

平成 25 年度

新規制基準を踏まえた断層モデルによる

地震動評価手法の高度化

報 告 書

2014 年 3 月

一般財団法人 地域地盤環境研究所

平成 25 年度 新規制基準を踏まえた断層モデルによる地震動評価手法の高度化
報 告 書

目 次

1. 序論	1-1
1.1 目的	1-1
1.2 実施内容	1-3
1.3 実施方法	1-4
2. 断層モデルによる地震動評価手法の高度化	2.1-1
2.1 高周波数遮断特性の高精度化	2.1-1
2.2 広帯域地震動予測のための東北地方太平洋沖地震の震源モデルの高度化	2.2.1-1
2.2.1 特性化震源モデルによる強震動評価（長周期帯域）	2.2.1-1
2.2.2 特性化震源モデルによる強震動評価（短周期帯域）	2.2.2-1
2.3 動力学的シミュレーションによる巨大海溝型地震の特性化の検討	2.3-1
2.4 すべり速度に基づく震源特性化手法の整備	2.4-1
3. 結論	3.1-1
3.1 高周波数遮断特性の高精度化	3.1-1
3.2 広帯域地震動予測のための東北地方太平洋沖地震の震源モデルの高度化	3.2.1-1
3.2.1 特性化震源モデルによる強震動評価（長周期帯域）	3.2.1-1
3.2.1 特性化震源モデルによる強震動評価（短周期帯域）	3.2.2-1
3.3 動力学的シミュレーションによる巨大海溝型地震の特性化の検討	3.3-1
3.4 すべり速度に基づく震源特性化手法の整備	3.4-1

付録

Multi-cycle simulations of M8 and larger strike-slip earthquakes and Dynamic simulation of M9 2011 Tohoku earthquake Second Year Report by URS to Geo-Research Institute

Appendix A Huang et al., 2013

Appendix B Galvez et al., 2014

Appendix C Final slip and peak slip velocity distributions

Appendix D Spatial coherency

1. 序論

1. 1 目的

平成 25 年に原子力規制委員会により新規規制基準(地震・津波) が制定され, その中で基準地震動の策定においては断層モデルを用いた手法(強震動予測手法「レシピ」として知られており, 以下「レシピ」と呼ぶ) の使用が規定されている。

レシピは, (i) 特性化震源モデルの設定, (ii) 地盤構造モデルの作成, (iii) 強震動計算, (iv) 予測手法の検証の 4 項目に分かれている。強震動予測において重要な震源パラメータ設定に関しては(i)に従う。ただし, (i)はさらに「巨視的断層特性」と「微視的断層特性」の二つの項目に分かれて記述される。「巨視的断層特性」では, 対象となる活断層の断層面の設定方法について, また, 「微視的断層特性」では, 主に強震動を生成するアスペリティを規定するパラメータの設定方法について記述されている。この「微視的断層特性」の設定は, 周期 1 秒以上の長周期強震動波形をターゲットとした震源インバージョン結果によるアスペリティ領域と周期 1 秒以下の強震動生成領域(SMGA)が一致することに基づいている(入倉・三宅, 2001)。すなわち, レシピはアスペリティ領域において長周期・短周期ともに地震動が生成されるという解析結果に基づいている。ただし, 解析の対象となった地震は主に M6 クラスの内陸地殻内地震であり, 次に示す海溝型地震, 並びに M6 クラス以上の長大内陸地殻内地震は含まれていない。

2011 年 3 月 11 日に東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)が発生し, 東北地方を中心に最大で計測震度 7 が観測された。この地震では津波による被害が甚大であり, この地震によって東京電力福島第一原子力発電所が被災し, 放射能漏れ事故を起こしている。今回の地震は世界で第 4 番目の地震規模であり, 世界的にも類をみない巨大地震である一方, このような M9 クラスの巨大地震の地震動データを多数の近地強震動地震計で観測できたのは世界で初といえる。このため, 多くの研究者によって強震動記録等に基づいた M9 クラスの巨大海溝型地震の震源特性が調べられている。例えば, Lay et al. (2012)は深さ方向によって周期別の地震動が生成されることを述べている。すなわち, この地震の震源特性として, 地震動の周期別による地震動生成領域の深さ分布の違いが挙げられる。この特徴は先述した内陸地殻内地震とは異なる。このため, これまでのレシピの適用限界について検討を進めると共に, 今後発生するとされる南海・東南海・東海地震のような海溝型巨大地震の新たな震源像のモデル化に際して重要な指標となる東北地方太平洋沖地震を対象とした詳しい解析を行う必要がある。

上記の状況より, 本業務では新規規制基準を踏まえ, 高周波数遮断特性の高精度化, マ

ルチサイクル・シミュレーションを用いたスケーリング則の高度化や巨大地震の震源の動力学的特性の検討を行い，断層モデルを用いた地震動評価手法の高度化の一助とすることを目的とする。

1. 2 実施内容

本業務では、震源断層近傍における地震動評価に最も適した解析手法である断層モデルについて、地震現象のモデル化に関する現状評価を介して、手法の高度化を行う。具体的には、以下に示す各検討項目について、学術分野の現状及び今後の進展の方向性を踏まえて、近年発生した被害地震から示唆される教訓を積極的に導入して調査・分析を行ない、必要に応じて実施する具体的な試算を通じて、予測手法に有用な現時点における震源パラメータ設定の為にデータベース作成を行う。

- (1) 高周波数遮断特性の高精度化
- (2) 広帯域地震動予測のための東北地方太平洋沖地震の震源モデルの高度化
- (3) 動力学的シミュレーションによる巨大海溝型地震の特性化の検討
- (4) すべり速度に基づく震源特性化手法の整備

1. 3 実施方法

(1) 高周波数遮断特性の高精度化

高域遮断フィルター(fmax Filter)は高周波数領域における地震動強度を決める重要なパラメータであり、地震調査研究推進本部の強震動予測レシピでは地殻内地震に対しては $f_{max}=6\text{Hz}$ (鶴来・他, 1997)、海溝型地震に対しては $f_{max}=13.5\text{Hz}$ (佐藤・他, 1994)を用いている。ここで、前者は1995年兵庫県南部地震本震、後者は仙台地域における中小地震の観測記録に基づいているが、例えば、地震様式(地殻内地震・海溝型地震・スラブ内地震)あるいは地震メカニズム(横ずれ断層・縦ずれ断層)などによって f_{max} の値が異なることが考えられる。これまで、西日本で発生したスラブ内地震、東日本で発生した地殻内地震、東日本で発生した海溝型地震及びその誘発地震を対象に高域遮断フィルターの評価を行ってきたが、地震様式・地域性あるいは地震メカニズムによる違いの有無を判断するには検討事例は不十分と言える。このため、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震後に東日本で発生した地震等を対象とし、今後もさらに高域遮断フィルターの評価を進め、全国的なフィルター形状のデータベース化を目指す。このようにして構築されたデータベースから、地震様式・地域性あるいは地震メカニズムによる高域遮断フィルターの整理を行なう。

平成25年度は東日本で発生したスラブ内地震や海溝型地震の大地震および中小地震を対象として高域遮断フィルターについて検討を行うとともに、高周波数遮断特性の地震規模依存性についても検討を行う。

(2) 広帯域地震動予測のための東北地方太平洋沖地震の震源モデルの高度化

2011年東北地方太平洋沖地震の震源の特徴として、陸側の深い部分に短周期地震動が生成(Kurahashi and Irikura, 2011)、一方、海側の浅い部分に長周期地震動が生成(Yoshida et al., 2011)というように長周期、短周期の生成領域がお互いに相補的であるという報告がある。一方で、内陸地殻内地震のように長周期、短周期ともにほぼ同じ領域から生成されているという報告もある(Koketsu et al., 2011)。このため、2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデルの高度化のため、周期10秒程度まで精度のあるグリーン関数を構築し、中長周期帯域まで精度のあるグリーン関数を用いた震源インバージョンを目指す。そこで、これまでに実施されている同地震に対する震源インバージョン結果を収集・整理し、海溝型地震の破壊伝播速度の特性について議論する。一方、周期10秒以下の短周期帯域の強震動評価では、赤澤・他(2009)の提案する非定常地盤増幅特性を考慮した統計的グリーン関数を適用する。この手法は経験的グリーン関数法とは異なり、震源と観測点の地震動記録が必ずしも必要ではないというメリットがある。

平成25年度は2011年東北地方太平洋沖地震の余震記録を用いて、周期10秒程度まで精度のあるグリーン関数を作成し、震源インバージョン解析を実施する。また、得られ

た震源の特性化を行い，特性化震源モデルによる強震動評価を行う。さらに，非定常地盤増幅特性を用いた統計的グリーン関数法から，周期数秒以下の短周期帯域の強震動評価を実施する。最終的には，これらの結果に基づき，M9クラスの特性化震源モデルの適用性について検討する。

(3) 動力学的シミュレーションによる巨大海溝型地震の特性化の検討

震源インバージョン結果や経験的グリーン関数法を用いた強震動評価による震源モデル等に基づき，2011年東北地方太平洋沖地震においては下記に示す震源特性が報告されている。

(A) 深さ方向による周期別の地震生成のメカニズム（例えば，Lay et al, 2012JGR）

(B) 断層面上での同じ領域での2回すべりのメカニズム（例えば，Dalguer and Galvez, 2012ESC）

このため，2011年東北地方太平洋沖地震における地震動発生の物理的なメカニズムを動力学的な見地から検討するとともに，(2)の震源インバージョンによる運動学的特性との比較検討を行い，超巨大海溝型地震の震源設定手法について検討を行う。なお，海溝型地震では3次元的に複雑な断層面形状を考慮する必要があるため，そのような計算に対応可能なSEM(Spectral Element Method)の導入も行う。

平成25年度は2011年東北地方太平洋沖地震を模擬してSpectral Element Method (SEM)を用いた3次元のマルチサイクル・シミュレーションを実施する。

(4) すべり速度に基づく震源特性化手法の整備

これまで委託研究で実施したマルチサイクル・シミュレーション計算では，非固有地震はMw6.7～7，固有地震はMw7～7.3であった。この場合，得られた断層パラメータのスケーリング則はSomerville et al. (1999)の結果と調和的であった。しかしながら，M8以上のスケーリング則を議論するためには，地震規模では範囲が狭く，データ不足である。このため，M8以上の長大断層となる地震を対象にマルチサイクル・シミュレーションを実施し，スケーリング則の検証を行う。最終的には，これらのマルチサイクル・シミュレーション結果に基づき，内陸地殻内地震における動力学的パラメータの整理（破壊強度，動的応力降下量，静的応力降下量，臨界すべり量など）を行い，アスペリティ及び背景領域における動力学パラメータ設定の提案を目指す。

平成25年度はこれまでに得られているM6～8のマルチサイクル・シミュレーション結果に基づき，すべり速度とすべりに基づいたアスペリティ領域の抽出を行い，両者の空間コヒーレンスの検討から，強震動予測手法におけるアスペリティ位置等の設定手法を提案する。さらに，M8クラスの地震に対するスケーリング則についても検討する。

なお、(1)～(4)の研究項目については、AGU（米国地球物理学会、San Francisco）等で、専門家意見の聴取及び情報収集を行う計画である。また、(3)及び(4)の一部業務をURS Corporation（米国）にそれぞれ再委託する。

2. 断層モデルによる地震動評価手法の高度化

2.1 高周波数遮断特性の高精度化

2.1.1 はじめに

高域遮断フィルター (f_{max} Filter) は高周波数領域における地震動強度を決める重要なパラメータであり、地震調査研究推進本部の強震動予測レシピでは地殻内地震に対しては $f_{max}=6\text{Hz}$ (鶴来・他, 1997)、海溝型地震に対しては $f_{max}=13.5\text{ Hz}$ (佐藤・他, 1994) を用いている。ここで、前者は 1995 年兵庫県南部地震本震、後者は仙台地域における中小地震の観測記録に基づいているが、例えば、地震様式(地殻内地震・海溝型地震・スラブ地震)あるいは地震メカニズム(横ずれ断層・縦ずれ断層)などによって f_{max} の値が異なることが考えられる。これまで、西日本で発生したスラブ内地震、東日本で発生した地殻内地震、東日本で発生した海溝型地震及びその誘発地震を対象に高域遮断フィルターの評価を行ってきたが、地震様式・地域性あるいは地震メカニズムによる違いの有無を判断するには検討事例は不十分と言える。このため、2011 年 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震後に東日本で発生した地震等を対象とし、今後もさらに高域遮断フィルターの評価を進め、全国的なフィルター形状のデータベース化を目指す。このようにして構築されたデータベースから地震様式・地域性あるいは地震メカニズムによる整理を行なう。

平成 25 年度は東日本で発生したスラブ内地震や海溝型地震の大地震および中小地震を対象として高域遮断フィルターについて検討を行うとともに、高周波数遮断特性の地震規模依存性についても検討を行う。

2.1.2 解析手法

まず、岩盤観測点(独立行政法人防災科学技術研究所 基盤強震観測網 KiK-net の地中観測点)における観測記録から震源スペクトルを求める。この時、地中地震計設置深度におけるせん断波速度が 2,000m/sec 以上の地点の記録を用い、この条件に当てはまる複数地点の記録から震源スペクトルを推定し、その平均を求める。対象地点を抽出する際の基準せん断波速度を高速度とした場合は、対象サイト数が少なくなり、1 地点における Directivity やラディエーションパターンの影響が大きくなるため、適切なパラメータを決定できない可能性がある。逆に、基準せん断波速度を低速度とした場合は、その記録にはサイト増幅特性の影響が含まれることになり、適切なパラメータを決定できない可能性がある。これらを鑑み、せん断波速度が 2,000m/sec 以上の観測点を対象とし、サイト増幅特性の影響を極力小さくした。また、複数地点の記録を用いることにより、Directivity やラディエーション

パターンの影響が小さくなるものと思われる。

スペクトルの算出には主要動部 20 秒間を用い、水平 2 方向のベクトル和とした。本検討では、高周波数領域におけるスペクトル低減特性を規定する係数だけでなく、比較的 low 周波数領域のスペクトル特性を規定するパラメータ(地震モーメントおよびコーナー周波数)を同時に得ることも付随的な目的としている。比較的 low 周波数領域のスペクトルの精度を高めるために、波形の抽出区間を主要動部 20 秒とやや長く抽出した。また、主要動部の抽出にあたってマルチテーパー[Thomsom(1982), Lees and Park(1995), 加藤・ほか(1998)]を用いることにより、スペクトル算出の精度向上を図った。地中観測点の記録については地表からの反射波と入射波の干渉の影響が危惧されるが、これに起因するスペクトルの落ち込みが明確に確認できなかったため、観測記録をそのまま用いた。さらに計器特性の補正を行った。なお、KiK-net 地中地震計と同じ孔内に設置されている Hi-net 地震計については、地震計を収納した容器の共鳴振動により 20Hz 程度の周波数帯域においてスペクトルの急激な低減傾向が見られたが、容器に制振治具等を加えることによって共振の制御を行ない、共振点は測定帯域外まで高められている[笠原・ほか(2000)]。KiK-net 地震計についても、この共振現象の影響が懸念される。本検討においては、このようなスペクトルの急激な低減が見られる地点の記録は除外した。

続いて、地震モーメント M_0 およびコーナー周波数 f_c を評価する。まず、地点 i における観測記録 $O_i(f)$ より震源変位スペクトル $\Omega_i(f)$ を算出し[式(2.1.2-1)]、複数地点の記録からこの平均スペクトル $\Omega(f)$ を求める。続いて、Andrews(1986)の方法により、震源変位スペクトル $\Omega_i(f)$ [式(2.1.2-1)]の low 周波数帯域におけるフラットレベル Ω_0 およびコーナー周波数 f_c を求め、式(2.1.2-2)により地震モーメントを得る。

$$\Omega_i(f) = \frac{O_i(f)}{\frac{1}{X_i} \exp\left\{\frac{-\pi f X_i}{Q(f)\beta}\right\}} \quad (2.1.2-1)$$

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\beta^3}{R_{\phi\theta} \times FS \times PRTITN} \times \Omega_0 \quad (2.1.2-2)$$

ここで、 X_i は地点 i までの震源距離である。 ρ は媒質の密度および β はせん断波速度である。また、 $R_{\phi\theta}$ はラディエーションパターンの係数で、0.63[Boore and Boatwright(1984)]を用いる。 FS はサイト増幅率に関わる係数であり、地表記録の場合は 2.0 となる。KiK-net の掘削長程度では地中記録と地表記録の長周期成分の振幅比は 1.0 になることが知られている。本研究では地中記録を用いているが、 FS は 2.0 とした。 $PRTITN$ はエネルギー分配の係数で、本検討では水平動のスペクトルのベクトル和を取っているため 1.0 とした。

最後に、高周波数帯域におけるスペクトル低減特性を規定するフィルターをBoore (1983)による形状[式(2.1.2-3)]とし、先に得られた地震モーメント M_0 およびコーナー周波数 f_c を既知として与えた上で、式(2.1.2-3)の係数である高域遮断周波数 f_{max} およびべき乗数 s

を焼きなまし法[Ingber and Rosen(1992)]により求める。なお、焼きなまし法により高域遮断周波数 f_{max} およびべき乗数 s を推定する際、平均スペクトル(後述)に適合するよう必要に応じて地震モーメント M_0 およびコーナー周波数 f_c を微調整して与えた。

$$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{f_{max}}\right)^{2s}}} \quad (2.1.2-3)$$

2.1.3 スラブ内地震を対象とした解析

(1) 対象地震

スラブ内地震の対象地震を下記条件に基づき抽出した。

<抽出条件>

- ・地震発生日：2000年1月～2010年12月
- ・震央位置：宮城県沖および岩手県沖を震央とするスラブ内地震。なお、一部の地震の震央位置は陸地となる
- ・F-Net の震源メカニズム解で地震モーメントの値が推定されている地震。なお、品質が80以上の地震とする。
- ・気象庁発表の震源深さと震央位置におけるプレート境界深度を比較し、震源深さがプレート境界深度より深く、海側のプレート内の地震と確認される地震とする。なお、プレート境界深度は「文部科学省 地震調査研究推進本部 長周期地震動予測地図 2009年試作版」で公開されているデータを用いる。
- ・地中地震設置深度におけるせん断波速度が2000m/sec以上で、震央距離が180km未満のKiK-net 観測点。ここで、解析に用いる Q 値は震央距離が2～171km(平均値：54km)の観測記録を用いて評価している(後述)。この Q 値の評価に用いた観測記録との整合性を鑑みて、震央距離が180km未満の観測点を対象とすることとした。

対象地震の諸元を表2.1.3-1に、解析に用いた観測点とその地中地震計設置深度におけるS波速度を表2.1.3-2に示す。また、それらの震央および対象地点の位置を図2.1.3-1に示す。解析対象地震には2003年05月26日 18時24分に宮城県沖で発生した M_j 7.0(震源深さ 70km)が含まれる。中小地震を含めた検討対象地震は全 27地震であり、その M_j の範囲は4.1～7.0、震源深さの範囲は56～77kmである。なお、表2.1.3-1中の震央位置や震源深さは地震・火山月報(カタログ編)に示された値である。

なお、解析には伝播経路のせん断波速度と密度が必要であるが、これは下記の通り決定した。

対象地震の震央と解析に用いた観測点で囲まれるエリアの四隅に対して、解析に用いる地震の震源深さの平均値までの1次元地下構造モデルを作成し、これらの平均的な値(せん断波速度3.5km/sec, 密度2.67g/cm³)を採用した。1次元地下構造モデルは「文部科学省 地震調査研究推進本部 長周期地震動予測地図 2009年試作版」で公開されている地下構造モデルより決定した。

表2.1.3-1 検討対象地震

No.	発震時刻	震央緯度 (°)	震央経度 (°)	震源位置	D (km)	M_J
1	2003.05.26 18:24:33.4	38.817	141.653	宮城県北部	72	7.0
2	2003.05.27 00:44:18.1	38.947	141.665	宮城県北部	69	4.9
3	2003.05.28 06:24:14.3	38.847	141.625	宮城県北部	73	4.6
4	2003.05.31 01:33:22.5	38.775	141.620	宮城県北部	68	4.1
5	2003.05.31 18:41:51.3	38.852	141.618	宮城県北部	74	4.7
6	2003.06.01 05:38:35.4	38.857	141.612	宮城県北部	74	4.3
7	2003.06.10 16:24:05.9	38.927	141.670	宮城県北部	67	4.9
8	2003.06.28 20:18:50.4	38.808	141.580	宮城県北部	72	4.4
9	2003.07.18 12:32:45.8	38.828	141.585	宮城県北部	75	4.6
10	2003.07.21 19:04:07.1	38.800	141.608	宮城県北部	71	4.4
11	2003.08.22 22:44:39.4	38.974	141.653	宮城県北部	70	4.6
12	2004.01.26 17:45:37.8	38.952	141.652	宮城県北部	70	4.3
13	2004.01.26 21:34:35.5	38.952	141.654	宮城県北部	69	4.1
14	2004.02.27 11:49:34.6	38.787	141.620	宮城県北部	70	4.6
15	2004.02.29 05:33:02.1	38.951	141.630	宮城県北部	72	4.3
16	2004.03.10 05:15:08.7	38.683	141.988	金華山	57	4.4
17	2004.06.28 11:23:31.6	38.884	141.613	宮城県北部	76	4.1
18	2004.11.19 17:40:47.4	38.822	141.578	宮城県北部	75	4.5
19	2004.12.01 10:32:42.1	38.909	141.629	宮城県北部	76	4.2
20	2004.12.30 22:29:45.7	38.942	141.632	宮城県北部	73	5.2
21	2005.12.08 13:05:35.0	38.774	141.879	金華山	69	4.5
22	2006.04.22 23:35:59.0	38.703	141.821	金華山	66	4.6
23	2006.08.17 12:45:20.2	38.844	141.586	宮城県北部	75	4.3
24	2006.09.09 19:36:03.7	38.283	142.036	宮城県東方沖	67	4.9
25	2006.12.28 09:24:58.0	38.787	141.626	宮城県北部	71	4.4
26	2007.03.31 22:32:08.7	38.867	141.589	宮城県北部	77	4.8
27	2008.09.24 08:43:48.8	38.971	141.658	宮城県北部	73	4.3

D : 震源深さ, M_J : 気象庁マグニチュード

表2.1.3-2 解析に用いた観測点とそのS波速度

地点コード	地点名	緯度 (°)	経度 (°)	設置深度 (m)	V_s^* (m/sec)
IWTH02	玉山	39.8250	141.3826	102	2,300
IWTH03	岩泉	39.8020	141.6520	100	2,800
IWTH04	住田	39.1809	141.3909	106	2,300
IWTH07	軽米	40.2705	141.5709	120	2,040
IWTH08	久慈北	40.2686	141.7831	100	2,120
IWTH09	久慈南	40.0861	141.7120	100	2,610
IWTH13	葛巻	39.9398	141.5492	117	2,180
IWTH14	田老	39.7435	141.9087	100	2,790
IWTH17	川井北	39.6442	141.5977	103	2,960
IWTH18	川井南	39.4630	141.6775	100	2,630
IWTH21	山田	39.4734	141.9336	100	2,460
IWTH22	東和	39.3340	141.3015	100	2,780
WITH23	釜石	39.2741	141.8233	103	2,200
IWTH27	陸前高田	39.0307	141.5320	100	2,790
MYGH01	仙台	38.2400	140.9969	1206	3,260
MYGH02	鳴子	38.8587	140.6513	203	2,205
MYGH03	唐桑	38.9207	141.6377	117	2,630
MYGH04	東和	38.7860	141.3254	100	2,830
MYGH11	河北	38.5158	141.3421	207	2,780
MYGH12	志津川	38.6416	141.4428	102	2,670

* : 地震計設置深度におけるせん断波速度

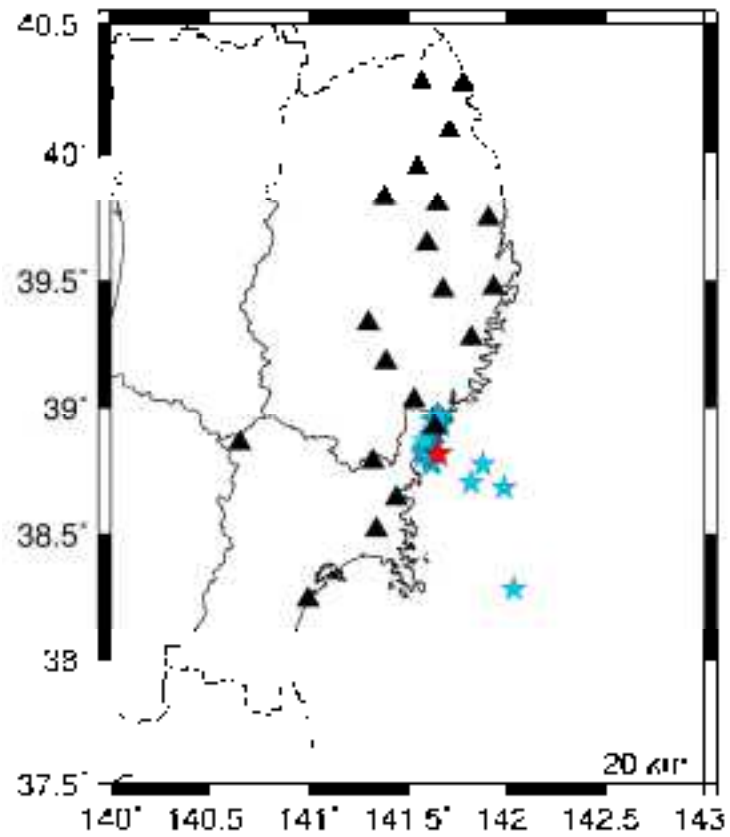


図2.1.3-1 検討対象地震の震央(★, ★)および解析に用いた観測点(▲)の位置
 ★ : No.1の地震 (2003年05月26日 18時24分, M_J 7.0, 震源深さ 70km)
 ★ : その他の地震

(2) 解析に用いるQ値

震源スペクトルを求める際必要となる Q 値は観測記録を用いたスペクトルインバージョン解析により求めた。解析には 9 地震の11 観測点における観測記録を用いた。解析に用いた地震の諸元を表2.1.3-3に、震央および解析に用いた地震観測点の位置を図2.1.3-2に示す。解析に用いた観測点は以下の通りである。なお、解析に用いた地震および観測点は高域遮断フィルターの検討に用いるそれらの中から抽出している。

*IWTH04, IWTH05, IWTH18, IWTH22, IWTH23

*MYGH01, MYGH02, MYGH03, MYGH04, MYGH11, MYGH12

Q 値評価結果を図2.1.3-3に示す。最小2乗法により Q 値は式(2.1.3-1)でモデル化することができた。この Q 値は川瀬・松尾(2004)による当該地域のスラブ内地震の Q 値[式(2.1.3-2)]と概ね対応している。

$$Q(f)=110.5 \times f^{0.87} \quad (2.1.3-1)$$

$$Q(f)=115.0 \times f^{0.77} \quad (2.1.3-2)$$

表2.1.3-3 スペクトルインバージョン解析に用いた地震

No.	発震時刻	震央緯度 (°)	震央経度 (°)	震源位置	D (km)	M_J
1	2002.01.27 16:09:15.9	39.319	142.413	岩手県東方沖	46	5.5
2	2003.06.10 16:24:05.9	38.927	141.670	宮城県北部	67	4.9
3	2003.08.22 22:44:39.4	38.974	141.653	宮城県北部	70	4.6
4	2003.10.04 08:11:28.9	38.715	141.686	金華山	74	4.5
5	2004.02.27 11:49:34.6	38.787	141.620	宮城県北部	70	4.6
6	2004.11.19 17:40:47.4	38.822	141.578	宮城県北部	75	4.5
7	2004.12.30 22:29:45.7	38.942	141.632	宮城県北部	73	5.2
8	2007.03.31 22:32:08.7	38.867	141.589	宮城県北部	77	4.8
9	2008.04.06 19:09:06.3	38.814	141.593	宮城県北部	75	4.7

D : 震源深さ, M_J : 気象庁マグニチュード

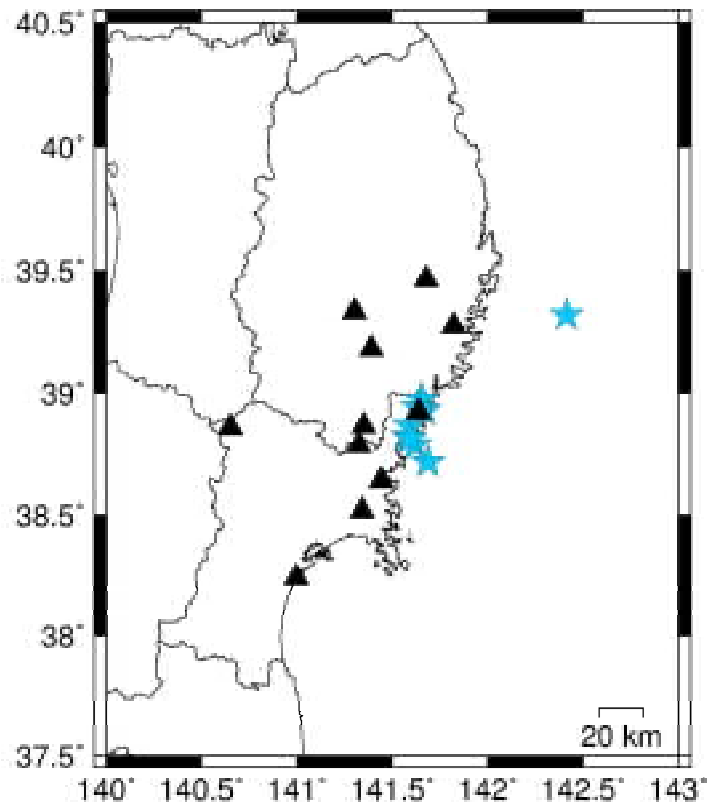


図 2.1.3-2 スペクトルインバージョン解析に用いた地震の震央(★)および観測点(▲)の位置

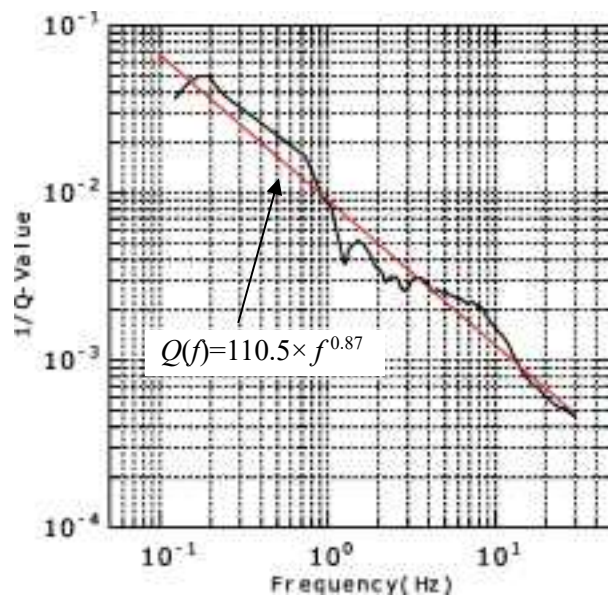


図 2.1.3-3 得られた Q 値(—)とそのモデル化(—)

(3) 得られた各種パラメータ

複数地点における観測記録から求めた平均震源スペクトルより得られた地震モーメント M_0 、コーナー周波数 f_c 、高域遮断周波数 f_{\max} およびべき乗数 s の値を表2.1.3-4に示す。同表には

- * 推定した地震モーメントとコーナー周波数から得られる応力パラメータ ($\Delta\sigma$)
- * 地震モーメントから得られるモーメントマグニチュード (M_w)
- * 地震モーメントの F-net の値に対する推定値の比 (M_0 比)
- * 検討に用いたサイト数 (N)

を併記する。応力パラメータは表2.1.3-4に示した地震モーメントとコーナー周波数より式(2.1.3-3)を用いて得られる値である。

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \times V_s \times \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad (2.1.3-3)$$

ここで、 $\Delta\sigma$: 応力パラメータ (bar), M_0 : 地震モーメント (dyne·cm), f_c : コーナー周波数 (Hz) である。

No.1の地震(2003年5月26日18時24分, M_j 7.2, 深さ72km)については、複数の研究者により震源インバージョン解析や経験的グリーン関数法によるフォワード解析によって、断層パラメータの推定が行われている。既往研究による地震モーメントと応力パラメータの値を表2.1.3-5に示す。これより、本検討で得られた地震モーメントの値は、八木(2003)、青井・ほか(2003)の値よりは小さいものの、浅野・ほか(2004)の値より大きいことがわかる。また、応力パラメータの値は浅野・ほか(2004)による強震動生成域の値とほぼ同じである。また、これ以外の中小地震については、推定された地震モーメントは F-net の値に対して 0.49 倍~2.2 倍程度であることが表2.1.3-4よりわかる。以上のことから、本検討で得られた各種パラメータの値は概ね妥当であると言える。

なお、高域遮断周波数 f_{\max} は9~25Hz、べき乗数 s は0.77~3.14と推定された。

各地震の平均スペクトルとそれに適合する理論スペクトル $A(f)$ を図2.1.3-4に示す。ここで、平均スペクトルとは、対象観測点までの震源距離の平均値に相当する地点におけるスペクトルであり、平均震源スペクトルに平均震源距離までの伝播経路特性を考慮して算出される。また、理論スペクトル $A(f)$ とは、 ω^{-2} 則[Aki(1967)]に基づく震源特性と伝播経路特性および高域遮断フィルター $P(f)$ を考慮したスペクトルであり[式(2.1.3-4)参照]、表2.1.3-4に示した値を与えることにより計算される。

$$A(f) = CM_0 S(f) \frac{1}{X} \exp \frac{-\pi f X}{Q(f)\beta} P(f) \quad (2.1.3-4)$$

ここで、 $S(f)$ は ω^{-2} 則[Aki(1967)]に基づく震源特性で式(2.1.3-5)のように表せる。また、 X は対象とした複数の観測点までの震源距離の平均値、 β はせん断波速度であり、 C はラディエーションパターンなどその他の係数である。

$$S(f) = \frac{(2\pi f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (2.1.3-5)$$

一部の地震については、平均スペクトルの一部の周波数帯で凹凸が見られるが、平均スペクトルと理論スペクトルは良く適合していることが判り、得られたパラメータの妥当性が確認できる。

表2.1.3-4 推定した各種パラメータ

No.	発震時刻	推定した震源パラメータ						M_o 比	N
		M_o	f_c	$\Delta \sigma$	M_w	f_{max}	s		
1	2003.05.26 18:24	1.80E+19	0.31	106.3	6.8	9.1	1.02	0.52	15
2	2003.05.27 00:44	2.12E+16	1.50	14.2	4.8	17.5	1.84	1.48	15
3	2003.05.28 06:24	8.37E+15	1.60	6.8	4.5	19.6	2.12	1.30	11
4	2003.05.31 01:33	4.54E+14	4.45	7.9	3.7	15.2	1.36	0.47	2
5	2003.05.31 18:41	9.00E+15	1.69	8.6	4.6	14.9	0.88	0.83	7
6	2003.06.01 05:38	3.80E+15	1.92	5.3	4.3	14.9	1.53	1.54	6
7	2003.06.10 16:24	2.05E+16	1.50	13.7	4.8	13.4	1.54	1.27	11
8	2003.06.28 20:18	4.04E+15	2.29	9.6	4.3	16.0	1.68	1.29	15
9	2003.07.18 12:32	5.33E+15	2.05	9.1	4.4	13.7	0.99	1.01	6
10	2003.07.21 19:04	4.84E+15	1.71	4.8	4.4	15.9	2.45	1.59	2
11	2003.08.22 22:44	7.80E+15	1.60	6.3	4.5	21.2	2.85	2.01	9
12	2004.01.26 17:45	2.18E+15	2.85	10.0	4.2	17.6	1.35	0.96	16
13	2004.01.26 21:34	1.01E+15	2.82	4.5	3.9	24.9	3.14	0.94	6
14	2004.02.27 11:49	1.14E+16	1.36	5.7	4.6	16.4	1.29	1.56	10
15	2004.02.29 05:33	2.21E+15	2.55	7.3	4.2	13.4	0.90	1.18	11
16	2004.03.10 05:15	1.75E+15	3.13	10.6	4.1	14.4	0.97	0.86	11
17	2004.06.28 11:23	5.50E+14	4.10	7.5	3.8	17.3	1.03	0.49	3
18	2004.11.19 17:40	6.45E+15	1.46	4.0	4.5	14.3	1.01	1.63	12
19	2004.12.01 10:32	1.91E+15	3.15	11.8	4.1	18.0	1.79	1.03	5
20	2004.12.30 22:29	3.80E+16	0.94	6.3	5.0	20.0	1.29	1.12	11
21	2005.12.08 13:05	8.04E+15	1.69	7.7	4.5	13.9	0.98	1.62	8
22	2006.04.22 23:35	5.65E+15	2.91	27.6	4.4	14.5	1.74	0.98	14
23	2006.08.17 12:45	2.49E+15	3.12	15.0	4.2	17.5	1.58	1.04	14
24	2006.09.09 19:36	1.23E+16	1.76	13.3	4.7	16.2	0.80	1.19	10
25	2006.12.28 09:24	3.48E+15	2.34	8.8	4.3	17.3	1.64	0.94	10
26	2007.03.31 22:32	2.43E+16	1.28	10.1	4.9	18.1	1.29	1.00	15
27	2008.09.24 08:43	7.95E+15	2.26	18.2	4.5	11.9	0.77	2.20	10

D : 震源深さ, M_J : 気象庁マグニチュード, M_o : 地震モーメント (Nm)

f_c : コーナー周波数 (Hz), $\Delta \sigma$: 応力パラメータ (MPa), M_w : モーメントマグニチュード

f_{max} : 高域遮断周波数 (Hz), s : べき乗数

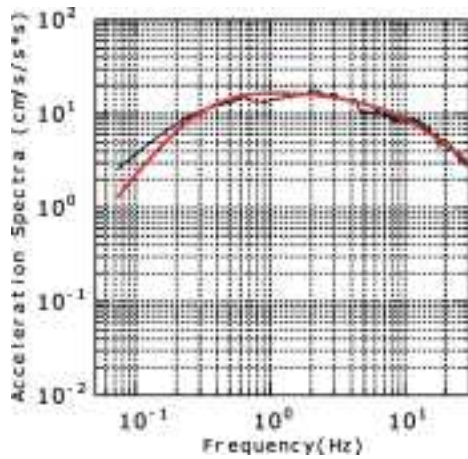
M_o 比 : F-Netの地震モーメントの値に対する比, N : 検討に用いたサイト数

表2.1.3-5 既往研究による各種パラメータとの比較 (No.1の地震)

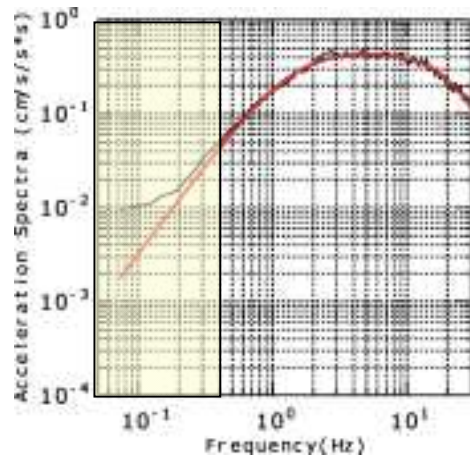
提案者	手法	M_0 (Nm)	$\Delta\sigma$ (MPa)
F-Net	震源 インバージョン 解析	3.49×10^{19}	—
八木 (2003)		3.80×10^{19}	—
		4.00×10^{19}	—
青井・ほか (2003)		7.60×10^{19}	—
浅野・ほか (2004)	EGF	1.32×10^{19}	105.0
本検討	—	1.80×10^{19}	106.3

M_0 : 地震モーメント, $\Delta\sigma$: 応力パラメータ

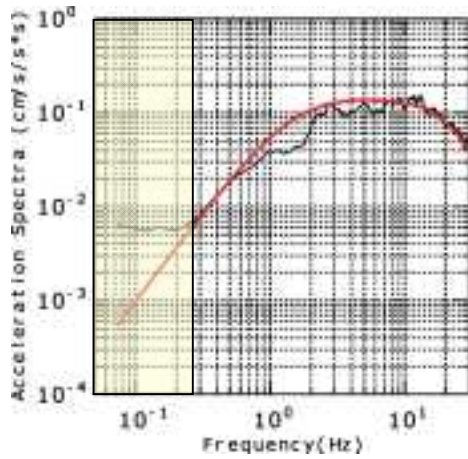
EGF : 経験的グリーン関数法によるフォワード解析



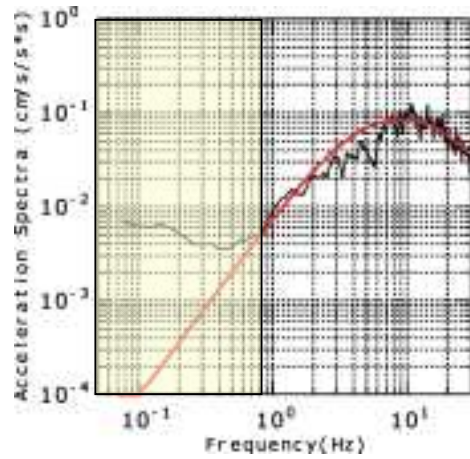
(1)No.1の地震



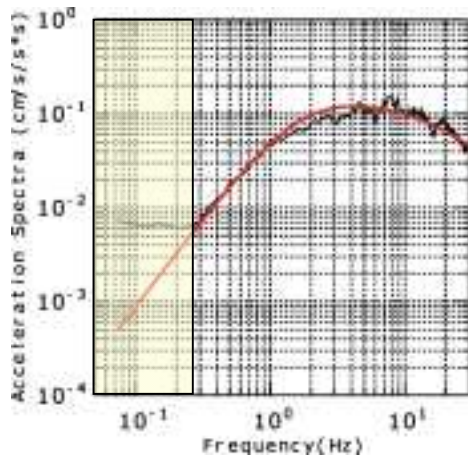
(2)No.2の地震



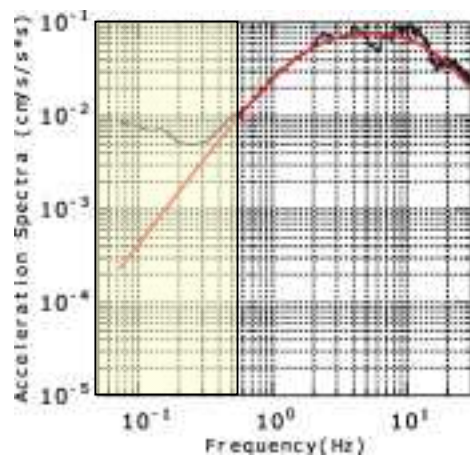
(3)No.3の地震



(4)No.4の地震

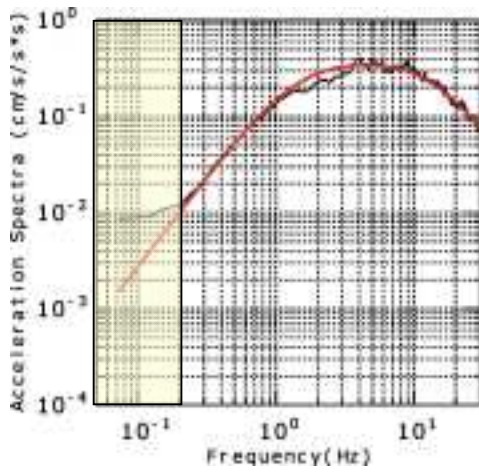


(5)No.5の地震

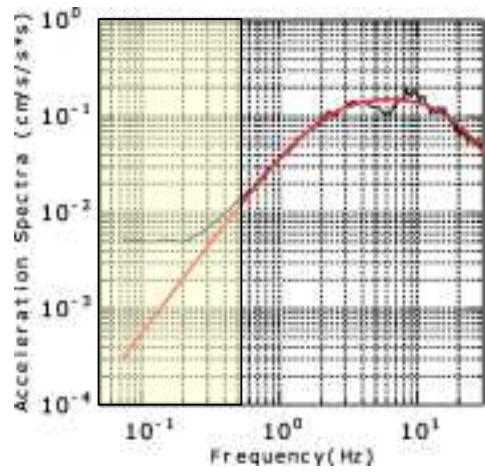


(6)No.6の地震

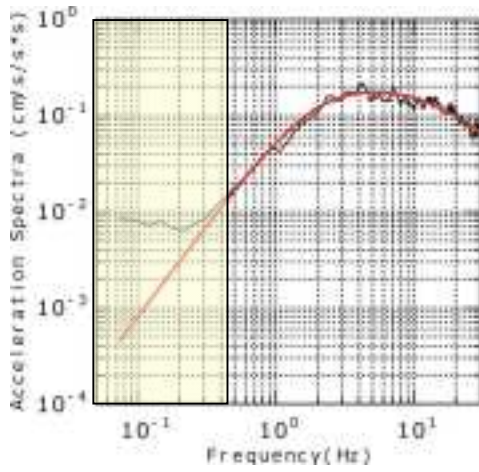
図2.1.3-4 各地震の平均スペクトルとそれに適合する理論スペクトル $A(f)$ の比較
 [— : 平均スペクトル, — : 理論スペクトル, 黄色で示した周波数範囲は十分な SN 比がない]



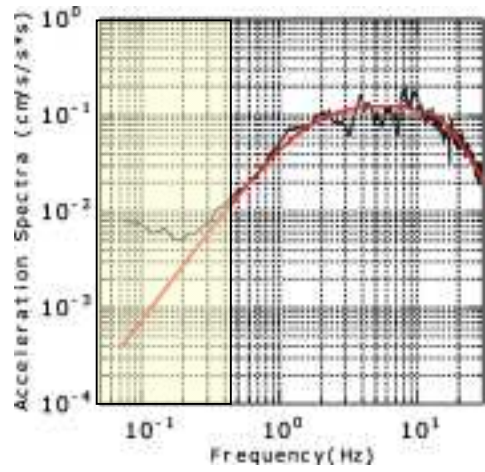
(7) No. 7の地震



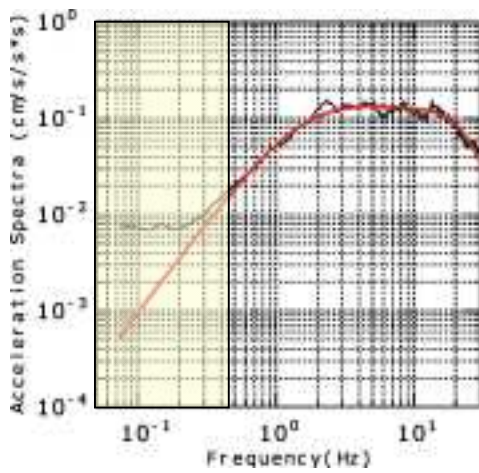
(8) No. 8の地震



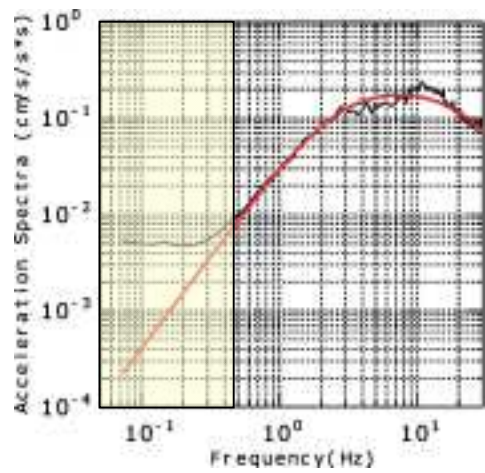
(9) No. 9の地震



(10) No. 10の地震



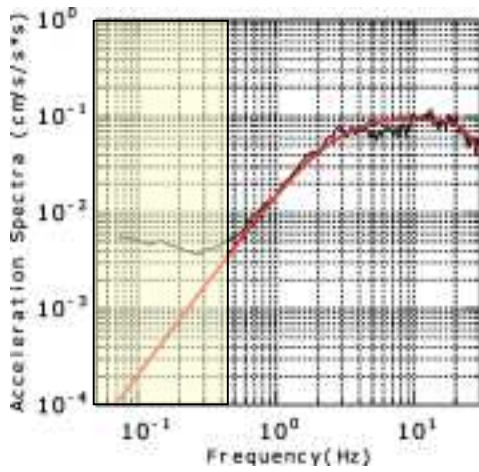
(11) No. 11の地震



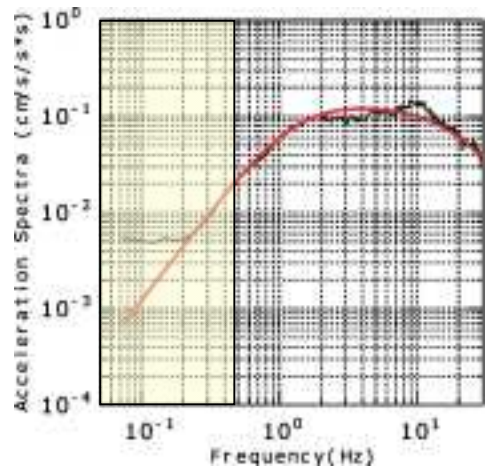
(12) No. 12の地震

図2.1.3-4 各地震の平均スペクトルとそれに適合する理論スペクトル $A(f)$ の比較(つづき)

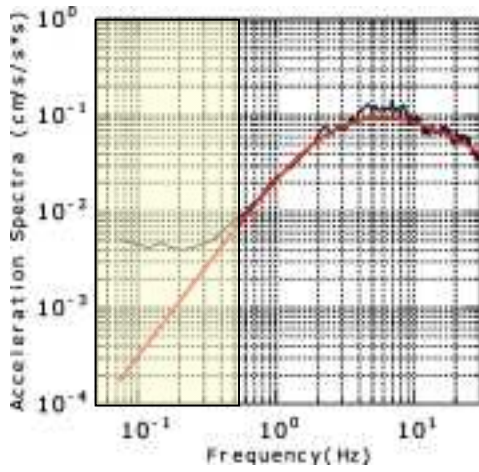
[- : 平均スペクトル, - : 理論スペクトル, 黄色で示した周波数範囲は十分な SN 比がない]



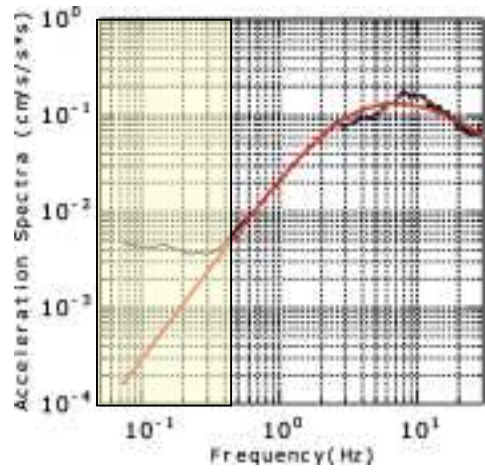
(13)No.13の地震



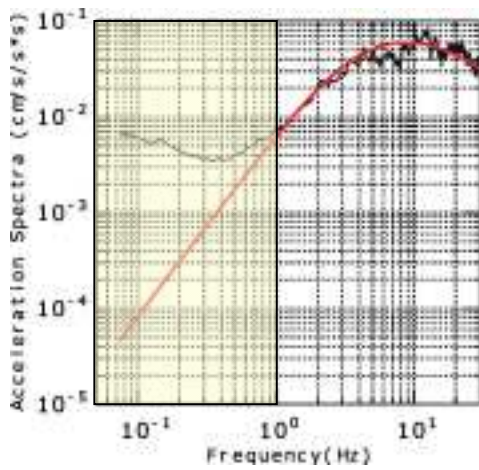
(14)No.14の地震



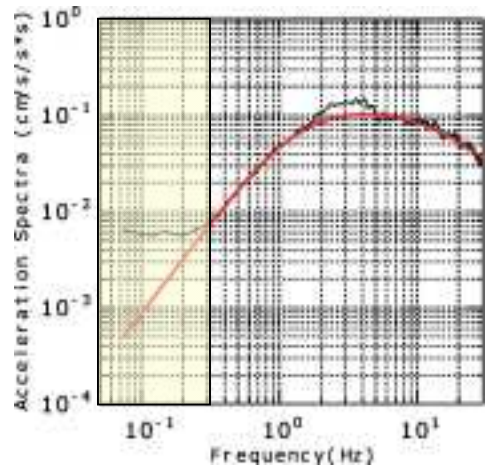
(15)No.15の地震



(16)No.16の地震

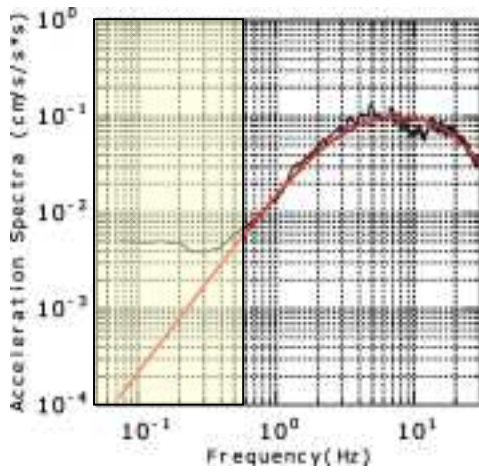


(17)No.17の地震

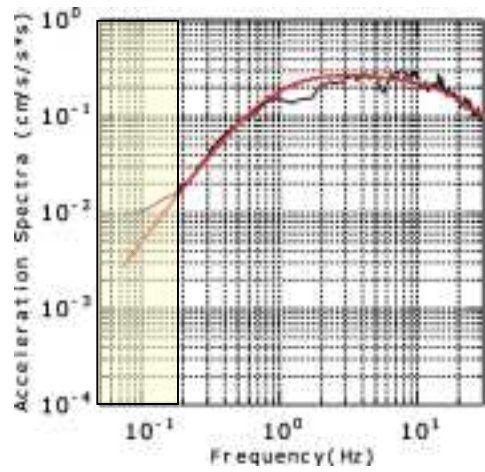


(18)No.18の地震

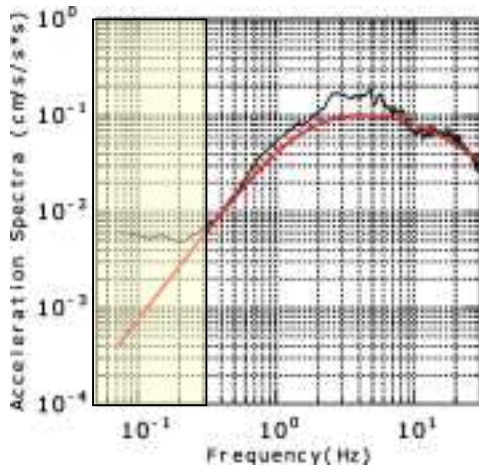
図2.1.3-4 各地震の平均スペクトルとそれに適合する理論スペクトル $A(f)$ の比較(つづき)
 [— : 平均スペクトル, — : 理論スペクトル, 黄色で示した周波数範囲は十分な SN 比がない]



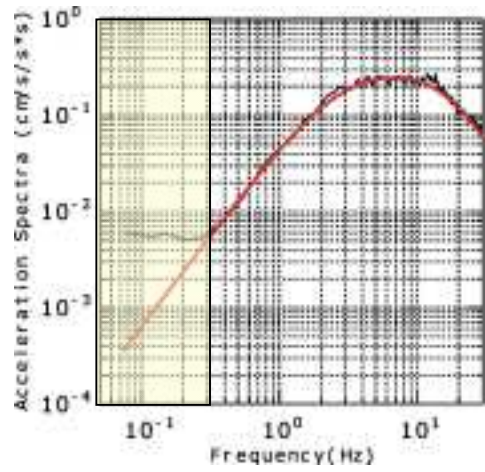
(19)No.19の地震



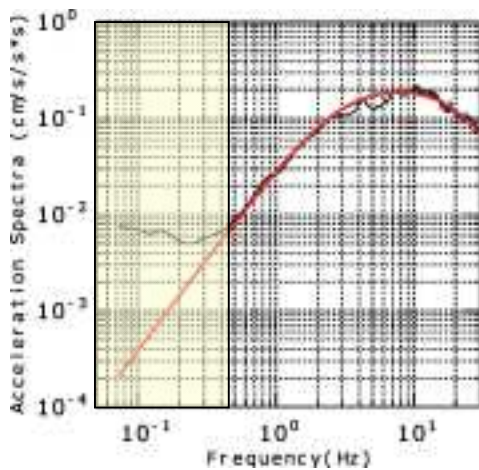
(20)No.20の地震



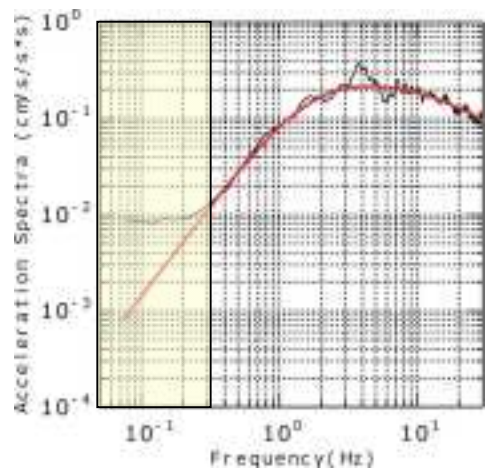
(21)No.21の地震



(22)No.22の地震

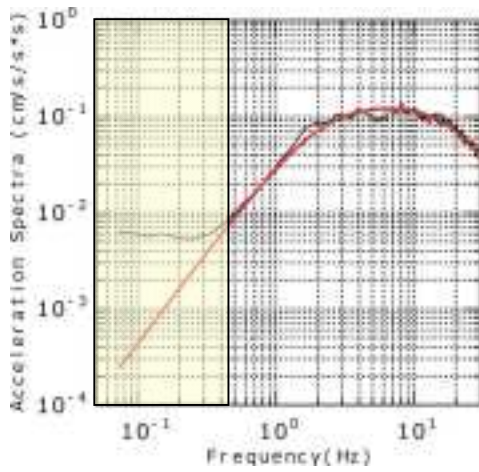


(23)No.23の地震

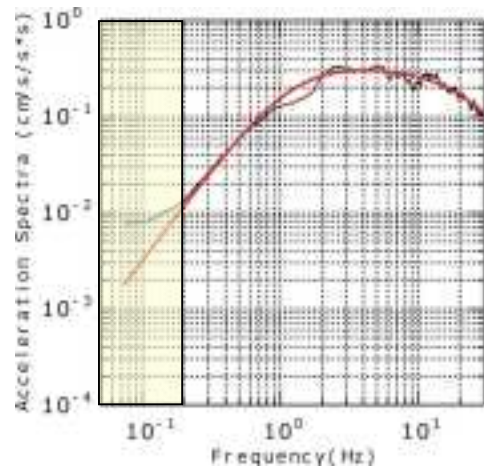


(24)No.24の地震

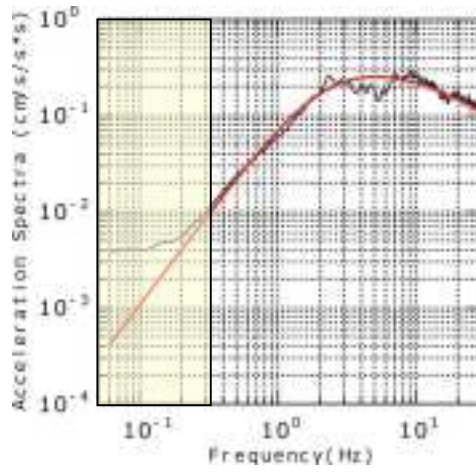
図2.1.3-4 各地震の平均スペクトルとそれに適合する理論スペクトル $A(f)$ の比較(つづき)
 [— : 平均スペクトル, — : 理論スペクトル, 黄色で示した周波数範囲は十分な SN 比がない]



(25) No.25の地震



(26) No.26の地震



(27) No.27の地震

図2.1.3-4 各地震の平均スペクトルとそれに適合する理論スペクトル $A(f)$ の比較(つづき)
 [— : 平均スペクトル, — : 理論スペクトル, 黄色で示した周波数範囲は十分なSN比がない]

(4) 高域遮断フィルター

各地震で得られた高域遮断周波数 f_{\max} とべき乗数 s を式(2.1.2-3)に代入して得られる高域遮断フィルターを図2.1.3-5に示す。図中、赤線が2003年5月26日18時24分に発生した M_L 7.0、深さ72kmの大地震の高域遮断フィルターであり、式(2.1.3-6)で示される。図中、黒線はその他の中小地震の高域遮断フィルターであり、その平均に近似するフィルターは式(2.1.3-7)で表せることがわかった。

$$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{9.1}\right)^{2 \times 1.02}}} \quad (2.1.3-6)$$

$$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{16.45}\right)^{2 \times 1.40}}} \quad (2.1.3-7)$$

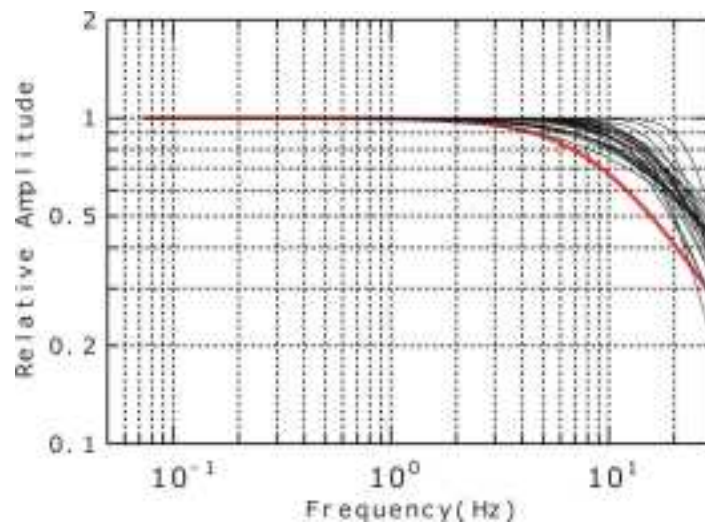


図2.1.3-5 得られた高域遮断フィルター
(— : 地震番号No.1の大地震, - : その他の中小地震)

(5) f_{max} の地震規模依存性, 応力パラメータ依存性

地震モーメントと f_{max} の関係および応力パラメータと f_{max} の関係を図 2.1.3-6 および図 2.1.3-7 に示す. 地震規模の大きな地震, 応力パラメータが大きい地震は f_{max} の値が小さくなる傾向が一般的に認められるが, さらなるデータの蓄積が必要であろう.

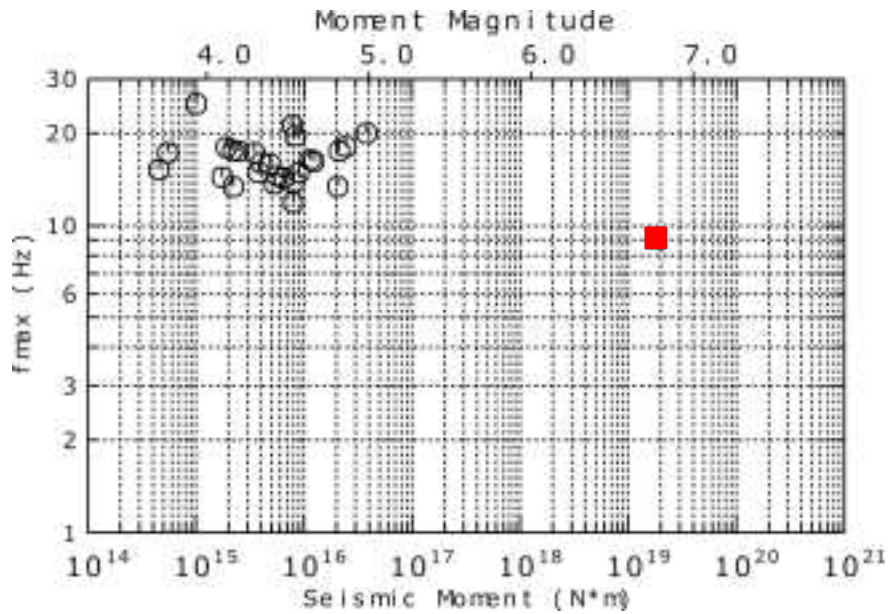


図2.1.3-7 地震モーメントと f_{max} の関係

(■ : 地震番号No.1の大地震, ○ : その他の中小地震)

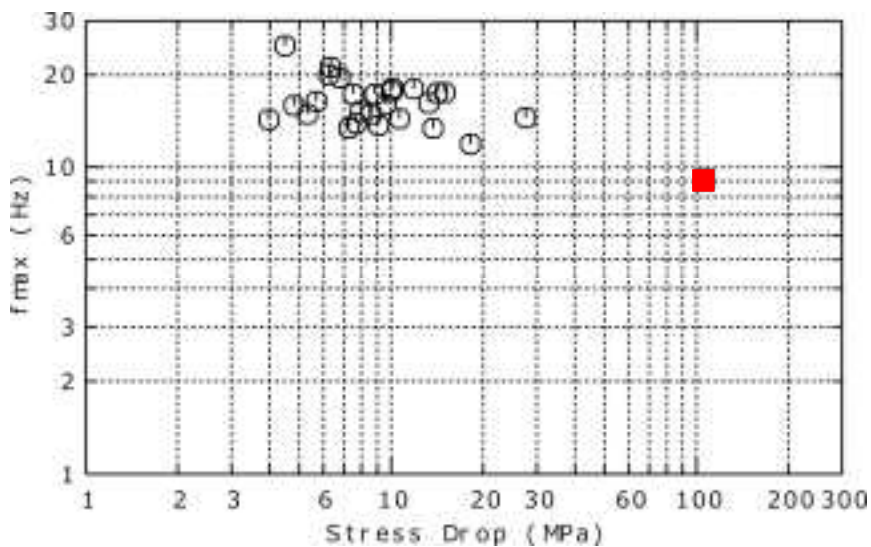


図2.1.3-8 応力パラメータと f_{max} の関係

(■ : 地震番号No.1の大地震, ○ : その他の中小地震)

2.1.4 海溝型地震を対象とした解析

(1)対象地震

海溝型地震の対象地震を下記条件に基づき抽出した。

<抽出条件>

- ・地震発生日：2000年1月～2011年12月
- ・震央位置：宮城県沖および岩手県沖を震央とするプレート境界型地震。
- ・F-Net の震源メカニズム解で地震モーメントの値が推定されている地震。なお、品質が80以上の地震とする。
- ・気象庁発表の震源深さと震央位置におけるプレート境界深度を比較し、震源深さがプレート境界深度と概ね対応していると確認される地震とする。なお、プレート境界深度は「文部科学省 地震調査研究推進本部 長周期地震動予測地図 2009年試作版」で公開されているデータを用いる。
- ・地中地震設置深度におけるせん断波速度が2000m/sec以上で、震央距離が180km未満のKiK-net 観測点。ここで、解析に用いる Q 値は震央距離が19～167km(平均値：94km)の観測記録を用いて評価している(後述)。この Q 値の評価に用いた観測記録との整合性を鑑みて、震央距離が180km未満の観測点を対象とすることとした。

対象地震の諸元を表2.1.4-1に、解析に用いた観測点とその地中地震計設置深度におけるS波速度を表2.1.4-2に示す。また、それらの震央および対象地点の位置を図2.1.4-1に示す。解析対象地震には2005年8月16日 11時46分に宮城県沖で発生した M_f 7.2(震源深さ 42km)が含まれる。中小地震を含めた検討対象地震は全 18地震であり、その M_f の範囲は4.5～7.2、震源深さの範囲は37～51kmである。なお、表2.1.4-1中の震央位置や震源深さは地震・火山月報(カタログ編)に示された値である。

なお、解析には伝播経路のせん断波速度と密度が必要であるが、これは下記の通り決定した。

対象地震の震央と解析に用いた観測点で囲まれるエリアの四隅に対して、解析に用いる地震の震源深さの平均値までの1次元地下構造モデルを作成し、これらの平均的な値(せん断波速度3.6km/sec、密度2.7g/cm³)を採用した。1次元地下構造モデルは「文部科学省 地震調査研究推進本部 長周期地震動予測地図 2009年試作版」で公開されている地下構造モデルより決定した。

表2.1.4-1 検討対象地震

No.	発震時刻	震央緯度 (°)	震央経度 (°)	震源位置	D (km)	M_J
1	2001.11.13 16:45:05.4	39.337	142.069	岩手県東方沖	48	4.8
2	2002.05.06 17:12:04.1	38.466	142.151	宮城県東方沖	40	5.5
3	2002.11.03 12:37:43.6	38.896	142.139	金華山	46	6.3
4	2002.11.04 04:14:44.2	38.838	142.132	金華山	44	4.8
5	2002.12.05 00:53:02.2	38.719	142.262	宮城県東方沖	37	4.9
6	2005.08.16 11:46:25.7	38.150	142.278	宮城県東方沖	42	7.2
7	2005.10.24 18:34:53.4	38.496	142.123	宮城県東方沖	39	4.8
8	2005.12.02 22:13:07.9	38.073	142.354	宮城県東方沖	40	6.6
9	2006.05.06 20:45:41.2	38.443	142.223	宮城県東方沖	39	4.5
10	2006.05.21 16:22:35.1	38.720	142.268	宮城県東方沖	39	4.6
11	2006.07.01 08:28:13.2	38.470	142.156	宮城県東方沖	40	5.3
12	2008.06.02 00:58:28.9	38.304	141.885	宮城県東方沖	46	4.8
13	2011.08.01 15:54:59.0	38.654	142.150	宮城県東方沖	42	4.6
14	2011.09.07 14:42:07.5	38.647	142.166	宮城県東方沖	42	4.6
15	2011.09.16 14:31:58.6	38.295	141.878	宮城県東方沖	47	4.7
16	2011.09.21 05:59:04.2	38.530	141.820	金華山	51	4.8
17	2011.09.23 22:12:25.6	39.340	142.065	岩手県東方沖	48	5.3
18	2011.11.26 10:43:20.6	38.845	142.113	金華山	44	4.5

D : 震源深さ, M_J : 気象庁マグニチュード

表2.1.4-2 解析に用いた観測点とそのS波速度

地点コード	地点名	緯度 (°)	経度 (°)	設置深度 (m)	V_s^* (m/sec)
IWTH02	玉山	39.8250	141.3826	102	2,300
IWTH03	岩泉	39.8020	141.6520	100	2,800
IWTH04	住田	39.1809	141.3909	106	2,300
IWTH05	藤沢	38.8654	141.3512	100	2,600
IWTH07	軽米	40.2705	141.5709	120	2,040
IWTH08	久慈北	40.2686	141.7831	100	2,120
IWTH09	久慈南	40.0861	141.7120	100	2,610
IWTH13	葛巻	39.9398	141.5492	117	2,180
IWTH14	田老	39.7435	141.9087	100	2,790
IWTH17	川井北	39.6442	141.5977	103	2,960
IWTH18	川井南	39.4630	141.6775	100	2,630
IWTH21	山田	39.4734	141.9336	100	2,460
IWTH22	東和	39.3340	141.3015	100	2,780
WITH23	釜石	39.2741	141.8233	103	2,200
IWTH27	陸前高田	39.0307	141.5320	100	2,790
MYGH01	仙台	38.2400	140.9969	1206	3,260
MYGH02	鳴子	38.8587	140.6513	203	2,205
MYGH03	唐桑	38.9207	141.6377	117	2,630
MYGH04	東和	38.7860	141.3254	100	2,830
MYGH11	河北	38.5158	141.3421	207	2,780
MYGH12	志津川	38.6416	141.4428	102	2,670

* : 地震計設置深度におけるせん断波速度

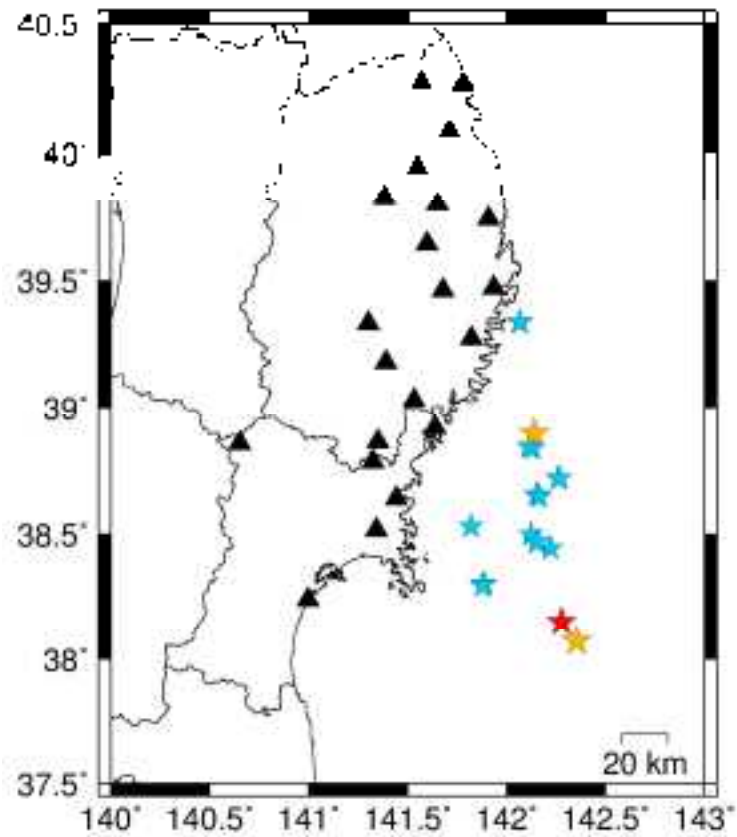


図2.1.4-1 検討対象地震の震央(★, ★, ★)および解析に用いた観測点(▲)の位置

- ★ : No.6の地震 (2005年08月16日 11時46分, M_J 7.2, 震源深さ 42km)
- ★ : No.3の地震 (2002年11月03日 12時37分, M_J 6.3, 震源深さ 46km)
- No.8の地震 (2005年12月02日 22時13分, M_J 6.6, 震源深さ 40km)
- ★ : その他の地震

(2) 解析に用いるQ値

震源スペクトルを求める際必要となる Q 値は観測記録を用いたスペクトルインバージョン解析により求めた。解析には 8地震の12 観測点における観測記録を用いた。解析に用いた地震の諸元を表2.1.4-3に、震央および解析に用いた地震観測点の位置を図2.1.4-2に示す。解析に用いた観測点は以下の通りである。なお、解析に用いた地震および観測点は高域遮断フィルターの検討に用いるそれらの中から抽出している。

*IWTH04, IWTH05, IWTH18, IWTH21, IWTH22, IWTH23, IWTH27

*MYGH01, MYGH03, MYGH04, MYGH11, MYGH12

Q 値評価結果を図2.1.4-3に示す。最小2乗法により Q 値は式(2.1.4-1)でモデル化することができた。いくつかの地震に対し、この Q 値を使い震源スペクトルを求め、地震モーメントを試算したところ、F-Net の地震モーメントに対し 0.1~0.6 倍程度と、すべて過小評価となった。このため、本解析では式(2.1.4-1)に示した Q 値は用いず、川瀬・松尾(2004)による当該地域のプレート境界型地震の Q 値[式(2.1.4-2)]を採用した。この川瀬・松尾(2004)による Q 値を図2.1.4-3に併記する。なお、この川瀬・松尾(2004)による Q 値を用いた場合の地震モーメントは F-Net の値に対し0.43~2.17倍となる(後述)。

$$Q(f)=155.1 \times f^{0.72} \quad (2.1.4-1)$$

$$Q(f)=93.0 \times f^{0.89} \quad (2.1.4-2)$$

表2.1.4-3 スペクトルインバージョン解析に用いた地震

No.	発震時刻	震央緯度 (°)	震央経度 (°)	震源位置	D (km)	M_J
1	2002.12.05 00:50:42.0	38.711	142.318	宮城県東方沖	40	5.3
2	2002.12.05 00:53:02.2	38.719	142.262	宮城県東方沖	37	4.9
3	2004.12.29 22:58:48.8	38.449	142.180	宮城県東方沖	39	5.5
4	2005.12.02 22:13:07.9	38.073	142.354	宮城県東方沖	40	6.6
5	2005.12.17 03:32:13.4	38.449	142.181	宮城県東方沖	40	6.1
6	2007.12.25 23:04:32.9	38.483	142.154	宮城県東方沖	40	5.6
7	2008.01.11 08:00:31.8	39.341	142.067	岩手県東方沖	47	4.7
8	2008.06.02 00:58:28.9	38.304	141.885	宮城県東方沖	46	4.8

D : 震源深さ, M_J : 気象庁マグニチュード

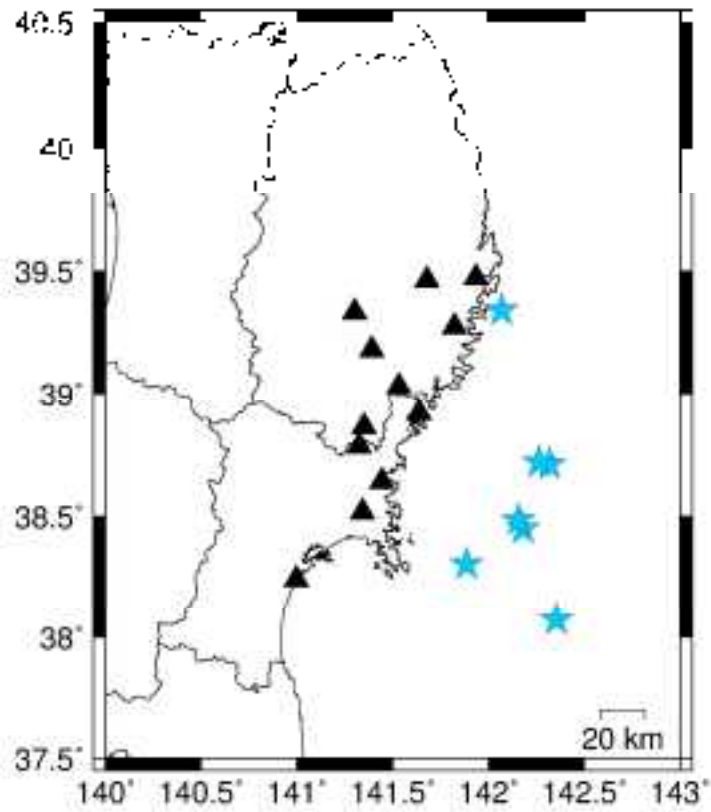


図 2.1.4-2 スペクトルインバージョン解析に用いた地震の震央(★) および観測点(▲)の位置

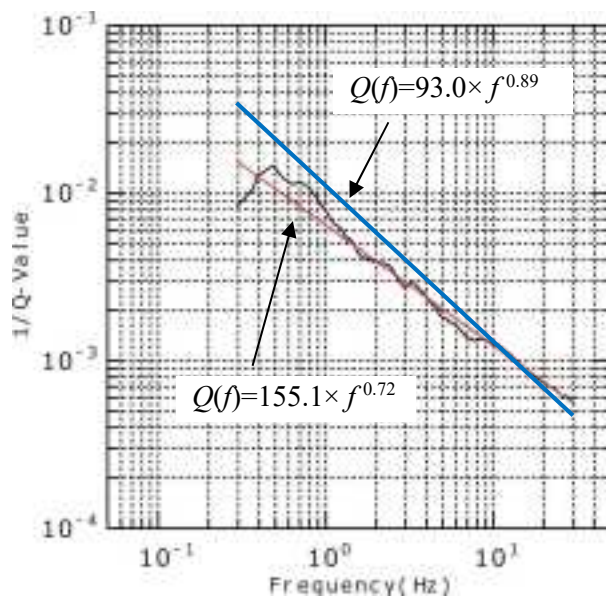


図 2.1.4-3 得られた Q 値(—)とそのモデル化(---)
[川瀬・松尾(2004)による Q 値(—)]

(3) 得られた各種パラメータ

複数地点における観測記録から求めた平均震源スペクトルより得られた地震モーメント M_0 、コーナー周波数 f_c 、高域遮断周波数 f_{\max} およびべき乗数 s の値を表2.1.4-4に示す。同表には

- * 推定した地震モーメントとコーナー周波数から得られる応力パラメータ ($\Delta\sigma$)
- * 地震モーメントから得られるモーメントマグニチュード (M_w)
- * 地震モーメントの F-net の値に対する推定値の比 (M_0 比)
- * 検討に用いたサイト数 (N)

を併記する。応力パラメータは表2.1.4-4に示した地震モーメントとコーナー周波数より式(2.1.4-3)を用いて得られる値である。

$$f_c = 4.9 \times 10^6 \times V_s \times \left(\frac{\Delta\sigma}{M_0} \right)^{1/3} \quad (2.1.4-3)$$

ここで、 $\Delta\sigma$: 応力パラメータ (bar), M_0 : 地震モーメント (dyne·cm), f_c : コーナー周波数 (Hz) である。

No.6の地震(2005年8月16日11時46分, M_j 7.2, 深さ42km)については、複数の研究者により震源インバージョン解析や経験的グリーン関数法によるフォワード解析によって、断層パラメータの推定が行われている。既往研究による地震モーメントと応力パラメータの値を表2.1.4-5に示す。これより、本検討で得られた地震モーメントの値は、八木(2005)、浅野・ほか(2005)といった震源インバージョン解析による値よりは小さいものの、浅野・ほか(2005)の経験的グリーン関数法によるフォワード解析の値より大きいことがわかる。また、応力パラメータの値は浅野・ほか(2005)による強震動生成域の値のほぼ2倍の大きさであるが、釜江・ほか(2005)の1つの強震動生成域の値とほぼ同じである。また、これ以外の中小地震については、推定された地震モーメントは F-net の値に対して 0.4~2.2程度であることが表2.1.4-4よりわかる。以上のことから、本検討で得られた各種パラメータの値は概ね妥当であると言える。

なお、高域遮断周波数 f_{\max} は9~23Hz、べき乗数 s は0.98~2.20と推定された。

各地震の平均スペクトルとそれに適合する理論スペクトル $A(f)$ を図2.1.4-4に示す。ここで、平均スペクトルとは、対象観測点までの震源距離の平均値に相当する地点におけるスペクトルであり、平均震源スペクトルに平均震源距離までの伝播経路特性を考慮して算出される。また、理論スペクトル $A(f)$ とは、 ω^{-2} 則[Aki(1967)]に基づく震源特性と伝播経路特性および高域遮断フィルター $P(f)$ を考慮したスペクトルであり[式(2.1.4-4)参照]、表2.1.4-4に示した値を与えることにより計算される。

$$A(f) = CM_o S(f) \frac{1}{X} \exp \frac{-\pi f X}{Q(f) \beta} P(f) \quad (2.1.4-4)$$

ここで、 $S(f)$ は ω^{-2} 則 [Aki (1967)] に基づく震源特性で式 (2.1.4-5) のように表せる。また、 X は対象とした複数の観測点までの震源距離の平均値、 β はせん断波速度であり、 C はラディエーションパターンなどその他の係数である。

$$S(f) = \frac{(2\pi f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (2.1.4-5)$$

一部の地震については、平均スペクトルの一部の周波数帯で凹凸が見られるが、平均スペクトルと理論スペクトルは良く適合していることが判り、得られたパラメータの妥当性が確認できる。

表2.1.4-4 推定した各種パラメータ

No.	発震時刻	決定した震源パラメータ						M_0 比	N
		M_0	f_c	$\Delta \sigma$	M_w	f_{max}	s		
1	2001.11.13 16:45	1.40E+16	1.52	9.0	4.7	14.9	1.57	1.45	16
2	2002.05.06 17:12	2.79E+16	1.18	8.4	4.9	17.0	1.36	0.99	12
3	2002.11.03 12:37	2.00E+18	0.33	13.1	6.1	12.2	1.31	0.52	16
4	2002.11.04 04:14	1.62E+16	0.92	2.3	4.7	17.4	1.37	1.24	4
5	2002.12.05 00:53	1.89E+16	1.32	7.9	4.8	13.4	1.54	0.97	15
6	2005.08.16 11:46	3.00E+19	0.26	96.1	6.9	9.7	0.98	0.55	12
7	2005.10.24 18:34	1.40E+16	1.61	10.6	4.7	14.7	1.65	0.43	12
8	2005.12.02 22:13	6.30E+18	0.17	5.6	6.5	9.5	1.51	1.17	12
9	2006.05.06 20:45	1.15E+15	3.70	10.6	4.0	13.6	1.25	0.60	3
10	2006.05.21 16:22	4.81E+15	1.48	2.8	4.4	18.1	1.73	0.63	6
11	2006.07.01 08:28	6.18E+16	1.11	15.4	5.1	12.2	1.15	0.92	14
12	2008.06.02 00:58	1.93E+16	1.50	11.9	4.8	21.5	2.20	1.32	4
13	2011.08.01 15:54	1.90E+16	1.28	7.3	4.8	13.5	1.49	2.11	12
14	2011.09.07 14:42	1.84E+16	1.11	4.6	4.8	13.4	1.54	1.90	10
15	2011.09.16 14:31	2.90E+15	3.40	20.8	4.2	22.5	1.10	1.84	6
16	2011.09.21 05:59	3.90E+16	1.54	26.0	5.0	11.1	1.29	2.13	7
17	2011.09.23 22:12	1.32E+17	0.55	4.0	5.3	15.8	1.11	2.12	10
18	2011.11.26 10:43	1.42E+16	1.16	4.0	4.7	13.8	1.35	2.17	7

D : 震源深さ, M_J : 気象庁マグニチュード, M_0 : 地震モーメント (Nm)
 f_c : コーナー周波数 (Hz), $\Delta \sigma$: 応力パラメータ (MPa), M_w : モーメントマグニチュード
 f_{max} : 高域遮断周波数 (Hz), s : ベキ乗数
 M_0 比 : F-Netの地震モーメントの値に対する比, N : 検討に用いたサイト数

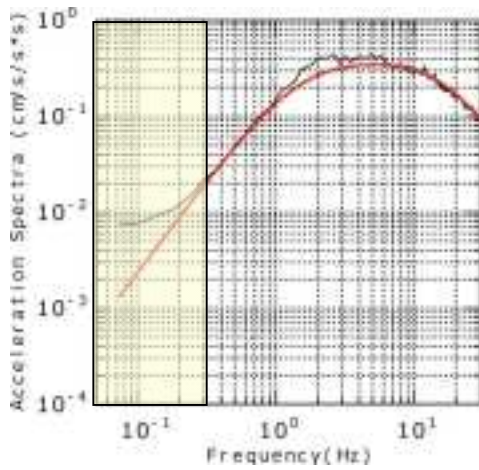
表2.1.4-5 既往研究による各種パラメータとの比較(No.6の地震)

提案者	手法	M_0 (Nm)	$\Delta\sigma$ (MPa)
F-Net	震源 インバージョン 解析	5.43×10^{19}	—
八木(2005)		6.60×10^{19}	—
浅野・ほか(2005)		8.26×10^{19}	—
浅野・ほか(2005)	EGF	1.43×10^{19}	48.0
釜江・ほか(2006)		—	90.0/30.0*
本検討	—	3.00×10^{19}	96.1

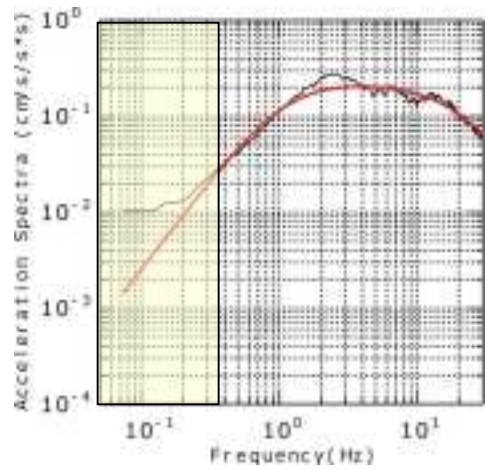
M_0 : 地震モーメント, $\Delta\sigma$: 応力パラメータ

EGF : 経験的グリーン関数法によるフォーワード解析

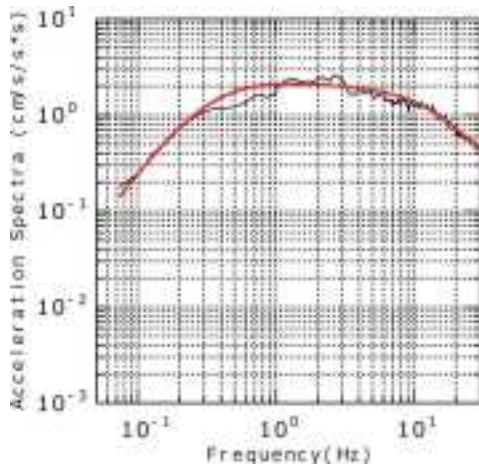
* : 強震動生成域が2つ存在し, それぞれの値を記載している



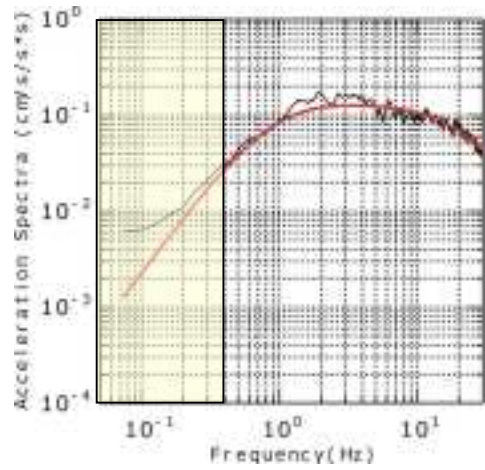
(1)No.1の地震



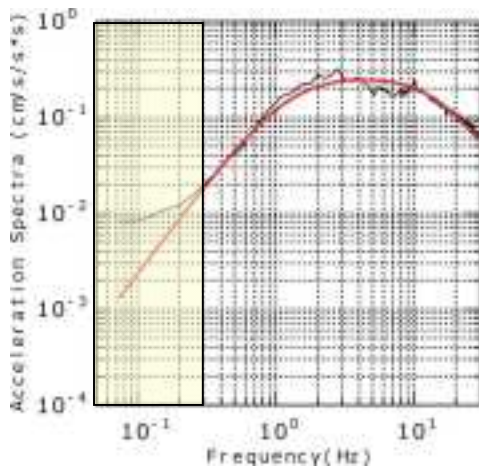
(2)No.2の地震



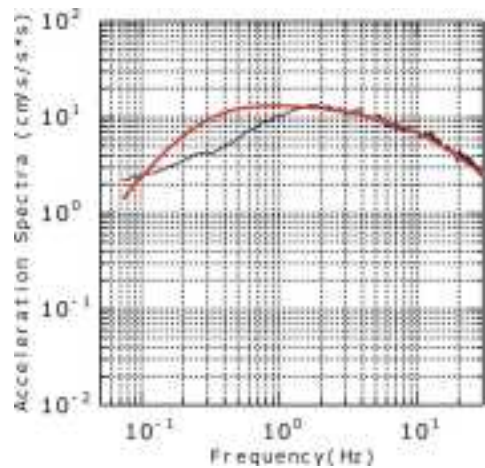
(3)No.3の地震



(4)No.4の地震

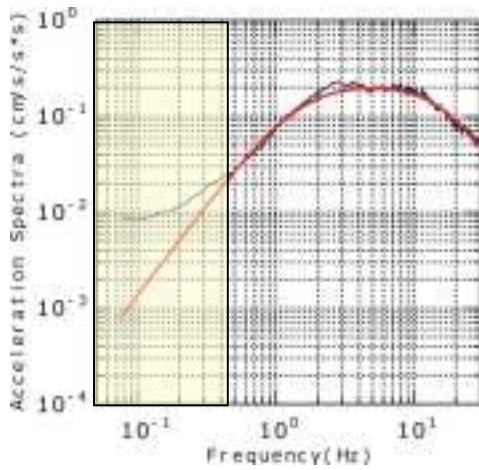


(5)No.5の地震

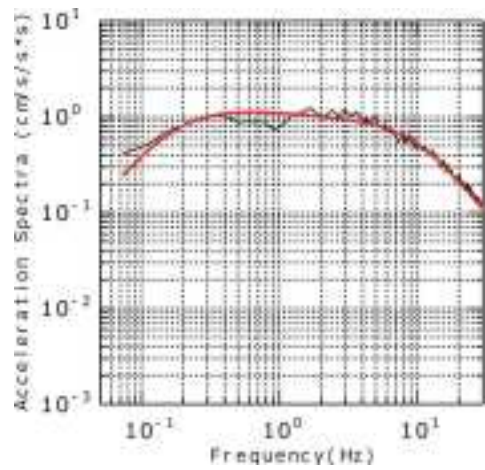


(6)No.6の地震

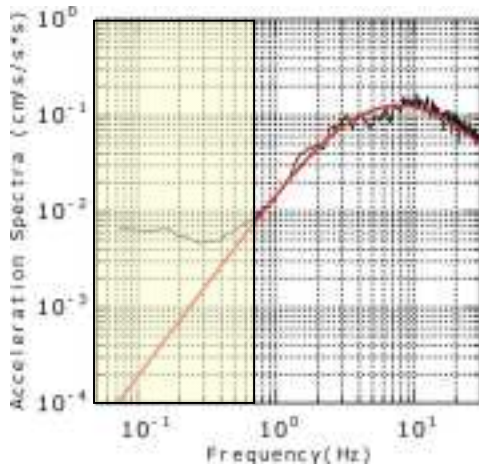
図2.1.4-4 各地震の平均スペクトルとそれに適合する理論スペクトル $A(f)$ の比較
 [— : 平均スペクトル, — : 理論スペクトル, 黄色で示した周波数範囲は十分な SN 比がない]



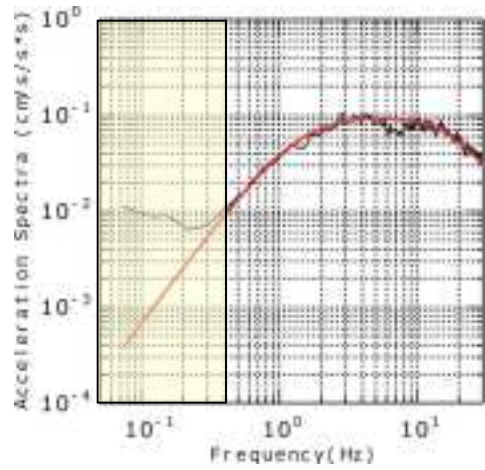
(7)No.7の地震



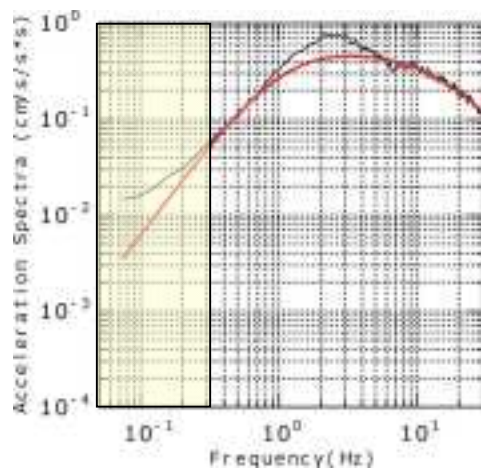
(8)No.8の地震



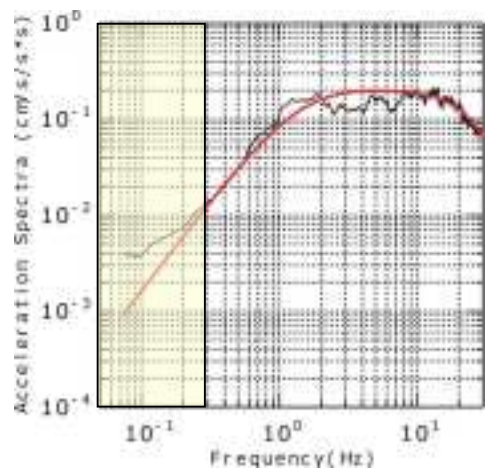
(9)No.9の地震



(10)No.10の地震

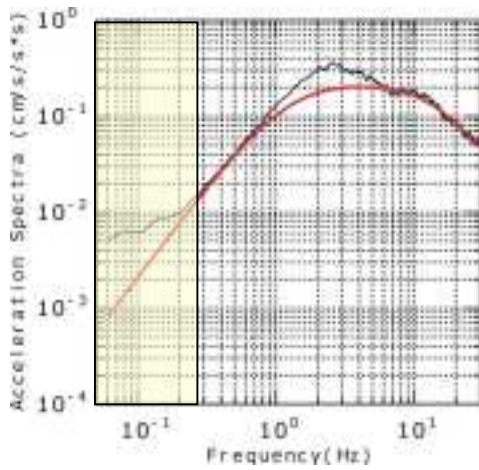


(11)No.11の地震

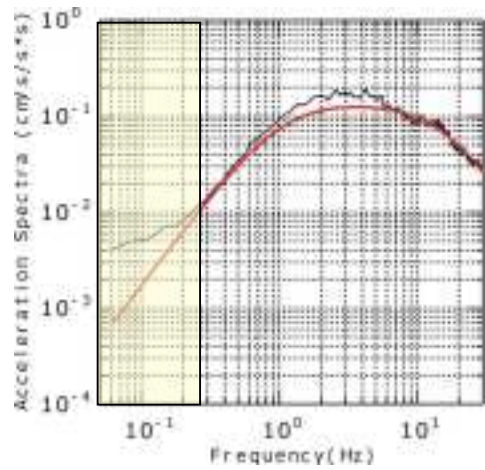


(12)No.12の地震

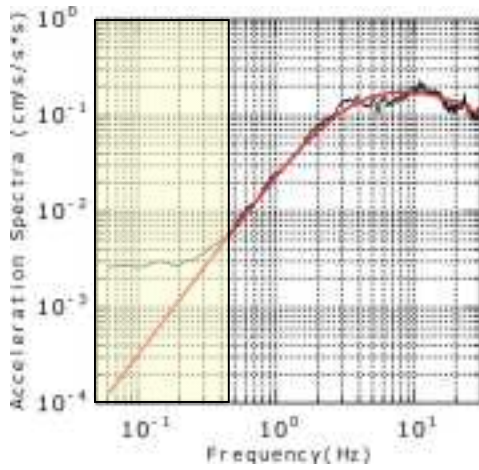
図2.1.4-4 各地震の平均スペクトルとそれに適合する理論スペクトル $A(f)$ の比較(つづき)
 [— : 平均スペクトル, — : 理論スペクトル, 黄色で示した周波数範囲は十分なSN比がない]



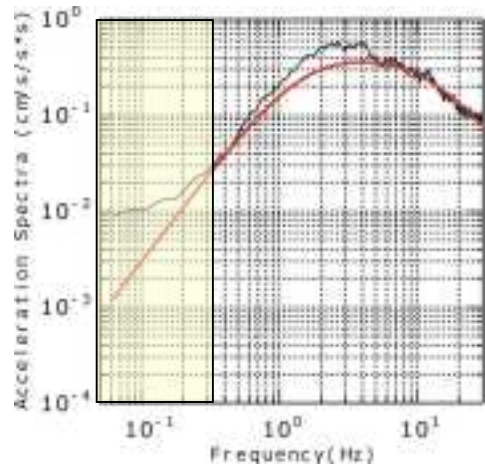
(13)No.13の地震



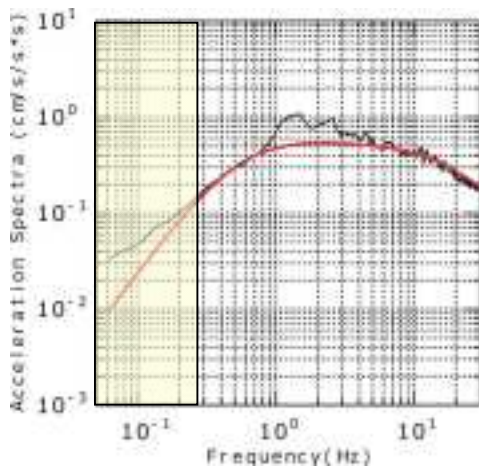
(14)No.14の地震



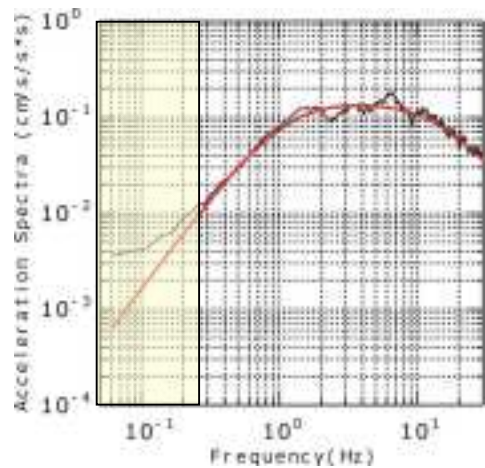
(15)No.15の地震



(16)No.16の地震



(17)No.17の地震



(18)No.18の地震

図2.1.4-4 各地震の平均スペクトルとそれに適合する理論スペクトル $A(f)$ の比較(つづき)
 [— : 平均スペクトル, — : 理論スペクトル, 黄色で示した周波数範囲は十分な SN 比がない]

(4) 高域遮断フィルター

各地震で得られた高域遮断周波数 f_{\max} とべき乗数 s を式(2.1.2-3)に代入して得られる高域遮断フィルターを図2.1.4-5に示す。図中、赤線、緑線、水色線が M_J 6.0を越える大地震 (No.03, No.06, No.08) の高域遮断フィルターであり、式(2.1.4-6)～式(2.1.4-8)で示される。図中、黒線はその他の中小地震の高域遮断フィルターであり、その平均に近似するフィルターは式(2.1.4-9)で表せることがわかった。

*No.03 (2002年11月03日12時37分, M_J 6.3)

$$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{12.2}\right)^{2 \times 1.31}}} \quad (2.1.4-6)$$

*No.06 (2005年08月16日11時46分, M_J 7.2)

$$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{9.7}\right)^{2 \times 0.98}}} \quad (2.1.4-7)$$

*No.08 (2005年12月02日22時13分, M_J 6.6)

$$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{9.5}\right)^{2 \times 1.51}}} \quad (2.1.4-8)$$

*その他の中小地震の高域遮断フィルター(その平均に近似するフィルター)

$$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{14.96}\right)^{2 \times 1.40}}} \quad (2.1.3-9)$$

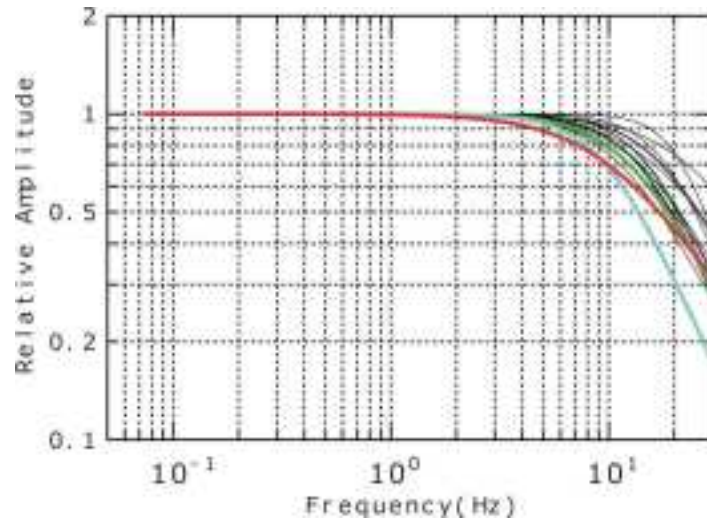


図2.1.4-5 得られた高域遮断フィルター

(— : No.3の地震, — : No.6の地震, — : No.8の地震, — : その他の中小地震)

(5) f_{max} の地震規模依存性, 応力パラメータ依存性

地震モーメントと f_{max} の関係および応力パラメータと f_{max} の関係を図 2.1.4-6 および図 2.1.4-7 に示す。地震規模の大きな地震, 応力パラメータが大きい地震は f_{max} の値が小さくなる傾向が一般的に認められるが, さらなるデータの蓄積が必要であろう。

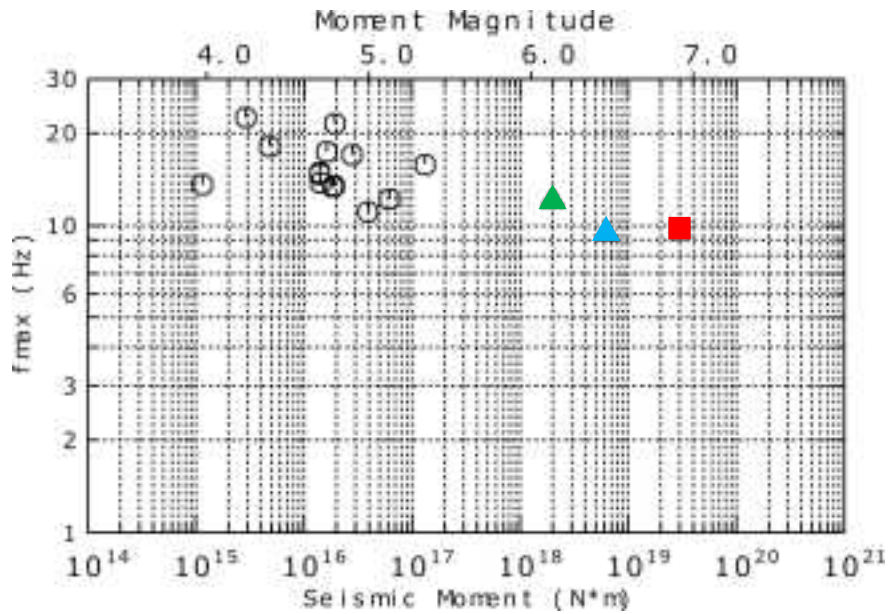


図2.1.4-7 地震モーメントと f_{max} の関係

(▲ : No.3の地震, ■ : No.6の大地震, ▲ : No.8の地震, ○ : その他の中小地震)

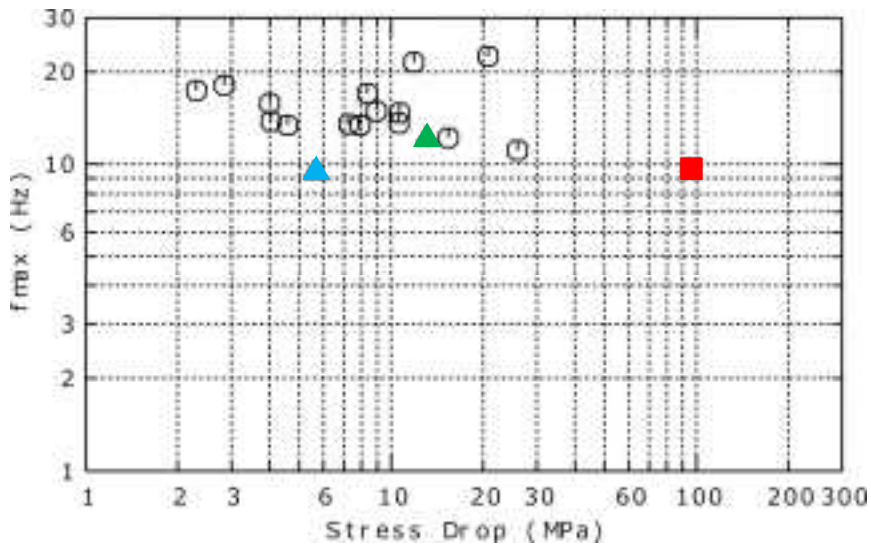


図2.1.4-8 応力パラメータと f_{max} の関係

(▲ : No.3の地震, ■ : No.6の大地震, ▲ : No.8の地震, ○ : その他の中小地震)

2.1.5 大地震の高域遮断フィルター

本項では M_J 6.0 程度以上の大地震の高域遮断フィルターについて、既往研究事例を含めてまとめて示す。大地震の高域遮断フィルターの係数、式を表 2.1.5-1 および表 2.1.5-2 に、フィルター形状を図 2.1.5-1～図 2.1.5-3 に示す。

M_J 6.0 程度以上の大地震の f_{max} の値は一部を除いて 7～9Hz 程度であり、地震タイプや地域による顕著な差は認められない。べき乗数 s の値は 0.8～1.8 の範囲に分布しているが、下記の通り、地殻内地震については比較的小さく、スラブ内地震やプレート境界地震はやや大きいという特徴があるように思われる。

* 地殻内地震：0.8～0.9（富士山付近を震源とする地震を除いて）

* スラブ内地震：1.0～1.8

* プレート境界地震：0.8～1.5

表2.1.5-1 大規模地震の高域遮断フィルターの係数

	地震名	M	f_{max}	s	
地殻内地震	2003年宮城県北部地震 本震	M_J	6.4	8.0	0.93
	2005年福岡県西方沖地震 本震		7.0	6.5	0.90
	2008年岩手・宮城内陸地震 本震		7.2	9.4	0.84
	福島県東部を震源とする正断層型地震 (2011.04.11 17:16)		7.0	8.0	0.78
	富士山付近を震源とする地震 (2011.03.15 22:31)		6.4	8.5	1.65
スラブ内地震	2001年芸予地震 本震	M_J	6.7	7.8	1.51
	2004年紀伊半島南東沖地震 前震		7.1	7.7	1.69
	同上本震		7.4	7.7	1.69
	同上余震(2004.09.07 08:29)		6.5	7.9	1.83
	同上余震(2004.09.08 23:58)		6.5	5.0	1.54
	2003年5月26日宮城県沖の地震		7.0	9.1	1.02
プレート境界地震	2011年東北地方太平洋沖地震 本震 (SMGA1)	M_w	8.1	7.0	1.37
	同上本震 (SMGA3)		8.3	5.7	1.37
	同上本震 (SMGA5)		7.8	8.4	1.02
	同上余震 (2011.3.12 22:15)	M_J	6.2	7.4	0.84
	2002年宮城県沖の地震 (2002.11.03 12:37)		6.3	12.2	1.31
	2005年宮城県沖の地震 (2005.08.16 11:46)		7.2	9.7	0.98
	2005年宮城県沖の地震 (2005.12.02 22:13)		6.6	9.5	1.51

赤文字：本業務における結果

表2.1.5-2 大規模地震の高域遮断フィルター

地殻内地震		スラブ内地震		プレート境界型地震	
2003年宮城県 北部地震 本震 (M_J : 6.4)	$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{8.0}\right)^{2 \times 0.93}}}$	2001年芸予地震 本震 (M_J : 6.7)	$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{7.8}\right)^{2 \times 1.51}}}$	2011年東北地方 太平洋沖地震 本震 (SMGA1) (M_w : 8.1)	$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{7.0}\right)^{2 \times 1.37}}}$
	$Q(f) = 60.0 \times f^{0.95}$		$Q(f) = 147.0 \times f^{0.88}$		$Q(f) = 104.7 \times f^{1.02}$
2005年 福岡県西方沖 地震 本震 (M_J : 7.0)	$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{6.5}\right)^{2 \times 0.90}}}$	2004年紀伊半島 南東沖地震 (前震, 2004.9.5 19:7) (M_J : 7.1) (本震, 2004.9.5 23:57) (M_J : 7.4)	$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{7.7}\right)^{2 \times 1.69}}}$	2011年東北地方 太平洋沖地震 本震 (SMGA3) (M_w : 8.3)	$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{5.7}\right)^{2 \times 1.37}}}$
	$Q(f) = 112.0 \times f^{0.70}$		$Q(f) = 149.2 \times f^{1.00}$		$Q(f) = 104.7 \times f^{1.02}$
2008年 岩手・宮城 内陸地震 本震 (M_J : 7.2)	$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{9.4}\right)^{2 \times 0.84}}}$	2004年紀伊半島 南東沖地震 余震 (2004.09.07 08:29) (M_J : 6.5)	$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{7.9}\right)^{2 \times 1.83}}}$	2011年東北地方 太平洋沖地震 本震 (SMGA5) (M_w : 7.8)	$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{8.4}\right)^{2 \times 1.02}}}$
	$Q(f) = 60.0 \times f^{0.95}$		$Q(f) = 104.7 \times f^{1.02}$		
福島県浜通り 正断層型地震 (2011.04.11 17:16) (M_J : 7.0)	$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{8.0}\right)^{2 \times 0.78}}}$	2004年紀伊半島 南東沖地震 余震 (2004.09.08 23:58) (M_J : 6.5)	$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{5.0}\right)^{2 \times 1.54}}}$	2011年東北地方 太平洋沖地震 余震 (2011.03.12 22:15) (M_J : 6.2)	$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{7.4}\right)^{2 \times 0.84}}}$
	$Q(f) = 70.8 \times f^{0.97}$		$Q(f) = 149.2 \times f^{1.00}$		$Q(f) = 104.7 \times f^{1.02}$
富士山付近を 震源とする地震 (2011.03.15 22:31) (M_J : 6.4)	$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{8.5}\right)^{2 \times 1.65}}}$	2003年宮城県沖 の地震 (2003.5.26 18:24) (M_J : 7.0)	$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{9.1}\right)^{2 \times 1.02}}}$	2002年宮城県沖 の地震 (2002.11.03 12:37) (M_J : 6.3)	$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{12.2}\right)^{2 \times 1.31}}}$
	$Q(f) = 53.3 \times f^{0.75}$		$Q(f) = 110.5 \times f^{0.87}$		$Q(f) = 93.0 \times f^{0.89}$
		*2011年東北地方太平洋沖地震本震の SMGA1, SMGA3, SMGA5は入倉・倉橋 (2011)のそれぞれに対応している。 **赤文字：本業務における結果	2005年宮城県沖 の地震 (2005.08.16 11:46) (M_J : 7.2)		$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{9.7}\right)^{2 \times 0.98}}}$
			2005年宮城県沖 の地震 (2005.12.02 22:13) (M_J : 6.6)		$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{9.5}\right)^{2 \times 1.51}}}$
					$Q(f) = 93.0 \times f^{0.89}$
					$Q(f) = 93.0 \times f^{0.89}$

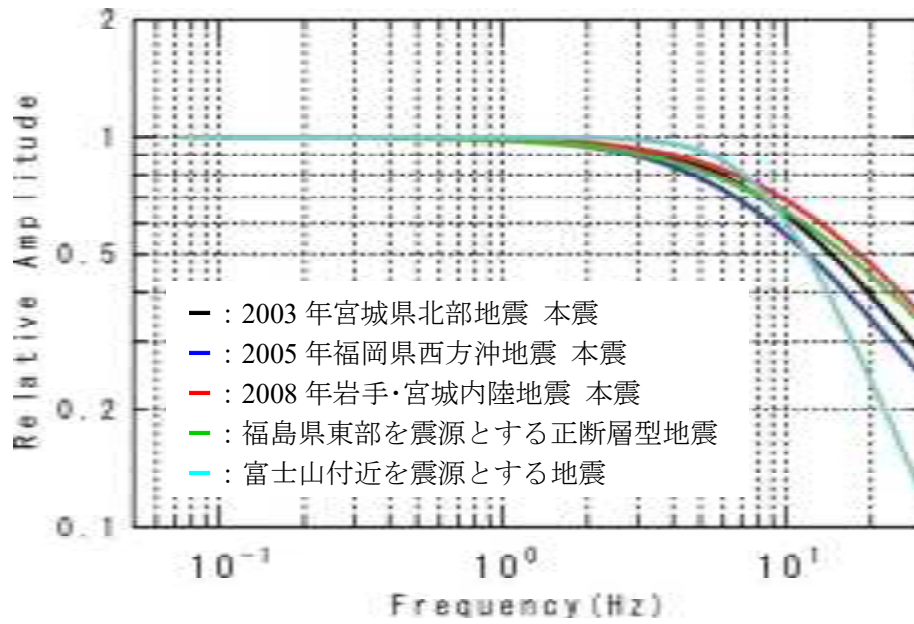


図 2.1.5-1 高域遮断フィルター（地殻内地震）

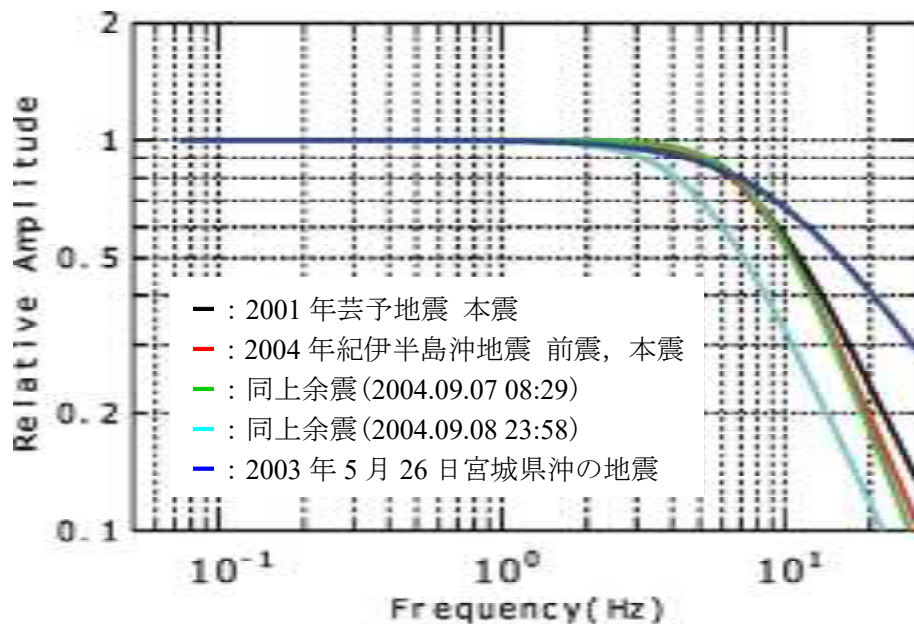


図 2.1.5-2 高域遮断フィルター（スラブ内地震）

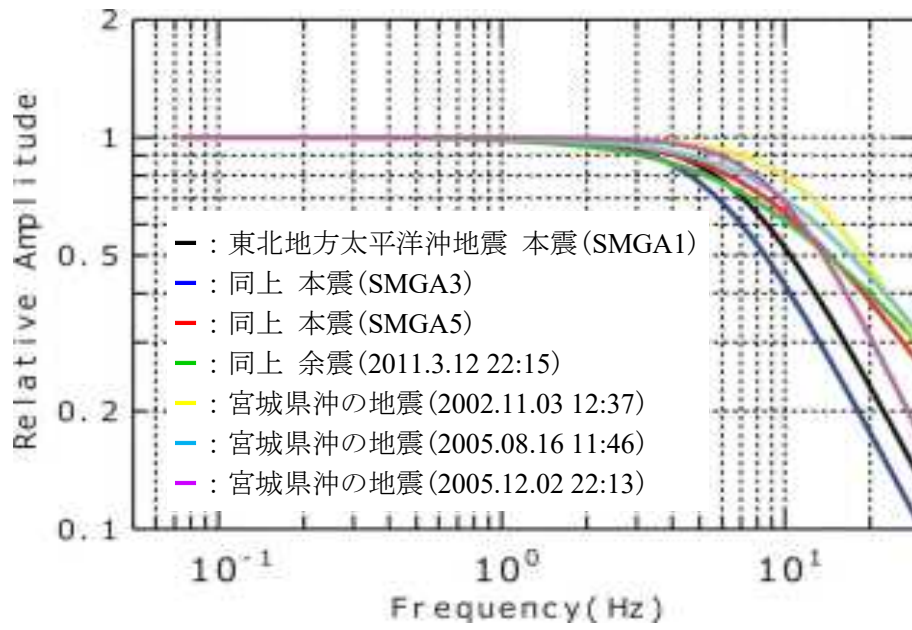


図 2.1.5-3 高域遮断フィルター (プレート境界地震)

2.1.6 おわりに

本節では東日本で発生したスラブ内地震や海溝型地震の大地震および中小地震を対象に、観測記録にみられる高域遮断フィルターの検討を行なった。

対象としたスラブ内地震は全 27 地震で、その M_J の範囲は 4.1~7.0、震源深さの範囲は 56~77km である。解析対象地震には 2003 年 05 月 26 日 18 時 24 分に宮城県沖で発生した M_J 7.0(震源深さ 70km)が含まれる。この大地震については、高域遮断周波数 f_{max} 9.1Hz、べき乗数 s 1.02、その他の中小地震の高域遮断周波数 f_{max} は 9~25Hz、べき乗数 s は 0.77~3.14 と推定された。

対象としたプレート境界地震は全 18 地震で、その M_J の範囲は 4.5~7.2、震源深さの範囲は 37~51km である。解析対象地震には 2005 年 8 月 16 日 11 時 46 分に宮城県沖で発生した M_J 7.2(震源深さ 42km)等、 M_J が 6.0 を越える地震が 3 地震含まれる。2005 年 8 月 16 日 11 時 46 分の大地震については、高域遮断周波数 f_{max} 9.7Hz、べき乗数 s 0.98、中小地震の高域遮断周波数 f_{max} は 9~23Hz、べき乗数 s は 0.98~2.20 と推定された。

高域遮断周波数 f_{max} の値の地震規模依存性および応力パラメータ依存性について検討を行なった。スラブ内地震、プレート境界地震ともに、地震規模の大きな地震、応力パラメータが大きい地震は f_{max} の値が小さくなる傾向が一般的に認められるが、さらなるデータの蓄積が必要であろう。

最後に、 M_J 6.0 程度以上の大地震の高域遮断フィルターについて、既往研究事例を含めて比較を行なった。その結果、大地震の高域遮断周波数 f_{max} の値は一部を除いて 7~9Hz 程度であり、地震タイプや地域による顕著な差は認められなかった。べき乗数 s の値は 0.8~1.8 の範囲に分布しているが、地殻内地震については比較的小さく、スラブ内地震やプレート境界地震はやや大きいという特徴があるように思われる。

今後とも、さらなる検討を進めていく必要があると考えられる。

参考文献

- Aki,K. : Scaling relation of seismic spectrum, *Journal of Geophysical Research*, Vol.72, pp.1217-1231, 1967.
- Andrews,D.J. : Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, *Geophysical monograph 37*, Maurice Ewing Vol.6, pp.259-267, 1986.
- 青井真・関口春子・功刀卓・本多亮・藤原広行：近地強震動記録による宮城県北部の地震(2003/05/26,18:24)の震源インバージョン, <http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/news/miyagi/>, 2003.
- 浅野公之・岩田知孝・入倉孝次郎：2003年5月26日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション, 地震第2輯, Vol.57, pp.171-185, 2004.
- 浅野公之・鈴木亘・岩田知孝：強震記録から推定した2005年宮城県沖地震の震源過程, 日本地震学会2005年秋季大会緊急報告ポスターPM18, 2005.
- Boore,D.M. : Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.73, pp.1865-1894, 1983.
- Boore,D.M. and Boatwright,J. : Average body-wave radiation coefficient, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.74, pp.1615-1621, 1984.
- Brune,J.N. : Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol.75, pp.4997-5009, 1970.
- Brune,J.N. : Correction, *Journal of Geophysical Research*, Vol.76, p.5002, 1971.
- Hanks,T.C. : f_{max} , *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.72, pp.1867-1879, 1982.
- Ingber,L. and Rosen,B. : Genetic algorithms and very fast simulated reannealing: A comparison, *Mathematical and Computer Modeling*, Vol.16, pp.87-100, 1992.
- Lees,J.M. and Park,J. : Multiple-taper spectral analysis : A stand-alone C-subroutine, *Computers and Geo-sciences*, Vol.21, pp.199-236, 1995.
- 香川敬生, 鶴来雅人, 佐藤信光：硬質サイトの強震観測記録に見られる高周波低減特性の検討, 第27回地震工学研究発表会, No.315, 2003.
- 釜江克宏・宮腰研・川辺秀憲：2005年宮城県沖地震(M7.2)の震源モデル, 地球惑星科学関連学会2006年合同大会, S111-P006, 2006.
- 笠原敬司, 岡田義光, 山本明：Hi-net(2)：地震観測施設の整備, 日本地震学会講演予稿集2000年度秋季大会, P005, 2000.
- 加藤護, 中西一郎, 小林昭夫, 高山博之：マルチプル・テーパ法を用いた遠地地震波形記録のスペクトル解析, 気象庁精密地震観測室技術報告, Vol.15, pp.1-23, 1998.
- Kurahashi,S. and Irikura,K. : Source model for generating strong ground motions during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth, Planets and Space*, Vol. 63, No.7, pp. 571-576, 2011.

Thomsom,D.J. : Spectral estimation and harmonic analysis, *Proceedings of the Institute of Electrical and Electronic Engineers*, No.70, pp.1055-1096, 1982.

八木勇治 : 2003 年 5 月 26 日宮城県沖で発生した地震 (Mjma 7.0) の震源過程,
http://iisee.kenken.go.jp/staff/yagi/eq/east_honshu20030526/east_honshu20030526-j.html ,
2003.

八木勇治 : 2005 年 8 月 16 日宮城県沖で発生した地震の断層ずれ破壊の様子,
<http://www.geol.tsukuba.ac.jp/~yagi-y/EQ/20050816NorthJapan/index.html>, 2005.

2.2 広帯域地震動予測のための東北地方太平洋沖地震の震源モデルの高度化

2.2.1 特性化震源モデルによる強震動評価（長周期帯域）

2.2.1.1 はじめに

2011 年東北地方太平洋沖地震の震源の特徴として、陸側の深い部分に短周期地震動が生成(Kurahashi and Irikura, 2011)、一方、海側の浅い部分に長周期地震動が生成 (Yoshida et al., 2011) というように長周期、短周期の生成領域がお互いに相補的であるという報告がある。一方で、内陸地殻内地震のように長周期、短周期ともにほぼ同じ領域から生成されているという報告もある (Koketsu et al., 2011)。

このため、2011 年東北地方太平洋沖地震の震源モデルの高度化のため、周期 10 秒程度まで精度のあるグリーン関数を構築し、中長周期帯域まで精度のあるグリーン関数を用いた震源インバージョンを目指す。震源インバージョン結果に基づき、特性化震源モデルを作成し、M9 クラスの強震動予測手法の適用性について検討を行うことを目標とする。

以前の震源モデル(Yoshida et al., 2011) では、周期 20–200 秒の地震動を用いて理論的グリーン関数を用いて解析した。一方、経験的グリーン関数法を用いた解析では、長周期側の限界は周期数秒までである。このため、理論的なグリーン関数と経験的グリーン関数との震源モデルの間にギャップが生じている。ここでは、改良したグリーン関数を用いることで、より高周波数帯域までの地震動を用いて震源モデルの逆解析を行った。

2.2.1.2 グリーン関数の高度化

(a) 2011年東北地方太平洋沖地震を対象としたグリーン関数の決定

近年、断層面上のすべり量など震源破壊過程の解明には、強震動記録などを利用した波形インバージョンが実施されている。波形インバージョンでは、想定される断層面を小断層に分割して、各小断層と対象観測点のグリーン関数を介して各小断層のモーメントレートが計算される。したがって、このグリーン関数の精度が解析結果に大きく依存する。

2011年東北地方太平洋沖地震は、マグニチュード9の超巨大地震であり、断層破壊域は、南北方向に約450km、東西方向に約200kmと非常に大きかった。したがって、各小断層と対象地点間では、幾何学的な位置関係や地盤構造の変化もあると考えられる。すなわち、断層破壊域内においてもグリーン関数が大きく変化している可能性がある。そこで、本研究では、2011年東北地方太平洋沖地震をターゲットとして、この地震をより再現できる震源破壊過程を解明するために、断層破壊域をいくつかの領域に区切り、その領域ごとのグリーン関数の抽出を試みた。

本研究は、以下の通りに実施した。

- (1) グリーン関数の計算のための断層破壊域の領域分けの検討
- (2) 断層破壊域の領域と対象観測点ごとのグリーン関数の計算

●グリーン関数の計算のための断層破壊域の領域分けの検討

まず、はじめに、グリーン関数の計算のための断層破壊域の領域分けの検討を実施した。検討方法は以下の通りである。

- (1) 対象観測点を決める
- (2) 対象地震を決める
- (3) 対象地震の観測波形を利用して地盤構造の同定を実施
- (4) 同定した地盤構造に対して、別の領域で発生した地震を対象とした理論波形と観測波形との比較から、グリーン関数の妥当性を検討
- (5) 各地震の観測波形と理論波形との比較から、断層破壊域の領域分けを決定

領域分けに利用した観測点と地震を図1に示す。対象地震は、断層破壊域を南北で等分となる場所を選定し、IWTH23（釜石）、MYGH04（東和）、MYGH08（岩沼）、FKSH19（都路）、IWTH19（つくば）観測点を対象とした。対象とした地震は、震源メカニズムが本震と似ているものとし、地震規模はM5前後のものを選択した。この地震のうち、まず、陸側に近く、観測点に近い地震をベースの地震として設定して地盤構造の同定を実施した。ベースとなる地震と対象観測点を表1に示す。

表 1 地盤構造の同定を実施した対象観測点とベース地震

対象観測点	対象小地震
IWTH23	No401
MYGH04	No404
MYGH08	No405
FKSH19	No409
IBRH19	No415

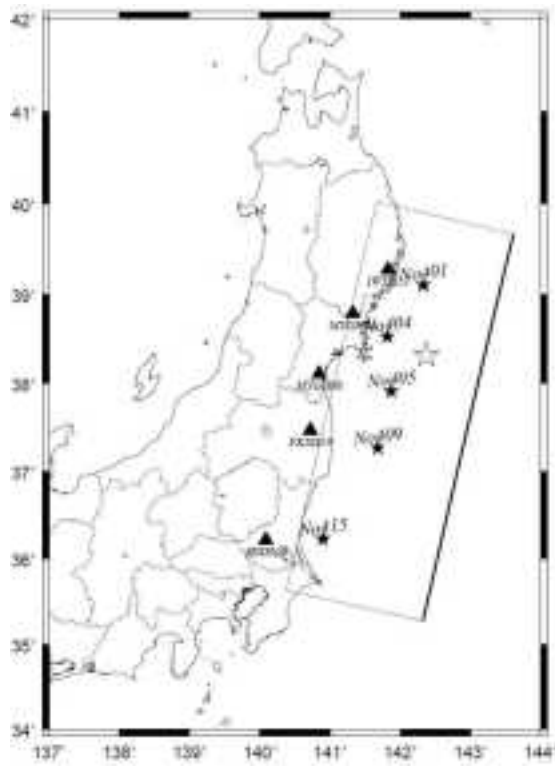


図 1 対象観測点と地震の震央位置

●地盤構造の同定

地盤構造モデルの同定は、離散化波数法 (Bouchon,1981) と反射透過係数法(Kennett and Kerry, 1979)による理論波形と合成波形の一致度により残差最小となる地盤構造モデルを推定した。初期地盤構造モデルは、5km 以深は Wu et al.(2008)の構造モデルを、5km 以浅は防災科学技術研究所で公表されている構造モデル (防災科学技術研究所、2009) を、極表層地盤は KiK-net のボーリングデータを利用した。残差は、観測速度波形と計算速度波形から計算した。

また、最適モデルの検索には焼きなまし法を利用した。なお、すべり速度関数は Smoothed ramp function を利用し、ライズタイムは試行錯誤の結果 0.4 秒を利用した。周波数範囲は 0.05~1Hz で解析範囲は S 波立ち上がりから 30 秒間とした。図 2~図 6 に各観測点の同定結果を示す。

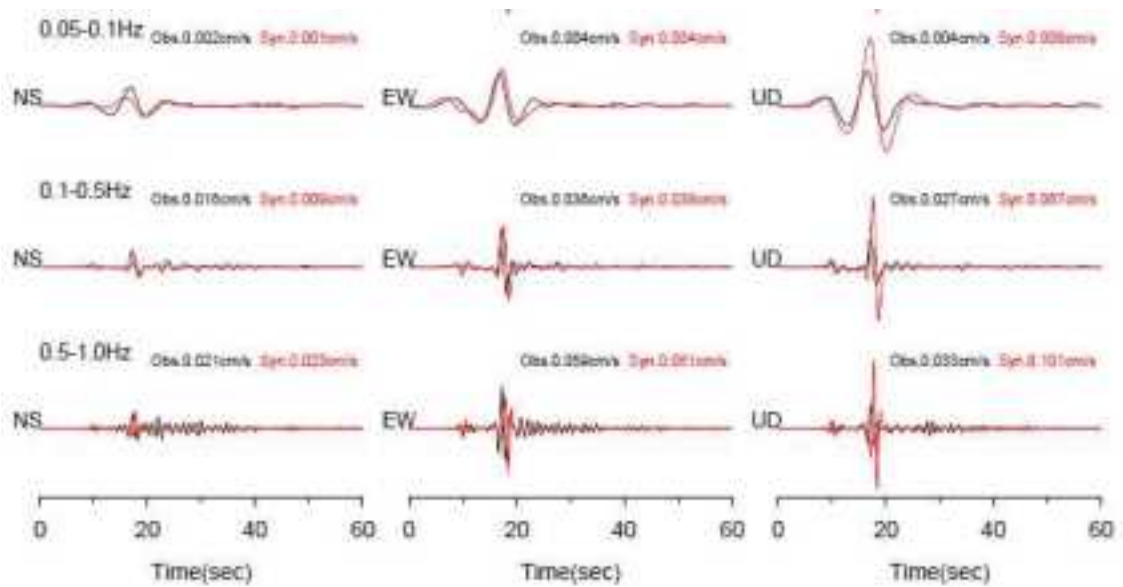


図2 IWTH23 の同定結果（観測波形は黒線、計算波形は赤線）

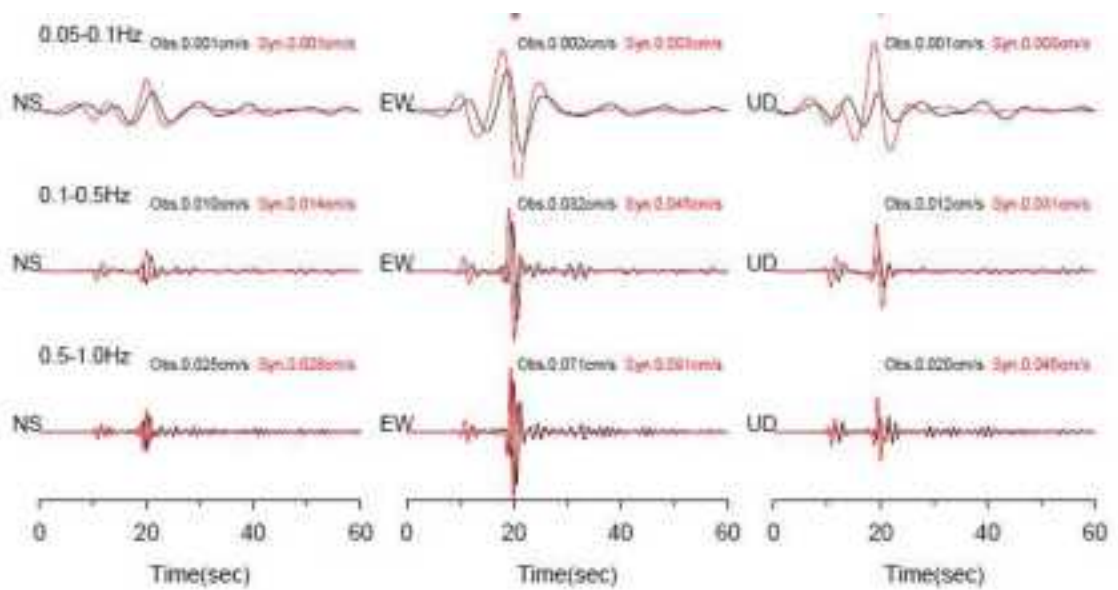


図3 MYGH04 の同定結果（観測波形は黒線、計算波形は赤線）

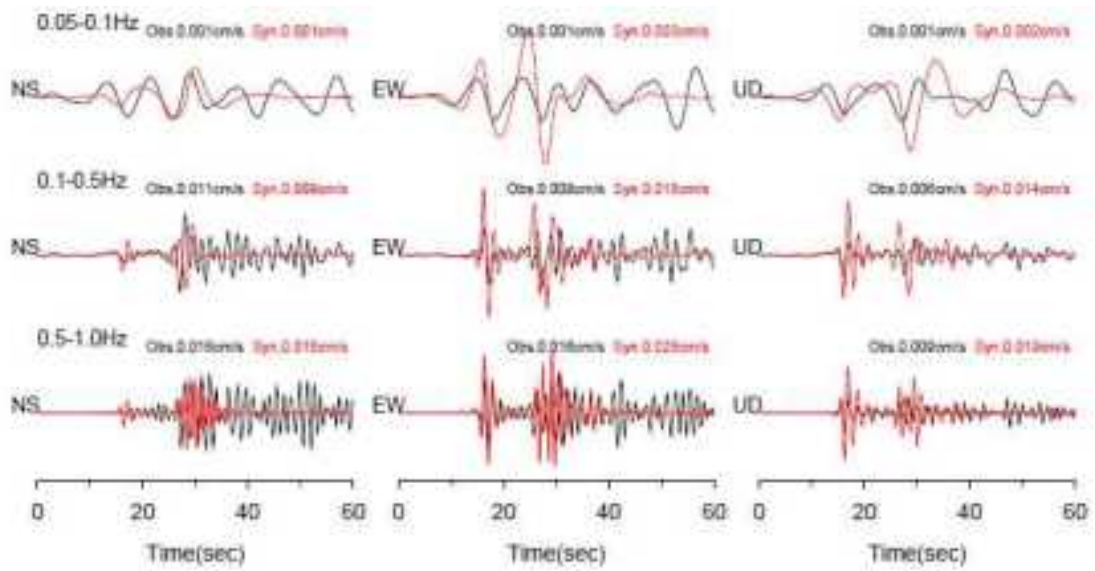


図4 MYGH08の同定結果（観測波形は黒線、計算波形は赤線）

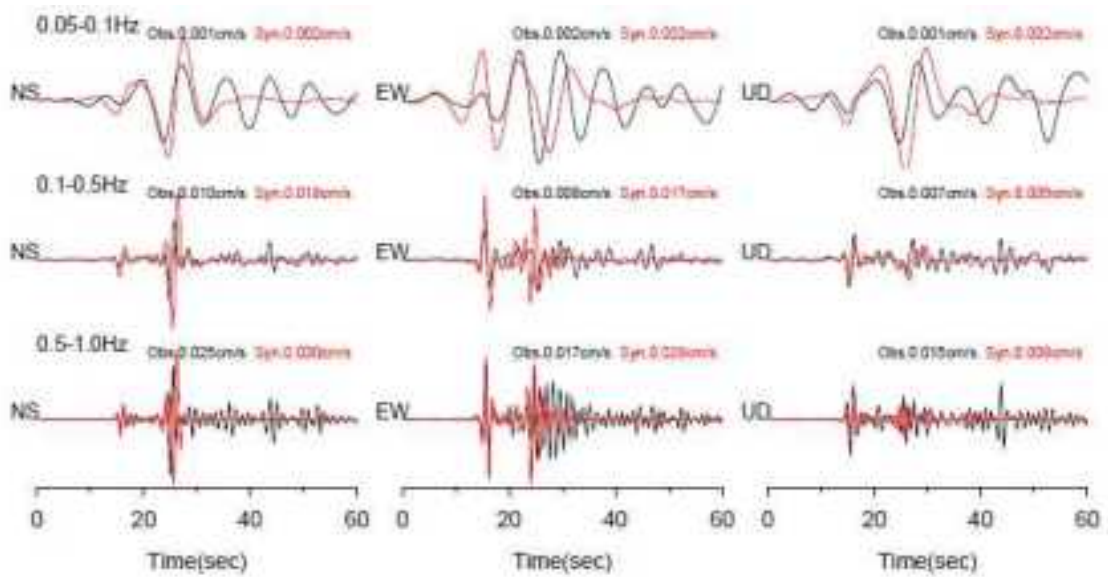


図5 FKSH19の同定結果（観測波形は黒線、計算波形は赤線）

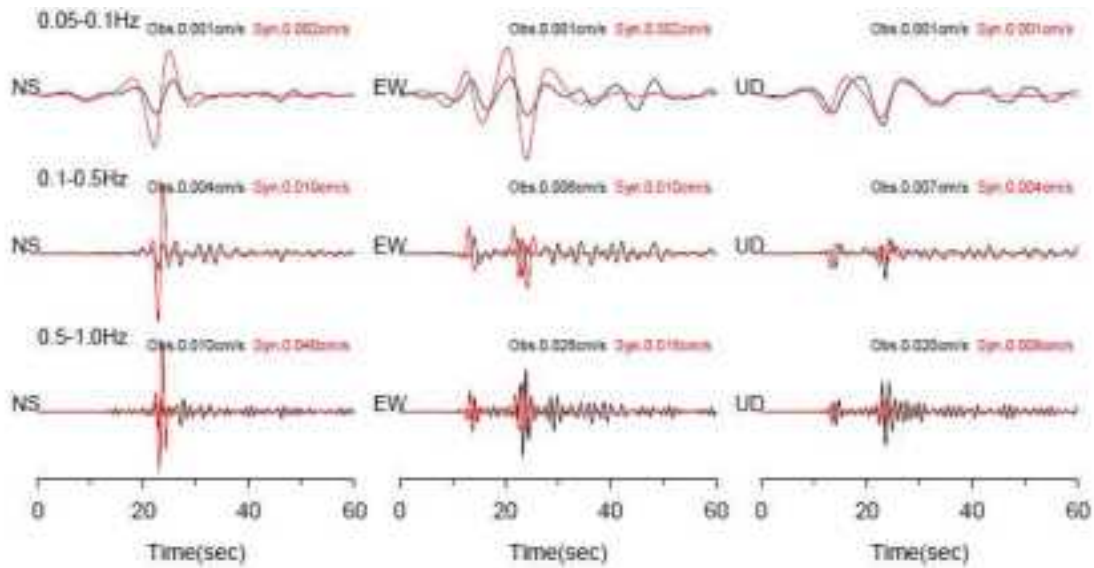


図6 IBRH19の同定結果（観測波形は黒線、計算波形は赤線）

●断層破壊域内で発生した地震に対する観測波形と計算波形の比較

この観測点と地震により同定された地盤構造を利用して、断層破壊域内の各領域の地震に対して理論波形を計算し、観測波形との比較を行う。

図7に断層破壊域の各領域に存在する地震の空間分布を示す。また、図8から図12に、対象地点ごとにおける各地震の観測波形と合成波形の比較図を示す。また図13に、対象地震の観測波形と合成波形で再現ができたものをできていないものの一覧表を示す。この結果より陸側の地震に対しては、ほぼよく再現できるが、海溝軸側の地震では、再現率があまりよくない。このことから、断層破壊域をメッシュに区切る必要はなく、陸側と海溝軸側の2分割で領域分けをすればよいと考えられる。しかしながら、陸側と海溝軸側の分割の場所については、非常に多くの地震を使い注意深くみなければいけないが、長周期をターゲットとするための比較的大きな地震が、陸側と海溝軸側を分割するであろう場所に密に発生していない。したがって、本研究では、陸側と海溝軸側の分割の線まではわからない。

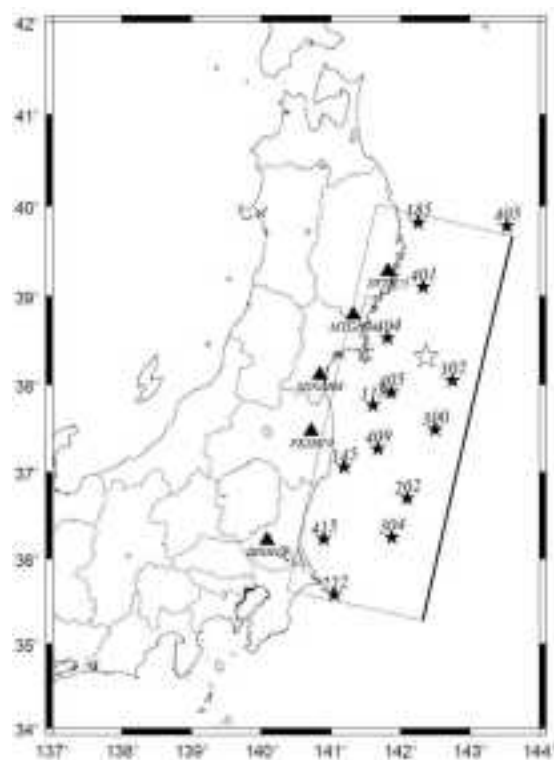


図7 対象観測点と地震の震央位置

表2 対象観測点と対象地震

対象観測点	対象小地震(太字はベースとした小地震)				
IWTH23	No185	No401	No403	No404	No302
MYGH04	No185	No403	No404	No302	No145
MYGH08	No404	No405	No300	No145	No202
FKSH19	No404	No409	No415	No300	No304
IBRH19	No415	No118	No304	No202	No222

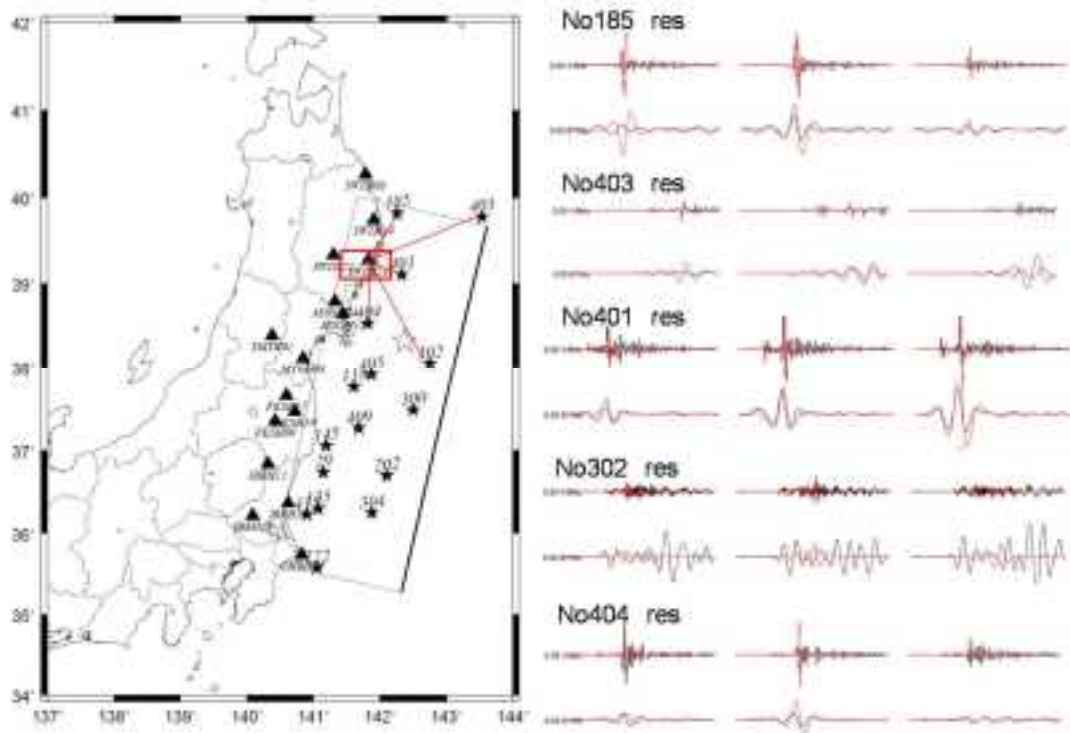


図8 IWTH23の同定結果（観測波形は黒線、計算波形は赤線）

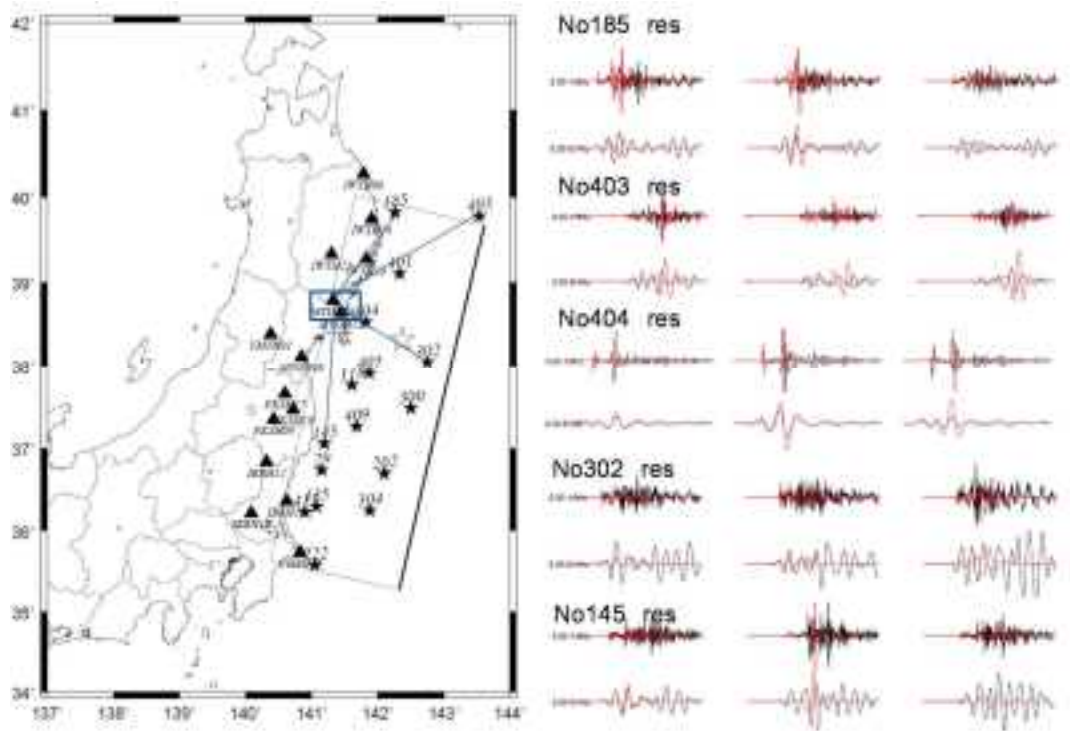


図9 MYGH04の同定結果（観測波形は黒線、計算波形は赤線）

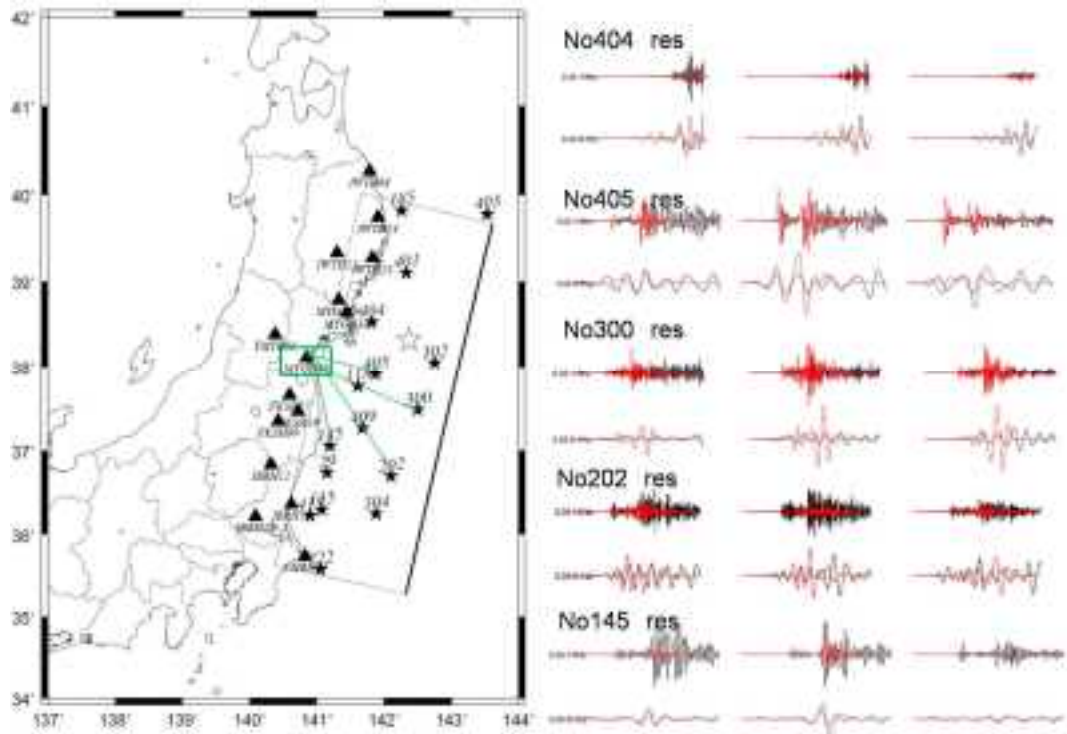


図 1 0 MYGH08 の同定結果（観測波形は黒線、計算波形は赤線）

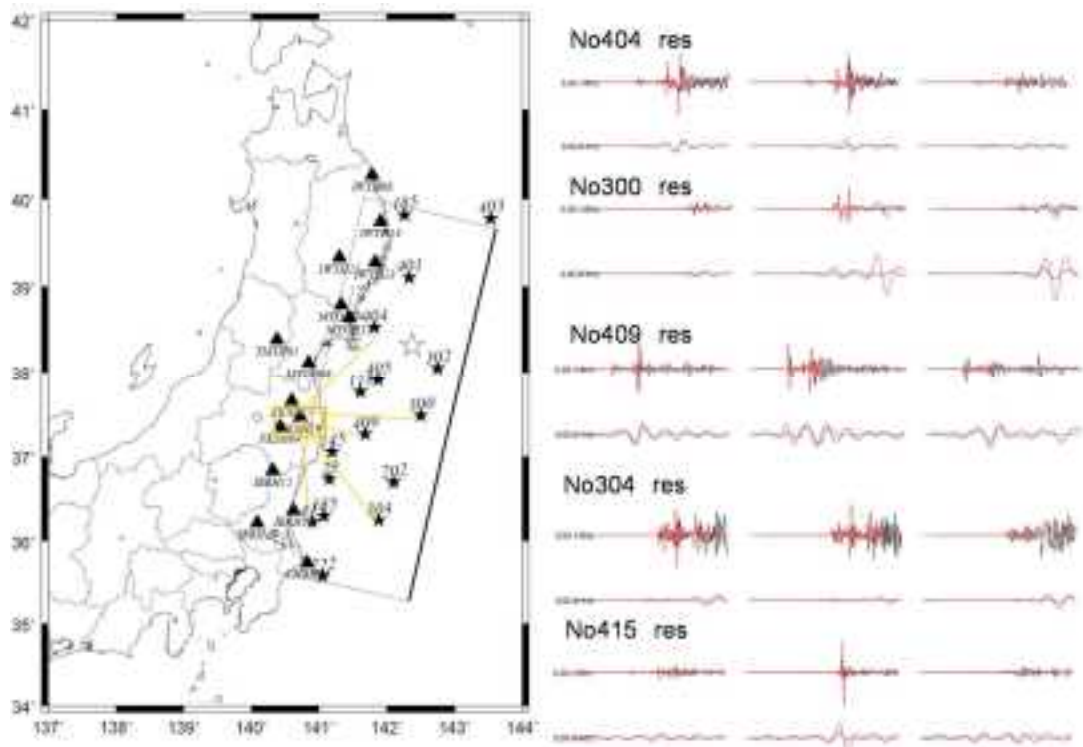


図 1 1 FKSH19 の同定結果（観測波形は黒線、計算波形は赤線）

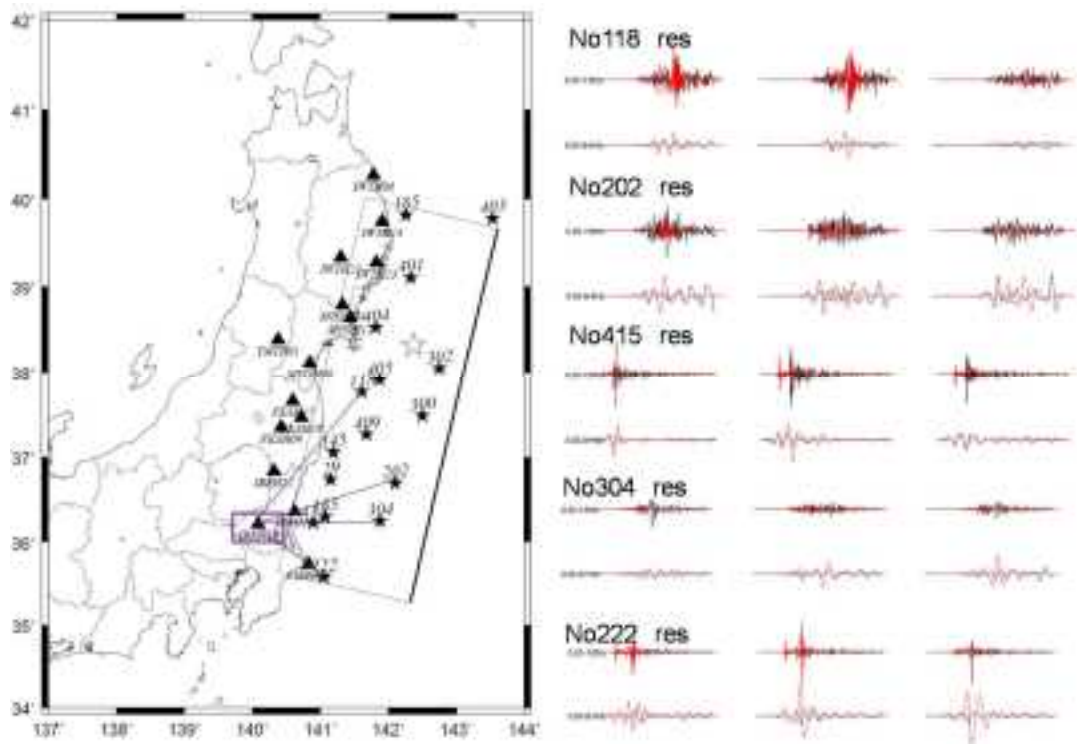


図 1 2 IBRH19 の同定結果（観測波形は黒線、計算波形は赤線）

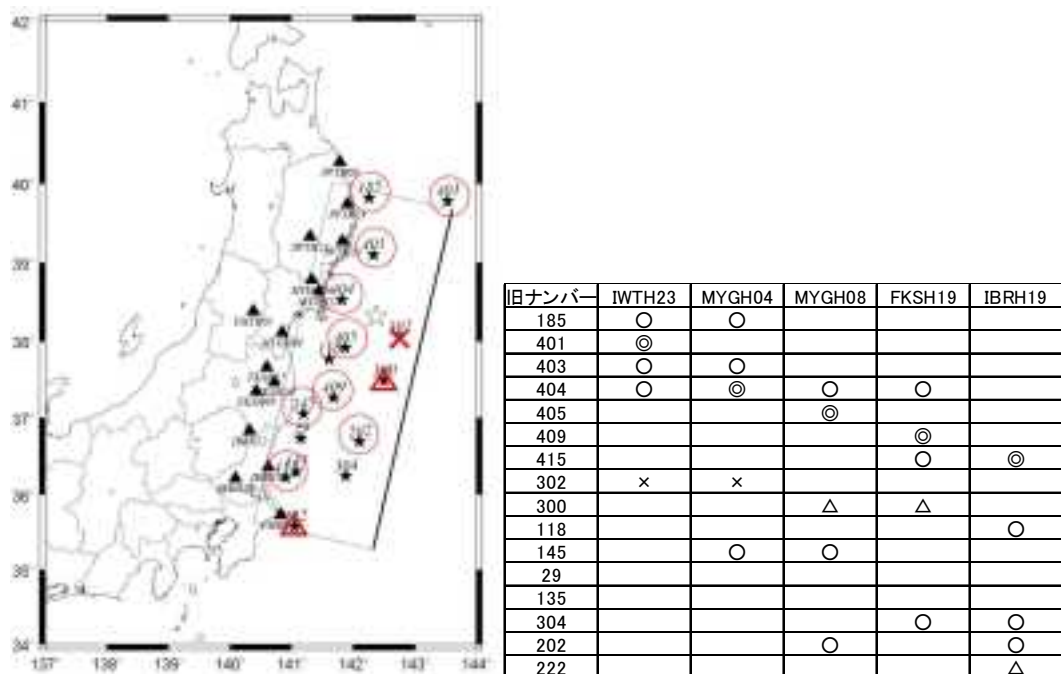


図 1 3 対象観測点と対象地震に対する観測波形と計算波形の一致度
 (◎はベースの地震、○は再現可能なもの、×は再現できていないもの)

●陸側と海溝軸側の地震を用いた地盤構造の同定

陸側と海溝軸側の地震を用いた地盤構造の同定

前章で、陸側と海溝軸側の領域においてグリーン関数を分ける必要があることを示した。ここでは、それぞれの領域に存在する地震を用いて、波形インバージョンを計算するための対象観測点のグリーン関数を計算するため、地盤構造モデルの同定を行った。地盤構造モデルの同定方法は、全章と同様である。

図14に対象観測点と対象地震を示す。また表3に対象観測点と対象地震の対象表を、表4に対象地震の諸元を示す。ここで、海溝軸側の対象地震に対しては、より長周期成分の多く含んだ地震記録の同定をするため、これまでの地震よりもマグニチュードが大きい地震を選択している。

図15に陸側の地震を利用した地盤構造の同定した結果の観測波形と計算波形の比較図を、図16に海溝軸側の地震を利用した地盤構造の同定した結果の観測波形と計算波形を示す。陸側の地震の場合は、観測波形にみられるパルス的な波形や位相はよく一致していることがわかる。一方で、海溝軸側の地震の場合は、観測波形に周期の長い波形がみられ、陸側の地震とは特徴が異なるが、計算波形は比較的よく一致している。

図17に陸側の同定された地盤構造の図面を、図18に海溝軸側の同定された地盤構造の図面を示す。

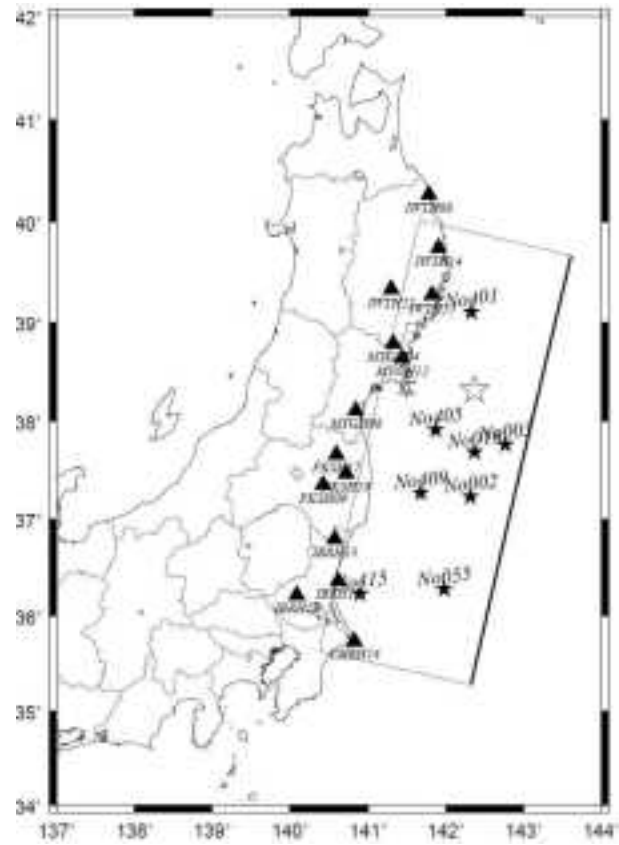


図1.4 波形インバージョン解析で対象となる観測点とグリーン関数の計算のための地盤構造の同定を実施する地震の震央位置

表3 波形インバージョン解析で対象となる観測点とグリーン関数の計算のための地盤構造の同定を実施する地震の対照表

解析対象観測点	陸側	海溝軸側
IBRH12	No415	No055
IBRH18	No415	No055
IBRH19	No415	No055
CHBH14	No415	No055
FKSH09	No409	No018
FKSH17	No409	No018
FKSH19	No409	No018
MYGH04	No404	No018
MYGH08	No405	No018
MYGH12	No405	No018
IWTH08	No401	No003
IWTH14	No401	No018
IWTH22	No401	No018
IWTH23	No401	No018
YMTH01	No405	No002

表4 対象地震の諸元

識別コード	オリジンタイム	震源緯度	震源経度	震源深さ
No002	2002/7/24 5:05	37.232	142.316	30
No003	2002/10/12 19:59	37.765	142.768	29.2
No018	2008/7/22 17:46	37.689	142.369	30.4
No055	2008/5/8 1:16	36.275	141.979	18
No401	2012/3/18 9:36	39.104	142.33	45.5
No405	2010/9/1 16:32	37.914	141.87	42.9
No404	2012/11/22 02:42	38.529	141.815	50.1
No409	2001/4/12 16:01	37.272	141.68	44
No415	2010/11/24 20:09	36.229	140.902	47.1

識別コード	走向	傾斜角	すべり角	Mo	Mw
No002	212	25	99	2.31E+17	5.5
No003	199	16	90	1.82E+17	5.5
No018	209	10	95	8.22E+16	5.2
No055	178	25	62	1.24E+18	6
No401	214	66	103	4.47E+16	5.1
No405	199	19	56	5.76E+16	5.1
No404	189	22	75	3.50E+16	5
No409	198	19	80	5.31E+16	5.1
No415	199	16	89	2.69E+16	4.9

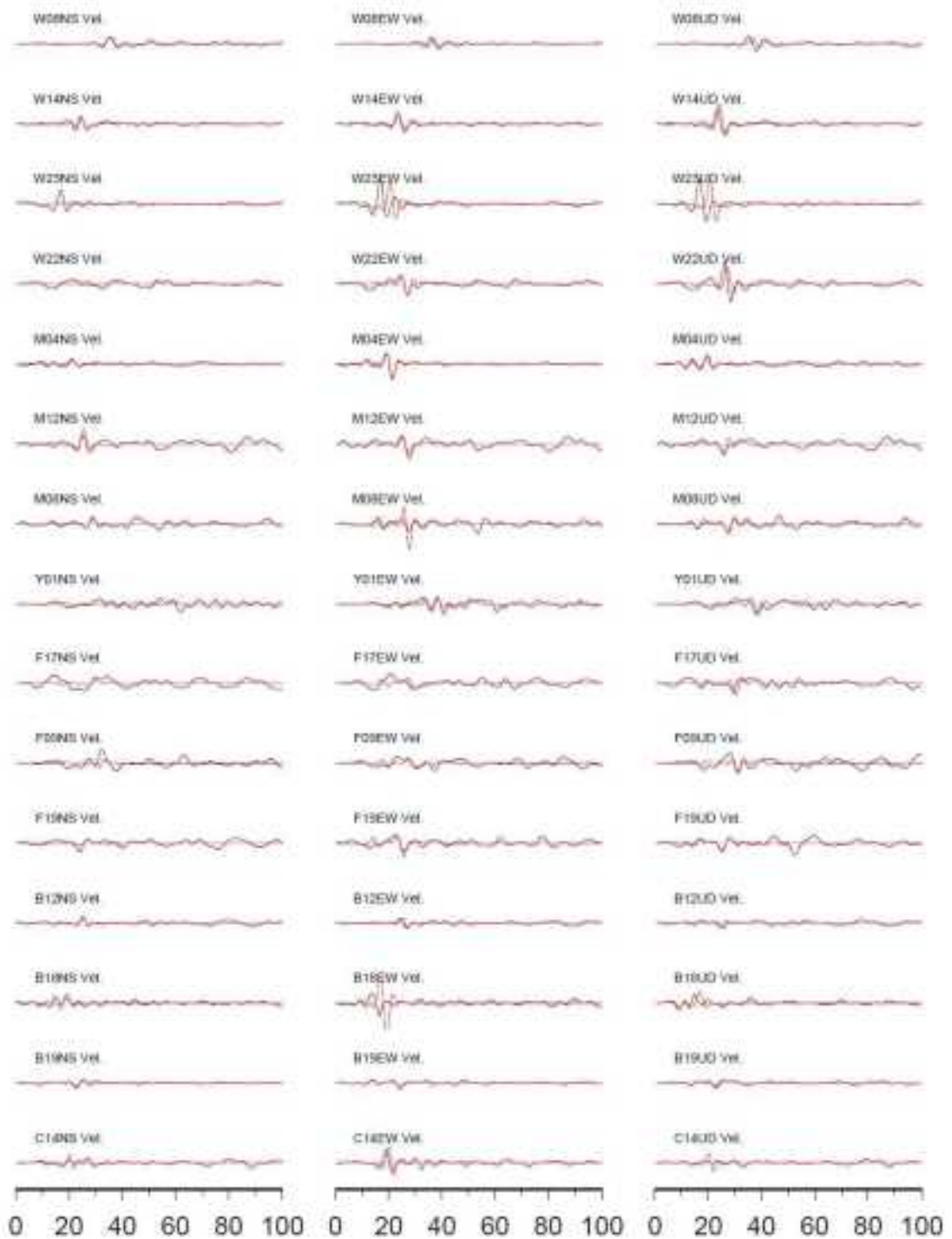


図 1.5 陸側の地震における観測波形（黒）と計算波形（赤）の比較

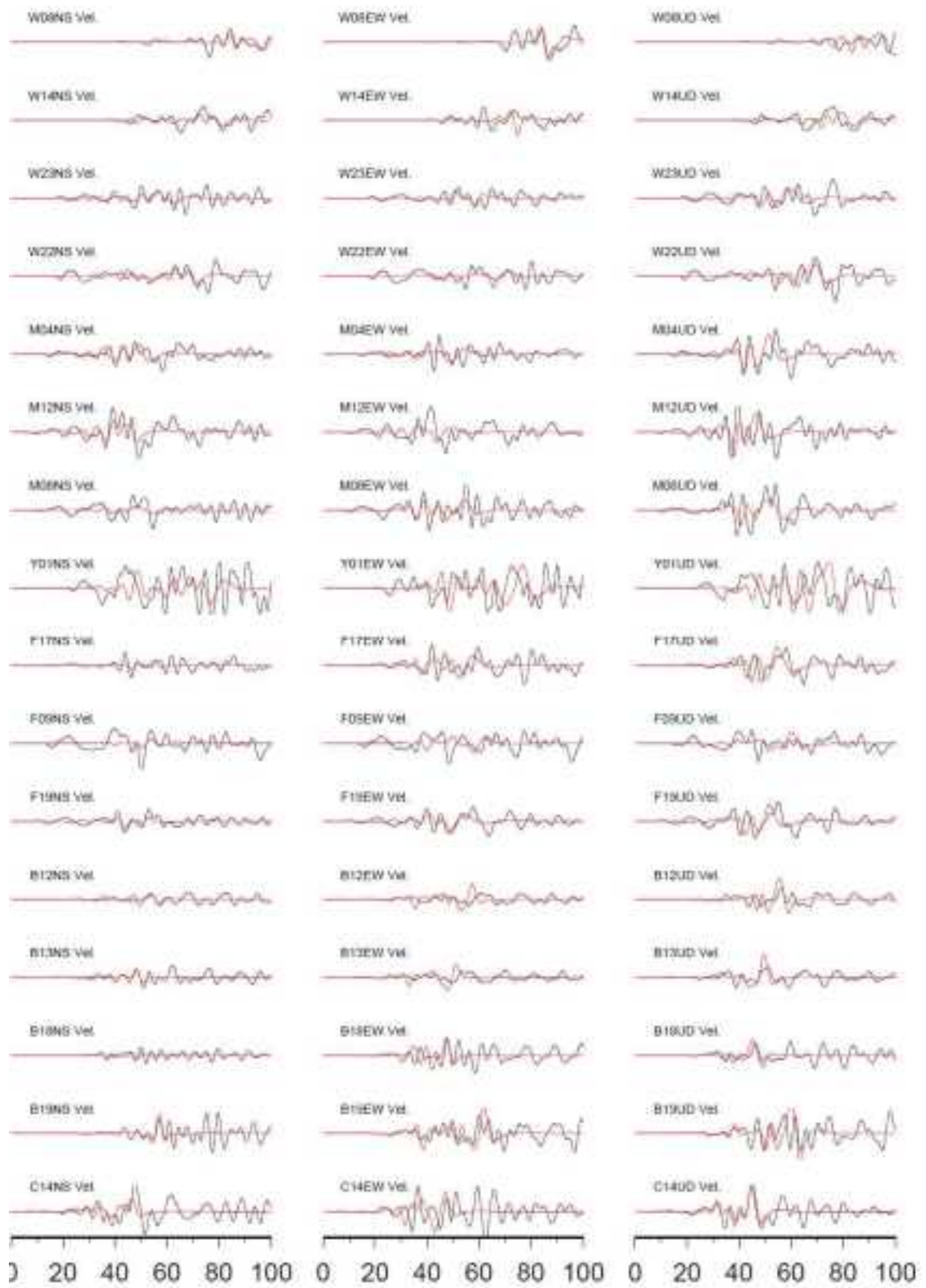


図 1 6 海溝軸側の地震における観測波形（黒）と計算波形（赤）の比較

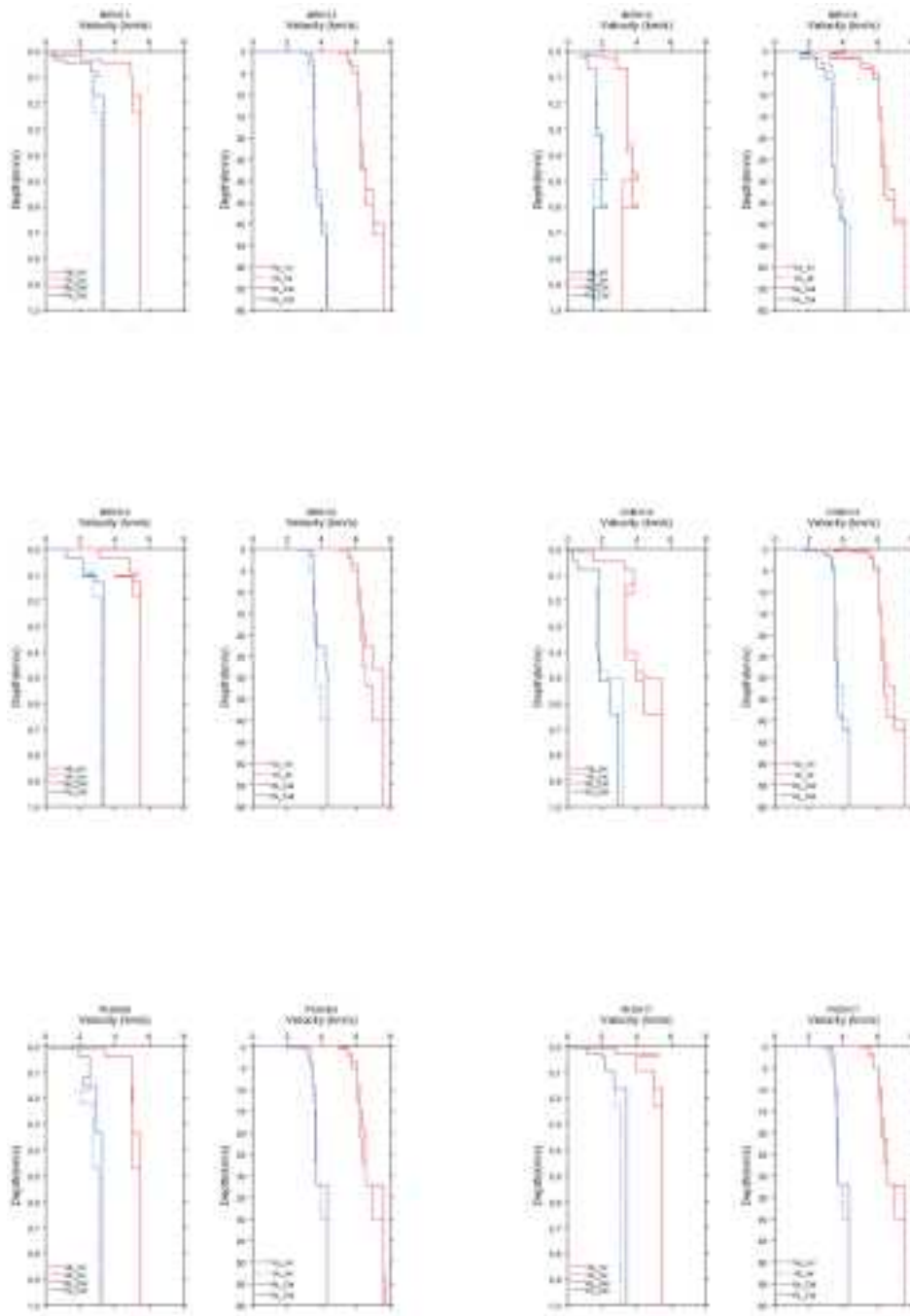


図 1 7 陸側の地震について同定した地盤構造

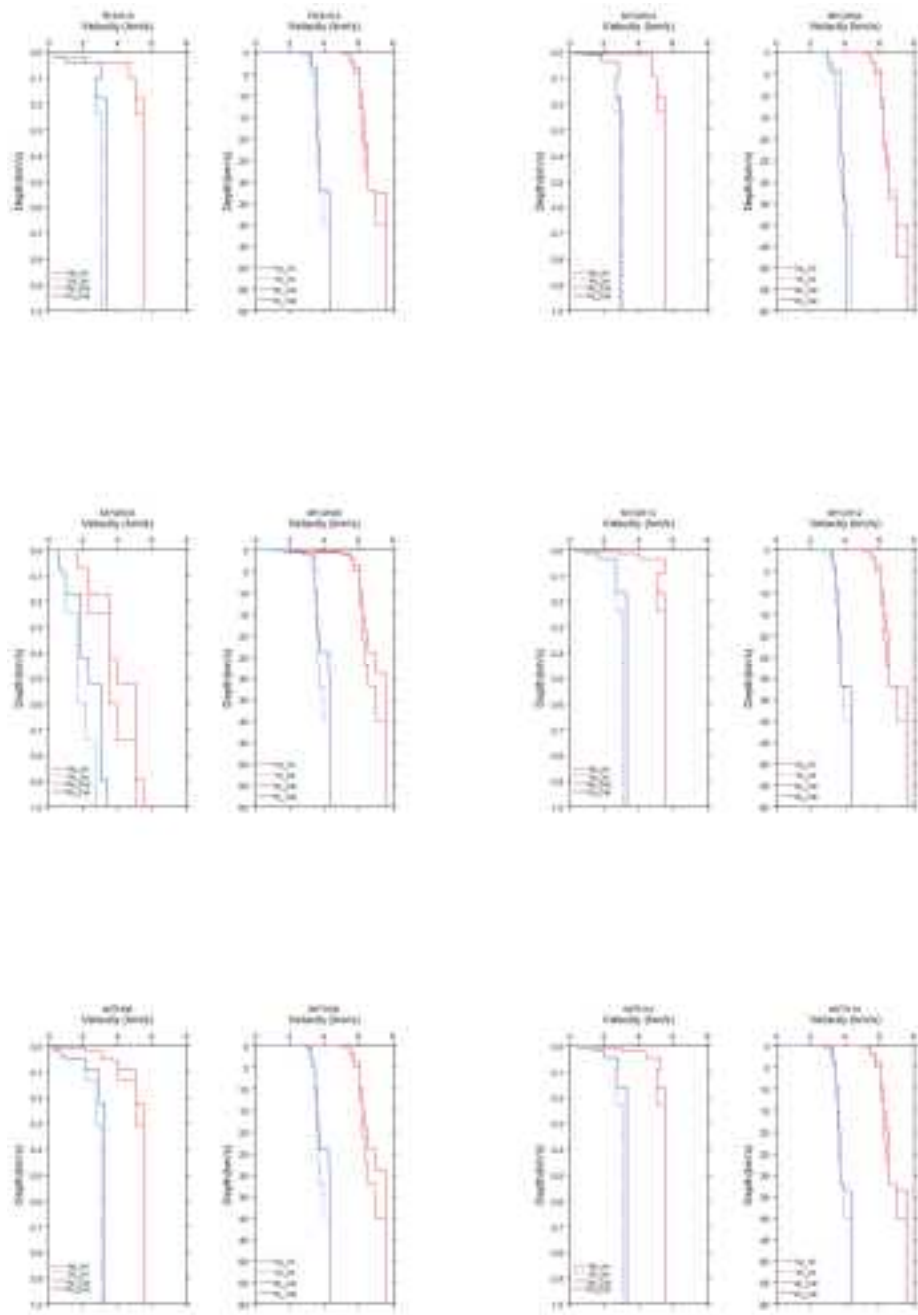


図 1 7 陸側の地震について同定した地盤構造のつづき

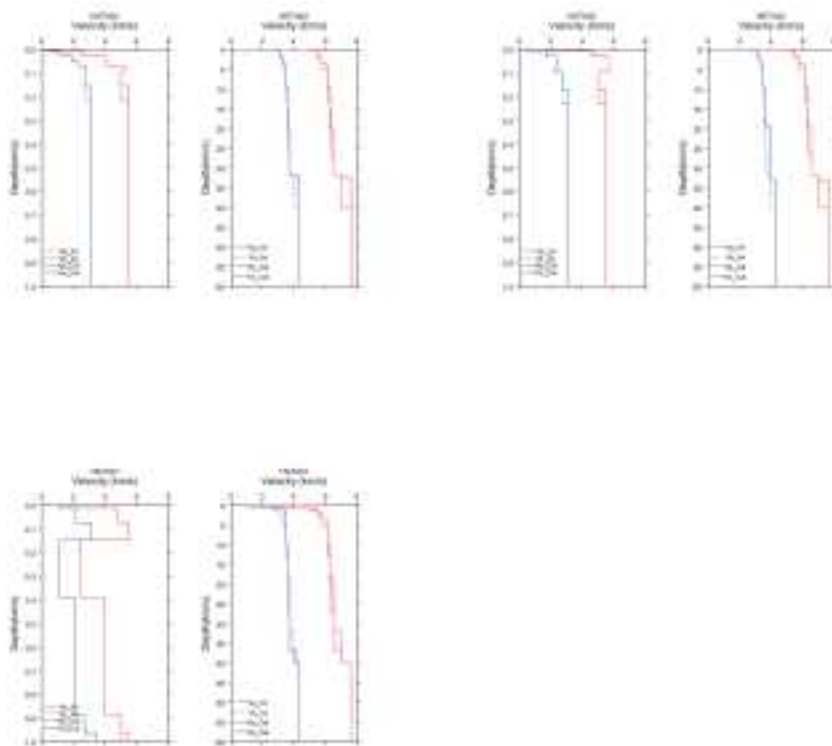


図 1 7 陸側の地震について同定した地盤構造のつづき

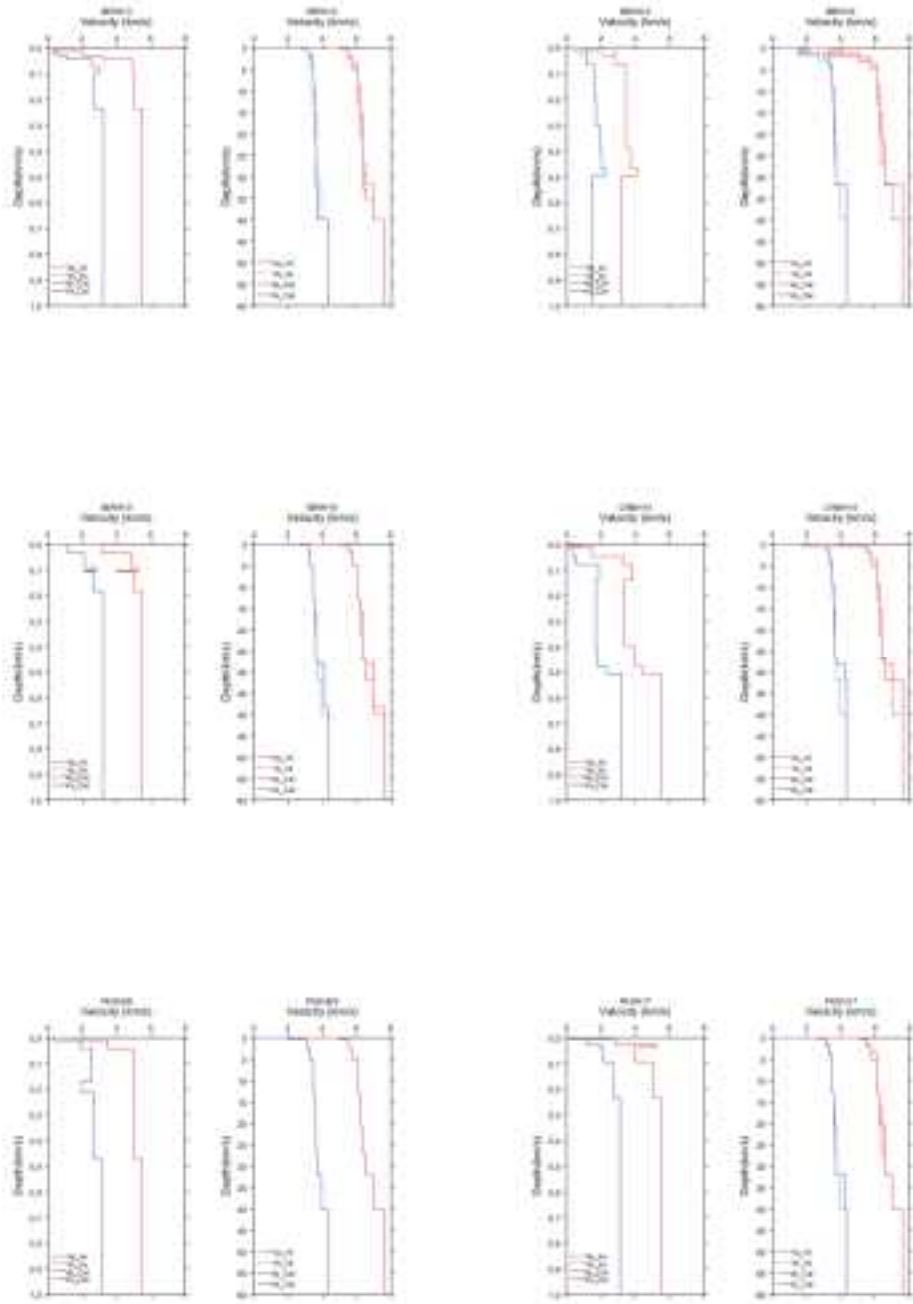


図 1 8 海溝軸側の地震について同定した地盤構造

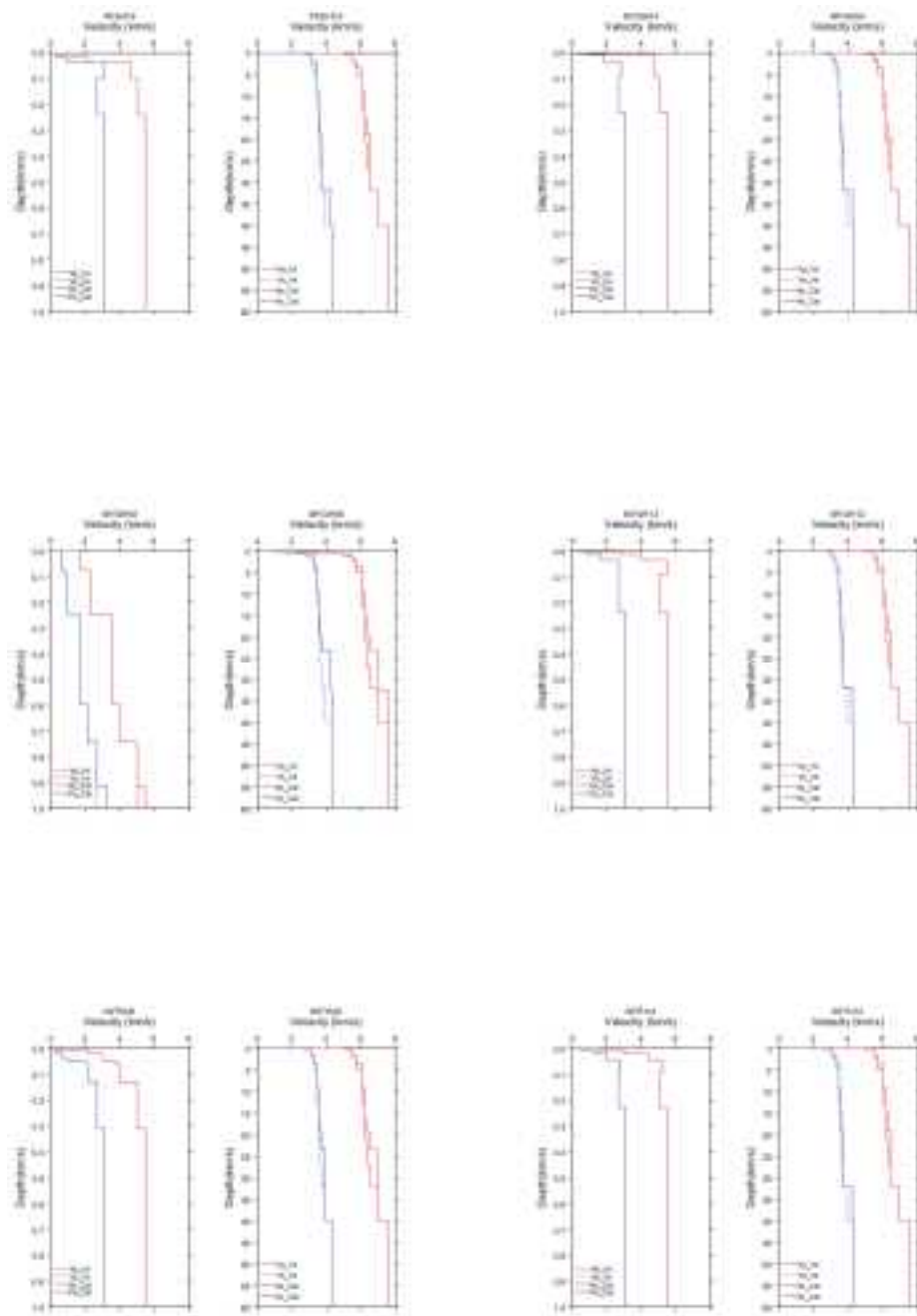


図 1 8 海溝軸側の地震について同定した地盤構造のつづき

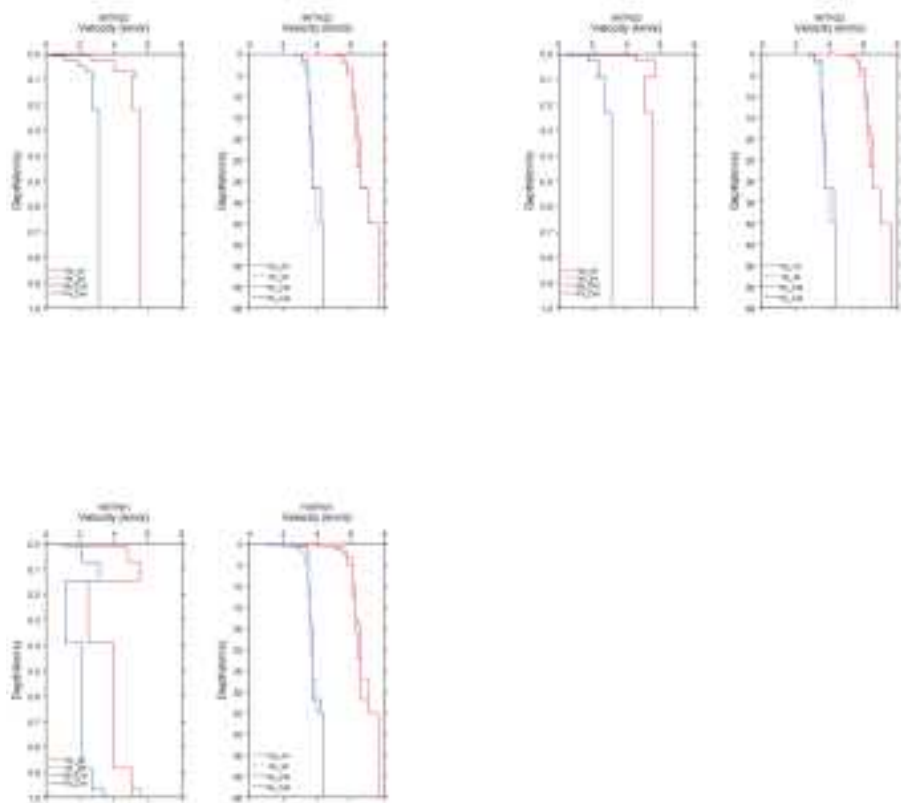


図 1.8 海溝軸側の地震について同定した地盤構造のつづき

●同定した地盤構造の確認

同定した地震構造の確認のため、他の地震の観測波形の再現性の確認を試みた。図 1.7 に使用した地震の震央分布を、表 5 に対象観測点と対象地震のリストを示す。また、表 6 に対象地震の諸元を示す。

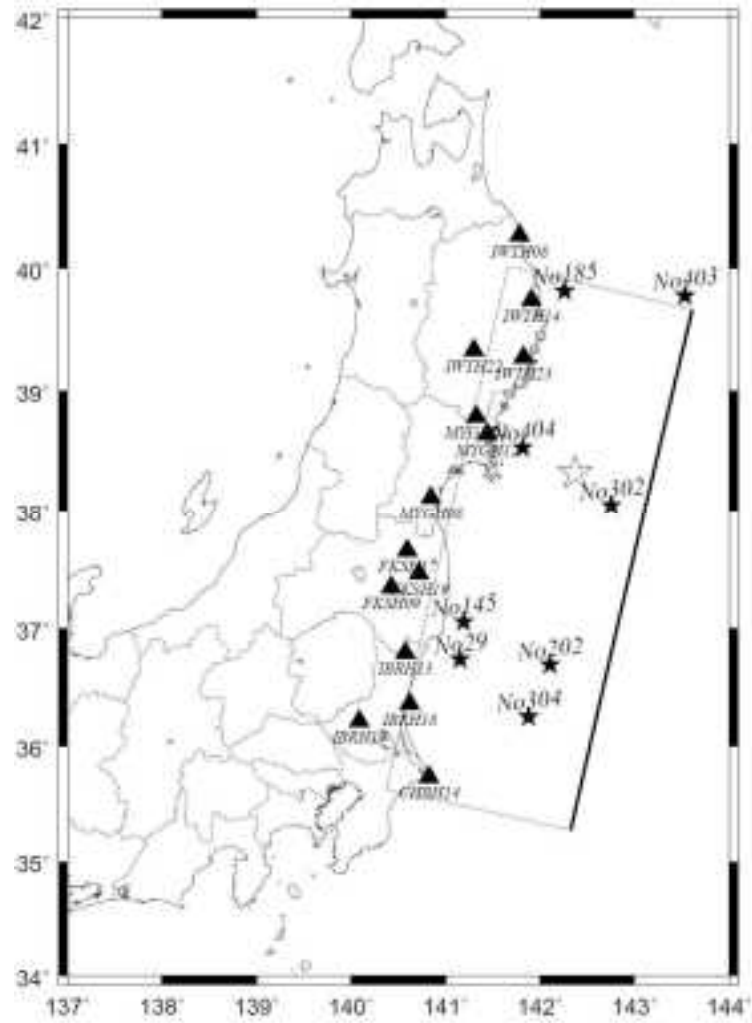


図17 波形インバージョン解析で対象となる観測点とグリーン関数の計算のための地盤構造の同定を実施する地震の震央位置

表5 対象観測点と対象地震のリスト

解析対象観測点	陸側	海溝軸側
IBRH12	No029	No304
IBRH18	No029	No304
IBRH19	No029	No304
CHBH14	-	-
FKSH09	No145	No202
FKSH17	No145	No202
FKSH19	No145	No202
MYGH04	No405	No302
MYGH08	No404	No302
MYGH12	-	No302
IWTH08	No185	No403
IWTH14	No185	No403
IWTH22	No185	No302
IWTH23	No185	No302
YMTH01	No404	No302

表6 対象地震の諸元

識別コード	オリジンタイム	震源緯度	震源経度	震源深さ
No29	2011/4/11 6:35	36.742	141.155	52.7
No145	2012/1/23 20:45	37.06	141.191	51.7
No185	2012/9/18 4:09:31	39.818	142.259	43.2
No202	2012/12/19 3:36	36.696	142.105	35
No302	2004/12/19 19:16	38.046	142.756	29.4
No304	2008/5/7 18:59	36.253	141.881	24
No403	2012/10/2 7:55	39.779	143.534	20
No404	2012/11/22 2:42	38.529	141.815	50.1

識別コード	走向	傾斜角	すべり角	Mo	Mw
No29	181	53	85	4.69E+16	5.1
No145	212	21	100	3.86E+16	5
No185	188	20	78	5.15E+16	5.1
No202	215	23	106	2.83E+16	5.1
No302	211	23	101	9.18E+15	4.7
No304	193	26	88	2.12E+16	5
No403	205	22	89	3.95E+16	5
No404	189	22	75	3.50E+16	5

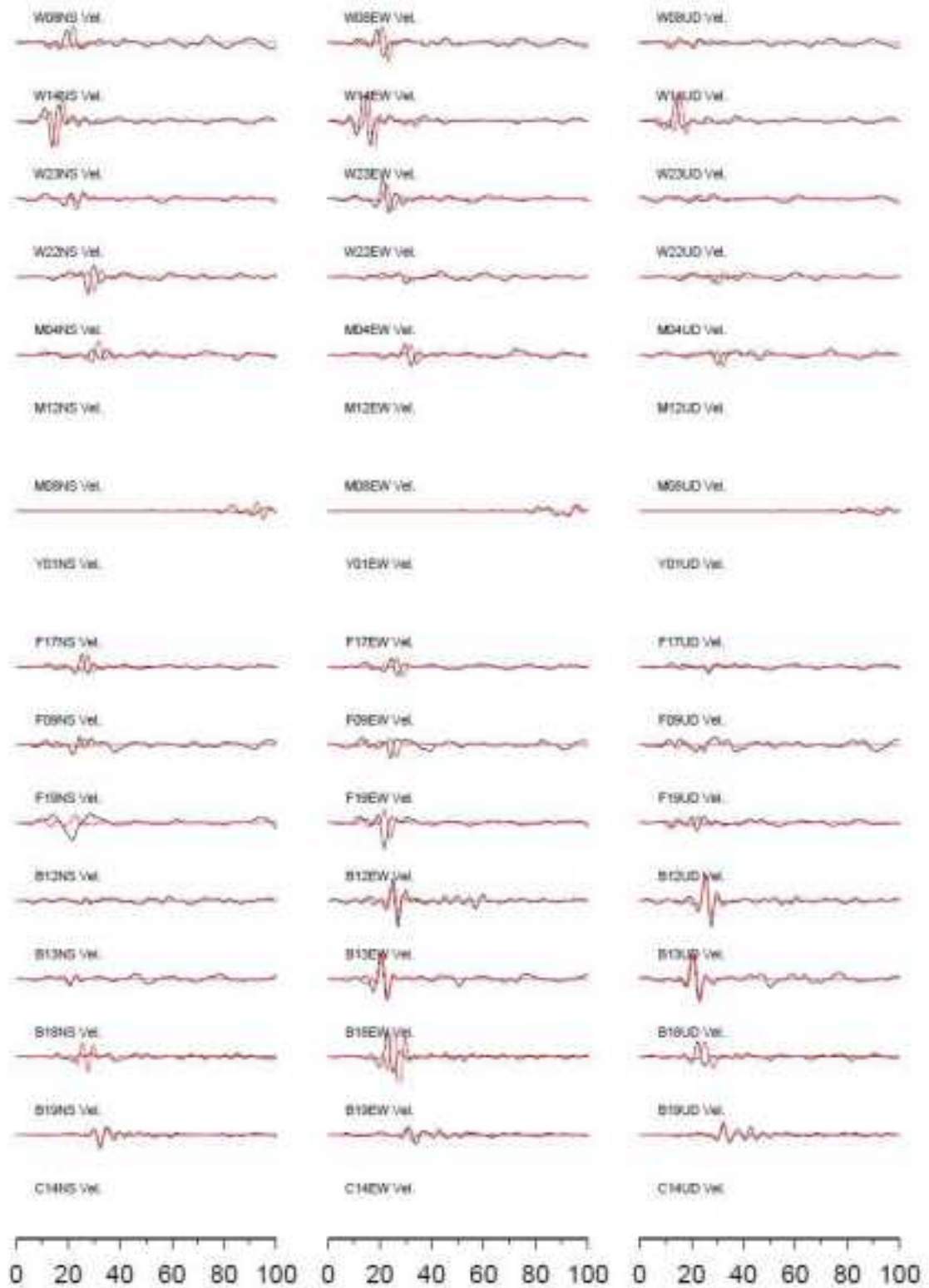


図 1 8 陸側の地震における観測波形（黒）と計算波形（赤）の比較



図 19 海溝軸側の地震における観測波形（黒）と計算波形（赤）の比較

●まとめ

本研究では、2011年東北地方太平洋沖地震を対象として実施される強震動波形インバージョンを精度よく求めるため、断層破壊域内において適切なグリーン関数を推定することを試みた。断層破壊域内の地震に対して、観測波形と理論波形の再現を計算したところ、陸側と海溝軸側でグリーン関数を変える必要があることがわかった。しかしながら、陸側と海溝軸側のどの領域でグリーン関数を変えるべきかは、さらなる検証が必要である。

(b) 得られたグリーン関数の検証

作成した速度構造モデルを用いて、小地震の理論地震動を計算し、波形を観測記録と比較することで、速度構造モデルの妥当性を検討した。なお、小地震と言っても、これは本震の $M9.0$ と比べて小さいという意味である。ここで用いた地震は $Mw6.3\sim7.2$ (F-net) であるから、一般的には中地震～大地震と呼ばれうる地震である。

比較に用いた地震には、周期 100 秒近くまで S/N 比を確保したいため、 M_j が 6.5 以上のものに限定した。また、震源の位置には、グリーン関数で特に問題となることが予想される浅い領域のグリーン関数の妥当性を評価するため、比較的沖合いの、海溝軸に近いものを選択した。これらの条件を満たすような地震はそれほど多くはなく、この計算ではグリーン関数の調整に用いた地震ほど海溝軸寄りの地震は用いていないが、検証用としては十分だろう。選び出した地震を表 2.2.1-7 に、それらの震央位置を図 2.2.1-20 に示す。用いた地震のメカニズム解はいずれも逆断層であった。観測記録には 0.01–0.1 Hz (周期 10–100 秒) のバンドパスフィルターを適用し、1 回積分して速度波形を作成した。なお、地震によっては記録の得られていない観測点がある。

理論波形の計算では、震源の位置やメカニズム解、モーメントには F-net によるものを用いた。震源時間関数にはスムーズランプ関数を用い、記録を説明するようにパルス幅を調整した。理論グリーン関数の計算には、離散化波数法(Bouchon, 1981) と反射・透過係数行列法(Kennett and Kerry, 1979) により点震源の波形を計算して求めた。波形の比較結果を図 2.2.1-21～2.2.1-24 に示す。

宮城沖の地震(図 2.2.1-21)では、震源付近から北側にかけての岩手県～宮城県の観測点で、特に EW 成分の最大振幅が良好に再現されている。これらの観測点では、モデルの違いによる理論波形の差は目立たない。上下動成分も、比較的良好に再現されている。一方、震源の南側に当たる福島県～茨城県の観測点(CHBH14 では記録が得られていない)では、観測波形と理論波形の差が大きい。また、モデルの違いによる波形の差も大きい。

茨城沖の地震(図 2.2.1-22)では、S 波初動部分はある程度観測波形を再現しているものの、震源に近い IBRH18, IBRH19 観測点で、EW 成分と UD 成分に見られる後続波が再現されていない。また、福島以北の観測点においても、特に EW 成分、UD 成分において後続波が再現されていない。福島沖の地震(図 2.2.1-23)では、観測点毎に多少の差異はあるが、NS, EW 成分は比較的良好に再現できている。ただし、上下動成分では、1 周期分程度、理論波形の継続時間が短い。三陸沖の地震(図 2.2.1-24)では、観測記録の得られている観測点が少ないが、やはり理論波形の継続時間がやや短い。

どの地震においても、宮城県から岩手県にかけての本震の断層面の北側の観測点ではどのモデルでも理論波形は観測波形を良好に再現し、茨城県付近の南側の観測点ではモデル毎の波形の差がやや大きい。しかし、観測波形との比較においては、それほど明瞭に差がある状況ではない。いずれの観測点においても S-P 時間は理論と観測で差は小さい。差が

見られる波は表面波であると考えられる。

速度構造モデルの改良で用いた地震波の周期帯域は、用いることのできた地震の M がそれほど大きくなかったことから、長周期側の S/N 比があまり良くないために、周期 1~20 秒を対象としている。これは、この検証で用いた周期帯域よりも短周期側である。小さな地震では、長周期の表面波があまり励起されないため、長周期側の表面波に対する調整が不足している可能性がある。ただし、特に海溝軸沿いで M の大きな地震は少なく、データが得られていないため、現実的にこれ以上の改良ができるかどうかは、さらに検討が必要である。

表 2.2.1-7 解析対象とした地震. 震源位置やメカニズム解は F-net による.

Origin Time	Lat.	Long.	Dep.(JMA)	Mj	Strike	Dip	Rake	M0 (Nm)	Depth (F-net)
2011/3/9 11:45:12.97	38.3285	143.2798	8.28	7.3	27;186	69;23	98;70	7.97e+19	23
2008/5/8 01:45:18.77	36.2282	141.6077	50.57	7.0	18;216	68;24	83;107	1.97e+19	35
2008/7/19 11:39:28.69	37.5208	142.2645	31.55	6.9	24;234	72;20	80;119	2.39e+19	35
2011/3/22 18:44:25.48	39.9193	143.6610	0.35	6.5	38;156	67;42	126;36	3.01e+18	11

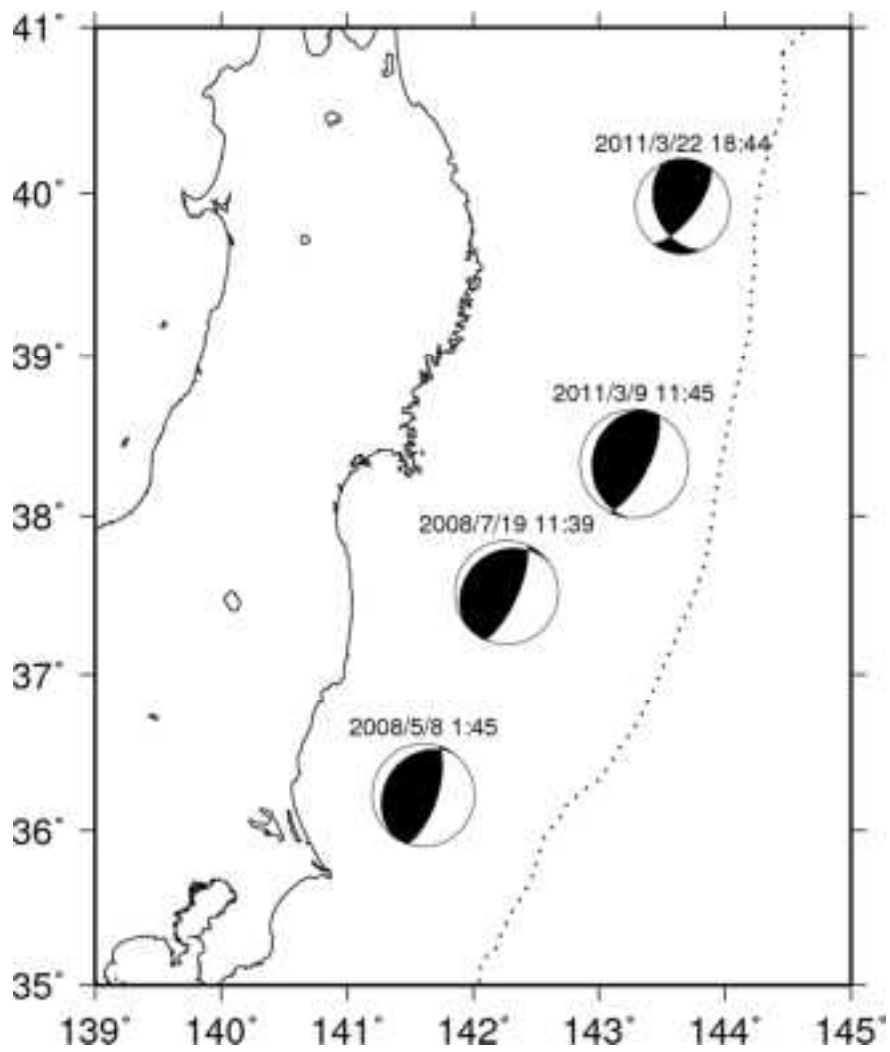


図 2.2.1-20 解析に用いた地震の震央位置とメカニズム解. 震央位置, メカニズム解は F-net による. 点線は海溝軸(Bird, 2003) を示す.



図 2.2.1-21 宮城沖で 2011/3/9 11:45 に発生した地震のシミュレーション。各波形は、黒が観測速度記録，赤は上から初期モデル，陸側モデル，海溝側モデルでの理論速度波形。

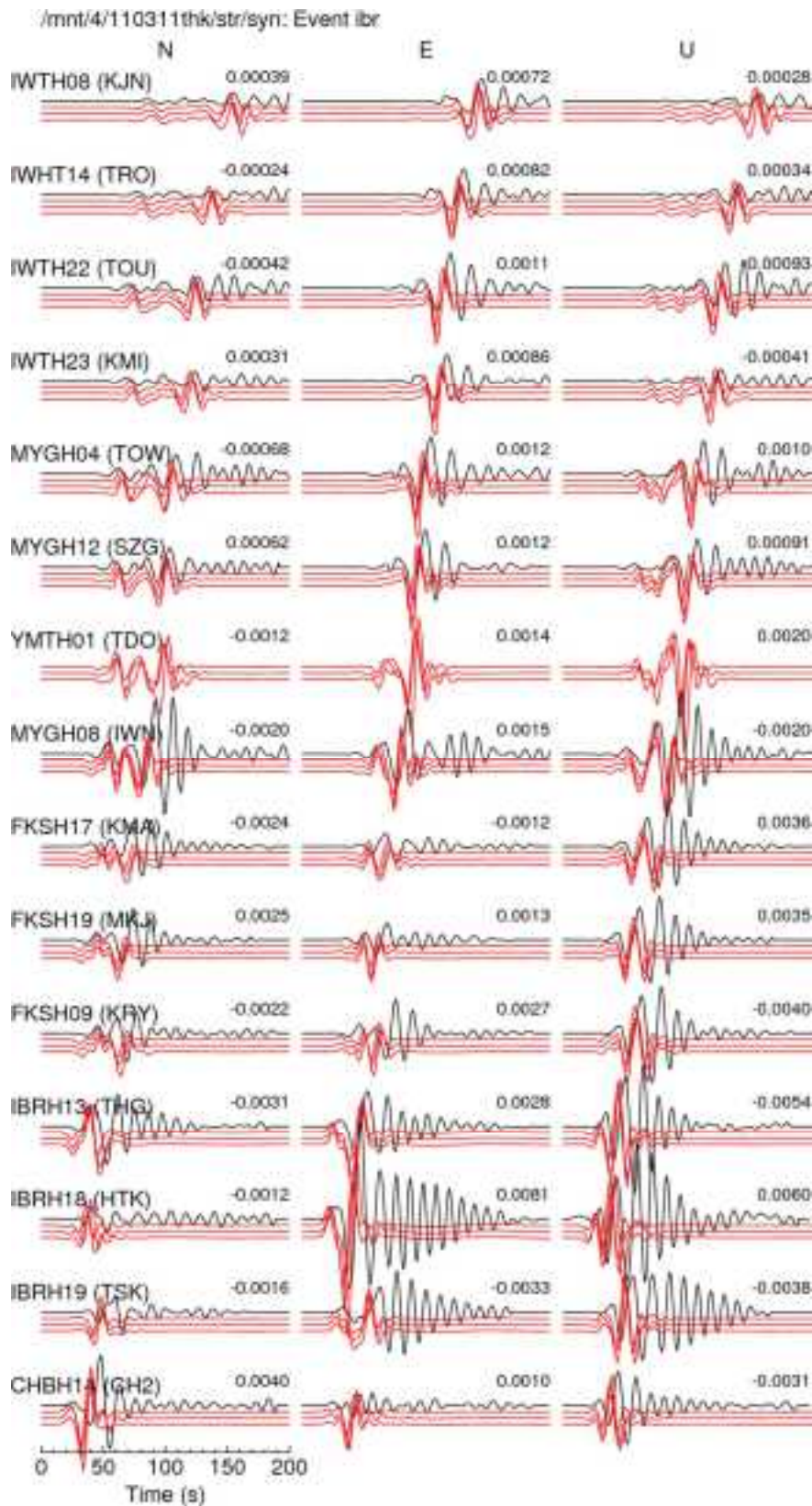


図 2.2.1-22 茨城沖で 2008/5/8 01:45 に発生した地震のシミュレーション。各波形は、黒が観測速度記録，赤は上から初期モデル，陸側モデル，海溝側モデルでの理論速度波形。

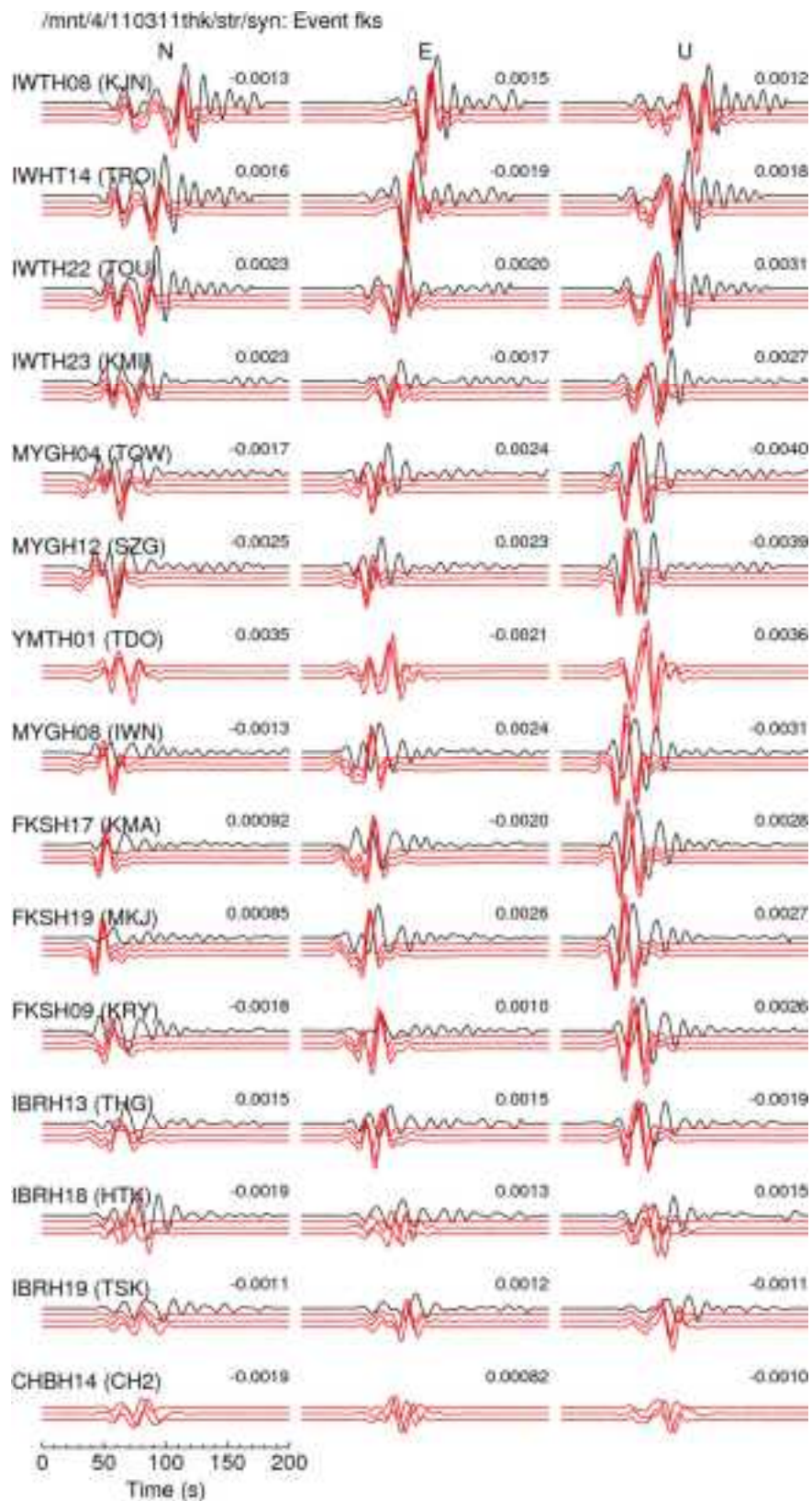


図 2.2.1-23 福島沖で 2008/7/19 11:39 に発生した地震のシミュレーション。各波形は、黒が観測速度記録，赤は上から初期モデル，陸側モデル，海溝側モデルでの理論速度波形。



図 2.2.1-24 三陸はるか沖で 2011/3/22 18:44 に発生した地震のシミュレーション。各波形は、黒が観測速度記録，赤は上から初期モデル，陸側モデル，海溝側モデルでの理論速度波形。

(c) まとめ

改良したグリーン関数を用いて、小地震の波形を計算し、観測記録と比較した。比較的短周期成分を使っても決められる S-P 時間は良好に再現できた。福島県から茨城県にかけての観測点では長周期成分の表面波の一致は余り良くない結果となったものの、宮城県から岩手県にかけての観測点では、中地震のシミュレーションでも比較的良好的な結果を得た。

2.2.1.3 震源モデルの推定手法

前節までで改良した速度構造モデルを用いてグリーン関数を計算し、それを用いて震源モデルを推定する。今回の震源モデルでは、以前の周期 20 秒以上を対象としていた解析から、周期 10 秒以上のより短周期域までを対象として解析する。

理論グリーン関数の計算には、離散化波数法(Bouchon, 1981) と反射・透過係数行列法(Kennett and Kerry, 1979) により点震源の波形を計算して求めた。逆解析にはマルチタイムウィンドウインバージョン法(Hartzell and Heaton, 1983) を用いた。理論波形は断層面を時空間的に離散化して計算した。断層面を 20 km×20 km の大きさの小断層で走向方向に 25 個、傾斜方向に 10 個の計 250 個に分割し小断層をならべ、時間方向には破壊開始時刻から一定の速度 V_{FT} で広がる同心円が到達した時刻から一定間隔 4.5 秒でパルス幅 9 秒のスムーズドランプ関数を N 個 (15~22 個) 並べて表現した。この V_{FT} と N にはいくつかのケースを設定した。なお、解析対象周期を 20~200 秒とする解析の時には、パルス幅 16 秒のスムーズドランプ関数を 8 秒間隔で 10 個並べて表現した。今回の解析では、原則としては、平滑化係数 λ の設定に ABIC 最小のものを選ぶ。ただし、後述するように、この地震の震源モデルを東北地方の強震記録だけから求めようとした場合、ABIC はかなり強い平滑化を選択するので、場合によっては ABIC 最小以外の他の結果も検討する。

解析の対象とした観測記録には、KiK-net の地中記録を用いた。観測地中記録を、必要に応じて座標変換した後、周期 10–100 秒、又は周期 20–200 秒のバンドパスフィルターを適用し、1 回積分して速度波形を作成した。作成した速度波形の P 波到達から 250 秒間を切り出し、解析に用いた。前節で地下構造モデルをチューニングした観測点は 15 点であるが、その他に比較のため 13 点のデータも使用して検討した。後述するように、後から加えた 13 点では Wu et al. (2008, 2009) の地下構造モデルをそのまま使用した。

2.2.1.4 解析ケース毎の結果

以前の解析から、解析仕様を大幅に変更したので、順に検討した。検討した要素について、記号を付す。

まず、グリーン関数については、Wu et al. (2008, 2009)による地下構造モデルから計算したもの(G0)と、今回チューニングしたものをを用いたもの(G1)で比較した。解析する周期は、最終的には10–100 秒(B1) であるが、Yoshida et al. (2011)と比較のため、20–200 秒(B2)でも計算した。タイムウィンドウの数(時間長) N は15, 18, 22とした。小断層毎の最大すべり時間長に換算すると、それぞれ72, 85.5, 103.5秒である。バンドB2に対しては、Nを10とし、小断層毎の最大すべり時間長を88秒とした。タイムウィンドウの広がる速さ V_{FT} は、2.8 km/s (V2.8)と3.2 km/s (V3.2)の2通りを検討した。

解析に使用した観測点数は、調整した15観測点と、調整していない13点を加えた28観測点で比較した。後述のように、28観測点を使った解析では、Wu et al. (2008, 2009)のモデルでの解析のみを行った。以上の検討対象とした要素を表2.2.1-8にまとめる。ただし、すべての組み合わせについて検討したわけではない。

表 2.2.1-8 震源モデルの逆解析の構築で検討した要素. 括弧内はそれぞれのケースの記号を示す.

要素	ケース
グリーン関数	G0, G1
タイムウィンドウ数	10 (N10), 15 (N15), 18 (N18), 22 (N22)
解析帯域	10–100 秒(B1), 20–200 秒(B2)
タイムウィンドウの広がる速さ V_{FT}	2.8 km/s (V2.8), 3.2 km/s (V3.2)
観測点数	15 (S15), 28 (S28)

(a) 基本ケース

まず, Yoshida et al. (2011) の解析条件に近い, G0, N10, B2, V2.8, S28 の結果を検討する (表 2.2.1-9). Yoshida et al. (2011) との解析条件の差は, 使用した観測点数 (2011 年の解析では 38 点), 格子間隔 (同 12 km×12 km), VFT (同 2.5 km/s) である. 今回の解析条件での ABIC 最小のモデル (図 2.2.1-25) では, 非常に平滑化が強いものが選ばれ, 震源の微細なすべり分布などが再現されていない. また, M_0 は 2.3×10^{22} Nm であり, 他の多くの研究結果では $4 \sim 5 \times 10^{22}$ Nm であることを考慮するとやや小さい. ただし, この様なモデルでも, 理論波形は観測波形の長周期成分を再現している (図 2.2.1-26). モーメントが概ね 4×10^{22} Nm 程度になるよう平滑化を緩めたモデル (図 2.2.1-9 の平滑化係数 $\lambda = 0.02$) では, 海溝沿いに 30 m 以上の大きなすべりが見られ, また, 破壊開始点の深部に最大モーメントレートの大きな領域が見られるなど, Yoshida et al. (2011) で指摘したような特徴は再現されている. また, 理論波形は観測波形をほぼ完全に説明している (図 2.2.1-27).

Yoshida et al. (2011) では平滑化係数を津波インバージョン (e.g. Fujii et al., 2011) などから調べられたすべり量と対応させて設定したが, そのような解は, ABIC 最小ではないと考えられる. λ を小さくすると, 特に海溝沿いでのすべり量が大きく変化することから, 地震動だけからはすべり量を必ずしも拘束できていないことが予想される. 逆に言えば, 海溝沿いの浅い部分は, 地震動に大きな影響を与えていないことが推測される.

表 2.2.1-9 G0, S28, N10, B2, V2.8 の場合の解析結果をまとめたもの。平滑化係数 λ を変化させた場合の解の変化を示す。

λ	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.02	3.922E+2 2 Nm	9.00	473777.03		
0.05	3.310E+2 2 Nm	8.95	457116.69		
0.10	2.907E+2 2 Nm	8.91	445708.81		
0.20	2.599E+2 2 Nm	8.88	435671.81		
0.50	2.396E+2 2 Nm	8.85	423565.25		

表 2.2.1-9 (続き)

λ	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.70	2.338E+2 2 Nm	8.85	419930.22		
1.00	2.300E+2 2 Nm	8.84	417440.94		
1.4	2.297E+2 2 Nm	8.84	417013.91		
2.00	2.326E+2 2 Nm	8.84	419012.44		
5.00	2.382E+2 2 Nm	8.85	434187.25		

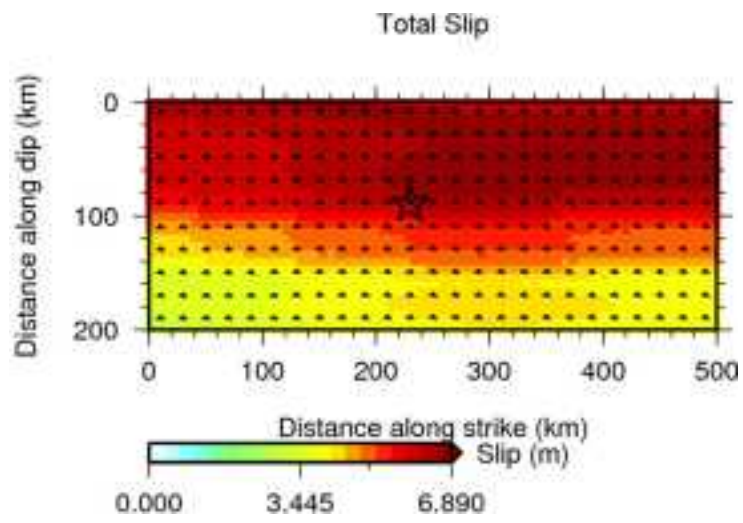


図 2.2.1-25 S28, N10, B2, V2.8 による最終すべり量分布, 最大モーメントレート密度分布, 最大すべり速度分布.

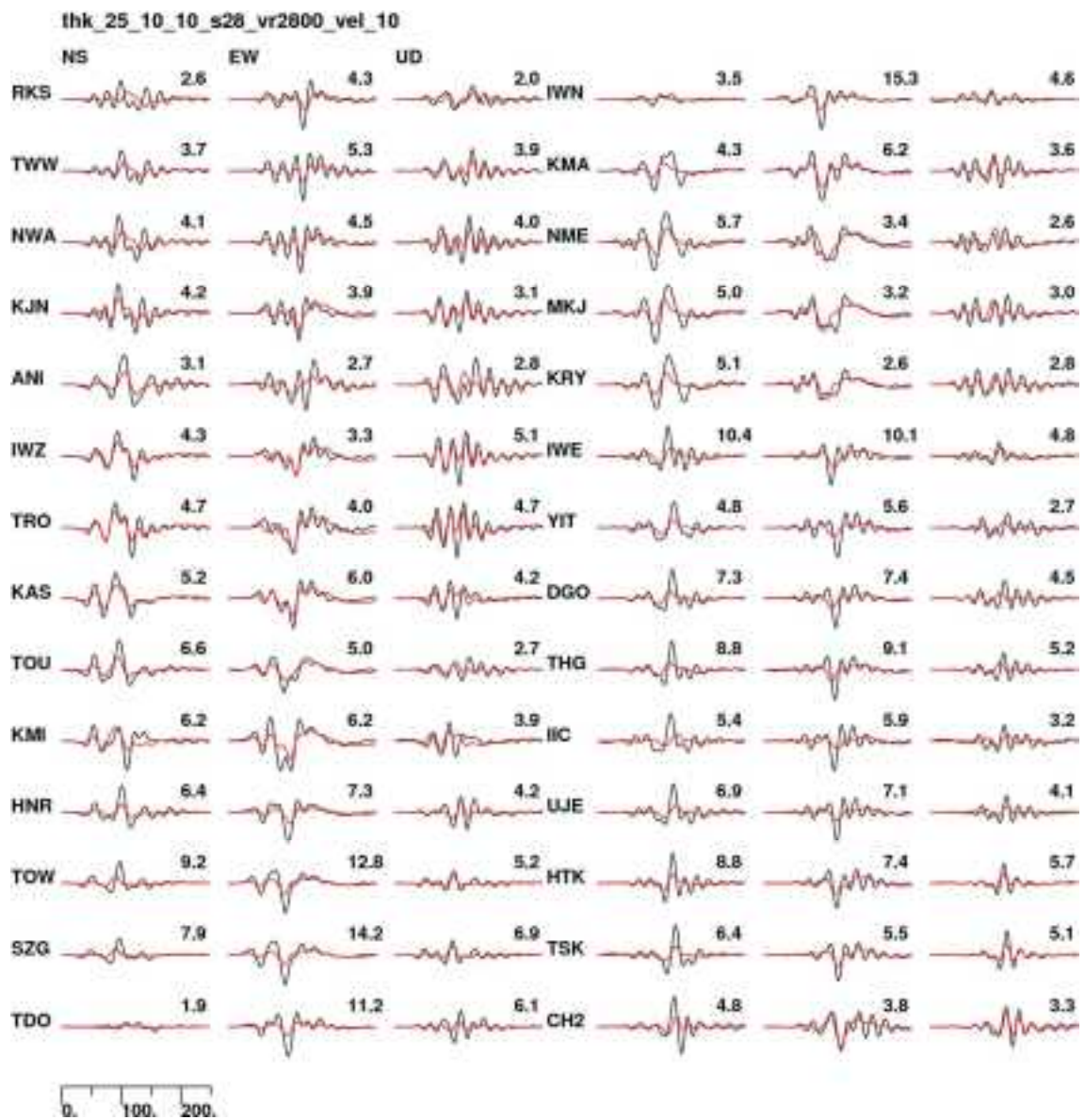


図 2.2.1-26 S28, N10, B2, V2.8 による観測波形と速度波形の比較. 観測点名は 3 文字コードで表示している. また, 右肩の数字は観測波形の最大振幅を示す. 波形は観測点毎に最大値で振幅を正規化している.

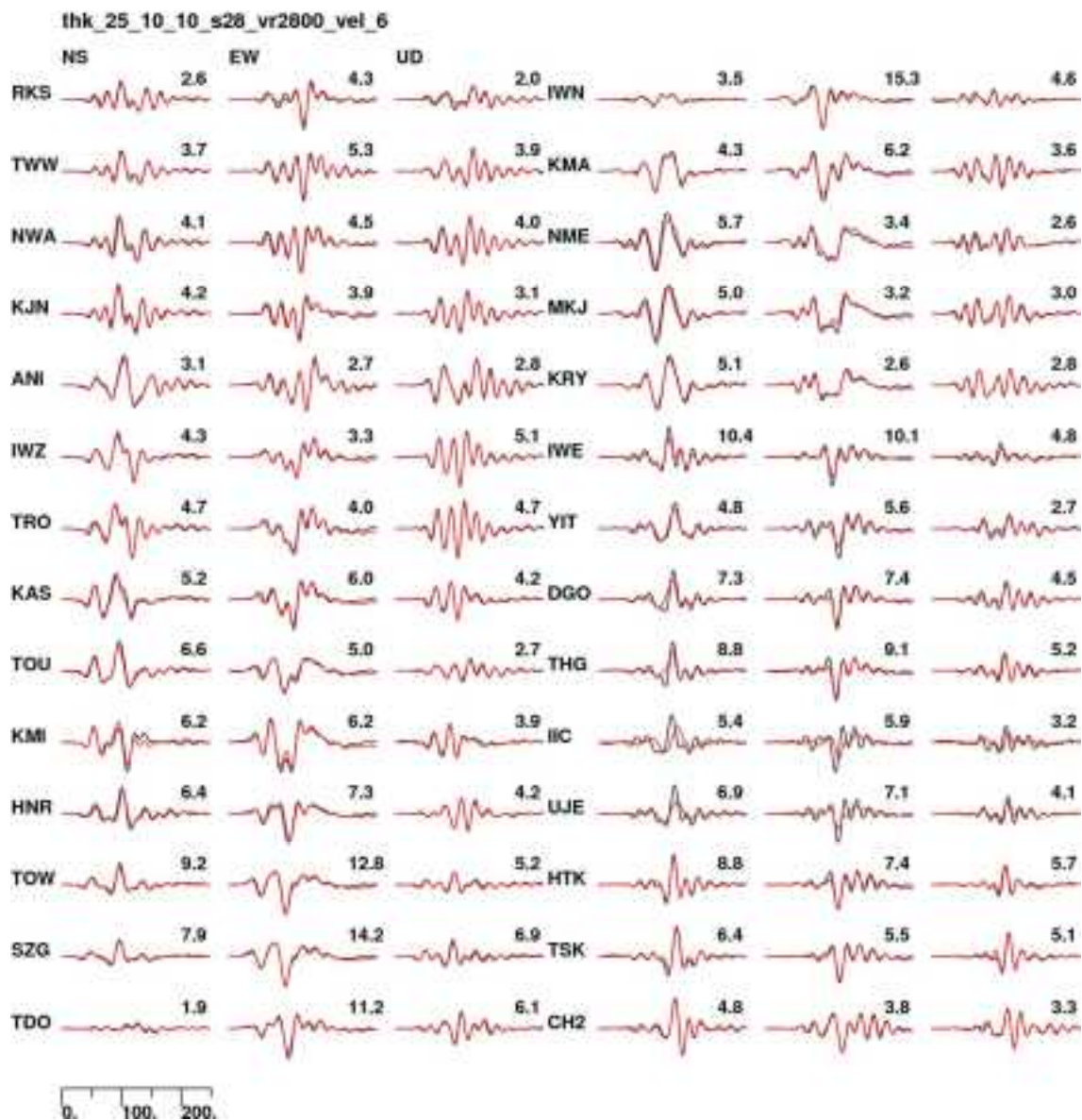


図 2.2.1-27 S28, N10, B2, V2.8 のケースの内、モーメントが 4×10^{22} Nm 程度になるケースの観測波形と速度波形の比較。観測点名は 3 文字コードで表示している。また、右肩の数字は観測波形の最大振幅を示す。波形は観測点毎に最大値で振幅を正規化している。

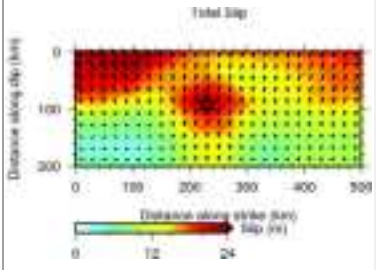
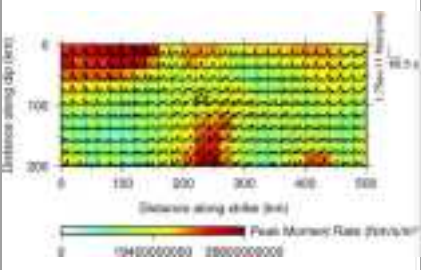
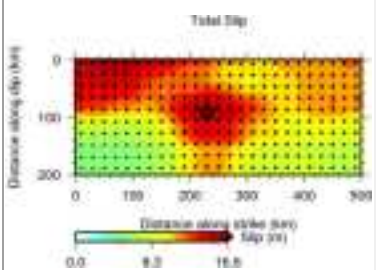
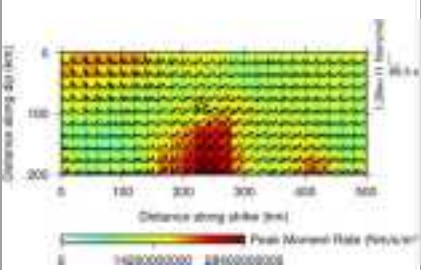
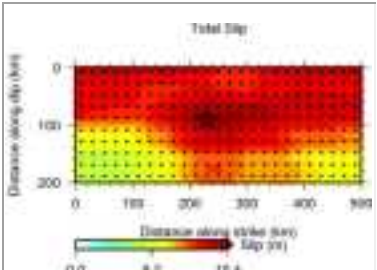
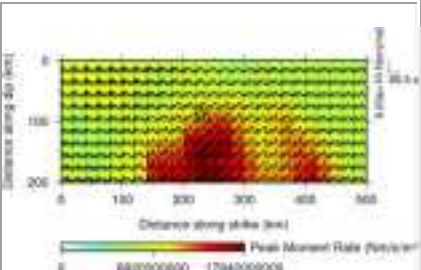
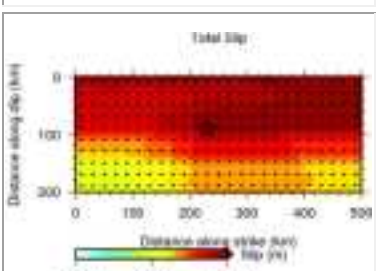
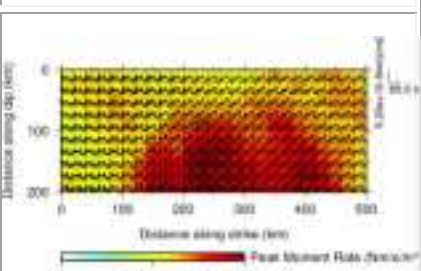
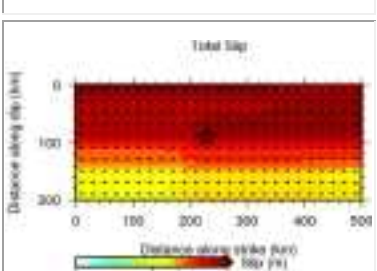
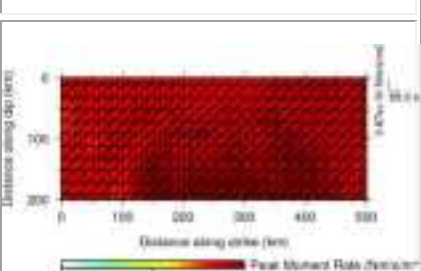
(b) 解析対象周期による差

解析対象周期を 20–200 秒(B2)から 10–100 秒(B1) とした, G0, N18, B1, V2.8, S28 での結果を検討する (図 2.2.1-10). ABIC 最小のモデルとしては, やはり極めて強く平滑化されたモデルが選択されている ($\lambda = 2.0$). ケース B2 とケース B1(表 2.2.1-9) の比較では, ABIC 最小のモデルではどちらも非常に平滑化が強いものが選ばれている. モーメントはそれぞれ 2.3×10^{22} Nm と 2.6×10^{22} Nm とほぼ同じ値が得られ, このレベルでは大差がない. このモデルでの理論波形と観測波形の比較では, 細かな波形のパルスは再現されていないが, 長周期のトレンドは再現しているようである (図 2.2.1-28).

平滑化を緩めると, 破壊開始点付近の大きなすべり量に加え, 海溝沿いで最終すべり量が大きなモデルが得られる(表 2.2.1-10 の $\lambda = 0.1$ 程度を参照). この海溝沿いのすべりは, タイムウィンドウの終わりの方で大きなすべり速度を示している. タイムウィンドウ数を 18 個から 22 個に増やした場合 (表 2.2.1-11) では, ABIC 最小のパターンは 18 個の場合とほぼ同じである. 破壊開始点付近で 20 m 程度滑るモデル同士 (N18 では $\lambda = 0.1$, N22 では $\lambda = 0.05$) で比較すると, ケース N22 のモーメントがかなり大きくなる. これについては後述する.

表 2.2.1-10 G0, S28, N18, B1, V2.8 の場合の解析結果をまとめたもの。平滑化係数 λ を変化させた場合の解の変化を示す。

λ	M_0	M w	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.005	1.190E+2 3 Nm	9. 32	680942.88		
0.01	1.016E+2 3 Nm	9. 27	657616.25		
0.02	8.453E+2 2 Nm	9. 22	634245.50		
0.05	6.506E+2 2 Nm	9. 14	603592.75		

λ	M_0	M_w	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.10	5.306E+2 2 Nm	9.08	581593.56		
0.20	4.340E+2 2 Nm	9.02	562233.81		
0.50	3.346E+2 2 Nm	8.95	541886.38		
1.00	2.776E+2 2 Nm	8.90	531430.50		
2.00	2.566E+2 2 Nm	8.87	526418.56		

λ	M_o	M_w	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
5.00	2.502E+2 2 Nm	8. 87	531174.31		

表 2.2.1-11 G0, S28, N22, B1, V2.8 の場合の解析結果をまとめたもの。平滑化係数 λ を変化させた場合の解の変化を示す。

λ	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.005	1.558E+2 3 Nm	9.39	768447.00		
0.01	1.311E+2 3 Nm	9.35	739947.75		
0.02	1.084E+2 3 Nm	9.29	711404.25		
0.05	8.270E+2 2 Nm	9.21	673999.00		
0.10	6.730E+2 2 Nm	9.15	647181.38		

λ	M_0	M_w	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.20	5.616E+2 2 Nm	9.10	623529 25		
0.50	4.484E+2 2 Nm	9.03	598332 88		
1.00	3.777E+2 2 Nm	8.98	585348 25		
2.000	3.329E+2 2 Nm	8.95	579831 88		
5.000	3.108E+2 2 Nm	8.93	586425 75		

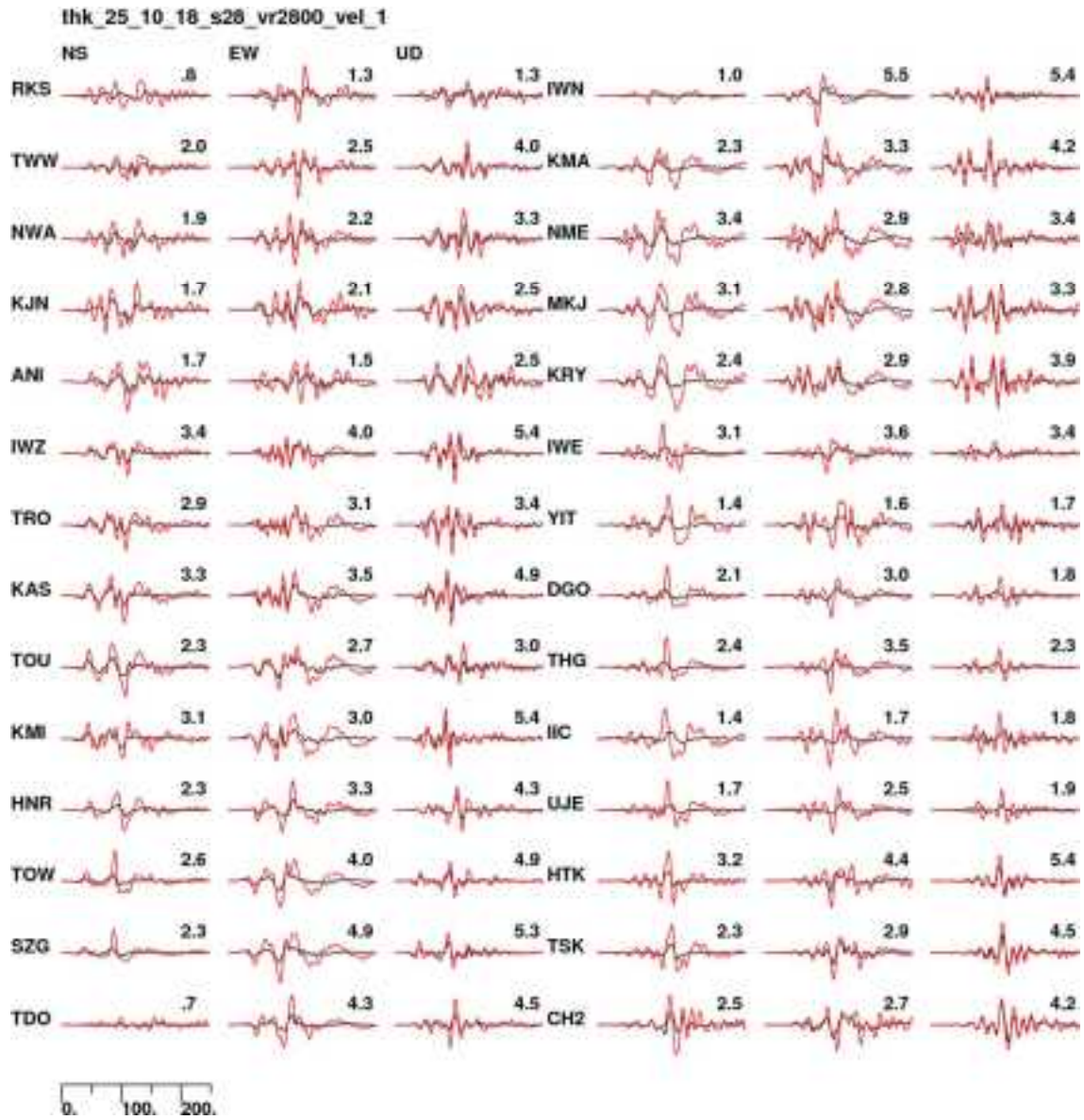


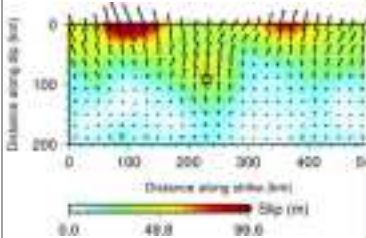
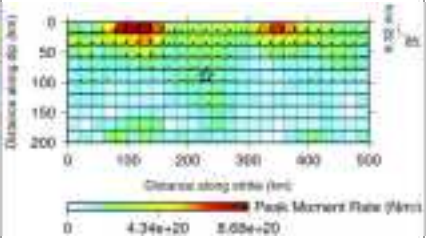
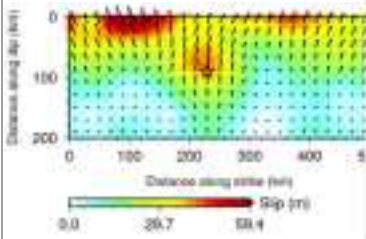
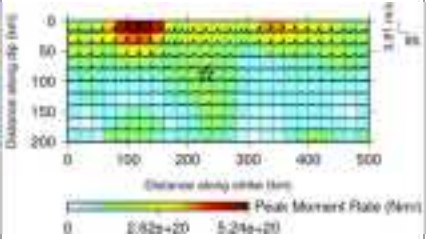
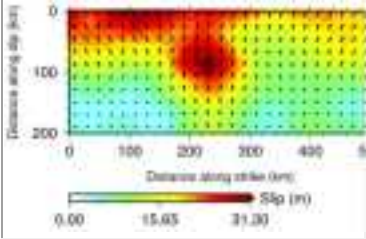
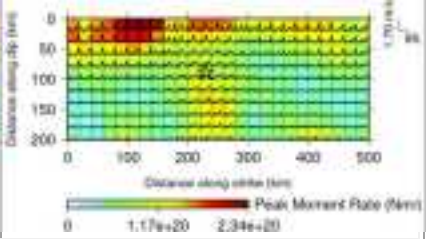
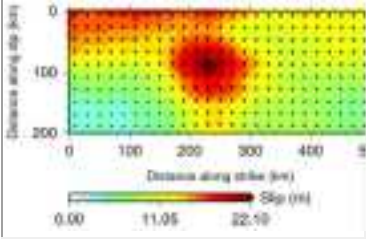
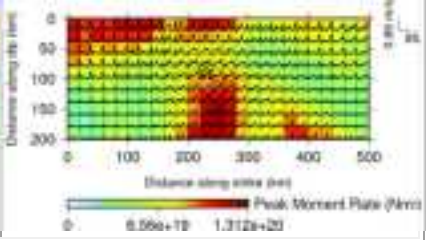
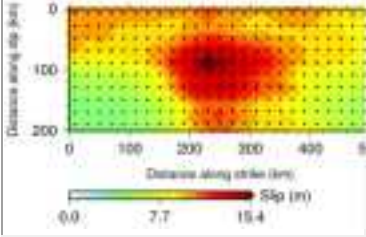
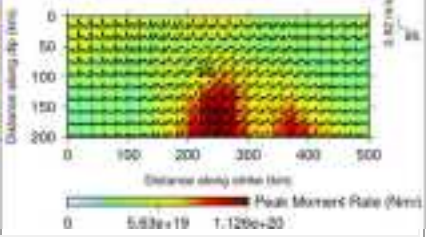
図 2.2.1-28 G0, S28, N18, B1, V2.8 の ABIC 最小ケースの観測波形と速度波形の比較。観測点名は 3 文字コードで表示している。また、右肩の数字は観測波形の最大振幅を示す。波形は観測点毎に最大値で振幅を正規化している。

(c) 観測点数・タイムウィンドウ数

速度構造モデルを調整した観測点は15点であったので、観測点数を28点から15点に減少させることの影響を評価するため、観測点数15点での結果をタイムウィンドウ数18個(N18, 表 2.2.1-12)と22個(N22, 表 2.2.1-13)で検討する。N22, N18 どちらのケースにおいても、ABIC 最小のモデルでは極めて強い平滑化がかかっている。観測点数の多いケース S28 のほうが若干最大すべり量およびモーメントは小さい。しかし、それらの差は小さく、すべり量では7.5~11 m, M も $2.6\sim 3.8\times 10^{22}$ Nm の範囲に収まっている。どちらのケースでも理論波形と観測波形の一致はあまり良くない。このケースからは、15点と28点とでは観測点数の影響はあまり大きくないことが示唆される。ただし、この15点と28点では観測点分布は重なっており、カバレッジはほとんど変化していない。これに例えば北海道の観測点を追加すると、特に断層面北側の解が変化する可能性はある。

また、観測点数15(S15)の場合でタイムウィンドウの数Nが18と22の場合を比較する(図 2.2.1-12, 2.2.1-11)と、ABIC 最小の結果ではそれほど大きな違いは見られなかった。ただし、最大すべり量が30 m 前後の解で比較すると、N18とN22でモーメントがそれぞれ 5.6×10^{22} と 6.8×10^{22} Nm で多少異なってくる。

表 2.2.1-12 G0, S15, N18, B1, V2.8 の場合の解析結果をまとめたもの。平滑化係数 λ を変化させた場合の解の変化を示す。

Lambda a	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.01	8.451E+2 2 Nm	9.2 2	495717.2 <u>5</u>		
0.02	7.156E+2 2 Nm	9.1 7	472493.8 <u>1</u>		
0.05	5.635E+2 2 Nm	9.1 0	442535.7 <u>5</u>		
0.10	4.712E+2 2 Nm	9.0 5	421900.0 <u>6</u>		
0.20	4.016E+2 2 Nm	9.0 0	404330.0 <u>0</u>		

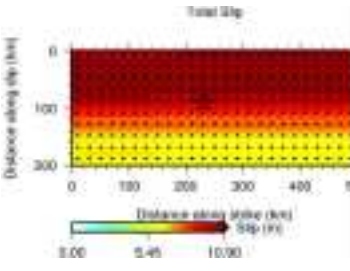
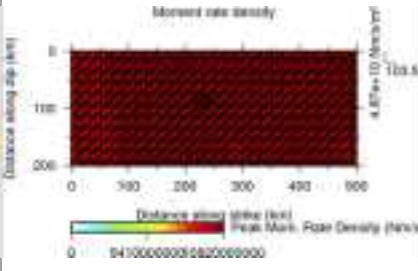
Lambda a	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.50	3.437E+2 2 Nm	8.9 6	385263.2 8		
1.00	3.192E+2 2 Nm	8.9 4	374812.0 3		
2.00	3.115E+2 2 Nm	8.9 3	369963.8 1		
5.00	3.141E+2 2 Nm	8.9 3	374151.0 6		

表 2.2.1-13 G0, S15, N22, B1, V2.8 の場合の解析結果をまとめたもの。平滑化係数 λ を変化させた場合の解の変化を示す。

Lambda a	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.005	9.994E+2 2 Nm	9.2 7	603304.2 5		
0.01	9.011E+2 2 Nm	9.2 4	574865.3 8		
0.02	7.980E+2 2 Nm	9.2 0	546492.5 0		
0.03	7.422E+2 2 Nm	9.1 8	530064.8 1		

Lambda a	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.04	7.057E+2 2 Nm	9.1 7	518605.3 8		
0.05	6.775E+2 2 Nm	9.1 5	509908.3 8		
0.06	6.548E+2 2 Nm	9.1 4	502976.8 8		
0.10	5.957E+2 2 Nm	9.1 2	484714.7 8		
0.20	5.300E+2 2 Nm	9.0 8	463187.2 5		

Lambda a	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.30	4.977E+2 2 Nm	9.0 6	452101.2 5		
0.40	4.753E+2 2 Nm	9.0 5	444811.5 6		
0.50	4.599E+2 2 Nm	9.0 4	439546.0 6		
1.00	4.081E+2 2 Nm	9.0 1	426749.0 3		
2.00	3.800E+2 2 Nm	8.9 9	421354.6 3		

Lambda a	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
5.00	3.737E+2 2 Nm	8.9 8	426348.3 <u>4</u>		

(d) 改良したグリーン関数による解析

前節で改良した地下構造モデルを用いて計算したグリーン関数を用いて、15 観測点による解析を行った。この時、均一の地下構造モデルを用いたケースと同様に、タイムウィンドウ数を 18 (表 2.2.1-14) , 22 (表 2.2.1-15) としてそれぞれ解析した。改良した地下構造モデルを用いた場合、ABIC 最小のモデルは同じ解析条件で均一の地下構造モデルで解析した結果 (表 2.2.1-12, 2.2.1-13) と比べ、良好に震源の複雑さを記している。また、モーメントも $4.2\sim 5.2\times 10^{22}$ Nm と、他の研究結果と整合性が良い。このことは、地下構造の改良によって逆解析の精度を高めることができたことを示している。

最終すべり分布は、タイムウィンドウの数により多少異なる。タイムウィンドウ数 22 個 (N22) の場合は、破壊開始点付近で 15 m 程度の最終すべりであるが、海溝沿いに最終すべり量約 20 m の領域が大きく広がっている。一方、タイムウィンドウ数 18 個 (N18) では、破壊開始点周辺で 20 m 程度のすべりが見られる他、海溝沿いの破壊開始点より北側に同じ程度のすべり量の大きな領域が広がる。どちらのケースでも、破壊開始点の深部西側に、最終すべり量はそれほど大きくないものの、モーメントレート密度の最大値が大きい領域が存在する。

このケースだけではなく、周期 10–100 秒を対象にした解析では、海溝沿いの浅い領域について、Yoshida et al. (2011) と大きく異なる特徴が見られる。モーメントレート関数 (すべり時間関数でも同じ) を検討すると、海溝沿いの大きなすべり領域では、タイムウィンドウの後半部分で大きなモーメントの解放 (大きなすべり速度) が見られ、これは Yoshida et al. (2011) では見られない。この最終タイムウィンドウに対応する時間は、破壊開始から約 100 秒以降に対応する。

タイムウィンドウの後半で顕著なすべりが見られるのは、タイムウィンドウの数 (破壊継続が可能な時間長) に左右されるのではないかと考え、タイムウィンドウを 18, 22 のほかに 15 (N15) の場合も解析した (表 2.2.1-16)。この場合は、破壊開始点を中心に最終すべり量の大きい領域が広がり、海溝沿いにはほとんど広がらない。また、ABIC 最小のモデルのモーメントは 3.3×10^{22} Nm であり、やや小さい。しかし、破壊開始点の深部にモーメントレート密度の大きな領域はケース N18 や N22 と同様に広がる。

破壊の広がりを規定する V_{FT} を 2.8 km/s (V2.8) から 3.2 km/s (V3.2) とした場合の影響を検討した (表 2.2.1-17)。ケース V2.8 (表 2.2.1-14) とケース V3.2 の差は極めて小さく、この程度の V_{FT} の差は結果に余り影響を与えないようだ。

表 2.2.1-14 G1, S15, N18, B1, V2.8 の場合の解析結果をまとめたもの。平滑化係数 λ を変化させた場合の解の変化を示す。

Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.005	9.994E+22 Nm	9.27	603304.25		
0.01	9.011E+22 Nm	9.24	574865.38		

Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.02	7.980E+22 Nm	9.20	546492.50		
0.03	7.422E+22 Nm	9.18	530064.81		

Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.04	7.057E+22 Nm	9.17	518605.38		
0.05	6.775E+22 Nm	9.15	509908.38		

Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.06	6.548E+22 Nm	9.14	502976.88		
0.10	5.957E+22 Nm	9.12	484714.78		

Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.20	5.300E+22 Nm	9.08	463187.25		
0.30	4.977E+22 Nm	9.06	452101.25		

Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.40	4.753E+22 Nm	9.05	444811.56		
0.50	4.599E+22 Nm	9.04	439546.06		

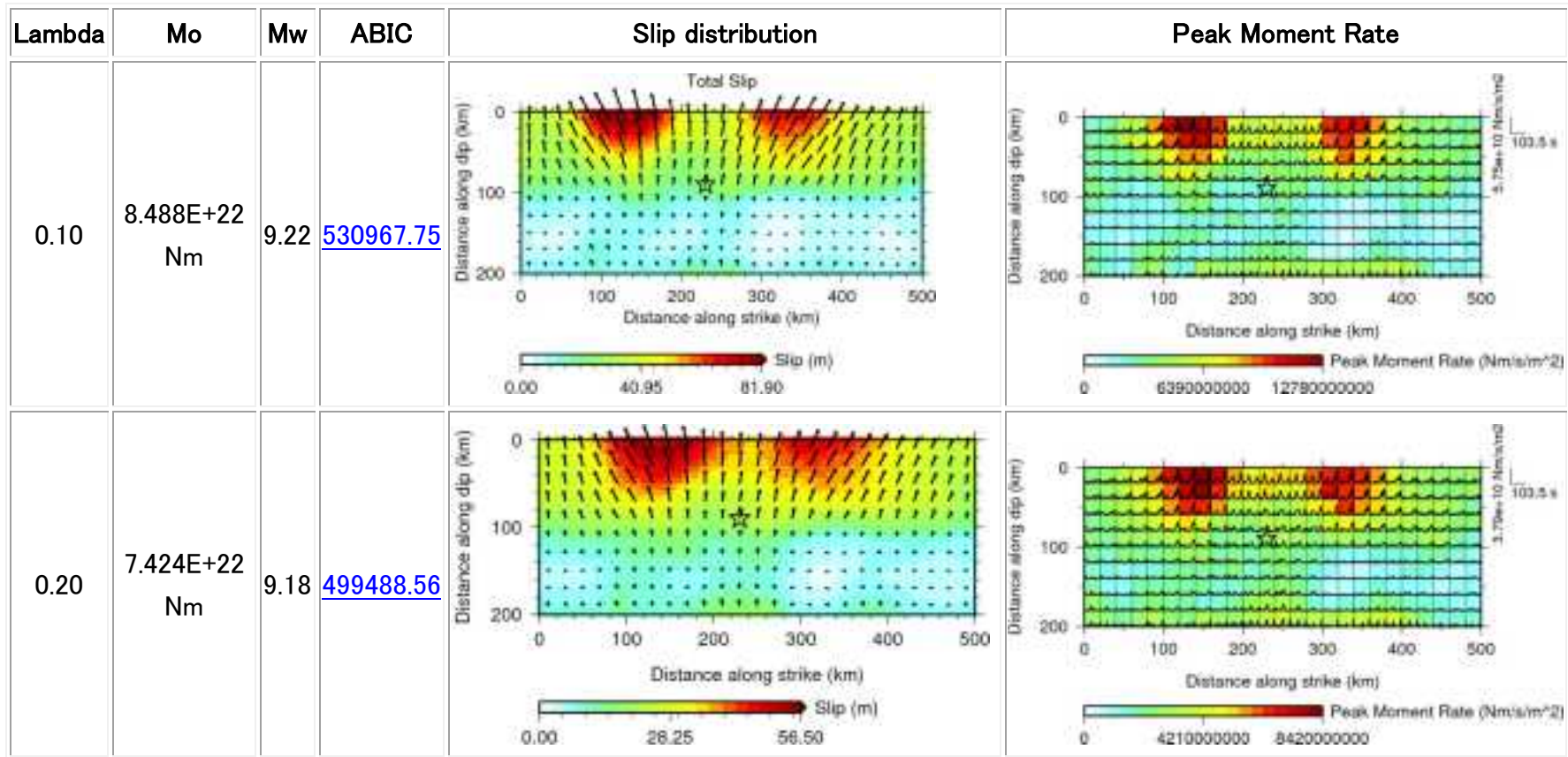
Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
1.00	4.081E+22 Nm	9.01	426749.03		
2.00	3.800E+22 Nm	8.99	421354.63		

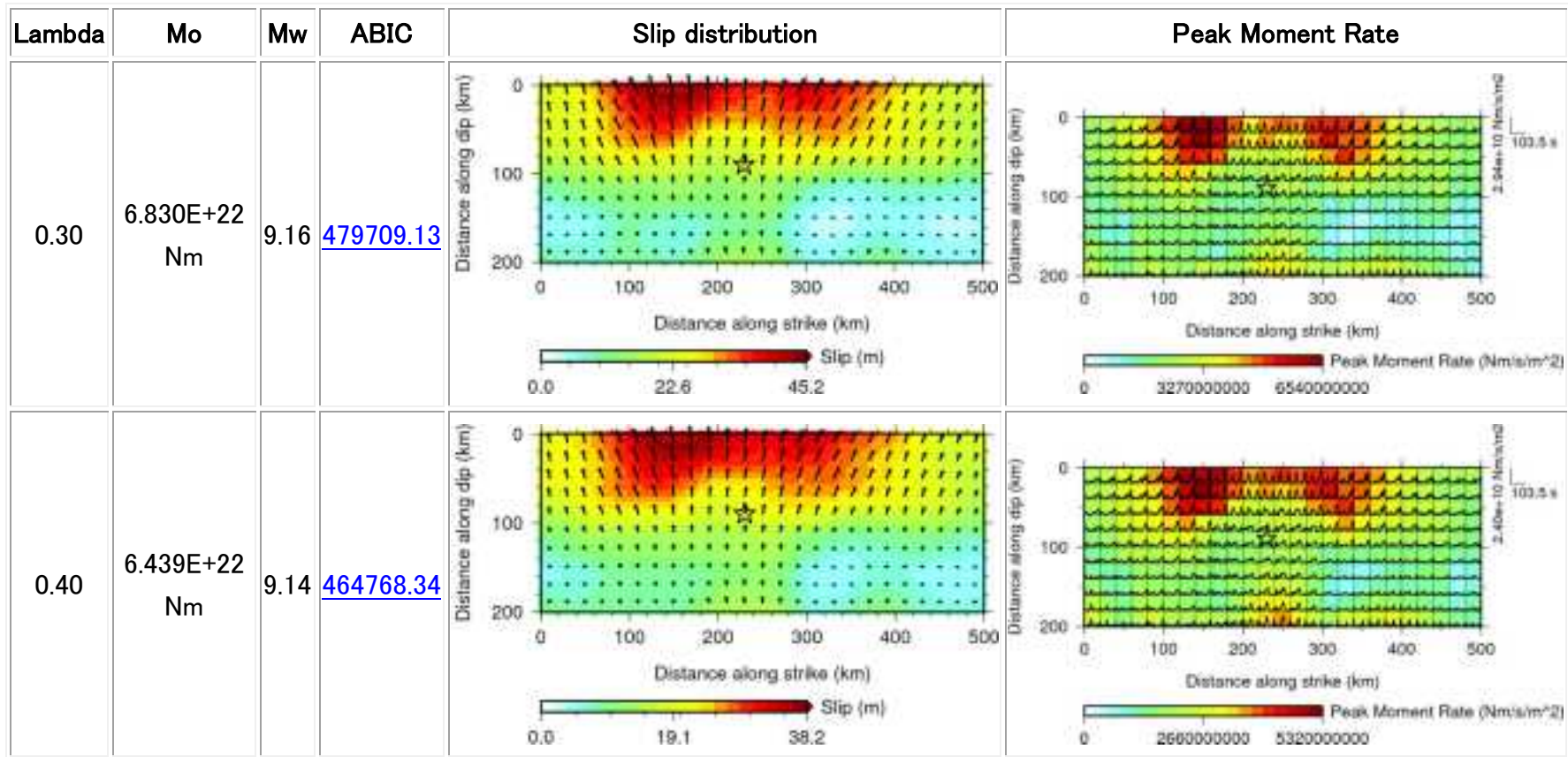
Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
5.00	3.737E+22 Nm	8.98	426348.34	<p style="text-align: center;">Total Slip</p>	<p style="text-align: center;">Moment rate density</p>

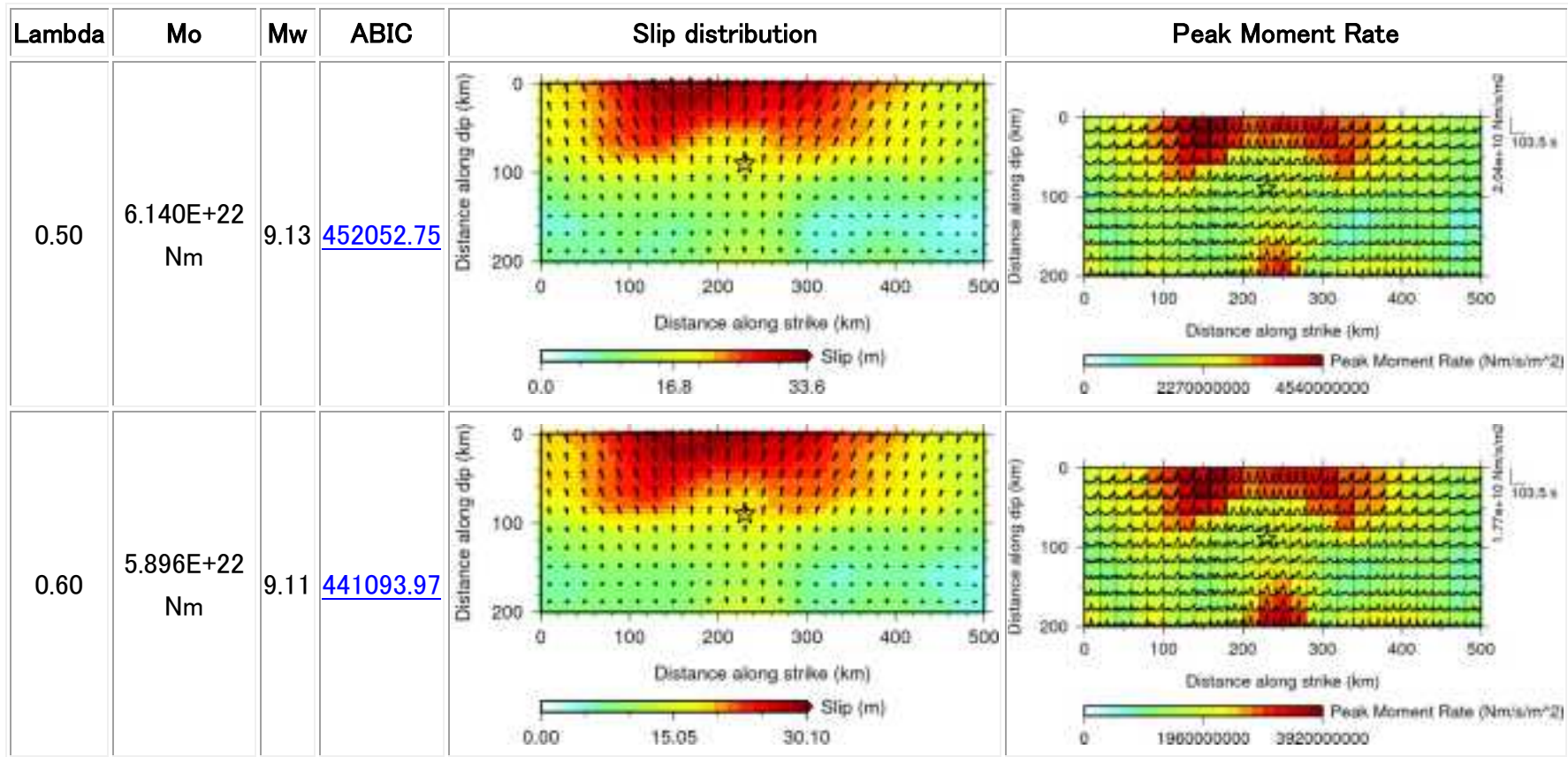
表 2.2.1-15 G1, S15, N22, B1, V2.8 の場合の解析結果をまとめたもの。平滑化係数 λ を変化させた場合の解の変化を示す。

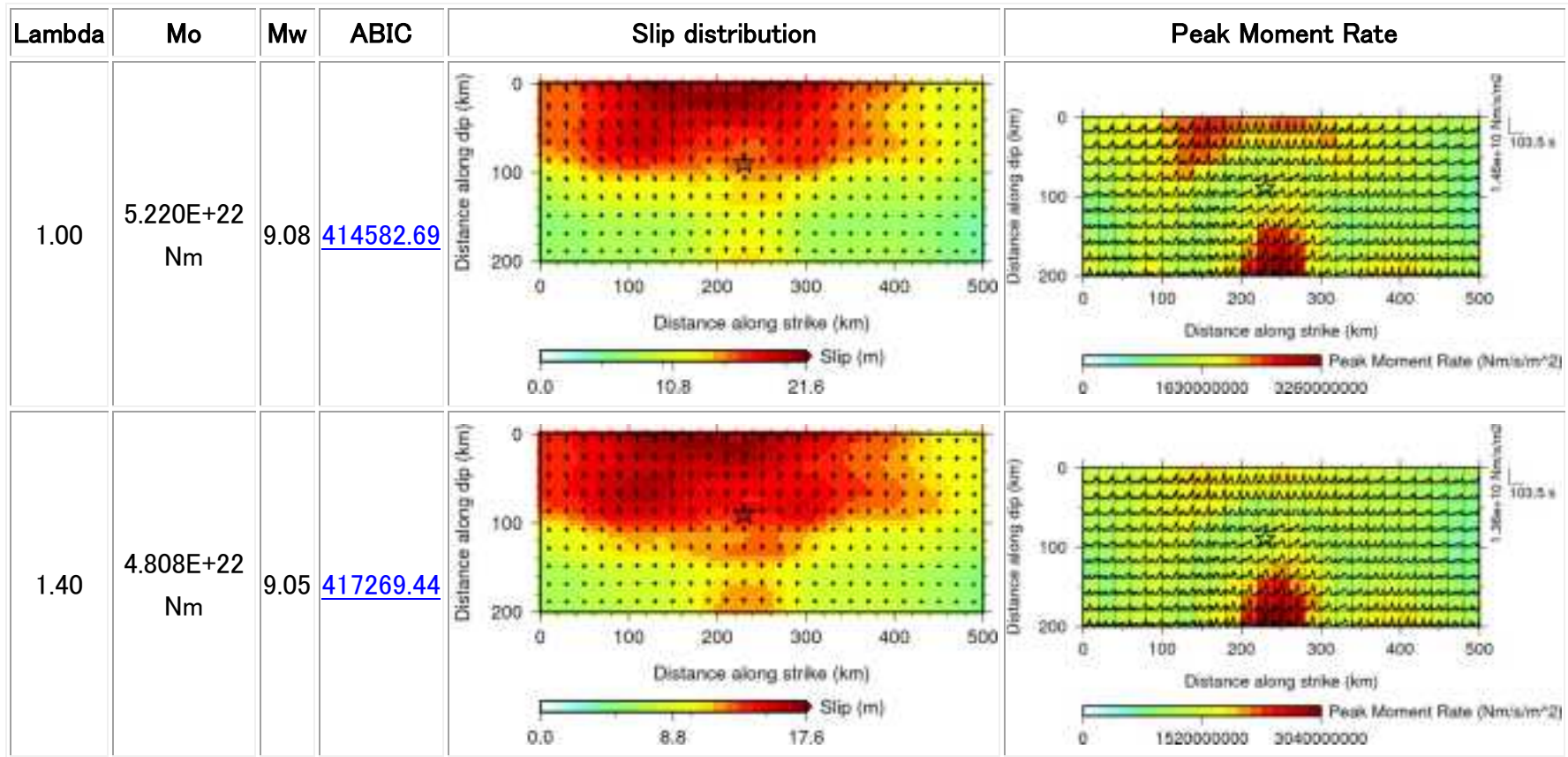
Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.005	1.188E+23 Nm	9.32	746020.19		
0.01	1.121E+23 Nm	9.30	627910.13		

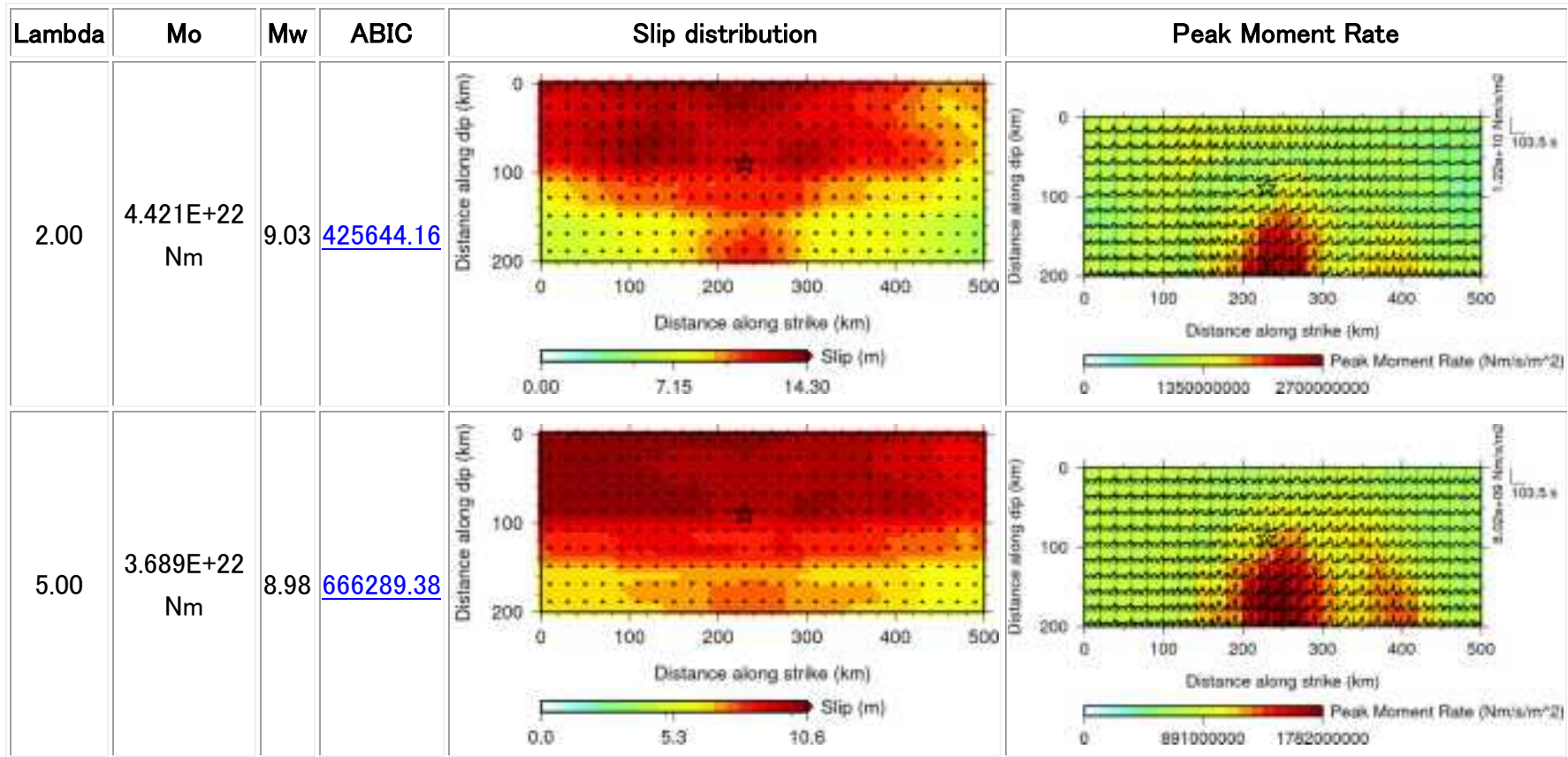
Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.02	1.051E+23 Nm	9.28	599246.38		
0.05	9.435E+22 Nm	9.25	560851.00		











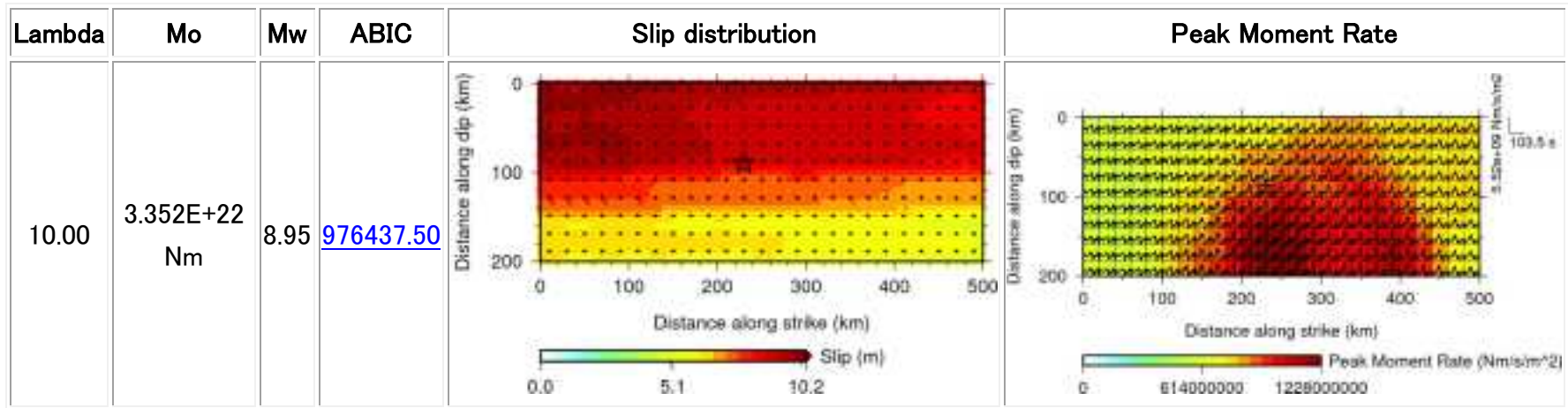
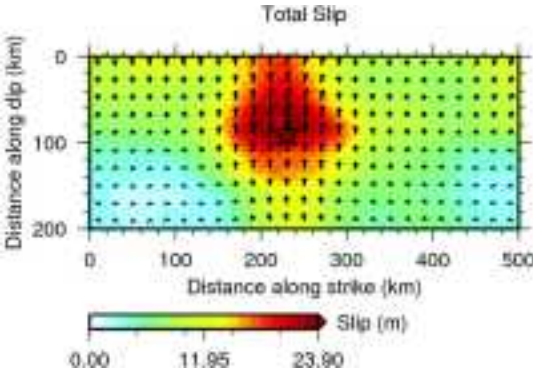
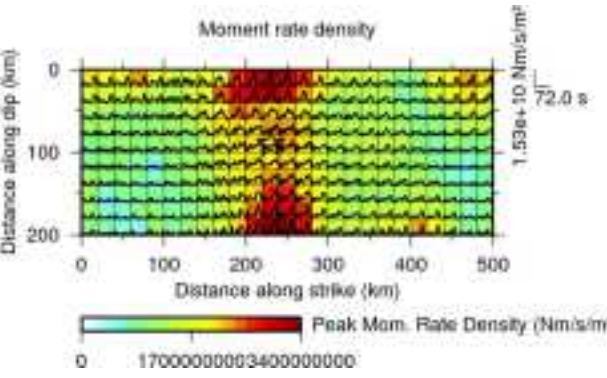
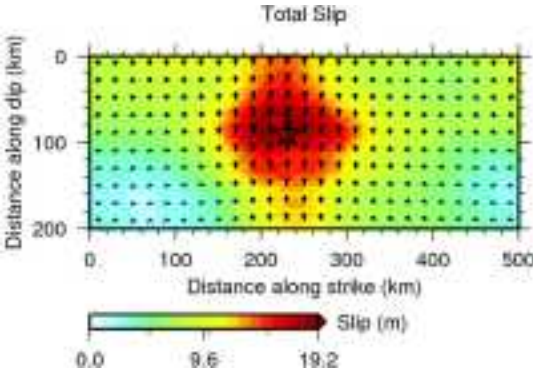
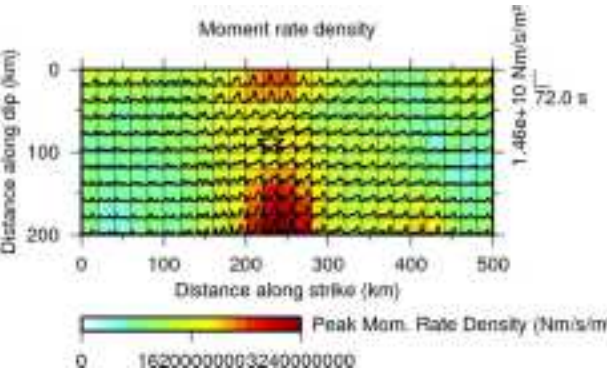
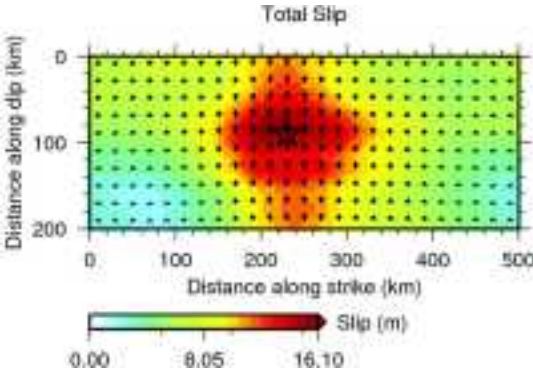
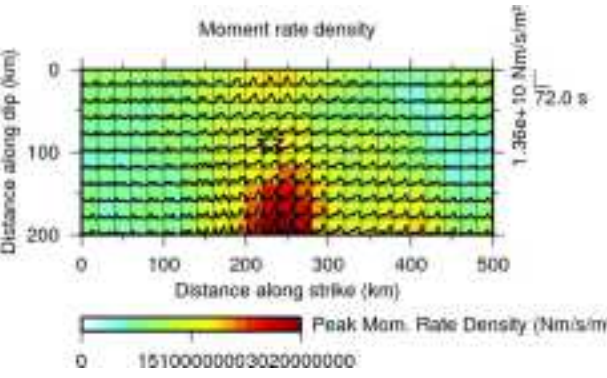
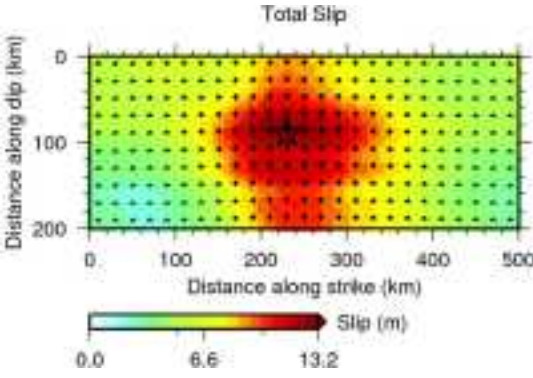
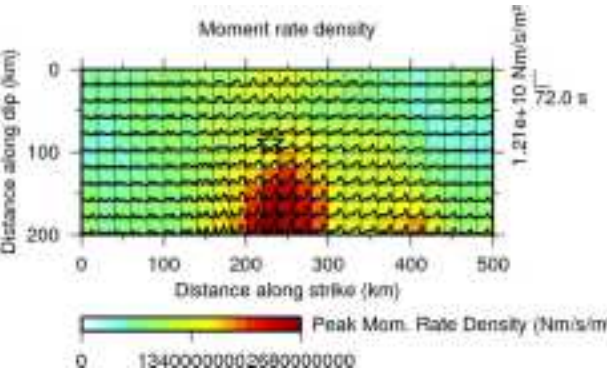


表 2.2.1-16 G1, S15, N15, B1, V2.8 の場合の解析結果をまとめたもの。平滑化係数 λ を変化させた場合の解の変化を示す。

Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.05	6.640E+22 Nm	9.15	433444.13		
0.10	5.962E+22 Nm	9.12	406522.50		

Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.20	5.210E+22 Nm	9.08	384979.91		
0.50	4.261E+22 Nm	9.02	353010.66		

Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.70	3.921E+22 Nm	9.00	340163.38	 <p>Total Slip</p> <p>Distance along dip (km)</p> <p>Distance along strike (km)</p> <p>Slip (m)</p> <p>0.00 11.95 23.90</p>	 <p>Moment rate density</p> <p>Distance along dip (km)</p> <p>Distance along strike (km)</p> <p>Peak Mom. Rate Density (Nm/s/m²)</p> <p>0 1700000000 3400000000</p> <p>1.53e+10 Nm/s/m²</p> <p>72.0 s</p>
1.00	3.582E+22 Nm	8.97	329685.94	 <p>Total Slip</p> <p>Distance along dip (km)</p> <p>Distance along strike (km)</p> <p>Slip (m)</p> <p>0.0 9.6 19.2</p>	 <p>Moment rate density</p> <p>Distance along dip (km)</p> <p>Distance along strike (km)</p> <p>Peak Mom. Rate Density (Nm/s/m²)</p> <p>0 1620000000 3240000000</p> <p>1.46e+10 Nm/s/m²</p> <p>72.0 s</p>

Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
1.40	3.282E+22 Nm	8.94	329305.31	 <p>Total Slip</p> <p>Distance along dip (km)</p> <p>Distance along strike (km)</p> <p>Slip (m)</p> <p>0.00 8.05 16.10</p>	 <p>Moment rate density</p> <p>Distance along dip (km)</p> <p>Distance along strike (km)</p> <p>Peak Mom. Rate Density (Nm/s/m²)</p> <p>0 15100000003020000000</p> <p>1.35e+10 Nm/s/m²</p> <p>72.0 s</p>
2.00	2.983E+22 Nm	8.92	334746.75	 <p>Total Slip</p> <p>Distance along dip (km)</p> <p>Distance along strike (km)</p> <p>Slip (m)</p> <p>0.0 6.6 13.2</p>	 <p>Moment rate density</p> <p>Distance along dip (km)</p> <p>Distance along strike (km)</p> <p>Peak Mom. Rate Density (Nm/s/m²)</p> <p>0 13400000002580000000</p> <p>1.21e+10 Nm/s/m²</p> <p>72.0 s</p>

Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
5.00	2.469E+22 Nm	8.86	347126.88		
10.00	2.380E+22 Nm	8.85	354167.31		

表 2.2.1-17 G1, S15, N18, B1, V3.2 の場合の解析結果をまとめたもの。平滑化係数 λ を変化させた場合の解の変化を示す。

Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
0.20	6.173E+22 Nm	9.13	434139.25		
0.50	4.914E+22 Nm	9.06	395949.69		

Lambda	Mo	Mw	ABIC	Slip distribution	Peak Moment Rate
1.00	4.128E+22 Nm	9.01	367746.13		
2.00	3.399E+22 Nm	8.95	373355.41		

2.2.1.5 最終的な震源モデル

ここまで多くの解析条件で震源モデルを作成してきた。まず、モデルをチューニングしたことにより、解の分解能をあげられることが ABIC から明らかである。また、破壊の広がりには 2.8 km/s と 3.2 km/s でほとんど差が無く、この程度であれば大差はない。観測点数は、この場合は観測点のカバレッジにはほとんど変化がないためか、15 点でも 28 点でも大差はない。タイムウィンドウの数は、18 個と 22 個では極端な差はないが、15 個ではモーメントが小さく求められるうえに、海溝寄りのすべり量が小さいなどから、あまり良くないようだ。18 個と 22 個の差はそれほど大きくはないが、どちらかというとも 22 個設定した方が最終すべり量の分布は他の研究結果と整合的である。以上を踏まえて、タイムウィンドウ数 22 個のモデルを採用する。

チューニングしたモデルによる 15 観測点のデータを用いた、タイムウィンドウ数 22 個、解析帯域 10–100 秒、VFT=2.8 km/s での条件による最終すべり量分布、最大モーメントレート密度分布、すべり速度を図 2.2.1-29 に示す。このモデルのモーメントは $M_0=5.2 \times 10^{22}$ Nm (Mw9.0)、平均すべり量は 12.8 m、最大すべり量は 19 m である。最終すべり分布 (図 2.2.1-29a) は、破壊開始点付近と北側の海溝軸沿いで大きな値を示している。また、最大モーメントレート密度の分布 (図 2.2.1-29b) では、破壊開始点の西側 (陸側) と海溝軸沿い、および海溝軸沿いの北側の領域で大きな値を示している (図 2.2.1-30)。このモーメントレート密度分布から、速度構造モデルをもとに密度と剛性率をもとにすべり量に変換した最大すべり速度分布 (図 2.2.1-29c) では、破壊開始点付近でのすべり速度が強調されて見えている。観測速度波形と理論波形を比較すると、両者は非常に良く一致している (図 2.2.1-31)。

この解析結果では、モーメントは標準的な値であるが、最大すべり量は他の解析結果と比べ小さめに求められている。例えば、Suzuki et al. (2011) では M_0 は 4.42×10^{22} Nm であるが、最大すべり量は 48 m としている。Yoshida et al. (2011) の結果と比べても、最大すべり量は小さく、破壊開始点近傍でのすべり量はほぼ同じ程度であるが、それに比して海溝沿いのすべり量は小さい。モーメントからすべり量への換算に用いたパラメータは同一であるから、その差の原因は別にある。これは、Yoshida et al. (2011) では、平滑化係数を津波から求めたすべり量などを考慮して決定したのに対し、本研究では ABIC 最小のものを用いたことが影響している。現在のモデルでも理論と観測の波形は良く一致しており、海溝沿いの大きな滑りは近地の強震動だけでは十分に拘束できないことを示唆している。

強震動を対象に震源モデルを検討する場合、すべり速度よりもモーメントレートが直接的に影響すると考えられる。この解析ケースでの最大モーメントレート分布で目立つのは、まず、破壊開始点の西側 (深部、陸側) に見られる領域である。破壊のスナップショット (図 2.2.1-32) で確認すると、この領域は破壊開始から 70-90 秒後に大きく滑っている様子が確認できる。この傾向は、従来からのモデルでも同様である。また、海溝沿いでも、

特に 60-70 秒にかけて大きなすべり速度で示していることがスナップショットで認められる。ただし、Yoshida et al. (2011) では、この領域でのすべりは破壊開始後 60{90 秒にかけて長時間のすべりが見られていたのに対し、今回のモデルでは比較的継続時間が短い。また、110 秒以降のスナップショットにおいて、海溝沿いに顕著な破壊が北側に伝搬する。これは今回の解析で非常に特徴的であるが、後続の表面波を合わせようとしているだけの可能性はあるので、さらに吟味が必要である。

なお、破壊開始から 100 秒を越えるような時間に海溝沿いで大きなすべりが進展したという解析結果は、他の研究成果にも対応するものがある。例えば Lee et al. (2011) は、近地強震記録と遠地地震記録、近地 GPS 記録を使った解析で、破壊開始から 100~140 秒後に海溝沿いの浅部の 40~90 秒後に滑った領域で再び破壊が進展したという解析結果を示している (図 2.2.1-33)。また、Shao et al. (2011) も、遠地記録(IRIS) を用いた解析で、やはり破壊開始後約 100 秒後のスナップショットで、この領域でのすべりを示している (図 2.2.1-34)。ただし、Ide et al. (2011), Koketsu et al. (2011), Suzuki et al. (2011), Yagi and Fukahata (2011)ではこのような滑りは見られず、解析者による差異が生じている。

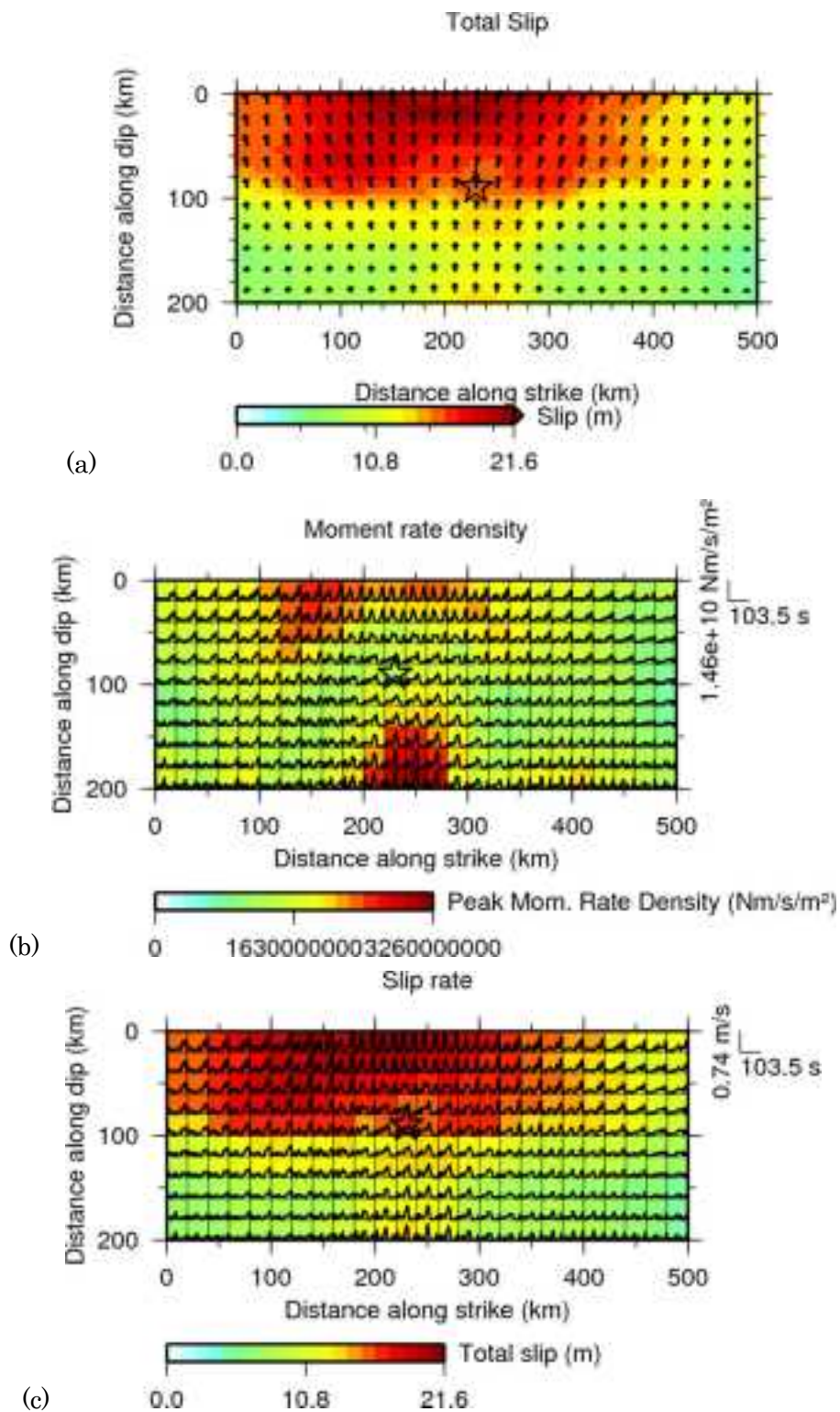


図 2.2.1-29 S15, N22, B1, V2.8 による(a) 最終すべり量, (b) 最大モーメントレート密度, (c) 最終すべり量+すべり速度の分布.

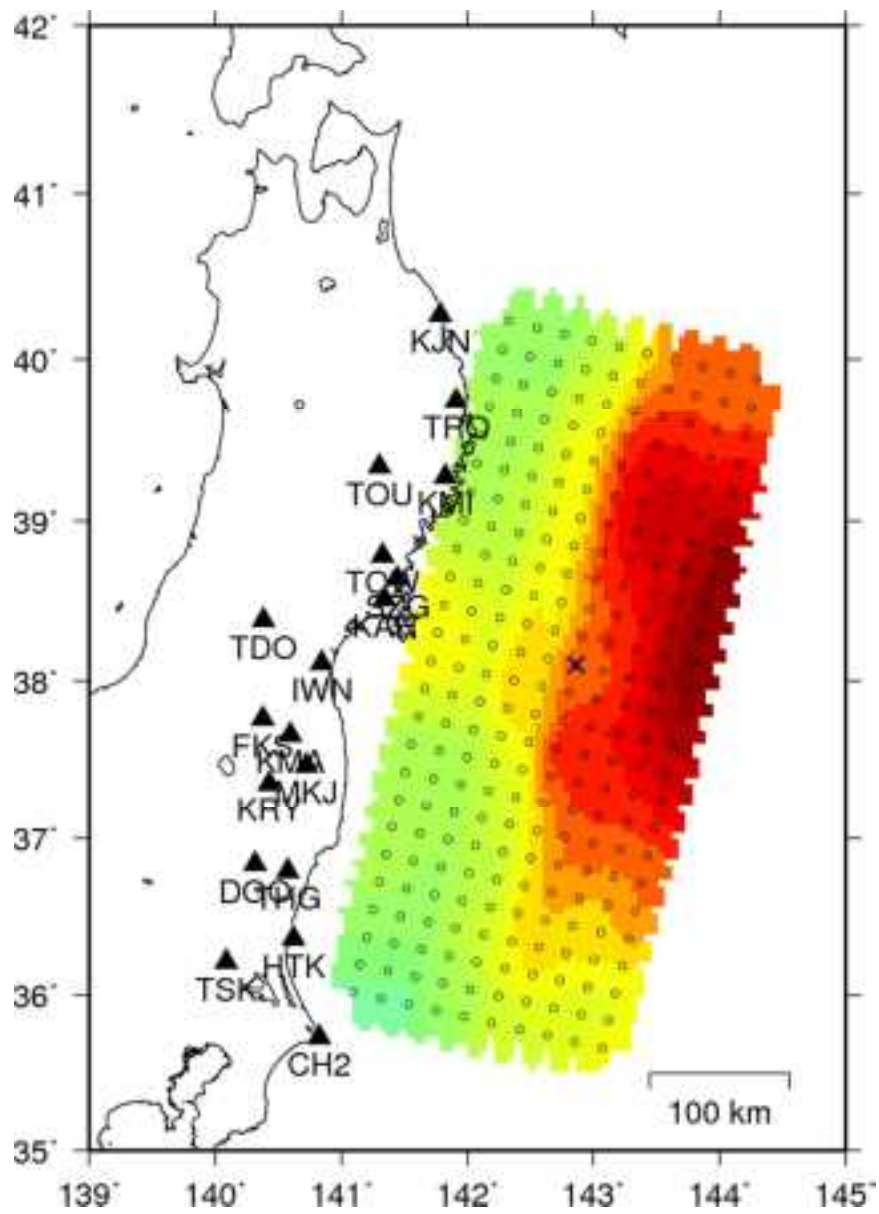


図 2.2.1-30 S15, N22, B1, V2.8 による最終すべり量分布を地図上に投影したもの。

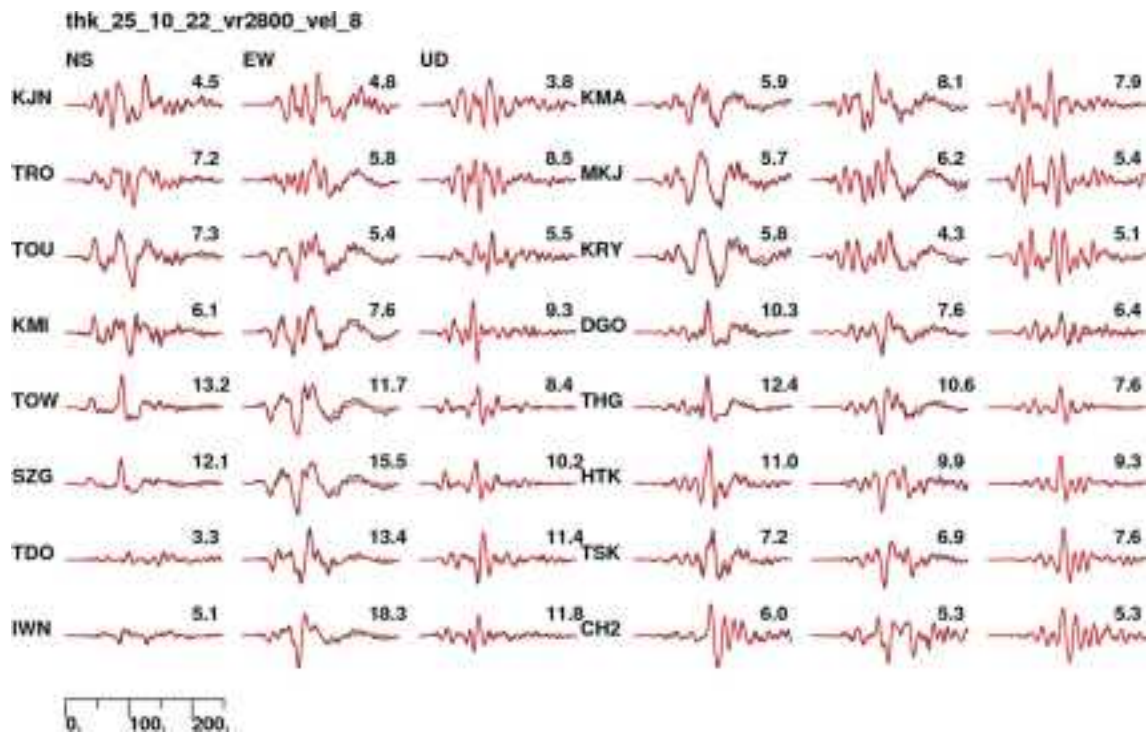


図 2.2.1-31 S15, N22, B1, V2.8 による観測波形と速度波形の比較. 観測点名は 3 文字コードで表示している. また, 右肩の数字は観測波形の最大振幅を示す. 波形は観測点毎に最大値で振幅を正規化している.

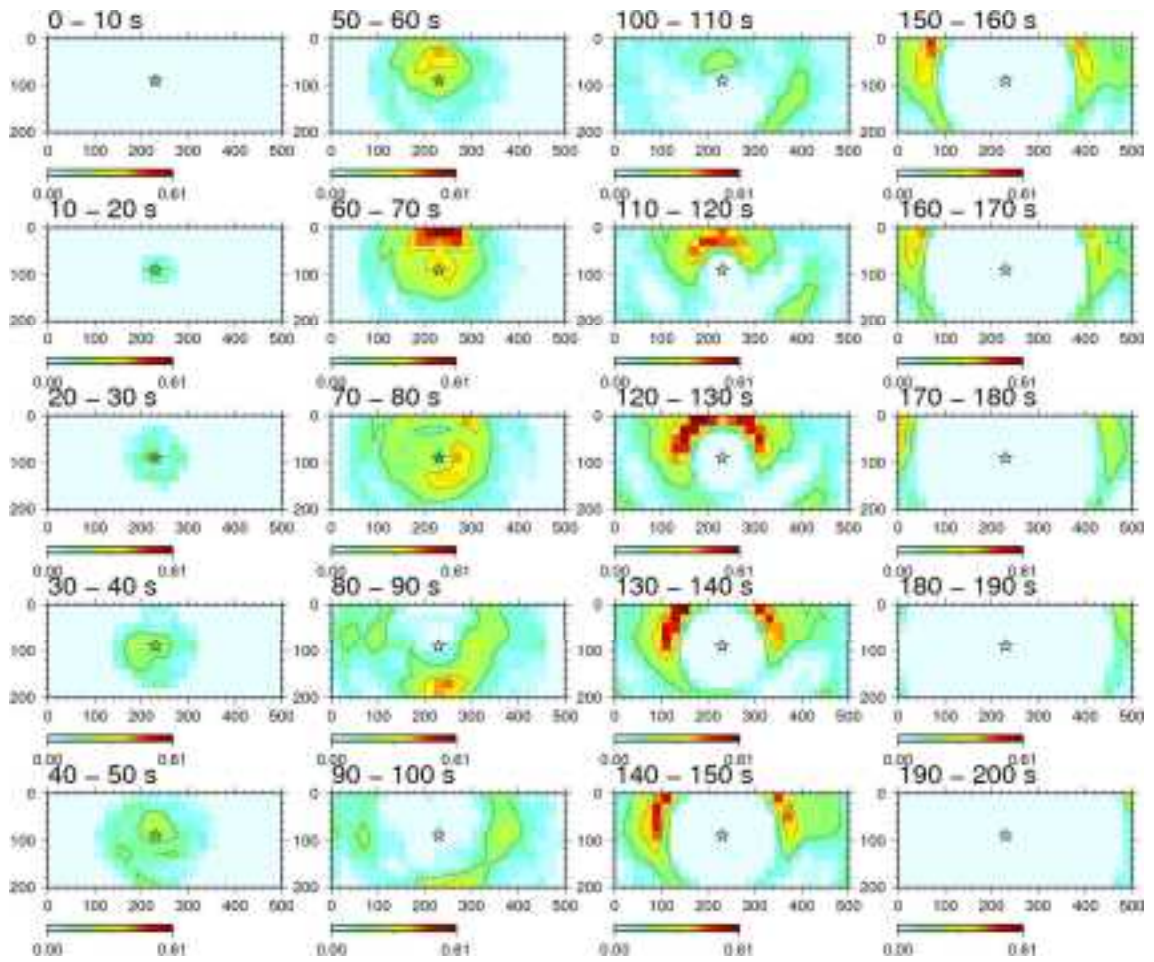


図 2.2.1-32 S15, N22, B1, V2.8 によるすべり速度のスナップショット.

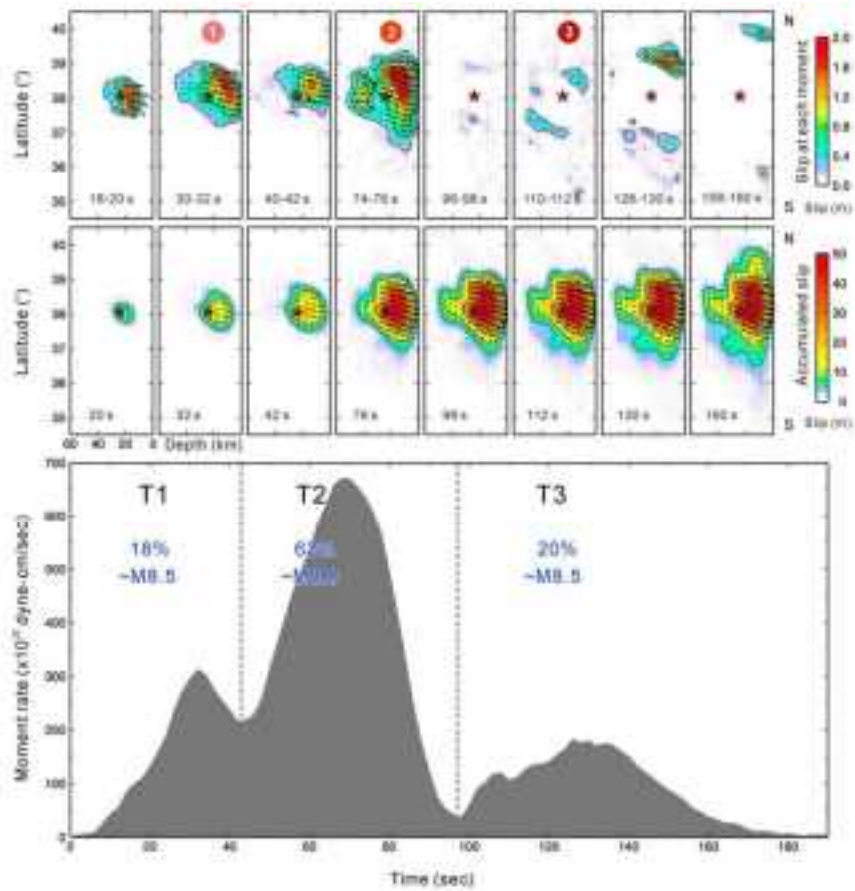


Figure 2. Snapshots of rupture process. The slip at each moment and accumulated slip are shown via snapshots in top and center panel respectively. The numbers identify the appearance of repeating slips. Vectors show slip direction and slip value on each subfault. The moment rate function is shown at bottom. Three time periods of moment release, i.e. T1, T2 and T3, are separated by dotted lines. The percentage of the moment release from the entire earthquake and their equivalent moment magnitude are also shown.

☒ 2.2.1-33 Lee et al. (2011) の Fig. 2.

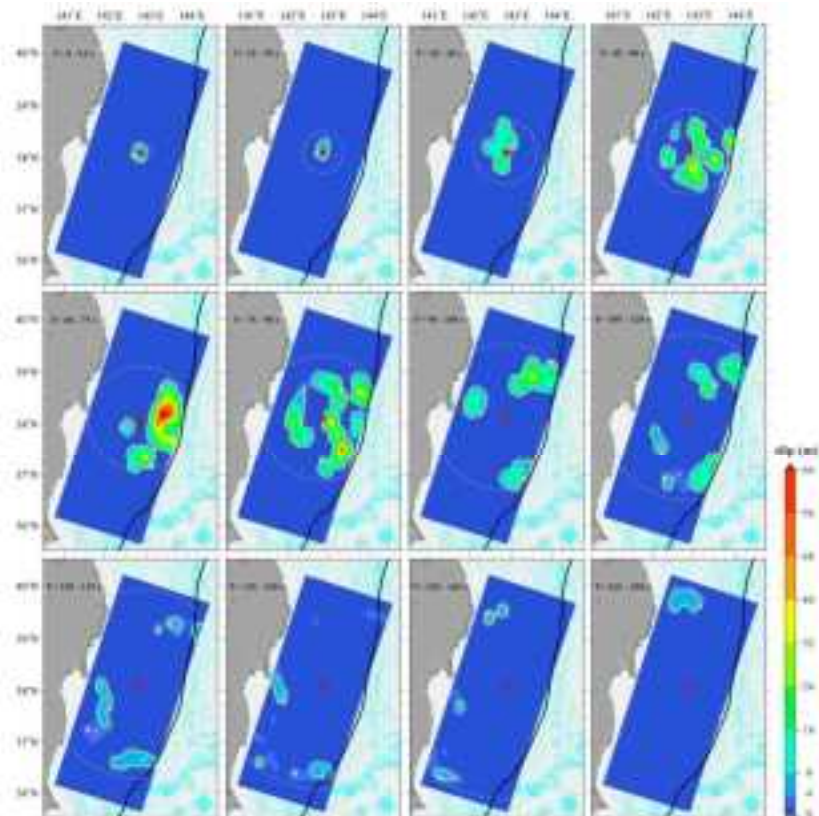


Fig. 3. Snapshots in a time interval of 15 s. The color shows the fast slip. The white dashed contour denotes the pseudo-equivalent front for a rupture velocity of 1.5 km/s. 4-m yellow contours are used to indicate the majority slip during individual snapshots.

図 2.2.1-34 Shao et al. (2011) の Fig. 3.

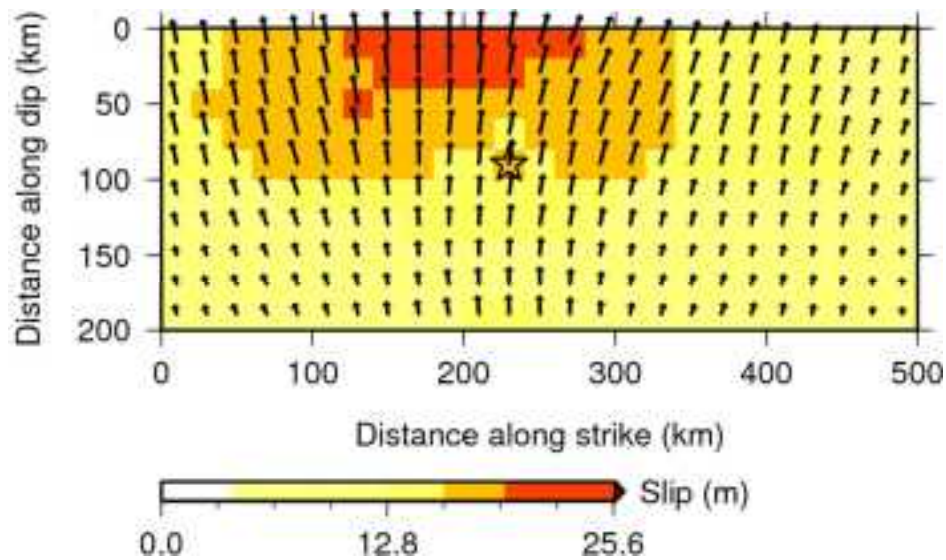


図 2.2.1-35 最終すべり量分布とアスペリティ. すべり量のスケールの中心は平均すべり量である.

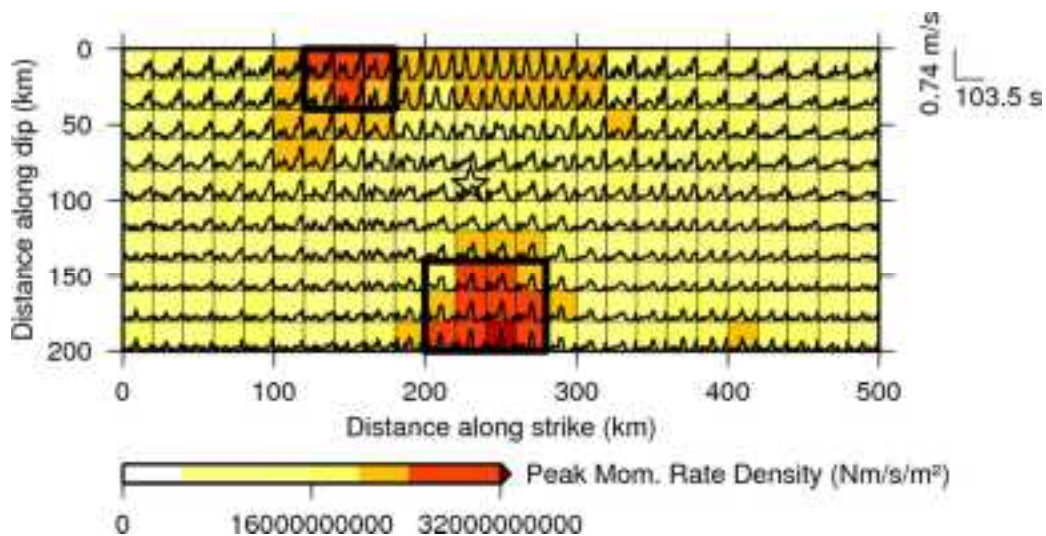


図 2.2.1-36 ピークモーメントレート密度分布と HRA の位置. スケールの中心は最大モーメントレート密度の平均である.

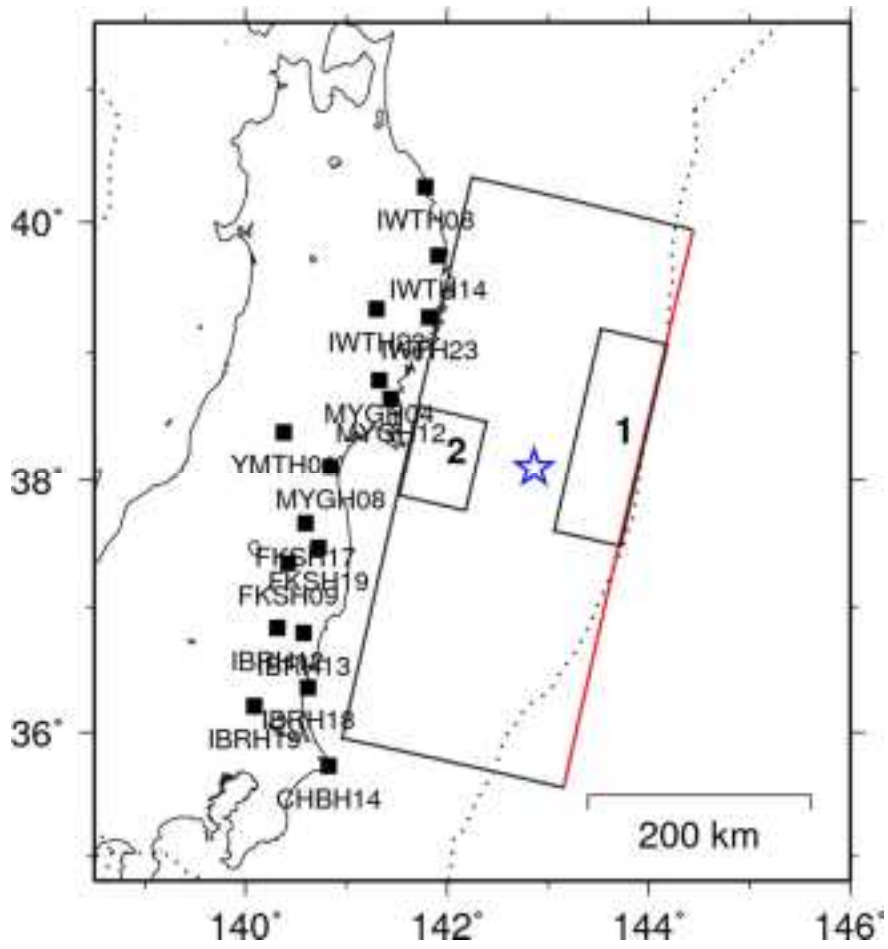


図 2.2.1-37 断層面とアスペリティおよび HRA の位置. 星印は破壊開始点の位置を, 四角は記録を解析に用いた強震観測点の位置を示す. 領域 1 はアスペリティ, 領域 2, 3 は HRA を示す.

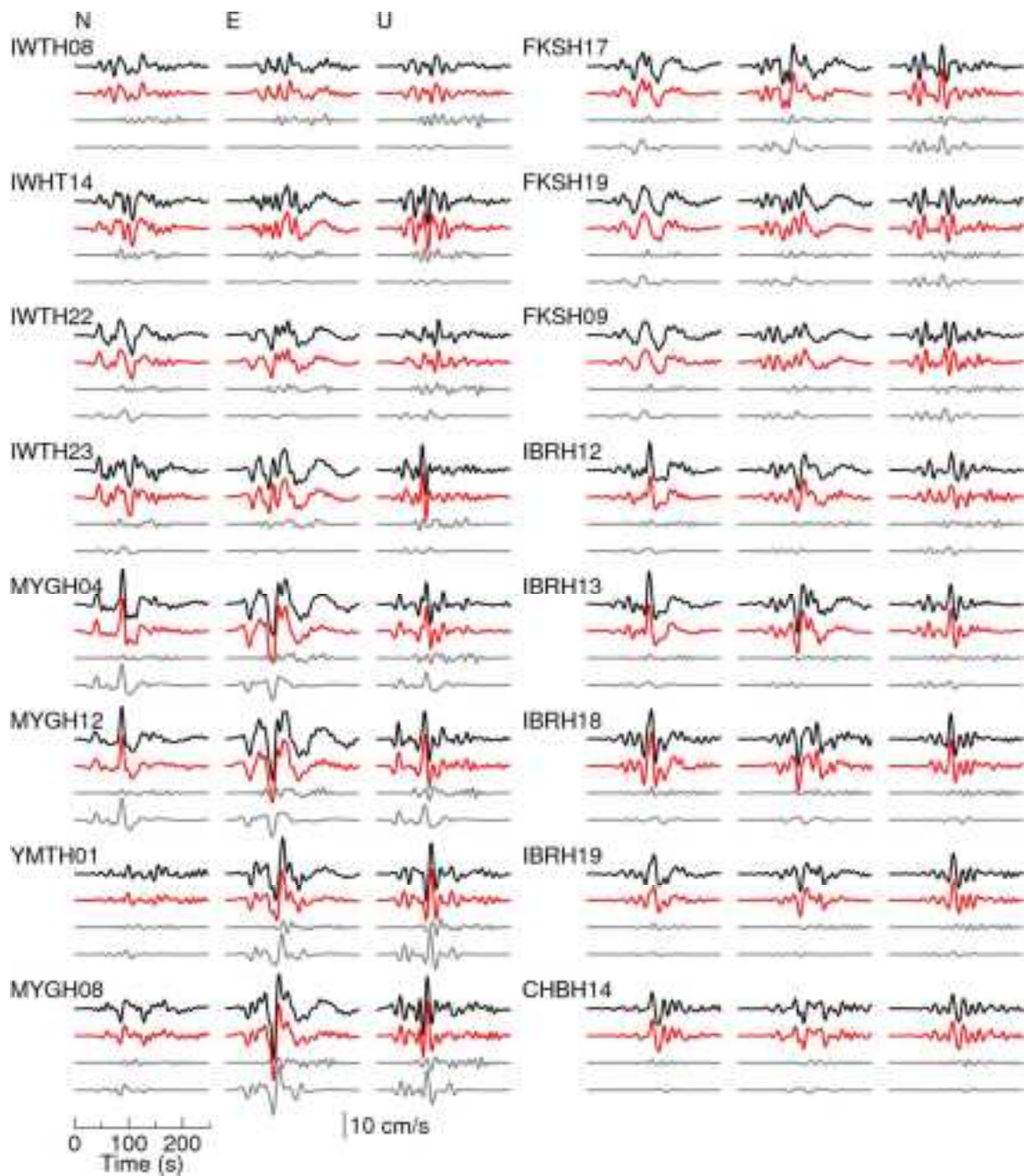


図 2.2.1-38 観測速度波形（黒）と逆解析による合成速度波形（赤）の比較。灰色は逆解析による震源モデルの領域 1, 2 から計算された速度波形。

2.2.1.7 まとめ

まず、15 観測点について小地震を用いて速度構造モデルを改良した。これらの観測点で、M6~7 の中規模地震のシミュレーションを行い、ある程度波形を再現することが分かった。この改良した速度構造モデルを用いてグリーン関数を計算し、周期 10–100 秒の地震動を説明する震源モデルを逆解析で求めた。以前の速度構造モデルを用いたものよりも、今回改良したモデルでは、ABIC 最小値の示す震源モデルが良好な結果を示した。ただし、最大すべり量は以前のモデルよりも小さいものが得られた。また、破壊過程は海溝沿いで破壊開始後 110 秒以降にも破壊が進むという、やや複雑で、その信頼性に吟味が必要という結果となった。

得られた震源モデルから、最終すべり分布から求めたアスペリティ領域と、吉田・他(2011)で提案した最大モーメントレート密度分布から求める HRA 領域をそれぞれ取り出し、観測波形への寄与を調べた。その結果、断層深部で切り出された HRA は、宮城県付近の特徴的な強震動をかなり説明する。強震動を説明する領域として、従来からのすべり量分布からはこの領域は切り出されていないことから、このような地震では、HRA で取り出すことが重要であることが明らかになった。

一方、海溝沿いのアスペリティは地震動波形への影響はあまり大きくないという結果が得られた。これは、強震動予測ではこの領域からの地震動はあまり重要ではないことを示している。ただし、これは同時にインバージョン結果においても、海溝沿いのアスペリティ領域の破壊過程が十分に拘束されていない可能性を示している。津波を説明できるようなモデルとの整合性のためには、観測点のカバレッジをより広げるなど、解析をさらに改良する必要があることがわかった。また、南側では地震動を説明する適切なアスペリティあるいは HRA 領域が見つからなかった。これらの問題のため、現状では有効な特性化震源モデルを構築するに至っていない。

参考文献

- Bird, P., 2003, An updated digital model of plate boundaries, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4, 1027 pp.
- Bouchon, M., 1981, A Simple Method to Calculate Green's Functions for Elastic Layered Media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 959–971.
- 防災科学技術研究所, 2009, 地震ハザードステーション J-SHIS, <http://www.j-shis.bosai.go.jp/>.
- Fujii, Y., Satake, K., Sakai, S., Shinohara, M., and Kanazawa, T., 2011, Tsunami source of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 815-820.
- Hartzell, S. H. and Heaton, T. H., 1983, Inversion of Strong Ground Motion and Teleseismic Waveform Data for the Fault Rupture History of the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73, 1553-1583.
- Ide, S., Baltay, A., and Beroza, G. C., 2011, Shallow Dynamic Overshoot and Energetic Deep Rupture in the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, *Science*, 332, 1426{1429.
- Kennett, B. L. N. and Kerry, N. J., 1979, Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 57, 557-583.
- Koketsu, K., Yokota, Y., Nishimura, N., Yagi, Y., Miyazaki, S., Satake, K., Fujii, Y., Miyake, H., Sakai, S., Yamanaka, Y., and Okada, T., 2011, A unified source model for the 2011 Tohoku earthquake, *Earthand Planetary Science Letters*, 480-487.
- Lee, S.-J., Huang, B.-S., Ando, M., Chiu, H.-C., and Wang, J.-H., 2011, Evidence of large scale repeating slip during the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophysical Research Letters*, 38, L19306.
- Shao, G., Li, X., Ji, C., and Maeda, T., 2011, Focal mechanism and slip history of the 2011 Mw 9.1 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, constrained with teleseismic body and surface waves, *Earth Planets Space*, 63, 559-564.
- Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N., and Kowada, A., 1999, Characterizing Crustal Earthquake Slip Models for the Prediction of Strong Ground Motion, *Seism. Res. Lett.*, 70, 59-80.
- Suzuki, W., Aoi, S., Sekiguchi, H., and Kunugi, T., 2011, Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki mega-thrust earthquake (M9.0) inverted from strong-motion data, *Geophys. Res. Lett.*, 38.
- Wu, C., Koketsu, K., and Miyake, H., 2008, Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 113, B08316 pp.

- Wu, C., Koketsu, K., and Miyake, H., 2009, Correction to "Source processes of the 1978 and 2005 Miyagi-oki, Japan, earthquakes: Repeated rupture of asperities over successive large earthquakes", *J. Geophys. Res.*, 114, B04302 pp.
- Yagi, Y. and Fukahata, Y., 2011, Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release, *Geophys. Res. Lett.*, 38.
- 吉田邦一・宮腰 研・入倉孝次郎, 2011, 強震記録による 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源過程とスケーリング則, 日本地震学会講演予稿集 2011 年度秋季大会, A11-07.
- Yoshida, K., Miyakoshi, K., and Irikura, K., 2011, Source Process of the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake Inferred from Waveform Inversion with Long-Period Strong-Motion Records, *Earth Planets Space*, 63, 577-582.

2.2.2 特性化震源モデルによる強震動評価（短周期帯域）

2.2.2.1 はじめに

短周期帯域の強震動予測には、地震動特性のランダム性が考慮でき、解析手法に汎用性がある統計的グリーン関数法（釜江・他(1990)）が一般的に利用される。この手法は、震源スペクトルに基づいた統計的波形（Boore(1983)）を要素地震波としており、同様に強震動予測に良く利用される経験的グリーン関数法（例えば Irikura(1986)）とは異なり、震源と観測点の地震動記録を必要としないというメリットがある。

統計的グリーン関数法によるシミュレーション結果は、計算時に与える対象地点の地盤増幅特性によっても大きく左右される。精度の高い地震動予測を行うためには、地盤増幅特性を振幅特性のみで評価するのではなく、位相特性も含めた時刻歴特性として定量的に評価・抽出する必要がある。しかしながら、地盤増幅特性抽出手法の多くは振幅情報に基づくものであり、地震動の非定常性と密接に関係する位相情報は反映されていない（例えば岩田・入倉(1986)、鶴来・他(2002)）。これに対し、Birgören and Irikura(2005)は、位相に依存した時間領域での地盤増幅特性（以下、非定常地盤増幅特性と称する）を評価する経験的手法を提案した。この手法では、地震観測記録に対して Meyer-Yamada のウェーブレット(1989, 1991)を利用した離散ウェーブレット変換を行い、得られたウェーブレット係数から震源特性と伝播経路特性を除去する。そして、このようにして得られた非定常地盤増幅特性を示すウェーブレット係数を複数の地震観測記録で平均化することで、対象地点における非定常地盤増幅特性が経験的特性として抽出される。本来、より多くの地震観測記録を利用すれば、それだけ精度の高い結果が得られるはずであるが、Birgören and Irikura(2005)の方法は、その後提案された赤澤・入倉(2007)の方法を利用して波形の極性（プラスとマイナス）を揃えた場合でも、地盤増幅特性の評価に利用する地震観測記録数が多いほど振幅値が過小評価される問題がある。そこで、赤澤・他(2009)は、Birgören and Irikura(2005)の方法の基本概念を継承しつつ、同手法が有する非定常地盤増幅特性の振幅値の過小評価問題を克服した手法を新たに提案した。そして、抽出された非定常地盤増幅特性を利用して、 M_j3 ～5 程度の中小地震が精度良く再現できることを示した。

本検討では、統計的グリーン関数法に赤澤・他(2009)による非定常地盤増幅特性の概念を導入し、短周期帯域に対応する最新の SMGA モデルを利用して 2011 年東北地方太平洋沖地震の観測波形のシミュレーションを行う。そして、周期数秒以下の短周期帯域（0.5～10Hz）の強震動評価を通じて手法の適用性を検証する。

2.2.2.2 非定常地盤増幅特性評価手法の概要

本節では、非定常地盤増幅特性評価手法として提案されてきた Birgören and Irikura(2005), 赤澤・入倉(2007), 赤澤・他(2009)の各手法について概説する。

(1) Birgören and Irikura(2005)の方法

Birgören and Irikura(2005)の方法の特徴は、地震観測記録のウェーブレット係数から震源および伝播経路特性を取り除くことで、対象地点の経験的地盤増幅特性を成分毎に抽出するところにある。以下に、その抽出手順を簡単に示す。

- ① 複数の地震観測記録 $f_i(t)$ に対してそれぞれ離散ウェーブレット変換を実行し、それらのウェーブレット係数 $\alpha_{j,k,i}^O$ を求める。

$$\alpha_{j,k,i}^O = \int_{-\infty}^{\infty} \psi_{j,k}^*(t) f_i(t) dt \quad (2.2.2-1)$$

ここで、 i は地震を示す整数、 j と k はそれぞれウェーブレットのスケールと位置（時間遅れ）を示す整数、 t は時間、 $\psi_{j,k}^*(t)$ はウェーブレット $\psi_{j,k}(t)$ の共役複素数を示す。アナライジング・ウェーブレットには、Meyer-Yamada のウェーブレット(1989, 1991)を利用する。

- ② ①で求められたウェーブレット係数 $\alpha_{j,k,i}^O$ を、ウェーブレット・レベル j の代表周波数 f_j ($= 2^{j+1}/3T_d$; T_d は解析する地震観測記録の長さ(秒)) に対応する基盤スペクトル $S(f)_{j,i} P(f)_{j,i}$ で除することで、地盤増幅特性を示すウェーブレット係数 $\alpha_{j,k,i}^G$ を求める。

$$\alpha_{j,k,i}^G = \frac{\alpha_{j,k,i}^O}{S(f)_{j,i} P(f)_{j,i}} \quad (2.2.2-2)$$

ここで、 $S(f)_{j,i}$ と $P(f)_{j,i}$ は、それぞれ震源特性と伝播経路特性を示す地震 i の振幅スペクトルを示す。ここでは、 $\alpha_{j,k,i}^G$ を地盤増幅ウェーブレット係数と称する。

- ③ 各地震に対して得られた地盤増幅ウェーブレット係数 $\alpha_{j,k,i}^G$ を全地震で平均化することで、対象地点に対する経験的な地盤増幅ウェーブレット係数 $\bar{\alpha}_{j,k}^G$ を抽出する。

$$\bar{\alpha}_{j,k}^G = \frac{1}{Ne'} \sum_{i=1}^{Ne} \alpha_{j,k,i}^G \quad (2.2.2-3)$$

ここで、 Ne は全地震数を示す。また、 Ne' は実際に平均化に利用する地震数を示しており、精度が不足している周波数範囲に対応するウェーブレット・レベルは、平均化には利用しない。

- ④ ③で求められた地盤増幅ウェーブレット係数 $\bar{\alpha}_{j,k}^G$ を逆変換して得られる時刻歴波形 $G(t)$ を、対象地点の経験的地盤増幅特性とする。

$$G(t) = \sum_{j=0}^{n-1} \sum_{k=0}^{2^j-1} \alpha_{j,k}^G \psi_{j,k}(t) \quad (2.2.2-4)$$

ここで、地震観測記録 $f_i(t)$ のデータ数は $N=2^n$ で表されるものとする。
図 2.2.2-1 に、Birgören and Irikura(2005)の方法のフローを示す。

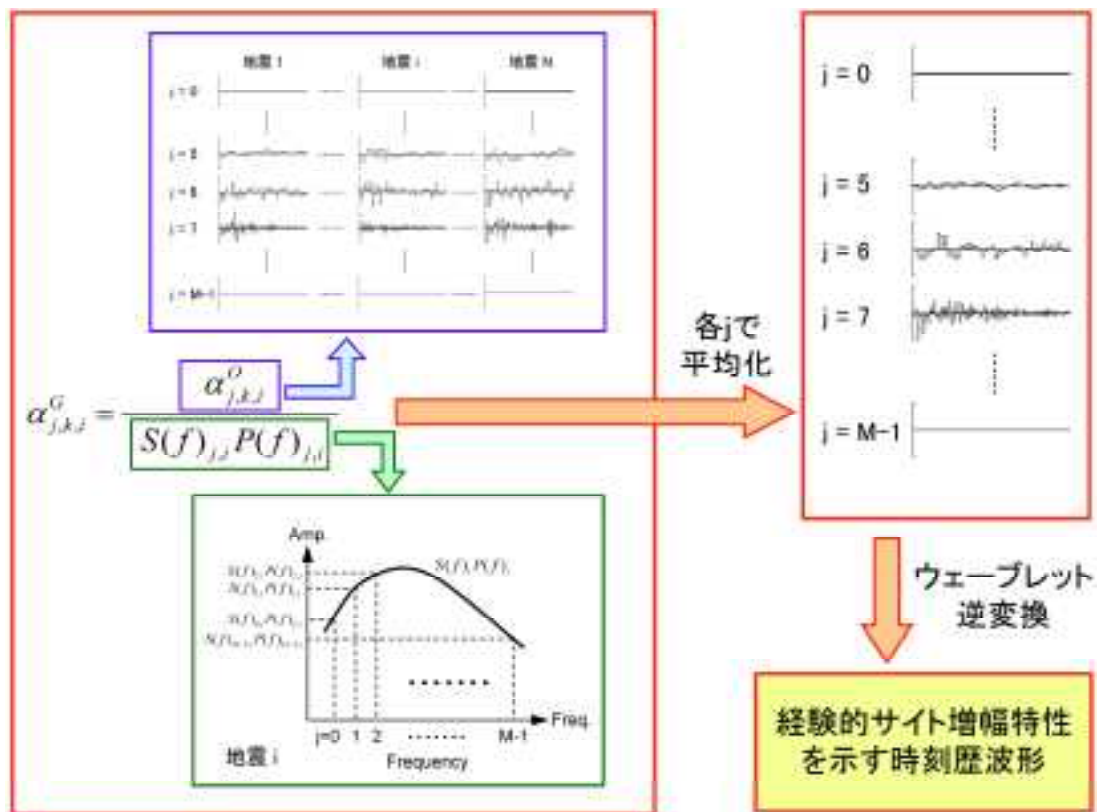
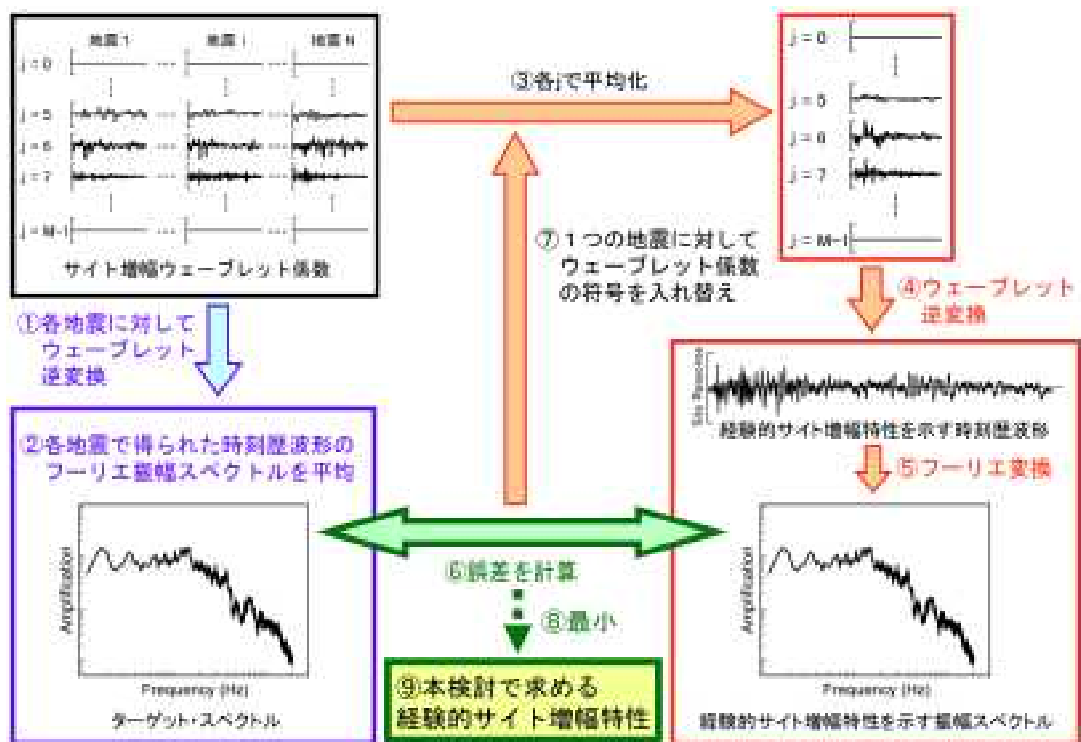


図 2.2.2-1 Birgören and Irikura(2005)の方法のフロー

(2) 赤澤・入倉(2007)の方法

Birgören and Irikura の方法(2005)の課題の一つは、複数の記録から得られた地盤増幅ウェーブレット係数を平均化する際に、同係数の符号を適切に揃える方法を示していない点であり、これが、この手法が有する「地盤増幅特性の振幅・位相特性」の信頼性向上を左右する。地震毎に波形が異なる以上、ウェーブレット係数を平均化することによる損失は避けられないが、できるだけそれを小さく抑えることが適切な平均化のためには不可欠である。ウェーブレット係数の符号が揃っていないほど、平均化されたウェーブレット係数は小さくなり、得られる波形の振幅も小さくなることは容易に想像できる。そこで、赤澤・入倉(2007)、Birgören and Irikura(2005)の方法で得られる「地盤増幅特性の振幅特性」に着目し、平均化されたウェーブレット係数を逆変換することにより得られる時刻歴波形のフーリエスペクトルと、ターゲット・スペクトル（地盤増幅ウェーブレット係数を逆変換して得られる時刻歴波形のフーリエスペクトルを各地震観測記録に対して計算し、それを全地震で算術平均して得られるスペクトル）との誤差が最小となるように平均化することで、損失を最小限に抑えることを考えた。その手段として、各記録の正負を入れ替えながら、考え得る全ての組み合わせに対して計算し、上述した誤差が最小となるような組み合わせを導出することとした。計算は、従来のように水平2成分のベクトル和として求められるスペクトルではなく、各成分のスペクトルに対してそれぞれ実施される。図 2.2.2-2 に、赤澤・入倉(2007)の方法のフローを示す。



・ j = 0 ~ j = M-1 は 全ての規模に対して計算が完了してしまっている

図 2.2.2-2 赤澤・入倉(2007)の方法のフロー

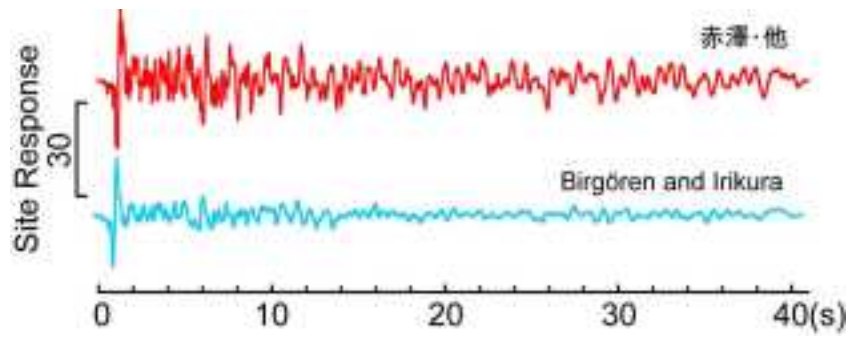
(3) 赤澤・他(2009)の方法

赤澤・他(2009)は、Birgören and Irikura(2005)の方法により抽出される非定常地盤増幅特性の振幅値が赤澤・入倉(2007)の方法を利用して波形の極性（プラスとマイナス）を揃えた場合でも過小評価される原因は、(2.2.2-3)において地盤増幅ウェーブレット係数 $\alpha_{j,k,i}^G$ をそのまま平均化しているためであることを示した。そこで、赤澤・他(2009)は、地盤増幅ウェーブレット係数 $\alpha_{j,k,i}^G$ のパワーを平均化することで、Birgören and Irikura(2005)の方法が有する振幅値の過小評価問題を解消した。赤澤・他(2009)により提案された地盤増幅ウェーブレット係数 $\bar{\alpha}_{j,k}^G$ 'の平均化の方法を次式に示す。

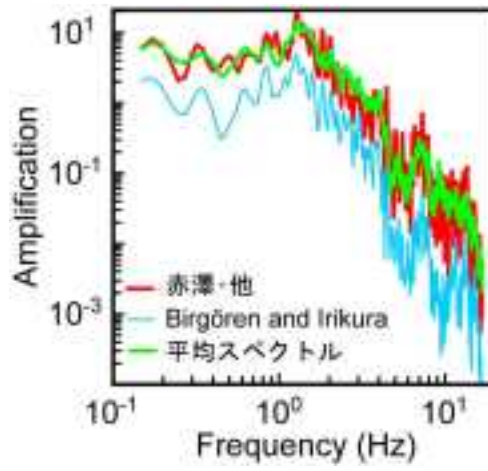
$$\bar{\alpha}_{j,k}^G = \frac{\bar{\alpha}_{j,k}^G}{|\bar{\alpha}_{j,k}^G|} \sqrt{\frac{1}{Ne'} \sum_{i=1}^{Ne'} |\alpha_{j,k,i}^G|^2} \quad (2.2.2-5)$$

ここで、 $\bar{\alpha}_{j,k}^G$ 'は赤澤・入倉(2007)の方法によって平均化された地盤増幅ウェーブレット係数である。(2.2.2-5)式を利用することで、振幅は周波数に依存した平均的な経時特性（包絡形状）が、位相は利用地震観測記録に共通したコヒーレントな特性が与えられる。

手法の適用例として、図 2.2.2-3(a)に、関西地震観測研究協議会の FKS（福島）観測点を対象に赤澤・他(2009)の方法と Birgören and Irikura(2005)の方法により求められた Transverse 成分の非定常地盤増幅特性の時刻歴波形を示す。ここで、Birgören and Irikura(2005)では、赤澤・入倉(2007)の方法により各波形の極性が揃えられている。直達S波部に着目すると、最初の大振幅波が両手法で非常に似通っている。一方、後続波部では、位相は概ね揃っているが、赤澤・他(2009)による波形は Birgören and Irikura(2005)による波形と比較して振幅が相対的に大きくなっている。図 2.2.2-3(b)に、図 2.2.2-3(a)に示した波形のパワースペクトルを示す。ここで、図中の「平均スペクトル」は、各地震観測記録から得られた地盤増幅ウェーブレット係数の逆変換波から求められるパワースペクトルの平均であり、求めるべき非定常地盤増幅特性の振幅特性に相当する。Birgören and Irikura(2005)の方法によって得られたスペクトルは、いずれも、平均スペクトルより全体的に過小評価となっている。一方、赤澤・他(2009)の方法による結果は、平均スペクトルと非常に良い対応を示している。この結果は、赤澤・他(2009)の方法を利用することで、対象地点の非定常地盤増幅特性が精度良く抽出されることを示している。



(a) 時刻歴波形



(g) パワースペクトル

図 2.2.2-3 FKS 観測点を対象に抽出された Transverse 成分の非定常地盤増幅特性

2.2.2.3 非定常地盤増幅特性を考慮した統計的グリーン関数法

検討対象地点の地震動波形は、震源特性と伝播経路特性、地盤増幅特性のコンボリユーション（畳み込み積分）により作成される。コンボリユーションは、周波数領域では複素フーリエ係数の掛け算として表される。

$$F_{ij}(f) = S_i(f)P_{ij}(f)G_j(f) \quad (2.2.2-6)$$

ここで、 i と j はそれぞれ地震と観測点を表す添え字を示す。 $S_i(f)$ は震源特性、 $P_{ij}(f)$ は伝播経路特性、 $G_j(f)$ は対象地点の地盤増幅特性を示す複素フーリエ係数である。このうち、震源特性と伝播経路特性のコンボリユーションにより求められる波形 $B_{ij}(f)$ は、対象地点直下の地震基盤に対応する波形に相当する。

$$B_{ij}(f) = S_i(f)P_{ij}(f) \quad (2.2.2-7)$$

以下に、検討対象地点の地震動波形をシミュレーションする手順を示す。

- ① 赤澤・他(2009)の方法を利用して、検討対象地点の非定常地盤増幅特性の時刻歴波形を抽出する。
- ② ①で抽出された非定常地盤増幅特性の時刻歴波形をフーリエ変換し、複素フーリエ係数 $G_j^w(f)$ を求める。
- ③ 統計的グリーン関数法を利用して、検討対象地点直下の地震基盤に対応する波形を作成する。そして、その波形をフーリエ変換し、複素フーリエ係数 $B_{ij}(f)$ を求める。
- ④ 基盤波 $B_{ij}(f)$ と非定常地盤増幅特性 $G_j^w(f)$ をコンボリユーションする（掛け合わせる）ことで、対象地点の地震動波形 $F_{ij}(f)$ を作成する。

$$F_{ij}(f) = B_{ij}(f)G_j^w(f) \quad (2.2.2-8)$$

2.2.2.4 利用する震源モデル

本検討では、川辺・釜江(2013)と Kurahashi and Irikura(2013)により求められた2つの震源モデルを利用して2011年東北地方太平洋沖地震の観測波形のシミュレーションを行う。これらのモデルは、経験的グリーン関数法を用いたフォワードモデリングによりモデル化された、短周期帯域に対応する最新のSMGA (Strong Motion Generation Area) モデルである。以下では、前者を「川辺モデル」、後者を「倉橋モデル」と称する。

図 2.2.2-4 と表 2.2.2-1 に川辺モデルによる、図 2.2.2-5 と表 2.2.2-2 に倉橋モデルによる SMGA の位置と主な震源パラメータをそれぞれ示す。いずれのモデルも、東北地方太平洋沖地震の特徴的な波群を説明するために、5個の SMGA が設定されている。

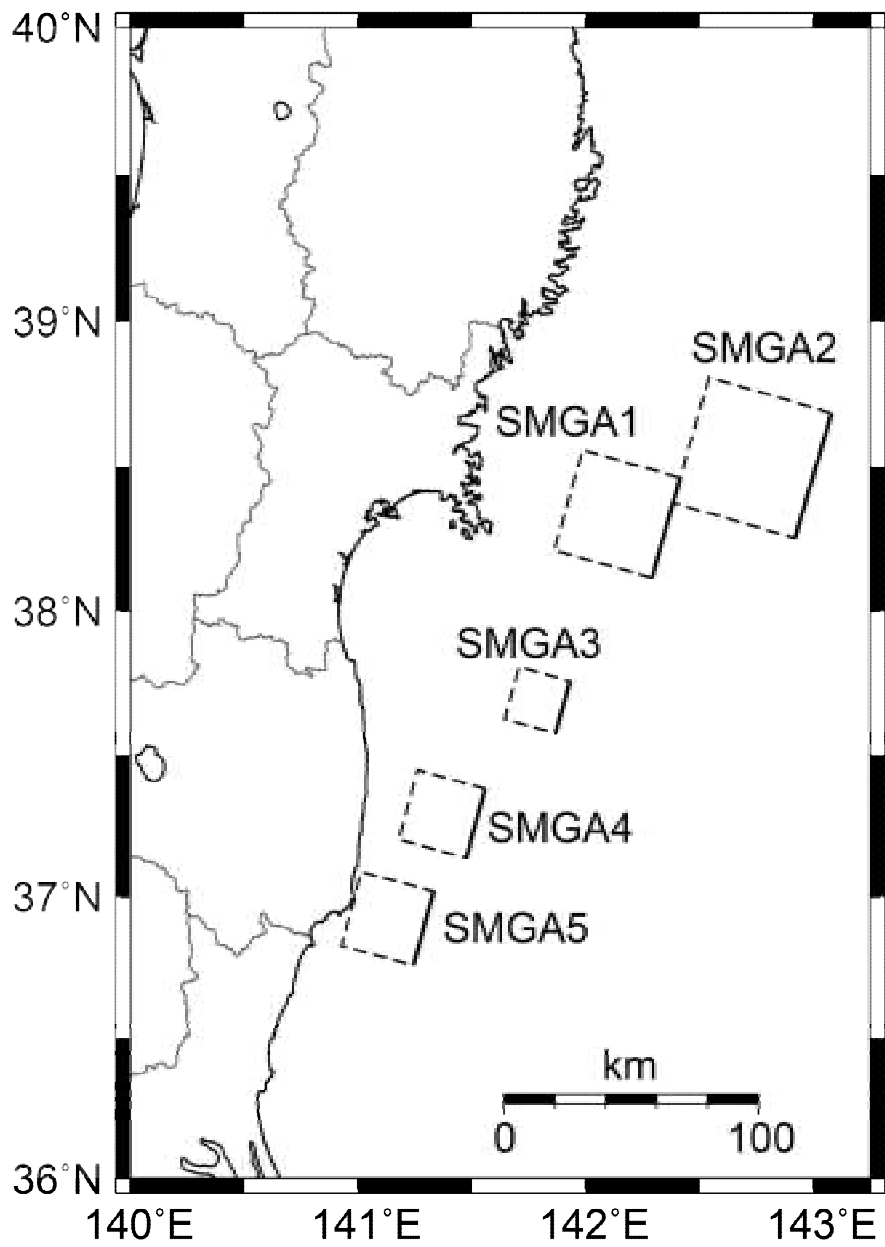


図 2.2.2-4 川辺モデルの SMGA の位置

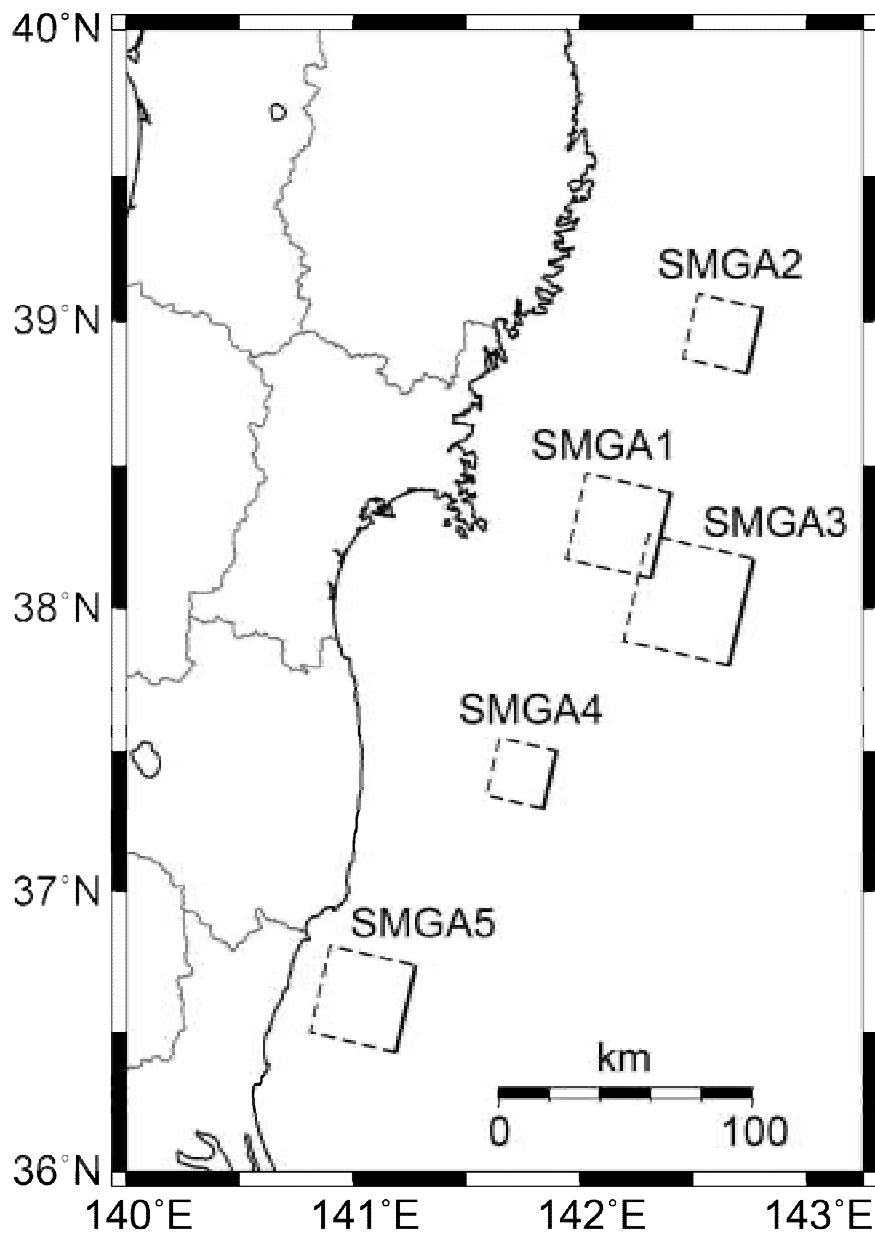


図 2.2.2-5 倉橋モデルの SMGA の位置

表 2.2.2-1 川辺モデルの主な震源パラメータ

	長さ (km)	幅 (km)	地震モーメント (Nm)	応力降下量 (MPa)	震源時からの 遅れ時間(s)
SMGA1	40.0	40.0	5.02E+20	20.4	24.0
SMGA2	50.0	50.0	1.10E+21	21.6	59.0
SMGA3	21.0	21.0	6.43E+19	15.7	81.0
SMGA4	28.0	28.0	1.02E+20	10.5	111.0
SMGA5	30.0	30.0	2.58E+20	23.1	126.0

表 2.2.2-2 倉橋モデルの主な震源パラメータ

	長さ (km)	幅 (km)	地震モーメント (Nm)	応力降下量 (MPa)	震源時からの 遅れ時間(s)
SMGA1	34.0	34.0	2.68E+20	16.0	24.5
SMGA2	25.5	25.5	1.41E+20	20.0	66.5
SMGA3	42.5	42.5	6.54E+20	20.0	66.5
SMGA4	23.1	23.1	1.24E+20	25.2	117.5
SMGA5	35.2	35.2	5.95E+20	26.0	127.5

2.2.2.5 検討対象観測点と非定常地盤増幅特性の抽出に利用する地震の選定

本検討では、川辺モデルの SMGA1,2 と倉橋モデルの SMGA1,3 の影響を大きく受けた宮城県、および川辺モデルの SMGA5 と倉橋モデルの SMGA5 の影響を大きく受けた茨城県北部を対象に、それぞれのエリアに配されている防災科研の K-NET および KiK-net 観測網の観測点から選定して検討に利用する（以下では、これらのエリアをそれぞれ「宮城エリア」、「茨城エリア」と称する）。

非定常地盤増幅特性評価手法では、中小地震の地震観測記録を利用することで、線形応答時の特性が抽出される。したがって、非定常地盤増幅特性の適用性を検証するためには、検討対象とする観測点は非線形化していないことが望ましい。検討に利用する観測点は、以下の条件を満足するものとする。

- ・ 2011 年東北地方太平洋沖地震の観測記録がある。
- ・ ボーリング情報により硬質地盤と判断できる、もしくは 2011 年東北地方太平洋沖地震時の最大加速度が NS 成分・EW 成分共に 300gal 以下である。（最大加速度は 100gal 以下が望ましいが、検討対象エリアには 2011 年東北地方太平洋沖地震時にそのような観測点はないことから、この値に設定した。）
- ・ 非定常地盤増幅特性の抽出に利用可能な地震数が 3 個以上である。

ここで、非定常地盤増幅特性の抽出に利用可能な地震の条件を以下に挙げる。

- ・ 検討対象観測点からの震源距離が 40km 以下である。
- ・ 気象庁マグニチュード M_j が 3~5 である。
- ・ 震源深さが 30km 以浅である。
- ・ KiK-net 地中観測記録を利用して震源スペクトルと伝播経路スペクトルを評価することができる（方法については 2.2.2.6 を参照）。
- ・ 震源スペクトルの評価に利用可能な KiK-net 観測点数が、震源距離 100km 以内に 5 個以上ある。
- ・ 防災科研の F-net のウェブサイトの「地震のメカニズム情報」における品質が「75」以上である。
- ・ 上記震源メカニズムの決定に使用された観測点数が 3 個以上である。

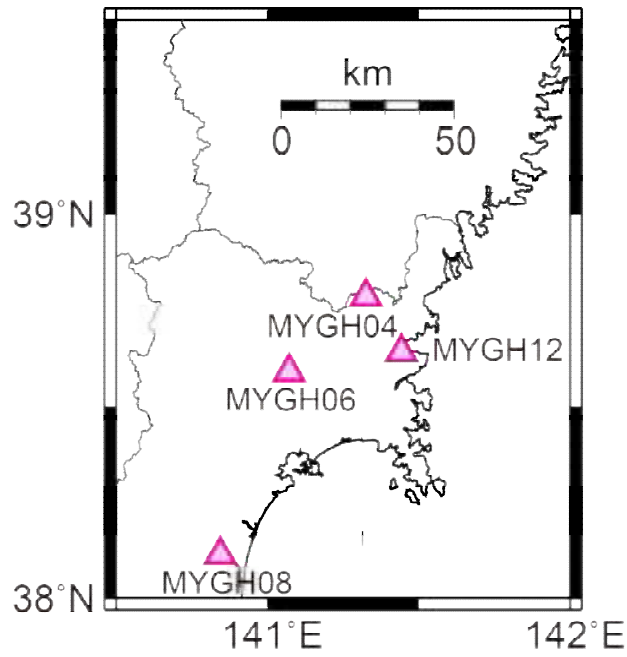
上記条件を踏まえ、以下の 9 地点を検討観測点として選定した。

- ・ 宮城エリア : MYGH04, MYGH06, MYGH08, MYGH12
- ・ 茨城エリア : IBR004, IBRH14

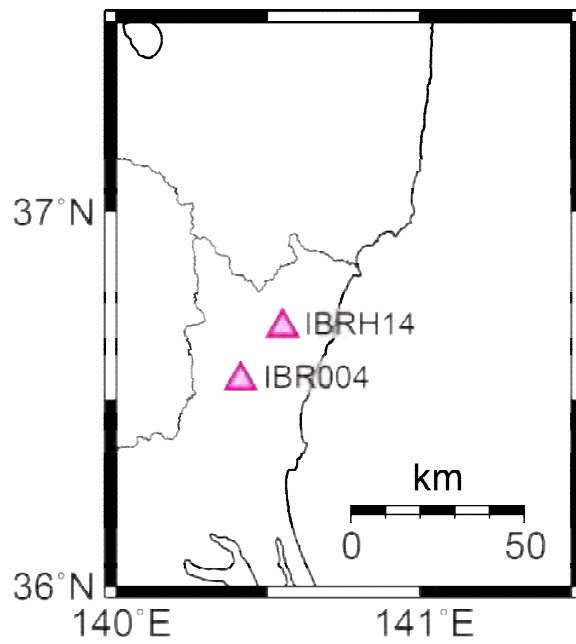
図 2.2.2-6 に、検討観測点の位置を示す。ここで、IBR004 は、防災科研により公開されているボーリング情報において深さ 14.5m 以深は岩盤となっており、K-NET 観測点の中では比較的良質な地盤であるため選定した。しかし、それより浅い部分は火山灰質粘性土と礫質土で構成されており、2011 年東北地方太平洋沖地震時には水平 2 成分共に 1000cm/s/s を超えたため、地盤が非線形化している可能性がある。

非定常地盤増幅特性の抽出に利用する地震は、宮城エリアは観測開始から 2011 年東北地方太平洋沖地震発生時刻までに発生した地震から、茨城エリアは福島県浜通りにおける 2011 年東北地方太平洋沖地震の誘発地震の震源域で 2011 年 11 月 30 日までに発生した地震から、それぞれ選

定する。図 2.2.2-7 に選定された地震の震央位置を，表 2.2.2-3 に選定された地震および各検討観測点に対して非定常地盤増幅特性の抽出に利用可能な地震観測記録の取得状況を，それぞれ示す。

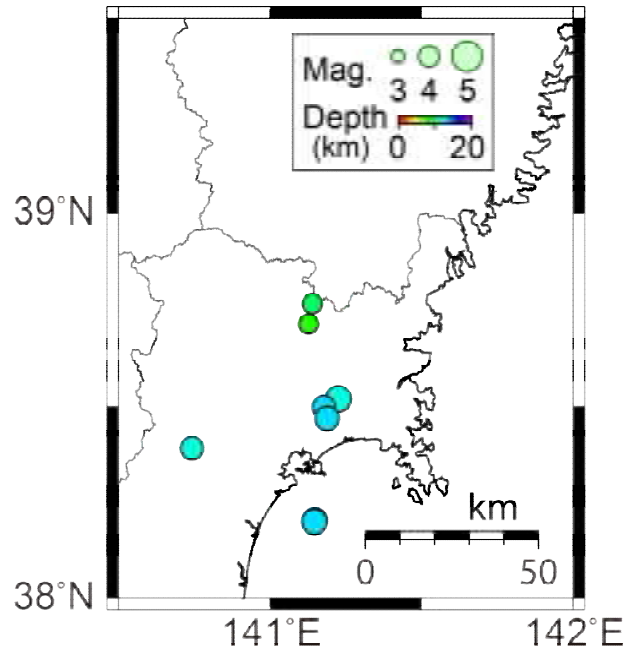


(a) 宮城エリア

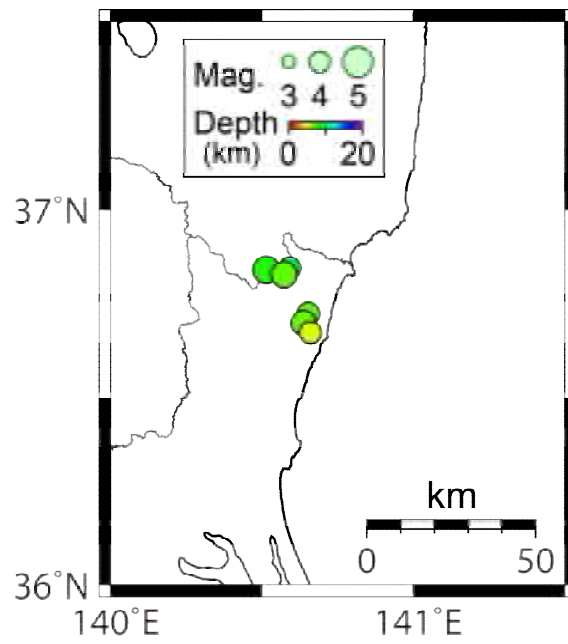


(b) 茨城エリア

図 2.2.2-6 検討観測点の位置



(a) 宮城エリア



(b) 茨城エリア

図 2.2.2-7 非定常地盤増幅特性の抽出に利用する地震の震央位置

表 2.2.2-3 非定常地盤増幅特性の抽出に利用する地震
および検討観測点における利用可能な地震観測記録の取得状況一覧

(a) 宮城エリア

地震 番号	発震時	震央緯度	震央経度	深さ (km)	M_j	M_0 (Nm)	品質	MYG H04	MYG H06	MYG H08	MYG H12
A01	2002.02.13 18:54:47.6	N38° 45.9'	E141° 08.4'	8.6	3.9	6.94E+14	89.39	●	●		
A02	2002.11.16 12:19:53.5	N38° 42.7'	E141° 07.6'	7.0	3.9	5.36E+14	81.89	●	●		●
A03	2003.08.08 09:51:31.6	N38° 31.1'	E141° 13.5'	10.8	4.6	3.11E+15	94.12	●	●		●
A04	2003.08.12 09:27:58.7	N38° 29.8'	E141° 10.6'	12.0	4.3	1.77E+15	93.04	●	●		●
A05	2003.10.23 14:00:37.5	N38° 28.0'	E141° 11.3'	12.2	4.4	9.86E+14	92.68	●	●		●
A06	2006.07.06 06:11:44.9	N38° 23.4'	E140° 44.5'	11.3	4.3	1.63E+15	88.97			●	
A07	2007.04.05 20:39:40.8	N38° 12.1'	E141° 08.9'	11.7	4.5	2.34E+15	91.60			●	
A08	2007.04.12 22:50:26.1	N38° 11.9'	E141° 08.8'	11.9	4.5	1.99E+15	92.91			●	
							記録数	5	5	3	4

(b) 茨城エリア

地震 番号	発震時	震央緯度	震央経度	深さ (km)	M_j	M_0 (Nm)	品質	IBR 004	IBR H14
B01	2011.03.26 23:10:59.6	N36° 43.5'	E140° 39.1'	6.6	4.3	1.20E+15	89.23	●	●
B02	2011.04.12 00:21:38.9	N36° 50.4'	E140° 30.8'	7.4	4.8	6.11E+15	89.71	●	●
B03	2011.04.14 20:02:27.6	N36° 50.7'	E140° 35.5'	9.3	4.2	1.57E+15	83.59	●	●
B04	2011.05.10 08:38:22.7	N36° 41.9'	E140° 38.2'	5.9	4.5	2.79E+15	93.42	●	●
B05	2011.08.16 19:16:13.7	N36° 49.6'	E140° 34.3'	5.9	4.6	5.07E+15	92.55	●	●
B06	2011.09.26 22:46:03.4	N36° 40.4'	E140° 39.6'	4.8	4.2	1.04E+15	83.36	●	●
							記録数	6	6

2.2.2.6 震源スペクトルと Q 値の導出

本検討では、KiK-net地中観測記録を利用して、震源特性と伝播経路特性を規定する震源スペクトルとQ値を導出する。

震源スペクトルは、加速度の式として次式でモデル化される (Boore(1983))。

$$S_i(f) = M_{0i} \frac{R_{\theta\phi} F_S P_{RITN}}{4\pi\rho\beta^3} \frac{(2\pi f)^2}{1+(f/f_{c_i})^2} \quad (2.2.2-9)$$

ここで、 M_{0i} は地震モーメント、 $R_{\theta\phi}$ はラディエーションパターン係数、 F_S は自由地表面の効果を表す定数、 P_{RITN} は水平2成分へのエネルギー分配を表す定数、 ρ と β はそれぞれ震源域から地震基盤までの媒質の平均的な密度とS波速度、 f_{c_i} はコーナー周波数、 i と j はそれぞれ地震と地点を表す添え字である。一方、伝播経路スペクトルは次式で表される。

$$P_{ij}(f) = \frac{1}{R_{ij}} \exp\left(\frac{-\pi R_{ij} f}{Q(f)\beta}\right) \quad (2.2.2-10)$$

ここで、 R_{ij} は震源距離、 $Q(f)$ は周波数依存を考慮したQ値である。本検討において、(2.2.2-9)式における F_S 、 P_{RITN} 、 ρ 、 β の値は、それぞれ2、1、2.7t/m³、3.6km/sとする。また、 $R_{\theta\phi}$ には、Boore and Boatwright(1984)におけるS波のラディエーションパターン係数「0.55」を与える。

KiK-net 地中強震計設置地点で得られた観測記録のスペクトル $F_{ij}(f)$ をインピーダンス比係数 C_{ij}^{IR} で除することで、観測点直下の地震基盤上に相当する震動スペクトル $F_{ij}^R(f)$ が算出される (赤澤・入倉(2012))。

$$F_{ij}^R(f) = \frac{F_{ij}(f)}{C_{ij}^{IR}} \quad (2.2.2-11)$$

ここで、インピーダンス比係数は、震源付近と地中強震計設置地点付近のインピーダンスの比の平方根で表される増幅率である。本検討では、複数の観測記録から求められた $F_{ij}^R(f)$ と理論式 ($S_i(f)$ と $P_{ij}(f)$ の積) の残差が最小になるときのコーナー周波数 f_{c_i} と $Q(f)$ を導出する。理論式中の地震モーメントにはF-netで求められている値を利用することで、低周波数域の震源スペクトル特性を拘束する。

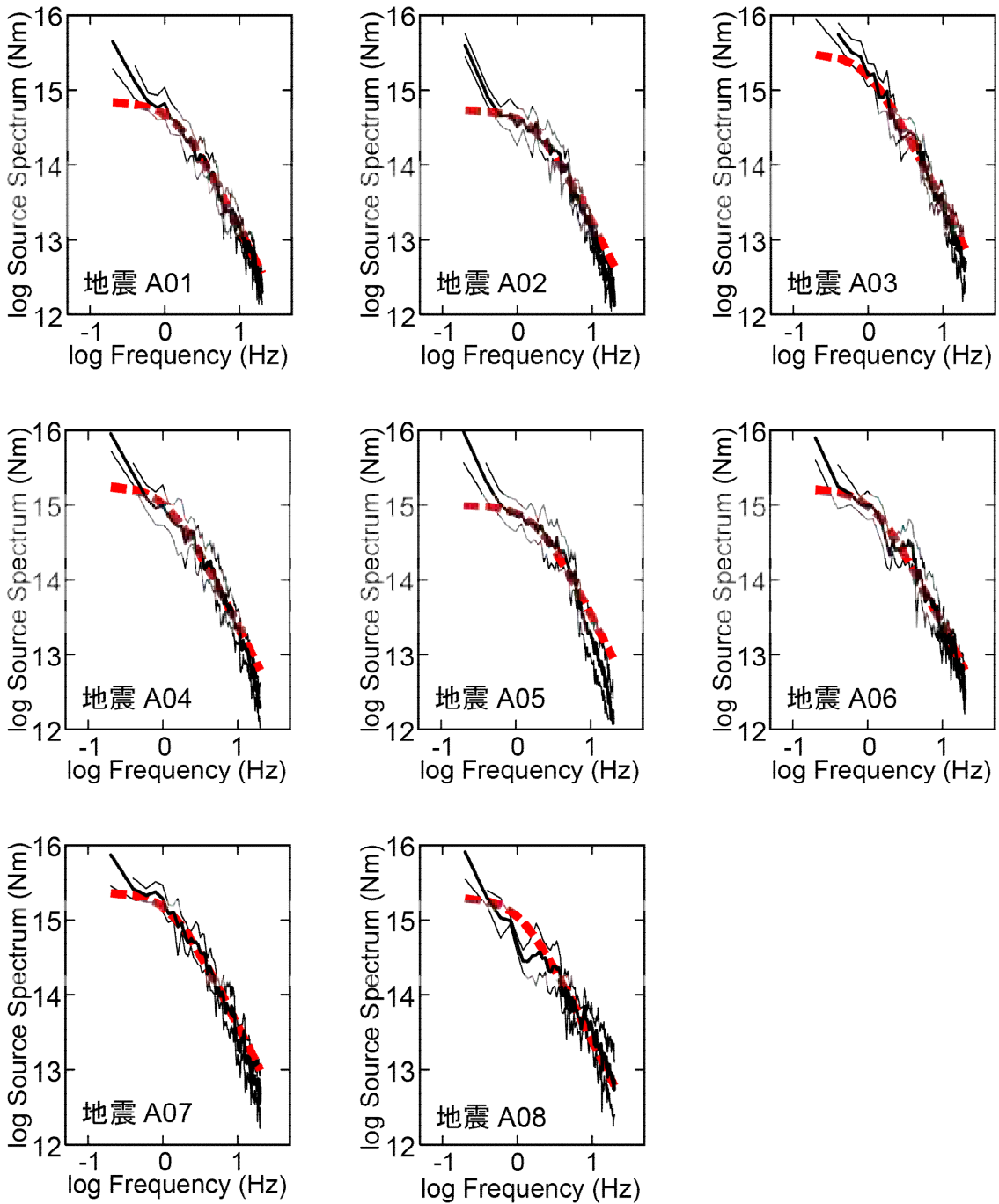
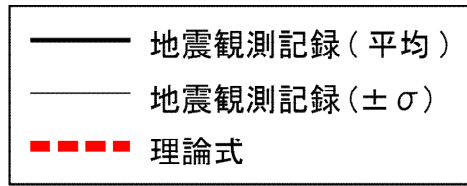
表2.2.2-3に示した地震のKiK-net地中観測記録 (S波初動の1秒前から5.12秒間) を利用することで、宮城エリアと茨城エリアに対してそれぞれ以下のQ値が導出された。

$$\text{宮城エリア} : Q(f) = 60f^{1.21} \quad (2.2.2-12)$$

$$\text{茨城エリア} : Q(f) = 98f^{0.88} \quad (2.2.2-13)$$

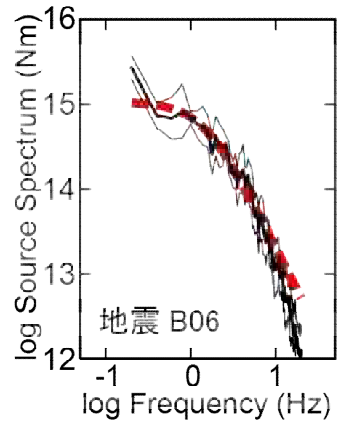
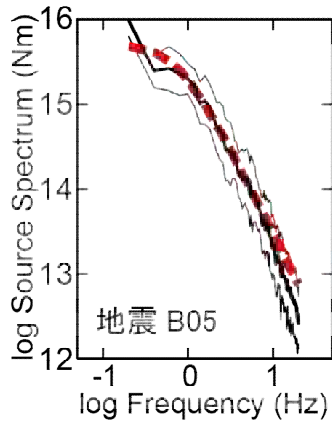
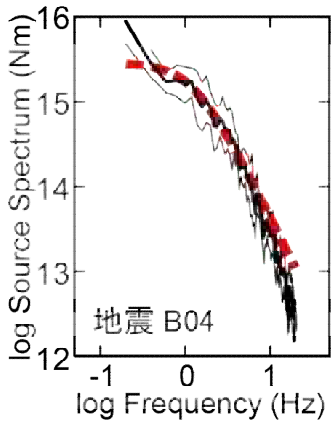
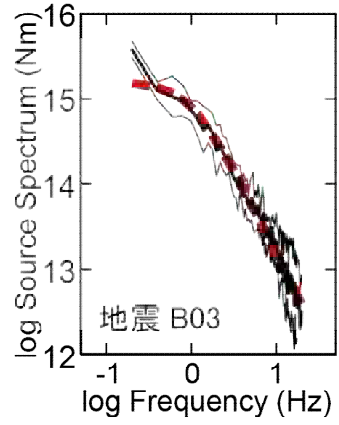
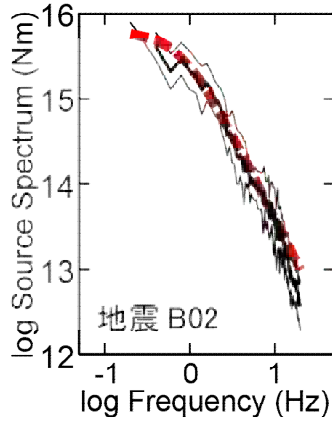
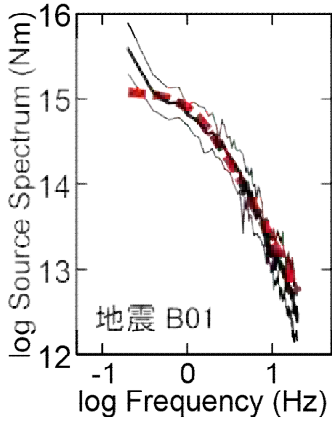
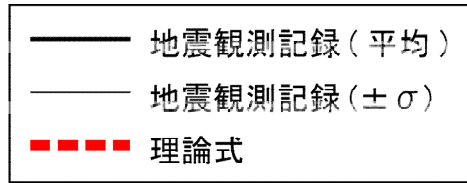
有効周波数はいずれも 1~10Hz である。導出に際して支障がある記録は、計算から除外した。また、表 2.2.2-3 に示した地震 A8 時の KiK-net 地中観測記録はいずれも 2Hz 以下の精度が欠落しているため、上述した方法によるコーナー周波数や Q 値の同定には利用していない。

図 2.2.2-8 に、2.2.2.5 で選定された地震（表 2.2.2-3）を対象に算出された震源スペクトルを、地震毎に示す。図において、太線は地震観測記録から算出されたスペクトルの平均値を、細線はその標準偏差を、点線は抽出されたコーナー周波数と F-net で求められている地震モーメントで表される理論スペクトルを示す。ここで、地震 A8 地震のコーナー周波数は、(2.2.2-12)式を理論式 ((2.2.2-10)式) に与え、2~10Hz でそれを観測記録にフィッティングさせることで導出した。表 2.2.2-4 に、導出されたコーナー周波数をまとめる。表中の「KiK-net 観測点数」は、コーナー周波数と Q 値の導出（地震 A8 はコーナー周波数のみ）に利用した KiK-net 観測点の数である。



(a) 宮城エリア

図 2.2.2-8(1) 算出された震源スペクトル(1)



(b) 茨城エリア

図 2.2.2-8(2) 算出された震源スペクトル(2)

表 2.2.2-4 抽出されたコーナー周波数

(a) 宮城エリア

地震番号	コーナー周波数 (Hz)	KiK-net記録数
A01	1.40	6
A02	1.77	6
A03	0.96	7
A04	1.15	6
A05	1.87	8
A06	1.20	5
A07	1.27	5
A08	1.08	6

(b) 茨城エリア

地震番号	コーナー周波数 (Hz)	KiK-net記録数
B01	1.27	7
B02	0.86	9
B03	0.97	5
B04	1.31	6
B05	0.78	12
B06	1.48	7

2.2.2.7 非定常地盤増幅特性の抽出

2.2.2.5 で選定された 6 観測点を対象に、赤澤・他(2009)の方法を利用して NS 方向と EW 方向の非定常地盤増幅特性を抽出する。非定常地盤増幅特性の抽出に利用する地震観測記録の時間長は、S 波初動の 1 秒前から 40.96 秒間とする。ただし、この 40.96 秒の間にデータが無くなる記録、および非定常地盤増幅特性の抽出に支障がある記録（例えば、低周波数域の精度が他の記録と比較して低い場合）は、検討に利用しない。震源特性（(2.5.1)式）と伝播経路特性を評価する際に与える S 波速度 β と密度 ρ 、Q 値は、2.2.2.6 に従う。

図2.2.2-9に、抽出されたNS成分とEW成分の非定常地盤増幅特性の時刻歴波形とフーリエスペクトルを、観測点毎に示す。ここで、時刻歴波形は、ウェーブレット・レベル $j=5\sim 10$ （代表周波数 $0.52\sim 16.67\text{Hz}$ ）のウェーブレット係数を利用して計算している。IBR004では、フーリエスペクトルは4Hz以上で増幅が10倍を大きく上回り、時刻歴波形は比較的振幅が大きい後続波が長時間継続しており、比較的軟弱な地盤であることを示唆している。この結果は、2.2.2.5で示したボーリング情報と整合している。IBRH14では、フーリエスペクトルはほぼ全周波数帯で10倍を下回っているものの、やや大きめの後続波が比較的長時間継続している。それ以外の観測点では目立った卓越は無く、後続波もそれほど大きくないため、観測点直下は比較的良質な地盤であることを示している。

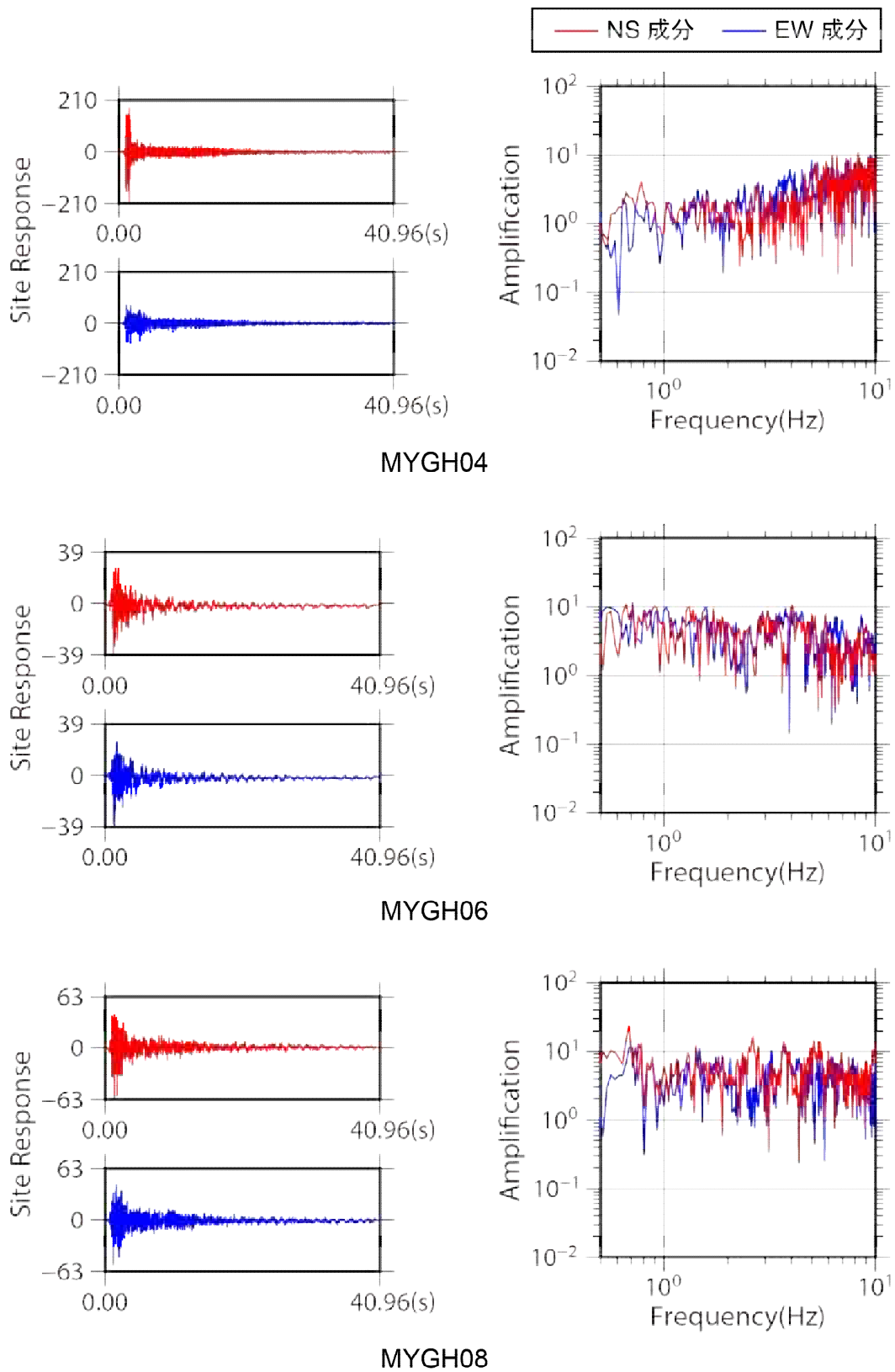
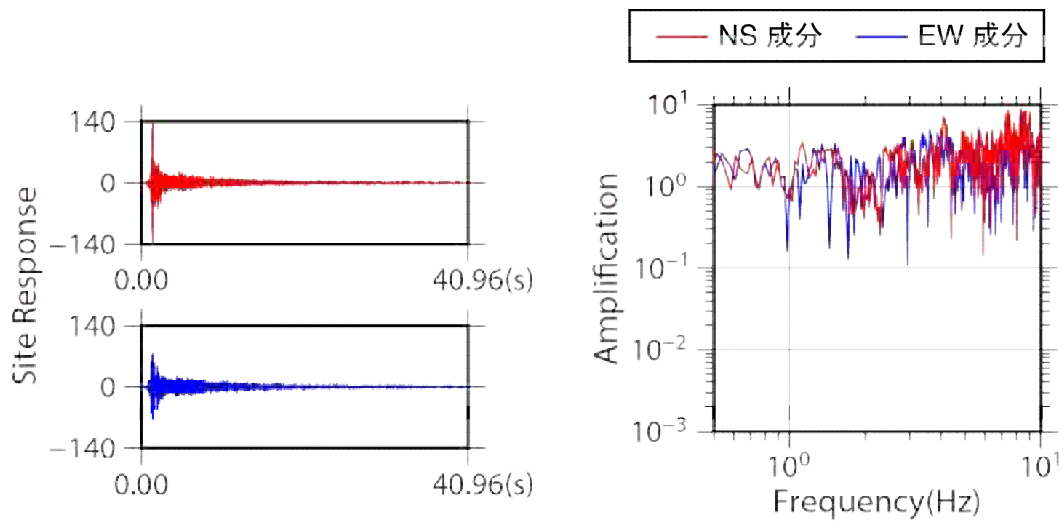
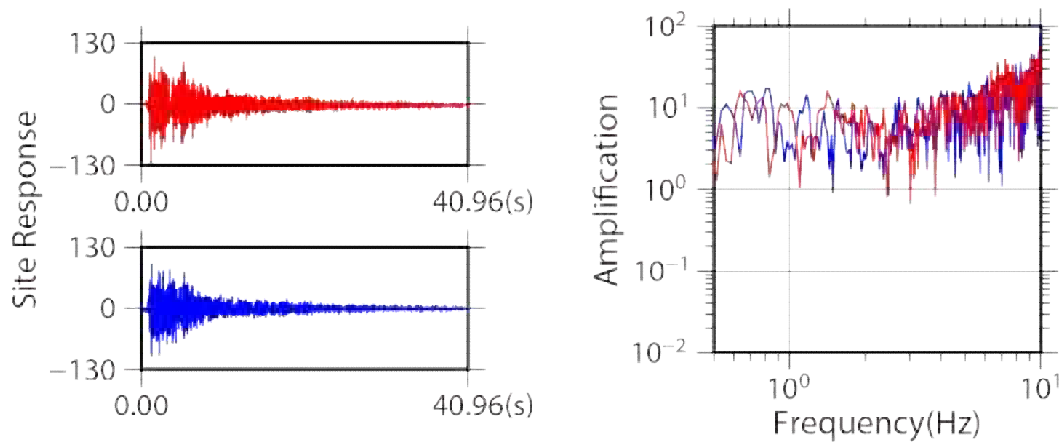


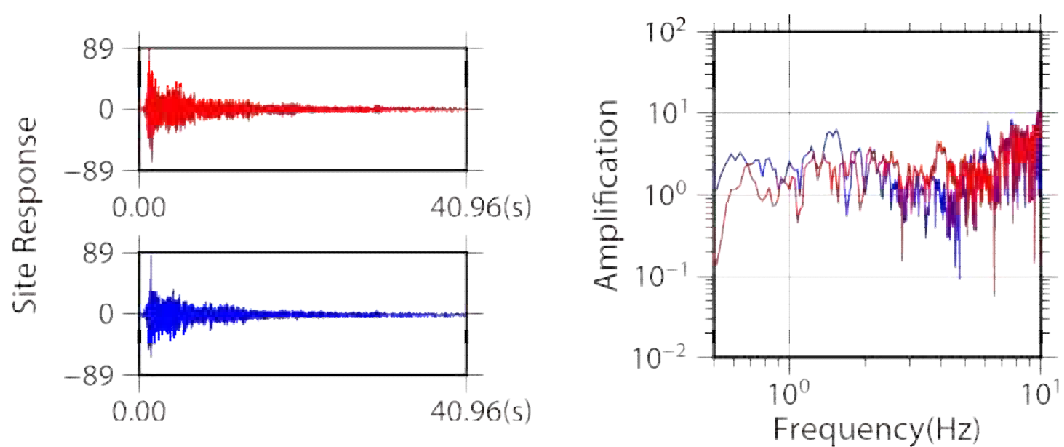
図 2.2.2-9(1) 抽出された非定常地盤増幅特性(1)



MYGH12



IBR004



IBRH14

図 2.2.2-9(2) 抽出された非定常地盤増幅特性(2)

2.2.2.8 2011年東北地方太平洋沖地震の観測波形のシミュレーション

2.2.2.5 で選定した観測点を対象に、2.2.2.3 に示した非定常地盤増幅特性を考慮した統計的グリーン関数により、2011年東北地方太平洋沖地震の観測波形をシミュレーションする。シミュレーションする波形長は、327.68秒間とする。2.2.2.7 で抽出した非定常地盤増幅特性の時間長は40.96秒間であるため、本計算における非定常地盤増幅特性は、40.96秒以降のデータにゼロを与えて全時間長327.68秒間の時刻歴波形データとする。Q値は、表2.1.5-2に示す2011年東北地方太平洋沖地震の本震と余震から求められている次式を利用する。

$$Q(f) = 104.7 f^{1.02} \quad (2.2.2-14)$$

また、S波速度と密度には、(2.2.2-14)式に示すQ値の導出時に与えられた3.6km/sと2.7t/m³をそれぞれ与える。広域遮断フィルターの特性は非定常地盤増幅特性に含まれているため、本シミュレーションでは同フィルターは設定しない。

図2.2.2-10に、地震観測記録と、川辺モデルと倉橋モデルを利用してそれぞれシミュレーションされた波形を観測点毎に示す。図2.2.2-10では、2.2.2.7で抽出した非定常地盤増幅特性を利用してシミュレーションした結果と、比較のために非定常地盤増幅特性の振幅スペクトルのみを利用してシミュレーション結果を併せて示す。シミュレーションした波形長は327.68秒間だが、図2.2.2-10では、200秒間の波形をピックアップして示す。また、抽出された非定常地盤増幅特性の低周波数域における精度と、川辺モデル・倉橋モデルにおける高周波数域の上限を考慮し、シミュレーションされた波形は0.5~10HzのB.P.Fを通した結果を示す。なお、地震観測記録とシミュレーション波形の波群の位置がずれているが、これは、シミュレーション波形の先頭の時間を地震観測記録に合わせていないためである。全観測点に共通し、振幅スペクトルのみを用いた場合のシミュレーション波形は、観測波形に比べて後続波の継続時間が短い。一方、非定常地盤増幅特性を用いた場合のシミュレーション波形は、振幅スペクトルのみを用いた場合と比較して、後続波の継続時間が長くなっており、地震観測記録の後続波を良く再現している。これは、地盤増幅特性に位相特性を導入した効果であると考えられる。時刻歴波形の振幅の大きさに着目すると、川辺モデル・倉橋モデル共に、宮城エリアの4観測点のシミュレーション波形は地震観測記録の振幅を比較的良好に再現できている。一方、茨木エリアの2観測点の波形は、シミュレーション波形が地震観測記録より数倍程度大きくなっている。この2観測点の非定常地盤増幅特性は2.2.2.7で示したように軟弱地盤としての傾向を示しており、2011年東北地方太平洋沖地震時の揺れによりいずれも地盤が非線形化したために、シミュレーション波形の振幅が大きくなったと考えられる。

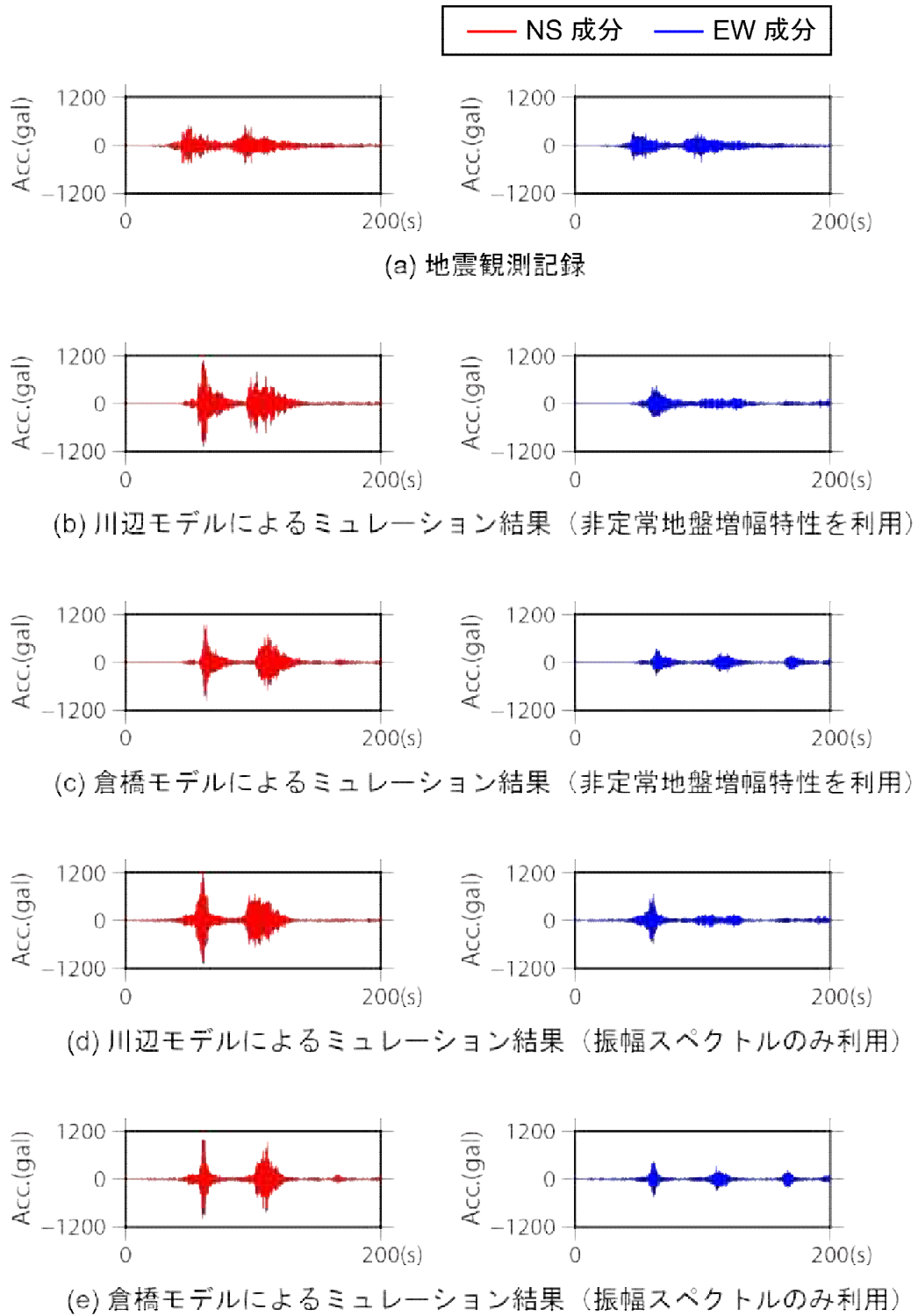


図 2.2.2-10(1) 2011 年東北地方太平洋沖地震の観測記録のシミュレーション結果 (MYGH04)

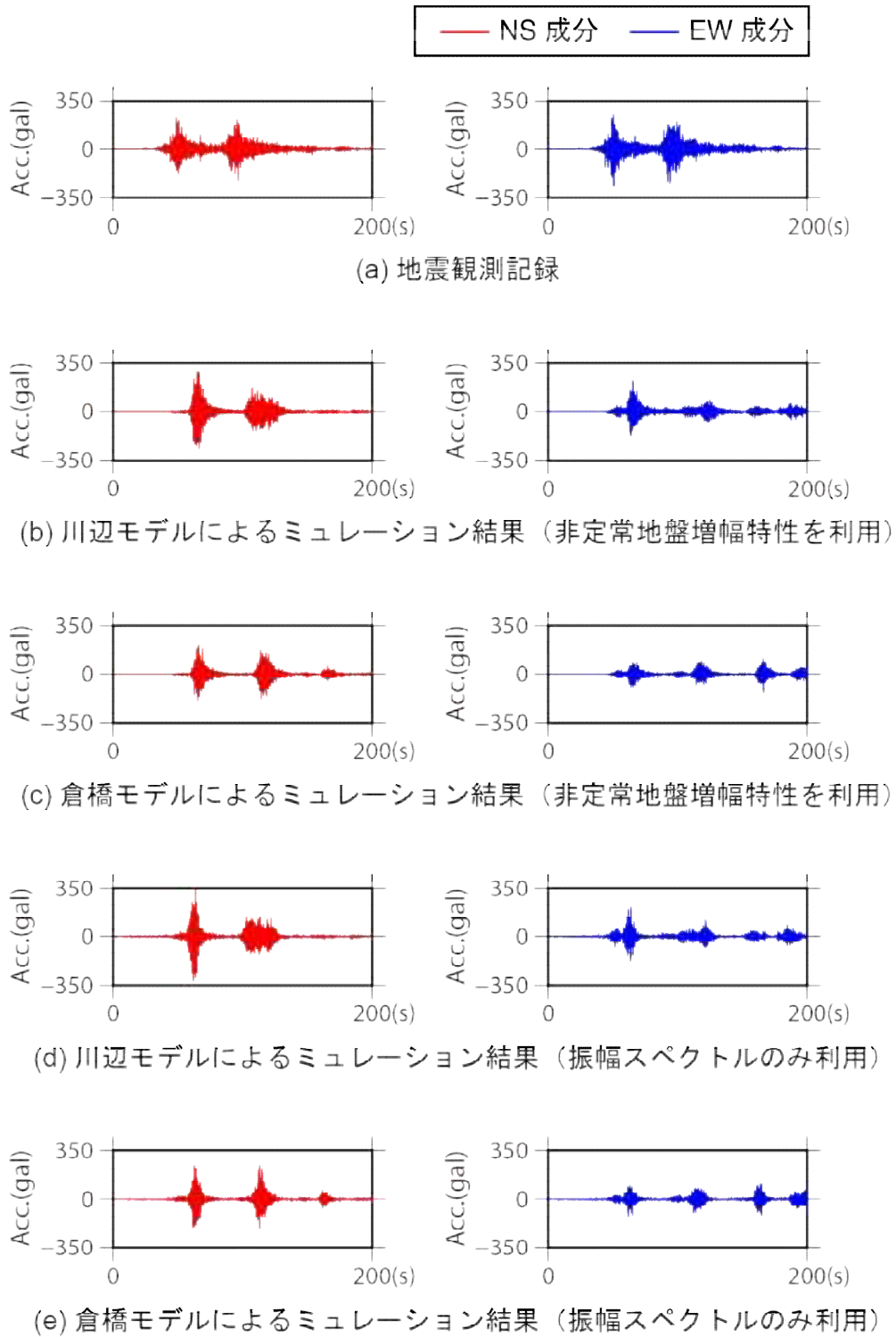


図 2.2.2-10(2) 2011 年東北地方太平洋沖地震の観測記録のシミュレーション結果 (MYGH06)

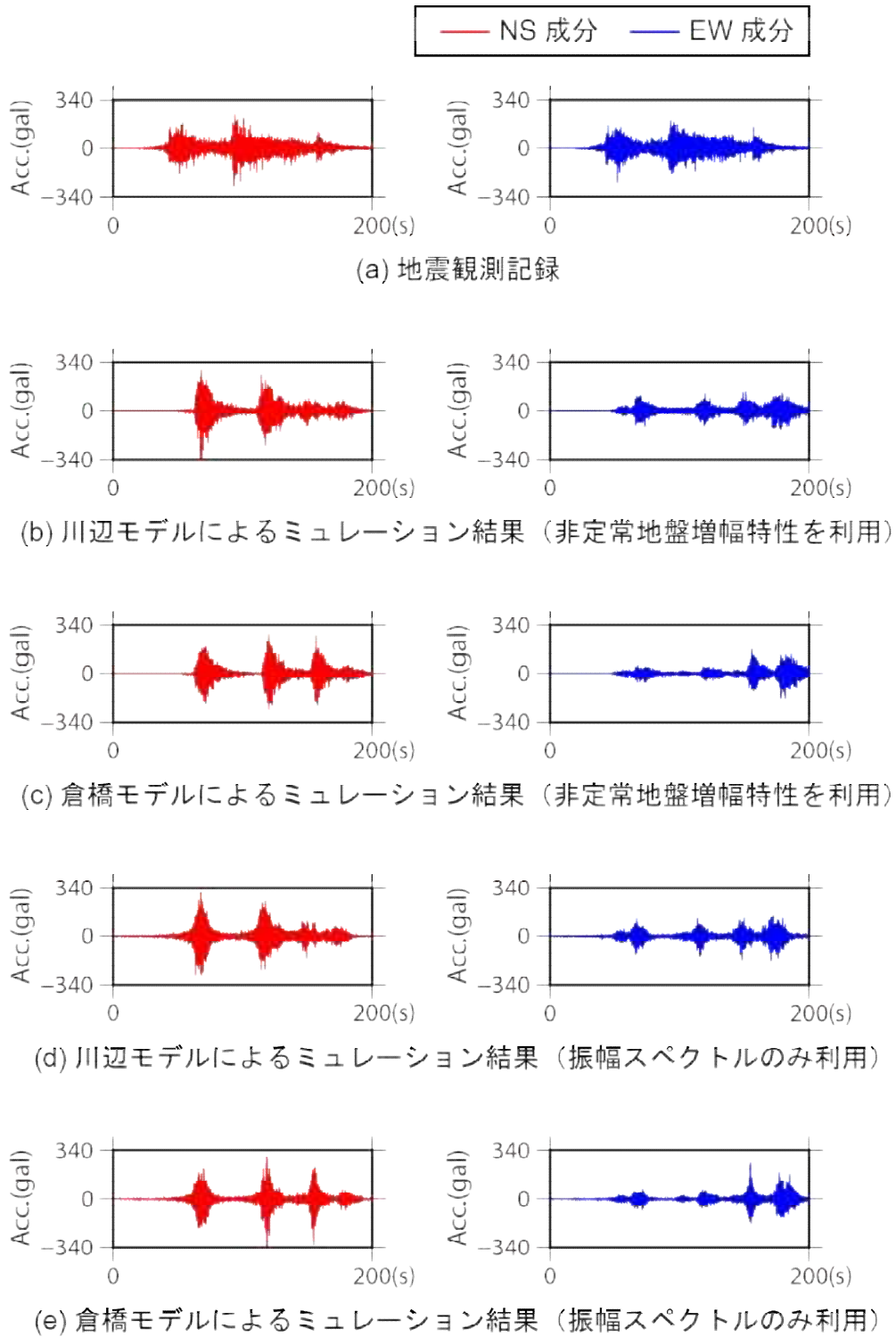


図 2.2.2-10(3) 2011 年東北地方太平洋沖地震の観測記録のシミュレーション結果 (MYGH08)

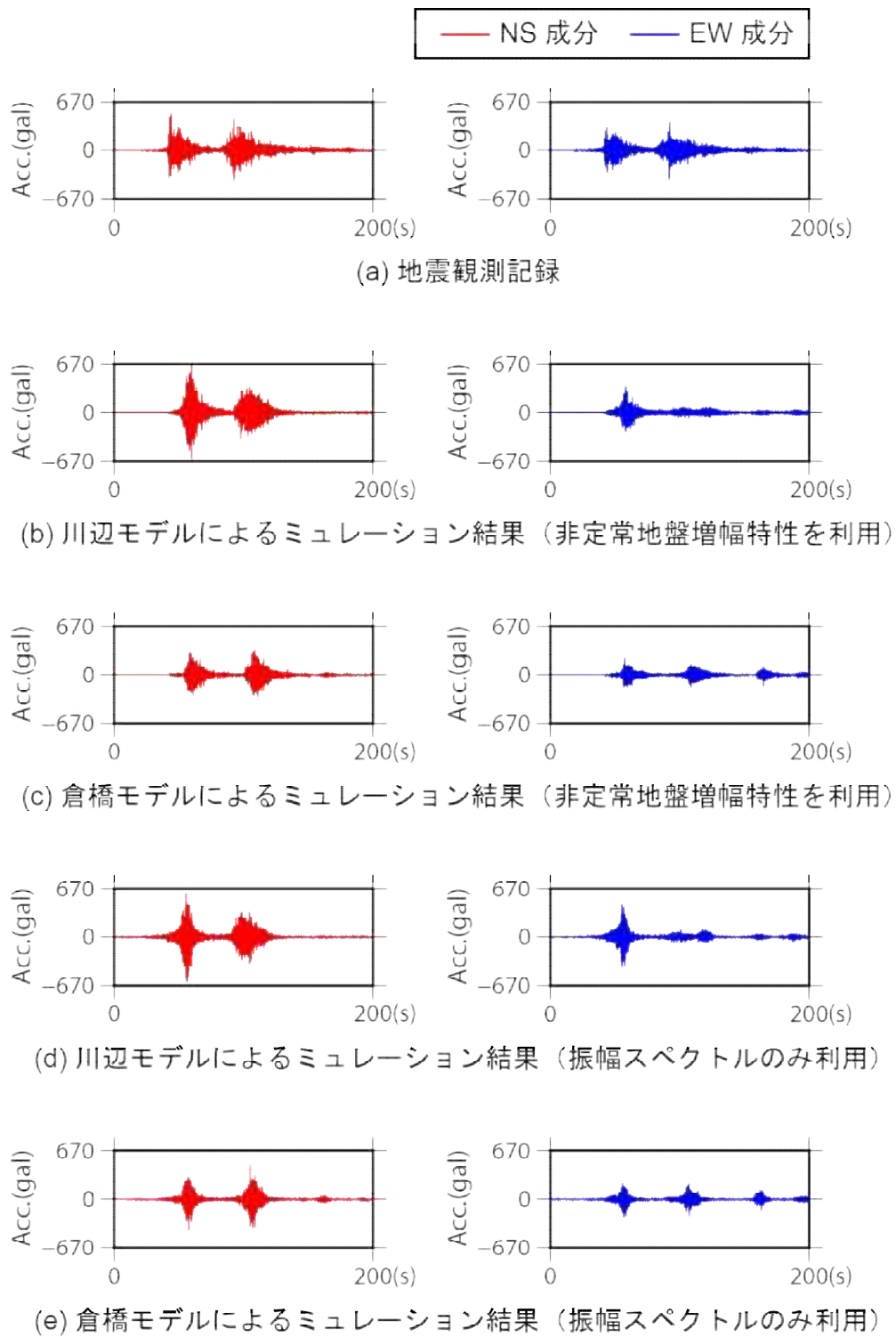


図 2.2.2-10(4) 2011 年東北地方太平洋沖地震の観測記録のシミュレーション結果 (MYGH12)

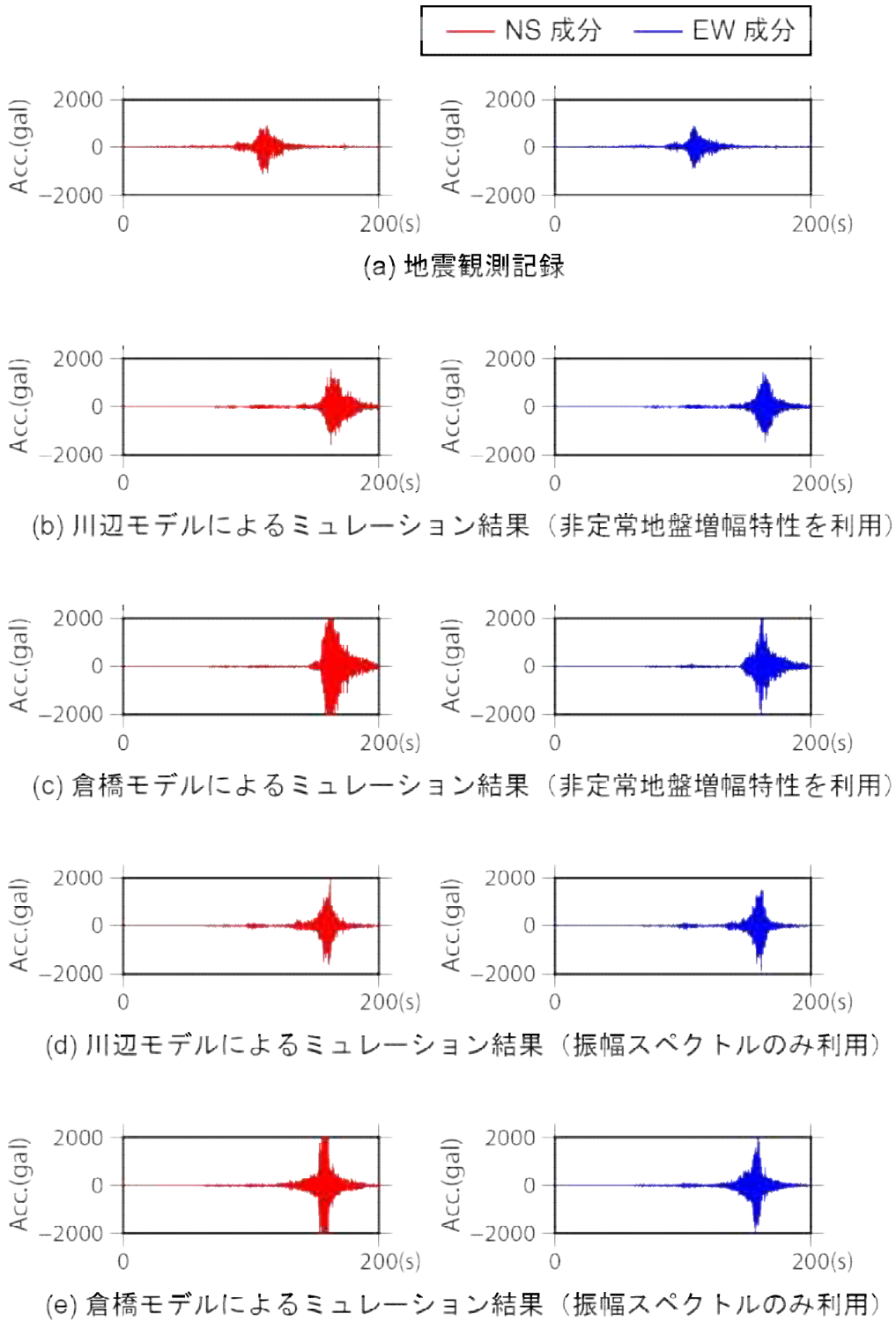


図 2.2.2-10(5) 2011 年東北地方太平洋沖地震の観測記録のシミュレーション結果 (IBR004)

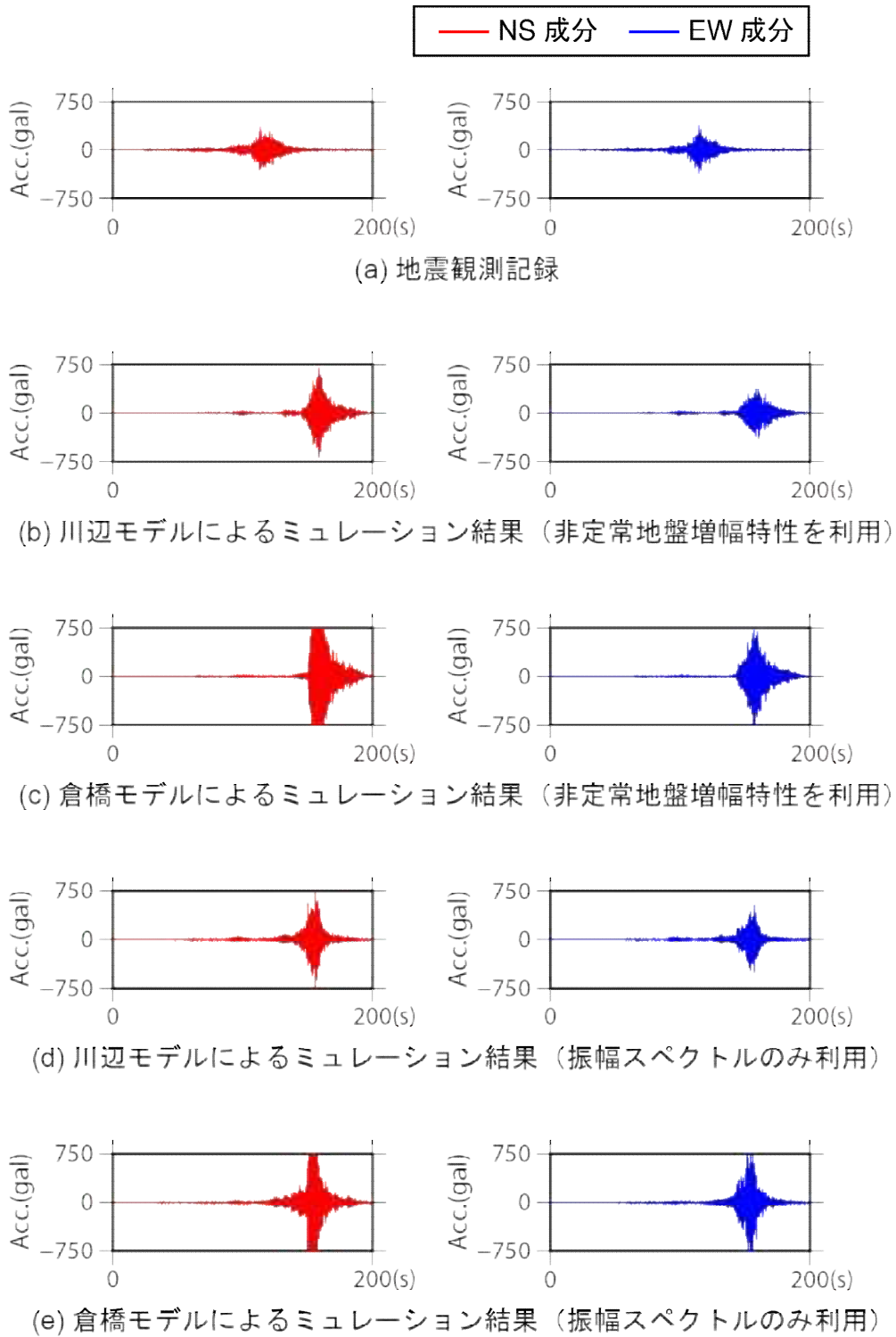


図 2.2.2-10(6) 2011 年東北地方太平洋沖地震の観測記録のシミュレーション結果 (IBRH14)

2.2.2.9 まとめ

本検討では、短周期帯域の強震動予測手法として広く利用されている統計的グリーン関数法に赤澤・他(2009)による非定常地盤増幅特性の概念を導入し、2011年東北地方太平洋沖地震の観測波形のシミュレーションを行った。そして、周期数秒以下の短周期帯域(0.5~10Hz)の強震動評価を通じて手法の適用性を検証した。

対象地点の地震動波形は、統計的グリーン関数法により作成された対象地点直下の地震基盤に対応する波形と赤澤・他(2009)の方法を利用して抽出された同地点の非定常地盤増幅特性をコンボリューションすることで作成した。2011年東北地方太平洋沖地震の震源モデルには、川辺・釜江(2013)と Kurahashi and Irikura(2013)により求められた、短周期帯域に対応する最新の SMGA (Strong Motion Generation Area) モデルを利用した。検討対象観測点は、両モデルにおいて SMGA の影響が大きい宮城県と茨城県北部に展開されている防災科研の K-NET および KiK-net 観測網の観測点から 6 地点を選定した。

観測波形のシミュレーションは、非定常地盤増幅特性を用いた場合と振幅スペクトルのみを用いた場合について行った。その結果、振幅スペクトルのみを用いた場合のシミュレーション波形は観測波形に比べて後続波の継続時間が短くなった。一方、非定常地盤増幅特性を用いた場合のシミュレーション波形は後続波の継続時間が長くなり、地震観測記録の特性を良く再現することができた。この結果は、非定常地盤増幅特性により、地盤増幅特性の位相特性が適切に評価された効果であると考えられる。時刻歴波形の振幅の大きさに着目すると、比較的地盤が良質である観測点でのシミュレーション波形は、地震観測記録の振幅を比較的良好に再現することができた。これらの結果は、非定常地盤増幅特性を導入した統計的グリーン関数法が、周期数秒以下の短周期帯域で有用であることを示している。

参考文献

- Birgören, G. and Irikura, K. : Estimation of site response in time domain using the Meyer-Yamada wavelet analysis, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.95, pp.1447-1456, 2005.
- Boore, D. M. : Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiation spectra, Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 73, pp.1865-1894, 1983.
- Boore, D.M. and Boatwright, J. : Average body - wave radiation coefficient, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.74, pp.1615-1621, 1984.
- Irikura, K. : Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., Tokyo, pp.151-156, 1986.
- Kurahashi, S. and Irikura, K. : Short-Period Source Model of the 2011 M_w 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., Vol.103, pp.1373-1393, 2013.
- Meyer, Y. : Orthonormal wavelets, in Wavelets, Springer, pp.21-37, 1989.
- Yamada, M. and Ohkitani, K. : Orthonormal wavelet analysis of turbulence, Fluid Dyn. Res. 8, pp.101-115, 1991.
- 赤澤隆士, 入倉孝次郎 : Meyer-Yamada のウェーブレットを利用した非定常地盤増幅特性の経験的評価, 日本建築学会構造系論文集, 第 615 号, pp.101-108, 2007 年 5 月.
- 赤澤隆士, 入倉孝次郎 : 経験的地盤増幅特性評価手法の構築, 日本地震学会講演予稿集 2012 年度秋季大会, P2-53, 2012 年 10 月.
- 赤澤隆士, 入倉孝次郎, 岡崎敦, 羽田浩二 : 時間領域における経験的地盤増幅特性評価手法の開発, 日本建築学会構造系論文集, 第 638 号, pp.611-618, 2009 年 4 月.
- 岩田知孝, 入倉孝次郎 : 観測された地震波から, 震源特性・伝播経路特性及び観測点近傍の地盤特性を分離する試み, 地震, 第 2 輯, 第 39 巻, pp.579~593, 1986 年.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 : 地域的な震源スケーリング則を用いた大地震 (M 7 級) のための設計用地震動予測, 日本建築学会構造系論文集, No. 416, pp.57-70, 1990 年 10 月.
- 川辺秀憲, 釜江克宏 : 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化, 日本地震工学会論文集, 第 13 巻, 第 2 号 (特集号), pp.75-87, 2013 年.
- 鶴来雅人, 澤田純男, 宮島昌克, 北浦勝 : 関西地域におけるサイト増幅特性の再評価, 構造工学論文集, Vol.48A, pp.577~586, 2002 年 3 月.

2.3 動力学的シミュレーションによる巨大海溝型地震の特性化の検討（要約）

我々は地球物理学的観測結果を取り込んで、2011年東北地方太平洋沖地震（以下、東北沖地震）を対象にすべり弱化摩擦則を用いた2次元の動力学破壊シミュレーションを実施している（Huang et al., 2013, Appendix-A 参考）。この計算は2次元のSEMコードであるSEM2DPACK（Ampuero, 2009）に基づいており、計算結果から以下のことが明らかになった（図 2.3-1 参照）。

- (1) 破壊エネルギーが断層傾斜方向（深さ方向）で異なる
- (2) 海溝側の浅い部分の応力は弱く、そのため大きなすべりが生じる（高周波数の地震動生成が小さい）
- (3) 臨界すべり量が浅い部分と深い部分で異なる（浅い部分と深い部分での地震動の周波数帯が異なる）

このモデルでは、破壊は海溝側の浅い部分に到着し、次に逆の深い方向へ破壊が進展することが確認できた。

昨年度の2次元の動力学破壊シミュレーションは、今年度実施する3次元の動力学シミュレーション（SPECFEM3D）の試算であった。我々はETHチューリッヒ・グループ（Swiss Federal Institute of Technology in Zurich）と協力して、第一次近似的な東北沖地震の地震動の特徴を再現できるように必要最低限のすべり弱化摩擦モデルを作成した。ここでは、巨大海溝地震の特徴である断層面の3次元形状を考慮しており、その結果、海溝側の浅い部分から破壊の第二フロントが深い部分に向かって進展することが確認できた（図 2.3-2 参照）。また、浅い部分から深い部分で地震動生成の周波数帯域が変動することも確認できた（図 2.3-3 参照）。

本研究において、2次元計算と3次元計算における初期条件の相違が難しい問題として残っている。しかしながら、本検討の結果は次のステップの成果に繋がると考える。すなわち、昨年度計算した疑似動学的な巨大地震サイクル・シミュレーションと一致する動学的な破壊シミュレーション結果を出すことは重要であろう。さらに、3次元の動学的シミュレーションのプログラムにおいて、観測波形と比較可能な合成地震動を計算するための3次元速度構造モデルの導入準備もできている。

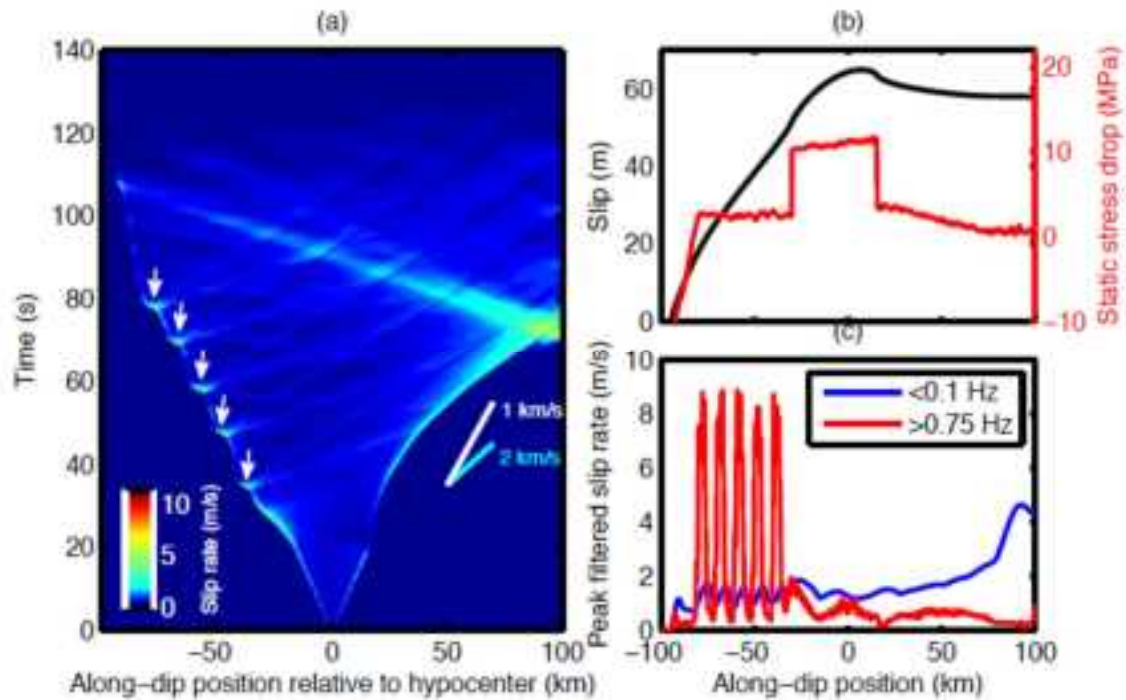


図 2.3-1 (a)2011 年東北沖地震を模擬した 2 次元動力学シミュレーションによるすべり速度の時空間分布（マイナス方向：破壊開始点から深い領域，プラス方向：破壊開始点から浅い領域）。(b)最終すべりと静的応力降下量の時空間分布。(c)最大すべり速度の時空間分布（赤：B.P.F > 0.75Hz，青：B.P.F < 0.1Hz）。図(a)において深い領域（マイナスの領域）から矢印で示す高周波数の地震動が生成されることが確認できる。また，破壊は一旦海溝側の浅い部分に到着し，次に逆の深い方向へ第二の破壊が進展することが確認できる。

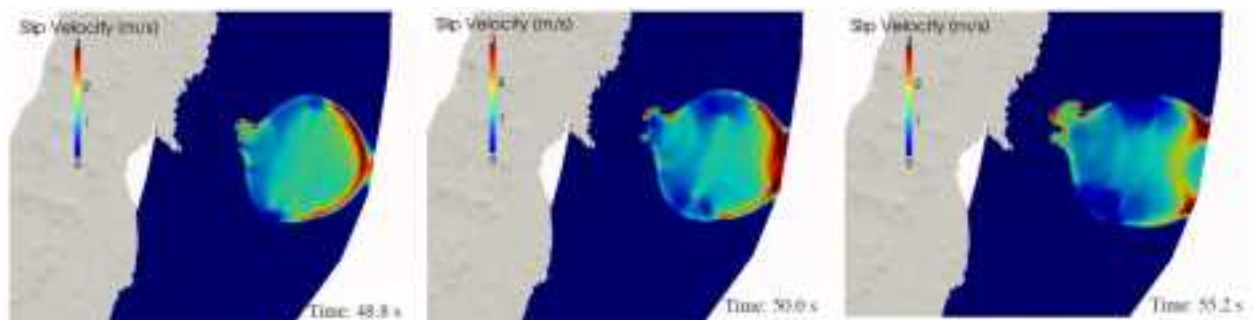


図 2.3-2 2011 年東北沖地震の 3 次元動力学破壊モデル（Galvez et al., 2014、Appendix-B 参照）によるすべり速度のスナップショットの例 ($T = 48.8, 50.0, 55.2$ s)。海溝側の浅い部分から第二の破壊が生じていることが確認できる。

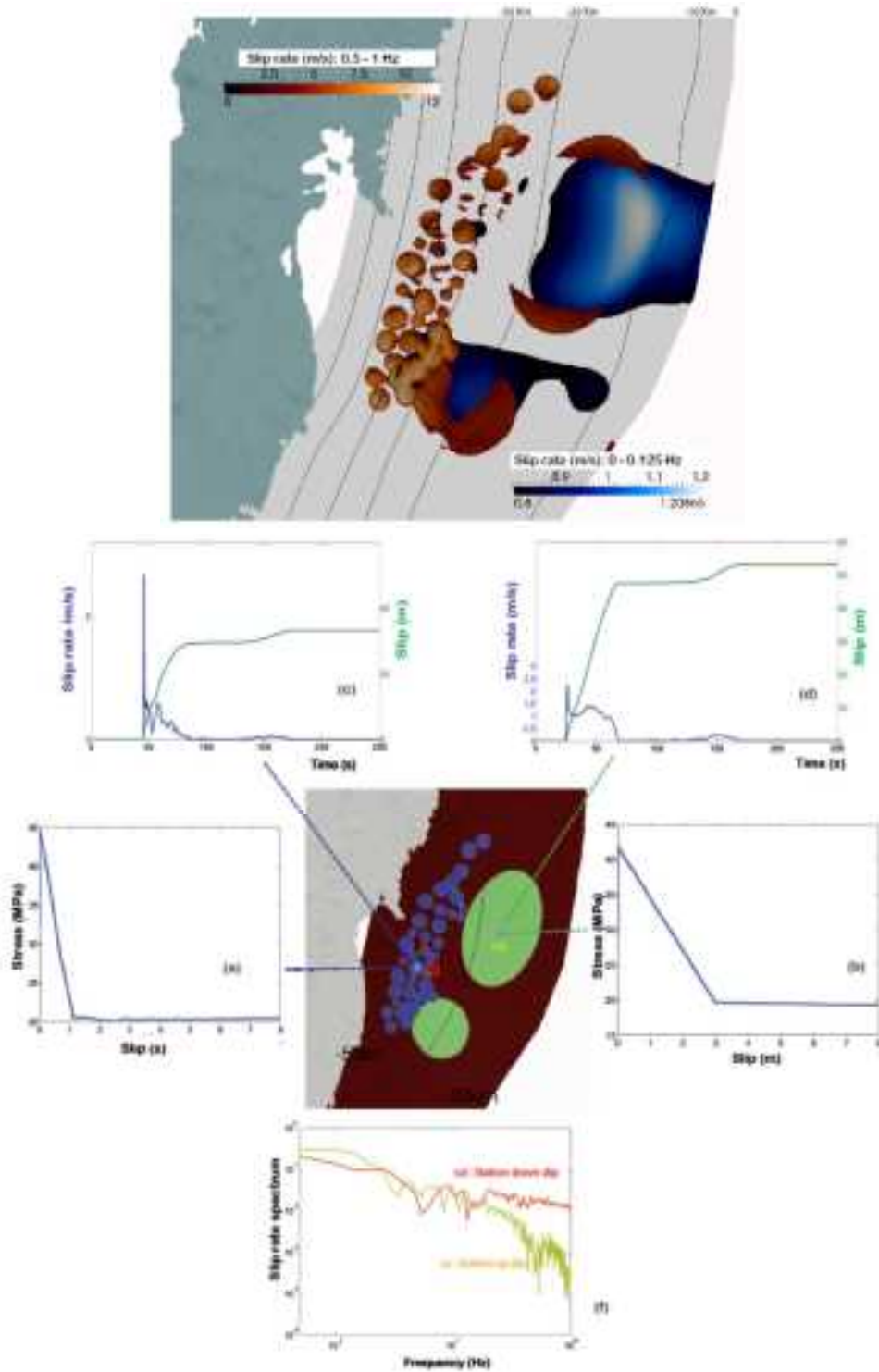


図 2.3-3 (上) 2011 年東北沖地震の 3 次元動力学破壊モデル (Galvez et al., 2014) に基づいた周波数帯別のすべり速度の分布 (0-0.125Hz と 0.5-1Hz)。(下) 浅い大きなアスペリティと深い小さなアスペリティ領域おけるすべり量, すべり速度, すべり弱化関数, すべり速度スペクトルの相違。(中央) アスペリティの概念配置図。

参考文献

- Ampuero, J. P. (2009), SEM2DPACK, A spectral element method tools for 2D wave propagation and earthquake source dynamics, User' s Guide, version 2.3.6. Available online at <http://www.sourceforge.net/projects/sem2d/>.
- Galvez, P., J.-P. Ampuero, L. A. Dalguer, S. N. Somala and T. F. Nisse-Meyer (2014), Dynamic earthquake rupture modeled with an unstructured 3D spectral element method applied to the 2011 M9 Tohoku earthquake, manuscript submitted to Geophys. J. Int.
- Huang, Y., J.-P. Ampuero and H. Kanamori (2013), Slip-weakening models of the 2011 Tohoku-Oki earthquake and constraints on stress drop and fracture energy, Pure. Appl. Geophys., 1-14, doi:10.1007/s00024-013-0718-2

2.4 すべり速度に基づく震源特性化手法の整備（要約）

2.4.1 地震動計算におけるサイクル・シミュレーションの概要

地震の動力学的なサイクル・シミュレーションは空間的に不均質で初期応力および摩擦パラメータを互いに矛盾ないように与えることが必要である。通常、地震の動力学シミュレーションでは断層面上での初期動力学パラメータと破壊強度は独立して与えられる。しかしながら、このアプローチは、地震サイクルを通して起こる応力と破壊強度の空間的関係を無視している。例えば、大きな地震が発生する間の非地震性のすべりは強震動を生成するアスペリティの周辺に応力を集中させる一方、断層面上に分布する弱いアスペリティ（すなわち、強震動を生成しない規模の小さな地震）にも応力集中が生じる。すなわち、地震性および非地震性の全ての地震を含むサイクル・シミュレーションを計算する際、応力と破壊強度は互いに矛盾ないメカニズムを導入する必要がある。

我々は、大規模な 3 次元の地震サイクル・シミュレーションに対応できる計算フレームワークを構築している。それは、以下に示す 2 つの異なるプログラムの結合である。

- (1) QDYN(a quasi-dynamic solver based on the boundary element method)
- (2) SPECFEM3D(a dynamic solver based on the spectral element method)

我々は QDYN と SPECFEM3D の動力学的な破壊シミュレーションのコンポーネントを開発した。両コードは、非平面の断層に対してすべりをシミュレーションすることができる。また、後者のコードは、不均質な地殻速度構造モデルを取り入れることもできる。地震サイクル・シミュレーションは、以下のようなステップで進められる：

- Step1. QDYN による疑似動力学的なシミュレーションの開始
- Step2. 地震が起こる（例えばすべり速度（1cm/s）の超過）直前の QDYN の停止
- Step3. QDYN の出力（応力と摩擦変数）を SPECFEM3D の入力に変換
- Step4. SPECFEM3D による動力学的な破壊シミュレーションの開始
- Step5. 地震の破壊の終わり（例えばすべり速度が低下）に SPECFEM3D の停止
- Step6. SPECFEM3D の出力（応力と摩擦変数）を QDYN の入力に変換
- Step7. 次の地震サイクルをシミュレーションするため、Step1 へ戻る

我々は基本的に上記の一連のマルチサイクル・シミュレーションを 10 回以上実施しているが、計算結果が初期条件の影響を受けないように、最初のマルチサイクル・シミュレーション（“warm-up cycles” と呼ぶ）結果は解析対象から除外している。ただし、このような試行が適当かどうか検討中である。このプロジェクトの 1 年目は疑似動力学的なシミュレーション (QDYN) 解析だけにに基づいていたが、2 年目の今年度は、QDYN と SPECFEM3D の間のインターフェース (上記の Step3) を開発した。この手法は震源スケーリング則の解析に必要な弾性力学が要求される。また、2 次元のシミュレーション (Kaneko et al., 2008) の結果を参考に、QDYN から SPECFEM3D

への転換として、本検討ではすべり速度 1cm/s 以上を判断基準としている。

この QDYN と SPEC3D の結合シミュレーションにおいて、我々は計算のボトルネックを確認した。すなわち、Rate-and-state 摩擦則を仮定した断層モデルは、長い時間をかけて徐々にすべりが加速するゆっくりとした破壊過程を通して地震が発生する計算となる。現在の動学的計算手法は等間隔なタイムステップを用いているため、このゆっくりとした破壊過程をシミュレートするためには非常に多くの計算ステップが必要であり、計算効率が悪い。そこで、我々は破壊シミュレーションが動学的な破壊特性に影響を及ぼすことなく、かつ効率的な計算ができるように人工的な破壊開始手順 (artificial rupture initiation procedure) の手法を開発した。その手法は、1980 年代に Joe Andrews (Andrews, 1985) によるすべり弱体化シミュレーションで利用された「time-weakening」に基づいている。この手法は時空間的な摩擦係数の低下を規定でき、その結果、初期破壊の成長スピードをコントロールすることが可能となる。ここで開発した動力学手法は、前述の時空間的な摩擦係数と Rate-and-state 摩擦則による差が最も小さくなるように考えられており、その結果、Rate-and-state 摩擦則に基づいて臨界距離を越えた自発的破壊が生じる計算が可能である。この場合、我々は初期破壊領域として最大半径 10km で初期破壊速度が 2km/s 以上として設定した。

2.4.2 M8 クラスの動力学シミュレーション

1 年目に実施した予備的な地震スケーリングの分析は、疑似動学的なシミュレーション結果に基づいている。疑似動学的なシミュレーションは完全動学的なシミュレーションと比べて、最終的には最終すべり量や地震のサイズは再現できるが、破壊速度や最大すべり速度の再現は難しい。このような手法の限界は、アスペリティと強震動生成領域の抽出に影響を及ぼす可能性が考えられる。このため、我々はマグニチュード 7 と 8.3 の間で 90 イベントの動学的シミュレーションを実施した。例として図 2.4-1 にその結果を示す。この結果を見る限り、弾性動的解析によるシミュレーションは非常に大きな一つの SMGA しか確認できなかった。

我々の地震サイクル・モデルを用いて震源スケーリング則 (特に、アスペリティの個数) をよりよく再現するため、Creep 領域に囲まれた脆性パッチのモデルを検討した。この Creep 領域を仮定するモデルは、セグメンテーション分割やアスペリティのサイズ分布をコントロールできる。例えば、Dublanche et al (2013) によれば Gutenberg-Richter (以下、G-R) の関係の再現が可能になる。

(1) スケーリング則の分析

これまでの研究成果 (Ampuero et al., 2013) に基づき、我々は疑似動学的なマルチサイクル・シミュレーションから得られた M6~M8 クラスのおよそ 3000 個の地震の分析を行った。我々は最終すべり量に基づいてアスペリティを抽出し、図 2.4-2 で示すように各種震源パラメータのスケーリング則について検討した。その結果、Somerville et al. (1999) によって提案される経験的スケーリング則との良い一致を示すことを確認した。

さらに今年度、我々は完全動力的シミュレーションも実施し、90個の地震に対して最終すべり量と最大すべり速度に基づいたスケーリング則の検討も実施した。Appendix-Cに地震モーメントの順に90個の完全動力的な震源モデルの結果を示す。なお、Appendix-CのFile ID番号は、地震が起こった順序を示す。

図2.4-3および図2.4-4は、それぞれ最終すべり量と最大のすべり速度に基づいて抽出されたアスペリティ領域のスケーリング則を示す。90個の地震のうち、M7.03~8.04までの非固有地震が81個、M8.24~8.32まで固有地震が9個得られた。なお、 $M_0 = 1.0 \times 10^{21}$ (Nm) 付近に非固有地震と固有地震のギャップが確認できる。本検討では、固有地震はマルチサイクル・シミュレーションの初期サイクル（すなわち、warm-up cycles）の結果を用いており、ここで得られている結果は初期条件の影響を受けていることは否定できない。このため、固有地震のスケーリング則については今後の検討課題と考える。なお、本検討結果を見る限り、固有地震における最終すべり量あるいは最大すべり速度で規定されるアスペリティ領域は、非固有地震のそれらの約2倍の応力降下量を持つことが推察される。

ところで、検討に用いた90個の動力的モデルは、昨年報告書に記載した3D Random *Dc* Model (Model R) に基づいている (Ampuero et al., 2013)。その報告書には、注意点としてModel Rに基づいたすべり分布は比較的スムーズであることを指摘している。このため、次に示すアスペリティ数のような二次的な震源特性については非現実的な結果となる可能性が考えられる。

完全動力的モデルの最終すべり量（図2.4-3）から抽出されるアスペリティ領域のスケーリング則は、経験的な関係式との良い一致を示す (Somerville et al., 1999)。ただし、最大アスペリティの面積は経験的スケーリング則から若干偏差がある。一方、アスペリティ数は経験的結果に比べて明らかに過小評価である。これは、断層面上における摩擦パラメータの不均質性をより高くすることが、動力的なモデリングにおいて必要なことを示唆している。

最大すべり速度（図2.4-4）から抽出されるアスペリティの数は経験的結果を中心にばらついている。しかし、最終すべり量から抽出されるアスペリティのケースと異なり、最大アスペリティの面積は地震モーメントと比例しない。ただし、完全動力的なモデリングに基づいた最終すべり量あるいは最大すべり速度から抽出されるアスペリティ面積は、これまでの運動的震源モデルの主要な震源パラメータの経験則と非常に良い一致を示す。先述したように、摩擦パラメータの空間不均質性を導入することによって最終すべり量から抽出されるアスペリティの数が改善されると期待する。

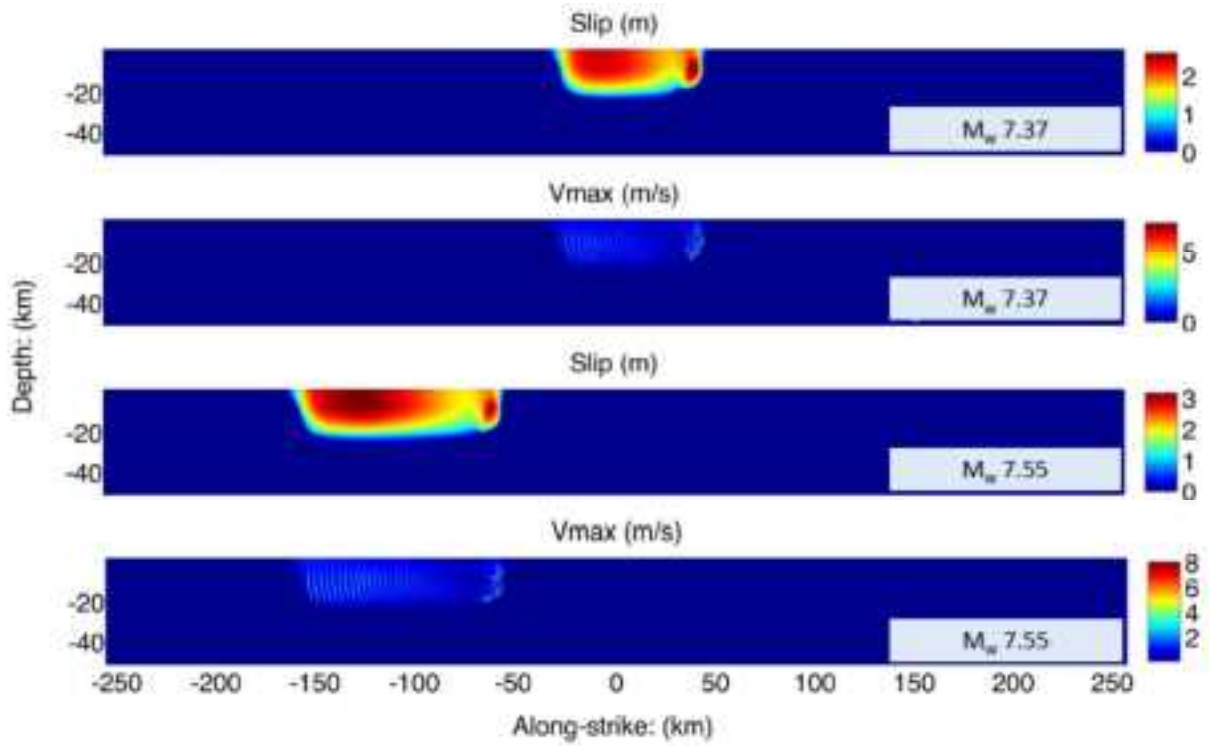


図 2.4-1 疑似動力的なシミュレーション (QDYN) 結果を初期条件として, 動力的シミュレーション (SPECFEM3D) で計算した地震 ($M_w 7.37$ と 7.55) の最終すべり量と最大すべり速度の空間分布の例 (上: $M_w 7.37$, 下: $M_w 7.55$)。

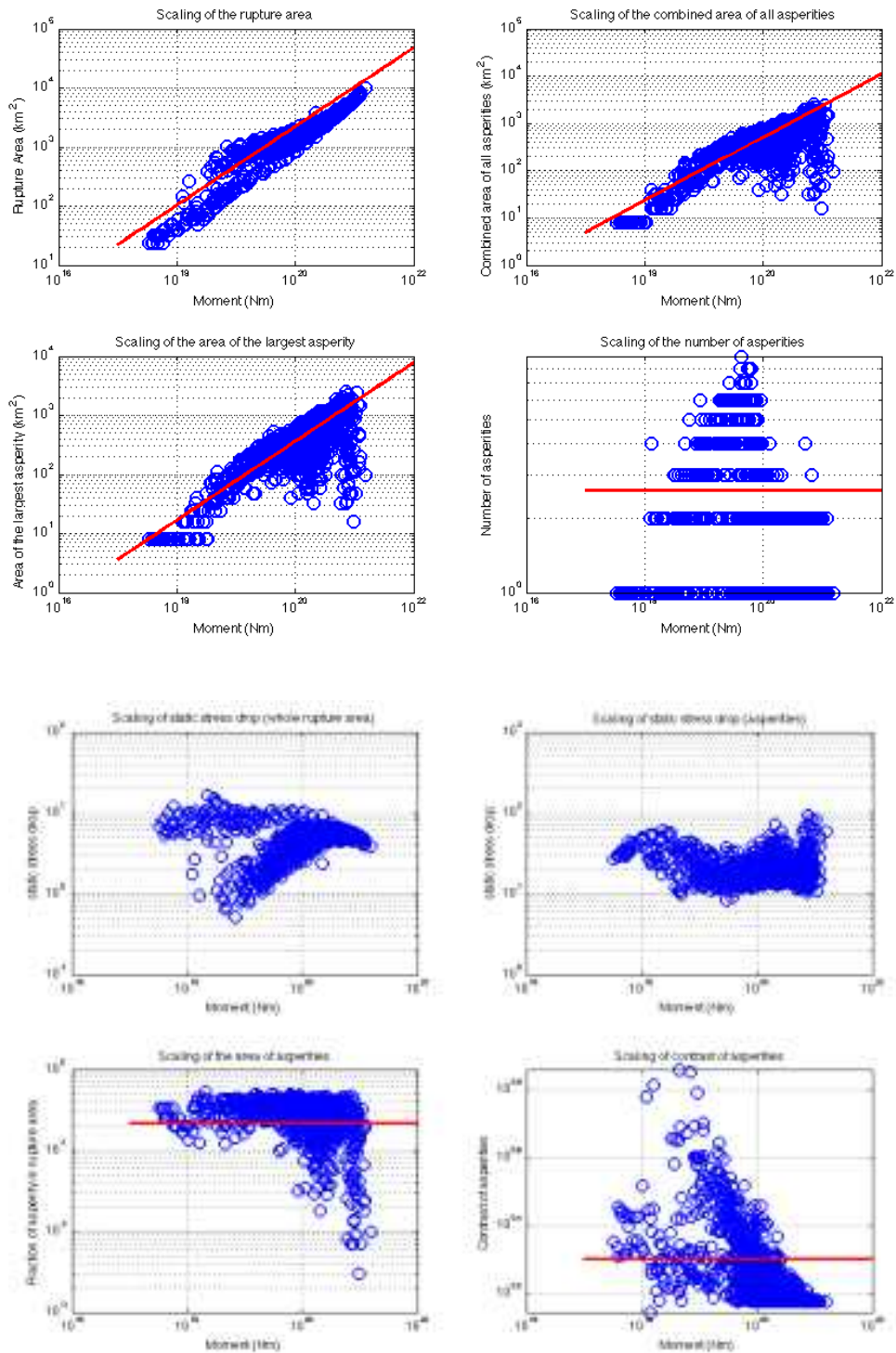


図 2.4-2 最終すべり量で規定されるアスペリティのスケーリング則（疑似動力学モデル）。なお、非地震性のすべりは、ここでは除外されている。

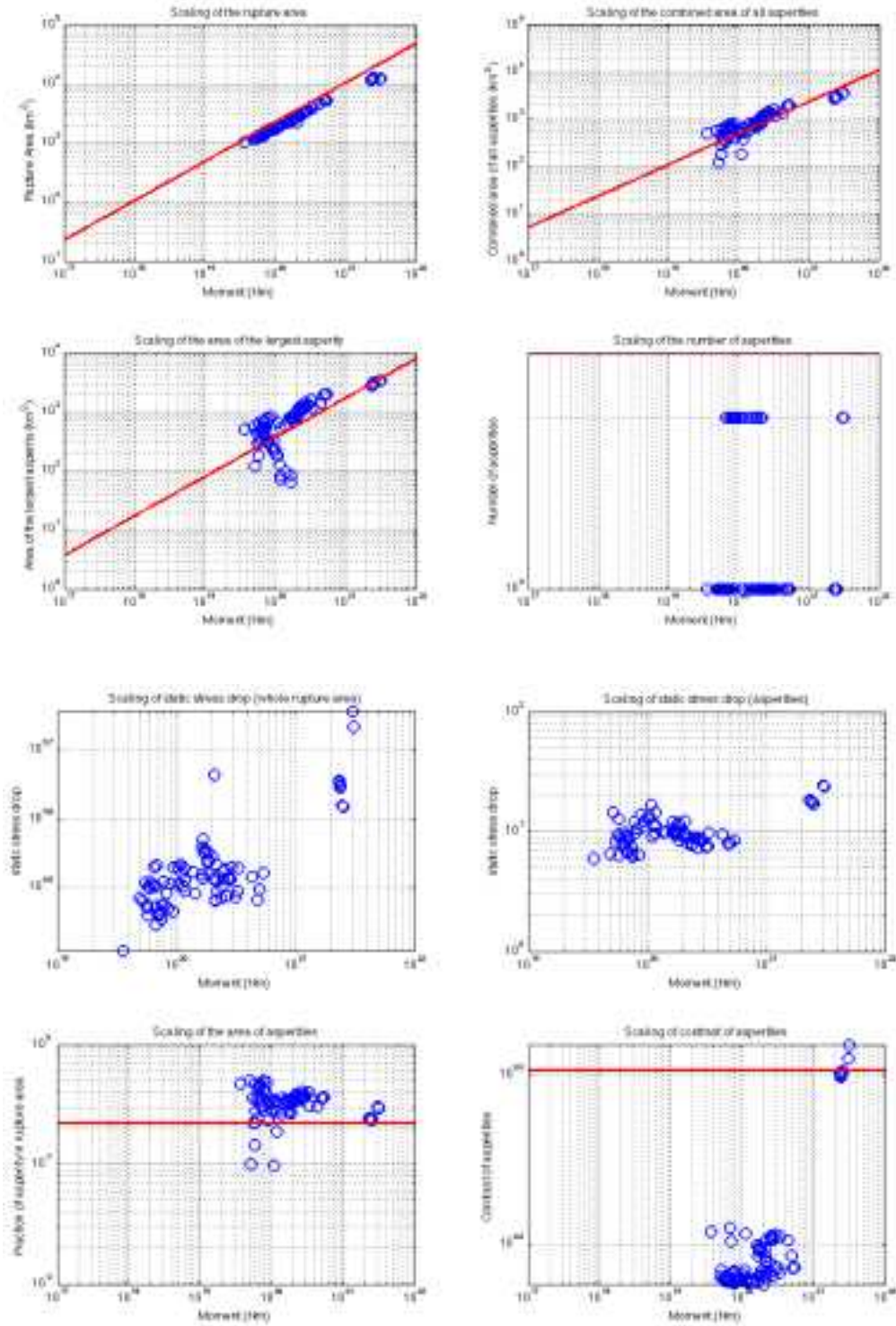


図 2.4-3 最終すべり量で規定されるアスペリティのスケーリング則（完全動力学モデル）。なお、 $M_0 = 1.0 \times 10^{21}$ (Nm) 以上の 9 個の地震はマルチサイクル・シミュレーションにおける初期サイクル（ウォームアップ・サイクル）であり、それらの結果は初期条件の影響を受けている可能性は否定できないので、取扱には注意が必要と考える。

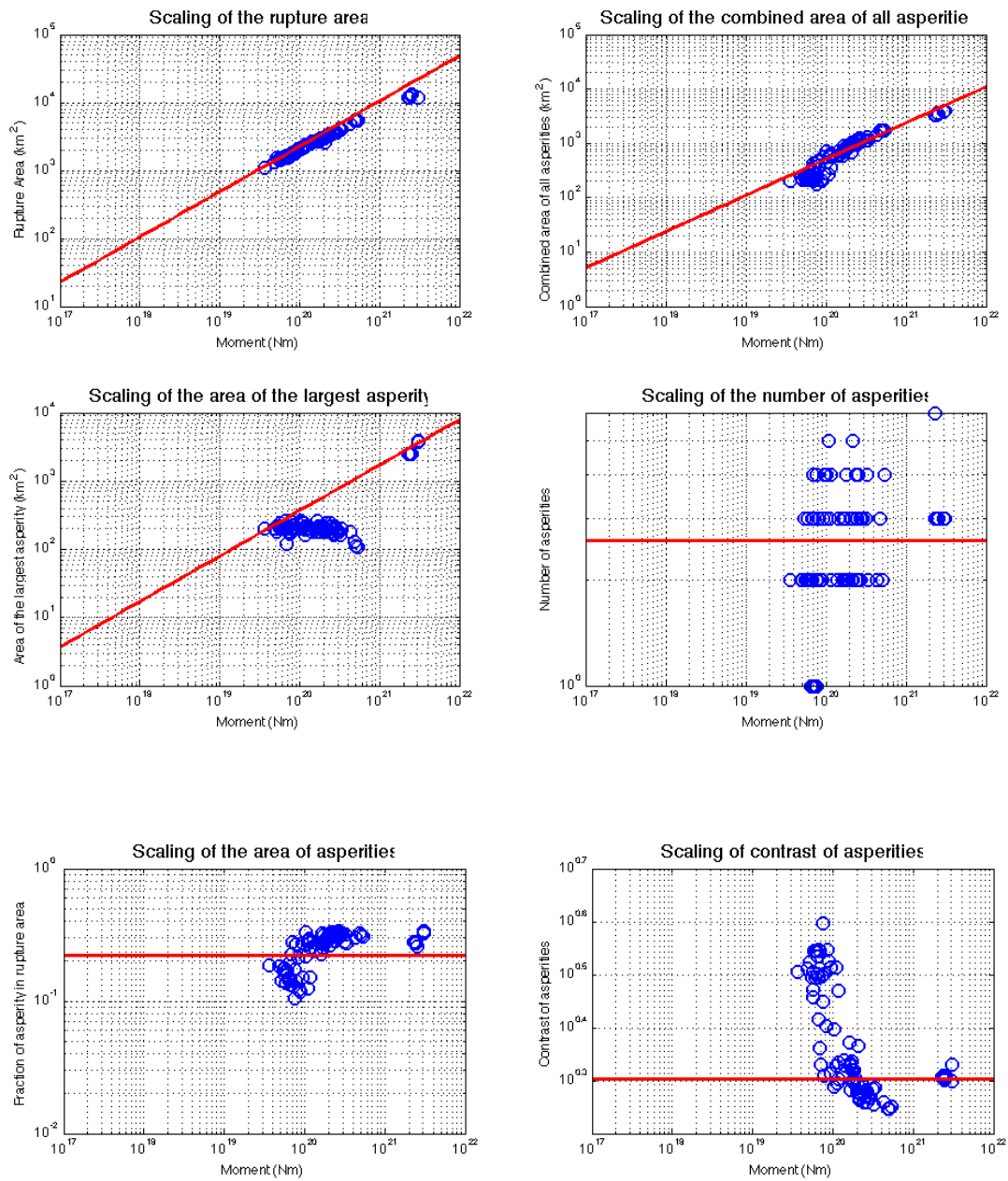


図 2.4-4 最大すべり速度で規定されるアスペリティのスケーリング則（完全動力学モデル）。

(2) 空間相関分析

次に、我々は最終すべり量と最大すべり速度に対して、ノンゼロ・オフセット相関分析方法 (Song and Somerville, 2010; Song et al., 2014) を利用し、両パラメータの空間相関分析を行った。図 2.4-5 は 90 個の地震の最大相関係数のヒストグラムを示す。その最大値は 0.45 と 0.95 の間にばらついているが、ほとんどの相関係数は 0.8 より大きい。すなわち、完全動力学的なモデリングによって得られた最終すべり量と最大すべり速度には非常に強い相関関係が認められる。

図 2.4-6 は、ずれの範囲内での相互相関関数の最大値および位置の関係を示す。相互相関関数の最大値は、水平ゼロ線より約 5km 下に位置している。これは、最大すべり速度で規定されるアスペリティが最終すべり量で規定されるアスペリティから傾斜方向（深さ方向）に対して約 5km 下に位置していることを意味する。一方、水平方向では、両アスペリティの関係は、走行方向に対して ±10~20 km 以内に位置することを意味している。なお、破壊伝播方向は相関関数の最大値が現れる位置に影響を及ぼす。具体的には、破壊開始点が断層破壊域の右側にある場合（破壊伝播が右から左の場合）、最大の相関関係は破壊開始点の左側に現れ、逆についても同様である。また、比較的小さなマグニチュードの地震 ($M_w \leq 7.2$) は、相関関数は小さいが、断層走行方向の中央位置 ($hx = 0$) で最大となっている。

図 2.4-7 は空間相関解析の例を示す (Appendix-D 参照)。空間相関解析から、完全動力学的モデリングに基づいた最終すべり量と最大すべり速度のアスペリティの間に強い正の相関があることが示唆される。また、最大すべり速度で規定されるアスペリティは、最終すべり量で規定されるアスペリティの下約 5km に位置し、その水平方向は破壊伝播の方向に沿って 10~20km の位置にある。

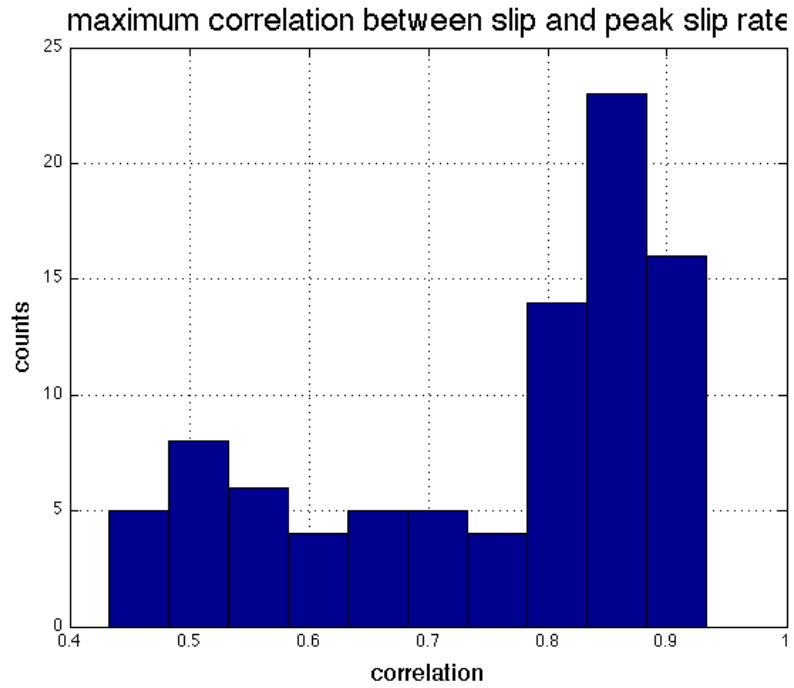


図 2.4-5 最大相関関数のヒストグラム

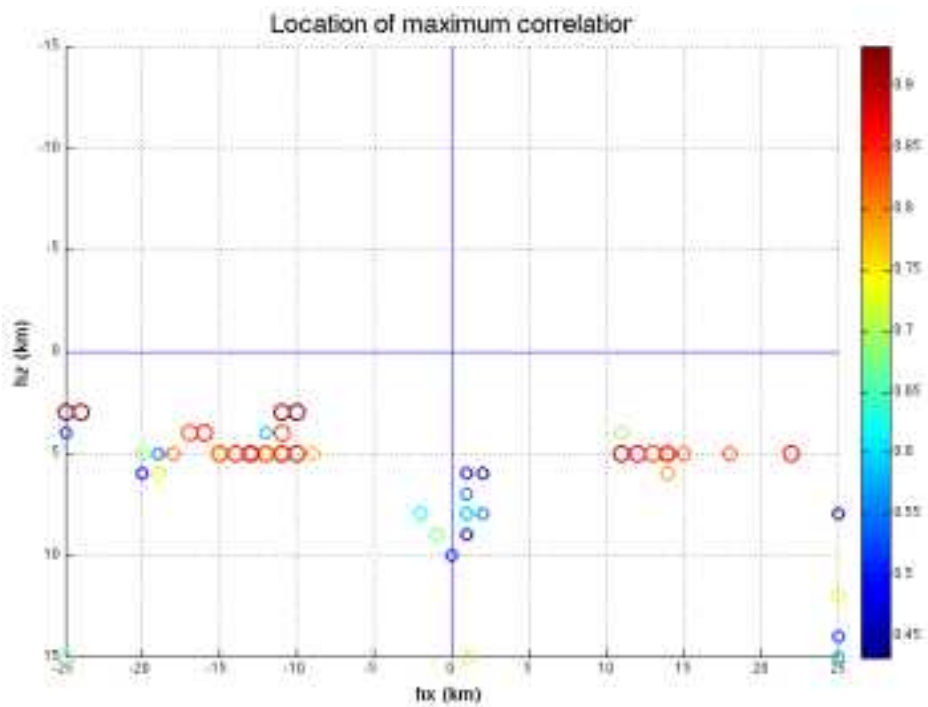


図 2.4-6 最終すべり量で規定されるアスペリティ位置に対する最大すべり速度によるアスペリティ位置の関係。○の色は最大相関係数の値を示す。

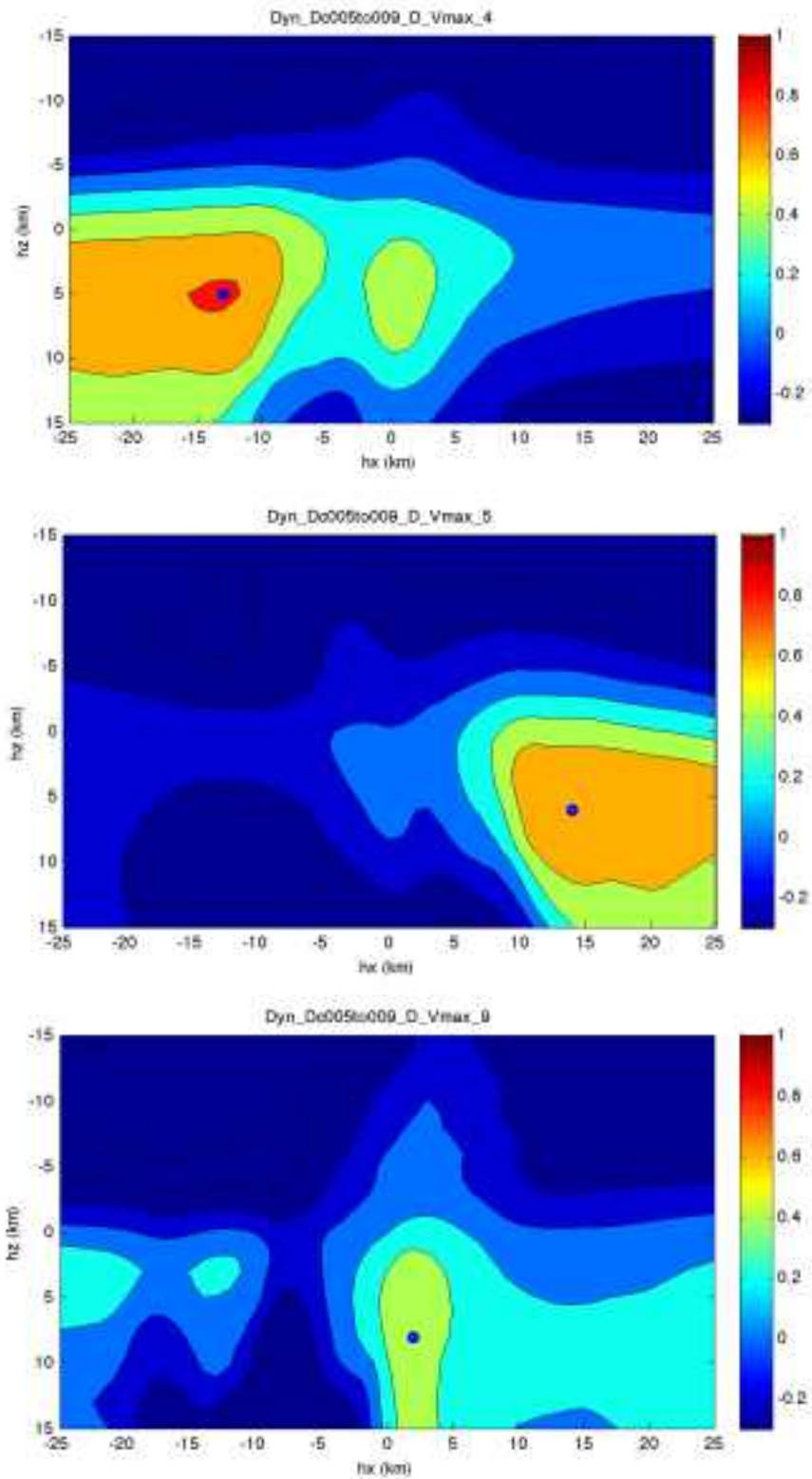


図2.4-7 最終すべり量で規定されるアスペリティ位置に対すると最大すべり速度によるアスペリティ位置の相互相関関数の例：M7.55（上）・M7.36（中）・M7.24（下）

参考文献

- Andrews, D. J. (1985), Dynamic plane-strain shear rupture with a slip-weakening friction law calculated by a boundary integral method, *Bull. Seismo. Soc. Am.*, 75 (1), 1-21.
- Ampuero, J.-P., Y. Luo, S.G. Song, and P. Somerville (2013). Multi-cycle simulations of M8 and larger strike-slip earthquakes and Dynamic simulation of M9 2011 Tohoku earthquake, Project report to GeoResearch Institute
- Dublanchet, P., P. Bernard, and P. Favreau (2013), Interactions and triggering in a 3-D rate-and-state asperity model, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118, 2225-2245, doi:10.1002/jgrb.50187
- Kaneko, Y., N. Lapusta and J.-P. Ampuero (2008), Spectral-element modeling of spontaneous earthquake rupture on rate and state faults: Effect of velocity-strengthening friction at shallow depths, *J. Geophys. Res.*, 113 (B9), B09317, doi:10.1029/2007JB005553.
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith and A. Kowada (1999). Characterizing earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seismological Research Letters*, 70, 59-80.
- Song, S., L.A. Dalguer, and P.M. Mai (2014). Pseudo-dynamic source modeling with 1-point and 2-point statistics of earthquake source parameters, *Geophys. J. Int.*, 196, 1, 770-1,786.
- Song, S., P. Somerville (2010). Physics-based earthquake source characterization and modeling with Geostatistics, *Bull. Seism. Soc. Am.* 100, 482-496.