

# シリーズ「新・強震動地震学基礎講座」

## (第16回) 内陸地殻内地震の規模予測の高度化へ向けて

強震動委員会 隈元 崇 (岡山大学)

### 1. 強震動の予測における活断層データの重要性

日本における活断層研究では、空中写真や高解像度のデジタル標高データを用いた変動地形の判読と野外調査、さらにトレンチ掘削調査の結果を基にして、日本列島とその周辺海域における活断層の分布と変位様式・平均変位速度・活動履歴などの緒元を明らかとすることで、最近の地質時代である第四紀の日本列島の地殻変動を議論してきた。そうした成果の一端は、研究論文の他に、『新編日本の活断層—分布図と資料』(活断層研究会, 1991), 『活断層詳細デジタルマップ 新編』(今泉・他編, 2018), 国土地理院の『活断層図(都市圏活断層図)』などで参照できる。こうした情報を用いて、活断層の繰り返しの活動履歴から次の大地震の発生を確率として長期的に予測する研究や、活断層の大きさから地震の規模を予測する評価、また、国の地震調査研究推進本部(以後、地震本部)での地震動予測地図の作成や強震動の評価が行われている。

この地震本部の強震動評価では、特定の地震が発生した場合に震源断層の周辺地域がどの程度強い揺れに見舞われるかを予測するために、震源断層の特性をさまざまなパラメータで表す「特性化震源モデル」が構築される。その設定の手順は、「震源断層を特定した地震の強震動予測手法(「レシピ」)」(地震本部, 2017)としてまとめられている。その中で、活断層から発生する地震については、地震本部の長期評価結果による活断層の位置と長さが観測値で、これに地震発生層の厚さと断層傾斜角を考慮した面積の算出を経て、経験式から地震の規模や震源断層の平均すべり量が設定される。このため、震源断層の長さ、あるいは面積は、レシピの手順においてアスペリティのすべり量や実効応力の設定に影響を及ぼす重要なパラメータといえる。

### 2. 活断層から震源断層の面積を推定する際の課題

日本の活断層の変位様式には、鉛直な断層の横ずれ変位と、傾斜した断層の縦ずれ変位の双方が見られることを考えれば、震源断層の大きさを表すパラメータとして断層面積を適用することが経験式のばらつきを小さくすることにもつながり望ましい。しかし、断層面積を計算するための断層幅の見積もりには、岩石の脆性破壊領域である地震発生層の厚さと断層の傾斜角の見積もりが必要となる。地震発生層の厚さについては、地下の温度構造の空間的な解像

度が予測で利用するにはまだ十分ではないことから、代替として、観測された地震活動の深さの分布から上位と下位それぞれ10%を除いた幅で推定することが一般的に行われてきた。しかし、その精度や地震活動が低調な地域におけるデータの代表性が問題となることがある。また、地震活動の深さの分布でトリミングされた地表下数km内の断層面のすべりと、地震時の地表地震断層の関係がモデル構築の中で明確ではないことも課題となっている。さらに、断層の傾斜角についても、地表から地震発生層の最下部までの活断層全体の形状が明らかとなった例はほとんどない。観測された傾斜角は、変動地形にもとづく定性的な評価やトレンチ調査の壁面で観察される極浅部の傾斜角度、あるいは、物理探査手法による地下およそ数kmまでの構造断面であり、震源断層モデルで設定される地震発生層内の傾斜角はそれらの外挿である場合が多い。実際、近年日本で発生したマグニチュード(M)7クラスの地震の余震の分布が事前に想定された地震発生層からはみ出す事例もあることから、強震動予測において断層の大きさに面積を考える場合には、レシピの手順の中での影響度を考慮してその不確定性に慎重な取り扱いが必要である。

### 3. 活断層から震源断層の長さを推定する際の課題

震源断層モデルの大きさとして、長期評価の活断層の長さを利用する場合にも課題がある。一般に、1000年以上の繰り返し間隔の中で地表地震断層が侵食に耐えて累積した区間が主に活断層の認定の根拠である変動地形となるので、活断層の長さは地下の震源断層だけでなく、地震時に出現する地表地震断層よりも短い場合がありうる。2016年の熊本地震に関連する布田川断層帯の長期評価をみると、全長は約61kmで、その中の約19kmの布田川区間と隣接する宇土区間の一部が地表の変動地形による認定、残りの区間は重力異常の急変帯の分布などの地下構造から推定されていた。しかし、4月16日の地震( $M_{JMA}$  7.3)の地表地震断層は、布田川断層帯の中では主に布田川区間に沿ってのみ出現し、さらに、これまで活断層が認められていなかった北東方向の阿蘇カルデラの内部まで伸びていた。4月14日の地震( $M_{JMA}$  6.5)の震源域と重なる日奈久断層帯の高野-白旗区間においても、16日の本震に伴って長さ約6kmの地表地震断層の出現が確認されていて、全

体の地表地震断層の長さは約 30 km であった（地震本部, 2016）。一方、本震の地震波のインバージョンや GNSS の解析からは、震源断層の長さは 40 km 程度と推定されているので、活断層と比較すると約 20 km、地表地震断層との比較でも約 10 km 不足していた。

このことは、いわゆる孤立した短い長さの活断層だけではなく、主要活断層帯であっても、大地震の発生後の余震分布や地震波の解析、測地学的データから得られた地下の震源断層の長さに対して活断層の長さが不足する場合があることを示し、地震危険度の過小評価を避けるという観点からは非常に重要である。地表地震断層が出現した阿蘇カルデラの斜面上や内部において活断層分布図に記載がなかった理由については、火山噴出物と著しい火山斜面の堆積作用の影響で変動地形の認定が困難であったことが挙げられている（鈴木ほか, 2016）。こうした新たな知見を変動地形の判読にあらためて活かしつつ、「震源断層の大きさを見積もる場合に、地表で認められる明瞭な変動地形にのみ依拠する従来の手法から、地質断層や重力異常の分布など地下構造を表すデータも考慮して、地下の震源断層の長さについて根拠の信頼度に応じた複数の可能性を推定する新しい評価」（地震本部, 2010）を実践することが必要である。

#### 4. 今後に向けて—不確定性を考慮した活断層データの利用

熊本地震で提起された上記のような活断層と震源断層の長さの相違の課題や、近接する断層間の連動の可能性の評価が不十分であることをもって、強震動の予測において活断層や地表地震断層の情報が役に立たないと考えるのは早計である。これまでの地震の例でみると、震源断層の長さとは地表地震断層の長さがほぼ等しくなるのは、震源断層の長さが地震発生層のおよそ 2 倍以上となる約 40 km と考えられている（沖野・隈元, 2006；島崎, 2009）。同様の推論は、短い活断層の評価として『活断層の長期評価手法（暫定版）』（地震本部, 2010）にも、「地表の活断層の長さが短い場合には、長さ約 35 km、M 7.4 を上限とする」と明記されている。これらの考えから保守的な評価を行うとすれば、主要活断層帯であっても地下の震源断層の長さが最大で 40 km 程度となる可能性もまずは考慮すべきである。その後、活断層周辺の地質や地形の状況と、活断層に沿う変動地形の確実度や変位量・平均変位速度の分布データを基に、40 km 程度までの延伸の可能性を個別に検討すべきである。このように、これまで強震動の予測に用いられていなかった活断層とその周辺地形の情報を取得して利用することで、地下で地震を発生させた震源断層の大きさだけでなく、断層面上でのすべりを含めた活断層と地震の関係の全体像が理解されることとなる。

活断層は、地形形成の内的営力である地殻変動と外的営力である侵食作用の時間積分である変動地形から認定される。このとき、個々の断層周辺の地形形成環境の相違の影響は小さくない。そのため、従来の第一次近似としての画一的なモデル設定を今後さらに高度化するためには、手間のかかる個別の調査結果に基づく検討は避けえない。アメリカ・カリフォルニア州やネバダ州などの少雨な地域とは異なり、日本の多雨な環境下では、地形の侵食作用により次の地震まで地表地震断層がそのままの形態で保存されないことは、これまで活断層情報を利用する強震動予測の中でそれほど重視されていなかった。地形の侵食力については場所による差は大きいものの、その平均的な速度は活断層の平均変位速度と同程度と考えられている。活断層の情報から地下の震源断層の大きさを事前に予測する場合には、断層面上での変位量分布のばらつきに起因する地表地震断層の出現の割合の推定に加えて、特に変位量が小さな区間では地表地震断層のその後の侵食による消滅の可能性を不確定性としてあわせて評価する必要がある。

強震動予測において、上に述べた活断層の分布情報を地震の規模予測で活用することの他に、破壊開始地点の設定についても、活断層の分岐形状に基づくモデルからの推定が期待された（地震本部, 2010）。しかし、このモデルは、熊本地震について少なくとも事前に得られていた地表の活断層分布とは整合しなかった。この事実により、破壊開始地点の推定に活断層の分布情報は有用でないという指摘もある。一方、地震を起こす震源断層は地下から地表へ広がる中で主断層・副断層という構造をなすが、その 3 次元の分布構造は十分に明らかとなっていないので、地震学的に推定された断層破壊過程のデータとの比較からモデルの改良を目指すべきとの意見もある。

ここまで述べたように、活断層情報に基づく地下の震源断層の大きさの推定や破壊開始地点に関するモデルについては、関連する調査結果の精度がまだ不十分であるので、強震動予測に応用する際の解釈について専門家の意見が異なることも想定される。そうした認識論的な意見の相違を集約して強震動の予測を行うには、ロジックツリーを用いた不確定性の評価手法の導入も検討すべきであろう。大地震ごとに新たな知見と課題が同時に蓄積する活断層情報ではあるが、その不確定性に留意しつつモデルと適用手法の高度化を進めることで、大地震の際の地表地震断層の近傍での甚大な被害と関わる指向性パルスやフリグステップといった強震動の関連テーマの研究が進展するものと期待したい。

## 謝辞

編集担当の干場充之委員・岩田知孝委員からは、本稿の改善のための非常に有益なご指摘をいただきました。記して感謝いたします。

## 参考文献

今泉・他編, 2018, 『活断層詳細デジタルマップ 新編』, 東京大学出版会.  
地震調査研究推進本部, 2010, 『活断層の長期評価手法 (暫定版)』.

地震調査研究推進本部, 2016, 『平成 28 年 (2016 年) 熊本地震の評価』.

地震調査研究推進本部, 2017, 『震源断層を特定した地震の強震動予測手法 (「レシピ」)』.

活断層研究会編, 1991, 『新編日本の活断層 分布図と資料』, 東京大学出版会.

沖野範子・隈元 崇, 2006, 活断層研究, **26**, 29-36.

島崎邦彦, 2009, 岩波科学, **79**, 160-166.

鈴木康弘・渡辺満久・中田 高, 2016, 岩波科学, **86**, 839-847.

# (第 17 回) 地震動シミュレーション

強震動委員会 古村孝志 (東京大学地震研究所)

## 1. はじめに

震源から放射された地震波が不均質な地下構造を伝わり、地表に強震動を起こす過程は、震源断層と地下物性を詳細にモデル化した地震動シミュレーションにより確認することができる。

地震動シミュレーションの歴史は古く、1970 年代には離散化した運動方程式と応力-歪み構成方程式を、差分法や有限要素法などに基づいて数値計算により評価する手法が開発された。当時は計算機の制約により、シミュレーションは小さな 2 次元問題に限定されたが、1990 年代に研究機関にスパコンの導入が進むと、現実的な 3 次元の実問題への適用が一気に進んだ。

Yomogida and Etgen (1993) は、ロスアンジェルス盆地を 0.5 km の間隔で 196°192'64 格子にモデル化し、当時のスパコン CONVEX C-1 で 50 時間をかけて 26 秒間の地震波伝播を計算した。計算結果は平野の堆積層で強く増幅し、長時間揺れる表面波の挙動を良く再現し、地震動シミュレーションの道を開くこととなった。

以来、計算機 (CPU) の性能は 3 年で 2 倍の比率で高速化し、さらに多数の CPU を用いた並列計算技術が進んだことで、高速スパコンの性能は 10 年毎に 1000 倍ずつ進展を遂げてきた。今では、PC クラスタ並列計算機や、デスクトップ PC でも十分実用的な地震動シミュレーションが可能である。

並列計算に対応した高性能の計算プログラムも多数公開され、地下構造モデルの整備・公開と合わせ、地震動シミュレーションは身近な地震解析ツールになってきている。

## 2. 差分法による地震波動場の計算

地震動シミュレーションには、差分法 (FDM)、有限要素法 (FEM)、スペクトル要素法 (SEM) などが用いられ、

それぞれ離散化の方法や、境界条件の扱いに特徴がある。以降、FDM を用いた地震動シミュレーションを紹介する。

### 2-1. 入力データ

日本列島下の地震動シミュレーションに用いる地下構造モデルとして、地震調査研究推進本部から公開されている「全国 1 次地下構造モデル (JIVSM)」と「J-SHIS 深部地盤モデル」が利用できる。これらのモデルは、全国の反射・屈折法探査、深層ボーリング、微動探査等から推定された地下構造データを編集して作成されたものである。地震動シミュレーションの計算波形と観測波形との比較から、モデルの物性値の調整 (チューニング) も進められている。

上記の地下構造モデルでは、堆積層、地震基盤、コンラッド面、モホ面、プレート上面の深さが緯度・経度方向に一定の間隔で与えられている。これを空間補間し、堆積層や地殻の物性値 ( $V_p$ ,  $V_s$ ,  $\rho$ ,  $Q_p$ ,  $Q_s$ ) をその間に挟んでシミュレーションモデルを作成する。

高周波数 (>1 Hz) 地震動のシミュレーションでは、地震波の散乱・減衰に影響する小さなスケール (数十~数百 m 未満) の不均質構造が必要である。これは、一般に構造探査から直接推定は難しいので、堆積層や地殻の物性値の揺らぎ (平均速度からのずれ) として分布の統計モデル (von Kármán 型や Gaussian 型など) に基づき設定するのが一般的である。

震源の格子には、モーメントテンソルで表される点震源と等価な力を任意の震源時間関数で与え、地震波を放射させる。断層面を分割して点震源を並べることで、破壊伝播揺らぎや断層滑り分布の不均質を含めた断層震源をモデル化することもできる。

このように、震源断層上の破壊伝播を予め設定する「運動学的」シミュレーションとは別に、断層面の摩擦特性を



モデル化し、断層運動の開始から停止を自発的に引き起こす「動学的」シミュレーションも、震源の動的特性の評価や、震源近傍での強震動評価の目的に行われている。

## 2-2. 計算の制約条件と安定条件

FDM 計算の格子サイズには、計算で扱う地震波の波長よりも十分小さなものが必要である。そこで、地震動シミュレーションで評価する最大周波数（それ以上の高周波数成分は、計算結果からフィルタで除去する）に対応する地震波の最短波長（モデルの最小 S 波速度における波長）を求め、FDM 格子をその数分の一以下の大きさに設定する。格子間隔が粗いと、短波長の地震波成分（すなわち、高周波数の地震波成分）の伝播速度が遅れ、計算波形に人為的な分散現象（数値分散という）が生じる。細かな FDM 格子は、地下構造モデルの分解能を高めるためにも必要だが、3次元計算で格子サイズを 1/2 にすると、計算機メモリは 8 倍、計算時間は 16 倍に増大するため注意が必要である。

FDM 計算では、各格子上の波動場を、時間を追って評価する。このとき、時間幅（タイムステップ）は、FDM 計算の安定条件として制約され、1 ステップあたりに地震波が広がる距離が、格子サイズよりもずっと小さい必要がある。この条件が崩れると計算不安定を起こし、時間経過とともに計算結果が発散する。

## 2-3. 並列計算

最近の高性能 CPU には数個の演算コア（マルチコア）が内蔵されており、繰り返し（Fortran の DO ループ）演算をマルチコアで分担して進めることで高速化する。マルチコア並列計算は、プログラム中に並列化指示子（OpenMP など）を書き込みコンパイラに指示するか、あるいはコンパイラによってはオプション（-parallel など）を付けるだけでも自動的に進められる。

1 個の CPU が持つことができる記憶容量（メモリ量）は数～数十 GB 程度であり、大規模なシミュレーションには多数の CPU を用いた並列計算が必要である。並列 FDM 計算では、モデル空間を水平/鉛直方向に分割し、これを各 CPU に割り当てる。各 CPU では、MPI(Message Passing Interface) と呼ばれる通信ライブラリを用いて、隣接する CPU とデータ通信を行いながら計算を進める。

MPI 通信に要する時間は並列 FDM 計算全体の数%以下であり、一定数の CPU 数まで計算速度を上げることができる。ただし、CPU 数の増加とともに、計算速度の頭打ち現象が起こるため、モデルの規模に応じた効率的な CPU 数を考える必要がある。

OpenMP や MPI を用いた並列 FDM 計算プログラムは、多様な並列計算機環境で走らせることができ、計算規模に

応じてデスクトップ PC、PC クラスタ並列計算機、そして超並列スパコン等が選択できる。

## 3. 並列差分法コード

現在、地震動の並列 FDM コードが国内外で多数公開されている。その中から GMS（青井・他；2004）と OpenSWPC（Maeda *et al.*, 2017）を紹介する。これらのコードは Fortran で記述されており、入力データとなる地下構造モデル（J-SHIS や JIVSM など）と震源モデルの組み込みや、計算結果（地震波形、波動伝播スナップショット）の可視化ツールがセットで提供されている。

GMS は、地表付近を細かく離散化する「不連続格子」を採用することで、低速度の堆積層を効率良くモデルに取り入れることができ、一様な格子サイズを用いた場合に比べて、計算時間とメモリを大きく軽減できる。また、計算パラメータ（震源、地下構造モデル）の設定や、計算結果の可視化を Windows 上で動く GUI（Graphical User Interface）で操作することができ、アプリケーションソフトを使う感覚で地震動シミュレーションを進めることができる。GMS は Windows での並列計算に対応しており、Unix マシンでも実行可能である。

OpenSWPC は、昨年公開されたばかりの並列 FDM コードであり、PML（Perfect Matched Layer）吸収境界条件や、粘弾性体による広帯域で一定の減衰（ $Q_p$ ,  $Q_s$ ）モデル、等の新しい技術が導入されている。震源には、ダブルカップル点震源・面震源のほか、平面波の斜め入射が設定できる。Unix マシン（Intel 系 CPU マシン、地球シミュレータ、京コンピュータ等）での並列計算、あるいは 1CPU での計算に対応しており、地下構造モデルの設定や計算結果の可視化ツールもセットで用意されている。

## 4. 必要な計算機メモリ・計算時間

図 1 に、OpenSWPC を用いた 1984 年長野県西部地震（M6.8）の地震動シミュレーションを示す。表 1 には、計算領域  $384 \times 307 \times 40 \text{ km}^3$  を「低解像度（格子サイズ 0.4 km）」、「中解像度（0.1 km）」、「高解像度（0.025 km）」でモデル化した場合の FDM 計算のパラメータと、160 秒間の地震波伝播シミュレーションに必要な計算機資源（メモリ、計算時間）を示す。

図 1 は「中解像度モデル」の計算結果である。東京大学地震研究所の EIC 並列計算機システムの 36 CPU（Intel Xeon 2.5 GHz, 12 core）を用いて計算した。本計算には 1 TB のメモリと 8.5 時間（実時間）を要した。地下構造モデルの最小 S 波速度は 0.55 km/s であり、100 m の FDM 格子サイズのもとで、最短波長当たり 7 格子の離散化条件で、最大周波数 0.78 Hz の地震波伝播が評価できる。

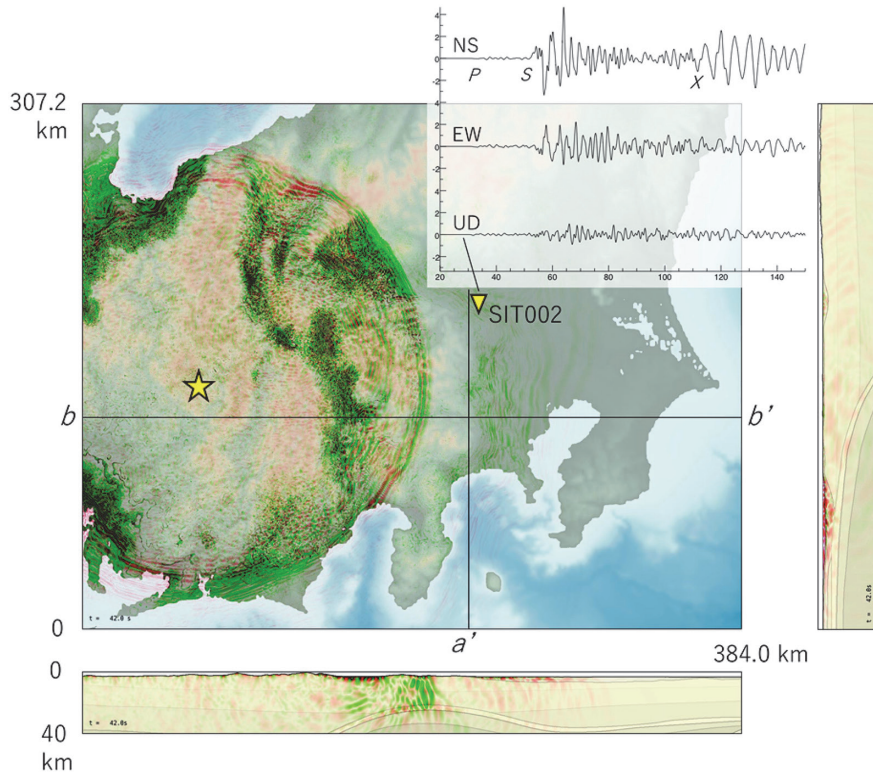


図 1 1984 年長野県西部地震の地震波伝播シミュレーションの例。地震発生から 42 秒後の地表および地下断面での地震波伝播の様子。右上は K-NET 熊谷 (SIT002) 地点での 3 成分速度波形 (シミュレーション結果)。この地震において、熊谷地方気象台で記録された顕著な後続相 (小山・他, 1992; 山田・他, 2006) が NS 成分の波形に S 波から 1 分遅れで到着 (X 印) する様子が再現されている。

表 1 地震動シミュレーションの諸元 (低, 中, 高解像度モデル) と, 必要な計算機資源量の見積もり。括弧内は中解像度モデルの各パラメータを基準とする倍率を表す。

	低解像度モデル	中解像度モデル	高解像度モデル
格子サイズ	400 m (4)	100 m (1)	25 m (1/4)
最大周波数	0.19 Hz (1/4)	0.78 Hz (1)	3.1 Hz (4)
格子数	768*960*100 (1/64)	3,072*3,840*400 (1)	12,288*15,360* 1,600 (4)
タイムステップ	0.024 s (4)	0.006 s (1)	0.0015 s (1/4)
総ステップ数	6,250 (1/4)	25,000 (1)	100,000 (4)
計算機メモリ	16 GB (1/64)	1 TB (1)	64 TB (64)
計算時間	1.2 時間	8.5 時間	9.4 時間
[使用計算機]	[Mac Pro, 1CPU]	[EIC, 36 CPU]	[ES, 1024 node]

次に、「低解像度モデル」での FDM 計算を考える。格子サイズを上記の 4 倍 (400m) にして、評価する最大周波数を 0.19Hz (上記の 1/4) とすることで、計算に必要なメモリは 1/64, 計算時間は 1/256 に激減する。この規

模であれば、1 台のデスクトップ PC (Mac Pro など) でも十分実行可能である。

「高解像度モデル」では、格子サイズを 1/4 (25m) に細かくすることで、最大周波数 3.1Hz までの地震動が評

価可能である。本 FDM 計算には、「中解像度モデル」の 64 倍のメモリと 256 倍の計算時間が必要になるが、たとえば、海洋研究開発機構の地球シミュレータ (ES) 等の、より高速な CPU (計算ノード) を多数用いて超並列計算を行うことで実行可能である。

## 5. 参考情報

地震動シミュレーションを詳しく知りたい方は、『地震』の総合報告 (竹中, 1993; 古村, 2009) を参照いただきたい。先に紹介した GMS や OpenSWPC のドキュメントや関連論文にも FDM 計算の詳しい説明があり、例題とともに地震動シミュレーションの具体的なイメージをつかむことができる。

地震動の FDM シミュレーションと、他の計算手法 (FEM, SEM など) についても詳しく学びたい方には、最近出版された教科書 (Igel, 2017; Moczo *et al.*, 2014) を薦める。

## 謝辞

計算には東京大学地震研究所地震火山情報センターの EIC 並列計算機システムを使用しました。計算には、OpenSWPC (Maeda *et al.*, 2017) と JIVSM 全国 1 次地下構造モデル (Koketsu *et al.*, 2012) を使用しました。編集担当の干場充之氏と岩田知孝氏、及び前田拓人氏と武村俊介氏には原稿を丁寧に読んでいただき、有益なコメントを頂きました。ここで紹介した FDM シミュレーションコードと地下構造モデルは以下からダウンロードできます。

GMS 地震動シミュレーションコード (防災科学技術研究所, 3 次元差分法による簡単に使える地震動計算ツール)

<http://www.gms.bosai.go.jp/GMS/>

OpenSWPC 地震動シミュレーションコード (GitHub ソフトウェア開発・公開プラットフォーム)

<https://github.com/takuto-maeda/OpenSWPC/>

J-SHIS 深部地盤モデル (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/download/>

JIVSM 全国 1 次地下構造モデルモデル (地震調査研究推進本部, 長周期地震動予測地図 2012 年試作版データダウンロード)

[http://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic\\_hazard\\_map/lpshm/12\\_choshuki\\_dat/](http://www.jishin.go.jp/evaluation/seismic_hazard_map/lpshm/12_choshuki_dat/)

## 参考文献

青井・早川・藤原, 2004, 物理探査, **57**, 651-666.

古村, 2009, 地震 **2**, **61**, S33-S92.

Igel, 2017, Computational seismology, A practical introduction, Oxford Univ. Press.

Koketsu, Miyake and Suzuki, 2012, Proc. 15th WCEE, 24-28, Paper 1773.

小山・瀬尾・佐久間, 1992, 日本建築学会構造系論文報告集, **440**, 133-139.

Maeda, Takemura and Furumura, 2017, EPS, **69**, 102.

Moczo, Kristek and Martin, 2014, The finite-difference modeling of earthquake motions, Cambridge Univ. Press.

竹中, 1993, 地震 **2**, **46**, 191-205.

山田・山中・小山, 2006, 第 12 回日本地震工学シンポジウム, 1533-1541.

Yomogida and Etgen, 1993, BSSA, **83**, 1325-1344.