

3. 4. 5. 2 スラブ内地震による強震動予測の高度化に関する研究

(1) 業務の内容

(a) 業務の目的

スラブ内地震は、内陸地殻内地震やプレート間地震に比べて、短周期地震波を強く励起することが知られている。この特性を考慮した強震動予測手法の高度化が望まれている。

このために、以下の項目について研究する。

- ・スラブ内地震の震源特性評価の高度化
- ・地盤の非線形応答評価の高度化
- ・広帯域地震波増幅特性評価の高度化
- ・スラブ内における地震発生層に関する研究
- ・スラブ内地震による高精度ハイブリッド強震動予測手法の確立

(b) 平成 19 年度業務目的

これまでに解析されたスラブ内地震の震源モデルを基にして、スラブ内地震の断層モデル設定のレシピが提案されている。レシピに則って 1993 年釧路沖スラブ内地震 (Mw7.6; 深さ約 100km) の断層モデルを設定する一方で、経験的グリーン関数法 (EGF 法) によって強震動を予測し、観測記録と比較する。レシピによる断層モデルは、EGF 法によってモデル化された断層とは完全には一致していない。また、強震動記録の比較は、震源のモデル化に用いられた観測点と用いられなかった観測点を分けて行う。この比較は、レシピの妥当性の検証と強震動予測手法における問題点の抽出を目的としている。

(c) 担当者

所属機関	役職	氏名	メールアドレス
北海道大学大学院工学研究科	教授	笹谷 努	

(2) 平成 19 年度の成果

(a) 業務の要約

提案されているスラブ内地震の特性化震源モデル設定レシピに則って 1993 年釧路沖スラブ内地震 (Mw7.6) の断層モデルを設定し、EGF 法によって強震動を予測し、観測記録と比較した。震源のモデル化に用いられた観測点では、当然のことながら、両者の一致はかなり良い。これは、レシピの妥当性を示している。しかし、大きな加速度を観測した釧路市の 3 観測点 (これらは、震源のモデル化に用いられていない。) では、予測最大加速度値 (PGA) がかなり過大に評価された。その要因を探るため、観測された S 波加速度波形の H/V (水平動/上下動) スペクトル比を弱震動時と強震動時とで比較した。その結果、1993 年釧路沖地震時に、これらの観測点では地盤の非線形応答が発生していたことがわかった。これが、予測における PGA の過大評価につながったと考えられる。今後、高度な強震動予測のためには、強震動時に地盤の非線形応答を考慮すべきことを指摘している。

(b) 業務の成果

1) はじめに

1980年代の後半から、震源近傍で得られた強震動記録の波形インバージョンにより、詳細な断層運動及び断層パラメータが推定されるようになった。その結果、断層面上のすべり分布は不均質であることがわかり、それはアスペリティモデルで表されている。アスペリティモデルを記述する断層パラメータの主なものは以下の通りである。

巨視的 (Outer) 断層パラメータ

総断層面積: S (km²)

地震モーメント: M_0 (Nm)

微視的 (Inner) 断層パラメータ

アスペリティの面積: S_a (km²)

アスペリティでの応力低下量: $\Delta\sigma$ (MPa)

加速度震源スペクトルの短周期レベル: A (Nm/s²)

これらの断層パラメータの経験的なスケーリング則 (Somerville et al., 1999)¹⁾が、内陸地殻内地震の強震動予測における断層パラメータ設定の基礎となっている (入倉, 2004)²⁾。

スラブ内地震は、他のカテゴリーの地震に比べて短周期地震波を強く励起するという震源特性を有している (Morikawa and Sasatani, 2003)³⁾。経験的グリーン関数法 (EGF法) による震源のモデル化は、それが広帯域地震動 (0.1~10Hz) を説明することから、スラブ内地震のこの特性を定量的に評価するのに最適な手法である。なお、EGF法によって推定された強震動生成領域 (SMGA) は、波形インバージョンによるすべり分布から抽出されたすべりの大きな領域 (アスペリティ; Somerville et al., 1999¹⁾) とほぼ一致している (Miyake et al., 2003)⁴⁾。よって、以下においては、強震動生成領域をアスペリティと呼ぶことにする。

笹谷・他 (2006)⁵⁾は、経験的グリーン関数法 (EGF法) による 11 個のスラブ内地震の震源モデル (断層パラメータ) を基にして、スラブ内地震の震源特性の評価を行った。そして、強震動予測におけるスラブ内地震の特性化震源モデル (断層パラメータ) の設定法 (レシピ) を提案した。予測問題としては、データに基づいてこの提案された特性化震源モデル設定法の妥当性を検証する必要がある。そこで、レシピに則って設定した 1993 年釧路沖地震の断層モデルと EGF法によって強震動を予測し、それを観測記録と比較する。この比較を通して、レシピの妥当性の検証とともに強震動予測手法の問題点についても抽出する。

2) スラブ内地震の断層モデル設定のレシピ

特性化震源モデルから強震動を予測する場合、特にアスペリティの存在が重要であるが、総断層面積も複数のアスペリティをどの範囲に配置させるかを定めるために必要なパラメータである。しかし、スラブ内地震の場合、内陸地殻内地震に見られる地殻変動等が観測されづらいので、総断層面積を精度良く評価することが困難であり、そのスケーリング則を得るまでには至っていない。この点が内陸地殻内地震やプレート間地震の震源モデル設定のレシピとは異なっている。

笹谷・他 (2006) 5)によるスラブ内地震の断層モデル設定のレシピを以下に簡単に記す。

Step 1 スラブ内地震の M_o の設定

Step 2 S_a と M_o のスケーリング則: (1) 式 $\Rightarrow S_a$ の設定

$$S_a(\text{km}^2) = 1.25 \times 10^{-16} \times M_o^{2/3} (\text{dyne-cm}) \quad (1)$$

Step 3 A と M_o のスケーリング則: (2) 式 $\Rightarrow A$ の設定

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

Step 4 アスペリティ個数 N_a と M_o の関係 $\Rightarrow N_a$ の設定

Step 5 A とアスペリティパラメータの関係: (3) 式 $\Rightarrow \Delta\sigma_a$ の設定

$$A = 4\pi\beta^2 \sqrt{\sum (r_n \Delta\sigma_n)^2} \quad (3)$$

Step 6 M_o とアスペリティパラメータの関係: (4) 式 $\Rightarrow S (= \pi r^2)$ の設定

$$M_o = \frac{16}{7} r_f \times \sum (r_n^2 \Delta\sigma_n) \quad (4)$$

(3)、(4) 式において、 r_n と $\Delta\sigma_n$ は各アスペリティの半径と応力降下量、 β は S 波速度、 r_f は断層全体を円形と仮定した場合の半径を表す。ここでは、簡単なために、アスペリティを円形、背景領域での応力降下量をゼロと仮定している。

3) 1993 年釧路沖地震の強震動予測

1993 年 1 月 15 日に釧路市のほぼ直下（深さ約 100km）で Mw7.6 のスラブ内地震が発生し、釧路市を中心としてかなりの被害が発生した。図 5 に示すように、釧路市の気象台（JMA）では約 900cm/s/s の最大加速度が観測されている。この地震による被害の発生により、このタイプの地震を被害地震として考慮すべきことが認識された。

Morikawa and Sasatani (2004) 6)は、EGF 法により、図 1 に示すアスペリティ震源モデルを構築した。それは、3 つのアスペリティからなり、個々のアスペリティは大きな応力降下量を有することが特徴である。ここでは、このモデルを参考にしながら、レシピに則って震源モデルを設定し、EGF 法によって強震動を予測し、それを観測記録と比較する。

a) 断層モデルの設定

上述のパラメータの設定過程において、Step 3 の A の設定値が、その後のパラメータ設定に大きな影響を与えることが分かった。Takeo et al. (1993) 7)による M_o を設定して平均的な A - M_o 関係 ((2) 式) から設定した A をそのまま用いると、応力降下量 $\Delta\sigma_a$ が Morikawa and Sasatani (2004) 6)の推定値に比べてかなり小さくなり、逆に、総断層面積 S が過大になった。1993 年釧路沖地震の A は、平均的な A - M_o 関係よりも大きな値を有している。そこで、ここでは、平均的な A - M_o 関係のバラツキの上限として表 1 に示す A の値を用いた。

アスペリティの個数は、Morikawa and Sasatani (2004) 6)と同じ 3 個とした。ただし、彼らは、観測波形を十分に説明するためにその大きさと応力降下量を個々のアスペリティ

で微妙に変化させている（図 1）。しかし、事前にこの情報を得るのは困難であると判断して、ここでは、同じ大きさで同じ応力降下量を有する 3 個のアスペリティを仮定した。最終的なパラメータ値が表 1 に、断層モデルが図 2 に示されている。また、表 2 には EGF 法で用いる要素地震（1993/2/4 に発生した余震）の震源パラメータを示す。後で示すように、破壊の伝播方向も予測結果に大きく影響する。ここでは、Morikawa and Sasatani（2004）⁶⁾の結果を参照して、西側へ伝播する破壊に対する予測結果について詳細に検討する。

このように設定された断層モデル（図 2）は、観測波形を説明するために推定された断層モデル（図 1）とは異なっている。その結果として、このモデルによって予測された波形は、各地の観測波形を厳密に説明するとは限らない。以下の解析においては、各地動の最大値（PGA、PGV、PGD）及びその波形形状に注目して予測結果を評価する。

図 2 に解析に用いた観測点の位置を示す。これらは、二つのグループに分類される。一つは、Morikawa and Sasatani（2004）⁶⁾で震源のモデル化に用いられた観測点（A グループ）で、もう一つは、震源のモデル化に用いられなかった観測点（B グループ）である。なお、以下に示す波形は 0.3~10Hz のバンドパスフィルターを通した波形である。このフィルターは、要素地震のスペクトルの S/N 比から設定された。

b) A グループ観測点での波形の比較

このグループの観測点は、図 2 の AKS（電力中央研究所の厚岸観測点）、MYR（北海道大学広尾町茂寄観測点）、URA（気象庁浦河観測点）である。図 3 に観測波形と予測波形との比較を示す。AKS では、予測波形がやや小さめであるが、全体的な一致はかなり良い。MYR では、PGA、PGV、PGD の値はほぼ一致している。しかし、予測 NS 成分の速度、変位波形に観測波形にはみられない周期約 2 秒のパルスが現れている。これは、大きさの同じアスペリティを 3 個置いたことに関係していると推測される。URA では、全体的に両者は良い一致を示している。レシピに基づく予測に対して、震源のモデル化に用いた観測点での予測波形と観測波形との一致度がこの程度であることを認めた上で、B グループ観測点の波形の一致度を評価する。

c) B グループ観測点での波形の比較

このグループの観測点は、釧路市（KUS）の 3 点（JMA：気象庁観測点、BRI：旧建築研究所観測点、PHRI：旧港湾技術研究所観測点）、NEM（気象庁根室観測点）、OUV（北海道大学帯広観測点）である（図 2）。図 4 に、釧路市の 3 観測点位置と東西地質断面図を示す。JMA と BRI は旧釧路川の東側の高さ約 30m の高台上にあり、両者は約 30m しか離れていない。PHRI は、釧路川の河口にあり、旧海岸線上に位置している。また、ここには地表の他に -77m にボアホール地震計が設置されている。JMA/BRI と PHRI では、表層地質が大きく異なっている。

図 5 に JMA と BRI における波形の比較を示す。JMA では、予測 PGA が 3000~4000cm/s/s という大きさで、観測値よりも約 4 倍大きい。また、予測 PGV も約 2 倍大きい。一方、変位波形のレベルは両者でほぼ同じである。これは、予測と観測とで高周波数側での不一致が大きいことを意味している。BRI でもほぼ JMA と同じ傾向を示す。

PHRI での地表 (GL) と地中 (-77m) における波形の比較を図 6 に示す。地表の予測 PGA は過大評価であるが、その PGV と PGD は逆に過小評価となっている。特に、観測された NS 成分加速度波形の周期 1 秒強の特異なスパイク状パルスを説明できない。また、このパルスが観測速度及び変位波形で長周期の大きな振幅を生じた要因である。一方、PHRI の地中波形 (-77m) では、地表波形に比べると両者の一致はかなり良い。

最後に、NEM と OUV の波形を比較する (図 7)。NEM では予測波形が観測波形よりもかなり小さい。ほぼ同一距離の MYR と比べてこの本震の観測記録が異常とは言えない。要素地震として用いた余震記録が異常な可能性がある。OUV では速度型強震計で観測されていた。残念ながら、観測 NS 成分は振り切れているので、観測波形は速度波形のみを示している。予測波形の PGV は約 40cm/s で、観測計器のクリップレベル (20cm/s) を超えており、この意味では、観測記録と整合している。振り切れていない EW 成分では両者はかなり良一致を示している。

d) 考察

まず、JMA と BRI での予測 PGA の過大評価の要因について検討する。これらの観測点近くではボーリング調査及び PS 検層が実施されている (建築研究所, 1994) ⁸⁾。その結果によると、地表から数 m までは火山灰で、その S 波速度は 100m/s~140m/s である。約 18m から砂岩 (BRI 近く) 及び泥岩 (JMA 近く) となっており、その S 波速度は 510~650m/s である。これらの事実は、これらの観測点で、1993 釧路沖地震時に大きな加速度により表層地盤が非線形応答を起した可能性を示す。

Wen et al. (2006) ⁹⁾ に従って、S 波加速度波形の H/V (水平動/上下動) スペクトル比からその可能性について検討する。この手法は、単独の観測点で非線形応答の同定を行うのに有効である。弱震動と強震動時 (本震時) の H/V スペクトル比の比較を図 8 に示す。JMA の場合、弱震動時に約 4Hz にあったピークが強震動時に 2Hz 弱へ移動しており、さらに、強震動時に高周波数 (~10Hz) レベルが大きく減衰している。これは、本震時に非線形応答を示した証拠と考えられる。一方、BRI の場合、弱震動と強震動の H/V スペクトル比に JMA ほどの差異が見られない。しかし、本震 (強震動) 時の H/V スペクトル比は、弱震動時に見られた 4Hz 付近のピークの 3Hz 付近への移動を示している。なお、JMA と BRI とで解析する高周波数の限界が異なっているが、これは加速度計の特性による。

次に、PHRI での記録について検討する。PHRI で観測された地表加速度のスパイク状パルスは、地盤のサイクリックモビリティという非線形応答によるものと言われている (Iai et al. 1995) ¹⁰⁾。弱震動と強震動時における S 波の地表/地中スペクトル比の比較を図 9 左に示す。本震時に水平動の第 1 ピークは、若干低周波数側に移動しているが、その高周波数側のレベル低下が著しい。これが、予測波形の PGA の過大評価を生じさせた主たる要因と考えられる。また、サイクリックモビリティによるスパイク状のパルスの励起が観測波形の PGV、PGD を増大させ、結果として、それらの予測波形の過小評価につながっている。一方、上下動の地表/地中のスペクトル比は、弱震動と強震動時で変化が見られない。同図には、地表と地中記録に対する H/V スペクトル比も示されている (図 9 右)。左図の水平動の地表/地中スペクトル比と同様に、強震動時の地表の H/V スペクトル比で高周波数側のレベル低下が顕著である。また、強震動時の地中の H/V スペクトル比は、弱

震動時のそれと比べると、全体的に左にシフトしている。これらの結果は、S波のH/Vスペクトル比が、強震動時の地盤の非線形応答を同定する有効な手段であることを示している。

以上の検討から、釧路市における地表の予測加速度の過大評価の要因は、予測において地盤の非線形応答を考慮していないことにあることが明らかになった。これは、強震動予測の高度化において、地盤の非線形応答の考慮が必須であることを示している。

最後に、破壊伝播方向の影響についてコメントする。図10は、破壊が西から東へ伝播した場合の予測波形と観測波形との比較例である。AKSの予測波形が過大評価あり、逆に、MYRのそれが過小評価であることがわかる。その他のパラメータである破壊の伝播方向の予測結果への影響は大である。

(c) 結論ならびに今後の課題

提案したレシピに則り震源モデルを設定し、EGF法を用いて1993年釧路沖スラブ内地震(Mw7.6)による8点での強震動を予測し、観測記録と比較した。EGF法によるこの地震の震源のモデル化に用いた3観測点では、両者はかなり良い一致を示した。これは、提案したレシピの妥当性を示している。しかし、大きな加速度を観測した3観測点(これらは、震源のモデル化に用いていない)では、地表での予測加速度がかなり過大評価であった。加速度S波のH/V(水平動/上下動)スペクトル比の検討から、1993年釧路沖地震時にこれらの観測点で地盤の非線形応答が発生したことを確認した。そして、過大評価の要因は、予測の際に地盤の非線形応答を考慮していないことにあることを明らかにした。強震動予測において、地盤の非線形応答を適切に評価する手法を開発することが肝要である。

今後、より多くのスラブ内地震に対して強震動予測を実施し、レシピの妥当性の検証と予測手法の課題を抽出するとともに、それを解決する手法を開発する計画である。

(d) 引用文献

- 1) Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith and A. Kowada: Characterizing crustal earthquake slip models for prediction of strong motion, *Seism. Res. Lett.*, Vol.70, pp.59-80, 1999.
- 2) 入倉孝次郎: 強震動予測レシピー大地震による強震動の予測手法ー, 京都大学防災研究所年報, 第47号A, pp.25-45, 2004.
- 3) Morikawa, N. and T. Sasatani: Source spectral characteristics of two large intra-slab earthquakes along the southern Kurile-Hokkaido arc, *Phys. Earth Planet. Interiors.*, Vol.137, pp.67-80, 2003.
- 4) Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura: Source characterization for broadband ground-motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.93, pp.2531-2545, 2003.
- 5) 笹谷努, 森川信之, 前田宜浩: スラブ内地震の震源特性, 北海道大学地球物理学研究報告, No. 69, pp. 123-134, 2006.
- 6) Morikawa, N. and T. Sasatani: Source models of two large intra-slab earthquakes from broadband strong ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.94, pp.803-817,

2004.

- 7) Takeo, M., S. Ide, and Y. Yoshida: The 1993 Kushiro-oki, Japan, earthquake: A high stress-drop event in a subducting slab, Geophys. Res. Lett., Vol.20, pp.2607-2610, 1993.
- 8) 建築研究所: 釧路地方気象台敷地内地盤調査結果, 地震工学振興会ニュース, No. 136, pp.56-60. 1994.
- 9) Wen, K-L, T-M Chang, C-M Lin, and H-J Chiang: Identification of nonlinear site response during the 1999, Chi-Chi, Taiwan earthquake from the H/V spectral ratio, Third Int. Sym. on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Grenoble, France, 30 Aug. - 1 Sept., pp.225-237, 2006.
- 10) Iai, S., T. Morita, T. Kameoka, Y. Matsunaga and K. Abiko: Response of a dense sand deposit during the 1993 Kushiro-oki earthquake, Soil and Foundations, Vol.35, pp.115-131, 1995.

(e) 学会等発表実績

学会等における口頭・ポスター発表

発表成果	発表者氏名	発表場所	発表時期	国内・外の別
地盤の非線形応答度合いの指標化 (ポスター)	野口科子・ 笹谷 努	日本地震学会 秋季大会 (仙台)	平成 19 年 10 月	国内

学会誌・雑誌等における論文掲載

なし

マスコミ等における報道・掲載

なし

(f) 特許出願、ソフトウェア開発、仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成 20 年度業務計画案

平成 19 年度の業務を引き継いで、スラブ内地震の震源モデル設定レシピの妥当性の検証と、その強震動予測手法の問題点の抽出に関して解析事例を増やす。これは、スラブ内地震による強震動予測の高度化に必須と考える。

2003 年 5 月 26 日に宮城県沖で発生したスラブ内地震 (Mw7.0、深さ 72km) を解析の

対象とする。既往の研究によって、この地震の震源モデルは推定されているが、その震源モデル推定に用いられた観測点は数点である。しかしここでは、これらも含めて、トータルで約 100 の観測点記録を解析する。まず、スラブ内地震の震源モデル設定のレシピに則り、この地震の断層モデルを構築する。次に、経験的グリーン関数法（EGF 法）を用いて強震動を予測し、それを観測記録と比較する。ここで EGF 法を用いる理由は、主目的の一つが震源モデル設定レシピの妥当性の検証にあるためである。平成 19 年度の業務の成果（地盤の非線形応答が発生した場合、予測最大地動加速度（PGA）値はかなりの過大評価となる）を基にして、特に、PGA に注目して予測と観測記録と比較する。予測が過大評価となった場合、これが非線形応答によることを S 波の H/V（水平動/上下動）スペクトル比から確認する。そして、これが発生する入力 PGA レベル、表層の地盤条件等について検討する。

一方、平成 19 年度業務で、地盤の非線形応答の同定に S 波の H/V スペクトル比が有効であると結論したが、これは定性的な解釈であった。そこで、これが有効であることを理論的に検討する。水平多層構造中を伝播する平面 P 波、S 波を Propagator Matrix 法で評価し、非線形化による地盤の物性値の変化と S 波 H/V スペクトル比の変化（線形応答時に比べてピークの低周波数側へのシフトと高周波数側でのレベルの低下）とを関連づける。この理論的な検討結果を基に、非線形応答を強震動予測に組み込む手法を開発する。そして、この手法を用いて、予測 PGA の過大評価及び S 波 H/V スペクトル比の変化の見られた観測点で強震動を再予測し観測記録と比較する。この比較の目的は、開発した手法の妥当性の検証である。

以上の業務の目標とする成果は、1) スラブ内地震の震源モデル設定レシピの妥当性の確認、2) 強震動時における S 波の H/V スペクトル比の変化に対する理論的な裏づけ、3) 過大な予測 PGA の要因が、地盤の非線形応答であることの確認、4) 地盤の非線形応答を強震動予測に組み込む手法の開発である。

表 1 レシピによって設定された 1993 年釧路沖地震の
断層パラメータ

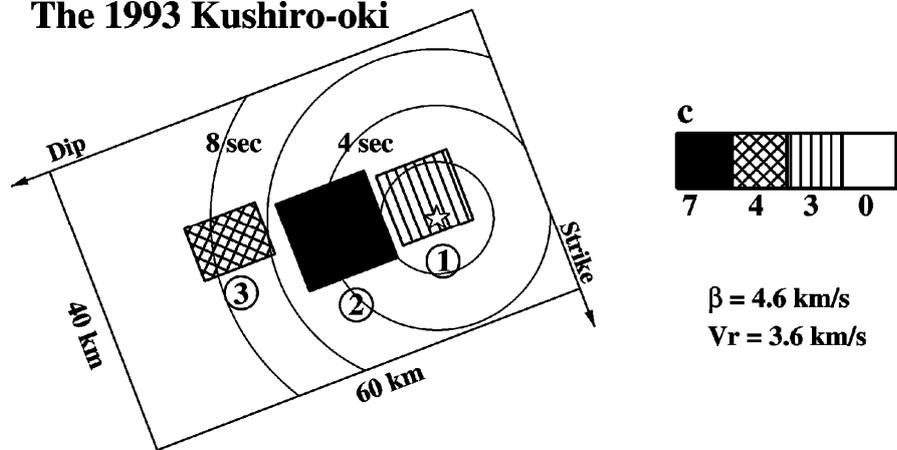
Step 1: M_o (Nm) : seismic moment	3.3×10^{20}
Step 2: S_a (km ²) : asperity area	277
Step 3: A (Nm/s ²) : short-period level	2.5×10^{20}
Step 4: N_a : number of asperities	3
Step 5: $\Delta\sigma_a$ (MPa) : stress drop	101
Step 6: S (km ²) ; total fault area	820

その他のパラメータ : Rupture velocity : $V_r = 3.3$ km/s
Rise time : $\tau = 0.67$ s

表 2 要素地震 (1993/2/4, $M_j=4.8$) の断層パラメータ

M_o (Nm) : seismic moment	2×10^{16}
$\Delta\sigma$ (MPa) : stress drop	17
S (km ²) ; fault area	1.2x1.2

The 1993 Kushiro-oki



Asperity No.	Area	Stress drop
1	92.2 km ²	82 MPa
2	144.0	190
3	69.1	109

図 1. EGF 法によって構築された 1993 年釧路沖地震の断層モデル。①、②、③はアスペリティを、サークルは破壊フロントの時刻歴を示す。各アスペリティのパラメータは表に示されている。Morikawa and Sasatani (2004) ⁶⁾による Bモデル。

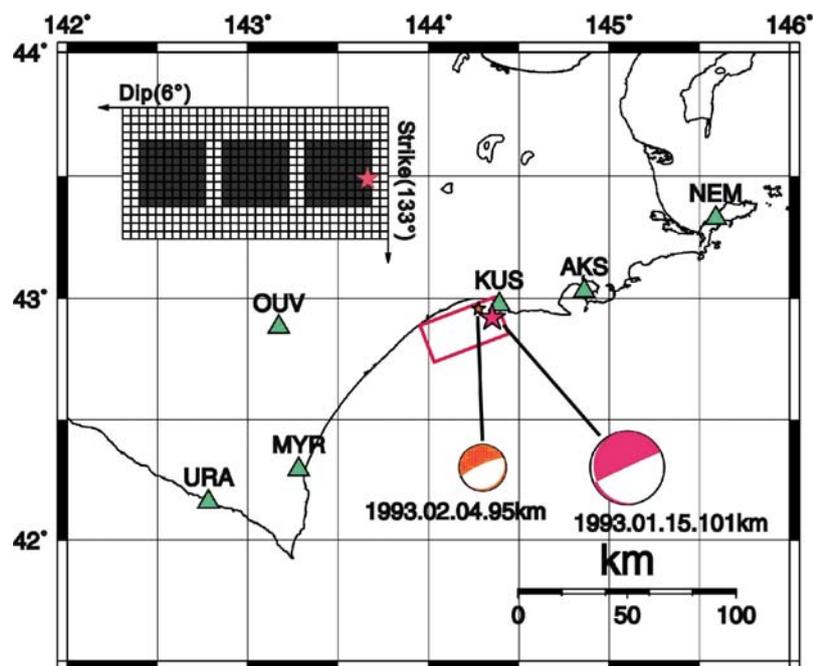


図 2. レシピによって設定された 1993 年釧路沖地震の断層モデルと予測に用いた観測点分布 (△印)。本震及び要素地震のメカニズムも示されている。

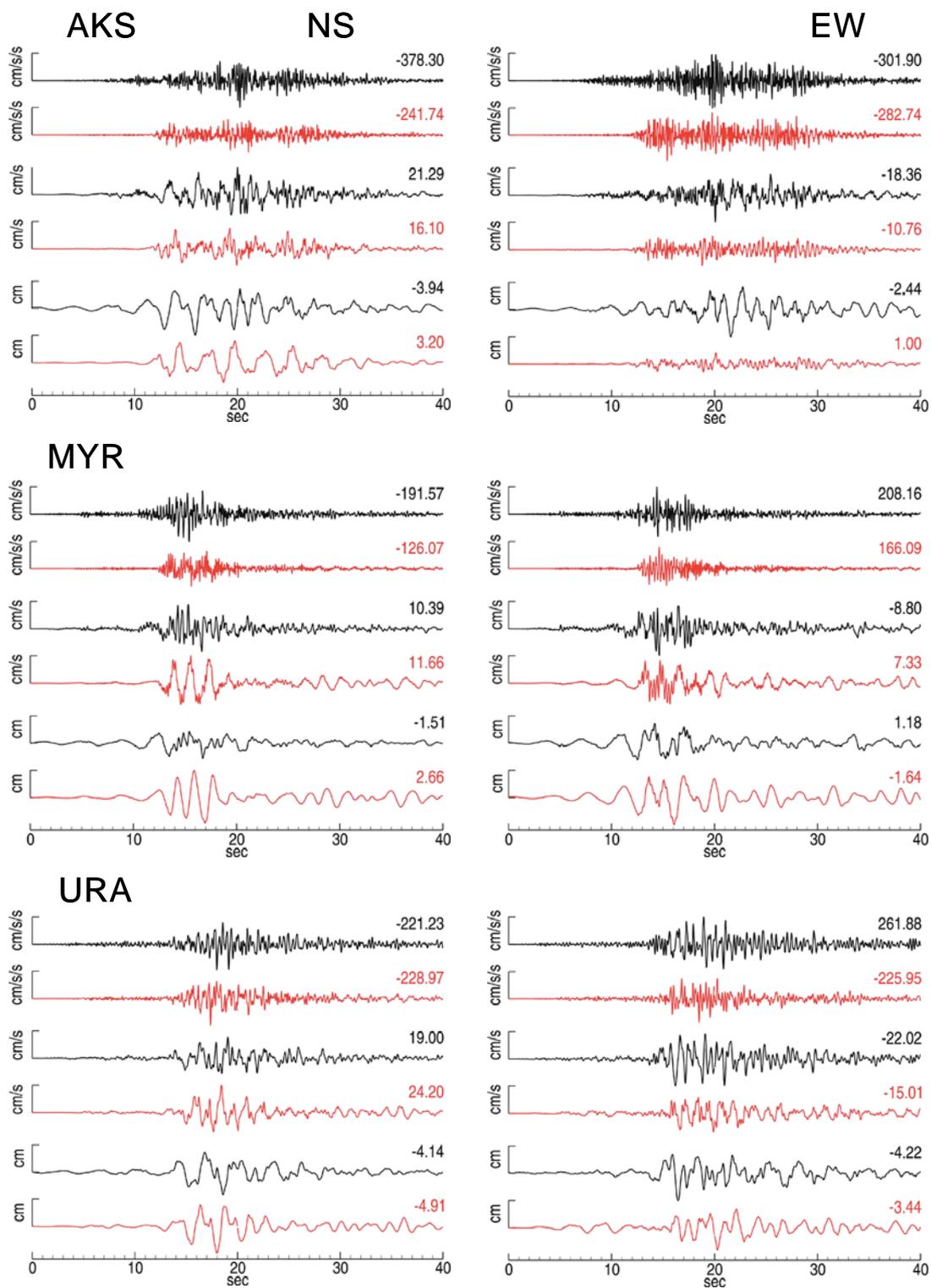


図 3. AKS, MYR, URA における観測波形と予測波形との比較。左: NS 成分、右: EW 成分。上から加速度、速度、変位波形ペアを示す: ペアの上が観測波形、下が予測波形を示す。各波形に示された数字は最大値を示す。

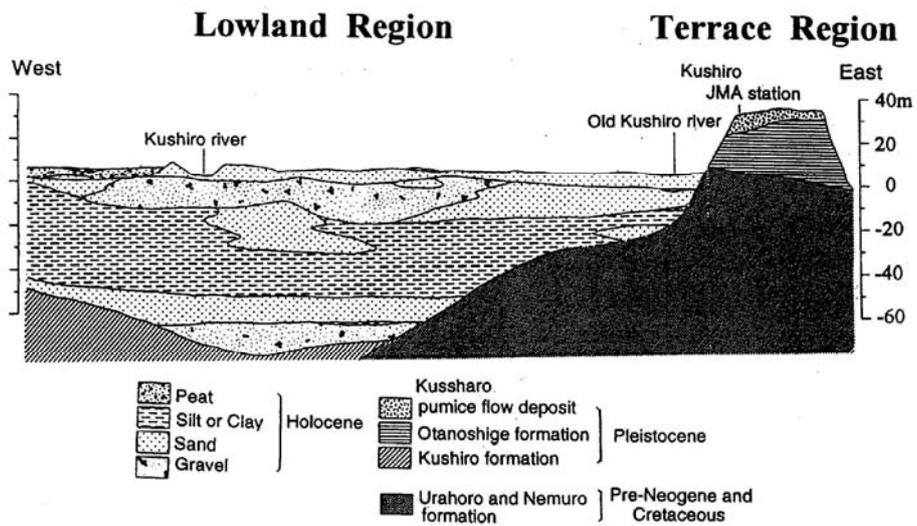
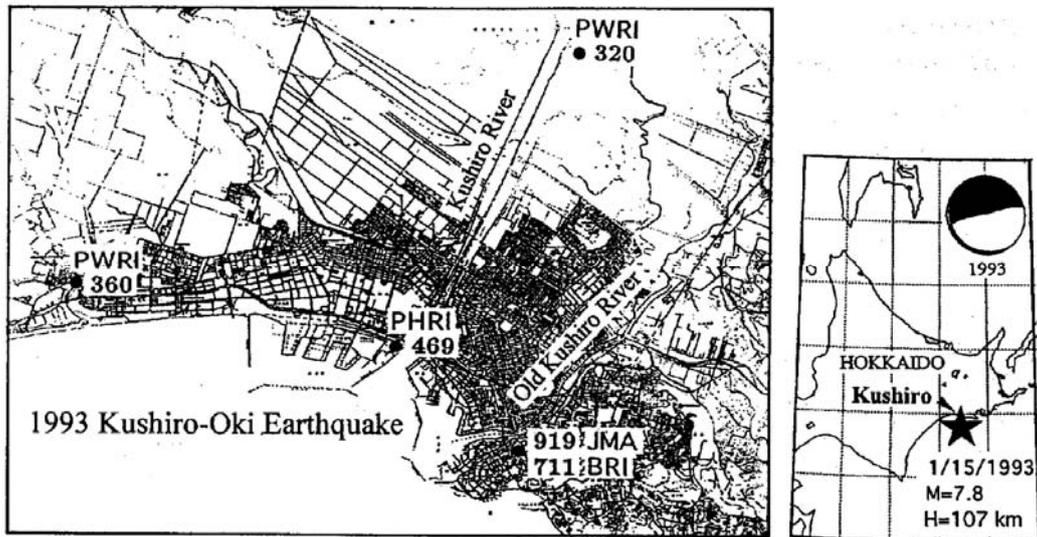


図 4. 上: 釧路市内の観測点分布。数字は 1993 年釧路沖地震による PGA を示す。下: 地質構造の東西断面模式図。

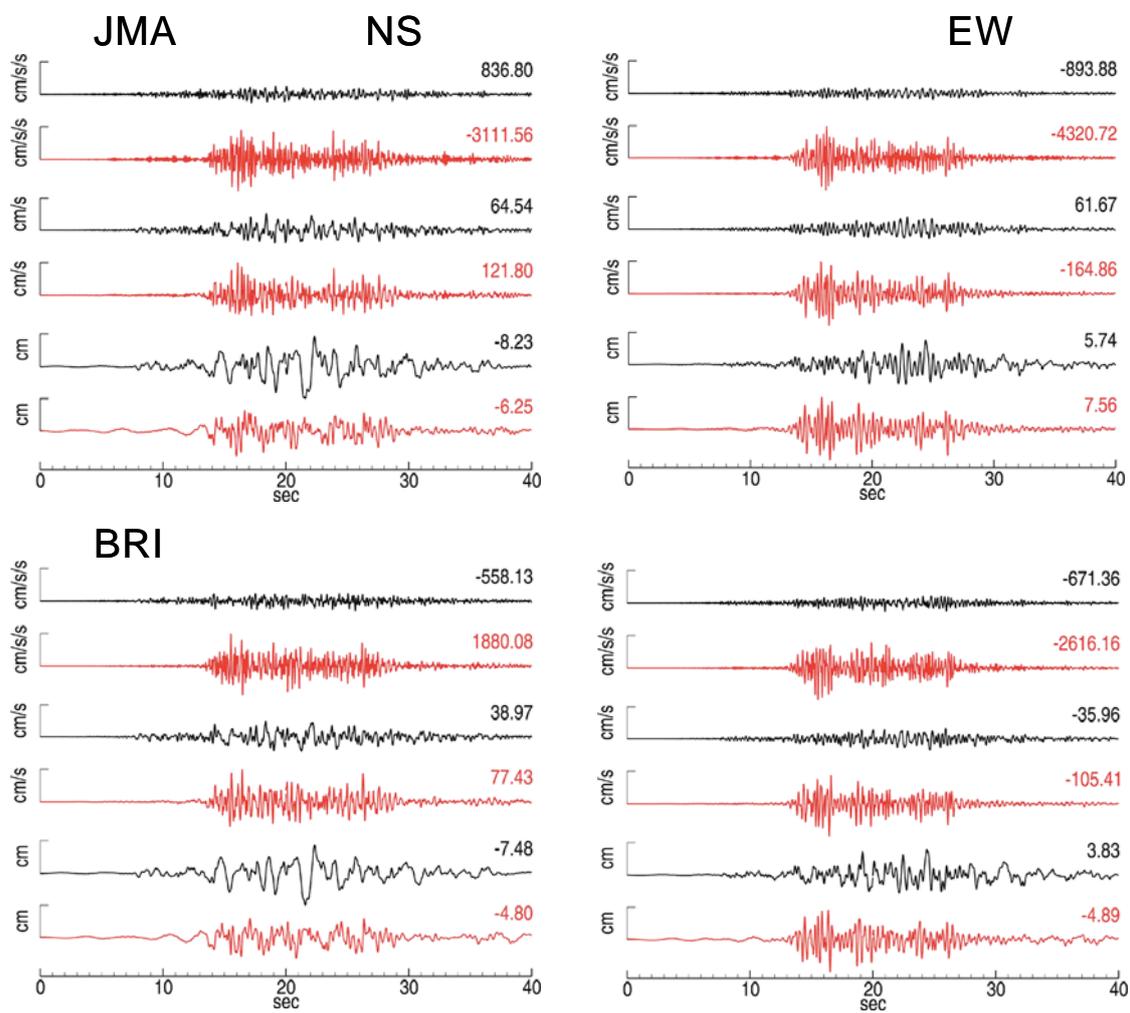


図 5. JMA と BRI における観測波形と予測波形との比較。フォーマットは図 3 と同じ。

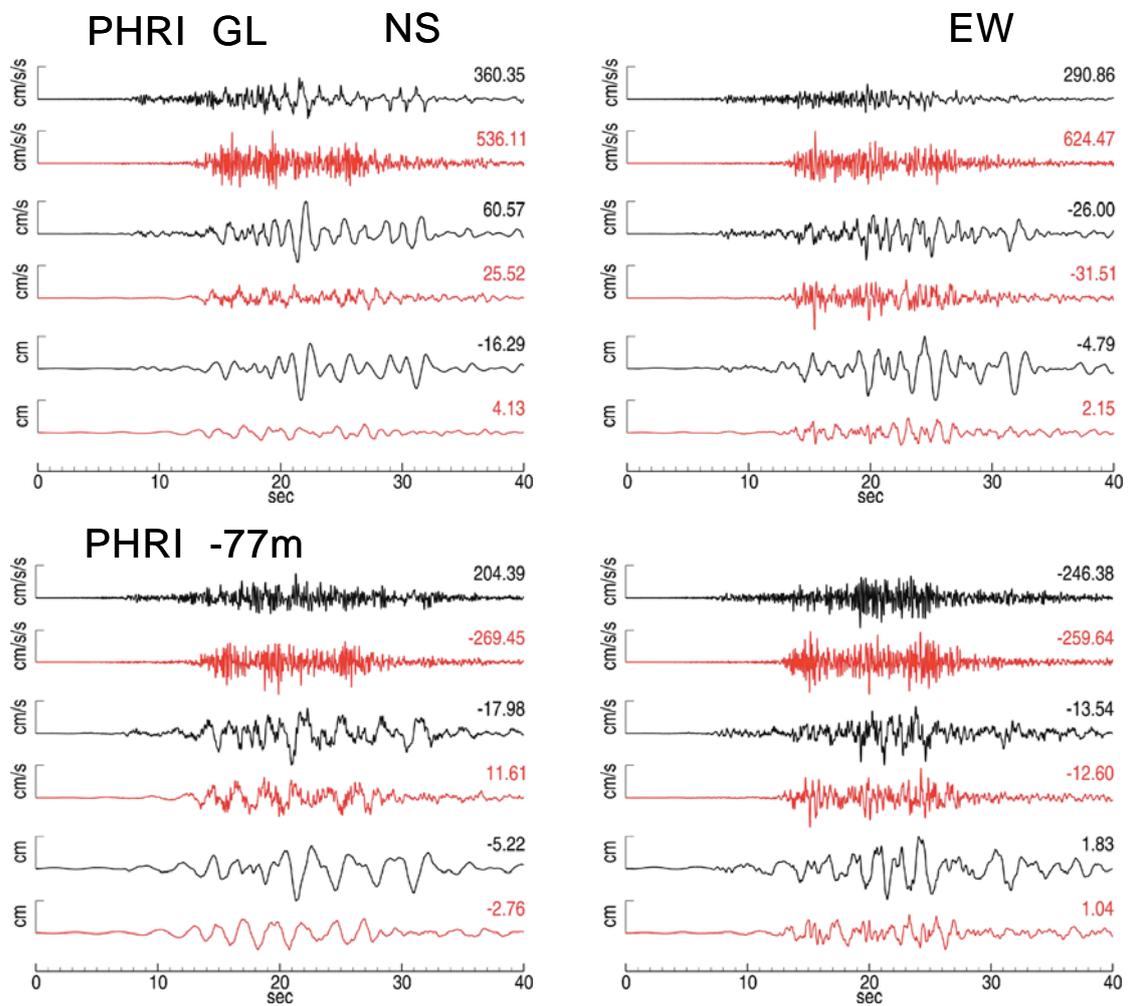


図 6. PHRI における観測波形と予測波形との比較。上: 地表波形、下: 地中 (-77m) 波形。フォーマットは図 3 と同じ。

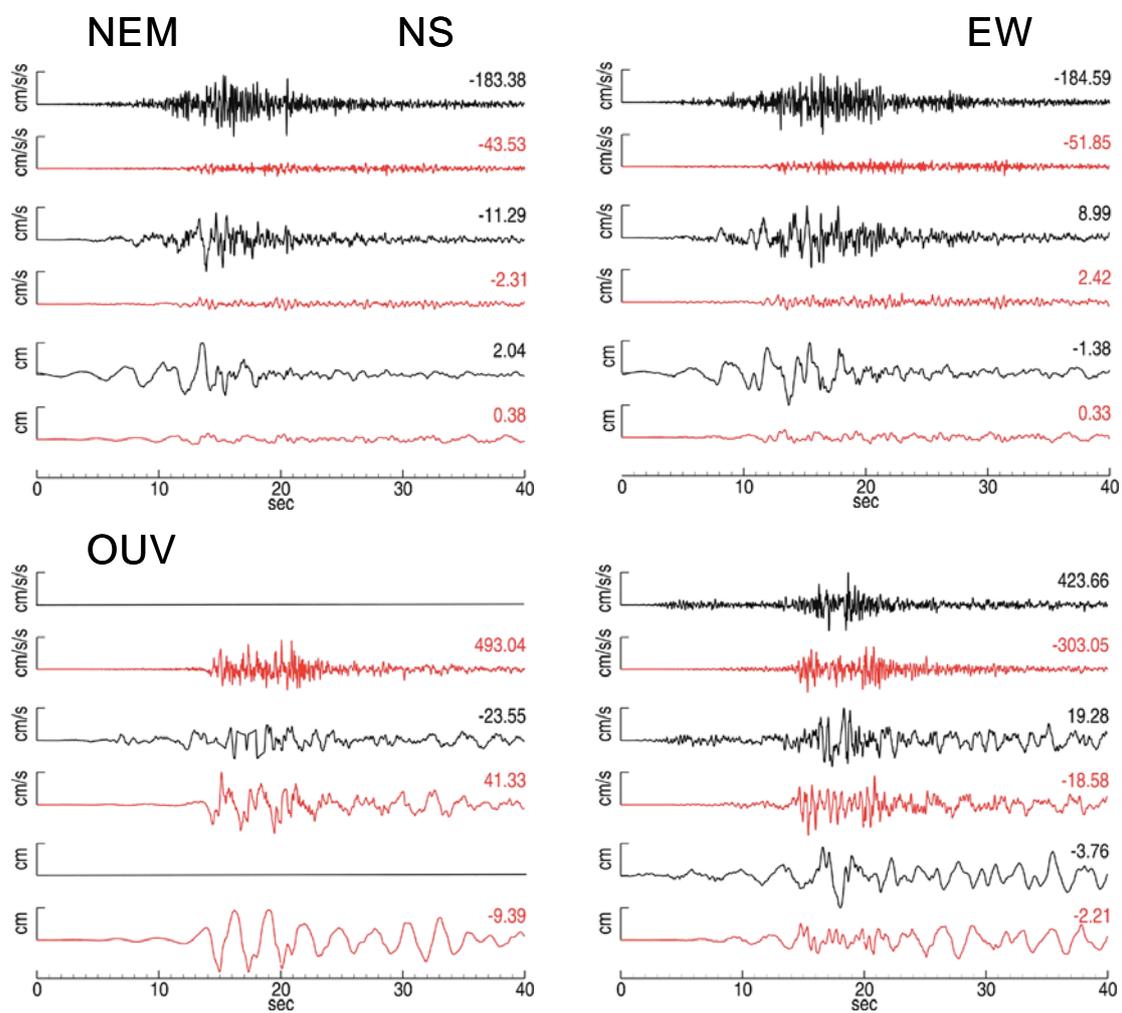
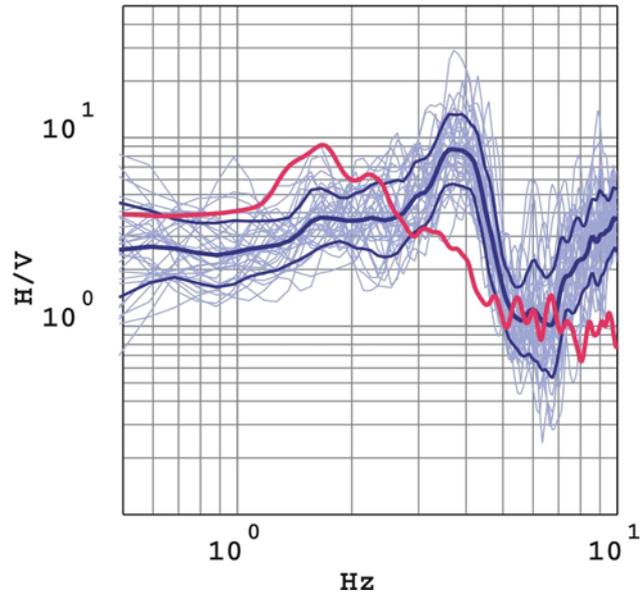


図 7. NEM と OUV における観測波形と予測波形との比較。フォーマットは図 3 と同じ。

JMA H/V



BRI H/V

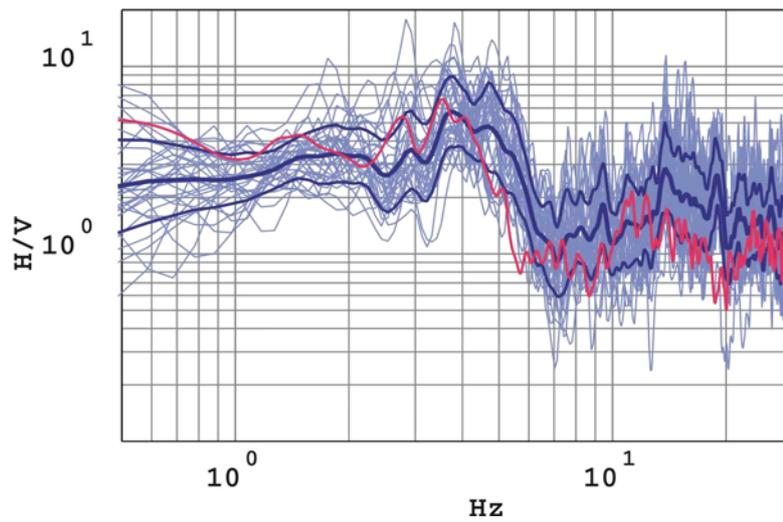


図 8. JMA と BRI における弱震動と強震動時における S 波 H/V スペクトル比の比較。赤い線：強震動時、青い線：弱震動時（細い線は標準偏差）。

PHRI

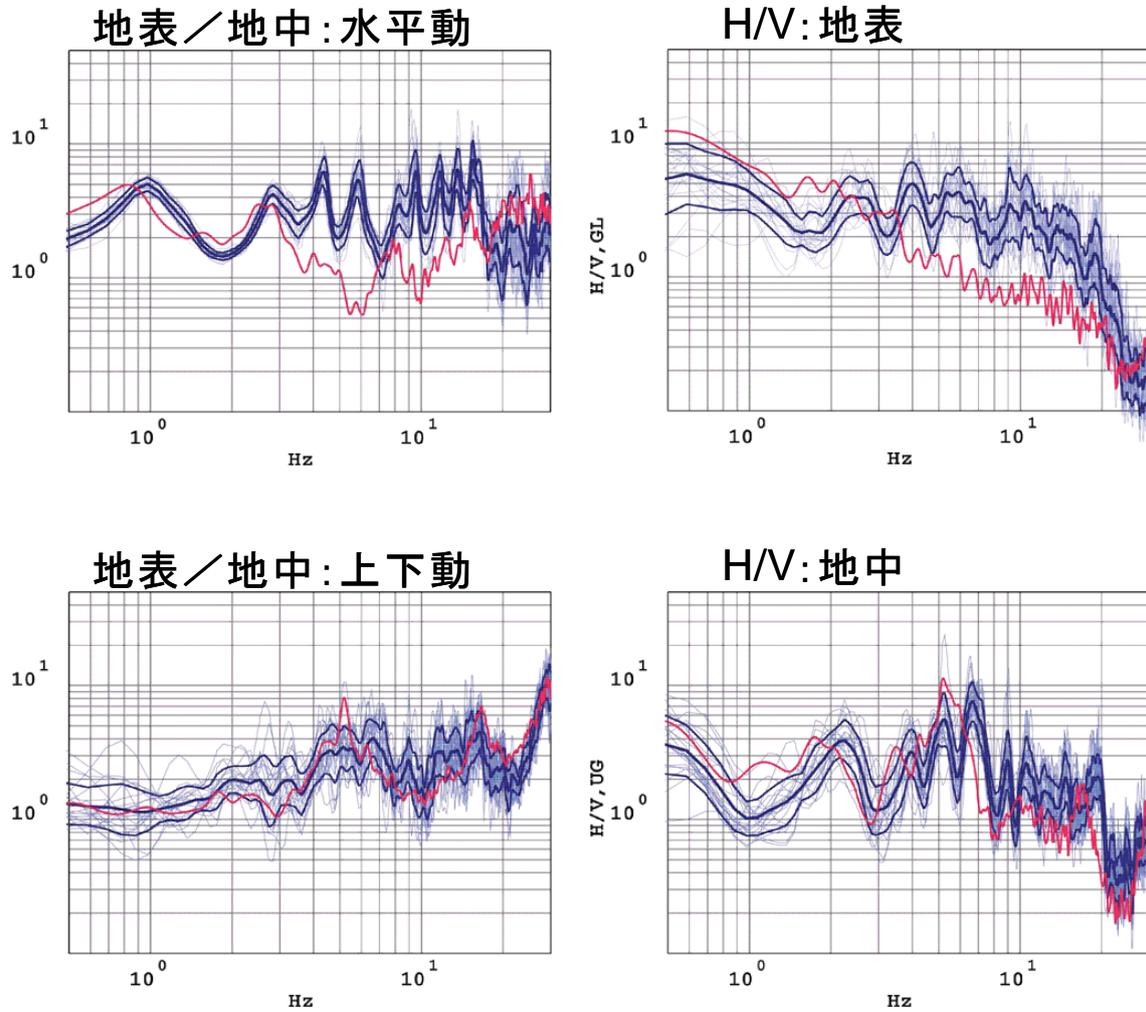


図 9. PHRI における弱震動と強震動時における地表/地中スペクトル比 (左) と H/V スペクトル比 (右) の比較。左上: 水平動記録、左下: 上下動記録、右上: 地表記録、右下: 地中記録。フォーマットは図 8 と同じ。

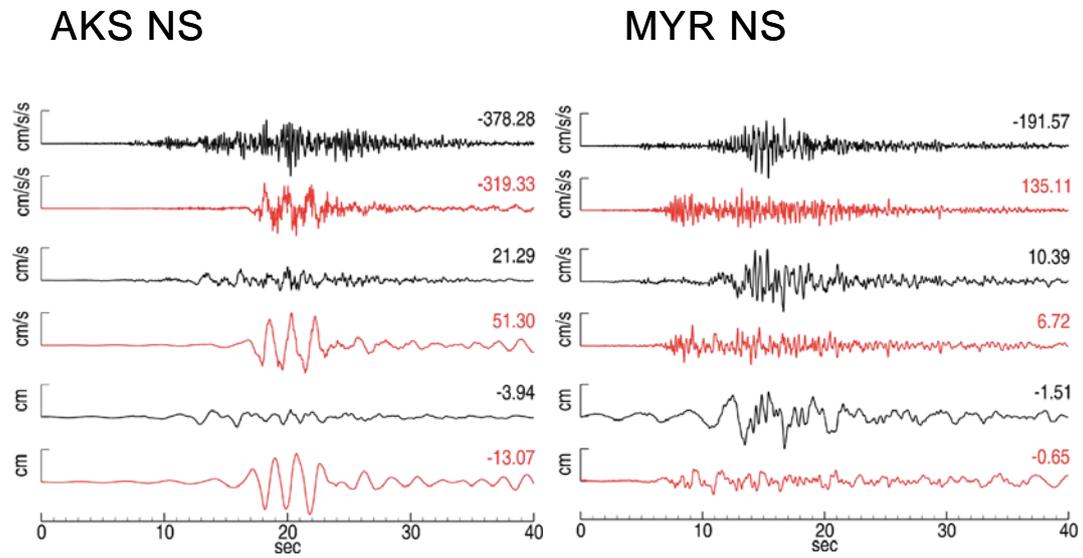


図 10. 破壊の伝播方向を変えた場合（西から東）の波形の変化。左: AKS、右: MYR。