



## 2.3.9 1891年濃尾地震

## 2.3.9.1 震源断層情報

図 2.3.9.1 -1 に Fukuyama and Mikumo (2006) による震源断層情報および活断層情報を示す。

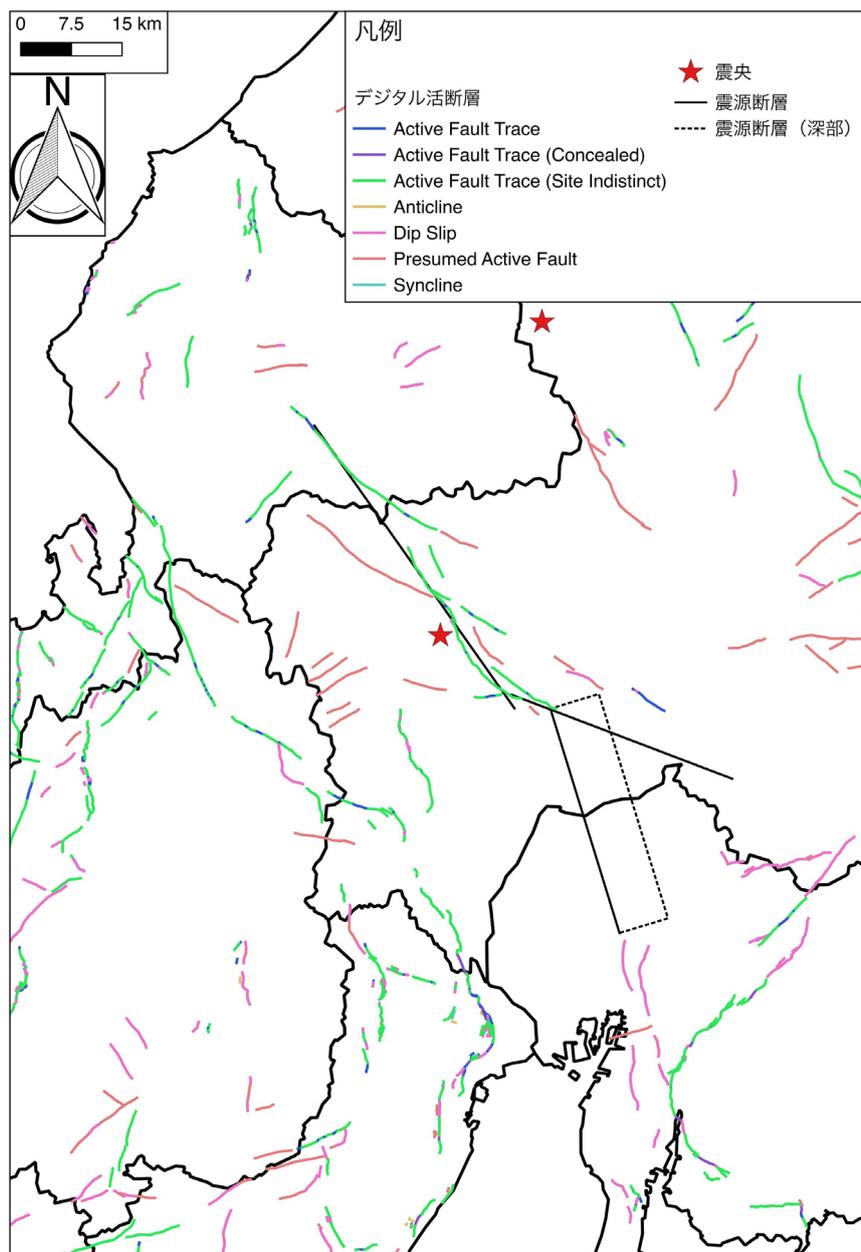


図 2.3.9.1 -1 震源断層情報 (震源断層位置図 : Fukuyama and Mikumo, 2006 )

## 2.3.9.2 断層情報

図 2.3.9.2 -1 に震源域近傍の活断層分布を示す。

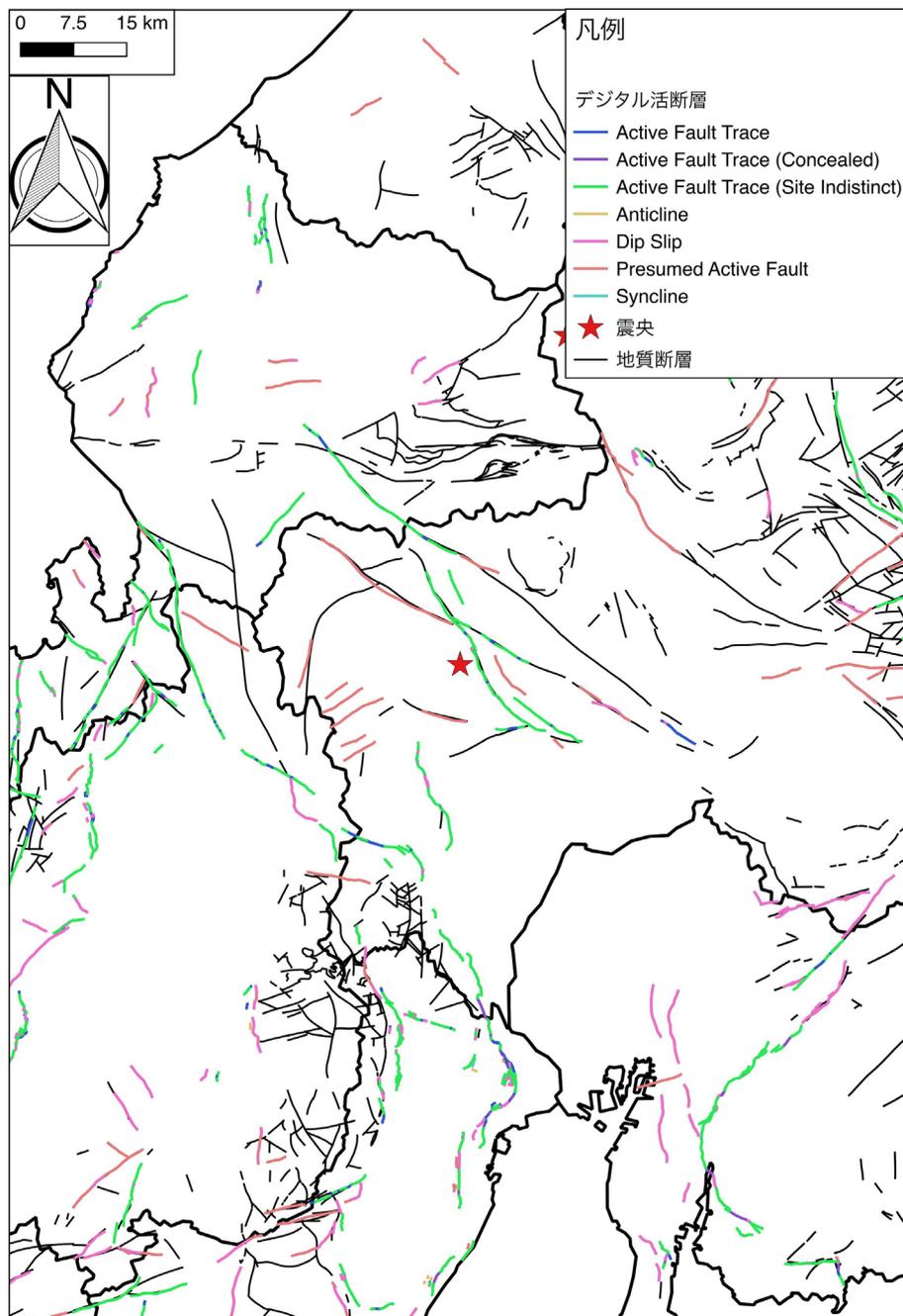


図 2.3.9.2 -1 震源域近傍の活断層

図 2.3.9.2-2 に地震調査研究推進本部による起震断層を示す。

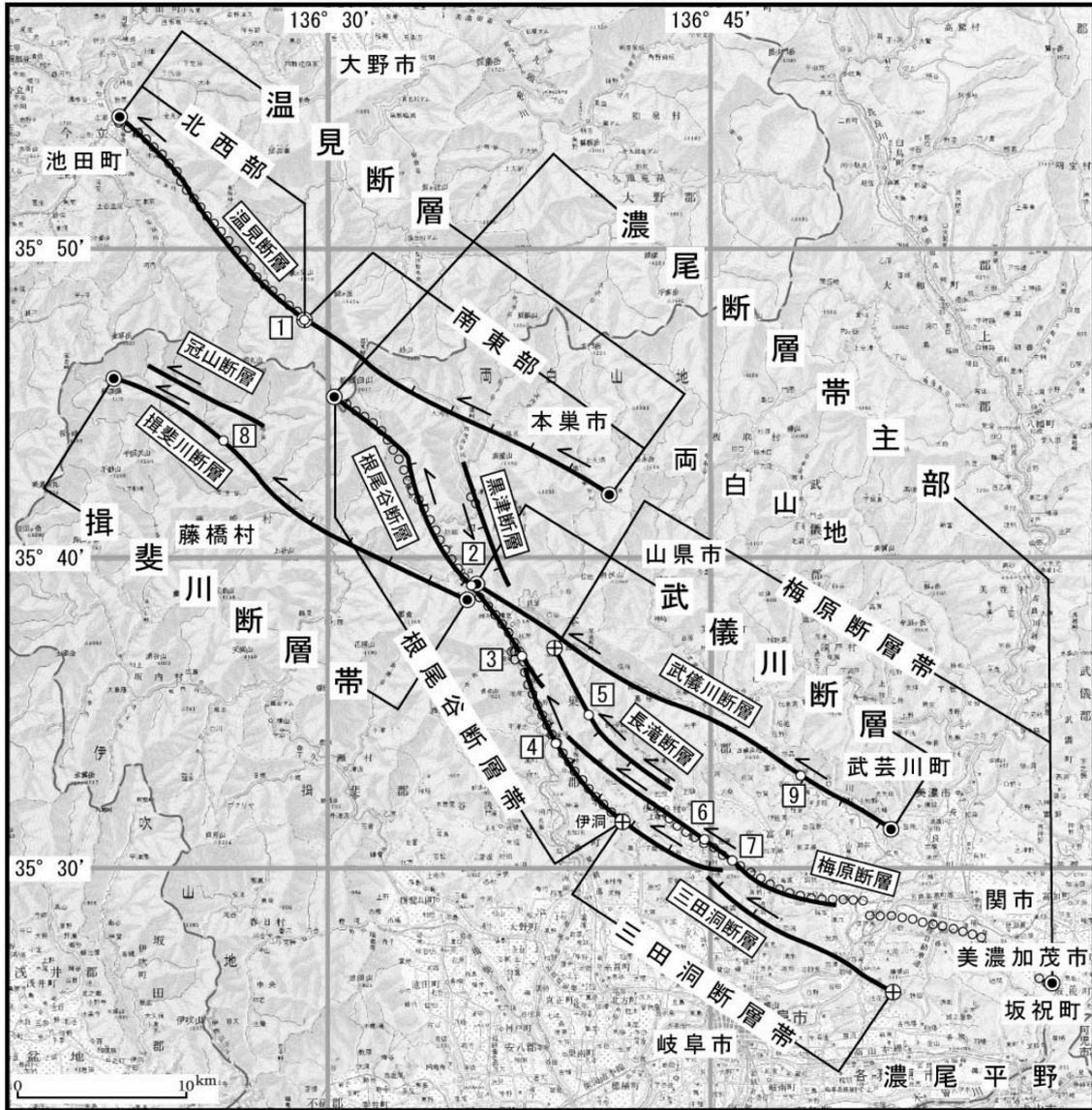


図 2.3.9.2-2 地震調査研究推進本部による起震断層

## 2.3.9.3 断層情報による解釈

図 2.3.9.3 -1 に地質断層および地質図を示す。温見断層の延長上にはほぼ同一走向の地質断層がみられる。

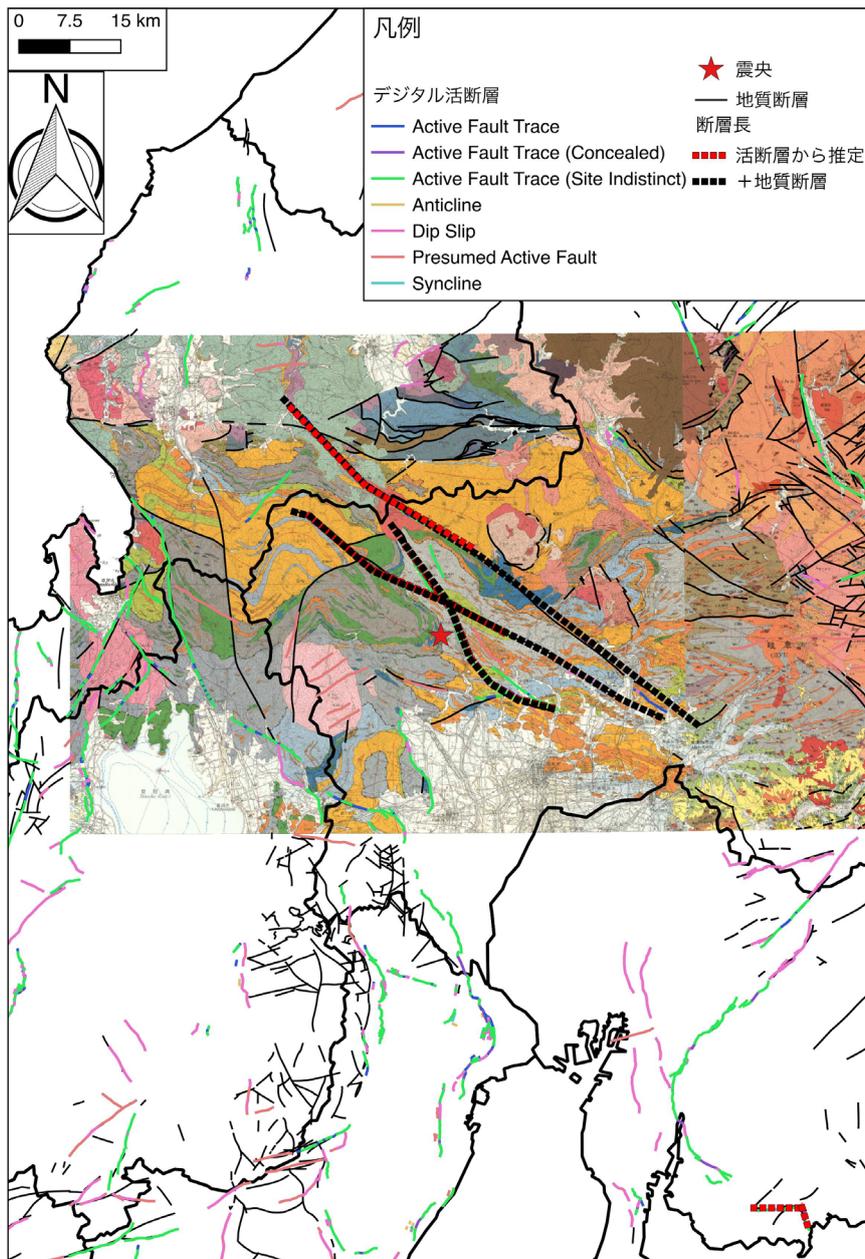


図 2.3.9.3 -1 震源域近傍の地質断層(産業技術総合研究所, 2009)

## 2.3.9.4 震源分布

図 2.3.9.4-1 に震源域近傍の震源分布を示す。震源断層近傍で震源が多く分布しているところとあまり分布が見られないところがある。

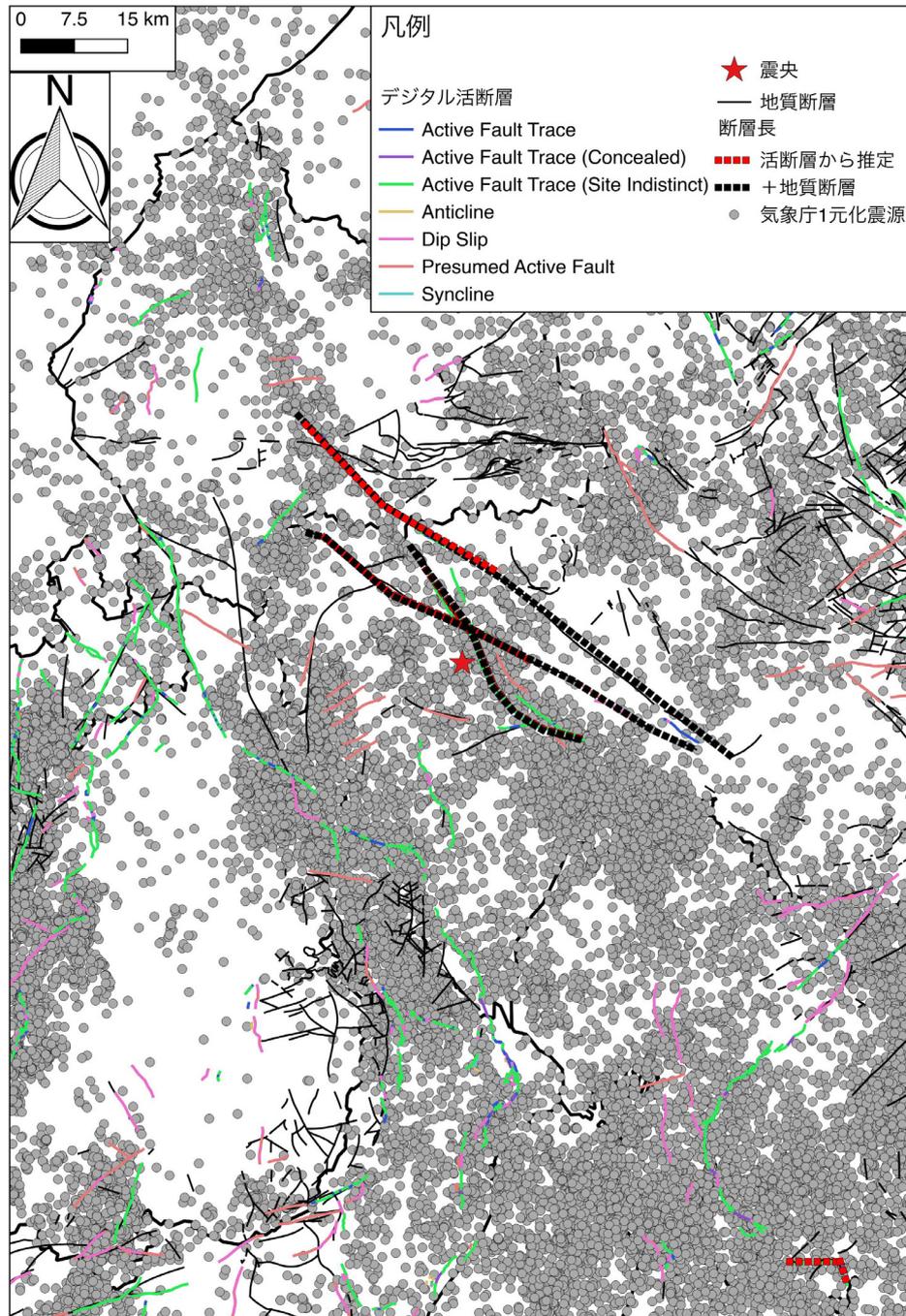


図 2.3.9.4-1 震源分布 (気象庁1元化震源: 1926-2007)

## 2.3.9.5 磁気異常

図 2.3.9.5 -1 に極磁気異常を示す。特に対応するような構造はみられない。

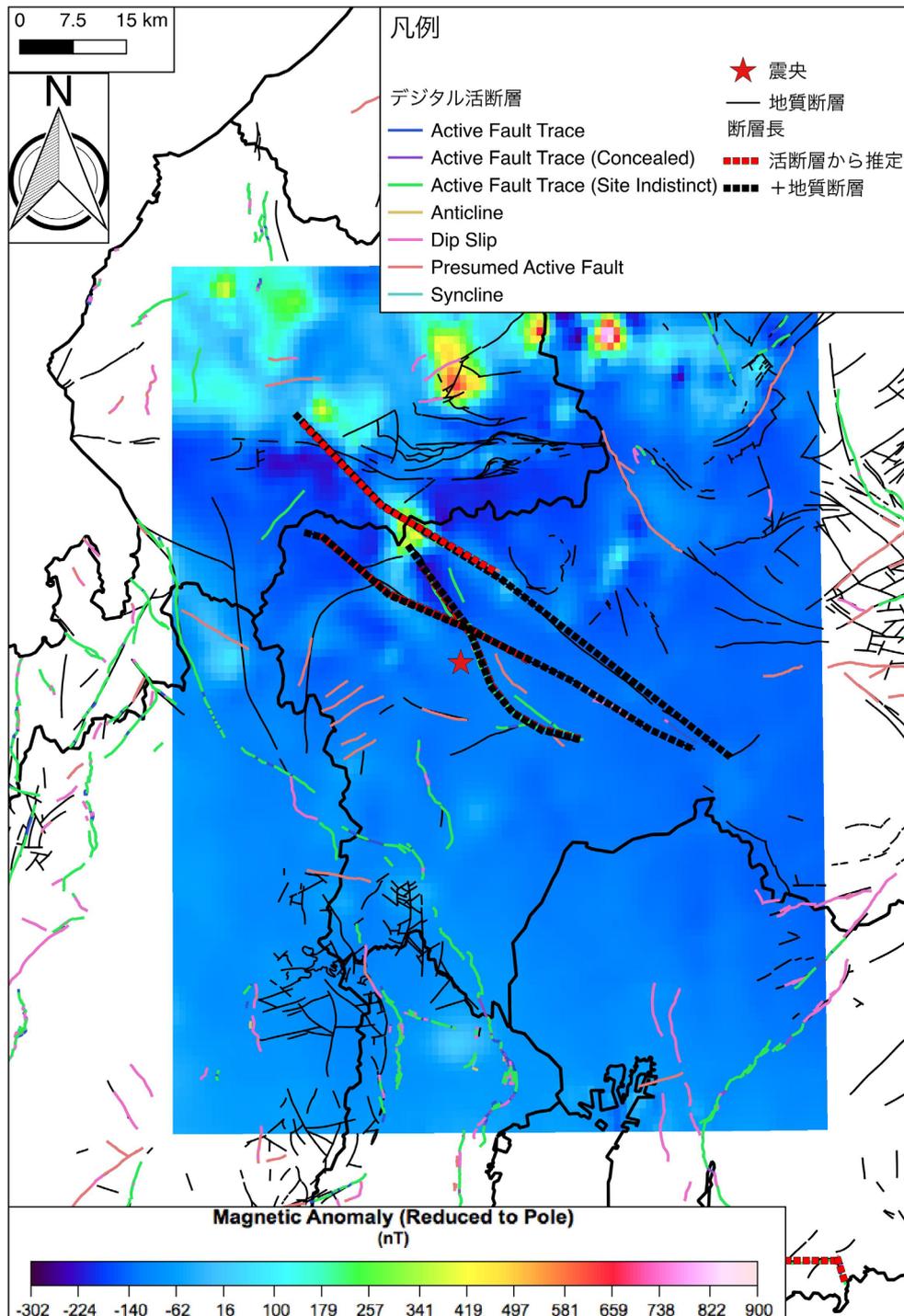


図 2.3.9.5 -1 震源域近傍の磁気異常

## 2.3.9.6 重力異常

図 2.3.9.6-1 に 1.5-80km の空間フィルターを適用した重力異常図の勾配を示す。全体的に北側では活断層の走向に沿った重力異常の変化がみられるものもあるが、明瞭な対応関係は認められない。温見断層・梅原断層・武儀川断層の南東側ではさらに不明瞭となるため、1mgal/km の領域まで延長した。

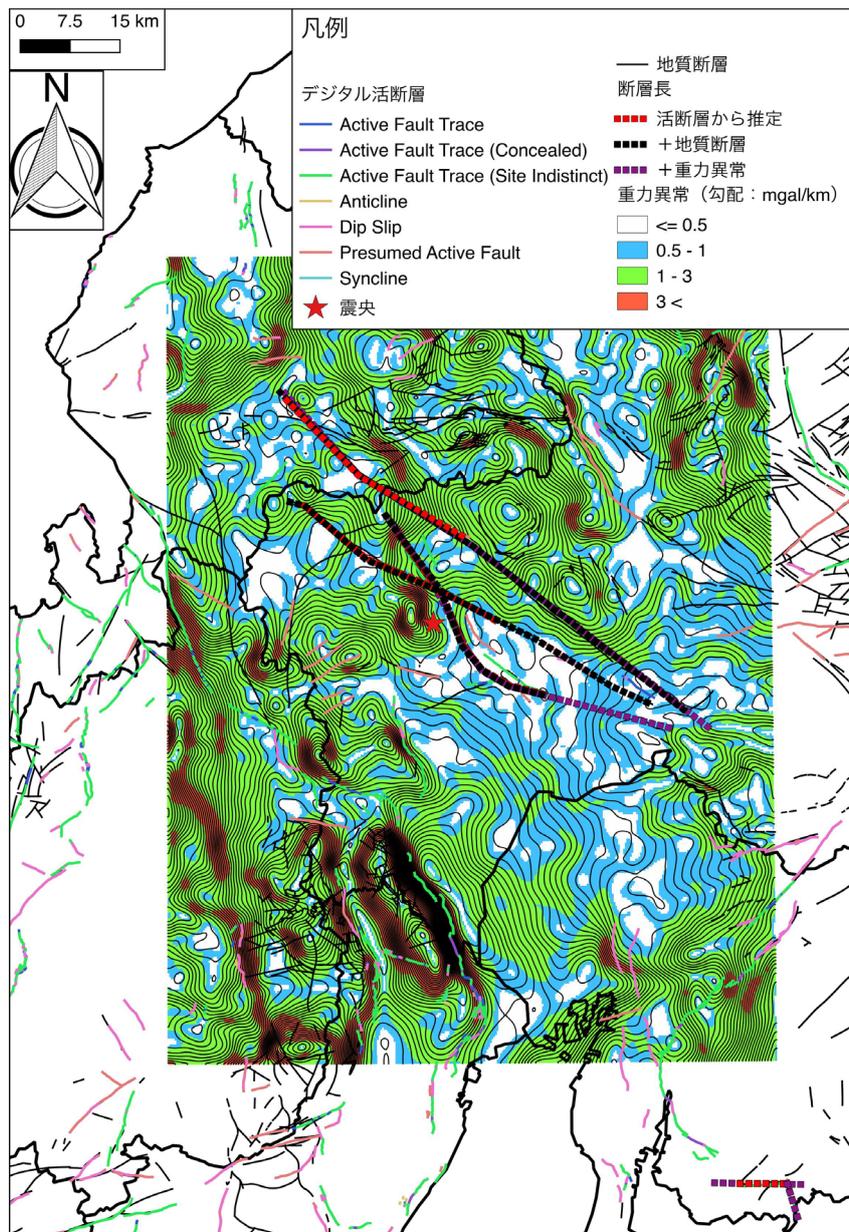


図 2.3.9.6-1 震源域近傍の重力異常（1.5-80km の空間フィルター適用後）

### 2.3.9.7 震源断層との比較

地質断層及び重力異常から推定された断層と Fukuyama and Mikumo (2006) による震源断層との比較結果を図 2.3.9.7-1 に示す。断層長の乖離を考えた場合、分岐形状の岐阜一宮断層の有無が大きい。強震動学的には岐阜一宮断層が震度分布の再現に必要（Fukuyama and Mikumo, 2006）とされる一方、各種活断層調査からは活断層でないと結論づけられていたり（地震調査研究推進本部, 2001）、検討に用いたデータの不十分性が指摘されている（例えば杉崎・柴田, 2003）。

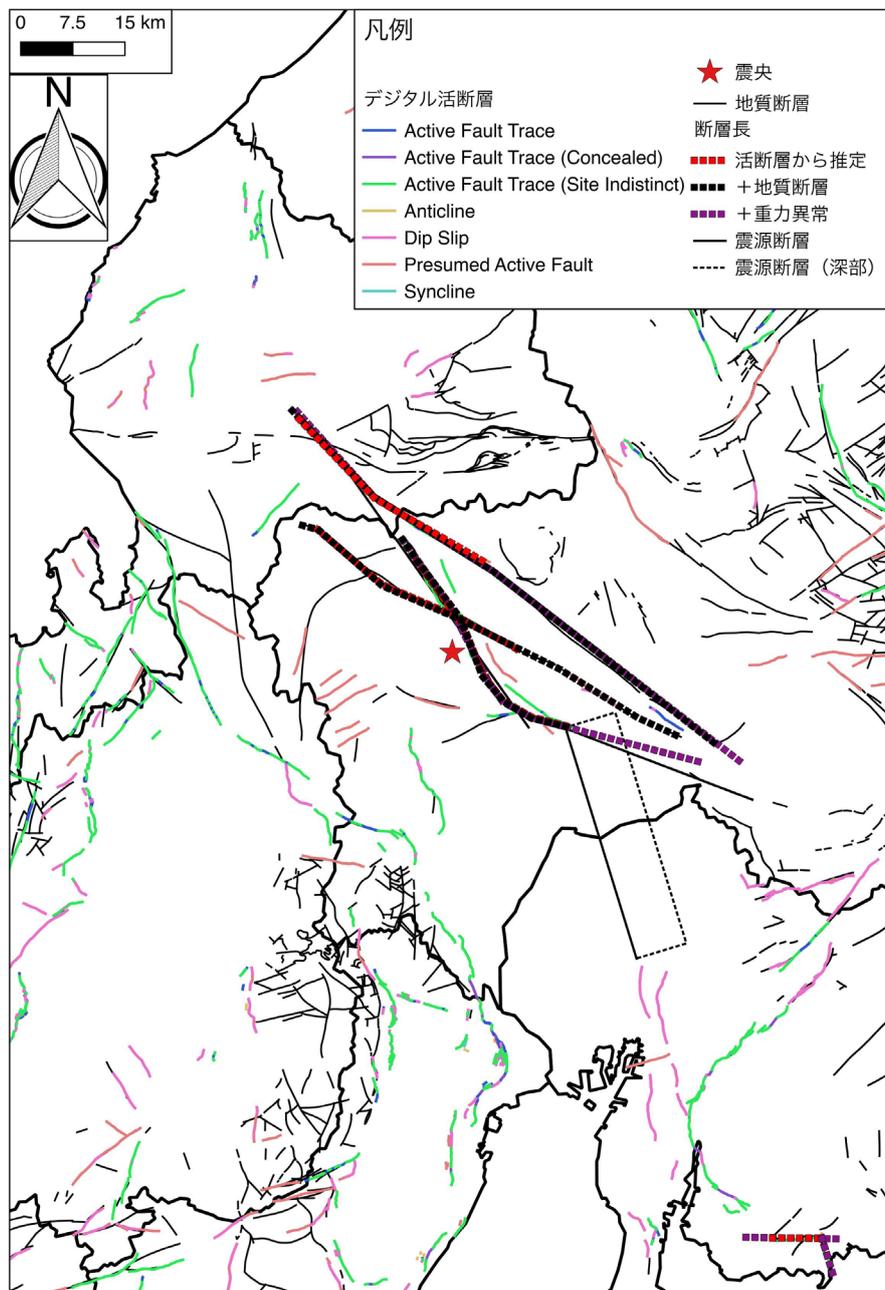


図 2.3.9.7-1 推定された断層と Fukuyama and Mikumo (2006) による震源断層との比較

## 2.3.10 評価結果

一連の地震の断層長評価結果を表 2.3.10-1 に示す。これまでの検討で様々な情報との重ね合わせで種々の断層長が推定されたが、ここでは熊本地震を除いてその中の最大値を採用する。熊本地震は様々なセグメント区間が活動するケースが考えられるが、ここではその中で最も今回の震源断層に近いケースを用いている。断層長としてはこれ以外のケースを採用したとしても短くなることはない。また、評価にあたっては、評価対象の活断層が周辺に多くの活断層を伴い、活断層帯を形成しているか、周辺にほとんど活断層が認められないかで「成熟」した活断層と、「未成熟」の活断層に分類した。厳密な定義や定量的な評価は今後の課題である。

表 2.3.10-1 検討結果

地震	発生年	メカニズム	推定された断層長 (km)	地表地震断層長 (km)	活断層長 (km)	震源断層長 (km)	断層帯種別
熊本	2016	S	45	31	35	42	成熟
長野県北部	2014	R	70	9	58	20	成熟
福島県浜通り	2011	N	42	30	16	40	未成熟
岩手宮城内陸	2008	R	40	20	3	39	未成熟
能登半島	2007	R	29	0	34	26	未成熟
中越	2004	R	59	0	54	28	成熟
鳥取県西部	2000	S	41	6	0	34	未成熟
岩手内陸	1998	R	30	0	12	10	未成熟
兵庫県南部	1995	S	67	10	60	64	成熟
伊豆大島近海	1978	S	10	0	4	35	未成熟
三河	1945	R	18	30	11	25	未成熟
濃尾	1891	S	81	80	80	122	成熟

濃尾地震と伊豆大島近海地震においては、地下構造情報を考慮しても震源断層長とは乖離が大きい。濃尾地震においては岐形状の岐阜一宮断層の有無が大きい。強震動学的には岐阜一宮断層が震度分布の再現に必要（Fukuyama and Mikumo, 2006）とされる一方、各種活断層調査からは活断層でないと結論づけられていたり（地震調査研究推進本部, 2001）、検討に用いたデータの不十分性が指摘されている（例えば杉崎・柴田, 2003）。また、伊豆大島近海地震でも、余震分布より推定された海域の断層長の有無による。こちらも地震後に海域の反射法地震探査の再解析結果でも認められていない（地震調査研究推進本部, 2015）。このように、地下構造情報を鑑みても過小評価であった地震には、地震後の活断層調査でも認定されていない断層モデルが関与しているケースがあることを記しておく。

図 2.3.10-1 には震源断層長と地表地震断層長との関係を示す。全体的に地表地震断層長の方が短い傾向を示す。図 2.3.10-2 は震源断層長と活断層から推定された断層長との関係を示す。成熟した断層に分類したものは、濃尾地震を除き、震源断層長に近い長さを示す。図 2.3.10-3 は今回推定された断層長と震源断層長との関係を示す。活断層と同様に、成熟した断層に分類したものは震源断層長と同等か、それ以上の長さが推定されている。一方、未成熟な断層では、震源断層長との関係がばらついている。重力異常を用いての保守的な評価である程度の断層長が想定できても、その場所については震源断層から離れていたり、走向が異なるなど、位置に関するばらつきも大きい。従って、未成熟な活断層の評価では、よりばらつきを大きくして考える必要があるといえる。

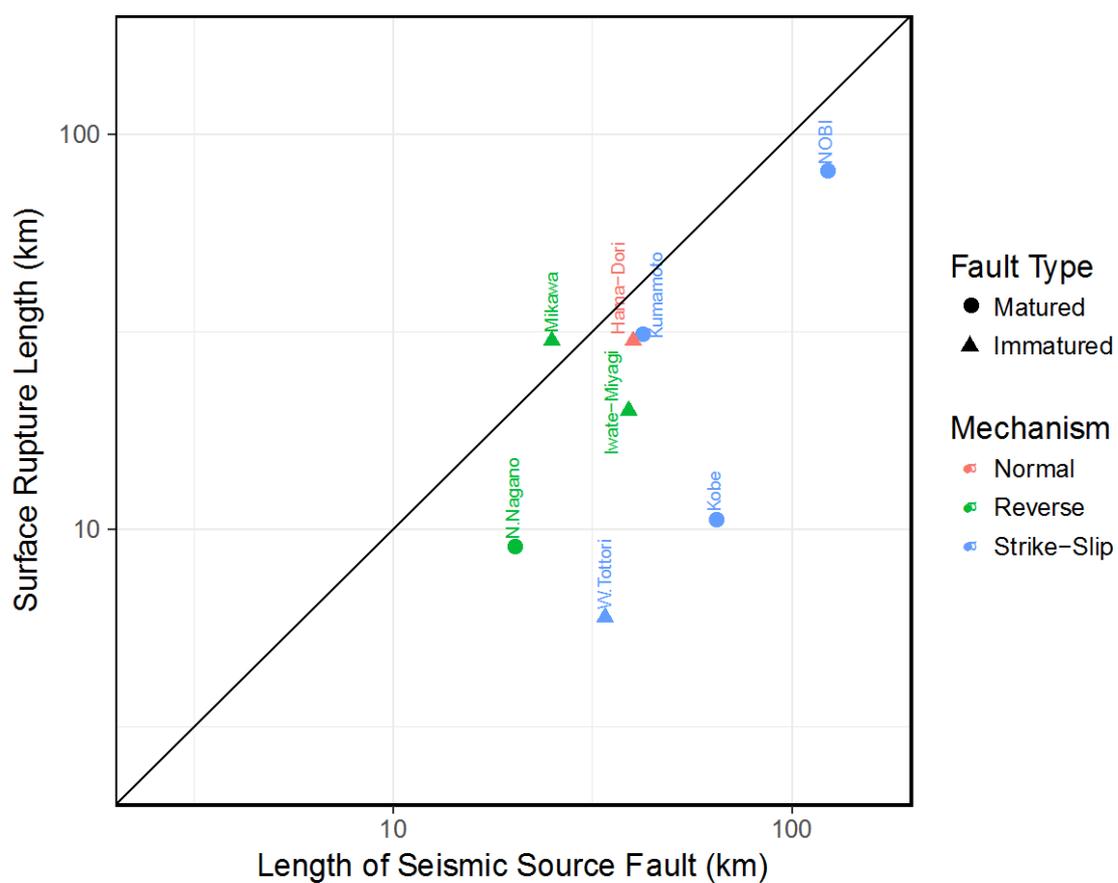


図 2.3.10-1 震源断層長と地表地震断層長との関係

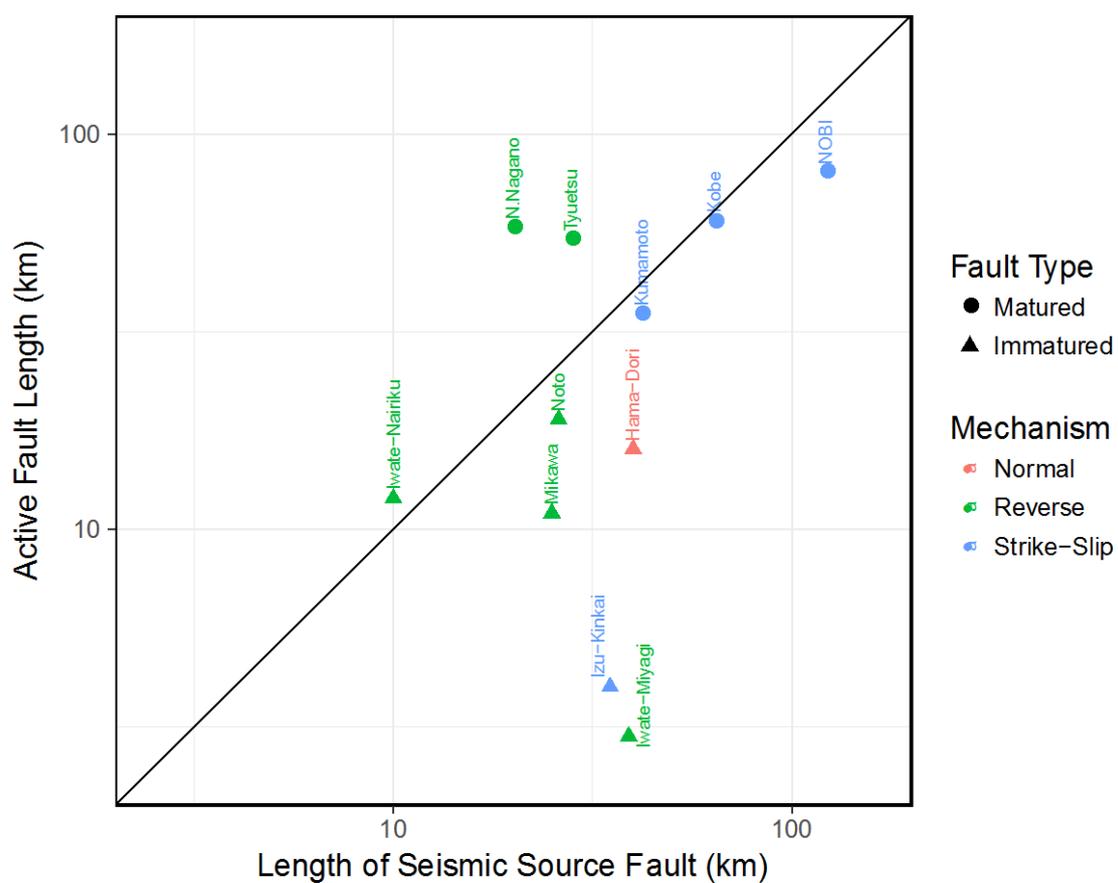


図 2.3.10-2 震源断層長と活断層から推定された断層長との関係

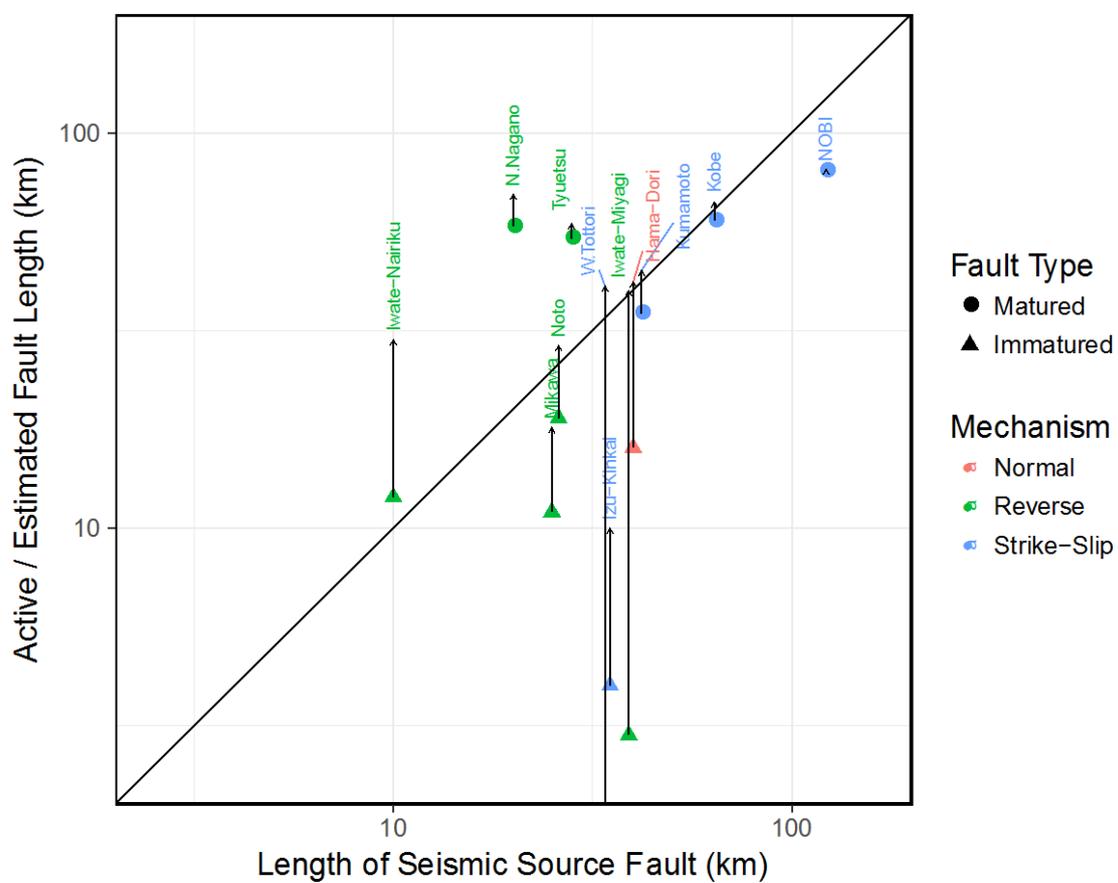


図 2.3.10-3 震源断層長と本検討で推定された断層長（矢印）との関係

## 2.4 断層幅の評価

断層長を評価した地震について、D95 をもとに断層幅を推定した。用いた震源分布は山本・他 (2008) で検討されたものである。各地震の震央から 0.3 度以内の震源分布から D95 を推定した。今回の地震は、基本的に地表地震断層を伴うものが多いため、上端は地表、すなわち 0km とした。整理した結果を表 2.4-1 に示す。図 2.4-1 に両者の関係を示す。横ずれ断層では断層上端を 0km にしても、大半が過小評価となっている。

表 2.4-1 D95 より推定した断層幅

地震	発生年	メカニズム	断層幅 (km)	傾斜角 (度)	D95	地震発生層厚による幅 (km)	断層帯種別
熊本	2016	S	19	65	14	15	成熟
長野県北部	2014	R	15	60	14	16	成熟
福島県浜通	2011	N	16	73	19	20	未成熟
岩手宮城内陸	2008	R	18	51	11	14	未成熟
能登半島	2007	R	18	60	11	13	未成熟
中越	2004	R	18	47	20	27	成熟
鳥取県西部	2000	S	18	90	13	13	未成熟
岩手内陸	1998	R	10	41	11	17	未成熟
兵庫県南部	1995	S	21	90	15	15	成熟
伊豆大島近海	1978	S	18	80	10	10	未成熟
三河	1945	R	15	30	27	54	未成熟
濃尾	1891	S	15	90	16	16	成熟

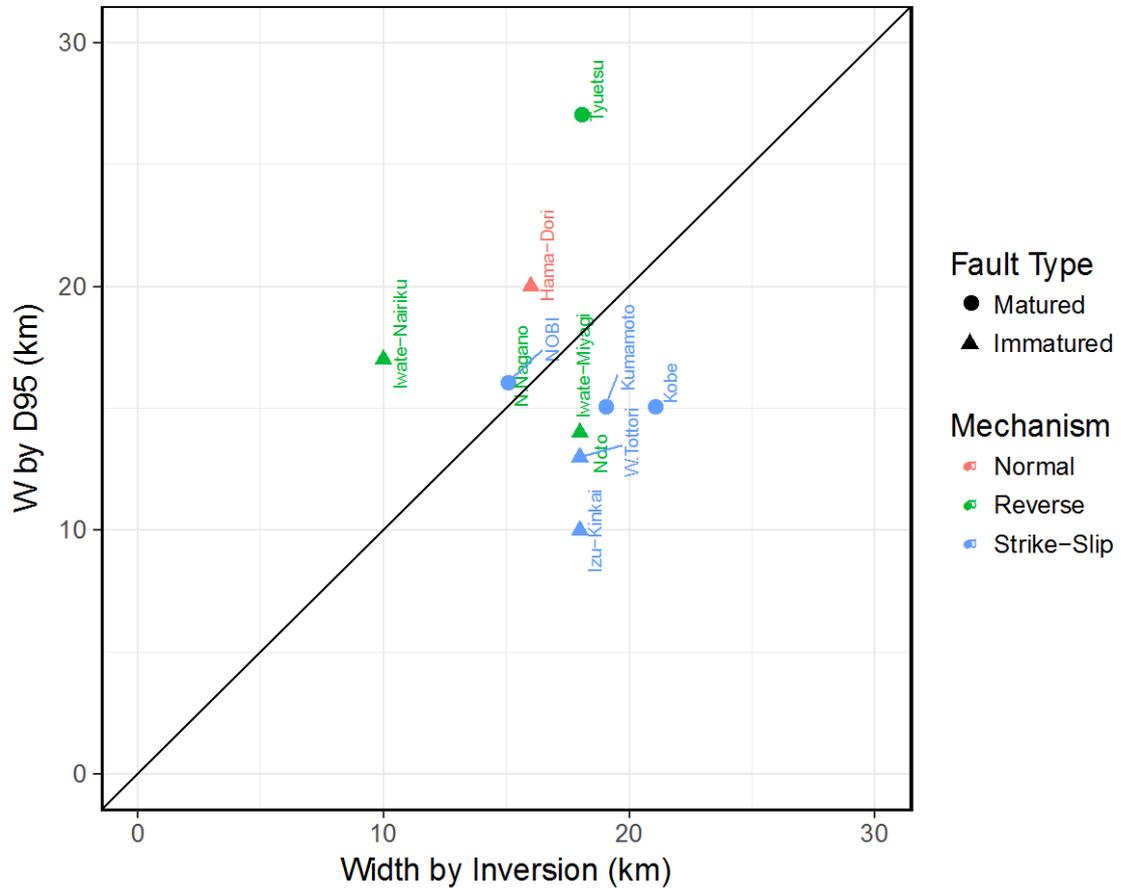


図 2.4-1 D95 より推定した断層幅と震源断層幅との関係

## 2.5 重力異常の検証

本検討は、周波数解析を行った重力異常に対して、その勾配等を参考に構造情報を読み取るものである。より定量的に評価する方法としては、重力勾配テンソルを用いた各種インデックスにより構造境界や構造傾斜角を推定する手法があり、Kusumoto (2016), Wada et al. (2017), Matsumoto et al. (2016) 等で熊本地震の震源域においても検討されている。重力異常の変化を引き起こすものは地下の密度構造の差異であり、これらは全てが断層構造によるものではない。断層構造が存在しても、同一の地質体であれば、大局的な密度変化は期待されず、従って重力異常変化も生じない。さらに、重力異常を説明する密度構造は無数に存在し、地下構造解析においては、別途基盤深度などモデルを拘束する情報が別の調査結果より必要である。今回解釈した重力異常変化が、どのような地下構造に対応するか、実際に解析結果と比較するのが一つの検証のアプローチであると思われる。ここでは、簡便な2次元モデルを用いて、重力異常と活断層構造とに明瞭な対応関係が認められる1995年兵庫県南部地震と2004年中越地震について解析を行った。

2.5.1 1995年兵庫県南部地震

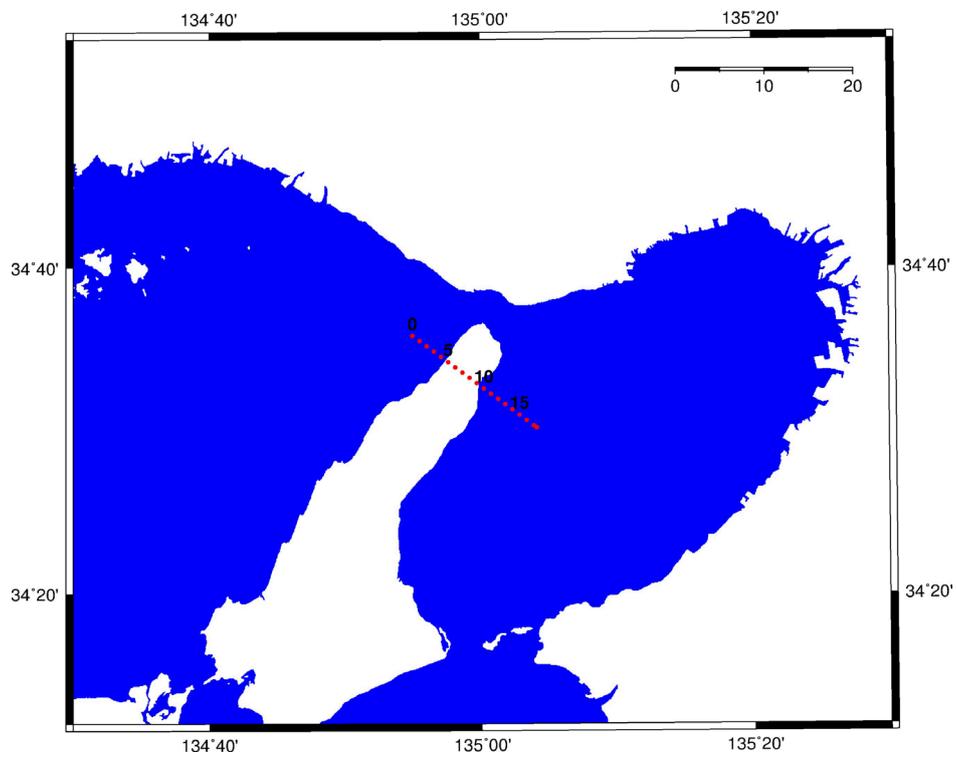


図 2.5.1-1 解析測線

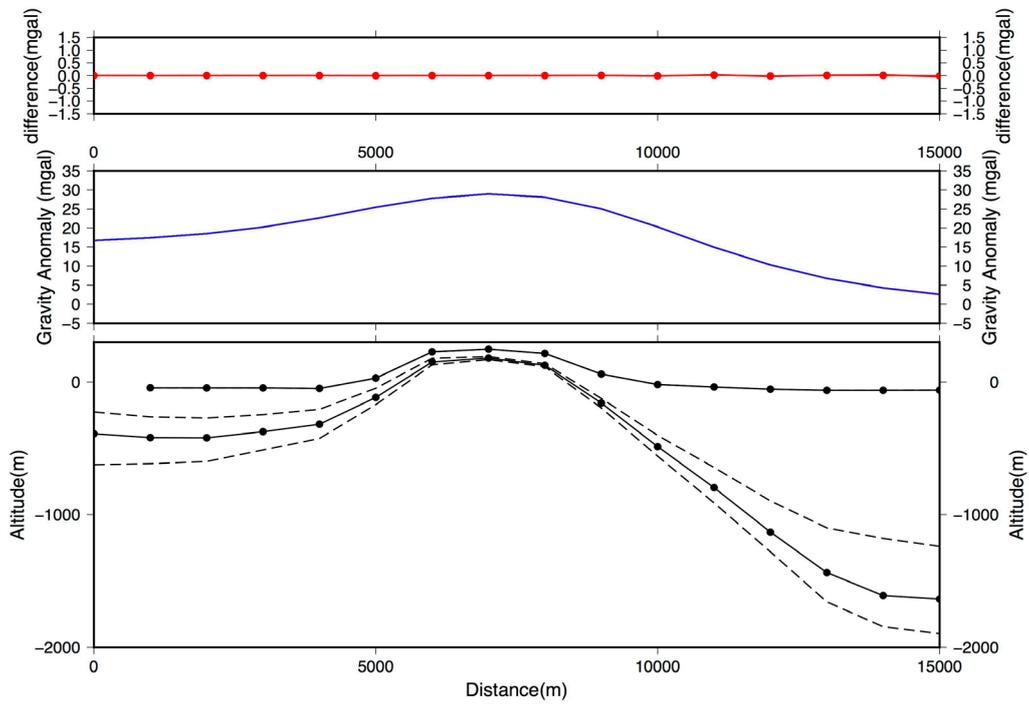


図 2.5.1-2 解析結果

上：観測値－計算値，中：重力異常，下：地下構造モデル。

## 2.5.2 2004年中越地震

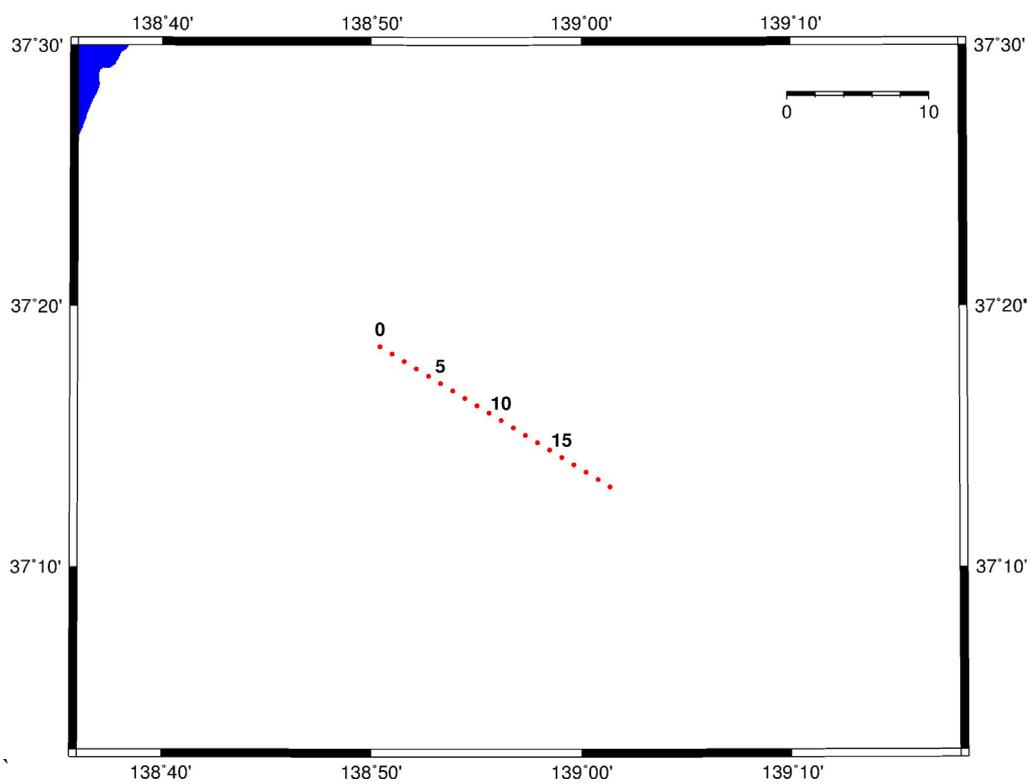


图 2.5.2-1 解析測線

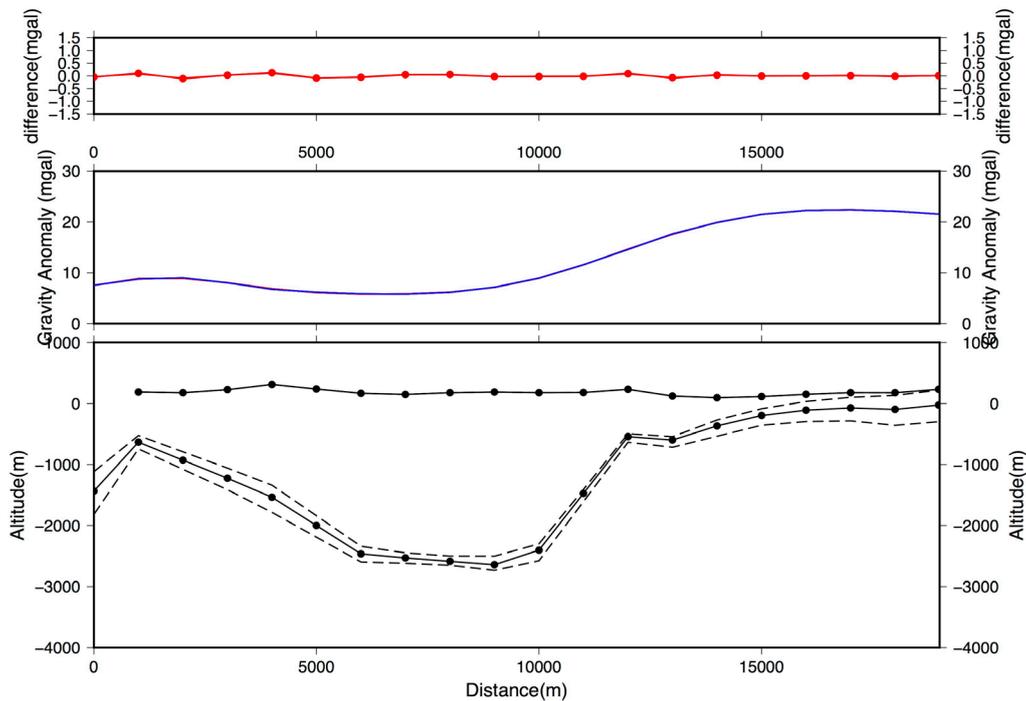


図 2.5.2-2 解析結果

上：観測値－計算値，中：重力異常，下：地下構造モデル。

重力異常は重力異常データベースより解析測線のデータを抽出し、検討するモデルは1km間隔とした。解析は境界深度が一定の初期モデルから焼き鈍し法で行った。解析結果は、5回の試行結果の平均と全モデルの最大値・最小値を示している。モデル解像度を考えれば、急峻な断層構造は表現できないが、既存の地下構造調査結果と類似した傾向が得られた。より詳細な検討には物性値等、多くの探査結果を参照して設定し、より現実に即した地下構造モデルを構築する必要があるが、事例蓄積を含めて、今後の課題としたい。また、断層沿いには稠密に測定されたデータも数多くあるので、そのようなデータを用いることで、解像度の高い結果を得ることができる。しかしながら、今回のような簡便なアプローチでも、活断層構造に対応する地下構造が得られた。重力異常分布から推定される起震断層像を理解する上で、このような解析結果を組み合わせることは非常に重要である。

## 2.5.3 重力異常の勾配と震源断層との関係

今回の検討において、重力異常は勾配を中心に検討した。1mgal/km や 3mgal/km といった勾配値を暫定値ではあるが、閾値として用いた評価を試みることで現実的な評価手法確立に向けての議論が可能となる。勾配の閾値の検証として、震源断層近傍の重力異常の勾配の関係を整理した。GIS 上で震源断層の上端付近の重力異常の勾配を抽出し、各震源断層でどの程度の範囲にあるのかを調べた。図 2.5.3-1 に抽出した勾配の箱ひげ図を示す。成熟度でプロットの色を分けた。濃尾地震を除き、成熟した断層では中央値は 2mgal/km 以上を示している。未成熟な断層では、中央値はほとんどが 2mgal/km となっている。能登半島地震や鳥取県西部地震では、中央値が低だけでなく、重力異常の変化が小さい領域であることもわかる。

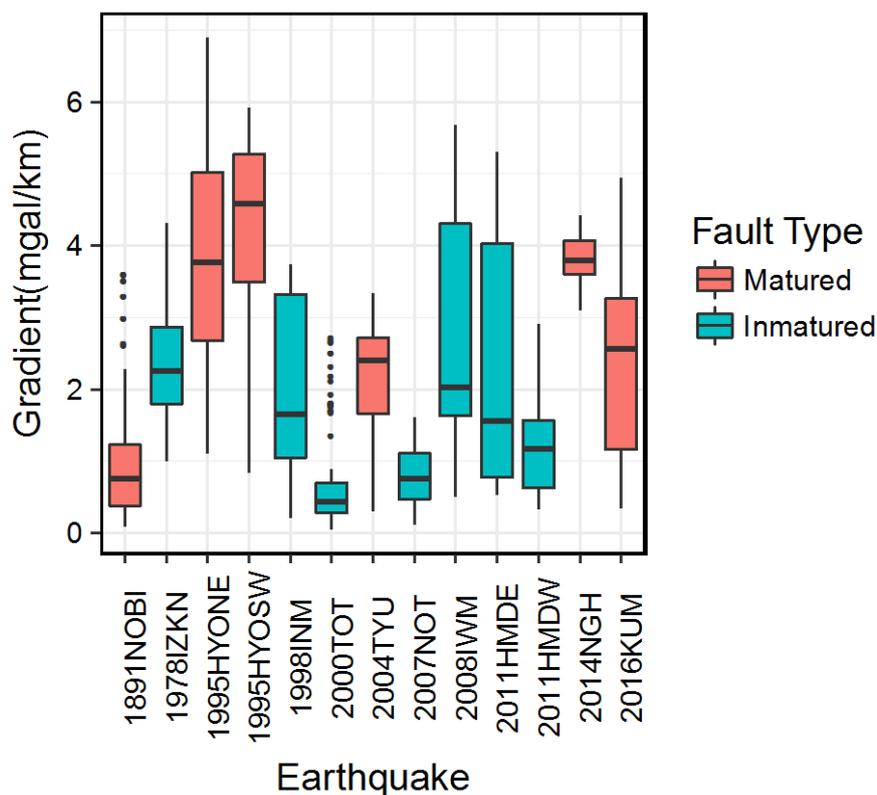


図 2.5.3-1 解析結果

成熟した断層が発達しているところでは、活断層情報、地球物理学的データに基づいた地下構造情報とも関連性が高く、それらの情報を適切に整理することで、より現実的な震源断層の構築も可能であると思われる。一方、活断層が未成熟な地域では、活断層情報や地下構造情報から直接震源断層を構築することは困難で、保守的な評価手法により発生しうる最大規模の断層を想定することも必要である。このための有効な情報や評価手法の確立が今後の課題である。

## 2.6 まとめ

### 2.6.1 断層長に関して

- 2016年の熊本地震をはじめ、1995年兵庫県南部地震や2007年能登半島地震等、計9個の国内内陸地殻内地震を対象に、地震調査研究推進本部が2010年に発表した「活断層の長期評価手法（暫定版）」で示されている重力異常等の地下構造情報を組み合わせた分析により地中の断層長さの推定を行い、地震動記録に基づいた震源逆解析の結果得られた震源断層長さと比較した。その結果、2000年鳥取県西部地震のような未熟な断層で起きた地震では、地下構造情報から地中の断層長さの推定が困難である一方、明瞭な活断層で発生した地震に関しては、推定された地中の断層長さは震源断層長さとはほぼ整合している傾向が認められた。
- 未成熟な断層での比較結果は、成熟した断層に比べてばらつきが大きい傾向となった。
- 従って、巨視的パラメータを設定する際にばらつきを考えるとときには、評価する活断層の性状に応じて考えることが望ましいと思われる。
- ただし、成熟した断層帯であっても、複雑な断層系列の場合、濃尾地震やランダース地震のように複数セグメントにおよぶ震源断層を形成する場合もあるため、その可能性を十分に考慮する必要がある。また、北丹後地震や福島県浜通り地震のように、共役断層系が同時に活動する可能性も検討ケースに考慮する必要がある。このような複雑な震源断層への対応は、地表地震断層を伴う事例を増やすために、海外事例も参照しつつ、さらには最新の強震動学的な知見とともに整理する必要がある。今後の課題である。

### 2.6.2 断層幅に関して

- 震源分布から得られるD95およびD0から断層幅の検討を行った。横ずれ断層では実際の断層幅よりも狭い傾向を示した。

### 2.6.3 重力異常の検証に関して

- 活断層と重力異常急変帯が対応するような箇所では、重力異常から推定される地下構造でも断層構造が示唆された。今回の評価基準として用いている勾配も、成熟した断層と未成熟の断層とでは対応関係に違いが認められた。

## 2.6.4 参考文献

- 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, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 99, No. 1, 123-140.
- Asano, K., and T. Iwata (2011), Source-Rupture Process of the 2007 Noto Hanto, Japan, Earthquake Estimated by the Joint Inversion of Strong Motion and GPS Data, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 101, No. 5, 2467-2480.
- Beiki, M., and L. B. Pedersen (2010), Eigenvector analysis of gravity gradient tensor to locate geologic bodies, *GEOPHYSICS*, Vol. 75, No. 6, I37-I49.
- Fukuyama, E., and T. Mikumo (2006), Dynamic Rupture Propagation during the 1891 Nobi, Central Japan, Earthquake: A Possible Extension to the Branched Faults, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 96, No. 4A, 1257-1266.
- Itoh, Y., K. Takemura, and H. Kamata (1998), History of basin formation and tectonic evolution at the termination of a large transcurrent fault system: deformation mode of central Kyushu, Japan, *Tectonophysics*, Vol. 284, No. 1, 135 - 150.
- Takehi, Y., and T. Iwata (1992), Rupture Process of the 1945 Mikawa Earthquake as Determined from Strong Motion Records, *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 40, No. 6, 635-655.
- Kikuchi, M., and K. Sudo (1984), Inversion of Teleseismic P waves of Izu-Oshima, Japan Earthquake of January 14, 1978, *Journal of Physics of the Earth*, Vol. 32, No. 3, 161-171.
- Komazawa, M. (1995), Gravimetric Analysis of Aso Volcano and its Interpretation, *Journal of the Geodetic Society of Japan*, Vol. 41, No. 1, 17-45.
- Kumamoto, T., M. Fujita, H. Goto, and T. Nakata (2014), Examination of the correlation between tectonic landforms and shallow subsurface structural datasets for the estimation of seismic source faults, *International Symposium on Earthquake, Tsunami and Nuclear Risks after the accident of TEPCO's Fukushima Daiichi Nuclear Power Stations*.
- Kusumoto, S. (2016), Dip distribution of Oita-Kumamoto Tectonic Line located in central Kyushu, Japan, estimated by eigenvectors of gravity gradient tensor, *Earth, Planets and Space*, Vol. 68, No. 1, 153.
- Matsumoto, N., H. Yoshihiro, and A. Sawada (2016), Continuity, segmentation and faulting type of active fault zones of the 2016 Kumamoto earthquake inferred from analyses of a gravity gradient tensor, *Earth, Planets and Space*, Vol. 68, No. 1, 167.
- Miyakoshi, K., T. Kagawa, H. Sekiguchi, T. Iwata, and K. Irikura (2000), Source characterization of inland earthquakes in Japan using source inversion results, *Proc. 12th World Conf. Earthq. Eng.*
- Murotani, S., S. Matsushima, T. Azuma, K. Irikura, and S. Kitagawa (2014), Scaling Relations of

- Source Parameters of Earthquakes Occurring on Inland Crustal Mega-Fault Systems, *Pure and Applied Geophysics*, 1-11.
- Okubo, Y., and A. Shibuya (1993), Thermal and crustal structure of the Aso volcano and surrounding regions constrained by gravity and magnetic data, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 55, No. 3, 337 - 350.
- Sekiguchi, H., K. Irikura, and T. Iwata (2000), Fault Geometry at the Rupture Termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu Earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 90, No. 1, 117-133.
- Tsutsui, T., and Y. Sudo (2004), Seismic reflectors beneath the central cones of Aso Volcano, Kyushu, Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 131, No. 1-2, 33 - 58.
- Wada, T., and K. Nishimura (1971), Apparent Azimuths of P waves and a structure under The volcano Aso, *Contributions of the Geophysical Institute, Kyoto University*, Vol. 11, 179 - 189.
- 松本なゆた・平松良浩・澤田明宏(2016), 重力異常により検出した断層構造と 2016 年熊本地震の余震分布の関係, 日本地球惑星科学連合 2016 年大会予稿集, MIS34-P25.
- 活断層研究会(1991), 『新編日本の活断層—分布図と資料—』, 東京大学出版会, 東京, 437.
- 泉 紀明・長野勝行・及川光弘・西澤あずさ・小野寺健英・伊藤弘志・笹原 昇(2008), 2007 年能登半島地震震源域における海底地形及び変動地形について, 海洋情報部技報, **26**, 57 - 62.
- 野崎京三(1997), マイクログラビティ探査の現状とその利用, 応用地質技術年報, **19**, 35-60.
- 九州地方土木地質図編纂委員会(1986), 『九州地方土木地質図, 1:200,000 および解説書』, 国土開発技術研究センター, 484p.
- 熊本県・熊本市(1994), 熊本地域地下水総合調査報告書, 熊本地域地下水総合調査報告書, 平成 5 年度.
- 宮腰 研・入倉孝次郎・釜江克宏(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, **15**, 7, 141-156.
- 原子力規制委員会(2013), 基準地震動及び耐震設計方針に係る審査ガイド (案).
- 相澤広記・麻植久史・小池克明・高倉伸一・松島喜雄・畑 真紀・吉永 徹・橋本武志・宇津木 充・井上寛之・塩谷太郎・上嶋 誠・小山崇夫・神田 径・内田和也・塚島祐子・志藤あずさ・藤田詩織・若林翌馬・塚本果織・松島 健・吉村令慧・山崎健一・小松信太郎・田村 慎・2016 年熊本地震合同地震観測グループ(2016), 2016 年熊本—九州中部地震活動領域の電気比抵抗構造, 日本地球惑星科学連合 2016 年大会予稿集, MIS34-P26.
- 中田 高・今泉俊文(2002), 『活断層詳細デジタルマップ』, DVD-ROM2 枚・60p・付図 1 葉, 東京大学出版会.
- 国土交通省九州地方整備局(2012), 資料 7 立野ダム周辺及びダムサイトの地形・地質概要,

- 立野ダム建設事業の検証に係る検討報告書資料, 1-24.
- 産業技術総合研究所(2009), 20 万分の 1 日本シームレス地質図, 数値地質図, **G-16**.
- 産総研地質調査総合センター(2016), 「第四報」緊急現地調査報告[2016 年 5 月 13 日] 2016 年熊本地震に伴って出現した地表地震断層, 平成 28 年(2016 年)熊本地震及び関連情報.
- 新エネルギー・産業技術総合開発機構(1991), 「全国地熱資源総合調査(第 3 次)」広域熱水流動系調査 阿蘇地域 火山岩分布・年代調査 報告書, 428p.
- 松本征夫(1979), 九州における火山活動と陥没構造に関する諸問題, 地質学論集, **16**, 127-139.
- 中塚 正(2012), 分かり易い物理探査ー磁気探査 2)ー, 物理探査ニュース, **16**, 1-4.
- 中塚 正・大熊茂雄・牧野雅彦・森尻理恵(2005), 日本空中磁気データベース, 数値地質図, P-6.
- 和田卓彦・西村敬一(1981), 阿蘇カルデラの地下構造について, 火山. 第 2 集, **26**, 2, 83-92.
- 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 回日本地震工学シンポジウム論文集, 125-128.
- 地震調査研究推進本部(2002), 布田川・日奈久断層帯の評価, 地震調査研究推進本部 HP, [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02may\\_futagawa/index.htm](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/02may_futagawa/index.htm).
- 地震調査研究推進本部(2013), 布田川・日奈久断層帯の評価(一部改訂), 地震調査研究推進本部 HP, [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/93\\_futagawa\\_hinagu2.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/93_futagawa_hinagu2.pdf).
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2013), 九州地域の活断層の長期評価(第一版), 活断層の地域評価, 81p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会長期評価部会(2010), 「活断層の長期評価手法」報告書(暫定版), 117p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2009), 震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」), 40p.
- 松本幡郎(1984), 2 阿蘇火山ー中央火口丘群ー, アーバンクボタ, **22**, 46-49.
- 物理探査学会(1998), 物理探査ハンドブック, 物理探査学会, 1408.
- 吉田邦一・宮腰 研・染井一寛(2016), 近地強震記録の逆解析による 2016 年熊本地震の 3 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-P64.
- 島崎邦彦(2008), 震源断層より短い活断層の長期予測, 日本活断層学会秋季学術大会講演予稿集, 19-21.
- 島崎邦彦(2016), 最大クラスではない日本海「最大クラス」の津波ー過ちを糺さないままでは「想定外」の災害が再生産される, 科学, **86**, 7, 653-660.
- 須藤靖明・池辺伸一郎(2001), 阿蘇カルデラ内で見いだされた落差 1m の新鮮な活断層と最近の地震活動, 京都大学防災研究所年報, **44**, B-1, 345-352.
- 牧野雅彦・村田泰章・遠藤秀典・渡辺和明・渡辺史郎・卜部厚志(1996a), 神戸市・芦屋市・

- 西宮市における精密重力探査(1) 一重力異常と伏在断層一, 地質調査所月報, 47, 2/3, 109-132.
- 牧野雅彦・村田泰章・遠藤秀典・渡辺和明・渡辺史郎・ト部厚志(1996b), 神戸市・芦屋市・西宮市における精密重力探査(2) 一基盤構造一, 地質調査所月報, 47, 2/3, 133-164.
- 工藤 健・河野芳輝(1999), 西南日本の重力異常勾配と地震活動との関連, 地震 2 輯, 52, 3, 341-350.
- 宮町宏樹・中野伸也・平野舟一郎・後藤和彦(2004), 1997 年鹿児島県北西部地震の余震と重力異常の空間分布, 地震第 2 輯, 56, 4, 383-386.
- 萩原幸男(1987), 重力異常からみた活断層, 活断層研究, 4, 9-17.
- 萩原幸男・村田一郎・田島広一・長沢 工・井筒屋貞勝・大久保修平(1987a), 活断層の重力調査(1) ー 1931 年西埼玉地震の震源断層の検出ー, 地震研究所彙報, 61, 4, 563-586.
- 萩原幸男・山下 昇・小坂共栄・矢野賢治・安井敏夫(1987b), 糸魚川ー静岡構造線の重力調査(1) ー松本盆地中央部のブーゲー異常と構造解析ー, 地震研究所彙報, 61, 3, 537-550.
- 萩原幸男・村田一郎・長沢 工・井筒屋貞勝・小竹美子・大久保修平(1988a), 活断層の重力調査(4) ー立川断層の検出ー, 地震研究所彙報, 63, 2, 115-129.
- 萩原幸男・長沢 工・井筒屋貞勝・小竹美子・大久保修平(1988b), 活断層の重力調査(2) ー関東山地北東縁における断層群の検出ー, 地震研究所彙報, 62, 3, 311-327.
- 萩原幸男・長沢 工・井筒屋貞勝・小竹美子・大久保修平(1988c), 活断層の重力調査(3) ー越生-高麗本郷断層と立川断層北部ー, 地震研究所彙報, 63, 1, 33-50.
- 福塚康三郎・金折裕司(2002), 断層の地形・地質学的特徴と地震活動および重力異常, 応用地質, 43, 4, 226-234.
- 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, 地震第 2 輯, 28, 3, 269-283.
- 地震調査研究推進本部(2001), 岐阜ー一宮断層帯の評価, 地震調査研究推進本部 HP, [http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudan-sou\\_pdf/66\\_gifu\\_ichinomiya.pdf](http://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudan-sou_pdf/66_gifu_ichinomiya.pdf).
- 地震調査研究推進本部(2015), 稲取断層帯, 地震調査研究推進本部 HP, [http://www.jishin.go.jp/main/yosokuchizu/katsudanso/reg\\_kanto\\_19\\_inatori.htm](http://www.jishin.go.jp/main/yosokuchizu/katsudanso/reg_kanto_19_inatori.htm).
- 沖野範子・隈元 崇(2007), 活断層詳細デジタルマップを基にした内陸地殻内地震の震源モデルの構築と属性情報の統合化, 活断層研究, 27, 75-94.
- 山本明彦・石川春義(2002), 北海道渡島半島南部の重力異常と浅部地殻構造, 北海道大学地球物理学研究報告, 65, 247-290.
- 杉崎隆一・柴田 賢(2003), 岐阜-一宮断層の再評価, 地震第 2 輯, 56, 3, 281-296.

### 3.1.1.1 高精度グリーン関数の作成

波形インバージョン等の手法によって、震源近傍の強震記録から信頼性の高い震源破壊過程を推定するためには、震源からサイトまでの適切な地下構造モデルを反映したグリーン関数を用いる事が肝要である。実際の地下構造を最も現実的に再現するためには、構造の空間変化に対応した3次元地下構造モデルに基づくグリーン関数（3次元グリーン関数）の使用が最良であり、震源インバージョン解析における有効性も報告されている（例えば、Koketsu *et al.*, 2003）。しかし、対象とする全領域、周期に対して、正確な3次元地下構造モデルを構築する事は一般に困難である。Graves and Wald (2001) の震源インバージョンの検証試験によると、良く改良された1次元地下構造モデルに基づくグリーン関数（1次元グリーン関数）は、3次元グリーン関数と、ほぼ同じ解像度で断層面上でのすべり分布が再現された事も報告されている。2011年東北地方太平洋沖地震のように震源とサイトとの間で水平成層構造を仮定し難い場合の震源インバージョンにおいては、3次元グリーン関数は特に有効であると考えられる（例えば、久保・他, 2015）が、本地震のような震源からサイトまでの距離が比較的短く、水平成層構造が仮定できる場合は、1次元速度構造モデルでも十分に適用可能であると言える。しかしながら、震源近傍の記録においては、観測点直下の速度構造の違いが強く影響するため、1次元速度構造モデルの改良と検証が重要である（例えば、Asano and Iwata, 2009）。

そこで、本3.1.1.1節は、2016年熊本地震と一連の地震活動に対する震源インバージョン（後述の3.1.1.2(1), 3.1.1.3(1), 3.1.1.4(1)）に使用する1次元グリーン関数の高精度化を目的として、インバージョン解析に使用する観測点の速度構造モデルの高度化、及びその検証を行う。ここでは2段階のアプローチから速度構造モデリングを実施する。まず、震源近傍の4地点については、現地での微動アレイ観測、及び単点微動観測に基づいて速度構造モデルの改良を行う。次に、微動アレイ観測を実施した4地点とそれ以外の点を含めた全対象地点について、小地震記録を用いた走時インバージョン手法によるモデル化を行う。前者は3.1.1.1(1)、後者は3.1.1.1(2)でそれぞれ説明する。なお、3.1.1.1(1)の微動アレイ観測、及び単点微動観測に基づく速度構造モデルの改良についての詳細は付録A.1を参照されたい。

### 3.1.1.1(1) 微動観測記録に基づくモデル化

#### ① 微動観測の概要

本報では、熊本県内の3ヶ所の防災科学技術研究所強震観測網 K-NET の強震観測点（大津：KMM005，熊本：KMM006，宇土：KMM008），及び1ヶ所の震度情報ネットワークの自治体震度計観測点（熊本県阿蘇郡西原村村役場：NSM）の計4地点について微動アレイ探査を実施した。また、4月16日本震と4月14日前震において震度7を観測した熊本県上益城郡益城町周辺では、益城町役場付近や KiK-net 益城（KMMH16）観測点を含む計7地点において単点微動観測を実施した（図 3.1.1.1(1)-1）。微動アレイ探査を行った4地点では、4月16日本震時に、大津で約 0.5 g、熊本、宇土、西原で約 0.8 g の最大加速度（PGA）を記録している。これらの PGA を比較すると、断層からやや離れていると考えられる熊本と宇土での PGA が、震源断層近傍の西原での値に匹敵している。このことは、サイト近傍の地下構造が大きく影響していることを示唆している可能性がある。

現地での微動観測は、2016年7月25日から29日の期間の日中に実施した。各点での測定には、固有周期5秒の3成分速度計 LE-3D/5s（Lennartz-Electric 製）と記録収録装置 LS-8800（白山工業製）を用いることで微動波形記録を周波数 100 Hz サンプリングで連続収録し、GNSS による時刻校正を各地点において行った。微動アレイ観測の時間は、L 及び M アレイは 60 分間から 90 分間、S アレイは 40 分以上を原則として確保した。また、アレイ形状は、二重正三角形とし、最大半径は、L アレイで 320–360 m、M アレイで 90–100 m、S アレイで 30 m とした（図 3.1.1.1(1)-2）。

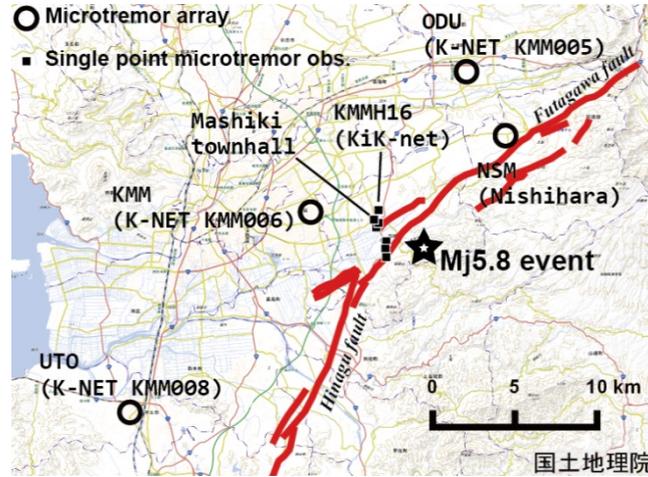


図 3.1.1.1(1)-1 微動アレイ観測を実施した地点（丸印）と単点微動観測を実施した地点（黒色点印）. 星印は、地震動シミュレーションに用いた地震の震央を表す. また、赤色線は、国立研究開発法人産業技術総合研究所（2008）による地表での活断層トレースを表す.

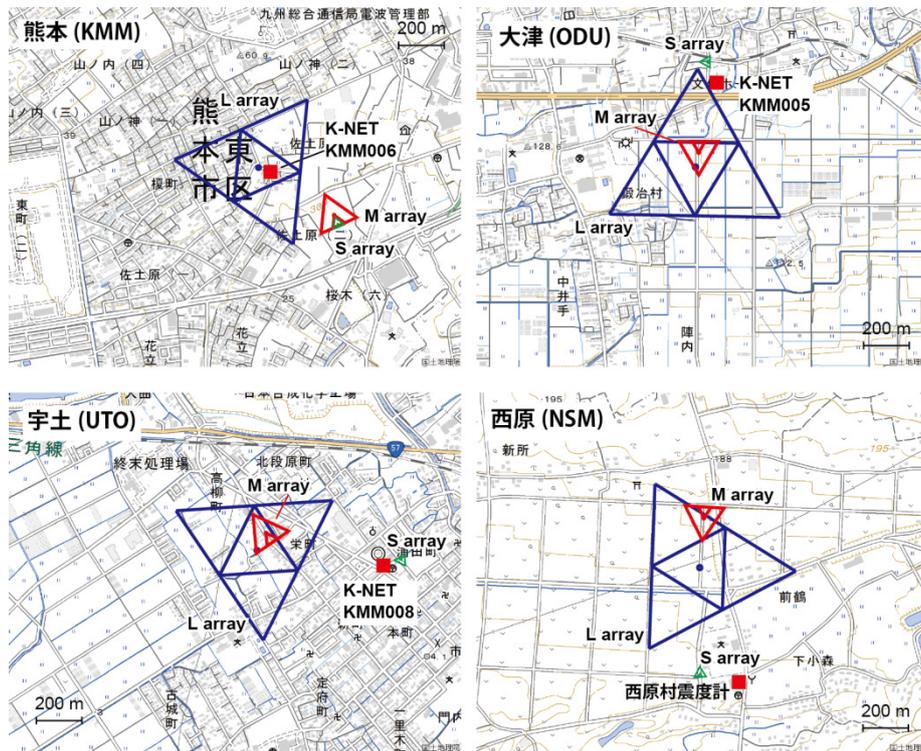


図 3.1.1.1(1)-2 各地点でのアレイ形状（観測地点）. L, M, S アレイはそれぞれ青色, 赤色, 緑色でそれぞれ表現している. また、赤色四角印は、強震観測点を表す.

## ③ 位相速度と速度構造モデル

微動観測記録の上下動成分に対して、拡張空間自己相関法（凌・岡田, 1993）を用いた解析を行い、微動中に含まれる Rayleigh 波の位相速度を推定した。大津 M アレイでのパワースペクトルの例を図 3.1.1.1(1)-3 に示す。周辺の交通ノイズ等によってポイント毎にレベルが異なる帯域はあるが、M アレイは 2 Hz 以下の低周波数帯域でスペクトルレベルは概ね一致していることがわかる。解析に使用したデータ長は 40.96 秒間、或いは 20.48 秒間とし、各地点における波形、パワースペクトルを目視で確認し、周辺道路での交通ノイズが可能な限り混入していない区間を精査して抽出した。

各アレイで推定された位相速度を図 3.1.1.1(1)-4 に示す。観測点によるが、概ね 0.5–8.0 Hz で位相速度が求められた。大津や西原村では、0.5 Hz 以下で 2 km/s 以上の位相速度が推定されている。高周波数側では、西原村が 0.25 km/s、大津で 0.5 km/s 程度を示し、表層地盤が異なることがわかる。熊本では、低周波数側の位相速度は西原村のそれと同程度であるが、1 Hz 付近では、やや速く、高周波数側では西原村よりもやや低周波数側で位相速度が落ち込む。宇土では、上述の 3 地点とは異なり、0.5 Hz 付近でも位相速度は 1 km/s 程度と低い。

各アレイで得られた分散曲線を Rayleigh 波の基本モードとして説明するような速度構造モデルを遺伝的アルゴリズム（長・他, 1999）により推定した。各強震観測点において、最初に仮定した 1 次元速度構造モデル（以下、J-SHIS モデルと称する）は、防災科学技術研究所地震ハザードステーション（J-SHIS）の深部地盤構造モデル V2（藤原・他, 2012）から作成した。各層の層厚と S 波速度を探索パラメータとし、P 波速度および密度を経験式（Ludwig *et al.*, 1970）で求めた。各観測点に対し推定された速度構造モデルを図 3.1.1.1(1)-5 に示す。なお、深部構造モデルとして Yoshida *et al.* (2016) のものを、モデル下端に接続している。どの観測点でも理論と観測の位相速度のフィッティングは良好である（図 3.1.1.1(1)-6）。

得られた速度構造モデルでは、 $V_s \geq 3$  km/s の地震基盤の深度が 0.5–1.5 km の範囲で求められている。低周波数側での位相速度の大きな大津で地震基盤が浅く、熊本と西原村で 1.3–1.4 km 付近で求められている。宇土では微動からでは地震基盤の深度は求められていない。ただし、重力異常分布などは、宇土市付近で高重力となり、基盤深度が浅いことが示唆される。ここでは熊本と比較して地震基盤が浅いことを予想し、深さ 0.5 km に地震基盤を設定した。この設定で計算した分散曲線は、0.5 Hz 以上で図 3.1.1.1(1)-6 に示した基盤を設定していない場合の位相速度とほぼ同じであることを確認している。

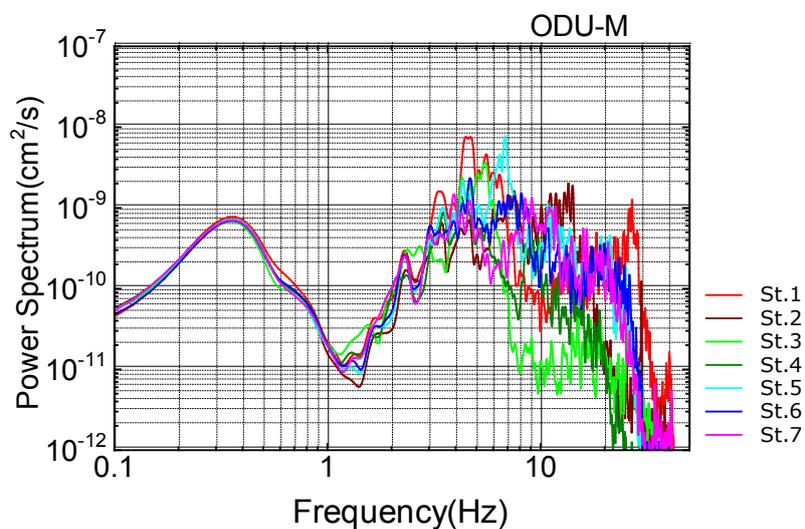


図 3.1.1.1(1)-3 大津 M アレイでの観測微動のパワースペクトル.

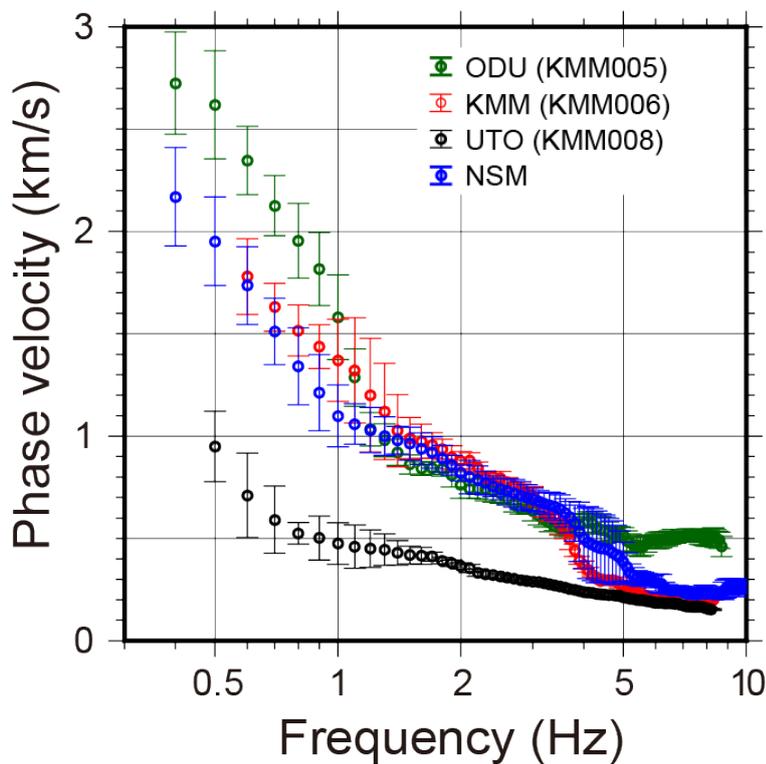


図 3.1.1.1(1)-4 各地点で推定された観測位相速度 (緑色 : 大津, 橙色 : 熊本, 黒色 : 宇土, 青色 : 西原村).

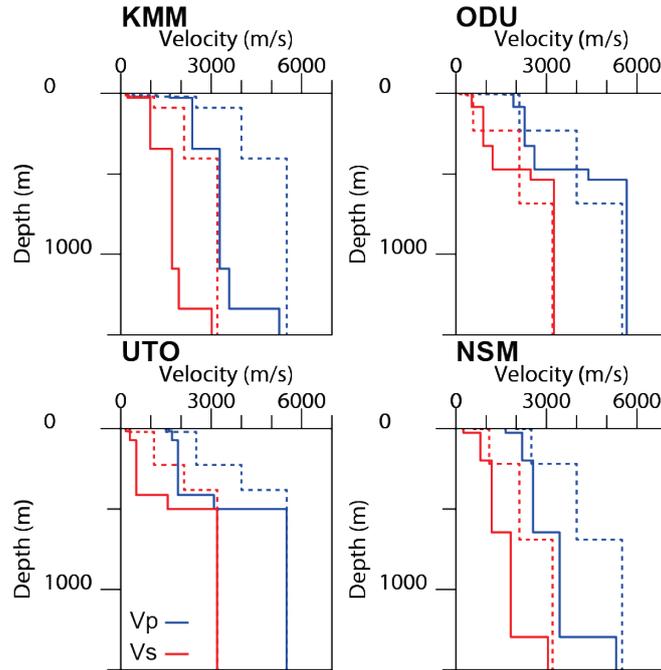


図 3.1.1.1(1)-5 各強震観測点の初期速度構造モデル(破線)と改良速度構造モデル(実線). 赤色はS波速度, 青色はP波速度のプロファイルを表す.

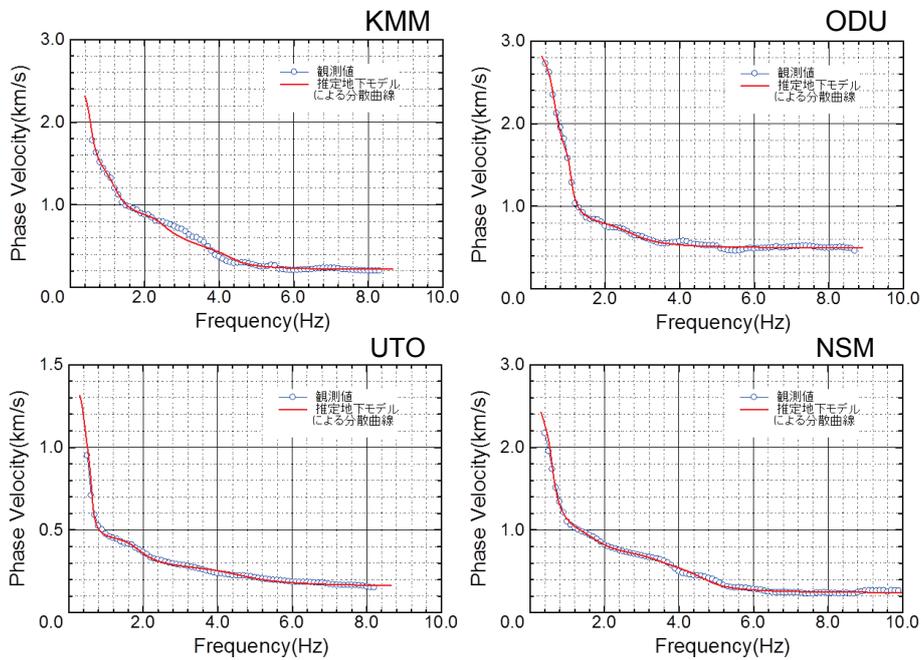


図 3.1.1.1(1)-6 観測位相速度と理論分散曲線との比較

## ④ 強震動への影響

推定された速度構造モデルを用いて、小地震 ( $M_{JMA}$  5.8) の地震動シミュレーションを行い、地震動計算への影響を評価した。震源は点震源と仮定し、離散化波数法 (Bouchon, 1981) と反射透過係数法 (Kennett and Kerry, 1979) を用いて、微動によるモデルと、J-SHIS モデルの場合の2通りのモデルについて理論波形を計算した。震源位置は気象庁一元化震源を、メカニズム解およびモーメントは F-net によるものを用いた。計算した波形と観測速度波形 (0.3–2.0 Hz) と比較した (図 3.1.1.1(1)-7)。

微動によるモデルから計算した速度波形は、初期モデルとした J-SHIS モデルから計算した波形と比べ、観測速度波形の最大振幅などの再現性が向上している。KMM006 (熊本) や KMM008 (宇土) では、堆積層の速度が大きく変わったことを反映して、波形が大きく変わっている。特に、宇土の EW 成分の振幅が 8 倍近く大きくなっており、サイト増幅の影響が大きい。大津や西原村では、波形の変化は比較的小さいものの、J-SHIS モデルでは過小評価となっていた振幅が、かなり大きくなり、熊本の EW 成分を除き、観測の最大値に近くなっている。

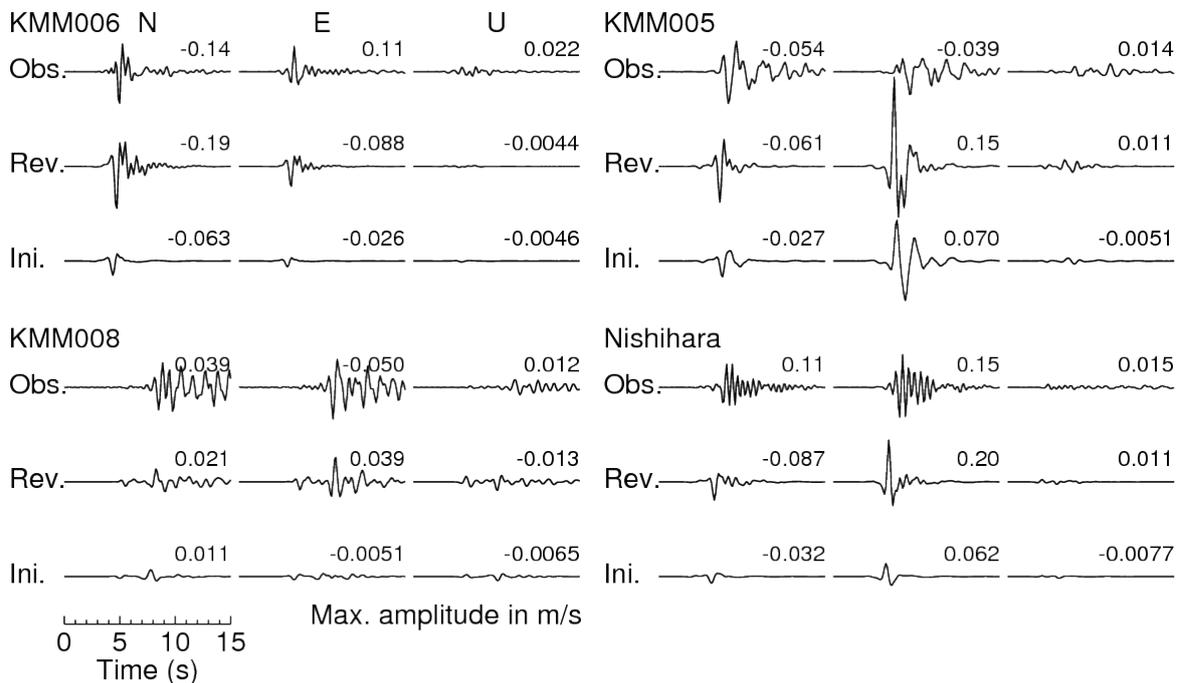


図 3.1.1.1(1)-7 小地震の観測速度波形と理論速度波形の比較。改良モデルは Rev., J-SHIS モデルは Ini.にそれぞれ対応する。速度波形は 0.3-2.0 Hz の帯域通過フィルタ処理を施している。

## ⑤ 益城町周辺での単点微動観測

益城町での単点微動観測の結果から、H/V スペクトル比を計算した。H/V スペクトル比のピーク周波数は、KiK-net KMMH16 観測点で約 2.5 Hz であるのに対し、被害の集中した益城町役場では約 1.6 Hz が得られている。このことから、KiK-net 観測点と益城町役場周辺とで、地下構造に違いがあつて、それにより本震時の強震動の特性が異なっていた可能性が示唆される。

## ⑥ おわりに

2016 年熊本地震と一連の地震活動の地震の震源インバージョンに使用する 1 次元グリーン関数の高精度化を目的として、震源近傍の 4 観測点の速度構造モデルの高度化、及びその検証を行った。速度構造モデルの改良は、J-SHIS の全国深部地盤モデル V2 を初期速度構造モデルとして、現地での微動アレイ観測に基づいて得られた観測位相速度と理論分散曲線とを用いることで、各地点直下の 1 次元速度構造モデルを逆解析によって作成した。速度構造モデルの検証は、小地震 ( $M_{\text{JMA}} 5.8$ ) を点震源と仮定した地震動シミュレーションによって、観測波形と理論波形との一致を確認することとした。その結果、改良速度構造モデルから計算される理論波形は、観測波形と良い一致を示し、モデルの妥当性が示された。

## ⑦ 参考文献

- Asano, K., and Iwata, T. (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.
- Bouchon, M. (1981), A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bull. Seism. Soc. Am.* 71, 959–971.
- 長 郁夫・中西一郎・凌 甦群・岡田 広 (1999), 微動探査法への個体群探索分岐型遺伝的アルゴリズム fGA の適用, *物理探査*, 52-3, 227-246.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・東 宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田 章 (2012), 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, *防災科学技術研究所研究資料*, 第 379 号.
- Graves, R. W., and Wald, D. J. (2001), Resolution analysis of finite fault source inversion using one- and three-dimensional Green's functions, 1, *J. Geophys. Res.* 106, 8745–8766.
- Kennett, B. L. N., and Kerry, N. J. (1979), Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 57, 557–583.

- Koketsu, K., Ohno, T., and Ikegami, Y. (2003). Rupture process inversion using 3-D Green's functions: the 1995 Kobe earthquake revisited, *Eos Trans. AGU* 84, F1109.
- 久保久彦・浅野公之・岩田知孝・青井 真 (2015), 周期帯別の震源過程逆解析から推定される2011年東北地震の広帯域震源特性, 平成26年度京都大学防災研究所研究発表講演会, A15.
- 凌 甦群・岡田 広 (1993), 微動探査法における空間自己相関法の拡張, 物理探査学会第89回学術講演会論文集, 44-48.
- Ludwig, W. J., Nafe, J. E., and Drake, C. L. (1970), Seismic refraction, in A. E. Maxwell ed., *The Sea*, 4, New York, Wiley Interscience, 53-84.
- 産業技術総合研究所(2008), 活断層データベース.
- Yoshida, K., Somei, K., Miyakoshi K., Irikura K., and Inoue N. (2016), Source process of the 2016 Kumamoto earthquake (Mj7.3) inferred from kinematic inversion of the near fault strong motion, 5th IASPEI/IAEE International Symposium: Effects of Surface Geology on Seismic Motion, P203F.

### 3.1.1.1(2) 小地震の地震動シミュレーションによるモデル化

#### ① はじめに

震源過程の逆解析では、解析に用いるグリーン関数を精度よく評価することが、高精度な震源モデルを求めるために重要である。グリーン関数を精度良く評価するためには、詳細な地下構造情報をもとに計算することが重要であるが、その一方で、グリーン関数を計算するためには1次元水平多層構造で計算することから、実際の3次元構造を1次元構造で表現することによる矛盾をすり合わせる必要がある。

グリーン関数を理想的に計算するならば、3次元速度構造モデルをもとにグリーン関数を計算することになるが、3次元速度構造モデルを震源モデルの解析に必要な範囲と精度で作成するためには極めて多くの地下構造探査が必要なことから、実際には極めて困難である。また、計算したグリーン関数の妥当性を評価することは、小地震のシミュレーション波形を観測波形と比較することで可能であるが、観測記録から逆に地下構造モデルへのフィードバックの手法が確立されていない。

そこで、本研究では、グリーン関数は1次元水平多層構造モデルで計算することとして、小地震のシミュレーション波形を説明するように、逆解析で水平多層構造モデルを調整した。このような問題設定では、初期地下構造モデルが妥当であることが、最終的な地下構造モデルの精度に影響する。ここで、初期地下構造モデルに、微動アレイ探査の結果を活用することで、より妥当な地下構造モデルが得られると期待される。

#### ② 地下構造モデルの推定

本研究では、各観測点について1次元水平多層構造の速度構造モデルを逆解析により決定した。波形の逆解析には、滑降シンプレックス法(Nelder and Mead, 1965)を用い、 $V_p$  と  $V_s$  をパラメータとして求めた。初期モデルを観測点直下のJ-SHIS速度構造モデルあるいは微動アレイ探査(第3.1.1.1(1)節)およびPS検層を用いて設定した。目的関数は

$$f = \sum_{i=1}^M [O(i) - C(i)]^2 / \sum_{i=1}^M O(i)^2 + p \quad (1)$$

とした。ここで、 $i$  は時間、 $M$  はデータサンプル数、 $C(i)$  は離散化波数法[Bouchon (1981)] と反射・透過係数法[Kennett and Kerry (1979)] による理論波形、 $O(i)$  は観測波形を示す。ペナルティパラメータ  $p$  は、

$$p = \gamma \sum_{j=1}^L (\alpha_j / \alpha_j' - 1)^2 \quad (2)$$

と定義し、 $V_p/V_s$  比を拘束する。ここで、 $\alpha_j$  は層  $j$  での  $V_p$ 、 $\alpha_j'$  は層  $j$  での  $V_s$  から、狐崎・他(1990)の  $V_p-V_s$  関係式を用いて求めた  $V_p$  である。解析では、密度、 $Q$  値は固定した。

速度構造モデルは、震源域の中小地震 3 つによる 20 観測点での強震記録を用いて逆解析した。震源位置を図 3.1.1.1(2)-1 に、震源情報を表 3.1.1.1(2)-1 に示す。対象となる観測記録は、0.3-1.0Hz でバンドパスフィルタを適用し、積分して速度波形とした。震源メカニズム解と地震モーメントには F-net のものを用いた。推定された速度構造モデルを図 3.1.1.1(2)-2 に示す。

表 3.1.1.1(2)-1 地下構造モデルの推定に用いた地震の震源情報. メカニズム解は防災科学技術研究所 F-net による.

#	緯度	経度	深さ(km)	NP1	NP2	M <sub>0</sub> (Nm)
S1	32.7853	130.8318	11.0	358, 65, -167	262, 78, -26	7.14×10 <sup>14</sup>
S2	32.8377	130.7993	15.23	258, 34, -105	96, 57, -80	1.27×10 <sup>15</sup>
S3	32.8400	130.8823	10.8	317, 54, -17	58, 76, -143	1.98×10 <sup>15</sup>

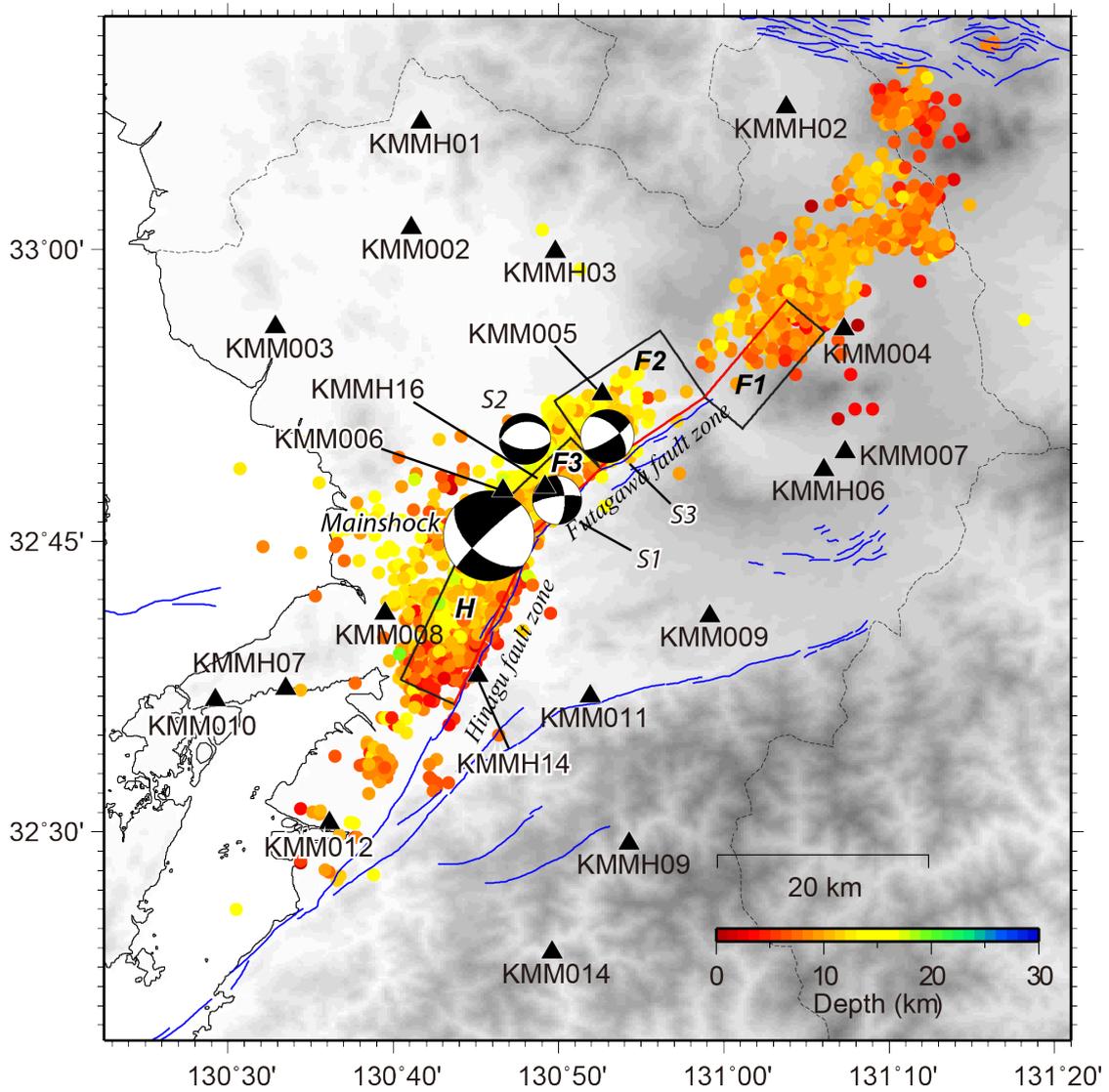


図 3.1.1.1(2)-1 地下構造モデルの推定に用いた地震の震源位置と本震断層面の位置.

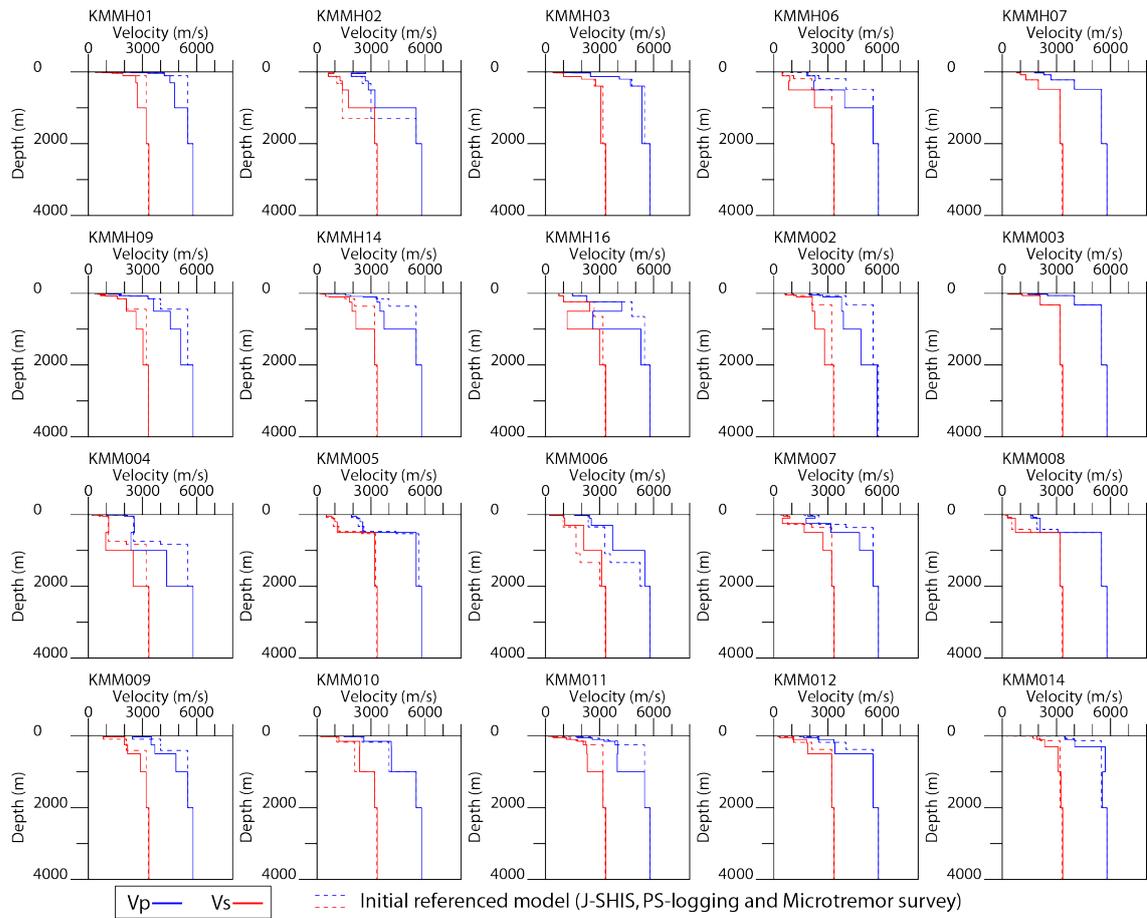


図 3.1.1.1(2)-2 推定した観測点ごとの地下構造モデル。実線が推定したもの、点線は初期モデル。

## ③ 小地震のシミュレーション

推定した速度構造モデルの妥当性を確認するため、2016年4月21日21時52分に発生した Mw3.9 の余震の波形をシミュレートした。この地震は本震の震源の近くで発生し、ここではライズタイムを 0.7 秒とおいて点震源を仮定した。観測と理論の波形の比較を図 3.1.1.1(2)-3 に示す。推定した速度モデルを用いて計算した理論波形はおおむね観測波形を説明する。

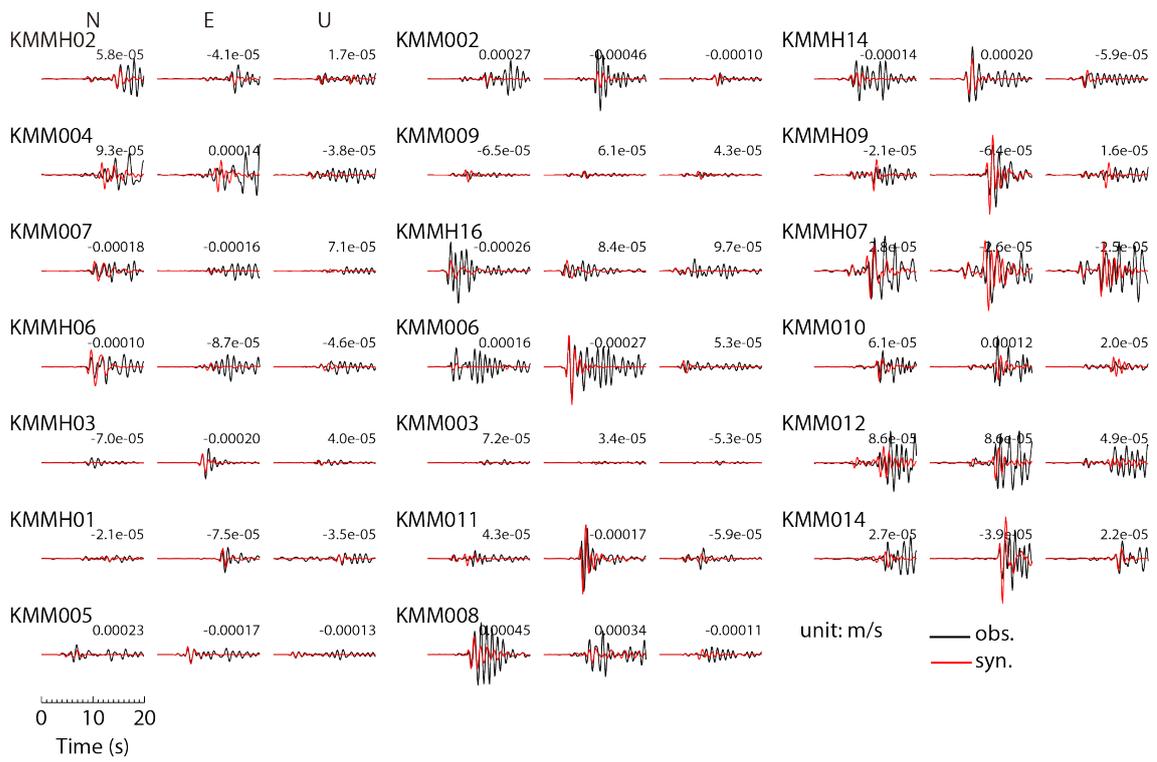


図 3.1.1.1(2)-3 S1 地震の観測速度波形（黒）と理論波形の比較（0.3-1.0 Hz）.

## ④ 参考文献

- 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.
- Nelder, J. A. and Mead, R. (1965), A simplex method for function minimization, *The Computer Journal*, 7, 308-313.

### 3.1.1.2 2016年熊本地震本震（4月16日1時25分 $M_{JMA}7.3$ ）

#### 3.1.1.2(1) 震源インバージョン

##### ① はじめに

平成 28(2016)年熊本地震(Mj7.3)は、これに先立って 2016 年 4 月 14 日 21 時 26 分に発生していた、Mj6.5 の地震に引き続いて、2016 年 4 月 16 日 1 時 25 分に発生した。この 2 つの地震では、震度 7 を益城町で 2 回、西原村で 1 回観測した。内陸の比較的地震観測点の密な地域で地震が発生したこともあり、震源ごく近傍での強震記録が多数得られ、震源特性の研究に大きく寄与することが期待されている。

本研究では、2016 年熊本地震の本震の破壊過程を、これらの強震観測記録をもとに、マルチタイムウィンドウ線形インバージョン法により推定する。推定に当たっては、グリーン関数の高精度化のために、中小地震を用いて速度構造モデルの改良を行う。推定した震源モデルをもとに、地表地震断層との対比や、モーメントレート関数との関連を議論する。また、震源モデルから地殻変動を求め、InSAR により観測された地表変動と比較する。

## ② 断層モデル

本研究では、余震分布や地表地震断層（例えば Shirahama et al., 2016）、活断層情報（例えば中田・今泉, 2002）、InSAR による地殻変動情報（国土地理院, 2016）などをもとに、4つの断層面からなる断層面モデルを設定した。この地震は、2本の既知の活断層帯、すなわち布田川断層帯と日奈久断層帯に沿って発生している（図 3.1.1.2(1)-1）。この4セグメント断層面モデルは、屈曲する実際の断層面を表現するために、走向と傾斜角が異なったものとしている（表 3.1.1.2(1)-1）。F1, F2, F3 セグメントは布田川断層帯に沿って、それぞれ Shirahama et al. (2016)の northeastern section, central section, southwestern section に概ね対応する。H セグメントは、日奈久断層帯に対応する。F2, F3, H セグメントは余震分布を参考に、北西傾斜とした。

本研究の初期段階の解析結果が反映されている Irikura et al. (2017)では、F1 セグメントに対応するセグメント（Segment 4）に北西傾斜を仮定したが、本報告ではその後の研究成果を受けて南東傾斜の断層面を仮定して解析する。これは InSAR による観測結果から推定した観測地殻変動などから、阿蘇火山の中央火口丘付近では沈降の領域が広がっており、これを説明するためには南東傾斜である必要がある。国土地理院（2016）も同様の考えから、地殻変動を説明する断層モデルとして北東端の断層面を南西傾斜とした断層モデルを提案している。また、Ozawa et al. (2016)は InSAR や GNSS による地殻変動データをもとに震源モデルを作成しており、そこでも南東傾斜の断層面が最適であるとしている。なお、F1 セグメントの傾斜方向の検討に余震分布を用いようと考えたが、阿蘇カルデラ西部では余震分布に空白域（Aso gap, Uchide et al., 2016）が存在し、断層傾斜方向を議論できるほど十分な余震が存在しない。

全体の破壊開始点は、気象庁一元化震源による震源位置を用いた。

表 3.1.1.2(1)-1 断層面設定.

Segment	Length (km)	Width (km)	Strike (deg)	Dip (deg)
F1	12	18	220	105
F2	12	18	236	65
F3	12	18	226	77
H	16	18	205	72

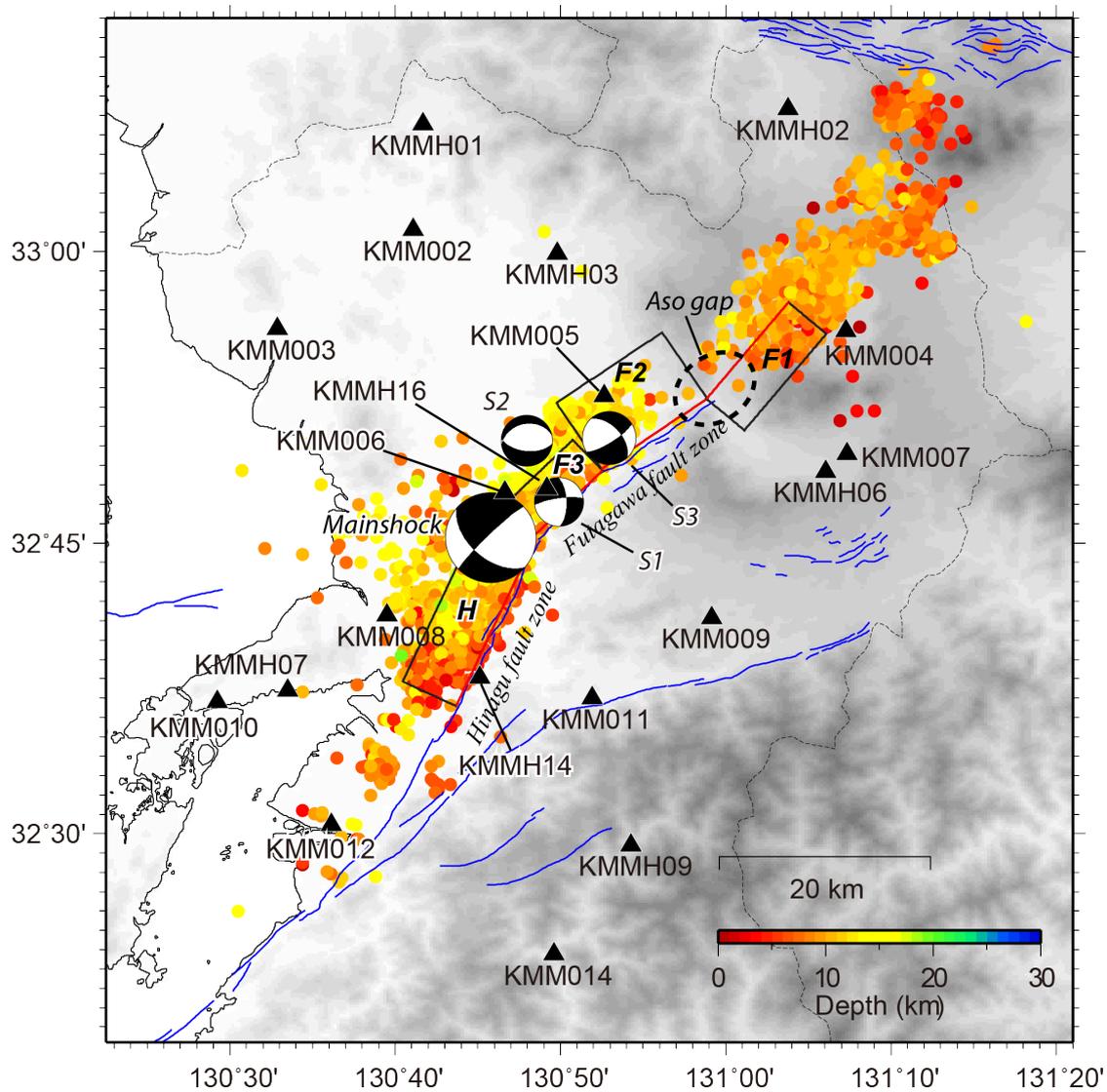


図 3.1.1.2(1)-1 設定した断層面の位置.

## ③ 震源過程の推定

本研究では、強震記録を用いたマルチタイムウィンドウ法 (Hartzell and Heaton, 1983) による震源過程の解析を2段階に分けて行った。第1段階では、0.05-0.5 Hz のバンドパスフィルター波形を用いてすべり分布を推定し、得られたすべり分布に Somerville et al. (1999) の基準を適用して、破壊領域を推定した。第2段階として、0.05-1.0 Hz のバンドパスフィルター強震波形を用いて、推定した破壊領域における、より高周波数までを説明する詳細な破壊過程を推定した。

解析では、K-NET および KiK-net 地中記録 20 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 27 秒間を用い、第1段階では 0.05-0.5 Hz (周期 2-20 秒)、第2段階では 0.05-1.0 Hz (周期 1-20 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。データはもとの 100 Hz サンプリングを 8 Hz サンプリングに間引いた。

理論グリーン関数は、第 3.1.1.1(2) で求め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) を用い計算した。断層面は空間方向には 4 km×2 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  $V_{FT}$  (第1タイムウィンドウ伝播速度) で広がる同心円が到達した時刻から 0.45 秒間隔にパルス幅 0.9 秒のスムーズドランプ関数を並べ、時空間的に離散化して表現した。小断層内部での破壊伝播効果 (例えば Wald et al., 1991) と、特にごく近傍の観測点に対する小断層内部の位置関係によるラディエーションの変化を表現するため、理論グリーン関数の計算では、空間方向の走向方向 800 m×傾斜方向 667 m の間隔で点震源から波形を計算し、走向方向 5 個×傾斜方向 3 個のグリーン関数を足し合わせて 4 km×2 km の小断層に対するグリーン関数とした。スムーズドランプ関数の数は後述する。

解を安定させるため、すべり角は非負の拘束条件 (Lawson and Hanson, 1974) を用いて  $180^\circ \pm 45^\circ$  の範囲で推定した。断層面上のすべり分布の平滑化の強さを決める平滑化係数  $\lambda$ 、 $V_{FT}$  およびタイムウィンドウの数は赤池ベイズ情報量基準 (ABIC, 赤池, 1980) が最小になるものを採用した (例えば, Sekiguchi et al., 2000)。 $V_{FT}$  は、1.8-3.2 km/s の間で ABIC 最小のモデルを求め、2.2 km/s で最小となったので、これを採用した。

図 3.1.1.2(1)-2 に 0.05-0.5 Hz の波形を用いた第1段階の解析によるすべり分布を示す。総モーメント解放量は  $6.7 \times 10^{19}$  Nm で、断層面全体の平均すべりは 2.3 m である。すべり時間関数を表現するタイムウィンドウの数は ABIC で 4 個が最小を示したのでそれを採用した。すべり分布は主に横ずれメカニズム解を示した。

このすべり量分布に Somerville et al. (1999) のトリミングの基準 (断層面の端で、概ね平均すべり量の 0.3 倍以下のすべり量の部分を除外) を適用し、破壊領域を推定した。トリミングでは南西の 2 列 (8 km) が除外される。地震モーメントは 4% 減少する ( $6.7 \times 10^{19}$  Nm  $\rightarrow$   $6.5 \times 10^{19}$  Nm)。

図 3.1.1.2(1)-3 に、0.05-1.0 Hz までを用いた第2段階のインバージョン結果を示す。この

インバージョンでは、第 1 段階でのすべり時間の検討をもとに、タイムウィンドウ数を 7 個に設定した。表 3.1.1.2(1)-2 にインバージョン結果をまとめる。総モーメント解放量は  $4.7 \times 10^{19}$  Nm で、断層面全体のすべり量は 1.8 m である。 $V_{FT}$  は 2.2 km/s が ABIC 最小を示した。すべり分布は主に横ずれであったが、F2 セグメントでは正断層成分も見られた。観測と理論の速度波形の比較を図 3.1.1.2(1)-4 に示す。両者はおおむね良好に一致する。

表 3.1.1.2(1)-2 解析で得られた震源モデルのまとめ.

	Entire fault
Total moment (Nm)	$4.7 \times 10^{19}$
Mw	7.1
Max. slip (m)	5.2
Average slip (m)	1.8
Trimmed fault area (km <sup>2</sup> )	44×18=792
(Initial fault area, km <sup>2</sup> )	52×18=936
Combined asperity area (km <sup>2</sup> )	240
First time window velocity (km/s)	2.2

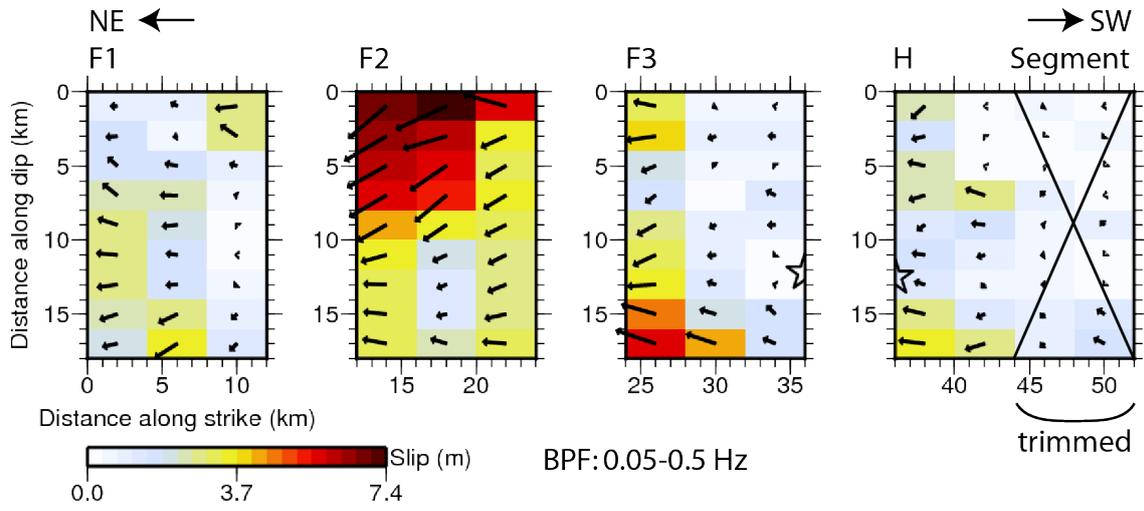
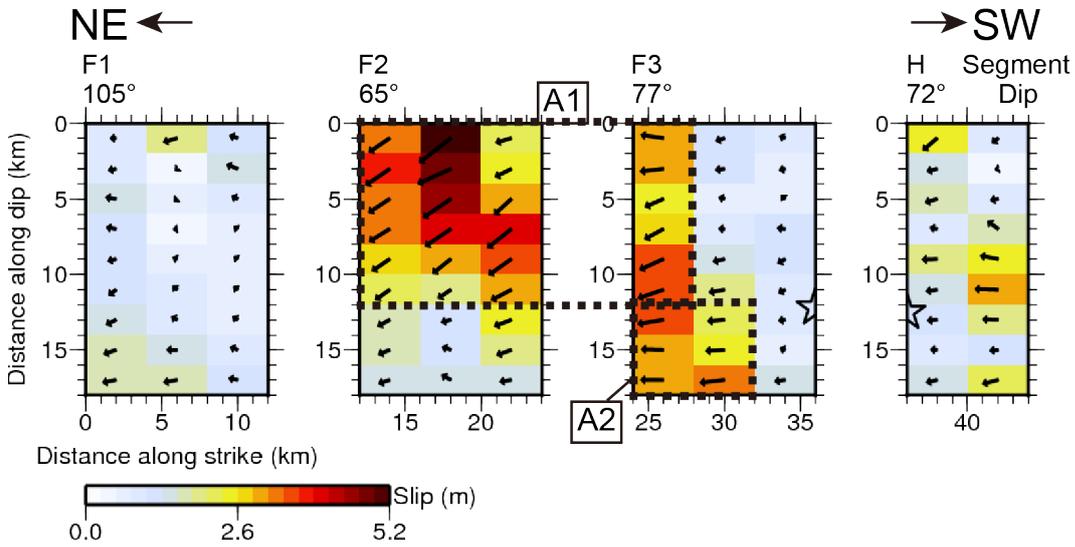


図 3.1.1.2(1)-2 第1段階インバージョンの結果得られたすべり量分布 (0.05-0.5 Hz).

a) Total slip



b) Moment rate

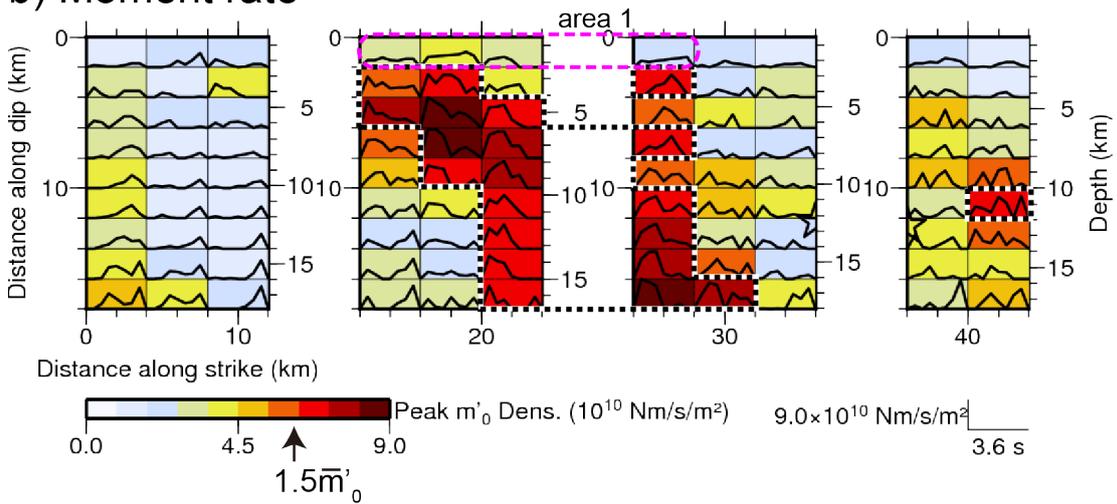


図 3.1.1.2(1)-3 第 2 段階のインバージョンで得られた震源モデル. a) すべり量分布. 図中 A1, A2 はアスペリティを示す. b) 最大モーメントレート分布と小断層ごとのモーメントレート関数. 点線で囲まれた小断層は, 最大モーメントレートの断層面全体の平均値の 1.5 倍 ( $1.5\bar{m}'_0$ ) 以上の領域を示す.

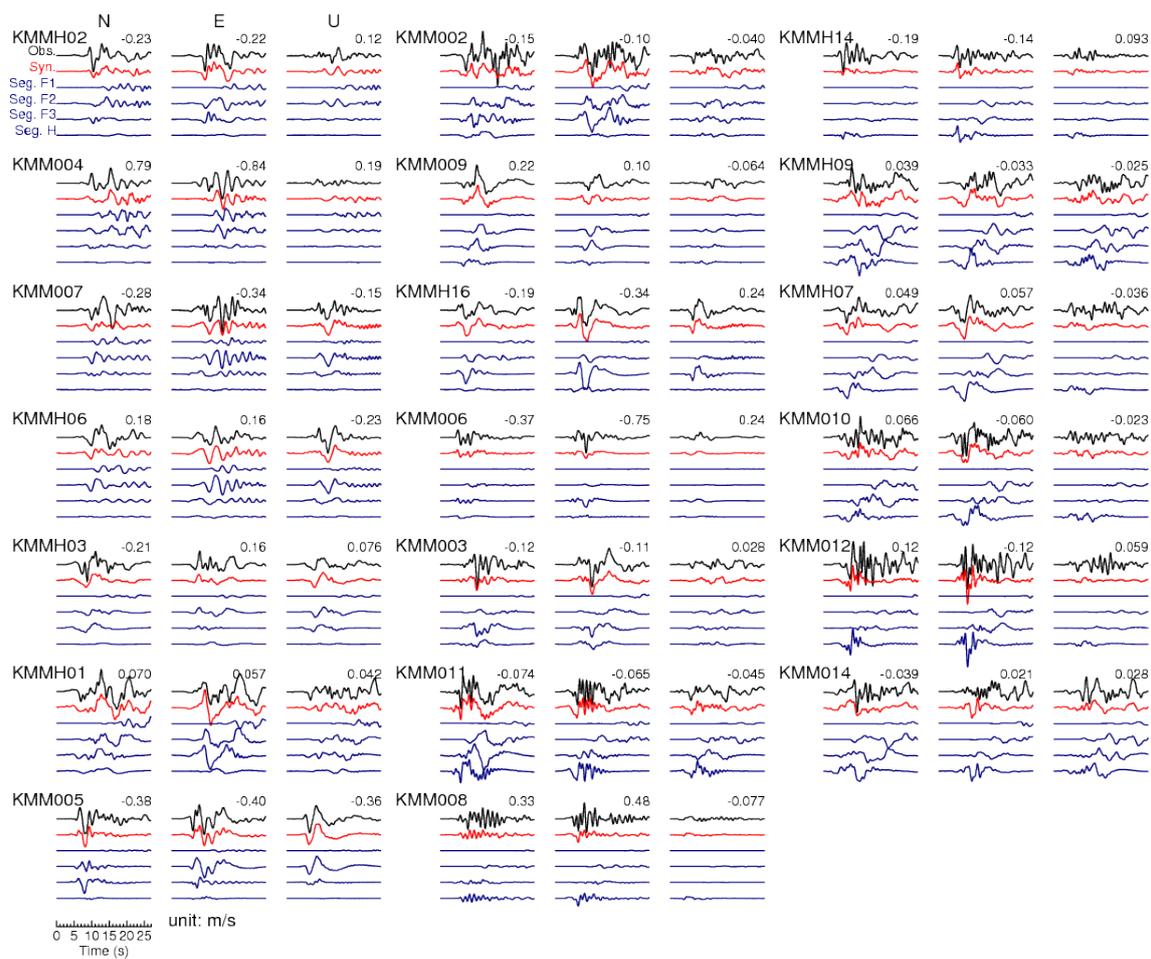


図 3.1.1.2(1)-4 観測波形（黒）と合成波形（青）の比較．青線はセグメント毎に合成波形を計算したもの．

## ④ 議論

最終すべり量分布から、Somerville et al. (1999)の手順により、アスペリティを同定したところ、2つのアスペリティが同定された(図 3.1.1.2(1)-3)。大きいほうのアスペリティ(A1 アスペリティ)はF2とF3セグメントの深さ0.5 km(仮定した断層面上端)から12kmにかけて位置する。小さいほうのアスペリティ(A2 アスペリティ)はF3セグメントの深部に同定された。A1アスペリティの上端(深さ0.5km)は地震後の現地調査による地表地震断層(例えばShirahama et al., 2016)とよく対応する。破壊域の面積 $S$ の792 km<sup>2</sup>と、総アスペリティ面積 $S_a$ の240 km<sup>2</sup>は地震モーメント $M_0$ に対し、 $S-M_0$ や $S_a-M_0$ の関係式(Irikura and Miyake, 2001; 宮腰・他, 2015)と整合的である。

A1アスペリティの深部の小断層のモーメントレート関数(小断層ごとのモーメント解放量の時刻歴関数、剛性率を介してすべり速度関数に比例する)はコストロフ型で、短い継続時間で高いピークを持つのに対し、A1アスペリティの浅部(area 1)では、ベル型で、長い継続時間、低いピークモーメントレートを示す。このarea 1のベル型のモーメントレート関数はベル型の低いピークにより、短周期地震動の励起が弱いことが予想される。地表付近でのモーメントレート関数の長い継続時間は1995年兵庫県南部地震(Sekiguchi et al., 1996)や2014年長野県北部の地震(引間・他, 2015)などでも指摘されている。

ピークモーメントレートの分布(図 3.1.1.2(1)-3b)は強震動を生成する領域を示すと考えられる。ピークモーメントレートが断層面全体の平均の1.5倍以上(Somervilleの基準とほぼ同等)となる小断層を点線で囲んだ。このピークモーメントレートは、最終タイムウィンドウを除いて評価している。多くの場合、最終タイムウィンドウでの大きなモーメント解放は、何らかの誤差によるインバージョン解析の誤差と考えられるためである。

大きなピークモーメントレートの小断層は、おおむねアスペリティと同じ位置に分布するが、地表近傍(図 3.1.1.2(1)-3aのarea 1)には存在しない。地表付近の小断層での小さなピークモーメントレートは、この深さでの強震動の励起は弱いことを示唆する。

破壊の時間発展(図 3.1.1.2(1)-5)はA1アスペリティが下から上に破壊が進展することを示している。4-6秒のフレームでは、まずA2アスペリティが下向きに破壊し、A1アスペリティの下端が破壊し始めている。そして6-8秒とそれに引き続くフレームでは、A1アスペリティで上向きに破壊が進展し、地表付近に到達する。

解析で得られたすべり量分布をもとに半無限媒質中の地殻変動をOkada (1992)の方法により計算した。すべり量分布から計算した地殻変動(図 3.1.1.2(1)-6a)では、InSARにより観測された準上下動成分(図 3.1.1.2(1)-6b)のものとは比べ、地殻変動データはインバージョンに用いていないにもかかわらず、その量については多少の差はあるものの、全体的な地殻変動の分布は整合的である。とりわけ、阿蘇火山の中央火口丘北側の沈降域を再現できている。

本研究では、F1セグメントを南東傾斜としたものに先立ち、F1セグメントを北西傾斜と

したものでもインバージョンで震源モデルを作成した(Irikura et al., 2017). 得られているすべり量分布と最大モーメントレート分布を図 3.1.1.2(1)-7 に示す. 断層面の傾斜方向は異なるものの, すべり量分布などは F1 セグメントが南東傾斜のものとの差は小さい. これは, 強震動記録のみでは断層面の傾斜方向をほとんど拘束できていないことを反映している. このすべり量分布から, 地殻変動を南東傾斜のものと同様に計算した (図 3.1.1.2(1)-6c). この場合, 阿蘇カルデラ以外での地殻変動は, F1 セグメントが南東傾斜によるものと大差ないが, 阿蘇カルデラ内部に沈降域は存在しない. InSAR データや GNSS により観測されたデータから阿蘇カルデラ内部に沈降域が求められていることを説明するためには, 阿蘇カルデラ内部に沈降域が生成されない北西傾斜 F1 セグメントよりも, 南東傾斜の F1 セグメントがより適切であると言える.

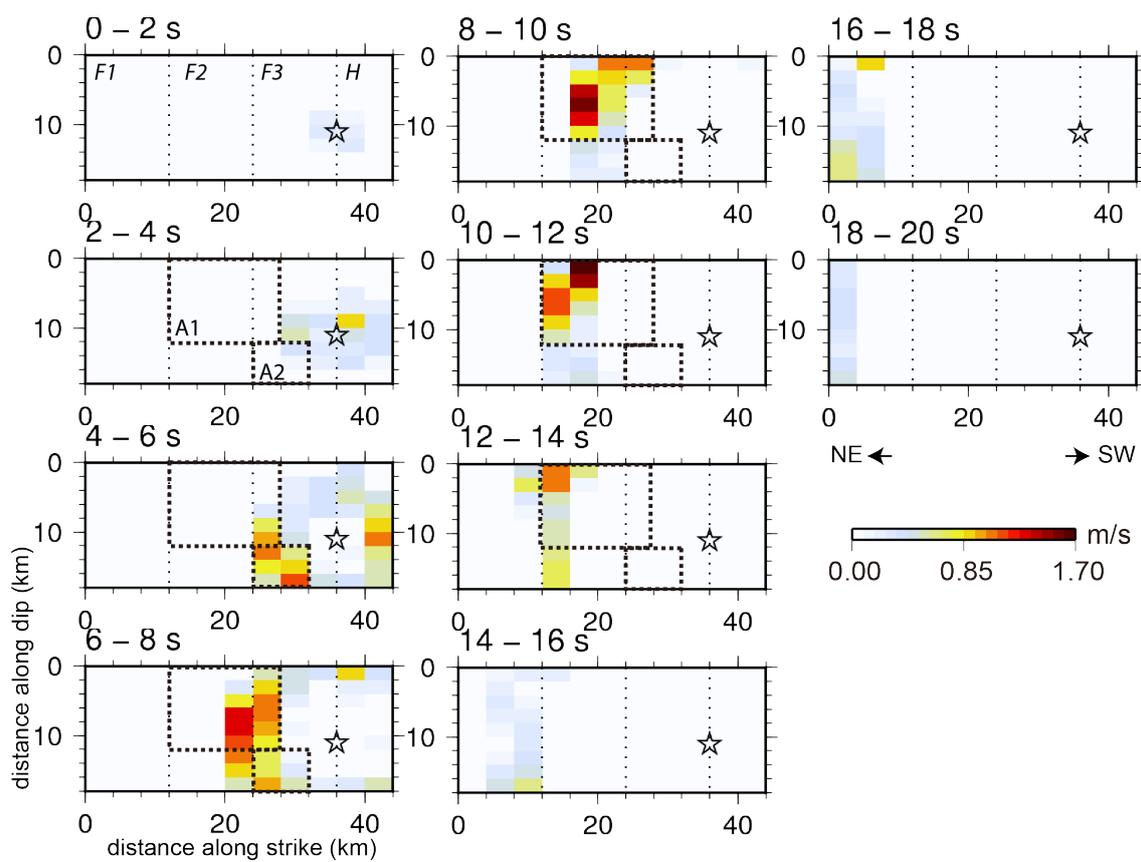


図 3.1.1.2(1)-5 破壊の時間発展. 各時間のすべり速度を示す.

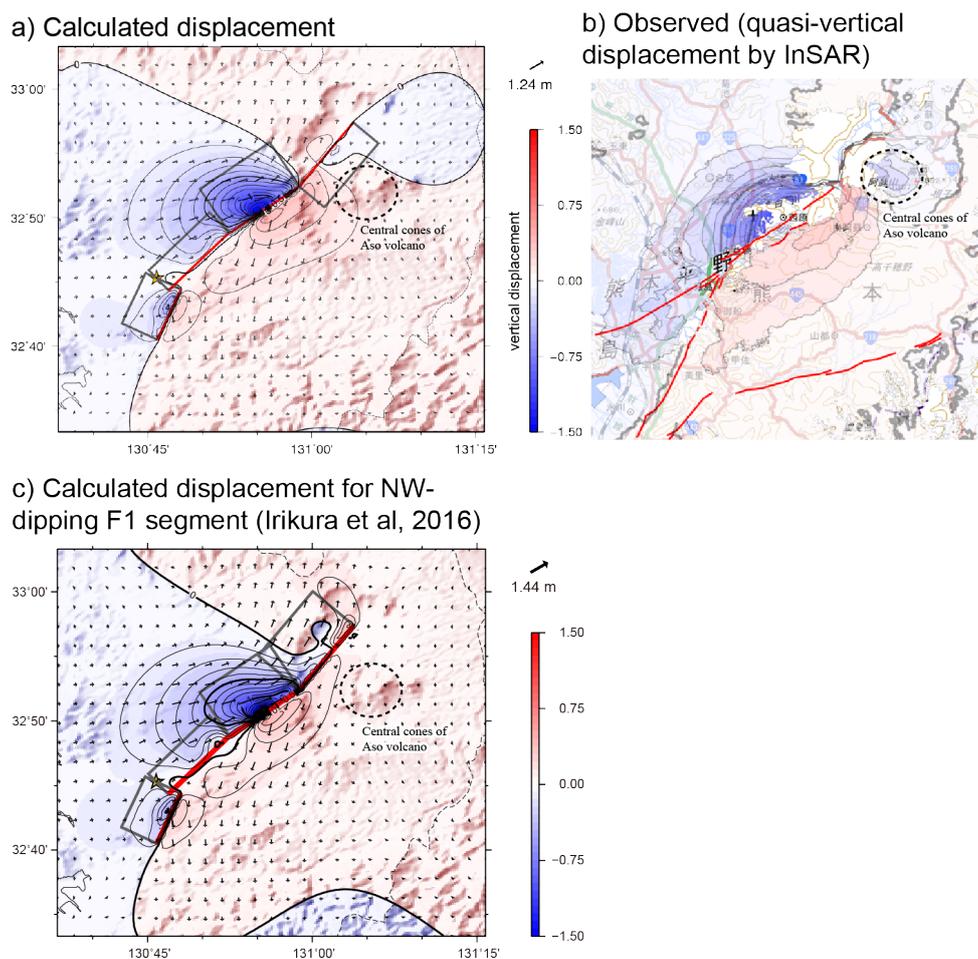
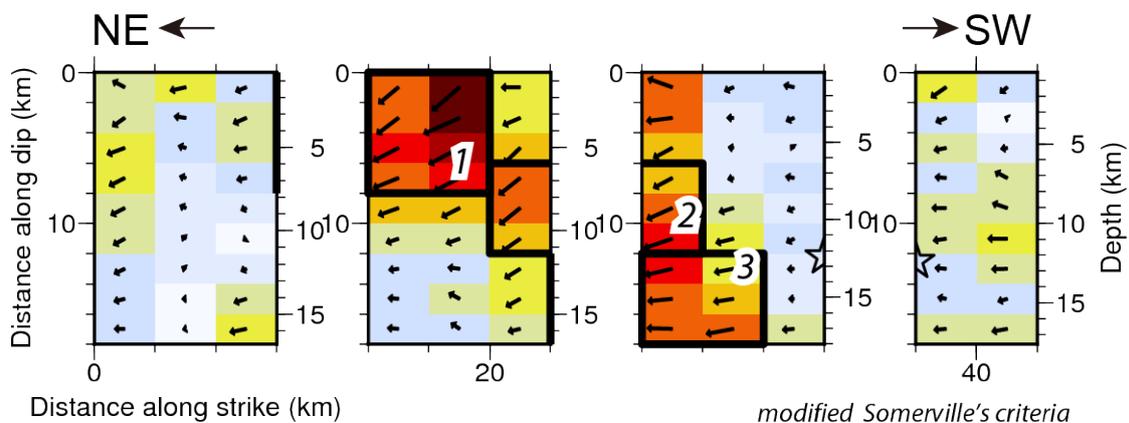


図 3.1.1.2(1)-6 求めた震源モデルから計算した地殻変動.

## Total slip



## Moment rate

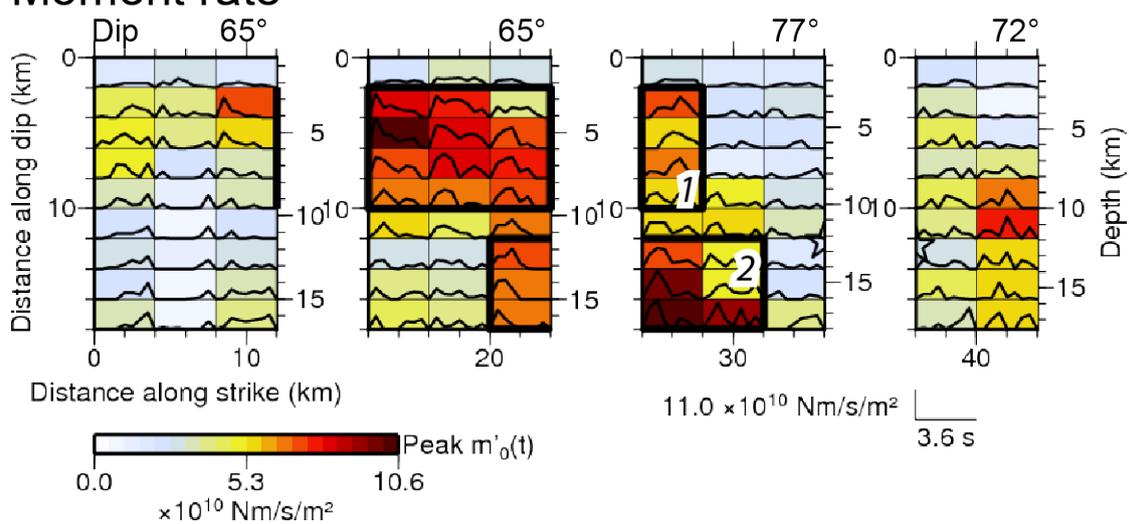


図 3.1.1.2(1)-7 F1 断層を北西傾斜とした場合の震源モデル (Irikura et al., 2017).

## ⑤ 特性化震源モデル

逆解析で求めた震源モデルをもとに、特性化震源モデルを作成した。断層面設定・巨視的パラメータは、インバージョンの設定をそのまま引き継ぐこととした（表 3.1.1.2(1)-3、図 3.1.1.2(1)-8）。したがって、断層面上端深度は 0.5 km である。また、「セグメント」と称しているが、基本的には屈曲断層を表現するための面の分割で、活動性といったこととの関連性は考慮していない。

微視的パラメータには、インバージョンの HRA をもとに、2 つの HRA を設定した（図 3.1.1.2(1)-9）。HRA1b の領域は、インバージョンでは HRA として同定されていないが、アスペリティとしては同定されている領域である。

小断層で設定する震源時間関数には Modified Yoffe 関数（Bizzarri, 2012）を用いた（図 3.1.1.2(1)-10）。HRA 領域ごとに、インバージョンで得られている震源時間関数から平均ライズタイムを求めたものを  $t_r$  として設定した。ピークタイム  $t_p$  は、HRA の平均ピークモーメントレートを合わせるように、付録の式を導出したうえで、それを用いて設定した（図 3.1.1.2(1)-11）。断層面上に、設定した震源時間関数を分布させたものを図 3.1.1.2(1)-12 に示す。また、パラメータを表 3.1.1.2(1)-4 にまとめる。

破壊伝播の設定は、背景領域では震源（破壊開始点）より同心円状で進み、各 HRA の破壊開始点に到達したところから、HRA 内部の破壊が始まるようにした（図 3.1.1.2(1)-13）。各 HRA 内部では同心円状破壊とした。なお、破壊伝播に関しては HRA1a と 1b は一体のものとして扱う。破壊伝播について、表 3.1.1.2(1)-5 にまとめた。HRA1b 内部では、構造モデルによってはスーパーシア破壊となる可能性があるが、この扱いについては今後の課題である。また、セグメント間の隙間については考慮せずに破壊伝播を進めている。大きく差が空くのは深部であるため、あまり波形には影響しないと考えられるが、これのより適切な取り扱いについても今後の課題である。

グリーン関数の計算は、小断層を 800 m×667 m、すなわちインバージョンで表示されている 4 km×2 km の小断層を 5×3 に分割して計算した。したがって、44 km×18 km の断層面を 55×27 の点震源で表現している。

ここでは、観測波形及び合成波形の両方に 0.05-1.0 Hz のバンドパスフィルターを適用した。計算した速度波形と変位波形の両方を図 3.1.1.2(1)-14 に示す。図中、Comb.は、HRA すべてからの寄与を計算している（Syn.=Comb.+Off）。応答スペクトルを図 3.1.1.2(1)-15 に示す。観測点によっては（KMM005, KMM006, KMMH03, KMMH14）短周期成分は不足しているが、変位波形や、応答スペクトルの低周波数側の振幅は、観測記録を良好に説明する。

南側の H セグメントでは、HRA パッチが存在しない。そのため、南西側の観測点（KMMH14）では、各パッチからの波形からもわかるように、背景領域からの寄与がほとんどである。また、合成波形に高周波数成分が不足しているのは、HRA パッチを置いていないことが原因と考えられる。

表 3.1.1.2(1)-3 セグメントの位置と大きさ. Longitude, Latitude, Depth はセグメントの基準点位置を示す. 断層面座標上での基準点位置を X, Y で示す (図 3.1.1.2(1)-8). H セグメントの大きさはトリミング後のものである.

Segment	Longitude	Latitude	Depth	X (km)	Y (km)	Length (km)	Width (km)	Strike	Dip	Bottom (km)
F1	130.9806	32.8737	0.5	12	0	12	18	220	105	17.89
F2	130.8749	32.8135	0.5	12	0	12	18	236	65	16.81
F3	130.763	32.755	12.4	12	12.2130	12	18	226	77	18.04
H	130.763	32.755	12.4	0	12.5124	8	18	205	72	17.62

表 3.1.1.2(1)-4 震源時間関数のパラメータ

	HRA1a	HRA1b	HRA2	Off HRA	根拠
Area (km <sup>2</sup> )	160	32	72	528	インバージョン
M <sub>0</sub> (10 <sup>18</sup> Nm)	16.83	2.311	6.662	20.98	インバージョン
t <sub>r</sub> (s)	3.299	4.466	2.689	2.645	平均 m <sub>0</sub> /PMR
t <sub>p</sub> (s)	1.34	1.81	1.09	1.07	付録式
Rake (°)	211	204	187	190	m <sub>0</sub> 平均

表 3.1.1.2(1)-5 破壊伝播の設定.

	HRA1a	HRA1b	HRA2	Off HRA
Rupture starting point (strike and dip in km)	28, 12	←	32, 12.2	36, 12.2
Rupture velocity (km/s)	2.4	2.4	2.4	2.2

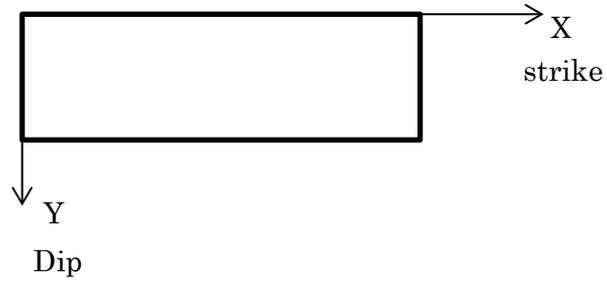


図 3.1.1.2(1)-8 断層面座標系の説明. 断層面上での座標の取り方を示す.

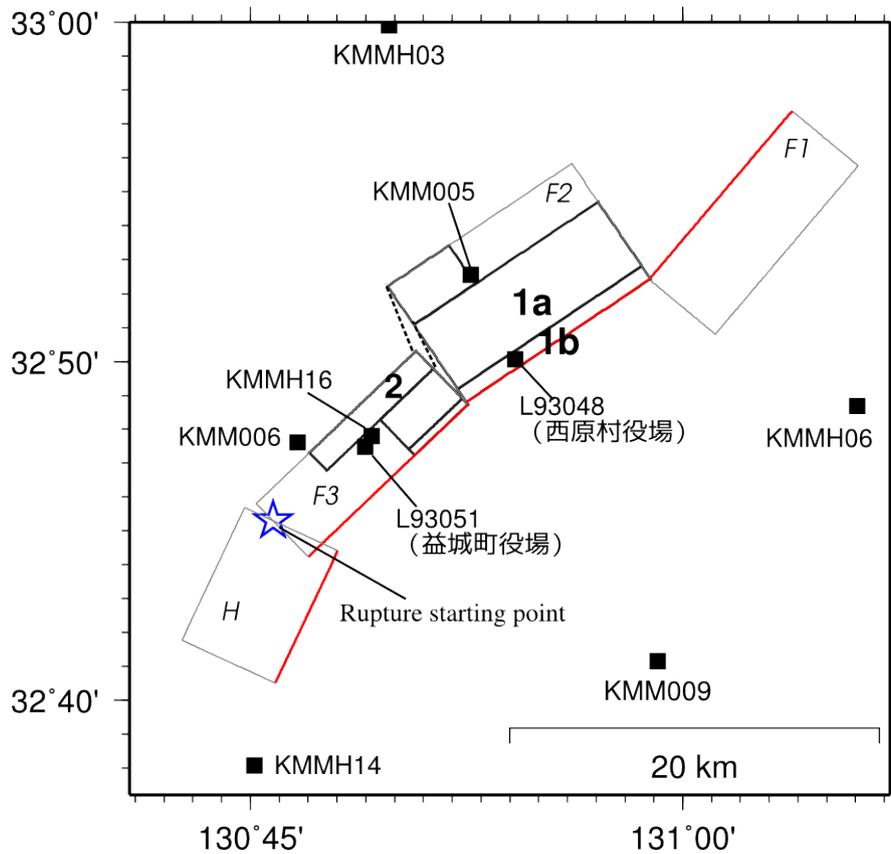


図 3.1.1.2(1)-9 断層面と HRA の位置.

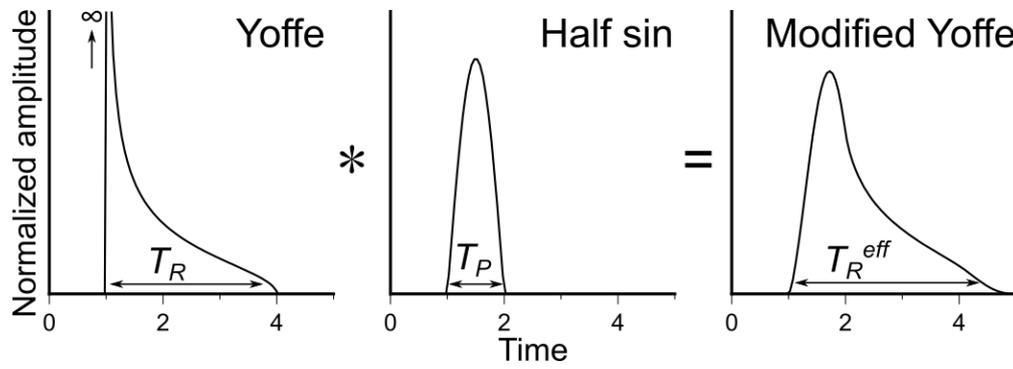


図 3.1.1.2(1)-10 Modified Yoffe 関数 (Bizzari, 2012).

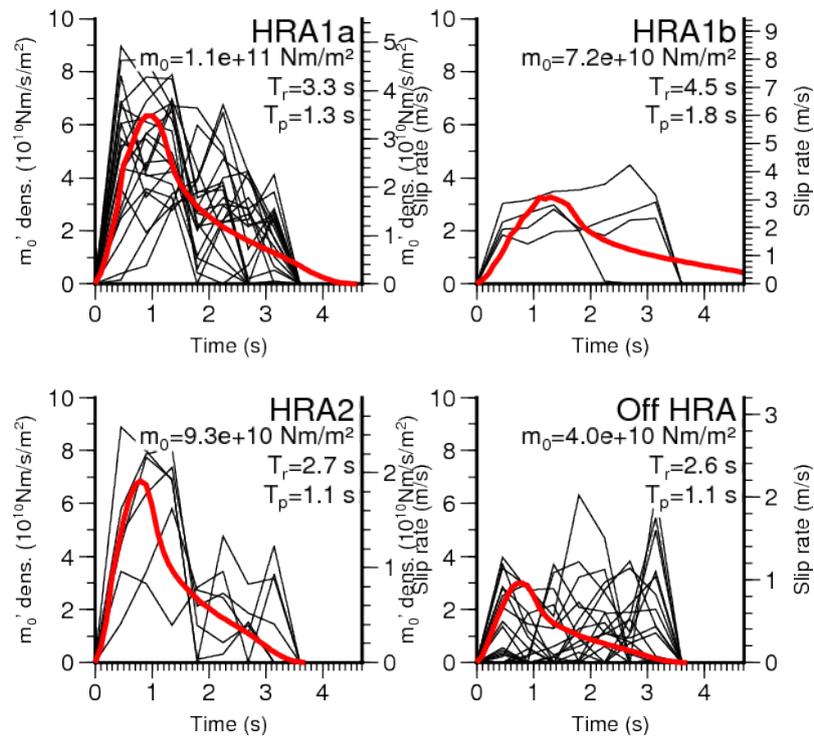


図 3.1.1.2(1)-11 インバージョン (黒) と特性化震源モデル (赤) のモーメントレート関数の比較.

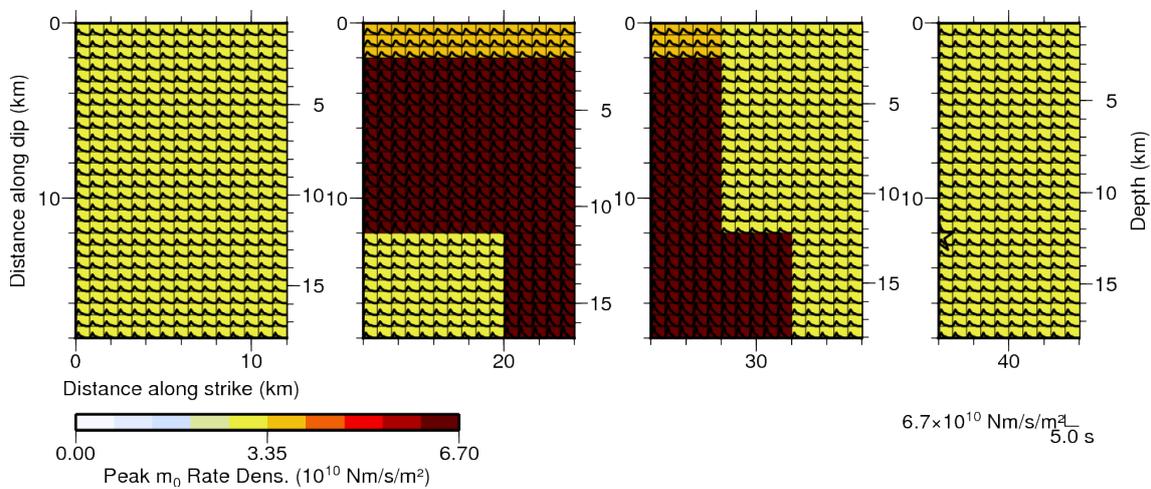


図 3.1.1.2(1)-12 モーメントレート関数.

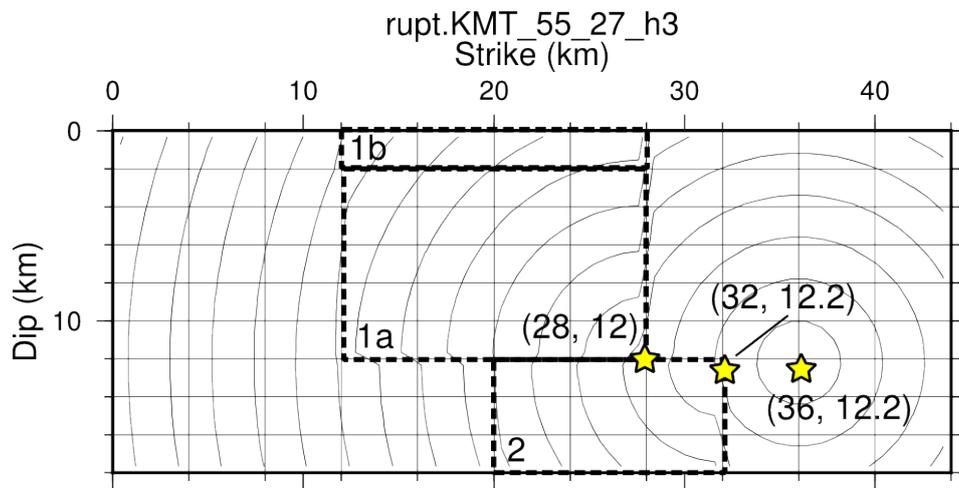


図 3.1.1.2(1)-13 HRA パッチの配置と、破壊の伝播を示す。コンターは 1 秒間隔の破壊フロントを示す。

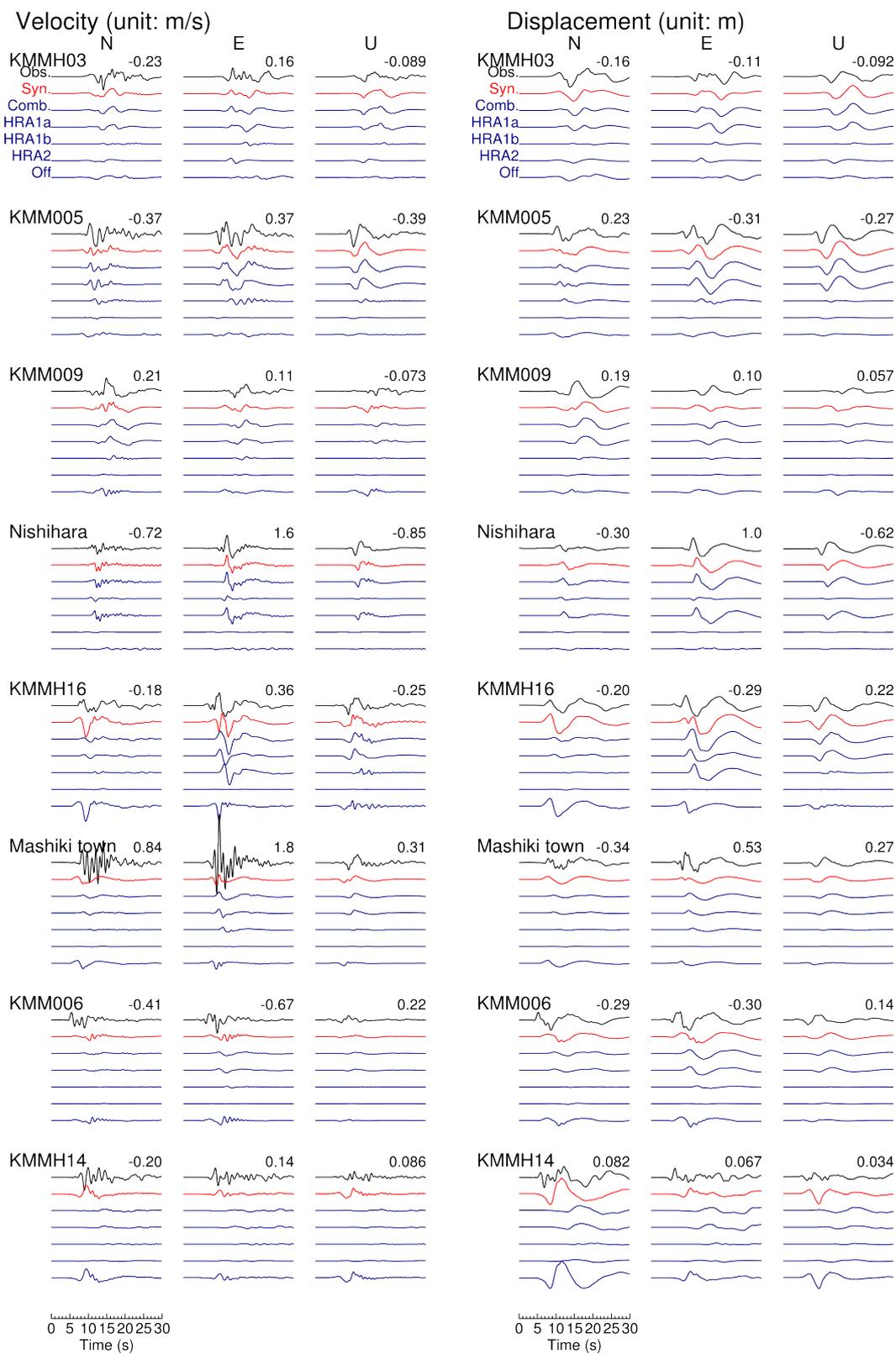


図 3.1.1.2(1)-14 観測と合成の速度波形・変位波形の比較.

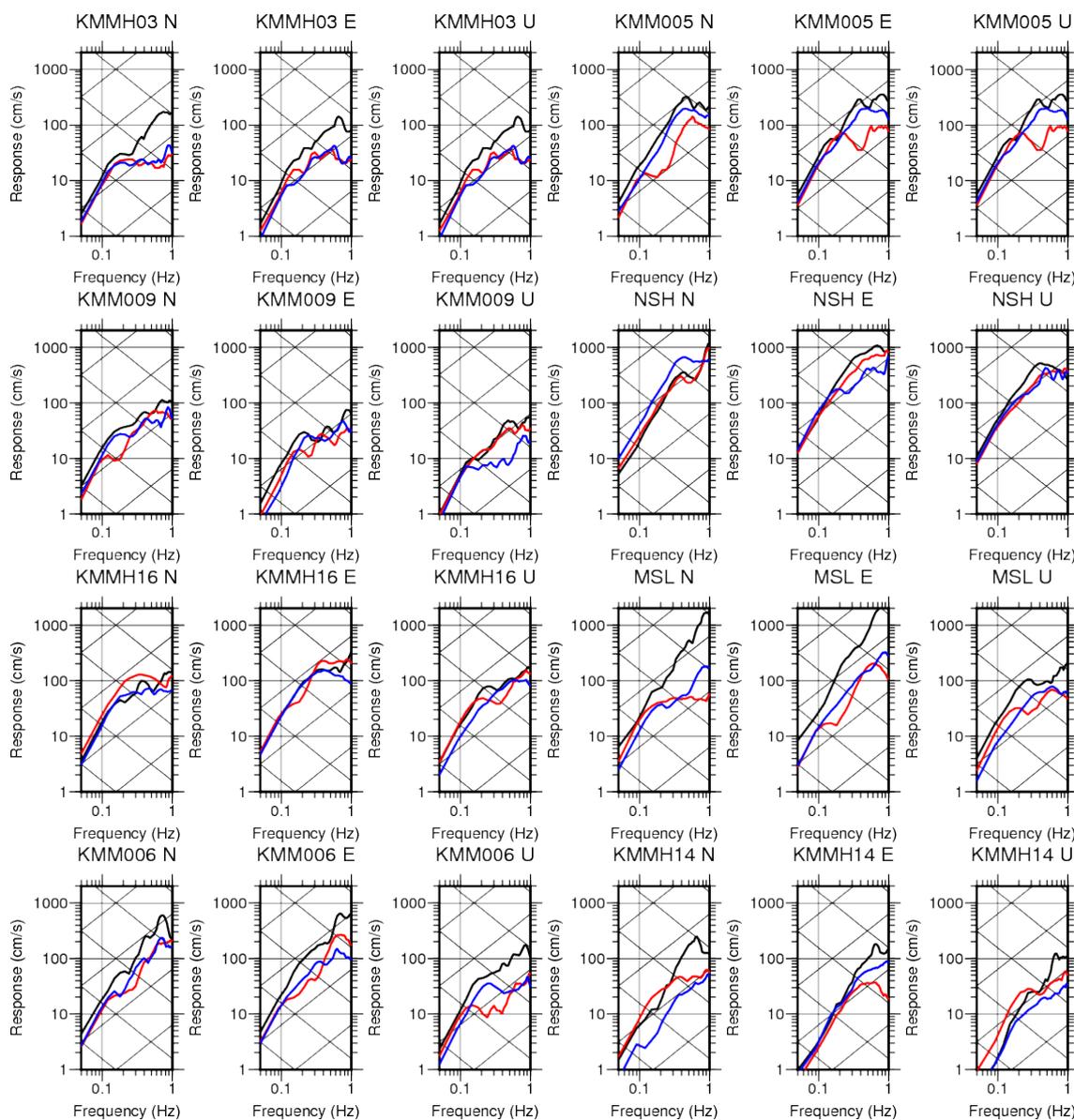


図 3.1.1.2(1)-15 応答スペクトル。黒は観測，赤は特性化震源モデルによる合成波形，青はインバージョンによる合成波形によるもの。

## ⑥ 領域ごとのパラメータの特性

特性化震源モデルを作成する過程で、インバージョン結果からライズタイムを領域ごとに求めた（第 3.1.1.2(1)-⑤節）。この値は、震源のライズタイムを示すパラメータとして、観測記録の解析結果から導き出された値であるから、この値を用いて熊本地震の震源の特性を議論することができる。

震源モデルの検討（第 3.1.1.2(1)-④節）では、浅部（図 3.1.1.2(1)-3 の area 1）でモーメント解放の継続時間が長いことを定性的に示した。特性化震源モデルの作成では、領域ごとの平均値を求めたので、それをもとに、深さ依存性を検討する（図 3.1.1.2(1)-16）。この結果を見ると、3 点ではあるが、深さに対しライズタイム、すなわちすべり（モーメント解放）の継続時間は反比例する傾向が見える。

また、Somerville et al. (1999)の式（CGS 系）

$$T_R = 2.03 \times 10^{-9} \times M_0^{1/3} \quad (3.1.1.2(1)-1)$$

による  $T_R$ （ライズタイム）の値は、第 3.1.1.2(1)-③節での震源過程の解析で求められた地震モーメント  $M_0=4.7 \times 10^{19} \text{ Nm}=4.7 \times 10^{26} \text{ dyne}\cdot\text{cm}$  を代入すると 1.6 s である。これと比較して、震源過程の解析結果から求めたライズタイムは、明らかに大きい値である。

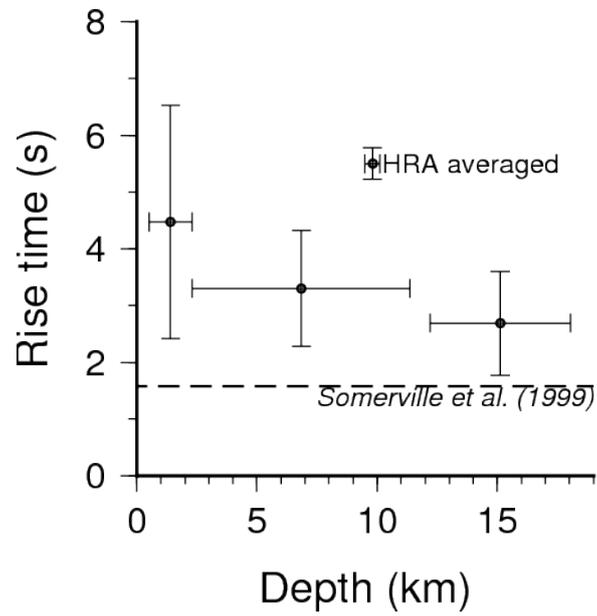


図 3.1.1.2(1)-16 領域ごとのライズタイムと深さの関係. 破線は Somerville et al. (1999)の経験式により求めた  $M_0=4.7 \times 10^{19}$  Nm に対するライズタイム.

## ⑦ 参考文献

- Akaike H (1980) Likelihood and the Bayes procedure. In: Bernardo JM, DeGroot MH, Smith AFM (ed) Bayesian statistics, University Press, Valencia, Spain, pp 143–166.
- Asano K, Iwata T (2009) Source rupture process of the 2004 Chuetsu, Mid-Niigata prefecture, Japan, earthquake inferred from waveform inversion with dense strong-motion data, *Bull Seismol Soc Am*, 99:123-140.
- Bizzarri, A. (2012) Analytical representation of the fault slip velocity from spontaneous dynamic earthquake models. *Jour Geophys Res: Solid Earth*, 117:B06309.
- Bouchon M (1981) A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media. *Bull Seism Soc Am*, 71: 959-971.
- Geospatial Information Authority of Japan (2016a) Information about 2016 Kumamoto earthquake, <http://www.gsi.go.jp/BOUSAI/H27-kumamoto-earthquake-index.html>. Accessed 28 July 2016
- Geospatial Information Authority of Japan (2016b) [http://maps.gsi.go.jp/#10/32.773997/130.904846/&base=std&ls=std%7Curgent\\_earthquake\\_20160414kumamoto\\_p023dr\\_p135ar\\_qu\\_25d%2C0.7%7Ctoshiken\\_katsudansouzu%7C20160414kumamoto\\_epicenter%7C\\_20160414kumamoto\\_epicenter%7Curgent\\_earthquake\\_qugrd\\_cont10cm\\_cut10%2C0.7&disp=111111&lcd=toshiken\\_katsudansouzu&vs=c1j0l0u0f1&d=vl](http://maps.gsi.go.jp/#10/32.773997/130.904846/&base=std&ls=std%7Curgent_earthquake_20160414kumamoto_p023dr_p135ar_qu_25d%2C0.7%7Ctoshiken_katsudansouzu%7C20160414kumamoto_epicenter%7C_20160414kumamoto_epicenter%7Curgent_earthquake_qugrd_cont10cm_cut10%2C0.7&disp=111111&lcd=toshiken_katsudansouzu&vs=c1j0l0u0f1&d=vl). Accessed 30 Nov 2016
- 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, Koketsu K (2005) Rupture processes of the 2004 Chuetsu (mid-Niigata prefecture) earthquake, Japan: A series of events in a complex fault system, *Geophys Res Lett*, 32:L18303.
- Hikima K, Nakamura R, Uetake T (2015) Source process of the 2014 Nagano-Ken Hokubu Earthquake (M<sub>j</sub>6.7) –Analysis using the near-field Broadband Waveforms in the source region–. In: proceedings of the Seismological Society of Japan Fall meeting, S15-14 (in Japanese).
- Ichinose GA, Thio HK, Somerville PG, Sato T, Ishii T (2003) Rupture process of the 1944 Tonankai earthquake (Ms 8.1) from the inversion of teleseismic and regional seismograms, *Jour Geophys Res*, 108:2497.
- Ide S, Takeo M (1997) Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic wave analysis, *Jour Geophys Res*, 102:27379-27391.
- Irikura K, Miyake H (2001) Prediction of strong ground motions for scenario earthquakes. *Journal of Geology*, 110:849-875 (in Japanese with English abstract).
- Irikura K, Miyakoshi K, Kamae K, Yoshida K, Somei K, Kurahashi S, Miyake H (2017) Applicability of scaling relationships of source parameters for crustal earthquakes: Examination

- of ground motion estimation of the 2016 Kumamoto earthquake. *Earth, Planets and Space*, 69:10.
- Kennett BLN, Kerry NJ (1979) Seismic waves in a stratified half space. *Geophys J R Astr Soc*, 57:557-583
- Kitsunezaki C, Goto N, Kobayashi Y, Ikawa T, Horike M, Saito T, Kurota T, Yamane K, Okuzumi K (1990) Estimation of P- and S-wave velocities in deep soil deposits for evaluating ground vibrations in earthquake. *Jour Natural Disaster Science*, 9-3:1-17.
- Kostrov BV (1964) Selfsimilar problems of propagation of shear cracks, *PMM*, 28:889-898.
- Lawson CL, Hanson RJ (1974) *Solving Least Square Problems*. Prentice Hall, Inc., New Jersey.
- Miyakoshi K, Irikura K, Kamae K (2015) Re-examination of scaling relationships of source parameters of the inland crustal earthquakes in Japan based on the waveform inversion of strong motion data. *J Japan Associ Earthq Eng*, 15(7):141-156.
- Nakata T, Imaizumi T(eds) (2002) *Digital Active Fault Map of Japan*, Univ of Tokyo Press, Tokyo, Japan (*in Japanese*).
- National Institute of Advanced Industrial Science and Technology (2012). Active fault database of Japan. Research Information Database DB095. [https://gbank.gsi.jp/activefault/index\\_e\\_gmap.html](https://gbank.gsi.jp/activefault/index_e_gmap.html). Accessed 30 June 2016
- Nelder JA, Mead R (1965) A simplex method for function minimization, *The Computer Journal*, 7:308-313.
- Okada Y (1992) Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull Seismol Soc Am*, 82:1018-1040.
- Ozawa T, Fujita E, Ueda H (2016) Crustal deformation associated with the 2016 Kumamoto Earthquake and its effect on the magma system of Aso volcano, *Earth, Planets and Space*, 68:186.
- Sekiguchi H, Irikura K, Iwata T, Kakehi Y, Hoshihara M (1996) Minute location of faulting beneath Kobe and waveform inversion of the source process during the 1995 Hyogo-ken Nanbu, Japan, earthquake using strong ground motion records, *J Phys Earth*, 44:473-487.
- Sekiguchi H, Irikura K, Iwata T (2000) Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake. *Bull Seismol Soc Am*, 90:117-133.
- Shirahama Y, Yoshimi M, Awata Y, Maruyama T, Azuma T, Miyashita Y, Mori H, Imanishi K, Takeda N, Ochi T, Otsubo M, Asahina D, Miyakawa A (2016) Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan. *Earth, Planets and Space*, 68:191.
- Somerville, PG, Irikura, K, Graves, RW, Sawada S, Wald D, Abrahamson N, Iwasaki Y, Kagawa T, Smith N, Kowada A (1999) Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion. *Seismol Res Lett*, 70:59-80

- Tada, T (1984) Spreading of the Okinawa Trough and its relation to the crustal deformation in Kyusyu. *Zisin* 2, 37:407-415.
- Uchide T, Horikawa H, Nakai M, Matsushita R, Shigematsu N, Ando R, Imanishi K (2016) The 2016 Kumamoto–Oita earthquake sequence: aftershock seismicity gap and dynamic triggering in volcanic areas. *Earth, Planets and Space*, 68:180.
- Wald DJ, HelMBERGER DV and Heaton TH (1991) Rupture model of the 1989 Loma Prieta earthquake from the inversion of strong-motion and broadband teleseismic data. *Bull Seismol Soc Am*, 81:1540-1572.
- Yoshida K, Somei K, Miyakoshi K and Ling SQ (2016) Microtremor observations for the strong-motion stations around source region of the 2016 Kumamoto earthquake. In: *Proceedings of the 135th SEGJ Conference*, Muroran Institute of Technology, Muroran, Japan, 26-28 October 2016

## 付録：ピークタイムの導出

インバージョン結果から得られる情報として、ライズタイム( $T_R$ ;  $t_R$ ), 最終すべり量( $u$ )または総モーメント( $m_0$ ), 最大すべり速度( $V_{peak}$ )または最大モーメントレート( $\dot{m}_{peak}$ )を用いる。これらの値を用いて、Modified Yoffe 関数のパラメータを決めるときに、ピークタイム  $T_p = 2t_S$ を求めたい。

Bizzarri (2012)の式(6)に式(4)を代入して整理すると、Bizzarri (2012)の p. 11 の式

$$t_R = 1/t_S(0.9u/V_{peak})^2 \quad (A1)$$

が得られる (記号が Bizzarri とは少し異なる)。これを少し変形すると、

$$t_S = 1/t_R(0.9u/V_{peak})^2 \quad (A2)$$

となり、ピークタイムを求めることができる。パラメータが変位及び最大速度ではなく、モーメント及び最大モーメントレートの場合は、式(A2)中のそれぞれ対応するパラメータに置き換えればそのままピークタイムを求められる。

### 3.1.1.2(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

3.1.1.2(1)では、2016年熊本地震4月16日日本震の震源像を0.1-1.0 Hzの低周波数側の波形情報を基に断層面上での不均質なすべり分布を推定することで表現した。しかしながら、観測された強震動を広帯域に説明するためには、さらに高周波数側までの情報を用いた震源のモデル化が必要不可欠である。高周波数帯域（例えば1 Hz以上）の観測波形対象とした用いたモデリングを行う場合は、3.1.1.1節で作成したような高精度グリーン関数を、さらに高周波数側（1 Hz以上）まで適用可能なものにする必要がある。しかし実際には、数Hzまでの波形を担保可能な理論グリーン関数、すなわち地下速度構造モデルを仔細に構築することは困難な課題である。そこで別の方法として、対象とする大きな地震の震源近傍で発生した小さな地震の観測記録を高周波数側までの情報が含まれた経験的なグリーン関数として利用した震源モデル化手法がある。この経験的グリーン関数を利用して、広帯域の強震動をシミュレーションする手法は、Hartzell (1978)やIrikura (1986)によって体系化され、経験的グリーン関数法としてまとめられてきた。経験的グリーン関数法は、大地震と経験的グリーン関数に使用する小地震との間の断層パラメタの自己相似則と $\omega^2$ 震源スペクトルモデル (Aki, 1967) の概念の上に立脚しており、大地震の波形は、小地震の波形を重ね合わせることで表現される。この際、大地震と小地震との間のすべり速度関数の違いを補正する関数も様々提案されており（例えば、入倉・他, 1997）、広帯域の地震動を精度よく合成する手法として、経験的グリーン関数法は広く用いられることとなった。

Miyake *et al.* (2003) は、経験的グリーン関数法による強震動シミュレーションの結果に基づいて、強震動生成領域 (Strong Motion Generation Area; SMGA) によって構成される震源モデルを提案した。強震動生成領域は、断層面上の強震動生成を司るすべり速度や応力降下量の大きい領域を矩形のパッチ領域として表現したものであり、不均質震源モデルにおけるアスペリティ領域 (すべりの大きな領域) と対応があることが示されている (Miyake *et al.*, 2003)。この対応関係から、地震動を予測するための震源断層モデルの考え方として、特性化震源モデルが提案され、強震動予測手法として広く用いられている強震動予測レシピアが構築されてきた (例えば、入倉・三宅, 2001, Irikura and Miyake, 2011)

経験的グリーン関数法と強震動生成領域による強震動シミュレーションは、過去の大きな内陸地殻内地震において、数多くの成果があり (例えば、Suzuki and Iwata, 2006, Kurahashi and Irikura, 2010, Somei and Miyakoshi, 2012)、震源近傍で観測された地震動生成のメカニズムを広帯域に説明するための震源モデルが提案されてきている。そのような震源モデルのパラメタについて、統計的な性質を調べる研究も近年行われており、本報の3.1.3節においては、強震動生成領域の各パラメタに着目した報告もなされている。

本3.1.1.2(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 4 月 16 日本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をフォワードモデリングによって推定する。また、推定された強震動生成領域と 3.1.1.2(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、将来的に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。

## 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) 4 地点, KiK-net (Aoi *et al.*, 2000) 13 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 3.1.1.2(2)-1 に一覧として、その分布を図 3.1.1.2(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 30 秒間を対象とした。

表 3.1.1.2(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
KMM005	32.8761	130.8774	K-NET	Ohdu
KMM006	32.7934	130.7772	K-NET	Kumamoto
KMM009	32.8267	131.1226	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
KMMH09	32.4901	130.9046	KiK-net	Izumi
KMMH10	32.3151	130.1811	KiK-net	Shinwa
KMMH11	32.2918	130.5777	KiK-net	Ashikita
KMMH12	32.2054	130.7371	KiK-net	Hitoyoshi
KMMH13	32.2209	130.9096	KiK-net	Ue
KMMH14	32.6345	130.7521	KiK-net	Toyono
KMMH16	32.7967	130.8199	KiK-net	Mashiki
FKOH07	33.3678	130.6354	KiK-net	Tachiarai
FKOH10	33.2891	130.8170	KiK-net	Ukiha

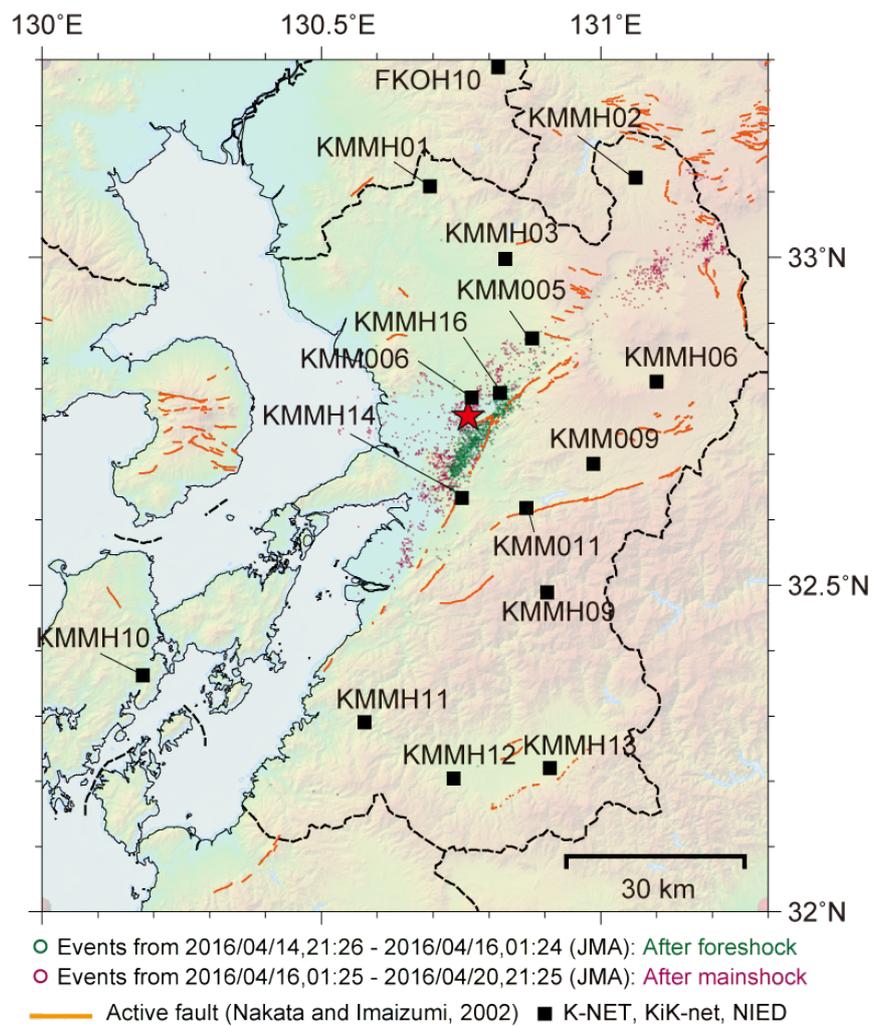


図 3.1.1.2(2)-1 経験的グリーン関数法による地震動評価に使用した強震観測点（観測点コードを付記した 17 地点）の分布。また、4 月 14 日前震から 4 月 16 日本震まで（緑色）と 4 月 16 日本震後約 4 日間の震源周辺で発生した余震（赤色）の空間分布。赤色星印は本震の震央位置。

### 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 3.1.1.2(1)節の震源インバージョンで仮定した断層面と同様に 4 枚セグメントとした。すなわち、南から順に、走向角 N205°E、傾斜角 72°の H セグメント、走向角 N226°E、傾斜角 77°の HF セグメント、走向角 N236°E、傾斜角 65°の F2 セグメント、走向角 N220°E、傾斜角 105°（走向角 N40°E、傾斜角 75°と同形状）の F1 セグメント、とした（図 3.1.1.2(2)-2）。なお、本解析では、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。このような SMGA のみによるモデリングは、他の研究例においても多く説明され、広帯域強震動が良好に再現されることが示されている（例えば、浅野・他, 2004, Maeda and Sasatani, 2009）。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、3.1.1.2(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。

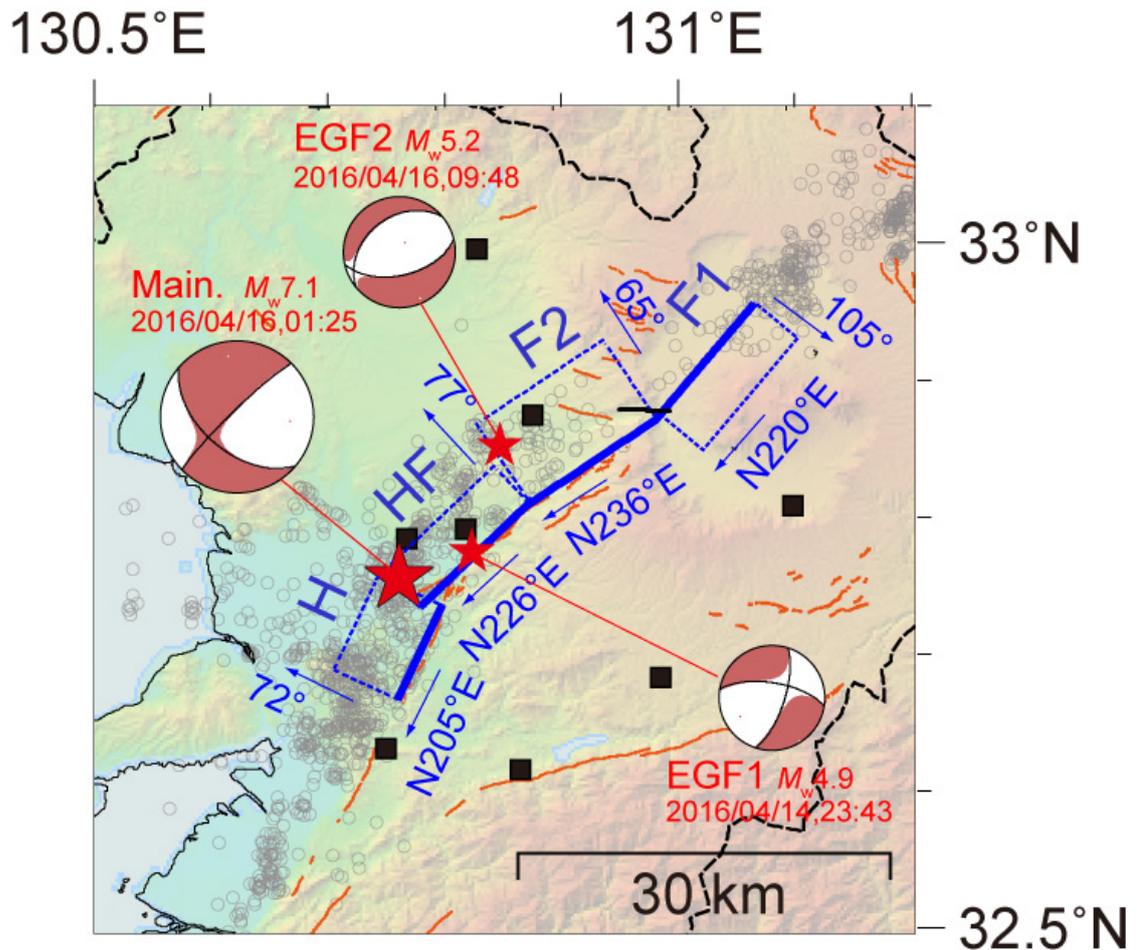


図 3.1.1.2(2)-2 経験的グリーン関数法で仮定する断層面の幾何形状(青色線). 赤色星印は、本震と要素地震として用いる 2 つの余震 (2016 年 4 月 14 日 23 時 43 分と 2016 年 4 月 15 日 9 時 48 分の地震) の震央位置で、それぞれの F-net による CMT 解を下半球投影で示してある. 灰色丸印は、本震後約 4 日間に発生した余震の震央分布である. また、黒色四角形印は、解析に用いた観測点の一部である.

## 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14日23時43分に発生した $M_w$  4.9の余震(EGF1)と2016年4月16日9時48分に発生した $M_w$  5.2の余震(EGF2)の2つを採用した（図3.1.1.2(2)-2）。各要素地震の緒元を表3.1.1.2(2)-2に示す。EGF1は、HとHFセグメントに対して、EGF2はF1とF2セグメントにそれぞれ設定するSMGAに対しての経験的グリーン関数とする。これらの地震は、SMGA位置に近く、本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。なお、各要素地震のメカニズム解は、EGF1が横ずれ型である一方、EGF2は正断層型のものを選択した。これは、3.1.1.2(1)の震源インバージョン結果の不均質すべり分布によると、H、HFセグメント（破壊開始点付近）のすべりは横ずれ成分が卓越することに対して、F1、F2セグメントでは、正断層成分を無視できないという結果を参考としたためである。

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、 $\omega^2$ 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3.1.1.2(2)-3、図3.1.1.2(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3.1.1.2(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 3.1.1.2(2)-1 を用いて、 $N$  と  $C$  の値を推定した。

$$N = \frac{f_{ca}}{f_{cm}}, \quad C = \left( \frac{M_0}{m_0} \right) \left( \frac{f_{cm}}{f_{ca}} \right)^3. \quad (3.1.1.2(2)-1)$$

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、要素地震を 2 つ用いていること、SMGA を複数仮定していることから、式 3.1.1.2(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 3.1.1.2(2)-2 要素地震の緒元

	EGF1	EGF2
Origin time (JST) <sup>*1</sup>	2016/04/14,23:43	2016/04/16,09:48
Depth (km) <sup>*1</sup>	14.2	15.9
Seismic moment (Nm) <sup>*2</sup>	$2.71 \times 10^{16}$	$6.27 \times 10^{16}$
$M_w$ <sup>*2</sup>	4.9	5.1
Strike, Dip, Rake (deg.) <sup>*2</sup>	279, 67, -22	230, 38, -112
$V_s$ (km/s) <sup>*3</sup>	3.4	3.4

<sup>\*1</sup>JMA, <sup>\*2</sup>F-net, <sup>\*3</sup>J-SHIS: Fujiwara *et al.* (2012)

表 3.1.1.2(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

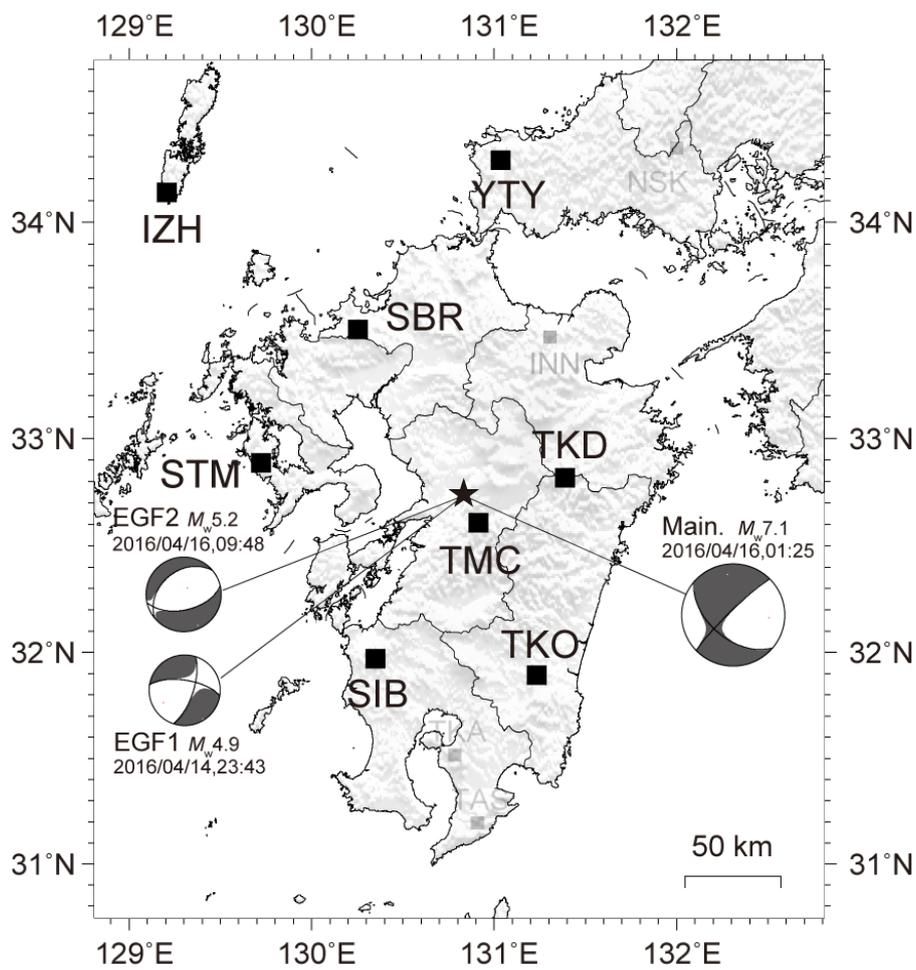


図 3.1.1.2(2)-3 SSRF 法に用いた観測点の分布. 本震と要素地震の震央位置とその CMT 解 (F-net) についても示す.

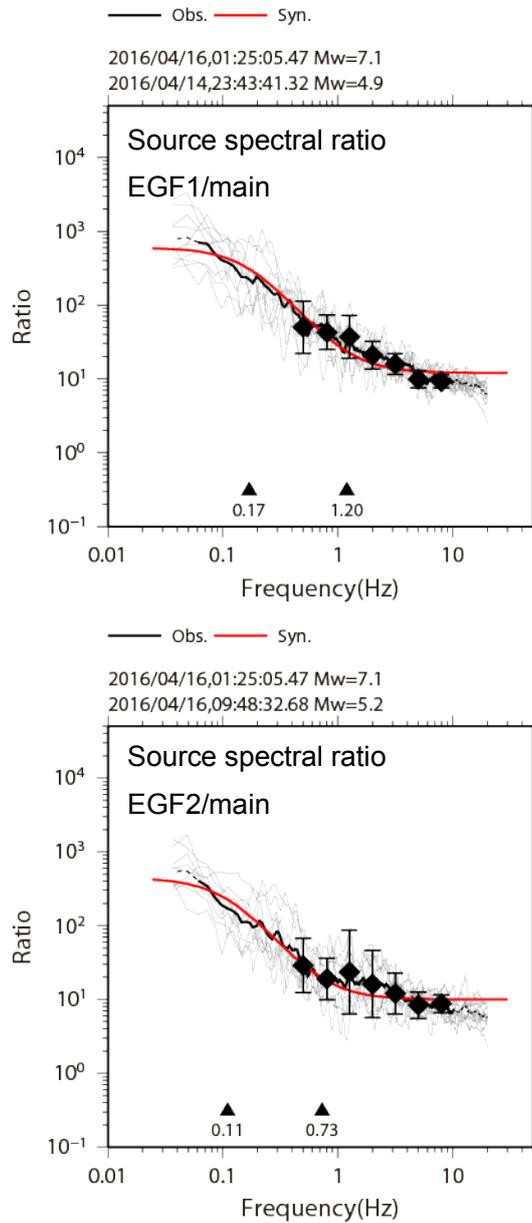


図 3.1.1.2(2)-4 観測震源スペクトル比（黒色）と  $\omega^{-2}$  震源スペクトルモデルに基づく理論震源スペクトル比（赤色）のフィッティング。灰色は、各観測点の観測震源スペクトル比。黒色は、それらのアンサンブル対数平均。菱形印とエラーバーは、幾つかの周波数ポイントでの対数平均とその対数標準偏差を表したものである。黒色三角印は、大地震（左）と要素地震（右）のコーナー周波数をそれぞれ表す。

## 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4枚セグメントを仮定する.
- ・SMGAは, H, HF, F2の各セグメントに1枚ずつを仮定する.
- ・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, 各SMGA近傍の観測点を対象として, 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, 震源周辺の観測点の観測波形と合成波形のフィッティングを確認しながら, 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,  $u_{\text{obs}}$  は観測変位波形,  $u_{\text{syn}}$  は合成変位波形,  $e_{\text{obs}}$  は観測加速度エンベロープ,  $e_{\text{syn}}$  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, 各 SMGA 近傍の 5 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 3.1.1.2(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 3.1.1.2(2)-5 に、そのパラメタを表 3.1.1.2(2)-4 に示す。SMGA は、H (SMGA1) と HF (SMGA2) と F2 (SMGA3) に 1 枚ずつの計 3 枚で、いずれの SMGA 内の破壊伝播速度も 2.8 km/s、ライズタイムは 0.6 秒である。SMGA1 と 2 の面積は同じで 51.8 km<sup>2</sup>、応力降下量は 13.6 MPa、SMGA3 の面積は 100.0 km<sup>2</sup>、応力降下量は 13.4 MPa となった。SMGA から解放される総地震モーメントは  $9.65 \times 10^{18}$  Nm ( $M_w$  6.60) 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  $4.42 \times 10^{19}$  Nm ( $M_w$  7.03) に対して 21.8 % となる。これは内陸地殻内地震の経験的な値として知られている約 44 % (例えば, Somerville *et al.*, 1999, 入倉・三宅, 2001) と比べると小さい割合となる。なお、経験的グリーン関数は、SMGA1 と 2 に対しては EGF1 を、SMGA3 に対しては EGF2 の要素地震をそれぞれ使用した。

SMGA の破壊伝播の様子を図 3.1.1.2(2)-6 に示す。SMGA1 は、震源から H セグメントを南側に伝播し、SMGA2 は、HF セグメントの KMMH16 観測点の直下に位置し、SMGA 下端から浅部方向へ伝播した。SMGA3 は、F2 セグメントの西端中央を破壊開始点として北東側へ伝播した。3.1.1.2(1)の不均質すべりモデルの破壊の時空間発展の様子と比較すると、SMGA の破壊がすべりモデルの破壊フロント付近で生じているように見える。震源インバージョン結果から得られた断層面全体のモーメントレート関数と各 SMGA の破壊のタイミングを比較すると、全ての SMGA の破壊はモーメントレート関数のピークまで、つまり全体の破壊の前半部分で生じていることが確認できた。これは、断層面上での短周期地震動の放射が震源時間関数のピークまでに対応していることを示唆している可能性がある。震源時間関数の設定や SMGA のライズタイムの設定手法の高度化に資するためにも、今後もこのような比較事例を増やしていく必要があると考えられる。

図 3.1.1.2(2)-7a,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。ただし、KMM005 や KMM006、KMM011、KMMH16 (地表) の加速度波形はやや過大評価である。これらの観測点は地表記録を対象としてお

り、本震時の強震動による浅部地盤の非線形応答が、合成波形に考慮されていないためと考えられる。また、震央より北東側の阿蘇カルデラ周辺の観測記録に見られる大きな振幅も、合成波形では十分再現し切れていない。この阿蘇カルデラ周辺での過小評価については、後に補足説明をする。図 3.1.1.2(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が、ピークの周波数帯域が、観測の方が合成より低周波数側にあるように見える観測点もある（例えば、KMM006, KMMH16 地表）。このような観測ピークレベルの低周波数側へのずれは、前述した本震時の非線形挙動が原因の可能性もある。最後に、全体の一致傾向を比較するために、計測震度、水平 2 成分の最大加速度 (PGA)、最大速度 (PGV) の各特性値について、観測値と合成値との比較を示す (図 3.1.1.2(2)-9)。これを見ると本モデルによって、記録を全体的に良く再現していることがわかる。ただし、PGA の大きな地点でやや過大評価傾向にある事は、前述した地表記録地点にその傾向が偏っており、非線形応答の影響に注意が必要である。

3.1.1.2(1)で得られている震源インバージョン結果のピークモーメントレート分布と比較すると、いずれの SMGA も若干の位置の違いはあるものの、ピークモーメントレートが大きい領域と重なっているように見える。震源インバージョン結果では、F2 セグメントの浅部に大きなすべり領域が生じているが、SMGA はその領域に推定されていない。大すべり領域の直上で地表変位を生じている事、また、震源インバージョンから推定されたモーメントレート関数に鋭いピークがない事から、この領域からの生成地震動としては、主として低周波数帯域側に寄与している可能性がある。このような低周波数帯域までの情報もモデリングする F-net 等の CMT 解や震源インバージョン結果から得られる地震モーメントは、この大すべり領域から解放される地震モーメントも考慮されているが、一方で、本解析でのモデリングの周波数帯域 (0.2-10 Hz) に対しては帯域外となる。実際、仲野・川瀬 (2016) のスペクトルインバージョン解析から、本震のコーナー周波数は、0.06 Hz と推定されており、0.2 Hz よりも低周波数側に存在する事が報告されている。そのため、本解析での SMGA はこの大すべり域に対してはモデリングがされず、さらに、上述したように、推定された SMGA の総地震モーメントが F-net の地震モーメントに対して過小評価となると考えられる。

表 3.1.1.2(2)-4 推定された SMGA のパラメタ

Parameter	SMGA1	SMGA2	SMGA3
$L = W$ (km)	1.8	1.8	2.0
$S$ (km <sup>2</sup> )	51.8	51.8	100.0
$T_r$ (s)	0.6	0.6	0.6
$M_0$ (Nm)	$2.08 \times 10^{18}$	$2.08 \times 10^{18}$	$5.49 \times 10^{18}$
$\Delta\sigma$ (MPa)	13.6	13.6	13.4
$V_r$ (km)	2.8	2.8	2.8

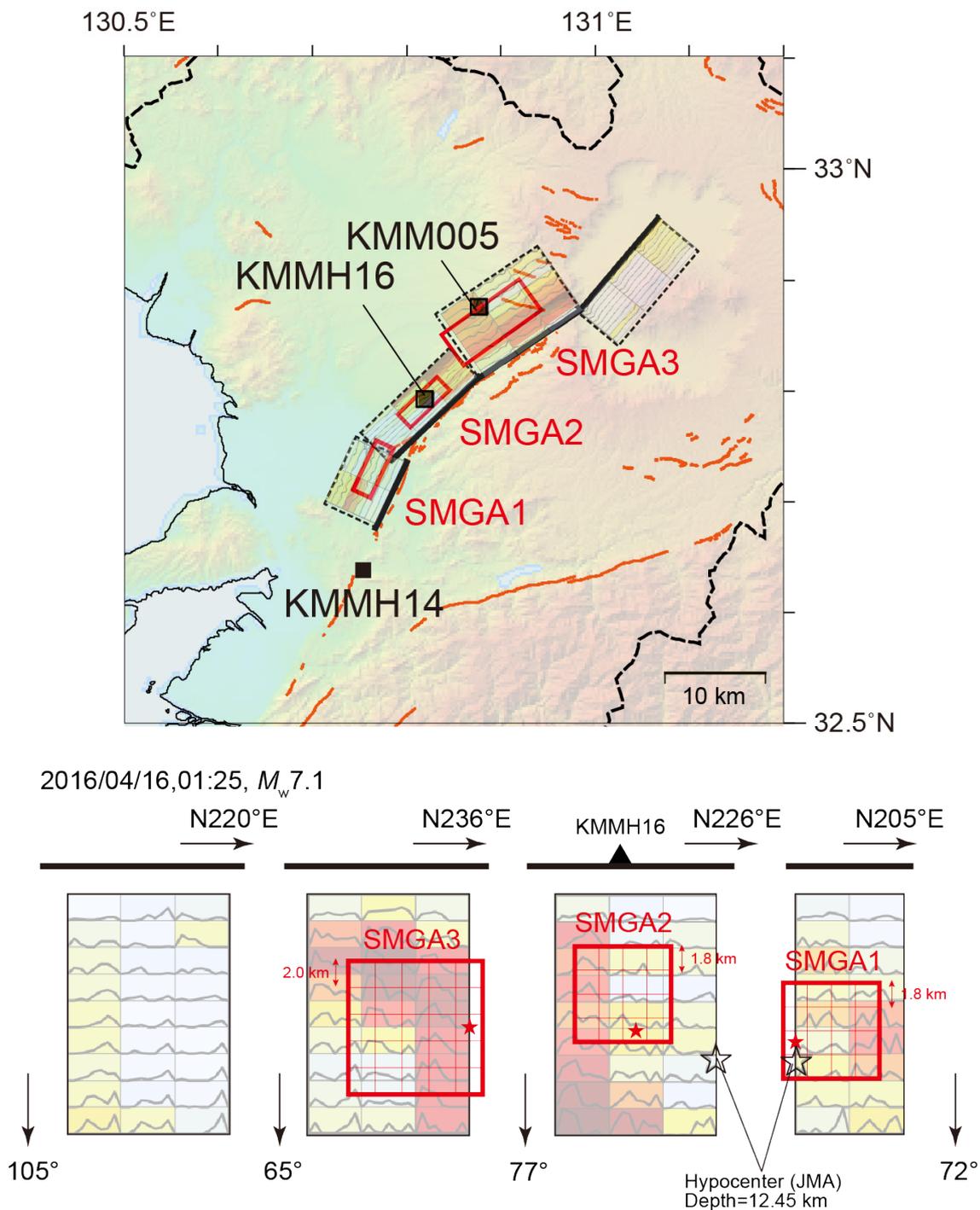


図 3.1.1.2(2)-5 推定された SMGA モデルの上) 地図上投影と、下) 断層面上の分布. 断層面の背景は、3.1.1.2(1)で得られた震源インバージョン結果のピークモーメントレート分布. 赤色星印は、SMGA の破壊開始点, 黒色星印は震源を表す.

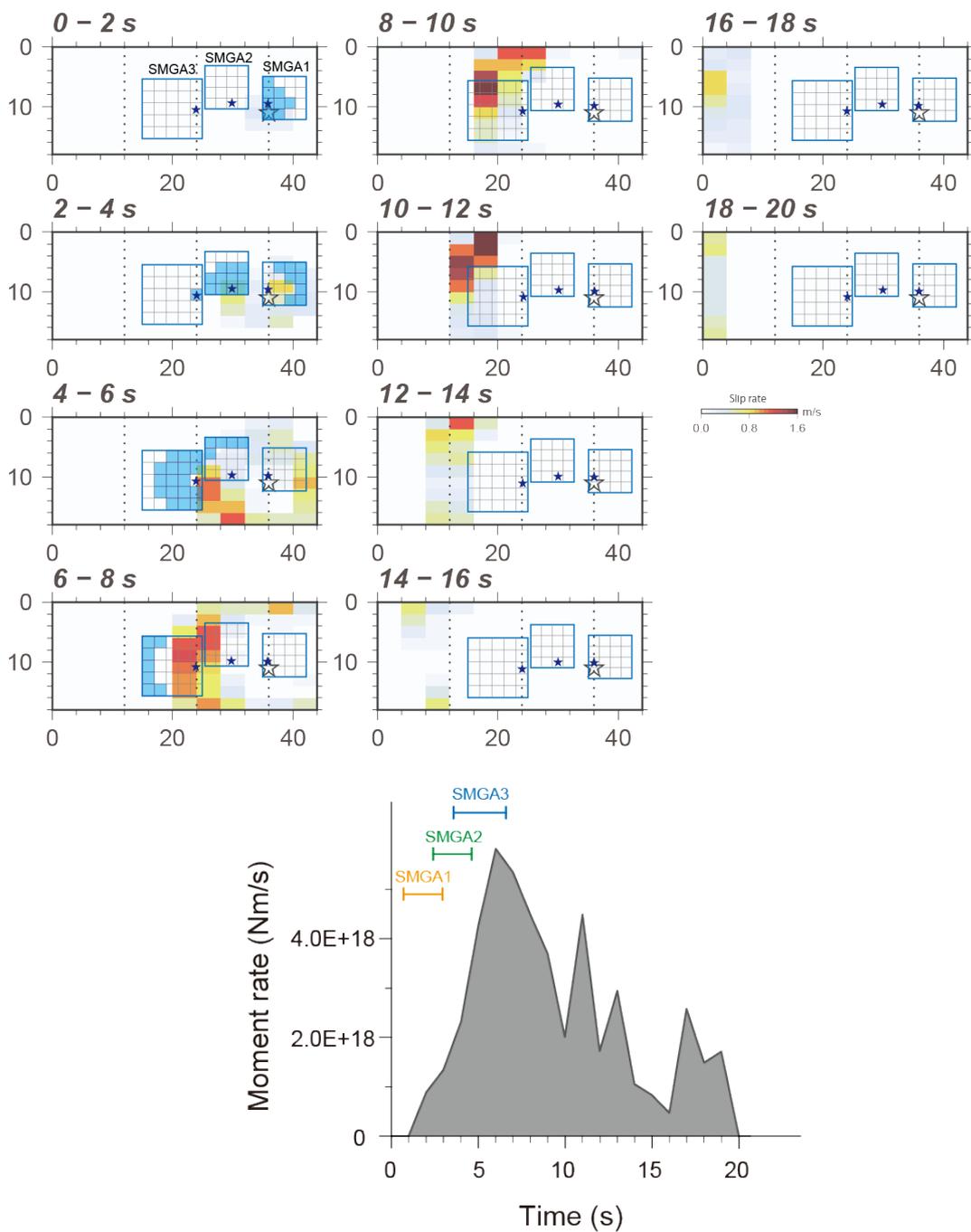


図3.1.1.2(2)-6 上) SMGAモデルと震源インバージョンによるすべりモデルの破壊の時空間発展の様子. 各パネルは2秒毎の破壊伝播の様子を示している. 下) 震源インバージョン結果による断層面全体でのモーメントレート関数. 橙色, 緑色, 青色の各線は, SMGA の破壊時間を表している.

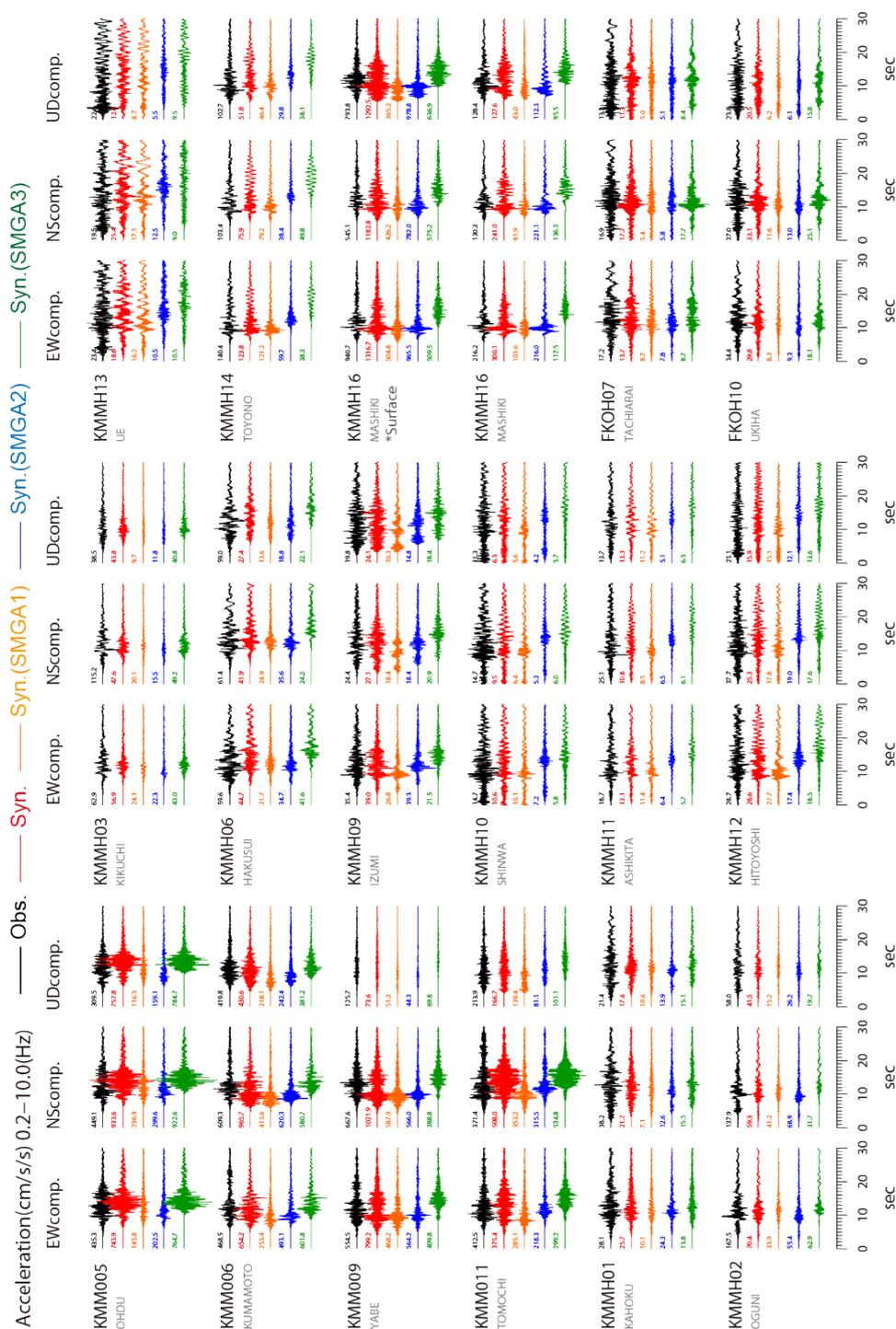


図 3.1.1.2(2)-7a 観測加速度波形 (黒色) と合成加速度波形 (赤色) の比較 (0.2-10 Hz). 橙色, 青色, 緑色は, SMGA1, 2, 3 からの波形寄与を個別に表す. 波形トレース左上の数値は, 各トレースの最大値 (cm/s<sup>2</sup>).

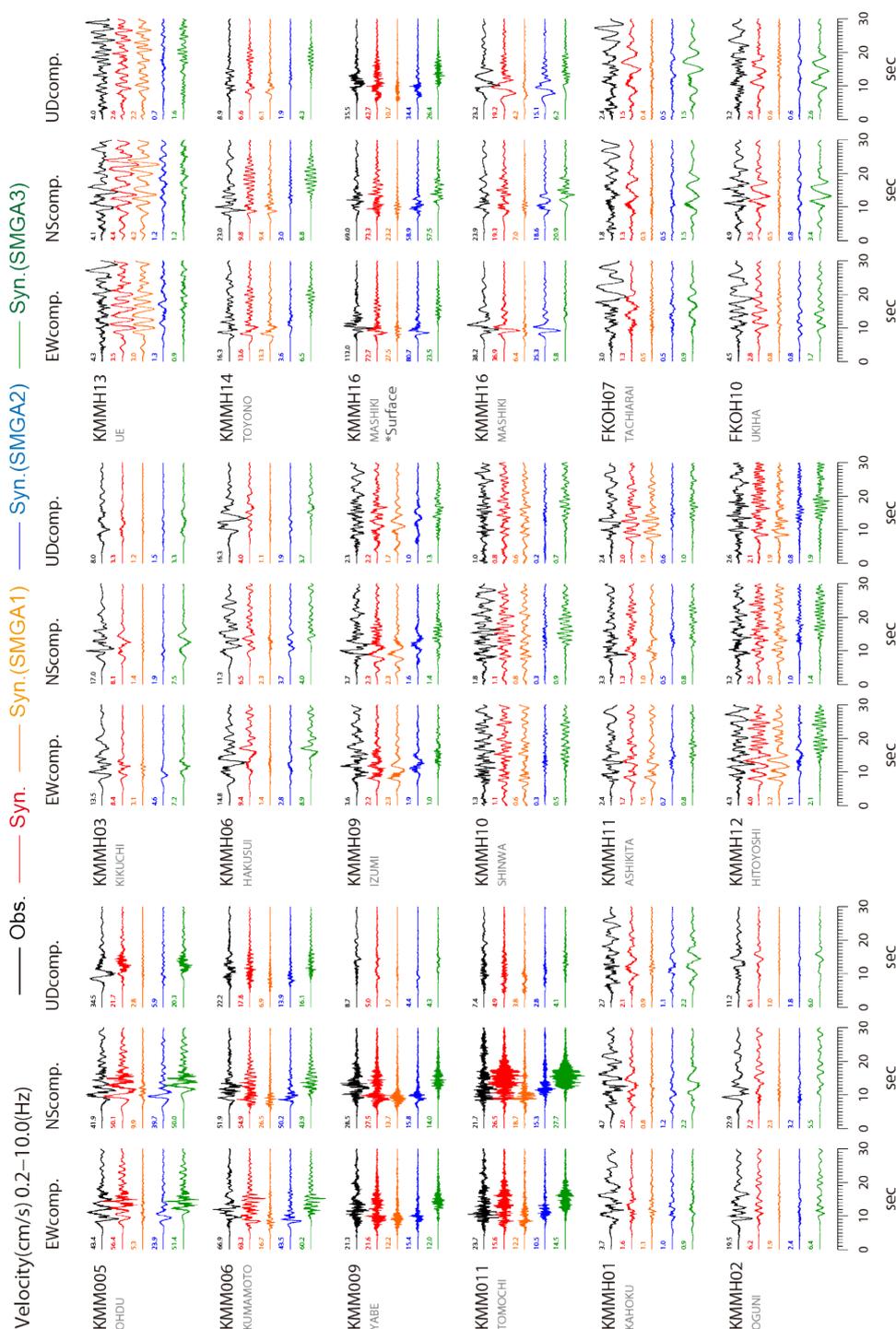


図 3.1.1.2(2)-7b 観測速度波形 (黒色) と合成速度波形 (赤色) の比較 (0.2-10 Hz). 橙色, 青色, 緑色は, SMGA1, 2, 3 からの波形寄与を個別に表す. 波形トレース左上の数値は, 各トレースの最大値 (cm/s).

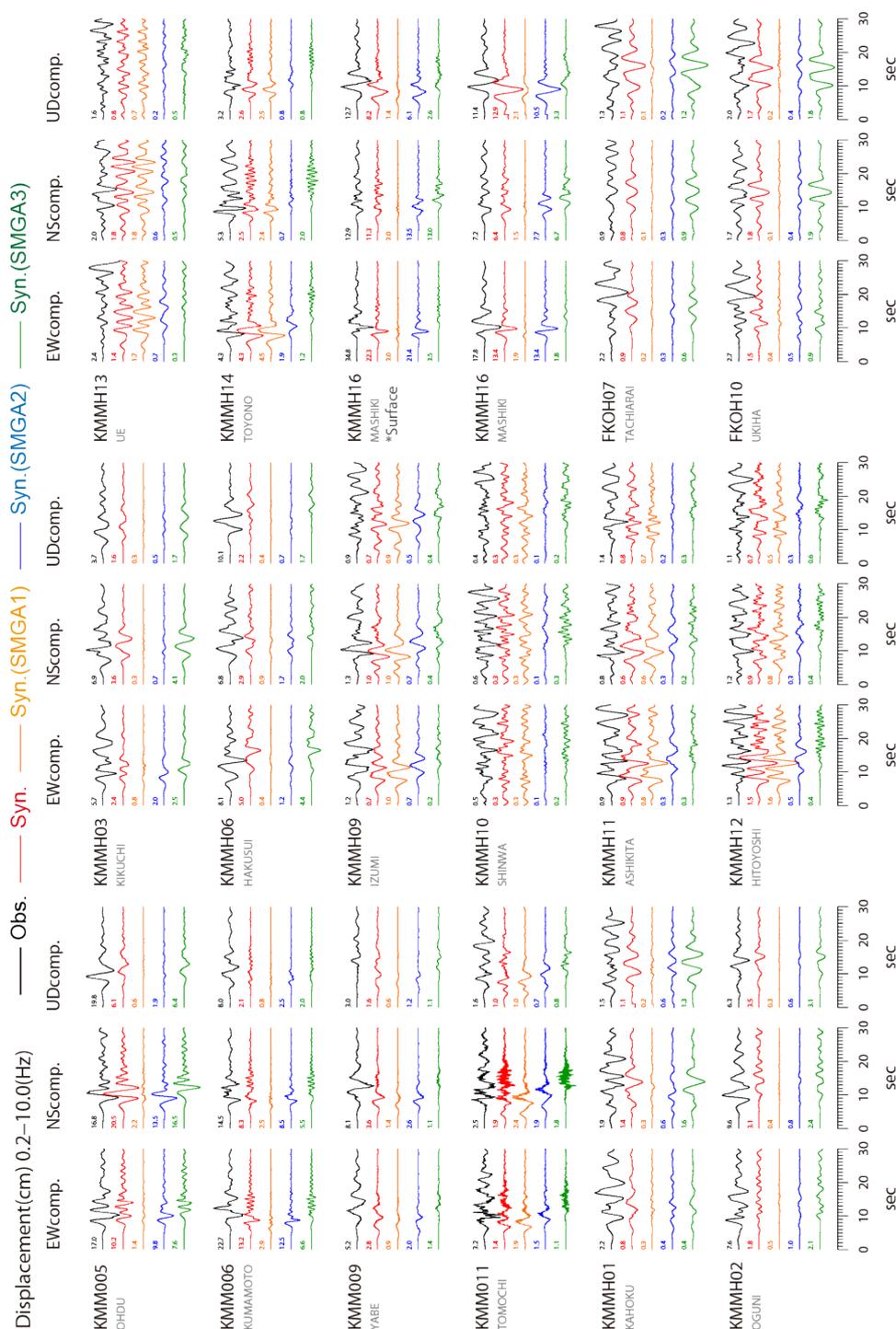


図 3.1.1.2(2)-7c 観測変位波形 (黒色) と合成変位波形 (赤色) の比較 (0.2-10 Hz). 橙色, 青色, 緑色は, SMGA1, 2, 3 からの波形寄与を個別に表す. 波形トレース左上の数値は, 各トレースの最大値 (cm).

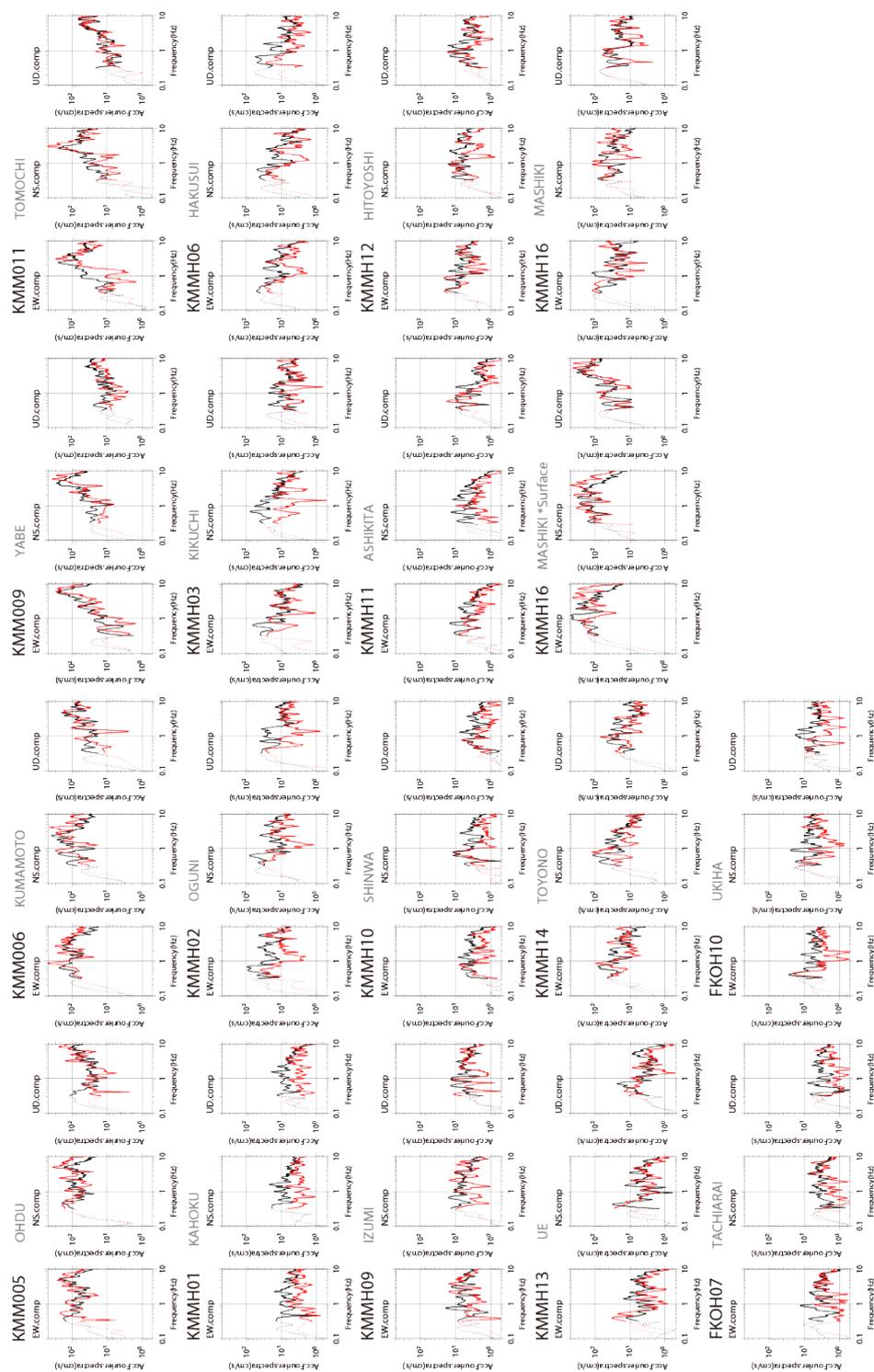


図 3.1.1.2(2)-8 加速度 Fourier 振幅スペクトルの比較 (3 成分). 観測は黒色, 合成は赤色でそれぞれ示す.

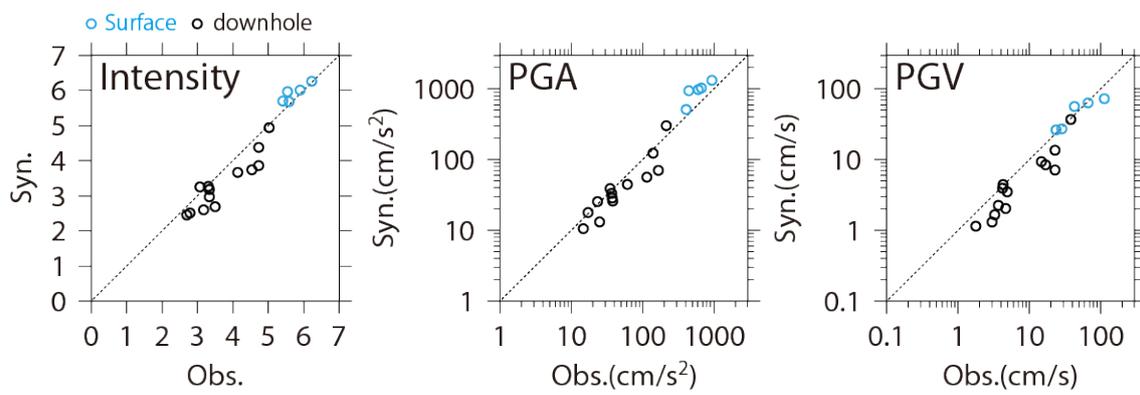


図 3.1.1(2)-9 観測と合成の特性値の比較. 上から計測震度, PGA, PGV である. 青色丸印は地表記録, 黒色丸印は地中記録を表す.

## ⑥ KMMH16 (KiK-net 益城) での強震動生成メカニズム

2016年熊本地震本震では、震源近傍のKMMH16において特に大きな地震動を生じ、その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確認できる。この地震は、正断層成分をやや含むものの横ずれ断層型が主成分の地震であり、震源インバージョン結果からも、KMMH16の直下やその周辺の断層面では、横ずれのすべり角が卓越している(例えば、3.1.1.2(1)のすべり分布結果)。横ずれ断層の場合は、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、断層直交成分に大きなパルス状の波形が生成される事が良く知られている(例えば、1992年米国Landers地震: Somerville *et al.*, 1997, 1995年兵庫県南部地震: 松島・川瀬, 2000, 2009, 2005年福岡県西方沖の地震: Asano and Iwata, 2006)が、今回の地震は、主に断層平行成分に大きなパルスが確認できる(図3.1.1.2(2)-10)。

Miyatake (2000)の動的破壊震源モデルの数値シミュレーションによると、横ずれ断層型の場合でも、断層深部から浅部へ向かう破壊伝播によって、断層沿いの平行成分に大きな振幅が生じることが示されている。また、染井・他 (2014)は、2013年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を行い、震源近傍のTCGH07 (KiK-net 栗山西) 観測点での断層平行成分のパルス波形は、SMGA (アスペリティ) の破壊が深部から浅部へ向かったことで生成された事を示した。今回の地震の場合、KMMH16の直下にあるSMGA2の破壊伝播は、SMGAの下端(深部)から浅部へ向かう方向に進展しており、この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(図3.1.1.2(2)-10)。

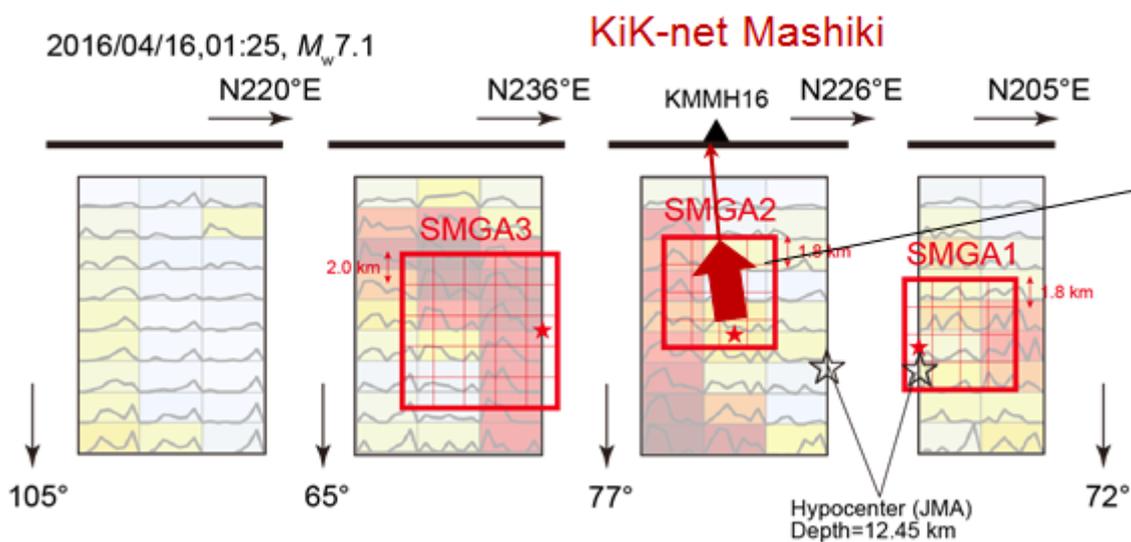
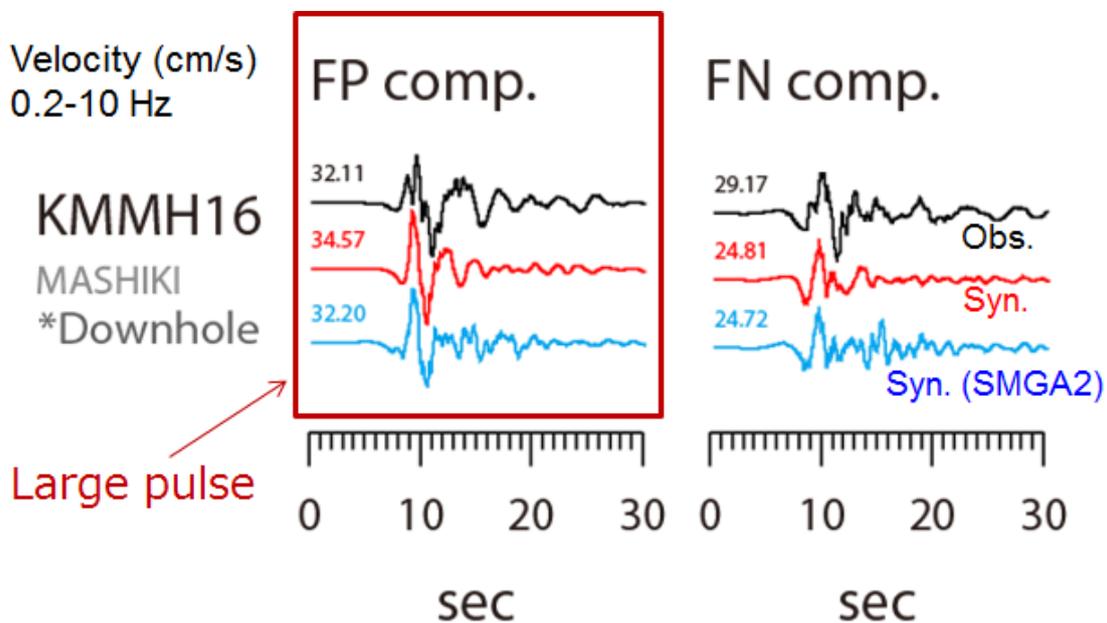


図 3.1.1(2)-10 上) KMMH16 (地中) の観測速度波形 (黒色) と合成速度波形 (赤色), SMGA2 の寄与を青色で示す. 左側が HF セグメントに対する断層平行成分, 右側が断層直交成分. 下) SMGA2 の KMMH16 に対する破壊伝播指向性効果を表す模式図.

### ⑦ 阿蘇カルデラ周辺での強震動

本報の震源モデル、地震動シミュレーションでは、⑤で上述したように、震央より北東側の主として阿蘇カルデラ周辺の観測記録（KMMH02：KiK-net 小国，KMMH03：KiK-net 菊池，KMMH06：KiK-net 白水）に対してやや過小評価傾向にある。3.1.1.2(1)の震源インバージョン結果では、F1 セグメントにおいてもすべり量やピークモーメントレートは小さいものの断層面を設定していることから、本項では、この F1 セグメントにおいて SMGA（SMGA4）を設定し、4 枚 SMGA モデルの是非について議論する。

SMGA4 の位置や面積は、F1 セグメントのピークモーメントレート分布を参考に設定した（図 3.1.1.2(2)-11）。また、SMGA4 のパラメタは、基本的に SMGA3 を参考として、表 3.1.1.2(2)-5 のように設定した。F1 セグメント周辺には、経験的グリーン関数に使用する要素地震として適切な余震が存在しない（この領域での余震活動は低調である）ため、位置としてはやや離れた EGF2 を使用している点に注意が必要である。このモデルによる合成速度波形と観測速度波形の比較を上記の 3 観測点について比較を行った（図 3.1.1.2(2)-12）結果、SMGA4 から生成される波形は、その振幅は、観測記録に対して相対的に小さく、また、その出現時間も、観測波形の主要な振幅を持つ位相に対してはやや遅れている。従って、ここでの SMGA4 は、阿蘇カルデラ周辺での強震度を説明するには不要であり、⑤で推定した 3 枚の SMGA モデルから大きな改善は見込めないことがわかった。阿蘇カルデラ周辺の波形に対しては、例えば、浅野・岩田 (2017)による 0.1-1.0 Hz の震源インバージョン結果から、震央から北東側への破壊伝播の前方指向性効果によって誘発された側方流動が原因である可能性が示されている。このような可能性を含めて、この領域での広帯域の地震動を説明することは今後の課題である。

表 3.1.1.2(2)-5 試算した 4 枚 SMGA モデルのパラメタ

Parameter	SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA4
$L = W$ (km)	1.8	1.8	2.0	2.0
$S$ (km <sup>2</sup> )	51.8	51.8	100.0	36.0
$T_r$ (s)	0.6	0.6	0.6	0.6
$M_0$ (Nm)	$2.08 \times 10^{18}$	$2.08 \times 10^{18}$	$5.49 \times 10^{18}$	$1.19 \times 10^{18}$
$\Delta\sigma$ (MPa)	13.6	13.6	13.4	13.4
$V_r$ (km)	2.8	2.8	2.8	2.8

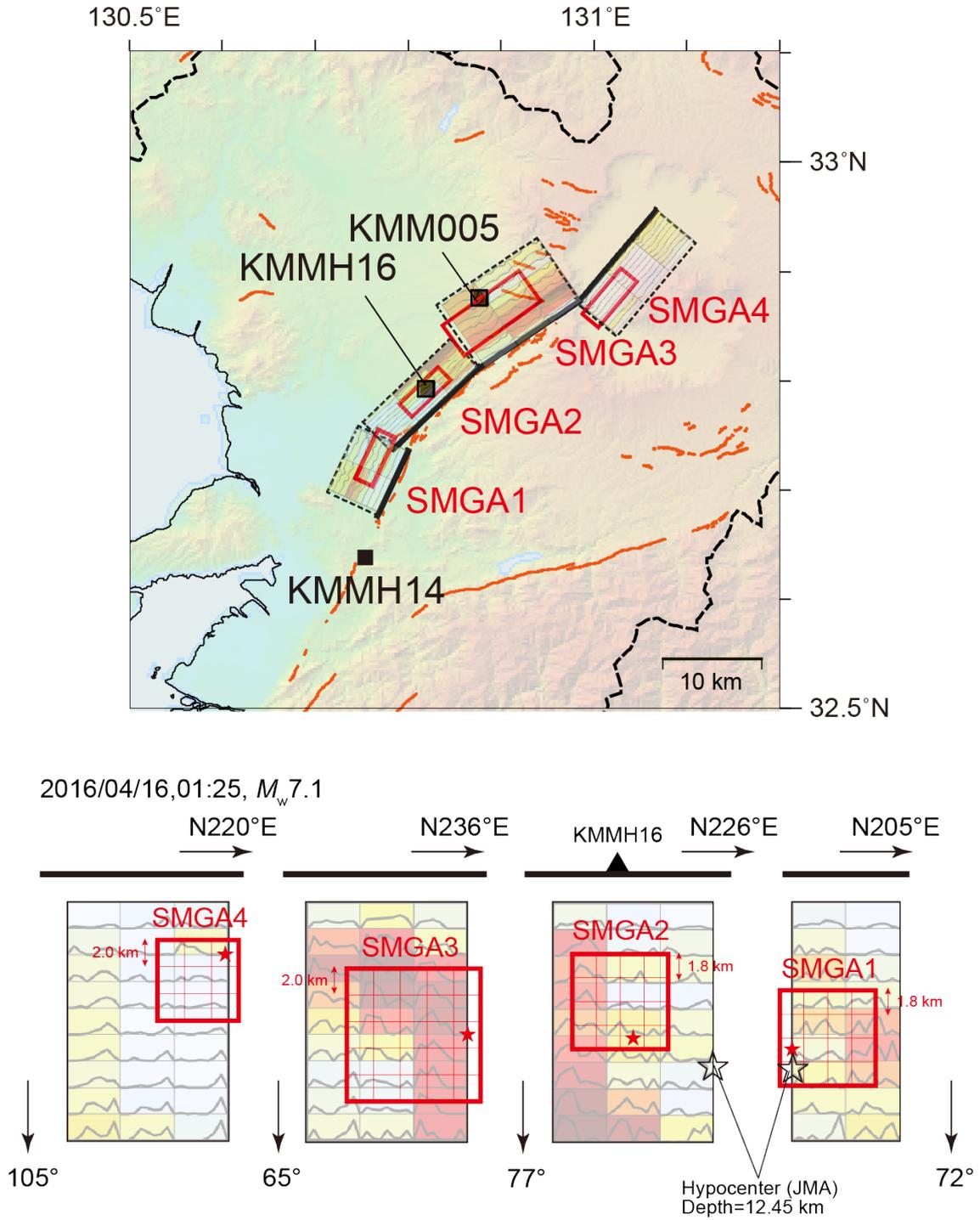


図 3.1.1.2(2)-11 試算した 4 枚 SMGA モデルの上) 地図上投影と, 下) 断層面上の分布. 断層面の背景は, 3.1.1.2(1)で得られた震源インバージョン結果のピークモーメントレート分布. 赤色星印は, SMGA の破壊開始点, 黒色星印は震源を表す.

Velocity(cm/s) 0.2–10.0(Hz)

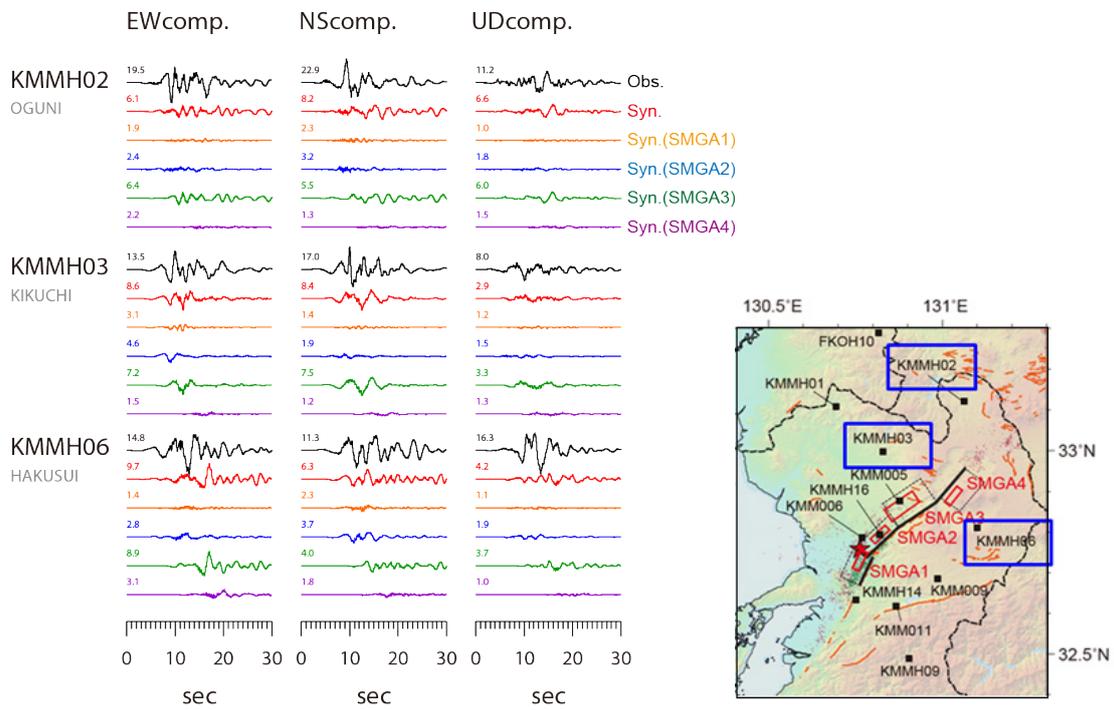


図 3.1.1.2(2)-12 観測速度波形（黒色）と4枚 SMGA モデルの合成速度波形（赤色）との比較 (0.2-10 Hz). 橙色, 青色, 緑色, 紫色は, SMGA1, 2, 3, 4 からの波形寄与を個別に表示. 波形トレース左上の数値は, 各トレースの最大値 (cm/s).

## ⑧ 複数 SMGA モデルと単一 SMGA モデルとの比較

Irikura *et al.* (2017)は、1枚セグメントに1枚の矩形のSMGAを仮定したモデル(単一SMGAモデル)で、2016年熊本地震本震の震源周辺での地震動を経験的グリーン関数法によって説明している(図3.1.1.2(2)-13)。ここでは、本報のSMGAモデル(複数SMGAモデル)でシミュレーションを行った地点と同じ観測点を対象として、この2つのSMGAモデルの結果を比較する。

図3.1.1.2(2)-14は、Fourier振幅スペクトルについて、観測記録と各SMGAモデルの合成記録とを比較したものである。両者の合成記録は、いずれの観測点においても概ねスペクトルレベルを再現しているように見える。このFourier振幅スペクトルを基に、各観測点の観測/合成の比 $[\ln(\text{Obs.}/\text{Syn.})]$ の自然対数を取り、複数の観測点の結果をアンサンブル平均することで、各モデルの観測記録の再現性を広帯域(0.3-10 Hz)に比較する。ここでは、震源近傍の5地点(KMM005, KMM006, KMM009, KMM011, KMMH16)のケースと震源からやや遠い5地点(KMMH01, KMMH02, KMMH03, KMMH06, KMMH11)のケースとに場合分けした評価を行った(図3.1.1.2(2)-15)。また、上述した複数観測点の $\ln(\text{Obs.}/\text{Syn.})$ のアンサンブル平均値について、 $\ln(\text{Obs.}/\text{Syn.})=0$ に対するばらつきを標準偏差( $\sigma$ )として評価し、その値も図3.1.1.2(2)-15に示した。その結果、震源近傍観測点のケースでは、いずれの成分についても複数SMGAモデルの方が、上述した $\sigma$ が小さく、観測と良い一致を示していることがわかった。一方で、震源からやや遠い観測点は、 $\sigma$ の値に大きな違いは無い。従って、震源から離れた観測点の地震動を再現する場合は、単一SMGAモデルも有効であるものの、震源近傍の観測点の地震動は、本報で検討した複数SMGAモデルの方が有効であると考えられる。

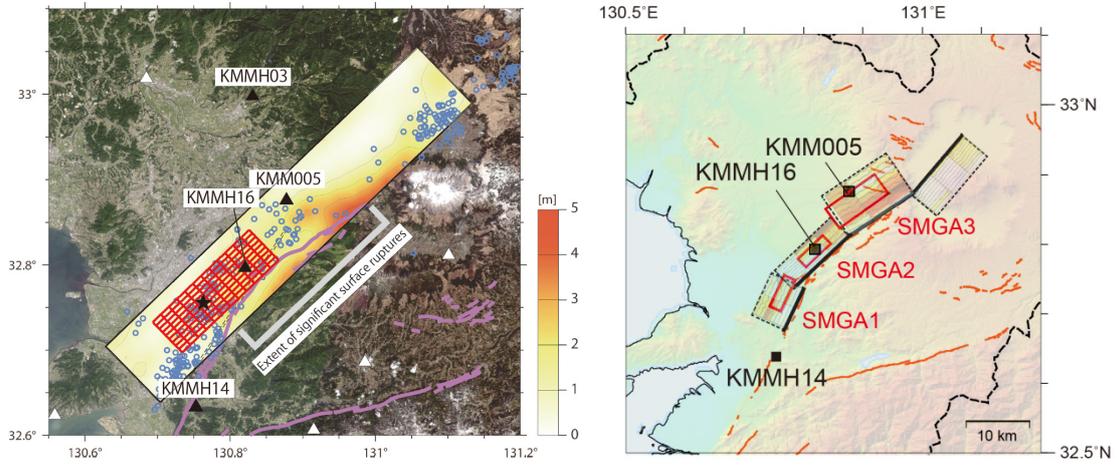


図 3.1.1.2(2)-13 左) Irikura *et al.* (2017)の単一 SMGA モデル. 右) 本報の複数 SMGA モデル.

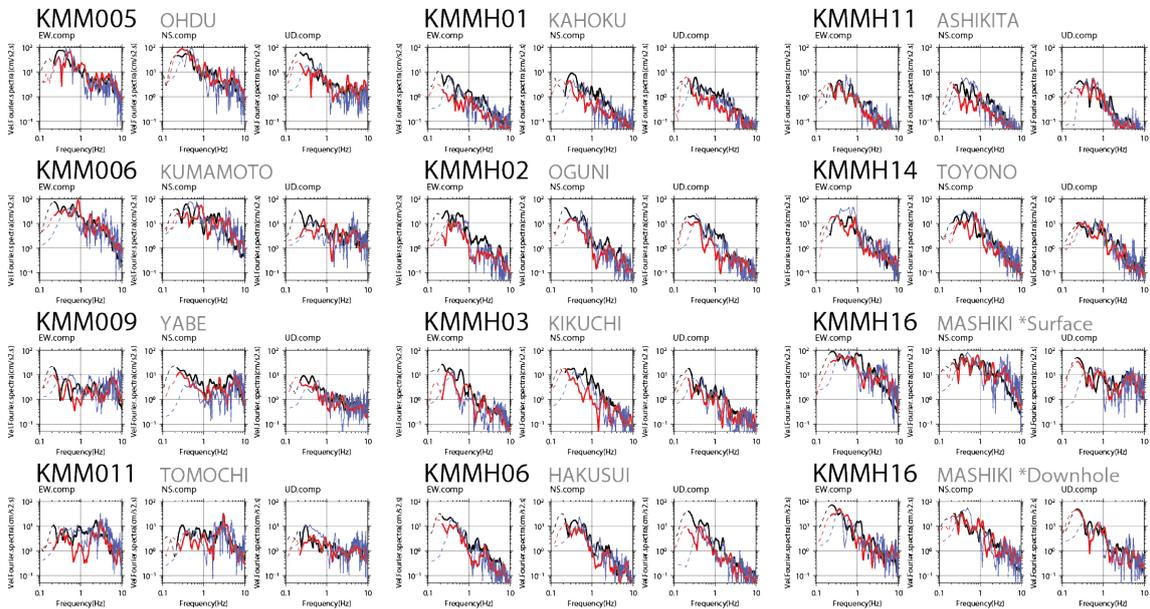
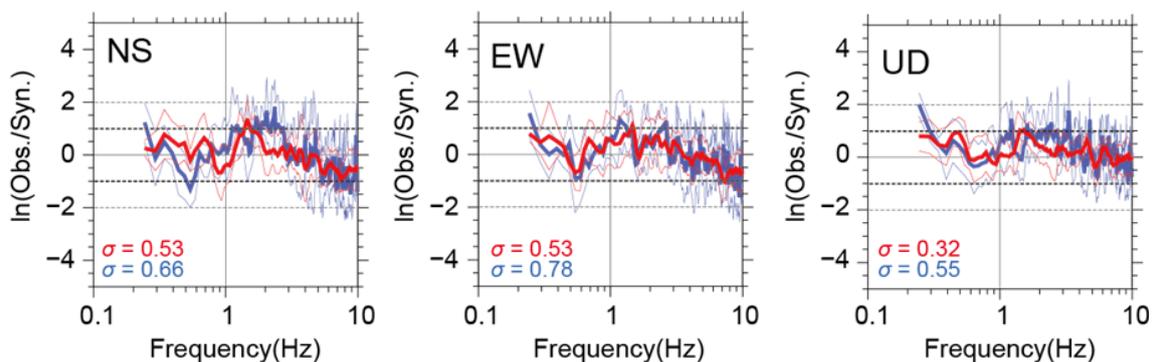


図 3.1.1.2(2)-14 速度 Fourier 振幅スペクトルの比較 (3 成分). 観測は黒色, 単一 SMGA モデルの合成記録は青色, 本報の複数 SMGA モデルの合成記録は赤色でそれぞれ示す.

■ 震源近傍の 5 観測点を対象



■ 震源からやや遠い 5 観測点を対象

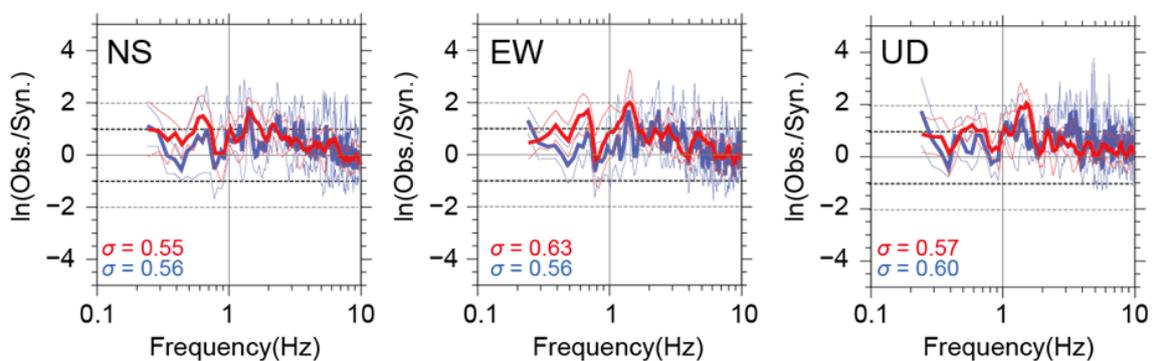


図 3.1.1.2(2)-15 速度 Fourier 振幅スペクトルの観測と合成の自然対数 [ $\ln(\text{Obs./Syn.})$ ] の複数観測点でのアンサンブル平均値 (実線) とその標準偏差 (破線). 単一 SMGA モデルは青色, 本報の複数 SMGA モデルは赤色でそれぞれ示す.  $\sigma$  の値は,  $\ln(\text{Obs./Syn.})$  のアンサンブル平均値の  $\ln(\text{Obs./Syn.}) = 0$  に対するばらつきを表す.

## ⑨ スケーリング則との比較

図 3.1.1.2(2)-16 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。ここでは、3.1.1.2(2)の 4 月 16 日本震, 3.1.1.3(2)の 4 月 14 日前震, 3.1.1.4(2)の 4 月 15 日前震の 3 地震の結果を示している。その結果, 本報の SMGA 総面積は, スケーリング則とほぼ一致し, 過去の地震の結果のばらつきの範囲内に収まる関係が得られた。また, 図 3.1.1.2(2)-17 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, 上述した 3 地震の 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に収まることがわかった。ここで, 4 月 16 日本震と 4 月 14 日前震は, 平均値に近い値をとるが, 4 月 15 日前震は, ばらつきの下限程度となり, 平均値と比較すると小さい応力降下量を呈している。しかし, 後の 3.1.1.4(2)で議論する通り, この地震の SMGA は比較的浅部に位置しており, 応力降下量の深さ依存性を考慮すると, 妥当な値であることが示されている。したがって, 2016 年熊本地震の震源特性は, 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。

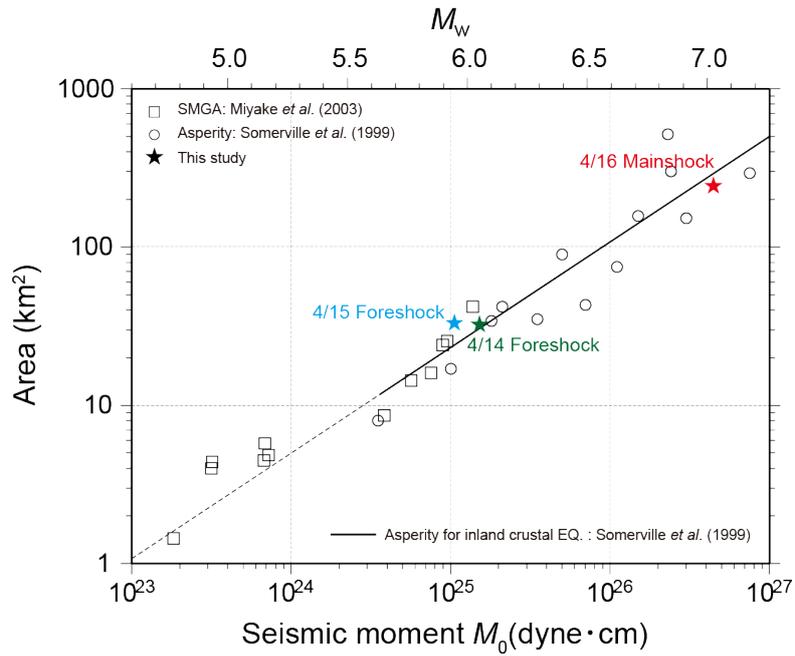


図 3.1.1.2(2)-16 内陸地殻内地震のアスペリティ (SMGA) と地震モーメントの関係.

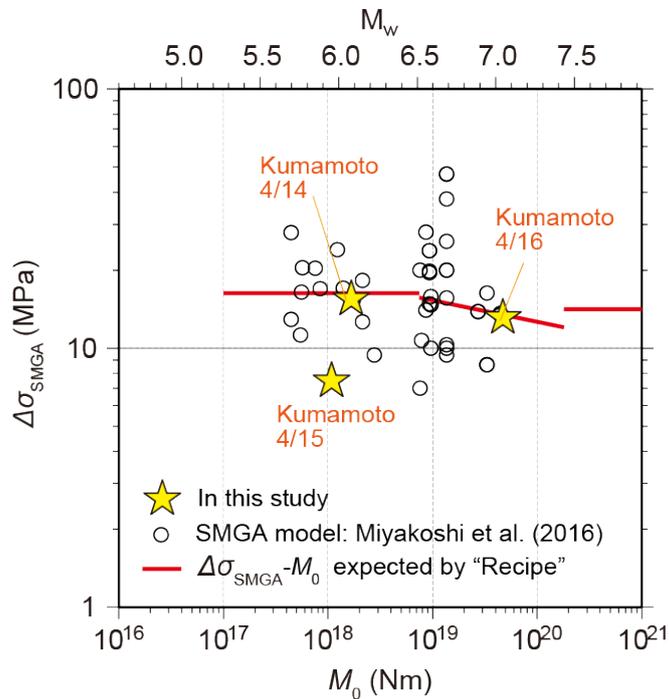


図 3.1.1.2(2)-17 内陸地殻内地震の SMGA の応力降下量と地震モーメントの関係. 赤色線は、強震動予測レシピで取り扱われる経験式から予測されるアスペリティの実効応力と地震モーメントの関係.

## ⑩ おわりに

本 3.1.1.2(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16日日本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。ここで作成した 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) 3枚の SMGA は、震源インバージョン結果の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) 断層全体の破壊過程の前半部分で短周期地震動を含む強震動生成が生じていた。3) 各 SMGA のパラメータは、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。4) 震源近傍の KMMH16 (KiK-net 益城) での断層平行成分の強震動は、その直下にある SMGA の深部から浅部へ向かう破壊伝播指向性効果によるものと考えられる。5) 震源近傍の観測記録に対しては、単一 SMGA モデルよりも本報の複数 SMGA モデルの方が広帯域の再現性が良い。

## ⑦ 参考文献

- Aki, K. (1967), Scaling relation of seismic spectrum, *J. Geophys. Res.*, 72, 1217-1231.
- 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.
- 浅野公之・岩田知孝・入倉孝次郎 (2004), 2003年5月26日に宮城県沖で発生したスラブ内地震の震源モデルと強震動シミュレーション, *地震* 2, 57, 171-185.
- 浅野公之・岩田知孝 (2017), 2016年年熊本地震本震の断層近傍から阿蘇カルデラにかけての地震動, 平成28年度京都大学防災研究所研究発表講演会予稿集, A03.
- Asano, K., and Iwata, T. (2006), Source process and near-source ground motions of the 2005 West Off Fukuoka Prefecture earthquake, *Earth, Planets, and Space*, 58, 93-98.
- 藤原広行・河合伸一・青井 真・森川信之・先名重樹・東 宏樹・大井昌弘・はお憲生・長谷川信介・前田宜浩・岩城麻子・若松加寿江・井元政二郎・奥村俊彦・松山尚典・成田 章 (2012), 東日本大震災を踏まえた地震ハザード評価の改良に向けた検討, 防災科学技術研究所研究資料, 第379号.
- 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.
- Hartzell, S. H. (1978), Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 1-4.
- Irikura, K. (1986), Prediction of strong acceleration motion using empirical Green's function, *Proc. 7<sup>th</sup> Japan Earthq. Eng. Symp.*, 151-156.
- 入倉孝次郎・関口春子・香川敬生 (1997), 経験的グリーン関数を用いた強震動予測手法の改良, 日本地震学会1997年秋季大会講演予稿集, B71.
- 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.
- Irikura, K., and Miyake, H. (2011), Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios, *Pure Appl. Geophys.*, 168(2011), 85-104.
- 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, DOI 10.1186/s40623-016-0586-y.
- Kinoshita, S. (1998), Kyoshin-net (K-NET), *Seism. Res. Lett.* 69, 309-332.
- Kurahashi, S., and Irikura, K. (2010), Characterized source model for simulating strong ground motions during the 2008 Wenchuan earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 100, 2450-2475.
- Maeda, T., and Sasatani, T. (2009), Strong ground motions from an Mj 6.1 inland crustal earthquake in Hokkaido, Japan: the 2004 Rumoi earthquake, *Earth Planets Spaces*, 61, 689-701.
- 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.
- Miyatake, T. (2000), Computer simulation of strong ground motion near a fault using dynamic fault rupture modeling: spatial distribution of the peak ground velocity vectors, *Pure and Appl. Geophys.*, 157, 2063-2081.
- 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・パラメー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.
- 仲野健一・川瀬 博 (2016), スペクトルインバージョン法で求めた前震・本震・余震の震源スペクトルと非線形サイト特性. 日本地球惑星科学連合2016年大会講演予稿集, MIS34-P70.
- 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 Shindokey network in Japan, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 150, 2662-2680.
- 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.
- Somei, K., and Miyakoshi, K. (2012), Source characterization of induced earthquakes by the 2011 off Tohoku, Japan, earthquake based on the strong motion simulations, *Proc. 15<sup>th</sup> World Conf. Earthq. Eng.*, Paper no.1863.
- 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2014年大会講演予稿集, SSS23-P19.
- 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.
- Somerville, P.G., Smith, N., Graves, R., and Abrahamson, N. (1997), Modification of empirical strong motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity, *Seism. Res. Lett.*, 68, 199-222.
- Suzuki, W., and Iwata, T. (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.
- 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.

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.