

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。

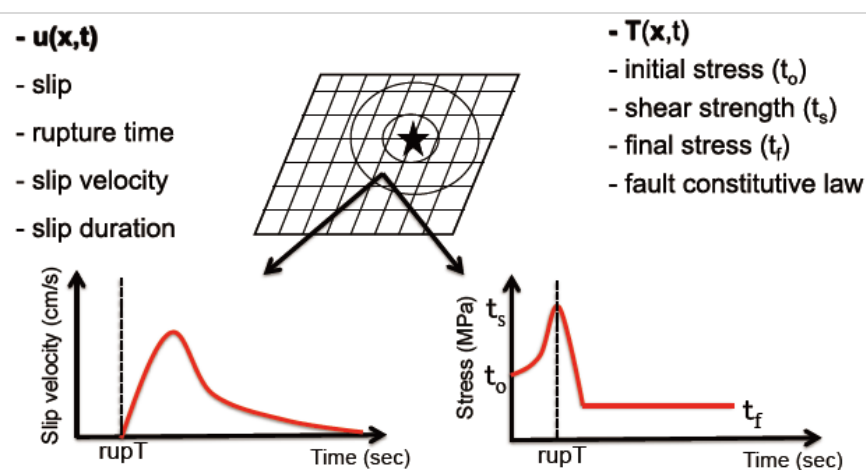


図 5.1-1 運動学モデル(a)と動力学モデル(b)の断層破壊のモデル化の違いの概念図

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。

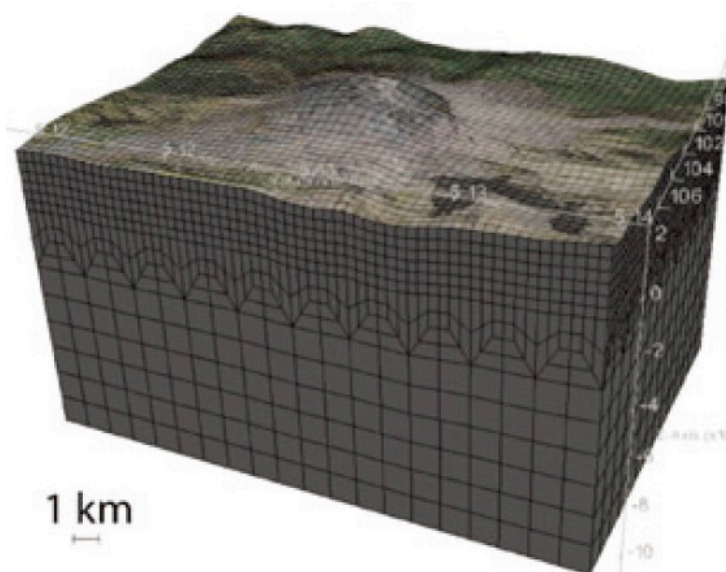


図 5.1-2 スペクトル要素法での使用メッシュの例(米国 St. Herenz 山をモデル化⁵⁾)

(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。

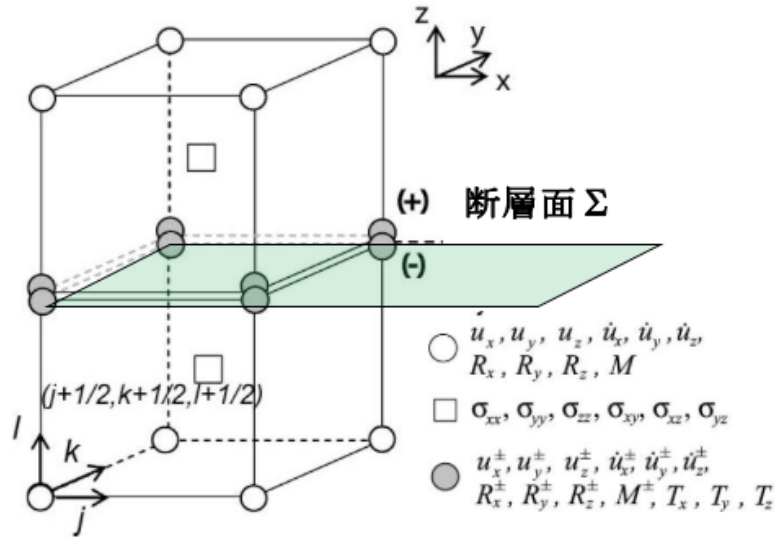


図 5.1-3 TSN 法による断層面のモデル化概要図³⁾

(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。

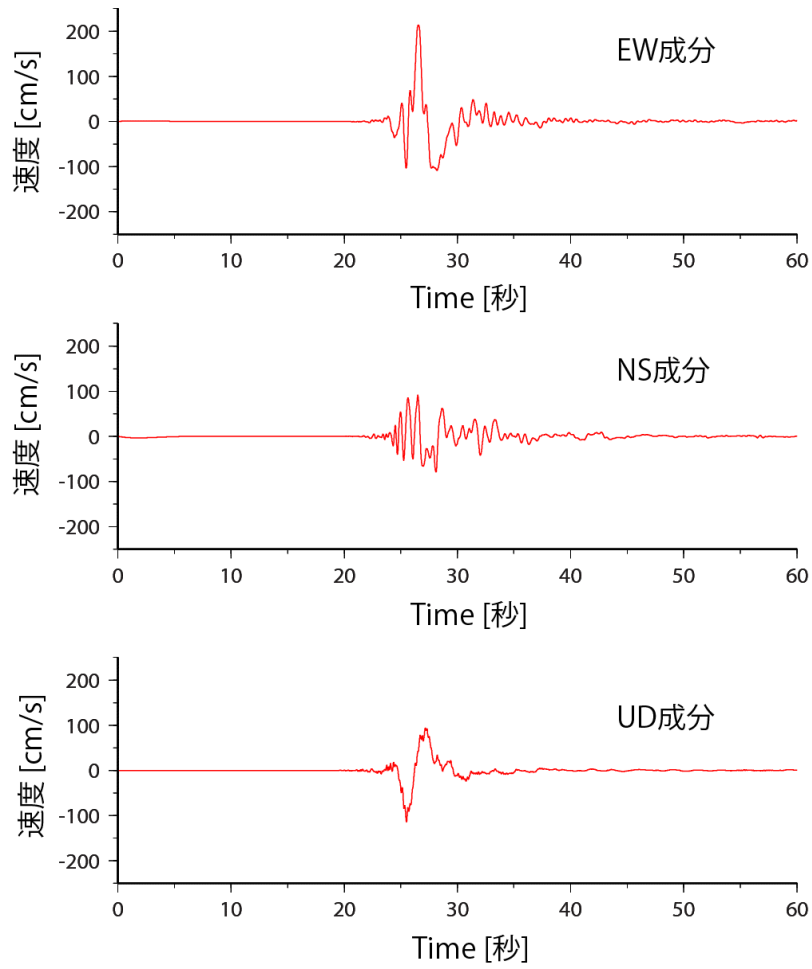


図 5.1-4 西原村の本震の速度波形（周期 0.1 秒～10 秒までのフィルター波形）

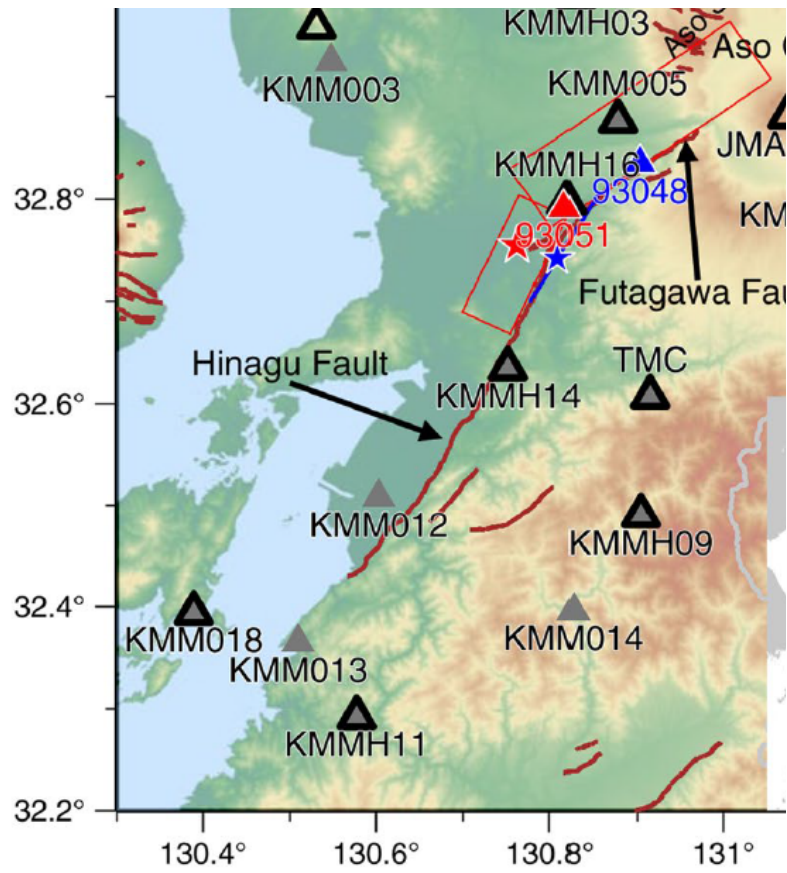
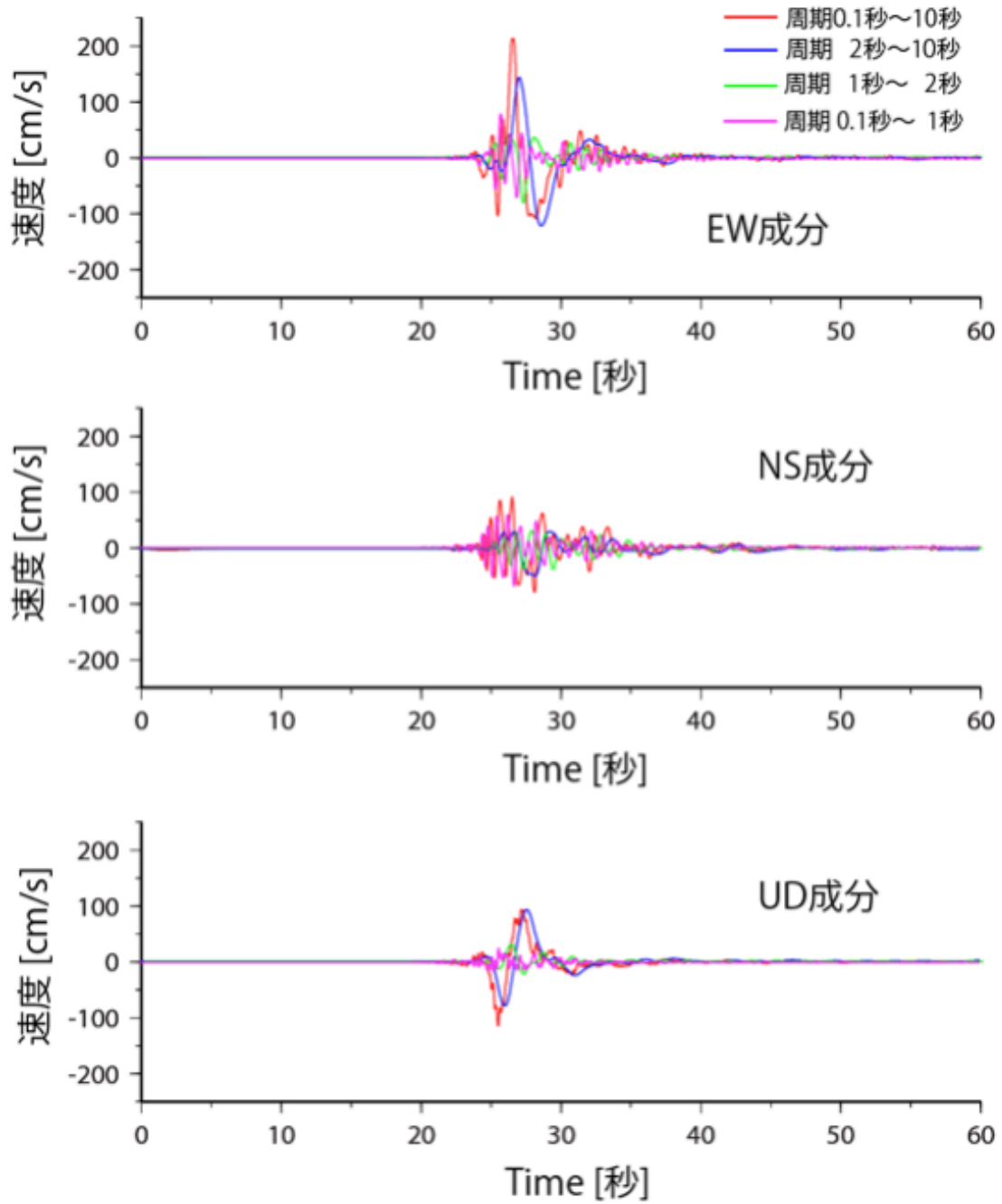
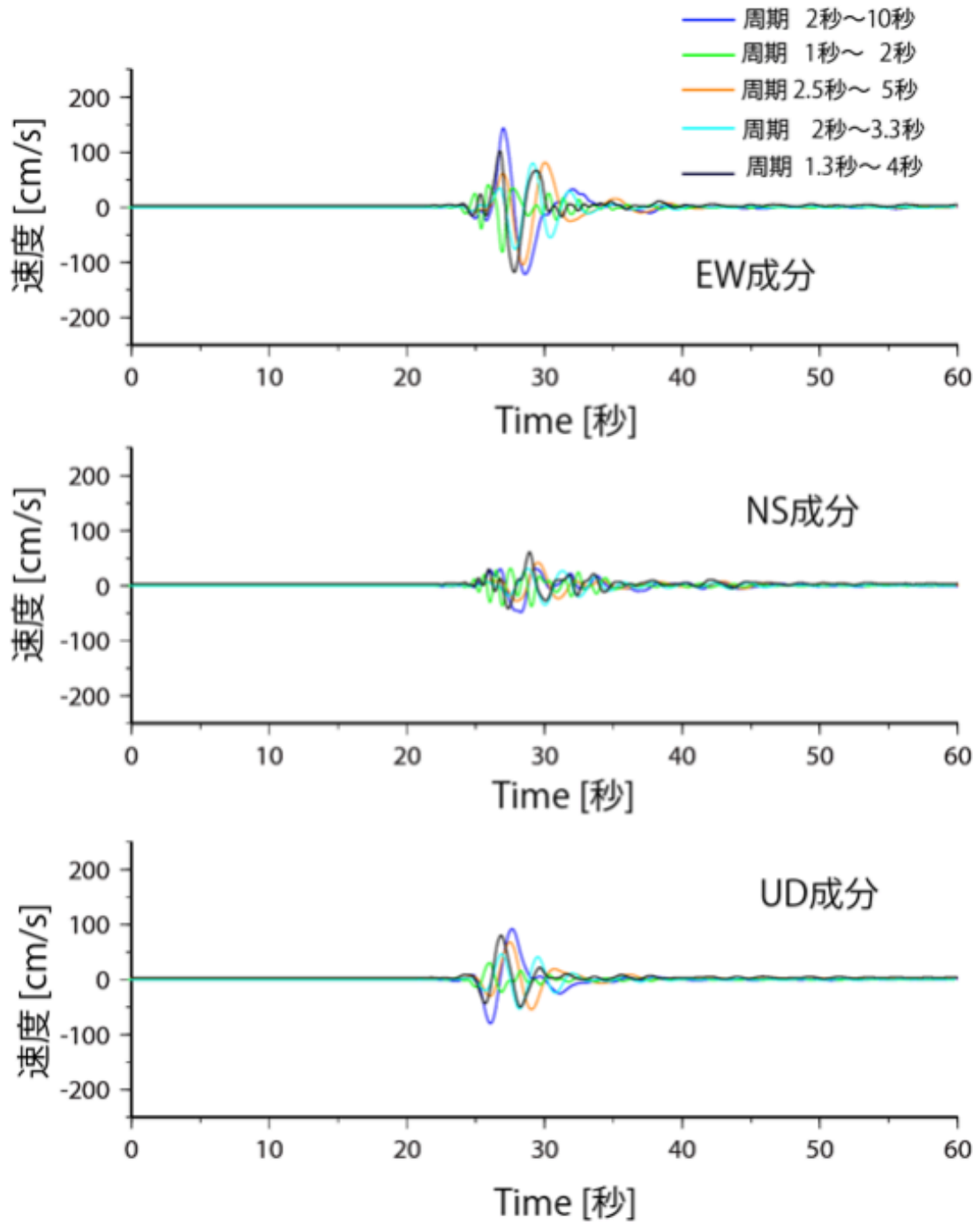


図 5.1-5 西原村(番号：93048)で記録が得られた地震の震央
(星印, Asano and Iwata 2016¹⁰)に加筆)



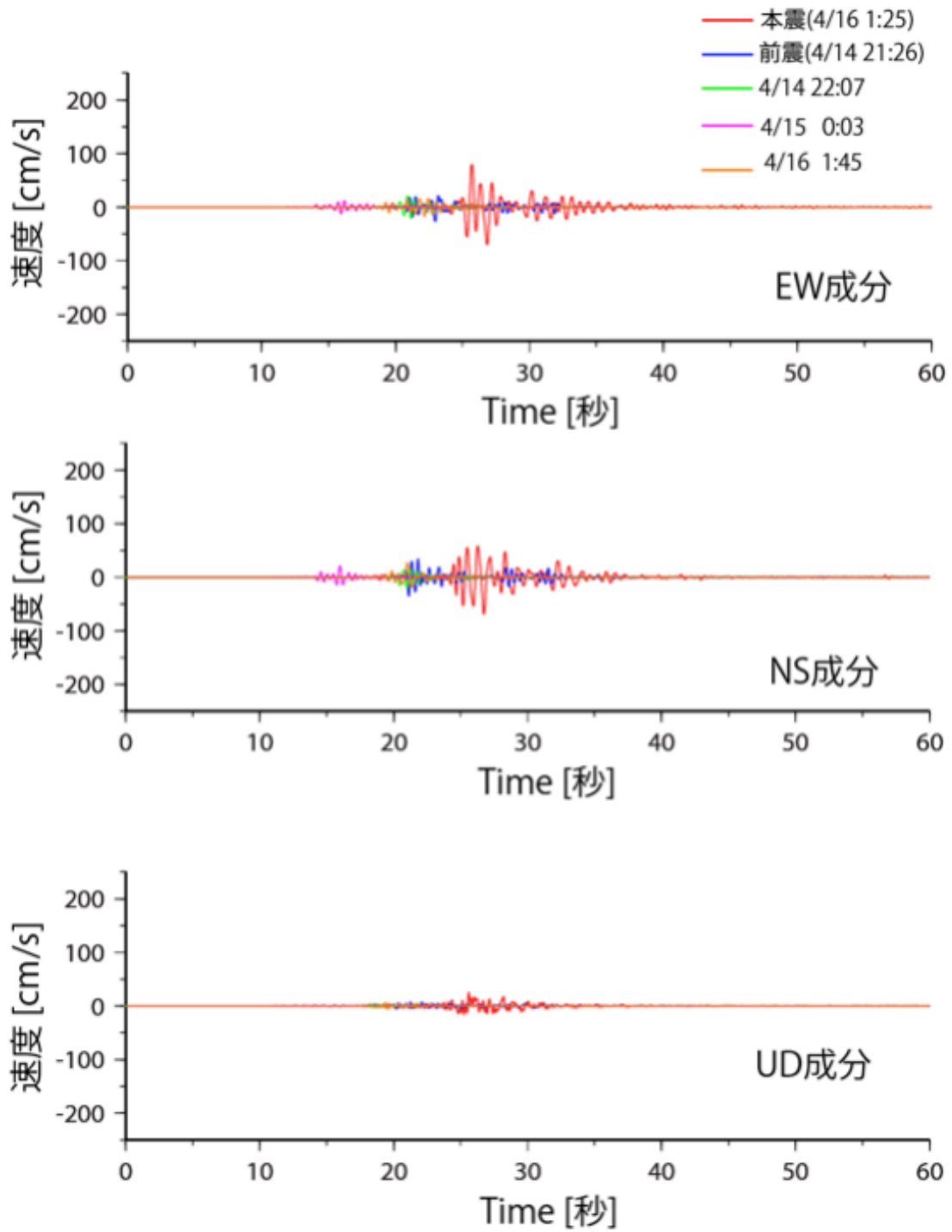
(1) 周期 0.1 秒～10 秒

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



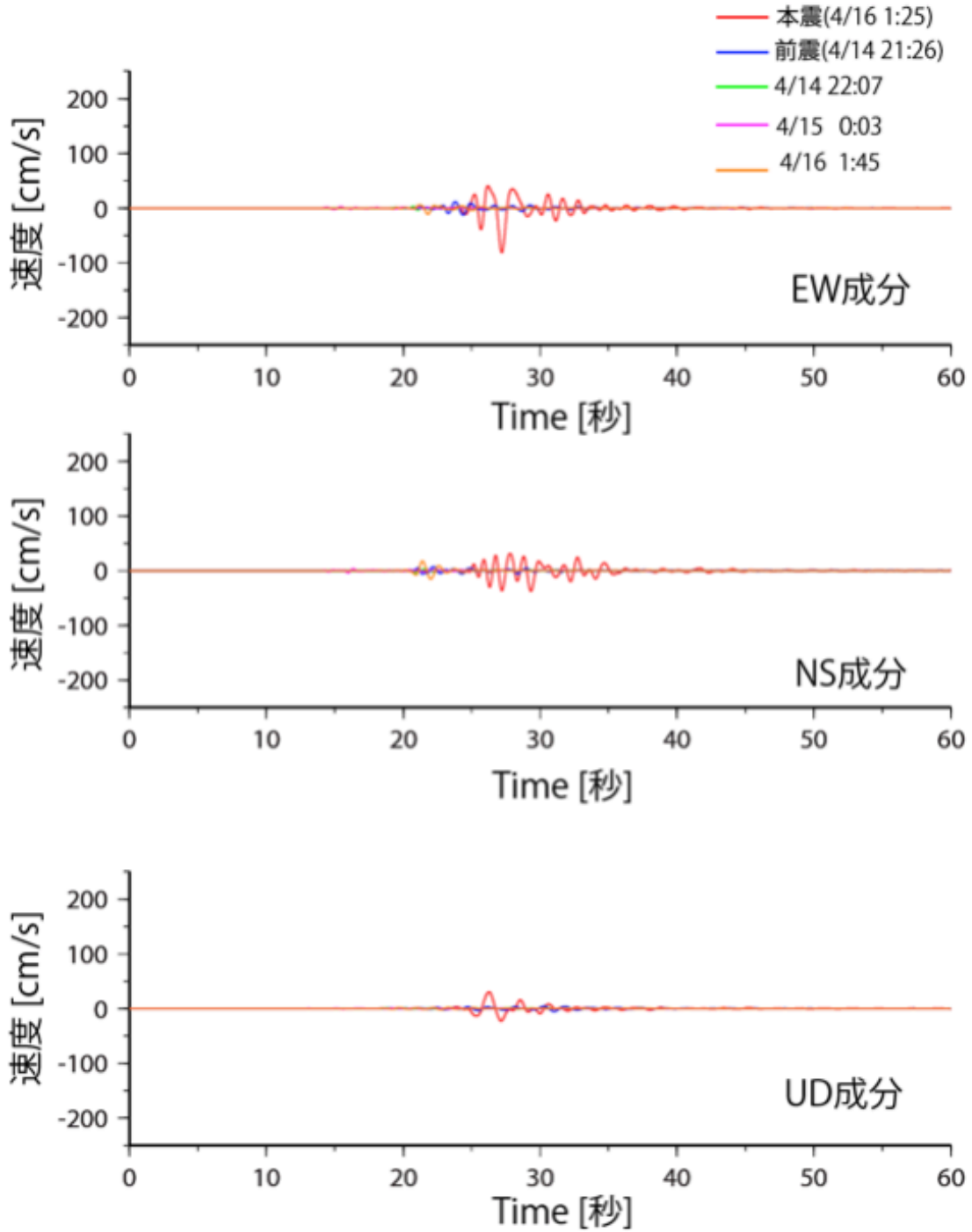
(2) 周期 1 秒～10 秒

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



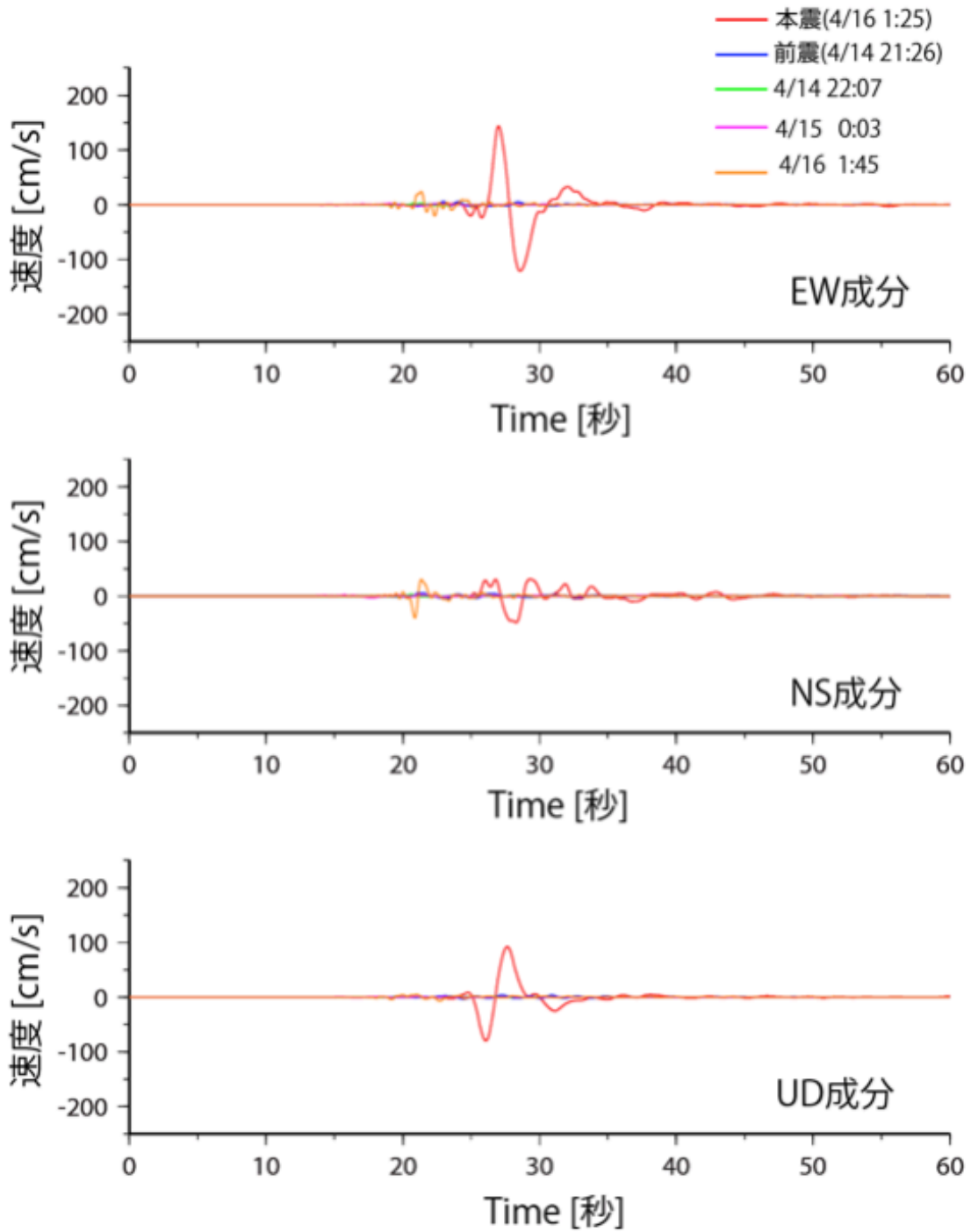
(1) 周期 0.1 秒～周期 1 秒

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)

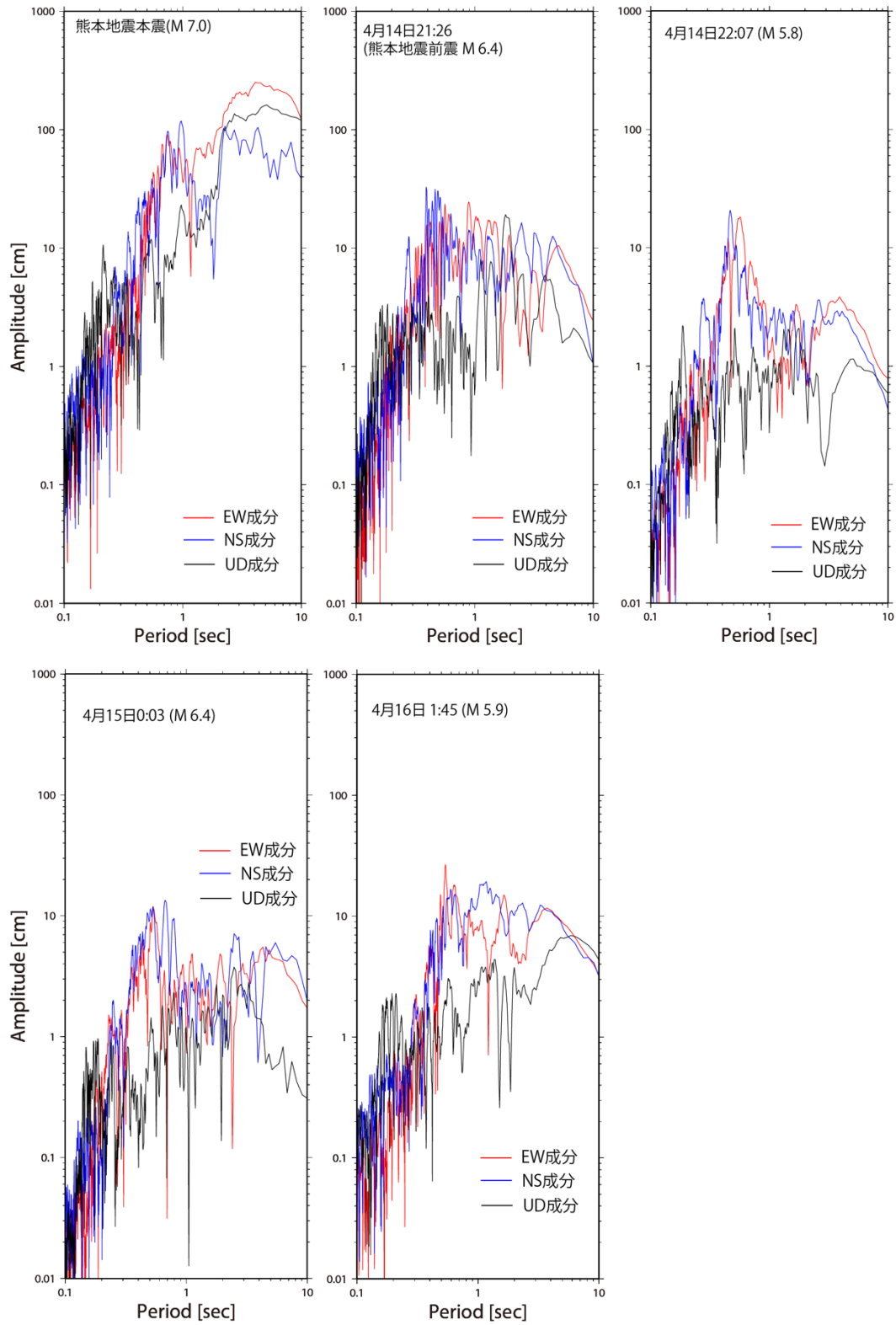


図 5.1-8 西原村で得られた各地震の観測記録のフーリエスペクトル

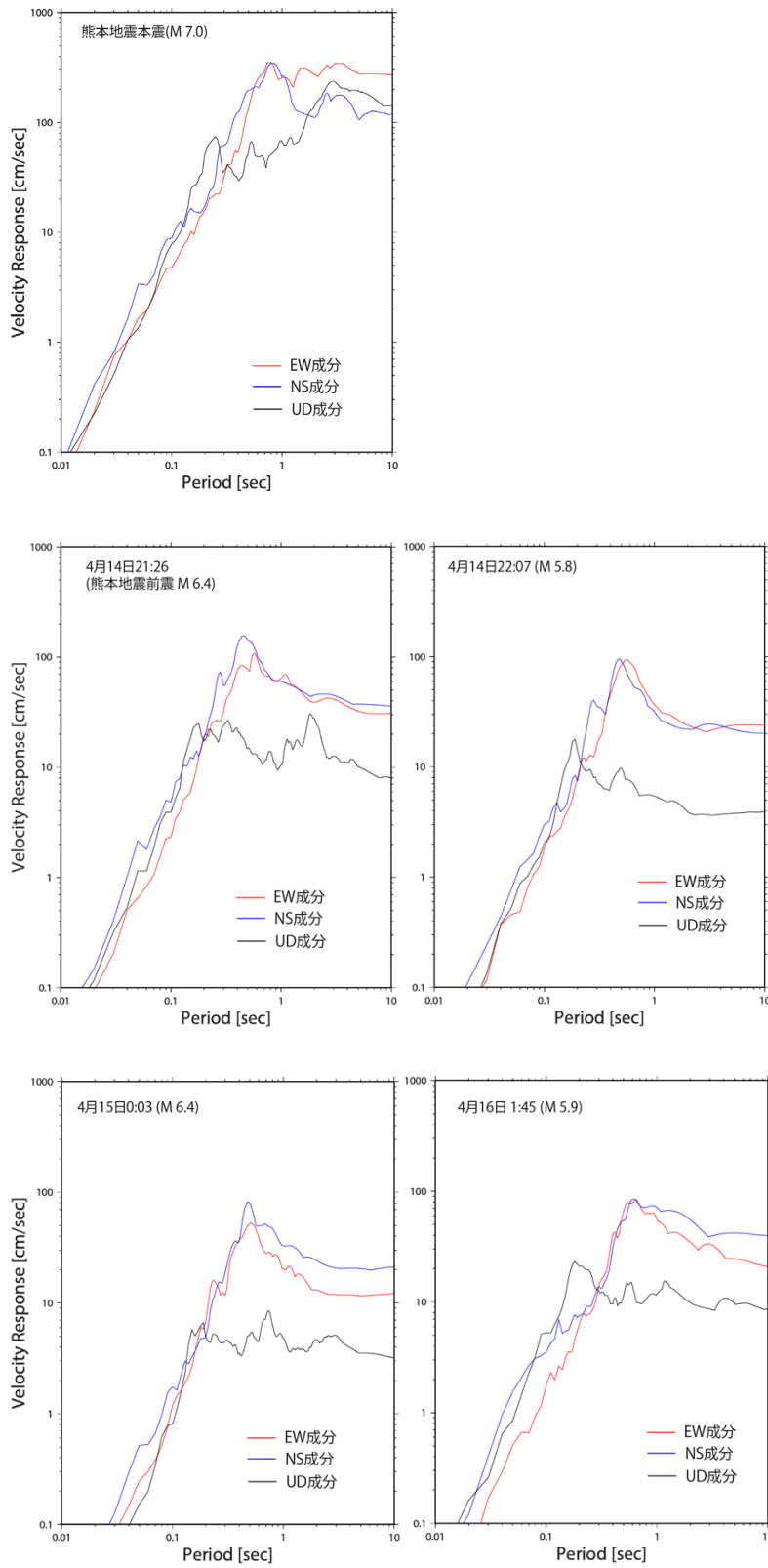


図 5.1-9 西原村で得られた各地震の観測記録の速度応答スペクトル(h=5%)

(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。

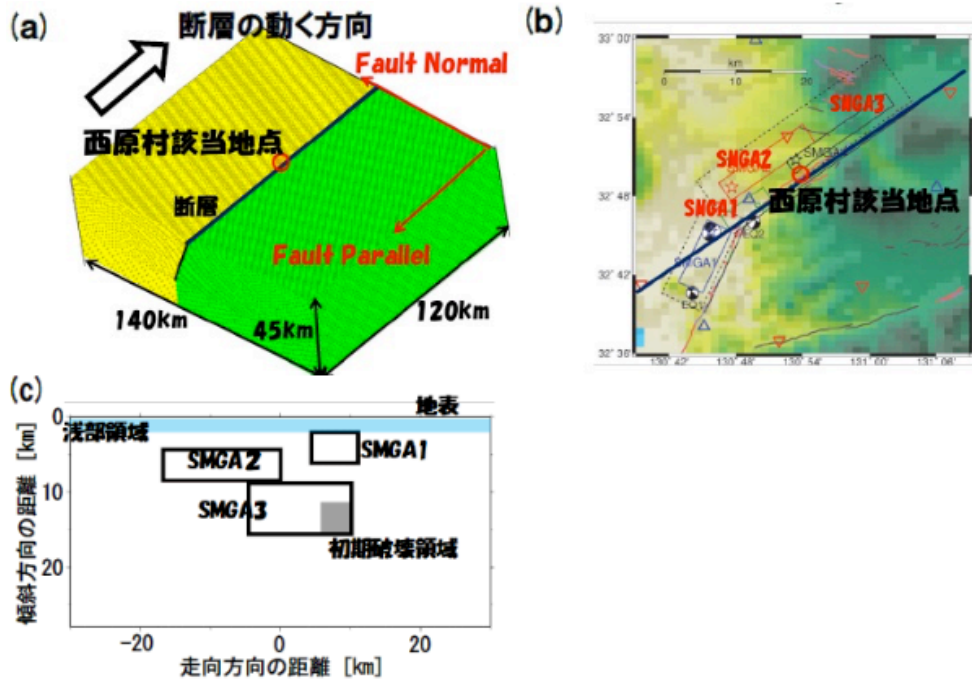


図 5.1-10 シミュレーションの計算領域と断層との位置関係(a)，佐藤(2017)²⁾のモデルの布田川セグメントとの対応関係図(b)とモデル上の各領域の位置関係(c)

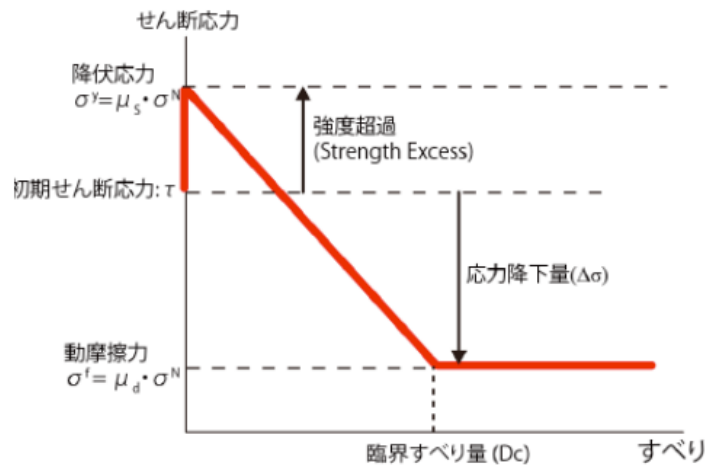


図 5.1-11 計算に用いたすべり弱化則¹⁾

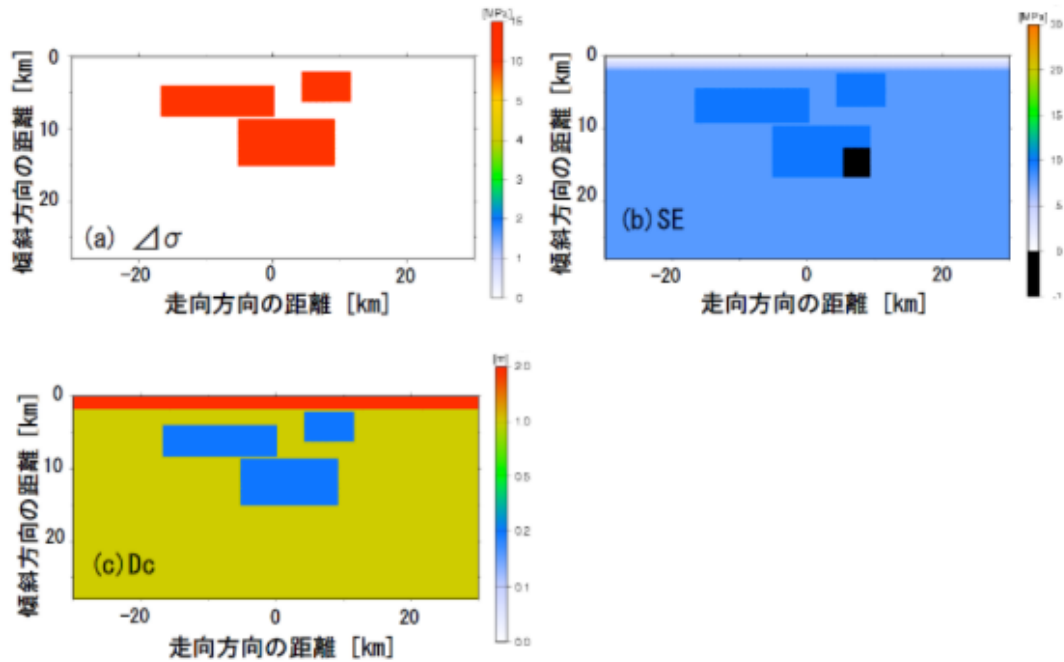


図 5.1-12 シミュレーションで設定した初期パラメータ分布

(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降下量が 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。

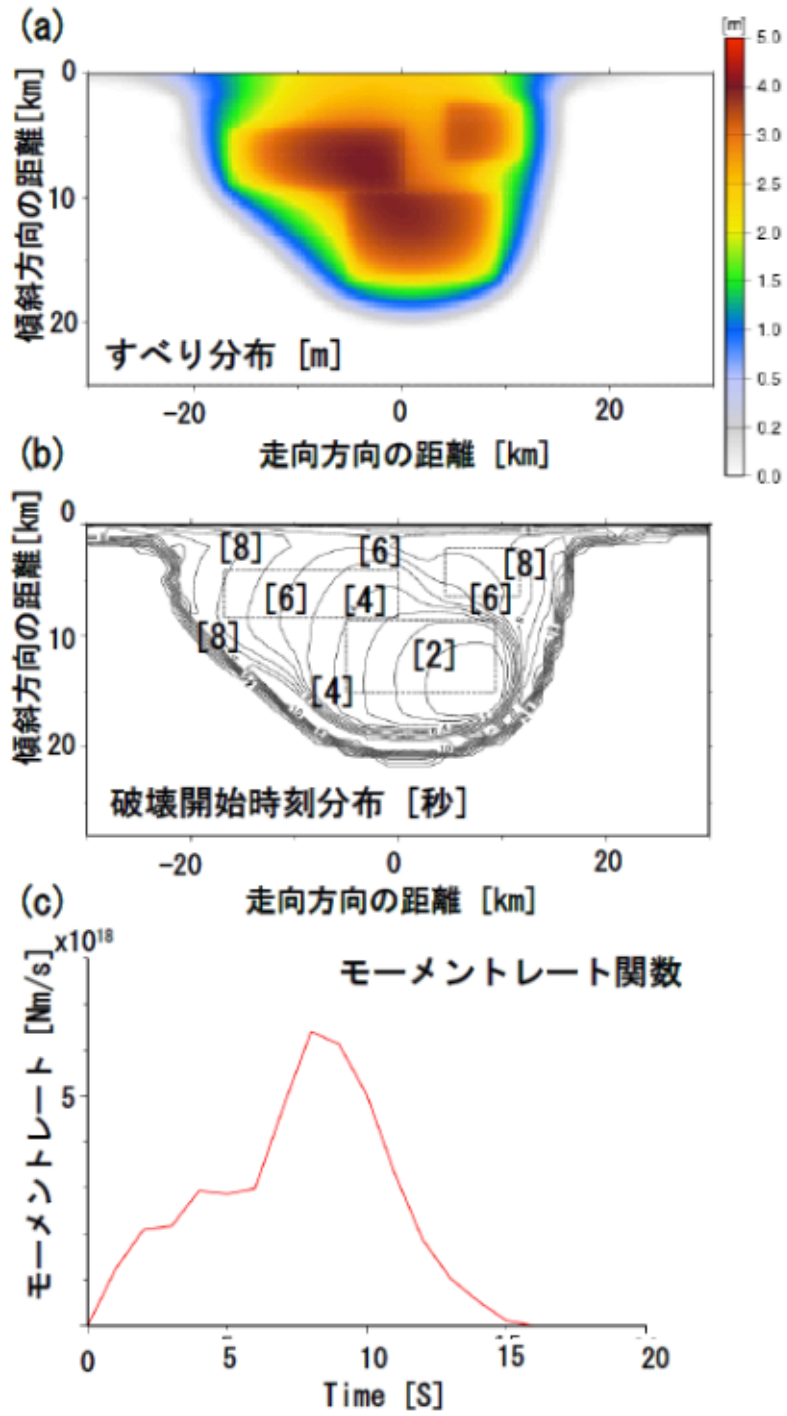


図 5.1-13 シミュレーション結果

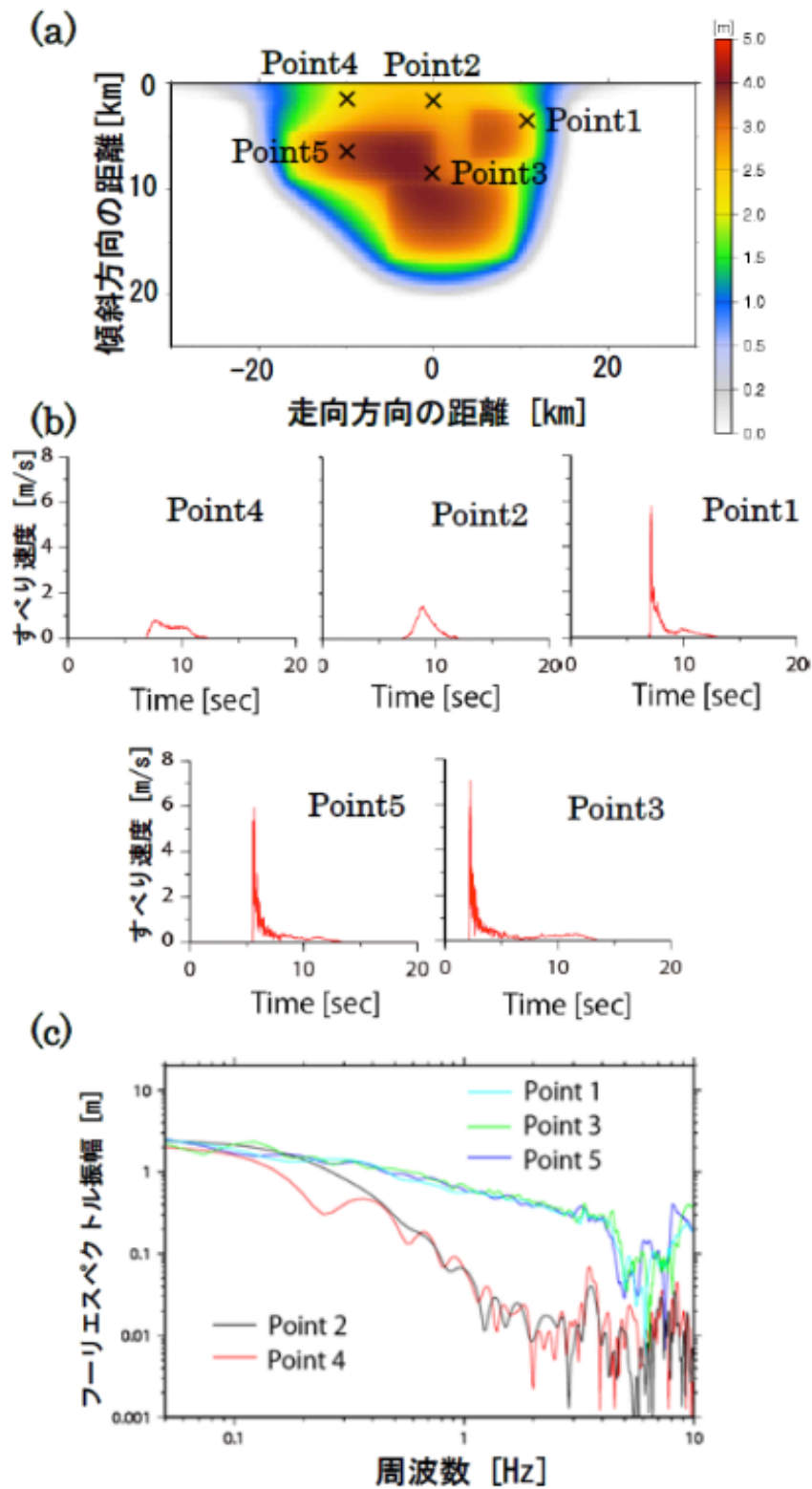


図 5.1-14 断層面上の各地点(a)におけるすべり速度時間関数(b)とそのフーリエスペクトル(c)

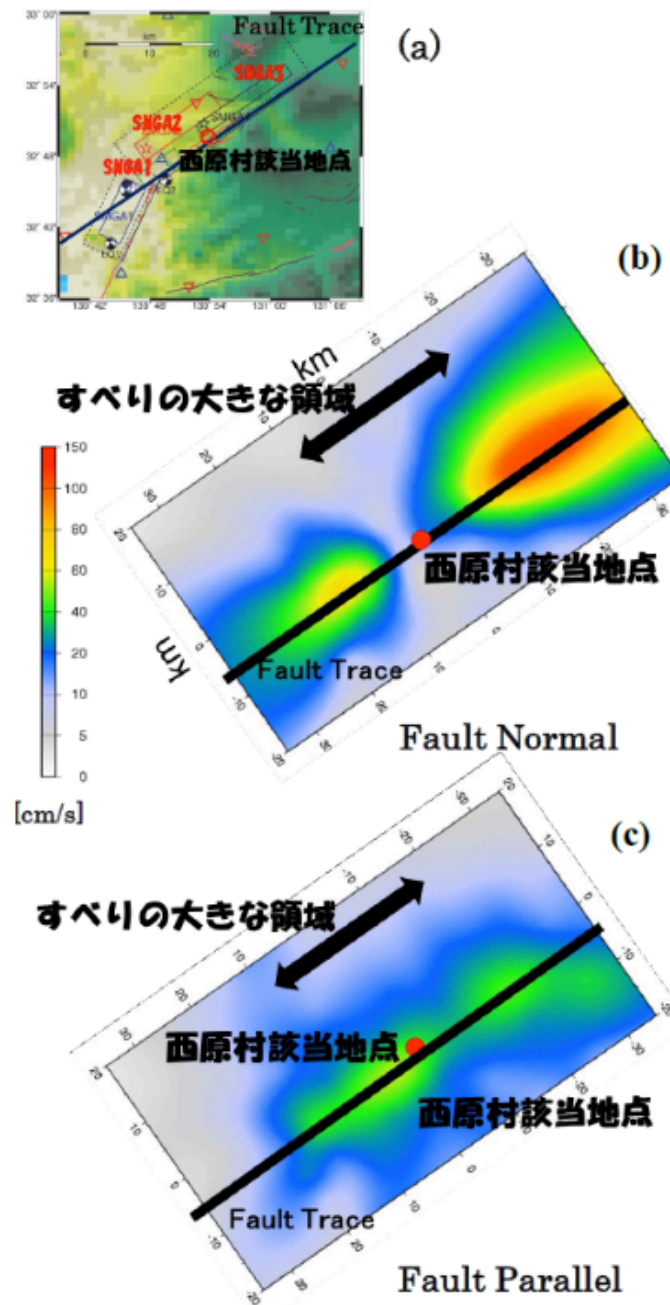


図 5.1-15 佐藤(2017)²⁾と本検討モデルでの Fault Trace との位置関係(a)と Fault Normal 成分(b)、Fault Parallel 成分(c)の最大速度分布

(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学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。

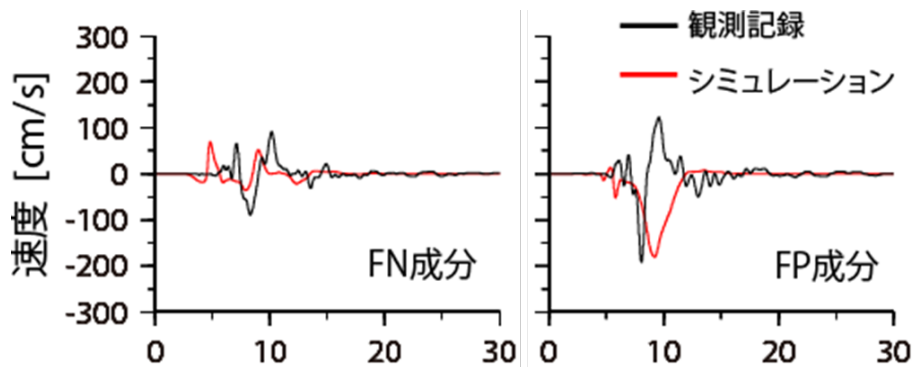


図 5.1-16 西原村該当地点での地震動シミュレーション結果

(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、通常の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の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 (通常の地震は 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、共通して通常の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。通常の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 (図 5.2.1)。通常の地震は、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⁾)。通常の地震に比べて、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。

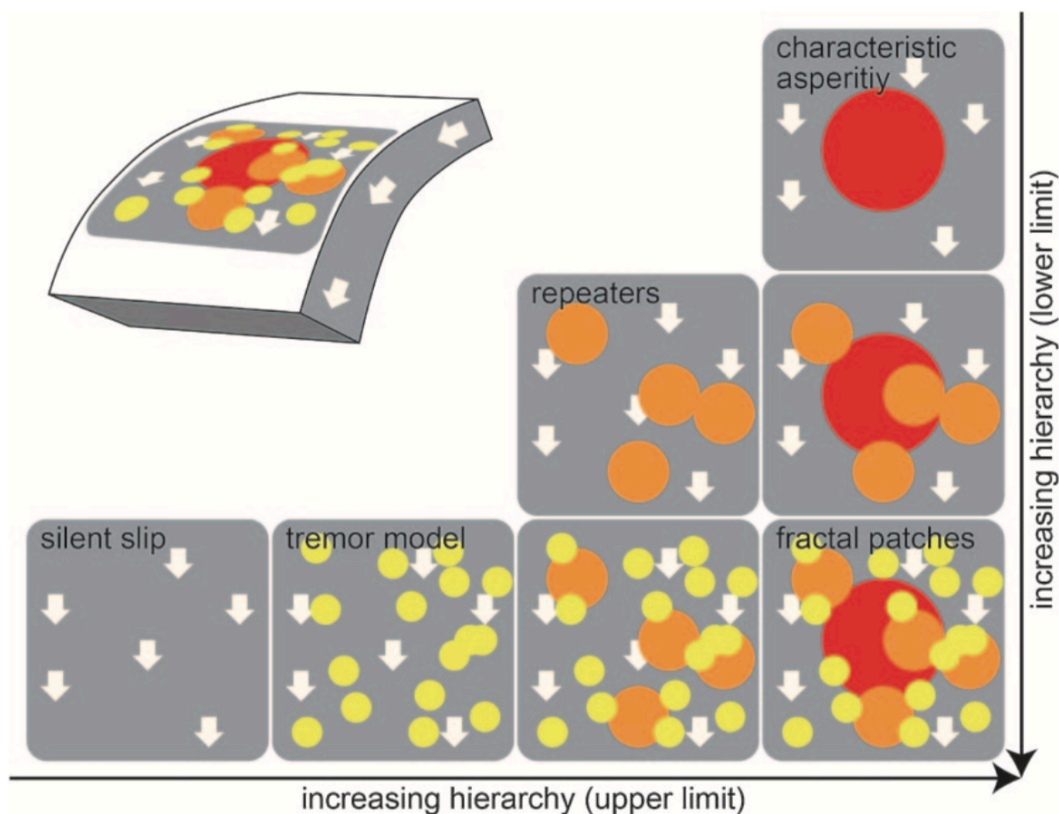


図 5.2-1 強度（破壊エネルギー）パッチの階層モデル（Ide, 2014³⁰⁾）

(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.