

博士論文

伝播経路特性の領域分割に着目した
不均質減衰構造・震源特性・サイト増幅特性の推定と
地震動予測の高精度化に向けた研究

友澤 裕介

論文の内容の要旨

論文題目：伝播経路特性の領域分割に着目した不均質減衰構造・
震源特性・サイト増幅特性の推定と地震動予測の高精度化に向けた研究
氏名：友澤 裕介

本研究の目的は、地震動の伝播経路特性の不均質性を考慮して、強震観測記録から不均質減衰構造・震源特性・サイト増幅特性に分離すること、そして、伝播経路特性の不均質性を地震動予測式に適用し予測精度を向上させることである。

将来発生が予想される地震に対して、その地震動特性を高精度に予測することは、耐震設計上重要な課題である。蓄積された強震観測記録から地震動の三つの特性（震源特性、伝播経路特性、サイト増幅特性）を適切に評価することは、地震動評価の高精度化に資するものとなる。

近年、強震観測記録の数は大幅に増加した。これらの観測記録の活用として、Ground Motion Prediction Equations (GMPE) の作成が挙げられる。ただし、観測記録数の増加がGMPE の評価精度の改善に大きく寄与しないことが指摘されている。また、観測記録数やパラメータが増えることと、予測精度が改善することは必ずしも対応しない。これらのことは、従来のGMPE では考慮されていない要因が、ばらつきの低減を阻害しているとも考えられる。例えば、本研究で着目する伝播経路特性の空間的な不均質性を適切に考慮していない点である。ここで、本研究で対象とする伝播経路特性の不均質性は、①主に活火山周辺の高減衰帯の影響、②プレート内の伝播による影響の二つとする。伝播経路特性の不均質性を観測記録から適切に推定し、GMPE のモデル化に取り入れることができれば、予測精度の向上に資すると考えられる。

本論文は以下の6章で構成される。

第1章「序論」では、研究の背景と目的、既往研究と提案手法の概要、本論文の構成を述べる。

第2章「領域分割に着目した不均質減衰構造の推定」では、2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺を対象として、伝播経路特性の領域分割に着目したブロックインバージョン解析手法を提案する。提案手法では、領域分割を予め与えるのではなく、検定を用いて統計的な意味づけに基づく領域分割を推定する。各ブロックが満足すべき有意水準と最小ブロックサイズを決めれば、解く場の不均質性とデータ数に応じた分解能で不均質減衰構造を推定できる手法である。対象領域で均質な減衰構造を仮定する従来のスペクトルインバージョン解析と比較すると、提案手法を用いることで、KiK-net 一関西など周辺に高減衰帯が存在する地点ではサイト増幅特性が大きく、震源特性は小さく評価された。周辺に高減衰帯

が存在する地点の観測記録には、高減衰帯によって比較的大きく減衰した地震波が観測されていると考え、対象領域で均質な Q 値を仮定する解析では、伝播経路特性のモデル化誤差の影響がサイト増幅特性に転嫁され、サイト増幅特性が実際よりも小さく推定されることが考えられる。2008年岩手・宮城内陸地震のように火山帯で発生した地震は、伝播経路特性が複雑であることから、観測記録を震源特性・伝播経路特性・サイト増幅特性に分離する際には、伝播経路特性の適切なモデル化が重要であると結論づけられる。

第3章「大規模領域の不均質減衰構造の推定への拡張」では、2章で構築した領域分割に着目したブロックインバージョン解析を広域の減衰構造の推定へと拡張した。まず、ブロックサイズを大きく設定し広域の不均質減衰構造を求め、徐々に最小ブロックサイズを小さくして、より詳細な不均質減衰構造を推定するように段階的な推定を行う。また、遠方の幾何減衰の違いを考慮し、拘束条件となる基準観測点を複数設定する。得られた不均質減衰構造は、減衰が大きい領域と活火山の位置が概ね対応し、1997年鹿児島県北西部地震の震源域周辺や2005年福岡県西方沖地震の領域の Q 値は、既往研究と概ね整合した。また、推定した震源パラメータは伝播経路特性の不均質性を考慮することで、より既往研究と整合することが分かった。

第4章「プレート形状を考慮した深さ方向の不均質減衰構造の推定への拡張」では、2章、3章で構築した伝播経路特性の水平方向の不均質性の推定手法を深さ方向に拡張した。伝播経路特性のモデル化に関しては、プレート形状を陽に与えた点が既往評価手法との違いである。従来手法のように深さ方向も格子状に分割するモデル化と比較して、プレート形状を陽に与えた本研究のモデル化の方が残差の標準偏差が減少した。伝播経路特性の不均質性を解釈する際に、プレート形状を適切に取込むことで現象説明能力が向上したことを意味している。

第5章「地震動予測の高精度化に向けた検討」では、本研究で推定した不均質減衰構造、震源特性、サイト増幅特性の活用方法を検討する。一つの活用例として、統計的グリーン関数法 SGF への適用が挙げられる。もう一つの活用例は、GMPE への適用である。本研究で論じてきた通り、伝播経路特性の不均質性は、よりローカルに存在する。九州地方を例に、3章で推定した不均質減衰構造を GMPE に取り入れ、地震内誤差と地震間誤差の両方の低減を確認した。

第6章「まとめと今後の課題」では、本研究で得られた知見と今後の課題を整理する。

目次

1. 序論	
1.1 背景と目的.....	1
1.2 既往研究と提案手法の概要.....	5
1.3 本論文の構成.....	11
2. 領域分割に着目した不均質減衰構造の推定	
2.1 はじめに.....	13
2.2 データセット.....	14
2.3 全領域で均質な減衰構造を仮定した場合.....	23
2.4 不均質減衰構造を仮定した場合.....	36
2.5 解析手法の違いによる結果の比較.....	57
2.6 2章のまとめ.....	64
3. 大規模領域の不均質減衰構造の推定への拡張	
3.1 はじめに.....	65
3.2 データセット.....	66
3.3 全領域で均質な減衰構造を仮定した場合.....	83
3.4 不均質減衰構造を仮定した場合.....	99
3.5 方位による距離減衰特性の検討.....	122
3.6 3章のまとめ.....	126
4. プレート形状を考慮した深さ方向の不均質減衰構造の推定への拡張	
4.1 はじめに.....	127
4.2 データセット.....	128
4.3 深さ方向の不均質減衰構造の推定.....	137
4.4 モデル化の違いによる結果の違い.....	162
4.5 4章のまとめ.....	164
5. 地震動予測の高精度化に向けた検討	
5.1 はじめに.....	165
5.2 統計的グリーン関数法の高精度化.....	166
5.3 距離減衰式の高精度化.....	168
5.4 距離減衰式の高度化に向けた展望.....	183
5.5 5章のまとめ.....	184

6. まとめと今後の展望.....	185
参考文献.....	187

1. 序論

1.1 背景と目的

将来発生が予想される地震に対して、その地震動特性を高精度に予測することは、耐震設計上重要な課題である。蓄積された強震観測記録から地震動の三つの特性（震源特性、伝播経路特性、サイト増幅特性）を適切に評価することは、地震動評価の高精度化に資するものとなる。

近年、強震観測記録の数は大幅に増加した。これらの観測記録の活用として、Ground Motion Prediction Equations (GMPE) の作成が挙げられる。例えば、NGA-West、NGA-West2、内山・翠川 (2006)、Morikawa and Fujiwara (2013) など多くの GMPE が提案されている。ただし、Strasser et al. (2008) は、観測記録数の増加が GMPE の評価精度の改善に大きく寄与しないことを指摘している (図 1-1)。また、Bozorgnia et al. (2015) は、観測記録数やパラメータが増えることと、予測精度が改善することは必ずしも対応しないことを示している (図 1-2)。これらのことは、従来の GMPE では考慮されていない要因が、ばらつきの低減を阻害しているとも考えられる。

例えば、本研究で着目する伝播経路特性の空間的な不均質性を考慮していない点である。森川ほか (2003)、森川ほか (2006) のように異常震域に対応するために GMPE の補正係数を提案している研究例や、世界中の観測記録から構築された NGA-West2 のように国ごとの違いを補正する地域係数が考慮されている研究例はあるものの、よりローカルな伝播経路特性の不均質性を GMPE に陽に取り入れた研究例は少ない。

GMPE の回帰係数の空間変動に着目した研究例として、Landwehr et al. (2016) は、震源と観測点の位置によって回帰係数が滑らかに変化する回帰モデルを用いて、カリフォルニアの観測記録に適用する地震動予測モデルの検討がなされている。また、内山 (2018) は、計量地理学等の分野で用いられている地理的加重回帰を用いて、回帰係数の空間変動の GMPE への適用性の検討を行っている。これらの研究例のように GMPE の回帰係数に空間変動を取り入れることによって、回帰分析に用いた観測記録に対するばらつきは低減するものの、推定された回帰係数の物理的な意味づけは十分に議論されていない。

また、従来の GMPE の構築とは別のアプローチとして機械学習を用いた研究例がある。Derras et al. (2012) は、Neural Network を用いた GMPE の作成を試み、また、久保ほか (2018) や久保ほか (2019) は、ランダムフォレストを用いた GMPE の作成を検討している。ただし、データが少ない、またはデータが無い外挿範囲の予測に対しては、過学習を起こす可能性があることと課題が指摘している。また、伝播経路特性の空間的な不均質性は議論されていない。

今後、強震観測記録が増えるに従って、より複雑なモデル化を行った GMPE が提案されることが予想される。ただし、Bindi (2017) は、モデル作成時は残差を最小化することで分析に用いた観測記録に対しては Explanatory Power (説明力) を持つが、Predictive

Power (予測力)も同時に重要となると指摘している。

以上の背景を踏まえて、本研究の目的は、伝播経路特性の不均質性を考慮して、強震観測記録から不均質減衰構造・震源特性・サイト増幅特性に分離すること、そして、伝播経路特性の不均質性を GMPE に適用し予測精度を向上させることである。ここで、本研究で対象とする伝播経路特性の不均質性は、①主に活火山周辺の高減衰帯の影響、②プレート内の伝播による影響の二つとする (図 1-3)。本研究では、まず、フーリエ振幅スペクトルを用いてブロックインバージョン解析により物理的な意味づけが明確な Q 値の不均質減衰構造、震源特性、サイト特性を推定し、次に、推定した不均質減衰構造を用いて、応答スペクトルの GMPE の構築を試みる。このように二段階に分けたのは、ブロックインバージョン解析により推定される Q 値、震源特性、サイト増幅特性の妥当性の確認を行えるため、そして、物理的な意味づけが明確なモデル化に基づく GMPE を構築するためである。物理的な意味づけが明確な回帰モデルを用いて伝播経路特性の不均質性を陽に取り入れることができれば、地震動評価の予測力を持ちつつ高精度化に資すると考える。

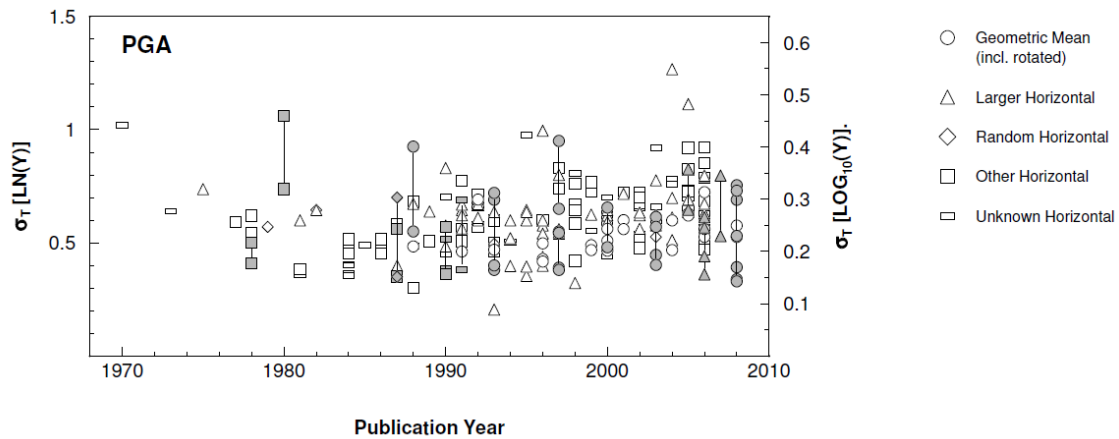


Figure 1 Summary of σ values for PGA equations published to date.

図 1-1 GMPE のばらつきの推移 [Strasser et al., 2008]

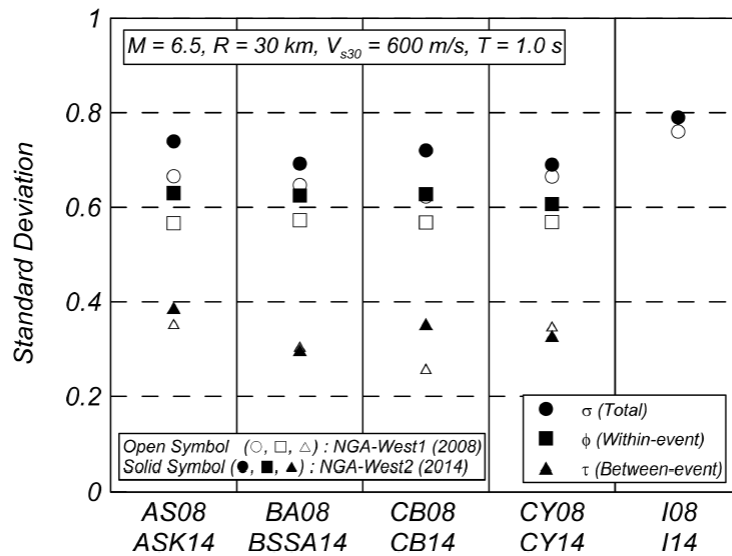
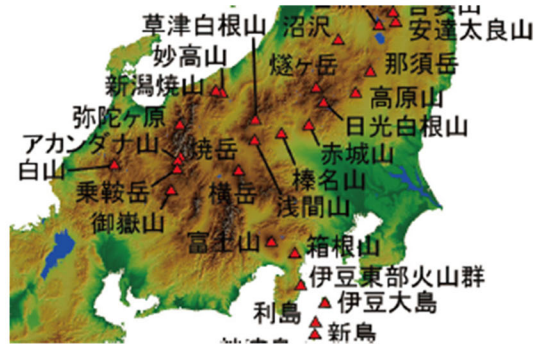
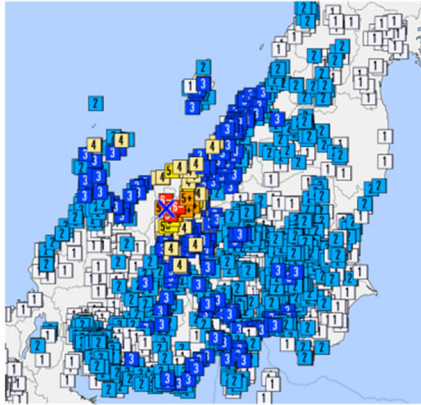


Figure 1. Comparison of the standard deviations of the NGA-West1 and NGA-West2 models. The models presented in this figure are as follows: AS08 (Abrahamson and Silva 2008), BA08 (Boore and Atkinson 2008), CB08 (Campbell and Bozorgnia 2008), CY08 (Chiou and Youngs 2008), I08 (Idriss 2008), ASK14 (Abrahamson et al. 2014), BSSA (Boore et al. 2014), CB14 (Campbell and Bozorgnia 2014), CY14 (Chiou and Youngs 2014), and I14 (Idriss 2014).

図 1-2 NGA-West1 と NGA-West1 のばらつきの比較 [Bozorgnia et al., 2015]

観測記録を観察すると、**伝播経路特性**は一様でない

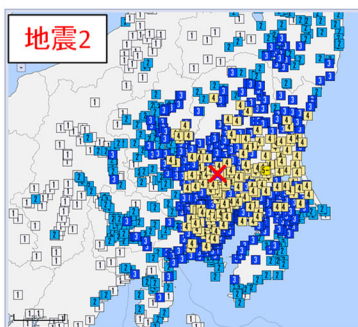
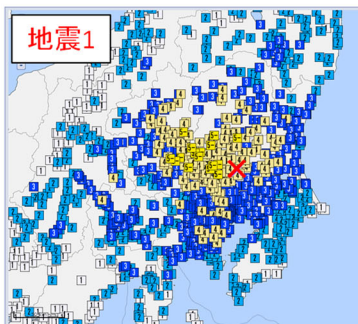
原因① 活火山周辺の高減衰帯の影響



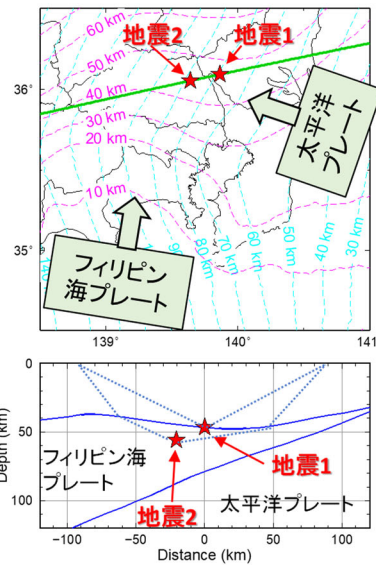
2014年11月22日長野県北部の地震
 M_j 6.7, 震源深さ 4.59km
 (出展: 気象庁震度データベース)

(出展: 活火山総覧第4版 活火山分布図)

原因② プレート内の伝播による影響



(出展: 気象庁震度データベース)



地震1
 2014年9月16日
 茨城県南西部の地震
 M_j 5.6, 震源深さ46.51km
フィリピン海プレートと陸のプレートの境界

地震2
 2015年5月25日
 埼玉県北部の地震
 M_j 5.5, 震源深さ55.71km
フィリピン海プレート内部

図 1-3 観測記録に見られる伝播経路特性の不均質性の要因について

1.2 既往研究と提案手法の概要

地震観測記録から上記の三特性を分離評価する手法を用い、多くの地域の地震動特性が評価されてきた。その手法を大別すると、検討対象の全領域で均質な減衰構造を仮定するスペクトルインバージョン解析 [例えば、岩田・入倉, 1986; Kato et al., 1992; Oth et al., 2011] と、対象領域をブロック状に領域分割して各ブロック内は均質な減衰を仮定するブロックインバージョン解析 [例えば、Tsumura, 1996; Sekine, 2005; 中村, 2009] に分けられる(図 1-4)。なお、このような解析をトモグラフィ解析と呼ぶ文献もあるが、この論文では統一してブロックインバージョン解析と呼ぶ。

スペクトルインバージョン解析とブロックインバージョン解析の既往研究を表 1-1 に示す。スペクトルインバージョン解析の基となった Andrews (1981) の手法では、観測記録を震源特性と伝播経路特性の二項に分離するのみであったが、岩田・入倉 (1986) によりこの手法が拡張され、各周波数ごとにサイト増幅特性が最も小さい観測点のサイト増幅特性を 2.0 という拘束条件を用いることで三つの特性を分離した。その後、Kato et al. (1992) は、基準観測点を一地点選定し、そのサイト増幅特性を拘束条件として震源特性とサイト増幅特性のトレードオフを回避した。これにより推定される三項の物理的意味が明快になった。以後、一つの拘束条件のもと最小二乗法を解くことにより三つの特性を分離することが多い。

スペクトルインバージョン解析では、検討対象の全領域で均質な減衰構造を仮定するため、減衰構造が複雑な地域では伝播経路特性のモデル化誤差が、同時に推定される震源特性とサイト増幅特性に影響すると考えられる。特に、火山周辺の減衰構造は不均質性を含んでいると考えられている [例えば、伊神, 1975]。著者らは、火山周辺で発生した地震を対象に、火山周辺とそれ以外に分離して減衰構造を推定し、その影響を検討している [友澤・池浦, 2014]。

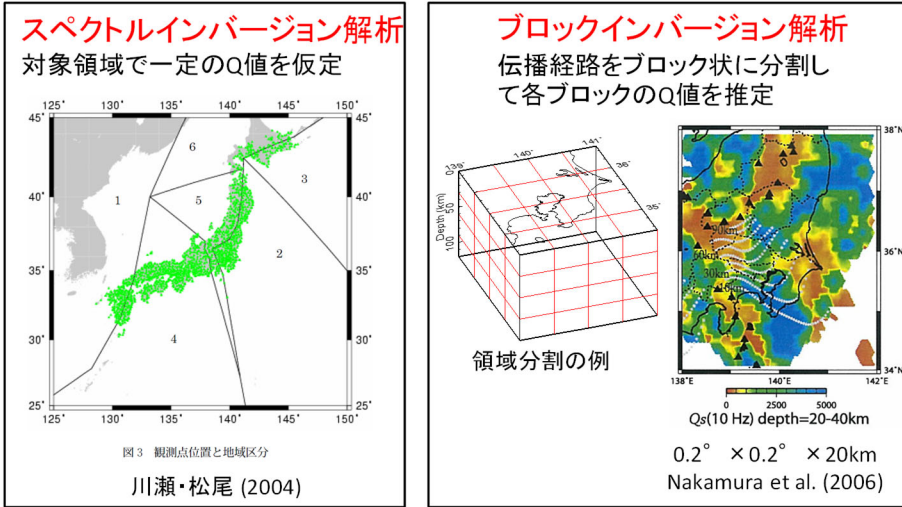
ブロックインバージョン解析では、伝播経路特性の不均質性を推定できる利点がある。Tumura et al. (1996) は、東北地方の三次元減衰構造を推定し、同時に震源特性とサイト増幅特性を推定している。以後、Sekine (2005) や中村 (2009) により、日本全国の三次元減衰構造が推定されている。

ただし、ブロックインバージョン解析では、未知パラメータが多いことから、サイト増幅特性と震源特性の両方に拘束条件を与えている。中村 (2009) は、サイト増幅特性には、岩盤地点のサイト増幅特性が 2.0 となるような拘束条件と、全地点で 2.0 以上のサイト増幅特性となるような拘束条件を用いている。震源特性には、震源スペクトルに ω^2 モデルを仮定して、地震モーメントまたは応力降下量を固定する拘束条件を与えている。また、インバージョン解析の手法は逆行列を解くような最小二乗法ではなく、解の初期値を与えて観測値と計算値の誤差を小さくするような逐次的な最小二乗法を解いている。さらに、ダンピングファクターで解の範囲を先験的に拘束している。サイト増幅特性に関しては、解析に用いる全観測点を独立に推定するのではなく、地盤の卓越周期によって 6 グループに分類した増

幅特性を評価している。

先に述べたように、ブロックインバージョン解析における拘束条件の多さは、未知パラメータの数の多さに起因していると考えられる。そこで、未知パラメータが多数の逆問題をいかに解くか、という問題に対する新しいアプローチを本研究では検討している。新たに提案する手法では、伝播経路特性の領域分割に着目し、最適な領域分割を探索する過程で伝播経路特性に関する未知パラメータを少なくした。それにより、スペクトルインバージョン解析と同様に、1つの拘束条件により不均質減衰構造・震源特性・サイト増幅特性を推定することを可能にした。既往手法と提案手法の比較を表 1-2 に、提案手法の概要を図 1-6 に示す。

観測記録から「震源特性」・「伝播経路特性」・「サイト増幅特性」を分離評価



スペクトルインバージョン解析の定式化

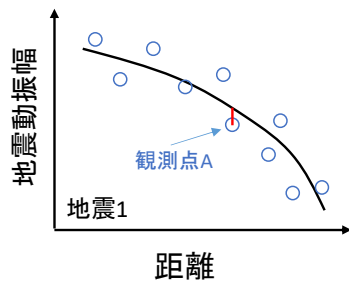
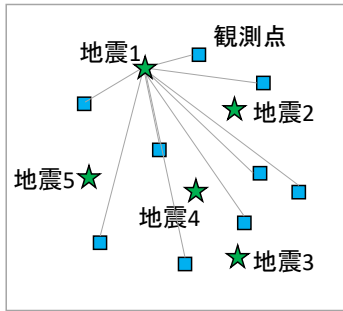
$$O(f) = S(f) \cdot \frac{1}{X} \cdot \exp\left[-\frac{\pi f X}{V_s Q(f)}\right] \cdot G(f)$$

観測記録 震源特性 距離減衰特性 サイト増幅特性 減衰性を表すQ値

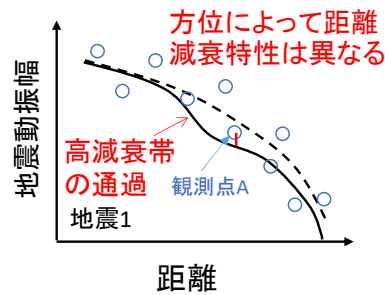
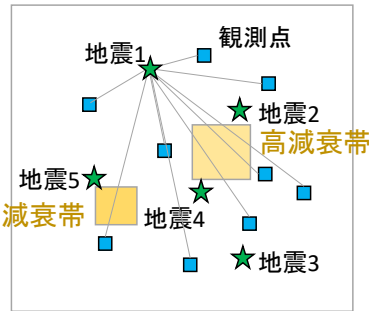
(距離Xに対する減衰性)

震源特性とサイト増幅特性のトレードオフの回避のため何らかの拘束条件を設けて両者を分離する。

均質な減衰構造を仮定



不均質な減衰構造を仮定



震源特性・サイト増幅特性の推定の高精度化につながる

図 1-4 スペクトルインバージョン解析とブロックインバージョン解析の概要

表 1-1 既往研究の整理

	スペクトルインバージョン解析	ブロックインバージョン解析
1980	<ul style="list-style-type: none"> ●Andrews(1982) 観測記録から震源特性と伝播特性を分離 ●岩田・入倉(1986) 観測記録から震源特性、伝播特性、サイト増幅特性を分離 	<ul style="list-style-type: none"> ※震度を対象としたものは除く ※震源特性の評価を行わないものは除く
1990	K-NET、KiK-net運用開始	
	<ul style="list-style-type: none"> ●加藤他(1998) 拘束条件の改良により、震源スペクトル評価を高精度化。震源スペクトルの地域性を検討 ●加藤(2001)、川瀬・松尾(2004)、佐藤(2010) 全国各地のQ値推定。地域性がある。解析領域の広さがQ値に影響する近傍記録の評価精度 	<ul style="list-style-type: none"> ●Tamura et al.(1996) 微小地震記録を用いる ●Sekine(2005) 微小地震記録を用いる ●中村(2009) 強震観測記録を用いる
	<ul style="list-style-type: none"> ●友澤・池浦(2010) 距離減衰関数を近距離側と遠距離側で分離 ●友澤・池浦(2013) 火山周辺の高減衰帯を分離評価 距離減衰特性の関数形の改良 	<ul style="list-style-type: none"> ●友澤ほか(2019)

表 1-2 既往手法と提案手法の比較

	スペクトルインバージョン (例えば、加藤 1998)	ブロックインバージョン (例えば、中村 2009)	ブロックインバージョン 提案手法
拘束条件	基準観測点の理論増幅特性を与える	岩盤地点のサイト増幅特性を 2.0 に固定 震源スペクトルが ω^{-2} に従うと仮定 M_0 を F-net の値に固定	基準観測点の理論増幅特性を与える
手法	最小二乗法	逐次的な最小二乗法解の初期値 ・応力降下量 10MPa ・ $Q=100 f^{0.78}$ ・サイト増幅特性 3.0 ダンピングファクターで解の範囲を拘束	最小二乗法
未知数	震源スペクトル (M 地震) 領域一定の Q 値 (1 領域) サイト増幅特性 (N 地点)	応力降下量 (M 地震) ブロックの Q 値 (L 領域) サイト増幅特性 (6 種類) ^{※2}	震源スペクトル (M 地震) ブロックの Q 値 (L'領域) ^{※1} サイト増幅特性 (N 地点)

※1 統計的な意味づけに基づく領域分割を探索（領域分割の統合・分割）することで自由度を減らす

※2 中村（2009）では、観測点の卓越周期に応じて 6 グループに分類している。

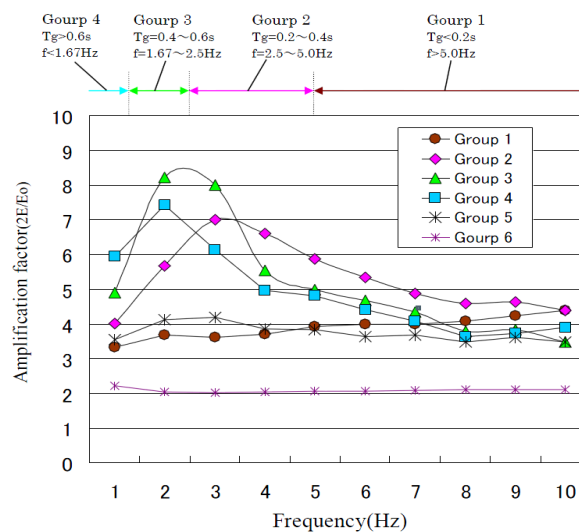
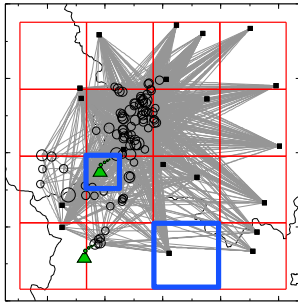


図 1-5 中村（2009）による 6 グループのサイト増幅特性

■ 領域分割の探索の条件



- ①各ブロックの解の有意性あり
有意性なし→隣接するブロックと**統合**し、
再度インバージョン
※有意性の判断はt検定を用いる
- ②隣接ブロック間の解の違いの有意性あり
有意性なし→隣接するブロックと**統合**し、
再度インバージョン
- ③領域再分割の判断
上記2条件を満たす場合、さらにブロック
を細かく分割しても2条件を満たす場合はブ
ロックをさらに**分割**し、再度インバージョン

■ 3条件を満たす領域分割を繰り返し計算により探索

条件として与えるもの

- ・各ブロックが満足すべき有意水準(5%)
- ・最小ブロックサイズ



領域分割の初期値(例えば20kmメッシュ)を与え
繰り返し計算により領域分割を探索

統計的意味づけに基づく**領域分割**が得られる。

解く場の不均質性とデータ数に応じた分解能
で不均質減衰構造を推定する

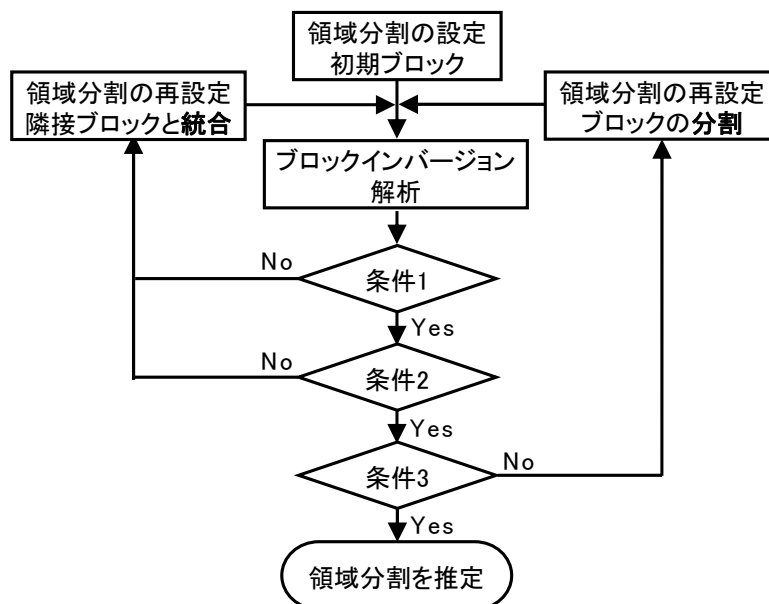


図 1-6 提案手法の概要

1.3 本論文の構成

本論文は以下の 6 章で構成される。

第 1 章「序論」では、研究の背景と目的、既往研究と提案手法の概要、本論文の構成を述べる。

第 2 章「領域分割に着目した不均質減衰構造の推定」では、伝播経路特性の領域分割に着目した不均質減衰構造の推定手法を提案する。そして、2008 年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺に適用した結果を示す。また、従来手法のように対象とする全領域で均質な減衰構造を仮定する解析結果との違いを考察する。

第 3 章「大規模領域の不均質減衰構造の推定への拡張」では、2 章で提案した推定手法をより広域に適用できるように拡張する。そして、九州地方に適用した結果を示す。また、震源からの方位による距離減衰特性の違いを評価する。

第 4 章「プレート形状を考慮した深さ方向の不均質減衰構造の推定への拡張」では、提案手法を深さ方向の不均質減衰構造の推定へと拡張する。これにより、内陸地殻内地震のみならず、海溝型地震を含めた検討が可能となる。そして、関東地方に適用した結果を示す。また、深さ方向の伝播経路特性のモデル化の違いが残差の標準偏差に与える影響を把握する。

第 5 章「地震動予測の高精度化に向けた検討」では、本研究で推定した不均質減衰構造、震源特性、サイト増幅特性を活用して地震動予測の高精度化を検討する。統計的グリーン関数法 SGF への適用案の検討と、GMPE の伝播経路特性に不均質性を考慮し高精度化を試みる。

第 6 章「まとめと今後の課題」では、本研究で得られた知見と今後の課題を整理する。

2. 領域分割に着目した不均質減衰構造の推定

2.1 はじめに

2章では、伝播経路特性の領域分割に着目した不均質減衰構造の推定手法を提案する。対象とした領域は、2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺である。同領域は、減衰構造が複雑であることが指摘されている。笠松・ほか(2017)は、余震記録の計測震度を用いたトモグラフィ解析により複雑な減衰の不均質分布を推定している。ただし、計測震度を対象とした定性的な減衰構造の推定であるため、本検討では提案手法を用いたブロックインバージョン解析を用いて周波数領域での定量的な不均質減衰構造を推定する。

まず、全領域で均質な減衰構造を仮定する従来のスペクトルインバージョン解析手法を用いて、均質な減衰構造、震源特性、サイト特性を推定する。次に、提案手法のブロックインバージョン解析手法を用いて同領域の不均質減衰構造、震源特性、サイト特性を推定する。最後に、解析手法の違いによる結果の違いを考察する。

2.2 データセット

まず、2008年岩手・宮城内陸地震の本震を除く同領域周辺の観測記録を収集する。観測記録の選定条件を以下に示す。

- ・対象期間：観測開始～2016/03/31
- ・気象庁マグニチュード $M_J \geq 4.0$
- ・震源深さ ≤ 20 km
- ・K-NET、KiK-netの地表観測記録
- ・震源距離 ≤ 50 km
- ・地表の最大加速度が三成分とも 100 Gal 以下（地盤の非線形化の影響を避けるため）
- ・5 観測点以上で記録が得られている地震
- ・10 地震以上の記録が得られている観測点の記録

上記の条件を満たすのは、89 地震・19 観測点の 1137 記録である。検討対象地震の震央分布を図 2-1 に、諸元を表 2-1 に、観測点の諸元を表 2-2 に示す。選定された観測記録の伝播経路分布を図 2-2 に、 M_J -震源深さの分布と震源距離- M_J の分布を図 2-3 に示す。図 2-1、図 2-2 には、活火山の位置も併せて示している。活火山である栗駒山を通過する観測記録がデータセット中に多数含まれている。火山周辺の減衰構造は不均質性を含んでいると考えられており[例えば、伊神, 1975]、同領域の伝播経路特性の空間的な不均質性を提案手法のブロックインバージョン解析により推定する。観測記録の一例として、3 記録の加速度波形、フーリエ振幅スペクトル、 $h=5\%$ 擬似速度応答スペクトルを図 2-4 に示す。

インバージョン解析に用いる観測記録のフーリエ振幅スペクトルは、観測記録の NS 成分と EW 成分からそれぞれ S 波部分を抽出し、そのフーリエ振幅のベクトル和により算定する。観測記録の S 波部分の抽出に際しては、S 波の立ち上がり時刻から主要動部が十分に入る 8 秒間に前後 10%の cosine 型テーパ付きの矩形ウィンドウで抽出した。この S 波区間をもとに NS 成分と EW 成分についてそれぞれ独立に、0.2~20 Hz の周波数範囲において、対数等間隔で 1 オーダーあたり 100 点の周波数でフーリエ振幅を求めた。その結果をもとに、21 点の周波数ポイントの移動平均平滑化を施した。

次に、本震の観測記録を収集する。上記の 19 観測点のうち地表最大加速度が三成分ともに 300 Gal 未満の観測点を対象とした。この条件に当てはまる観測点は 12 地点である。スペクトル処理は、波形の切り出し区間を 16 秒間とした以外は上記と同様である。

本震を除く観測記録を用いてスペクトルインバージョン解析またはブロックインバージョン解析から伝播経路特性とサイト増幅特性を推定し、それらを既知として本震の震源特性を推定した。

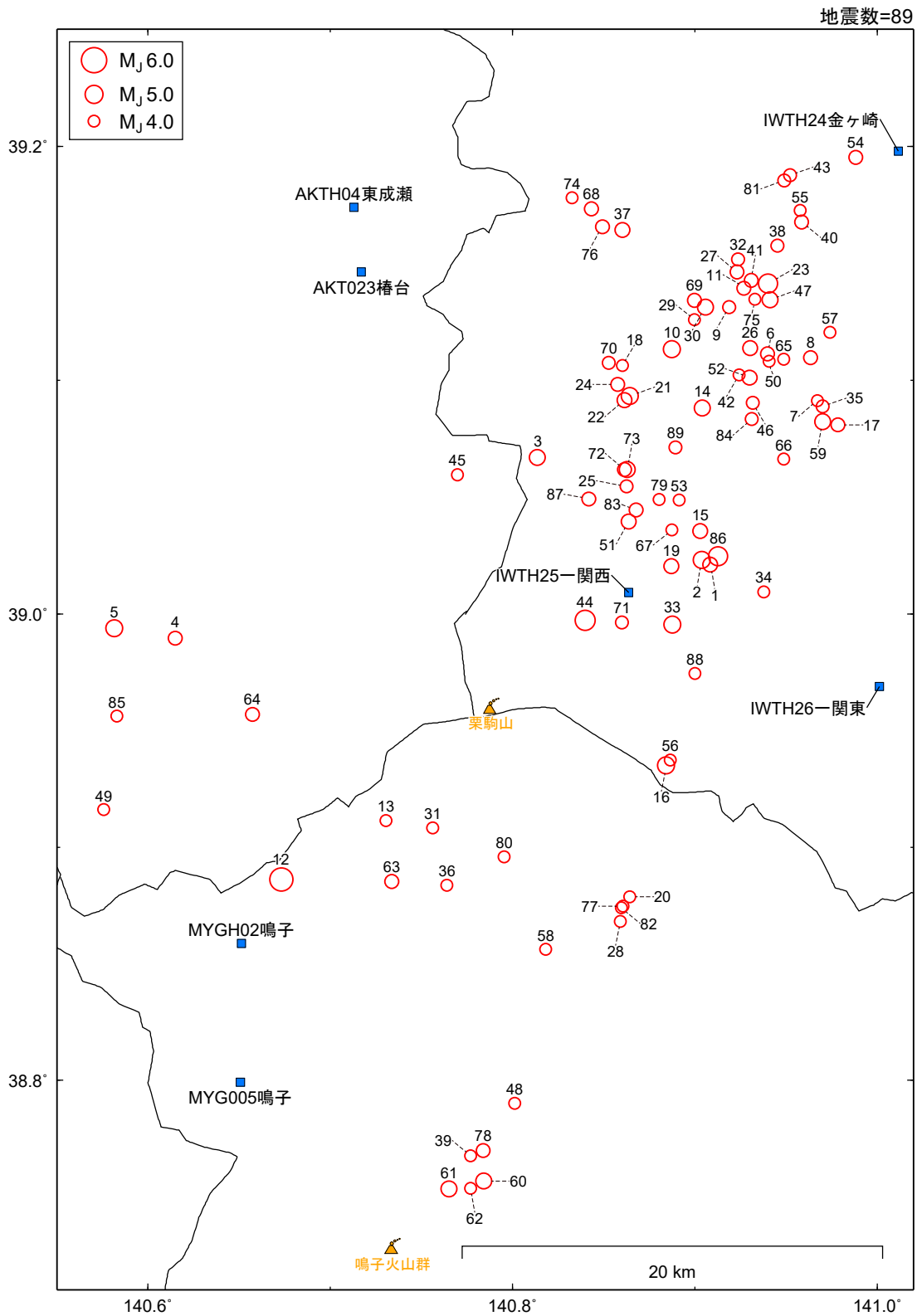


図 2-1 検討対象地震の震央分布

表 2-1 検討対象地震の諸元

No.	気象庁地震諸元											震央地名	
	地震発生日時					北緯		東経		深さ km	M _J		
	年	月	日	時	分	秒	度	分	度				分
1	1999	4	19	3	44	15.12	39	1.27	140	54.51	10.27	4.5	SOUTHERN IWATE PREF
2	2000	2	11	16	8	36.31	39	1.39	140	54.23	10.88	4.9	SOUTHERN IWATE PREF
3	2005	11	1	11	1	9.08	39	4.02	140	48.82	9.03	4.6	SOUTHERN IWATE PREF
4	2006	5	14	19	46	46.74	38	59.38	140	36.90	0.57	4.4	SOUTHERN AKITA PREF
5	2008	5	29	1	41	58.50	38	59.63	140	34.89	0.66	4.8	SOUTHERN AKITA PREF
6	2008	6	14	8	49	5.68	39	6.67	140	56.40	10.24	4.4	SOUTHERN IWATE PREF
7	2008	6	14	8	53	10.75	39	5.48	140	58.04	9.62	4.1	SOUTHERN IWATE PREF
8	2008	6	14	8	56	45.14	39	6.58	140	57.81	11.39	4.4	SOUTHERN IWATE PREF
9	2008	6	14	9	0	35.32	39	7.87	140	55.12	10.55	4.2	SOUTHERN IWATE PREF
10	2008	6	14	9	7	20.82	39	6.80	140	53.24	10.47	4.8	SOUTHERN IWATE PREF
11	2008	6	14	9	18	13.28	39	8.36	140	55.62	10.10	4.3	SOUTHERN IWATE PREF
12	2008	6	14	9	20	11.83	38	53.18	140	40.38	6.50	5.7	NORTHERN MIYAGI PREF
13	2008	6	14	9	30	48.71	38	54.69	140	43.83	5.91	4.0	NORTHERN MIYAGI PREF
14	2008	6	14	9	52	42.40	39	5.29	140	54.24	10.62	4.7	SOUTHERN IWATE PREF
15	2008	6	14	10	0	16.19	39	2.13	140	54.18	7.90	4.5	SOUTHERN IWATE PREF
16	2008	6	14	10	40	0.00	38	56.11	140	53.06	7.11	4.8	SOUTHERN IWATE PREF
17	2008	6	14	10	56	28.48	39	4.86	140	58.71	8.63	4.3	SOUTHERN IWATE PREF
18	2008	6	14	11	19	31.25	39	6.37	140	51.62	10.24	4.0	SOUTHERN IWATE PREF
19	2008	6	14	11	35	16.88	39	1.23	140	53.22	6.61	4.5	SOUTHERN IWATE PREF
20	2008	6	14	12	9	20.25	38	52.72	140	51.85	8.49	4.1	NORTHERN MIYAGI PREF
21	2008	6	14	12	10	31.84	39	5.59	140	51.85	8.61	4.8	SOUTHERN IWATE PREF
22	2008	6	14	12	14	4.46	39	5.49	140	51.68	7.95	4.5	SOUTHERN IWATE PREF
23	2008	6	14	12	27	32.79	39	8.48	140	56.41	10.39	5.2	SOUTHERN IWATE PREF
24	2008	6	14	13	10	47.45	39	5.89	140	51.47	8.04	4.4	SOUTHERN IWATE PREF
25	2008	6	14	13	30	50.56	39	3.28	140	51.75	7.13	4.2	SOUTHERN IWATE PREF
26	2008	6	14	14	39	6.58	39	6.83	140	55.82	10.03	4.5	SOUTHERN IWATE PREF
27	2008	6	14	17	34	8.81	39	8.78	140	55.38	9.64	4.3	SOUTHERN IWATE PREF
28	2008	6	14	19	11	56.47	38	52.10	140	51.54	8.08	4.1	NORTHERN MIYAGI PREF
29	2008	6	14	21	10	21.33	39	7.55	140	53.98	9.58	4.0	SOUTHERN IWATE PREF
30	2008	6	14	21	48	28.11	39	7.88	140	54.35	10.60	4.7	SOUTHERN IWATE PREF
31	2008	6	14	23	4	24.96	38	54.50	140	45.38	6.13	4.1	NORTHERN MIYAGI PREF
32	2008	6	14	23	22	27.02	39	9.10	140	55.43	10.20	4.2	SOUTHERN IWATE PREF
33	2008	6	14	23	42	32.46	38	59.73	140	53.26	6.17	4.9	SOUTHERN IWATE PREF
34	2008	6	15	2	25	29.05	39	0.57	140	56.26	10.90	4.1	SOUTHERN IWATE PREF
35	2008	6	15	2	29	27.06	39	5.32	140	58.21	9.77	4.2	SOUTHERN IWATE PREF
36	2008	6	15	2	31	37.32	38	53.03	140	45.84	7.53	4.1	NORTHERN MIYAGI PREF
37	2008	6	15	3	29	20.76	39	9.85	140	51.61	10.30	4.5	SOUTHERN IWATE PREF
38	2008	6	15	3	47	36.46	39	9.45	140	56.72	9.22	4.2	SOUTHERN IWATE PREF
39	2008	6	15	6	2	30.02	38	46.05	140	46.62	3.55	4.1	NORTHERN MIYAGI PREF
40	2008	6	15	12	30	1.84	39	10.06	140	57.52	9.15	4.3	SOUTHERN IWATE PREF
41	2008	6	16	2	36	19.46	39	8.57	140	55.85	10.02	4.4	SOUTHERN IWATE PREF
42	2008	6	16	13	35	1.11	39	6.13	140	55.45	9.98	4.1	SOUTHERN IWATE PREF
43	2008	6	16	20	35	1.40	39	11.25	140	57.14	8.53	4.2	SOUTHERN IWATE PREF
44	2008	6	16	23	14	38.46	38	59.83	140	50.38	7.12	5.3	SOUTHERN IWATE PREF
45	2008	6	17	0	59	50.21	39	3.57	140	46.18	10.17	4.1	SOUTHERN IWATE PREF
46	2008	6	17	3	23	1.68	39	5.42	140	55.91	9.85	4.2	SOUTHERN IWATE PREF
47	2008	6	17	4	5	3.30	39	8.06	140	56.47	10.29	4.6	SOUTHERN IWATE PREF
48	2008	6	17	6	39	23.51	38	47.41	140	48.07	2.34	4.1	NORTHERN MIYAGI PREF
49	2008	6	17	9	19	21.75	38	54.97	140	34.54	3.81	4.0	SOUTHERN AKITA PREF
50	2008	6	17	21	30	57.88	39	6.49	140	56.44	11.04	4.1	SOUTHERN IWATE PREF

表 2-1 検討対象地震の諸元 (続き)

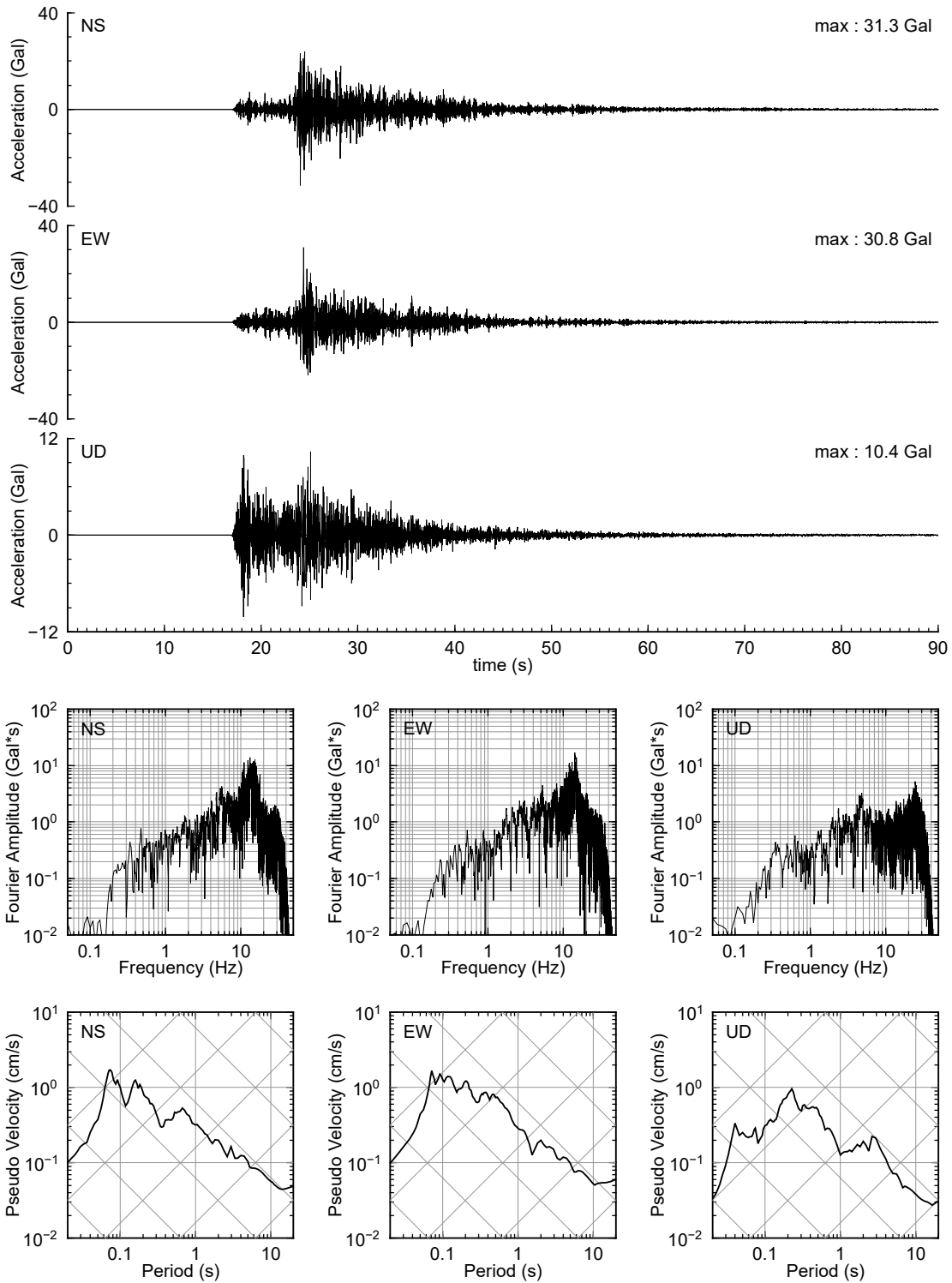
No.	気象庁地震諸元												震央地名
	地震発生日時						北緯		東経		深さ km	M _J	
	年	月	日	時	分	秒	度	分	度	分			
51	2008	6	18	16	55	1.12	39	2.37	140	51.83	12.30	4.5	SOUTHERN IWATE PREF
52	2008	6	18	18	4	33.47	39	6.07	140	55.80	11.53	4.5	SOUTHERN IWATE PREF
53	2008	6	18	23	55	5.61	39	2.92	140	53.49	11.95	4.0	SOUTHERN IWATE PREF
54	2008	6	19	11	34	13.33	39	11.72	140	59.29	4.63	4.3	SOUTHERN IWATE PREF
55	2008	6	21	1	55	30.05	39	10.35	140	57.46	10.34	4.0	SOUTHERN IWATE PREF
56	2008	6	22	11	8	10.14	38	56.24	140	53.19	7.61	4.1	SOUTHERN IWATE PREF
57	2008	6	23	7	58	44.53	39	7.23	140	58.46	9.50	4.0	SOUTHERN IWATE PREF
58	2008	6	26	3	57	43.93	38	51.37	140	49.10	4.40	4.0	NORTHERN MIYAGI PREF
59	2008	6	26	15	51	11.14	39	4.94	140	58.20	6.94	4.6	SOUTHERN IWATE PREF
60	2008	6	26	23	33	59.97	38	45.40	140	47.05	3.47	4.6	NORTHERN MIYAGI PREF
61	2008	6	27	22	57	26.32	38	45.20	140	45.90	3.19	4.6	NORTHERN MIYAGI PREF
62	2008	6	28	9	50	1.56	38	45.21	140	46.61	2.69	4.1	NORTHERN MIYAGI PREF
63	2008	6	29	15	53	24.24	38	53.12	140	44.02	7.40	4.3	NORTHERN MIYAGI PREF
64	2008	7	1	20	17	49.57	38	57.42	140	39.44	2.00	4.3	SOUTHERN AKITA PREF
65	2008	7	5	13	14	36.64	39	6.54	140	56.93	8.81	4.0	SOUTHERN IWATE PREF
66	2008	7	5	14	21	45.97	39	3.97	140	56.92	9.21	4.0	SOUTHERN IWATE PREF
67	2008	7	7	15	14	17.05	39	2.16	140	53.24	10.07	4.0	SOUTHERN IWATE PREF
68	2008	7	12	8	6	3.68	39	10.40	140	50.60	8.07	4.4	SOUTHERN IWATE PREF
69	2008	7	14	23	56	40.27	39	8.05	140	53.99	10.65	4.3	SOUTHERN IWATE PREF
70	2008	7	19	13	9	32.91	39	6.45	140	51.17	11.70	4.2	SOUTHERN IWATE PREF
71	2008	7	23	12	54	24.35	38	59.78	140	51.60	9.52	4.2	SOUTHERN IWATE PREF
72	2008	7	29	16	27	32.97	39	3.71	140	51.68	9.71	4.3	SOUTHERN IWATE PREF
73	2008	7	29	16	35	53.07	39	3.70	140	51.78	9.72	4.6	SOUTHERN IWATE PREF
74	2008	8	6	22	16	41.38	39	10.68	140	49.95	8.10	4.0	SOUTHERN IWATE PREF
75	2008	8	22	15	2	39.70	39	8.07	140	55.97	9.69	4.1	SOUTHERN IWATE PREF
76	2008	9	2	18	35	20.63	39	9.94	140	50.96	6.37	4.4	SOUTHERN IWATE PREF
77	2008	9	25	15	4	57.60	38	52.49	140	51.63	5.54	4.1	NORTHERN MIYAGI PREF
78	2008	10	26	0	29	51.40	38	46.19	140	47.03	2.65	4.3	NORTHERN MIYAGI PREF
79	2008	11	4	4	6	35.64	39	2.94	140	52.83	8.69	4.1	SOUTHERN IWATE PREF
80	2008	11	12	13	39	47.66	38	53.76	140	47.72	5.65	4.0	NORTHERN MIYAGI PREF
81	2009	6	27	20	42	11.16	39	11.12	140	56.94	6.98	4.2	SOUTHERN IWATE PREF
82	2009	10	21	11	58	33.25	38	52.44	140	51.58	7.77	4.1	NORTHERN MIYAGI PREF
83	2010	6	3	7	39	24.62	39	2.67	140	52.06	7.10	4.4	SOUTHERN IWATE PREF
84	2010	6	7	14	1	35.90	39	5.00	140	55.88	6.94	4.2	SOUTHERN IWATE PREF
85	2010	6	11	12	18	46.84	38	57.37	140	34.98	2.43	4.0	SOUTHERN AKITA PREF
86	2010	7	4	4	33	12.17	39	1.48	140	54.77	7.12	5.2	SOUTHERN IWATE PREF
87	2010	10	8	21	16	29.64	39	2.96	140	50.50	5.80	4.4	SOUTHERN IWATE PREF
88	2012	8	29	2	50	55.78	38	58.47	140	54.01	6.98	4.0	SOUTHERN IWATE PREF
89	2014	12	30	19	23	8.84	39	4.27	140	53.37	8.92	4.2	SOUTHERN IWATE PREF

諸元は気象庁地震火山月報(カタログ編)による。[参照：2016年12月]

表 2-2 観測点の諸元

観測点	緯度	経度	観測点名
AKT023 椿台	39.1462	140.7170	TSUBAKIDAI
AKTH04 東成瀬	39.1740	140.7129	HIGASHINARUSE
IWT009 大東	39.0187	141.4031	DAITOH
IWT010 一関	38.9334	141.1173	ICHINOSEKI
IWT011 水沢	39.1454	141.1520	MIZUSAWA
IWT012 北上	39.3209	141.1378	KITAKAMI
IWT015 川尻	39.3180	140.7792	KAWAJIRI
IWTH04 住田	39.1809	141.3909	SUMITA
IWTH05 藤沢	38.8654	141.3512	FUJISAWA
IWTH20 花巻南	39.3434	141.0473	HANAMAKI-S
IWTH22 東和	39.3340	141.3015	TOUWA
IWTH24 金ヶ崎	39.1979	141.0118	KANEGASAKI
IWTH25 一関西	39.0092	140.8638	ICHINOSEKI-W
IWTH26 一関東	38.9690	141.0013	ICHINOSEKI-E
MYG003 東和	38.7348	141.3106	TOHWA
MYG004 築館	38.7292	141.0217	TSUKIDATE
MYG005 鳴子	38.7992	140.6507	NARUKO
MYGH02 鳴子	38.8587	140.6513	NARUKO
MYGH04 東和	38.7860	141.3254	TOUWA

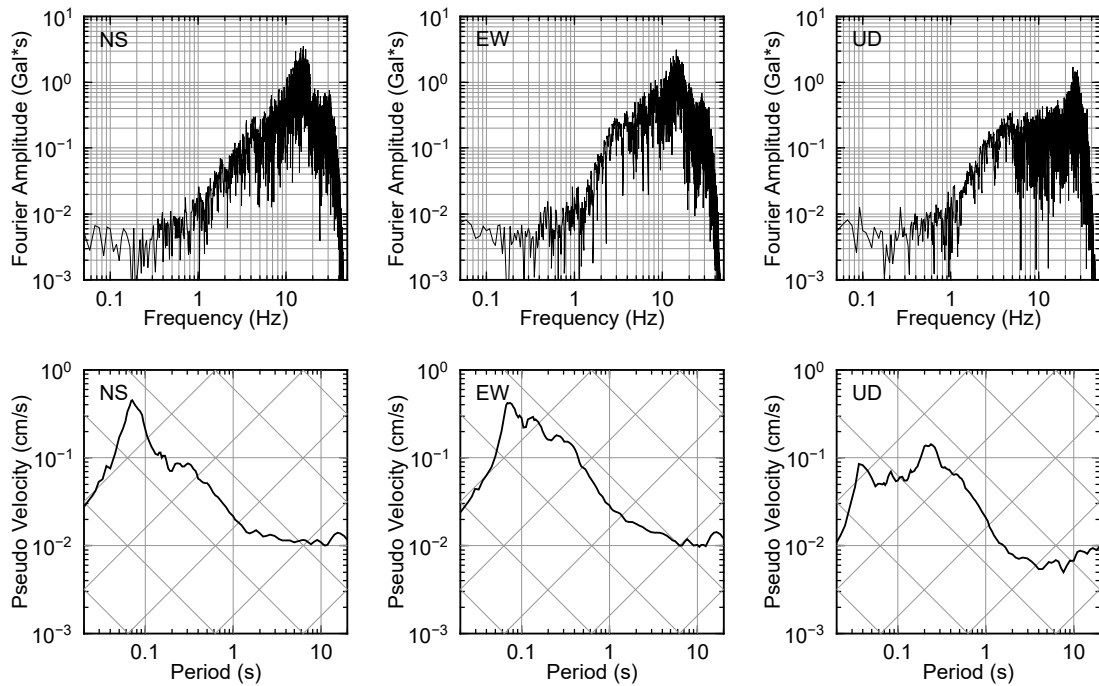
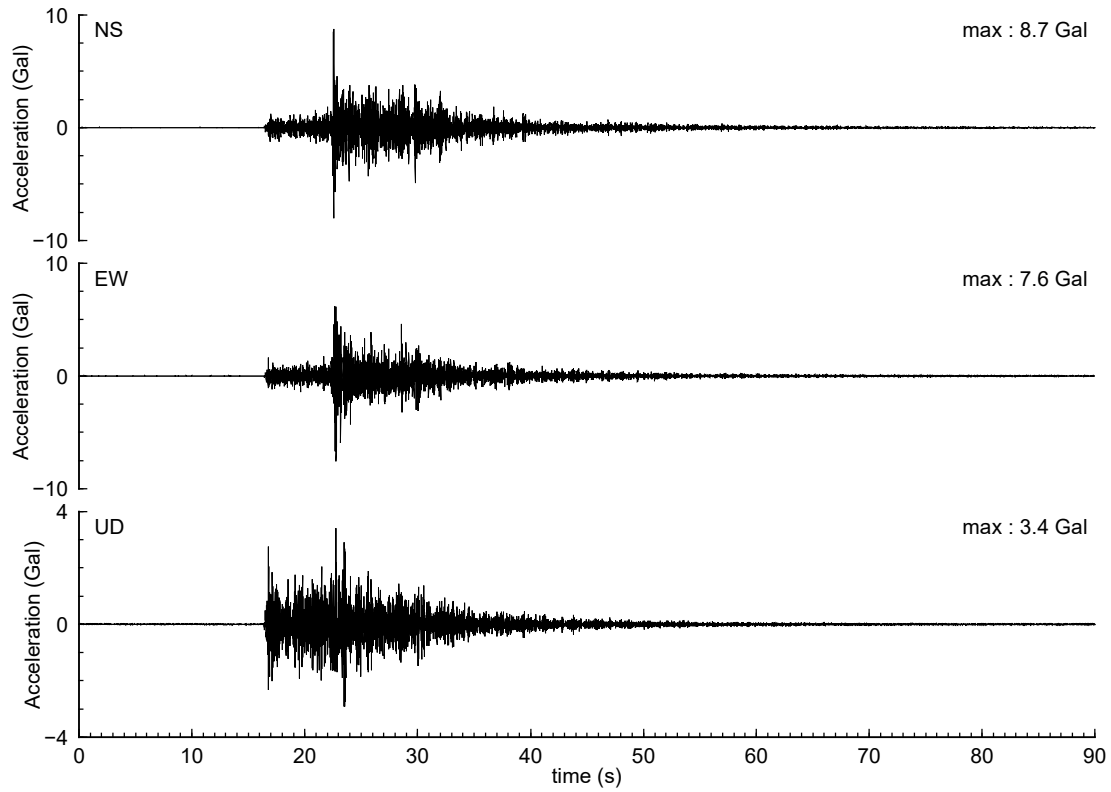
地震No.44 2008.06.16 23:14:38.46 M_J 5.3 Depth 7.12 km
 MYGH04 東和 (地表記録)
 震源距離 48.7 km 震央距離 48.2 km



(1) 2008年6月16日23時14分の地震 (M_J 5.3)・MYGH04 東和の地表記録

図 2-4 観測記録の例

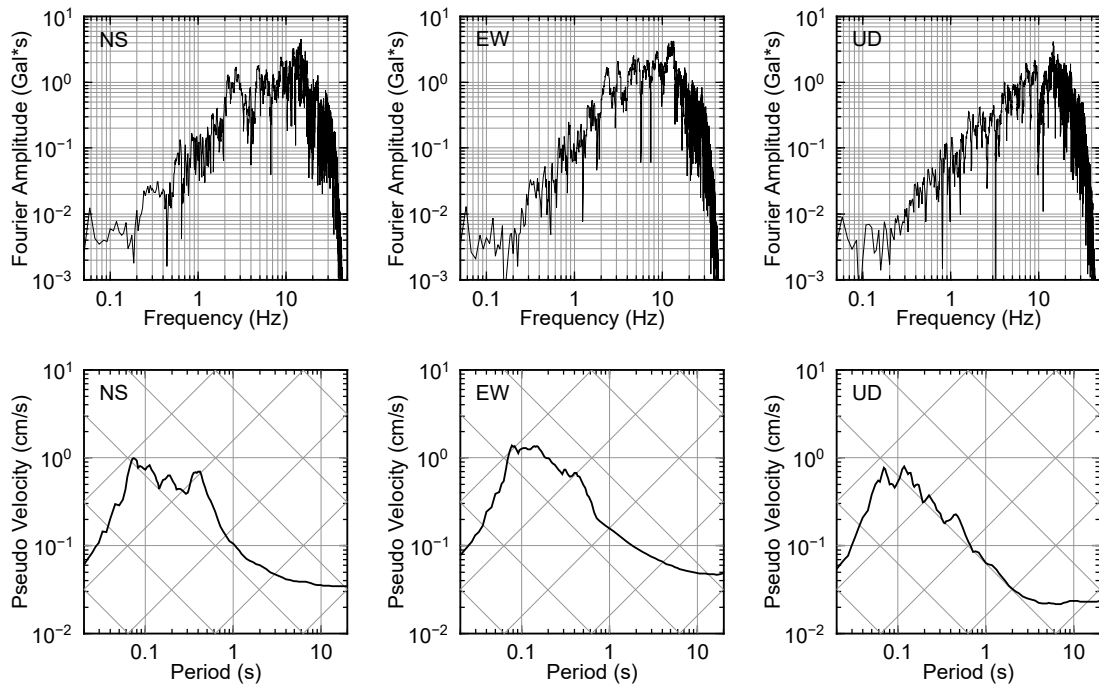
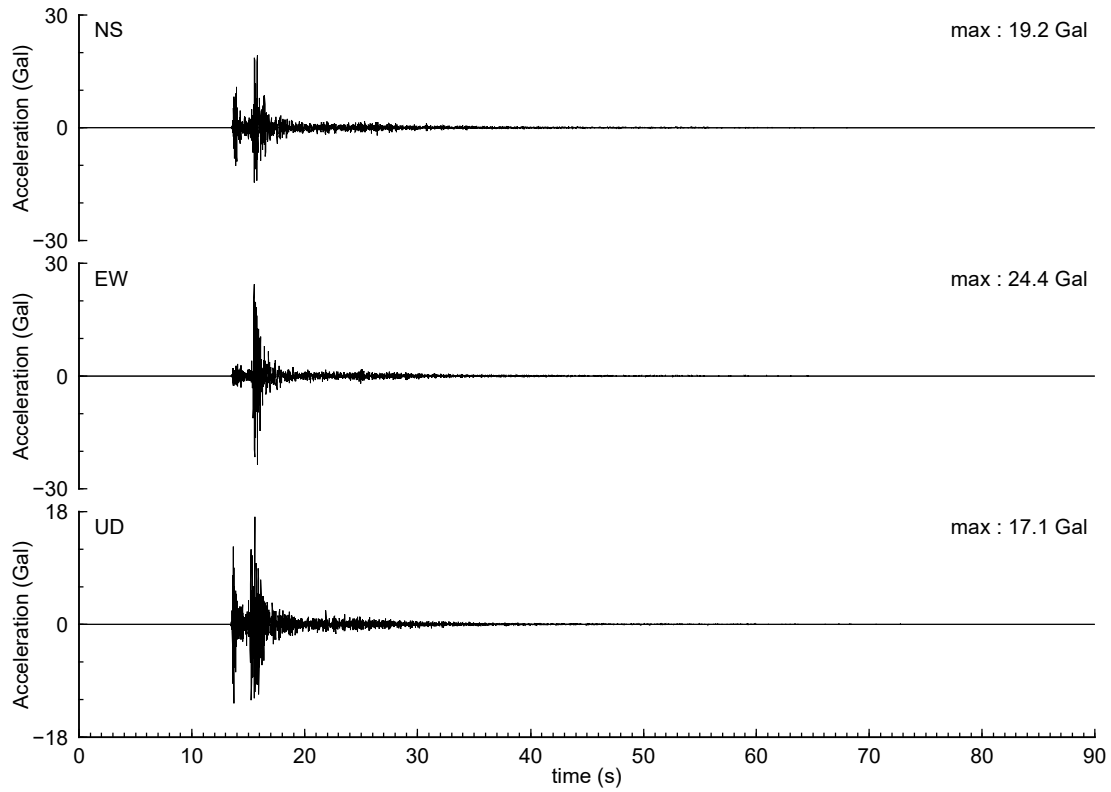
地震No.67 2008.07.07 15:14:17.05 M_J 4.0 Depth 10.07 km
 MYGH04 東和 (地表記録)
 震源距離 48.1 km 震央距離 47.1 km



(2) 2008年7月7日15時14分の地震 (M_J 4.0)・MYGH04 東和の地表記録

図 2-4 観測記録の例 (続き)

地震No.80 2008.11.12 13:39:47.66 M_J 4.0 Depth 5.65 km
 IWTH25 一関西 (地表記録)
 震源距離 15.0 km 震央距離 13.9 km



(3) 2008年11月12日13時39分の地震 (M_J 4.0)・IWTH25 一関西の地表記録

図 2-4 観測記録の例 (続き)

2.3 全領域で均質な減衰構造を仮定した場合

(1) 解析手法

解析対象の全領域で均質な減衰構造を仮定するスペクトルインバージョン解析では、M個の地震による地震動がN地点で観測されているとすると、第m地震による第n地点で観測される加速度フーリエ振幅スペクトル $F_{mn}(f)$ は、(2-1)式でモデル化される。

$$F_{mn}(f) = \frac{\pi f^2 R_{\theta\phi} F_S}{\rho \beta^3} \cdot S_m(f) \cdot \frac{1}{X_{mn}} \cdot \exp\left(-\frac{\pi f X_{mn}}{Q(f)\bar{\beta}}\right) \cdot \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_r\beta_r}} \cdot G_n(f) \quad (2-1)$$

ここに、 $S_m(f)$ は震源スペクトル、 $G_n(f)$ はサイト増幅特性、 X_{mn} は第m地震の第n地点への震源距離、 $Q(f)$ は伝播経路における平均的な Q 値である。その他の設定パラメータを以下に示す。

$R_{\theta\phi}=0.63$: 震源放射特性係数 [Boore and Boatwright (1984)]
$F_S=2$: 自由表面による増幅
$\rho=2.7 \text{ g/cm}^3$: 震源媒質密度 [地震本部(2012)の第15層: 上部地殻第2層]
$\beta=3.4 \text{ km/s}$: 震源媒質S波速度 [地震本部(2012)の第15層: 上部地殻第2層]
$\rho_r=2.50 \text{ g/cm}^3$: 基準観測点 (KiK-net東和) の密度
$\beta_r=2.83 \text{ km/s}$: 基準観測点 (KiK-net東和) のS波速度
$\bar{\beta}=3.4 \text{ km/s}$: 伝播経路の平均S波速度

最小二乗法を用いて観測記録と(2-1)式との誤差を最小にするように周波数ごとに伝播経路特性・震源特性・サイト増幅特性を推定する。ここで、震源特性とサイト増幅特性の間にトレードオフの関係があり、解が一意に求まらない。そのため、スペクトルインバージョン解析を解く際には、対象の観測点の中から基準観測点を設定し、その理論増幅特性を拘束条件として解を推定する。本検討では、KiK-net 東和 (MYGH04) を基準観測点とした。KiK-net 東和のPS検層による地盤モデルを図2-5に示す。地中観測点位置のS波速度は2.83 km/sであり地震基盤相当である。密度の値はPS検層モデルでは記されていないので、下式に示すBrocher (2005)をもとに設定した。なお、 $V_p < 1.5 \text{ km/s}$ の場合は $V_p = 1.5 \text{ km/s}$ の値を用いることとする。

$$\rho = 1.6612V_p - 0.4721V_p^2 + 0.0671V_p^3 - 0.0043V_p^4 + 0.000106V_p^5 \quad (2-2)$$

KiK-net 東和に対し減衰定数は全層一律5%と仮定して、地震基盤相当とみなした地中観

測点位置から地表観測点への一次元理論地盤増幅特性を評価し、その増幅率を拘束条件とする。上述の考え方により、基準観測点の媒質密度は $\rho_r=2.50 \text{ g/cm}^3$ 、S 波速度は $\beta_r=2.83 \text{ km/s}$ は地中観測点位置の値とした。

(2) 評価結果

全領域で均質な減衰構造を仮定するスペクトルインバージョン解析による伝播経路特性 Q 値の推定結果を図 2-6 に示す。なお、図中には $0.4\sim 20 \text{ Hz}$ の範囲でフィッティングした結果 $Q = 22f^{1.1}$ も併せて記している。

本震の震源スペクトルは、スペクトルインバージョン解析により推定した各観測点のサイト増幅特性と Q 値を用いて評価する。地表最大加速度が三成分ともに 300 Gal 未満の観測点を対象とした。この条件に当てはまる観測点は 12 地点である。図 2-7 において四角で囲った観測点は、本震の震源スペクトルの評価に用いた観測点である。なお、距離指標として等価震源距離を用いた。Suzuki et al. (2010) の断層モデルを参照して、すべりの不均質性を考慮して等価震源距離を計算した。図 2-7 には Suzuki et al. (2010) の断層モデルと等価震源距離の等距離線分布を併せて記している。上記の 12 記録を用いて(2-1) 式から本震の震源スペクトルを評価した。その平均と標準偏差を図 2-8 (1)に示す。この平均の震源スペクトルに対して、次式の ω 二乗モデルを当てはめた結果を図 2-8 (2)に示す。また、本震以外の地震の震源スペクトルを図 2-9 に示す。

$$S_m(f) = \frac{M_0}{1 + (f/f_c)^2} \quad (2-3)$$

ここで、 M_0 は地震モーメント、 f_c はコーナー周波数である。フィッティングの対象周波数は、本震以外の地震については、 $0.7\sim 5 \text{ Hz}$ 、本震では $0.2\sim 5 \text{ Hz}$ とした。ここで、 5 Hz を上限としたのは、 f_{max} の影響を避けるためである。本震以外の下限周波数(0.7 Hz)は、観測記録のノイズの影響を避けるため設定した。規模の大きな地震では本検討の解析周波数範囲 $0.2\sim 20 \text{ Hz}$ の中にコーナー周波数 f_c が含まれない可能性がある。本震のみ地震モーメント M_0 を F-net で公開されている値に固定して f_c のみを推定した。その他の地震では M_0 と f_c を推定した。推定にはグリッドサーチを用いた。

応力降下量 $\Delta\sigma[\text{bar}]$ は、 $M_0[\text{dyne}\cdot\text{cm}]$ 、 $f_c[\text{Hz}]$ と $\beta[\text{km}]$ から Brune(1970, 1971) のモデルによる(2-4)式(Boore, 1983)から求め、短周期レベル $A[\text{dyne}\cdot\text{cm/s}^2]$ は(2-5)式から求めた。本震に対して推定した結果を表 2-3 に示す。

$$\Delta\sigma = M_0 \left(\frac{f_c}{4.9 \cdot 10^6 \beta} \right)^3 \quad (2-4)$$

$$A = 4\pi^2 f_c^2 M_0 \quad (2-5)$$

推定した震源特性を図 2-10 に示す。本検討で推定した M_0 と F-net の M_0 の比較を図 2-10 (1) に示す。図中の直線は F-net の値に対して 1:1 の線、破線で倍・半分の範囲を示している。多くの地震で倍・半分の範囲で推定されている。なお、本震は上述の通り、F-net の値で固定している。 M_0 と f_c の関係を図 2-10 (2) に示す。参考として、(2-4) 式の $\Delta\sigma$ に 0.1、1、10MPa を代入した場合の M_0 と f_c の関係も併せて示す。両者が $-1/3$ 乗の関係に整合している。 M_0 と $\Delta\sigma$ の関係を図 2-10 (3) に示す。両者に明瞭な関係は見られない。 $\Delta\sigma$ と震源深さの関係を図 2-10 (4) に示す。 M_0 と A の関係を図 2-10 (5) に示す。図中には、壇ほか(2001)が断層の非一様すべり破壊モデルから算定した M_0 と A の関係も合わせて記した。手法間の比較については後述する。

地点ごとのサイト増幅率を図 2-11 に示す。対象領域の東側の観測点 KiK-net 東和 (IWTH22)、KiK-net 住田 (IWTH04)、K-NET 大東 (IWT009)、KiK-net 藤沢 (IWTH05)、K-NET 東和 (MYG003) では、1Hz より低周波数側のサイト増幅特性がほぼ 1 となっている。同様に、手法間の比較については後述する。

ボーリング柱状図

観測点名： 東和(とうわ)

所在地： 宮城県登米郡東和町米川字東綱木213-4番

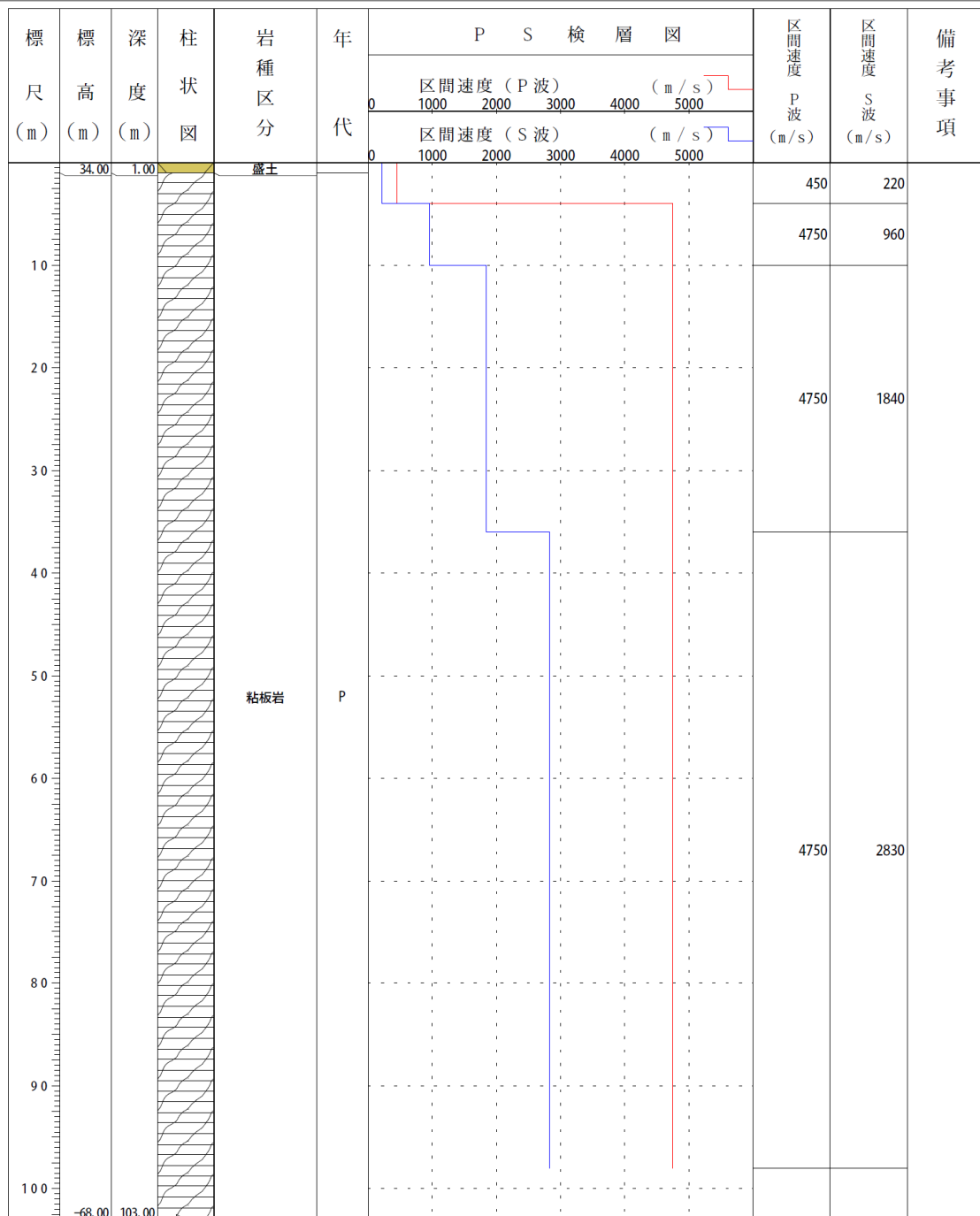
緯度： 38° 46' 59.0"

孔口標高： +35m

観測点コード： MYGH04

経度： 141° 19' 44.0"

総掘進長： 103.00m



NIED 独立行政法人防災科学技術研究所

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

図 2-5 基準観測点とした KiK-net 東和の地盤モデル [防災科学技術研究所]

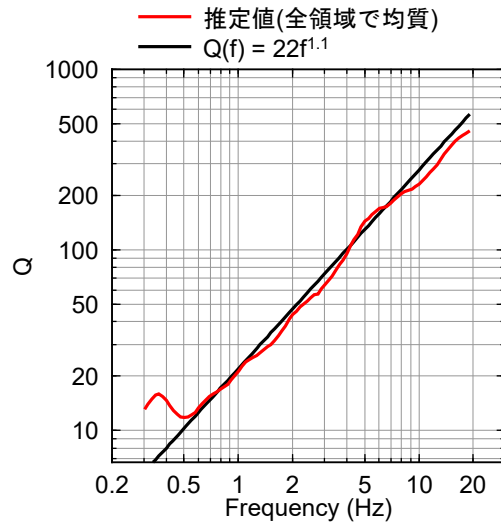
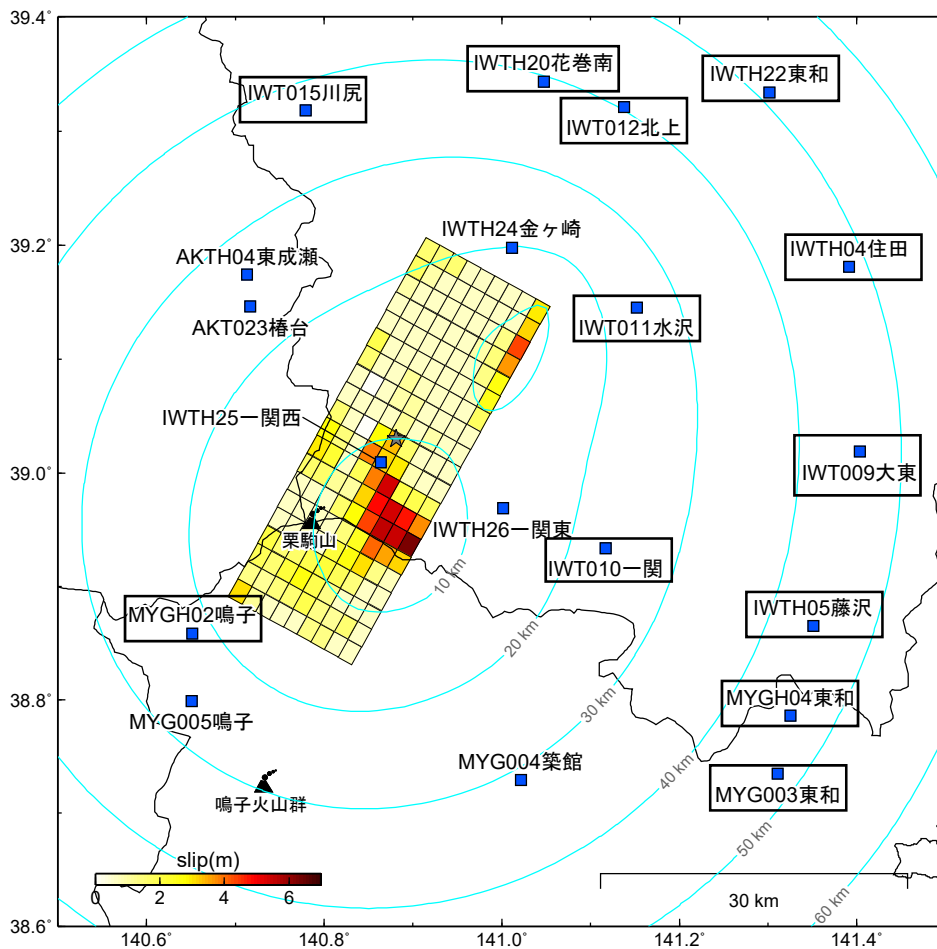


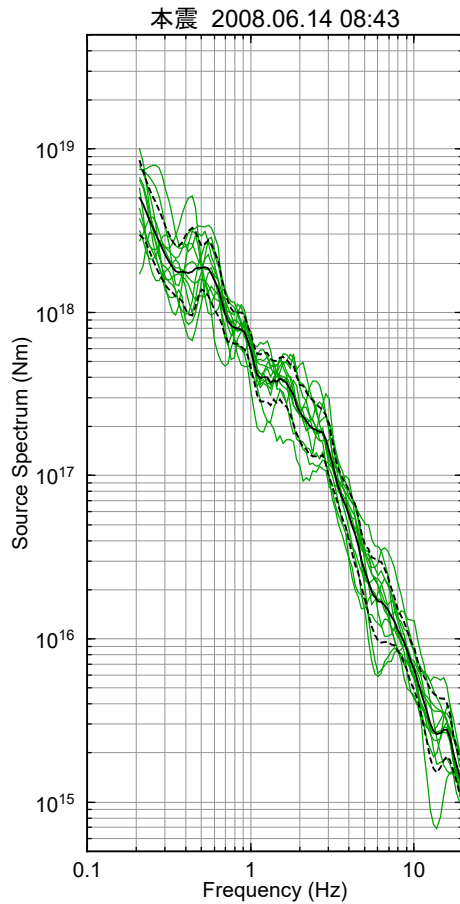
図 2-6 推定した Q 値（全領域で均質な減衰構造を仮定した場合）



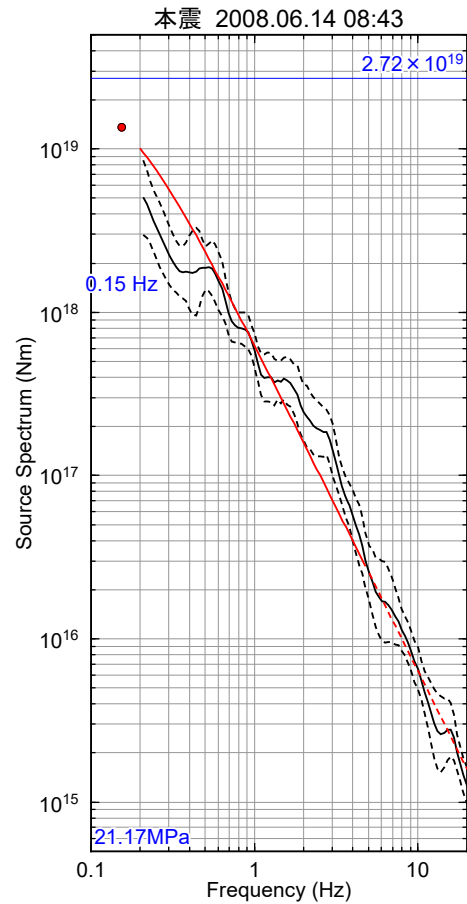
断層モデルは、Suzuki et al. (2010) を参照した。

四角で囲った観測点は、本震の震源スペクトルの評価に用いた観測点である。

図 2-7 本震の断層モデルと等価震源距離の等距離線分布



(1) 震源スペクトルの重ね描き



(2) フィッティング

地表最大加速度が 300Gal 未満の観測点のみを対象とした。
地震モーメントは F-net の値で固定した。赤丸はコーナー周波数を示す。
図 2-8 本震の震源スペクトルの推定結果と ω^{-2} モデルのフィッティング
(従来手法を用いた場合)

表 2-3 本震の震源特性 (従来手法を用いた場合)

M_0	2.72×10^{19} Nm (F-net)
f_c	0.153 Hz
$\Delta\sigma$	21.17 MPa (211.7 bar)
A	2.52×10^{26} dyne*cm/s ²

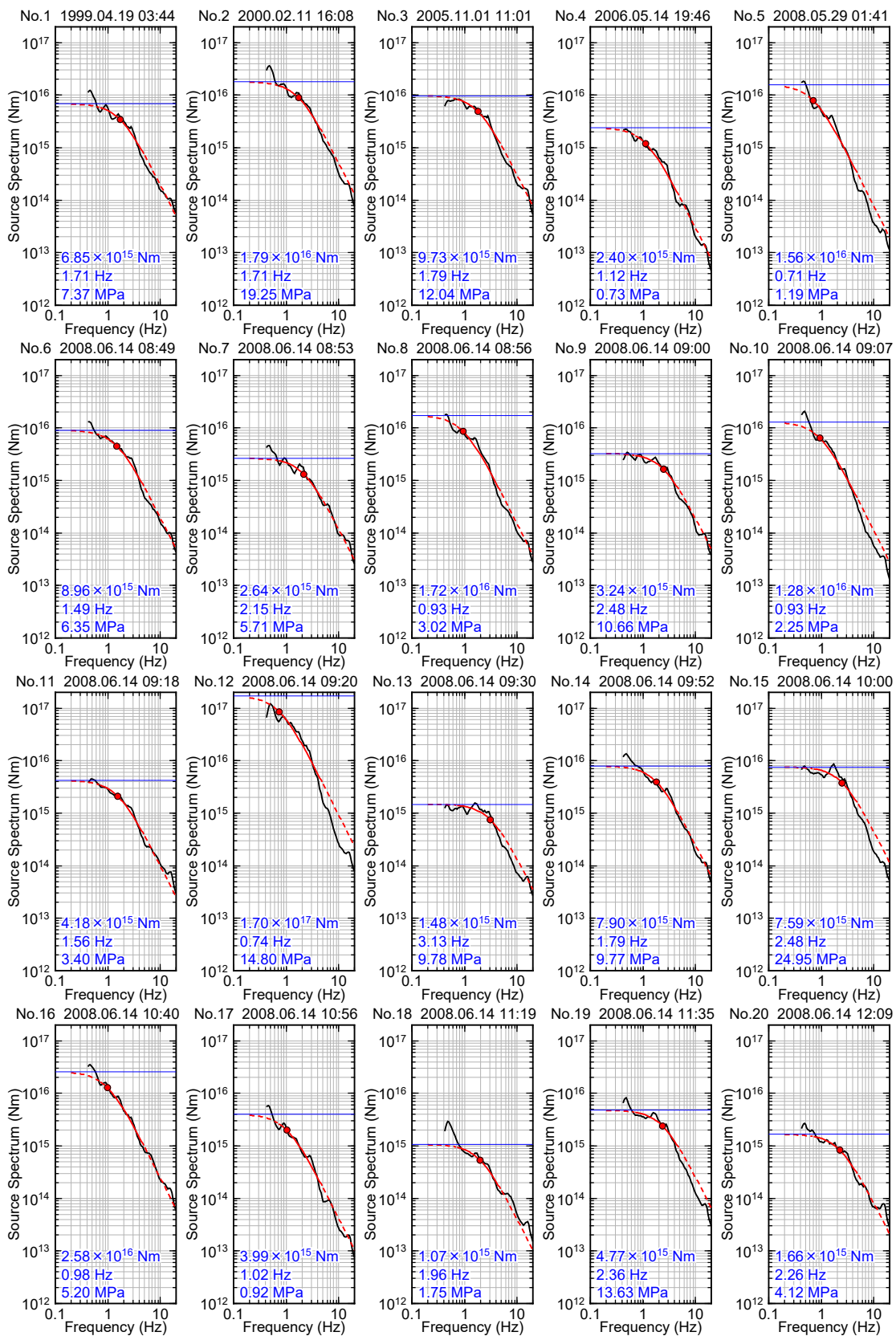


図 2-9 余震の震源スペクトルの推定結果と ω^{-2} モデルのフィッティング

従来手法を用いた場合

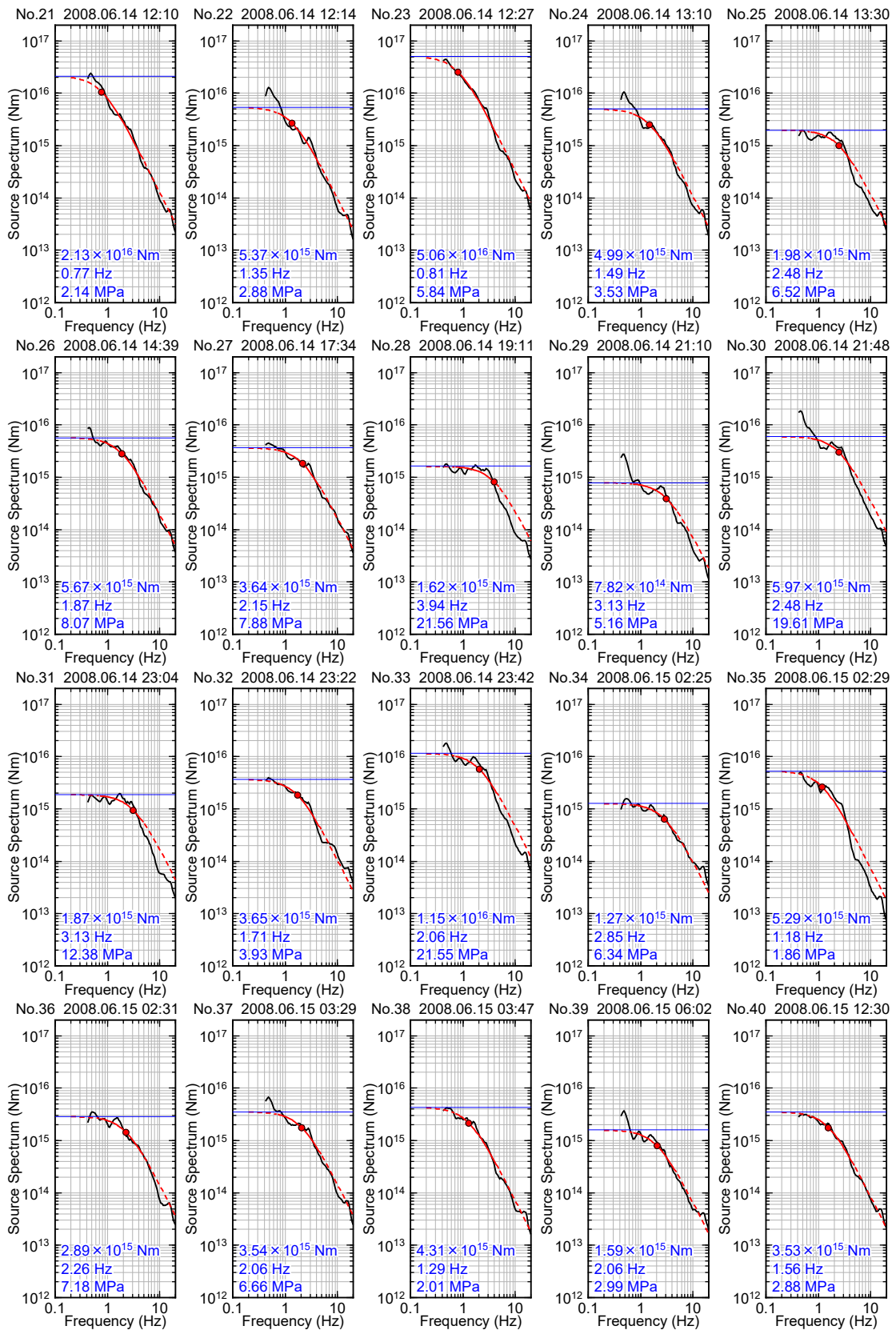


図 2-9 余震の震源スペクトルの推定結果と ω^2 モデルのフィッティング (続き)

従来手法を用いた場合

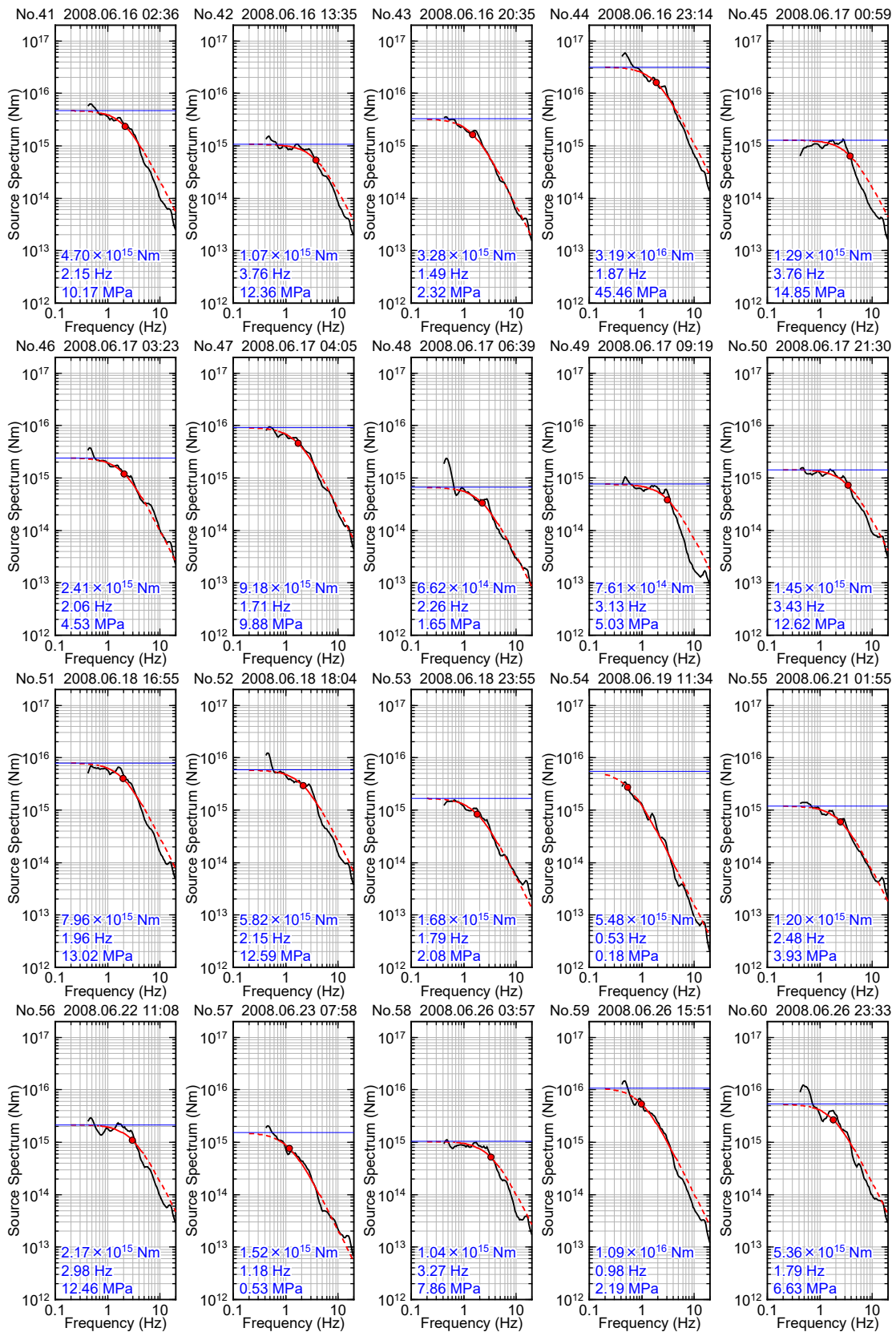


図 2-9 余震の震源スペクトルの推定結果と ω^2 モデルのフィッティング (続き)

従来手法を用いた場合

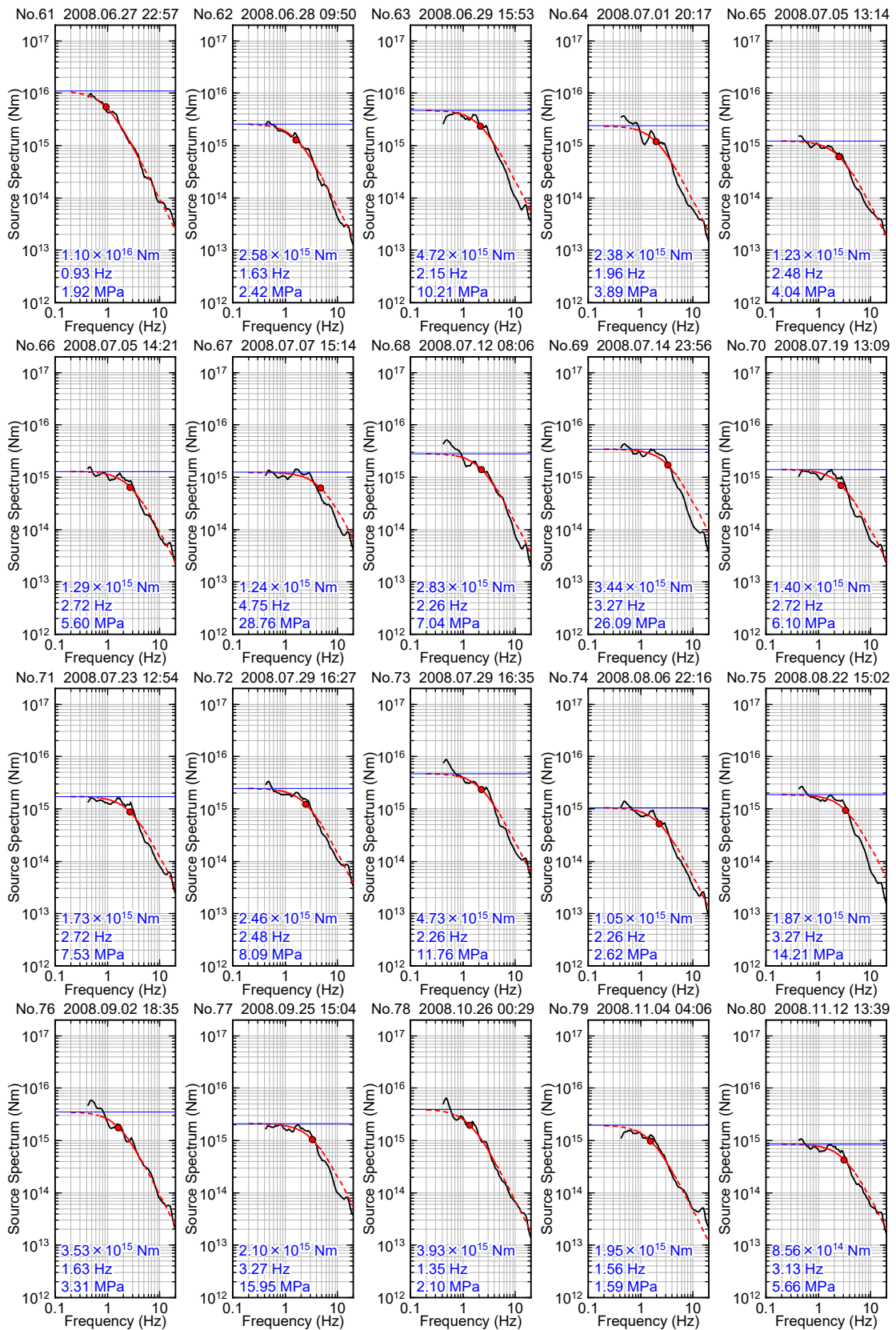


図 2-9 余震の震源スペクトルの推定結果と ω^2 モデルのフィッティング (続き)

従来手法を用いた場合

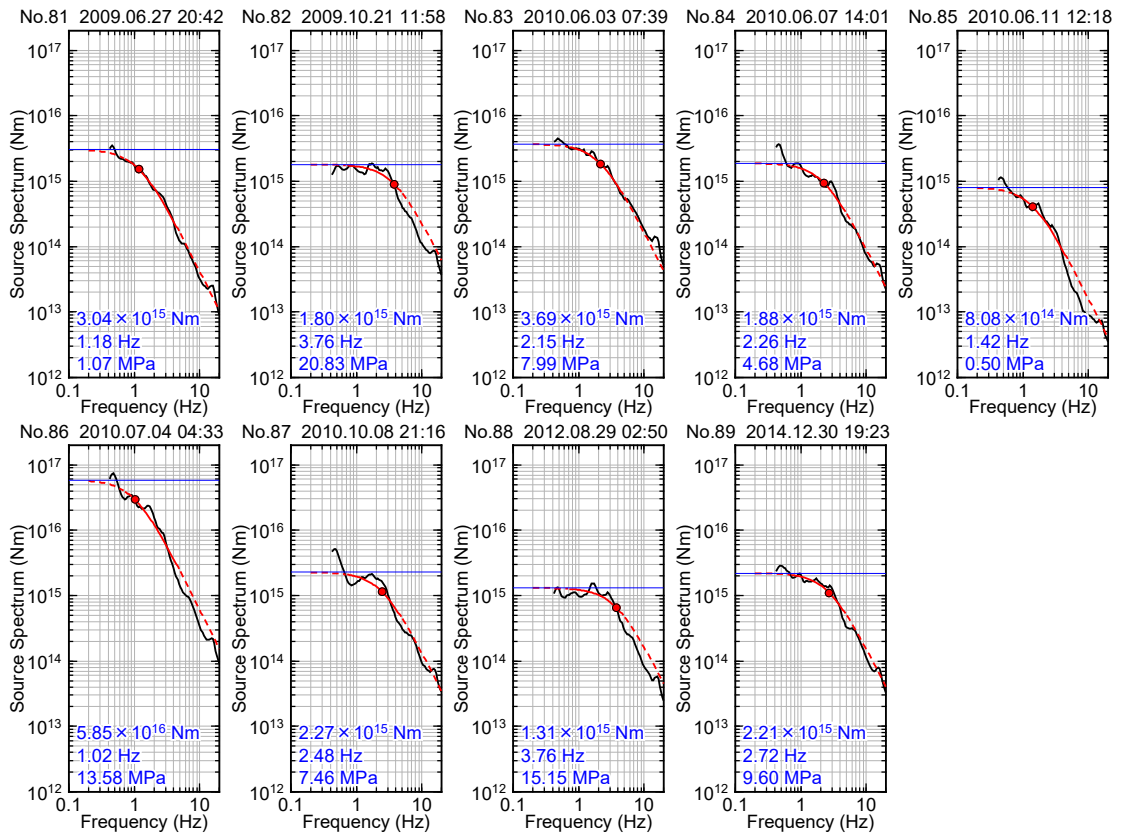
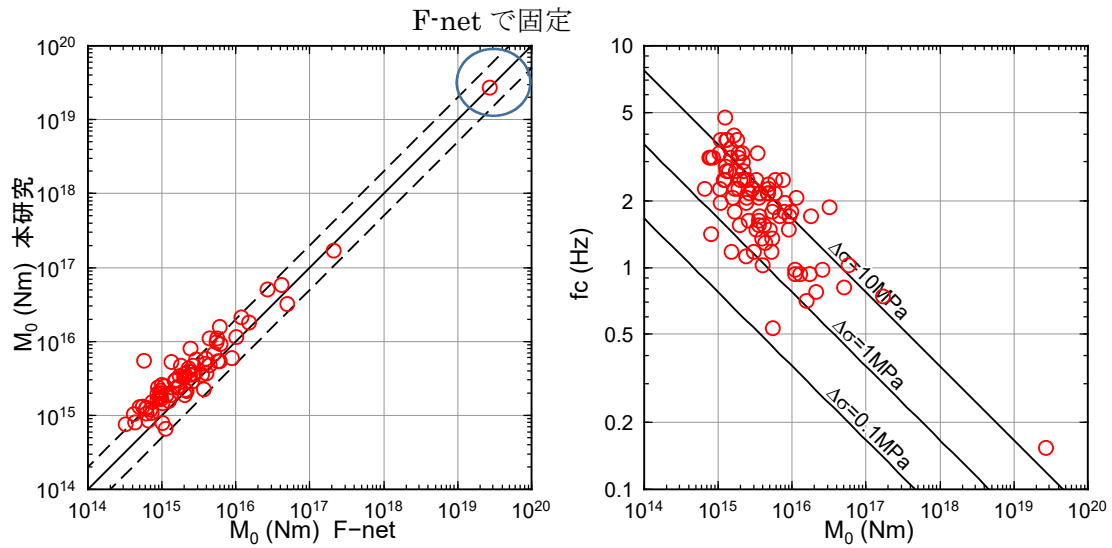


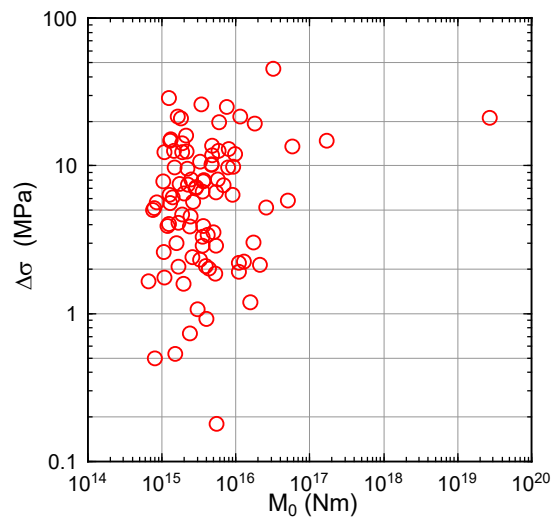
図 2-9 余震の震源スペクトルの推定結果と ω^2 モデルのフィッティング (続き)

従来手法を用いた場合

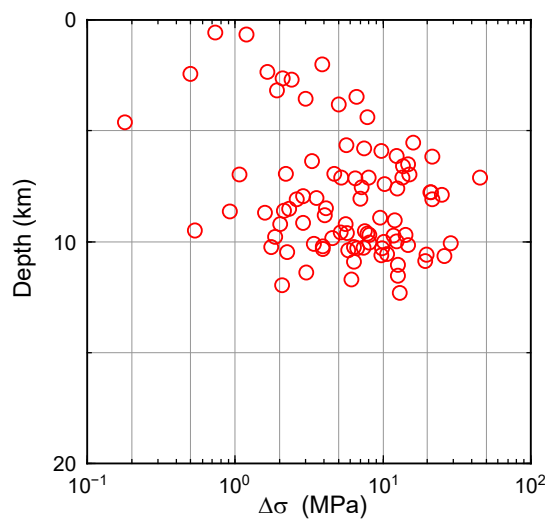


(1) F-net の M_0 と本検討で推定した M_0 の関係

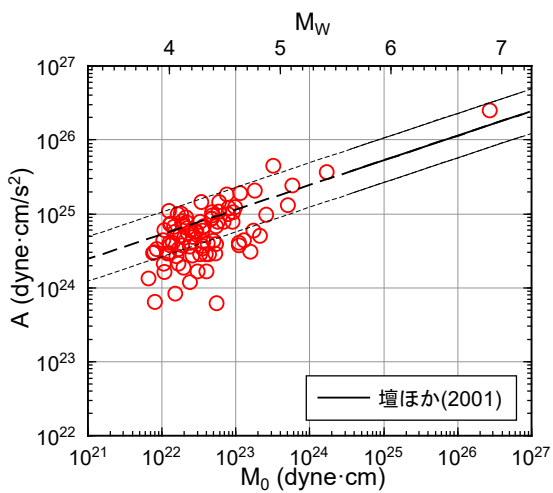
(2) M_0 と f_c の関係



(3) M_0 と $\Delta\sigma$ の関係



(4) $\Delta\sigma$ と震源深さの関係



(5) M_0 と A の関係

図 2-10 推定した震源特性 (従来手法を用いた場合)

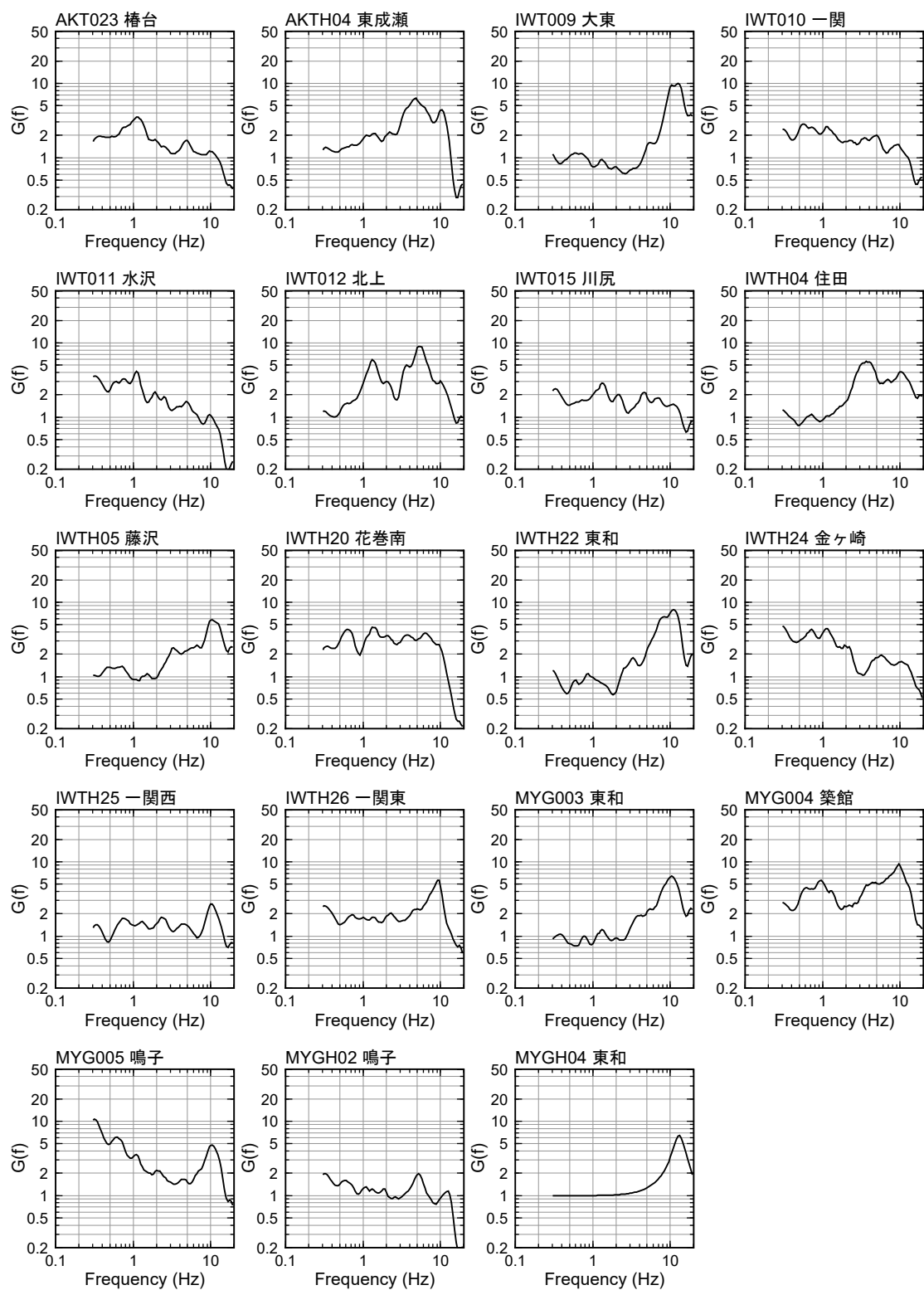


図 2-11 各地点のサイト増幅特性 (Q 値を全領域で均質と仮定した場合)

2.4 不均質減衰構造を仮定した場合

(1) 評価手法

m 地震・ n 観測点の観測記録の加速度フーリエ振幅スペクトル $F_{mn}(f)$ を(2-6)式でモデル化した。不均質な減衰構造を考慮するために、伝播経路の領域を J 個に分割している。

$$F_{mn}(f) = \frac{\pi f^2 R_{\theta\phi} F_S}{\rho\beta^3} S_m(f) \frac{1}{X_{mn}} \prod_{j=1}^J \exp\left(-\frac{\pi x_{mnj} f}{Q_j(f)\beta}\right) \sqrt{\frac{\rho\beta}{\rho_r\beta_r}} G_n(f) \quad (2-6)$$

$$X_{mn} = \sum_{j=1}^J x_{mnj} \quad (2-7)$$

ここで、 $S_m(f)$ は震源スペクトル、 $G_n(f)$ はサイト特性、 x_{mnj} 、 $Q_j(f)$ はそれぞれ j 番目の領域の伝播距離と Q 値である。設定したパラメータは、前述の従来手法と同様である。

従来のブロックインバージョン解析では、領域分割は予め与えられている場合が多い。不均質性を抽出する上で領域分割は重要な要素であるため、本検討では、領域分割を予め与えるのではなく、以下の三条件を満たすような領域分割を探索する。

条件 1 : 各ブロックにおいて解の有意性があること。t 検定で有意性を判断し、有意性がないブロックは隣接するブロックと統合する。t 検定による判断を下式に示す。

$$\left| \frac{\hat{b}_j}{s.e.(\hat{b}_j)} \right| \geq t_{\alpha/2}(p) \quad (2-8)$$

\hat{b}_j 、 $s.e.(\hat{b}_j)$ はそれぞれ j 番目のブロックの解の推定値と推定標準誤差、 α は有意水準、 p は自由度を示す。

条件 2 : 隣接するブロック間において解の違いの有意性があること。t 検定により解の違いに有意性がない隣接ブロック同士はブロックを統合する。

$$\left| \frac{\hat{b}_j - \hat{b}_k}{s.e.(\hat{b}_j)} \right| \geq t_{\alpha/2}(p) \quad (2-9)$$

条件 3 : 上記の 2 条件を満たす場合、さらにブロックを細かく分割しても 2 条件を満たす場合はブロックを分割する。ただし、これ以上ブロックを分割しない最小ブロックサイズを設ける。

条件 1 は、データ分布が粗なブロック等、有意な解を推定できていないブロックは周辺のブロックと統合し、ブロックに含まれるデータ数を増やす事で解の安定化を図っている。条件 2 は、有意でない不均質性を排除し、解の自由度を減らすために領域を統合している。条件 3 は、与えられた領域分割では広すぎて平均化されてしまう不均質性を抽出できるかどうかを統計的に判断している。

条件 1 において、解の有意性が最も小さく、解の決定精度の低い(2-5)式の左辺が小さいブロックから順番に統合することとし、統合する隣接ブロックの選択は、解の違いの有意性が最も小さいブロックと統合する。条件 2 においても同様である。

条件として与えるのは、各ブロックが満たすべき有意水準と最小ブロックサイズの二つである。この二つのパラメータを定めれば、ブロックの統合と分割を繰り返し行い、上記の条件を全て満たす統計的な意味づけに基づく領域分割を得ることができる。領域分割の推定のフローを図 2-12 に示す。このフローに基づき推定される領域分割は、各ブロックの解の有意性があり、各ブロック間の解の違いに有意性があり、これ以上細かく領域分割することが出来ない解となっている。

本検討の領域分割の初期値を図 2-13 に示す。領域分割の初期値を 20 km×20 km とし、各ブロックが満たすべき有意水準を 5%、最小ブロックサイズを 10 km×10 km と設定した。本検討では、震源深さが浅い内陸地殻内地震で震源距離が比較的短い観測記録を対象としているため、深さ方向に一定の Q 値を仮定し、水平方向のみ不均質性を考慮した。例えば、震源深さが深い海洋プレート内地震を対象として検討する場合は、深さ方向の不均質性の考慮が必要であると考えられる。この点は 4 章にて関東地方を対象に検討したので詳細は後述する。また、領域分割は、周波数に応じて推定するのではなく、全周波数に対して同一の領域分割を仮定した。条件 1 の判断は、全周波数に対して有意性を満たすことを確認し、1 周波数ポイントでも有意性を満たさない場合はブロックを統合した。条件 2 では、統計量を全周波数帯で平均して有意性を判断した。

解の推定値と推定標準誤差は以下のように求めた。(2-6)式の両辺の対数をとることで、簡便に(2-10)式のような従属変数 Y 、説明変数 X 、ヤコビアン行列 B の線形回帰問題として表現できる。

$$Y = B \cdot X \quad (2-10)$$

最小二乗法により周波数ごとに独立に推定した各パラメータの推定値 \hat{X} は下式より計算される。

$$\hat{X} = (B^T W B)^{-1} B^T W Y \quad (2-11)$$

W は最小二乗法を解く際の重み行列であり、ここでは全観測記録で重み 1 を仮定した。平均二乗誤差 MSE と推定共分散行列 $\Sigma_{\hat{x}}$ は下式で計算される。

$$\text{MSE} = \frac{\sum(B \cdot \hat{X} - Y)^2}{N_{\text{obs}} - N_{\text{eq}} - N_{\text{site}} - N_{\text{path}} - 1} \quad (2-12)$$

$$\sum_{\hat{x}} = (B^T W B)^{-1} \cdot \text{MSE} \quad (2-13)$$

N_{obs} は観測記録数、 N_{eq} は対象地震数、 N_{site} は対象観測点数、 N_{path} は伝播経路の領域分割数である。基準観測点のサイト増幅特性を拘束条件として与えているので、(2-10)式の右辺の分母において1を減じている。回帰残差の標準偏差はMSEの平方根より評価した。 $\sum_{\hat{x}}$ の対角要素の平方根が各パラメータの推定標準誤差*s.e.*となる。t検定における自由度*p*は、各ブロックを伝播する記録数に1を減じて評価した。

本震の震源スペクトルは、推定した各観測点のサイト増幅特性と伝播経路特性を観測記録から除去して評価する。不均質減衰構造に基づく伝播経路特性の評価は、各ブロックの伝播距離を計算する必要がある。本震の強震動がアスペリティーから放出されたと仮定して、Suzuki et al. (2010)に基づく本震のアスペリティー中心から各観測点への伝播経路に基づき伝播距離を計算した。アスペリティー中心位置は、緯度 38.9571°、経度 140.8775°、深さ 3.4 km とした。2.3 節と同様の 12 記録を用いて(2-6)式から本震の震源スペクトルを算定し、その平均を本震の震源スペクトルとした。

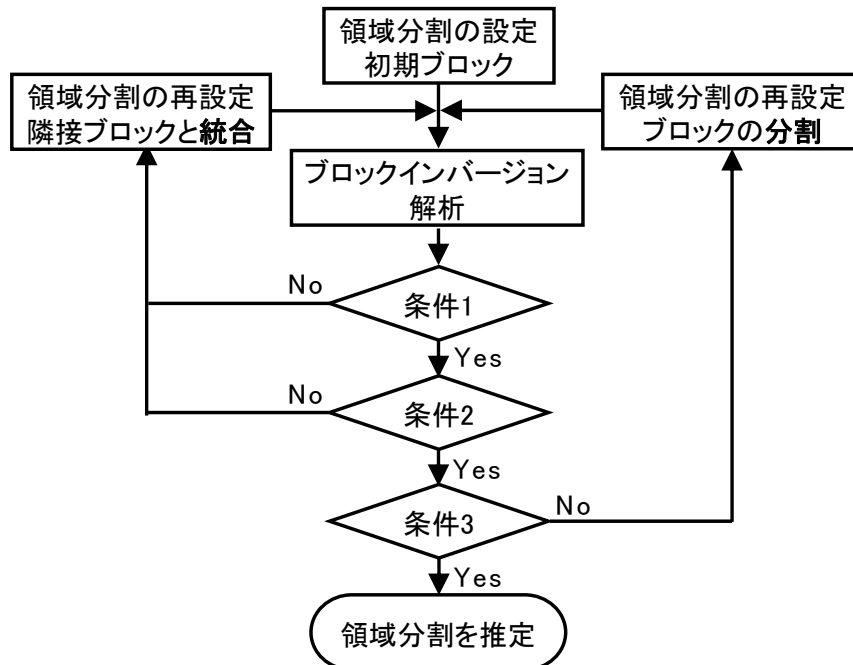


図 2-12 領域分割の推定手法のフロー

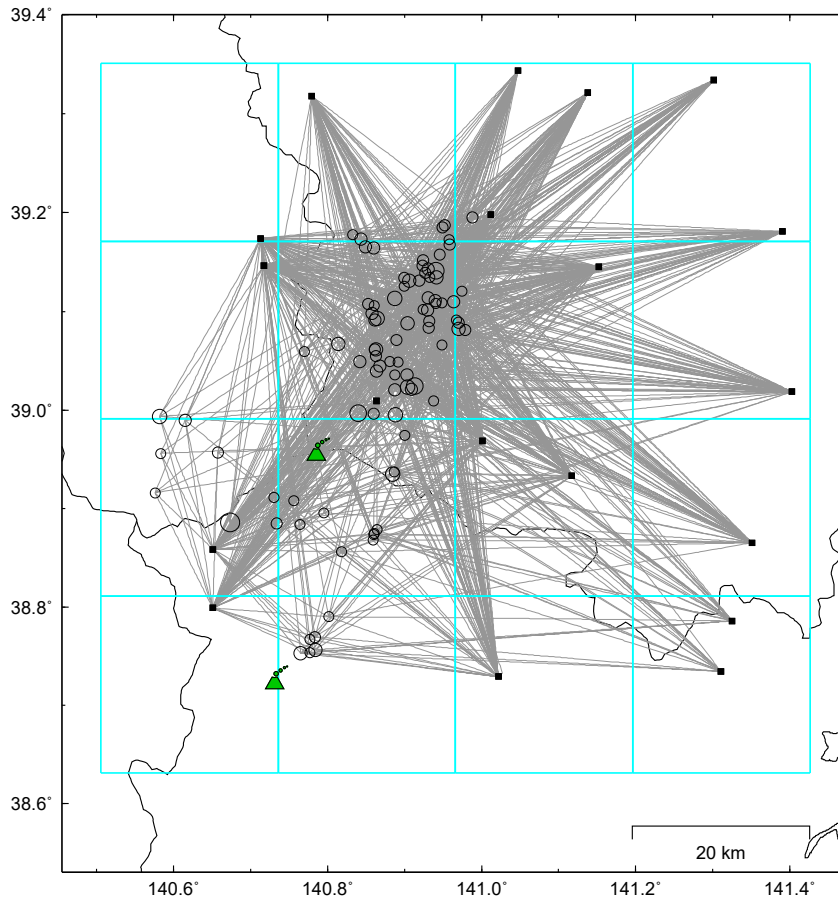


図 2-13 領域分割の初期値 (ブロックサイズ : 20 km×20 km)

(2) 評価結果

推定した領域分割を図 2-14 に示す。周波数によらず領域分割は同じとしている。図中には、Suzuki et al. (2010)に基づく本震の断層面と、10 Hz の不均質減衰構造を併せて示す。ブロック内は均質な減衰を仮定しているため、作図上のスムージングを行わずに結果を示している。栗駒山を含む領域 (B26) や、対象領域西側 (B1) では、周辺領域よりも low-Q が推定された。また、対象領域の東側の広範囲 (B3) で相対的に high-Q の領域が推定された。

各ブロックの Q 値を図 2-15 に示す。ブロック間の Q 値の相対的な大小関係は周波数によらず概ね同じであり、10 Hz において low-Q であったブロックは、他の周波数帯においても概ね low-Q である。また、低周波数側よりも高周波数側で Q 値の違いが顕著であり、低周波数側では、ブロックによる Q 値の差異が小さい。図中には、従来のスペクトルインバージョン解析のように全領域で Q 値を均質と仮定した場合の Q 値も黒線で併せて示している。

笠松・ほか(2017)の結果はブロックサイズを 3 km×3 km とした減衰構造の推定結果であり、計測震度を対象としているので、図 2-14 にカラーで示した 10 Hz の Q 値よりも低周波数側の影響を含んでいると考えられる。図 2-15 に示したように、より低周波数側においても 10 Hz と同様の傾向を有しているため比較をすると、両手法で対象としている地震動指標は異なるが、推定された不均質減衰構造には以下の類似点がある。栗駒山の周辺に高減衰帯があること、本震の断層面の北側にやや高減衰の領域 (本検討の B43) が広がっていることである。両検討ともに本震の断層面周辺で減衰構造が複雑であることが示唆される。

領域分割の推定過程を図 2-16～図 2-18 に示す。図 2-14 と同様に 10 Hz の不均質減衰構造を併せて示す。解が発散して推定できていないブロックを黒で示している。STEP1 は、初期領域分割として設定した 20 km×20 km メッシュの領域分割による解である。単純に格子状に領域分割した初期領域分割では、対象領域の東側のブロックでは適切な Q 値が推定されていない。

STEP が進み領域分割の統合が行われることで、伝播経路特性の未知パラメータの数が減り、各ブロックの Q 値も安定して求められる傾向にある。STEP14 では、対象領域を 3 分割する大まかな減衰構造が推定される。以降の STEP では、ブロックの再分割が可能かを探索する条件 3 のフローに入る。最小ブロックサイズとした 10 km×10 km のブロックに波線が通らない場合は、白で表示している。最終的に STEP18 として得られた解が、図 2-14 に示す領域分割の最適解である。

STEP1 と最終解である STEP18 において、(2-12)式の平方根で計算される回帰残差の標準偏差を比較した場合、STEP1 の方が標準偏差はやや小さくなる。どの STEP も最小二乗法を用いているので、未知パラメータ数の多い方が標準偏差は小さくなる。ただし、STEP1 では有意ではない解もあるので、解としては成立していないと考えられる。

推定した不均質減衰構造に基づく伝播経路特性の方位性を検討する。図 2-14 に示した本震の断層面の北側で発生した余震 1 (地震 No.28 2008 年 6 月 14 日 12 時 27 分の地震 M_J 5.2) と南側で発生した余震 2 (地震 No.80 2008 年 11 月 12 日 13 時 39 分の地震 M_J 4.0) に対して、震源から IWTH25 一関西、IWTH26 一関東と MYG004 築館への距離減衰特性を図 2-19、図 2-20 に示す。震源から観測点へ至る伝播経路中にどのような減衰構造を通過するかによって、距離減衰の傾きは異なる。特に本震の南側で発生した余震 2 では、伝播経路特性の方位性が見られる。従来のスペクトルインバージョン解析のように、解析領域で均質な Q 値を仮定する場合、伝播経路特性のモデル化誤差が、同時に推定される震源特性やサイト増幅特性に転嫁されると考えられる。

推定した本震の震源スペクトルを図 2-22 に示す。図 2-22 (1)には、用いた 12 観測記録から推定した震源スペクトルの重ね描きと平均±標準偏差を示し、図 2-22 (2)には、平均の震源スペクトルに対して、 ω^{-2} モデルを当てはめた結果を示している。地震モーメント M_0 は F-net の値に固定した。推定された震源パラメータを表 2-4 に示す。コーナー周波数 f_c は 0.12 Hz、応力降下量 $\Delta\sigma$ は 9.90 MPa、短周期レベル A は 1.52×10^{26} dyne \cdot cm/s 2 が得られた。

本震以外の地震については、ブロックインバージョン解析から推定した震源スペクトルに、 ω^{-2} モデルを当てはめた。その結果を図 2-23 に示す。 M_0 と f_c の両方を推定し、 $\Delta\sigma$ と短周期レベル A を算定した。フィッティングの対象周波数は、前述の従来手法と同様に 0.7 ~ 5Hz とした。

本震とその他の地震を併せて推定した震源特性を図 2-24 に示す。従来手法を用いた結果と同様の図の構成である。手法間の結果の比較は後述するが、不均質減衰構造を仮定した提案手法の方が、推定される震源特性は概ね小さくなる。本震とその他の地震を併せて、本検討で推定した M_0 と F-net の M_0 の比較を図 2-24 (1) に示す。図中の直線は F-net の値に対して 1:1 の線、破線は倍・半分の範囲を示している。多くの地震の M_0 は F-net の M_0 の倍・半分の範囲で推定されている。 M_0 と f_c の関係を図 2-24 (2) に示す。参考として、(2-4)式の $\Delta\sigma$ に 0.1、1、10 MPa を代入した場合の M_0 と f_c の関係も併せて示す。 $\Delta\sigma$ は 0.1~10 MPa の範囲に概ね分布している。 M_0 と短周期レベル A の関係を図 2-24 (5) に示す。図中には、壇・ほか (2001) による M_0 と短周期レベル A の関係も合わせて記した。本検討の不均質減衰構造を仮定した提案手法では、本震の短周期レベル A は、壇・ほか (2001) の平均レベルとほぼ対応する。

地点ごとのサイト増幅率を図 2-25 に示す。手法間の比較は後述する。

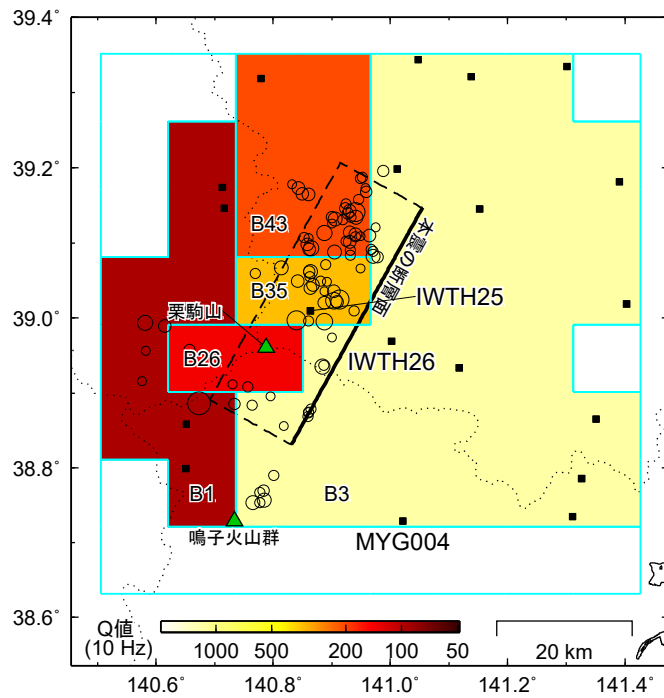


図 2-14 推定した不均質減衰構造 (最小ブロックサイズ 10 km×10 km)

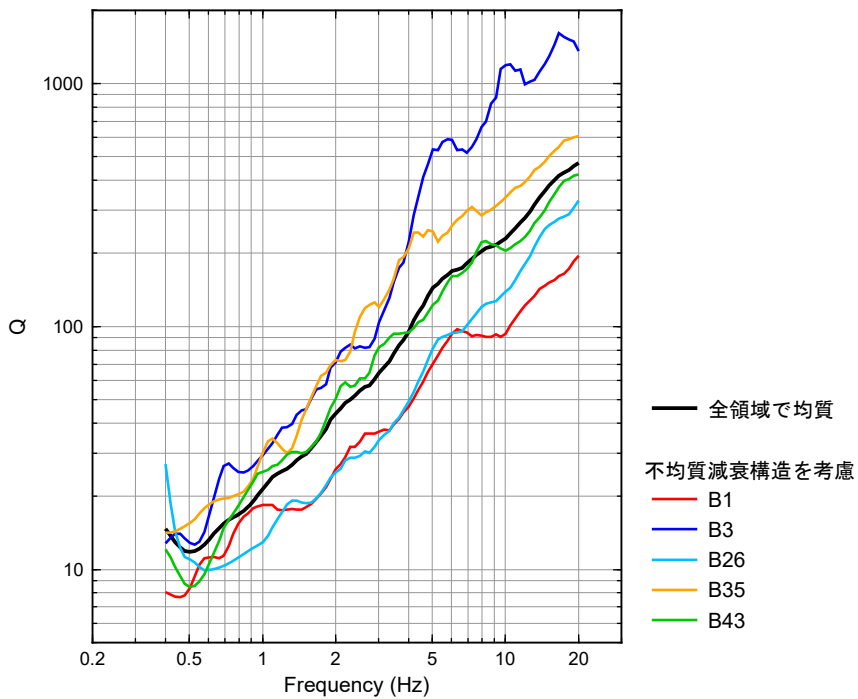


図 2-15 推定した各ブロックの Q 値

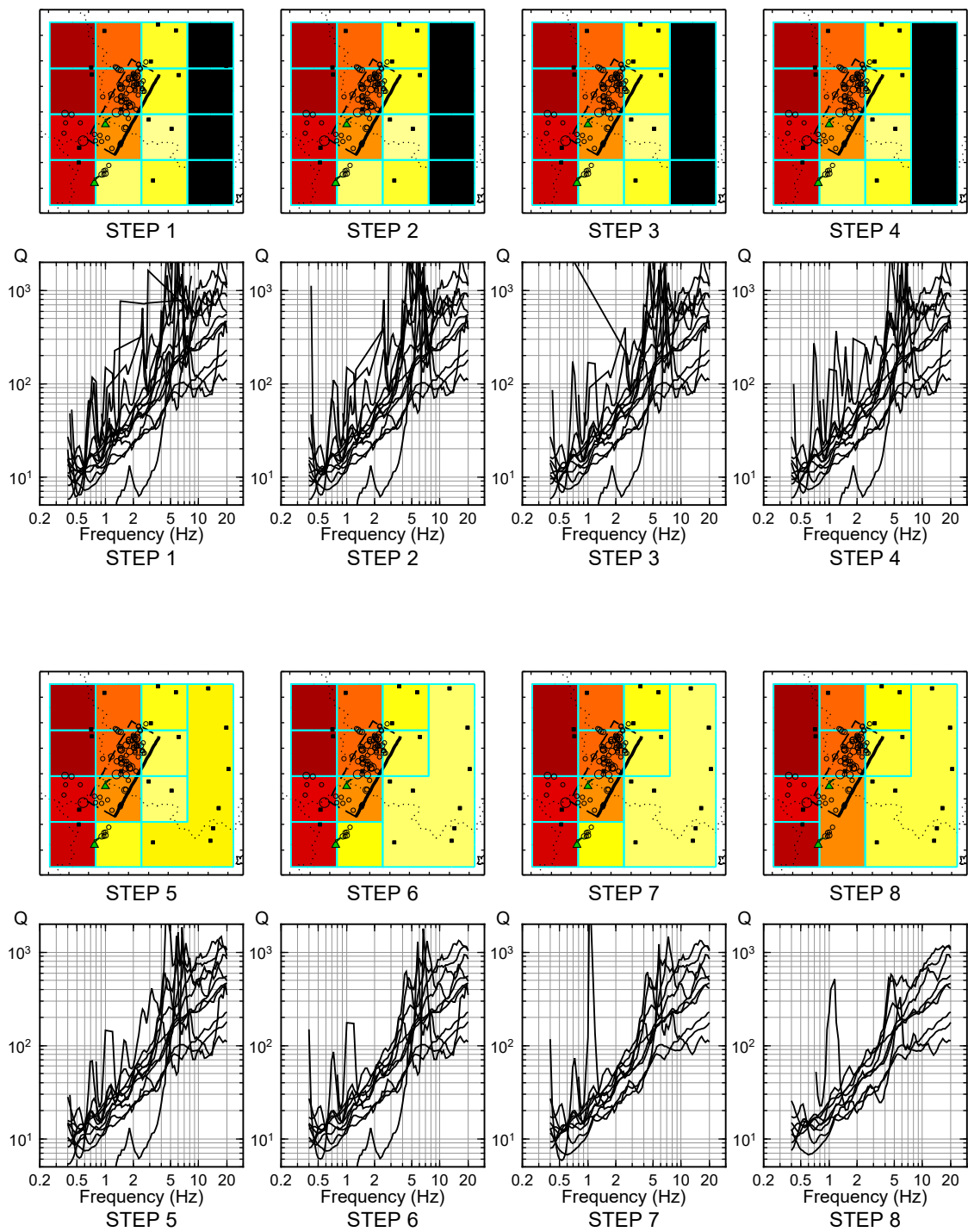


図 2-16 領域分割の探索過程と Q 値
STEP1~STEP8

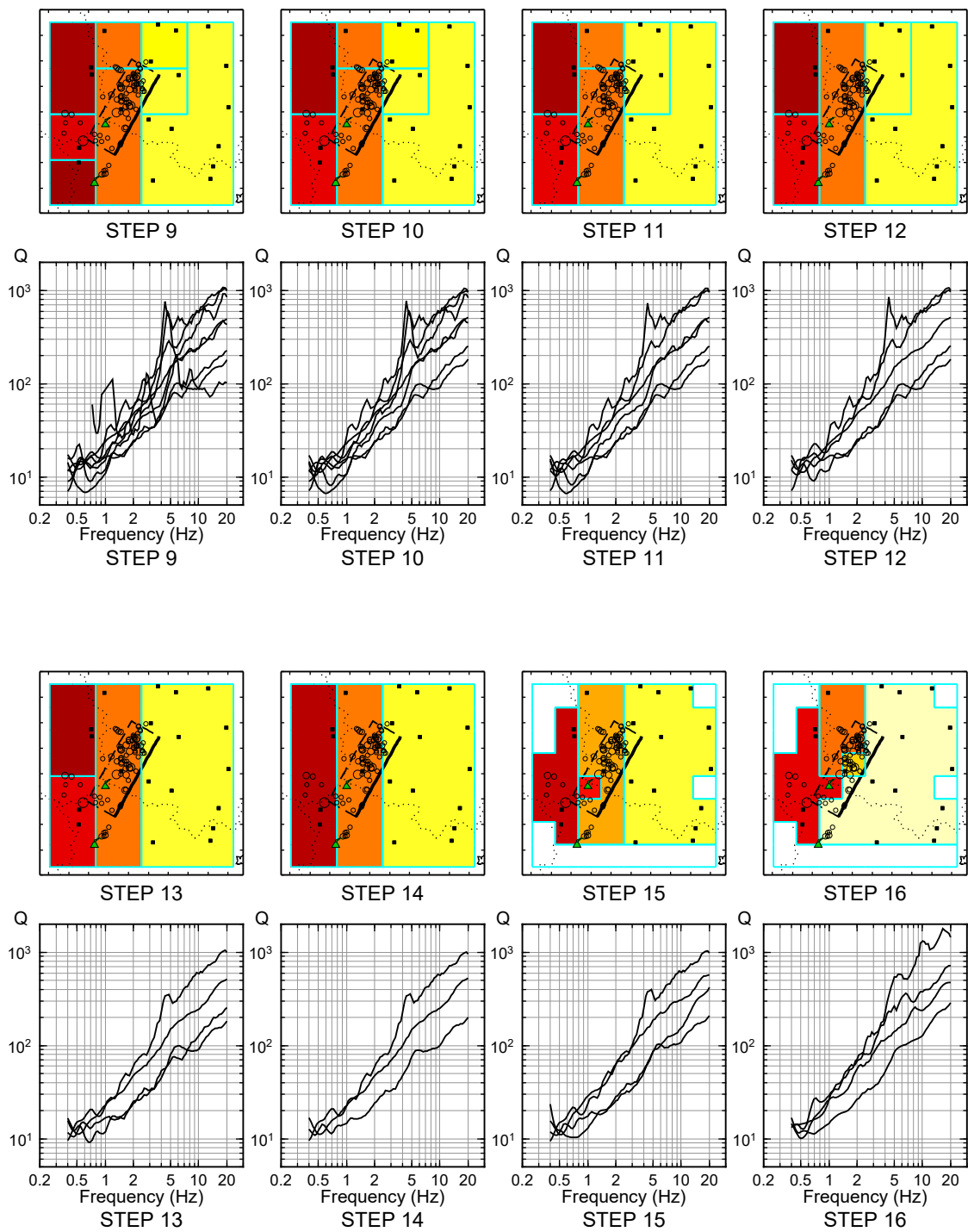


図 2-17 領域分割の探索過程と Q 値
STEP9~STEP16

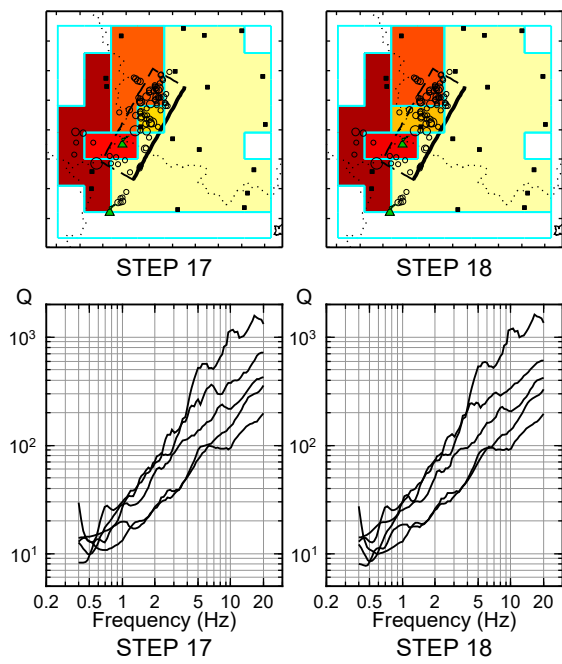
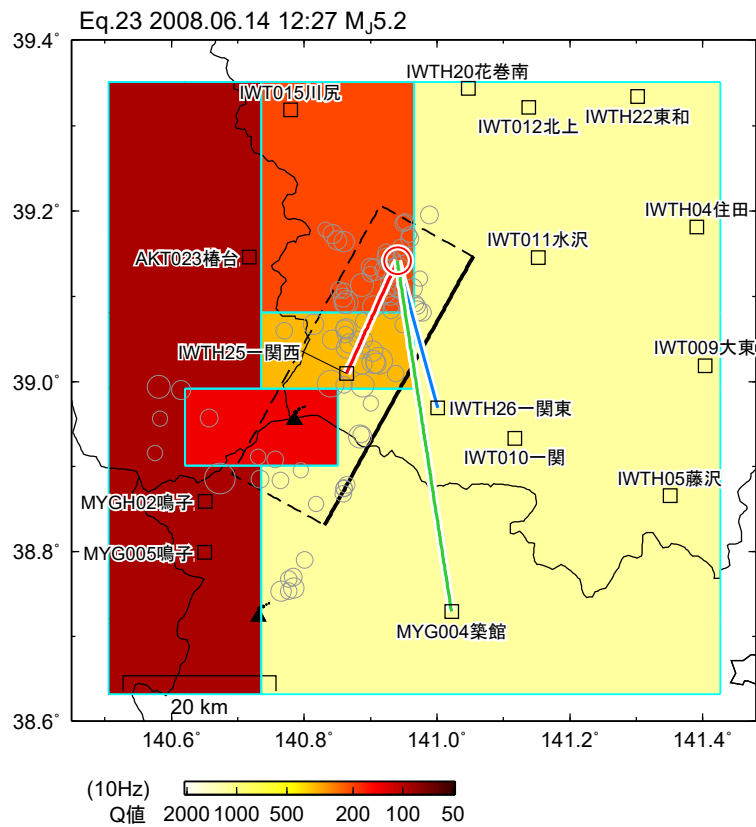
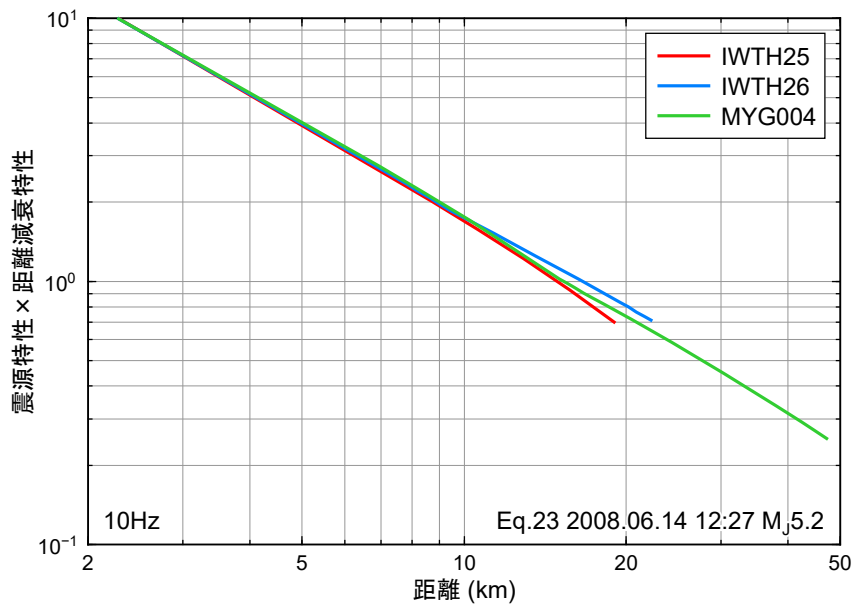


図 2-18 領域分割の探索過程と Q 値
STEP17~STEP18



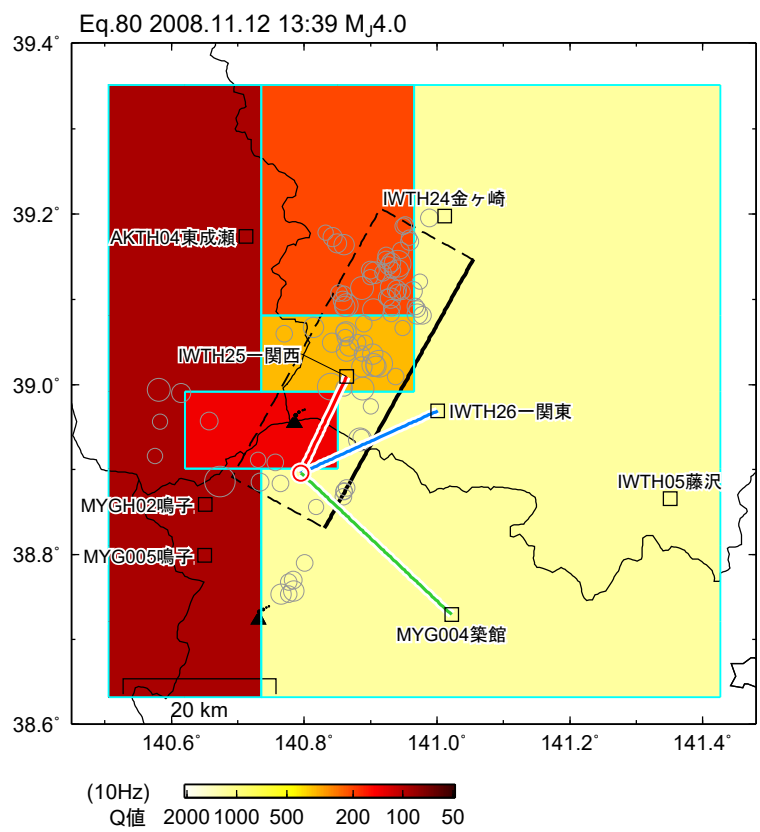
(1) 比較対象の観測点分布



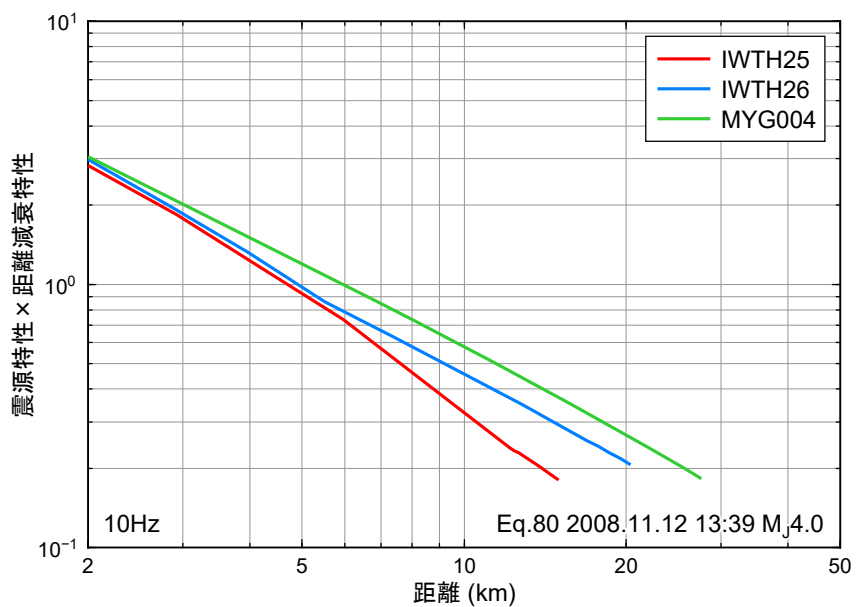
$$\text{縦軸は、} \frac{\pi f^2 R_{\theta\phi} F_S}{\rho \beta^3} S_m(f) \cdot \frac{1}{X_{mn}} \prod_{j=1}^J \exp\left(-\frac{\pi x_{mj} f}{Q_j(f) \cdot \beta}\right) \text{を示す。}$$

(2) 距離減衰特性の比較

図 2-19 方位ごとの距離減衰特性の比較 2008 年 6 月 14 日 12 時 27 分の地震 M_J5.2



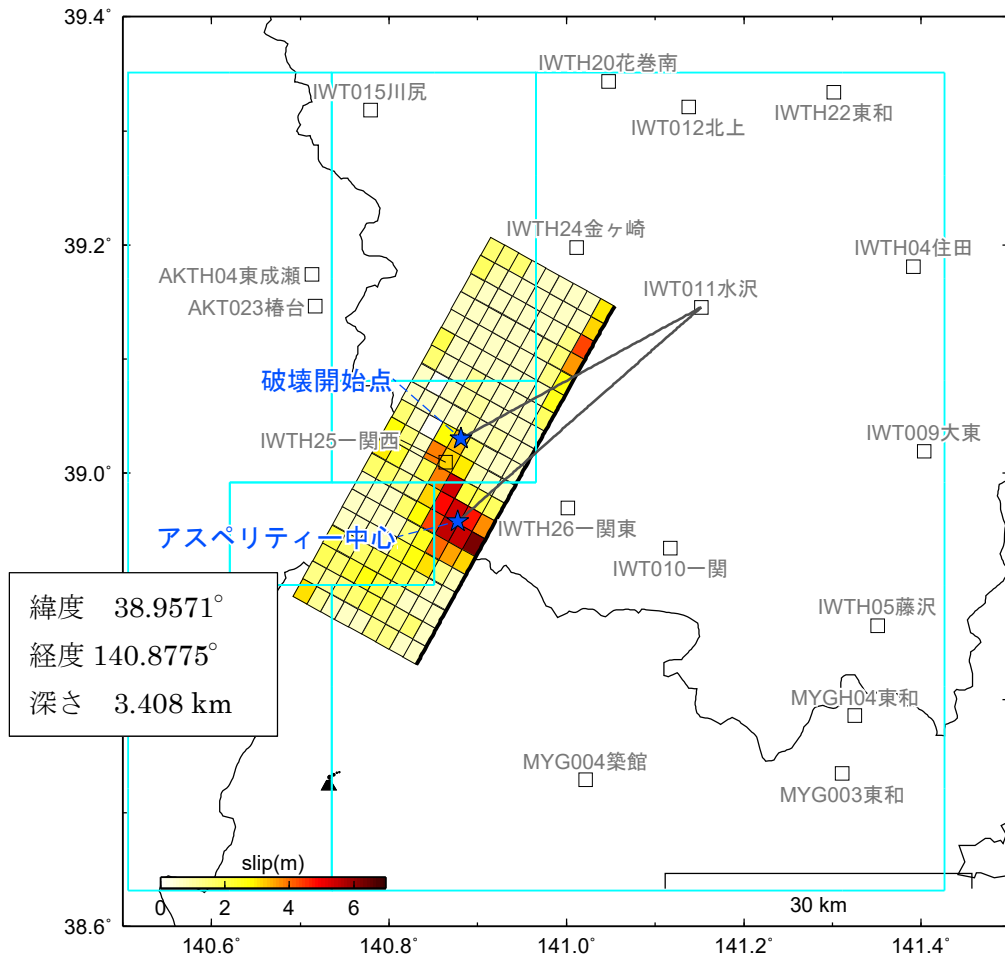
(1) 比較対象の観測点分布



縦軸は、
$$\frac{\pi f^2 R_{\theta\phi} F_S}{\rho \beta^3} S_m(f) \cdot \frac{1}{X_{mn}} \prod_{j=1}^J \exp\left(-\frac{\pi \alpha_{mj} f}{Q_j(f) \cdot \beta}\right)$$
を示す。

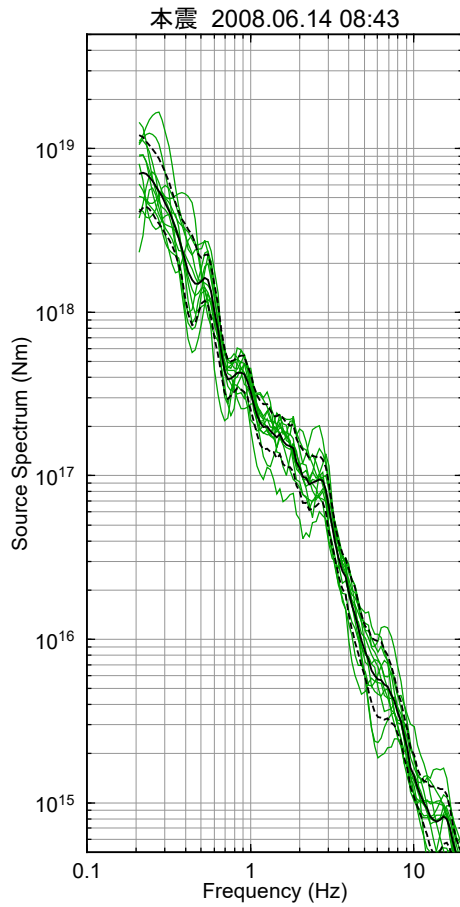
(2) 距離減衰特性の比較

図 2-20 方位ごとの距離減衰特性の比較 2008 年 11 月 12 日 13 時 39 分の地震 M_J4.0

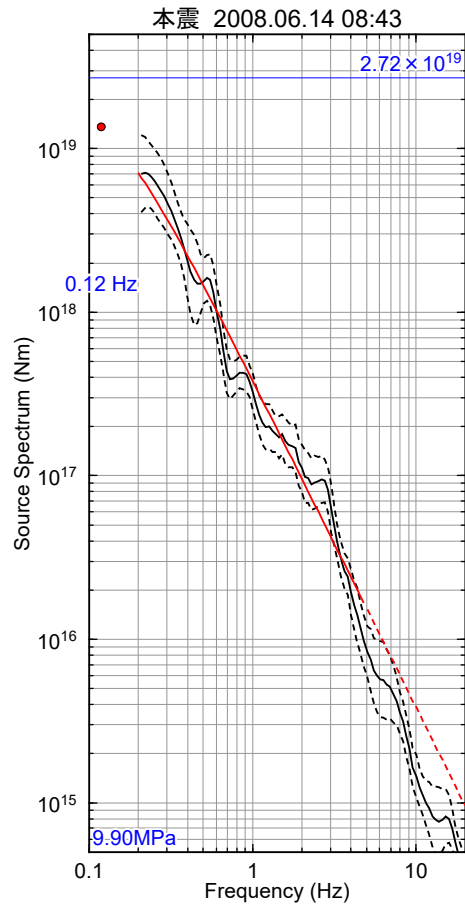


断層モデルは、Suzuki et al. (2010) を参照した。

図 2-21 提案手法による伝播距離を計算する際の
 破壊開始点とアスペリティー中心の位置



(1) 震源スペクトルの重ね描き



(2) フィッティング

地表最大加速度が 300Gal 未満の観測点のみを対象とした。

地震モーメントは F-net の値で固定した。

図 2-22 本震の震源スペクトルの推定結果と ω^2 モデルのフィッティング
(提案手法を用いた場合・アスペリティー中心からの伝播距離を考慮)

表 2-4 本震の震源特性

(提案手法を用いた場合・アスペリティー中心からの伝播距離を考慮)

M_0	2.72×10^{19} Nm (F-net)
f_c	0.119 Hz
$\Delta\sigma$	9.90 MPa (99.0bar)
A	1.52×10^{26} dyne*cm/s ²

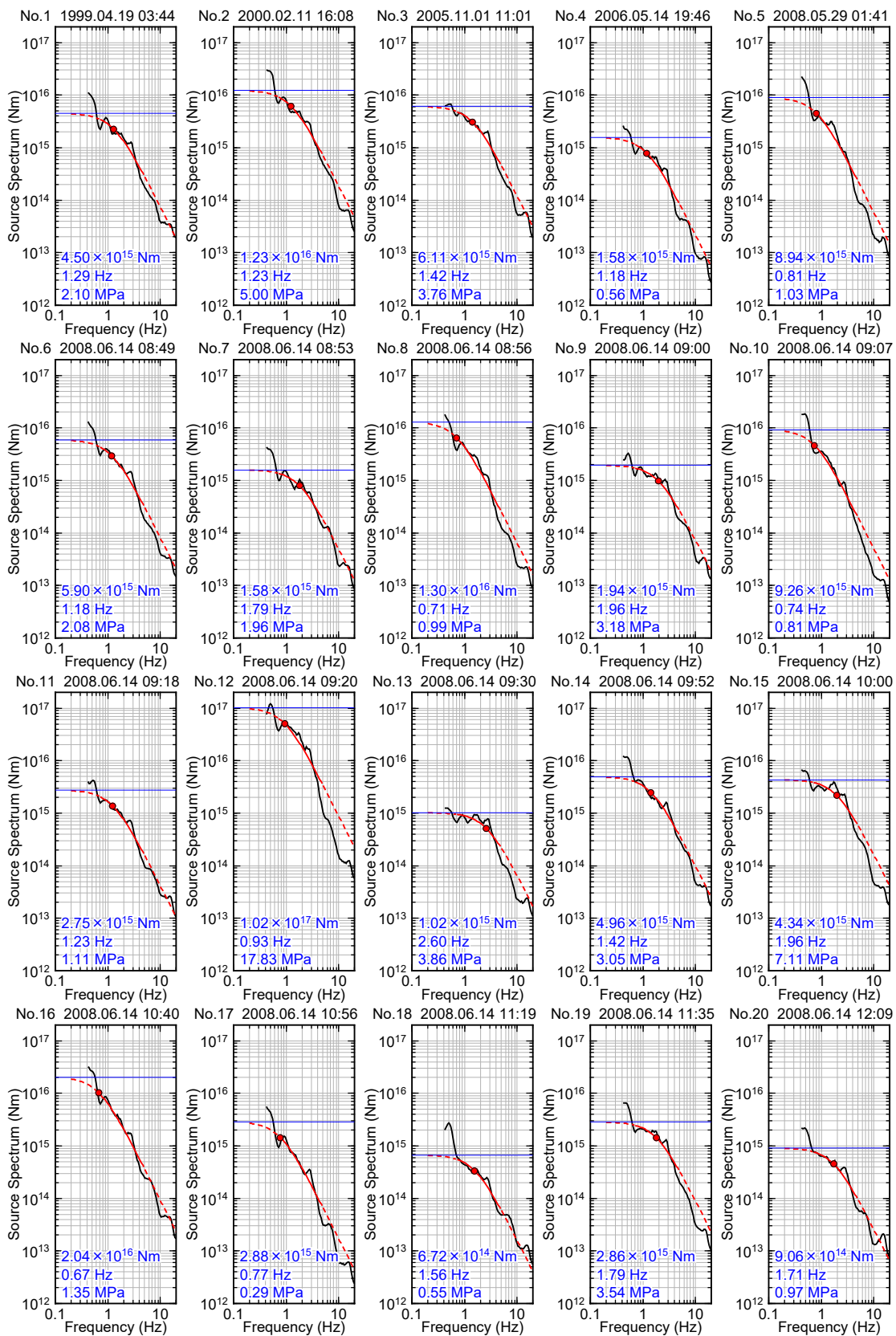


図 2-23 余震の震源スペクトルの推定結果と ω^2 モデルのフィッティング
提案手法を用いた場合

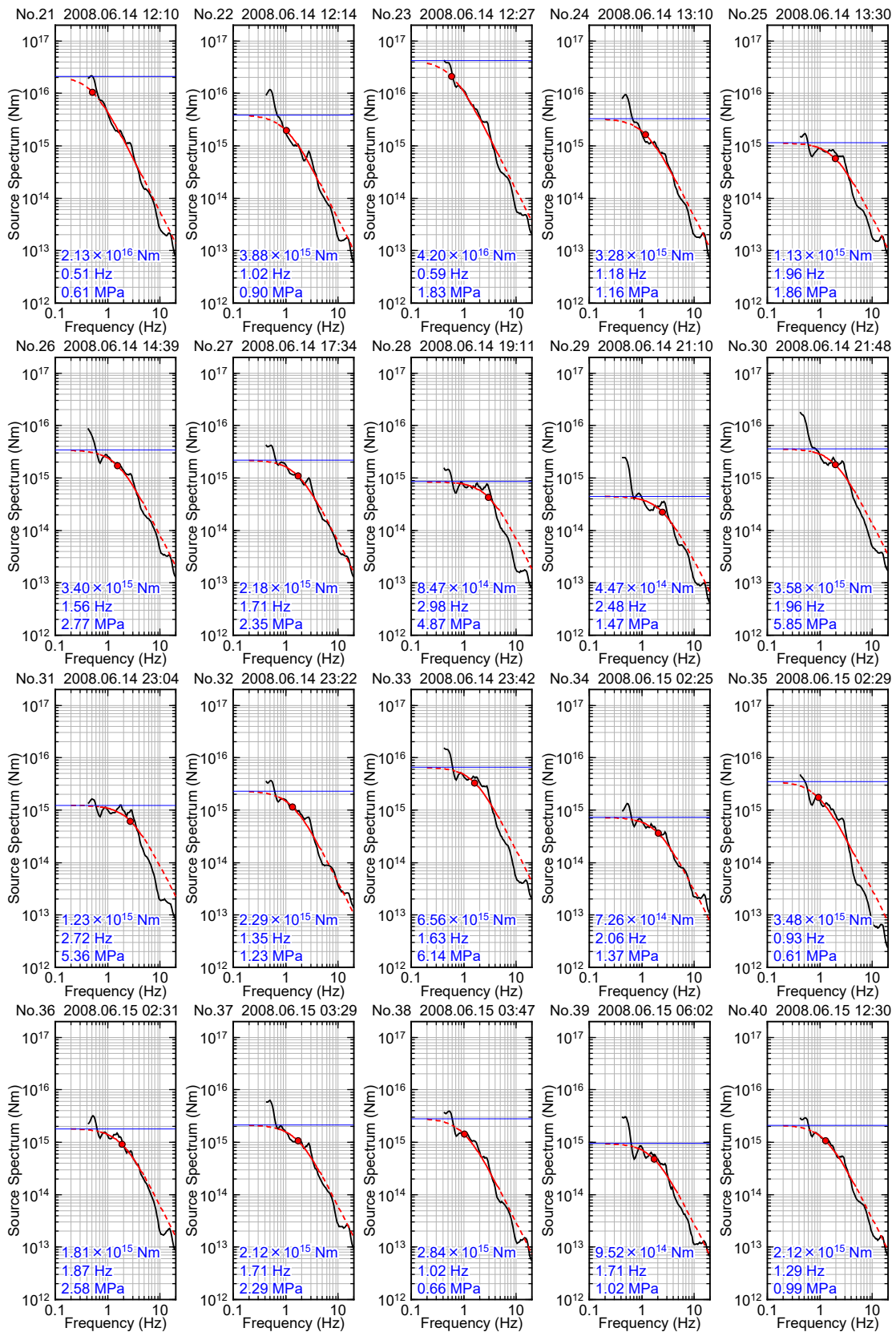


図 2-23 余震の震源スペクトルの推定結果と ω^{-2} モデルのフィッティング (続き)

提案手法を用いた場合

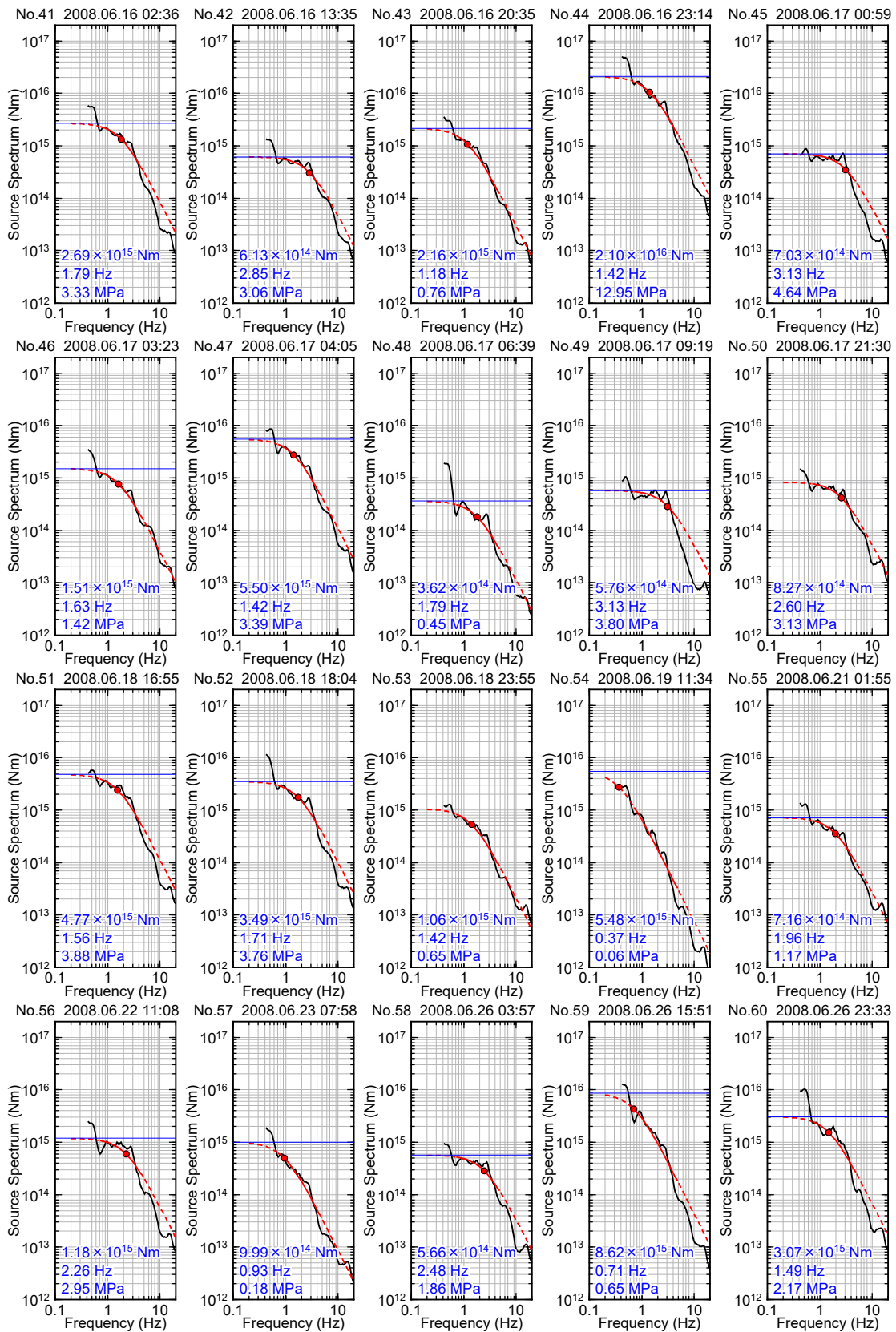


図 2-23 余震の震源スペクトルの推定結果と ω^{-2} モデルのフィッティング (続き)

提案手法を用いた場合

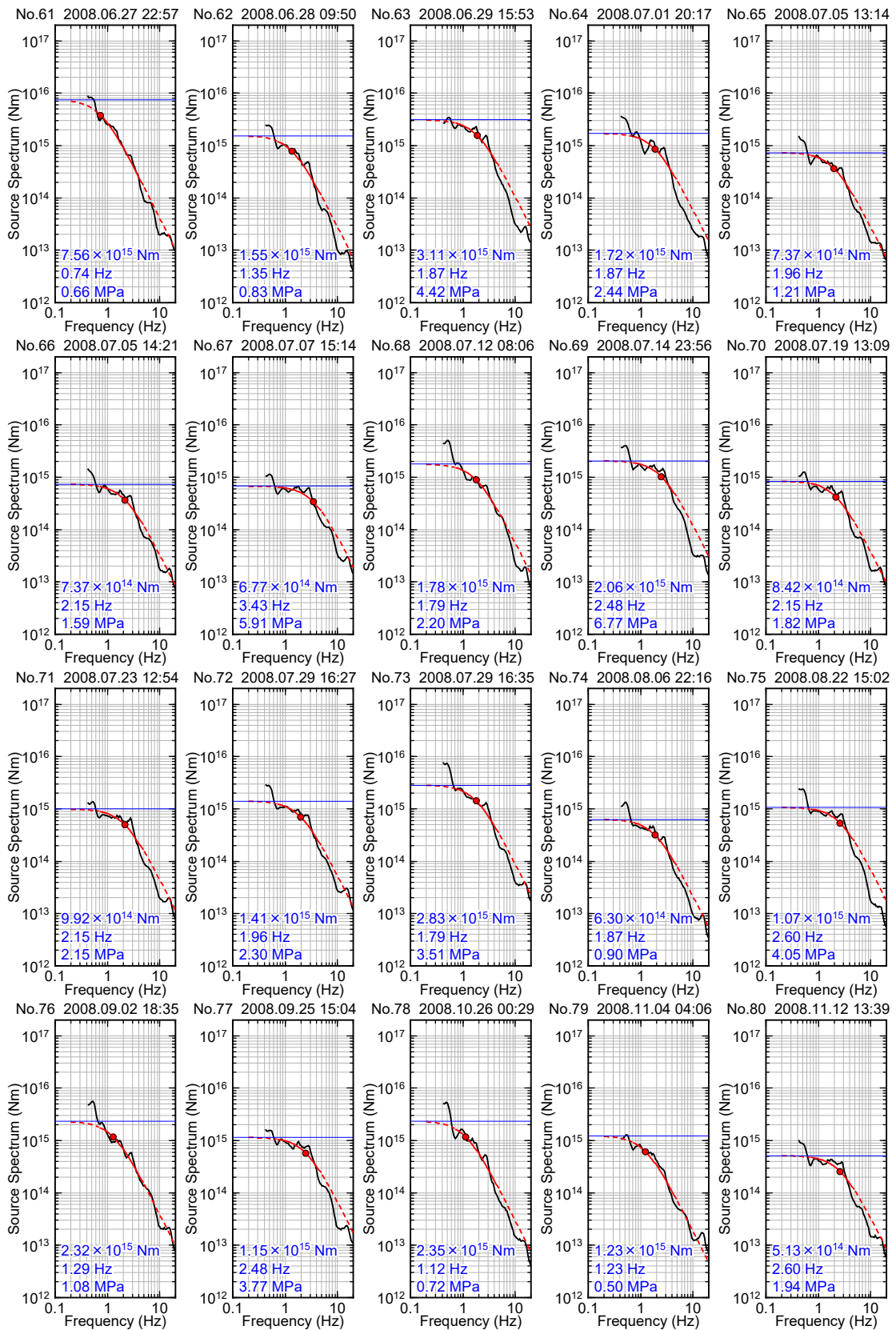


図 2-23 余震の震源スペクトルの推定結果と ω^{-2} モデルのフィッティング (続き)

提案手法を用いた場合

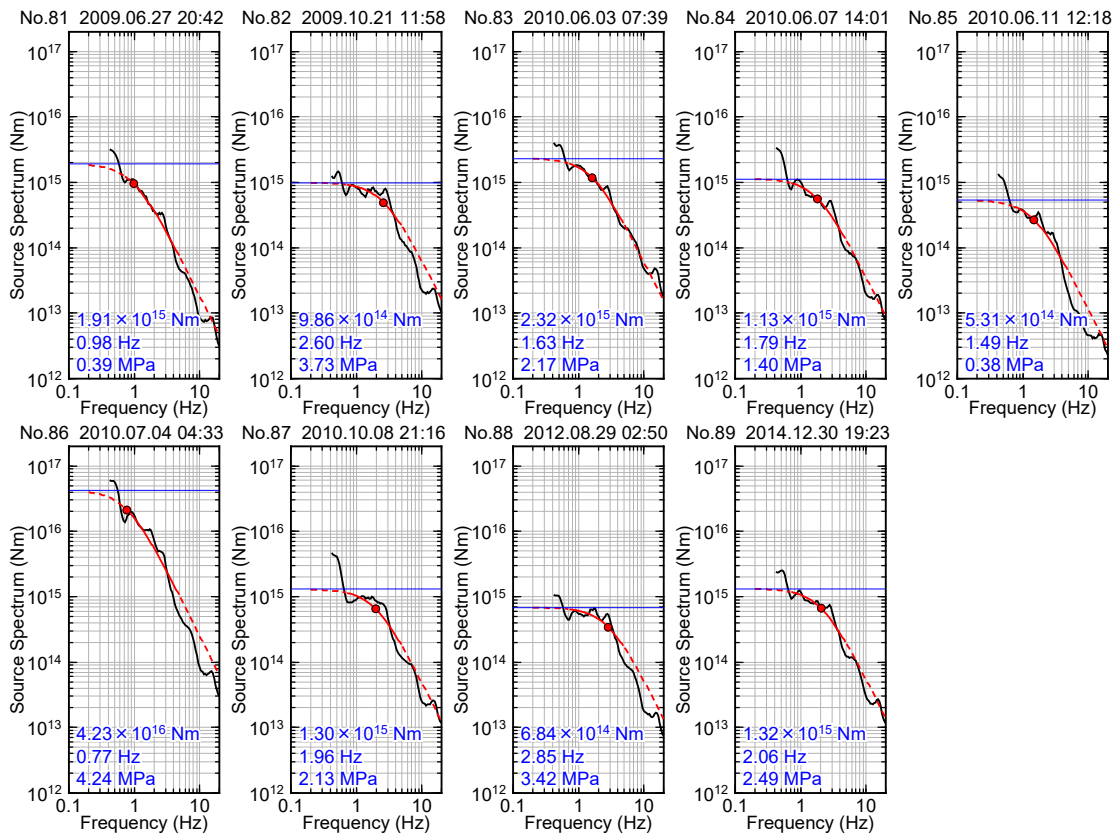


図 2-23 余震の震源スペクトルの推定結果と ω^{-2} モデルのフィッティング (続き)
提案手法を用いた場合

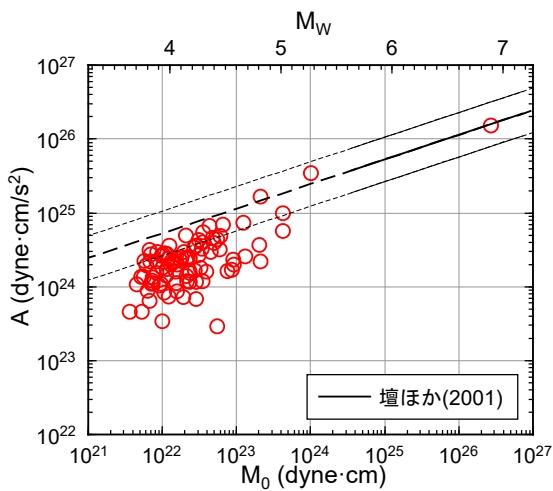
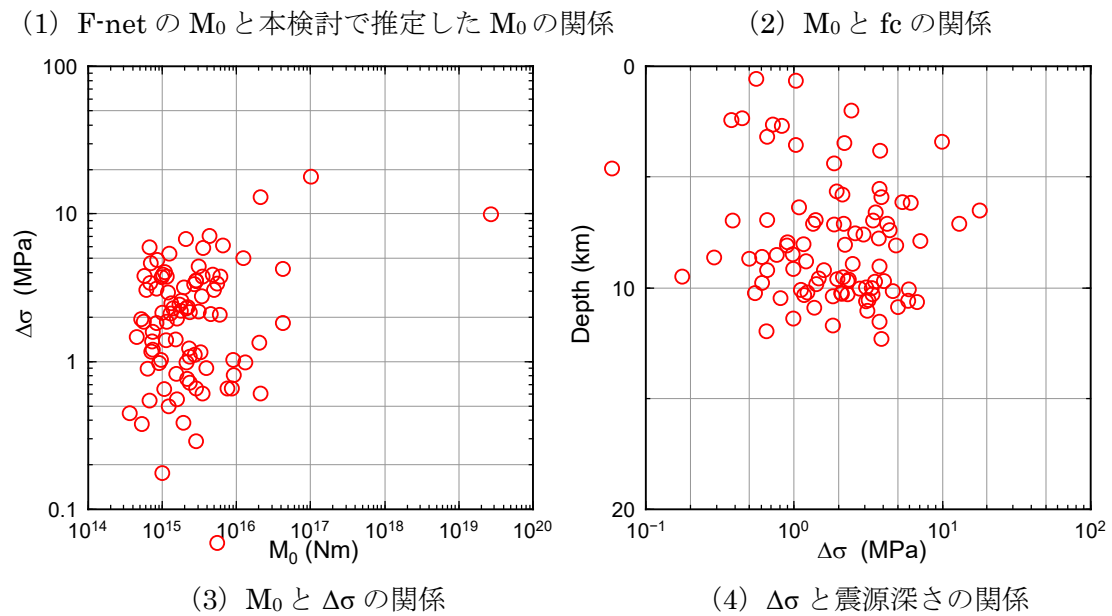
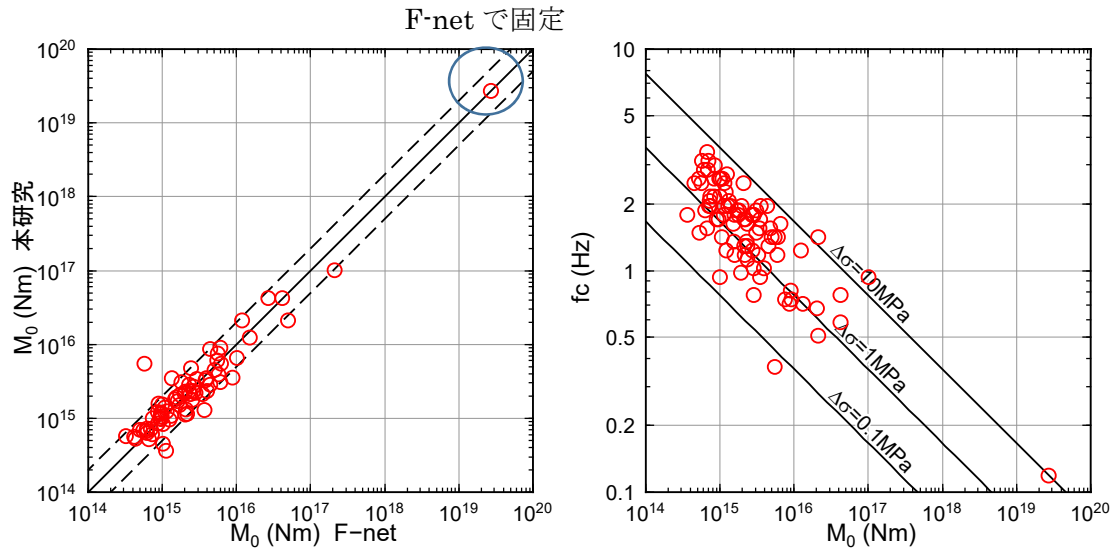


図 2-24 推定した震源特性 (提案手法を用いた場合)

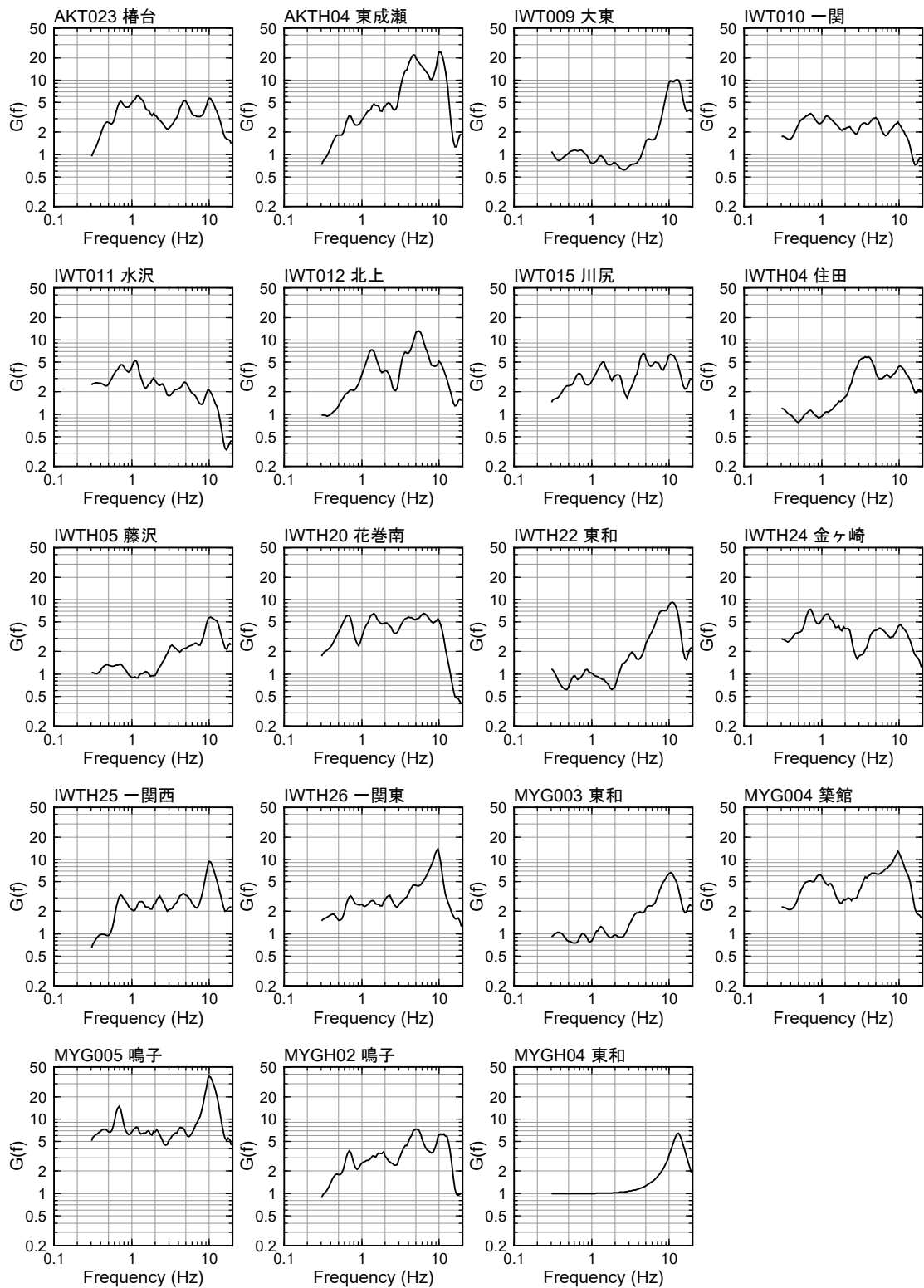


図 2-25 各地点のサイト増幅特性

(不均質減衰構造を考慮した場合：最小ブロックサイズ 10 km×10 km)

2.5 解析手法の違いによる結果の比較

均質な減衰構造を仮定した場合と、伝播経路特性の不均質性を考慮した場合の解析結果の比較を行う。

残差の標準偏差の比較を図 2-26 に示す。減衰構造の不均質性を考慮した場合の方が残差の標準偏差は減少しており、特に高減衰帯領域の観測点の残差の標準偏差は大きく減少している。モデル化のパラメータ数が増えた影響に対して残差の標準偏差が効果的に減少しているかどうかを、赤池の情報量規準 AIC (Akaike, 1973) を用いて検討した結果を図 2-27 に示す。AIC から判断しても推定した領域分割が有効であることが確認された。

Q 値の比較を図 2-28 に示す。均質な減衰構造を仮定した場合の Q 値は、不均質性を考慮した場合の B43 の領域の Q 値とほぼ対応している。均質な減衰構造を仮定した場合の Q 値をこの領域の平均的な Q 値と考えると、栗駒山を含む領域（ブロック B26）や対象領域の西側は相対的に low-Q（減衰が大きい）、東側の広域で相対的に high-Q（減衰が小さい）である。

サイト増幅特性の比較を図 2-29 に示す。手法によるサイト増幅特性の違いが大きい観測点と、小さい観測点がある。サイト増幅特性比（減衰構造の不均質を考慮した場合と均質な減衰構造を仮定した場合の比）の空間分布を、0.5~1 Hz の低周波数側と 10~20 Hz の高周波数側に分けて図 2-30 に示す。対象領域の東側の観測点では、手法によるサイト増幅特性の違いはほぼない。一方で、周辺に高減衰帯が存在する西側の観測点ではサイト増幅特性が手法により異なり、不均質減衰構造を考慮する場合の方が推定されるサイト増幅特性は大きい。震源特性比（不均質を考慮した場合と全領域で均質を仮定した場合の比）の空間分布を図 2-31 に示す。全地震で不均質減衰構造を考慮した場合の推定結果の方が震源特性は小さい。

不均質減衰構造を考慮することで、KiK-net 一関西 (IWTH25) などのように周辺に高減衰帯が存在する地点ではサイト増幅特性が大きく、震源特性は小さく評価される傾向がある。周辺に高減衰帯が存在する地点の観測記録には、高減衰帯によって比較的大きく減衰した地震波が観測されていると考えると、均質な減衰構造を仮定した解析では、伝播経路特性のモデル化誤差の影響がサイト増幅特性に転嫁され、実際のサイト増幅特性よりも小さく推定されると考えられる。不均質減衰構造を考慮して高減衰帯の影響を分離評価することで、上記のような地点では、均質な減衰構造を仮定した解析結果よりサイト増幅特性は大きく推定される。本検討のデータセットを見ると、このような高減衰帯の影響を受けやすい地点が震源近傍に多い。このことは、火山周辺の高減衰帯の影響を伝播経路特性とサイト増幅特性に適切に分離することで、震源近傍の観測点の地震基盤における地震動レベルが小さく評価されることが示唆され、Q 値の影響は震源近傍のために小さいことから震源特性は小さく推定されたと考えられる。観測記録の分離の手法間の違いをまとめた概略図を図 2-32 に示す。

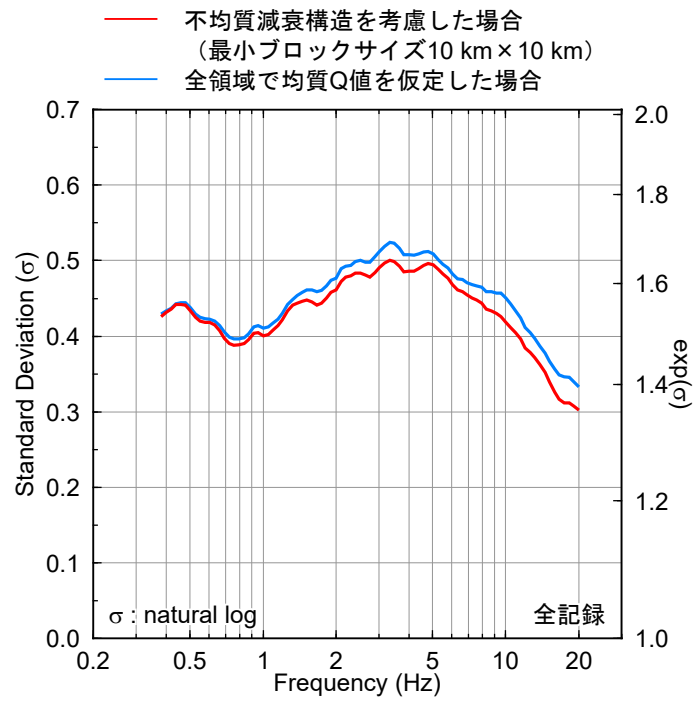


図 2-26 残差の標準偏差の比較

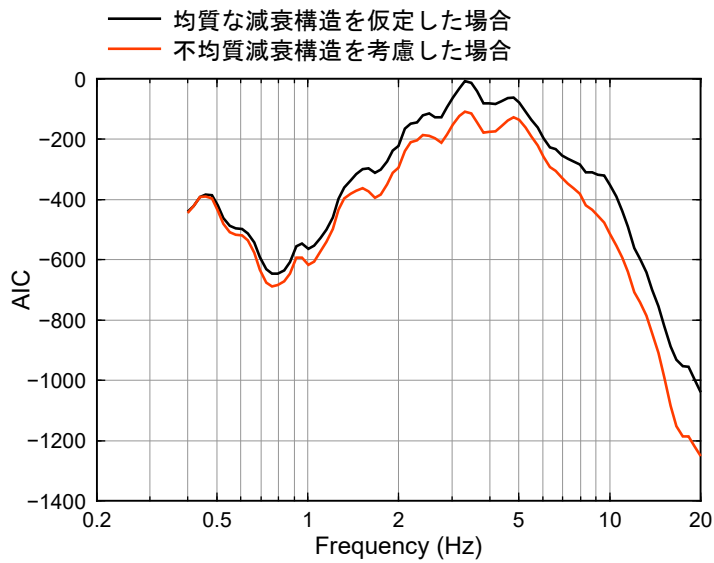
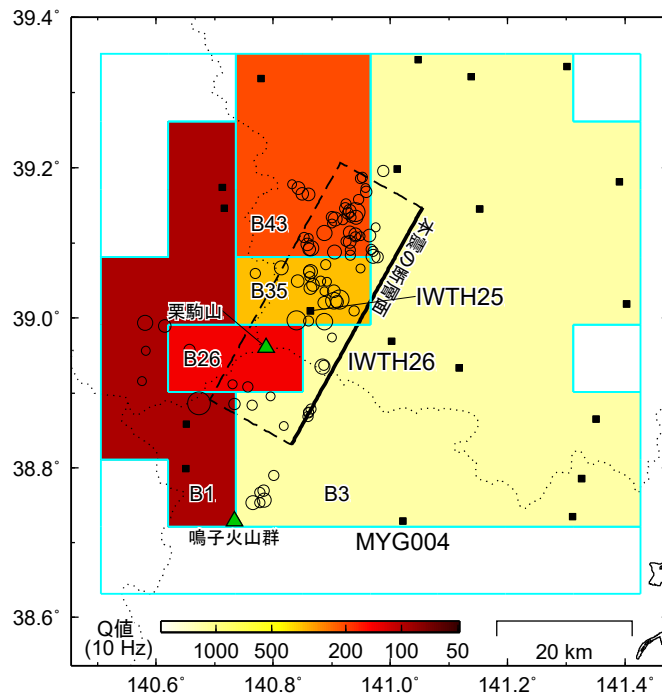
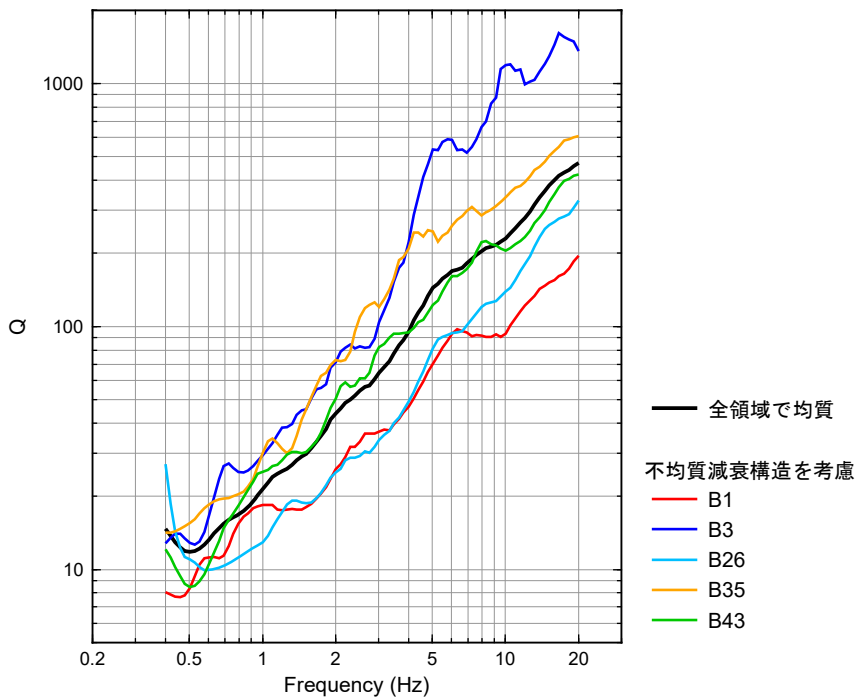


図 2-27 AIC の比較



推定した不均質減衰構造 (最小ブロックサイズ 10 km×10 km)

(1) 領域分割



(2) Q 値

図 2-28 Q 値の比較

- 不均質減衰構造を考慮した場合（最小ブロックサイズ10 km × 10 km）
- 全領域で均質なQ値を仮定した場合

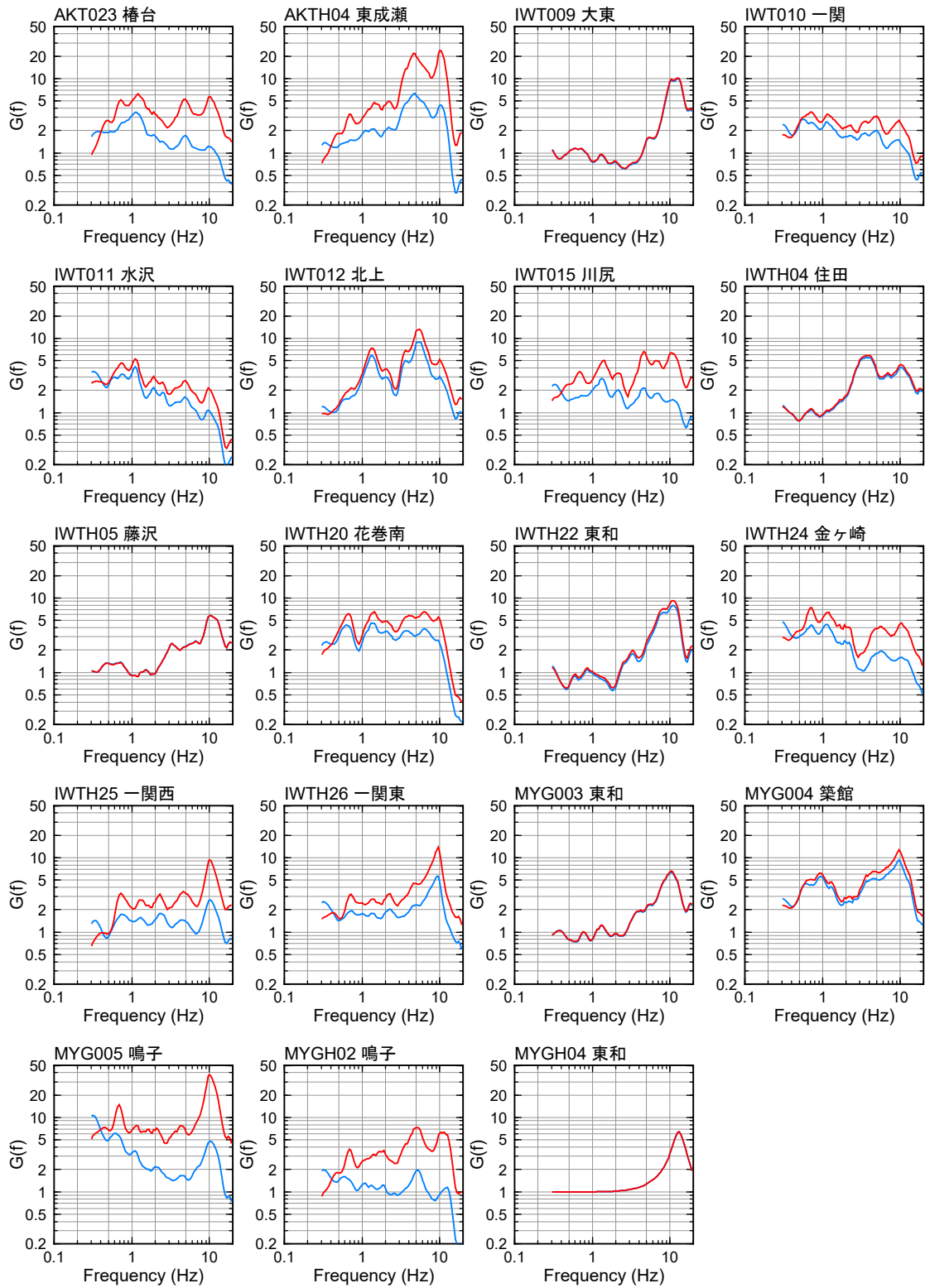
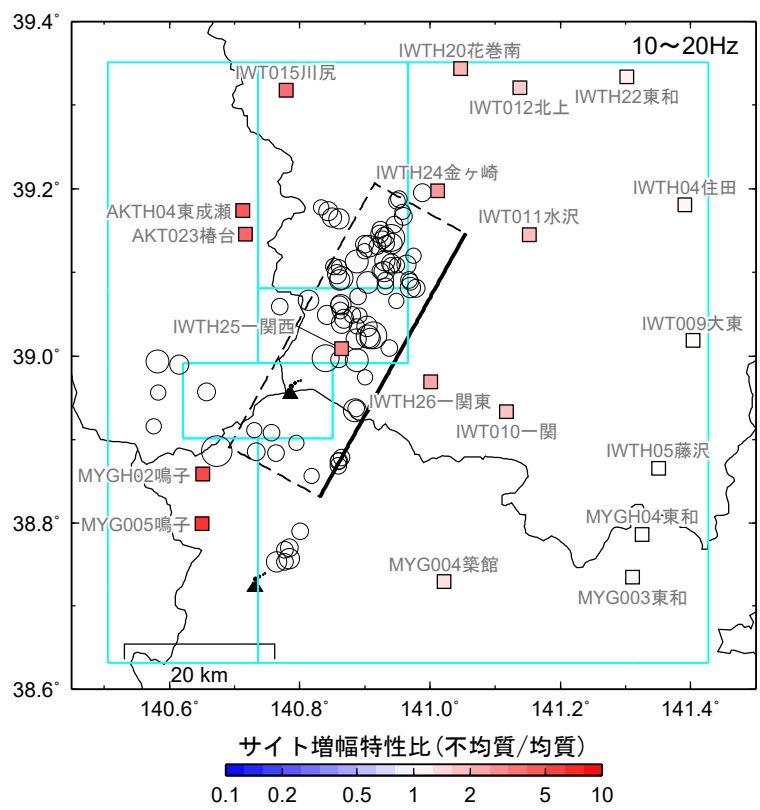
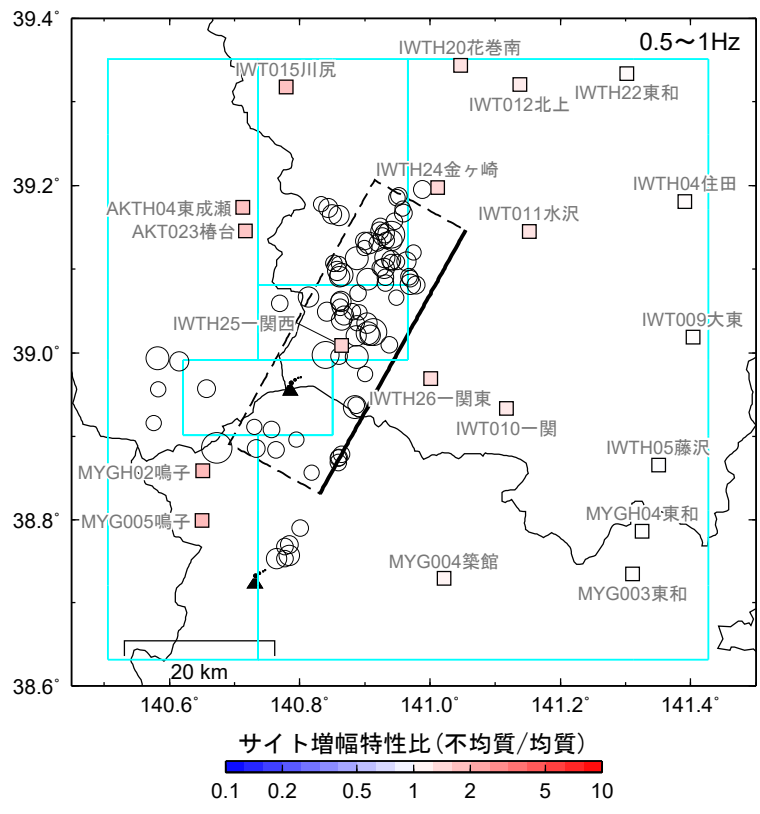
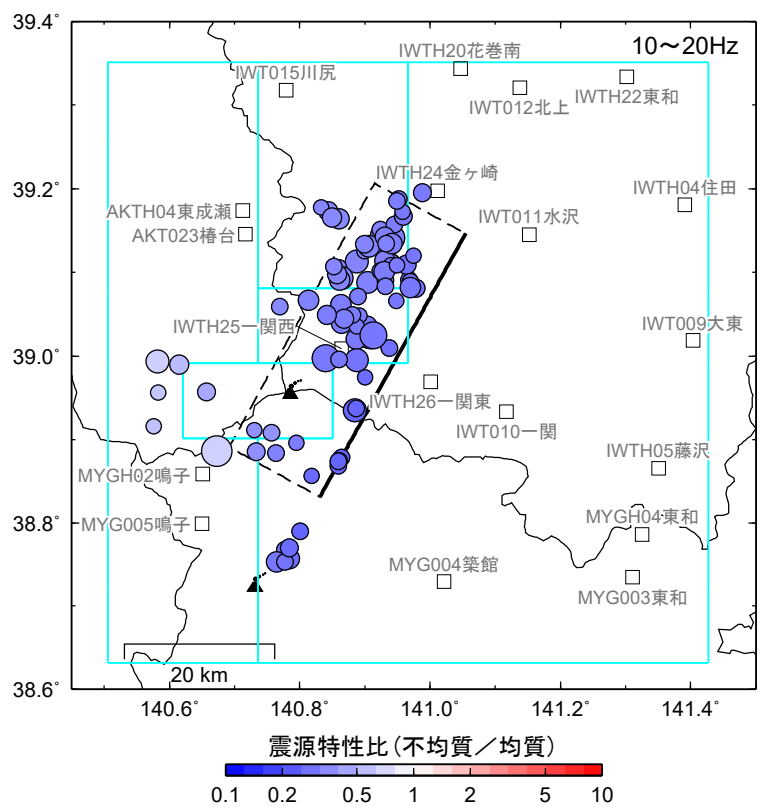
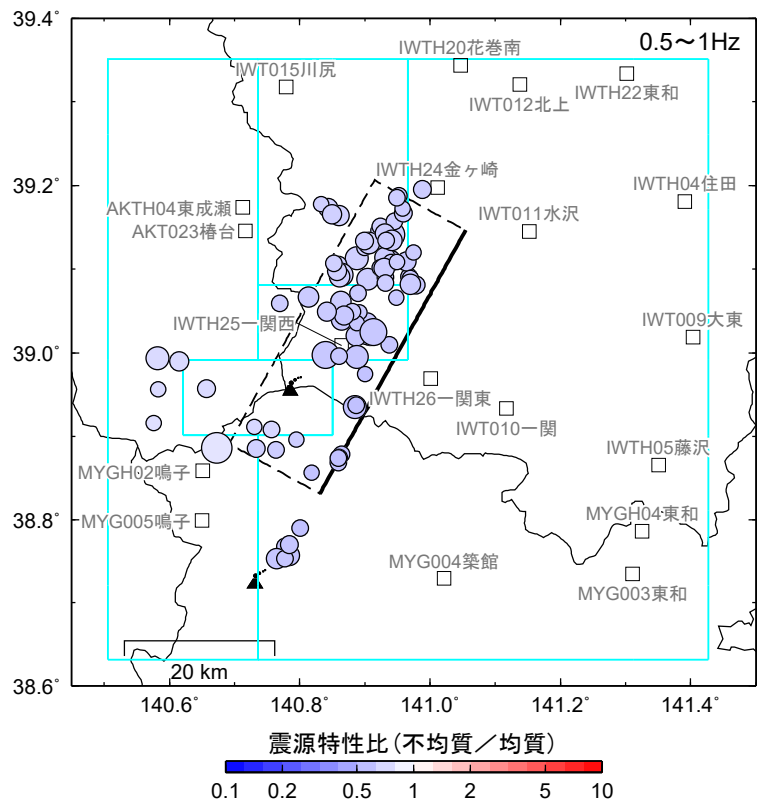


図 2-29 サイト増幅特性の比較



「均質」はQ値を全領域で均質に仮定した場合、「不均質」は伝播経路特性の不均質性を考慮した場合の解析結果

図 2-30 サイト増幅特性比の空間分布



「均質」は Q 値を全領域で均質に仮定した場合、「不均質」は伝播経路特性の不均質性を考慮した場合 (最小ブロックサイズ $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$) の解析結果

図 2-31 震源特性比の空間分布

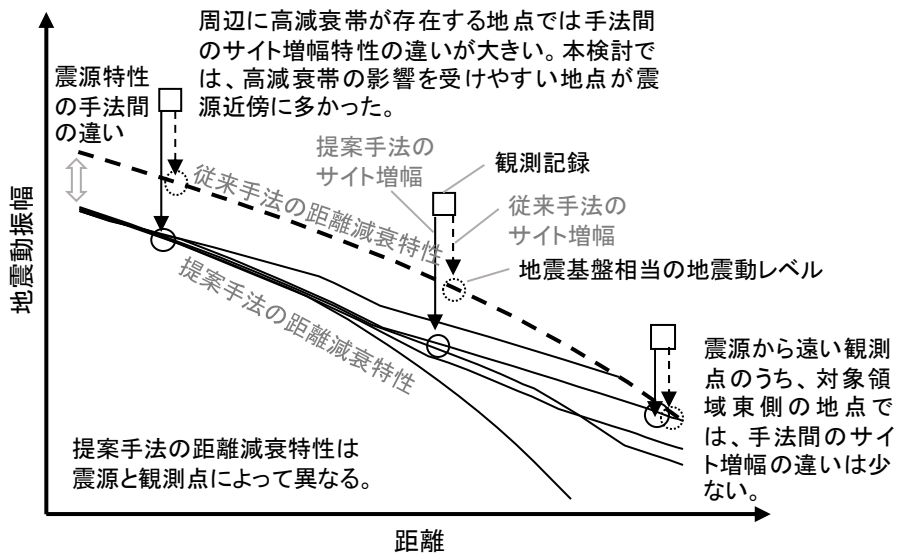


図 2-32 手法間の結果の違いの概要

2.6 2章のまとめ

2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺を対象として、伝播経路特性の領域分割に着目したブロックインバージョン解析手法を提案した。

提案手法では、領域分割を予め与えるのではなく、検定を用いて統計的な意味づけに基づく領域分割を推定する。各ブロックが満足すべき有意水準と最小ブロックサイズを決めれば、解く場の不均質性とデータ数に応じた分解能で不均質減衰構造を推定できる手法である。得られた結果を以下にまとめる。

- 1) 推定した不均質減衰構造は、栗駒山を含む領域や対象領域西側で周辺領域よりも low-Q となった。また、不均質減衰構造を用いて推定した本震の短周期レベル A は、壇・ほか(2001)の平均レベル相当となった。
- 2) 対象領域で均質な減衰構造を仮定する従来のスペクトルインバージョン解析と比較すると、提案手法を用いることで、KiK-net 一関西 (IWTH25) など周辺に高減衰帯が存在する地点ではサイト増幅特性が大きく、震源特性は小さく評価された。周辺に高減衰帯が存在する地点の観測記録には、高減衰帯によって比較的大きく減衰した地震波が観測されていると考え、対象領域で均質な Q 値を仮定する解析では、伝播経路特性のモデル化誤差の影響がサイト増幅特性に転嫁され、サイト増幅特性が実際よりも小さく推定されると考えられる。
- 3) 不均質減衰構造を考慮して高減衰帯の影響を分離評価することで、上記のような地点では、全領域で均質な Q 値を仮定する従来手法の結果よりサイト増幅特性は大きく推定される。本検討のデータセットを見ると、このような高減衰帯の影響を受けやすい地点が震源近傍に多い。このことは、火山周辺の高減衰帯の影響を伝播経路特性とサイト増幅特性に適切に分離することで、震源近傍の観測点の地震基盤における地震動レベルが小さく評価される。震源近傍の観測点では、Q 値の影響が支配的とはならないことから、震源特性は小さく推定されたと考えられる。東側の観測点のサイト増幅特性は、提案手法と従来手法で大きく変わらない。対象領域東側の提案手法による Q 値は従来手法より大きい傾向にあり、このことも震源特性を小さく推定した要因となる。
- 4) 2008年岩手・宮城内陸地震のように火山帯で発生した地震は、伝播経路特性が複雑であることから、観測記録を震源特性・伝播経路特性・サイト増幅特性に分離するには、伝播経路特性の適切なモデル化が重要であると結論づけられる。

3. 大規模領域の不均質減衰構造の推定への拡張

3.1 はじめに

3章では、2章で提案した推定手法をより広域に適用できるように拡張する。広域の不均質減衰構造を推定するにあたり、以下の改良を行った。

①不均質減衰構造の推定を段階的に行う。つまり、まずブロックサイズを大きく設定し広域の不均質減衰構造を求め、徐々に最小ブロックサイズを小さくして、より詳細な不均質減衰構造を推定する。

②対象とする距離範囲が広がるため、遠方の幾何減衰の違いを考慮する。

③拘束条件となる基準観測点を複数設定する。広域を対象とするため、理論増幅率を拘束条件とする基準観測点から離れるほど、誤差が蓄積される可能性が考えられる。対象領域で複数地点の理論増幅率で拘束することにより、上記の課題を解消した。

九州地方を対象に検討を行った。九州地方では、霧島山、桜島、開聞岳、九重山等の活火山があるため、減衰構造が均質ではないと予想される。また、推定した不均質減衰構造を用いて、震源から各観測点への距離減衰特性の違いを評価した。

3.2 データセット

九州地方周辺で発生した観測記録を収集してデータセットを構築する。記録の選定方針を以下に示す。

- ・ M_J 4.8 以上（ただし、対象地震の地域の偏りを避けるため 2016 年熊本地震の震源域は M_J 5.5 以上とした。）
- ・ 震源深さ 20 km 以浅の内陸地殻内地震
- ・ 対象地点
 - K-NET 地表記録、KiK-net 地中記録
- ・ 地表観測記録は 200 Gal 以下
- ・ 震源距離 200 km 以下
- ・ 4 観測点以上の記録が得られている地震
- ・ 4 地震以上の記録が得られている観測点
- ・ 健全性が確認された記録

選定された地震は 36 地震である。これらの地震の震央分布とメカニズム解を図 3-1 に、諸元一覧を表 3-1 に示す。2017 年 4 月までの地震の諸元は、地震月報（カタログ編）により、それ以降は、気象庁一元化処理検測値データを参照した（参照日：2018 年 8 月）。メカニズム解は、Global CMT Project と F-net を参照した。No.29（2016 年 4 月 16 日 1 時 45 分の地震 M_J 5.9、 M_w 5.7）の地震など、正断層の地震を含むが、多くは横ずれ断層の地震である。

対象観測点の分布と一覧を図 3-2、表 3-2 に示す。K-NET 観測点のうち対象期間中に移設された観測点は、サイト増幅特性が異なっている可能性があることから、それぞれ別の観測点として扱うこととする。

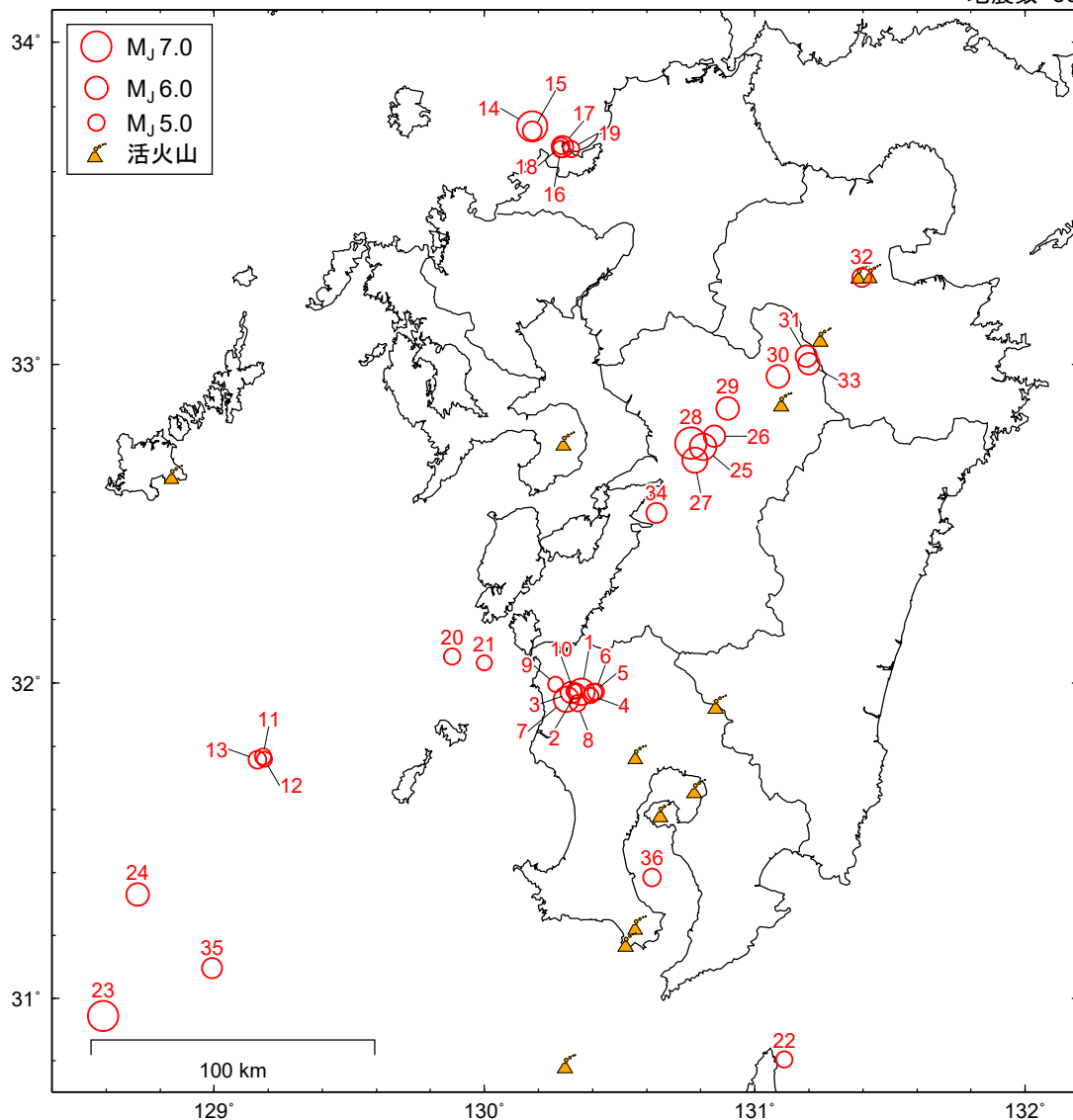
地震規模の大きい地震では、強震記録を用いて推定された断層モデルの不均質すべりを考慮して等価震源距離 X_{eq} を算定する。1997 年 3 月 26 日と 5 月 13 日の鹿児島県北西部の地震は、Horikawa (2001) のモデル、2005 年福岡県西方沖地震は、Asano and Iwata (2006) のモデルを用いた。これらの断層モデルのデジタルデータは SRCMOD より入手した。2016 年熊本地震の最大前震と本震では、Kubo et al. (2016) のモデルを用いた。デジタルデータは、http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/inversion/inversion_main.shtml より入手した。これらのモデルに基づく等価震源距離の等距離線分布と断層モデルのすべり量分布をそれぞれ図 3-3～図 3-7 に示す。

2016 年熊本地震の本震が発生した直後に湯布院付近で M_J 5.7 の誘発地震が発生している。本震の発現時は 2016 年 4 月 16 日 1 時 25 分 5.47 秒であり、直後に発生した誘発地震の発現時は、同日の 1 時 25 分 37.71 秒である。K-NET、KiK-net の公開記録には、本震記録として公開されているファイルに誘発地震の記録も含まれている。図 3-8 に示した本震の観測点分布のうち、本震の破壊開始点から誘発地震が発生した方位の観測点における EW

成分の地表加速度波形のペーストアップを図 3-9 に示す。OIT009 湯布院では誘発地震の記録の振幅の方が大きい。本検討で 2016 年熊本地震の観測記録を用いる場合は、本震の S 波から誘発地震の P 波以前の部分を切り出して用いる。ただし、この解析区間が 8 秒に満たない観測記録は検討対象から除外した。

選定した観測記録は、36 地震 214 観測点の 3338 記録である。伝播経路分布と M_J -震源深さの分布、 X_{eq} - M_J の分布を図 3-10 に示す。

地震数=36



	No.1	No.2	No.3	No.4	No.5	No.6	No.7	No.8	No.9	No.10	No.11	No.12
F-net		-										
Global CMT		-		-		-		-	-	-		-
	No.13	No.14	No.15	No.16	No.17	No.18	No.19	No.20	No.21	No.22	No.23	No.24
F-net				-								
Global CMT			-	-		-	-	-				
	No.25	No.26	No.27	No.28	No.29	No.30	No.31	No.32	No.33	No.34	No.35	No.36
F-net												
Global CMT					-	-	-					-

図 3-1 検討対象地震の震央分布とメカニズム解

表 3-1 検討対象地震の諸元一覧

No.	震源時	北緯 (deg.)	東経 (deg.)	震源深さ (km)	M _J	震央地名	断層 モデル
1	1997.03.26 17:31:47.90	31.9728	130.3590	11.85	6.6	NW KAGOSHIMA PREF	○
2	1997.03.26 17:39:02.95	31.9748	130.3417	10.19	4.9	NW KAGOSHIMA PREF	
3	1997.04.03 04:33:23.32	31.9703	130.3220	14.79	5.7	NW KAGOSHIMA PREF	
4	1997.04.04 02:33:40.60	31.9608	130.3925	14.32	4.8	NW KAGOSHIMA PREF	
5	1997.04.05 13:24:50.14	31.9702	130.4037	12.02	5.2	NW KAGOSHIMA PREF	
6	1997.04.09 23:20:10.45	31.9735	130.4110	10.51	5.1	NW KAGOSHIMA PREF	
7	1997.05.13 14:38:27.59	31.9483	130.3027	9.24	6.4	NW KAGOSHIMA PREF	○
8	1997.05.14 08:32:06.38	31.9360	130.3442	8.94	5.1	NW KAGOSHIMA PREF	
9	2003.04.12 13:28:43.50	31.9972	130.2633	10.31	4.9	NW KAGOSHIMA PREF	
10	2003.11.30 12:45:36.27	31.9742	130.3305	10.09	4.8	NW KAGOSHIMA PREF	
11	2004.12.12 14:28:43.38	31.7668	129.1812	14.69	5.1	SW OFF KYUSHU	
12	2004.12.13 07:53:39.08	31.7595	129.1850	16.23	4.9	SW OFF KYUSHU	
13	2004.12.14 02:27:01.74	31.7573	129.1603	18.78	5.3	SW OFF KYUSHU	
14	2005.03.20 10:53:40.32	33.7392	130.1763	9.24	7.0	NW OFF KYUSHU	○
15	2005.03.22 15:55:33.45	33.7253	130.1768	10.53	5.4	NW OFF KYUSHU	
16	2005.04.10 20:34:37.87	33.6685	130.2822	4.74	5.0	CENTRAL FUKUOKA PR	
17	2005.04.20 06:11:26.83	33.6782	130.2882	13.50	5.8	CENTRAL FUKUOKA PREF	
18	2005.04.20 09:09:42.90	33.6787	130.2838	13.31	5.1	CENTRAL FUKUOKA PR	
19	2005.05.02 01:23:57.67	33.6703	130.3205	11.36	5.0	CENTRAL FUKUOKA PR	
20	2006.02.04 00:11:55.61	32.0833	129.8798	11.62	5.1	W OFF AMAKUSA ISLAND	
21	2012.08.17 08:46:46.01	32.0642	129.9992	10.46	4.9	W OFF AMAKUSA ISLAND	
22	2015.08.17 20:40:33.92	30.8052	131.1082	7.38	5.0	NEAR TANEGASHIMA ISLAND	
23	2015.11.14 05:51:30.11	30.9432	128.5900	17	7.1	SW OFF KYUSHU	
24	2015.11.15 04:20:18.21	31.3305	128.7173	9.36	5.9	SW OFF KYUSHU	
25	2016.04.14 21:26:34.43	32.7417	130.8087	11.39	6.5	NW KUMAMOTO PREF	○
26	2016.04.14 22:07:35.29	32.7755	130.8495	8.26	5.8	NW KUMAMOTO PREF	
27	2016.04.15 00:03:46.45	32.7007	130.7777	6.71	6.4	NW KUMAMOTO PREF	
28	2016.04.16 01:25:05.47	32.7545	130.7630	12.45	7.3	NW KUMAMOTO PREF	○
29	2016.04.16 01:45:55.45	32.8632	130.8990	10.55	5.9	NW KUMAMOTO PREF	
30	2016.04.16 03:03:10.78	32.9638	131.0868	6.89	5.9	NE KUMAMOTO PREF	
31	2016.04.16 03:55:53.08	33.0265	131.1910	10.89	5.8	NE KUMAMOTO PREF	
32	2016.04.16 07:11:37.48	33.2715	131.3957	5.70	5.4	NORTHERN OITA PREF	
33	2016.04.18 20:41:57.94	33.0020	131.1998	8.64	5.8	NE KUMAMOTO PREF	
34	2016.04.19 17:52:13.69	32.5352	130.6353	9.96	5.5	SOUTHERN KUMAMOTO PREF	
35	2016.05.07 14:42:09.29	31.0953	128.9930	6.50	5.5	SW OFF KYUSHU	
36	2017.07.11 11:56:35.47	31.3840	130.6200	10.23	5.3	SATSUMA PENINSULA REGION	

No.1～35 の震源時、位置、深さ、M_Jは気象庁地震月報(カタログ編)により、
No.36 は気象庁一元化処理検測値データによる。[参照日：2018年8月]
断層モデルは、それぞれ下記を参照した

- No.1、7 : Horikawa (2001)
- No.14 : Asano and Iwata (2006)
- No.25、28 : Kubo et al.(2016)

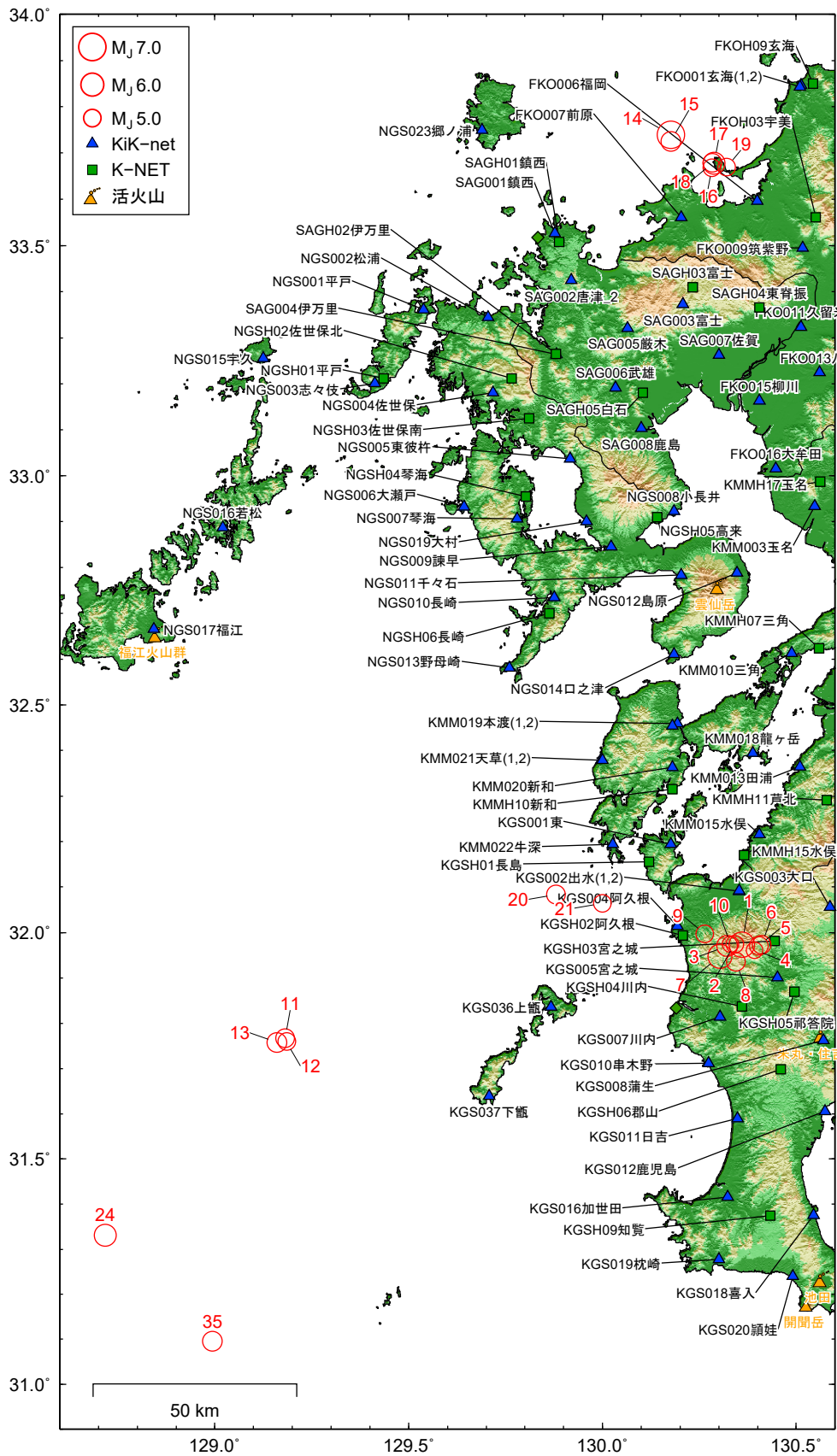


图 3-2 対象観測点分布

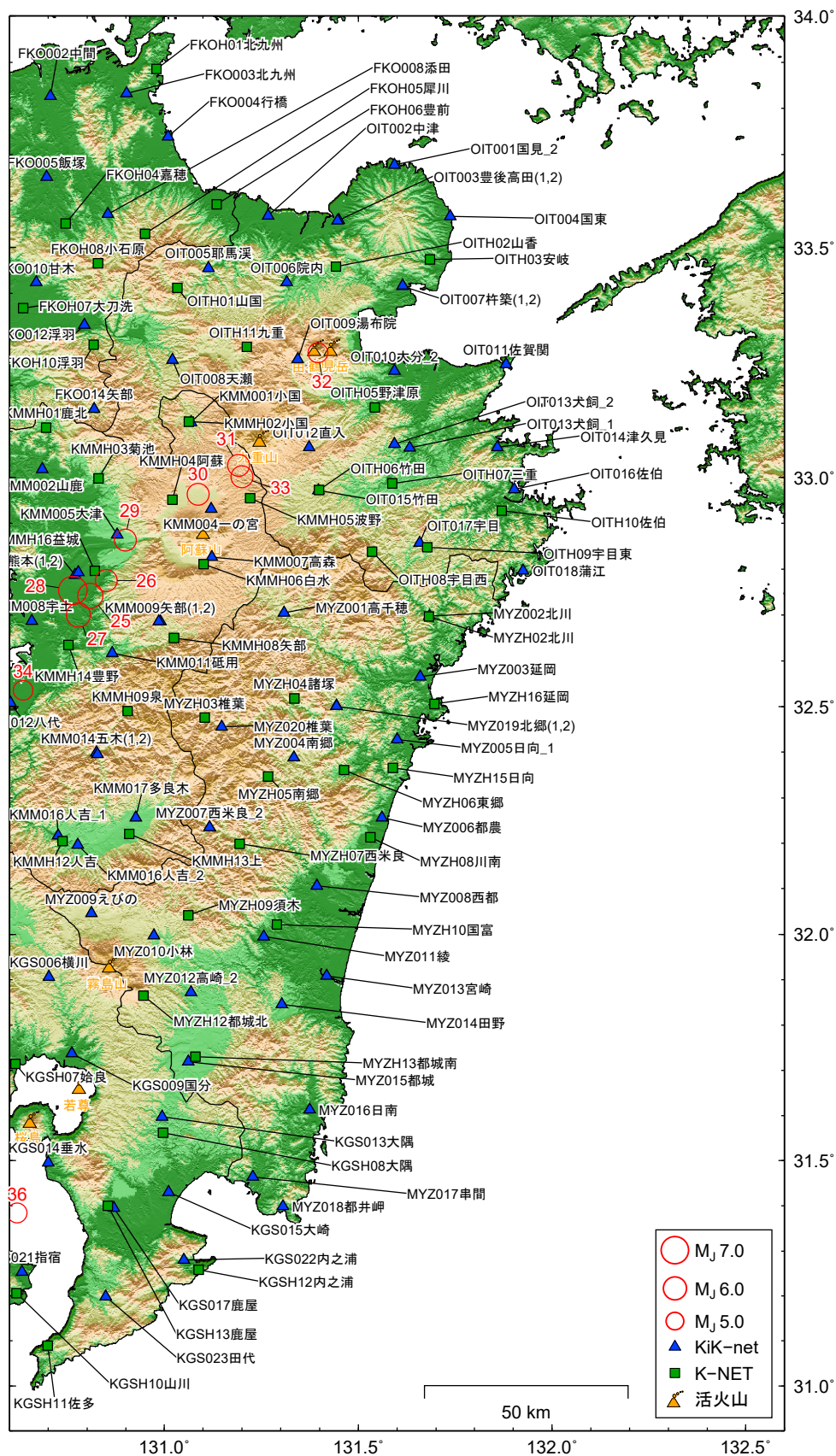


図 3-2 対象観測点分布 (続き)

表 3-2 対象観測点一覧

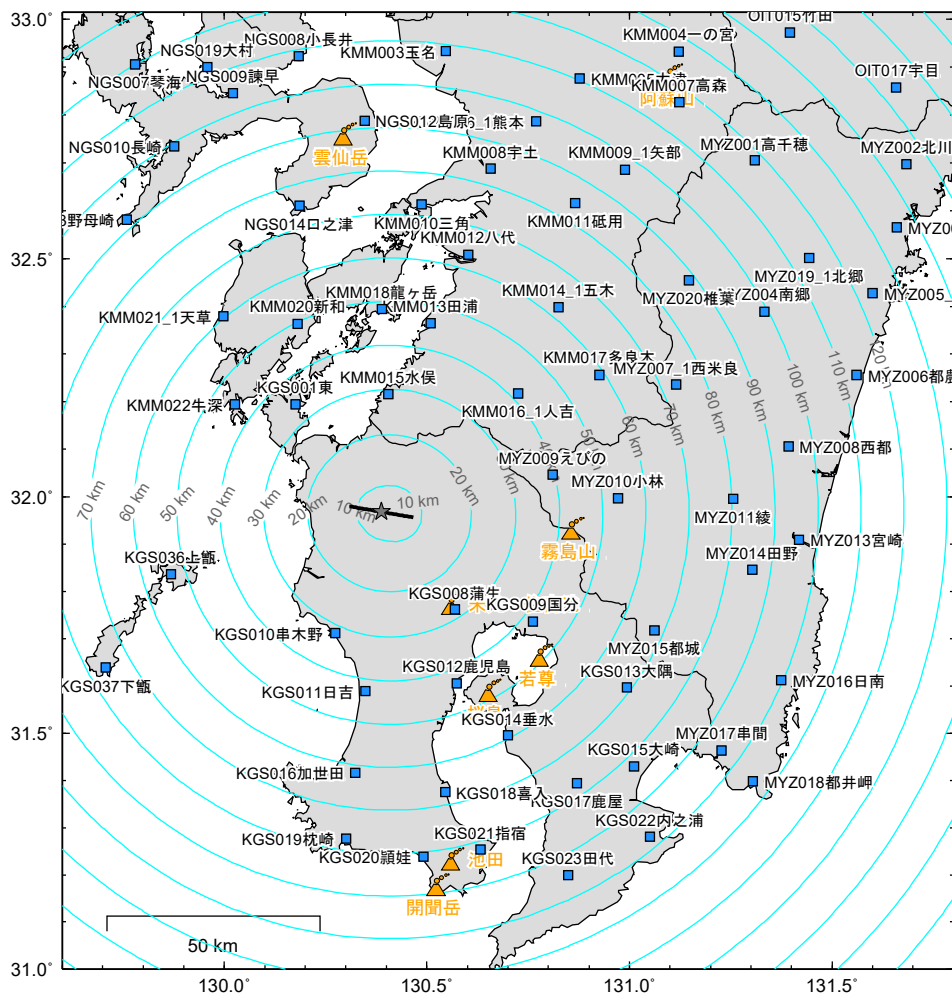
観測点	緯度	経度	備考	観測点名
FKO001_1 玄海	33.8469	130.5124	~ 2006.11.17	GENKAI
FKO001_2 玄海	33.8425	130.5086	2006.11.17 ~	GENKAI
FKO002 中間	33.8263	130.7053		NAKAMA
FKO003 北九州	33.8324	130.9014		KITAKYUSHU
FKO004 行橋	33.7388	131.0095		YUKUHASHI
FKO005 飯塚	33.6519	130.6962		IIDUKA
FKO006 福岡	33.5969	130.3985		FUKUOKA
FKO007 前原	33.5610	130.2024		MAEBARU
FKO008 添田	33.5716	130.8539		SOEDA
FKO009 筑紫野	33.4952	130.5163		CHIKUSHINO
FKO010 甘木	33.4235	130.6689		AMAGI
FKO011 久留米	33.3235	130.5115		KURUME
FKO012 浮羽	33.3319	130.7939		UKIHA
FKO013 八女	33.2252	130.5607		YAME
FKO014 矢部	33.1491	130.8182		YABE
FKO015 柳川	33.1627	130.4052		YANAGAWA
FKO016 大牟田	33.0159	130.4471		OHMUTA
FKOH01 北九州	33.8849	130.9798		KITAKYUSHU
FKOH03 宇美	33.5608	130.5499		UMI
FKOH04 嘉穂	33.5512	130.7451		KAHO
FKOH05 犀川	33.5293	130.9503		SAIGAWA
FKOH06 豊前	33.5925	131.1348		BUZEN
FKOH07 大刀洗	33.3678	130.6354		TACHIARAI
FKOH08 小石原	33.4654	130.8285		KOISHIWARA
FKOH09 玄海	33.8501	130.5432		GENKAI
FKOH10 浮羽	33.2891	130.8170		UKIHA
KGS001 東	32.1947	130.1763		AZUMA
KGS002_1 出水	32.0909	130.3532	~ 2014.04.04	IZUMI
KGS002_2 出水	32.0916	130.3519	2014.04.04 ~	IZUMI
KGS003 大口	32.0559	130.5874		OHKUCHI
KGS004 阿久根	32.0145	130.1927		AKUNE
KGS005 宮之城	31.9006	130.4513		MIYANOJOH
KGS006 横川	31.9060	130.7021		YOKOGAWA
KGS007 川内	31.8143	130.3032		SENDAI
KGS008 蒲生	31.7621	130.5699		KAMOH
KGS009 国分	31.7368	130.7613		KOKUBU
KGS010 串木野	31.7123	130.2735		KUSHIKINO
KGS011 日吉	31.5896	130.3490		HIYOSHI
KGS012 鹿児島	31.6057	130.5740		KAGOSHIMA
KGS013 大隅	31.5973	130.9938		OHSUMI
KGS014 垂水	31.4960	130.6999		TARUMIZU
KGS015 大崎	31.4304	131.0110		OHSAKI
KGS016 加世田	31.4162	130.3225		KASEDA
KGS017 鹿屋	31.3954	130.8702		KANOYA
KGS018 喜入	31.3757	130.5449		KIIRE
KGS019 枕崎	31.2776	130.3008		MAKURAZAKI
KGS020 穎娃	31.2396	130.4915		EI
KGS021 指宿	31.2535	130.6324		IBUSUKI
KGS022 内之浦	31.2804	131.0504		UCHINOURA
KGS023 田代	31.1990	130.8490		TASHIRO
KGS036 上甑	31.8360	129.8678		KAMIKOSHIKI
KGS037 下甑	31.6390	129.7078		SHIMOKOSHIKI
KGSH01 長島	32.1554	130.1191		NAGASHIMA
KGSH02 阿久根	31.9940	130.2077		AKUNE
KGSH03 宮之城	31.9812	130.4438		MIYANOJOU
KGSH04 川内	31.8374	130.3602		SENDAI
KGSH05 祁答院	31.8699	130.4958		KEDOUIN
KGSH06 郡山	31.6988	130.4594		KOORIYAMA
KGSH07 始良	31.7140	130.6149		AIRA
KGSH08 大隅	31.5618	130.9969		OHSUMI
KGSH09 知覧	31.3741	130.4333		CHIRAN
KGSH10 山川	31.2066	130.6183		YAMAGAWA
KGSH11 佐多	31.0899	130.6990		SATA
KGSH12 内之浦	31.2583	131.0877		UCHINOURA
KGSH13 鹿屋	31.4005	130.8541		KANOYA
KMM001 小国	33.1208	131.0687		OGUNI
KMM002 山鹿	33.0185	130.6846		YAMAGA
KMM003 玉名	32.9336	130.5477		TAMANA
KMM004 一の宮	32.9320	131.1214		ICHINOMIYA
KMM005 大津	32.8761	130.8774		OHU
KMM006_1 熊本	32.7875	130.7696	~ 2015.03.13	KUMAMOTO
KMM006_2 熊本	32.7934	130.7772	2015.03.13 ~	KUMAMOTO

表 3-2 対象観測点一覧 (続き)

観測点	緯度	経度	備考	観測点名	
KMM007	高森	32.8267	131.1226		TAKAMORI
KMM008	宇土	32.6878	130.6582		UTO
KMM009_1	矢部	32.6856	130.9892	~ 2014.04.11	YABE
KMM009_2	矢部	32.6858	130.9856	2014.04.11 ~	YABE
KMM010	三角	32.6136	130.4874		MISUMI
KMM011	砥用	32.6167	130.8652		TOMOCHI
KMM012	八代	32.5078	130.6024		YATSUSHIRO
KMM013	田浦	32.3650	130.5099		TANOURA
KMM014_1	五木	32.3987	130.8244	~ 2002.03.29	ITSUKI
KMM014_2	五木	32.3961	130.8268	2002.03.29 ~	ITSUKI
KMM015	水俣	32.2161	130.4046		MINAMATA
KMM016_1	人吉	32.2175	130.7257	~ 2005.03.26	HITOYOSHI
KMM016_2	人吉	32.1966	130.7757	2005.03.26 ~	HITOYOSHI
KMM017	多良木	32.2561	130.9257		TARAGI
KMM018	龍ヶ岳	32.3942	130.3885		RYUHGATAKE
KMM019_1	本渡	32.4589	130.1938	~ 2016.02.05	HONDO
KMM019_2	本渡	32.4548	130.1807	2016.02.05 ~	HONDO
KMM020	新和	32.3636	130.1807		SHINWA
KMM021_1	天草	32.3792	129.9977	~ 2006.06.21	AMAKUSA
KMM021_2	天草	32.3793	129.9997	2006.06.21 ~	AMAKUSA
KMM022	牛深	32.1945	130.0265		USHIBUKA
KMMH01	鹿北	33.1089	130.6949		KAHOKU
KMMH02	小国	33.1220	131.0629		OGUNI
KMMH03	菊池	32.9984	130.8301		KIKUCHI
KMMH04	阿蘇	32.9514	131.0199		ASO
KMMH05	波野	32.9553	131.2207		NAMINO
KMMH06	白水	32.8114	131.1010		HAKUSUI
KMMH07	三角	32.6234	130.5584		MITSUMI
KMMH08	矢部	32.6501	131.0251		YABE
KMMH09	泉	32.4901	130.9046		IZUMI
KMMH10	新和	32.3151	130.1811		SHINWA
KMMH11	芦北	32.2918	130.5777		ASHIKITA
KMMH12	人吉	32.2054	130.7371		HITOYOSHI
KMMH13	上	32.2209	130.9096		UE
KMMH14	豊野	32.6345	130.7521		TOYONO
KMMH15	水俣	32.1704	130.3647		MINAMATA
KMMH16	益城	32.7967	130.8199		MASHIKI
KMMH17	玉名	32.9873	130.5608		TAMANA
MYZ001	高千穂	32.7050	131.3089		TAKACHIHO
MYZ002	北川	32.6978	131.6831		KITAGAWA
MYZ003	延岡	32.5659	131.6598		NOBEOKA
MYZ004	南郷	32.3889	131.3339		NANGOH
MYZ005_1	日向	32.4281	131.6003	~ 2017.03.27	HYUHGA
MYZ006	都農	32.2565	131.5609		TSUNO
MYZ007_1	西米良	32.2353	131.1158	~ 2002.12.13	NISHIMERA
MYZ007_2	西米良	32.2353	131.1158	2002.12.13 ~	NISHIMERA
MYZ008	西都	32.1060	131.3928		SAITO
MYZ009	えびの	32.0461	130.8110		EBINO
MYZ010	小林	31.9968	130.9721		KOBAYASHI
MYZ011	綾	31.9951	131.2557		AYA
MYZ012_2	高崎	31.8723	131.0685	1997.09.10 ~	TAKASAKI
MYZ013	宮崎	31.9087	131.4187		MIYAZAKI
MYZ014	田野	31.8454	131.3026		TANO
MYZ015	都城	31.7185	131.0621		MIYAKONOJOH
MYZ016	日南	31.6129	131.3743		NICHINAN
MYZ017	串間	31.4637	131.2277		KUSHIMA
MYZ018	都井岬	31.3985	131.3052		TOIMISAKI
MYZ019_1	北郷	32.5017	131.4433	~ 2000.10.12	KITAGOH
MYZ019_2	北郷	32.5006	131.4444	2000.10.12 ~	KITAGOH
MYZ020	椎葉	32.4550	131.1470		SHIBA
MYZH02	北川	32.6972	131.6829		KITAGAWA
MYZH03	椎葉	32.4754	131.1043		SHIBA
MYZH04	諸塚	32.5181	131.3349		MOROTSUKA
MYZH05	南郷	32.3470	131.2668		NANGOU
MYZH06	東郷	32.3607	131.4643		TOUGOU
MYZH07	西米良	32.1987	131.1946		NISHIMERA
MYZH08	川南	32.2132	131.5309		KAWAMINAMI
MYZH09	須木	32.0421	131.0618		SUKI
MYZH10	国富	32.0215	131.2900		KUNITOMI
MYZH12	都城北	31.8643	130.9454		MIYAKONOJOU-N
MYZH13	都城南	31.7301	131.0791		MIYAKONOJOU-S
MYZH15	日向	32.3654	131.5893		HYUGA

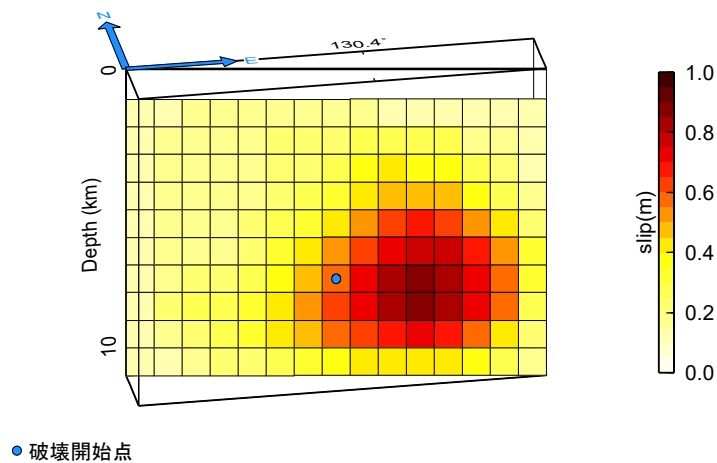
表 3-2 対象観測点一覧 (続き)

観測点	緯度	経度	備考	観測点名	
MYZH16	延岡	32.5060	131.6958		NOBEOKA
NGS001	平戸	33.3616	129.5383		HIRADO
NGS002	松浦	33.3444	129.7054		MATSUURA
NGS003	志々伎	33.2016	129.4128		SHIJIKI
NGS004	佐世保	33.1808	129.7177		SASEBO
NGS005	東彼杵	33.0371	129.9171		HIGASHISONOGI
NGS006	大瀬戸	32.9327	129.6428		OHSETO
NGS007	琴海	32.9061	129.7802		KINKAI
NGS008	小長井	32.9231	130.1843		KONAGAI
NGS009	諫早	32.8456	130.0218		ISAHAYA
NGS010	長崎	32.7353	129.8763		NAGASAKI
NGS011	千々石	32.7839	130.2024		CHIJIWA
NGS012	島原	32.7884	130.3463		SHIMABARA
NGS013	野母崎	32.5811	129.7596		NOMOZAKI
NGS014	口之津	32.6106	130.1849		KUCHINOTSU
NGS015	宇久	33.2558	129.1255		UKU
NGS016	若松	32.8880	129.0211		WAKAMATSU
NGS017	福江	32.6658	128.8433		FUKUE
NGS019	大村	32.9002	129.9582		OHMURA
NGS023	郷ノ浦	33.7502	129.6899		GOHNOURA
NGSH01	平戸	33.2116	129.4353		HIRADO
NGSH02	佐世保北	33.2122	129.7652		SASEBO-N
NGSH03	佐世保南	33.1256	129.8102		SASEBO-S
NGSH04	琴海	32.9553	129.8026		KINKAI
NGSH05	高来	32.9103	130.1408		TAKAKI
NGSH06	長崎	32.6999	129.8625		NAGASAKI
OIT001_2	国見	33.6783	131.5936	1999.06.25 ~	KUNIMI
OIT002	中津	33.5685	131.2678		NAKATSU
OIT003_1	豊後高田	33.5583	131.4489	~ 2011.08.11	BUNGOTAKADA
OIT003_2	豊後高田	33.5575	131.4461	2011.08.11 ~	BUNGOTAKADA
OIT004	国東	33.5666	131.7378		KUNISAKI
OIT005	耶馬溪	33.4549	131.1142		YABAKEI
OIT006	院内	33.4244	131.3148		INNAI
OIT007_1	杵築	33.4152	131.6148	~ 2015.06.26	KITSUKI
OIT007_2	杵築	33.4169	131.6142	2015.06.26 ~	KITSUKI
OIT008	天瀬	33.2555	131.0203		AMAGASE
OIT009	湯布院	33.2569	131.3439		YUFUIN
OIT010_2	大分	33.2317	131.5934	2015.03.20 ~	OHITA
OIT011	佐賀関	33.2461	131.8811		SAGANOSEKI
OIT012	直入	33.0664	131.3734		NAOIRI
OIT013_1	犬飼	33.0647	131.6328	~ 2006.11.17	INUKAI
OIT013_2	犬飼	33.0726	131.5934	2006.11.17 ~	INUKAI
OIT014	津久見	33.0656	131.8589		TSUKUMI
OIT015	竹田	32.9722	131.3970		TAKEDA
OIT016	佐伯	32.9747	131.9028		SAIKI
OIT017	宇目	32.8578	131.6587		UME
OIT018	蒲江	32.7972	131.9251		KAMAE
OITH01	山国	33.4122	131.0326		YAMAGUNI
OITH02	山香	33.4581	131.4429		YAMAGA
OITH03	安岐	33.4736	131.6856		AKI
OITH05	野津原	33.1525	131.5420		NOTSUHARA
OITH06	竹田	32.9726	131.3984		TAKETA
OITH07	三重	32.9870	131.5881		MIE
OITH08	宇目西	32.8392	131.5357		UME-W
OITH09	宇目東	32.8486	131.6786		UME-E
OITH10	佐伯	32.9278	131.8695		SAIKI
OITH11	九重	33.2844	131.2118		KOKONOE
SAG001	鎮西	33.5274	129.8771		CHINZEI
SAG002_2	唐津	33.4247	129.9195	1999.12.23 ~	KARATSU
SAG003	富士	33.3730	130.2074		FUJI
SAG004	伊万里	33.2646	129.8813		IMARI
SAG005	巖木	33.3213	130.0643		KYUHRAGI
SAG006	武雄	33.1916	130.0340		TAKEO
SAG007	佐賀	33.2627	130.3004		SAGA
SAG008	鹿島	33.1038	130.0996		KASHIMA
SAGH01	鎮西	33.5080	129.8877		CHINZEI
SAGH02	伊万里	33.2656	129.8798		IMARI
SAGH03	富士	33.4098	130.2329		FUJI
SAGH04	東脊振	33.3654	130.4046		HIGASHISEFURI
SAGH05	白石	33.1806	130.1046		SHIROISHI



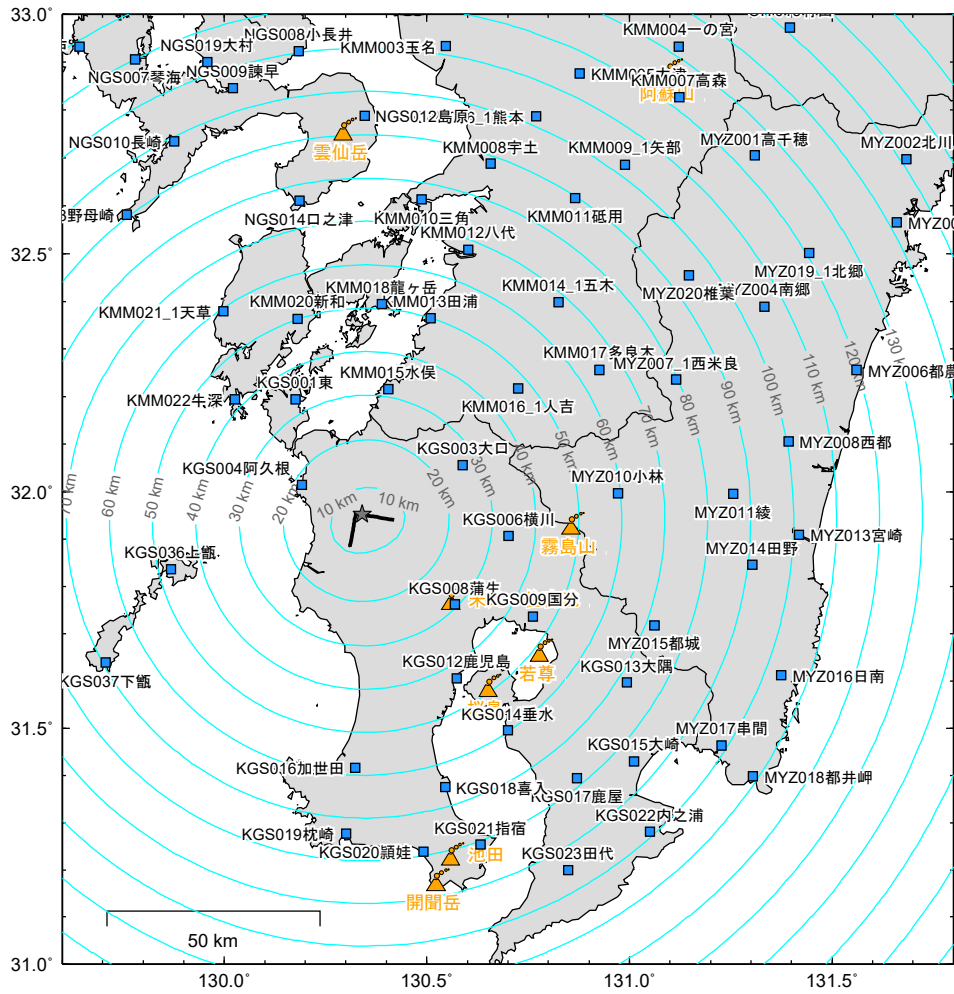
断層モデルは Horikawa (2001) に基づく。デジタルデータを SRCMOD より入手した。

(1) 等価震源距離の等距離線分布



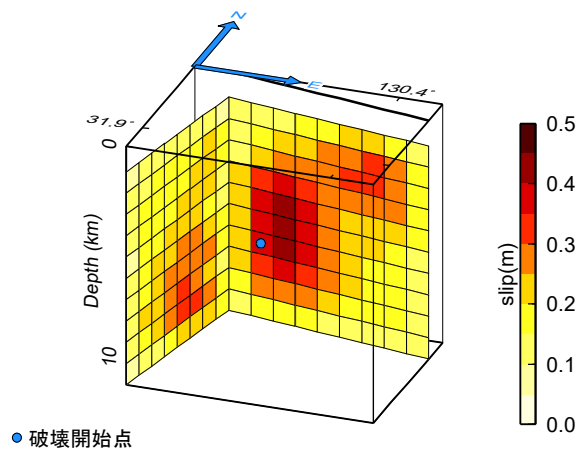
(2) Horikawa (2001) のすべり量分布

図 3-3 1997 年 3 月 26 日の鹿児島県北西部地震の断層モデル



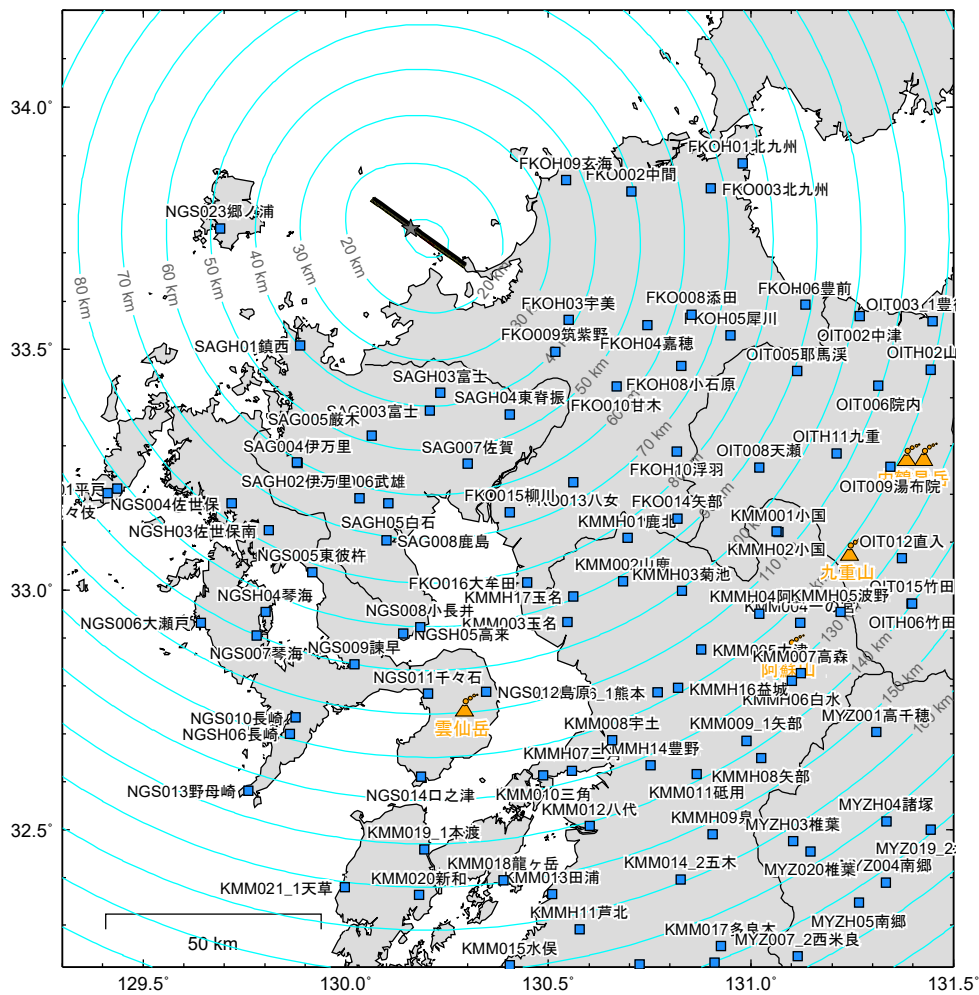
断層モデルは Horikawa (2001) に基づく。デジタルデータを SRCMOD より入手した。

(1) 等価震源距離の等距離線分布



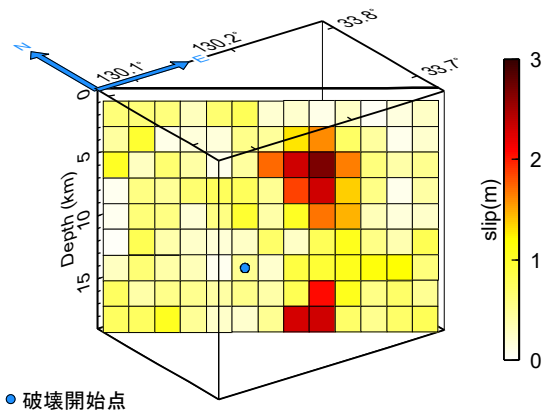
(2) Horikawa (2001) のすべり量分布

図 3-4 1997 年 5 月 13 日の鹿児島県北西部地震の断層モデル



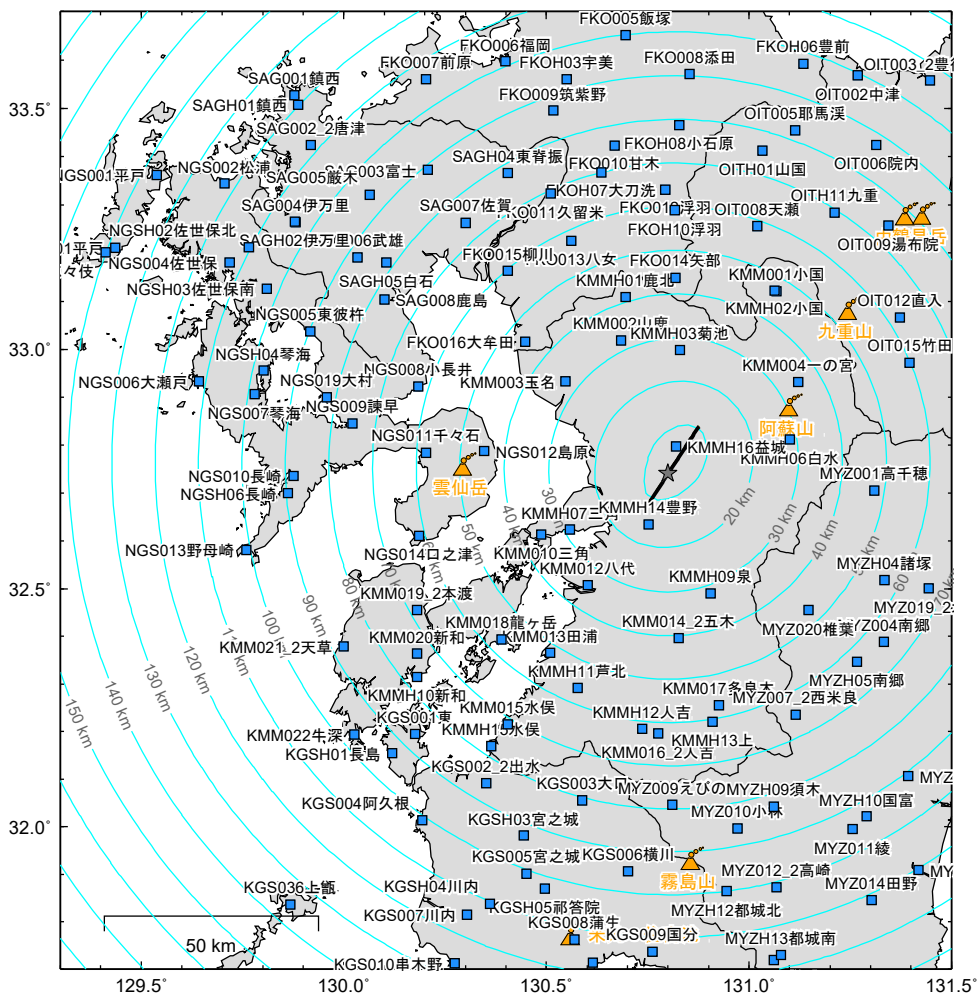
断層モデルは Asano and Iwata (2006) に基づく。デジタルデータを SRCMOD より入手した。

(1) 等価震源距離の等距離線分布



(2) Asano and Iwata (2006) のすべり量分布

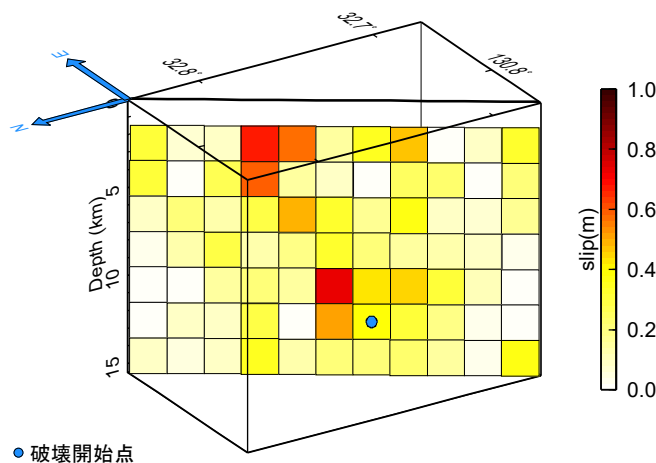
図 3-5 2005 年福岡県西方沖地震による等価震源距離の計算に用いた断層モデル



断層モデルは Kubo et al.(2016) に基づく。デジタルデータは

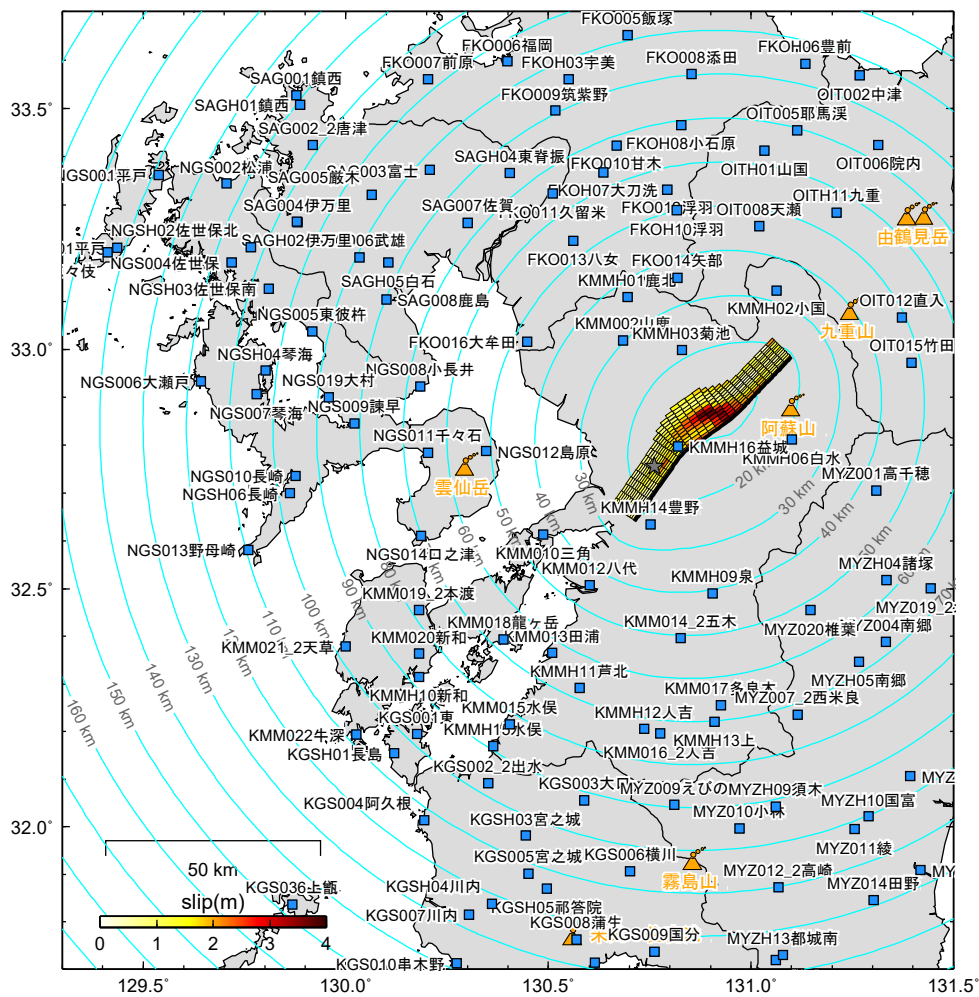
http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/inversion/inversion_main.shtml より入手した。

(1) 等価震源距離の等距離線分布



(2) Kubo et al.(2016) のすべり量分布

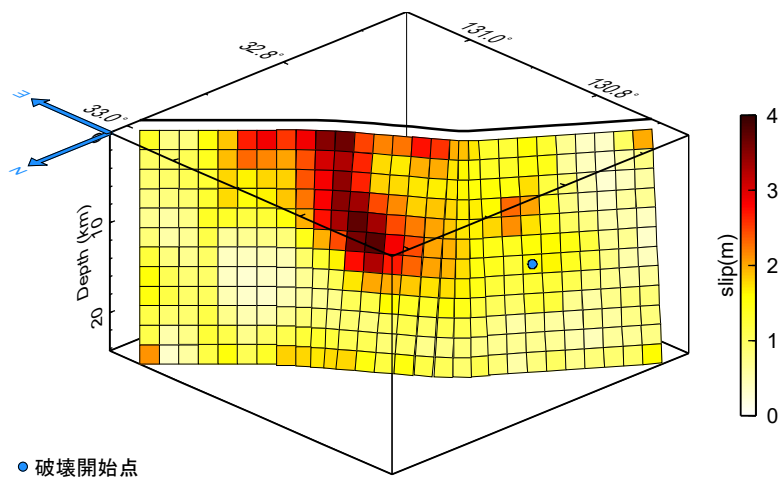
図 3-6 2016 年熊本地震の最大前震 (4 月 14 日 21 時 26 分 Mj6.5) の等価震源距離



断層モデルは Kubo et al.(2016) に基づく。デジタルデータは

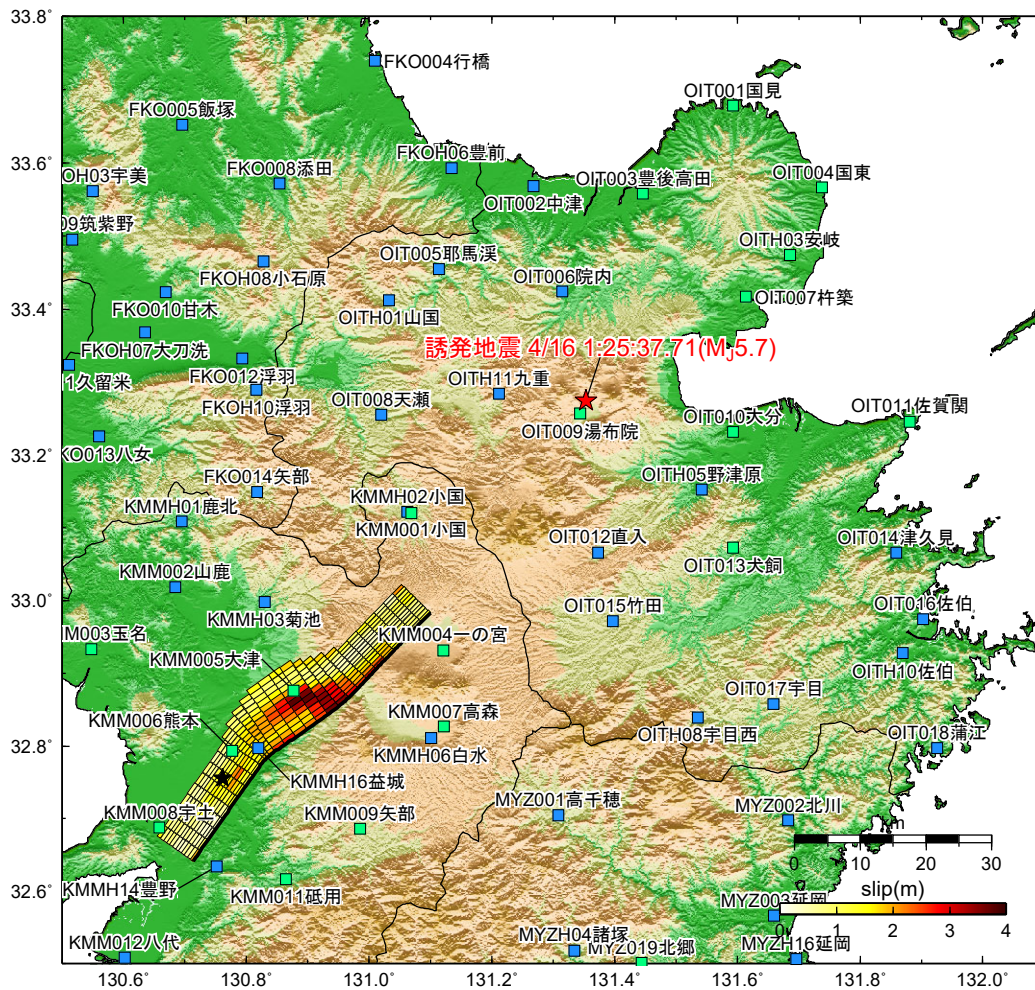
http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/inversion/inversion_main.shtml より入手した。

(1) 等価震源距離の等距離線分布



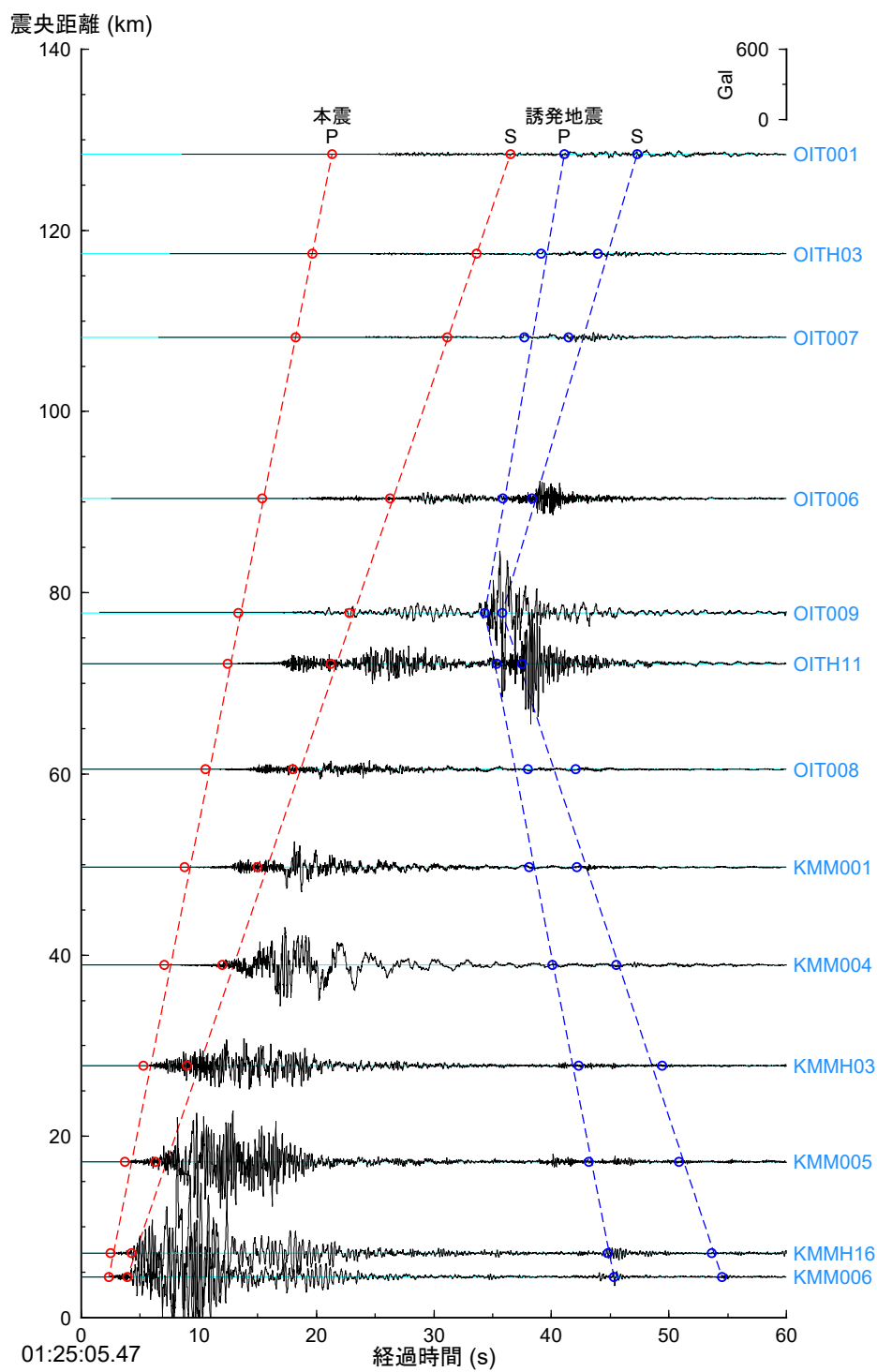
(2) Kubo et al.(2016) のすべり量分布

図 3-7 2016 年熊本地震の本震 (4 月 16 日 1 時 25 分 $M_J7.3$) の等価震源距離



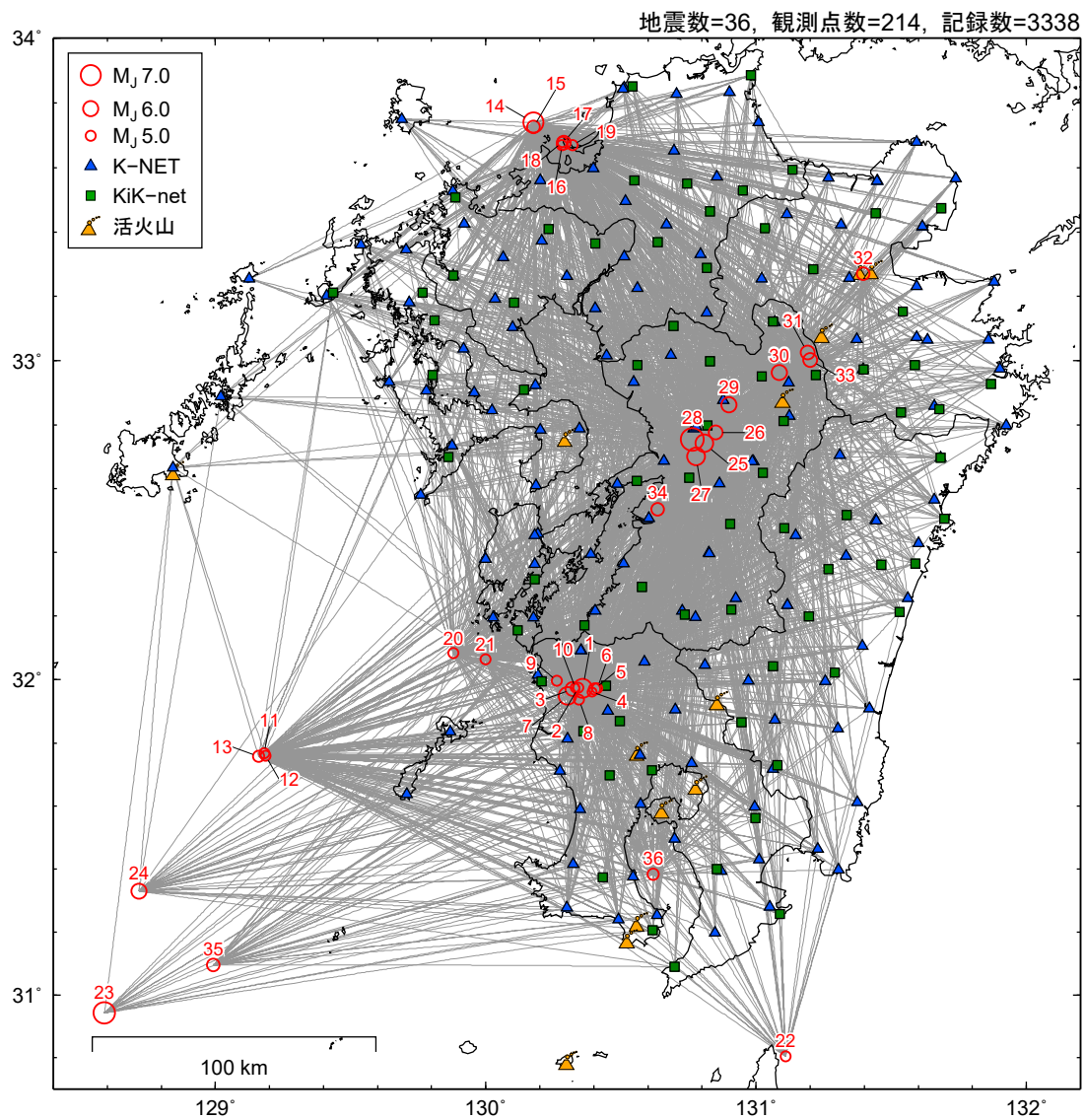
本震の断層モデルは Kubo et al.(2016) に基づく。デジタルデータは http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/inversion/inversion_main.shtml より入手した。

図 3-8 2016 年熊本地震の本震（4 月 16 日 1 時 25 分 $M_j7.3$ ）観測点分布

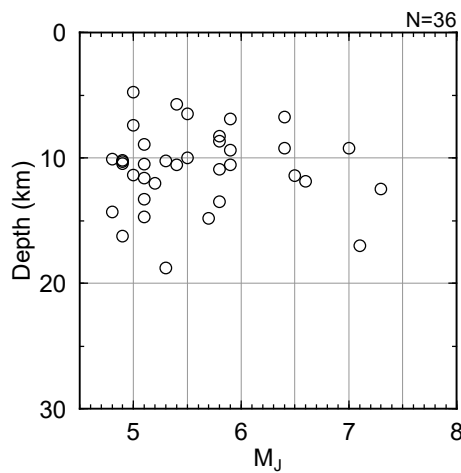


EW 成分の地表の加速度波形を示す。

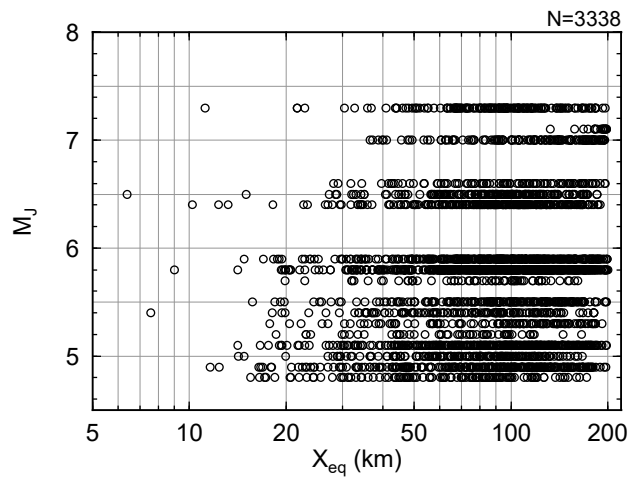
図 3-9 2016 年熊本地震の本震（4 月 16 日 1 時 25 分 $M_J7.3$ ）のペーストアップ



(1) 伝播経路分布



(2) M_J -震源深さの分布



(3) X_{eq} - M_J の分布

図 3-10 データセット分布

3.3 全領域で均質な減衰構造を仮定した場合

(1) 解析手法

均質な減衰構造を仮定する検討では、 M 個の地震による地震動が N 地点で観測されるとすると、第 m 地震による第 n 地点で観測される加速度フーリエ振幅スペクトル $F_{mn}(f)$ は、(3-1)式でモデル化する。

$$F_{mn}(f) = \frac{\pi f^2 R_{\theta\phi} F_S}{\rho \beta^3} S_m(f) \frac{1}{(X_{mn})^\gamma} \exp\left(-\frac{\pi x_{mn} f}{Q(f) \bar{\beta}}\right) \sqrt{\frac{\rho \beta}{\rho_r \beta_r}} G_n(f) \quad (3-1)$$

ここに、 $S_m(f)$ は震源スペクトル、 $G_n(f)$ はサイト増幅特性、 X_{mn} は第 m 地震の第 n 地点への震源距離、 $Q(f)$ は伝播経路における平均的な Q 値である。その他の設定パラメータを以下に示す。 γ は幾何減衰を表しており、理論的には実体波で 1.0、表面波で 0.5 となる。このパラメータも川瀬・松尾 (2004)、仲野ほか (2014) に倣い、 $X_{eq} \leq 100$ km では $\gamma=1.0$ 、 $X_{eq} > 100$ km では 20 km ごとの距離範囲で周波数ごとの γ を推定した。ただし、 γ に 1.0 の上限を設けた。

- $R_{\theta\phi}=0.63$: 震源放射特性係数 [Boore and Boatwright (1984)]
- $F_S=2$: 自由表面による増幅
- $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$: 震源媒質密度 [地震本部 (2012) の第15層：上部地殻第2層]
- $\beta = 3.4 \text{ km/s}$: 震源媒質S波速度 [地震本部 (2012) の第15層：上部地殻第2層]
- $\rho_r = 2.52 \text{ g/cm}^3$: 基準観測点 (OITH09宇目東) の密度
- $\beta_r = 2.776 \text{ km/s}$: 基準観測点 (OITH09宇目東) のS波速度
- $\rho_r = 2.61 \text{ g/cm}^3$: 基準観測点 (KGS12内之浦) の密度
- $\beta_r = 3.324 \text{ km/s}$: 基準観測点 (KGS12内之浦) のS波速度
- $\bar{\beta} = 3.4 \text{ km/s}$: 伝播経路の平均S波速度

最小二乗法を用いて観測記録と(3-1)式との誤差を最小にするように周波数ごとに伝播経路特性・震源特性・サイト増幅特性を推定する。震源特性とサイト増幅特性の間にトレードオフを解消するための拘束条件は、基準観測点とした OITH09 宇目東と KGS12 内之浦の理論増幅特性である。これらの観測点の位置を図 3-11 に示す。

OITH09 宇目東の PS 検層による地盤モデル図と笠松ほか (2014) による最適化地盤モデルを図 3-12、図 3-13 に示す。同様に KGS12 内之浦のモデルを図 3-14、図 3-15 に示す。最適化地盤モデルによる地中観測点位置の S 波速度はそれぞれ 2.776 km/s と 3.324 km/s

で地震基盤相当であり、基準観測点に適していると判断した。なお、密度の値は PS 検層モデルでは記されていないので、下式に示す Brocher (2005) をもとに設定している。 $V_p < 1.5 \text{ km/s}$ の場合は $V_p = 1.5 \text{ km/s}$ の値を用いることとする。

$$\rho = 1.6612V_p - 0.4721V_p^2 + 0.0671V_p^3 - 0.0043V_p^4 + 0.000106V_p^5 \quad (3-2)$$

地震基盤相当とみなした地中観測点位置の理論増幅率 ($E+F/2E$) を拘束条件とした。

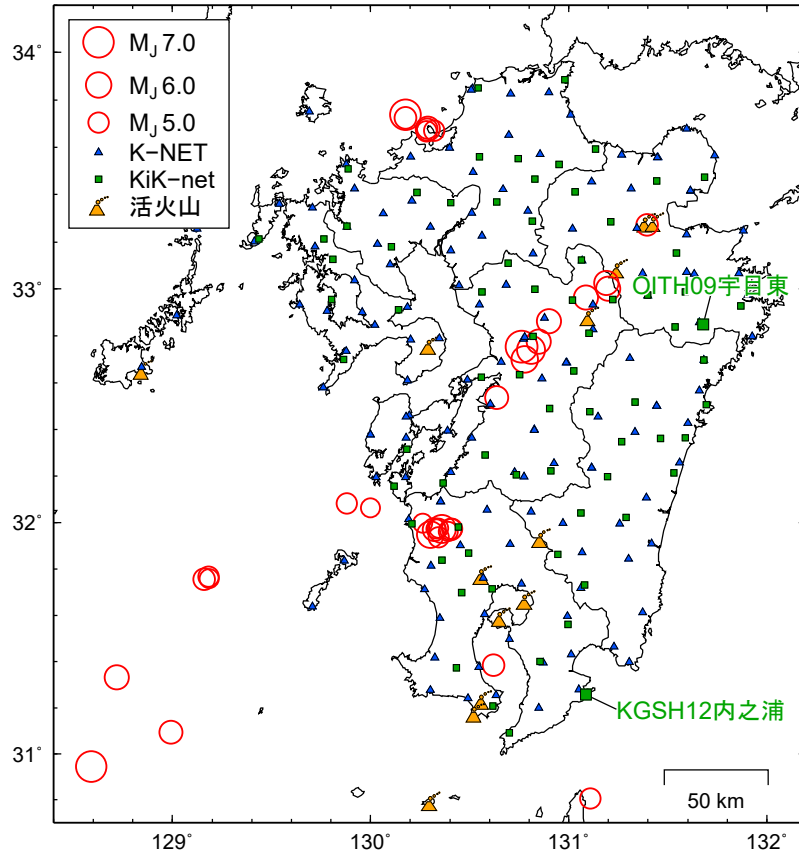


図 3-11 基準観測点の位置

ボーリング柱状図

観測点名： 宇目東(うめひがし)

所在地： 大分県南海部郡宇目町大字塩見園37-1

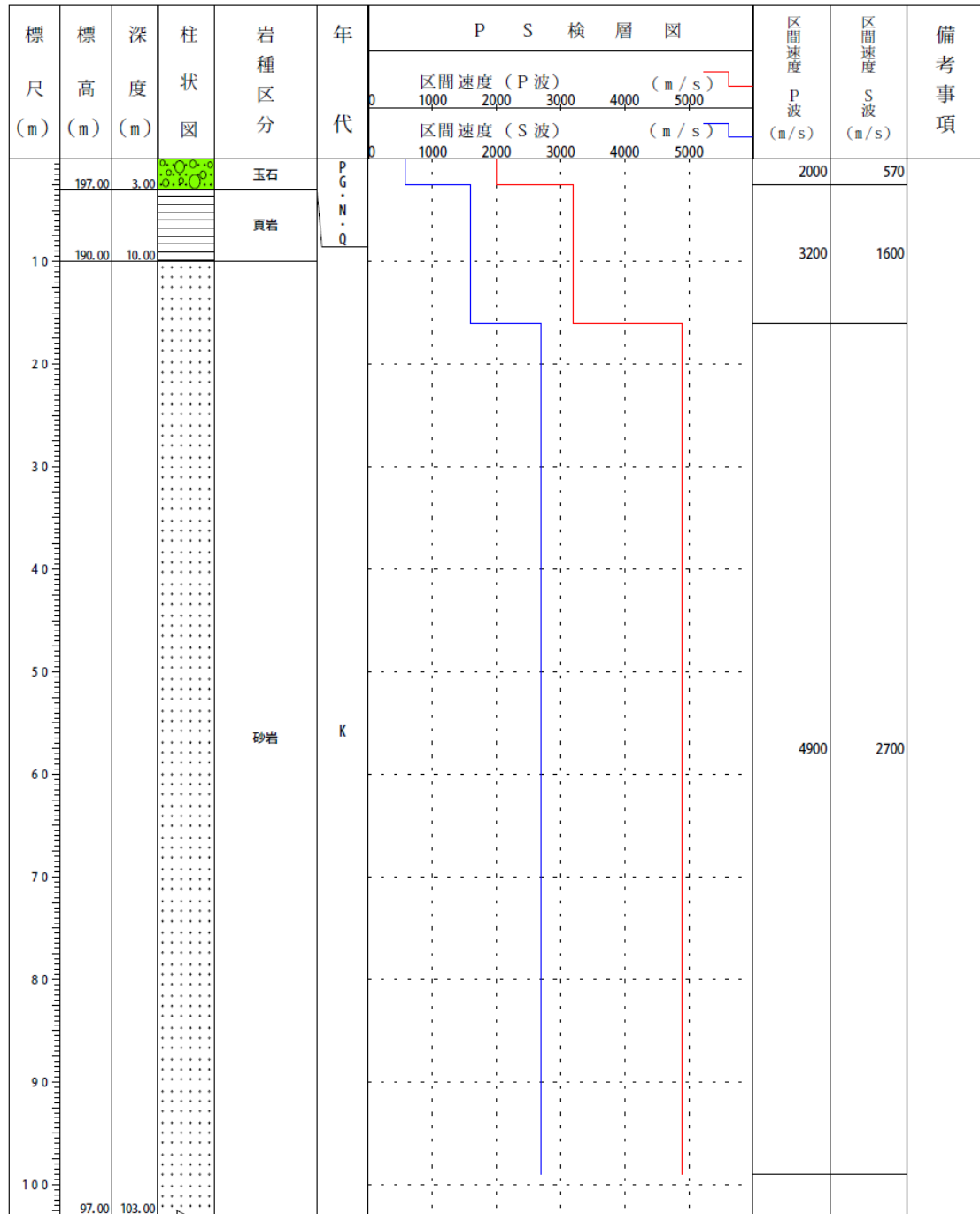
緯度： 32° 50' 44.0"

孔口標高： +200m

観測点コード： 01TH09

経度： 131° 40' 50.0"

総掘進長： 103.00m

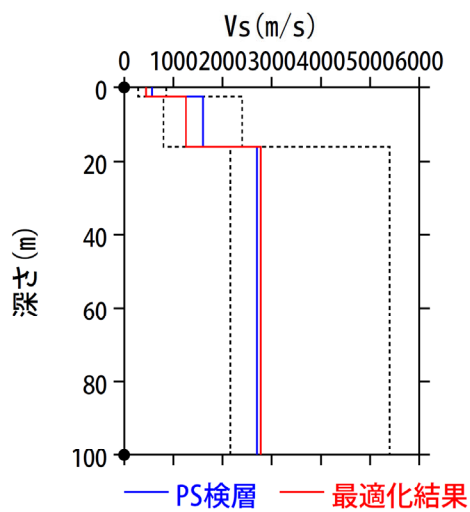


NIED 独立行政法人防災科学技術研究所
Copyright (c) National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, All rights Reserved.

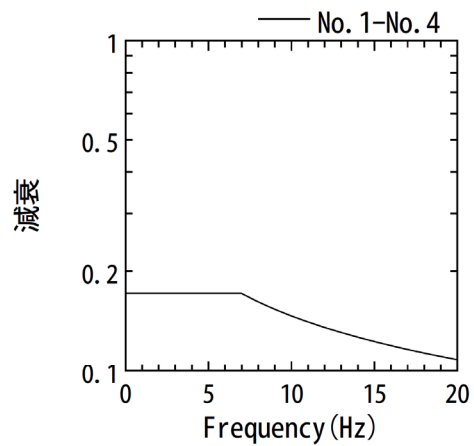
図 3-12 基準観測点とした KiK-net 宇目東の地盤モデル [防災科学技術研究所]

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.91	570	285	855	448	0.79	0.400	0.435
2	14	2	2.26	1600	800	2400	1257	0.79		
3	84	16	2.52	2700	2160	5400	2776	1.03		
4	—	100	2.52	2700	2160	5400	2776	1.03		

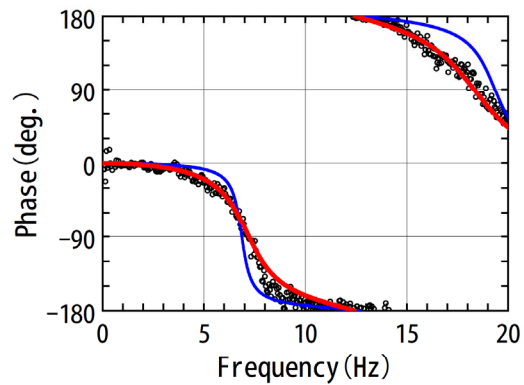
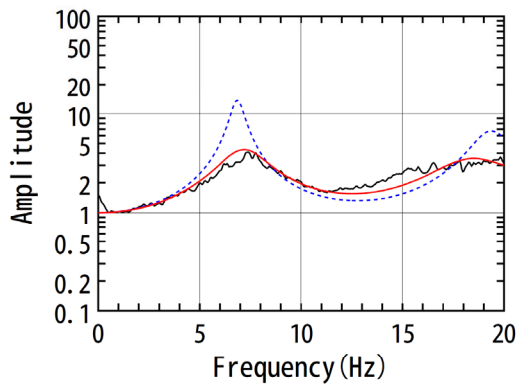
a) モデル物性値(●:地震計)



b) S波速度構造(●:地震計)



c) 減衰



—○観測 ○理論(PS検層, $h(f)=0.05$) —○理論(最適化結果)

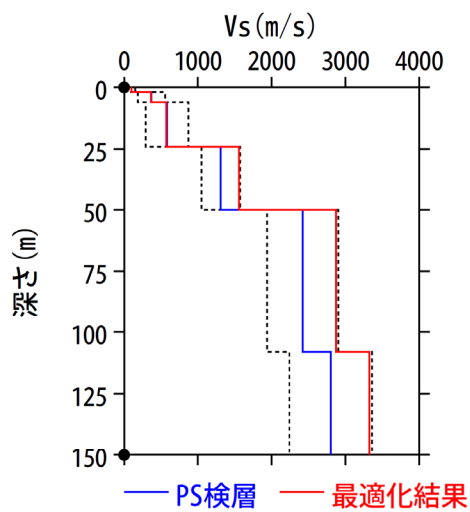
d) 地盤伝達関数

01TH09 水平

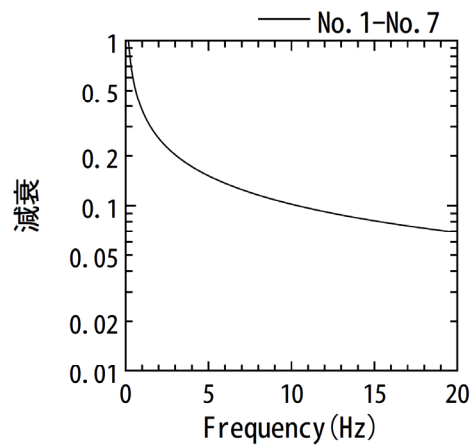
図 3-13 基準観測点とした KiK-net 宇目東の最適化地盤モデル [笠松ほか、2014]

No	THK (m)	DEP (m)	Den (g/cm ³)	S波速度(m/s)					減衰定数	
				Initial	Lower	Upper	Optimized	Opt./Ini.	ho	α
1	2	0	1.64	100	50	150	99	0.99	0.379	0.569
2	4	2	1.64	370	185	555	365	0.99		
3	18	6	1.74	580	290	870	573	0.99		
4	26	24	2.21	1310	1048	1572	1555	1.19		
5	58	50	2.50	2420	1936	2904	2873	1.19		
6	42	108	2.61	2800	2240	3360	3324	1.19		
7	—	150	2.61	2800	2240	3360	3324	1.19		

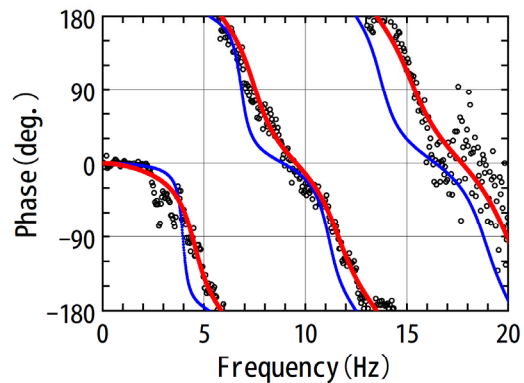
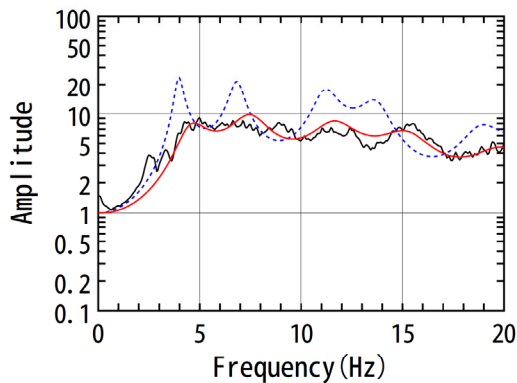
a) モデル物性値(●:地震計)



b) S波速度構造(●:地震計)



c) 減衰



— ◦ 観測 - - - ◦ 理論(PS検層, $h(f)=0.05$) — ◦ 理論(最適化結果)

d) 地盤伝達関数

KGSH12 水平

図 3-15 基準観測点とした KiK-net 内之浦の最適化地盤モデル [笠松ほか、2014]

(2) 解析結果

九州地方の伝播経路特性の特徴を捉える予備検討として、データセットの距離範囲を変えて、以下 4 ケースの検討を行った。各ケースのデータセットの伝播経路分布図を図 3-16 に示す。

CASE1 : $X_{eq} \leq 200$ km (2514 記録)

CASE2 : $X_{eq} \leq 120$ km (1749 記録)

CASE3 : $X_{eq} \leq 100$ km (1326 記録)

CASE4 : $X_{eq} \leq 80$ km (815 記録)

各ケースで推定された Q 値を図 3-17 に、幾何減衰 γ を図 3-18 に示す。データセットによらず概ね同じ Q 値が推定されている。 $X_{eq} \leq 80$ km の場合はデータ分布が疎であり、特定の地域の影響を強く受けていると考えられる。他のデータセットのように九州全域の平均を評価した結果とは正確に比較できない可能性がある。推定した γ は、仲野ほか (2014) と比較して定性的な傾向は整合することを確認した。

参考として、幾何減衰 γ を全て 1.0 と仮定した場合の Q 値を図 3-19 に示す。全領域で均質な Q 値を仮定する手法では、データセットの距離範囲が広いほど、低周波数側で high- Q となっている。加藤ほか (1998) は、東北地方と関東地方の太平洋沖のプレート間地震を用いた検討で、距離の遠い観測点が含まれるデータセットほど推定される Q 値が大きくなることを指摘している。天池ほか (2006) は、内陸地殻内地震に対しても同様の指摘を行っている。本領域の検討でも、同様の指摘が当てはまっている。距離の遠い観測記録ほど、モデル化では考慮していない表面波成分の影響が含まれるため、低周波数側で high- Q となったと考えられる。

以降では、CASE1 : $X_{eq} \leq 200$ km のデータセットを用いて検討した結果を示す。

M6 未満の地震を対象として推定した伝播経路特性とサイト増幅率を用いて M6 以上の地震の震源スペクトルを推定する。均質な減衰構造を仮定した従来手法では、等価震源距離 X_{eq} を用いて大規模地震の震源スペクトルを推定した。推定した震源スペクトルに対して、下式の ω 二乗モデルを当てはめた結果を図 3-20 に示す。

$$\Omega(f) = \frac{M_0}{1+(f/f_c)^2} \quad (3-3)$$

規模の大きな地震では本検討の解析周波数範囲 0.2~20 Hz の中にコーナー周波数 f_c が含まれない可能性があるため、地震モーメント M_0 を F-net で公開されている値に固定して f_c のみを推定した。 M_0 を固定したのは、M6 以上の地震である。その他の地震では、 M_0 と f_c の両方を推定した。フィッティングの対象周波数は 0.2~5 Hz とした。図 3-20 中の M_0

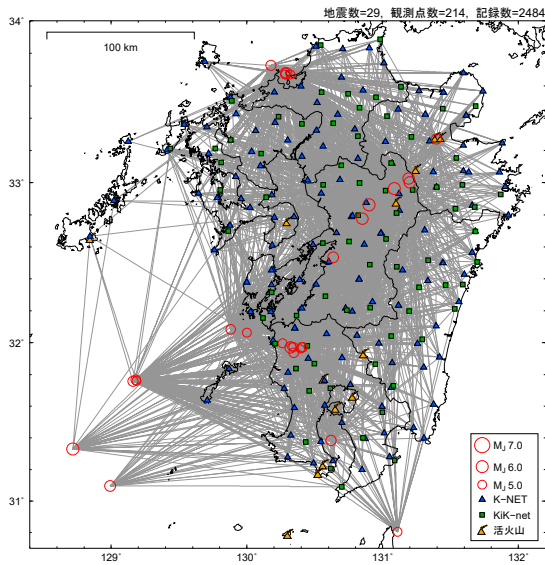
ratio は、(本検討で推定した M_0 /F-net の M_0) を示しており、 M_0 を固定した地震では「fix」、F-net で公開されていない地震では「-」と記している。

応力降下量 $\Delta\sigma$ [bar] は、 M_0 [dyne · cm]、 f_c [Hz] と β [km/s] から Brune (1970, 1971) のモデルによる (3-4) 式 (Boore, 1983) から求め、短周期レベル A [dyne*cm/s²] は (3-5) 式から求めた。

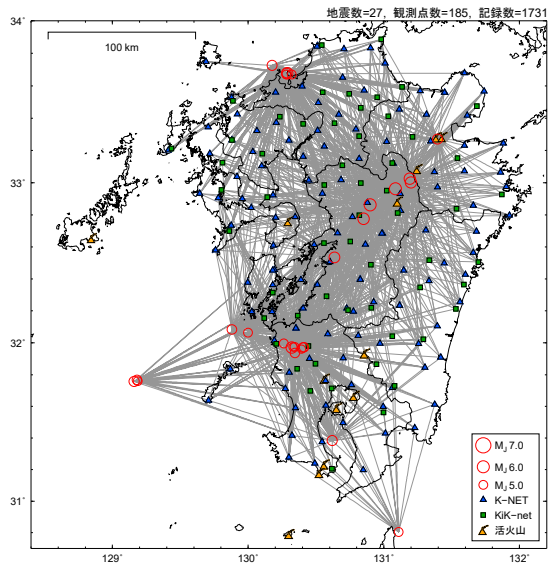
$$\Delta\sigma = M_0 \left(\frac{f_c}{4.9 \cdot 10^6 \beta} \right)^3 \quad (3-4)$$

$$A = 4\pi^2 f_c^2 M_0 \quad (3-5)$$

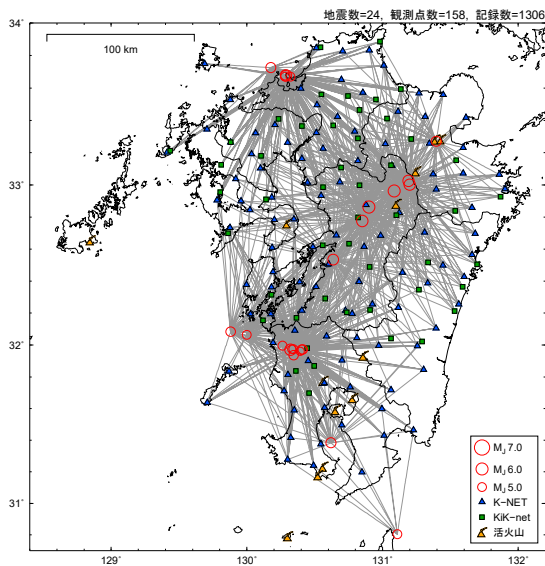
推定した応力降下量の空間分布を図 3-21 に、震源特性のパラメータ間の関係を図 3-22 に示す。本検討で推定した M_0 と F-net の M_0 の比較を図 3-22 (1) に示す。図中の直線は F-net の値に対して 1:1 の線、破線で倍・半分の範囲を示している。多くの地震で倍・半分の範囲で推定されている。なお、地震規模の大きな地震は上述の通り、F-net の値で固定している。 M_0 と f_c の関係を図 3-22 (2) に示す。参考として、(3-4) 式の $\Delta\sigma$ に 0.1、1、10 MPa を代入した場合の M_0 と f_c の関係も併せて示す。両者が $-1/3$ 乗の関係に整合している。 M_0 と $\Delta\sigma$ の関係を図 3-22 (3) に示す。両者に明瞭な関係は見られない。 $\Delta\sigma$ と震源深さの関係を図 3-22 (4) に示す。ばらつきが大きく明確な傾向は見られない。 M_0 と A の関係を図 3-22 (5) に示す。図中には、壇ほか (2001) の M_0 と A の関係を実線で、2 倍と 1/2 倍のレベルを細線で示している。規模の大きな地震では、壇ほか (2001) の平均レベル以下となっている。



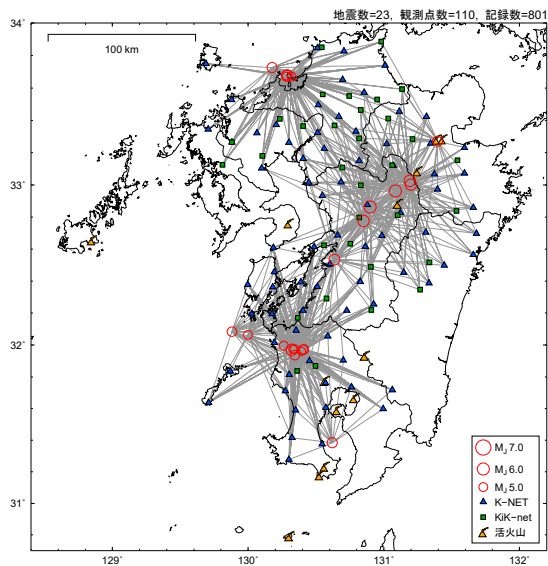
(1) CASE1 : $X_{eq} \leq 200$ km (2484 記録)



(2) CASE2 : $X_{eq} \leq 120$ km (1731 記録)



(3) CASE3 : $X_{eq} \leq 100$ km (1306 記録)



(4) CASE4 : $X_{eq} \leq 80$ km (801 記録)

図 3-16 データセットに用いる距離範囲ごとの伝播経路分布図
($M < 6$ の地震を対象)

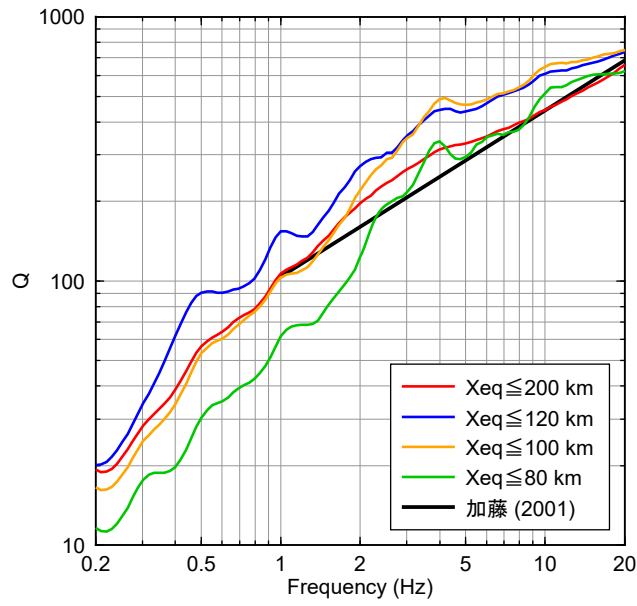
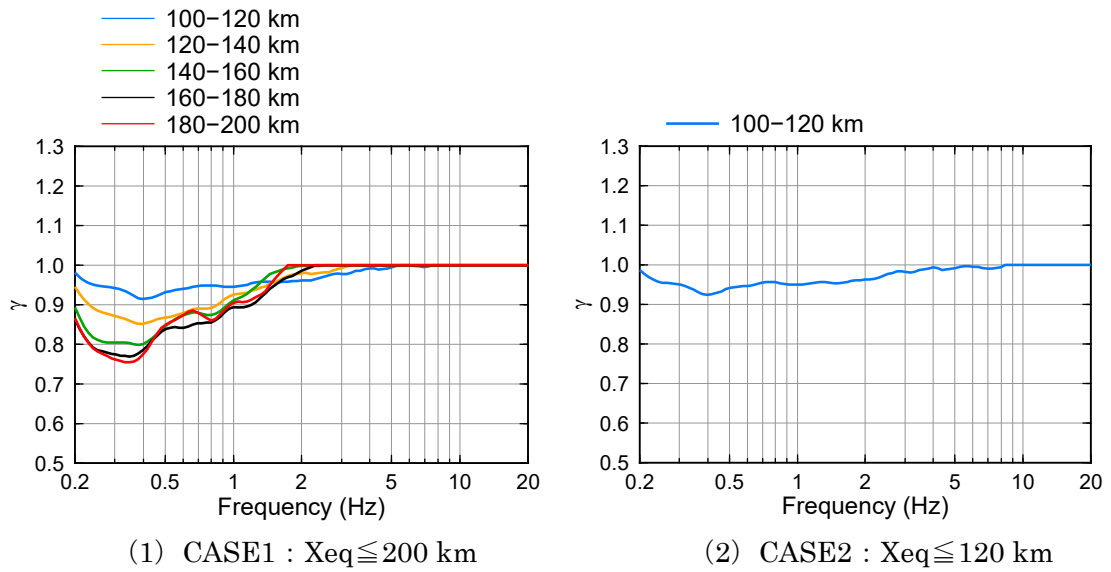


図 3-17 データセットの距離範囲ごとの従来手法（全領域で均質）の Q 値
幾何減衰 γ を同時に推定した場合



(1) CASE1 : $X_{eq} \leq 200$ km

(2) CASE2 : $X_{eq} \leq 120$ km

図 3-18 幾何減衰 γ の推定結果

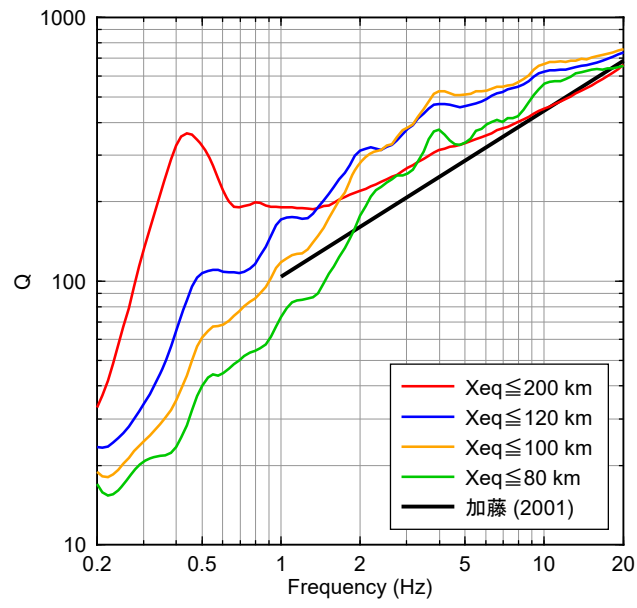


図 3-19 データセットの距離範囲ごとの従来手法の Q 値
幾何減衰を $1/X$ で固定した場合

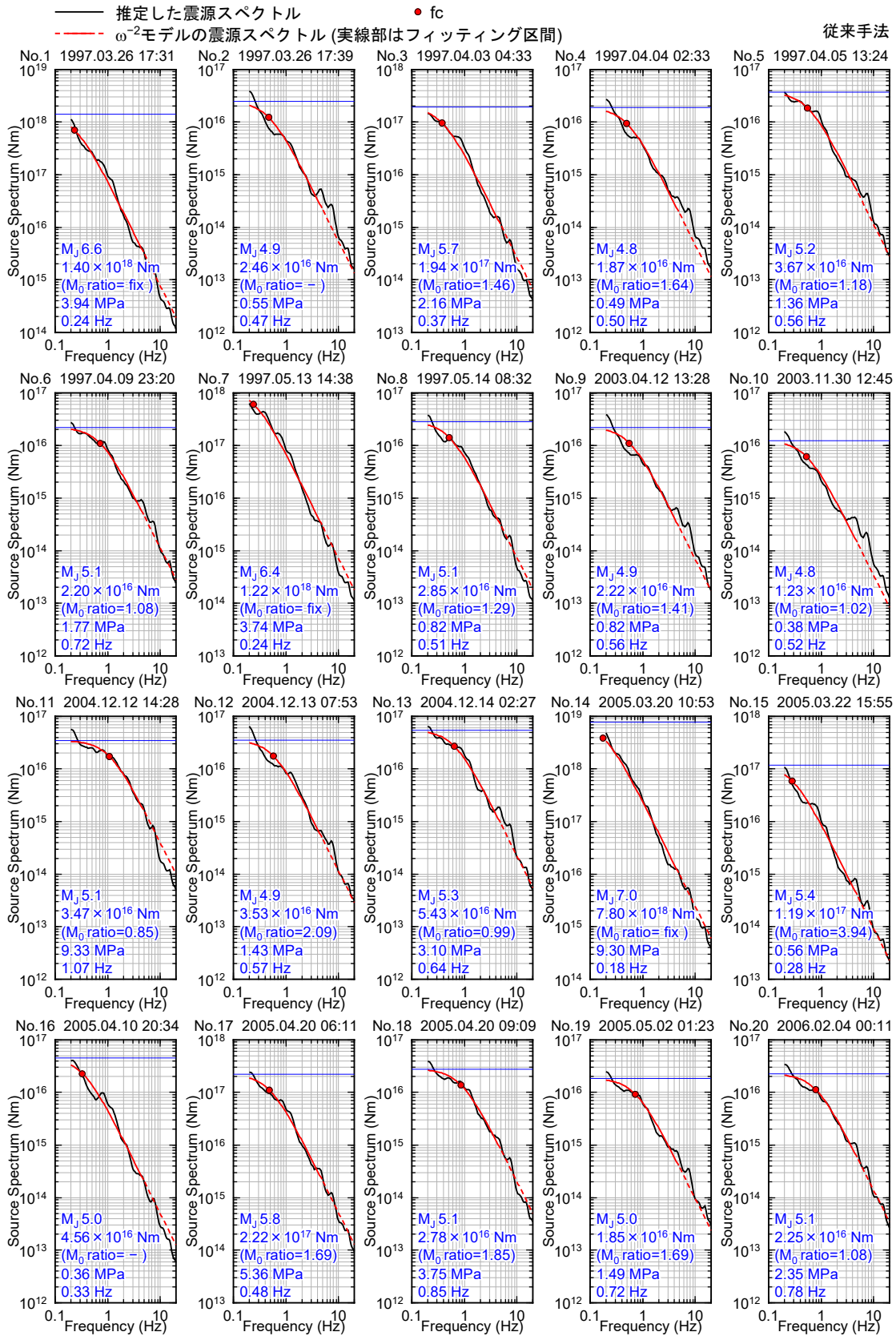


図 3-20 震源スペクトルの推定結果と ω^{-2} モデルのフィッティング

従来手法：均質な減衰構造を仮定した場合

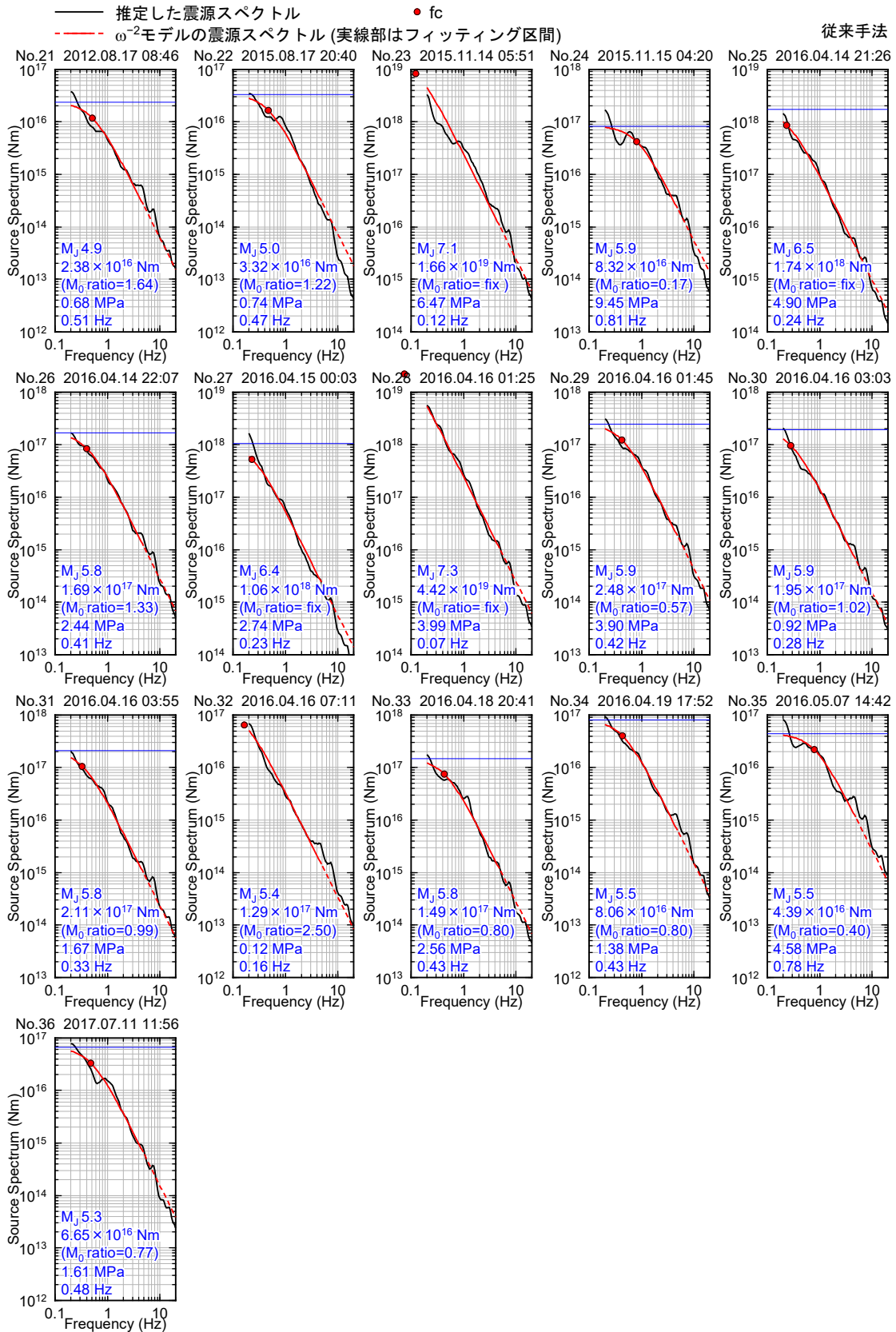


図 3-20 震源スペクトルの推定結果と ω^{-2} モデルのフィッティング (続き)

従来手法：均質な減衰構造を仮定した場合

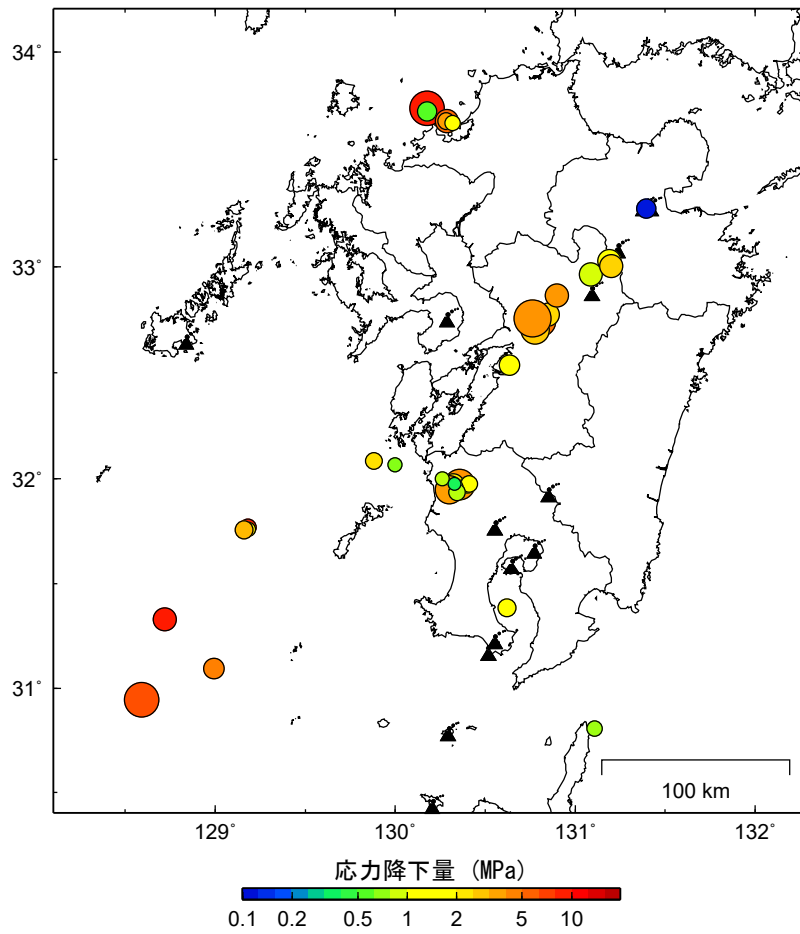
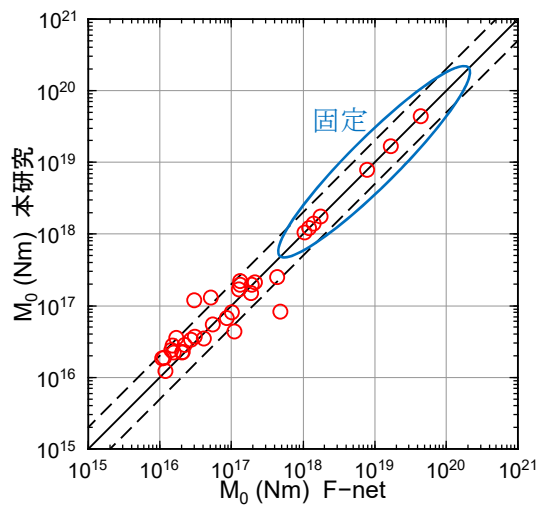
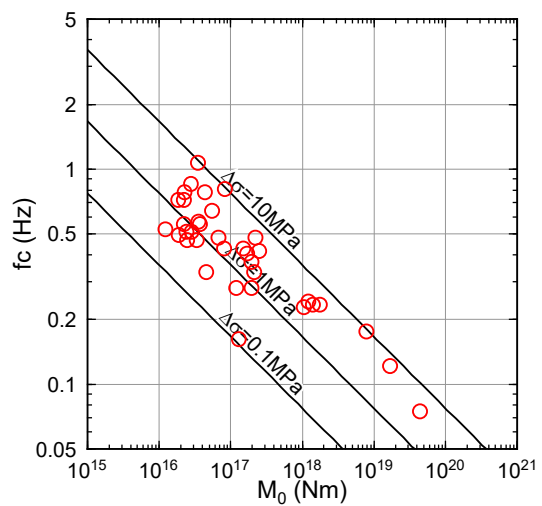


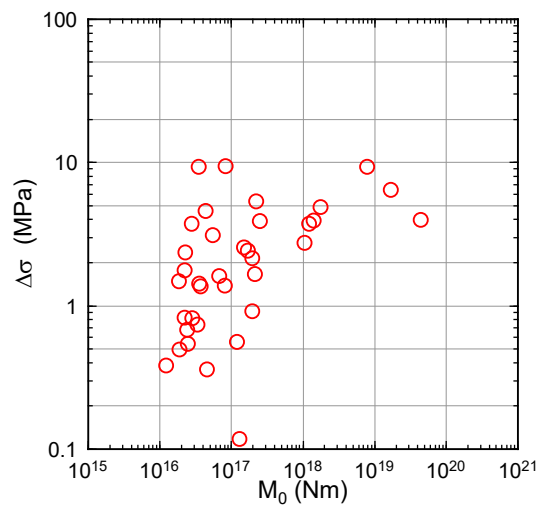
図 3-21 応力降下量の空間分布
従来手法：全領域で均質な減衰構造を仮定した場合



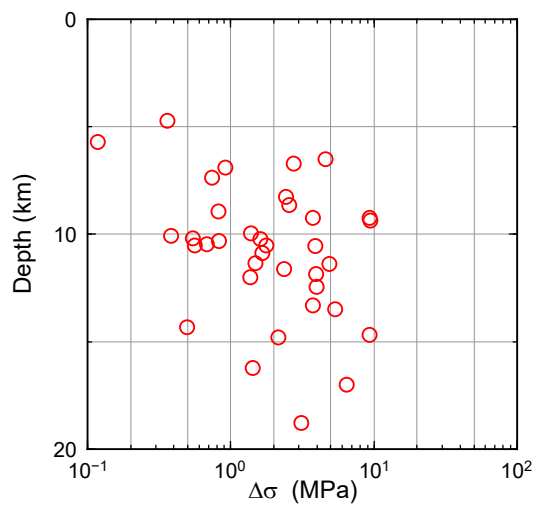
(1) F-net と本検討の M_0 の関係



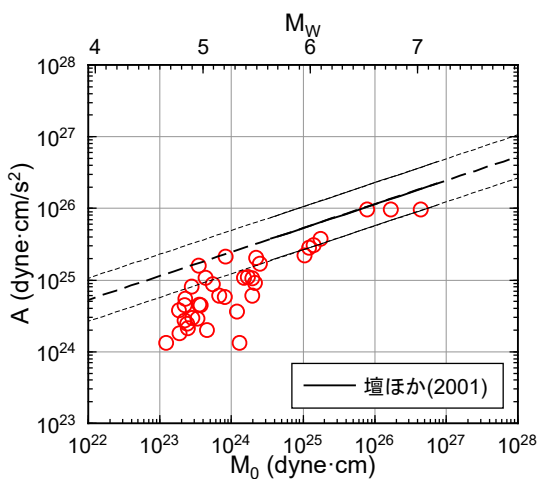
(2) M_0 と f_c の関係



(3) M_0 と $\Delta\sigma$ の関係



(4) $\Delta\sigma$ と震源深さの関係



(5) M_0 と A の関係

図 3-22 推定した震源特性

従来手法：均質な減衰構造を仮定した場合

3.4 不均質減衰構造を仮定した場合

対象領域に活火山がある場合などは減衰構造が複雑であることが予想される。このような領域において全領域で均質な Q 値を仮定することは、スペクトルインバージョン解析において誤差を生じさせる要因となる。2章で構築した手法に、さらに上記で推定した幾何減衰 γ を考慮した。

$$F_{mn}(f) = \frac{\pi f^2 R_{\theta\phi} F_S}{\rho \beta^3} S_m(f) \frac{1}{(X_{mn})^\gamma} \prod_{j=1}^J \exp\left(-\frac{\pi x_{mnj} f}{Q_j(f) \beta}\right) \sqrt{\frac{\rho \beta}{\rho_r \beta_r}} G_n(f) \quad (3-6)$$

$$X_{mn} = \sum_{j=1}^J x_{mnj} \quad (3-7)$$

x_{mnj} , $Q_j(f)$ はそれぞれ j 番目の領域の伝播距離と Q 値である。設定パラメータと基準観測点は上述と同様である。

領域分割の推定は、下記のように段階を踏んで行う。まずは、ブロックサイズを大きく設定し広域の不均質減衰構造を求め、徐々に最小ブロックサイズを小さくして、より詳細な不均質減衰構造を推定する。それぞれの領域分割を図 3-24 に示す。各ブロックが満たすべき有意水準を 5% とした。

- ① 初期領域分割 $0.8^\circ \times 0.8^\circ$ 、最小ブロック $0.8^\circ \times 0.8^\circ$
- ↓
- ② 上記の条件で推定した領域分割を初期値として、最小ブロック $0.4^\circ \times 0.4^\circ$
- ↓
- ③ 上記の条件で推定した領域分割を初期値として、最小ブロック $0.2^\circ \times 0.2^\circ$

①～③のそれぞれの段階の領域分割の推定過程を図 3-25～図 3-27 に示す。①の段階では、初期領域分割では、ブロックによっては Q 値が発散して有意な解が得られていないが、STEP が進むにつれて、ブロックが統合され、安定した Q 値が推定されている。②、③の段階では、より細かいブロックの不均質性の抽出を検討している。

不均質減衰構造の推定結果を図 3-28 に示す。これは、③の STEP 10 の結果である。図 3-28 (1) には、推定した領域分割と 10 Hz の Q 値を併せて示している。鹿児島県の霧島山、桜島、開聞岳周辺、大分県の九重山、湯布院周辺、長崎県の西方で高減衰帯が推定された。各ブロックの Q 値を図 3-28 (2) に示す。図中には加藤 (2001) による $Q(f) = 104f^{0.63}$ 、佐藤 (2010) による $Q(f) = 100f^{1.25}$ も、仲野ほか (2014) による $Q(f) = 97.5f^{0.99}$ も比較のため

併せて記した。加藤 (2001) は 1997 年鹿児島県北西部地震の本震・余震を対象にスペクトルインバージョン解析から同領域の Q 値を推定している。本検討のブロック B90 と B131 が同領域であり、これらのブロックの平均的な Q 値が概ね対応することを確認した。佐藤 (2010) は 2005 年福岡県西方沖地震の震源域周辺の領域の検討結果であり、本検討の B213 の領域と 5 Hz よりも低周波数側では概ね整合する。それ以上の周波数帯ではやや整合していないが、この領域が周辺よりも high- Q である定性的な傾向は共通している。また、仲野ほか (2014) の Region 1 の結果は 2005 年福岡県西方沖地震の領域を含む広域の検討結果であり、本検討の B213 や B149 の結果と概ね整合する。

M6 未満の点震源と仮定できる地震記録から推定した減衰構造とサイト増幅特性を基に、規模の大きな地震の震源スペクトルを評価する。M6 以上の地震は、強震動がアスペリティーから放出されたと仮定して、アスペリティー中心から観測点への伝播経路に基づき震源特性を推定する。その際に、断層モデルを収集済みの地震は断層モデルに基づき評価し、未収集の地震では震源位置からの距離を考慮する。

提案手法による震源特性の推定結果を図 3-29～図 3-31 に示す。図 3-31 (5) に示した M_0 と A に着目すると、2005 年福岡県西方沖地震では、壇ほか(2001) の平均レベルをやや超えているが、その他の規模の大きな地震では平均の 1/2～平均となっている。主要な地震の震源パラメータを表 3-3 に示す。提案手法に基づく推定結果の方が既往研究と整合する。

推定したサイト増幅率を図 3-32 に示す。図中では、不均質な減衰構造を仮定した場合(提案手法)と全領域で均質な減衰構造を仮定した場合(従来手法)を併せて示した。多くの観測点で不均質な減衰構造を仮定した場合の方がサイト増幅特性は小さくなる結果となった。九州地方の不均質な減衰構造を均質と仮定した場合、このモデル化誤差がサイト増幅特性に転嫁されていたと考えられる。

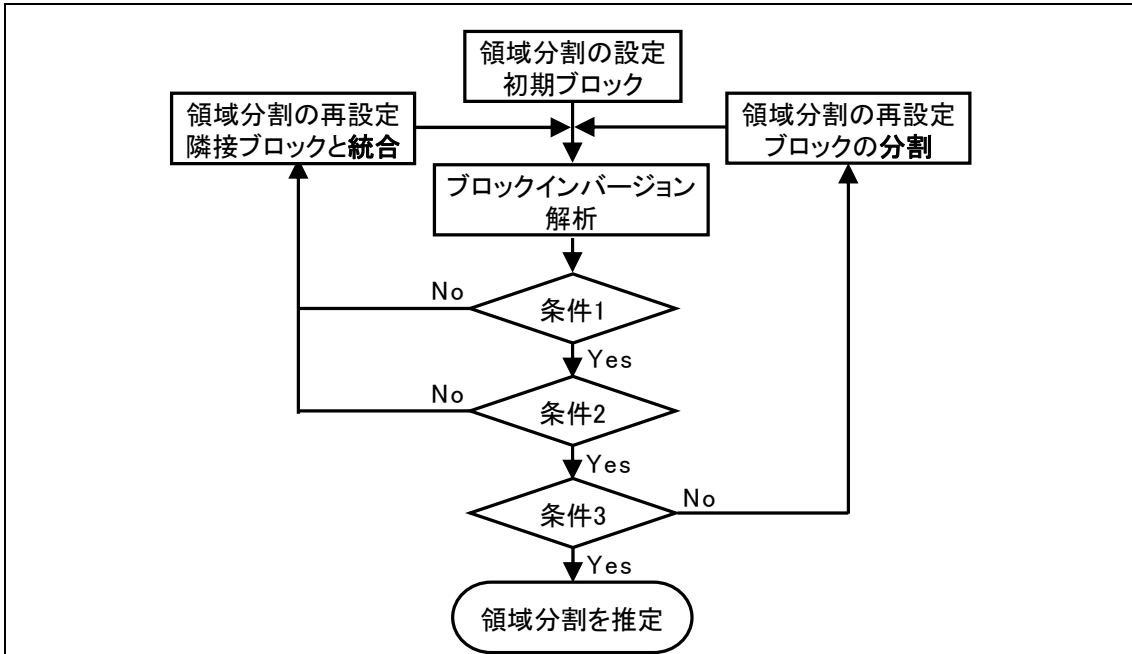
不均質な減衰構造を仮定した場合と均質な減衰構造を仮定した場合でサイト増幅率の違いが大きく、かつ岩盤相当の観測点では理論増幅率との比較を行った。岩盤相当の観測点かどうかは K-NET のホームページに公開された土質図に岩盤 (Rock) の記載があるかどうかで判断した。また、表層付近の地盤モデルは、ボーリング情報に基づく値を用い、減衰は 5% を仮定した。また、以深の地盤モデルは、地震本部 (2012) の地盤モデルを用いて理論増幅率を計算した。比較結果を図 3-33 に示す。不均質減衰構造を仮定したモデル化から推定される地盤増幅率の方が理論増幅率との対応がよいことが確認された。

両手法で推定されたサイト増幅率の比の空間分布を図 3-34 に示す。10 Hz～20 Hz の増幅率の平均の比を表している。鹿児島県と宮崎県の県境、大分県の湯布院の東部の観測点では、提案手法によってサイト増幅特性が大きく推定される。これらの観測点は、火山周辺の高減衰帯を通過した記録が多い観測点である。高減衰帯によって大きく減衰した地震波が観測されていると考え、全領域で均質な減衰構造を仮定する従来手法では、サイト増幅率が実際よりも小さく推定されていたと考えられる。また、福岡県と佐賀県の観測点では、提案手法によってサイト増幅特性が小さく評価された。これらの地域の Q 値は、従来手法

よりも提案手法で high-Q であった地域である。提案手法では、伝播経路特性の不均質性と各観測点のサイト増幅率を分離評価できるため、より現実的な分離結果と考えられる。

提案手法と従来手法による回帰残差の標準偏差の比較を図 3-35 に示す。伝播経路特性のモデル化に不均質性を考慮することにより、全周波数帯で残差の標準偏差が低減している。特に高周波数側で大きく低減している。高周波数側の方が Q 値の違いが地震動振幅へ影響していると考えられる。

モデル化のパラメータ数が増えているため、残差の標準偏差が減少しているのは当然のことと考えられる。モデル化のパラメータ数が増えた影響に対して残差の標準偏差が効果的に減少しているかどうかを、赤池の情報量規準 AIC (Akaike, 1973) を用いて検討した。均質な減衰構造を仮定した場合と不均質減衰構造を仮定した場合の AIC の比較を図 3-36 に示す。不均質な減衰構造を仮定した場合は、最適な領域分割を推定する過程で得られた最小ブロックサイズを $0.8^{\circ} \times 0.8^{\circ}$ 、 $0.4^{\circ} \times 0.4^{\circ}$ メッシュとした時の AIC も併せて示している。図中の赤実線で示した最終結果である最小ブロックサイズを $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$ とした場合の AIC が最も小さい。図 3-28 (2) に示した領域分割の最適値は AIC から判断しても有効であることが確認された。



条件1 各ブロックの解の有意性がある

$$\left| \frac{\hat{b}_i}{s.e(\hat{b}_i)} \right| \geq t_{\alpha/2}(p) \quad t \text{ 検定による判断}$$

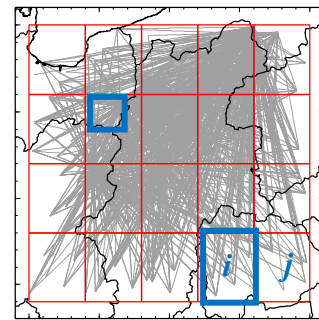
ブロックに含まれるデータが粗な場合等、有意な解を推定できない場合は隣接ブロックと統合し、ブロックに含まれるデータ数を増やすことで解の安定化を図る。

条件2 隣接ブロック間の解の違いに有意性がある

$$\left| \frac{\hat{b}_i - \hat{b}_j}{s.e(\hat{b}_i)} \right| \geq t_{\alpha/2}(p) \quad t \text{ 検定による判断}$$

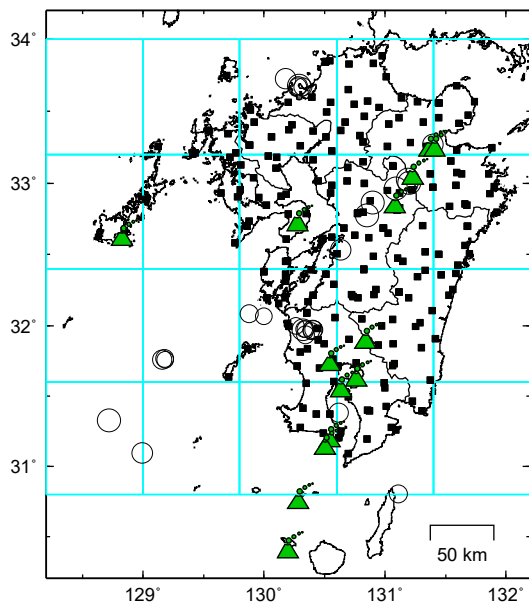
有意でない不均質性を排除するためにブロックを統合する。

条件3 領域再分割の判断（さらにブロックを細かく分割しても上記2条件を満たす場合はブロックを分割する。ただし、これ以上分割しない**最小ブロックサイズ**を設ける。）与えられた領域分割では広すぎて平均化されてしまう不均質性を抽出できるかどうかを統計的に判断する。

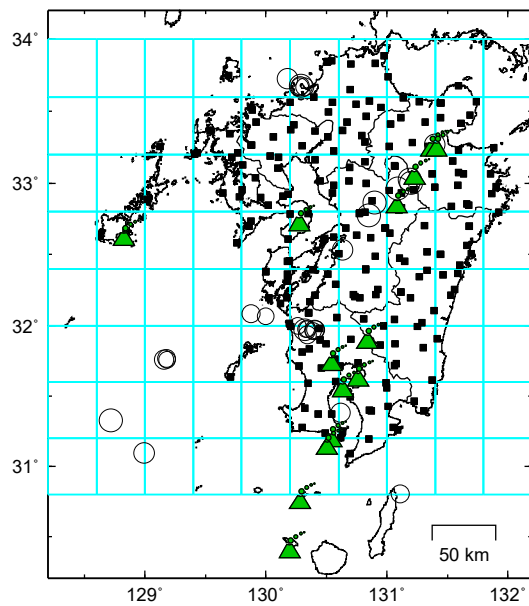


\hat{b}_i : ブロック i の解
 $s.e(\hat{b}_i)$: 推定標準誤差
 α : 有意水準
 p : 自由度

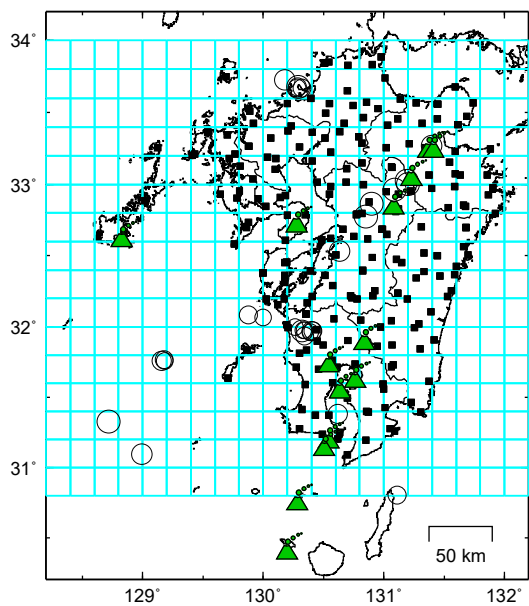
図 3-23 友澤ほか (2019) による領域分割の推定手法の概要



(1) $0.8^\circ \times 0.8^\circ$



(2) $0.4^\circ \times 0.4^\circ$



(3) $0.2^\circ \times 0.2^\circ$

図 3-24 領域分割の設定

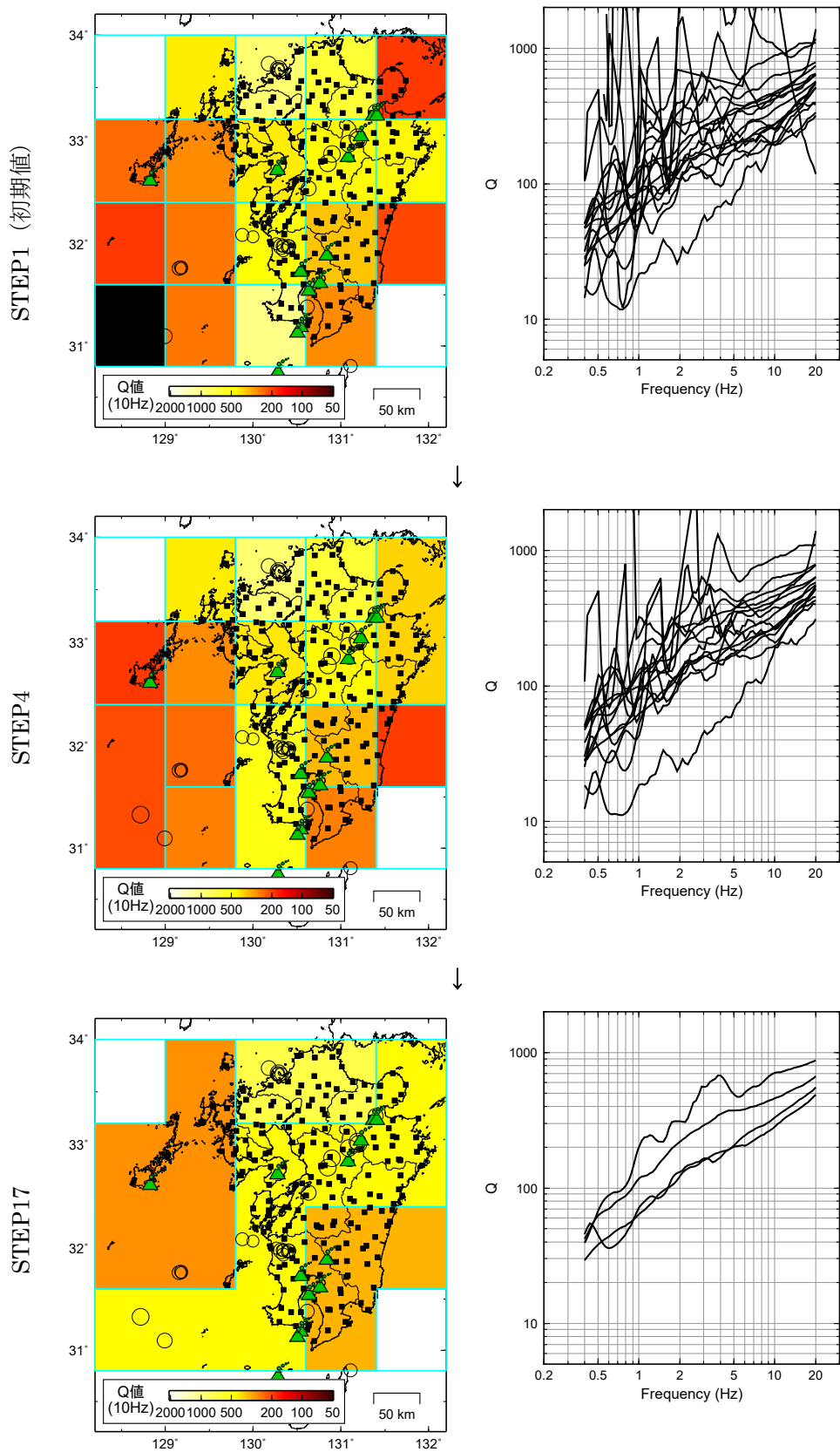


図 3-25 最小ブロックサイズ $0.8^\circ \times 0.8^\circ$ の検討

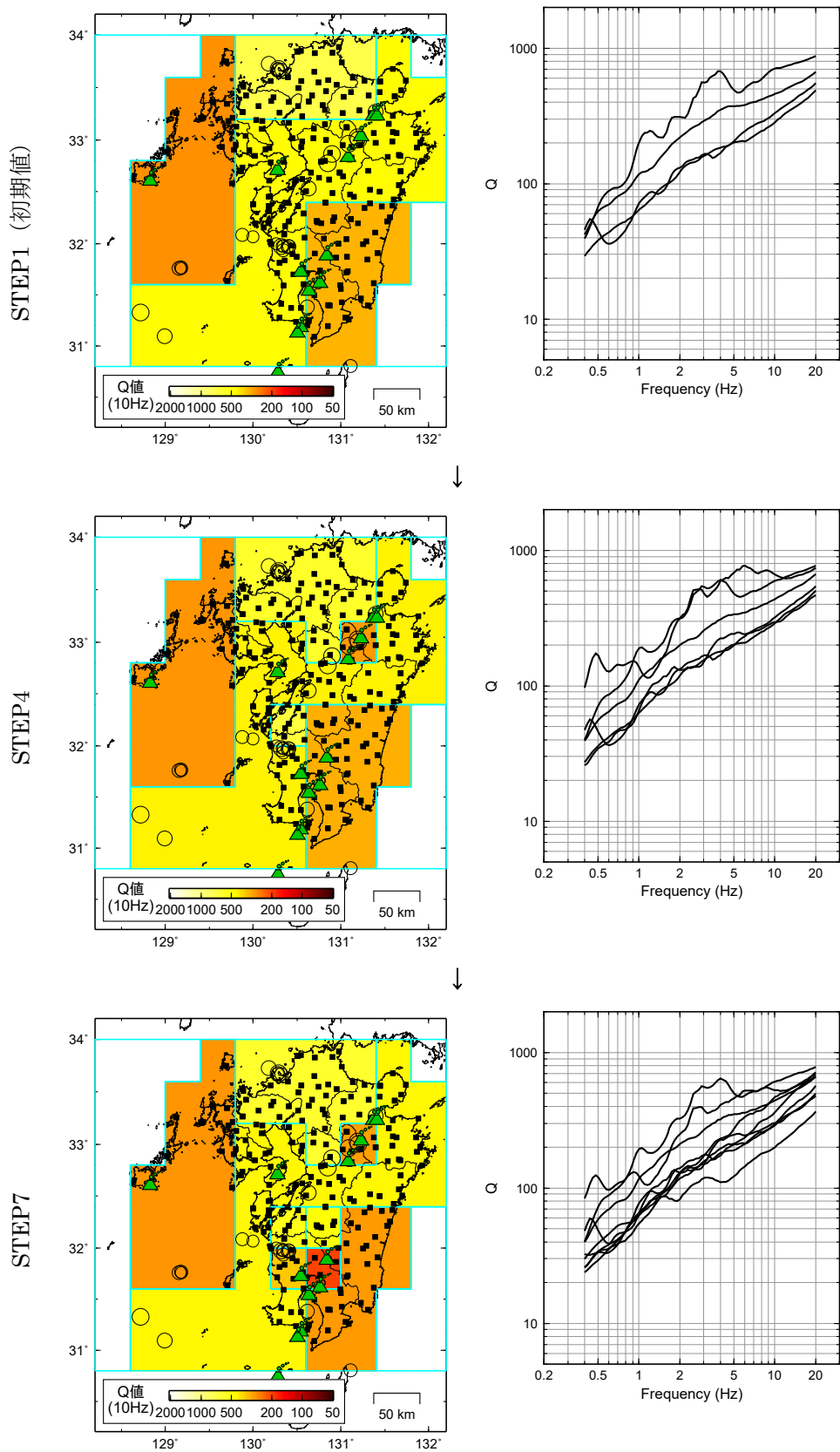


図 3-26 最小ブロックサイズ $0.4^\circ \times 0.4^\circ$ の検討 ($X_{eq} \leq 200$ km のデータセット)

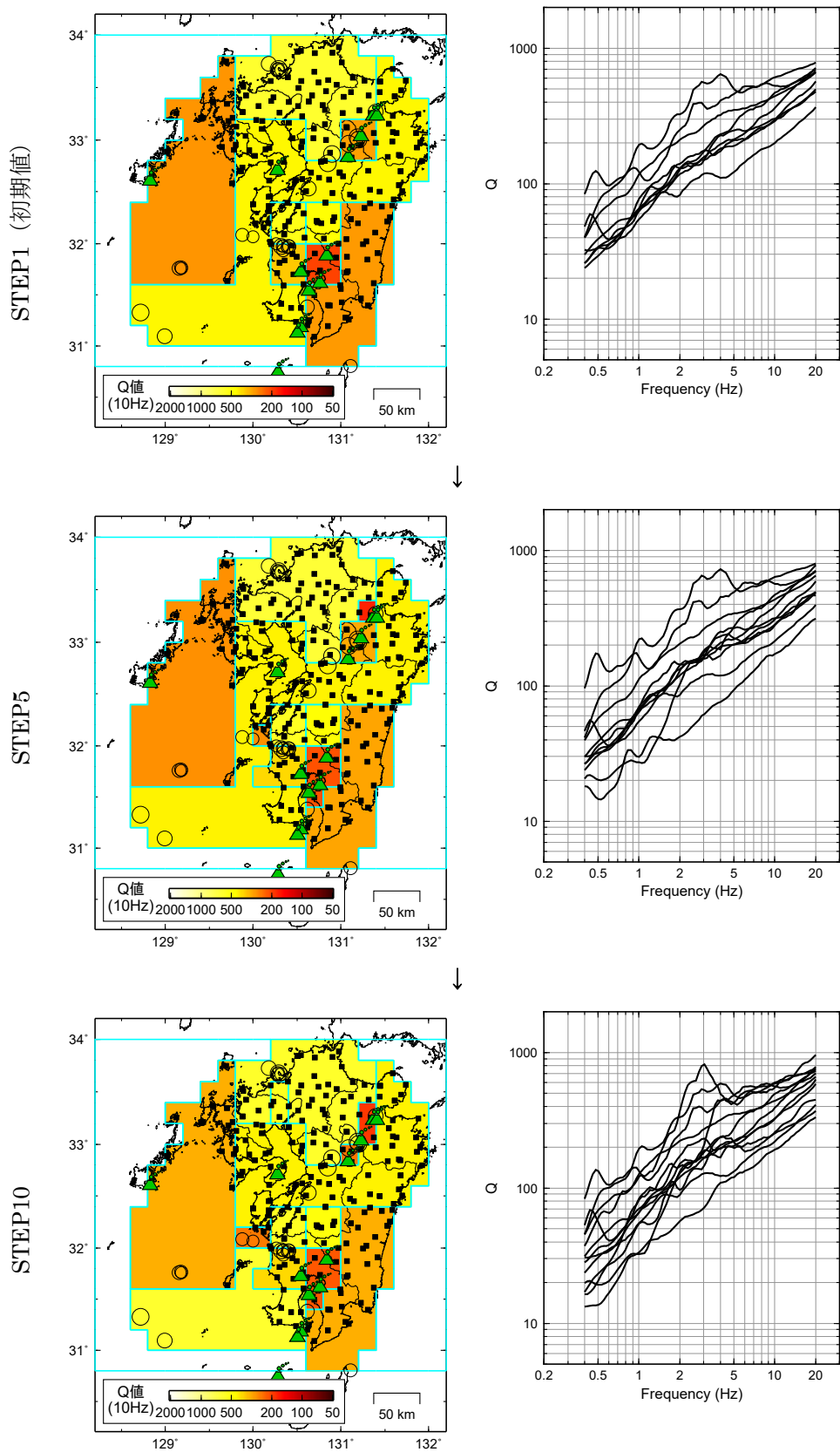
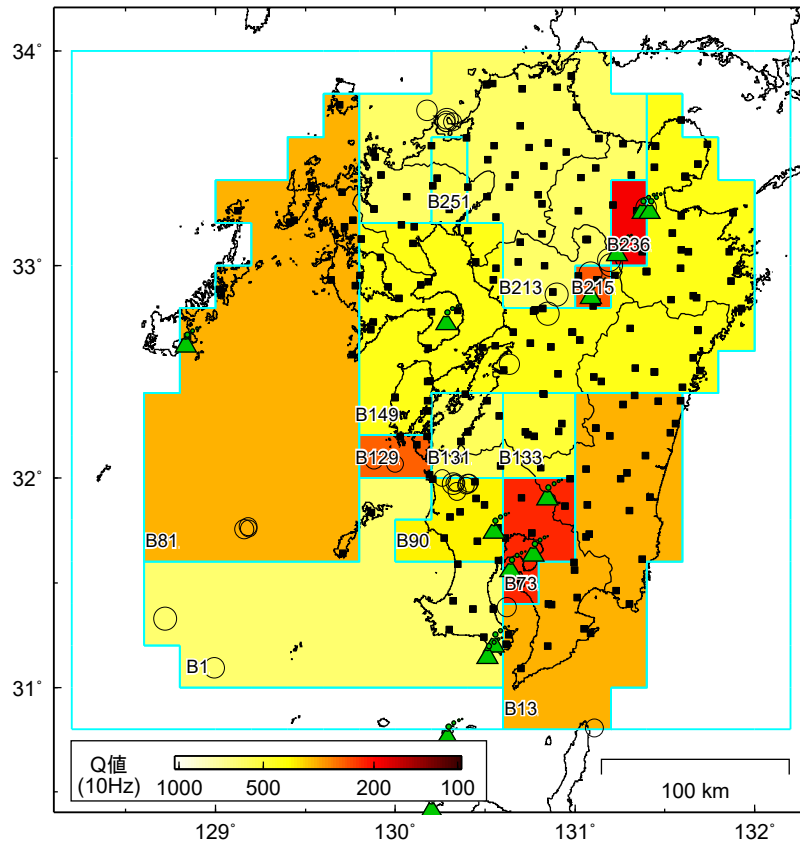
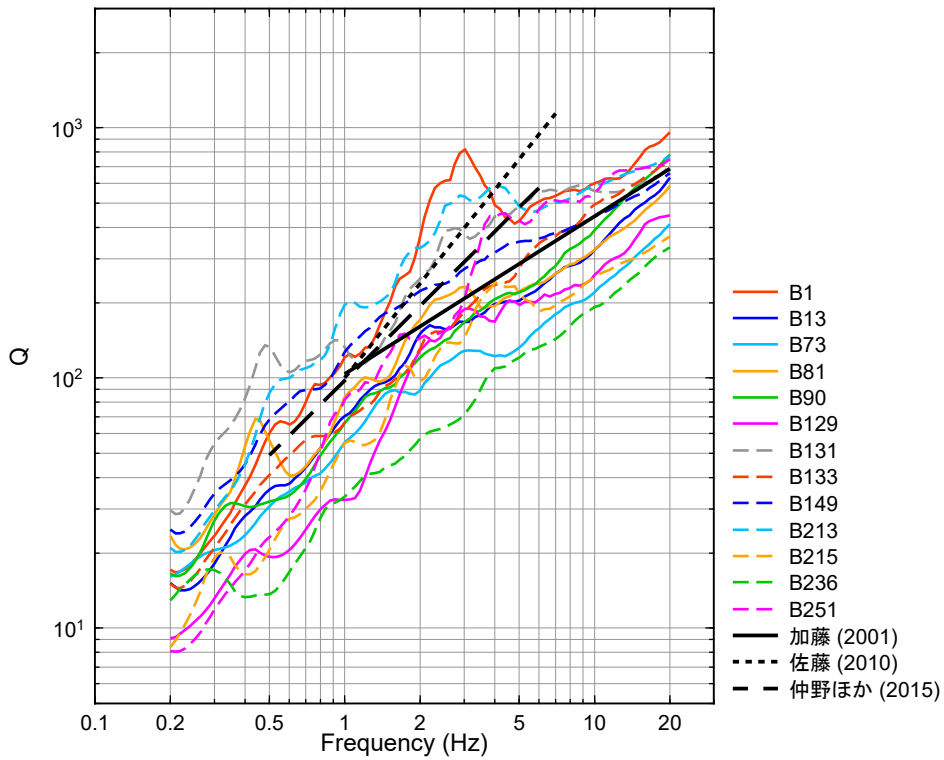


図 3-27 最小ブロックサイズ $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ の検討 ($X_{eq} \leq 200$ km のデータセット)



(1) 領域分割



(2) 各ブロックの Q 値

図 3-28 不均質減衰構造の推定結果

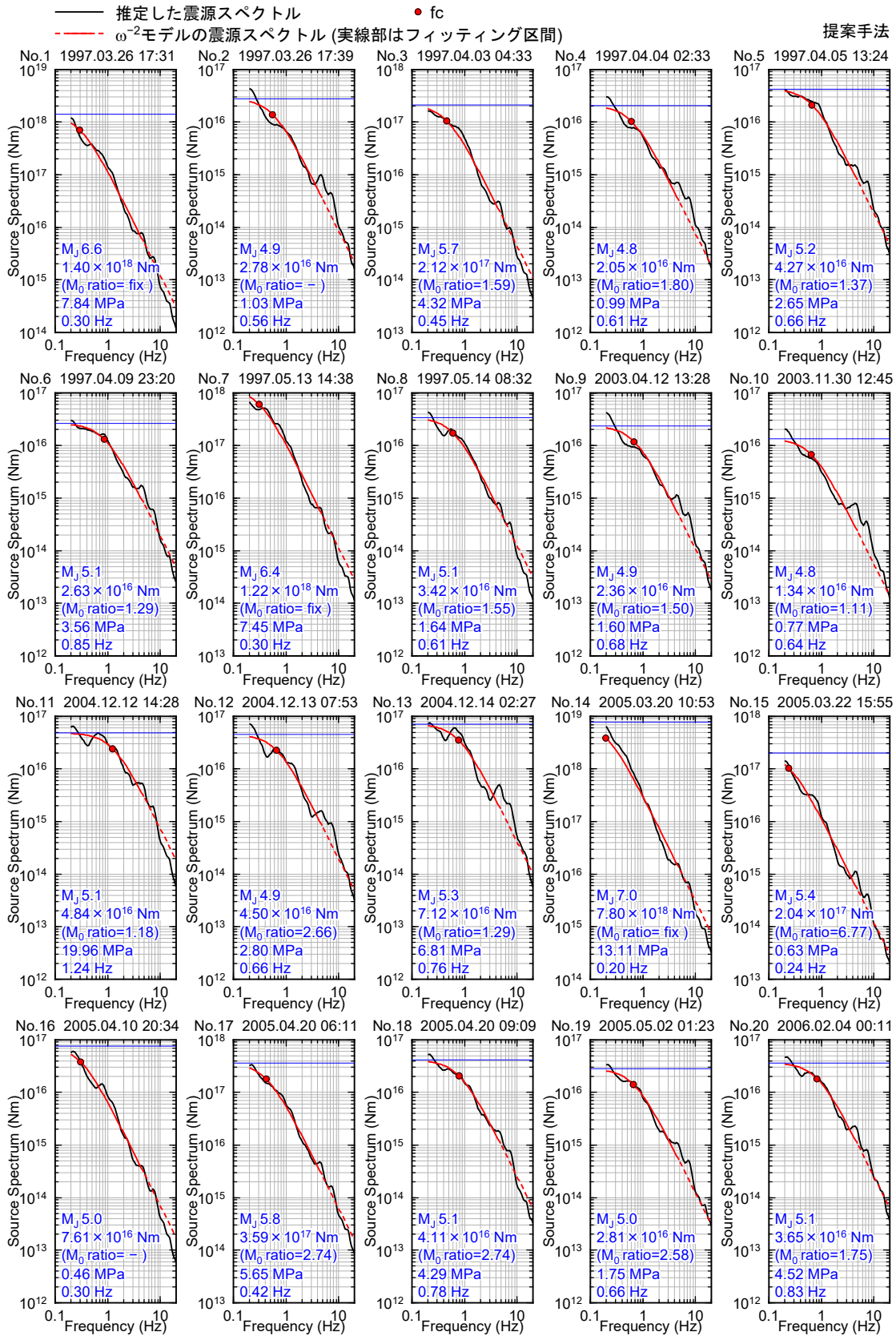


図 3-29 震源スペクトルの推定結果と ω^{-2} モデルのフィッティング

提案手法：不均質減衰構造を考慮した場合

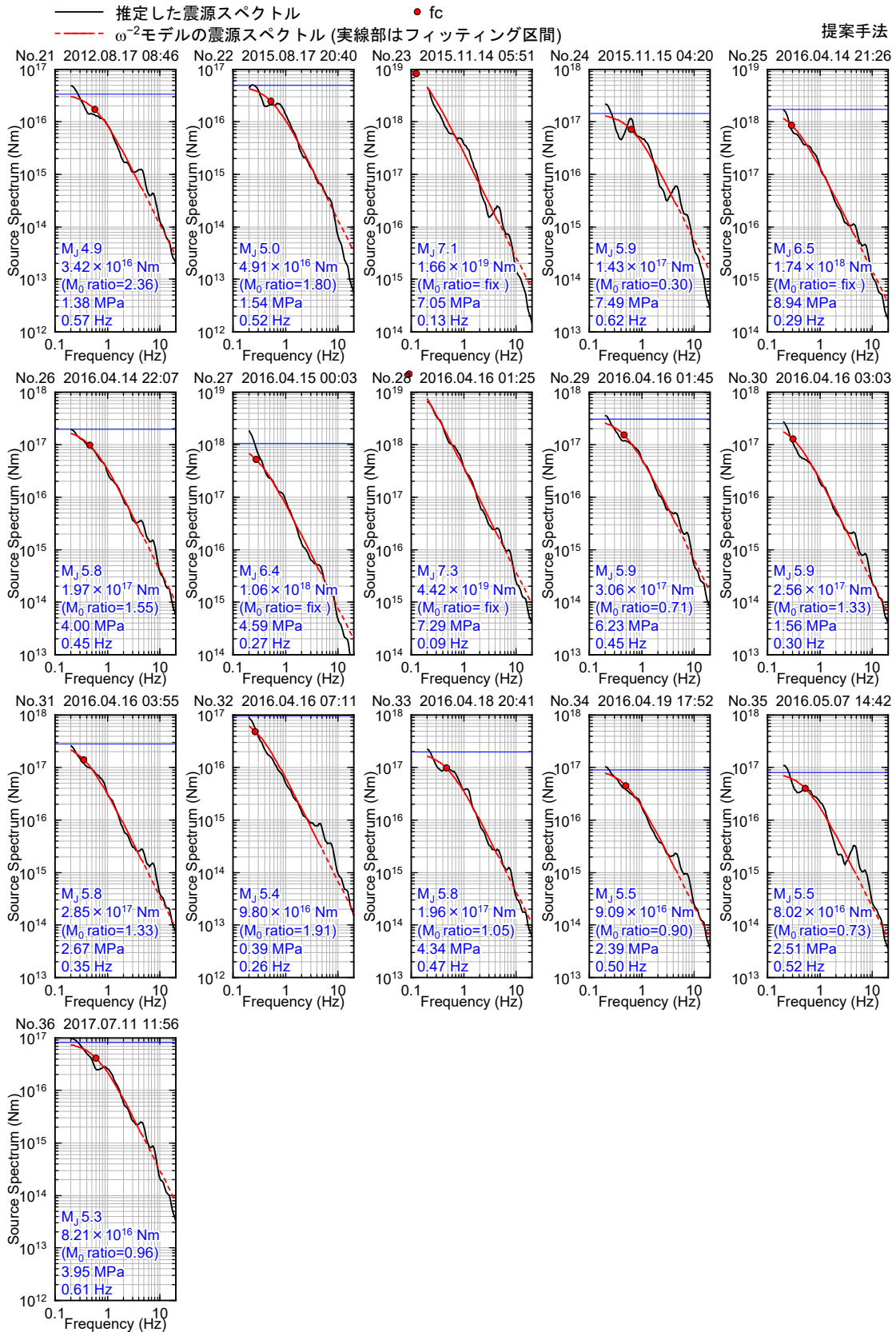


図 3-29 震源スペクトルの推定結果と ω^{-2} モデルのフィッティング (続き)

提案手法：不均質減衰構造を考慮した場合

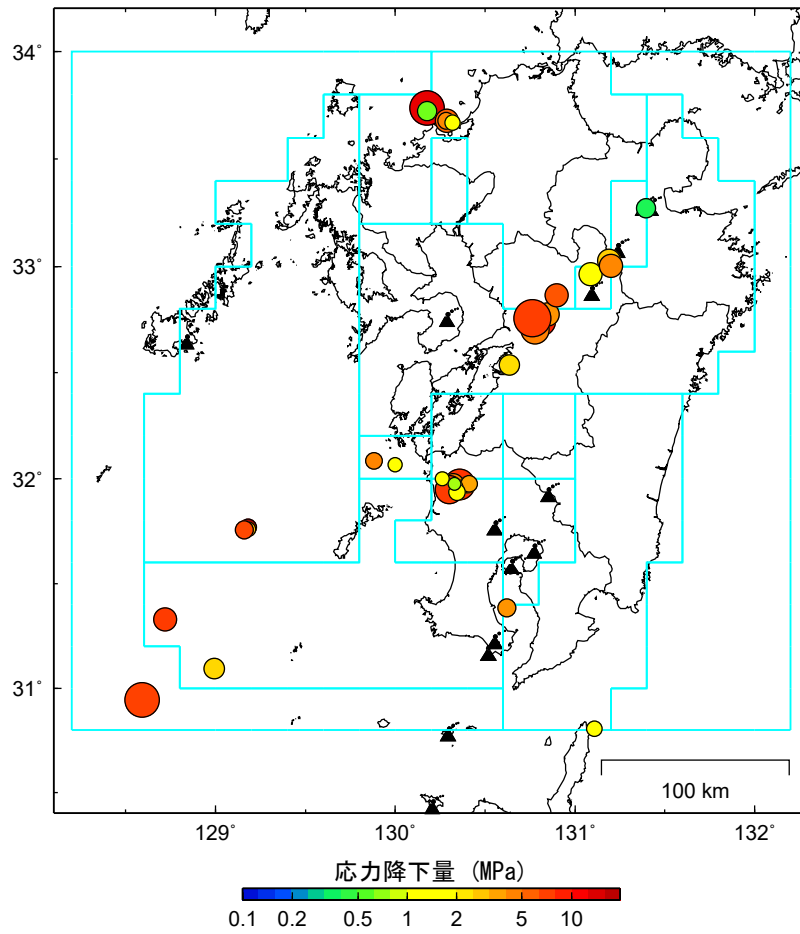
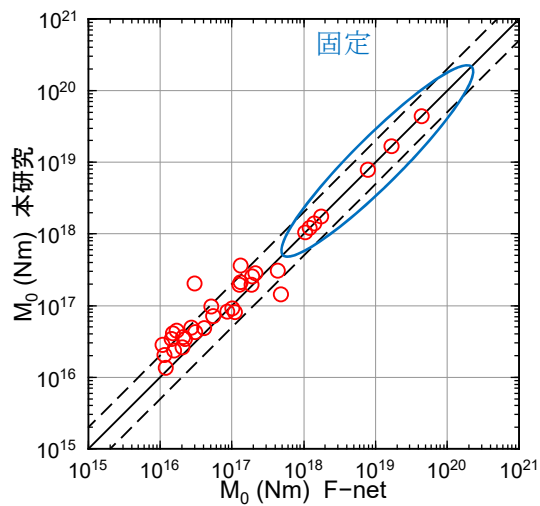
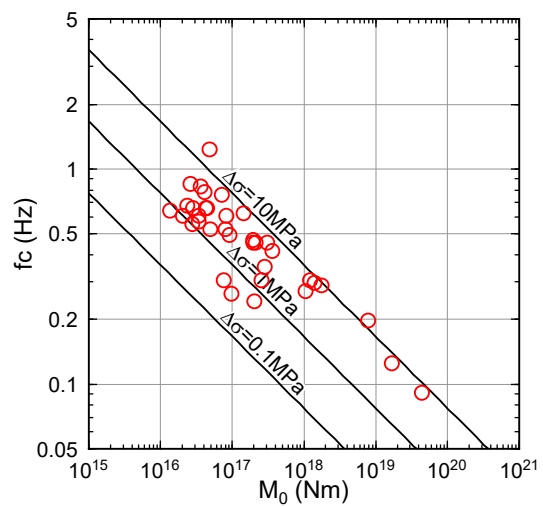


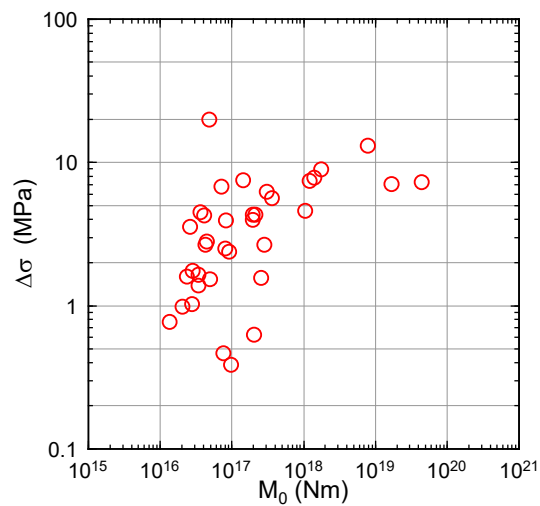
図 3-30 応力降下量の空間分布
提案手法：不均質減衰構造を考慮した場合



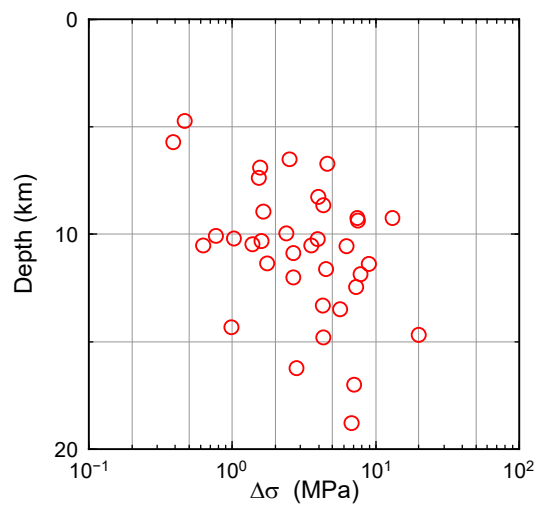
(1) F-net と本検討の M_0 の関係



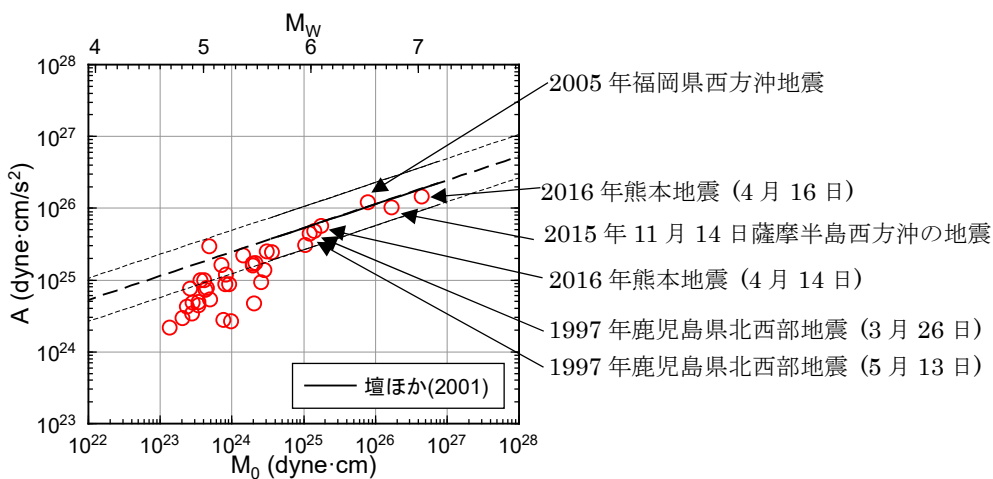
(2) M_0 と f_c の関係



(3) M_0 と $\Delta\sigma$ の関係



(4) $\Delta\sigma$ と震源深さの関係



(5) M_0 と A の関係

図 3-31 推定した震源特性

提案手法：不均質減衰構造を考慮した場合

表 3-3 主要地震の震源パラメータ（本検討）

(1) 従来手法：均質な減衰構造を仮定した場合

No.	EQcode	M_J	M_W	f_c (Hz)	$\Delta\sigma$ (MPa)	A (dyne*cm/s ²)
1	1997年鹿児島県北西部地震 (3月26日)	6.6	6.1	0.24	3.94	3.06E+25
7	1997年鹿児島県北西部地震 (5月13日)	6.4	6.0	0.24	3.74	2.82E+25
14	2005年福岡県西方沖地震	7.0	6.6	0.18	9.30	9.61E+25
25	2016年熊本地震 (4月14日)	6.5	6.1	0.24	4.90	3.80E+25
28	2016年熊本地震 (4月16日)	7.3	7.1	0.07	3.99	9.75E+25

(2) 提案手法：不均質減衰構造を考慮した場合

No.	EQcode	M_J	M_W	f_c (Hz)	$\Delta\sigma$ (MPa)	A (dyne*cm/s ²)
1	1997年鹿児島県北西部地震 (3月26日)	6.6	6.1	0.30	7.84	4.84E+25
7	1997年鹿児島県北西部地震 (5月13日)	6.4	6.0	0.30	7.45	4.47E+25
14	2005年福岡県西方沖地震	7.0	6.6	0.20	13.11	1.21E+26
25	2016年熊本地震 (4月14日)	6.5	6.1	0.29	8.94	5.68E+25
28	2016年熊本地震 (4月16日)	7.3	7.1	0.09	7.29	1.46E+26

表 3-4 既往検討による主要地震の震源パラメータ

地震	f_c (Hz)	$\Delta\sigma$ (MPa)	A (dyne*cm/s ²)	参考文献	備考
1997年鹿児島県北西部地震 (3月26日)		9.0		加藤 (2001)	スペクトルインバージョン
		4.31	3.42E+25	佐藤 (2010)	スペクトルインバージョン
	0.24~0.37			三宅ほか (1999)	SSRF
1997年鹿児島県北西部地震 (5月13日)		8.5		加藤 (2001)	スペクトルインバージョン
		4.16	2.89E+25	佐藤 (2010)	スペクトルインバージョン
	0.39~0.41			三宅ほか (1999)	SSRF
2005年福岡県西方沖地震		8.33	1.08E+26	佐藤 (2010)	スペクトルインバージョン
			1.18E+26	Miyake et al.(2006)	EGFシミュレーション※1
2016年熊本地震 (4月14日)			7.21E+25	内山・山本 (2016)	スペクトルインバージョン
2016年熊本地震 (4月16日)			1.51E+26	内山・山本 (2016)	スペクトルインバージョン

※1 佐藤 (2010) と同様に、 $A = 4\pi\beta^2 [\sum_{i=1}^N (\Delta\sigma_i r_i)^2]^{1/2}$ により短周期レベルに変換した。
ここで、 $\Delta\sigma_i$ 、 r_i はアスペリティーの応力降下量 (17 MPa) と円形を仮定した場合の等価半径

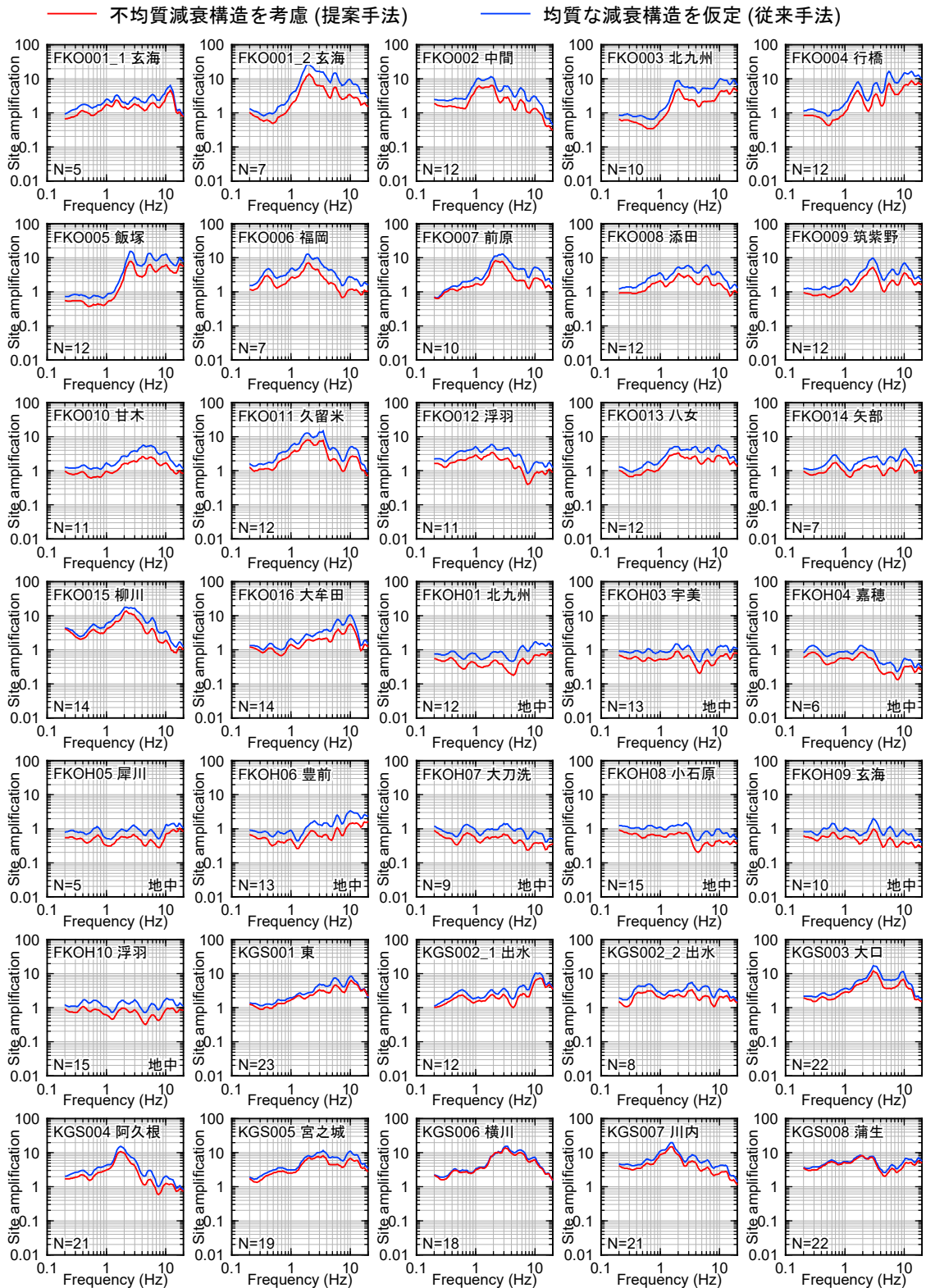
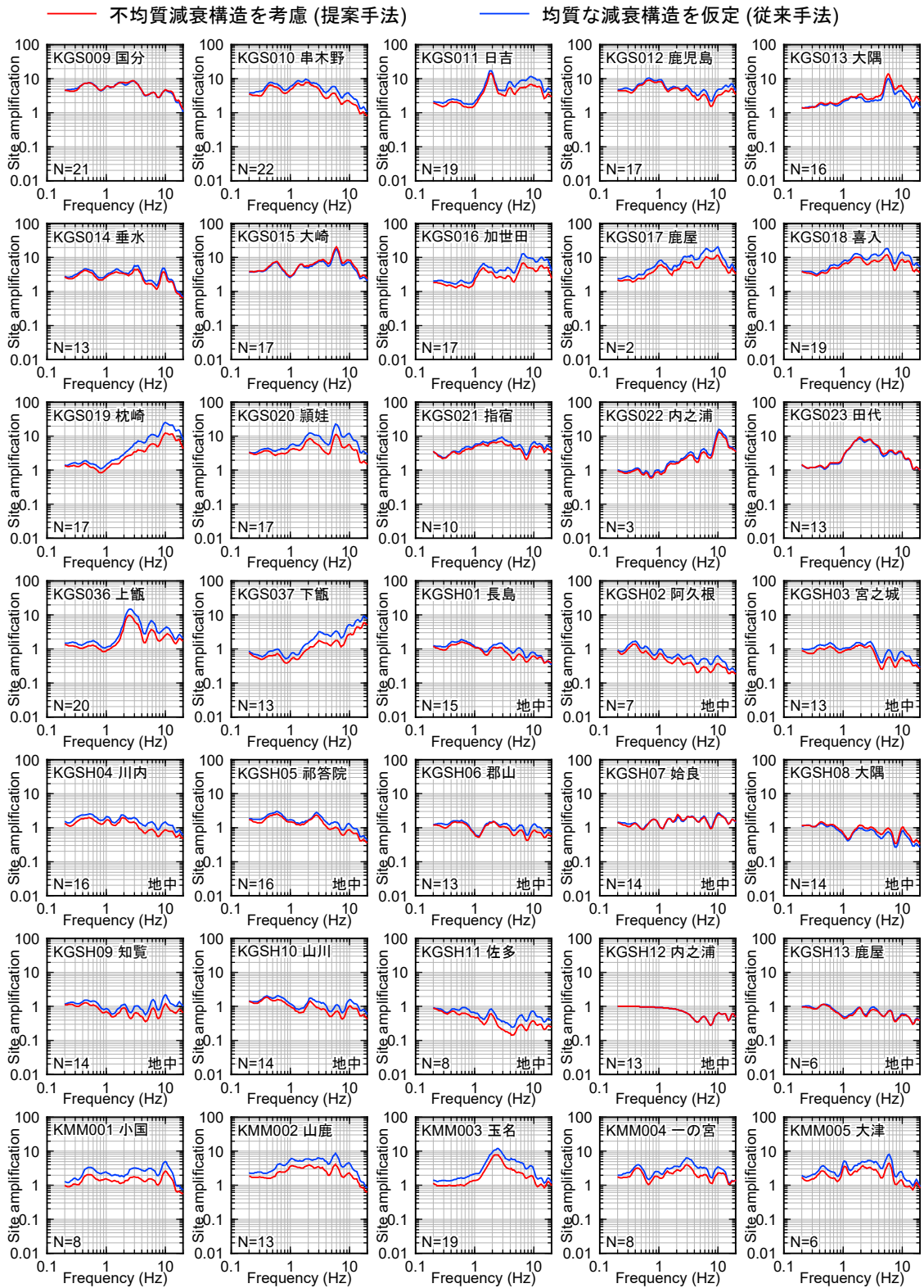


図 3-32 推定したサイト増幅率
N は推定に用いた記録数を示す。



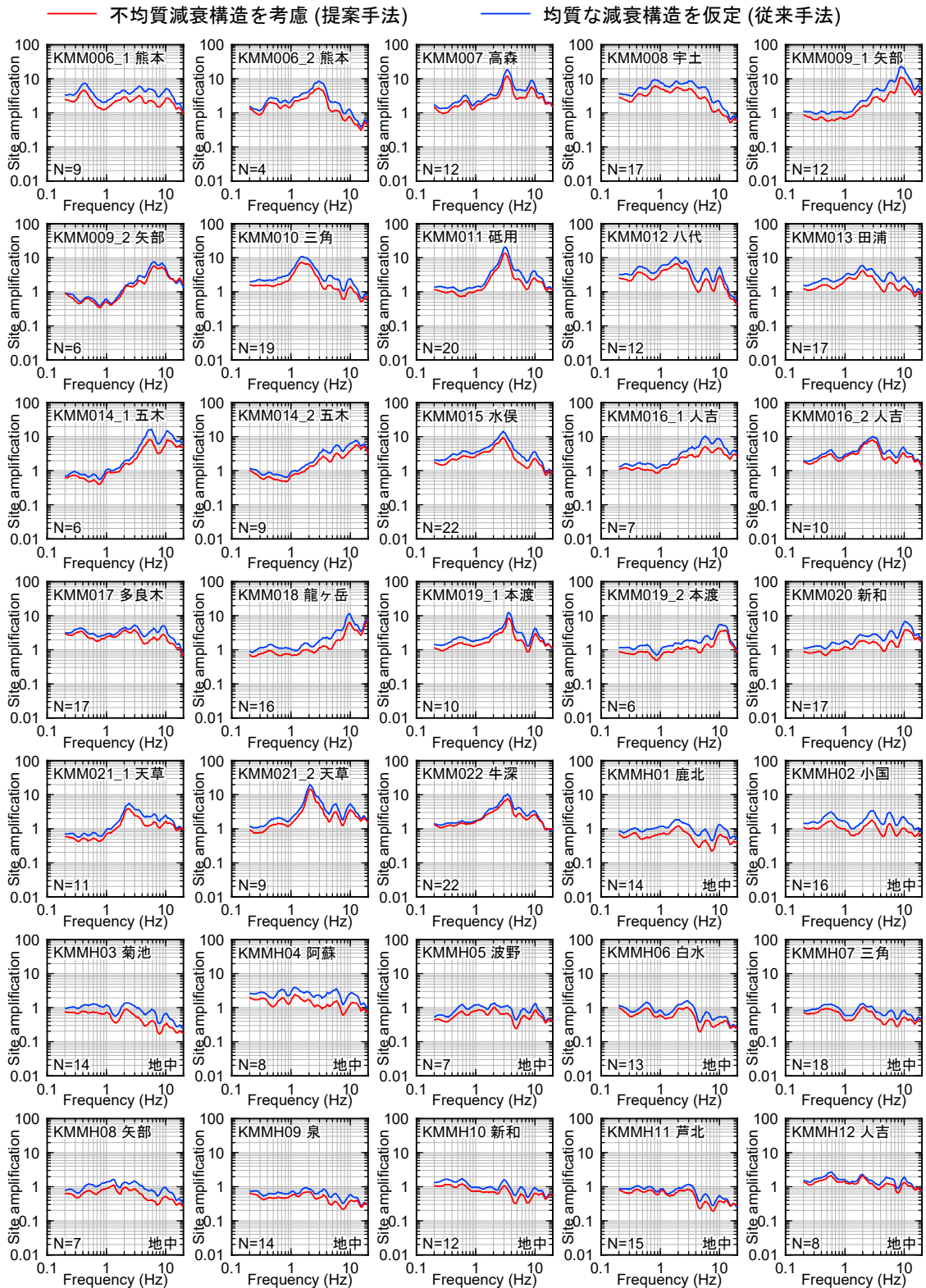


図 3-32 推定したサイト増幅率 (続き)

N は推定に用いた記録数を示す。

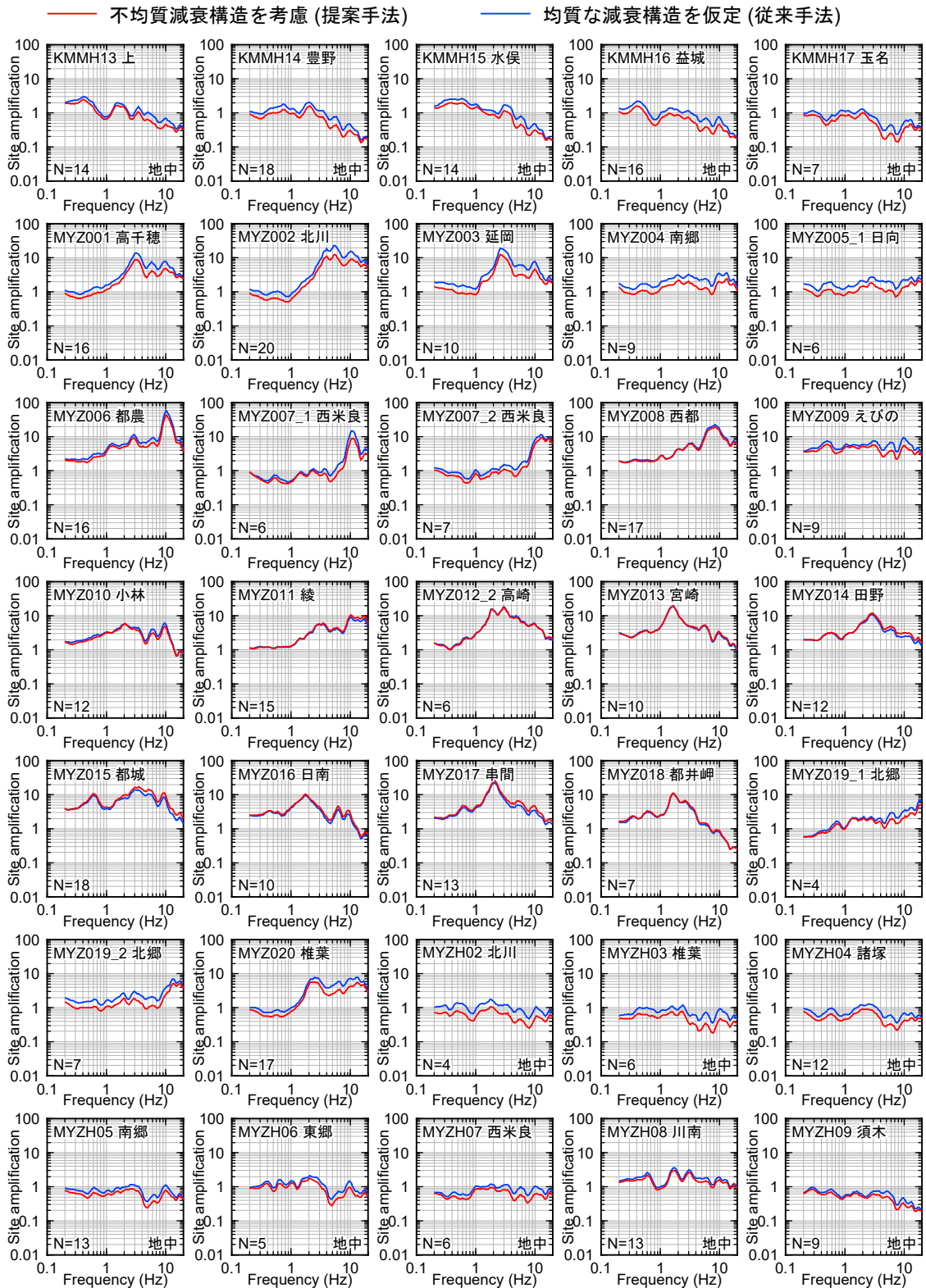


図 3-32 推定したサイト増幅率 (続き)

N は推定に用いた記録数を示す。

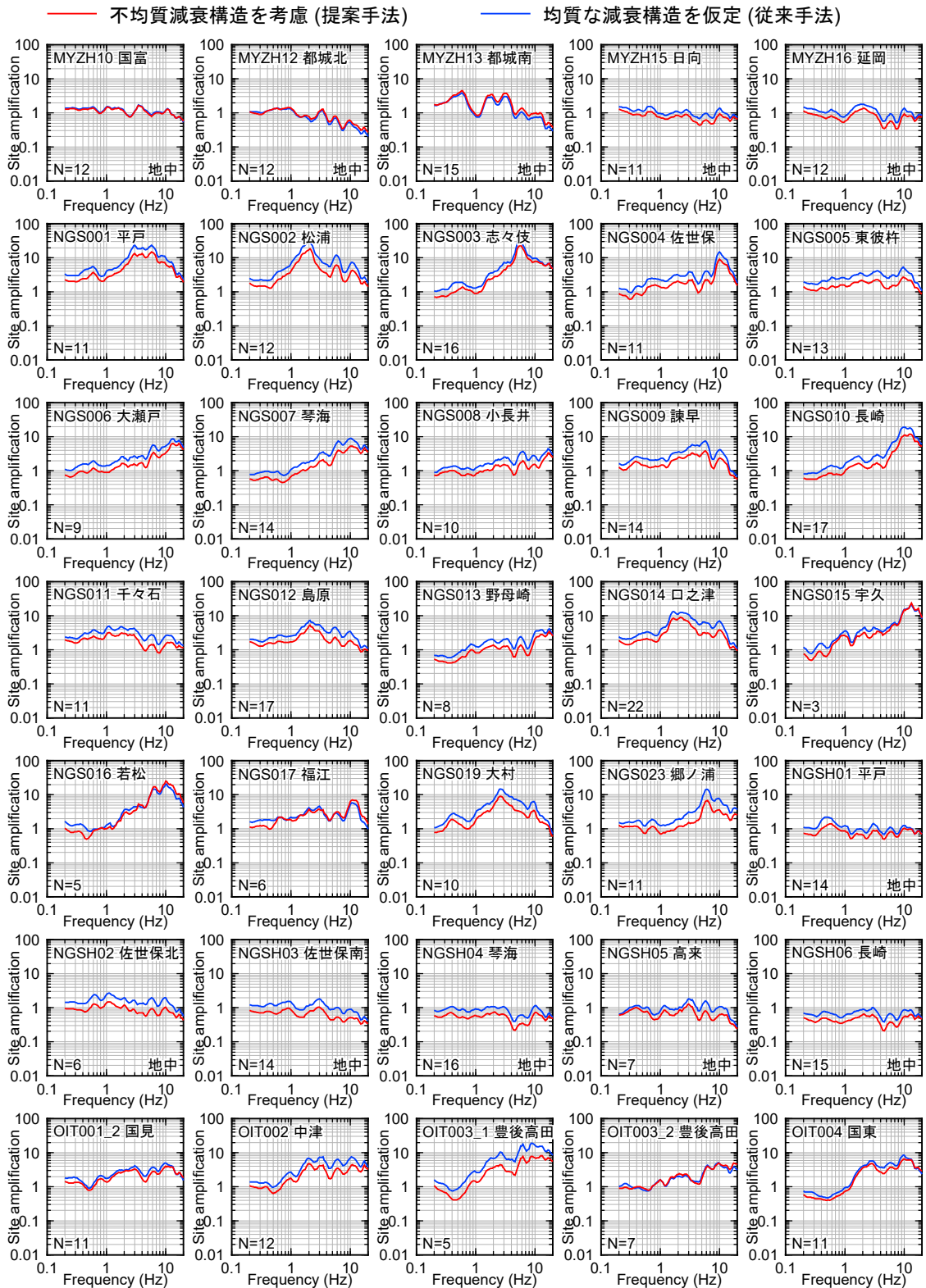


図 3-32 推定したサイト増幅率 (続き)

N は推定に用いた記録数を示す。

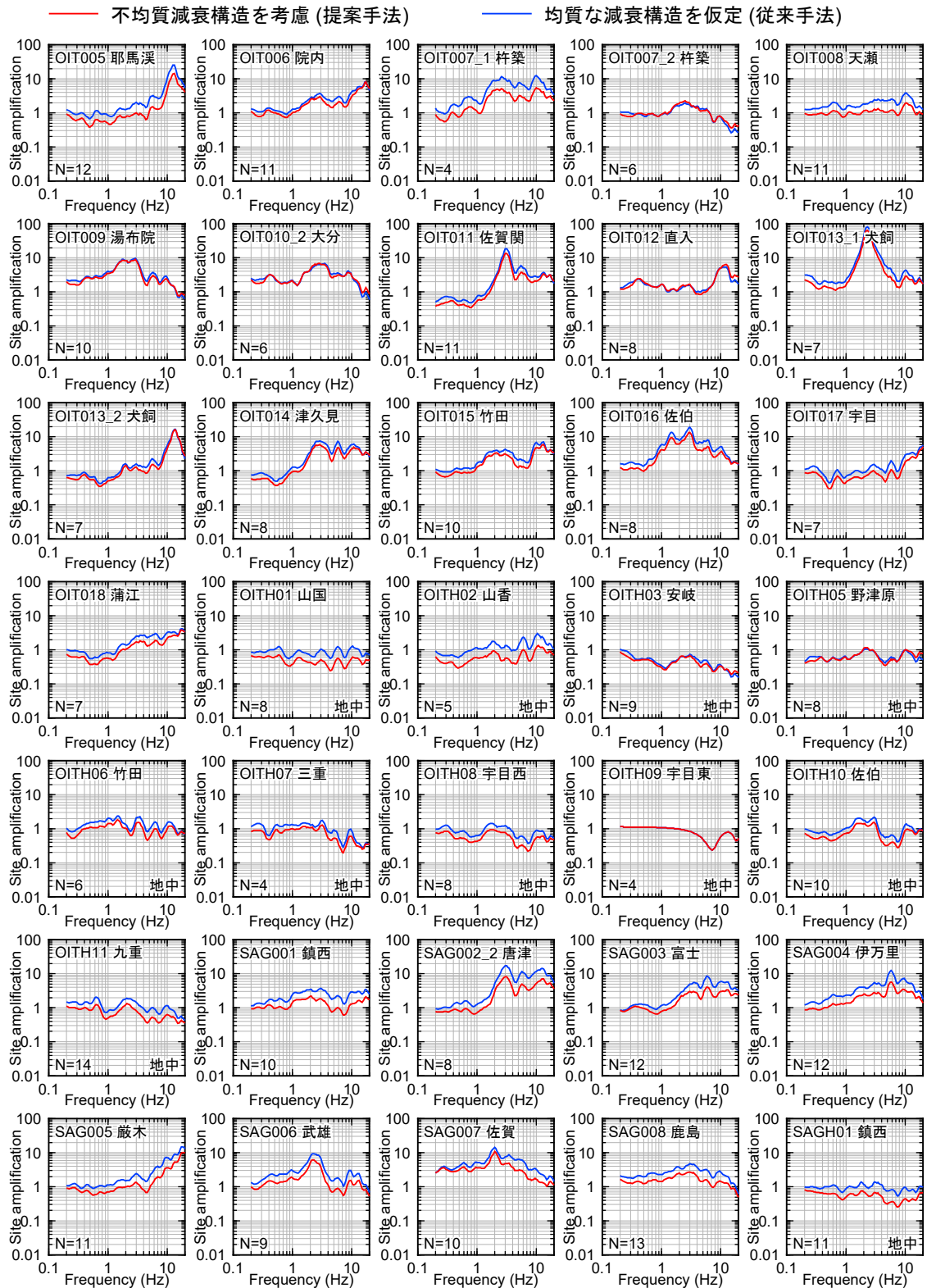


図 3-32 推定したサイト増幅率 (続き)

N は推定に用いた記録数を示す。

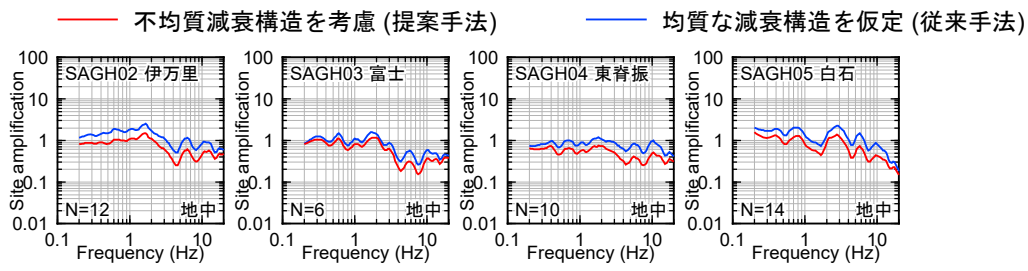


図 3-33 推定したサイト増幅率 (続き)

N は推定に用いた記録数を示す。

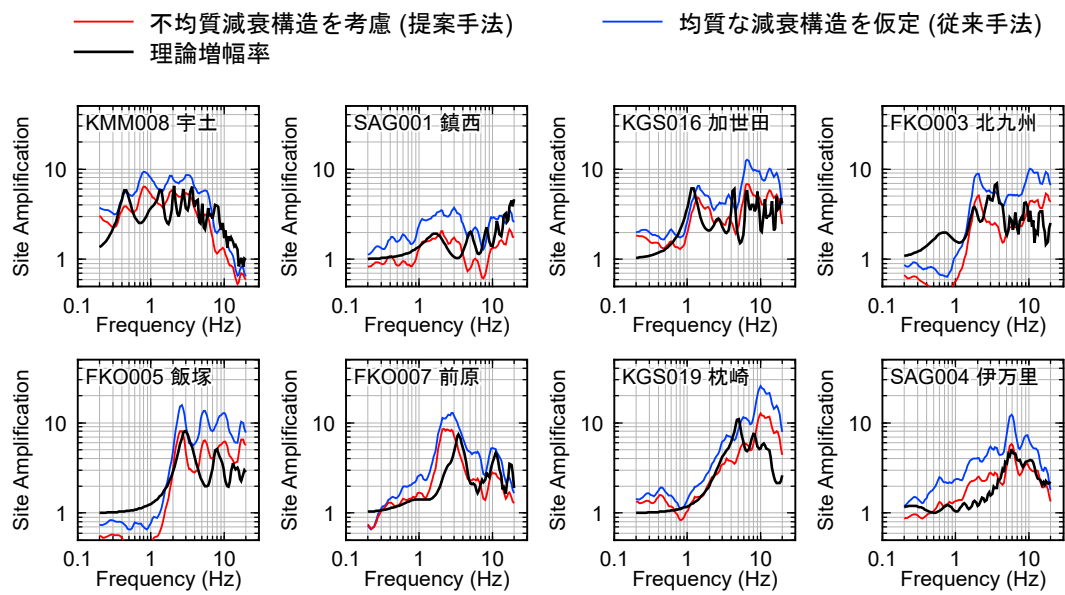
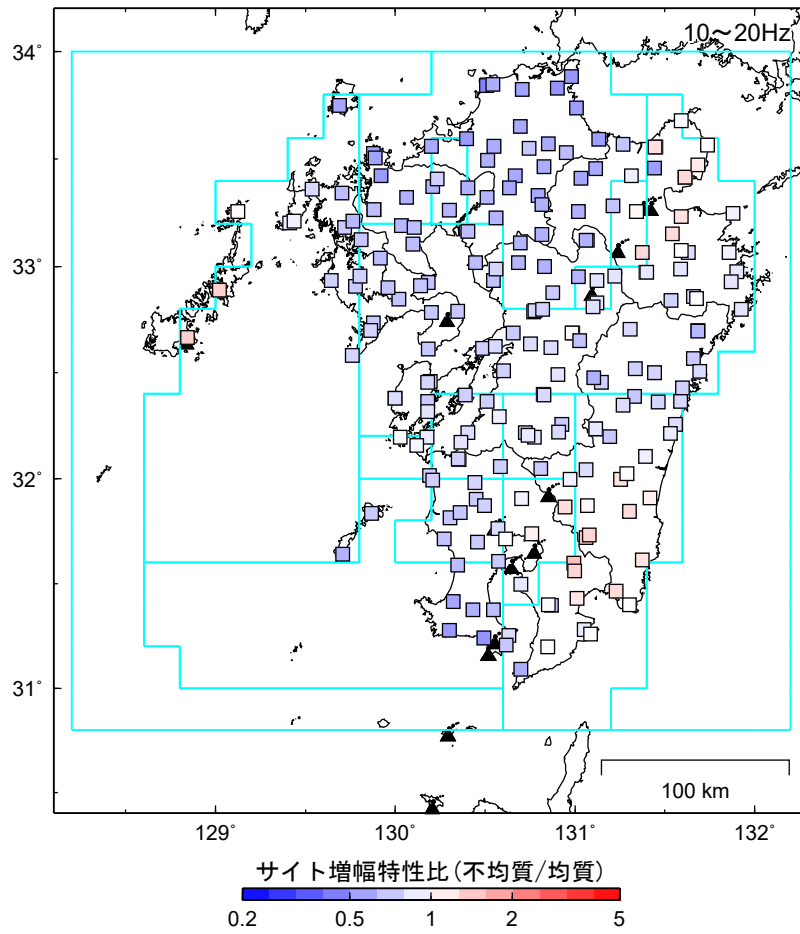


図 3-33 理論増幅特性との比較



「均質」は均質な減衰構造を仮定した場合、
「不均質」は不均質減衰構造を考慮して推定した場合を示す。

図 3-34 サイト増幅特性比の空間分布 (10~20 Hz)

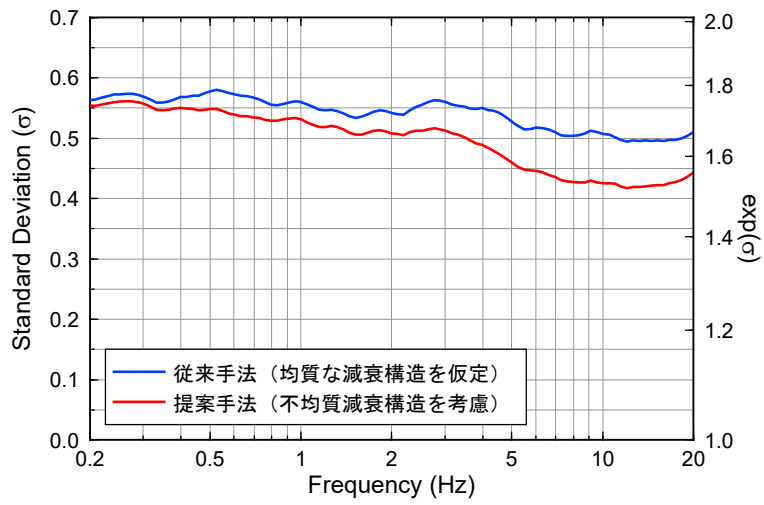


図 3-35 伝播経路特性のモデル化の違いによる残差の標準偏差の比較

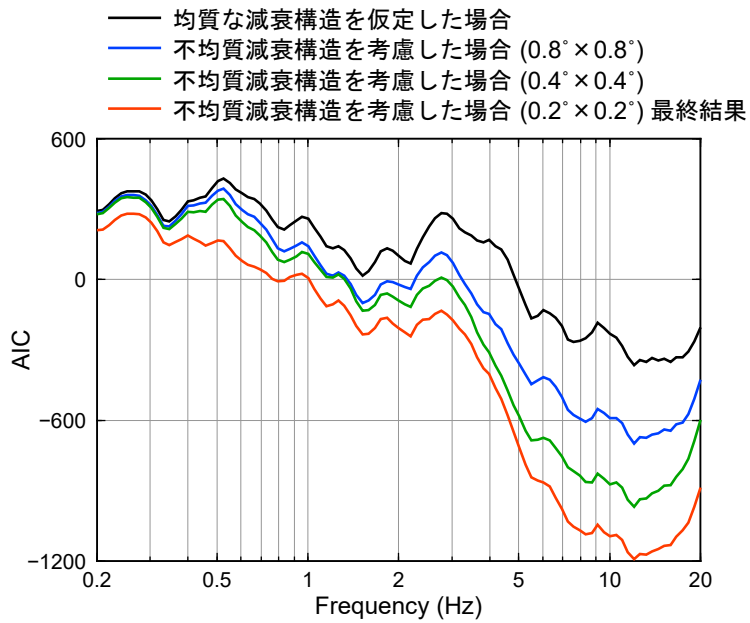


図 3-36 AIC の比較

3.5 方位による距離減衰特性の検討

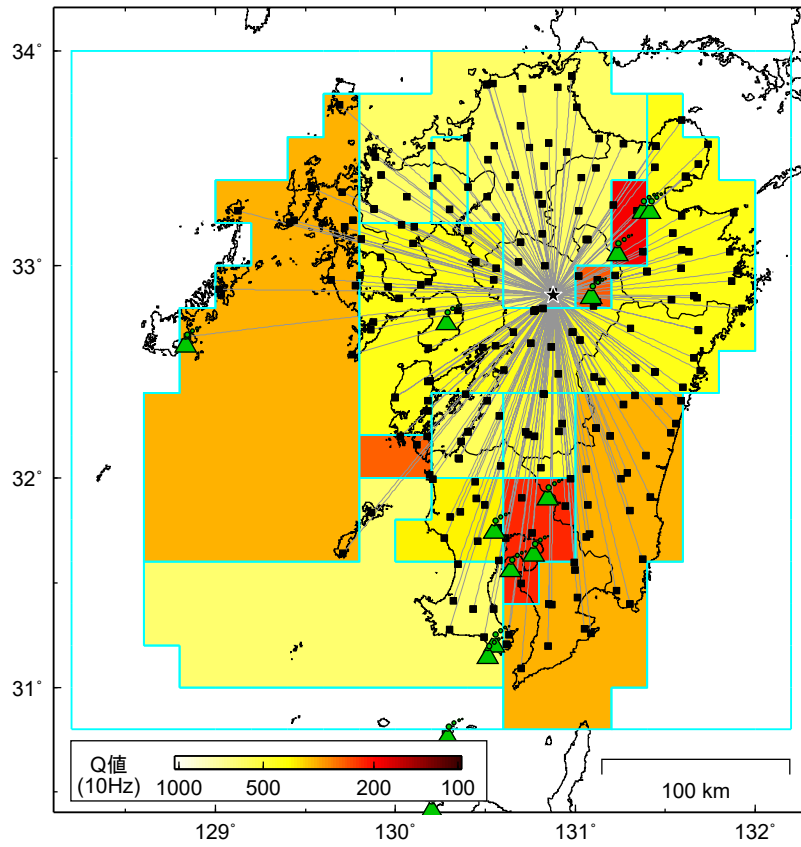
3.4 節で推定した不均質減衰構造を基に、特定の地震から各観測点の距離減衰特性を評価した。対象とした地震は以下の 3 地震である。

- ・ 2016 年熊本地震（本震）
- ・ 2005 年福岡県西方沖地震
- ・ 1997 年 3 月 26 日の鹿児島県北西部地震

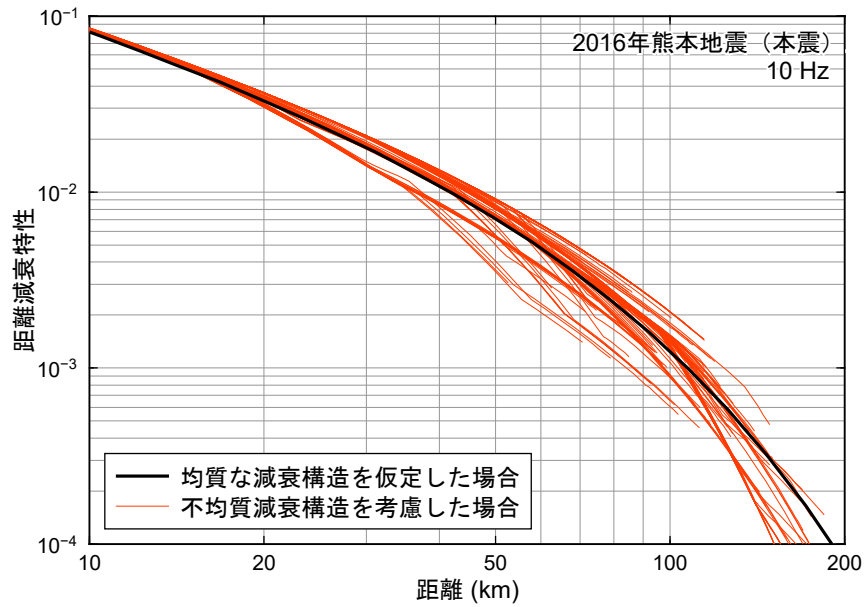
震源から各観測点への距離減衰特性の評価では、不均質減衰構造の各ブロックの伝播距離を計算する必要がある。ここでは、本震の強震動がアスペリティーから放出されたと仮定して、アスペリティー中心から観測点への伝播経路に基づき計算した。各地震のアスペリティー中心は、図 3-3、図 3-5、図 3-7 から読み取った。

距離減衰特性の評価結果を図 3-37～図 3-39 に示す。なお、震源特性は基準化しており、距離に対する減衰性のみを検討対象としている。図中には比較のため、本検討の全領域で均質な減衰構造を仮定した場合の距離減衰特性を黒線で示している。図中の赤線が不均質減衰構造を仮定した場合の距離減衰特性であり、震源と観測点によって伝播経路が異なる（通過するブロックが異なる）ため、パス固有の距離減衰特性が評価される。2016 年熊本地震（本震）では、方位による距離減衰特性の違いが大きい。震央から北東側に高減衰帯があるため、その方向への伝播経路は相対的に高減衰となっている。2005 年福岡県西方沖地震では、方位による距離減衰特性の違いは、他の地震と比べて顕著ではない。また、黒線で示した九州全土に対して均質な減衰構造を仮定した場合の Q 値と比較して、この領域がやや high- Q となっている。1997 年 3 月 26 日の鹿児島県北西部地震では、震央から南東側に高減衰帯があり、その方向への伝播は距離減衰特性の傾きが大きい、その他の方位への距離減衰特性は、黒線で示した均質な Q 値と概ね対応する。

以上のように、距離減衰特性は震央と方位によって違いがある。このような伝播経路特性の不均質性を考慮せず、従来手法のように全領域で均質な Q 値を仮定してスペクトルインバージョン解析を解くと、同時に推定されるサイト増幅特性と震源特性に誤差が転嫁されると考えられる。

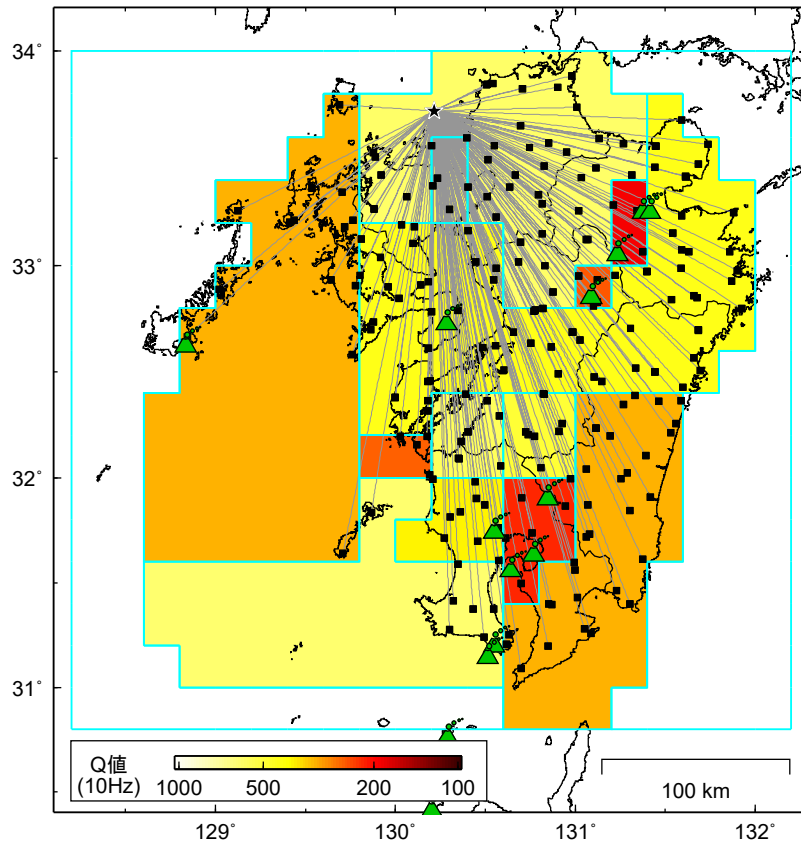


(1) 伝播経路分布

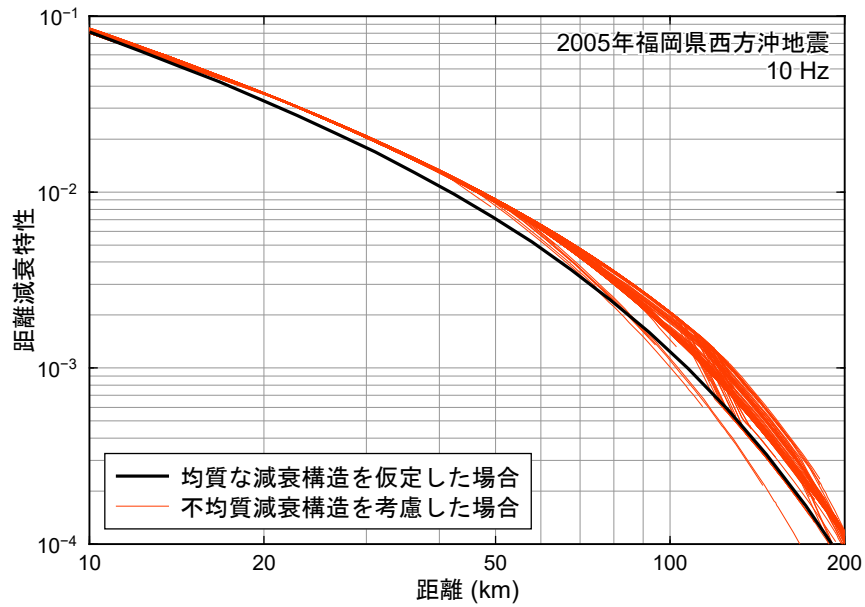


(2) 距離減衰特性

図 3-37 推定した不均質減衰構造に基づく距離減衰特性の方位性
2016年熊本地震（本震）

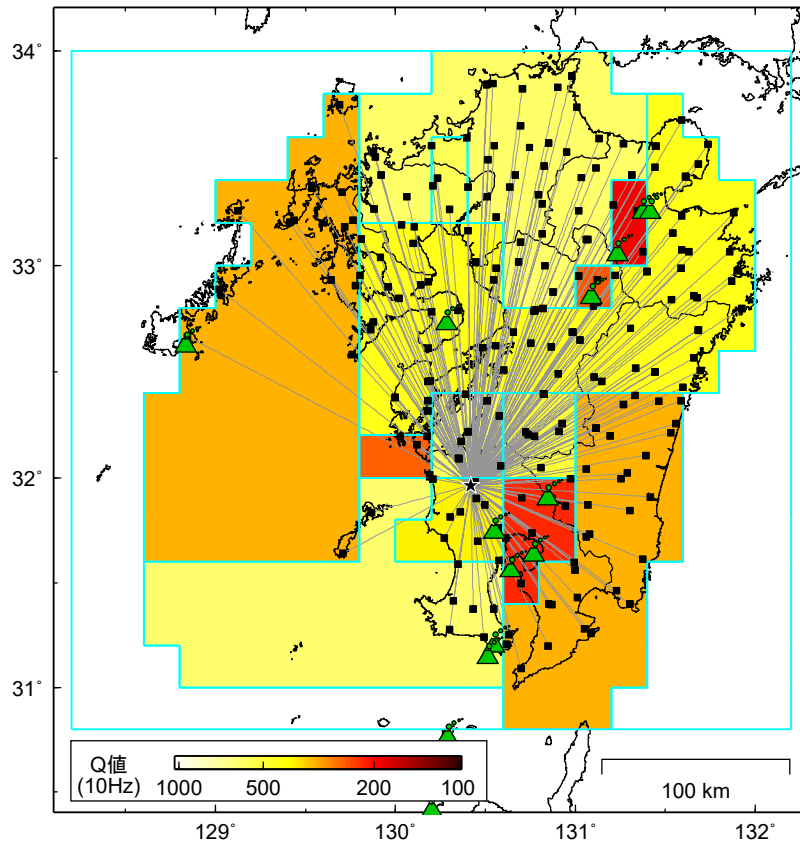


(1) 伝播経路分布

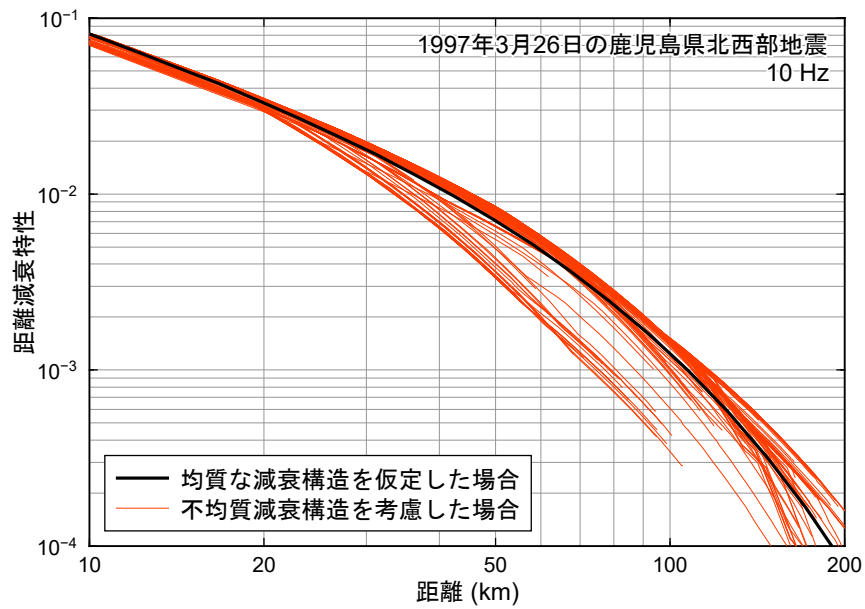


(2) 距離減衰特性

図 3-38 推定した不均質減衰構造に基づく距離減衰特性の方位性
2005 年福岡県西方沖地震



(1) 伝播経路分布



(2) 距離減衰特性

図 3-39 推定した不均質減衰構造に基づく距離減衰特性の方位性
1997年3月26日の鹿児島県北西部地震

3.6 3章のまとめ

2章で構築した領域分割に着目したブロックインバージョン解析を広域の減衰構造の推定へと拡張した。まず、ブロックサイズを大きく設定し広域の不均質減衰構造を求め、徐々に最小ブロックサイズを小さくして、より詳細な不均質減衰構造を推定するように段階的な推定を行った。また、遠方の幾何減衰の違いを考慮し、拘束条件となる基準観測点を複数設定した。得られた知見を以下に示す。

不均質減衰構造について

- ・ 1997年鹿児島県北西部地震の震源域周辺は、加藤(2001)と概ね整合した。
- ・ 2005年福岡県西方沖地震の領域は、周辺よりも相対的に high-Q な領域と推定された。
- ・ 鹿児島県の霧島山、桜島、開聞岳周辺、大分県の九重山、湯布院周辺、長崎県の西方で高減衰帯が推定された。
- ・ 伝播経路特性の不均質性を考慮することで残差の標準偏差が減少し、AIC から判断しても有効であることが確認された。

震源特性について

- ・ 提案手法による M_0 と短周期レベル A 関係に着目すると、2005年福岡県西方沖地震では、壇ほか(2001)の平均レベルをやや超えているが、その他の規模の大きな地震では平均の 1/2~平均程度と推定された。
- ・ 規模の大きな地震の震源パラメータについて既往検討と比較したところ、概ね整合した。

サイト増幅特性について

- ・ 多くの観測点で提案手法の方がサイト増幅特性は小さく推定された。鹿児島県と宮崎県の県境、大分県の湯布院の東部の観測点では、提案手法によってサイト増幅特性が大きく推定される。これらの観測点は、火山周辺の高減衰帯を通過した記録が多い観測点である。高減衰帯によって大きく減衰した地震波が観測されていると考え、全領域で均質な減衰構造を仮定する従来手法では、サイト増幅率が実際よりも小さく推定されていたと考えられる。

不均質減衰構造に基づき評価した距離減衰特性について

- ・ 距離減衰特性は震源と方位によって違いがある。このような伝播経路特性の不均質性を考慮せず、従来手法のように全領域で均質な Q 値を仮定してスペクトルインバージョン解析を解くと、同時に推定されるサイト増幅特性と震源特性に誤差が転嫁されると考えられる。

4. プレート形状を考慮した深さ方向の不均質減衰構造の推定への拡張

4.1 はじめに

2章、3章では、内陸地殻内地震を対象として大陸プレートのみでの水平方向の不均質性を評価した。4章では、深さ方向に推定手法を拡張する。内陸地殻内地震のみならずプレート間地震や海洋プレート内地震も周辺で発生する関東地方を対象に検討を行う。なお、関東地方ではフィリピン海プレートと太平洋プレートの両方のプレートを考慮して深さ方向の不均質性を抽出する。

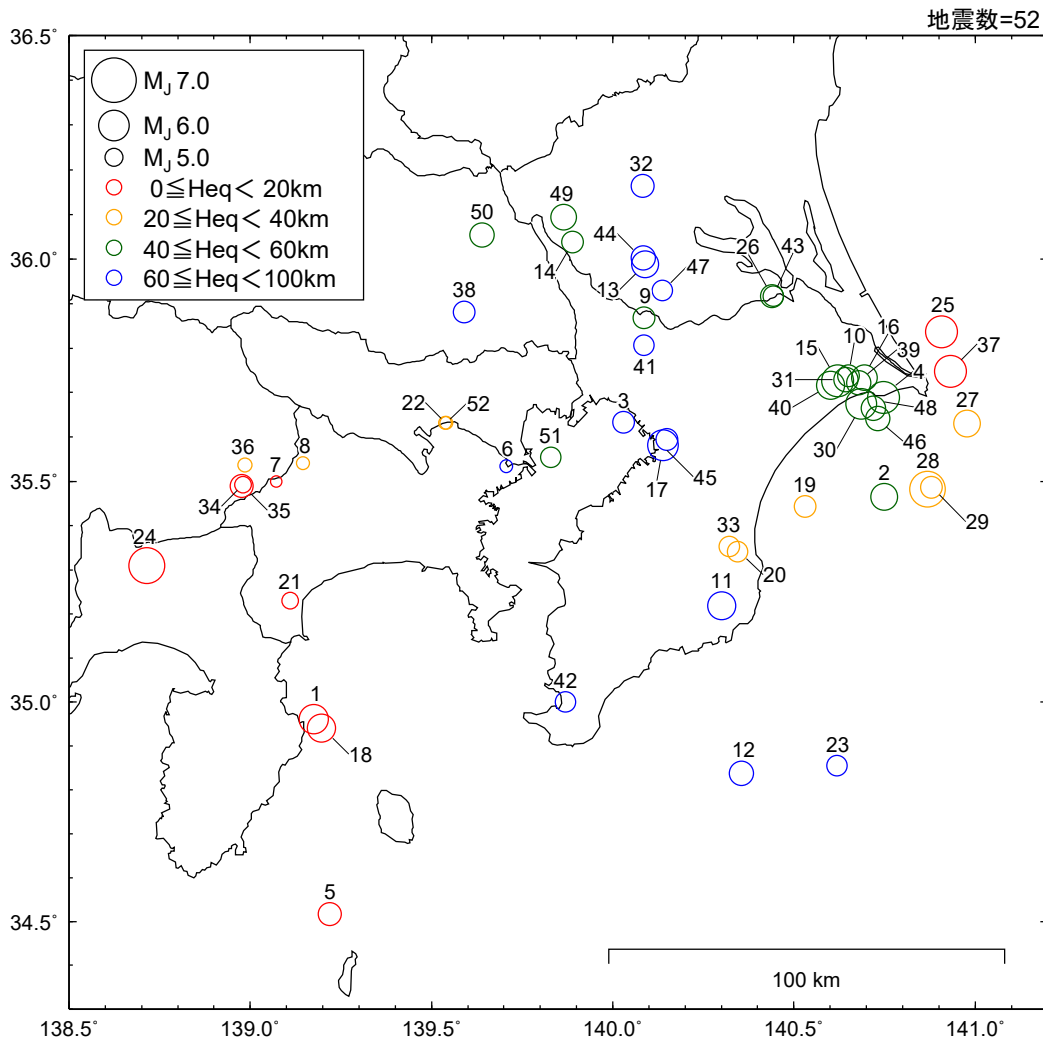
4.2 データセット

関東周辺で発生した以下の条件を満たす観測記録を収集した。

- ・ 期間：観測開始～2016/03/31
- ・ 規模：西部： $M_J \geq 4.5$ 、東部： $M_J \geq 5.2$
- ・ 深さ：震源深さ $H \leq 100\text{km}$
- ・ 距離： $X \leq 200\text{km}$
- ・ 観測点：K-NET、KiK-net
- ・ 地表の最大加速度が三成分とも $\text{PGA} \leq 100\text{Gal}$

以上の条件を満たすのは、52 地震・192 観測点の 6719 記録である。対象地震の震央分布を図 4-1 に示す。規模の最も大きい地震は、2011 年 3 月 15 日の富士山付近の地震 $M_J 6.4$ と、2011 年 4 月 12 日の銚子付近の地震 $M_J 6.4$ である。これらの地震に対して地震タイプの判断を行った。各地震の震源位置（緯度，経度，震源深さ）と、確率論的地震動予測値図[藤原ほか，2009]の「震源を予め特定しにくい地震」で定義されている領域区分から内陸地殻内地震または海溝性地震かを決めた。海溝性地震では、震源深さと確率論的地震動予測値図で定義されているプレート上面深度との位置関係と F-net による震源メカニズム解からプレート間地震か海洋プレート内地震かを判断した。プレート間地震かどうかの判断基準は、節面の 1 つがプレート境界面と整合していること、この節面を断層面としたときのすべり角がプレート相対運動と整合していることである。太平洋プレート周辺で発生する地震のメカニズム解分布を図 4-2 に、フィリピン海プレート周辺で発生する地震のメカニズム解分布を図 4-3 に、判断結果を表 4-1 に示す。図 4-2、図 4-3 では、内陸地殻内地震、プレート間地震（フィリピン海プレート：PHL または、太平洋プレート：PCF）、海洋プレート内地震（PHL または PCF）の 5 通りに分類して示している。

データセット分布を図 4-4 に示す。これらの記録に対して、健全性の確認，S 波到達時刻と長周期信頼限界周期 T_c の設定を行った。

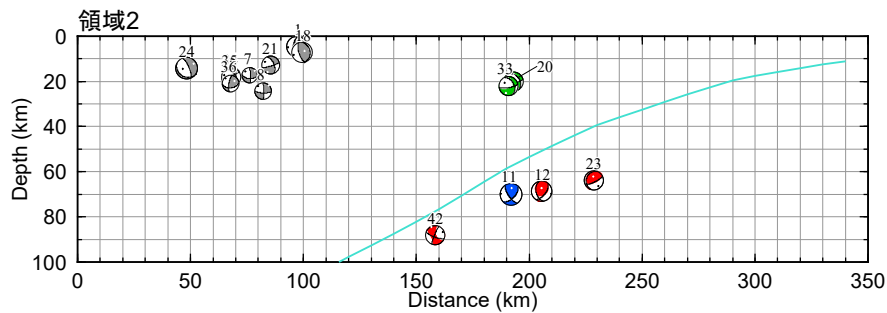
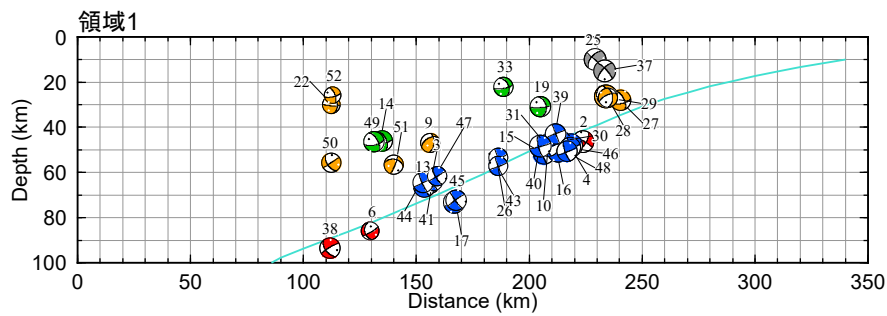
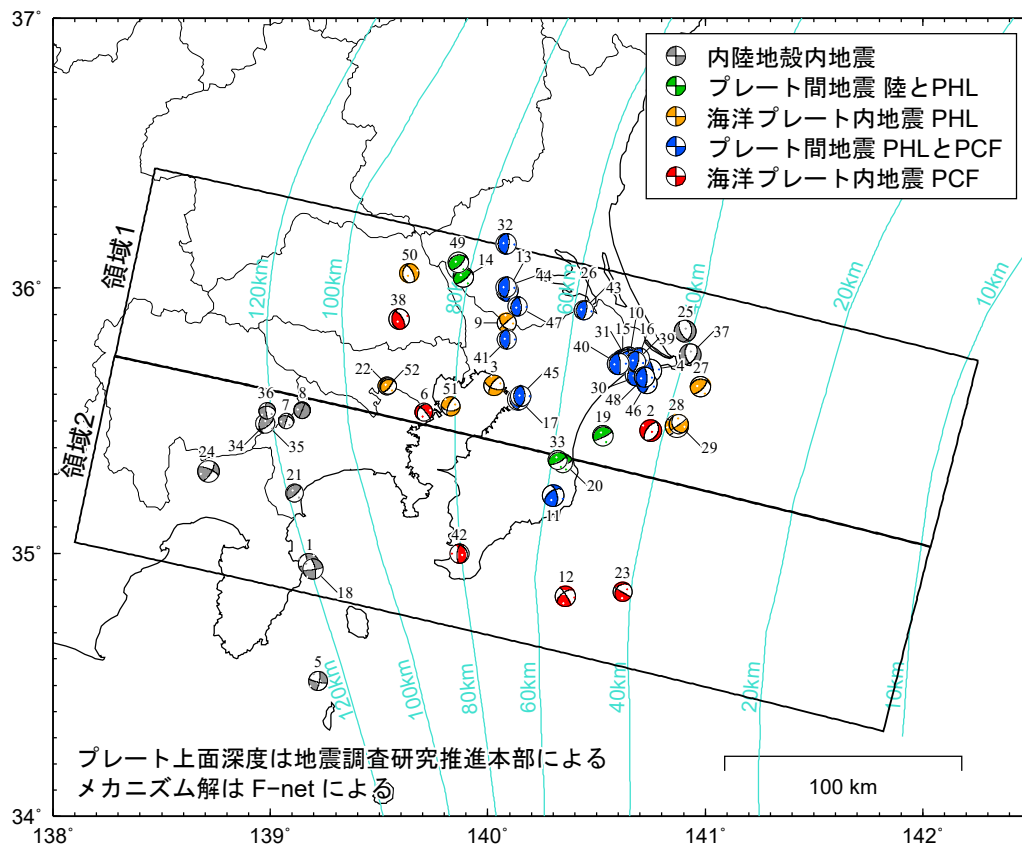


収集条件

関東西部は $M_J \geq 4.5$ 、東部は $M_J \geq 5.2$

震源深さ ≤ 100 km

図 4-1 検討対象の震央分布



プレート上面深度は地震調査研究推進本部による
メカニズム解はF-netによる

図 4-2 地震タイプの判断結果 (太平洋プレート)

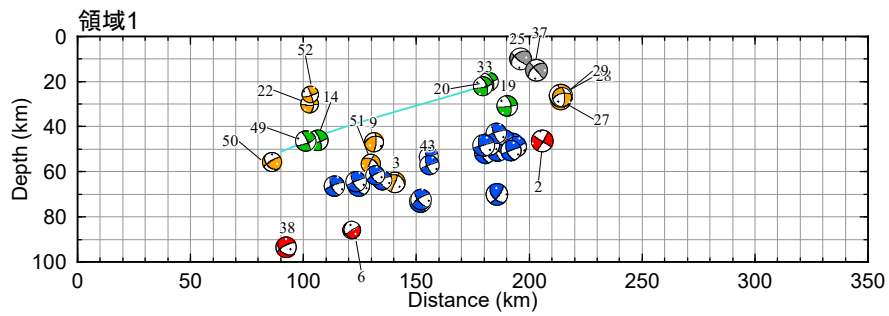
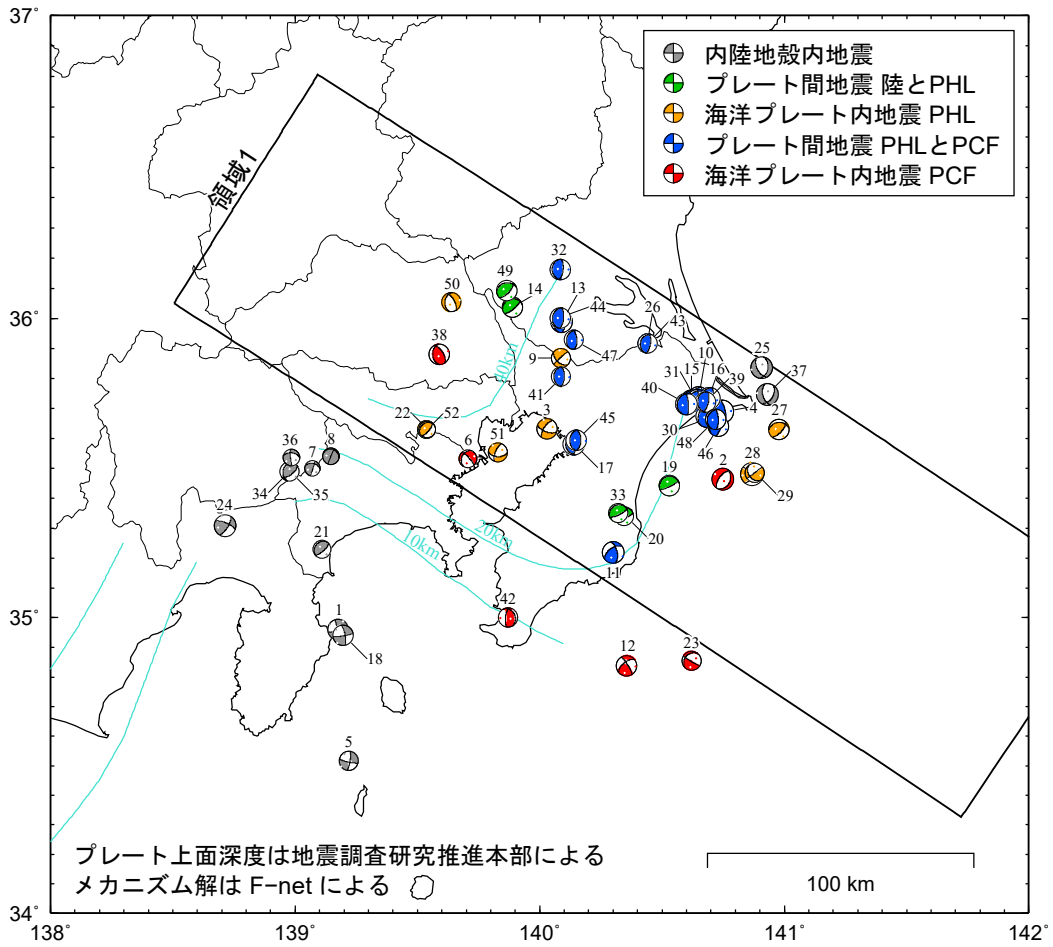


図 4-3 地震タイプの判断結果 (フィリピン海プレート)

表 4-1 地震諸元

No.	震源時	北緯 (deg.)	東経 (deg.)	Depth (km)	M_j	震央地名	地震 タイプ	断層タ イプ	プレ ート
1	1998.05.03 11:09:05.31	34.9607	139.1758	4.72	5.9	E OFF IZU PENINSULA	CP	SS	
2	1998.06.14 22:17:06.19	35.4645	140.7490	46.43	5.7	KUJUKURI COAST BOSO PEN	OP	NM	PCF
3	1998.08.29 08:46:42.35	35.6330	140.0293	64.60	5.3	CENTRAL CHIBA PREF	OP	SS	PHL
4	2000.06.03 17:54:47.70	35.6898	140.7465	48.06	6.1	NEAR CHOSHI CITY	PB	TH	PCF
5	2000.09.11 07:49:47.10	34.5165	139.2193	11.14	5.4	NEAR NIJIMA ISLAND	CP	SS	
6	2000.09.29 08:56:08.89	35.5337	139.7065	86.05	4.6	TOKYO BAY REGION	OP	NM	PCF
7	2001.02.02 08:10:06.14	35.5000	139.0715	17.32	4.5	EASTERN YAMANASHI PREF	CP	RV	
8	2001.12.08 04:07:39.75	35.5413	139.1458	24.37	4.6	EASTERN YAMANASHI PREF	CP	RV	
9	2003.05.12 00:57:06.08	35.8688	140.0857	46.87	5.3	SOUTHERN IBARAKI PREF	OP	NM	PHL
10	2003.05.17 23:33:10.79	35.7385	140.6507	47.29	5.3	NEAR CHOSHI CITY	PB	TH	PCF
11	2003.09.20 12:54:52.20	35.2188	140.3003	69.96	5.8	KUJUKURI COAST BOSO PEN	PB	RV	PCF
12	2004.07.17 15:10:18.17	34.8382	140.3560	68.68	5.5	SE OFF BOSO PENINSULA	OP	RV	PCF
13	2004.10.06 23:40:40.16	35.9888	140.0898	65.97	5.7	SOUTHERN IBARAKI PREF	PB	TH	PCF
14	2005.02.16 04:46:36.13	36.0385	139.8888	46.15	5.3	SW IBARAKI PREF	PB	TH	PHL
15	2005.04.11 07:22:15.63	35.7268	140.6212	51.51	6.1	NEAR CHOSHI CITY	PB	TH	PCF
16	2005.06.20 01:15:14.20	35.7338	140.6947	50.65	5.6	NEAR CHOSHI CITY	PB	TH	PCF
17	2005.07.23 16:34:56.32	35.5817	140.1385	73.08	6.0	CENTRAL CHIBA PREF	PB	TH	PCF
18	2006.04.21 02:50:39.51	34.9415	139.1958	7.11	5.8	E OFF IZU PENINSULA	CP	SS	
19	2007.08.16 04:15:06.64	35.4437	140.5305	30.77	5.3	KUJUKURI COAST BOSO PEN	PB	TH	PHL
20	2007.08.18 16:55:08.83	35.3418	140.3452	20.17	5.2	KUJUKURI COAST BOSO PEN	PB	TH	PHL
21	2007.10.01 02:21:14.63	35.2295	139.1100	12.94	4.9	HAKONE REGION	CP	RV	
22	2008.08.08 12:57:09.10	35.6315	139.5370	30.14	4.6	TOKYO PREF	OP	RV	PHL
23	2011.02.05 10:56:12.01	34.8553	140.6198	63.85	5.2	SE OFF BOSO PENINSULA	OP	NM	PCF
24	2011.03.15 22:31:46.34	35.3095	138.7145	14.31	6.4	MT. FUJI REGION	CP	SS	
25	2011.03.16 12:52:02.77	35.8370	140.9065	9.97	6.1	NEAR CHOSHI CITY	CP	NM	
26	2011.03.16 22:39:02.59	35.9167	140.4400	53.41	5.4	SOUTHERN IBARAKI PREF	PB	TH	PCF
27	2011.03.17 21:32:02.49	35.6302	140.9785	27.87	5.7	NEAR CHOSHI CITY	OP	RV	PHL
28	2011.04.12 08:08:15.89	35.4817	140.8680	26.27	6.4	NEAR CHOSHI CITY	OP	SS	PHL
29	2011.04.13 08:36:20.20	35.4867	140.8790	26.90	5.3	NEAR CHOSHI CITY	OP	NM	PHL
30	2011.04.21 22:37:02.18	35.6752	140.6855	46.44	6.0	NEAR CHOSHI CITY	PB	TH	PCF
31	2011.05.22 07:06:27.44	35.7295	140.6443	48.33	5.5	NEAR CHOSHI CITY	PB	TH	PCF
32	2011.07.15 21:01:10.80	36.1637	140.0833	66.36	5.4	SW IBARAKI PREF	PB	TH	PCF
33	2011.12.03 05:55:29.00	35.3523	140.3223	22.02	5.2	KUJUKURI COAST BOSO PEN	PB	TH	PHL
34	2012.01.28 07:39:43.15	35.4917	138.9793	17.78	4.9	EASTERN YAMANASHI PREF	CP	RV	
35	2012.01.28 07:43:14.09	35.4892	138.9770	18.16	5.4	EASTERN YAMANASHI PREF	CP	RV	
36	2012.01.29 16:46:43.13	35.5375	138.9847	20.93	4.7	EASTERN YAMANASHI PREF	CP	NM	
37	2012.03.14 21:05:04.32	35.7477	140.9320	15.08	6.1	NEAR CHOSHI CITY	CP	NM	
38	2012.03.16 04:20:16.53	35.8813	139.5902	93.57	5.3	EASTERN SAITAMA PREF	OP	RV	PCF
39	2012.04.25 05:22:09.42	35.7227	140.6788	43.12	5.5	NEAR CHOSHI CITY	PB	TH	PCF
40	2012.04.29 19:28:51.59	35.7162	140.6007	48.26	5.8	NEAR CHOSHI CITY	PB	TH	PCF
41	2012.05.29 01:36:47.10	35.8060	140.0870	63.99	5.2	NORTHERN CHIBA PREF	PB	TH	PCF
42	2012.07.03 11:31:02.37	35.0005	139.8702	88.15	5.2	SOUTHERN BOSO PENINSULA	OP	RV	PCF
43	2012.08.20 20:42:46.10	35.9168	140.4423	57.20	5.2	SOUTHERN IBARAKI PREF	PB	TH	PCF
44	2013.11.10 07:37:51.27	36.0022	140.0847	64.45	5.5	SOUTHERN IBARAKI PREF	PB	TH	PCF
45	2013.11.16 20:44:41.36	35.5942	140.1500	72.32	5.3	CENTRAL CHIBA PREF	PB	TH	PCF
46	2013.12.14 13:06:15.00	35.6420	140.7308	48.82	5.5	NEAR CHOSHI CITY	PB	TH	PCF
47	2013.12.21 01:10:46.45	35.9297	140.1378	61.63	5.2	SOUTHERN IBARAKI PREF	PB	TH	PCF
48	2013.12.21 10:34:14.30	35.6648	140.7195	50.69	5.5	NEAR CHOSHI CITY	PB	TH	PCF
49	2014.09.16 12:28:31.55	36.0937	139.8640	46.51	5.6	SW IBARAKI PREF	PB	TH	PHL
50	2015.05.25 14:28:10.37	36.0543	139.6387	55.71	5.5	EASTERN SAITAMA PREF	OP	NM	PHL
51	2015.09.12 05:49:07.15	35.5545	139.8292	56.64	5.2	TOKYO BAY REGION	OP	NM	PHL
52	2016.02.05 07:41:47.23	35.6313	139.5407	25.83	4.6	TOKYO PREF	OP	RV	PHL

地震タイプ CP：内陸地殻内地震，PB：プレート間地震，OP：海洋プレート内地震

断層タイプ SS：横ずれ，RV：逆断層，NM：正断層，TH：低角逆断層

プレート PCF：太平洋プレート、PHL：フィリピン海プレート

表 4-2 対象観測点一覧

観測点	緯度	経度	観測点名	
CHB003	白井	35.7943	140.0564	SHIROI
CHB004	佐原	35.9007	140.4905	SAWARA
CHB005	銚子	35.7358	140.8300	CHOHSHI
CHB006	成田	35.7801	140.3067	NARITA
CHB007	佐倉	35.7234	140.2267	SAKURA
CHB008	浦安	35.6537	139.9023	URAYASU
CHB009	千葉	35.6082	140.1022	CHIBA
CHB010	八日市場	35.7077	140.5680	YOHKAICHIBA
CHB011	蓮沼	35.6021	140.5014	HASUNUMA
CHB012	東金	35.5727	140.3333	TOHGANE
CHB013	茂原	35.4327	140.2905	MOBARA
CHB014	姉崎	35.4769	140.0489	ANEZAKI
CHB015	木更津	35.3738	139.9159	KISARADU
CHB016	岬	35.3004	140.3869	MISAKI
CHB017	市場	35.2988	140.0755	ICHIBA
CHB018	勝浦	35.1577	140.3222	KATSUURA
CHB019	鋸南	35.1105	139.8351	KYONAN
CHB020	鴨川	35.1155	140.1022	KAMOGAWA
CHB021	白浜	34.9083	139.8979	SHIRAHAMA
CHB022	富津	35.3083	139.8598	FUTTSU
CHB023	館山	34.9741	139.8449	TATEYAMA
CHB024	稲毛	35.6335	140.0784	INAGE
CHB025	千倉	34.9707	139.9459	CHIKURA
CHB026	長南	35.3872	140.2370	CHOUNAN
CHB027	勝浦北	35.1810	140.2655	KATSUURAKITA
CHB028	市川北	35.7660	139.9665	ICHIKAWA-KITA
CHB029	行徳	35.6947	139.9176	GYOUTOKU
CHB030	木更津市役所	35.3766	139.9151	KISARADU-SHIYAKUSYO
CHBH04	下総	35.7966	140.0206	SHIMOHSA
CHBH06	匝瑳	35.7215	140.5046	SOUSA
CHBH10	千葉	35.5458	140.2417	CHIBA
CHBH11	養老	35.2867	140.1529	YOUROU
CHBH12	富津	35.3445	139.8554	FUTTSU
CHBH13	成田	35.8307	140.2980	NARITA
CHBH14	銚子中	35.7342	140.8230	CHOUSHI-C
CHBH15	館山西	34.9591	139.7885	TATEYAMA-W
CHBH16	鴨川	35.1384	139.9649	KAMOGAWA
CHBH17	勝浦東	35.1714	140.3398	KATSUURAHIGASHI
CHBH19	蓮沼	35.5943	140.5107	HASUNUMA
CHBH20	鴨川南	35.0882	140.0997	KAMOGAWA-S
GNM008	前橋	36.3478	139.1368	MAEBASHI
GNM010	館林	36.2343	139.5331	TATEBAYASHI
GNM011	太田	36.2914	139.3609	OHTA
GNM012	伊勢崎	36.3147	139.1924	ISESAKI
GNM013	高崎	36.3181	139.0176	TAKASAKI
GNM014	坂本	36.3500	138.7179	SAKAMOTO
GNM015	下仁田	36.2287	138.7579	SHIMONITA
GNM016	万場	36.1162	138.9251	MAMBA
GNMH05	伊勢崎	36.3143	139.1847	ISESAKI
GNMH06	館林	36.2441	139.5443	TATEBAYASHI
GNMH10	下仁田	36.2356	138.7291	SHIMONITA
GNMH11	富岡	36.2862	138.9210	TOMIOKA
GNMH12	神流	36.1440	138.9129	KANNA
IBR005	笠間	36.3851	140.2372	KASAMA
IBR006	水戸	36.3690	140.4528	MITO
IBR007	那珂湊	36.3523	140.5955	NAKAMINATO
IBR008	下館	36.3062	139.9828	SHIMODATE
IBR009	古河	36.1848	139.7037	KOGA
IBR010	下妻	36.1843	139.9653	SHIMOTSUMA
IBR011	つくば	36.1251	140.0903	TSUKUBA
IBR012	石岡	36.1901	140.2869	ISHIOKA
IBR013	銚田	36.1587	140.4892	HOKOTA
IBR014	土浦	36.0729	140.1947	TSUCHIURA
IBR015	岩井	36.0693	139.9080	IWAI
IBR016	取手	35.9112	140.0494	TORIDE
IBR017	江戸崎	35.9537	140.3194	EDOSAKI
IBR018	鹿嶋	35.9770	140.6322	KASHIMA
IBRH07	江戸崎	35.9521	140.3301	EDOSAKI
IBRH08	大洋	36.1188	140.5621	TAIYO
IBRH10	石下	36.1112	139.9889	ISHIGE
IBRH11	岩瀬	36.3701	140.1401	IWASE
IBRH17	霞ヶ浦	36.0864	140.3140	KASUMIGAURA

表 4-2 対象観測点一覧 (続き)

観測点	緯度	経度	観測点名	
IBRH18	ひたちなか	36.3631	140.6198	HITACHINAKA
IBRH19	つくば	36.2137	140.0893	TSUKUBA
IBRH20	波崎2	35.8284	140.7323	HASAKI2
IBRH21	つくば南	35.9814	140.1050	TSUKUBA-S
KNG001	川崎	35.5291	139.7062	KAWASAKI
KNG002	横浜	35.4371	139.6340	YOKOHAMA
KNG003	横須賀	35.2727	139.6579	YOKOSUKA
KNG004	三崎	35.1441	139.6218	MISAKI
KNG005	鎌倉	35.3194	139.5490	KAMAKURA
KNG006	二俣川	35.4544	139.5387	FUTAMATAGAWA
KNG007	藤沢	35.3385	139.4901	FUJISAWA
KNG008	相模原	35.5751	139.3265	SAGAMIHARA
KNG009	厚木	35.4424	139.3618	ATSUGI
KNG010	平塚	35.3355	139.3504	HIRATSUKA
KNG011	藤野	35.6154	139.1548	FIJINO
KNG012	秦野	35.3794	139.2048	HADANO
KNG013	小田原	35.2641	139.1520	ODAWARA
KNG014	山北	35.3608	139.0826	YAMAKITA
KNG201	平塚ST1	34.5956	139.9183	HIRATSUKA-ST1
KNG202	平塚ST2	34.7396	139.8393	HIRATSUKA-ST2
KNG203	平塚ST3	34.7983	139.6435	HIRATSUKA-ST3
KNG204	平塚ST4	34.8931	139.5711	HIRATSUKA-ST4
KNG205	平塚ST5	34.9413	139.4213	HIRATSUKA-ST5
KNG206	平塚ST6	35.0966	139.3778	HIRATSUKA-ST6
KNGH10	横浜	35.4991	139.5195	YOKOHAMA
KNGH11	厚木	35.4040	139.3539	ATSUGI
KNGH18	藤野	35.6437	139.1283	FUJINO
KNGH19	山北中	35.4173	139.0436	YAMAKITA-C
KNGH20	松田	35.3663	139.1260	MATSUDA
KNGH21	清川	35.4628	139.2146	KIYOKAWA
KNGH22	山北南	35.3583	139.0910	YAMAKITA-S
KNGH23	葉山	35.2624	139.6110	HAYAMA
NGNH17	佐久	36.1425	138.5504	SAKU
SIT001	本庄	36.2428	139.1937	HONJOH
SIT002	熊谷	36.1476	139.3884	KUMAGAYA
SIT003	久喜	36.0720	139.6968	KUKI
SIT004	長瀨	36.1179	139.1045	NAGATORO
SIT005	小川	36.0562	139.2626	OGAWA
SIT006	秩父	35.9954	139.0709	CHICHIBU
SIT007	東松山	36.0540	139.3912	HIGASHIMATSUYAMA
SIT008	春日部	35.9745	139.7526	KASUKABE
SIT009	川越	35.9032	139.4837	KAWAGOE
SIT010	大宮	35.9065	139.6481	OHMIYA
SIT011	川口	35.8098	139.7212	KAWAGUCHI
SIT012	飯能	35.8401	139.3215	HANNOH
SIT013	所沢	35.7965	139.4659	TOKOROZAWA
SIT014	中津川	35.9954	138.8010	NAKATSUGAWA
SITH01	岩槻	35.9290	139.7349	IWATSUKI
SITH03	日高	35.8990	139.3843	HIDAKA
SITH04	所沢	35.8028	139.5353	TOKOROZAWA
SITH05	神泉	36.1509	139.0504	KAMIIIZUMI
SITH06	川本	36.1131	139.2894	KAWAMOTO
SITH07	名栗	35.9118	139.1485	NAGURI
SITH08	小鹿野	36.0274	138.9691	OGANO
SITH09	皆野	36.0715	139.0993	MINANO
SITH10	都幾川	35.9964	139.2191	TOKIGAWA
SITH11	飯能	35.8637	139.2726	HANNOH
SZO001	熱海	35.1424	139.0795	ATAMI
SZO002	伊東	34.9652	139.1031	ITOH
SZO003	東伊豆	34.8158	139.0546	HIGASHIIZU
SZO004	南伊豆	34.6469	138.8194	MINAMIIZU
SZO005	松崎	34.7549	138.7841	MATSUZAKI
SZO006	土肥	34.9113	138.7941	TOI
SZO007	修善寺	34.9771	138.9466	SHUZENJI
SZO008	沼津	35.0960	138.8657	NUMADU
SZO009	裾野	35.1971	138.9127	SUSONO
SZO010	御殿場	35.3091	138.9349	GOTEMBA
SZO011	富士宮	35.2216	138.6221	FUJINOMIYA
SZO012	蒲原	35.1271	138.6213	KAMBARA
SZO027	西伊豆	34.7903	138.8008	NISHIIZU
SZO028	川奈	34.9524	139.1378	KAWANA
SZOH35	伊東中	34.9467	139.0855	ITOH-C

表 4-2 対象観測点一覧 (続き)

観測点	緯度	経度	観測点名	
SZOH38	函南	35.0854	138.9779	KANNAMI
SZOH39	西伊豆西	34.7988	138.7724	NISHIIZU-W
SZOH40	河津	34.7832	138.9700	KAWAZU
SZOH41	南伊豆	34.6749	138.8340	MINAMIIZU
SZOH42	修善寺	34.9756	138.9128	SHUZENJI
SZOH54	初島2	35.0417	139.1685	HATSUSHIMA2
TCG011	葛生	36.3867	139.6145	KUZUU
TCG012	小山	36.2859	139.8047	OYAMA
TKY001	氷川	35.8029	139.0956	HIKAWA
TKY002	桧原	35.7304	139.1454	HINOHARA
TKY003	青梅	35.7968	139.2912	OUME
TKY004	八王子	35.6282	139.4034	HACHIOHJI
TKY005	町田	35.5782	139.4156	MACHIDA
TKY006	小金井	35.6990	139.5029	KOGANEI
TKY007	新宿	35.7107	139.6859	SHINJUKU
TKY008	岡田	34.7852	139.3909	OKADA
TKY009	波浮港	34.6874	139.4412	HABUMINATO
TKY013	砂町	35.6596	139.8343	SUNAMACHI
TKY014	亀戸	35.6890	139.8354	KAMEIDO
TKY015	東白鬚	35.7313	139.8121	HIGASHISHIRAHIGE
TKY016	東雲	35.6485	139.7990	SHINONOME
TKY017	辰巳	35.6474	139.8093	TATSUMI
TKY018	八枝	35.6551	139.8115	HACHIEDA
TKY019	豊洲	35.6538	139.7948	TOYOSU
TKY020	塩浜	35.6657	139.8087	SHIOHAMA
TKY021	猿江	35.6876	139.8193	SARUE
TKY022	横網	35.6874	139.7962	YOKOAMI
TKY023	八広	35.7254	139.8249	YAHIRO
TKY024	奥戸	35.7401	139.8624	OKUDO
TKY025	篠崎	35.7138	139.8971	SHINOZAKI
TKY026	宇喜田	35.6704	139.8635	UKITA
TKY027	瑞江	35.6926	139.8912	MIZUE
TKY028	越中島	35.6685	139.7893	ECHUJIMA
TKYH02	府中	35.6539	139.4704	FUCHU
TKYH11	江東	35.6114	139.8125	KOTO
TKYH12	八王子	35.6701	139.2650	HACHIOHJI
TKYH13	檜原南	35.7017	139.1275	HINOHARA-S
YMN001	丹波山	35.7895	138.9198	TABAYAMA
YMN002	大月	35.6132	138.9470	OHTSUKI
YMN003	富士吉田	35.4648	138.8130	FUJIYOSHIDA
YMN004	塩山	35.7020	138.7266	ENZAN
YMN006	本栖	35.4684	138.6069	MOTOSU
YMNH08	西野原	35.6895	138.7340	NISHINOHARA
YMNH11	大月	35.6247	138.9777	OHTSUKI
YMNH14	都留南	35.5115	138.9675	TSURU-S
YMNH15	上九一色	35.5323	138.6045	KAMIKUISHIKI
CHB001	野田	35.9595	139.8733	NODA
CHB002	松戸	35.7868	139.9031	MATSUDO

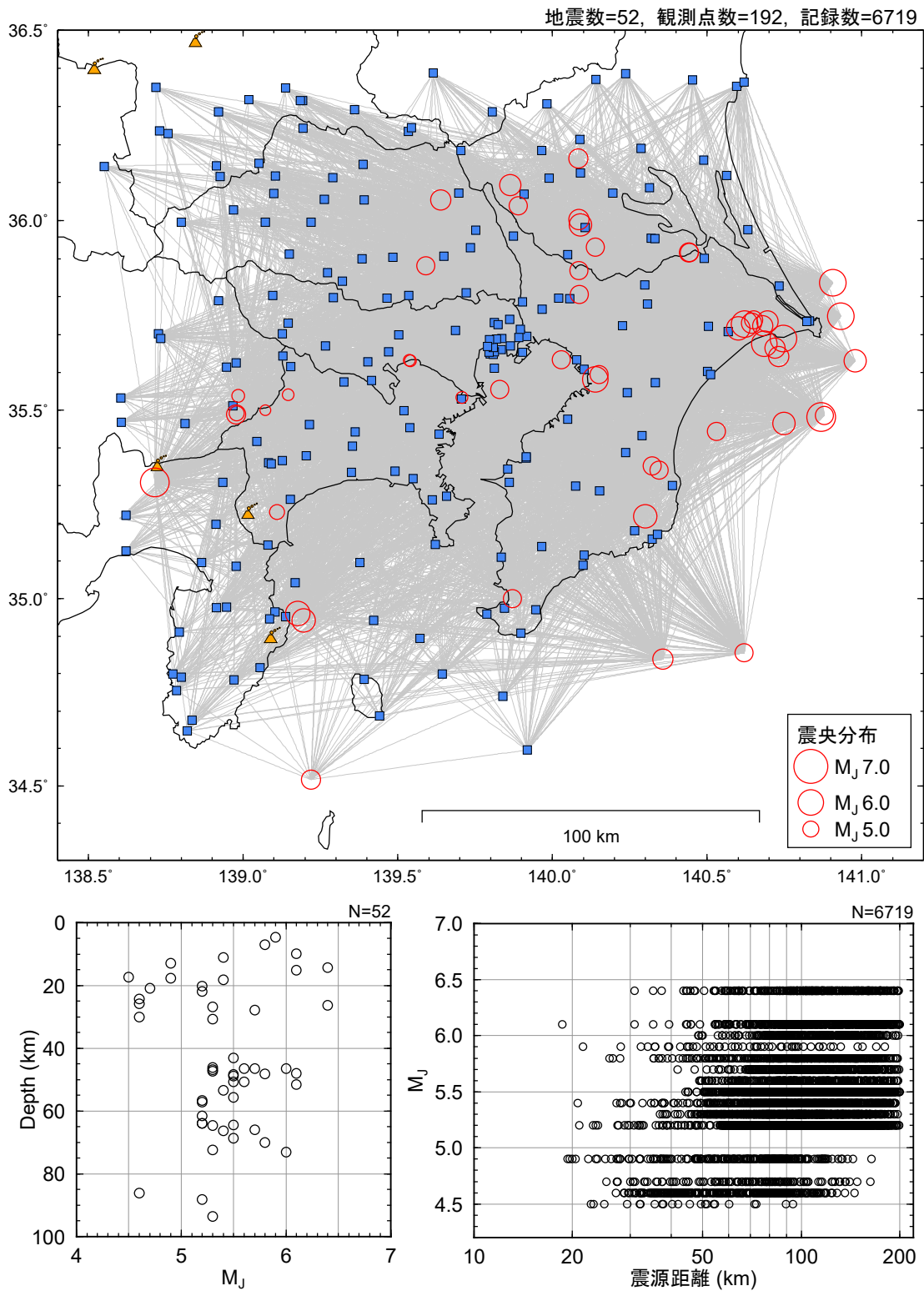


図 4-4 データセット

4.3 深さ方向の不均質減衰構造の推定

(1) 伝播経路特性のモデル化

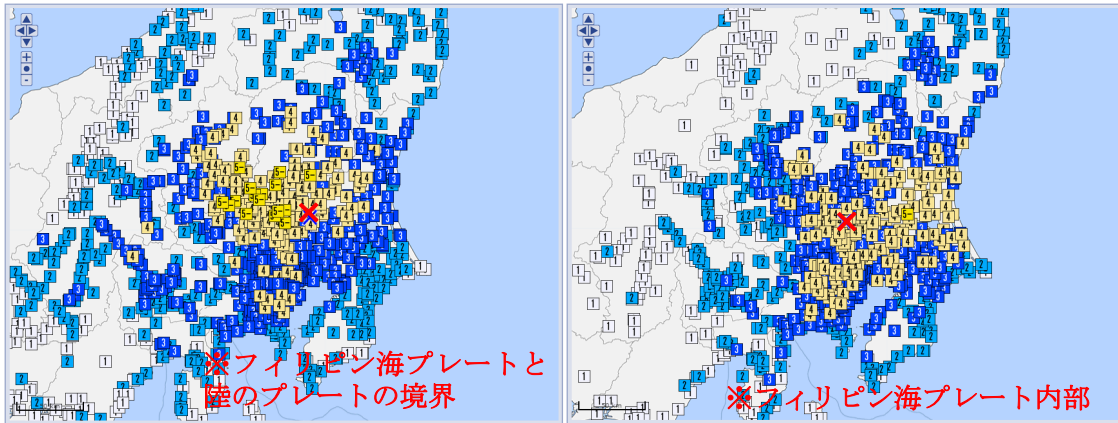
関東周辺の検討を行う際には、伝播経路特性の複雑さに注意を払う必要があると考えられる。関東周辺で発生する地震の震度分布は同心円状には広がらない。図 4-5 (1) は 2014 年 9 月 16 日の茨城県南西部の地震 (M_J 5.3、震源深さ 46.51 km)、図 4-5 (2) は 2015 年 5 月 25 日の埼玉県北部の地震 (M_J 5.5、震源深さ 55.71 km)、図 4-5 (3) は 2015 年 9 月 12 日の東京湾の地震 (M_J 5.2、震源深さ 56.64 km) の震度分布であるが、震央に対して震度が大きくなる領域が 3 つの地震で異なる。気象庁の地震・火山月報 (防災編) を参照すると、地震の発生場所はそれぞれフィリピン海プレートと陸のプレートの境界、フィリピン海プレート内部の地震、フィリピン海プレートと陸のプレートの境界付近である。(1) と (2) の二つの地震は発生位置が近く、水平方向に約 20 km、深さ方向に約 10 km の違いであるが、地震タイプが異なる。

図 4-5 に示した地震のうち、(1) と (2) の地震の加速度波形のペーストアップを図 4-6、図 4-7 に示す。対象とした観測点は両地震ともに共通で、震央から北東方向と南西方向の地点を選定している。北東方向の観測点をペーストアップ図の縦軸の正側に、南西方向の観測点を負側に示している。図 4-5 の震度分布図からも明らかであるが、北東方向の観測点は図 4-6(1) よりも図 4-6(2) の地震の方が波形の最大振幅が大きい。一方で、南西方向の観測点ではその逆の傾向が見られる。また、図中には JMA2001 による P 波と S 波の到達時刻に○を記している。最大振幅を記録しているのは S 波到達から数秒後であり、本検討で着目する短周期成分では直達成分の影響が支配的であると考えられる。

上記のような震度分布の異方性の原因としてプレート内部の地震波伝播の影響が考えられる。やや深い海洋プレート内地震の伝播経路特性は複雑であることが知られており、既往研究 (たとえば、筧 (2015)、筧 (2016)、池浦 (2016)) においても、プレート内部の伝播の影響を指摘している。このような伝播経路特性の非一様性を無視して均質の伝播経路特性を仮定してスペクトルインバージョン解析を行うと、推定される地盤増幅特性と震源特性にモデル化誤差が転嫁されてしまう。また、深さ方向の伝播経路特性のモデル化は重要と考えられる。

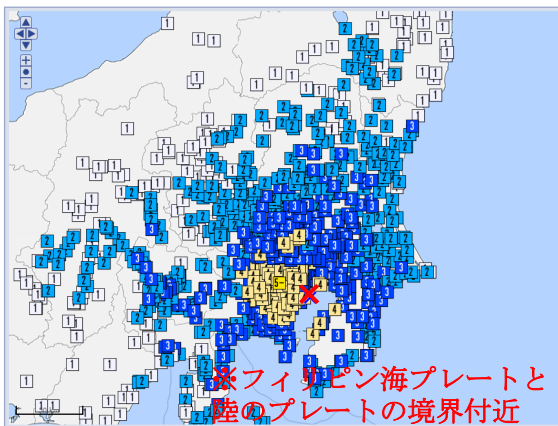
本検討では、プレート形状を陽に与えてプレート内部を伝播する地震波を適切にモデル化する。それによって、太平洋プレート、フィリピン海プレートと陸のプレートの伝播距離をそれぞれ分離し、関東直下の伝播経路特性の不均質性を抽出する。本検討の伝播経路特性のモデル化を図 4-8 (1) に示す。地震本部 (2012) を参照してプレート形状を陽に与えた点の特徴である。また、プレートごとに水平方向の不均質性を考慮してモデル化した。深さ方向には太平洋プレート、フィリピン海プレートと大陸側のプレートに分離した。それぞれの S 波速度を地震本部 (2012) を参照して 4.6 km/s、4.7 km/s、3.4 km/s とし、レイトレースを用いて各プレートの伝播距離を算定した。

比較のため、図 4-8 (2) のようにプレート形状は陽に与えるが、水平方向の不均質性を考慮しない場合、図 4-8 (3) のように水平方向と深さ方向両方とも単純な格子間隔でモデル化した場合も検討した。従来のブロックインバージョン解析では図 4-8 (3) のようなモデル化が主流である。本検討のようにプレート形状を用に与えることで、例えば回帰残差で比較した時にどのような違いが生じるかを後で論じることとする。



(1) 2014年9月16日茨城県南西部の地震
(M_J 5.6, 震源深さ 46.51 km)

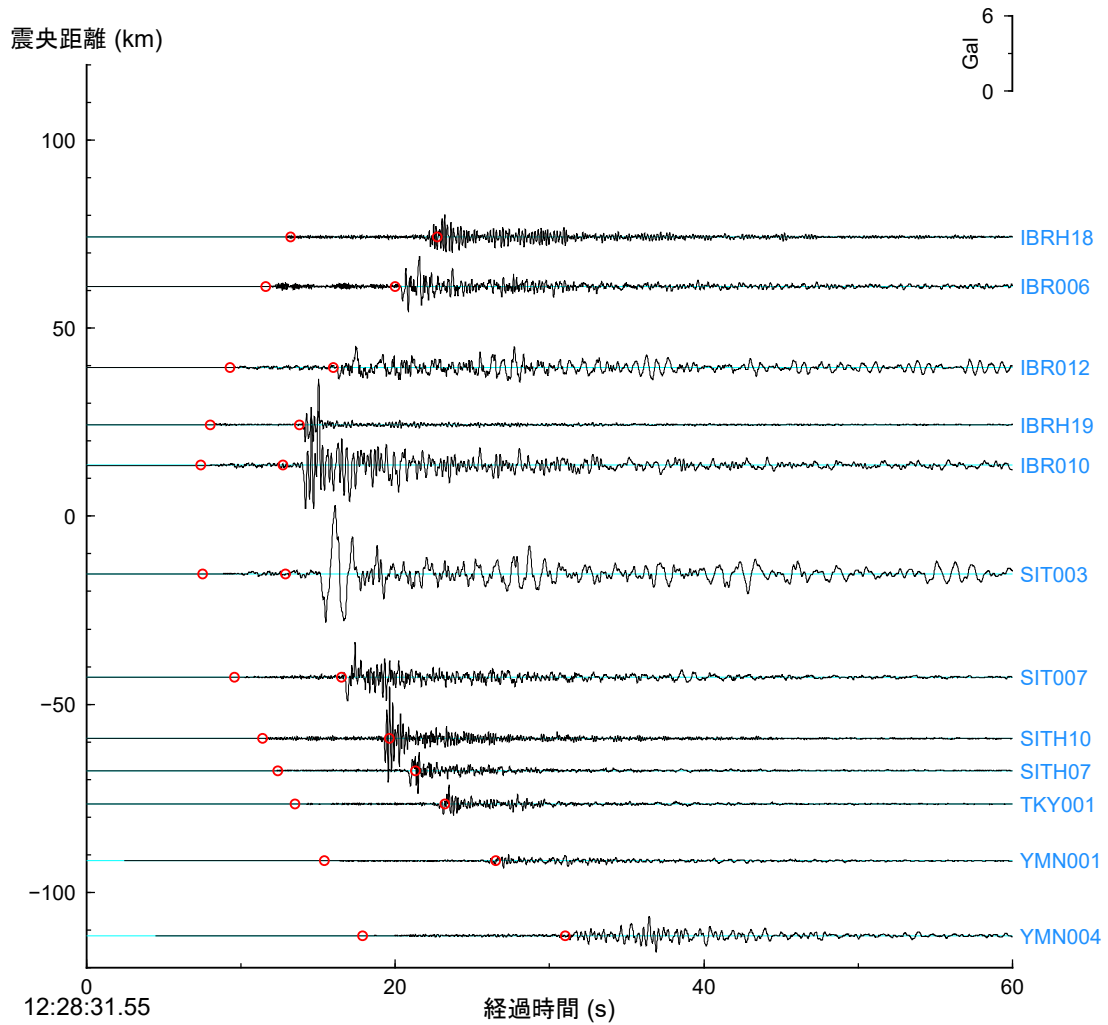
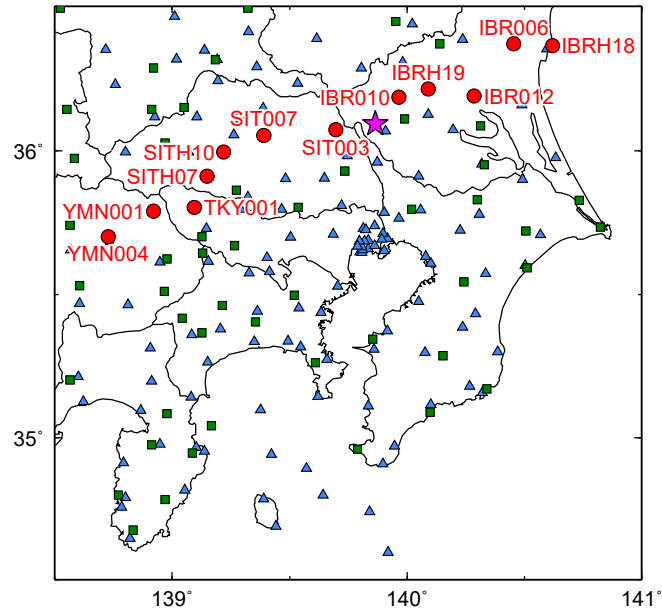
(2) 2015年5月25日埼玉県北部の地震
(M_J 5.5, 震源深さ 55.71 km)



(3) 2015年9月12日東京湾の地震
(M_J 5.2, 震源深さ 56.64 km)

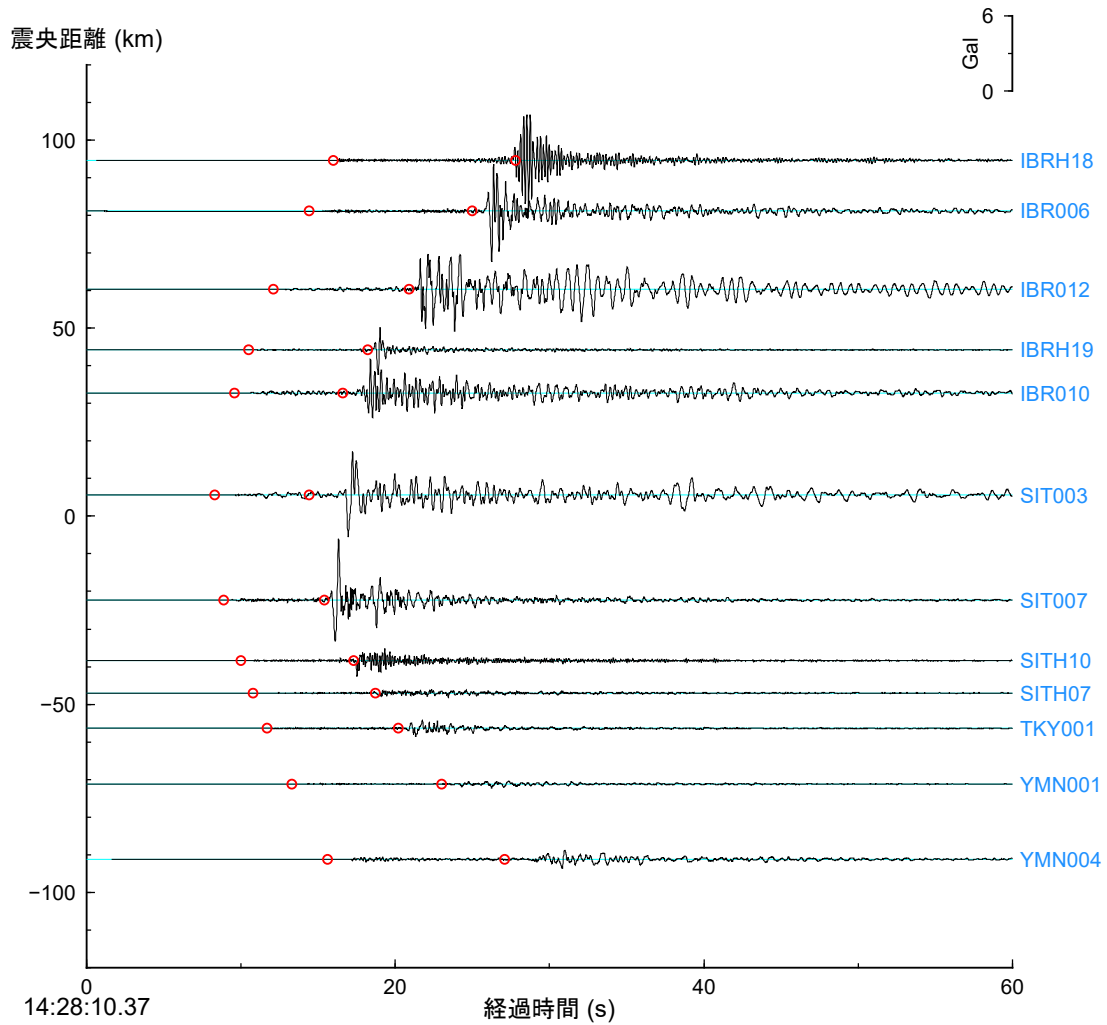
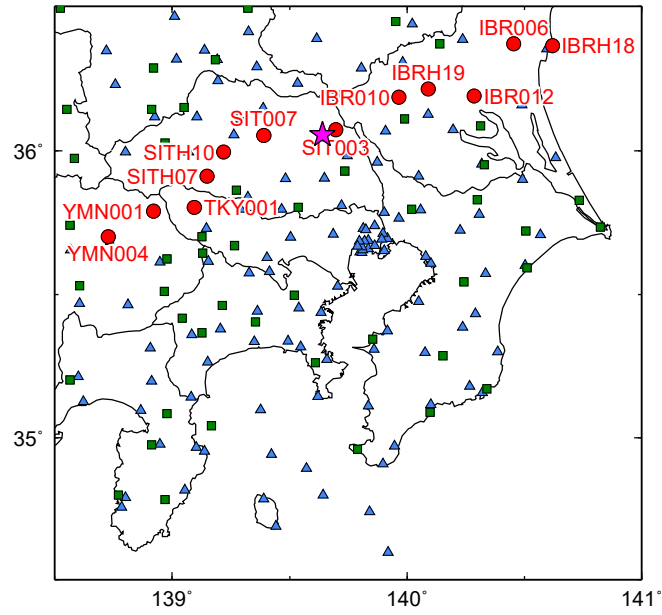
震度分布は気象庁震度データベースを、発生領域は地震・火山月報（防災編）を参照した。

図 4-5 関東地方で発生する地震の震度分布の異方性



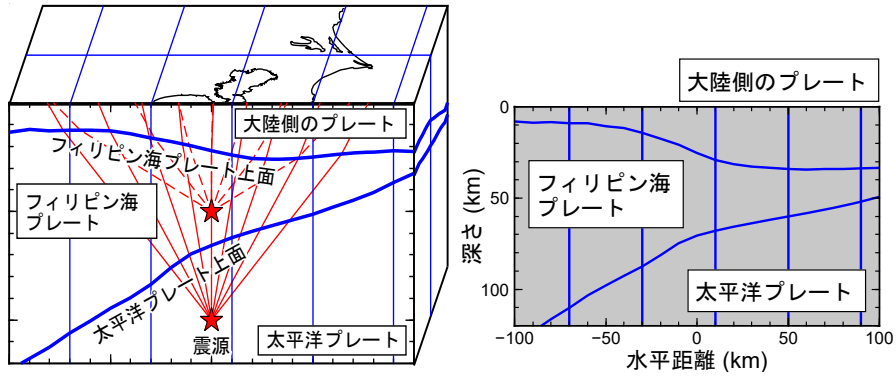
2014年9月16日茨城県南西部の地震 (M_J5.6, 震源深さ 46.51km)

図 4-6 ペーストアップ

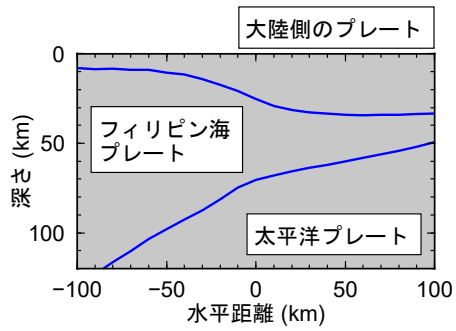


2015年5月25日埼玉県北部の地震 (M_J5.5, 震源深さ 55.71km)

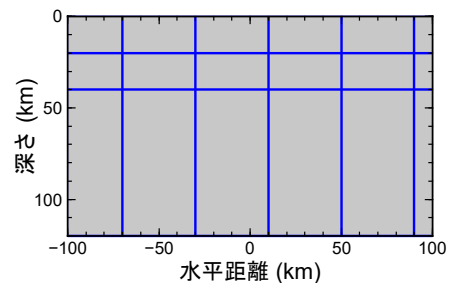
図 4-7 ペーストアップ



(1) Model A (本検討の提案手法)



(2) Model B



(3) Model C

図 4-8 伝播経路特性のモデル化

(2) 評価手法

加速度フーリエ振幅スペクトルのモデル化は、2章の(2-6)式と同様である。ない、幾何減衰は $1/X$ で固定した。対象とした地震は海溝型地震が多数であり、表面波が卓越する内陸地殻内地震が小数であるためである。設定したパラメータを以下に示す。

$R_{\theta\phi}=0.63$: 震源放射特性係数 [Boore and Boatwright (1984)]

$F_S=2$: 自由表面による増幅

$\rho=2.7 \text{ g/cm}^3$: 震源媒質密度 (内陸地殻内地震)

$\rho=3.2 \text{ g/cm}^3$: 震源媒質密度 (フィリピン海プレートの地震)

$\rho=3.4 \text{ g/cm}^3$: 震源媒質密度 (太平洋プレートの地震)

$\beta=3.4 \text{ km/s}$: 震源媒質S波速度 (内陸地殻内地震)

$\beta=4.7 \text{ km/s}$: 震源媒質S波速度 (フィリピン海プレートの地震)

$\beta=4.6 \text{ km/s}$: 震源媒質S波速度 (太平洋プレートの地震)

※内陸地殻内地震は地震本部 (2012) の第15層、フィリピン海プレートは地震本部 (2012) の第20層、太平洋プレートは地震本部 (2012) の第23層を参照した。

$\bar{\beta}=3.4 \text{ km/s}$: 伝播経路の平均S波速度

基準観測点は、KiK-net つくば (IBRH19) である。笠松ほか (2014) による最適化地盤モデルの推定結果を参照し、その理論増幅率を拘束条件とした。

(3) 推定結果

Model A による各プレートの領域分割の推定過程を図 4-9～図 4-11 に示す。STEP1 (初期値) では、ブロックによっては Q 値が発散して有意な解が得られていない。これは、未知パラメータの数が多すぎることに起因していると考えられる。1つの拘束条件を用いて全地震の震源特性・不均質減衰構造・各観測点のサイト増幅特性を分離するほどのデータの分解能がないことを意味している。将来的に観測記録の蓄積が進めば、STEP 1 のような単純な領域分割を用いても各ブロックの Q 値は適切に推定できるかもしれない。しかし、現時点のデータセット分布を用いて適切に各パラメータを推定するためには、未知パラメータの数を減らさなくてはならない。STEP が進むにつれてブロックが統合され、安定した Q 値が推定されている。本提案手法では、伝播経路特性の領域分割に着目し、統計指標から客観的に判断してブロックの統合と分割をすることで伝播経路特性の未知パラメータの数を少なくした。それによって現状のデータセットで地震動の 3 特性 (震源・伝播・サイト) を分離した。

推定した各プレートの不均質減衰構造の領域分割と各ブロックの Q 値を図 4-12 に示す。領域分割の図中には各領域の 10 Hz の Q 値を示している。Q 値の図には既往検討による Q 値を併記した。大陸側のプレートでは、千葉県南部 (CP-12、CP-19) と千葉県東方沖 (CP-28) で low-Q が推定された。

フィリピン海プレートでは、千葉県と茨城県の県境付近 (PHL-27) と伊豆半島南部 (PHL-2) で low-Q が推定された。既往のトモグラフィ解析と概ね整合する結果であり、PHL-27 は例えば、Nakamura et al. (2006) が指摘するように蛇紋岩に起因する高減衰帯と考えられる。本検討のデータの多数が伝播する領域 (PHL-3、PHL-4、PHL-11、PHL-26) の Q 値は、伝播経路特性の不均質性を考慮していない既往検討の Q 値と概ね整合する。

太平洋プレートでは、水平方向の不均質性の自由度を与えても一様な領域分割が最適と推定された。対象とした地震は、震源深さ 100 km 以下であり、太平洋プレートを長距離伝播する観測記録が少ないことが、一様な領域分割が推定された一因と考えられる。

基盤レベルのフーリエ振幅スペクトル (震源特性×伝播経路特性) の空間分布を図 4-13 に示す。地震の発生位置によって、同心円状に地震動が広がらないことが分かる。さらにサイト増幅特性を考慮すれば、震度分布で見たようにより複雑な分布形状になると考えられる。

推定したサイト増幅率と震源スペクトルの重ね描きを図 4-14、図 4-15 に、観測点ごと地震ごとの図を図 4-16、図 4-17 に示す。図 4-17 では推定した震源スペクトルに対して、下式の ω 二乗モデルを当てはめた結果も併せて示している。

$$\Omega(f) = \frac{M_0}{1+(f/f_c)^2} \quad (4-1)$$

なお、 M_0 と f_c の両方を推定した。フィッティングの対象周波数は0.2~3 Hzとした。図中の M_0 ratioは、(本検討で推定した M_0 /F-netの M_0)を示しており、 M_0 を固定した地震では「fix」、F-netで公開されていない地震では「-」と記している。

応力降下量 $\Delta\sigma$ [bar]は、 M_0 [dyne·cm]、 f_c [Hz]と β [km/s]からBrune (1970, 1971)のモデルによる下式 (Boore, 1983) から求め、短周期レベル A [dyne·cm/s²]は次式から求めた。

$$\Delta\sigma = M_0 \left(\frac{f_c}{4.9 \cdot 10^6 \beta} \right)^3 \quad (4-2)$$

$$A = 4\pi^2 f_c^2 M_0 \quad (4-3)$$

推定した震源特性を図4-18に示す。本検討で推定した M_0 とF-netの M_0 の比較を図4-18(1)に示す。図中の直線はF-netの値に対して1:1の線、破線で倍・半分の範囲を示している。多くの地震で倍・半分の範囲で推定されている。 M_0 と f_c の関係を図4-18(2)に示す。参考として、 $\Delta\sigma$ に1、10、100 MPaとた場合の M_0 と f_c の関係も併せて示す。両者が $-1/3$ 乗の関係に整合している。 M_0 と $\Delta\sigma$ の関係を図4-18(3)に示す。両者に明瞭な関係は見られない。 $\Delta\sigma$ と震源深さの関係を図4-18(4)に示す。応力降下量の深さ依存性がやや見える。 M_0 と A の関係を図4-18(5)に示す。図中には、壇ほか(2001)の M_0 と A の関係を実線で、2倍と1/2倍のレベルを細線で示している。本検討では、地震規模の大きな地震がそれほどないので、明瞭な対応関係を議論できなかった。

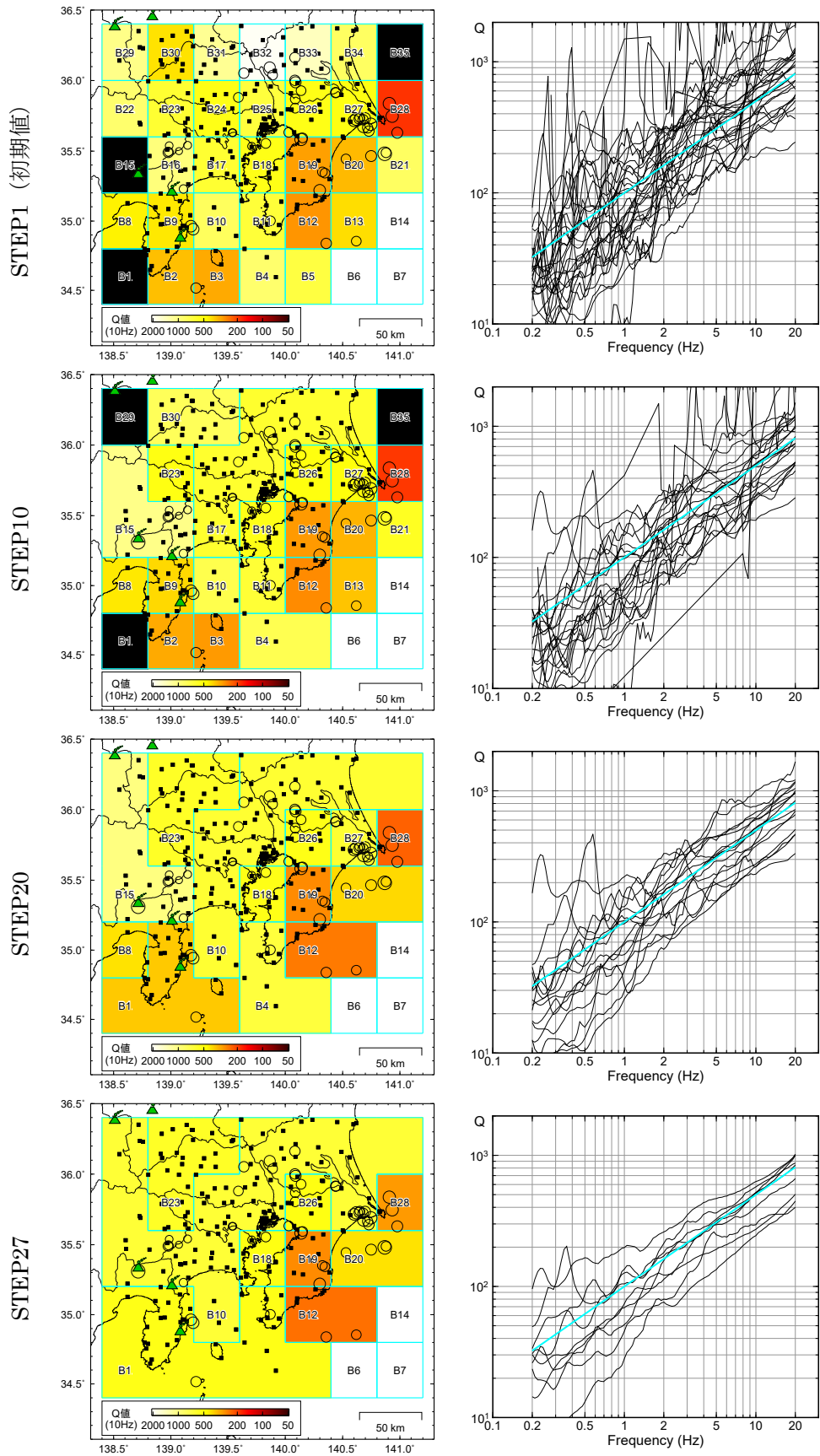


図 4-9 領域分割の推定過程 (大陸側のプレート)

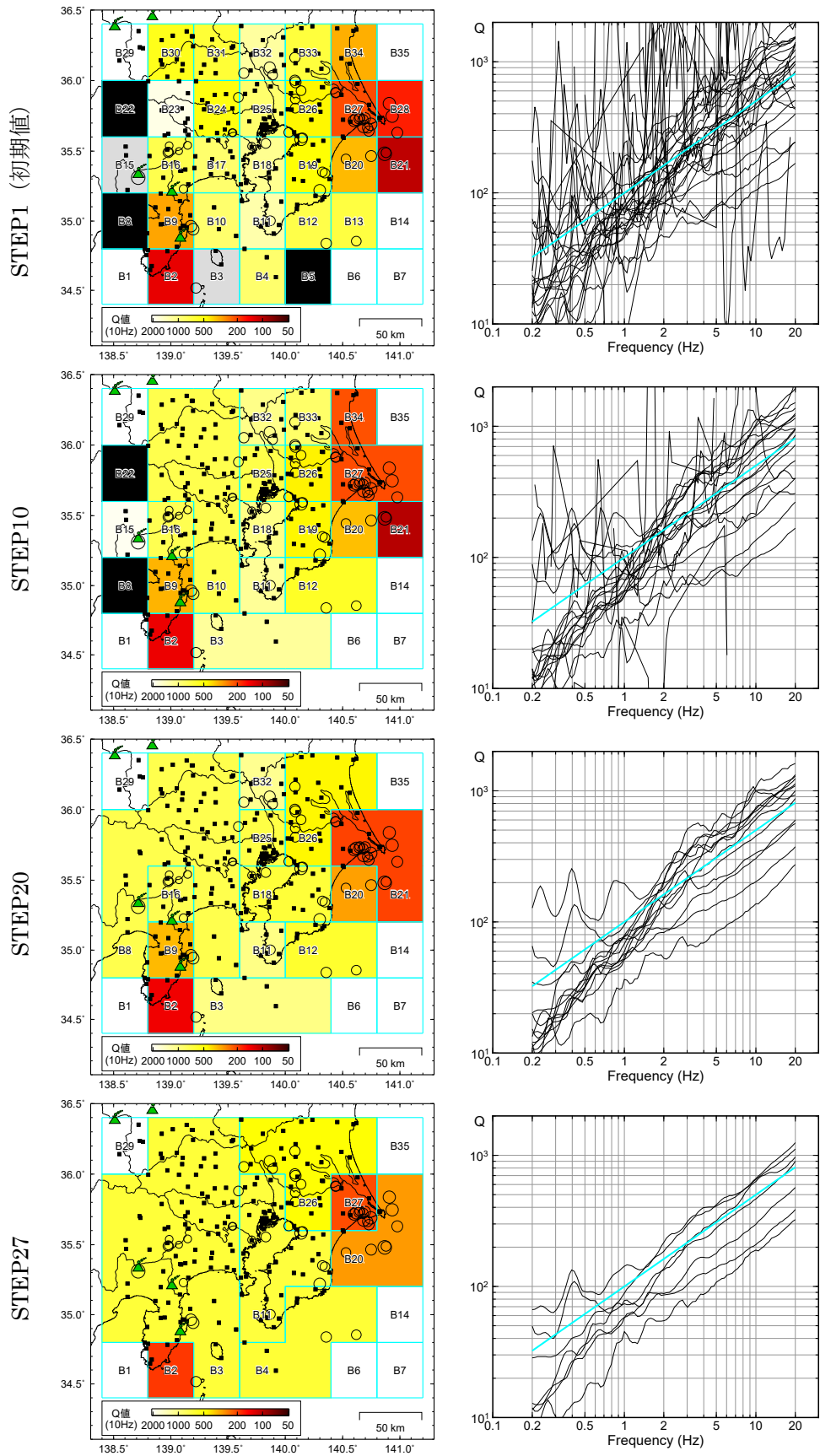


図 4-10 領域分割の推定過程 (フィリピン海プレート)

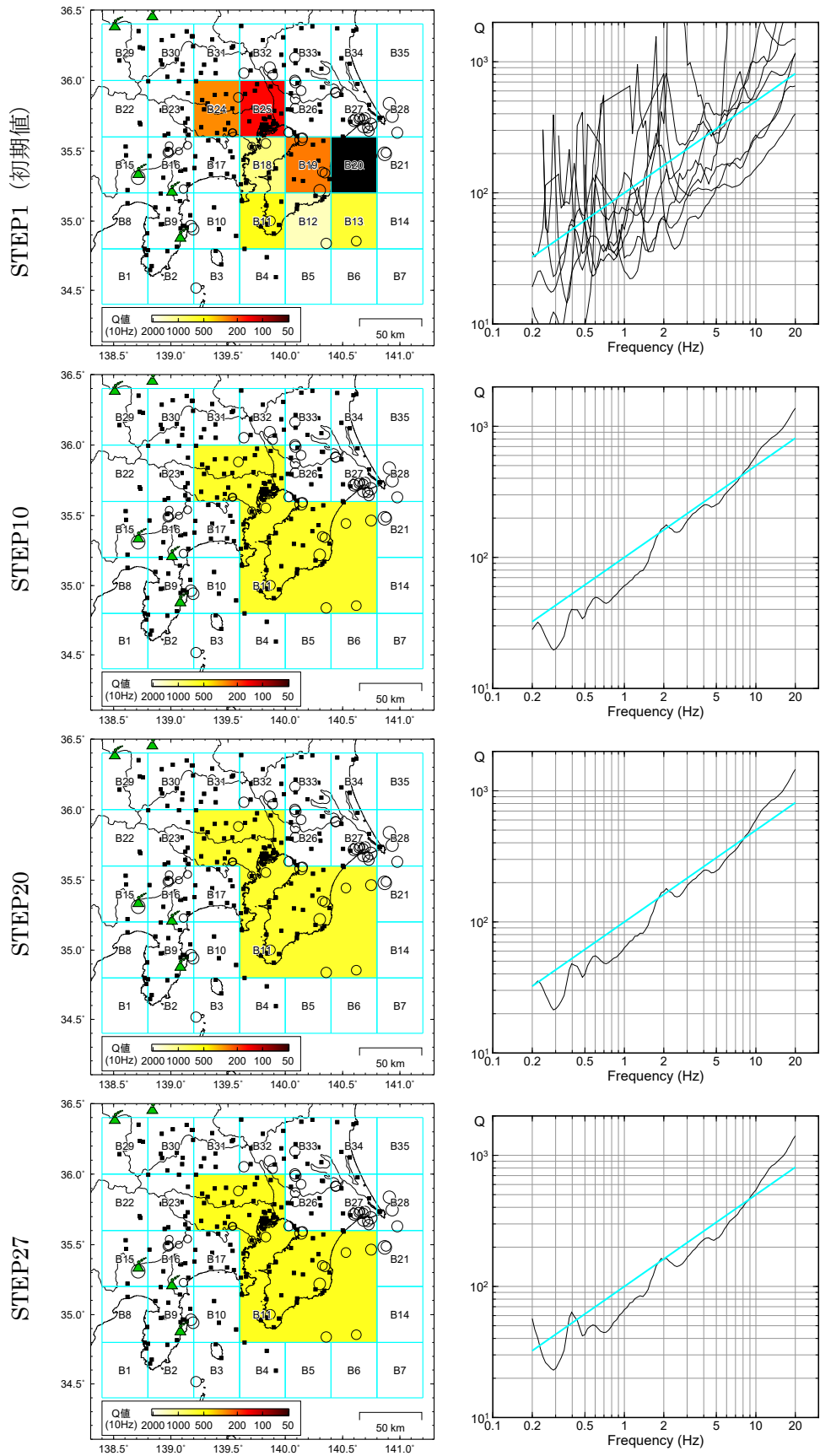
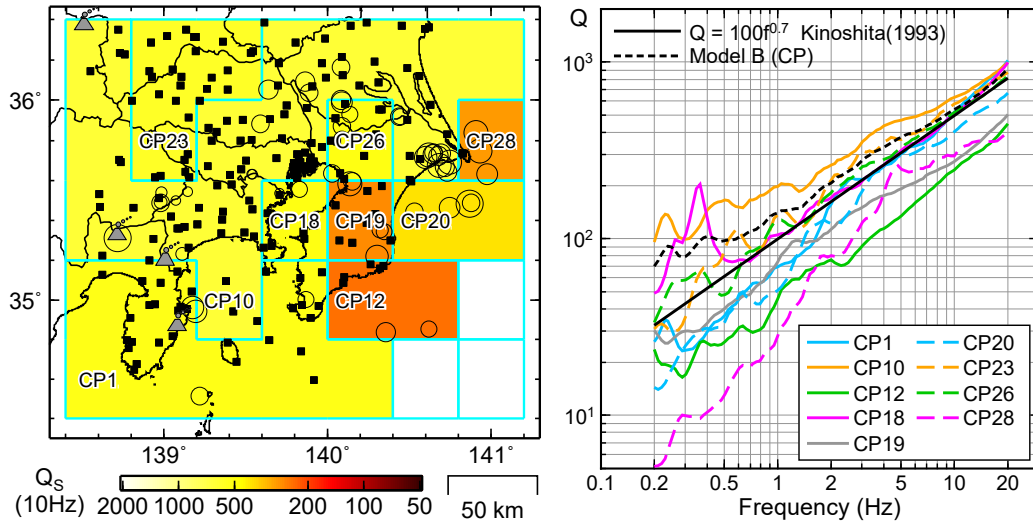
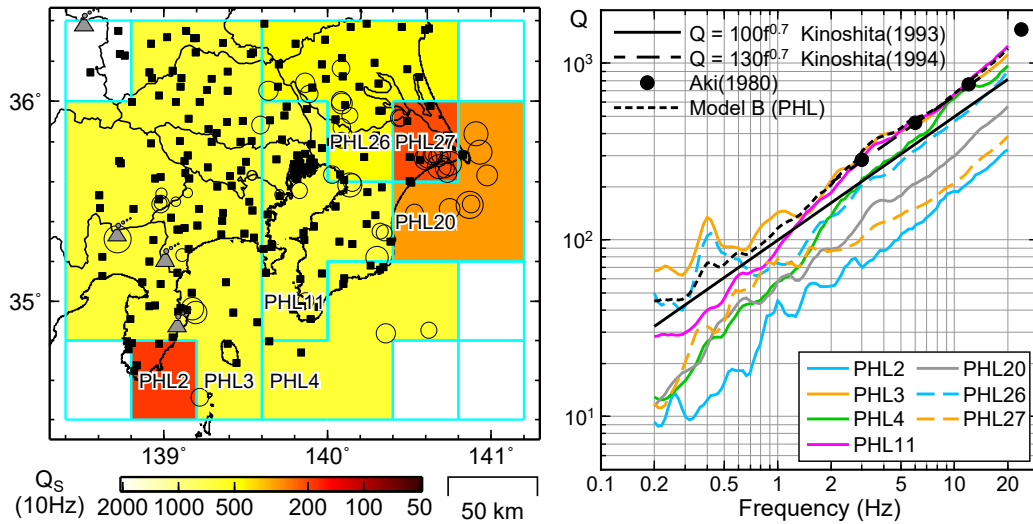


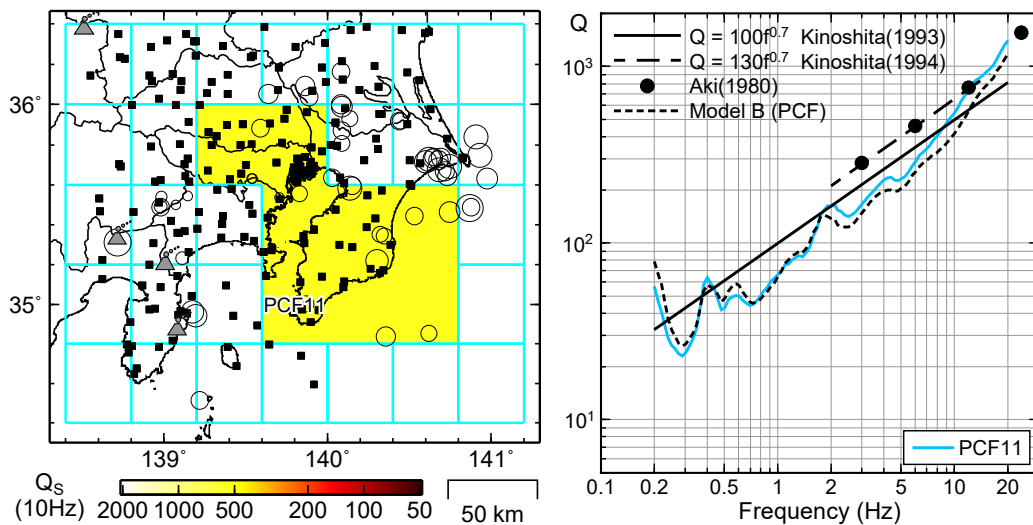
図 4-11 領域分割の推定過程 (太平洋プレート)



(1) 大陸側のプレート



(2) フィリピン海プレート



(3) 太平洋プレート

図 4-12 不均質減衰構造の領域分割と各ブロックの Q 値

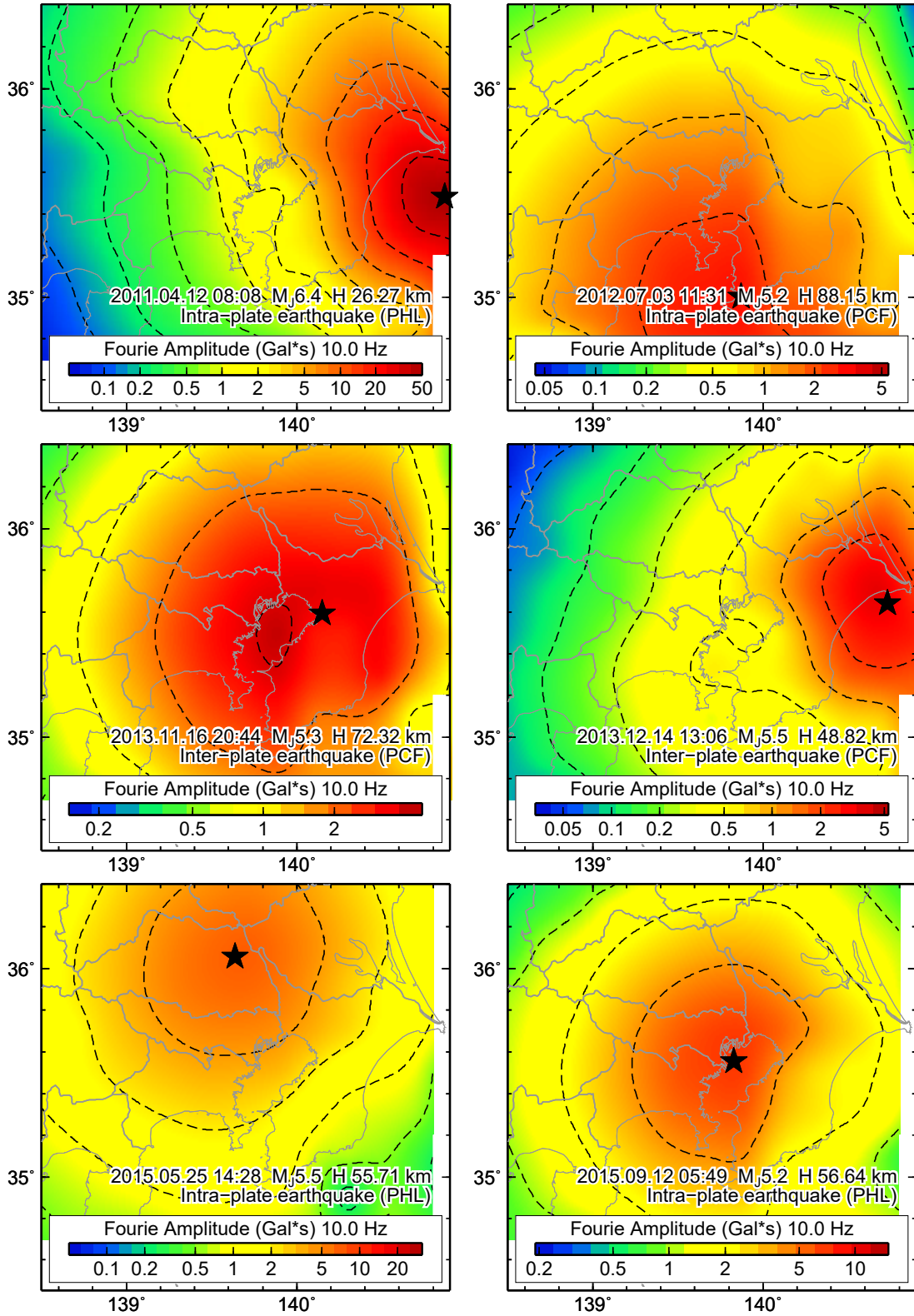


図 4-13 伝播経路特性の面的分布

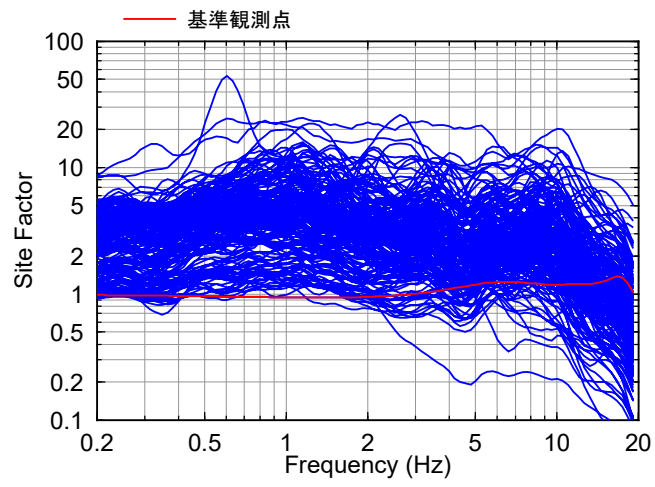


図 4-14 推定したサイト増幅率の重ね描き (Model A)

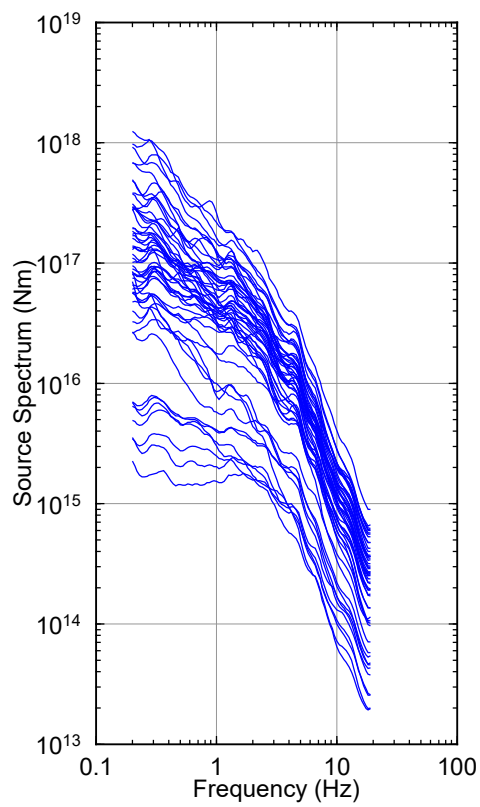


図 4-15 推定した震源スペクトルの重ね描き (Model A)

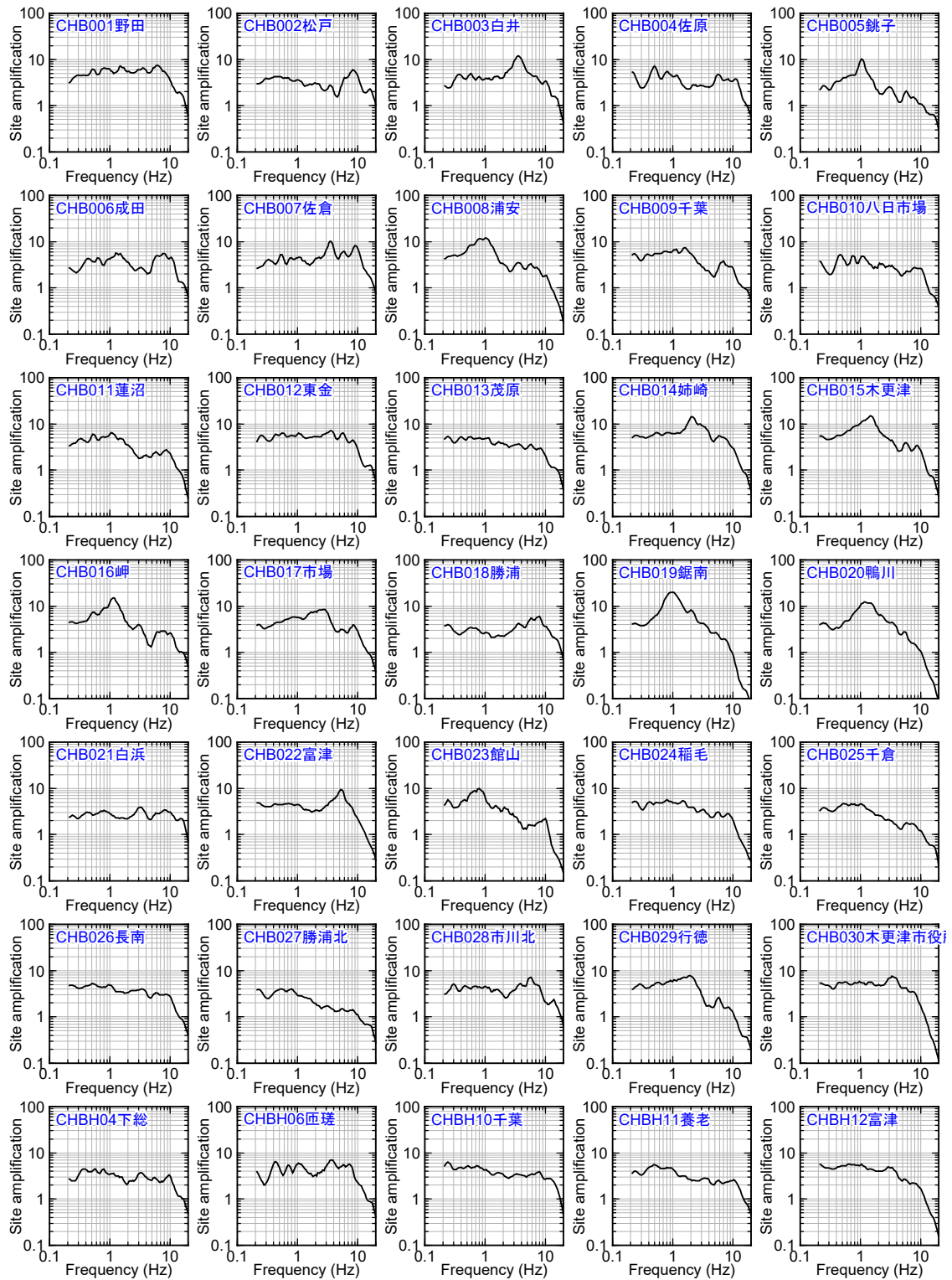


図 4-16 サイト増幅特性 (Model A) (1/6)

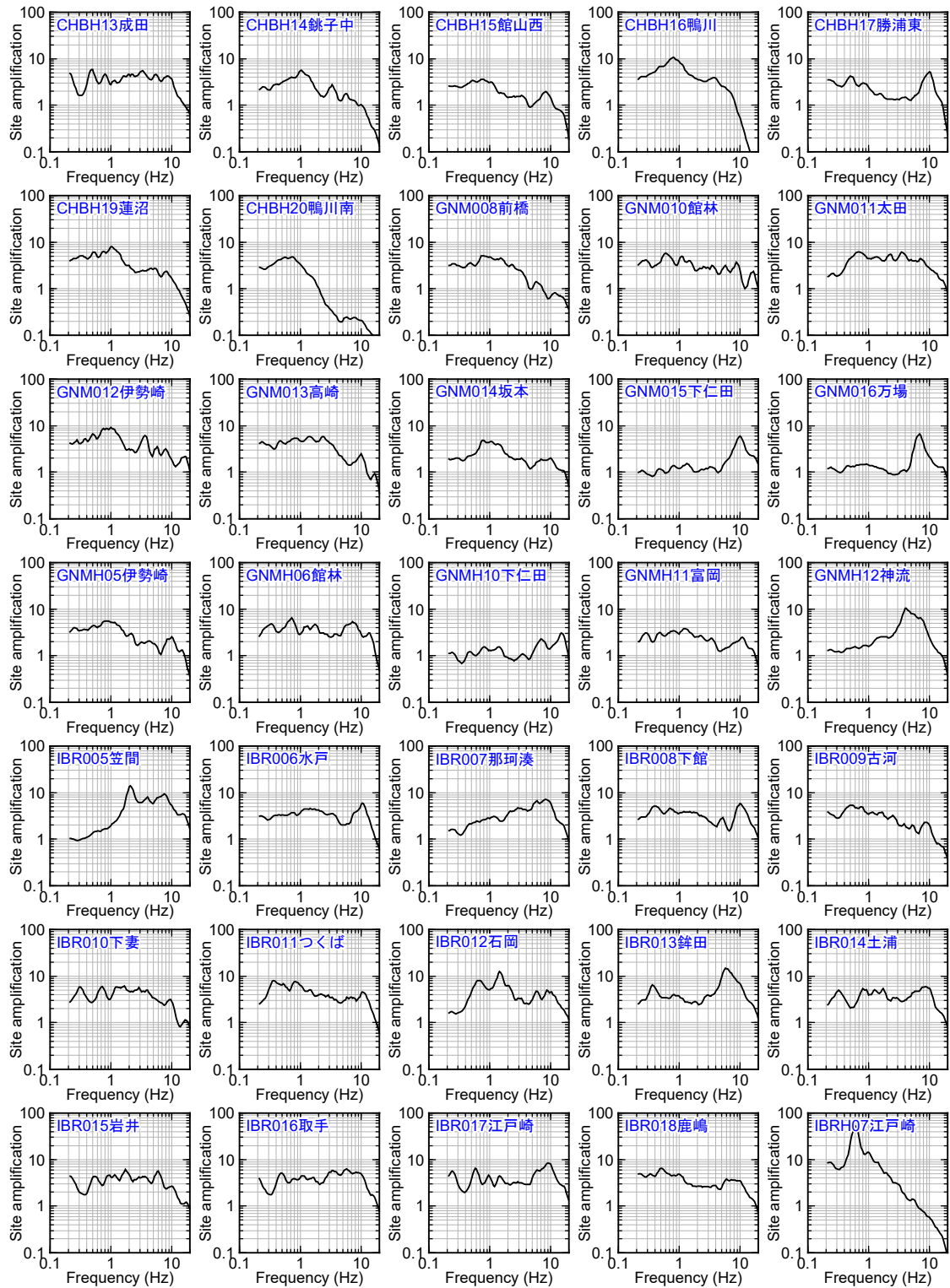


図 4-16 サイト増幅特性 (Model A) (2/6)

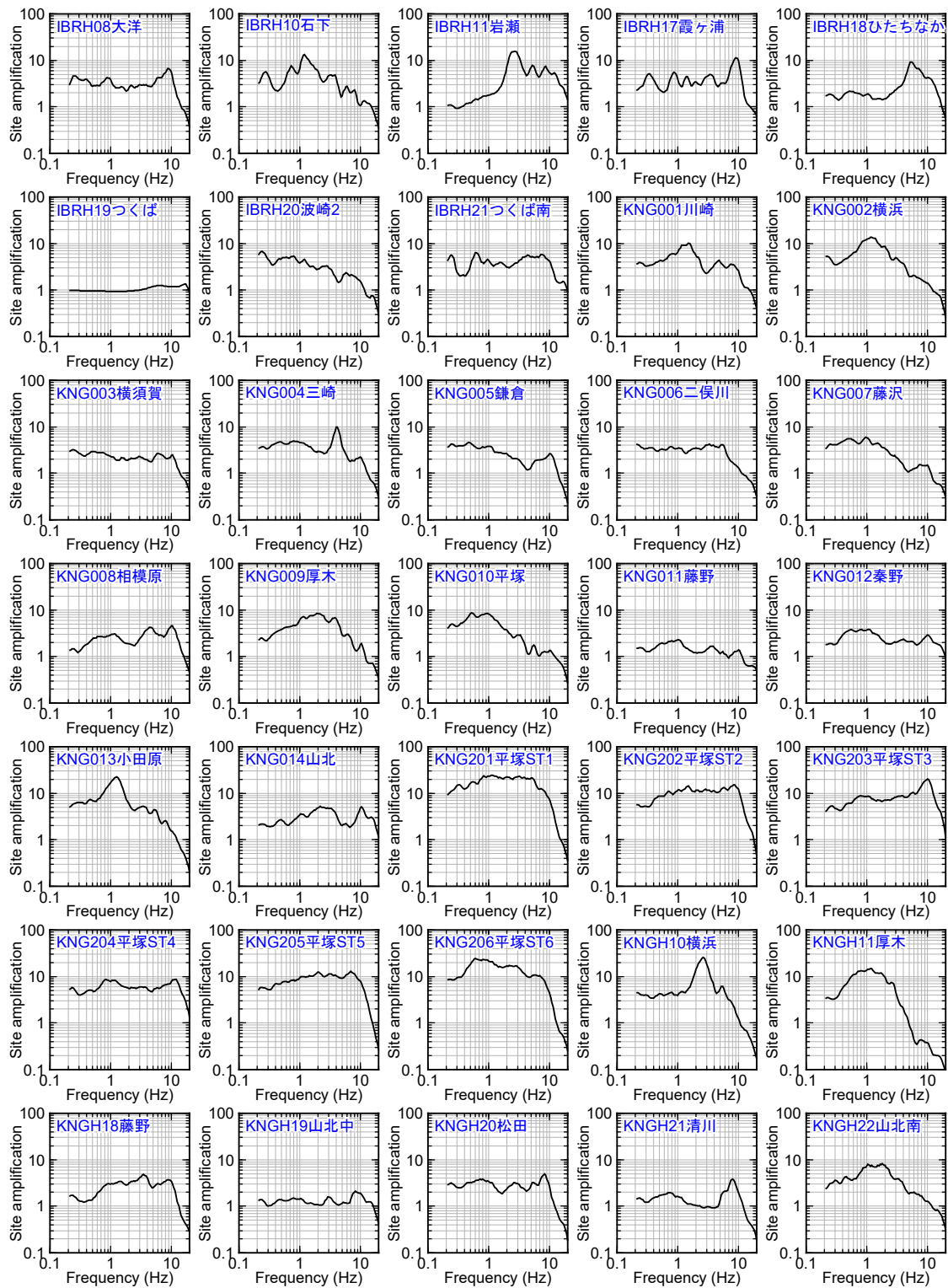


図 4-16 サイト増幅特性 (Model A) (3/6)

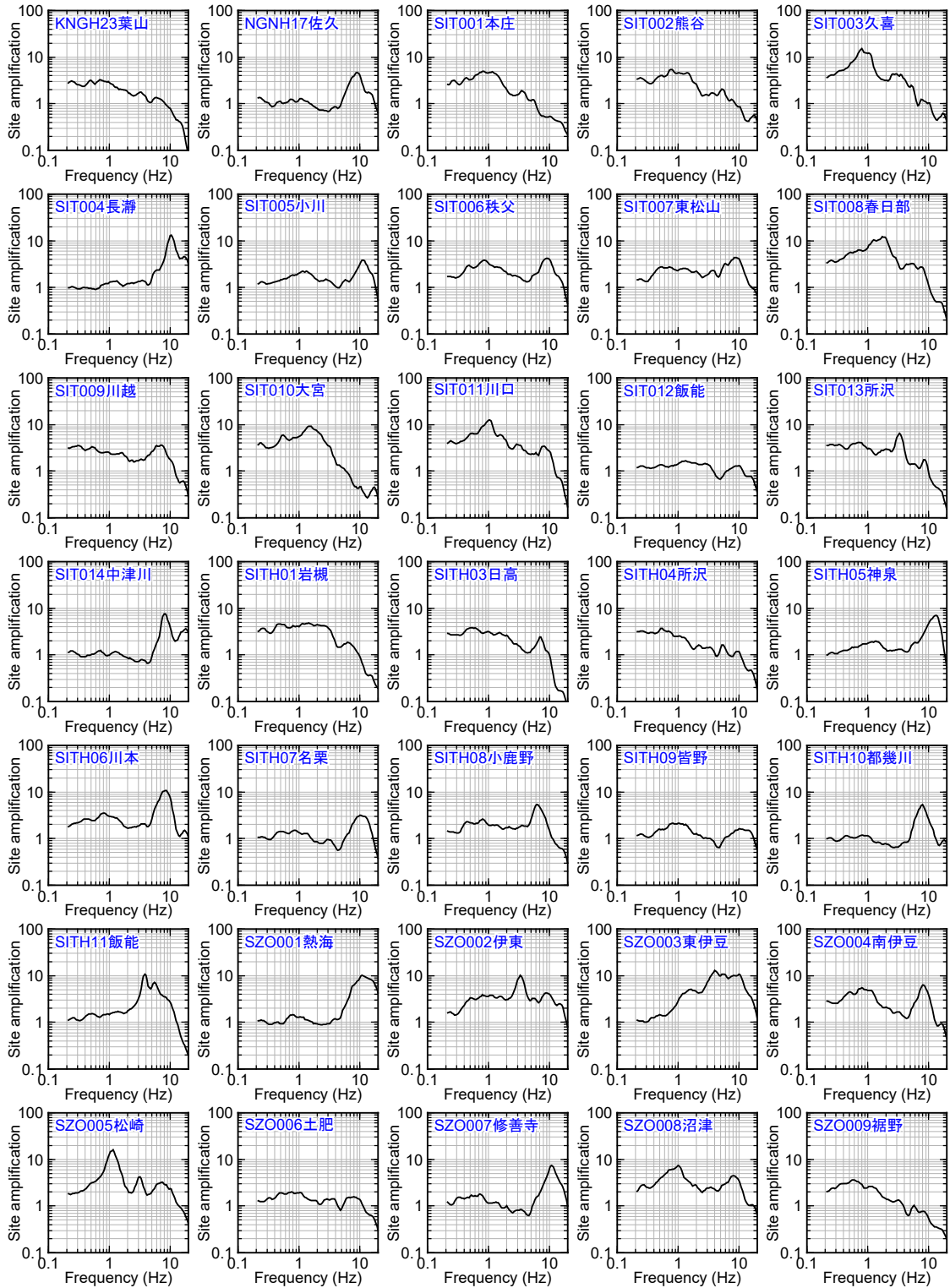


図 4-16 サイト増幅特性 (Model A) (4/6)

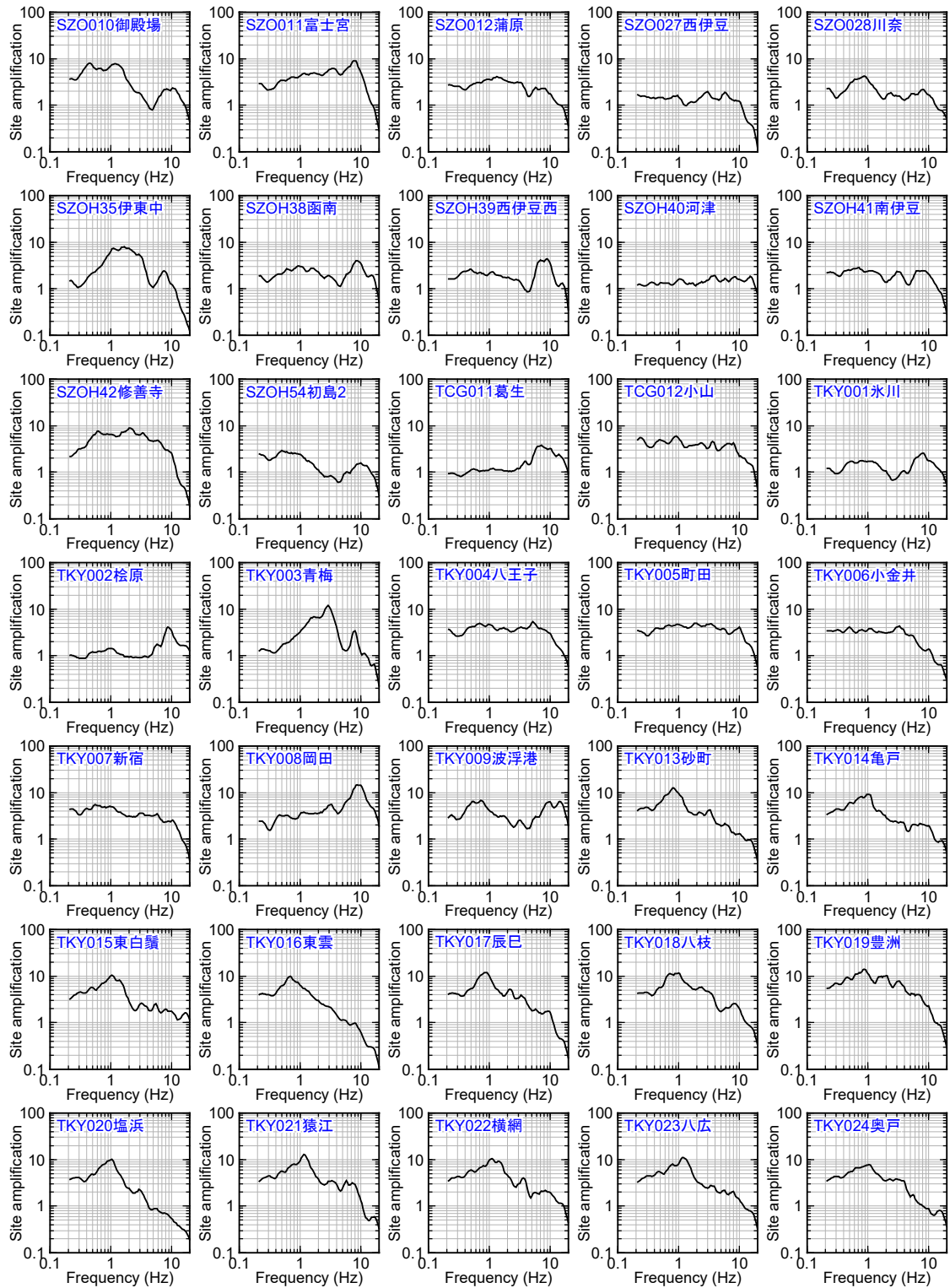


図 4-16 サイト増幅特性 (Model A) (5/6)

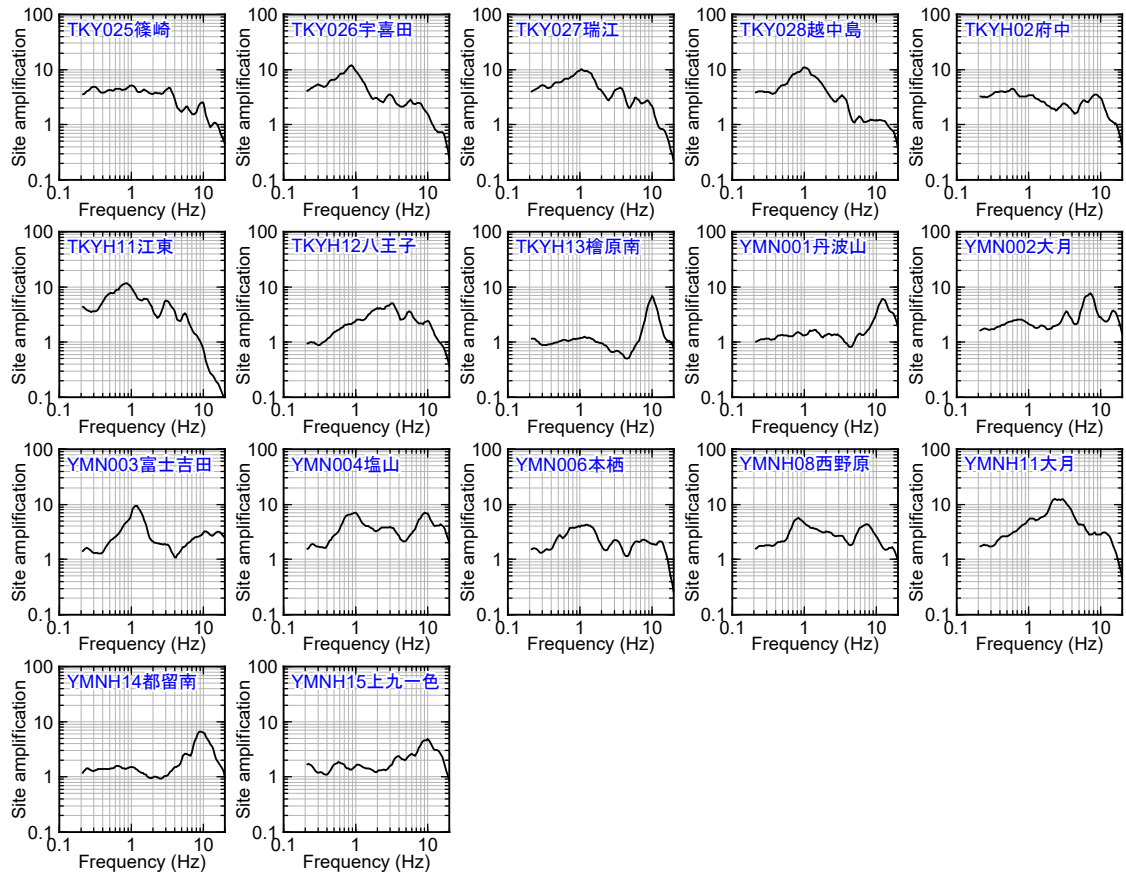


図 4-16 サイト増幅特性 (Model A) (6/6)

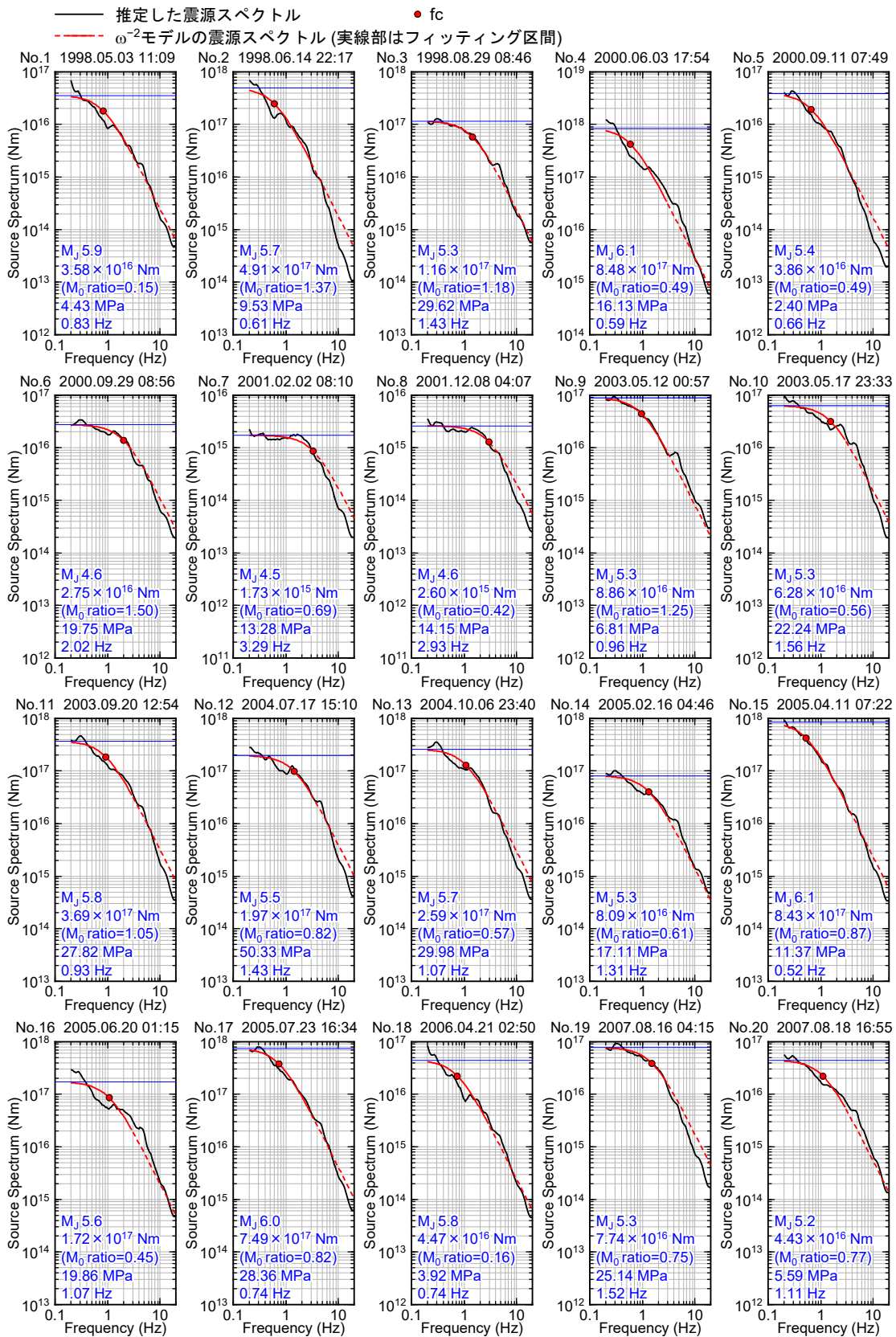


図 4-17 震源スペクトル (Model A) (1/3)

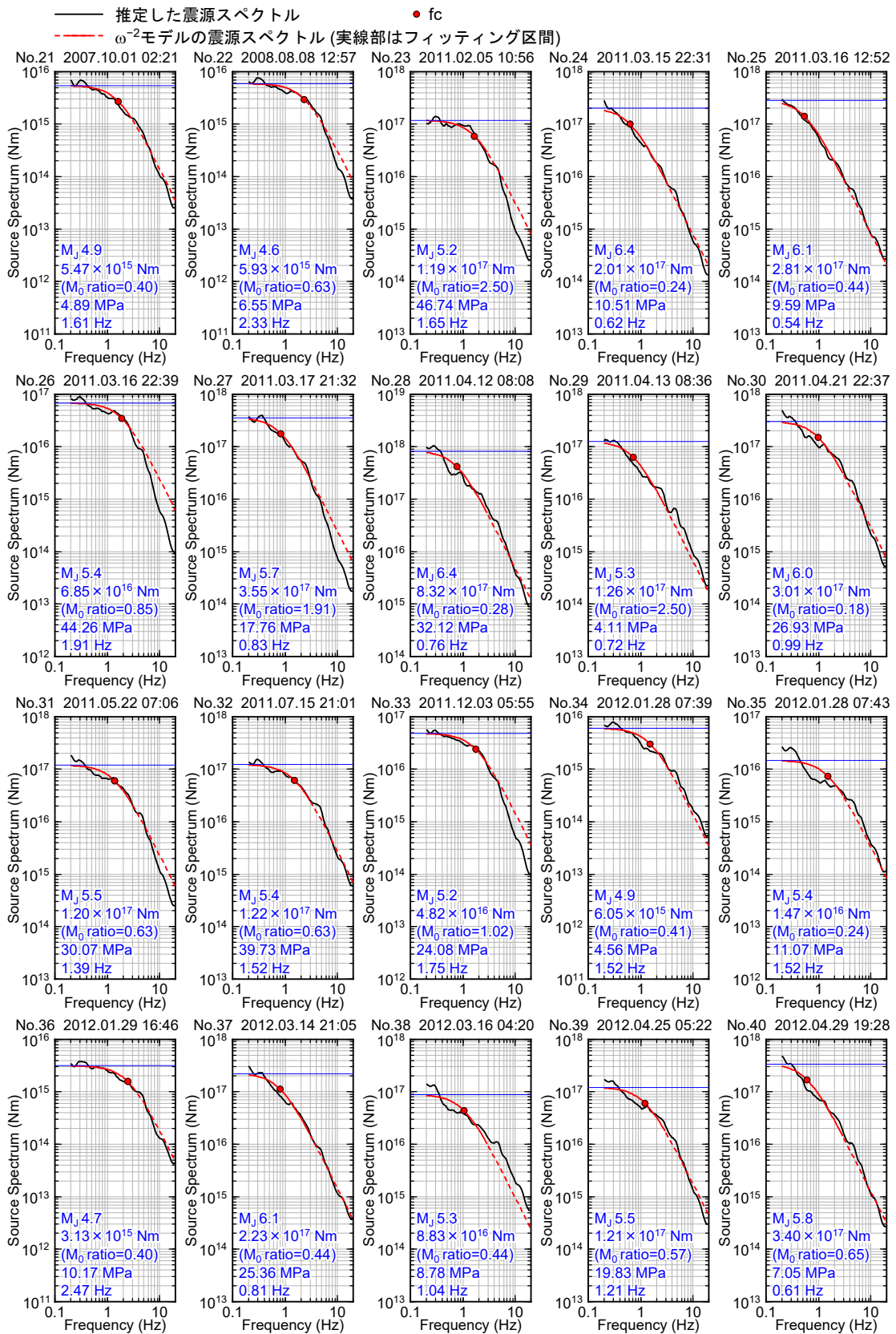


図 4-17 震源スペクトル (Model A) (2/3)

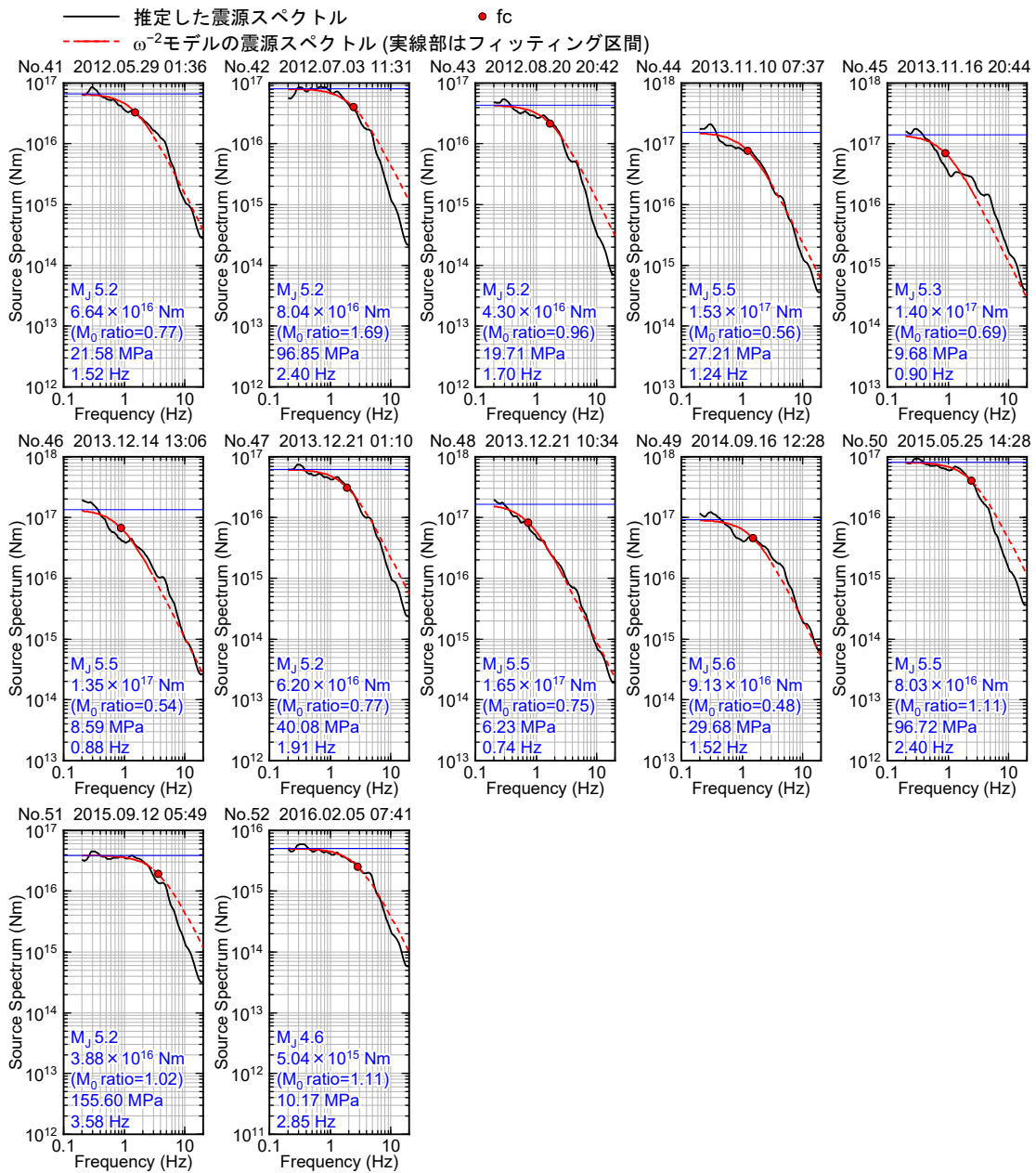
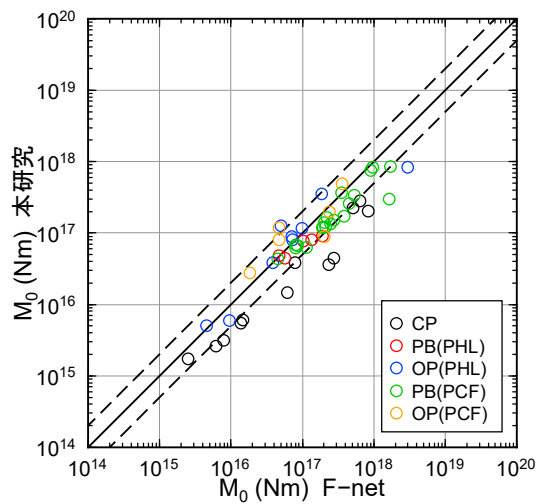
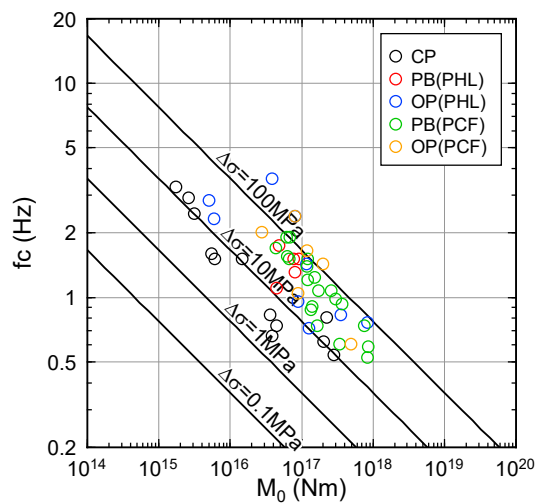


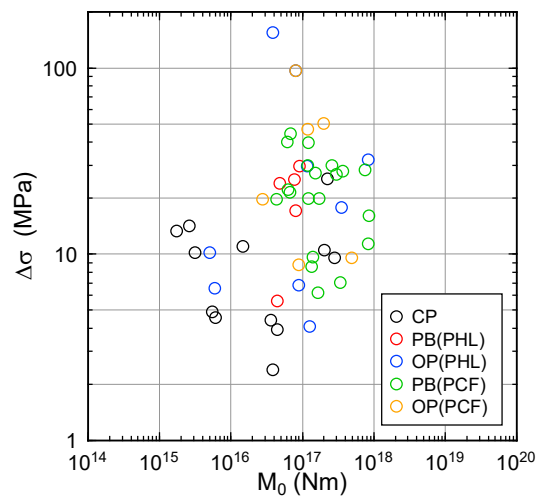
図 4-17 震源スペクトル (Model A) (3/3)



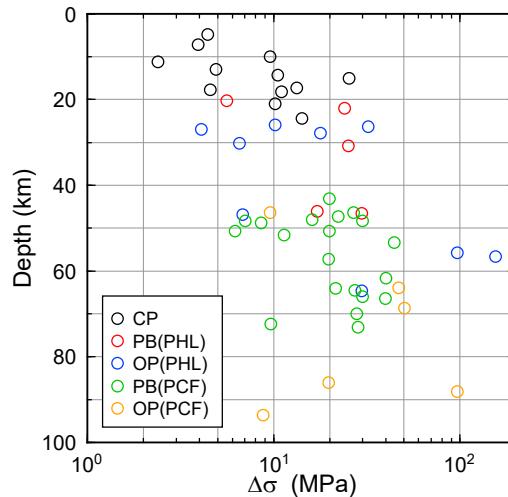
(1) F-net と本検討の M_0 の関係



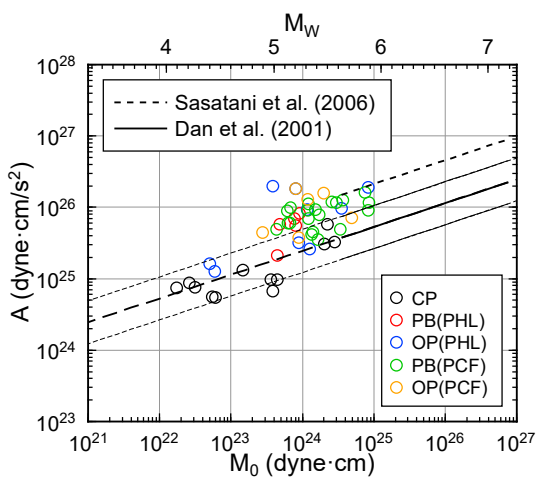
(2) M_0 と f_c の関係



(3) M_0 と $\Delta\sigma$ の関係



(4) $\Delta\sigma$ と震源深さの関係



(5) M_0 と A の関係

図 4-18 推定した震源特性 (Model A)

4.4 モデル化の違いによる結果の違い

伝播経路特性のモデル化による結果の違い (Model A / Model B) を図 4-19 に示す。伝播経路特性の違いによってサイト増幅特性や震源特性に違いが表れている。これらの伝播経路特性の不均質性を考慮しない場合、同時に推定されるサイト増幅特性や震源特性にモデル化誤差が転嫁されると考えられる。

回帰残差の標準偏差の比較を図 4-20 に示す。Model B から Model A へは水平方向の不均質性を考慮しており、モデルパラメータを増やしているのではばらつきは当然減少している。Model A と Model C は両者共に水平方向・深さ方向の不均質性を考慮しているが、提案手法の Model A の方が特に高周波数側ではばらつきは減少した。伝播経路特性の不均質性を解釈する際に、プレート形状を適切に取込むことで現象説明能力が向上したことを意味している。赤池の情報量規準 AIC (Akaike, 1973) の比較を図 4-21 に示す。AIC から判断しても Model A のようにプレート形状を適切に取込むこと有効であることが確認された。

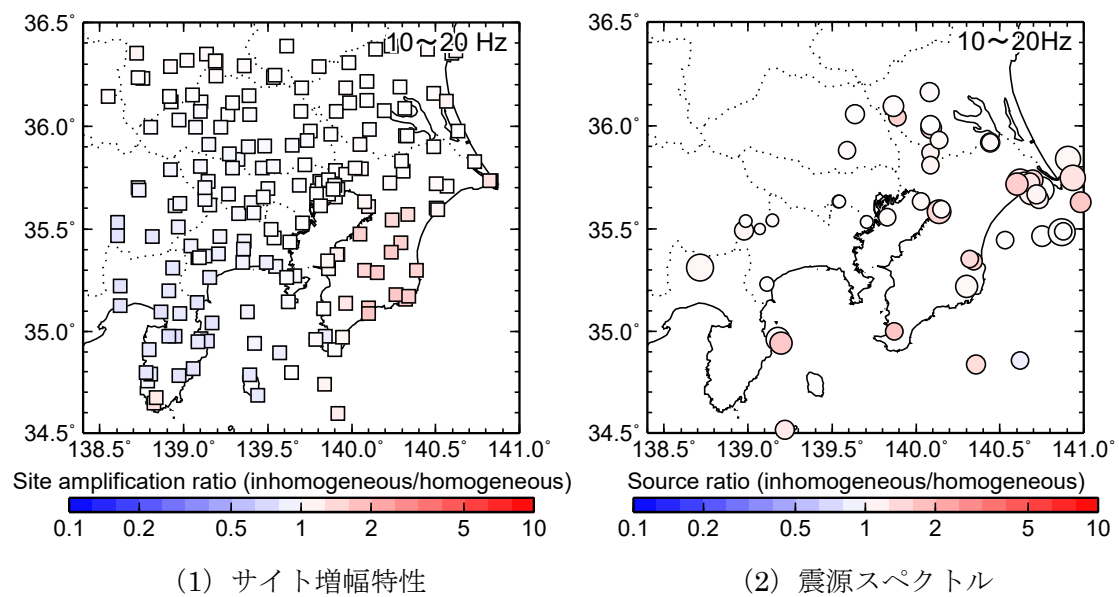


図 4-19 伝播経路特性のモデル化による結果の違い (Model A / Model B)

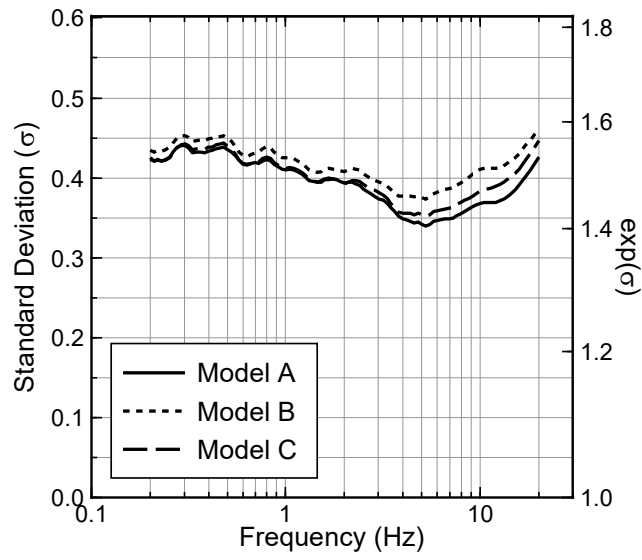


図 4-20 回帰残差の標準偏差の比較

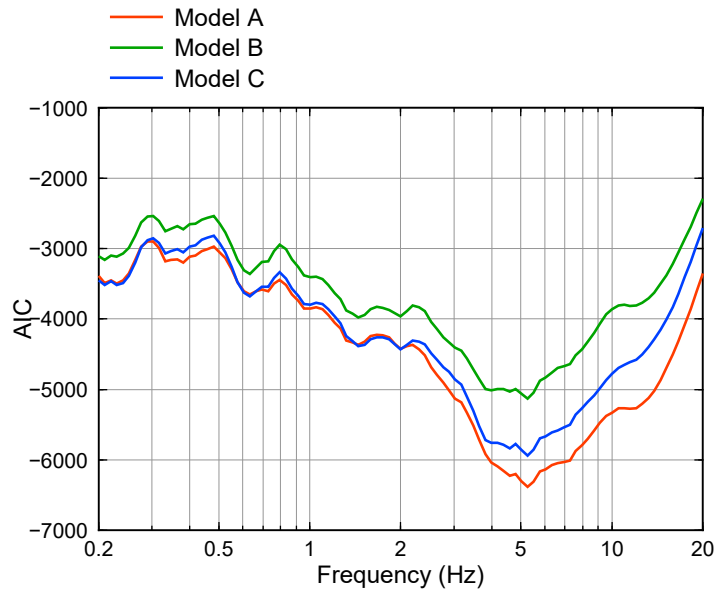


図 4-21 AIC の比較

4.5 4章のまとめ

2章、3章で構築した伝播経路特性の水平方向の不均質性の推定手法を深さ方向に拡張した。伝播経路特性のモデル化に関しては、プレート形状を陽に与えた点が既往評価手法との違いである。これは、地震波がプレート内部を伝播する影響をより取り込むためである。従来手法のように深さ方向も格子状に分割するモデル化と比較して、プレート形状を陽に与えた本研究のモデル化の方が残差の標準偏差が減少した。伝播経路特性の不均質性を解釈する際に、プレート形状を適切に取込むことで現象説明能力が向上したことを意味している。

5. 地震動予測の高精度化に向けた検討

5.1 はじめに

本研究で推定した不均質減衰構造、震源特性、サイト増幅特性を用いて地震動予測の高精度化への活用方法を検討する。ここでは、統計的グリーン関数法の高精度化のために、不均質減衰構造や経験的サイト増幅特性を考慮する適用案を提示する。また、距離減衰式の伝播経路特性に不均質性を考慮する方法について、九州地方を対象に検討し、予測精度の向上を確認する。

5.2 統計的グリーン関数法の高精度化

不均質減衰構造を統計的グリーン関数法に適用することで観測記録の再現性が向上することは、既に中村ほか (2015) で検討されており、距離 800 km 程度までを対象として不均質減衰構造を考慮する有効性が示されている。ただし、工学的には、距離 100 km 程度までの範囲における検討が重要と言える。

このような距離範囲の評価に用いられる Q 値は、例えば川瀬・松尾 (2004) のように、ある地域の平均的な Q 値 (その領域で均質な減衰構造を仮定した Q 値) が用いられることが多い。しかし、本研究で論じてきたように、現実の減衰構造には不均質性があり、距離減衰特性は震源と評価地点に固有の特性となる。本研究で推定した不均質減衰構造に基づき、震源と評価地点に固有の距離減衰特性を評価し、それを統計的グリーン関数法に用いれば、その評価精度はより向上すると考えられる。実用上は、不均質減衰構造を基に評価した距離減衰特性から等価な Q 値を評価し、統計的グリーン関数法に用いる方法が考えられる。等価 Q 値の評価手順の概要を図 5-1 に示す。震源から評価地点への地震波伝播を考慮して各ブロックの伝播距離を計算し、不均質減衰構造を考慮した距離減衰特性を評価する。この距離減衰特性と整合するように、下式に示す均質な減衰構造の仮定に置き換えたのが等価な $\hat{Q}(f)$ である。

$$\underbrace{\prod_{j=1}^J \exp\left(-\frac{\pi X_{mnj} f}{Q_j(f) \bar{\beta}}\right)}_{\text{不均質減衰構造を考慮した距離減衰特性}} = \underbrace{\exp\left(-\frac{\pi X_{mn} f}{\hat{Q}(f) \bar{\beta}}\right)}_{\text{均質な減衰構造を仮定した場合の距離減衰特性}} \quad (5-1)$$

また、一次元波動論に基づく理論地盤増幅率を用いてサイト特性を評価する機会が多いが、評価地点によっては一次元波動論が必ずしも適用できない地点もある。観測記録を基に推定した経験的サイト増幅率を直接適用することにより、より高精度な評価を行うことが可能と考えられる。等価 Q 値と経験的サイト増幅率を用いることで観測記録との適合性が向上することは、鈴木ほか (2019) によって示されている。

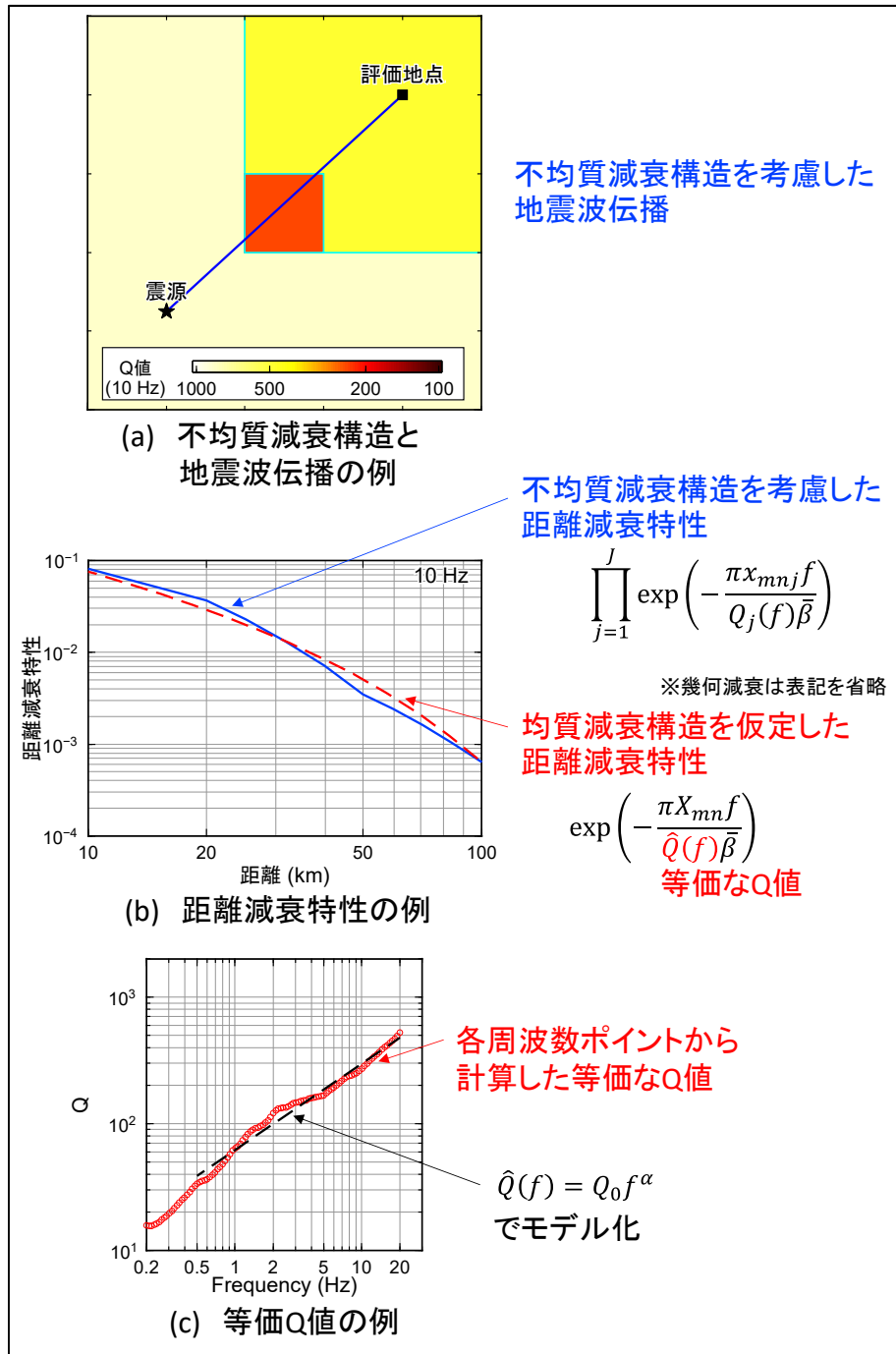


図 5-1 不均質減衰構造から等価 Q 値を評価する手順の概要

5.3 距離減衰式の高精度化

距離減衰式（以後、GMPE と表記する。）の伝播経路特性に不均質性を考慮することで、地震動評価の高精度化を期待できると考えられる。現状、日本国内で用いられている GMPE は伝播経路特性の不均質性を考慮しているものは見当たらない。世界中の観測記録から構築された NGA-West2 においても、データの大半を占めるアメリカ西海岸の評価を基本に作成された GMPE からの違いを補正する地域係数のみ考慮されている。この補正係数は、日本の補正係数やイタリアの補正係数等、国レベルの地域補正である。本研究で論じてきた通り、伝播経路特性の不均質性は、よりローカルに存在する。観測記録に基づき評価した伝播経路特性の不均質性を陽に GMPE に取り入れることで、予測誤差が低減することが期待される。

ここで、2 章から 4 章で実施したスペクトルインバージョン解析やブロックインバージョン解析、そして GMPE の構築のための回帰分析も、観測記録を震源特性・伝播経路特性・サイト特性に分離することが、その本質である。その分離の配分が妥当であるかどうかを示すことは重要であると考え。2 章から 4 章で推定した各特性は物理的な意味づけが明確であり、以下のように妥当性は確認されている。本研究のブロックインバージョン解析から推定した地震モーメントと F-net の地震モーメントが概ね倍半分の範囲内で整合していることで低周波数側の妥当性は確認されている。また、最適化地盤モデルに基づく基準観測点の理論増幅特性を拘束条件としているので、最適化地盤モデルが適切に評価されていれば、その相対的な揺れやすさから求められる各評価地点のサイト増幅率も妥当である。伝播経路特性については、本研究で新たに提案したように統計指標を参照しながらブロックを統合・分割して 2 章に示した 3 つの条件を全て満たすという意味において、得られた領域分割とそれに基づく不均質 Q 値は、解として成立していると考えられる。

上記のように物理的な意味づけが明確なモデル化式を基に GMPE を策定することは、その説明性、普遍性の点で重要である。GMPE の物理的な意味づけは、武村ほか (1987) によりなされている。無限媒質中の S 波の遠方近似解にサイト増幅特性 $G(T)$ を考慮すれば、加速度フーリエスペクトル $F(T)$ は、下式で表現される。

$$F(T) = \frac{\pi R_{\theta\phi}}{\rho\beta^3} \cdot \frac{M_0(T)}{T^2} \cdot \frac{1}{X} \cdot \exp\left(-\frac{\pi X}{Q(T)\beta T}\right) \cdot G(T) \quad (5-2)$$

ここで、 $R_{\theta\phi}$ は震源放射特性係数、 ρ 、 β は震源媒質の密度と S 波速度、 $M_0(T)$ は震源スペクトル、 $Q(T)$ は Q 値、 X は距離である。

一方、高橋ほか (1998) による GMPE は、加速度応答スペクトル $S(T)$ を下式で表現している。

$$\log S(T) = a(T)M - \{\log X + b(T)X\} + c(T) \quad (5-3)$$

ここで、 $a(T)$ 、 $b(T)$ 、 $c(T)$ は回帰係数、 M はマグニチュードである。理論式と経験式の対応を考察すると、震源項では以下の関係がある。

$$\underbrace{\frac{\pi R_{\theta\phi} \cdot M_0(T)}{\rho\beta^3 T^2}}_{\text{理論式}} \Rightarrow \underbrace{a(T)M}_{\text{経験式}} \quad (5-4)$$

GMPEの震源項は、震源スペクトル $M_0(T)$ の M に対するスケーリングを表現していることとなる。高橋ほか(1998)では M に関する一次式で表現しているが、既往研究では、 M の二次式によるモデル化[例えば、福島・田中, 1991]、二直線によるモデル化[Zhao et al., 2016]も提案されている。また、震源深さをパラメータに入れた式[司・翠川, 1999]、地震タイプ・断層タイプごとの回帰係数を求めた式[Zhao et al., 2016]もある。

距離減衰項のモデル化は、幾何減衰と内部減衰を表現しており、下式のような関係がある。

$$\underbrace{\frac{1}{X} \cdot \exp\left(-\frac{\pi X}{Q(T)\beta T}\right)}_{\text{理論式}} \Rightarrow \underbrace{-\{\log X + b(T)X\}}_{\text{経験式}} \quad (5-5)$$

$$Q(T) = \frac{\pi \log(e)}{b(T)\beta T} \quad (5-6)$$

高橋ほか(1998)では上記のモデル化であるが、遠距離や長周期で幾何減衰の傾きを変えるGMPE[例えば、佐藤ほか, 2014]もある。

本研究で推定した不均質減衰構造と高橋ほか(1998)のモデル化を用いて、九州地方のGMPEを試作する。用いたデータセットは3章と同様である。また、図3-28に示した不均質減衰構造の領域分割の推定結果を用いて、距離減衰特性に不均質性を推定する。回帰分析には、二段階回帰分析を用いる。一段階目の回帰分析では、 m 地震による n 地点の $h=5\%$ 加速度応答スペクトル $S_{mn}(T)$ を下式でモデル化する。

$$\log S_{mn}(T) = e_m(T) - \gamma \log X_{mn} - \sum_j^J b_j(T)x_{mnj} + c_n(T) \quad (5-7)$$

$$X_{mn} = \sum_{j=1}^J x_{mnj} \quad (5-8)$$

$e_m(T)$ は m 地震の震源項、 $c_n(T)$ は n 地点のサイト項、 $b_j(T)$ は j ブロックの距離減衰係数、

x_{mnj} はjブロックの伝播距離である。J個のブロックに分割した不均質減衰構造の領域分割は、3章で推定した結果(図3-28)を用いる。 γ は幾何減衰を表しており、3章と同様に $X_{mn} \leq 100 \text{ km}$ では $\gamma=1.0$ 、 $X_{mn} > 100 \text{ km}$ では 20 km ごとの距離範囲で周期ごとの γ を推定した。ただし、 γ に 1.0 の上限を設けた。比較のため、伝播経路特性の不均質性を考慮せず、全領域で均質な減衰構造を仮定した場合の距離減衰係数 $b(T)$ も検討した。均質な減衰構造を仮定して γ を推定し、不均質な減衰構造を仮定する際にも γ は均質な減衰構造の場合と同じ値に固定した。

二段階目の回帰分析では、震源項を以下でモデル化する。なお、二段階目の回帰分析では、 $M_J 5.5$ 以上の内陸地殻内地震の横ずれ断層を対象としてモデル化を行った。

$$e_m(T) = a_0(T) + a_1(T)M \quad (5-9)$$

M はマグニチュードであり、 M_J を用いた場合と M_w を用いた場合の二通りの回帰係数を推定する。なお、本研究では伝播経路特性のモデル化の違いが予測精度に与える影響に主眼を置くため、例えば M の二乗の項や震源深さの項を考慮した複雑なモデル化、サイト項のモデル化は行わない。

推定した幾何減衰 γ を図 5-2 に、均質な減衰構造を仮定した場合の回帰係数を図 5-3、図 5-4 に、不均質減衰構造を仮定した場合の回帰係数を図 5-5、図 5-6 に示す。また、推定した距離減衰係数 $b(T)$ 、 $b_j(T)$ を (5-6) 式により Q 値に変換した結果も併せて示している。図 3-28 に示したブロックインバージョン解析から推定した各ブロックの Q 値と定性的な傾向は概ね対応する。

地震 No.28 2016 年熊本地震(4月16日1時25分、 $M_J 7.3$)の KiK-net 益城(KMMH16)の地中観測記録と、GMPEによる評価結果の比較を図 5-7 に示す。図 5-7(1)には、均質な減衰構造を仮定した場合、図 5-7(2)には、不均質な減衰構造を仮定した場合の結果を示している。距離の近い観測経路に対しては、減衰構造の違いが与える影響が小さく、どちらのモデル化でも \pm 標準偏差の範囲内で観測記録と整合していることを確認した。観測記録と GMPE のより定量的な比較をするため、伝播経路特性のモデル化の違いが残差の空間分布に与える影響を確認する。地震 No.28 2016 年熊本地震(4月16日1時25分、 $M_J 7.3$)を対象に、均質な減衰構造を仮定した場合を図 5-8 に、不均質な減衰構造を仮定した場合を図 5-9 に示す。各図(1)では、残差の重ね描きと平均 \pm 標準偏差を示し、各図(2)では周期 0.1、0.2、0.5、1.0 秒の残差の空間分布をカラーで示している。残差の平均は概ね 1 となっており、観測記録とは平均的に整合している。ただし、図 5-8(2)の短周期側の残差の空間分布では、大分県や鹿児島県南部の観測点で残差が負となり、その他の観測点で正となっている。これらの観測点は震源からの伝播経路中に活火山があり、短周期成分が減衰して観測されていたと考えられる。この残差の傾向は、不均質な減衰構造を仮定した結果では改善されている。

残差の標準偏差に関して、地震ごとに直接比較した結果を図 5-10 に示す。図中赤線は不

均質減衰構造を仮定した場合の標準偏差、青線は均質な減衰構造を仮定した場合の標準偏差である。例えば、地震 No.1 1997 年 3 月 26 日の鹿児島県北西部の地震、地震 No.25 2016 年熊本地震の最大前震（4 月 14 日 21 時 26 分 M_J 6.5）や、地震 No.28 2016 年熊本地震の本震（4 月 16 日 1 時 25 分 M_J 7.3）は、主に高周波数側で提案手法による標準偏差が小さい。

残差の空間分布の偏りの改善について、提案手法の利点をより定量的に把握するために、マクロ空間相関（例えば、Wang and Takada (2005)、糸井 (2011)）の考え方をを用いて、残差の空間相関特性を評価した。2 点間の距離と相関係数の関係、指数関数でモデル化した相関距離を図 5-11、図 5-12 に示す。伝播経路特性のモデル化に関わらず相関距離が同程度となる地震もあるものの、地震 No.25 2016 年熊本地震の最大前震（4 月 14 日 21 時 26 分 M_J 6.5）や地震 No.28 2016 年熊本地震（4 月 16 日 1 時 25 分、 M_J 7.3）では、伝播経路特性の不均質性を考慮した提案手法の方が、相関距離が低減していることが分かる。このことは、残差の空間分布の偏りが改善していることを示している。AIC の比較を図 5-13 に示す。AIC から判断しても提案手法が有効であることが確認された。

全記録に対して伝播経路特性に不均質性を考慮する影響を定量的に判断するため、残差の標準偏差を比較した結果を図 5-14 に示す。特に短周期成分で伝播経路特性の不均質性を考慮することでばらつきが減少することが確認された。また、Al Atik et al. (2010) や Baltay et al. (2017) を参照して地震内のばらつき φ と地震間のばらつき τ に分離した結果を図 5-15 に示す。伝播経路特性に不均質性を考慮することで地震内のばらつきと地震間のばらつき両方ともに減少していることを確認した。本研究では伝播経路特性のモデル化の違いがばらつきに与える影響を検討することを主眼としたため、サイト項のモデル化は行っていない。そのため、既往研究との絶対値の比較は今後の課題とした。

以上より、本研究で得られた領域分割を GMPE に直接取り入れることによって、GMPE のさらなる高精度化と説明性の向上に資すると考えられる。

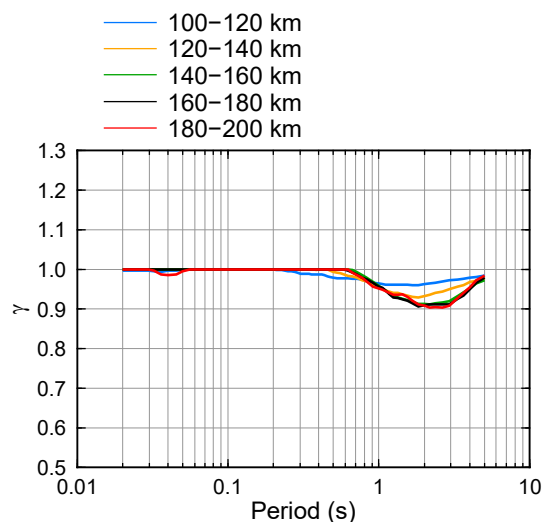


図 5-2 幾何減衰 γ の推定結果

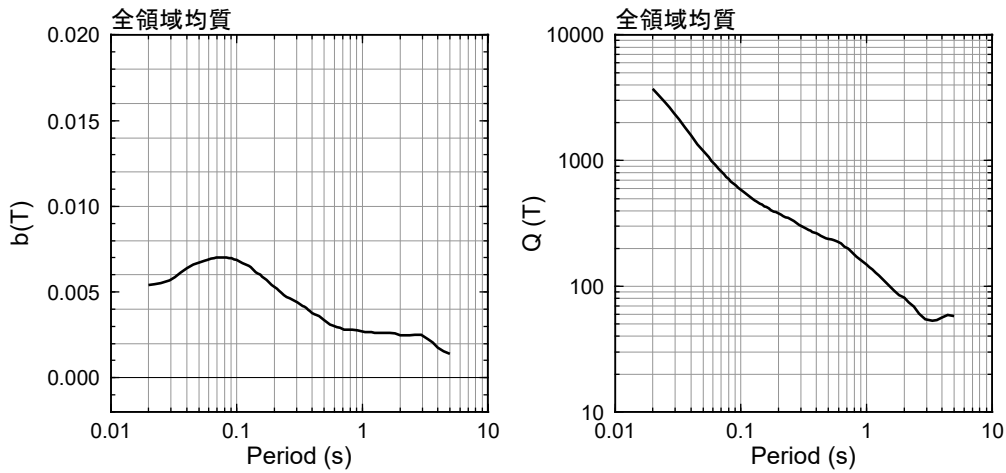
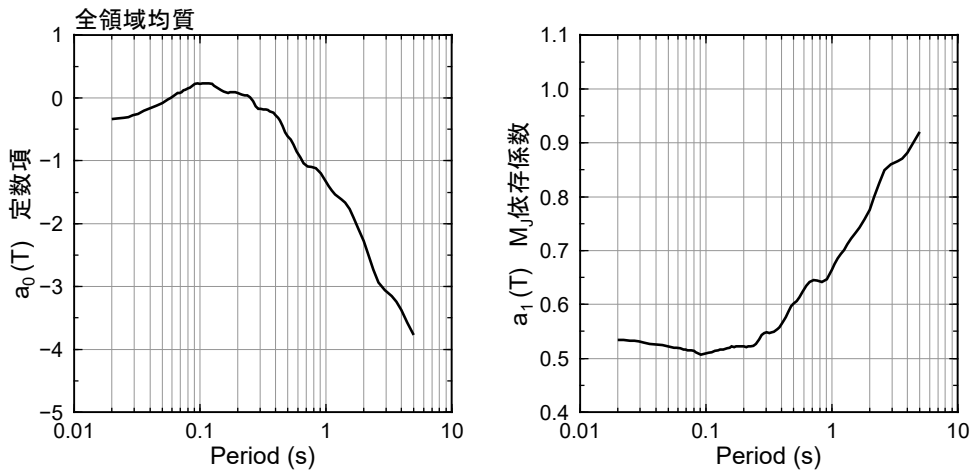
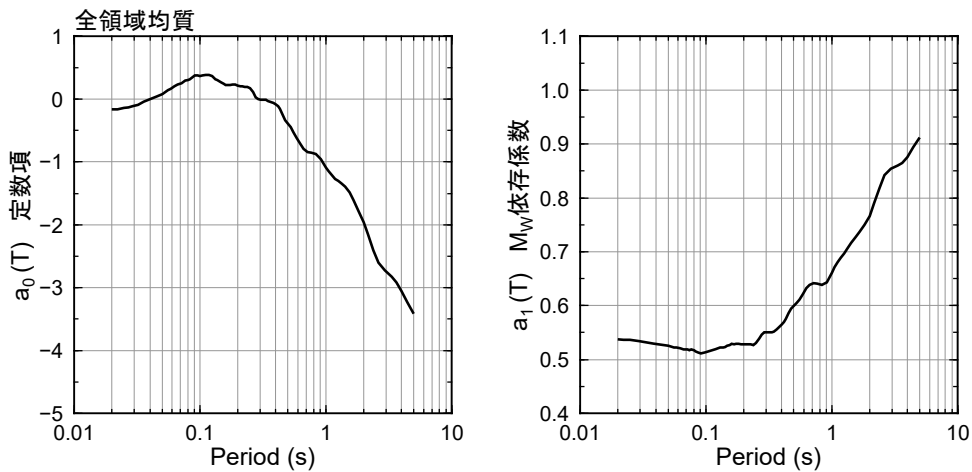


図 5-3 距離減衰係数 $b(T)$ と $Q(T)$ (均質な減衰構造を仮定した場合)



(1) M_J を用いた場合の回帰係数



(2) M_w を用いた場合の回帰係数

図 5-4 震源項の回帰係数 (均質な減衰構造を仮定した場合)

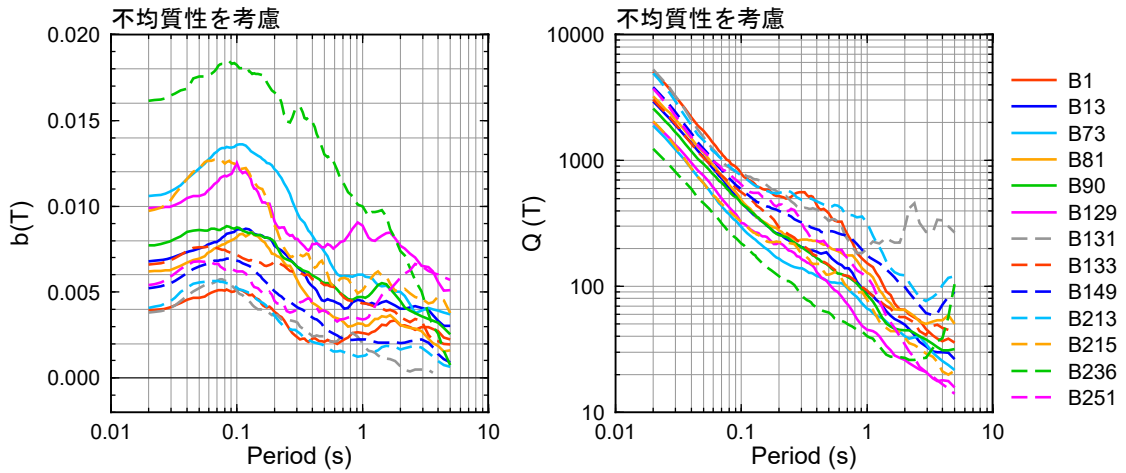
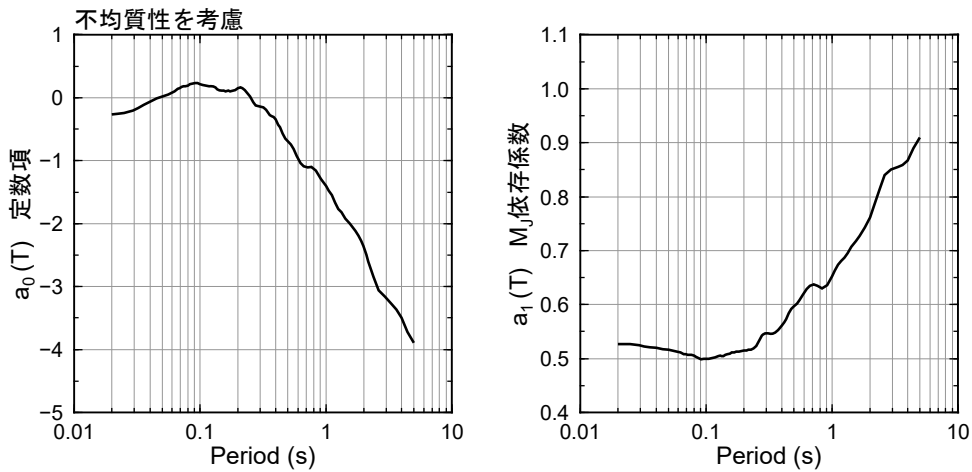
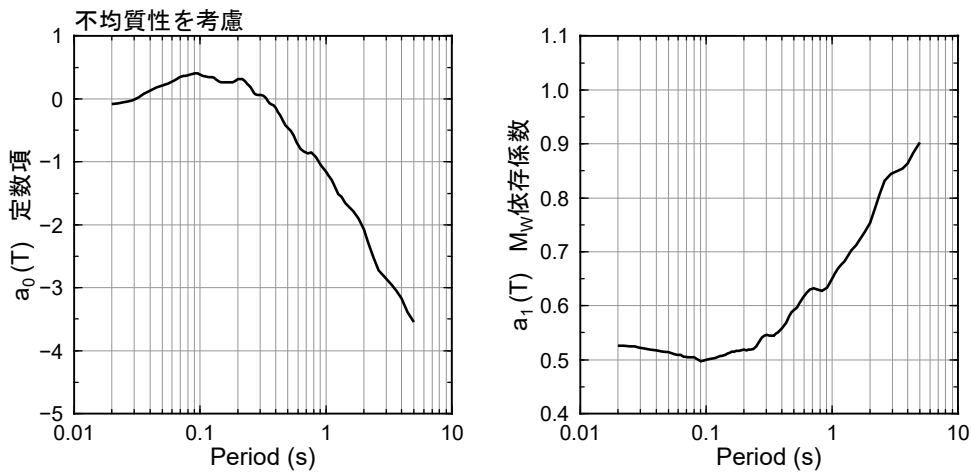


図 5-5 距離減衰係数 $b(T)$ と $Q(T)$ (不均質減衰構造を仮定した場合)

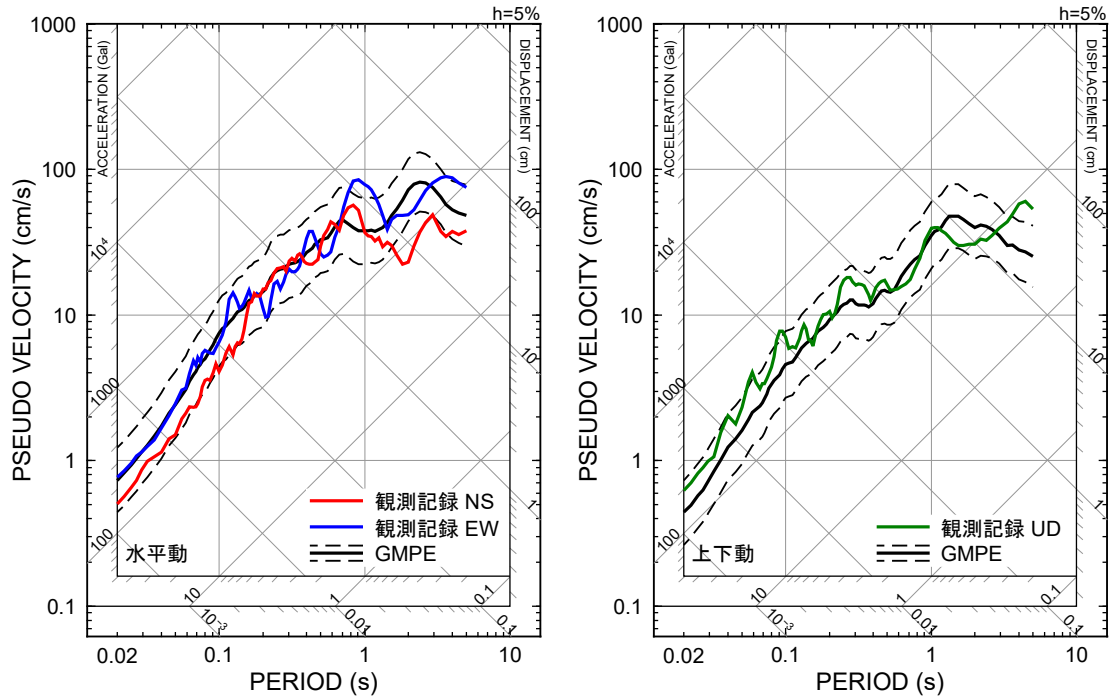


(1) M_J を用いた場合の回帰係数



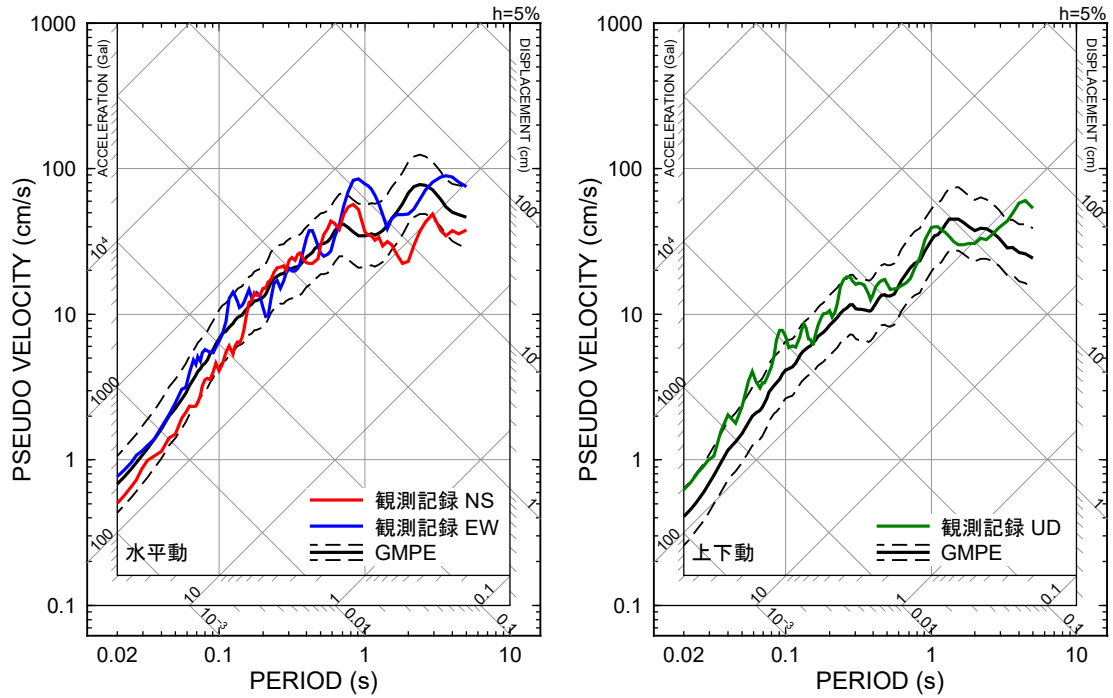
(2) M_w を用いた場合の回帰係数

図 5-6 震源項の回帰係数 (不均質な減衰構造を仮定した場合)



2016.04.16 01:25:05.47 KMMH16 益城 (地中観測記録)
 M_J 7.3 Heq 12.45 km X 14.3 km

(1) 均質な減衰構造を仮定した場合

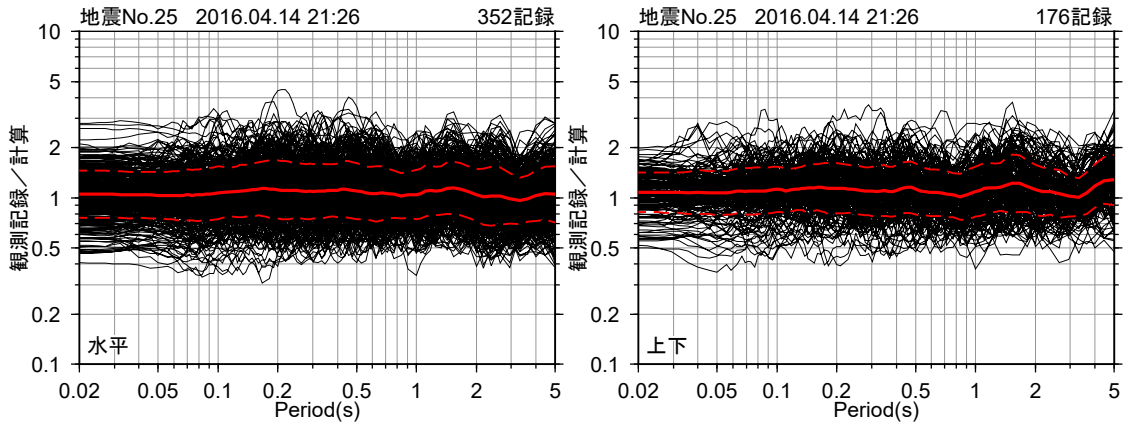


2016.04.16 01:25:05.47 KMMH16 益城 (地中観測記録)
 M_J 7.3 Heq 12.45 km X 14.3 km

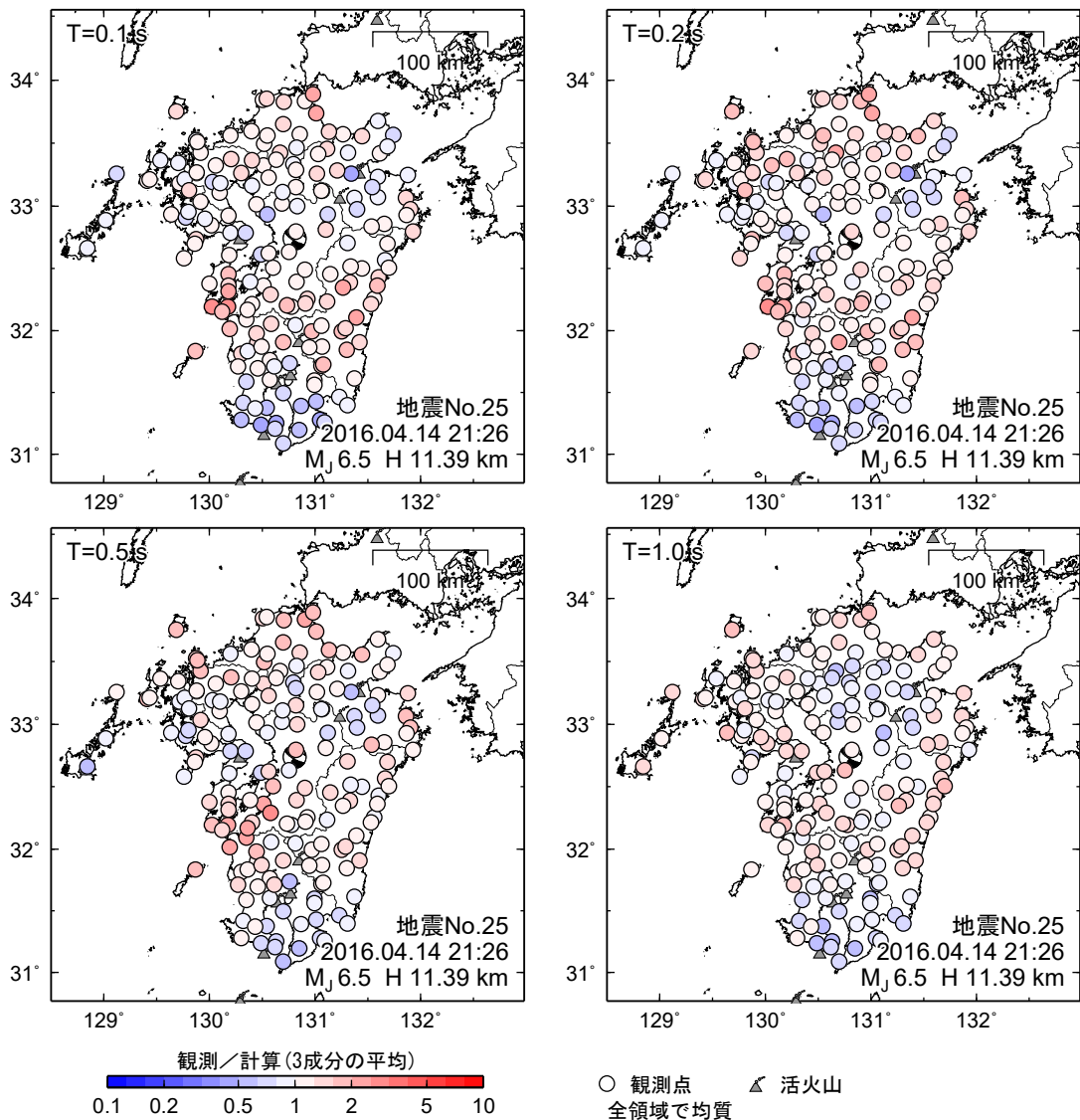
(2) 不均質な減衰構造を仮定した場合

図 5-7 観測記録と GMPE 式の比較

2016 年熊本地震 (4 月 16 日 1 時 25 分、 M_J 7.3) KMMH16 益城 (地中観測記録)



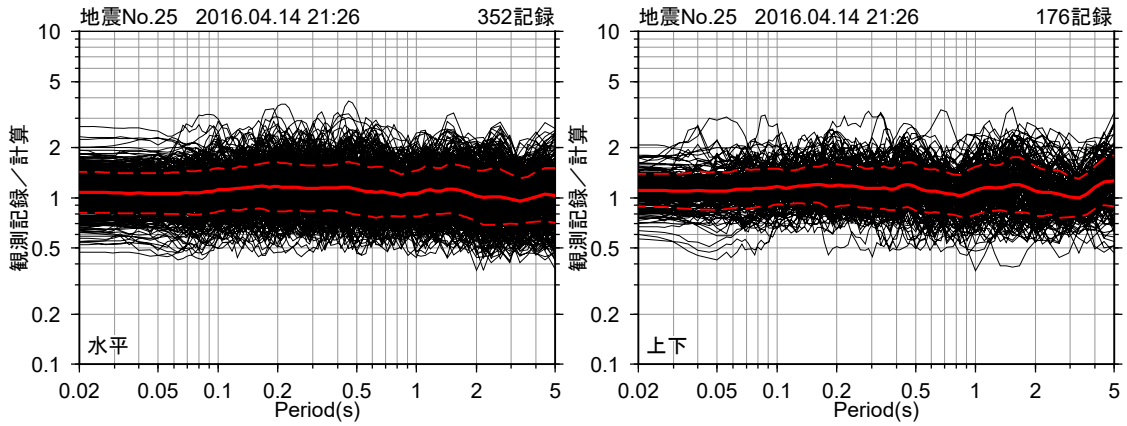
(1) 残差の重ね描きと平均±標準偏差



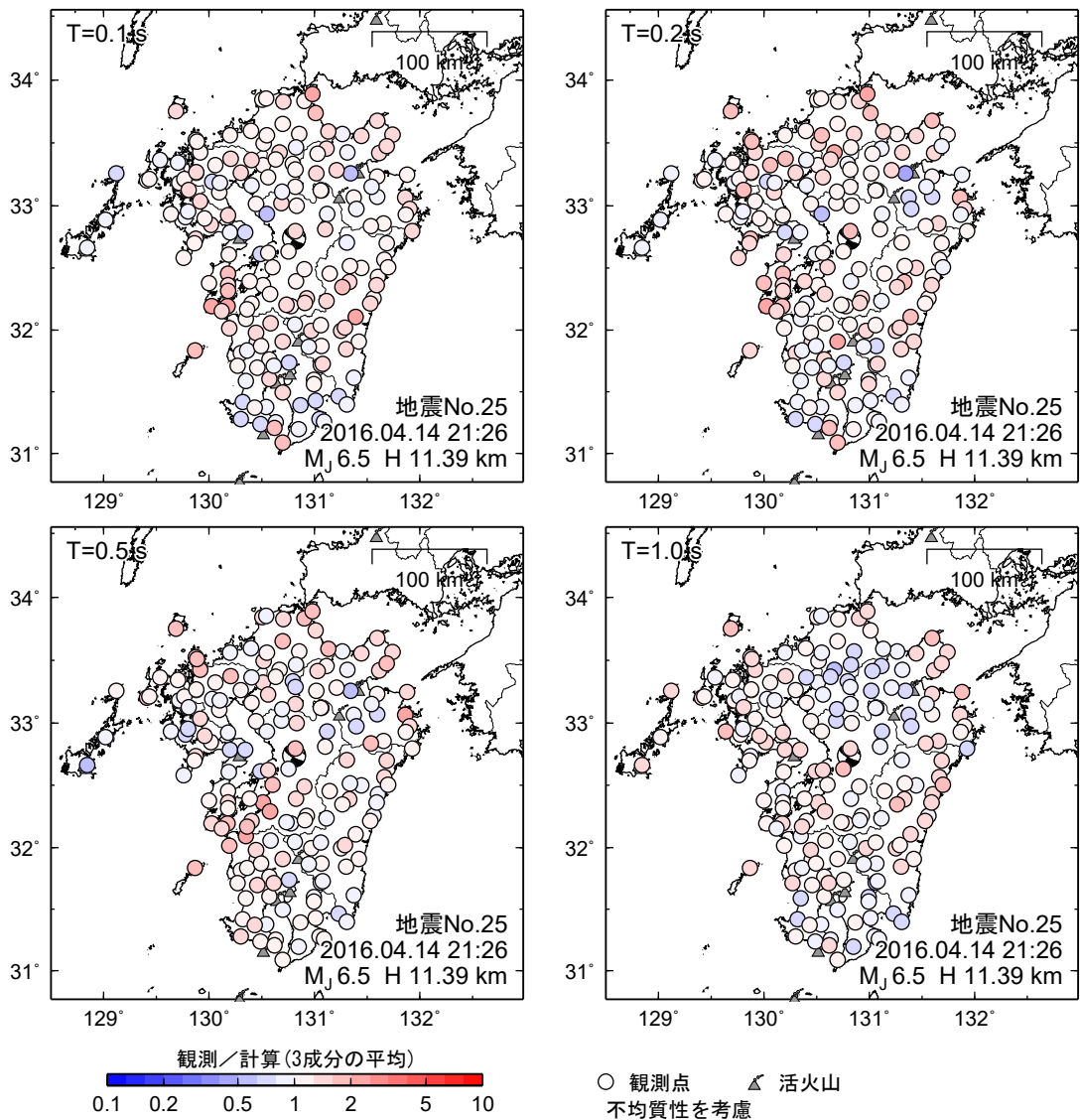
(2) 残差の空間分布

図 5-8 観測記録と GMPE の残差 (均質な減衰構造を仮定した場合)

2016 年熊本地震 (4 月 16 日 1 時 25 分、 $M_J 7.3$)



(1) 残差の重ね描きと平均±標準偏差



(2) 残差の空間分布

図 5-9 観測記録と GMPE の残差 (不均質な減衰構造を仮定した場合)

2016 年熊本地震 (4 月 16 日 1 時 25 分、 $M_J 7.3$)

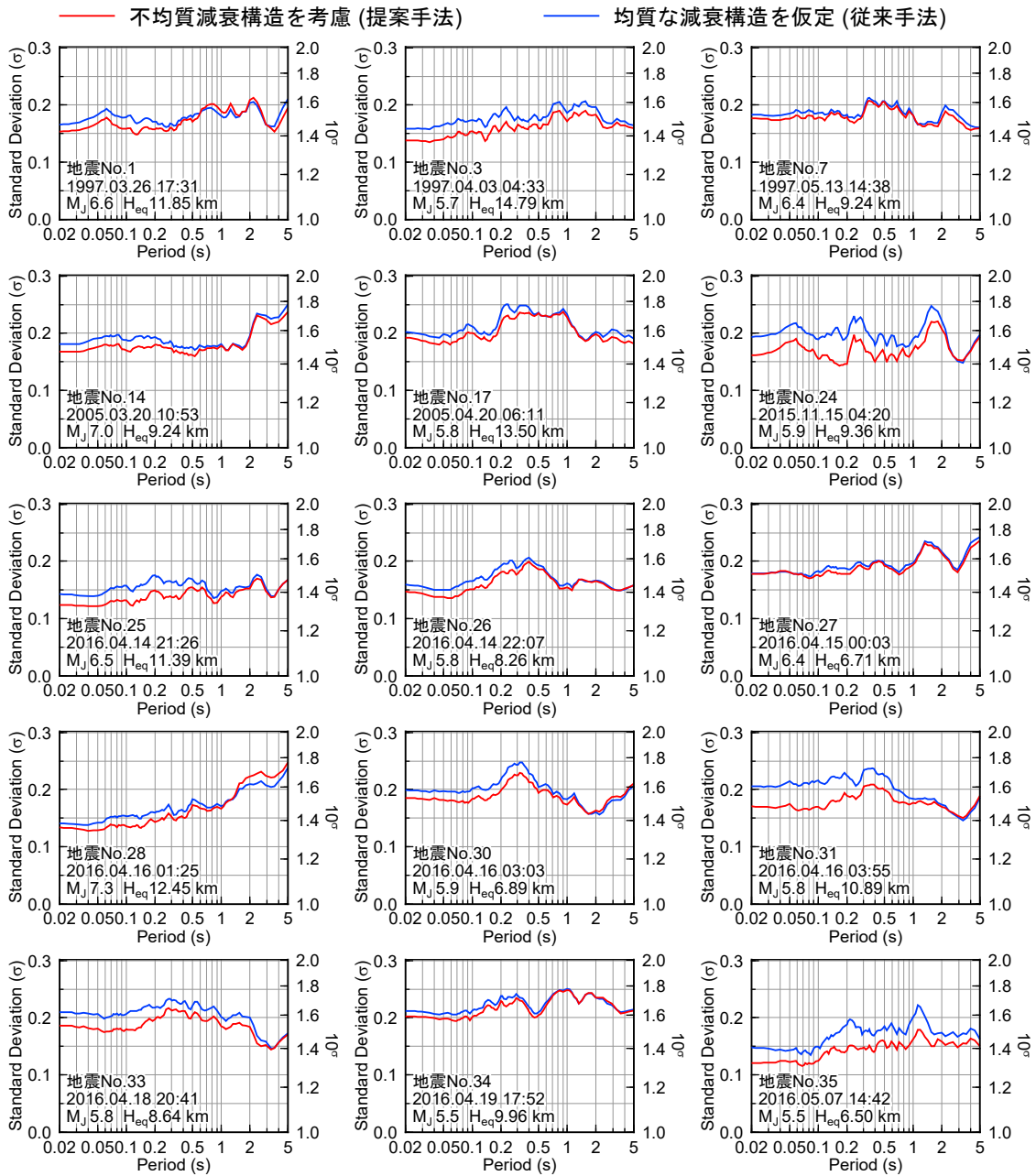


図 5-10 地震ごとの残差の標準偏差の比較

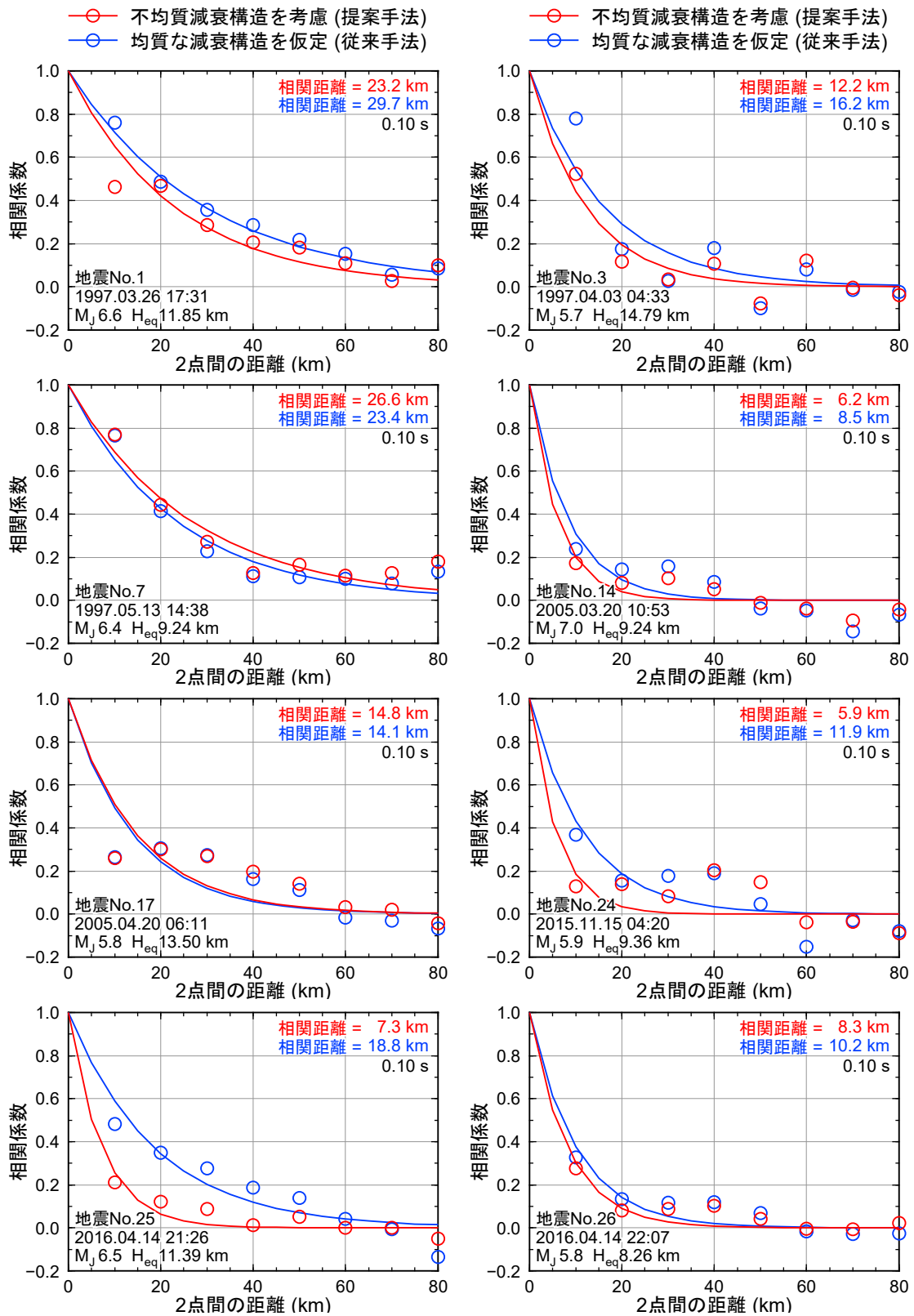


図 5-11 マクロ空間相関に基づく相関係数と相関距離

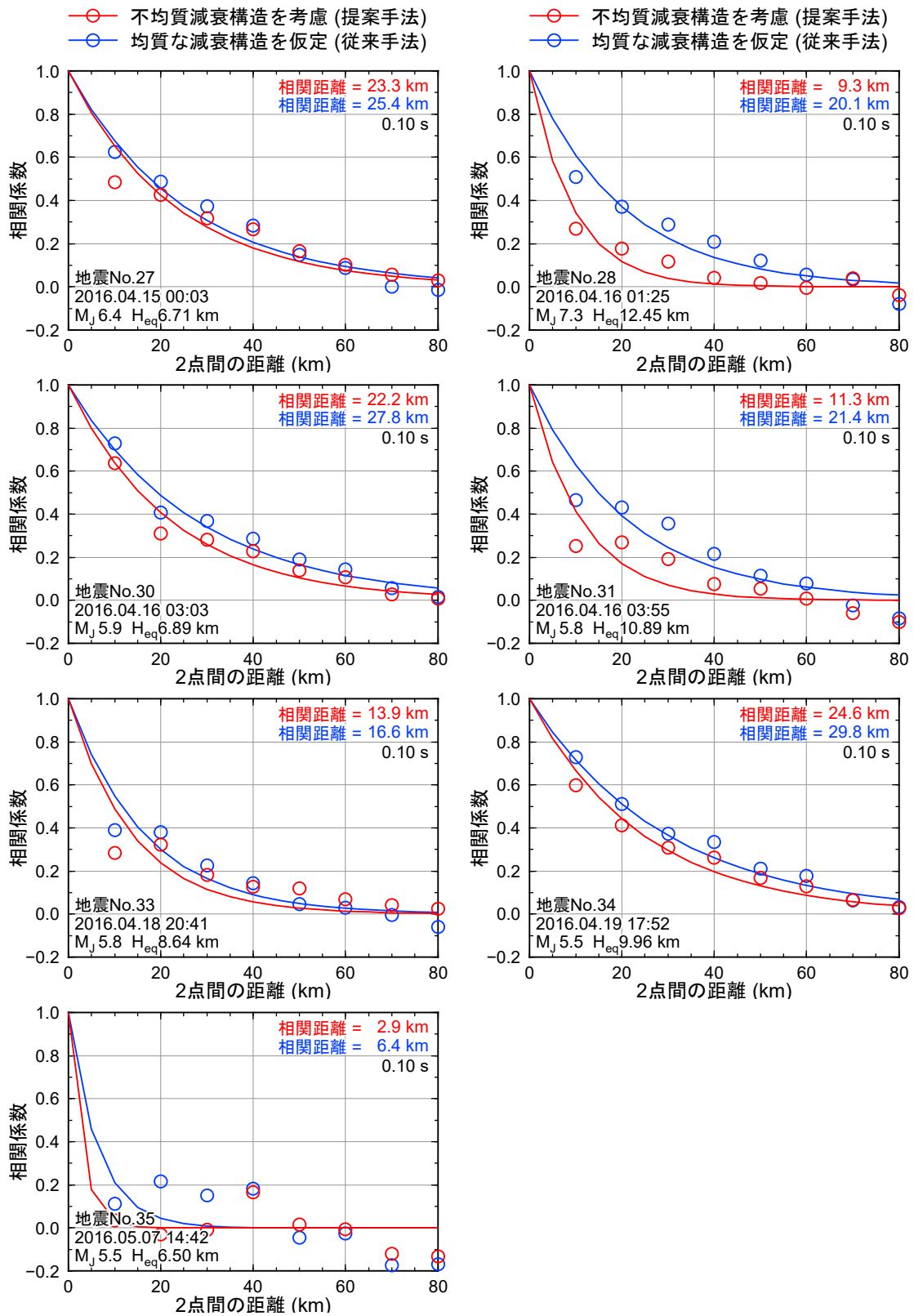


図 5-12 マクロ空間相関に基づく相関係数と相関距離

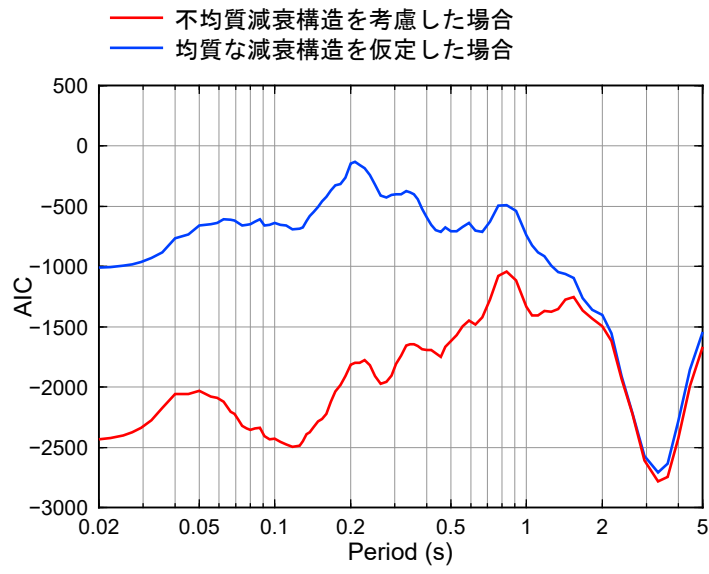
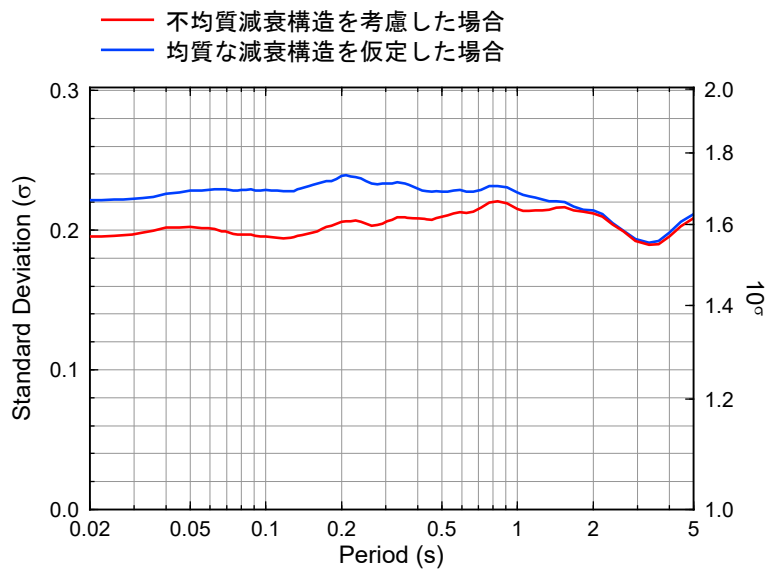
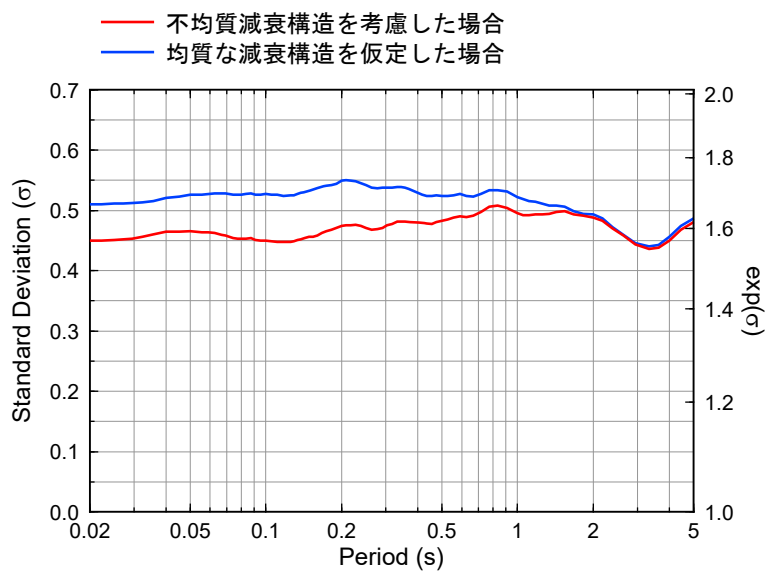


図 5-13 AIC の比較

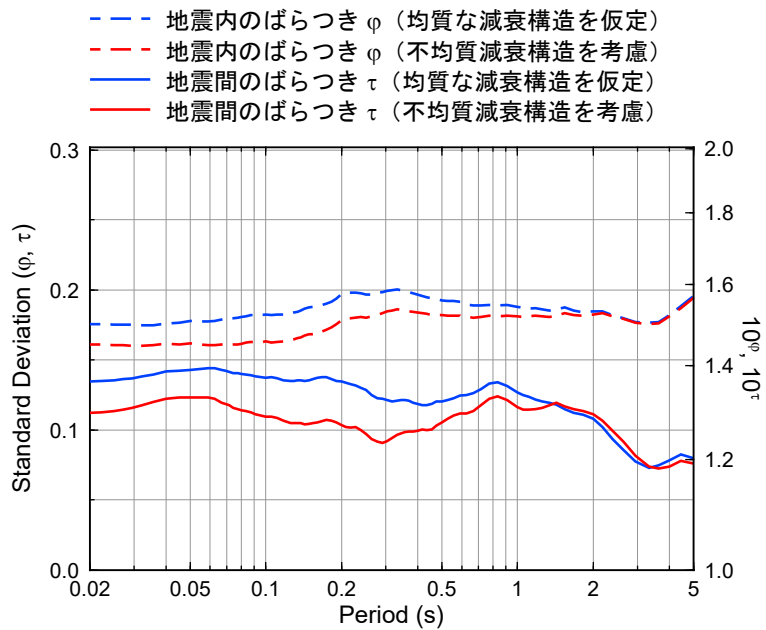


(1) 常用対数で表示

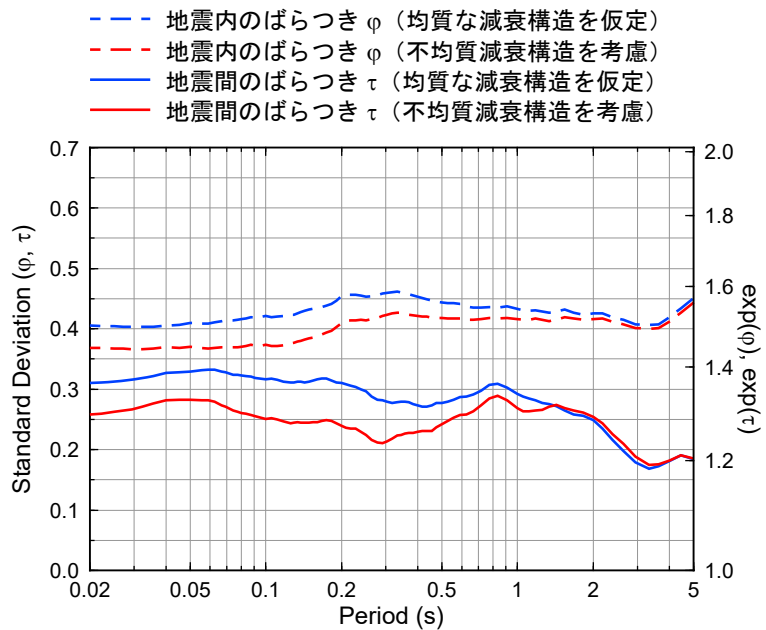


(2) 自然対数で表示

図 5-14 回帰残差の比較



(1) 常用対数で表示



(2) 自然対数で表示

図 5-15 ばらつきの分解

5.4 距離減衰式の高度化に向けた展望

従来の GMPE であれば、回帰係数の数が少なくモデル化も単純であったため、ユーザーは回帰係数さえあれば Excel で計算することができた NGA-West2 など近年の GMPE は、やや複雑なモデル化であるため、ユーザーが独自に Excel で計算するのは困難であり、プログラムを構築する方が容易と思われる。ただし、NGA-West2 では、VBA でプログラミングされた Excel ファイルが公開されており、ユーザーはパラメータを Excel ファイルに入力するのみで GMPE の計算をすることができる。また、PEER Ground Motion Database のホームページ上で GMPE の計算ができるシステムを構築されており、ユーザーは web 上でパラメータを入力するだけで、サーバー上で処理された計算結果が返ってくる（最終参照日 2019 年 12 月 19 日）。

本研究の GMPE は、震源と評価地点によって伝播経路特性が異なるため、より複雑なモデル化を行っている。これらの成果の展開方法については、上記のような VBA でプログラミングされた Excel ファイルの公開やサーバー上で GMPE を計算するシステムの構築の他にも、MATLAB Compiler を用いて作成した Excel アドインの配布などの手段が考えられる。成果の展開に関する問題は、機械学習を用いた GMPE でも同様である。配布する手段はこれからも発展していくと予想される。

今後、ますます強震観測記録が増え、様々な GMPE が提案されると予想される。観測記録が増えたとしても、予測の平均値は大きく変わらない可能性も考えられる。しかし、GMPE のばらつきは GMPE のモデル化によって大きくも小さくもなる。分析に用いた観測記録に対する説明力のみではなく、予測力がある GMPE を構築することができれば、将来の地震動予測の精度向上やハザード評価の高精度化に資するものとなる。GMPE の平均のみに着目するのではなく、そのばらつきを考えることは工学的判断において重要である。従来の GMPE よりも煩雑な GMPE を選択することの利点の 1 つは、ばらつきが小さいことと考えられる。また、観測記録が増えることで今までは評価できなかった伝播経路特性の不均質性が分かり、それによりばらつきが減少し予測精度が向上することは、強震観測を継続する意義にもなると考えられる。

5.5 5章のまとめ

本研究で推定した不均質減衰構造、震源特性、サイト増幅特性を活用して地震動予測の高精度化するための方法を検討した。一つの活用例として、統計的グリーン関数法への適用が挙げられる。本研究で推定した不均質減衰構造に基づき、震源と評価地点に固有の距離減衰特性を評価し、それを統計的グリーン関数法に用いれば、その評価精度はより向上すると考えられる。また、観測記録から推定した経験的サイト増幅率を直接適用することにより、より高精度な評価を行うことが可能と考えられる。もう一つの活用例は、**GMPE** への適用である。**GMPE** の伝播経路特性に不均質性を考慮する方法について、九州地方を対象に検討し、予測精度の向上を確認した。

6. まとめと今後の展望

第1章「序論」では、地震動評価の予測精度のさらなる改善のためには、伝播経路特性の空間的な不均質性を考慮することの重要性を述べた。なお、本研究で対象とする伝播経路特性の不均質性は、①主に活火山周辺の高減衰帯の影響、②プレート内の伝播による影響の二つである。

第2章「領域分割に着目した不均質減衰構造の推定」では、2008年岩手・宮城内陸地震の震源域周辺を対象として、伝播経路特性の領域分割に着目したブロックインバージョン解析手法を提案した。

提案手法では、領域分割を予め与えるのではなく、検定を用いて統計的な意味づけに基づく領域分割を推定する。各ブロックが満足すべき有意水準と最小ブロックサイズを決めれば、解く場の不均質性とデータ数に応じた分解能で不均質減衰構造を推定できる手法である。得られた結果を以下にまとめる。

- 推定した不均質減衰構造は、栗駒山を含む領域や対象領域西側で周辺領域よりも low-Q となった。また、不均質減衰構造を用いて推定した本震の短周期レベル A は、壇・ほか (2001) の平均レベル相当となった。
- 対象領域で均質な減衰構造を仮定する従来のスペクトルインバージョン解析と比較すると、提案手法を用いることで、KiK-net 一関西 (IWTH25) など周辺に高減衰帯が存在する地点ではサイト増幅特性が大きく、震源特性は小さく評価された。周辺に高減衰帯が存在する地点の観測記録には、高減衰帯によって比較的大きく減衰した地震波が観測されていると考え、対象領域で均質な Q 値を仮定する解析では、伝播経路特性のモデル化誤差の影響がサイト増幅特性に転嫁され、サイト増幅特性が実際よりも小さく推定されることが考えられる。
- 不均質減衰構造を考慮して高減衰帯の影響を分離評価することで、上記のような地点では、全領域で均質な Q 値を仮定する従来手法の結果よりサイト増幅特性は大きく推定される。本検討のデータセットを見ると、このような高減衰帯の影響を受けやすい地点が震源近傍に多い。このことは、火山周辺の高減衰帯の影響を伝播経路特性とサイト増幅特性に適切に分離することで、震源近傍の観測点の地震基盤における地震動レベルが小さく評価される。震源近傍の観測点では、Q 値の影響が支配的とはならないことから、震源特性は小さく推定されたと考えられる。東側の観測点のサイト増幅特性は、提案手法と従来手法で大きく変わらない。対象領域東側の提案手法による Q 値は従来手法より大きい傾向にあり、このことも震源特性を小さく推定した要因となる。
- 2008年岩手・宮城内陸地震のように火山帯で発生した地震は、伝播経路特性が複雑であることから、観測記録を震源特性・伝播経路特性・サイト増幅特性に分離する際には、伝播経路特性の適切なモデル化が重要であると結論づけられる。

第3章「大規模領域の不均質減衰構造の推定への拡張」では、2章で構築した領域分割に着目したブロックインバージョン解析を広域の減衰構造の推定へと拡張した。まず、ブロックサイズを大きく設定し広域の不均質減衰構造を求め、徐々に最小ブロックサイズを小さくして、より詳細な不均質減衰構造を推定するように段階的な推定を行った。また、遠方の幾何減衰の違いを考慮し、拘束条件となる基準観測点を複数設定した。得られた知見を以下に示す。

- 得られた不均質減衰構造について、1997年鹿児島県北西部地震の震源域周辺は、加藤(2001)と概ね整合した。2005年福岡県西方沖地震の領域は、周辺よりも相対的に high-Q な領域と推定された。鹿児島県の霧島山、桜島、開聞岳周辺、大分県の九重山、湯布院周辺、長崎県の西方で高減衰帯が推定された。
- 震源特性について、提案手法による M_0 と短周期レベル A 関係に着目すると、2005年福岡県西方沖地震では、壇ほか(2001)の平均レベルをやや超えているが、その他の規模の大きな地震では平均の $1/2$ ~ 平均程度と推定された。規模の大きな地震の震源パラメータについて既往検討と比較したところ、概ね整合した。
- サイト増幅特性について、多くの観測点で提案手法の方がサイト増幅特性は小さく推定された。鹿児島県と宮崎県の県境、大分県の湯布院の東部の観測点では、提案手法によってサイト増幅特性が大きく推定される。これらの観測点は、火山周辺の高減衰帯を通過した記録が多い観測点である。高減衰帯によって大きく減衰した地震波が観測されていると考えると、全領域で均質な減衰構造を仮定する従来手法では、サイト増幅率が実際よりも小さく推定されていたと考えられる。
- 不均質減衰構造に基づき評価した距離減衰特性について、距離減衰特性は震源と方位によって違いがある。このような伝播経路特性の不均質性を考慮せず、従来手法のように全領域で均質な Q 値を仮定してスペクトルインバージョン解析を解くと、同時に推定されるサイト増幅特性と震源特性に誤差が転嫁されることが考えられる。

第4章「プレート形状を考慮した深さ方向の不均質減衰構造の推定への拡張」では、2章、3章で構築した伝播経路特性の水平方向の不均質性の推定手法を深さ方向に拡張した。伝播経路特性のモデル化に関しては、プレート形状を陽に与えた点が既往評価手法との違いである。これは、地震波がプレート内部を伝播する影響をより取り込むためである。得られた知見を以下に示す。

- 従来手法のように深さ方向も格子状に分割するモデル化と比較して、プレート形状を陽に与えた本研究のモデル化の方が残差の標準偏差が減少した。伝播経路特性の不均質性を解釈する際に、プレート形状を適切に取り込むことで現象説明能力が向上したことを意味している。

第5章「地震動予測の高精度化に向けた適用案の検討」では、本研究で推定した不均質減衰構造、震源特性、サイト増幅特性の活用方法を検討した。一つの活用例として、統計的グリーン関数法SGFへの適用が挙げられる。本研究で推定した不均質減衰構造に基づき、震源と評価地点に固有の距離減衰特性を評価し、それをSGFに用いれば、その評価精度はより向上すると考えられる。実用上は、不均質減衰構造を基に評価した距離減衰特性から評価した等価なQ値を用いる。また、観測記録から推定した経験的サイト増幅率を直接適用することにより、より高精度な評価を行うことが可能と考えられる。もう一つの活用例は、GMPEへの適用である。GMPEの伝播経路特性に不均質性を考慮する方法について、九州地方を対象に検討し、予測精度の向上を確認した。

今後の展望を2点述べる。まず、日本全国の観測記録を用いて本提案手法のブロックインバージョン解析により全国を一括で解くことである。それにより、全国のQ値マップが得られ、減衰性の違いが明らかとなる。また、同時に推定される震源特性の全国比較が可能となる。Oth (2013) や Somei et al. (2014) で論じられている通り、震源特性には地域性があり、またそのばらつきは大きい。本研究によるブロックインバージョン解析を用いて伝播経路特性の不均質性を適切に考慮することで、より高精度な震源特性を推定可能であると考える。

2点目は、これらのブロックインバージョン解析結果をGMPEの高度化へ適用することである。本研究では、GMPEの伝播経路特性に不均質性を考慮すること、それによるばらつきの低減について九州地方を例に検討した。これを全国に展開することである。ただし、課題も多くあり、大規模地震の評価、長周期地震動の距離減衰特性、震源近傍・遠距離の距離減衰特性、サイト増幅率の面的評価、地盤の非線形性の考慮などが挙げられる。複雑なGMPEの成果の展開にはVBAでプログラミングされたExcelファイルの公開やサーバー上でGMPEを計算するシステムの構築などが考えられる。その他にも様々な方法が考えられると思われる。情報技術の今後の発展に期待する。

今後、ますます強震観測記録が増え、様々なGMPEが提案されると予想される。観測記録が増えたとしても、予測の平均値は大きく変わらない可能性も考えられる。しかし、GMPEのばらつきはGMPEのモデル化によって大きくも小さくもなる。分析に用いた観測記録に対する説明力のみではなく、予測力があるGMPEを構築することができれば、将来の地震動予測の精度向上やハザード評価の高精度化に資するものとなる。GMPEの平均のみに着目するのではなく、そのばらつきを考えることは工学的判断において重要である。従来のGMPEよりも煩雑なGMPEを選択することの利点の1つは、ばらつきが小さいことと考えられる。また、観測記録が増えることで今までは評価できなかった伝播経路特性の不均質性が分かり、それによりばらつきが減少し予測精度が向上することは、強震観測を継続する意義にもなると考えられる。

参考文献

- Abrahamson, N., W. Silva and R. Kamai : Summary of the ASK14 Ground-Motion Relation for Active Crustal Regions, *Earthquake Spectra*, Vol.30, No.3, pp. 1025-1055, 2014.
- Akaike, H.: Information theory and an extension of the maximum likelihood principle, *Proceedings of the 2nd International Symposium on Information Theory*, Petrov, B. N., and Caski, F. (eds.), Akademiai Kiado, Budapest, pp. 267-281, 1973.
- Aki, K.: Attenuation of shear-waves in the lithosphere for frequencies from 0.05 to 25 Hz, *Phys. Earth Planet. Interiors* 21, pp. 50- 60, 1980.
- Al Atik, L., N. Abrahamson, J.J. Bommer, F. Scherbaum, F. Cotton, and N. Kuehn: The Variability of Ground-Motion Prediction Models and Its Components, *Seismol. Res. Lett.*, Vol. 81, No. 5, pp. 794-801, 2010.
- Andrews, D.J.: Separation of source and propagation spectra of seven Mammoth Lakes aftershocks, *Proceedings of Workshop XVI: The dynamic characteristics of faulting inferred from recordings of strong ground motion*, U. S. Geol. Sur. Open File Rep., pp. 437-454, 1982.
- Asano, K. and T. Iwata: Source process and near-source ground motions of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, 58, pp. 93-98, 2006.
- Baltay, A.S., T.C. Hanks, and N.A. Abrahamson: Uncertainty, Variability, and Earthquake Physics in Ground - Motion Prediction Equations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 107, No. 4, pp. 1754-1772, 2017.
- Bindi, D.: The Predictive Power of Ground-Motion Prediction Equations, *Bull. Seism. Soc. Am.* Vol. 107, pp. 1005- 1011, 2017.
- Boore, D.M.: Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.73, No.6A, pp. 1865-1894, 1983.
- Boore, D.M., and J. Boatwright: Average body-wave radiation coefficients, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.74, No.5, pp. 1615-1621, 1984.
- Boore, D. M., P. Stewart, E. Seyhan, and G. M. Atkinson : NGA-West2 Equations for Predicting PGA, PGV, and 5%-Damped PSA for Shallow Crustal Earthquakes, *Earthquake Spectra*, Vol.30, No.3, pp. 1067-1085, 2014.
- Bozorgnia, Y., J.P. Stewart, T. Kishida, D.M. Boore, K.W. Campbell, G.M. Atkinson, B.S.-J. Chiou, I.M. Idriss, W.J. Silva, and R.R. Young: Response to Discussion by P. Malhotra on “NGA-West2 Research Project”, *Earthquake Spectra*, Vol.31, No.3, pp. 1879-1884, 2015.
- Brune, J.N.: Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, Vol.75, No.26, pp. 4997-5009, 1970.

- Brune, J.N.: Correction, *J. Geophys. Res.*, Vol.76, No.20, pp. 5002, 1971.
- Brocher, T.M.: Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.95, No.6, pp. 2081-2092, 2005.
- Campbell, K. W., and Y. Bozorgnia : NGA-West2 Ground Motion Model for the Average Horizontal Components of PGA, PGV, and 5%-Damped Linear Acceleration Response Spectra, *Earthquake Spectra*, Vol.30, No.3, pp. 1087-1115, 2014.
- Chiou, B. S.-J., and R. R. Youngs : Update of the Chiou and Youngs NGA Model for the Average Horizontal Component of Peak Ground Motion and Response Spectra, *Earthquake Spectra*, Vol.30, No.3, pp. 1117-1153, 2014.
- Derras, B., P. Bard, F. Cotton, and A. Bekkouche: Adapting the Neural Network Approach to PGA Prediction: An Example Based on the KiK - net Data Adapting the Neural Network Approach to PGA Prediction: An Example Based on the KiK - net Data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.102, No.4, pp. 1446-1461, 2012.
- Horikawa, H.: Earthquake Doublet in Kagoshima, Japan: Rupture of Asperities in a Stress Shadow, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.91, No.1, pp. 112-127, 2001.
- Idriss, I. M. : An NGA-West2 Empirical Model for Estimating the Horizontal Spectral Values Generated by Shallow Crustal Earthquakes, *Earthquake Spectra*, Vol.30, No.3, pp. 1155-1177, 2014.
- Kato, K., M. Takemura, T. Ikeura, K. Urao, and T. Uetake: Preliminary Analysis for Evaluation of Local Site Effects from Strong Motion Spectra by an Inversion Method, *Journal of Physics of the Earth*, Vol.40, No.1, pp. 175-191, 1992.
- Kinoshita, S.: Frequency-dependent attenuation of shear waves in the crust of the southern Kanto area, Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84, pp. 1387- 1396, 1994.
- Kubo, H., W. Suzuki, S. Aoi and H. Sekiguchi: Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion waveforms, *Earth Planets Space*, 68:161, 2016.
- Landwehr, N., N. M. Kuehn, T. Scheffer, and N. Abrahamson: A nonergodic ground-motion model for California with spatially varying coefficients, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.106, No.6, pp. 2574-2583, 2016.
- Miyake, H., Y. Tanaka, M. Sakaue, K. Koketsu, and Y. Ishigaki: Empirical Green's function simulation of broadband ground motions on Genkai Island during the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, 58:1637. doi:10.1186/BF03352675, 2006.
- Morikawa, N and H. Fujiwara : A new ground motion prediction equation for Japan applicable up to M9 mega-earthquake, *Journal of Disaster Research*, 8(5):878-888, 2013.
- Nakamura, R., K. Satake, S.Toda, T. Uetake, and S. Kamiya : Three-dimensional

- attenuation (Q_s) structure beneath the Kanto district, Japan, as inferred from strong motion records, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L21304, 2006.
- Oth, A., D. Bindi, S. Parolai, and G.D. Di: Spectral Analysis of K-NET and KiK-net Data in Japan, Part II: On Attenuation Characteristics, Source Spectra, and Site Response of Borehole and Surface Stations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 101, No. 2, pp. 667-687, 2011.
- Oth, A.: On the characteristics of earthquake stress release variations in Japan, *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 377-378, pp. 132-141, 2013.
- PEER Databases: <https://peer.berkeley.edu/research/data-sciences/databases> (最終参照日 2019-12-19)
- PEER Ground Motion Database: <https://ngawest2.berkeley.edu/site> (最終参照日 2019-12-19)
- Sekine, S. : Tomographic Inversion of Ground Motion Amplitudes for the 3-D Attenuation Structure beneath the Japanese Islands, Report of the National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, No.68, pp.137-174, 2005.
- Somei, K., K. Asano, T. Iwata, and K. Miyakoshi: Source Scaling of Inland Crustal Earthquake Sequences in Japan Using the S-Wave Coda Spectral Ratio Method, *Pure Appl. Geophys.*, Vol. 171, No. 10, pp. 2747-2766, 2014.
- Strasser, F.O., Bommer, J.J. and Abrahamson, N.A.: Estimating ground-motion variability: issues, insights & challenges, 14th WCEE, 2008.
- Suzuki, W., S. Aoi, and H. Sekiguchi: Rupture Process of the 2008 Iwate–Miyagi Nairiku, Japan, Earthquake Derived from Near-Source Strong-Motion Records, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol.100, No.1, pp.256-266, 2010.
- Tsumura, N., A. Hasegawa, and S. Horiuchi: Simultaneous estimation of attenuation structure, source parameters and site response spectra—application to the northeastern part of Honshu, Japan, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol.93, No.1, pp.105-121, 1996
- Yoshimoto, K., H. Sato, and M. Ohtake.: Frequency-dependent attenuation of P and S waves in the Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method, *Geophys. J. Int.* 114, pp.165- 174, 1993.
- Wadsworth, G. P. and J. G. Bryan (帝人株式会社訳, 長谷川節改定): *Application of Probability and Random Variables*, 2nd ed. (確率/統計の理論と応用), McGraw-Hill, 1974.
- Wang, M., and T. Takada: Macrospatial Correlation Model of Seismic Ground Motions, *Earthquake Spectra*, Vol. 21, No. 4, pp. 1137-1156, 2005.
- 天池文男, 植竹富一, 八代和彦: 内陸地殻内地震に対する伝播経路 Q_s 値特性の研究, 第 12 回日本地震工学会シンポジウム, pp.210-213, 2006.

- 伊神輝：日本の火山前線下における地震波の減衰，地震 2，第 28 巻，第 1 号，pp.61-73，1975
- 糸井達哉：地震動強さのマクロ空間相関を用いた地震動予測に関する数値研究，構造物の安全性および信頼性，Vol. 7, JCOSAR 2011 論文集，2011.
- 内山泰生，翠川三郎：震源深さの影響を考慮した工学的基盤における応答スペクトルの距離減衰式，日本建築学会構造系論文集，第 71 巻，第 606 号，pp. 81-88，2006.
- 内山泰生，山本優：スペクトルインバージョン解析に基づく 2016 年熊本地震の震源・伝播経路特性の評価，日本地震工学会論文集，第 16 巻，第 10 号，pp. 146-150，2016.
- 池浦友則：中国・四国・九州地方における強震動の距離減衰特性，鹿島技術研究所年報，第 64 号，pp. 142-149，2016.
- 池浦友則，加藤研一：隣接 2 地点ペアのネットワークに基づく相対地盤増幅率の広域評価，日本地震工学会論文集，第 11 巻，第 4 号，pp. 48-67，2011.
- 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 2，第 39 巻，第 4 号，pp.579-593，1986.
- 寛楽磨：福島県沖のスラブ内地震とプレート境界地震による強震動の特徴，神戸大学都市安全研究センター研究報告，19，pp. 308-316，2015.
- 寛楽磨：九州弧で高角に沈み込むフィリピン海スラブ内で発生した震源深さの異なるスラブ内地震による強震動の比較，神戸大学都市安全研究センター研究報告，20，pp.279-289，2016.
- 笠松健太郎，池浦友則，岡崎敦：KiK-net 地点における応答スペクトルのはざとり倍率，日本建築学会大会学術講演梗概集，pp. 413-414，2014.
- 笠松健太郎，加藤研一，野尻揮一郎：2008 年岩手・宮城内陸地震の震源域を対象とした計測震度トモグラフィ解析による減衰構造不均質分布の推定，日本建築学会構造系論文集，第 82 巻，第 739 号，pp. 1507-1516，2017.
- 加藤研一，武村雅之，八代和彦：強震記録から評価した短周期震源スペクトルの地域性，地震 2，第 51 巻，第 1 号，pp. 123-138，1998.
- 加藤研一：K-NET 強震記録に基づく 1997 年鹿児島県北西部地震群の震源・伝播経路・地盤増幅特性評価，日本建築学会構造系論文集，第 543 号，pp. 61-68，2001.
- 川瀬博，松尾秀典：K-NET, KiK-net, JMA 震度計観測網による強震動波形を用いた震源・パス・サイト各特性の分離解析，日本地震工学会論文集，第 4 巻，第 1 号，pp. 33-52，2004.
- 木村武志，竹本帝人，塚越大，坂上実，三宅弘恵，瀬瀬一起：スペクトルインバージョンに基づく 2008 年岩手・宮城内陸地震の余震の震源特性と震源域のサイト増幅特性，日本地震工学会論文集，第 11 巻，第 5 号，pp. 28-40，2011.
- 木下繁夫，大池美保：関東地域の堆積層-地盤系における S 波減衰特性，地震 2 輯，第 55 巻，pp. 19-31，2002.
- 久保久彦，功刀卓，鈴木進吾，鈴木亘，青井真：ランダムフォレストを用いた地震動予測式の構築，2018 年度 人工知能学会全国大会，4Pin1-35，2018.

- 久保久彦, 功刀卓, 鈴木進吾, 鈴木亘, 青井真: 機械学習を用いた地震動予測において偏ったデータセットが与える影響を軽減するための試み, 2019年度 人工知能学会全国大会, 4K2-J-13-02, 2019.
- 佐藤智美: 逆断層と横ずれ断層の違いを考慮した日本の地殻内地震の短周期レベルのスクエーリング則, 日本建築学会構造系論文集, 第75巻, 第651号, pp. 923-932, 2010.
- 産業技術総合研究所: 日本の第四紀火山
- 司宏俊, 翠川三郎: 断層タイプ及び地盤条件を考慮した最大加速度・最大速度の距離減衰式, 日本建築学会構造系論文集, 第64巻, 第523号, pp. 63-70, 1999.
- 地震調査研究推進本部: 長周期地震動予測地図 2012年試作版, 2012.
- 鈴木文乃, 加藤研一, 渡辺哲史, 友澤裕介: 1923年関東地震のSMGAモデルに基づく首都圏の強震動の面的評価, 日本地震学会秋季大会, 2019.
- 壇一男, 渡辺基史, 佐藤俊明, 石井透: 断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化, 日本建築学会構造系論文集, 第66巻, 第545号, pp. 51-62, 2001.
- 友澤裕介, 池浦友則: 強震動特性に影響を与える火山周辺の不均質な減衰構造の推定, 鹿島技術研究所, 第62号, pp. 161-166, 2014.
- 友澤裕介, 加藤研一, 野尻揮一郎: 地震動の伝播経路特性の領域分割に着目した不均質減衰構造・震源特性・サイト増幅特性の推定 2008年岩手・宮城内陸地震の震源域を対象とした検討, 日本建築学会構造系論文集, 第84巻, 第756号, pp. 171-181, 2019.
- 中川徹, 小柳義夫: 最小二乗法による実験データ解析, 東京大学出版会, 1982.
- 中村亮一: 短周期地震動記録に基づく日本列島下の三次元減衰構造 Q_s ・震源スペクトル・地盤増幅の同時インバージョンとその応用, 学位論文, 2009.
- 中村亮一, 植竹富一, 引間和人: 三次元 Q 構造を考慮した統計的グリーン関数法による強震動評価—プレート境界巨大地震の広域強震動予測—, 日本地震工学会論文集, 第15巻, 第7号, pp. 230-241, 2015.
- 仲野健一, 川瀬博, 松島信一: スペクトルインバージョン手法に基づく強震動特性の統計的性質に関する研究, 日本地震工学会論文集, 第14巻, 第2号, pp. 67-83, 2014.
- 三宅弘恵, 岩田知孝, 入倉孝次郎: 経験的グリーン関数法を用いた1997年3月26日 (M_{JMA} 6.5) 及び5月13日 (M_{JMA} 6.3) 鹿児島県北西部地震の強震動シミュレーションと震源モデル, 地震2, 第51巻, 第4号, pp. 431-442, 1999.
- 森川信之, 神野達夫, 成田章, 藤原広行, 福島美光: 東北日本の異常震域に対応するための距離減衰式の補正係数, 日本地震工学会論文集, 第3巻, 第4号, pp. 14-26, 2003.
- 森川信之, 神野達夫, 成田章, 藤原広行, 福島美光: 東北日本の異常震域に対応するための最大振幅および応答スペクトルの新たな距離減衰式補正係数, 日本地震工学会論文集, 第6巻, 第1号, pp. 23-41, 2006.

