

土木学会地震工学委員会

断層帯近傍における地震動メカニズム
検討小委員会

(2016年7月～2020年3月)

報告書

序

活断層近傍では、断層破碎帯でトラップされたチャンネル波が構造物に影響することが懸念される一方、地表地震断層直上では断層変位の影響は大きいものの地震動の寄与は小さいと思われる事例が散見される。断層帯近傍における地震動の実態を把握することは、多くの活断層が分布する我が国における都市計画や構造物設計にとって急務であるが、これまでに検討事例は少ない。この問題に関して、震源断層の破壊メカニズム、震源ごく近傍における地震動放射メカニズム、断層破碎帯の物性把握とその動的応答メカニズム、を主たるテーマとして検討し、課題の解明を図るとともに、新たな調査観測方針など長期的な課題解決のための方針を提案する。

執筆者一覧

委員長：	香川 敬生	(鳥取大学工学部)
副委員長：	吉見 雅行	(産業技術総合研究所)
幹事長：	後藤 浩之	(京都大学防災研究所)
委員：	池田 隆明	(長岡技術科学大学)
	大島 光貴	(清水建設技術研究所)
	河戸 克志	(大日本コンサルタント)
	近藤 香	(大日本コンサルタント)
	津田 健一	(清水建設技術研究所)
	野口 竜也	(鳥取大学工学部)
	盛川 仁	(東京工業大学)

目 次

第1章	背景と設立趣旨	1
第2章	活動の経緯	7
第3章	地表地震断層近傍における被害状況	11
第4章	地表地震断層を伴う地震の運動学的断層破壊モデルの特徴	19
第5章	地表地震断層を伴う地震の動力学的断層破壊モデルの特徴	51
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	83
第7章	地表地震断層近傍の地盤震動特性と地下構造	91
第8章	被害地震，活断層の現地調査	105
第9章	地表地震断層近傍における地震動の合理的予測に向けて	113

第 1 章 背景と設立趣旨

本章では、地震工学委員会断層帯近傍における地震動メカニズム検討小委員会の設立に至った背景と、設立の趣旨について紹介する。

1.1 背景

国内外の被害地震の現地調査をおこなう中で、震源断層近傍で被害が大きく強い地震動が想定されるものの、地表地震断層を伴う場合にはその直近では断層変位による被害はみられるものの強震動に起因する被害が顕著ではない事例が報告されていた¹⁾。また、過去の被害地震の調査写真等からも、地表地震断層近傍で同様の現象が想像される事例が散見される。

地表地震断層の有無によって地震動の大きさに差異があり、地表地震断層を生じた方が周期 1～2 秒帯域の地震動が小さいことが海外の地震観測記録から指摘された²⁾。この現象について、運動学的な断層破壊モデルから浅部の断層破壊速度が深部に比べて遅く応力降下も小さいことがその要因とした解析結果が報告されている³⁾。また、浅部に weak-zone を導入した動力的断層破壊モデルで、上記の現象が説明できるとした検討もなされている⁴⁾。しかし、これらは震源断層から 30km 程度の範囲で得られた観測記録やシミュレーションに基づいており、地表地震断層ごく近傍の地震動については記録も少なく十分な検討がおこなわれていない。

地表地震断層による被害が主に断層変位あるいは強震動により生じるのか、あるいは両者によってもたらされるものかという点は、活断層近傍や活断層と交差せざるを得ない構造物の耐震検討に重要な課題である。そのような中で平成 28 年熊本地震が発生した。

1.2 平成 28 年熊本地震の発生

平成 28 年 (2016 年) 4 月 16 日 01 時 25 分に発生した熊本地震本震では、それまで活断層と認定されていた部分に明瞭な地表地震断層が出現し、そのごく近傍で強震観測記録が得られた。これらのうち、益城町宮園 (益城町役場)、西原村小森 (西原村役場) における計測震度計の記録では、丁寧に積分した変位波形に大きな永久変位が見られた (図 1.2-1, 2⁵⁾)。このような永久変位は断層を跨いでその方向が逆転し、地表の食い違い (地表地震断層) となって現れ、その上に構造物が存在すると被害を受ける。これらは地表地震断層から北にやや離れた地表面で観測されたものであり、断層変位の影響は一方向への並進運動となっており、その永久変位は地殻変動として捉えられたものと整合している。

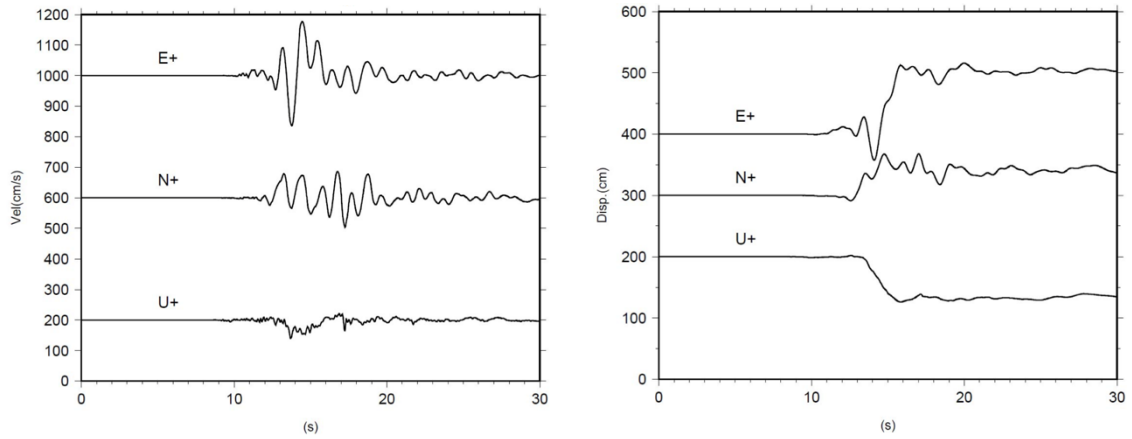


図 1.2-1 2016 年熊本地震本震による益城町宮園の速度波形（左）と変位波形（右）⁵⁾

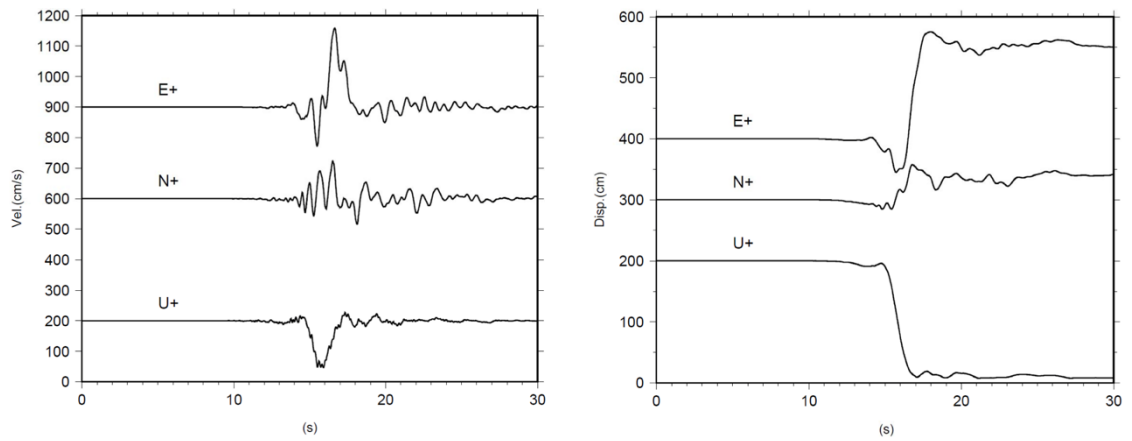


図 1.2-2 2016 年熊本地震本震による西原村小森の速度波形（左）と変位波形（右）⁵⁾

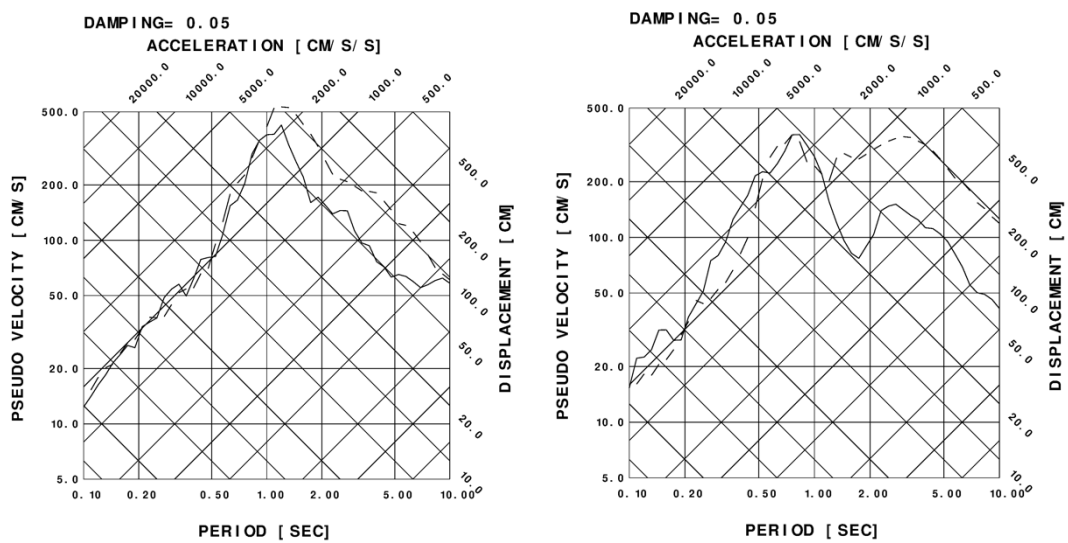


図 1.2-3 熊本地震本震による益城町宮園（左）と西原村小森（右）の三重応答スペクトル
実線：NS 成分，破線：EW 成分

これらの水平成分を三重応答スペクトルで表すと（図 1.2-3）、EW 成分（図の破線）において、益城町宮園では周期 1 秒程度、西原村小森では周期 3 秒程度で大きな応答値を示していることが分かる。また、一般的な木造家屋の固有周期にあたる 0.3～0.5 秒の応答値も 1995 年兵庫県南部地震など既往被害地震の観測記録に相当する大きさを有しており、観測点近傍で家屋の被害が見られたことと整合している。

建物被害の観点からは、西原村小森の計測震度計が設置された西原村役場の被害は軽微であったものの、益城町宮園周辺の益城町中心部の被害は甚大であった。益城町中心部では変位量は小さいものの地表地震断層も確認された。一方で、益城町東部郊外の地表地震動が明瞭な地区では、断層変位による被害はみられるものの強震動に起因する被害が顕著ではなかった⁶⁾⁸⁾。

このように、平成 28 年熊本地震は地表地震断層近傍域での地震動について、新たな課題を提起することになった。

1.3 小委員会設立の趣旨

以上の経緯より、2016 年 6 月の本小委員会の設立申請をおこない、7 月に地震工学委員会で承認された後に同年 8 月末までの期間で委員公募を実施し、2016 年 9 月より実質的な活動を開始した。本委員会設立の趣旨を以下に掲載する。

活断層近傍では、断層破碎帯でトラップされたチャンネル波が構造物に影響することが懸念される一方、地表地震断層直上では断層変位の影響は大きいものの地震動の寄与は小さいと思われる事例が散見される。断層帯近傍における地震動の実態を把握することは、多くの活断層が分布する我が国における都市計画や構造物設計にとって急務であるが、これまでに検討事例は少ない。この問題に関して、震源断層の破壊メカニズム、震源ごく近傍における地震動放射メカニズム、断層破碎帯の物性把握とその動的応答メカニズム、を主たるテーマとして検討し、課題の解明を図るとともに、新たな調査観測方針など長期的な課題解決のための方針を提案する。

小委員会活動開始時のメンバーを以下に示す。所属は平成 28 年 9 月当時のものである。なお、委員会終了時のメンバーは序に執筆者一覧として示した。

委員長： 香川 敬生 （鳥取大学工学部）
副委員長： 吉見 雅行 （産業技術総合研究所）

幹事長： 後藤 浩之 (京都大学防災研究所)
委員： 池田 隆明 (長岡技術科学大学)
大島 光貴 (清水建設技術研究所)
近藤 香 (大日本コンサルタント)
津田 健一 (清水建設技術研究所)
秦 吉弥 (大阪大学工学部)
盛川 仁 (東京工業大学)

小委員会の当面の活動期間は2019年3月までの約2年9ヶ月としたが、小委員長を代表とした科研費基盤(B)「地表地震断層の有無で震源近傍域強震動をどう評価するか？実態把握と予測の高度化」(令和元年～3年度)が採択されたことを受け、1年間の活動延長を申請して承認された。

参考文献

- 1) 久田嘉章, 久保智弘, 松澤佳, 松本俊明, 田邊朗仁, 森川淳: 2011年福島県浜通り地震の地表地震断層の近傍における建物被害調査, 日本地震工学会論文集, 12, 4, pp. 4_104-4_126, 2012.
- 2) Somerville, P. G.: Magnitude scaling of the near fault rupture directivity pulse, *Phys. Earth Planet. Int.*, 137, pp. 201–212, 2003.
- 3) Kagawa, T., Irikura, K., and Somerville, P. G.: Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes, *Earth Planets Space*, 56, pp. 3-14, 2004.
- 4) Pitarka, A., Dalgner, L. A., Day, S. M., Somerville, P. G., and Dan, K.: Numerical study of ground-motion differences between buried-rupturing and surface-rupturing earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am*, 99, 3, pp. 1521-1537, 2009, doi: 10.1785/0120080193.
- 5) 岩田知孝: 益城町宮園・西原村小森本震記録の解析, < <http://sms.dpri.kyoto-u.ac.jp/topics/masikinishihara0428ver2.pdf> > (2020/06/23 閲覧).
- 6) 香川敬生, 吉田昌平, 上野太士: 2016年熊本地震で生じた地表地震断層ごく近傍の強震動について, *土木学会論文集 A1*, 73, 4, pp. I_841_I_846, 2017.

- 7) 田中信也, 金田惇平, 中村航, 久田嘉章: 2016年熊本地震におけるKiK-net益城と益城町下陳の地震動と建物被害の違いの原因について, 日本地震工学会論文集, 19, 5, pp. 5_59-5_76, 2019.
- 8) 久田嘉章, 田中信也, 金田惇平, 寺本彩乃, 中村航, 村上正浩, 鱒沢曜, 境茂樹, 仲野健一, 森清隆, 木本幸一郎: 2016年熊本地震の地表地震断層の近傍における建物の被害調査と活断層対策, 日本地震工学会論文集, 20, 2, pp. 2_90-2_132, 2020.

第2章 活動の経緯

本章では、地震工学委員会断層帯近傍における地震動メカニズム検討小委員会設立以後の活動経緯について紹介する。

2.1 委員会活動

委員が参集しての委員会の実施は、2016年9月15日のキックオフ会以降下記の通りであるが、メールを通じた情報交換、意見交換は継続的に実施した。なお、年に1度は現地調査・観測を兼ねた合宿形式で委員会を実施した。

- ・H28 第1回委員会：平成28年9月15日 土木会館C会議室 8名参加
- ・H28 第2回委員会：平成29年3月28～29日 熊本県阿蘇市・他 7名参加
- ・H29 第3回委員会：平成29年11月15日 土木会館F会議室 8名参加
- ・H29 第4回委員会：平成30年3月27～28日 福島県いわき市 8名参加
- ・H30 第5回委員会：平成31年3月20～21日 神奈川県三浦市・他 6名参加
- ・R1 第6回委員会：令和元年6月27日 鳥取大学 8名参加(うち1名はリモート)。
- ・R1 第7回委員会：令和2年1月27日 (株)大崎総合研究所(東京) 10名参加
(うちオブザーバー1名)
- ・R1 第8回委員会：令和2年3月29～30日 和歌山県中央構造線を企画したが中止

次に、本小委員会の活動を通じて得られた内容についてまとめる。なお、本小委員会設立の契機ともなった2016年熊本地震では、益城町の被災地域における強震観測記録などの論文不正が発覚し、その記録を用いた研究成果の見直しを余儀なくされるなど、初期の小委員会活動に大きな影響を受けたことにここで触れておきたい。

- ・「震源断層の破壊メカニズム」に関しては、国内で近年発生した被害地震の観測記録を総合的に分析し、地表地震断層を伴う場合は震源近傍やや広範囲(30km圏内)地震動は平均よりも小さいものの、断層近傍域(1km以内)では平均よりも大きい値を示す場合があることが示された。これらの特性化震源モデルを比較分析したところ、地表地震断層を伴う場合5kmよりも浅い強震動生成域が見られるが、深い強震動生成域に比べてその立ち上がり時間は有意に長く、応力降下量も小さいことを確認した。

- ・「震源ごく近傍における地震動放射メカニズム」については、動力学的な震源破壊シミュレーションを通じて、浅部の断層破壊はすべり弱型摩擦モデルの臨界すべり弱型距離 (D_c) が大きく、これが上記の立ち上がり時間の長さに影響していることが示唆された。また、横ずれ断層では水平方向への破壊伝播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るが、2016年熊本地震で断層平行成分が大きかったことは、深部から浅部への鉛直方向の破壊伝播の影響で説明が可能であることが示された。
- ・「断層破砕帯の物性把握とその動的応答メカニズム」では、断層破砕帯直上付近で常時微動の卓越周期が見られなく現象に着目し、1943年鳥取地震の鹿野断層、三浦半島断層群、2011年福島県浜通り地震、2016年熊本地震で現地調査を実施した。必ずしも卓越周期が見えない場合のみでは無いものの、断層破砕帯直上付近で常時微動特性に変化が生じることは確認された。また、1943年鳥取地震で生じた鹿野断層を跨いだ浅層S波反射法地震探査を実施し、断層破砕帯を通過した波群データを得た。なお、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、断層破砕帯での現象把握には至っておらず、今後の課題である。
- ・2011年福島県浜通り地震、2014年長野県北部の地震、2016年熊本地震、鳥取県中部の地震、2018年台湾花蓮地震、島根県西部の地震、大阪府北部の地震、北海道胆振東部地震などについて、委員が調査活動を実施した。
- ・活動経費を獲得するため、小委員長を代表として平成28年度鹿島学術振興財団助成、平成29年度大成学術振興財団助成、平成30年度科研費基盤(B)に応募したが採択されなかった。
- ・小委員長を代表とした科研費基盤(B)「地表地震断層の有無で震源近傍域強震動をどう評価するか？実態把握と予測の高度化」(令和元年～3年度)が採択され、令和元年11月6～8日に1943年鳥取地震で生じた鹿野断層を跨いだ浅層S波反射法地震探査および稠密微動観測を実施した。同研究では、本小委員会の成果を引き継ぎ、その研究を継続している。

2.2 行事等

本小委員では、活動期間に以下の行事を企画、あるいは参加した。

- ・2017年11月15日に「断層帯近傍における地震動評価に関するシンポジウム」を実施し、論文集(CD-R)を作成した。(発表16件、参加83名)

- ・2018年8月29日に土木学会全国大会で実施された研究討論会「2016年熊本地震が突き付けた課題」において、小委員長が地震動に関するとりまとめの報告を実施した。
- ・小委員会終了後の2020年6月にシンポジウムの開催を企画していたが、新型コロナウイルス感染拡大のため中止した。

2.3 出版物等

本小委員では、活動期間に以下の出版物を編集、あるいは投稿した。

- ・2017年度に実施した「断層帯近傍における地震動評価に関するシンポジウム」の論文集（CD-R）を作成した。
- ・2017年度重点課題研究課題「2016年熊本地震における社会基盤・システム被害の追跡調査と検証」の報告書に「第1章 地震動」を寄稿した。
- ・委員会活動報告として、2020年7月発行を目処に本報告書を企画している。
- ・各委員による研究成果を地震工学研究発表会、土木学会年次大会で発表し、土木学会A1論文集に投稿した。土木学会A1論文集に掲載された関連論文を以下に示す。

新垣芳一，吉見雅行，後藤浩之，栗田哲史，佐藤恭兵，細矢卓志，荒井靖仁，森田祥子：
益城町の2016年熊本地震被害集中域の表層に分布する凝灰質土の物理特性・動的
変形特性，土木学会論文集A1, 73, 3, pp. 552-559, 2017.

吉田昌平，香川敬生，野口竜也：日本内陸における地表及び潜在断層地震の地震動特性に
関する基礎的検討，土木学会論文集A1, 73, 4, pp. I_366-I_375, 2017.

香川敬生，吉田昌平，上野太士：2016年熊本地震で生じた地表地震断層ごく近傍の強震動
について，土木学会論文集A1, 73, 4, pp. I_840-I_846, 2017.

野口竜也，上野太士，西川隼人，吉田昌平，香川敬生：鳥取県鹿野地域の地盤構造およ
び地盤震動特性，土木学会論文集A1, 73, 4, pp. I_894-I_906, 2017.

池田隆明，小長井一男，清田隆：2016年熊本地震の震源近傍の地震被害と震源モデルの構
築，土木学会論文集A1, 73, 4, pp. I_970-I_980, 2017.

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大速度記録
の原因分析，土木学会論文集A1, 74, 4, pp. I_294-I_301, 2018.

松田滋夫，中仙道和之，盛川仁，飯山かほり，坂井公俊：水晶振動子による加速度センサ
ーの感度特性に関する一検討，土木学会論文集A1, 74, 4, pp. I_302-I_312, 2018.

- 吉田昌平, 香川敬生, 野口竜也 : 2016年鳥取県中部の地震における臨時余震観測に基づいた広域の強震動評価, 土木学会論文集A1, 74, 4, pp. I_417-I_428, 2018.
- 池田隆明, 染井一寛, 倉橋奨, 宮腰研, 釜江克宏, 高瀬裕也, 小島由記子 : 経験的グリーン関数法を用いた2016年鳥取県中部の地震の震源のモデル化, 土木学会論文集A1, 74, 4, pp. I_497-I_507, 2018.
- 野口竜也, 西川隼人, 香川敬生, 吉田昌平 : 2016年鳥取県中部の地震における非線形地盤応答の基礎的検討, 土木学会論文集A1, 74, 4, pp. I_1010-I_1016, 2018.
- 香川敬生, 吉田昌平, 野口竜也 : 破壊伝播の違いによる横ずれ断層近傍の強震動, 土木学会論文集A1, 74, 4, pp. I_1017-I_1022, 2018.
- 志賀正崇, 小長井一男, 池田隆明 : 2015年ネパール・ゴルカ地震による高速道路盛土部とその周辺部の亀裂及び段差の発生原因に関する考察, 土木学会論文集A1, 74, 4, pp. I_1070-I_1077, 2018.
- 西川隼人, 野口竜也, 西村武, 宮島昌克, 香川敬生 : 2016年鳥取県中部の地震を対象とした木造建物の最大応答変形角予測式の検討, 土木学会論文集A1, 75, 4, pp. I_383-I_390, 2019.
- 田中裕貴, 後藤浩之, 澤田純男 : 三次元的基盤形状をもつ地盤による地震動増幅特性の系統的な理解の試み, 土木学会論文集A1, 75, 4, pp. I_416-I_425, 2019.
- 佐藤京, 小長井一男, 池田隆明, 西弘明 : 凍結した表層地盤が群杭と地盤の相互作用に与える影響の評価手法, 土木学会論文集A1, 75, 4, pp. I_426-I_432, 2019.
- 野口竜也, 香川敬生, 吉田昌平, 山口仁 : 2018年島根県西部の地震による被害地域での臨時余震観測および微動観測, 土木学会論文集A1, 75, 4, pp. I_701-I_713, 2019.

第3章 地表地震断層近傍における被害状況

本章では、地表地震断層を伴った地震について、その断層近傍での被害の状況について紹介する。

3.1 2016年熊本地震以前

2016年熊本地震については3.2節で述べるので、ここではそれ以前に発生した国内外の地震についてまとめる。

3.1.1 国内の地震

1995年兵庫県南部地震では淡路島北部西岸に野島断層（図3.1-1(左)）が出現し、ほくだん震災記念公園に保存館で現状保存されている。その断層変位によって写真手前の小屋と奥（南側）の白い家屋（メモリアルハウスとして保存）の外塀が変形しているが、周辺を含めて建物の倒壊はみられない。メモリアルハウスの内部が被災当時を再現して公開されており（図3.1-1(右)）、棚が倒れるなど大きな揺れは想定されるが、断層変位による慣性力によるものか強震動によるものかは判断できない。1995年兵庫県南部地震では神戸市外で強震動による大きな被害が生じたが、地表地震断層は出現していない。

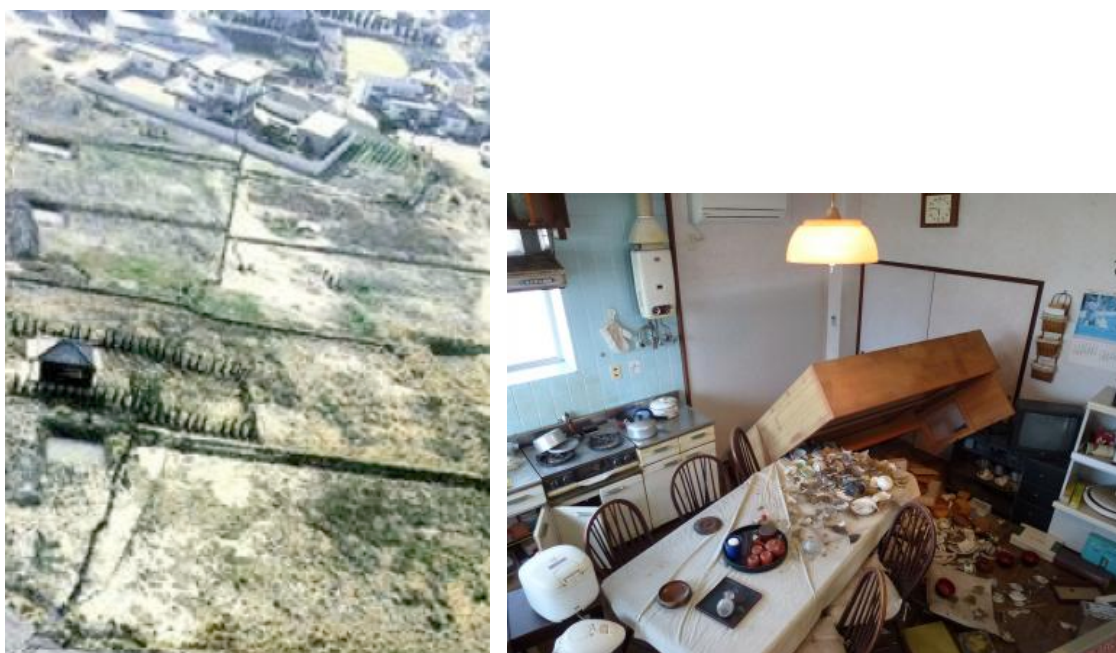


図 3.1-1 1995年兵庫県南部地震によって出現した野島断層(左)とメモリアルハウス内部(右)
(右写真は野島断層保存館 HP より)

これ以前の被害地震について、断層変位による建物の状況を知ることができる資料は少ない。図 3.1-2 に 1943 年鳥取地震(左), 1974 年伊豆半島東方沖地震(右)の様子を示す。いずれも断層変位によって家屋の基礎が損壊しているものの、家屋が倒壊に至るような強震動の痕跡は認められない。1943 年鳥取地震では、写真の断層変位より北西に離れた鹿野町中心部で家屋の倒壊が集中している。また、1995 年兵庫県南部地震と同様に、地表地震断層を生じなかった東側の鳥取市街でも強震動による大規模な被害が発生している。



図 3.1-2 1943 年鳥取地震で出現した鹿野断層による家屋基礎のずれ(左 兵頭氏撮影²⁾)と
1974 年伊豆半島東方沖地震による地表地震断層(右³⁾)

1995 年兵庫県南部地震以後に明瞭な地表地震断層を生じた地震として、2008 年岩手宮城内陸地震、2011 年福島県浜通り地震、2014 年長野県北部地震（神城断層）がある。このうち 2008 年岩手宮城内陸地震では、防災科学技術研究所一関西観測点で 3 成分合成 4G を超えるなど 1G を超える最大加速が複数観測されている。地表地震断層は主に山間部で断続的に生じているが、余効変動的に生じたものとの解釈もなされている。2011 年福島県浜通り地震では地表地震断層周辺の被害調査がなされており⁴⁾、強震動の影響は顕著ではなく断層変位による影響が大きいとされている。2014 年長野県北部地震についても、既往の神城断層に沿って地表地震断層が出現した場所の被害は小さく、被害が集中した集落付近では明瞭な地表地震断層が確認されなかったことが報告されている⁵⁾。

3.1.2 海外の地震

海外の地震についても，地表地震断層ごく近傍での様子が確認される事例を紹介する．1990年フィリピン地震では長大な地表地震断層が出現した．図3.1-3にはそのような場所のひとつだが，断層を跨ぐ東屋の柱が断層変位によって傾いているがそれ以上の被害は受けておらず，強震動の影響が小さいことをうかがわせる事例となっている．



図 3.1-3 1990年フィリピン地震で出現した地表地震断層（中田高氏撮影）

図3.1-4(左)は1999年トルコ Kocaeli 地震の際に地表地震断層を生じた Gölcük 付近のレストラン内部だが，建物脇に地表地震断層が現れて傾動しているものの，テーブル上の調度などは倒れなかったとのことであった．図3.1-4(右)は1999年台湾集集の折りの台中郊外の断層変位であるが，ここを含め強震動の影響が大きいと思わせる事例が散見された．



図 3.1-4 1999年トルコ Kocaeli 地震時の Gölcük 付近の断層変位近傍のレストラン(左)と1999年台湾集集地震時の台中郊外の断層変位(右)

3.2 2016年熊本地震

2016年熊本地震では益城町が震度7の揺れに見舞われ大きな被害生じるとともに、明瞭な地表地震断層が出現した。被害地域や地表地震断層近傍で強震観測記録が得られるなど、地表地震断層近傍の地震動特性を解明する契機となるものと期待された。以下、地区ごとに地表地震断層周辺の被害についてまとめる。

3.2.1 益城町中心部

益城町中心部では、益城町宮園（益城町役場）で得られた計測震度7に相当する被害が島状に広がり「震災の島」との表現もなされている⁶⁾。また、同町東部郊外で見られた明瞭なものではなく、変位そのものは大きくないものの町中心部にも断続的に地表地震断層が確認されている⁷⁾。

益城町中心部の被害については、大被害域の町の形成が周辺に比べて古く、建物の老朽化や地盤の違いが影響したとの考え方^{6),8)}と、ごく浅部の断層破壊によって狭い範囲に強震動が生じたとの考え方が示され^{7),9)}、明確な結論は得られていない。地表地震断層近傍幅500mほどの範囲で大被害が生じているとされるものの、写真3.2-1に示すように地表地震断層（写真左のカラーコーン付近）ごく近傍では無被害の家屋も集中してみられており、「地表地震断層近傍」の距離感の定義を共通化し、震動被害と断層変位による被害を仕分けた議論が必要と考えられる。



図 3.2-1 2016年熊本地震の益城町中心部の地表地震断層近傍の様子

3.2.2 益城町郊外と西原村

益城町東の郊外では、堂園地区などで明瞭な地表地震断層が確認されている。しかし、地表地震断層ごく近傍では倒壊に至るような被害が報告されておらず、断層変位による被害が主であったと考えられる⁸⁾。益城町上陳，下陳地区の地表地震断層ごく近傍の地震動が益城町中心部など被害の大きかった地区と異なるとの報告なされている^{10),11)}。

図 3.2-2 に益城町郊外下陳地区の地表地震断層近傍の様子を示す。左のブロック塀奥の老朽建物も右の家屋も、断層変位による被害を受けているものの、強震動の影響を受けたとは考え難い。左の家屋の北隣は無被害であり、室内では液晶テレビが倒れたのみ（前震では倒れず）と伺っている。

強震動の影響が見られない事例として、地表地震断層によって傾動したものの転倒が見られない墓石（益城町杉堂地区）、地表地震断層脇で無傷の家屋（益城町福原）を図 3.2-3 に示す。



図 3.2-2 2016 年熊本地震本震による地表地震断層による被害（いずれも益城町下陳）

左：ブロック塀の被害，右：断層に裂かれた家屋



図 3.2-3 2016 年熊本地震本震による地表地震断層ごく近傍の様子

左：墓石の傾動（益城町杉堂），右：地表断層脇の家屋（益城町福原）

3.2.3 南阿蘇村

2016年熊本地震の断層東端部にあたる南阿蘇村では、明瞭な地表地震断層が見られるとともに、地表地震断層直上からやや離れた場所では強震動によって倒壊に至ったと考えられ被害も見られる^{8), 12)}。図3.2-4にこの地区での地表地震断層と被害の様子を示す。



図 3.2-4 2016年熊本地震本震による南阿蘇村での様子

左：河陽小学校南の断層変位直上のアパート，右：地表地震断層が中央を通ったアパート

横ずれ断層の破壊によって生じる地震動は、直上の地表面方向よりも断層走向に沿った延長方向に放射されるため、地表断層変位の大きい、つまり直下で大きな断層すべりが場所の直上では揺れは大きくならず、南阿蘇村のような断層端部では益城町や西原村直下の断層破壊による強震動の影響を大きく受けたとも考えられる¹³⁾。

参考文献

- 1) 産業技術総合研究所活断層研究センター地球科学情報研究部門海洋資源環境研究部門(編集)：地震と活断層—過去から学び、将来を予測する(産総研シリーズ)，丸善株式会社，2004.
- 2) 西田良平，黒川泰，赤木三郎：1943年鳥取地震に伴う吉岡・鹿野断層とその周辺部の地変について，鳥取大学教養部紀要，27，pp.187-226，1993.
- 3) 地震学会編：地震の科学，カラーブックス，476，保育社，1979.
- 4) 久田嘉章，久保智弘，松澤佳，松本俊明，田邊朗仁，森川淳：2011年福島県浜通り地震の地表地震断層の近傍における建物被害調査，日本地震工学会論文集，12，4，pp.4_104-4_126，2012.

- 5) 石川理人, 久田嘉章 : 2014年長野県神城断層地震における建物被害調査, 日本地震工学会大会梗概集, P2-37, pp. 1-7, 2017.
- 6) 山田真澄 : 2016年熊本地震で益城町に現れた震災の島とその生成要因の考察, 日本地震工学会論文集, 17, 5, pp. 5_38-5_47, 2017.
- 7) 鈴木康弘, 渡辺満久, 中田高 : 2016年熊本地震における益城町市街地の地震断層一変動地形学的意義と建物被害への影響, 活断層研究, 48, pp. 13-34, 2018.
- 8) 久田嘉章, 田中信也, 金田惇平, 寺本彩乃, 中村航, 村上正浩, 鱒沢曜, 境茂樹, 仲野健一, 森清隆, 木本幸一郎 : 2016年熊本地震の地表地震断層の近傍における建物の被害調査と活断層対策, 日本地震工学会論文集, 20, 2, pp. 2_90-2_132, 2020.
- 9) 門馬直一, 藤原広行, 中村洋光, 佐伯琢磨, 内藤昌平, 下村博之, 山田哲也 : 平成28年熊本地震における地表地震断層近傍の建物被害, 日本地震工学会・大会, P1-39, 2017.
- 10) 香川敬生, 吉田昌平, 上野太士 : 2016年熊本地震で生じた地表地震断層ごく近傍の強震動について, 土木学会論文集A1, 73, 4, pp. I_841-I_846, 2017.
- 11) 田中信也, 金田惇平, 中村航, 久田嘉章 : 2016年熊本地震におけるKiK-net益城と益城町下陳の地震動と建物被害の違いの原因について, 日本地震工学会論文集, 19, 5, pp. 5_59-5_76, 2019.
- 12) 吉田昌平, 野口竜也, 香川敬生 : 南阿蘇村河陽黒川地区における建物被害の空間分布と常時微動探査を用いた地盤震動特性の把握, 日本地震工学会論文集, 19, 6, pp. 6_55-6_67, 2019.
- 13) 香川敬生, 吉田昌平, 上野太士 : 断層破壊の違いによる横ずれ断層近傍の強震動, 土木学会論文集A1, 74, 4, pp. I_1017-I_1022, 2018.

第4章 地表地震断層を伴う地震の運動学的断層破壊モデルの特徴

本章では、運動学的断層破壊モデルに立脚して、主に2016年熊本地震を対象とした本小委員会での検討をとりまとめる。

4.1 2016年熊本地震の地震波エネルギー放射源の時空間分布

4.1.1 表現定理から見た断層近傍の地震動

地表地震断層を伴う地震の地震動予測においては、地震動や被害の予測の対象となる地表と断層の距離が極めて近くなるため、断層近傍における地震動の特徴及びそれを支配する因子を理解しておくことは有意義である。そのため、この節では特に断層近傍の地震動を支配する近地項に着目しながら表現定理を概観する。

Aki and Richards (1980)¹⁾によれば、表現定理により断層運動により生じる変位 $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$ は(4.1-1)式のようにあらわされる。

$$\begin{aligned} \mathbf{u}(\mathbf{x}, t) = & \frac{1}{4\pi\rho} A^N \frac{1}{r^4} \int_{r/\alpha}^{r/\beta} \tau M_0(t-\tau) d\tau + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2} A^{IP} \frac{1}{r^2} M_0(t-\frac{r}{\alpha}) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^2} A^{IS} \frac{1}{r^2} M_0(t-\frac{r}{\beta}) \\ & + \frac{1}{4\pi\rho\alpha^3} A^{FP} \frac{1}{r} \dot{M}_0(t-\frac{r}{\alpha}) + \frac{1}{4\pi\rho\beta^3} A^{FS} \frac{1}{r} \dot{M}_0(t-\frac{r}{\beta}) \end{aligned} \quad (4.1-1)$$

ここで \mathbf{x} は地震動の評価地点の位置、 t は時刻、 r は地震動の評価地点と震源（点震源近似しない場合は断層面上の着目地点）の距離、 M_0 は地震モーメント（断層変位と断層における剛性率を乗じたもの）、 α はP波速度、 β はS波速度、 A^N 、 A^{IP} 、 A^{IS} 、 A^{FP} 、 A^{FS} は、それぞれ近地項、中間項（P波成分）、中間項（S波成分）、遠地項（P波成分）、遠地項（S波成分）の放射特性であり、これらは震源と地震動の評価地点の位置関係により決まる定数である。

右辺第一項は近地項であり、断層近傍で卓越する成分である。右辺第二項、第三項は中間項である。右辺第四項、第五項が遠地項であり、遠地においてはこれらの成分が卓越することとなる。近地項は震源から観測点までの距離（震源距離）の4乗に反比例するため、断層面上の点のうち観測点に近い地点からの寄与が著しく卓越することとなる。また、断層変位（すべり）の時間関数の時間積分に比例する。中間項は、震源距離の2乗に反比例

し、断層変位の時間関数に比例する。遠地項は、震源距離の1乗に反比例し、断層変位の時間関数の微分に比例する。これらのことから、近地項が卓越する断層近傍においては、断層からより離れた場所と比較して、断層面上で観測点に近い地点の断層変位の効果が著しく卓越する。遠地においては、地震動は遠地項が卓越し、遠地項は震源距離の1乗に反比例に比例する。このため、断層面上における位置の違いによる評価地点の地震動への寄与の大きさの差は、近地項よりずっと小さい。また、断層変位の時間積分により地震動が支配されるため、中間項や遠地項が卓越する地点と比較して、地震動が長周期に富む傾向にある。

以上に説明した表現定理の性質から、将来発生する内陸地震等の断層近傍における地震動の予測においては、地震動や被害の予測を行う地点の地震動を支配する、予測を行う地点に近い断層面上の地点における断層変位を精度よくモデリングする必要がある。特に、地表地震断層を伴う地震においては、断層変位が地震動や被害の予測を行う地表からの距離が極めて小さく、地震動に及ぼす影響が非常に大きくなり、断層面変位の詳細な時空間分布のモデル化が必須である。さらに、断層の地表に近い部分における変位の時空間分布が近傍の地震動に大きく寄与するため、これまで以上に断層浅部における変位の時空間分布のモデル化が重要となる。また、近地項は長周期成分に富むため、断層近傍においては、大振幅かつ長周期の地震動を考慮する必要がある。

2016年熊本地震のような地表地震断層を伴う地震の地震動の予測の高度化のためには、断層変位の時空間分布をより細かいスケールでモデル化すること、周期数秒までのやや長周期の地震動まで考慮することが必要である。これらの地震動予測用断層モデルの高度化には、現実の地震における断層変位の詳細な時空間分布、周期数秒程度までのやや長周期までの帯域を対象とした周期別の地震動の放射源分布の様子を把握することが重要である。このため、地表地震断層を伴う地震の地震動の典型例であり、充実した観測記録が得られている2016年熊本地震について、バックプロジェクション法により地震波エネルギー放射源の詳細な時空間分布を推定した。次の節では、バックプロジェクション法の原理、解析に用いたデータ、解析結果について説明し、議論を行う。

4.1.2 バックプロジェクション法による2016年熊本地震の地震波エネルギー放射源の時空間分布の推定

(1) はじめに

前節で述べた通り、地表地震断層を伴う地震の地震動を予測するためには、断層変位の時空間分布を詳細にモデリングする必要がある。そのためにはまず現実の地震において断

層変位の時空間分布を理解する必要がある。2016年熊本地震では地表地震断層が出現しており、また豊富な観測記録が得られている。そこで、現実の地震における断層変位の時空間分布の理解に資するため、2016年熊本地震の断層破壊過程をバックプロジェクション法により推定した。

(2) 手法

本検討では、バックプロジェクション法を用いて2016年熊本地震の地震波放射エネルギー減の時空間分布を推定した。バックプロジェクション法では、各観測点で得られた地震波形を断層面上の各点から各観測点まで地震波が到達するまでにかかる時間（走時）だけ時間を巻き戻しつつ足し合わせる（スタック）。実際に地震波を放射した位置とタイミングにおいてスタックにより得られた波形の振幅が大きくなるため、時空間上でスタック波形の振幅が大きくなる場所を調べることで、地震波の放射源の時間的・空間的な分布を得ることができ、断層破壊の時空間進展を捉えることができる。観測波形のスタックによりすべての観測点の観測記録に共通する、断層からの直達地震波が強調され、観測点近傍で生じた局所的な地震波の効果は抑圧されることを利用したこの方法は、原理が簡単でプログラム実装も容易である。さらに、バックプロジェクション法は、観測波形データと断層面（を含む任意の領域）と観測点との間の計算走時さえあれば計算を行うことができ、計算に必要な事前情報が少なく、計算コストも非常に低い。このため、Kao and Shan(2004)²⁾、Ishii et al.(2005)³⁾以降、遠地、近地の地震波形記録を用いた研究が世界中で行われており、地震波の放射強度の時空間分布、放射強度の周波数や断層面上の位置との関係、破壊伝播速度などの情報を得られ、報告されている。バックプロジェクション法による地震波放射強度などの推定結果の時空間分解能や精度についても、様々な改良手法が提案されている。本検討では、Kao and Shan(2004)²⁾、Ishii et al.(2005)³⁾によるバックプロジェクション法を基本としつつ、地震波エネルギー放射源の時空間分布をより精度よく推定するための改良を行ったバックプロジェクション法を用いた。

(3) データ

本研究では、震源距離約120km以内に位置する15のKiK-net⁴⁾観測点の強震波形記録を用いた。本研究では、断層破壊の進展についての情報を得ることが目的であるため、観測波形及び観測点におけるPS検層結果等のボーリング調査の結果を踏まえ、観測点近傍の地下構造の不均質性による影響が小さいと考えられる観測点を選択した。ボーリング調査の結果からは地盤の条件が良いと考えられるサイトにおいても、表面波が含まれる観測

点のデータや、観測点近傍の地下構造の不均質性による影響が大きいと考えられる波形を示す観測点のデータは除外した。また、できるだけ表層地盤による影響を防ぐため、KiK-netの地中観測点の記録を用いた。図4.1-1に、選択したKiK-net観測点の位置を示す。また、それらの観測点で得られた、本検討においてバックプロジェクション法による解析に用いた速度波形のペーストアップ（地震波形をそれらが得られた地点の震央距離または震源距離の大小に応じて整列したもの）を図4.1-2に示す。

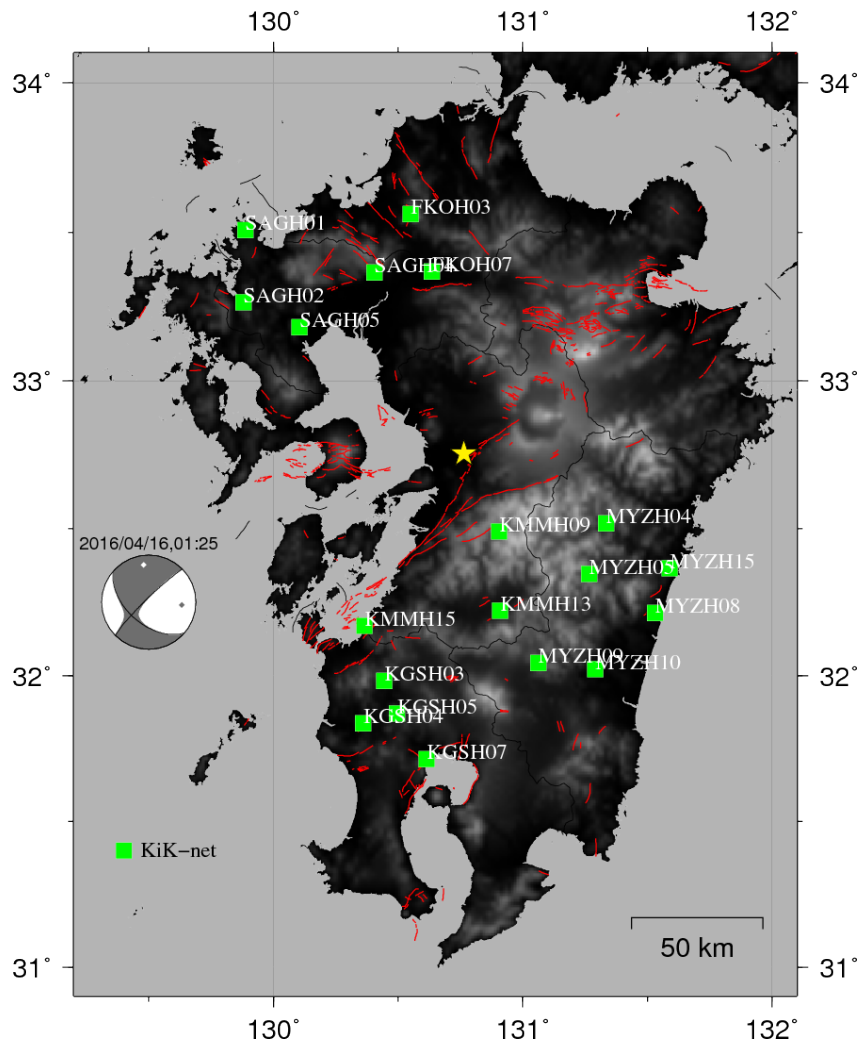


図 4.1-1 解析に用いた KiK-net 観測点(黄緑色の三角形)観測点
黄色い星印は 2016 年熊本地震の震央位置, 赤い線は活断層
を表す. 左側のメカニズムは 2016 年熊本地震の F-net によるメカニズム解を示す.

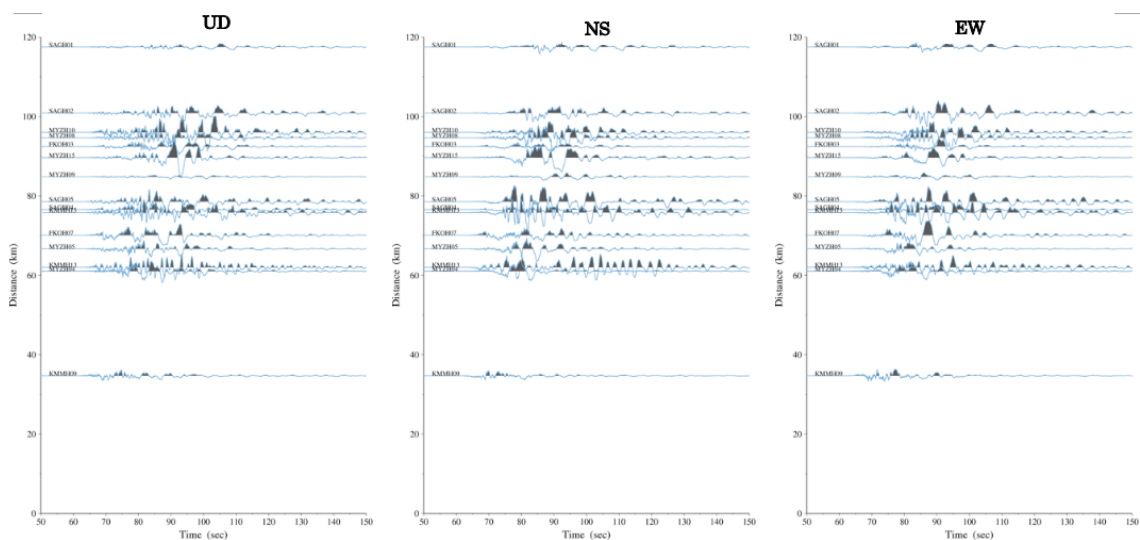


図 4.1-2 KiK-net 地中観測点で得られた 2016 年熊本地震の速度波形
左から、上下動成分、南北成分、東西成分。縦軸は震源距離、横軸は時間。

(4) 解析

ここでは、本検討における解析の種々の条件等について説明する。本検討で用いたバックプロジェクション法は、Kao and Shan(2004)²⁾、Ishii et al.(2005)³⁾を基本に、地震波放射源の時空間分布をより高い空間分解能で推定するための各種の工夫を加えたものである。バックプロジェクション法は、各観測点で得られた観測波形を走時分だけ時間をずらしてスタックするだけのシンプルな手法であり、計算コストが非常に小さいというメリットがある反面、本質的に人工ノイズが発生し、実際には地震波を放射していない時空間上の位置においてスタック波形の振幅が大きくなり、虚像が生じることがある。これは、バックプロジェクション法の原理に由来するものである。バックプロジェクション法では、走時データを用いるため、観測点までの走時が等しい複数以上の地点から地震波が放射された場合、実際に地震波が放射されているか否かにかかわらず、それらすべての地点においてスタック波形の振幅が大きくなる。本検討では、このような人工ノイズを抑圧するための工夫も行っている。特に、Takenaka and Yamamoto(2007)⁵⁾と同様のデータ処理を採用することにより、放射強度の震源位置に対する相対位置の精度を向上させた。

バックプロジェクション法により得られる地震波エネルギー放射源の分布の推定結果に一番大きな影響を及ぼすのは走時データである。精度の良い結果を得るためには、精度の良い走時データを用いる必要がある。地震波放射源の高精度な時空間分布を得るため、

Matsubara et al.(2017)⁶⁾による再決定震源データを統計的に最適な空間補間を行って3次元走時データを作成して解析に用いた。

バックプロジェクション法による解析では、断層面を事前に特定しておく必要はないが、本研究では、計算の効率を考慮し、Yoshida et al. (2016)⁷⁾及びHimematsu and Furuya (2016)⁸⁾をもとに5枚の面からなる断層面をあらかじめ設定しておき、その断層面上での地震波放射強度の時空間分布を求めた。この断層モデルでは、日奈久断層は1枚の断層からなり、布田川断層は4枚の断層面からなる。このうち1枚は、他の3つの面とほぼ同じ走向をもちながらも、3つの面と並行する断層であり、Himematsu and Furuya(2016)⁸⁾による地殻変動データのインバージョン及びInSAR画像等からその存在が示されたものである。この断層でのすべりのメカニズムは正断層型であったことが示されている。図4.1-3及び表4.1-1に、本検討で用いた断層モデルを示す。

地震波形は、地震計の設置方位の補正を行った後、オフセットを取り除き、木下(1986)⁹⁾の格子型フィルタにより積分して速度波形とした。その上で、それらの速度波形について、空間補間によって求められた3次元走時データを用いて時間軸上でシフトし、Hann windowを適用した上でN乗根スタッキングを行った。また、断層破壊過程の最初から最後までを解析対象とするため、波形の水平動のS波部分を用いた。

解析は、波形にバンドパスフィルターを適用した上で、0.25Hz, 0.5Hz, 1.0Hzの各周波数で行った。

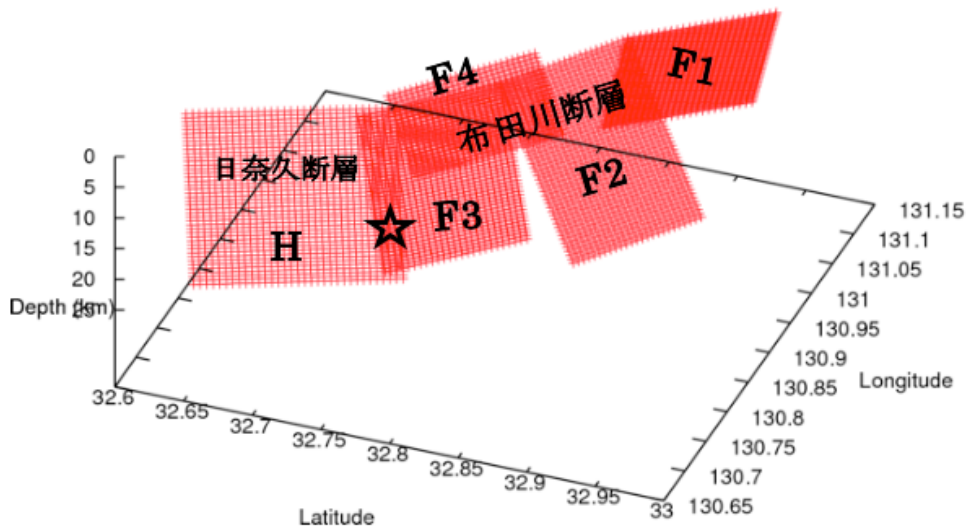


図4.1-3 解析に用いた断層モデル

5枚の断層面からなる。星印はおおよその震源位置、断層面上のアルファベットは表4.1-1のセグメントを示す。

表 4.1-1 解析に用いた断層モデル

Yoshida et al. (2016)⁷⁾及び Himematsu and Furuya (2016)⁸⁾を
もとに設定した5枚の断層面からなる。

Segment	Length (km)	Width (km)	Strike	Depth
H	16	18	N 205E	72
F1	12	18	N 40E	75
F2	12	18	N 236E	65
F3	12	18	N 226E	77
F4	13	10	N 231E	66

(5) 結果

本検討では、断層面上の地震波放射を各周波数において調べた。0.25Hz (図 4.1-4), 0.50Hz (図 4.1-5), 1.0Hz (図 4.1-6), の各周波数について得られた地震発生12秒後までの地震波エネルギー放射源の時空間分布を示す。なお、図に示す地震波エネルギー放射強度は各時刻において最大値でノーマライズしてある。

■ 0.25Hz の結果

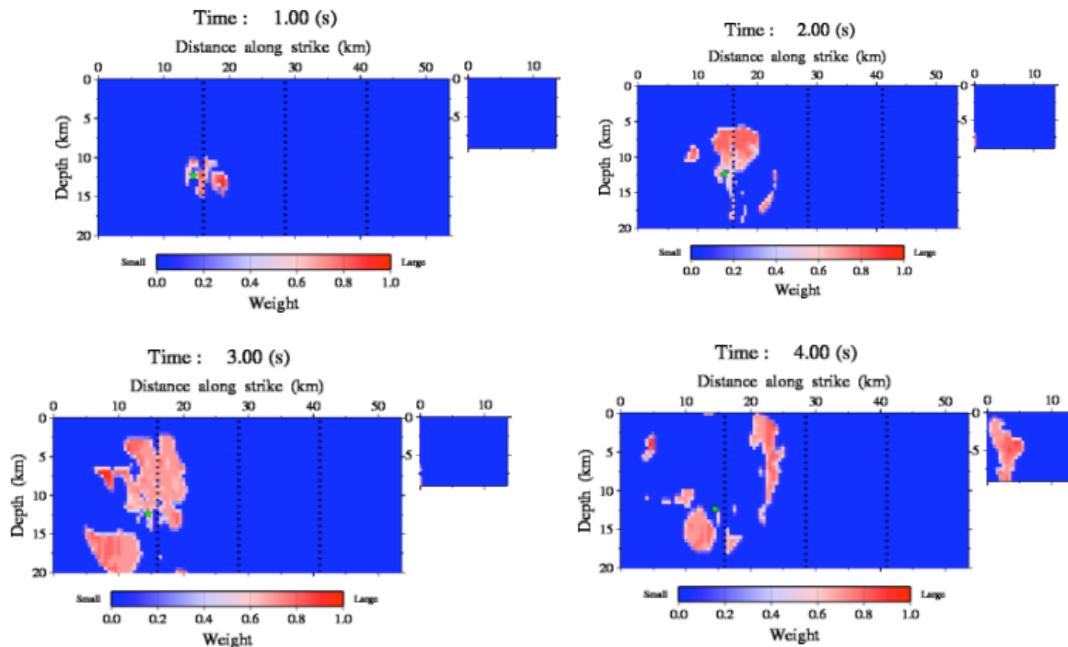


図 4.1-4(1) バックプロジェクション解析により得られた地震波放射源の分布(0.25Hz)

黄緑色の星印は震源を、右側のセグメントは F4 セグメントを表す。

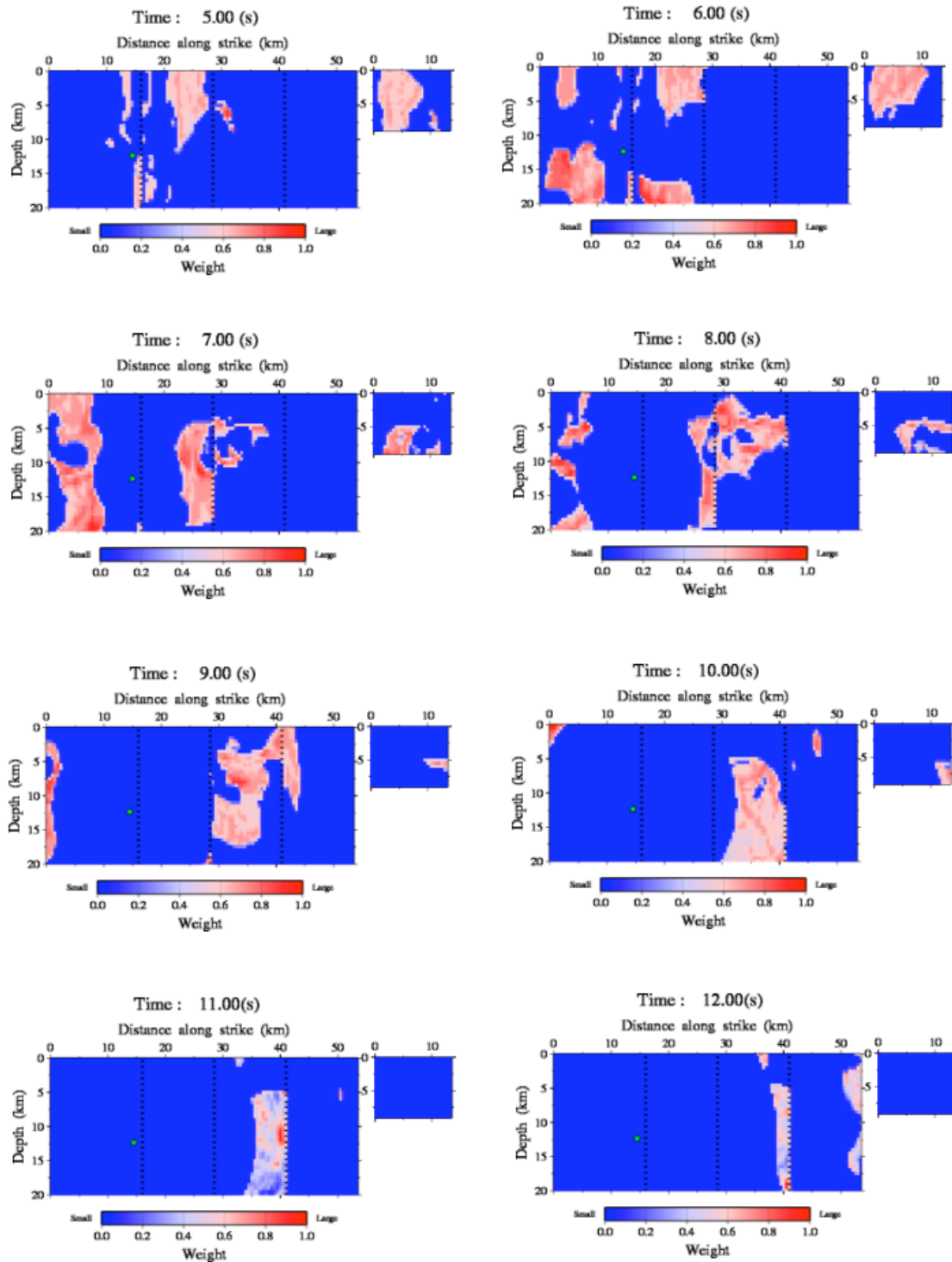


図 4.1-4(2) バックプロジェクション解析により得られた地震波放射源の分布(0.25Hz)
 黄緑色の星印は震源を、右側のセグメントは F4 セグメントを表す。

■ 0.50Hz の結果

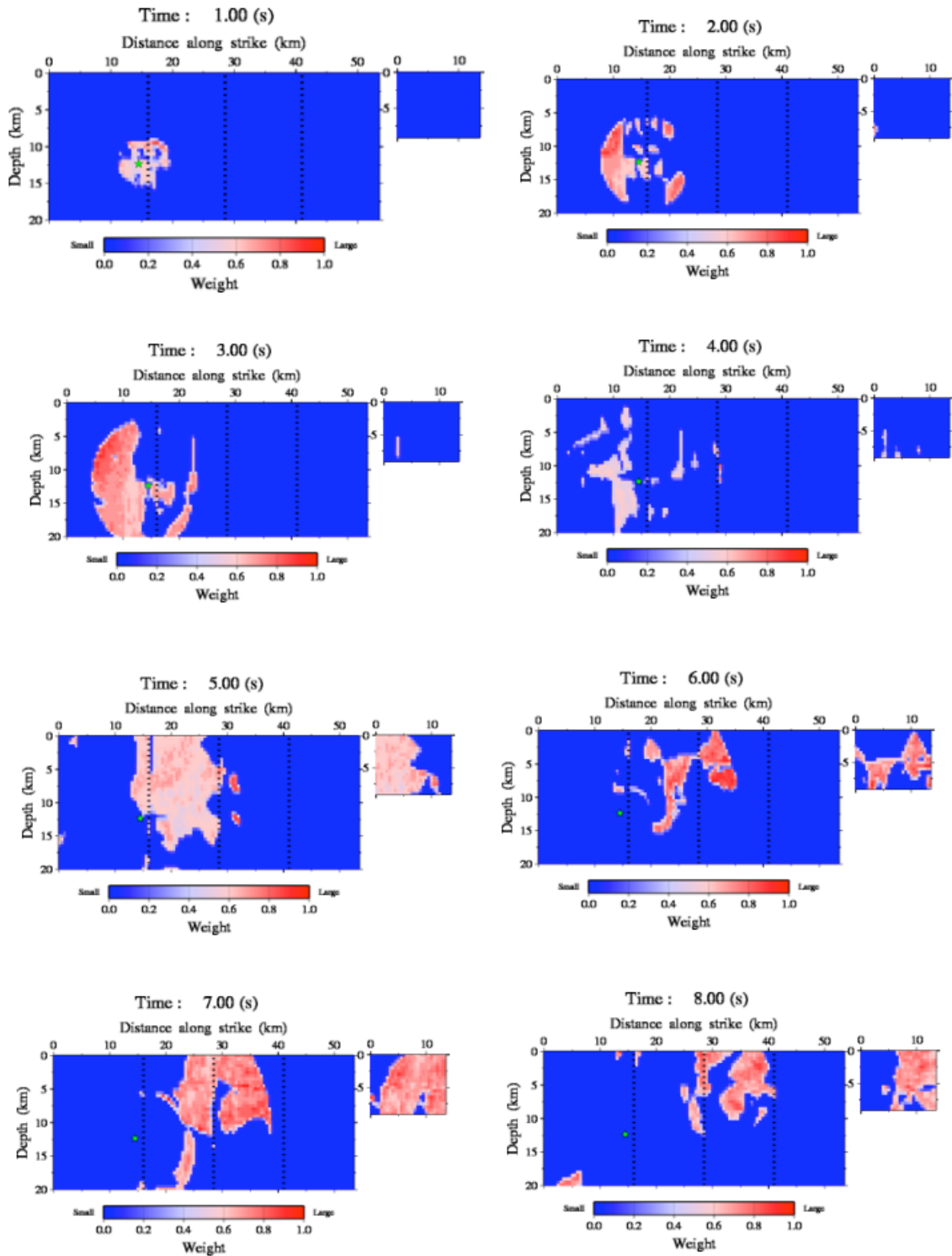


図 4.1-5(1) バックプロジェクション解析により得られた地震波放射源の分布(0.50Hz)

黄緑色の星印は震源を，右側のセグメントは F4 セグメントを表す。

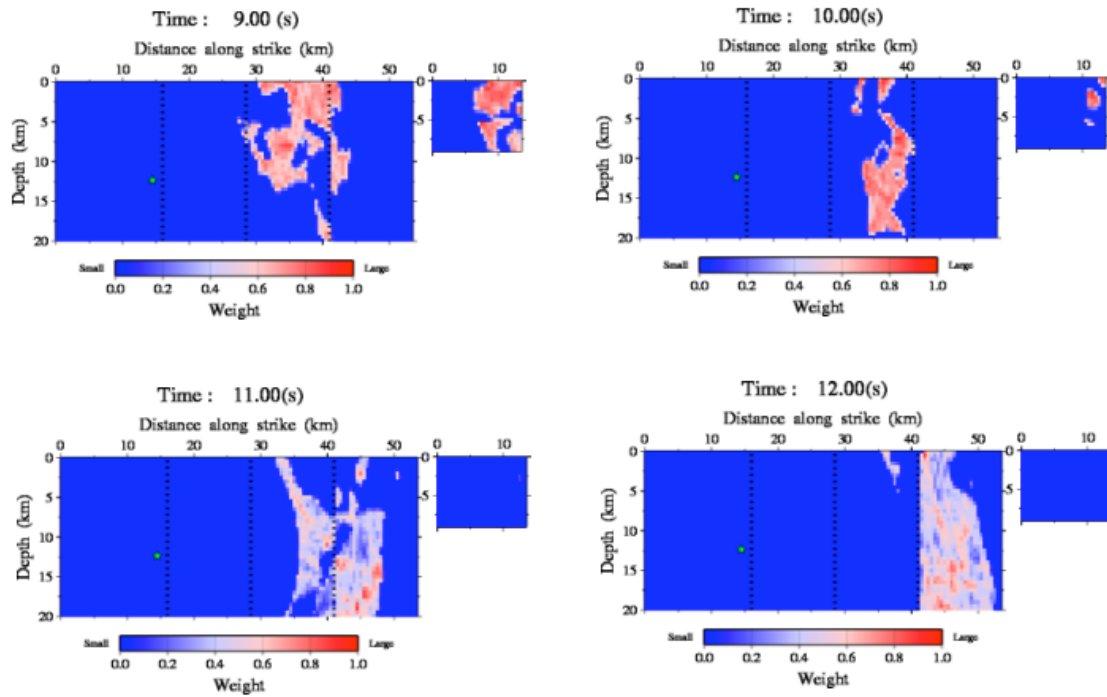


図 4.1-5 (2) バックプロジェクション解析により得られた地震波放射源の分布(0.50Hz)

黄緑色の星印は震源を、右側のセグメントは F4 セグメントを表す。

■ 1.00Hz の結果

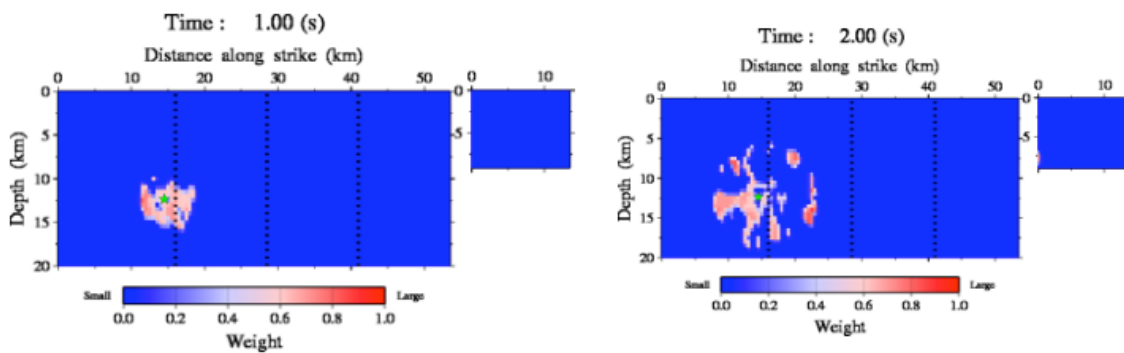


図 4.1-6 (1) バックプロジェクション解析により得られた地震波放射源の分布(1.00Hz)

黄緑色の星印は震源を、右側のセグメントは F4 セグメントを表す。

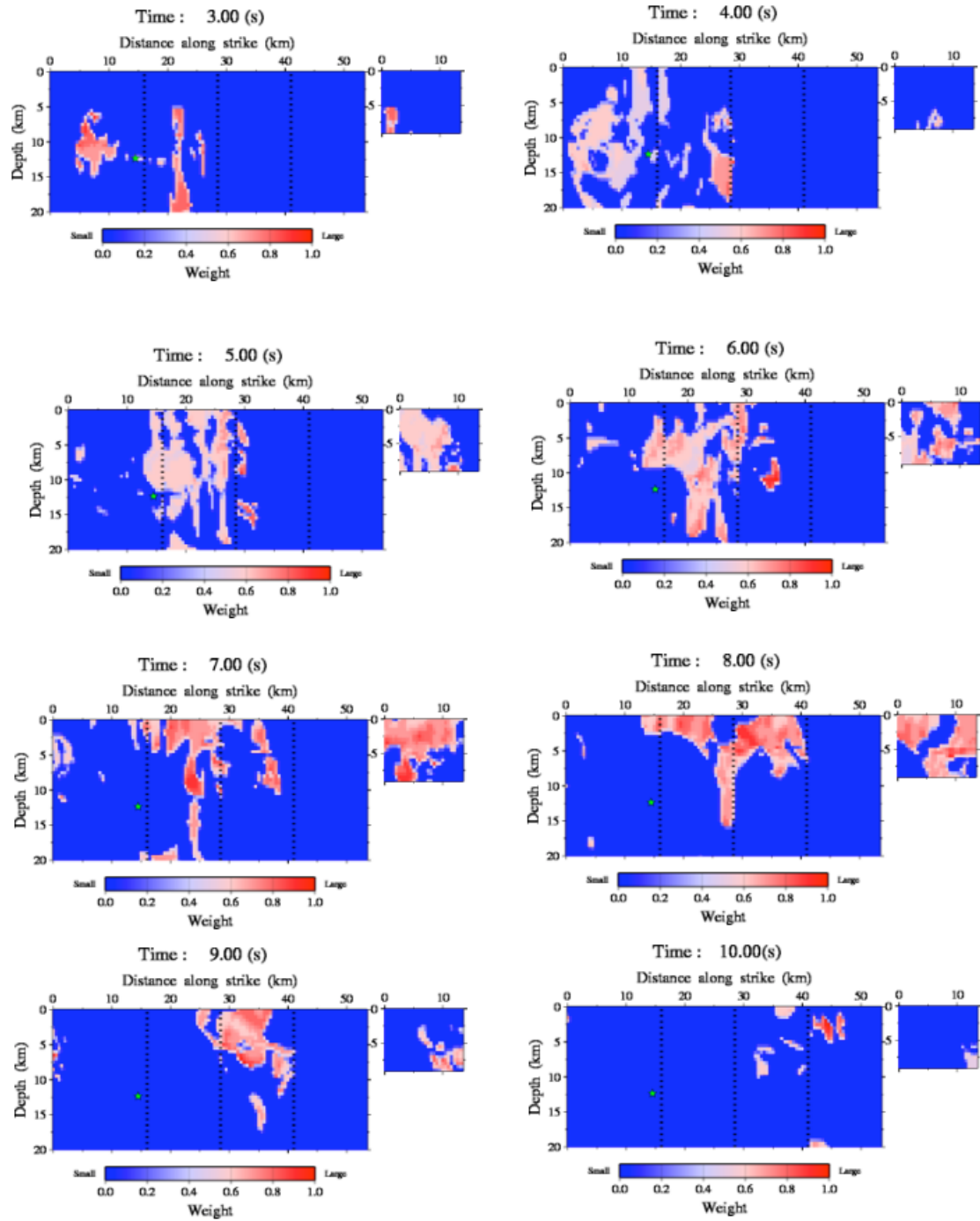


図 4.1-6(2) バックプロジェクション解析により得られた地震波放射源の分布(1.00Hz)

黄緑色の星印は震源を、右側のセグメントはF4セグメントを表す。

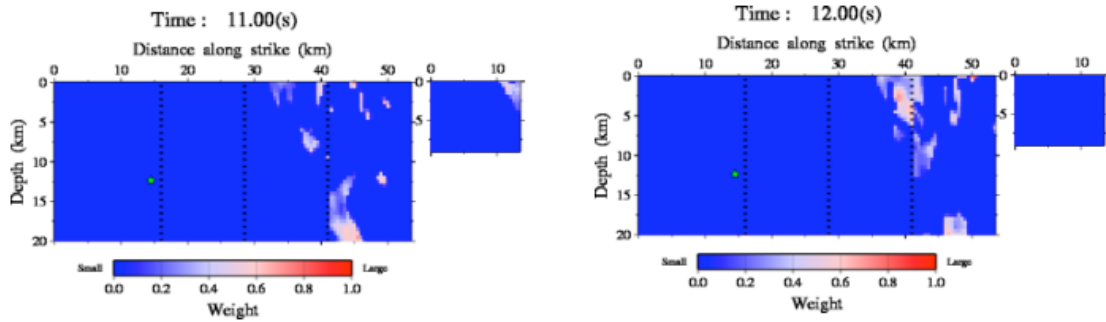


図 4.1-6(3) バックプロジェクション解析により得られた地震波放射源の分布(1.00Hz)

黄緑色の星印は震源を，右側のセグメントは F4 セグメントを表す。

(6) 議論

0.25Hz, 0.50Hz, 1.0Hz の各周波数の地震波の放射源について，断層面上の分布を求めた．バックプロジェクション法により得られる地震波の放射源の分布は，真の地震波放射源だけでなく，実際には地震波を放射していない場所にも虚像を生じる．これは，バックプロジェクション法の方法が持つ本質的な特徴である．今回得られた結果では，Matsubara et al. (2017)⁶⁾による震源再決定により得られた正確な 3 次元走時を使用し，Takenaka and Yamamoto (2004)⁵⁾と同様の処理を行う等の工夫により，完全ではないが虚像を強力に抑圧することができている．

得られた各周波数における地震波放射源の断層面上の分布（図 4.1-4～図 4.1-6）から，2016 年熊本地震の破壊の全体像を概観すると，日奈久断層上で発生した破壊は，南西方向と北東方向の双方向に伝播したことが分かる．また，日奈久断層上で発生した断層破壊は，地震発生後約 4～6 秒後には布田川断層に深部（深さ 15～20km 程度）で伝播した．また，布田川断層の深さ 0～15km までの深さの範囲における顕著な地震波放射は，地震発生後 5～9 秒後程度で発生したことが分かる．これは，図 4.1-7 に示す Asano and Iwata (2016)¹⁰⁾，図 4.1-8 に示す Kubo et al. (2016)¹¹⁾による近地強震観測記録の波形インバージョンにより求められた断層すべり分布及び断層破壊の時空間進展において，地震発生後 5～9 秒付近で布田川断層の深さ 0～15km 程度に現れている主要なすべりと，時間的なタイミングと空間的な位置が調和的である．Asano and Iwata (2016)¹⁰⁾，Kubo et al.(2016)¹¹⁾では，それぞれ周波数 0.05～0.5Hz（周期 20～2 秒），周波数 0.05～1.0Hz（周期 20～1 秒）の周波数帯域でインバージョンを行っているのに対して，今回の検討では 0.25Hz, 0.50Hz, 1.0Hz の各周波数におけるバックプロジェクションを行っているため，単純な比較はできないが，断層破壊の時空間進展の大まかな比較を行うことは可能であると考えられる．図 4.1-4～図 4.1-6 から，Himematsu and Furuya(2016)⁸⁾により地殻変動データから推定された布田川断層と

並行する F4 セグメントは、布田川断層での主要なすべりの発生と同時（地震発生後 5～9 秒後程度）に生じていることが分かった。また、それぞれの周波数における結果を総合すると、日奈久断層における顕著な地震波放射は、地震発生後 4 秒後までにおおよそ終了しているように見える。また、後に記述するように、周波数によって地震波放射源の時空間分布は異なっており、地震動予測におけるこのような周波数ごとの放射源分布の違いを考慮することが将来の地震動予測の高度化に必要となると考えられる。

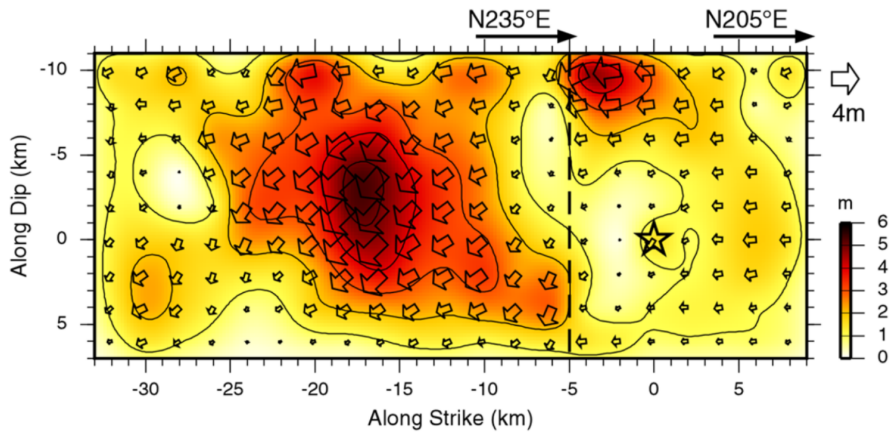


図 4.1-7 Asano and Iwata (2016)¹⁰⁾の波形インバージョンによる断層すべり分布

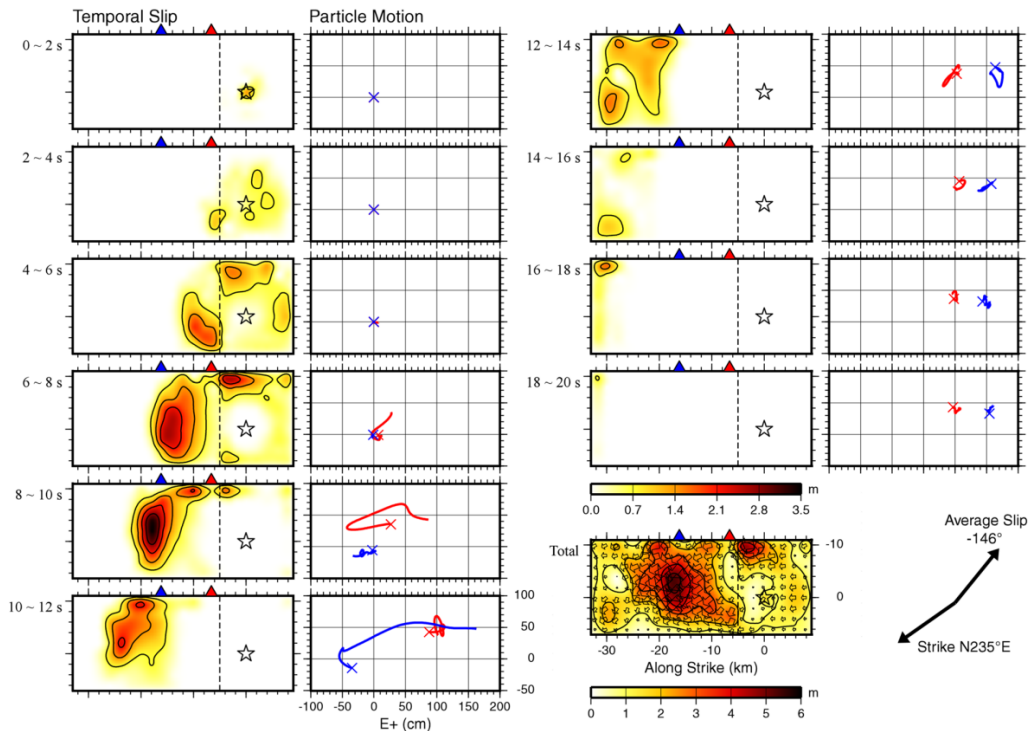


図 4.1-8 Asano and Iwata (2016)¹⁰⁾の波形インバージョンによる断層すべりの時空間進展

ここまで、それぞれの周波数における結果を踏まえ、2016年熊本地震の断層破壊過程の全体像を概観した。以降は、角周波数における結果について議論する。

図4.1-4の0.25Hz（周期4秒）の結果を見ると、地震発生後4～6秒後に、破壊が日奈久断層から布田川断層の深部へ乗り移っている様子が見える。これは、図4.1-7、図4.1-8に示すAsano and Iwata (2016)¹⁰⁾、図4.1-9、図4.1-10に示すKubo et al. (2016)¹¹⁾による波形インバージョンにより得られた断層破壊の時空間進展と調和的である。その後、顕著な地震波放射源は断層深部から浅部に向かって進展し、地震発生5～9秒後にかけて、布田川断層の深さ15kmより浅い部分について顕著な地震波放射が見られる。このような、断層の深部から浅部への破壊の伝播は、フォワードラプチャーディレクティビティによる揺れの深刻化をもたらすことが予想され、特に断層近傍の地震動を予測する際には考慮が必要である。断層近傍の地震動の予測においては、このような破壊伝播の経路も様々なケースを想定して実施する必要があると考えられる。

地震発生5～9秒後にかけて、布田川断層の深さ0km付近においても放射源が現れている。断層面上の地表付近の領域は、当然ながら地表における地震動に影響が大きく、特に近地項では地表に最も近い領域の影響が卓越する。このため、地表地震断層を伴う地震の地震動を考えるうえで、このような地表付近におけるすべりのモデリングは極めて重要である。震央からの水平距離30～40km付近においては、地表0kmにおける地震波放射が見られない。これは、図7、図8に示すAsano and Iwata (2016)¹⁰⁾、図4.1-9、図4.1-10に示すKubo et al. (2016)¹¹⁾による波形インバージョンにより得られた断層すべり分布が地表0km付近において変位が見られない部分におおよそ位置が対応している。地震発生後3秒で、日奈久断層の深さ15～20km付近に顕著な地震波放射が見られる。破壊が日奈久断層から布田川断層へ断層深部で乗り移る地震発生6秒後における布田川断層の深さ15～20km付近においても、顕著な地震波放射が見られる。0.50Hz（周期2秒）の結果（図4.1-5）、1.00Hz（周期1秒）の結果（図4.1-6）には、布田川断層深部における地震波放射は見られるものの、日奈久断層の深部における地震発生後5秒以降の顕著な地震波放射が見られない。日奈久断層については傾斜角がほぼ鉛直なため、断層面上のアイソクロンは鉛直方向に長く伸びたものとなり、深さ方向の精度がやや落ちることに注意が必要である。また、バックプロジェクション法特有の人工ノイズの可能性についても、今後検討する必要がある。

図4.1-5の周波数0.50Hz（周期2秒）の地震波の放射源の分布を見ると、地震発生5～9秒後にかけて、布田川断層の深さ0～15km程度までの広い範囲において地震波放射が見られる。また、日奈久断層についても、地震発生後4秒後程度まで、断層面上の広い範囲で

地震波放射が見られる。地震波放射の範囲は、周波数 0.25Hz の地震波の放射源の分布と比べると、周波数 0.50Hz の地震波の放射源の深さ分布は、断層の浅部から深部の全体に渡っていることがわかる。

周波数 1.0Hz (周期 1 秒) の地震波の放射源分布 (図 4.1-6) を見ると、地震発生 4 秒後から 6 秒後にかけて、断層の浅部 (深さ 0km を含む) から深部 (深さ約 20km 程度) にかけて、地震波の放射が見られる。周波数 0.25Hz, 0.50Hz の地震波の放射源と比較して、周波数 1.0Hz の地震波の放射源は、相対的に地震波放射源が空間的に広く分布しているように見える。また、地震発生 7 秒後から 9 秒後にかけて、断層の浅部 (深さ 0km を含む) において地震波を放射しており、この間は断層の深部 (おおよそ深さ 10km 程度以深) における地震波放射は少ない。周波数 0.25Hz, 0.50Hz においては、地震発生 7 秒後から 9 秒後にかけての時間においても断層の深部 (おおよそ深さ 10km 程度以深) における地震波放射は継続していることと対照的である。このことは、既往の研究において指摘されている、周波数による地震波放射源分布の違いを示していると考えられる。地震動予測に用いられる断層モデルは、アスペリティと背景領域の 2 元からなるモデルが用いられることが多いが、そのようなモデルでは、既往研究で指摘され、また今回の検討でも現れたような周波数による地震波放射源分布の違いを考慮することはできない。特に、断層面上の詳細な位置が非常に大きく影響する近地項が卓越する 2016 年熊本地震のように地表地震断層を伴う地震の地震動を予測するためには、断層面上における地震波放射源の分布を精度よくモデル化する必要があり、将来的には周波数によって異なる地震波放射源分布を考慮した断層モデルの高度化を行う必要があると考えられる。

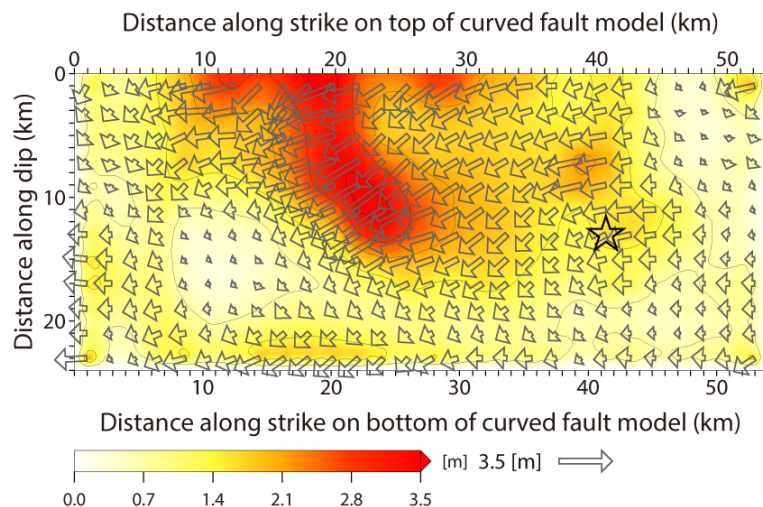


図 4.1-9 Kubo et al. (2016)¹¹⁾ の波形インバージョンによる断層すべり分布

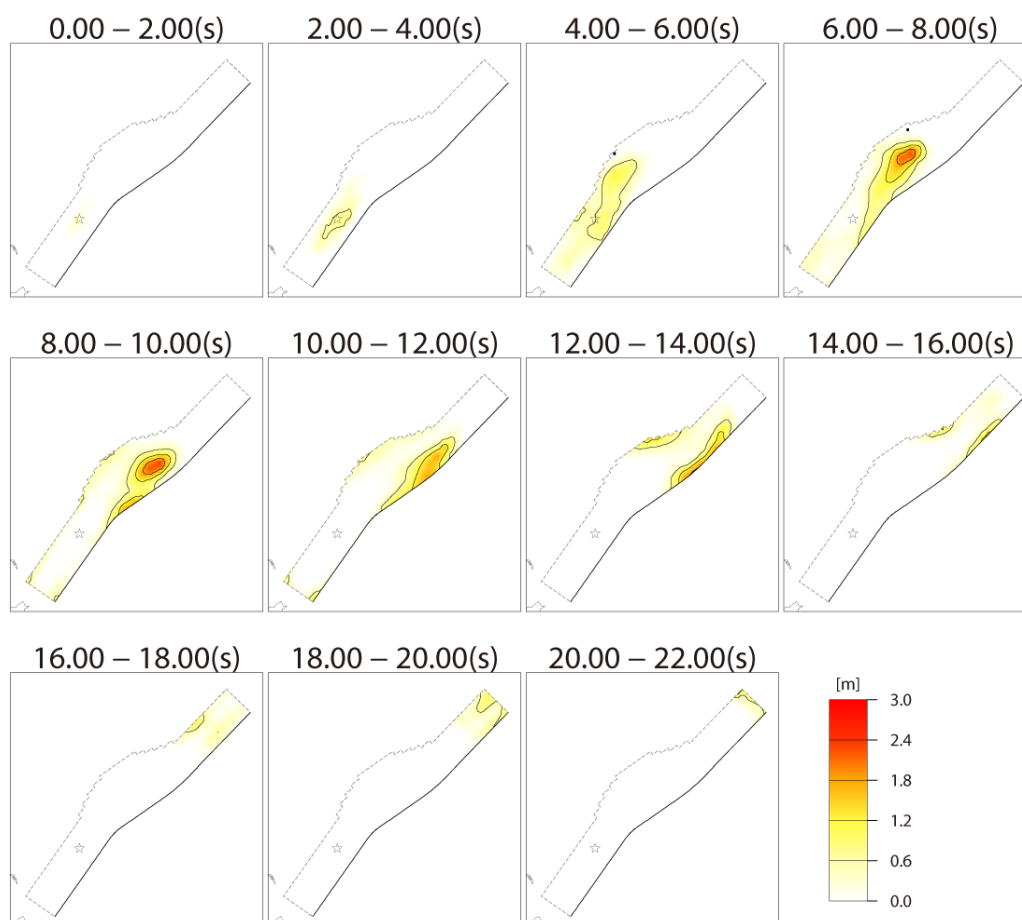


図 4.1-10 Kubo et al. (2016)¹¹⁾の波形インバージョンによる断層すべりの時空間進展

(7) まとめ

地表地震断層を伴う地震の地震動を予測するためには、近地項の考慮が重要であり、近地項を考慮する際には、断層変位の時空間分布を詳細にモデリングする必要がある。そのためにはまず現実の地震において断層変位の時空間分布を理解する必要がある。このため、典型的な地表地震断層を伴う地震であり、豊富な観測記録が得られている 2016 年熊本地震を対象に断層破壊過程をバックプロジェクション法により推定した。バックプロジェクション法には、人工ノイズを抑圧するなどの独自の改良を加えたものを用いた。また、サイト特性の影響をなるべく受けていない地震波形記録を用いるため、KiK-net の地中観測点を厳選して用いた。さらに、バックプロジェクション法の精度を高めるため、Matsubara et al.(2017)⁶⁾による精密な震源再決定により得られた 3 次元的な観測走時の分布を補間して用いた。解析は、周波数 0.25Hz, 0.50Hz, 1.00Hz において、地震発生後 12 秒後までを対象として、各周波数の地震波の放射源の断層面上の分布を推定した。

総じて波形インバージョンにより得られた断層すべり分布と調和的な結果が得られた。日奈久断層上で発生した破壊が、南西方向と北東方向の走方向に伝播し、日奈久断層における顕著な地震波放射は地震発生後4秒後程度までで終了したことが分かった。また、破壊は地震発生後約4~6秒後には布田川断層に深部（深さ15~20km程度）で伝播し、その後、断層深部から浅部に伝播していく様子を捉えた。フォワードラプチャーディレクティブティは断層近傍の地震動に大きな影響を及ぼす。断層近傍における地震動予測では、断層の深部から浅部への破壊の伝播を様々な経路で想定する必要があると考えられる。

布田川断層の深さ0~15kmまでの深さの範囲における顕著な地震波放射は、地震発生後5~9秒後程度で発生したことが分かった。これは、Asano and Iwata (2016)¹⁰⁾、Kubo et al. (2016)¹¹⁾による近地強震観測記録の波形インバージョンにより求められた断層すべり分布及び断層破壊の時空間進展と調和的である。このほか、Himematsu and Furuya(2016)⁸⁾により地殻変動データから推定された布田川断層と並行するF4セグメントは、布田川断層での主要なすべりの発生と同時（地震発生後5~9秒後程度）に生じていることが分かった。周波数によって地震波放射源の時空間分布は異なっており、このような地震波放射源分布の周波数による違いは、特に断層面上の微細な変位分布が大きく影響する断層近傍における地震動の予測において、将来的に考慮すべき重要なものの一つであると考えられる。

4.2 理論的手法による2016年熊本地震波の推定

4.2.1 はじめに

2016年熊本地震をはじめとする近年の地震は、斜面崩壊による道路構造物の損傷や道路機能の寸断などが発生し、路線ネットワークに甚大な被害を与えている。日本列島には約2,000の活断層¹²⁾が分布していると考えられ、今後発生する可能性のある大規模地震においても同様の地震被害が発生することは否定できず、既存もしくは今後計画される道路ネットワーク上に斜面崩壊危険部を事前予測できれば、危険部を避けた代替路線の選定や対策工の提案などにより防災・減災対策の面的な整備への活用が期待できる。そこで、大規模地震時における斜面崩壊の予測技術として2016年熊本地震で斜面崩壊により被災した阿蘇大橋の被害原因となった阿蘇の外輪山を対象に斜面崩壊のシミュレーション解析を行い¹³⁾現在も研究を進めている段階であるが、対象となる斜面崩壊地点近傍では地震動記録が存在しないため、理論的方法（波数積分法）¹⁴⁾により入力地震動の推定を行っており、本節ではその内容について以下に示す。

4.2.2 2016年熊本地震波の推定

(1) 震源断層モデルの推定

2016年熊本地震では、前震と本震の震源となる布田川断層帯と日奈久断層帯、および周辺の分岐断層が同時に活動した可能性もあるため、震源断層位置の推定は困難である。一方、産業技術総合研究所¹⁵⁾（以下、「産総研」とする）が布田川断層帯と日奈久断層帯に沿って広域的に地表地震断層の出現状況を調査し、また、国土地理院がInSARとGNSSから観測された地殻変動や航空写真による地表面亀裂の分布を公開している。防災科学技術研究所¹⁶⁾（以下、「防災研」とする）と東大地震研¹⁷⁾は、近地強震動記録を用いた震源逆解析により、断層破壊過程を検討している。

これらの情報を参考に断層位置と断層パラメータを決定し、原田ら^{14), 18)}が開発した断層の永久変位を含む強震動の理論的評価法を用いて防災研の強震観測網KiK-net, K-NETと気象庁強震観測計の加速度記録の再現を試みた。また、断層に近い阿蘇大橋付近の地震動についても分析し、観測波形の再現性を確認するとともに、断層の位置と断層パラメータのケーススタディから断層モデルの調整を行った。この調整では、山下らが2016年4月16日～4月21日の余震観測データから推定した余震の深度分布（暫定版）と国土地理院の震源断層モデル（暫定版）¹⁹⁾を参考にした。

図4.2-2と表4.2-1は、本研究で採用した震源断層モデルを示す。断層帯本体から分岐した分岐断層の影響も考慮し、大小5つの断層を連動させ、布田川と日奈久の2つの断層帯が同時に動いたモデルとした。黄色の枠で囲む領域は、想定断層の地表面への投影位置を示し、赤色の部分は、確認された地表面亀裂の分布を示す。ピンク色の線は、既に確認された活断層線の位置を示す。

この断層モデルと山下ら²⁰⁾の余震の震源位置（2016年4月14日～4月21日間）を重ねると図4.2-2のように、断層の地表面への投影位置は余震分布と重なるようになっている。図4.2-3の白枠の分布は、代表A8ライン附近の余震の震源の鉛直方向の分布をプロットしたものである。また、国道325号線の黒川を跨ぐところに架設された阿蘇大橋の位置（赤◎）と本研究の断層モデルを重ねて示すと、図4.2-3のように阿蘇大橋は断層帯の近傍に位置していることがわかる。

本計算に使用する地下構造モデルは、一次元の水平成層地盤とし、防災研が公開したJ-SHIS²¹⁾の三次元地下構造モデルの情報を用いて計算地点ごとに補間してモデル化した。

表4.2-1 想定震源断層の断層パラメータ

断層種類	右横ずれ断層				
	SMGA1	SMGA2	SMGA3	SMGA4	SMGA5
断層番号					
平均走向角 θ (°)	56	223	234	254	197
平均傾斜角 δ (°)	57	60	70	65	80
平均すべり角 λ (°)	355	200	210	45	176
断層長 L (km)	8	7	23	11	6
断層幅 W_a (km)	15	12	13	10	8
断層面積 S (km ²)	113	75	288	110	49
すべり量 (m)	1.0	0.8	2.2	1.8	1.5
立ち上がり時間 (s)	1.2	0.9	1.3	1.6	1.1
断層破壊速度 (km/s)	2.45				
総面積 S (km ²)	633				
地震モーメント M_0 (N·m)	2.23E+19				
気象庁マグニチュード M_j	7.4				
モーメントマグニチュード M_w	6.8				

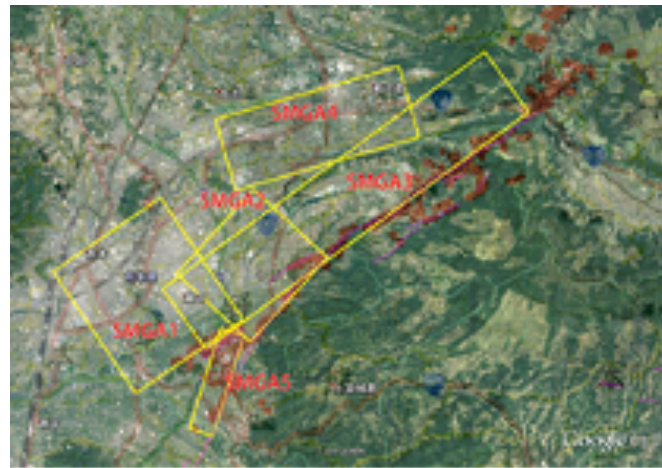


図 4.2-1 推定した震源断層の位置

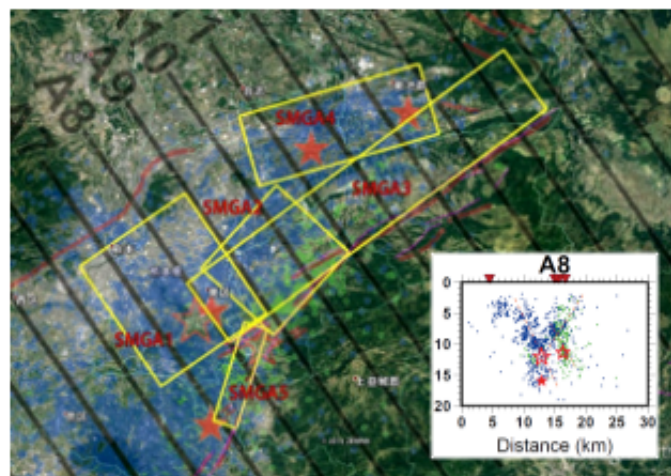


図4.2-2 震源断層の位置と余震の震源分布 (青点, 緑点: 余震の震源分布¹⁹⁾)

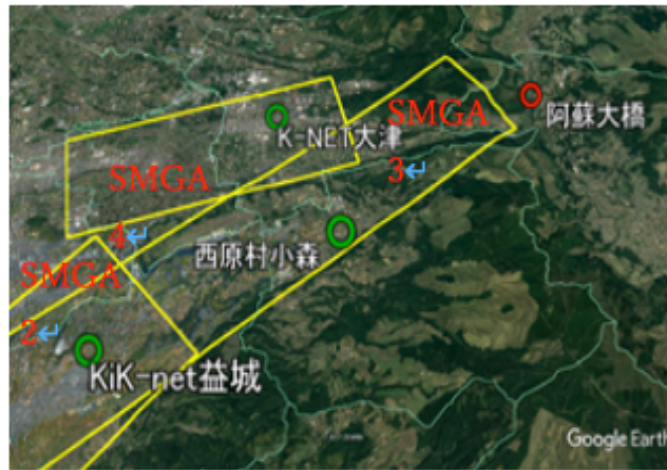


図4.2-3 推定した震源断層と阿蘇大橋の位置関係

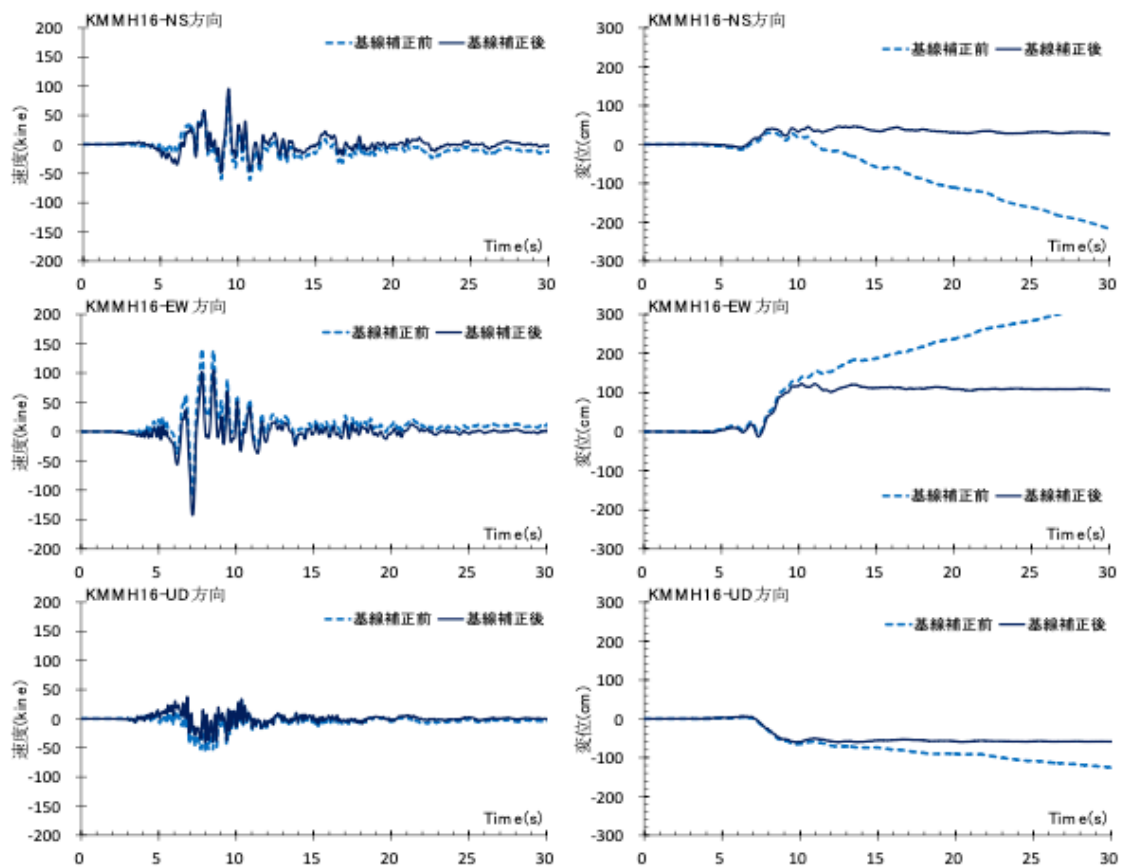


図4.2-4 KiK-net益城 (KMMH16) の速度・変位波形 (左側:速度波形 右側:変位波形)

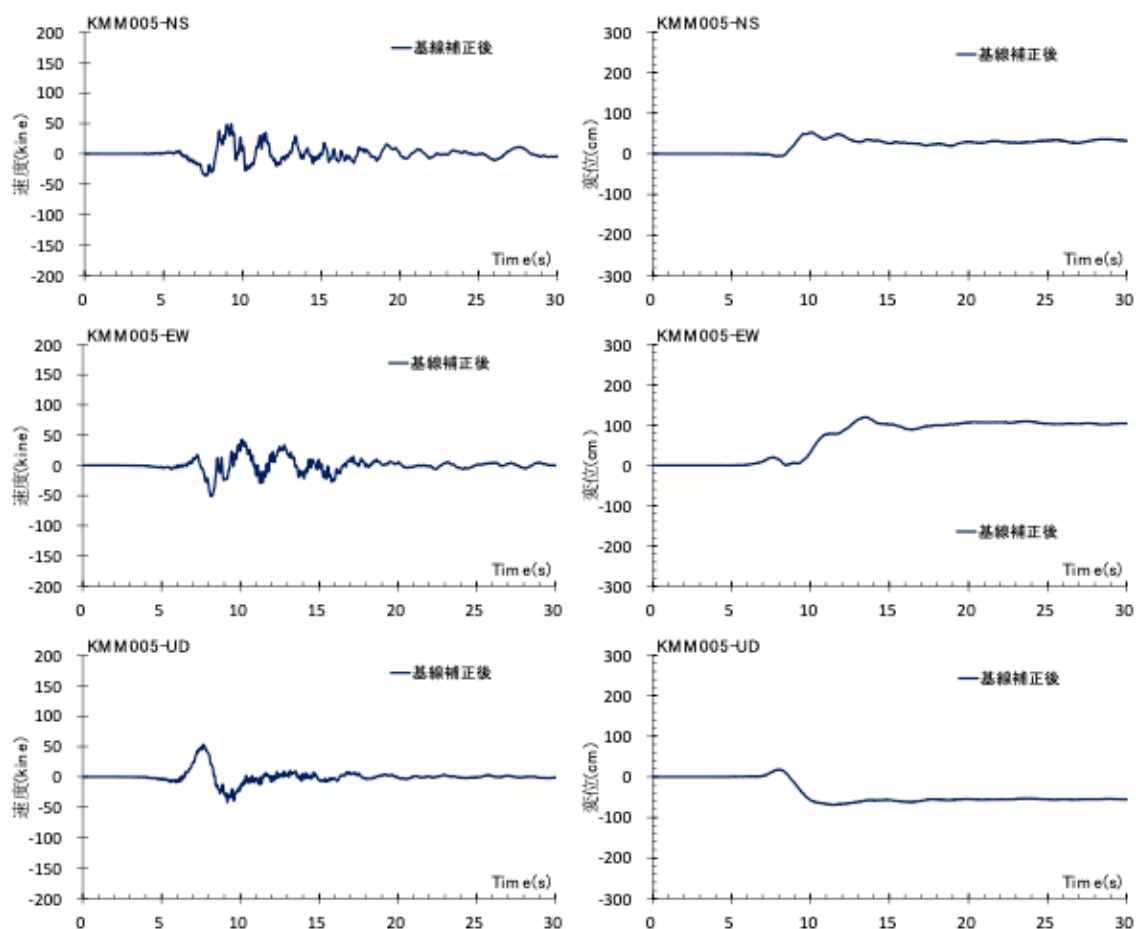


図4.2-5 K-NET大津 (KMM005) の速度・変位波形 (左側:速度波形 右側:変位波形)

(2) 観測波形の確認

ここでは、断層近傍の観測点 (図4.2-3の緑◎) を着目し、最大震度7を観測したKiK-net 益城 (KMMH16) 地表 (NS2, EW2, UD2) 地点とK-NET大津 (KMM005) 地点の加速度記録の確認結果を示す。なお、KiK-netとK-NETの加速度記録には、強震計の遅延時間15秒の効果を含んでいるため、記録開始から15秒間 (トリガー区間) を引いて真のスタート時刻とした。また、加速度記録に対し、時間領域の線形加速度法による直接積分を行い、速度と変位波形を求めた。しかし、基線のずれた加速度波形をそのまま積分すると、トレンド成分が生じ、正確な速度と変位波形の推定が困難である。特に断層近傍の永久変位を含む加速度記録では、長周期のノイズも多く含まれるため、二重積分した変位波形は、放物線的になり、右上がり、右下がり状の波形になってしまう。そこで、積分による速度及び変位波形の発散を抑制するため、Booreら²²⁾の提案した二次関数によるフィッティング方法を採用した。また、永久変位を正確に算定するため、断層の主要破壊が終了する15秒以降

の範囲において、一定値に収束するように逐次近似による基線補正を加えた。図-4.2-4と図4.2-5に、KiK-net益城（KMMH16）地点とK-NET大津（KMM005）地点の加速度記録から計算した速度と変位波形を示す。基線補正の効果を確認するため、補正前の波形（点線）と基線補正した波形（実線）と重ねると図4.2-4のようになる。

また、この基線補正を実施した変位波形の妥当性を確認するため、図4.2-6に示す国土地理院が公開したSAR衛星（だいち2号）の解析から得られた地盤変動量（永久変位に相当）の情報を利用した。図4.2-4と図4.2-5に示す基線補正した観測波形の変位波形の永久変位と、図4.2-6の地盤変位を比較すると、右横ずれ・正断層の地盤変動の特性が一致し、その値も近い変動量を示していることが確認できた。

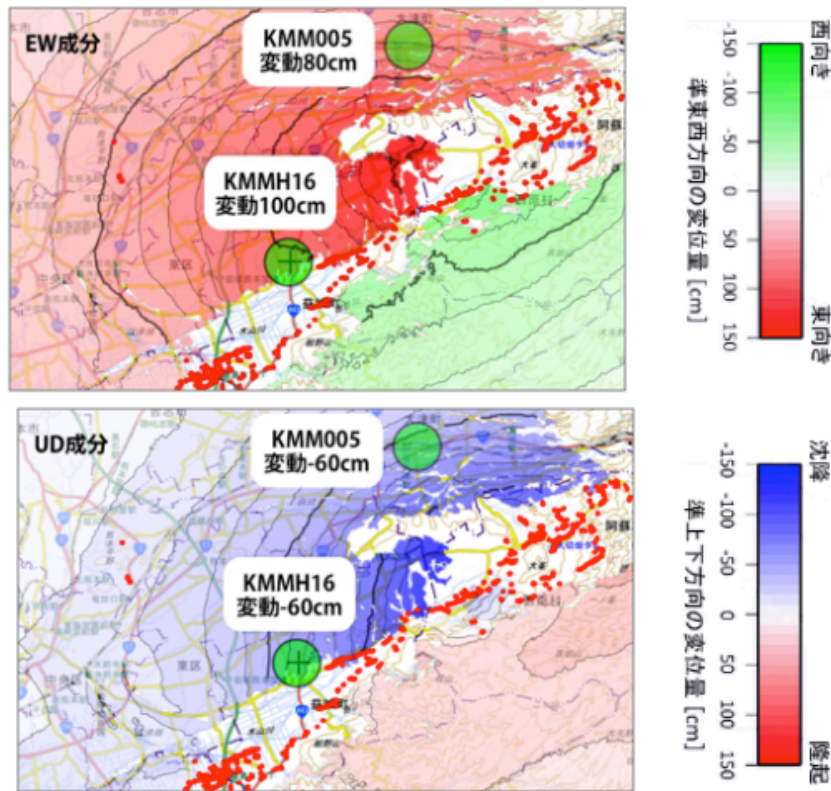


図4.2-6 SAR解析による実際の地盤変動量分布¹⁹⁾

(3) 地震動の計算と観測波形の再現

断層近傍の強震動波形は、運動学的断層モデルと水平成層地盤モデルを組み合わせた理論的評価法により計算する。計算のメッシュサイズは、短周期成分の精度を確保したため30mの細かい格子モデルとして評価した。全体の計算領域は断層を含む周辺160km四方の領域として、波形の継続時間は160秒間と設定した。

本計算は約1600万のメッシュモデルで構成され、高性能PCクラスターでも1ケース数週間の計算時間を要す。また、断層の位置と断層パラメータのケーススタディで数十ケースの計算が必要となるため、理化学研究所のスーパーコンピュータ「京」を利用し強震動計算プログラムSeanSGM（「京」用に開発したもの）による1024計算ノード（8192コア）の高並列計算を実施した。

図4.2-7～図4.2-9に示す加速度記録の再現波形と観測波形の比較から、断層線に近いKiK-net益城（KMMH16）（図4.2-7）及び西原村小森地点（図4.2-9）の再現性が高く、振幅の大きい主要動付近で、観測波形に近い波形特性を示していることが確認できる。一方、K-NET大津（KMM005）地点（図4.2-8）では、観測波形の高周波数成分の再現性は低めである。その原因としては、震源断層破壊の不均質性や観測点の表層地盤による影響と考えられる。また、使用するJ-SHISの地盤データは主に深層地盤構造を対象としたため、波形の短周期成分の再現精度が低く今後の課題としたい。

図4.2-10～図4.2-12は上記の加速度記録を積分して求めた観測速度波形及び変位波形と再現波形を比較したものであるが概ね一致しており、断層運動による永久変位もよい精度で再現されている。よって、本研究で採用した震源断層モデルの妥当性、および強震動の計算方法の実記録への適用性が確認できたと思われる。

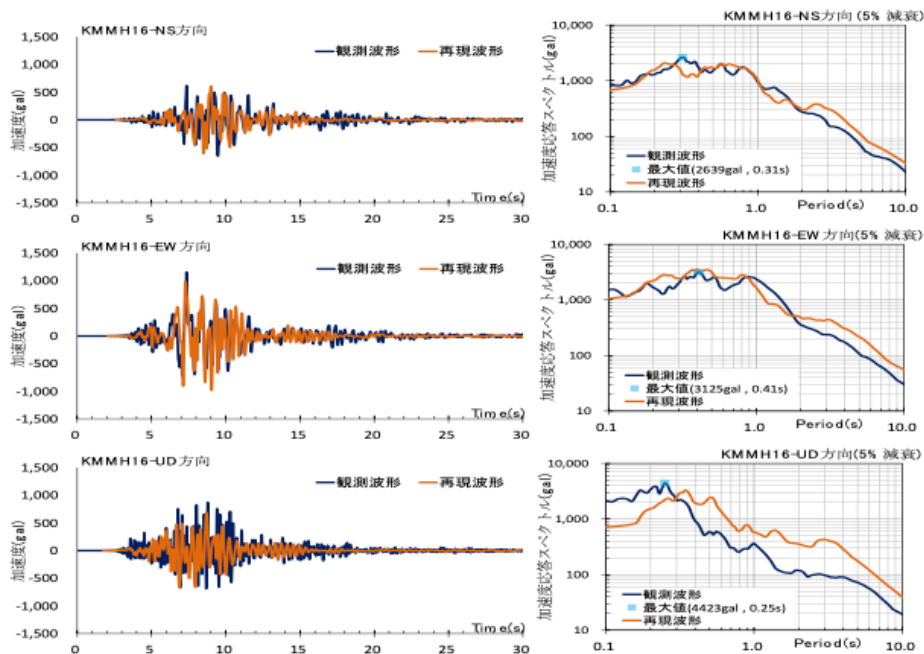


図4.2-7 KMMH16地点の再現波形と観測波形の比較

(加速度波形と加速度応答スペクトル)

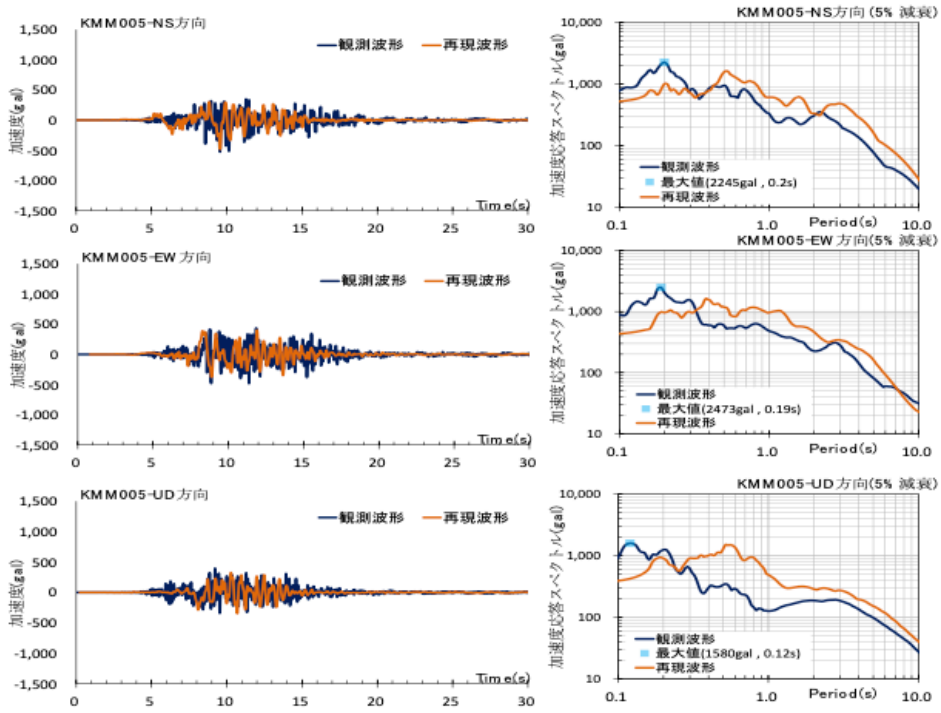


図4. 2-8 KMM005地点の再現波形と観測波形の比較

(加速度波形と加速度応答スペクトル)

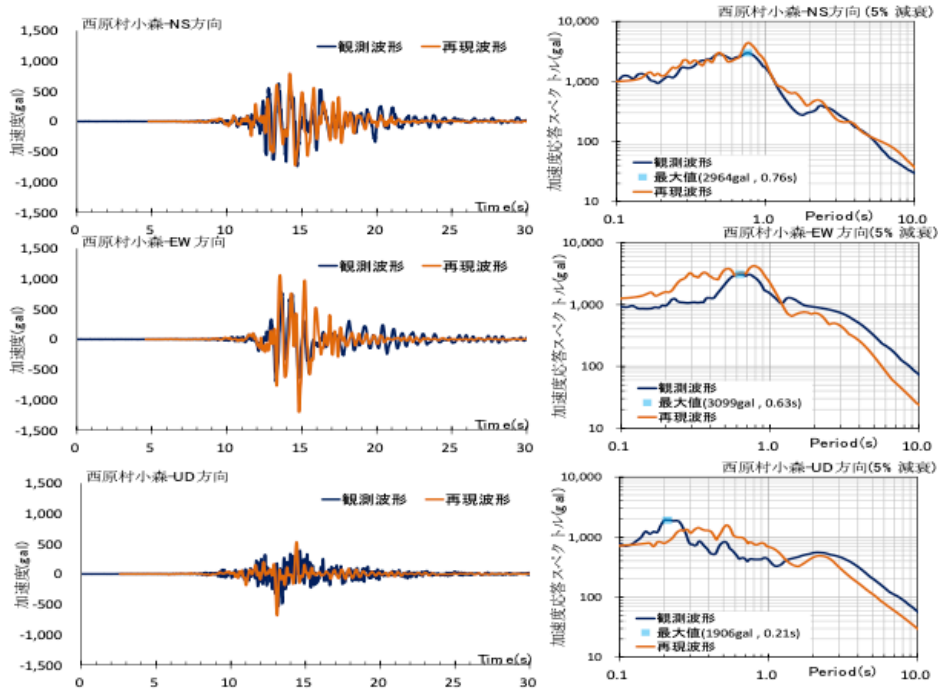


図4. 2-9 気象庁西原村小森93048地点の再現波形と観測波形の比較

(加速度波形と加速度応答スペクトル)

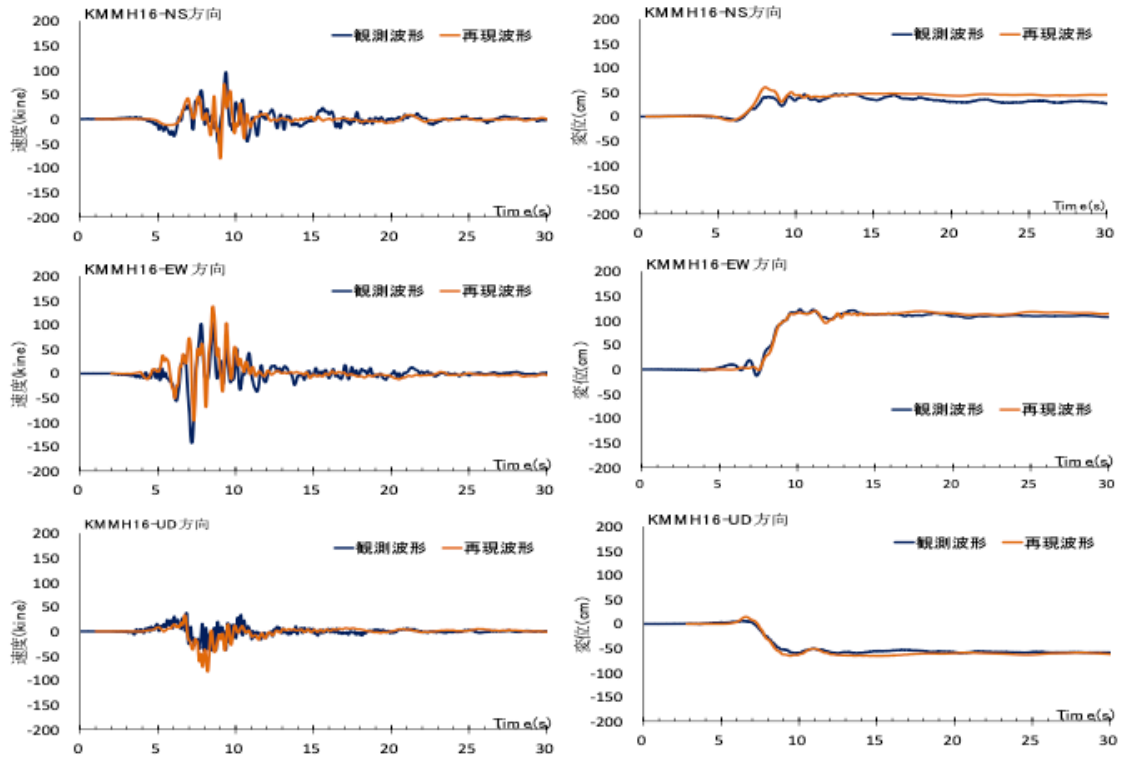


図4.2-10 KMMH16地点の再現波形と観測波形の比較（左側:速度波形 右側:変位波形）

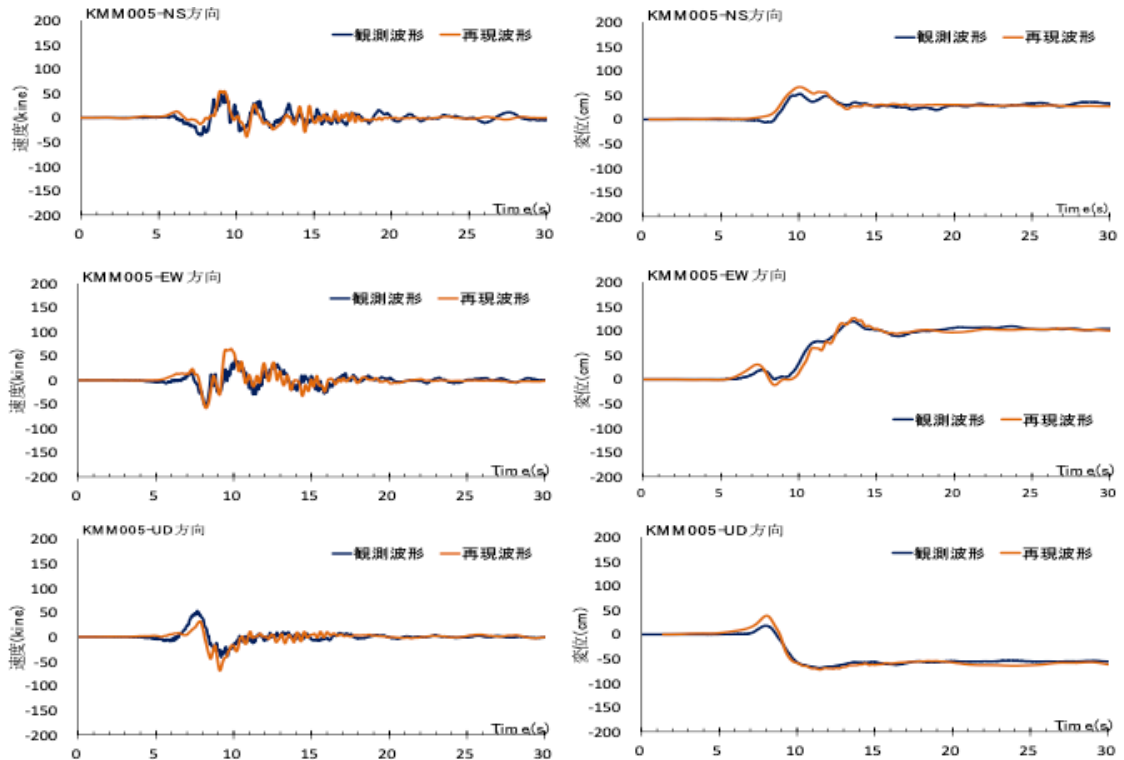


図4.2-11 KMM005地点の再現波形と観測波形の比較（左側:速度波形 右側:変位波形）

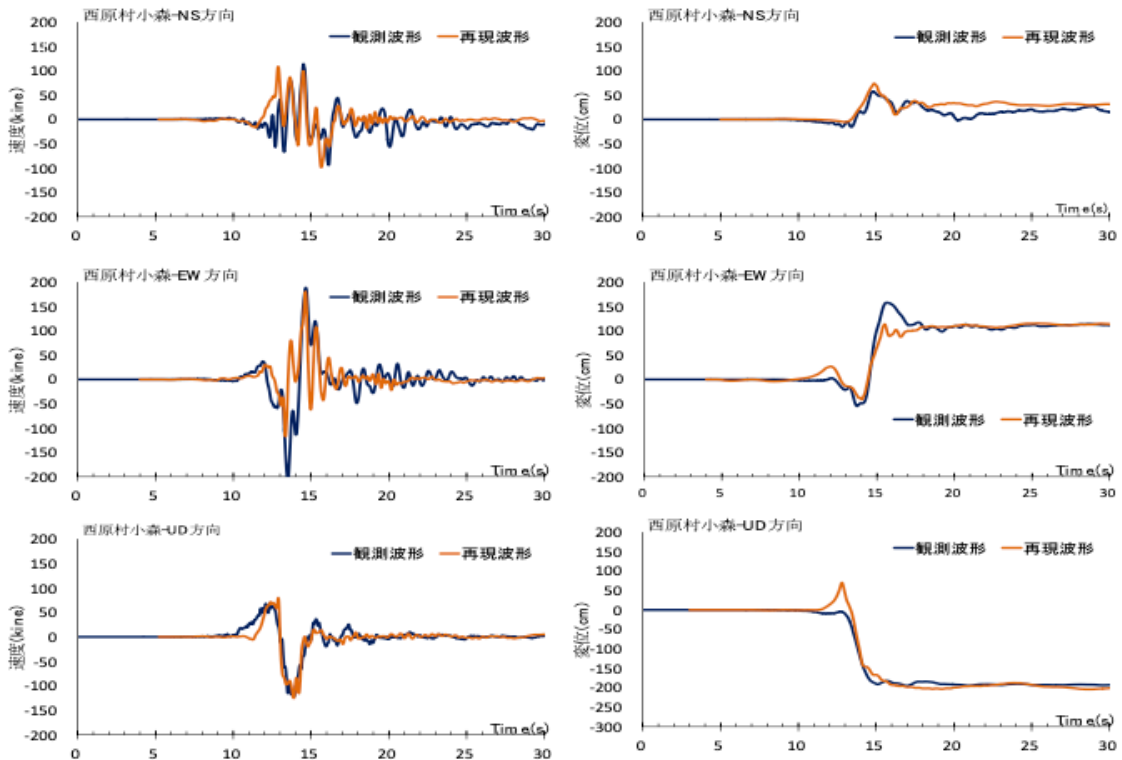


図4.2-12 気象庁西原村小森93048地点の再現波形と観測波形の比較

(左側:速度波形 右側:変位波形)

(4) 阿蘇大橋付近の地震動波形

斜面崩壊の影響を受けて甚大な被害を受けた阿蘇大橋近傍の地震動観測記録がないため、図4.2-13に示す阿蘇大橋近傍の地震動の推定を行った。計算した波形は、地下20m前後のS波速度500m/s以上の工学的基盤波に相当する。

図4.2-14、図4.2-15に計算した阿蘇大橋近傍の加速度、速度及び変位波形と加速度応答スペクトルを示す。これらの地震動から、最大加速度振幅がEW方向で1,600galに達し、周期1秒付近の加速度応答スペクトルでは1,000gal～2,000gal程度、周期0.2～0.3秒の短周期では5,000galに達する。前述に示した観測地点での地震動を踏まえると、断層近傍であっても位置によって、最大加速度振幅の大きさ、加速度応答スペクトルの卓越する周期帯が異なっていることがわかる。

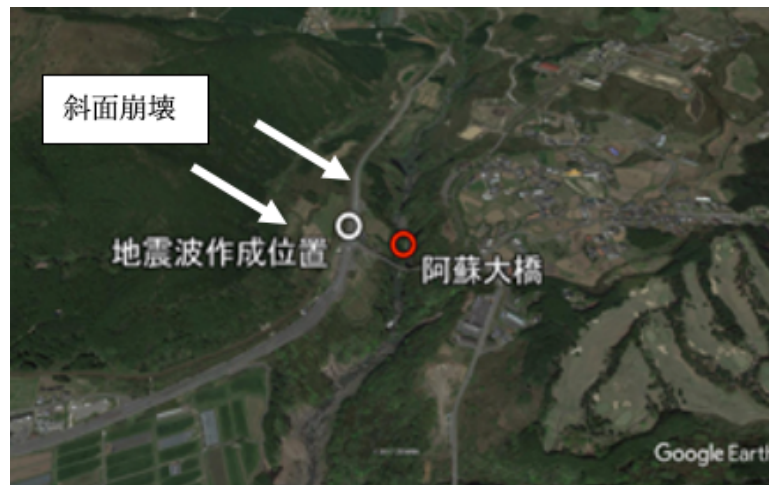


図4.2-13 阿蘇大橋近傍の入力地震動作成位置

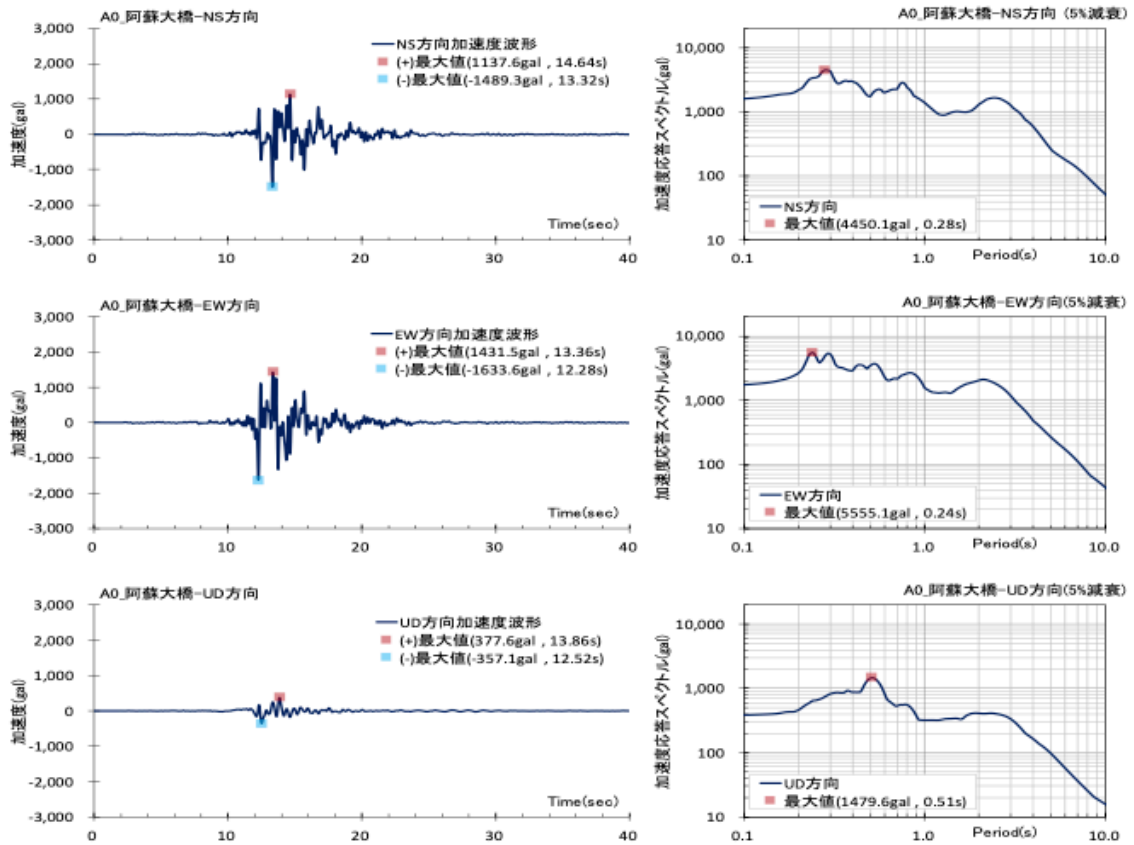


図4.2-14 阿蘇大橋近傍の地震動波形（加速度波形と加速度応答スペクトル）

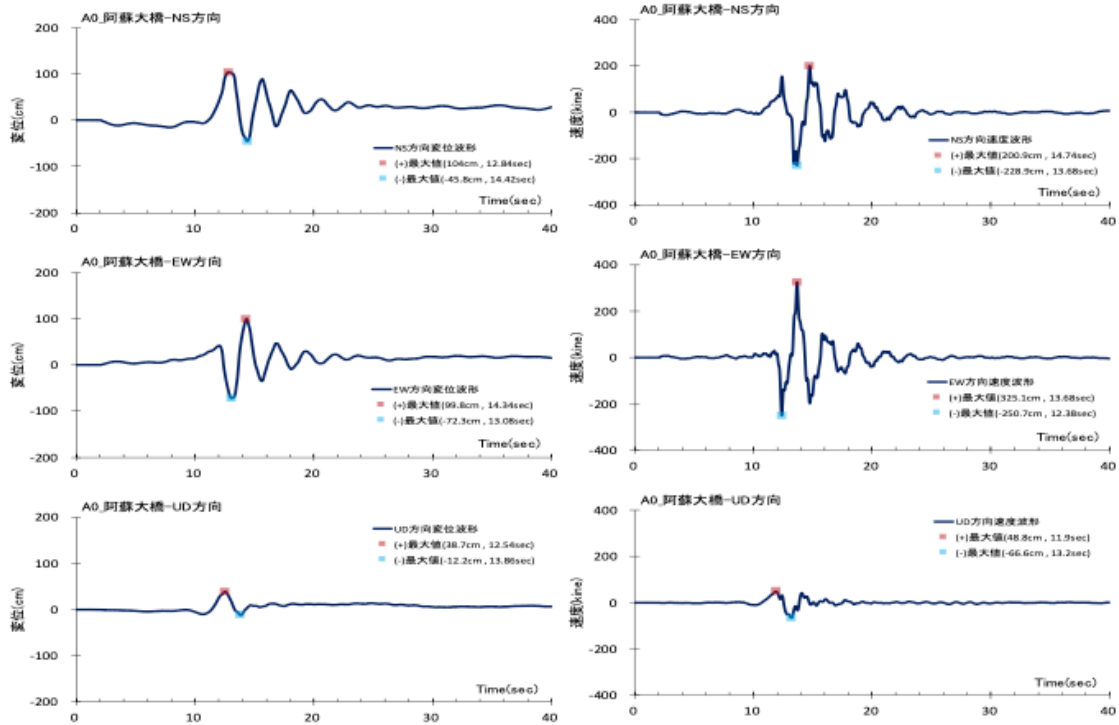


図4.2-15 阿蘇大橋近傍の地震動波形（速度波形と変位波形）

(5) 断層近傍における地震動の分布特性

(3)と(4)では、観測点での観測波形の再現と阿蘇大橋付近の地震動の推定を試みた。ここでは、同じ震源断層モデルを使って、断層周辺の地震動3成分の最大加速度とキラーパルスと呼ばれる周期1秒付近の減衰定数5%の加速度応答値の分布特性(図4.2-16)を調べる。なお、空間分布の出力メッシュサイズは500mとした。

図4.2-16の左側は、最大加速度の分布を示し、右側は加速度応答スペクトル値の分布を示す。図の上中下のグラフは、それぞれ、南北方向(NS成分)、東西方向(EW成分)、と鉛直方向(UD成分)の値を示す。この図から1,000gal以上最大加速度は断層線を挟む周辺の2~3km範囲に集中し、特に南北(NS)方向では、断層走行の直交方向に、広範囲に広がっているのが確認できる。また、周期1秒付近の加速度応答スペクトル値の分布から1,000gal以上の応答値は、3成分ともに断層線上の局所域に集中し、甚大な被害をもたらす原因と考えられる。

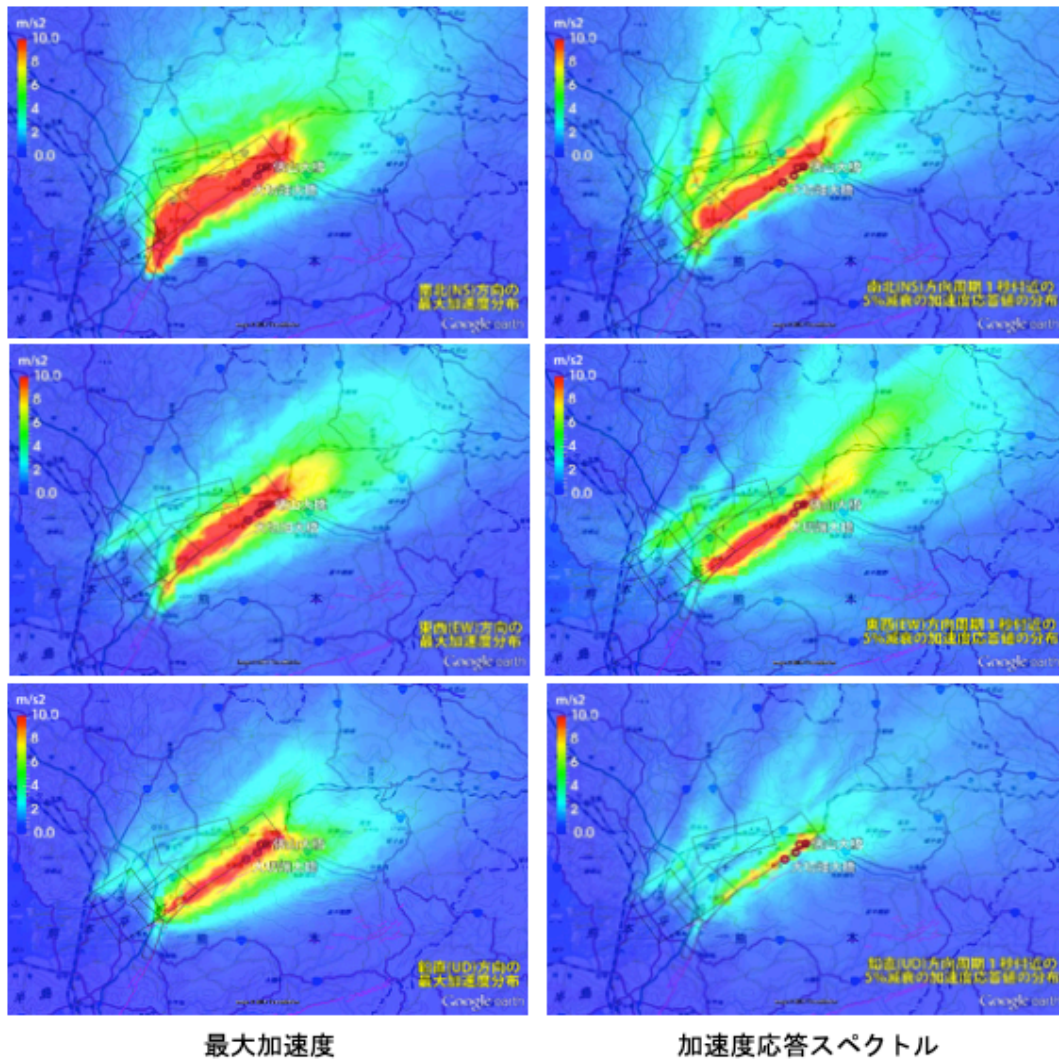


図4.2-16 断層近傍の地震動最大加速度と周期1秒の減衰定数5%の
加速度応答スペクトル値の分布

参考文献

- 1) Aki, K., Richards, P. G.: Quantitative seismology, 2002.
- 2) Kao, H., Shan, S. J.: The source-scanning algorithm: Mapping the distribution of seismic sources in time and space, Geophysical Journal International, 157(2), pp. 589-594, 2004.
- 3) Ishii, M., Shearer, P. M., Houston, H., Vidale, J. E.: Extent, duration and speed of the 2004 Sumatra–Andaman earthquake imaged by the Hi-Net array, Nature, 435(7044), pp. 933-936, 2005.

- 4) Aoi, S., Kunugi, T., Fujiwara, H.: Strong-motion seismograph network operated by NIED: K-NET and KiK-net, Journal of Japan association for earthquake engineering, 4(3), pp. 65-74, 2004.
- 5) Takenaka, H., Yamamoto, Y., Yamasaki, H.: High-resolution source imaging of the 2007 Niigataken Chuetsu-oki earthquake from dense strong-motion networks: Focus on the first 5 seconds of the rupture process, AGU FM, S31A-0208, 2007.
- 6) Matsubara, M., Sato, H., Uehira, K., Mochizuki, M., Kanazawa, T.: Three-dimensional seismic velocity structure beneath Japanese Islands and surroundings based on NIED seismic networks using both inland and offshore events, Journal of Disaster Research, 12(5), pp. 844-857, 2017.
- 7) Yoshida, K., Miyakoshi, K., Somei, K., Irikura K.: Source process of the 2016 Kumamoto earthquake (Mj7.3) inferred from kinematic inversion of strong-motion records, Earth, Planets and Space, 69(1), pp. 1-13, 2017.
- 8) Himematsu, Y., Furuya, M.: Fault source model for the 2016 Kumamoto earthquake sequence based on ALOS-2/PALSAR-2 pixel-offset data: evidence for dynamic slip partitioning, Earth, Planets and Space, 68(1), 169, 2016.
- 9) 木下繁夫: 格子型フィルタの地震観測への応用, 地震2, 39(1), pp. 1-14, 1986.
- 10) Asano, K., Iwata, T.: 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(1), 147, 2016.
- 11) Kubo, H., Suzuki, W., Aoi, S., Sekiguchi, H.: Source rupture processes of the 2016 Kumamoto, Japan, earthquakes estimated from strong-motion waveforms. Earth, Planets and Space, 68(1), pp. 1-13, 2016.
- 12) 文部科学省 地震・防災研究課: 日本の地震防災 活断層, pp.8, 2004.
- 13) 近藤香, 本橋英樹, 李騰雁, 河戸克志: 阿蘇大橋近傍の斜面崩壊を対象とした推定地震動による斜面崩壊の予測技術に関する一検討, 土木学会, 断層帯近傍における地震動評価に関するシンポジウム, 2017.
- 14) 原田隆典, 王宏沢: 剛性マトリックスによる水平成層地盤の波動解析, 地震, 第57巻, 日本地震学会, pp.387-392, 2005.
- 15) 産業技術総合研究所地質調査総合センター: 2016年熊本地震に伴って出現した地表地震断層, 「第四報」 緊急現地調査報告 [2016年5月13日], <https://www.gsj.jp/hazards/earthquake/kumamoto2016/kumamoto20160513-1.html>, (2016年9月23日閲覧) .

- 16) 防災科学技術研究所：近地強震記録を用いた平成28年（2016年）熊本地震（4月16日1時25分，M7.3）の震源インバージョン解析，http://www.kyoshin.bosai.go.jp/kyoshin/topics/Kumamoto_20160416/inversion/，（2016年9月23日閲覧）。
- 17) 瀨瀨一起，小林広明，三宅弘恵：2016年4月14・16日熊本地震の震源過程，東京大学地震研究所・情報学環，<http://taro.eri.u-tokyo.ac.jp/saigai/2016kumamoto/index.html#C>，（2016年9月23日閲覧）。
- 18) 王宏沢：理論的方法による震源断層近傍の地震動特性と長大構造物の応答挙動に関する研究，宮崎大学工学研究科博士後期課程博士論文，宮崎大学学術情報リポジトリ (<http://hdl.handle.net/10458/674>)，2006。
- 19) 国土地理院：平成28年熊本地震の震源断層モデル（暫定），<http://www.gsi.go.jp/common/000140781.pdf>，（2016年9月23日閲覧）。
- 20) 山下裕亮，松本聡，中元真美，松島健，宮崎真大，清水洋，飯塚能久（2016熊本地震合同地震観測グループ）：緊急合同余震観測データを用いた高精度震源決定結果から推定される2016年熊本地震震源域の断層構造（序報），日本地球惑星科学連合2016年大会，2016。
- 21) 防災科学技術研究所：J-SHIS地震ハザードステーション，<http://www.j-shis.bosai.go.jp/map/>，（2016年9月23日閲覧）。
- 22) Boore, D. M., Stephens, C. D., Joyner, W. B.: Comments on baseline correction of digital strong motion data: Examples from the 1999 Hector Mine, California, Earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 92, pp. 1543-1560, 2002.

第5章 地表地震断層を伴う地震の動力学的断層破壊モデルの特徴

本章では、動力学的断層破壊モデルに立脚して、主に2016年熊本地震を対象とした本小委員会での検討をとりまとめ、震源断層近傍の強震動評価に関する考察をおこなう。

5.1 2016年熊本地震を対称とした動力学的断層破壊のシミュレーション

5.1.1 運動学的モデルと動力学的モデル

2016年4月16日に発生した熊本地震(M_J7.3)の本震は地表への断層破壊を伴い、熊本県益城町や西原村で震度7が観測されるなど、断層の近くでは非常に大きな揺れとなった。特に西原村における観測記録では、周期が3秒程度の内陸地殻内地震から放射される地震動としては比較的周期の長いパルス状の地震波形が見られる等の特徴的な現象が数多く報告されている。この熊本地震に対しては、地震発生以降数多くの研究者によって波形記録を用いた波形インバージョンが行われ、周期2秒以上の長周期帯域を対象としたモデル¹⁾から、周期0.1秒～5秒までの短周期を含む広帯域なモデル²⁾まで、非常に多くの震源モデルが提案され、広域的な地震動評価が広く行われてきた。

上述のモデルを含め、これまでの地震動評価に用いられることの多かった運動学モデルでは、図5.1.1に示す概略図のように、断層破壊がどのように進展するか(=すべり速度時間関数：slip velocityの形状)を予め仮定した上で地震動(u)を計算する。このすべり速度時間関数の形状は、過去に発生した地震で得られた観測記録の分析に基づく研究の蓄積を踏まえて設定されることから、詳細な地震動特性の特徴を再現することが可能である。しかしながら、この運動学モデルでは、地震動計算に予め形状を仮定したすべり速度時間関数を用いるため、西原村のような非常に断層に近い、断層破壊の影響が支配的な断層近傍の地点での地震動評価に適用することは難しい。

これに対して動力学モデルでは、断層にかかる力の釣り合い(物理法則)に則って応力(T)を計算し、それに基づいて断層破壊が進展していく(図5.1.1)ことから、上述のような断層破壊の影響が大きな地点での地震動評価を行うことに適している。このように、断層破壊の進展を予め仮定しない動力学モデルは、初期条件の設定に細心の注意を払わないと物理的に起こり得ない現象も起こってしまうといった課題はあるものの、将来起こり得る想定地震による断層の極近傍の地点での地震動評価を試みる上で非常に有効なアプローチである。また、近年の計算機性能の向上や離散化を行う際の定式化を工夫することによっ

て、動力学モデルを用いたシミュレーションを行う際の計算の有効周期もより短周期側へと拡張されつつある。しかしながら、計算自体は非線形の収束計算を行うため、モデル全体を対象とする地震波の伝播のシミュレーションのためには計算時間やメモリ等の多くのリソースが必要となることが課題である。

そこで本節では、断層近傍の地震動評価に動力学モデルを適用するための課題を整理することを目的として、2016年に発生した熊本地震を対象に、動力学モデルを用いたシミュレーション手法と断層破壊の進展のモデル化の現状を整理し、例題として熊本地震をイメージした簡便なモデルを用いた断層破壊シミュレーションを行った。

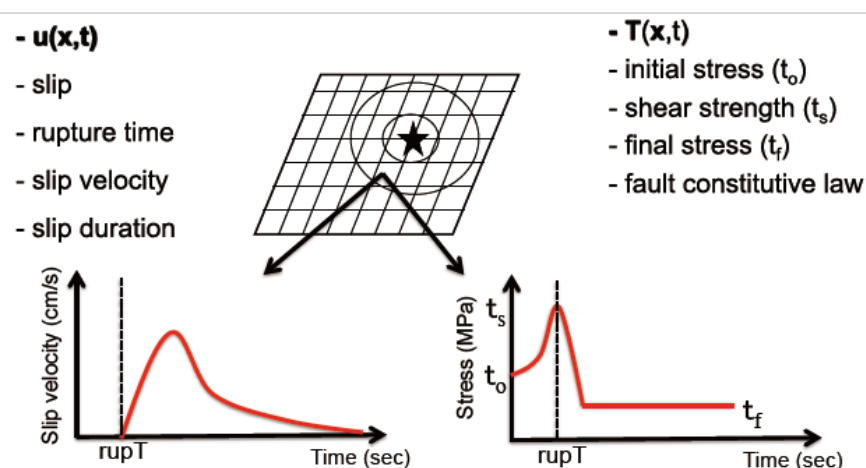


図 5.1-1 運動学モデル(a)と動力学モデル(b)の断層破壊のモデル化の違いの概念図

5.1.2 動学的断層破壊のシミュレーション法

(1) 数値計算手法

動力学モデルを用いた断層破壊シミュレーションの計算を実施する場合には、断層の破壊過程のモデル化と地震波の波動伝播過程のモデル化が重要なポイントとなる。その中で、波動伝播のシミュレーションには、従来から有限差分法^{例えば3)}が広く用いられてきた。この手法では、微分方程式の形で表現されている波動方程式を数値的に解くものであり、高度な計算機性能が必要なく、研究や実務で使用されるパソコン等でも比較的簡単に利用することができる。一方、この有限差分法では、方程式を解く格子点を断層面に平行に設定しているため、プレート間地震など断層面の傾斜角が浅い(低角)な場合には、断層面での格子点の設定が難しくなるといった問題がある。

これに対して有限要素法では、断層面での要素の設定については自由度があるため、断層面のモデル化には制限があまりない。この有限要素法を断層破壊シミュレーションに用いる際の欠点としては、計算機のメモリ等の必要量が有限差分法と比較して多いという点が挙げられるが、近年、これまで有限要素法で使用されてきた定式化を工夫し、各節点における運動方程式の質量マトリックスを対角化することによって必要なメモリ量を節約できるスペクトル要素法^{例えは 4)}が用いられるようになった。この手法では、計算を周波数領域で行うスペクトル法や擬似スペクトル法のような高精度の計算が可能であるため、地震波動伝播シミュレーション^{例えは 5)}の問題だけでなく、プレート境界巨大地震の断層の破壊挙動の検討や、断層近傍の地震動特性の検討を目的とした動力学断層的破壊シミュレーションの分野でも適用されている^{例えは 6)~9)}。図 5.1.2 にはスペクトル要素法で使用されているメッシュの例を示す。本研究では、地震波動伝播シミュレーション用に開発されたスペクトル要素法のコード^{例えは 4), 5)}に、断層破壊用のソルバーを追加したもの⁹⁾を用いた。

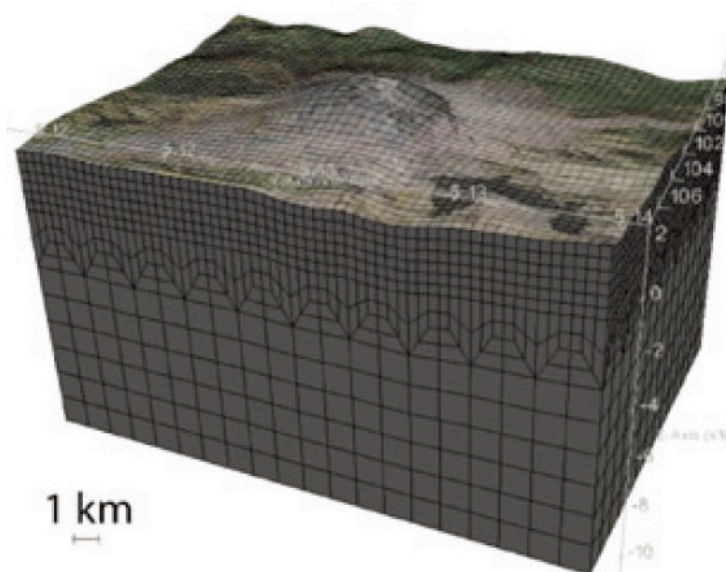


図 5.1-2 スペクトル要素法での使用メッシュの例(米国 St. Herenz 山をモデル化⁵⁾)

(2) 数値計算手法

動力学モデルを用いた断層の破壊過程のモデル化には、Traction at Split-Node (TSN) 法³⁾を用いる。この手法は、断層面上にある 1 つの節点を、断層面を境として二つに分割し、そこにかかる力の動きをモデル化することによって断層での破壊過程を表現するものである。図 5.1.3 には x-y 平面上に設定した断層面 Σ の上にある節点の、断層を挟んだ(+側と-側の)面における TSN 法による分割例を示す。この断層破壊過程のモデル化のアイデ

ィアは、定式化の簡便さから断層面上での破壊挙動をモデル化する動力的断層破壊シミュレーションの分野で広く用いられている。

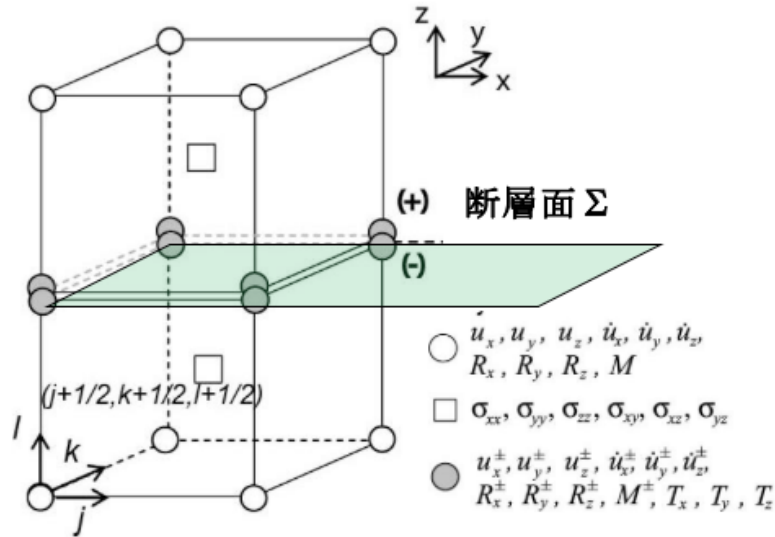


図 5.1-3 TSN 法による断層面のモデル化概要図³⁾

(図中の黒丸が断層面上に存在する節点:Node)

5.1.2 熊本地震を対象とした断層破壊シミュレーション

(1) 熊本地震で得られた観測記録の分析

ここでは断層破壊シミュレーションを行うための予備検討として、2016年熊本地震の本震において熊本県西原村役場で得られた観測記録(図 5.1.4, 特に断層並行方向に近い EW 成分)にみられる、周期の長いパルス振幅の要因分析を行う。具体的には本震に加えて観測された前震や余震で得られた観測記録の分析を行い、断層破壊シミュレーションに向けたモデル化のポイントを整理する。

西原村役場では、熊本地震本震の2日前に発生した前震を含め、以下の5つの地震で観測記録が得られている。

- ・2016年4月14日 21:26 (前震) M 6.4, 西原村までの震央距離 13.4 km
- ・2016年4月14日 22:07 M 5.8, 西原村までの震央距離 8.1 km
- ・2016年4月15日 0:03 M 6.4, 西原村までの震央距離 18.8 km
- ・2016年4月16日 1:25 (本震) M 7.0, 西原村までの震央距離 15.8 km
- ・2016年4月16日 1:45 M 5.9, 西原村までの震央距離 3.6 km

各地震の震央位置と西原村の位置を図 5.1.5 に示す。

先ず本震の観測記録を対象に、周期帯域毎の振幅の比較を試みた。図 5.1.4 で示した周期 0.1 秒から 10 秒までの帯域の中でフィルターを変更し、周期帯域毎の時刻歴波形を比較した結果を図 5.1.6(1) に示す。本震の記録に見られる大振幅のパルスは主に周期 2 秒から 10 秒までの成分によることが判る。また、図 5.1.6(2) には周期 1 秒以上の帯域を更に分割した場合の波形の比較を示す。周期 2 秒から 10 秒までの帯域の波と周期 1.3 秒から 4 秒までの波の振幅はあまり変わらないことから、熊本地震の本震で見られた大振幅パルスの周期帯域は、1.3 秒から 4 秒であると考えられる。

次にこれらの長周期帯域の波が放射された領域を検討するため、本震以外で得られた観測記録と本震の観測記録との周期帯域毎の比較を行った。図 5.1.7 には周期帯域を変化させた場合の時刻歴波形の比較を示す。短周期帯域(周期 0.1 秒～1 秒)の帯域では、本震ほどではないものの、他の余震や前震でもある程度の振幅の大きさが見られる。一方、周期が 1 秒よりも長くなると本震以外の振幅は殆ど見られず、その違いは非常に大きくなる。この傾向は図 5.1.8 に示される各地震のフーリエスペクトル、図 5.1.9 の速度応答スペクトルでも変わらない。

特に前震に関しては、本震と同じ日奈久セグメントで破壊が始まり、その破壊開始点も本震と前震とであまり変わらない(図 5.1.5 参照)ことから、西原村の地点の観測記録に含まれる伝播経路や地盤の影響も共通であるとみなすことが出来る。このため、本震の記録でみられる、非常に大きな周期 1 秒以上の成分は、震源の影響(布田川セグメントの破壊)による可能性が大きく、熊本地震の断層破壊の特徴を検討するためには、布田川セグメントのモデルが重要であると思われる。そこで次節では、この熊本地震の布田川セグメントをイメージしたモデルを作成し、断層破壊シミュレーションを行う。なお、本震を含め、周期 1 秒以下の短周期の周波数特性は地震間でほぼ同じ(=短周期の帯域での傾きが等しい)ことから西原村の地点での地盤の卓越振動数は 0.5 秒前後であると思われるが、その地盤が断層の破壊に与える影響の評価に関しては今後の課題とする。

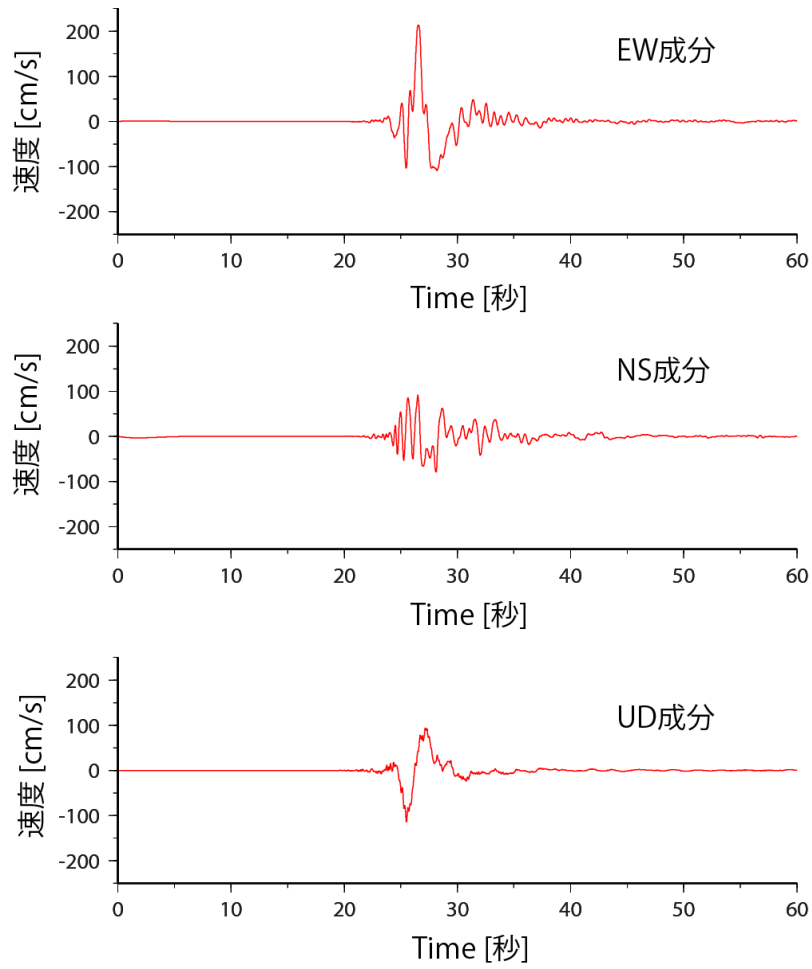


図 5.1-4 西原村の本震の速度波形（周期 0.1 秒～10 秒までのフィルター波形）

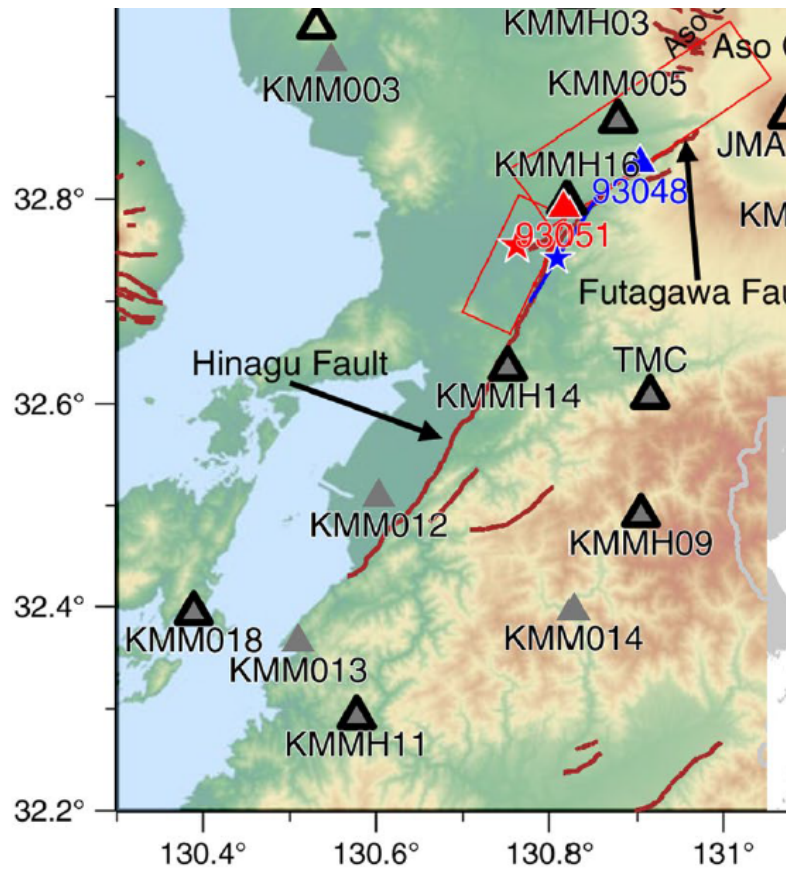
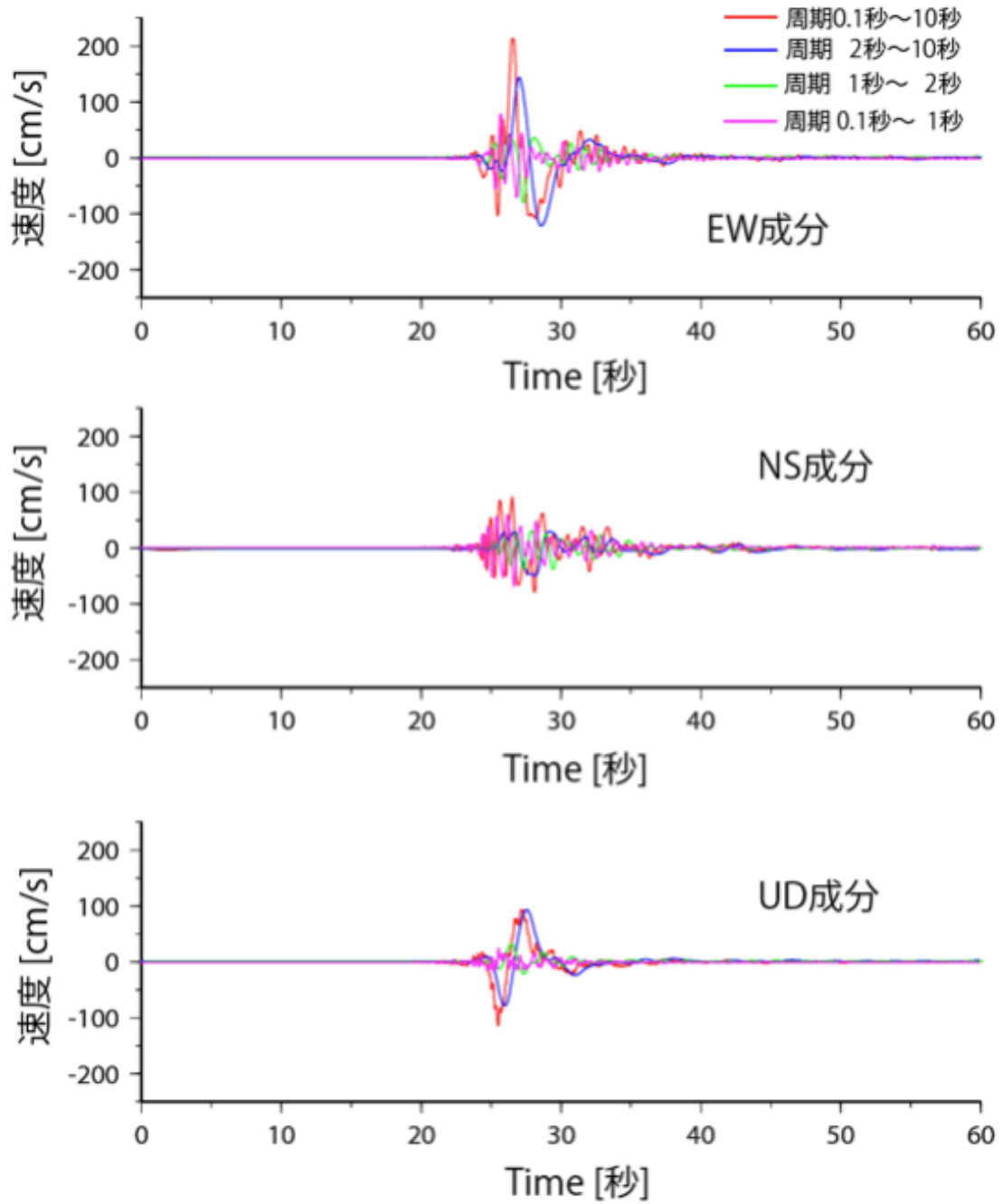
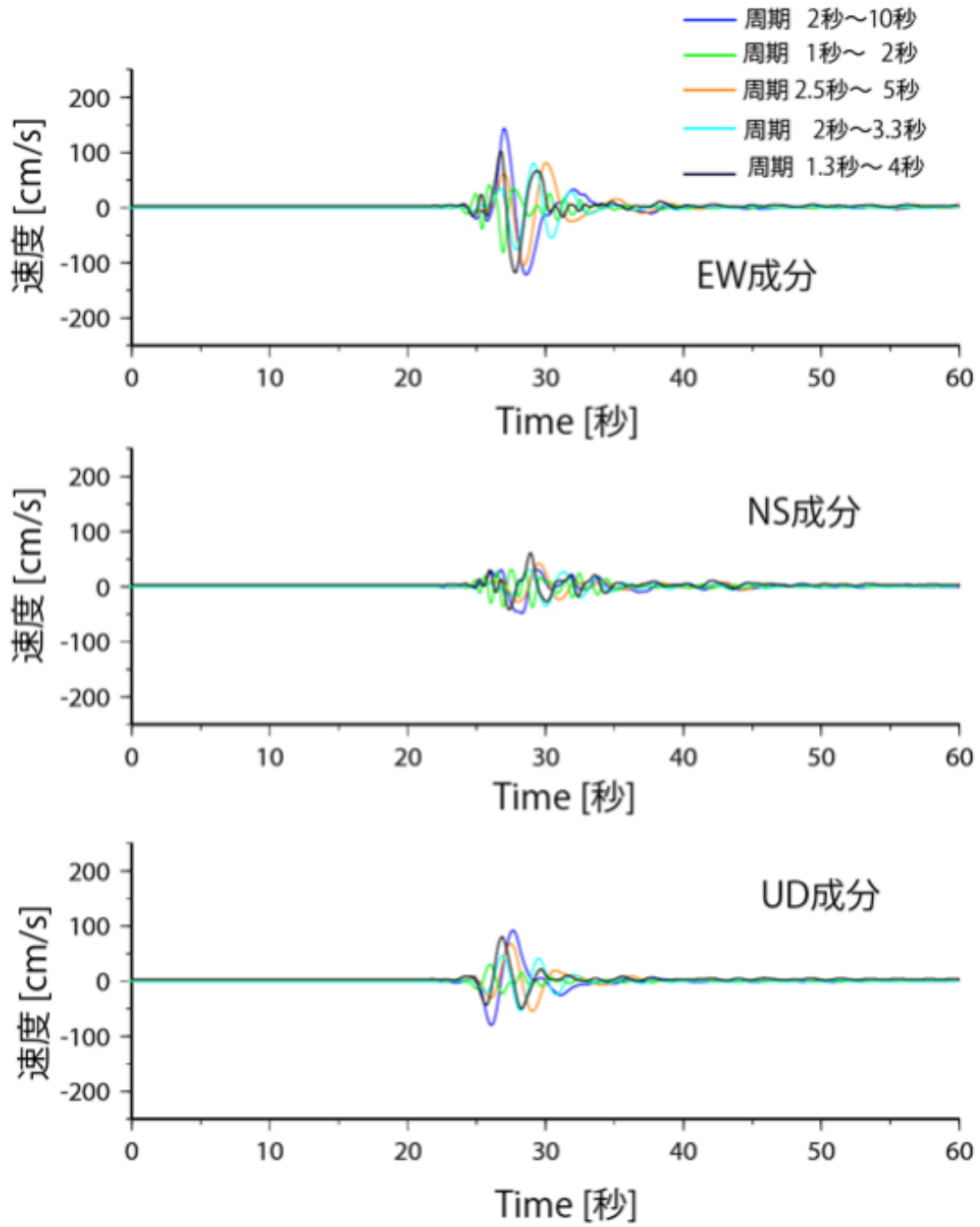


図 5.1-5 西原村(番号: 93048)で記録が得られた地震の震央
(星印, Asano and Iwata 2016¹⁰)に加筆)



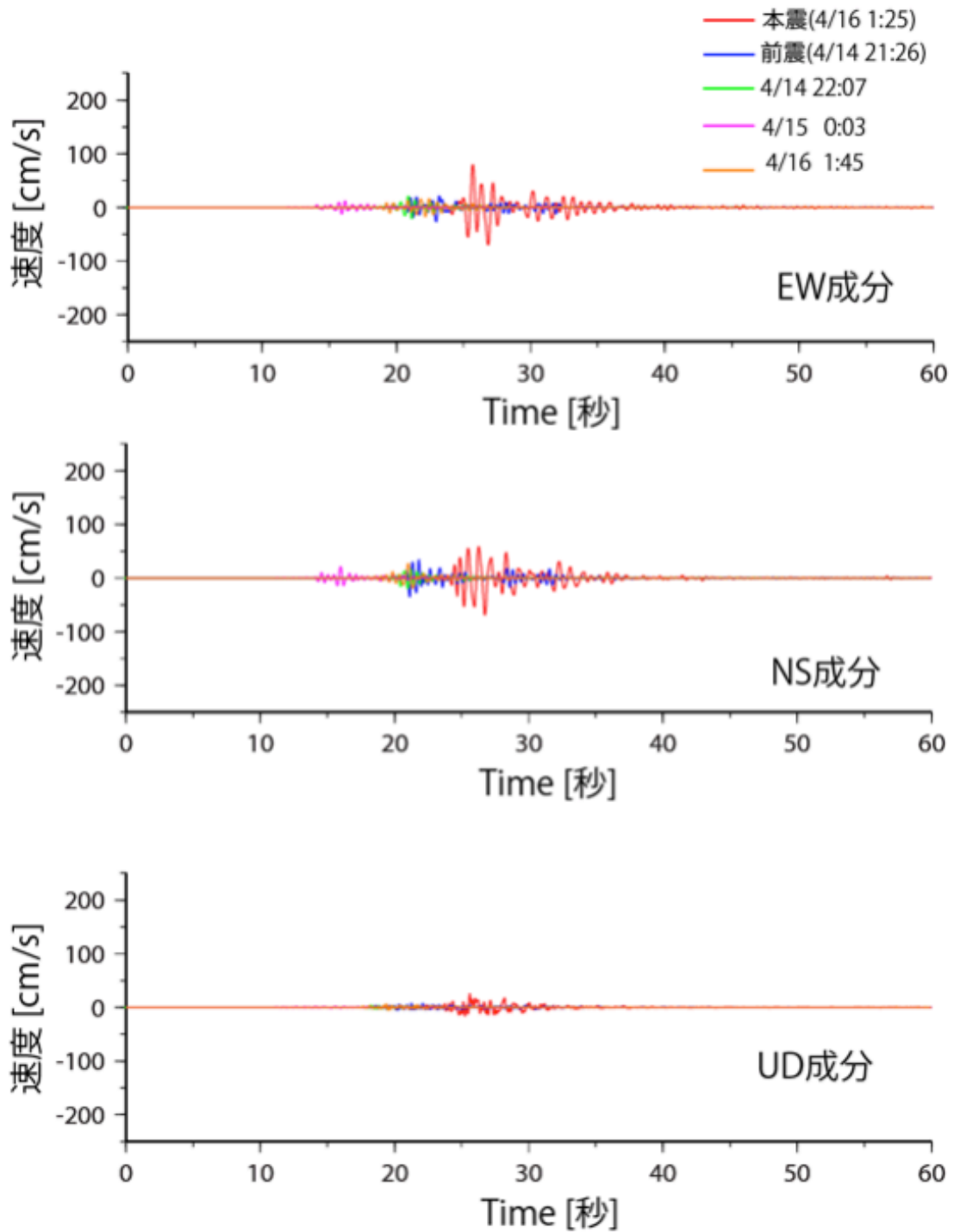
(1) 周期 0.1 秒~10 秒

図 5.1-6(1) 西原村での本震記録のフィルターを変化させた波形の比較



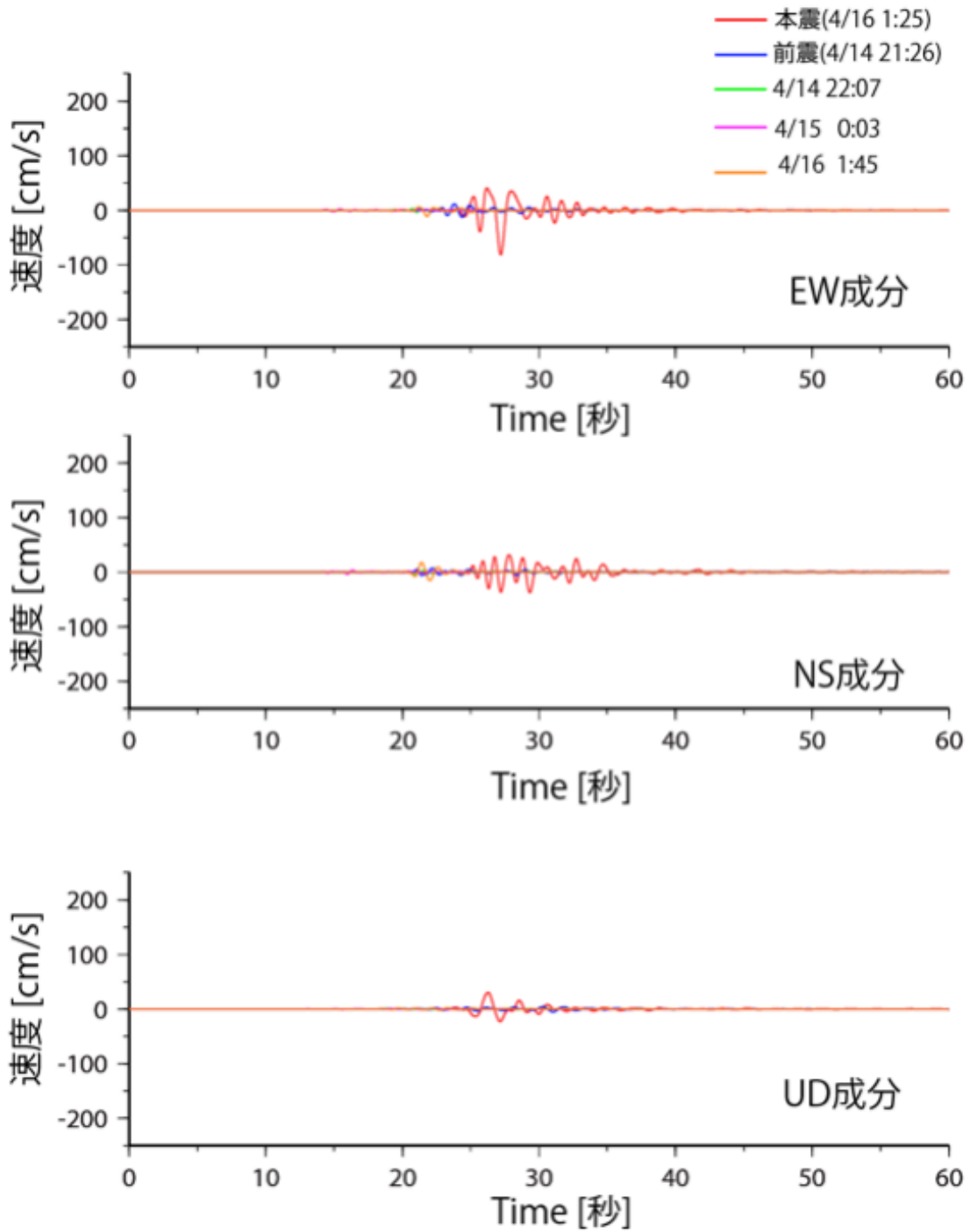
(2) 周期 1 秒～10 秒

図 5.1-6(2) 西原村での本震記録のフィルターを変化させた波形の比較



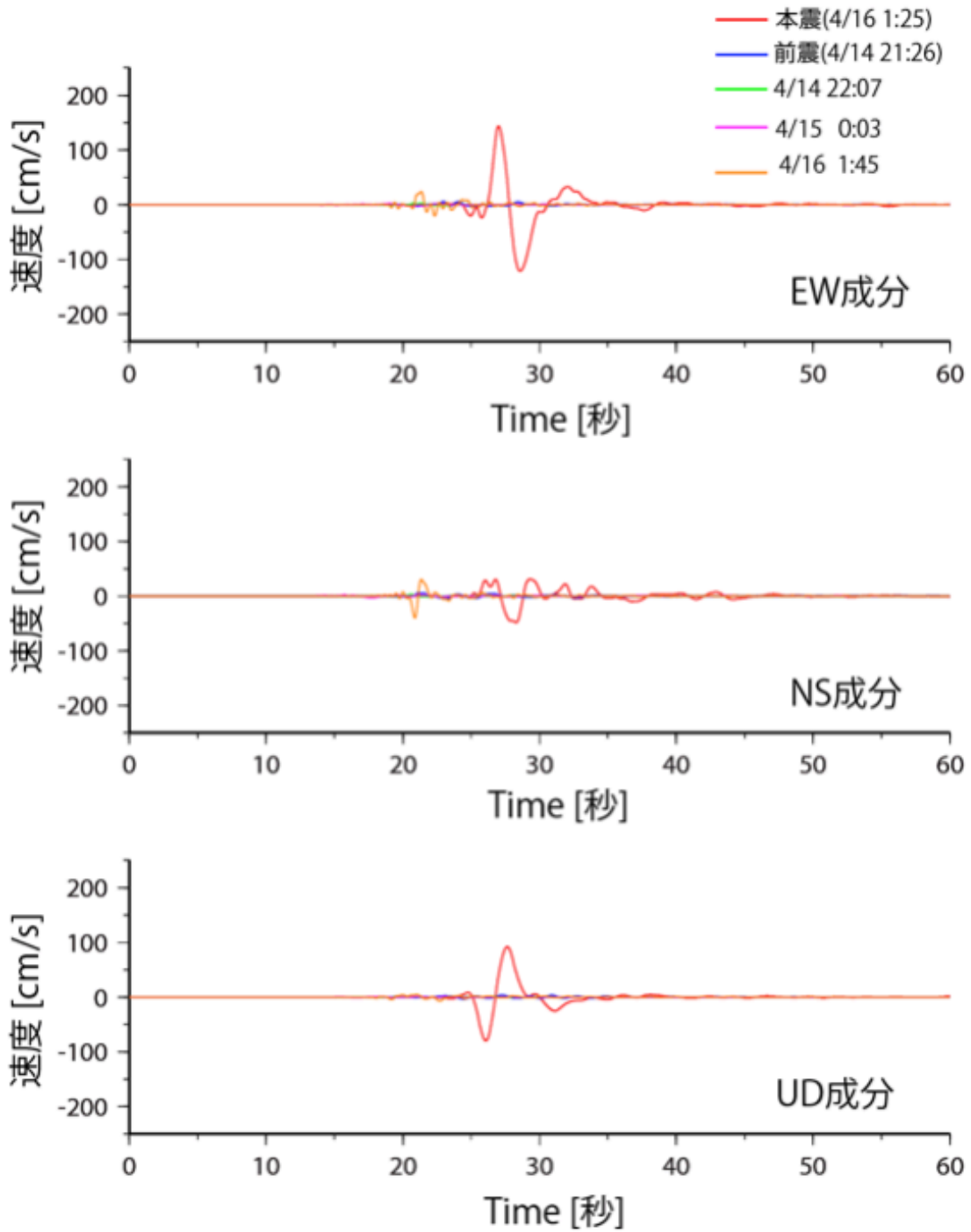
(1) 周期 0.1 秒～周期 1 秒

図 5.1-7(1) 西原村の各地震の観測記録に共通のフィルターを適用した波形の比較
(時刻の 0 秒は各地震の記録の開始時刻)



(2) 周期 1 秒～周期 2 秒

図 5.1-7(2) 西原村の各地震の観測記録に共通のフィルターを適用した波形の比較
(時刻の 0 秒は各地震の記録の開始時刻)



(3) 周期 2 秒～周期 10 秒

図 5.1-7(3) 西原村の各地震の観測記録に共通のフィルターを適用した波形の比較
(時刻の 0 秒は各地震の記録の開始時刻)

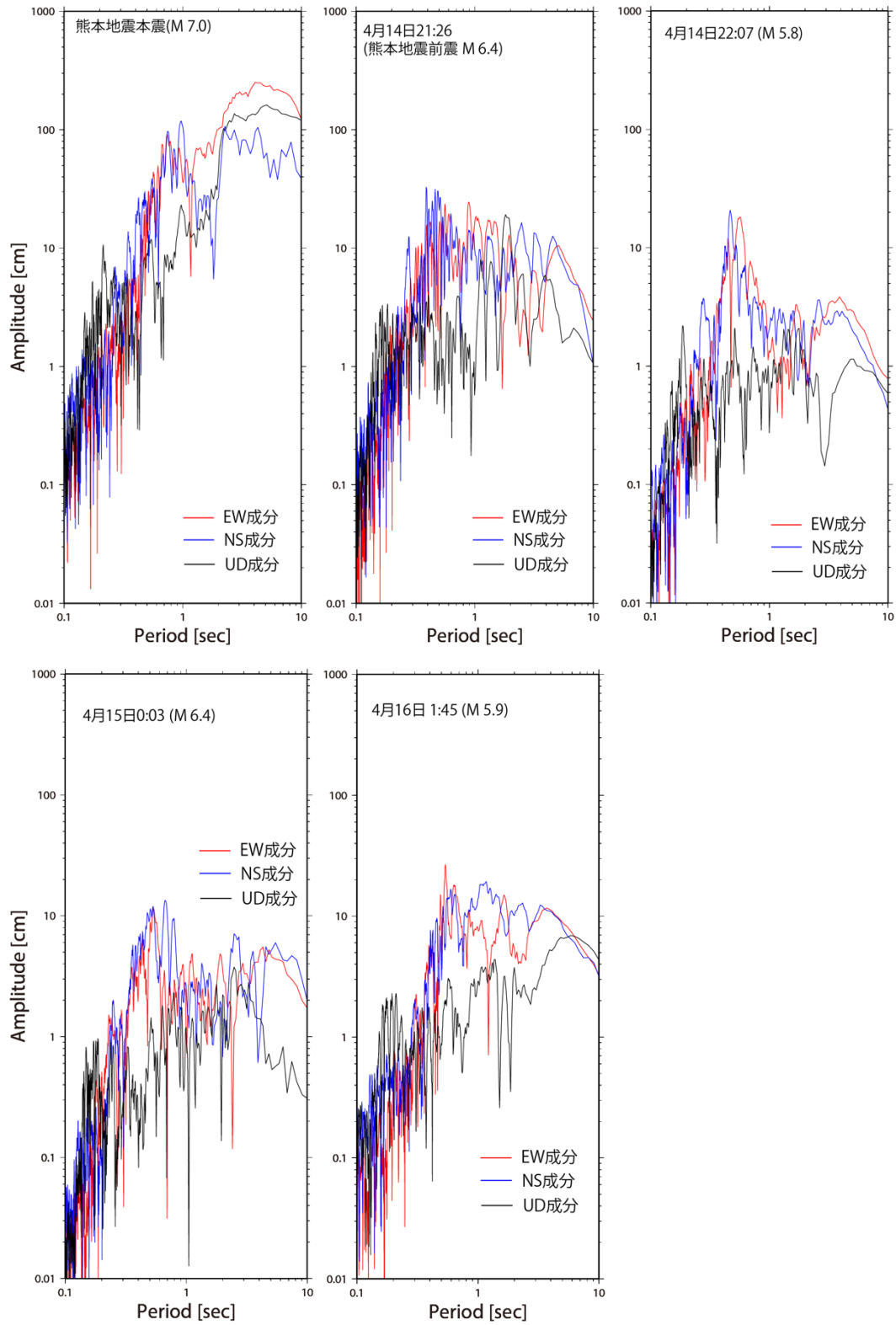


図 5. 1-8 西原村で得られた各地震の観測記録のフーリエスペクトル

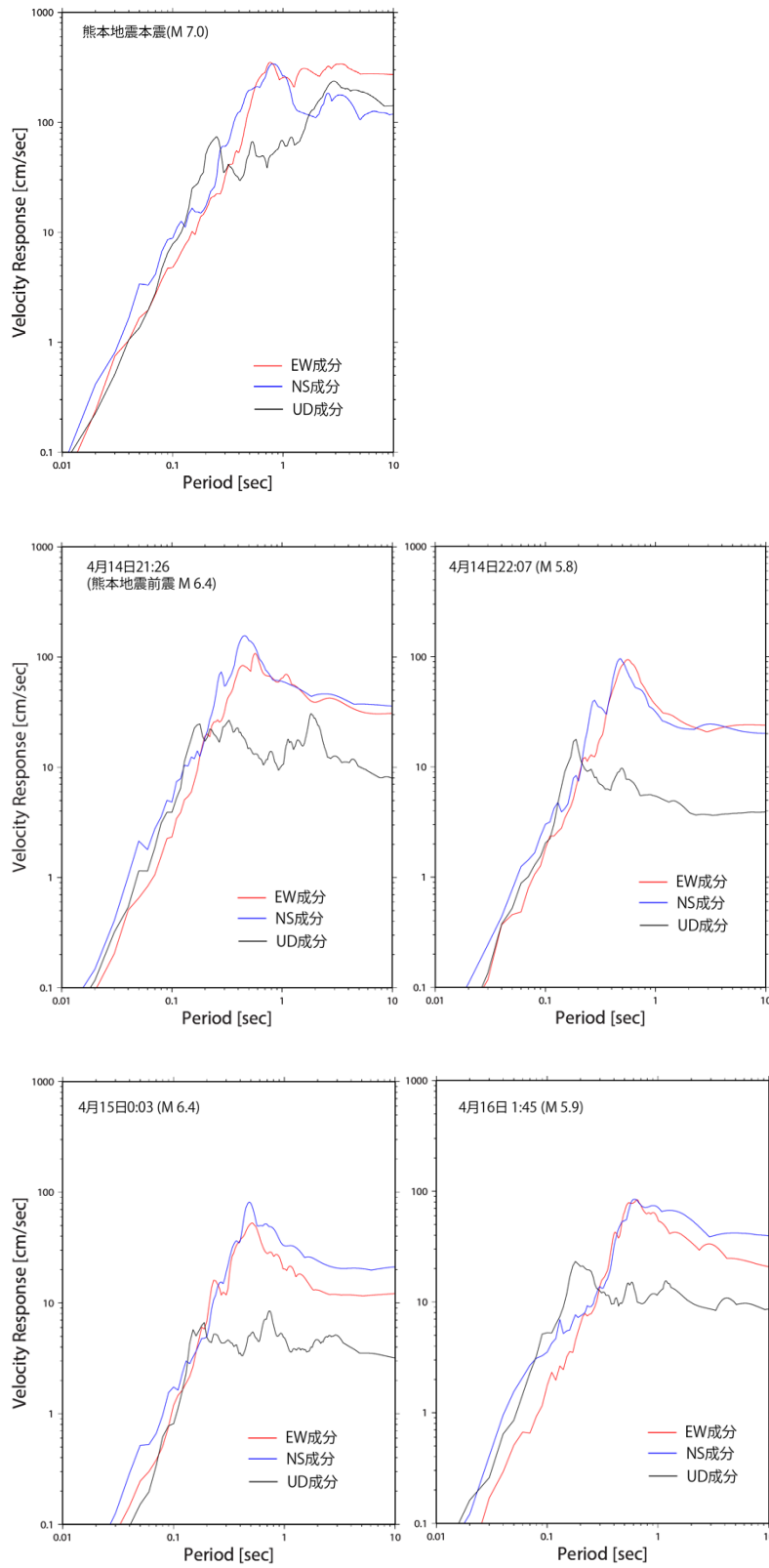


図 5.1-9 西原村で得られた各地震の観測記録の速度応答スペクトル (h=5%)

(2) 熊本地震で得られた観測記録の分析

前節で行った西原村での観測記録の分析を踏まえ、動力学モデルを用いた断層破壊シミュレーションの例として、120km×140km×45kmの計算領域に対して、2016年熊本地震の布田川セグメントをイメージしたモデルを作成した。図 5.1.10 には計算領域とモデル化した布田川セグメントとの位置関係の概略を示す。断層面上には佐藤 2) によるモデルを参考に、3つの強震動生成域(SMGA)を設定した。また、破壊のメカニズムとしては、図 5.1.10(a)の黄色の領域が右側に動く右横ずれ断層を仮定した。断層の傾斜角は 65° ¹⁰⁾で断層面の形状は平面とした。モデルの媒質は均質(S波速度、P波速度及び密度はそれぞれ3.54km/s、6.30km/s、2760kg/m³)を用いた。今回作成したモデルに基づく計算の有効周期は0.4秒以上である。また、断層破壊の構成則はすべり弱化学則¹¹⁾(図 5.1.11)を用いた。

表 5.1-1 各領域で仮定したパラメータ

領域の名前 (サイズ)	Stress Drop [MPa]	Strength Excess [MPa]	Dc [m]
SMGA1 (7.2km × 4.8km)	10	10	0.5
SMGA2 (16.8km × 4.8km)	10	10	0.5
SMGA3 (14.4km × 7.2km)	10	10	0.5
浅部領域	0	深さ依存 (地表で0になるように設定)	2
背景領域	0	8	1

今回の計算で設定した初期パラメータは、Tsuda・他(2017)⁷⁾による設定法を用いた。まず断層面上での応力降下量($\Delta\sigma$)と破壊伝播速度をコントロールする応力比S(強度超過:SE/ $\Delta\sigma$)を設定し、SEを計算した。今回は、既往研究⁷⁾を参考にS=1.0とした。また、各SMGAでの具体的な値として、応力降下量は10MPa(佐藤, 2017²⁾)、強度超過は10MPaとした。なお、このSMGA以外の領域では応力降下量は0と仮定した。また、地表面での自由表面の影響を考慮するため、深さ2kmよりも浅いモデル浅部では、せん断応力と直応力の値が地表に近づくにつれて0に漸減するように設定した。次に静摩擦係数 μ_s 、動摩擦係数 μ_d 、臨界すべり量Dcについては、断層破壊の進展が十分にみられるように $\Delta\sigma$ やSEの値を保持しながら試行錯誤的に設定した。以上の応力パラメータとすべり弱化学則の関係

(図 5.1.11)を踏まえ、初期せん断応力と直応力を計算した。表 5.1.1 には各領域での初期パラメータを示す。図 5.1.12 には設定した初期パラメータ分布((a)応力降下量($\Delta\sigma$), (b)強度超過(SE), (c)臨界すべり量(Dc)を示す。なお、初期破壊領域は、SMGA3 の下端に 4km × 4km の広さで設定した。

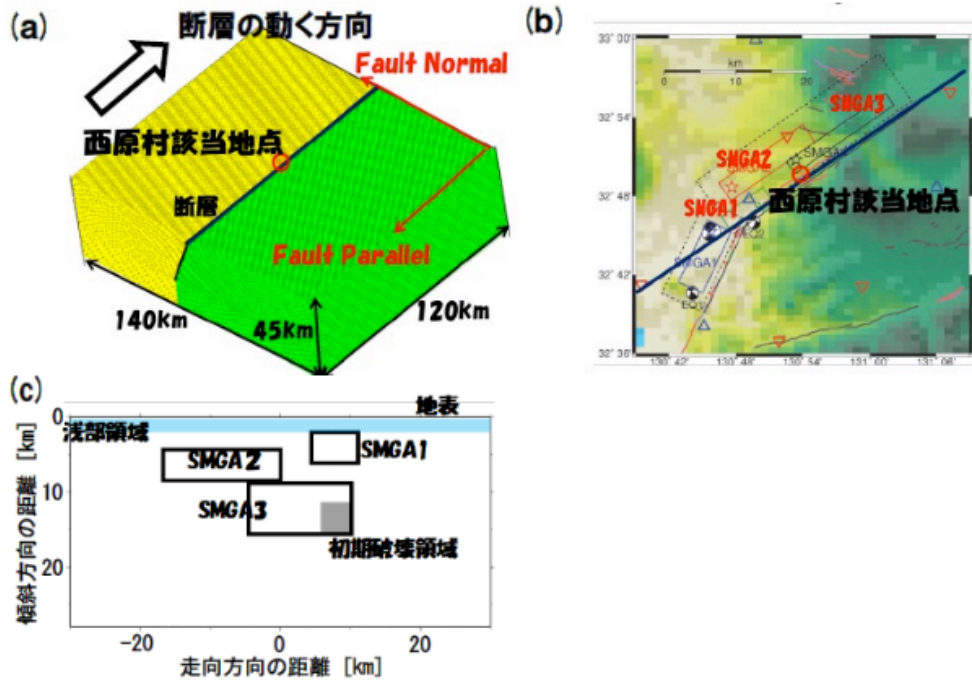


図 5.1-10 シミュレーションの計算領域と断層との位置関係(a)，佐藤(2017)²⁾のモデルの布田川セグメントとの対応関係図(b)とモデル上の各領域の位置関係(c)

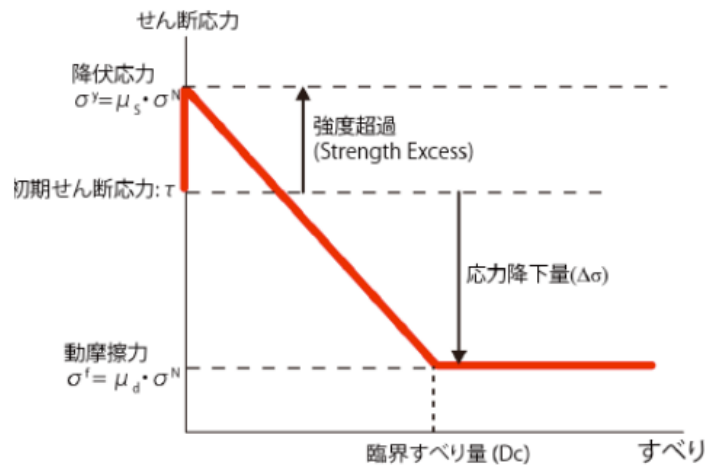


図 5.1-11 計算に用いたすべり弱化則¹⁾

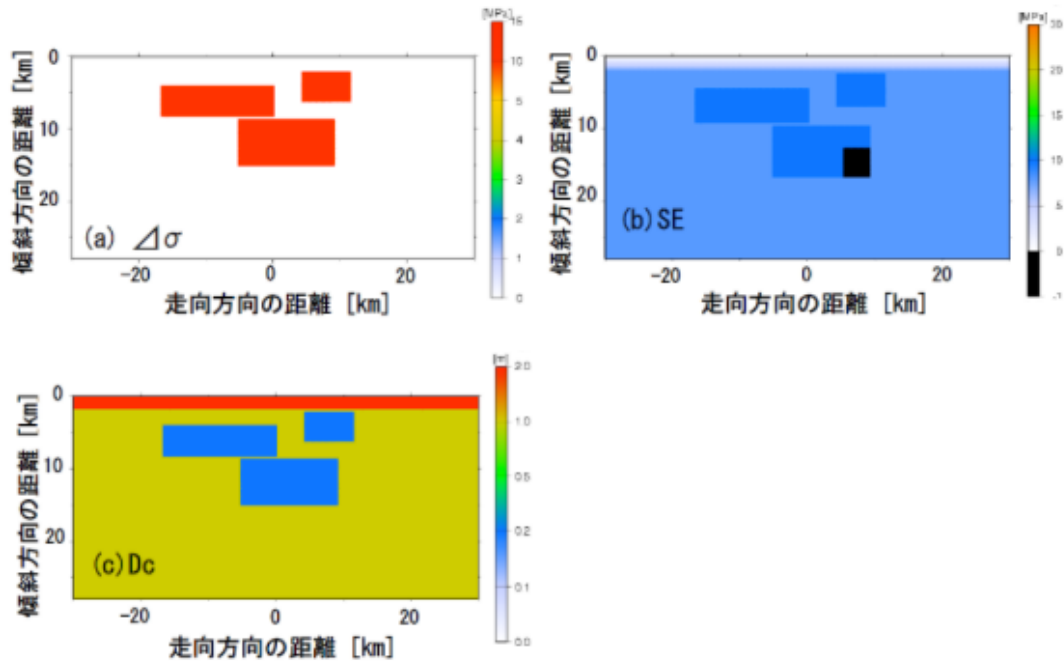


図 5.1-12 シミュレーションで設定した初期パラメータ分布

(3) シミュレーション結果

先ず断層破壊の進展に関する分析を行う。最終すべり分布を図 5.1.13(a)に示す。断層面上に 3 つ設定した SMGA ですべりが大きくなっている一方で、断層破壊の進展のための駆動力である応力低下量が 0 である背景領域にはあまり断層破壊の進展は見られない。シミュレーションによる最大すべりは 4.1m で、最終すべりが 0.2m 以上の領域を断層面と仮定した場合の地震モーメントは 4.0×10^{19} Nm (Mw7.0 相当) となった。図 5.1.13(b)にはすべり速度が 0.1m/s に到達した時刻と定義した破壊開始時刻のコンター図を示す。SMGA3 から始まった断層破壊は先ず SMGA2 に伝わる。その後破壊開始 6 秒程度で残りの SMGA1 の破壊が始まると共に、断層中央部(横軸の Along Strike =0 km)付近で地表面に到達する。今回の計算は断層破壊の進展が理論的に速くなり得る横ずれの破壊メカニズムを仮定したことから、破壊伝播速度が媒質の S 波速度を超える(Super Shear)になる可能性も考えられるが、今回のモデルでは、断層浅部の破壊伝播速度(=初期破壊領域からの距離/破壊開始時刻)は 2.5km/s 前後となる等、実際の熊本地震で報告されている値¹⁰⁾と矛盾しない。図 5.1.13(c)にはモーメントレート関数を示す。6 秒付近で見られる振幅の増加は、上述のような、SMGA1 と SMGA2 へと断層破壊が伝播するタイミングの特徴を示しているものと思われる。

次にすべり速度時間関数を分析する。具体的には断層深部と浅部でのすべり速度時間関数の形状やピークの値の特徴を検討するため、断層面上で深さの異なる地点でのすべり速度時間関数を抽出した。図 5. 1. 14 には SMGA 周辺での深さの異なる 5 地点でのすべり速度時間関数と、そのフーリエスペクトルを示す。断層深部の SMGA 周辺の地点である Point1, Point3, Point5 では、破壊が到達した直後に大きなピークに達し、形状も非常に急峻である。一方で断層浅部の Point2 と Point4 においては、ピークに到達する時間も遅く、その形状も深部と比較して非常に滑らかになっている。また、スペクトルの振幅でも深部の地点(Point1, Point3, Point5)と浅部の地点(Point2, Point4)では、周波数特性の違いが明瞭に異なっている。

断層浅部では応力降下量は 0 であり、応力も地表付近では非常に小さい(図 5. 1. 12)ことから、その近くの地点すべり速度のピーク値が小さくなることは明らかであるものの、プレート境界巨大地震^{例えば 6), 7)}と同様に深部では大きなピークと急峻な形状、浅部では滑らかな形状といった明瞭な違いを示している。これらの結果からは、断層破壊の性状そのものが深さ依存性を有していることを示唆しているものと考えられる。

シミュレーションによる断層の破壊特性とすべり速度時間関数の特徴の結果をまとめると、今回作成したモデルを用いた断層破壊シミュレーションでは、初期条件の設定に際してあまり拘束条件を用いなかった。一方で断層の破壊特性としては物理的に尤もらしい結果となった。

次に得られた破壊特性を踏まえて地震動計算を行い、動力学モデルに基づく地震動評価を試みた。図 5. 1. 15 には今回の計算で仮定した均質媒質(V_s 3.54km/s)の上面相当での最大速度の分布図を示す。なお、最大速度を評価するにあたっては、長周期成分の励起特性を評価するため、周期 1 秒以上のローパスフィルターを掛けている。今回のモデルの様な横ずれ断層の場合、断層端部周辺で Fault Normal 成分が大きくなることは解析的にも確認され、その傾向は今回のシミュレーション結果でも再現されている。また、西原村該当地点のような断層の極近傍の地点では、Fault Parallel 成分の値が Fault Normal 成分の値の約 2 倍になっている。この 2 成分の大小関係については、実際の西原村での観測記録でも見られた傾向(長周期成分で Fault Parallel 成分が Fault Normal 成分よりも 2 倍以上大きい)と一致している。

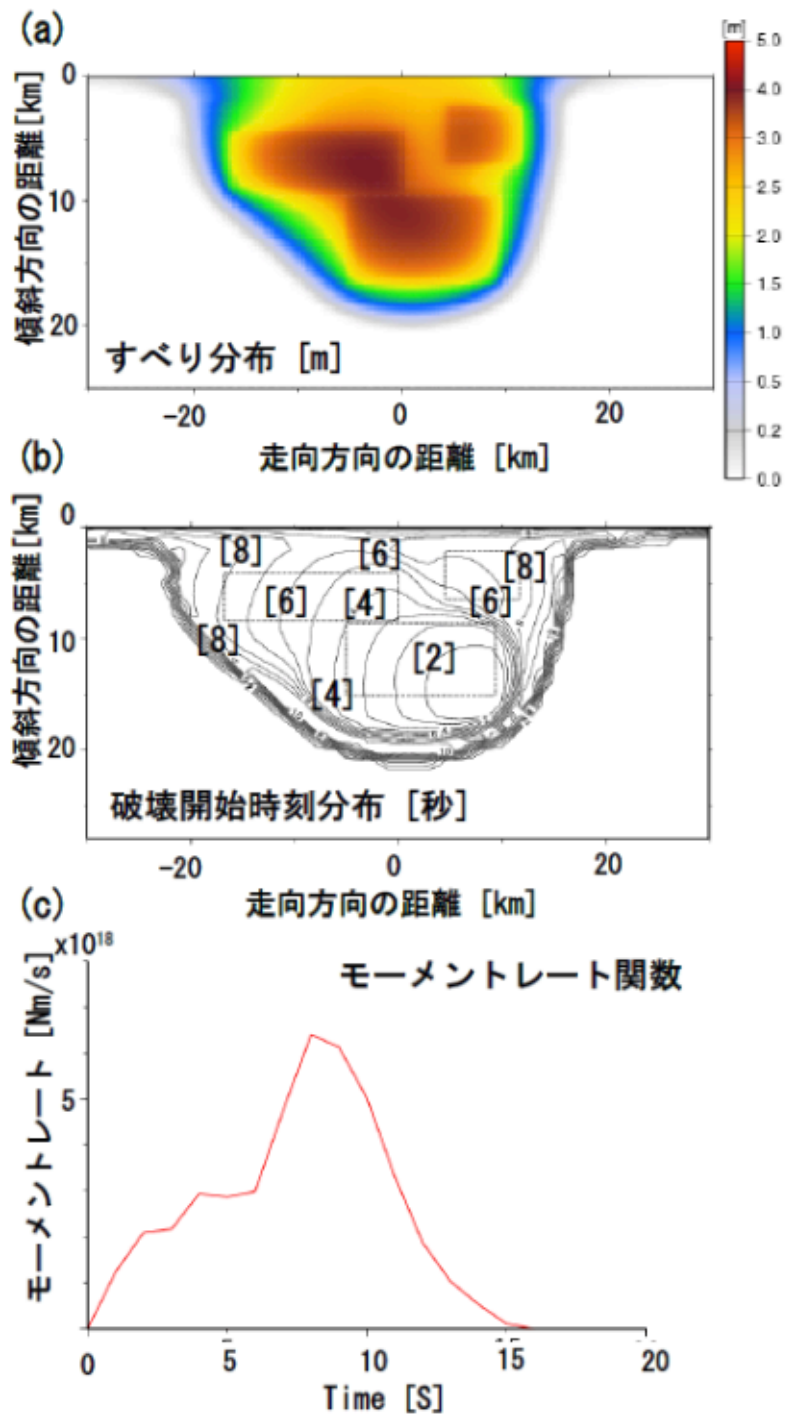


図 5.1-13 シミュレーション結果

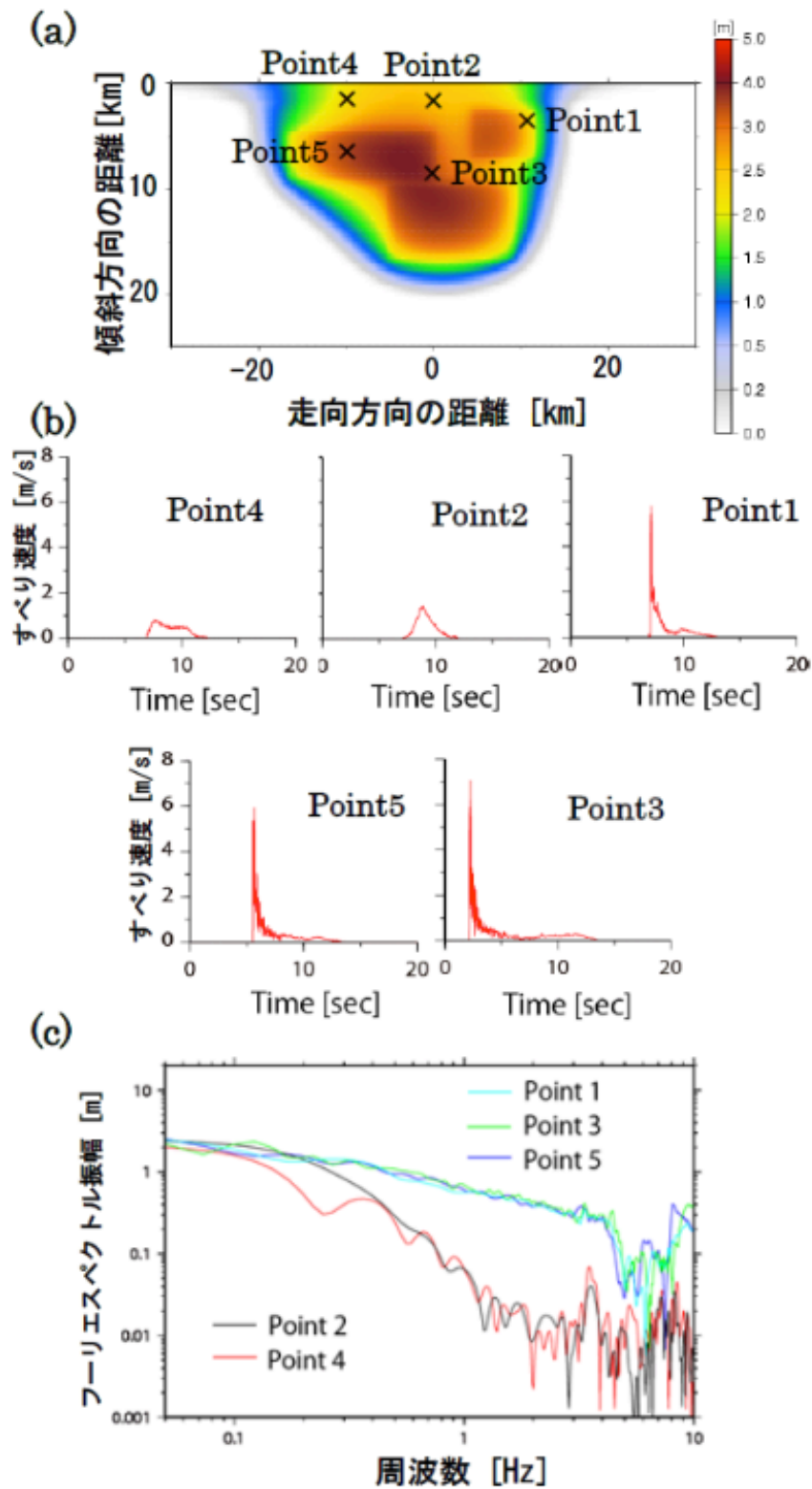


図 5.1-14 断層面上の各地点(a)におけるすべり速度時間関数(b)とそのフーリエスペクトル(c)

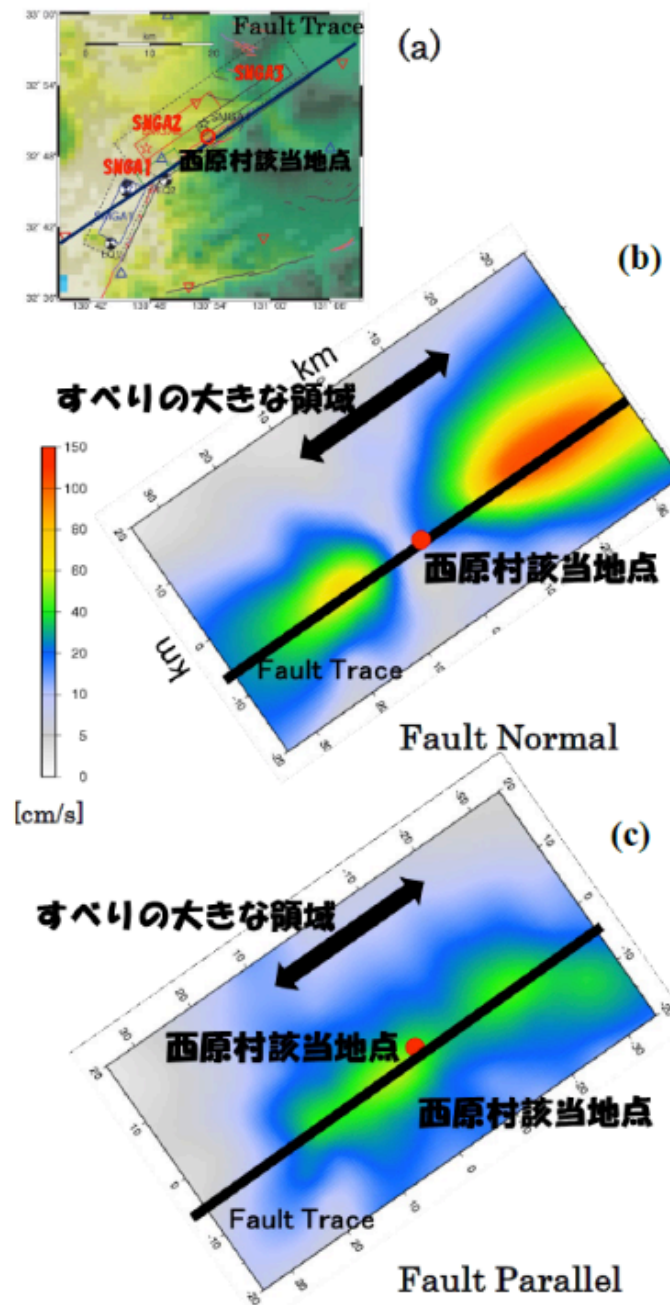


図 5.1-15 佐藤(2017)²⁾と本検討モデルでの Fault Trace との位置関係(a)と Fault Normal 成分(b)、Fault Parallel 成分(c)の最大速度分布

(4) 地震動シミュレーション

現状での地震動シミュレーション結果の特徴の整理と、将来的に地震動評価に動力モデルを適用するための課題を整理するため、断層極近傍の西原村該当地点での地震動シミュレーションの結果と実際の西原村における観測記録を比較した。

図 5.1.15 で示される S 波速度 3.54 km/s の層 (=地震の上面相当でのシミュレーション結果に対し、工学的基盤層相当媒質に対応した振幅の補正を行った。具体的には今回のシミュレーション結果の振幅 A0 を以下の式(5.1.1)に基づいて工学的基盤相当での振幅 A1 に補正した。

$$A1 = (\rho_0 \cdot V_{S0} / \rho_1 \cdot V_{S1})0.5 A0 \quad (5.1.1)$$

ここで ρ_0 , V_{S0} は地震基盤相当での媒質値 ($\rho_0 = 2760 \text{ kg/m}^3$, $V_{S0} = 3.54 \text{ km/s}$) である。 ρ_1 , V_{S1} については、西原村周辺での微動探査に基づいて推定された地下構造の探査結果 12) を参考に、工学的基盤相当の媒質 ($V_S = 500 \text{ m/s}$, 密度 = 1900 kg/m^3) を仮定した。シミュレーション結果の振幅を補正した西原村該当地点での計算結果と、西原村での観測記録の比較を図 5.1.16 に示す。観測記録の時刻については、本震の発震時刻と佐藤(2017)²⁾による各 SMGA の発震時刻を参考に補正した。観測記録、シミュレーションとも周期 1 秒以上のローパスフィルターを掛けている。

Fault Parallel 成分でのシミュレーションの 9 秒付近でのパルスの最大振幅に関しては、観測記録の 8 秒付近に見られるパルスの振幅の特徴を再現することが出来ている。一方でシミュレーション結果のパルスの周期については、観測記録のパルスの周期よりも長くなっている。この原因としては、本検討で作成したモデルで用いた SMGA の形状を含めた初期応力分布が、実際の地震で想定される地震前の応力分布と比較して非常に単純であるため、放射される地震動の性状も単純になってしまっているものと考えられる。

上記のような問題の解決を試み、観測記録の定量的な特徴を再現するためには、実際の地震に対して推定されたすべり量に基づいて地震の前後で応力がどう変化したかを推定し、その結果を踏まえた初期応力分布を設定することが有効であると思われる。また、本検討では考慮しなかった断層面の形状が破壊伝播に与える影響についても、将来的に検討が必要である。

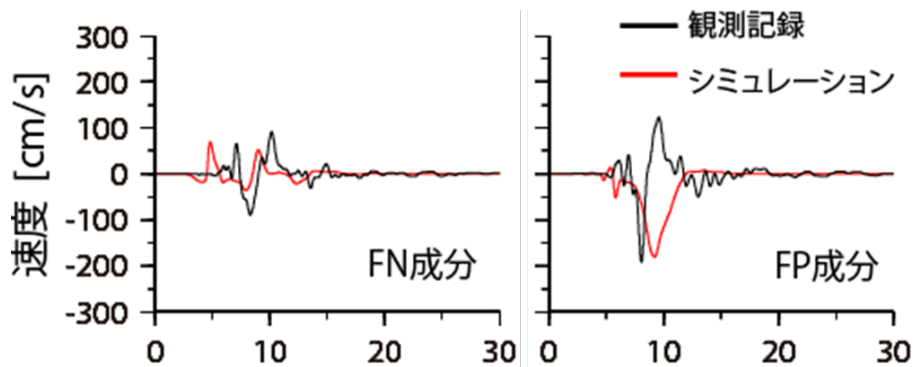


図 5.1-16 西原村該当地点での地震動シミュレーション結果

(5) まとめ

本節では、断層近傍の地震動評価に動力学モデルを適用するための課題を整理することを目的として、動力学モデルを用いたシミュレーション手法と断層破壊の進展のモデル化の現状を整理し、例題として地表破壊を伴った熊本地震本震をイメージした簡便なモデルを用いた断層破壊シミュレーションを行った。

先ず熊本地震をイメージしたモデルを作成するにあたり、本震の断層面の極近傍に位置する西原村役場で観測された地震記録を分析し、本震の際に観測された周期の長い振幅の大きな速度パルスが本震の断層面を構成する布田川セグメントから放射されたものであることを確認した。

次にその分析に基づいて、熊本地震本震の布田川セグメントをイメージしたモデルを作成し、動力学モデルを用いた層破壊シミュレーションを行った。シミュレーションでは断層の破壊性状やすべり速度時間関数の特徴の深さ依存性の特徴等、物理的に尤もらしい特徴を再現することが出来た。断層近傍の地点における地震動シミュレーションでは、媒質補正を行った上での最大振幅は観測記録と調和的な結果となった。一方でシミュレーションによるパルス周期については、観測記録に対して長くなっている。これは、今回のモデルで仮定した SMGA の形状に基づく初期応力分布の特徴が非常に単純であったことが原因の一つであると思われる。観測記録の定量的な特徴を再現するためには、より詳細な初期応力分布だけでなく、断層面の形状の影響を含め、より詳細な条件の設定が必要であると思われる。

5.2 断層近傍地震動に見られるパルス性地震動の力学的特徴

5.2.1 背景

近年の地震観測網の充実によって、これまで貴重であった震源ごく近傍での地震記録が得られるようになってきた（例えば、Anderson, 2010¹³⁾）。震源ごく近傍での地震記録には様々な興味深い特徴が観察されるが、中でも工学的に重要なものはパルス性地震動であろう。ここでは、震源近傍の速度波形にみられる 0.5 秒程度～数秒程度の時間幅を持つパルス性のフェーズをパルス性地震動と定義する。パルス性地震動については、これま

で様々なアプローチで研究が進められているが、ここではその力学的特徴に着目して整理してみたい。

なお本節では、様々な切り口で整理するために複数の項目に分けてパルス性地震動についての研究を整理するが、項目毎に相反することを述べている訳ではなく、結果として同じ性質（特徴）を異なる力学的背景あるいは概念として説明しようとしたものもある。すなわち、直ちに1つの理論（概念）が本命であり、他の理論（概念）が却下されるというものではないし、複数の現象が関わりあっていると考える方が自然であろう。ここではあくまで、いくつかの考え方があり、ということを示すだけであることを予め断っておく。

5.2.2 アスペリティモデル

震源のモデル化において、実務的に広く使われているものはアスペリティモデルであろう（例えば、Irikura and Miyake, 2011¹⁴⁾; 地震本部, 2020¹⁵⁾）。このモデルでのアスペリティとは応力降下量が大きな領域であって、その周囲は応力降下を伴わない背景領域に囲まれている。古典的なクラックモデルとの違いは、アスペリティが破壊すると断層すべりは背景領域にも及ぶことである（例えば、Das and Kostrov, 1986¹⁶⁾）。力学的には、アスペリティは地震イベントが発生するまで断層が固着していた領域で、その固着域が破壊することで生じる大きな応力降下（応力解放）によって断層がすべると考えるものである。

実際のモデルでは断層上にいくつかのアスペリティを配置し、それぞれの応力降下量を仮定する。そして、地震のスケーリング則（オメガスクエア）に従う地震動がそれぞれのアスペリティから励起されると仮定する。このため、アスペリティモデルで構成されるパルス性地震動とは、基本的にアスペリティサイズに依存したものである。すなわち、大きなアスペリティを配置すればパルス幅の長い地震動が励起され、小さなアスペリティを配置すればパルス幅の短い地震動が励起されるようなモデルとなる。

5.2.3 ディレクティビティモデル

パルス性地震動のパルス幅が断層破壊のディレクティビティ（指向性）によって決まるという考え方がある。これを便宜的にディレクティビティモデルと呼ぶことにしよう。有限な長さを持つ断層が一方向（Uni-lateral）に破壊する場合、断層破壊の向かう方向（前方指向性）と離れる方向（後方指向性）とで地震動の継続時間が異なることが理論的に導

かれる。宮武(1998)¹⁷⁾は断層近傍のパルス性地震動について、観測点に向かうディレクティビティによって生成されると指摘している。また、Somerville(2003)¹⁸⁾も同様のことを指摘しつつ、そのスケーリングについて整理している。

ディレクティビティモデルはアスペリティモデルと相反するものではない。アスペリティ内での破壊進展方向と観測点との配置によって、パルス性地震動の特徴が定まると解釈できる。

5.2.4 地表断層地震によるパルス性地震動

2016年熊本地震（本震）では、断層近傍に位置する西原村で強いパルス状の速度波形が記録された。熊本地震本震は地表断層を伴う地震であって、特に西原村の周辺で地表断層の出現が確認されている（Shirahama et al., 2016¹⁹⁾）。また、推定された震源のすべり分布には、地表断層の出現に対応した断層の浅い部分での大きなすべり領域が求められている（例えば、Asano and Iwata, 2016¹⁰⁾）。このように、地表断層を伴うような大すべりが地表付近で生じ、それにより生成されるパルス性地震動が近年着目されている。

浅い大すべり域が力学的にどのように生成されるかは、動力学震源モデルによって様々な研究が進められてきた。色々な条件があるものの大まかな結論は、断層の上端ですべりが拘束されないことにより断層すべりが大きくなれる、というものである（例えば、Oglesby and Archuleta, 2000²⁰⁾）。すなわち、断層端の境界条件によって生じるすべりであると解釈できる。実際、地表断層地震の浅い部分をモデル化する際に、すべりを生じさせるために大きな応力降下量は必要と考えられていない（Kagawa et al., 2004²¹⁾; Pitarka et al., 2009²²⁾）。このため、上述したアスペリティモデルの考え方を地表断層地震やその近傍におけるパルス性地震動の評価にそのまま適用することはできない。

アスペリティモデルでは、断層すべりをある閉じた領域に拘束することによってパルス性地震動を生じさせる。地表断層を伴うような破壊では、一部が開いた領域ですべりが生じているために、すべりを時間的にコンパクトにまとめることは容易ではない。そこで、パルス性破壊（pulse-like rupture）や破壊停止フェーズ（stopping phase）によってパルス幅をコンパクトにまとめようとする考え方がある。

パルス性破壊とは、破壊の進展と強度回復（self-healing）とが同時に進行することで、時間的にコンパクトなパルス性の破壊が伝播するという考え方である（Heaton, 1990²³⁾）。力学的には、断層の摩擦則をうまく設定することにより、その地点の条件だけで破壊を停止させるモデルである（例えば、Ampuero and Ben-Zion, 2008²⁴⁾）。つまり、すべり弱化型の

摩擦則に代えて速度弱化型の摩擦則を用いることで、すべり速度が低下すると摩擦が回復してすべりが停止する。このような速度弱化型の摩擦則は、長期にわたる地震サイクルのシミュレーションに使われる **rate and state** モデルを拡張して使えることから、地震の統一的な解釈への期待とともに多くの研究がなされた。しかし現在までに、パルス性の破壊が震源近傍のパルス性地震動の原因であるという積極的な証拠は見つかっていないと思われる。

破壊停止フェーズとは、地表ではない断層のどこかにすべりの拘束条件がある場合に、拘束によって生じたすべりを停止させようとするフェーズ (**stopping phase**) が伝播してくる現象である。アスペリティモデルもクラックモデルも、すべりが停止するメカニズムは本質的にはアスペリティやクラック端部において生じた破壊停止フェーズによるものである。ここで強調する破壊停止フェーズとは、対象とするすべり域の外で発生した破壊停止フェーズを意味している。例えば、**Wada and Goto (2012)²⁵⁾**は地表断層地震と潜在断層地震における断層破壊メカニズムの違いを論じているが、断層下部で生じた破壊停止フェーズによってパルス幅がコンパクトになるために、潜在断層地震ではパルス性地震動になりやすい傾向にあることを論じている。地表断層地震においても同様な考え方で、浅いすべり域におけるすべり速度関数の時間幅をコンパクトに制限できる可能性がある。熊本地震を事例に検証したところ非常にシンプルなモデルで西原村の記録を説明することに成功している (**Kaneko and Goto, 投稿準備中**)。

なお、フリングステップ (**Fling step**) により断層近傍のパルス性地震動が生じるとする考え方もある (例えば、**Hisada and Bielak, 2003²⁶⁾**)。地表断層が生じる際にステップ状の地動変位が生じるが、フリングステップとは地表変位が短時間で表れる現象で、この時間微分をとればパルス状の速度波形となる。ただし、そのパルス幅が何によって制御されているか、すなわちどの程度の時間をかけて地表断層が生じるか、ということの説明するためには、やはり上述したような力学的プロセスを考える必要であろう。

5.2.5 多様な地震像

ここまで震源近傍のパルス性地震動の力学的な背景について整理をしてきたが、特に地表断層に伴うパルス性地震動については、潜在断層地震を基本として、例外的に取り扱おうとする考え方が多いようである。例外的に取り扱わないためには、多様な地震現象そのものをどのように力学的に理解するか、という本質的な問いに集約できる。言い換えると、多様な地震の特徴を統一的に説明できるほど解釈が進めば、地表断層を伴う地震も含め、

様々な現象を一つの像 (realization) として扱えるはずである。ここでは、統一的な理解に向けて鍵となる可能性のあるいくつかの事象について紹介する。

(1) スロー地震

近年、通常地震と異なる特徴を持つ「スロー地震 (slow earthquake)」の研究が盛んになされている。スロー地震には、低周波地震 (LFE)、超低周波地震 (VLF)、スロースリップ (SSE)、微動 (Episodic tremor and slip; ETS) といった様々な形態があり、次々とその観測事実が報告されている。これらの地震は、名前にも見られるように通常地震と異なるスペクトル特性を持つ (Shelly et al, 2007²⁷⁾)。小さい応力降下量であることが予想されることや、高周波域で f^1 で減衰する (通常地震は f^2 のオメガスクエア) という特徴がある。また、これらの地震は、共通して通常地震と異なるスケーリングに従う (Ide et al., 2007²⁸⁾; 井出, 2009²⁹⁾)。

スロー地震は沈み込み帯で広く観測されているが、様々な証拠によりプレート境界で発生していると考えられている。通常プレート境界地震に対して、力学的にどのような本質的な違いがあるのかは、地震を理解する上で重要であろう。様々な研究が盛んに進められた結果、Ide (2014)³⁰⁾によって提唱されたような強度 (破壊エネルギー) パッチの階層モデルが1つの解釈を与えている。この階層モデルでは、様々な破壊エネルギーを持つ強度の高いパッチが階層的に断層面上に分布していると考えられる (図 5.2.1)。通常地震は、図中の右下にあるようにパッチがフラクタル状に階層的な構造を成す (Ide and Aochi, 2005³¹⁾)。通常地震に比べて、サイズの大きなパッチが相対的に少ない場合はパッチ間の距離が離れる (図中の左側)。このとき、パッチが破壊すれば LTE や VLF を生じるだろうし、パッチ間で歪みを解消する場合には SSE を生じる。対して、サイズの小さなパッチが相対的に少ない場合 (図中の上側)、characteristic な地震イベント (固有地震) を生じると解釈できる。このモデルはアスペリティモデルの自然な拡張として、1つの重要な示唆を与えていると考えられる。

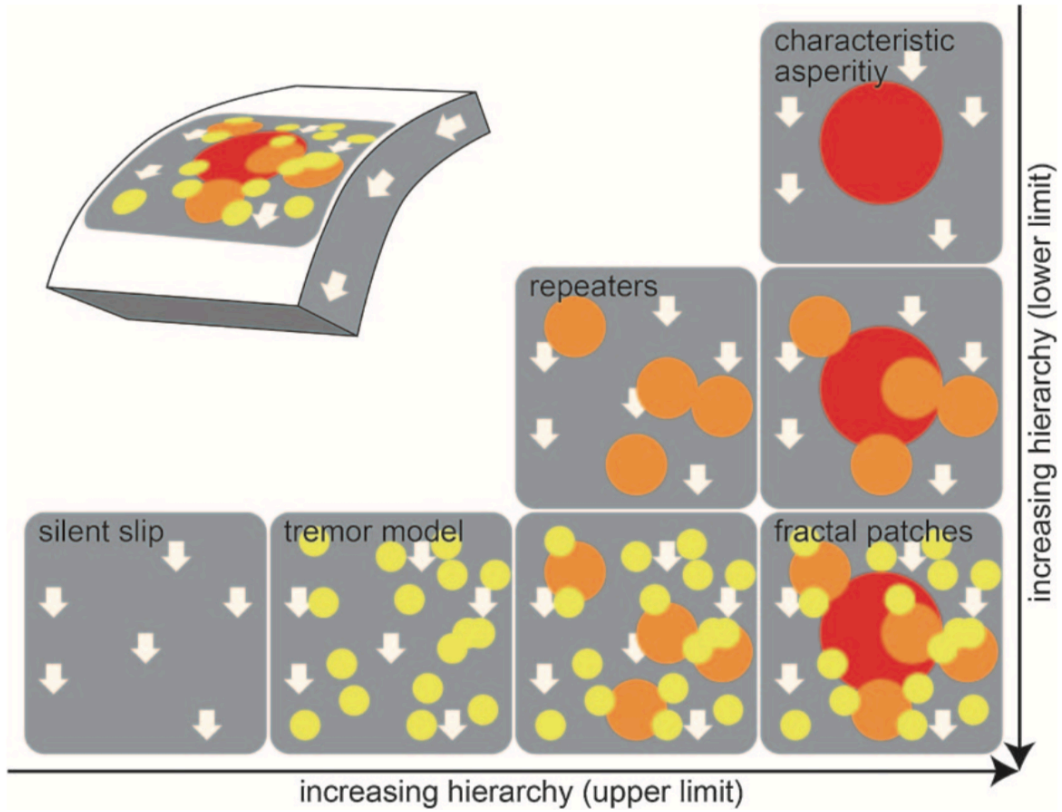


図 5.2-1 強度（破壊エネルギー）パッチの階層モデル（Ide, 2014³⁰⁾

(2) 動的トリガリングと遅れ破壊

古典的な地震像に、発生時（断層の割れ始め）に最終的な地震のスケールが決まっているという概念がある。力学的な因果関係を考えれば、場所によって異なる強度と時々刻々と変化する応力によって生じる時空間的な破壊プロセスの結果として、最終的なスケールが定まると考えられる。破壊開始時に、断層は地震の最終的なスケールを知ることはできないはずである。言い換えれば、最終的な地震スケールから定まるパラメータを破壊開始直後のプロセスにまであてはめることは、本来は力学的には受け入れにくい考え方である。例えば、最終的な断層のスケールから微視的なすべりのスケールを定めることは、力学的には納得しづらい。

力学的な因果関係により見られる特徴的な現象として、動的トリガリング（dynamic triggering）に着目する。動的トリガリングとは、地震等によって生じた動的な応力擾乱によって離れた地点の別の地震を誘発する現象である（例えば、Gomberg et al., 2001³²⁾）。この現象は、地震が力学的な因果関係を持つような事象であることを意味する直接的な例である。動的トリガリングはこれまで地震波の擾乱に埋もれにくい離れた地点で生じるもの

が報告されてきたが、断層の近傍でも生じている直接的な証拠が近年見つかりつつある (Fan and Shearer, 2016³³⁾). また、2016 年熊本地震本震では、本震による動的な応力擾乱により大分で M5 クラスの地震が誘発されたことが指摘されている (Nakamura and Aoi, 2017³⁴⁾). このことから、断層のごく近傍においても地震発生中から発生直後に動的トリガリングが生じている可能性が考えられる。

さて、動的トリガリングが断層の主たる破壊プロセスの中で発生するとどうなるだろうか。通常の地震であれば、震源から同心円状に断層面上を破壊が広がる。しかし、破壊フロントでは強度に達せずに、後の応力擾乱によって破壊する(動的トリガリング)と、同心円状の破壊とは異なるプロセスを見せることになる。2011 年東北地方太平洋沖地震では、宮城県沖に少なくとも 2 つの強い地震動を生じたエリアが認められているが、震源から同心円状に破壊するプロセス(タイミング)では説明ができない。2 つ目の主要な断層破壊が破壊フロントの通過後 40 秒ほど遅れて生じたと考えられている (Asano and Iwata, 2011³⁵⁾; Goto et al., 2012³⁶⁾). また、2016 年熊本地震前震においても破壊フロントの通過から有意に遅れた破壊の存在が認められている (Goto et al., 2019³⁷⁾). このような現象を遅れ破壊 (delayed subevent) と呼ぶことにする。

遅れ破壊は、分解能のない遠地波形では主破壊のフェーズと一体となるために、地震モーメント(マグニチュード)に含まれる。一方、遅れ破壊である故に、同程度の規模の地震と比べて地震動の継続時間が長くなる。また、東北地震や熊本地震前震で観察されたように、主破壊よりも遅れ破壊によるフェーズの方が振幅が大きくなることもある。工学的に無視できるほど些細な現象というわけではないようである。

遅れ破壊を伴う地震が通常の地震と比べて同じスケールに乗るのか異なるスケールを考えるべきなのか等、未解決な点も多い。しかし、上述した Ide(2014)のモデルのように、強度パッチが階層的に分布しているような状況を考えれば、応力条件によっては遅れ破壊が生じることを力学的に説明できる。運動学的なモデルでは扱えなかったような地震像を、力学的な視点で改めてモデルを構築し直せば、統一的な解釈を与えることができるかもしれない。今後の研究に期待したい。

参考文献

- 1) 引間和人：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・梗概集，2016.
- 2) 佐藤智美：強震観測記録に基づく 2016 年熊本地震の広帯域震源特性，日本建築学会構造系論文集，2017.

- 3) Dalguer, L. A., and Day, S. M.: Staggered-Grid Split-Nodes Method for spontaneous rupture simulation. *J. Geophys. Res.*, 112, B02302, doi:10.1029/2006JB004467, 2007.
- 4) Komatitsch, D., and Tromp, J.: Introduction to the spectral-element method for 3-D seismic wave propagation, *Geophysical Journal International*, 139, pp.806-822, 1999.
- 5) Peter, D., Komatitsch, D., Luo, Y., Martin, R., Le Goff, N., Casarotti, E., Le Loher, P., Magnoni, F., Liu, Q., Blitz, C., Nissen-Meyer, T., Basini, P. and Tromp, J.: Forward and adjoint simulations of seismic wave propagation on fully unstructured hexahedral meshes, *Geophys. J. Int.*, 186(2), pp.721-739, doi:10.1111/j.1365-246X.2011.05044.x, 2011.
- 6) 津田健一, 宮腰淳一, 今任嘉幸, 杉山大祐, 坪井誠司: プレート境界巨大地震を対象とした室内実験結果を踏まえた動力学的断層破壊シミュレーション, *日本地震工学会論文集*, 19, 4, pp.1-12, 2019.
- 7) Tsuda, K., Iwase, S., Uratani, H., Ogawa, S., Watanabe, T., Miyakoshi, J., and Ampuero, J. P.: Dynamic rupture simulations based on the characterized source model of the 2011 Tohoku earthquake. *Pure and Applied Geophysics*, 174(9), pp.3357-3368, 2017.
- 8) Tsuda, K., and Kawabe, H.: Development of a method for ground motion simulation based on the physics-based model and its application to the near-fault motions, *Hokudan International Symposium on Active Faulting 2020*, 2020.
- 9) Galvez, P., et al.: Dynamic earthquake rupture modelled with an unstructured 3-D spectral element method applied to the 2011 M9 Tohoku earthquake, *Geophys. J. Int.*, 198 (2), pp.1222-1240, 2014.
- 10) Asano K., and Iwata, T.: 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 Space*, 68, 147, doi:10.1186/s40623-016-0519-9, 2016.
- 11) Ida, Y.: Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, *J. Geophys. Res.*, 77, 3796-3805, 1972.
- 12) Chimoto K., Yamanaka, H., Tsuno, S., Miyake, H., and Yamada, N.: Estimation of shallow S-wave velocity structure using microtremor array exploration at temporary strong motion observation stations for aftershocks of the 2016 Kumamoto earthquake, *Earth, Planets and Space*, 68:206, 2016.
- 13) Anderson, J. G.: Source and site characteristics of earthquakes that have caused exceptional ground accelerations and velocities, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 100, pp. 1-36, 2010.

- 14) Irikura, K. and Miyake, H.: Recipe for predicting strong ground motion from crustal earthquake scenarios, *Pure Appl. Geophys.*, 168, pp. 85-104, 2011.
- 15) 地震本部：震源断層を特定した地震動の強震動予測手法（「レシピ」），2020.
https://www.jishin.go.jp/evaluation/strong_motion/strong_motion_recipe/
- 16) Das, S. and Kostrov, B. V.: Fracture of a single asperity on a finite fault, *Earthquake Source Mechanics, Geophysical Monograph Series*, pp. 91-96, 1986.
- 17) 宮武隆，断層近傍の強震動パルスの成因，*地震第2輯*，51，pp. 161-170，1998.
- 18) Somerville, P. G.: Magnitude scaling of the near fault rupture directivity pulse, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 137, pp. 201-212, 2003.
- 19) Shirahama et al.: Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, *Earth Planets Space*, 68, 191, 2016.
- 20) Oglesby, D. D. and Archuleta, R. J.: Dynamics of dip-slip faulting: Explorations in two dimensions, *J. Geophys. Res.*, 105, pp. 13643-13653, 2000.
- 21) Kagawa, T., Irikura, K., and Somerville, P. G.: Differences in ground motion and fault rupture process between the surface and buried rupture earthquakes, *Earth Planets Space*, 56, pp. 3-14, 2004.
- 22) Pitarka, A., Dalguer, L. A., Day, S. M., Somerville, P. G., and Dan, K.: Numerical study of ground-motion differences between buried-rupturing and surface-rupturing earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 99, pp. 1521-1537, 2009.
- 23) Heaton, T. H.: Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, 64, pp. 1-20, 1990.
- 24) Ampuero, J. P. and Ben-Zion, Y., Cracks: pulses and macroscopic asymmetry of dynamic rupture on a bimaterial interface with velocity-weakening friction, *Geophys. J. Int.*, 173, pp. 674-692, 2008.
- 25) Wada, K. and Goto, H.: Generation mechanism of surface and buried faults: effect of plasticity in a shallow-crust structure, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 102, pp. 1712-1728, 2012.
- 26) Hisada, Y. and Bielak, J.: A theoretical method for computing near-fault ground motions in layered half-spaces considering static offset due to surface faulting with a physical interpretation of fling step and rupture directivity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, pp. 1154-1168, 2003.
- 27) Shelly, D. R., Beroza, G. C., and Ide, S.: Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms, *Nature*, 446, pp. 305-307, 2007.

- 28) Ide, S., Beroza, G. C., Shelly, D. R., and Uchide, T.: A scaling law for slow earthquakes, *Nature*, 447, pp. 76-79, 2007.
- 29) 井出哲 : 地震発生過程のスケール依存性, *地震第2輯*, 61, pp. S329-S338, 2009.
- 30) Ide, S.: Modeling fast and slow earthquakes at various scales, *Proc Jpn Acad Ser B Phys Biol Sci.*, 90(8): pp. 259–277, doi: 10.2183/pjab.90.259, 2014.
- 31) Ide, S. and Aochi, H.: Earthquakes as multiscale dynamic ruptures with heterogeneous fracture surface energy, *J. Geophys. Res.*, 110, B11303, 2005.
- 32) Gomberg, J., Reasenber, P. A., Bodin, P., and Harris, R. A.: Earthquake triggering by seismic waves following the Landers and Hector Mine earthquakes, *Nature*, 411, 462-466, 2001.
- 33) Fan, W. and Shearer, P. M.: Local near instantaneously dynamically triggered aftershocks of large earthquakes, *Science*, 353, pp. 1133-1136, 2016.
- 34) Nakamura, T. and Aoi, S.: Source location and mechanism analysis of an earthquake triggered by the 2016 Kumamoto, southwestern Japan, earthquake, *Earth Planets Space*, 69, 6, 2017.
- 35) Asano, K. and Iwata, T.: Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1–10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, *Earth Planets Space*, 64, 6, 2012.
- 36) Goto, H., Yamamoto, Y., and Kita, S.: Dynamic rupture simulation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: Multi-event generation within dozens of seconds, *Earth Planet Space*, 64, 11, 2012.
- 37) Goto, H., Toyomasu, A., and Sawada, S.: Delayed subevents during the Mw6.2 first shock of the 2016 Kumamoto, Japan, Earthquake, *J. Geophys. Res.*, 124, pp. 13112-13123, 2019.

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。

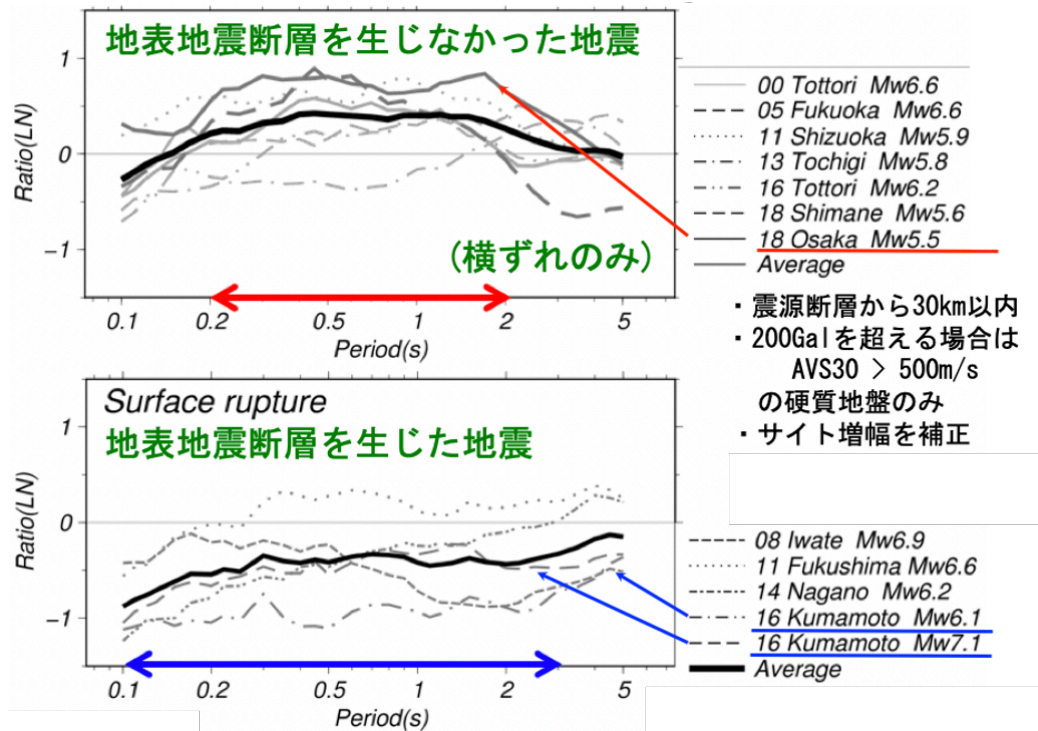


図 6.1-1 地表地震断層を生じなかった地震 (横ずれ, 上) と生じた地震 (下) のスペクトル距離減衰式¹⁾との比較 (吉田(2019)²⁾に加筆)

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

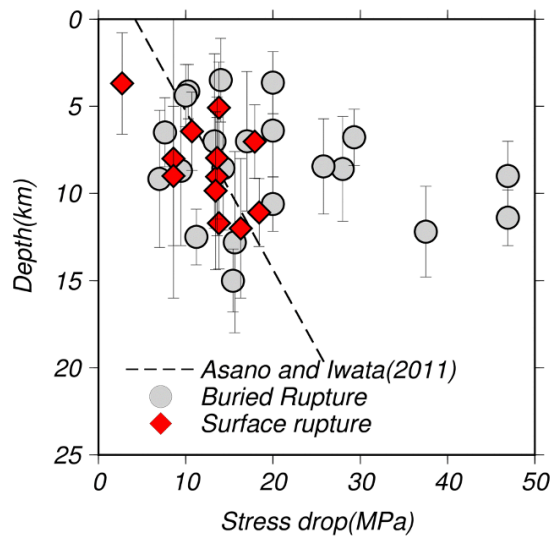


図 6.1-2 応力降下量の深さ分布の比較²⁾

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。

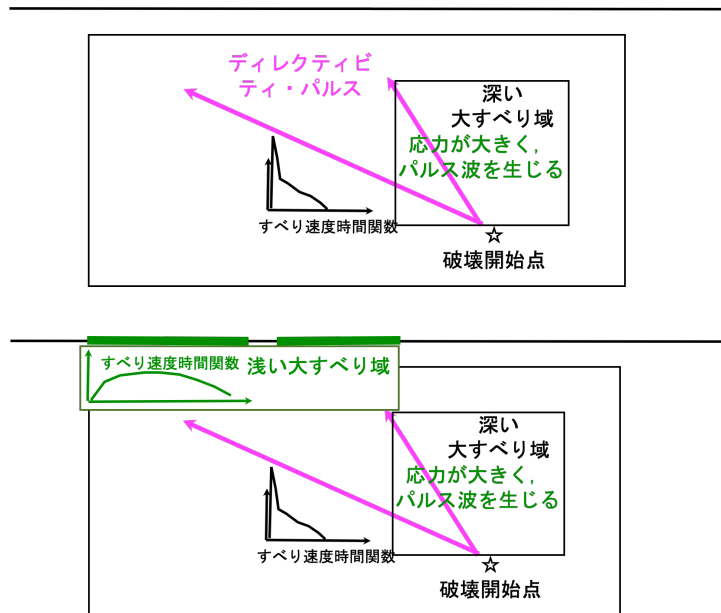


図 6.1-3 地表地震断層を伴わない地震（上）と伴う地震（下）のイメージ

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。

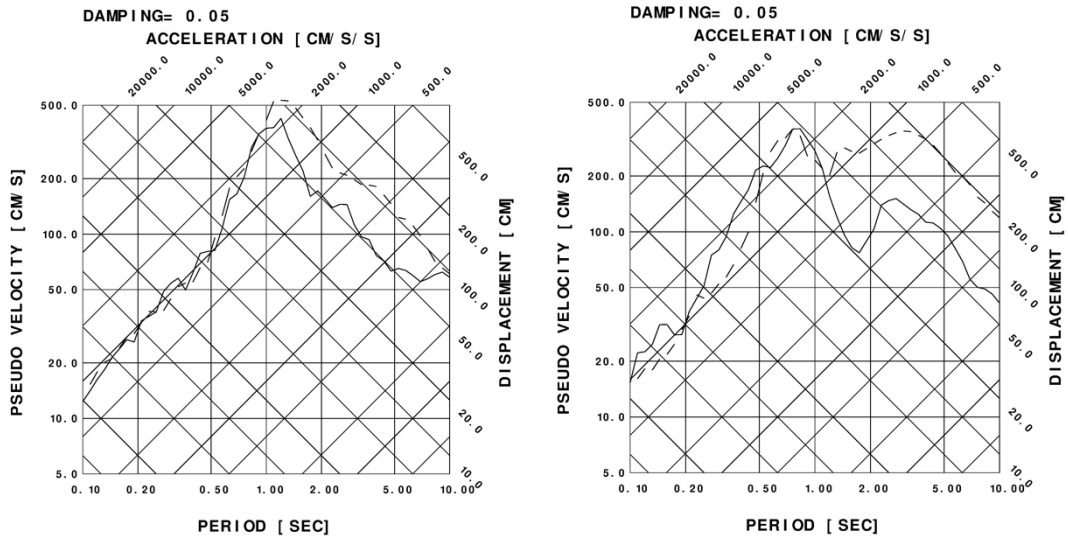


図 6.2-1 熊本地震本震による益城町宮園 (左) と西原村小森 (右) の三重応答スペクトル
実線：NS 成分，破線：EW 成分

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。

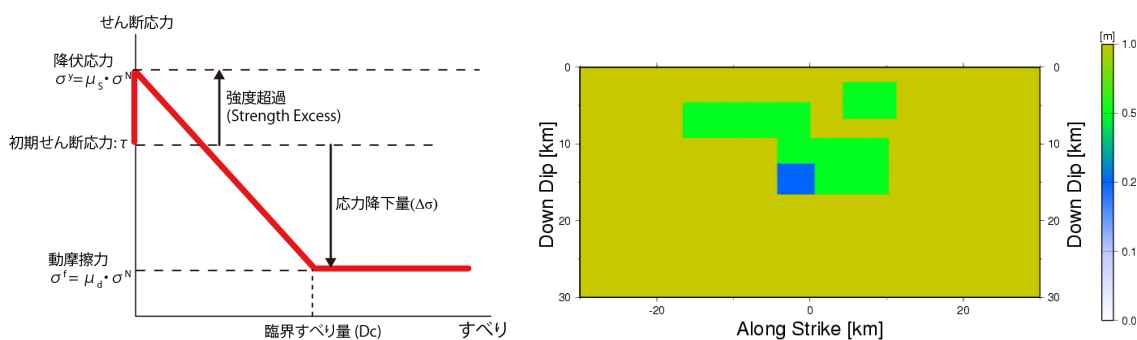


図 6.3-1 すべり弱化型摩擦モデル (左) と臨界すべり量 (Dc) の分布 (右) ⁶⁾

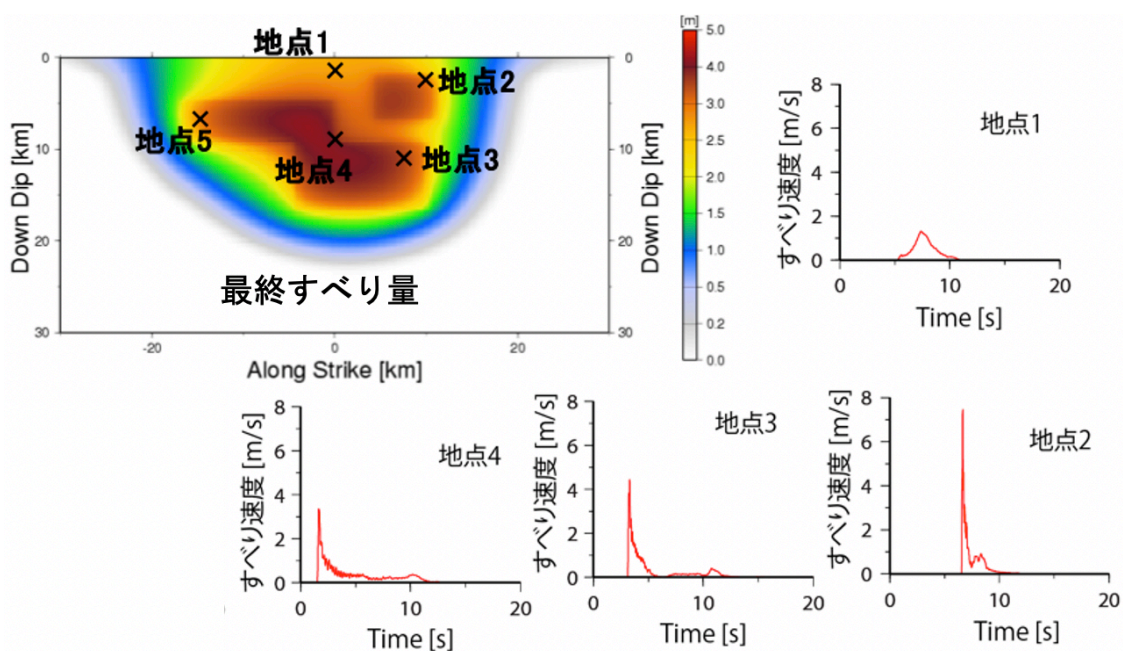


図 6.3-2 上図の設定による最終すべり量と各地点におけるすべり速度時間関数 ⁶⁾

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.

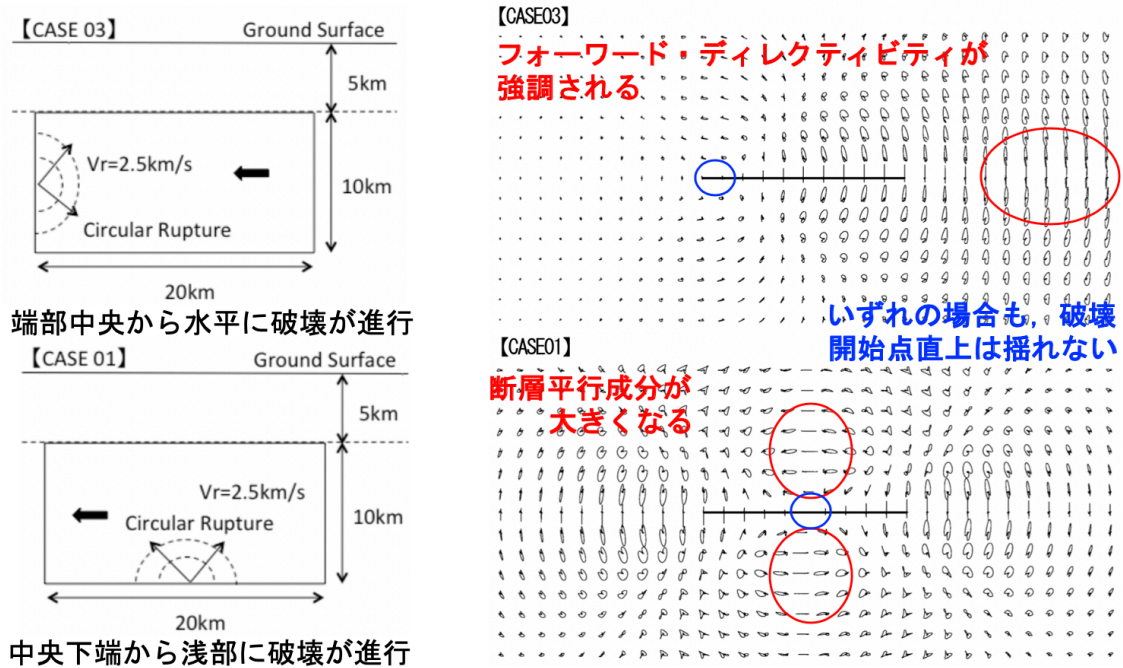


図 6.3-3 横ずれ断層の破壊伝播方向が異なる場合の震源断層周辺での粒子軌跡⁷⁾

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。

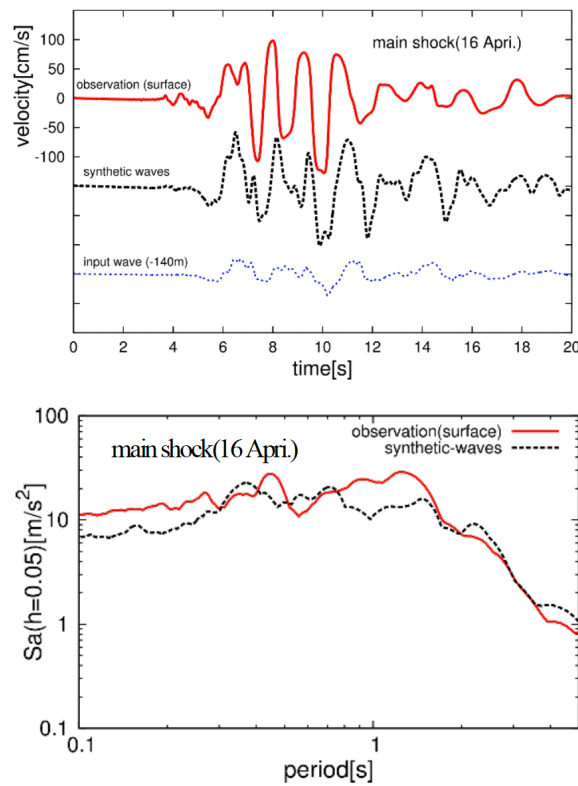


図 6.4-1 御船 IC 本震波形の再現（地盤補正）⁹⁾

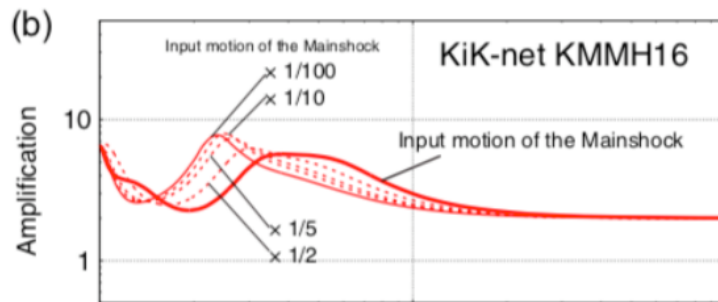


図 6.4-2 KiK-net 益城で推定した基盤入力波を小さくした場合の地盤応答の違い¹⁰⁾

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.

第7章 地表地震断層近傍の地盤震動特性と地下構造

本章では，地表地震断層近傍における地盤震動特性について，主に常時微動を用いた検討について紹介する．

7.1 2018年熊本地震による地表地震断層の観測

2016年熊本地震で生じた地表地震断層での微動および重力観測の事例について述べる．この地震で生じた地表地震断層近傍において被害が大きかった益城町において微動観測を実施しており，その結果に基づき断層近傍での微動特性が調べられている¹⁾．また，南阿蘇村においても微動観測がなされ²⁾，その結果に基づき地盤構造の推定と地盤震動性の把握がなされており³⁾，単点3成分の観測記録より，水平動と上下動のスペクトル比（H/V スペクトル）を求め，その特徴を調べている．また，益城町では重力探査³⁾も行われており，その結果に基づく地震動評価⁴⁾より，基盤の急変部で地震動が増大し，被害が拡大した可能性が示唆されている．

7.1.1 熊本地震における地表地震断層上のH/Vスペクトル

益城町の上陣，下陣，田原地区（図7.1-1）において，地表地震断層上ではピークが不明瞭である特徴（MSK006）がみられた（図7.1-2）．強震動で被害が集中した益城町中心部（図7.1-3）でも，断層変位がみられた地点でピークが不明瞭（MSK013）になり，その前後でピーク周期も変動することがわかった（図7.1-4）．



図7.1-1 益城町上陣，下陣，田原地区での微動観測点¹⁾

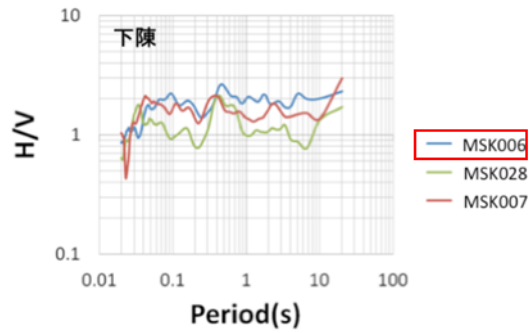


図 7.1-2 下陣の地表地震断層上における微動 H/V スペクトルの比較¹⁾

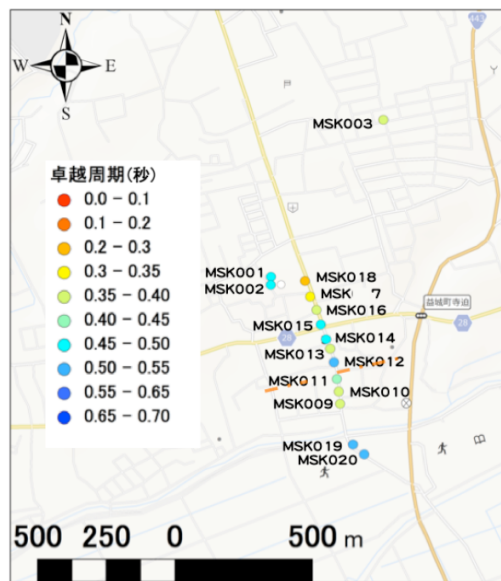


図 7.1-3 益城町中心部の微動観測点と H/V スペクトルの卓越周期¹⁾

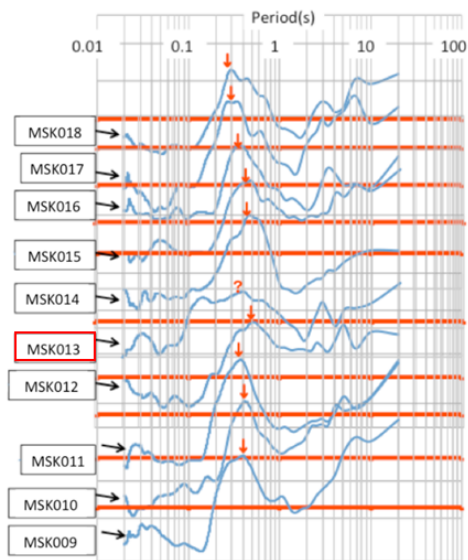


図 7.1-4 益城町中心部の微動観測点と H/V スペクトルの卓越周期¹⁾

南阿蘇村の黒川地区(図 7.1-5)においては、地表地震断層上でやはりピークが不明瞭になる地点(MA40A)もみられている(図 7.1-6)。ただし、必ずしもそのような状況になるわけではなく(図 7.1-7)、大きな変化がみられない箇所(LINE 1, LINE 3)もあることがわかった。図 7.1-7の LINE2 のように、断層の両側で形状が変化し、さらに水平動の方向によっても形状が異なるような例もみられた。

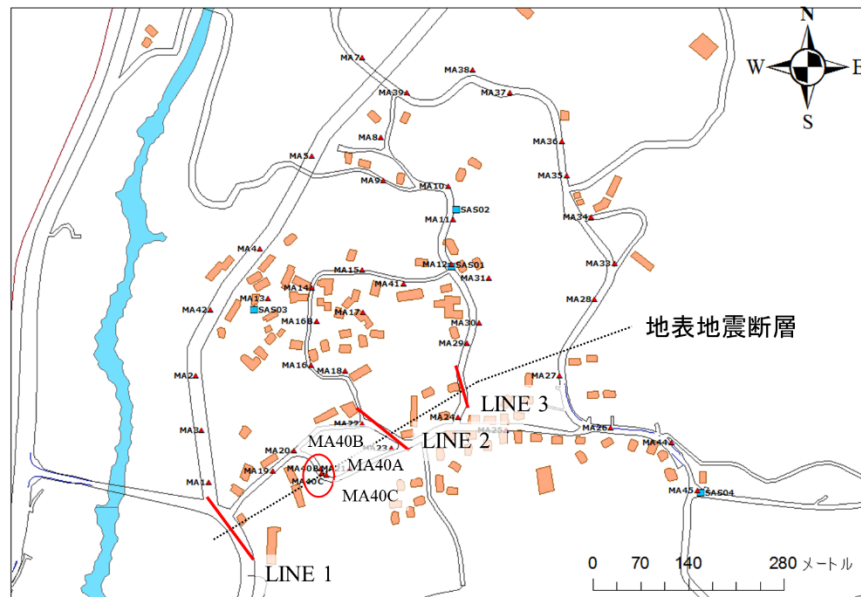


図 7.1-5 南阿蘇村黒川地区の微動観測箇所と断層位置²⁾

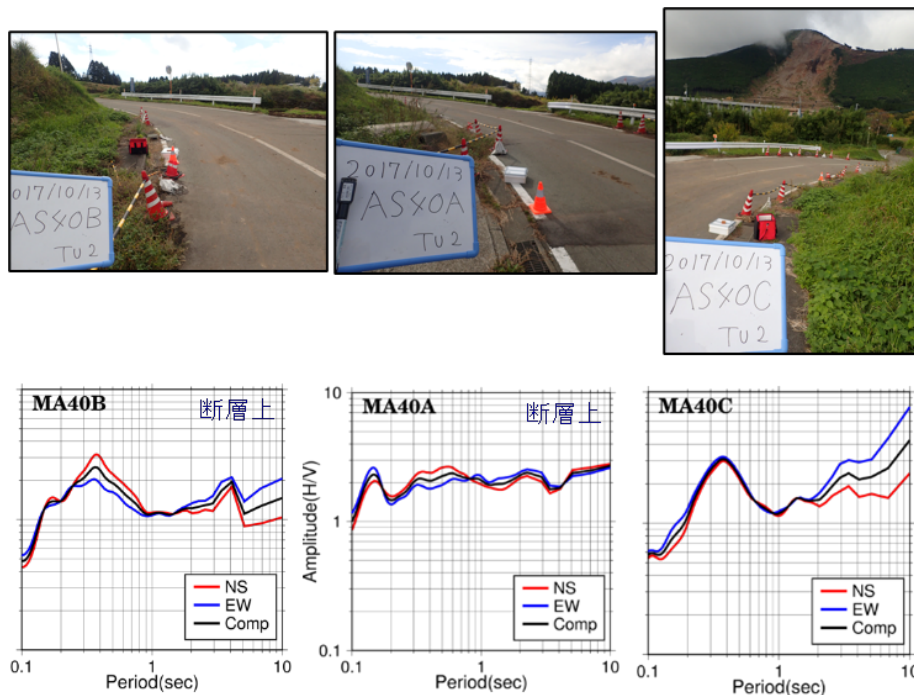


図 7.1-6 南阿蘇村黒川地区における地表地震断層上での H/V スペクトル (MA40A, B, C)²⁾

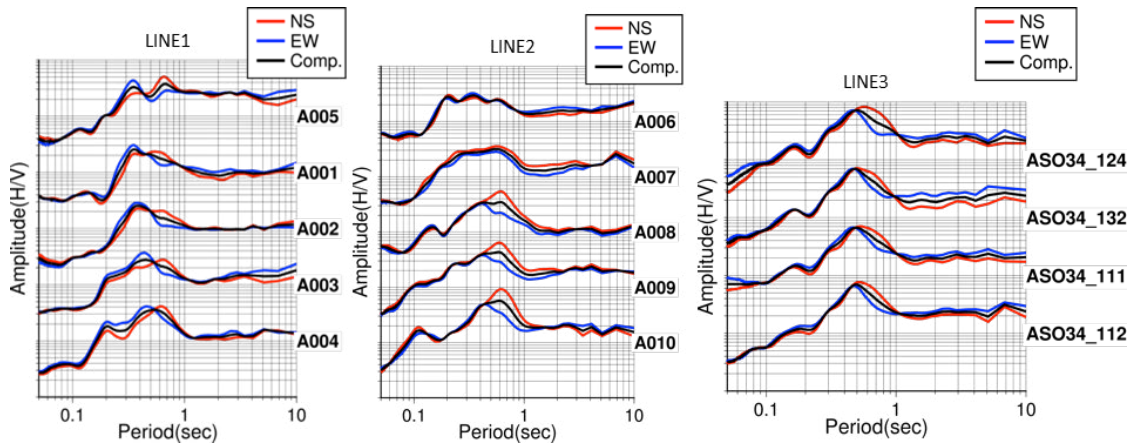


図 7.1-7 南阿蘇村黒川地区における地表地震断層上での H/V スペクトル (LINE1, 2, 3) ²⁾

地表地震断層上での H/V スペクトルの特性としては、地表変位のごく近傍でピークが不明瞭になる現象が複数の箇所で見られた。ただ、ほとんど変化がみられない箇所も存在し、地盤構造の堆積環境の違いをより強く反映している可能性もある。

7.1.2 益城町中心部の重力基盤による地震動評価

益城町中心部とその周辺で重力探査により重力異常が得られている ³⁾。その重力異常を用いて、余震観測と微動観測に基づく深部地盤モデル ⁵⁾を参考に、地震基盤を想定した 2 層均質の密度構造モデルによる重力基盤を推定した。この重力基盤の基盤境界と、KiK-net 益城の PS 検層や J-SHIS の深部地盤構造の速度構造を基に、地盤構造モデルを構築し、3 次元有限差分法を用いた地震動評価が行われている ⁴⁾。益城町中心部で基盤の落ち込みがみられ、北東-南西方向に延びる谷地形のような基盤形状となっており、地震波のフォーカシングが起こることが指摘されている ³⁾。

図 7.1-8 に地震基盤 ($V_s=2700\text{m/s}$ 層上面) の基盤深度分布 ⁴⁾を示す。図 7.1-9 に 2 つの余震の震源について、KiK-net 益城の情報を基に構築された地盤モデルによる計算結果 ⁴⁾を示す。4/15 の地震 (左) は益城町中心部の南側、4/20 の地震 (右) は北側に震源がある場合である。4/15 の地震 (南側の震源) では中心部を含む北側の領域、4/20 の地震 (北側の震源) では、中心部から離れた南東部の領域で振幅が大きくなっている。本震の震源域はこの地域に対して南側に位置しているため、4/15 の地震に近い状況で増幅した可能性が考えられる。このように、断層近傍における深部地盤構造の影響も少なからず、地震動に影響したと考えられる。

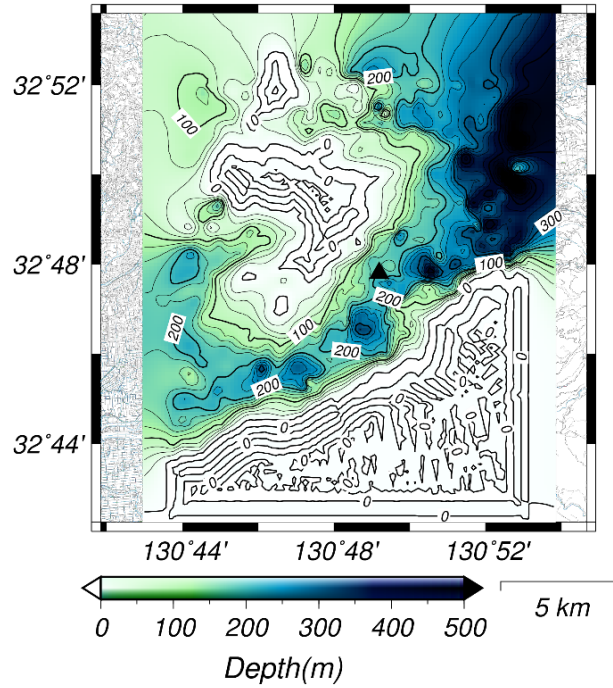


図 7.1-8 地震基盤 ($V_s=2700\text{m/s}$ 上面) 深度分布⁴⁾

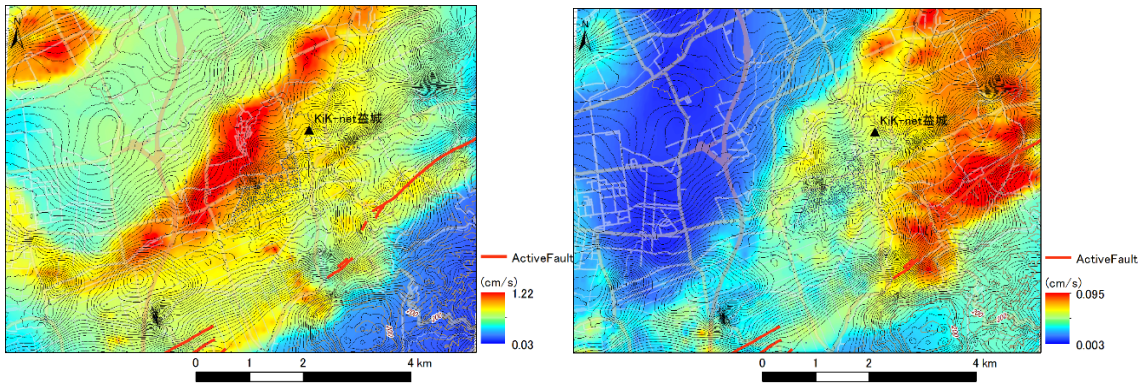


図 7.1-9 益城町中心部の地震動評価による PGV の分布図⁴⁾ : 2016/4/15 5:10:36 の地震(左), 2016/4/20 16:01:32 の地震(右)の震源情報を用いた計算結果

7.2 1943 年鳥取地震による地表地震断層の観測

1943 年鳥取地震で生じた地表地震断層である吉岡・鹿野断層での微動観測事例について述べる。この地震により地表地震断層の鹿野・吉岡断層が生じた。鹿野断層のごく近傍では地震動による倒壊が免れた建物がある一方、断層からやや離れた市街地では建物の倒壊率が高いなど、断層近傍での地震動の特徴が建物被害の程度に影響した可能性がある。

この断層は西方では相対的に北側が最大 50cm 沈下，北側が東に最大 150cm 水平移動，また断層の東方では南側が最大 50cm 沈下とわずかな水平移動，断層形態としては断層西方では正断層，東方では逆断層であったとされる（図 7.1-10）⁷⁾。断層の調査としては，トレンチ調査，踏査および聞き取りによる断層構造の調査^{7),8)}により，変動地形的な考察がなされている。表層地質としては，断層のほとんどが花崗岩の地域であり⁹⁾（図 7.1-11），吉岡断層の一部が沖積層の谷や鳥取平野まで断層が伸びたとされる^{7),8)}。

また，断層とその周辺の地下構造を調べるために，重力探査や微動探査の実施により地盤構造の推定が行われており¹⁰⁾，断層構造に関わる深部地盤構造の変化や微動の卓越周期の特徴が得られている。さらに，断層ごく近傍での地盤震動特性を把握するために，過去の断層調査^{7),8)}で地表変位がみられた箇所について稠密微動観測が実施されている^{11),12),13)}。

各断層について，面的に単点 3 成分観測が行われている。吉岡断層については¹⁰⁾，鳥取市吉岡温泉町新町地区を 34 点，野坂地区を 75 点，菖蒲地区を 54 点で，3 地区の地表変位箇所とその周辺を 20～50m 間隔，鹿野断層については¹²⁾，鹿野法楽寺地区を 31 点で，地表変位箇所の地域で 50m，その周辺を 50～130m 間隔で観測が実施されている（図 7.1-11）。単点 3 成分観測記録より，H/V スペクトルを求め，卓越周期分布の作成，形状などの特徴の把握がなされている。

また，地表地震断層上もしくは断層が存在すると思われる箇所について，チェーンアレイ観測を実施している。吉岡断層¹¹⁾では吉岡温泉長新町で 1 測線，野坂地区で 2 測線，鹿野断層^{12),13)}では，法楽寺地区で 4 測線，水谷地区で 1 測線の観測が実施されている。単点 3 成分観測と同じ微動計を使用しており，各機器の 3 成分記録から H/V スペクトル，3 台の機器の同時記録（上下動成分）から位相速度分散曲線を求め，その特徴が調べられている。

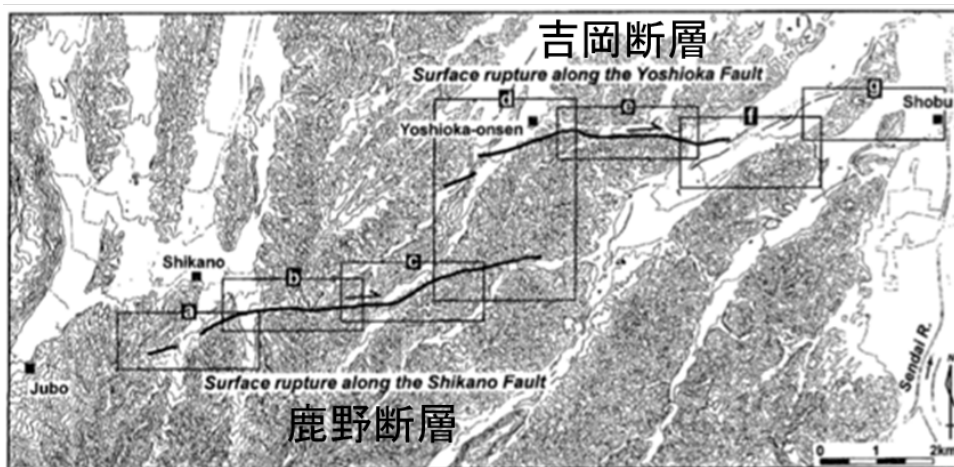


図 7.1-10 吉岡・鹿野断層の断層位置⁸⁾

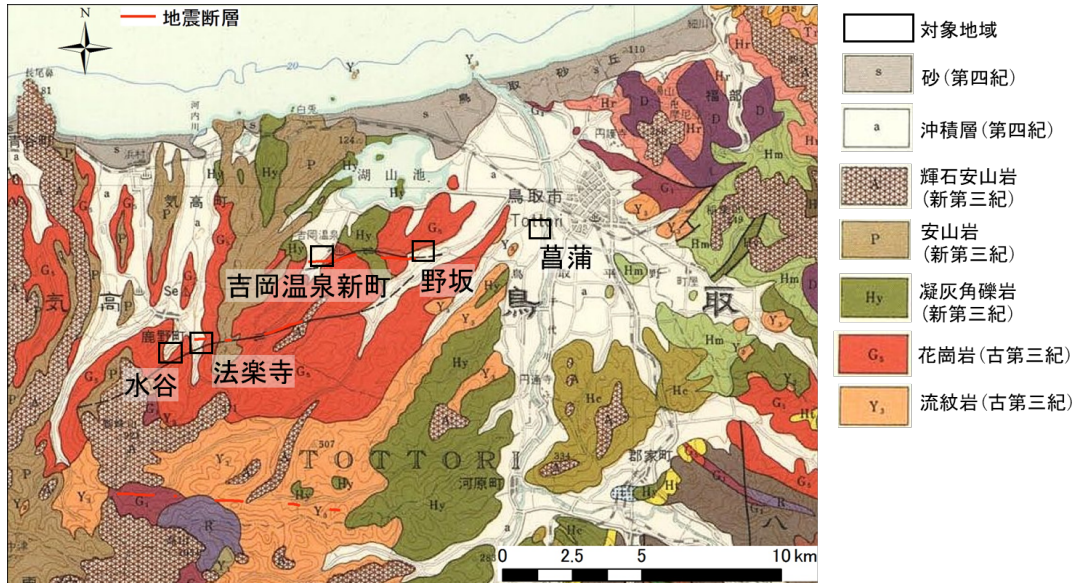


図 7.1-11 表層地質図⁹⁾と吉岡・鹿野断層における微動観測地域の位置¹¹⁾¹²⁾¹³⁾

7.2.1 鳥取地震における地表地震断層上の H/V スペクトル

断層近傍の面的な卓越周期分布について、吉岡断層¹¹⁾ (吉岡温泉新町地区：図 7.1-12, 野坂地区：図 7.1-13), 鹿野断層^{12),13)} (図 7.1-14)とも、谷地形の基盤形状や堆積環境による地盤構造の違いが反映されており、地表地震断層に伴う明瞭な変化はみられていない。

H/V スペクトルの形状について、地表地震断層のごく近傍のチェーンアレイによる結果を詳細にみると、鹿野断層の法楽寺地区 (図 7.1-15 : SFH3 TU2), 水谷地区 (図 7.1-16 : SFM1 130) の結果からは、地中レーダーによる断層変位とみられる箇所では、ピークが不明瞭になる現象がみられた。このときの観測データより、H/V スペクトルの時間的な変動を調べると、ピークが不明瞭になる地点は両隣の地点に比べ、ばらつきが大きく、結果的にその平均の H/V スペクトルのピークが不明瞭となることがわかった (図 7.1-17)。同地区での異なる箇所の結果では (図 7.1-18), 断層上の 1 地点のみがピークが不明瞭になるのではなく、断層を境に南東側の地点が連続で 0.09 秒付近の短周期側のピークが不明瞭になる現象がみられている。これは、吉岡温泉新町地区 (図 7.1-19) でも同様の現象がみられ、0.12 秒付近のピークが断層を境に南側で小さくなだらかとなっている。

位相速度分散曲線については、地盤の堆積環境を反映しており、断層上もしくはその前後で大きく変化するという状況は見受けられなかった。よって、微動の H/V スペクトルの形状に違いがみられる原因としては、断層の破砕帯による地盤構造の違いというより、破砕帯を微動が通過する際に、波動場に何らかの乱れが生じ、結果として H/V スペクトルの形状に変化が生じたと考えられる。

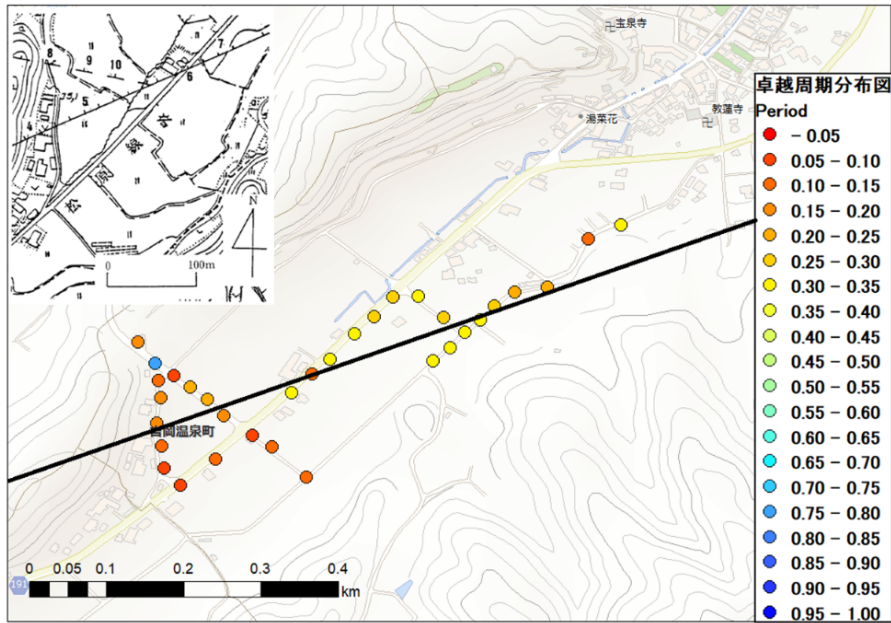


図 7.1-12 吉岡断層（吉岡温泉新町地区）における卓越周期分布¹¹⁾

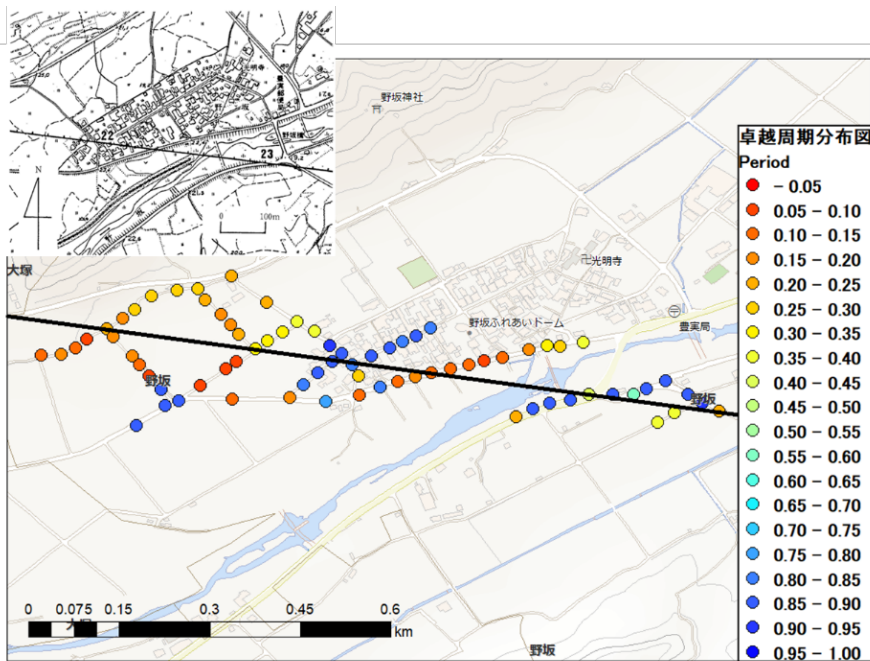


図 7.1-13 吉岡断層（野坂地区）における卓越周期分布¹¹⁾ と断層位置⁷⁾

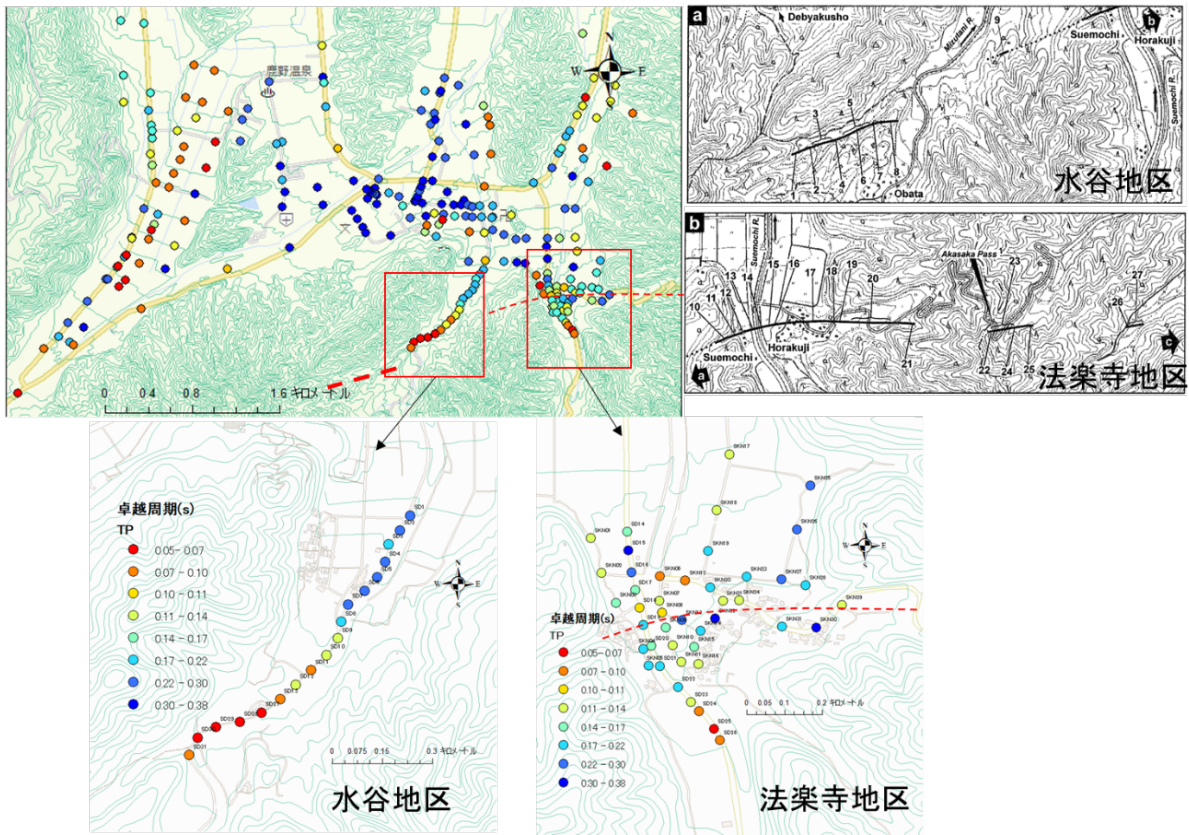


図 7.1-14 鹿野断層における卓越周期分布 (左下：水谷地区，右下：法楽寺地区)¹⁰⁾¹¹⁾¹²⁾ と断層位置⁸⁾

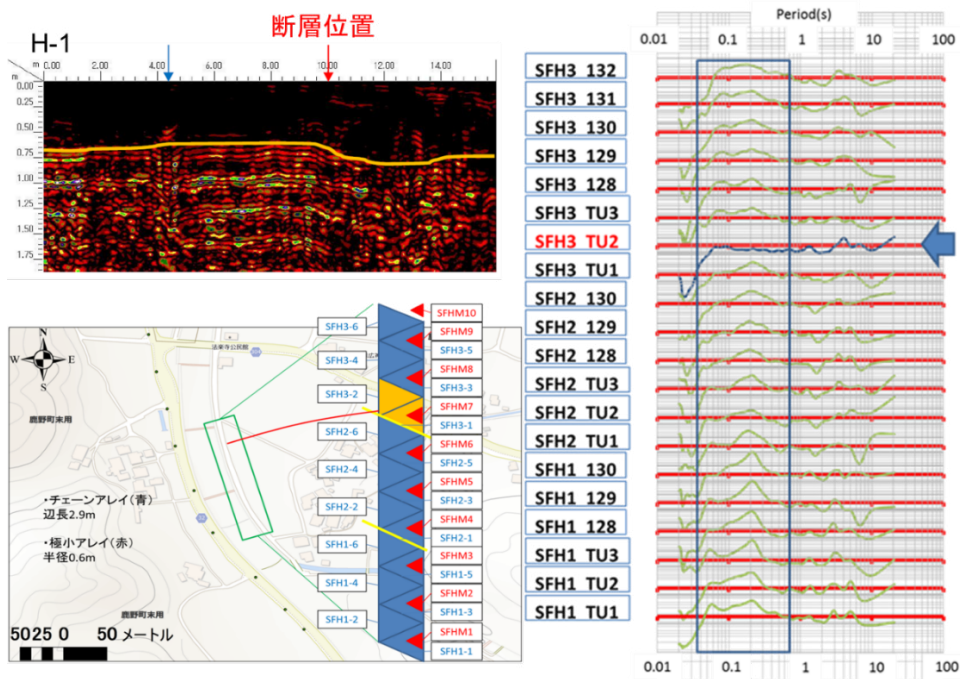


図 7.1-15 鹿野断層(法楽寺地区)における H/V スペクトルと地中レーダーによる断層位置¹²⁾

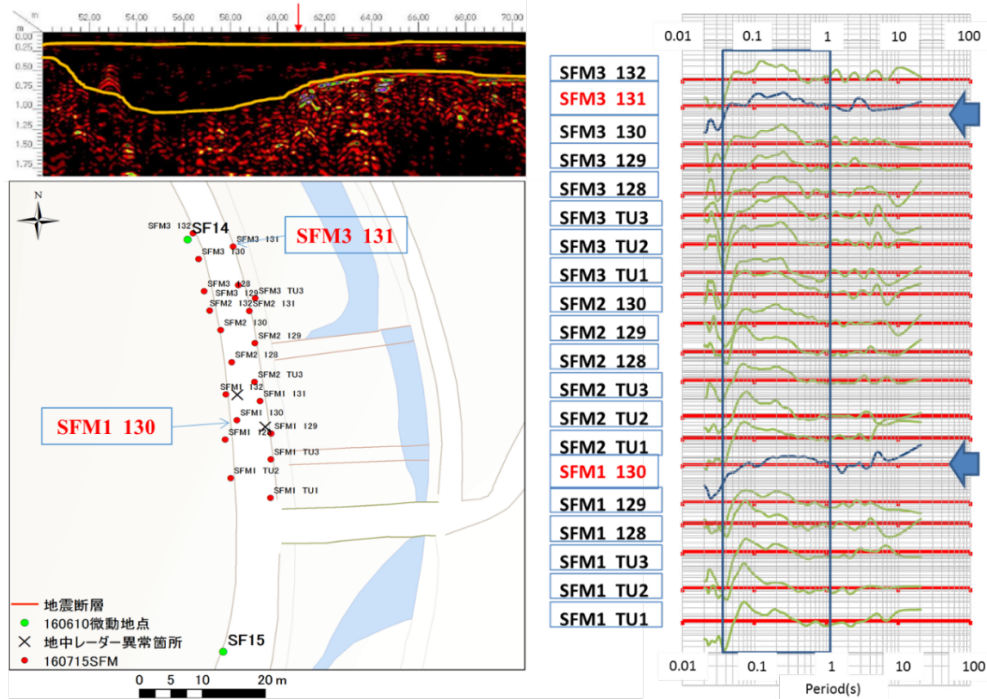


図 7.1-16 鹿野断層(水谷地区)における H/V スペクトルと地中レーダーによる断層位置¹²⁾

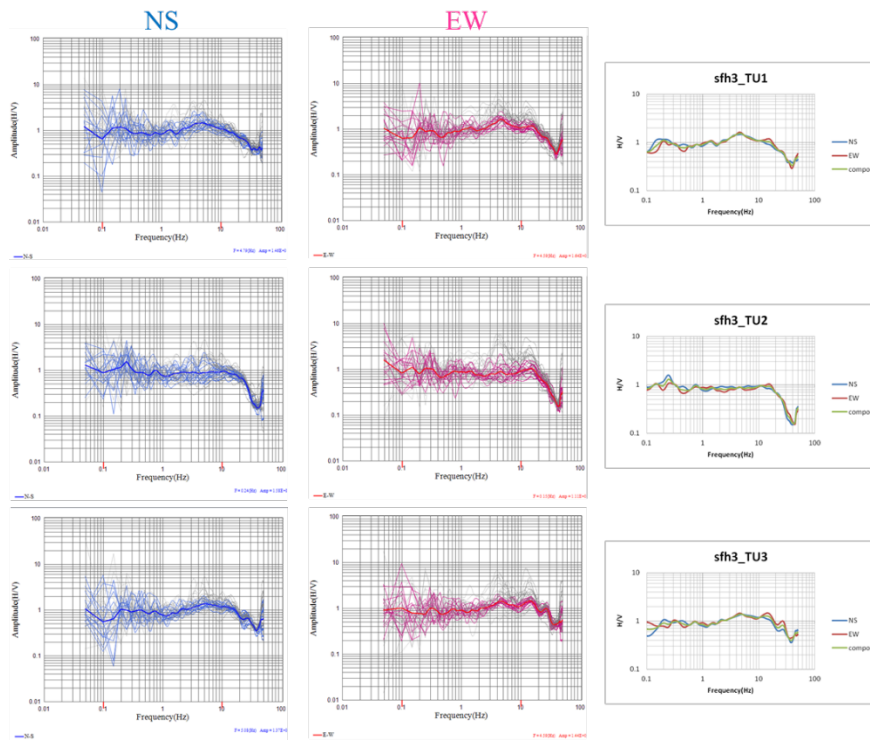


図 7.1-17 鹿野断層上における H/V スペクトルのばらつき¹²⁾

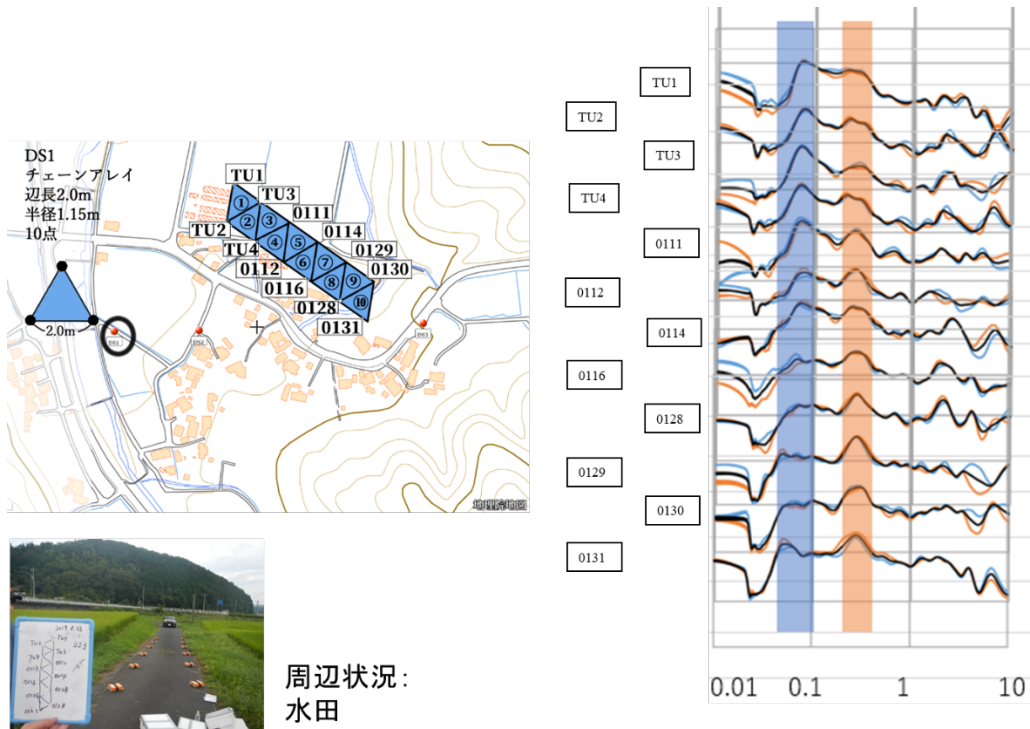


図 7.1-18 鹿野断層（法楽寺地区，DS1 ライン）における H/V スペクトル¹³⁾

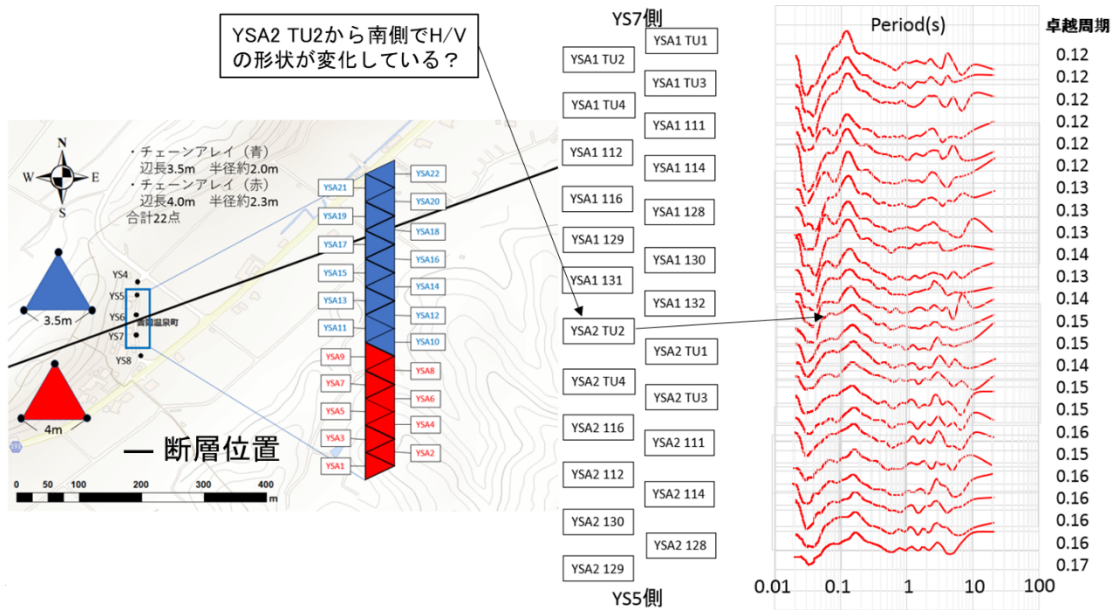


図 7.1-19 吉岡断層（吉岡温泉新町地区）における H/V スペクトル¹³⁾

最後に、H/V スペクトルの卓越周期がどの深さの地盤構造を反映しているか検討する。S 波反射法探査の結果と H/V スペクトルと比較すると（図 7.1-20）、S 波速度から 1/4 波長則より層厚を計算すると、0.09 秒付近のピークが深さ 7m の反射面、0.3 秒付近のピークが

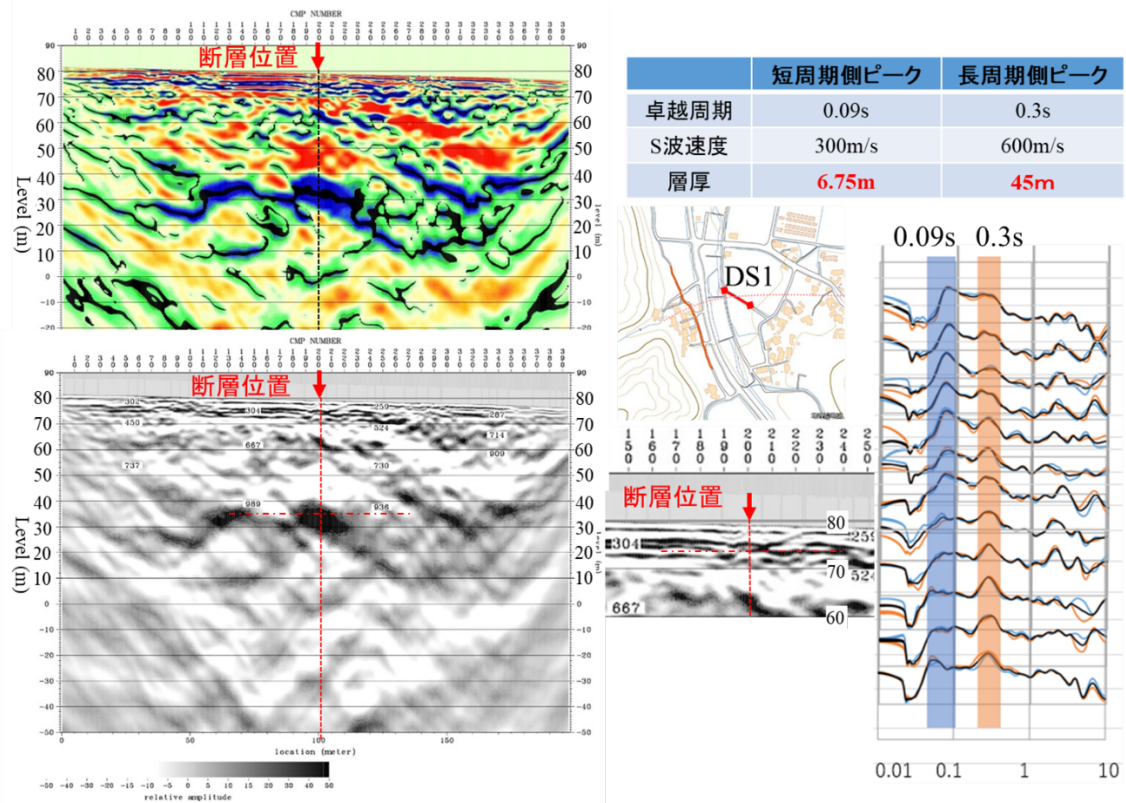


図 7.1-20 鹿野断層（法楽寺地区，DS1）における H/V スペクトル¹³⁾と S 波反射法探査断面¹⁴⁾

深さ 45m の反射面に対応していることがわかった. よって, 吉岡・鹿野断層で得られる H/V スペクトルの 0.1 秒付近のピークは, 深さ 10m 以下のごく表層部の地盤構造もしくは地盤震動特性を反映していると考えられる.

参考文献

- 1) 香川敬生, 吉田昌平, 上野太士: 2016年熊本地震で生じた地表地震断層ごく近傍の強震動について, 土木学会論文集A1, 73, 4, pp. I_841_I_846, 2017.
- 2) 吉田昌平, 野口竜也, 香川敬生: 南阿蘇村黒川地区における地盤震動特性の把握と地盤構造の推定, 地球惑星科学連合2018年大会, SSS14-P08, 2018.
- 3) Araki, S., Noguchi, T., Komazawa, M., Arimura, S., Tamura, M., Nakayama, K., Morikawa, H., Miyamoto, T., Iiyama, K., Hata, Y., Yoshimi, M., Kagawa, T., and Goto, H.: Gravity Basement Structure around Mashiki, Kumamoto, Japan, Journal of Disaster Research, 2018.

- 4) 野口竜也, 有村翔也, 吉田昌平, 香川敬生, 駒澤正夫, 盛川仁: 熊本県益城町における3次元重力基盤構造に基づく地震動評価, 地球惑星科学連合2018年大会, SSS14-P07, 2018.
- 5) Hayashida, T., Yamada, M., Yamada, M., Hada, K., Mori, J., Fujino, Y., Hiromu Sakaue, H., Fukatsu, S., Nishihara, E., Ouchi, T., and Fujii, A. : Subsurface velocity structure and site amplification characteristics in Mashiki Town, Kumamoto Prefecture, Japan, inferred from microtremor and aftershock recordings of the 2016 Kumamoto earthquakes, Earth, Planets and Space, <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0889-2>, 2018.
- 6) 吉田昌平, 野口竜也, 香川敬生: 南阿蘇村河陽黒川地区における建物被害の空間分布と常時微動探査を用いた地盤震動特性の把握, 日本地震工学会論文集, 19, 6, pp. 6_55-6_67, 2019.
- 7) 西田良平, 黒川泰, 赤木三郎: 1943年鳥取地震に伴う吉岡・鹿野断層とその周辺部の地変について, 鳥取大学教養部紀要, 27, pp.187-226, 1993.
- 8) 金田平太郎, 岡田篤正: 1943年鳥取地震の地表地震断層既存資料の整理とその変動地形学的解釈, 活断層研究, Vol.2002, No.21, p.73-91, 2002.
- 9) 地質調査所: 20万分の1地質図幅「鳥取」, 1974.
- 10) 野口竜也, 上野太士, 西川隼人, 吉田昌平, 香川敬生: 鳥取県鹿野地域の地盤構造および地盤震動特性, 土木学会論文集 A1 (構造・地震工学) Vol.73, No. 4, [特]地震工学論文集, Vol.36, 2017.
- 11) 野口竜也, 香川敬生, 福田優平, 吉田昌平, 西田良平: 1943年鳥取地震の吉岡断層における稠密微動観測, 日本活断層学会 2018年度秋季学術大会, P12, 2018.
- 12) 野口竜也, 上野太士, 香川敬生, 吉田昌平, 西田良平: 1943年鳥取地震の鹿野断層における微動および地中レーダー探査に基づく断層調査, 断層帯近傍における地震動評価に関するシンポジウム論文集, 2017.
- 13) 野口竜也, 小林和生, 岡野三里, 西村武, 香川敬生: 1943年鳥取地震の鹿野断層における稠密微動観測, 地球惑星科学連合2020年大会, S-SS16 P08, 2020.
- 14) 香川敬生, 野口竜也, 山田浩二, 竹本哲也: 1943年鳥取地震で出現した鹿野断層におけるS波反射法地震探査, 地球惑星科学連合2020年大会, S-SS16 P04, 2020.

第8章 被害地震・活断層の現地調査

本章では、小委員会活動期間において、委員が単独あるいは合同で実施した調査について紹介する。

8.1 2018年台湾花蓮地震

2018年2月6日23時50分（現地時間）に発生した台湾花蓮地震（ M_w 6.4）には、土木学会地震工学委員会地震被害調査小委員会の派遣で、本小委員会のメンバーが現地に赴き、被害調査、強震観測点および大きな被害が生じた地区での微動観測を実施した¹⁾。この地震では、事前に断層位置が知られていた場所で地表地震断層が確認され、断層変位による橋梁等の被害が確認されている。調査団の成果の一部を図8.1-1, 2に引用する。ホテルの倒壊被害を生じた場所は旧河道にあり、1秒を超える卓越周期を有しており、これが被害に何らかの影響を及ぼしたことが想定される。

調査ルート

米崙断層に沿って、断層の痕跡と関連被害を調査

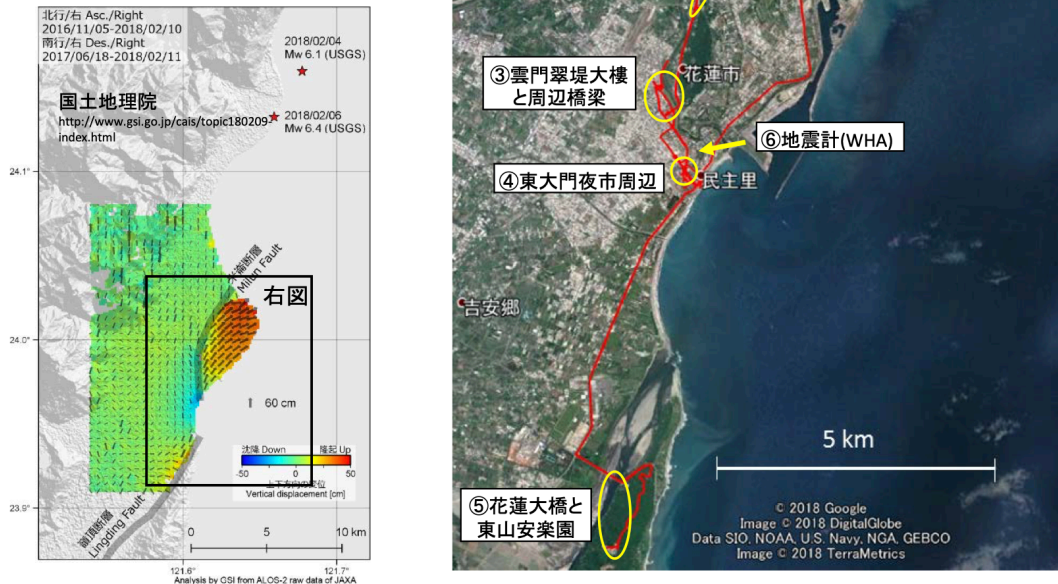
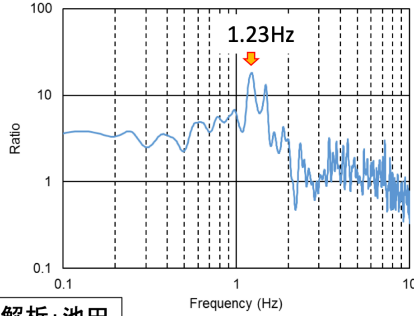


図 8.1-1 推定地殻変動量（左）と調査ルート（右）¹⁾

雲門翠堤大樓の建設地点は旧河川に
位置する(日治官有林野圖, 1914)
(23度59分19.9秒, 121度36分20.6秒)



<http://www.setn.com/News.aspx?NewsID=345917>



<http://gissrv4.sinica.edu.tw/gis/hualien.aspx>

図 8.1-2 倒壊したホテル跡地における微動 H/V スペクトル¹⁾

8.2 平成 30 年北海道胆振東部地震

北海道胆振東部地震 (M_w 6.6) は 2018 年 9 月 6 日 3 時 8 分に発生した, 震源深さ約 37km の逆断層型地震である. 認識されていた周辺活断層とは異なる震源断層に起因し, 地表地震断層を伴わなかった. 逆断層は地表方向へのディレクティビティ・パルスの放射が大きく, 一般に横ずれ断層よりも地震動が大きくなると考えられる. この地震でも広範囲に強い揺れが観測され, 火山灰地盤で地すべり等の地盤災害が多発した.

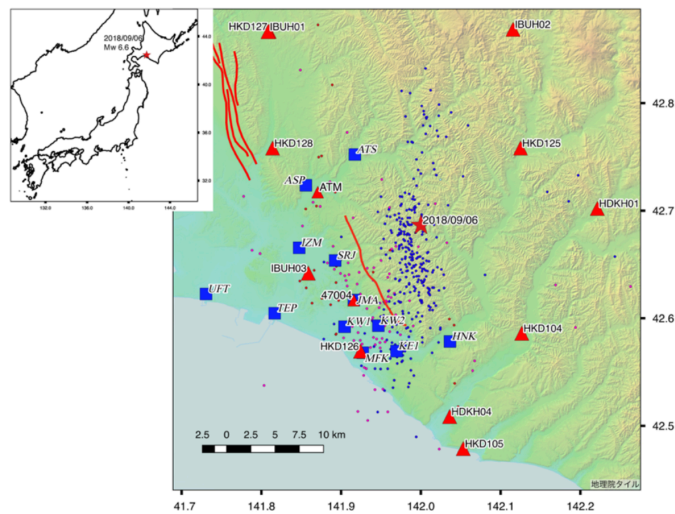


図 8.2-1 調査地点 (赤: 強震観測点, 青: 微動探査地点)²⁾

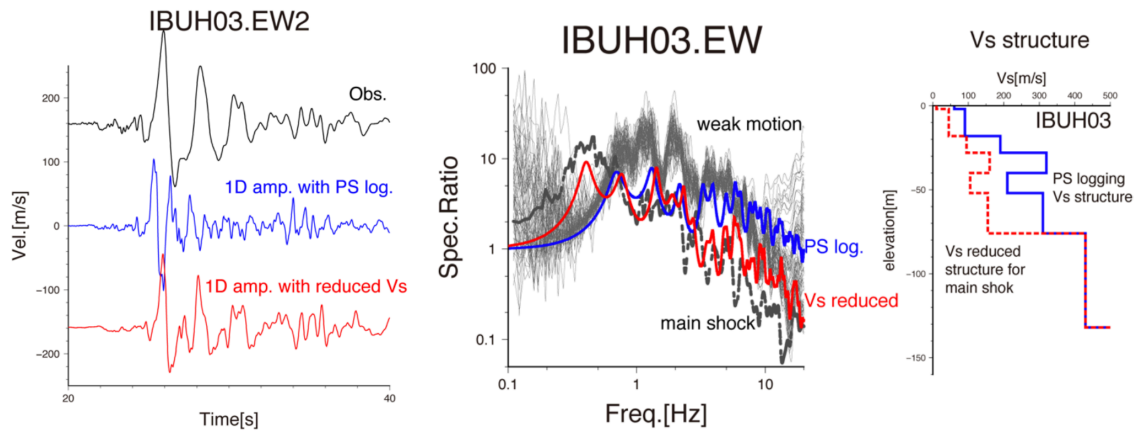


図 8.2-2 調査地点 (赤：強震観測点，青：微動探査地点) ²⁾

この地震では、小委員会のメンバーが複数のチームに所属して現地調査を実施した^{2),3),4)}。それらの一例を図 8.2-1, 2 に引用して示す²⁾。図 8.2-2 に示した KiK-net 厚真 (IBUH03) 地点では、本震時の地表/地中のスペクトル比が余震など小地震のそれらと大きく異なり、ピークが低周波側にシフトしている。現地 PS 検層による地盤モデルでは小地震のスペクトル比のピークを説明できているが、この S 波速度を低減させることで本震のピークに近づけることができている。6.4 節で紹介した 2016 年熊本地震時の益城町と同様に、非線形地盤応答によって建物に危険な地震動に変質したことが示唆され興味深い。

8.3 平成 28 年熊本地震

2016 年熊本地震は本小委員会設立の契機となって地震であり、既に各章でメンバーによる成果を紹介している。また、土木学会でとりまとめた報告書にも本小委員会メンバーが協力をおこなっている。これ以降は、小委員会メンバーが小委員会活動として合同実施した、主に地表地震断層に関する調査を紹介する。



図 8.3-1 2016 年熊本地震の合同被害調査 (2017. 03. 28-29 小委員会)

熊本地震に関しては、平成 29 年 3 月 28～29 日に小委員会を兼ねた現地調査をおこない、益城町、西原村、南阿蘇村、阿蘇市において、地表地震断層出現地点における被害状況等の把握をおこなった（図 8.3-1）。

8.4 平成 23 年福島県浜通り地震

小委員会発足前の 2011 年 4 月 11 日 17 時 16 分に発生した地震（ $M_j7.0$ ）であるが、顕著な地表地震断層が現れ、その痕跡が十分に追えることから、平成 20 年 3 月 27～28 日に小委員会を兼ねた合同現地調査を実施し、井戸沢断層、湯ノ岳断層の断層変位とそれに伴う当時の建物被害を追跡した（図 8.4-1）。



図 8.4-1 2011 年福島県浜通り地震の合同調査（2018.03.27-28 小委員会）

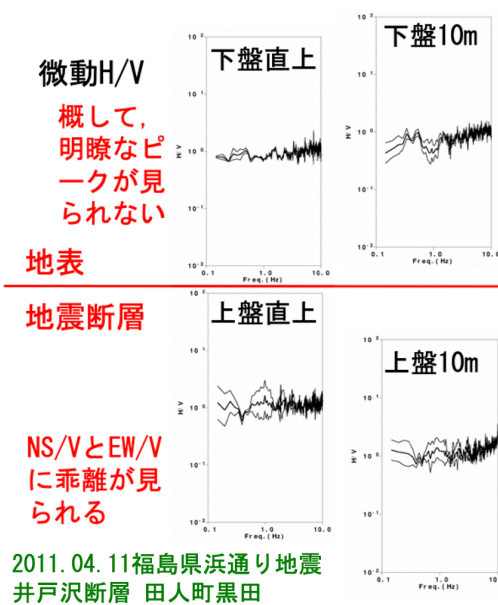


図 8.4-2 井戸沢断層直上付近での常時微動 H/V スペクトル比

7章で述べたように、地表地震断層直上で常時微動によるH/Vスペクトル比のピークが不明瞭になる現象が報告されており、井戸沢断層を挟んだ区間で常時微動観測を実施した。その結果を図8.4-2に示すが、確かに断層直上でピークが不明瞭になっているように思われる。

8.5 三浦断層帯

平成31年3月20～21日には、神奈川県三浦市において小委員会を兼ねた合同現地調査を実施した。対象は三浦断層帯で、歴史地震の地表地震断層ではないものの、大規模な断層帯を形成している断層上の微動特性を把握することを目的とした。三浦市独自の活断層対策として断層帯部を公園として整備した場所で微動観測を実施したが(図8.5-12)、残念ながら微動レベルが低く有効なデータを得ることができなかった。ただし、様々な観測機器を用いたハドルテスト的な観測を行うことができ、使用機器の特性を把握できたことは有用であった。



図 8.5-1 三浦断層帯直上における常時微動観測

8.6 その他の被害地震

上記以外にも、本小委員会発足後に発生した以下の地震について、委員会メンバーが現地で余震観測、微動探査などの調査をおこなっている。

鳥取県中部の地震^{7),8),9)}, 2016年10月21日14時7分, $M_j6.6$

ニュージーランド・カイコウラ地震¹⁰⁾, 2016年11月14日0時2分(現地時間), $M_w7.8$

島根県西部の地震¹¹⁾, 2018年4月9日1時32分, $M_j6.1$

大阪府北部の地震³⁾，2018年6月18日7時58分， $M_j6.1$

インドネシア・スラウェシ島地震，2018年9月28日18時2分(現地時間)， $M_w7.5$

山形県沖の地震，2019年6月18日22時22分， $M_j6.7$

参考文献

- 1) 吉見雅行，清田隆，池田隆明，上原子晶久：台湾・花蓮地震(2018年2月6日発生)地震被害調査，土木学会地震工学委員会地震被害調査長委員会，2018.
http://committees.jsce.or.jp/eec205/system/files/JSCE20180529_Hualien-open.pdf
- 2) Yoshimi, M., Iiyama, K., Morikawa, H., and Goto, H. : Aftershock and microtremor array observations around the source area of the 2018 Hokkaido eastern Iburi earthquake: implications for generation mechanism of observed pulsive strong ground motions during the mainshock, 17th World Conference on Earthquake Engineering, Paper No.C002539, accepted, 2020(postponed to 2021).
- 3) 土木学会地震工学委員会地震被害調査小委員会：2018年北海道胆振東部地震・大阪府北部の地震被害調査報告書，土木学会，丸善出版，372，73p，2019.
- 4) 野口竜也，西村武，小野祐輔，河野勝宣，日比慧慎：平成30年北海道胆振東部地震の被害地域における微動観測および臨時地震観測，第39回土木学会地震工学研究発表会講演論文集，2019.
- 5) 土木学会地震工学委員会地震被害調査小委員会：2016年熊本地震被害調査報告書，土木学会，丸善出版，490p，2017.
- 6) 土木学会：平成29年度重点研究課題「2016年熊本地震における社会基盤・システム被害の追跡調査と検証」報告書，2018. http://committees.jsce.or.jp/s_research/system/files/平成29年度重点研究課題%28地震工学委員会%29小.pdf
- 7) Kagawa, T., Noguchi, T., Yoshida, S., and Yamamoto, S.: Effect of surface geology on strong ground motions due to the 2016 central Tottori earthquake, Japan, Earth, Planet and Space, 69:106, 2017.
- 8) 野口竜也，西川隼人，吉田昌平，香川敬生：微動および地震観測に基づく鳥取県中部地域の地盤構造推定と地盤震動特性の把握，日本地震工学学会論文集，9(6)，pp.6_258-6_271，2019.

- 9) 西川隼人, 野口竜也, 西村武, 宮島昌克, 香川敬生: 2016年鳥取県中部の地震を対象とした木造建物の最大応答変形角評価式の検討, 土木学会論文集A1, 75(4), pp. I_382_I_390, 2019.
- 10) Goto, H., Kaneko, Y., Young, J., Avery, H., and Damiano, L.: Extreme accelerations during earthquakes caused by elastic flapping effect, *Nature, Scientific Reports*, 1117, 2019.
- 11) 野口竜也, 香川敬生, 吉田昌平, 山口仁: 2018年島根県西部の地震による被害地域での臨時余震観測および微動観測, 土木学会論文集A1, 75(4), pp. I_701_I_713, 2019.

第9章 地表地震断層近傍における地震動の合理的予測に向けて

最後に、本章では小委員会活動を追えるにあたっての展望、および今後の研究に向けた提言をとりまとめておきたい。

9.1 小委員会活動の発展的継続

本小委員会の活動期間中に幾つかの研究助成に応募したが、小委員会メンバーを中心として科研費基盤(B)「地表地震断層の有無で震源近傍域強震動をどう評価するか？実態把握と予測の高度化」(令和元年～3年度)を獲得することができた。本小委員会の成果を引き継いで、発展的に研究を進める予定である。令和元年11月には、1943年鳥取地震で生じた鹿野断層を挟んだS波浅層反射法地震探査および微動探査¹⁾を実施した。その様子と得られたS波反射断面を図9.1-1に示す。人工震源による地震波が断層帯を挟んで伝播した多数の波群を観測しているので、反射法に基づく解析だけではなく、視野を広げた解析によって断層帯近傍での地震動を検討する材料としたい。

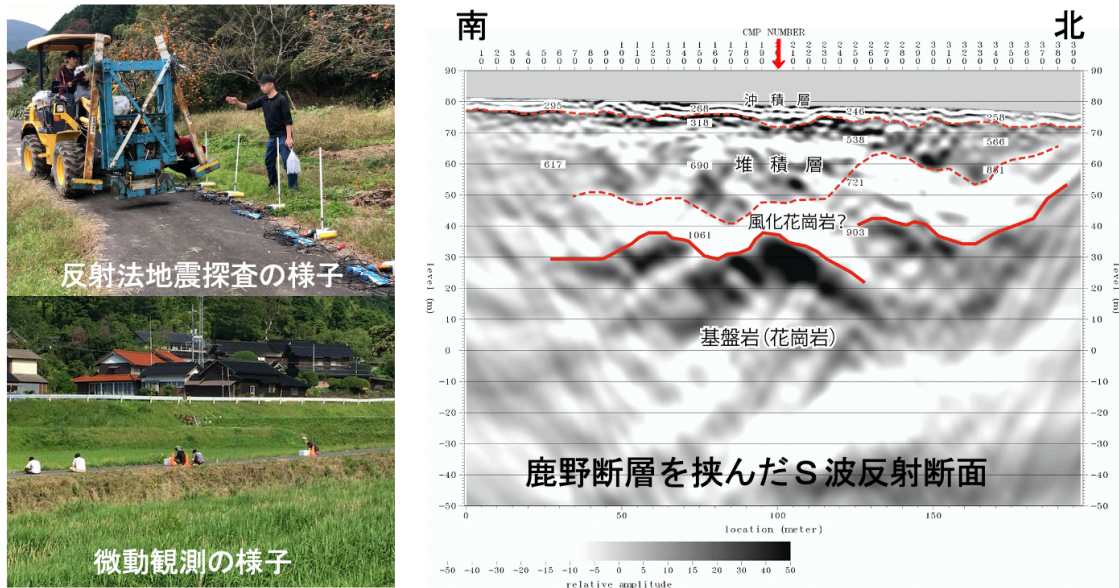


図9.1-1 1943年鳥取地震で生じた鹿野断層を挟んだ反射法地震探査および微動探査¹⁾

9.2 小委員会活動を通じての提言

本小委員会の活動を終了するにあたって、当初は最終とりまとめのシンポジウムの実施を令和2年6月に企画していた。しかしながら、新型コロナウイルス感染拡大のためこの

企画を中止し、本報告書の形でとりまとめをおこなうこととした。活動の経緯とメンバー各位の成果については前章までに紹介したので、小委員会活動を通じて得られた成果と、十分に解明することができなかつたものの、地表地震断層近傍における地震動の合理的評価に向けたヒントとなり得ることがらをとりまとめて締めくくりとしたい。

【小委員会活動の成果】

- 1) 強震動を生成する上部地殻の断層破壊は強震波形を用いて地震学的に解析することができ、脆性破壊として運動学的にモデル化することができる。
- 2) このような脆性破壊については、すべり弱化モデルを用いて動力的な断層モデルとして表現することも可能である。
- 3) このような深部の脆性破壊が地表に及ぶと地表地震断層を生じるが、地表までの破壊を脆性破壊として動力的に表現することもできつつあるが、まだ十分ではない。
- 4) 横ずれ断層直上の場合、直下の大すべりで生成される強震動は断層延長方向に放射されて直上へは小さく、断層変位は大きくとも強震動が小さい現象は生じ得る。
- 5) しかし、断層変位と強震動の両方が大きくなり得る縦ずれ断層でも地表断層直近で揺れが小さい事例が散見されており（2011年福島県浜通り地震、2014年長野県北部の地震など）、断層からの地震動放射のみではそのメカニズムの説明が困難である。

【今後の研究へのヒント】

- 1) いわゆる強震動生成域よりも浅部の地表近傍の断層破壊について、脆性破壊とは異なる合理的な構成モデルを構築し、動力的破壊シミュレーションに導入することが課題である。
- 2) 断層面における強度（破壊エネルギー）パッチの階層モデル²⁾など、地震像に関する新たな知見から深部と浅部の断層破壊を統一的にモデル化し、これを動力的破壊シミュレーションで表現する方向性も示唆される。
- 3) 地表断層直上付近で常時微動の特性が周辺と異なる現象が報告されているが、その成因についての検討を深めることが、断層破砕帯の物性（減衰、断層変位時の非線形応答）にヒントを与えることになるかも知れない。
- 4) 断層破砕帯が強震動に及ぼす影響、特に非線形応答特性についての理解が必要である。
- 5) 地表地震断層出現を捉えたごく近傍での観測データは現状ではほぼ皆無である。広く情報を活用するためにも、防犯カメラやドライブレコーダー映像の活用など新たな戦略を構築する必要がある。

参考文献

- 1) Kagawa, T., Noguchi, T., Yamada, K., and Takemoto, T.: S wave seismic reflection survey on the Shikano fault appeared in the 1943 Tottori earthquake, JPGU-AGU Joint Meeting, 2020.
- 2) Ide, S.: Modeling fast and slow earthquakes at various scales, Proc Jpn Acad Ser B Phys Biol Sci., 90(8): pp. 259–277, doi: 10.2183/pjab.90.259, 2014.