

3.1.1.3 2016年熊本地震前震（4月14日21時26分 $M_{JMA}6.5$ ）

3.1.1.3(1) 震源インバージョン

① はじめに

2016年の熊本での一連の地震活動の幕開けとして、2016年4月14日21時26分に熊本県熊本地方で $M_j6.1$ の地震が発生した。この地震は、破壊開始点の位置から、日奈久断層の北部が活動したと推定される。熊本地震の一連の活動は、この地震から開始していることから、この地震の破壊過程やその結果引き起こされる様々な現象は、熊本地震の活動を考える上で重要である。また、地震規模は $M_j6.1$ にも関わらず、観測された最大加速度は、 $M_j7.3$ の地震よりも大きいことから、このメカニズムの解明が重要である。

ここでは、強震記録をもとに破壊過程を求めた。

② 断層面

解析では、破壊開始点の位置を気象庁一元化震源（ $N32.742^\circ$, $E130.809^\circ$, $H11.4$ km）とし、メカニズム解として F-net 速報解（表 3.1.1.3(1)-1）を参照した。震源の北端を布田川断層とし、上端は地表面にもっとも近い格子で、下端はおおむね 15 km 程度となるとする。これらの情報をもとに、余震分布をおおむね説明するように断層面の長さを設定した。結局、断層面の大きさとしては、走向×傾斜角=14 km×14 km を設定した。設定した断層面を地図上にプロットしたものを図 3.1.1.3(1)-1 に示す。

表 3.1.1.3(1)-1 F-net 速報解. なお, 現在では改訂版が出されているが, メカニズム解はほとんど同じ.

Plane	Strike	Dip	Rake
NP1	121	84	-3
NP2	211	87	-174

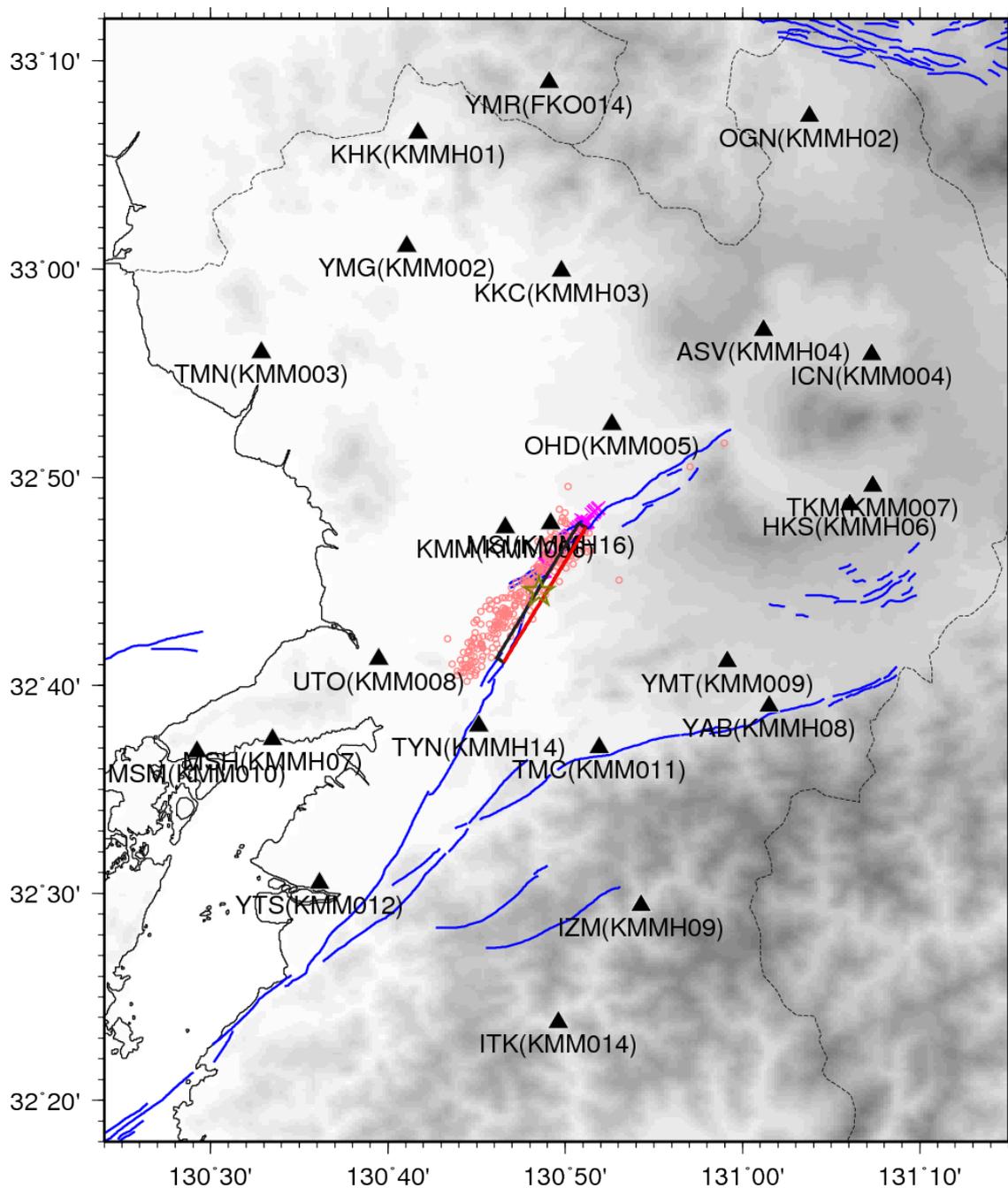


図 3.1.1.3(1)-1 設定した断層面の位置. 青線は活断層線 (活断層・地震研究センター, 2009)

③ 震源過程

設定した断層面モデルをもとに、マルチタイムウィンドウ法 (Hartzell and Heaton, 1983) により震源の破壊過程を逆解析した。この地震では、本震とは異なり 1 段階で解析した。

解析では、K-NET および KiK-net 地中記録 16 観測点での加速度強震記録を用いた。観測加速度記録は、P 波到達から 15 秒間を用い、0.05-0.7 Hz (周期 1.4-20 秒) のバンドパスフィルターをかけて積分し、速度波形として用いた。フィルター波形はもとの 100 Hz サンプリングを間引き、8 Hz サンプリングとした。

理論グリーン関数は、第 3.1.1.1(2)節で推定した速度構造モデルをもとに、離散化波数法 (Bouchon, 1981) と反射・透過係数法 (Kennett and Kerry, 1979) を用いて計算した。断層面を空間方向には $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ の小断層に時間方向には破壊開始時刻から一定の速度 V_{FT} で広がる同心円が到達した時刻から 0.6 s 間隔にパルス幅 1.2 s のスムーズドランプ関数を 3 個並べ、時空間的に離散化して表現した。理論波形を計算した。

本震での計算と同様に、小断層内部での破壊伝播効果およびラディエーションの変化を表現するため、理論グリーン関数を、空間方向に $0.4 \text{ km} \times 0.4 \text{ km}$ で計算し、空間方向に走向 5 個×傾斜方向 5 個の理論波形を足し合わせて、 $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ の小断層に対するグリーン関数とした。本震と同様に、平滑化係数 λ および V_{FT} は、赤池ベイズ情報量規準 (ABIC) が最小になるものを採用した。 V_{FT} の探索は 1.6-2.8 km/s の間で行い、ABIC 最小のモデルを探索した。推定するすべり角は、非負の拘束条件 (Lawson and Hanson, 1974) を用いて $180^\circ \pm 45^\circ$ の範囲とした。

解析の結果得られたモデルでは、すべりは破壊開始点に大きなすべり量が認められる (図 3.1.1.3(1)-2)。また、断層面周辺にいくつかすべり量の大きな領域がある。モーメントレートで見ると、破壊開始点周辺では、比較的モーメント解放の継続時間が短い結果が得られている (図 3.1.1.3(1)-3)。断層面周辺では、モーメント解放の継続時間は比較的長い。観測波形と理論波形を比較すると (図 3.1.1.3(1)-4)、OHD (K-NET KMM005 大津) など比較的良好に再現する観測点もあるが、MSI (KiK-net KMMH16 益城) や KMM (K-NET KMM006 熊本) での再現性は良くない。破壊のスナップショット (図 3.1.1.3(1)-5) からは、初めに破壊開始点付近で比較的すべり速度の速いすべりが発生した後、一旦最大すべり速度は小さい時間があり (3-4 s)、その後周辺部のややすべり速度の大きな領域に到達する様子が見られる。

総モーメント解放量は、 $2.0 \times 10^{18} \text{ Nm}$ であるが、これは F-net の $1.7 \times 10^{18} \text{ Nm}$ とおおむね一致する。すべり角は多少のばらつきがあるものの、おおむね 180° 付近に集まっている。観測波形には 2 つのパルスが見られ、2 ヶ所のアスペリティが予想される。破壊としては、スナップショットで中心部と周辺部にすべり速度の大きな領域が求められることと調和的である。ただし、波形の再現性があまり良くないことと、2 つ目のパルスを生成する領域が周辺部に分散している問題が残る。

得られた震源モデルの中のすべり量の大きな領域のうち、平均すべり量の1.5倍以上の小断層からなる領域は4か所あり、破壊開始点近傍の領域のみが Somerville et al. (1999)のアスペリティの基準を満たす(図3.1.1.3(1)-6)。これらの領域の波形への寄与を検討すると、どの観測点においてもアスペリティからの寄与が最も大きく、また最大振幅を説明する。また、周辺にあるA2, A3からの波は、いずれも振幅も小さく、明らかに後続波のタイミングで波が出現している。したがって、この解析結果においては、A2とA3の領域の大きなすべり量は、グリーン関数の誤差による見かけのものだと考えられる。A4については、第3.1.1.3(2)節で述べる経験的グリーン関数法による解析でのSMGA2に対応する位置に対応し、一概に誤差の影響による見かけのものと断定することはできないが、本解析結果のみからはA4からの波形も振幅が小さく、有意な大すべり域であるとは言い難い。可能性として、本来A4領域に求められるべき波群が、解析上の誤差の影響でA2~A4の領域に分散していることが考えられる。

なお、 V_{FT} には1.6 km/sが求められているが、これは一般的にはかなり遅い値である(たとえば、Mj7.3の本震では2.2 km/s)。断層面北部の浅部のややすべり量の大きな領域(A4)では、モーメントレート関数を見ると、2つ目のタイムウィンドウで最大値を示す上に、モーメント解放の継続時間も長い。断層浅部でのモーメント解放の継続時間(=すべり継続時間)が長いことは、近年の研究で話題になりつつあることであり、この規模の地震でも、同様の問題が起きているのかもしれない。ただし、この現象は、解析を複雑にさせる(長いすべり継続時間を許さなければならないが、誤差も増える)問題がある。観測波形の説明性があまり良くないことや、2つ目の大すべり域が明瞭に求められていないのは、この解析で、適切な設定が必ずしも詰めきれていない可能性がある。

以上のように、本解析結果には問題は残るものの、得られている最終すべり量分布に限って言えば、既往の研究、例えばAsano and Iwata (2016)の結果と比較して、差はそれほど大きくない。したがって、今回の解析では、観測波形の再現性に残る残差の大きさなどを鑑みると、解析条件などにより改善の余地はあるものの、1つ目のアスペリティの再現性など限定的ではあるが、ある程度妥当な結果は得られていると考えられる。

表 3.1.1.3(1)-2 インバージョンで得られた震源パラメータ

Mo	2.0×10^{18} Nm
Mw	6.1
Max. slip	0.9 m
Average slip	0.3 m
V_{FT}	1.6 km/s

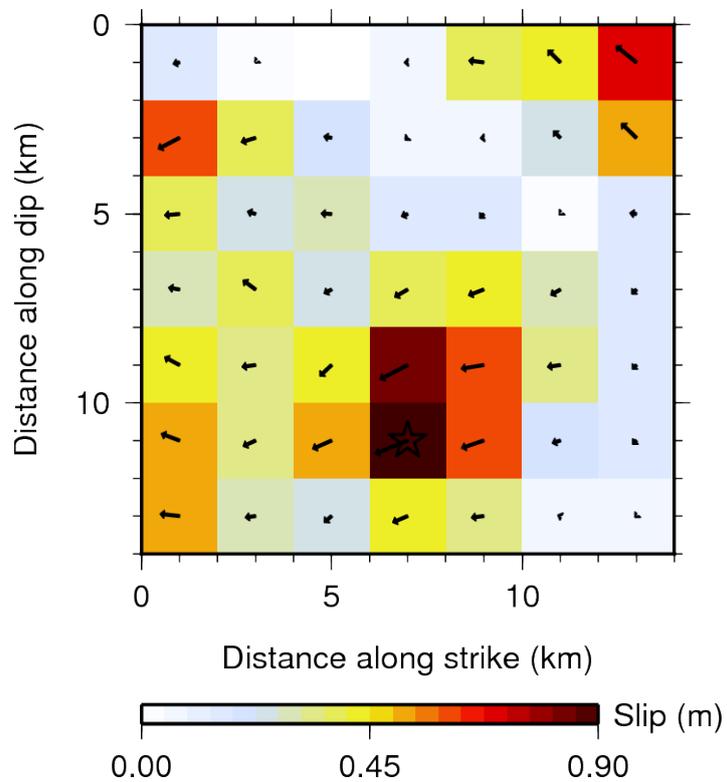


図 3.1.1.3(1)-2 最終すべり量分布.

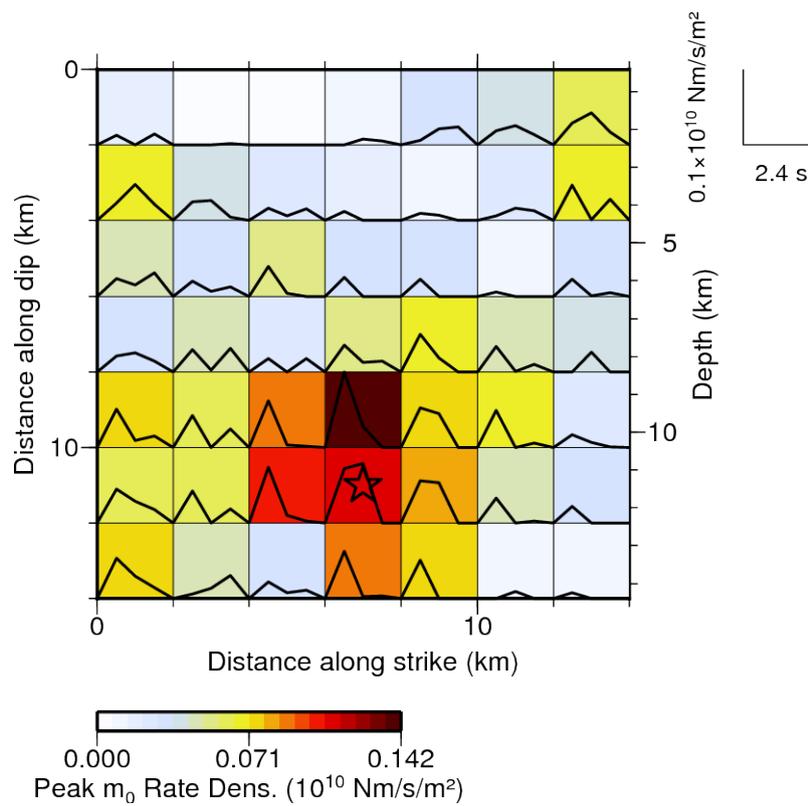


図 3.1.1.3(1)-3 最大モーメントレート分布と各小断層のモーメントレート関数.

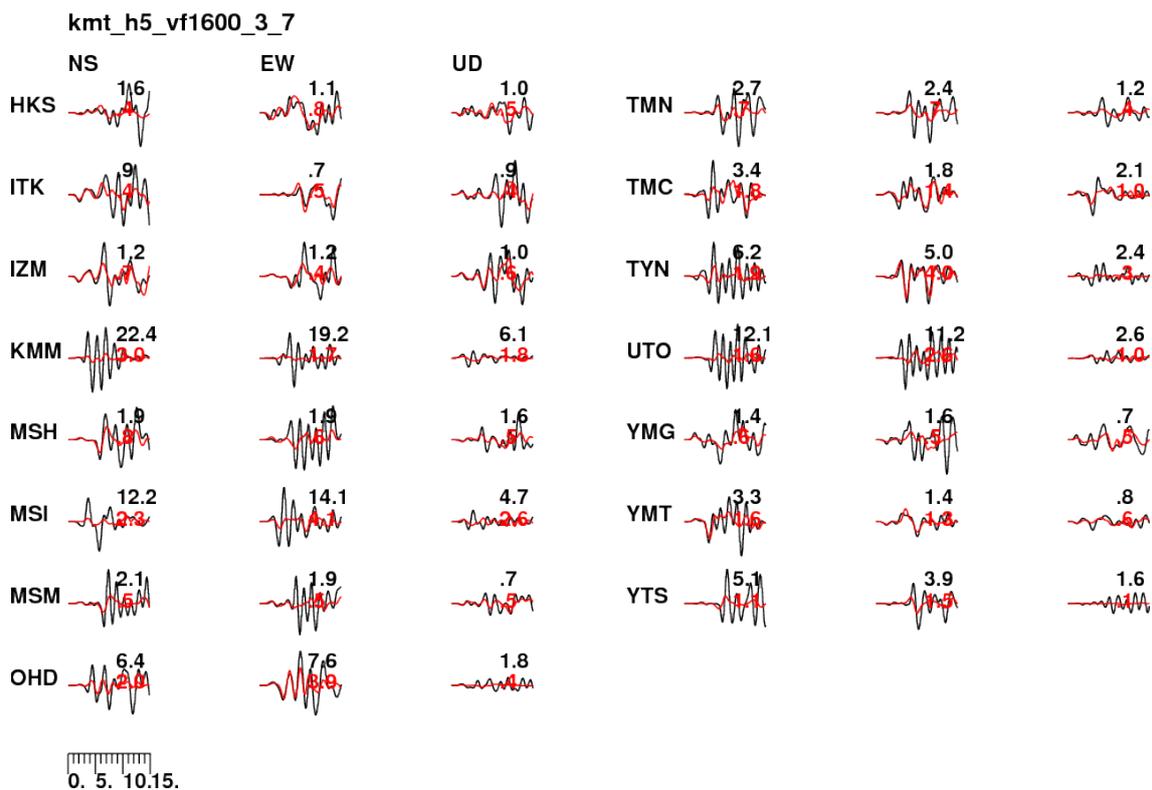


図 3.1.1.3(1)-4 観測速度波形と理論速度波形の比較 (0.05-0.7 Hz)

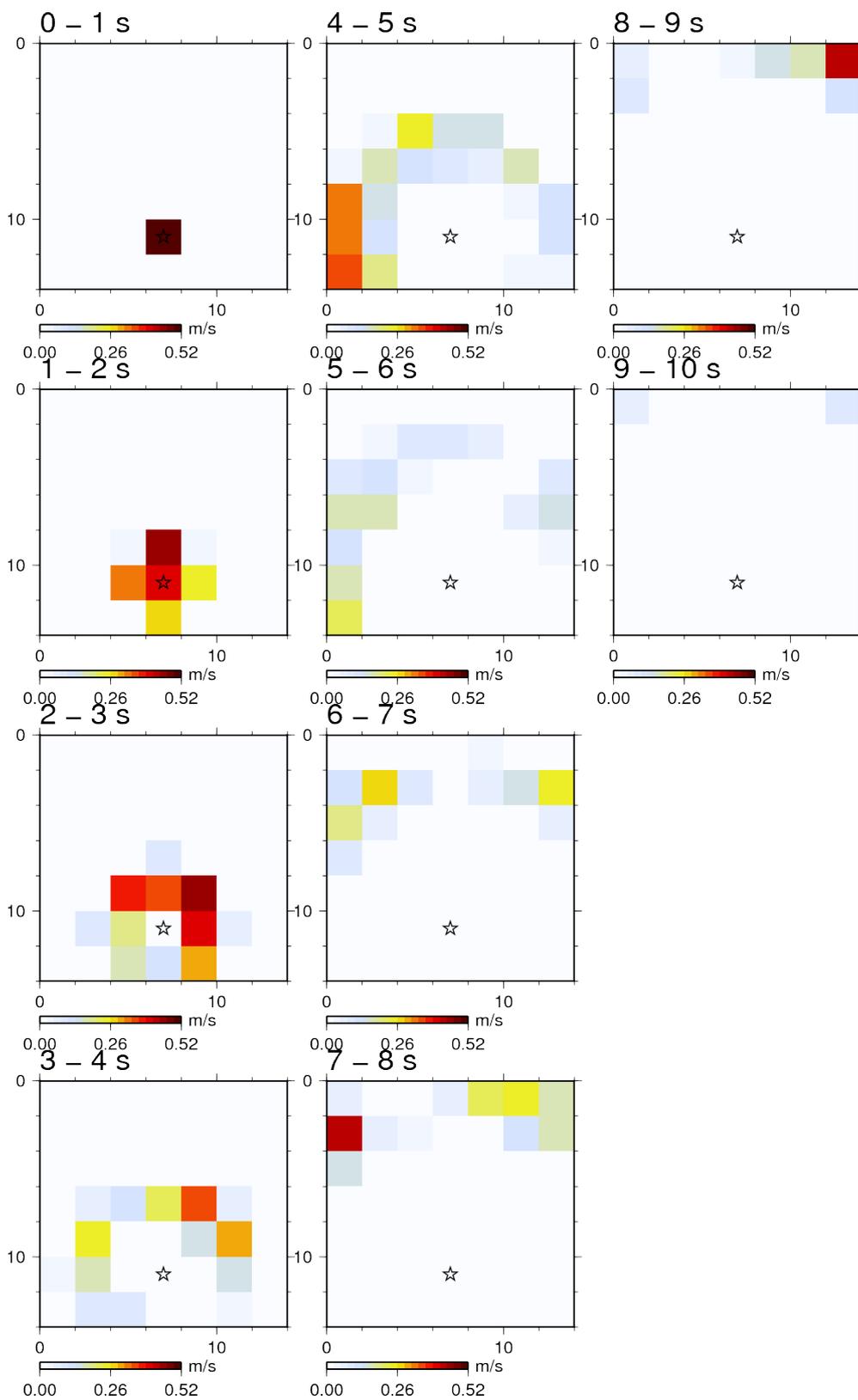


図3.1.1.3(1)-5 破壊過程のスナップショット.

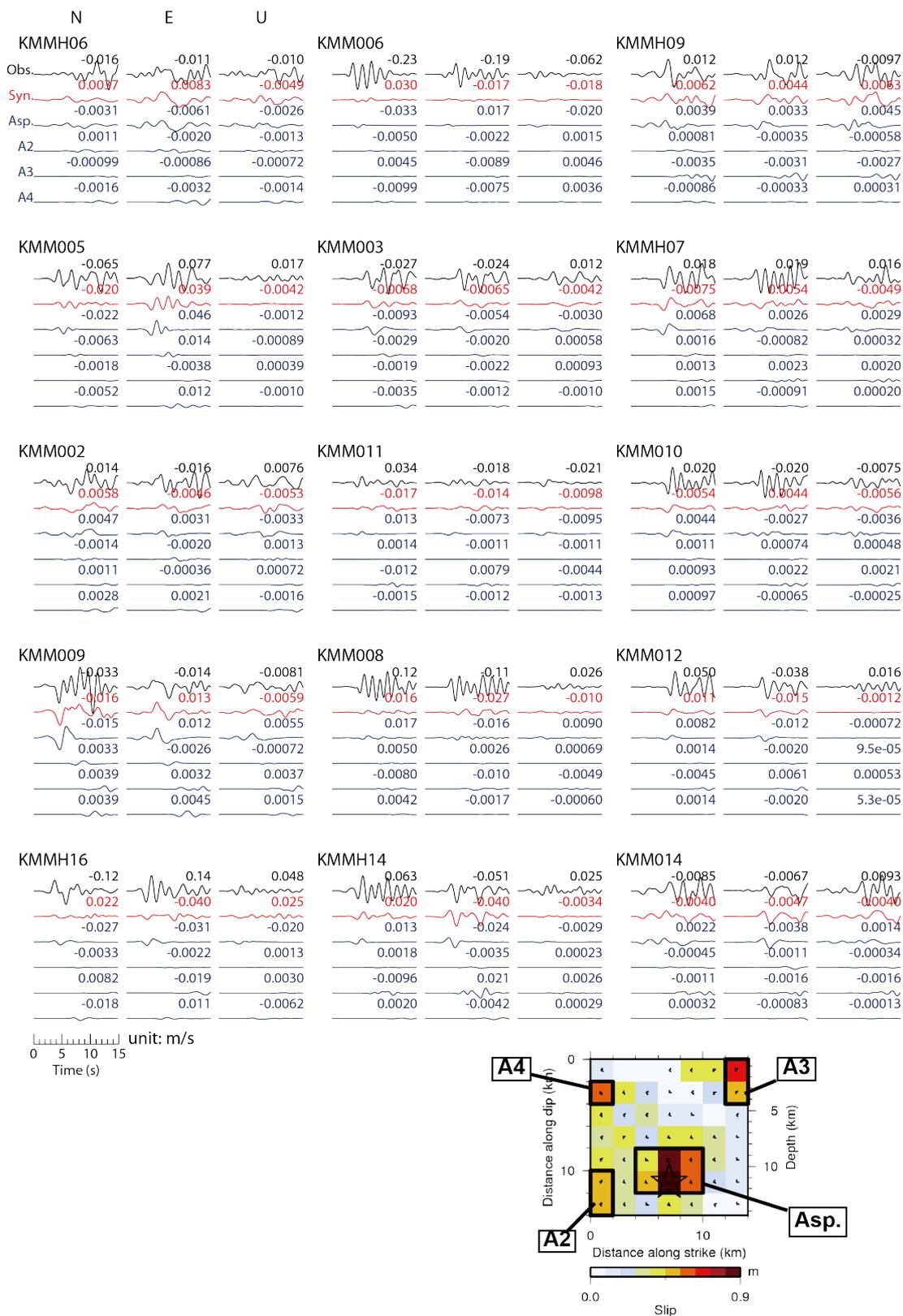


図3.1.1.3(1)-6 アスペリティ(Asp.)および他の大きなすべり量の領域(A2, A3, A4)からの波形への寄与.

④ 参考文献

- Asano, K. and Iwata, T., 2016, Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data, *Earth, Planets and Space*, 68:147.
- Bouchon, M., 1981, A Simple Method to Calculate Green's Functions for Elastic Layered Media, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71: 959-971.
- Kennett, B. L. N. and Kerry, N. J., 1979, Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 57:557-583.

3.1.1.3(2) 経験的グリーン関数法による震源モデリング

① はじめに

本 3.1.1.3(2)では、3.1.1.2(2)の 4 月 16 日本震と同様に、4 月 14 日前震による広帯域地震動 (0.2-10 Hz) を再現し得る震源モデルとして、経験的グリーン関数法 (Irikura, 1986) を用いた強震動生成領域 (SMGA) の推定を行う。4 月 14 日前震は、本震よりも規模は小さいものの、震源域周辺で観測された地震動は、本震同様に大きく、特に熊本県上益城郡益城町では、この地震においても震度 7 が記録されている。規模が小さいにも関わらず、大きな地震動が生じた生成メカニズムを明らかにすることも、この地震については重要な問題であるといえる。また、これも 3.1.1.2(2)同様に、推定された強震動生成領域と 3.1.1.3(1)節で得られた不均質すべりモデルとを比較することで、本地震の特性化震源モデルを構築するための重要な資料となることを目指す。なお、本節の SMGA モデルもまた、3.1.3 節において取り扱う強震動生成領域の各パラメタの整理の一部としても利用される。

② データセット

本報では、防災科学技術研究所強震観測網 K-NET (Kinoshita, 1998) 6 地点, KiK-net (Aoi *et al.*, 2000) 11 地点の合計 17 地点で観測された 3 成分の強震波形データを用いた解析を行う。使用する強震観測点を表 3.1.1.3(2)-1 に一覧として、その分布を図 3.1.1.3(2)-1 に示す。なお、KiK-net 観測点は地中センサーを使用するが、KMMH16 (KiK-net 益城) については、地表センサーの記録も対象とする。

K-NET, 及び KiK-net のオリジナルの観測記録は 100 Hz サンプルの加速度波形データを使用し、速度波形, 変位波形は、加速度記録を時間領域において数値積分し、0.2 Hz から 10 Hz の第 1 種チェビシェフ型帯域通過フィルター (斎藤, 1978) を適用することで使用した。なお、0.2-10 Hz は、経験的グリーン関数として使用する地震 (要素地震) の S/N を考慮して決定している。本報の地震動シミュレーションには、P 波, S 波を含む 20 秒間を対象とした。

表 3.1.1.3(2)-1 経験的グリーン関数法のシミュレーションに使用した強震観測点一覧

Station code	Latitude (°N: WGS)	Longitude (°E: WGS)	Network	Location
KMM004	32.9320	131.1214	K-NET	Ichinomiya
KMM005	32.8761	130.8774	K-NET	Ohdu
KMM006	32.7934	130.7772	K-NET	Kumamoto
KMM008	32.6878	130.6582	K-NET	Uto
KMM009	32.8267	131.1.326	K-NET	Yabe
KMM011	32.6858	130.9856	K-NET	Tomochi
KMMH01	33.1089	130.6949	KiK-net	Kahoku
KMMH02	33.1220	131.0629	KiK-net	Oguni
KMMH03	32.9984	130.8301	KiK-net	Kikuchi
KMMH06	32.8114	131.1010	KiK-net	Hakusui
KMMH07	32.6234	130.5584	KiK-net	Misumi
KMMH09	32.4901	130.9046	KiK-net	Izumi
KMMH10	32.3151	130.1811	KiK-net	Shinwa
KMMH11	32.2918	130.5777	KiK-net	Ashikita
KMMH14	32.6345	130.7521	KiK-net	Toyono
KMMH16	32.7967	130.8199	KiK-net	Mashiki
FKOH10	33.2891	130.8170	KiK-net	Ukiha

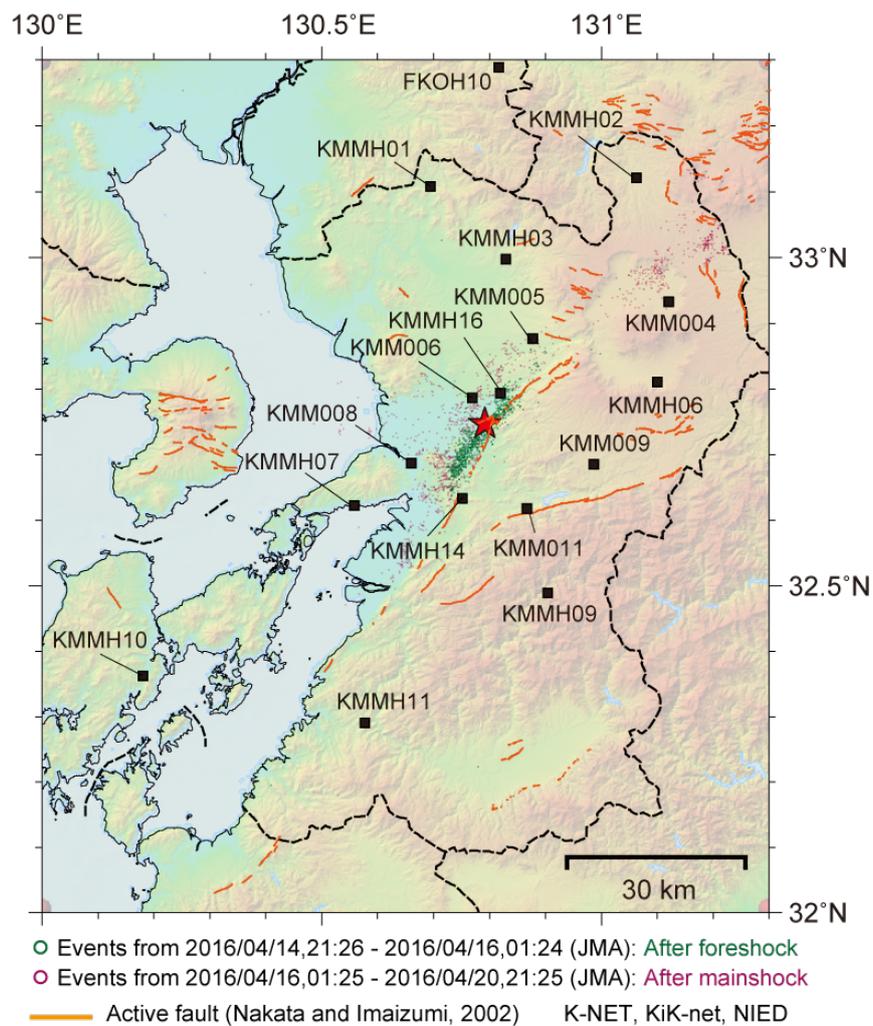


図 3.1.1.3(2)-1 経験的グリーン関数法による地震動評価に使用した強震観測点（観測点コードを付記した 17 地点）の分布。また、4 月 14 日前震から 4 月 16 日本震まで（緑色）と 4 月 16 日本震後約 4 日間の震源周辺で発生した余震（赤色）の空間分布。赤色星印は本震の震央位置。

③ 波形合成のための巨視的，微視的パラメタの設定

はじめに，地震動シミュレーション（波形合成）のために必要なパラメタ設定について記述する．経験的グリーン関数法による波形合成を行うために予め必要なパラメタとして，巨視的なパラメタと微視的なパラメタがある．ここでは，それぞれ「断層面の幾何形状」と「強震動生成領域（以下は，SMGA とする）の個数や位置」についての先験的な情報として扱う．

本節で仮定する断層面の幾何形状は 3.1.1.3(1)節の震源インバージョンで仮定した断層面と同様に 1 枚セグメントとし，走向角 N212°E，傾斜角 89°とした（図 3.1.1.3(2)-2）．なお，本解析においても，断層面内の SMGA 以外の領域（背景領域）での応力降下量はゼロであると仮定して，広帯域の強震動は SMGA のみで再現できるモデルとする．また，同様に可能な限り単純なモデリングを目指すため，ここでの SMGA は正方形を仮定する．すなわち，SMGA の長さ L と幅 W は等しいと仮定した．微視的パラメタの仮定としては，3.1.1.3(1)節の震源インバージョン結果を踏まえた上で，F1 セグメントを除く，各セグメントに SMGA が 1 枚ずつ存在していることを仮定し，その必要性を波形モデリングで吟味した上で，解析を行う．

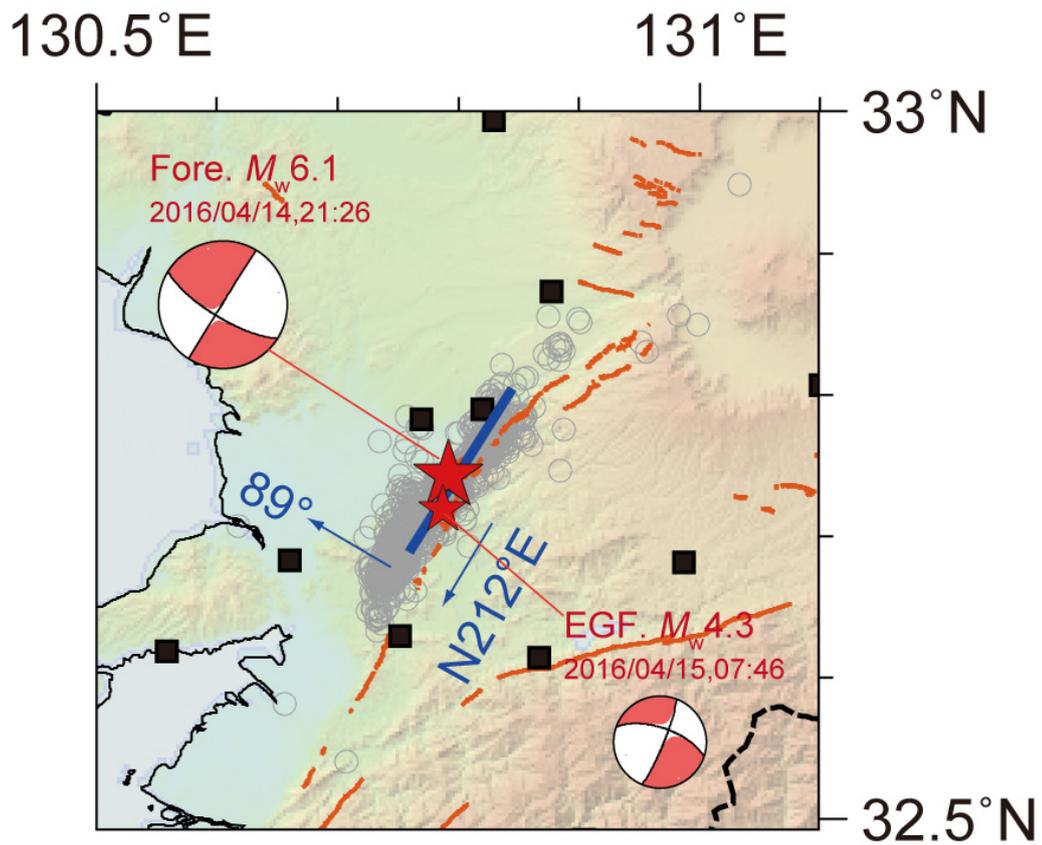


図 3.1.1.3(2)-2 経験的グリーン関数法で仮定する断層面の幾何形状(青色線). 赤色星印は、本震と要素地震の余震(2016年4月15日7時46分の地震)の震央位置で、それぞれの F-net による CMT 解を下半球投影で示してある。灰色丸印は、4月14日前震から4月16日本震までの約1日間に発生した余震の震央分布である。また、黒色四角形印は、解析に用いた観測点の一部である。

④ 要素地震の震源特性評価

経験的グリーン関数に用いる小地震（要素地震）には、2016年4月15日7時46分に発生した M_w 4.3 の余震（EGF）を採用した（図 3.1.1.3(2)-2）。各要素地震の緒元を表 3.1.1.3(2)-2 に示す。EGF は 4 月 14 日前震の震源位置に近く、メカニズム解が類似しており、4 月 14 日前震との規模の差が適当、かつ周辺の強震記録が多数得られている点で、経験的グリーン関数としての要素地震として最も適切であると判断した。

次に、波形合成のためのパラメタ N と C の値を設定する。これらの値は、経験的グリーン関数法による波形合成を行う際に必要なパラメタであり、 N は大地震と要素地震（小地震）の間の相似則による震源スケージングのパラメタ（小地震の長さ、幅、時間方向への重ね合わせ数）、 C は大地震と小地震の応力降下量の比である。本報では、これらのパラメタを三宅・他（1999）の Source Spectral Ratio Fitting 法（SSRF 法）を基に推定した。この手法では、観測震源スペクトル比を、 ω^2 震源スペクトルモデルに基づく理論震源スペクトル比関数によって近似することで、大地震と小地震のコーナー周波数をグリッドサーチによって推定し、横井・入倉（1991）の関係式を用いて N 、 C 値を決定する。

SSRF 法に用いた観測点は、表 3.1.1.3(2)-3、図 3.1.1.3(2)-3 に示すように、山口県、福岡県、長崎県、熊本県、大分県、宮崎県、鹿児島県に分布する F-net の観測点 8 地点とし、VSE-355G3 等の速度計センサーで記録されている強震記録を使用する。F-net の観測点は、硬質岩盤上に設置されており、低周波数側までノイズが小さいことが特長であるため、この記録を用いることで、比較的広帯域の観測震源スペクトル比を得ることができる利点がある。ここで、Fourier 振幅スペクトルは、観測された速度波形記録の S 波を含む 81.92 秒間を切り出し、開始と終了の 1 秒間に余弦関数型のテーパ処理を施すことで計算した。また、中心周波数 $\pm 5\%$ の移動平均をとることで平滑化処理を行い、NS 成分と EW 成分の水平 2 成分のベクトル合成を観測スペクトルとした。本震と要素地震の観測スペクトルに対して、S/N を考慮してスペクトル比をとり、使用した観測点 8 地点のアンサンブル対数平均を観測震源スペクトルとした。なお、伝播経路の補正は、佐藤（2016）による Q_s 値 ($Q_s = 62 f^{0.87}$) と S 波速度は 3400 m/s を用いた。

観測震源スペクトルと理論震源スペクトル比のフィッティング結果を図 3.1.1.3(2)-4 に示す。なお、フィッティングされた理論震源スペクトルモデルは、低周波数側の平坦レベル（地震モーメント比）を、F-net によって公開されている本震と要素地震の地震モーメントの値によって予め固定し、コーナー周波数を未知数とした。コーナー周波数の探索範囲は、0.01-10 Hz の周波数帯域を 0.01 Hz 間隔とし、グリッドサーチによってフィッティング残差が最小となる本震と余震のコーナー周波数を決定した。このように推定されたコーナー周波数と、地震モーメントから、式 3.1.1.3(2)-1 を用いて、 N と C の値を推定した。

$$N = \frac{f_{ca}}{f_{cm}}, \quad C = \left(\frac{M_0}{m_0}\right)\left(\frac{f_{cm}}{f_{ca}}\right)^3. \quad (3.1.1.3(2)-1)$$

ここで、 f_{cm} 、 f_{ca} は大地震、小地震のコーナー周波数、 M_0 、 m_0 は大地震、小地震の地震モーメントを表す。なお、本解析では、SMGA を複数仮定している事から、式 3.1.1.3(2)-1 で得られた値を基に、本震の波形モデリングにて、適切な値を決定した。

表 3.1.1.3(2)-2 要素地震の緒元

	EGF
Origin time (JST) ^{*1}	2016/04/15,07:46
Depth (km) ^{*1}	10.5
Seismic moment (Nm) ^{*2}	4.19×10^{15}
M_w ^{*2}	4.4
Strike, Dip, Rake (deg.) ^{*2}	22, 82, -155
V_s (km/s) ^{*3}	3.4

^{*1}JMA, ^{*2}F-net, ^{*3}J-SHIS: Fujiwara *et al.* (2012)

表 3.1.1.3(2)-3 要素地震の震源特性評価 (SSRF 法) に使用した強震観測点一覧

Station code	Latitude (°N: WGS)	Longitude (°E: WGS)	Network	Location
IZH	34.1359	129.2066	F-net	Izuhara
SBR	33.5052	130.2530	F-net	Seburi
SIB	31.9698	130.3486	F-net	Shibizan
STM	32.8870	129.7237	F-net	Sotome
TKD	32.8179	131.3875	F-net	Takeda
TKO	31.8931	131.2321	F-net	Takaoka
TMC	32.6063	130.9151	F-net	Tomochi
YTY	34.2835	131.0364	F-net	Toyota

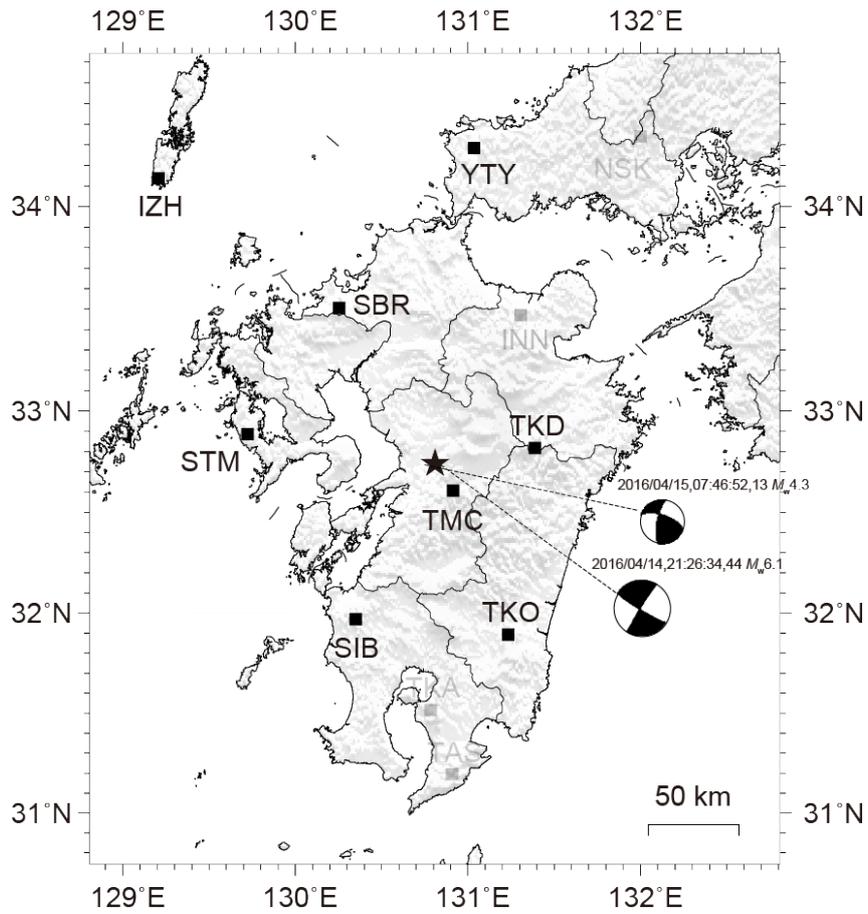


図 3.1.1.3(2)-3 SSRF 法に用いた観測点の分布. 本震と要素地震の震央位置とその CMT 解 (F-net) についても示す.

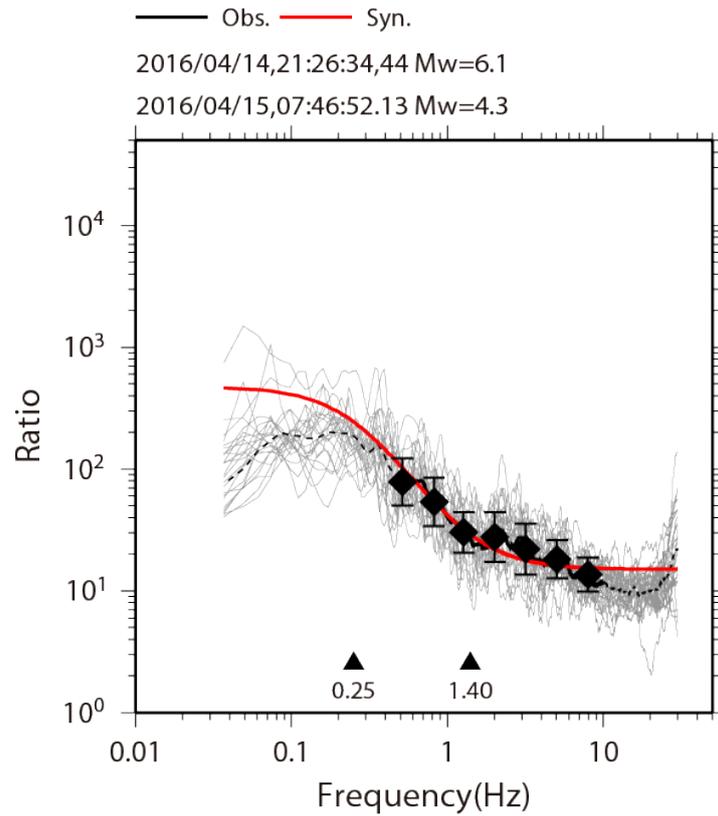


図 3.1.1.3(2)-4 観測震源スペクトル比（黒色）と ω^{-2} 震源スペクトルモデルに基づく理論震源スペクトル比（赤色）のフィッティング。灰色は、各観測点の観測震源スペクトル比。黒色は、それらのアンサンブル対数平均。菱形印とエラーバーは、幾つかの周波数ポイントでの対数平均とその対数標準偏差を表したものである。黒色三角印は、大地震（左）と要素地震（右）のコーナー周波数をそれぞれ表す。

⑤ 推定された強震動生成震源モデル (SMGA モデル)

③, ④の項目において, 決定された既知のパラメタと経験的グリーン関数法によるモデル作成において探索する未知のパラメタを以下に整理する.

既知パラメタ

- ・断層面の幾何形状は1枚セグメントを仮定する.
- ・SMGAはセグメントに2枚を仮定する.
- ・SMGAは正方形を仮定する.
- ・背景領域の応力降下量はゼロとする.
- ・全体の破壊開始点は, 気象庁の一元化震源位置を仮定する.

未知パラメタ

- ・SMGAの位置
- ・SMGAのグリッドサイズ (グリッド長さ dL とグリッド幅 dW . ただし $dL = dW$)
- ・SMGA内の破壊開始点位置 (NSL , NSW)
- ・SMGAのライズタイム (T_r)
- ・SMGA内の破壊伝播速度 (V_r)
- ・応力降下量比 (C)

上述した未知パラメタは, 2段階のプロセスから決定した. まず, 観測波形と合成波形の波形フィッティング残差を評価関数としたグリッドサーチを用いて, 予備的な検討を行う. その後, 最終的なパラメタは, 震源近傍の観測波形と合成波形のフィッティングを目視で確認しながら, 試行錯誤的に決定した.

グリッドサーチのプロセスでは, 変位波形と加速度エンベロープの観測と合成の残差評価 (例えば, 三宅・他, 1999) を表した以下の式3.1.1.2(2)-2を用いて, 残差が最小となるパラメタを探索した.

$$\text{misfit} = \frac{\int (u_{\text{obs}} - u_{\text{syn}})^2 dt}{\sqrt{\int u_{\text{obs}}^2 dt} \sqrt{\int u_{\text{syn}}^2 dt}} + \frac{\int (e_{\text{obs}} - e_{\text{syn}})^2 dt}{\sqrt{\int e_{\text{obs}}^2 dt} \sqrt{\int e_{\text{syn}}^2 dt}} \quad (3.1.1.2(2)-2)$$

ここで, u_{obs} は観測変位波形, u_{syn} は合成変位波形, e_{obs} は観測加速度エンベロープ, e_{syn} は合成加速度エンベロープをそれぞれ表す. ただし, 複数の SMGA のパラメタを全て決定することは未知変数が過多となり, グリッドサーチによって最適解を探索することは難しい. そこで, 本報では, 震源近傍の観測点を対象として, SMGA 毎にパラメタを探索し, その

上で、2つ目のプロセスとして、試行錯誤的にパラメタを調整し、主として震源近傍の観測波形を再現し得る SMGA パラメタを決定した。

試行錯誤のプロセスでは、加速度波形、速度波形、変位波形の各波形について観測と合成のフィッティングを確認し、各 SMGA のパラメタを複数ケース試行することで、最もフィッティングの良いパラメタを決定した。その際、特に震源近傍の観測点の速度波形の再現性を重視しつつ、周辺の 17 観測点 (図 3.1.1.3(2)-1) の観測波形を広帯域に再現するモデルとなるよう調整した。なお、SMGA の位置は、そのグリッド中心が各セグメントの内側に収まる範囲で調整し、他のパラメタ同様に、震源近傍の観測点の速度波形の再現性に注目しながら決定した。

推定された強震動生成領域 (SMGA モデル) を図 3.1.1.3(2)-5 に、そのパラメタを表 3.1.1.3(2)-4 に示す。SMGA は 2 枚で、震源を含む深い SMGA を SMGA1、北東側浅部の SMGA を SMGA2 とする。いずれの SMGA 内の破壊伝播速度も 2.8 km/s、面積は 16.0 km²、応力降下量は 15.3 MPa、SMGA から解放される総地震モーメントは 8.04×10^{17} Nm (M_w 5.87) で、これは F-net によって評価されている本震の地震モーメント 1.74×10^{18} Nm (M_w 6.09) に対して 46.2%となる。また、ライズタイムは、SMGA1 が 0.24 秒、SMGA2 が 0.40 秒と推定された。SMGA1 は、震源から北東、南西の両側に向けて浅部方向へ破壊が拡がり、SMGA2 は、その南西深部端から、北東浅部へ向けて破壊が進行した。

図 3.1.1.3(2)-6a,b,c に加速度、速度、変位の各波形について、3 成分の観測と合成の比較をそれぞれ示す。観測波形は、0.2–10 Hz の周波数帯域で合成波形によって概ね良く再現されている。特に震源近傍の KMM005 (K-NET 大津)、KMM006 (K-NET 熊本)、KMMH14 (KiK-net 豊野)、KMMH16 (KiK-net 益城)、といった観測点は、加速度、速度、変位について、波形の特徴を良く再現している。これらの震源近傍の観測記録には、S 波の主要な波形パッケージが 2 つ確認でき、推定した SMGA モデルの SMGA1、SMGA2 のそれぞれの寄与によって、これらのパッケージを個別に再現することができた。図 3.1.1.3(2)-8 は、加速度 Fourier 振幅スペクトルを示してある。スペクトルも全体的に概ねレベルは合っているように見える。

表 3.1.1.3(2)-4 推定された SMGA のパラメタ

Parameter	SMGA1	SMGA2
$L = W$ (km)	1.0	1.0
S (km ²)	16.0	16.0
T_r (s)	0.24	0.40
M_0 (Nm)	4.02×10^{17}	4.02×10^{17}
$\Delta\sigma$ (MPa)	15.3	15.3
V_r (km)	2.8	2.8

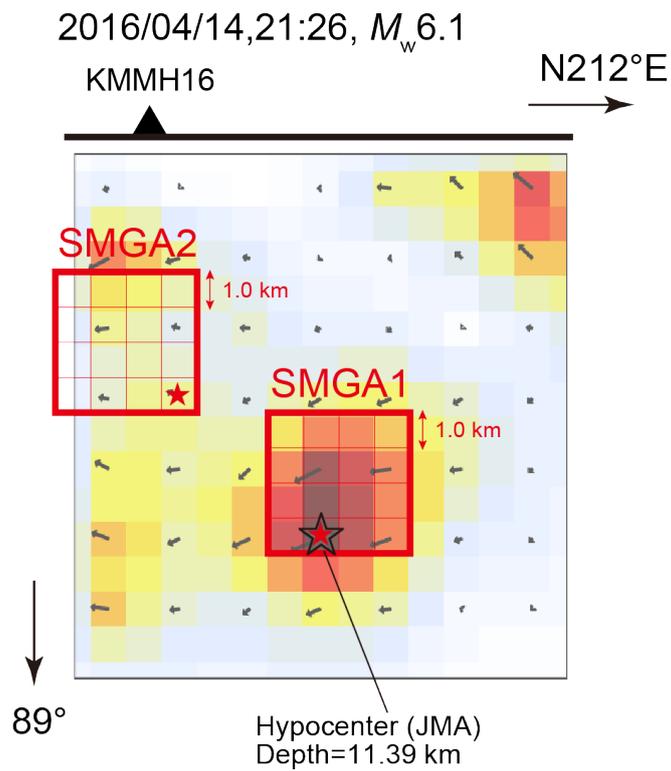


図 3.1.1.3(2)-5 推定された SMGA モデルの断層面上の分布. 断層面の背景は, 3.1.1.3(1)で得られた震源インバージョン結果の最終すべり分布 (以降, 3.1.1.3(1)のすべり分布図とは図の補間方法が異なるが結果は同じである). 赤色星印は, SMGA の破壊開始点を表す.

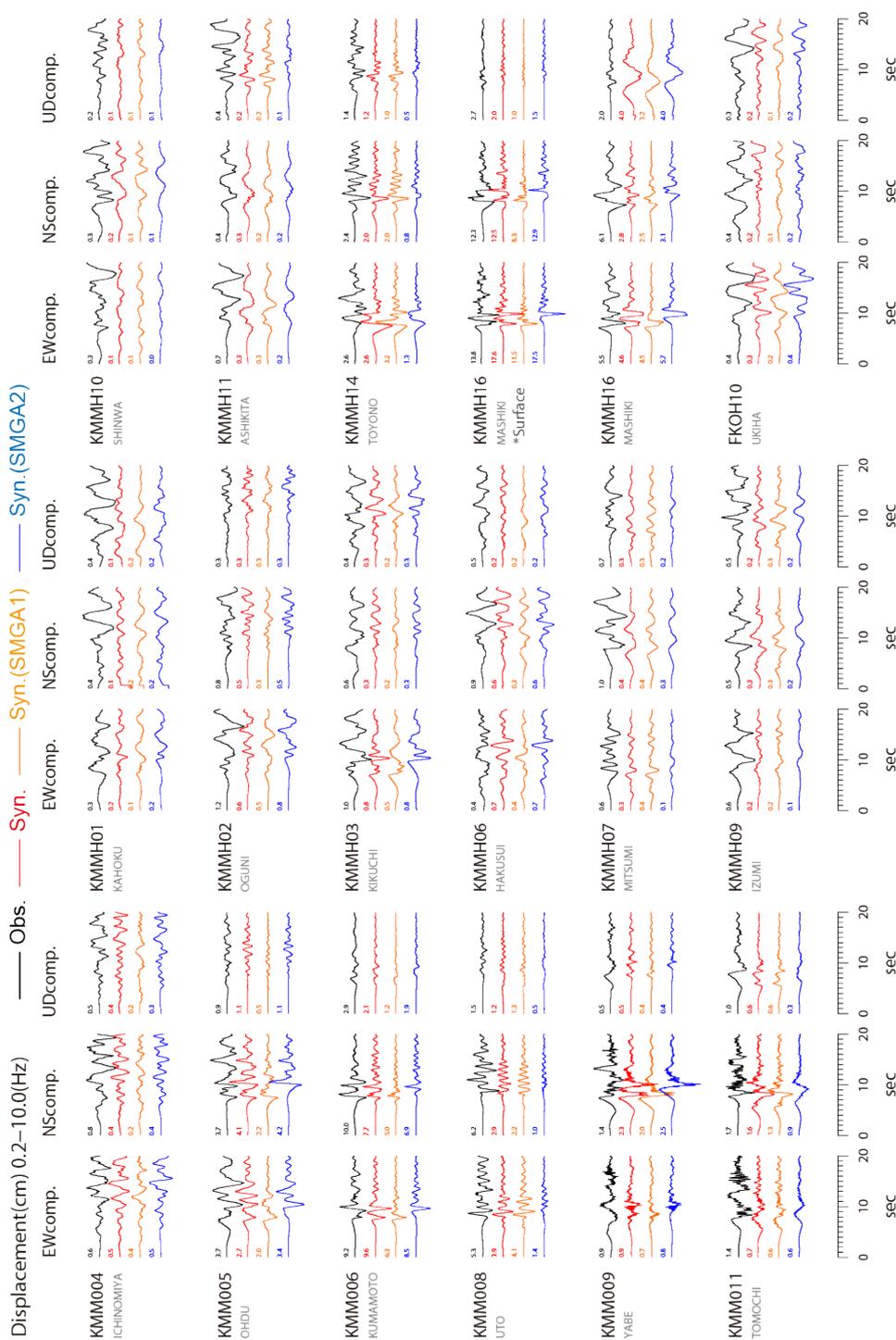


図 3.1.1.3(2)-6c 観測変位波形 (黒色) と合成変位波形 (赤色) の比較 (0.2-10 Hz). 橙色, 青色は, SMGA1, 2 からの波形寄与を個別に表す. 波形トレース左上の数値は, 各トレースの最大値 (cm).

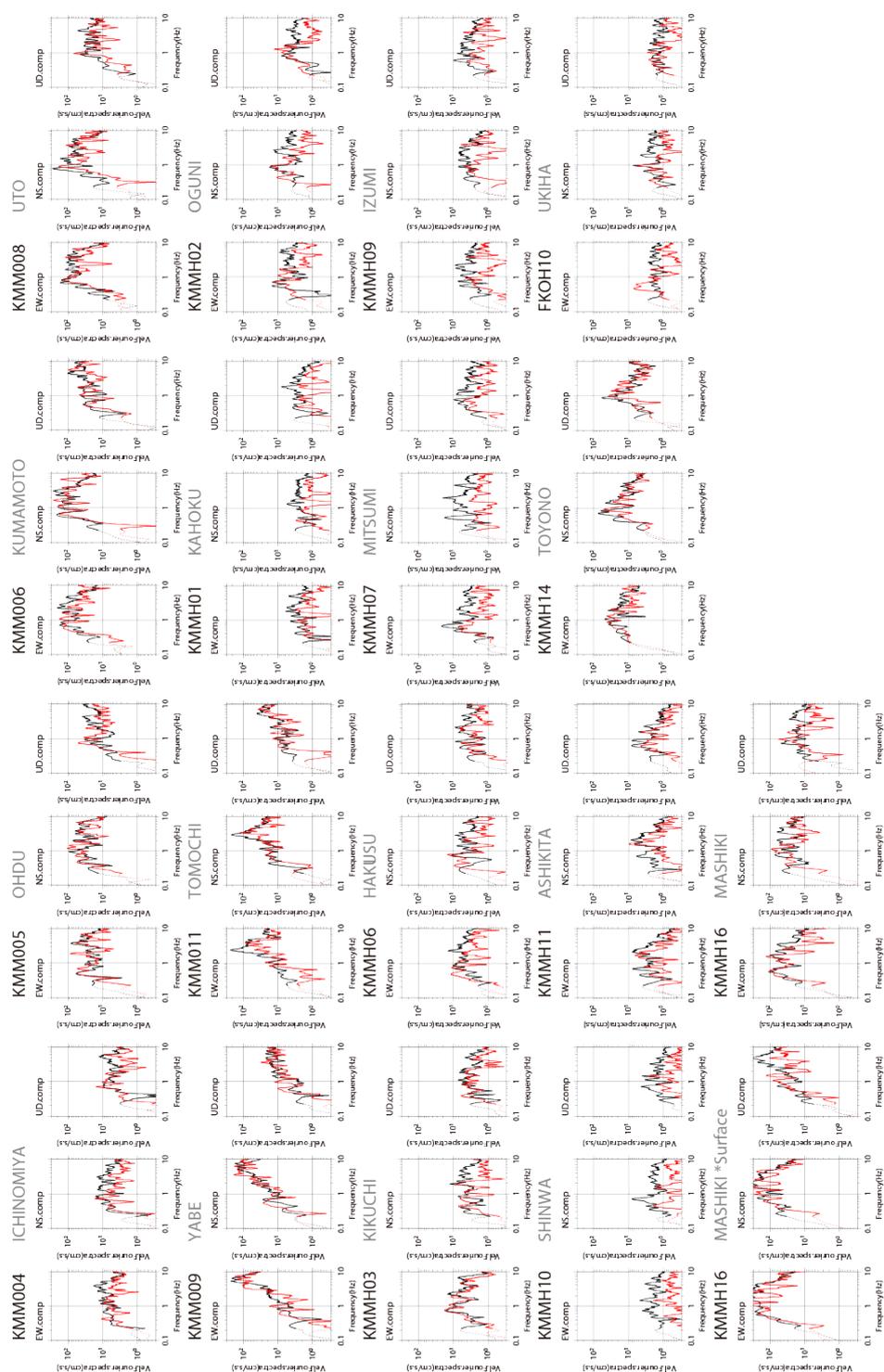


図 3.1.1.3(2)-7 加速度 Fourier 振幅スペクトルの比較 (3 成分). 観測は黒色, 合成は赤色でそれぞれ示す.

⑥ KMMH16 (KiK-net 益城) での強震動生成メカニズム

2016年熊本地震本震同様に、この4月14日前震においても、震源近傍のKMMH16において特に大きな地震動が生じ、速度波形の特徴を見ると、大きな振幅を持つパルス状の波形が約1秒間隔で2つ確認できる。3.1.1.2(2)において、本震時のKMMH16の強震動生成メカニズムを議論した際は、KMMH16の直下にあるSMGAの下端(深部)から浅部へ向かう破壊伝播の指向性効果によって、断層平行成分に大きな振幅を持つパルス波形を生成していることが確認できた。しかし、一方で、4月14日前震時の2つのパルスは、断層直交成分に明瞭に確認できる。この地震も横ずれ成分が主なタイプの地震であり、今回の地震の場合は、1995年兵庫県南部地震(松島・川瀬, 2000, 2009)等に代表される破壊伝播の前方指向性効果(フォワードディレクティビティ効果)によって、断層直交成分のパルス波形を生成した可能性がある(図3.1.1.3(2)-8)。

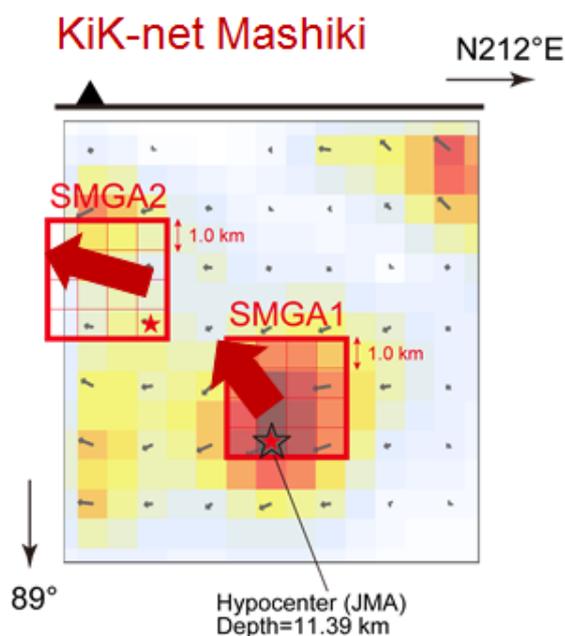
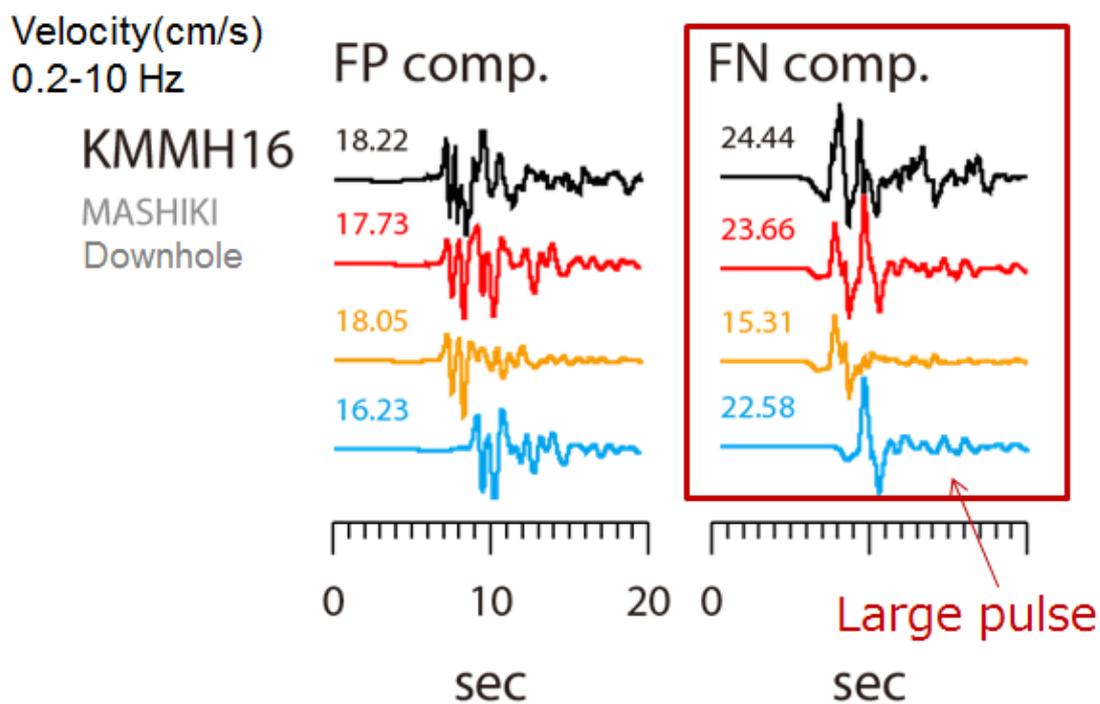


図 3.1.1(2)-8 上) KMMH16 (地中) の観測速度波形 (黒色) と合成速度波形 (赤色), SMGA2 の寄与を青色で示す. 左側が断層セグメントに対する断層平行成分, 右側が断層直交成分. 下) SMGA モデルの KMMH16 に対する破壊伝播指向性効果を表す模式図.

⑦ スケーリング則との比較

図 3.1.1.3(2)-9 に過去の内陸地殻内地震の SMGA の総面積と地震モーメントの関係 (Miyake *et al.*, 2003) と Somerville *et al.* (1999) によるアスペリティ面積のスケーリング則に対しての本報の SMGA パラメタの関係を図示した。その結果、本報の SMGA 総面積は、スケーリング則とほぼ一致する関係が得られた。また、図 3.1.1.3(2)-10 は、強震動予測レシピで扱われる経験式から予測されるアスペリティの実効応力と過去の日本国内の内陸地殻内地震の SMGA の応力降下量 (宮腰・他, 2016) を図示し、本報の SMGA の応力降下量をプロットしたものである。こちらの結果からも、本報の SMGA の応力降下量は、過去の地震のばらつきの範囲内で、平均値に近い値をとることがわかった。したがって、2016 年熊本地震 4 月 14 日前震の震源特性は、本震同様に過去の内陸地殻内地震と比較しても平均的なものであったと考えられる。

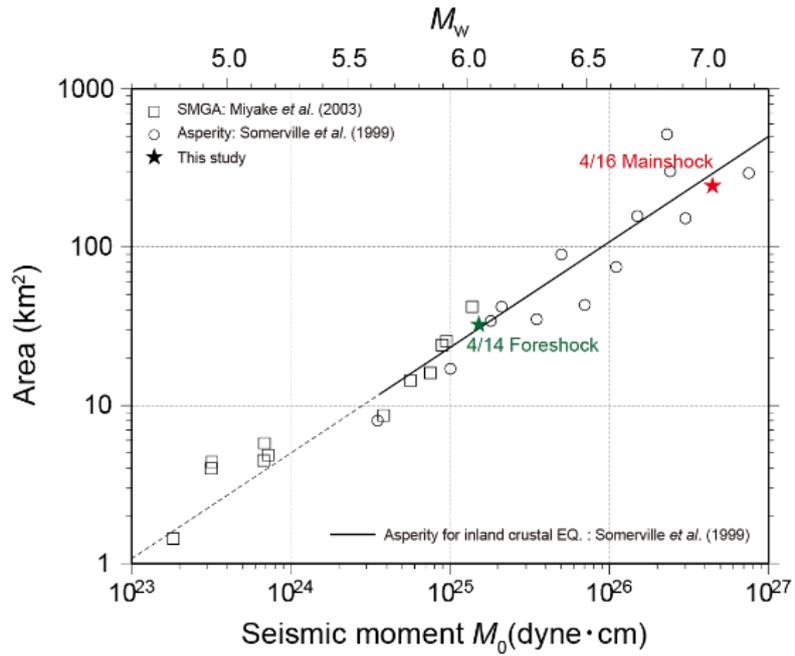


図 3.1.1.3(2)-9 内陸地殻内地震のアスペリティ (SMGA) と地震モーメントの関係.

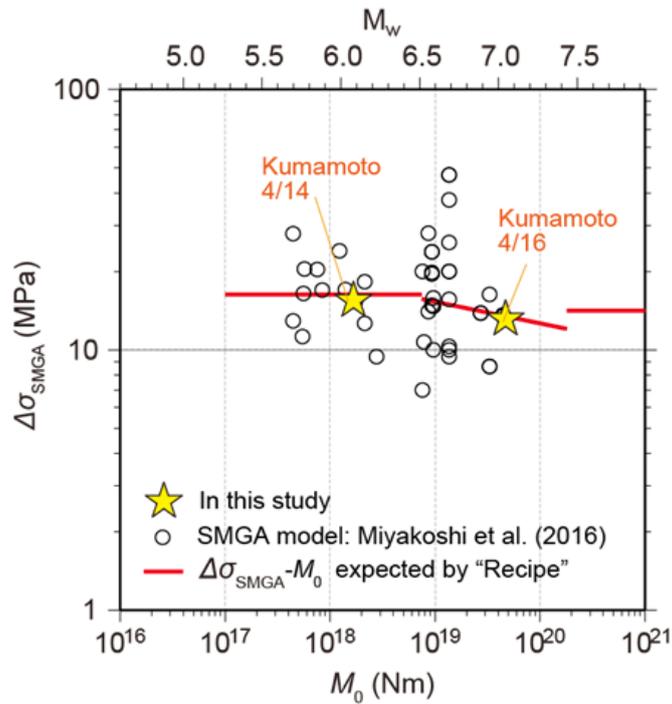


図 3.1.1.3(2)-10 内陸地殻内地震の SMGA の応力降下量と地震モーメントの関係. 赤色線は、強震動予測レシピで取り扱われる経験式から予測されるアスペリティの実効応力と地震モーメントの関係.

⑧ おわりに

本 3.1.1.3(2)節では、経験的グリーン関数法に基づく地震動シミュレーションから、2016年熊本地震の4月14日前震時に観測された地震動を広帯域(0.2-10 Hz)に説明するための強震動生成震源モデル(SMGA モデル)を推定した。経験的グリーン関数に使用する要素地震の震源特性は、SSRF法によって評価を行い、また、震源近傍の観測点を含む17地点の観測点を対象とした強震動シミュレーションを実施した。作成したSMGAモデルによる合成波形は、観測波形を良く再現し、震源近傍のKMMH16観測点の強震動生成メカニズムも明らかとなった。本検討による主要な結論を以下に整理する。1) 2枚のSMGAは、震源インバージョン結果の最終すべり量、或いはピークモーメントレートの大きな領域に近い場所にある。2) 各SMGAのパラメタは、日本国内の過去の内陸地殻内地震の平均像とほぼ一致する。3) 震源近傍のKMMH16(KiK-net 益城)での断層直交成分の強震動は、SMGA1と2からのそれぞれの破壊伝播の前方指向性効果によるものと考えられる。

⑦ 参考文献

- Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K., and Okada, Y. (2000), New Japanese uphole/downhole strong-motion observation network: KiK-net, *Seism. Res. Lett.* 72, 239.
- 福山英一・石田瑞穂・D. S. Dreger・川井啓廉 (1998), オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, *地震* 2, 51, 149-156.
- Irikura, K. (1986), Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, 151-156.
- Kinoshita, S. (1998), Kyoshin-net (K-NET), *Seism. Res. Lett.* 69, 309-332.
- 松島信一・川瀬 博 (2000), 1995年兵庫県南部地震の複数アスペリティモデルの提案とそれによる強震動シミュレーション, *日本建築学会構造系論文集*, 534, 33-40.
- 松島信一・川瀬 博 (2009), 1995年兵庫県南部地震での神戸市域における強震動と木造建物被害の再評価, *日本建築学会構造工学論文集*, 55B, 537-543.
- 三宅弘恵・岩田知孝・入倉孝次郎 (1999), 経験的グリーン関数法を用いた 1997年3月26日 (M_{JMA} 6.5) および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, 51, 431-442.
- Miyake, H., Iwata, T., and Irikura, K. (2003), Source characterization for broadband ground-motion simulation: Kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 2531-2545.
- 宮腰 研・入倉孝次郎・釜江克宏 (2016), 強震動生成領域におけるストレス・パラメタの深さ依存性に関する検討, *日本地震学会 2016年大会講演予稿集*, S15-P08.
- 斎藤正徳 (1978), 漸化式デジタル・フィルターの自動設計, *物理探鉱*, 31, 112-135.
- 佐藤智美 (2016), スペクトルインバージョンに基づく熊本地震と前震・余震等の震源・伝播・サイト特性, *日本地球惑星科学連合 2016年大会講演予稿集*, MIS34-P71.
- Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N., and Kowada, A. (1999), Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, *Seism. Res. Lett.*, 70, 59-80.
- 横井俊明・入倉孝次郎 (1991), 震源スペクトルの Scaling 則と経験的 Green 関数法, *地震* 2, 44, 109-122.

3.1.1.4 2016年熊本地震前震（4月15日0時3分 $M_{JMA}6.4$ ）

3.1.1.4(1) 震源インバージョン

① はじめに

本地震での震源インバージョン解析結果について記述する。ここでは、震源インバージョン解析で利用する断層面の設定、設定パラメータ、解析結果について述べる。

② 断層面の設定

震源インバージョン解析を実施するにあたり、断層面を決定する必要がある。一般的に断層面は、予め得られている震源メカニズム解や、余震分布を参考に設定される。本地震の震源メカニズム解は防災科学技術研究所広帯域地震観測網 F-net（福山・他，1998）により求められており、走向： 211° ，傾斜角： 86° と推定されている。図 3.1.1.4(1)-1 に余震分布図を示す。余震データには、気象庁一元化震源による対象地震（4月15日0時3分の地震）発震以後2時間以内に発生したすべての地震を使用した。図 3.1.1.4(1)-1 左図は気象庁一元化震源による余震分布を、右図は F-net のメカニズム解の走向 211° と直交する断面の深さ分布を示している。この結果、余震が発生している面は、F-net による傾斜角の 86° よりも若干低角であることがわかる。本研究では、この余震分布を参考に、傾斜角は 75° とした。また、断層長さおよび断層幅は、余震分布からそれぞれ 13.5 km と 13.5 km と設定した。

③ 震源インバージョンにおける設定パラメータ

震源インバージョンで用いた観測波形データは、図 3.1.1.4(1)-2 に示す震源に近い 11 観測点で得られた NS, EW, UD 成分の観測記録とした。11 観測点のうち、防災科学技術研究所強震観測網 K-NET（Kinoshita, 1998）が 7 地点、KiK-net（Aoi et al., 2000）の地中観測点が 4 地点である。解析対象時間は、S 波到達時間の 1 秒前から 8.5 秒間とした。S 波到達時間は、観測点のペーストアップにより、S 波走時から大きくはずれないことに注意しながら、各観測点の加速度波形、速度波形から目視により読み取った。震源インバージョンの解析対象は速度波形とし、解析対象周波数は 0.1~1.0 Hz（周期 1~10 秒）とした。観測記録は、周期 1~10 秒のバンドパスフィルターを施した後に、数値積分した速度波形を 0.05 秒間隔でリサンプリングした。グリーン関数の計算に必要な地下構造モデルは、3.1.1.2(1)の項で記述されているモデルを利用した。

震源インバージョン解析では、仮定した断層面を空間方向には 1.5 km × 1.5 km の小断

層を 81 (9×9) 個に分割した。時間方向には破壊開始時刻から一定破壊伝播速度で広がる同心円が到達した時刻から 0.4 s 間隔にパルス幅 0.8s のスムーズドランプ関数を 5 個並べ、時空間的に離散化して理論波形を計算した。図 3.1.1.4(1)-3 に設定したすべり速度関数の模式図を示す。1st タイムウィンドウの開始時間は、破壊開始点から同心円上に一定破壊伝播速度で到達した時間とした。すべり角は、F-net で推定されている -152° から $\pm 45^{\circ}$ を適用範囲とし、破壊伝播速度は 1.9 km/s~3.1 km/s までのケースのうち、観測波形と計算波形との残差が最小なものを採用した。また、平滑化係数 λ は、ABIC (Akaike, 1980) を基準に決定した。

④ 震源インバージョンの解析結果

震源インバージョン解析により推定された最終すべり量分布を図 3.1.1.4(1)-4 に示す。図より、すべり量の大きかった領域は、破壊開始点付近から浅部にかけての場所に推定された。この領域のすべり角はほぼ 180 度で、右横ずれ型を示している。

図 3.1.1.4(1)-5 に、モーメントレート分布を示す。背景はすべり量分布を示し、小断層内の図形は各小断層のモーメントレートを表している。すべりの大きい場所のモーメントレートは、Kostrov 型関数となっており、これまでに発生した地震の一般的なモーメントレート関数と大きな違いはみられない。

震源インバージョン解析結果から得られた地震モーメント、最大すべり量、平均すべり量、破壊伝播速度 (1st タイムウィンドウの破壊伝播速度) を表 3.1.1.4(1)-1 に示す。地震モーメントは 1.65×10^{18} Nm、最大すべり量は 0.70 m、平均すべり量は 0.23 m、破壊伝播速度は 2.0 km/s となった。なお、地震モーメントについては、F-net の結果 1.06×10^{18} Nm と比較して大きくはずれていない。

図 3.1.1.4(1)-6、図 3.1.1.4(1)-7 に震源インバージョンにより得られた観測波形 (黒) と合成波形 (赤) の比較を示す。ほとんどの観測点では、概ね観測波形が再現できている。

図 3.1.1.4(1)-8 に、既往の研究成果がコンパイルされた地震モーメントと震源破壊域のスケーリング則との比較図(Irikura et al., 2017)を示す。震源破壊域は、Somerville et al. (1999)の規範に基づいてトリミングを行った後の領域を利用している。また、図 3.1.1.4(1)-9 には、地震モーメントと平均すべり量のスケーリング則との比較図(Irikura et al., 2017)を示す。地震モーメントと震源破壊域については、スケーリング則より大きい値を示しているが、既往の地震のばらつきの範囲内には収まっている。一方で、地震モーメントと平均すべり量の関係は、既往の地震のばらつき範囲内ではあるが、スケーリング則よりも小さい結果となった。

⑤ アスペリティおよび High Rate Area(HRA)の抽出

次に、アスペリティの抽出を行う。図 3.1.1.4(1)-10 には、Somerville et al. (1999)によるアスペリティ領域を規定する規範に基づいて抽出したアスペリティ領域を示す。背景図は、震源インバージョンによる最終すべり分布である。図 3.1.1.4(1)-11 には、各小断層のすべり量の数値図を示す。結果的にアスペリティは 1 つ抽出された。ここで便宜的にアスペリティの名前を ASP とする。ASP は破壊開始点を含む浅い場所に抽出された。アスペリティからの波の寄与を見るため、図 3.1.1.4(1)-12～図 3.1.1.4(1)-14 に ASP (Asp.)、および背景領域 (Back) からの波形と、観測波形 (Obs.) とインバージョン結果 (Inv.) の波形を示す。

ASP からの計算波形は、震源近傍の KMMH14 観測点における EW の明瞭なパルスについて、若干振幅が小さいものの、位相や波形の到達のタイミングなど観測波形を再現できている。一方で、ASP よりも背景領域の寄与が大きくなっている地点もあり、これは ASP に抽出されなかった ASP 周辺のすべりの影響であると考えられる。

次に、吉田・他 (2015)にて提案されているピークモーメントレートに基づいて抽出されるハイレートエリア (High Rate Area:HRA) を抽出する。図 3.1.1.4(1)-15 に、吉田・他 (2015)におけるピークモーメントレートに基づいて抽出した HRA を併記したモーメントレート分布を示す。図 3.1.1.4(1)-16 には、各小断層のピークモーメントレートの数値図を示す。結果的に、HRA は 1 つ抽出された。HRA は破壊開始点付近に抽出されている。HRA の波形への寄与を見るため、図 3.1.1.4(1)-17～図 3.1.1.4(1)-19 に HRA および背景領域 (Back) からの波形を、観測波形とインバージョン結果による波形を示す。HRA から放出される波形は、ASP の寄与よりインバージョン波形に対する寄与が小さい。この原因は、HRA よりも浅い部分は比較的ピークモーメントレートが大きい、吉田・他(2015)の規範では HRA に含まれず、HRA の面積が ASP の面積よりも小さくなったためと考えられる。

最後に、アスペリティ面積と地震モーメントとの関係性について、既往のスケールリング則と比較を行った。図 3.1.1.4(1)-20 に既往の研究結果がコンパイルされた地震モーメントとアスペリティ面積のスケールリング則との比較図(Irikura et al., 2017)を示す。既往のスケールリング則よりも若干過大評価であるが、ばらつきの範囲内の結果といえる。

⑥ 参考文献

- Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K., and Okada, Y. (2000), New Japanese uphole/downhole strong-motion observation network: KiK-net, *Seism. Res. Lett.* 72, 239.
- Akaike, H. (1980), Likelihood and the Bayes procedure, in *Bayesian statistics*, edited by J. M. Bernardo, M. H. DeGroot, D. V. Lindlely, and A. F. M. Smith, University Press, Valencia, Spain.

- 福山英一・石田瑞穂・D. S. Dreger・川井啓廉 (1998), オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震 2, 51, 149-156.
- Irikura, K., Miyakoshi, K., Kamae, K., Yoshida, K., Somei, K., Kurahashi, S., and Miyake, H. (2017), Applicability of source scaling relations for crustal earthquakes to estimation of the ground motions of the 2016 Kumamoto earthquake, Earth, Planets and Space, 69:10, <http://link.springer.com/article/10.1186/s40623-016-0586-y>.
- 地震調査研究推進本部(2013), 主要活断層帯の長期評価 布田川断層帯・日奈久断層帯の評価 (一部改訂), http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/93_futagawa_hinagu_2.pdf
- Kinoshita, S. (1998), Kyoshin-net (K-NET), Seism. Res. Lett. 69, 309–332.
- Somerville, P., Irikura, K., Graves, R., Sawada, S., Wald, D., Abrahamson, N., Iwasaki, Y., Kagawa, T., Smith, N., and Kowada A. (1999), Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strongground motion, Seism Res. Lett., 70:1, 59-80.
- 吉田邦一・宮腰 研・倉橋 奨・入倉孝次郎 (2015), 強震動記録から検討した 2008 年岩手・宮城内陸地震の共役断層の可能性, 日本地震学会講演予稿集 2015 年度秋季大会, 205.

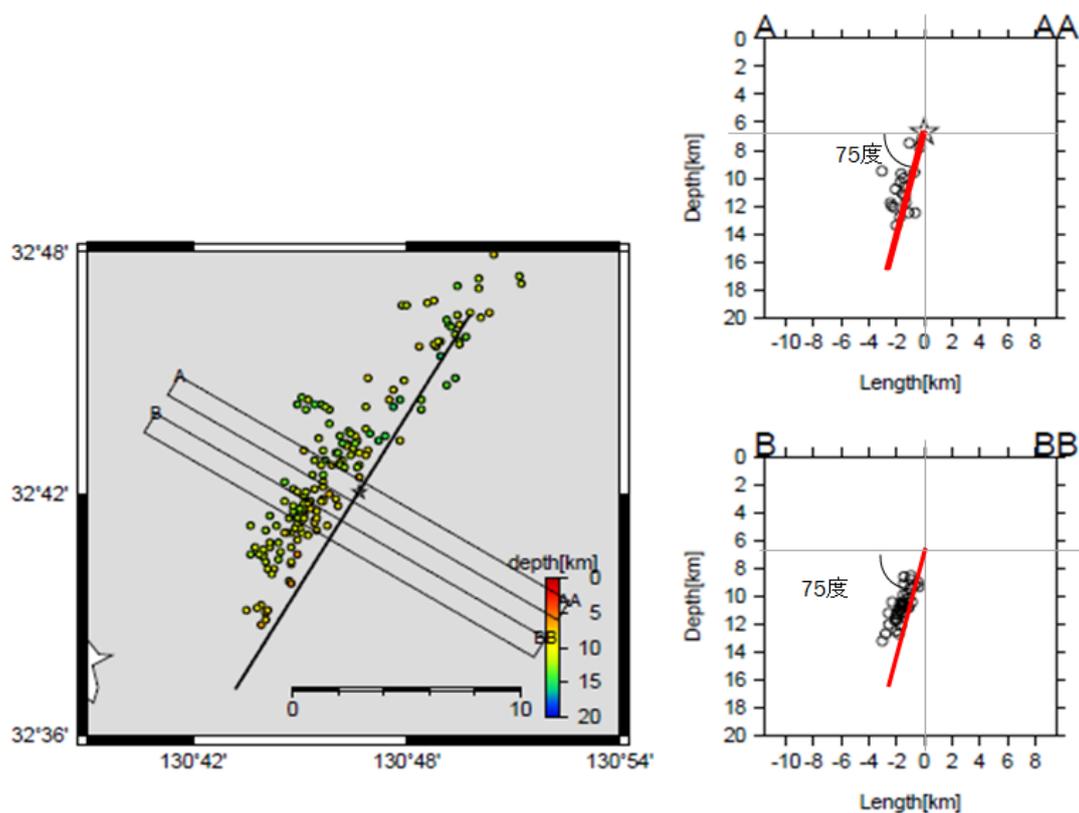


図 3.1.1.4(1)-1 余震分布（左図）と走向方向に直交する断面における余震の深度分布（右図）。余震データは、気象庁一元化震源による対象地震（4月15日0時3分の地震）発震以後2時間以内に発生したすべて地震を使用した。左図の星印は本震の震央を、丸印は余震の震源分布を示す。本震の震央を通る線は、F-netの走向（ 211° ）を示す線である。右図の赤線は、本研究で設定した断層面を示す。

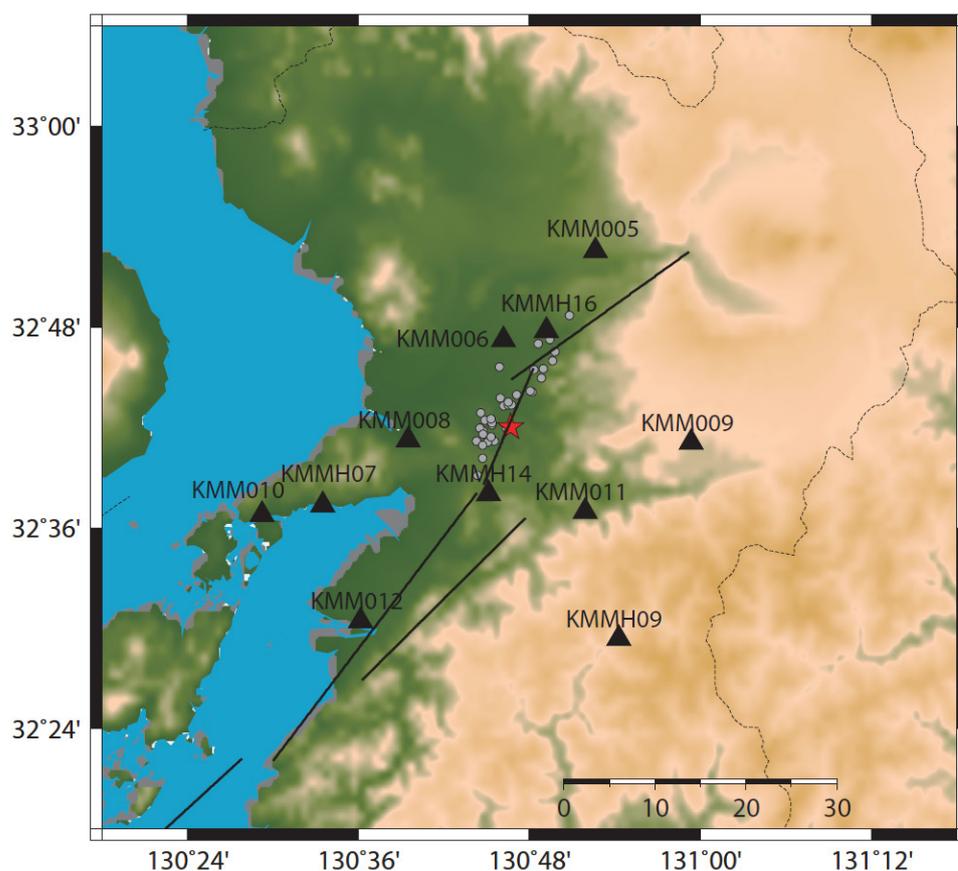


図 3.1.1.4(1)-2 解析に使用した観測点（三角）．赤星は本震の震央，灰色丸は余震の震央分布を示す．また，実線は，長期評価（地震調査研究推進本部，2013）による布田川断層および日奈久断層の断層位置を示す．

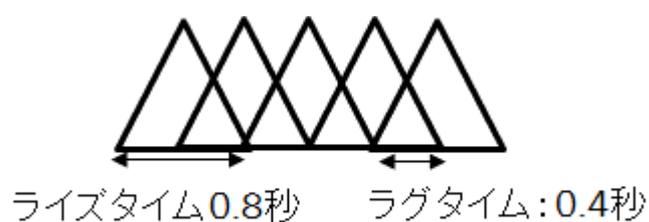


図 3.1.1.4(1)-3 解析の用いたすべり速度関数の模式図. 使用したすべり速度関数はスムーズドランプ関数とした.

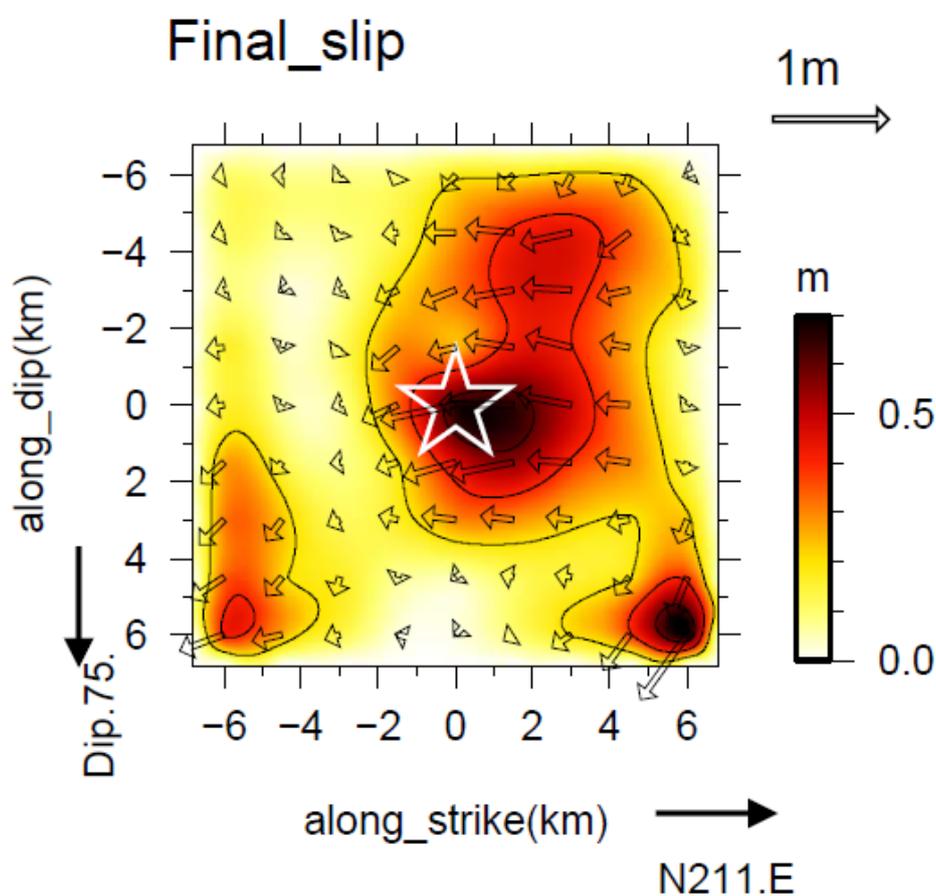


図 3.1.1.4(1)-4 震源インバージョンによる最終すべり量分布. 背景色はすべり量を示す. また, 小断層内の矢印の方向はすべり角を, 長さはすべり量を示している. 星印は, 破壊開始点を示す.

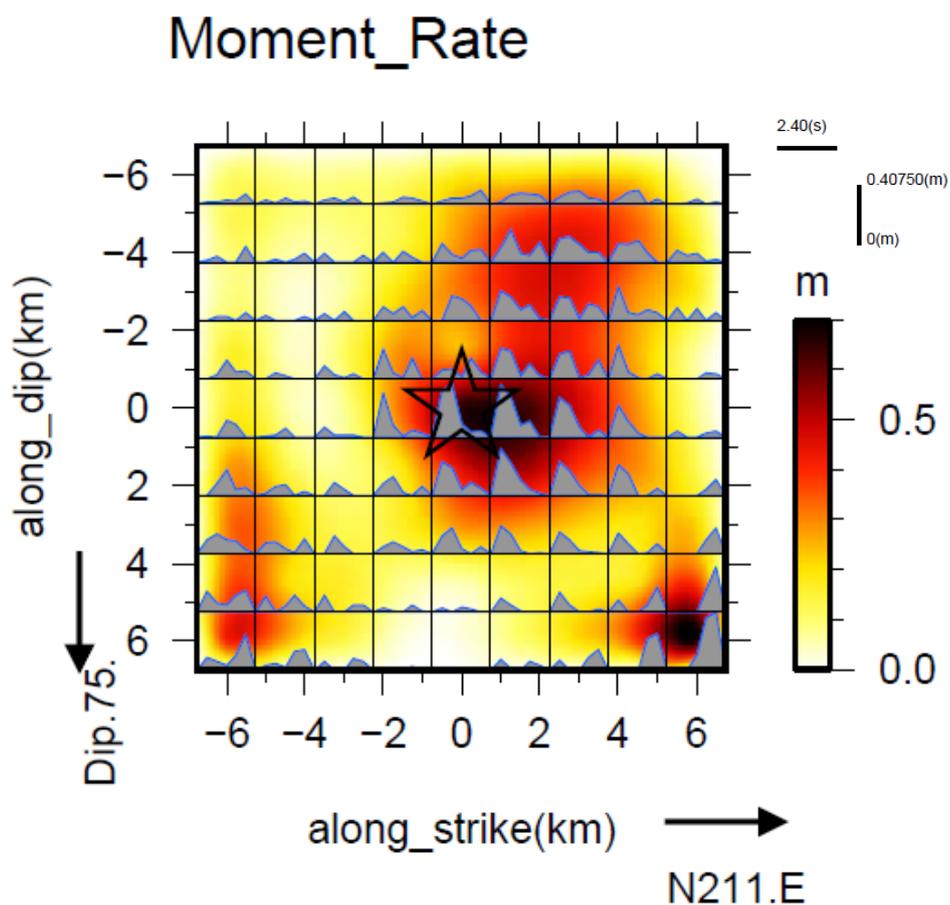


図 3.1.1.4(1)-5 震源インバージョンによるモーメントレート分布. 背景色はすべり量を示す. また, 小断層内の形状は, モーメントレートを示している. 星印は, 破壊開始点を示す.

表 3.1.1.4(1)-1 震源インバージョン結果の諸元

地震モーメント(Nm)	1.65×10^{18}
最大すべり量(m)	0.70
平均すべり量(m)	0.23
破壊伝播速度(km/s)	2.0

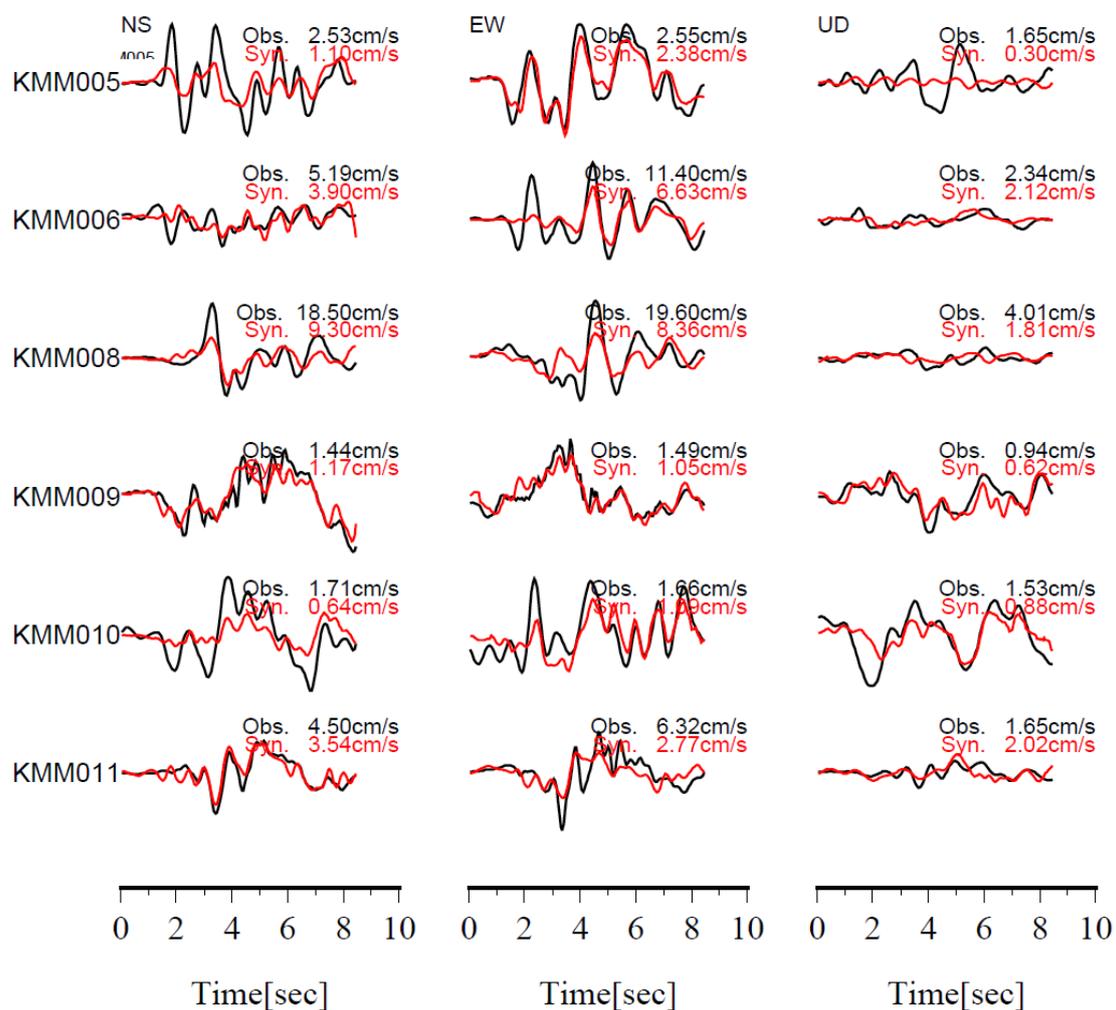


図 3.1.1.4(1)-6 観測波形（黒線）と計算波形（赤線）の比較。両波形は速度波形でバンドパスフィルターは、0.1~1.0Hz である。

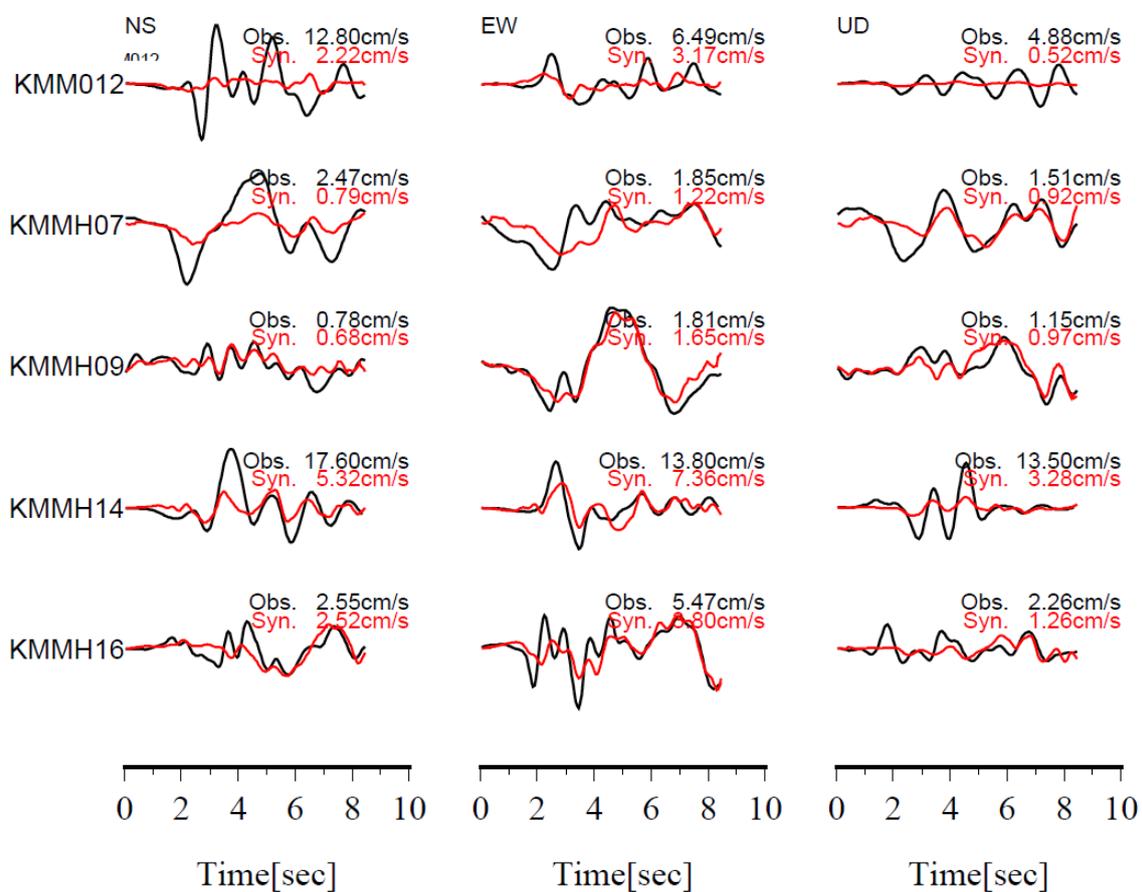


図 3.1.1.4(1)-7 速度波形を利用した観測波形と合成波形の比較. 両波形は速度波形でバンドパスフィルターは, 0.1~1.0Hz である.

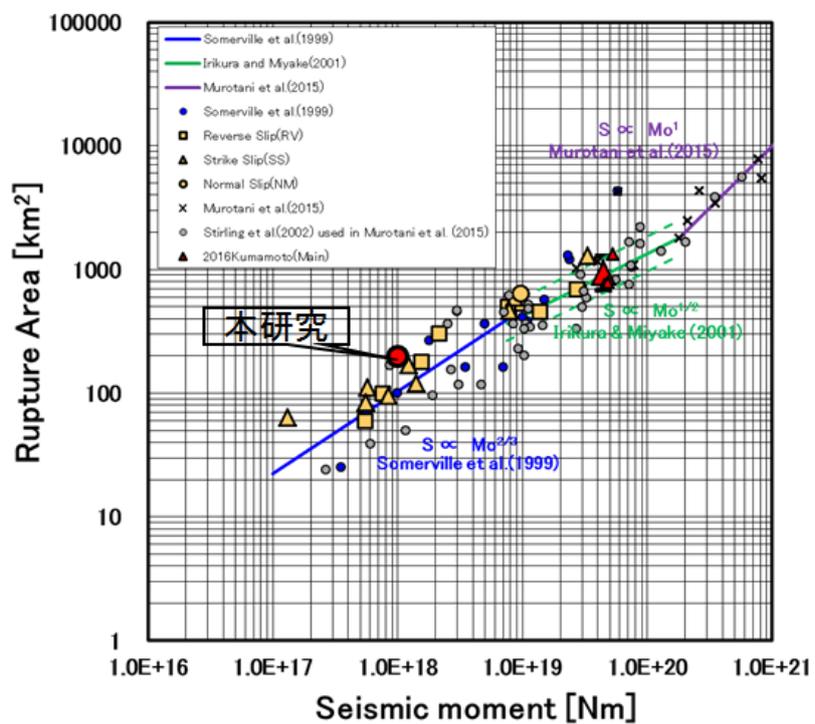


図 3.1.1.4(1)-8 地震モーメントと震源破壊域のスケーリング則の比較 (Irikura et al., 2017 に加筆).

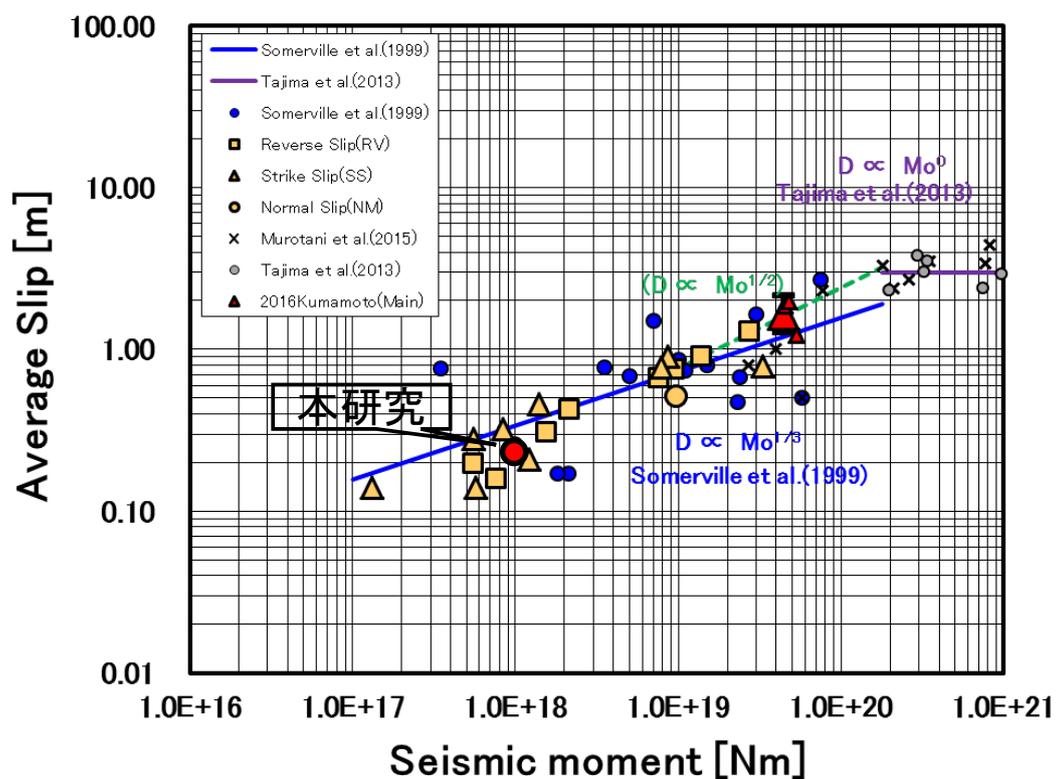


図 3.1.1.4(1)-9 地震モーメントと平均すべり量のスケーリング則の比較 (Irikura et al., 2017 に加筆).

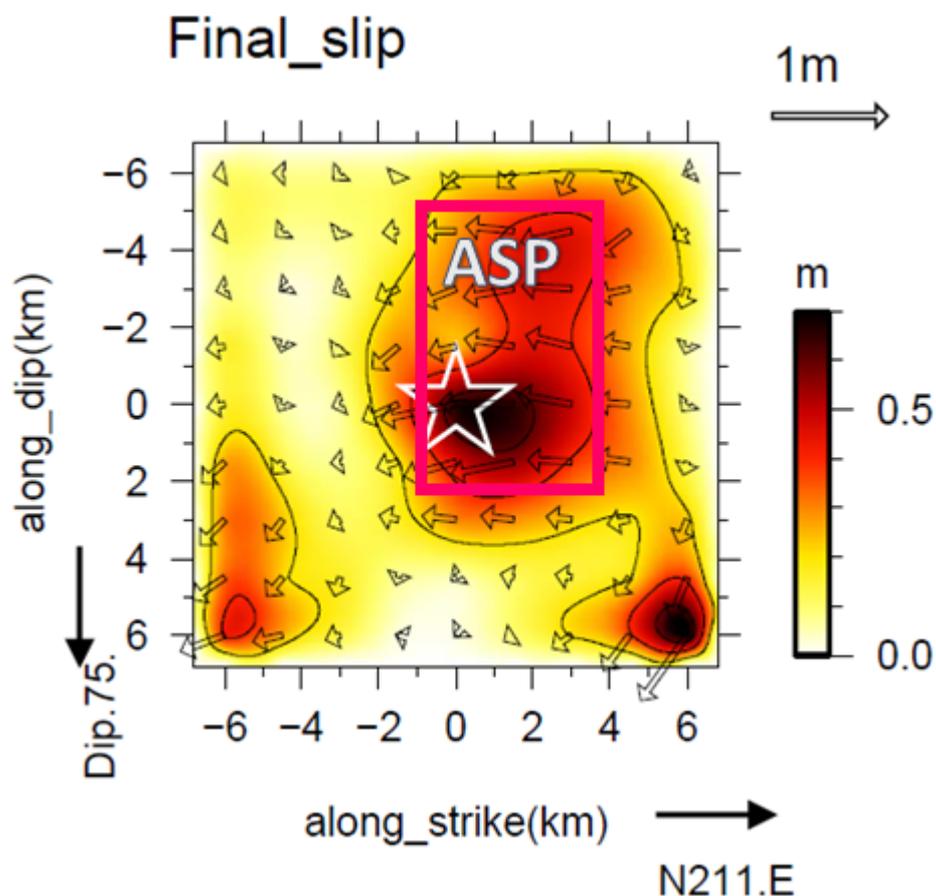


図 3.1.1.4(1)-10 アスペリティ領域の抽出. 赤矩形は Somerville et al. (1999)の規範に基づいたアスペリティ領域を示す.

0.10	0.08	0.08	0.10	0.18	0.19	0.22	0.20	0.04
0.11	0.08	0.09	0.13	0.28	0.41	0.44	0.34	0.15
0.08	0.03	0.07	0.21	0.32	0.44	0.43	0.29	0.18
0.16	0.05	0.11	0.30	0.25	0.40	0.40	0.25	0.06
0.16	0.06	0.07	0.34	0.46	0.65	0.48	0.28	0.07
0.27	0.13	0.08	0.19	0.46	0.55	0.38	0.29	0.12
0.31	0.23	0.12	0.17	0.30	0.29	0.22	0.19	0.22
0.34	0.21	0.17	0.07	0.05	0.12	0.15	0.19	0.38
0.41	0.26	0.14	0.02	0.02	0.10	0.21	0.38	0.70

図 3.1.1.4(1)-11 各小断層のすべり量分布. 赤色の小断層は, 平均すべり量の 1.5 倍の領域を示し, 黒矩形は Somerville et al. (1999)の規範に基づいたアスペリティ領域を示す.

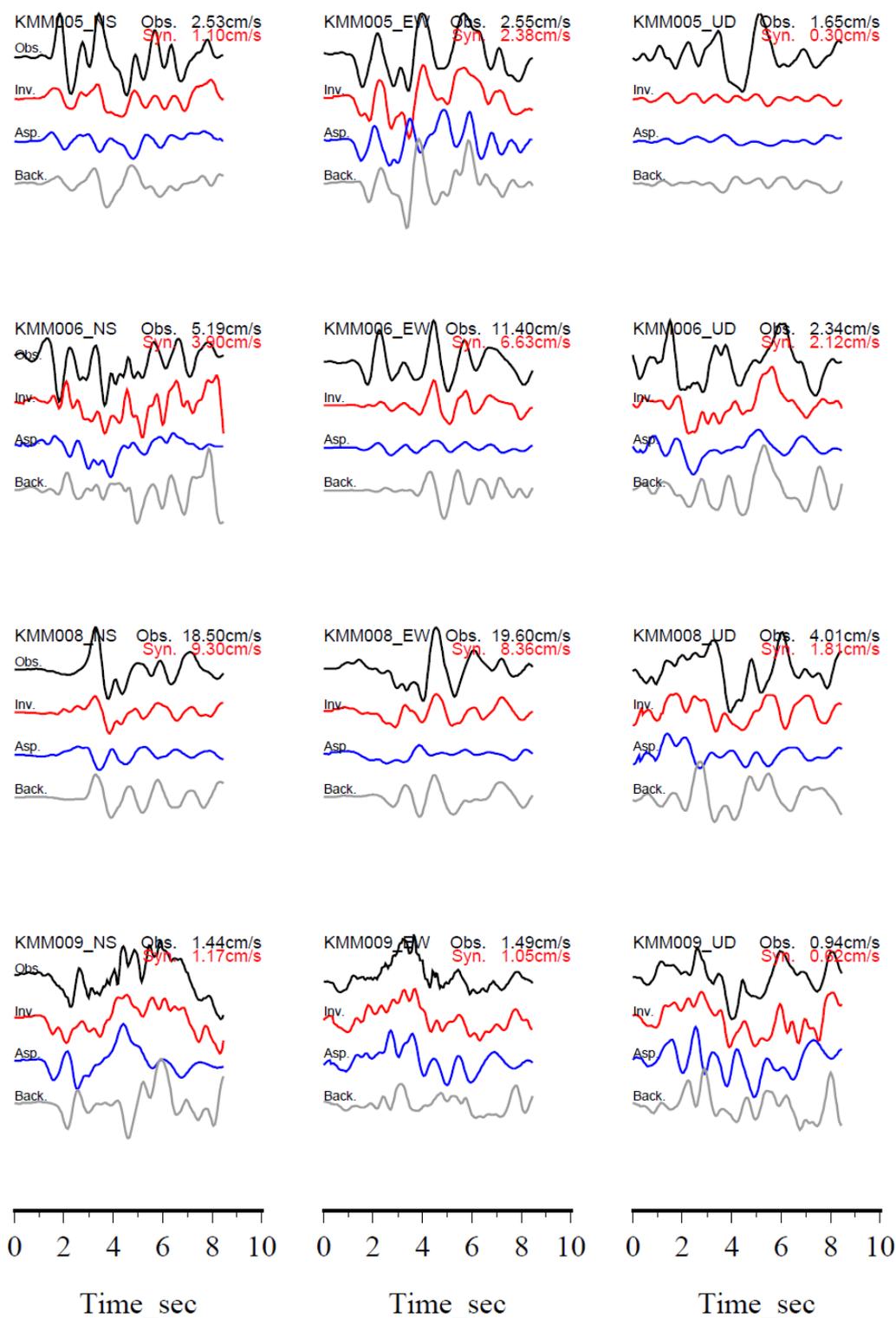


図 3.1.1.4(1)-12 アスペリティ (Asp.) と背景領域 (Back) の波形への寄与の比較. 観測波形 (Obs., 黒), インバージョンの結果による計算波形 (Inv., 赤線) も併記している.

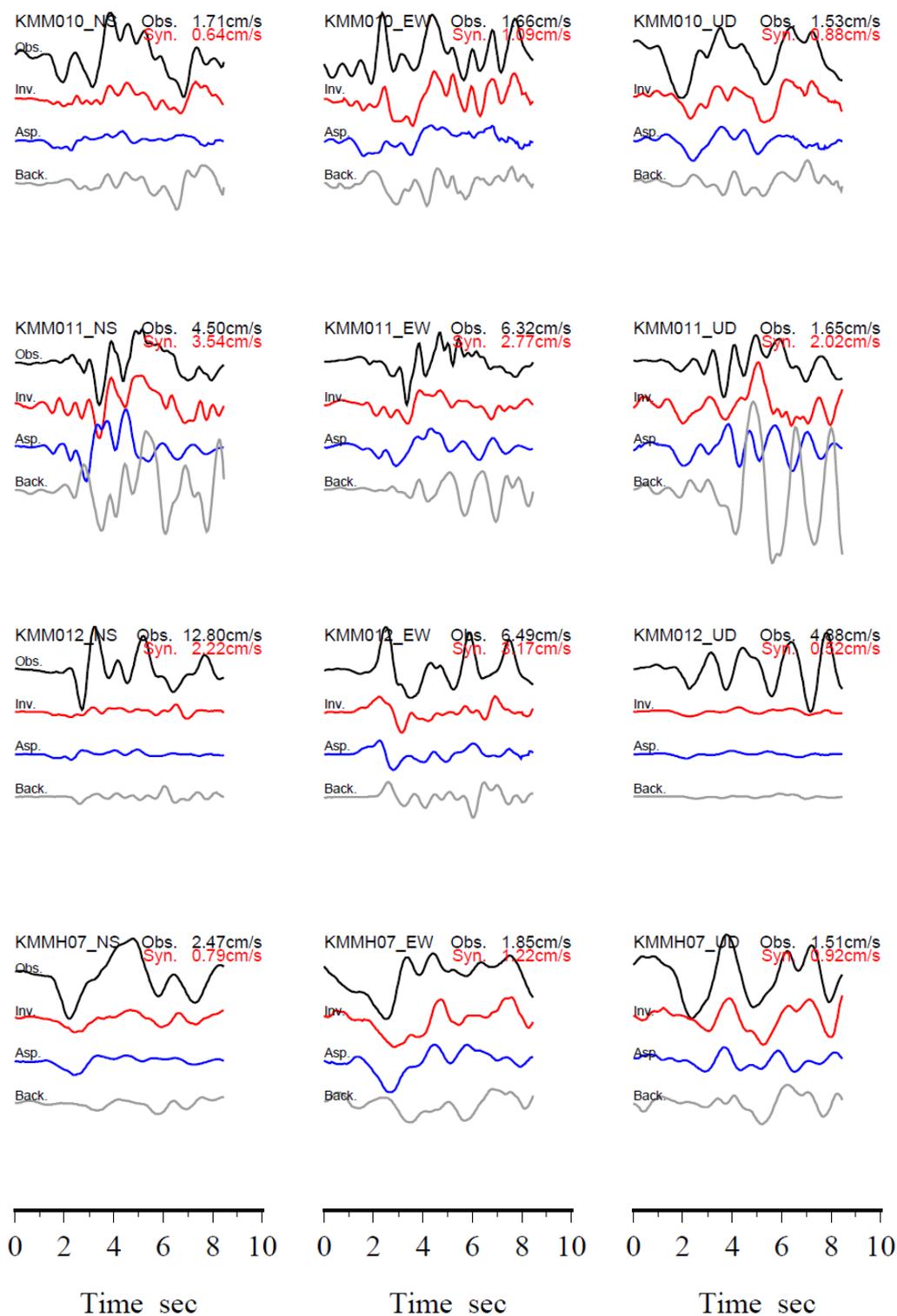


図 3.1.1.4(1)-13 アスペリティ (Asp.) と背景領域 (Back) の波形への寄与の比較. 観測波形 (Obs., 黒), インバージョンの結果による計算波形 (Inv., 赤線) も併記している.

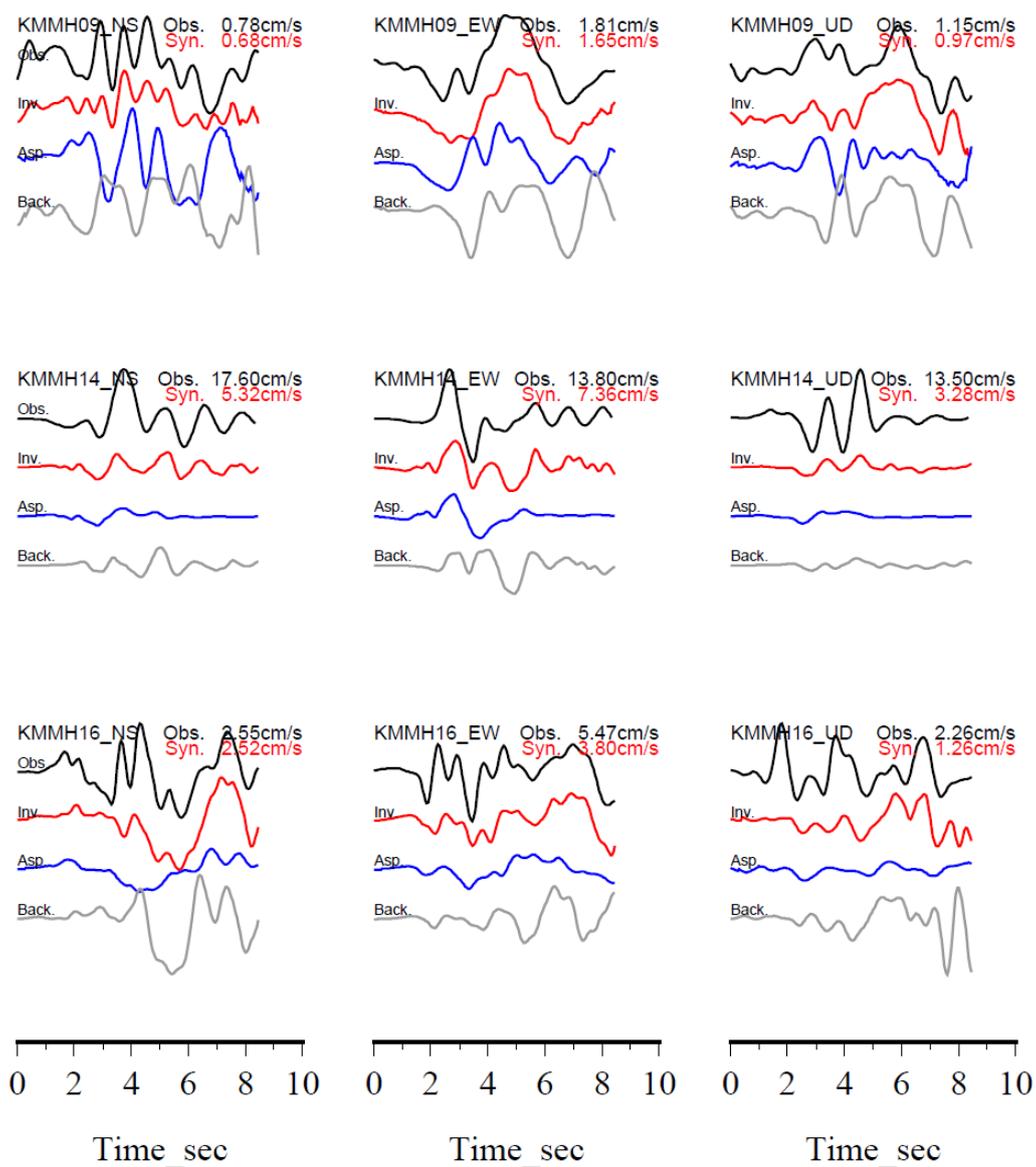


図 3.1.1.4(1)-14 アスペリティ (Asp.) と背景領域 (Back) の波形への寄与の比較. 観測波形 (Obs., 黒), インバージョンの結果による計算波形 (Inv., 赤線) も併記している.

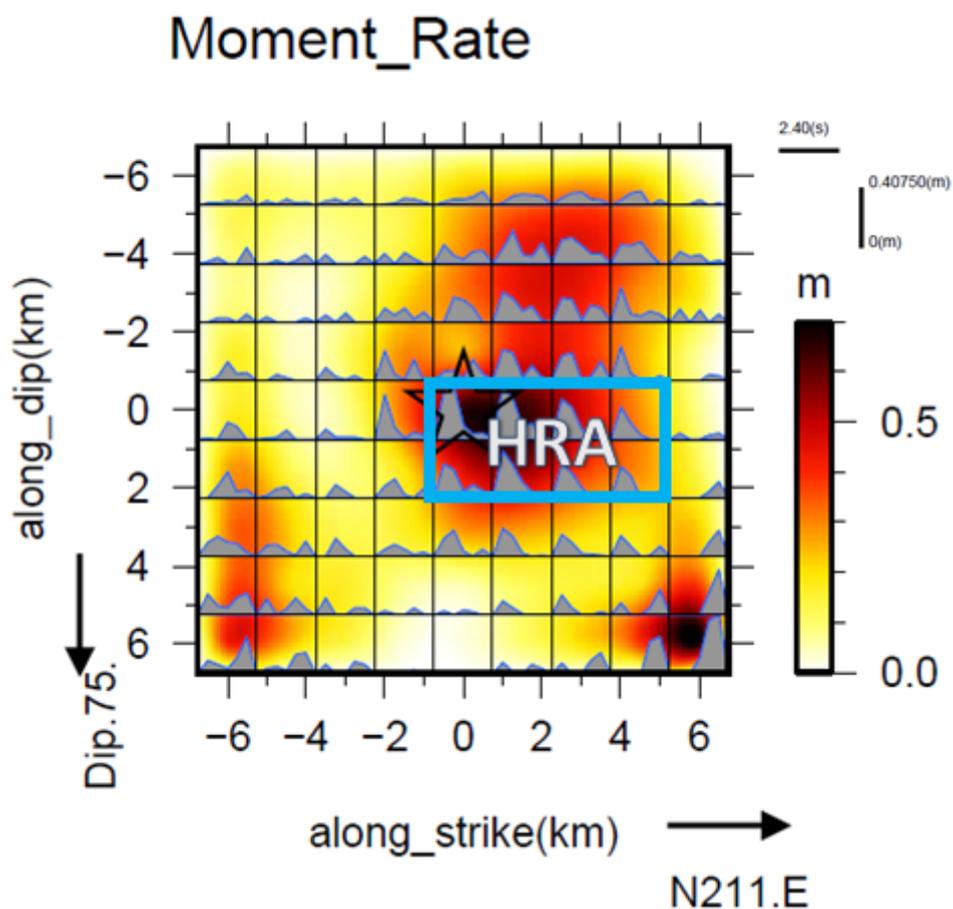


図 3.1.1.4(1)-15 HRA 領域の抽出. 黒矩形は吉田・他(2015)の規範に基づいた HRA 領域を示す.

0.55	0.34	0.39	0.38	0.79	0.60	0.72	0.75	0.29
0.88	0.51	0.47	0.61	1.02	1.79	1.44	1.23	0.67
0.44	0.25	0.47	0.75	1.38	1.63	1.33	1.87	0.70
1.05	0.33	0.69	1.62	1.17	1.71	1.51	1.85	0.34
0.94	0.50	0.53	2.46	2.97	2.69	2.29	1.74	0.31
1.40	0.60	0.74	1.03	1.85	2.56	1.84	1.69	0.88
1.10	0.84	0.99	0.64	1.40	1.51	1.21	1.15	1.41
1.18	0.95	0.92	0.40	0.30	0.76	1.10	1.39	2.52
1.97	1.15	0.66	0.23	0.13	0.58	1.15	2.04	3.23

図 3.1.1.4(1)-16 各小断層のピークモーメントレート分布. 赤色の小断層は, 平均ピークモーメントレート量の 1.5 倍の領域を示し, 黒矩形は吉田・他(2015)の規範に基づいた HRA 領域を示す.

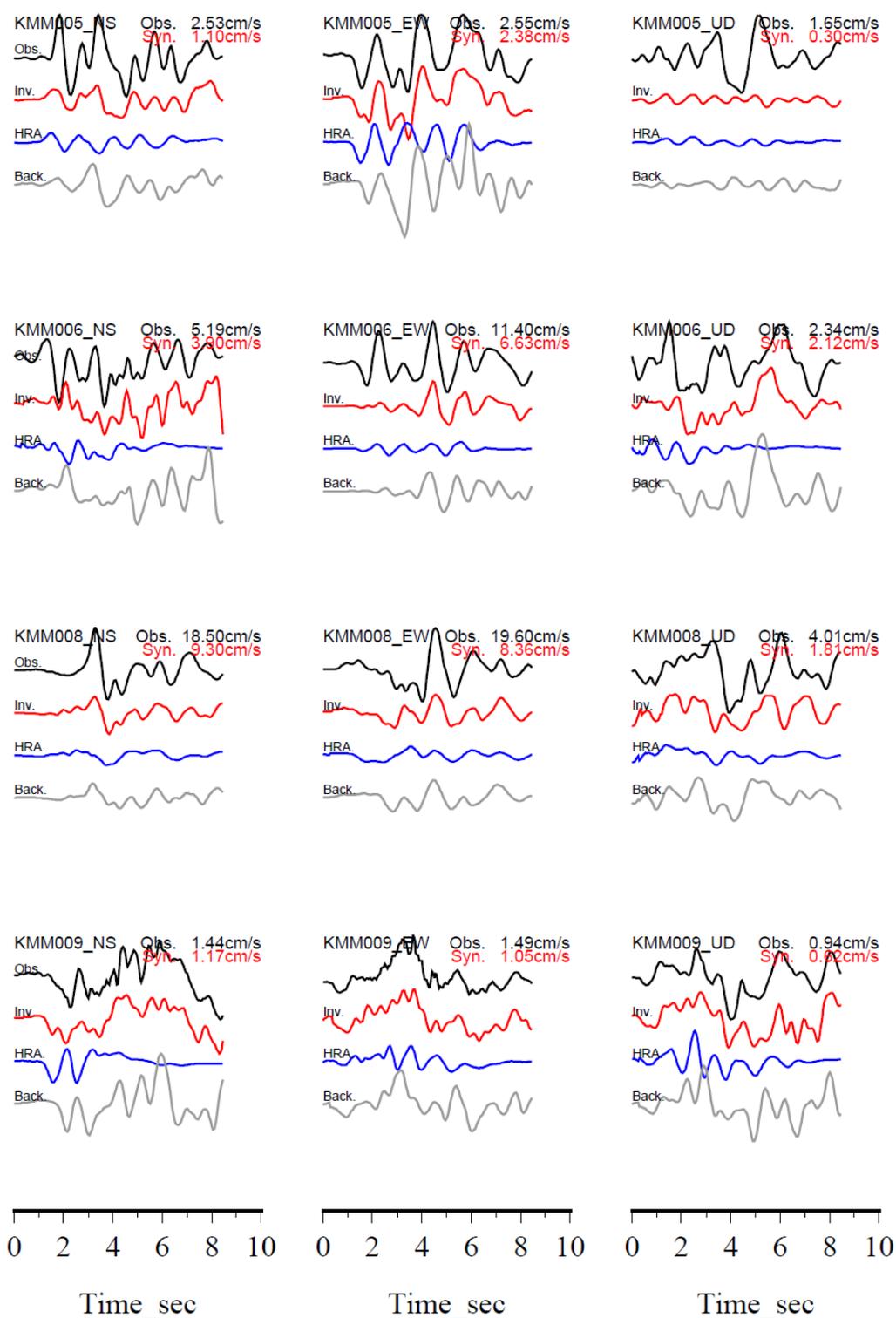


図 3.1.1.4(1)-17 HRA と背景領域 (Back) の波形への寄与の比較. 観測波形 (Obs., 黒), インバージョンの結果による計算波形 (Inv., 赤線) も併記している.

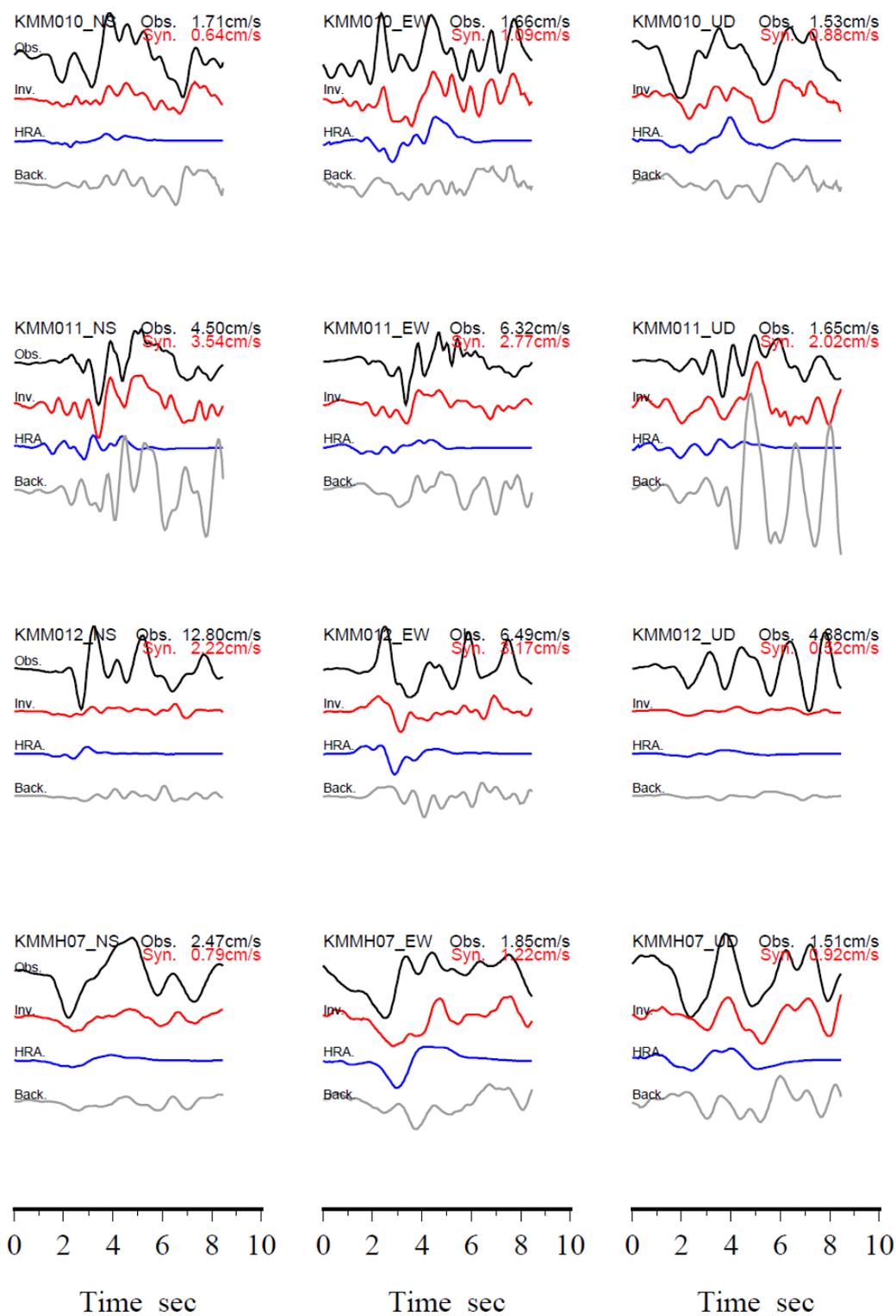


図 3.1.1.4(1)-18 HRA と背景領域 (Back) の波形への寄与の比較. 観測波形 (Obs., 黒), インバージョンの結果による計算波形 (Inv., 赤線) も併記している.

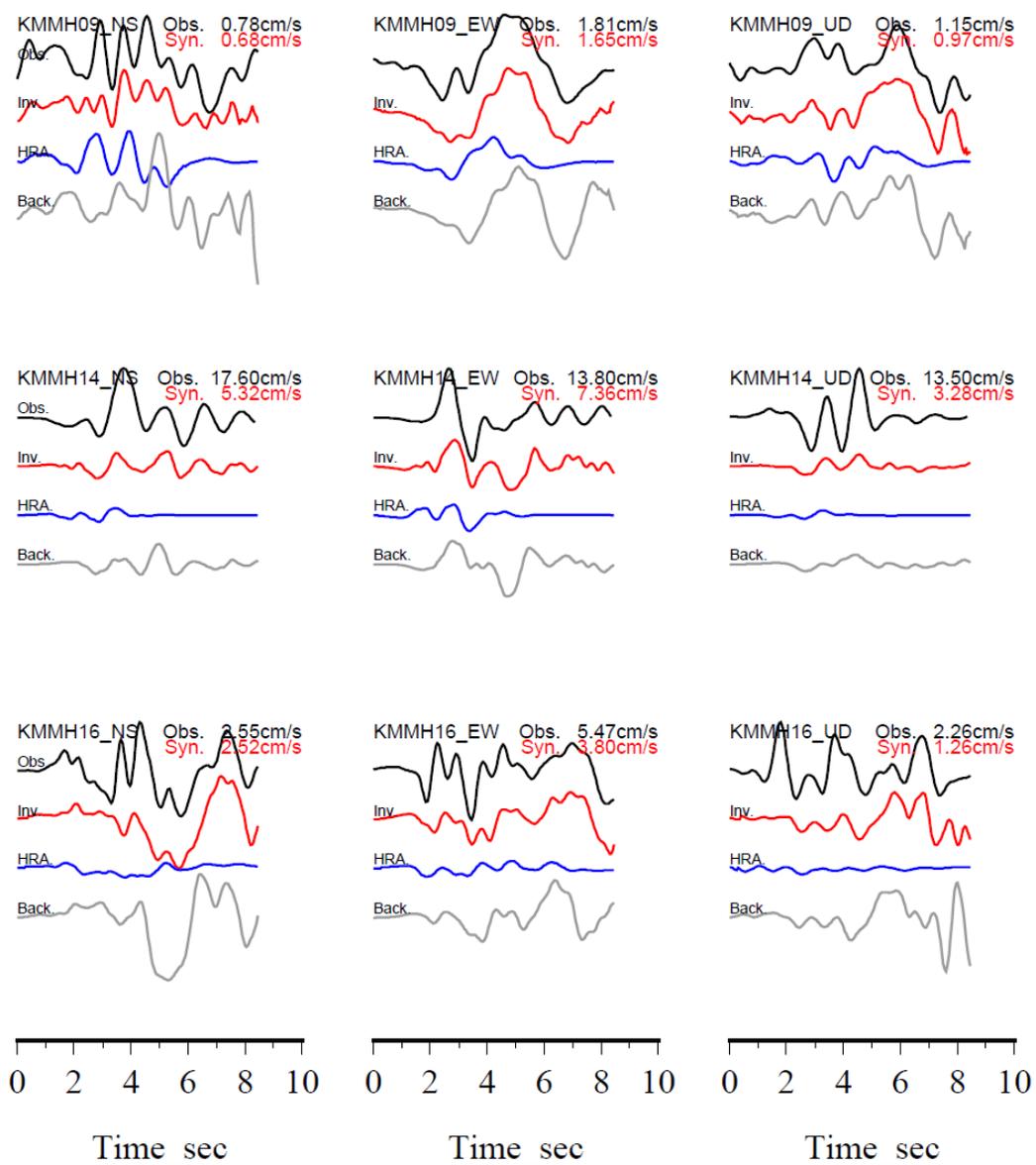


図 3.1.1.4(1)-19 HRA と背景領域 (Back) の波形への寄与の比較. 観測波形 (Obs., 黒), インバージョンの結果による計算波形 (Inv., 赤線) も併記している.

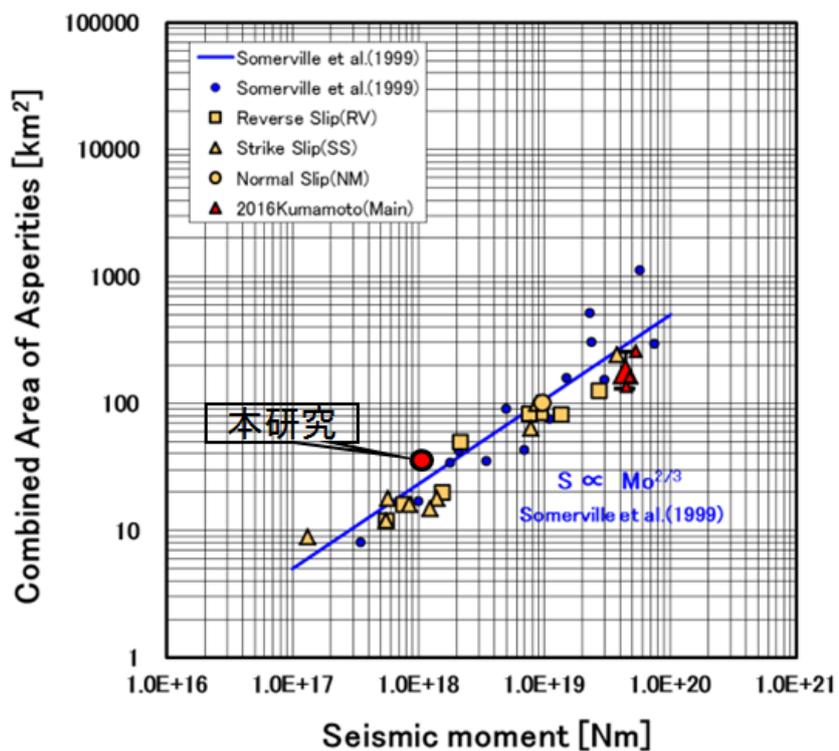


図 3.1.1.4(1)-20 地震モーメントとアスペリティ面積とのスケーリング則の比較 (Irikura et al., 2017 に加筆).

3.1.1.4(2) 経験的グリーン関数法による震源モデリング

① はじめに

ここでは、短周期地震動を生成する強震動生成域 (Strong Motion Generation Area : SMGA) の震源モデルの構築を行う。前項 (3.1.1.4.(1)項) では、震源インバージョンにより推定されたすべり量とピークモーメントレートからアスペリティと HRA の領域を抽出した。本研究では、アスペリティや HRA を参照して、フォワードモデリングにより 2016 年熊本地震前震の強震動の再現を試み、SMGA 特性化震源モデルの構築を行った。なお SMGA 特性化震源モデルの構築には、経験的グリーン関数法 (Irikura, 1986) を利用した。

② 経験的グリーン関数の選定と震源パラメータ (面積と応力降下量) の算出

経験的グリーン関数法による大地震の波形の再現を行う場合、使用する経験的グリーン関数 (ここでは要素地震と呼ぶ) の選定が重要となる。要素地震となる条件としては、1) 対象となる SMGA 付近で発生し、2) 大地震と震源メカニズムが近似し、3) 波形合成に適した規模の地震を選定することである。本研究でもこの条件を満たす要素地震を選定する。

要素地震の候補となる小地震の選定方法を以下に示す。まず、F-net (福山・他, 1998) にて震源メカニズム解が公表され、かつ、前震の震源域付近で発生した地震を抽出する。その中で、前述の条件に合う小地震を要素地震として選定する。図 3.1.1.4(2)-1 に抽出した要素地震の候補となる小地震の震央分布を示す。この要素地震の候補の中で、震源インバージョンにおけるすべり量の大きな場所で発生した地震を要素地震として採用した。なお、ほぼ同じ場所にもう一つ小地震があるものの、地震規模が小さい (M_w 3.7) ため候補から除外した。表 3.1.1.4(2)-1 に採用した要素地震の F-net による諸元を示す。

次に、経験的グリーン関数法 (Irikura, 1986) により、SMGA 震源モデルを構築する。以下に SMGA 震源モデルを構築する手順を示す。

はじめに、要素地震の面積と応力降下量を計算する。次に、経験的グリーン関数法による計算波形と観測波形がよく一致するように、小断層の足し合わせ数や破壊開始点などを調整し、SMGA モデルを構築する。SMGA を構築する際のパラメータは、要素地震の足し合わせ数、破壊開始点、小地震のライズタイム、応力降下量比とした。なお、破壊伝播速度は、震源インバージョンから得られた 2.0 km/s とした。

要素地震の面積と応力降下量は以下の方法で算出する。コーナー周波数をあらかじめ算出しておき、Brune (1970) の円形クラックモデルの (式 3.1.1.4(2)-1) により面積を算出し、さらに、地震モーメントと面積の関係式 (式 3.1.1.4(2)-2) から応力降下量を算出する。

$$f_c = 0.37 \frac{\beta}{r} \quad (3.1.1.4(2)-1)$$

ここで、 β ：地震発生層の S 波速度、
 r ：断層面積を円形と仮定した場合の半径
 f_c ：コーナー周波数

を表す。

$$\Delta\sigma = \frac{7}{16} M_0 \left(\frac{f_c}{0.37\beta} \right)^3 \quad (3.1.1.4(2)-2)$$

ここで、 $\Delta\sigma$ ：応力降下量
 M_0 ：地震モーメント

を表す

コーナー周波数を求める方法は、三宅・他 (1999)によるスペクトル比法 (SSRF 法) を利用した。この手法は、大地震 (本震などを利用) と要素地震との観測波形のスペクトル比と、 ω^{-2} 則を仮定した理論震源スペクトル比とをフィッティングする方法で、観測のスペクトル比に合う理論震源スペクトル比から、コーナー周波数を算出することができる。この手法に必要なパラメータは、大地震と要素地震の地震モーメント、 Q 値、地震発生層の S 波速度、密度である。これらのパラメータを固定して、観測スペクトル比と理論震源スペクトル比との残差が最小となるコーナー周波数を検索する。

本検討では、震央距離 30km 以内の防災科学技術研究所強震観測網 K-NET (Kinoshita, 1998) と KiK-net の地中観測点 (Aoi et al., 2000) の 8 観測点 (KMM005, KMM008, KMM009, KMM010, KMM012, KMMH07, KMMH09, KMMH14) での観測記録 (KiK-net は地中記録) を対象に観測スペクトル比を算出した。観測スペクトル比の対象周波数は 0.2~10.0Hz とした。 Q 値は、佐藤 (2016) による式(3.1.1.4(2)-3)の値を用いた。

$$Q_s = 62f^{0.87} \quad (3.1.1.4(2)-3)$$

図 3.1.1.4(2)-2 に本震と要素地震のスペクトル比および、算出したコーナー周波数を示す。表 3.1.1.4(2)-2 には、上述の方法で求めた要素地震の諸元を示す。解析した結果、要素地震のコーナー周波数は 1.6 Hz となり、円形面積を矩形に置き換えて計算した 1 辺の長さは 1.44 km、応力降下量は 3.7 MPa となった。

③ SMGA モデルの構築方法

SMGA のモデル決定には、三宅・他 (1999)の評価関数を利用した。この評価関数は、加

速度エンベロープと変位波形の残差を計算するものである。式(3.1.1.4(2)-4)にその評価関数を示す。

$$\begin{aligned}
 & \text{Residual values} \\
 & = \sum_{\text{station component}} \sum_t [\sum_t (\mathbf{u}_{\text{obs}} - \mathbf{u}_{\text{syn}})^2 / \{(\sum_t \mathbf{u}_{\text{obs}}^2)(\sum_t \mathbf{u}_{\text{syn}}^2)\}^{1/2} \\
 & \quad + \sum_t (a_{\text{env, obs}} - a_{\text{env, syn}})^2 / (\sum_t a_{\text{env, obs}})(\sum_t a_{\text{env, syn}})] \quad (22)
 \end{aligned}
 \tag{3.1.1.4(2)-4}$$

モデル化手法は、焼きなまし法を利用した。SMGA モデルの構築に使用した観測点は、震源断層を囲むように K-NET および KiK-net の 10 観測点 (KMM005, KMM006, KMM008, KMM009, KMM010, KMM011, KMM012, KMMH07, KMMH09, KMMH14) を用いた。K-NET は地表記録を、KiK-net は地中記録を使用した。なお、KMMH16 (益城) については、対象とした要素地震の観測記録がないため、使用していない。

④ 解析結果

③の手法により構築された SMGA 震源モデルを図 3.1.1.4(2)-3 に示す。また、SMGA 震源モデルの諸元を表 3.1.1.4(2)-3 に示す。SMGA の小断層の足し合わせ数は、長さ方向 (NL) と幅方向 (NW) とともに 4 個となり、SMGA の大きさは、5.76km×5.76km となった。破壊開始点の位置は、SMGA の左上を基点として走向方向に 1 番目 (NSL)、傾斜方向に 3 番目 (NSW) の小断層に位置する場所となった (図 3.1.1.4(2)-3 の星印の位置)。応力パラメータ、地震モーメント、ライズタイムは、それぞれ 7.8MPa, 6.07×10^{17} Nm, 0.48 秒となった。3.1.1.4(2)-4~3.1.1.4(2)-9 には、NS 成分, EW 成分, UD 成分における加速度, 速度, 変位波形の観測記録と合成波形の比較を、図 3.1.1.4(2)-10~図 3.1.1.4(2)-15 には観測スペクトルと合成波形のスペクトルを示す。なお、本解析では、SMGA のみから強震動が生成されると仮定し、SMGA 以外の背景領域は考慮していない。加速度, 速度, 変位ともに観測波形は、本震の破壊開始点付近に存在する一つの SMGA だけでよく再現できている。特に、震源近傍の KMMH14 観測点の EW 成分の明瞭なパルスもよく再現できている。

最後に、既往のスケーリング則と本研究で構築した SMGA 震源モデルとの比較を行う。

図 3.1.1.4(2)-16 に Asano and Iwata (2011) による応力降下量と震源深さとのスケーリング則との比較を示す。本研究で構築した SMGA 震源モデルの平均震源深さ (SMGA の中心の深さ) と応力降下量は、それぞれ、5.92 km と 7.8 MPa であり、スケーリング則よりも過小評価であるが、ばらつきの範囲内といえる。このことから、本地震は、既往の地震と比較して平均的な地震であったといえる。

図 3.1.1.4(2)-17 に、既往の地震モーメントとアスペリティ面積とのスケーリング則と本研

究で構築した SMGA 震源モデルとの比較を示す。地震モーメントは F-net の結果を、SMGA 面積は、 33.2 km^2 として比較した。結果、スケーリング則よりも若干過大評価であるが、ばらつきの範囲内に収まっており、面積としても既往の研究の平均像と同定の地震であったことがわかった。

⑤ アスペリティ、HRA と SMGA との比較

2016 年熊本地震前震について、震源インバージョンから得られた最終すべり量分布、モーメントレート分布および、経験的グリーン関数法により得られた SMGA との関係性を比較する。

図 3.1.1.4(2)-18 に、最終すべり量分布上にアスペリティと SMGA の領域を示す。両者を比較すると、アスペリティの方は、SMGA よりも浅い部分まで領域として含まれている一方、SMGA はアスペリティよりも南西方向に大きくなった領域となっているなど若干の違いがある。しかしながら、主破壊部分と考えられすべり量の大きな場所を含めた大部分が一致している。

図 3.1.1.4(2)-19 には、HRA と SMGA との比較を示す。両者を比較すると、HRA は、SMGA の深い方の半分のみが一致する形となった。

以上から、本研究では、HRA よりもアスペリティの方が SMGA との整合性は高いといえる。ただし、図 3.1.1.4(2)-19 のモーメントレートをみてみると、本研究で抽出した HRA よりも浅い 2 メッシュ分のモーメントレートは、HRA のものとはほぼ同じ形状、ほぼ同じ大きさのものが得られている。つまり、HRA を抽出する規範の定義、すなわち、平均ピークモーメントレートの何倍を HRA と規定するかとの閾値により、HRA の領域が大きく変わることが予想される。HRA の定義および、SMGA との関係性の研究は現在進行形のものであり、今後、多くの地震を対象として、最適な HRA を抽出する規範の検討を行うとともに、SMGA との関係性を検討することが必要であるといえる。

⑥ 参考文献

- Aoi, S., Obara, K., Hori, S., Kasahara, K., and Okada, Y. (2000), New Japanese uphole/downhole strong-motion observation network: KiK-net, *Seism. Res. Lett.* 72, 239.
- Asano, K. and Iwata, T. (2011), Characterization of stress drops on asperities estimated from the heterogeneous kinematic slip model for strong motion prediction for inland crustal earthquakes in Japan, *Pure Appl. Geophys.* 168, 105-116.
- Brune, J.N. (1970), Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 75, 4997-5009.
- 福山英一・石田瑞穂・D. S. Dreger・川井啓廉 (1998), オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, *地震* 2, 51, 149-156.
- Irikura, K. (1986), Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, *Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp.*, 151-156.
- Kinoshita, S. (1998), Kyoshin-net (K-NET), *Seism. Res. Lett.* 69, 309-332.
- Matsubara, M. and K. Obara (2011), The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, *Earth Planets Space*, 63, 663-667.
- 三宅弘恵・岩田知孝・入倉孝次郎 (1999), 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* 第 2 輯, 51, 431-442.
- 佐藤智美 (2016), スペクトルインバージョンに基づく熊本地震と前震・余震等の震源・伝播・サイト特性, 日本地球惑星科学連合 2016 年大会, MIS34-P71.

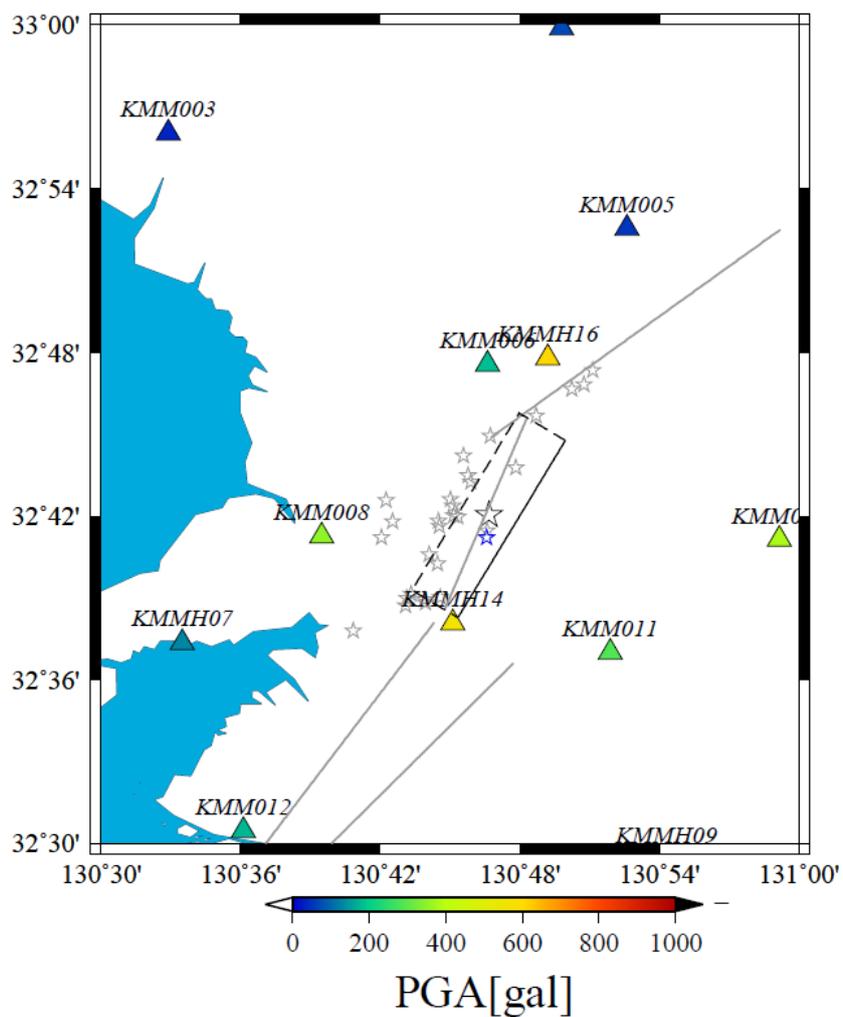
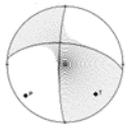


図 3.1.1.4(2)-1 要素地震の候補の震央分布. 灰色星印が、要素地震の候補となる小地震の震央を示す. また、黒星印は本震、青星印は採用した要素地震の震央を示す. 三角は強震観測点を、矩形は、震源インバージョンで設定した断層面、灰色線は長期評価による断層線を示す.

表 3.1.1.4(2)-1 要素地震の候補となる小地震の F-net (福山・他, 1998) の諸元.

地震発生時間	地震モーメント	Mw	メカニズム	震源球
2016/04/17 04:46:49.09	4.52×10^{15}	4.4	(走向/傾斜角/すべり角= 276,181/60,82/10,150)	

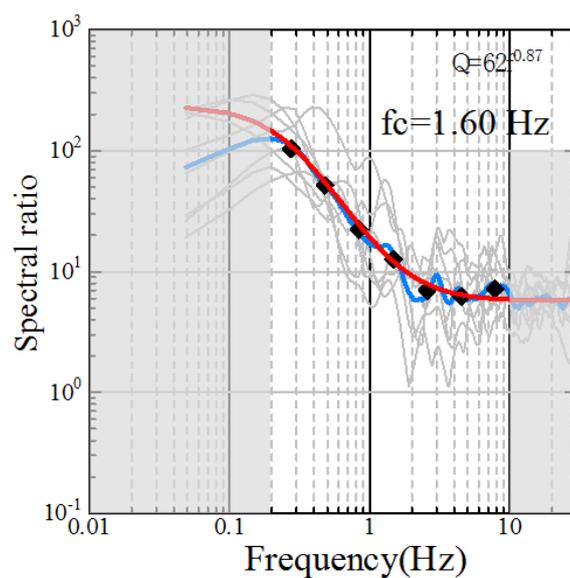


図 3.1.1.4(2)-2 スペクトル比法 (三宅・他, 1999)によるコーナー周波数の算出. 灰色線は 8 観測点のスペクトル比を, 青線は 8 観測点分のスペクトル比の平均を示す. また, 赤線は, 最適なコーナー周波数となった時の理論震源スペクトル比を示す. 黒点是对数軸上を均等に分割する点を示す.

表 3.1.1.4(2)-2 要素地震の諸元

発生日 ^{※1}	2016/4/17
発生時間 ^{※1}	4:46
深さ(km) ^{※1}	10.3
M ₀ (Nm) ^{※2}	4.52E+15
M _w ^{※2}	4.4
走向(°) ^{※2}	276;181
傾斜(°) ^{※2}	60;82
すべり角(°) ^{※2}	10;150
基盤相当層のVs(km/s) ^{※3}	3.5
コーナー周波数(Hz)	1.6
断層長さ(km)	1.44
応力降下量(MPa)	3.7

※1:気象庁一元化震源データ ※2:F-net(福山・他, 1998)

※3:Matsubara and Obara (2011)

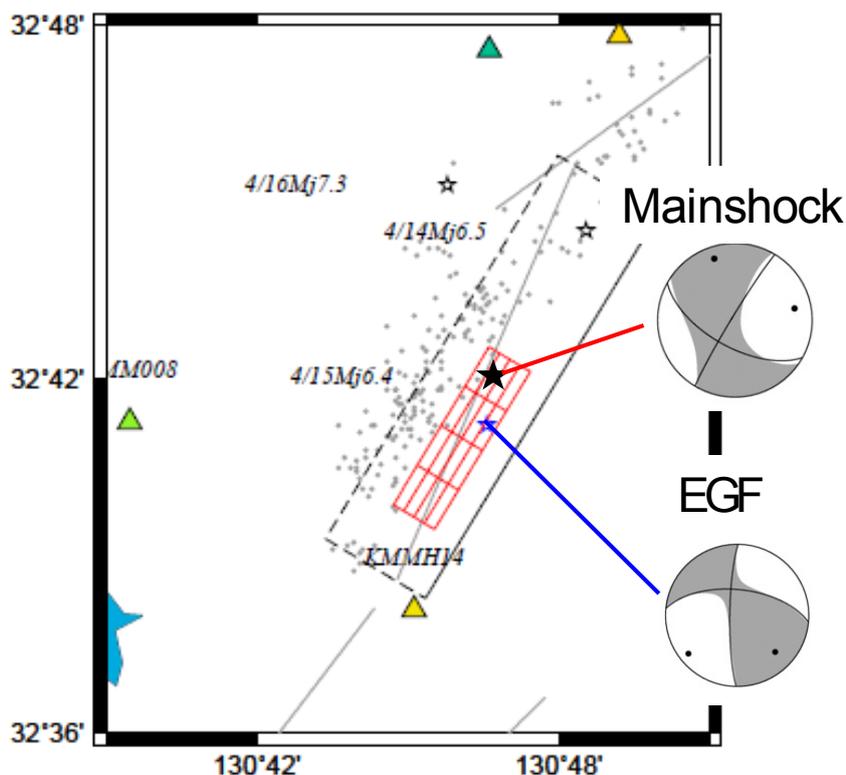


図 3.1.1.4(2)-3 構築された SMGA 震源モデル (赤矩形). 黒星は本震の破壊開始点であり, SMGA の破壊開始点でもある. 青星は要素地震の震央を示す. 黒矩形は震源インバージョンで仮定した断層面である. 黒三角は観測点を示す.

表 3.1.1.4(2)-3 SMGA モデルの諸元.

SMGA サイズ		面積 S (km ²)	足し合わせ数		
長さ L (km)	幅 W (km)		長さ方向 NL	幅方向 NW	時間方向 NT
5.76	5.76	33.18	4	4	4
破壊開始点の位置		応力パラ メータ比 C	応力 パラメータ $\Delta\sigma$ (MPa)	地震 モーメント M ₀ (Nm)	ライズ タイム Tr (sec)
長さ方向 の小断層 の位置 NSL	幅方向の 小断層の 位置 NSW				
1	3	2.1	7.8	6.07×10^{17}	0.48

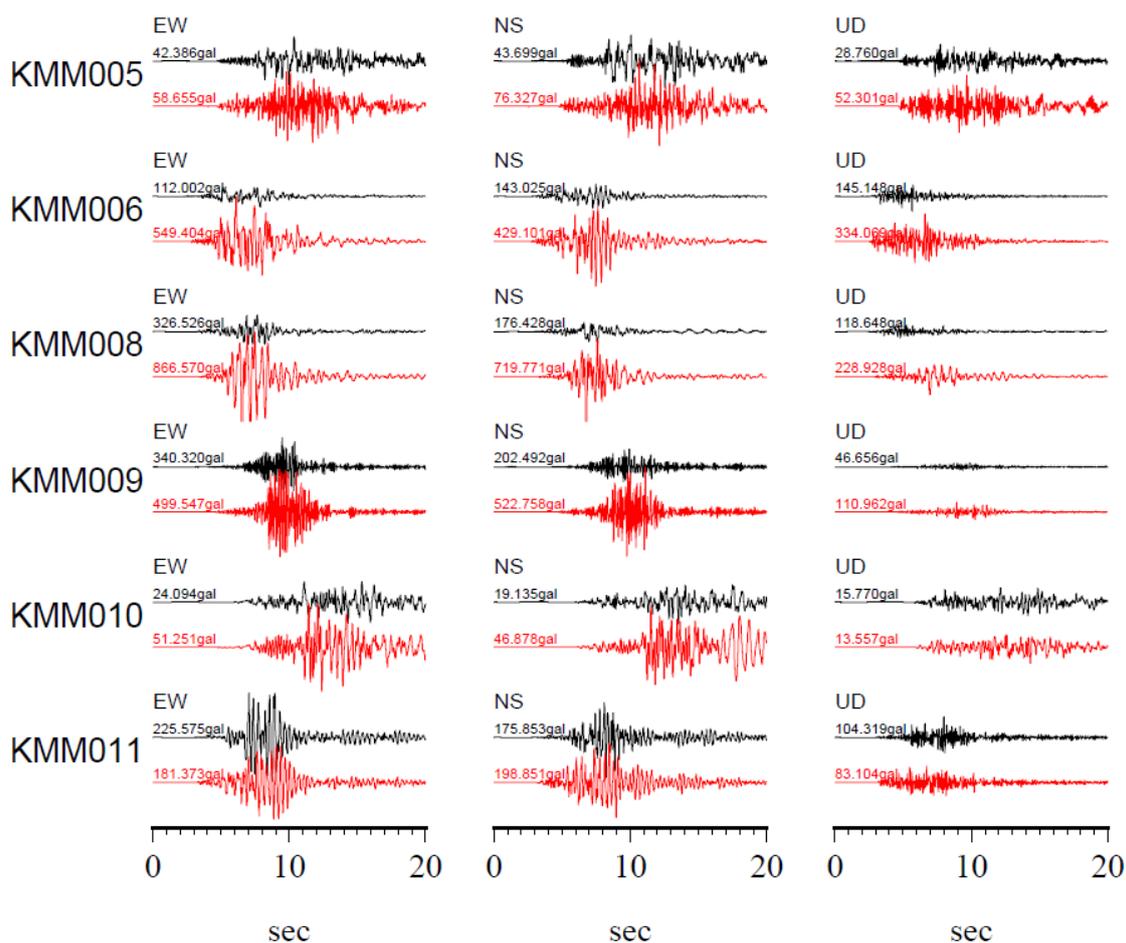


図 3.1.1.4(2)-4 加速度観測記録（黒）と合成波形（赤）の比較。
左から EW, NS, UD 成分を示す。

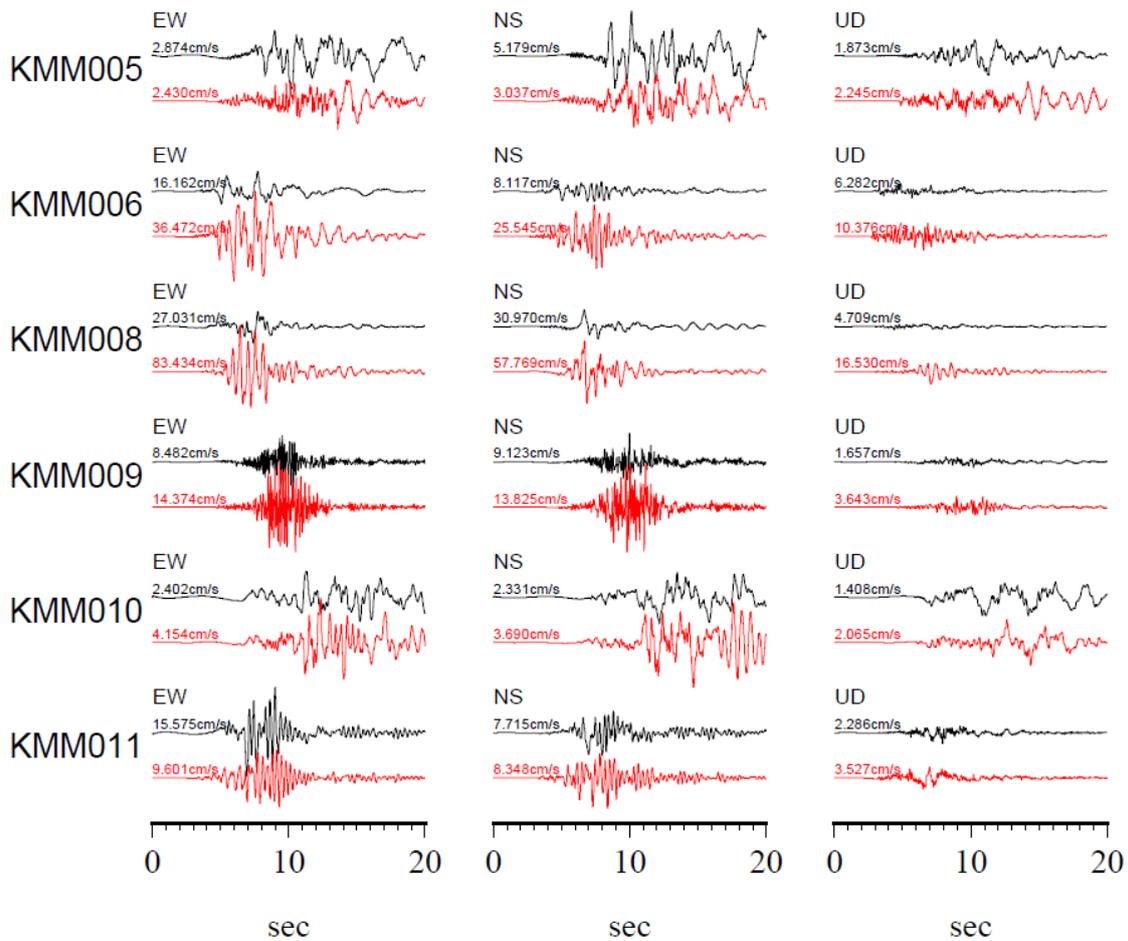


図 3.1.1.4(2)-5 速度観測記録（黒）と合成波形（赤）の比較。
左から EW, NS, UD 成分を示す。

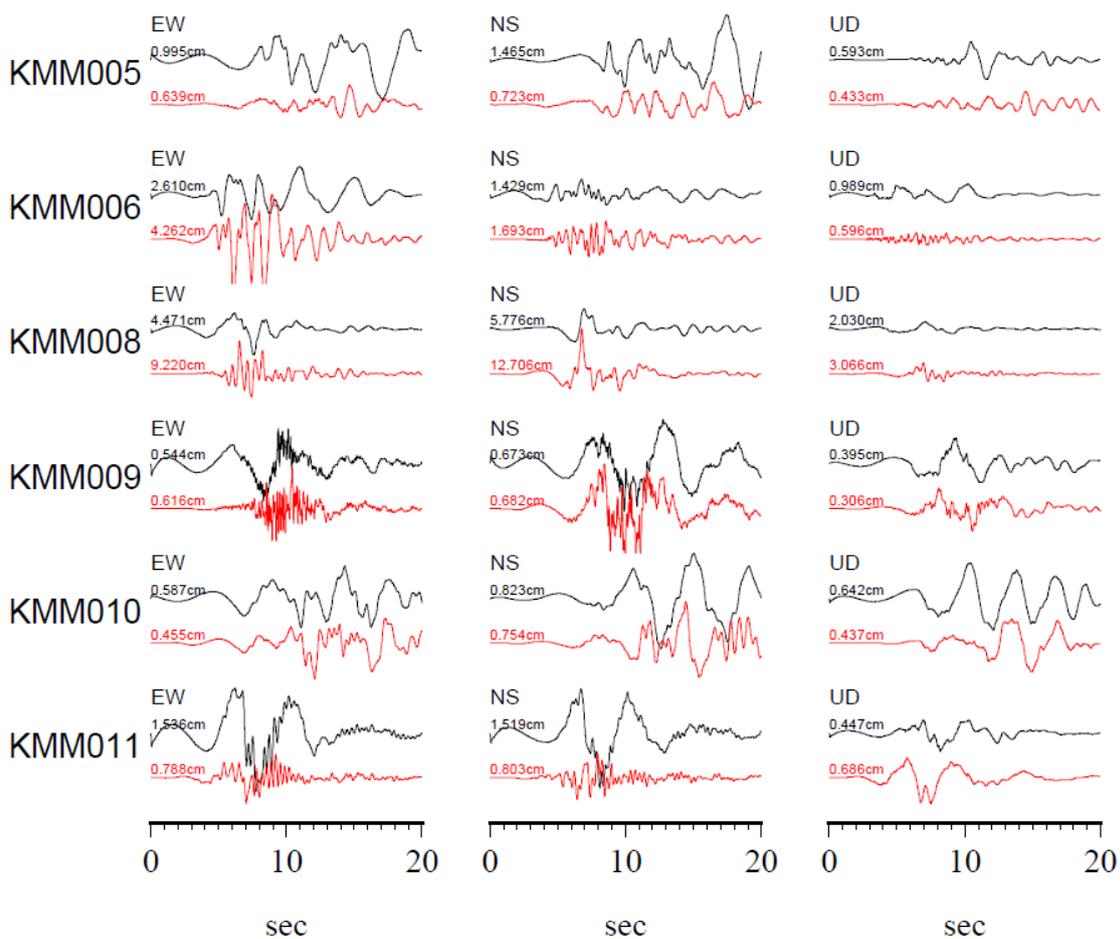


図 3.1.1.4(2)-6 変位観測記録（黒）と合成波形（赤）の比較。
左から EW, NS, UD 成分を示す。

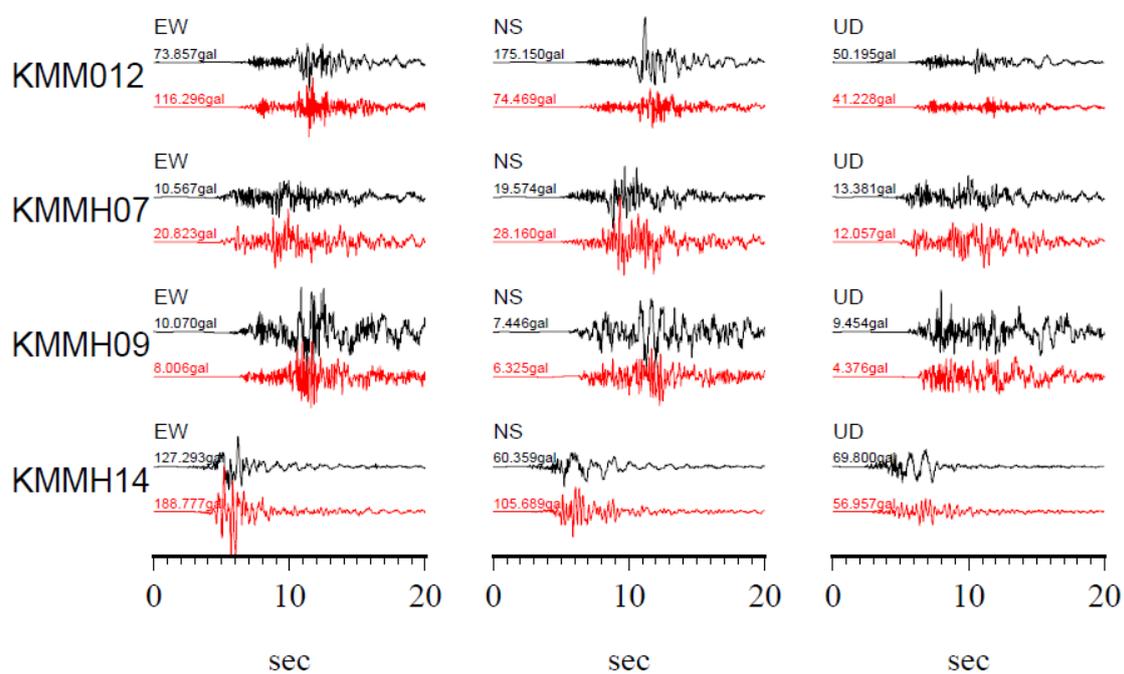


図 3.1.1.4(2)-7 加速度観測記録（黒）と合成波形（赤）の比較。
左から EW, NS, UD 成分を示す。

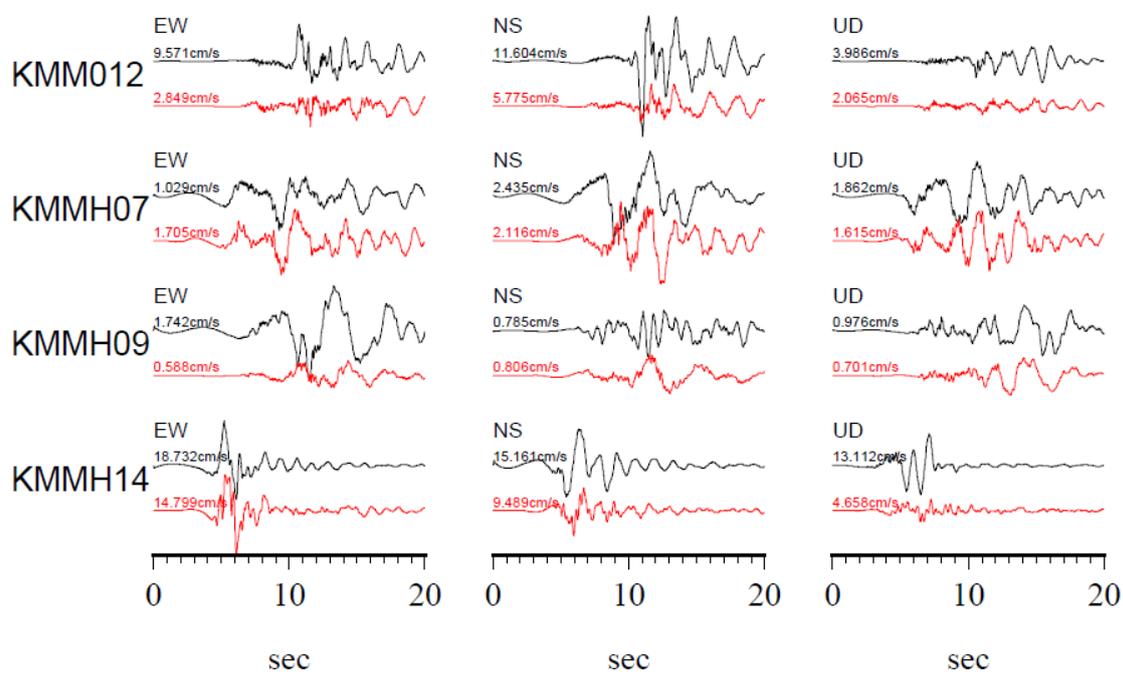


図 3.1.1.4(2)-8 速度観測記録（黒）と合成波形（赤）の比較。
左から EW, NS, UD 成分を示す。

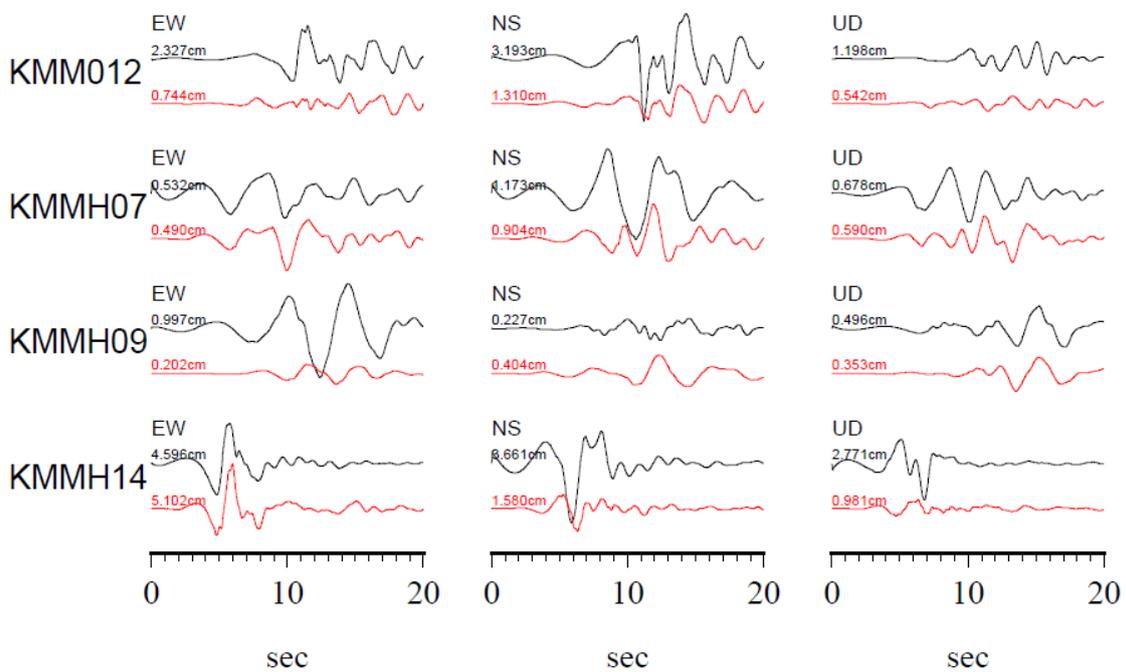


図 3.1.1.4(2)-9 変位観測記録（黒）と合成波形（赤）の比較。
左から EW, NS, UD 成分を示す。

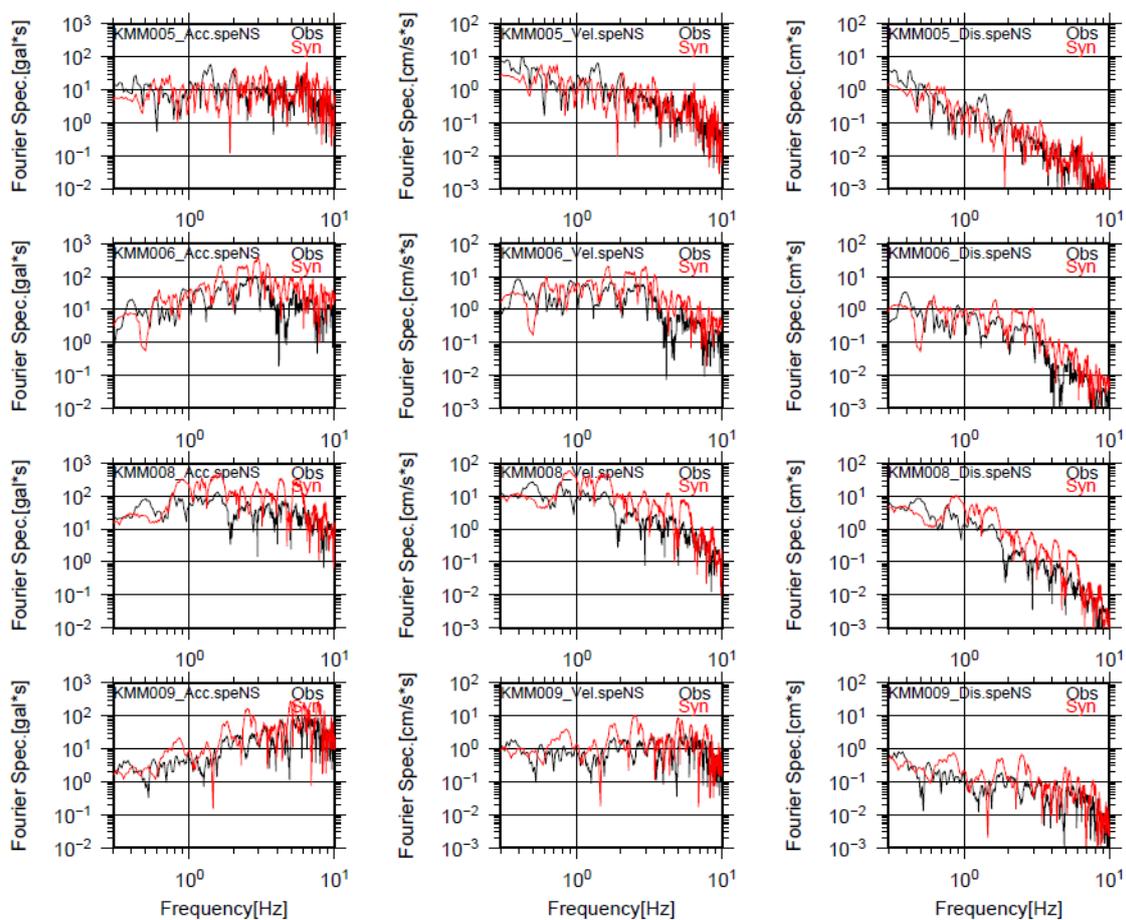


図 3.1.1.4(2)-10 NS 成分における観測スペクトル (黒) と合成波形のスペクトル (赤) の比較. 左から加速度スペクトル, 速度スペクトル, 変位スペクトルを示す.

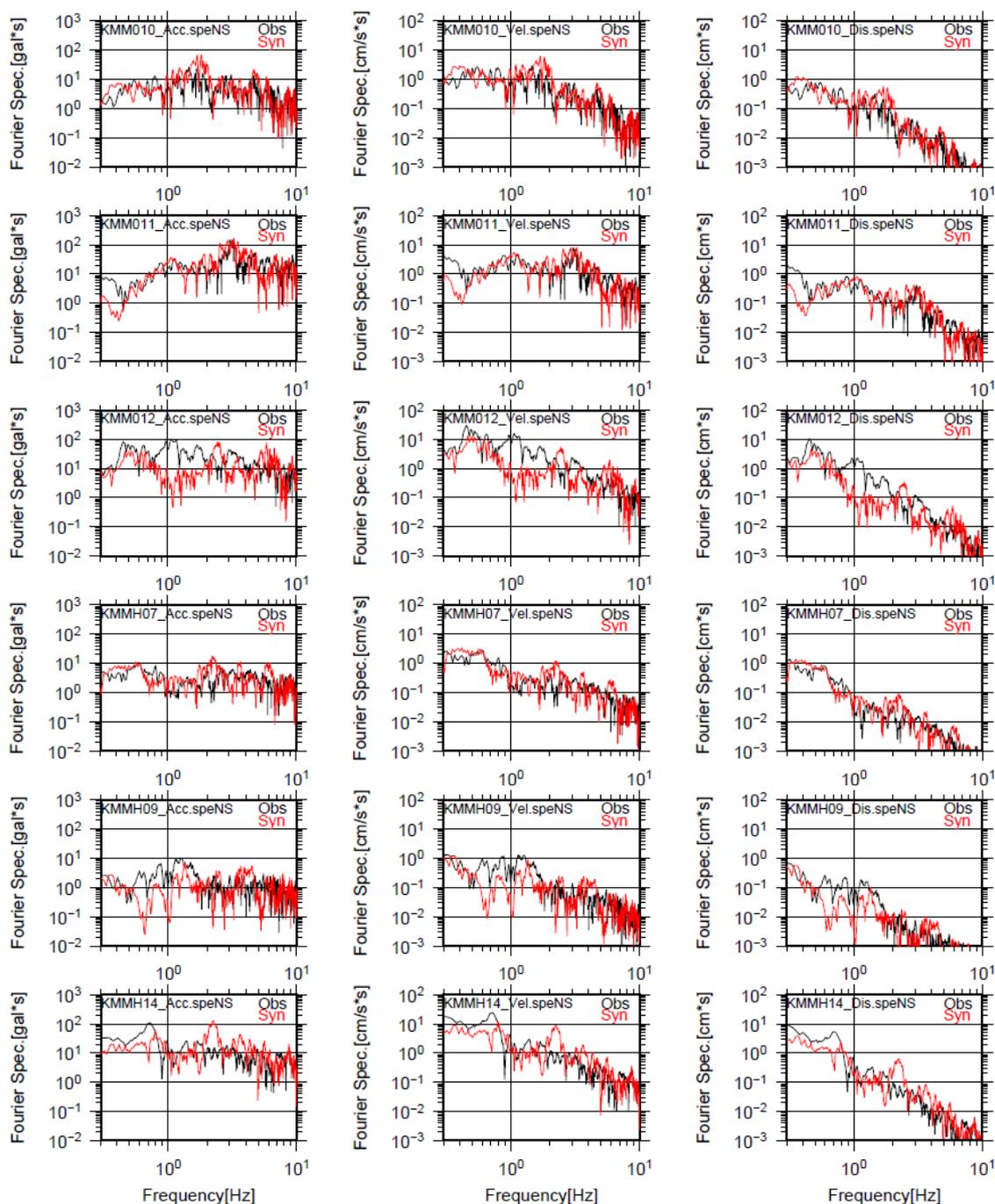


図 3.1.1.4(2)-11 NS 成分における観測スペクトル (黒) と合成波形のスペクトル (赤) の比較. 左から加速度スペクトル, 速度スペクトル, 変位スペクトルを示す.

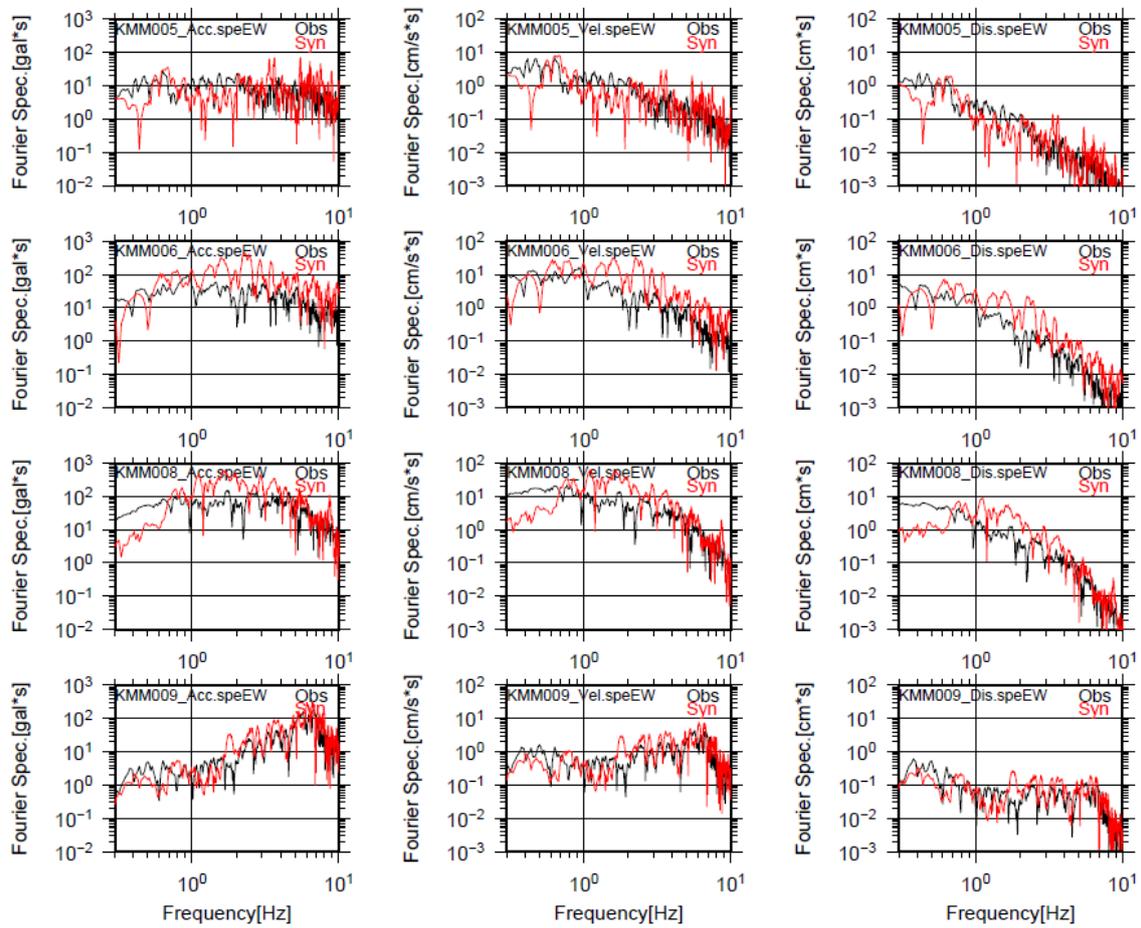


図 3.1.1.4(2)-12 EW 成分における観測スペクトル (黒) と合成波形のスペクトル (赤) の比較. 左から加速度スペクトル, 速度スペクトル, 変位スペクトルを示す.

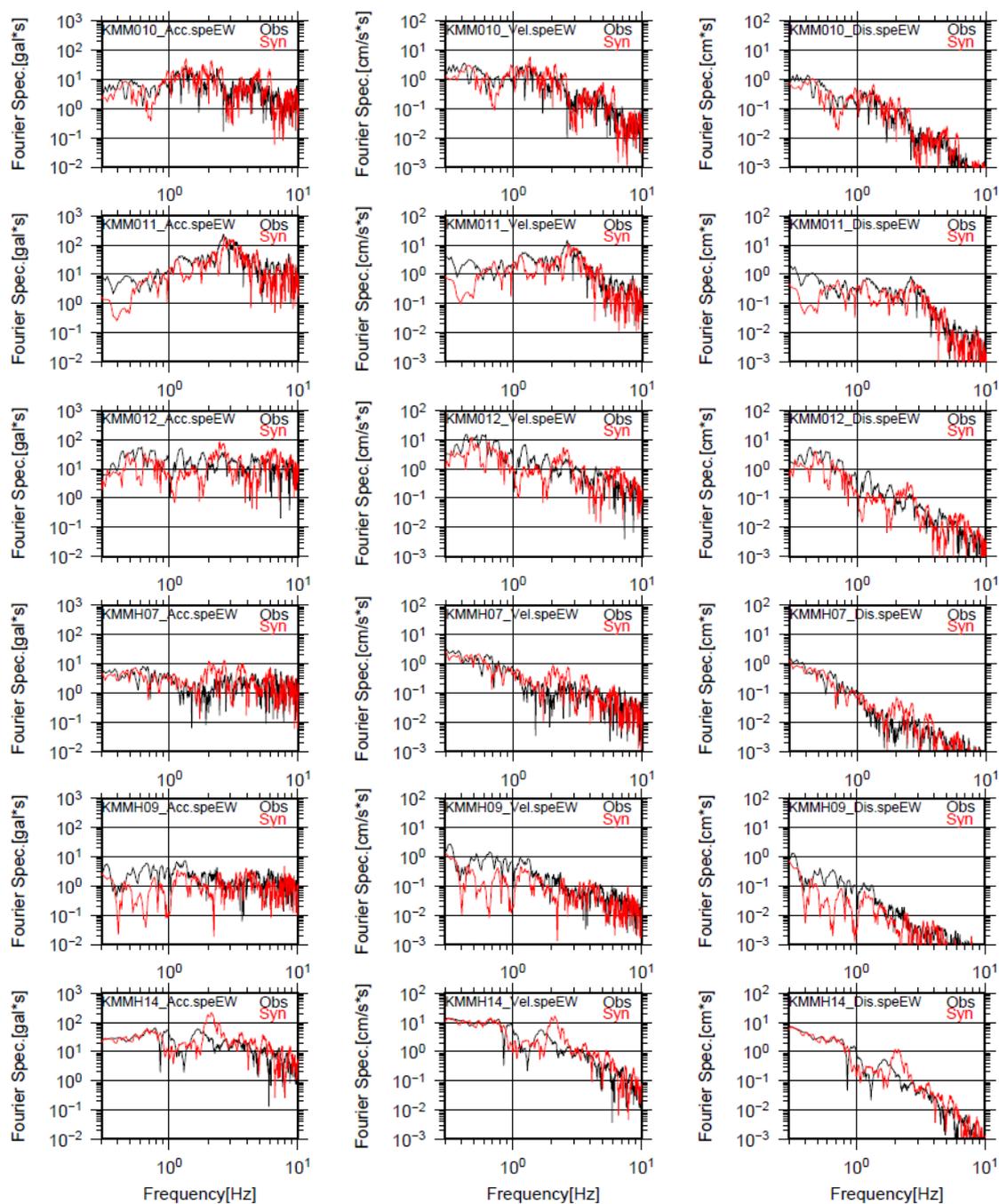


図 3.1.1.4(2)-13 EW 成分における観測スペクトル (黒) と合成波形のスペクトル (赤) の比較. 左から加速度スペクトル, 速度スペクトル, 変位スペクトルを示す.

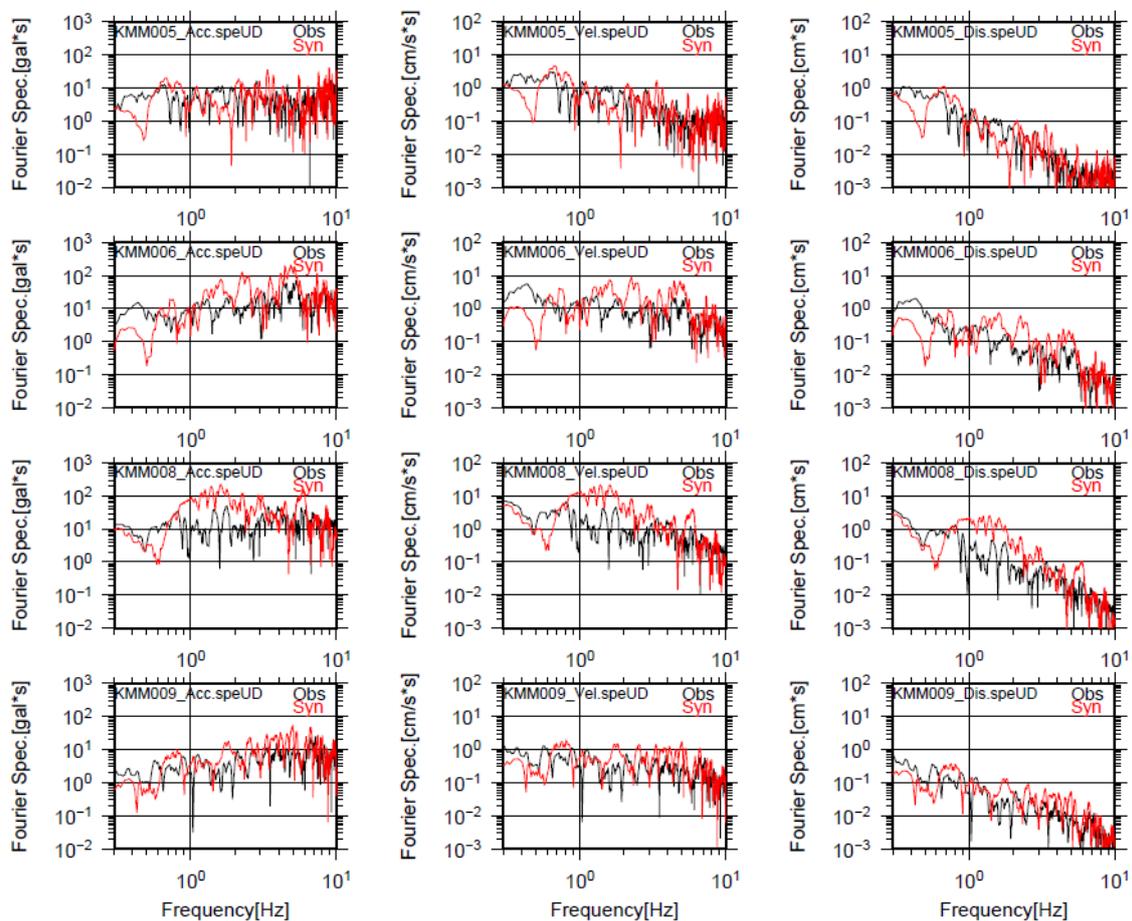


図 3.1.1.4(2)-14 UD 成分における観測スペクトル (黒) と合成波形のスペクトル (赤) の比較. 左から加速度スペクトル, 速度スペクトル, 変位スペクトルを示す.

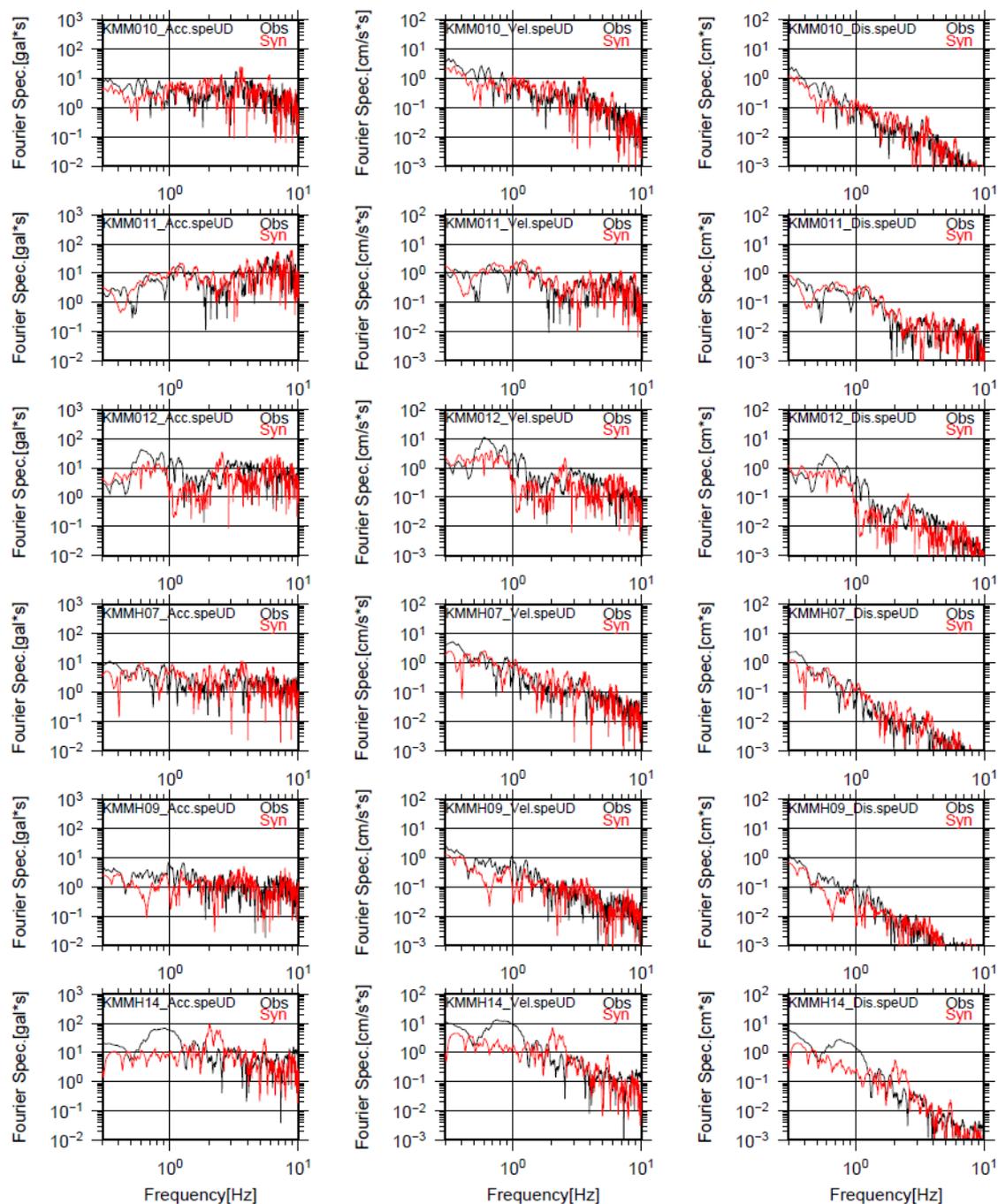


図 3.1.1.4(2)-15 UD 成分における観測スペクトル (黒) と合成波形のスペクトル (赤) の比較. 左から加速度スペクトル, 速度スペクトル, 変位スペクトルを示す.

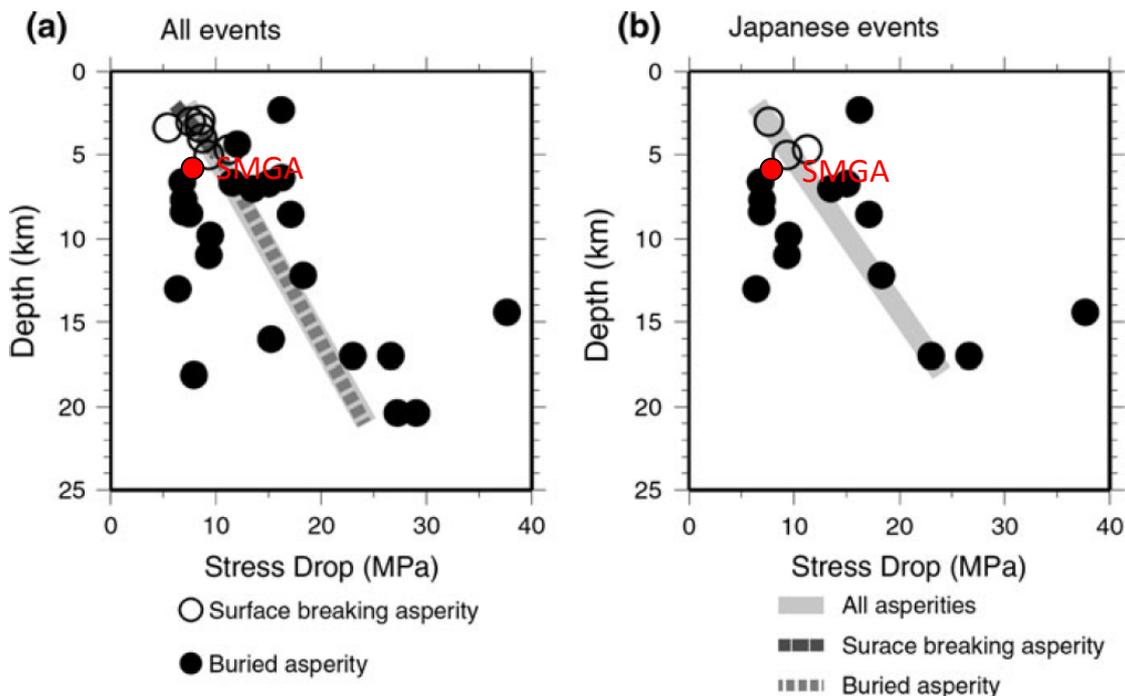


図3.1.1.4(2)-16 SMGAの応力降下量と震源深さとの関係性(Asano and Iwata (2011)に加筆). 赤丸は, 本研究における結果を示す. (a)Asano and Iwata (2011) で対象としたすべての地震記録から抽出された応力降下量と震源深さとの関係性, (b) Asano and Iwata (2011) で対象とした日本の記録のみから抽出された応力降下量と震源深さとのスケーリング則を示す.

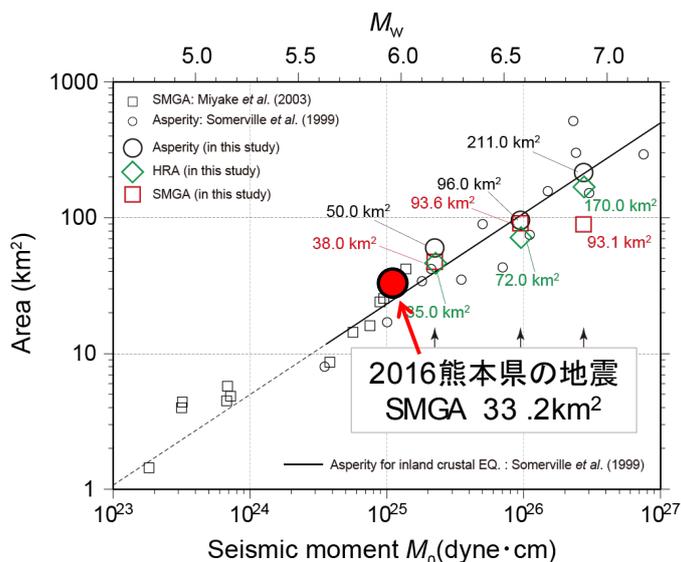


図 3.1.1.4(2)-17 既往の地震モーメントとアスペリティ面積とのスケーリング則と SMGA 震源モデルとの比較.

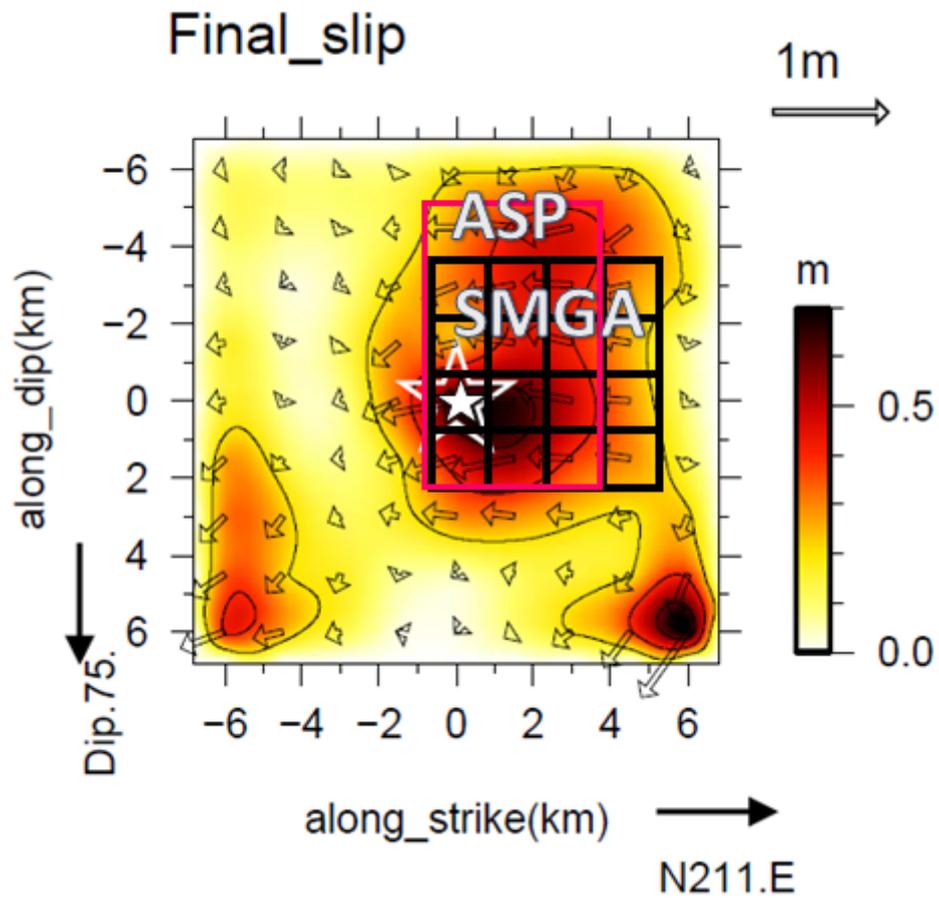


図 3.1.1.4(2)-18 アスペリティ (赤矩形) と SMGA 震源モデル (黒矩形) との比較. 背景は, 波形インバージョンで得られた最終すべり量分布を示す. 星印は破壊開始点を示す.

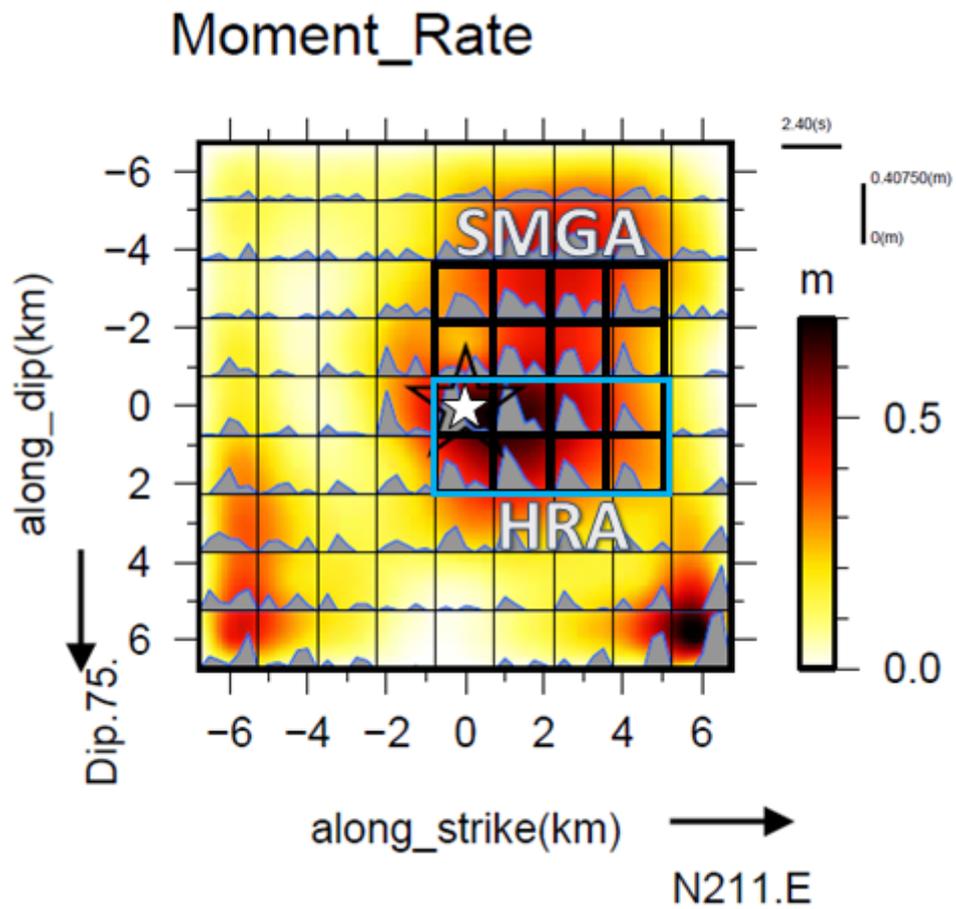


図 3.1.1.4(2)-19 HRA (青矩形) と SMGA 震源モデル (黒矩形) との比較. 背景は, 波形インバージョンで得られたモーメントレート分布を示す. 星印は破壊開始点を示す.

3. 特性化震源モデルの微視的パラメータの不確かさ評価手法の検討

3.1 強震動記録解析による特性化震源モデル設定手法の検討

3.1.1 2016年熊本地震と一連の地震活動

2016年4月14日21時26分（日本時間）に熊本県熊本地方の深さ約10 kmで発生した $M_{JMA}6.5$ の内陸地殻内地震を発端に、熊本県熊本地方、及び阿蘇地方において、続発的に大きな地震が発生し、この地域における地震活動は著しく活発化した。 $M_{JMA}6.0$ を超える規模の大きな地震も3回発生し、4月14日21時26日の $M_{JMA}6.5$ の地震（4月14日前震）、同15日0時3分の $M_{JMA}6.4$ の地震（4月15日前震）、及び同16日1時25分の $M_{JMA}7.3$ の地震（4月16日本震）では、熊本県を中心として九州地方の広い範囲で大きな地震動を齎した。一連の地震による被害は、2017年2月21日時点で、死者205名、負傷者2727名、全壊家屋8428棟と報告されており（消防庁, 2017）、国内で発生した地殻内地震としては、1995年兵庫県南部地震以来の甚大な被害を伴う地震であったと言える。上述の3地震の気象庁一元化震源カタログ情報に基づく震央位置と国立研究開発法人防災科学技術研究所（防災科学技術研究所）の広帯域地震観測網F-netが公開しているCentroid Moment Tensor（CMT）解（福山・他, 1998）を図3.1.1-1に示す。4月14日前震は、北北西-南南東方向に張力軸を持つ横ずれ断層型の地殻内地震で、余震分布やCMT解から推定される震源断層は、北北東-南南西に延びる右横ずれ断層であった。4月15日前震も、4月14日の地震とほぼ同様のCMT解で、北北東-南南西の震源断層を持つ右横ずれ断層であった。一方で、4月16日本震は、南北方向に張力軸を持つ横ずれ断層型で、この地震の余震分布やCMT解から推定される震源断層は、北東-南西方向に延びる右横ずれ断層で正断層成分を含むものであったことが報告されている（地震調査研究推進本部, 2016）。

4月14日及び4月15日の前震は、震源域付近に日奈久断層帯が存在している。これらの地震は、日奈久断層帯の高野-白旗区間の活動によるものと考えられる。また、4月16日本震は、上述した日奈久断層帯の高野-白旗区間を南端として、主として布田川断層帯の布田川区間の活動によるものと考えられる。地震後の現地での地表調査（例えば, Shirahama et al., 2016）により、これらの既知の活断層付近で明瞭な地表地震断層が確認されている（図3.1.1-2）。また、Global Navigation Satellite System（GNSS）観測からも、これらの地震に伴う地殻変動が報告されている。陸域観測技術衛星2号「だいち2号」が観測した合成開口レーダー画像の解析結果によると、熊本県熊本地方から阿蘇地方にかけて地殻変動の面的な拡がりが見られ、布田川断層帯の布田川区間沿い、及び日奈久断層帯の高野-白旗区間沿いに大きな変動が確認されている。

防災科学技術研究所の強震観測網K-NET, KiK-net（Aoi et al., 2011）に代表されるように、近年の日本国内における稠密な強震観測網の拡充に伴い、内陸地殻内地震に対する震源近

傍の観測記録は数多く蓄積されており、同時に、大きな地震動が震源近傍において観測されることも多くなっている (Anderson, 2010). 2016年熊本地震と一連の地震活動の中で、上述した3つの地震では、いずれの地震においても、震源近傍のKMMH16 (KiK-net 益城) において最大加速度 (3成分合成値) が観測され (例えば、4月14日前震は 1580 cm/s^2 , 4月15日前震は 660 cm/s^2 , 4月16日本震は 1362 cm/s^2), 熊本県を中心に九州地方で大きな地震動が観測された (図 3.1.1-3). また、観測された震度としては、4月14日前震と4月16日本震の2回において、最大震度7が観測された (図 3.1.1-4). なお、4月16日本震時に、震央から70 km以上北東の大分県の観測点 (例えば、OITH11, OITH09) で観測された 500 cm/s^2 を超える大きな加速度記録は、本震によって誘発された $M_w 5.5$ の別の地震による記録であることが報告されている (Suzuki et al., 2017). また、4月16日本震の強震動特性としては、地表地震断層の近傍 (熊本県上益城郡益城町、及び阿蘇郡西原村の自治体震度計、等) の記録において永久変位が報告されており、地表近くまで震源断層運動があった事が推定されている (岩田・浅野, 2017).

以上のような事から、2016年熊本地震と一連の地震活動の地震において観測された強震動の生成メカニズムの解明や地震動記録を広帯域に再現し得る震源モデルの構築、及びそのための高精度な速度構造モデルの推定は重要な課題である. 本3.1.1節では、2016年熊本地震と一連の地震活動のうち、上述した4月14日前震、4月15日前震、4月16日本震の3地震について、1) 震源域周辺の各強震観測点における詳細な1次元速度構造モデルと高精度グリーン関数の作成、2) 1) の高精度グリーン関数を使用した近地強震記録 ($\leq 1 \text{ Hz}$) インバージョンによる不均質すべりモデルの推定、3) 広帯域地震動 ($0.2\text{-}10 \text{ Hz}$) を対象とした経験的グリーン関数法に基づく強震動生成領域のモデル、以上の1) - 3) の検討項目から広帯域地震動を説明するための特性化震源モデルの構築を目指す. また、ここで得られた震源モデルに基づく巨視的、及び微視的パラメータは、3.1.3節の特性化震源モデル設定手法の高度化の検討で使用する震源スケール則の資料の一部としても利用される他、4月16日本震は、4.3節の震源インバージョン結果等に基づく特性化震源モデルによる強震動評価、4.4節の不均質性を持つ特性化震源モデルによる強震動評価、5.1.1節の動力学パラメータの推定にも利用される.

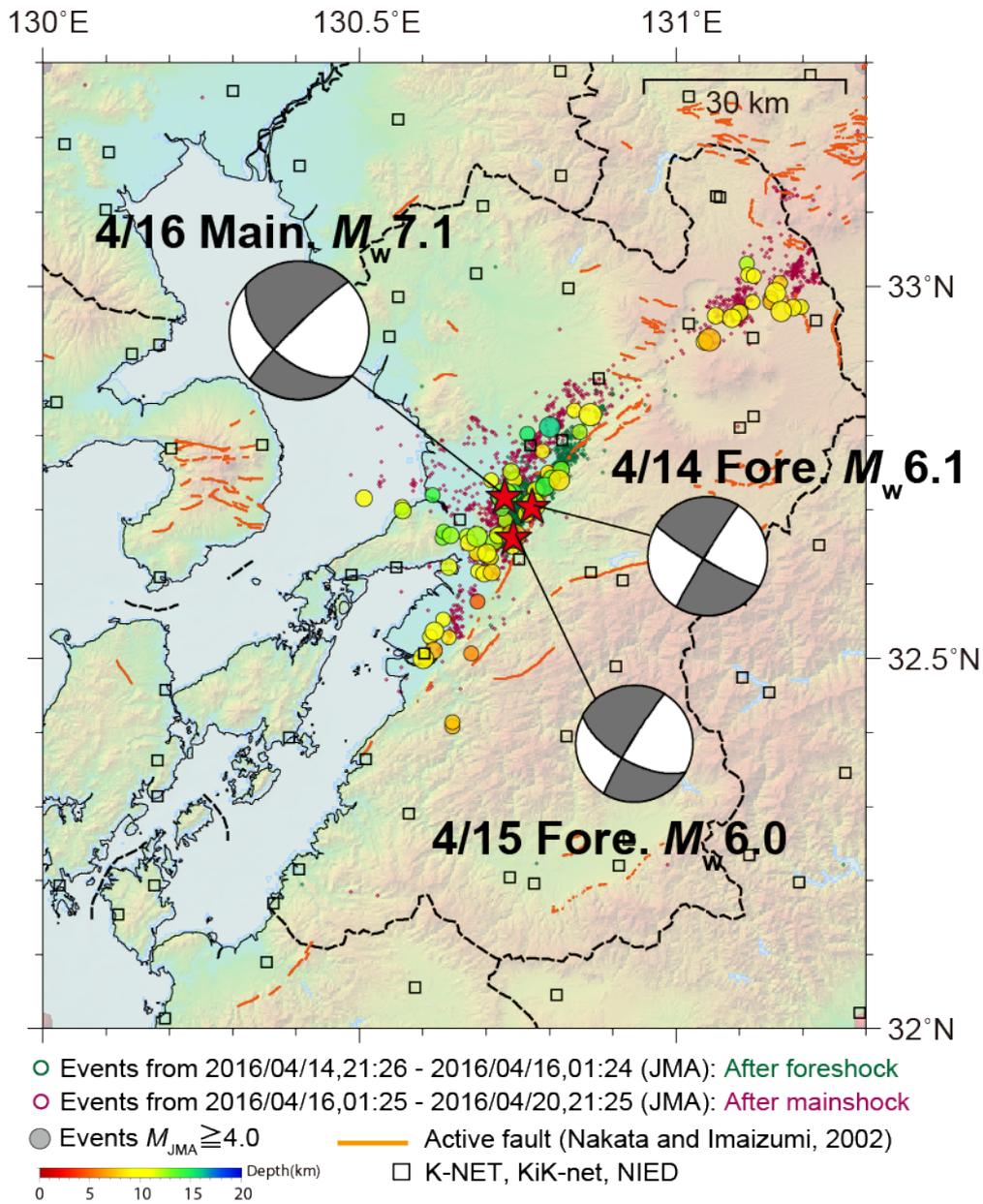


図 3.1.1-1 2016 年熊本地震の一連の地震活動と、本報で対象とする規模の大きな 3 つの地震の震央位置（赤色星印）と F-net による Centroid Moment Tensor (CMT) 解の下半球投影図。大きな丸印とそれ以外の丸印は、 $M_{JMA} 4.0$ 以上の余震分布とそれ以外の余震分布を表す。橙色線は、中田・今泉 (2002) による活断層を表す。四角形印は、K-NET, KiK-net 観測点を表す。

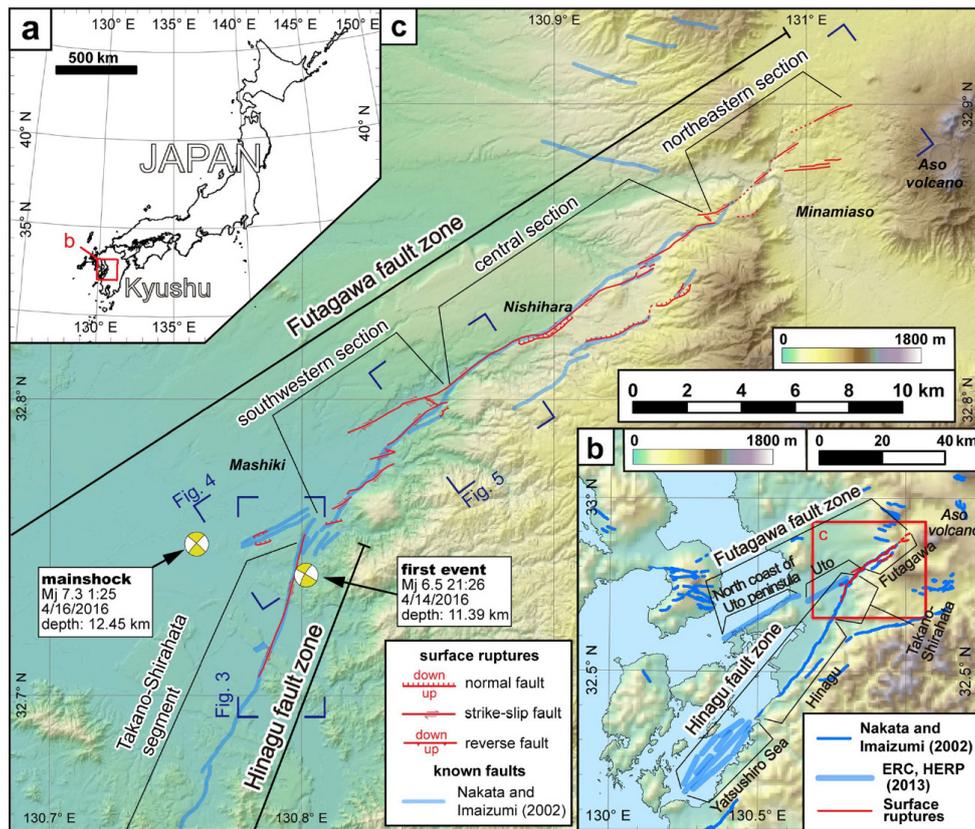


図 3.1.1-2 地表地震断層調査の結果 (Shirahama et al., 2016 より引用). a) 対象領域の位置, b) 既知の活断層線 (青色) と今回の調査で確認された地表変位 (赤色). c) 2016 年熊本地震の震源域付近の拡大図. メカニズム解は, 4 月 14 日前震と 4 月 16 日本震のものを表す.

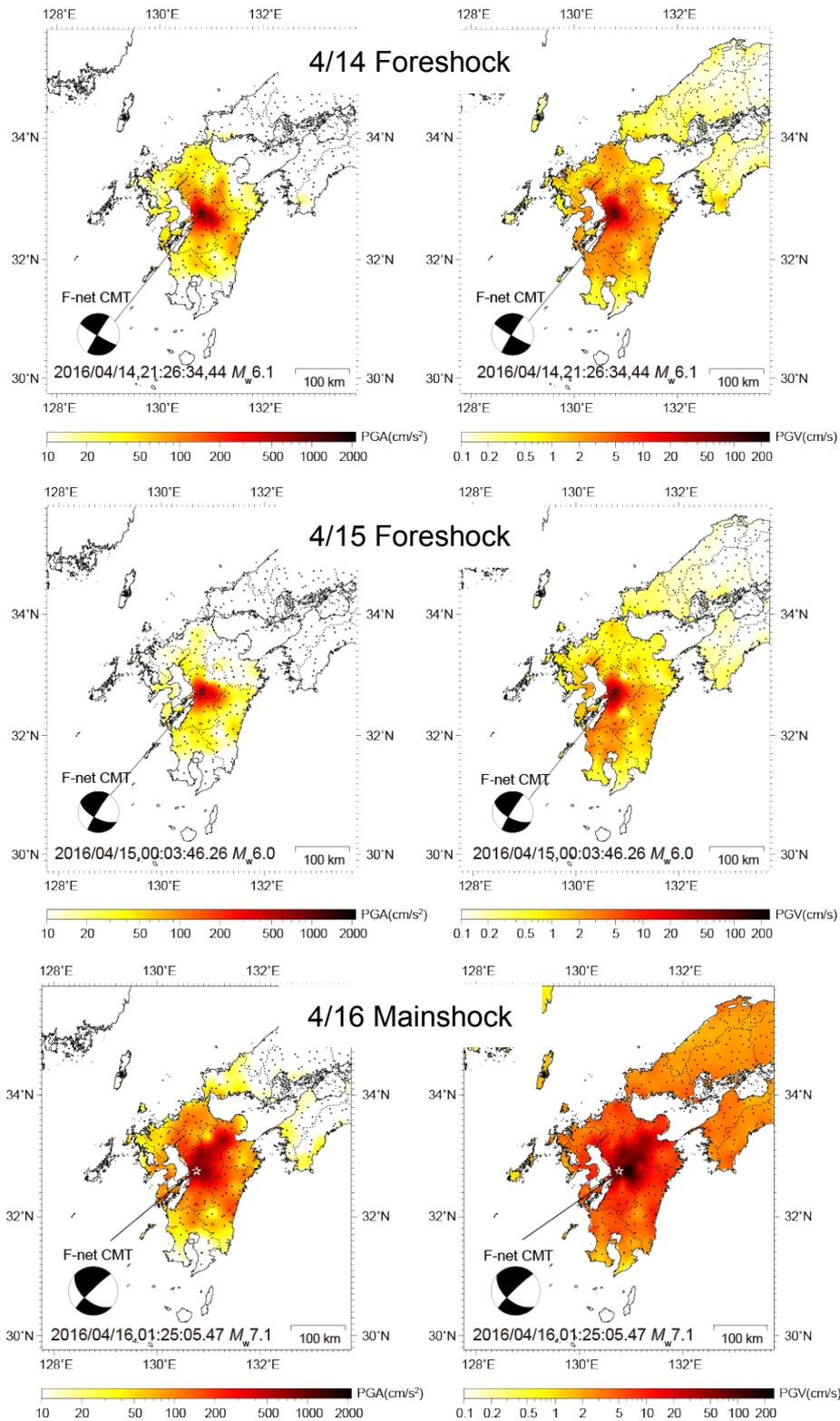


図3.1.1-3 K-NET, KiK-net観測点で観測された4月14日前震（上）、4月15日前震（中）、4月16日本震（下）のPGA（左）とPGV（右）分布図。発震機構解はF-net CMT解を表す。

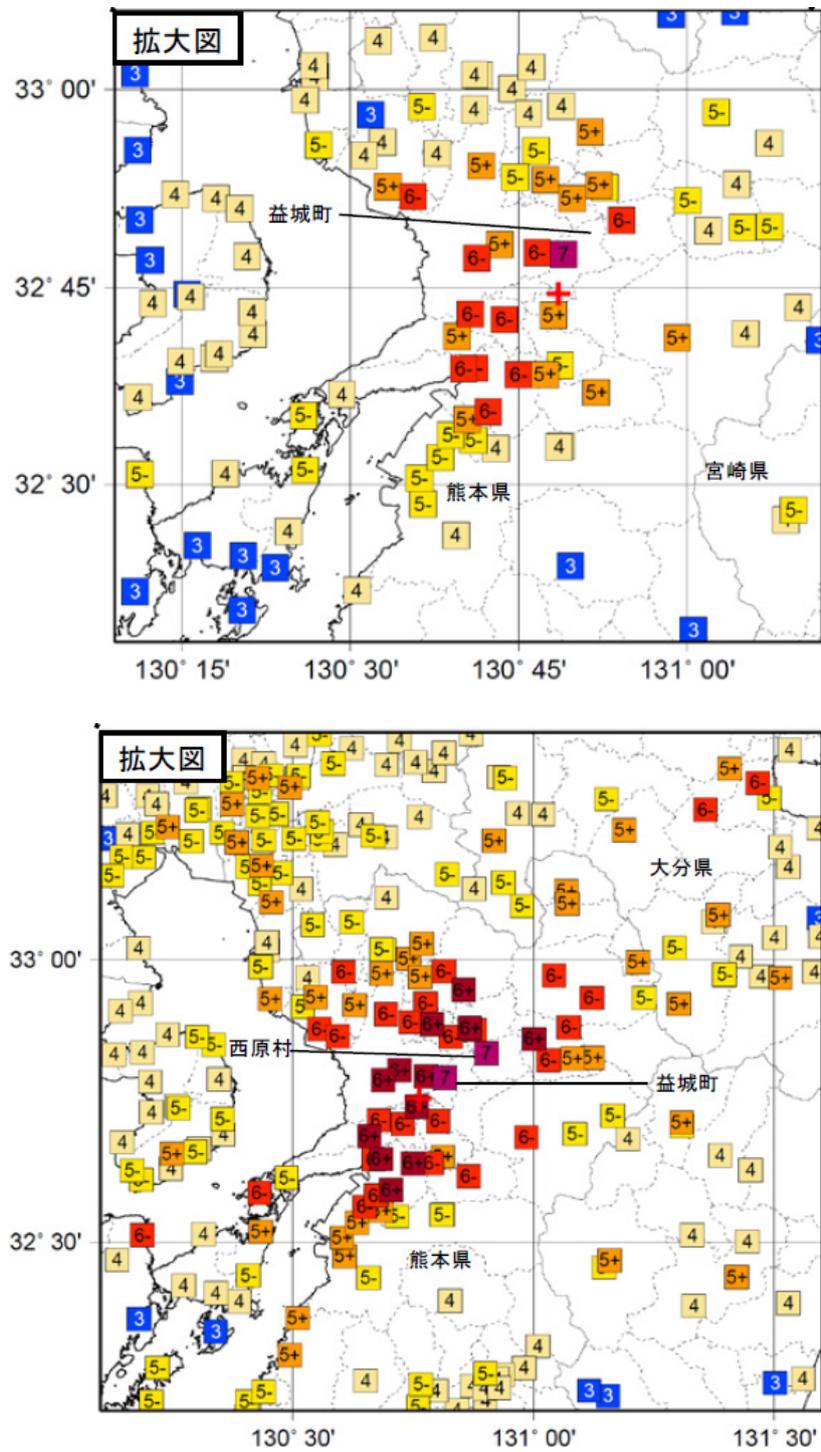


図3.1.1-4 4月14日前震（上）と4月16日本震（下）の震度階分布図（地震調査研究推進本部，2016）。

参考文献

- Anderson, J. G. (2010), Source and site characteristics of earthquakes that have caused exceptional ground accelerations and velocities, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 100, 1-36.
- Aoi, S., Kunugi, T., Nakamura, H., and Fujiwara, H. (2011), Deployment of new strong motion seismographs of K-NET and KiK-net, *Earthquake Data in Engineering Seismology*, 167-186, eds Akkar, S., Gülkan, P. & van Eck, T., Springer.
- 岩田知孝・浅野公之 (2017), 2016年熊本地震の震源近傍強震動特性, 平成28年度京都大学防災研究所研究発表講演会, A02.
- 福山英一・石田瑞穂・Dreger, D.S.・川井啓廉 (1998), オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, *地震* 2, 51, 149-156.
- Shirahama, Y., Yoshimi, M., Awata, Y., Maruyama, T., Azuma, T., Miyashita, Y., Mori, H., Imanishi, K., Takeda, N., Ochi, T., Otsubo, M., Asahina, D., and Miyakawa, A. (2016), Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, *Earth, Planets and Space*, 68:191, DOI 10.1186/s40623-016-0559-1.
- Suzuki, W., Aoi, S., Kunugi, T., Kubo, H., Morikawa, N., Nakamura, H., Kimura, T., and Fujiwara, H. (2017), Strong motions observed by K-NET and KiK-net during the 2016 Kumamoto earthquake sequence, *Earth, Planets and Space*, 69:19, DOI 10.1186/s40623-017-0604-8.
- 消防庁 (2017), 災害詳細情報, 熊本県熊本地方を震源とする地震, 第97報.
- 地震調査研究推進本部 (2016), 平成28年(2016年)熊本地震の評価(平成28年5月13日公表), http://www.static.jishin.go.jp/resource/monthly/2016/2016_kumamoto_3.pdf.

3.1.2 経験的グリーン関数法の高度化に関する検討

3.1.2.1 検討の概要

経験的グリーン関数法は、大地震時の地震動（大地震動）を小地震時の地震動（小地震動）を経験的グリーン関数として用い地震の相似則と震源スペクトルの相似則に従い合成する方法である。大地震を引き起こす断層面上で発生した小地震動を使用することにより、伝播経路特性とサイト特性を適切に考慮できるという特徴を有する。また、大地震の断層を小地震と同じ面積で分割するため、破壊開始点の設定により複雑な震源破壊過程を考慮することが可能であり、震源破壊の指向性効果等も再現することができる。

小地震動を重ね合わせて大地震動を評価する方法は Hartzell (1978)により試みられた後、多くの研究者により研究が行われた。入倉の一連の研究では (Irikura, 1983, Irikura, 1986) 大地震動と小地震動のスペクトルが ω^{-2} モデル (Aki, 1967) に従い、大地震と小地震の応力降下量が一定と仮定した場合、震源パラメータの関係を以下のように整理している。

- (1) 重ね合わせるべき小地震の数は、大地震と小地震の地震モーメントの比により決まる。
- (2) 大地震の断層面の分割個数は、大地震と小地震の断層面積の比により決まる。
- (3) (2)で分割された個々の小領域から、大地震と小地震のすべり量の比に相当する個数の小地震が大地震の立ち上がり時間（ライズタイム）内に生成されると考え、各小領域から発生する地震波を計算する。

大地震と小地震の地震モーメントを M_0 と m_0 、断層の長さを L と l 、断層の幅を W と w 、断層のすべり量を D と d とすると、相似則によりこれらの震源のパラメータの関係は (3.1.2-1)式で示される (Kanamori and Anderson, 1975)。

$$\left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{1/3} = \frac{L}{l} = \frac{W}{w} = \frac{D}{d} = N \quad (3.1.2-1)$$

また大地震動と小地震動のスペクトルの低振動数成分を U_L と u_L 、高振動数成分を U_H と u_H とすると、大地震動と小地震動のスペクトルは (3.1.2-2)式で関係づけられる。

$$\frac{U_L}{u_L} = \frac{M_0}{m_0} = N^3 \quad (3.1.2-2a)$$

$$\frac{U_H}{u_H} = \left(\frac{M_0}{m_0}\right)^{1/3} = N \quad (3.1.2-2b)$$

N は長さ方向および幅方向の断層面の分割数である。

大地震と小地震の応力降下量が異なる場合には、 ω^2 モデルに基づくスペクトルの相似則が成立しない。そのため、大地震の応力降下量を小地震の応力降下量で除した応力降下量の比 C を用いて、大地震と小地震の応力降下量が等しくなるように小地震動のスペクトルを補正する（釜江・他, 1990, 横井・入倉, 1991）。この場合の震源のパラメータの関係を(3.1.2-3)式に示す。

$$\frac{U_L}{u_L} = \frac{M_0}{m_0} = CN^3 \quad (3.1.2-3a)$$

$$\frac{U_H}{u_H} = \left(\frac{M_0}{m_0} \right)^{1/3} = CN \quad (3.1.2-3b)$$

応力降下量の比を考慮した場合の大地震動 $U(t)$ は小地震動 $u(t)$ を用いて(3.1.2-4)式で表現される。

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \left(\frac{r}{r_{i,j}} \right) \cdot F(t) * (C \cdot u(t)) \quad (3.1.2-4a)$$

$$F(t) = \delta(t - t_{ij}) + \frac{1}{n' (1 - e^{-1})} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \left[e^{\left\{ \frac{-(k-1)}{(N-1) \cdot n'} \right\}} \cdot \delta \left\{ t - t_{ij} - \frac{(k-1)\tau}{(N-1)n'} \right\} \right] \quad (3.1.2-4b)$$

$$t_{i,j} = \frac{r_{i,j} - r_0}{V_S} + \frac{\xi_{i,j}}{V_r} \quad (3.1.2-4c)$$

ここで、 N は大地震と小地震の長さの比、 r は評価サイトと小地震との距離 (km)、 r_0 は評価サイトと大地震の破壊開始点との距離 (km)、 r_{ij} は評価サイトと大地震の分割小断層 (i,j) との距離 (km)、 ξ_{ij} は破壊開始点と分割小断層 (i,j) との距離 (km)、 V_S は岩盤の S 波速度 (km/s)、 V_r は断層の破壊伝播速度 (km/s)、 τ は大地震のライズタイム (s) である。

上記からわかるように、経験的グリーン関数法を用いて大地震動を高精度に評価するためには、適切な小地震動を経験的グリーン関数として選択するだけでなく、小地震の震源パラメータを精度よく評価する必要がある。経験的グリーン関数法に必要な小地震の震源パラメータとしては、分割数 N を決めるための面積 S_a ($l \times w$, km²)、応力降下量の比 C を決めるための応力降下量 $\Delta\sigma_a$ となる。

これらの震源パラメータの設定には、スペクトル比を用いる方法と震源スペクトルを用いる方法がある。手法の詳細については後述するが、二つの方法とも地震動に対して伝播

経路特性として距離減衰と媒質の Q 値特性の補正を行う必要がある。 Q 値特性については既往の研究成果が使用される場合が多いが、使用する Q 値特性による影響が懸念される。

そこで、ここでは震源パラメータの定量的評価を目的に、スペクトル比を用いる方法と震源スペクトルを用いる方法に対し、適用する Q 値特性や検討条件による震源パラメータへの影響などを検討する。具体的には、2000年鳥取県西部地震を経験的グリーン関数法による強震動評価の対象地震として、池田・他（2002）が経験的グリーン関数として用いた Mj4.5 の小地震（2000年10月17日22時16分）に対して二つの方法で震源パラメータを評価し、伝播経路特性の補正に用いる Q 値特性や検討条件が震源パラメータに及ぼす影響を評価する。

3.1.2.2 検討方法

① スペクトル比による方法

スペクトル比による方法は三宅・他 (1999)による Source spectral ratio fitting method (SSRF 法) を使用する。以下、三宅・他 (1999)に従い手順を概説する。波形合成の重ね合わせ数 N と大地震と小地震の応力降下量の比 C は、同一地点で観測された大地震動と小地震動の変位および加速度振幅スペクトルのフラットレベルから評価できる。大地震動と小地震動の変位振幅のフラットレベルを U_0 と u_0 、加速度振幅のフラットレベルを A_0 、 a_0 とすると、各パラメータと N と C の関係は(3.1.2-5)式で示される。

$$\frac{U_0}{u_0} = \frac{M_0}{m_0} = CN^3 \quad (3.1.2-5a)$$

$$\frac{A_0}{a_0} = CN \quad (3.1.2-5b)$$

(3.1.2-5)式より C と N は(3.1.2-6)式のように表わされる。

$$N = \left(\frac{U_0}{u_0} \right)^{1/2} \left(\frac{a_0}{A_0} \right)^{1/2} \quad (3.1.2-6a)$$

$$C = \left(\frac{u_0}{U_0} \right)^{1/2} \left(\frac{A_0}{a_0} \right)^{3/2} \quad (3.1.2-6b)$$

本手法では観測記録から得られた大地震と小地震の観測震源スペクトル比に Brune (1970), Brune (1971)の ω^{-2} スペクトルに基づく大地震と小地震の震源スペクトル比関数をフィッティングさせ、震源スペクトル比関数のフラットレベルから N と C を客観的に評価する。振動数領域において、大地震の観測地震動 $O(f)$ 、震源特性 $S(f)$ 、伝播経路特性 $P(f)$ 、サイト特性 $G(f)$ は(3.1.2-7)式で表わされる。

$$O(f) = S(f) \cdot P(f) \cdot G(f) \quad (3.1.2-7)$$

(3.1.2-7)式より同一地点における大地震と小地震の観測震源スペクトル比はサイト特性がキャンセルされ(3.1.2-8)式で表わされる。ここで、小文字は小地震を意味する。

$$\frac{S(f)}{s(f)} = \frac{O(f)/P(f)}{o(f)/p(f)} \quad (3.1.2-8)$$

伝播経路特性 $P(f)$ は(3.1.2-9)式に従うとする。

$$P(f) = \frac{1}{R} \exp\left(\frac{-\pi \cdot f \cdot R}{Q(f) \cdot V_s}\right) \quad (3.1.2-9)$$

R は震源距離、 $Q(f)$ は振動数に依存する Q 値特性である。複数の観測地点で観測震源スペクトル比を算出し、有効な振動数範囲において M 分割し、中心振動数が f_i ($i=1 \sim M$) で幅 $2\Delta f_i$ の振動数帯毎ごとに全観測点を対象に対数平均値 $\log(S(f)/s(f),i)$ と対数標準偏差 $\log(S.D.(f),i)$ を求める。

一方、Brune の ω^{-2} に基づく震源スペクトルは(3.1.2-10)式で表わされる

$$S(f) = \frac{M_0}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (3.1.2-10)$$

ここで f_c はコーナー振動数を示す。(3.1.2-10)式を用いて大地震と小地震の震源スペクトル比関数 $SSRF(f)$ は(3.1.2-11)のように示される。

$$SSRF(f) = \frac{M_0}{m_0} \frac{1 + \left(\frac{f}{f_{ca}}\right)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_{cm}}\right)^2} \quad (3.1.2-11)$$

f_{cm} と f_{ca} は大地震と小地震のコーナー振動数を、 m_0 は小地震の地震モーメントを示す。

前述の手順を用いて算出した M 個の観測震源スペクトル比をターゲットとし、震源スペクトル比関数をフィッティングさせる。具体的には(3.1.2-12)式で示す $SSRF(f)$ 式を用いた重みつき残差二乗和が最小となるようなフィッティングを M_0/m_0 , f_{cm} , f_{ca} をパラメータとしたグリッドサーチにより行う。

$$\sum_{i=1}^M \left(\frac{\log(SSRF(f)_i) - \log\left(\left(\frac{S(f)}{s(f)}\right)_i\right)}{\log(S.D.(f)_i)} \right)^2 = \min \quad (3.1.2-12)$$

得られた M_0/m_0 , f_{cm} , f_{ca} と N , C との関係は(3.1.2-13)式で示される.

$$\frac{M_0}{m_0} = CN^3 \quad (3.1.2-13)$$

$$\left(\frac{M_0}{m_0} \right) \left(\frac{f_{cm}}{f_{ca}} \right)^2 = CN \quad (3.1.2-13)$$

$$C = \left(\frac{M_0}{m_0} \right) \left(\frac{f_{cm}}{f_{ca}} \right)^3 \quad (3.1.2-13c)$$

小地震の面積 S_a と応力降下量 $\Delta\sigma_a$ は f_{ca} を用いて(3.1.2-14)式から算出する. r_a は小地震の断層面を円形と仮定した時の半径(km), β は岩盤のせん断波速度(km/s)である. なお, $\Delta\sigma_a$ の算出においては, 別途 m_0 を与える必要がある.

$$r_a = \frac{2.34\beta}{2\pi f_{ca}} \quad (3.1.2-14a)$$

$$S_a = \pi r_a^2 \quad (3.1.2-14b)$$

$$\Delta\sigma_a = \frac{7}{16} \frac{m_0}{r_a^3} \quad (3.1.2-14c)$$

この方法は, 同一地点の地震観測記録を使用することからサイト特性を評価する必要がないという特徴を有する. また, 伝播経路特性についても, 震源距離が異なるため完全にはキャンセルされないが, 大地震の震源と近い場所で発生した小地震を選択することにより影響を抑えることができると考えられる. そのため, 震源パラメータの評価に適した方法と考えられる.

② 震源スペクトルによる方法

震源スペクトルによる方法は小地震動の震源変位スペクトルを求め、Andrews (1986)の方法を用いてコーナー振動数を求める方法である。コーナー振動数が求めた後の手順はスペクトル比による方法と同じである。

(3.1.2-7)式で示すように観測地震動のスペクトル $O(f)$ は振動数領域において、震源スペクトル $S(f)$ 、伝播経路特性 $P(f)$ 、サイト特性 $G(f)$ の積で表わされる。サイト特性がないと考えられる岩盤サイトを対象とすると $O(f)$ を $P(f)$ で除することにより震源スペクトル $S(f)$ を求めることができる。震源スペクトルを変位に変換し、震源変位スペクトルの低周波数領域での一定値 Ω とコーナー周波数 f_{ca} を Andrews の方法により算出する。伝播経路特性は(3.1.2-9)式で評価する。

この方法では震源変位スペクトルの低周波数領域での一定値 Ω から(3.1.2-15)式により地震モーメントを算出することができる。

$$M_0 = 4\pi\rho\beta^3\Omega\frac{1}{R} \quad (3.1.2-15)$$

地震モーメントは応力降下量 $\Delta\sigma_a$ を算出するために必要なパラメータであるが、観測震源変位スペクトルの低振動数側の有効振動数は 0.1Hz 程度である。地震モーメントはより低振動数側で決まると考えられることから地震モーメントを小さめに評価する可能性がある。

この方法ではラディエーションパターン等の影響を考慮するため、震源を囲むように位置する複数のサイトで同様の検討を行い、 f_{ca} を平均的に評価することが望ましい。また、サイト特性が無視できないサイトの記録を使用する場合には、サイト特性がないと考えられるサイト、もしくはサイト特性が判明しているサイトを基準サイトとして、各サイトのサイト特性を(3.1.2-16)式から評価する必要がある。

$$G_b(f) = \frac{O_b(f)P_a(f)}{O_a(f)P_b(f)}G_a(f) \quad (3.1.2-16)$$

$G(f)$ はサイト特性、 $O(f)$ は観測スペクトル、 $P(f)$ は伝播経路特性で添え字の a は岩盤サイト、 b は非岩盤サイトを示す。そのため、サイト特性を考慮する必要がないスペクトル比による方法に比べると、サイト特性の設定精度によっては震源パラメータの設定精度が低下する可能性がある。

3.1.2.3 検討条件

① 検討に用いる小地震

検討に用いる小地震は、池田・他 (2002)が 2000 年鳥取県西部地震の強震動シミュレーションで使用した 2000 年 10 月 17 日 22 時 16 分に発生した Mj4.5 の地震とする。表 3.1.2-1 に地震の諸元を図 3.1.2-1 に震央位置を示す。地震モーメントは F-net の値である。

表 3.1.2-1 検討対象とした小地震の諸元

発生日時	2000/10/17 22:16	
Mj	4.5	
震央	35.1933N, 133.4250E	
深さ	km	11
STR, DIP, RAK	Deg.	309, 87, 18
地震モーメント	Nm	2.84×10^{15}

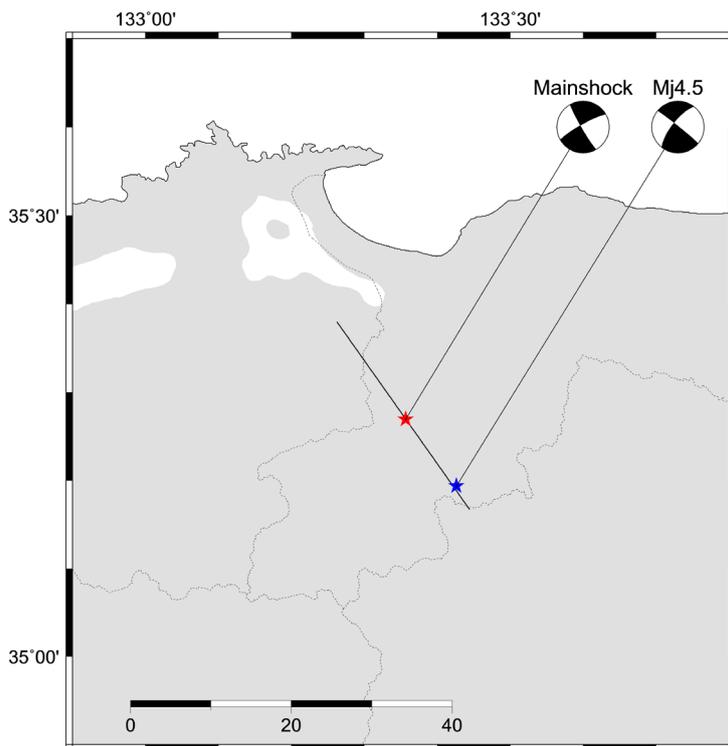


図 3.1.2-1 経験的グリーン関数法による 2000 年鳥取県西部地震の強震動シミュレーションに用いる断層と経験的グリーン関数に用いる小地震の震央位置

② 使用する地震観測地点

検討に使用する地震動記録は KiK-net の地中観測記録とする。図 3.1.2-2 に 2000 年鳥取県西部地震の本震と経験的グリーン関数として使用する小地震の両方の観測記録が得られている KiK-net 観測地点を示す。このうち、震源から近く観測地震動の SN 比が高いサイトとして TTRH02, TTRH04, SMNH01, OKYH09, OKYH14 の 5 地点の地震動記録を使用する。図 3.1.2-2 中の赤色の三角印で示された地点が地震動を使用するサイトである。

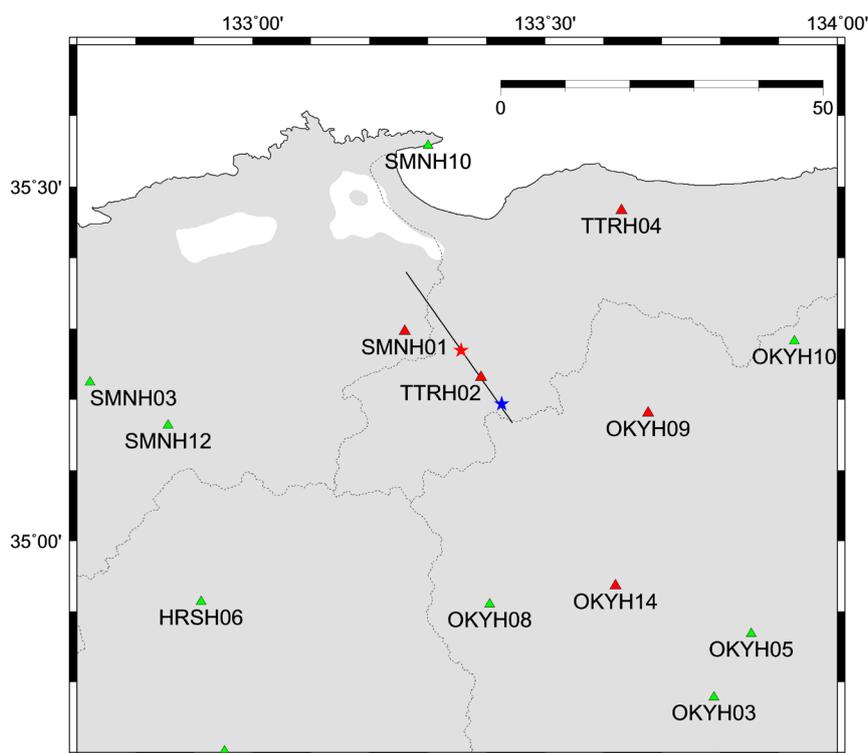


図 3.1.2-2 検討に使用する KiK-net 観測地点

③ 検討に用いる Q 値特性

検討に使用した Q 値特性は日本国内で発生した内陸地殻内地震を対象としてコンパイルされた川瀬・他 (1999), 佐藤 (2002), 川瀬・松尾 (2004), Nakano et al. (2015)の提案式である。

川瀬・他 (1999)の提案式 ($Q(f)=150f^{1.0}$) は東経 138 度よりも西側で発生した Mj5.0 以上で、震源深さ 25km 以浅の内陸浅発地震を対象とし、震央距離 150km 以内の観測記録により構築されている。検討に用いた地震数は 21, 観測地点数は 53 である。東経 138 度よりも西側で発生した地震と地震動記録を用いているため、かなり広い範囲での Q 値特性を評価したものと考えられる。なお、Q 値特性の振動数範囲については文献中に示されていない。

佐藤 (2000)の提案式 ($Q(f)=131f^{0.68}$) は 2000 年鳥取県西部地震と 2000 年 11 月末までに発生した余震の計 47 地震における KiK-net の観測記録を対象としている。震源距離の範囲は 8~170km であり、その重心は約 50km とされている。提案式の対象振動数範囲は 0.5~20.0Hz である。佐藤(2000)では対象振動数を 2~20Hz とした場合の Q 値特性として $Q(f)=114f^{0.73}$ を示し、この振動数範囲のほうが振動数に対する変動が小さいとしているが、本検討では対象振動数範囲が広い $Q(f)=131f^{0.68}$ を使用する。

川瀬・松尾 (2004)の提案式 ($Q(f)=204f^{0.65}$) は 1996 年 8 月~2002 年 6 月までに発生した Mj4.5 以上の地震のうち、震源深さ 60km 以浅の地震を対象とし、K-NET、KiK-net、JMA 震度計ネットワークで観測された震源距離 200km 以内で最大加速度が 200cm/s^2 以下の観測記録を用いている。減衰特性の地域性を考慮するため、日本列島およびその周辺域を第四紀の火山分布や糸魚川-静岡構造線などを用いて 6 地域分割し、それぞれの区分で Q 値特性を評価している。前述の $Q(f)=204f^{0.65}$ は糸魚川-静岡構造線よりも西側、中国地方から九州にかけて位置する火山フロントよりも東側の領域での Q 値特性である。Q 値特性の振動数範囲は 0.3~20Hz としている。

Nakano et al. (2015)の提案式 ($Q(f)=150.7^{1.33}$) は川瀬・松尾(2004)の研究を発展させたものであり、地震の発生期間を 1996 年 8 月から 2011 年 12 月まで拡大し、対象地震数は約 5 倍に増加している。それ以外の条件は川瀬・松尾(2004)と同じであるが、Q 値特性の振動数範囲は 0.5~4.0Hz としている。

表 3.1.2-2 に 4 つの Q 値特性の諸元を、図 3.1.2-3 に Q 値の振動数依存性を比較して示す。

表 3.1.2-2 検討に用いた Q 値特性

No.		$Q(f)$	対象地震	対象地震動範囲	振動数範囲
1	川瀬・他 (1999)	$Q(f)=150f^{1.0}$	Mj5.0 以上の内陸浅 発地震 震源深さ 25km 以浅	震央距離 150km 以内	-
2	佐藤 (2002)	$Q(f)=131f^{0.68}$	2000 年鳥取県西部地 震と 2000 年 11 月末ま でに発生した余震	震源距離 8~170km	0.5~20Hz
3	川瀬・松尾 (2004)	$Q(f)=204f^{0.65}$	1996 年 8 月~2002 年 6 月までに発生した Mj4.5 以上の地震 震源深さ 60km 以浅	震源距離 200km 以内 最大加速度 200cm/s ² 以下	0.3~20Hz
4	Nakano et al. (2015)	$Q(f)=150.7f^{1.33}$	1996 年 8 月~2011 年 12 月までに発生した Mj4.5 以上の地震 震源深さ 60km 以浅	震源距離 200km 以内 最大加速度 200cm/s ² 以下	0.5~4.0Hz

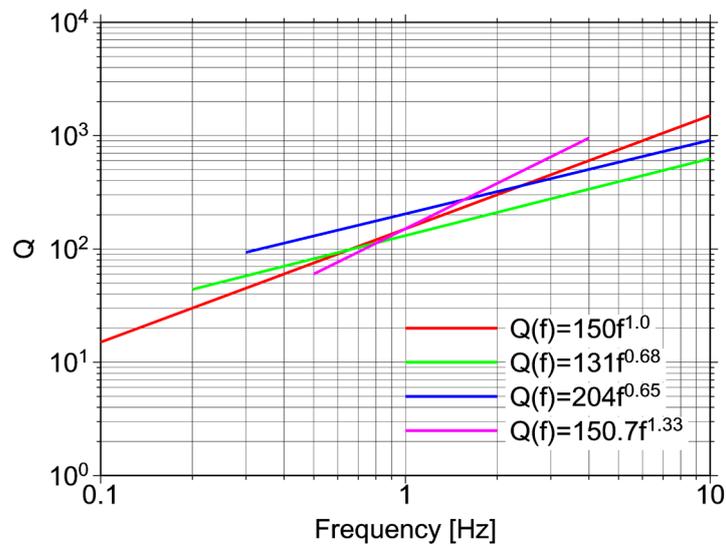


図 3.1.2-3 検討に用いた Q 値特性 (振動数依存性)

3.1.2.4 スペクトル比による震源パラメータの評価

① 使用する地震動記録

検討に使用する地震動記録は TTRH02, TTRH04, SMNH01, OKYH09, OKYH14 の 5 地点での水平方向の地中地震動記録である。図 3.1.2-4 および図 3.1.2-5 に水平方向の加速度時刻歴波形を示す。表-3.1.2-3 に各サイトと本震および小地震との震源距離を示す

表 3.1.2-3 検討に用いた地震観測地点と本震, および小地震との震源距離

観測地点	緯度・経度	本震	小地震
		(35.2733N, 133.3483E)	(35.1933N, 133.4250E)
TTRH02	35.2313N, 133.3909E	10.9km	12.2km
TTHR04	35.4668N, 133.6307E	34.6km	37.3km
SMNH01	35.2963N, 133.2604E	12.3km	21.8km
OKYH09	35.1809N, 133.6765E	32.8km	25.4km
OKYH14	34.9363N, 133.6205E	45.8km	35.4km

三宅・他 (1999) に従い P , S 波を含む地震動を解析区間とし, 全観測記録とも 12.5 秒～32.5 秒の計 20 秒間とした。地震動を切り出す際には, 前後 1 秒間に \cos 型のテーパーウィンドウを作用させている。図 3.1.2-4 および図 3.1.2-5 に解析区間を破線で示す。

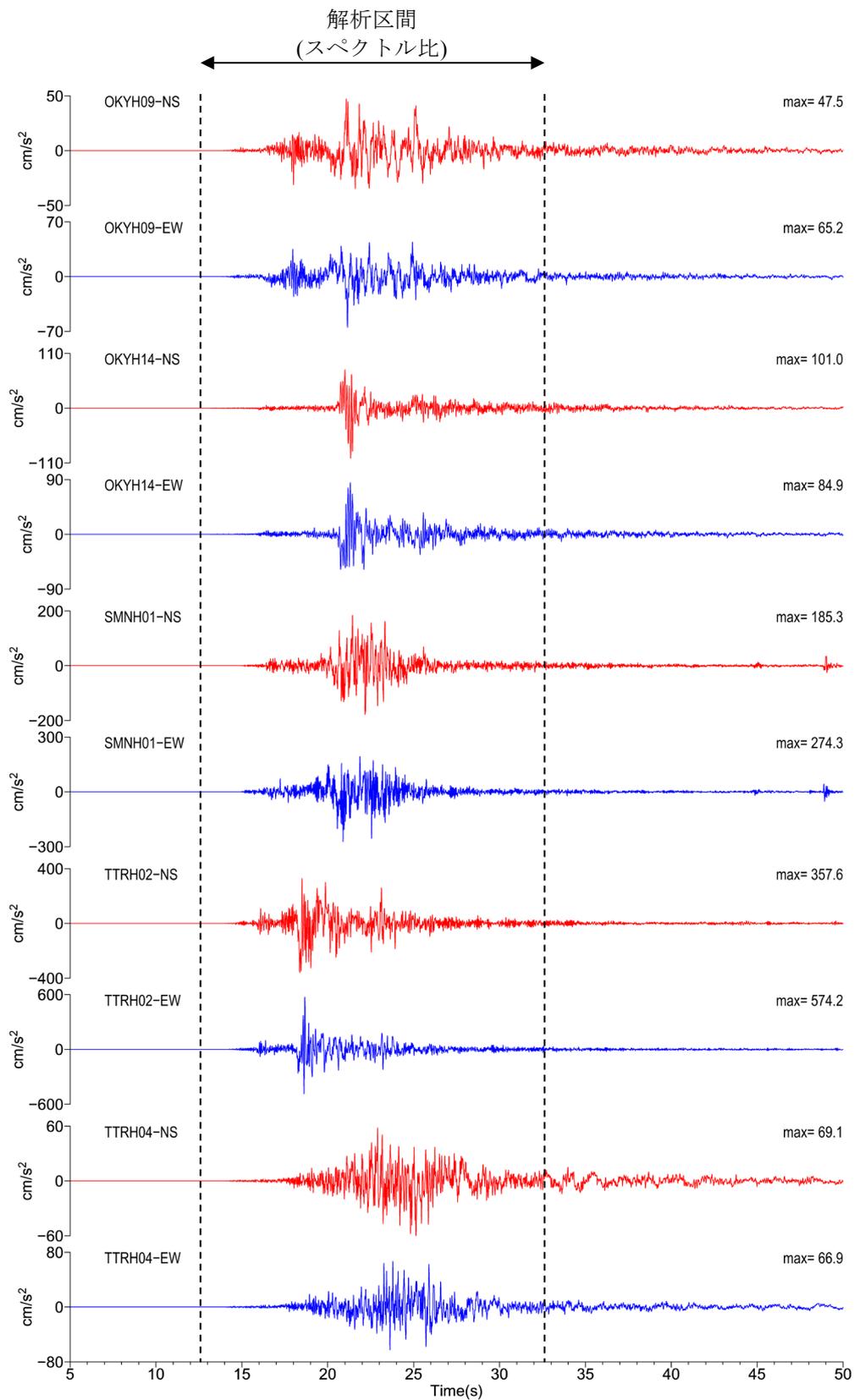


図 3.1.2-4 検討に使用する加速度時刻歴波形と解析対象区間（本震）

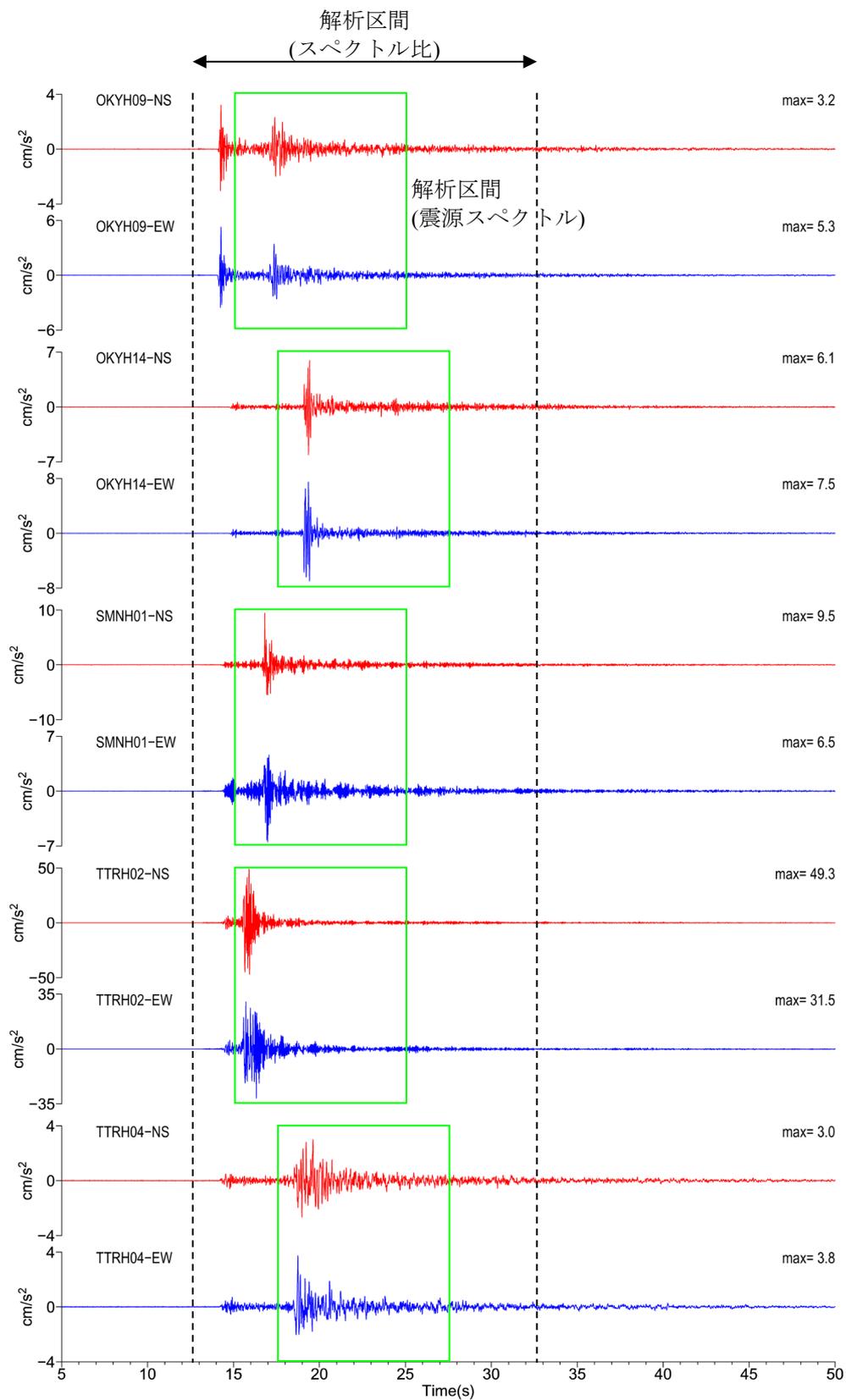


図 3.1.2-5 検討に使用する加速度時刻歴波形と解析対象区間 (小地震)

② 震源スペクトル比の算出

解析区間の地震動を対象に地震観測地点毎に観測震源スペクトル比を算出する。伝播経路の補正には表 3.1.2-1 に示す 4 種類の Q 値特性を使用する。図 3.1.2-6 に Q 値特性別の震源スペクトル比を示す。観測震源スペクトル比には中心振動数の 20% の幅で平滑化を行っている。

図からわかるように、検討サイトによって観測震源スペクトルには差異がみられる。一方、使用する Q 値特性が観測震源スペクトルに及ぼす影響は小さい。

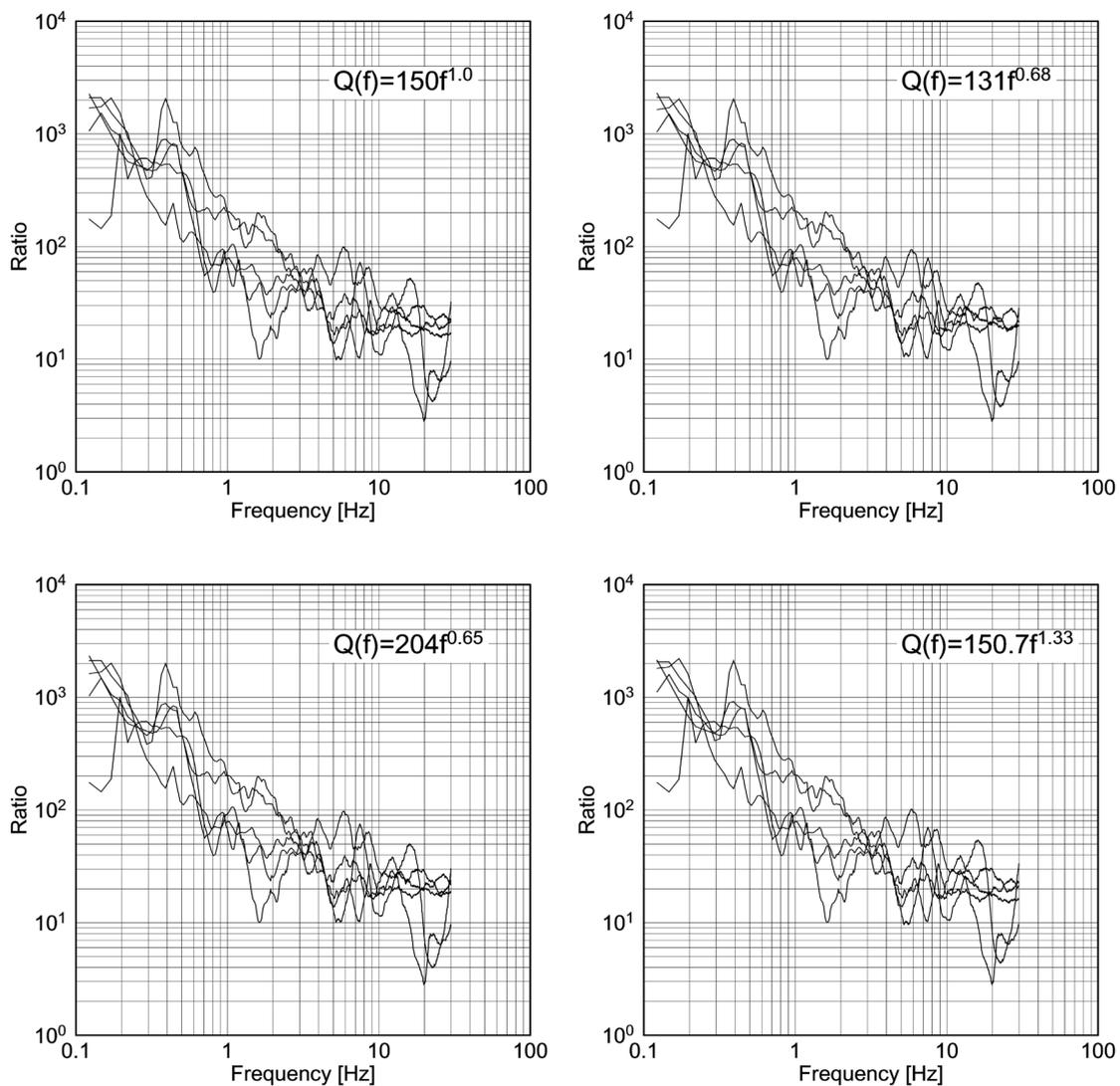


図 3.1.2-6 2000 年鳥取県西部地震の本震と小地震（2000 年 10 月 17 日， $M_j4.5$ ）との Q 値特性別の観測震源スペクトル比

③ 平均震源スペクトル比の算出

図 3.1.2-6 に示す観測震源スペクトル比に対して対数平均を算出する。本検討では、0.3Hz～8.0Hz を解析対象振動数区間とし、その区間を対数軸で M 等分した振動数を中心振動数 f_i として、 $2af_i$ の幅を持つ振動数範囲に対して対数平均値と対数標準偏差を算出する。本検討では $M=10$ 、 $a=0.5$ を使用した。得られた対数平均値と対数標準偏差を図 3.1.2-7 に示す。青色の丸印が対数平均値、エラーバーの範囲が対数標準偏差を示す。

得られた対数平均値を震源スペクトル比関数でフィッティングする。パラメータは M_0/m_0 、 f_{cm} 、 f_{ca} の 3 つとし、(3.1.2-11) 式で示す重みつき残差二乗和が最小となる値をグリッドサーチにより探査する。探査結果を赤色の破線で示す。

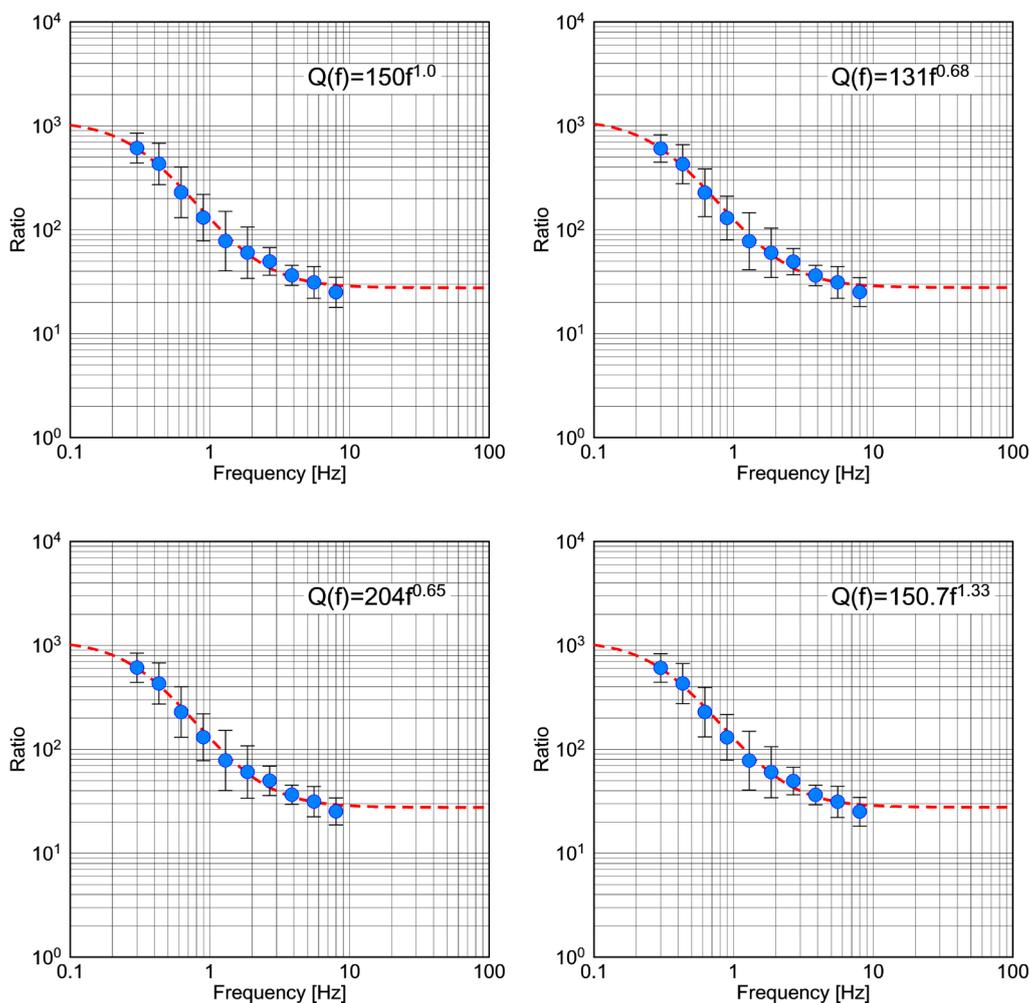


図 3.1.2-7 2000 年鳥取県西部地震の本震と小地震（2000 年 10 月 17 日，Mj4.5）との Q 値特性別の平均観測震源スペクトル比とフィッティングされた震源スペクトル比関数

④ 震源パラメータの評価

表 3.1.2-4 に Q 値特性ごとの震源スペクトル比関数から得られた大地震と小地震の地震モーメントの比 (M_0/m_0) および大地震と小地震のコーナー振動数 (f_{cm} , f_{ca}) を示す. Q 値特性に依らず各震源パラメータはほぼ一定の値を示す. 小地震のコーナー振動数は約 2.0Hz である. F-net による本震と小地震の地震モーメントは 9.6×10^{18} Nm と 2.84×10^{15} Nm であり, 地震モーメントの比は 3,380 となり, 震源スペクトル比から評価した地震モーメントの比 (M_0/m_0) はこれより下回る. これは, 震源スペクトル比関数のフィッティングとして 0.3Hz を下限振動数としているためと考えられる.

当該手法から評価された小地震のコーナー振動数は約 2.0Hz であり, Q 値特性に依らずほぼ一定値となり, 安定してパラメータが得られることが分かった. 得られた f_{ca} から小地震の面積 S_a と応力降下量 $\Delta\sigma_a$ を評価する. 応力降下量の評価に用いる地震モーメントは F-net の値を使用する. 表 3.1.2-4 に Q 値特性別に S_a と $\Delta\sigma_a$ を示す. なお, $f_{ca}=2.0$ Hz は池田・他 (2002) の設定値と等しい.

表 3.1.2-4 震源スペクトル比から評価した震源パラメータ

	$Q(f)=150f^{1.0}$	$Q(f)=131f^{0.68}$	$Q(f)=204f^{0.65}$	$Q(f)=150.7f^{1.33}$
M_0/m_0	1,112	1,111	1,104	1,114
f_{cm}	0.32	0.32	0.32	0.32
f_{ca}	2.03	2.03	2.02	2.03
C	4.36	4.35	4.39	4.36
N	6.34	6.34	6.31	6.34
r (km)	0.642	0.642	0.645	0.642
S_a (km ²)	1.295	1.295	1.304	1.295
$\Delta\sigma_a$ (MPa)	4.69	4.69	4.62	4.69
M_{0a} (Nm)	2.84×10^{15}	2.84×10^{15}	2.84×10^{15}	2.84×10^{15}

⑤ 検討条件の違いが及ぼす影響

スペクトル比を用いた方法では、伝播経路特性に用いる Q 値特性に依らずほぼ一定の震源パラメータを求めることができた。ここでは他のパラメータとして震源スペクトル比関数のフィッティングに用いる分割数 M による影響を検討する。

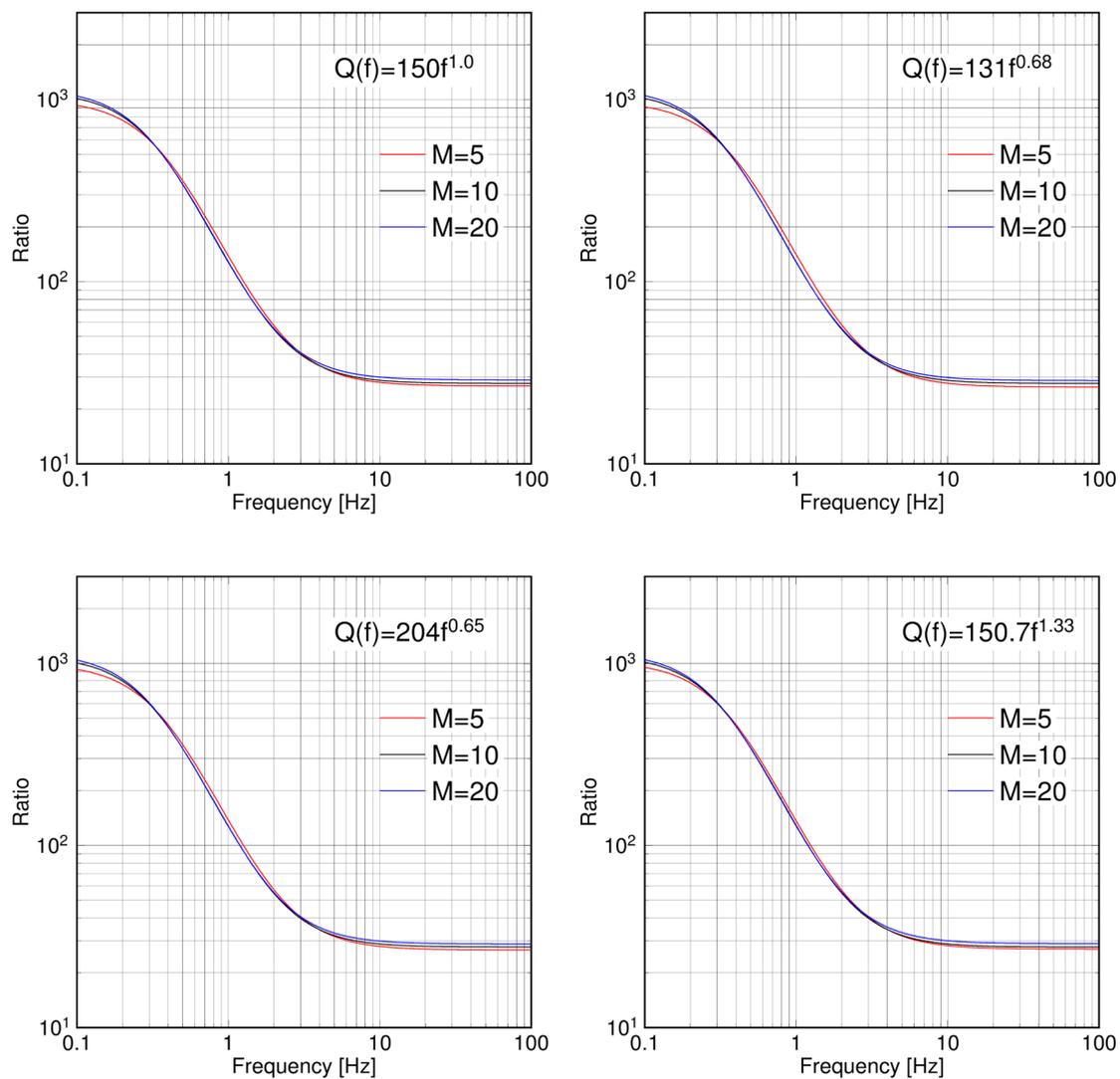
図 3.1.2-8 に $M=5$, $M=10$, $M=20$ の場合の震源スペクトル比関数を示す。赤線が $M=5$, 黒線が $M=10$, 青線が $M=20$ である。震源スペクトル比関数には M の違いによる差異は認められないように見えるが、詳細に検討すると $M=10$ と $M=20$ はほぼ同じであるが、 $M=5$ と $M=10$ には低振動数側と高振動数側において差がみられる。

表 3.1.2-5 に各震源スペクトル比関数から推定された小地震の震源パラメータを示す。震源スペクトル比関数比の比較と同様に分割数が少ない $M=5$ の場合とそれ以外の場合では震源パラメータの差は大きく、 $M=10$ に比べて 10%程度の差が生じる。

表 3.1.2-5 観測震源スペクトル比の分割数 M と推定された震源パラメータ

	$Q(f)=150f^{1.0}$			$Q(f)=131f^{0.68}$		
	$M=5$	$M=10$	$M=20$	$M=5$	$M=10$	$M=20$
M_0/m_0	999	1,112	1,154	976	1,111	1,158
f_{cm}	0.36	0.32	0.31	0.37	0.32	0.31
f_{ca}	2.20	2.03	1.96	2.25	2.03	1.97
C	4.38	4.36	4.57	6.08	4.35	4.512
N	6.11	6.34	6.32	4.34	6.34	6.36
r (km)	0.592	0.642	0.665	0.58	0.64	0.66
S_a (km ²)	1.103	1.295	1.389	1.05	1.30	1.38
$\Delta\sigma_a$ (MPa)	5.97	4.69	4.22	6.39	4.69	4.29
	$Q(f)=204f^{0.65}$			$Q(f)=150.7f^{1.33}$		
	$M=5$	$M=10$	$M=20$	$M=5$	$M=10$	$M=20$
M_0/m_0	997	1,104	1,151	1,028	1,114	1,156
f_{cm}	0.36	0.32	0.31	0.35	0.32	0.31
f_{ca}	2.20	2.02	1.96	2.16	2.03	1.96
C	4.37	4.39	4.55	4.37	4.36	4.57
N	6.11	6.31	6.32	6.17	6.34	6.32
r (km)	0.59	0.64	0.67	0.60	0.64	0.67
S_a (km ²)	1.10	1.30	1.39	1.14	1.30	1.39
$\Delta\sigma_a$ (MPa)	5.97	4.69	4.22	5.65	4.69	4.22

※地震モーメントは $M_{0a}=2.84 \times 10^{15}$ Nm を使用

図 3.1.2-8 観測震源スペクトル比の分割数 M と震源スペクトル比関数との関係

3.1.2.5 震源スペクトルによる検討

① 使用する地震動記録

検討に使用する地震動記録はスペクトル比による検討と同じ5地点のKiK-netサイトでの水平方向の地中観測記録とする。本方法では、対象サイトのサイト特性を補正する必要があるが、サイト特性がないと考えられる岩盤サイトがなく補正が難しいことから、本検討ではサイト特性を補正せずに検討を行い、震源パラメータのバラツキについても検討する。

解析範囲はS波主要動部分とする。図3.1.2-6に使用した解析区間を緑色の矩形で示す。切り出した波形の前後1秒間にはcos型のテーパウィンドウを作用させる。

② 震源パラメータの検討

切り出された水平二方向の加速度時刻歴波形に対してそれぞれ変位スペクトルを算出し、二方向合成した後、(3.1.2-9)式で示される伝播経路特性の補正を行い震源変位スペクトル $SD(f)$ を算出する。ここで言う震源変位スペクトルはサイト特性を含むものである。

震源変位スペクトルは各振動数を中心振動数としてその20%の幅で平滑化を行い、Andrews(1986)の方法でコーナー振動数を評価する。

コーナー振動数 f_c は、 $SD(f)$ が ω^{-2} モデルに従う $SD_{\omega}(f)$ で表わされると考え((3.1.2-17)式)、 $SD(f)$ と $SD_{\omega}(f)$ の残差二乗和が最小となるように設定する((3.1.2-18)式)。 Ω はAndrewsの方法で得られる震源変位スペクトルの低振動数側一定値である。本検討では残差二乗和を評価する振動数範囲は $f_L=0.5\text{Hz}$ 、 $f_H=10.0\text{Hz}$ とした。

$$SD_{\omega}(f) = \frac{\Omega}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (3.1.2-18)$$

$$\sum_{f=f_L}^{f_H} (SD_{\omega}(f) - SD(f))^2 = \min \quad (3.1.2-19)$$

図3.1.2-9～図3.1.2-12に5地点の震源変位スペクトルと残差二乗和が最小となる場合の ω^{-2} スペクトルを比較して示す。また表3.1.2-5にコーナー振動数 f_c を示す。

同じ Q 値特性を使用した場合でもコーナー振動数の評価値にはばらつきがみられる。本検討では地震観測地点のサイト特性の補正を行っていないためこのようなばらつきが生じたと考えられる。一方、 Q 値特性による影響はサイト特性による影響に比べて小さく、特に小地震の震源に近いTTRH02ではばらつきの範囲は±5%程度におさまる。

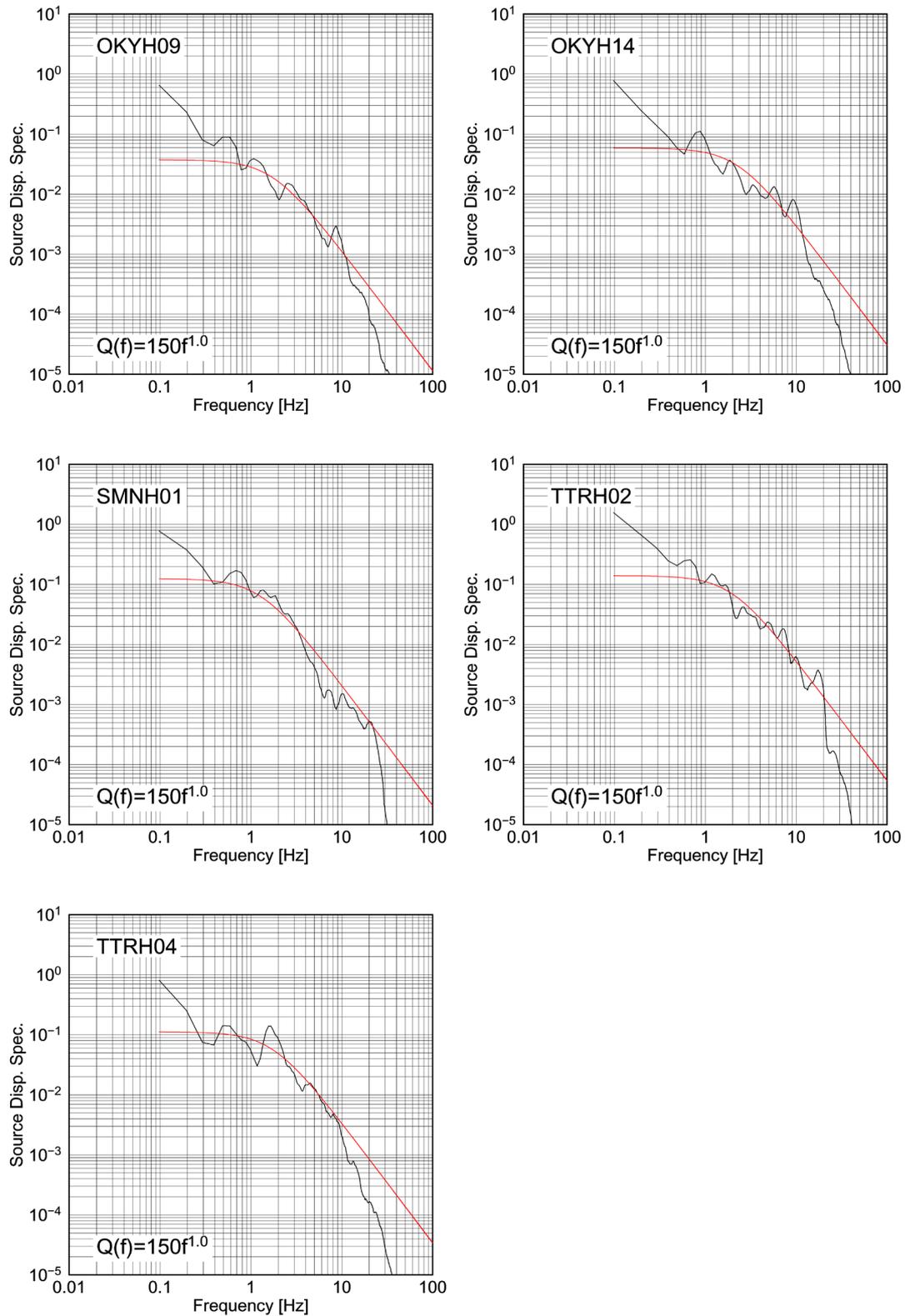


図 3.1.2-9 観測震源変位スペクトルとコーナー振動数 f_c を評価するためにフィッティングした ω^{-2} スペクトルとの比較 ($Q(f)=150f^{1.0}$)

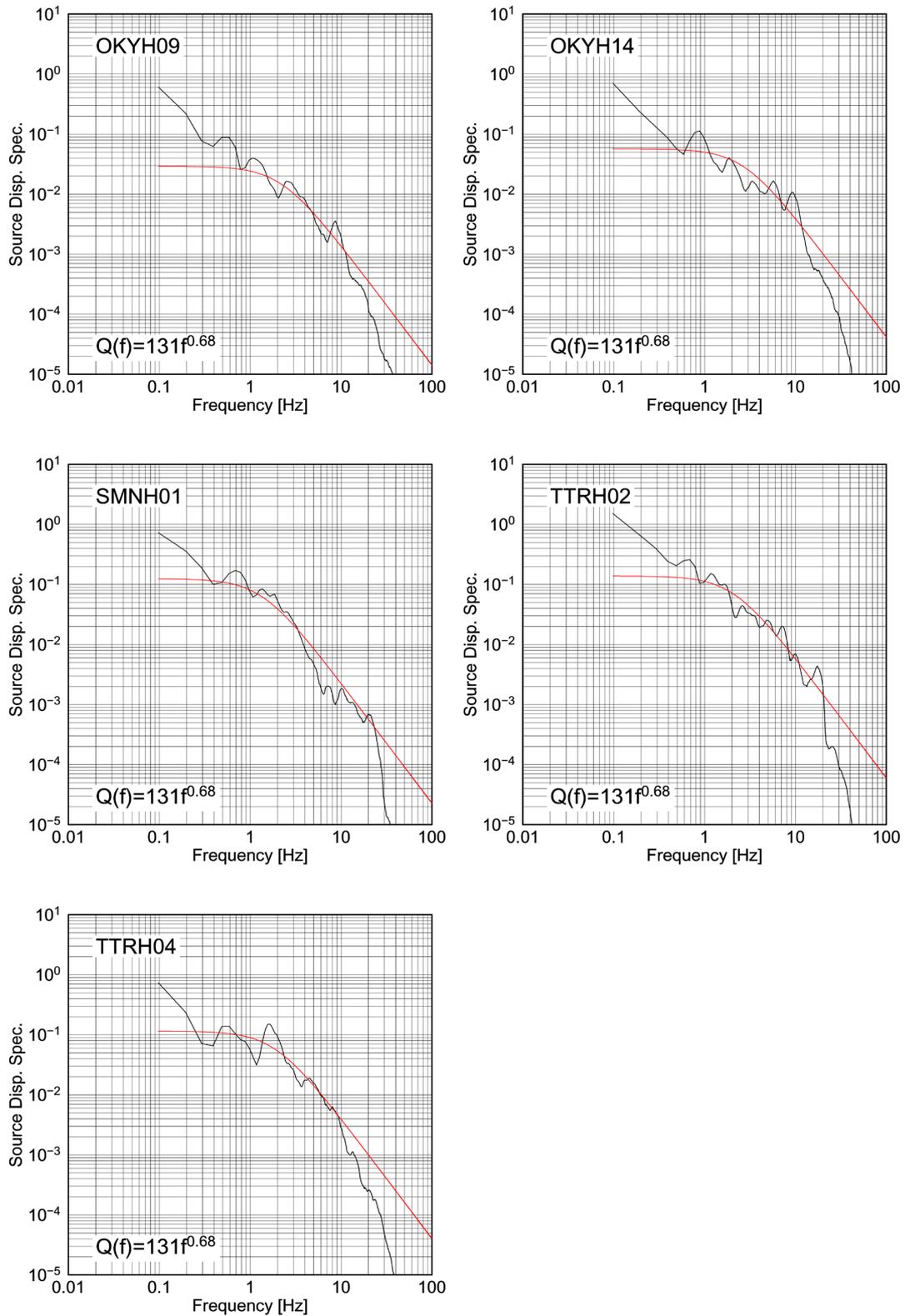


図 3.1.2-10 観測震源変位スペクトルとコーナー振動数 f_c を評価するためにフィッティングした ω^{-2} スペクトルとの比較 ($Q(f)=131f^{0.68}$)

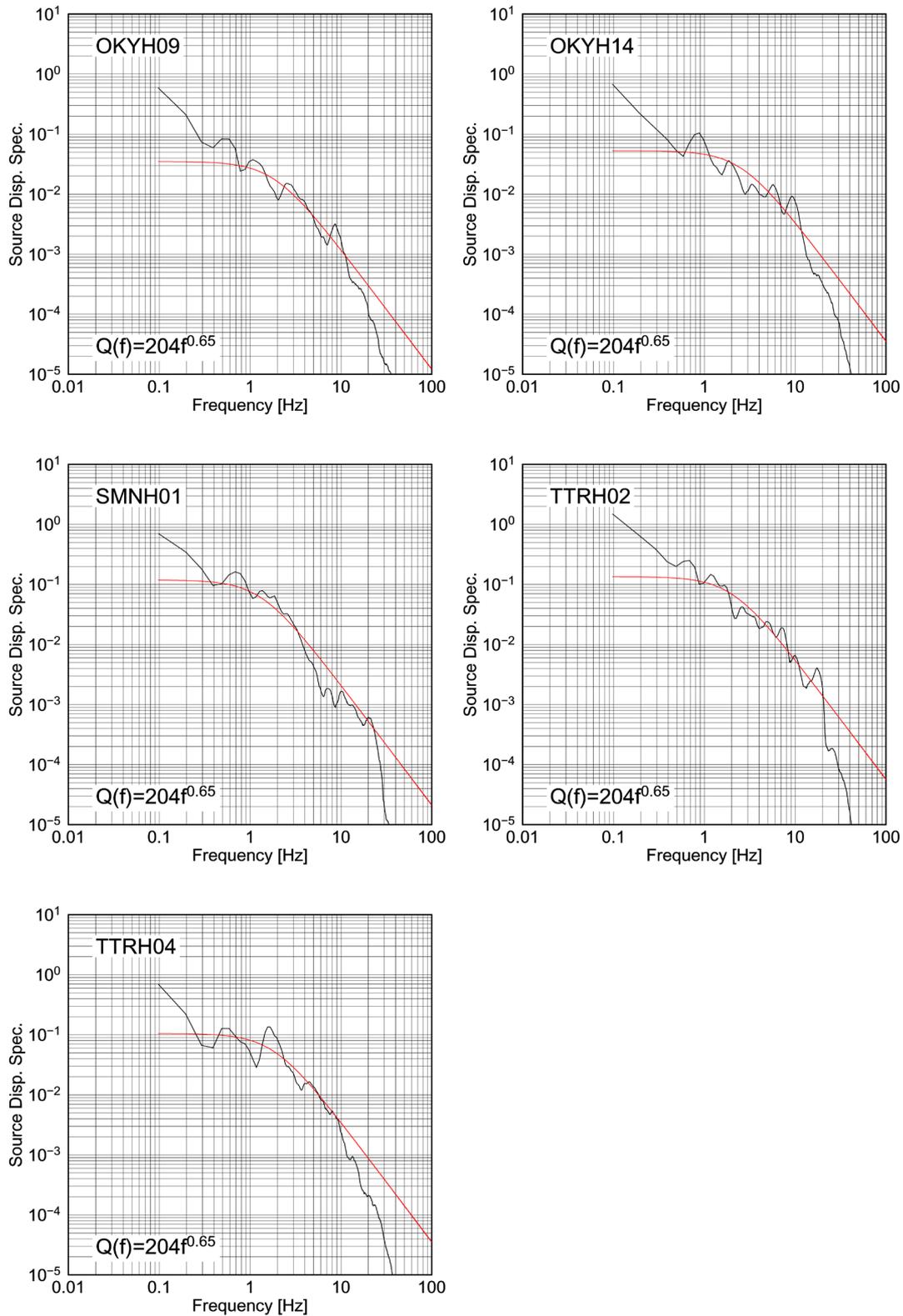


図 3.1.2-11 観測震源変位スペクトルとコーナー振動数 f_c を評価するためにフィッティングした ω^{-2} スペクトルとの比較 ($Q(f)=204f^{0.65}$)

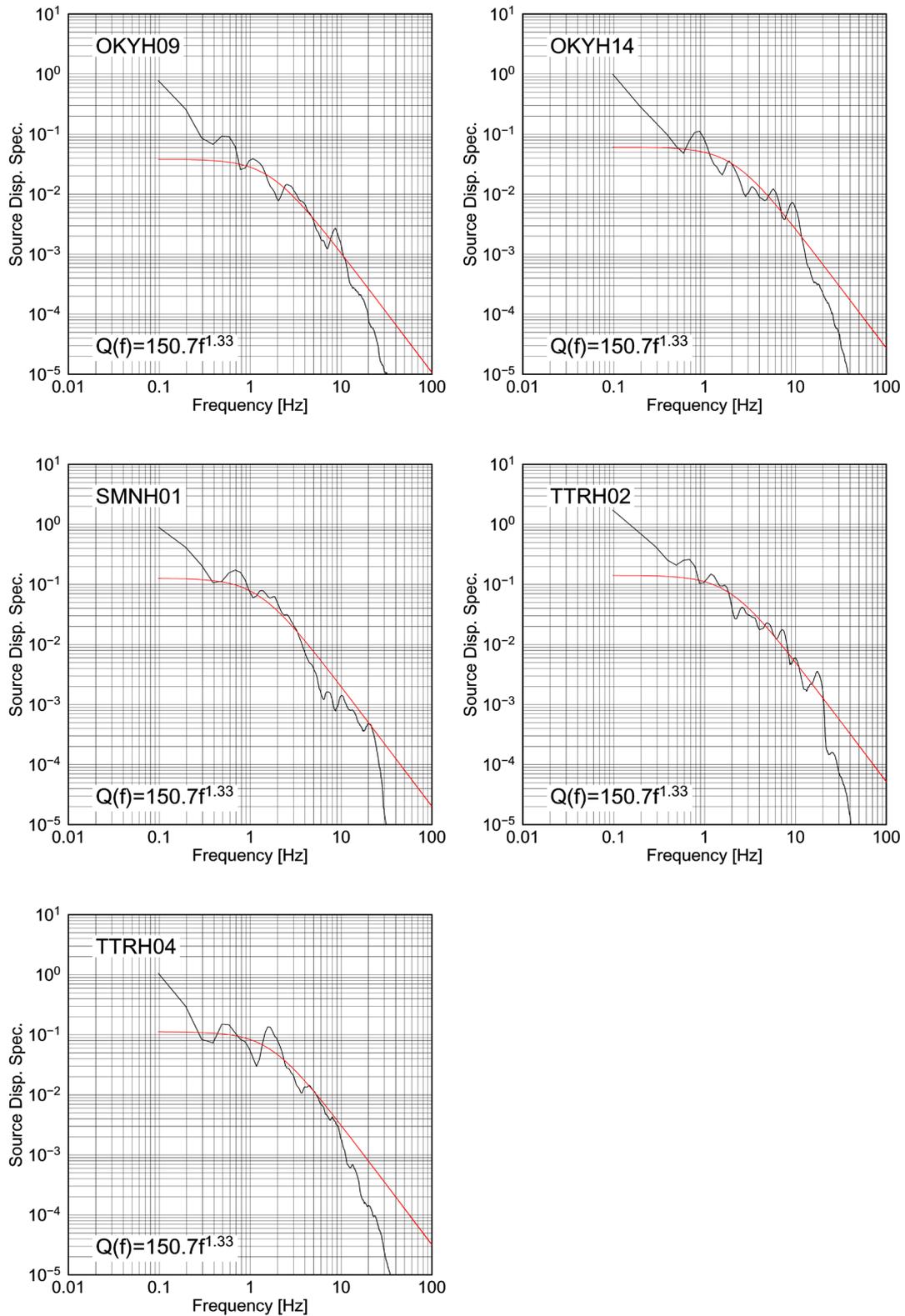


図 3.1.2-12 観測震源変位スペクトルとコーナー振動数 f_c を評価するためにフィッティングした ω^{-2} スペクトルとの比較 ($Q(f)=150.7f^{1.33}$)

表 3.1.2-6 震源スペクトルから評価した震源パラメータ

		$Q(f)=150f^{1.0}$	$Q(f)=131f^{0.68}$	$Q(f)=204f^{0.65}$	$Q(f)=150.7f^{1.33}$
f_c (Hz)	OKYH09	1.751	2.206	1.861	1.675
	OKYH14	2.292	2.703	2.582	2.121
	SMNH01	1.294	1.353	1.335	1.261
	TTRH02	1.966	2.082	2.049	1.914
	TTRH04	1.794	1.872	1.836	1.683
	平均	1.819	2.043	1.933	1.731
r_a	(km)	0.716	0.638	0.674	0.753
S_a	(km ²)	1.613	1.279	1.429	1.782
$\Delta\sigma_a$	(MPa)	3.38	1.131	1.195	1.335
M_{0a}	(Nm)	2.84×10^{15}	2.84×10^{15}	2.84×10^{15}	2.84×10^{15}

3.1.2.5 震源パラメータの評価方法に関するまとめ

経験的グリーン関数法の高度化を目的に、経験的グリーン関数に使用する小地震の震源パラメータの定量的評価を行った。具体的には、スペクトル比を用いる方法と震源変位スペクトルを用いる方法で震源パラメータを評価し、伝播経路特性の補正に用いる Q 値特性や検討条件が震源パラメータに及ぼす影響を検討した。

その結果、スペクトル比から震源パラメータを設定する方法では、大地震動の伝播経路特性を小地震動の伝播経路特性で除することから、震源パラメータに及ぼす Q 値特性の影響がほとんど見られず、 Q 値特性を問わずほぼ同じ震源パラメータを算出することができた。また、当該手法ではサイト特性を設定する必要がないため、震源パラメータを設定する方法として適していると判断される。震源スペクトルから震源パラメータを設定する方法では、伝播経路特性の補正に用いる Q 値特性によって震源パラメータにばらつきが生じた。また、サイト特性が無視できないサイトの観測記録を使用する場合には、サイト特性の評価が必要である。

そのため、震源パラメータの定量化評価法としてはスペクトル比を用いる方法の方が適していると考えられる。ただし、スペクトル比を用いる方法では、観測震源スペクトル比に ω^2 スペクトルに基づく震源スペクトル比関数をフィッティングさせるが、フィッティング条件によって震源パラメータに差異が生じる場合があるため留意が必要である。

3.1.2.7 参考文献

- 池田隆明・釜江克宏・三輪滋・入倉孝次郎(2002), 経験的グリーン関数法を用いた 2000 年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション, 日本建築学会構造系論文集, 67, 561, 37-45.
- 釜江克宏・入倉孝次郎・福知保長 (1990), 地域的な震源スケーリング則を用いた大地震 (M7 級) のための設計用地震動予測, 日本建築学会構造系論文報告集, 416, 57-70.
- 川瀬 博・松尾秀典 (2004), 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, 4, 1, 33-52.
- 川瀬 博・松島信一・佐藤智美・伏見 実・巽 誉樹 (1999), JMA87 型強震計の観測記録に基づいた震源・伝播経路・サイトの各特性の分離, (その 1) 内陸浅発地震の場合, 日本建築学会大会学術講演梗概集 (中国), 201-202.
- 佐藤智美 (2002), Kik-net 強震記録に基づく鳥取県西部地震とその余震のラディエーションパターン及び f_{max} の評価, 日本建築学会構造系論文集, 556, 25-34.
- 三宅弘恵・岩田 知孝・入倉 孝次郎 (1999), 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, 第 2 輯, 51, 4, 431-442.
- 横井俊明・入倉孝次郎 (1991), 震源スペクトルの Scaling 則と経験的 Green 関数法, 地震, 第 2 輯, 44, 109-122.
- Aki, K. (1967), Scaling Law of Seismic Spectrum, Journal of Geophysical Research, 72, 4, 1217-1231.
- Andrews, D.J. (1986), Objective determination of source parameters and similarity of earthquakes of different size, Geophysical monograph, 37, Maurice Ewing, 6, 259- 267.
- Brune, J.N. (1970), Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, Journal of Geophysics Research, 75, 4997-5009.
- Brune, J.N. (1971), Tectonic stress and seismic shear waves from earthquakes, Correction, Journal of Geophysics Research, 76, 5002.
- Hartzell, S.H. (1978). Earthquake aftershocks as Green's functions, Geophysical Research Letters, 5,1-4.
- Irikura K. (1983), Semi-empirical estimation of strong ground motions during large earthquakes, Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 32, 63-104.
- Irikura, K. (1986), Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proceedings of the 7th Japan Earthquake Engineering Symposium, 151-156.
- Kanamori, H. and Anderson, D.L. (1975), Theoretical basis of some empirical relations in seismology, Bulletin of the Seismological Society of America, 65, 1073- 1096.
- Nakano, K., Matsushima, S. and Kawase, H. (2015), Statistical Properties of Strong Ground Motions

from the Generalized Spectral Inversion of Data Observed by K-NET, KiK-net, and the JMA Shindokei Network in Japan, Bulletin of the Seismological Society of America, 2662-2680.

3.1.3 特性化震源モデル設定手法の高度化

3.1.3(1) 巨視的・微視的震源パラメータの高度化

①はじめに

強震動予測の為の特性化震源モデルは、巨視的・微視的震源パラメータの震源スケーリング則に基づいて作成される。古くは Kamanori and Anderson(1975)に代表されるような震源スケーリング則が挙げられる。ただし、彼らを用いたデータセットは、主に遠地震データや測地学データから類推されるものも含まれており、その精度にはばらつきが含まれている可能性がある。

一方、米国のカリフォルニアでは 1970 年代から強震動観測網が整備され、強震動記録を用いた震源インバージョン解析がなされてきた。Somerville et al. (1999)は 1971 年～1995 年に発生した内陸地殻内地震(M_w 5.7～7.2)の 15 個の震源インバージョン解析から得られた断層面の不均質すべり分布に基づき、震源パラメータ（断層面積、変位、アスペリティ面積など）について統計的解析を実施し、それらのパラメータが一定のスケーリング則に従うことを明らかにした。収集された地震は、1995 年兵庫県南部地震と 1978 年 Tabas 地震（イラン）を除くと、ほとんどが米国カリフォルニアの地震であり、断層面積(S)と地震モーメント(M_o)の関係において、 M_w 5.7～7.2 の範囲で自己相似則($S \propto M_o^{2/3}$)が成り立つとしている。

このため、強震動予測のための震源スケーリング則を議論するためには、用いる震源パラメータのカタログの品質に十分注意する必要がある（例えば、Wells and Coppersmith 1994; Stirling et al. 2002, 2013）。地震工学的には、特に周期約 1 秒以下の短周期地震動が重要であるため、目的に応じた震源パラメータ・カタログの選択が重要である。

入倉・三宅(2001)は、日本の内陸地殻内地震を対象に、その震源パラメータについて、2-stage のスケーリング関係を提案した（図 3.1.3(1)-1 参照）。彼らは、主に強震動データの波形インバージョンから得た震源パラメータ（例えば、Somerville et al., 1999）と地形地質学的な調査から得られたもの（例えば、Wells and Coppersmith, 1994）を組み合わせた震源パラメータ・カタログを用いた。その際、彼らは収集した震源パラメータ・カタログから信頼性のあるデータのみを選定して、波形インバージョン結果からの震源パラメータ（震源断層面積）と地質地形学的なデータに基づくもの（断層面積）がほぼ一致することを示している。入倉・三宅(2001)は M_w 6.5 程度以上の地震については断層幅（地震発生層の厚さ）の飽和によって、自己相似の関係から乖離して、 $S \propto M_o^{1/2}$ の関係になることを示している。同様な結果を Hanks and Bakun(2008)も示している。

さらに田島・他(2013)や Murotani et al.(2015) (図 3.1.3(1)-2 参照) は海外の内陸地殻内の長大断層による巨大地震の解析結果を収集し、 M_w 7.4 程度以上の地震については断層すべり量の飽和に伴い $S \propto Mo^1$ の関係になることを明らかにした。これらの結果をまとめて、

(stage1) M_w 5~6.5 程度の規模の地震は $S \propto Mo^{2/3}$ (自己相似則)

$$S = 2.23 \times 10^{-15} \times (Mo \times 10^7)^{2/3}$$

(stage2) M_w 6.5~7.4 程度は地震発生層厚内に基づく断層幅の飽和によって $S \propto Mo^{1/2}$

$$S = 4.24 \times 10^{-11} \times (Mo \times 10^7)^{1/2}$$

(stage3) M_w 7.4 程度以上では断層面上でのすべりの飽和によって $S \propto Mo^1$

$$S = 1.0 \times 10^{-17} \times Mo$$

S : 断層破壊領域[km^2]、 Mo : 地震モーメント[Nm]

となる「3-stage scaling model」が提唱され、強震動予測レシピ (地震調査研究推進本部、2016) が作成されている (図 3.1.3(1)-3 参照)。

1995 年兵庫県南部地震以降、国内では防災科学技術研究所(NIED)によって強震観測網 (全国強震観測網 : K-NET, 基盤強震観測網 : KiK-net) 等が整備され、強震動記録を用いた震源インバージョン解析による断層面の不均質すべり分布の結果が数多く蓄積されてきた。得られた不均質すべり分布に対して、一定の規範に基づいて震源パラメータが推定され、それらのパラメータと地震規模の関係の回帰分析により、震源スケーリング則の評価がなされるようになった。そこで、宮腰・他(2015)は 1995 年兵庫県南部地震以降日本で発生した、18 の地殻内地震(M_w 5.4~6.9)の波形インバージョン結果を用いて、これらスケーリング関係の有効性を調べた。その結果、国内で発生した内陸地殻内地震は、提唱されている震源スケーリング則と一致することを示した。

2016 年熊本地震(M_w 7.1: F-net)は、1995 年兵庫県南部地震(M_w 6.9)以降、最大規模の地震の一つであり、K-NET や KiK-net、気象庁(JMA)の震度観測網のような、稠密な強震観測網によって地震動が観測されている。本地震(M_w 7.1)の最大震度は 7 であり、断層の近傍で大きな被害を引き起こした。大津町の役場観測点での $1791cm/s^2$ (3 成分合成値) や KMMH16 (KiK-net 益城)での $1362cm/s^2$ 等大きな加速度が観測された。本検討は、2016 年熊本地震の強震動データを用いた波形インバージョンによるすべり分布を集め、断層破壊面積やアスペリティ面積等の震源パラメータを抽出した。次に、抽出された震源パラメータが既存の震源スケーリング則と一致するかどうかについて調べた。

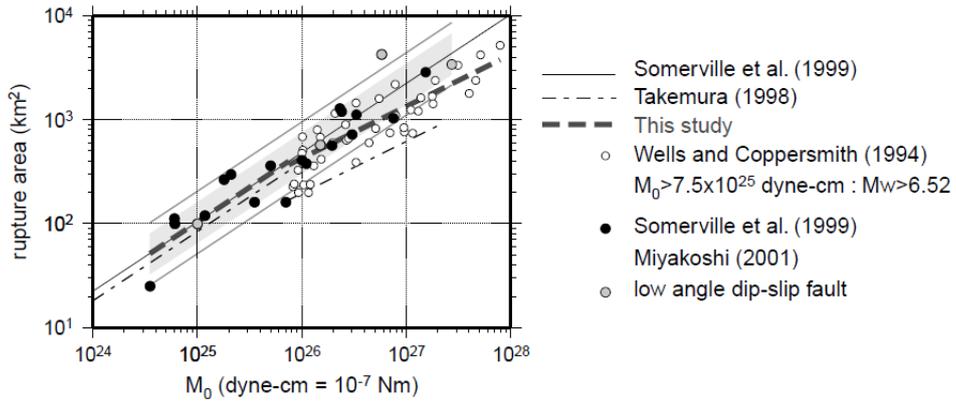


図 3.1.3(1)-1 Mo-S のスケーリング則(入倉・三宅, 2001)

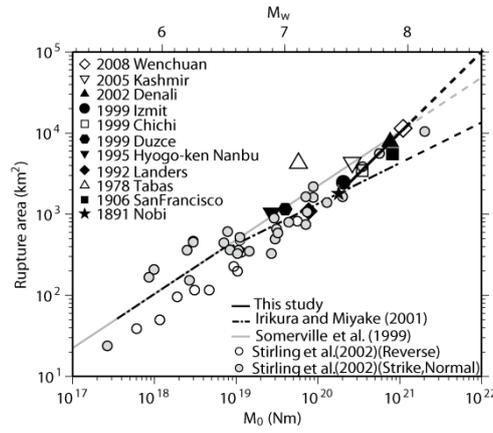


図 3.1.3(1)-2 Mo-S のスケーリング則(Murotani et al., 2015)

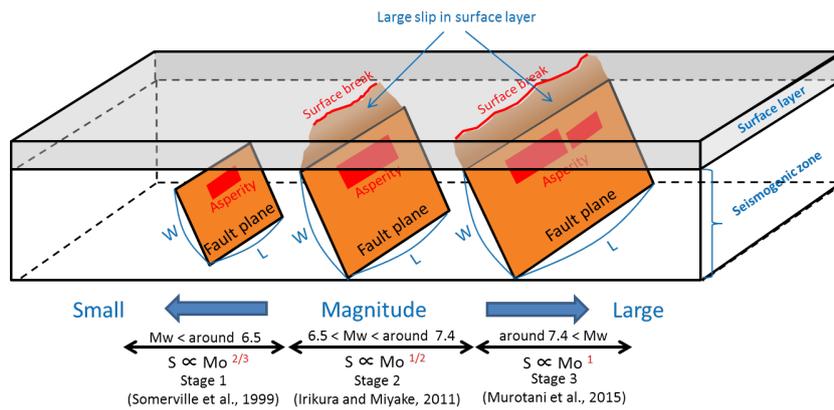


図 3.1.3(1)-3 地震発生層厚内における断層幅の飽和による 3-stage scaling model の概念図

②震源インバージョン結果の収集・整理

■2016年4月14日1時25分熊本地震（本震：Mj7.3）

Kubo et al. (2016)は、strike 226° 、dip 65° 、長さ56km、幅24kmの1枚の矩形断層面を仮定して、27地点のK-NET、KiK-net及びF-netの観測点からの強震データを用いて波形インバージョンを実施した。解析に用いたターゲット速度波形の周波数範囲は0.05~1.0Hzである。また、破壊開始点はDD法で再決定された震源位置に基づき、北緯 32.7557° 、東経 130.7616° 、深さ13.58kmとしている。解析ではマルチタイムウィンドウ線型波形インバージョン法（例えば、Hartzell and Heaton (1983)に基づき、断層面を長さ約2km、幅2kmの小断層で、走向方向28個、傾斜方向12個に分割している。また、各小断層でのすべり時間関数を、破壊開始点から一定速度Vftw(First time-window triggering front; 2.8km/s)で広がる同心円が到達した時刻から、0.8秒幅のスムーズドランプ関数を0.4秒ずらして13個並べることにより表現している。各小断層からの要素波形は、一次元地下構造モデルを仮定し、離散化波数積分法（Bouchon, 1981）と反射・透過係数行列法（Kennett and Kerry, 1979）により点震源の波形を計算し、小断層内部の破壊伝播の効果として25個の点震源（走向方向、傾斜方向それぞれ5個）を分布させている。地下構造モデルは、藤原・他（2009）による三次元地下構造モデル(J-SHIS)の各観測点直下の1次元地盤情報を用いて観測点ごとに構築している。ただし、KiK-net観測点については浅部の速度検層の情報も利用している（図3.1.3(1)-4(a)~4(d)参照）。

Asano and Iwata(2016)は、余震分布を参照して布田川・日奈久断層帯に沿った2つのセグメントを仮定して断層をモデル化している。布田川断層に沿って、strike 235° 、dip 65° 、長さ28km、幅18km、日奈久断層に沿って、strike 205° 、dip 72° 、長さ14km、幅18kmの矩形断層を設定している。震源インバージョン解析にはK-NET、KiK-net、F-netの15の観測記録を用いた。解析に用いたターゲット速度波形の周波数範囲は0.05~0.5Hzである。また、破壊開始点は、北緯 32.7545° 、東経 130.7630° 、深さ12.45kmとしている。解析はマルチタイムウィンドウ線型波形インバージョン法を用いており、断層面を長さ2km、幅2kmの小断層で、走向方向21個、傾斜方向9個に分割している。また、各小断層でのすべり時間関数を、破壊開始点から一定速度Vftw(2.4km/s)で広がる同心円が到達した時刻から、1.0秒幅のスムーズドランプ関数を0.5秒ずらして9個並べることにより表現している。各小断層からの要素波形は、一次元地下構造モデルを仮定し、離散化波数積分法（Bouchon, 1981）と反射・透過係数行列法（Kennett and Kerry, 1979）により点震源の波形を計算している。地下構造モデルは、Koketsu et al.(2012)による三次元地下構造モデル(JIVSM; Japan Integrated Velocity Structure Model)の各観測点直下の1次元地盤情報を用いて観測点ごとに構築している（図3.1.3(1)-5(a)~5(c)参照）。

引間(2016)は、DD法で再決定された余震分布を参照するとともに、地表地震断層の位置と概ね一致するように布田川・日奈久断層帯に沿った2つのセグメントを仮定して断層を

モデル化している。布田川断層に沿って、strike233°、dip75°、長さ 32km、幅 20km、日奈久断層に沿って、strike193°、dip78°、長さ 12km、幅 20km の矩形断層を設定している。震源インバージョン解析には K-NET、KiK-net、F-net の 18 の観測記録を用いた。解析に用いたターゲット速度波形の周波数範囲は 0.05~0.8Hz である。また、破壊開始点は、北緯 32.7556°、東経 130.7585°、深さ 12.74km としている。解析はマルチタイムウィンドウ線型波形インバージョン法を用いており、断層面を長さ 2km、幅 2km の小断層で、走向方向 22 個、傾斜方向 10 個に分割している。また、各小断層でのすべり時間関数を、破壊開始点から一定速度 $V_{ftw}(2.7\text{km/s})$ で広がる同心円が到達した時刻から、1.0 秒幅の boxcar 関数を 6 個並べることにより表現している。地下構造モデルは、長周期地震動予測地図 2012 年試作版で公開されている三次元地下構造モデルに基づいて、小地震記録を用いてチューニングされた各観測点直下の 1 次元地下構造モデルを用いている (図 3.1.3(1)-6(a)~6(b)参照)。

小林・他(2016)は、布田川・日奈久断層帯に沿った 3 つのセグメントを仮定して断層をモデル化している。布田川断層に沿った 2 つのセグメントは、それぞれ strike220°、dip65°、長さ 12km、幅 16.5km、strike233°、dip65°、長さ 21km、幅 16.5km、また、日奈久断層に沿って、strike193°、dip78°、長さ 21km、幅 16.5km の矩形断層を設定している。震源インバージョン解析には K-NET、KiK-net、F-net の 20 の観測記録以外に、遠地実体波(40 地点)と測地データ(30 地点)の記録も用いている。解析に用いた強震動記録の周波数範囲は 0.02~0.6Hz、遠地記録は 0.01~0.4Hz である。また、破壊開始点は、北緯 32.7550°、東経 130.7630°、深さ 12.3km としている。インバージョン手法は Yoshida et al.(1996)および Hikima and Koketsu(2005)を組み合わせた方法を用いている。解析は、断層面を長さ 3km、幅 1.5km の小断層で、走向方向 18 個、傾斜方向 11 個に分割している。また、各小断層でのすべり時間関数を、破壊開始点から一定速度 $V_{ftw}(2.5\text{km/s})$ で広がる同心円が到達した時刻から、1.0 秒幅の boxcar 関数を 7 個並べることにより表現している。地下構造モデルは、Koketsu et al.(2012)による三次元地下構造モデル(JIVSM; Japan Integrated Velocity Structure Model)の各観測点直下の 1 次元地盤情報を用いて観測点ごとに構築している (図 3.1.3(1)-7(a)~7(c)参照)。

吉田・他(2016b)は、布田川・日奈久断層帯に沿った 4 つのセグメントを仮定して断層をモデル化している。布田川断層に沿った 3 つのセグメントは、それぞれ strike226°、dip65°、長さ 12km、幅 18km、strike236°、dip65°、長さ 12km、幅 18km、strike226°、dip77°、長さ 12km、幅 18km、また、日奈久断層に沿って、strike205°、dip72°、長さ 8km、幅 18km の矩形断層を設定している。震源インバージョン解析には K-NET、KiK-net の 21 の観測記録を用いた。解析に用いたターゲット速度波形の周波数範囲は 0.05~1.0Hz である。また、破壊開始点は、北緯 32.755°、東経 130.763°、深さ 12.4km としている。解析はマルチタイムウィンドウ線型波形インバージョン法を用いており、断層面を長さ 4km、幅 2km の小断層で、走向方向 11 個、傾斜方向 9 個に分割している。小断層内部の破壊伝播の効果を 15 個の点震源 (走向方

向に 5 個、傾斜方向に 3 個) を分布させている。各小断層からの要素波形は、一次元地下構造モデルを仮定し、離散化波数積分法 (Bouchon, 1981) と反射・透過係数行列法 (Kennett and Kerry, 1979) により点震源の波形を計算し、小断層内部の破壊伝播の効果として 25 個の点震源 (走向方向、傾斜方向それぞれ 5 列) を分布させている。各小断層でのすべり時間関数を、破壊開始点から一定速度 $V_{ftw}(2.2\text{km/s})$ で広がる同心円が到達した時刻から、0.9 秒幅のスムーズドランプ関数を 0.45 秒ずらして 7 個並べることにより表現している。地下構造モデルは、藤原・他 (2009) による三次元地下構造モデル(J-SHIS)の各観測点直下の 1 次元地盤情報を用いて観測点ごとに構築している (本報告 3.1.1.1 参照)。一部の観測点では微動アレイ観測による結果 (吉田・他, 2016a) 及び KiK-net 観測点については浅部の速度検層の情報も利用している。なお、周波数範囲 0.05~1.0Hz を対象にした波形インバージョン解析に先立ち、彼らは周波数範囲 0.05~0.5Hz をターゲットとした長周期帯域の波形インバージョンを実施している。この時、設定した断層モデルは長さ 54km、幅 18km であったが、解析で得られたすべり分布に対して Somerville et al.,(1999)の規範に従って断層破壊領域のトリミングを行った結果、日奈久断層に沿った設定断層に対して最南端の 8km の部分がトリミングされ、結果として、設定した断層モデルは長さ 44km、幅 18km となっている (図 3.1.3(1)-8(a)~8(c)参照)。

本報告(Yoshida et al., 2016)では、布田川・日奈久断層帯に沿った 4 つのセグメントを仮定して断層をモデル化している。布田川断層に沿った 3 つのセグメントのうち、吉田・他(2016b)とは異なり、北側セグメント(図 3.1.3(1)-9(a)の F1 セグメント)を strike40°(strike220°)、dip75°(dip105°)、長さ 12km、幅 18km の南東傾斜と仮定し、それ以外の断層パラメータは吉田・他(2016b)と同じである。震源インバージョン解析には K-NET、KiK-net の 20 の観測記録を用いた。各小断層でのすべり時間関数を、破壊開始点から一定速度 $V_{ftw}(2.2\text{km/s})$ で広がる同心円が到達した時刻から、0.9 秒幅のスムーズドランプ関数を 0.45 秒ずらして 7 個並べることにより表現している。なお、吉田・他(2016b)と同様に、周波数範囲 0.05-1.0Hz を対象にした波形インバージョン解析に先立ち、彼らは周波数範囲 0.05~0.5Hz をターゲットとした長周期帯域の波形インバージョンを実施している。この場合でも、設定した断層モデルは長さ 54km、幅 18km であったが、解析で得られたすべり分布に対して Somerville et al.,(1999)の規範に従って断層破壊領域のトリミングを行った結果、日奈久断層に沿った設定断層に対して最南端の 8km の部分がトリミングされ、結果として、設定した断層モデルは長さ 44km、幅 18km となっている (図 3.1.3(1)-9(a)~9(c)参照)。

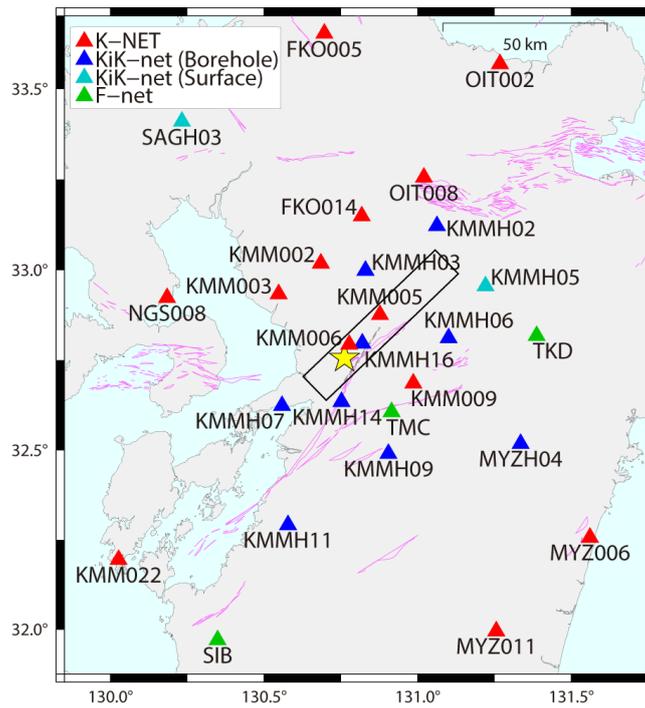


図 3.1.3(1)-4(a) 設定断層 (Kubo et al.,2016)

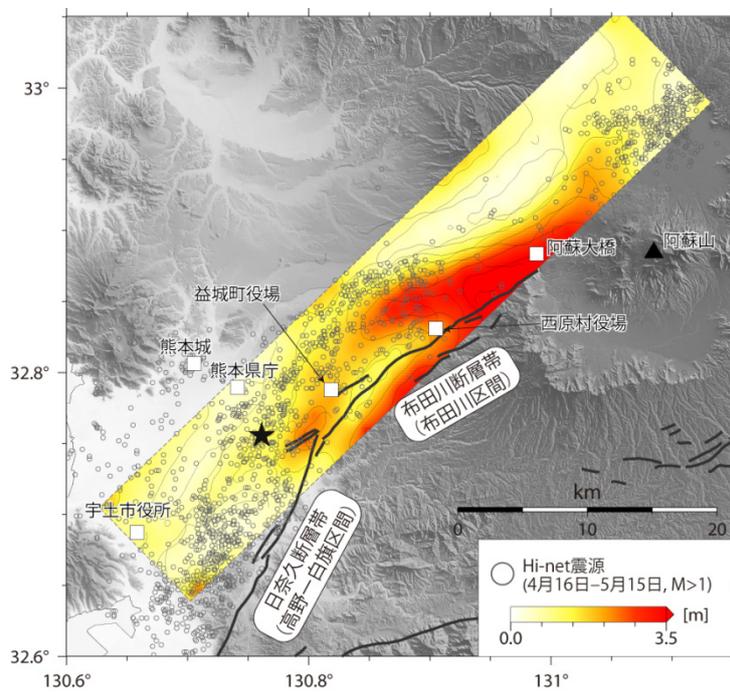


図 3.1.3(1)-4(b) 断層面上でのすべり分布 (Kubo et al.,2016)

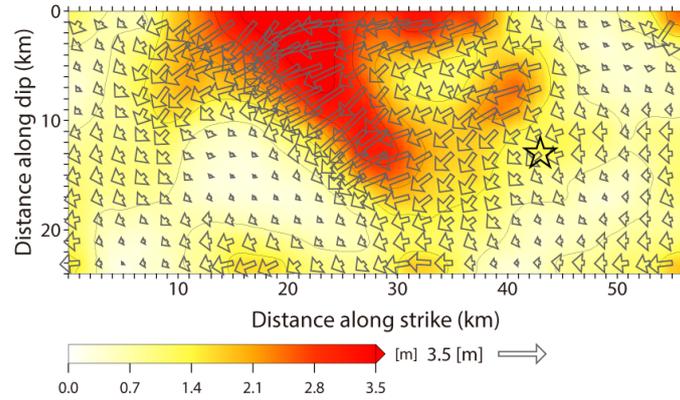


図 3.1.3(1)-4(c) 断層面上でのすべり分布及びすべり方向 (Kubo et al.,2016)

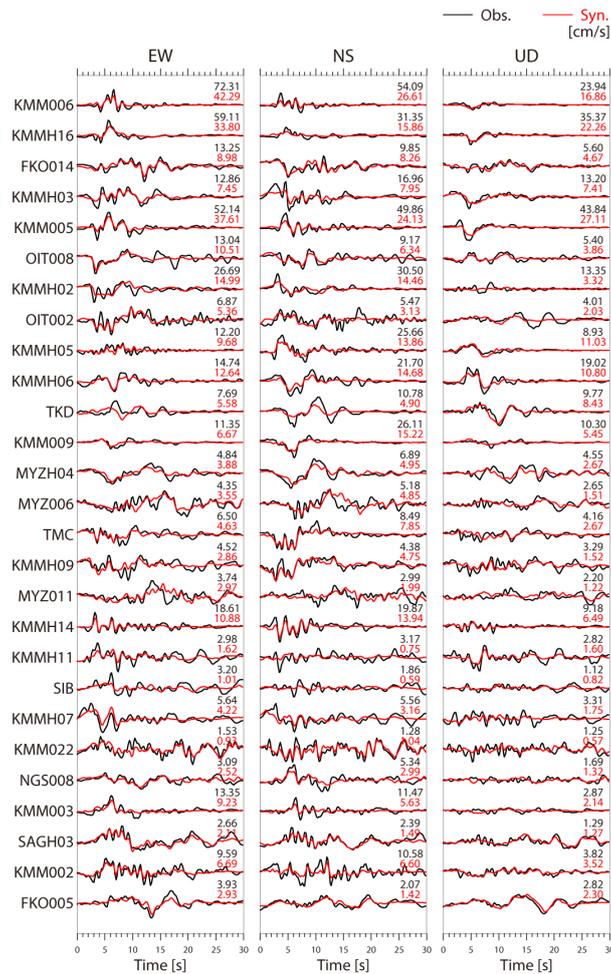


図 3.1.3(1)-4(d) 震源イメージング解析結果に基づいた計算速度波形 (赤) と観測速度波形 (黒) の比較 (Kubo et al.,2016)

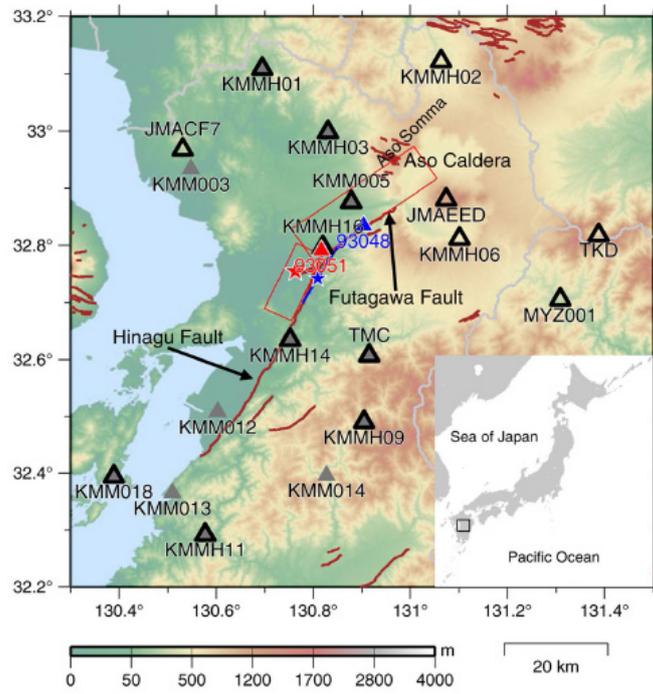


図 3.1.3(1)-5(a) 設定断層 (Asano and Iwata,2016) : 図中の赤線

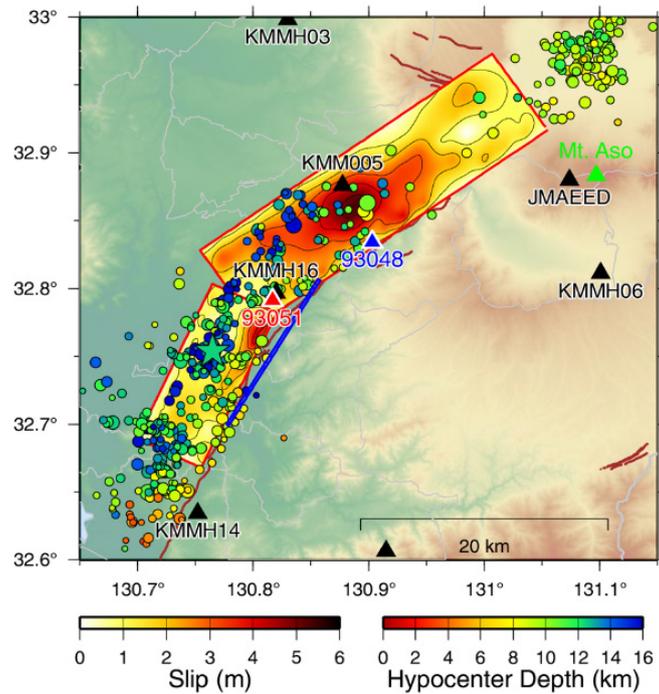


図 3.1.3(1)-5(b) 断層面上でのすべり分布 (Asano and Iwata,2016)

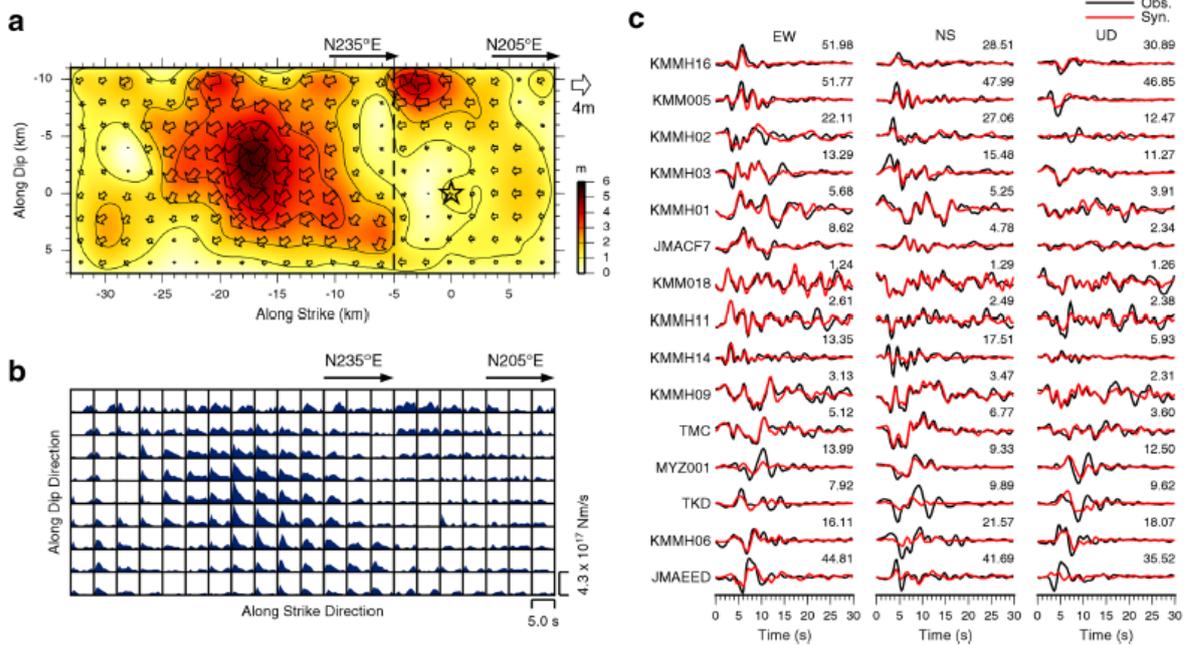
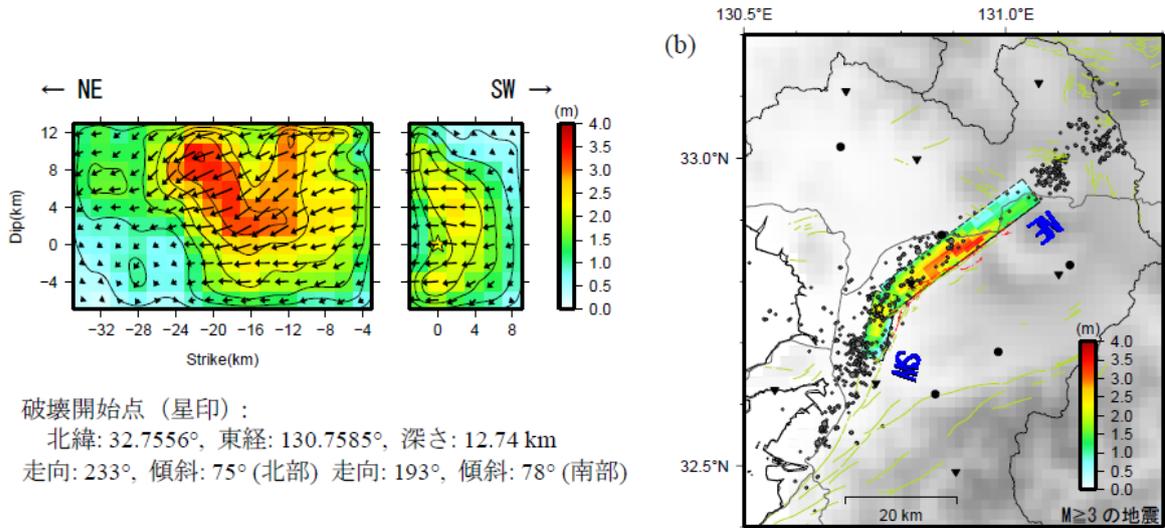


図 3.1.3(1)-5(c) (左上) 断層面上でのすべり分布、(左下) 震源時間関数及 (右) 震源インバージョン解析結果に基づいた計算速度波形 (赤) と 観測速度波形 (黒) の比較 (Asano and Iwata,2016)



破壊開始点 (星印) :
 北緯: 32.7556°, 東経: 130.7585°, 深さ: 12.74 km
 走向: 233°, 傾斜: 75° (北部) 走向: 193°, 傾斜: 78° (南部)

図 3.1.3(1)-6(a) (左) 断層面上でのすべり分布、
 (右) 設定断層面と断層面上でのすべり分布 (引間,2016)

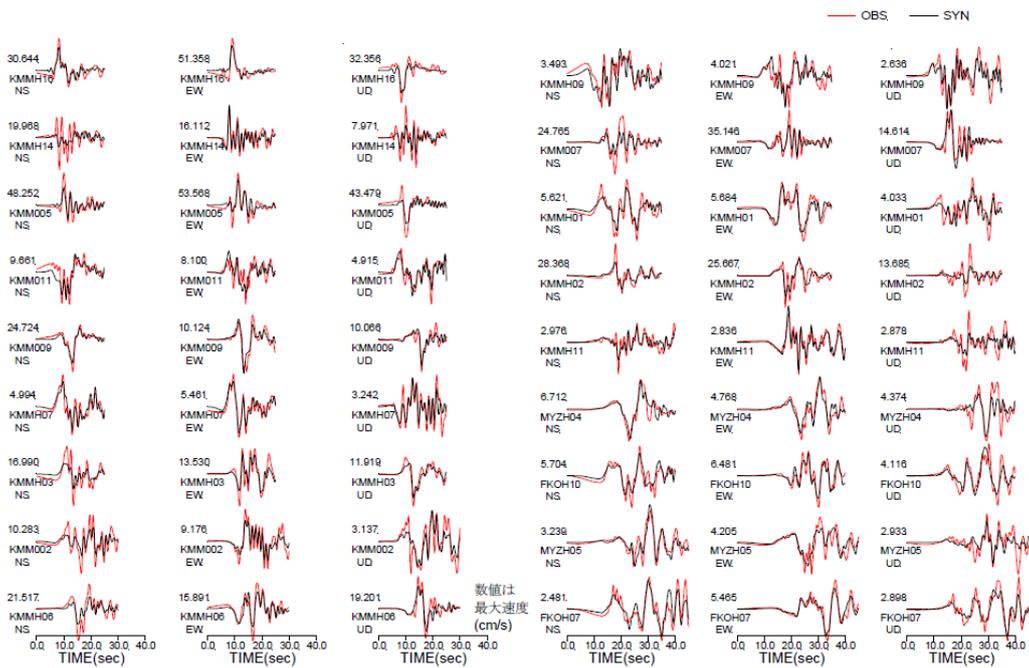


図 3.1.3(1)-6(b) 震源インバージョン解析結果に基づいた計算速度波形 (黒) と
 観測速度波形 (赤) の比較 (引間,2016)

	遠地	強震	測地
4/14	18観測点 18成分	16観測点 48成分	2観測点 2成分
4/16	40観測点 40成分	20観測点 60成分	30観測点 34成分

表1:使用データ数

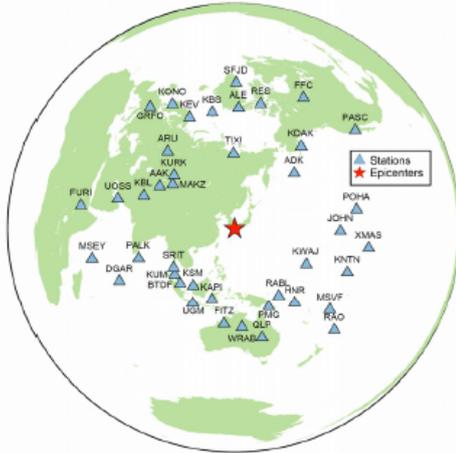


図1:遠地観測点分布

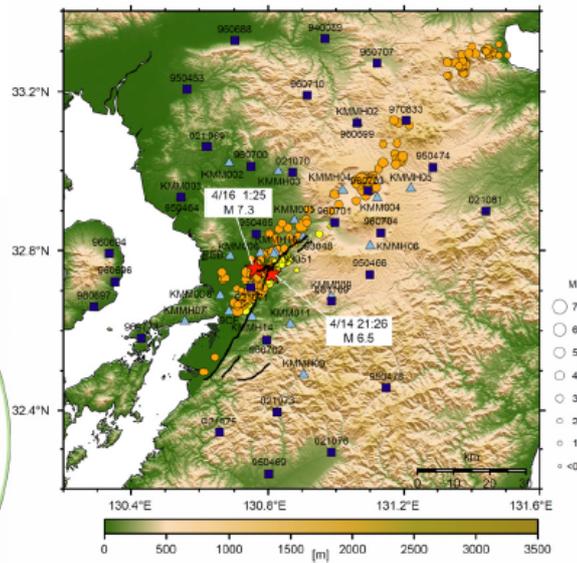


図2:強震(三角形)・測地(四角形)観測点分布図。赤星は4/14および4/16の地震の震央を黄色丸、橙丸はそれぞれの地震の3時間後までの余震の震央分布を表す。黒太線は都市圏活断層図より活断層位置を表す。

図 3.1.3(1)-7(a) 震源インバージョン解析に用いた観測点配置 (Kobayashi et al., 2016)

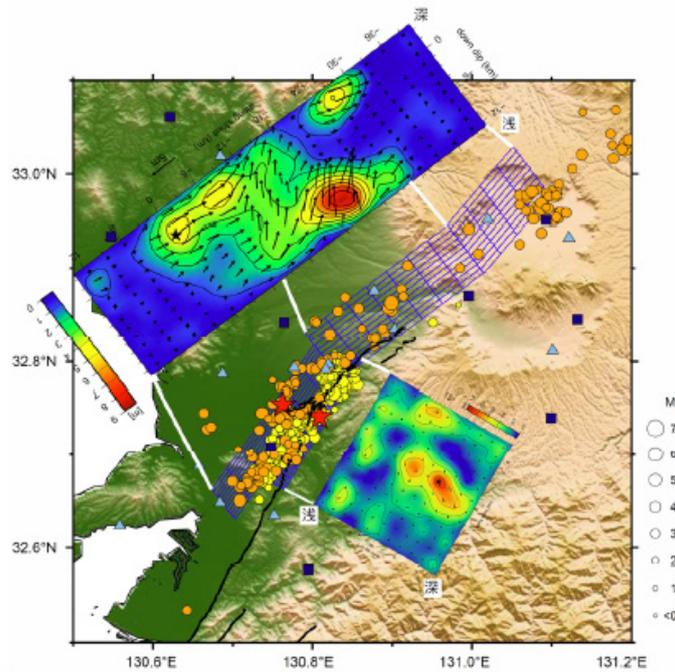


図 3.1.3(1)-7(b) 断層面上でのすべり分布 (Kobayashi et al., 2016)

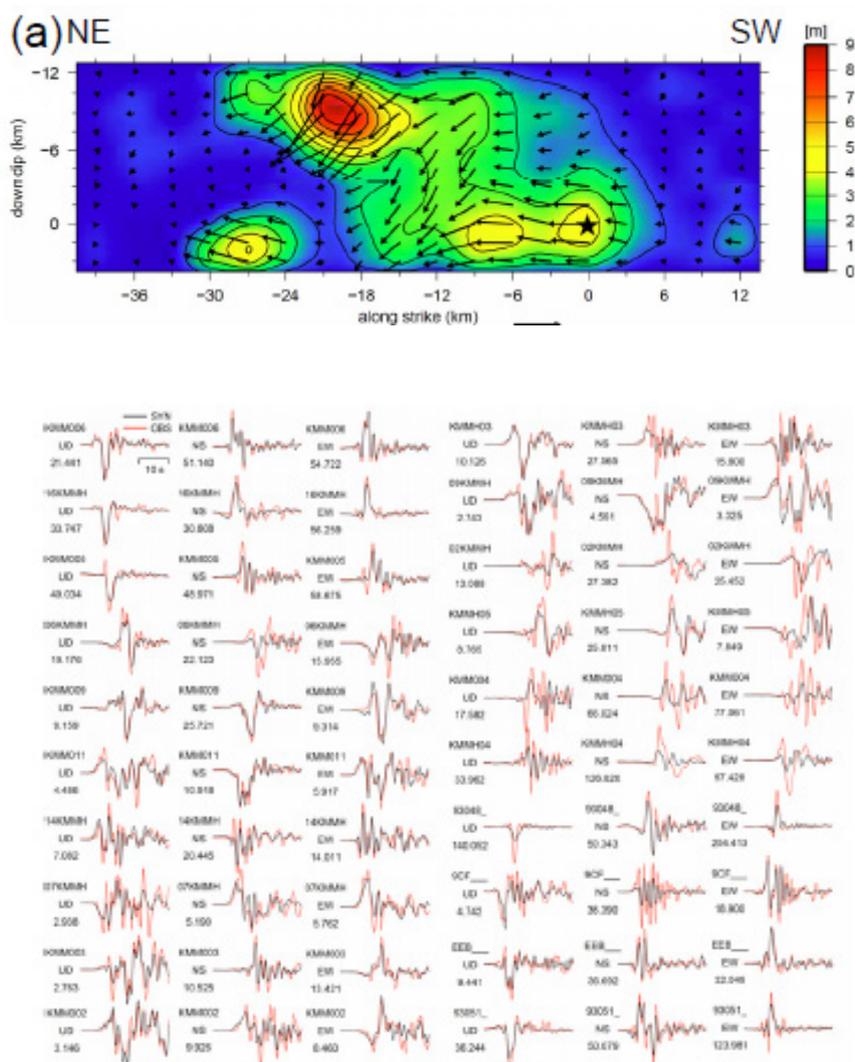


図 3.1.3(1)-7(c) (上) 断層面上でのすべり分布、(下) 震源インバージョン解析結果に基づいた計算速度波形 (黒) と観測速度波形 (赤) の比較 (Kobayashi et al., 2016)

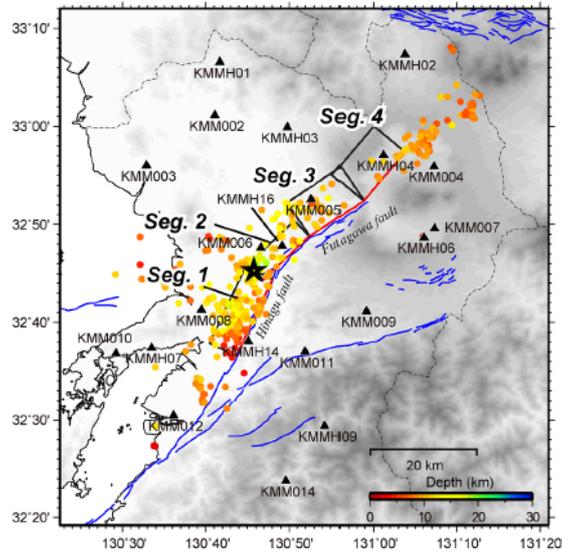


図 3.1.3(1)-8(a) 設定断層 (吉田・他,2016b) 【北西傾斜モデル】

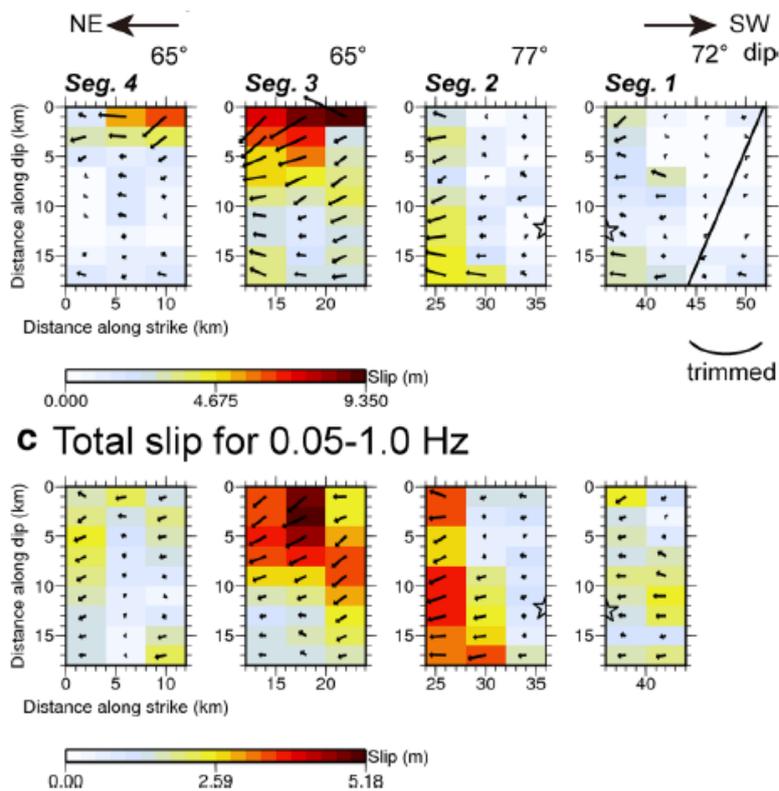


図 3.1.3(1)-8(b) (上) 断層面上でのすべり分布 (周波数 0.05~0.5Hz)
 南東セグメントの 2 列がトリミングされる。
 (下) トリミング後の断層面上でのすべり分布 (周波数 0.05~1.0Hz)
 (吉田・他,2016b) 【北西傾斜モデル】

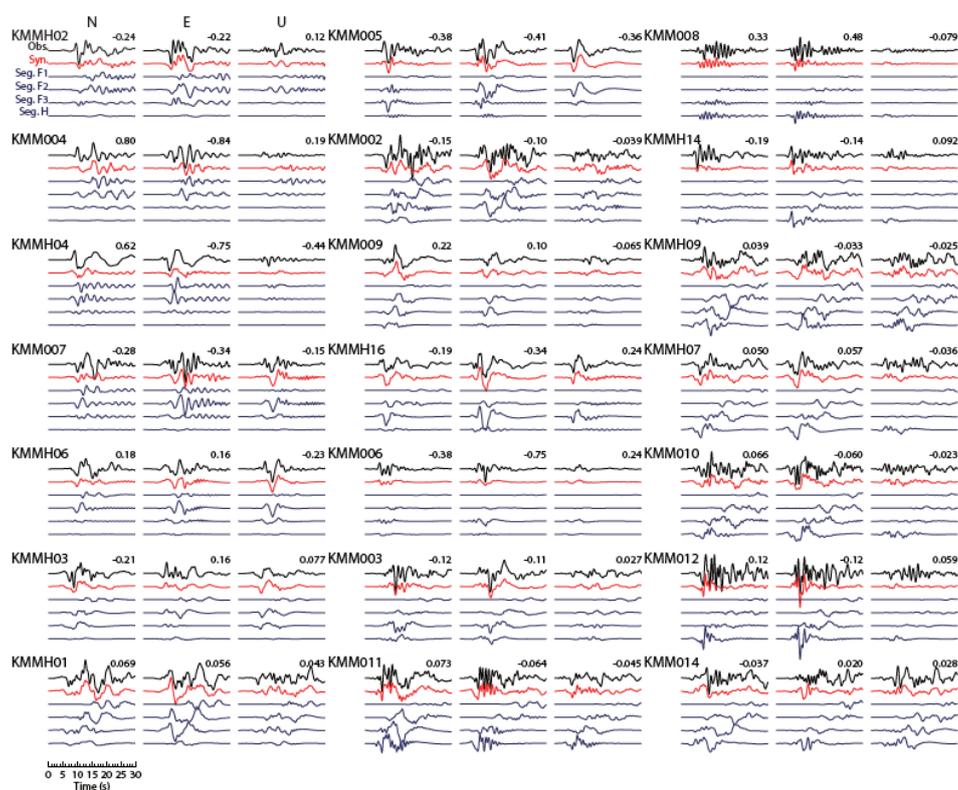


図 3.1.3(1)-8(c) 震源インバージョン解析結果に基づいた計算速度波形（赤）と観測速度波形（黒）の比較。各セグメントからの計算速度波形を青実線で示す。

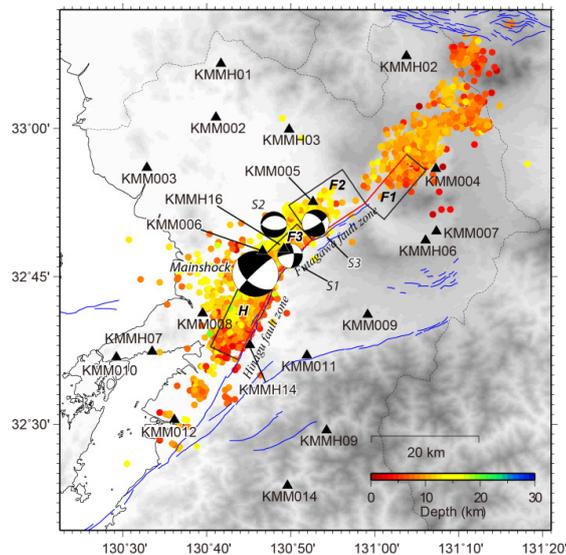


図 3.1.3(1)-9(a) 設定断層 【南東傾斜モデル】

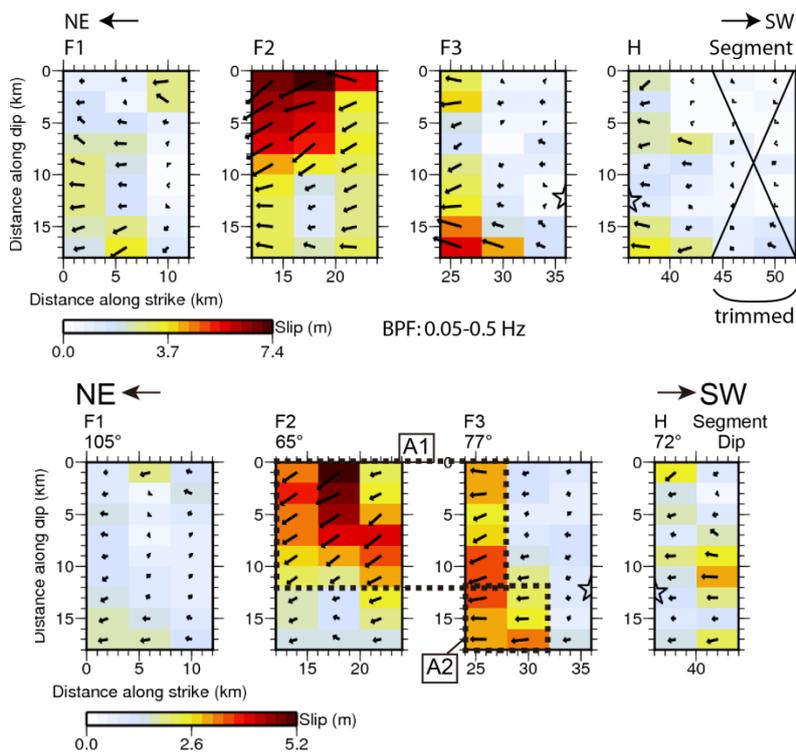


図 3.1.3(1)-9(b) (上) 断層面上でのすべり分布 (周波数 0.05-0.5Hz)
 南東セグメントの2列がトリミングされる。
 (下) トリミング後の断層面上でのすべり分布 (周波数 0.05-1.0Hz)
 【南東傾斜モデル】

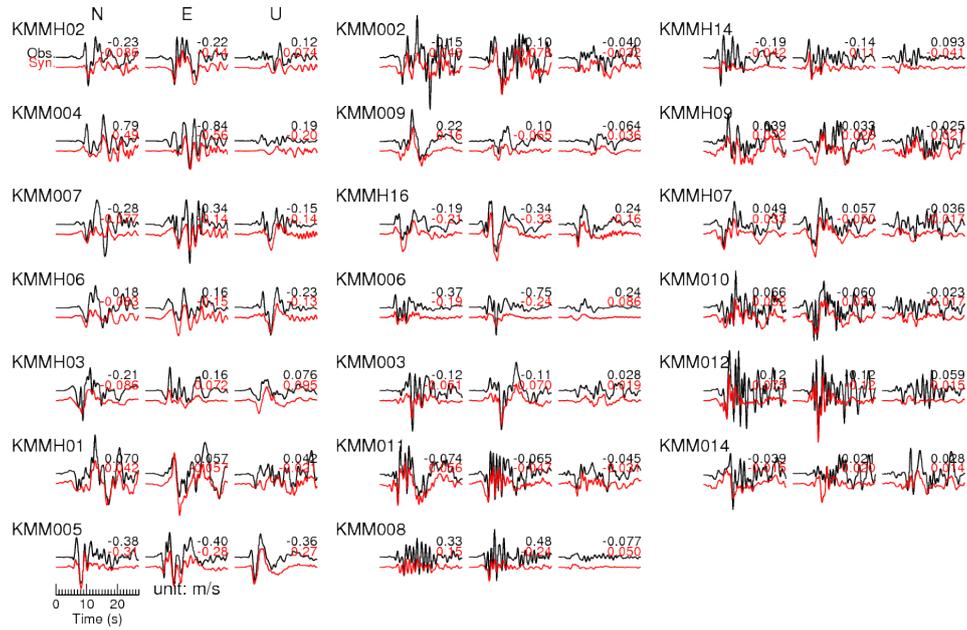


図 3.1.3(1)-9(c) 震源インバージョン解析結果に基づいた計算速度波形（赤）と観測速度波形（黒）の比較

■2016年4月14日21時26分熊本地震（前震：Mj6.5）

Asano and Iwata(2016)は、余震分布を参照して日奈久断層帯に沿ったセグメントを仮定し、strike212°、dip89°、長さ14km、幅13kmの矩形断層を設定している。震源インバージョン解析にはK-NET、KiK-net、F-netの13の観測記録を用いた。解析に用いたターゲット速度波形の周波数範囲は0.05～1.0Hzである。また、破壊開始点は、北緯32.7417°、東経130.8087°、深さ11.39kmとしている。解析はマルチタイムウィンドウ線型波形インバージョン法を用いており、断層面を長さ1km、幅1kmの小断層で、走向方向14個、傾斜方向13個に分割している。また、各小断層でのすべり時間関数を、破壊開始点から一定速度 $V_{ftw}(2.2\text{km/s})$ で広がる同心円が到達した時刻から、1.0秒幅のスムーズドランプ関数を0.5秒ずらして5個並べることにより表現している。各小断層からの要素波形は、一次元地下構造モデルを仮定し、離散化波数積分法(Bouchon, 1981)と反射・透過係数行列法(Kennett and Kerry, 1979)により点震源の波形を計算している。地下構造モデルは、Koketsu et al.(2012)による三次元地下構造モデル(JIVSM; Japan Integrated Velocity Structure Model)の各観測点直下の1次元地盤情報を用いて観測点ごとに構築している(図3.1.3(1)-10(a)～10(b)参照)。

本報告では、日奈久断層帯に沿った北側セグメントを仮定して断層をモデル化している(本報告3.1.1.3参照)。断層設定としてF-net速報解に基づき、strike211°、dip87°、長さ14km、幅14kmの矩形断層を設定している。震源インバージョン解析にはK-NET、KiK-netの16の観測記録を用いた。解析に用いたターゲット速度波形の周波数範囲は0.05～0.7Hzである。また、破壊開始点は、北緯32.742°、東経130.809°、深さ11.4kmとしている。解析はマルチタイムウィンドウ線型波形インバージョン法を用いており、断層面を長さ2km、幅2kmの小断層で、走向方向7個、傾斜方向7個に分割している。小断層内部の破壊伝播の効果を25個の点震源(走向方向に5個、傾斜方向に5個)を分布させている。各小断層でのすべり時間関数を、破壊開始点から一定速度 $V_{ftw}(1.6\text{km/s})$ で広がる同心円が到達した時刻から、1.2秒幅のスムーズドランプ関数を0.6秒ずらして3個並べることにより表現している。各観測点の地下構造モデルは本報告3.1.1.1で得られた地下構造モデルを用いた(図3.1.3(1)-11(a)～11(c)参照)。

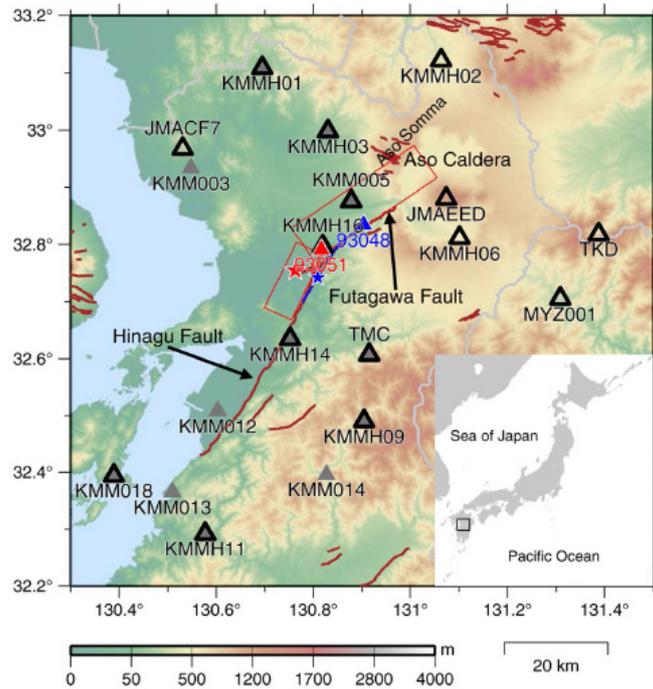


図 3.1.3(1)-10(a) 設定断層 (Asano and Iwata,2016) : 図中の青線

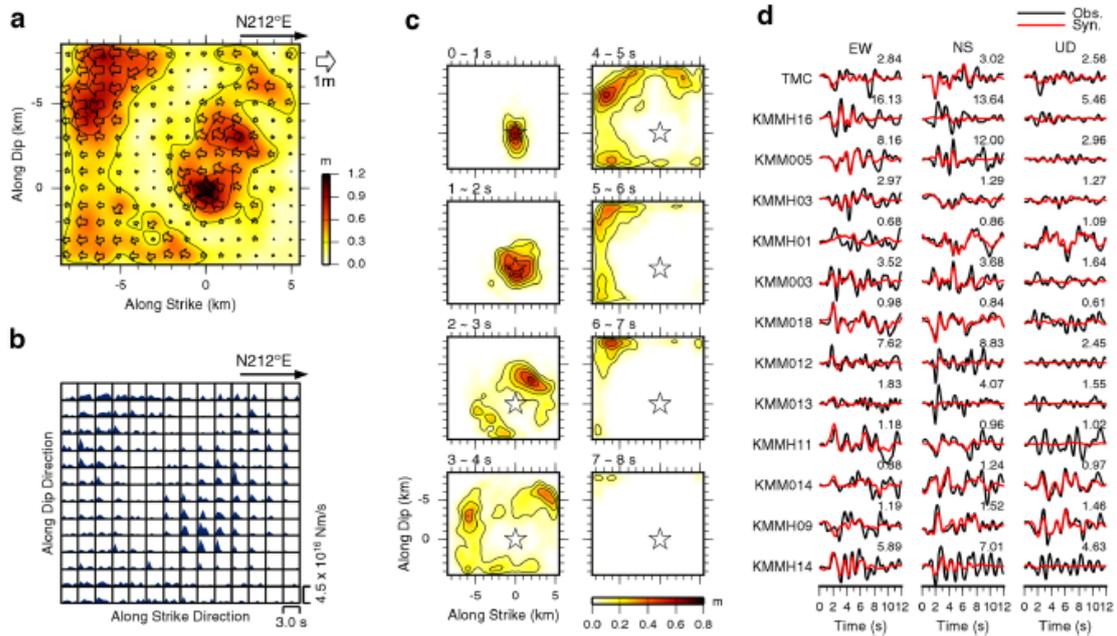


図 3.1.3(1)-10(b) (左上) 断層面上でのすべり分布、(左下) 震源時間関数及 (中) すべりのスナップショット (右) 震源インバージョン解析結果に基づいた計算速度波形 (赤) と 観測速度波形 (黒) の比較 (Asano and Iwata,2016)

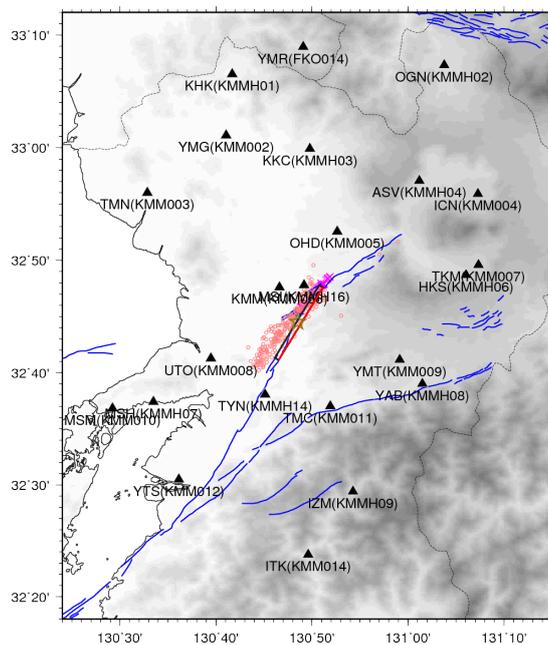


図 3.1.3(1)-11(a) 設定断層 (図中の赤線)

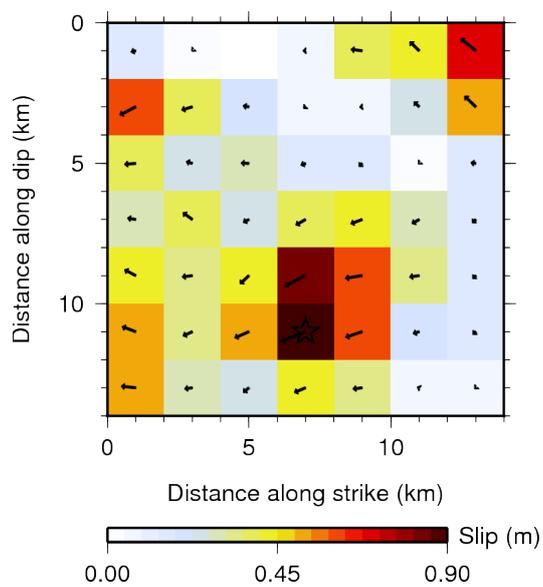


図 3.1.3(1)-11(b) 断層面上でのすべり量分布

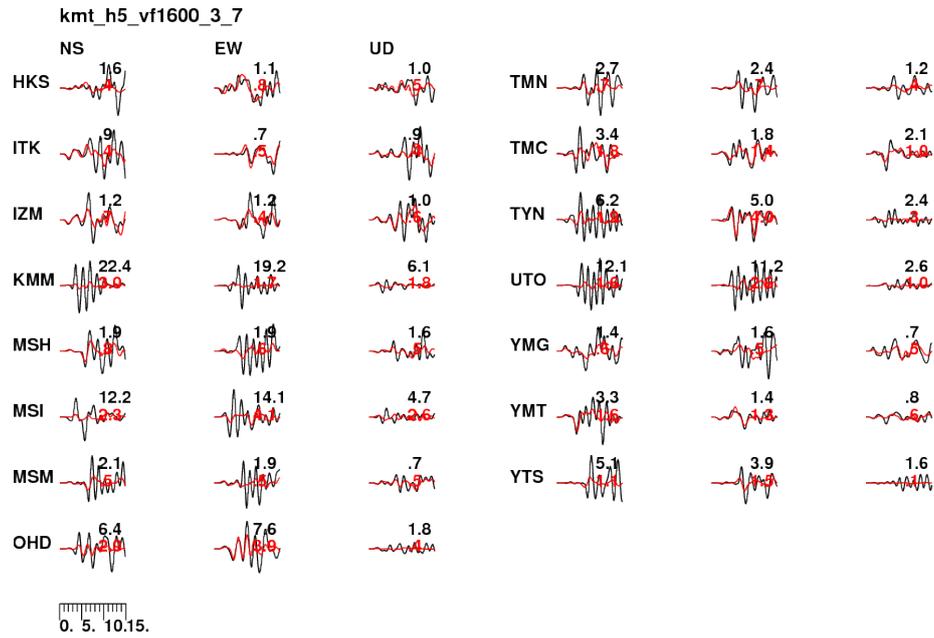


図 3.1.3(1)-11(c) 震源インバージョン解析結果に基づいた計算速度波形（赤）と観測速度波形（黒）の比較

■2016年4月15日0時3分熊本地震（前震：Mj6.4）

本報告では、日奈久断層帯に沿った北側セグメントを仮定して断層をモデル化している（本報告3.1.1.4参照）。断層設定としてF-net速報解及び余震分布に基づき、strike211°、dip75°、長さ13.5km、幅13.5kmの矩形断層を設定している。震源インバージョン解析にはK-NET、KiK-netの11の観測記録を用いた。解析に用いたターゲット速度波形の周波数範囲は0.1～1.0Hzである。また、破壊開始点は、北緯32.701°、東経130.778°、深さ6.71kmとしている。解析はマルチタイムウィンドウ線型波形インバージョン法を用いており、断層面を長さ1.5km、幅1.5kmの小断層で、走向方向9個、傾斜方向9個に分割している。各小断層でのすべり時間関数を、破壊開始点から一定速度Vftw(2.0km/s)で広がる同心円が到達した時刻から、0.8秒幅のスムーズランプ関数を0.4秒ずらして5個並べることにより表現している。各観測点の地下構造モデルは本報告3.1.1.1で得られた地下構造モデルを用いた（図3.1.3(1)-12(a)～12(c)参照）。

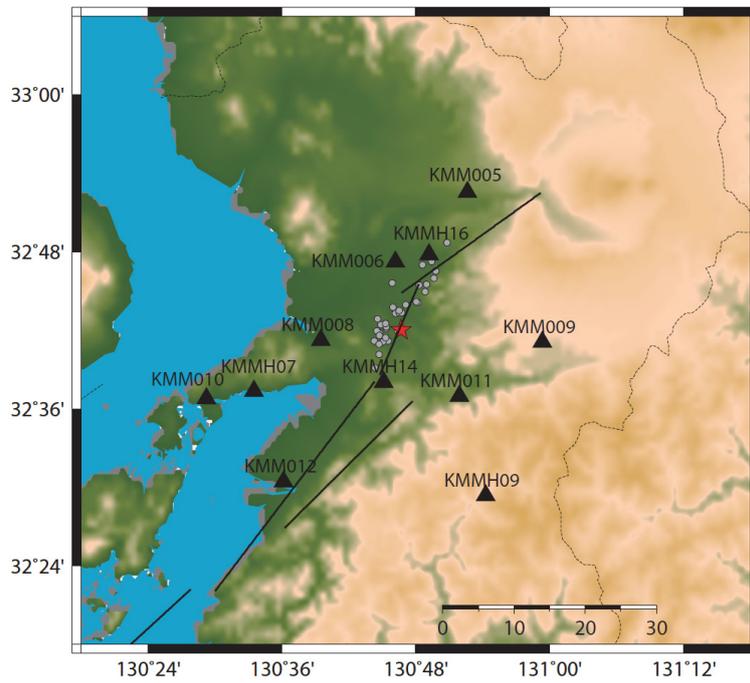


図 3.1.3(1)-12(a) 設定断層

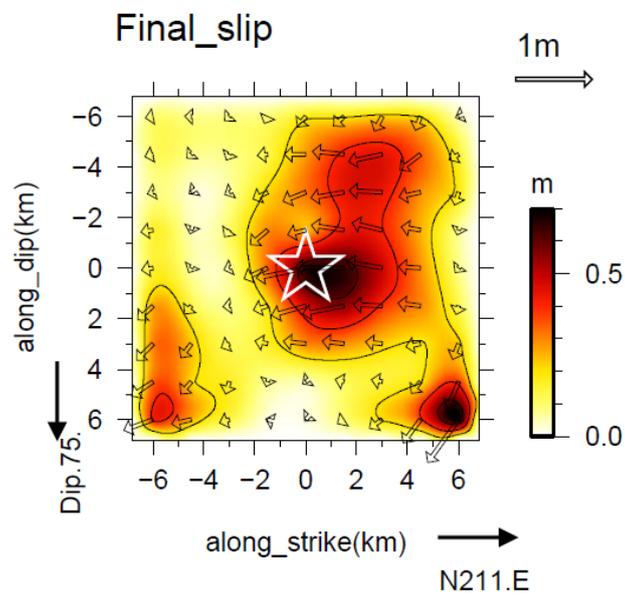


図 3.1.3(1)-12(b) 断層面上のすべり分布

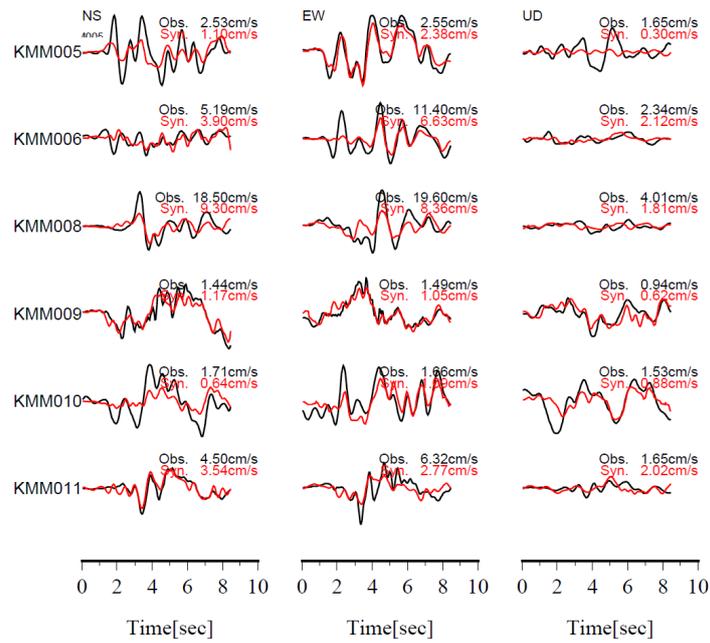


図 3.1.3(1)-12(c) 震源インバージョン解析結果に基づいた計算速度波形（赤）と観測速度波形（黒）の比較

③巨視的・微視的震源パラメータの抽出

Somerville et al. (1999)では、震源インバージョン解析による断層面上の不均質すべり分布に基づき、平均すべり量の0.3倍以上のすべり量をもつ領域を断層破壊領域としており、その規範で得られる巨視的震源パラメータ（断層長さや幅）は従来の調査結果（Wells and Coppersmith, 1994）と一致することが確認されている（入倉・三宅, 2001）。本研究ではSomerville et al.(1999)の規範に従い、②で収集した震源モデルの最終すべり分布に基づいて断層破壊領域(S: Rupture area)、アスペリティ領域(Sa: Combined area of asperities)を抽出した。図 3.1.3(1)-13a~13f に 2016 年 4 月 16 日 01 時 25 分熊本地震（本震）の断層破壊領域及びアスペリティ領域（表 3.1.3(1)-1a 参照）を示す。インバージョン解析に使用した方法やデータが異なるため、推定地震モーメントは研究者により若干異なっている。なお、F-net の長周期波形データから得られた地震モーメントは、強震データのインバージョンで求めたものよりも安定していると考えられ、宮腰・他(2015)は F-net の値を採用している。よって、宮腰・他(2015)の研究との整合性を保つため、本研究でも F-net の地震モーメントを採用した。図 3.1.3(1)-14a~14b に 2016 年 4 月 14 日 21 時 26 分熊本地震（前震）の断層破壊領域及びアスペリティ領域（表 3.1.3(1)-1b 参照）、図 3.1.3(1)-15 に 2016 年 4 月 15 日 00 時 03 分熊本地震（前震）断層破壊領域及びアスペリティ領域（表 3.1.3(1)-1c 参照）を示す。

震源インバージョン結果からの震源パラメータを表 3.1.3(1)-2 に示す。図 3.1.3(1)-16 に 2016 年熊本地震に対する断層破壊領域 S と地震モーメント M_0 の関係を、宮腰・他(2015)が用いたデータセットと共に示す。なお、2-stage のスケーリング則における標準偏差（対数）は、 $\sigma = 0.14$ と計算されており（Irikura et al., 2017）、図中に破線で示している。2016 年熊本地震の断層破壊領域と地震モーメントの関係は、 $\pm 1\sigma$ の範囲内で 2-stage のスケーリング則と非常によく一致していることが確認できた。

次に、断層破壊領域内の平均すべり量 D と地震モーメント M_0 の間の関係について調べた。図 3.1.3(1)-17 は 2016 年熊本地震の平均すべり量と地震モーメントの関係を示しており、2016 年熊本地震の本震の平均すべり量は Somerville et al.(1999)によるスケーリング則 ($D \propto M_0^{1/3}$) に比べて、若干大きい傾向が認められる。すなわち、平均すべり量は $M_0^{1/2}$ に比例する可能性が示唆される。一方、2016 年熊本地震の 2 つの前震は Somerville et al.(1999)によるスケーリング則と調和的である。

最後に、アスペリティ面積 Sa と地震モーメント M_0 の間の関係について調べた。アスペリティ面積は、後述するように、応力降下量を決める上で重要な微視的震源パラメータである。図 3.1.3(1)-18 は 2016 年熊本地震のアスペリティ面積と地震モーメントの関係を示している。2016 年熊本地震の本震のアスペリティ面積は Somerville et al.(1999)によるスケーリング則に比べて、若干小さい。一方、2016 年熊本地震の 2 つの前震は Somerville et al.(1999)

によるスケーリング則と調和的である。

表 3.1.3(1)-2 で示す断層面全体の平均応力降下量($\Delta\sigma_{rup}$)を求める際、 $M_w6.5(7.5E+18[Nm])$ 以下の自己相似則が仮定できる地震 (stage 1) は円形クラックの式(Eshelby, 1957)から求め、自己相似則から乖離する $M_w6.5 (7.5E+18[Nm])$ 以上の大地震 (stage 2 以上) は Fujii and Matsu'ura(2000)に従って平均応力降下量を 3.1MPa と仮定している。ただし、地震調査研究推進本部(2016)でも述べられているように Fujii and Matsu'ura(2000)の検討で得られた 3.1MPa は、横ずれ断層を対象にしており、その適用範囲等については十分に検討していく必要があるが、ここでは暫定値として与えている。得られた平均応力降下量($\Delta\sigma_{rup}$)に基づき、下記に示すようにアスペリティ面積比 (Sa/S)を用いてアスペリティ領域の平均応力降下量($\Delta\sigma_{asp}$)を算出した。

$$\Delta\sigma_{asp} = (S/Sa) \cdot \Delta\sigma_{rup} \quad (\text{Madariaga, 1979})$$

その結果、震源インバージョン解析結果に基づいた平均応力降下量は 4~23MPa (表 3.1.3(1)-2 参照) であり、その平均は約 13MPa であった。Kagawa et al.(2004)あるいは Asano and Iwata(2011b)はアスペリティ領域における応力降下量の深さ依存性を指摘している。しかしながら、本検討では、各地震におけるアスペリティ領域での平均像を求める目的で、断層面上で深さが異なる複数のアスペリティ領域がある場合でも、単純に平均した応力降下量を求めている。なお、応力降下量の深さ依存性については次節で議論する。

⑤ライズタイム

Somerville et al.(1999)は震源インバージョン結果に基づき、ライズタイム (T_r : Slip duration) のスケーリング則を下記のように示している。

$$T_r = 2.03 \times 10^{-9} \times M_o^{1/3} \quad [\text{Mo: dyne-cm}]$$

そこで、ここでは経験的グリーン関数法(Irikura, 1984)を用いた震源のフォワード・モデリングによって得られた SMGA(Strong Motion Generation Area)での震源時間と Somerville et al.(1999)のスケーリング則について検討を行う。Somerville et al.(1999)は、主に周期 1 秒以上の長周期域の地震動 (例えば、速度、変位波形) を対象にして得られたスケーリング則である一方、経験的グリーン関数法は、主に周期 1 秒以下の短周期域の地震動 (例えば、加速度波形) を対象としており、検討対象の周期域が異なる。表 3.1.3(1)-3 に経験的グリーン関数法による SMGA の震源時間(T_{re})を示す。図 3.1.3-19 に地震モーメント(M_o)に対する SMGA の震源時間(T_{re})の関係を示す。地震調査研究推進本部(2016)による予測レシピを参考に SMGA での震源時間 (T_{re})をライズタイム(T_r)と仮定し、

$$T_r = \alpha \cdot W/V_r \quad (W: \text{断層幅}, V_r: \text{破壊伝播速度}, \alpha: \text{ライズタイム係数})$$

における α について検討を行った。その結果、 α は 0.09~0.77 でばらついており、その平均は 0.25 であった (表 3.1.3(1)-3 参照)。地震調査研究推進本部(2016)による予測レシピでは基本的に $\alpha=0.5$ を仮定しているが、その注釈にある内陸地震における α のバラツキ ($\alpha=0.2\sim0.4$) と今回の結果は整合的である。

ところで、Somerville et al. (1999)において、地震規模が大きくなると共にライズタイム (T_r)の継続時間は延びている (図 3.1.3-19 参照)。一方、経験的グリーン関数法を用いた震源モデルのフォーワード・モデリングによって得られた震源時間関数(T_{re})は $1.0 \times 10^{19} \text{Nm}$ 以上で 0.8 秒前後の頭打ちが見られる。すなわち、 $M_w 6.5$ 以上の第 2 ステージ以上 ($7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ 以上)で震源時間関数(T_{re})の飽和が示唆される。このような両者の相違の要因として、それぞれの解析における対象周期の相違 (震源インバージョン: $T > \text{約 } 1\text{s}$ 、EGF フォワード・モデリング: $T < \text{約 } 1\text{s}$) が、震源時間に見かけ上の影響を与えている可能性が考えられる。一方、震源時間関数における形状が相違の要因とも考えられる。すなわち、震源時間関数を中村・宮武(2000)のようなすべり速度時間関数で仮定できる場合、その震源時間関数は主に短周期地震動を生成する前半部と主に長周期地震動を生成する後半部に分けることができるが、前半部は経験的グリーン関数法から得られる震源時間(T_{re})、後半部は震源インバージョンで得られるライズタイム(T_r)に対応している可能性も考えられる。

今後の検討課題として、経験的グリーン関数法に基づいた SMGA の震源時間関数(T_{re})と震源インバージョンのライズタイム(T_r)の相違の要因分析や、震源時間関数(T_{re})の飽和に関する物理的な解釈を試みるとともに、長周期と短周期の統一的な震源時間関数を用いた強震動評価を実施し、得られた強震動評価結果に基づいて、その震源時間関数の検証をすることが重要と考える。

⑥ まとめ

宮腰・他(2015)の研究成果に、これまでの研究業務成果に加え、2016年熊本地震の震源インバージョン結果を追加して巨視的・微視的震源パラメータの整理を行った。その結果、2016年熊本地震の本震と2つの前震の震源パラメータは宮腰・他(2015)の結果とほぼ一致することを確認した。また、経験的グリーン関数による震源のフォーワード・モデリング結果を収集整理し、震源時間関数(T_{re})を調べた。結果、 $T_{re} = \alpha \cdot W/V_r$ (W : 断層幅, V_r : 破壊伝播速度, α : ライズタイム係数)における α は0.25であり、内陸地震における α のバラツキ ($\alpha=0.2 \sim 0.4$: 地震調査研究推進本部, 2016) と今回の結果は整合的である。また、 $M_w 6.5$ 以上の第2ステージ以上($7.5 \times 10^{18} \text{Nm}$ 以上)において経験的グリーン関数法による震源時間関数(T_{re})の飽和が示唆された。今後の検討課題として、経験的グリーン関数法に基づいたライズタイム(T_{re})と震源インバージョンのライズタイム(T_r)の相違の要因を分析するとともに、その震源時間関数を用いた強震動評価を実施し、得られた強震動評価結果に基づいて検証をすることが重要と考える。

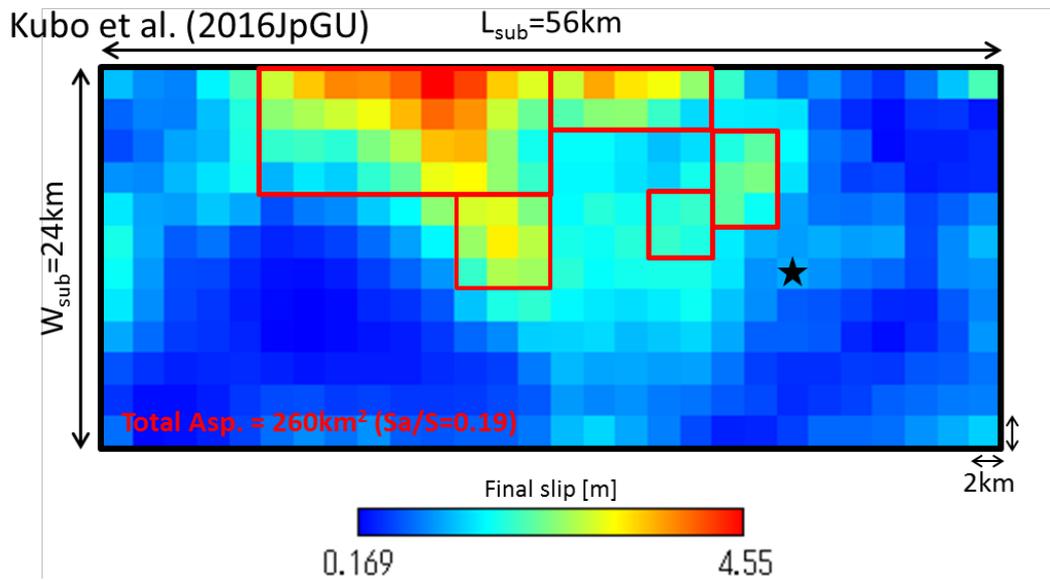


図3.1.3(1)-13a 2016年4月16日01時25分熊本地震(本震)のすべり分布(Kubo et al.,2016)
赤枠線：アスペリティ領域 黒枠線：断層破壊領域

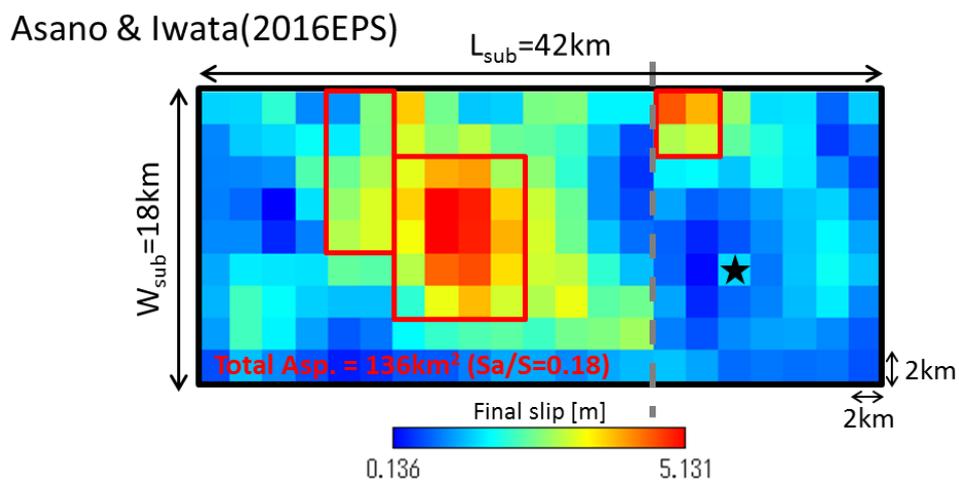


図3.1.3(1)-13b 2016年4月16日01時25分熊本地震(本震)のすべり分布(Asano and Iwata,2016)
赤枠線：アスペリティ領域 黒枠線：断層破壊領域

引間(2016地震工学会)

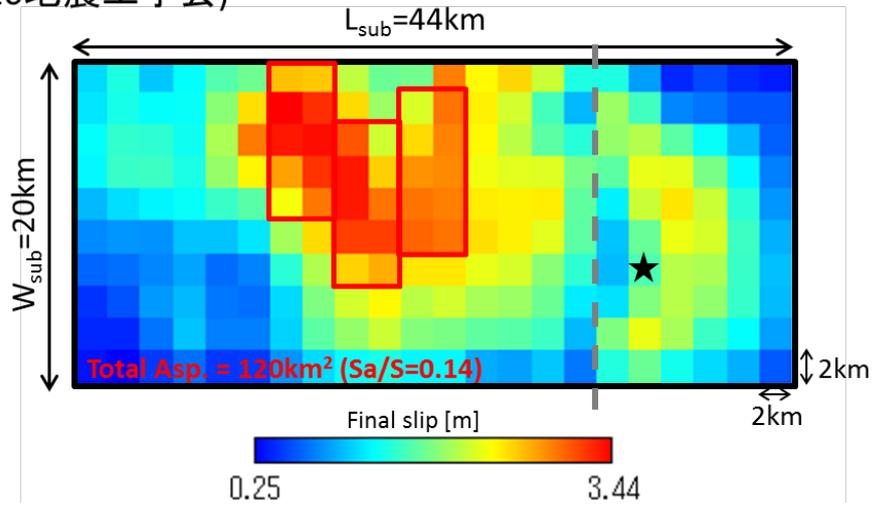


図 3.1.3(1)-13c 2016年4月16日01時25分熊本地震(本震)のすべり分布(引間, 2016)
赤枠線: アスペリティ領域 黒枠線: 断層破壊領域

Kobayashi et al.(2016JpGU)

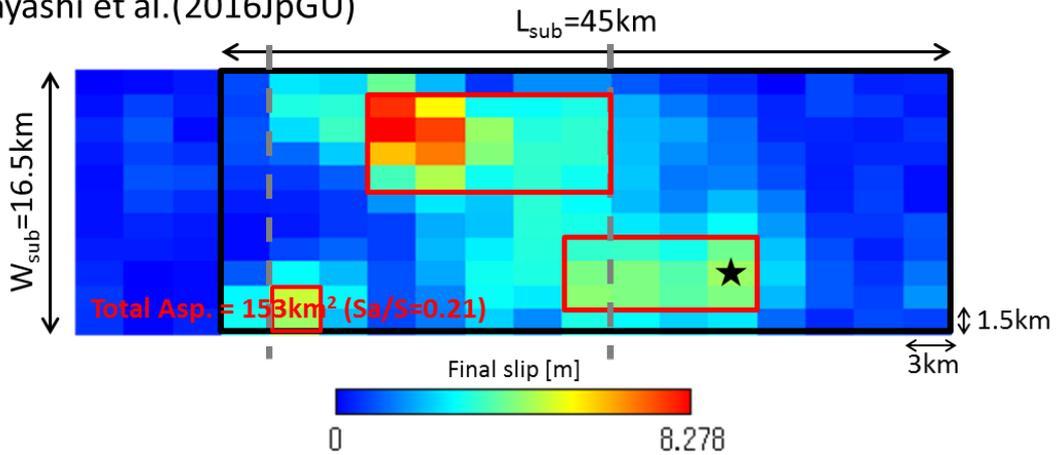


図 3.1.3(1)-13d 2016年4月16日01時25分熊本地震(本震)の
すべり分布(Kobayashi et al., 2016)
赤枠線: アスペリティ領域 黒枠線: 断層破壊領域

吉田・他 (2016地震学会)

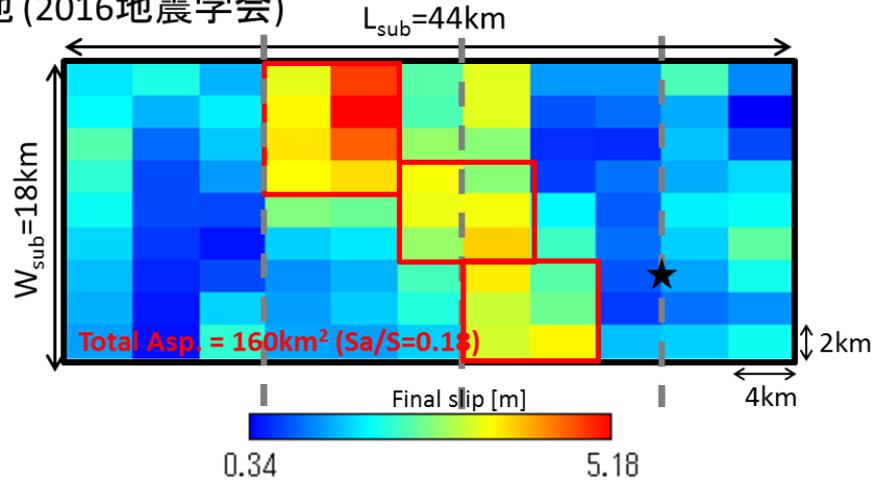


図 3.1.3(1)-13e 2016年4月16日01時25分熊本地震（本震）のすべり分布（吉田・他,2016b）【北西傾斜モデル】
赤枠線：アスペリティ領域 黒枠線：断層破壊領域

Yoshida et al.(2016EPS, submitted)

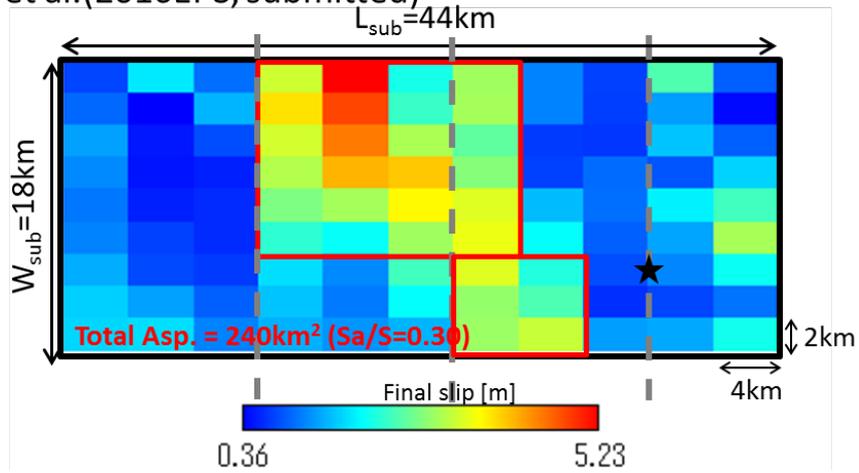


図 3.1.3(1)-13f 2016年4月16日01時25分熊本地震（本震）のすべり分布【南東傾斜モデル】
赤枠線：アスペリティ領域 黒枠線：断層破壊領域

表 3.1.3(1)-1a 2016年4月16日01時25分熊本地震（本震）の
震源モデルの巨視的・微視的震源パラメータ及びその平均値

Model	Mo(inv) [Nm]	Length [km]	Width [km]	Rupture area [km ²]	Av. Slip [m]	Total asperity area [km ²] /area	
Kubo	5.3E+19	56	24	1344	1.23	260	0.19
浅野	4.67E+19 ⁺	42	18	756	1.87	136	0.18
引間	4.65E+19	44	20	880	1.69	120	0.14
Kobayashi	4.6E+19	45	16.5	742.5	2.02	153	0.21
北西傾斜*	4.8E+19	44	18	792	1.98	160	0.20
南東傾斜**	4.7E+19	(44)	(18)	(792)	1.84	240	0.30
	4.4E+19 ⁺⁺	46	19	903	1.77	178	0.20

⁺ 浅野・岩田(2016JpGU) [Asano and Iwata (2016EPS): 4.5E+19Nm]

⁺⁺ F-net * 吉田・他(2016b, 地震学会) ** H28年度研究

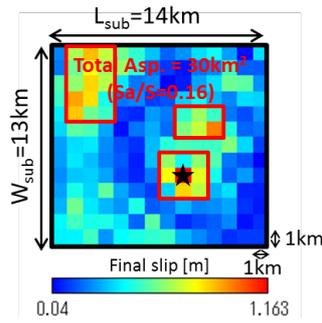


図 3.1.3(1)-14a 2016 年 4 月 14 日 21 時 26 分熊本地震（前震）のすべり分布（Asano and Iwata, 2016）

赤枠線：アスペリティ領域 黒枠線：断層破壊領域

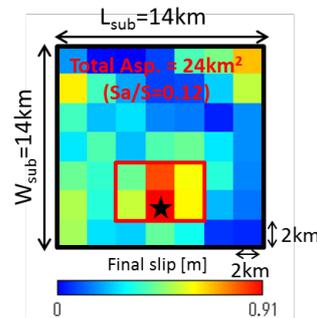


図 3.1.3(1)-14b 2016 年 4 月 14 日 21 時 26 分熊本地震（前震）のすべり分布

赤枠線：アスペリティ領域 黒枠線：断層破壊領域

表 3.1.3(1)-1b 2016 年 4 月 14 日 21 時 26 分熊本地震（前震）の震源モデルの巨視的・微視的震源パラメータ及びその平均値

Model	Mo(inv) [Nm]	Length [km]	Width [km]	Rupture area [km ²]	Av. Slip [m]	Total asperity area [km ²]	/area
Asano	2.0E+18	14	13	182	0.36	30	0.16
H28 年度	2.0E+18	14	14	196	0.32	24	0.12
	1.7E+18 ⁺	14	14	189	0.34	27	0.14

⁺ F-net

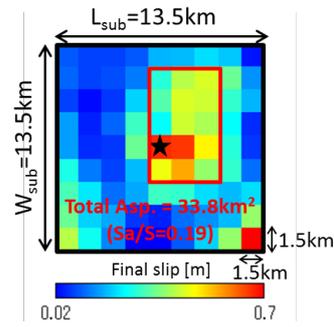


図 3.1.3(1)-15 2016 年 4 月 15 日 00 時 03 分熊本地震（前震）のすべり分布
赤枠線：アスペリティ領域 黒枠線：断層破壊領域

表 3.1.3(1)-1c 2016 年 4 月 15 日 00 時 03 分熊本地震（前震）の
震源モデルの巨視的・微視的震源パラメータ及びその平均値

Model	Mo(inv) [Nm]	Length [km]	Width [km]	Rupture area [km ²]	Av. Slip [m]	Total asperity area [km ²]	/area
H28 年度	1.7E+18	13.5	13.5	182.3	0.23	34	0.19
	1.1E+18 ⁺						

⁺ F-net

表 3.1.3(1)-2 収集・整理した震源モデルの巨視的・微視的震源パラメータ

No.	地震名	Reference	Mo(F-net) Nm	Length km	Width km	Rupture Area km ²	Av. Slip m	Max. Slip m	Total Asperity Area km ²	Av. Asp. Slip m /Av.Slip	$\Delta \sigma_{res}$ MPa	$\Delta \sigma_{asp}$ MPa	
1	2016年4月16日01時25分熊本地震(本震)	Kubo et al. (2016)	4.42E+19	56	24	1344	1.23	4.55	260	0.19	2.6	2.11	
		Asano and Iwata(2016)		42	18	756	1.87	5.13	136	0.18	3.6	1.95	
		引聞(2016)		44	20	880	1.69	3.44	120	0.14	2.9	1.72	
		Kobayashi et al. (2016)		45	16.5	742.5	2.02	8.28	153	0.21	4.3	2.11	
		北西傾斜(吉田・他、2016)		44	18	792	1.98	5.18	160	0.20	3.6	1.81	
	南東傾斜(H28年度研究)	(44)	(18)	(792)	1.84	5.23	240	0.30	3.2	1.73			
2	1995年兵庫県南部地震	Seiichi et al.(2002)	3.30E+19	64	21	1303	0.79	4.01	244	0.19	1.74	2.20	3.1*
		Asano and Iwata(2011a)		38	18	684	1.20	5.94	104	0.15	2.81	2.34	
3	2008年岩手・宮城内陸地震	Suzuki et al.(2010)	2.72E+19	40	18	720	1.44	6.20	120	0.17	3.68	2.56	3.1*
		H26年度研究		46	15	690	1.08	3.22	170	0.25	1.83	1.69	
4	2007年能登半島地震	Asano and Iwata(2011b)	1.36E+19	30	16	480	1.09	5.07	84	0.18	2.32	2.13	3.1*
		Horikawa(2008b)		22	20	440	0.77	2.75	81	0.18	1.65	2.14	
5	2011年福島県浜通りの地震	引聞(2012)	9.58E+18	40	16	640	0.52	2.51	144	0.23	1.25	2.40	18.4
		H26年度研究		40	16	640	0.70	2.65	72	0.11	1.40	2.00	
6	2007年新潟県中越沖地震	Aoi et al.(2008)		30	24	720	0.91	2.68	64	0.09	2.13	2.34	
		引聞・細越(2008)	9.30E+18	30	18	540	0.56	2.66	92	0.17	1.44	2.57	
7	2000年鳥取県西部地震	Horikawa(2008a)		25	17	425	0.54	2.12	100	0.24	1.27	2.35	3.1*
		Miyakoshi et al.(2008)		28	18	504	1.22	3.28	72	0.14	2.16	1.77	
8	2005年福岡県西部地震	岩田・関口(2002)	8.62E+18	34	18	598	0.91	4.44	101	0.17	2.34	2.57	18.4
		Asano and Iwata(2006)	7.80E+18	26	18	468	0.78	3.17	64	0.14	1.97	2.53	3.1*
9	2004年新潟県中越地震	Asano and Iwata(2009)	7.53E+18	28	18	504	0.67	3.08	84	0.17	1.38	2.06	3.1*
		H27年度研究	2.76E+18	22	14	263	0.37	0.79	41	0.15	0.49	1.32	1.6
10	2014年長野県北部の地震	JMA(2012a)	2.13E+18	22	14	308	0.43	1.19	72	0.23	0.88	2.05	6.4
		H26年度研究		19	11	209	0.49	2.23	35	0.17	1.13	2.31	1.3
11	2011年長野県・新潟県境付近の地震	Asano and Iwata(2016)	1.74E+18	14	13	182	0.36	1.16	30	0.16	0.69	1.92	11.4
		H26年度研究		14	14	196	0.32	0.91	24	0.12	0.65	2.03	1.6
12	2016年4月14日21時26分熊本地震(前震)	Hikima and Koketsu(2004)	1.53E+18	18	10	180	0.31	1.04	20	0.11	0.78	2.52	1.5
		宮野・他(2004)	1.40E+18	12	10	120	0.46	1.20	18	0.15	0.88	1.91	2.6
13	2003年宮城県北部の地震	Horikawa(2001)	1.22E+18	17	10	170	0.21	0.41	15	0.09	0.36	1.71	1.3
		H28年度研究	1.06E+18	13.5	13.5	182.3	0.23	0.70	34	0.19	0.44	1.91	1.0
14	1997年3月鹿児島県北部の地震	JMA(2012b)	8.38E+17	8	12	96	0.32	1.10	16	0.17	0.80	2.50	2.2
		Miyakoshi et al.(2000)	7.53E+17	10	10	100	0.16	0.52	16	0.16	0.43	2.69	1.8
15	1997年5月鹿児島県北部の地震	宮野・他(2004)	5.66E+17	8	14	112	0.14	0.83	18	0.16	0.41	2.93	1.2
		桑井・他(2014)	5.54E+17	12	7	84	0.28	0.98	12	0.14	0.66	2.36	1.8
16	2013年熊本県北部の地震	JMA(2013)	5.47E+17	10	6	60	0.20	0.71	12	0.20	0.46	2.30	1.7
		H27年度研究	4.44E+17	11	11	121	0.16	0.75	8	0.07	0.48	2.95	1.7
17	2004年福岡県地方南部の地震	None		-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		Asano and Iwata(2006)	1.31E+17	8	8	64	0.14	0.51	9	0.14	0.33	2.36	0.6
18	2005年福岡県西方沖の地震 最大余震												4.4

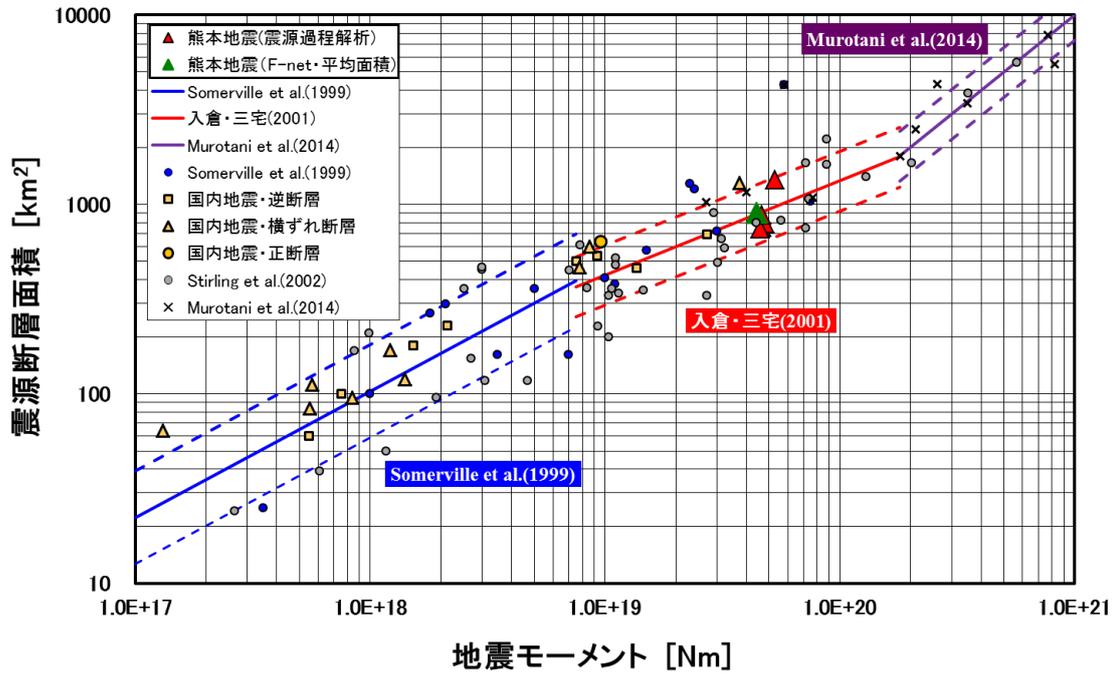


図 3.1.3(1)-16 地震モーメント(M_0)と断層破壊面積(S)の関係 (破線：標準偏差)

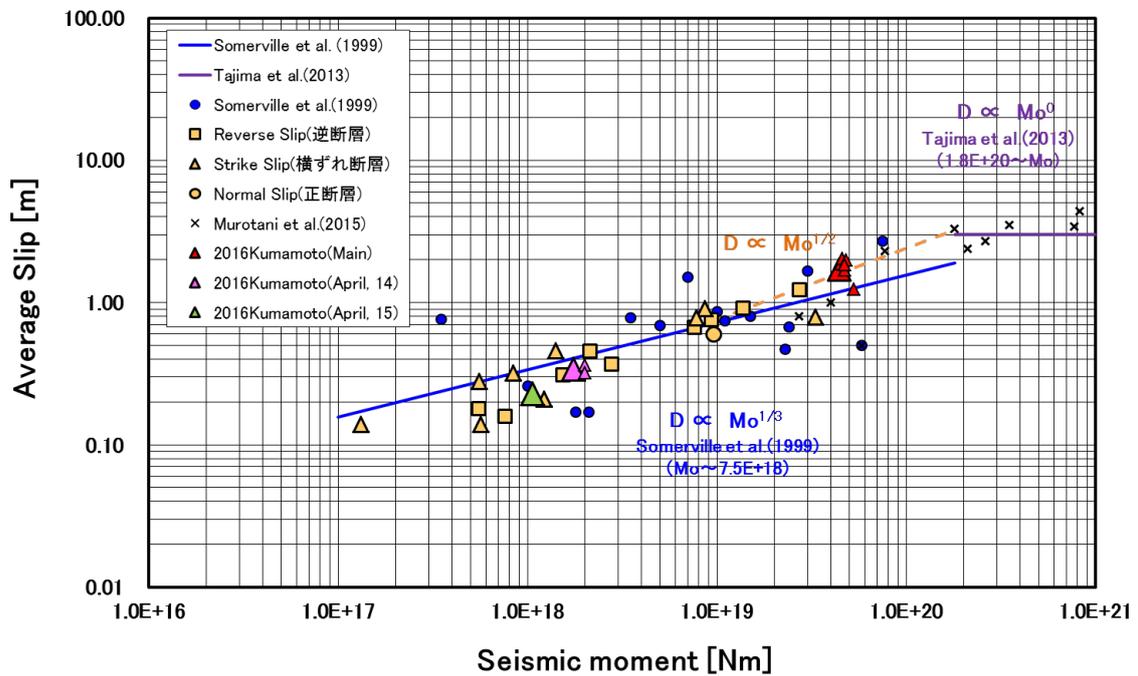


図 3.1.3(1)-17 地震モーメント(M_0)と平均すべり量(D)の関係

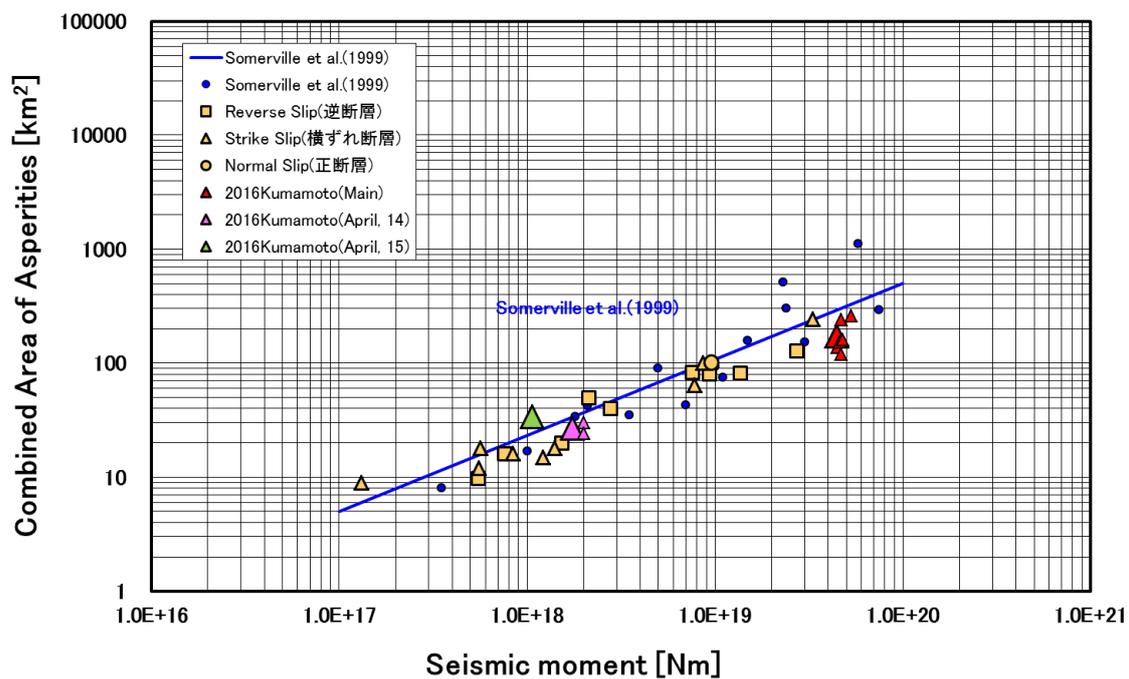


図 3.1.3(1)-18 地震モーメント(M_0)とアスペリティ面積(S_a)の関係

表 3.1.3(1)-3 経験的グリーン関数法による SMGA の震源時間(T_{re})

No.	EQ. NAME	Reference	Mo(F-net) (Nm)	Num. of SMGA	SMGA duration time(s)			SMGA width(km)			Rupture velocity(km/s)			$\alpha_i(T_r = \alpha_i \cdot W_i / V_i)$		
					Tre1	Tre2	Tre3	W1	W2	W3	Vr1	Vr2	Vr3	α_1	α_2	α_3
1	2016年4月16日01時25分熊本地震(本震)	染井・他(2016)	4.42E+19	3	0.6	0.6	0.6	7.2	7.2	10.0	2.80	2.80	2.80	0.23	0.23	0.17
		Irikura et al. (2016)		1	0.8			13.0			2.80			0.17		
2	1995年兵庫県南部地震	釜江・入倉(1997)	3.30E+19	3	0.60	0.60	0.60	16.00	8.00	8.00	2.8	2.8	2.8	0.11	0.21	0.21
3	2008年岩手・宮城内陸地震	釜江 (2008)	2.72E+19	2	0.40	0.40		6.80	6.80		2.7	2.7		0.16	0.16	
		H27年度報告書		2	0.49	0.18		6.75	5.40		2.8	2.8		0.20	0.09	
4	2007年能登半島地震	Kurahashi et al. (2008)	1.36E+19	2	0.70	0.60		6.30	3.60		3.1	3.1		0.34	0.52	
		Maeda et al. (2008)		3	0.90	0.90	0.90	5.20	5.20	3.90	2.8	2.8	2.8	0.48	0.48	0.65
		Yoshimi and Yoshida (2008)		2	0.60	0.50		9.90	12.00		2.8	2.8		0.17	0.12	
		池田・他(2011)		3	0.60	0.50	0.50	7.20	4.80	4.80	2.5	2.5	2.5	0.21	0.26	0.26
5	2011年福島県浜通りの地震	染井・他 (2011)	9.58E+18	2	0.36	0.36		6.28	6.28		2.9	2.9		0.17	0.17	
		Somei et al. (2015)		2	0.48	0.49		6.75	7.20		2.8	2.8		0.20	0.19	
6	2007年新潟県中越沖地震	倉橋・他 (2008)	9.30E+18	3	0.50	0.50	0.45	5.50	5.50	5.04	2.8	2.8	2.8	0.25	0.25	0.25
		山本・竹中 (2009)		3	0.50	0.50	0.30	6.00	6.00	4.50	2.8	2.8	2.7	0.23	0.23	0.18
7	2000年鳥取県西部地震	池田・他(2002)	8.62E+18	2	0.60	0.60		6.00	4.80		2.5	3.0		0.25	0.38	
8	2005年福岡県西方沖の地震	Suzuki and Iwata (2006)	7.80E+18	1	1.96			10.20			3.2			0.61		
9	2004年新潟県中越地震	Kamae et al. (2005)	7.53E+18	2	0.60	0.40		10.00	4.00		2.0	2.0		0.12	0.20	
10	2014年長野県北部の地震	倉橋・他 (2016)	2.76E+18	1	0.40			6.92			2.3			0.13		
11	2011年長野県・新潟県境付近の地震	Somei et al. (2015)	2.13E+18	2	0.45	0.44		5.00	6.00		2.5	2.5		0.23	0.18	
12	2016年4月14日21時26分熊本地震(前震)	H28年度報告書	1.74E+18	2	0.24	0.40		4.00	4.00		2.8	2.8		0.17	0.28	
13	2003年宮城県北部の地震	None	1.53E+18	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
14	1997年3月鹿児島県北西部の地震	Miyake et al. (2003)	1.40E+18	1	0.50			6.00			2.5			0.21		
15	1997年5月鹿児島県北西部の地震	Miyake et al. (2003)	1.22E+18	1	0.50	0.50		4.00	4.00		2.3	2.3		0.29	0.29	
16	2016年4月15日00時03分熊本地震(前震)	H28年度報告書	1.06E+18	1	0.40			5.80			2.0			0.14		
17	2011年静岡県東部の地震	染井・他 (2012)	8.38E+17	1	0.40			5.16			2.8			0.22		
18	1998年岩手県内陸北部の地震	Miyake et al. (2003)	7.53E+17	1	0.32			4.00			3.2			0.25		
19	1997年山口県北部の地震	Miyake et al. (2003)	5.66E+17	1	0.28			4.00			2.8			0.20		
20	2013年栃木県北部の地震	染井・他 (2014)	5.54E+17	1	0.30			4.20			2.4			0.17		
21	2013年淡路島付近の地震	倉橋私信(2014)	5.47E+17	1	0.15			2.85			2.4			0.13		
		染井・他(2015)		1	0.35			3.50			2.4			0.24		
22	2004年留萌地方南部の地震	Maeda and Sasatani(2009)	4.44E+17	2	0.40	0.40		2.80	1.40		2.7	2.7		0.39	0.77	
23	2005年福岡県西方沖の地震 最大余震	Suzuki and Iwata (2006)	1.31E+17	1	0.16			4.50			2.5			0.09		

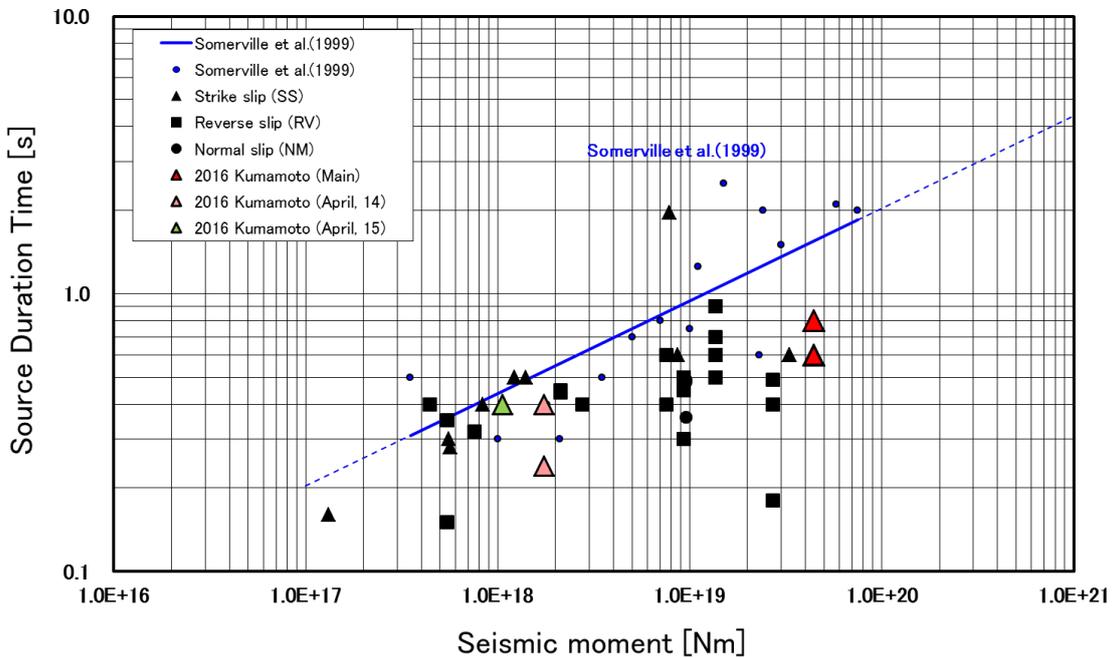


図 3.1.3(1)-19 地震モーメント(M_0)と各 SMGA での震源時間(T_{re})の関係

3.1.3(2) 震源パラメータの深さ依存性について

①はじめに

地震調査研究推進本部 (2016)の強震動予測レシピに従えば、深さ 2km 以浅には地震動生成に関連するすべりを考慮していない (図 3.1.3(2)-1 参照)。しかしながら、近年の被害地震では (例えば、2008 年岩手・宮城内陸地震、2016 年熊本地震 (本震)) 地表地震断層が現れており、深さ 2km 以浅の浅部領域においてもすべりが存在することが示唆された。一方、アスペリティ領域 (ここでは、SMGA とほぼ同じ領域と仮定) の応力降下量の深さ依存性の検討としては、Asano and Iwata (2011b)がある。彼らは震源インバージョン結果に基づき、アスペリティ領域での平均応力降下量を求め、その深さ依存性を指摘している。彼らの結果から、浅くなるほど応力降下量は小さくなる傾向が指摘されている。このため、本検討では震源インバージョン結果に基づき、特に、アスペリティ領域におけるすべりの深さ分布を調べた。

②すべりの深さ依存性

図 3.1.2(2)-2(a)~2(s)に各地震の震源インバージョン結果に基づいたすべりの深さ分布を示す。なお、アスペリティ領域においては、アスペリティ領域内で同じ列 (同じ深さ位置) のすべりを平均化、また、断層破壊領域においては、断層破壊領域内で同じ列 (同じ深さ位置) のすべりを平均化している。すべりの深さ分布において、一部例外を除いて (例えば、2003 年宮城県北部地震、2013 年栃木県北部地震)、Mw6.6 以上の地震で深さ 2km 以浅のすべりが確認できる。図 3.1.2(2)-3 は全ての地震のすべりの深さ分布を示している。すべりの深さ依存性は認められないが、深さ 2km 以浅にすべりが存在することが確認できる。次に深さ 2km 以浅の浅部すべりの特性について検討を行う。表 3.1.2.(2)-1 に深さ 2km 以浅のすべりの平均すべり量 (D_{0-2km}) 及びその面積 (S_{0-2km}) を示す。なお、地震は深さ 2km 以浅にすべりが確認できた 3 つの地震を選択した。その結果、深さ 2km 以浅の平均すべり量は、全体の地震モーメントの約 0.14 倍に相当することがわかった。そこで、この検討結果を用いて、深さ 2km 以浅の浅部すべりの設定について検討を行った。

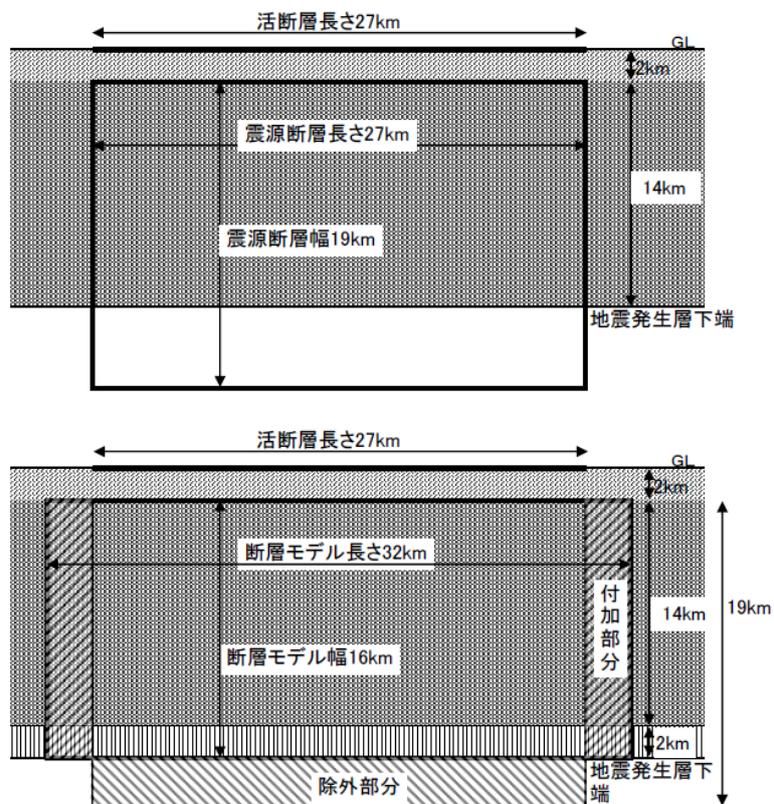
$$\begin{aligned} D_{0-2km}[m] &= \frac{0.14 \cdot M_o [Nm]}{L[km] \cdot 2[km] \cdot \mu [N/m]} \\ &= \frac{0.14 \cdot \mu \cdot D_{rup} \cdot S_{rup}}{L \cdot 2 \cdot \mu} \\ &= \frac{0.14 \cdot \mu \cdot D_{rup} \cdot L \cdot W}{L \cdot 2 \cdot \mu} \end{aligned}$$

(地表付近の地中の剛性率 (μ) は同一と仮定)

$$\begin{aligned}
 &= \frac{0.14 \cdot W}{2} \cdot D_{rup} \\
 & (W_{\max}=18\text{km (橋本, 2007)}) \\
 &= \frac{0.14 \cdot 18}{2} \cdot D_{rup} \\
 &= 1.3D_{rup}
 \end{aligned}$$

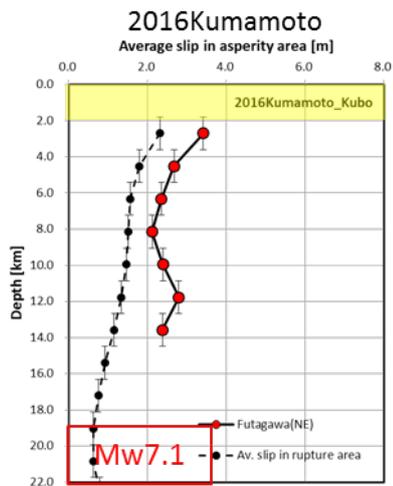
以上から、深さ 0~2km の浅部のすべり量 ($D_{0-2\text{km}}$) は断層全体のすべり量 (D_{rup}) の 1.3 倍として設定可能であることが示された。図 3.1.3(2)-4 に浅部すべり設定の概念図を示す。

本検討で、深さ 2km 以浅の浅部領域において断層破壊領域の平均すべり量の 1.3 倍程度を設定する可能性が示された。ただし、3.1.1.2(2)の 2016 年熊本地震（本震）を対象にした経験的グリーン関数法によって求められた SMGA は深さ 2km 以深となっている。このことは、深さ 2km 以浅には、周期 1 秒以下の短周期を生成する SMGA を設定する必要がないことを示唆しており、これまでの研究成果（2008 年岩手・宮城内陸地震、2014 年長野県北部地震）と整合的である。本検討で提案した浅部すべりの設定については、今後は、観測された震源近傍の変位との比較検討を行い、設定手法の検証を行う必要がある。また、本検討では、地震調査研究推進本部（2016）に従って地域性を考慮せず、一律に深さ 2km 以浅とそれ以深に分けたすべり分布設定の提案を行っている。しかしながら、実際には地下構造には地域性があるため、その地域特性を考慮した浅部のすべり分布の設定を考慮する必要があると考える。

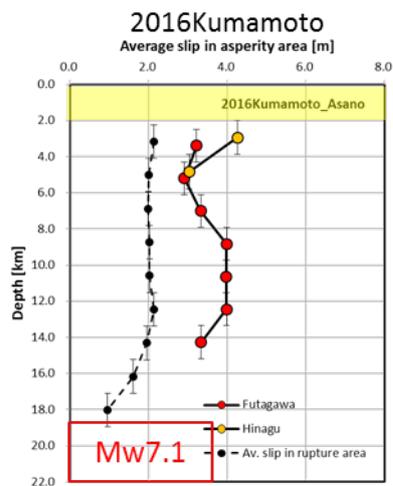


断層モデル長さおよび幅の概念図
(上) 初期モデル、(下) 修正モデル

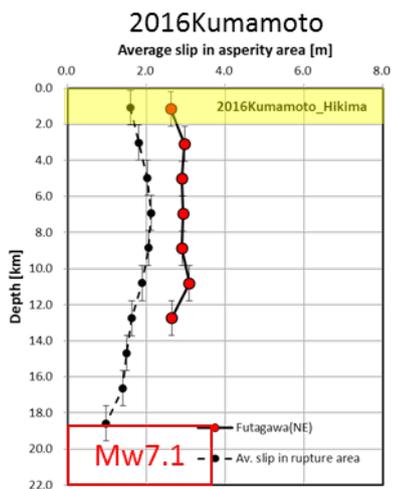
図 3.1.3(2)-1 強震動予測レシピ（地震調査研究推進本部, 2016）における断層モデル作成の概念図



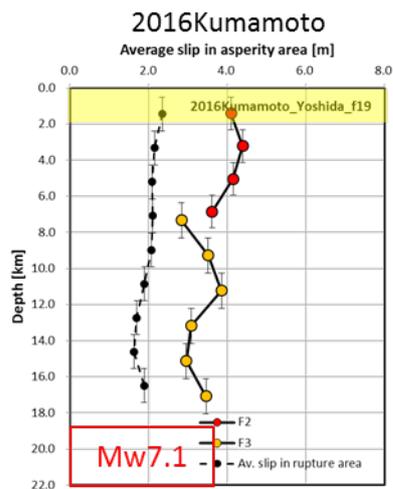
Kubo et al. (2016)



Asano and Iwata (2016)



引間(2016)



H28 年度 (南東傾斜)

図 3.1.3(2)-2(a) 2016 年熊本地震 (本震) におけるすべりの深さ分布
赤、黄：アスペリティ領域 黒：断層破壊領域

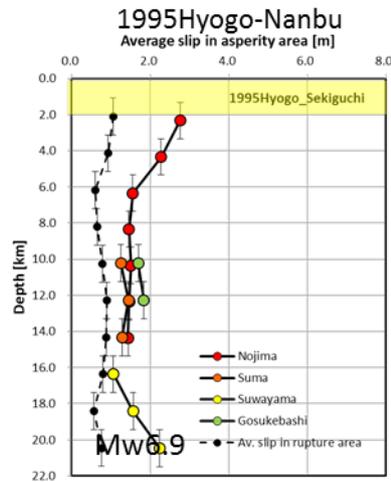
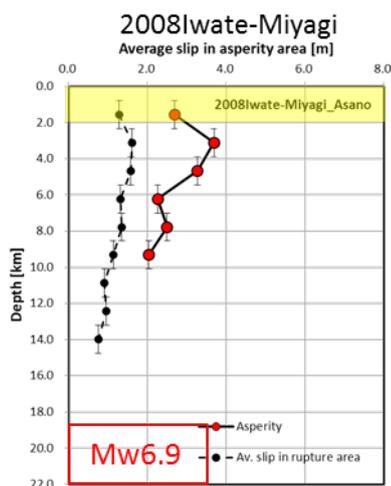
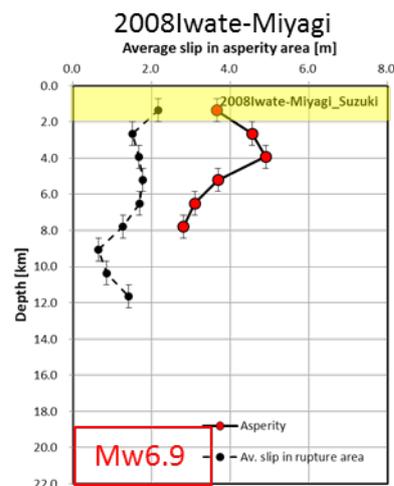


図 3.1.3(2)-2(b) 1995 年兵庫県南部地震(Sekiguchi et al, 2002)におけるすべりの深さ分布
赤、橙、黄、緑：アスペリティ領域 黒：断層破壊領域



Asano and Iwata(2011a)



Suzuki et al. (2010)

図 3.1.3(2)-2(c) 2008 年岩手・宮城内陸地震におけるすべりの深さ分布
赤：アスペリティ領域 黒：断層破壊領域

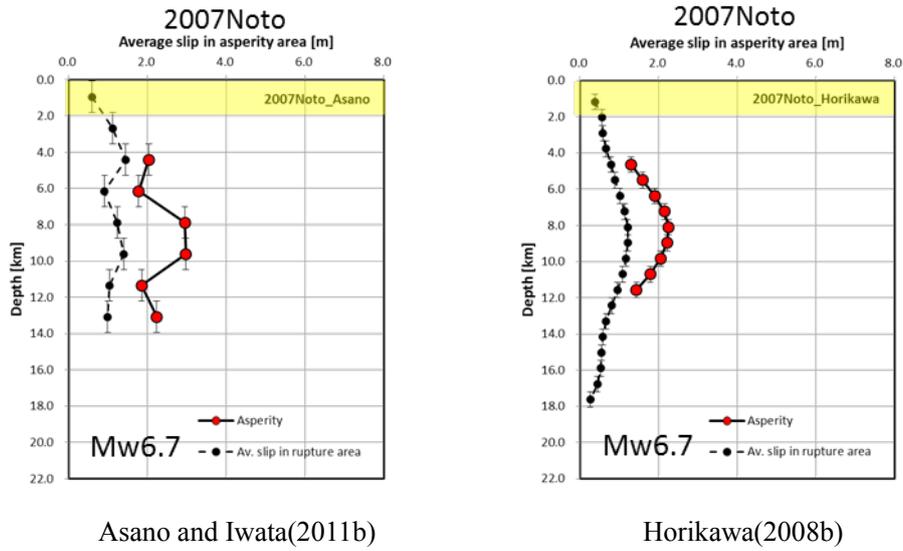


図 3.1.3(2)-2(d) 2007 年能登半島地震におけるすべりの深さ分布
赤：アスペリティ領域 黒：断層破壊領域

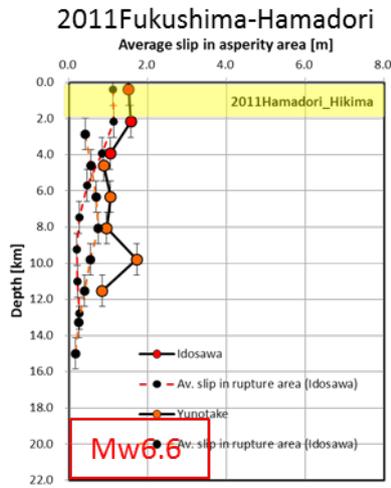
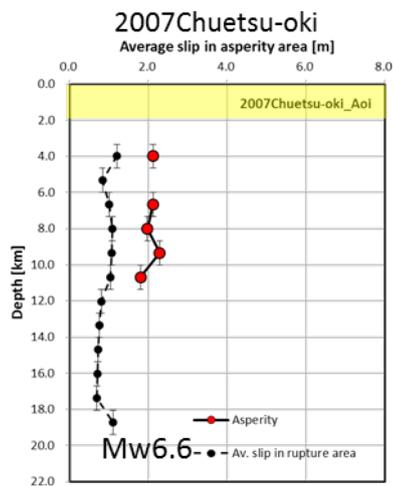
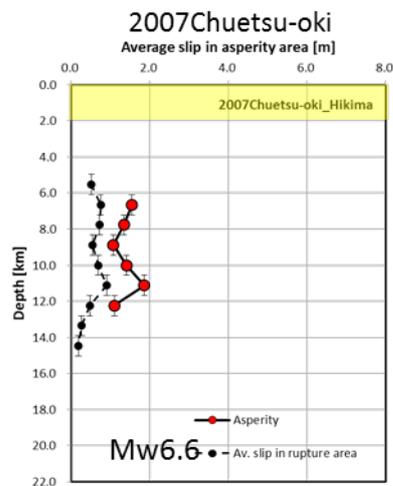


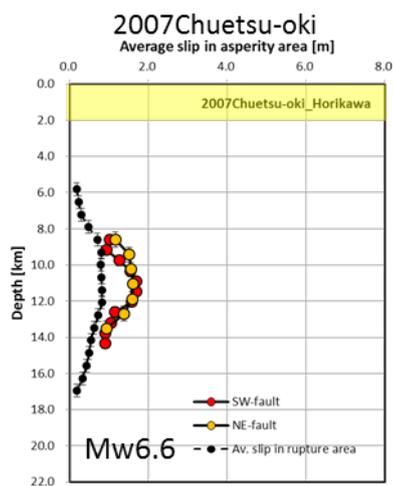
図 3.1.3(2)-2(e) 2011 年福島県浜通り地震（引間,2012）におけるすべりの深さ分布
赤、橙：アスペリティ領域 黒：断層破壊領域



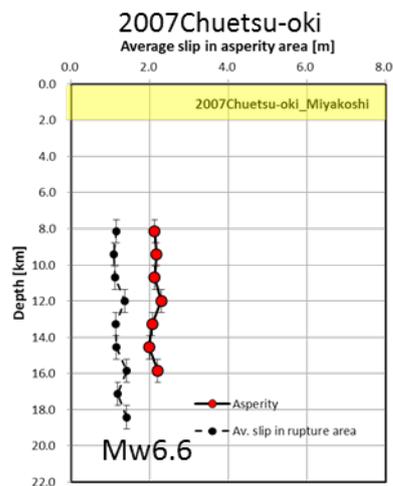
Aoi et al.(2008)



引間・瀨瀬(2008)



Horikawa(2008a)



Miyakoshi et al.(2008)

図 3.1.3(2)-2(f) 2007 年新潟県中越沖地震におけるすべりの深さ分布
赤、黄：アスペリティ領域 黒：断層破壊領域

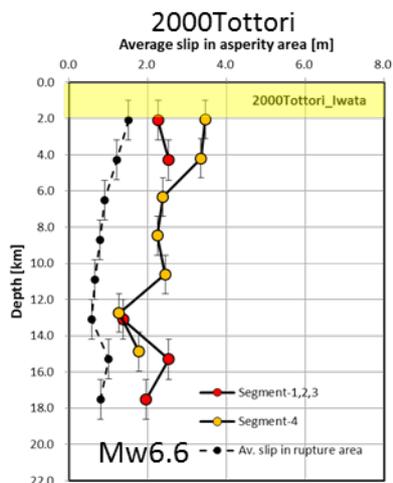


図 3.1.3(2)-2(g) 2000 年鳥取県西部地震（岩田・関口,2002）におけるすべりの深さ分布
赤、黄：アスペリティ領域 黒：断層破壊領域

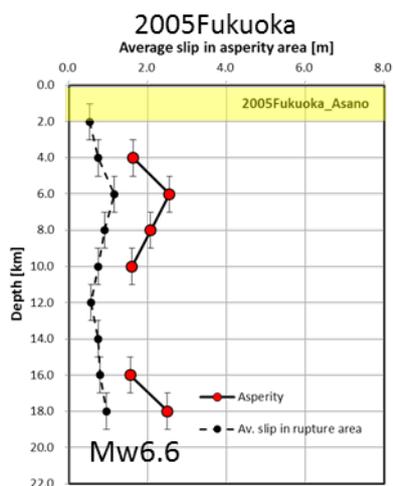


図 3.1.3(2)-2(h) 2005 年福岡県西方沖の地震（Asano and Iwata,2006）における
すべりの深さ分布
赤：アスペリティ領域 黒：断層破壊領域

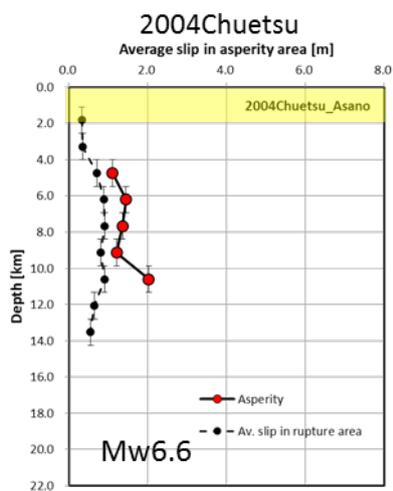


図 3.1.3(2)-2(i) 2004 年新潟県中越地震 (Asano and Iwata,2009) におけるすべりの深さ分布
赤：アスペリティ領域 黒：断層破壊領域

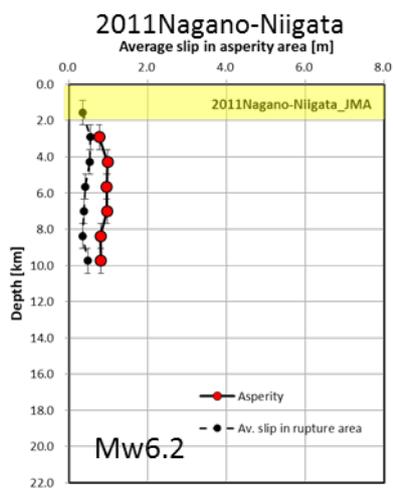


図 3.1.3(2)-2(j) 2011 年長野県・新潟県県境付近の地震 (気象庁,2012a)
におけるすべりの深さ分布
赤：アスペリティ領域 黒：断層破壊領域

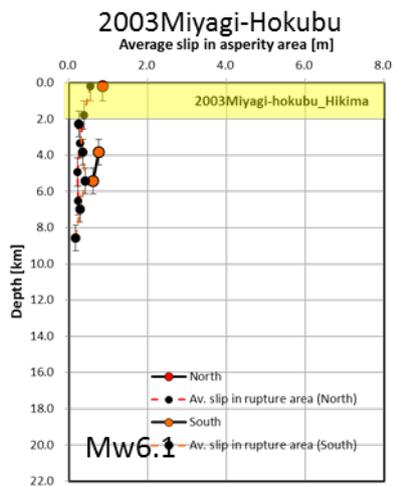


図 3.1.3(2)-2(k) 2003 年宮城県北部の地震 (Hikima and Koketsu,2004)
 におけるすべりの深さ分布
 赤、橙：アスペリティ領域 黒：断層破壊領域

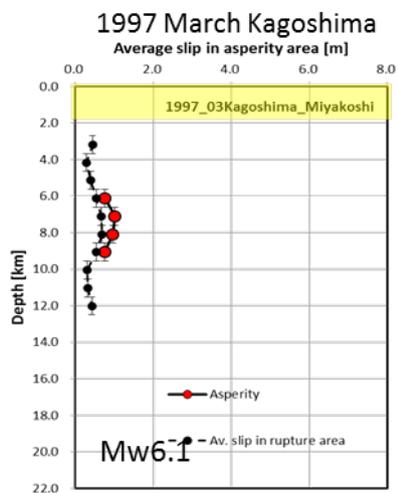


図 3.1.3(2)-2(l) 1997 年 3 月鹿児島県北西部の地震 (宮腰・他,2004)
 におけるすべりの深さ分布

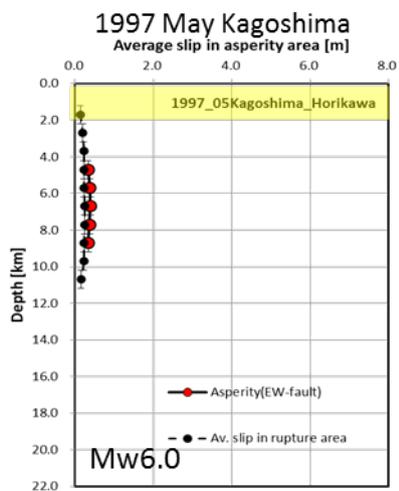


図 3.1.3(2)-2(m) 1997 年 5 月鹿児島県北西部の地震 (Horikawa,2001) におけるすべりの深さ分布

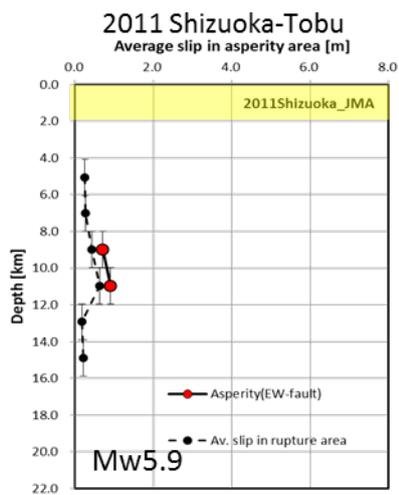


図 3.1.3(2)-2(n) 2011 年静岡県東部の地震 (気象庁,2012b) におけるすべりの深さ分布

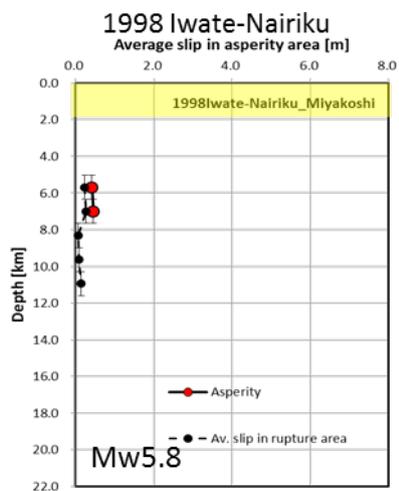


図 3.1.3(2)-2(o) 1998 年岩手県内陸北部の地震 (Miyakoshi et al,2000) におけるすべりの深さ分布

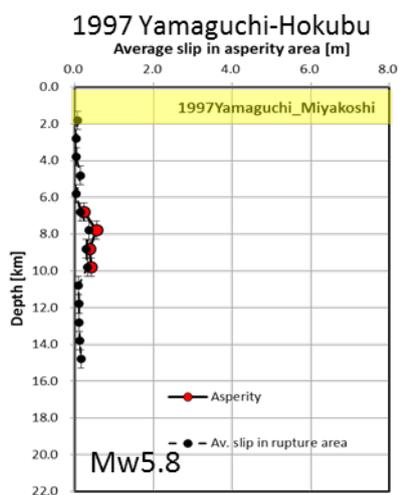


図 3.1.3(2)-2(p) 1997 年山口県北部の地震 (宮腰・他,2004) におけるすべりの深さ分布

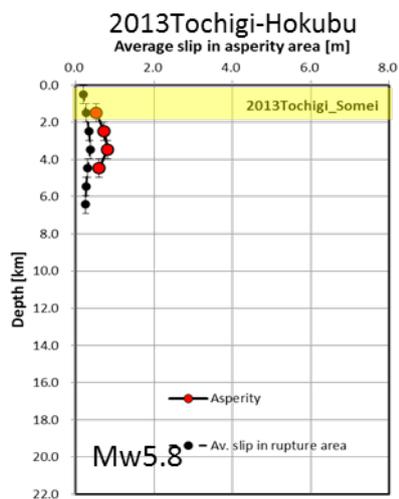


図 3.1.3(2)-2(q) 2013 年栃木県北部の地震（染井・他,2014）におけるすべりの深さ分布

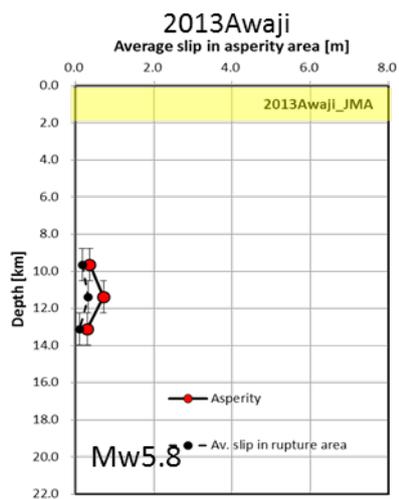


図 3.1.3(2)-2(r) 2013 年淡路島付近の地震（気象庁,2013）におけるすべりの深さ分布

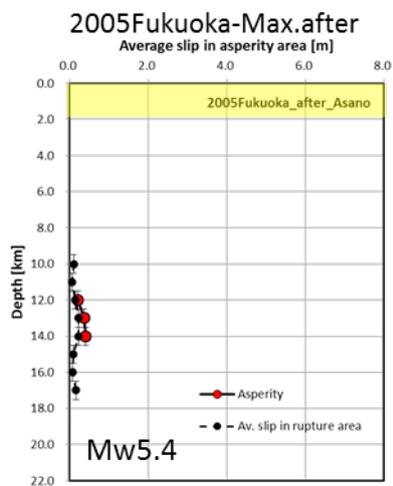


図 3.1.3(2)-2(s) 2005 年福岡県西方沖の地震の最大余震 (Asano and Iwata,2006) におけるすべりの深さ分布

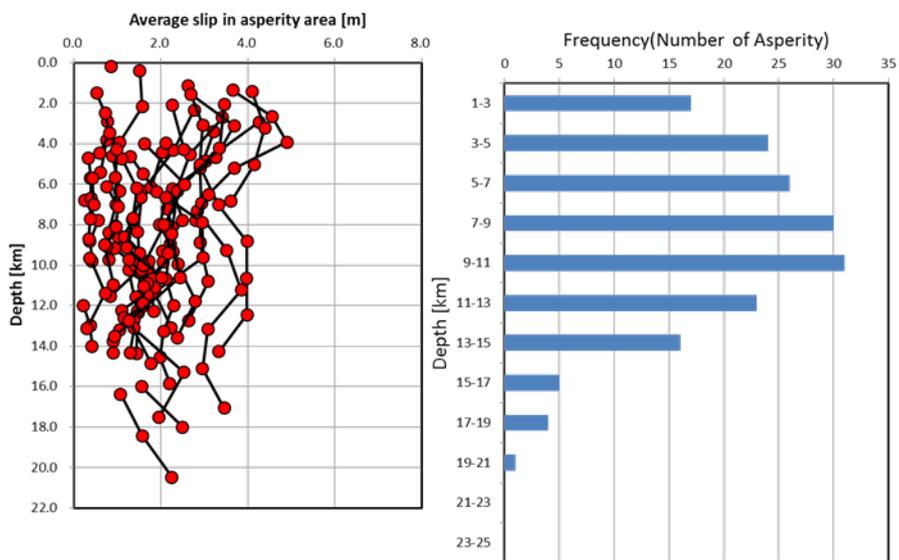


図 3.1.3(2)-3 (左) 整理した全地震のすべりの深さ分布
(右) 深さに対するすべりの頻度分布

表 3.1.3(2)-1 深さ 2km 以浅のすべり量及び地震モーメント比

D_{rup} : 断層破壊領域における平均すべり量、 S_{rup} : 断層破壊面積

D_{0-2km} : 深さ 2km 以浅の平均すべり量、 S_{0-2km} : 深さ 2km 以浅の断層面積

EQ. name	Reference	Mo(F-net) [Nm]	D_{rup} [m]	S_{rup} [km ²]	D_{0-2km} [m]	S_{0-2km} [km ²]	Mo_{0-2km}/Mo
2016年4月16日01時25分熊本地震(本震)	吉田・他 (2016)[北西傾斜]	4.42E+19	1.98	792	2.34	88	0.13
	引間 (2016)		1.69	880	1.59	88	0.09
2008年岩手・宮城内陸地震	Asano and Iwata (2011)	2.72E+19	1.20	684	1.28	76	0.12
	Suzuki et al. (2010)		1.44	720	2.16	80	0.17
2011年福島県浜通りの地震	引間 (2012)	9.58E+18	0.52	640	1.12	52	0.18

※深さ 2km 以浅にすべりが確認できた地震を選択

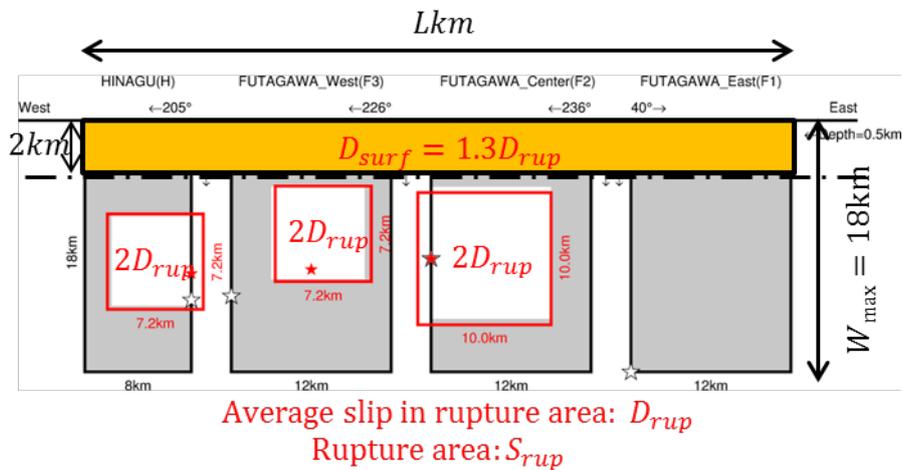


図 3.1.3(2)-4 浅部すべり設定の概念図

③応力降下量の深さ依存性

Asano and Iwata (2011b)は震源インバージョン解析結果に基づいて断層面上での静的応力降下量を推定し、アスペリティ領域における応力降下量の深さ依存性を指摘している。その際、彼らの用いた震源インバージョン解析の対象周波数は主に 1Hz 以下の低周波数帯域 ($T > 1s$; 長周期域) である。本検討では、主に周波数 1Hz 以上の高周波数帯域 ($T < 1s$; 短周期域) の強震動加速度記録を対象にした経験的グリーン関数法(EGF)を用いて得られた SMGA の応力降下量を文献から調べ、その応力降下量の深さ依存性について検討を行う。まず、検討対象とした 1995～2016 年に国内で発生した 23 個 (横ずれ断層: 12 個、逆断層: 10 個、正断層: 1 個) の内陸地殻内地震の SMGA と地震モーメントの関係を検討した。図 3.1.3(2)-5 は検討対象地震における SMGA 面積の地震規模依存性($M_w 5.4 \sim 7.1$)を示している (表 3.1.3(2)-2 参照)。実線は Somerville *et al.*(1999)によるアスペリティ領域 (S_a) と地震モーメント (M_o) の経験式である。SMGA 面積は Somerville *et al.*(1999)の経験式とよく一致している。

図 3.1.3(2)-6(a)に SMGA の応力降下量の深さ分布を示す。図で示すように SMGA の応力降下量はバラツキが大きく、明瞭な深さ依存性は確認できない。次に、深さ 2km 毎の平均応力降下量の深さ分布を図 3.1.3(2)-6(b)の赤丸で示す。深さ 10km 以深では平均応力降下量の標準偏差が非常に大きい、定性的には、平均応力降下量の深さ依存性が確認できた。そこで、下記に示す Asano and Iwata (2011b)の深さ依存式

$$\Delta \sigma_a [\text{MPa}] = 1.10 [\text{MPa/km}] \times h [\text{km}] + 4.2 \quad \dots \textcircled{1} \quad (\text{Asano and Iwata, 2011b})$$

に倣い、深さに対する応力降下量の増加を 1.10[MPa/km]と仮定し、2km 毎の平均応力降下量を説明できる回帰式を求めた。その結果、

$$\Delta \sigma_a [\text{MPa}] = 1.10 [\text{MPa/km}] \times h [\text{km}] + 7.9 \quad \dots \textcircled{2}$$

が得られた。これは Asano and Iwata (2011b)に比べて同じ深さの応力降下量に対して 1.1～1.7 倍程度 (平均で約 1.3 倍) 大きい。

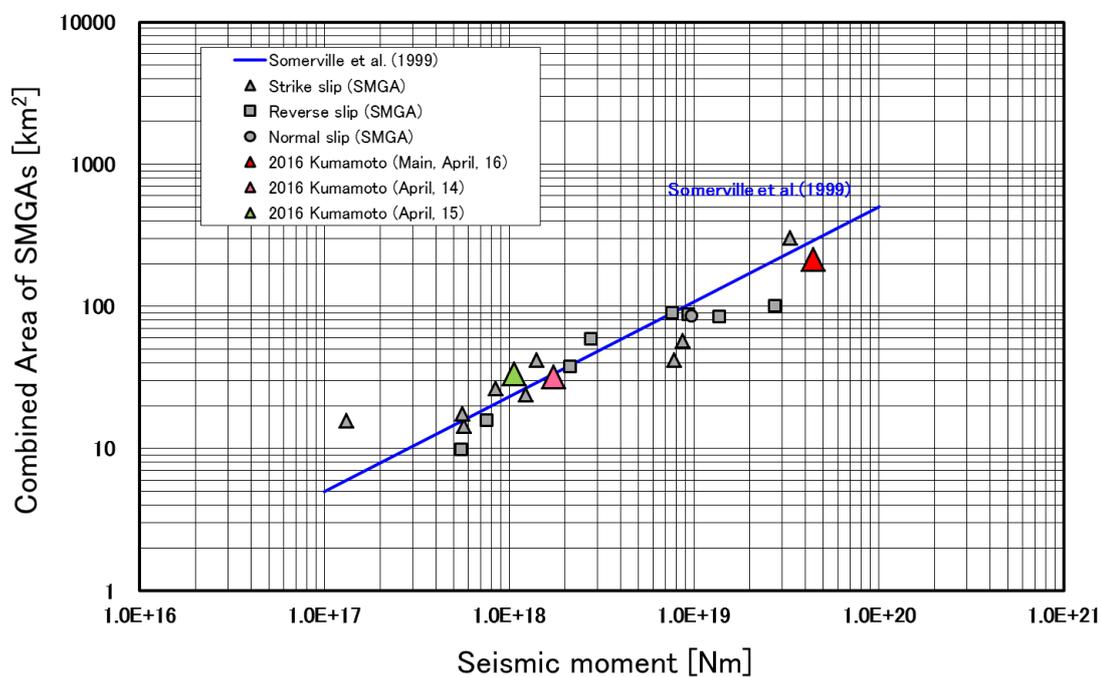


図 3.1.3(2)-5 SMGA と地震モーメントの関係。実線は Somerville *et al.* (1999)によるアスペリティ面積と地震モーメントの関係式を示す。

表 3.1.3(2)-2 各地震における SMGA の各種震源パラメータ (SMGA 面積、深さ、応力降下量等)

No.	EQ. NAME	Reference	Mo (F-rixt) (Nm)	Num. of SMGA	SMGA (km ²)			SMGA radius (km)			Centroid Depth (km)			Stress drop (MPa)		
					SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA1	SMGA2	SMGA3
1	2016年4月16日01時25分熊本地震(本震)	柴井・他(2016) Irikura et al. (2016)	4.42E+19	3	51.8	51.8	100.0	4.1	4.1	5.6	9.8	7.8	9.1	13.6	13.6	13.4
2	1985年兵庫県南部地震	釜江・入倉(1997) 釜江 (2008)	3.30E+19	3	224.9	64.0	64.0	8.5	7.5	4.5	13.6	12.0	9.0	8.6	16.3	8.6
3	2006年岩手・宮城内陸地震	H27年度報告書 Kurahashi et al. (2008)	2.72E+19	2	46.2	46.2		3.8	3.8		5.7	12.3		13.8	13.8	
4	2007年能登半島地震	Maeda et al. (2008)	1.36E+19	2	91.1	21.9		5.4	2.6		3.1	6.6		12.8	16.7	
		Yoshimi and Yoshida (2008)		2	39.7	13.0		3.6	2.0		8.7	4.3		25.8	10.3	
		池田・他(2011)		3	27.0	27.0	15.2	2.9	2.9	2.2	9.8	13.3	12.4	4.6	37.5	46.9
5	2011年福島県浜通りの地震	柴井・他 (2011) Somei et al. (2015)	9.58E+18	2	51.8	23.0	23.0	4.1	2.7	2.7	7.7	4.4	5.5	20.0	20.0	10.0
6	2007年新潟県中越沖地震	倉橋・他 (2008) 山本・竹中 (2009)	9.30E+18	3	30.3	30.3	25.4	3.1	3.1	2.8	10.0	8.9	11.3	23.7	23.7	19.8
7	2000年鳥取県西部地震	池田・他(2002) Suzuki and Iwata (2006)	8.62E+18	2	28.8	28.8		3.0	3.0		8.6	3.2		28.0	14.0	
8	2005年福岡県西方沖の地震	Suzuki and Iwata (2006)	7.80E+18	1	41.8			3.6			6.8			10.7		
9	2004年新潟県中越沖地震	Kamae et al. (2005)	7.59E+18	2	75.0	16.0		4.9	2.3		9.2	10.7		7.0	20.0	
10	2014年長野県北部の地震	倉橋・他 (2016)	2.78E+18	1	59.9			4.4			4.5			9.4		
11	2011年長野県・新潟県境付近の地震	Somei et al. (2015)	2.19E+18	2	20.0	18.0		2.5	2.4		7.5	7.2		12.8	18.2	
12	2016年4月14日21時26分熊本地震(前震)	H28年度報告書	1.74E+18	2	16.0	16.0		2.3	2.3		9.9	5.9		15.3	15.3	
13	2006年宮城県北部の地震	None	1.53E+18	x	x	x		x	x		x	x		x	x	x
14	1997年3月鹿児島県北西部の地震	Miyake et al. (2003)	1.40E+18	1	42.0			3.7			5.8			17.0		
15	1997年5月鹿児島県北西部の地震	Miyake et al. (2003)	1.22E+18	2	12.0	12.0		2.0	2.0		6.2	6.2		23.9	23.9	
16	2016年4月15日00時03分熊本地震(前震)	H28年度報告書	1.06E+18	1	33.6			3.3			5.3			7.8		
17	2011年静岡県東部の地震	柴井・他 (2012)	8.38E+17	1	26.6			2.9			12.5			16.9		
18	1998年岩手県内陸北部の地震	Miyake et al. (2003)	7.59E+17	1	16.0			2.3			8.6			20.3		
19	1997年山口県北部の地震	Miyake et al. (2003)	5.68E+17	1	14.4			2.1			6.8			20.5		
20	2013年栃木県北部の地震	柴井・他 (2014)	5.54E+17	1	17.6			2.4			3.1			16.4		
21	2013年淡路島付近の地震	倉橋私伝(2014) 柴井・他(2015)	5.47E+17	1	8.1			1.6			14.8			9.0		
22	2004年留萌地方南部の地震	Maeda and Sasatani(2009)	4.44E+17	2	7.8	2.0		1.6	0.8		4.2	5.3		12.9	27.9	
23	2005年福岡県西方沖の地震 最大余震	Suzuki and Iwata (2006)	1.31E+17	1	15.8			2.2			12.0			1.4		

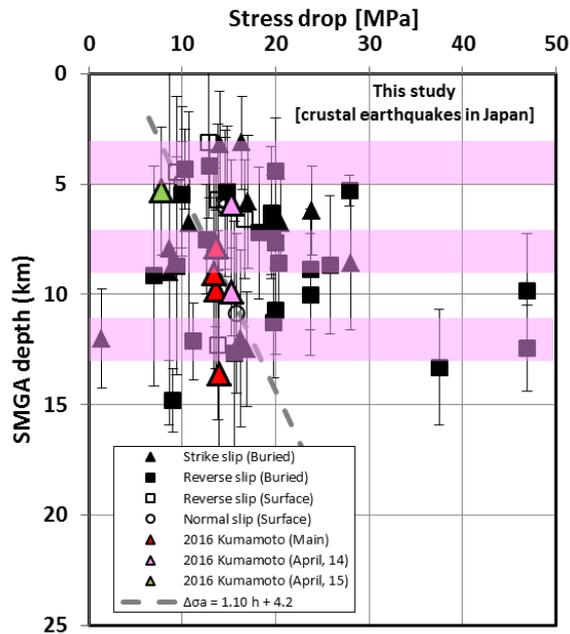


図 3.1.3(2)-6(a) 各 SMGA における応力降下量の深さ分布。縦線：各 SMGA の幅の範囲。
 灰色破線：Asano and Iwata(2011b)による応力降下量（静的）の深さ依存式 (①)。

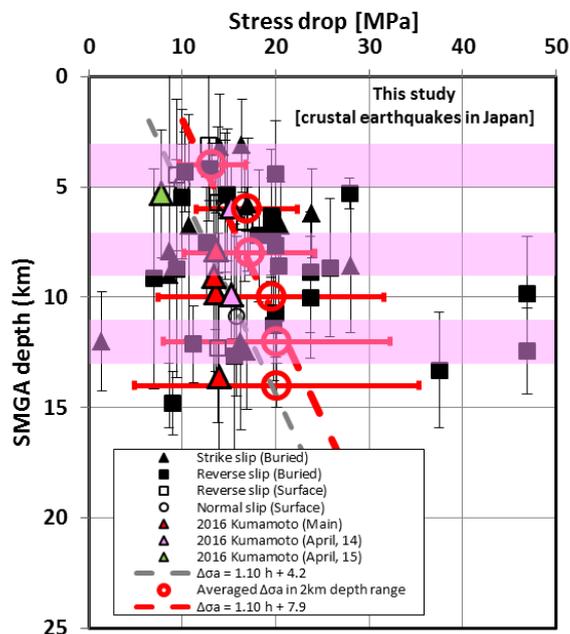


図 3.1.3(2)-6(b) 深さ 2km 毎の平均応力降下量（赤丸）。赤破線：深さ 2km 毎の平均応力降下量から得られる回帰式 (②)。図中の白抜きシンボルは地表地震断層、黒塗りシンボルは地中地震断層を示す。なお、“地表”or“地中”は吉田・他(2016)を参考した。

④規格化加速度レベルの深さ依存性

EGF を用いたフォーワード・モデリングでは強震動波形(10Hz～0.1Hz 程度)をターゲットに、SMGA の位置と大きさ及びその応力降下量を求めている。このため、SMGA の大きさと応力降下量はトレード・オフの関係にある可能性が考えられる。そこで次に、応力降下量と SMGA の大きさ (等価半径) の積の関係で示される加速度レベルに着目し、その深さ依存性について検討を行う。

図 3.1.3(2)-7 は SMGA における加速度レベル(表 3.1.3(2)-3 参照) の地震規模依存性を示しており、EQ.19 を除き、加速度レベルは壇・他(2001)による経験則($A \propto M_o^{1/3}$)と調和的である。そこで、本検討では図 3.1.3(2)-8 で示すように地震毎に求められている各 SMGA の加速度レベル(A)に対して、それぞれの SMGA の面積に応じて重み付けされた地震モーメントの 1/3 乗で規格化を行った (以下、規格化加速度レベル(A_N))。

図 3.1.3(2)-9 は各 SMGA における規格化加速度レベル(A_N)の深さ分布を示している。応力降下量に比べて規格化加速度レベルのバラツキは小さくなっているようにみえるが、明瞭な深さ依存性を確認することは難しい。そこで、図 3.1.3(2)-6(b)と同様に深さ 2km 毎に平均した規格化加速度レベルの深さ分布を示す。深さ 10km 以深ではその標準偏差が非常に大きい、深さ依存性が確認できる。深さ 2km 毎の規格化加速度レベルに対して最小二乗法的に最適な回帰式を求め、それに基づいて応力降下量の深さ依存式を求めた。なお、回帰式を求める際、Asano and Iwata (2011b)の深さ依存式における傾き(1.1MPa/km)を仮定するとともに、Somerville *et al.*(1999)による地震モーメントと断層面積の関係(S-Mo)、また、宮腰・他(2015)による断層面積に対するアスペリティ面積比($S_a/S=0.16$)を仮定した(図 3.1.3(2)-10 参照)。

図 3.1.3(2)-11 に規格化加速度レベル(A_N)の回帰式に基づいて得られる SMGA の応力降下量の深さ依存式を下記に示す。

$$\Delta\sigma_a[\text{MPa}]=1.10[\text{MPa/km}]\times h[\text{km}]+1.7 \quad \dots \textcircled{3}$$

得られた応力降下量の深さ依存式③は、応力降下量の分布に比べて明らかに過小評価である。深さ約 8km 以深において、規格化加速度レベルはある一定の頭打ちをしているように見える (図 3.1.3(2)-9 参照)。すなわち、式③を求める際、深さ約 8km 以深の規格化加速度レベルの頭打ちの影響を受け、見かけ上、応力降下量の回帰式が小さくなっている可能性が考えられた。そこで次に、深さ約 8km 以浅は規格化加速度レベルの深さ依存性、それ以深については、規格化加速度レベルが一定となるバイ・リニアを仮定した規格化加速度レベルの深さ分布について考察を行う。その結果、深さ 4～8km の規格化加速度レベルに対して回帰分析を行い、得られた応力降下量の深さ依存式は下記のようになった。

$$\Delta\sigma_a[\text{MPa}] = 1.10[\text{MPa/km}] \times h[\text{km}] + 5.0 \quad \dots \textcircled{4}$$

本検討で得られた深さ 4~8km までの応力降下量の深さ依存式は Asano and Iwata (2011b) (式①参照) とほぼ一致する。ところで、Kagawa *et al.* (2004) は深さ 5km を境に応力降下量が異なるモデルを提案している (図 3.1.3(2)-13 参照)。例えば、下記で示すように④式と Kagawa *et al.* (2004) を組み合わせた応力降下量の深さ依存性のモデル化が考えられる。

$$\text{深さ } 0 \sim 4\text{km} : \Delta\sigma_a[\text{MPa}] = 6.5\text{MPa}$$

$$\text{深さ } 0 \sim 8\text{km} : \Delta\sigma_a[\text{MPa}] = 1.10[\text{MPa/km}] \times h[\text{km}] + 5.0$$

$$\text{深さ} : 8\text{km 以深} : \Delta\sigma_a[\text{MPa}] = 23.6\text{MPa}$$

今後、上記のような応力降下量の深さ依存性のモデルを仮定し、EGF フォワード・モデリングや統計的グリーン関数を用いた地震動評価による検証が必要と考える。

表 3.1.3(2)-3 各地震の加速度レベル(A_D) と規格化加速度レベル ($A_N = A_{Mi} / Mo_i^{1/3}$)

No.	EQ. NAME	Mo(F-net) (Nm)	β (km/s)	V_r (km/s)	A_D (Nm/s ²)	A_N at each SMGA ((Nm) ^{2/3} /s ²)		
						SMGA1	SMGA2	SMGA3
1	2016年4月16日01時25分熊本地震(本震)	4.42E+19	3.40	2.80	1.6E+19	1.9E+12	1.9E+12	2.6E+12
			3.40	2.80	1.7E+19	4.0E+12		
2	1995年兵庫県南部地震	3.30E+19	3.50	2.80	1.6E+19	2.5E+12	2.8E+12	1.5E+12
3	2008年岩手・宮城内陸地震	2.72E+19	3.50	2.70	1.2E+19	2.1E+12	2.1E+12	
			3.40	2.80	1.2E+19	2.7E+12	1.8E+12	
4	2007年能登半島地震	1.36E+19	3.40	3.10	1.4E+19	5.1E+12	1.2E+12	
			3.50	2.80	3.1E+19	7.1E+12	5.7E+12	5.3E+12
			3.50	2.80	1.2E+19	2.7E+12	3.1E+12	
			3.50	2.50	1.6E+19	3.7E+12	2.5E+12	1.2E+12
5	2011年福島県浜通りの地震	9.58E+18	3.40	2.90	1.1E+19	3.0E+12	3.0E+12	
			3.30	2.80	9.5E+18	2.3E+12	3.0E+12	
6	2007年新潟県中越沖地震	9.30E+18	3.40	2.70	1.7E+19	4.0E+12	4.0E+12	3.1E+12
			3.40	2.80	1.4E+19	3.8E+12	2.9E+12	2.8E+12
7	2000年鳥取県西部地震	8.62E+18	3.50	2.65	1.5E+19	4.8E+12	2.4E+12	
8	2005年福岡県西方沖の地震	7.80E+18	3.50	3.15	6.0E+18	2.7E+12		
9	2004年新潟県中越地震	7.53E+18	3.50	2.00	8.7E+18	1.5E+12	2.0E+12	
10	2014年長野県北部の地震	2.76E+18	3.30	2.30	5.9E+18	2.8E+12		
11	2011年長野県・新潟県境付近の地震	2.13E+18	3.50	2.50	8.3E+18	2.7E+12	3.7E+12	
12	2016年4月14日21時26分熊本地震(前震)	1.74E+18	3.40	2.80	7.1E+18	3.4E+12	3.4E+12	
13	2003年宮城県北部の地震	1.53E+18	×	×	×	×	×	×
14	1997年3月鹿児島県北部の地震	1.40E+18	3.10	2.50	7.5E+18	5.4E+12		
15	1997年5月鹿児島県北部の地震	1.22E+18	3.10	2.30	8.0E+18	3.9E+12	3.9E+12	
16	2016年4月15日00時03分熊本地震(前震)	1.06E+18	3.50	2.00	3.9E+18	2.2E+12		
17	2011年静岡県東部の地震	8.38E+17	3.44	2.80	7.3E+18	6.3E+12		
18	1998年岩手県内陸北部の地震	7.53E+17	3.50	3.15	7.1E+18	7.0E+12		
19	1997年山口県北部の地震	5.66E+17	3.10	2.79	5.3E+18	5.8E+12		
20	2013年栃木県北部の地震	5.54E+17	3.44	2.40	5.8E+18	4.9E+12		
21	2013年淡路島付近の地震	5.47E+17	3.40	2.64	2.1E+18	2.0E+12		
			3.40	2.40	3.2E+18	2.8E+12		
22	2004年留萌地方南部の地震	4.44E+17	3.00	2.70	3.4E+18	2.7E+12	2.9E+12	
23	2005年福岡県西方沖の地震 最大余震	1.31E+17	3.50	2.45	4.8E+17	6.7E+11		

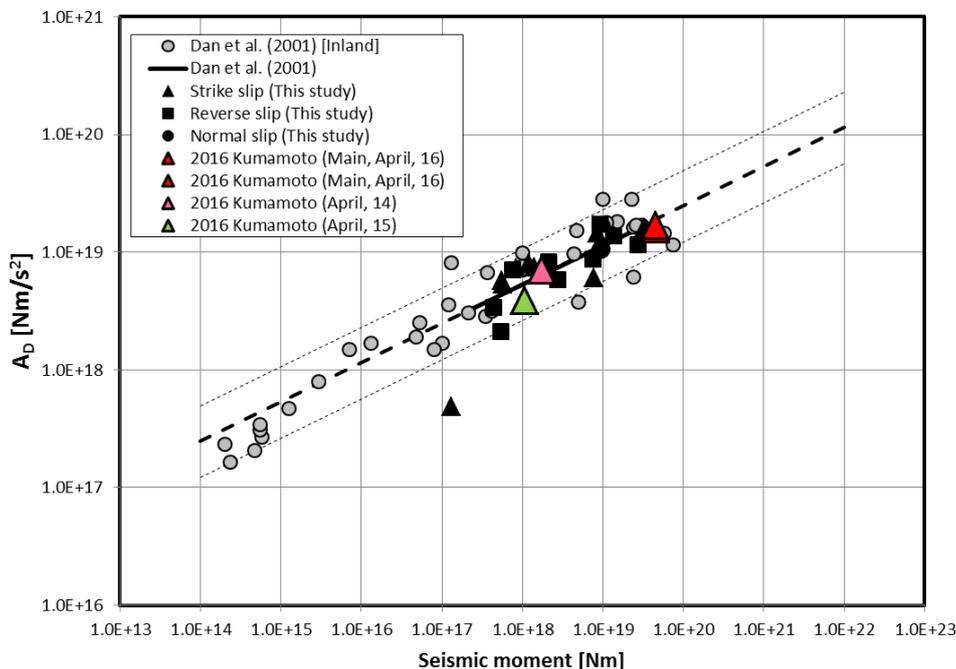


図 3.1.3(2)-7 SMGA の加速度レベルと地震モーメントの関係。

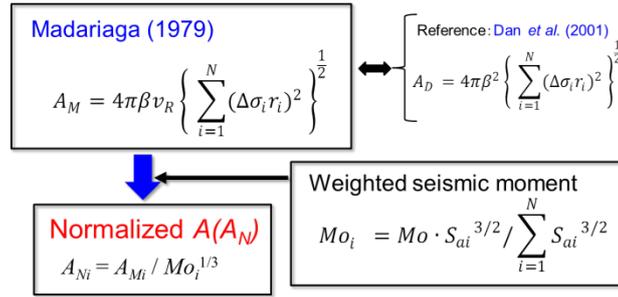


図 3.1.3(2)-8 規格化加速度レベルの考え方 (A_N)。

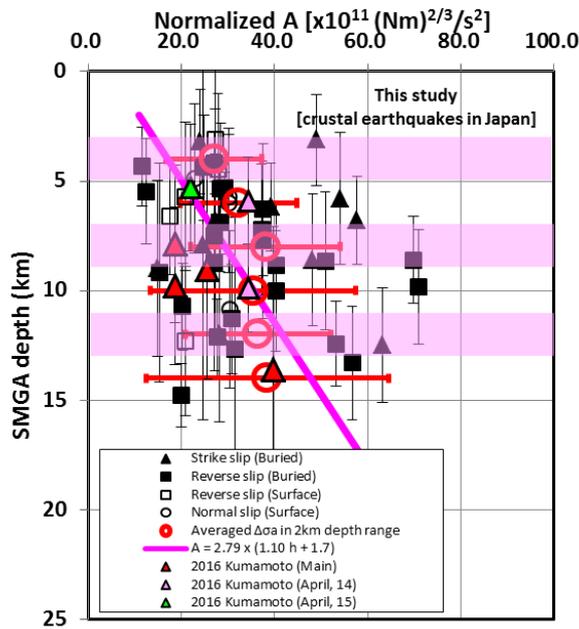


図 3.1.3(2)-9 各 SMGA における規格化加速度レベル(A_N)の深さ分布。

赤線：規格化加速度レベルの回帰式（対象深さ：4～14km）。

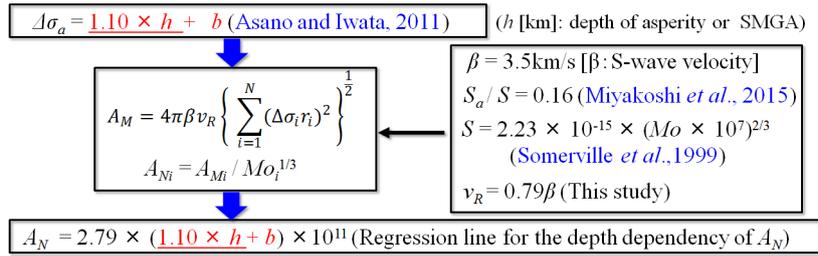


図 3.1.3(2)-10 規格化加速度レベル(A_N)に基づいた応力降下量の深さ依存回帰式の求め方。

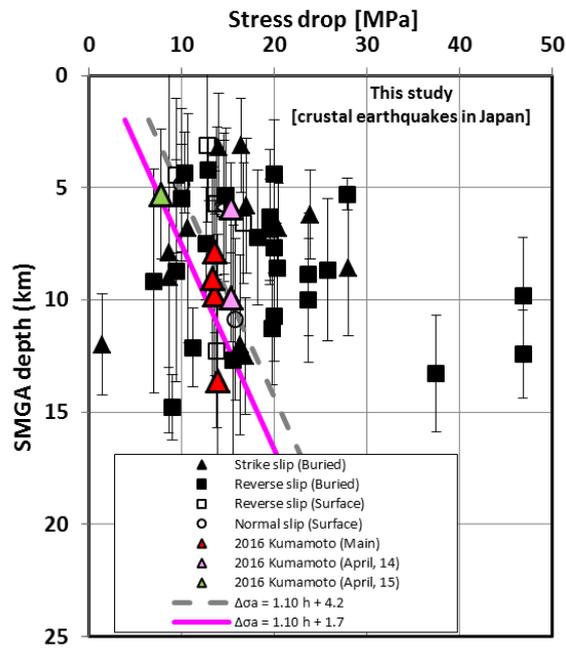


図 3.1.3(2)-11 SMGA における応力降下量の深さ依存式。

赤線：応力降下量の深さ依存式。

灰色破線：Asano and Iwata(2011b)による応力降下量の深さ依存式。

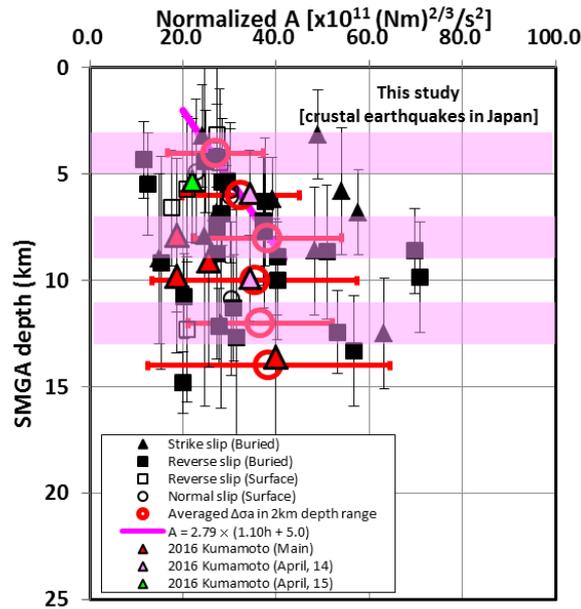


図 3.1.3(2)-12 各 SMGA における規格化加速度レベル(A_N)の深さ分布。

赤線：規格化加速度レベルの回帰式（対象深さ：4～8km）。

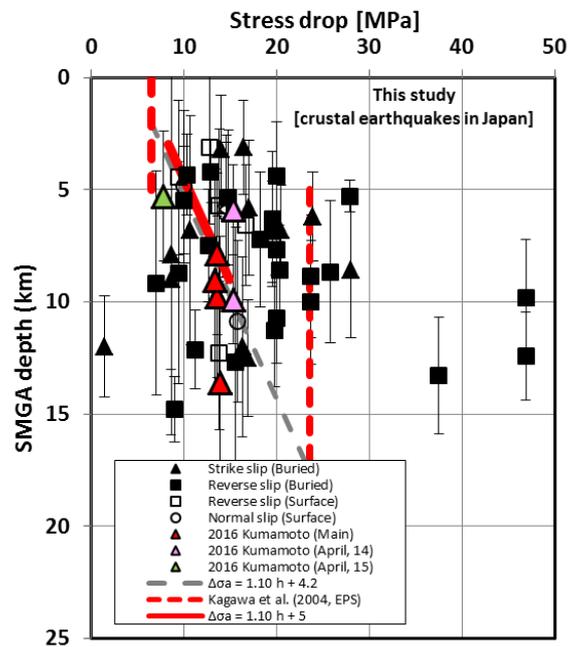


図 3.1.3(2)-13 SMGA における応力降下量の深さ依存式。

赤線：応力降下量の深さ依存式（対象深さ：4～8km）。

赤破線：Kagawa *et al.* (2004)による応力降下量の深さ依存性。

灰色破線：Asano and Iwata (2011b)による応力降下量の深さ依存式。

参考文献

- Aoi, S., H. Sekiguchi, N. Morikawa, and T. Kunugi (2008): Source process of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake derived from near-fault strong motion data, *Earth Planets Space*, 60, 1-5.
- Asano, K. and T. Iwata (2006): Source process and near-source ground motions of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth Planets Space*, 58, 93-98.
- Asano, K. and T. Iwata (2009): Source rupture process of the 2004 Chuetsu, Mid-Niigata Prefecture, Japan, earthquake inferred from waveform inversion with dense strong-motion data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 99, 123-140.
- Asano, K. and T. Iwata (2011a): Source-rupture process of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake estimated by the joint inversion of strong motion and GPS data, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 101, 2467-2480.
- Asano, K. and T. Iwata (2011b): Characterization of stress drops on asperities estimated from the heterogeneous kinematic slip model for strong motion prediction for inland crustal earthquakes in Japan, *Pure and Applied Geophys.*, 168, 2011b, pp.105-116.
- Fukuyama, E., I. Muramatsu, and T. Mikumo (2007): Seismic moment of the 1891 Nobi, Japan, earthquake estimated from historical seismograms, *Earth Planets Space*, 59, 553-559.
- Asano, K. and T. Iwata (2016): Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from kinematic waveform inversion of strong motion data, *Earth Planets Space*, 68:147 DOI 10.1186/s40623-016-0519-9.
- 浅野公之、岩田知考(2016): 強震記録による 2016 年熊本地震の震源破壊過程、日本地球惑星科学連合 2016 年大会予稿集, MIS34-P61.
- Boatwright, J. (1988). The seismic radiation from composite models of faulting, *Bull. Seism. Soc. Am.* 78, 489-508.
- Bouchon M (1981) A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bull Seism Soc Am*, 71: 959-971.
- Brune, J.N. (1970): Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, 75, 4997-5009.
- 壇一男、渡辺基史、佐藤俊明、石井透(2001) : 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手法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、545 号、51-62.
- 壇一男、渡辺基史、宮腰淳一(2003) : 既存のスペクトルインバージョン結果と震源インバージョン結果から推察されるアスペリティの実効応力と断層タイプおよび深さとの経験的關係、日本建築学会構造系論文集、565 号、55-62.
- Eshelby, J. D. (1957): The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related

- problems, *Proceedings of the Royal Society*, A241, 376-396.
- Fujii, Y. and M. Matsu'ura (2000): Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, *Pure Appl. Geophys.*, 157, 2283-2302.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・工藤暢章・大井昌弘・はお憲生・早川 譲・遠山信彦・松山尚典・岩本鋼司・鈴木晴彦・劉瑛 (2009), 強震動評価のための全国深部地盤構造モデル作成手法の検討, No.337.
- Hanks, T. C. and W. H. Bakun (2008): $M - \log A$ observations of recent large earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 98, 490-494.
- Hartzell SH, Heaton TH (1983): Inversion of strong ground motion and teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bull Seismol Soc Am*, 73:1553-1583.
- Hikima, K. and K. Koketsu (2004): Source processes of the foreshock, mainshock and largest aftershock in the 2003 Miyagi-ken Hokubu, Japan, earthquake sequence, *Earth Planets Space*, 56, 87-93.
- 引間和人、瀬瀬一起(2008)：波形記録と測地データを用いた 2007 年新潟県中越沖地震の震源過程解析、日本地球惑星科学連合大会 2008 年予稿集、S146-015.
- Hikima, K. and K. Koketsu (2012): Rupture process of the 2004 Chuestu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan, A series of events in a complex fault system, *Geophys. Res. Lett.*, 32, doi:10.1029/2005GL023588.
- 引間和人(2012):2011 年 4 月 11 日福島県浜通りの地震(MJ7.0)の震源過程、地震 2、64、243-256.
- 引間和人(2016)：強震波形を用いた 2016 年熊本地震の本震・前震の震源過程解析、日本地震工学会・大会—2016 梗概集.
- Horikawa, H. (2001): Earthquake doublet in Kagoshima, Japan: rupture of asperities in a stress shadow, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 112-127.
- Horikawa, H. (2008a): Characterization of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake, *Earth Planets Space*, 60, 1017-1022.
- Horikawa, H. (2008b): The 2007 Chuetsu-oki, Japan, Earthquake: rupture over a complicated fault system 日本地球惑星科学連合大会 2008 年予稿集、S142-P0025.
- 池田隆明、釜江克宏、三輪滋、入倉孝次郎(2002)：経験的グリーン関数法を用いた 2000 年鳥取県西部地震の震源のモデル化と強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、561 号、37-45.
- 池田隆明、釜江克宏、入倉孝次郎(2011)：経験的グリーン関数法を用いた震源のモデル化と地盤の非線形性を考慮した地震動評価 2005 年福岡県西方沖の地震と 2007 年能登半島地震への適用、日本建築学会構造系論文集、第 76 巻、665 号、1253-1261.
- Irikura, K.(1984): Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, 7th Jpn. Earthq. Eng. Symp., 151-156.

- 入倉孝次郎、三宅弘恵(2001)：シナリオ地震の強震動予測、地学雑誌、110、849-875.
- 入倉孝次郎、倉橋奨(2008)：2008年岩手・宮城内陸地震の震源モデルと強震動—なぜ4000ガルの強震動が生成されたのか—、日本活断層学会2008年秋季学術大会、
<http://www.kojiro-irikura.jp/pdf/katudansougakkai2008.pdf> (2013年4月9日参照)
- Irikura, K. K. Miyakoshi, K. Kamae, Y. Yoshida, K. Somei, S. Kurahashi, and H. Miyake (2017): Applicability of source scaling relations for crustal earthquakes to estimate of the ground motions of the 2016 Kumaoto earthquake, *Earth, Planets and Space*, 69:10 DOI 10.1186/s40623-016-0586-y.
- 岩田知孝、関口春子(2002)：2000年鳥取県西部地震の震源過程と震源域強震動、第11回日本工学シンポジウム、125-128.
- Kagawa, T., K. Irikura, and P. G. Somerville (2004): Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes, *Earth, Planets and Space*, 56, 3-14.
- 釜江克宏、入倉孝次郎 (1997)：1995年兵庫県南部地震の断層モデルと震源近傍における強震動シミュレーション、日本建築学会構造系論文集、500号、29-36.
- Kamae, K., T. Ikeda, and S. Miwa (2005): Source model composed of asperities for the 2004 Mid Niigata Prefecture, Japan, earthquake (MJMA=6.8) by the forward modeling using the empirical Green's function method, *Earth Planets Space*, 57, 533-538.
- 釜江克宏、池田隆明、三輪滋(2007)：2007年3月25日能登半島地震(MJ6.9)の震源のモデル化、<http://www.rrl.kyoto-u.ac.jp/jishin/eq/notohantou/notohantou.html> (2013年4月9日参照).
- 釜江克宏(2008)：2008年岩手・宮城内陸地震(Mj7.2)の震源のモデル化(暫定版)、
http://www.rrl.kyoto-u.ac.jp/jishin/iwate_miyagi_1.html (2013年4月9日参照)
- Kanamori, H. and DL., Anderson (1975): Theoretical basis of some empirical relations in seismology, *Bull. Seismol. Soc. Am*, 88, 400-412.
- Kennett BLN, Kerry NJ (1979): Seismic waves in a stratified half space. *Geophys J R Astr Soc*, 57:557-583.
- 小林広明・瀧澤一樹・三宅弘恵(2016)：強震、遠地、測地データのジョイントインバージョンによる2016年熊本地震の震源過程、日本地球惑星科学連合2016年大会予稿集、MIS34-P65.
- Koketsu, K. Miyake, H. and Suzuki, H. (2012): Japan integrated velocity structure model version 1. In: *Proceedings of the 15th world conference on earthquake engineering*, Lisbon, 24-28, September.
- 気象庁(2012a)：3月12日長野県北部の地震—近地強震波形による震源過程解析(暫定)—、<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/sourceprocess/event/201103120359near.pdf>. (2013年4月9日参照) .

- 気象庁(2012b) : 3 月 15 日 静岡県東部の地震—近地強震波形による震源過程解析 (暫定)
一、<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/sourceprocess/event/20110315near.pdf>. (2013 年 4 月 9 日参照).
- 気象庁(2013) : 2013 年 4 月 13 日 淡路島付近の地震—近地強震波形による震源過程解析 (暫定) 一、<http://www.seisvol.kishou.go.jp/eq/sourceprocess/event/20130413near.pdf>. (2014 年 7 月 18 日参照) .
- Kubo, H., W. Suzuki, S. Aoi and H. Sekiguchi (2016): Rupture process of the Mj7.3, April 16, mainshock of the 2016 Kumamoto earthquake obtained from strong-motion data
http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/Kumamoto_20160416/inversion/index_en.html
- Kurahashi, S., K. Masaki, and K. Irikura(2008): Source model of the 2007 Noto-Hanto earthquake(Mw 6.7) for estimating broad-band strong ground motion, *Earth Planets Space*, 60, 89-94.
- 倉橋奨、正木和明、宮腰研、入倉孝次郎(2008) : 経験的グリーン関数法を用いた 2007 年新潟県中越沖地震の震源モデルの構築 (南東傾斜モデル), 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, S146-P017.
- 倉橋奨(2014):経験的グリーン関数法を用いた 2013 年淡路島付近の地震の震源モデル(私信)
- Kuriyama, M., S. Sato, and T. Iwata(2013): Examination of source fault model for the Gifu-Ichinomiya fault based on seismic intensity data, *Earth Planets Space*, 65, 1449-1462.
- Madariaga, R. (1979): On the relation between seismic moment and stress drop in the presence of stress and strength heterogeneity, *Journal of Geophysical Research*, 84, 2243-2250.
- Maeda, T., M. Ichiyonagi, H. Takahashi, R. Honda, T. Yamaguchi, M. Kasahara, and T. Sasatani (2008): Source parameters of the 2007 Noto Hanto earthquake sequence derived from strong motion records at temporary and permanent stations, *Earth Planets Space*, 60, 1011-1016.
- Maeda, T. and S. Sasatani (2009): Strong ground motions from an Mj 6.1 inland crustal earthquake in Hokkaido, Japan: the 2004 Rumoi earthquake, *Earth Planets Space*, 61, 689-701.
- 松田時彦(1975) : 活断層から発生する地震の規模と周期について、*地震* 2、28、pp.268-283.
- Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura (2003): Source characterization for broadband ground-motion simulation: kinematic heterogeneous source model and strong motion generation area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 2531–2545.
- Miyakoshi, K., T. Kagawa, H. Sekiguchi, T. Iwata, and K. Irikura (2000): Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results, 12th World Conference on Earthquake Engineering, 1850(CD-ROM).
- 宮腰研・Petuhkhin, A・香川敬生 (2005) : 地殻内地震のやや短周期まで精度のある震源モデルの推定—1997 年 3 月鹿児島県北西部地震と 1997 年山口県北部地震—、日本地震学会秋季大会講演予稿集、P065.

- Miyakoshi, K., S. Kurahashi, K. Irikura, and A. Okazaki (2008): Source modeling of the 2007 Niigata-ken Chuetsu-oki earthquake, 7th General Assembly of Asian Seismological Commission and Seismological Society of Japan, X4-059.
- 宮腰研、釜江克宏、入倉孝次郎(2015)：強震動記録を用いた震源インバージョンに基づく国内の内陸地殻内地震の震源パラメータのスケーリング則の再検討、日本地震工学会論文集、第15巻、141-156.
- Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa (2015): Scaling relation of source parameters of earthquakes on inland crustal mega-fault systems, PAGEOPH, doi:10.1007/s00024-014-1010-9.
- 中村洋光、宮武 隆 (2000)：断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近似式、地震 2, 53, 1-9.
- 佐藤智美(2003)：中小地震の応力降下量の断層タイプ・震源深さ依存性及び地域性に関する研究、土木学会地震工学論文集、第27巻、1-8.
- 佐藤智美(2010)：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ケーリング則、日本建築学会構造系論文集、第75巻、651号、923-932.
- Sekiguchi, H., K. Irikura, and T. Iwata (2002): Source inversion for estimating the continuous slip distribution on a fault—introduction of Green's functions convolved with a correction function to give moving dislocation effects in subfaults, *Geophys. J. Int.*, 150, 377-391.
- 染井一寛、宮腰研、入倉孝次郎 (2011)：経験的グリーン関数法を用いた2011年4月11日福島県浜通りの地震($M_{JMA}7.0$)の震源モデルの構築と強震動シミュレーション、日本地震学会秋季大会講演予稿集、P2-29.
- 染井一寛、宮腰研、釜江克宏 (2012)：2011年3月15日静岡県東部の地震による強震動と経験的グリーン関数法に基づく震源モデルの推定、日本地球惑星科学連合2012年大会予稿集、SSS26-P27.
- 染井一寛、宮腰研、入倉孝次郎(2014)：2013年2月25日栃木県北部の地震の震源モデルと強震動シミュレーション、日本地球惑星科学連合大会2014年予稿集、SSS23-P19.
- Somei, K., K. Asano, T. Iwata, and K. Miyakoshi (2014): Source scaling of Inland crustal earthquake sequences in Japan using the S-wave coda spectral ratio method, PAGEOPH, doi: 10.1007/s00024-014-0774-2.
- Somerville, P., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y. Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada (1999): Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seism. Res. Lett.*, 70, 59-80.
- Stirling, M., D., Rhoades, and K. Berryman (2002): Comparison of earthquake scaling relations derived from data of the instrumental and preinstrumental era, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 812-830.

- Suzuki, W. and T. Iwata(2006): Source model of the 2005 west off Fukuoka prefecture earthquake estimated from the empirical Green's function simulation of broadband strong motions, *Earth Planets Space*, 58, 99-104.
- Suzuki, W., S. Aoi, and H. Sekiguchi (2010): Rupture process of the 2008 Iwate–Miyagi Nairiku, Japan, earthquake derived from near-source strong-motion records, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 100, 256-266.
- 田島礼子、松元康宏、司宏俊・入倉孝次郎(2013) : 内陸地殻内および沈み込み境界で発生する巨大地震の震源パラメータに関するスケーリング則の比較研究、*地震* 2、66、pp.31-45.
- 山本容維、竹中博士(2009) : 経験的グリーン関数法を用いた 2007 年新潟県中越沖地震の震源のモデル化、*地震* 2, 62, 47-59.
- Yoshida, S., K. Koketsu, B. Shibazaki, T. Sagiya, T. Kato, and Y. Yoshida (1996): Joint inversion of near- and far-field waveforms and geodetic data for the rupture process of the 1995 Kobe earthquake, *J. Phys. Earth*, 44, 437-454.
- 吉田邦一・染井 一寛・宮腰 研・凌 甦群(2016a) : 2016 年熊本地震の震源近傍強震観測点における微動探査、*物理探査学会第 135 回 (平成 28 年度秋季) 学術講演会*.
- 吉田邦一・染井 一寛・宮腰 研(2016b) : 強震記録から求めた 2016 年熊本地震(Mj7.3)の運動学的震源モデル (その 2)、*日本地震学会秋季大会講演予稿集*, S15-P02.
- Yoshida, K., K. Miyakoshi, K. Somei, and K. Irikura (2016): Source Process of the 2016 Kumamoto Earthquake (Mj7.3) Inferred from Kinematic Inversion of Strong Motion Records, *Earth Planets Space*, submitted.
- 吉田昌平・香川敬生・野口竜也(2016) : 日本内陸における地表および潜在断層地震による地震動特性に関する研究、*日本地球惑星科学連合大会 2016 年予稿集*, SCG61-P03.
- Yoshimi, M. and K. Yoshida (2008): Site amplification and strong ground motion of the 2007 Noto Hanto, Japan, earthquake estimated from aftershock observation, *Earth Planets Space*, 60, 161-167.
- Wells, D.L., and K.J. Coppersmith (1994): New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 84, 974-1002.
- 地震調査研究推進本部(2016) : 震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」)、(平成 28 年 6 月 10 日).
- 地震調査研究推進本部(2015) : 2014 年 11 月 22 日長野県北部の地震の評価、http://jishin.go.jp/main/chousa/14dec_nagano/index.htm. (2016 年 2 月 18 日参照).

3.2 高周波数遮断特性の高度化に関する検討

3.2.1 はじめに

硬質地盤に立地する原子力発電施設のための強震動予測において、10Hz 程度以上の高周波数領域の特性（高周波数遮断特性）は重要である。高周波数遮断特性として、国内では主に高域遮断フィルター(f_{max} filter, 例えば、鶴来・他, 1997)を用いるが、国外では κ (Kappa; Anderson and Hough, 1984)を用いる場合が多い。 κ は観測記録のS波部分の加速度スペクトルにおける高周波数領域での指数関数的減衰特性を示しているが、スペクトルが低減し始める周波数も高周波数遮断特性として重要である。

本項目は、国内で観測された地震（3個程度）を対象とし、観測記録を用いて、国内で採用された高域遮断フィルターと海外で用いられている κ の評価を行うとともに、観測記録と高域遮断フィルターにより近似したスペクトル、 κ で近似したスペクトルの比較を行うことで、高周波数領域におけるスペクトル低減特性の適切な表現方法を検討する。

3.2.2 κ の定義および f_{max} Filterとの関係性

κ (Kappa)は観測記録のS波部分の加速度スペクトルの高周波数領域での低減特性を指数関数で表現するものであり、Anderson and Hough(1984)により提案されている。S波の加速度スペクトルは高周波数領域で指数関数的な減衰特性を示す、すなわち、「周波数軸を実数軸、振幅軸を対数軸としてフーリエスペクトルを描いた場合、ある周波数 f_E 以上の高周波数領域では係数 κ の傾きで直線的に低減していく」とするものである(図3.2.2-1参照)。これを定式化したものが式(3.2.2-1)である。

$$A(f)=A_0e^{-\pi f \kappa} \quad (f>f_E) \quad (3.2.2-1)$$

フーリエスペクトルの高周波数領域での低減特性を表現する方法として、 f_{max} Filterによるものと κ によるものがある。両者の模式図、定義などを表3.2.2-1に示す。

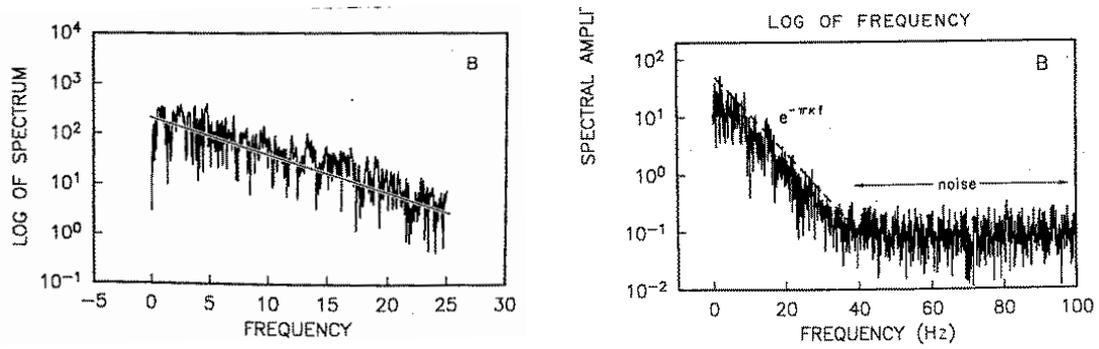


図 3.2.2-1 S 波の加速度スペクトルの例 (Anderson and Hough, 1984)

左：1971 San Fernando 地震 Pacoima Dam における記録

右：1980 Mexicali Valley 地震 Cucapah における記録

表 3.2.2-1 κ と f_{max} Filter の模式図 (下図 fmax, fe 必要?)

	κ	f_{max} Filter
定義 定式化	<p>$A(f) = A_0 e^{-\pi f \kappa}$</p>	<p>$A(f) = Source(f) \times Path(f) \times Site(f) \times P(f)$</p> $P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{f_{max}}\right)^{2s}}}$
推定 パラメータ	κ, f_E	f_{max}, s

3.2.3 2016年熊本地震の f_{max} Filter に関する検討

3.2.3(1) 対象地震

下記条件にあてはまる地震を抽出した。

- ・ 東経：129.5～131°，北緯：32～34°
(震央位置が宮崎県、鹿児島県の地震や2005年福岡県西方沖地震の本震や余震を除く)
- ・ $M_J > 4.1$
- ・ 震源深さ：20km 以浅

抽出された地震は全35地震、 M_J は4.1～7.3、震源深さは7～18kmである。その諸元を表3.2.3(1)-1に、地震の震央および観測点の位置を図3.2.3(1)-1に示す。

表 3.2.3(1)-1 対象地震の諸元

No.	発震時刻	緯度 (°)	経度 (°)	震央位置	D (km)	M_J
1	1999.11.10 03:19	32.727	130.798	熊本県熊本地方	13	4.2
2	2002.05.20 22:19	32.645	130.812	熊本県熊本地方	14	4.1
3	2004.11.21 09:27	32.502	130.555	熊本県熊本地方	10	4.1
4	2005.01.15 15:42	32.638	130.843	熊本県熊本地方	8	4.1
5	2005.06.03 04:16	32.496	130.548	熊本県 天草・芦北地方	11	4.8
6	2006.02.04 00:12	32.083	129.880	天草灘	12	5.1
7	2011.04.25 02:48	33.028	130.729	熊本県熊本地方	12	4.1
8	2011.10.05 23:33	32.914	130.850	熊本県熊本地方	10	4.5
9	2016.04.14 21:26	32.742	130.808	熊本県熊本地方	11	6.5
10	2016.04.14 22:38	32.677	130.735	熊本県熊本地方	11	5.0
11	2016.04.14 23:43	32.767	130.827	熊本県熊本地方	14	5.1
12	2016.04.15 03:37	32.671	130.741	熊本県熊本地方	11	4.1
13	2016.04.15 05:10	32.762	130.812	熊本県熊本地方	10	4.6
14	2016.04.15 07:46	32.730	130.797	熊本県熊本地方	11	4.4
15	2016.04.15 15:27	32.840	130.882	熊本県熊本地方	12	4.2
16	2016.04.16 01:25	32.753	130.762	熊本県熊本地方	12	7.3
17	2016.04.16 07:23	32.787	130.773	熊本県熊本地方	12	4.8
18	2016.04.16 07:42	32.776	130.742	熊本県熊本地方	11	4.2
19	2016.04.16 08:20	32.702	130.679	熊本県熊本地方	12	4.6
20	2016.04.16 09:16	32.546	130.652	熊本県熊本地方	7	4.5

表 3.2.3(1)-1 対象地震の諸元(つづき)

No.	発震時刻	緯度 (°)	経度 (°)	震央位置	D (km)	M_J
21	2016.04.16 09:48	32.847	130.835	熊本県熊本地方	16	5.4
22	2016.04.16 11:02	32.758	130.778	熊本県熊本地方	15	4.4
23	2016.04.16 14:27	32.651	130.743	熊本県熊本地方	8	4.6
24	2016.04.16 16:02	32.698	130.720	熊本県熊本地方	12	5.4
25	2016.04.16 17:40	32.701	130.704	熊本県熊本地方	12	4.2
26	2016.04.16 21:05	32.752	130.755	熊本県熊本地方	18	4.4
27	2016.04.17 04:46	32.687	130.776	熊本県熊本地方	10	4.5
28	2016.04.19 17:52	32.535	130.635	熊本県熊本地方	10	5.5
29	2016.04.25 00:44	32.659	130.675	熊本県熊本地方	11	4.5
30	2016.04.28 02:38	32.588	130.667	熊本県熊本地方	10	4.1
31	2016.04.28 15:30	32.751	130.541	有明海	9	4.8
32	2016.05.12 17:04	32.697	130.665	熊本県熊本地方	13	4.1
33	2016.05.13 01:03	32.705	130.667	熊本県熊本地方	13	4.1
34	2016.06.18 20:46	32.690	130.707	熊本県熊本地方	10	4.6
35	2016.07.09 18:05	32.735	130.603	熊本県熊本地方	12	4.5

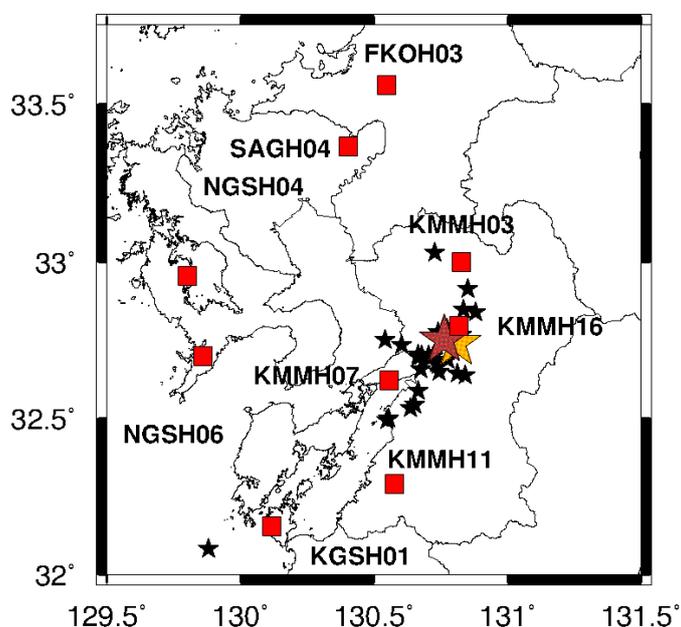


図 3.2.3(1)-1 対象地震の震央および観測点(■)の位置

[★ : 2016年熊本地震最大前震(M_J : 6.5), ★ : 同本震(M_J : 7.3), ★ : 中小地震]

3.2.3(2) 検討方法

解析手法は、観測記録から得られる「平均観測スペクトル」と理論スペクトルを比較し、「平均観測スペクトル」に適合するような理論スペクトルを与える4つのパラメータを推定する方法である。ここで、「平均観測スペクトル」は、複数の岩盤観測点における観測記録を用いて、解析に用いたサイトまでの平均震源距離 X におけるスペクトルの平均値として与えられる。スペクトルの算出にはS波主要動部を用い、マルチテーパー処理[Lees and Park (1995)]を行なうことでスペクトルの精度向上を図った。また、水平2方向のベクトル和とし、計器特性の補正を行なった。一方、理論スペクトル $A(f)$ とは ω^{-2} 則 [Aki(1967)]に基づく震源特性 $S(f)$ と伝播経路特性および高域遮断フィルター $P(f)$ [Boore(1983)]を考慮したスペクトルである [式(3.2.3-1)～式(3.2.3-4)参照]。求める4つのパラメータは、地震モーメント M_0 、コーナー周波数 f_c 、高域遮断周波数 f_{max} およびべき乗数 s であり、 M_0 および f_c はAndrews(1986)の方法による値を参考に推定し、 f_{max} および s は焼きなまし法 [Ingber and Rosen(1992)]により推定する。

$$A(f) = CM_0 S(f) \frac{1}{X} \exp \frac{-\pi f X}{Q(f)\beta} P(f) \quad (3.2.3-1)$$

$$S(f) = \frac{(2\pi f)^2}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \quad (3.2.3-2)$$

$$P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{f_{max}}\right)^{2s}}} \quad (3.2.3-3)$$

$$C = \frac{R_{\theta\phi} \times FS \times PRTITN}{4\pi\rho\beta^3} \quad (3.2.3-4)$$

ここで、 $R_{\theta\phi}$ はラディエーションパターンの係数(0.63 [Boore and Boatwright(1984)]), FS は2.0, $PRTITN$ はエネルギー分配係数(1.0), ρ は媒質の密度, β は媒質のせん断波速度であり、それぞれ2.65g/cm³, 3.2km/secとした。

Q 値は当該地域を震源とする地殻内地震の観測記録を用いたスペクトルインバージョン解析を行ない、これによって得られた特性 [式(3.2.3-5)] を用いた。高域遮断フィルターの

検討対象とした地震の震央および対象地点の位置とスペクトルインバージョン解析に用いたそれらとは概ね対応しており，整合性が取れている。

$$Q(f) = 82.3 \times f^{0.71} \quad (3.2.3-5)$$

当該地域については，佐藤(2016)により

$$Q(f) = 62.0 \times f^{0.87} \quad (3.2.3-6)$$

が得られている。本検討で得られた Q 値は 5Hz 程度以上の高周波数帯域を除いて，佐藤(2016)より小さいことがわかる。これは解析に用いているデータセットの違いによるものと考えられる。

3.2.3(3) 検討結果

各種パラメータの推定結果を表 3.2.3(3)-1 に示す. 同表には地震モーメントの防災科学技術研究所 F-net による広帯域地震波形を用いたメカニズム解析結果に対する本検討の推定値の比 (M_0 比) および解析に用いた観測点の数 (N) も示した. これより, 推定された地震モーメントは F-net による値に対して 0.5 倍~2.0 倍であることがわかる. 既往大地震の震源インバージョン解析や経験的グリーン関数法により得られた地震モーメントの F-net の値に対する比率を考慮すれば, ここで推定した値は概ね妥当性であると言える. 平均観測スペクトルとそれに適合する理論スペクトルを図 3.2.3(3)-1 に示す. これより, 平均観測スペクトルと理論スペクトルは良く適合していることが判り, 得られたパラメータの妥当性が確認できる.

2つの大地震の f_{max} およびべき乗数 s は以下のように推定された.

*2016 年熊本地震 最大前震 (M_J : 6.5) : $f_{max}=9.9\text{Hz}$, $s=1.43$

*2016 年熊本地震 本震 (M_J : 7.3) : $f_{max}=7.1\text{Hz}$, $s=1.37$

これらの高域遮断フィルターの形状を図 3.2.3(3)-2 に示す. 同図には既往研究による大地震の高域遮断フィルターも併記する. さらに, 地殻内大地震の f_{max} およびべき乗数 s を表 3.2.3(3)-2 に示す. これより, 本検討で得られた 2016 年熊本地震の最大前震および本震の f_{max} の値は他の大規模地殻内地震の f_{max} の値と顕著な違いはないものの, べき乗数 s の値は 2011 年静岡県東部の地震(2011 年 3 月 15 日 22 時 31 分)と同様, 比較的大きな値であることがわかる.

また, 中小地震の高域遮断周波数 f_{max} は 10Hz~20Hz, べき乗数 s は 1.0~2.6 と推定され, こちらも静岡県東部で発生した中小地震と同様, 他の地域で発生した中小地震の値より比較的大きな値となった. これらはスペクトル低減特性の地域性を示唆する結果と言える. 静岡県東部や熊本県付近の共通点として, 火山フロントのすぐ背弧側に位置していることが挙げられる. しかし, 中小地震の震源域を含めた広範囲の領域にスペクトル低減の原因となるマグマ溜まりがあることは確認されておらず, 得られた結果の特徴と火山の存在の相関性を明確に指摘することは難しい.

全対象地震の高域遮断フィルターを図 3.2.3(3)-3 に示す. 同図には比較のため, 大地震の高域遮断フィルターおよび中小地震の高域遮断フィルターの平均的特性も示した. 中小地震の f_{max} が大地震に比べ大きいことを反映して, 中小地震の高域遮断フィルターは大地震のそれに比べ, スペクトル低減傾向が比較的緩やかであることがわかる. なお, 中小地震の高域遮断フィルターの平均に近似するフィルターを式(3.2.3-7)に示す.

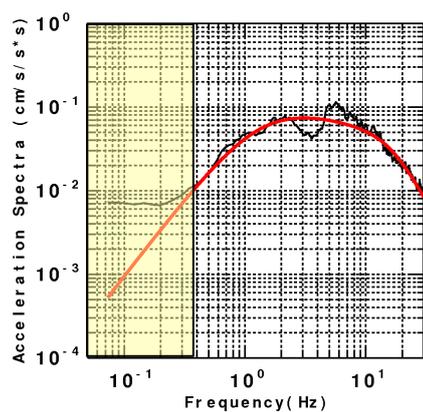
$$P_s(f) \approx \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{13.7}\right)^{2 \times 1.58}}} \quad (3.2.3-7)$$

地震モーメントと f_{max} およびべき乗数 s の関係を図 3.2.3(3)-4 に示す。中小地震の f_{max} の値はばらつきが大きく、地震規模依存性を明確に指摘するのは難しいが、大地震の f_{max} の値は中小地震の値よりは小さいと言える。また、べき乗数 s の地震規模依存性はないようである。これらは既往研究による結果と調和的である。

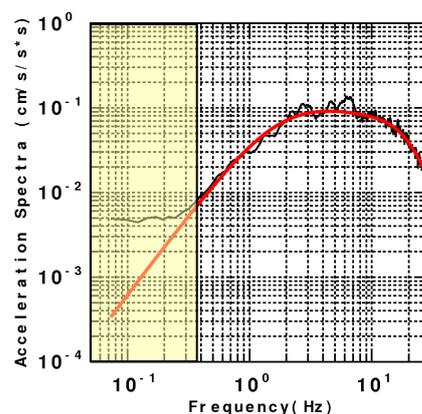
表 3.2.3(3)-1 各種パラメータの推定結果

No.	発震時刻	M_o ($N \cdot m$)	f_c (Hz)	f_{max} (Hz)	s	M_o 比	N
1	1999.11.10 03:19	2.25E+15	1.40	16.3	1.99	1.06	8
2	2002.05.20 22:19	1.01E+15	1.84	18.4	2.59	1.43	6
3	2004.11.21 09:27	2.94E+15	1.19	14.2	2.21	1.18	5
4	2005.01.15 15:42	8.40E+14	1.37	13.8	2.22	1.21	4
5	2005.06.03 04:16	1.62E+16	0.80	10.9	1.98	2.00	7
6	2006.02.04 00:12	3.66E+16	0.74	10.1	1.94	1.75	3
7	2011.04.25 02:48	1.28E+15	1.56	14.7	1.62	1.24	3
8	2011.10.05 23:33	4.15E+15	0.94	17.9	1.77	0.79	3
9	2016.04.14 21:26	2.09E+18	0.22	9.9	1.43	1.20	9
10	2016.04.14 22:38	2.24E+16	0.76	10.8	1.25	0.93	6
11	2016.04.14 23:43	2.28E+16	0.92	14.5	1.69	0.84	7
12	2016.04.15 03:37	1.65E+15	1.40	15.3	1.82	1.20	6
13	2016.04.15 05:10	5.71E+15	1.10	16.2	1.76	1.02	7
14	2016.04.15 07:46	3.05E+15	1.48	12.0	1.36	0.73	5
15	2016.04.15 15:27	2.23E+15	1.66	13.1	1.74	1.16	4
16	2016.04.16 01:25	2.33E+19	0.11	7.1	1.37	0.53	8
17	2016.04.16 07:23	9.30E+15	0.83	11.5	1.11	1.05	6
18	2016.04.16 07:42	2.22E+15	1.19	13.6	0.97	1.00	5
19	2016.04.16 08:20	4.72E+15	1.17	10.9	1.19	0.87	4
20	2016.04.16 09:16	5.84E+15	0.88	10.0	1.81	1.26	6
21	2016.04.16 09:48	6.77E+16	0.60	17.1	2.06	1.08	8
22	2016.04.16 11:02	2.88E+15	1.25	18.3	2.25	0.77	4
23	2016.04.16 14:27	4.09E+15	1.10	10.3	1.41	0.67	4
24	2016.04.16 16:02	3.93E+16	0.69	14.3	1.61	0.70	6
25	2016.04.16 17:40	2.25E+15	1.29	19.4	1.59	0.95	5
26	2016.04.16 21:05	2.62E+15	1.65	15.2	1.66	0.96	5
27	2016.04.17 04:46	4.26E+15	1.19	9.7	1.62	0.94	5
28	2016.04.19 17:52	8.91E+16	0.42	11.5	2.00	0.88	6
29	2016.04.25 00:44	6.43E+15	0.95	17.2	1.97	1.39	6
30	2016.04.28 02:38	1.38E+15	1.41	17.0	1.50	0.90	4
31	2016.04.28 15:30	9.94E+15	0.67	15.7	2.36	1.15	6
32	2016.05.12 17:04	1.12E+15	1.79	16.4	1.50	0.89	6
33	2016.05.13 01:03	1.02E+15	2.07	13.5	1.18	0.93	4
34	2016.06.18 20:46	6.48E+15	0.91	13.9	1.42	1.15	7
35	2016.07.09 18:05	4.07E+15	1.02	19.7	1.71	0.89	5

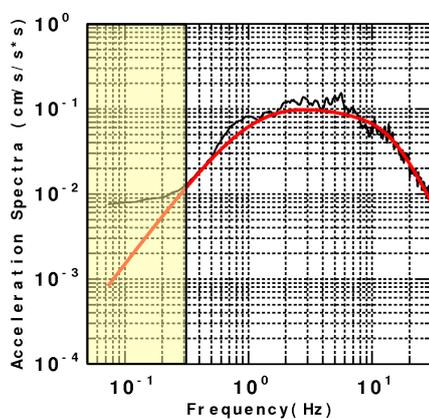
M_o 比：地震モーメントのF-netの値に対する推定値の比， N ：解析に用いた観測点数



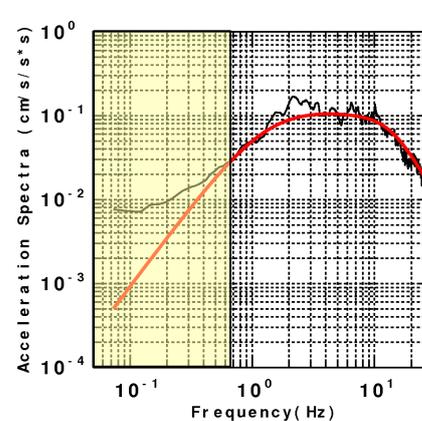
(1)No.01 の地震



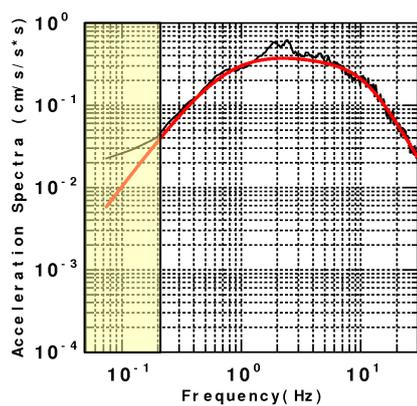
(2)No.02 の地震



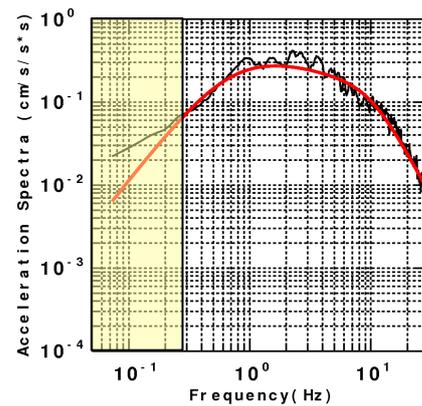
(3)No.03 の地震



(4)No.04 の地震

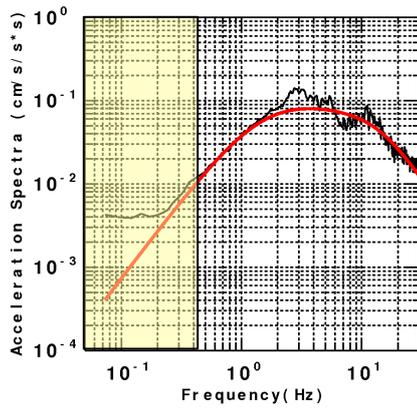


(5)No.05 の地震

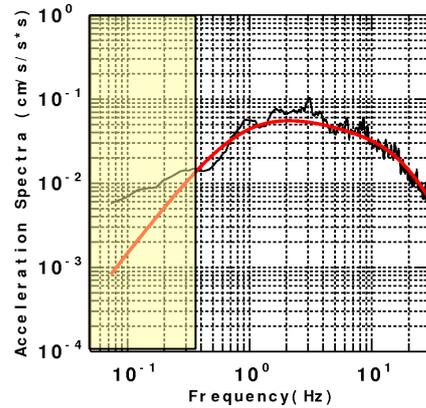


(6)No.06 の地震

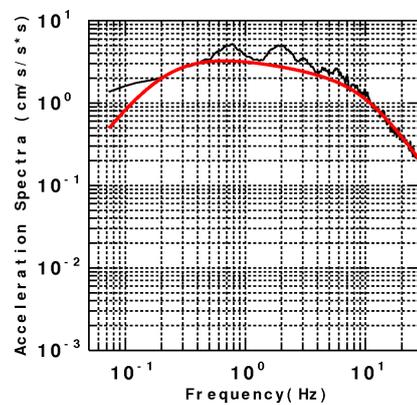
図 3.2.3(3)-1 平均観測スペクトル(—)と理論スペクトル(—)の比較
(黄色で示した領域は十分な SN 比がない領域)



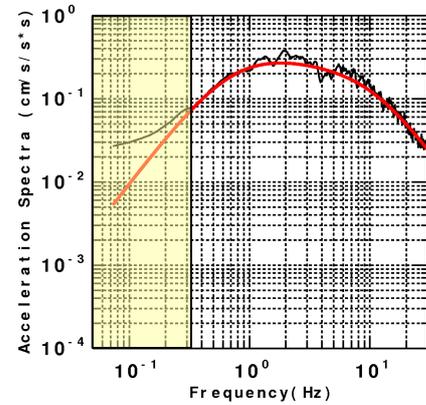
(7)No.07 の地震



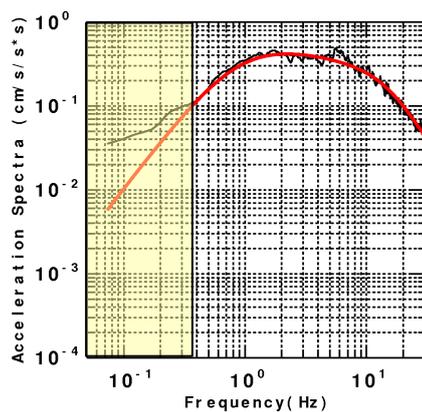
(8)No.08 の地震



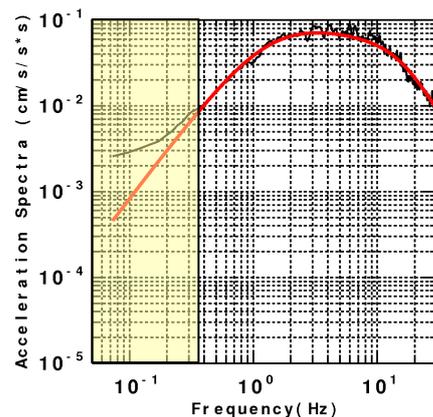
(9)No.09 の地震



(10)No.10 の地震

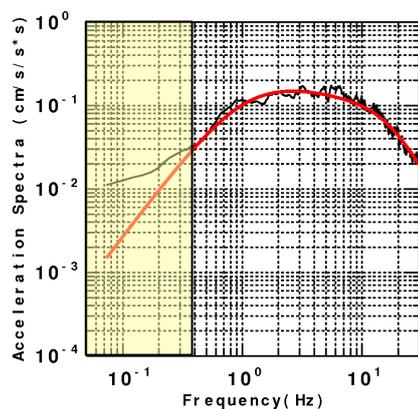


(11)No.11 の地震

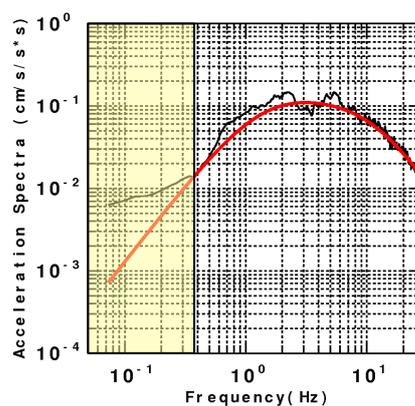


(12)No.12 の地震

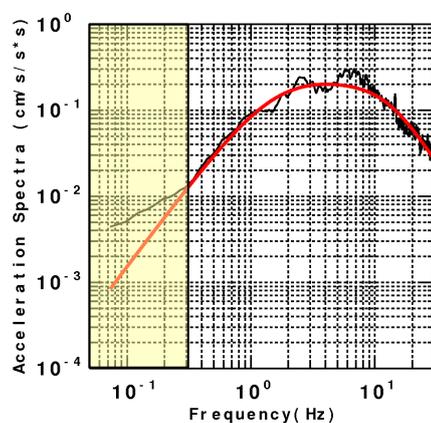
図 3.2.3(3)-1 平均観測スペクトル(—)と理論スペクトル(—)の比較
(黄色で示した領域は十分な SN 比がない領域)



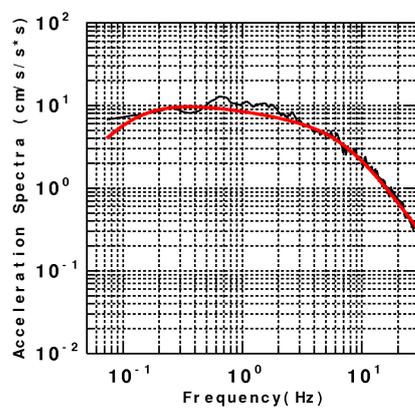
(13)No.13 の地震



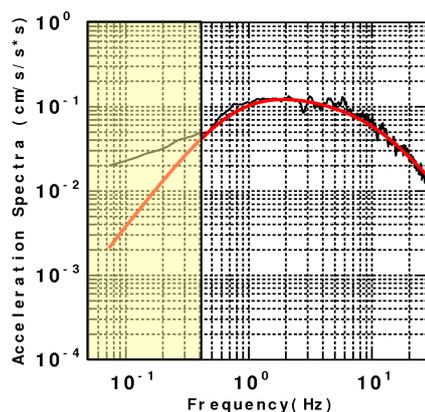
(14)No.14 の地震



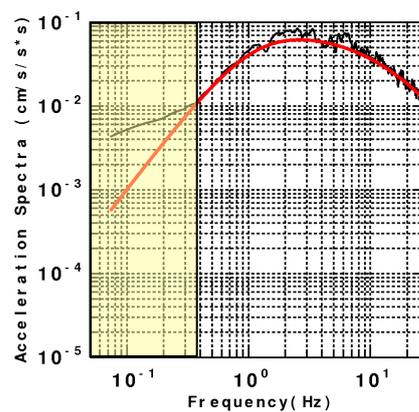
(15)No.15 の地震



(16)No.16 の地震

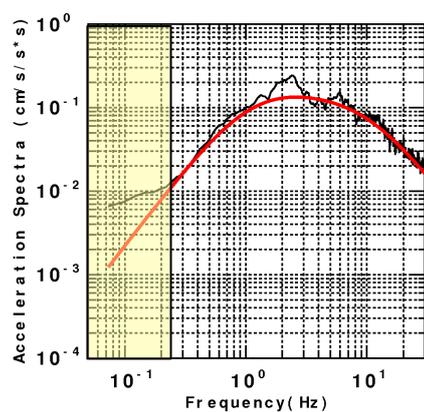


(17)No.17 の地震

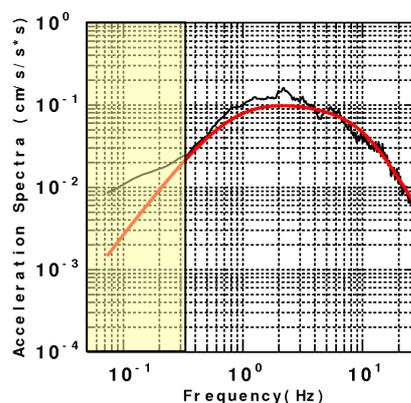


(18)No.18 の地震

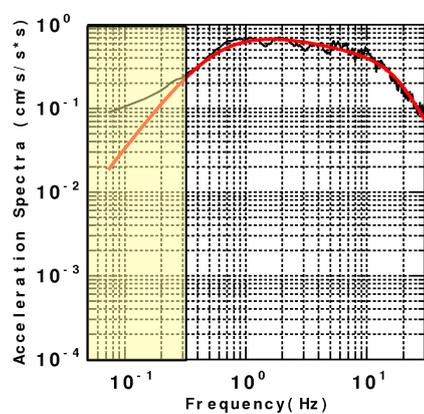
図 3.2.3(3)-1 平均観測スペクトル(—)と理論スペクトル(—)の比較
(黄色で示した領域は十分な SN 比がない領域)



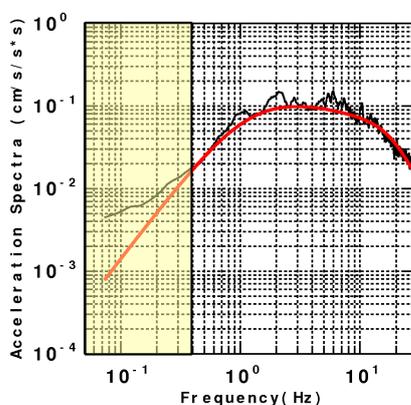
(19) No.19 の地震



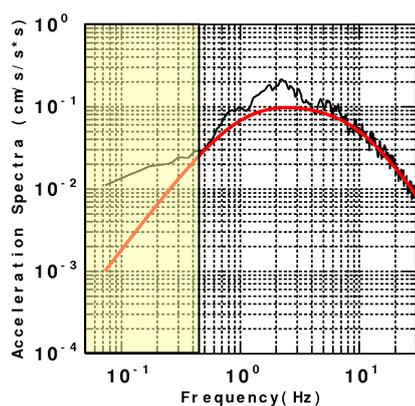
(20) No.20 の地震



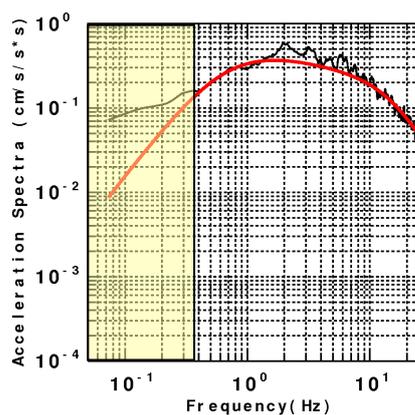
(21) No.21 の地震



(22) No.22 の地震

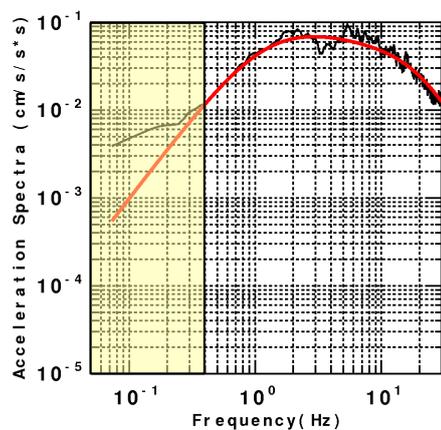


(23) No.23 の地震

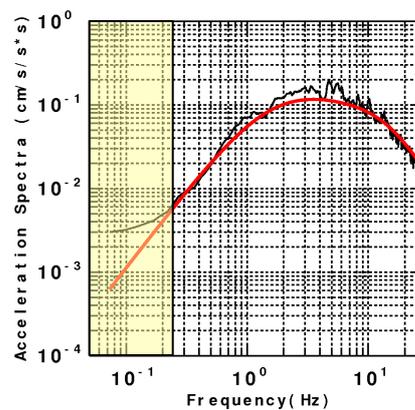


(24) No.24 の地震

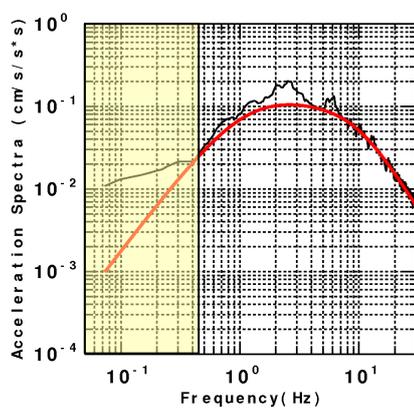
図 3.2.3(3)-1 平均観測スペクトル(—)と理論スペクトル(—)の比較
(黄色で示した領域は十分な SN 比がない領域)



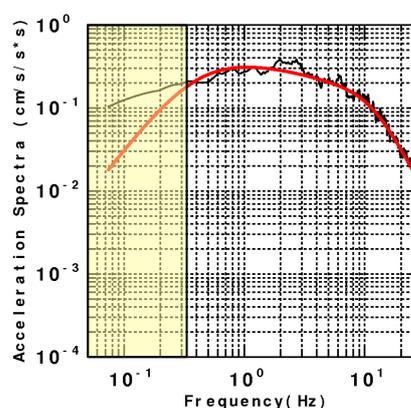
(25) No.25 の地震



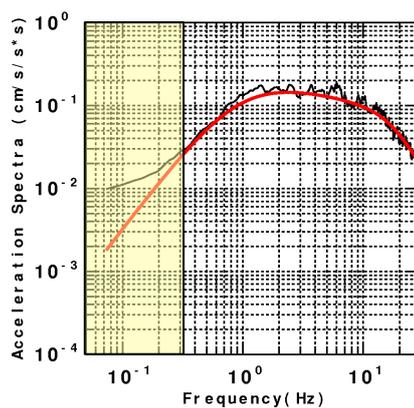
(26) No.26 の地震



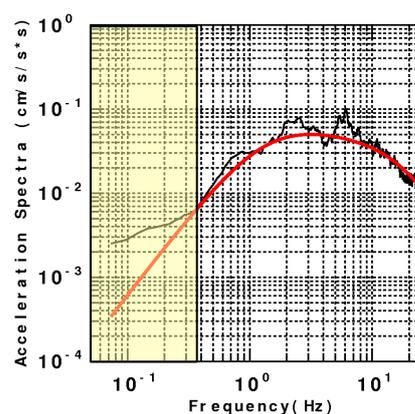
(27) No.27 の地震



(28) No.28 の地震

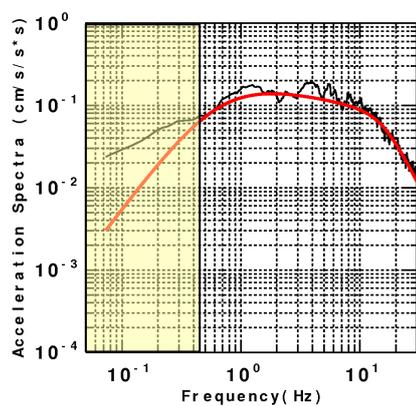


(29) No.29 の地震

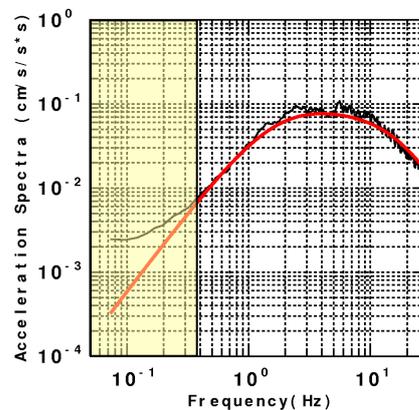


(30) No.30 の地震

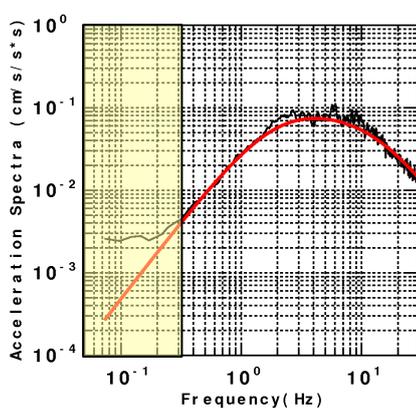
図 3.2.3(3)-1 平均観測スペクトル(—)と理論スペクトル(—)の比較
(黄色で示した領域は十分な SN 比がない領域)



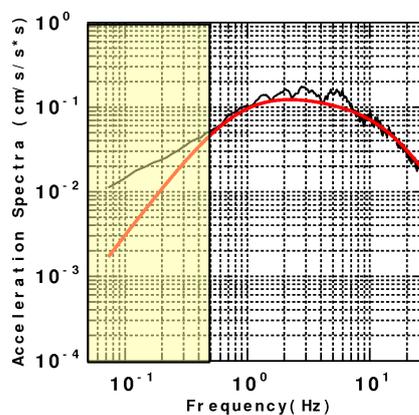
(31) No.31 の地震



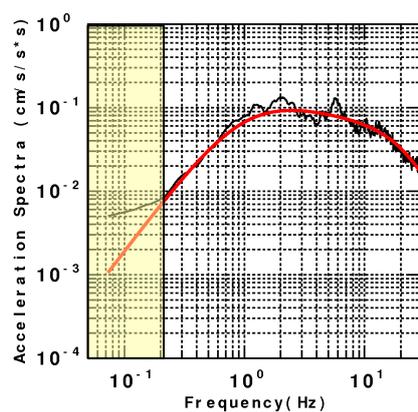
(32) No.32 の地震



(33) No.33 の地震



(34) No.34 の地震



(35) No.35 の地震

図 3.2.3(3)-1 平均観測スペクトル(—)と理論スペクトル(—)の比較
(黄色で示した領域は十分な SN 比がない領域)

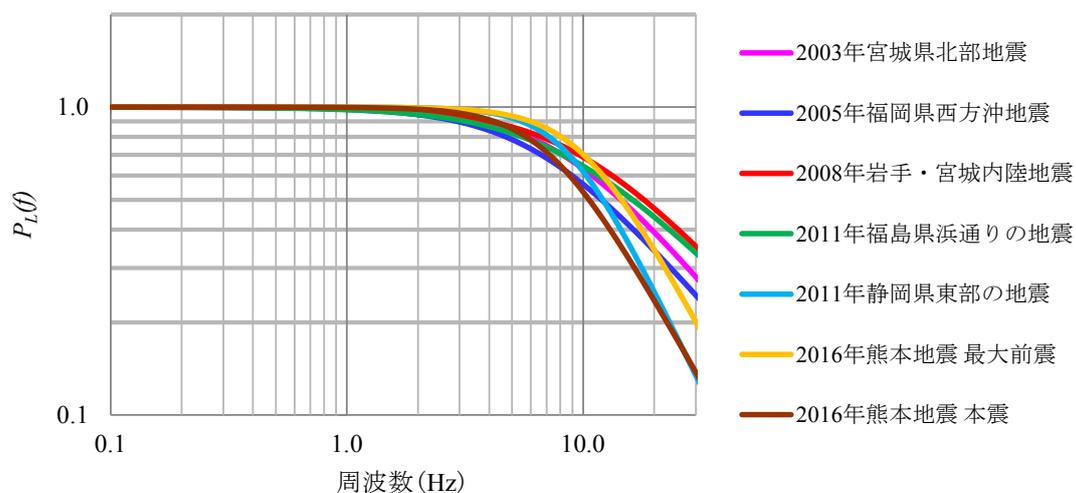


図 3.2.3(3)-2 大地震の高域遮断フィルター

表 3.2.3(3)-2 地殻内大地震の高域遮断フィルターのパラメータ

地震名	M_J	f_{max} (Hz)	s
2003年宮城県北部地震	6.4	8.0	0.93
2005年福岡県西方沖地震	7.0	6.5	0.90
2008年岩手・宮城内陸地震	7.2	9.4	0.84
2011年福島県浜通りの地震 (2011.04.11 17:16)	7.0	8.0	0.78
2011年静岡県東部の地震 (2011.03.15 22:31)	6.4	8.6	1.60
2016年熊本地震 最大前震	6.5	9.9	1.43
2016年熊本地震 本震	7.3	7.1	1.37

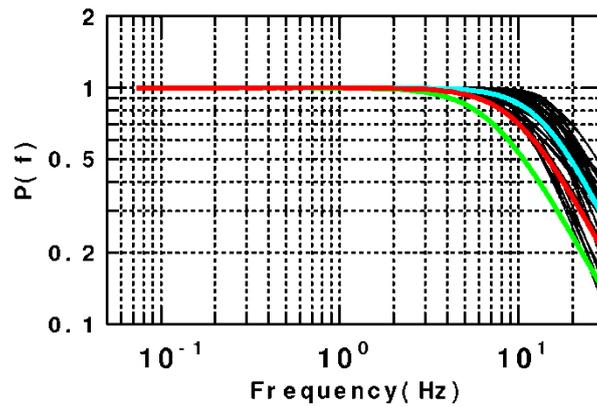


図 3.2.3(3)-3 大地震および中小地震の高域遮断フィルター
 — : 2016 年熊本地震 最大前震, — : 2016 年熊本地震本震
 — : 中小地震, — : 中小地震の平均的特性

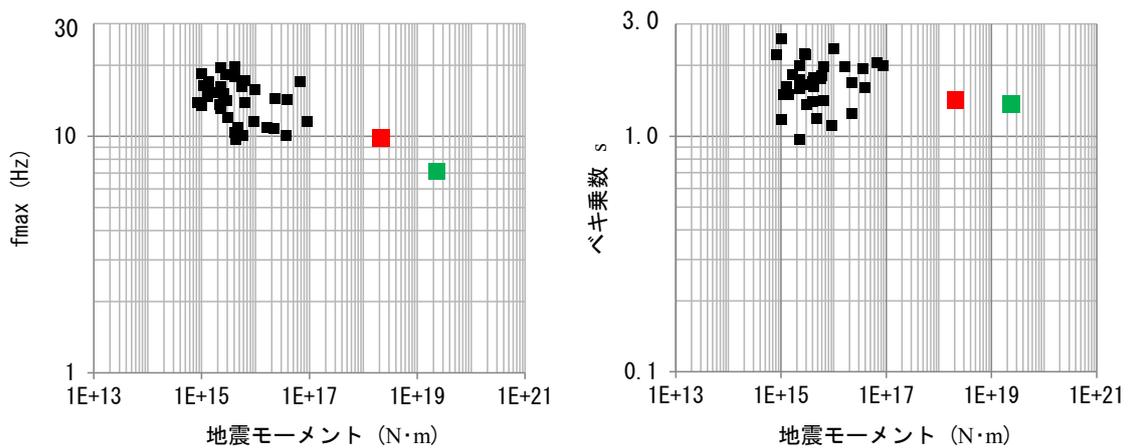


図 3.2.3(3)-4 地震モーメントと f_{max} (左) およびべき乗数 s (右) の関係
 (■ : 2016 年熊本地震 最大前震, ■ : 2016 年熊本地震 本震, ■ : 中小地震)

3.2.4 f_{max} Filter の平均的特性とばらつき

7つの地殻内大地震の f_{max} Filter の平均および標準偏差を求め、平均および平均+標準偏差に近似する式を求めた。これを式(3.2.4-1)～式(3.2.4-2)に示す。さらに、

*2011年静岡県東部の地震

*2016年熊本地震の最大前震および本震

の3地震についてはフィルターの傾きが大きいため、これらを含めたフィルターの平均や平均+標準偏差のフィルターを強震動予測に用いる場合、地震動を過小評価する可能性がある。そこで、これら3地震を除いて平均および標準偏差を求め、平均および平均+標準偏差に近似する式を求めた。これを式(3.2.4-3)～式(3.2.4-4)に示す。

【7地震の平均および平均+標準偏差】

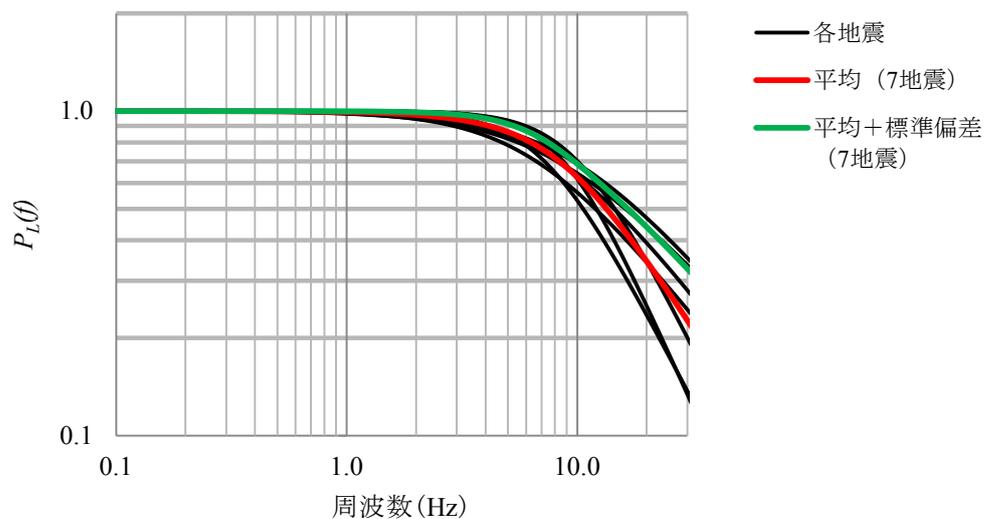
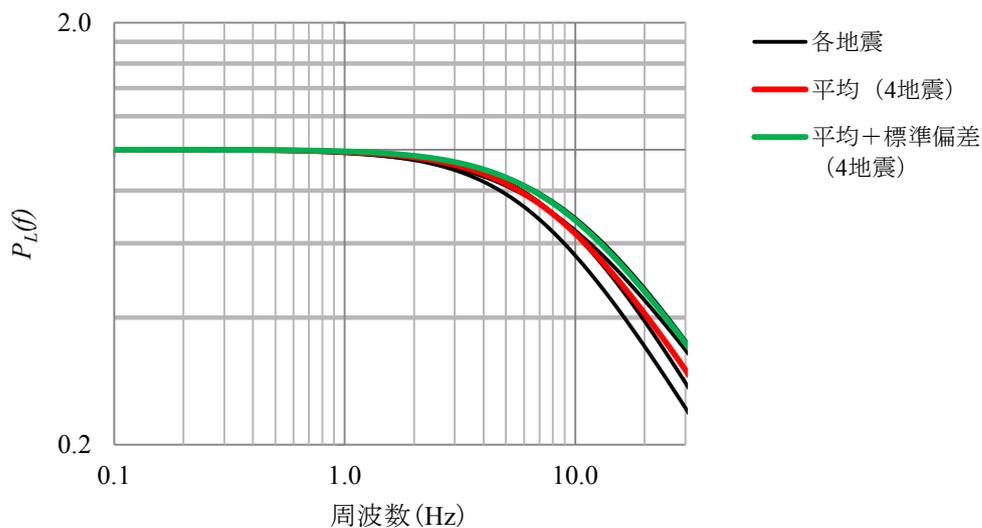
$$\text{平均} \quad : \quad P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{8.1}\right)^{2 \times 1.11}}} \quad (3.2.4-1)$$

$$\text{平均+標準偏差} : P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{9.7}\right)^{2 \times 0.99}}} \quad (3.2.4-2)$$

【4地震の平均および平均+標準偏差】

$$\text{平均} \quad : \quad P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{7.8}\right)^{2 \times 0.85}}} \quad (3.2.4-3)$$

$$\text{平均+標準偏差} : P(f) = \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{f}{9.0}\right)^{2 \times 0.83}}} \quad (3.2.4-4)$$

図 3.2.4-1 f_{max} フィルターの平均的特性 (全 7 地震を用いた場合)図 3.2.4-2 f_{max} フィルターの平均的特性 (4 地震を用いた場合)

3.2.5 κ の評価

3.2.5(1) 対象地震

解析対象とした地震は

- *2011 年福島県浜通りの地震
- *2011 年静岡県東部の地震
- *2016 年熊本地震

の本震および余震等の全 60 地震, その M_J は 3.5~7.3, 震源深さは 4~20km である. 対象地震の諸元を表 3.2.5(1)-1 に, 解析に用いた地震の震央および解析対象地点の位置を図 3.2.5(1)-1~図 3.2.5(1)-3 に示す.

表 3.2.5(1)-1 対象地震の諸元

	No.	発震時刻	緯度 (°)	経度 (°)	深さ (km)	M_J
2011年 福島県 浜通りの 地震	1	2011.03.23 07:12	37.083	140.787	8	6.0
	2	2011.03.23 07:36	37.063	140.770	7	5.8
	3	2011.04.11 17:16	36.945	140.672	6	7.0
	4	2011.04.11 20:42	36.965	140.633	11	5.9
	5	2011.04.11 22:05	37.018	140.690	11	4.7
	6	2011.04.12 00:57	37.062	140.653	11	5.0
	7	2011.04.12 17:48	37.027	140.688	10	4.9
	8	2011.04.13 10:07	36.915	140.707	5	5.7
	9	2011.04.14 07:35	36.778	140.572	9	5.1
	10	2011.04.14 12:08	36.983	140.772	11	5.4
	11	2011.05.03 22:57	37.012	140.585	8	4.5
	12	2011.05.05 19:20	36.848	140.582	8	4.5
	13	2011.05.06 02:04	37.098	140.808	6	5.2
	14	2011.05.08 07:11	37.108	140.773	4	4.5
	15	2011.05.10 08:38	36.698	140.637	6	4.5
	16	2011.05.14 01:28	36.738	140.590	6	4.3
2011年 静岡県 東部の 地震	17	2005.05.11 10:51	35.271	138.522	17	4.0
	18	2007.07.12 05:29	35.450	139.166	19	4.2
	19	2007.10.01 02:21	35.226	139.119	14	4.9
	20	2009.02.16 22:59	35.413	138.547	20	3.8
	21	2009.02.18 01:44	35.417	138.546	19	3.5
	22	2009.08.11 18:09	34.819	138.531	20	4.4
	23	2009.08.13 12:42	34.814	138.487	19	4.3
	24	2009.09.15 01:07	35.346	138.941	15	3.7
	25	2011.03.15 22:31	35.308	138.713	14	6.4
2016年 熊本地震	26	1999.11.10 03:19	32.727	130.798	13	4.2
	27	2002.05.20 22:19	32.645	130.812	14	4.1
	28	2004.11.21 09:27	32.502	130.555	10	4.1
	29	2005.01.15 15:42	32.638	130.843	8	4.1
	30	2005.06.03 04:16	32.496	130.548	11	4.8

黄色で示した地震は $M_J > 6.0$ の大地震

表 3.2.5(1)-1 対象地震の諸元(つづき)

	No.	発震時刻	緯度 (°)	経度 (°)	深さ (km)	M_J
2016年 熊本地震	31	2006.02.04 00:12	32.083	129.880	12	5.1
	32	2011.04.25 02:48	33.028	130.729	12	4.1
	33	2011.10.05 23:33	32.914	130.850	10	4.5
	34	2016.04.14 21:26	32.742	130.808	11	6.5
	35	2016.04.14 22:38	32.677	130.735	11	5.0
	36	2016.04.14 23:43	32.767	130.827	14	5.1
	37	2016.04.15 03:37	32.671	130.741	11	4.1
	38	2016.04.15 05:10	32.762	130.812	10	4.6
	39	2016.04.15 07:46	32.730	130.797	11	4.4
	40	2016.04.15 15:27	32.840	130.882	12	4.2
	41	2016.04.16 01:25	32.753	130.762	12	7.3
	42	2016.04.16 07:23	32.787	130.773	12	4.8
	43	2016.04.16 07:42	32.776	130.742	11	4.2
	44	2016.04.16 08:20	32.702	130.679	12	4.6
	45	2016.04.16 09:16	32.546	130.652	7	4.5
	46	2016.04.16 09:48	32.847	130.835	16	5.4
	47	2016.04.16 11:02	32.758	130.778	15	4.4
	48	2016.04.16 14:27	32.651	130.743	8	4.6
	49	2016.04.16 16:02	32.698	130.720	12	5.4
	50	2016.04.16 17:40	32.701	130.704	12	4.2
	51	2016.04.16 21:05	32.752	130.755	18	4.4
	52	2016.04.17 04:46	32.687	130.776	10	4.5
	53	2016.04.19 17:52	32.535	130.635	10	5.5
	54	2016.04.25 00:44	32.659	130.675	11	4.5
	55	2016.04.28 02:38	32.588	130.667	10	4.1
	56	2016.04.28 15:30	32.751	130.541	9	4.8
	57	2016.05.12 17:04	32.697	130.665	13	4.1
	58	2016.05.13 01:03	32.705	130.667	13	4.1
	59	2016.06.18 20:46	32.690	130.707	10	4.6
	60	2016.07.09 18:05	32.735	130.603	12	4.5

黄色で示した地震は $M_J > 6.0$ の大地震

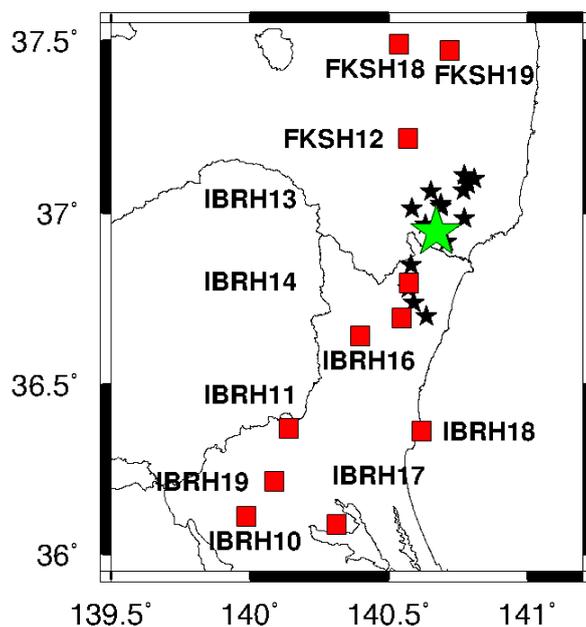


図 3.2.5(1)-1 解析に用いた地震の震央(★：本震，★：余震)および
解析対象地点(■)の位置(2011年福島県浜通りの地震)

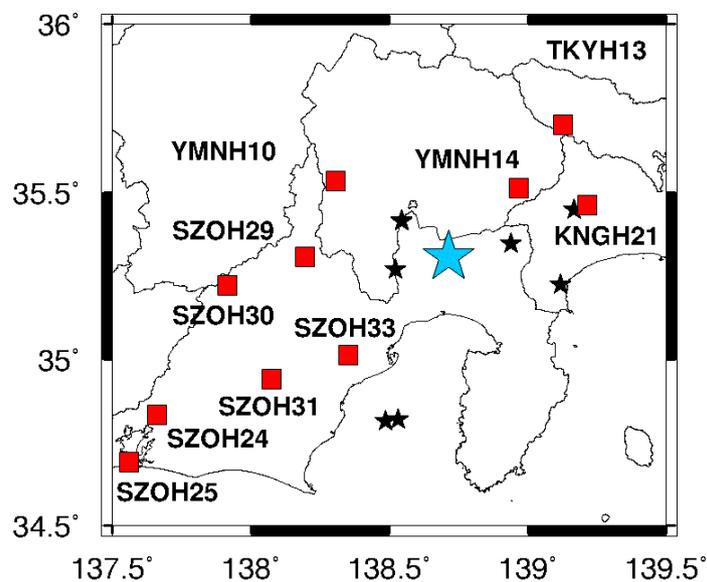


図 3.2.5(1)-2 解析に用いた地震の震央(★：本震，★：中小地震)および
解析対象地点(■)の位置(2011年静岡県東部の地震)

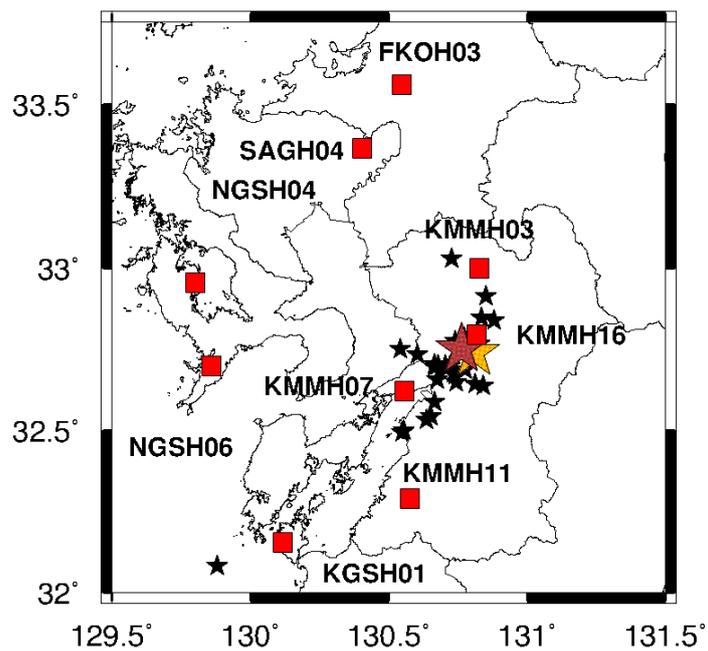


図 3.2.5(1)-3 解析に用いた地震の震央(★：最大前震, ★：本震, ★：余震等)および解析対象地点(■)の位置(2016年熊本地震)

3.2.5(2) κ の評価手法

f_{max} フィルターを評価した際と同様，平均観測スペクトルを求め， $f_E \sim 30\text{Hz}$ の範囲で最小二乗法によりスペクトル低減の傾き κ を求めた． f_E はスペクトルが低減傾向を示す下限周波数であるが，これはスペクトルが最大となる周波数を参考に，スペクトルが概ね平坦と考えられる上限周波数とした[図 3.2.5(2)-1 参照]．なお，平均観測スペクトルとは，

* 地中地震計設置深度におけるせん断波速度が 2,000m/sec 以上の観測点

* 震源距離が概ね 100km 程度以下の KiK-net 地中観測点

の観測記録から，平均震源距離におけるスペクトルに補正をして，その平均を求めたものである．また，30Hz は f_{max} フィルターを求めた際の上限周波数である．

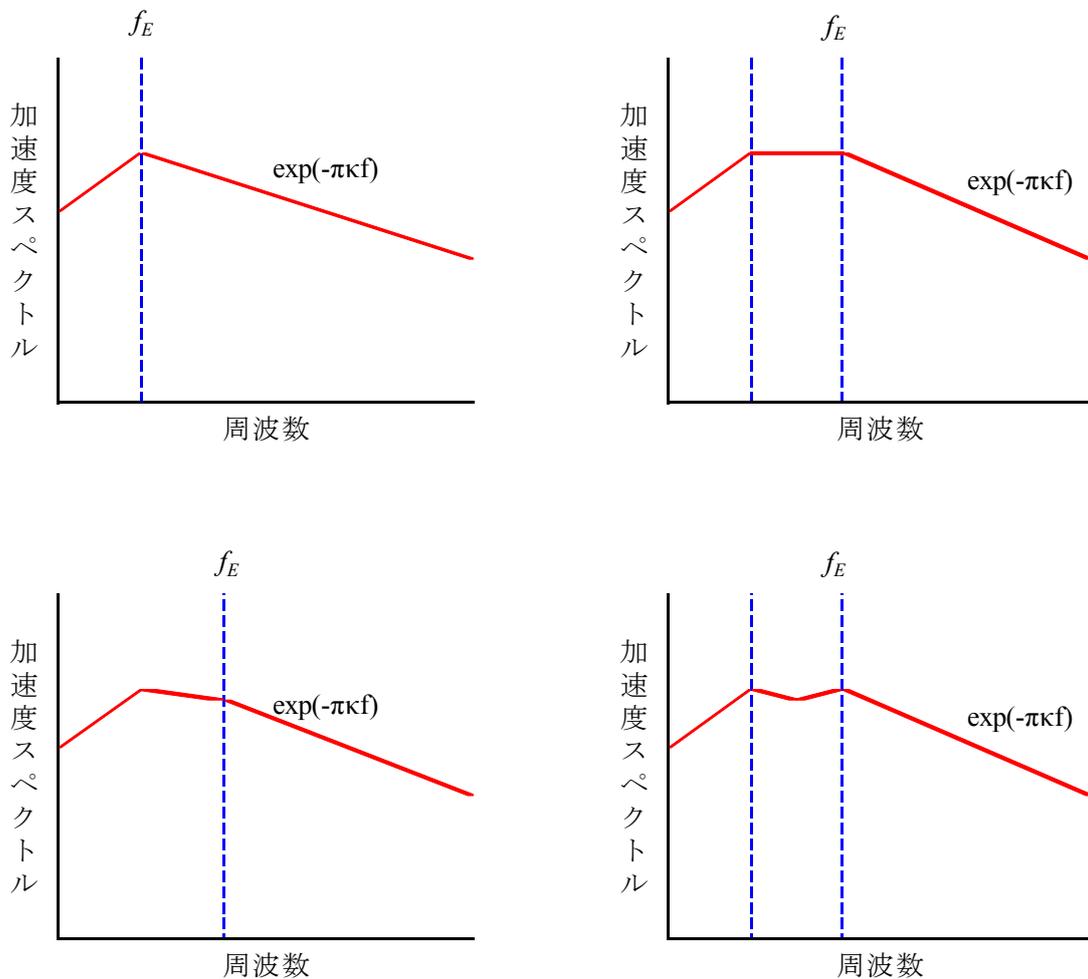


図 3.2.5(2)-1 f_E を決定する方法のイメージ図

3.2.5(3) κ の評価結果

各地震の κ の評価結果を表 3.2.5(3)-1 に示す。また、平均観測スペクトルおよび得られた κ を式(3.2.2-1)に代入することによって得られるスペクトルを図 3.2.5(3)-1～図 3.2.5(3)-60 に示す。これらの図には参考のため、 f_{max} フィルターを評価した際の、平均観測スペクトルと理論スペクトルに比較図も示した。ここで理論スペクトルとは、 ω^2 則に従う震源特性に伝播経路特性および f_{max} フィルターを考慮したスペクトルである。

3つの大地震の f_E および κ は以下の通りとなった

- *2011年福島県浜通りの地震 本震 : $f_E = 4.0\text{Hz}$, $\kappa = 0.0184$
- *2011年静岡県東部の地震 本震 : $f_E = 2.6\text{Hz}$, $\kappa = 0.0505$
- *2016年熊本地震 最大前震 : $f_E = 3.0\text{Hz}$, $\kappa = 0.0466$
- *2016年熊本地震 本震 : $f_E = 2.7\text{Hz}$, $\kappa = 0.0482$

福島県浜通り付近を震源とする中小地震の f_E は6～13Hz, κ は 0.009～0.020, 静岡県東部付近を震源とする中小地震の f_E は3.5～11Hz, κ は 0.0325～0.0525, 熊本県付近を震源とする中小地震の f_E は4～10Hz, κ は 0.027～0.055となった。Anderson and Hough(1984)による岩盤点における κ は0.02～0.06の範囲に分布しており、本検討で得られた値はこれと概ね調和的である。

一方、福島県浜通り付近を震源とする地震の κ の値は、既往業務で得られている2003年宮城県北部の地震、2005年福岡県西方沖の地震および2008年岩手・宮城内陸地震と同程度の値であるが、静岡県東部付近を震源とする地震や熊本県付近を震源とする地震の κ はこれらの値より優位に大きいと言える。この結果は f_{max} フィルターのべき乗数 s にみられる値と調和的である。以上の結果は、高域遮断特性の地域性を示唆する結果と言える。

表 3.2.5(3)-1 推定した各種パラメータ

	No.	発震時刻	M_0 ($N \cdot m$)	f_c (Hz)	f_{max} (Hz)	s	f_E (Hz)	κ
2011年 福島県 浜通りの地震	1	2011.03.23 07:12	3.16E+17	0.40	10.4	1.09	7.5	0.0201
	2	2011.03.23 07:36	9.07E+16	1.04	13.6	1.29	7.3	0.0164
	3	2011.04.11 17:16	1.14E+19	0.18	8.0	0.78	4.0	0.0184
	4	2011.04.11 20:42	2.10E+17	0.54	9.3	0.78	6.1	0.0168
	5	2011.04.11 22:05	6.00E+15	2.31	12.8	1.12	7.3	0.0192
	6	2011.04.12 00:57	1.41E+16	0.77	11.8	1.03	6.8	0.0206
	7	2011.04.12 17:48	1.26E+16	1.14	17.0	1.19	7.7	0.0146
	8	2011.04.13 10:07	1.24E+17	0.71	14.4	1.59	6.5	0.0187
	9	2011.04.14 07:35	2.03E+16	0.93	15.7	1.03	8.7	0.0135
	10	2011.04.14 12:08	7.24E+16	0.69	12.1	0.78	8.3	0.0090
	11	2011.05.03 22:57	2.11E+15	2.02	15.6	0.75	12.1	0.0116
	12	2011.05.05 19:20	2.04E+15	1.58	19.8	0.71	13.2	0.0097
	13	2011.05.06 02:04	1.96E+16	0.82	11.4	0.94	6.5	0.0159
	14	2011.05.08 07:11	2.13E+15	1.06	14.7	1.20	9.0	0.0218
	15	2011.05.10 08:38	2.02E+15	1.60	11.8	0.92	7.5	0.0154
	16	2011.05.14 01:28	1.94E+15	1.23	19.6	1.52	12.5	0.0172
2011年 静岡県 東部の地震	17	2005.05.11 10:51	5.67E+14	1.87	13.4	1.78	11.3	0.0434
	18	2007.07.12 05:29	6.76E+14	2.42	13.0	2.08	10.0	0.0379
	19	2007.10.01 02:21	1.28E+16	0.85	12.6	1.67	3.5	0.0429
	20	2009.02.16 22:59	6.92E+14	1.58	15.1	1.81	9.5	0.0405
	21	2009.02.18 01:44	3.05E+14	1.70	19.5	2.05	9.2	0.0325
	22	2009.08.11 18:09	2.57E+15	1.62	17.3	2.07	6.8	0.0422
	23	2009.08.13 12:42	8.59E+14	2.43	13.1	2.19	8.3	0.0525
	24	2009.09.15 01:07	4.50E+14	1.83	14.9	1.68	6.5	0.0374
25	2011.03.15 22:31	9.05E+17	0.33	8.6	1.60	2.6	0.0505	
2016年 熊本 地震	26	1999.11.10 03:19	2.25E+15	1.40	16.3	1.99	5.7	0.0412
	27	2002.05.20 22:19	1.01E+15	1.84	18.4	2.59	6.2	0.0357
	28	2004.11.21 09:27	2.94E+15	1.19	14.2	2.21	5.6	0.0439
	29	2005.01.15 15:42	8.40E+14	1.37	13.8	2.22	10.1	0.0393
	30	2005.06.03 04:16	1.62E+16	0.80	10.9	1.98	4.5	0.0491

黄色で示した地震は $M_J > 6.0$ の大地震

表 3.2.5(3)-1 推定した各種パラメータ(つづき)

	No.	発震時刻	M_0 (N·m)	f_c (Hz)	f_{max} (Hz)	s	f_E (Hz)	κ
2016年 熊本地震	31	2006.02.04 00:12	3.66E+16	0.74	10.1	1.94	4.6	0.0553
	32	2011.04.25 02:48	1.28E+15	1.56	14.7	1.62	5.4	0.0304
	33	2011.10.05 23:33	4.15E+15	0.94	17.9	1.77	3.7	0.0373
	34	2016.04.14 21:26	2.09E+18	0.22	9.9	1.43	3.0	0.0466
	35	2016.04.14 22:38	2.24E+16	0.76	10.8	1.25	5.5	0.0402
	36	2016.04.14 23:43	2.28E+16	0.92	14.5	1.69	5.6	0.0387
	37	2016.04.15 03:37	1.65E+15	1.40	15.3	1.82	6.0	0.0388
	38	2016.04.15 05:10	5.71E+15	1.10	16.2	1.76	5.5	0.0381
	39	2016.04.15 07:46	3.05E+15	1.48	12.0	1.36	5.4	0.0384
	40	2016.04.15 15:27	2.23E+15	1.66	13.1	1.74	6.8	0.0390
	41	2016.04.16 01:25	2.33E+19	0.11	7.1	1.37	2.7	0.0482
	42	2016.04.16 07:23	9.30E+15	0.83	11.5	1.11	5.7	0.0373
	43	2016.04.16 07:42	2.22E+15	1.19	13.6	0.97	6.6	0.0274
	44	2016.04.16 08:20	4.72E+15	1.17	10.9	1.19	6.0	0.0331
	45	2016.04.16 09:16	5.84E+15	0.88	10.0	1.81	5.4	0.0477
	46	2016.04.16 09:48	6.77E+16	0.60	17.1	2.06	9.7	0.0367
	47	2016.04.16 11:02	2.88E+15	1.25	18.3	2.25	6.0	0.0341
	48	2016.04.16 14:27	4.09E+15	1.10	10.3	1.41	6.5	0.0411
	49	2016.04.16 16:02	3.93E+16	0.69	14.3	1.61	6.4	0.0393
	50	2016.04.16 17:40	2.25E+15	1.29	19.4	1.59	5.4	0.0341
	51	2016.04.16 21:05	2.62E+15	1.65	15.2	1.66	5.6	0.0391
	52	2016.04.17 04:46	4.26E+15	1.19	9.7	1.62	6.1	0.0468
	53	2016.04.19 17:52	8.91E+16	0.42	11.5	2.00	6.2	0.0514
	54	2016.04.25 00:44	6.43E+15	0.95	17.2	1.97	6.0	0.0351
	55	2016.04.28 02:38	1.38E+15	1.41	17.0	1.50	6.1	0.0341
	56	2016.04.28 15:30	9.94E+15	0.67	15.7	2.36	5.5	0.0430
	57	2016.05.12 17:04	1.12E+15	1.79	16.4	1.50	5.6	0.0350
	58	2016.05.13 01:03	1.02E+15	2.07	13.5	1.18	9.0	0.0339
	59	2016.06.18 20:46	6.48E+15	0.91	13.9	1.42	6.0	0.0375
	60	2016.07.09 18:05	4.07E+15	1.02	19.7	1.71	5.7	0.0284

黄色で示した地震は $M_J > 6.0$ の大地震

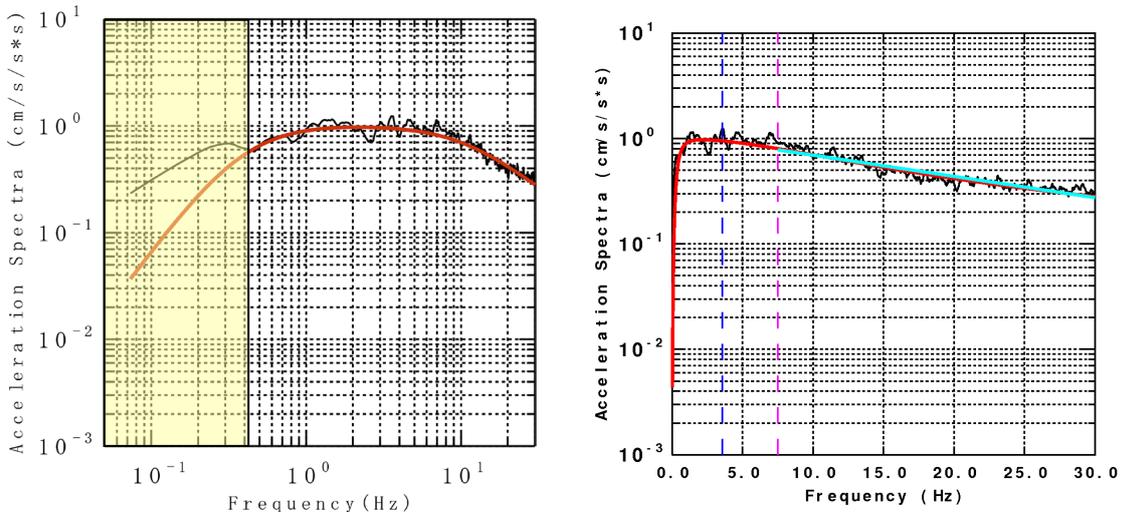


図 3.2.5(3)-1 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)
 [No.1 の地震(2011 年 03 月 23 日 07 時 12 分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

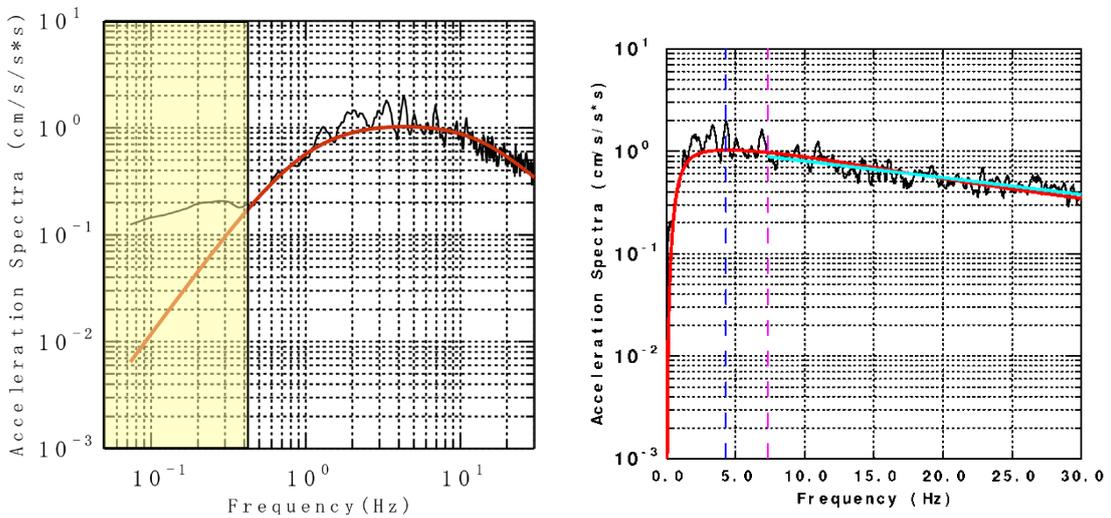


図 3.2.5(3)-2 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)
 [No.2 の地震(2011 年 03 月 23 日 07 時 36 分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

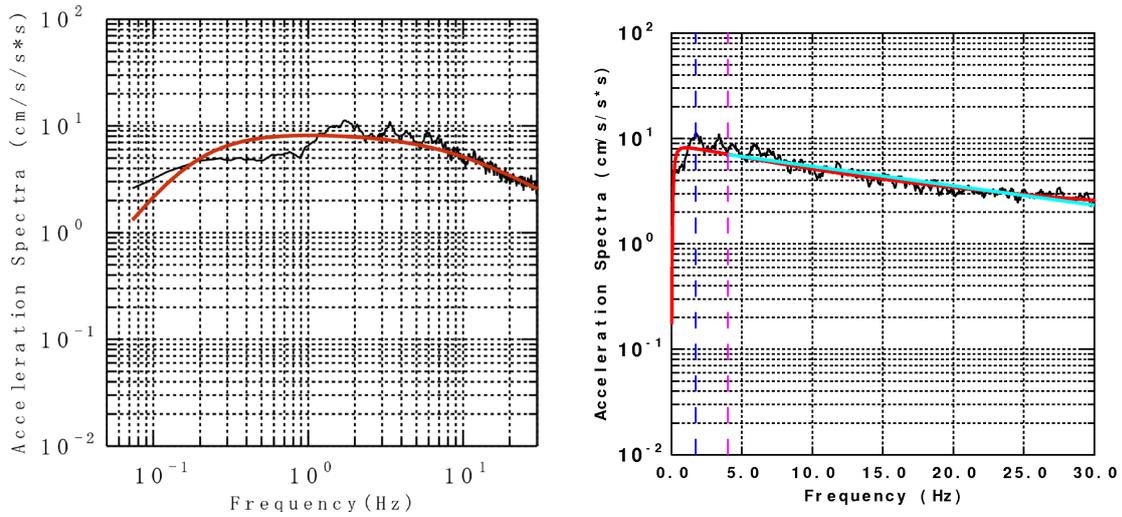


図 3.2.5(3)-3 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)
[No.3 の地震(2011 年 04 月 11 日 17 時 16 分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

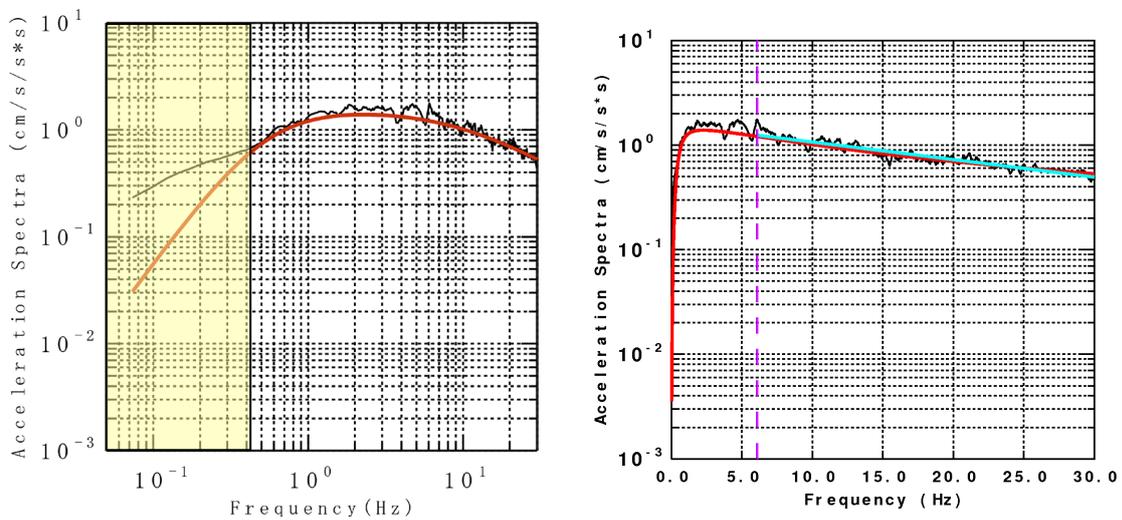


図 3.2.5(3)-4 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)
[No.4 の地震(2011 年 04 月 11 日 20 時 42 分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

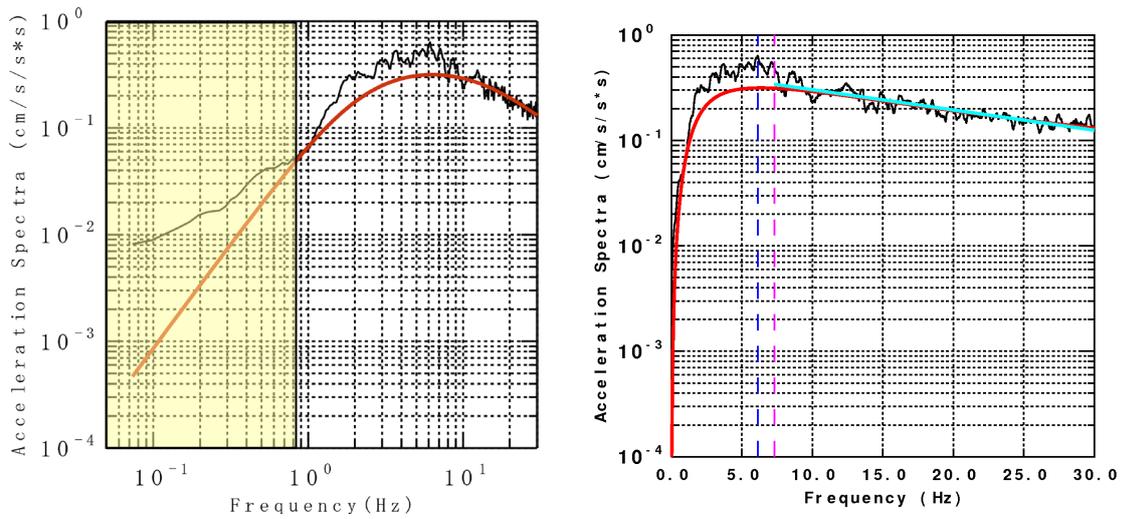


図 3.2.5(3)-5 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)
[No.5 の地震(2011 年 04 月 11 日 22 時 05 分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

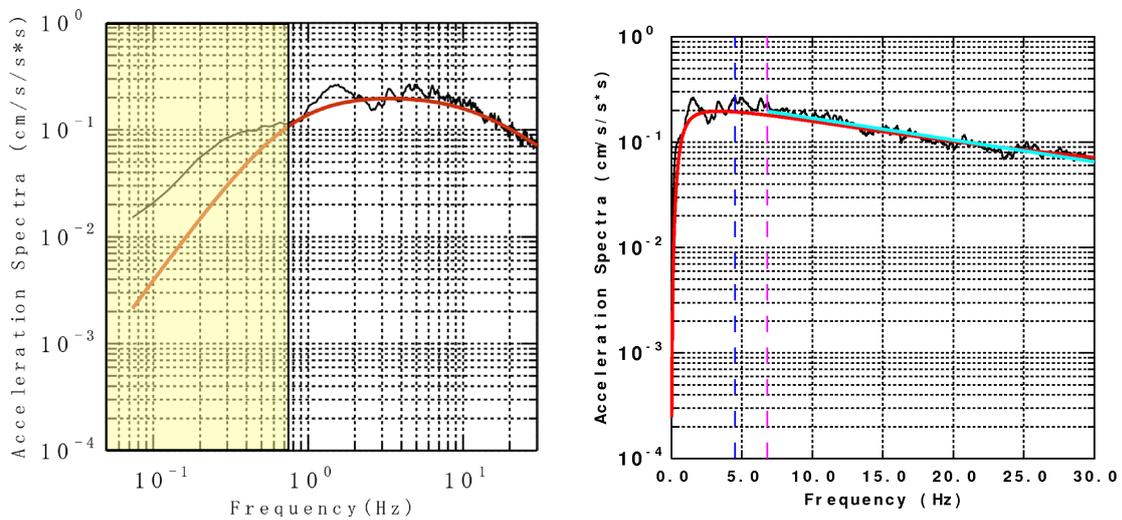


図 3.2.5(3)-6 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)
[No.6 の地震(2011 年 04 月 12 日 00 時 57 分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

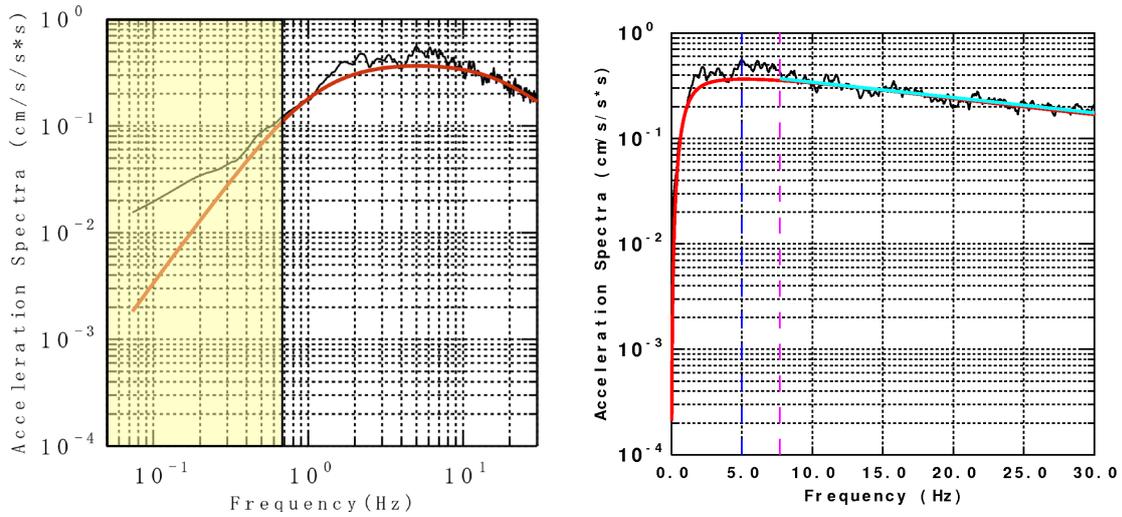


図 3.2.5(3)-7 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)
[No.7 の地震(2011 年 04 月 12 日 17 時 48 分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

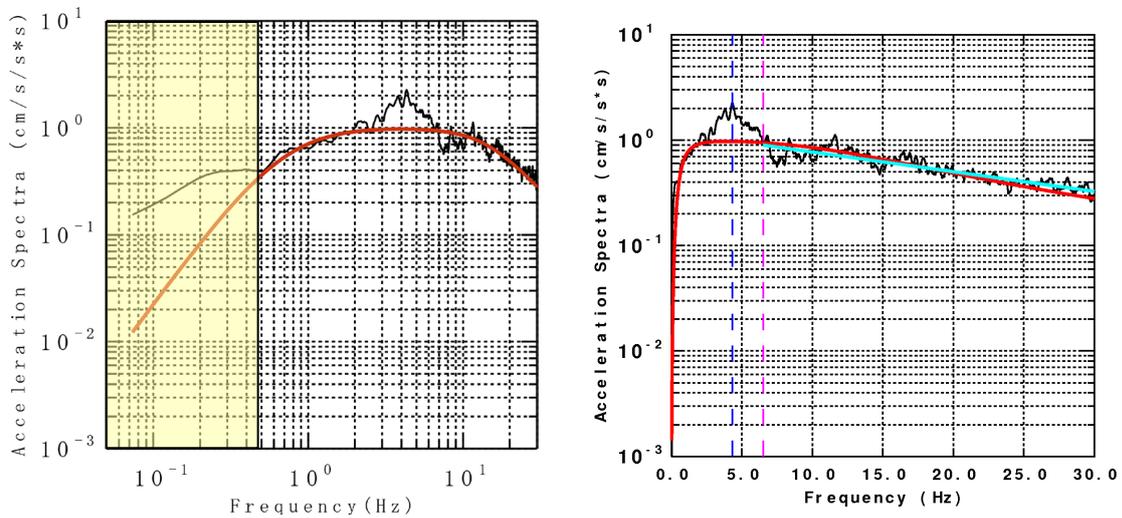


図 3.2.5(3)-8 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)
[No.8 の地震(2011 年 04 月 13 日 10 時 07 分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

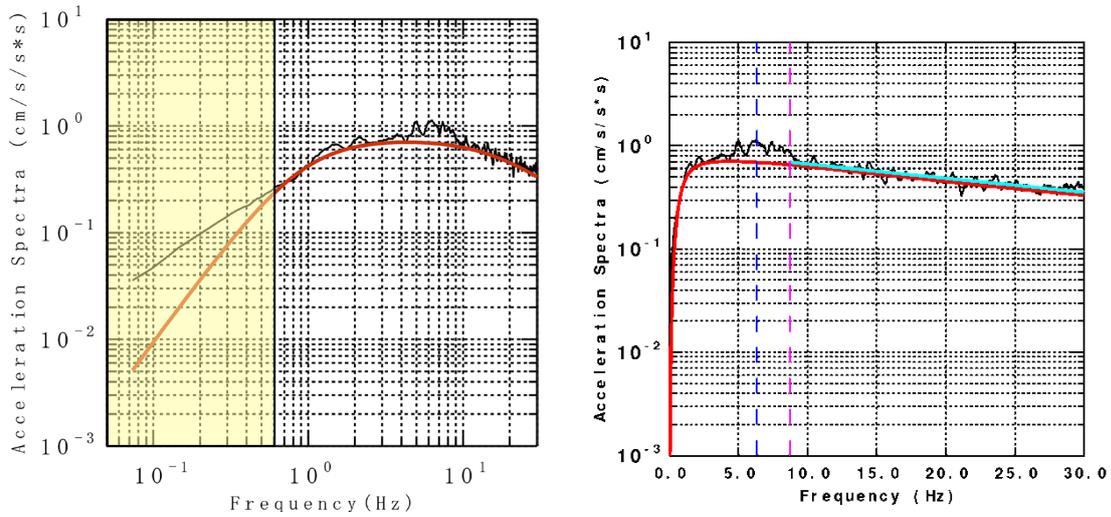


図 3.2.5(3)-9 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)
[No.9の地震(2011年04月14日07時35分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

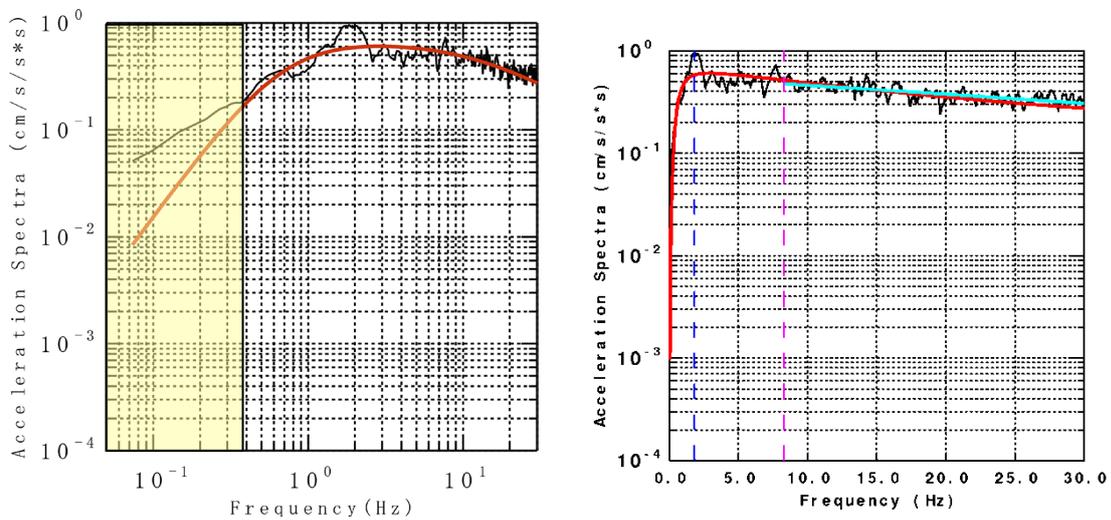


図 3.2.5(3)-10 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)
[No.10の地震(2011年04月14日12時08分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

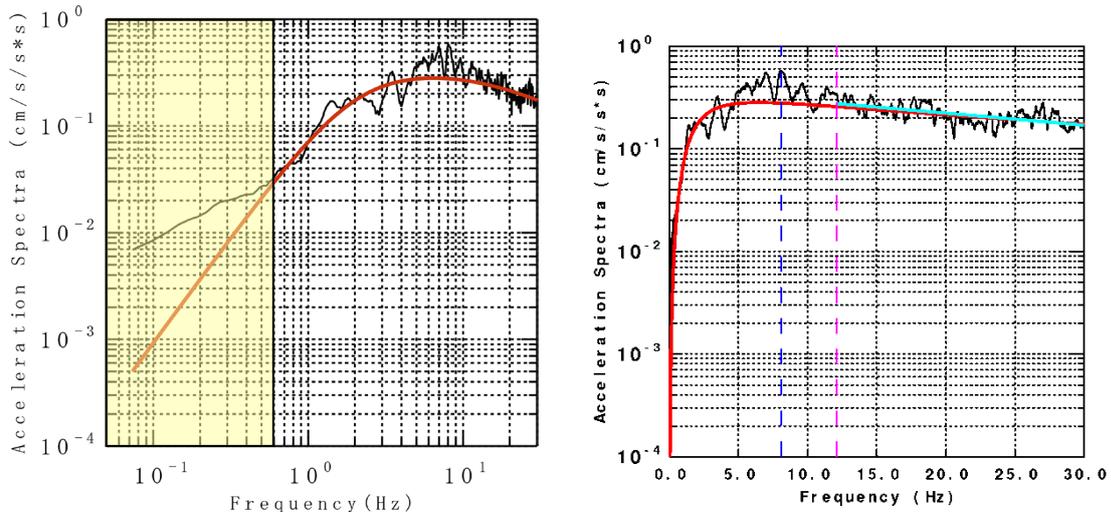


図 3.2.5(3)-11 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.11 の地震(2011 年 05 月 03 日 22 時 57 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

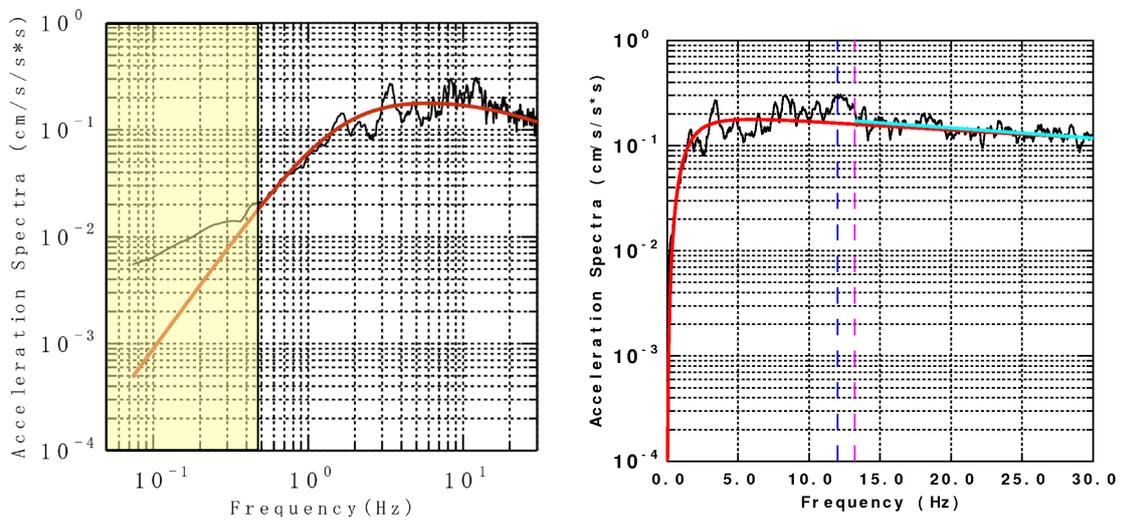


図 3.2.5(3)-12 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.12 の地震(2011 年 05 月 05 日 19 時 20 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

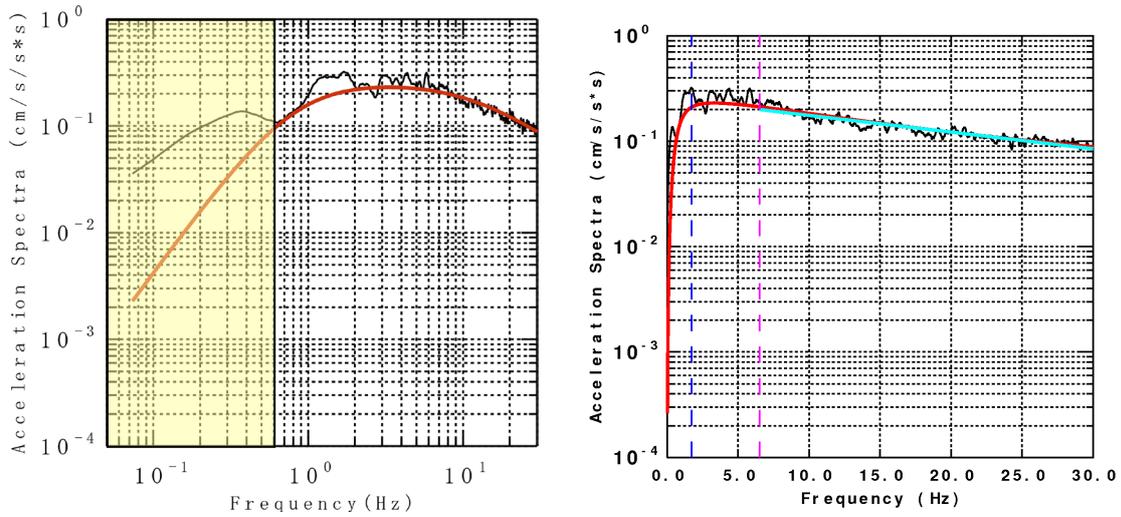


図 3.2.5(3)-13 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.13 の地震(2011 年 05 月 06 日 02 月 04 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

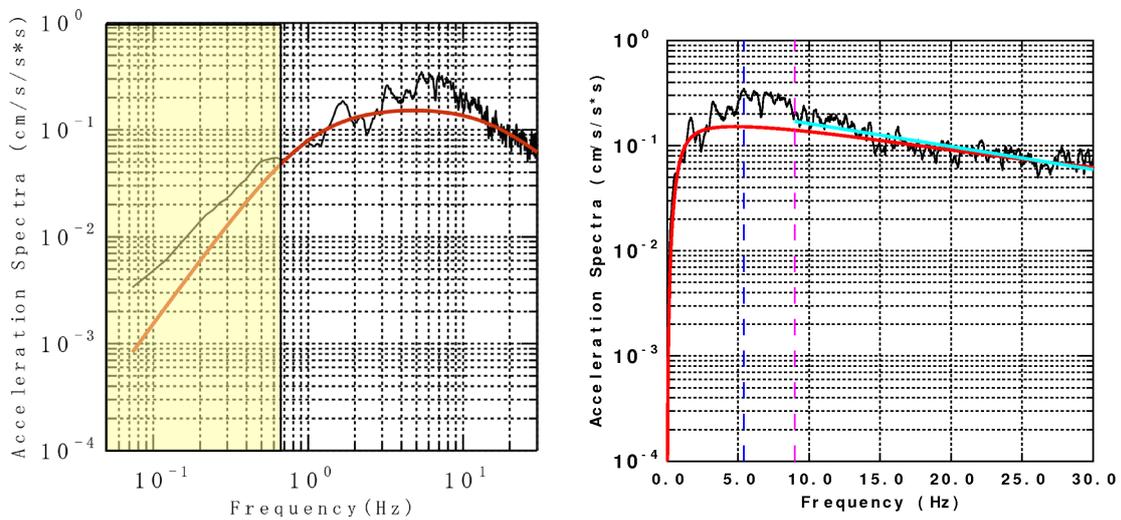


図 3.2.5(3)-14 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.14 の地震(2011 年 05 月 08 日 07 時 11 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

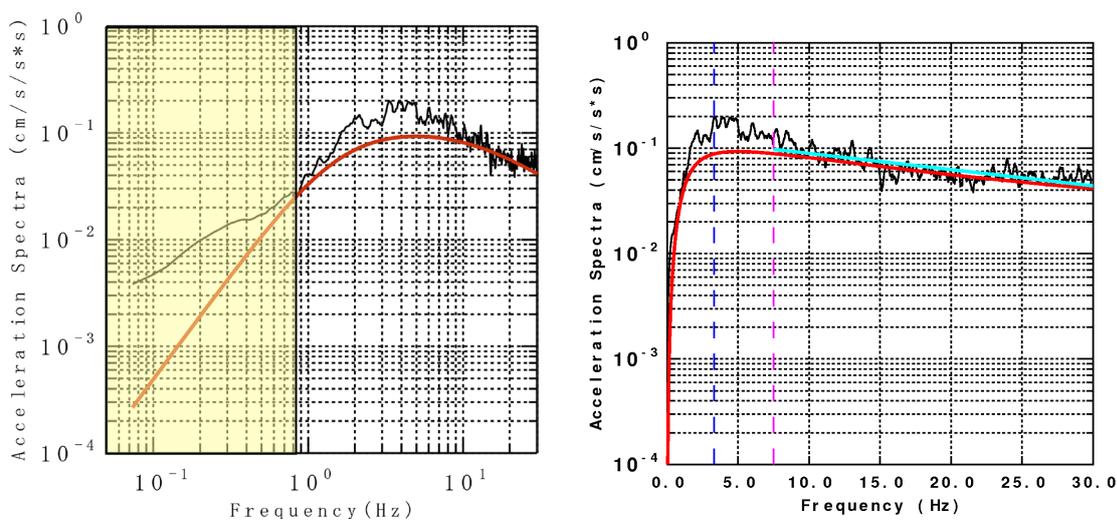


図 3.2.5(3)-15 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.15 の地震(2011 年 05 月 10 日 08 時 38 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- : スペクトルが最大となる周波数, — : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

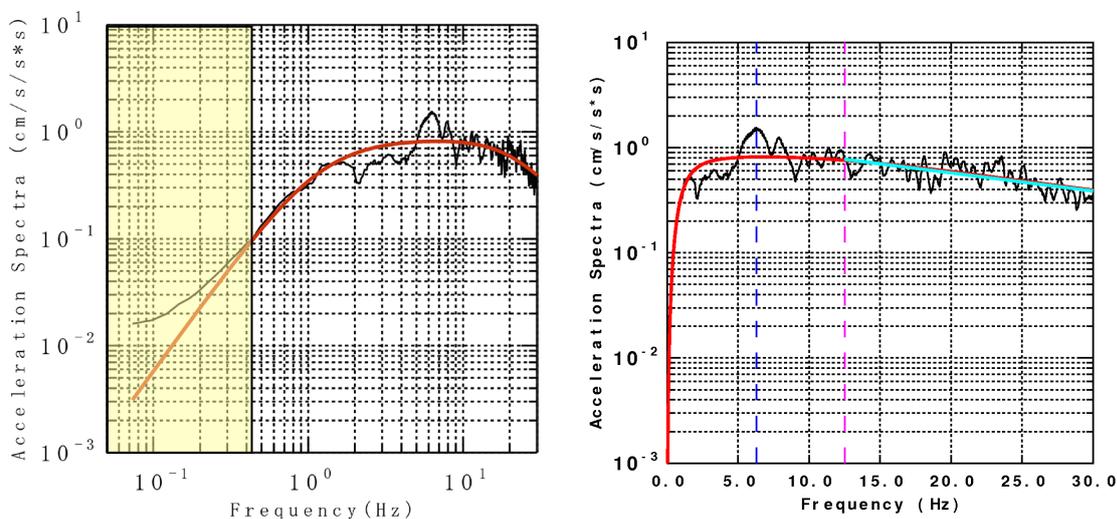


図 3.2.5(3)-16 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.16 の地震(2011 年 05 月 14 日 01 時 28 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- : スペクトルが最大となる周波数, — : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

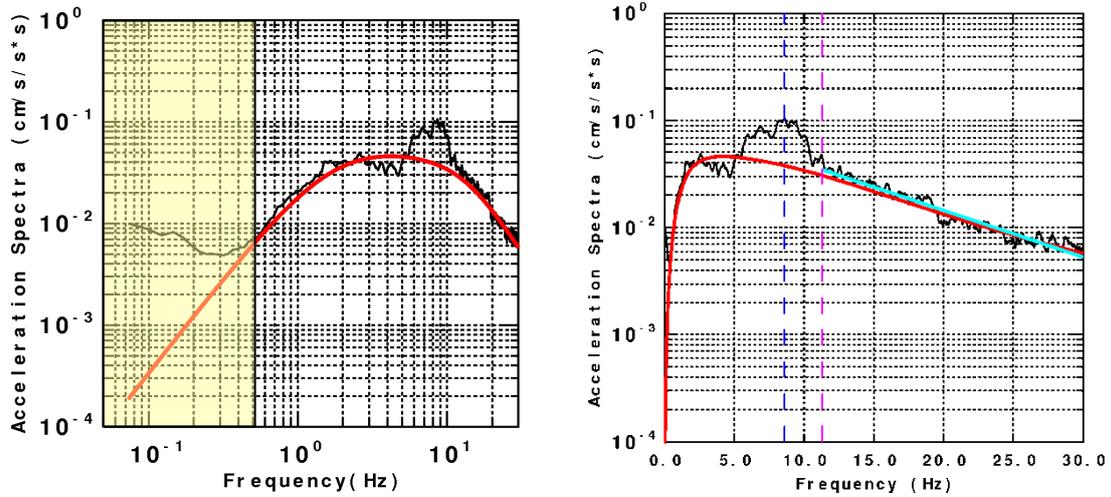


図 3.2.5(3)-17 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.17 の地震(2005 年 05 月 11 日 10 時 51 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

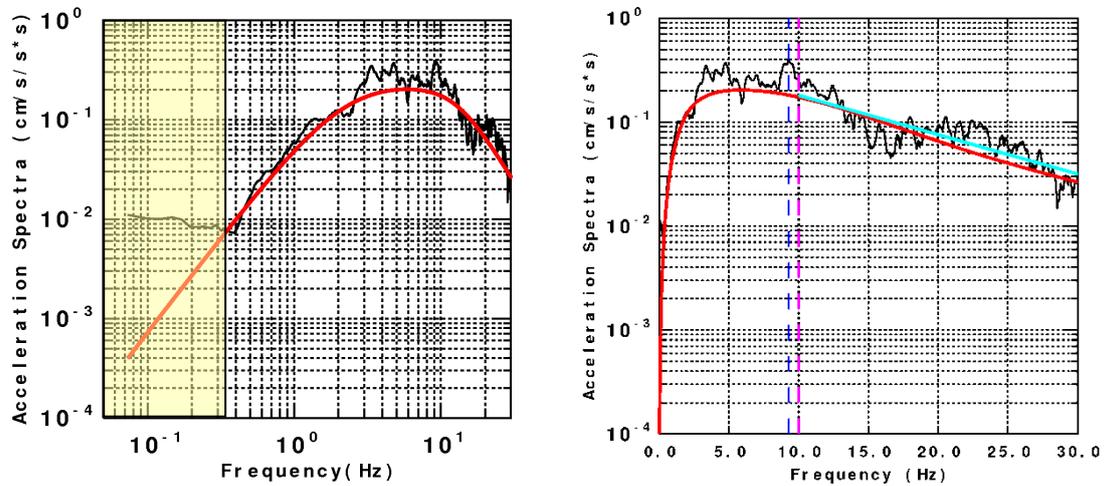


図 3.2.5(3)-18 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.18 の地震(2007 年 07 月 12 日 05 時 29 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

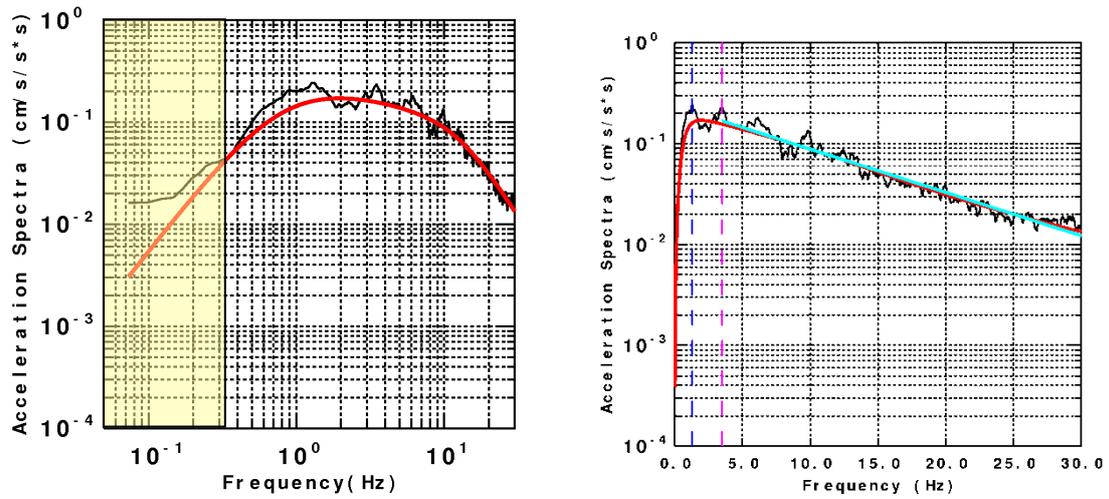


図 3.2.5(3)-19 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.19 の地震(2007 年 10 月 01 日 02 時 21 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

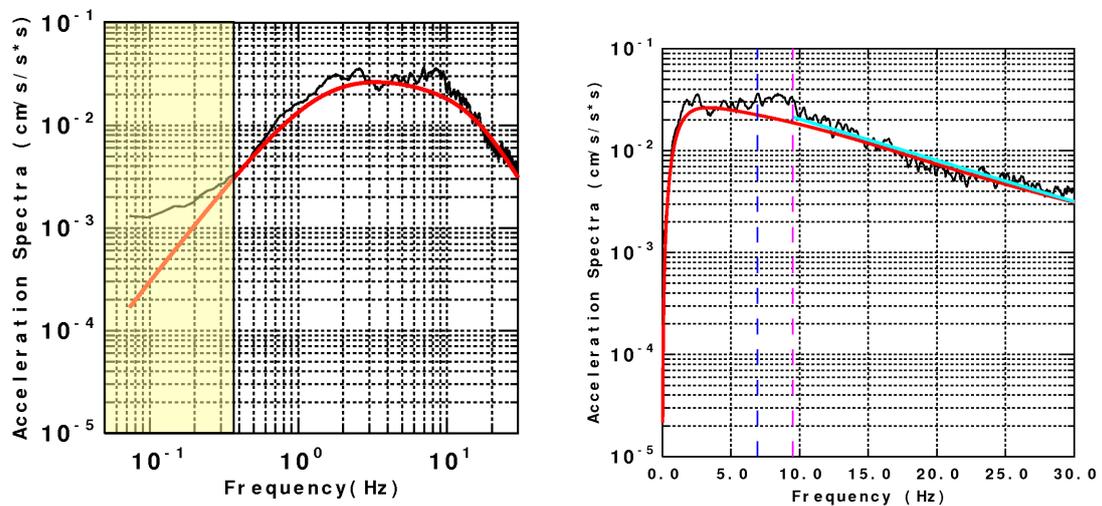


図 3.2.5(3)-20 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.20 の地震(2009 年 02 月 16 日 22 時 59 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

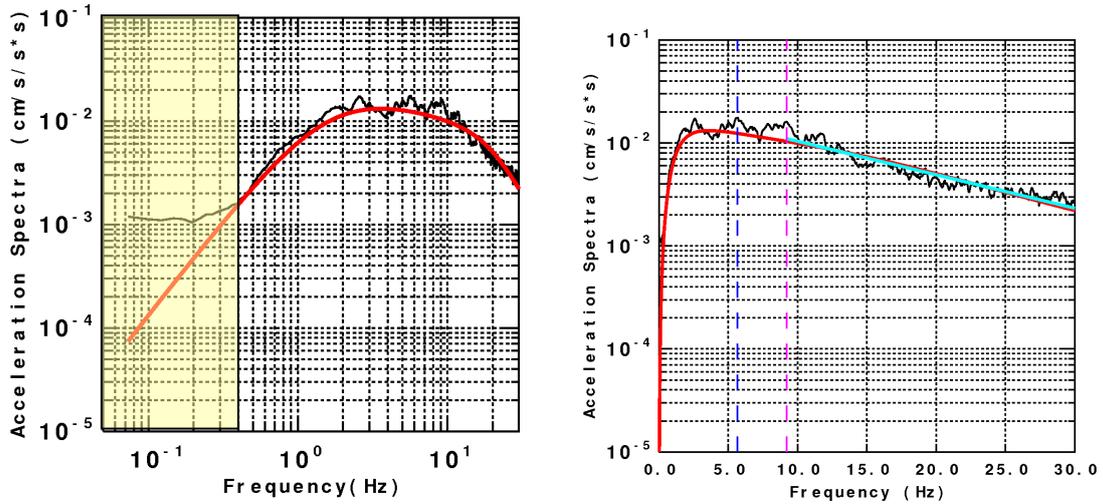


図 3.2.5(3)-21 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.21 の地震(2009 年 02 月 18 日 01 時 44 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

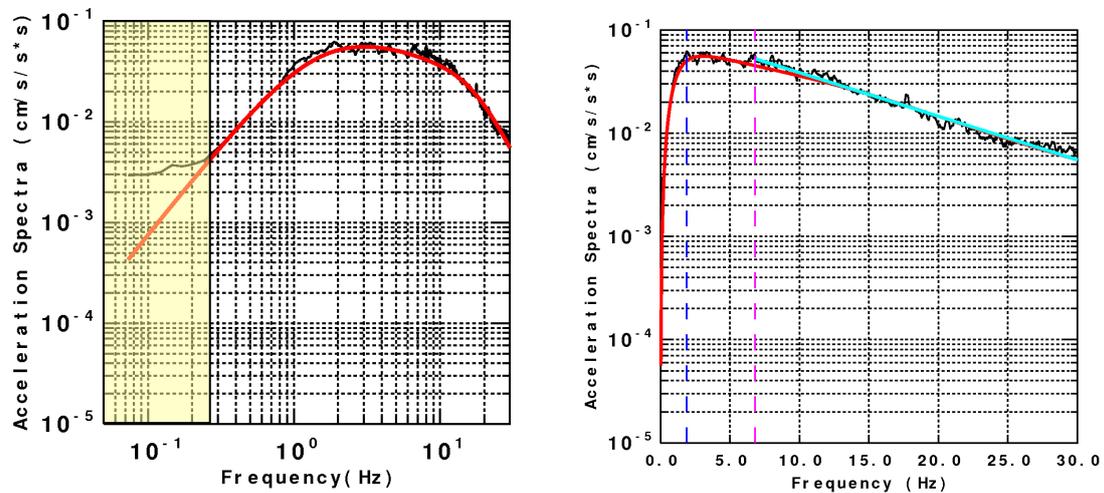


図 3.2.5(3)-22 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.22 の地震(2009 年 08 月 11 日 18 時 09 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

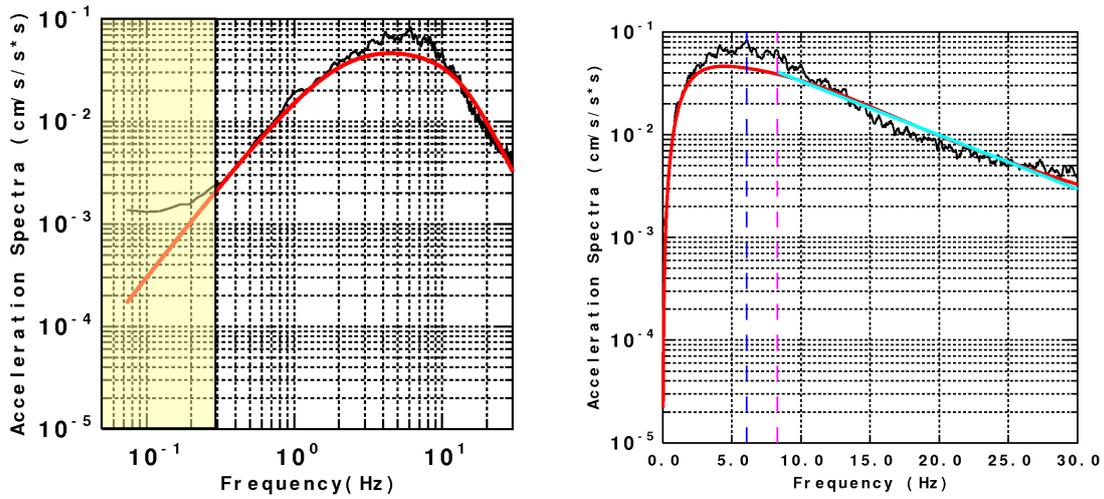


図 3.2.5(3)-23 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.23 の地震(2009 年 08 月 13 日 12 時 42 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

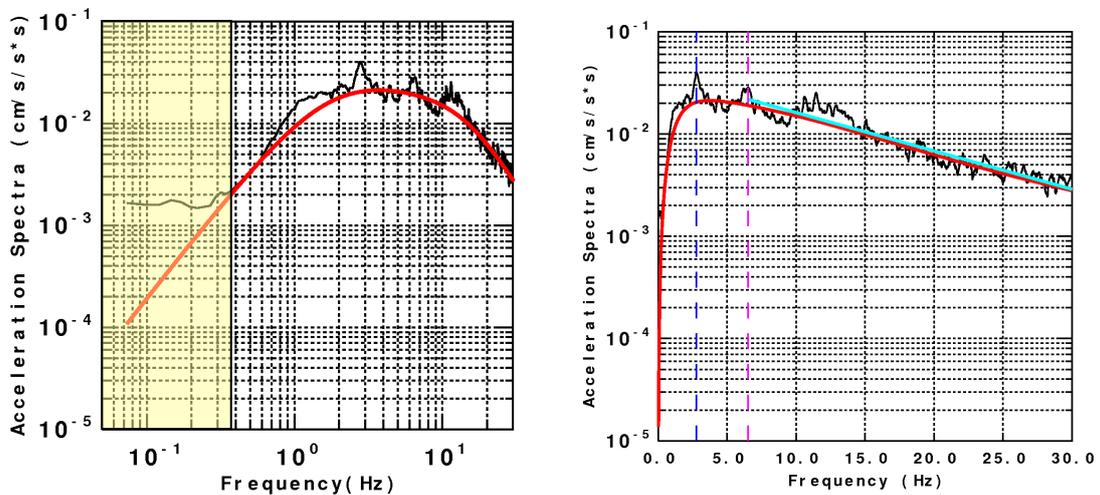


図 3.2.5(3)-24 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.24 の地震(2009 年 09 月 15 日 01 時 07 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

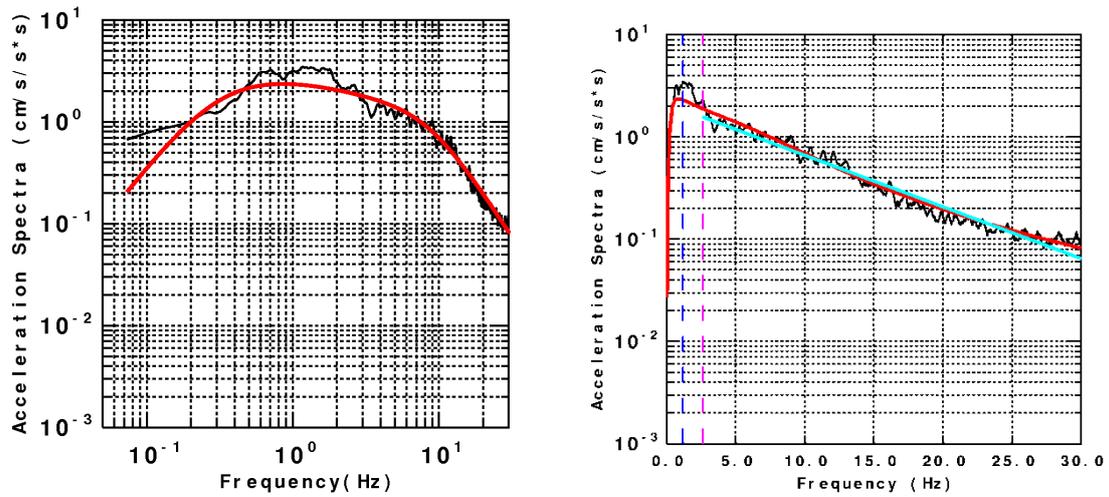


図 3.2.5(3)-25 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)

[No.25 の地震(2011 年 03 月 15 日 22 時 31 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

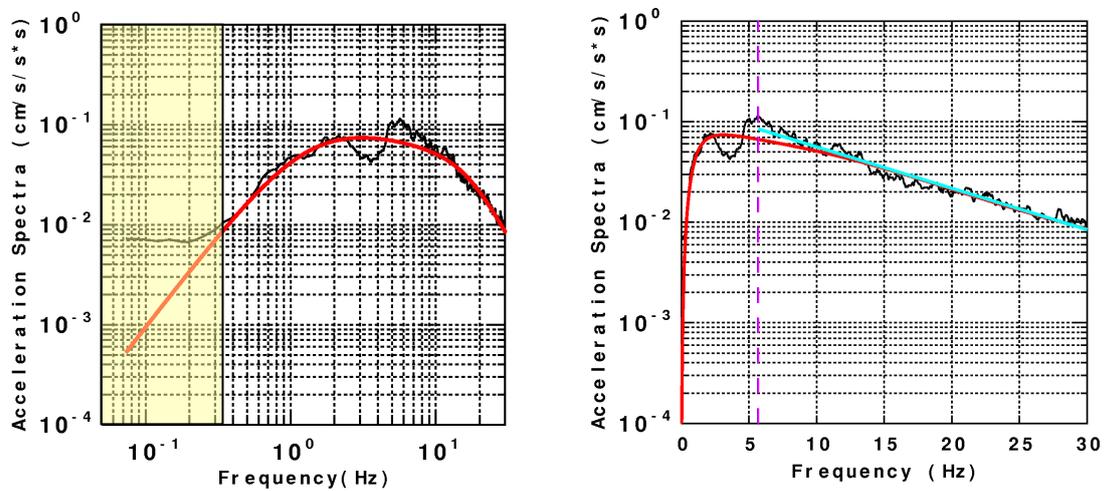


図 3.2.5(3)-26 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)

[No.26 の地震(1999 年 11 月 10 日 03 時 19 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

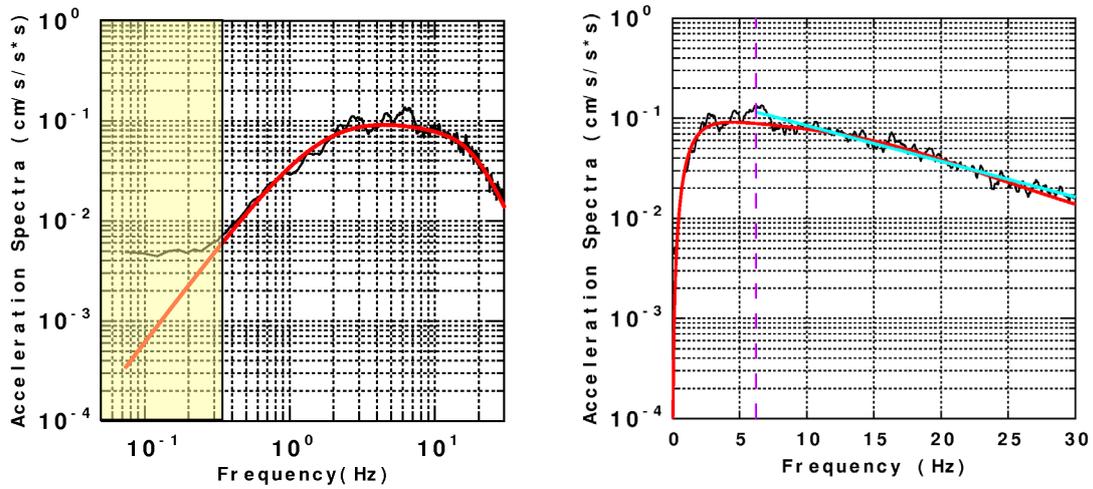


図 3.2.5(3)-27 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.27 の地震(2002 年 05 月 20 日 22 時 19 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

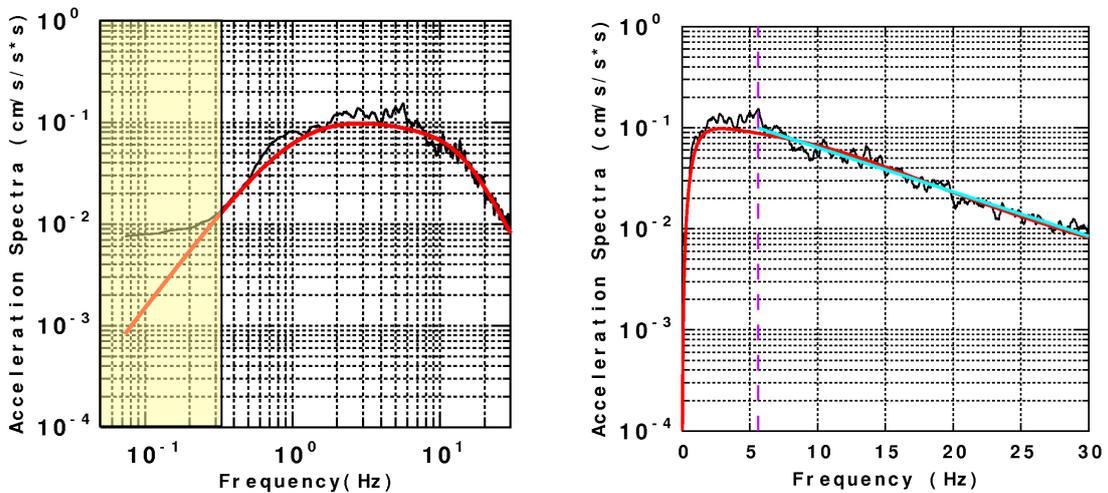


図 3.2.5(3)-28 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.28 の地震(2004 年 11 月 21 日 09 時 27 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

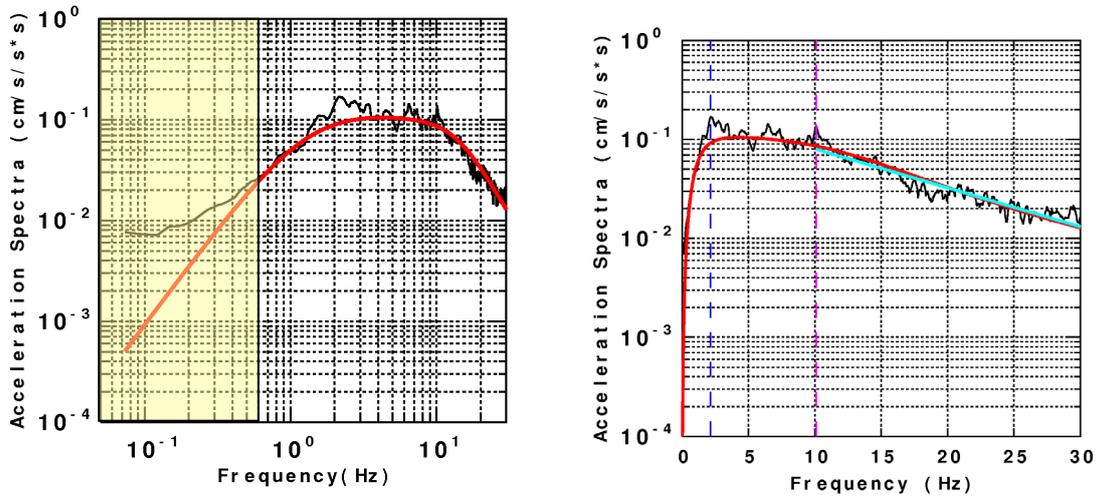


図 3.2.5(3)-29 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)
[No.29 の地震(2005 年 01 月 15 日 15 時 42 分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

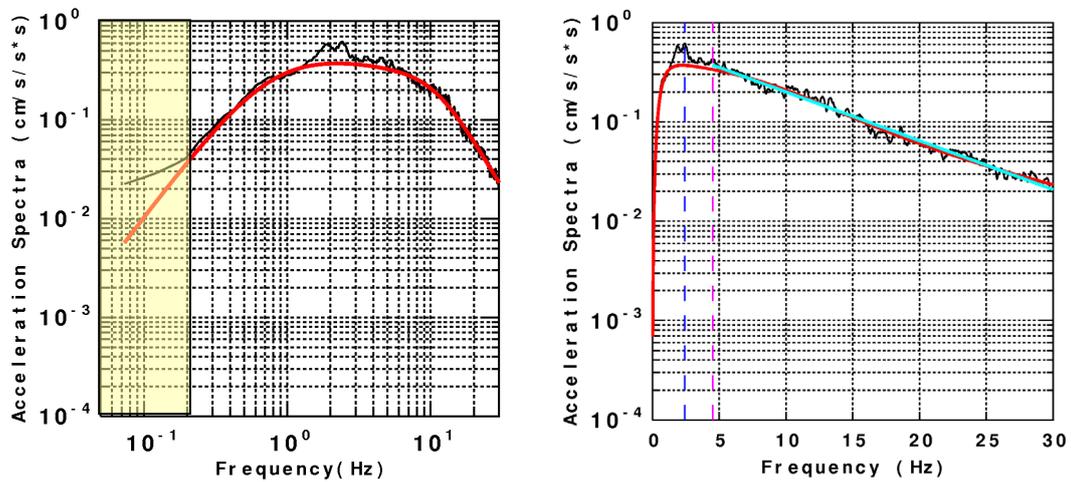


図 3.2.5(3)-30 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)
[No.30 の地震(2005 年 06 月 03 日 04 時 16 分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

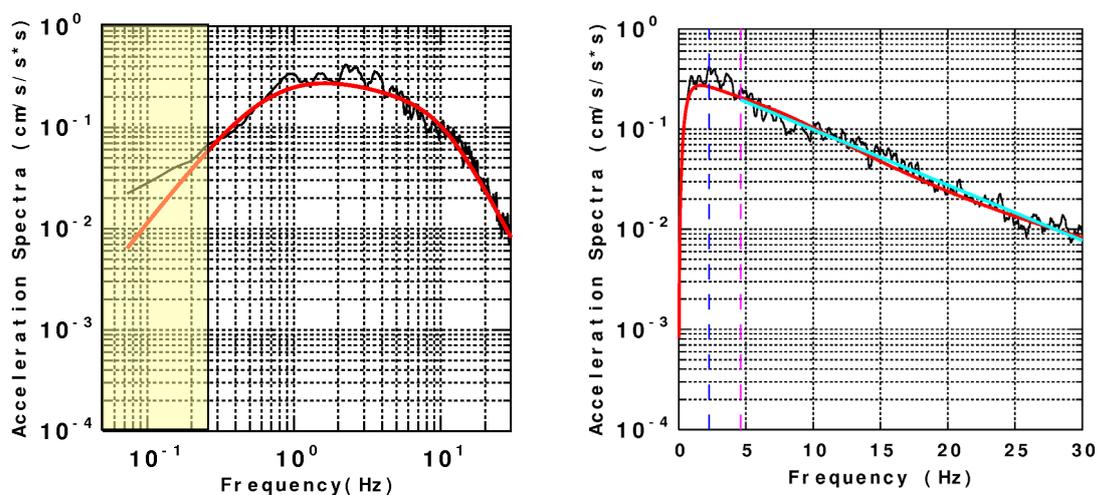


図 3.2.5(3)-31 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.31 の地震(2006 年 02 月 04 日 00 時 12 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

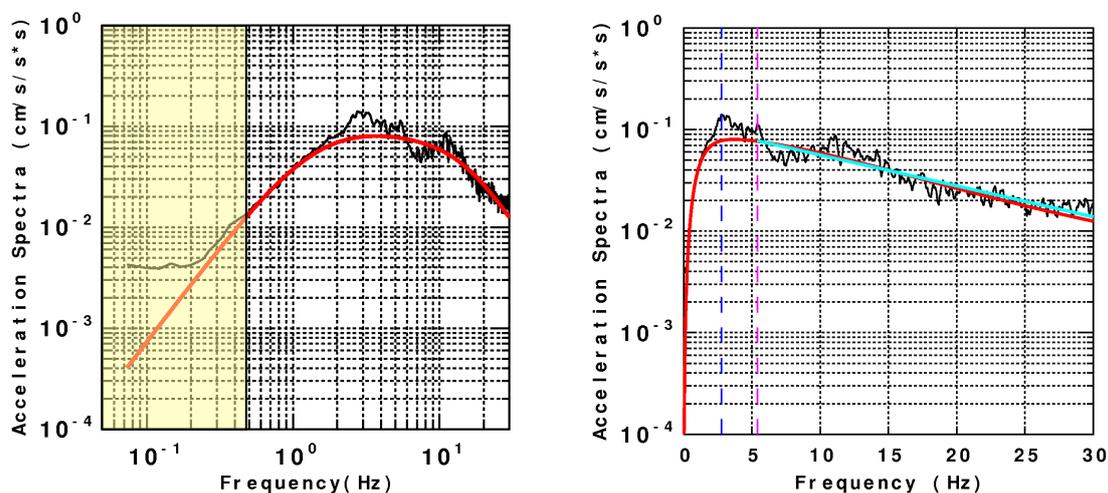


図 3.2.5(3)-32 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.32 の地震(2011 年 04 月 25 日 02 時 48 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

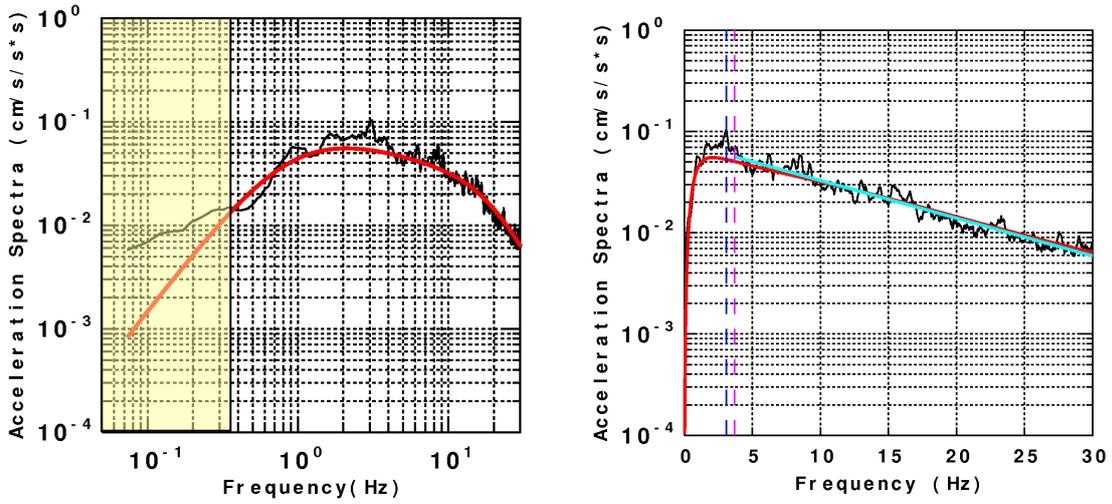


図 3.2.5(3)-33 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)
 [No.33 の地震(2011 年 10 月 05 日 23 時 33 分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

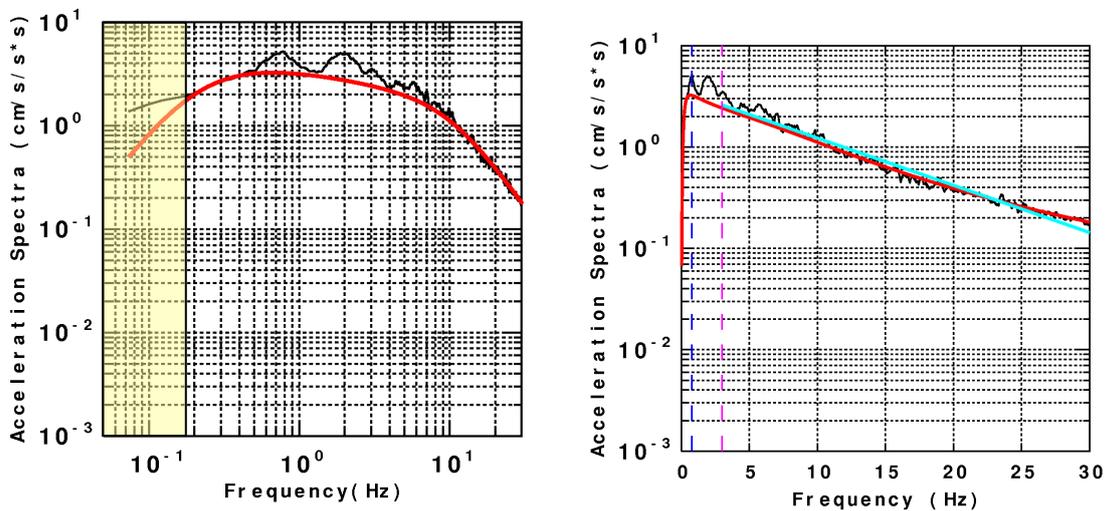


図 3.2.5(3)-34 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)
 [No.34 の地震(2016 年 04 月 14 日 21 時 26 分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

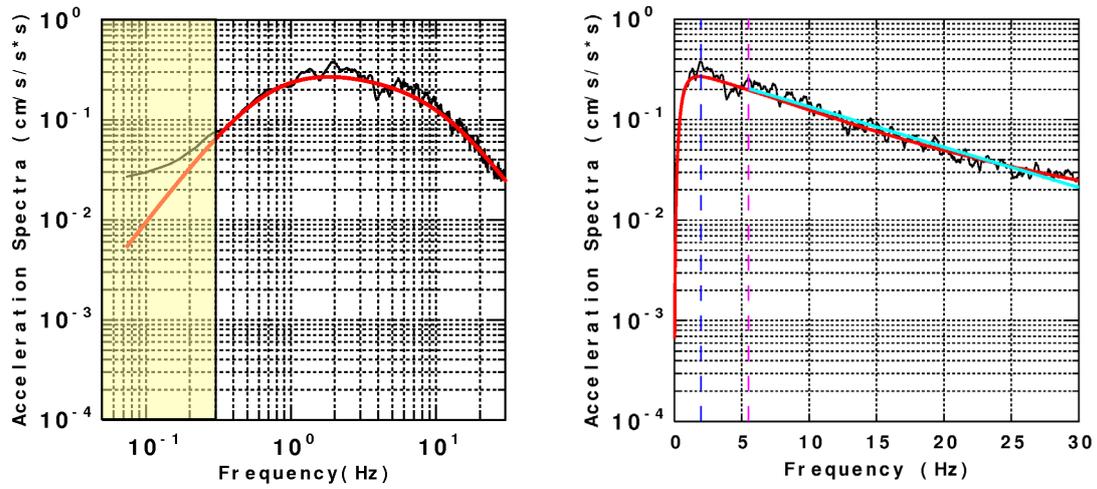


図 3.2.5(3)-35 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.35 の地震(2016年04月14日22時38分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

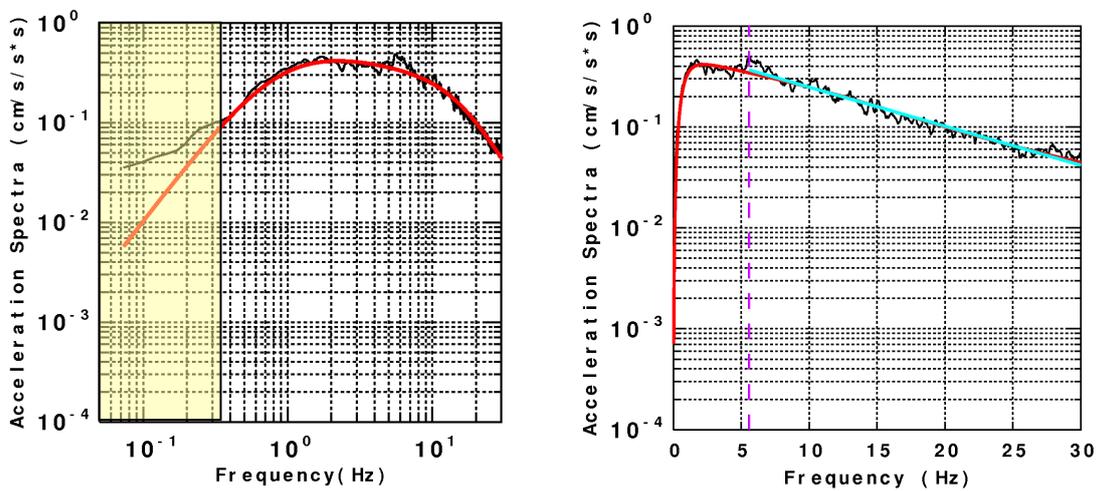


図 3.2.5(3)-36 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.36 の地震(2016年04月14日23時43分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

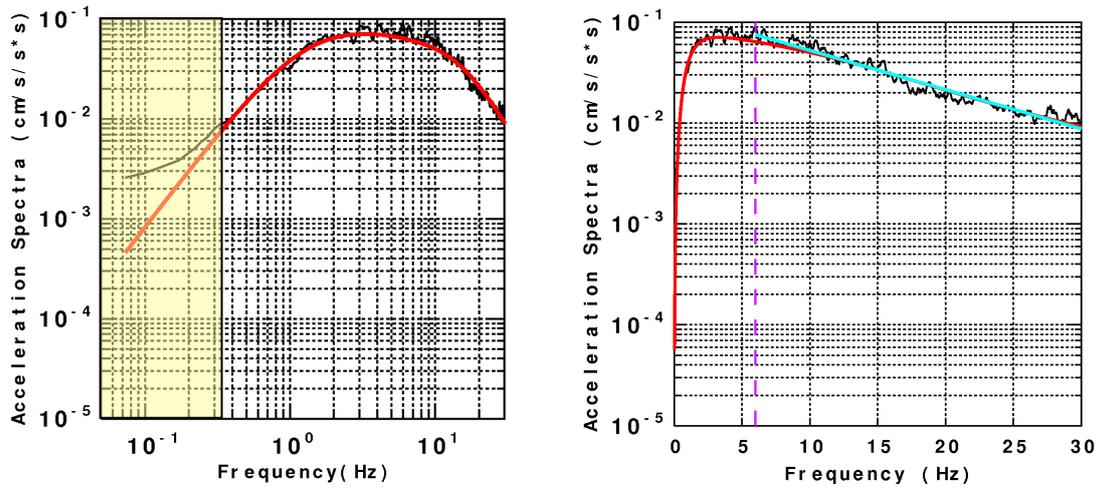


図 3.2.5(3)-37 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.37 の地震(2016 年 04 月 15 日 03 時 37 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

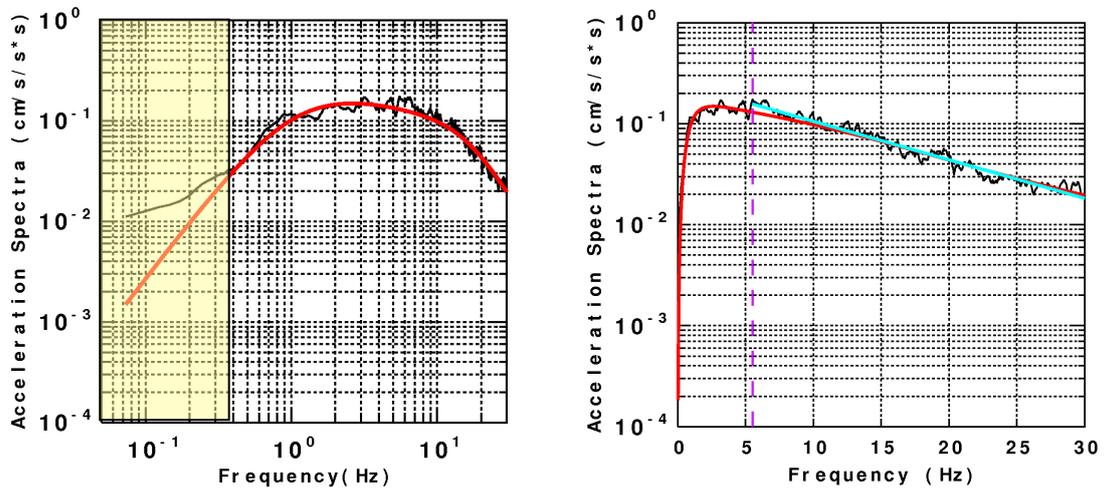


図 3.2.5(3)-38 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.38 の地震(2016 年 04 月 15 日 05 時 10 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

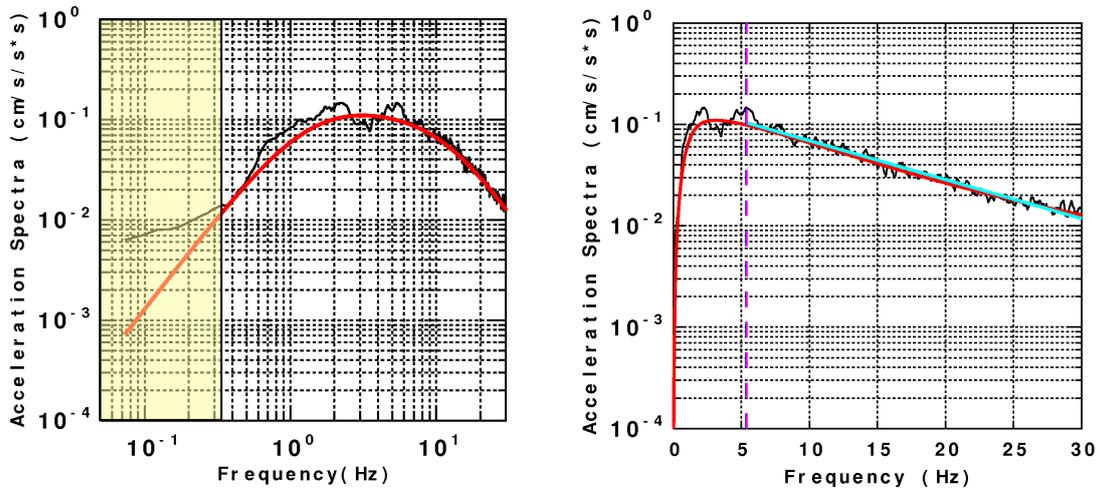


図 3.2.5(3)-39 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.39 の地震(2016 年 04 月 15 日 07 時 46 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

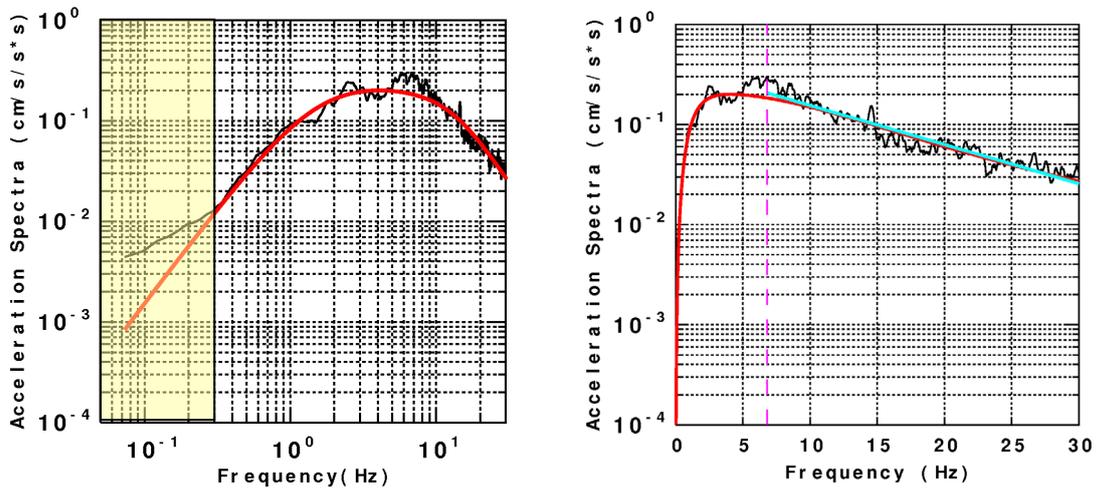


図 3.2.5(3)-40 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.40 の地震(2016 年 04 月 15 日 15 時 27 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

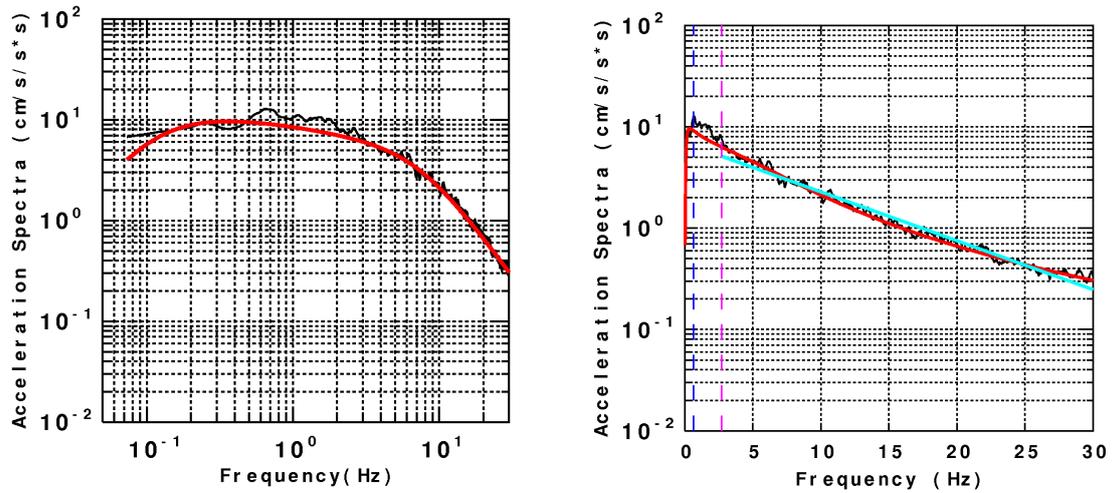


図 3.2.5(3)-41 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)

[No.41 の地震(2016年04月16日01時25分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- : スペクトルが最大となる周波数, — : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

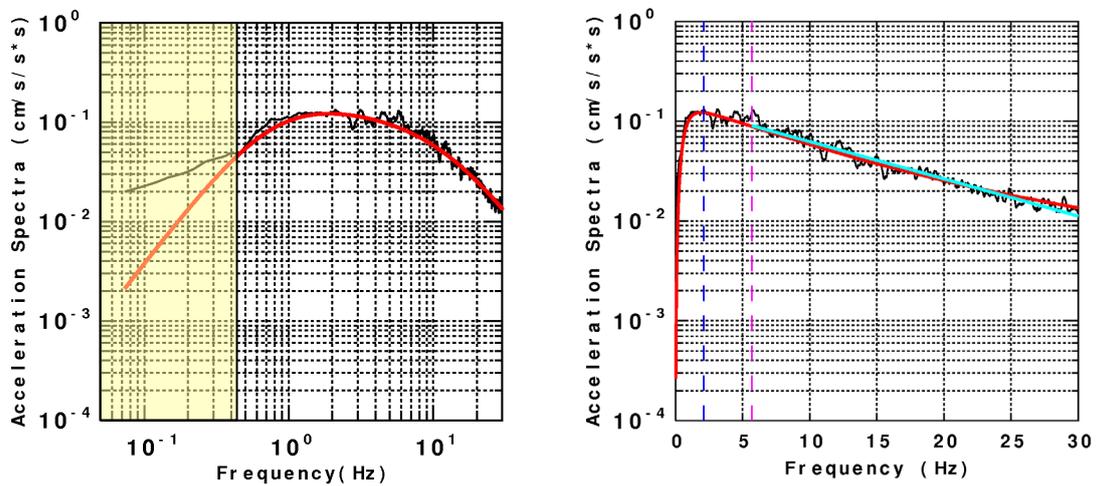


図 3.2.5(3)-42 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)

[No.42 の地震(2016年04月16日07時23分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- : スペクトルが最大となる周波数, — : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

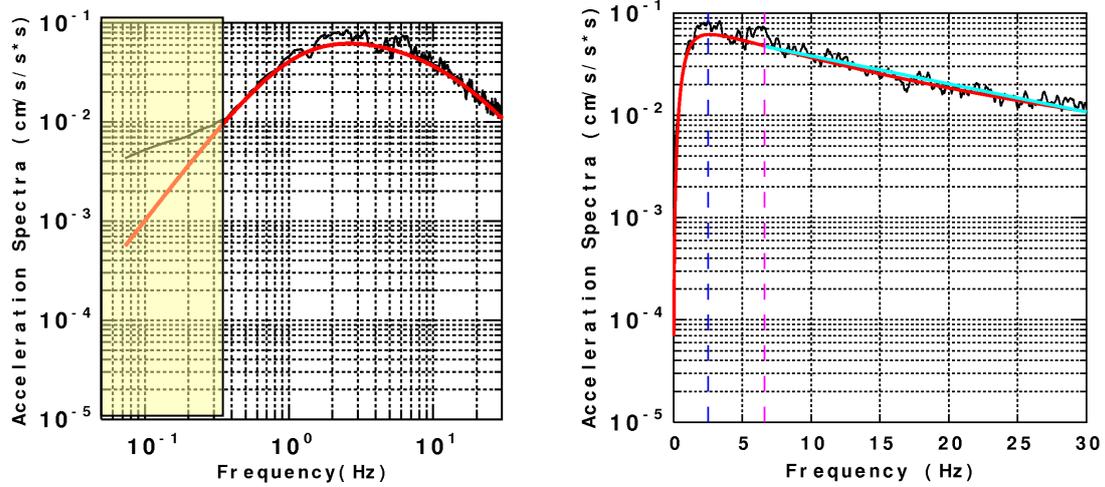


図 3.2.5(3)-43 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.43 の地震(2016 年 04 月 16 日 07 時 42 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

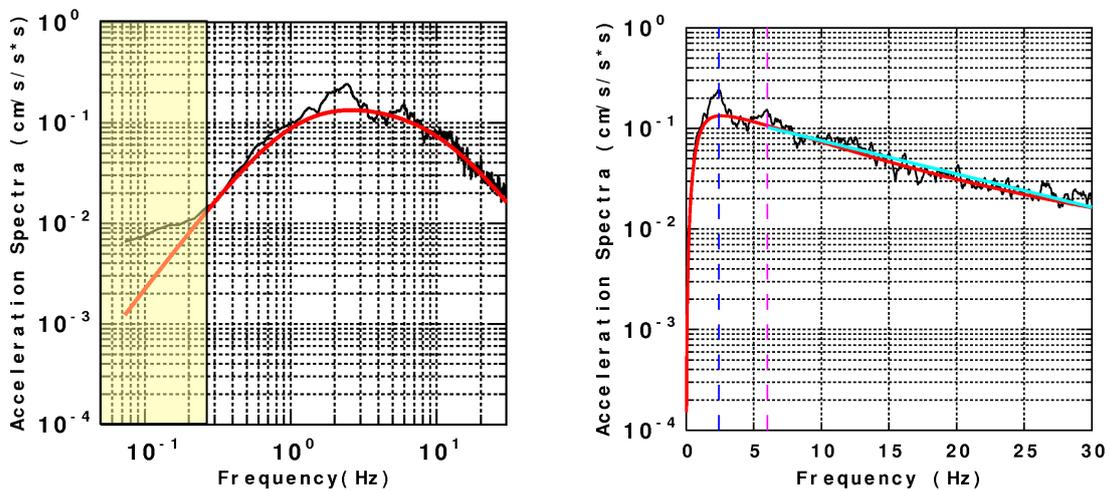


図 3.2.5(3)-44 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.44 の地震(2016 年 04 月 16 日 08 時 20 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

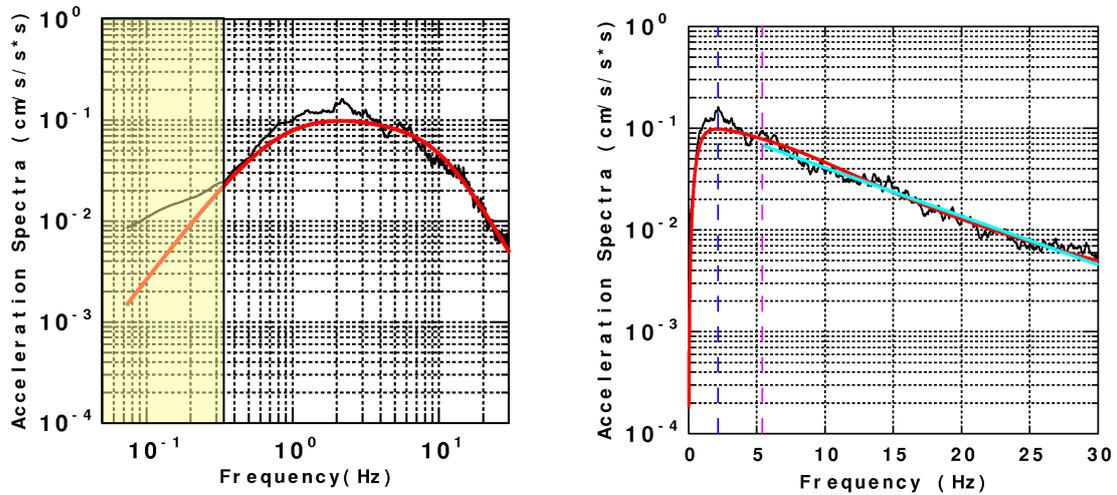


図 3.2.5(3)-45 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)

[No.45 の地震(2016年04月16日09時16分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

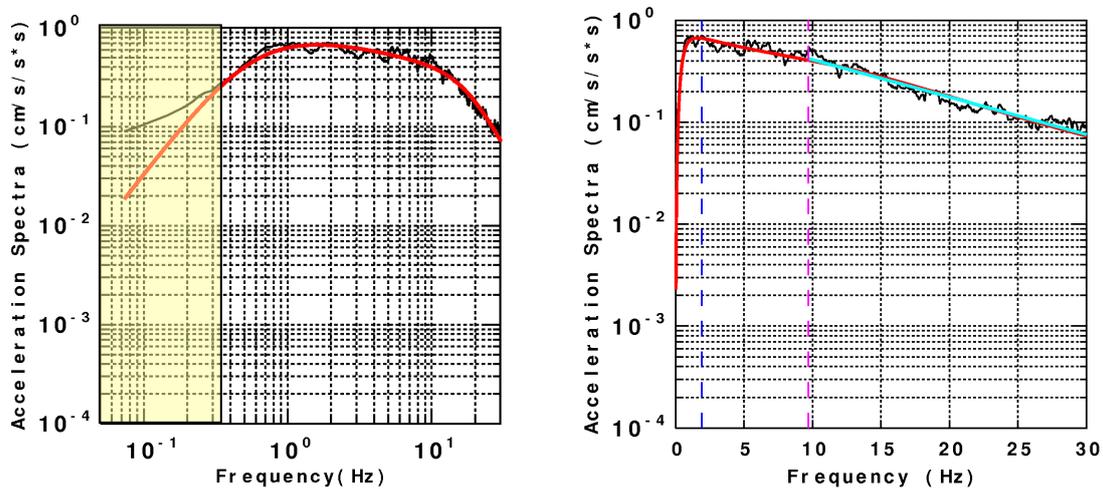


図 3.2.5(3)-46 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)

[No.46 の地震(2016年04月16日09時48分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

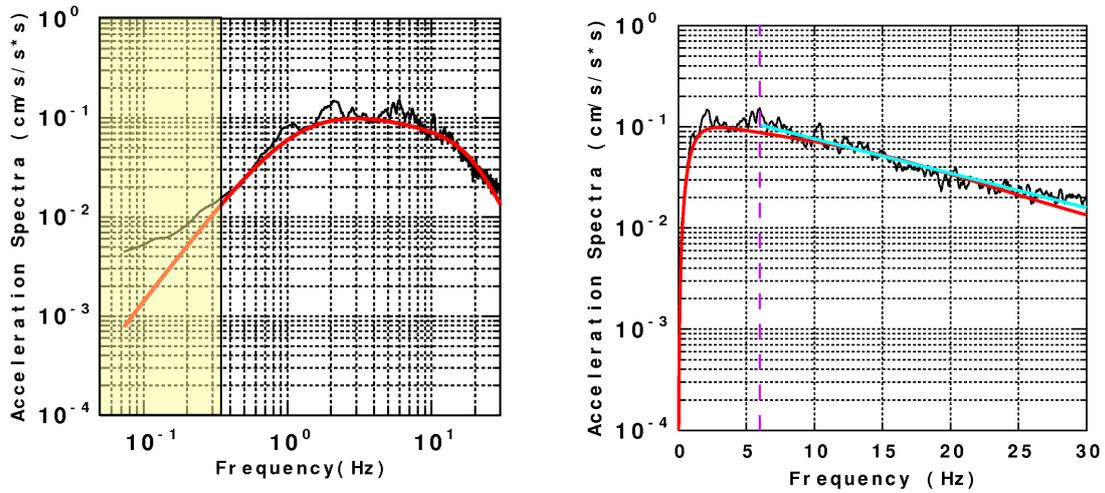


図 3.2.5(3)-47 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.47 の地震(2016 年 04 月 16 日 11 時 02 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

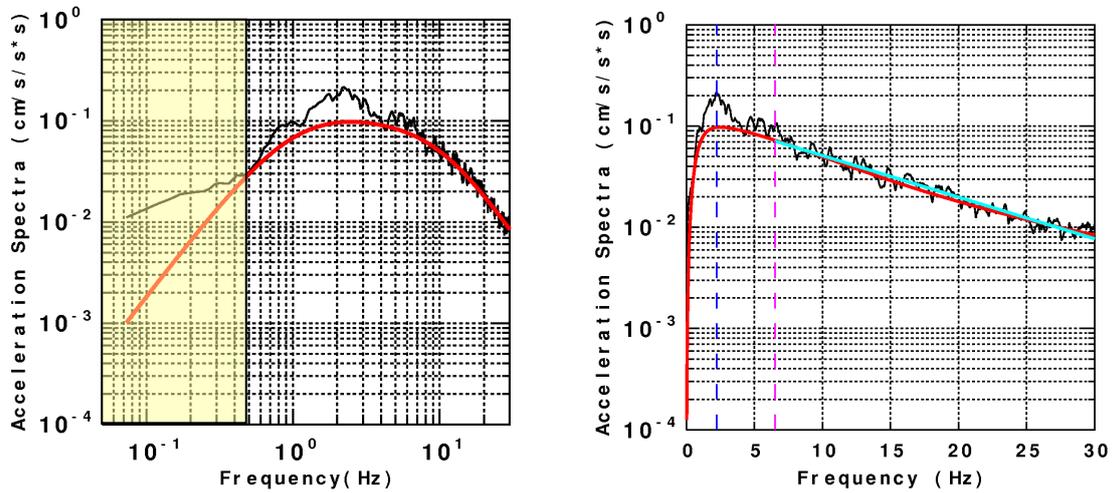


図 3.2.5(3)-48 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.48 の地震(2016 年 04 月 16 日 14 時 27 分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

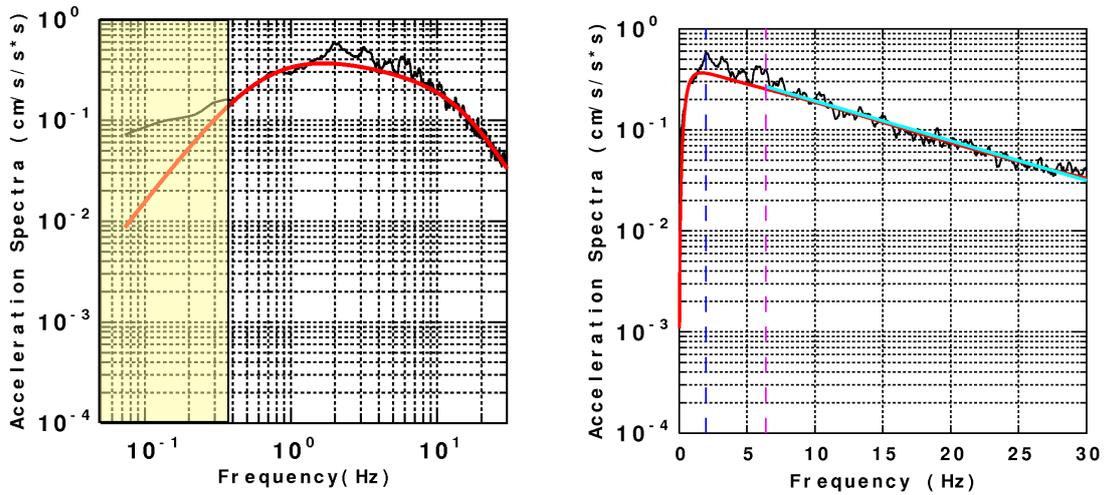


図 3.2.5(3)-49 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)
[No.49 の地震(2016 年 04 月 16 日 16 時 02 分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

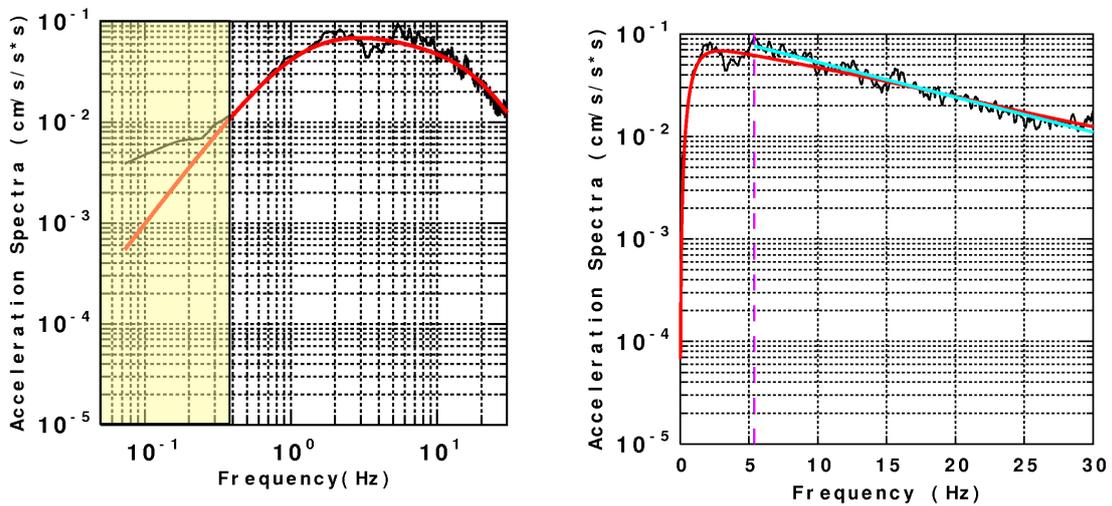


図 3.2.5(3)-50 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)
[No.50 の地震(2016 年 04 月 16 日 17 時 40 分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

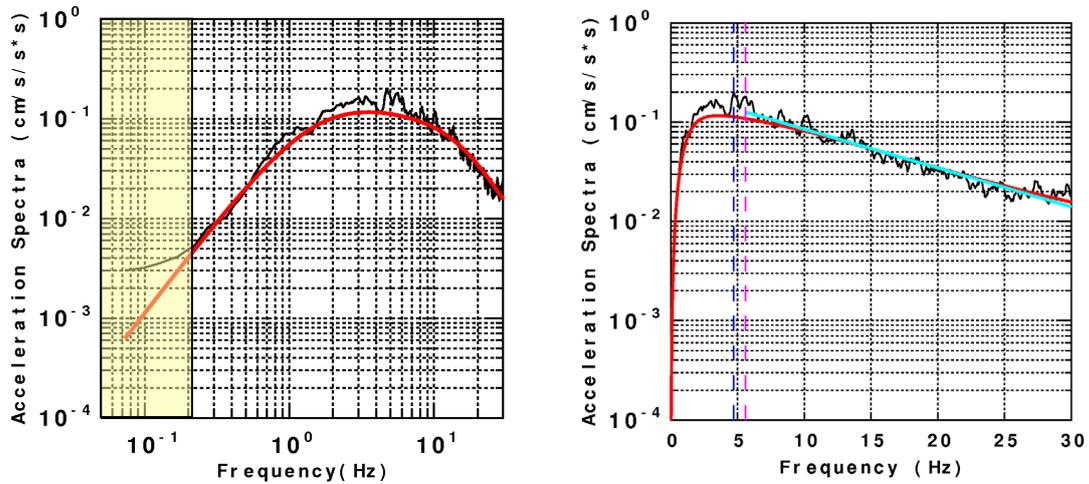


図 3.2.5(3)-51 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.51 の地震(2016年04月16日21時05分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

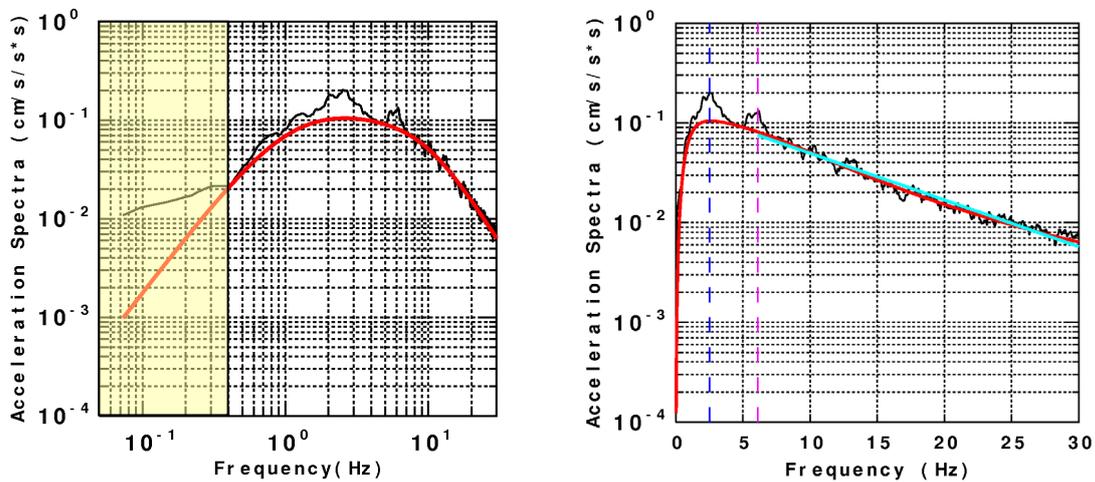


図 3.2.5(3)-52 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.52 の地震(2016年04月17日04時46分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

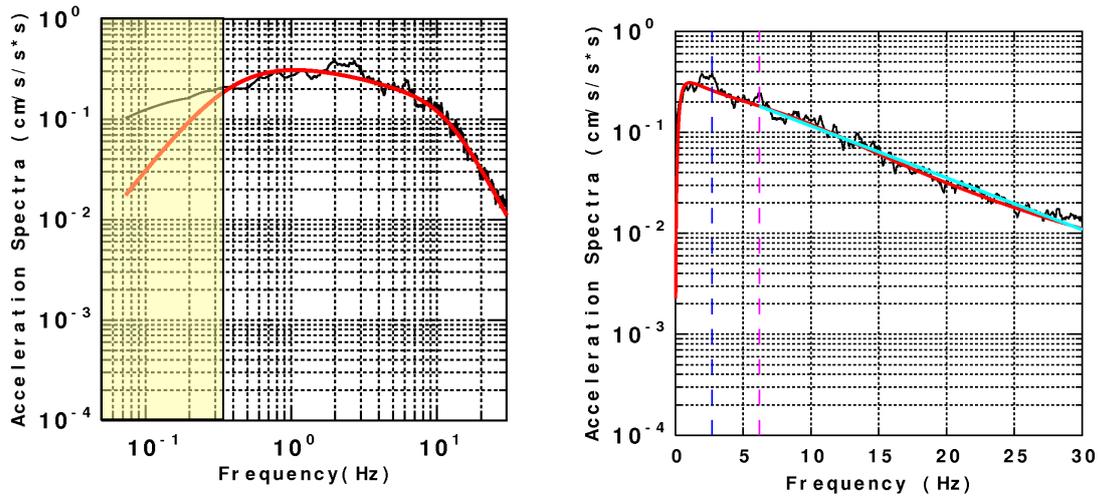


図 3.2.5(3)-53 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.53 の地震(2016年04月19日17時52分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

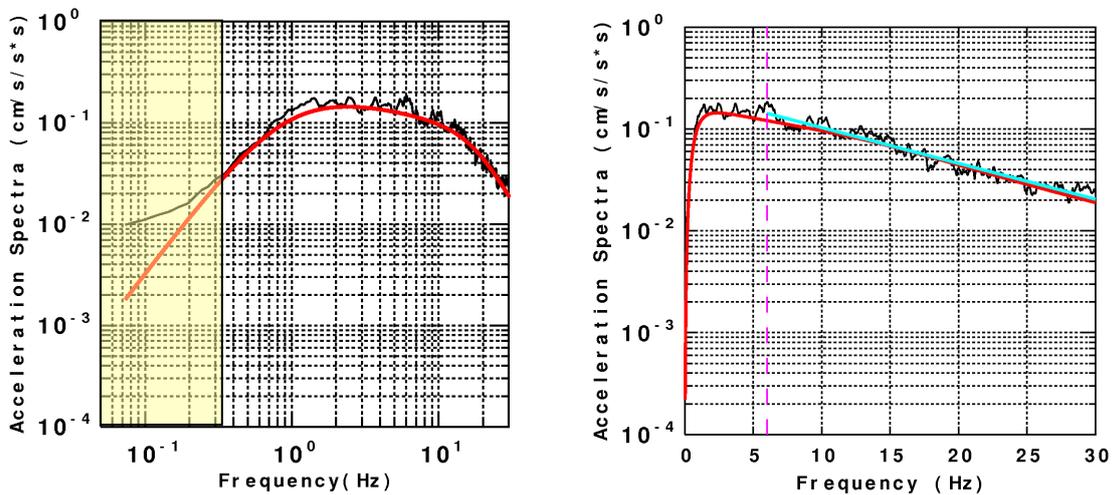


図 3.2.5(3)-54 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.54 の地震(2016年04月25日00時44分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

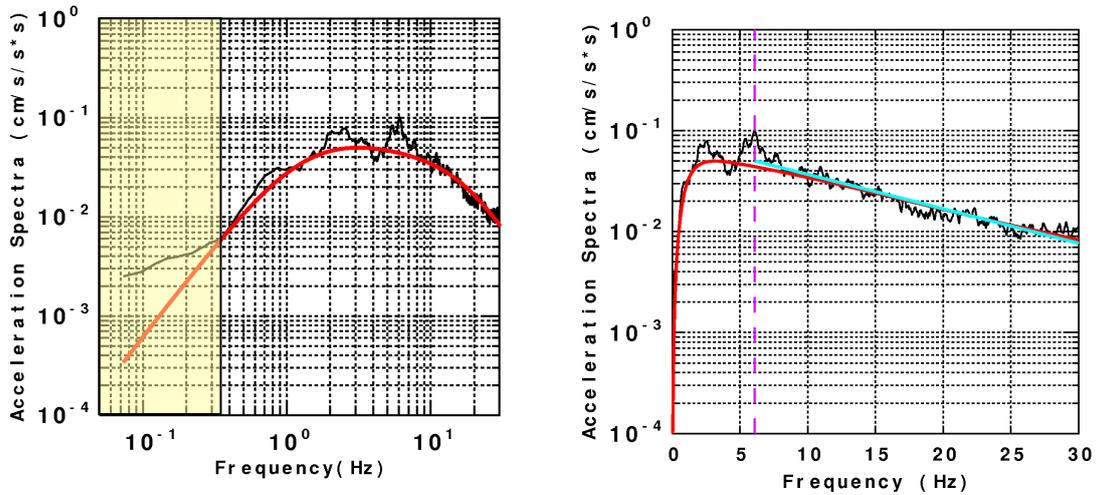


図 3.2.5(3)-55 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.55 の地震(2016年04月28日02時38分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

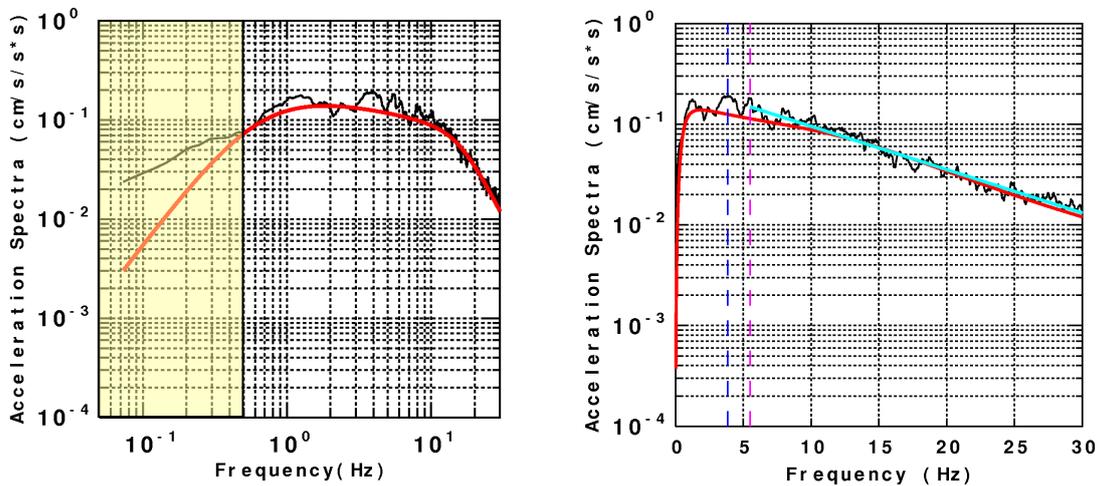


図 3.2.5(3)-56 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)

[No.56 の地震(2016年04月28日15時30分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

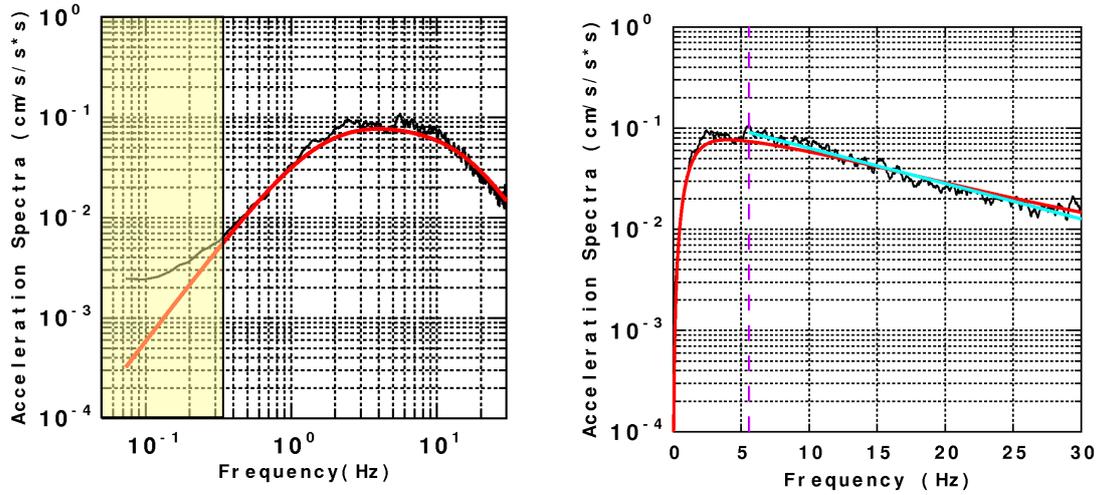


図 3.2.5(3)-57 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)

[No.57 の地震(2016年05月12日17時04分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- : スペクトルが最大となる周波数, — : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

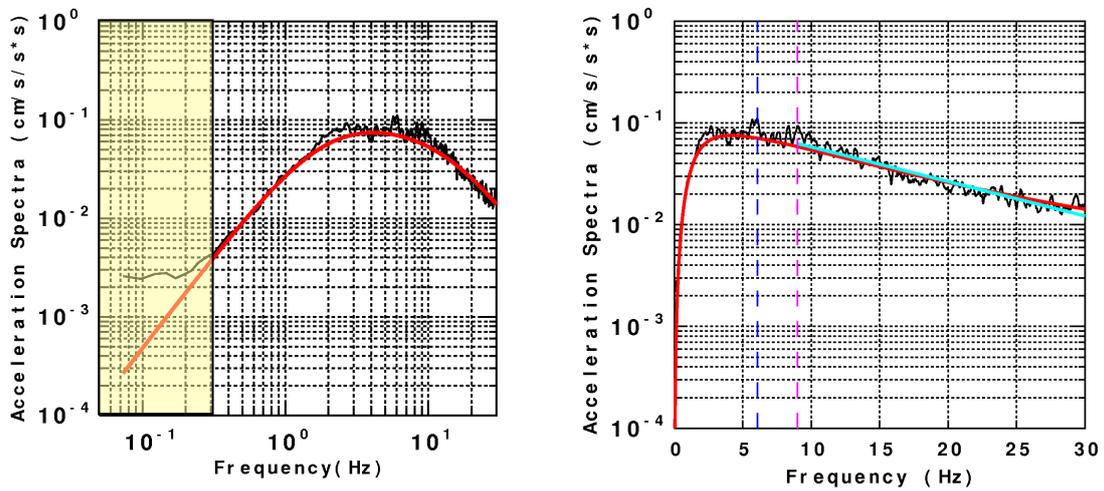


図 3.2.5(3)-58 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左: f_{max} Filter, 右: κ)

[No.58 の地震(2016年05月13日01時03分の地震)]

- : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
- : スペクトルが最大となる周波数, — : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

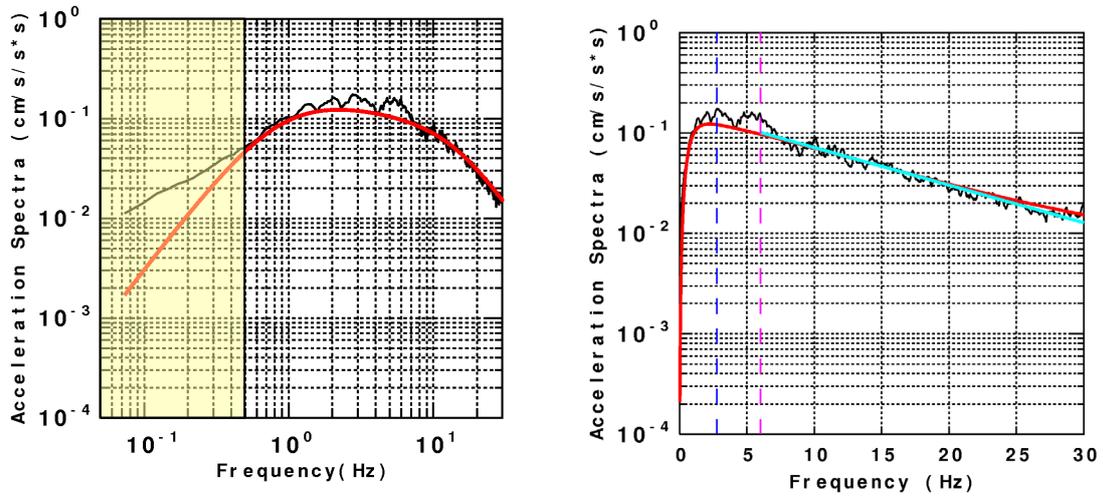


図 3.2.5(3)-59 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)
 [No.59 の地震(2016年06月18日20時46分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

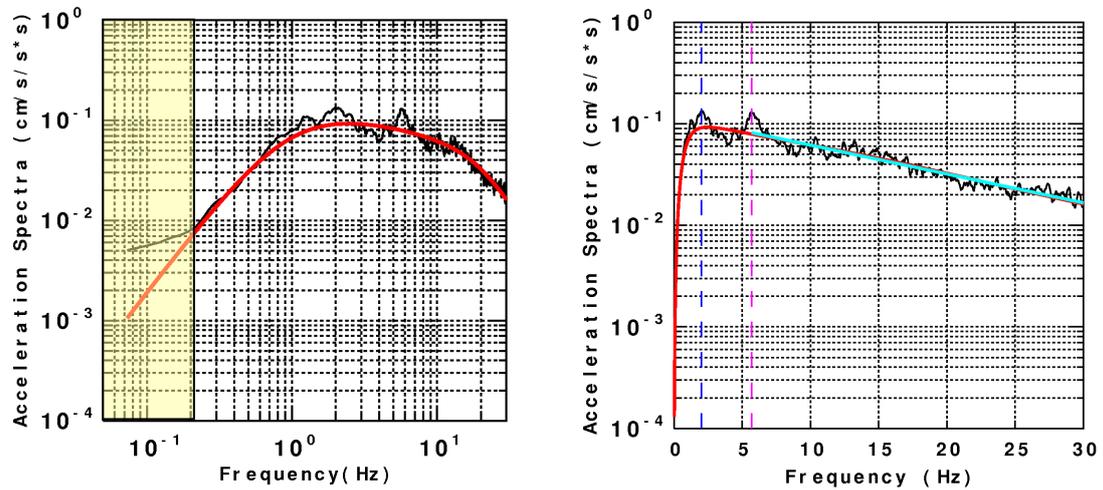


図 3.2.5(3)-60 高周波数領域におけるスペクトル低減特性(左： f_{max} Filter, 右： κ)
 [No.60 の地震(2016年07月09日18時05分の地震)]

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting
 - - : スペクトルが最大となる周波数, - - : f_E , ■ : 十分な SN 比がない領域

3.2.5(4) f_E が κ の評価に与える影響 (ヘッダー確認)

4 地震 ($M_J > 6.0$) を例に f_E が κ の評価に与える影響を検討した。本検討では、スペクトルが最大となる周波数を参考に、スペクトル形状を鑑みて f_E を決定した。 f_E をスペクトルが最大となる周波数 ($frqM$) の小数点第 2 位を四捨五入して与えた場合とここで採用した値の場合の κ の値およびその差を表 3.2.5(4)-1 に、それぞれの観測平均スペクトルと、理論スペクトルの比較を図 3.2.5(4)-1~図 3.2.5(4)-4 に示す。 f_E をスペクトルが最大となる周波数 ($frqM$) の近似値とした場合とここで採用した値とした場合の κ の差は 6%程度に納まっており、観測平均スペクトルとの適合度も顕著な差は認められない。中小地震についても、一部の地震では κ の差が 20%程度となるが、観測平均スペクトルとの適合度には顕著な差は認められない。

以上より、 f_E が κ の評価に与える影響は小さいと言える。

表 3.2.5(4)-1 f_E が κ の評価に与える影響

地震名	M_J	$frqM$ (Hz)	f_E (Hz)	κ	κ の差 (%)
2011年福島県浜通りの地震 本震	7.0	1.733	1.8	0.0195	6.0
			4.0	0.0184	
2011年静岡県東部の地震 本震	6.4	1.172	1.2	0.0524	3.8
			2.6	0.0505	
2016年熊本地震 最大前震	6.5	0.781	0.8	0.0485	4.1
			3.0	0.0466	
2016年熊本地震 本震	7.3	0.635	0.6	0.0511	6.0
			2.7	0.0482	

$frqM$: スペクトルが最大となる周波数

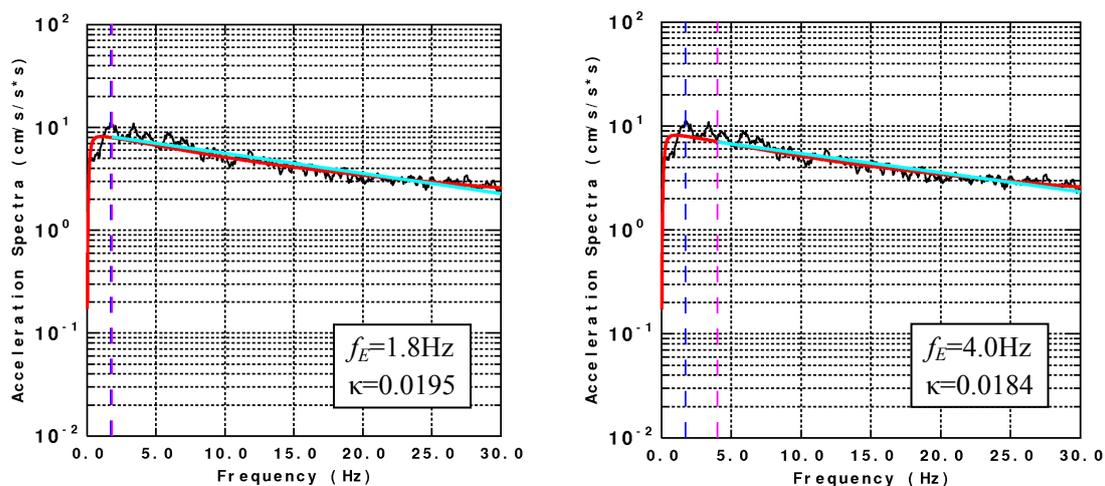


図 3.2.5(4)-1 f_E が κ の評価に及ぼす影響の例 (2011 年福島県浜通りの地震 本震)

(左: $f_E=1.8\text{Hz}$ とした場合, 右: $f_E=4.0\text{Hz}$ とした場合)

—: 観測平均スペクトル, —: 理論スペクトル(f_{max} フィルター), —: κ による Fitting

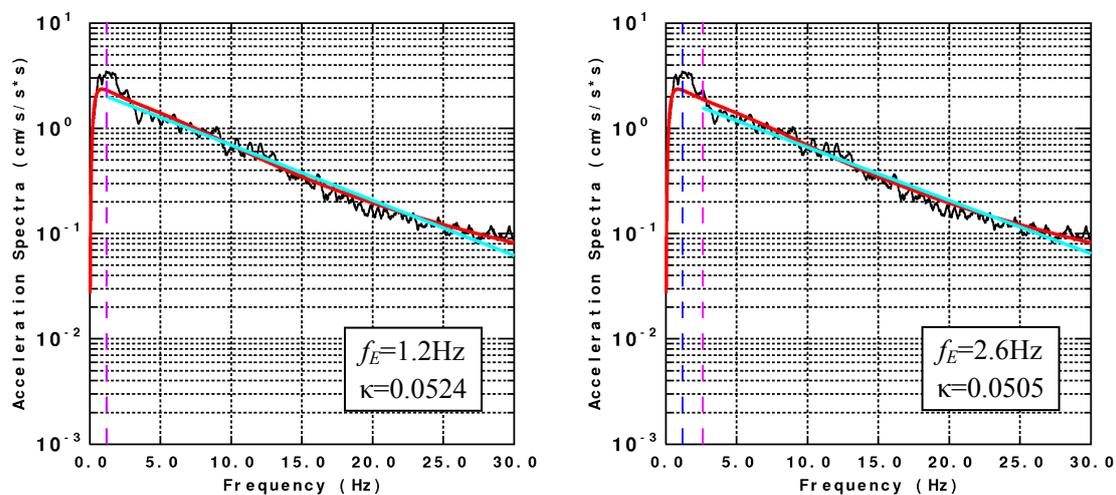


図 3.2.5(4)-2 f_E が κ の評価に及ぼす影響の例 (2011 年静岡県東部の地震 本震)

(左: $f_E=1.2\text{Hz}$ とした場合, 右: $f_E=2.6\text{Hz}$ とした場合)

—: 観測平均スペクトル, —: 理論スペクトル(f_{max} フィルター), —: κ による Fitting

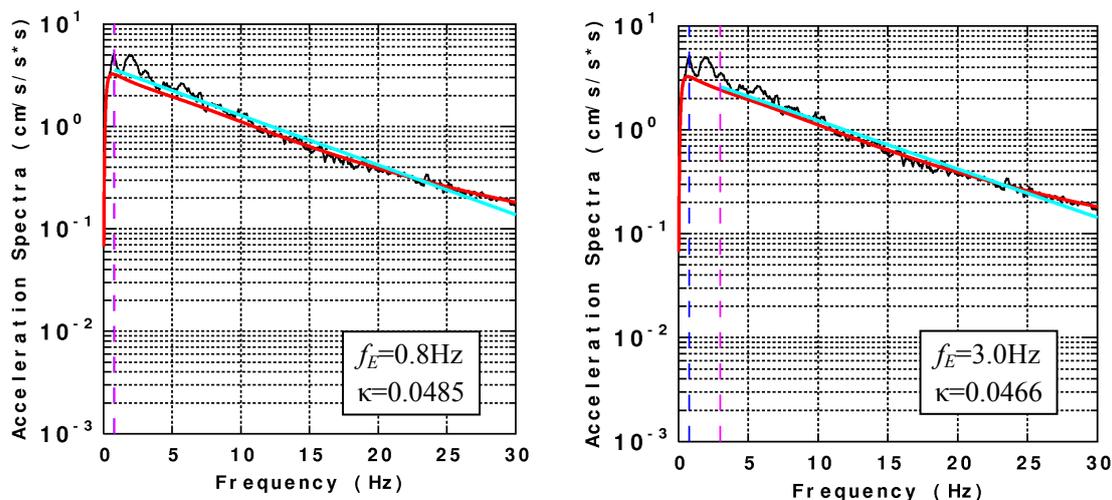


図 3.2.5(4)-3 f_E が κ の評価に及ぼす影響の例 (2016 年熊本地震 最大前震)

(左 : $f_E=0.8\text{Hz}$ とした場合, 右 : $f_E=3.0\text{Hz}$ とした場合)

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting

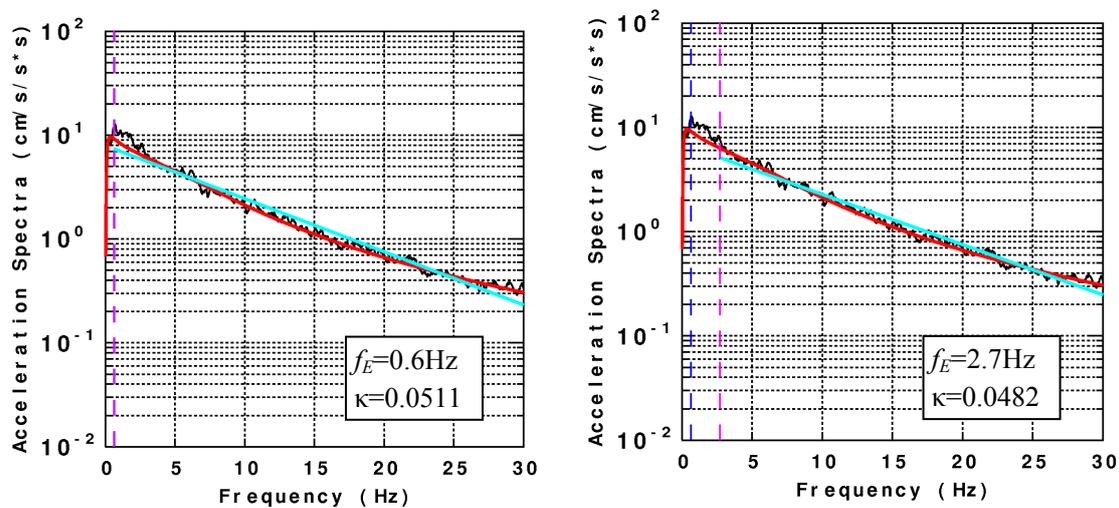


図 3.2.5(4)-4 f_E が κ の評価に及ぼす影響の例 (2016 年熊本地震 本震)

(左 : $f_E=0.6\text{Hz}$ とした場合, 右 : $f_E=2.7\text{Hz}$ とした場合)

— : 観測平均スペクトル, — : 理論スペクトル(f_{max} フィルター), — : κ による Fitting

3.2.6 κ や f_E と各種パラメータとの関係

f_{max} フィルターのパラメータ(f_{max} , s)と f_E や κ との関係を求めた。その結果を図3.2.6-1～図3.2.6-4に示す。これより下記傾向が認められた。

* f_E と f_{max} の間には概ね正の相関がある。

* κ の値と f_{max} フィルターのスペクトル低減の傾き s については、静岡県東部を震源とする地震や熊本県を震源とする地震については相関性が低いが、全般的には正の相関が明確に認められる。

これらの結果は、同じ低減特性を異なる方法を用いて表現したことに因るもので、合理的と言える。その他、下記関係が見られた。

*地震モーメント $\sim f_E$ には負の相関が認められる。これは、地震モーメントと f_{max} の間に負の相関があることから、合理的な結果と言える。

*地震モーメント $\sim \kappa$ には相関が見られない。

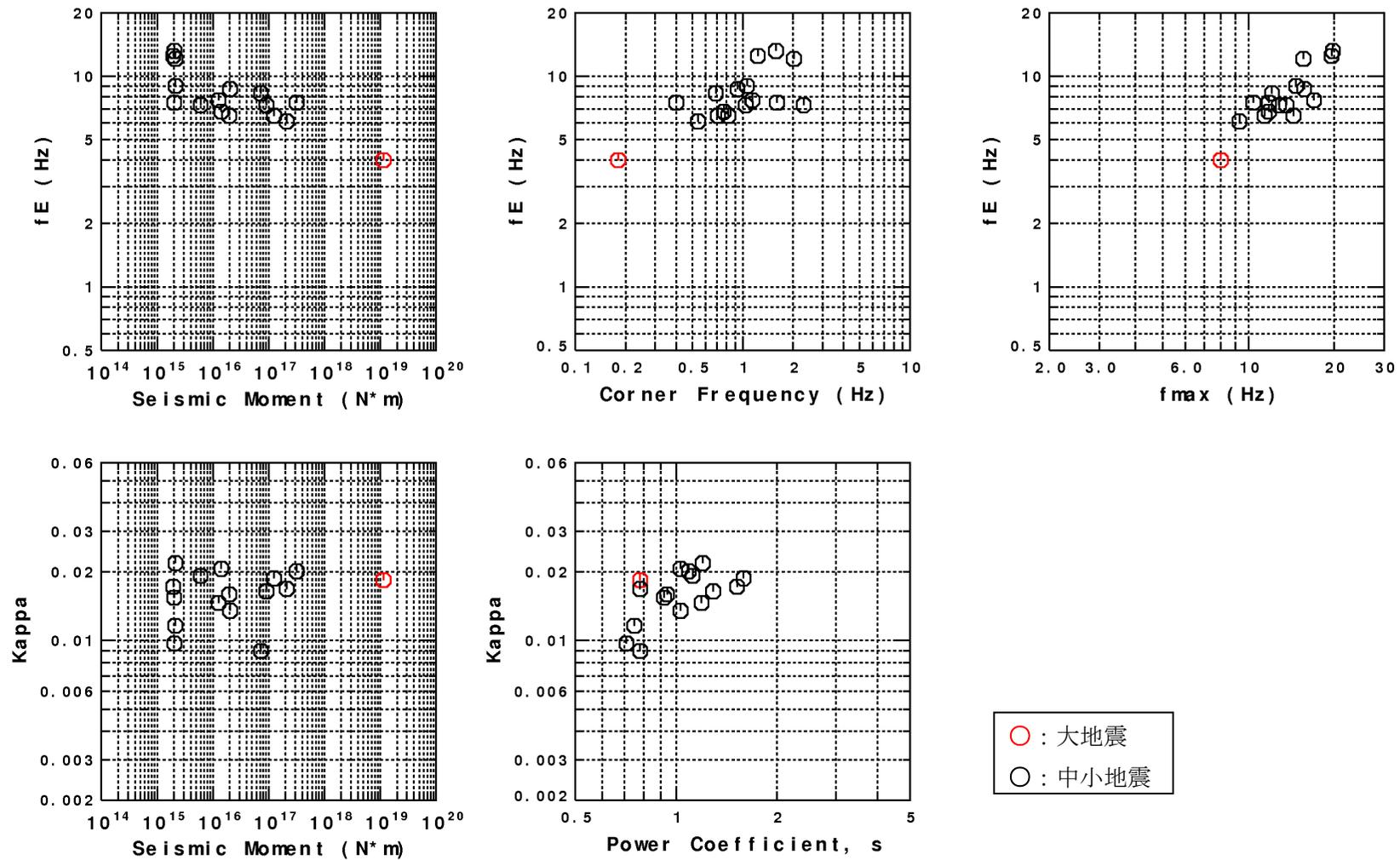


図 3.2.6-1 各種パラメータ間の関係(福島県浜通りを震源とする地震)

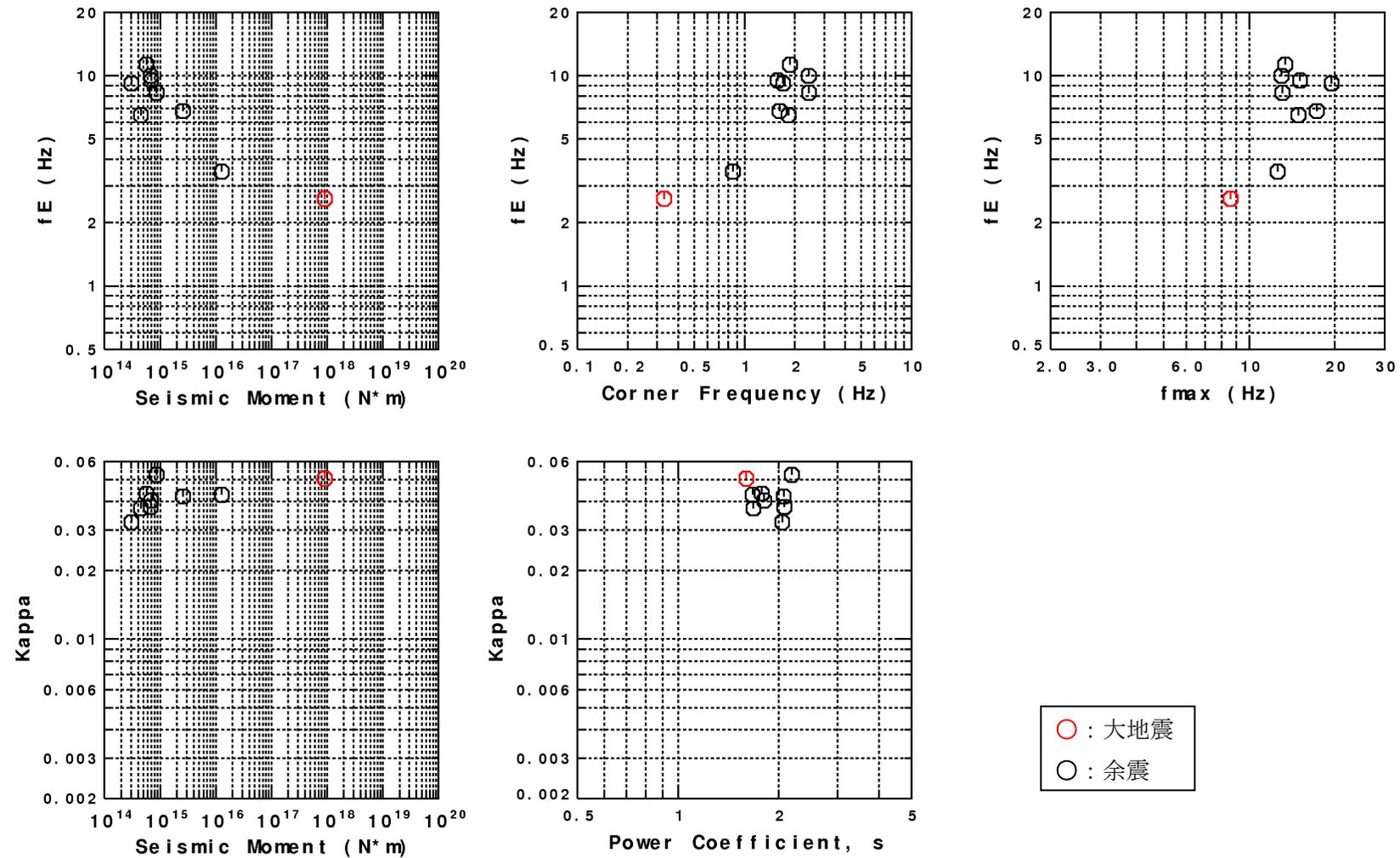


図 3.2.6-2 各種パラメータ間の関係(静岡県東部を震源とする地震)

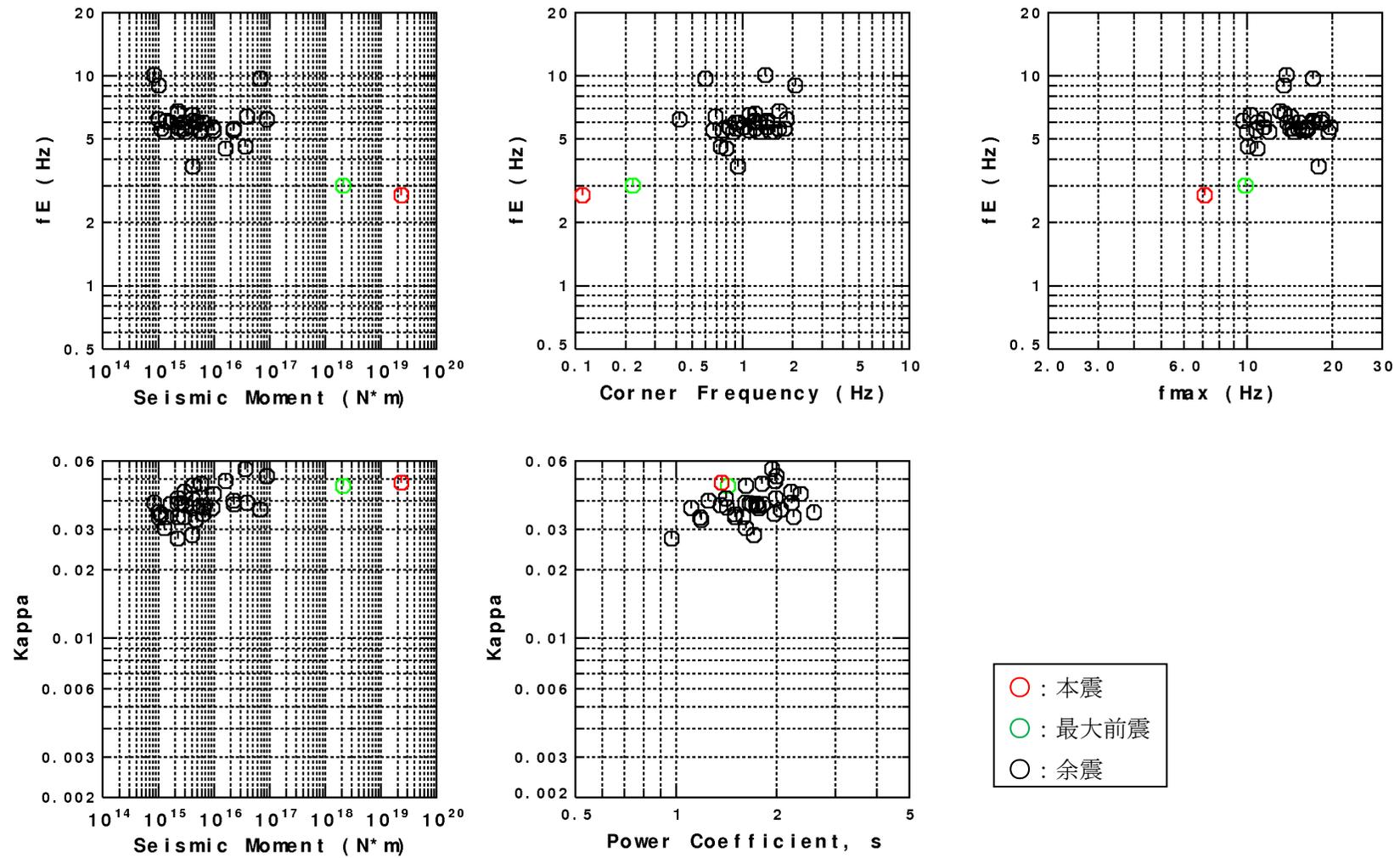


図 3.2.6-3 各種パラメータ間の関係(熊本県を震源とする地震)

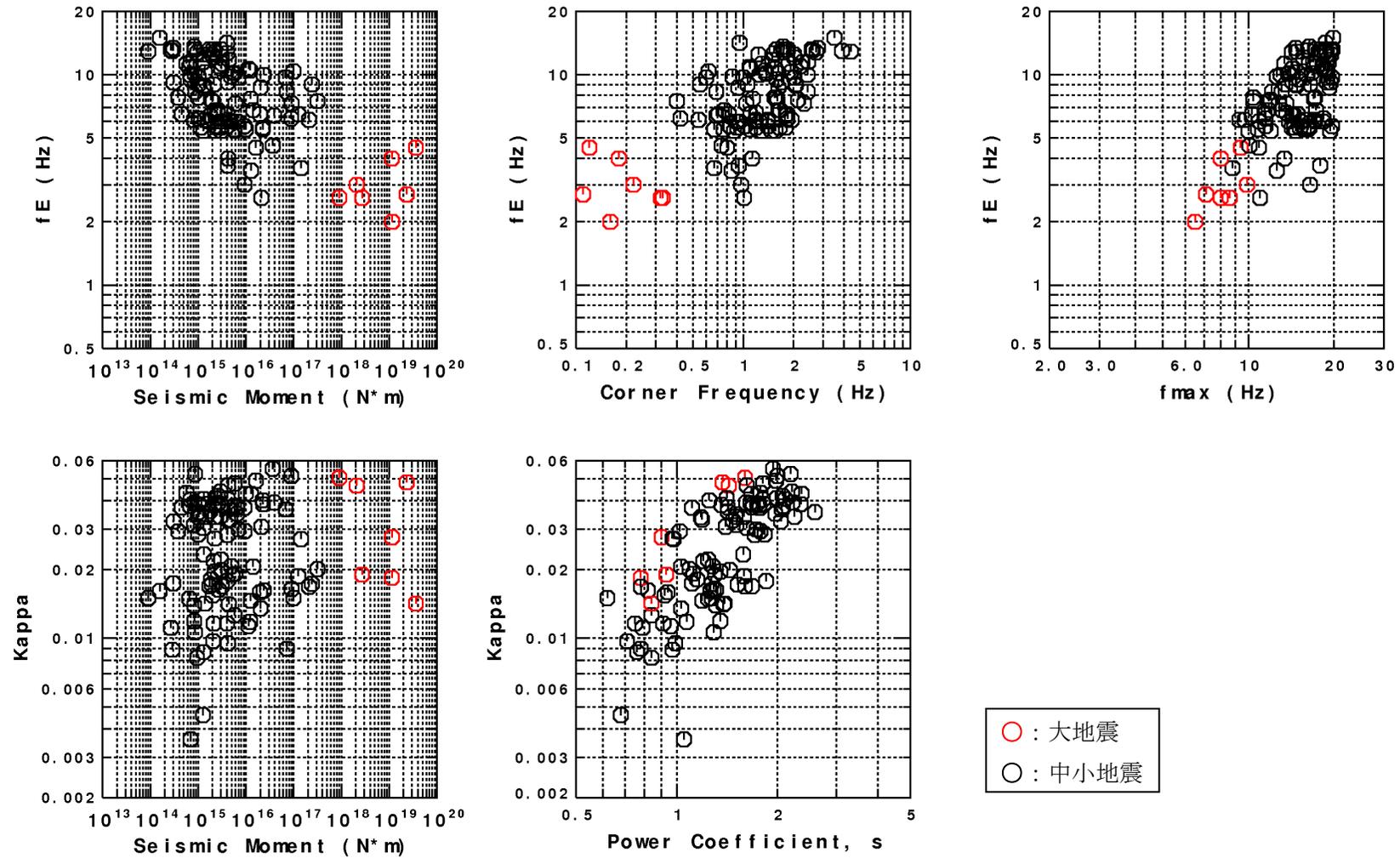


図 3.2.6-4 各種パラメータ間の関係(全地震)

3.2.7 スペクトル低減特性の適切な表現方法の検討

3.2.7(1) 概要

本項では、下記3つのスペクトルを比較することにより、高周波数領域におけるスペクトル低減特性の適切な表現方法を検討する。

- * 観測記録のフーリエスペクトル
- * f_{max} フィルターを用いて近似したフーリエスペクトル
- * κ を用いて近似したフーリエスペクトル

3.2.7(2) 検討手法

式 3.2.7(2)-1 および 3.2.7(2)-2 を用いて、 f_{max} フィルターあるいは κ を用いて近似したフーリエスペクトルと観測記録との残差を評価し、高周波数領域におけるスペクトル低減特性の適切な表現方法を検討する。

$$ERR_{f_{max}} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{f=f_1}^{f_2} \{\log A_{f_{max}}(f) - \log A_o(f)\}^2} \quad 3.2.7(2)-1$$

$$ERR_{\kappa} = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{f=f_1}^{f_2} \{\log A_{\kappa}(f) - \log A_o(f)\}^2} \quad 3.2.7(2)-2$$

ここで、

$ERR_{f_{max}}$: f_{max} フィルターを用いて近似したスペクトルと観測平均スペクトルとの残差

ERR_{κ} : κ を用いて近似したスペクトルと観測平均スペクトルとの残差

A_o : 観測平均フーリエスペクトル

$A_{f_{max}}$: f_{max} フィルターを用いて近似したスペクトル

A_{κ} : κ を用いて近似したスペクトル

f_1, f_2 : 着目周波数範囲の下限と上限 (Hz)

N : 着目周波数範囲に含まれる周波数の数

である。 f_1 および f_2 については下記のように複数の周波数範囲を設定した。

- | | | |
|----------------------------------|----------------------------------|----------------------------------|
| * Case1 : $f_E \sim 10\text{Hz}$ | * Case2 : $f_E \sim 20\text{Hz}$ | * Case3 : $f_E \sim 30\text{Hz}$ |
| * Case4 : $10 \sim 20\text{Hz}$ | * Case5 : $10 \sim 30\text{Hz}$ | * Case6 : $20 \sim 30\text{Hz}$ |

3.2.7(3) 検討結果

残差評価結果を表 3.2.7(3)-1 に示す。同表では、残差が小さい方に黄色の網掛けをした。また、 f_E が 10Hz を越える地震については、 $f_E \sim 10\text{Hz}$, $10 \sim 20\text{Hz}$, $10 \sim 30\text{Hz}$ の周波数範囲の残差計算は行わず、「—」と記載した。同表より、 κ を用いて近似したフーリエスペクトルの方が観測記録との残差が小さいケースが多いことが分かる。残差計算周波数範囲が最も広帯域である $f_E \sim 30\text{Hz}$ の残差計算結果を元に、残差の差 ($ERR_{f_{max}} - ERR_{\kappa}$) の頻度分布を求めた。その結果を表 3.2.7(3)-2 および図 3.2.7(3)-1 に示す。全対象地震のうち 83% の地震は残差の差が $-0.01 \sim 0.01$ の範囲に入っている。既往検討で対象とされている地震も含め計 108 地震についても残差の差 ($ERR_{f_{max}} - ERR_{\kappa}$) の頻度分布を求めた。その結果を表 3.2.7(3)-3 および図 3.2.7(3)-2 に示す。全対象地震のうち 76% の地震は残差の差が $-0.01 \sim 0.01$ の範囲に入っている。また、7 つの大地震の残差の差を以下に示す。2005 年福岡県西方沖の地震本震と 2016 年熊本地震本震は比較的大きいものの、平均的には -0.0009 と、両者の差はほとんどない。

*2003 年宮城県北部の地震	本震： 0.0072
*2005 年福岡県西方沖の地震	本震： 0.0206
*2008 年岩手・宮城内陸地震	本震： 0.0112
*2011 年福島県浜通りの地震	本震： -0.0056
*2011 年静岡県東部の地震	本震： -0.0149
*2016 年熊本地震	最大前震： -0.0067
*2016 年熊本地震	本震： -0.0184

以上のことから、 f_{max} フィルターを用いる方法および κ を用いる方法の 2 つの方法に優劣の顕著な差は認められず、いずれの方法を用いても、高周波数領域におけるスペクトル低減特性を適切に表現できると考えられる。

表 3.2.7(3)-1 残差評価結果

	No.	発震時刻	$f_E \sim 10\text{Hz}$		$f_E \sim 20\text{Hz}$		$f_E \sim 30\text{Hz}$		10~20Hz		10~30Hz		20~30Hz	
			$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}	$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}	$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}	$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}	$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}	$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}
2011年 福島県 浜通りの地震	1	2011.03.23 07:12	0.0498	0.0574	0.0424	0.0502	0.0415	0.0472	0.0404	0.0483	0.0404	0.0458	0.0404	0.0430
	2	2011.03.23 07:36	0.0597	0.0595	0.0727	0.0701	0.0719	0.0668	0.0758	0.0727	0.0734	0.0677	0.0710	0.0623
	3	2011.04.11 17:16	0.0645	0.0604	0.0503	0.0532	0.0444	0.0500	0.0393	0.0483	0.0362	0.0463	0.0328	0.0443
	4	2011.04.11 20:42	0.0548	0.0498	0.0442	0.0427	0.0383	0.0370	0.0394	0.0396	0.0342	0.0339	0.0281	0.0271
	5	2011.04.11 22:05	0.0966	0.0832	0.0651	0.0616	0.0555	0.0545	0.0536	0.0543	0.0473	0.0494	0.0402	0.0441
	6	2011.04.12 00:57	0.0588	0.0320	0.0473	0.0385	0.0434	0.0407	0.0430	0.0404	0.0404	0.0420	0.0376	0.0434
	7	2011.04.12 17:48	0.0471	0.0392	0.0419	0.0410	0.0406	0.0385	0.0406	0.0414	0.0398	0.0385	0.0387	0.0350
	8	2011.04.13 10:07	0.1110	0.0866	0.0762	0.0718	0.0689	0.0609	0.0593	0.0658	0.0585	0.0552	0.0578	0.0421
	9	2011.04.14 07:35	0.0603	0.0403	0.0458	0.0372	0.0488	0.0392	0.0436	0.0368	0.0479	0.0391	0.0519	0.0412
	10	2011.04.14 12:08	0.0524	0.0475	0.0544	0.0569	0.0597	0.0531	0.0547	0.0584	0.0602	0.0536	0.0654	0.0484
	11	2011.05.03 22:57	-9.9	-9.9	0.0728	0.0644	0.0720	0.0705	-9.9	-9.9	-9.9	-9.9	0.0715	0.0750
	12	2011.05.05 19:20	-9.9	-9.9	0.0695	0.0604	0.0585	0.0554	-9.9	-9.9	-9.9	-9.9	0.0498	0.0517
	13	2011.05.06 02:04	0.0401	0.0536	0.0418	0.0429	0.0366	0.0382	0.0424	0.0385	0.0360	0.0348	0.0282	0.0307
	14	2011.05.08 07:11	0.1515	0.0801	0.1007	0.0785	0.0874	0.0768	0.0941	0.0783	0.0829	0.0766	0.0699	0.0746
	15	2011.05.10 08:38	0.1326	0.1012	0.0886	0.0823	0.0859	0.0774	0.0736	0.0768	0.0782	0.0739	0.0826	0.0709
	16	2011.05.14 01:28	-9.9	-9.9	0.0895	0.0891	0.0887	0.0898	-9.9	-9.9	-9.9	-9.9	0.0881	0.0902
2011年 静岡県 東部の地震	17	2005.05.11 10:51	-9.9	-9.9	0.0698	0.0444	0.0592	0.0543	-9.9	-9.9	-9.9	-9.9	0.0480	0.0614
	18	2007.07.12 05:29	-9.9	-9.9	0.1335	0.1435	0.1529	0.1357	-9.9	-9.9	-9.9	-9.9	0.1702	0.1276
	19	2007.10.01 02:21	0.0860	0.0809	0.0665	0.0657	0.0618	0.0658	0.0499	0.0537	0.0515	0.0601	0.0531	0.0659
	20	2009.02.16 22:59	0.1557	0.1080	0.0815	0.0701	0.0754	0.0691	0.0760	0.0677	0.0723	0.0679	0.0684	0.0679

表 3.2.7(3)-1 残差評価結果 (つづき)

	No.	発震時刻	$f_E \sim 10\text{Hz}$		$f_E \sim 20\text{Hz}$		$f_E \sim 30\text{Hz}$		10~20Hz		10~30Hz		20~30Hz	
			$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}	$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}	$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}	$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}	$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}	$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}
2011年 静岡県 東部の 地震	21	2009.02.18 01:44	0.1295	0.1071	0.0714	0.0620	0.0665	0.0574	0.0645	0.0569	0.0627	0.0545	0.0609	0.0521
	22	2009.08.11 18:09	0.0645	0.0346	0.0475	0.0349	0.0494	0.0434	0.0406	0.0349	0.0465	0.0447	0.0516	0.0525
	23	2009.08.13 12:42	0.1378	0.1295	0.0942	0.0919	0.0831	0.0877	0.0845	0.0838	0.0767	0.0831	0.0680	0.0825
	24	2009.09.15 01:07	0.0761	0.0967	0.0975	0.0914	0.0866	0.0833	0.1039	0.0895	0.0883	0.0807	0.0695	0.0709
	25	2011.03.15 22:31	0.0642	0.0598	0.0635	0.0704	0.0602	0.0750	0.0630	0.0773	0.0586	0.0799	0.0538	0.0824
2016年 熊本地震	26	1999.11.10 03:19	0.1186	0.0546	0.0833	0.0595	0.0696	0.0530	0.0621	0.0615	0.0535	0.0527	0.0431	0.0421
	27	2002.05.20 22:19	0.0873	0.0772	0.0603	0.0613	0.0568	0.0551	0.0460	0.0540	0.0489	0.0499	0.0517	0.0454
	28	2004.11.21 09:27	0.0944	0.0771	0.0694	0.0645	0.0644	0.0609	0.0549	0.0581	0.0557	0.0567	0.0564	0.0551
	29	2005.01.15 15:42	-9.9	-9.9	0.0855	0.0814	0.0776	0.0736	-9.9	-9.9	-9.9	-9.9	0.0688	0.0650
	30	2005.06.03 04:16	0.0463	0.0343	0.0466	0.0488	0.0439	0.0462	0.0468	0.0552	0.0432	0.0490	0.0394	0.0418
	31	2006.02.04 00:12	0.0911	0.0765	0.0826	0.0683	0.0776	0.0698	0.0777	0.0635	0.0736	0.0679	0.0693	0.0720
	32	2011.04.25 02:48	0.0938	0.0871	0.0899	0.0953	0.0840	0.0833	0.0881	0.0989	0.0815	0.0825	0.0745	0.0619
	33	2011.10.05 23:33	0.0816	0.0715	0.0707	0.0665	0.0687	0.0651	0.0628	0.0632	0.0641	0.0630	0.0653	0.0628
	34	2016.04.14 21:26	0.0880	0.0621	0.0629	0.0634	0.0518	0.0585	0.0362	0.0643	0.0301	0.0572	0.0224	0.0491
	35	2016.04.14 22:38	0.0805	0.0624	0.0617	0.0566	0.0563	0.0597	0.0511	0.0538	0.0493	0.0590	0.0476	0.0639
	36	2016.04.14 23:43	0.0693	0.0570	0.0563	0.0522	0.0508	0.0505	0.0494	0.0499	0.0457	0.0489	0.0417	0.0480
	37	2016.04.15 03:37	0.0736	0.0495	0.0642	0.0562	0.0594	0.0567	0.0601	0.0587	0.0561	0.0581	0.0517	0.0573
	38	2016.04.15 05:10	0.0750	0.0360	0.0600	0.0452	0.0569	0.0501	0.0518	0.0487	0.0520	0.0527	0.0521	0.0564
	39	2016.04.15 07:46	0.0649	0.0561	0.0515	0.0467	0.0472	0.0470	0.0439	0.0417	0.0421	0.0446	0.0402	0.0474
	40	2016.04.15 15:27	0.1248	0.0963	0.0924	0.0891	0.0837	0.0826	0.0793	0.0866	0.0751	0.0802	0.0706	0.0732

表 3.2.7(3)-1 残差評価結果 (つづき)

	No.	発震時刻	$f_E \sim 10\text{Hz}$		$f_E \sim 20\text{Hz}$		$f_E \sim 30\text{Hz}$		10~20Hz		10~30Hz		20~30Hz	
			$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}	$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}	$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}	$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}	$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}	$ERR_{f_{max}}$	ERR_{κ}
2016年 熊本 地震	41	2016.04.16 01:25	0.0344	0.0592	0.0378	0.0549	0.0372	0.0556	0.0402	0.0515	0.0382	0.0543	0.0361	0.0569
	42	2016.04.16 07:23	0.0714	0.0594	0.0612	0.0595	0.0551	0.0542	0.0563	0.0596	0.0509	0.0530	0.0448	0.0454
	43	2016.04.16 07:42	0.0667	0.0644	0.0541	0.0556	0.0535	0.0540	0.0491	0.0523	0.0509	0.0520	0.0526	0.0519
	44	2016.04.16 08:20	0.0595	0.0652	0.0645	0.0679	0.0679	0.0680	0.0663	0.0690	0.0695	0.0686	0.0724	0.0681
	45	2016.04.16 09:16	0.0791	0.0700	0.0640	0.0589	0.0604	0.0637	0.0556	0.0530	0.0552	0.0621	0.0547	0.0701
	46	2016.04.16 09:48	0.1080	0.0931	0.0521	0.0472	0.0554	0.0505	0.0495	0.0451	0.0543	0.0496	0.0586	0.0538
	47	2016.04.16 11:02	0.0932	0.0584	0.0752	0.0622	0.0797	0.0602	0.0667	0.0637	0.0767	0.0606	0.0857	0.0574
	48	2016.04.16 14:27	0.0669	0.0687	0.0671	0.0597	0.0598	0.0592	0.0671	0.0562	0.0585	0.0574	0.0484	0.0585
	49	2016.04.16 16:02	0.0690	0.0561	0.0558	0.0549	0.0519	0.0531	0.0502	0.0544	0.0481	0.0526	0.0460	0.0507
	50	2016.04.16 17:40	0.0993	0.0466	0.0747	0.0549	0.0685	0.0549	0.0601	0.0583	0.0591	0.0566	0.0582	0.0550
	51	2016.04.16 21:05	0.0866	0.0601	0.0680	0.0574	0.0687	0.0655	0.0580	0.0561	0.0641	0.0667	0.0697	0.0758
	52	2016.04.17 04:46	0.0635	0.0772	0.0523	0.0640	0.0486	0.0607	0.0472	0.0580	0.0451	0.0569	0.0430	0.0557
	53	2016.04.19 17:52	0.0551	0.0572	0.0516	0.0588	0.0526	0.0564	0.0502	0.0594	0.0521	0.0563	0.0540	0.0530
	54	2016.04.25 00:44	0.0773	0.0640	0.0664	0.0598	0.0649	0.0582	0.0615	0.0581	0.0622	0.0570	0.0629	0.0559
	55	2016.04.28 02:38	0.1229	0.0908	0.0820	0.0710	0.0718	0.0678	0.0586	0.0615	0.0567	0.0623	0.0546	0.0630
	56	2016.04.28 15:30	0.0892	0.0641	0.0693	0.0570	0.0652	0.0530	0.0582	0.0535	0.0585	0.0501	0.0590	0.0466
	57	2016.05.12 17:04	0.0854	0.0409	0.0675	0.0484	0.0636	0.0526	0.0579	0.0514	0.0577	0.0548	0.0575	0.0580
	58	2016.05.13 01:03	0.1393	0.1112	0.0684	0.0624	0.0618	0.0610	0.0565	0.0552	0.0551	0.0574	0.0537	0.0595
	59	2016.06.18 20:46	0.0735	0.0684	0.0515	0.0492	0.0526	0.0476	0.0394	0.0389	0.0473	0.0423	0.0539	0.0453
	60	2016.07.09 18:05	0.0859	0.0829	0.0634	0.0634	0.0600	0.0589	0.0508	0.0529	0.0528	0.0523	0.0549	0.0518

表 3.2.7(3)-2 残差の差 ($ERR_{fmax} - ERR_{\kappa}$) の頻度分布

残差の差	地震数	(%)
-0.03 ~ -0.02	0	0.0
-0.02 ~ -0.01	3	5.0
-0.01 ~ 0.00	14	23.3
0.00 ~ 0.01	36	60.0
0.01 ~ 0.02	7	11.7
0.02 ~ 0.03	0	0.0

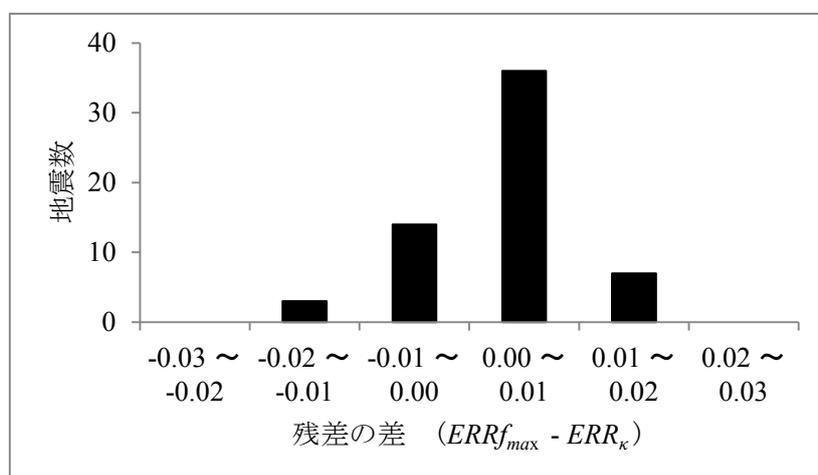
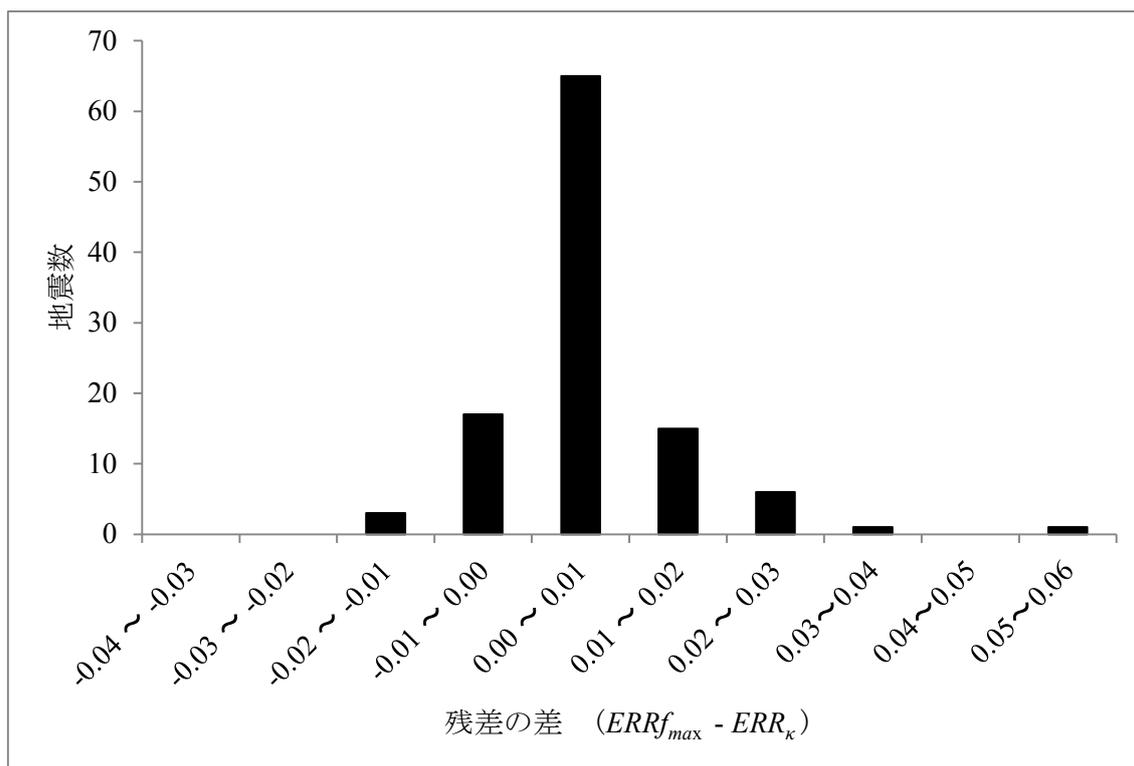
図 3.2.7(3)-1 残差の差 ($ERR_{fmax} - ERR_{\kappa}$) の頻度分布

表 3.2.7(3)-3 残差の差 ($ERR_{fmax} - ERR_{\kappa}$) の頻度分布

残差の差	地震数	(%)
-0.03 ~ -0.02	0	0.00
-0.02 ~ -0.01	3	2.78
-0.01 ~ 0.00	17	15.74
0.00 ~ 0.01	65	60.19
0.01 ~ 0.02	15	13.89
0.02 ~ 0.03	6	5.56
0.03 ~ 0.04	1	0.93
0.04 ~ 0.05	0	0.00
0.05 ~ 0.06	1	0.93

図 3.2.7(3)-2 残差の差 ($ERR_{fmax} - ERR_{\kappa}$) の頻度分布

3.2.8 高域遮断特性の成因に関する考察

f_{max} フィルターおよび κ を用いた理論スペクトルの算出過程（下記 Step1～Step5）を図 3.2.8-1 および図 3.2.8-2 に示す。これらは 2016 年熊本地震本震で得られたパラメータを用いて作図しており、Step4 および Step5 では平均観測スペクトルも併記した。

$$\text{上段左 Step 1 : } Mo \times S(f)$$

$$\text{上段中 Step 2 : } C \times Mo \times S(f)$$

$$\text{上段右 Step 3 : } C \times Mo \times S(f) \times \frac{1}{X}$$

$$\text{下段左 Step 4 : } C \times Mo \times S(f) \times \frac{1}{X} \times \exp\left\{\frac{-\pi f X}{Q(f)\beta}\right\}$$

$$\text{下段中 Step 5 : } C \times Mo \times S(f) \times \frac{1}{X} \times \exp\left\{\frac{-\pi f X}{Q(f)\beta}\right\} \times P(f)$$

ここで、 $S(f)$ は ω^2 則に基づく震源特性[式(3.2.3-2)]、 $P(f)$ は f_{max} フィルター[式(3.2.3-3)]、 X は震源距離、 C は式(3.2.3-4)で示されるその他の係数である。

Step1 ～ Step3 では理論スペクトルは ω^2 則の形状が保持され、Step4 すなわち Q 値による減衰項(exp項)を考慮することにより、その形状が崩れている。Step4 では、 Q 値による高周波数領域のスペクトル低減を考慮してもなお平均観測スペクトルより過大であることが分かる。Step5 で両スペクトルが整合するように f_{max} フィルターが掛けられる。以上より、 f_{max} フィルターで表現されるスペクトル低減特性は Q 値による減衰項ではないことが分かる。平均観測スペクトルの算出にはせん断波速度が2,000m/secを超える観測点の記録を用いているが、3,000m/sec(地震基盤)に満たない観測点の記録も用いているため、サイト特性が含まれている可能性は否定できないが、その影響は限定的と考えられる。以上のことを勘案すれば、本検討で評価した f_{max} フィルターは概ね震源特性と考えるのが妥当であろう。

一方、 κ はスペクトルのフラットなレベル(ω^2 則)からの傾きを表しているため、本検討で評価した κ の値には

* f_{max} フィルターに相当するスペクトルの低減(概ね震源特性と考えられる)

* Q 値(exp項)によるスペクトルの低減(伝播経路特性)

の両方が含まれていると考えられる。

数種類の震源距離に対する Q 値による減衰項(exp 項)の値を図 3.2.8-3 に示す。ここで用いた Q 値は 2016 年熊本地震の観測記録を用いて、スペクトルインバージョン解析により得られた値 [$Q(f) = 82.3 \times f^{0.71}$, 式(3.2.3-5)] である。これより、

* 高周波数になると exp 項が小さくなること

* その傾きは震源距離が長いほど大きいこと

が分かる。exp 項が小さくなることは地震動のスペクトルが小さくなることと等価である。Anderson and Hough (1986) や Houtte et al. (2011) など κ に関する既往研究では、 κ の震源距離依存性を指摘しているが、これは κ に含まれる Q 値による減衰項(exp 項)によるスペクトルの低減傾向が遠距離ほど大きいことと対応しているものと考えられる。

なお、本検討ではせん断波速度が 2,000m/sec を超える観測点の記録を用いているため、サイト特性の影響がほとんど含まれていない。サイトの影響によるスペクトル低減特性については別途検討する必要がある。

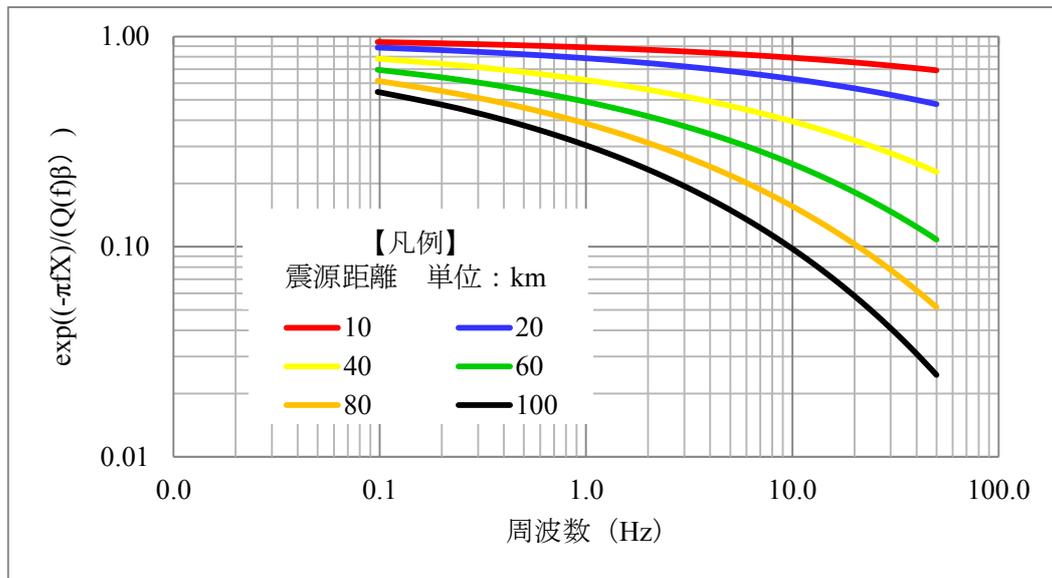


図 3.2.8-3 Q 値による減衰項(exp 項)の値

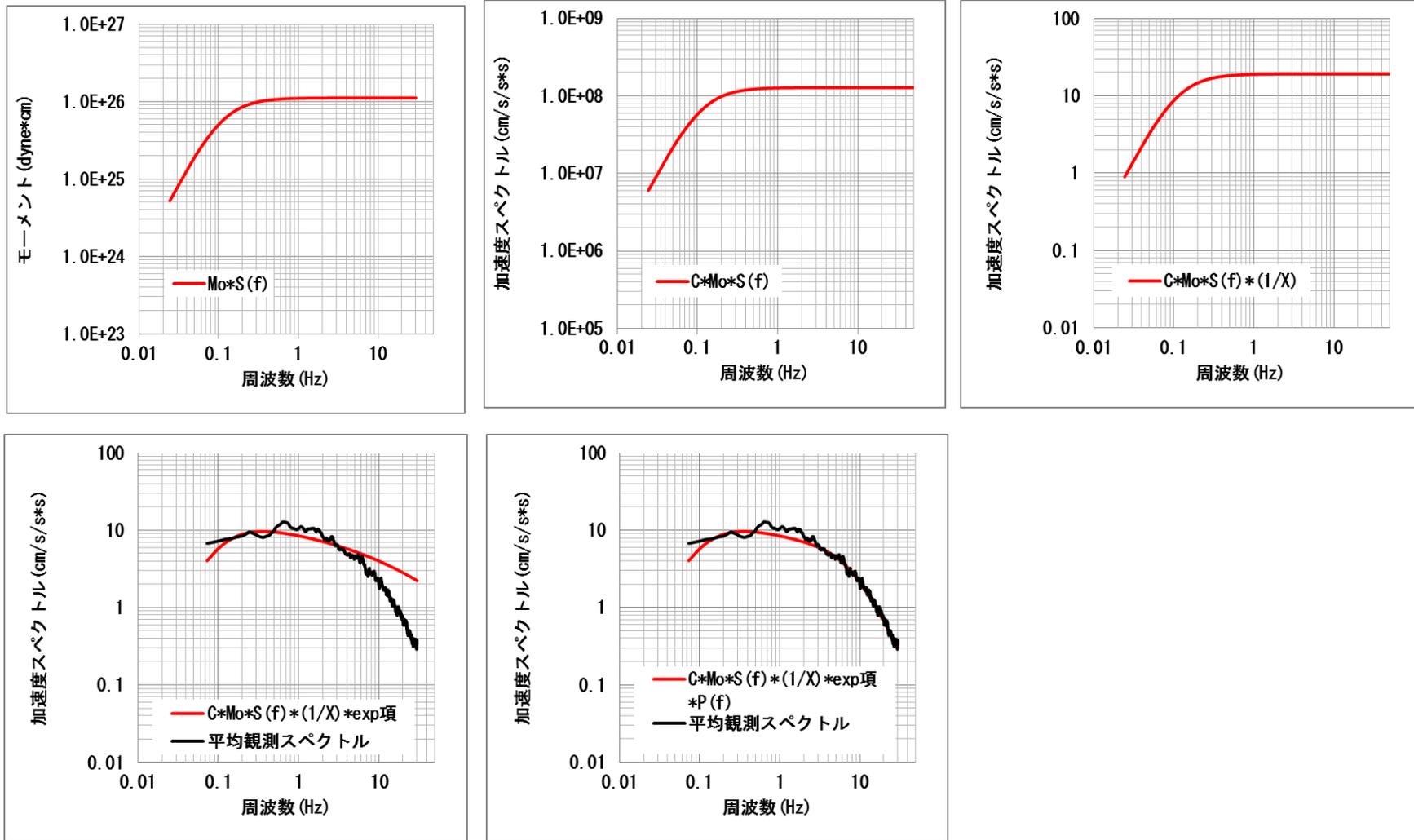


図 3.2.8-1 理論スペクトル(—)の算出過程(横軸 : log 軸)

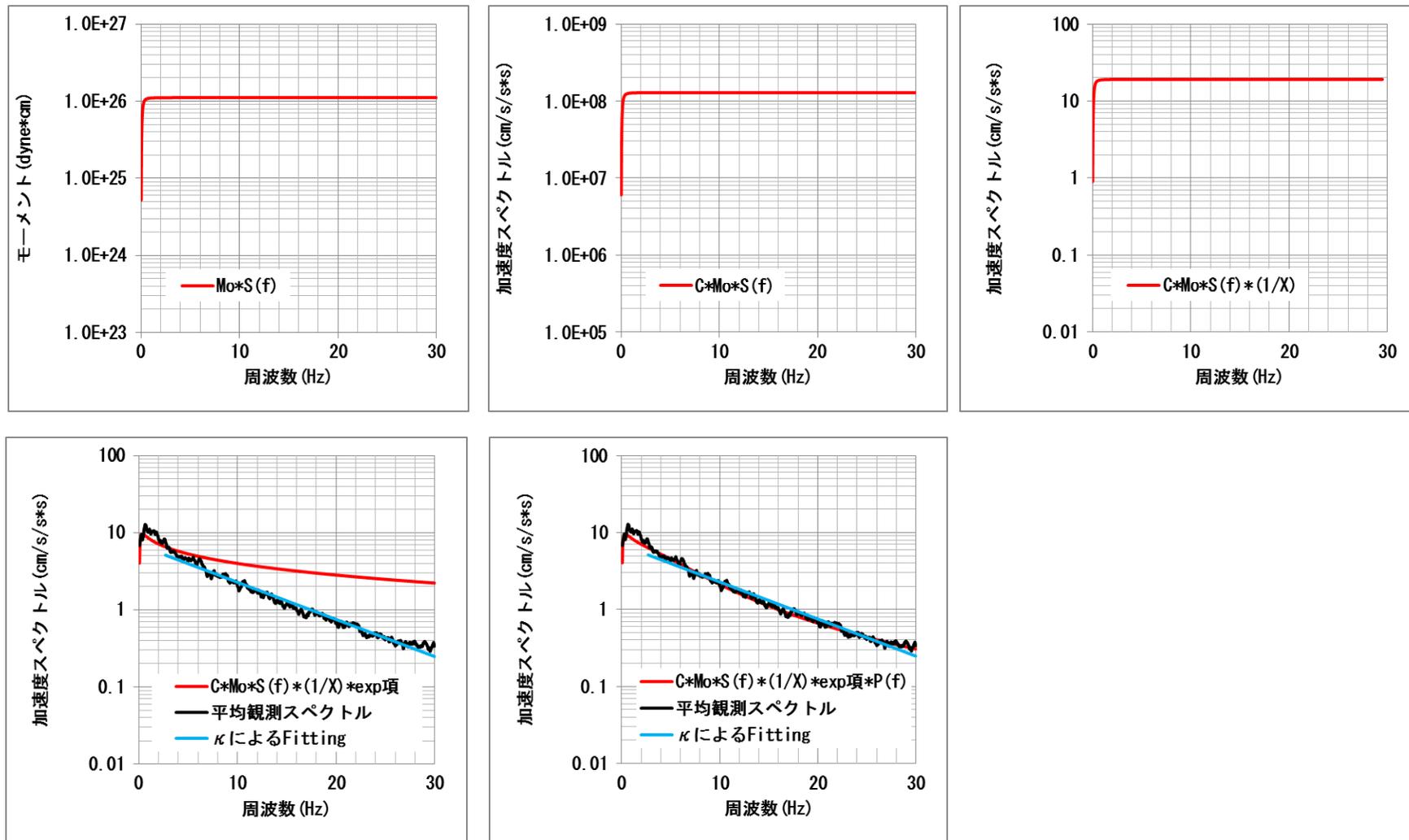


図 3.2.8-2 理論スペクトル(—)の算出過程(横軸: linear 軸)

3.2.9 おわりに

本項では国内で観測された地震を対象とし、観測記録を用いて κ および f_E の評価を行った。対象とした地震は

*2011年福島県浜通りの地震

*2011年静岡県東部の地震

*2016年熊本地震

の本震および余震等の全 60 地震，その M_J は 3.5~7.3，震源深さは 5~20km である。

まず，2016年熊本地震の f_{max} フィルターの評価を行なった。その結果， $M_J > 6.0$ の大地震の f_{max} および s は以下の通りとなった。

*最大前震： $f_{max} = 9.9\text{Hz}$ ， $s = 1.43$

*本震： $f_{max} = 7.1\text{Hz}$ ， $s = 1.37$

f_{max} の値は既往研究による地殻内大地震の値と顕著な差はないが，べき乗数 s の値は 2011年静岡県東部の地震と同様，比較的大きな値となった。これは高域遮断特性の地域性を示唆する結果と言える。静岡県東部や熊本県付近の共通点として，火山フロントのすぐ背弧側に位置していることが挙げられる。しかし，中小地震の震源域を含めた広範囲の領域にスペクトル低減の原因となるマグマ溜まりがあることは確認されておらず，得られた結果の特徴と火山の存在の相関性を明確に指摘することは難しい。

続いて，上記 60 地震について， κ および f_E の評価を行った。4つの大地震の f_E および κ は以下の通りとなった。

*2011年福島県浜通りの地震 本震： $f_E = 4.0\text{Hz}$ ， $\kappa = 0.0184$

*2011年静岡県東部の地震 本震： $f_E = 2.6\text{Hz}$ ， $\kappa = 0.0505$

*2016年熊本地震 最大前震： $f_E = 4.5\text{Hz}$ ， $\kappa = 0.0457$

*2016年熊本地震 本震： $f_E = 2.7\text{Hz}$ ， $\kappa = 0.0482$

福島県浜通り付近で発生した中小地震の f_E は 6~13Hz， κ は 0.009~0.0218，静岡県東部付近で発生した中小地震の f_E は 3.5~11Hz， κ は 0.0325~0.0525，熊本県付近で発生した中小地震の f_E は 4~10Hz， κ は 0.0274~0.0553となった。

福島県浜通り付近で発生した地震の κ は既往検討で対象とされている2003年宮城県北部の地震，2008年岩手・宮城内陸地震および2005年福岡県西方沖の地震の値と概ね同程度であった。しかし，2011年静岡県東部の地震や2016年熊本地震の κ は 0.027~0.055と他の地震の値に比べ大きな値であった。この結果は f_{max} フィルターのべき乗数 s の値が比較的大きな値であることと調和的である。

さらに，得られた結果を用いて， f_{max} フィルターのパラメータ(f_{max} , s)と f_E や κ との関係性を求めた。その結果， κ の値と f_{max} フィルターのスペクトル低減の傾き s ，および f_E と

f_{max} の間には概ね正の相関が認められた。これは、同じ低減特性を異なる方法を用いて表現したことに因るもので、合理的な結果と言える。

最後に、観測記録と高域遮断フィルターにより近似したスペクトルおよび κ で近似したスペクトルの比較を行ない、高周波数領域におけるスペクトル低減特性の適切な表現方法を検討した。その結果、 f_{max} フィルターを用いる方法および κ を用いる方法の2つの方法に優劣の顕著な差は認められず、いずれの方法を用いても、高周波数領域におけるスペクトル低減特性を適切に表現できると判断された。

3.2.8 参考文献

- Aki, K. (1967), Scaling law of seismic spectrum, *Journal of Geophysical Research*, 72, 1217-1231.
- Anderson, J.G., and Hough, S. (1986), A Model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 74, 1969-1993.
- Andrews, D.J. (1986), Objective determination of source parameters and similarity of earth-quakes of different size, *Geophysical monograph 37*, Maurice Ewing 6, 259-267.
- Boore, D.M. (1983), Stochastic simulation of high-frequency ground motion based on seismological models of the radiated spectra, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 73, 1865-1894.
- Boore, D.M. and Boatwright, J. (1984), Average body-wave radiation coefficient, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 1615-1621.
- Houtte, C.V., Drouet, S., and Cotton, F. (2011), Analysis of the origins of κ (Kappa) to compute hard rock to rock adjustment factors for GMPEs, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 101, 2926-2941.
- Ingber, L. and Rosen, B. (1992), Genetic algorithms and very fast simulated reannealing: A comparison, *Mathematical and Computer Modeling*, 16, 87-100.
- Lees, J.M. and Park, J. (1995), Multiple-taper spectral analysis : A stand-alone C-subroutine, *Computers and Geo- sciences*, 21, 199-236.
- 佐藤智美 (2016), 経験的グリーン関数法に基づく熊本地震の強震動生成域の推定, 日本地震学会講演予稿集 2016 年秋季大会, S21-P02
- 鶴来雅人・香川敬生・入倉孝次郎・古和田明 (1997), 近畿地方で発生する地震の f_{max} に関する基礎的検討, 地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会講演予稿集, 103.