3.9 データ活用予測研究

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 「データ活用予測研究」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	教授	日野亮太
	准教授	太田雄策
	准教授	内田直希
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	准教授	宮崎真一
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授	西村卓也
	准教授	伊藤喜宏
国立大学法人名古屋大学	教授	鷺谷威
減災連携研究センター		
国立大学法人名古屋大学大学院	准教授	伊藤武男
環境学研究科附属地震火山研究センター		
国立研究開発法人産業技術総合研究所	主任研究員	行谷佑一
活断層・火山研究部門		
国立大学法人東京大学大学院理学研究科	准教授	安藤亮輔
国立研究開発法人海洋研究開発機構	センター長	堀高峰
海域地震火山部門	特任技術研究員	中田令子
地震津波予測研究開発センター	特任技術研究員	兵藤守
	研究員	有吉慶介
国立研究開発法人理化学研究所	非常勤研究員	平原和朗
革新知能統合研究センター		

(c)業務の目的

・地殻変動観測データのコンパイルと解析、データベース化

京コンピュータ等で計算される多数の地震シナリオとその前後のゆっくりすべりのシ ミュレーション結果のデータベースと、GEONET・DONET・水準測量や三辺・三角測量等の地 殻変動データや相似地震のデータをコンパイルした観測データベースを構築する。

・プレート境界すべりの推移予測の妥当性検証と予測の試行

過去の地震やゆっくりすべりの観測データを逐次入力し、シミュレーションデータベー スと比較する同化の模擬テストを行う。また、次の豊後水道のゆっくりすべりや東北地方 太平洋沖地震後の余効すべり等に対して予測の試行実験を行う。これらを通して同化手法 や予測の問題点を洗い出し、改善に必要な知見を得る。

・逐次データ同化手法の改良

精度の異なる複数データを用いる場合の尤度評価やリアルタイムでデータを取り込み ながらモデルパラメータや初期値を更新できるように同化手法を改善する。 (d) 7 か年の年次実施業務の要約

平成 25 年度:

これまでに整備した地殻変動データのコンパイル結果に最新データを加えて、追 加解析を行うとともに、過去の豊後水道や八重山のゆっくりすべりで逐次同化の模 擬テストを行う準備を進めた。また、観測データベースの仕様を検討し、東北地方 太平洋沖地震前後のデータのコンパイルを始めた。複数データの尤度評価手法の開 発を進めた。

平成 26 年度:

前年度までに整備した地殻変動データのコンパイル結果に最新データを加えて、 さらに追加解析を行うとともに、過去の豊後水道や八重山のゆっくりすべりで逐次 同化の模擬テストを行った。また、観測データベースの仕様を決め、東北地方太平 洋沖地震前後のデータを引き続きコンパイルした。複数データの尤度評価手法の開 発に着手した。

平成 27 年度:

東北地方太平洋沖地震前後のデータ整備・解析を進め、シミュレーションデータ ベースを構築した。地震前後のすべりに対する予測の試行実験に向けて、観測デー タをある程度定量的に再現するシミュレーションモデルを構築した。このようにし て得られたモデルによるシナリオでは、日本海溝における M9 クラスの地震発生後 から次の宮城県沖地震発生までの間隔が、M9 地震発生以前の繰り返し間隔よりも 短くなる傾向が見られた。また、西南日本よび南西諸島における地殻変動データの 整備・解析を進め、プレート沈み込みおよびゆっくり地震の解析を行った。更に、 プレート境界におけるすべり発展予測システム構築に向けてモデルパラメータを 逐次更新するデータ同化手法の開発に着手した。

平成 28 年度:

前年度に引き続き、東北地方太平洋沖地震前後のデータの解析と、シミュレーシ ョンデータベースの蓄積を行うとともに、データ同化手法を用いた推移予測の模擬 テストに着手した。前年度までに整理した地殻変動データを統合して解析するため、 日本列島のブロック運動モデルの解析手法の開発を実施した。西南日本における地 殻変動データ解析を継続し、ゆっくりすべりやプレート間固着といったすべりの時 空間発展予測システム構築に向けて、モデルパラメータを逐次更新する手法を開発 した。

平成 29 年度:

海・陸地殻変動観測データに基づき、西南日本では内陸ブロック運動も考慮して、 南海トラフ沿いならびに日本海溝沿いのプレート固着強度の空間分布とその経年 変化を調査し、その知見を、東北地方太平洋沖を対象にしたシミュレーションデー タベースに反映させた。模擬テスト結果にもとづいて同化手法を改善するとともに、 豊後水道のゆっくりすべりで数値実験を行った。

平成 30 年度:

明治以降の水準測量・三角測量等の地殻変動データを用いて、明治期から現在ま

での南海トラフ地震の1サイクル分をカバーする測地データベースを整備し、地震 発生サイクルシミュレーションでの検証の準備として、地震発生サイクル中の地殻 変動計算ならびに近代観測データとの比較検討を行った。海・陸地殻変動観測デー タに基づき、西南日本では内陸ブロック運動も考慮して、南海トラフ沿いならびに 日本海溝沿いのプレート固着強度の空間分布とその経年変化を前年度に引き続き 調査し、巨大地震発生につながる現象と、観測に必要なスペックを明確化した。そ の知見を、南海トラフ・日本海溝を対象にしたシミュレーションデータベースに反 映させた。プレート境界の余効すべり・ゆっくりすべりのデータ同化手法の開発を 継続して進めるとともに、豊後水道・南海トラフ全域ならびに東北地方太平洋沖を 対象にしたシミュレーションデータベースを利用した既存データ同化手法での予 測試行実験を行った。

平成 31 年度(令和元年度):

昭和の南海トラフ地震の粘弾性応答の影響が GEONET の近年のデータで顕著で はないことから、サブ 2-1 の 3 次元地下構造情報を取り入れた南海トラフ 3 次元弾 性不均質構造モデルを用いた地震&ゆっくりすべりシナリオのシミュレーション を、大規模有限要素法を用いた計算(他プロジェクトとの連携)により実施した。 また、プレート境界すべりの推移予測の妥当性検証と予測の試行における従来の予 測手法の課題を踏まえて、改良した推移予測手法(アンサンブルカルマンフィルタ) を実データ(豊後水道スロースリップイベント)に適用し、妥当性を評価した。最 終的な成果のとりまとめとして、これらの成果に基づいて、今後地震本部の長期評 価や南海評価検討会で活用される、地殻変動・地震活動データの統合的なプレート 境界固着の現状把握・推移予測システムの実現に向けた具体的な道筋を、今後5年 ~10年の研究計画として整理した。

(e) 平成 31 年度(令和元年度)業務目的

昭和の南海トラフ地震以降の粘弾性応答とサブ 2-1 の3次元地下構造情報と整合す る南海トラフ3次元粘弾性構造モデルを用いて、地震&ゆっくりすべりシナリオを構築 するとともに、プレート境界すべりの推移予測の妥当性検証と予測の試行における従来 の予測手法の課題を踏まえて、改良した推移予測手法を実データに適用し、妥当性を評 価する。最終的な成果のとりまとめとして、これらの成果に基づいて、今後地震本部の 長期評価や南海評価検討会で活用される、地殻変動・地震活動データの統合的なプレー ト境界固着の現状把握・推移予測システムの実現に向けた具体的な道筋を示す。

(2) 平成 31 年度(令和元年度)の成果

- ① 地殻変動データ整備および東北地方太平洋沖地震の余効変動解析
 - (a) 業務の要約

本プロジェクトでは定常的な沈み込みを再現した有限要素モデルの構築、ブロック 運動モデルによる解析、過去の地殻変動データの整理等を実施してきた。引き続き 1) 既存の震源シナリオからプレート間固着の分布を推定し、ブロック運動モデルから推 定したプレート間固着の分布との比較することにより、測地データの視点から震源モ デルの妥当性について検討した。2)測地データから力学的アプローチを用いたプレート間固着を推定する手法を構築し東日本に適用した。3)2011年前後のひずみ集中帯およびその周辺における GNSS データから、ひずみ集中帯の変形特性を明らかにした。

(b) 業務の実施方法

1) 力学的アプローチによるプレート間固着の比較

前年度まで運動学的なフレームワークを用いたプレート間固着の推定を実施してき た。しかし、運動学的アプローチによるプレート間固着は力学的な固着領域とその周囲 の応力集中に伴う見かけ上の固着領域で構成されており、地震時の大滑り域や強震動 生成域 (SMGA) になり得るアスペリティ分布を知るためには、力学的な固着領域を推定 する必要がある。Bürgmann et al. (2005)は地震時の滑り領域から力学的固着領域のシ ナリオを仮定し、その周囲の応力集中によって生じる剪断歪を解消するような固着分 布を推定した。その考察から、力学的固着領域は地震の滑り領域よりも狭いと報告して いる。本研究では力学的固着領域のシナリオから見かけ上の固着を含む固着分布を推 定するための定式化を実施し、既存の地震発生シナリオを測地学的な視点から検証す る。図3-9-(2)-①-1は力学的固着の概念図である。図3-9-(2)-①-1の アクティブバックスリップは力学的固着領域に相当し、パッシブバックスリップは応 力集中によって生じた剪断歪を解消する固着領域であり、力学的固着領域を設定する ことで、運動学的に推定される固着領域に相当する固着分布を推定することが可能と なる。本手法により、既存の地震発生シナリオから運動学的に推定される固着領域に相 当する固着分布を推定し、測地データから運動学的に推定されたプレート間カップリ ング分布との比較と本手法の有効性を確認した。



図3-9-(2)-①-1 力学的固着モデルの概念図。アクティブバックスリップに よって生じた応力集中(上図)が発生し、その応力集中を解消するパッシブバックスリ ップ分布を推定する。

2) 測地データに基づく力学的プレート間固着の推定

測地データから力学的プレート間固着の推定のための定式化を実施し、比較的検証

が容易な東北日本に適用し有効性を確認する。そのために、プレート境界面上の力学的 固着と地表の変位ベクトルの関係を力学的固着モデルとして構築し、MCMC を用いた逆 問題として推定を行う。しかし、地表における測地データからは一意に力学的固着領域 を推定することは本質的にできないため、図3-9-(2)-①-2のような力学的固 着領域のパラメータ化により解の安定化を行った。開発した手法を新たに設定した東 日本のブロック運動モデル(図3-9-(2)-①-3)に取り込み、力学的固着分布と ブロック運動の同時推定を行った。なお、解析に用いた測地データは1997年から2003 年の GEONET による地殻変動速度データおよび、2002年から2011年の海上保安庁の海 底 GNSS/A 観測による地殻変動速度データである。



図3-9-(2)-①-2 プレート境界面上の力学的固着領域のパラメータ化の概念図。 プレート境界面上の力学的固着領域はその上端と下端のみで領域を定義する。



図 3 - 9 - (2) - ① - 3 北側からみた東日本の地殻ブロック、プレート境界面形状の 鳥瞰図。

3) ひずみ集中帯の変形特性

従来の研究で、日本海東縁のいわゆるひずみ集中帯では非弾性変形が生じていること が示唆されていた(Meneses-Gutierrez and Sagiya, 2016)。国土地理院の全国 GNSS 観 測網(GEONET)のデータを用いて、非弾性変形の変形特性を明らかにすることを試みた。 以下では、東北日本の変形が主に東西方向に生じていることから、東西方向の直線ひず み速度について検討する。ひずみ集中帯内部では弾性変形と非弾性変形が共存してい る一方、ひずみ集中帯の外では弾性変形のみが生じていると考える。ひずみ集中帯内部 および外部のひずみ変化をそれぞれΔe_{in}、Δe_{out}とする。

$$\Delta e_{in} = \Delta e_{in}^{e} + \Delta e_{in}^{i}$$
$$\Delta e_{out} = \Delta e_{out}^{e}$$

弾性体としての性質を1次元のバネで考えると、変形に伴う応力変化Δσは以下のよう に表せる。

$\Delta \sigma = k_{in} \Delta e_{in}^e = k_{out} \Delta e_{out}^e$

ここで*k_{in}*, *k_{out}*は、ひずみ集中帯内部および外部を表すバネの弾性定数である。以上の 式より、ひずみ集中帯内部および外部のひずみ変化について以下の式が得られる。

$$\Delta e_{in} = \frac{k_{out}}{k_{in}} \Delta e_{out} + \Delta e_{in}^{i}$$

この式は、同一時期におけるひずみ集中帯内部のひずみ変化と隣接する外部のひず み変化は線形の関係にあり、傾きは弾性定数の比を、切片はひずみ集中帯における非弾 性変形の大きさを表すことになる。図3-9-(2)-①-4に示す日本海東縁部の6 つの基線対について、1997年-2018年の期間について、2年間毎の直線ひずみ速度の 比較を行い、ひずみ集中帯の変形特性を調査した。



図 3 - 9 - (2) - ① - 4 ひずみ集中帯を跨ぐ基線(実線)と隣接する外部の基線(破線)の対。



図3-9-(2)-①-5 (a)-(c)の青の実線は各地震シナリオのアスペリティ分布。 プレート境界面上の色は各地震シナリオのアスペリティ分布から推定したバックスリ ップ分布。青色の波線で囲まれた領域は測地データから推定されたバックスリップ分 布に対してバックスリップ量が不足している場所。緑色の波線で囲まれた領域はバッ クスリップ量が過大な場所。(a) SMGA モデル(中央防災会議, 2012)。(b)強震断層最大 想定モデル(中央防災会議, 2012)。(c) 東海・東南海・南海モデル(中央防災会議, 2001)。 (d) Kimura et al. (2019)で測地データから推定されたプレート間固着分布。

(c) 業務の成果

1) 力学的アプローチによるプレート間固着の比較

図 3 - 9 - (2) - (1 - 5は既存の 3 つの南海トラフにおける地震発生シナリオから 推定した固着分布((a)-(c)) と測地データから推定された固着分布(d) を示し、それ ぞれの比較検証を行った。その結果、測地データから推定された固着分布(図 3 - 9 - (2) - (1 - 5(d))に対して、SMGA モデル(図 3 - 9 - (2) - (1 - 5(a))は浅部の固着領 域が不足し、強震断層最大想定モデル(図 3 - 9 - (2) - (1 - 5(b))では深部の固着領 域が過大に評価されている。一方、東海・東南海・南海モデル(図 3 - 9 - (2) - (1 - 5(c))では浅部領域の固着域において、多少の過不足がみられるが、おおむね整合性の ある結果となった。 2) 測地データに基づく力学的プレート間固着の推定

図3-9-(2)-①-6は測地データから推定した東日本の力学的固着分布を示し ている。2011年東北沖地震が発生した福島県沖および宮城県沖に 5.6×10³km²、6.3× 10³km²の面積を有する力学的固着領域が推定された。これらの力学的固着域の下端の 深さはおよそ 40km と 36km であり、2011 年東北沖地震の強震動生成域と概ね対応して いる。一方、千島海溝沿いで推定された力学的固着領域は、"17世紀型の巨大地震"を 示唆している可能性がある。図3-9-(2)-①-7は推定された力学的固着分布か ら地表の地殻変動速度を計算した結果、陸上では比較的良い一致を示している。一方で、 海底地殻変動データはあまり説明できていない。今後、海底地殻変動データの重みを調 整する必要があると考えられる。図3-9-(2)-①-8(a)は運動学的な固着領域に 相当する固着分布と震源分布との対応を示し、M7.5 以上の地震が力学的固着域の縁で 発生しており、力学的固着域の縁での応力変化が地震をトリガーしている可能性が示 唆される。一方、1968年十勝沖地震の震源域や岩手県沖のM7以上の地震の発生領域で は力学的固着域は検出されず、1994 年三陸はるか沖地震の余効地震の影響やデータ不 足などのさらなる検討が必要である。さらに、2003年十勝沖地震の強震動生成域に対 応する力学的固着域は推定されなかった(図3-9-(2)-①-8(b))。そのため、さ らなる検証を行った。その結果、力学的固着域の推定のために周辺の応力集中を用いる ため、プレートの形状が複雑な地域においてはプレート形状の違いが推定結果に大き な影響を及ぼし、異なるプレート形状モデルを採用するとこの地域では力学的固着の 下端の深さが大きく変化する。特に、十勝沖地震の震源域はプレート形状が周辺と異な ることから顕著にこの違いが現れる。よって、プレート形状の違いによる地震シナリオ の検証が必要になる。



図3-9-(2)-①-6 測地データから推定された力学的固着域の確率密度分布。 力学的固着域の確率密度分布とは、力学的固着領域であるとサンプルされた回数と全 サンプル回数の比で定義される。



図3-9-(2)-①-7 観測データと計算値との比較。黒と赤の矢印はそれぞれ、観 測値と計算値を示している。



図 3 - 9 - (2) - ① - 8 (a) 本研究で推定した力学的固着分布(図 3 - 9 - (2) - ① - 5) から計算された運動学的固着領域に相当する固着分布と震源分布(1930 年 - 2018 年 M7以上)との比較。(b) 2003 年の十勝沖地震の強震動生成と力学的固着領域との 関係。領域は図 3 - 9 - (2) - ① - 7 (a)の灰色の四角に対応する。

3) ひずみ集中帯の変形特性

図3-9-(2)-①-4に示した6つの基線対について、2年毎の直線ひずみ速 度を比較した結果を図3-9-(2)-①-9に示す。個々の基線についての結果は多 少のばらつきが見られるが、全部を合わせてみると以下に述べるような傾向を明瞭に 読み取ることができる。まず、ひずみ速度が正となる伸張場において、ひずみ集中帯外 部(BL1)と内部(BL2)のひずみ速度はほぼ比例関係にある。直線の傾きは弾性定数の 比を表すと考えられるが、比が1から顕著にずれるようには見られない。一方、短縮変 形においては、ひずみ集中帯の外側でひずみ速度が変化しても内部のひずみ速度は-0.15 ないし-0.1ppm/年でほぼ一定であることが分かる。この結果は当初予想していた ものとは異なり、非弾性変形が一定速度で常に進行しているように見えない。この観測 結果に対しては、ひずみ集中帯が弾塑性挙動を示していると解釈することが可能であ る。話を簡単にするために完全弾塑性体を考えると、応力が降伏強度に達するまでは弾 性的に振る舞い応力に対して線形にひずみが増加する。降伏が生じると応力値一定の まま塑性変形が進行する。しかし、塑性変形が起きている状態から除荷されると、最初 の弾性的な勾配に沿って応力とひずみが減少する。ひずみ集中帯では東西圧縮応力場 が卓越しており、2011 年以前の短縮変形場においては一定速度で塑性変形が進行して おり、その速度は外部における短縮速度の変化に影響されていなかった。一方、2011年 以降は東西伸張による除荷が生じ、弾性勾配に沿って伸張変形が生じていると考えら れる。



図3-9-(2)-①-9 ひずみ集中帯外部(BL1)と内部(BL2)の直線ひずみ速度の 比較。伸張場において両者は概ね比例関係にあるが、短縮場では比例していない。

(d) 結論ならびに今後の課題

 力学的アプローチによるプレート間固着の比較 測地データから既存の3つの地震発生シナリオを評価する手法を構築した。その結 果、東海・東南海・南海の地震発生シナリオ(中央防災会議、2001)がもっとも測地デ ータから推定されたプレート間固着分布と整合性があることがわかった。このような、 地震発生シナリオを測地データに基づく固着分布と直接的に評価できる枠組みを構築 した。

2) 測地データに基づく力学的プレート間固着の推定

測地データから直接的に力学的プレート間固着を推定する手法を構築した。比較的 検証が可能な東日本の測地データに適用し、手法の有効性の検証を行った。その結果、 多くのM7.5以上の地震は力学的固着領域の縁で発生しており、2011年東北沖地震の強 震動生成域に対応する力学的固着域が推定され、本手法の有効性が確認された。一方、 本手法は力学的固着に伴う応力計算を行うため、推定結果はプレート形状に大きく依 存する。特に、2003年十勝沖地震の強震動生成域は周辺とは異なるプレート形状であ るため、異なるプレート形状モデルでの検証が必要である。これらの手法を西南日本に 適用して評価するには、プレート形状モデルによる違いについても考慮する必要があ る。

3) ひずみ集中帯の変形特性

2011 年東北地方太平洋沖前後におけるひずみ集中帯内部と外部の GNSS 基線につい て直線ひずみ速度を比較することにより、ひずみ集中帯の特徴的な変形特性を明らか にした。2011 年以前の短縮場と 2011 年以降の伸張場では異なる振る舞いが見られ、ひ ずみ集中帯が弾塑性体として挙動し、2011 年以前には圧縮応力場に対して降伏条件下 で塑性変形が進行していたと考えることで解釈することができる。

(e) 引用文献

- Bürgmann, R., M. G. Kogan, G. M. Steblov, G. Hilley, V. E. Levin, and E. Apel, Interseismic coupling and asperity distribution along the Kamchatka subduction zone, J. Geophys. Res., 110, B07405, doi:10.1029/2005JB003648, 2005.
- Kimura, H., K. Tadokoro, and T. Ito, Interplate coupling distribution along the Nankai Trough in southwest Japan estimated from the block motion model based on onshore GNSS and seafloor GNSS/A observations, J. Geophys. Res., 124, 6140-6164, doi: 10.1029/2018JB016159, 2019.
- Nozu, A. and K. Irikura, Strong-motion generation areas of a great subductionzone earthquake: waveform inversion with empirical Green's functions for the 2003 Tokachi-oki earthquake, Bulletin of the Seismological Society of America, 98, 1, 180-197, 2008.
- Kamae, K. and K. Kawabe, Source model composed of asperities for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake (MJMA = 8.0) estimated by the empirical Green's function method, Earth Planets Space, 56, 323-327, 2004.

Meneses-Gutierrez, A. and T. Sagiya, Persistent inelastic deformation in

central Japan revelaed by GPS observation before and after the Tohoku-oki earthquake, Earth Planets Sci. Lett., 450, 366-371, 2016.

東北地方太平洋沖地震前後の地殻変動の特徴

(a) 業務の要約

東北地方の海陸地殻変動観測・地震データを用いて、2011 年東北地方太平洋沖地震 (以下、東北沖地震)の発生以前および以降に発生したプレート間固着強度の時空間ゆ らぎの予測実験を実施した。

まず、日本海溝における東北沖地震直後における微動活動の周期性について短周期 海底地震計(S-OBS)を用いて明らかにした。具体的には低周波微動を検出するアルゴリ ズムを開発しそれを S-OBS 記録に適用した。その結果、東北沖地震直後でも微動活動は 発生しており、その震源は繰り返し地震発生域近傍であること、そして 2016 年の活動 様式同様の周期性を有することが明らかになった。これは、こうした低周波微動活動が 背景の非地震性すべりのすべり速度を反映している可能性を示唆する結果である。

また、南海トラフ域およびトルコのアナトリア断層での巨大地震発生域近傍の繰り 返し地震を調査することで、大地震の破壊域の周辺に位置するという繰り返し地震共 通の特徴が明らかになった。また、南海トラフでは、本課題でこれまで明らかにした東 北沖地震前後と同様に、時間的・空間的な非地震性すべりの移動が明らかとなり、大地 震前期間のスロースリップの時空間変化について、新たな知見を得ることができた。

(b) 業務の成果

1) 日本海溝における低周波微動の活動度の周期性に関する研究

日本海溝における低周波微動の活動度の時間変化を、特に周期性に着目し、海底地震 計データから明らかにした。日本海溝においては、Matsuzawa et al. (2015) が陸上 の広帯域地震計を用いて超低周波地震 (VLFE)を見出している。彼らは VLFE が東北沖 地震後の地震時すべり域の周縁で発生したと考えられるスロースリップイベントのす べりの加速に伴い発生したことを示唆している。一方で陸上観測点と VLFE 震源は遠く、 VLFE の波形の特徴やその活動度の詳細は明らかになっていない。H30 年度には東北沖 地震後に設置された短周期海底地震計 (S-OBS) データから日本海溝の特に岩手沖にお けるスロー地震の活動の時間変化に注目した解析を実施したが、R1年度はさらに解析 を進め、Nishikawa et al. (2019) が S-net データを用いて見出した低周波微動の活 動様式と、本研究で対象としている東北沖地震直後の時間帯域における活動様式の比 較を行った。

解析においては、先行研究により推定された VLFE の発震時刻に着目し、S-OBS 記録 を確認すると、発震時刻前後で水平2成分の振幅の増大が確認された(図3-9-(2) -②-1(a))。またそれら振幅の大きさ順と推定された震源と OBS 観測点の震源距離 の長さ順が調和的であったことから、先行研究で推定された震源近傍で時間的に同期 したイベントであると考えた。さらにそれらイベントの波形は通常地震と比べ高周波 成分が弱いことから、低周波微動である可能性が高いと判断した。また、本研究では基 準となる微動を選定し、震源と規模が同程度のイベント検出アルゴリズムを開発した。 その結果、東北沖地震直後でも微動活動は発生していること、また Schuster 検定 (Ader et al., 2013) により,各周期における「イベント発生率一様でイベント発生 の時間分布を生成できる」とする帰無仮説を有意水準と比較した結果、Nishikawa et al. (2019) が見出した 2016 年以降の微動活動と同様の周期性を有することが明らか になった(図3-9-(2)-②-1(b))。また、低周波微動活動が背景の非地震性すべ りのすべり速度を反映していると仮定すると、三陸沖では東北沖地震直後から現在ま で同程度の時間間隔で非地震性すべりが発生していた可能性を示唆する。



図3-9-(2)-②-1(a)本研究で使用した観測網(a)海底地震計(緑)と観測期 間中に近傍で発生した超低周波地震(赤)、S-net により検出された低周波微動(黒円、 Nishikawa et al., 2019)(b)本研究で観測された低周波微動、その近傍に震源を持 つ小繰り返し地震、そして震源距離100 km 以上の通常地震の速度波形。(c)(b)にお ける各イベントの観測点 A0. S05 におけるパワースペクトル密度。



図3-9-(2)-②-1(b) Schuster 検定 (Ader et al., 2013)の結果。赤線と黒線 はそれぞれ本研究で検出した低周波微動の結果とNishikawa et al. (2019) で検出さ れた低周波微動の結果。破線は99%の有意水準を示す。これを見ると、65日程度の周 期でNishikawa et al. (2019)の微動活動は特に周期性が強く、本研究の結果でも少な くても65日程度でその前後の周期に比べ周期性が強いということが分かる。

2) 他地域の比較による東北沖地震の東北地方太平洋沖地震前後の地殻変動の特徴

これまで東北地方で行われてきた繰り返し地震を用いたプレート境界での非地震性 すべりの推定を南海トラフ領域およびトルコのアナトリア断層に適用し、比較検討を 行なった。

観測期間中に巨大地震が発生していない南海トラフにおいては、九州から四国の沖 合において(1)繰り返し地震とスロー地震(微動、超低周波地震、長期的スロースリッ プ)、過去の南海地震のすべり域が相補的な空間分布をすること、(2)繰り返し地震と 他のスロー地震が順を追って活発化する現象が存在し、それらがプレート間固着が比 較的弱い九州沖から、比較的強い四国沖に伝播する現象があることがわかった(図3-9-(2)-②-2(a))。これはスロースリップの伝播を示している可能性がある。

スロー地震とプレート間固着域の相補的な空間分布は東北沖でも知られているが、 繰り返し地震とスロー地震の棲み分けについては、東北沖ではそれほど顕著ではない。 今後それらの位置関係をより詳細に検討していくことが重要と考えられる。一方、南海 トラフにおけるインターサイスミックの期間のスロースリップの伝播は、東北沖で 2011 年の東北沖地震の直前に見られたような固着の緩みが、大地震の前に繰り返し起 こる可能性を示す。

横ずれ断層であるアナトリア断層沿いでは、マルマラ海が地震の空白域となってお り、この領域での地震ポテンシャルの評価が重要である。8年間の定常地震観測網にお ける地震波形を用い、繰り返し地震の抽出を行ったところ、アナトリア断層沿いのこれ までの地震の破壊域の境目の近くにあたる3ヶ所で繰り返し地震活動が見出された。 これは、東北日本や南海トラフと同様に繰り返し地震が大地震の周縁部に位置するこ とを示すと考えられる。また、推定されたすべりレートは、プレートの変位速度に近く、 速い断層クリープがそれらの場所で起きていることが推定された(3-9-(2)-2) 2(b))。 今回得られた非地震性すべりは、海底の断層を挟んだ繰り返し測距(Yamamoto et al., 2019)のデータと比較し、モデル化がされており、地殻変動データと地震データを統合してモデル化することで、よりよい固着モデルが構築できることを示す。

今回、東北地方と同様の基準で繰り返し地震の抽出が他地域でできたことで、数が少 ない巨大地震と非地震性すべりの時空間的関係の関係について、より多くの事例を調 査することができた。



図3-9-(2)-②-2(a) (a)南海トラフでの繰り返し地震(赤丸)および他のス ロー地震(黄色丸・橙色丸)の分布。(b)繰り返し地震およびスロー地震から推定され る長距離のスロースリップの移動。(c)スロースリップ移動のモデル(Uchida et al., 2020)。



図3-9-(2)-②-2(b)(a)トルコ、マルマラ海周辺で発見された繰り返し地震 発生領域(A-C)と(b)そこでの繰り返し地震の波形例および(c)3領域で繰り返し地震か ら推定したプレート境界のすべりレート(Uchida et al., 2019)。

(c) 結論ならびに今後の課題

R1年度は東北地方の海陸地殻変動観測・地震データを用いて、2011年東北地方太平 洋沖の発生以前および以降に発生したプレート間固着強度の時空間ゆらぎの予測実験 を継続して進めた。また、他地域との比較も行った。このように東北地方太平洋沖地震 前後のプレート間固着強度の時空間ゆらぎ等に関する諸情報に関する整理を7年間を 通じて着実に進展させることに成功した。一方で、2011年東北地方太平洋沖地震は、数 百年間隔で発生する超巨大地震であり、その余効変動は現在も継続している。それら現 象を継続して注視して解釈を進めることは、巨大地震における地震後から地震間のひず み蓄積過程への遷移を理解することであり、今現在、地震間のひずみを蓄積していると 考えられる南海トラフ巨大地震の準備過程を予測するという観点においてきわめて重 要であると考えられる。

(d) 引用文献

- Ader, T. J. and J.-P. Avouac, Detecting periodicities and declustering in earthquake catalogs using the Schuster spectrum, application to Himalayan seismicity, Earth and Planetary Science Letters, 377-378, 97-105. doi:10.1016/j.epsl.2013.06.032, 2013.
- Matsuzawa, T., Y. Asano, and K. Obara, Very low frequency earthquakes off the Pacific coast of Tohoku, Japan, Geophys. Res. Lett., 42(11), 4318-4325, doi:10.1002/2015GL063959, 2015.

Nishikawa, T., T. Matsuzawa, K. Ohta, N. Uchida, T. Nishimura, and S. Ide,

The slow earthquake spectrum in the Japan Trench illuminated by the S-net seafloor observatories, Science, 365(6455), 808-813, doi:10.1126/science.aax5618, 2019.

- Uchida, N., D. Kalafat, A. Pinar, and Y. Yamamoto, Repeating earthquakes and interplate coupling along the western part of the North Anatolian Fault, Tectonophysics, 769, 228185, doi:10.1016/j.tecto.2019.228185, 2019.
- Uchida, N., R. Takagi, Y. Asano, and K. Obara, Migration of shallow and deep slow earthquakes toward the locked segment of the Nankai megathrust, Earth and Planetary Science Letters, 115986, 2020.
- Yamamoto, R., M. Kido, Y. Ohta, N. Takahashi, Y. Yamamoto, A. Pinar, D. Kalafat, H. Özener, and Y. Kaneda, Seafloor geodesy revealed partial creep of the North Anatolian Fault submerged in the Sea of Marmara, Geophys. Res. Lett., doi:10.1029/2018GL080984, 2019.
- 予測システムの検証・予測試行実験
 - (a) 業務の要約

前年度までに開発した EnKF (アンサンブルカルマンフィルター)を用いた地殻変動 データの逐次同化による、プレート境界すべりと摩擦パラメータの推定の妥当性や問 題点を洗い出し、改善に必要な知見を得るために、豊後水道 L-SSE (長期的スロースリ ップイベント)について、プレート境界すべりの推移予測の試行実験を行った。その結 果、アンサンブル平均だけを見て推移予測をするのではなく、各アンサンブルのばらつ き具合も見ることで、得られた結果の信頼性を判断する必要があることがわかった。

(b) 業務の成果

H29 年度のプロジェクト成果として開発された、EnKF を用いた地殻変動データの逐次同化による、プレート境界すべりと摩擦パラメータの推定手法 (Hirahara and Nishikiori, 2019)に対し、H30 年度に計算コードの並列化を行い、処理を高速化するとともに、複雑なプレート境界面形状に適用できるように、応力変化・地表変形応答の計算方法を変更した。R1年度は、この並列化したコードと物理探査に基づく3次元のプレート境界面形状 (Baba et al., 2002)を利用して、豊後水道で約8年の繰り返し間隔で発生するL-SSE (図3-9-(2)-③-1)の逐次推移予測を行った。先行研究 (Hirahara and Nihsikiori, 2019)と同じ方法で100個のアンサンブルを作った。同化 間隔は 20 日、地殻変動観測点は 89点である。真のモデルでのL-SSE の繰り返し間隔 は約8.3年である。その結果、各アンサンブルのL-SSE パッチ中心でのすべり速度の推定値は1500日頃まではふらつく(図3-9-(2)-③-2、橙線)が、100アンサンブルの平均値は、真値とのずれはほとんど見られなかった(図3-9-(2)-③-2、緑線)同様に、摩擦パラメータの推定結果は、1500日頃には真値に近い値まで収束し、その後のふらつきが小さくなっていた(図3-9-(2)-③-3)。

そこで、パラメータ推定が収束する前に、地殻変動データとの同化計算を打ち切った 場合、その後のすべりの推移予測にどのような違いがみられるのかを確認するための 数値実験を行った。データの全期間7300日(20年間)に対して、途中(50日、500日、 1000日、1500日、2000日、3000日)まで同化を行い、その後は各同化計算打ち切り時 点で推定された摩擦パラメータセットのままで、すべりの時間発展を計算した。ただし、 各アンサンブルに対するシステムノイズは、全期間同化する場合と同じ大きさで、与え 続けた。なお、50日と500日はすべりが加速している時期、1000日はすべり速度がピ ークを迎えた時期、1500日と2000日はすべりが減速している時期、3000日は次のSSE に向けて加速を始めた時期といえる。

その結果、同化期間が短いと、各アンサンブルのふるまいは大きくばらついたが(図 3-9-(2)-③-4(a)-(b))、SSEを一度経験した 1000日程度まで行うと、100アン サンブルの平均では、L-SSEのすべりの推移予測はかなり真値に近いすべりを推定でき るようになっていた(図3-9-(2)-③-4(c)-(f))。ただし、偶然、真値に近い 値が推定されているタイミングで、同化計算が打ち切られた場合は、より同化期間が長 い場合よりも、各アンサンブルがばらついていても、アンサンブル平均では良い予測結 果が得られていた(図3-9-(2)-③-4(a)と(b)、(c)と(d))。



図3-9-(2)-③-1 数値実験に用いた豊後水道 SSE パッチ中心でのすべり速度 の時間変化。赤線は真値、橙線は同化に使用した初期アンサンブル (100 個)、緑線は 100 アンサンブルの平均である。2回目の SSE が始まる (3000 日)頃から、真値と平均 値とのずれが大きくなっている。



図 3 - 9 - (2) - ③ - 2 最後(7300 日)まで同化を行った場合の、豊後水道 SSE パ ッチ中心でのすべり速度の時間変化。赤線は真値、橙線は各アンサンブルの推定値(100 個)、緑線は 100 アンサンブルの平均である。



図 3 - 9 - (2) - (3) - 3 最後 (7300 日) まで同化を行った場合の、摩擦パラメータの推定値の時間変化。上から、SSE パッチの A、B-A、L を示す。赤・橙・緑線は図 3 - 9 - (2) - (3) - 1 と同じ意味である。



図3-9-(2)-③-4 途中まで同化計算を行った場合の、豊後水道 SSE パッチ中 心でのすべり速度の時間変化。赤線は真値、橙線は各アンサンブル (100 個)、緑線は 100 アンサンブルの平均である。青点線は、同化計算を打ち切った時間を示す。(a)50 日、(b)500日、(c)1000日、(d)1500日、(e)2000日、(f)3000日。

(c) 結論ならびに今後の課題

前年度までに開発した地殻変動データの逐次同化による、プレート境界すべりと摩 擦パラメータの推定の妥当性や問題点を洗い出し、改善に必要な知見を得るために、プ レート境界すべりの推移予測の試行実験を行った。その結果、アンサンブル平均だけを 見て推移予測の良否を判断するのではなく、各アンサンブルのばらつき具合も見るこ とで、得られた結果が偶然なのか信頼できるものなのかを、判断する必要があることが わかった。逐次データ同化の実用化を行うためには、初期アンサンブルのばらつきを大 きくしても安定して計算できるようコードを改良すること、初期アンサンブルの数を 増やすための計算手法の高速化などの改善が必要であることがわかった。

(d) 引用文献

- Baba, T., Y. Tanioka, P. R. Cummins, and K. Uhira, The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model, Phys. Earth Planet Inter., 132, 59-73, 2002.
- Hirahara, K. and K. Nishikiori, Estimation of frictional properties and slip evolution on a long-term slow slip event fault with the ensemble Kalman filter: numerical experiments, Geophys. J. Int., 219, 2074-2096, 2019.
- ④ 余効すべり・過去のゆっくりすべり同化手法の開発
 - (a) 業務の要約
 - 1) MCMKF(モンテカルロ混合カルマンフィルタ)によるすべり推定(東海 SSE)

GNSS 等による地殻変動の連続時系列データから断層のすべりの時空間変化を推定す る手法である改良型のネットワークインバージョンフィルター(モンテカルロ混合カ ルマンフィルタ、以下 MCMKF)(Fukuda et al., 2008)を、1997年から2017年までの東 海地方の GNSS 時系列データに適用し、プレート境界で発生するスロースリップイベン ト(SSE)の時空間変化を推定した。その結果、MCMKF の優位性を活かして、浜名湖直下 の2回の長期的 SSE と多数の小規模な短期的 SSE が推定され、両者のすべりの時空間 発展が推定できた。

2) EnKF(アンサンブルカルマンフィルタ)による豊後水道長期的スロースリップ断層 面上での摩擦パラメータ推定とすべり発展予測(GNSS 実データへの適用)

これまで逐次的データ同化手法である EnKF(淡路・他、2009)による長期的スロース リップ(L-SSE)断層領域での摩擦パラメータ推定とすべり発展予測を目指して、豊後水 道 L-SSE を対象に双子(数値)実験を行い、EnKF システム開発を行ってきた(Hirahara and Nishikiori, 2019)。

今年度は、まずこれまで仮定していた平面断層ではなく、実際の豊後水道に沈み込む フィリピン海プレートの3次元曲面形状を取り入れた L-SSE 断層領域を設定した。次 に、国土地理院 GEONET 実データ解析への適用の手始めとして、デトレンドした GNSS 観 測データから運動学的逆解析により推定された豊後水道 L-SSE 領域上でのすべり速度 をデータに EnKF システムを適用し、摩擦パラメータ分布推定とすべりの発展予測を試 みた。その結果、2010年豊後水道L-SSEを対象とした実験において、L-SSE領域における摩擦パラメータが収束し、円形パッチ内ではすべり速度の解析値が安定して得られた。これは、実観測データに基づいた EnKF 解析において、L-SSE領域の摩擦パラメータ及びすべり速度の時間発展の推定に成功した、初めての成果と言える。更にL-SSE発生期間中において、そのイベントの終息時期の予測といった数か月程度の短期的な予測が可能であることが示された。

(b) 業務の成果

1) MCMKF (モンテカルロ混合カルマンフィルタ) によるすべり推定 (東海 SSE)

1997 年 1 月から 2017 年 12 月までの東海地方における GEONET 観測点 221 点と GPS 大 学連合 21 点の GNSS データから日座標値を算出し、MCMKF を用いてフィリピン海プレー トと陸側プレートの境界面におけるすべりの時空間発展(図3-9-(2)-④-1、図 3-9-(2)-④-2)を推定した。アンテナ交換に伴うオフセットや東海地方のプレ ート境界面以外で発生した地震時・地震後の地殻変動等の補正と1997-1999年の平均 速度を取り除いた GNSS データに対する 21 年間のすべりの時空間発展(図3-9-(2) - ④- 2)を見ると、2000-2006 年頃と 2013-2015 年頃に長期的 SSE が発生している ことが確認された。両長期的 SSE とも深さ 20-25km の領域から開始しているが、前者 の SSE では 2003-2004 年頃に深さ 40km 程度の低周波微動発生領域まですべり領域が 拡大したのに対し、後者の SSE ではすべりの移動がほとんど見られなかった。前者の SSE では 2003-2004 年頃に低周波微動活動が活発化したが、後者の SSE では活発化は 見られず、微動が微動発生領域のスロースリップによってトリガーされたことを示唆 する。また、微動発生域においては、年間1-2回の短期的 SSE が推定され、南海トラ フの走向方向にすべりの移動が見られ、微動の移動と調和的であった。また、長期的 SSE 発生領域におけるすべり速度は、長期的 SSE が発生していないと言われる 1997-1999 年と 2007-2011 年で明らかに異なっており (図 3-9-(2)-④-2)、固着状態が変 化していたと考えられる。

2) EnKF(アンサンブルカルマンフィルタ)による豊後水道長期的スロースリップ断層 面上での摩擦パラメータ推定とすべり発展予測(GNSS 実データへの適用)

これまで、地表 GNSS 観測をデータとして、EnKF を用いた L-SSE 断層域での摩擦パラ メータおよびすべりの発展予測を目指して、双子(数値)実験を行ってきた(Hirahara and Nishikiori, 2019)。まず豊後水道 L-SSE 断層域を近似した平面断層上に、安定すべ り特性を持つ領域中心に半径 35 kmの円形パッチ(L-SSE 発生域)を置き、その浅部に 南海トラフ巨大地震に対応する固着域を設置する。次に、速度状態依存摩擦則における 直接項の摩擦パラメータ A、すべり速度弱化を表す摩擦パラメータ B-A(円形 L-SSE 発 生パッチ内)、特徴的すべり距離 L、および固着域における固着レートの値(真値)を 調整しシミュレーションを行い、観測された豊後水道 L-SSE を再現する地表 GNSS 観測 模擬データを作成する。更に、これらの模擬観測データから EnKF によりこれらのパラ メータおよびすべり発展を逆に逐次的に推定(双子実験)し、有効性を確かめてきた。 今年度は、地表の GEONET 観測点で観測された実データ解析を目指して、まず豊後水 道に沈み込むフィリピン海プレート上面の3次元形状を導入し、5,400 個の小断層セル に分割した。次に沈み込み固着の影響(トレンド成分)を含む GNSS 観測データを作成 し、(Yokota et al., 2016)に基づき固着域および固着レートを設定し、豊後水道 L-SSE で観測された発生間隔および最大すべり速度を再現する摩擦パラメータを与え、GEONET 観測点での模擬観測データを作成した。これを実データと比較したが、かなりの食い違 いが見られた。そこで、固着域の問題は更に検討を要するので、まずは固着域無しのモ デル (図3-9-(2)-④-3)、すなわち実データとしてはデトレンドした変位速度 データを対象とすることとした。

このように作成した実データを用いて、EnKFによる解析を行った。その結果、L-SSE の発生していない短期間の解析は進めることができたが、L-SSE の発生期間を含む長期 間のデータを安定して解析し、すべり速度分布を推定するところまでは至らず、今後の 課題となった。これまでの双子実験により初期アンサンブルメンバーの設定により解 析の不安定性が生じるため、真値にある程度近いメンバーを選ぶ必要があることが分 かっている。このため、摩擦パラメータのグリッドサーチにより観測データを再現する 摩擦パラメータに関する情報を予め得る必要がある。これを GNSS 実データで行う前に、 まず運動学的逆解析により推定された L-SEE 領域のすべり速度データを対象とした。 具体的には、2009年1月1日-2011年3月10日の期間のGEONET 観測データからネッ トワークインバージョンフィルター (Segall and Matthews, 1997)により得られた、 L-SSE 領域中のすべり速度(横井、私信)を観測データとした。摩擦パラメータのグリ ッドサーチにより、L-SSE 発生期間中の円形パッチ内の観測すべり速度とシミュレート されたすべり速度の残差二乗和が最小となる摩擦パラメータ群を探索し、その摩擦パ ラメータメンバー間を補間し、100 個の初期アンサンブルメンバーを作成した。このよ うな初期アンサンブルメンバーを用い EnKF 解析を行ったところ、L-SSE 領域における 摩擦パラメータが収束し、円形パッチ内では観測値を用いて更新されたすべり速度の 解析値が得られ、安定して解析を行うことが出来た。

図3-9-(2)-④-4に、この解析における摩擦パラメータ(A、B-A、L)のアン サンブルメンバーの解析値の推移を示す。初期アンサンブル値から解析値が収束して いく様子が見て取れる。また、円形パッチ中心におけるすべり速度の観測値および解析 値、更に円形パッチ内全セルにおけるすべり速度の観測値と解析値の残差二乗平均平 方根値(RMSE)の推移を示す。RMSEは2010年L-SSE発生初期の時点で大きく、観測値 と食い違いが大きいが、それ以降は小さくなり、解析値は観測すべり速度を再現してい ることが分かる。図3-9-(2)-④-5には、円形パッチ中心におけるすべり速度に ついて、観測値、解析値および予報値の推移を示している。予報値は、L-SSE発生初期 (時点 I)および最盛期(時点 II)におけるパラメータ解析値に基づくそれ以降のもの を示している。この図から分かるように、L-SSE発生初期での解析値を用いたそれ以降 の予報値は観測値と食い違っているが、最盛期あたりの解析値よる予報値は観測値を ほぼ再現しており、L-SSEイベントの終息時期(時点 III)の予測といった数か月程度の 短期的な予測が可能であることを示している。



図 3 - 9 - (2) - ④ - 1 プレート境界面で推定されたすべり分布。赤及び青は、それ ぞれデトレンド期間に対してすべり速度が増加、減少したことを表す。青、紫、緑の矩 形領域は、図 3 - 9 - (2) - ④ - 2にすべり量を示した位置を表す。(a) 2001 年のすべ り分布 (b) 2013 - 2015 年 (3 年間)のすべり分布。



図 3-9-(2)-④-2 プレート境界面で推定されたすべり履歴。色は図 3-9-(2)-④-1の矩形領域に対応する。デトレンド期間(1997-1999 年)の平均地殻変動 を取り除いたデータを用いている。



図3-9-(2)-④-3 固着域無しの豊後水道 L-SSE 領域モデル。安定すべり域(A-B>0)(青)内を5,400 個の小断層セルに分割し、その中に L-SSE 域発生円形パッチ(A-B<0)(赤)領域を設定し、領域内で一定の仮定した摩擦パラメータ A および特徴的す べり量 L、および円形パッチ内の A-B の値および 5,400 個の小断層セル内のすべり速度 および状態変数の時間発展を EnKF により逐次推定する。



図3-9-(2)-④-4 各パラメータの解析値の推移。上段から摩擦パラメータ A、 B-A、Lのアンサンブルメンバー(ピンク)とそれらの平均(青)の推移を示す。最下段 は、円形パッチの中心におけるすべり速度 Vcenter の観測値(橙)(横井、私信)と解 析値(青)の推移を示す。薄い緑はすべり速度の観測値が負に推定されており、使用し なかった観測データを示す。水色は、円形パッチセル内におけるすべり速度の観測値と 解析値の残差二乗平均平方根(RMSE)値の推移を示す。



図3-9-(2)-4-5 円形パッチ中心におけるすべり速度 Vcenter の観測値、解 析値および予報値の推移。すべり速度の観測値(橙)、解析値(青)、L-SSE 発生初期(時 点I)と最盛期(時点II)におけるパラメータ解析値によるそれ以降の予報値(緑)を 表す。時点Iにおける解析値による予測値は観測値とずれているが、時点IIにおける解 析値による予報値は観測値と概ね一致しており、L-SSE イベントの終息時期(時点III) の予測といった数か月程度の短期的な予測が可能であることを示している。

(c) 結論ならびに今後の課題

1) MCMKF(モンテカルロ混合カルマンフィルタ)によるすべり推定(東海 SSE)

東海地方において長期間の GNSS データを用いることで、2000-2006 年頃と 2013-2015 年の2回の長期的 SSE (Mw6.6 以上) と多数の短期的 SSE (Mw6.0 程度)のすべり、 非 SSE 期の固着の変化など様々な時定数の異なるプレート境界すべり現象を明らかに することができた。このように、事業計画通りに成果を得たと言えるが、長期間のデー タ解析のためには、紀伊半島沖地震や東北地方太平洋沖地震などの様々な地震時・余効 変動を補正することが必要であり、今後このような系統的なノイズを含めて定式化し ていくことが、MCMKF をプレート境界のモニタリング手法として用いるために重要であ ると考えられる。

2) EnKF(アンサンブルカルマンフィルタ)による豊後水道長期的スロースリップ(L-SSE)断層面上での摩擦パラメータ推定とすべり発展予測(GNSS 実データへの適用)

GEONET 観測データから運学的逆解析により推定された解析領域内のすべり速度を観 測データとして、EnKF により豊後水道 L-SSE 領域における摩擦パラメータの推定およ びすべり発展予測を試みた。その結果、2010 年豊後水道 L-SSE を対象とした実験で、 L-SSE 領域における摩擦パラメータが収束し、円形パッチ内では観測値を用いて適切に 修正されたすべり速度の解析値が得られた。この結果は、実観測データに基づいた EnKF 解析で、L-SSE 領域の断層摩擦パラメータ及びすべり発展の推定に成功した、初めての 成果と言える。更に L-SSE 発生期間中において、そのイベントの終息時期の予測といっ た数か月程度の短期的な予測が可能であることが示唆された。

上記のようにこれまで数値双子実験で確かめてきた手法を初めて実データに適応し たのは、事業計画通りの成果と言える。ただし、数値双子実験で用いた固着域を含むモ デルでは実データをうまく説明できないことも分かった。固着域の設定の問題に加え て、実データの補正として内陸ブロック運動を含めた解析モデル(例えば、Nishimura et al., 2018) も検討し、南海トラフ巨大地震に対応する固着域を含んだデータに適応 する事が重要である。南海トラフ巨大地震の応力蓄積過程を考える上で L-SSE との相 互作用は重要な問題であり検討を要する。次に、本解析では実 GNSS データ観測ではな く逆解析により推定された L-SSE 領域でのすべり速度を観測データとしており、実 GNSS 観測データの直接解析へと進める必要がある。これにはまず観測ノイズを軽減したト レンド成分を含む変位速度観測データの作成の問題があることがわかった。もともと の GNSS データは変位であるので変位を観測データとする解析も検討する必要があろう。 その上で、観測データをある程度説明する摩擦パラメータの初期アンサンブルメンバ ーをグリッドサーチにより探索する必要があり、効率的な探索手法を検討する必要が あることも、一連の研究でわかった。最後に、本解析では 2010 年豊後水道 L-SSE だけ を対象に解析を行っているが、豊後水道 L-SSE は 1997 年、2003 年にも発生しており、 その再来間隔も含めてすべり様式はやや異なっている。こういった一連の豊後水道 L-SSE に対応するには、現状の一様な単一円形パッチモデルから不均質を考慮したモデル へと発展させる必要があろう。

(d) 引用文献

淡路敏之・蒲時政文・池田元美・石川洋一、データ同化、京都大学出版会、2009.

- Fukuda, J., S. Miyazaki, T. Higuchi, and T. Kato, Geodetic inversion for spacetime distribution of fault slip with time-varying smoothing regularization, Geophys. J. Int., 173(1), 25-48, 2008.
- Hirahara, K. and K. Nishikiori, Estimation of frictional properties and slip evolution on a long term slow slip event fault with the ensemble Kalman filter : numerical experiments, Geophys. J. Int., 219, 2074-2096, 2019.
- Nishimura, T., Y. Yokota, K. Tadokoro and T. Ochi, Strain partitioning and interplate coupling along the northern margin of the Philippine Sea plate, estimated from Global Navigation Satellite System and Global Positioning System Acoustic data, Geosphere 14 (2), 535-551, 2018.
- Segall, P. and M. Matthews, Time dependent inversion of geodetic data, J. Geophys. Res., 102(B10), 22391-22409, 1997.
- Yokota, Y., T. Ishikawa, S. Watanabe, T. Tashiro and A. Asada, Seafloor geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone, Nature, 534(7607), 374 377, 2016.

(3) 平成 25~平成 31 年度(令和元年度)の成果

- ① 地殻変動データ整備および東北地方太平洋沖地震の余効変動解析
 - (a) 業務の要約

南海トラフ地震について主として地殻変動の観点から検討した。南西諸島では観測 された地殻変動がプレート境界地震の地震間地殻変動である可能性を示唆する結果が 得られた。南海トラフ沿いでは陸域のブロック運動を考慮してプレート間固着分布を 推定した。 (b) 業務の成果

1) 南西諸島の地殻変動と地震サイクル

南西諸島海溝は南海トラフの延長上に位置するが、南海トラフとは異なり巨大地震 の繰り返し発生が知られていない。プレートの沈み込み方向に対して幅広い測地観測 が可能な喜界島周辺について、GNSS および水準測量を用いた観測を実施し、上下変動 を明らかにした。その結果、喜界島では北西方向に傾き上がるような傾動が検出された。 また、喜界島および奄美大島を含む沈み込み断面について有限要素モデルを構築し、観 測されたパターンがプレート境界地震の地震間地殻変動として解釈可能なことが示さ れた(図3-9-(3)-①-1)。



図 3 - 9 - (3) - ① - 1 奄美大島・喜界島における上下変動分布(左)および有限要素法による長期変形モデル(右)。

2) 南海トラフ沿いのブロック運動とプレート間固着

陸域のブロック分割およびプレート境界面の離散化の最適化、マルコフ連鎖モンテ カルロ法によるパラメータ推定を採用した新たな手法を用いて陸域および海域の測地 観測データを逆解析し、西南日本のブロック運動、ブロック間断層の固着分布、フィリ ピン海プレート上面の固着分布を推定した。南海トラフは深さ 30km 程度まで固着度合 いが高いが、紀伊半島東方沖では固着の小さい領域が推定されている(図3-9-(3) -①-2)。



図 3 - 9 - (3) - ① - 2 GNSS のブロック解析により得られた南海トラフのプレート 間固着分布 (Kimura et al., 2019)。

(c) 結論ならびに今後の課題

フィリピン海プレートの沈み込み帯として南海トラフの南西延長にあたる南西諸島 の地殻変動は従来あまり検討されて来なかったが、奄美大島および喜界島における上 下変動を GNSS 観測および水準測量によって調査し、地形学的に検出されているのと整 合的な地殻変動を検出した。また、有限要素法を用いて長期的な地殻変動をモデル化し た。

陸上および海域の測地観測データに基づいて、現状の地殻変動を最も良く説明する 陸域のブロック運動モデルおよびプレート間固着分布を推定した。また、本研究により 粘弾性構造が及ぼす長期的な地殻変動の重要性を明らかにした。これらから、新たに3 次元構造と現実的な粘弾性構造を考慮したプレート間固着の時空間変化の推定を実施 することで、過去の巨大地震の影響を考慮した、現在のプレート間固着分布を推定する 必要があることがわかった。

(d) 引用文献

Kimura, H., K. Tadokoro, and T. Ito, Interplate coupling distribution along the Nankai Trough in southwest Japan estimated from the block motion model based on onshore GNSS and seafloor GNSS/A observations, J. Geophys. Res., 124, 6140-6164, 2019. ② 東北地方太平洋沖地震前後の地殻変動の特徴

(a) 業務の要約

1) 東北地方太平洋沖での固着ゆらぎ

地震データおよび地殻変動データから東北沖の固着状況について調査した。その結 果、東北沖地震前に十年スケールの固着の緩みがあったこと、数年周期の固着の時間変 化があったことがわかった。また、東北沖地震後は関東地方まで及ぶ広域でのプレート 間すべりの加速があったことが明らかになった。さらに地震活動の解析から、東北沖地 震によるメカニズム解分布の変化や、繰り返し地震の発生様式の変化も明らかになっ た。これらから、長期間にわたる地震の準備過程に関する重要な情報を得ることができ た。

2) 2011 年東北地方太平洋沖地震直前(数年スケール)の地殻活動

海陸測地観測データならびに地震観測データにもとづいて 2011 年東北沖地震直前の プレート間固着強度の時空間ゆらぎを把握した。東北大学では、2011 年東北沖地震の 震源域となった宮城県沖の海域で 2008 年以降、スロースリップの観測を行っていた。 同観測では、海底に圧力計を設置し、その水圧変化から海底の上下地殻変動を測定する。 同観測によって 2008 年と 2011 年にプレート境界浅部で発生したスロースリップイベ ントおよび、2011 年 3 月 9 日三陸沖地震(最大前震)とそれに引き続く顕著な余効変動、 そして 2011 年東北沖地震の地震時変動を明瞭に捉えることに成功した。こうした M 9 超巨大地震に先立ってプレート間固着強度の時空間ゆらぎがその震源域の直上で直接 見出されたことは、超巨大地震発生のメカニズム理解を進める上で重要な知見である。

(b) 業務の成果

1) 東北地方太平洋沖での固着ゆらぎ

2011 年東北地方太平洋沖地震の震源域周辺での固着のゆらぎについて地震観測デー タおよび陸海測地観測データをもとに推定した。繰り返し地震および陸上 GPS を用い た解析では北海道~関東地方の沖合のプレート境界断層の広い範囲で、周期的なスロ ースリップが発生していることを相似地震および地殻変動データから見出した(図3 -9-(3)-②-1, Uchida et al., 2016)。日本での大規模で広域にわたる周期的 スロースリップはこれまで西日本でのみ知られていたが、東日本では初めての発見で ある。このスロースリップは、北海道~関東地方の沖合の広い範囲において地域により 異なる1-6年の繰り返し周期を持ち、その加速時期に規模の大きな地震の数の増加 をもたらしていた。スロースリップによる周期的な応力変化が大地震の発生時期を変 調させていると考えられる。従来の地震発生予測の多くは、地震の発生履歴のデータと、 最後の地震からの時間にのみ依存して行われているが、周期的なスロースリップが発 生しているときに大地震が起こりやすくなるという本研究の結果は、周期的な応力変 化を考慮することで、今後の大地震発生時期の予測を高度化することができることを 示唆する。

GPS データと小繰り返し地震の両方を用いて、東北沖地震のすべり域周辺での 1996 年から 2011 年の間のプレート間固着の時間変化を調べた。この領域では、すでに GPS データ解析により、東北沖地震前に 10 年スケールでの固着のゆるみがあったことが指 摘されている(Yokota and Koketsu, 2015; Mavrommatis et al., 2014)。本研究では、 小繰り返し地震を新たに解析し、茨城県から宮城県沖の領域に関して、この期間、発生 間隔が単調減少している小繰り返し地震グループが多く存在することがわかった。こ れは、プレート境界での非地震性すべりの加速を示す独立なデータであり、前述のよう に GPS データから指摘されていた非地震性すべりの加速が確実にあったことを示す。

一方、東北沖地震後については、東北沖地震が関東地方下の地震活動に与えた影響を、 繰り返し地震を用いて調べた。プレート境界面でのスロースリップの速度に加え、すべ りの方向の時間変化を精度よく推定することにより、太平洋プレートとフィリピン海 プレートの2つのプレートについて、沈み込み速度の加速が起きたと推定された。この 加速が地震活動の増加の原因の1つと考えられる。さらに、三陸沖の海溝近傍について、 繰り返し地震から推定された東北沖地震後のすべりレートは、大きな変動を繰り返し ながら低下していく傾向が見られた。関東地方では、プレート境界で約1年周期の「ス ロースリップ」(ゆっくりすべり)が発生し、それに伴って水が浅部に排出されている ことも明らかにした。このような現象はスロースリップによってプレート境界の水が 移動することを示す初めての観測であり、プレート境界地震の発生予測の高度化に向 けた極めて重要な成果である。

また、東北沖地震による余効すべりによる非地震性すべり速度の増加にともなって、 それまで地震が発生していなかったところに新たに地震が起こったことがわかった。 このような現象は条件付き安定の性質によるものと考えられる。また、東北沖地震が、 釜石沖地震に与えた影響についても調べた。東北沖地震後の地震発生間隔が極端に短 くなった期間においても地震サイクル後半の微小地震活動の活発化が見られ、固着域 内部およびごく近傍での地震活動が、固着域での固着状況の時間発展という同一の物 理過程に支配されている可能性を示唆する。

また、2011 年東北地方太平洋沖地震前後のプレート境界における小地震の時空間変 化を詳細に明らかにした。特に2011 年東北地方太平洋沖地震後はプレート境界地震、 海溝軸近傍の太平洋プレート内の正断層型地震、海岸線近傍の太平洋プレート内の逆 断層型地震、上盤プレート内の正断層型地震などの各断層タイプの地震が領域毎に棲 み分けて発生している傾向を見出した。さらに、東北沖地震の震源域でのメカニズムタ イプ別の発生割合の時間変化を調べ、その時間変化と b 値の時間変化に良い対応があ ることを見出した。

東北地方太平洋沖地震の北部隣接領域における海溝海側の地震活動の特徴について も検討を進めた。その結果、東北沖地震の際に海溝海側で地震活動が誘発されたのとは 逆に、1933年の昭和三陸地震の際は、海溝海側の地震の後、プレート境界の地震が誘 発されていた可能性が高いことがわかった。このような海溝海側の地震の特徴は、プ レート境界地震のすべりのサイクルを考える上で、アウターライズでの変形(地震)の 影響を共に考える必要があることを示す。



図 3 - 9 - (3) - ② - 1 三陸沖東部におけるすべり速度の時間発展と M5以上の地 震発生履歴を示す。赤線は3年周期を示す。

2) 2011 年東北地方太平洋沖地震直前(数年スケール)の地殻活動

東北大学では、2011年東北沖地震の震源域となった宮城県沖の海域で2008年からス ロースリップイベントを対象とした海底水圧計観測を実施していた。これによって、プ レート境界浅部でのスロースリップイベントが2008年12月と2011年1月の2回観測 された。2011年の地殻変動は、海溝軸に近い海底圧力計で変動が観測されはじめ、2011 年3月9日の最大前震までその変動が継続した(図3-9-(3)-②-2)。また同時 期の陸上の体積ひずみ計でもそれまでと異なる変動が観測された。これらの地殻変動 を説明するためにプレート境界でのすべりを仮定してモデルを推定したところ、Mw7.0 に相当するスロースリップイベントが発生していたことが明らかになった(Ito et al., 2013)。さらに海溝軸から最も近い海底水圧計の観測点ペアの記録から、スロースリッ プの活動域が2月半ばから海溝側に範囲を拡大していた可能性が高い。そして、最終的 には活動域の西端の固着域において2011年3月9日の三陸沖地震(M7.3、最大前震) を誘発したと考えられる。また、これらの測地学的に捉えられたスロースリップイベン トはKato et al. (2012)によって明らかにされた微小地震活動の震源移動現象とも整 合する結果である。

宮城県沖に展開した海底水圧計は、2011 年3月9日の最大前震にともなう地殻変動 も明瞭に捉えた。同最大前震の震源は 1978 年宮城県沖地震(M7.4)および 2005 年宮城 県沖地震(M7.2)の震源域よりもプレート境界浅部に位置する。水圧計および陸上 GNSS 観測によって捉えられた地震時変動から地震時すべり分布を推定したところ、震源か らプレート傾斜方向にそのすべりが推定された。さらに地震後の海底水圧計時系列を 精査したところ、例えば GJT3 観測点では地震時にはほとんど地殻変動が生じていない のに対し、地震後には顕著な隆起の余効変動が生じていたことが明らかになった (Hino et al., 2013; Ohta et al., 2012)。これは地震時と地震後でそのすべり領域が異な ることを示す結果である。さらに前震の地震時以降、2011 年東北沖地震直前までの余 効変動量からプレート境界での余効すべり分布を推定したところ、両者のすべり領域 は明瞭に異なり、地震時すべりから南側にそのすべり領域が広がること、さらにそのす べり領域の南端に2011年東北沖地震の破壊の開始点が位置することが明らかになった。 また、この余効すべりによって解放されたマグニチュードはMw6.8であり、地震後2日 間という時間に対してそのモーメント解放量が他の地震と比較し、大きいことも明ら かになった。

これら得られた 2011 年東北沖地震直前のプレート間固着ゆらぎを図3-9-(3)-②-2にまとめた。前項で示した日本海溝における長期的な固着ゆらぎの知見と合わ せて時系列順に見ると、(1)本震の10年程度前から前震やその余効すべり発生域の北 部や南部でプレート境界でのすべりの増加が確認(図3-9-(3)-②-2緑四 角)(Uchida and Matsuzawa, 2013)。(2)2008年に海溝に近い本震時に特に大きくすべ った領域でスロースリップ(図3-9-(3)-②-2赤矩形の領域)が発生。(3)2011年 に入ると、同様の場所で再びスロースリップのイベントが発生(図3-9-(3)-②-2赤矩形の領域)し、微小地震の震源移動現象も同時に確認された。(4)2011年3月9 日の前震が発生(図3-9-(3)-②-2緑色の領域)。(5)引き続いて余効すべりが 発生(図3-9-(3)-②-2水色の領域)。同時に震源の移動現象も確認。(6)2011 年東北沖地震本震が発生(図3-9-(3)-②-2白色の領域)、となる。

このように本研究によって M9 超巨大地震直前のプレート間固着ゆらぎを時系列順 に整理し、それらの相互関係について一定程度明らかにすることに成功した。



図3-9-(3)-②-2 東北地震前に震源域周辺でみられた様々なすべり。赤細線 の四角領域でのすべりは小繰り返し地震によるもの、赤太線矩形領域でのすべりは、海 底圧力計、陸上ひずみデータによるもの、白と黄色の丸は、3月9日前と後の地震活動、 青と緑の領域は、水圧計のデータおよび陸上 GPS データによる3月9日の前震の地震 時すべりとその後の余効すべりを示す。図中の日付はそれぞれのイベントの発生時、橙 色星は本震の震央、白いコンターは Iinuma et al., (2012)による本震のすべり分布を 示し、オレンジ色で塗りつぶした領域は大すべり域を示す。 (c) 結論ならびに今後の課題

1) 東北地方太平洋沖での固着ゆらぎ

地震データおよび地殻変動データから東北沖の固着状況について調査した。その結 果、東北沖地震前に十年スケールの固着の緩みがあったこと、数年周期の固着の時間変 化があったことを明らかにした。東北沖地震後については、東北沖地震が関東地方下の 地震活動に与えた影響を、繰り返し地震を用いて調べ、プレート境界面でのスロースリ ップの速度に加え、すべりの方向の時間変化を精度よく推定することにより、太平洋プ レートとフィリピン海プレートの2つのプレートについて、沈み込み速度の加速が起 きたことなどを明らかにした。さらに、東北沖地震による余効すべりによる非地震性す べり速度の増加にともなって、それまで地震が発生していなかったところに新たに地 震が起こったことを明らかにし、それらが条件付き安定の性質によるものであること を示した。こうした成果は、長期的な固着ゆらぎのモニタリングを実際の地殻活動監視 に活用することで、大地震発生の中長期的予測の高度化に貢献しうることを示す。今後 はそうした手法の普遍性の実証および同手法の実モニタリングシステムへの実装が必 要と考えられる。

2) 2011 年東北地方太平洋沖地震直前(数年スケール)の地殻活動

海陸測地観測データならびに地震観測データにもとづいて 2011 年東北沖地震直前の プレート間固着強度の時空間ゆらぎを把握することに成功した。こうした成果は、地殻 変動・地震活動データの統合的なプレート境界固着の現状把握・推移予測システムを実 現する上で、これら現場観測がきわめて重要な役割を果たすことを示す。地震の実態を 高精度な現場観測に基づきより深く理解し、現実的な地震発生シミュレーションに貢 献するために、スロースリップと通常の地震との相互作用についてより理解を深める ことが必要である。

(d)引用文献

- Hino, R., D. Inazu, Y. Ohta, Y. Ito, S. Suzuki, T. Iinuma, Y. Osada, M. Kido,
 H. Fujimoto, and Y. Kaneda, Was the 2011 Tohoku-Oki earthquake preceded by aseismic preslip? Examination of seafloor vertical deformation data near the epicenter, Mar. Geophys. Res., doi:10.1007/s11001-013-9208-2, 2013.
- Iinuma, T., R. Hino, M. Kido, D. Inazu, Y. Osada, Y. Ito, M. Ohzono, H. Tsushima, S. Suzuki, H. Fujimoto, and S. Miura, Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M9.0) refined by means of seafloor geodetic data, J. Geophys. Res., 117, B07409, doi:10.1029/2012JB009186, 2012.
- Ito, Y., Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake, Tectonophysics, 600(0), 14-26, 2013.
- Kato, A., K. Obara, T. Igarashi, H. Tsuruoka, S. Nakagawa, and N. Hirata, Propagation of Slow Slip Leading Up to the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake, Science, 335(6069), 705-708, 2012.

- Mavrommatis, A., P. Segall, N. Uchida, and K. Johnson, Long-term acceleration of aseismic slip preceding the Mw 9 Tohoku-oki earthquake: Constraints from repeating earthquakes, Geophys. Res. Lett., 42, 9717-9725, doi:10.1002/2015GL066069, 2015.
- Ohta, Y., R. Hino, D. Inazu, M. Ohzono, Y. Ito, M. Mishina, T. Iinuma, J. Nakajima, Y. Osada, K. Suzuki, H. Fujimoto, K. Tachibana, T. Demachi, and S. Miura, Geodetic constraints on afterslip characteristics following the March 9, 2011, Sanriku-oki earthquake, Japan, Geophys. Res. Lett, 39, L16304, doi:10.1029/2012GL052430, 2012.
- Uchida, N. and T. Matsuzawa, Pre- and postseismic slow slip surrounding the 2011 Tohoku-oki earthquake rupture, Earth and Planetary Science Letters, 374(0), 81-91, 2013.
- Uchida, N., T. Iinuma, R. M. Nadeau, R. Bürgmann, and R. Hino, Periodic slow slip triggers megathrust zone earthquakes in northeastern Japan, Science, 351(6272), 488-492, doi:10.1126/science.aad3108, 2016.
- Yokota, Y., K. Koketsu, A very long-term transient event preceding the 2011 Tohoku earthquake, Nat. Commun., 6, 5934, Doi:10.1038/ncomms6934, 2015.

③ 予測システムの検証・予測試行実験

- (a) 業務の要約
- 1) 地震発生サイクルシミュレーションモデルの構築

プレート間固着やすべりの予測試行実験に向けて、現象の再現性や、予測精度向上の ための課題を把握するために、2011 年東北地方太平洋沖地震前後のすべりを対象とし て日本海溝地域における地震発生サイクルの数値シミュレーションを行った。観測を ある程度定量的に再現したシナリオでは、M9クラスの地震発生後から、次の宮城県沖 地震発生までの間隔が、M9地震発生以前の繰り返し間隔よりも短い傾向が見られた。

2) 大規模問題への適用に向けた予測システムの改良

本プロジェクトの成果として開発された、豊後水道で発生する長期的スロースリッ プイベント(Long-term slow slip event, L-SSE)に関連する地殻変動データの逐次同 化による、すべり・摩擦パラメータ推定コードに対し、より現実的な問題に適用できる ようにコードの改良(並列化・曲面断層対応)を実施した。

(b) 業務の実施方法

1) 地震発生サイクルシミュレーションモデルの構築

地震発生サイクルシミュレーションでは、プレート境界で発生する地震の繰り返し を、プレート相対運動からのずれの蓄積と解放過程としてモデル化する (e.g., Rice, 1993)。プレート境界面の摩擦は、すべり速度・状態依存摩擦則(Dieterich, 1979)に、 断層の構成則は Nakatani (2001)に従うと仮定した。強度の時間発展則は、slowness (aging) law (Dieterich, 1979; Ruina, 1983)を用いた。摩擦パラメータ A(=a σ)、 $B(=b\sigma)$ 、L(特徴的すべり量)について様々な空間分布を仮定して計算を行った。

2) 大規模問題への適用に向けた予測システムの改良

L-SSE に関連する地殻変動データの逐次同化により、すべり・摩擦パラメータを推定 するシリアルコード(Hirahara and Nishikiori, 2019)を、実データかつ大規模領域を 対象とした問題に適用するにあたっての問題点を分析し、その改善策をコードに実装 するとともに改善策の有効性を検証する。

(c) 業務の成果

1) 地震発生サイクルシミュレーションモデルの構築

図3-9-(3)-③-1は得られたシナリオの一例である。このシナリオは、前震の 発生から本震をトリガーする過程、本震の規模・再来間隔・すべり域・破壊伝播時間、 茨城県沖での余震発生などに関しては観測された事象を概ね定量的に再現していた。 このシナリオでは、M9クラスの地震発生後、約18年後に、次の宮城県沖地震が発生し ていた(図3-9-(3)-③-1h)。これは、M9クラスの地震前約200年間の宮城県 沖地震の繰り返し間隔54年よりも短い間隔であった。このような計算を多数行い、同 程度の再現性を示す121シナリオを得た。その多くで、本震後の宮城県沖地震発生に関 して同様の傾向を示した(図3-9-(3)-③-2)。



図 3 - 9 - (3) - ③ - 1 すべり速度分布のスナップショット (Nakata et al., 2016 を一部修正)。


図3-9-(3)-③-2 M9クラスの地震前の200年間に発生した宮城県沖地震の平 均繰り返し間隔と、M9クラスの地震後の宮城県沖地震発生までの期間の比 (Nakata et al., 2016)。棒グラフがモデルの数(個)、折れ線グラフが累積頻度(%)を示す。白色 と赤色は、地震波の放射によるエネルギー減衰を準動的に近似する項(ダンピング係数) の違いを示す。

2) 大規模問題への適用に向けた予測システムの改良

オリジナルコード (Hirahara and Nishikiori, 2019)の分析の結果、大規模問題へ の適用には、1)一期先予測部と、2)予測更新部の並列化が必須であることがわかった。 アンサンブルカルマンフィルタによる逐次同化では、一期先予測は完全に並列処理可 能である。このため、フォワード計算部については、アンサンブルを構成するパラレル ワールド群を利用する CPU 数に均等に割り振るような並列化の実装を行った。加えて、 各パラレルワールド自体の計算も並列処理できるようにした。予測更新部分では、一期 先予測で求まったアンサンブルのばらつきから評価される予測誤差共分散行列(状態空 間ベクトルの2乗の配列が必要)の作成部分が計算時間的にも必要メモリ的にも高負荷 となる。特にモデルの大規模化により、状態空間ベクトルのサイズが拡大されるとシリ アルコードでは予測誤差共分散行列に必要なメモリ確保が困難となる。このため、予測 誤差共分散行列を部分行列分割し、必要メモリの集中化を抑制し、予測更新に関わる行 列・ベクトル演算も分散処理できるよう並列化を行った。さらに、複雑なプレート境界 断層への対応するために、すべりによる応力変化・表面変形の評価を、矩形断層セルの すべりによる応力変化・表面変形(Okada, 1992)から、三角形断層セルによる応力変化・ 地表変形応答が計算できる Comninou and Dundurs (1975)の方法へ変更した。以上の ように修正した並列コードを利用して、複数問題規模に対して、並列処理による効率を 調べて、その有効性を検証した(図3-9-(3)-③-3)。図3-9-(3)-③-3a は、小規模モデルに対し並列実行数を変化させ、数値同化実験を行った際の一期先予測

(赤丸付きの赤線)および予測更新(青丸付きの青線)の経過時間を示している。赤線で 示す一期先予測の並列化は、通信によるオーバーヘッドが小さいため、予測更新(青線) より並列数に応じた傾斜がきつく、並列処理の効率が良い。ただ、予測更新と比較する と 一期先予測の方が数倍から 10 倍ほど経過時間が長くなっている。このため、図3-9-(3)-③-3b、c では、一期先予測におけるパラレルワールド毎の時間発展に複 数 MPI プロセスを追加で割り当て、一期先予測の加速を図った。その結果、赤・青線の 上下関係が図3-9-(3)-③-3aと逆転し、特に並列数が大きい場合では予測更新 が計算の大部分を占めることとなった。このことから、大規模同化計算のより効率的な 実行には、今回導入した一期先予測を加速させるためだけにのみ動作しているプロセ スを予測更新部でも継続して動作するように実装を見直す必要があると言える。



X 3 - 9 - (3) - (3) - 3並列化した同化コードによる数値実験の並列性能。一同化 ステップ(20 日ごと)における、一期先予測の経過時間の平均値(赤)と、予測更新の経 過時間の平均値(青)を利用する並列プロセス数に応じて示している。(a)豊後水道のス ロースリップ発生域を対象とした数値実験(小規模)。対象プレート境界を 8,840 個の サブ断層に離散化し、100 アンサンブルでの一期先予測を行い、予測更新には 89 観測 点(水平・上下の3成分)を利用している。一期先予測(赤)と予測の更新(青)とで等しい MPI プロセス数で処理しており、同プロセス数に対しプロットされた赤丸と青丸の縦軸 の位置が、同一数値実験における各処理に関わる経過時間を示す。(b) 南海全域を対象 とした数値実験(中規模)。プレート境界を 16,400 個のサブ断層に離散化し、100 アン サンブルでの一期先予測を行い、予測更新には 291 観測点を利用している。一期先予測 のみ 10 倍の MPI プロセスを利用しており、各青丸とそれから 10 倍だけ横軸方向にず れた赤丸の縦軸の値が、同一数値実験における各処理に関わる経過時間に対応。(c)南 海全域を対象とした数値実験(大規模)。プレート境界を 65,400 個のサブ断層に離散化 し、100アンサンブルでの一期先予測を行い、予測更新には291観測点を利用している。 ー期先予測のみ 20 倍の MPI プロセスを利用しており、各青丸とそれから 20 倍だけ横 軸方向にずれた赤丸の縦軸の値が、同一数値実験における各処理に関わる経過時間に 対応。

(d) 結論ならびに今後の課題

1) 地震発生サイクルシミュレーションモデルの構築

日本海溝地域において地震発生サイクルシミュレーションを行い、2011 年東北地方 太平洋沖地震前後に観測されたすべり過程を、概ね定量的に再現した。その結果、次の 宮城県沖地震が、これまでよりも短い再来間隔で起きる可能性を示唆した。本「データ 活用予測研究」で整理した過去の観測データや最新の観測データ、開発したデータ同化 手法を取り入れ、パラメータのチューニングを行っていくことで、観測とより整合する シナリオを得ることができるようになるだろう。

2) 大規模問題への適用に向けた予測システムの改良

本プロジェクトで開発された、L-SSE に伴う地殻変動データの同化からプレート境界 のすべり・摩擦パラメータを推定するコードの大規模問題への適用に向けた並列化を 行った。その結果、南海トラフ全域を対象とするような数値実験が実時間で実施可能な ことが確認できた。また、並列処理による高速化の恩恵として、様々な条件での数値実 験の実施が可能となるため、手法の有効性確認などが進展していくものと期待される。 今後はさらなる効率化に向けコードを修正することで、実データへの適用が可能にな るだろう。

(e) 引用文献

- Comninou, M. and J. Dundurs, The angular dislocation in a half space, Journal of Elasticity, 5, (3-4), 203-216, 1975.
- Dieterich, J. H., Modeling of rock friction, 1. Experimental results and constitutive equations, J. Geophys. Res., 84, B5, 2161-2168, 1979.
- Hirahara, K. and K. Nishikiori, Estimation of frictional properties and slip evolution on a long-term slow slip event fault with the ensemble Kalman filter: numerical experiments, Geophys. J. Int., 219, 2074-2096, 2019.
- Nakatani, M., Conceptual and physical clarification of rate and state friction: Frictional sliding as a thermally activated rheology, J. Geophys. Res., 106(B7), 13347-13380, 2001.
- Nakata, R., T. Hori, M. Hyodo, and K. Ariyoshi, Possible scenarios for occurrence of M[~]7 interplate earthquakes prior to and following the 2011 Tohoku-Oki earthquake based on numerical simulation, Sci. Rep. 6, 25704, 2016.
- Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a halfspace, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 1018-1040, 1992.
- Rice, J. R., Spatio-temporal complexity of slip on a fault, J. Geophys. Res., 98 (B6), 9885-9907, 1993.
- Ruina, A., Slip instability and state variable friction laws, J. Geophys. Res. 88(B12), 10359-10370, 1983.

④ 余効すべり・過去のゆっくりすべり同化手法の開発

(a) 業務の要約

1) 内陸ブロック運動を考慮した海陸地殻変動データに基づく南海トラフカップリン グ推定の高度化

GNSS 音響測距結合方式海底地殻変動(GNSS-A)データと陸上のGNSS データを用いて、 南海トラフ沿い及び相模トラフ沿いのプレート間カップリングの推定を行った (Nishimura et al., 2018)。先行研究では考慮されていなかった内陸域や海洋プレー ト内におけるブロック運動を考慮し、朝鮮半島から関東地方までの解析領域を14のブ ロックに分割して、それぞれのブロック運動とブロック間断層における固着率を推定 した。その結果、南海トラフ沿いのすべり欠損速度は全体として東に行くほど逓減する 傾向があるが、土佐湾付近、紀伊水道東部、熊野灘にすべり欠損速度が大きな場所があ り、過去の大地震のアスペリティに対応していることがわかった。

2) MCMKF (モンテカルロ混合カルマンフィルタ) によるすべり推定 (東海 SSE)

GNSS 等による地殻変動の連続時系列データから断層のすべりの時空間変化を推定す る手法である改良型のネットワークインバージョンフィルター(モンテカルロ混合カ ルマンフィルタ、以下 MCMKF)(Fukuda et al., 2008)を、南海トラフ沿いの GNSS 観測 点における座標時系列データに適用し、プレート境界で発生するスロースリップイベ ント(SSE)や時空間変化を推定した。その結果、MCMKF の優位性を活かして、東海地方 では、浜名湖直下の2回の長期的 SSE と多数の小規模な短期的 SSE、豊後水道域でも複 数回の長期的 SSE と多数の小規模な SSE が推定され、継続時間が数日-+数日で Mw 6 程度の短期的 SSE から、継続時間が数ヶ月から数年に渡る Mw 7 程度の長期的 SSE まで の多様なすべりの時空間発展が推定できた。

3) EnKF(アンサンブルカルマンフィルタ)による長期的スロースリップ(L-SSE)断層域における摩擦パラメータ推定およびすべり発展予測(豊後水道 L-SSE)

豊後水道 L-SSE を対象に、大気海洋分野で開発された逐次データ同化手法 EnKF(淡路・他、2009)により、L-SSE 断層域での摩擦パラメータ推定およびすべり発展予測を 行うシステム開発および実データ解析を試みた。まず、固着域を含む L-SSE 平面断層を 仮定して、観測された豊後水道 L-SSE を再現する摩擦パラメータおよび固着レートを 真値として GEONET 模擬観測データを作成した。これらをデータとして、仮定した真値 を逆に EnKF により逐次的に推定する双子(数値)実験を行い、有効性を確かめた (Hirahara and Nishikiori, 2019)。

次に、実データ解析を目指して、フィリピン海プレートの3次元形状を導入し、固着 無しモデルを考え、GEONET 観測データから逆解析により推定された豊後水道 L-SSE 領 域上でのすべり速度をデータとして、EnKF により摩擦パラメータ推定とすべりの発展 予測を試みた。2010 年豊後水道 L-SSE を対象とした実験において、L-SSE 領域における 摩擦パラメータ推定および L-SSE 終息時期を含むすべり発展の短期予測に成功した。 これは、実観測データに基づく初めての EnKF 解析成果と言える。 (b) 業務の成果

1) 内陸ブロック運動を考慮した海陸地殻変動データに基づく南海トラフカップリン グ推定の高度化

近年精力的に観測が進められている GNSS-A データにより、南海トラフ沿いの沖合に おける変位速度が明らかになっている(例えば、Yokota et al., 2016; Tadokoro et al., 2012)。これらのデータを用いたプレート境界面における固着分布の推定も行わ れているが、先行研究では観測された地殻変動速度の原因としてプレート境界面の固 着のみによると仮定されていることが多い。しかし、西南日本では中央構造線や新潟~ 神戸ひずみ集中帯に代表されるように、GNSS データから内陸にもひずみ集中帯が存在 することが明らかになっており、大陸プレートと海洋プレートの間のプレート間相対 運動が南海トラフだけでなく、陸域の断層帯などによっても賄われていることが示唆 されている。そこで、本研究ではブロック断層モデル(例えば、McCaffrey, 2002)を 用いて、西南日本及びその周辺を14のブロックに分割し、ブロック運動とブロック間 断層の固着(カップリング)率の同時推定を行った。ブロック分割には、測地データに よる歪速度分布に加えて、微小地震と活断層の分布を参考にした。その結果、大陸プレ ートと海洋プレートの相対運動のうち 1/3 は、南海トラフ以外の陸域のブロック境界 で解消されていることが明らかになった。これらの陸域のブロック境界で主要なもの として、中央構造線と山陰ひずみ集中帯が挙げられ、それぞれ年間約5mmと10mmの速 度で右横ずれ運動していると推定された。これらの推定結果は、西日本におけるフィリ ピン海プレートの斜め沈み込みによる前弧スリバーは2つのブロックに分かれていて、 それらの境界が中央構造線と山陰ひずみ集中帯であると解釈できる。また、南海トラフ 沿いの固着率においては、深さ10-20km 程度の固着率が最大で、それより浅部と深部 では一部を除いて固着率が小さくなることが推定された(図3-9-(3)-④-1)。 深さ 10-20km での固着率については土佐湾や紀伊水道、熊野灘に高い場所があり、そ の間の領域では比較的固着率が低い場所も推定された。固着率の高い場所は、1944 年 東南海地震と1946年南海地震のアスペリティに対応し、固着率の低い場所は、過去の 巨大地震のセグメント境界に概ね対応している。

2) MCMKF (モンテカルロ混合カルマンフィルタ)によるすべり推定(東海 SSE) GNSS 等による地殻変動の連続時系列データから SSE のようなプレート境界における すべり速度の変化を検出する手法としてネットワークインバージョンフィルター (Segall and Matthews, 1997)が広く用いられているが、急激なすべり速度の変化を 伴うようなすべり現象に対しては、時間方向の平滑化が過度に働いてしまうという弱 点があった。そこで時間方向の平滑化を可変とする改良型のネットワークインバージ ョンフィルター(モンテカルロ混合カルマンフィルタ、以下 MCMKF)(Fukuda et al., 2008)を西南日本のプレート境界域の GNSS 観測データに適用し、SSE などのプレート境 界すべりの検出を試みた(図3-9-(3)-④-2、図3-9-(3)-④-3)。東海 地方を対象とした解析においては、継続時間が数年以上で深さが 20-40km 程度で発生 する長期的 SSE に伴うすべりと継続時間が 10 日程度の深さ 30-40km で発生する短期 的 SSE の両方を検出することが出来た。短期的 SSE のすべり速度は、長期的 SSE のす べり速度よりも一桁速く、微動を伴って走向方向へのすべり領域が移動する短期的 SSE のすべりの特徴も GNSS データを用いた推定としては、始めて検出することが可能となった。

3) EnKF(アンサンブルカルマンフィルタ)による長期的スロースリップ(L-SSE)断層域における摩擦パラメータ推定およびすべり発展予測(豊後水道 L-SSE)

まず、地表 GNSS 観測をデータとして、逐次データ同化手法 EnKF を用いた L-SSE 断 層域での摩擦パラメータおよびすべりの発展予測を目指して、豊後水道 L-SSE を対象 として、双子(数値)実験を行った。安定すべり特性を持つ平面断層領域の中心に半径 35 kmの円形速度弱化パッチを置き、その浅部に南海トラフ巨大地震に対応する固着域 を設置する。次に、摩擦パラメータおよび固着レートの値(真値)を調整し、観測され た豊後水道 L-SSE を再現する GEONET 模擬観測データを作成する。この模擬観測データ から EnKF により摩擦パラメータ、固着レートおよびすべり発展を逆に逐次的に推定す る双子実験により、その有効性を確かめた。

次に、実データ解析を目指して、フィリピン海プレート上面の3次元形状を導入した。 実データ解析の第一歩として、固着域無しのモデル(図3-9-(3)-④-4)を用い、 観測データとして、GEONET データの逆推定による豊後水道L-SSE 領域のすべり速度(横 井、私信) を使用した。摩擦パラメータのグリッドサーチにより、L-SSE 発生期間中 の円形パッチ内の観測すべり速度とシミュレートされたすべり速度の残差二乗和が最 小となる摩擦パラメータ群を探索・補間し、100 個の初期アンサンブルメンバーを作成 して EnKF 解析を行った。2010 年 L-SSE を対象にした実験で、L-SSE 領域における摩擦 パラメータが収束し、円形パッチ内では観測値を用いて更新されたすべり速度の解析 値が安定して得られた(図3-9-(3)-④-5)。また L-SSE 発生初期での解析値か らの予報値は観測値と異なるが、L-SSE 最盛期での解析値からの予報値は、終息時期を 含むすべり発展の短期予測に成功していることが分かる。



図 3-9-(3)-④-1 海陸地殻変動データより推定した南海トラフ及び相模トラ フ沿いのすべり欠損速度分布。網掛けの領域は、推定誤差が 20 mm/yr 以上の領域 (Nishimura et al., 2018)。



図3-9-(3)-④-2 プレート境界面で推定された期間(2013-2015 年)のすべ り分布。赤及び青は、それぞれデトレンド期間に対してすべり速度が増加、減少したこ とを表す。青、紫、緑の矩形領域は、図3-9-(3)-④-3にすべり量を示した位置 を表す。



図 3 - 9 - (3) - ④ - 3 プレート境界面で推定されたすべり履歴。色は図 3 - 9 - (3) - ④ - 2の矩形領域に対応する。デトレンド期間(1997-1999 年)の平均地殻変動 を取り除いたデータを用いている。



図 3 - 9 - (3) - ④ - 4 固着域無しの豊後水道 L-SSE 領域モデル。安定すべり域(A-B>0)(青)内に L-SSE 域発生円形パッチ(A-B<0)(赤)領域を設定している。



図3-9-(3)-(4-5 各パラメータの解析値の推移。上段から摩擦パラメータ A、 B-A、L のアンサンブル解析値の推移、円形パッチの中心におけるすべり速度 Vcenter の観測値、円形パッチセル内におけるすべり速度の観測値と解析値の残差二乗平均平 方根 (RMSE) 値の推移を示す。最下段は、観測値、解析値に加えて L-SSE 初期(I)およ び最盛期(II)での解析値によるそれ以降の予報値(緑)を示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

1) 内陸ブロック運動を考慮した海陸地殻変動データに基づく南海トラフカップリン グ推定の高度化

陸域・海域のブロック運動を考慮した西南日本の海陸地殻変動データのインバージョンにより、ブロック間相対運動とプレート(ブロック)間カップリングの両者を推定することができた。陸域のブロック運動を考慮することにより、南海トラフにおけるブロック間相対運動は最大でも48mm/年程度であり、大陸(アムール)プレートと海洋(フィリピン海)プレートの相対運動の2/3程度を賄っているが、中央構造線や山陰ひずみ集中帯などで、残りの1/3程度が賄われていることが示された。よって、現在の測地データから推定される南海トラフ沿いのすべり欠損速度の最大値は約44mm/年である。推定されたカップリング分布と過去の巨大地震のすべり分布を比較すると、過去の大地震のアスペリティ及びセグメント境界の位置は、それぞれカップリング率が高いまたは低い場所に対応しており、次の南海トラフ巨大地震のすべり分布も現在のカップリング分布を反映したものになる可能性が高い。なお、南海トラフ近傍での固着率については、現状のGNSS-Aデータを用いても推定誤差が大きく、よりいっそうの海底観測の充実が望まれる。

2) MCMKF (モンテカルロ混合カルマンフィルタ) によるすべり推定 (東海 SSE) MCMKF を南海トラフ沿いの東海地方や豊後水道周辺域の GNSS データに適用すること で、プレート境界面で発生する様々な時定数を持つスロースリップ現象の時空間発展 を単一のモデルで推定することに成功した。東海地方においては、21 年間という長期 間の GNSS データを用いることで、2000-2006 年頃と 2013-2015 年の2回の長期的 SSE (Mw6.6以上) と多数の短期的 SSE(Mw6.0 程度)のすべりの時間発展を明らかにするこ とができた。微動を伴う短期的 SSE のすべり速度は微動を伴わない長期的 SSE のすべ り速度よりも1桁速く、微動の発生条件としてすべり速度が速いことが必要であると 考えられる。2回の長期的 SSE は、大局的な発生場所は似ているが、その規模や継続時 間、すべり速度やすべり領域の移動の有無などのすべり様式は異なっていた。また、先 行研究 (例えば Ochi and Kato, 2013) でも示されているように東海地方では長期的 SSE のすべりが短期的 SSE や低周波微動の領域まで入り込んでいることが本研究によ っても確かめられた。これらの推定結果は、プレート境界の同じ場所でも複雑で多様な すべり挙動を示すことを示唆しており、このようなすべりの多様性が何に起因するも のなのか調べていくことが重要である。また、従来の GNSS データを用いた解析手法で は難しかった長期的 SSE に比べてはるかに規模が小さく継続時間も短い短期的 SSE に ついても、長期的 SSE と同時に解析することに始めて成功し、短期的 SSE の微小なすべ りの伝播についても、ある程度規模の大きな(Mw6.0以上)なものについては推定可能で あることが示された。よって、本研究によりプレート境界すべりのモニタリング手法と して、MCMKF が有効であり、今後も準リアルタイムにすべり推定を行うことによってプ レート境界でのすべり過程を詳細に把握することが可能であることが実証された。こ のように事業計画通りの成果が得られたと言える。一方で、詳細にすべりを把握するた めには、プレート境界すべり以外を原因とする地殻変動を補正する重要性も示され、今

後さらなる解析手法の改良も望まれる。

3) EnKF(アンサンブルカルマンフィルタ)による長期的スロースリップ(L-SSE)断層域における摩擦パラメータ推定およびすべり発展予測(豊後水道 L-SSE)

豊後水道 L-SSE を対象に、大気海洋分野で開発された逐次データ同化手法 EnKF によ り、L-SSE 断層域での摩擦パラメータ推定およびすべり発展予測を行うシステム開発お よび実データ解析を行った。2010 年豊後水道 L-SSE を対象とした L-SSE 領域における 推定すべり速度データ解析において、L-SSE 領域における摩擦パラメータ推定および L-SSE 終息時期を含むすべり発展の短期予測に成功した。このように、事業計画通り、EnKF による L-SSE 域での摩擦パラメータおよびすべり発展予測を行うシステム開発および 実データ解析の初期成果を得ることが出来た。しかしながら、実データ解析を通じて明 らかになった、固着域を含むモデルの検討、真の GEONET 観測データの使用、不均質摩 擦モデルの検討が、開発したシステムの実用化に必要な項目になる。

(d) 引用文献

淡路敏之・蒲時政文・池田元美・石川洋一、データ同化、京都大学出版会、2009.

- Fukuda, J., S. Miyazaki, T. Higuchi, and T. Kato, Geodetic inversion for spacetime distribution of fault slip with time-varying smoothing regularization, Geophys. J. Int., 173(1), 25-48, 2008.
- Hirahara, K. and K. Nishikiori, Estimation of frictional properties and slip evolution on a long term slow slip event fault with the ensemble Kalman filter : numerical experiments, Geophys. J. Int., 219, 2074-2096, 2019.
- McCaffrey, R., Crustal block rotations and plate coupling, in Plate Boundary Zones, Geodyn. Ser. Vol. 30, edited by S. Stein and J. Freymueller, p. 101-122, doi:10.1029/030GD06, AGU, Washington D.C., 2002.
- Nishimura, T., Y. Yokota, K. Tadokoro, and T. Ochi, Strain partitioning and interplate coupling along the northern margin of the Philippine Sea plate, estimated from Global Navigation Satellite System and Global Positioning System Acoustic data, Geosphere, doi: 10.1130/GES01529.1, 2018.
- Ochi, T. and T. Kato, Depth extent of the long term slow slip event in the Tokai district, central Japan: A new insight, J. Geophys. Res. Solid Earth, 118, 4847-4860, doi:10.1002/jgrb.50355, 2013.
- Segall, P. and M. Matthews, Time dependent inversion of geodetic data, J. Geophys. Res. Solid Earth, 102(22), 391-22,409. doi:10.1029/97JB01795, 1997.
- Tadokoro, K., R. Ikuta, T. Watanabe, M. Ando, T. Okuda, S. Nagai, K. Yasuda, and T. Sakata, Interseismic seafloor crustal deformation immediately above the source region of anticipated megathrust earthquake along the Nankai Trough, Japan, Geophys. Res. Lett., 39, L10306, doi:10.1029/2012GL051696, 2012.
- Yokota, Y., T. Ishikawa, S. Watanabe, T. Tashiro, and A. Asada, Seafloor

geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone, Nature, 534, 374-377, doi:10.1038/nature17632, 2016.

3.10 震源モデル構築・シナリオ研究

(1)業務の内容

(a) 業務題目 「震源モデル構築・シナリオ研究」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
東京大学地震研究所	教授	古村孝志
災害科学系研究部門	特任助教	原田智也
東京大学地震研究所	教授・センター長	市村 強
計算地球科学研究センター		
国立研究開発法人理化学研究所	非常勤研究員	平原和朗
名古屋大学大学院	准教授	橋本千尋
環境学研究科		
京都大学大学院工学研究科	教授	福山英一
国立研究開発法人海洋研究開発機構	センター長	堀 高峰
	技術研究員	今井健太郎
東京大学大学院理学系研究科	准教授	安藤亮輔
京都大学	教授	岩田知孝
防災研究所	准教授	関口春子
	准教授	浅野公之
東北大学災害科学国際研究所	教授	今村文彦
	准教授	蝦名佑一
東京大学地震研究所	助教	大谷真紀子
数理系研究部門		

(c)業務の目的

南海トラフの過去地震の震源再解析に加え、国内外を含む他の地震発生帯での巨大地 震の震源解析、並びに地震発生シミュレーションの結果等を参考にして、南海トラフで発 生する巨大地震の震源特性と連動様式の一般化(レシピ)を図る。また、津波堆積物や津 波石の移動を考慮した津波シミュレーション法を開発し、周辺諸国を含めて古文書等の 記録を集めることにより、データが少ない過去地震の震源過程を評価する。

強震動・津波シミュレーション法の大規模並列化を進め、高分解能・広帯域化するとと もに、プレート詳細形状・物性モデルと高分解能地殻・堆積層モデルを結合した高分解能 地下構造モデルを構築して、巨大地震シナリオの高度なハザード評価を行う。震源や地下 構造モデルの不確定性と地震シナリオの不確実性(多様性)に伴う短周期強震動と長周期 地震動の予測のバラツキを適切に評価し、防災に資することのできる実用的なハザード 評価を行う。史料調査や津波調査等に基づき、過去の南海トラフ地震の震源モデルと津波 波源モデルを明確化して、次の南海トラフ地震のシナリオ作りに反映させるとともに、南 海トラフ地震と南西諸島海溝地震の連動可能性や、相模トラフの地震や日本海溝の地震 との最大連動の可能性、こうした地震津波による広域津波についての評価も行う。

(d) 7 か年の年次実施業務の要約

平成 25~26 年度:

日本列島広域構造モデルを開発し、データに整合するようパラメータを推定した。 過去の地震とその後の粘弾性応答を考慮した応力・強度分布の推定手法を構築した。 津波に伴う土砂移動を評価できる津波浸水計算コードを開発した。プレート形状と 三次元地殻・堆積層構造モデルを整備して、近年の大地震の強震動・長周期地震動 生成メカニズムを検証するとともに、地震動・津波シミュレーションの高精度化・ 広帯域化を行った。

平成 27~28 年度:

平成 27 年度には、日本列島広域構造モデルを大地震発生前後の内陸地震の活発 化問題に適用するため、日本列島規模の地殻粘弾性モデルの整備と、三次元有限要 素法に基づく大規模並列シミュレーションコードを開発した。堆積層の精緻化によ り高精度化・広帯域化した強震動・津波シミュレーションと、昭和東南海・南海地 震及び安政東海・南海地震の史料詳細解析から推定した震度・地殻変動・津波デー タに基づいて、南海トラフの過去地震の震源過程の再評価を進めた。連動の多様性 を含む地震発生シナリオを提案するために、動的破壊過程を含めた地震発生サイク ルシミュレーション手法を整備した。これらの成果に基づき、最大クラスを含む震 源モデルのレシピ化と、日向灘地震等による誘発条件を検討した。超巨大地震の発 生可能性の検討に向け、津波堆積物シミュレーションを用いたトラフ軸付近を含む 過去の超巨大地震の波源推定の有効性を示した。

平成 28 年度には、日本列島規模の 100 億自由度の大規模地殻モデルを整備し、 これを用いた弾性・粘弾性解析有限要素法コードの高速化を図るとともに、東北地 方太平洋沖地震の地殻変動計算結果と観測との比較から、南海トラフ地震への適用 可能性を確認した。南海トラフ地震発生サイクルの高度化に向けて、粘弾性モデル の導入を進めるとともに、大地震発生前のプレート境界のプレートすべり遅れの蓄 積状態の違いによる、大地震の発生・拡大過程を検討した。さらに、2016 年4月1 日に発生した紀伊半島沖地震(Mjma6.5)後の推移シナリオを検討した。南海トラフ 巨大地震モデルのレシピ化と最大級の地震の明確化に向け、不均質強震動生成モデ ルを提案し、東北地方太平洋沖地震の強震動生成が良く説明できることを確認した。 強震動評価に広帯域Qモデルを新規導入し、長周期地震動シミュレーションにより 震源モデルの多様性が強震動・長周期地震動のバラツキに与える影響を定量評価し た。過去の南海トラフ地震の震源像の明確化のための基礎資料として、1707 年宝永 地震、1854 年安政東海・南海地震の震度情報を収集してデータベース化した。 平成 29~30 年度:

平成29年度には、南西諸島海溝から南海トラフを含めた日本列島の詳細な地殻・ マントル構造モデルを用いた、粘弾性地殻変動解析モデルと解析手法を整備し、構 造の曖昧さを考慮した巨大地震発生時・発生後の地殻変動解析を行うとともに、こ れを用いた震源シナリオ推定のためのグリーン関数データベースを構築した。スペ クトル要素法を用いた不均質媒質中での動的破壊を含む地震サイクルシミュレー ションコードを開発し、実用計算に向けた高速計算手法の導入を進めた。GEONET デ ータを用いたインバージョン解析からプレート境界のすべり遅れ分布を求め、昭和 南海地震以降のすべり遅れ蓄積分布を推定して、次の南海トラフ地震の地震発生シ ナリオを破壊伝播特性の多様性を含めて検討した。2016 年三重県沖地震の発生過程 と余効変動の伝播特性をシミュレーションから再現するとともに、中規模(M7級) 地震から南海トラフ巨大地震に発展するまでの地震シナリオを検討した。南海トラ フ巨大地震の強震動・長周期地震動の高度評価に向けて、強震動生成域(SMGA)内 に不均質性を与えたモデルを開発して大阪平野の強震動評価を行うとともに、関東 平野における長周期地震動の生成要因を観測データ解析と地震動シミュレーショ ンから検討した。昭和東南海地震・南海地震、1945 年三河地震、1948 年福井地震の アンケート震度分布から地震の不均質断層モデルを推定し、南海トラフの過去地震 とこれと前後する内陸地震の震源シナリオを詳細に検討した。史料調査と現地調査 に基づき、安政東海・南海地震の波源域の広がりを明確化した。

平成 30 年度には、南西諸島海溝を含む南海トラフまでの日本列島 3 次元広域プレート構造モデルの整備を継続して進め、プレート境界での歪みの蓄積状態に基づき、想定される巨大地震の震源モデル(地震シナリオ)を構築した。これに基づく強震動・津波・地殻変動シミュレーションから地震・津波ハザードを評価した。また、 史料調査に基づいて、昭和東南海・南海、及び安政東海・南海地震の震源域・波源域を明確化し、2 つの地震の共通性・相補性を明確化して、過去の南海トラフ地震の震源像と地震発生シナリオを改訂した。粘弾性を考慮した広域構造モデルでの地殻変動解析・データ同化手法の開発を平成 29 年度に継続して進め、その高度化に不可欠な海底地形やプレート形状、固着パラメータ等の要件と、将来のリアルタイム海底地殻変動観測の効果を検討した。

平成 31 年度(令和元年度):

本研究で進めた地震発生サイクルシミュレーション、史料・津波堆積物調査、海 域構造探査、そして海陸地殻変動観測結果に基づいて、南海トラフ巨大地震の発生 履歴・連動性を総括した。現在のプレート固着状態と、昭和東南海・南海地震以降 の応力蓄積状況の推定に基づいて、次に起きうる可能性の高い地震発生シナリオ・ 震源モデルを明確化し、この地震による強震動と津波ハザードを、バラツキの幅を 含めて評価した。

また、本研究成果を踏まえ、地震発生直後の震源域の詳細把握、強震動・津波浸水・地殻変動等による被害即時推定、そして大規模余震・誘発地震の発生可能性と その地震ハザードを、リアルタイム観測と高速計算に基づき即座に把握する、新た な応急対応・防災システムの実現可能性について、今後5~10年を見越した将来展 望を示した。

(e) 平成 31 年度(令和元年度)業務目的

本研究にて整備した、南海トラフ域を含む日本列島3次元プレート構造モデルを用い て、昭和東南海・南海地震発生以降、現在までのプレート境界の応力の蓄積状態に基づ き、可能性の高い南海トラフ巨大地震震源モデルを提示する。このモデルに対し、地震 発生の動的シミュレーションに基づいて、地震ハザードを評価する。史料調査により得 られた、昭和東南海・南海地震、及び安政東海・南海地震の震源モデルと地震・津波・ 地殻変動被害に関わる研究成果を総括し、昭和と安政の地震の関係を明確化して、次に 起きる可能性の高い震源モデルと地震発生シナリオを提示する。プレート境界モニタリ ングシステムの実現に向け、粘弾性の影響を考慮した日本列島広域地殻変動解析結果と 観測データを同化するシステムを整備する。

(2) 平成 31 年度(令和元年度)の成果

- 日本列島粘弾性モデル構築とその応用
 - (a) 業務の要約

震源シナリオ研究の高度化として、日本列島規模の大規模地殻モデルにおける弾性・ 粘弾性応答の解析のための有限要素法コードの改良と、地殻構造・物性の曖昧さを考慮 可能な地殻変動解析手法の開発を行った。地殻構造・物性の曖昧さを考慮した巨大地震 発生前、発生時、及び発生後の地殻変動を解析できるように開発した。また、観測デー タと粘弾性不均質構造での地殻変動解析との融合をすすめるため、データ同化アルゴ リズムを導入した。

(b) 業務の成果

従来、地殻変動計算では半無限均質、水平成層構造などが仮定されてきたが、地殻 構造の単純化は計算結果に無視することのできない影響を与える場合があることが最 近の研究で明らかとなっている。そのため、地殻の不均一性を考慮した、有限要素法 などによる計算が望ましいとされている。また、近年では地殻変動観測網も整備され ており、このような計算に利用することのできる観測データが蓄積しつつある。以上 のような背景から、これらの高分解能の地殻構造・地殻変動観測データを用いた地殻 変動解析が望ましいと考えられている (Ichimura et al., 2016)。一方で地殻変動計 算は対象領域が広く、地殻構造データが1km 分解能で利用可能であることを考慮に入 れると、想定される自由度はおよそ百億以上になる大規模な計算となる。このような 大規模な計算を可能とするため、GPU を用いた地殻変動弾性解析用の非構造格子有限 要素ソルバーを開発してきており、ハードウェアに適したアルゴリズムを開発するこ とによって大規模問題を高速に解くことが出来ることを示してきた (Yamaguchi et al., 2017 など)。今年度は上記の有限要素ソルバーに対して、観測データとシミュレ ーションの融合をすすめるため、データ同化アルゴリズムを導入し、基礎検討として +勝沖地震の toy problem を解くことでその有効性を確認した。なお、データ同化で は多くの順解析を行う必要があるため、順解析のさらなる効率化のために、有限要素 メッシュの再分割などの有限要素解析自体の開発も行った。

GNSS (Global Navigation Satellite System)や日本海溝海底地震津波観測網(S-net) などの地殻変動観測データと高詳細な三次元地殻構造を用いた上記有限要素ソルバー により、粘弾性によって生じる応力緩和を有限要素法によって評価しつつ、観測デー タと整合する地震すべり量の空間的・時間的な関数をデータ同化により求める。ここ では、地殻を線形粘弾性体とし、観測データから断層面上での地震すべりの時空間分 布を求める。高詳細三次元地殻構造モデルを用いた単位すべりに対する多数のグリー ン関数を計算し、これを用いて地震すべりの時空間分布と観測データを結ぶ状態空間 モデルを構成する。なお、観測情報量やモデルの不確実性などによる解析の不安定さ を回避するため、従来研究と同様に、すべり分布に対して滑らかになるように拘束を かけることとした。これらのもとで、アンサンブルカルマンフィルタに基づく推定を 行った。

適用例として北海道十勝沖を対象とした toy problem において本手法の性能評価を 行った。Toy problem では、北海道十勝沖の三次元地殻構造有限要素モデルを構築し、 過去の地震すべりを参考とした図 3 -10-(2)-①-1の参照解地震すべりをプレー ト間に設定し、これを用いた順解析を行うことで模擬観測データを作成した。なお、 2003年十勝沖地震の震央を原点として、-1400 km \leq x \leq 1400 km、-1400 km \leq y \leq 1400 km、-1000km \leq z を対象領域として有限要素モデルを構築している。また、 すべりの推定範囲として-150 km \leq x \leq 150 km、-150 km \leq y \leq 150 kmを想定 し、基底関数 92 個に対するグリーン関数を有限要素法によって評価した。地表面変位 の観測地点としては、北海道から東北地方までの GNSS の観測点 202 箇所の x, y, z 方 向の 3 自由度および S-net の観測点 150 箇所を用いる。なお、この三次元地殻構造有 限要素モデルの粘弾性挙動の解析コストが膨大であり、このような解析を行うことが 従来は難しいとされてきたが、高速大規模有限要素解析手法を用いることでこの課題 を克服している。本手法により推定された地震すべりを図 3 -10-(2)-①-1に示 す。参照解である図 3 -10-(2)-①-1と比較して、良好な結果が得られているこ とが分かる。



図3-10-(2)-①-1 高詳細三次元地殻モデル内の十勝沖地震の震央近傍のプレ ート間に設定された参照解地震すべりの変位ノルム(左図)及び、この参照解地震す べりを用いて設定された観測データと高詳細三次元地殻モデルを用いた有限要素解析 を用いたデータ同化により推定された地震すべりの変位ノルム(右図)。レジェンドの 単位はm。

(c) 結論ならびに今後の課題

観測データにより推定された複雑な三次元不均質地殻構造を用いた地殻変動解析の 解析コストは膨大であるため、従来の地殻変動解析では半無限媒体近似などにより簡 単化された地殻構造が用いられてきている。観測データをより有効活用していくため に、この膨大な解析コストを軽減した地殻の弾性・粘弾性応答の解析のための有限要 素法コードの改良と、地殻構造・物性の曖昧さを考慮可能な地殻変動解析手法の開発 をこれまで行ってきた。本年度はこれらの解析手法にデータ同化アルゴリズムを組み 合わせることで、観測データとシミュレーションの融合をすすめるための基礎検討を 行い、その有効性を確認した。今後は、観測データと高詳細地殻モデルを用いた震源 シナリオ研究の高度化・プレート間モニタリングシステム実現のために、地殻構造の 曖昧さを考慮するためなどの順解析コストを抑制するための有限要素解析開発、より 効率的に観測データと粘弾性不均質構造での地殻変動シミュレーションの融合を進め るためのデータ同化アルゴリズムの開発を進めるとともに、実問題において適用性を 検証していく必要がある。

(d) 引用文献

- Ichimura, T., R. Agata, T. Hori, K. Hirahara, C. Hashimoto, M. Hori, and Y. Fukahata, An elastic/viscoelastic finite element analysis method for crustal deformation using a 3-D island-scale high-fidelity model, Geophysical Journal International, 206, 114-129, 2016.
- Yamaguchi, T., K. Fujita, T. Ichimura, T. Hori, M. Hori, and L. Wijerathne, Fast Finite Element Analysis Method Using Multiple GPUs for Crustal Deformation and its Application to Stochastic Inversion Analysis with Geometry Uncertainty, Procedia Computer Science, 108C, 765-775, 2017.

② 地震サイクル計算手法の高度化

(a) 業務の要約

昨年までに非線形粘弾性媒質中での地震サイクル計算の準備として、非弾性ひずみ を等価外力として扱うことで粘弾性媒質の効果を弾性体中のひずみ-応力グリーン関数 を用いて考慮する(Barbot and Fialko, 2010)の方法(Barbot 法と略)にH 行列法 (Hackbush, 1999)を適用した高速計算法を構築した。本年度は、本手法を用いて非線 形粘弾性媒質・不均質粘性構造を仮定した場合の粘弾性変形の計算を行った。

(b) 業務の実施方法

従来の境界要素法を用いた手法(例えば、Fukahata and Matsu'ura (2006))では均 質線形な粘弾性媒質しか扱うことができなかったが、地震直後の余効変動等では特に 非線形粘弾性の効果が効くことが指摘されている。Barbot 法では非弾性媒質領域を任 意の大きさの立方体や四面体セルに離散化し、ある時刻に各セルの非弾性ひずみが作 り出す応力場を、弾性体中のひずみ-応力関係を示す関数式(Barbot et al., 2017)を 用いて(グリーン関数) ×(非弾性ひずみ)の形で表す。各セルの非弾性ひずみの発展は 計算された応力と媒質の任意の構成則で決定され、非線形粘弾性媒質を扱うことがで きる。また粘弾性領域を離散化するので、粘性構造の空間不均質を考慮することができ るのも Barbot 法の利点である。本年度は本手法を用いて、地震直後に重要となる非線 形粘弾性体・不均質な粘性構造を考慮した三次元モデルを仮定し地震後の粘弾性変形の時間発展の計算を行った。

(c) 業務の成果

厚さ 50 kmの海洋プレートが、厚さ 50 kmの大陸プレートの下へ角度 15°で沈み込 む三次元モデルを考える(図 3 - 10 - (2) - ② - 1: strike(x_1)方向の断面)。プレー トは弾性としてふるまうとし、海洋プレート下(海洋マントル)と海洋プレートと大陸 プレートの間の領域(マントルウェッジ)が、断層直下を中心に strike 方向に 800 km の領域が粘弾性体であると仮定した。このとき、プレート境界にある断層(100 km × 150 km)ですべり量 2.8 mの M8.0 地震が発生した後の粘弾性変形の時間発展を求め た。

東北地方太平洋沖地震後の地殻変動解析から、プレート直下の粘弾性領域は非線形 な Burgers レオロジーに従って時間発展することが指摘されている(Agata et al., 2019; Muto et al., 2019)。本研究はこれに習い、非弾性ひずみを $\epsilon^{i} = \epsilon^{i}_{M}$ (定常 的転移クリープと拡散クリープによる成分) + ϵ^{i}_{K} (transient な転移クリープによる 成分)とした。また、全領域で温度は 1000 度と仮定し、その他の変動を支配する物性 パラメータ値は (Muto et al., 2019) と同様である。マントルウェッジは海洋マント ルよりも含水率が高く、本研究で設定した粘弾性領域はこの含水率の違いによる不均 質粘性構造を考慮したものになっている。

地震発生から 50 日後及び 100 日後の有効粘性率を図 3 - 10 - (2) - 2 - 1に示す (ϵ^{i} に係る有効粘性率 ηM^{eff} [Pa·s]の分布)。有効粘性率は断層に近いところほど低 く、また地震から時間が経つほど大きくなる様子が分かる。また地震後 100 日間の累 積非弾性ひずみ ϵ^{i} (図 3 - 10 - (2) - 2 - 2)は、断層に近い位置で局所的に大き い。均質線形粘弾性変形を仮定した場合にはこのような分布は得られず、変形はより 広域に広がる。これは地震による応力変化の大きい断層近傍で他の領域に比べて粘性 が下がり、より変形が進むからである。



図 3-10-(2)-2-1 地震後(a) 50 日後(b) 100 日後の有効粘性率 η Meff 分布の

*x*₁方向に垂直な断面。



図 3 - 10-(2)-2 地震後 100 日間の累積非弾性ひずみ εⁱのうち(a) x₁x₂成 分及び(b) x₂x₂成分の x₁方向に垂直な断面。

(d) 結論ならびに今後の課題

昨年までに構築した、Barbot 法に H 行列法を適用して高速化を図った非弾性変形計 算手法を用いて、三次元非線形粘弾性媒質・不均質粘性構造を仮定した場合の地震後粘 弾性変形の時間発展が計算できることを確認した。粘弾性応答を考慮した地震発生サ イクルシミュレーションへの適用に向け、どのような規模のモデルが実用的に計算可 能かを調べる必要がある。

- (e) 引用文献
- Agata, R., S. D. Barbot, K. Fujita, M. Hyodo, T. Iinuma, R. Nakata, T. Ichimura, and Hori, T., Rapid mantle flow with power-law creep explains deformation after the 2011 Tohoku mega-quake, *Nature communications*, *10*(1), 1-11, 2019.
- Barbot, S., and Y. Fialko, A unified continuum representation of post-seismic relaxation mechanisms: semi-analytic models of afterslip, poroelastic rebound and viscoelastic flow. Geophys. J. Int., 182(3), 1124-1140, 2010.
- Barbot, B., J. D. P. Moore, and V. Lambert, Displacement and stress associated with distributed anelastic deformation in a half-space, Bull. Seism. Soc. of Am, 107, pp. 821-855, 2017.
- Fukahata, Y. and M. Matsu' ura, Quasi-static internal deformation due to a dislocation source in a multilayered elastic/viscoelastic half-space and an equivalence theorem, Geophys. J. Int., 166, 418-434, 2006.
- Hackbusch, W. A Sparse Matrix Arithmetic Based on H-Matrices, Part I: Introduction to H-Matrices, Computing, 62(2), 89–108, 1999.

Muto, J., J. D. P. Moore, S. Barbot, T. Iinuma, Y. Ohta, and H. Iwamori, Coupled afterslip and transient mantle flow after the 2011 Tohoku earthquake, *Science advances*, 5(9), eaaw1164, 2019.

③ 南海トラフ地震発生サイクルの再現・モデル検証

(a) 業務の要約

Hashimoto et al. (2014)が開発した地震発生サイクルシミュレーションシステムを 用いて、南海・東南海複合地震発生域の断層構成関係パラメーター分布の検討を行なっ た。Aochi and Matsu'ura (2002)のすべりと時間に依存する断層構成則に基づき、地 震発生域のパラメーターの値や分布を変えた2通りのモデルを設定して、各モデルにつ いて、準静的テクトニックローディングのシミュレーションを実施した。南海及び東南 海の両地震発生域の最大ピーク強度を同程度に高く(~4 MPa)設定したケースでは、 典型的な地震発生サイクル間隔に相当する経過時間では、東南海域の固着域のパターン は時間と共に大きく変化しない。準静的なフレームワークで全地震発生域に突然の大き なすべりを許して求めた解は、南海地震に相当するすべりのピークの他に、東南海地震 に相当するすべりのピークが再現される。東南海域のピーク強度のみをより低く設定し たケースでは、東南海域の固着域のパターンは時間と共に大きく変化する。本業務の成 果に基づき、今後、地殻変動データの時系列解析などを用いて、固着域パターンの変化 を詳細に検討することにより、南海・東南海複合地震発生域の断層構成関係パラメータ ー分布の制約条件を検討することが可能になると考えられる。

動的破壊伝播シミュレーションによる地震破壊可能性の評価を効率的に行なうため に、準静的テクトニックローディングのシミュレーションにより与えられた初期条件か ら破壊開始の可否・地震の規模を推定する手法を検討した。その結果、事前に推定した 断層構成則から予測される Gc(臨界破壊エネルギー)と初期応力分布から推定される準 静的すべり量分布から予測される G(破壊エネルギー)を震源核生成領域(nucleation zone)周辺において計算し、G-Gcを評価することで、破壊が広がり巨大地震へと成長し ていくか、破壊成長ができずに小地震として終わってしまうかの評価を行った。その結 果、G-Gc は nucleation zone 近傍における破壊伝播速度の加速と良い相関があり、G-Gc を適切に評価することで、巨大地震の発生可能性を評価できる可能性があると考えられ る。

(b) 業務の実施方法

Hashimoto *et al.* (2014) が開発した地震発生サイクルシミュレーションシステム は、地震発生の物理に基づき地殻応力状態の時間発展を再現するための理論的なフレ ームワークを与える。これを用いることにより、適切な断層摩擦特性の設定の下で、或 る時点の応力状態を推定し、次ステップの地震発生シナリオを生成することが可能で ある。Hashimoto, Urata, and Fukuyama (2017)、Urata, Fukuyama, and Hashimoto (2017)は、準静的テクトニックローディングシミュレーションから得られた応力状態 と断層構成関係を初期条件・境界条件とする動的破壊伝播シミュレーションにより、任 意の時点での地震破壊可能性を評価する手法を開発し、地震発生シナリオ生成の試行

を可能にした。

以上の地殻応力状態の時間発展を再現するフレームワークでは、過去のすべり履歴 を整合的に再現し得る断層摩擦特性の設定が重要な課題である。今年度は、昨年度まで の研究成果を踏まえて、これまで検討した南海域に、東南海域を加えた複合地震発生域 の断層構成関係パラメーター分布の検討を行なった。Aochi and Matsu'ura (2002)の すべりと時間に依存する断層構成則に基づき、地震発生域のパラメーターの値や分布 を変えたモデルを設定して、各モデルについて、準静的テクトニックローディングのシ ミュレーションを実施した。また、動的破壊伝播シミュレーションによる地震破壊可能 性の評価を効率的に行なうために、準静的テクトニックローディングシミュレーショ ンにより与えられた初期条件から、破壊開始の可否・地震の規模を推定する手法を検討 した。

(c) 業務の成果

今年度の業務実施の結果、以下の成果を得た。

(1) 南海・東南海複合地震発生域の摩擦特性とすべり遅れレート分布の時間変化を調 べるために、Aochi and Matsu'ura (2002)のすべりと時間に依存する断層構成則の基 本的なパラメーターである α, β, c の値や分布を変えたモデル (Case 2019-1 及び Case 2019-2)を設定し、各モデルについて、準静的テクトニックローディングのシミュレ ーションを実施した。図3-10-(2)-3-1に、南海及び東南海の両地震発生域の最 大ピーク強度を同程度に高く設定した場合(Case 2019-1)のすべり遅れレート分布の スナップショットを示す。ここでは、地震発生直前の最大ピーク強度を 4MPa 程度にな るように設定している。南海域のすべり遅れレート分布は、基本的に、南海域単独です べり遅れが進行している場合の結果(昨年度成果報告書 Case 2018-1を参照)と同様 のパターンになり、その時間変化もほぼ同様になる。Case 2019-1 では、東南海域でも すべり遅れが進行する。東南海域のピーク強度が南海域と同程度に高くなるように設 定されているため、この地域の典型的な地震発生サイクル間隔に相当する経過時間で は、固着域のパターンは大きく変化しない。一連のスナップショットの右端のパネルは、 準静的なフレームワークで全地震発生域に突然の大きなすべりを許して求めた解であ る(大地震の最終すべり分布に相当する)。このケースでは、南海地震に相当するすべ りのピーク(西側の二つのピーク)の他に、東南海地震に相当するすべりのピーク(東 側のピーク)が再現される。



地震破壊直前の南海・東南海両域の最大ピーク強度 が同程度(~4 MPa)となるように設定

地震間すべり遅れ分布の時間発展と地震時すべり分布(第1サイクル)



地震間すべり過ぎ(赤)/遅れ(青)レートコンター間隔:1 cm/yr. 地震時すべりコンター間隔:0.5 m.

図 3-10-(2)-③-1 準静的テクトニックローディングシミュレーションによる 南海・東南海域のすべり遅れレート分布の時間発展。右端のパネルのみ、地震時の すべり量を表わす。すべり遅れレートのスナップショットに於いて、地震間の青コン ターはすべり遅れレート、赤コンターはすべり過ぎレートを表わす(1 cm/yr 間隔)。 地震時(0+yr)の赤コンターは、すべり量を表わす(0.5 m 間隔)。

Case 2019-1に比べて、東南海域のピーク強度をより低く設定した場合(Case 2019-2)のすべり遅れレート分布のスナップショットを、図3-10-(2)-③-2に示す。このケースでは、構成関係パラメーター分布は、南海域については、Case 2019-1と同様に、地震発生直前の最大ピーク強度を4MPa 程度になるように設定し、一方、東側に位置する東南海域については、最大ピーク強度が低くなるように設定している。このケースでも、南海域のすべり遅れレート分布は、基本的に、Case 2019-1と同様のパターンになり、その時間変化もほぼ同様になる。しかしながら、東南海域のすべり遅れレート分布は、時間と共に大きくそのパターンが変化する。また、地震発生域全域に突然の大きなすべりを許して求めた準静的な解(大地震の最終すべり分布に相当する)は、Case 2019-2についても、Case 2019-1と同様に、南海地震に相当するすべりのピーク(東側のピーク)が再現される。しかしながら、東南海域にたけるすべり 量は、Case 2019-1のケースと比べて小さい。



地震破壊直前の東南海域の最大ピーク強度が, 南海域の 最大ピーク強度(~4 MPa)より小さくなるように設定

地震間すべり遅れ分布の時間発展と地震時すべり分布(第1サイクル)



地震間すべり過ぎ(赤)/遅れ(青)レートコンター間隔:1 cm/yr. 地震時すべりコンター間隔:0.5 m.

図3-10-(2)-③-2 準静的テクトニックローディングシミュレーションによる 南海・東南海域のすべり遅れレート分布の時間発展。右端のパネルのみ、地震時のすべ り量を表わす。すべり遅れレートのスナップショットに於いて、地震間の青コンターは すべり遅れレート、赤コンターはすべり過ぎレートを表わす(1 cm/yr 間隔)。地震時 (0+yr)の赤コンターは、すべり量を表わす(0.5 m間隔)。

(2) 準静的テクトニックローディングのシミュレーションにより与えられた初期条 件から破壊開始の可否・地震の規模を推定するために、(1)で得られた地震間すべり遅 れ分布の時間発展モデルによって得られた、初期応力分布と断層破壊構成則を用いて、 初期クラックから破壊が不安定すべりへと成長するかどうかの検討を行った。まず、 Uenishi & Rice (2003)を使って初期クラックの大きさを設定し、初期クラックの少し 外側において、臨界破壊エネルギーGcと破壊エネルギーGの計算を行った。Gcは(1) で得られた断層破壊構成速より直接求めた。Gは、初期クラックが準静的に断層破壊構 成則に従いすべりを生じると仮定し、初期クラック内のすべり量分布の推定を行った。 さらに、そのすべり分布によって生じる初期クラック外側の応力変化量を求め、初期応 カ分布を考慮し、Gの推定を行った。このようにして G-Gcの値を求めた。G-Gcと破壊 成長が起こって巨大地震へと成長するか否かの評価を行うために、(1)によって得ら れた初期応力分布と断層破壊構成則を用い、動的破壊伝播シミュレーションの計算を 行い、シミュレーションによって得られた破壊伝播速度をもちいて、G-Gc が破壊が成 長するか否かを事前に判断する指標となりうるかどうかの検討を行った。その結果、G-Gcと破壊伝播速度の加速との間には良い相関があり、G-Gcが事前に評価できれば、破 壊が開始したのち、地震が巨大地震へと発展していくのか、小地震で終わるのかの良い 指標となることがわかった。

初期条件から破壊開始の可否・ 地震の規模を推定する試み

3D動的破壊伝播シミュレーションの結果



nucleation zoneは右図の黄丸の位置に設 定し、長軸、短軸の長さ(半長)は約11km, 8kmの楕円。

初期応力分布・摩擦構成関係を 解いて求めたstatic slip (Nucleation zone内)



求めたstatic slipによる周囲の応力変化から stress intensity factor Kを計算 (Energy flux $G=K^{2/2}\mu$) > (Fracture energy G_c) →破壊が進展できる



図3-10-(2)-③-3 プレート境界の初期応力分布と摩擦構成関係の条件の下 で、地震断層の破壊開始の可否と最終的な地震の規模を推定する試み。3D動的破壊 伝播シミュレーション結果(右上)を初期値として初期破壊域周辺での滑り量を求め (左下)、それが引き起こす周囲の応力強度が破壊強度を超えると大地震へと破壊が進 展する(右下)。

(d) 結論ならびに今後の課題

Hashimoto et al. (2014) が開発した地震発生サイクルシミュレーションシステム を用いて、南海・東南海複合地震発生域の断層構成関係パラメーター分布の検討を行 なった。Aochi and M. Matsu'ura (2002) のすべりと時間に依存する断層構成則に基 づき、地震発生域のパラメーターの値や分布を変えたモデル(Case 2019-1 及び Case 2019-2)を設定して、各モデルについて、準静的テクトニックローディングのシミュ レーションを実施した。南海及び東南海の両地震発生域の最大ピーク強度を同程度に 高く設定したケース(Case 2019-1)では、典型的な地震発生サイクル間隔に相当す る経過時間では、東南海域の固着域のパターンは時間と共に大きく変化しない。準静 的なフレームワークで全地震発生域に突然の大きなすべりを許して求めた解(大地震 の最終すべり分布に相当する)は、南海地震に相当するすべりのピーク(西側の二つ のピーク)の他に、東南海地震に相当するすべりのピーク(東側のピーク)が再現さ れる。これらの結果について、昨年度までに開発した、動的破壊シミュレーションを 用いて地震発生シナリオを生成する手法を用いることにより、任意の時間ステップ毎 に、地震破壊は何処から始まり得るか、開始した破壊は伝播し得るか、破壊はどのよ うに伝播するか、破壊はどこまで広がるか、等の議論を定量的に行なうことが可能で ある。東南海域のピーク強度のみをより低く設定したケース(Case 2019-2)では、 東南海域の固着域のパターンは時間と共に大きく変化する。今後、地殻変動データの

時系列解析などを用いて、固着域パターンの変化を詳細に検討することにより、南海・ 東南海複合地震発生域の構成関係パラメーター分布の制約条件を検討することが可能 になると考えられる。

動的破壊伝播シミュレーションによる地震破壊可能性の評価を効率的に行なうため に、準静的テクトニックローディングのシミュレーションにより与えられた初期条件 から破壊開始の可否・地震の規模を推定する手法を検討した。その結果、G-Gcの値を 推定することにより、地震が小地震で終わるのか大地震へと成長していくのかを事前 に推定できることがわかった。この知見によって、地震シナリオの作成において、巨 大地震に成長する場合の条件を事前に与えることができるため、長大な計算をする必 要がなくなり、シナリオ作成を非常に効率的に行うことが出来るようになった。

(e) 引用文献

- Hashimoto, C., E.Fukuyama, and M.Matsu'ura, Physics-based 3-D simulation for earthquake generation cycles at plate interfaces in subduction zones, Pure Appl. Geophys., 171, 1705–1728, 2014.
- Aochi, H. and M. Matsu'ura, Slip-and time-dependent fault constitutive law and its significance in earthquake generation cycles, Pure Appl. Geophys., 159, 2029-2046, 2002.
- Hashimoto, C., Y. Urata, and E. Fukuyama, Physics-based simulation for possible interplate earthquakes along the Nankai trough, JpGU-AGU Joint Meeting, 2017.
- Urata,Y., E. Fukuyama, and C. Hashimoto, A possible dynamic rupture scenario of the Nankai-trough earthquakes, southwest Japan, IAG-IASPEI General Assembly, 2017.
- Uenishi, K., and J. R. Rice, Universal nucleation length for slip-weakening rupture instability under nonuniform fault loading, J. Geophys. Res., 108(B1), 2042, doi:10.1029/2001JB001681, 2003.
- ④ 地震発生シナリオの評価

(a) 業務の要約

南海トラフの西端に位置している日向灘では近年、スロー地震やM5-6の地震が発 生するなど、地殻活動が活発である。例えば、日向灘から豊後水道にかけて長期的スロ ースリップイベント(L-SSE)が繰り返し発生している。最近では2018-2019年に発生 した。そのupdip側では、2019年3月と5月にM5.4-6.3の地震が5回発生した。と もに、過去のM7前後の地震(3月の地震は1970年の地震、5月の地震は1996年10 月の地震)の震源域とほぼ同じエリアで発生したと見られる(図3-10-(2)-④-1)。 将来の大地震の震源域となりうる強く固着した領域の端では、応力集中が生じやすい。 それまで比較的静穏であった領域で地殻活動が活発になってきたということは、それ まで強く固着していた領域で固着がはがれてきていることを示唆している。つまり、そ の付近で大地震発生が近くなっている可能性がある。そこで本年度は、南海トラフおよ び日本海溝での地震発生サイクルシミュレーションの先行研究で得られた知見に加え て、新たなモデルで得られた結果をもとに、日向灘におけるプレート固着の現状や今後 起こりうるシナリオについて検討した。



図3-10-(2)-④-1 日向灘周辺における過去数十年間の長期的スロースリップイベント(L-SSE)とこれに前後して発生した M7級の地震活動及びこれに伴う地震余効変動の時空間分布のまとめ。

(b) 業務の実施方法

摩擦パラメータA(=ao)、B(=bo)、L(特徴的すべり量)について、過去の地震 の震源域やスロースリップイベントの震源域、地殻変動観測から得られる知見などを 参考に空間分布を仮定して、地球シミュレータを用いた地震発生サイクルのフォワー ド計算によって行う。フォワード計算では、プレート境界で発生する地震の繰り返しを、 プレート相対運動からのずれの蓄積と解放過程としてモデル化する(例えば、Rice, 1993)。プレートの相対運動に起因するすべりによって生じる準動的近似でのせん断応 力変化と、強度の変化に伴うすべりの時空間変化を計算する。プレート境界面の摩擦は、 すべり速度・状態依存摩擦則(Dieterich, 1979)に従うと仮定し、断層の構成則は Nakatani (2001)に従うと仮定した。強度の時間発展則には、slowness (aging) law (Dieterich, 1979、Ruina, 1983)を用いた。地震波の放射によるエネルギーの減衰を

準動的に近似する項(ダンピング係数)は、小さめの値を仮定した(Nakata et al., 2016)。摩擦パラメータの空間分布は、階層アスペリティモデルに従い、A-B<Oかつ小 さなLの領域内に、地震の震源域やSSE発生域として、さらに不安定な領域を与えた。 日向灘単独で起きうる大地震としては2タイプある。約 200 年に1回の頻度で発生 している M7.5以上の地震(1662年・1968年)と、10数年-数10年間隔で発生してい る M7前後(6.7-7.2)の地震(1970年・1996年など)である(図3-10-(2)-④-1)。先行研究(Nakata te al., 2014; Hyodo et al., 2016)により、1968年の地震の 震源域を含む日向灘北部は、南海トラフで発生する M>8 地震震源域を誘発する可能性 や、震源域に含まれる可能性も示唆されている。一方、1662年の地震の震源域を含む 日向灘南部は、2011年東北地方太平洋沖地震前の状況との類似点もみられる。従って、 これまでに南海トラフ(Nakata et al., 2012, 2014; Hyodo et al., 2016)や日本海 溝で構築したモデル(Nakata et al., 2012, 2014; Hyodo et al., 2016)や日本海 溝で構築したモデル(Nakata et al., 2016)を参考に、摩擦パラメータの空間分布を 仮定した(図3-10-(2)-④-2)。簡単のために、200年に1回の頻度で発生する M7.5以上の地震と、一回り規模が小さく繰り返し間隔も短い M7前後の地震を1つず つモデルに組み込んだ。日向灘北部と南部のM7前後の地震を一つの不安定パッチで代 用し、豊後水道 SSEのパッチに関してはパラメータ調整を行わず、日向灘の SSE はモデ ルに組み込まなかった。



図 3-10-(2)-④-2 計算に用いた摩擦パラメータの例。

(c) 業務の成果

図3-10-(2)-④-3に得られたシナリオの例を示す。まず、日向灘南部で M6.4 の地震が 69年間隔で発生した。その7年後、日向灘北部で M>7の地震が発生した。そ の4.3年後に日向灘南部で発生した M6.4の地震は、同じ場所での繰り返し間隔が 12年 と短いことから、北部での M>7地震に誘発されたともみなせる。しかし、これらの地 震が次の大地震を誘発することはなく、86年後に南海トラフ地震が発生した。この 22 分後に日向灘北部でも、地震性すべりが発生した。このように、日向灘北部における M> 7の地震が、必ずしも南海トラフ地震を誘発するわけではないといえる。誘発されるか どうかは、南海トラフ地震震源域の固着状態に影響を受けていると考えられる。







図3-10-(2)-④-3 得られたシナリオの例。日向灘北部の地震が南海トラフ地 震を誘発しない場合。すべり速度分布を色分けして示す。(a)-(b)日向灘南部で M6.4の 地震が 69年間隔で発生。(c)(b)の7年後、日向灘北部で M>7の地震が発生。(d)(c)の 4.3年後(bの12年後)に日向灘南部で M6.4の地震発生。(e)(f)の1.6年前。(f)(c) の86年後、南海トラフ地震発生。

(d) 結論ならびに今後の課題

南海トラフでのプレート境界すべりの推移予測の妥当性検証と予測の試行に向けて、 日向灘から四国沖において地震発生サイクルシミュレーションを行った。本年度は、南 海トラフおよび日本海溝での地震発生サイクルシミュレーションの先行研究で得られ た知見に加えて、新たなモデルで得られた結果をもとに、日向灘におけるプレート固着 の現状や今後起こりうるシナリオについて検討した。その結果、日向灘の地震が南海ト ラフ地震を誘発するかどうかは、南海トラフ地震震源域とその周辺での固着状態に関 係していることが本研究でも確認できた。今後は、豊後水道や日向灘における SSE もモ デルに組み込み、それぞれのイベントとの関係についても検討することが望まれる。 (e) 引用文献

- Dieterich, J. H., Modeling of rock friction, 1. Experimental results and constitutive equations, J. Geophys. Res., 84, B5, 2161-2168, 1979.
- Hyodo, M., T. Hori, and Y. Kaneda, A possible scenario for earlier occurrence of the nest Nankai earthquake due to triggering by an earthquake at Hyuganada, off southwest Japan. Earth Planet Space, 68,6, DOI 10.1186/s40623-016-0384-6, 2016.
- Nakano, M., M. Hyodo, A. Nakanishi, M. Yamashita, T. Hori, S. Kamiya, K. Suzuki, T. Tonegawa, S. Kodaira, N. Takahashi, and Y. Kaneda, The 2016 Mw 5.9 earthquake off the southeastern coast of Mie Prefecture as an indicator of preparatory processes of the next Nankai Trough megathrust earthquake, Progress in Earth and Planetary Science, 5, doi: 10.1186/s40645-018-0188-3, 2018.
- Nakata, R., T. Hori, M. Hyodo, and K. Ariyoshi, Possible scenarios for occurrence of M[~]7 interplate earthquakes prior to and following the 2011 Tohoku-Oki earthquake based on numerical simulation, Sci. Rep. 6, 25704, 2016.
- Nakata, R., M. Hyodo, and T. Hori, Numerical simulation of afterslips and slow slip events that occurred in the same area in Hyuga-nada of southwest Japan, Geophys. J. Int., 190, 1213-1220, doi:10.1111/j.1365-246X.2012.05552.x, 2012.
- Nakata, R., Hyodo, M., and Hori, T., Possible slip history scenarios for the Hyuga-nada region and Bungo Channel and their relationship with Nankai earthquakes in southwest Japan based on numerical simulations, J. Geophys. Res., 119, 4787-4801, 2014.
- Nakata, R., H. Hino, T. Kuwatani, S. Yoshioka, M. Okada, and T. Hori, Discontinuous boundaries of slow slip events beneath the Bungo Channel, southwest Japan, Sci. Rep. 7, doi: 10.1038/s41598-017-06185-0, 2017.
- Nakatani, M., Conceptual and physical clarification of rate and state friction: Frictional sliding as a thermally activated rheology, J. Geophys. Res., 106(B7), 13347-13380, 2001.
- Rice, J. R., Spatio-temporal complexity of slip on a fault, J. Geophys. Res., 98(B6), 9885-9907, 1993.
- Ruina, A., Slip instability and state variable friction laws, J. Geophys. Res., 88(B12), 10359-10370, 1983.
- Yagi, Y., Kikuchi, M. & Sagiya, T., Co-seismic slip, post-seismic slip, and aftershocks associated with two large earthquakes in 1996 in Hyuga-nada, Japan, Earth, Planets and Space, 53, 793-803, 2001.
- Yamashita, Y., Shimizu, H., Uehira, K. and Fujii, M., Hypocenter relocation of major earthquakes and the comparison with the interplate quasi-static

slip rate in the hyuga-nada, SW Japan subduction zone, IUGG, Abst., 2011.

⑤ 巨大地震の震源モデル及び地殻・地盤モデル開発

(a) 業務の要約

不均質 SMGA 場の震源モデルの地震動生成能力を確認するため、2011 年東北地方太 平洋沖地震で最初に破壊した SMGA に適用し、近傍の比較的硬い地盤の観測点で理論グ リーン関数を用いて波形合成を行った。観測と合成フーリエスペクトルの周波数変化 は、3 Hz 以下では整合することを確認した。

南海トラフ巨大地震の地震動シミュレーションに必要な地震波伝播経路の地殻・地 盤速度構造モデルの高度化のため、昨年度までに整備した熊野海盆〜外縁隆起帯周辺 での周期2~20秒の Love 波基本モード群速度のデータセットを解析した。群速度ト モグラフィを行い、群速度の空間分布を求め、得られた群速度分散曲線を逆解析する ことで、熊野海盆周辺の堆積層〜付加体の三次元S波速度構造を高度化した。

(b) 業務の成果

1) 強震動予測のための巨大地震震源モデルの構築

強震動予測のためのプレート境界地震震源モデルは、強震動予測の対象周波数(0.1 ~10 Hz)で定義される SMGA(強震動生成域)をベースに構築するという方針を立て、 これまでに、Mw 5.9~9.1のプレート境界地震に対して求められた既往の SMGA モデル のパラメータの分布から、応力降下量分布とすべり分布の不均質分布モデルを構築し、 これらの不均質分布を取り込んだ破壊伝播、すべり速度関数の設定方法を確立した。こ の不均質 SMGA モデルの地震動生成能力を確認するため、2011 年東北地方太平洋沖地震 の SMGA をこの手法でモデル化し、地震動の合成を行った。

2011 年東北地方太平洋沖地震の東北地方の観測記録には、構造物に影響を与える周 期帯(およそ 0.1~1.0 Hz)では複数の波群が時間を空けて現れ、それぞれの波群に対 して SMGA が推定されている。ここでは、それらの SMGA のうち、最も早く破壊した宮城 県沖の SMGA (SMGA1)と対応する波群(図3-10-(2)-(5)-1)を対象に、近傍の、 比較的硬い地盤の観測点(MYG011:国立研究開発法人防災科学技術研究所 K-NET 牡鹿) で理論グリーン関数により波形合成を行う。

東北地方太平洋沖地震の SMGA1の、不均質 SMGA のモデル化には、Asano and Iwata (2012)の推定したパラメータを参考にした。大きさ、位置についてはそのままを採用 し、応力降下量、すべり量、破壊開始時刻、破壊伝播速度、ライズタイムについては、 不均質分布の平均値とした。既往地震の SMGA の平均応力降下量-面積の関係、平均す べり量-面積の関係に合うように作成してあった"地震が起きれば SMGA になるような 場の応力降下量とすべり量の不均質分布"から、SMGA1 と同様の面積で、同様の平均応 力降下量、平均すべり量を持つ部分を切り出して、不均質 SMGA1 モデルの応力降下量、 すべり量分布とした。分布は、500 m 間隔のグリッドで表現した。ライズタイム分布は、 すべり量に比例する不均質を導入した。すべり速度関数は、各部の応力降下量、すべり 量、ライズタイムから中村・宮武(2000)に基づいて作成した。破壊伝播速度分布は、 Guatteri *et al.*(2014)に基づき応力降下量と破壊開始点からの距離とから計算される 破壊エネルギーにより計算し、破壊伝播速度分布と破壊開始点位置から破壊時刻を計算した。設定した不均質 SMGA1 モデルの応力降下量分布、すべり分布、破壊時刻分布を図3-10-(2)-⑤-2に示す。

波形合成は、離散化波数法(Bouchon, 1981)と反射透過係数法(Kennett and Kerry, 1979)の組み合わせにより成層構造の理論グリーン関数を 0.1~4Hz の範囲で計算し て行った。要素震源領域内の破壊伝播の効果を Sekiguchi et al. (2002)により考慮し た。地震波の散乱による高周波数での放射特性パターンの消失を考慮し、各点震源から の要素地震波の放射特性を1~5Hzの間でダブルカップルのものから、平均場の値 (Boore and Boatwright, 1984) へ変化させた。図 3-10-(2)-⑤-3に観測と合成 の速度波形の transverse 成分、radial 成分の比較、および、フーリエスペクトルの比 較を示す。合成波形の振幅は観測波形のそれを過大評価気味となった。フーリエスペク トルの比較を見るとわかるように、3Hz 以下では計算波形の radial 成分は観測よりや や過小評価でありながらも周波数変化は整合しているのに対し、4~5Hz 付近では計 算が大幅に超過しているためである。これは、破壊伝播に伴うすべり速度関数の足し合 わせが、十分滑らかに行われていないことによるかもしれない。要素震源の間隔は 500 mで平均的な破壊伝播速度は 4000 m/s であり、震源の離散化による人工的な周波数の ピークは2Hz と考えられるが、破壊伝播速度の変化もあるため、より低い周波数に影 響が出ている可能性がある。この波形合成は、観測を合わせこむためのものではなく、 理論 SMGA モデルとして広帯域で現実的な地震動の生成がなされているかを確認するも のであり、radial 成分の合成結果は、本業務で提案している不均質 SMGA モデルに統計 的な高周波成分を含まない理論グリーン関数の組み合わせで、0.1~3Hzの範囲の強震 動が合成できる可能性を示していると考えられる。なお、transverse 成分は2Hz 以下 で計算が大幅に過小評価になっているが、これは、観測点が SH 波のノードに近い方向 に位置し、1次元地下構造による理論グリーン関数では振幅が非常に小さくなる一方、 実際の観測波形は、実地震のメカニズム解のバラツキや、地下構造の3次元的不均質や ランダムな不均質により、低周波数帯でもそれほど振幅が小さくならないこと、また、 逆にノードに近い要素震源からの高周波成分がここで行われた放射特性の補正で現実 以上に拡大されていることによると考えられる。



図 3-10-(2)-5-1 左) 東北地方太平洋沖地震の SMGA 1 モデル (Asano and Iwata, 2012) と MYG011 観測点の位置。右) MYG011 観測点の観測波形 (速度波形 0.1~10 Hz)。



図 3-10-(2)-⑤-2 2011 年東北地方太平洋沖地震の SMGA 1 を対象として作成した 不均質 SMGA モデルの応力降下量、すべり、破壊時刻の分布。



図 3 - 10-(2)-⑤-3 左) MYG011 (K-NET 牡鹿)における観測波形と合成波形の
比較。右)観測スペクトル(黒線)と合成波形のスペクトル(赤線)の比較。
実線が radial 成分、点線が transverse 成分。

2) 地震波干渉法による熊野海盆周辺の地殻・地盤速度構造モデルの高度化

南海トラフ巨大地震による長周期地震動の生成・伝播特性に重要な役割を担う、震 源域から陸域における伝播経路モデル化の高度化に資する情報を得るため、海域の観 測点の連続記録から抽出した2点間相互相関関数を利用した研究開発を進めている。 南海トラフ想定震源域周辺の付加体が長周期地震動の増幅特性に大きく寄与している ことは、2004年紀伊半島沖地震の観測記録の分析や地震動シミュレーションなどの既 往研究(例えば、Yamada and Iwata, 2005、Furumura *et al.*, 2008、Nakamura *et al.*, 2014) でも指摘されていることから、震源域と陸域の間に位置する付加体の地震 波速度構造を高度化することは、南海トラフ巨大地震の震源モデルシナリオを反映し た地震動シミュレーション研究の高精度化のためには不可欠であると考えられる。

平成26年度に、熊野海盆周辺海域において地震・津波観測監視システム(DONET1) を運用する国立研究開発法人海洋研究開発機構地震津波海域観測研究開発センターよ り、DONET1の広帯域地震計 20 点の連続波形データ約 1.6 年分(2013 年 1 月 15 日~ 2014年9月2日)の提供を受け、データフォーマットの変換作業を実施した。DONET1 の各観測点には、Guralp 社製広帯域地震計 CMG-3T が設置され、3成分の地動速度記録 がサンプリング周波数 200 Hz で収録されており、本業務ではこのデータを使用した。 平成 26 年度に整備したデータセットを用い、南海トラフ地震時の長周期地震動の生成 に大きく寄与していると考えられている熊野海盆付近の付加体の地殻構造に注目し、 観測点間の相互相関関数を抽出するための地震波干渉法によるデータ解析を進めてき た。前年度までに、熊野海盆周辺の観測点間の群速度構造を精度よく推定するための 解析を精査し、各観測点間の波動場の相互相関関数(観測点間グリーンテンソル9成 分に対応するもの)を推定した。2点間の相互相関関数に表面波が卓越している場 合、T-T 成分は、主として Love 波の伝播に対応する。なお、Rayleigh 波は、海水層の 影響も受けることで、波動場の取り扱いに注意を要するのに対し、Love 波について は、海底面でのせん断応力が0であることから、海底面は自由表面と同じ取り扱いが できる。このため、海底下のS波速度構造を検討する目的のためには、Love 波(T-T 成分)に対象を絞って解析した。次に、Multiple Filter Analysis (Dziewonski *et al.*, 1969)による時間-周波数解析を行い、各観測点ペアに対して、周期毎の群遅延 時間を求めた。2地点間を伝播する表面波の伝播経路を2地点間の大円経路で近似で きると仮定し、2地点間の距離を群遅延時間で割ることにより、そのペアのその周期 における群速度推定結果とし、Love 波基本モードの群速度のデータセットを整備し た。平成 31 年度(令和元年度)は、平成 30 年度までに得られた各観測点ペアの Love 波基本モード群速度及び群遅延時間のデータセットを用い、熊野海盆周辺での群速度 トモグラフィ及びS波速度構造モデルの高度化を実施した。

まず、群速度を二次元空間にマッピングするため、各周期の Love 波基本モード群速 度を用いた群速度トモグラフィを実施した。群速度トモグラフィの手法は、大阪堆積 盆地で同様の解析を実施した Asano *et al.* (2017)の手法に従った。DONET1 観測点の 分布する熊野海盆周辺領域を平面直角座標系 VI 系上で、東西方向 10 km、南北方向 10 km の空間セルに分割した。観測点ペア k の波線は、観測点間を結ぶ直線で近似し、各 波線がそれぞれの空間セル *i* を通過する距離 *dik*を求め、以下の式により、観測方程式 を定式化した。

$$T_{gk} = \sum_{i} d_{ik} s_i$$

ここで、 T_{sk} は観測点ペアkの群遅延時間である。 s_i は空間セルiの群速度の逆数であり、この解析で解くべきモデルパラメータである。また、解の平滑化のため、2次元 Laplacian を最小化する拘束条件(Lees and Crosson, 1989)を付加した。観測方

程式と平滑化拘束条件の式を連立した式を、非負拘束条件付き最小二乗法(Lawson and Hanson, 1974)で解いた。その際、平滑化の重みを定義するハイパーパラメータ はABIC 最小規準により客観的に決定した。図3-10-(2)-⑤-4は各周期の Love 波 基本モード群速度の空間分布である。実際は、周期 0.2 秒間隔毎に空間分布を推定し ているが、この図には代表的な周期の結果のみを示す。いずれの周期においても、熊 野海盆内(解析対象領域の北部)での群速度が、外縁隆起帯付近(解析対象領域の南 東部)に比べて小さいことがはっきりと分かる。

次に、各空間セルで得られた群速度の分散曲線(周期2~20秒)をターゲットに、 一次元S波速度構造を推定した。地震調査研究推進本部による既存の全国一次地下構 造モデル (JIVSM、Koketsu et al., 2012) に組み込むことができるよう、構造モデル の物性値は JIVSM で与えられている P 波、 S 波速度及び密度のパラメータを参照し て、表3-10-(2)-⑤-1に示す速度構造モデルを仮定した。なお、Love 波の群速 度の計算には、P波速度は用いられていない。この解析で推定すべきモデルパラメー タである各層の層厚はマルコフ連鎖モンテカルロ法(MCMC法)により推定した。サン プリング手法は Metropolis-Hastings アルゴリズムを用い、10 万回のサンプリングを 実施した。MCMC 法により得られたサンプルのうち、最初の 5,000 サンプルを burn-in 期間として除却した後、残る 95,000 サンプルの中央値を層厚の推定結果とした。図3 -10-(2)-⑤-5は各空間セルでの一次元S波速度構造推定結果の例である。この 図には、熊野海盆内(空間セル番号 0408)及び外縁隆起帯付近(空間セル番号 0503) での結果を示している。熊野海盆内の方が、低速度の堆積層(S波速度 350 m/s 及び 600 m/s)の層厚が相対的に厚いことが分かる。空間セル番号 0408 では、0.4~0.5 Hz における観測群速度は理論群速度よりもさらに遅いことから、実際には、S波速度が 350 m/sよりも遅い層が海底付近に存在しているものと考えられる。図3-10-(2) -⑤-6には、図3-10-(2)-⑤-5に示した結果の解のばらつき(ヒストグラ ム)を示した。解は収束しており、各層の層厚は適切に推定されていることが分か る。

各空間セルで推定された速度層境界深度を地図上に図示した結果が図 3-10-(2)-(5-7である。熊野海盆では、盆地を埋積する堆積層(S波速度 0.35 km/s 及び 0.6 km/s)の厚さは、最大で約 1 km と推定された(図の右上、S波速度 1.0 km/s 層上面 深度がそれを表す)。外縁隆起帯付近での堆積層厚は 0.3~0.4 km 程度と推定された。 付加体内部の 1.0 km/s と 1.5 km/s の層の境界深度は 0.9~2.4 km の範囲で、やや複 雑な形状をしている。S波速度 2.9 km/s 層上面深度は、熊野海盆周辺で、概ね 5.0~ 6.5 km であり、この深さは既存の JIVSM のモデルと大きくは異なってはいない。本業務により、付加体の上部に存在する熊野海盆の堆積層の構造が従来よりも詳細にモデ ル化することができた。

現行の JIVSM では、熊野海盆周辺での付加体をS波速度 1.0 km/s の層のみでモデル 化されている。本業務で推定されたS波速度構造モデルを JIVSM に組み込むことで、 熊野海盆周辺に分布する低速度の堆積層を地震動シミュレーションに反映することが できるようになり、南海トラフ周辺で発生する地震による陸域や海域での地震動シミ ュレーションを高度化することに寄与できる。また、S波速度構造やそれによる地震 動サイト増幅特性を用いることで、将来、熊野海盆周辺での海底地震計記録を用いた 震源決定、マグニチュードの早期推定、CMT解析などを行う際に、走時の観測点補正や 振幅補正、理論地震波形計算に活用できるものと期待される。

P波速度	S波速度	密度	層厚の探索範囲
(単位:km/s)	(単位:km/s)	(単位:g/cm ³)	(単位:m)
1.7	0.35	1.80	0~1000
2.0	0.60	2.00	0~2000
2.4	1.00	2.15	0~5000
3.0	1.50	2.25	0~8000
5.0	2.90	2.60	半無限層と仮定

表 3-10-(2)-⑤-1 MCMC 法で仮定した一次元速度構造モデル



図 3-10-(2)-⑤-4 群速度トモグラフィにより得られた周期毎の Love 波基本 モード群速度の空間分布。カラースケールが群速度の大きさを表す。



図3-10-(2)-⑤-5 各空間セルでの一次元S波速度構造の推定結果の例。(左)地 震波干渉法で得られた群速度(青○)と推定されたS波速度構造に基づく理論群速度分散 曲線(赤線)。左上が空間セル番号0408、左下が空間セル番号0503の結果。右端の数値 の深さは各層の上端深度。(右)空間セル番号のインデックスマップ。青色▲印は DONET1の観測点。カラースケールはJTOPO30v2による水深または標高を表す。



図 3-10-(2)-⑤-6 MCMC 法による推定パラメータの頻度分布 (左:空間セル番号 0408、右:空間セル番号 0503)。


図 3-10-(2)-⑤-7 各速度層の上面深度分布。カラースケールが各空間セルで 推定された各速度層の上面深度を表す。(左上) *V*s 0.6 km/s 層上面深度、(右上) *V*s 1.0 km/s 層上面深度、(左下) *V*s 1.5 km/s 層上面深度、(右下) *V*s 2.9 km/s 層上面深度。

(c) 結論ならびに今後の課題

不均質 SMGA 場のモデルと不均質破壊伝播、すべり速度関数の設定方法を 2011 年東 北地方太平洋沖地震の1つの強震動生成域に適用し、経験的高周波数成分を含まない 理論グリーン関数で約3Hz まで広帯域地震動を妥当に生成できる可能性を示した。し かし、それより高い周波数域で、検証計算に問題がある可能性が考えられるため、解決 のためさらなる作業を要する。

熊野海盆周辺に展開されている DONET 1 の広帯域地震計記録に地震波干渉法を適用 することで得た Love 波基本モード群速度のデータセットを解析し、群速度トモグラフ ィを行うことで、Love 波基本モードの群速度の空間分布を推定した。各空間セルで得 られた Love 波基本モードの群速度分散曲線を、マルコフ連鎖モンテカルロ法でモデル 化し、熊野海盆周辺の堆積層~付加体の三次元S波速度構造モデルを高度化した。本業 務で得られた速度構造モデルを実際に組み込んだ地震動シミュレーションを行うこと で、熊野海盆周辺の速度構造モデルの妥当性を検証することも重要である。 (d) 引用文献

- Asano, K. and T. Iwata, Source model for strong ground motion in 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, 64(12), 1111-1123, 2012.
- Asano, K., T. Iwata, H. Sekiguchi, K. Somei, K. Miyakoshi, S. Aoi, and T. Kunugi, Surface wave group velocity in the Osaka sedimentary basin, Japan, estimated using ambient noise cross-correlation functions, Earth Planets Space, 69:108, doi:10.1186/s40623-017-0694-3, 2017.
- Boore, D. M. and J. Boatwright, Average body-wave radiation coefficients, Bull. Seismol. Soc. Am., 74(5), 1615-1621, 1984.
- Bouchon, M., A simple method to calculate Green's function for elastic layered media, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 959–971, 1981.
- Dziewonski, A., S. Bloch, and M. Landisman, A technique for the analysis of transient seismic signals, Bull. Seismol. Soc. Am., 59, 427-444, 1969.
- Furumura, T., T. Hayakawa, M. Nakamura, K. Koketsu, and T. Baba, Development of long-period ground motions from the Nankai Trough, Japan, earthquakes: Observations and computer simulation of the 1944 Tonankai (MW 8.1) and the 2004 SE Off-Kii Peninsula (MW 7.4) earthquakes, Pure Appl. Geophys., 165, 587-607, 2008.
- Guatteri, M., P. M. Mai, and G. C. Beroza, A pseudo-dynamic approximation to dynamic rupture models for strong ground motion prediction, Bull. Seismol. Soc. Am., 94(6), 2051-2063, 2004.
- Kennett, B. L. N., and N. J. Kerry, Seismic waves in a stratified half-space, Geophys. J. R. Astr. Soc. 57, 557–583, 1979.
- Koketsu, K., H. Miyake, and H. Suzuki, Japan Integrated Velocity Structure Model Version 1, Proceedings of the 15th World Conference on Earthquake Engineering, Lisbon, 2012.
- 国立研究開発法人防災科学技術研究所 K-NET、

https://www.doi.org/10.17598/NIED.0004

- Lawson, C.L. and R.J. Hanson, Solving least squares problems. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1974.
- Lees, J.M. and R.S. Crosson, Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data, J. Geophys. Res., 94(B5), 5716-5728, 1989.
- 中村 洋光, 宮武 隆、断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の 近似式、地震(第2輯), 53 巻 1 号, 1-9, 2000.
- Nakamura, T., M. Nakano, N. Hayashimoto, N. Takahashi, H. Takenaka, T. Okamoto, E. Araki, Y. Kaneda, Anomalously large seismic amplifications in the seafloor area off the Kii peninsula, Marine Geophysical Research, 2014,

35(3), 255-270, 2014.

- Sekiguchi, H., K. Irikura, and T. Iwata, Source inversion for estimating the continuous slip distribution on a fault-introduction of Green's functions convolved with a correction function to give moving dislocation effects in subfaults, Geophys. J. Int., 150, 377-391, 2002.
- Yamada, N. and T. Iwata, Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the M_J 7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, Earth Planets Space, 57, 197-202, 2005.

⑥ 強震動・津波・地殻変動シミュレーションに基づく地震・津波ハザードの評価

(a) 業務の要約

南海トラフ巨大地震の長周期地震動のリアルタイム予測を目指し、震源域近傍での 強震観測データと地震波伝播シミュレーションのデータ同化に基づいて、遠地の平野 での長周期予測の発生予測の有効性を検討した。南海トラフ巨大地震の震源モデルを 用いた模擬観測データを作成し、これを用いた数値実験から関東平野の長周期地震動 の予測精度と猶予時間を評価した。予測時間の高速化と猶予時間の確保に向け、事前に 計算した波動伝播の伝達関数(グリーン関数)を用いた、瞬時の予測手法を開発し、都 心に強い揺れが発生する数十秒前に、最大速度応答スペクトル値の 15~60%の精度で 予測可能であることを示した。

1854 年安政東海・南海地震の震源域の境界を確定させることを目的に、既刊地震史 料集の調査によって、史料に残された津波記録・地殻変動記録を抜き出して整理した。 その際、津波高の推定には不適当として取り上げられなかった史料記述も整理した。さ らに、1854 年の記録と比較するために、1944 年東南海地震・1946 年南海地震の津波記 録・地殻変動記録も整理した。その結果、安政東海地震の南西端は、現和歌山県新宮市 のやや北東付近まで、安政南海地震の北東端は新宮市付近まで達していた可能性が高 いことが分かった。1944 年東南海地震・1946 年南海地震の震源域の境界は潮岬沖であ るので、安政東海・南海地震の震源域は、昭和よりも約 50km 程度北東であることが分 かった。

1854 年安政東海・南海地震前後の内陸地震活動の変化をみるために、東京大学地震 火山史料連携研究機構による「日記史料有感地震データベース」から、1853 年~1857 年における全有感記録を抜き出し、2ヶ月毎にその有感数の推移を検討した。その結果、 安政東海・南海地震の発生前は、1853 年嘉永小田原地震、1854 年安政伊賀上野地震の 本震・余震による周辺地域の揺れの増加を除く前兆的な揺れの続発などはみられなか った。また、安政東海・南海地震の発生後は、関東地方~四国・中国地方にかけての地 域が約半年にわたり有感数が非常に多くなっていることが分かった。その後は、1855 年 安政江戸地震後の関東地域や 1855 年遠州灘の地震後の近畿・中部地方における有感数 の増加はみられるが、徐々に減少していき、1857 年にはほぼ安政東海・南海地震前の 状態に戻っていることが分かった。

- (b) 業務の成果
- 1)強震観測データ同化に基づく南海トラフ地震の長周期地震動のリアルタイム予測 南海トラフ巨大地震では、大阪、名古屋、関東などの大型平野で周期2~10秒の 長周期地震動が強く発生し、超高層ビルや大型石油備蓄タンクなどの長大構造物と 共振を起こして大きく長く揺すり、被害を起こす恐れがある。長周期地震動は、大 地震の震源から生成した表面波が地表に沿って遠地に伝わり、そして平野の厚い堆 積層で増幅されることで生成する。表面波の伝播速度はS波より遅く、震源域から 遠地の平野までの到達には数十秒の時間がかかる。そこで、震源近傍でのリアルタ イム強震観測に基づいて、高速計算により遠地の平野での長周期地震動の発生を即 座に予測して警告する等、災害軽減に繋げることが期待できる。

こうした観測データとシミュレーション結果の同化に基づく未来予測は、台風の 進路や雨雲の動き・降水予測などの気象予報で既に実用化している。また、近年で は海底ケーブル津波観測を活用した津波のデータ同化に関する研究が進行中であ る(Maeda et al. 2015; Wang et al., 2017)。これらの大気や津波を対象とする同 化・予測プロセスに対し、地震動については地震計観測が地表に限定されること、 そして地震波の伝播速度が非常に高速であるという制約がある。また、長周期地震 動(表面波)の伝播評価には、3次元不均地下構造の考慮が不可欠であり、比較的 大規模な計算機資源を必要とする。本研究では、将来のリアルタイム強震観測と高 性能計算環境の元で、南海トラフ巨大地震の長周期地震動のデータ同化・予測の実 現可能性を数値実験に基づき検討した。

地震波動場のデータ同化手法には、震度分布の即時予測(Hoshiba and Aoki, 2015) や津波の即時予測(例えば、Maeda et al., 2015)等で広く用いられる最適内挿法 (Optimal Interpolation Method)を採用した。最適内挿法では、粗い強震観測点 で記録された地震波形を空間補間して、シミュレーション結果を補正する。このと き、観測データが持つ誤差と、地下構造モデルの不確実性が計算結果に与える誤差 の大きさを考慮して最適な同化が行われる。なお、データ同化は地表観測点の位置 でのみ行ない、3次元計算領域全体に対しては行なわないが、表面波の基本モード のエネルギーは地表付近に集中するために大きな問題はない(Furumura et al., 2019)。

長周期地震動の同化・予測実験を行う領域は、関東~九州にかけての 1228 km x 768 km x 100 km の範囲とした(図3-10-(2)-⑥-1)。3次元地下構造モデル の物性値は、JIVSM モデル(Koketsu et al., 2012)を用いて設定した。計算領域 を 0.24 km の格子間隔で離散化し、3次元差分法により周期 2.7 秒以上の長周期地 震動を計算した。

想定南海トラフ地震の震源モデルには、震源からの破壊伝播方向が異なる1944年 東南海地震モデルと1946年南海地震タイプの二つの地震シナリオ(内閣府,2015) を用い、3次元差分法計算により地震動を作成した。そして、これを模擬強震観測 データとみなして、地震波伝播シミュレーションと観測データを同化し、遠地の平 野での長周期地震動の発生予測の実験を行った。予測地点は関東平野の中心部の世 田谷とした。また、データ同化を実施する強震観測点は、防災科学技術研究所のK- NET、とKiK-net地点に加え、海域に設置された防災科学技術研究所のDONET、気象 庁海底ケーブル地震計の地点、そして、現在設置が計画されているN-net海底ケー ブル地震計の設置予定地点とした(図3-10-(2)-⑥-1)。



図3-10-(2)-⑥-1 南海トラフ巨大地震の長周期地震動のデータ同化と予 測実験を行う領域と、想定南海トラフ地震の震源モデル(内閣府, 2015)。データ 同化を行う強震観測点(K-NET、KiK-net、DONET、気象庁海底ケーブル地震計 (以上、△印)、及びN-net想定設置地点;赤〇印)と、1944年東南海地震及び 1946年南海地震シナリオにおける強震動生成域(青、緑□印)、及び都心での長周 期地震動の評価地点(世田谷;オレンジ△印)を示す。



図 3-10-(2)-⑥-2 想定南海トラフ巨大地震による地震波伝播シミュレー ションによる表面波の伝播と大型平野での長周期地震動の生成の様子。(a) 1946 年南海地震シナリオ、及び(b) 1944 年東南海地震シナリオ。地震発生から 50、 100、150、200 秒後。緑四角と青四角は強震生成域を、黄色☆印は震央を表す。

図3-10-(2)-⑥-2に、1946年南海地震及び1944年東南海地震モデルを用 いて計算した、地震波動伝播のスナップショットを示す。南海地震シナリオ(図 3-10-(2)-⑥-2a)では、震源の潮岬沖(☆印)から西(四国)側に破壊伝 播が進行し、四国から九州に強い揺れが生成する様子がわかる。また、破壊伝播 の進行方向と反対側に位置する関東平野では、地震発生の150秒後から強い揺れ が始まる。スナップショットから、南海トラフ沿いに広がる付加体において表面 波が強く増幅され、そして付加体の内部に揺れが閉じ込められ広がることで長い 波群が形成される様子が確認できる。地震発生から200秒後のスナップショット を見ると、大阪、名古屋、新潟、そして関東などの大型平野に入射した表面波が 平野の堆積層で強く増幅され、大振幅かつ長時間揺れ続ける長周期地震動が生成 される確認できる。一方、1944年東南海地震モデルの計算結果(図3-10-(2) -⑥-2b)を見ると、断層破壊の進展に伴なって、関東平野に向けて放射された 地震動の振幅が時間経過とともに増大する様子が特徴的である。揺れの増大は、 遠州灘の強震動生成域(図3-10-(2)-⑥-2bの青四角)の破壊が完了する 100秒後まで続くことも分かる。

以上の計算から求められた南海トラフ地震の模擬強震観測波形を用いて、地震 波伝播シミュレーションと観測データとのデータ同化を進め、同化波動場に基づ き未来の時刻の波動伝播を計算して、遠地の平野での長周期地震動の発生を予測 した。まず、地震発生から一定時間(30、50、・・・110秒間)の間、シミュレー ション結果と観測データとの同化を進め(同化モード)、その後、データ同化を止 めて地震波伝播シミュレーションを高速に実行して未来の波動場を計算(予測モ ード)して、関東平野(世田谷地点)での長周期地震動の波形を予測した。計算 は東大情報基盤センターのOakforest-PACSスパコンを用いて行なった。同化モー ドにおける計算速度は、64CPUを用いた並列計算により、表面波の伝播速度と同程 度の速度が達成された。また予測モードの計算は、2048CPUを用いた並列計算によ り、表面波の伝播速度の数倍の速度で実行可能であることを確認した(Furumura et al., 2019)。

本研究では、さらに高速な予測を実現するために、同化地点から予測地点まで の地震波伝播シミュレーションをリアルタイムに行う代わりに、事前に地震波の 伝達関数(グリーン関数)を計算してデータベース化し、同化地点における観測 波形とシミュレーション結果の残差に畳み込み積分することで、予測地点の揺れ を瞬時に求める手法を検討した(Oba et al., 2019)。こうしたグリーン関数を用 いた予測は、Wang et al. (2017)が津波予測の目的に最初に提案したものであ る。そして、グリーン関数を用いた予測と、前述の地震波伝播シミュレーション に基づく予測が、数学的に等価であることが証明されている。なお、グリーン関 数の計算は、長周期地震動の予測地点と同化を行う観測点の位置を、相反定理を 用いて入れ替えて実行することで、必要な計算量を大きく減らすことができる。

図3-10-(2)-⑥-3に、1946年南海地震シナリオにおける東京世田谷地点 の長周期地震動の予測波形(NS成分の速度波形)を示す。地震発生から30、 60、・・、110秒間、地震波伝播シミュレーションと観測波形の同化を行い、そ の後、同化波動場に対してグリーン関数を畳み込み積分して評価地点の長周期地 震動の波形を求めた。図3-10-(2)-⑥-3の下(青線)には、評価地点で期 待される長周期地震動の波形(答え)を示す。図の右では、水平動の速度応答ス ペクトル(減衰係数5%)を比較する。

地震発生から時間が経過して同化時間が長くなるにつれ予測波形の振幅が増大

し、評価地点で期待される波形の振幅に近づいていく様子が確認できる。この地 点では、地震発生から約160秒後に長周期地震動の揺れが開始するが、地震発生 後30~90秒後の速度応答スペクトルの予測値は、期待されるスペクトル振幅の 15%~60%になることがわかる。予測の精度は同化時間とともに直線的に向上する が、強い揺れの開始までの猶予時間には大きなトレードオフがあることは避けら れない。従って、データ同化に基づく予測では、観測データの収集に合わせて短 い間隔での予測の更新が必要である。特に、断層破壊にかかる時間が数十秒~数 分になる巨大地震では、その間に震源からの地震は放射が続くため、断層運動が 停止するまでは予測を更新し続ける必要がある。

一方、断層破壊の進展が関東平野に向かう 1944 年東南海地震シナリオでは、こ うした断層破壊運動の問題がより顕在化する。図 3-10-(2)-⑥-4に示す世 田谷地点での長周期地震動の予測結果は、先に示した南海地震シナリオでの予測 結果(図 3-10-(2)-⑥-3)に比べて、同化時間の経過に対する波形振幅の 予測精度の変化が遅いことがわかる。これは、関東平野の長周期地震動の最終的 なレベルが、地震断層運動の遅い時間に破壊する、関東近傍の強震動生成域で支 配されるためである。予測結果が飽和せずに、増大し続ける間は大地震がまだ止 まらず成長中であると考える必要がある。

海溝型巨大地震に対するデータ同化と予測の高速化には、震源域近傍での強震 観測点の有無が大きく影響する。海域観測により震源域から広がる強震動を、地 震発生直後から捉えることが可能となり、そして震源域を取り囲む広い方位角の 揺れを捕まえることで、データ同化の精度が向上すると期待できる。一方、海域 観測点の地下は付加体や未固結の堆積物などの低速度層が厚く覆っており、しか も水平不均質性が強い。従って、海域観測点でのデータを最大限に活用するため には、高密度の地下構造探査をセットで行う必要がある。



図3-10-(2)-⑥-3 (a) 1946年南海地震シナリオにおける東京世田谷地点 (TKY.1120)での長周期地震動の予測波形 NS 成分(黒線)と期待される波形(正 解;青線)の比較。同化時間 30、50、・・110 秒後の予測結果を示す。縦点線の左 側は同化波形、右側は予測波形である。(b)予測波形と期待波形の速度応答スペク トル(水平動、減衰定数=5%)の比較。



図 3-10-(2)-⑥-4 1944 年南海地震シナリオに対する長周期地震動の同化 時間と予測結果の比較。

2) 史料調査による 1854 年安政東海・南海地震の震源域の検討

1854 年東海地震・南海地震と 1944 年東南海地震·1946 年南海地震のそれぞれの 震源域の範囲・重なりを検討する目的で、史料に記述された 1854 年安政東海地 震・南海地震の津波による被害記録や津波記録、地殻変動の記録を整理して検討 した。まず、津波記述の整理・検討を行った。津波記録に関しては、これまで、 おもに津波高の推定のために使われてきたので、推定と直接関係しないような記 述はあまり重要視されてこなかった。しかしながら、津波高の推定には使えない が、安政東海地震の津波と安政南海地震の津波のどちらが大きかったのか、安政 東海地震で被害を受けたのか、安政南海地震で被害を受けたのかが分かる史料記 述も多く存在する。そこで、本研究では、観測点数を増やすために、これらの史 料記述も使用することを考え、津波記述そのものから、津波高の推定ではなく、 ある地点における津波の程度の推定を試みた。すなわち、どの地点で安政東海地 震による津波被害が生じたのか、どの地点で安政南海地震による津波被害が生じ たのか、あるいは、被害がなくても安政東海地震と安政南海地震のどちらの津波 が高かったのかを史料記述から読み取った。比較のために、もちろん津波高は得 られているが、1944 年東南海地震と1946 年南海地震による津波の記述・被害記述 の整理も行い、安政東海地震のそれと比較した。

1854年安政東海地震・南海地震の津波記述に関しては、『日本地震史料』「武者 (1951)」、『新収日本地震史料 別巻五-一、別巻五-二、補遺別巻、続補遺別巻』 「東京大学地震研究所(1987, 1989, 1994, 2008, 2012)」、『日本の歴史地震史料 拾遺別巻、拾遺二~三、拾遺四ノ上、拾遺五ノ下』「宇佐美(1999, 2002, 2005)」から抜き出して整理した。1944年東南海地震・1946年南海地震の津波記 述に関しては、『東南海および南海道両地震調査報告』「日本建築学会(1965)」、

『東海地方地震・津波災害誌』「飯田(1985)」から抜き出して整理した。図3-10-(2)-⑥-5(a)は、1854年安政東海地震・南海地震による津波記述のプロットで、図3-10-(2)-⑥-5(b)は1944年東南海地震・1946年南海地震に



図 3-10-(2)-⑥-5 (a) 史料記述による 1854 年安政東海地震・南海地震の 津波の状況 (b) 記述による 1944 年東南海地震・1946 年南海地震の津波の状況。

図3-10-(2)-⑥-5(a)によれば、安政東海地震による津波被害は三重県 鳥羽市付近から三重県熊野市付近にかけて生じており、また、安政南海地震によ る津波被害は和歌山市付近から和歌山県那智勝浦町付近にかけて生じていること が分かる。一方、図3-10-(2)-⑥-5(b)によれば、1944年東南海地震の津 波被害は三重県鳥羽市付近から和歌山県紀伊勝浦町にかけて生じており、1946年 南海地震による津波被害は和歌山市付近から和歌山県串本町付近にかけて生じて いることが分かる。津波被害と津波高とは決して一対一の対応を示す訳ではない が、1854年安政東海地震・南海地震の津波被害と1944年東南海地震・1946年南 海地震の津波被害とを比較すると、安政東海地震の津波波源域は三重県熊野市付 近、安政南海地震の津波波源域は和歌山県新宮市付近に達していることが示唆さ れる。また、三重県新宮市における史料記述によれば、安政東海地震の津波より も安政南海地震の津波の方が高かったと読み取れることから、安政南海地震の波 源域は新宮市よりもさらに北東に延びていたことが示唆される。その一方で、津 波被害記述によれば、1944年東南海地震の津波波源域は和歌山県串本町付近ま で、1946 年南海地震の津波波源域も和歌山県串本町まで達していることが示唆さ れるが、これは津波高や検潮所の津波記録による両地震の波源域の境界と一致す る。また、安政東海地震・南海地震の津波記述に基づけば、両地震の波源域の間 にはある程度の間隙があったとしても、羽鳥(1974)や瀬野(2012)が示すよう な安政地震のすべり残りを示すような顕著な間隙は存在しないのではないと考え られる。安政東海地震では、現志摩市の太平洋岸で津波による被害が出ている が、1944年東南海地震では、同地域における津波の被害記述は少ない。したがっ て、安政東海地震では志摩半島沖に大津波をもたらすような波源域が存在したと 考えられるが、1944年東南海地震では存在していないと考えられる。次に、史料 調査によって、安政東海地震・南海地震による地殻変動を示唆する記述の調査を 行った。具体的には、『日本地震史料』(武者, 1951)、『新収日本地震史料 別巻 五一一、別巻五一二、補遺別巻、続補遺別巻』(東京大学地震研究所, 1987; 1989; 1994;2008;2012)、『日本の歴史地震史料 拾遺別巻、拾遺二~三、拾遺四ノ 上、拾遺五ノ下』(宇佐美, 1999; 2002; 2005)から地殻変動を示唆する記述を抜 き出して整理した。また、1854年安政東海地震・安政南海地震の地殻変動記録 と、『東南海および南海道両地震調査報告』(日本建築学会,1965)、『昭和 21 年 12 月21日南海道大地震調査概報』(中央気象台, 1947)、梅田・板場(2018)による 1944年東南海地震と1946年南海地震の地殻変動データとを比較した。表3-10-(2)-⑥-1は、安政東海地震・南海地震の地殻変動を示唆する記述である。図 3-10-(2)-⑥-6は、表 3-10-(2)-⑥-1に基づいた 1854 年安政東海地 震・南海地震の地殻変動のプロットである。

表 3-10-(2)-⑥-1 1854 年安政東海地震・南海地震の地殻変動を示唆する 史料記述。番号は、図 3-10-(2)-⑥-6の番号と一致する。

-					
	史料集	(歴史)資料名	場所	記述	
1	新収5−1 P.1316上	鳥羽志摩新誌	三重県鳥羽市松尾	その後、三、四月過ぎ候も時々汐の高満やまざりけり	
2	新収5-1 P.1331上	甲賀村沿革史	三重県志摩市甲賀	然ルニ安政元年十二月【ママ】五日ノ大地震津浪ノ砌リヨリ、地陥 リ海水高ミタルタメ、現在ノ如ク海中二存セリ。	沈降
3	新収続補遺- 別巻 P.667上	鳥羽市国崎常福寺文 書	三重県志摩市浜島	此津浪後よ汐之満干大汐小汐二而も冬中高汐干無之、漸年年明 二三時分よ丹誠を以て土手汐留普請致候而追々植附致候処 毎々高汐入込入苗生立難出来苗皆無二相成・・・	
3	新収5−1 P.1348上	近世志摩国浜島資料 集	三重県志摩市浜島	此津浪より汐之満二小汐大汐二而も冬中高汐入込干無之漸ク年 明二、三月時分ヨリ丹誠を以つて去年汐留煎詰致シ而迎々【ママ】 植付致候処毎々高汐入込入苗生立難出来苗皆無二相成・・・	沈降
4	新収5-1 P.1357下	徳田家蔵文書	三重県度会郡南伊勢 町神津佐	浜の田畑ハたからにならぬ、五ねん十ねんなみ高ござる、…	
5	新収5-1 P.1361下	正泉寺文書	三重県志摩市南張	度々地震而汐たへず高き、日々浜切之石垣へ塩上り、…	沈降
6	新収5−1 P.1375上	宝永四年嘉永七年昭 和十九年津浪記録	三重県度会郡南伊勢 町 贄 浦	前文二有通り十一月四日津浪より天気旬気崩れたる物か汐満干 順に無之、小汐にても大汐同様高満ち有平年七月盆の頃汐同様 高満也	沈降
6	新収5-1 P.1376上	宝永四年嘉永七年昭 和十九年津浪記録	三重県度会郡南伊勢 町贊浦	 一 去年津浪ノ後汐高満致シ、尤去年迄平年満上り汐トハ三・四 尺モ高満ノ様思也、夫故大風雨ノ節ハ別テ高浪有之候 	沈降
7	日本地震史料 P.154下	長島浦幷浦々、地震聞 書	三重県北牟婁郡紀北 町紀伊長島	往來筋之田杯は、今に地ゟ壹二尺宛水上り居申候を多く見受申 候。是迄とは海の潮全體に相増と相見へ申候。	沈降
8	新収5−1 P.1432上	九木浦庄屋宮崎和右 衛門御用留	三重県尾鷲市九木浦	一 此時汐満干之儀は右四日津浪後ゟ干汐少なく、大汐二而も津 浪以前之小汐程ゟ引不申、…滴方志州・勢州辺迄も同様之事 也、且又此度之津浪ごて大嶋辺は壹尺五寸も地震二ゆり上候哉、 汐之満子込少なく相成侯よし、大嶋之人物参り咄し也、	沈降
9	日本地震史料 P.363上	三重県南牟婁郡新鹿 村坪田氏述	三重県熊野市新鹿	津波より年暮迄海の汐當浦邊三尺程增候事。	沈降
10	新収続補遺- 別巻 P.741上	安政改元甲寅同二乙 卯年地震津浪の記 有 田浦庄屋許	和歌山県東牟婁郡那 智勝浦	地震の翌日より川々水増リ出る、雨ふり水出し如く也、・・・、其後 潮ノ満干是迄と相違高下有、当初、上野ミサキ、串本、古座辺ハ 満潮三四尺低く相成る、勝浦辺ハ満汐高ク相成シト云	沈降
11	新収続補遺− 別巻 P.741上	安政改元甲寅同二乙 卯年地震津浪の記 有 田浦庄屋許	和歌山県東牟婁郡串 本町古座	地震の翌日より川々水増リ出る、雨ふり水出し如く也、・・・、其後 潮ノ満干是迄と相違高下有、当初、上野ミサキ、串本、古座辺ハ 満潮三四尺低く相成る、勝浦辺ハ満汐高ク相成シト云	隆起
12	新収続補遺− 別巻 P.741上	安政改元甲寅同二乙 卯年地震津浪の記 有 田浦庄屋許	和歌山県東牟婁郡串 本町串本	地震の翌日より川々水増り出る、雨ふり水出し如く也、・・・、其後 潮ノ満干是迄と相違高下有、当初、上野ミサキ、串本、古座辺ハ 満潮三四尺低く相成る、勝浦辺ハ満汐高ク相成シト云	隆起
13	日本地震史料 P.395下	地震洪浪の記	和歌山県東牟婁郡串 本町上野	上野はまづ何事もなし、地震津波此方潮は常水よりも三四尺低く しというよし、土人の話なり。	隆起
13	新収続補遺- 別巻 P.741上	安政改元甲寅同二乙 卯年地震津浪の記 有 田浦庄屋許	和歌山県東牟婁郡串 本町上野	地震の翌日より川々水増リ出る、雨ふり水出し如く也、・・・、其後 潮ノ満干是迄と相違高下有、当初、上野ミサキ、串本、古座辺ハ 満潮三四尺低く相成る、勝浦辺ハ満汐高ク相成シト云	隆起
14	新収続補遺- 別巻 P.768下	嘉永七年甲寅十一月 五日大地震津浪之次 第其荒増し覚書	和歌山県西牟婁郡白 浜町富田	津浪後翌卯年ニ至り候ても地震不止、汐さし高く、川口辺川田筋 ハ勿論、仁左衛門前と申高き田地へも、卯年秋大汐ニハさし込し 位の事ニて、・・、汐高き義ハ近辺何も同様之事二候。	沈降
15	新収5−2 P.1637下	高濤記	和歌山県和歌山市黒 江	其后ハ潮尋常ゟは余程高し、井戸水もさつはり塩ニ相なり、三ヶ 年程之間は井戸塩気ぬけず	沈降
16	新収続補遺- 別巻 P.783下	阪本新兵衛「年代記」 下げ紙	和歌山県御坊市名屋	六月朔日大汐ニテ名屋田地半分程汐ニツカル。浜之瀬のハク橋 ツカル。	沈降



図 3-10-(2)-⑥-6 表 3-10-(2)-⑥-1に基づいた 1854 年安政東海地 震・南海地震の隆起・沈降のプロット。番号は、表 3-10-(2)-⑥-1の番号 と一致する。

表 3-10-(2)-⑥-2は 1944 年東南海地震と 1946 年南海地震の地殻変動デ ータで、図 3-10-(2)-⑥-7 (a) は 1944 年東南海地震による地殻変動のプ ロット、図 3-10-(2)-⑥-7 (b) は、1946 年南海地震による地殻変動のプロ ットである。

表 3-10-(2)-⑥-2 梅田・板場(2018)、中央気象台(1947)による、1944 年東南海地震・1946年南海地震の地殻変動。番号は、図 3-10-(2)-⑥-7の

4 0	知识此上夕	1944年東南海 地震	1946年南海地震	
田万	観測地点石 	梅田・坂場 (2018)	梅田·坂場 (2018)	中央気象台 (1947)
1	鳥羽	-0.6	0.3	_
2	尾鷲	-0.6	?	_
3	三木浦(尾鷲市)	-0.7	0.4	-
4	泊(熊野市)	-0.6	0.6	-
5	新宮	-0.6	?	-
6	勝浦	-0.6	?	隆起
7	浦神	-0.6	0.6	-
8	古座	-	-	隆起
9	串本	-0.3	0.9	-
10	潮岬	?	0.6	0.6
11	周参見	0	-0.6	-
12	富田	-	-	沈降
13	白浜	0	-0.3	-
14	文里	0	-0.6	-
15	田辺	-	-0.6	沈降
16	印南	-	-0.6	-
17	紀伊由良	-	0	-
18	下津	-	0	-
19	加太	-	0	-

番号と一致する。



図 3-10-(2)-⑥-7 (a) 1944 年東南海地震の地殻変動。(b) 1946 年南海地 震の地殻変動。

図3-10-(2)-⑥-6によれば、1854年安政東海地震・南海地震では、三重 県の鳥羽市付近から和歌山県那智勝浦町までに沈降を示唆する記述がみられ、和 歌山県古座町・串本町で隆起の記述が残されている。そして、和歌山県串本町以 西では、再び沈降を示唆する記述が残されている。図3-10-(2)-⑥-7 (a) は1944年東南海地震の地殻変動データのプロットであるが、三重県鳥羽市付近か ら和歌山県串本町付近まで沈降である。図3-10-(2)-⑥-7 (b) は1946年 南海地震の地殻変動データのプロットであるが、三重県鳥羽市付近から和歌山県 串本町付近にかけて隆起であり、串本町以西では沈降である。ここで、図3-10 -(2)-⑥-6、図3-10-(2)-⑥-7を比べると、安政東海地震と安政南海 地震の震源域間に顕著な間隙があるならば、例えば、安政東海地震の震源域が羽 鳥(1974)の示すように三重県熊野市まで達しておらず、かつ安政南海地震の震 源域が和歌山県串本町付近までである場合では、三重県熊野市から和歌山県串本 町にかけて広く隆起にならなければならないと考えられるが、図3-10-(2)-⑥-6では、この領域でも沈降の記述が残されている。よって、たとえ安政東海 地震の震源域の南西端が、羽鳥(1974)が示したように三重県熊野市沖まで達し ていなかったとしても、安政東海地震の震源域の北東端がその付近まで達してい なければ、すなわち、断層すべりがない間隙があるとしてもほとんど広くない状 況でないと、図3-10-(2)-⑥-6の隆起・沈降は説明できない。したがっ て、史料調査による1854年安政東海地震・南海地震の隆起沈降パターンからは、 両地震の震源域の間には顕著な間隙は存在しないと考えられる。前に述べたよう に、津波記述の検討によれば、1854年安政東海地震・安政南海地震の両地震の震 源息の境界は和歌山県新宮市付近で、1944年東南海地震・1946年南海地震の両震 源域の境界は和歌山県串本町付近であったと考えられる。

3) 有感史料記録に基づく1854年安政東海地震・南海地震前後の内陸地震活動変化の検討

1854 年安政東海・南海地震前後の地震活動の変化をみるために、東京大学地震 火山史料連携研究機構による「日記史料有感地震データベース」から、1853年~ 1857年における全有感記録を抜き出し、2ヶ月毎にその有感数の推移を検討し た。本研究では、「日記史料有感地震データベース」における 41 地点の日記(「万 相場日記」、「三右衛門日記」、「三峯神社日鑑」、「中村平左衛門日記」、「今中家日 記」、「伊予小松藩会所日記」、「僧浄日記(暦史)」、「内藤家万覚書」、「原町問屋 (瀧沢家)日記」、「古河家日記」、「土岐村(瀧澤)路女日記」、「坂部又右衛門日 記」、「堀敦斎日記」、「守屋舎人日帳」、「安藤家御用部屋日記」、「宗尹日記」、「実 久卿記」、「岩淵(葦沢)家日記」、「広瀬久兵衛日記」、「惕軒日記」、「應響雑記」、 「新島島役所日記」、「林鶴梁日記」、「桜田良佐日記」、「横関家袖日記」、「浄慈院 日別雑記」、「浜浅葉日記」、「田辺組大庄屋役所御用留(+天変諸事記)」、「真木和 泉日記」、「真覚寺日記(地震日記)」、「社家御番所日記」、「稲束家日記」、「竹川竹 斎日記」、「若山要助日記」、「蓮池藩日記」、「遠山家日記」、「鈴木藤助日記」、「門 屋養安日記」、「関口日記」、「高木在中日記」、「齋藤月岑日記」)の有感地震データ を使用した。図3-10-(2)-⑥-8~11は、それぞれ、1853年1月~1854年4 月、1854年5月~1855年8月、1855年9月~1856年12月、1857年1月~12月 の2ヶ月ごとの有感地震数を示す。ただし、これらの図は、安政東海地震・南海 地震前後の有感数の微小な変化をとらえることを目的としているので、有感数 30 回で打ち切っている。



図 3-10-(2)-⑥-8 1853 年1月~1854 年4月の2ヶ月ごとの有感地震数。



図 3-10-(2)-⑥-9 1854 年 5 月~1855 年 8 月の 2 ヶ月ごとの有感地震数。



図 3-10-(2)-⑥-10 1855 年 9 月~1856 年 12 月の 2 ヶ月ごとの有感地震数。



図 3-10-(2)-⑥-11 1857 年1月~12月の2ヶ月ごとの有感地震数。

図3-10-(2)-⑥-8によれば、1853年1月・2月に長野県の北部で有感数 が多くなっているがこれは、1853年1月26日の信濃北部の地震(M6.5)(宇佐 美・他,2013)の本震・余震による揺れと考えられる。また、1853年3月・4月 の関東周辺における有感数の高まりは、1853年3月11日の嘉永小田原地震 (M6.7)(宇佐美・他,2013)の本震・余震による揺れと考えられる。しかしなが ら、同時期に和歌山県・愛媛県・広島県・大分県で若干の有感数の増加もみられ る。これらの揺れは、明らかに、嘉永小田原地震の影響ではない。特に、愛媛 県・広島県・大分県の揺れの原因として、まだ知られていないM4クラスの地震、 あるいはM5クラスの地震がこの付近で起こった可能性がある。現和歌山県におけ る有感数の増加も注目されるが、周辺の有感データがないので和歌山県沖の地震 による揺れなのか、内陸地震による揺れなのかは不明である。1853年5月~1854 年4月までは、信濃北部の地震・嘉永小田原地震の余震によると考えられる揺れ が関東周辺で記録されているのみで、1854年安政東海地震・南海地震の震源域と なる東海地方以西~九州においては、目立った有感数の増加はみられない。

図3-10-(2)-⑥-9によれば、1854年5月・6月も、以前と同様に関東を 中心とした揺れが記録されているのみにとどまり、安政東海地震・南海地震の震 源域周辺における有感数はほとんどない。1854年7月・8月では、1854年安政伊 賀上野地震(M7.3)(宇佐美・他,2013)の前震・本震・余震による有感数の増加 が近畿地方・東海地方を中心に記録されている。関東においては、嘉永小田原地震 の余震によると考えられる揺れの記録が続いている。1854年9月・10月、この期 間は安政東海地震・南海地震の本震の約2ヶ月前の期間であるが、嘉永小田原地 震、安政伊賀上野地震の余震によると考えられる揺れが多少記録されているにと どまり、群発地震活動など安政東海地震・南海地震の震源域周辺における内陸地 震の活発化による有感数の増加はみられない。1854年11月~1855年4月の約半 年間は、1854年安政東海地震・南海地震の本震・余震によって関東~九州にわた って有感数が爆発的に増加している。しかしながら、それ以降は、震源域直上の 高知県を除いては、有感数は徐々に低調になっていくことが分かる。

図3-10-(2)-⑥-10によれば、1955年9月・10月は高知県を除いて関東~ 九州で有感数が数回にとどまっていることが分かる。1855年11月・12月は、 1855年11月7日の遠州灘における最大余震(M7.0~7.5)(宇佐美・他, 2013)、 1855年11月11日の安政江戸地震(M7.0~7.1)(宇佐美・他, 2013)の発生によ り関東~近畿地方にかけて有感数が増加している。この状況は、1856年8月まで 続くが、その後は次第に低調になっていき、図3-10-(2)-⑥-11の1857年1 月~12月では有感数がほとんど記録されていない。したがって、1854年安政東海 地震・南海地震が発生すれば、関東~九州にかけて、日本海側を含めて地震後約 半年間は有感数が非常に多くなることが分かる。その後は、最大余震や内陸大地 震の発生とともに有感数は増加するが、基本的に、顕著で群発的な内陸地震活動 などはみられない。今後、日記史料データが増えていくので、そうなれば、さら に長期にわたる内陸地震活動について検討することができると期待できる。

(c) 結論ならびに今後の課題

南海トラフ地震による長周期地震動のリアルタイム予測・被害軽減に向けて、陸海域 での強震観測データと、3次元不均質構造を考慮した地震波伝播シミュレーション結 果の同化に基づく予測手法の実現可能性を検討した。同化された波動場から評価地点 の長周期地震動を瞬時に予測するために、予め計算した波動伝播のグリーン関数の活 用が有効である。想定南海トラフ地震の模擬強震観測波形を用いた数値実験から、関東 平野に長周期地震動が発生する数十秒前に、十分な精度での予測可能性が示された。長 い断層破壊時間を有する巨大地震では、予測精度と揺れの発生までの猶予時間に大き なトレードオフがあるため、観測データの取得に合わせた繰り返し予測が重要である。 また、海域観測の有効活用のためには、観測点周辺の地下構造探査の充実が必要である。

1854 年安政東海・南海地震の震源域の境界を確定させることを目的に、既刊地震史料集の調査によって、史料に残された津波記録・地殻変動記録を抜き出して整理した。

その結果、安政東海地震の南西端は、現和歌山県新宮市のやや北東付近まで、安政南海 地震の北東端は新宮市付近まで達していた可能性が高いことが分かった。1944 年東南 海地震・1946 年南海地震の震源域の境界は潮岬沖であるので、安政東海・南海地震の 震源域は、昭和よりも約 50km 程度北東であることが分かった。また、安政東海地震・ 南海地震の津波記述・地殻変動の記述に基づけば、両地震の波源域の間にはある程度の 間隙があったとしても、羽鳥(1974)や瀬野(2012)が示すような安政地震のすべり残 りを示すような顕著な間隙は存在しないのではないと考えられる。津波シミュレーシ ョンや地殻変動の数値計算によって研究を補強していくことが重要である。

1854 年安政東海・南海地震前後の地震活動の変化をみるために、東京大学地震火山 史料連携研究機構による「日記史料有感地震データベース」から、1853 年~1857 年に おける 41 地点の全有感記録を抜き出し、2ヶ月毎にその有感数の推移を検討した。そ の結果、安政東海地震・南海地震の発生前は、嘉永小田原地震、安政伊賀上野地震の本 震・余震による有感数の増加はみられるが、群発地震活動など 1854 年安政東海地震・ 南海地震の震源域周辺における内陸中小地震の活発化による有感数の増加はみられな いことが分かった。1854 年安政東海地震・南海地震の発生後については、約半年間は 関東~九州にわたって有感数が爆発的に増加するが、それ以降は、震源域直上の高知県 を除いては、有感数は徐々に低調になっていくことが分かった。しかし、最大余震の発 生や安政江戸地震の発生によっては、その周辺で有感数が増加することが分かった。今 後、1860 年代まで期間を延ばした検討も重要となるだろう。

- (d) 引用文献
 - 中央気象台,「昭和 21 年 12 月 21 日南海道大地震調査概報」, 84pp, 中央気象台, 東京, 1947.
 - Furumura, T., T. Maeda, & A. Oba, Early Forecast of Long-Period Ground Motions via Data Assimilation of Observed Ground Motions and Wave Propagation Simulations. Geophys. Res. Lett., 46, 138-147, https://doi.org/10.1029/2018GL081163, 2019.
 - 羽鳥徳太郎,東海・南海道沖における大津波の波源 -1944 年東南海, 1946 年海道 津波波源の再検討と宝永・安政大津波の規模と波源域の推定-,地震2,27,10-24,1974.
 - Hoshiba, M., and S. Aoki, Numerical shake prediction for earthquake early warning: Data assimilation, real-time shake mapping, and simulation of wave propagation. Bull. Seism. Soc. Am., 105, 1324-1338, https://doi.org/10.1785/0120140280, 2015.
 - 飯田汲事,「東海地方地震・津波災害誌:飯田汲事教授論文選集」,800pp,飯田汲事 教授論文選集発行会,名古屋,1985.
 - Maeda, T., K. Obara, M. Shinohara, T. Kanazawa, and K. Uehira, Successive estimation of a tsunami wavefield without earthquake source data: A data assimilation approach toward real-time tsunami forecasting, Geophys. Res. Lett., 42, 7923-7932. https://doi.org/10.1002/2015GL065588, 2015.

- Maeda, T., S. Takemura, and T. Furumura, (2017). OpenSWPC: an open-source integrated parallel simulation code for modelling seismic wave propagation in 3D heterogeneous viscoelastic media. Earth. Planet. Sci. Lett., 69, 102. https://doi.org/10.1186/s40623-017-0687-2.
- 内閣府,「南海トラフ沿いの巨大地震による長周期地震動の関する報告」について. http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough_report.html, 2015.
- 日本建築学会,「東南海および南海道両地震調査報告」,84pp,日本建築学会,東京, 1965.
- Oba, A., T. Furumura, and T. Maeda, Early forecast of long-period ground motions for large earthquakes in the Nankai trough based on data assimilation of observed ground motions and wave propagation simulations, AGU 2019 Fall meeting, S53G-0552, 2019.
- 瀬野徹三,南海トラフ巨大地震-その破壊の様態とシリーズについての新たな考え-, 地震2,64,97-116,2012.
- 東京大学地震研究所,「新収日本地震史料 別巻五-一」,1438pp,東京大学地震研究 所,東京,1987.
- 東京大学地震研究所,「新収日本地震史料 別巻五−二」,1090pp,東京大学地震研究 所,東京,1987.
- 東京大学地震研究所,「新収日本地震史料 補遺 別巻」,992pp,日本電気協会,東京,1989.
- 東京大学地震研究所,「新収日本地震史料 続補遺 別巻」,1228pp,日本電気協会, 東京, 1994.
- 梅田康弘・板場智史, 1944 年東南海地震及び 1946 年南海地震時の海水位変化を利用した紀伊半島沿岸部における上下変動時系列の推定,地質調査研究報告, 69(2), 81-89, 2018.
- 宇佐美龍夫,「日本の歴史地震史料 拾遺 別巻」,1045pp,日本電気協会,東京, 1999.
- 宇佐美龍夫,「日本の歴史地震史料 拾遺二」,580pp, 大和探査技術株式会社, 東京, 2002.
- 宇佐美龍夫,「日本の歴史地震史料 拾遺三」,814pp,渡辺探査技術研究所,東京, 2005.
- 宇佐美龍夫,「日本の歴史地震史料 拾遺四ノ上」,1132pp,渡辺探査技術研究所, 東京,2008.
- 宇佐美龍夫,「日本の歴史地震史料 拾遺五ノ下」,901pp,渡辺探査技術研究所,東 京,2012.
- 宇佐美龍夫·石井寿·今村隆正·武村雅之·松浦律子,「日本被害地震総覧 599-2012」, 724pp,東大出版会,東京,2013.
- Wang, Y., K. Satake, T. Maeda, and A.R. Gusman, Green's Function-Based Tsunami Data Assimilation: A Fast Data Assimilation Approach Toward Tsunami Early Warning. Geophys. Res. Lett., 44, 10,282-10,289.

https://doi.org/10.1002/2017GL075307, 2017.

- ⑦ 1854 安政東海地震津波における津波痕跡高の再評価
 - (a) 業務の要約

本業務では、安政東海地震と昭和東南海地震の波源の相補関係(瀬野,2012)を明 らかにするために、古文書の精査から地殻変動量分布を定量的に評価した。ここで得 られた地殻変動量と津波痕跡高の分布を説明するための安政東海地震の波源について 検討を行った。北米西岸の潮位計に記録された遠地津波波形を基に1854年安政東海地 震の津波励起時刻の推定を試みた。

- (b) 業務の成果
 - 1) 1854 安政東海地震の地殻変動量分布

地震史料集から、東海地震、南海地震に伴う地殻変動記事の収集にあたって、原記録 からどのような基準で地盤変動記事と認定するかについて述べる。

- 分類① その古文書の筆者自身が、地震前後での地盤沈降、あるいは海面上昇あるいは下降に気づいていて、その事実を明記している場合。変位量まで明記されている場合も多数見られる。
- 分類② 港内の水深が浅くなって船舶の出入りに支障をきたすようになった場合。
- 分類③ 沖合の岩礁の見え方が変化したことを記録する場合。
- 分類④ 地震後、家屋の敷地、田畑地の浸水が日常的に起きるようになった事情を記録した場合。
- 分類⑤ 地震後数年のうちに、気象的な高潮現象が頻繁に起きるようになった場合。
- 分類⑥ 地震直後に、著しく潮が引き、海底の露出が広範囲に起き、あるいは岩礁の 根元が観察された場合。
- 分類⑦ 農地・塩田が津波や液状化で荒廃地になったあと、地震後数年を経て復興さ れず、永久的に生産活動が放棄された場合。
- 分類⑧ 津波のあと、住宅地、農地が湖面あるいは海面となった場合。

一般的にはここに挙げた分類①-④の記述は、地盤変動が起きたことがほぼ確実と考 えられるので、原文書にこの様な記載があった場合には原則として確実度Aとする。し かし、原文献自身が風聞の記載や、近現代に記された文献のみに記述が現れる場合など、 文献としての信頼性が劣る場合には、分類①-④の記載内容であっても確実度を低く判 断することがある(確実度B、および確実度C)。分類⑤⑥も地盤変動が起きた可能性 が高いが、やや確実さに劣る。⑤は沈降、⑥は隆起海岸に起きることが多い現象ではあ るが、その海岸線で隆起が起きたことを実証するにはやや不確実さが残る。⑤および ⑥は確実度Bとする。⑦、⑧は確実度B、ないしCとする。本業務では、上記のうち、 信頼度Aのみを採用した。

前節の分類①~⑧によって、地盤変動があったことが判定することができるが、さら に地盤変動の量は次のようなことから推定できる場合がある。

- A. 原文自身に目視変動量が明記されている場合
 - この場合には、地盤変動量までが推定できる。例えば原記載に「二三尺」と表記されている場合には、二尺(0.6 m)と三尺(0.9 m)の平均を計算して、0.75 m を 算出し、これを原記載の持つ10 cm 精度の値に丸める。具体的には、四捨五入して精度桁の数字0.8 m を推定値とする。
- B. 地震前は居住地敷地あるいは田畑地であったものが、地震後に恒常的に海水面 下になったと記録された場合

居住地であったにしろ田畑であったにしろ、その土地が利用できるための条件として、天文潮汐の大潮の満潮時より標高が高くないと、少なからず潮が打ち 上がってしまう。さらに、大きな気象擾乱を考慮すると、土地利用対象地盤が満 潮潮位よりさらに高くないと恒常的な利用は難しい。

大潮の満潮と干潮の潮位の差を大潮干満差と呼び、海の平均海面はこの両者 の平均の高さと仮定する。地震前には天文潮汐が大潮の満潮時でも浸水していな かった土地であるから、大潮の満潮時よりは、地面標高は高かったはずである。 今仮に地震前にはその年の標高が「(大潮の TP 基準満潮時水位) +0.2 m」であ ったと仮定する。最低これだけの標高がないと大潮の満潮時には頻繁に海水によ る浸水が起きて、農耕用地としても居住用敷地としても耐えがたいと考えられる からである。

安政東海地震によって地盤が沈降したケースを次の i)~iii)に小分類して地盤沈下 量Δhの最小見積もり値を推定した。

i) 地震後にその土地が毎日一定時間に浸水するようになった場合

この場合、日々の満潮時に海水面下になるのであるから、小潮(上弦、あるいは 下弦日)の満潮時の潮位(平均海面から測った)が、その土地の地面標高の 0.1m だけ上になるものとして算出する。結果として地盤沈下量 Δh=(大潮満潮潮位-小潮満潮潮位)+0.2 m が最低値と推定される。

ii) 平均海面下になったと判定される場合

この場合、地盤沈下量 Δh (最小見積もり値) は Δh = (大潮干満差) / 2+0.2 (m) +「深さ」で計算できる。「深さ」は平均海面であった時の水面から海底ま での「海水の厚さ」であるが、ここではこの「深さ」を 0.3 m とした。

iii)完全に海面下になった場合

この場合には、「大潮干潮時にも水面下になった」と理解するのが合理的なの で、地盤沈降量 Δh =(大潮日干満差)+0.2(m)実際には、原文献の記載から 小分類を識別判断するのが難しい場合が多く、その場合には、場合状況に応じて 地盤変化量 Δh を考察することとした。

iv)本震の発生直後、海水が大きく引いた、と記録された場合 前節の分類⑥の場合は、本震に伴って地盤がおおむね1m以上隆起して、汀線 (波打ち際)が急速に遠ざかる様子が表現されたもので、信頼性の高い地盤隆起 の記録ということができる。汀線の移動量が記されていれば、海図によって海底 勾配を読み取り、その勾配値を乗ずれば地盤隆起量のおよその値を推定すること ができる。分類⑥の記述と、津波第1波が引きであって、その到来時の水位低下 による汀線が後退するのとは別の現象であって、慎重にこの両者を区別する必要 がある。地盤隆起の場合には、汀線の後退は地震の直後から始まるのに対して、 津波の場合には、本震発生から津波の到来まで若干の時間間隔がある。

分類⑦⑧は地盤が沈降した可能性が高いが、田地や塩田での生産活動が放棄されたの が、地盤沈下によって塩分が田地に浸透してきたためか、あるいは津波によって海水が 田畑の表土に塩分をもたらしたのかは区別する必要がある。多数の津波後の田畑の復興 事例を参照すると、津波で海水を被った後、自然に塩分が抜けて再び工作に適した土地 に復活するまで凡そ5年を要する。この場合、津波に冠水して一度年貢が免ぜられ、数 年後田畑が回復し、再び新たに年貢が定められるとき「鍬先証文」が作成される。尾鷲 市立図書館には安政津波の数年後水田回復が行われたさい作成された多数の「鍬先」の 文書が保管されている。しかしもし、10年以上年数が経過して水田が回復しない場合に は、津波に被災したのではなく、地盤沈下のために永久的に水田や塩田の復旧が不可能 となったことを示していることになろう。

図3-10-(2)-⑦-1に、安政東海地震による駿河湾沿岸の地殻変動に関する既往 研究(石橋,1984; Kitamura and Kobayashi,2014)と、本研究で得られた遠州灘およ び熊野灘沿岸の地殻変動量を示す。駿河湾西部沿岸では隆起傾向にあり、とくに駿河湾 奥では3m程度の隆起量、湾口西岸の御前崎付近では1m程度の隆起量であったことが わかる。また、浜松より西側では沈降傾向があり、浜名湖や伊勢湾沿岸で1m弱、熊野 灘で1m程度の沈降量となっていたことがわかる。



岸の地殻変動量分布

2) 津波痕跡高と地殻変動量の分布を説明するための安政東海地震の波源

前述で評価した地殻変動量分布と津波痕跡高分布を説明するための安政東海地震の 波源について検討を行う。図3-10-(2)-⑦-2には、平成30年度の業務成果で得 られた痕跡点に加えて、羽鳥(1975、1977、1980)、都司・他(1991)、行谷・都司 (2005)、都司・他(2014)、矢沼・他(2017)、今井・他(2017)も含む。史料精査か ら明らかになった安政東海地震津波の津波痕跡高さ分布には2つのピークがあり、志 摩半島東端の国崎で22 mに達していたことがわかる。もう一つのピークは、伊豆半島 南東の入間で、津波痕跡高さが15 mを越えていたことがわかる。平均的には津波高は 10 m程度であり、西側の津波終息地点は鵜殿であった。詳細については、平成30年度 報告書を参照されたい。

波源断層の断層面は Nakanishi et al. (2018) の3次元構造モデルを参照し、津波 と地殻変動の痕跡の空間分布を考慮し、断層長さが 50 km 程度となるように駿河湾沖 で6枚、東南海沖 10 枚の小断層を配置した(図3-10-(2)-⑦-3)。

各小断層による津波のグリーン関数は線形長波理論(空間格子間隔 150 m、時間間隔 0.2 s)で計算した。安政東海地震による津波痕跡点は 283 点であるが、空間格子間隔 の関係や精緻な地形復元を行わないと利用できない痕跡点(例えば、浜名湖沿岸の痕跡)を除き、同じ集落の津波高は平均値と標準偏差で代表させ、合成 53 点の痕跡点を利用した。地殻変動は、0kada(1985)の方法を用いて 33 点の痕跡点を利用した。これら津波高と地殻変動量の痕跡分布を説明するための断層のすべり量分布は、VR

(Yamamoto et al., 2016)が最適値(=1.0)に近づくように SA(Kirkpatrick et al., 1983)を用いて推定した。VRは以下で定義される。

$$VR = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} (O_i - C_i)^2}{\sum_{i=1}^{n} O_i^2}$$
(1)

ここで、Oiは観測値、Ciは計算値、nは痕跡点数である。

本解析では、地殻変動量と津波高の2つの異なる物理量を扱うため、個々の再現性指標の相乗平均値を参照しながら最適化を行った。痕跡値には誤差が含まれる場合も多いため±10%の誤差を一様乱数で与えた10,000通りの痕跡分布に対する各小断層のすべり量を評価し、その各平均を代表値とした。

本解析を行う前に、本手法の解析精度検証のためにチェッカーボードテストを行っ た。具体的には、各小断層にモザイク状のすべり量を与え、各観測点における地殻変 動量および津波痕跡高を計算する。計算値には±10%の誤差を与えて SA ですべり量分 布を求め、その復元状況を確認した。図3-10-(2)-⑦-4にチェッカーボードテ スト結果を示す。図から、駿河湾において、陸近くにおける小断層のすべり量分布の 復元性は良いが、トラフ軸沿いの復元性は悪いことがわかる。駿河湾の東側に地殻変 動の痕跡が存在していないことが原因の一つと考えられる。遠州灘から熊野灘沖の小 断層においては、おおむね良好な復元性を有していることがわかる。

図3-10-(2)-⑦-5に本解析で得られた安政東海地震の波源モデルを示す。本

モデルのVRは0.84でMwは8.3となり、既往研究による地震規模(例えば、石橋, 1994;相田,1981;安中・他,2003)と同程度である。断層すべりの分布について、 駿河湾奥では3mに及ぶ地殻変動量を説明するために、湾奥の小断層は10m程度のす べりとなっていることがわかる。遠州灘から熊野灘においては沖側の小断層で10m程 度のすべりとなっており、志摩半島陸側の断層すべりはこれに比較して相対的に小さ く、西端の断層すべりも同様に相対的に小さい傾向にある。

図3-10-(2)-⑦-6に1854年安政東海地震と1944年昭和東南海地震の波源モ デルの比較を示す。ここで、昭和東南海地震の波源モデル(Baba and Cummins, 2005)は検潮記録による津波波形から逆解析されたモデルである。図から、安政東海 地震の波源は志摩半島沖~遠州灘西沖で沈降する傾向にある。昭和東南海地震の波源 は志摩半島沖~遠州灘西沖で隆起する傾向にある。紀伊半島沖のトラフ軸では両地震 ともに大きな隆起が生じている。以上から、瀬野(2012)が主張している安政東海地 震と昭和東南海地震の津波発生域の相補関係については、一部では相補的な関係が示 唆される。



図 3-10-(2)-⑦-2 安政東海地震による静岡県、愛知県、三重県、和歌山県沿 岸の津波痕跡高分布



図 3-10-(2)-⑦-3 3次元構造モデルに基づく小断層の配置。赤実線は小断層 を示し、黒実線は Nakanishi et al. (2018) によるプレート境界面のコンターを示し ている。



図 3-10-(2)-⑦-4 チェッカーボードテスト結果



図3-10-(2)-⑦-5 本解析で得られた安政東海地震の波源断層のすべり分布。



図 3-10-(2)-⑦-6 (a)本解析によって得られた 1854 年安政東海地震と、 (b) 1944 年昭和東南海地震の波源モデル (Baba and Cummins, 2005)の比較。

3) 1854 安政東海地震における北米西海岸の津波記録を用いた津波励起時刻の検討

南海トラフで発生する地震は全域がほぼ同時に破壊する場合(例えば、1707年宝永 地震)や時間をおいて別々に破壊する場合(例えば、1854年安政東海・南海地震)な ど、地震の発生場所や規模に多様性がある。時間差をもって地震が発生した場合、そ れぞれの地震で発生した津波の重なりによりほぼ同時に破壊する場合より津波高が高 くなる可能性がある(Imai et al., 2010)。「東北地方太平洋沖地震を教訓とした地 震・津波対策に関する専門調査会報告」でも、ほぼ同時に発生する場合が最悪の結果 をもたらすとは限らないことから時間差をもって発生する場合も併せて検討する必要 があることが指摘されている。

1854年安政南海地震は同年安政東海地震の約30時間後に発生したと考えられてい る。この根拠は北原ほか(2006)や松浦(2017)による信頼できる同時代史料である が、安政東海地震の発生時刻には12月23日午前8時過ぎから午前10時前までのばら つきがある。これは地震発生当時の日本で採用されていた不定時法の時間分解能が二 時間単位であったことに起因する。このように時間差が未定である場合、安政南海地 震の津波痕跡高は安政東海地震による津波の重なりによって高くなっている可能性が ある。これは津波痕跡高に基づいた安政南海地震の震源域・波源域の復元に影響を及 ぼすかもしれない。

安政東海・南海地震は地震計が開発される以前のイベントであるため強震波形が存 在しない。しかしながら、北米西岸に設置された潮位計(オレゴン州アストリア、カ ルフォルニア州サンフランシスコ及びサンディエゴ)で津波を含む潮位波形が記録さ れている(Bache, 1856; Satake et al., 2020;図3-10-(2)-⑦-7)。この潮位 計に記録された観測津波波形と数値シミュレーションで求めた計算津波波形を比較す ることで安政東海地震の津波励起時刻や安政東海・南海地震の時間差を推定すること ができるだろう。本業務では、その足掛かりとして北米西岸で観測された潮位波形を デジタル化し、計算津波波形と比較することで安政東海地震の津波励起時刻を推定し た。

まず紙面媒体の潮位記録を1分間隔でデジタル化し、理論潮汐曲線に基づいて観測 当時の地方時から日本標準時に変換した。振幅は現在のものに比べて精度が低く、潮 位計に使われていた水理フィルターも明らかではないため、計算・観測波形ともに最 大振幅で規格化した(図3-10-(2)-⑦-8)。初期津波波源として津波浸水高や遡 上高を基に推定した安中モデル(安中ほか,2003)を採用した。初期地殻変動は Tanioka and Satake (1996)を用いて鉛直変位に加えて海底勾配による水平変位も考 慮し、これに梶浦フィルター(Kajiura, 1963)を適用したものを使用した。

次に、線形長波理論(case 1)とAllgeyer and Cummins (2014)によって提案され た地球の弾性変形・海水の圧縮性を考慮した非線形分散波理論(case 2)に基づいて 津波伝播を数値的に解くため、数値計算コード JAGURS (Baba et al., 2017)を使用し た。ここで Allgeyer and Cummins (2014)によって提案された手法と Watada et al.

(2014) や Ho et al. (2017)の改良位相補正法はどちらも津波伝播に伴う地球の弾性 変形や海水の圧縮性による長周期の位相速度低下を考慮しているが、厳密にはそれぞ れが考慮できる効果は異なっている。そこでそれぞれの手法が計算波形に与える影響 について調べるため、 case 1 で求められた津波波形に対して改良位相補正法を施し た計算津波波形 (case 3) と case 2 で求めた計算津波波形を比較した (図 $3 - 10 - (2) - \overline{0} - 9$)。

デジタル化した潮位記録から津波が北米西岸に到達したのは12月23日午後9~10 時(日本標準時)だったと読み取ることができる(図3-10-(2)-⑦-9)。また線 形長波理論から推定される津波到達時間から北米西岸に津波が到達するのは津波が励 起してから10~12時間後(図3-10-(2)-⑦-7a)であり、津波励起時刻は午前 9時前後であったと考えられる。そこで数値シミュレーションの津波励起時刻を午前 9時(日本標準時)に設定して計算波形と観測波形の到達時刻を比較したところ、計算波形は観測波形より数十分早く到達した。ここで北太平洋の津波伝播を解くために使用した理論によって検潮所で求められる波形や走時は異なり、case 2で求めた計算波形は case 1で求めた計算波形より6分程度遅れた(図3-10-(2)-⑦-9)。また case 2と case 3で求めた計算波形はよく一致しており、これは Ho et al.

(2017) の手法と Allgeyer and Cummins (2014) の手法が同質のものであることを示 している。

各検潮所において計算波形と観測波形の相互相関関数を求めることでその時間差か ら津波励起時刻を推定できるが、開発初期の潮位計では高周波を記録できないため、 計算・観測波形から高周波成分を取り除くローパスフィルターをかける必要がある。 そのカットオフ周波数を求めるため、計算波形と観測波形のパワースペクトル密度を 比較したところ、そのカットオフ周波数は0.002 Hz とするのが最適であった。サンデ ィエゴ及びサンフランシスコの検潮所におけるローパスフィルターをかけた計算波形 (case 2)と観測波形の相互相関関数を求めたところ、計算波形の走時を約 30 分遅 らせると、どちらの検潮所においても計算波形は観測波形と整合的となった(図3-10-(2)-⑦-10 及び図3-10-(2)-⑦-11)。一方、アストリアの検潮所は津波シ グナルが弱く、相互相関係数ははっきりとしなかった。

数値シミュレーションの津波励起時刻を午前9時(日本標準時)に設定したとき、 計算波形は観測波形より約30分早く到達することが明らかとなった。以上の結果に基 づいて、安政東海地震の津波励起時刻は午前9時30分頃(日本標準時)だったと結論 付けた。しかしながら、日本標準時が正式に採用されたのは1888年なので地震発生当 時に記述された古文書記録の時刻はすべて地方時である。すなわち古文書記録と本業 務の成果を比較するためには、当時の地方時に合わせるか、もしくは古文書の時刻を 日本標準時に変換して議論する必要があるだろう。

図3-10-(2)-⑦-11 は矩形断層モデルと津波痕跡高と地殻変動量の分布に基づ く安政東海地震の波源モデルから計算した津波波形の比較を示している。北米西海岸 に到達する津波波形について、大局的には両モデルによる津波波形の位相や振幅は一 致するようである。波源の位置が北米に到達する津波の特性を支配しており、波源の 不均質性はそれほど寄与しないようである。

582



図 3-10-(2)-⑦-7 理論津波走時と検潮所(赤三角)周辺の地形。図中の初期津 波波源は安政東海地震の矩形断層モデル(安中ほか,2003)。



図3-10-(2)-⑦-8 北米西岸で観測された観測津波波形(黒線)と地球の弾性変 形・海水の圧縮性を考慮した非線形分散波理論(case 2)に基づく計算津波波形(赤 線)。



図 3-10-(2)-⑦-9 各検潮所における津波初動の波形比較。黒線は観測津波波形、 青線・赤線・緑線はそれぞれ case 1、case 2、case 3の計算津波波形を示す。



図 3-10-(2)-⑦-10 各検潮所における観測波形と計算波形 (case 2)の相互相 関関数。



図3-10-(2)-⑦-11 初期津波波源モデルの違いによる計算津波波形の比較。

(c) 結論ならびに今後の課題

安政東海地震と昭和東南海地震の波源の相補関係(瀬野,2012)を明らかにするため に、古文書の精査から地殻変動量分布を定量的に評価した。ここで得られた地殻変動量 と津波痕跡高の分布を説明するための安政東海地震の波源について検討を行った。本 解析では、安政東海地震のMwは8.3となり、既往研究による地震規模と同程度となっ た。安政東海地震の波源は志摩半島沖~遠州灘西沖で沈降する傾向にある。昭和東南海 地震の波源は志摩半島沖~遠州灘西沖で隆起する傾向にある。紀伊半島沖のトラフ軸 では両地震ともに大きな隆起が生じている。以上から、瀬野(2012)が主張している安 政東海地震と昭和東南海地震の津波発生域の相補関係については、一部では相補的な 関係が示唆される。

北米西岸の潮位計に記録された遠地津波波形を基に 1854 年安政東海地震の津波励起 時刻を推定した。サンフランシスコおよびサンディエゴの検潮所に記録された観測波 形と計算波形の比較から、その時刻を 12月 23 日午前 9 時 30 分頃(日本標準時)と推 定した。矩形断層モデルと本解析による波源モデルの比較から、北米西海岸に到達する 津波波形について、大局的には両モデルによる津波波形の位相や振幅は一致するよう である。波源の位置そのものが北米に到達する津波の特性を大きく支配し、波源の不均 質性自体は北米の津波特性には大きく寄与しないようである。

(d) 引用文献

相田勇,東海道沖におこった歴史津波の数値実験,地震研彙報,56,367-390,1981. Allgeyer, S., and P. Cummins, Numerical tsunami simulation including elastic loading and seawater density stratification, Geophys. Res. Lett., 41, 2368-2375, 2014.

- 安中正・稲垣和男・田中寛好・柳沢賢,津波数値シミュレーションに基づく南海トラ フ沿いの大地震の特徴,土木学会地震工学論文集,2003.
- Baba, T., and P.R. Cummins, Contiguous rupture areas of two Nankai earthquakes revealed by high-resolution tsunami waveform inversion, Geophys. Res. Lett., 32, L08304, 2005. DOI: 10.1029/004GL022320, 2005.
- Baba, T., Allgeyer, S., Hossen, J., Cummins, P. R., Tsushima, H., Imai, K., Ymashita, K., Kato, T., Accurate numerical simulation of the far-field tsunami caused by the 2011 Tohoku earthquake, including the effects of Boussinesq dispersion, seawater density stratification, elastic loading, and gravitational potential change, Ocean Model., 111, 46-54, 2017.
- Bache, A. D., Notice of earthquake waves on the western coast of the United States, on the 23d and 25th of December, 1854, American J. Sci. Arts, 21, 37–43, 1856.
- 羽鳥徳太郎, 明応7年, 慶長9年の房総および東海南海道大津波の波源, 東京大学地震研究所彙報, 50, 171-185, 1975.
- 羽鳥徳太郎,静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査,東京大学地震研究 所彙報,52,407-439,1977.
- Ho, T.-C., Satake, K., and S. Watada, Improved phase corrections for transoceanic tsunami data in spatial and temporal source estimation: Application to the 2011 Tohoku earthquake. J. Geophys. Res.: Solid Earth, 122, 2017.
- Imai, K., Satake, K., and T. Furumura, Amplification of tsunami heights by delayed rupture of great earthquakes along the Nankai trough, Earth Planets Space, 62, 427-432, 2010.

今井健太郎・石橋正信・行谷佑一・蝦名裕一,新たな史料に基づく和歌山県沿岸にお ける安政東海・南海地震の津波痕跡調査,津波工学研究報告,33,121-130,2017.

- 石橋克彦, 駿河湾地域の地震時地殻上下変動, 第四紀研究, 23, 105-110, 1984.
- 石橋克彦, 大地動乱の時代-地震学者は警告する -, 岩波書店, 234p, 1994.
- Kajiura, K., The leading wave of a tsunami, Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 41, 535–571, 1963.
- Kirkpatrick, S., C. D. Gelatt Jr., M. P. Vecchi, Optimization by Simulated Annealing, Science, 220, 4598, 671-680, 1983. doi: 10.1126/science.220.4598.671

北原糸子・木村玲欧・松浦律子、日本歴史災害辞典、吉川弘文館、313-321、2006.

Kitamura, A., and K. Kobayashi, Geologic evidence for prehistoric tsunamis and coseismic uplift during the ad 1854 Ansei-Tokai earthquake in Holocene sediments on the Shimizu Plain, central Japan, The Holocene, 24, 7, 814-827, 2014.
松浦律子,地震発生予測と大震法とのあるべき姿,日本地震学会モノグラフ,2017. Nakanishi, A., N. Takahashi, Y. Yamamoto, T. Takahashi, S. O. Citak, T. Nakamura, K. Obana, S. Kodaira, and Y. Kaneda. Three-dimensional plate geometry and P-wave velocity models of the subduction zone in SW Japan: Implications for seismogenesis. Geological Society of America Special Paper, 534, 1-18, 2018. doi: 10.1130/2018.2534(04)

- 行谷佑一・都司嘉宣, 宝永(1707)・安政東海(1854) 地震津波の三重県における詳 細津波浸水高分布, 歴史地震, 20, 33-56, 2005.
- Okada, Y., Surface displacement due to shear and tensile faults in a halfspace, Bulletin of the Seismological Society of America, 75 (4), 1135-115, 1985.
- Satake, K., Heidarazadeh, M., Quiroz, M., and R. Cienfuegos, History and Features of Trans-oceanic Tsunamis and Implications for Paleo-tsunami Studies, Earth Sci. Rev., in press, 2020.
- 瀬野徹三,南海トラフ巨大地震: その破壊の様態とシリーズについての新たな考え, 地震.2輯 64(2), 97-116, 2012.
- Tanioka, Y., and K. Satake, Tsunami generation by horizontal displacement of ocean bottom, Geophys. Res. Lett., 23, No. 8, 861-864, 1996.
- 都司嘉宣・日野貴之・岩崎伸一・矢沼隆・北原糸子,安政東海地震津波(1854)の浸 水高の精密調査,歴史地震,7,43-56,1991.
- 都司嘉宣·斎藤 晃,静岡県沿岸での安政東海地震津波(81854)の浸水高分布,津波 工学研究報告,31,293-311,2014.
- Watada, S., Kusumoto, S., and K. Satake, Traveltime delay and initial phase reversal of distant tsunamis coupled with the self-gravitating elastic Earth, J. Geophys. Res. Solid Earth, 119, 2014.
- Yamamoto, N., S. Aoi, K. Hirata, W. Suzuki, T. Kunugi, H. Nakamura, Multiindex method using offshore ocean-bottom pressure data for real-time tsunami forecast, Earth, Planets and Space, 68, 128, 2016.
- 矢沼隆・都司嘉宣・石塚伸太朗・上野操子・松岡祐也・小田桐(白石)睦弥・佐藤雅 美・芳賀弥生・今村文彦,紀伊半島南岸における宝永地震津波(1707),安政南 海地震津波(1854)及び安政東海地震津波(1854)の津波高現地調査,津波工学 研究報告,34,135-182,2017.

(3) 平成 25~平成 31 年度(令和元年度)の成果

①日本列島粘弾性モデル構築とその応用

(a) 業務の要約

沈み込み帯の複雑な三次元不均質構造のもとでの弾性・粘弾性応答の解析のための 有限要素法コードの改良と、地殻構造・物性の曖昧さを考慮可能な地殻変動解析手法の 開発を行った。観測データにより推定された複雑な三次元不均質地殻構造を用いた地 殻変動解析の解析コストは膨大であるため、従来の地殻変動解析では半無限媒体近似 や水平成層構造などにより、簡単化された地殻構造が用いられていた。観測データをよ り有効活用していくため、この膨大な解析コストを軽減した有限要素法による地殻変 動解析用のプログラムの改良を行うとともに、曖昧さを考慮した多数の地殻構造モデ ルを用いた地殻変動解析手法の開発を行った。また、最終年度には、観測データと粘弾 性不均質構造での地殻変動解析との融合をすすめるため、データ同化アルゴリズムを 導入した。

(b) 業務の実施方法・成果

以下では、曖昧さを考慮した解析手法について、実施方法と成果を示す。

地殻・マントルの形状や物性の不均質性が地殻変動シミュレーション結果に及ぼす 影響が大きいとの指摘もあり、3次元有限要素法などを使って、地殻・マントルの形状 や物性の不均質性及び粘弾性を考慮した地震時・地震後地殻変動のシミュレーション が行われている。しかし、蓄積されてきた地殻・マントルの形状や物性のデータから構 築される地殻・マントル構造モデルは高詳細であるものの、これらを用いて3次元有限 要素モデルを構築し、地殻変動シミュレーションを行うことは、解析コストの観点から 難しいとされているため、上記の地殻変動シミュレーションで用いられる地殻・マント ル構造モデルはやや低詳細化されたものが用いられている。蓄積されてきた地殻・マン トルの形状や物性のデータから構築される高詳細モデルをそのままシミュレーション で用いるために、ハイパフォーマンスコンピューティングの技術に基づき、高詳細モデ ルから3次元有限要素モデルを構築し、これを用いた弾性・粘弾性応答解析が可能な手 法の構築をすすめてきた。一方で、地殻・マントルの形状や物性の情報は完全には分か っていないため、この曖昧さを如何に考慮するかが課題となる。モンテカルロシミュレ ーションにより曖昧さを考慮するアプローチが考えられるが、大自由度の有限要素解 析を多数回行う必要があるため、その実現は難しいとされてきた。本研究では、開発を すすめてきた有限要素モデル自動生成手法と GPU ベースの地殻変動シミュレーション 手法を組み合わせることで、東北日本サイズの3次元有限要素地殻モデル(10⁸オーダ ーの自由度)を対象としてモンテカルロシミュレーションにより、地殻・マントルの形 状や物性の曖昧さを考慮した解析が可能なことを示した(Yamatughi et al., 2017)。



図 3-10-(3)-①-2 東北地方の地殻構造の曖昧さを考慮するために構築した 1000 種類の有限要素モデル(自由度は約 8000 万)のうちの一つ。

ここでは、多数回の3次元有限要素地殻モデル構築と地殻変動シミュレーションに よる地殻構造の曖昧さを考慮した地震時すべり量推定の例を紹介する。対象領域は東 北地方太平洋沖地震の震源域を含み、解析対象領域のサイズは x, y, z 方向にそれぞ れ 784, 976, 400 km である。仮想的な観測データが GEONET・GNSSS/A・S-Net の観測 点上で得られたとして、すべり量推定を行った。生成される3次元有限要素モデルの 自由度のオーダーはおよそ 10⁸ 弱となる。図 3-10-(3)-①-2にオリジナルの地 殻データから生成された3次元有限要素地殻モデルの例を示す。このオリジナルの地 殻データのプレート境界面形状に曖昧さがあるとして、この曖昧さを考慮して地震時 すべり量を推定する。この図に示したように、プレート境界に 180 の小断層を配置 し、各小断層について strike 方向と dip 方向におけるすべり量を推定するため、一つ の3次元有限要素地殻モデルに対して180×2=360個のグリーン関数を計算するため の地殻変動シミュレーションを行う必要がある。また、地殻モデルの幾何形状が変化 するたびに、有限要素モデルを構築しなおす必要がある。ここでは、モンテカルロシ ミュレーションで得られた確率的応答の収束性が十分担保されるよう、1000回試行し たため(=1000 種類の地殻モデルを考えたため)、1000 回の有限要素モデル構築と 360×1000 で 360,000 回の地殻変動シミュレーションを行うこととなった。解析に は、8 台の計算ノードにより構成した GPU クラスタを用いた。各計算ノードは 2CPU(Intel Xeon E5-2695 v2, 24 コア)と 8GPU (NVIDIA Tesla K40)からなる。逆解析 1回当たりの計算時間は4,312秒となった(このうち有限要素モデル構築には1,364 秒かかった)。効率的な解析フローを用いることで、1000 種類の地殻モデルに対す る、1000回の有限要素モデル構築と360×1000=360,000回の地殻変動シミュレーシ ョンはおよそ9日で実行できた。図3-10-(3)-①-3に1000ケースの逆解析によ って得られる地震時すべり量分布について平均値と標準偏差を示す。ポイントワイズ の確率応答の収束の推移を調べたところ、800ケース以後は値に大きな変化が見られ なかったことから、モンテカルロシミュレーションにより解析した確率応答が十分に 収束していることが確認できた。すべり分布の標準偏差は平均値の13%に達する箇所 も確認されており、地震時におけるすべり量分布や応力状態の議論の際に、地殻構造 の情報の曖昧さが議論の結果に優位な差をもたらす可能性があることが示された。



図 3-10-(3)-①-3 1000 回の試行によるモンテカルロシミュレーションを用 いた逆解析によって得られる、地震時すべり量分布の平均値と標準偏差。 (Yamaguchi et al., 2017)

(c) 結論ならびに今後の課題

沈み込み帯の複雑な三次元不均質構造のもとでの弾性・粘弾性応答の解析のための 有限要素法コードの改良と、地殻構造・物性の曖昧さを考慮可能な地殻変動解析手法の 開発を行った結果、以下のことが判明した。

○計算科学・計算機科学の進展を踏まえた新たな手法の開発を行うことで、膨大な解 析コストを軽減することは十分可能である。

○複雑な三次元不均質地殻構造を半無限媒体近似などにより簡単化すると、地殻変 動解析結果に大きな差を生じる場合がある。特に、震源近傍では大きな差を生じる場合 がある。

○複雑な三次元不均質地殻構造を確定的に決定することは難しく、曖昧さが残る。こ の曖昧さを陽に考慮する手法を開発するとともに、その影響が場合によっては大きい ことが分かった。

さらに、

○上記の解析手法にデータ同化アルゴリズムを組み合わせることで、観測データと シミュレーションの融合をすすめるための基礎検討を行い、その有効性を確認した。

観測データと高詳細地殻モデルを用いた震源シナリオ研究の高度化・プレート間モ ニタリングシステム実現のために、地殻構造の曖昧さを考慮するためなどの順解析コ ストを抑制するための有限要素解析開発、より効率的に観測データと粘弾性不均質構 造での地殻変動シミュレーションの融合を進めるためのデータ同化アルゴリズムの開 発をさらに進めることや、南海トラフの実問題に適用し、有効性を検証することが重要 である。

(d) 引用文献

Yamaguchi, T., K. Fujita, T. Ichimura, <u>T. Hori</u>, M. Hori, and L. Wijerathne, Fast Finite Element Analysis Method Using Multiple GPUs for Crustal Deformation and its Application to Stochastic Inversion Analysis with Geometry Uncertainty, *Procedia Computer Science*, 108C, 765-775, 2017.

- ② 地震サイクル計算手法の高度化
 - (a) 業務の要約
 - H行列法による粘弾性媒質における地震サイクル計算の高速化

非線形粘弾性媒質中での地震サイクル計算の準備として、任意の非線形粘弾性を 扱いうる(Barbot and Fialko, 2010)の方法(Barbot 法と略)に、密行列圧縮手 法であるH 行列法(Hackbush, 1999)を適用し、計算の高速化を試みた。線形粘 弾性媒質中の地震発生後の粘弾性応答を例に本手法の有効性を調べ、また非線形粘 弾性媒質を仮定した場合についての計算を行った。

2) スペクトル要素法による地震サイクル計算コードの開発

スペクトル要素法(SEM)による、2次元 in-plane 不均質弾性媒質における断層 上での、速度状態依存摩擦則(RSF)に従う動的破壊過程を含む地震サイクル計算 コードを開発し(Seki, 2018)、高角逆断層における、断層を挟んで異なる媒質にお ける地震サイクル計算を行い、不均質媒質の効果を確かめた。

- (b) 業務の成果
- 1) H行列法による粘弾性媒質における地震サイクル計算の高速化

従来の境界積分法を用いた手法では均質線形粘弾性媒質しか扱うことができな かったが、地震直後の余効変動では非線形粘弾性が効くことが指摘されている。 Barbot 法は、非弾性ひずみによる影響を等価外力の形に置き換えることで、非弾性 ひずみが作る応力場を弾性体中のひずみ-応力の関係式を用いて計算する。Barbot 法は非線形粘弾性体に適用が可能であり不均質な粘性構造を扱うことができるが、 非弾性セルの個数 N に対して 0(ハ²)の計算量を必要とする。実際の海溝型巨大地震 を対象とした地震サイクル計算への導入には三次元弾性-非弾性モデルを考える必 要があり、さらなる計算量の削減が望まれる。そこで本研究では、Barbot 法に密行 列圧縮手法である H 行列法を適用することで、計算量・メモリ量の削減を行った。 また本手法を用いて、非線形粘弾性を考慮した三次元モデルにおいて地震後の粘弾 性変形を計算した。

弾性-粘弾性体を設定した単純なモデルについて、ひずみ-応力応答行列と非弾性 ひずみの積にかかるメモリ量・計算量の粘弾性セル数 N 依存性を調べた。H 行列法 の適用により、計算量は Barbot 法のみの $0(N^2)$ から 0(MogN)程度に削減され(図 3 -10-(3)-@-3)、また従来法と比べて十分な精度を有していることを確認し た。

また本手法を用いて、非線形粘弾性体を仮定した場合の地震発生後の粘弾性変形 の計算を行った例の結果を図3-10-(3)-②-4に示す。プレートを弾性体とし、 プレートより深い領域にBurgers レオロジーに従う粘弾性領域を持つ三次元モデル を設定した。プレート境界でM8.0の地震が発生した後100日間の累積非弾性ひず み(図3-10-(3)-②-4)は断層に近傍で局所的に大きく、地震による応力変 化の大きい断層近傍で他の領域に比べて粘性が下がり、より変形が進む様子が確認 できる。 2) スペクトル要素法による地震サイクル計算コードの開発

海溝型地震サイクル計算の多くは、均質半無限弾性体を仮定し準動的近似を用い ている。そこで、スペクトル要素法(SEM)による、不均質弾性媒質中での動的破壊 を含む地震サイクル計算コードの開発を行った。これまで2次元動的破壊計算コー ド SEM2DPACK (Ampuero, 2002)を元に、(Kaneko et al., 2011)は、2次元 antiplane 問題での地震サイクル計算へ発展させている。本研究では海溝型地震サイク ル計算を目指して、2次元 in-plane 不均質弾性媒質における動的破壊過程を含む地 震サイクル計算コードを開発した「Seki, 2018」。

小領域モデルではあるが (図3-10-(3)-2-5に SEM メッシュを示す)、高 角逆断層における地震サイクル計算例を示す。y=45~0mのすべり速度強化断層面中 の y=28~19m 域に速度弱化域、および初期法線応力=120MPa、特徴的すべり距離L =84μm とし、y=0~-45mの断層面下部領域に載荷速度(V₀=2mm/年)を与えて地震 サイクルを駆動している。Vp=6km/s, Vs=3.364km/sを基準として採用し、断層左側 (右側)の Vp, Vs を-20%としたモデルを DBL (DBR)とし、断層面を境に媒質が異な る場合(bimaterial と呼ばれる)の地震サイクル計算の比較を行った。図3-10-(3) - ②-6に地震サイクル中でのすべり発展を示す。最初の地震発生は初期条件 の影響を受けて計算が不安定であるが、その期間を除いた地震の再来間隔は、それ ぞれ 7.81 年、7.23 年で、DBL の方が長くなる。地震波速度の遅い媒質側のすべり の向きを positive direction (以下 pv: $\boxtimes 3 - 10 - (3) - 2 - 6$) と呼ぶが (例え ば、Ma and Beroza (2008))、すべり弱化則を用いた動的破壊伝播計算から、この方 向には破壊伝播速度が大きくなることが知られている。やや確認しにくいが、確か に、破壊が速度弱化域にある期間では、pv の方向の破壊伝播速度が大きく、DBL と DBR では破壊伝播が非対称になっている。破壊が速度強化域に入ると逆転するよう に見えるが、最大すべり量は1.58×10⁻²m、および1.45×10⁻²mとなり、これが再来 間隔の差を生み出している。また、このモデルでは bimaterial 媒質効果が確認さ れたが、破壊が地表に達しないモデルでは、bimaterial 断層モデル間で繰り返し間 隔に差異が生じないことが分かった。



図 3-10-(3)-2-3 メモリ量・計算時間の粘弾性セル数 N依存性



図 3-10-(3)-②-4 地震後 100 日間の累積非弾性ひずみ分布の strike(x₁) 方向に垂直な断面。(a) x₁x₂成分及び(b) x₂x₂成分。



図 3-10-(3)-②-5 SEM メッシュ図。



左図、右図はそれぞれ、モデル DBL、DBR bimaterial 断層における累積変位分布を示 す。緑線と赤線の時間間隔は 0.5 年および 1x10-3 秒である。横軸スケール差に注意。

- (c) 結論ならびに今後の課題
 - 1)H行列法による粘弾性媒質における地震サイクル計算の高速化
 - 任意の非線形粘弾性を扱いうる Barbot and Fialko (2010) (Barbot 法)を三次元 地震サイクル計算に組み込む準備を行った。Barbot 法に H 行列法を適用したとこ ろ、離散粘弾性セル数 Nに対して計算量が 0(パ)から 0(MogM程度に削減された。 また本手法を用いて、三次元非線形粘弾性媒質を仮定した場合に地震後の粘弾性変 形の時間発展が計算できることを確認した。実際的な非線形粘弾性媒質中での南海 トラフ地震サイクル計算を高速に実行できる環境が整ったと言える。
 - 2) スペクトル要素法による地震サイクル計算コードの開発

海溝型地震サイクル計算を目指して、スペクトル要素法による、2次元 in-plane 不均質弾性媒質中における動的破壊過程を含む地震サイクル計算コードを開発し、 小規模モデルではあるが高角逆断層地震サイクルにおける不均質媒質の効果を確 かめた。現実的な地震発生サイクルを再現するためには、低角逆断層 SEM メッシュ および現実的な大規模 3 次元問題へと拡張する必要がある。

- (d) 引用文献
 - Ampuero, J.-P., SEM2DPACK, http://web.gps.caltech.edu/~ampuero/software. html, 2002.
 - Barbot, S., and Y. Fialko, A unified continuum representation of post-seismic relaxation mechanisms: semi-analytic models of afterslip, poroelastic rebound and viscoelastic flow. Geophysic. J. Int., 182(3), 1124-1140, 2010.
 - Hackbusch, W. A Sparse Matrix Arithmetic Based on H-Matrices, Part I: Introduction to H-Matrices, Computing, 62(2), 89-108, 1999.
 - Kaneko, Y., J.-P. Ampuero, and N. Lapusta, Spectral-element simulations of long term fault slip: Effect of low-rigidity layers on earthquake-cycle

dynamics, J. Geophys. Res., 116, B10313, doi:10.1029/2011JB008395, 2011.

- Ma, S., and G.C. Beroza, Rupture dynamics on a bimaterial interface for dipping faults. Bull. Seismol. Soc. Am., 98(4), 1642-1658, 2008.
- Seki, J., Development of Earthquake Cycle Simulation based on Spectral Element Method, 京都大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻修士論文、2018.

③ 南海トラフ地震発生サイクルの再現・モデル検証

(a) 業務の要約

Hashimoto et al., (2014) が開発した地震発生サイクルシミュレーションシステム は、地震発生の物理に基づき地殻応力状態の時間発展を再現するための理論的なフレ ームワークを与える。これを用いることにより、適切な断層摩擦特性の設定の下で、 或る時点の応力状態を推定し、次ステップの地震発生シナリオを生成することが可能 である。以上を踏まえて、本業務では、準静的テクトニックローディングシミュレー ションから得られた応力状態と断層構成関係を初期条件・境界条件とする動的破壊伝 播シミュレーションにより、任意の時点での地震破壊可能性を評価する手法を構築し た。これに基づき、1996-2000 年の GEONET データを用いたインバージョン解析で得 られたすべり遅れレート分布(1946 年南海地震後 50 年の状態)を再現し、その後の 地震発生シナリオを生成する試行を行なった。この結果により、任意の時間ステップ 毎に、地震破壊は何処から始まり得るか、開始した破壊は伝播し得るか、破壊はどの ように伝播するか、破壊はどこまで広がるか、等の議論を定量的に行なうことが可能 であることを示した (Hashimoto, Urata, and Fukuyama (2017) 及び、Urata, Fukuyama, and Hashimoto (2017))。この地殻応力状態の時間発展を再現するフレームワークでは、 過去のすべり履歴を整合的に再現し得る断層摩擦特性の設定が重要な課題である。本 業務では、南海トラフ地震発生域の断層構成関係パラメーター分布の検討を進めた。

Aochi and Matsu'ura (2002)のすべりと時間に依存する断層構成則に基づき、地震 発生域のパラメーターの値や分布を変えたモデルを設定して、各モデルについて、準 静的テクトニックローディングのシミュレーションを実施した。その結果、シミュレ ーションにより実現したすべり遅れレート分布の時間変化は、ピーク強度の値や固着 域(すべり遅れ分布)の範囲に強く依存することが分かった。より詳細な断層構成関 係パラメーターの制約条件を検討するためには、これらの結果やそれを初期条件・境 界条件とする動的シミュレーションから得られた結果を、過去のすべり/すべり遅れ 履歴(時系列)や地震発生位置等のデータと比較することが有効である。

(b) 業務の実施方法

Hashimoto *et al.* (2014)が開発した地震発生サイクルシミュレーションシステム は、地震発生の物理に基づき地殻応力状態の時間発展を再現するための理論的なフレ ームワークを与える。このシステムは、三次元プレート境界面形状モデルを共通の基 盤とする、準静的テクトニックローディングモデルと動的地震破壊伝播モデルから成 る。これを用いることにより、適切な摩擦特性の設定の下で、或る時点の応力状態を 推定し、次ステップの地震発生シナリオを生成することが可能である。本業務では、 準静的テクトニックローディングシミュレーションから得られた応力状態と断層構成 関係を初期条件・境界条件とする動的破壊伝播シミュレーションにより、任意の時点 での地震破壊可能性を評価する手法を構築した。これに基づき、1996-2000年の GEONET データを用いたインバージョン解析で得られたすべり遅れレート分布(1946年 南海地震後 50年の状態)を再現し、その後の地震発生シナリオを生成する試行を行な った。

以上の地殻応力状態の時間発展を再現するフレームワークでは、過去のすべり履歴 を整合的に再現し得る断層摩擦特性の設定が重要な課題である。本業務では、南海ト ラフ地震発生域の断層構成関係パラメーター分布の検討を進めた。「H. Aochi and M. Matsu'ura, 2002」のすべりと時間に依存する断層構成則に基づき、地震発生域のパラ メーターの値や分布を変えたモデルを設定して、各モデルについて、準静的テクトニ ックローディングのシミュレーションを実施した。

(c) 業務の成果

7年間の業務を通して以下の成果を得た。

1) 地震発生シナリオ生成の試行

先ず、準静的テクトニックローディングモデルを用いて、南海地震発生域のすべ り遅れ分布の時間発展と各時点での対応する応力状態を再現した。準静的シミュレ ーションに際しては、Aochi and M. Matsu'ura (2002)のすべりと時間に依存する 断層構成則のパラメーターα, β, cの設定により、地震発生域の摩擦特性(ピーク 強度・臨界すべり量)分布を適切に再現する必要がある。図3-10-(3)-③-4 に、数値シミュレーション結果から、すべり遅れレート分布のスナップショットを 示す(2017年度成果報告書より)。このケースでは、地震発生サイクルを通して、 室戸沖及び紀伊半島南端域に於ける最大ピーク強度を 2MPa 程度に、臨界すべり量 Dcを最大で1m程度になるように設定している。第1サイクルの計算は、妥当な初 期条件を生成するための前処理に相当する。この数値シミュレーション結果は、 1996-2000年のGEONETデータを用いたインバージョン解析で得られたすべり遅れ レート分布(1946年南海地震後50年の状態)を再現するが、その後、すべり遅れ レート分布は徐々に変化してゆく。このとき、断層構成関係もまた時間発展する。 これらの断層構成関係とすべり遅れ分布が作り出す応力場が、その時点での地震破 壊可能性を規定する。



準静的テクトニックローディングの計算結果

図3-10-(3)-③-4 準静的テクトニックローディングシミュレーションにより 実現した南海域の地震発生サイクル (2016 年度計算結果 Case 1 に該当; 2017 年度成 果報告書より)。すべり遅れレートのスナップショットに於いて、地震間の青コンター はすべり遅れレート、赤コンターはすべり過ぎレートを表わし (1 cm/yr 間隔)、地震 時(上段最右パネル)の赤コンターは、すべり量を表わす (0.5 m 間隔)。

続いて、得られた準静的テクトニックローディング過程の時系列に対して、各時 間ステップに於ける地震破壊可能性の評価を行なった。時々刻々変化する断層構成 関係と応力分布に対応して、適切な地震発生シナリオを構築するためには、任意の 時間ステップに於いて実現する状態の下で、地震破壊は何処から始まり得るか、開 始した破壊は伝播し得るか、破壊はどのように伝播するか、破壊はどこまで広がる か、等の議論を定量的に行なうことが重要である。これらの評価を実現するために、 初期クラック(地震の破壊核に相当)の位置をさまざまに変化させて、動的破壊伝 播シミュレーションを行なった。初期クラックの大きさは、静的応力拡大係数の考 え方に基づいて推定した。図3-10-(3)-③-5は、第2サイクルの150年時点 に於ける計算結果を表わす(2017年度成果報告書より)。開始点3と4は、全領域 をカバーする破壊に発展するが、他の開始点は、部分的破壊に止まる。このことは、 この設定に於いて実現する応力状態では、開始点3と4が大地震の震源になり易い 傾向にあることを意味する。開始点4は、1946年南海地震の震源付近に対応する。 図3-10-(3)-③-5の下段パネルは、破壊を開始させるために必要な応力擾乱 (単位は'力') を表わす。これにより、点3と4が破壊開始点となるためには、 他の地点より大きな力の擾乱が必要になることが分かる。従って、点3と4につい ては、破壊開始点となるためにより臨界に近い応力状態が必要であるが、一度破壊

地震破壊可能性の検討

破壊開始可能点の検討(例:第2サイクル150年後)



図3-10-(3)-③-5 動的破壊伝播シミュレーションによる地震破壊可能性の検討(破壊開始点と破壊伝播可能性)(2017年度成果報告書より)。上段は開始点とそこから開始した動的破壊のイベントサイズ。中段はシミュレーションにより計算された動的破壊伝播過程の例。下段は破壊を開始させるために必要な応力擾乱(単位は'力')。

更に、応力状態の時間発展に対応するイベントサイズ(Mw)の変化の検討を行 なった。図3-10-(3)-③-6は、点3を破壊開始点とした場合のシミュレー ション結果を表わす(2017年度成果報告書より)。時間経過による応力増加に対応 して、破壊可能領域(及びその時点で発生し得る地震の規模)が拡大してゆく。 これらのシミュレーション結果から、全領域をカバーする破壊が可能になるため には、少なくとも150年のローディング時間が必要なことが分かる。この時点の イベントの最大すべり量は3m程度である。これらの結果は、1854年と1946年 のイベント間隔や、1946年の地震時すべり量を十分に説明できない。これらの比 較により、このケースに於いては、設定した断層構成則パラメーター分布が、十 分には現実を表現できていないことが分かる。逆に、断層構成則パラメーター分 布範囲を適切に探索しつつ、シミュレーション結果(シナリオの集合)を過去の 地震発生履歴(時系列),震源位置,地震時すべり分布等のデータと比較すること により、構成則パラメーター分布をより詳細に推定できる可能性がある。

地震破壊可能性の検討

応力状態の時間発展に対応する破壊範囲(地震規模)の変化の検討(例:破壊開始点3)



図3-10-(3)-③-6 動的破壊伝播シミュレーションによる地震破壊可能性 の検討(破壊可能領域の時間発展)(2017年度成果報告書より)。左上段はローデ ィング期間が長くなることに伴って、その時点で発生し得る地震の規模が増大し てゆくことを表わす。右パネルはローディング時間が長くなることに伴って拡大 してゆく破壊可能領域の例。左下段は破壊を開始させるために必要な応力擾乱 (単位は'力')。

2) 南海地震発生域の構成関係パラメーター分布の検討

構成関係パラメーター分布の推定とその不確定さの検討に向けて、異なる構成 則パラメーター分布を与えた場合に,生成されるシナリオがどのように変化する かを検討した。図3-10-(3)-③-4の設定に対して、ピーク強度をより高く 設定した場合(Case 2018-1)、及び、より低く設定した場合(Case 2018-2) を、それぞれ、図3-10-(3)-③-7及び図3-10-(3)-③-8に示す (2018年度成果報告書より)。各ケースの地震破壊直前(0-yr)に於けるピーク 強度分布については、Case 2018-1では最大ピーク強度が4MPa程度であり、Case 2018-2では最大ピーク強度が1MPa程度となっている。Case 2018-1では、大地 震発生後50年以後もすべり遅れレート分布の変化は小さく、同様のパターンが長 く続くが、Case 2018-2では、すべり遅れレート分布の変化は大きく、大地震発 生後50年以後、紀伊半島南端付近のすべり遅れレートが急速に小さくなる。これ らの結果は、ピーク強度の値や固着域(すべり遅れ分布)の範囲に強く依存す る。従って、より詳細な構成関係パラメーターの制約条件を検討するためには、 シミュレーションから得られたすべり遅れレート分布を観測データから得られた 分布の時系列と比較することが有効であることが分かる。

Case 2018-1

地震破壊直前の最大ピーク強度を~4 MPalc設定



図3-10-(3)-③-7 準静的テクトニックローディングシミュレーションに より実現した南海域の地震発生サイクル (2018 年度成果報告書より)。すべり遅れ レートのスナップショットに於いて、地震間の青コンターはすべり遅れレート、 赤コンターはすべり過ぎレートを表わす (1 cm/yr 間隔)。地震時 (0+ yr)の赤 コンターは、すべり量を表わす (0.5 m 間隔)。

Case 2018-2

地震破壊直前の最大ピーク強度を~1 MPaに設定



図3-10-(3)-③-8 準静的テクトニックローディングシミュレーションに より実現した南海域の地震発生サイクル (2018 年度成果報告書より)。すべり遅れ レートのスナップショットに於いて、地震間の青コンターはすべり遅れレート、 赤コンターはすべり過ぎレートを表わす (1 cm/yr 間隔)。地震時 (0+ yr)の赤 コンターは、すべり量を表わす (0.5 m 間隔)。

(d) 結論ならびに今後の課題

 $(2017))_{\circ}$

Hashimoto *et al.* (2014) が開発した地震発生サイクルシミュレーションシステムを 用いて、1996-2000 年の GEONET データを用いたインバージョン解析で得られたすべり 遅れレート分布 (1946 年南海地震後 50 年の状態)を再現し、その後の地震発生シナリ オを生成する試行を行なった。この結果により、任意の時間ステップ毎に、地震破壊は 何処から始まり得るか、開始した破壊は伝播し得るか、破壊はどのように伝播するか、 破壊はどこまで広がるか、等の議論を定量的に行なうことが可能であることを示した (Hashimoto, Urata, and Fukuyama (2017)及び、Urata, Fukuyama, and Hashimoto

また、断層構成関係パラメーター分布の推定とその不確定さの検討に向けて、異なる

構成関係パラメーター分布を与えた場合に、準静的テクトニックローディングシミュ レーションによるすべり遅れレート分布がどのように時間変化するかを検討した。そ の結果、シミュレーションにより実現したすべり遅れレート分布の時間変化は、ピーク 強度の値や固着域(すべり遅れ分布)の範囲に強く依存することが分かった。これらの 結果やそれを初期条件・境界条件とする動的シミュレーションから得られた結果を、過 去のすべり/すべり遅れ履歴(時系列)や地震発生位置等のデータと比較することによ り、断層構成関係パラメーターの分布をより詳細に推定することが可能となる。

(e) 引用文献

- Hashimoto, C., E. Fukuyama, and M. Matsu'ura, Physics-based 3-D simulation for earthquake generation cycles at plate interfaces in subduction zones, Pure Appl. Geophys., 171, 1705-1728, 2014.
- Aochi, H. and M. Matsu'ura, Slip-and time-dependent fault constitutive law and its significance in earthquake generation cycles, Pure Appl. Geophys., 159, 2029-2046, 2002.
- Hashimoto, C., Y. Urata, and E. Fukuyama, Physics-based simulation for possible interplate earthquakes along the Nankai trough, JpGU-AGU Joint Meeting, 2017.
- Urata, Y., E. Fukuyama, and C. Hashimoto, A possible dynamic rupture scenario of the Nankai-trough earthquakes, southwest Japan, IAG-IASPEI General Assembly, 2017.
- ④ 地震発生シナリオ評価
 - (a) 業務の要約

様々な条件のもとで、南海トラフ地震発生サイクルの数値シミュレーションを実施 し、歴史地震や過去発生した地震との整合性を有する地震シナリオを導出するととも に、それら整合シナリオの発生メカニズムを解明し、南海トラフ地震の多様性の理解に 繋げる。

(b) 業務の実施方法

均質半無限弾性体中での断層すべりに起因する準静的な応力変化による相互作用と、 岩石摩擦実験から導出されたすべり速度・状態依存摩擦則を組み合わせることにより 定式化される準動的地震サイクルのシミュレーション手法を採用し、南海トラフ沿い で発生する巨大地震のシナリオを検討する。その際、本プロジェクトと連携して実施さ れた HPCI 戦略プログラム分野3「防災・減災に資する地球環境変動予測」の成果物で ある低消費メモリかつ高速実行が可能な地震サイクルシミュレーションコードを利用 する。これによってM8以上の巨大地震のみを対象とした従来シナリオよりも、より小 さい地震発生まで含めた検討を行う。具体的には、南海トラフ巨大地震の震源域周辺や 震源域内部で発生しうる、M6からM7程度のプレート境界の低角逆断層地震発生が南 海トラフ巨大地震の発生に及ぼし得る影響を調べた。 (c) 業務の成果

(1) 震源域近傍での大地震が南海トラフ地震に及ぼす影響の検討

南海地震(M8級)とその震源域の西方延長部の日向灘で発生するM7級地震との相互 作用シナリオを対象とした先行研究(Nakata et al., 2014) によって M7級の地震が M8級の地震発生を誘発し、全体の地震サイクルを複雑化することが指摘された。この ため、Nakata et al. (2014)のモデル断層を駿河湾まで東に拡張し、東海・南海地震 のセグメント境界にはKodaira et al. (2006)で導入された摩擦不均質を追加し、南 海トラフ全域の地震サイクルへの影響を調べた(Hyodo et al., 2016)。その結果、東海 地震が先行発生し、その後南海地震が発生する歴史地震の多くで見られる発生パター ンに加え、M8前半の南海トラフ地震後 101 年が経過した時点で発生した日向灘地震に 引き続き、数年で南海地震・東海地震が続発するシナリオが得られた(図3-10-(3) -④-4)。これは発生間隔だけで言えば、過去の南海トラフ地震における最短の再来 間隔である安政南海地震から昭和東南海地震の 90 年間隔に近い。また、昭和イベント では紀伊半島東側の破壊後、2年後に南海地震(西側)が発生したが、このシナリオ地 震においても、破壊伝搬が逆方向なものの、類似した年オーダーの破壊遅れが紀伊半島 東西で生じた。このことから、南海トラフ域では、その自発的サイクルは200年前後で あるものの、外部から擾乱などによって誘発されると、再来間隔が短く・東西セグメン トが大きなタイムラグを持つような分断破壊を起こしうるという解釈も成り立つこと が示された。



図3-10-(3)-④-4 日向灘地震・豊後水道スロースリップイベントを加えたシ ミュレーションで見つかった南海トラフ地震の新しいシナリオ例。(左図)熊野灘から 開始し、東海・南海を同時に破壊する地震シナリオ。(中図)熊野灘から開始し、東海 地震が発生したのち、5時間で南海地震が発生する地震シナリオ。(右下図)Mw7.5の日 向灘地震。(右上図)日向灘地震後、3.5年で足摺沖から南海地震が開始し、その1年後 に東海地震が破壊する地震シナリオ。

なお、日向灘地震・豊後水道スロースリップイベントに対応する摩擦不均質を除去し、 外部擾乱のない条件では、M8後半と M8前半の2種類の南海トラフ地震が繰り返し発 生した(図3-10-(3)-④-5)。この場合、東西セグメントの同時・遅れ発生、地 震サイクル毎の規模変化といった歴史地震の特徴の一部が定性的に再現されるが、再 来間隔の変化は150-180年程の範囲に留まり、歴史地震に見られる倍半分の変化は再 現されない。



図3-10-(3)-④-5 M8クラス地震サイクルシミュレーションでの南海トラフ 地震発生シナリオの例。(左図)熊野灘から開始し、東海・南海を同時に破壊する地 震シナリオ。(中図) 熊野灘から開始し、東海地震が発生したのち、数日で南海地震 が発生する地震シナリオ。(右図)熊野灘から開始し、東海・南海を同時に破壊する 地震シナリオ。

(2) 震源域内で発生する中規模地震が南海トラフに及ぼす影響の検討

2016年4月1日に南海トラフ地震の震源域内の熊野灘でM6級の地震が発生した。 この地震の発生は、上述した南海トラフ巨大地震震源域へ外部擾乱と同様な作用を及 ぼす可能性が危惧された。このため、M6地震後の推移として、どのようなシナリオが あり得るのかを地震発生サイクルシミュレーションで検討した(2次元モデルでの検 討結果はNakano et al., 2018)。その結果、M8級の南海トラフ巨大地震の準備段階 に応じて、今回発生したM6級地震の余効すべりの起こり方が大きく異なった(図3-10-(3)-④-6)。つまり、準備段階に応じて、巨大地震に発展する場合と、余効す べりが収まって固着しなおす場合とが見られ、その違いは余効すべり域の真上にある DONET 1 観測点の上下変位に顕著な違いとして現れた。今回実際に起きたことは、 DONET 1 の水圧変動(上下変位に対応)から判断すると後者のシナリオ(震源域の再固 着)に近かったことが示唆された。



図3-10-(3)-④-6 左と右は、それぞれ固着がはがれかけている場合、はがれ ていない場合の、M6級地震前後のすべり速度の時空間変化(上から、地震発生の1年 前、地震発生、地震発生2週間後、1年後、4.4年後)。中央は、地震時の海底での隆 起・沈降の分布。固着がはがれかけている場合は、4.4年後にM8級の地震発生、固着 がはがれていない場合は、再固着する結果になった。

(d) 結論ならびに今後の課題

地震サイクルの数値シミュレーションから、南海トラフ地震の震源近傍や震源域内 で中規模以上の地震が発生した場合、震源域での巨大地震の準備過程に依存して、直後 に巨大地震が誘発され得ることがわかった。故に、今後も発生するであろう中規模地震 発生後の推移を検討するには、何らかの科学的手段で南海トラフ震源域の固着状態の 現状把握を行い、そこが巨大地震準備過程のどの段階にありそうなのかを絞り込んで いくことが重要である。

また、気象庁は2017年の途中から南海トラフ地震の震源域近傍でM7以上の地震が 発生した場合などに、南海トラフ地震発生の可能性の高まりとして、南海トラフ地震に 関する臨時情報を発表することを決めている。現在のところ臨時情報が発表されたこ とはないが、情報の曖昧さが及ぼす影響が懸念されてもいる。このため将来的には、臨 時情報を補足する参考データとして、現状の固着状態を反映するとみなせる数値シミ ュレーションに地震の影響を加えて得られるいくつかの特徴的なシナリオを公表して いくといった検討も必要であろう。 (e) 引用文献

- Nakata, R., Hyodo, M., and Hori, T., Possible slip history scenarios for the Hyuga-nada region and Bungo Channel and their relationship with Nankai earthquakes in southwest Japan based on numerical simulations, J. Geophys. Res., 119, 4787-4801, 2014.
- Kodaira, S., Hori, T., Ito, A., Miura, S., Fujie, G., Park, J.O., Baba, T., Sakaguchi, H., Kaneda, Y., A cause of rupture segmentation and synchronization in the Nankai Trough revealed by seismic imaging and numerical simulation, J. Geophys. Res., 111, B09301-17, 2006.
- Hyodo, M., T. Hori, and Y. Kaneda, A possible scenario for earlier occurrence of the nest Nankai earthquake due to triggering by an earthquake at Hyuganada, off southwest Japan. Earth Planet Space, 68,6, DOI 10.1186/s40623-016-0384-6, 2016.
- Nakano, M., M. Hyodo, A. Nakanishi, M. Yamashita, T. Hori, S. Kamiya, K. Suzuki, T. Tonegawa, S. Kodaira, N. Takahashi, and Y. Kaneda, The 2016 Mw 5.9 earthquake off the southeastern coast of Mie Prefecture as an indicator of preparatory processes of the next Nankai Trough megathrust earthquake, Progress in Earth and Planetary Science, 5, doi: 10.1186/s40645-018-0188-3, 2018.
- ⑤ 巨大地震の震源モデル及び地殻・地盤モデル開発
 - (a) 業務の要約

プレート境界巨大地震の強震動予測に係る震源モデル構築のため、過去のプレー ト境界地震について求められた強震動生成域のパラメータ分布を解析し、強震動生 成域となる場の応力降下量分布とすべり分布の不均質性を同定し、これに基づいて、 不均質破壊伝播やすべり速度時間関数の設定法を構築した。この手法を東北地方太 平洋沖地震の1つの強震動生成域に適用して広帯域地震動生成能力を検証し、また、 南海トラフ地震の震源モデルの試作と地震動予測計算を行った。

南海トラフ沿いの震源断層から陸域の観測点までの地震波伝播経路の地殻・地盤 速度構造モデルの検証、高度化のため、DONET1 広帯域地震計に地震波干渉法を適用 し、熊野海盆周辺地域における周期2~20秒のLove 波基本モード群速度の空間分布 を得た。得られた群速度分散曲線を逆解析することで、熊野海盆周辺の堆積層~付加 体の三次元S波速度構造を高度化した。

(b) 業務の成果

1) 強震動予測のための巨大地震震源モデルの構築

強震動予測に必要な周波数帯域は、0.1~10 Hz である(大堀、1997 など)。過去の プレート境界地震について、この周期帯の震源像(強震動生成域(SMGA)モデル)を 求めた既往研究によれば、この周波数帯の地震動は、断層面積の10%内外を占める 高々数個のパッチ(SMGA)から放射された地震動でほぼ説明し尽くされることを示し た。そこで、本業務では、SMGA のみに集中し、その不均質構造を含めた性状を、Mw5.9 ~9.1 の過去のプレート境界地震の既往の SMGA モデル(1994 年三陸はるか沖地震: 宮原・笹谷、2004、2002 年宮城沖地震及び 2003~2005 年に千島海溝沿いに起こった 8 個の地震: Suzuki and Iwata, 2005、2003 年十勝沖地震: Kamae and Kawabe, 2004、 2005 年宮城沖地震: Suzuki and Iwata, 2007、1982 年および 2008 年茨城県沖地震: 瀧口・他, 2011、2011 年東北地方太平洋沖地震: Asano and Iwata, 2012) から抽出 することを試みた。

SMGA の総面積の断層面積に対する比は、マグニチュードが大きくなるにつれて低下する傾向にあり、マグニチュード7後半では6%程度である。2011年東北地方太平洋沖地震については、海溝沿いの深さ10kmまでを差し引いた部分を強震動に関わる断層面とみなすと、その断層面積に対する全SMGAの比は7%程度である。

SMGA の平均応力降下量と面積の関係を調べたところ、面積の小さい SMGA では応力 降下量のばらつきが大きく、面積が大きくなると変動が小さくなることがわかった。 巨大地震で想定されるような 400 km²以上の SMGA の平均は 26.0±14.3 MPa となる。 この関係は、強震動生成する場の不均質性の特徴を示唆している可能性がある。実際、 SMGA に対応すると考えられる場所と同様な場所で、特に強い短周期パルスを発生す る小領域が、1978 年宮城県沖地震(松島・川瀬、2006)や、2011 年東北地方太平洋 沖地震(野津, 2012; Kurahashi and Irikura, 2013)で見つかっている。

応力降下量の不均質分布をモデル化するため、空間的には、k⁻¹の波数スペクトル 形状を持つフラクタル分布を仮定し、確率分布には対数正規分布を仮定した。応力降 下量分布のk⁻¹波数スペクトル分布は、地震発生の場は自己相似な不均質性を持つと いう推測のもと、ブロードバンドで複雑な観測波形を再現するものとして提案され てきたものであり (Frankel, 1991; Herrero and Bernard, 1994 など)、波形インバ ージョンで得られるすべり分布の k⁻² 分布 (Somerville *et al.*, 1999; Mai and Beroza, 2002) と対応している。確率分布が対数正規分布というのは、すべり量の確 率分布から推定されたものである (Gusev, 2011)。

応力降下量の不均質分布のモデルは、既往 SMGA モデルの面積―平均応力降下量関 係を再現するよう、k⁻¹ 分布のコーナー波数、および、対数正規分布の形状(平均や 分散に当たるもの)を調整して構築した。なお、収集した過去の地震の既往 SMGA モ デルでは、SMGA の平均応力降下量の深さ依存性はさだかではなかったため、これを 考慮しなかった。すべり量の不均質分布のモデルは、既往 SMGA モデルの面積―平均 すべり量関係を再現するよう、k⁻² 分布を仮定して対数正規分布の形状(平均や分散 に当たるもの)を調整した。面積が大きくなるほど平均すべり量が大きくなるという 正の相関も見られ、断層面積が大きくなれば平均すべり量が大きくなるという巨視 的なスケーリング則と関連があると考えられるため、SMGA の平均すべり量が SMGA の 全面積の 1/2 乗に比例するという仮定も入れた。こうして、破壊すれば SMGA となる 場の応力降下量不均質分布と、すべり量の不均質分布を作成した。本業務で不均質 SMGA 場モデルを拘束するのに用いた過去のプレート境界地震の SMGA モデルはすべ て、日本海溝沿いの地震のものであるが、2016 年三重県沖の地震(Mw 5.9)の SMGA の平均応力降下量(Asano, 2018) は、日本海溝沿いの地震の SMGA モデルの値のばら つきの幅の中の小さいほうの値を取った。現時点の知見では、この不均質 SMGA モデ ルを南海トラフ沿いのプレート境界地震に適用することは妥当であると判断した。

破壊伝播速度の設定方法を探るため、不均質応力降下量分布を仮定した動力学震 源モデルの破壊伝播速度を調べたところ(関口・他,2017)、ばらつきは大きいもの の、Guatteri *et al.* (2004)が示したのと同様、破壊エネルギーとは相関があること が確認された。そこで、Guatteri *et al.* (2014)が提案する破壊エネルギーから破壊 伝播速度を導く式を使って破壊伝播速度を設定することとした。破壊開始点位置を 設定すれば、破壊伝播速度分布から破壊時刻の分布を計算することができる。

この不均質 SMGA モデルの地震動生成能力を確認するため、2011 年東北地方太平洋 沖地震で最初に破壊した SMGA (SMGA1)をこの手法でモデル化し、近傍の、比較的硬 い地盤の観測点 (MYG011:K-NET 牡鹿)で理論グリーン関数により波形合成を行った。 東北地方太平洋沖地震の SMGA1 の、不均質 SMGA のモデル化には、Asano and Iwata

(2012)の推定したパラメータを参考にした。大きさ、位置についてはそのままを採 用し、応力降下量、すべり量、破壊開始時刻、破壊伝播速度、ライズタイムについて は、不均質分布の平均値とした。"地震が起きれば SMGA になるような場の応力降下 量とすべり量の不均質分布"から、SMGA1と同様の面積で、同様の平均応力降下量、 平均すべり量を持つ部分を切り出して、不均質 SMGA1 モデルの応力降下量、すべり量 分布とした。ライズタイム分布は、すべり量に比例する不均質を導入した。すべり速 度関数は、各部の応力降下量、すべり量、ライズタイムから中村・宮武(2000)に基 づいて作成した。破壊伝播速度分布は、Guatteri et al. (2014) に基づき応力降下 量と破壊開始点からの距離とから計算される破壊エネルギーにより計算し、破壊伝 播速度分布と破壊開始点位置から破壊時刻を計算した。波形合成は、離散化波数法 (Bouchon, 1981) と反射透過係数法(Kennett and Kerry, 1979)の組み合わせによ り成層構造の理論グリーン関数を 0.1~4 Hz の範囲で計算して行った。要素震源領 域内の破壊伝播の効果、および、地震波の散乱による高周波数での放射特性パターン の消失効果を考慮した。合成波形のフーリエスペクトルは、3 Hz 以下では計算波形 の radial 成分は観測よりやや過小評価でありながらも周波数変化は整合しているの に対し、4~5 Hz 付近では計算が大幅に超過しているためである。4~5 Hz 付近のピ ークは、点震源の足し合わせによる人工的な現象である可能性があり、今後、解決す

る必要がある。しかし、本業務で提案している不均質 SMGA モデルに統計的な高周波 成分を含まない理論グリーン関数の組み合わせで、0.1~3 Hz の範囲の強震動が合成 できる可能性を示していると考えられる。

南海トラフの地震に関して、本業務で構築した不均質 SMGA モデル化手法を適用し、 地震動予測計算を実施した。南海トラフの巨大地震モデル検討会・首都直下地震モデ ル検討会(2015)(以下、内閣府 2015 モデル)で設定された均質な SMGA の位置、大 きさを用い、応力降下量などの設定値をそれぞれのパラメータを平均値の拘束に用 いた。大阪堆積盆地を対象に、0~0.7 Hz の地震動を 3 次元差分法(Pitarka, 1999) で理論的に計算した。計算された地震動の最大速度分布を均質 SMGA モデルによるも のと比較すると、全体的には若干大きくなるが、空間変化の波長が短く、個々の地点 をみると大きくなることもちいさくなることもあった。計算地震動は、均質 SMGA モ デルのそれに比べ概ね 0.3 Hz 以上の高周波数成分のレベルが高まっていることが確 認された。



図3-10-(3)-⑤-8 プレート境界巨大地震の広帯域強震動予測に係る震源モ デル構築。過去の地震の SMGA モデルのパラメータ分布を解析し(左)、SMGA と なる場の応力降下量分布とすべり分布の不均質性を同定し、これに基づいて破壊伝 播やすべり速度時間関数の設定法を構築した(中)。この手法を東北地方太平洋沖 地震の1つの強震動生成域に適用して広帯域地震動生成能力を検証し(右上)、ま た、南海トラフ地震の震源モデルの試作と地震動予測計算を行った(右下)。

2) 地震波干渉法による熊野海盆周辺の地殻・地盤速度構造モデルの高度化

南海トラフ巨大地震の地震動予測に必要となる地殻・地盤速度構造モデルの高度 化に関する研究を実施した。本業務では、付加体上の前弧海盆である熊野海盆周辺 を地殻・地盤速度構造モデルの高度化の対象領域とした。プレート境界の上盤側に 位置する付加体が長周期地震動の増幅特性に大きく寄与していることは、2004年紀 伊半島沖地震の観測記録の分析や地震動シミュレーションからも指摘されており

(Yamada and Iwata, 2005、Furumura *et al.*, 2008、Nakamura *et al.*, 2014)、 震源域と陸域の間に位置する付加体の地震波速度構造を高度化することは、南海ト ラフ巨大地震の地震動シミュレーション研究の高精度化のためには不可欠であると 考えられる。また、熊野海盆周辺には地震・津波観測監視システム (DONET1) が設 置され、海底地震計が南海トラフ周辺の地震・地殻活動のモニタリングに活用され るようになった。このため、DONET1 が設置されている熊野海盆周辺の地殻・地盤速 度構造モデルを高度化し、海底の地盤応答特性を明らかにすることは、DONET1 で観 測された地震波形記録を用いたモニタリング研究にとっても有用である。本業務で は、DONET1 広帯域地震計の連続記録に地震波干渉法を適用することにより、熊野海 盆周辺のS波速度構造をモデル化した。

微動や脈動記録を対象に、任意の2観測点間での微動・脈動記録の相互相関関数 を計算し、2観測点間のグリーン関数に関する情報を得る手法である地震波干渉法 の適用が、地震学や物理探査学において、さまざまな地域、空間スケールで広く行 われている。本業務では、DONET1 を整備・運用する国立研究開発法人海洋研究開発 機構地震津波海域観測研究開発センター(当時)より、DONET1の広帯域地震計20 点の連続波形データ約 1.6 年分(2013 年 1 月 15 日~2014 年 9 月 2 日)の提供を受 けた。DONET1の各観測点に設置されている各種の地震・津波センサーのうち、 Guralp 社製広帯域地震計 CMG-3T による3成分の地動速度記録を使用した。2観測 点間相互相関関数の解析手順の骨格は、地震波干渉法の標準的手続きとして提案さ れている解析手法 (Bensen et al., 2007) に従った。まず、各観測点の連続波形 記録を1時間毎のセグメントに分割した(欠測している時間帯のデータは除く)。 DONET1 地震計の設置方位情報(中野・他, 2012)をもとに、水平2成分の波形デー タの方位が N+ (北向き正)及び E+ (東向き正) になるよう座標変換を行った。記 録の基線を補正し、帯域通過フィルター(0.025~2 Hz)を適用した後、時間領域 において、Running Absolute Mean 法 (Bensen et al., 2007) による正規化を行っ た。周波数領域でスペクトルホワイトニングを行い、2点間のクロススペクトルを 成分ペア毎に計算した。これらのクロススペクトルを Fourier 逆変換し、時間領域 の信号に戻した。この操作を全ての利用可能な連続記録に対して行い、それらを時 間領域でスタックしたものを、最終的な相互相関関数とした。スタッキングにより 得られた相互相関関数を座標変換(Lin *et al.*, 2008)することで、Vertical、 Radial、Transverse 成分を作成し、このうちグリーンテンソルの T-T に対応する相 互相関関数を取り出した。2点間の相互相関関数に表面波が卓越している場合、T-T成分は、主として2点間でのLove 波の伝播に対応する。なお、Rayleigh 波は、 海水層の影響も受けることで、波動場の取り扱いに注意を要するのに対し、Love 波 については、海底面でのせん断応力が0であることから、海底面は自由表面と同じ 取り扱いができる。このため、海底下のS波構造を検討する本研究の目的のために は、Love 波(T-T 成分)に対象を絞って解析した。

各観測点ペアで得られた観測点間相互相関関数(グリーン関数)に対して、 Multiple Filter Analysis (Dziewonski *et al.*, 1969)による時間-周波数解析 を行い、Love 波基本モードに対応する波群の群遅延時間を求めた。2点間を伝播す る表面波の伝播経路を2点間の大円経路で近似できると仮定し、2点間の距離を群 遅延時間で割ることにより、そのペアのその周期における群速度推定結果とした。 いずれの周期においても熊野海盆を横切るペアで特に遅い群速度が得られた。熊野 海盆内では、周期 3.0 秒では群速度約 0.3 km/s、5.0 秒では約 0.4 km/s、8.0 秒で は約 0.6 km/s であった。外縁隆起帯(観測点 KMC09~KMC12 付近)を主として波線 が通過するペアでは、いずれの周期でも、熊野海盆内に比べて相対的に大きな群速 度が得られた。このように明瞭な空間不均質を示していることから、これを説明可 能な S 波速度構造を推定することを7年間の本業務の最終的な目標とした。

次に、群速度を二次元空間にマッピングするため、各周期の Love 波基本モード 群速度を用いた群速度トモグラフィを実施した。群速度トモグラフィの手法は、 Asano *et al.* (2017)と同様である。熊野海盆周辺領域を東西方向 10 km、南北方向 10 km の空間セルに分割し、群速度に対する観測方程式を立てた。また、解の平滑 化のため、2 次元 Laplacian を最小化する拘束条件(Lees and Crosson, 1989)を 付加した。観測方程式と平滑化拘束条件の式を連立した式を、非負拘束条件付き最 小二乗法(Lawson and Hanson, 1974)で解いた。平滑化の重みを定義するハイパ ーパラメータは ABIC 最小規準により客観的に決定した。

最後に、各空間セルで得られた群速度の分散曲線(周期2~20秒)をターゲット に、そのセルでの一次元S波速度構造を推定した。地震調査研究推進本部による既 存の全国一次地下構造モデル(JIVSM、Koketsu *et al.*, 2012)に組み込むことが できるよう、構造モデルの物性値はJIVSMで定義されているパラメータを参照し、 熊野海盆~付加体の構造をS波速度 0.35 km/s、0.6 km/s、1.0 km/s、1.5 km/s、 2.9 km/s(半無限層)の5層でモデル化した。そして、各層の層厚をマルコフ連鎖 モンテカルロ法(MCMC法)により推定した。以上の結果を統合し、熊野海盆周辺海 域における各速度層の境界深度をモデル化した(図3-10-(3)-⑤-9)。

現行のJIVSMでは、熊野海盆周辺での付加体をS波速度1.0 km/sの均一な層と してモデル化されている。本業務で推定されたS波速度構造モデルをJIVSMに組み 込むことで、熊野海盆周辺に分布する低速度の堆積層を地震動シミュレーションに 反映することができるようになり、南海トラフ周辺で発生する地震による陸域や海 域での地震動シミュレーションを高度化することに寄与できる。また、S波速度構 造やそれから計算される地震動サイト増幅特性を用いることで、将来、熊野海盆周 辺での海底地震計記録を用いた震源決定、マグニチュードの早期推定、CMT解析な どを行う際に、走時の観測点補正や振幅補正、地震波形計算に活用することが期待 される。



図3-10-(3)-⑤-9 海底地震計記録を使った地震波干渉法による熊野海盆周辺の地殻・地盤速度構造モデルの高度化。(左上)時間-周波数解析による Love 波 群速度の推定例。(左下)各観測点ペアの波線に対する周期毎の群速度。カラース ケールが群速度の大きさを表す。(右)群速度分散曲線の逆解析により得られた熊 野盆地周辺での速度構造モデル。カラースケールは各速度層の上面深度を表す。

(c) 結論ならびに今後の課題

過去のプレート境界地震について求められた強震動生成域のパラメータ分布を解析 し、破壊をすれば強震動生成域となる場の応力降下量分布とすべり分布の不均質性を モデル化し、これに基づいて、不均質破壊伝播やすべり速度時間関数の設定法を構築し た。この手法を東北地方太平洋沖地震の1つの強震動生成域に適用し、経験的高周波数 成分を含まない理論グリーン関数で約 3Hz まで広帯域地震動を妥当に生成できる可能 性を示した。しかし、本研究を実施して、より高い周波数域で、検証計算に問題がある ことが分かったため、解決のためさらなる検証をする必要がある。

熊野海盆周辺に展開されている DONET1 の広帯域地震計連続記録を解析し、長周期地 震動の生成に関係する周期2~20秒の範囲で、Love 波群速度を推定した。解析対象周 期帯域では、熊野海盆から外縁隆起帯にかけて、群速度トモグラフィを行うことで、 Love 波基本モードの群速度の空間分布を推定し、明瞭な空間不均質を伴う Love 波群速 度情報が得られた。各空間セルで得られた Love 波基本モードの群速度分散曲線を逆解 析し、熊野海盆周辺の堆積層~付加体の三次元S波速度構造モデルを高度化した。得ら れた成果は、南海トラフ巨大地震の地震動シミュレーションやモニタリング研究に資 することが期待できる。本業務で得られた速度構造モデルを実際に組み込んだ地震動 シミュレーションを行うことで、熊野海盆周辺の速度構造モデルの妥当性を検証する ことが重要である。

(d) 引用文献

- Asano, K., Source Modeling of an Mw 5.9 Earthquake in the Nankai Trough, Southwest Japan, using Offshore and Onshore Strong Motion Waveform Records, Bull. Seismol. Soc. Am., 108, 1231-1239, doi:10.1785/0120170357, 2018.
- Asano, K. and T. Iwata, Source model for strong ground motion in 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, 64(12), 1111-1123, 2012.
- Asano, K., T. Iwata, H. Sekiguchi, K. Somei, K. Miyakoshi, S. Aoi, and T. Kunugi, Surface wave group velocity in the Osaka sedimentary basin, Japan, estimated using ambient noise cross-correlation functions, Earth Planets Space, 69:108, doi:10.1186/s40623-017-0694-3, 2017.
- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, M. P. Barmin, A. L. Levshin, F. Lin, M. P. Moschetti, N.M. Shapiro, and Y. Yang, Prossessing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, Geophys. J. Int., 169, 1239-1260, 2007.
- Bouchon, M., A simple method to calculate Green's function for elastic layered media, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 959–971, 1981.
- Dziewonski, A., S. Bloch, and M. Landisman, A technique for the analysis of transient seismic signals, Bull. Seismol. Soc. Am., 59, 427-444, 1969.
- Frankel, A., High-frequency spectral falloff of earthquakes, fractal dimension of complex rupture, b value and the scaling of strength on faults, J. Geophys. Res., 96(B4), 6291-6302, 1991.
- Furumura, T., T. Hayakawa, M. Nakamura, K. Koketsu, and T. Baba, Development of long-period ground motions from the Nankai Trough, Japan, earthquakes: Observations and computer simulation of the 1944 Tonankai (MW 8.1) and the 2004 SE Off-Kii Peninsula (MW 7.4) earthquakes, Pure Appl. Geophys., 165, 587-607, 2008.
- Guatteri, M., P. M. Mai, and G. C. Beroza, A pseudo-dynamic approximation to dynamic rupture models for strong ground motion prediction, Bull. Seismol. Soc. Am., 94(6), 2051-2063, 2004.
- Gusev, A., Broadband kinematic stochastic simulation of an earthquake source: a refined procedure for application in seismic hazard studies, Pure Appl. Geophys., 168, 155-200, 2011.
- Herrero, A. and P. Bernard, A kinematic self-similar rupture process for earthquakes, Bull. Seism. Soc. Am., 84, 1216–1228, 1994.
- Kamae, K. and H. Kawabe, Source model composed of asperities for the 2003

Tokachi-oki, Japan, earthquake (MJMA=8.0) estimated by the empirical Green's function method, Earth Planets Space, 56, 323-327, 2004.

- Kennett, B. L. N., and N. J. Kerry, Seismic waves in a stratified half-space, Geophys. J. R. Astr. Soc., 57, 557-583, 1979.
- Kurahasi, S. and K. Irikura, Short-period source model of the 2011 Mw 9.0 Off the Pacific coast of Tohoku earthquake, Bull. Seism. Soc. Am., 103(2B), 1373-1393, 2013.
- Lawson, C.L. and R.J. Hanson, Solving least squares problems. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1974.
- Lees, J.M. and R.S. Crosson, Tomographic inversion for three-dimensional velocity structure at Mount St. Helens using earthquake data, J. Geophys. Res., 94(B5), 5716-5728, 1989.
- Lin, F.-C., M.P. Moschetti, and M.H. Ritzwoller, Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity map, Geophys. J. Int., 173(1), 281–298, 2008.
- Mai, P.M. and G. Beroza, A spatial random field model to characterize complexity in earthquake slip, J. Geophys. Res., 107(B22), DOI: 10.1029/2001JB000588, 2002.
- 松島信一・川瀬博,海溝性地震におけるスーパーアスペリティモデルの提案,月刊地 球, 号外, 55, 98-102, 2006.
- 宮原昌一・笹谷努,経験的グリーン関数法を用いた 1994 年三陸はるか沖地震の震源 過程の推定,北海道大学地球物理学研究報告,67,197-212,2004.
- Nakamura, T., M. Nakano, N. Hayashimoto, N. Takahashi, H. Takenaka, T. Okamoto, E. Araki, Y. Kaneda, Anomalously large seismic amplifications in the seafloor area off the Kii peninsula, Marine Geophysical Research, 2014, 35(3), 255-270, 2014.
- 中村洋光・宮武隆, 断層近傍強震動シミュレーションのための滑り速度時間関数の近 似式, 地震(第2輯), 53, 1-9, 2000.
- 中野優, 利根川貴志, 金田義行, 地震動波形から推定した DONET 地震計の方位, JAMSTEC Report of Research and Development, 15, 77-89, 2012.
- 南海トラフの巨大地震モデル検討会・首都直下地震モデル検討会,南海トラフ沿いの 巨大地震による 長周期地震動に関する報告, 2015, http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough_report.html
- 野津厚, 2011 年東北地方太平洋沖地震を対象としたスーパーアスペリティモデルの 提案,日本地震工学会論文集,12,21-40,2012.
- 大堀道広, 強震動地震学基礎講座-強震動予測で対象となる周期範囲, 日本地震学会 ニュースレター, 9(1), 1997.
- Pitarka, A., 3D elastic finite-difference modeling of seismic motion using staggered grids with nonuniform spacing, Bull. Seism. Soc. Am., 89, 54-68, 1999.

- Satoh, T., Source modeling of the 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake using empirical Green's function method: From the viewpoint of the short-period spectral level of interplate earthquakes, J. Struct. Constr. Eng., AIJ no. 675, 695–704, 2012.
- 関ロ春子,岩田知孝,浅野公之,災害の軽減に貢献するための地震火山観測研究計 画平成28年度年次報告,2017,http://yotikyo.eri.utokyo.ac.jp/h28/html/1911/index.html
- Somerville, P.G., K. Irikura, R. Graves, S. Sawada, D. Wald, N. Abrahamson, Y., Iwasaki, T. Kagawa, N. Smith, and A. Kowada, Characterizing crustal earthquake slip models for the prediction of strong ground motion, Seism. Res. Lett., 70, 59-80, 1999.
- Suzuki, W. and T. Iwata, Source Characteristics of Interplate Earthquakes in Northeast Japan Inferred from the Analysis of Broadband Strong-Motion Records, American Geophysical Union, Fall Meeting 2005, abstract #S43A-1040, 2005.
- Suzuki, W. and T. Iwata, Source model of the 2005 Miyagi-Oki, Japan, earthquake estimated from broadband strong motions, Earth Planets Space, 59, 1155-1171, 2007.
- Suzuki, W., S. Aoi, H. Sekiguchi and T. Kunugi, Rupture process of the 2011 Tohoku-Oki mega-thrust earthquake (M9.0) inverted from strong-motion data, Geophys. Res. Lett., 38, doi:10.1029/2011GL049136, 2011.
- Yamada, N. and T. Iwata, Long-period ground motion simulation in the Kinki area during the M_J 7.1 foreshock of the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, Earth Planets Space, 57, 197-202, 2005.

⑥ 強震動・津波・地殻変動シミュレーションに基づく地震・津波ハザードの評価 (a) 業務の要約

可能性の高い南海トラフ巨大地震の震源モデルの提示に向けて、史料調査に基づく 過去の南海トラフ地震の発生履歴とその連動性及び多様性を検討した。これまで南海 トラフ沿いの津波地震と考えられてきた1605年慶長南海地震について、史料記述の再 検討と津波シミュレーションにより、南海トラフ沿いの津波地震ではなく、伊豆・小 笠原海溝沿いのM8.5程度のプレート間巨大地震、あるいはアウターライズ地震である 可能性が高いことを示した。日向灘のM7クラスの大地震と考えられてきた1498年明 応日向灘地震について、この地震の唯一の被害記録である『九州軍記』の記述を再検 討することにより、この被害記述は明応日向灘地震のものではないことを示し、1498 年明応日向灘地震は存在しないことを明らかにした。観測データの少ない1944年東南 海・1946年南海地震とその前後に発生した内陸大地震である1945年三河地震、1948 年福井地震について、発生直後に行われた震度アンケート調査を再解析した。その結 果、非常に高密度な震度データが得られた。さらに、得られた高密度のアンケート震 度分布を用いた震度インバージョンから、これらの地震の不均質断層モデルを求めた。 また、データ活用予測研究から得られた現状のプレート境界の応力蓄積状況に基づい て、地震発生サイクルミュレーションや断層運動の動的シミュレーションから提示さ れた複数の震源モデルに対して、強震動・地殻変動・津波シミュレーションを進め、 これらの現実的な地震シナリオに対応した、実用的で幅を持つ強震動・津波ハザード を評価した。陸域と海域のリアルタイム強震観測と高速計算に基づいて、巨大地震の 長周期地震動を即座に把握する、新たな応急対応・防災システムの有効性を示した。

(b) 業務の成果

1) 史料調査による 1605 年慶長南海地震・1498 年明応日向灘地震の検討

慶長九年十二月一六日(1605年2月3日)の地震(以下、「慶長地震」)は、京都 を含む酉南日本では地震動の記録されていないが、九州、四国、近畿、東海から外 房、八丈島にかけての広範囲で大津波の記録が残っているので、南海トラフ沿いの 津波地震と考えられてきた。しかし、同時史料における関東の大地震の記述と、外 房における地震動と大津波の記録は、南海トラフ沿いの津波地震では説明できない。 慶長地震の特徴は、2010年12月22日に父島近海で発生したM7.4のアウターライ ズ地震の特徴(西南日本は無感であったが関東地方以北に震度1~2の異常震域を 生じ、父島、八丈島、南関東以西で50 cm以下の津波を観測した)と類似している。 したがって、慶長地震は南海トラフ沿いの津波地震ではなく、伊豆-小笠原海溝沿い の巨大地震であった可能性もあると考えられるので、歴史資料の再調査と津波の数 値シミュレーションから検討を行った。

その結果、北緯 30.2°、東経 141.8°付近のプレート間における 100×100kmの断 層面に 10mのすべり量を与えた断層モデルが慶長地震の津波高を最もよく説明す ることができた(図3-10-(3)-⑥-12)。また、アウターライズ地震でも、北緯 30.2°、東経 142.5°付近の 100×50km の高角な断層面に 10mのすべり量を与えた 断層モデルが、慶長地震の津波高分布を良く説明した。しかしながら、それぞれの 地震の海溝軸方向の広がりについては、少なくとも、10m程度のすべりの破壊が長 さ 100km以上にわたっては生じていないことが津波シミュレーションから明らかに なったが、あまり大きくない破壊がどこまで広がっていたのかは、慶長地震の津波 高の記録が少なくて精度もよくないので、明確な結論を出すには至っておらず、今 後の課題である。



図3-10-(3)-⑥-12(A)史料に記録された1605年慶長地震の津波高分布。(B) 伊豆・小笠原海溝沿いのプレート間の100×100kmの領域に10mのすべり量を与え た津波シミュレーション結果(青)と史料に記録された津波高(赤)との比較。

次に、史料調査による明応七年六月十一日(1498年6月30日)の日向灘地震の 検討を行った。この地震は、「1948年明応日向灘地震」として多くの地震学者に受 け入れられている。しかしながら、明応七年六月十一日の地震が日向灘付近の地 震であったとする根拠である九州の大被害の記録は、明応七年六月十一日の地震 から100年以上後に書かれた文学作品である『九州軍記』に書かれた記述のみで あるので、『九州軍記』に記された九州の大被害の記述を、『九州軍記』の成立過 程を含めて再検討した。その結果、『九州軍記』は草野入道玄厚によって慶長六年 (1602年)に完成した軍記物語で、九州の地震被害が描写されている「九州大地 震付大旱飢饉事」の被害記述のほとんどが、14世紀頃に成立した『源平盛衰記』 にある1185年の京都付近で発生した地震による京都の被害記述と酷似しているこ とが分かった(図3-10-(3)-⑥-13)。したがって、『九州軍記』にある地震 被害記述は物語を盛り上げるために記述されたと考えられ、したがって、その被 害記述に基づいた1498年明応日向灘地震は存在しなかったと結論した。

ノ上、斯ル災打添ケレハ、今度ソ世ノ失果ソトナケカヌ人ハ無リケリ	濡シカタシ、サレハ飢饉モ打續テ餓死路頭ニ滿ツ、去ル應仁ヨリ五畿七道亂世	九國ノ内孟夏三月雨ナクシテ青苗空ク枯ヌ、井水乾キ河水流レサレハ諸民喉ヲ	殘ル所ナシ、是ヲサヘ上下歎アヘル所ニ、文亀三年癸亥天下大ニ旱魃ス、殊更	今度ノ地震ハ九國ノミニ不限、四國、中國、畿内、東海、北國、奥州ノ果迄モ	六年、文正元年地震アリトイヘトモ、或ハ一國、或ハ二、三ケ國コソアルニ、	翌朝ニ及フ、舊記ヲ考ルニ文治二年、正嘉元年、永仁元年、應永十八年、文安	メス鳥類ハ空ニ而巳飛啼ス、子ノ刻ノ終リニ大震ハ止テケリ、小震スルコトハ	穿ニ倒入石巌ニ破ラレ、屋舎ノ壓ニ打レテ死人幾ト云數ヲ不知、禽獣モ足ヲタ	テ日ノ光ナシ、天鳴地動クニ随テ随テ産婦病者目眩キ心亂テ死ヌル者多シ、裂	幼キ者トモノ喚叫フ聲、叫喚大叫喚ノ罪人モ斯コソ有ヘケレ、天掻曇リ暗フシ	社佛閣ノ鳥居碑過半ハ顛倒セリ、民屋ハ一宇モ全カラス、老若男女肝魂ヲ失ヒ、	天大ニ鳴渡リ地夥ク弥増ニ震フ、山崩テハ海川ニ入リ、地裂テハ泥湧出ル、神	同七年戊午六月十一日卯ノ刻ヨリ九國ノ中大地震隙ナク震フ、巳ノ刻ニ至テハ	「九州大地震は大旱飢饉事」		『九州軍記』
---------------------------------	-------------------------------------	-------------------------------------	-------------------------------------	-------------------------------------	-------------------------------------	-------------------------------------	-------------------------------------	-------------------------------------	-------------------------------------	-------------------------------------	--------------------------------------	-------------------------------------	-------------------------------------	---------------	--	--------

図3-10-(3)-⑥-13 『九州軍記』において、地震被害記述がある「九州大 地震付大旱飢饉事」。傍線部は『源平盛衰記』における記述と酷似する部分。被害 記述のほとんどが、『源平盛衰記』の記述からできていることが分かる。

2) 地震直後に行われた震度アンケート調査の再解析による 1944 年東南海、1946 年 1945 年三河地震、1948 年福井地震の稠密震度分布の作成と、震度インバージョ ンによる断層面上のすべり不均質の推定

地震直後に東京大学地震研究所によって行われた 1944 年東南海地震(M7.9)、 1946 年南海地震(M8.0)、1945 年三河地震(M6.7)、1948 年福井地震(M7.1)の 震度アンケート調査の結果を再検討することにより、高密度な震度分布を得た (図 3-10-(3)-⑥-14)。さらに、得られたアンケート震度を用いた震度イ

ンバージョンから、これらの地震の不均質断層モデルの推定を行った(図3-10 -(3)-⑥-15)。1944 年東南海地震では熊野灘と遠州灘東部において地震波が 強く放射された領域(以下、「アスペリティ」)を持つ不均質断層モデルが推定さ れ、1946年南海地震は高知県沖と紀伊水道沖にアスペリティを持つ不均質断層モ デルが推定された。これらのアスペリティは、神田・武村(2003)による気象庁 震度を用いた震度インバージョンによって求められた短周期地震波発生域と比較 的近い位置に推定されていることが分かった。1945年三河地震については、震源 付近から仮定した断層面の南東浅部にかけてアスペリティを持つ不均質断層モデ ルが推定された。推定されたアスペリティと山中(2004)によって近地地震波か ら推定された大すべり域が比較的近い位置にあることが分かった。1948年福井地 震については、震源付近の仮定した断層面の深部から南部の浅い領域にかけての アスペリティを持つ不均質断層モデルが推定された。このアスペリティの位置と 菊地・他(1999)による地震波インバージョンによって推定されたアスペリティ の位置は、ほぼ一致することが分かった。したがって、高密度に得られたアンケ ート震度分布から、特に内陸地震に関して、その震源モデルを高い精度で明確化 することが可能であることを示した。



図 3-10-(3)-⑥-14 地震直後に行われた震度アンケート結果の再検討によ り得られた、1944年東南海地震、1946年南海地震、1945年三河地震、1948年福 井地震の高密度の震度分布。



図3-10-(3)-⑥-15 1944 年東南海地震、1946 年南海地震、1945 年三河地 震、1948 年福井地震の高密度の震度分布から震度インバージョンによって推定さ れたそれぞれの地震の不均質断層モデル。

3) 想定される南海トラフ巨大地震シナリオに対する地震・津波ハザード評価

現在のプレート間の応力蓄積状態に基づき推定された、次に発生可能性の高い 南海トラフ地震モデル・地震発生シナリオに対し、地震動、地殻変動、津波シミ ュレーションからハザード評価を実施した。そして、地震モデル毎のハザードに 大きな変動を引き起こす原因を検討した。GEONET 地殻変動データ解析から推定さ れた現在のプレート境界のすべり遅れ分布の蓄積量から考えられる応力場を初期 条件として、地震断層破壊の動的シミュレーションから推定された、地震規模が 異なる二つのモデル(シナリオ①; Mw7.8、シナリオ②; Mw8.4)に対して地震 動、地殻変動、津波ハザードを計算した。

a) 強震動(長周期地震動) ハザード

各地震シナリオに対する強震動ハザードは、3次元差分法コード(OpenSWPC; Maeda et al., 2017)を用いた地震波伝播シミュレーションにより行った。地下 構造モデルには JIVSM (Koketsu, 2012)を用い、周波数 1.5 Hz までの地震波を 計算した。

得られた最大速度(PGV)分布(図3-10-(3)-⑥-16(a))と主要平野の3 地点(東京、名古屋、大阪)での長周期地震動の違いを地震シナリオ①②で比べ ると、地震規模の拡大に伴って大きな地動を示す範囲が震源域沿いに拡大するも のの、元々地動が大きかった地点では地震規模が大きくなっても地動が頭打ちす る傾向が確認できた。ただし、地震波形については地震規模とともに揺れの継続 時間が長くなりうることに注意が必要である。特に、複数の強震動生成域に隣接 する大阪地点では、それぞれから時間遅れを伴い放射される地震動が到達するこ とで影響が大きくなる。このように、地震シナリオの違いは各地の揺れの強さよ りも継続時間に大きな変動を与えることが分かった。

b) 地震地殻変動ハザード

地震地殻変動は、半無限弾性体モデル(剛性率 33 GPa、ポアソン比 0.25)を 仮定して 0kada (1992)のコードを用いて計算した(図 3 - 10 - (3) - ⑥ - 17(b))。

地震シナリオ①では、震源域周辺の紀伊半島南端に最大 20cm の沈降域が広が り、和歌山県と奈良県全域が 1cm 以上の沈降となる。地震シナリオ②では、四 国、淡路島、大阪の広範囲が最大 50cm 沈降し、和歌山県は最大 50cm 隆起とな る。このように、シナリオ毎に隆起・沈降のパターンとその変動量が大きく変わ ることに注意が必要である。隆起域と沈降域の切り替わりは、内陸への震源域の 拡大範囲に依存しする。南海トラフ地震での地殻変動は、地震後の港湾施設の機 能評価や津波浸水域に大きく影響することから、地震シナリオの検討においては この観点からの検討が重要となる。

c) 津波ハザード

津波高は、非線形長波式の差分法計算により行った(図3-10-(3)-⑥-17(c))。計算領域を格子間隔6分(約180m)で離散化し、海底摩擦はマニングの 粗度係数=0.025により与えた。津波計算では、上記の地震地殻変動計算による海 岸線の隆起・沈降量を考慮している。

求められた津波高分布は、二つの地震シナリオで大きく異なり、シナリオ②で は紀伊半島~四国にかけて5mを越える津波高の発生が確認された。また、紀伊 半島南端では、地震シナリオ間で海岸線の隆起・沈降パターンが反転すること で、津波高の変化が大きくなることがわかった。陸域に震源域が広がる南海トラ フ地震の津波ハザードは、地震地殻変動と津波初期波高の相乗効果で決まること に注意が必要である。



 図3-10-(3)-⑥-16 地震シナリオ①、②による主要平野3地点(東京、名古屋、大阪)での長周期地震動の波形(地動速度、EW成分)と速度応答スペクトル(減衰定数=5%の場合)の(a)関東平野、新宿(K-net TKY007地点)、(b) 濃尾平野、小牧地点(K-NET、AIC002)、(c)大阪平野、此花地点(KiK-net OSKH02)。参考として、2011年東北地方太平洋沖地震における、各観測点の観測記録による速度応答スペクトルを示す(黒点線)。

(a) 強震動ハザード



図 3-10-(3)-⑥-17 二つの地震シナリオ①②による地震、地殻変動、津波 ハザードの比較。(a) 地震動シミュレーションから得られた最大地動(PGV)分布。 緑□は強震動生成域を、☆は破壊開始点(震源)を表す。(b) 地殻変動の分布(赤 は隆起域、青は沈降域を表す)。(c) 津波計算により求められた津波高の分布。

(c) 結論ならびに今後の課題

これまで南海トラフ沿いの津波地震と考えられてきた 1605 年慶長南海地震について、 史料記述の再検討と津波シミュレーションにより、南海トラフ沿いの津波地震ではな く、伊豆・小笠原海溝沿いの M8.5 程度のプレート間巨大地震、あるいはアウターライ ズ地震である可能性が高いことを示した。しかしながら、断層面がどこまで広がってい たのかは、慶長地震の津波高の記録が少なくて精度もよくないので、明確な結論を出す
には至っておらず、今後の課題である。日向灘のM7クラスの大地震と考えられてきた 1498年明応日向灘地震について、この地震の唯一の被害記録である『九州軍記』の記 述を再検討することにより、1498年明応日向灘地震は存在しないことを明らかにした。 観測データの少ない1944年東南海・1946年南海地震とその前後に発生した内陸大地震 である1945年三河地震、1948年福井地震について、発生直後に行われた震度アンケー ト調査を再解析した。その結果、非常に高密度な震度データが得られ、得られた高密度 のアンケート震度分布を用いた震度インバージョンから、これらの地震の不均質断層 モデルを求めた。

次に起きうる可能性の高い南海トラフ地震の強震動と津波のハザード予測の高度化 に向け、プレート境界の応力蓄積状態に基づく動的断層破壊伝播シミュレーションで 得られた、地震規模の異なる二つの地震シナリオに対して、強震動、地殻変動、津波ハ ザードを評価し、また地震毎の変動要因を検討した。その結果、震源域の拡大とともに 強い揺れの範囲は拡大するが、特に揺れの継続時間の変化が大きいことが分かった。一 方、津波ハザードは地震規模の拡大とともに、地殻変動量と初期津波波高の相乗効果で ハザードに影響するため、地震モデルの設定にはより注意が必要である。特に南海トラ フ巨大地震の震源域は陸域の下に広がるため、その拡大範囲を適切に与えることが重 要となる。

- (d) 引用文献
 - 神田克久・武村雅之,震度データを用いた震源断層からのエネルギー放出分布のイン バージョン解析,地震2,56,39-57,2003.
 - 菊地正幸・中村操・山田眞・伏見実・巽誉樹・吉川一光, 1948 年福井地震の震源 パラメーター, 地震 2, 52, 121-128, 1999.
 - Koketsu, K., H. Miyake, H. Fujiwara, and T. Hashimoto, Progress towards a Japan integrated velocity structure model and long-period ground motion hazard map, in Proceedings of the 14th World Conference on Earthquake Engineering, S10-038, 2008.
 - Maeda, T., Takemura, S. and T. Furumura, OpenSWPC: An open-source integrated parallel simulation code for modeling seismic wave propagation in 3D heterogeneous viscoelastic media, Earth Planets Space, 69, 102, https://doi.org/10.1186/s40623-017-0687-2, 2017.
 - 山中佳子, 1944 年東南海地震と 1945 年三河地震の震源過程, 月刊地球, 26, 739 -745, 2004.
- ⑦ 史料解析による 1854 年安政東海地震の津波高・津波波源モデルの推定
 - (a) 業務の要約

静岡県から和歌山県沿岸を対象として、安政東海地震津波に関する史料の再精査を 行い、これに基づいて津波現地調査を実施し、さらに地殻変動量分布を定量的に評価 し、当該沿岸における津波高と地殻変動量の分布の特徴を明らかにした。さらに安政 東海地震の波源断層モデルの再評価を行い、昭和東南海地震の波源域との関係性につ いて議論した。その結果、安政東海地震の波源モデル(Mw8.3)が推定された。既往研 究による地震規模と同程度であった。断層すべりの分布については、駿河湾奥では 10 m程度のすべりとなっており、遠州灘から熊野灘においては沖側の断層すべりは 10 m 程度である。志摩半島陸側の断層すべりはこれに比較して相対的に小さく、西端の断 層すべりも同様に相対的に小さい傾向にあることが分かった。安政東海地震の波源は、 志摩半島沖~遠州灘西沖で沈降する傾向にある。昭和東南海地震の波源は志摩半島沖 ~遠州灘西沖で隆起する傾向にあるので、紀伊半島沖のトラフ軸では両地震ともに大 きな隆起が生じている。以上から、瀬野(2012)が主張している安政東海地震と昭和 東南海地震の津波発生域の相補関係については、一部では相補的な関係が示唆される ことが分かった。

(b) 業務の成果

南海トラフではM8クラスの巨大地震が90~150年程度の間隔で繰り返し発生し、地 震動や津波による大きな被害をもたらしてきた。1707年宝永地震の際には強震動によ る震害と巨大津波が南海トラフ沿岸に来襲した。強震動と巨大津波による被害は、1854 年に発生した安政東海・南海地震、1944年昭和東南海地震、1946年昭和東海地震にお いても高知沿岸部で繰り返し起きている。これらの南海トラフ巨大地震の周期性とし て、これまでは一定のプレート運動速度に基づき、固有の地震断層面における再来発生 間隔が受け入れられてきた(例えば、石橋・佐竹,1998)。一方、瀬野(2012)は、安 政東海地震と昭和東南海地震の強震動生成領域が相補的であった可能性を指摘し、昭 和東南海地震が安政東海地震の一部で起きたという従来の考えに疑問を呈している。 津波波源域についても同様の観点から再解釈が必要である。安政東海地震の波源モデ ルについては既往研究(Ando, 1975; Ishibashi, 1981; 相田, 1981; 安中・他, 2003) で検討されているが、いずれも1~2枚の矩形断層モデルであり、昭和東南海地震の波 源域との相補関係を比較できる分解能ではない。波源像再構築のためには本地震に関 する膨大な史料の成立過程や記述の信頼性に関する歴史学的見地からの評価を加えた 網羅的な再精査と、それに基づく津波痕跡高評価が必要であり、そして急務である。

本研究では、静岡県から和歌山県沿岸を対象として、安政東海地震津波に関する史料 の再精査を行い、これに基づいて津波現地調査を実施し、さらに地殻変動量分布を定量 的に評価し、当該沿岸における津波高と地殻変動量の分布の特徴を明らかにする。さら に安政東海地震の波源断層モデルの再評価を行い、昭和東南海地震の波源域との関係 性について議論した。史料精査の対象とした地震資料集は、『増訂大日本地震史料』、『新 収日本地震史料』、『日本の歴史地震史料』、『紀伊半島地震津波史料一三重県・和歌山県・ 奈良県の地震津波史料』に掲載されている1854年安政東海地震に関する史料 801 点を 抽出した。次に、安政東海地震津波について論じている既往研究において、既に検討さ れている史料の抽出をおこなった。本研究で対象とした既往研究は、羽鳥(1975, 1977, 1980)、都司・他(1991)、行谷・都司(2005)、都司・他(2014)、矢沼・他(2017)、 今井・他(2017)とした。これらの既往論文に示された津波痕跡点について、静岡県か ら和歌山県沿岸を対象として痕跡情報を抽出し、津波痕跡や地殻変動量に関する情報 が明確化されていない地点を抽出した。 具体例を挙げる。和歌山県有田浦では、二つの新史料(『大地震通浪記録』、『地震津 浪乃記』)に基づいた解釈がなされている(砂川・前田,2016)。安政東海地震では津波 は海岸沿いの街道付近まで到達した程度で家屋の被害は皆無であった。安政南海地震 では大きな揺れの後に津波が来襲し多くの家屋流出が生じたことや有田神社付近まで 津波が遡上したことが記されていた。このことから、有田浦では、安政東海地震時には 目に見えるような地殻変動も生じず、津波も街道の浸水程度であったが、安政南海地震 では津波被害が甚大であったことや津波の明確な到達点がわかる。



図3-10-(3)-⑦-12 津波痕跡高と地殻変動量の分布

以上のような記述を頼りに、津波痕跡高や地殻変動量を評価した。図3-10-(3)-⑦-12に津波痕跡高(a)と地殻変動量(b)の分布を示す。津波痕跡高分布は平的には 10 m程度であるが、志摩半島東端の国崎と伊豆半島南東の入間において津波高が高ま っており、それぞれ22mおよび15mを越えていた。地殻変動量分布においては、駿河 湾西部沿岸では隆起傾向にあり、駿河湾奥では3m程度の隆起量、湾口西岸の御前崎 付近では1m程度の隆起量であったことがわかる。また、浜松より西側では沈降傾向に あり、浜名湖や伊勢湾沿岸で1m弱、熊野灘で1m程度の沈降量となっていた。

次に、波源断層の解析を行った。波源断層の断層面は Nakanishi et al. (2018)の 3次元構造モデルを参照した。津波と地殻変動の痕跡の空間分布を考慮し、断層長さが 50km 程度となるように駿河湾沖で6枚、東南海沖10枚の小断層を配置した(図3-10 -(3)-⑦-13)。各小断層による津波のグリーン関数は線形長波理論(空間格子間隔 150 m、時間間隔 0.2 s)で計算した。安政東海地震による津波痕跡点は気候研究も含 めて 283 点であるが、空間格子間隔の関係や精緻な地形復元を行わないと利用できな い痕跡点(例えば、浜名湖沿岸の痕跡)を除き、同じ集落の津波高は平均値と標準偏差 で代表させ、合計 53 点の痕跡点を利用した。地殻変動量は 0kada (1985)の方法で計 算し、既往研究(石橋, 1984; Kitamura and Kobayashi, 2016)によるデータを含めて 34 点の痕跡点を利用した。



図3-10-(3)-⑦-13 本解析で得られた安政東海地震の波源断層のすべり量分布。

これら津波高と地殻変動量の痕跡分布を説明するための断層のすべり量分布は VR (Yamamoto et al., 2016) が最適値(=1.0) に近づくように SA(Kirkpatrick et al., 1983) を用いて推定した。 VR は式(1)で定義される。

$$VR = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} (\boldsymbol{O}_{i} - \boldsymbol{C}_{i})^{2}}{\sum_{i=1}^{n} \boldsymbol{O}_{i}^{2}}$$

(1)

ここで、*Oi* は観測値、*Ci* は計算値、*n* は痕跡点数である。本解析では、地殻変動量 と津波高の2つの異なる観測値を扱うため、個々の*VR*の相乗平均値を参照しながら最 適化を行った。痕跡値には誤差が含まれる場合も多いため±10%の誤差を一様乱数で与 えた 10,000 通りの痕跡分布に対する各小断層のすべり量を評価し、その各平均を代表 値とした。本解析で得られた安政東海地震の波源モデル(図3-10-(3)-⑦-13)の *VR*は 0.84、Mw は 8.3 となり、既往研究による地震規模(例えば、石橋, 1994;相田, 1981;安中・他, 2003)と同程度である。



図 3-10-(3)-⑦-14 波源断層モデルによる初期波源(図 3-10-(2)-⑦-6 を再掲。(a)は1854年安政東海地震、(b)は1944年昭和東南海地震を示す。

断層すべりの分布について、駿河湾奥では 10 m 程度のすべりとなっていることがわ かる。遠州灘から熊野灘においては沖側の断層すべりは 10 m 程度となっており、志摩 半島陸側の断層すべりはこれに比較して相対的に小さく、西端の断層すべりも同様に 相対的に小さい傾向にあることが分かった。安政東海地震と昭和東南海地震による波 源の比較を行った。安政東海地震の波源は志摩半島沖~遠州灘西沖で沈降する傾向に あり、昭和東南海地震の波源(Baba and Cummins, 2005) は、志摩半島沖~遠州灘西沖 で隆起する傾向にある(図3-10-(3)-⑦-14)。紀伊半島沖のトラフ軸では両地震 ともに大きな隆起が生じている(図3-10-(3)-⑦-14)。以上から、瀬野(2012) が主張している安政東海地震と昭和東南海地震の津波発生域の相補関係については、 一部では相補的な関係が示唆される。

(c) 結論ならびに今後の課題

静岡県から和歌山県沿岸を対象として、安政東海地震津波に関する史料の再精査を 行い、これに基づいて津波現地調査を実施し、さらに地殻変動量分布を定量的に評価し、 当該沿岸における津波高と地殻変動量の分布の特徴を明らかにした。さらに、安政東海 地震の波源断層モデルの再評価を行い、昭和東南海地震の波源域との関係性について 議論した。その結果、安政東海地震の波源モデル(Mw8.3)が推定され、既往研究によ る地震規模と同程度であった。断層すべりの分布については、駿河湾奥では10 m 程度 のすべりとなっており、遠州灘から熊野灘においては沖側の断層すべりは10 m 程度で ある。志摩半島陸側の断層すべりはこれに比較して相対的に小さく、西端の断層すべり も同様に相対的に小さい傾向にあることが分かった。安政東海地震の波源は、志摩半島 沖~遠州灘西沖で沈降する傾向にある。昭和東南海地震の波源は志摩半島沖~遠州灘 西沖で隆起する傾向にあるので、紀伊半島沖のトラフ軸では両地震ともに大きな隆起 が生じている。以上から、瀬野(2012)が主張している安政東海地震と昭和東南海地震 の津波発生域の相補関係については、一部では相補的な関係が示唆されることが分か った。

- (d) 引用文献
 - Baba, T., and P.R. Cummins, Contiguous rupture areas of two Nankai earthquakes revealed by high-resolution tsunami waveform inversion, Geophys. Res. Lett., 32, L08304, 2005. DOI: 10.1029/004GL022320, 2005.

相田勇, 東海道沖におこった歴史津波の数値実験, 地震研彙報, 56, 367-390, 1981.

- Ando, M. Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the nankai trough, Japan, Tectonophysics, 27(2), 119-140, 1975.
- 安中正・稲垣和男・田中寛好・柳沢賢,津波数値シミュレーションに基づく南海トラ フ沿いの大地震の特徴,土木学会地震工学論文集,2003.
- Baba, T., and P.R. Cummins, Contiguous rupture areas of two Nankai earthquakes revealed by high-resolution tsunami waveform inversion, Geophys. Res. Lett., 32, L08304, 2005. DOI: 10.1029/004GL022320, 2005.
- 羽鳥徳太郎, 明応7年, 慶長9年の房総および東海南海道大津波の波源, 東京大学地 震研究所彙報, 50, 171-185, 1975.
- 羽鳥徳太郎,静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査,東京大学地震研究 所彙報,52,407-439,1977.
- 羽鳥徳太郎, 宝永・安政津波の現地調査による波高の検討, 月刊海洋科学, 12, 495-503, 1980.
- 今井健太郎・石橋正信・行谷佑一・蝦名裕一,新たな史料に基づく和歌山県沿岸にお ける安政東海・南海地震の津波痕跡調査,津波工学研究報告,33,121-130,2017.

Ishibashi, K. Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics. In Simpson, D.W. and Richards, P.G. eds.: Earthquake predic-tion: An international review. Maurice Ewing Ser., vol. 4, AGU, Washington, D.C., 297-332, 1981.

石橋克彦, 駿河湾地域の地震時地殻上下変動, 第四紀研究, 23, 105-110, 1984.

- 石橋克彦, 東海地震の発生機構再考(試論), 月刊地球, 7(3), 128-131, 1985.
- 石橋克彦,大地動乱の時代-地震学者は警告する -, 岩波書店, 234p, 1994.
- 石橋克彦・佐竹健治,古地震研究によるプレート境界巨大地震の長期予測の問題点 日本付近のプレート沈み込み帯を中心として-,地震2,50(特集号),1-21,1998.
- Kirkpatrick, S., C. D. Gelatt Jr., M. P. Vecchi, Optimization by Simulated Annealing, Science, 220, 4598, 671-680, 1983. doi: 10.1126/science.220.4598.671.
- Kitamura, A., and K. Kobayashi, Geologic evidence for prehistoric tsunamis and coseismic uplift during the ad 1854 Ansei-Tokai earthquake in Holocene sediments on the Shimizu Plain, central Japan, The Holocene, 24, 7, 814-827, 2014.
- Nakanishi, A., N. Takahashi, Y. Yamamoto, T. Takahashi, S. O. Citak, T. Nakamura, K. Obana, S. Kodaira, and Y. Kaneda. Three-dimensional plate geometry and P-wave velocity models of the subduction zone in SW Japan: Implications for seismogenesis. Geological Society of America Special Paper, 534, 1-18, 2018. doi: 10.1130/2018.2534(04).
- 行谷佑一・都司嘉宣, 宝永(1707)・安政東海(1854) 地震津波の三重県における詳 細津波浸水高分布, 歴史地震, 20, 33-56, 2005.
- Okada, Y., Surface displacement due to shear and tensile faults in a halfspace, Bulletin of the Seismological Society of America, 75 (4), 1135-115, 1985.
- 瀬野徹三,南海トラフ巨大地震: その破壊の様態とシリーズについての新たな考え, 地震.2輯 64(2), 97-116, 2012.
- 都司嘉宣・日野貴之・岩崎伸一・矢沼隆・北原糸子,安政東海地震津波(1854)の浸 水高の精密調査,歴史地震,7,43-56,1991.
- 都司嘉宣·斎藤 晃,静岡県沿岸での安政東海地震津波(81854)の浸水高分布,津波 工学研究報告,31,293-311,2014.
- Yamamoto, N., S. Aoi, K. Hirata, W. Suzuki, T. Kunugi, H. Nakamura, Multiindex method using offshore ocean-bottom pressure data for real-time tsunami forecast, Earth, Planets and Space, 68, 128, 2016.
- 矢沼隆・都司嘉宣・石塚伸太朗・上野操子・松岡祐也・小田桐(白石)睦弥・佐藤雅 美・芳賀弥生・今村文彦,紀伊半島南岸における宝永地震津波(1707),安政南 海地震津波(1854)及び安政東海地震津波(1854)の津波高現地調査,津波工学 研究報告,34,135-182,2017.