

# 港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE  
OF  
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

**No.1401**      March 2022

フリングステップを考慮できる複合型震源モデルの提案

野津 厚, 呉 双蘭, 長坂 陽介

国立研究開発法人 海上・港湾・航空技術研究所

National Institute of Maritime,  
Port and Aviation Technology, Japan

## 目 次

要 旨 .....	3
1. まえがき .....	4
2. 複合型震源モデル.....	5
2.1 複合型震源モデルの全体像.....	5
2.2 離散化波数法の概要 .....	6
3. 離散化波数法の計算条件 .....	7
3.1 永久変位に関する静的な解析解との比較.....	7
3.2 増田・引間による解析解との比較 .....	11
4. 熊本地震本震への適用 .....	13
4.1 国土地理院による震源断層モデルとその適用.....	13
4.2 アスペリティの考慮 .....	17
5. まとめ .....	17
6. おわりに .....	21
参考文献 .....	21

# A Composite Source Model Capable of Generating Fling Steps

Atsushi NOZU\*

Shuanglean WU\*\*

Yosuke NAGASAKA\*\*\*

## Synopsis

During large crustal earthquakes, strong ground motions with a significant amount of residual displacement are observed if the rupture of the fault approaches very close to or reaches the earth's surface. Those ground motions are often called 'fling steps'. Fling steps are mainly due to the rupture of shallower parts of the fault. During the mainshock of the 2016 Kumamoto earthquake, significant fling steps were observed because the rupture reached the surface. On the other hand, during the 1995 Kobe earthquake, the rupture did not reach the surface in the Kobe side and the devastating ground motions were mainly associated with the rupture of deeper asperities. This was the reason why the conventional studies related to design ground motions were mainly focused on the rupture of deeper asperities and less attention was paid to fling steps. In this study, we propose a composite source model which can consider fling steps in addition to strong ground motions from deeper asperities. The source model comprises of Domain A representing deeper asperities and Domain B which reaches the surface and generates fling steps. The ground motions from Domain A are calculated by the corrected Empirical Green's function method, while the ground motions from Domain B are calculated by the discrete wavenumber method because the reflection coefficients at the free surface should rigorously be considered for the calculation of the fling steps. In this study, first, the results of the discrete wavenumber method were compared with analytical results including Okada's analytical solutions for static crustal deformations to understand the criteria for accurately calculating fling steps with the discrete wavenumber method. Then a composite source model was actually developed for the mainshock of the 2016 Kumamoto earthquake. The authors' intention was to develop a simple model which can be easily handled by engineers. For this reason, the geodetic fault model by the GSI was used as a starting point and parameters related to the temporal evolution of the slip were added to form Domain B. Then it was combined with Domain A representing asperities to form a composite source model. The simulation results showed that the composite source model can well reproduce near-source displacement and velocity waveforms including fling steps, although the model was a relatively simple one in a sense that the slip-velocity function and the rise time were uniform for each of the faults in Domain B.

**Key Words:** Fling step, source model, fault, earthquake ground motion, discrete wavenumber method

---

\* Director of Earthquake Disaster Prevention Engineering Department

\*\* Postdoctoral Researcher, Engineering Seismology Group, Earthquake Disaster Prevention Engineering Department

\*\*\* Senior Researcher, Engineering Seismology Group, Earthquake Disaster Prevention Engineering Department  
3-1-1 Nagase, Yokosuka, 239-0826 Japan

Phone : +81-46-844-5058 Fax : +81-46-844-0839 e-mail: nozu@p.mpat.go.jp

# FRINGING STEPSを考慮できる複合型震源モデルの提案

野津 厚\*・呉 双蘭\*\*・長坂 陽介\*\*\*

## 要 旨

規模の大きい内陸地殻内地震において、断層の破壊が地表付近まで到達する場合や、地表地震断層が現れる場合は、その近傍において永久変位成分を含む地震動が生じる。このような永久変位成分を含む地震動はFRINGING STEPSと呼ばれることが多い。FRINGING STEPSは主に断層浅部のすべりにより生じるものであり、断層の破壊が地表に到達した 2016 年熊本地震本震では顕著であったが、断層の破壊が地表に到達しなかった 1995 年兵庫県南部地震の神戸側では、断層深部に位置するアスペリティの破壊による影響が支配的であり、FRINGING STEPSは顕著でなかった。このため、従来の設計地震動に関する研究では、深部に位置するアスペリティの破壊による影響が主に考慮され、浅部のすべりの影響は十分に考慮されてこなかった。そこで本研究では、従来から考慮されているアスペリティの破壊に伴う強震動に加え、FRINGING STEPSも考慮できる複合型の震源モデルを新たに考案した。この震源モデルは、アスペリティに対応する領域 A とその外側の領域 B からなる。領域 A は深部に留まるが、領域 B は地表付近まで到達しFRINGING STEPSを生じる。領域 A からの地震動は従来通り修正経験的グリーン関数法で計算するが、領域 B からの地震動は離散化波数法で計算し、その結果を加算する。領域 B からの地震動を離散化波数法で計算するのは、FRINGING STEPSの計算において、地表面における反射係数を厳密に扱うことが必要だからである。本研究では、まず、離散化波数法による計算結果を静的な永久変位に関する解析解等と比較することで、FRINGING STEPSを正しく計算するために必要な計算条件を明らかにした。次に、複合型の震源モデルを実地震である熊本地震本震に適用した。震源モデルをできるだけ簡便で利用しやすいものとするを念頭におき、測地的データを説明するように設定された国土地理院の震源モデルを出発点とし、これに最小限の動的な情報を付与することで領域 B を設定し、これに領域 A を加えることで複合型の震源モデルを構築したところ、実際の観測事実と整合するシミュレーション結果を得ることができた。

キーワード：FRINGING STEPS，震源モデル，断層，地震動，離散化波数法

---

\* 地震防災研究領域長

\*\* 地震防災研究領域 地震動研究グループ 専任研究員

\*\*\* 地震防災研究領域 地震動研究グループ 主任研究官

〒239-0826 横須賀市長瀬3-1-1 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所 港湾空港技術研究所  
電話：046-844-5058 Fax：046-844-0839 e-mail: nozu@p.mpat.go.jp

## 1. まえがき

規模の大きい内陸地殻内地震において、断層の破壊が地表付近まで到達する場合や、地表地震断層が現れる場合は、その近傍において永久変位成分を含む地震動が生じる。このような永久変位成分を含む地震動はフリングステップと呼ばれることが多い (Hisada and Bielak, 2003)。

フリングステップは主に断層浅部のすべりにより生じるものである。1995年兵庫県南部地震の際には、神戸側の断層は淡路側の断層ほど浅部のすべりは大きくなかったため (例えばSekiguchi et al., 2000)、神戸市内で観測された地震動には顕著なフリングステップは含まれておらず、神戸市内の地震動に対しては、深部 (数km程度以深) のアスペリティの破壊による影響が支配的であった (例えば入倉, 1996)。しかしながら、2016年熊本地震本震の際には、地表まで破壊が進展したことに伴い (例えばShirahama et al., 2016)、断層近傍の西原村小森などでは顕著なフリングステップが観測された (図-1)。

フリングステップは、その立ち上がり時間が十分に大きければ、断層近傍に立地する構造物への影響は (断層をまたぐ構造物の場合を除けば) 小さいと考えられる。しかしながら、熊本地震本震の際に観測されたフリングステップは立ち上がり時間が2s程度と短く、断層をまたがない構造物に対しても顕著な応答をもたらすものであった。こうしたことから、フリングステップの重要性が再認識されており、特に建築分野において、免震構造物等への影響が精力的に研究されている (例えば林・杉野, 2018)。土木分野においても、フリングステップを構造物に動的に作用させる研究が行われるようになってきている (例えば豊岡他, 2021)。

上述のように、社会基盤施設に大被害をもたらした1995年兵庫県南部地震の神戸市内の地震動に対しては、断層深部のアスペリティの破壊による影響が支配的であったことから、これまでの設計地震動に関する研究は、断層深部のアスペリティの破壊による影響を主に考慮するという形で進められてきており、断層浅部のすべりの影響は十分に考慮されてこなかった面がある。そのため、現時点で一般に用いられている強震動シミュレーション手法は、フリングステップを考慮できないものが多い。例えば、港湾の分野で広く照査用地震動の評価に用いられている修正経験的グリーン関数法 (古和田他, 1998; 野津・菅野, 2008; 野津他, 2009) は、兵庫県南部地震の神戸市内の地震動など、永久変位成分が支配的でない場合の震源近傍地震動の計算において実績があるが、そのままではフリングステップを含む地震動を計算することができない。こうした状況は、フリングステップの構造物への影響を調べる必要性が増していることを考慮すると不都合であると考えられる。

そこで本研究では、従来から設計において考慮されているアスペリティの破壊に伴う強震動に加え、フリングステップも考慮できる複合型の震源モデルを新たに考案し、これにより強震動シミュレーションを行うことを提案する。提案する震源モデルは、アスペリティに対応する領域Aとその外側の領域Bからなる。領域Aは深部に留まるが、領域Bは地表付近まで到達しフリングステップを生じる。領域Aからの地震動は従来通り修正経験的グリーン関数法で計算するが、領域Bからの地震動は離散化波数法 (Bouchon, 1981; Bouchon, 2003) で計算し、その結果を加算する。領域Bからの地震動を離散化波数法で計算するのは、フリングステップの計算において、地表面における反

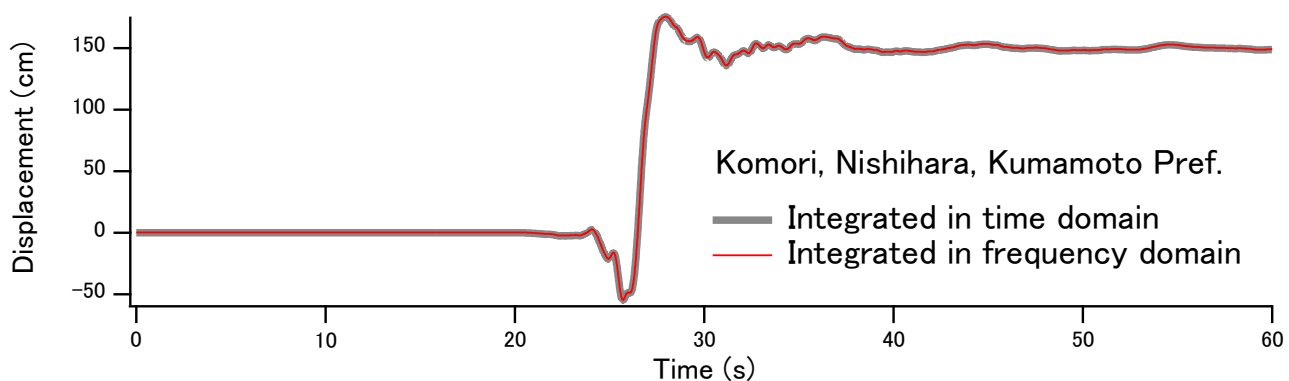


図-1 熊本地震本震の際に西原村小森で得られた強震記録を積分して得られた変位波形 (野津, 2018a), 縦軸: 変位, 横軸: 時間, 灰色線: 時間領域での積分結果, 赤線: 周波数領域での積分結果. この場合150cm程度の残留変位が生じていることがわかる. すなわち, 揺れが収まった時には, 地震前とは異なる位置で地盤が停止している. このような永久変位成分を含む地震動をフリングステップと呼ぶ.

射係数を厳密に扱うことが必要だからである。

以下においては、まず、離散化波数法による計算結果を静的な永久変位に関する解析解等と比較することで、FRINGINGステップを正しく計算するために必要な計算条件を明らかにする。次に、複合型の震源モデルを実地震である熊本地震本震に適用し、その妥当性を検討する。

一般に強震動シミュレーションの研究では、実現象の再現を目指すのか、将来の予測や設計のために簡便で利用しやすい手法の開発を目指すのかによって、アプローチがかなり変わってくる。熊本地震本震のFRINGINGステップについても、実現象としてどのようなものであったかについての研究は他の研究機関によりかなり行われている。それらの研究では、断層面の形状もより複雑なものを考え、断層面上のすべり量分布についてもより複雑なものを考えることで、実現象の再現を目指すといったアプローチがとられる。しかし、仮に複雑な断層形状やすべり分布を有するモデルにより観測結果を事後に高精度で再現できたとしても、今後起こるであろう地震に対して同様のモデルを事前に構築することは困難であるから、工学的メリットは少ない。それに対して、比較的シンプルなモデルで観測結果を一定の精度で再現できるならば、同様のモデルを将来の地震に対して適用できる可能性が出てくる。本研究の目指すところはここにある。したがって、本研究で提案する複合型の震源モデルは、既往の研究（例えば田中他，2018；貴堂・永野，2020）でFRINGINGステップの再現に用いられているモデルと比較して、よりシンプルなものとなっている。

## 2. 複合型震源モデル

### 2.1 複合型震源モデルの全体像

本研究で提案する複合型震源モデルは、従来から設計において考慮されているアスペリティの破壊に伴う強震動に加え、FRINGINGステップも考慮できるものである。図-2に複合型震源モデルの概念図を、表-1にモデル化の基

本的考え方を示す。この震源モデルは、アスペリティに対応する領域Aとその外側の領域Bからなる。領域Aは深部に留まるが、領域Bは地表付近まで到達しFRINGINGステップを生じる。ここで言う深部とは少なくとも数km以深という意味である。もともと内陸地殻内地震は深さ20km程度の範囲で起きるが、耐震設計用の地震動を計算する際は、従来は地表面から3km程度の範囲は地震波を出さないと考え、かつ、領域Aからの地震動を計算するだけで足りると考えられていた。実際、兵庫県南部地震などの揺れは領域Aだけで十分に説明できてしまう。しかし、領域Aからの地震動は残留変位を説明できず、残留変位成分を顕著に含む地震動を説明するためには領域Bも必要となる。領域Bは深部も含め設定されるが、特に断層近傍での地震動を計算する場合、浅部の影響が支配的となる。

領域Aからの地震動は従来通り修正経験的グリーン関数法（古和田他，1998；野津・菅野，2008；野津他，2009）



図-2 複合型震源モデルの概念図

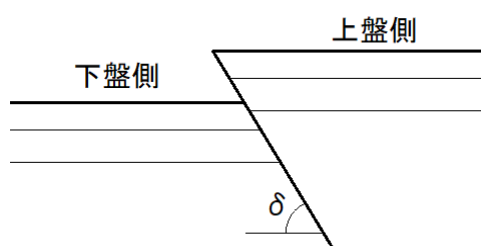


図-3 上盤側と下盤側の変位

表-1 複合型震源モデルの基本的考え方

	モデル化の方法	主な計算対象	計算手法
領域B	一様な断層モデルに動的な情報を追加	(主に浅部のすべりに起因する)FRINGINGステップ	半無限地盤を対象とした離散化波数法
領域A	深部にアスペリティを配置	深部のアスペリティに起因する強震動	修正経験的グリーン関数法(従来手法)

で計算するが、領域Bからの地震動は離散化波数法 (Bouchon, 1981; Bouchon, 2003) で計算し、その結果を加算する。領域Bからの地震動を離散化波数法で計算するのは、フリグステップの計算において、地表面における反射係数を厳密に扱うことが必要だからである。例えば図-3に示すような逆断層を考えた場合、例えば鉛直方向のズレが1mとなる場合であっても、上盤側が0.5m上昇し、下盤側が0.5m下降して、その和が1mとなるわけではない。自由表面の影響により上盤側の永久変位の方が大きいことが一般的である。その割合は、断層の傾斜角(図-3の $\delta$ )やすべり角(断層面上で上盤側が下盤側に対して相対的にどちら向きに動くかを表す角度で、0度のときに純粋な左横ずれ断層、90度のときに純粋な逆断層、180度のときに純粋な右横ずれ断層、270度のときに純粋な正断層である)などに依存して決まってくる。一方、修正経験的グリーン関数法などの一般的な強震動シミュレーション手法では、まず、震源断層を挟んで対称な地震動が生成され、これが自由端反射条件により単純に2倍されると考えることが一般的なので、上盤側と下盤側の永久変位の違いを表現することは困難である(サイト特性の違いは考慮できるが)。近地項や中間項の影響を考慮できる発展的な手法(野津, 2006)を用いたとしても事情は同じである。上盤側と下盤側の永久変位の違いを正しく計算するためには、自由表面における境界条件を厳密に扱うことのできる手法を用いることが本質的に重要である。このことが、領域Bからの地震動を離散化波数法で計算する理由である。

本研究では、震源モデルをできるだけ簡便で利用しやすいものとするとの観点から、領域Bとしてはできるだけシンプルなものを考える。すなわち、個々の地震を表現するために複数枚の面を考えることはあっても、個々の面内ではすべり量やすべり速度時間関数は一様と考える。また、同様に、震源モデルをできるだけ簡便で利用しやすいものとするとの観点から、領域Bからの地震動は半無限地盤を対象とした離散化波数法で計算する。その際、領域Bからは0.5Hz以下の周波数成分のみが生成されると仮定し、0.5Hz以下の周波数成分のみを計算の対象とする。

上述のような様な断層モデルと半無限地盤の組み合わせによりフリグステップを十分に再現できることは熊本地震本震のデータから確認できる。この点については4.で述べる。

## 2.2 離散化波数法の概要

離散化波数法(Bouchon, 1981; Bouchon, 2003)では、半無限地盤および水平成層地盤の任意の位置に単位インパ

ルス力を作用させた場合の波動場、すなわち半無限地盤および水平成層地盤のグリーン関数を計算することができる。また、これをもとに、せん断食い違い型点震源による波動場、すなわち点震源による地震動を計算することができる。さらに、点震源による地震動を多数重ね合わせることで、面的な広がりをもった震源に対する地震動を計算することができる。このとき、3.で述べるように、断層面上に十分に密に点震源を配置することにより、永久変位成分を正確に含む地震動を求めることができる。

離散化波数法では、震源から放射される地震波を様々な周波数と様々な波数 $k$ を有する地震波の重ね合わせで表現する。ここで言う波数とは、厳密に言えば波数の水平成分のことである。波数の小さな地震波はテイクオフ・アングル(進行方向と水平面のなす角)の大きい波に対応しており、波数の大きな地震波はテイクオフ・アングルの小さい波に対応している(図-4)。つまり、離散化波数法では、震源から放射される地震波を様々な周波数と様々なテイクオフ・アングルを有する波に分けて考える。水平な地層境界に入射した地震波は透過もしくは反射するが、このとき、地層境界が水平であれば地震波の波数は変化しない性質がある。そのため、半無限地盤および水平成層地盤では、地震波の透過と反射は周波数と波数に対して独立に計算できる。そこで、周波数毎、波数毎に透過と反射の計算を行い、その結果をすべての周波数と波数について重ね合わせれば、任意の地点でのグリーン関数が求まる。以上が離散化波数法の概要である。離散化波数法の詳細については、最初の提案者であるBouchon自身の論文が参考になるほか、より詳しい定式化については野津(2018b; 2018c)も参考になる。

さて、離散化波数法では、解が波数に関する無限級数の形で与えられるため、実際の計算では無限級数をどこかで打ち切らなければならない。その際の打ち切り波数 $k_{max}$ の決め方が、離散化波数法における誤差要因の一つとなり得る。フリグステップを正しく計算するためには、震源が浅い場合の計算が重要であるが、震源が浅い場合、打ち切り波数に対してより厳しい条件が求められるため、打ち切り波数に関する検討を慎重に行う必要がある。また、面的な広がりをもつ断層は小断層の集合で表現されるが、その際の小断層のサイズの決め方も、離散化波数法における誤差要因の一つとなり得る。フリグステップを正しく計算するためには、断層面が近い場合の計算が重要であるが、断層面が近い場合、小断層サイズに対してより厳しい条件が求められるため、小断層サイズに関する検討を慎重に行う必要がある。

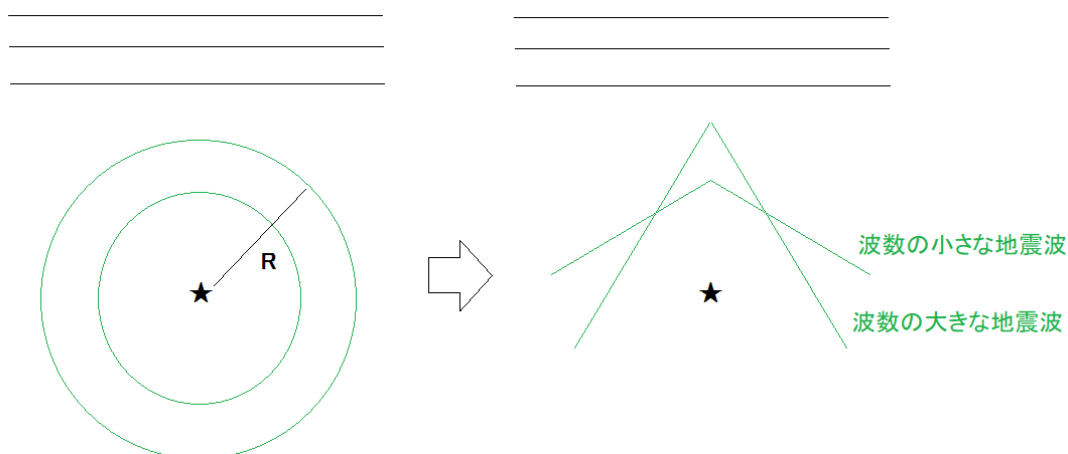


図-4 震源から放射される球面波（左）と様々なテイクオフ・アングルをもつ波の重ね合わせ（右）

以上のことから、3.においては、離散化波数法の誤差要因のうち、波数に関する和を計算する際の打ち切り波数 $k_{max}$ と小断層サイズの二点に着目し、離散化波数法による計算結果を静的な永久変位に関する解析解等と比較することで、フリングステップを正しく計算するために必要な計算条件について検討する。

### 3. 離散化波数法の計算条件

フリングステップを含む断層近傍地震動への離散化波数法の適用性に関する検証 (verification) の事例としては、離散化波数法による計算結果と永久変位に関する (静的な) 解析解 (Okada, 1985) との比較を行った事例 (Honda and Yomogida, 2003) があるが、震源深さが100m未満といった厳しい条件での検討はこれまで十分に行われていない。また、永久変位に至る過程を含む変位波形について解析解との比較による verification を行った事例は著者らの知る限り存在しない。これは、永久変位に至る過程を含む変位波形についての解析解が得られている場合が少ないためと考えられる。なお、ここでは、断層面上での面積分を解析的に実施したものを解析解と定義している。

そこで、前者については、震源深さが100m未満といった厳しい条件を考え、離散化波数法による計算結果と永久変位に関する静的な解析解 (Okada, 1985) との比較を行った。また、後者については、上記の意味での数少ない解析解の一つである増田・引間による解析解 (増田・引間, 2002; 野津, 2017) を用い、断層近傍地震動の計算手法としての離散化波数法の verification を行い、波数に関する和を計算する際の打ち切り波数 $k_{max}$ や小断層サイズに関す

る知見を得ることを試みる。

なお、離散化波数法では、震源から放射される地震波を様々な波数を有する地震波の重ね合わせで表現する際、媒質が非減衰であるならば、特定の波数に対応する項の分母が0となってしまう、精度良く計算できなくなる問題がある (野津, 2018b)。そこで、離散化波数法が提案された当初 (Bouchon, 1981) から、周波数に僅かに虚部を導入 (Phinney, 1965) して分母が0となることを回避することが提案されていた。本研究の離散化波数法でも一貫してこの方法を採用している。その際の計算条件として、角周波数 $\omega$ に導入する虚部の大きさは $\lambda = 2\pi/T$ とした。ここに $T$ は離散フーリエ変換に用いるデータ長である。この方法を用いる場合、計算過程の最後にフーリエ逆変換で時刻歴波形を得る際に波形の尾部にノイズが生じる (野津, 2018s)。そこで、本研究では、あらかじめ必要なデータ長の2倍のデータ長で計算しておき、後半を棄却したものを計算結果とした (例えば計算結果として長さ8sの波形を得るためには、離散フーリエ変換に用いるタイムウィンドウは2倍の16sとし、最終的に得られる波形の後半部分を棄却した)。

#### 3.1 永久変位に関する静的な解析解との比較

まず、半無限地盤における永久変位に関する岡田による解析解 (Okada, 1985) との比較を行った。その際に着目したのは、波数に関する和を計算する際の打ち切り波数 $k_{max}$ と小断層サイズである。

打ち切り波数 $k_{max}$ については次のような考察が可能である。離散化波数法においては、無限級数の各項には指数関数が現れるが、この指数関数は、フリングステップの計算において重要となる低周波側の極限では $e^{-kz_s}$ のような



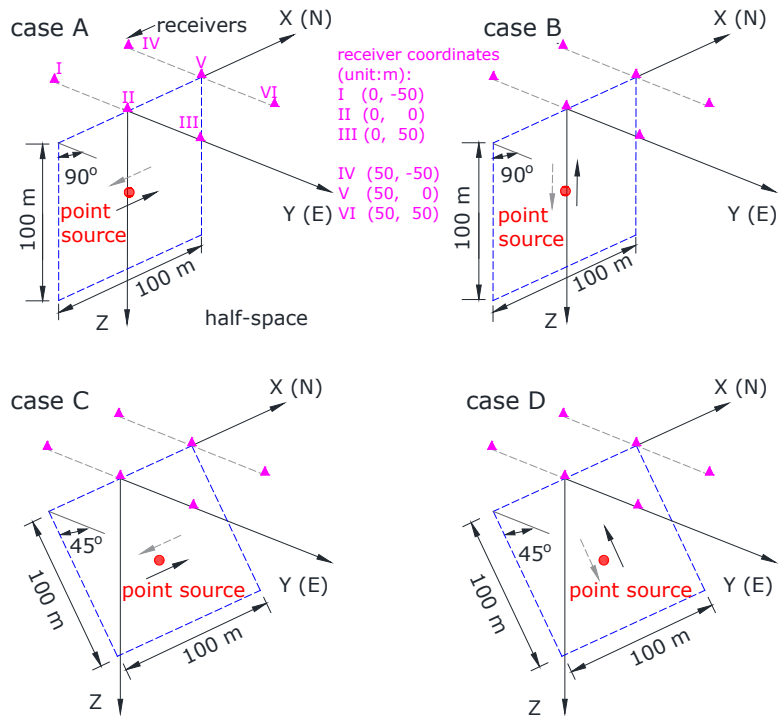


図-5 計算対象とした点震源. Nは北, Eは東,  $z = 0$ は地表面を表す. 赤丸は点震源 (point source) を表す. ローマ数字の I ~ VIは計算地点 (receivers) を表す.

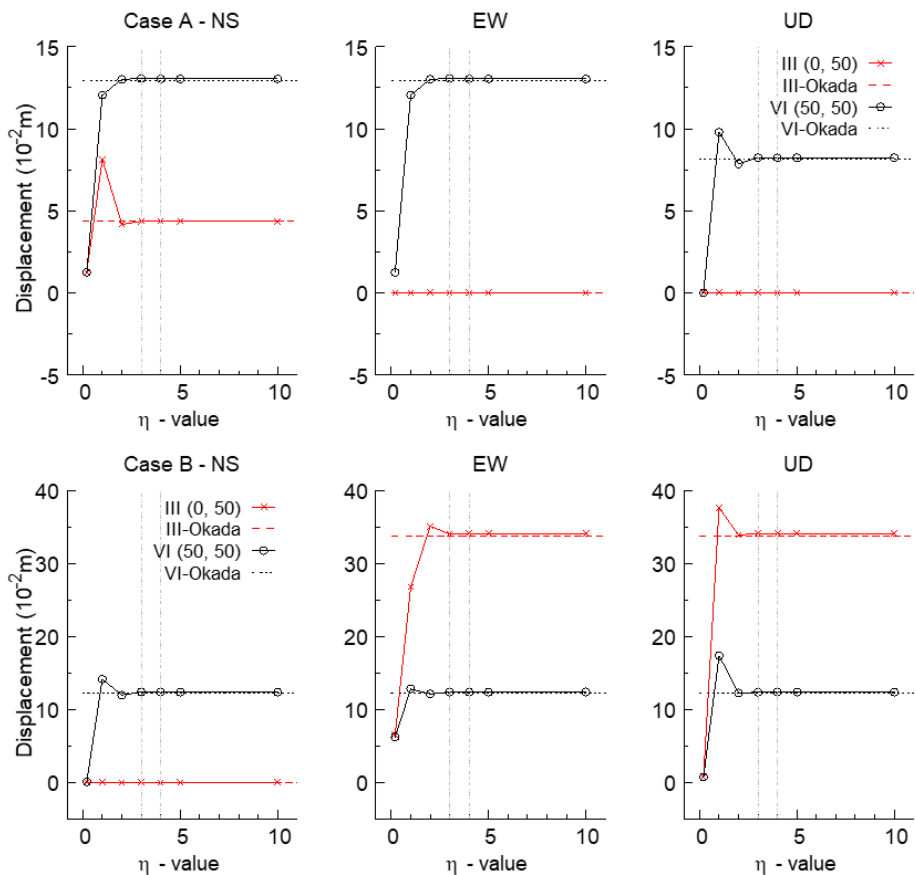


図-6 岡田による解析解との比較 (点震源に対する結果), 縦軸: 変位, 横軸:  $k_{\max} = \eta\pi/z_s$ とした場合の $\eta$ の値, 破線: 岡田による解析解, マーカー: 離散化波数法の結果

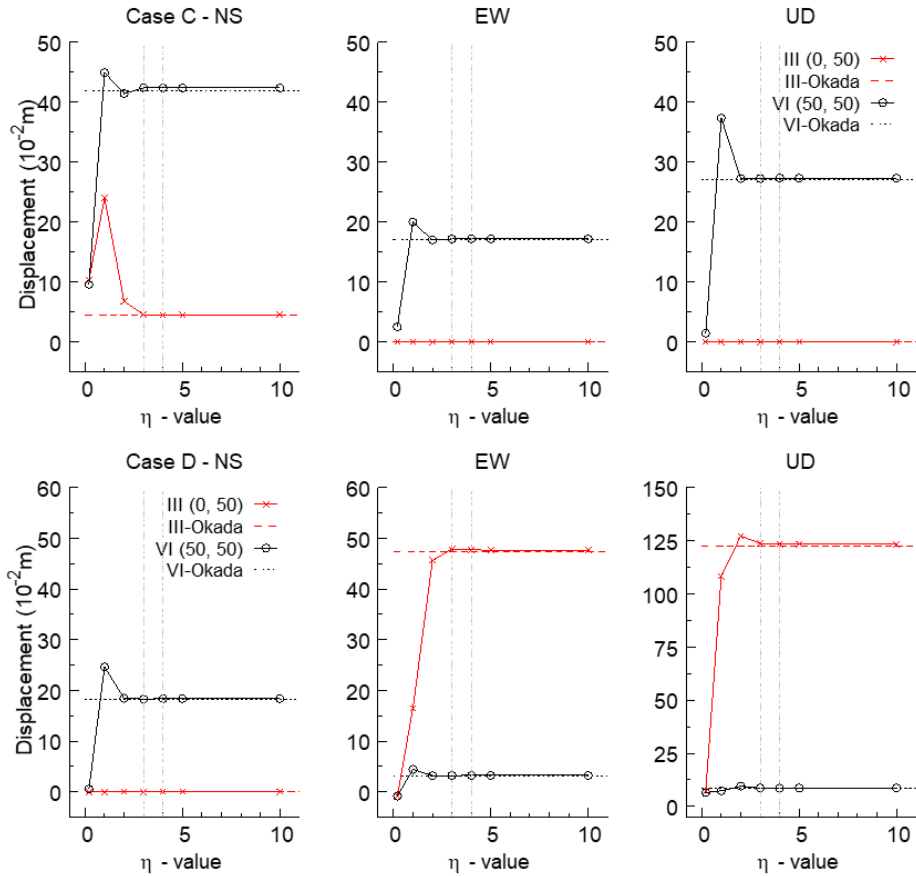


図-6 (つづき)

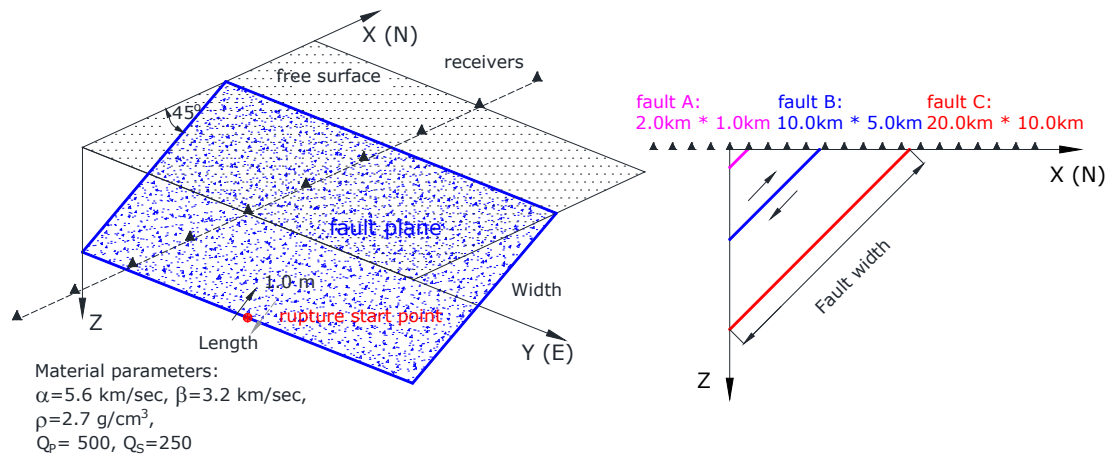


図-7 面的な広がりをもつ震源。Nは北，Eは東， $z=0$ は地表面（free surface）を表す。左の図で青い長方形は断層面（fault plane），赤丸は破壊開始点（rupture starting point）を表す。▲は計算地点（receivers）を表す。右の図は断面図である。右の図にあるように断層の大きさについては2km×1km（断層A），10km×5km（断層B），20km×10km（断層C）の3通りを検討した。

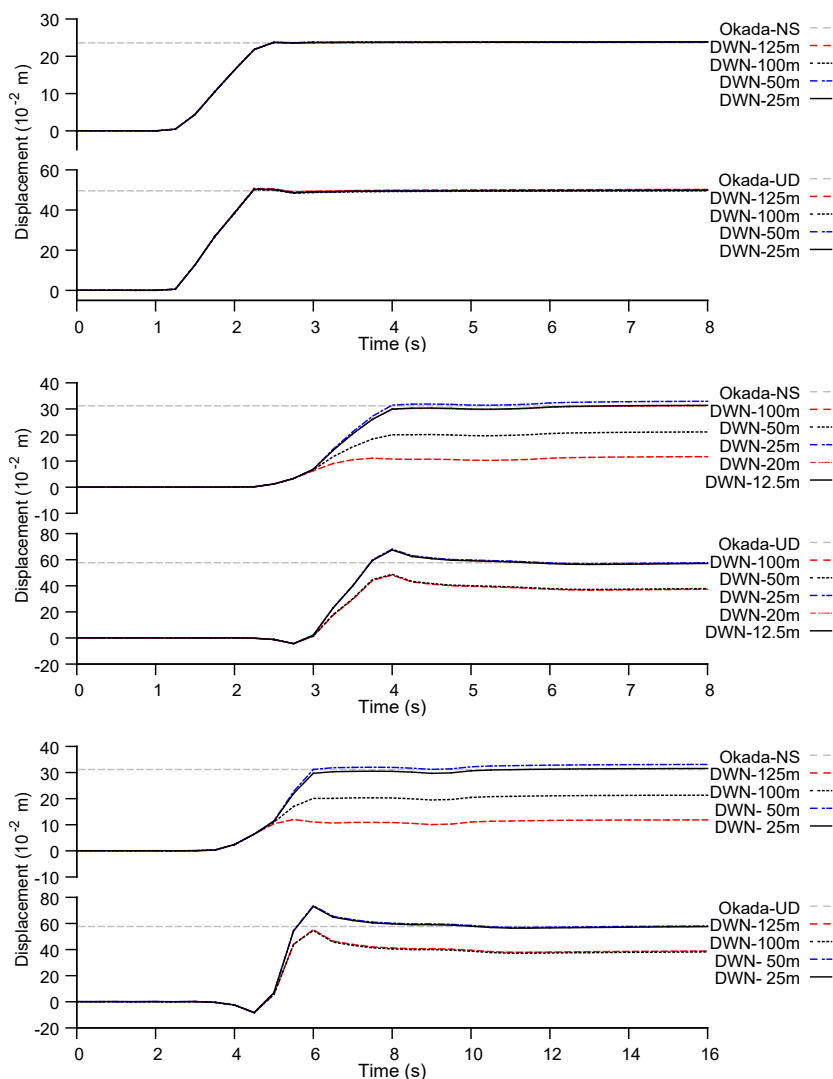


図-8 岡田による解析解との比較 (面的な広がりをもつ震源に対する結果), 上から順に断層A, B, Cに対応, 最も断層に近い出力点での結果, 縦軸: 変位, 横軸: 時間, Okada: 岡田による解析解, DWN: 離散化波数法の結果

形をしている。ここに $z_s$ は震源と計算地点の $z$ 座標の差の絶対値である (計算地点が地表の場合は震源深さ)。そこで、打ち切り波数 $k_{max}$ としては、 $e^{-kz_s}$ が十分に小さくなるような $k$ , すなわち $kz_s$ が十分に大きくなるような $k$ を選べば良いはずである。そこで、 $k_{max} = \eta\pi/z_s$ とし、この $\eta$ をどの程度の値とすれば良いか検討した。

図-5は検討に用いた点震源の位置と発震機構を示している。図に示すように極めて浅い震源を対象とした。媒質のパラメータは密度 $2.5 \times 10^3 \text{kg/m}^3$ , P波速度 $5.0 \text{km/s}$ , S波速度 $3.0 \text{km/s}$ ,  $Q_p=500$ ,  $Q_s=250$ である。すべりの時間関数はライズタイム $1 \text{s}$ のランプ関数とした。図のローマ数字のIIIとVIの位置における各成分の永久変位に関して、離散化波数法による結果と岡田の解析解を比較したものを図-6に示す。図の横軸は $k_{max} = \eta\pi/z_s$ とした場合の $\eta$ の値であり、破線が岡田による解析解、マーカーが離散化波数法

による結果である。この結果から、 $\eta = 5$ とすれば十分であること、すなわち、無限級数を打ち切る際の打ち切り波数は $k_{max} = 5\pi/z_s$ とすれば十分であることがわかる。

次に、面的な震源を対象とする場合の小断層サイズについて検討を行った。図-7に示すように走向 $90^\circ$ , 傾斜 $45^\circ$ , すべり角 $90^\circ$ の長方形の震源を対象とし、図の▲の位置 (500m間隔)での地震動を離散化波数法で計算し、岡田による解析解との比較を行った。媒質のパラメータは密度 $2.7 \times 10^3 \text{kg/m}^3$ , P波速度 $5.6 \text{km/s}$ , S波速度 $3.2 \text{km/s}$ ,  $Q_p=500$ ,  $Q_s=250$ である。断層の大きさについては $2 \text{km} \times 1 \text{km}$  (断層A),  $10 \text{km} \times 5 \text{km}$  (断層B),  $20 \text{km} \times 10 \text{km}$  (断層C)の3通りを検討した。なお、無限級数を打ち切る際の打ち切り波数は $k_{max} = 5\pi/z_s$ とした。断層A, B, Cに対し、それぞれ最も断層に近い出力点での結果を図-8に示す。

各々の断層面距離 (断層面-出力点間の最短距離)は $146 \text{m}$ ,

25m, 50mであった。図-8より永久変位を正確に含む地震動を計算するためには、小断層サイズを断層面距離の半分以下とする必要のあることがわかる。

### 3.2 増田・引間による解析解との比較

永久変位の値のみならず、永久変位に至る過程を含む変位波形を対象とし、断層面上での面積分を解析的に実行している数少ない解析解として、限られた条件に対するものではあるが、増田・引間による解析解(増田・引間, 2002; 野津, 2017)がある。これは、円形断層(図-9)で同時にすべりが生じたときの全無限弾性体における地震動に関する解析解であり、円の中心軸に沿った観測点(図-9)での変位のすべり方向成分を与えるものである。解析解は次式で与えられる。

$$\begin{bmatrix} -\frac{3a^2r_0}{2R^5} \int_{R/\alpha}^{R/\beta} \tau D(t-\tau) d\tau \\ -\frac{1a^2r_0}{2R^3} \frac{1}{\alpha^2} D(t-R/\alpha) \\ +\frac{1a^2r_0}{2R^3} \frac{1}{\beta^2} D(t-R/\beta) \\ +\frac{1}{2\beta^2} D(t-r_0/\beta) \\ -\frac{1r_0}{2R} \frac{1}{\beta^2} D(t-R/\beta) \end{bmatrix} \quad (1)$$

ここに $r_0$ は観測点のz座標、 $\alpha$ はP波速度、 $\beta$ はS波速度、 $D(t)$ はすべりの時間関数、 $a$ は円形断層の半径、 $R$ は円形断層の縁から観測点までの距離である。この解析解は、観測点を断層面に近づけていったときすべり時間関数の1/2に収束し(断層面を挟んで両側が変位するので1/2が付く)、観測点が十分に遠方の時は一般に期待されるように1/Rに比例するという合理的な性質を有している。すべりの時間関数としては任意のものを与えることができる。

この解析解は、(1)円形断層が同時にすべった場合に対応

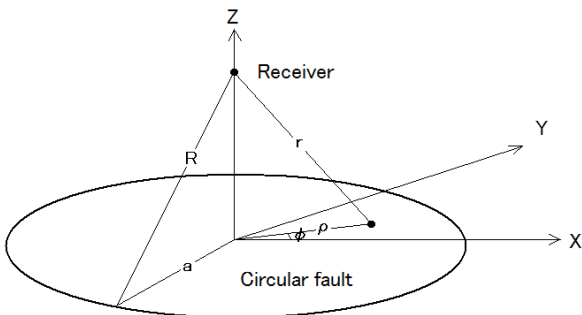


図-9 対象とする円形断層 (circular fault) と観測点 (receiver)

し破壊伝播の効果は入っていないこと、(2)すべり方向成分に関する解析解であり断層直交成分は対象外であること、などの限界はあるものの、永久変位成分まで含んだ地震動の解析解として貴重な存在である。そこで、以下においては、解析解と同様の条件での地震動を離散化波数法により計算し、その結果を解析解と比較することにより、断層近傍地震動の計算手法としての離散化波数法の verificationを行う。離散化波数法は、本来、地表面での地震波の反射や地層境界での地震波の透過・反射を考慮できる手法であるが、比較の対象とする解析解は全無限弾性体に対するものであるため、離散化波数法の計算でも震源からの入射波(野津, 2018b; 2018c)のみを考慮する。解析解の性質上、このような限られた条件での verificationとならざるを得ないが、断層面の分割の細かさや、波数に関する和を計算する際の打ち切り波数等に関する知見を得ることができると考えられる。

断層面と観測点の位置関係は図-9に示した通りである。媒質の密度は $2.7 \times 10^3 \text{kg/m}^3$ 、P波速度は5196m/s、S波速度は3000m/sとした(P波速度はS波速度からポアソン固体を仮定して求めた)。円形断層の半径は1000mとした。すべりの時間関数としては指数関数型のものを用いた。

$$D(t) = \begin{cases} 0 & (t < 0) \\ \frac{D_0}{1-e^{-1}} [1 - e^{-t/t_r}] & (0 \leq t \leq t_r) \\ D_0 & (t_r < t) \end{cases} \quad (2)$$

ここに $D_0$ は最終すべり量であり2mとした。 $t_r$ はライズタイムであり1sとした。

面積分を数値的に実行するための点震源の座標は次式で与えた。

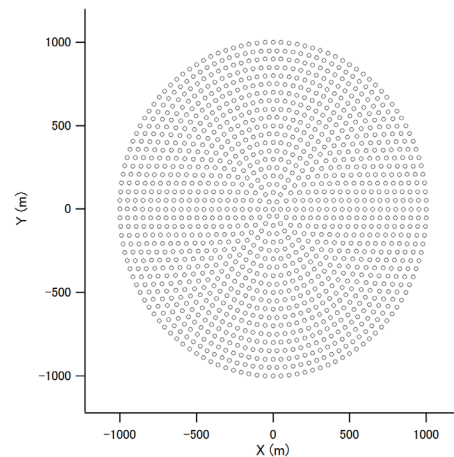


図-10 離散化波数法の計算に用いた点震源配置の例 (点震源の間隔が50mの場合)

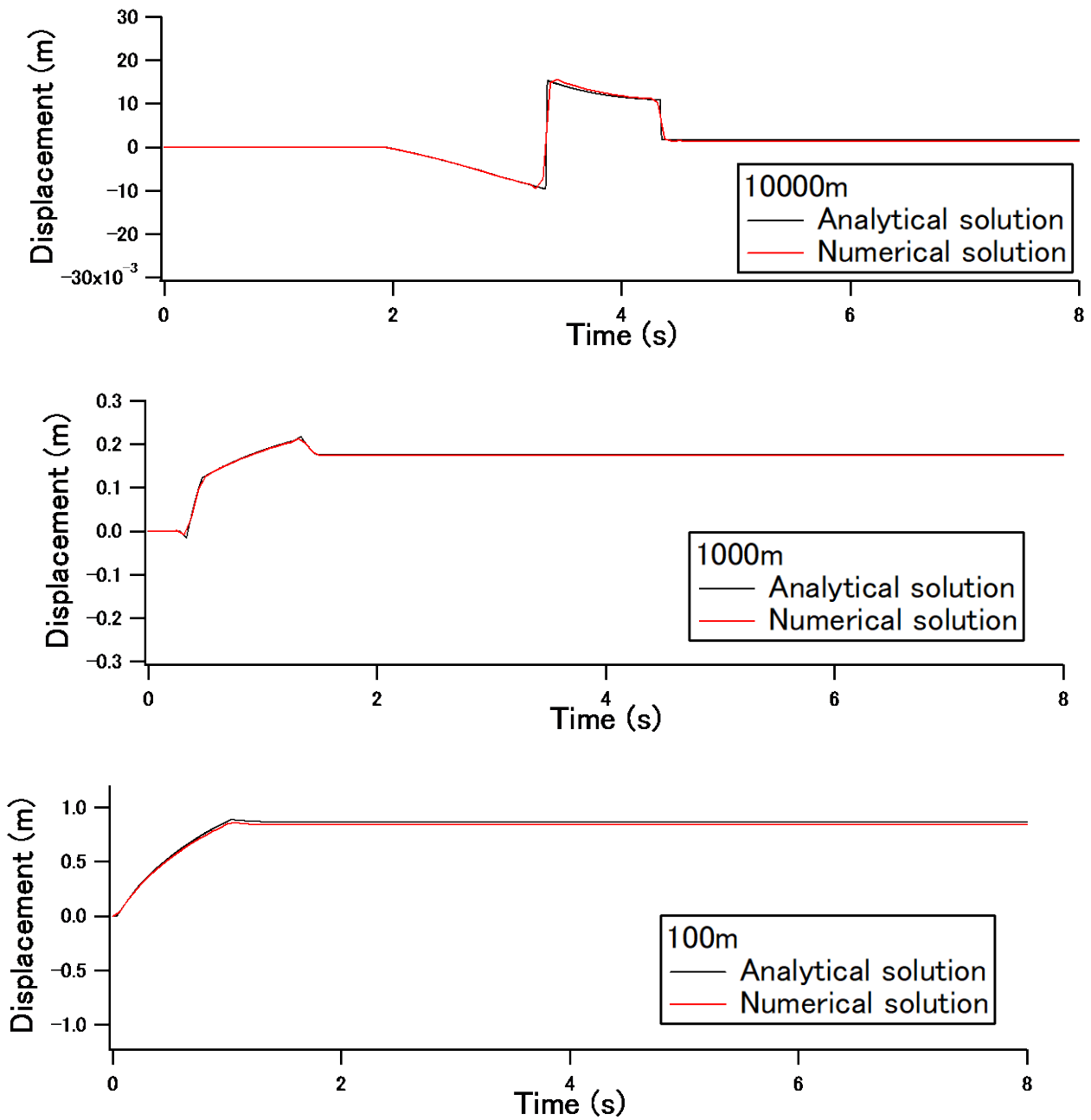


図-11 断層面距離が 10000m, 1000m, 100m の場合の変位波形のすべり方向成分の解析解と数値解の比較 ( $k_{\max} = 5\pi/z_s$ , 点震源間隔は 50m), 縦軸: 変位, 横軸: 時間, 黒線: 増田・引間による解析解, 赤線: 離散化波数法の結果

$$x_{ij} = r_i \cos \theta_j \quad (3)$$

$$y_{ij} = r_i \sin \theta_j \quad (4)$$

ここに

$$r_i = (a/NR)i \quad (i = 0, 1, \dots, NR) \quad (5)$$

$$\theta_j = (2\pi/NT)j \quad (j = 1, 2, \dots, NT) \quad (6)$$

$$NT = \begin{cases} 1 & \dots & i = 0 \\ 6i & \dots & i \geq 1 \end{cases} \quad (7)$$

である。NRは半径方向の分割数、 $a/NR$ は点震源間隔である。点震源の集合の例を図-10に示す。ここでは点震源の間隔が 50m の場合を示している。このとき点震源の個数は 1261 である。波数に関する和を計算する際の打ち切り波数 $k_{\max}$ は、3.1の結果を踏まえ  $k_{\max} = 5\pi/z_s$ とした。ナイキスト周波数は 8Hz とした。

断層面距離が 10000m, 1000m, 100m の場合の変位波形のすべり方向成分の解析解と数値解を比較して図-11に

示す。点震源間隔は 50m の場合を示している。10000m における変位波形は永久変位成分が少なく遠地項が卓越していると考えられるのに対し、100m における変位波形は永久変位成分を顕著に含むものとなっている。10000m の計算結果にはナイキスト周波数が 8Hz であることに起因する誤差がやや見られるものの、いずれの地点においても変位波形の計算精度は良好である。

以上の結果を総合すると、離散化波数法によりFRINGステップを正しく計算するためには、波数に関する和を計算する際の打ち切り波数 $k_{\max}$ は $k_{\max} = 5\pi/z_s$ あるいはそれ以上、小断層サイズは断層面最短距離の1/2以下とすることが適切と考えられる。

#### 4. 熊本地震本震への適用

次に、実地震である熊本地震本震を対象に、アスペリティの破壊に伴う強震動とFRINGステップの両者を考慮できる複合型の震源モデルを構築し、強震動シミュレーションを実施した。その際、震源モデルをできるだけ簡便で利用しやすいものとするを念頭におき、測地学的データ(静的な永久変位のデータ)を説明するように設定された国土地理院の震源モデルを出発点とし、これに最小限の動的な情報を付与することで領域Bを設定し、これに領域Aを加えることで複合型の震源モデルを構築した。複合型震源モデルの構築手順を図-12に示す。

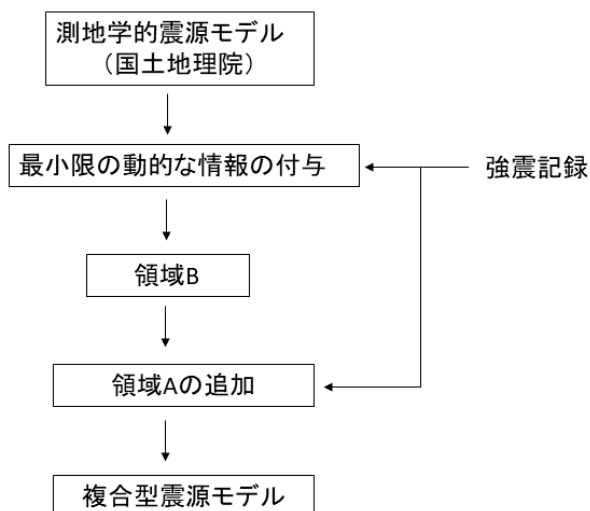


図-12 複合型震源モデルの構築手順

#### 4.1 国土地理院による震源断層モデルとその適用

断層運動による永久変位は、西原村小森(図-13)のように断層面距離のごく小さい地点では断層面全体のすべりではなく観測点直近でのすべりによって決まるが、大津(KMM005)(図-13)のようにやや離れた場所では断層面全体の影響を受ける。ここでは、断層面からやや離れた場所でのFRINGステップの再現も視野に入れ、断層面の浅部のみならず深部を含めたモデル化を行う。

断層運動による各地の永久変位をある程度説明でき、かつシンプルで扱いやすい震源モデルとして、国土地理院が地震直後に発表した震源断層モデル(国土地理院, 2016)がある。これは、図-13に示すように3枚の断層面からなるモデルである。これらは国土地理院の資料では西から順にB, A1, A2と名付けられているが、本稿では混乱を避けるため断層1, 断層2, 断層3と呼ぶ。各断層の断層パラメータを表-2に示す。ここでは、この震源断層モデルを複合型震源モデル構築の出発点とした。

ここで、国土地理院による震源断層モデルを出発点とすることの利点はいくつか存在する。一つは、震源周辺の各地において、少なくとも永久変位をある程度適切に計算できることが保証されていることから、これに動的な情報(各断層面の相対的な破壊開始時刻, 各断層面の破壊伝播様式, 破壊伝播速度, ライズタイム)を付与することで、各地のFRINGステップを適切に計算できる可能性があるという点である。このことは、断層モデル構築における労力を大幅に低減してくれる。もう一つの利点は、国土地理院のモデルが、各断層面におけるすべり量を一様とした比較的シンプルなモデルであることから、工学的に扱いやすいという点である。仮に断層面上のすべり量の不均質性を考慮した複雑なモデルにより各地の永久変位とFRINGステップを高精度で再現できたとしても、同様のモデルを今後起こるであろう地震に対して事前に構築することは困難であるから、工学的メリットは少ない。それに対して、比較的シンプルなモデルで各地の永久変位とFRINGステップを一定の精度で再現できるならば、同様のモデルを将来の地震に対して適用できる可能性が出てくる。このような考えから、国土地理院による震源断層モデルをもとに、FRINGステップを計算するための断層モデルを構築した。これを複合型震源モデルの領域Bとする。

ただし、後に見るように、すべりの一様な断層面を考えるだけでは速度波形や加速度波形は過小評価となるので、これに領域A(アスペリティ)を加えることで、広い周波数帯域での地震動を計算できる複合型の震源モデルを構築した。

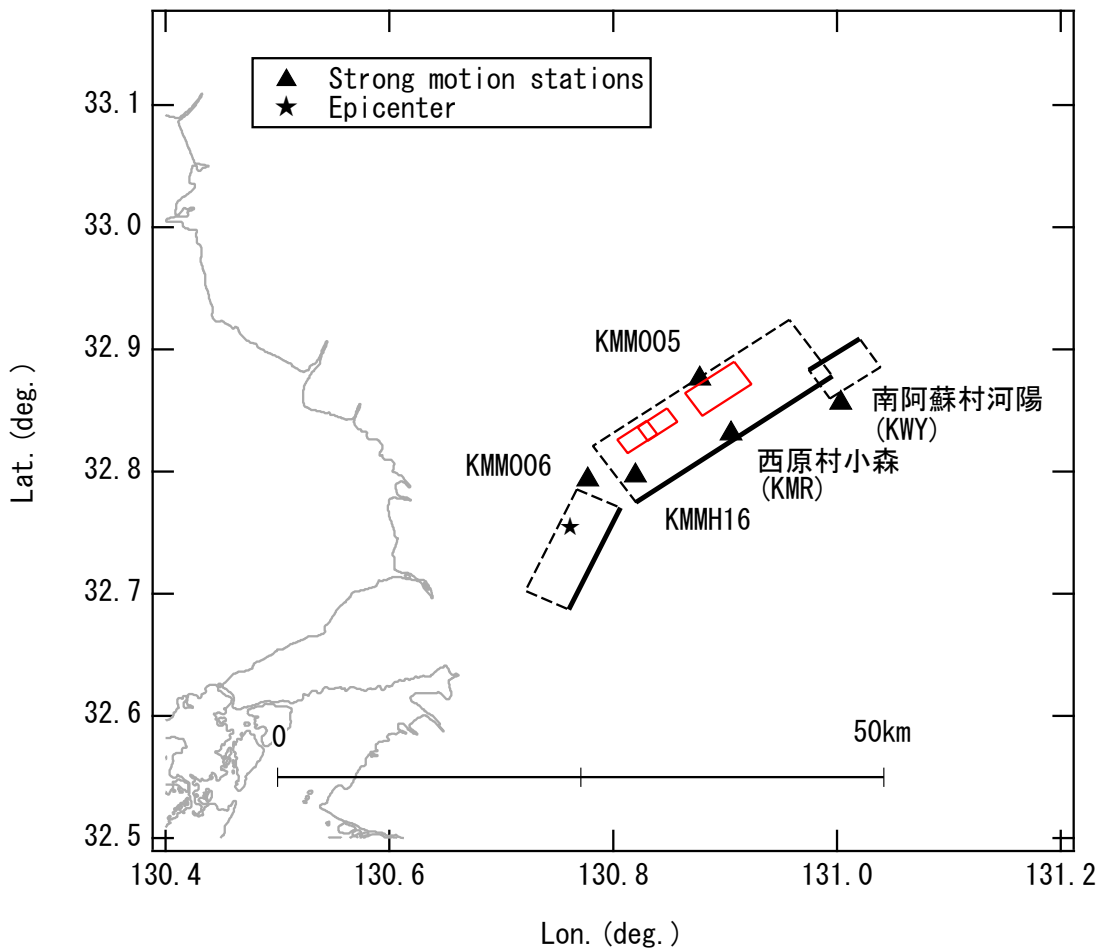


図-13 熊本地震本震を対象とした複合型震源モデル。黒の長方形は領域 B であり、国土地理院による震源断層モデル（国土地理院，2016）の 3 枚の断層面に対応する。これらは、国土地理院の資料では西から順に B, A1, A2 と呼ばれているが、本稿では混乱を避けるため断層 1, 断層 2, 断層 3 と呼ぶ。赤の長方形は領域 A（アスペリティ）である。▲は強震観測点（strong motion stations）を，★は震央（epicenter；破壊開始点を地表面に投影したもの）を表す。

表-2 国土地理院による震源断層モデル（国土地理院，2016）のパラメーター（断層2のみ0.3kmだけ上方に移動して用いた）

	経度 (°)	緯度 (°)	上端深さ (km)	長さ (km)	幅 (km)	走向 (°)	傾斜 (°)	滑り角 (°)	滑り量 (m)	$M_w$
断層 1	130.807	32.770	0.8	10.2	13.0	205	72	176	2.7	6.65
断層 2	130.996	32.878	0.6	20.0	12.5	235	60	209	4.1	6.96
断層 3	130.975	32.883	0.2	5.1	6.6	56	62	178	3.8	6.36

以下の強震動シミュレーションでは、震源付近の媒質のパラメーターとして、密度 $2.7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、S波速度 $3.5 \text{ km/s}$ 、P波速度 $6.1 \text{ km/s}$ を用いる。P波速度の $6.1 \text{ km/s}$ はポアソン固体を仮定してS波速度から求めた値である。これらの値からせん断弾性係数 $\mu$ を計算すると $3.31 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$ となる。これと表-2に示す面積・すべり量から地震モーメントを計算しモーメントマグニチュードに換算するとほぼ表-2に示すモーメントマグニチュードに対応する。

2. で述べたように、領域Bによる地震動は半無限地盤を

対象とした離散化波数法で計算する。ここで離散化波数法を選択するのは、2. でも述べたように、逆断層や正断層の場合に下盤側よりも上盤側で永久変位が大きい性質を正しく考慮できるためである。また、計算精度を確保するため、断層面距離（断層面－観測点間の最短距離）の半以下のサイズの小断層を用いる。また、領域Bからは $0.5 \text{ Hz}$ 以下の周波数成分のみが生成されると仮定し、 $0.5 \text{ Hz}$ 以下の成分を離散化波数法の計算対象とする。この点も2. で述べた通りである。熊本地震におけるフリングステップ

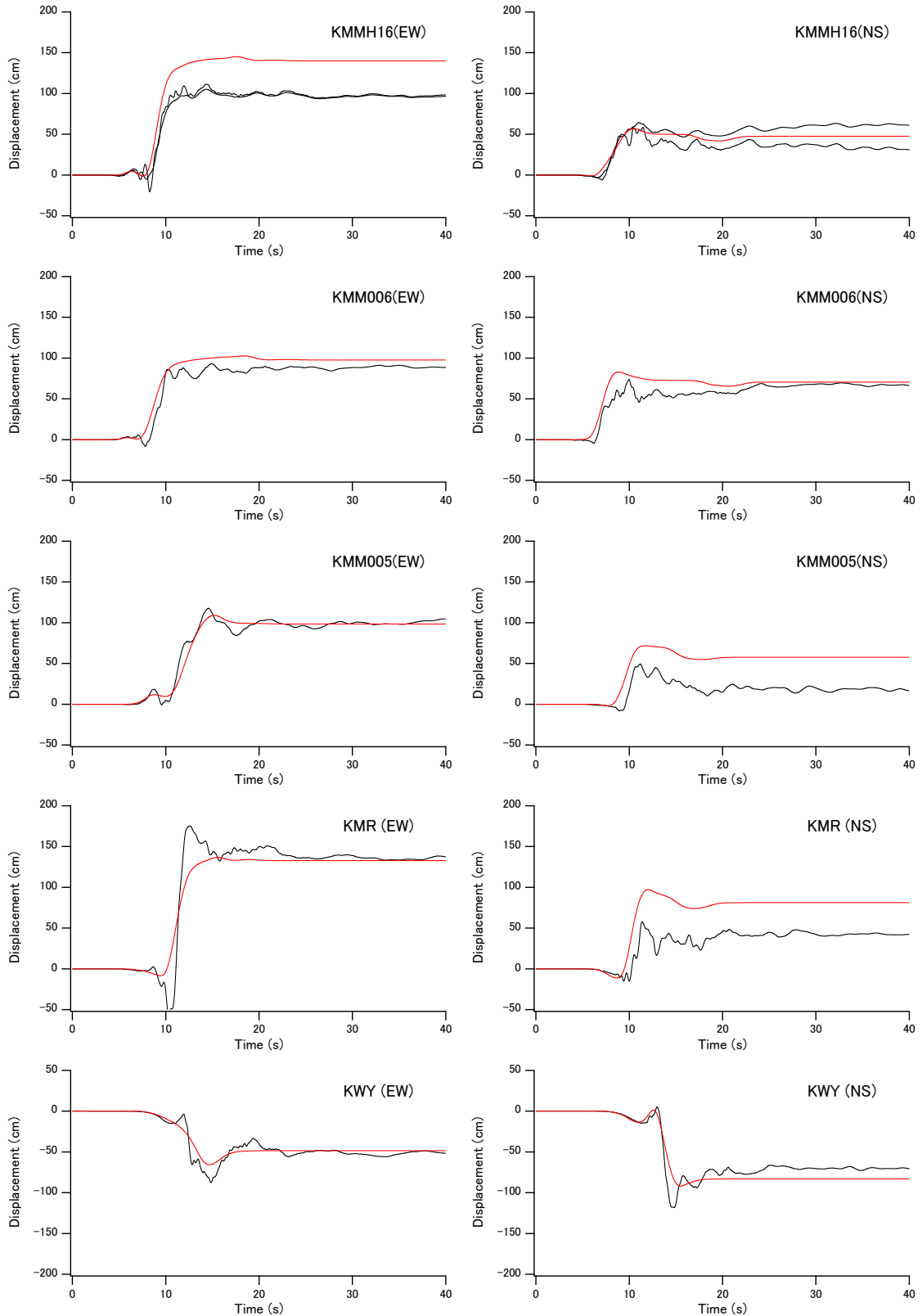


図-14 領域Bのみを考慮した変位波形の計算結果，縦軸：変位，横軸：時間，黒：観測結果，赤：計算結果（時間軸の原点は気象庁の発震時刻）



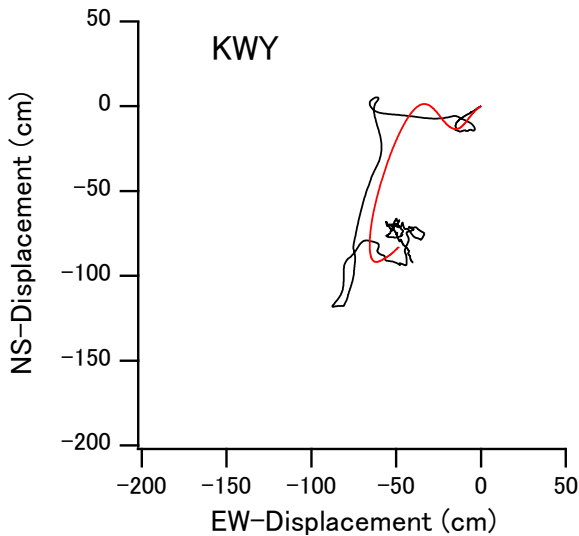


図-15 領域Bのみを考慮した変位軌跡の計算結果，縦軸：変位の南北成分，横軸：変位の東西成分，黒：観測結果，赤：計算結果

の観測結果の分析から，0.5Hz以下の成分を計算することでフリングステップは十分に再現されると判断した。

まず，国土地理院の断層モデルに対して，仮の動的なパラメータを与え，図-13の各地点における変位波形を計算したところ，最も断層に近い西原村小森では，EW成分の永久変位が過小評価となった。そこで，断層2のみを上方に移動させることを検討し，試行錯誤の結果，断層2を0.3kmだけ上方に移動させると，西原村小森でのEW成分の永久変位が観測と整合したので，この状態で断層面の位置を固定した。なお，この結果として，後に示すように，KMMH16のEW成分の永久変位が観測よりも大きくなったが，熊本地震の強震観測結果に占める西原村小森の記録の重要性を考慮し，上方に移動させた断層面をこれ以降では用いる。表-2に示す静的なパラメータのうちで変更を加えたのはこの点だけである。

次に動的なパラメータについて検討した。まず各断層面の破壊開始点について検討した。日奈久断層に相当する断層1については，気象庁発表の震源から（正確には気象庁発表の震源を通る鉛直線と断層1の交点から）破壊を開始するものとした。断層2については，既往の波形インバージョン結果（例えばNozu and Nagasaka, 2017）を参考にすると深部から破壊を開始したと考えられるため，北西側の端部から破壊を開始するものとした。断層3については，最も震央に近い北西側の端部から破壊を開始するものとした。各断層面では同心円状に破壊が進行するものとした。

次に破壊伝播速度と各断層面の（震源での最初の破壊に対する）相対的な破壊開始時刻について検討した。断層

2と断層3の破壊開始時刻を，各々の破壊開始点と断層1の破壊開始点を結ぶ最短距離を破壊伝播速度で除した値とし，破壊伝播速度に関して試行錯誤を行ったところ，破壊伝播速度を2.4km/sとしたときに，西原村小森および南阿蘇村河陽におけるフリングステップの到来時刻が観測と比較的整合したので，破壊伝播速度を2.4km/sに固定した。その結果，断層2と断層3の破壊開始時刻はそれぞれ3.3s，11.0sとなった。断層1の破壊開始時刻については，当初は0.0sとしていたが，この条件ではKMM006のNS成分のフリングステップの到来が早すぎる結果となったので，2.5sとした。

すべり速度時間関数は次式のものに固定した。

$$V(t) = \frac{D_0}{(1-e^{-1})t_r} e^{-t/t_r} \quad (0 \leq t \leq t_r) \quad (8)$$

ここに $D_0$ は最終すべり量， $t_r$ はライズタイムである。なお，式(8)に示す関数は，入倉他（1997）に基づいて波形合成を行う場合で，かつ，分割数を十分に大きな値とする場合にすべり速度時間関数が収束する関数である。この条件のもとでライズタイムについて試行錯誤を行った結果，ライズタイムを2.0sとする場合に，観測波形を比較的再現する結果となったので，ライズタイムとしては2.0sを採用した。

以上の条件の下で，領域Bのみを考慮して計算される各地の変位波形を観測結果と比較して図-14に示す。各地点におけるフリングステップの到来時刻は概ね適切に再現されている。したがって，破壊伝播速度の設定は概ね妥当であると考えられる。また，各地点において変位波形が立ち上がりに要している時間についても概ね再現されている。したがって，ライズタイムとして一様な値（2.0s）を用いたことは妥当であったと言える。これは，今後の地震におけるフリングステップを予測する上で好材料であると言える。なぜなら，各地の波形の立ち上がり時間を適切に再現するために場所毎に異なるライズタイムを用いなければならないとすれば，フリングステップの予測は困難を極めると考えられるからである。

図-15には南阿蘇村河陽における変位軌跡の計算結果を観測結果と比較して示している。河陽ではまず西向きの変位が生じ，つづいて南向きの変位が生じているが，その状況が，断層2，断層3の2枚の断層面の動きにより再現できている。このように，測地学的データをもとに得られたシンプルな震源断層モデルに動的な情報を付与することで，ハンドリングの難しい不均質断層モデルを用いなくても，観測されたフリングステップをある程度再現できることがわかった。

ところで、計算結果の速度波形を観測結果と比較して図-16に示すが、変位波形は概ね適切に再現できているにも関わらず、速度波形は大幅な過小評価となっている。これは、ここでの計算ではアスペリティの寄与を考慮していないためであると考えられる。そこで、4.2においては、領域Bに領域A（アスペリティ）を加えた複合型の震源モデルを構築し、強震動シミュレーションを行う。

#### 4.2 アスペリティの考慮

著者らはすでに熊本地震本震を対象としたアスペリティモデルの作成を行っている（野津・長坂，2018）。ただし、その際、アスペリティは布田川断層沿いの傾斜角 $84^\circ$ の断層面上に配置していた。それに対して、ここで領域Bとして設定している布田川断層沿いの断層2の傾斜角は $60^\circ$ である（表-2）。そこで、ここでは傾斜角 $60^\circ$ の断層2上にアスペリティの再配置を行った。その結果設定されたのが図-13に赤枠で示す領域Aである。設定した領域Aのパラメータを表-3に示す。領域Aからの地震動は修正経験的グリーン関数法（古和田他，1998；野津・菅野，2008；野津他，2009）により計算し領域Bからの地震動に加算した。領域Aからの地震動の計算手順の詳細については野津・長坂（2018）を参照されたい。ここでは各地点において経験的に得られているサイト増幅特性を用いている。また中小地震記録の位相特性をグリーン関数の位相特性として用いている。西原村小森では2016年4月14日22:07に発生した地震の位相特性を用いており、南阿蘇村河陽では2016年4月16日1:45に発生した地震の位相特性を用いている。

表-3 領域Aのパラメータ

	アスペリティ1	アスペリティ2	アスペリティ3
破壊開始点東経 (deg)	130.817	130.835	130.872
破壊開始点北緯 (deg)	32.834	32.844	32.855
破壊開始点深さ (km)	9.8	9.8	8.1
長さ (km) ×幅 (km)	3.0×3.0	3.0×3.0	5.0×5.0
$M_0$ (Nm)	$0.20 \times 10^{18}$	$0.10 \times 10^{18}$	$2.0 \times 10^{18}$
相対破壊開始時刻 (s)	5.1	5.7	6.7
破壊伝播速度 (km/s)	2.8	2.8	2.8
ライズタイム (s)	0.27	0.27	1.00

領域Bと領域Aを考慮して計算される各地の変位波形を観測結果と比較して図-17に示す。変位波形の計算結果は領域Bのみを考慮した場合に比べ永久変位の値に変化はないが少し短周期成分が乗っており観測波形の特徴に近づいている。領域Bと領域Aを考慮して計算される各地の速度波形を観測結果と比較して図-18に示す。速度波形の計算結果は領域Bのみを考慮した場合に比べ観測結果に大きく近づいている。

以上のように、実地震である熊本地震本震に対し、測地学的データを説明するように設定された国土地理院の震源モデルを出発点とし、これに最小限の動的な情報を付与することで領域Bを設定し、これに領域Aを加えることで複合型の震源モデルを構築したところ、実際の観測事実と整合するシミュレーション結果を得ることができた。

#### 5. まとめ

本研究では、従来から設計において考慮されているアスペリティの破壊に伴う強震動に加え、フリングステップも考慮できる複合型の震源モデルを新たに考案した。

考案した震源モデルは、アスペリティに対応する領域Aとその外側の領域Bからなる。領域Aは深部に留まるが、領域Bは地表付近まで到達しフリングステップを生じる。領域Aからの地震動は従来通り修正経験的グリーン関数法で計算するが、領域Bからの地震動は離散化波数法で計算し、その結果を加算する。震源モデルをできるだけ簡便で利用しやすいものとするとの観点から、領域Bとしては、個々の地震を表現するために複数枚の面を考えることはあっても、個々の面内ではすべり量やすべり速度時間関数は一様と考える。領域Bからの地震動の計算では半無限地盤を考え、0.5Hz以下の周波数成分のみを対象とする。

フリングステップを正しく計算するための離散化波数法の計算条件については、離散化波数法による計算結果を永久変位に関する静的な解析解（Okada, 1985）および永久変位に至る過程を含む変位波形についての解析解（増田・引間，2002）と比較することで確認した。離散化波数法によりフリングステップを正しく計算するためには、波数に関する和を計算する際の打ち切り波数 $k_{\max}$ は $k_{\max} = 5\pi/z_s$ あるいはそれ以上、小断層サイズは断層面最短距離の1/2以下とすることが適切と考えられる。

複合型の震源モデルを実地震である熊本地震本震に適用した。震源モデルをできるだけ簡便で利用しやすいものとするのを念頭におき、測地学的データを説明するように設定された国土地理院の震源モデルを出発点とし、

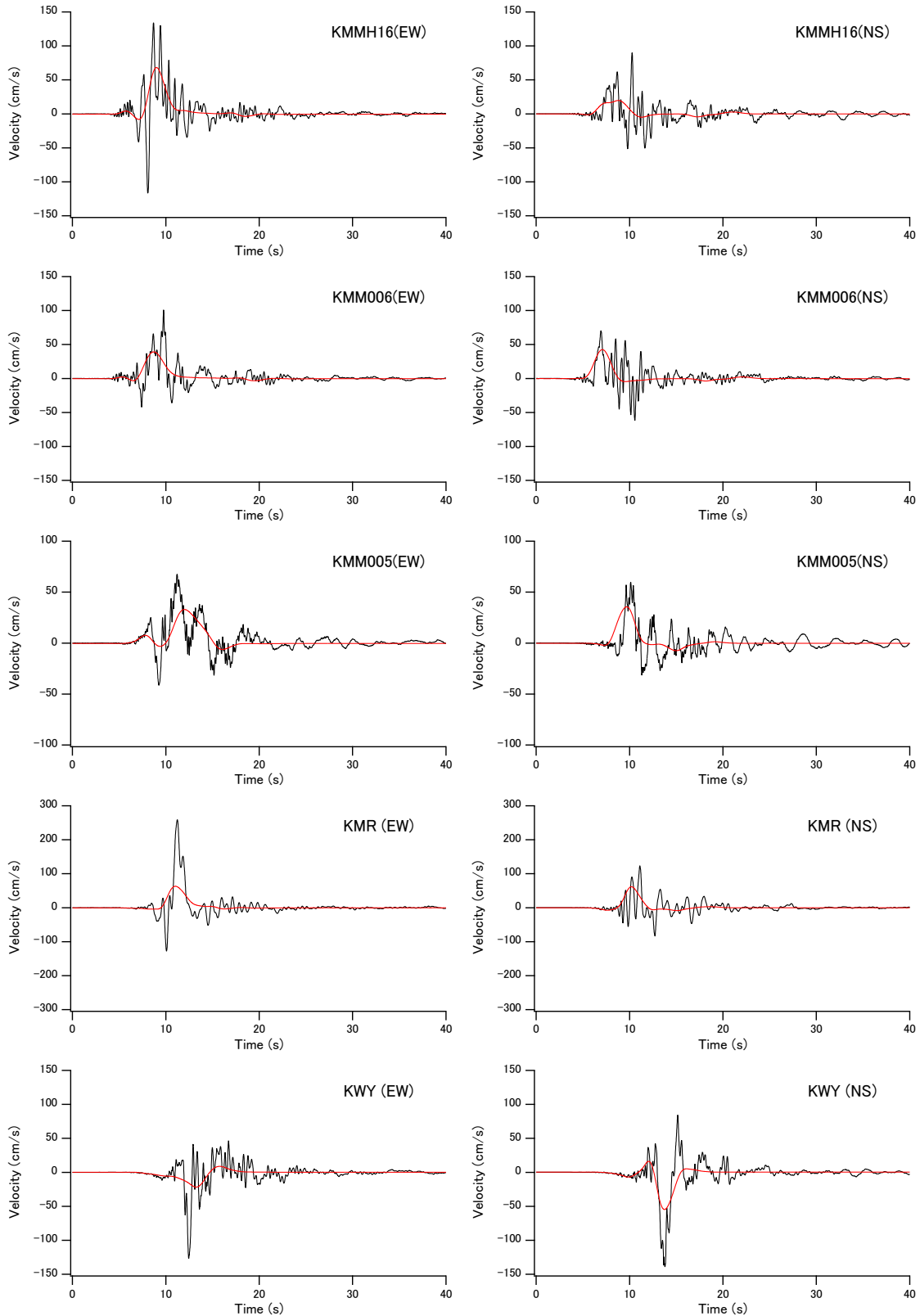


図-16 領域Bのみを考慮した速度波形の計算結果，縦軸：速度，横軸：時間，黒：観測結果，赤：計算結果（時間軸の原点は気象庁の発震時刻）

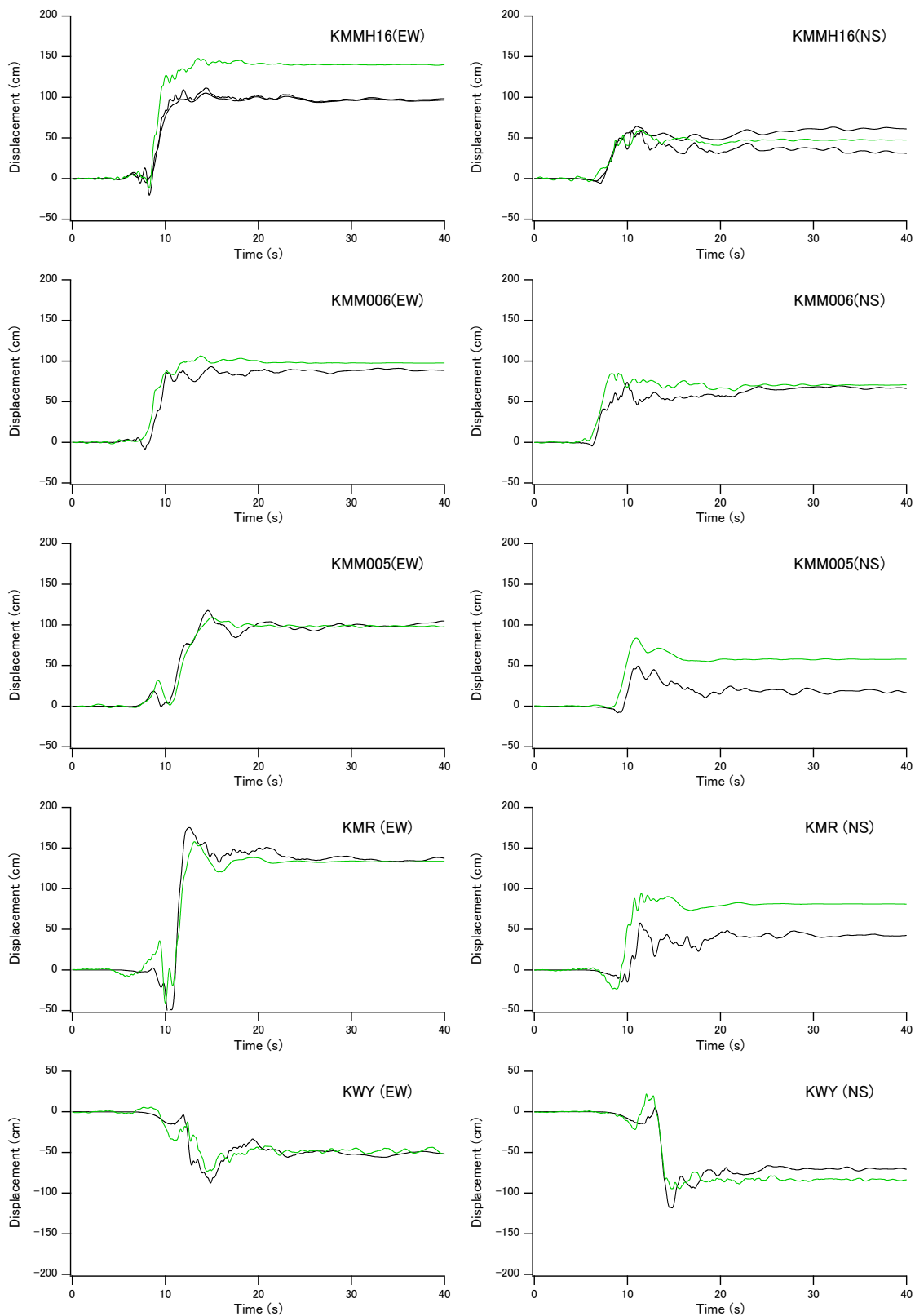


図-17 領域Bに加え領域Aを考慮した変位波形の計算結果，縦軸：変位，横軸：時間，黒：観測結果，緑：計算結果（時間軸の原点は気象庁の発震時刻）

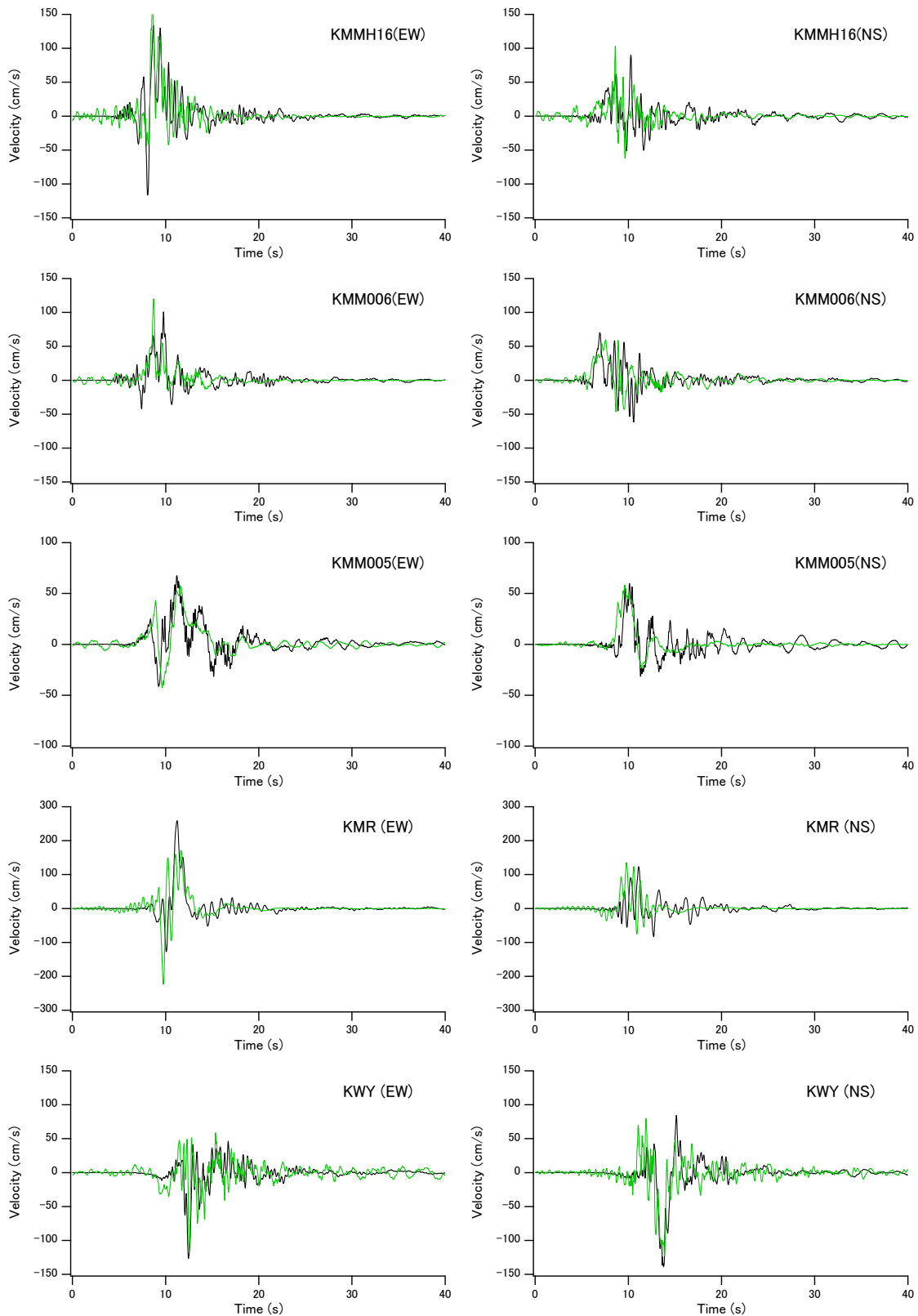


図-18 領域Bに加え領域Aを考慮した速度波形の計算結果，縦軸：速度，横軸：時間，黒：観測結果，緑：計算結果（時間軸の原点は気象庁の発震時刻）

これに最小限の動的な情報を付与することで領域Bを設定し、これに領域Aを加えることで複合型の震源モデルを構築したところ、実際の観測事実と整合するシミュレーション結果を得ることができた。特にフリグステップについては、ハンドリングの難しい不均質断層モデルを用いなくても、領域Bの寄与としてある程度説明できることがわかった。

## 6. おわりに

本研究では、従来から設計において考慮されているアスペリティの破壊に伴う強震動に加え、フリグステップも考慮できる複合型の震源モデルを新たに考案した。特に、複数枚の1層断層モデルによりフリグステップが説明可能であることが示された点は重要な結果であると考えられる。仮に断層面上のすべりの不均質性を考慮した複雑な震源モデルを導入しない限りフリグステップを事後に説明できないとするならば、そのような情報が事前に得られることは期待できないから、フリグステップを予測し設計で考慮することは難しくなる。実際には、比較的シンプルな震源モデルにより、各地の永久変位とフリグステップを一定の精度で再現できることが本研究でわかったため、今後は同様のモデルを予測や設計に活用できる可能性がある。

ただし、どのような構造物の設計においてフリグステップを考慮すべきかという点については、少なくとも港湾分野ではこれまでほとんど議論されておらず、今後の議論に待つ必要がある。また、フリグステップに限らず、地震動の振幅の予測結果には当然ではあるが大きな不確実性がある。この点については、従来の強震動シミュレーションでは、まずは断層面上でのすべり量を想定し、強震動シミュレーションを行った結果として地震動の振幅が決まるという場合が多かった。しかしながら、フリグステップは地表における断層変位量と直接関係しており、断層変位量については、事業によっては設計値があらかじめ与えられている場合がある(例えば安積他, 2021)。このようなことを考慮すると、従来の手順とは逆に、計算結果のフリグステップが所要の断層変位量と整合するように断層面上でのすべり量を定めるという方法も考えられる。このような点についても今後十分に議論する必要がある。

## 謝辞

防災科学技術研究所, 気象庁, 熊本県による強震波形デ

ータを使用しました。記して謝意を表します。

(2022年2月1日受付)

## 参考文献

- 安積恭子・岡上政史・杉山裕樹・井上直人・北田奈緒子 (2021) : 大阪湾岸道路西伸部の橋梁設計において考慮するとう曲変位量の検討, 土木学会第76回年次学術講演会, I-366.
- 入倉孝次郎 (1996) : 阪神・淡路大震災—防災研究への取り組み—阪神淡路大震災を引き起こした強震動, 京都大学防災研究所年報, No.39A, pp.17-33.
- 入倉孝次郎・香川敬生・関口春子 (1997) : 経験的グリーン関数を用いた強震動予測方法の改良, 日本地震学会講演予稿集, No.2, B25.
- 貴堂峻至・永野正行 (2020) : 2016年熊本地震における大振幅速度パルスの解釈と断層近傍地震動に対する浅部・深部断層破壊の影響, 日本建築学会構造系論文集, No.773, pp.879-889.
- 国土地理院 : 平成28年熊本地震の震源断層モデル (暫定), 2016, <http://www.gsi.go.jp/common/000140781.pdf>
- 古和田明・田居優・岩崎好規・入倉孝次郎 (1998) : 経験的サイト増幅・位相特性を用いた水平動および上下動の強震動評価, 日本建築学会構造系論文集, No.514, pp.97-104.
- 田中信也・金田惇平・引間和人・久田嘉章 (2018) : 地表地震断層近傍における永久変位を含む長周期成分の地震動評価のための震源モデルの設定方法, 日本建築学会構造系論文集, No.752, pp.1525-1535.
- 豊岡亮洋・小野寺周・坂井公俊 (2021) : 慣性力と断層変位を同時に受けるラーメン高架橋の地震応答に関する基礎的検討, 土木学会第76回年次学術講演会, I-364.
- 野津厚 (2006) : 統計的グリーン関数法に近地項と中間項を導入するための簡便な方法, 第12回日本地震工学シンポジウム論文集, pp.190-193.
- 野津厚・菅野高弘 (2008) : 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法—因果性と多重非線形効果に着目した改良—, 港湾空港技術研究所資料, No.1173.
- 野津厚・長坂陽介 (2018) : 2016年熊本地震の前震と本震の震源過程の推定と特性化震源モデル, 港湾空港技術研究所報告, Vol.57, No.1, pp.3-35.
- 野津厚・長尾毅・山田雅行 (2009) : 経験的サイト増幅・位相特性を考慮した強震動評価手法の改良—因果性を満足する地震波の生成—, 土木学会論文集A, Vol.65, pp.808-813.

- 野津厚 (2017) : 運動学的断層モデル (その1) (増田・引間, 2002), [https://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/tutorial\\_jpn/tutorial\\_003.pdf](https://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/tutorial_jpn/tutorial_003.pdf)
- 野津厚 (2018a) : Phinney法, [https://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/tutorial\\_jpn/tutorial\\_014.pdf](https://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/tutorial_jpn/tutorial_014.pdf)
- 野津厚 (2018b) : 水平成層地盤のグリーン関数, [https://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/tutorial\\_jpn/tutorial\\_020.pdf](https://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/tutorial_jpn/tutorial_020.pdf)
- 野津厚 (2018c) : 水平成層地盤におけるせん断食い違い型点震源による地震動, [https://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/tutorial\\_jpn/tutorial\\_023.pdf](https://www.pari.go.jp/bsh/jbn-kzo/jbn-bsi/taisin/tutorial_jpn/tutorial_023.pdf)
- 林康裕・杉野未奈 (2018) : パルス性地震動に対する建物の応答と地震対策, 第15回日本地震工学シンポジウム, pp.1025-1034.
- 増田徹・引間和人 (2002) : 断層近傍における地震動, 日本地震学会講演予稿集, A16.
- Bouchon, M. (1981): A simple method to calculate Green's functions for elastic layered media, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.71, pp.959-971.
- Bouchon, M. (2003): A review of the discrete wavenumber method, *Pure and applied geophysics*, Vol.160, pp.446-465.
- Hisada, Y. and Bielak, J. (2003): A theoretical method for computing near-fault strong motions in layered half-space considering static offset due to surface faulting, with a physical interpretation of fling step and rupture directivity, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.93, No.3, pp.1154-1168.
- Honda, R. and Yomogida, K. (2003): Static and dynamic displacement near a fault with the discrete wavenumber method, *Phys. Earth Planet Inter.*, Vol.137, pp.107-127.
- Nozu, A. and Nagasaka, Y. (2017): Rupture process of the main shock of the 2016 Kumamoto earthquake with special reference to damaging ground motions: waveform inversion with empirical Green's functions, *Earth Planets Space*, 69:22, DOI 10.1186/s40623-017-0609-3.
- Okada, Y. (1985): Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.75, pp.1135-1154.
- Phinney, R.A. (1965): Theoretical Calculation of the Spectrum of First Arrivals in Layered Elastic Mediums, *Journal of Geophysical Research*, Vol.70, pp.5107-5123.
- Sekiguchi, H., Irikura, K. and Iwata, T. (2000): Fault geometry at the rupture termination of the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol.90, No.1, pp.117-133.
- Shirahama, Y., Yoshimi, M., Awata, Y., Maruyama, T., Azuma, T., Miyashita, Y., Mori, H., Imanishi, K., Takeda, N., Ochi, T., Otsubo, M., Asahina, D. and Miyakawa, A. (2016): Characteristics of the surface ruptures associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan, *Earth Planets Space*, Vol.68, Article No.191.

港湾空港技術研究所資料 No.1401

2022.3

編集兼発行人 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所

発行所 港湾空港技術研究所  
横須賀市長瀬3丁目1番1号  
TEL. 046(844)5040 URL. <http://www.pari.go.jp/>

Copyright © (2021) by MPAT

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of MPAT

この資料は、海上・港湾・航空技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は海上・港湾・航空技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。