一起 (2022). 「地震動の物理学」, 近代科学社, 353p.

²⁹ 額額一起 (1991). 不整形地盤における地震動, 土木学会論文集, (437), 1-18.

³⁰ 竹中博士 (1993). 不整形地盤における波動伝播の数値計算法, 地震第 2 輯, 46(2), 191-205.

³¹ 市村強, 堀宗朗(2001). 階層型解析手法を用いた強震動予測手法の開発, 地震工学研究発表会講演論文集, 26, 189-192.

³² 小野祐輔, 清野純史, 秋吉将史 (2005). 地震動強さ指標の分布に及ぼす地盤の不整形の影響, 地震工学論文集, 28.

³³ 大塚久哲, 橘義規, 河野亮 (2001). FEM 地震応答解析による不整形地盤の地盤ひずみ分布特性とばね質点モデルについての考察, 構造工学論文集, 47, 539-546.

³⁴ 大槻明, 田蔵隆, 清水勝美 (1984). 傾斜基盤を有する不整形地盤の地震時挙動と地盤ひずみ, 土木学会論文集, (350), 291-300.

³⁵ 中井健太郎, 野田利弘, 浅岡顕. (2017). 不整形基盤で生成された表面波と実体波の干渉による表層地盤被害の甚大化・局所化, In 理論応用力学講演会 講演論文集 第 64 回理論応用力学講演会 (OS3-02). 日本学術会議 機械工学委員会・土木工学・建築学委員会合同 IUTAM 分科会.

³⁶ 大町達夫, 飯山かほり (2000). 地震観測に基づく不整形地盤による上下動増幅要因の検討, 土木学会論文集, (654), 183-194.

³⁷ 渡辺哲史, 飯場正紀, 加藤研一, 小鹿紀英 (2011). 工学的基盤の傾斜が表層地盤の増幅特性に与える影響に関する基本的検討, 日本建築学会技術報告集, 17(36), 455-459.

³⁸ 橘義規, 大塚久哲, 古川愛子, 矢野恵美子, 田中宏典 (2005). 箇所別に異なる入力地震動を考慮した不整形地盤の応答に関する研究, 地震工学論文集, 28(0), 71-71.

³⁹ 開原貴美, 堀内茂木, 長谷川昭, 仁田交市, 河野俊夫, 堀修一郎, 笠原敬司 (1996). 多点アレイ地震観測による短周期地震波形の空間変化と表層地盤構造, 地震第 2 輯, 49(2), 169-177.

⁴⁰ 永野正行, 工藤一嘉, 武村雅之 (1999). 神戸市長田区における地下構造の不整形性を考慮した 1995 年兵庫県南部地震(MJ= 7.2)の余震アレイ観測記録のシミュレーション解析, 地震第 2 輯, 52(1), 25-41.

⁴¹ 元木健太郎, 山中浩明, 瀬尾和大, 川瀬博 (2006). 2005 年福岡県西方沖の地震の余震観測に基づく警固断層周辺の不整形地盤による地盤増幅特性の評価, 日本建築学会構造系論文集, 71(602), 129-136.

⁴² 神田克久, 源栄正人 (1995). 不均質・不整形性および入力コヒーレンスが地震動特性に及ぼす影響評価-釧路地方気象台敷地の場合-, 日本建築学会構造系論文集, 60(476), 85-94.

⁴³ 神山眞, 須藤鉄矢, 佐藤勉, 鈴木猛康 (1999). アレイ観測および応答シミュレーションによる不整形地盤の地震動ならびに動ひずみ特性, 地震工学研究発表会講演論文集, 25, 165-168.

⁴⁴ 神山眞, 佐藤勉, 鈴木猛康 (2001). 不整形地盤の地震応答における短周期表面波の工学的的重要性に関する研究, 土木学会論文集, (682) 225-243.

⁴⁵ 原田隆典, 黒田拓氏, 山上武志 (2002). 3 次元直接境界要素法による震源断層-不整形地盤系の応答解析と震源断層近傍地震動の渦現象, 構造工学論文集, 48, 587-594.

⁴⁶ 竹宮宏和, 宮河元 (1999). ディスロケーションから工学的基盤地震動の評価へー地質・地形構造を考慮して-, 地震工学研究発表会講演論文集, 25, 73-76.

- ⁴⁷ 古本吉倫, 杉戸真太, 八嶋厚 (2003). 周波数依存型等価線形化法による不整形地盤の震動特性について, 地震工学研究発表会 梗概集, 27, 102-102.
- ⁴⁸ 竹宮宏和, 石山基 (1993). 不整形性・非線形性を考慮した沖積地盤の地震応答性状, 土木学会論文集, (477), 73-81.
- ⁴⁹ 宮本崇, 入原渉, 鈴木猛康, 藤田航平, 市村強 (2016). 3次元非線形地盤震動解析を用いた堆積層における地盤ひずみの集中効果の検証, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), 72(4), I_768-I_776.
- ⁵⁰ 田中浩平, 坂井公俊, 飯山かほり, 盛川仁 (2021). 常時微動の鉛直成分2点同時観測による工学的基盤形状の推定手法の提案, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), 77(1), 19-228.
- ⁵¹ 野口竜也, 西川隼人, 吉田昌平, 香川敬生 (2016). 鳥取県内の地震観測点における地盤構造の把握とサイト特性の評価, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), 72(4), I_646-I_658.
- ⁵² 野上雄太, 坂井公俊, 高橋千佳, 室野剛隆, 盛川仁, 佐藤勉 (2009). 物理探査手法を用いた浅部不整形地盤構造の推定と耐震設計への適用事例, 土木学会論文集 A, 65(4), 1006-1015.
- ⁵³ 元木健太郎, 渡辺哲史, 加藤研一, 武居幸次郎, 山中浩明, 飯場正紀, 小山信 (2013). 微動アレイ計測に基づく傾斜基盤構造の推定, 日本建築学会構造系論文集, 78(688), 1081-1088.
- ⁵⁴ 小西千里, 鈴木晴彦, 濱田俊介, 林宏一 (2022). 市街地・住宅地における不規則配置の3元微動アレイ探査, 物理探査, 75, 21-37.
- ⁵⁵ 林宏一, 平出務, 飯場正紀, 稲崎富士, 高橋広人 (2008). 表面波探査と微動アレイ探査による石川県穴水町中心部の地盤構造調査, 物理探査, 61(6), 483-498.
- ⁵⁶ 浅野公之, 岩田知孝, 岩城麻子, 栗山雅之, 鈴木亘 (2009). 地震および微動観測による石川県鳳珠郡穴水町における地盤震動特性, 地震第1輯, 62(2+3), 121-135.
- ⁵⁷ 鈴木祐輔, 飯山かほり, 盛川仁, 坂井公俊, 荒木豪 (2020). 小規模な埋積谷地形における振動モードの同定に関する基礎的研究, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学), 76(2), 312-319.
- ⁵⁸ 野口科子, 笹谷努 (2011). 2003年宮城県沖スラブ内地震における表層地盤の非線形応答とその強震動への影響, 地震 2, 63, 165-187.
- ⁵⁹ Matsushima, S., Kosaka, H. and Kawase, H. (2017). Directionally dependent horizontal-to-vertical spectral ratios of microtremors at Onahama, Fukushima, Japan Earth, Planets and Space, Vol.69, No.96.
- ⁶⁰ Maeda, T., S. Takemura, and T. Furumura (2017), OpenSWPC: An open-source integrated parallel simulation code for modeling seismic wave propagation in 3D heterogeneous viscoelastic media, Earth Planets Space, 69, 102, doi:10.1186/s40623-017-0687-2.
- ⁶¹ 廣川貴則, 松島信一, 川瀬博 (2011). 微動 H/V スペクトル比の方位依存性と基盤の不整形性, 日本建築学会大会学術講演梗概集.
- ⁶² 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 2, 第 55 巻, pp.389-406.
- ⁶³ 防災科学技術研究所 (2003). 北日本地域を対象とした確率論的地震動予測地図作成手法の検討と試作例, 防災科学技術研究所研究資料, 第 246 号.
- ⁶⁴ Onishi, K., Kumamoto, T., and Mori, K. (2022). Advanced and More Objective Model of Seismotectonic Province Map in the Japanese Islands, Employing Multivariate Analysis. Journal of Japan Association for Earthquake Engineering, 22(1).
- ⁶⁵ Gardner, J. K., and Knopoff, L. (1974). Is the sequence of earthquakes in Southern California, with aftershocks removed, Poissonian? Bulletin of the Seismological Society of America, 64(5), 1363-1367.
- ⁶⁶ R. M. W. Musson. (1999). Probabilistic seismic hazard maps for the North Balkan region, Annals of Geophysics, 42(6), 485-491.
- ⁶⁷ 原子力安全基盤機構 (2013). 平成 24 年度 地震基盤における応答スペクトルの距離減衰式に適用する地盤増幅特性評価手法の検討 付録 E 「平成 20~23 年度までに作成された硬質岩盤上距離減衰式のアップデート」.
- ⁶⁸ Boore, D. M., Watson-Lamprey, J., and Abrahamson, N. A. (2006). GMROTD and GMROTI: Orientation-independent measures of ground motion, Bull. Seismol. Soc. Am. 96, 1202-1511.
- ⁶⁹ 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2009): 全国地震動予測地図 技術報告書, 平成 21 年 7 月 21 日公表.

⁷⁰ GEM. OpenQuake Engine: <https://github.com/gem/oq-engine>

⁷¹ 鳥本達矢, 松山尚典, 眞鍋俊平, 干野真, 西村武 (2024). 日本海東縁部を対象とした確率論的地震ハザード解析における領域震源の設定に関する諸検討, 日本地球惑星科学連合 2024 年大会, SSS08-P01.

⁷² 建設省土木研究所地震防災部振動研究室 (1983). 前・余震の頻度および規模に関する調査, 土研資料, No.1995.

⁷³ Frankel, A. (1995). Mapping seismic hazard in the Central and Eastern United States, *Seismological Research Letters*. 66(4), 8–21.

⁷⁴ 宇津徳治 (1978). 地震のマグニチュード分布式のパラメータの推定, *地震* 2, 31, 367-382.

⁷⁵ 安芸敬一 (1965). $\log N=a-bM$ の関係式における b の値の最尤度法による推定と信頼限界, 東京大学地震研究所彙報, 43(2), p.237-239.

⁷⁶ 武村雅之 (1990). 日本列島およびその周辺地域に起こる先発地震のマグニチュードと地震モーメントの関係, *地震* 2, 43, 257-265.

⁷⁷ 震源を特定せず策定する地震動に関する検討チーム (2019). 全国共通に考慮すべき「震源を特定せず策定する地震動」に関する検討報告書.

⁷⁸ Campbell, K. W. and Bozorgnia, Y. (2018), NGA Ground Motion Model for the Geometric Mean Horizontal Component of PGA, PGV, PDG and 5% Damped Linear Elastic Response Spectra for Periods Ranging from 0.01 to 10 s, *Earthquake Spectra*, vol. 24, no. 1, pp. 139-171.

⁷⁹ Chiou, B. S.-J and Youngs, R. R. (2008), An NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, *Earthquake Spectra*, vol. 24, no. 1, pp. 173-215.

⁸⁰ Sadigh, K., Chang, C.-Y., Egan, J. A., Makdisi, F. I., and Youngs, R. R. (1997). Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data, *Seismol. Res. Lett.* 68 (1), 180–189.