

第6章 地表地震断層の有無による地震動と断層破壊モデルの特徴

本章では、主に国内で発生した被害地震について、地表地震断層の有無による地震動および断層破壊モデルの特徴について整理する。

6.1 地表地震断層の有無による地震動および断層破壊モデルの特徴

日本国内で近年発生した被害地震 (Mw5.5~7.1) について、スペクトル距離減衰式¹⁾からの偏差を図 6.1-1 に示す²⁾。上が地表地震断層を生じなかった地震 (横ずれのみ)、下が地表地震断層を生じた地震である。観測点は震源断層から 30km 以内の K-NET および KiK-net (地表) から選定し、既往研究成果³⁾を用いて地盤増幅を補正している。また、非線形応答を含む地盤増幅の影響を避けるため、最大加速度が 200cm/s^2 以上となる場合は、AVS30 が 500m/s 以上の観測点のみを用いている。比較対象としたスペクトル距離減衰式は内外の複数の提案式を吟味し、用いた地震記録について最も残差の小さいもの¹⁾が選定されている。震源近傍やや広範囲については、地表地震断層を伴う場合は 2016 年熊本地震の前震・本震を含めて地震動は平均よりも小さく、伴わない場合は逆に大きいことが示されている。

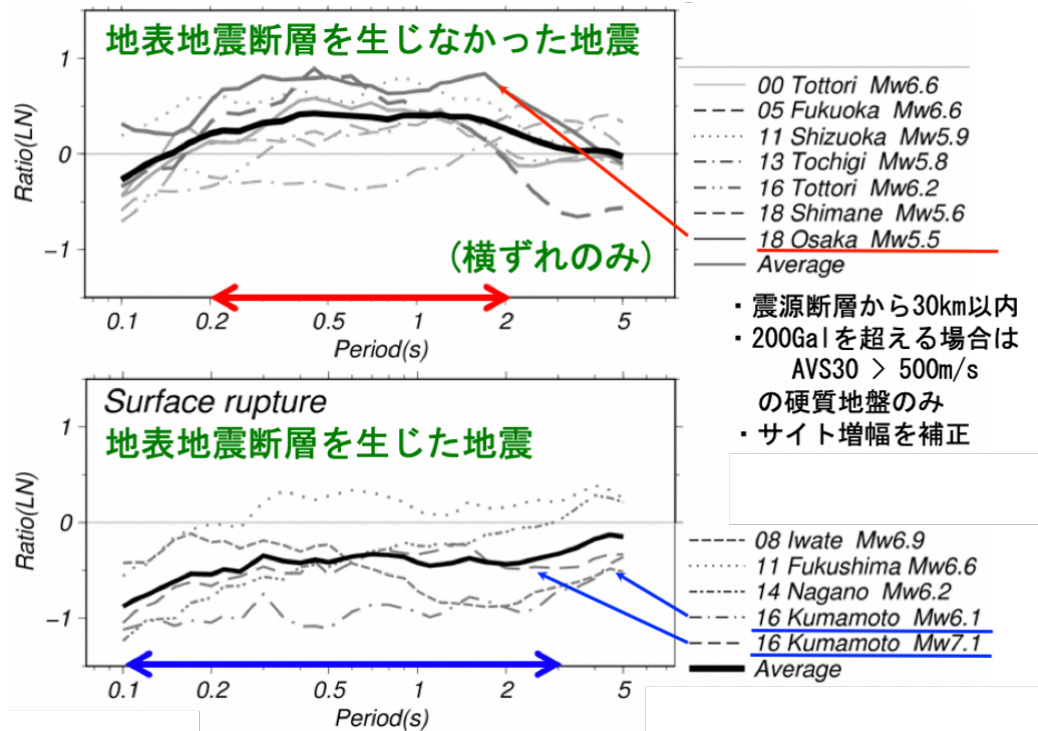


図 6.1-1 地表地震断層を生じなかった地震 (横ずれ, 上) と生じた地震 (下) のスペクトル距離減衰式¹⁾との比較 (吉田(2019)²⁾に加筆)

これらの地震について広帯域の強震動を説明し得る特性化震源モデルから、断層破壊の特徴が抽出されている。短周期レベル（加速度震源スペクトルの平坦レベル）の全地震での平均は既往研究⁴⁾とほぼ同じだが、地表地震断層を伴う場合は有意に小さいことが分かる（表 6.1-1）。また、地表地震断層を伴う地震には 5km よりも浅い強震動生成域が見られるものの、深い強震動生成域に比べてその立ち上がり時間（ライズタイム, $Tr = \alpha \times (W/V_R)$ ）が有意に長く（表 6.1-2）、応力降下量も小さいことが確認された（図 6.1-2）。図 6.1-2 には、既往研究による成果⁵⁾を破線で示しているが、地表地震断層を伴う地震はそれと良く対応しているように見える。

表 6.1-1 地震モーメントに対する短周期レベルの比較²⁾

地震タイプ	Average	S. D.
全地震	$2.29 \times 10^{-10} \times Mo^{1/3}$	± 0.14
地表断層	$1.81 \times 10^{-10} \times Mo^{1/3}$	± 0.10
潜在断層	$2.73 \times 10^{-10} \times Mo^{1/3}$	± 0.12
壇ほか(2001)	$2.46 \times 10^{-10} \times Mo^{1/3}$	-

表 6.1-2 ライズタイム係数 α の比較²⁾

地震タイプ	α	S. D.
5km以浅	0.31	± 0.19
5km以深	0.19	± 0.16

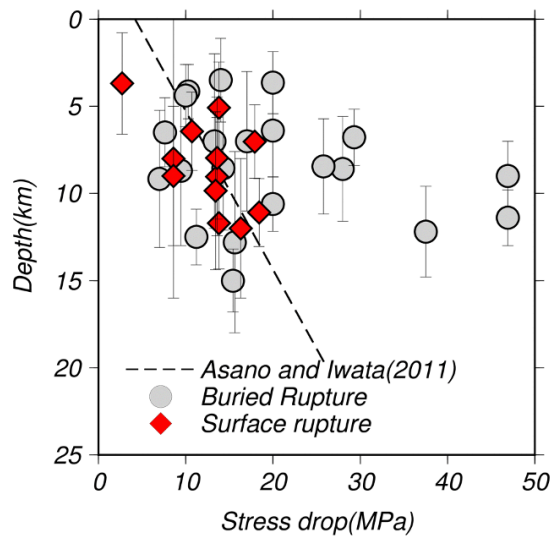


図 6.1-2 応力降下量の深さ分布の比較²⁾

これらを総合的に解釈したイメージを図 6.1-3 に示す。上が地表地震断層を伴わない潜在断層地震だが、深い大すべり域の応力が大きく、すべり速度関数も短周期のパルスを持ち、破壊進行方向にディレクティブ・パルスを生じて大きな地震動を生じる。一方で、下に示す地表断層を伴う地表断層地震では浅い大すべり域が加わり、地表地震断層を生じる。しかし、この部分のすべり時間関数は継続時間が長く、強震動の帯域には大きく寄与しない。結果として、強震動が顕著な周期帯域の地震動強さは潜在地震と変わらないものの、地震モーメントは大きく見積もられることになり、規模に対して想定的に地震動が小さいと評価される。これが、震源を取り囲むやや広範囲の地震動に見られる特徴と考えることができる。

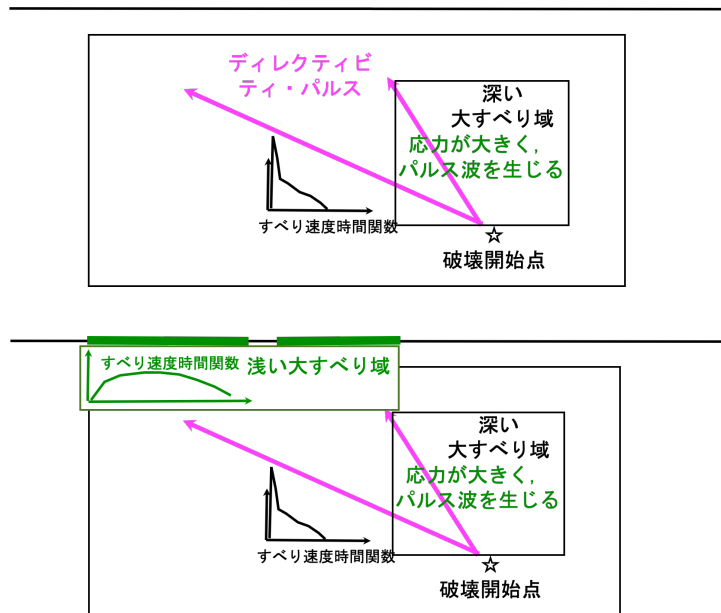


図 6.1-3 地表地震断層を伴わない地震（上）と伴う地震（下）のイメージ

6.2 地表地震断層近傍域の地震観測記録と被害

前節では震源断層から 30km 圏内の硬質地盤（サイト増幅特性を補正）における地震動の平均像について、地表地震断層を伴う場合の地震動が平均よりも小さい傾向を示すことを述べた。一方で、2016 年熊本地震の本震のように、断層近傍域（1 km 以内）では平均よりも有意に大きい観測値を示す場合もある。図 6.2-1 に益城町宮園（左）と西原村小森（右）の三重応答スペクトルを示す。益城町宮園では観測点となった益城町役場を含め周辺で顕著な建物被害が生じている。また、1995 年兵庫県南部地震でも、地表地震断層（能島断層）を生じた淡路島北部で震度 7 の領域が生じている。

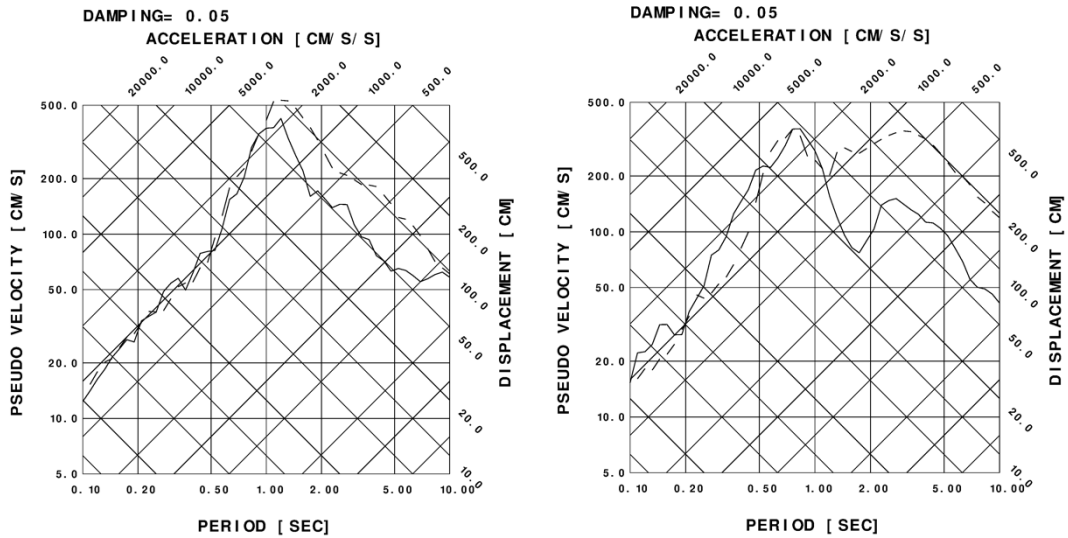


図 6.2-1 熊本地震本震による益城町宮園 (左) と西原村小森 (右) の三重応答スペクトル
実線：NS 成分，破線：EW 成分

しかし、さらに地表地震断層に近づくと、断層変位による被害は見られるが地震動による被害は小さいように思われる事例が散見されることは、過去の地震を含めて3章で整理した通りである。これらの現象について、4、5章では断層破壊モデルの観点から考察を行ったが、次節で改めて整理を試みる。

6.3 震源断層ごく近傍における地震動放射のメカニズム

2016年熊本地震本震について、震源断層近傍域において揺れによる被害をもたらしたと考えられる強い地震動を生じたものの、地表地震断層ごく近傍でその影響が小さかったと推定される要因について、本小委員会が2017年に実施した「断層帯近傍における地震動評価に関するシンポジウム」から成果を抜粋して整理したい。

まず、動力学的な震源破壊シミュレーションの例を示す⁶⁾。すべり弱化解摩擦モデル(図6.3-1)が想定され、浅部の断層破壊は臨界すべり量(Dc)が大きく設定されている。図6.3-2はその結果としての最終すべり量分布と断層面上の各設定地点における、すべり速度時間関数である。臨界すべり量(Dc)の設定が立ち上がり時間の長さに影響していることがわかる。また、深いすべりと浅いすべりのすべり速度時間関数について、図6.1-3に示した現象が再現されていることが分かる。このように、浅いすべりがゆっくりかつ大きくすべるモデルによって、地表地震断層を伴う地震の近傍地震動の特徴を表現できる可能性が示唆される結果となっている。

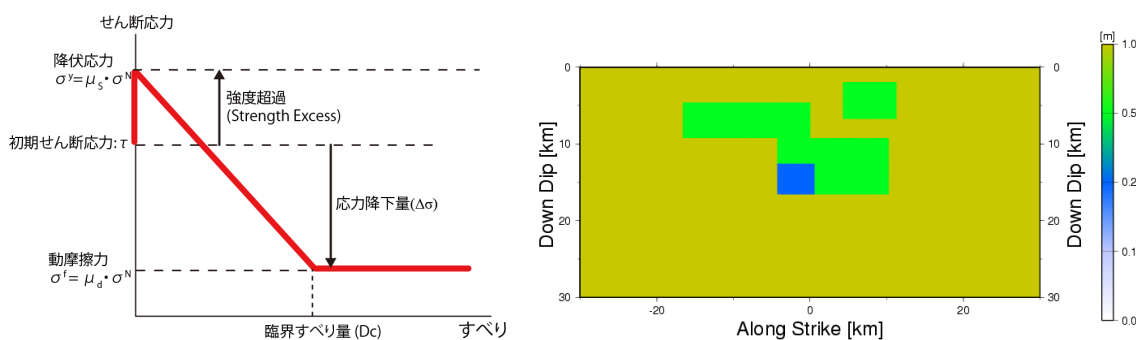


図 6.3-1 すべり弱化型摩擦モデル (左) と臨界すべり量 (Dc) の分布 (右) ⁶⁾

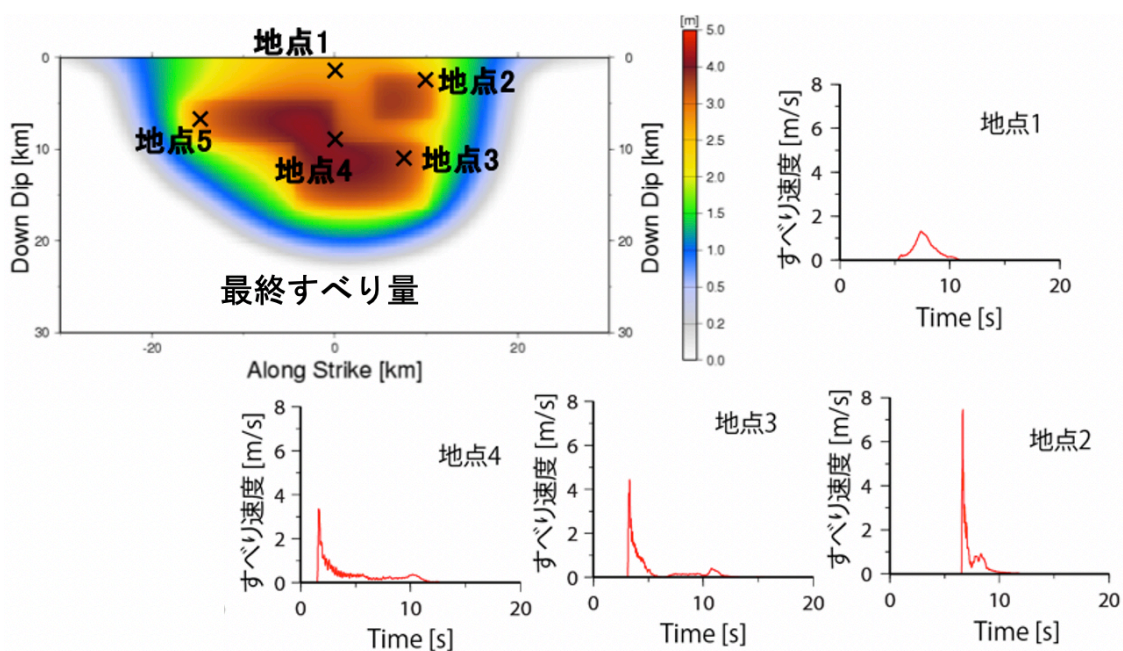


図 6.3-2 上図の設定による最終すべり量と各地点におけるすべり速度時間関数 ⁶⁾

次に、断層破壊進行の影響についての検討事例を紹介する ⁷⁾。図 6.3-3 は横ずれ断層が左端部中央から(上)、中央下端から(下)円周上に破壊伝播した場合の地表速度粒子奇跡を、既往研究 ⁸⁾に倣って表示したものとなっている。横ずれ断層では水平方向への破壊伝播によるフォーワードディレクティビティ効果によって断層直交方向の揺れが大きくなるのが一般的であり、上の図では赤丸の部分にそれが現れている。このとき、破壊開始点近傍の断層直上(青丸)ではほとんど揺れが生じていない。つまり横ずれ断層のすべりは、断層直上よりも破壊が進行するやや遠方で大きな地震動を生じていることになる。この現象が、地表地震断層出現域(直下に大きな断層すべり)で揺れによる被害が小さい一因となっていると思われる。また2016年熊本地震では、横ずれ断層にもかかわらず、断層近傍で断層平行成分が大きかったことが観測記録から読み取れる。これについては、図 6.3-3 の

下のように、深部から浅部への鉛直方向の破壊伝播を考慮することで説明が可能であることが既往研究⁸⁾で示されている(図の赤丸部)。この場合も、破壊開始点近傍の断層直上(青丸)はほとんど揺れていない。横ずれ断層については、破壊進行とのサイトの位置関係によって、地表地震断層ごく近傍での地震動(あくまで揺れに起因する)が周辺よりも小さくなる可能性が示唆される。

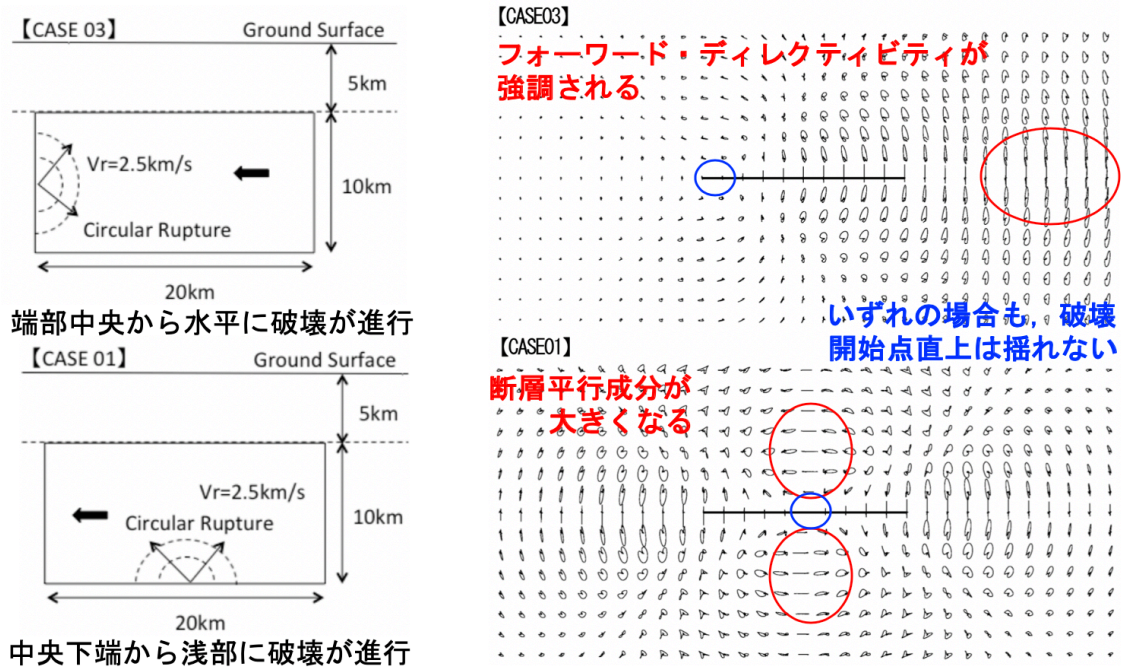


図 6.3-3 横ずれ断層の破壊伝播方向が異なる場合の震源断層周辺での粒子軌跡⁷⁾

6.4 地盤応答特性の影響

地表地震断層ごく近傍の地震動には、地盤応答特性の影響も多分に含まれていると考えられる。これについては次章で地盤構造との関係として改めてとりまとめを行っている。ここでは、2016年熊本地震本震で見られた地震動に地盤応答が及ぼした影響について紹介しておく。

図 6.4-1 には、御船 IC において観測された地震動(赤線)とその再現地震動(黒破線)を示す⁹⁾。入力としたのは周辺強震観測点の表層地盤応答をはぎ取った硬質地盤相当の記録であり、非線形地盤応答を考慮することで良好な再現が行われている。同様の検討事例として、KiK-net 益城(KMMH16)で表層をはぎ取った入力波を益城町市街域の被災エリアにおける調査から設定した地盤モデルに入力し、非線形地盤応答を考慮して入力との応答比をプロットしたものを示す¹⁰⁾(図 6.4-1)。図には、入力波そのもの(強震)と入力波

の震幅を小さくしたもの（弱震）での比較が示されている。非線形地盤応答によって、入力が大きくなるにつれて増幅のピーク周期が長周期化している。家屋がダメージを受けて固有周期が長くなることと、非線形地盤応答による強震動の長周期化が連動して、耐震性の低い家屋に大きな被害を生じた可能性を示唆する結果となっている。

この結果は米国地震学会論文集に掲載されたが、2.1 節で述べた事情により、最終的にターゲットとした記録が適切ではなかったことにより取り下げられた。しかし、この地点の地盤がこのような振る舞いをしたことは説明できていると考えられる。

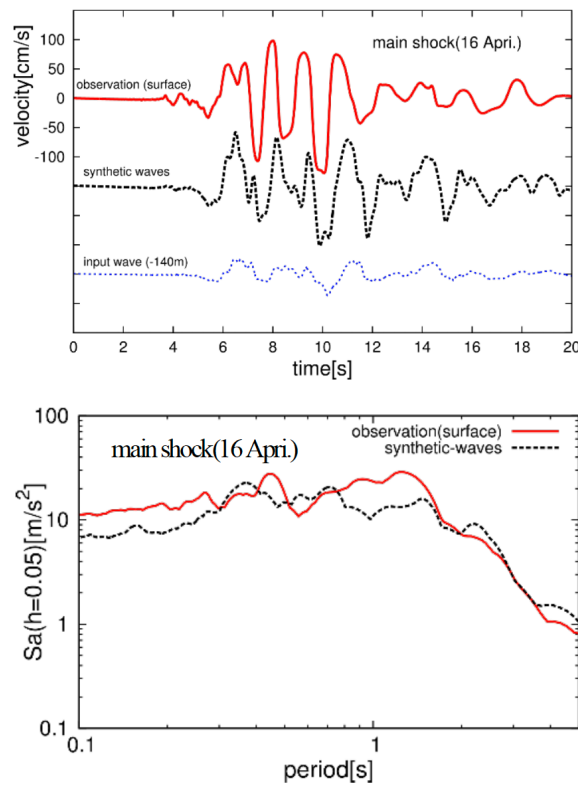


図 6.4-1 御船 IC 本震波形の再現（地盤補正）⁹⁾

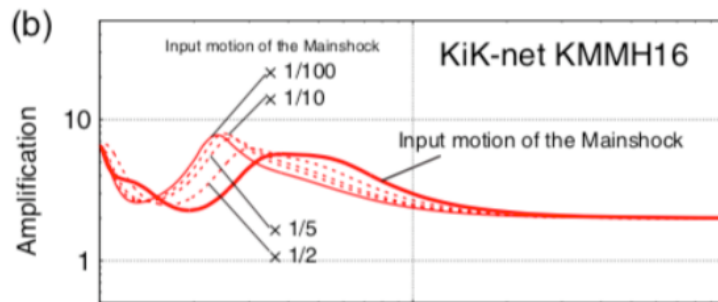


図 6.4-2 KiK-net 益城で推定した基盤入力波を小さくした場合の地盤応答の違い¹⁰⁾

このように、2016年熊本地震における断層近傍被害域での非線形応答が把握されているが、地表地震断層直上において、例えば断層破碎帯の影響により地震動が変質したか、などの現象把握には至っておらず、今後の課題である。

参考文献

- 1) Morikawa, N. and Fujiwara, H.: A new ground motion prediction equation for Japan applicable up to M9 mega-earthquake, *J. Disaster Research*, 8(5), pp.878-888, 2013.
- 2) 吉田昌平：日本国内の内陸地殻内地震における地表および潜在断層地震の地震動特性と震源特性に関する基礎的研究，鳥取大学博士学位論文，鳥取大学大学院工学研究科，2019.
- 3) 野津厚，長尾毅：スペクトルインバージョンに基づく全国の港湾等の強震観測地点におけるサイト増幅特性，港湾空港技術研究所資料，No.1112, 2005.
- 4) 壇一男，渡辺基史，佐藤俊明，石井透：断層の非一様すべり破壊モデルから算定される短周期レベルと半経験的波形合成法による強震動予測のための震源断層のモデル化，*日本建築学会構造系論文集*, 66, 545, pp.51-62, 2001.
- 5) Asano, K. and Iwata, T.: 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, pp.105-116, 2011.
- 6) 津田健一，川辺秀憲：物理モデルに基づく断層近傍での強震動シミュレーション，断層帯近傍における地震動評価に関するシンポジウム，土木学会地震工学委員会，論文番号 16, 2017.
- 7) 香川敬生，吉田昌平，野口竜也：横ずれ断層近傍強震動への破壊伝播の影響，断層帯近傍における地震動評価に関するシンポジウム，土木学会地震工学委員会，論文番号 8, 2017.
- 8) Miyatake, T.: Computer simulation of strong ground motion near a fault using dynamic fault rupture modeling: Spatial distribution of the peak ground velocity vectors, *Pure and Applied Geophysics*, 157, pp. 2063-2081, 2000.
- 9) 豊増明希，後藤浩之，澤田純男，高橋良和：平成28年熊本地震における御船IC記録，断層帯近傍における地震動評価に関するシンポジウム，土木学会地震工学委員会，論文番号 13, 2017.
- 10) 後藤浩之，吉見雅行：私信，2017.