

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災害科学国際研究所	教授	日野亮太
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	准教授 助教	太田雄策 内田直希
国立大学法人京都大学大学院理学研究科	教授 准教授	平原和朗 宮崎真一
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授 准教授	西村卓也 伊藤喜宏
国立大学法人名古屋大学 減災連携研究センター	教授	鷺谷威
国立大学法人名古屋大学大学院 環境学研究科附属地震火山研究センター	教授 助教	古本宗充 伊藤武男
独立行政法人産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門	主任研究員	行谷佑一
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
独立行政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	グループリーダー代理 特任技術研究員 特任研究員 技術研究員	堀高峰 中田令子 兵藤守 有吉慶介

(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なう。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タや初期値を更新できるように同化手法を改善するとともに、地殻変動以外の観測データ（特に地震活動データ）の同化手法を開発する。

(d) 8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 27～28 年度 :

東北地方太平洋沖地震前後のデータを解析し、同化手法の模擬テストを行う。モデルパラメタを逐次更新する手法を開発する。

平成 29～30 年度 :

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、すでに一部発生した豊後水道のゆっくりすべりでリアルタイム予測試行実験を行う。地震活動データの同化手法を提案するとともに、観測データベースに地震活動を加える。

平成 31～32 年度 :

模擬テスト結果や手法改良研究にもとづいて同化手法の改善を進めるとともに、南海トラフならびに日本海溝において、リアルタイム予測試行実験を行い、予測の問題点を整理する。また、地殻変動・相似地震と地震活動データを用いた同化システムのプロトタイプを構築する。

(e) 平成 26 年度業務目的

昨年に引き続き、余効すべり・ゆっくりすべりデータ同化手法を開発し、八重山や豊後水道ゆっくりすべりの観測データを整理して、観測データをシミュレーションデータベースと比較するための研究開発を行う。また、東北地方の海陸地殻変動観測のデータを用いて、平成 23 年東北地方太平洋沖地震の発生前後に起こった、プレート間固着強度の時空間ゆらぎ（余効変動を含むゆっくりすべりイベント、前震活動、余震活動）の同化の模擬テストに着手する。さらに、ゆっくりすべりの観測事例や発生機構に関する海外の研究動向の情報収集を行う。

(2) 平成 26 年度成果

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

1) 東北地方太平洋沖地震の余効変動解析

2011 年東北沖地震時と地震後の GEONET や海底地殻変動観測によって観測された余効地殻変動データを用いてプレート境界面上の余効すべりの時空間分布を求めた。この余効変動解析は粘弾性応答を同時に考慮した余効すべりインバージョン解析を実施することで、粘弾性緩和に起因する余効変動を除いたプレート境界面上の余効すべりを推定し、余震活動や粘弾性の影響を評価した。

2) 地殻変動データの整備

a) 西南日本

過去の西南日本の水準測量データを整理し、地震サイクル全体にわたる時空間的な地殻変動を整理することにより、西南日本のプレート間カップリングの時空間変化を推定するためのデータセットの準備をする。また、これらの解析の高度化を行うため、3次元有限要素法による Green 関数の生成の準備を行った。

b) 南西諸島

南西諸島沿いの琉球海溝からフィリピン海プレートが沈み込んでいるが、プレート間固着は弱いとされてきた。しかしながら、測地的なアプローチからのプレート間の固着は明らかにされていないため、地震の長期評価もされていなかった。そのため、喜界島での水準測量による傾斜速度の測定と横当島による GNSS 観測を実施することで、プレート境界に直交する喜界島・奄美大島・横当島の測線にてプレート間の固着を評価するための観測を行った。

(b) 業務の実施方法

1) 東北地方太平洋沖地震の余効変動解析

2011 年 3 月 11 日に東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) が発生した。この地震による地殻変動が GEONET や海底地殻変動観測点により観測されている。これらの地殻変動時系列を説明するために、余効すべりと粘弾性応答の 2 つの現象を同時に考慮し、GEONET と海底地殻変動観測のデータを時空間インバージョン解析することで、2011 年東北沖地震の地震時、地震後のすべりの時空間分布を推定した。

2) 地殻変動データの整備

a) 西南日本

長期的地殻変動データを用いてプレート境界面におけるプレート間カップリングの時空間変動を推定する。推定手法の高度化の為に、3次元有限要素法による Green 関数の生成に必要な有限要素メッシュの構築を行った。本研究で対象とする領域は日本列

島全体としており、フィリピン海プレートと太平洋プレートの沈み込み形状をモデル化する(図3-9-①-1)。有限要素メッシュの作成には Cubit ver. 13 を用いた。Cubit ver. 13 は汎用的な有限要素メッシュを作成するソフトウェアであることから、柔軟にかつ効率的にプレート形状などを取り込んだソリッドモデルから有限要素メッシュの作成を行う事ができる。なお、この有限要素メッシュでは、100 万から 500 万要素程度の有限要素法を想定している。

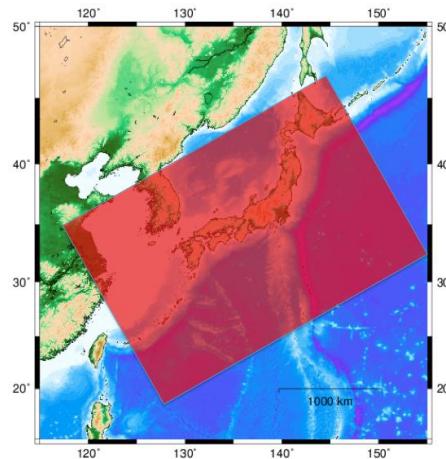


図3-9-①-1 3次元有限要素法によってモデル化を行う領域(赤い四角領域)

b) 南西諸島

南西諸島の北部地方は大隅・トカラ列島と奄美・沖縄諸島群から構成され、西側の沖縄トラフでは拡大が指摘されている。一方、南西諸島の東側の琉球海溝からフィリピン海プレートが沈み込んでおり、複雑なテクトニック背景を持っている(図3-9-①-2)。ほぼ一列に並ぶ南西諸島内において琉球海溝に直交した約 100 km 測線を構築出来る場所は横当島・奄美大島・喜界島である。よって、横当島(無人島)に GNSS 観測点を 2013 年 9 月に設置し測量することで、沖縄トラフの拡大と琉球海溝からのフィリピン海プレートの沈みこみの影響の分離を試みる。また、喜界島は南西諸島内でも琉球海溝に最も近い島である。そのため、喜界島内の水準測量を実施することで、喜界島内の傾斜速度を測量し、プレート間カップリングを評価する基礎情報とする。

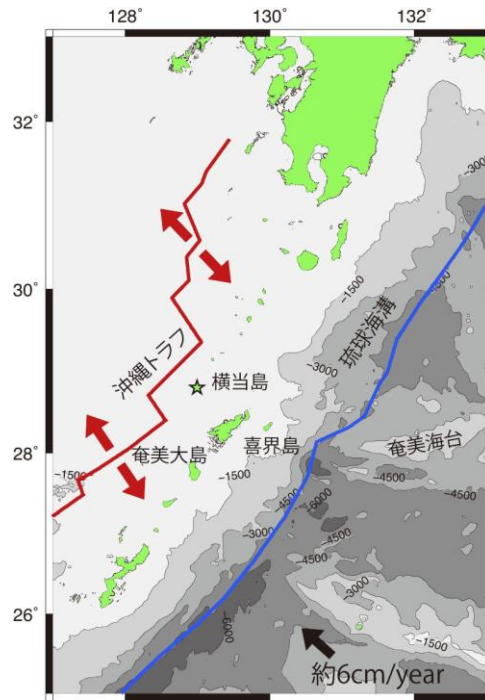


図 3-9-①-2 南西諸島におけるテクトニック背景。星印は横当島（無人島）、黒矢印はフィリピン海プレート速度、赤矢印は沖繩トラフの拡大を示す。

(c) 業務の成果

1) 東北地方太平洋沖地震の余効変動解析

地殻変動データは GEONET と海底地殻変動観測点から得られた地殻変動データから東北地方太平洋沖地震の余効すべりの時空間変化を推定した。地震時のすべりは宮城沖の海溝付近に位置しており、最大すべり量は海溝付近で約 60 m となった。粘弾性と弾性の両方の応答関数を用いたもので同様な結果が得られた(図 3-9-①-3)。余効すべりの時空間分布は、粘弾性を考慮する場合としない場合では大きな違いが生じた。余効すべりの大きさは粘弾性を考慮した解析の場合は地震後 2.5 年間で最大で 2 m に達し、粘弾性を考慮しない場合では最大で 4 m に達した。また、余効すべりの分布は粘弾性を考慮しない場合にくらべ、福島沖の余効すべりは顕著に小さくなっており、海底地殻変動観測によって観測された、「宮城沖 1」の西向きの変動も粘弾性応答で説明可能であった。このことから上部マントルの粘弾性応答に起因する地殻変動の影響は大きく、逆解析にて考慮する必要がある。粘弾性を考慮した余効すべりの領域は地震時の破壊領域とは相補的な関係があり、過去のプレート境界での大地震の破壊領域とも相補的な関係がある。なお、プレート境界で発生した地震の分布と余効すべりの分布を比較すると、余効すべりが発生している周りで地震が発生していると考えられる。

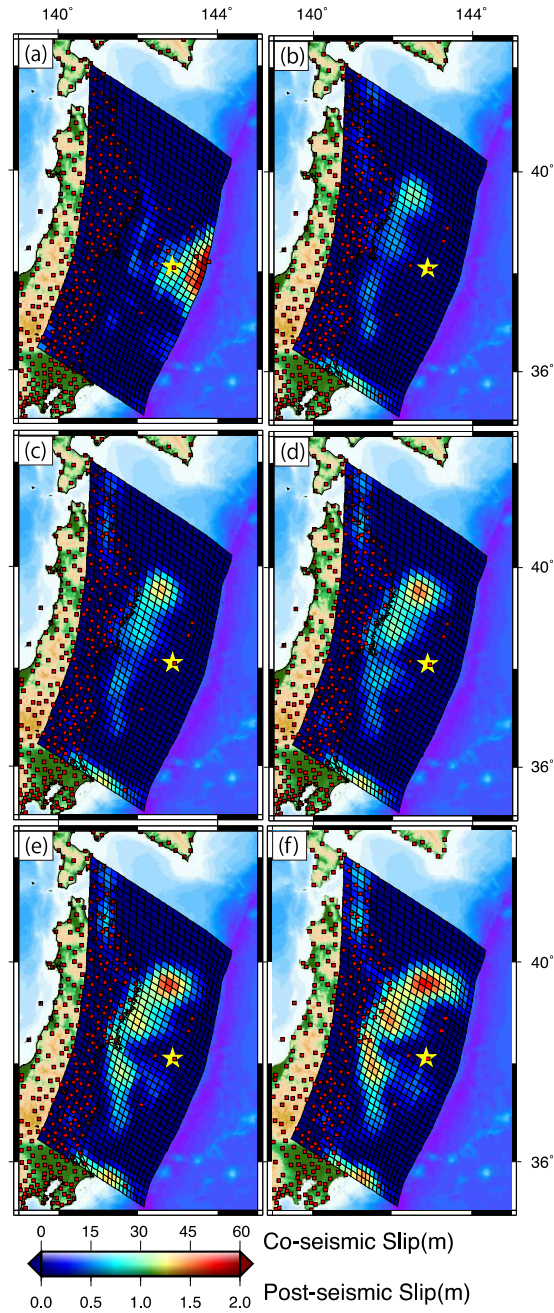


図 3-9-①-3 (a)地震時のすべり分布、(b-f)半年毎の余効すべりの積算分布。

2)地殻変動データの整備

a) 西南日本

プレート間カップリングの時空間変化の推定手法の高度化の為に、3次元有限要素法を用いた日本列島の地下構造のモデル化を行った。この有限要素法によるモデル化により不均質構造を考慮した Green 関数を生成することができる。現時点では、この有限要素メッシュは地形 (SRTM30+: Becker et al., 2009)、フィリピン海プレート形状、太平洋プレート形状、モホ面形状、球面の形状の考慮を予定している。これらを考慮した有限要素メッシュは 100 万から 500 万要素程度の規模を想定している。これ

は、スーパーコンピュータを用いることなく、境界条件など柔軟に変更し、実用的な時間で繰り返し計算できる規模である事から設定した。

現時点では、Cubit ver 13 を用いて、地形、フィリピン海プレート形状、太平洋プレート形状および、モホ面形状のボリュームモデルの作成が完了している（図 3-9-①-4）。また、作成したボリュームモデルを 27 分木メッシュにより部分的に密なメッシュを作成するなど、Green 関数の生成に最適なメッシュのバランスを模索している状況である。図 3-9-①-5 は有限要素メッシュの一例であり、今後、球面の形状の導入やメッシュサイズと密度の最適化を進める予定である。

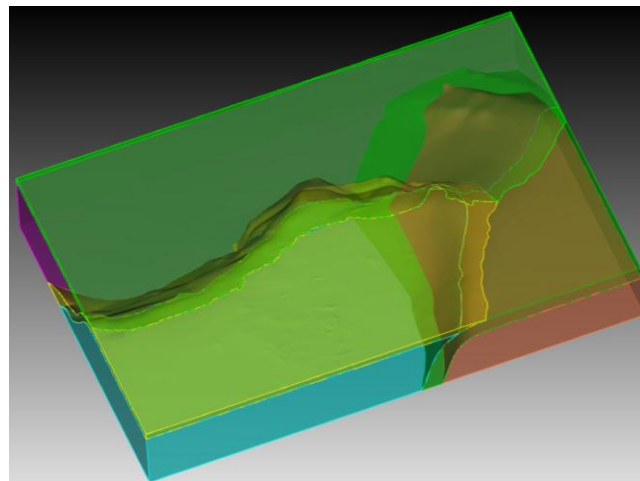


図 3-9-①-4 Cubit ver 13 によって生成したボリュームモデルを作成した。日本列島を南東方向から見た鳥瞰図である。

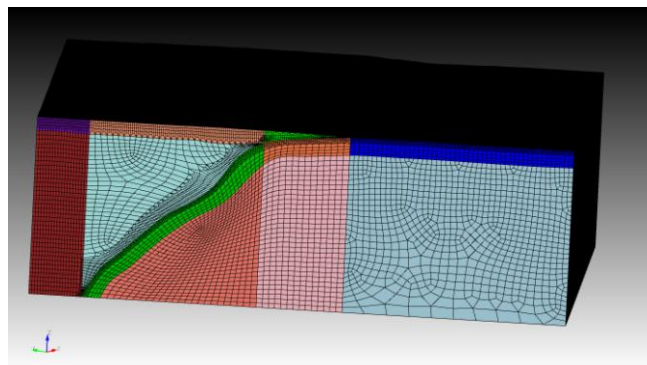


図 3-9-①-5 Cubit ver 13 によって作成した有限要素メッシュの一例。プレート境界面のメッシュサイズは 3 km 程度で構成しており、27 分木メッシュにより部分的に密なメッシュを実現している。

b) 南西諸島

南西諸島は海溝軸に対して平行して配列しているため、海溝軸に対して直交する方

向の地殻変動の観測は難しい。しかしながら、横当島・奄美諸島・喜界島近辺は海溝軸に対して直交する唯一 100km を越える観測測線を配置できる場所であることから、2013 年 9 月に横当島（無人島）に新たに GNSS 観測点を設置することで、奄美諸島近辺の海溝軸に対して直交する方向に対しての地殻変動を明らかにすることを試みる。2014 年 6 月に横当島の 1 回目のデータ回収を実施した。複数の大型台風がこの地域を襲ったにもかかわらず、データの欠測はほとんどなかった。横当島は直径 1 km に満たない小さな火山島であるにも関わらず標高は 259 m と 494 m の 2 つの火山を有しており、急峻な地形で構成されている。このことから、GNSS 観測点は山の陰になっている部分もあり、回収したデータを解析した結果、GNSS 衛星が 4～5 つしか補足できていない時間帯はかなり多い。このような不利な観測条件であるが、データの解析を実施したところ、横当島と奄美大島は年間 3 mm/yr 程度の収縮が認められた。しかしながら、観測期間が短いため年周変化である可能性も否定できない。これらを明らかにするためには今後も継続して観測を続ける必要がある。

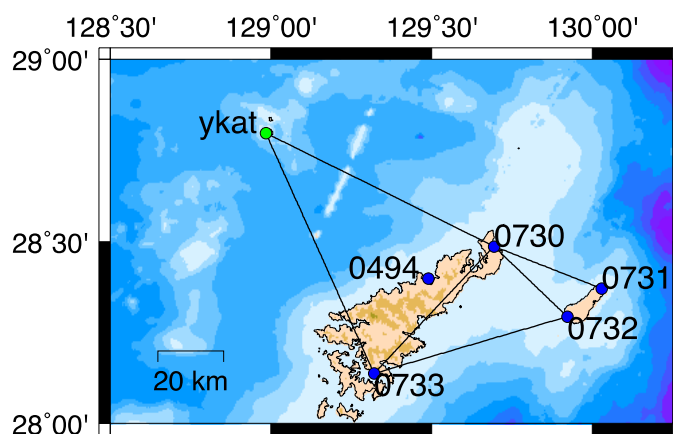


図 3-9-①-6 横当島(ykat)・奄美大島・喜界島近辺の GNSS 観測点の配置図を示す。各 GNSS 観測点を結ぶ線は図 3-9-①-7 に示される基線長変化の GNSS 観測点の組み合わせに対応している。

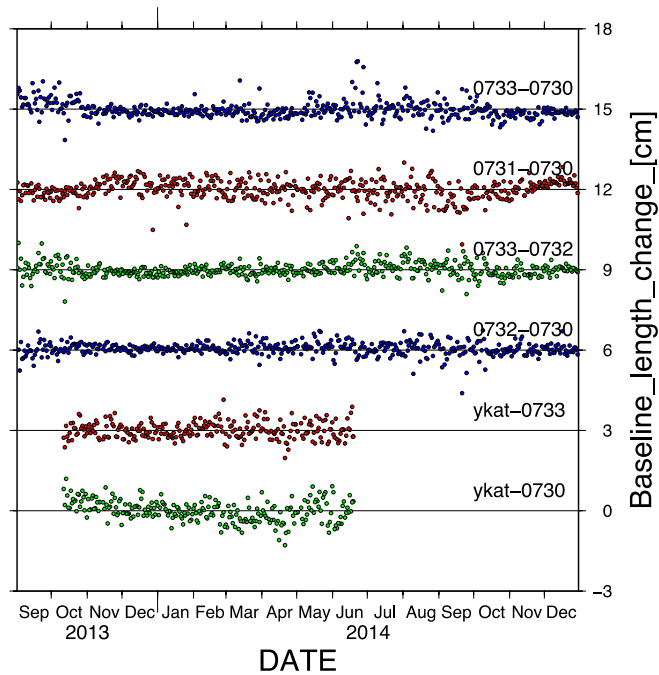


図 3-9-①-7 横当島・奄美諸島・喜界島近辺の GNSS 観測点間の基線長変化。それぞれの GNSS 観測点配置は図 3-9-①-6 に示してある。

一方、喜界島の上下変動は奄美大島に対して約 2 mm/yr の速度で高速隆起しており、地質学的に求められている隆起速度とほぼ一致する。この喜界島は傾動しながら隆起していることが地質学的手法により指摘されており、長期的な傾動の傾向は海溝軸側が上がる傾向であり地震間でどのような傾動をしているのかを把握することは、プレート間のカップリングを調べる上でも重要である。そこで、我々は喜界島内の水準測量を実施し、1997年9月に国土地理院によって測量された2等水準路線を2014年4月に再測量することで、喜界島内の上下変動パターンを明らかにした(図3-9-①-8)。この測量により、約 1 mm/yr の速度で海溝軸側が沈降している事が明らかになった。この分布は地質学的手法によって求められた長期的な傾動の傾向とは正反対の方向を示しており、これらのモデル化が今後の課題である。

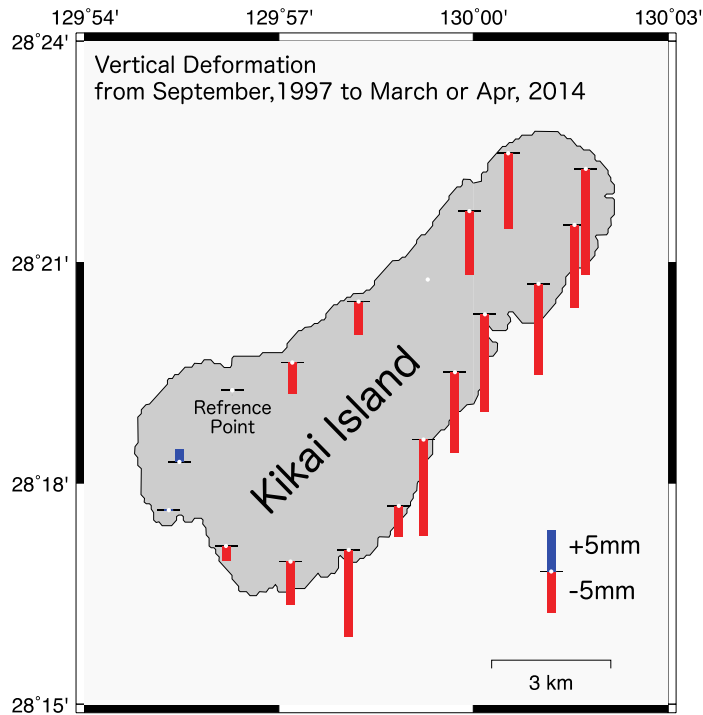


図 3-9-①-8 1997年9月と2014年4月に実施された水準測量結果による喜界島の地殻変動の上下変動。

(d) 結論ならびに今後の課題

1) 東北地方太平洋沖地震の余効変動解析

GEONETおよび海底地殻変動観測にて観測された2011年東北沖地震の余効変動から、3次元構造を考慮した上でのアセノスフェアの粘弾性応答を考慮して余効すべりの時空間分布を求めた。その結果、粘弾性応答を考慮する場合としない場合では余効すべりの時空間分布に大きな違いが確認できた。また、海底地殻変動観測によって、観測された西向きの海底地殻変動も説明可能である。今後は注意深く、余効すべりの推移の時空間分布を把握し、プレート境界面の摩擦特性などについて言及してゆく必要がある。

2) 地殻変動データの整備

a) 西南日本

プレート間カップリングの時空間変化を推定する手法の高度化を行うために、有限要素法によるGreen関数の生成を試みた。そのため、本年度は有限要素法によるGreen関数を生成するために、地表、フィリピン海プレート形状、太平洋プレート形状を考慮したソリッドモデルを生成した。ソリッドモデルから生成される有限要素メッシュは100万から500万要素程度を想定しており、そのためには有限要素メッシュの最適化が必要である。

b) 南西諸島

喜界島内での水準測量を実施し、喜界島内の傾動速度及び方向を測量した。その結果、地質学的な研究から求められている長期的な傾動方向は海溝軸とは反対方向であったが、水準測量により測量された傾動方向は海溝軸方向であった。水準測量で測量された傾動方向はプレート間のカップリングを示唆しており、今後、定量的な評価を実施し、長期的な地殻変動と地震間の地殻変動を説明するモデルの構築が必要である。

(e) 引用文献

Becker, J. J., D. T. Sandwell, W. H. F. Smith, J. Braud, B. Binder, J. Depner, D. Fabre, J. Factor, S. Ingalls, S-H. Kim, R. Ladner, K. Marks, S. Nelson, A. Pharaoh, R. Trimmer, J. Von Rosenberg, G. Wallace, P. Weatherall., Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30_PLUS, Marine Geodesy, 32:4, 355-371, 2009.

②東北地方太平洋沖地震前後の地殻活動の特徴抽出

(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。今年度は昨年度に引き続き、過去の地震やゆっくりすべりの観測データの整理を進めた。その結果、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。また、2011年3月9日に発生した2011年東北地方太平洋沖地震前の最大前震について、その地震後余効変動の解析をより詳細に進め、最大前震以降、前震の最大余震(M6.5)が発生するまでの前半部では、最大前震の地震時すべりと東北沖地震の震源の間の領域(南側)にそのすべりが推定される一方、M6.5最大余震後の後半部においては、最大前震の地震時すべりよりもプレート境界浅部側にそのすべりが集中していることを見出した。さらに同地域で過去に発生した1989年、1992年の三陸沖地震について、伸縮計記録および体積ひずみ計記録を精査し、その地震後余効変動が比較的短い時間に大きなモーメント解放をしたことを見出した。また本サブテーマに参加する研究者間で観測データを共有するためのVPNを用いたサーバ構築を引き続き進めた。さらにゆっくりすべりの観測事例や発生機構に関する海外の研究動向の情報収集を行った。

(b) 業務の実施方法

2011年東北地方太平洋沖地震直後からの余効変動を含む地殻変動現象の整理として、東北沖地震後の地震活動の特徴、およびその時間変化の調査を行った。また東北沖地震震源域付近で発生したプレート境界型地震の余効すべりの特徴把握を観測データの再解析を含めて実施することで、本震に至る過程の理解の高度化を図った。また、得られた観測データをどのよう

にシミュレーションデータベースと比較するのが適当かの検討を進めた。さらに本サブテーマ実施担当間でのデータ流通の高度化をデータサーバの整備を行うことで進めた。

また米国地球物理学連合秋季大会等への参加により、ゆっくりすべりの観測事例や発生機構に関する海外の研究動向の情報収集を実施した。

(c) 業務の成果

1) 東北沖地震前後のメカニズムタイプごとの地震分布の推定

本研究では、これまで素性の良く知られていなかった沖合の小地震の発震機構を推定するために、既に発震機構が分かっている地震をテンプレートとして用いた波形相関による分類手法を開発した。メカニズム解の違いと波形の相互相関係数の間に相関関係を見出し、これを利用して、発震機構が似ている地震を抽出するための相互相関係数のしきい値を設定した。これを発震機構が未知の地震に対して適用した。

解析の結果、新たに 8,655 個の地震のタイプを同定することに成功し、これまで知られていたものと合わせておよそ 2 倍の地震についてその断層タイプを知ることができるようになった。新たに得られた逆断層型地震は 6,046 個（うち低角逆断層型を示すプレート境界地震が 5,302 個）、正断層型地震は 1,232 個、横ずれ型地震は 616 個、いづれにも該当しない地震は 761 個である（図 3-9-②-1、図 3-9-②-2）。

これらの地震について先行研究を基にした三次元速度構造を構築して、相対震源決定を行った結果、海溝軸近傍の太平洋プレート内に正断層型地震、海岸線近傍の太平洋プレート内に逆断層型地震、上盤プレート内に正断層型地震が分布し、全体的に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が見えた。この傾向は東北地方太平洋沖地震後の宮城県沖の地震で特に顕著であった。また、時空間分布の大きな特徴としては、2011 年東北地方太平洋沖地震後には本震の大すべり域内では小地震まで含めプレート境界地震の発生が大きく減少したことが挙げられる（図 3-9-②-3）。

また、プレート境界地震活動度の増加は、プレート境界における非地震性すべりの発生に起因していると考え、地震活動度の増加域はおおむね余効すべり発生域と等価と考えることができる。これらから東北地方太平洋沖地震の余効すべり域を推定すると、その北端は 1994 年三陸はるか沖地震の震源域、南端は関東地方下まで及んでいることが示唆される結果となった（図 3-9-②-3）。さらに宮城県沖の海溝軸近傍の太平洋プレート内や陸に近い上盤プレート内部で正断層型地震が顕著に増加しているなど、プレート境界地震以外の地震にもいくつかの特徴が見られ、その多くが本震による応力変化で説明できることが分かった。

2) 東北沖地震の前震による余効滑りの時空間発展の抽出

2011 年 3 月 9 日に発生した東北沖地震の最大前震 (M7.3 三陸沖地震)の余効変動の時空間発展を明らかにした。平成 25 年度においては、海陸測地観測データを用いて、同前震後から東北沖地震に至るまでの余効すべりのすべり分布を求めた (Ohta et al., 2012) が、平成 26 年度では、その余効すべりの時空間発展を推定した。具体的には、

海底水圧計および陸上 GNSS 観測点のデータを、最大前震から最大前震後の最大余震 (M6.5) までとそれ以降で分割し、それぞれのタイムウィンドウにおける余効すべり分布を推定した。さらに海底水圧計データのノイズレベルをより低減させるために、これまでの潮汐および全球客観解析による非潮汐海洋変動成分の除去に加え、主成分分析に基づいて各海底水圧計データにおける共通誤差成分を抽出し、それを差し引いた (Hino et al., 2014)。推定された余効すべりは、M6.5 の最大余震が発生するまでの前半においては、最大前震の地震時すべりと東北沖地震の震源の間の領域 (南側) に推定された。一方で M6.5 最大余震後の後半部においては、最大前震の地震時すべりよりもプレート境界浅部側にそのすべりが集中していることが明らかになった (図 3-9-②-4)。これらの結果は、最大前震後の余効すべりが地震後比較的早い段階で東北沖地震の震源付近に到達し、さらに M6.5 の余震付近を境としてその余効すべりの空間パターンが変化していたことを示唆するものである。

3) 過去の三陸沖地震および 2011 年 3 月 9 日三陸沖地震後の余効変動の時定数の比較研究

2011 年 3 月 9 日に発生した三陸沖地震 (東北沖地震の最大前震) の余効すべりは、その継続時間と比較してモーメント解放量が大きく、ゆっくりすべりで一般的に成立すると考えられているスケーリング則 (Ide et al., 2007) から外れるイベントであることが指摘されている (Ohta et al., 2012)。同スケーリング則と比較すると、2011 年三陸沖地震以外にもスケーリング則と合致しない地震イベントが存在する。このうち、2011 年三陸沖地震と近接する領域で発生した 1989 年、1992 年三陸沖地震について、ひずみ計データを再解析することによって、その地震後余効変動の特徴を明らかにした。

具体的には、1989 年 1 月 1 日に発生した三陸沖地震 ($M_{JMA}7.1$) と、1992 年 7 月 17 日に発生した三陸沖地震 ($M_{JMA}6.9$) の地震後余効変動を同じ計測システムで記録していた東北大学宮古観測点における石英管伸縮計記録を用いて、その余効変動の特徴を抽出した。観測点分布を図 3-9-②-5 に示す。図 3-9-②-6 に宮古観測点における各イベント時における時系列を示す。当該観測点においては、伸縮計は 4 成分 (EXT1: $N78.38^\circ E$, EXT2: $N157.48^\circ E$, EXT3: $N78.47^\circ E$, EXT4: $N168.60^\circ E$) あるが、平均的な剪断ひずみとなるように変換を行ったものを使用した。得られた時系列に対して、すべり速度・状態依存摩擦構成則に基づく対数関数 ($u(t)=a\log(1+t/t_0)$) を当てはめ、その時定数をそれぞれの時系列において推定した。この時、2011 年イベントと比較を行うために、金華山における体積ひずみ計の記録に対しても同様の当てはめを行った。その結果、いずれの地震においても 1 日以下の短い時定数 (1989 年: 3.23 時間、1992 年: 1.33 時間、2011 年: 4.80 時間) が得られ、これらの余効変動では比較的短い時間に大きな地震後モーメント解放があったことが明らかになった。また、2011 年イベント発生から東北沖本震が発生するまでの時間は 51 時間であったが、同時間において観測されたひずみ変化と、地震時に観測されたステップの比 ($M_{\text{post}}/M_{\text{coseismic}}$) を見ると、1992 年イベントでは地震発生後 51 時間で、本震において観測された量の 150% の余効変動が観測されたことが明らかになった。他の 2 イベントも 30% 程度と比較的大きな値を

示すことが分かった。ここで挙げた3イベントは、いずれもプレート境界やや浅部(20km前後)で発生したものであるが、小繰り返し地震の解析においても、当該地域では他の領域と比較して、地震後の余効すべりの時定数が短い傾向(Uchida et al., 2004)が見られ、三陸沖の比較的プレート境界の浅い側におけるプレート境界の摩擦特性等の地域的な特徴を見ている可能性があることが明らかになった。

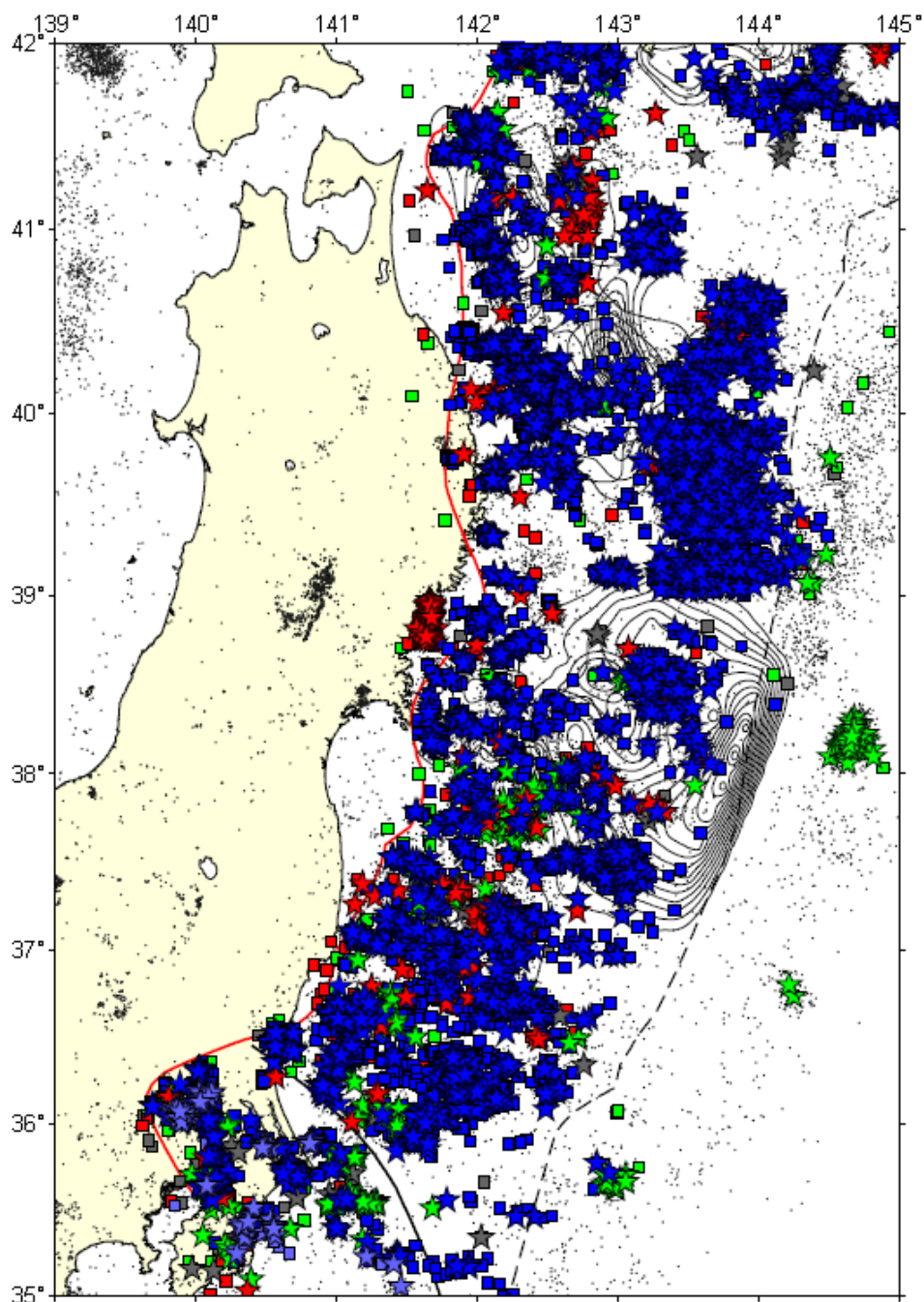


図 3-9-②-1 1984 年以降 2011 年東北地方太平洋沖地震発生前の日本海溝沿いにおける発震機構の空間分布(中村, 2013)。青:プレート境界地震、紫:フィリピン海プレートを下盤とするプレート境界地震、緑:正断層型地震、赤:プレート境界型以外の逆断層型地震、灰:横ずれ型地震を表す。

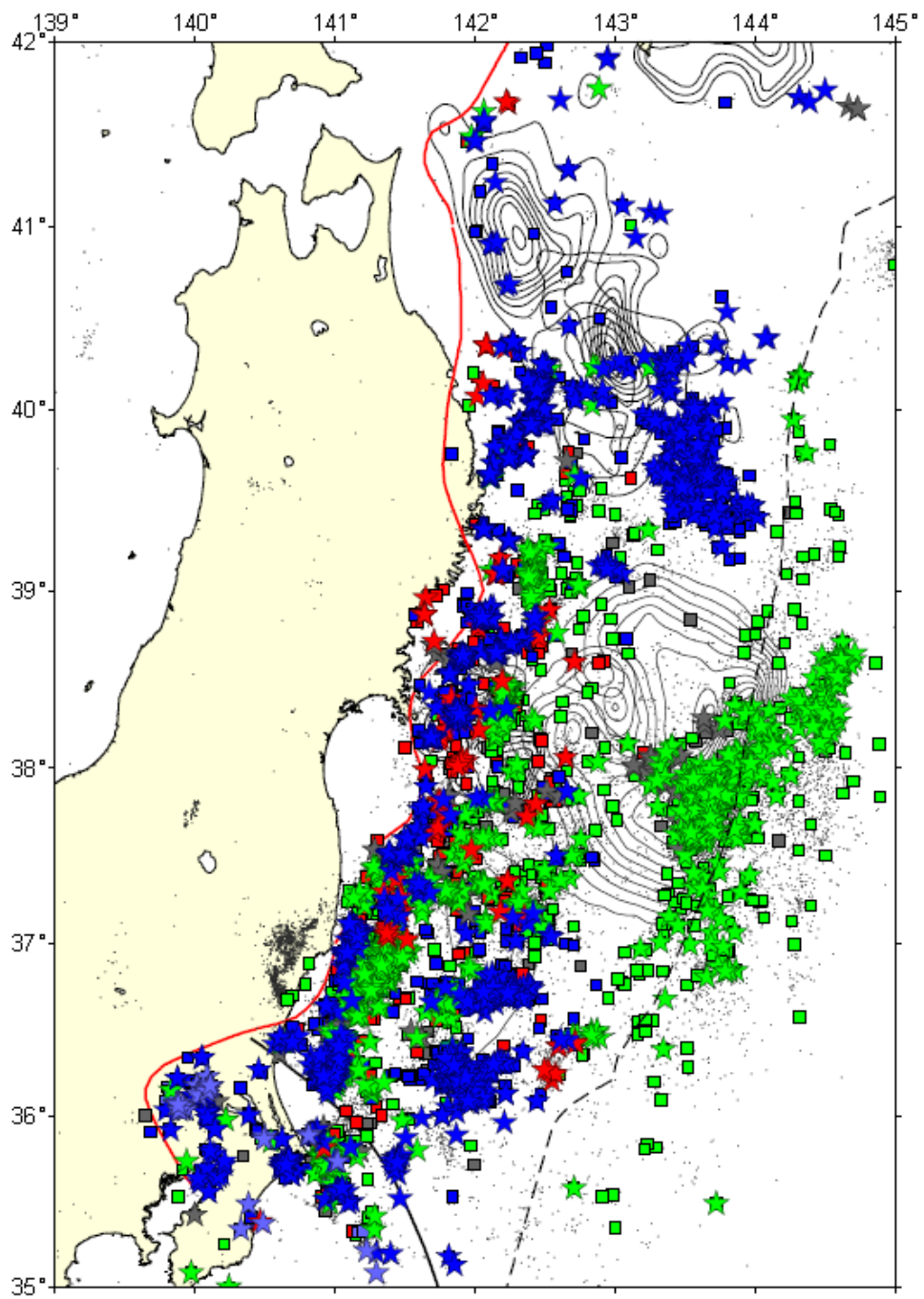


図 3-9-②-2 2011 年東北地方太平洋沖地震発生後、2012 年 12 月までの日本海溝沿いにおける発震機構の空間分布（中村, 2013）。

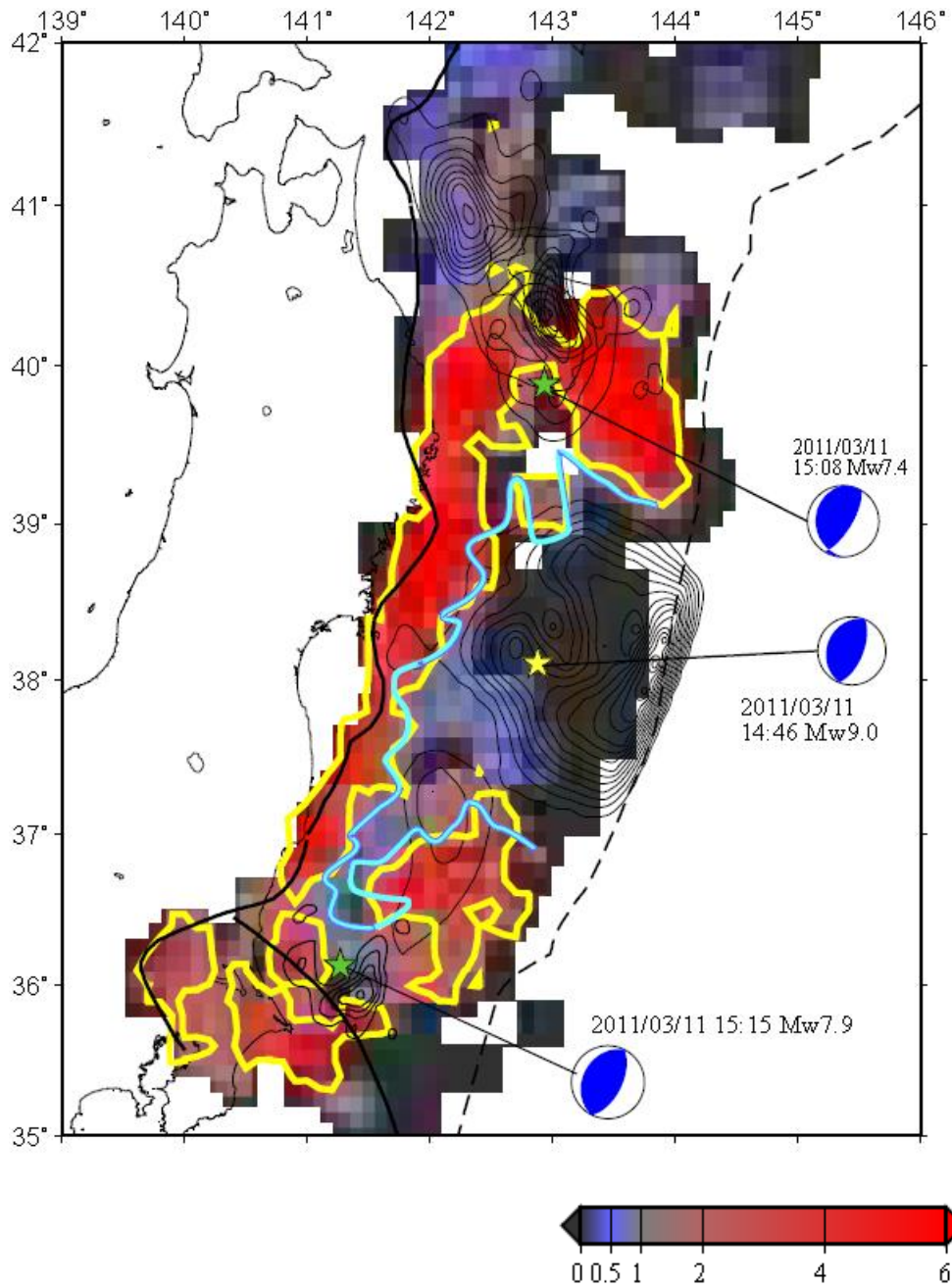


図 3-9-②-3 2011 年東北地方太平洋沖地震前後のプレート境界地震の発生レートの比（中村, 2013）。発生レート比が 2 となるところに黄線を引いた。水色線は Kato and Igarashi [2012] による余震活動から推定した東北地方太平洋沖地震の地震時すべり領域を表す。

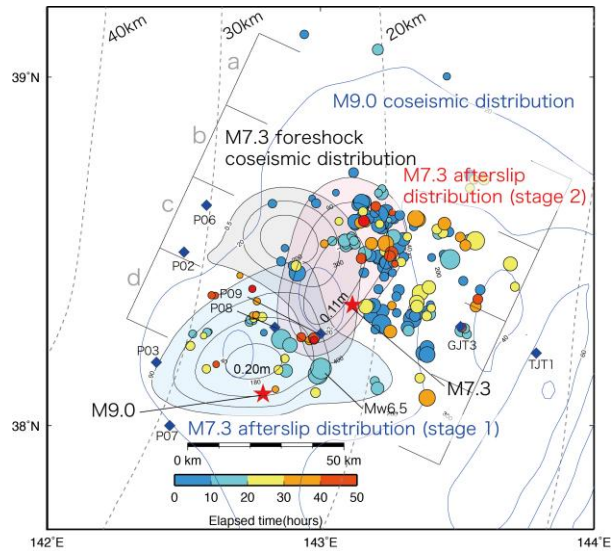


図 3-9-②-4 2011 年 3 月 9 日三陸沖地震 (2011 年東北地方太平洋沖地震の最大前震) の地震時すべりおよび地震後余効すべり分布。灰色で塗りつぶしたコンターが地震時すべりを示し、薄青色で塗りつぶしたコンターが前震発生から、前震の最大余震である M6.5 の地震までの余効すべり、桃色コンターが M6.5 の余震から東北地方太平洋沖地震本震までの余効すべりを示す。青色コンターは海陸測地データから推定された東北地方太平洋沖地震時の地震時すべり分布 (Inuma et al., 2012)。色付きの丸印は前震から本震の間の余震活動を、前震からの経過時間で色付けして示す。

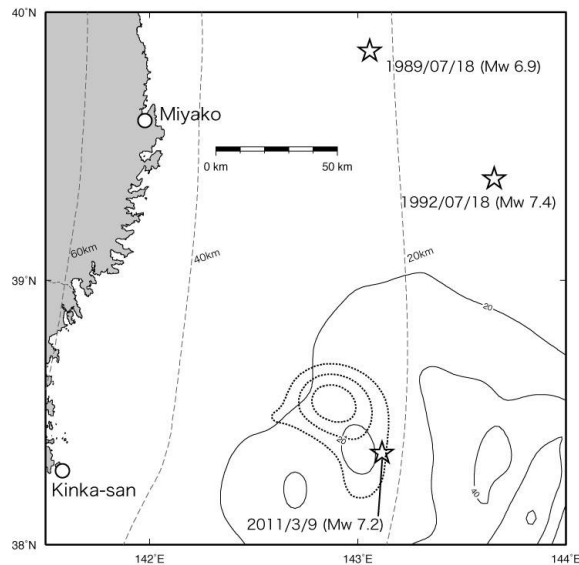


図 3-9-②-5 1989 年、1992 年、および 2011 年の各三陸沖地震の震央位置を示す。陸上の丸印は解析に用いた宮古観測点(4 成分伸縮計)および金華山観測点(体積ひずみ計)の位置を示す。図中の破線コンターは 2011 年三陸沖地震の地震時すべり分布 (Ohta et al., 2012)を、実線コンターは 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震時すべり分布 (Inuma et al., 2012)をそれぞれ示す。

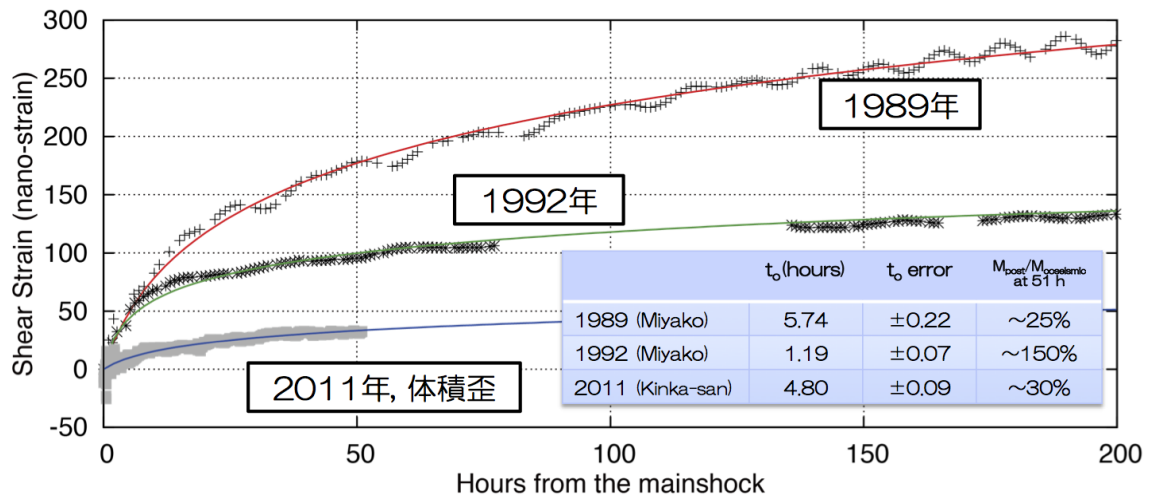


図 3-9-②-6 1989 年、1992 年、2011 年の各三陸沖イベントにおける地震後余効変動時系列を示す。各時系列にはすべり速度・状態依存摩擦構成則に基づく対数関数を当てはめ、得られた時定数(t_0)およびその推定誤差を図中の表に示した。また地震発生から 51 時間後時点におけるひずみ量と地震時に観測されたひずみ量の比も同表中に示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

平成 26 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。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。また、2011 年 3 月 9 日に発生した 2011 年東北地方太平洋沖地震前の最大前震について、その地震後余効変動の解析をより詳細に進め、最大前震の最大余震前後でその余効すべりパターンが変化したことを明らかにした。さらに同地域で過去に発生した 1989 年、1992 年の三陸沖地震について、伸縮計記録および体積ひずみ計記録を精査し、その地震後余効すべりが比較的短い時間に大きなモーメント解放をしたことを見出した。

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の整理は進みつつあり、今後も継続して諸情報の精緻な分析を継続する。一方で 2011 年東北地方太平洋沖地震に伴って、東北地方等の内陸では誘発地震等が発生している。プレート境界型地震発生後の内陸における地殻応答を知ることは、両者の相互作用を理解する上で極めて重要な課題である。こうした相互作用を考えることは、将来発生が予測されている南海トラフにおける巨大地震後の内陸における地震発生ポテンシャルを評価する上でも極めて重要であり、次年度以降、解析を進める必要があると考える。

(e) 引用文献

- 1) Kato, A., and T. Igarashi, Regional extent of the large coseismic slip zone of the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake delineated by on-fault aftershocks, Geophys. Res.

- Lett., 39, L15301, doi:10.1029/2012GL052220, 2012.
- 2) 中村航, テンプレート地震を用いた東北日本弧における発震機構の時空間変化の推定, 東北大学修士論文, pp.173, 2013.
 - 3) 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, & 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.
 - 4) 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.*, 35, 181-1990, doi:10.1007/s11001-013-9208-2, 2014.
 - 5) Iinuma, T., R. Hino, M. Kido, D. Inazu, Y. Osada, Y. Ito, M. Ohzono, H. Tsushima, S. Suzuki, H. Fujimoto, & 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.
 - 6) Ide, S., G. C. Beroza, D. R. Shelly, and T. Uchide, A scaling law for slow earthquakes., *Nature*, 447(7140), 76-9, doi:10.1038/nature05780, 2007.
 - 7) Uchida, N., A. Hasegawa, T. Matsuzawa, and T. Igarashi, Pre- and post-seismic slow slip on the plate boundary off Sanriku, NE Japan associated with three interplate earthquakes as estimated from small repeating earthquake data, *Tectonophysics*, 385, 1-15, 2004

③予測システムの検証・予測試行実験

(a) 業務の要約

豊後水道スロースリップイベントや 2011 年東北地方太平洋沖地震前後のゆっくりすべりに対する予測の試行実験に向けて、観測データのモニタリングと、シミュレーションデータベースの源となるモデルの構築を行った。モデル構築は、シミュレーションによるこれらの現象の再現性や、予測精度向上のための課題を把握するために、地震発生サイクルの数値シミュレーションを行った。南海トラフ地域で用いているものと同様の仮定に基づくモデルを用いて、日本海溝地域において昨年度に引き続きモデルの改良を行い、2011 年東北地方太平洋沖地震前後の観測を、定量的に再現できることが分かった。両地域のモデルにおける課題も明確になった。さらに、1854 年安政東海地震による駿河湾沿岸の地殻変動について既存研究を基にコンパイルした。このような過去の地震の地殻変動と比較するために、動的地震発生シミュレーション手法の高度化を行った。さらに、国内外の学会に参加し、2011 年東北地方太平洋沖地震前後の地殻変動やゆっくりすべりの観測事例、発生機構に関する海外の研究動向の情報収集を行った。

(b) 業務の実施方法

1) 地殻変動観測データベースのモニタリング

昨年度構築した観測データベースを引き続き最新データを加えて更新し、GEONETの地殻変動データの整理と可視化によるモニタリングを行う。

2) 日本海溝地域の地震発生サイクルシミュレーション

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を行い、プレート間固着強度の時空間ゆらぎの同化の模擬テストを行うために必要な、シミュレーションデータベースを構築する。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 (e.g., Rice, 1993)。準動的仮定に基づくプレートの相対運動に起因するすべりによって生じるせん断応力と、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、これまでよりも約3分の1小さい値を仮定した (Thomas et al., 2014)。摩擦パラメタ $A(=a\sigma)$ 、 $B(=b\sigma)$ 、 L (特徴的すべり量) について様々な空間分布を仮定して、フォワード計算を行った。モデル領域は、2011年東北地方太平洋沖地震前後を対象とした日本海溝地域 (宮城県沖-茨城県沖) である。

3) 1854年安政東海地震による駿河湾沿岸の地殻変動

過去の史料や既存研究を基にコンパイルする。

(c) 業務の成果

1) 地殻変動観測データベースのモニタリング

昨年度構築した地殻変動観測データベースのモニタリングを継続し、豊後水道スロースリップイベントが発生したことを早い段階で確認できた (図3-9-③-1)。

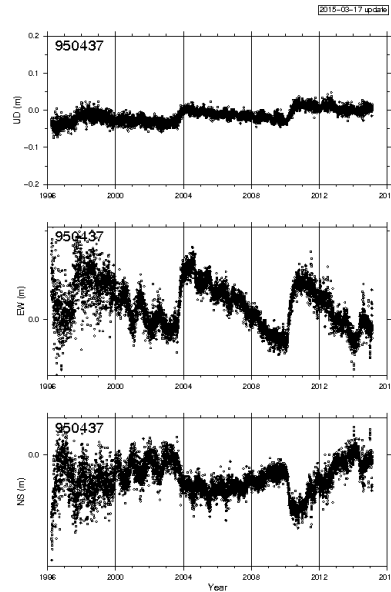


図 3-9-③-1 豊後水道周辺の GEONET 御荘観測点における上下動・東西・南北成分。2014 年の夏ごろから、それまでと反対方向（2003 年や 2010 年スロースリップイベント発生時と同じ方向）の変動が確認できる。

2) 日本海溝地域の地震発生サイクルシミュレーション

日本海溝地域について、図 3-9-③-2 に示した摩擦パラメータ分布を仮定して計算を行ったところ、M9 地震（本震）の 5.6 年前に宮城県沖地震（Mw7.2）が発生し、その後浅部でスロースリップイベントが発生し、そのすべりが伝播して、本震の 51 日前に Mw7.4 の地震（前震）が発生した。さらに、その余効すべりが伝播し、Mw9.1 の地震（本震）をトリガーする、というシナリオが得られた（図 3-9-③-3）。ダンプ係数をこれまでよりも小さくすることで、本震時の破壊伝播の速度が速くなり、本震時のすべりが宮城県沖深部へ伝播するのに要する時間が短くなり、より観測値に近づいた（図 3-9-③-4）。このシナリオは、本震前の宮城県沖地震の繰り返し、本震の規模や再来間隔、本震時の宮城県沖での挙動、宮城県沖深部における余効すべり量に関しては観測された事象を定量的に再現していると言える。しかし、スロースリップイベントの継続期間やすべり域、および前震と本震との時間差については、観測値との差がまだ大きい。また、茨城県沖浅部（モデル南東端）での余効すべり量がかかなり大きくなっており、観測と矛盾する。これは、茨城県沖や福島県沖で繰り返す M7 前後の地震をモデルに入れていないためであると思われる。このシナリオでは、M9 地震発生後、これまでの宮城県沖地震の繰り返し間隔よりも短い間隔で、次の宮城県沖地震が発生していた。さらに、複数のパラメータセットで同程度の再現性を示すシナリオが得られ、そのすべてで、本震後の宮城県沖地震発生に関して同様の傾向を示していた。

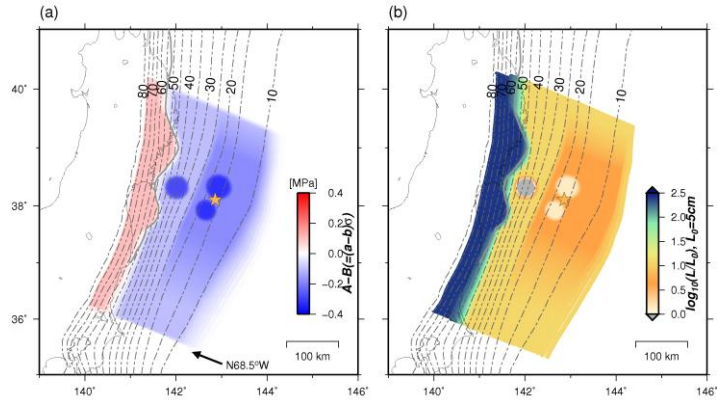


図 3-9-③-2 日本海溝地域のモデルで仮定した摩擦パラメータ分布。橙の星は 2011 年東北地方太平洋沖地震の震央を示す。

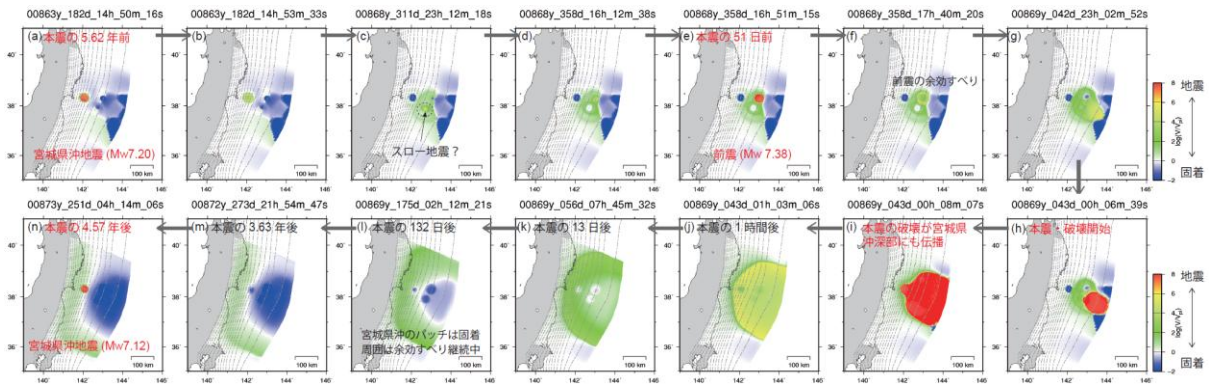


図 3-9-③-3 すべり速度分布のスナップショット。

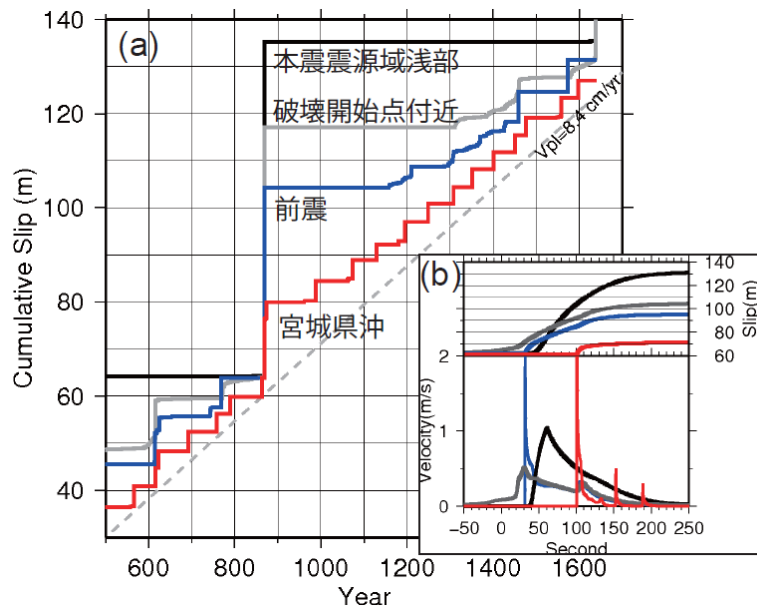


図 3-9-③-4 (a)累積すべりの時間変化。(b)本震時のすべり速度と累積すべりの時間変化。

3)1854年安政東海地震による駿河湾沿岸の地殻変動

歴代の東海・東南海地震の中でも、1854年安政東海地震は駿河湾奥まで破壊したことが知られている (Ishibashi, 1981; 相田, 1981)。同地震により駿河湾西岸が隆起したことが主な論拠となっている。例えば、明治26年～27年(1893年～1894年)に静岡県知事が東京大学総長宛に回答した安政東海地震の通信調査の報告書(羽鳥, 1976)に記録された、地震により海底が浅くなって船が入港できない、などといった海面を基準にした描写により、駿河湾西岸で0.9 m～3 m程度の隆起があったことが推定されている(石橋, 1984)。

ところで、駿河湾奥以北には富士川河口断層帯が存在し、安政東海地震時において同断層帯が活動したことが指摘されている(羽田野, 1977)。その理由の一つとして、静岡市清水区の蒲原地震山や富士市の松岡地震山(図3-9-③-5)が挙げられる(たとえば、大森, 1920; 羽田野, 1977)。これらの地域は陸域のため、海面に対する相対変動を用いた隆起量推定ができないが、蒲原地震山では周囲に比べ2～3 m地盤が高まっている(恒石・塩坂, 1981)。

ただし、『新収日本地震史料第5巻別巻5-1』(東京大学地震研究所, 1987)に所収された『富士市史 上』の中にある『乍恐以書付奉歎願上候』には「川ヨリ西側ハ木嶋村下ヨリ蒲原前迄惣テ高ク相成」という記録が残されている。恒石・塩坂(1981)が指摘したように、安政東海地震による隆起は地震山に代表される限定的な変形というよりはむしろ比較的広範囲で隆起が生じたと推定される。



図3-9-③-5 羽田野（1977）および恒石・塩坂（1981）を基にした蒲原地震山、松岡地震山、および木島の位置図。産業技術総合研究所活断層データベース（基図は地理院地図）に加筆。

(d) 結論ならびに今後の課題

地殻変動の観測データベースをモニタリングし、豊後水道のスロースリップイベント発生が現システムで確認できた。観測点同士の比較をしやすいするためにシステムの改善が必要である。シミュレーションデータベース構築に向けて、日本海溝地域において、地震発生サイクルの数値シミュレーションを行った。日本海溝地域については、2011年東北地方太平洋沖地震の前後に観測された、宮城県沖地震発生から本震に至る過程が、複数のパラメタセットで定量的に再現できた。その結果、次の宮城県沖地震が、これまでの再来間隔よりも短い間隔で起きる可能性を示唆していた。福島県沖・茨城県沖で発生している M7 前後の地震もモデルに入れて、余効すべり分布を観測に近づけることが、予測精度の向上に向けた今後の課題である。また、観測に基づく知見と整合するモデルを得るために、パラメタ探索範囲を広げて、摩擦パラメタのチューニングを行うことが必要である。1854年安政東海地震については、過去の史料や富士川の洪水に関する記録を調査することで、隆起の範囲や隆起量をより具体的に推定できないか検討する予定である。また、このような地殻変動量を再現するような震源断層モデルを検討する。

(e) 引用文献

- 1) Dieterich, J. H., Modeling of rock friction, 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84, B5, 2161-2168, 1979.
- 2) 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.
- 3) Rice, J. R., Spatio-temporal complexity of slip on a fault, *J. Geophys. Res.*, 98 (B6), 9885-9907, 1993.
- 4) Ruina, A., Slip instability and state variable friction laws, *J. Geophys. Res.* 88(B12), 10359-10370, 1983.
- 5) Thomas, M. Y., N. Lapusta, H. Noda, and J.-P. Avouac, Quasi-dynamic versus fully dynamic simulations of earthquakes and aseismic slip with and without enhanced coseismic weakening, *J. Geophys. Res.* 19, 1986–2004, doi:10.1002/2013JB010615, 2014.
- 6) 相田 勇, 東海道沖におこった歴史津波の数値実験, 東京大学地震研究所彙報, 56, 367-390, 1981.
- 7) 羽田野誠一, 大宮・入山瀬断層と蒲原地震山の読図と判読, 地図, 15, 40-41, 1977.
- 8) 羽鳥徳太郎, 安政地震 (1854 年 12 月 23 日) における東海地方の津波・地殻変動の記録—明治 25 年静岡県下 26 カ町村役場の地震報告から—, 東京大学地震研究所彙報, 51, 13-28, 1976.
- 9) Ishibashi, K., Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, *Earthquake prediction – An interenational review, Maurice Ewing Series 4*, 297-332, 1981.
- 10) 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.
- 11) 大森房吉, 本邦大地震概表, 震災予防調査会報告, 88, 乙, 1-61, 1920.
- 12) 恒石幸正, 塩坂邦雄, 富士川断層と東海地震, 応用地質, 22, 52-66, 1981.
- 13) 東京大学地震研究所, 新収日本地震史料, 5 別巻 5-1, pp. 1438, 1987.

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) 余効すべりのデータ同化手法の開発

平成 25 年度に引き続き、Miyazaki et al. (2004) による 2003 年十勝沖地震の余効すべり速度をデータとして、平成 25 年度に開発したアジョイント法により、余効すべり域における摩擦パラメータ分布および初期値を推定し、速度・状態依存の摩擦則および発展則としてスローネス則 (Dieterich,1979) を仮定した場合の摩擦パラメータ、A-B、A、L は 10kPa、10kPa、10mm のオーダー値を得た。

(2) 粘弾性緩和を考慮した余効すべり推定手法の開発

弾性応答のみならず粘弾性緩和を考慮した粘弾性すべり応答関数を用いた、地震時すべりおよび余効すべりを推定する手法を開発し、2011 年東北地方太平洋沖地震時お

よび地震後 2 年半の間に得られた海陸 GPS 時系列データに適用し、地震時および 2.5 年の間の余効すべりを推定した (Yamagiwa et al., 2015)。

(3) 八重山スロースリップのデータ同化

平成 25 年度に引き続き、南西諸島八重山地域で繰り返し発生しているスロースリップ域での摩擦パラメータのデータ同化手法開発を行なった。今年度は、特に、アンサンブルカルマンフィルタを用いて逐次データ同化する手法の開発を行った。具体的には、速度・状態依存の摩擦則に基づく、スロースリップ発生モデルから模擬すべり速度データを作成し、摩擦パラメータの推定実験を行った。

(4) GNSS(GPS)によるスロースリップイベント (SSE) 検出手法の開発

AIC を用いて GPS の時系列データのオフセットを自動検出し、スロースリップイベント (SSE) を検出する手法 (Nishimura et al., 2013) を用いて、南西諸島における短期的 SSE の検出を行った (Nishimura, 2014)。

(b) 業務の実施方法

(1) 余効すべりのデータ同化手法の開発

2003 年十勝沖地震の GPS 余効変動データから推定された震源周辺域における余効すべり速度 (Miyazaki et al., 2004) をデータとして、平成 25 年度に報告したアジョイント法によるデータ同化により、摩擦パラメータを推定した。その際、余効すべり域の分割方法を少し変え、9 領域に分割した(図 3-9-④-1)。各領域では摩擦パラメータが一定として、各領域における速度・状態依存の摩擦パラメータ A-B、A、L を推定した。

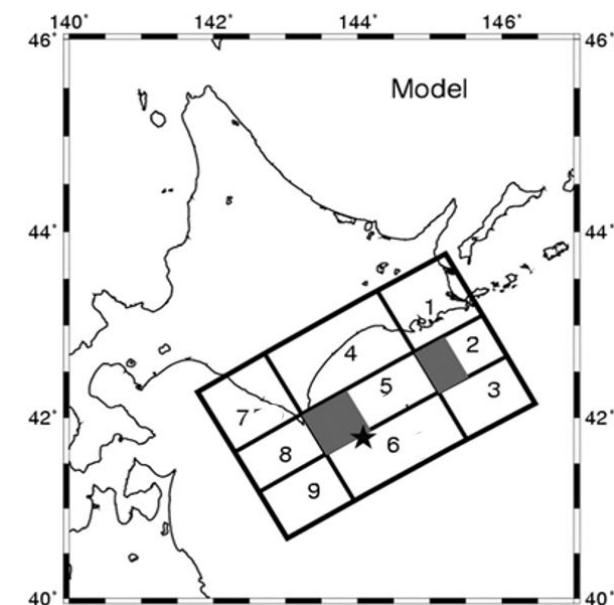


図 3-9-④-1 2003 年十勝沖地震余効すべり域の領域分割 (1-9)。2つの灰色の矩形領域は 2003 年十勝沖地震の地震時すべり域、および 2004 年釧路沖地震地震時

すべり域を示す。星印は 2003 年十勝沖地震の震央を表す。

(2) 粘弾性緩和を考慮した余効すべり推定手法の開発

間隙流体の移動による変動を無視すると、地震時および地震後の余効変動は、地震時すべりおよび余効すべりへの弾性応答に加え、地震時および余効すべりへの粘弾性緩和により表される。地表 \mathbf{x} での時刻 t における地震時・余効変動 i 成分 d_i は、粘弾性すべり応答関数と断層でのすべり速度の履歴積分

$$d_i(\mathbf{x}, t) = \int_{-\infty}^t \int_F G_{ij}(\mathbf{x} - \boldsymbol{\zeta}, t - \tau) v_j(\boldsymbol{\zeta}, \tau) d\boldsymbol{\zeta} d\tau \quad (1)$$

の形で表される（例えば、Fukahata and Matsu'ura (2006)）。ここで、 G_{ij} は震源域 $\boldsymbol{\zeta}$ における j 方向の単位すべりによる地表 \mathbf{x} での変位 i 成分を表し、すべり応答関数と呼ばれる。また v_j は震源域 $\boldsymbol{\zeta}$ におけるすべり速度の j 成分、 F は震源域にわたる積分領域を表す。この震源領域 F を小断層に分割、式 (1) の面積分を離散化し、各小断層域での地震時および余効すべりを地表地殻変動データから最小二乗法を用いて推定する。この際、空間的滑らかさを導入して、ABIC を用いて安定した解を得る、粘弾性緩和を考慮した地震時すべりおよび余効すべりの推定手法の開発を行なった。多くの解析では、余効変動から地震時すべりによる粘弾性緩和を差し引き、弾性解析を行って余効すべりを求めているが、本解析では式 (1) に従う観測方程式を用い、余効すべりによる粘弾性緩和も考慮されているのが特徴である。

粘弾性すべり応答関数は、弾性・マックスウェル粘弾性の 2 成層構造モデルを仮定し、Fukahata and Matsu'ura (2006) のコードにより計算を行った。この際、弾性層は厚さ 50km、剛性率 30GPa、粘弾性層の剛性率 90GPa、粘性率 $9.0 \times 10^{18} \text{Pa} \cdot \text{s}$ の値を用いている。データは、陸域 GPS 観測および海域における GPS/音響観測により得られた、地震時変位と 2011 年 3 月 30 日～2013 年 9 月 10 日までの地震後 2.5 年間の時系列データである。図 3-9-④-2 に余効変動データ（水平・上下動）分布を示す。陸域では地震時変動と同じ東向きの変動が見られるのに対し、大きな地震時すべりが観測された直上の海域 GPS/音響観測点 KAMS、MYGI では逆の西向き余効変動が見られる。

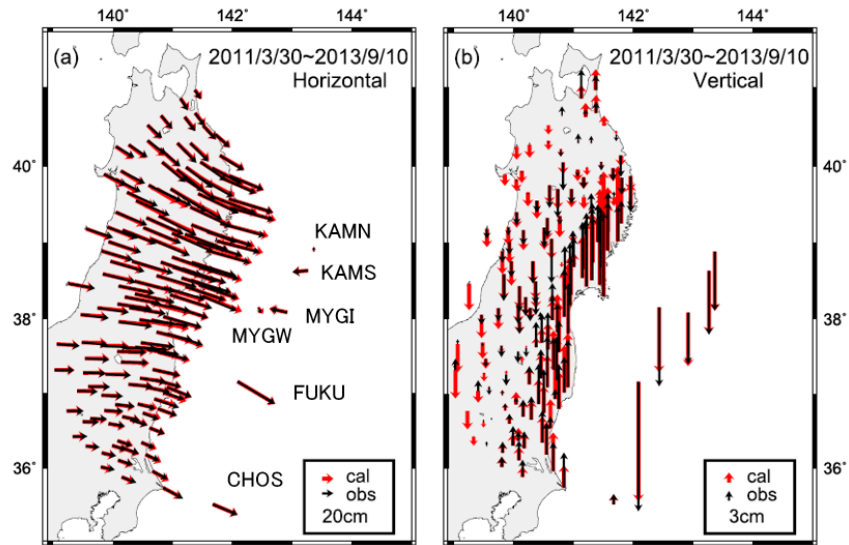


図 3-9-④-2 陸域 GPS 観測、海域 GPS/音響観測により得られた 2011 年 3 月 30 日～2013 年 9 月 10 日までの余効変動分布。左図は水平、右図は上下変動を示す。黒いベクトルは観測値、赤いベクトルは、推定されたモデルでの計算値を示す。KAMN～CHOS は海域における観測点名を表す。

(3) 八重山スロースリップのデータ同化

まず、平成 25 年度に作成した、摩擦パラメータモデル (図 3-9-④-3 左図: 100x80km の矩形領域で、摩擦パラメータ $A=50\text{kPa}$ 、 $L=2.5\text{mm}$ とし、その中の半径約 30km の円形パッチの内部で $B=57.5\text{KPa}$ とし、 $A \cdot B < 0$ の速度弱化摩擦特性で条件付安定すべり特性を与え、外側は $B=44\text{kPa}$ とし速度強化摩擦特性とした)、観測されているように約半年で繰り返しているスロースリップ (図 3-9-④-3 右図) を計算し、模擬観測データを作成した。具体的には、この摩擦パラメータおよびある状態変数およびすべり速度の初期値から計算されるモデル領域内の各セル内でのすべり速度に 1% の誤差を加え模擬観測値時系列とした。この模擬観測値をデータとして、逐次データ同化手法の一つであるアンサンブルカルマンフィルタ (例えば、中村 (2011) 参照) により、摩擦パラメータおよび初期値が設定した値に求まるかどうか検討した。

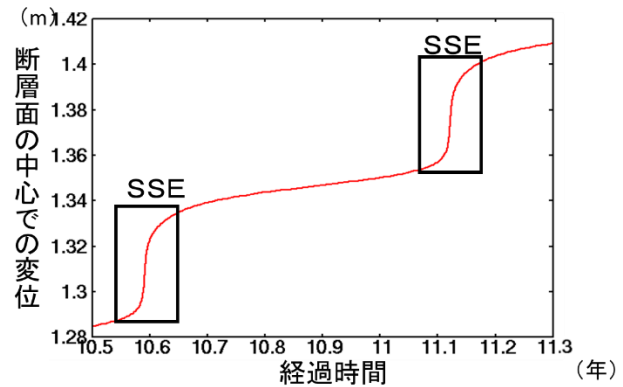
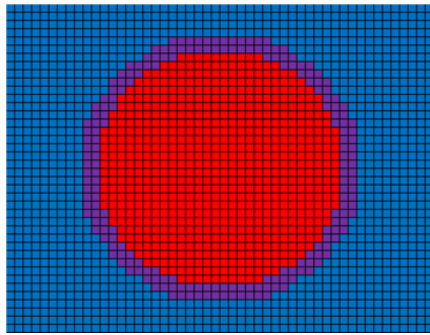


図 3-9-④-3 八重山スロースリップの摩擦モデル（左図）と計算された断層中心での変位の時間変動（右図）。右図で赤は速度弱化 ($A-B < 0$)、青は速度強化 ($A-B > 0$) 域を表す。矩形領域は $100 \times 80 \text{ km}$ のサイズ、各小断層セルは $2 \times 2 \text{ km}$ のサイズを持つ。

(4) GNSS(GPS)によるスロースリップイベント (SSE) 検出手法の開発

AIC を用いて GPS の時系列データのオフセットを自動検出し、スロースリップイベント (SSE) を検出する手法 (Nishimura et al., 2013) を用いて、南西諸島に展開されている GPS 観測点で期間 1997 年 1 月～2013 年 11 月の間に得られたデータを解析して、短期的 SSE の検出を試みた。

(c) 業務の成果

(1) 余効すべりのデータ同化手法の開発

図 3-9-④-4 に地震後 3 日毎の断層域での余効すべりの時間発展を比較して示す。上図は、Miyazaki et al. (2004) により推定された余効すべり速度分布を示し、本研究で観測値としたものである。中図は、アジョイント法で推定するとき、ある程度真値に近い適当な初期値および摩擦パラメータ値（これを背景値と呼ぶ）を必要とし、フォーワード計算で予め見当をつけておく必要があり、下図のアジョイント法で求める際に用いた初期値および背景値により求められた余効すべりの時間発展を示す。やや上図と異なっている。下図は、中図での初期値および背景値を用いて、アジョイント法により推定された初期値および摩擦パラメータで計算される余効すべりで上図に近づいていることが分かる。

上に述べたように、アジョイント法ではある初期値および背景値を元に時間発展させてデータと比較して、最初に用いた初期値と背景値を更新する手法であるが、パラメータ推定の解像度を図る目安がない。そこで、図 3-9-④-5 に $A-B$ 、 A 、 L の 3 つの摩擦パラメータのうち 2 つを求めた値に固定し、一つのパラメータを動かしたときに、最小化すべきコスト関数がどのように変動するかを表した図を示す。 $A-B$ 、 A 、 L の値は およそ、 10 kPa 、 10 kPa 、 10 mm のオーダーの値にあることが分かる。

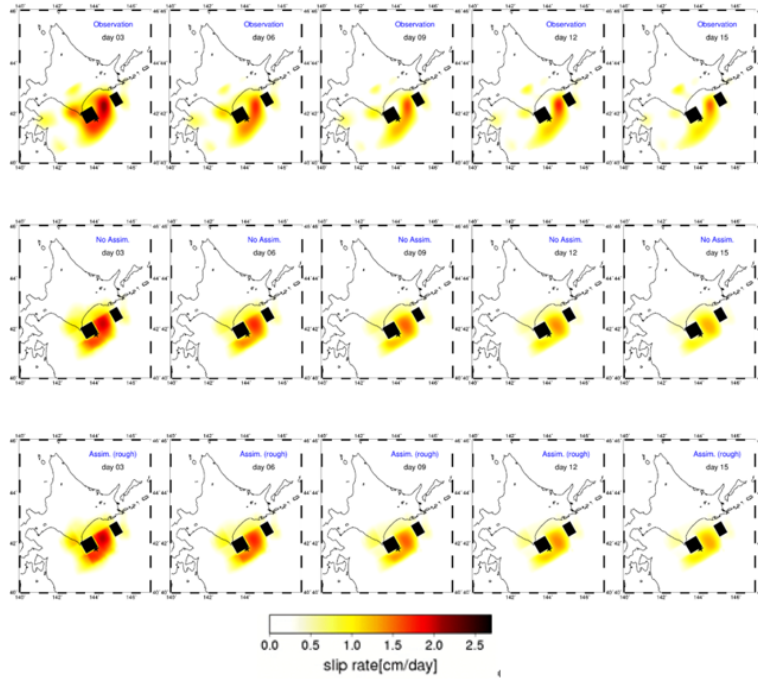


図 3-9-④-4 地震後 3 日間毎の余効すべりの時間発展の比較。上図：観測値 (Miyazaki et al. (2004) による)。中図：ある初期値および背景値を用いた場合の余効すべり。下図：中図の初期値および背景値からアジョイント法を用いて推定した初期値および摩擦パラメータによる余効すべり。

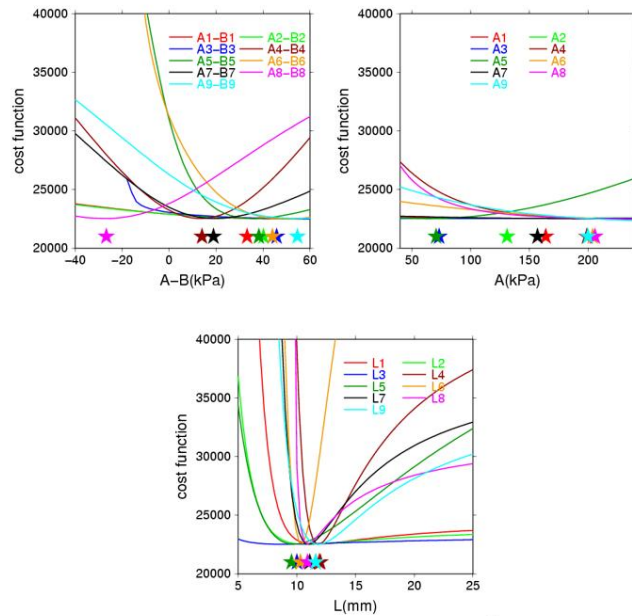


図 3-9-④-5 領域 1-9 の摩擦パラメータ A-B、A、L のうち 2 つを求めた推定値に固定して一つのパラメータを変えたときに最小化するコスト関数の値の変動を表す図。星印の位置は各色に対応する領域の摩擦パラメータについてコスト関数が最小値となる推定値を示す。

(2) 粘弾性緩和を考慮した余効すべり推定手法の開発

図 3-9-④-6 に、推定された地震時すべりおよび地震後 2.5 年間の余効すべり分布を示す。余効すべりは地震時すべりの大きな領域の周辺で発生しており、相補的な分布となっている。図 3-9-④-6 のすべりは逆断層成分を正で表しており、余効すべりは地震時すべりと同じ逆断層すべりを示している。粘弾性緩和による変動を理解するために、図 3-9-④-7 に海底観測点 MYGI、MYGW を通る東西断面における地震時変動および地震後 2.5 年間における余効変動を示す。このように、地震時変動により粘弾性層に大きな下向きおよび西向き変動が生じ、MYGW 観測点では西向き変動をしていることが分かる。

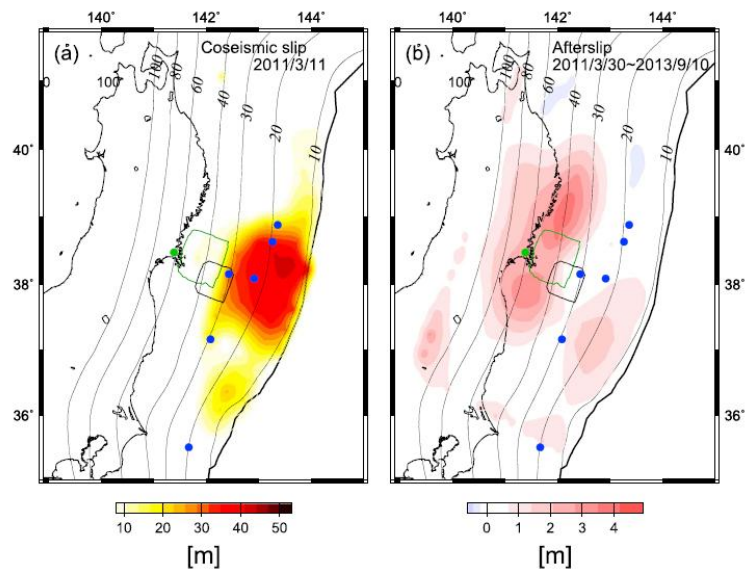


図 3-9-④-6 2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)の推定した地震時すべり (左図) と 2011 年 3 月 30 日~2013 年 9 月 10 日の間の推定余効すべり分布 (右図) (Yamagiwa et al., 2015)。青丸印は、海底 GPS/音響観測点を、コンターは沈む込む太平洋プレート境界面深さを表している。

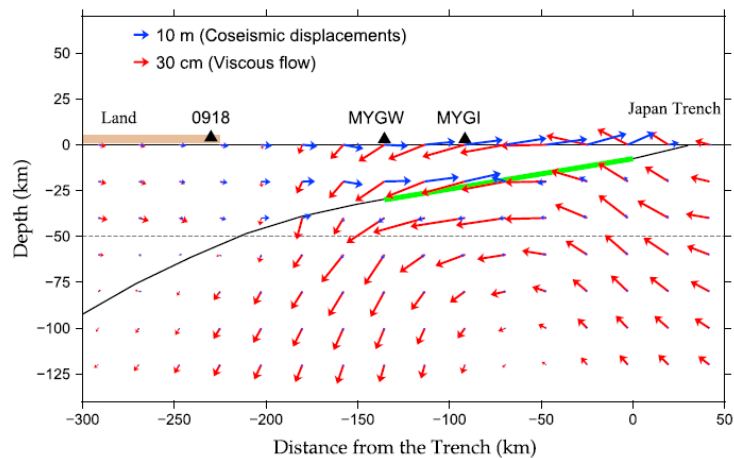


図 3-9-④-7 MYGI、MYGW を通る東西断面における地震時 (青ベクトル) および 2.5 年間の余効変動 (赤ベクトル) 分布。曲線は太平洋プレート境界面、緑は地震時すべりの大きな領域を表す。

(3) 八重山スロースリップのデータ同化

表 3-9-④-1 に、内外の A、B、L の背景値、真値、アンサンブルカルマンフィルタで推定された値を示す。図 3-9-④-8 上図には、時間ステップ毎に更新されていく、内外の摩擦パラメータ解析値の変動を示す。図 3-9-④-8 下図には、モデル中心におけるすべり速度の時系列で、24 時間毎にデータとした観測値（緑点）と更新解析値（赤線）を示す。スロースリップのすべり速度が速くなり始めるタイミング以降で、摩擦パラメータが大きく更新されていく様子が見える。

表 3-9-④-1 摩擦パラメータ値

	背景値	真値	解析値
A(kPa)	52.0	50.0	50.1
B(kPa)(外)	40.0	44.0	41.3
B(kPa)(内)	60.0	57.5	58.8
L(mm)	3.0	2.5	2.71

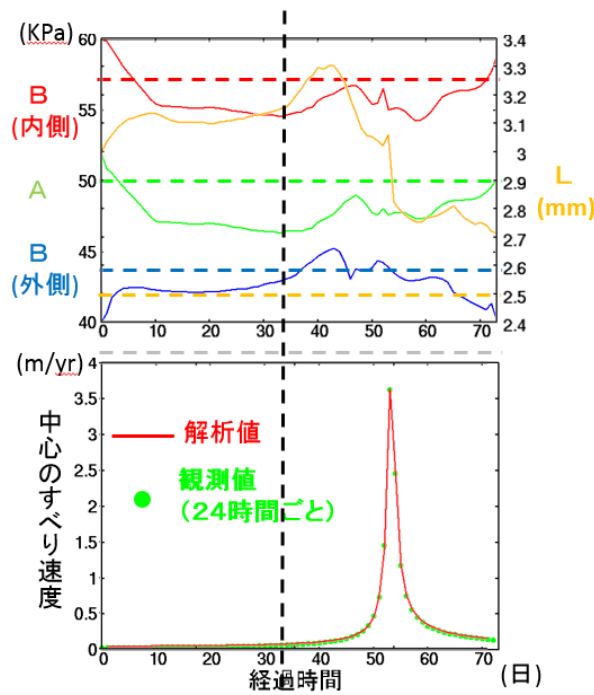


図 3-9-④-8 上図：内外の摩擦パラメータ A、B、L 時間ステップ毎に更新される時系列。実線が更新値、点線はモデルで与えた値（真値）を示す。下図：モデル中心におけるすべり速度の時系列。緑点は、24 時間毎にデータとした観測値、赤線は、更新解析値を示す。

(4) GNSS(GPS)によるスロースリップイベント (SSE) 検出手法の開発

GPS データの解析により、琉球海溝に沿う南西諸島域では、約 17 年間 (1997 年 1 月～2013 年 11 月) にマグニチュード 5.6～6.8 の SSE がおよそ 93～130 個検出された。

図3-9-④-9に、検出された短期的SSE断層モデル、累積すべり量、SSE数を示す。検出されたSSEは様々な繰り返し間隔、マグニチュード、継続時間を持ち、低周波地震や、低周波微動を伴わないのが特徴と言える。SSEの分布および発生数は不均質で、ほとんど深さ10~60kmで発生している。南海トラフ沿いでは深さ20km以浅の浅いSSEは全く検出されていないのに対し、琉球弧ではSSEがしばしば浅い場所で検出されている。これは、浅い部分の固着状態の違いを表していると考えられる。深さ20~40kmで発生する短期的SSEは四国西部から豊後水道を経て九州中部まで発生しているが、九州-パラオ海嶺が沈み込む辺りで見られなくなる。この四国西部から九州中部で発生する短期的SSEは低周波地震や低周波微動を伴うが、これは琉球弧とは異なる特徴である。

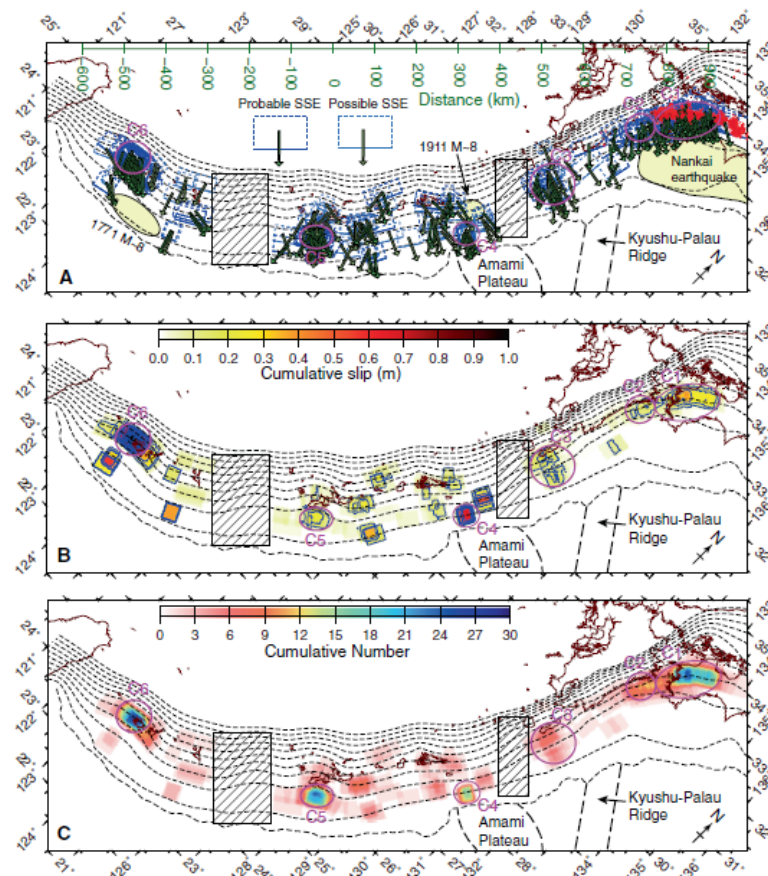


図3-9-④-9 約17年間の間に南西諸島で検出された短期的SSE断層モデル(Nishimura, 2014)。ハッチをつけた矩形領域は使用できるデータが少ないので解析領域から外している。(A) 推定したSSEの断層モデル 破線の矩形は推定断層(実線は断層上端)を示し、緑色ベクトルは推定したすべりを示す。黄色領域は、過去および将来発生する地震の震源域を示す。(B) 短期的SSEによる累積すべり量 青線は10cm間隔での累積すべり量を表すコンターである。(C) 短期的SSEの検出数。

- (d) 結論ならびに今後の課題
 (1) 余効すべりのデータ同化手法の開発

2003 年十勝沖地震の余効変動観測データから断層域でのすべり速度を推定した余効すべり速度 (Miyazaki et al., 2004) を観測値データとして、速度・状態依存の摩擦則に従う、余効すべりの時間発展を拘束条件に、アジョイント法により、領域分割された各震源域における初期すべり速度・状態変数および摩擦パラメータ A-B、A、L の値を推定した。

これまでの双子実験から、摩擦パラメータの決定には、余効すべりデータに加速および減速フェイズが含まれている必要があることが分かっているが、現状のデータでは加速フェイズが含まれていないものが多い。地震直後のデータを含める工夫や、領域を細分化して分解能を上げる工夫が必要であろう。

(2) 粘弾性緩和を考慮した余効すべり推定手法の開発

粘弾性緩和を考慮した、地震時および余効すべりを推定する手法を開発した。弾性・粘弾性層から成る 2 成層構造モデルですべり応答関数を作成し、2011 年東北地方太平洋沖地震(Mw9.0)の地震時および 2.5 年間の余効すべりの時間発展を推定した。推定された地震時および余効すべり分布は相補的となり住み分けていることが分かった。

現状では、地震時すべりは、地震時変位データのみを用いて推定しており、海域の観測は地震後約 20 日になされており、海域における地震時変位データは外挿している。式 (1) に従って、地震時と余効すべりの同時推定を行う必要がある。また、3 次元粘弾性構造モデルによるすべり応答関数を用いた逆解析を考える必要がある。

(3) 八重山スロースリップのデータ同化

八重山スロースリップを再現する摩擦モデルを作成し、断層面上でのすべり発展を計算しノイズを加えて、模擬すべり観測データを計算し、これをデータとして、逐次データ同化の一手法であるアンサンブルカルマンフィルタを用いて、摩擦パラメータの推定実験を行った。スロースリップ発生時に摩擦パラメータ解析値の大きな更新がなされることが分かった。まだ自由度が低いモデルであるが、多自由度のモデルを扱えるように、階層型行列法の適用を図りサイクル計算の省メモリ化・高速化工夫が必要であろう。

(4) GNSS(GPS)によるスロースリップイベント (SSE) 検出手法の開発

GNSS (GPS) データの解析により、南西諸島における SSE の検出を行った。四国西部から九州中部にかけての南海トラフ沿いでは深さ 20km より浅部では SSE が発生していないが、南西諸島では深さ 10~60km の範囲で発生していることが分かり、浅部の固着状態に違いがあることが分かった。このように本手法は、南海トラフと琉球海溝におけるプレートの固着状態および巨大地震発生の可能性を探る上で、非常に有効な手法である。今後も継続して SSE 発生状態をモニタリングしていく必要がある。高密度 GPS 観測網が必要であるが、今後は海外の沈み込み帯でのデータ解析が可能かもしれない。

(e) 引用文献

- 1) Dieterich, J. H., Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84, 2161-2168, 1979.
- 2) 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, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.02921.x, 2006.
- 3) Miyazaki, S., P. Segall, J. Fukuda, and T. Kato, Space time distribution of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake: Implications for variations in fault zone frictional properties, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L06623, doi:10.1029/2003 GL019410, 2004.
- 4) 中村和幸、データ同化入門（樋口知之編）、5章アンサンブルカルマンフィルタ、pp.78-100、朝倉書店、2011.
- 5) Nishimura, T., Short-term slow slip events along the Ryukyu Trench, southwestern Japan, observed by continuous GNSS, *Progress in Earth and Planetary Science*, 1.1, 1-13, 2014.
- 6) Nishimura, T., Matsuzawa, T., and Obara, K., Detection of short-term slow slip events along the Nankai Trough, southwest Japan, using GNSS data. *J. Geophys. Res.*, 118, 3112-3125, 2013.
- 7) Yamagiwa, S., S. Miyazaki, K. Hirahara, and Y. Fukahata, Afterslip and viscoelastic relaxation following the 2011 Tohoku-oki earthquake (Mw9.0) inferred from inland GPS and seafloor GPS/Acoustic data, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 66-73, doi:10.1002/2014GL061735, 2015

(3) 平成 27 年度業務計画案

西南日本のプレート間カップリングの時空間変化を推定する手法の高度化のために、3次元有限要素法を用いた Green 関数の構築を行う。この Green 関数を用いて、プレート間カップリングの時空間変化を推定する。また、横当島での GNSS 観測を継続することで、奄美大島近郊の海溝軸に直交する地殻変動プロファイルを明らかにし、水準測定の測量結果を説明可能な地殻変動モデルを構築することで、奄美大島近郊のプレート間カップリングの推定を行う。

平成 26 年度に引き続き、東北地方の海陸地殻変動観測のデータを用いて、2011 年東北地方太平洋沖地震の発生前後に起こった、プレート間固着強度の時空間ゆらぎ（余効すべりを含むゆっくりすべりイベント、前震活動、余震活動）や内陸における地殻応答等に関する観測データの整理を進める。さらに観測データをシミュレーションデータベースと比較し、データ同化実験に取り込むための手法開発を継続する。さらに、ゆっくりすべりの観測事例や発生機構に関する海外の研究動向の情報収集を実施する。

引き続き、余効すべり・スロースリップのデータ同化手法開発を継続し、2003 年十勝沖地震および 2011 年東北地方太平洋沖地震の余効すべりおよび八重山・豊後水道スロースリップをデータとして摩擦パラメータを推定する手法を開発する。

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
東京大学情報学環 総合防災情報センター	教授 特任助教	古村孝志 原田智也
東京大学地震研究所 巨大地震津波災害予測研究センター	准教授	市村強
京都大学 大学院理学研究科	教授	平原和朗
名古屋大学大学院 環境学研究科	准教授	橋本千尋
独立行政法人防災科学技術研究所	総括主任研究員	福山英一
独立行政法人海洋研究開発機構	主任研究員	堀高峰
独立行政法人産業技術総合研究所	研究員	安藤亮輔
京都大学 防災研究所	教授 准教授 助教	岩田知孝 関口春子 浅野公之
東北大学 災害科学国際研究所	教授 助教	今村文彦 今井健太郎
関西大学 社会安全学部	教授	高橋智幸

(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。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評価も行う。

(d) 8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3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:

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。高精度化・広帯域化した強震動・津波シミュレーションと、震度・地殻変動・津波データにより南海トラフの過去地震の震源過程を再評価するとともに、その結果を考慮した応力・強度分布推定結果にもとづく地震発生サイクルシミュレーションを行い、連動の多様性を含む地震発生シナリオを提案する。上記結果等を用いて南海トラフ地震の震源モデルのレシピ化を行い、平均及び最大クラスの震源モデルを明確化する。トラフ軸付近での地震発生域調査観測研究の結果を用いて、津波地震の発生と超巨大地震化可能性について、発生間隔（確率）を含めた現実的なハザード評価を行う。

平成 29～30 年度:

南西諸島海溝から南海トラフまでの3次元プレートモデルを構築して日本列島広域構造モデルを完成させるとともに、南西諸島海溝の巨大地震の震源モデルを構築する。また、本地域での観測データと強震動・津波シミュレーションに基づき地震津波ハザードを評価する。また、他課題の成果や本研究が提供するシナリオに対するフィードバックに基づいて地震発生シナリオを改訂する。粘弾性を考慮した構造モデルでのデータ同化手法を開発する。

平成 31～32 年度:

本研究により整備された地下構造モデルとシナリオに基づき、南海トラフ地震および西南諸島海溝地震による全国の地震津波ハザード評価を行う。南海トラフ地震と相模トラフ、日本海溝の地震との巨大連動や、西南諸島海溝地震との巨大連動の可能性と、これによる強震動と津波のハザード評価を行う。

(e) 平成 26 年度業務目的

平成 25 年度に引き続き、日本列島広域構造モデルの開発を進め、データに整合するようパラメータを推定する。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する。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継続

開発する。プレート形状と3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と広帯域化に向けた、シミュレーションモデルの改良を行う。

(2) 平成 26 年度成果

①日本列島粘弾性モデル構築とその応用

(a) 業務の要約

震源シナリオ研究の高度化へ向けて、以下の研究を行った。i) 日本列島規模の大規模地殻・マントル構造モデルにおける弾性・粘弾性応答を解析できるように、昨年度開発した有限要素法コードを拡張した。ii) 既往研究成果を踏まえ、日本列島の3次元的不均質な地殻・マントル構造を考慮した日本列島広域3次元不均質構造1次モデルを構築した。これらを用いて、沈み込み帯における巨大地震に対する広域3次元不均質構造1次モデルの弾性・粘弾性地殻変動解析を行った。

(b) 業務の実施方法

本年度の業務の成果を、(a) 業務の要約に示した 1) 及び 2) にあわせて示す。

1) 大規模地殻・マントル構造モデルにおける弾性・粘弾性応答解析手法の構築

海溝型巨大地震の地震後地殻変動は、アセノスフェアの粘弾性緩和に大きく影響を受けると考えられている。たとえば、東北地方太平洋沖地震後3年間の、本震震源域における海底地殻変動の観測結果は、粘弾性緩和の影響の存在を示唆している。いくつかの研究において、解析的なモデルや3次元有限要素法などを使って、粘弾性を考慮した地震後地殻変動のシミュレーションが行われてきた。一方、蓄積されてきた地殻・マントルの形状や物性のデータを用いて現実に近い地殻・マントル構造モデルを構築し、これを用いた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、計算コストの観点から難しいとされてきた(有限要素モデルの自由度のオーダーが 10^9 - 10^{10} となるため)。そこで、まず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、地殻・マントルの形状や物性のデータを詳細に再現した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を構築した。

弾性・粘弾性応答解析において、解析コストの大半は、 10^9 - 10^{10} 自由度の1次方程式の求解に費やされる。この解析コストは使用メモリ量も計算量も膨大であり、通常的手法、計算機環境では対応することが難しい。1億自由度程度の大規模地殻・マントル構造の有限要素モデルを対象とした弾性解析を行った研究として、共有メモリ計算機上で OpenMP 並列計算を用いた弾性地殻変動解析手法の開発があるが、本論文で目的としているような問題はさらに規模が大きいため、共有メモリ計算機単体で解析することは難しい。そのため、一般的な多数コアを持つ CPU ベースの分散メモリ計算機上での計算手法を開発することとした。具体的には、計算機メモリ量及び計算速度双方に配慮し、 10^{2-4} 計算ノード程度の環境で 10^9 - 10^{10} 自由度の有限要素モデルを 10^{3-4}

回 24 時間程度で解くことを可能とする、分散メモリ計算機上における並列有限要素解析手法と並列計算用有限要素モデルの構築手法を開発した。開発した手法を、 10^{3-4} 個の CPU (京コンピュータ: Fujitsu SPARC64 VIIIfx 8 コア 2.0 GHz、16 GB メモリ) の計算機環境に実装し、OpenMP/MPI ハイブリッド並列計算を可能とした。

2) 日本列島 1 次モデルの構築及びこれを用いた地殻変動解析

日本列島ほぼ全域を含む $2944 \times 2752 \times 850$ km の領域において粘弾性まで考慮した高詳細な 1 次モデルを構築した。モデル化対象領域を図 3-10-①-1 に、構築された 3 次元有限要素モデルを図 3-10-①-2 に示す。地表面の標高データには、日本水路協会発刊の日本近海 30 秒 (900m) グリッド分解能の水深データを用い、プレート境界の形状には CAMP スタンダードモデル (「Hashimoto *et al.*, 2004」) を用いた。ただし断層すべりを入力する日本海溝近傍においては、より詳細にデータが整備されている東日本の地下構造データ (「Koketsu *et al.*, 2008」) を用いた。ユーラシアプレート及び北アメリカプレートの厚さ 30km の弾性層の下に、粘弾性マントルウェッジを置き、そこに厚さ 30km のフィリピン海プレートおよび厚さ 80km の太平洋プレートが沈み込むような設定となっている。プレートの下は粘弾性層である。粘弾性は Maxwell モデルにより表現される。最小メッシュサイズを地表面データの分解能とほぼ同等の $ds=1$ km した場合、モデルの自由度は 100 億程度となった。このように高詳細モデルは多自由度となるため、前述のような大規模並列計算に特化した計算コードによる解析が必要となる。

観測データと計算結果の定性的な比較を行うため、構築した 1 次モデルに、「Yagi and Fukahata, 2011」により推定された東北地方太平洋沖地震の地震時断層すべりを入力して、地震後地殻変動の計算を行っている。観測されているような、陸向きの海底地殻変動と海向きの陸域地殻変動という定性的な特徴は、粘弾性を考慮した高詳細モデルにより再現可能であった。例として、地震時の地殻変動及び地震後 33 か月の累積地殻変動を図 3-10-①-3 と図 3-10-①-4 に示す。一方、太平洋プレート下のマントルの粘性率が海底地殻変動に及ぼす影響や計算された陸向き変位の観測データとの定量的な比較など、今後検討すべき項目も明らかになりつつある。

(c) 結論ならびに今後の課題

本年度は、高詳細な地殻・マントル構造モデルを用いた弾性・粘弾性地殻変動解析手法を開発した。また既往研究成果を踏まえて粘弾性構造を加味した 3 次元的に不均質な日本列島広域構造の 1 次モデルを構築した。これらを用いて、沈み込み帯における巨大地震に対する弾性・粘弾性地殻変動解析を行った。来年度以降、日本列島広域構造 1 次モデルの信頼性向上とそれを用いた弾性・粘弾性地殻変動解析を行う予定である。また、解析手法の高度化もあわせて行う予定である。

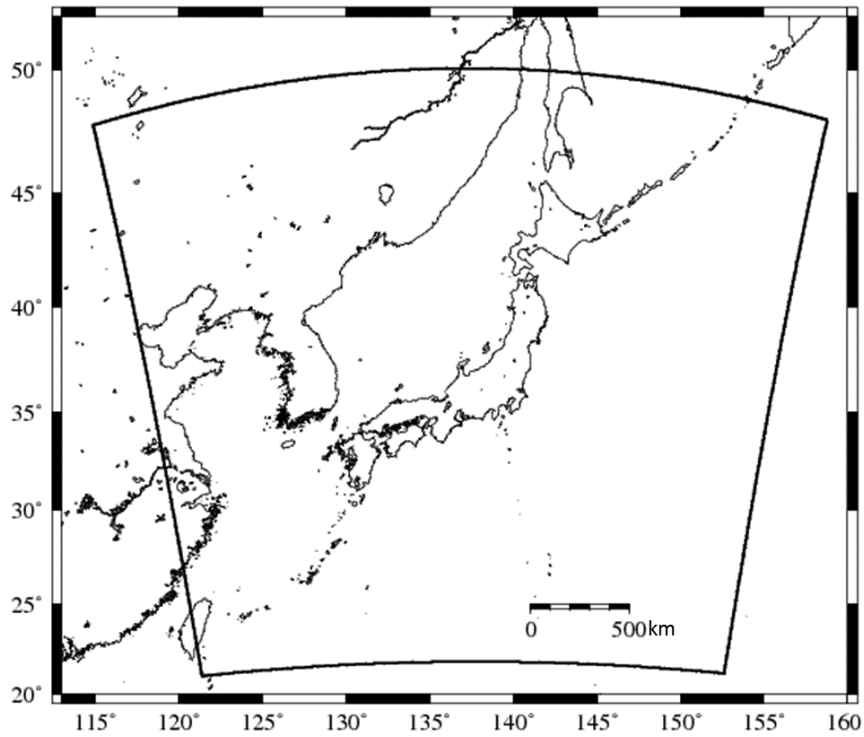


図3-10-①-1 高詳細な日本列島1次モデルの構築領域(黒線)。

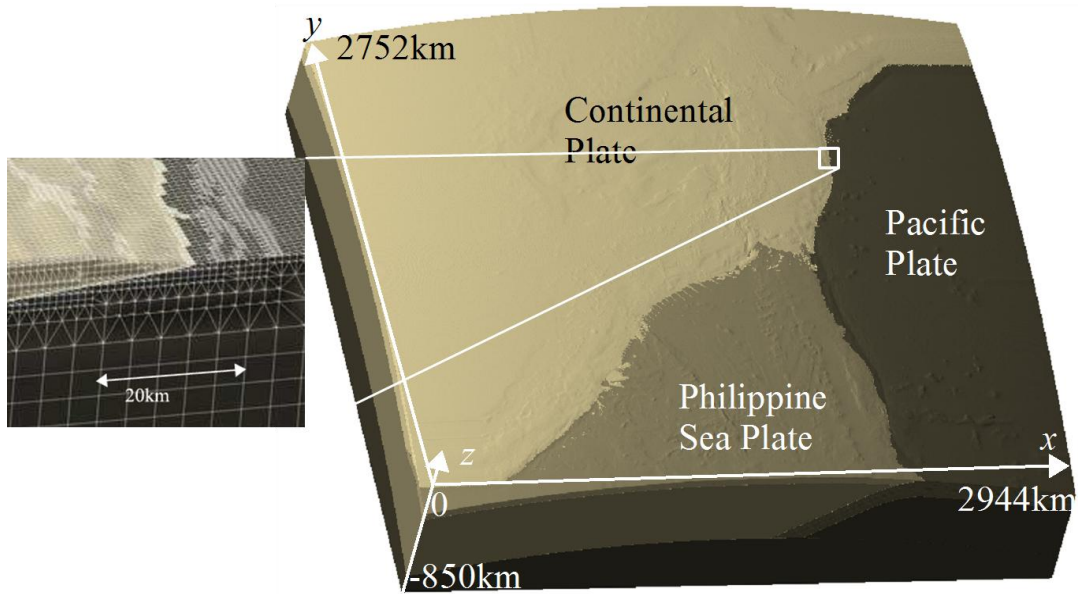


図3-10-①-2 高詳細な日本列島1次モデルの有限要素モデル。全体図(右図)と拡大図(左図)。拡大図では、有限要素モデルの要素も併せて可視化している。

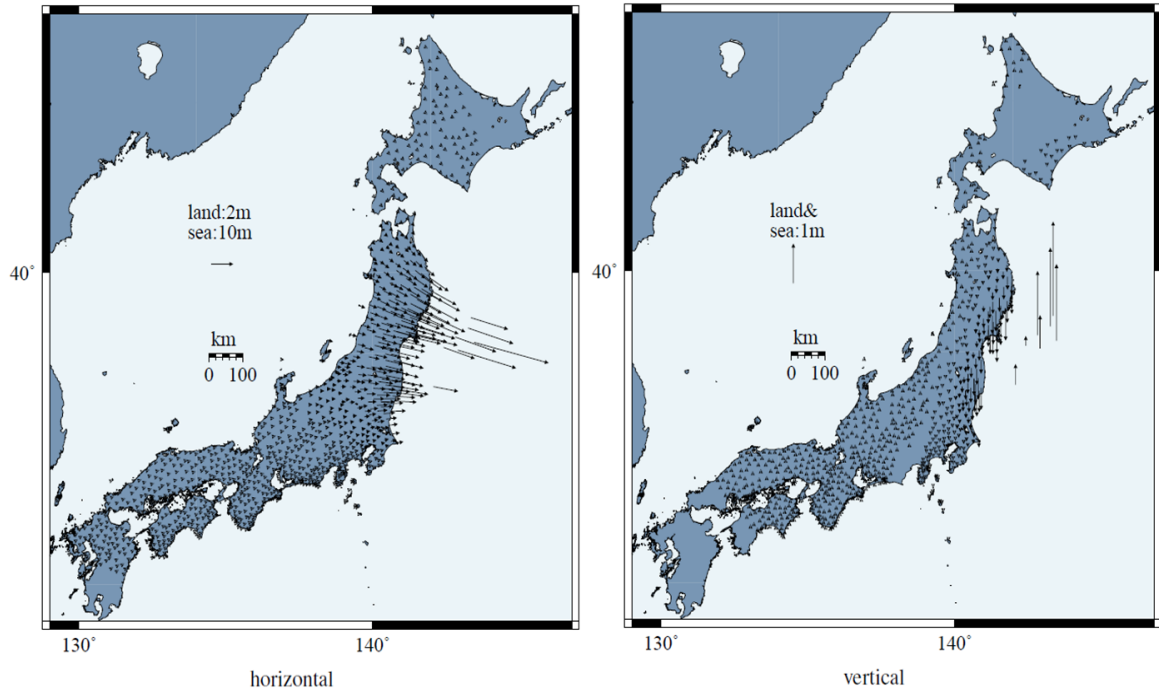


図3-10-①-3 高詳細な日本列島1次モデルを用いた地震直後の地殻変動の解析結果。水平成分図(左図)と上下成分(右図)。

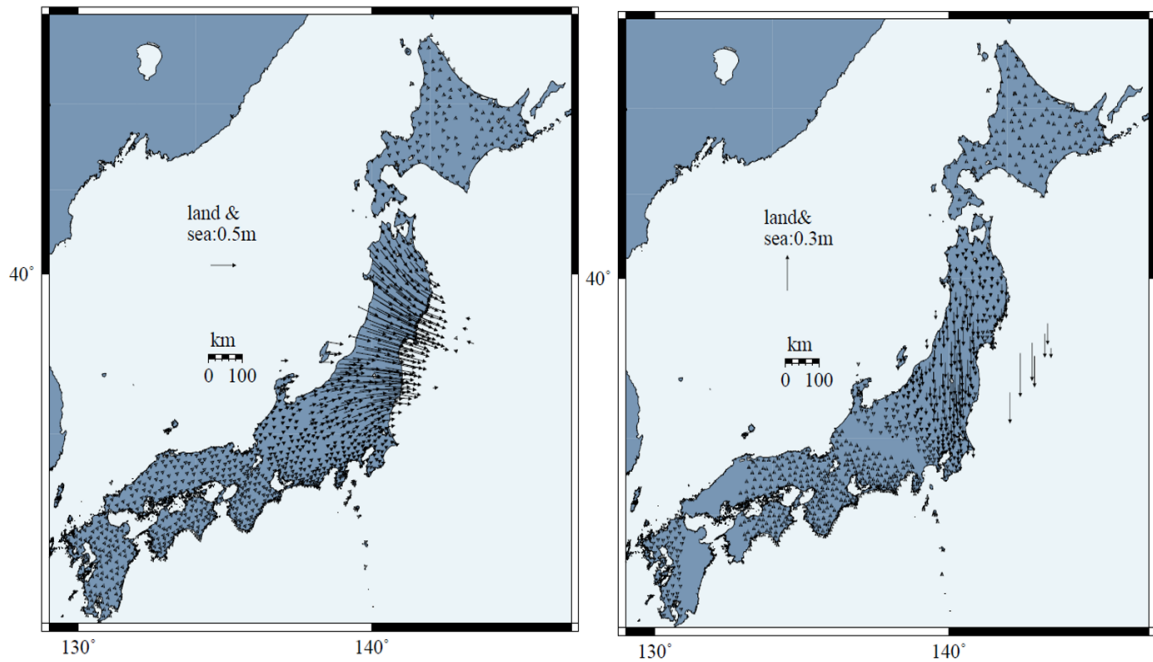


図3-10-①-4 高詳細な日本列島1次モデルを用いた地震後 33 か月間の地殻変動の解析結果。水平成分図(左図)と上下成分(右図)。

(d) 引用文献

- 1) Hashimoto, C., Fukui, K., Matsu'ura, M., 2004. 3-D Modelling of Plate Interfaces and Numerical Simulation of Long-term Crustal Deformation in and around Japan, *Pure and Applied Geophysics*, 161(9-10), 2053-2068.
- 2) Koketsu, K., Miyake, H. Fujiwara, H. and Hashimoto T., 2008. Progress towards a Japan integrated velocity structure model and long-period ground motion hazard map, *Proc. 14th World Conf. Earthq. Eng.*, Paper No.S10-038.
- 3) Yagi, Y. and Fukahata, Y., 2011. Rupture process of the 2011 Tohoku-oki earthquake and absolute elastic strain release, *Geophysical Research Letters*, 38, 1-5.

②地震発生サイクル計算手法の高度化

(a) 業務の要約

1) 非平面形状に起因する法線応力変化を考慮した地震サイクル計算手法の高度化

摩擦力は摩擦係数と有効法線応力の積で表される。熱的加圧などによる間隙流体圧の変化を考えず有効法線応力が一定とした場合、現状の準動的地震サイクル計算では、速度・状態依存の摩擦則に従う摩擦係数の変化だけを考え、地震サイクル計算を行っている。ところが、非平面断層上でのすべりでは法線応力変化が生じて摩擦力が変化する。そこで、本研究ではプレート境界の非平面形状変化に起因する法線応力変化を考慮した準動的地震サイクル計算手法を開発した。非平面形状の効果を調べたところ、比較的長波長のプレート形状、例えばフィリピン海プレートの3次元形状などは特に影響はないが、短波長の凹凸は大きな影響を持つ場合があることが分かった。本年度は、東海地方に沈み込む海嶺列の効果について報告する。

2) 動的破壊過程を含む地震サイクル計算手法の高度化

現状の地震サイクル計算では計算の困難さから多くの単純化がされている。その一つに、動的慣性項の効果を放射減衰項により近似した準動的扱いがある「Rice, 1993」。動的破壊過程を含む地震サイクル計算はこの準動的地震サイクル計算とは異なる結果をもたらすと指摘されている（例えば、「Lapusta *et al.*, 2009」）。また、通常は境界要素法的解法で計算が行われているが、この場合不均質媒質の影響を入れるのが困難である。そこで、高次の有限要素法と言えるスペクトル要素法を用いて、動的破壊過程を含む2次元地震サイクル計算手法の開発を行なっている。平成25年度は、公開されているSEM2DPACK「Ampuero, 2012」を元に、まず動的破壊過程計算に速度・状態依存の摩擦則を組み込み、次に「Kaneko *et al.*, 2011」に従い、準動的地震サイクル計算アルゴリズムを組み込みだ。「Kaneko *et al.*, 2011」では、面外(anti-plane)破壊問題を扱っているが、沈み込み帯の海溝型巨大地震を扱うため、面内(in-plane)問題でのコードを開発した。

(b) 業務の実施方法

- 1) 非平面形状に起因する法線応力変化を考慮した地震サイクル計算手法の高度化
プレート境界を N 個の小断層セルに分割し、時間 t におけるセル i でのプレート沈み込み方法のせん断応力成分 $\tau_i^s(t)$ は、

$$\tau_i^s(t) = \sum_{j=1}^N K_{ij}^s (u_j(t) - V_{pl,j}t) - \frac{G}{2c} V_i(t) \quad (1)$$

と与えられる。ここで、 K_{ij}^s はセル j に単位すべりを与えたときのセル i におけるせん断応力変化である、せん断応力すべり応答関数、 $V_{pl,j}$, u_j , V_i はセル j におけるプレート収束速度、セル i における変位、速度、 G , c は剛性率、 S 波速度を表す。右辺第 2 項は、慣性項を近似した放射減衰項と呼ばれている「Rice, 1993」。セル i での摩擦力は、

$$\tau_i^F(t) = \mu_i(t)(\sigma_i(t) - P_i) = \mu_i(t)\sigma_i^{eff}(t) \quad (2)$$

と与えられる。ここで、 $\mu_i(t)$, $\sigma_i(t)$, P , $\sigma_i^{eff}(t)$ はセル i における摩擦係数、法線応力、間隙流体圧、有効法線応力である。なお、間隙流体圧は時間によらず一定としている。摩擦係数は、以下の速度・状態依存の摩擦則（例えば、「Ruina, 1983」）に従うと仮定する。

$$\mu_i(t) = \mu_o + a_i \ln(V_i(t)/V_o) + b_i \ln(V_o\theta_i(t)/L_i) \quad (3)$$

ここで、 a_i , b_i , L_i はセル i での摩擦パラメータ、また μ_o は基準速度 V_o に対応する摩擦係数である。 $\theta_i(t)$ は断層面の状態に関係した状態変数と呼ばれ、以下の Composite law（「Kato and Tullis, 2001」）と呼ばれる発展方程式に従うとする。

$$\frac{d}{dt} \theta_i(t) = \exp\left(\frac{V_i(t)}{V_c}\right) - \frac{V_i(t)\theta_i(t)}{L_i} \quad (4)$$

ここで、 V_c は、カットオフ速度で 10^{-8} m/s と与えられる。準動的地震サイクルでは、式 (1) のせん断応力と式 (2) の摩擦力が等しいとおいた準動的運動方程式と式 (3) (4) とを組み合わせ、時間可変の Runge-Kutta アルゴリズムにより積分し、すべりの時間発展を追う。通常の準動的地震サイクル計算では、熱的加圧等の間隙流体圧を考えない場合、式 (2) におけるセル i の法線応力は時間的に一定としているが、これは無限媒質中での平面断層による場合のみに許

される仮定である。地表を有する半無限媒質や非平面断層中でのすべりでは、以下のように主として深さのみに依存する項に、すべりに起因する時間変化する法線応力成分が加わる。

$$\sigma_i(t) = \sigma_i^o - P_i + \sum_{j=1}^N K_{ij}^n (u_j(t) - V_{pl,j}t) = \sigma_i^{eff} + \sum_{j=1}^N K_{ij}^n (u_j(t) - V_{pl,j}t) \quad (5)$$

ここで、 K_{ij}^n はセル j での単位すべりによるセル i での法線応力変化で、法線応力すべり応答関数である。

プレートの非平面形状として、沈み込むフィリピン海プレートの長波長形状があるが、これはあまり大きな影響がないことが分かったので、ここでは、東海地方に沈み込む海嶺列に起因する短波長のプレートの凹凸形状が地震サイクル計算に及ぼす影響を調べた。

通常モデルとして、平面プレート境界を走行 ($Y=0-200\text{km}$)、傾斜方法 ($X=0-240\text{km}$) に傾斜角 15° に設定する。なお、傾斜角は走行方向には一様とする。図 3-10-②-1 左図にこの通常モデルの断面図を示す。この平面プレートモデルに加え、東海沖に沈み込む 3 つの海嶺列をモデル化した断面図を表す。海嶺は平面プレートから上方に飛び出した凸部 (h_1) を持ち、この部分ですべりが発生すると法線応力変化が発生する。この法線応力の時間変化に加えて、この部分と下方へ飛び出した根の部分 h_2 における海洋性地殻以外の領域との密度差から生じる浮力 ΔP による法線応力変化もモデルに含めている。なお、密度は観測されている P 波速度「Kodaira *et al.*, 2004」からバーチの法則「Birch, 1961」により、

$$\Delta\rho_1 = 0.3(6.2 - 5.5) \quad \Delta\rho_2 = 0.3(8.0 - 7.5) \quad (6)$$

と推定している。従って、浮力は

$$\Delta P = \Delta\rho_1 g h_1 + \Delta\rho_2 g h_2 \quad (7)$$

と計算される。なお、簡単のため、走行 X 方向には一様の形状をしていると仮定している。図 3-10-②-2 に、(a) 3 つの海嶺列を模したプレート形状、(b) 摩擦パラメータ a-b 分布、(c) 海嶺列の場合の浮力分布を示す。X=10-160km に速度弱化 ($a-b < 0$) の地震発生域を設定している。式 (5) の時間変化しない有効法線応力の深さ分布は、深さ 0km から静岩圧—静水圧に従って増し、50MPa に達する深さ 2.8km より深部では 50MPa で一定としている。特徴的すべり距離 L は一様とし、0.15m、0.2m、0.3m の場合を調べた。これらの L に対して、震源核形成サイズ r_c は法線応力が 50MPa の場合、それぞれおよそ 45km、60km、90km である。図 3-10-②-2 (a) から分かるように、海嶺列の波長はおよそ 50km 程度であり、L を変えることによって震源核形成サイズと同程度か小さくなる場合を調べている。なお、 $V_{pl}=3.25\text{cm/年}$ を与えている。

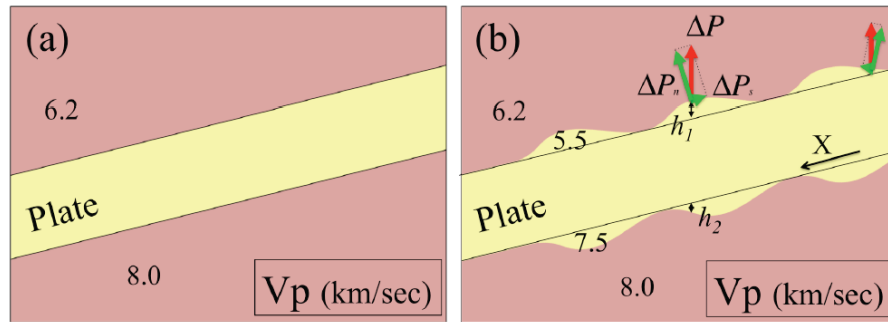


図3-10-②-1 通常のプレート沈み込みモデル（左図）と東海沖に沈みこむ3つの海嶺列を模したモデル（右図） 数字は、観測されているP波速度(V_p)を示す「Kodaira *et al.*, 2004」。 h_1 は平面プレート上面から上部に出ている海嶺部分を表し、この凹凸部でのすべりにより法線応力の変化が生じる。 h_2 は下面より下部に出ている領域を示して、平面プレートより上部および下部に出ている海洋性地殻領域とそれ以外の領域の密度差（密度はP波速度から推定）による浮力 ΔP （赤線）を考慮したモデルにおいても地震サイクル計算を行っている。右図からわかるように、左の部分では緑線で示している凸部における断層面に平行な成分（ ΔP_s ）は、左部ではプレート境界に沿って左向き、右部は右向きといった逆向きの値をとる。

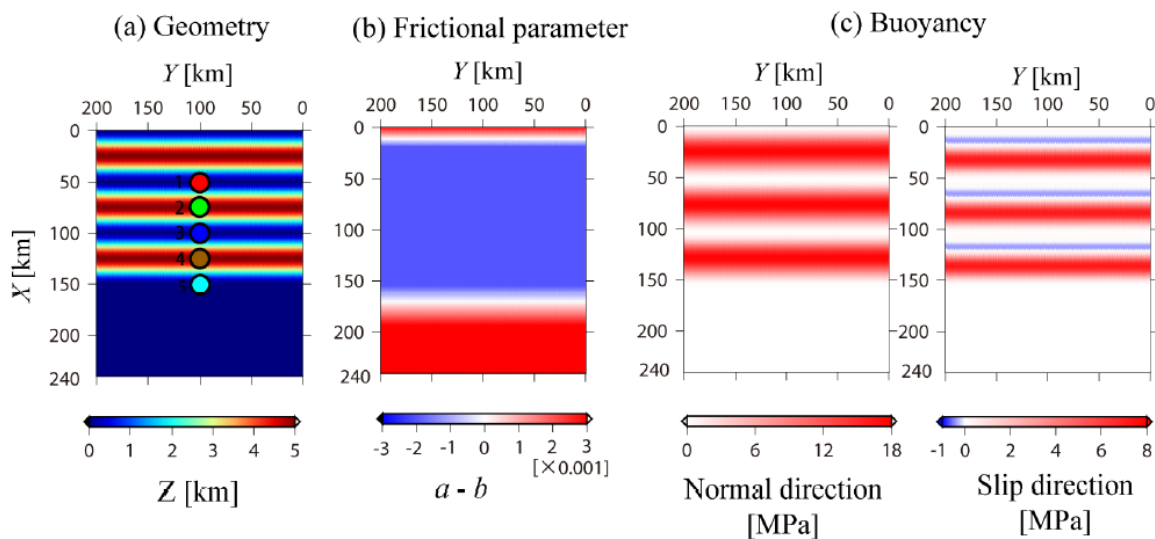


図3-10-②-2 沈み込む3つの海嶺列を模したモデル (a)凹凸を持つプレート形状 Y軸は走行、X軸は平面プレートに沿っての海溝からの沈み込み方向の距離を表す。Z軸は平面プレートに垂直に測った海嶺列を持つプレートの凸部の形状を表す。(b)摩擦パラメータ $a-b$ 分布 (c)浮力分布 左図：凹凸を持つプレート境界面に対する法線方向の浮力成分。右図：面に沿う方向の浮力成分 プレートに沿って傾斜方向を負にとっている。なお、(a)には図3-10-②-1ですべり速度、積算すべり量、法線応力変化を示す観測点1-5が示されている。

2) 動的破壊過程を含む地震サイクル計算手法の高度化

まず、「Kaneko *et al.*, 2008」に従い、スペクトル要素法 (SEM) による動的破壊シミュレーションコード SEM2DPACK 「Ampuero, 2012」に速度・状態依存の摩擦則の組み込みを行った。なお、発展則はスローネス則「Dieterich, 1979」を用いている。図 3-10-②-3 左図に示す、17317 個の四角形要素からなる 2011 年東北地方太平洋沖地震 2 次元断面メッシュを作成した。上面は自由境界、他の 3 面は吸収境界条件を課している。断層の傾斜角は 20° で、断層付近の要素サイズは、1.5km で、周囲に行くにつれ大きく取っている。また、簡単のため、ここでは均質弾性体としている。SEM では高次の内挿関数 (ここでは 4 次) を用いているため、要素分解能は高く数百 m である。動的破壊過程を計算するため、図 3-10-②-3 右図に示すように、摩擦パラメータ (a-b) 分布および初期せん断・法線応力および強度分布を設定した。震源に対応する位置に初期高せん断応力を設定し、破壊開始位置としている。特徴的すべり距離 L は断層面上で一様に 0.8m を与えている。

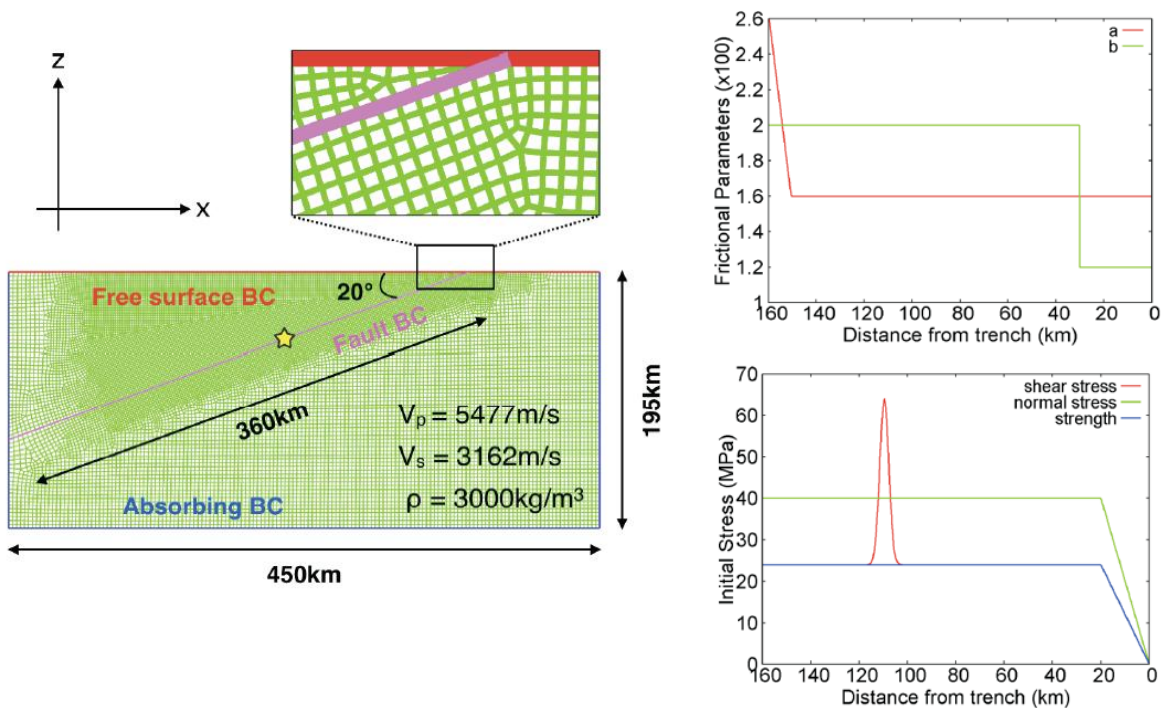


図 3-10-②-3 2011 年東北地方太平洋沖地震 2 次元メッシュモデル (左図) と断層面上における摩擦パラメータ (a: 赤, b: 緑線) (右上図) と初期せん断応力 (赤線)・法線応力 (緑線)・強度分布 (青線) (右下図)

次に、「Kaneko *et al.*, 2011」に従い、準動的な地震サイクル計算アルゴリズムを実装した。ただし、準静的ではなく、「Rice, 1993」による放射減衰項を導入した準動的な地震サイクル計算としている。また、「Kaneko *et al.*, 2011」では面外(anti-plane)問題を扱っているため問題とならなかったが、面内(in-plane)問題では、断層法線方向の変位を露わに計算する必要があった。まずは、「Kaneko *et al.*, 2011」と同じ問

題設定をして、面内問題として、すべり速度に応じて動的と準動的計算を切り替え、動的破壊過程を含む地震サイクル計算を行った。そのモデルを図3-10-②-4に示す。Z軸上に断層を設定し、中央部-10m~+10mの領域に速度弱化($a-b < 0$)域を、その外側-20m~-10m、+10m~+20mの領域に速度強化($a-b > 0$)を設定している。更にその外側(-45m~-20m、+20m~+45m)に定常すべり速度 $V_{pl}=2\text{mm/年}$ を与える。また、特徴的すべり距離 $L=64\mu\text{m}$ 、初期法線応力は一様に 120MPa としている。この場合、地震間における震源核形成過程を計算するために必要な空間サイズである臨界核形成サイズはおよそ 3.7m である。また動的破壊の際には、cohesive zone サイズ(「Day *et al.*, 2005」)が分解能を決める重要なパラメータとなるが、この値は、およそ 1.17m となる。モデルは、19200個の四角計要素からなり、要素長は 0.75m である(図3-10-②-4は分かり易くするため 1.5m で書いてある)。3次の内挿関数を用いているので、離散化サイズはおよそ、 0.25m となり、十分な分解能を持っている。

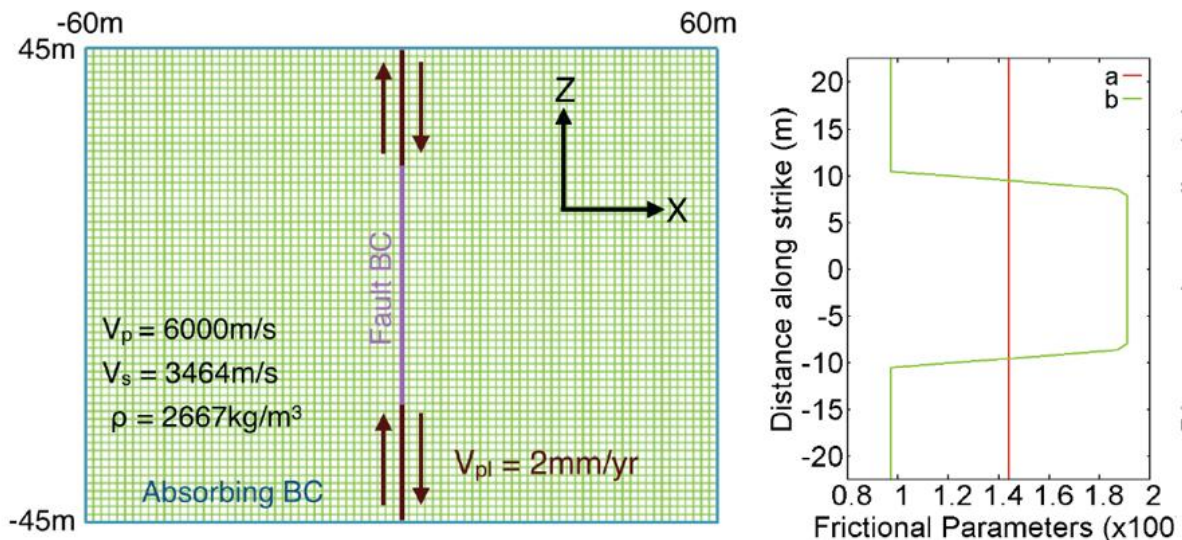


図3-10-②-4 「Kaneko *et al.*, 2011」のモデルで面内問題とした地震サイクルモデル(左図)と断層面上での摩擦パラメータ(a, b)分布

(c) 業務の成果

1) 非平面形状に起因する法線応力変化を考慮した地震サイクル計算手法の高度化

臨界核形成サイズ r_c と海嶺列サイズ(50km)が同程度となる $L=0.2\text{m}$ の場合($r_c=60\text{km}$)について報告する。図9に、平面断層(モデル1)、海嶺列を考慮した場合(モデル2)、海嶺列に浮力を考慮したモデル(モデル3)について、図3-10-②-2の左図に示した点1-5での地震サイクル中のすべり速度、積算すべり量、法線応力変化を示す。左図から分かるように、平面断層モデル1では通常の地震が繰り返し発生した。一方、凸凹断層面モデル2, 3では、地震性のすべりと、断層面上で凹部を中心としたスロースリップが地震間に発生した。右中図から分か

るように、地震間において、断層面上の法線応力の初期値からの差は、連なる凸（点 2， 4）・凹（点 1， 3）部で地震間においてそれぞれ増加・減少し、縞構造を示す。法線応力の増加・減少はその地点の $|A - B| = |(a-b)(\sigma - P)|$ を増加・減少させ、摩擦力を変化させる。従って、凹部では破壊が始まりやすくなるが、凸部では破壊がしにくくなり、これが地震間のスロースリップ発生の原因と考えられる。一方で、浜名湖下で観測される東海 SSE は海嶺列の凹部分に位置する。長期的スロースリップは豊富な流体による高間隙流体圧により説明されることが多いが、本研究は、これに加え断層面形状が東海 SSE の発生に影響を及ぼしている可能性を示している。

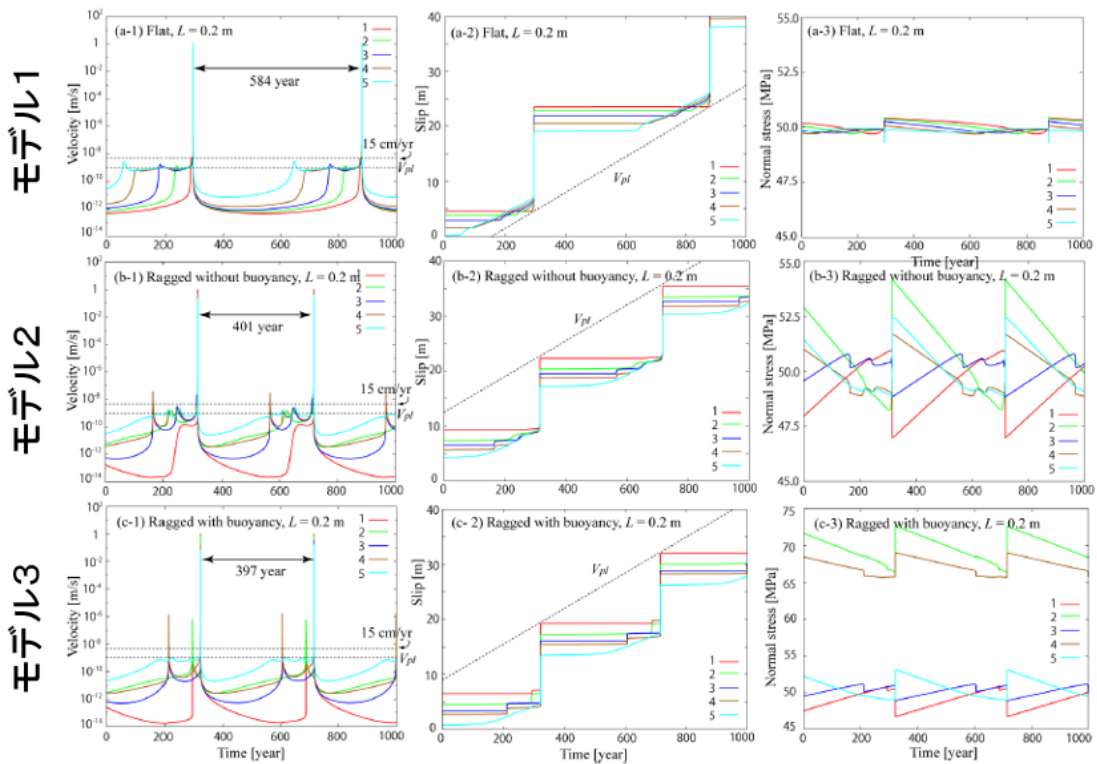


図 3 - 1 0 - ② - 5 L=0.2m の場合の、(a)平面断層(モデル 1)、(b)海嶺列を持つプレート境界 (モデル 2)、(c)海嶺列に加え浮力のある場合 (モデル 3) について、計算された地震サイクル中におけるすべり速度 (左図)、積算すべり量 (中図)、法線応力変化 (右図) 各線 1 - 5 は、図 3 - 1 0 - ② - 2 の左図の点 1 - 5 の場所でのすべり速度、積算すべり量、法線応力の履歴を示している。

2) 動的破壊過程を含む地震サイクル計算手法の高度化

図 3 - 1 0 - ② - 3 に示したモデルでの動的破壊時でのすべり速度の時間発展を図 3 - 1 0 - ② - 6 に、すべり量の時間発展を図 3 - 1 0 - ② - 7 に示す。破壊は高初期応力パッチから **bilateral** に進展する。その後、**down-dip** 側では、深部に配

置された速度強化領域で破壊は停止させられる。

一方、**up-dip** 側では地表付近の速度強化領域で破壊先端はエネルギーを失うが、それでも破壊進展は停止せず、地表をブレイクアウトした。それにより、断層上のすべりは自由端反射のような振る舞いをして浅部のすべりを増大させる(図 3-10-②-7)。破壊が地表に到達した後、再び **down-dip** 方向に破壊が伝播するフェーズが、図 3-10-②-6 の約 50 秒以降にも見られる。**Down-dip** 方向へは、複数のフェーズ(A、B、C、D)が伝わる様子見てとれる。海溝から約 60km 以内の部分では破壊は Rayleigh 波速度に近い速度で伝播しているが、海溝付近では破壊先端は分離して P 波速度に近い **supershear** の破壊が生じている(図 3-10-②-6 中矢印 E)。

P 波速度で伝播するフェーズは 2 つ存在し、A はすべり速度を増大させるフェーズ、B はすべり速度を大きく低下させる停止フェーズである(図 3-10-②-6)。A はブレイクアウトにより海溝付近が一気にすべり易くなり、すべり速度を増加させる効果を反映している。B は **supershear** でない破壊が海溝まで到達したのちに海溝から発せられる破壊停止フェーズである。C は破壊が海溝に到達したのちに発生したフェーズと考えられ、応力降下を伴い、すべり速度を増大させている。B により断層の破壊が一度停止したにも関わらず再び破壊した原因として、**supershear** の破壊が生じているため停止フェーズが早く到来し、応力を解放しきれていなかったからであると考えられる。このとき、法線応力も減少していて、停止フェーズによるすべりの不均質から生じる法線応力上昇を解放している。D は 2 度目の破壊停止フェーズであると考えられる。

このように、ブレイクアウト後に複数のフェーズが発生する要因は **supershear** の破壊にあると考えられる。

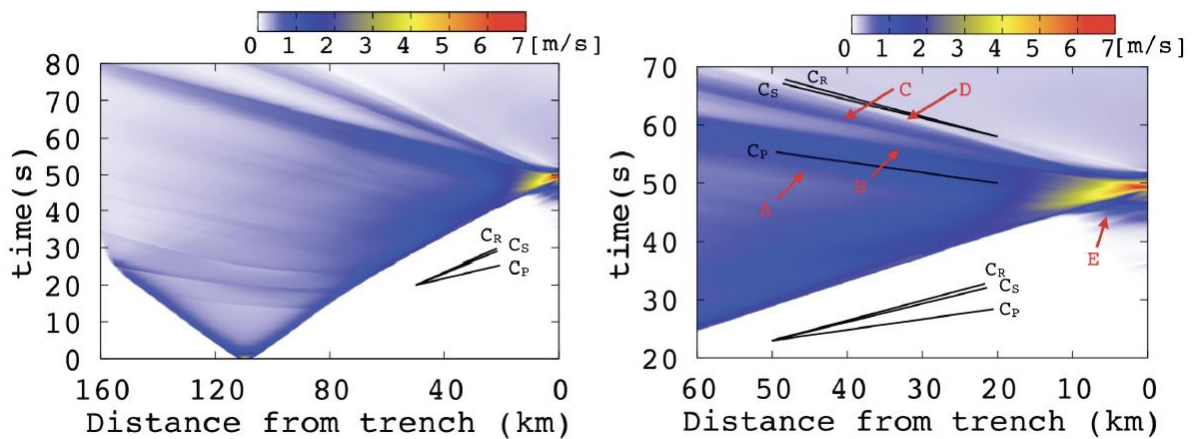


図 3-10-②-6 図 3-10-②-3 に示したモデルでの破壊伝播時の断層面におけるすべり速度の時間発展。横軸は海溝からの距離、縦軸は時間軸を表す。右図は海溝から断層面に沿って 60km の部分を拡大したものを示す。 C_p 、 C_s 、 C_R は P 波、S 波、レイリー波での伝播速度を示す。

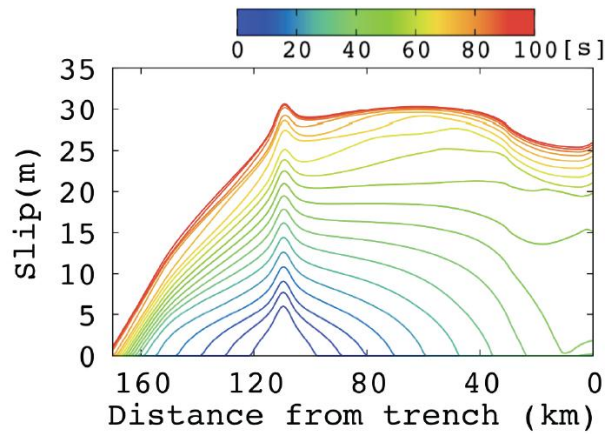


図 3-10-②-7 断層上のすべり量の時間発展 横軸は海溝からの距離、縦軸はすべり量を表す。色付きの各線は破壊開始から 5 秒毎に引かれている。

図 3-10-②-4 に示した面内(in-plane)動的破壊過程を含む地震サイクル中における、Z 軸方向のすべり速度分布を、図 3-10-②-8 に示す。繰り返し間隔 4.02 年の地震サイクル中で、速度弱化域での固着、速度強化域から弱化域へのすべりの侵入を経て、震源核が形成され、動的破壊が生じ、波動が伝播し、余効すべり発生に至る、地震サイクルの全過程が上手く計算されている。図 3-10-②-5 に積算すべり量の時間発展を、準動的地震サイクル計算と比較して示す。「Lapsuta and Liu, 2009」等で指摘されているように、動的破壊過程を含む地震サイクル計算では、準動的計算に比べて、地震時すべり量が大きく、繰り返し間隔が延びることも示されている。

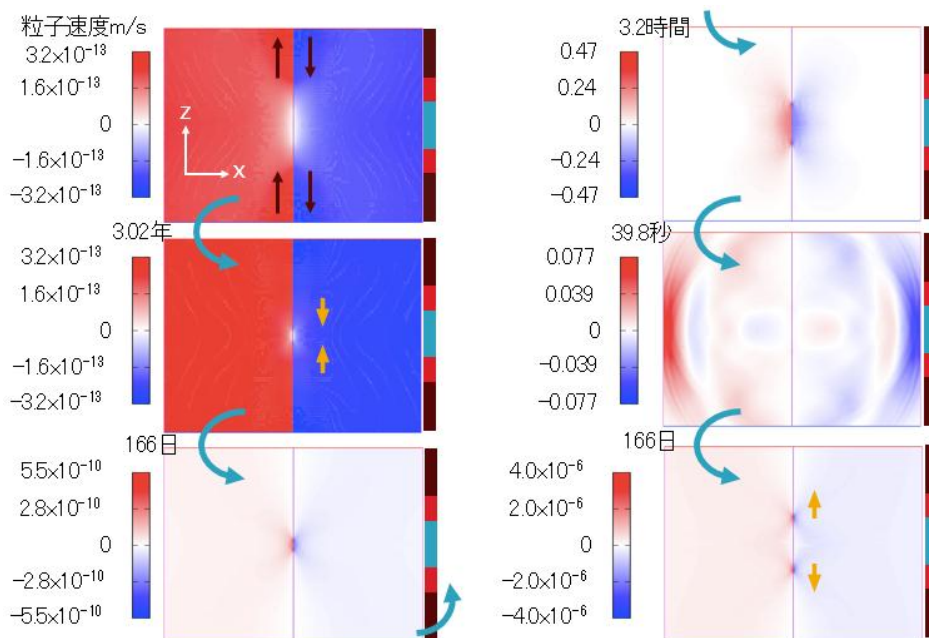


図 3-10-②-8 モデル図 3-10-②-4 での面内 (in-plane) 動的・準動的地震サイクル計算結果 繰り返し間隔 4.02 年の地震サイクル中（地震間、速度弱化域へのすべりの侵入、震源核形成、動的破壊、波動伝播、余効すべり時）での Z 軸方向のすべり速度を示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

1) 非平面形状に起因する法線応力変化を考慮した地震サイクル計算手法の高度化

プレートの非平面形状に起因する法線応力変化を考慮した準動的地震サイクル計算手法の高度化を行った。東海地方に沈み込む海嶺列を模した短波長のプレートの凹凸形状の効果により、地震に加えスロースリップが凹部から発生する場合があることが確認された。東海地方でのスロースリップ発生域には高間隙流体圧領域が存在し、スロースリップ発生の要因とされているが、それに加え、海嶺の沈み込みも一要因となりうることを示した。なお、法線応力変化の計算には、せん断応力と同様に、これまで開発した階層型行列法による省メモリ化・高速化が可能であることを付け加えておく。

今後は、短波長のプレート形状として、沈み込む海山と東北地震発生との関連や、東北沖海溝近傍で観測されているホルスト・グラベン構造と津波地震発生との関連などを調べる必要がある。

2) 動的破壊過程を含む地震サイクル計算手法の高度化

スペクトル要素法 (SEM) による、動的破壊過程を含む地震サイクル計算手法の高度化を行った。まず、速度・状態依存の摩擦則を組み込み、2011年東北地方太平洋沖地震の破壊伝播過程を計算した。海溝付近に速度強化域を設定した場合でも、破壊が地表まで達し、ブレークアウトを起こし、大きなすべりが海溝で生じることを示した。更に面内 (in-plane) 問題において、動的破壊過程を含む地震サイクル計算手法の開発を行なった。垂直断層の場合、過去の計算と比較してうまく地震サイクルが計算されていることを確認している。

今後は、不均質弾性構造モデルの破壊伝播計算および傾斜断層での動的破壊伝播過程を含む地震サイクル計算手法の開発を行なう必要がある。

(e) 引用文献

- 1) Ampuero, J.P., SEM2DPACK Use's Guide, http://web.gps.caltech.edu/~ampuero/soft/users_guide_sem2dpack.pdf, 2012.
- 2) Birch, F., The velocity of compressional waves in rocks to 10 kilobars: 2., J. Geophys. Res., 66, 2199–2224, 1961.
- 3) Dieterich, J. H., Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations. J. Geophys. Res., 84, 2161-2168, 1979.
- 4) Kaneko, Y., Lapusta, N., & Ampuero, J. P., Spectral element modeling of spontaneous earthquake rupture on rate and state faults: Effect of velocity-strengthening friction at shallow depths. J. Geophys. Res., 113, 2008.
- 5) Kaneko, Y., Ampuero, J. P., & Lapusta, N., Spectral-element simulations of long-term fault slip: Effect of low-rigidity layers on earthquake-cycle dynamics. J. Geophys. Res., 116, 2011.

- 6) Kato, N., and T. E. Tullis, A composite rate- and state-dependent law for rock friction, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1103–1106, 2001.
- 7) Kodaira, S., T. Iidaka, A. Kato, J. -O. Park, T. Iwasaki, and Y. Kaneda, High pore fluid pressure may cause silent slip in the Nankai trough, *Science*, 304, 1295–1298, 2004.
- 8) Lapusta, N. and Y. Liu, Three-dimensional boundary integral modeling of spontaneous earthquake sequences and aseismic slip, *J. Geophys. Res.*, 114, B09303, 2009.
- 9) Rice, J. R., Spatio-temporal complexity of slip on a fault, *J. Geophys. Res.*, 98, 9885–9907, 1993.
- 10) Ruina, A., Slip instability and state variable friction laws. *J. Geophys. Res.*, 88, 10359–10370, 1983.

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

南海トラフ地震を対象とした地震発生サイクルの再現及びモデルの検証を目的とする研究を進める上で、数値シミュレーション・システムの大規模化・高解像度化と共に、多様な観測・データ解析を通じたモニタリング情報をシミュレーションに取り込むことが重要である。今年度は、「Hashimoto *et al.*, 2014」の地震発生サイクルシミュレーション・システムを大規模汎用計算機に適用して高解像度・広範囲のモデル領域で実行するため、準静的テクトニックローディングの計算コードのチューニングを進めた。昨年度に高解像度（スプライン関数節点間隔 4 km、計算点間隔 2 km）化を実現したモデルのモデル領域拡張を行ない、南海トラフ沿いの全震源域をカバーする広域（全長約 700 km）を対象とした大規模計算が可能であることを確認した（東京大学情報基盤センターの FX10 を利用）。また、GEONET データから推定したすべり遅れ分布に基づき、南海トラフ域の断層構成関係を設定する試行を行い、準静的テクトニックローディングシミュレーションのテストを実施した。更に、南海トラフ沿いの全震源域をカバーする広域・高解像度モデルを用いて、準静的テクトニックローディングと動的破壊伝播の連成シミュレーションのテスト計算を行った。さらに、backthrust の発生メカニズムに関するシミュレーションを行った（「Xu *et al.*, 2015」）。

(b) 業務の実施方法

南海トラフ地震を対象とした地震発生サイクルの再現及びモデルの検証を目的とする研究を進める上で、数値シミュレーション・システムの大規模化・高解像度化と共に、多様な観測・データ解析を通じたモニタリング情報をシミュレーションに取り込むことが重要である。「Hashimoto *et al.*, 2014」は、三次元プレート境界面形状モデルを共通の基盤とした、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地震発生サイクルシミュレーションシステムを開発し、

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構築した。地震発生直前の応力状態と断層構成関係が与えられれば、その後の動的破壊伝播が計算され、そこから生じる地震波動も同時に計算できる（「Fukuyama *et al.*, 2009」）。このような考え方に従って、或る時点の応力状態を適切に推定し、次ステップの地震発生シナリオを生成するためには、地殻変動データのインバージョン解析（「Hashimoto *et al.*, 2009; Hashimoto *et al.*, 2012」）等のデータ解析を通してシミュレーション結果を検証することにより、過去のすべり履歴を整合的に再現し得る現実的な断層構成関係を設定することが重要な課題となる。以上を踏まえて、昨年度は、名古屋大学では、準静的テクトニックローディングモデルの高解像度（スプライン関数節点間隔 4 km, 計算点間隔 2 km）化を実現し、更に、名古屋大学と防災科学技術研究所共同で、高解像度モデルを用いて、準静的テクトニックローディングと動的破壊伝播の連成シミュレーションのテスト計算を実施した。

今年度は、名古屋大学では、昨年度に実現した高解像度モデルを用いた地震発生サイクルシミュレーションを南海トラフ沿いの全震源域をカバーする広範囲のモデル領域で実行するため、計算コードのチューニングを進めた。利用可能な計算機環境で広域・高解像度モデルによる準静的テクトニックローディングの数値シミュレーションを実施するためには、計算機性能に対応した計算コードの改良が必要になる。大規模並列計算には、東京大学情報基盤センターの FX10 を利用した。名古屋大学では、次に、プレート境界面の現実的な断層構成関係を設定するための試行として、西南日本の GPS 測地データインバージョンにより推定した南海トラフ域の地震間のすべり遅れレートを再現する断層構成関係の検討を行った。一例として、「Aochi and Matsu'ura, 2002」のすべりと時間に依存する断層構成則を用いたパラメーター設定を行い、南海トラフ沿いの全震源域をカバーする広域・高解像度モデルを用いて、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。防災科学技術研究所では、名古屋大学で計算された地震発生直前の応力分布と構成関係をもとに、動的破壊伝播のシミュレーションのテスト計算を行った。破壊開始点において、破壊強度まで応力を蓄積させる事により破壊を開始し、破壊伝播の計算を行った。さらに、backthrust fault の生成に関する研究を行った。backthrust fault は、その発生頻度は小さいものの、大地震の際にその活動が activate されると、大きな海底変位を生じさせ、津波を増幅させる要因となる。ここでは、backthrust 断層破壊の発生条件をシミュレーションにより精査した。分岐点における破壊伝播速度のみならず、分岐点までの破壊伝播距離もパラメーターとして、backthrust 地震を生じさせるかどうかのテストを行った。

(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) 昨年度に高解像度化を実現した地震発生サイクルシミュレーション・システムを
広範囲のモデル領域で実行するため、準静的テクトニックローディングの計算コードのチューニングを進めた。東京大学情報基盤センターの FX10 を利用して、

高解像度（スプライン関数節点間隔 4 km、計算点間隔 2 km）モデルによる、南海トラフ沿いの全震源域をカバーする広域（全長約 700 km）を対象とした大規模計算が可能であることを確認した。

- 2) 西南日本の GPS 測地データインバージョンにより推定したプレート境界面上のすべり遅れレートの分布に基づき、南海トラフ域の断層構成関係を設定する試行を行なった。一例として、「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パラメータ設定を行った（図 3-10-③-1）。この設定を用いて、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 3-10-③-2）。計算した地震間のすべり遅れ分布は、測地データインバージョンにより推定した南海から東南海にかけての震源域のすべり遅れ分布の特徴を再現している（図 3-10-③-3）。これらの結果から、適切な構成関係パラメータの設定により、地震間のすべり遅れ分布の再現が可能であることが明らかとなった。

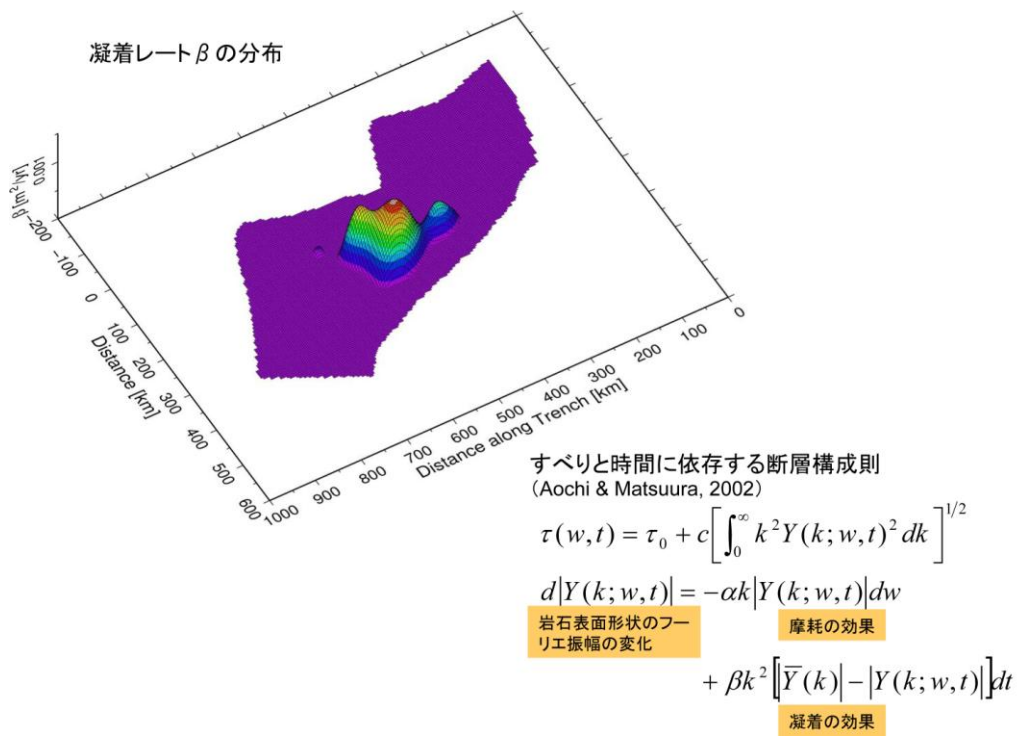
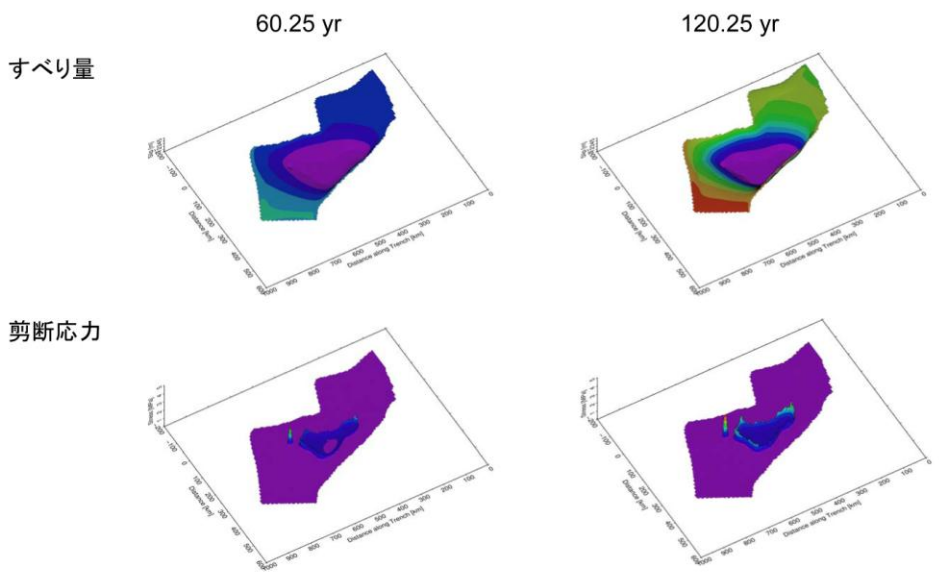


図 3-10-③-1 すべりと時間に依存する断層構成則とパラメータ（凝着レート β ）の分布。南海から東南海にかけての震源域に凝着レートの大きい領域を設定した。



Hashimoto (2014)

図 3-10-③-2 現実的な構成関係を用いた準静的テクトニックローディングのシミュレーション例。プレートの沈み込みに伴い、南海地震の震源域に設定した凝着レートの大きい領域ではすべり遅れによる応力蓄積が安定的に進行し、その周辺の凝着レートの小さい領域では定常的なすべりが進行している。

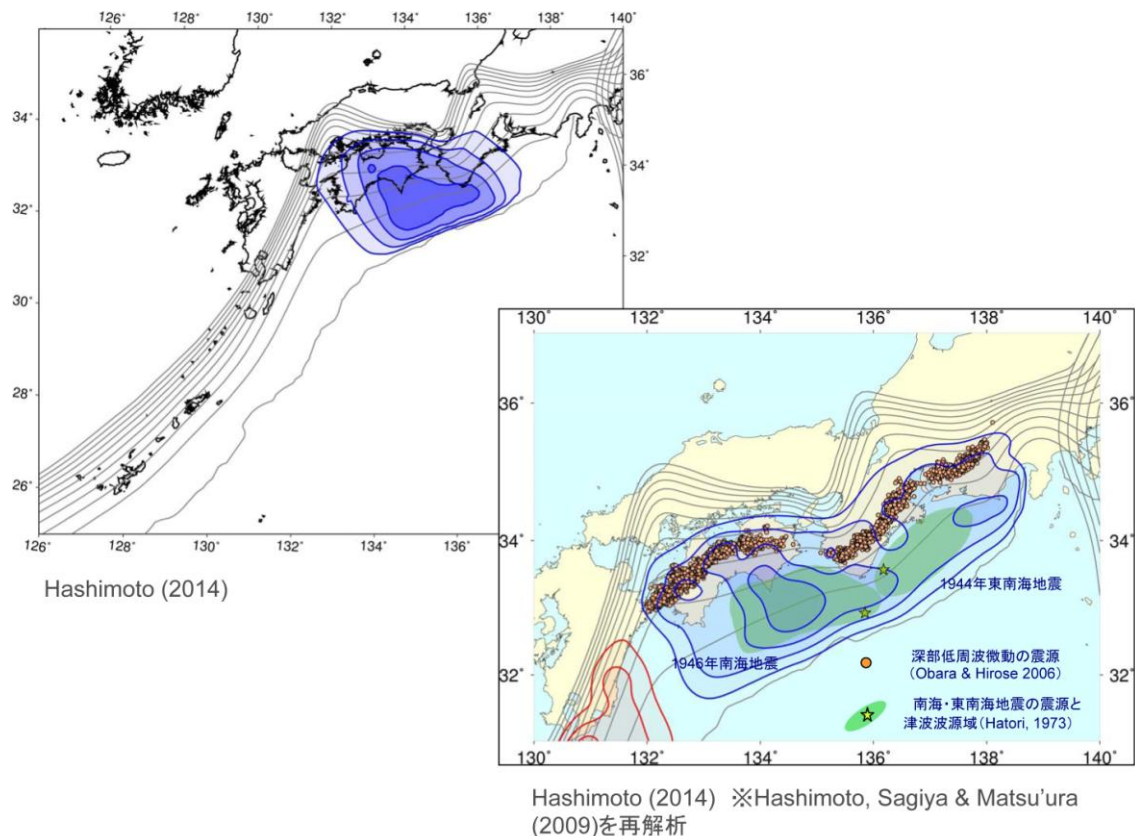


図 3-10-③-3 数値シミュレーションと地殻変動データインバージョンの結果によるすべり遅れレート分布の比較。(左上) 数値シミュレーションによるすべり遅れレート。現実的な構成関係を用いた準静的テクトニックローディングのシミュレーションにより、インバージョン解析から得られた南海地震域のすべり遅れレート分布の特徴が再現されている。(右下) 地殻変動データインバージョンにより推定したすべり遅れレート。

3) 南海トラフ沿いの全震源域をカバーする広域・高解像度モデルを用いた準静的テクトニックローディングのシミュレーションで計算された地震発生直前の応力分布と構成関係をもとに行った動的破壊伝播のシミュレーションのテスト計算(図 3-10-③-4)。破壊は、破壊は、アスペリティ領域の端において開始し、最初はアスペリティ領域の周囲を破壊し、応力集中域を狭めながら、最終的に、アスペリティ全領域の破壊を起こした。三次元プレート境界面形状は、準静的テクトニックローディング・シミュレーションと共通のモデルを用いている。

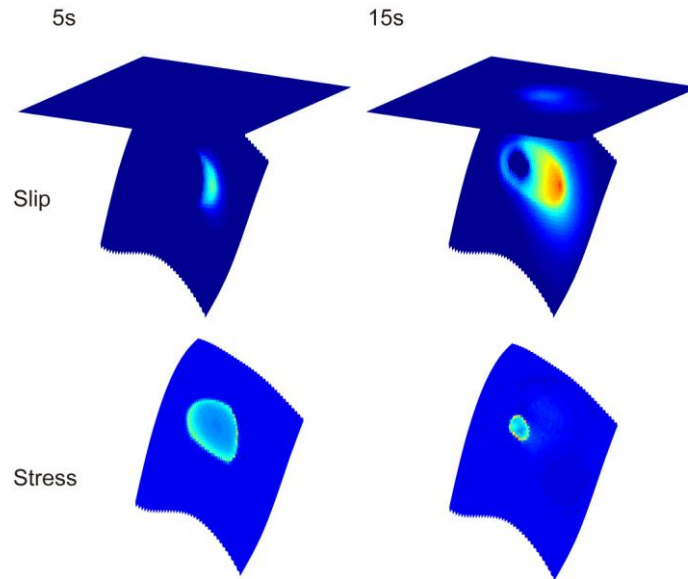


図 3-10-③-4 準静的シミュレーションにより得られた、地震破壊直前の構成関係と応力場を用いて計算を行った、動的破壊過程のスナップショット。すべりがアスペリティの周囲を進行していく(上段)とともに応力集中域が狭まっていき(下段)、最終的にはアスペリティ全域が破壊する。

- 4) backthrust 断層の生成要因に関して、数値シミュレーションにより網羅的に調査した。backthrust 断層は、主断層からの分岐角が 90° 以上ある分岐断層であり、その発生頻度は高くないが、一度この断層が破壊すると、地震時の海底面の上下変動に大きく寄与するため、津波を増幅する効果がある。backthrust 地震は、分岐点において、構造上あるいは摩擦の性質など、分岐点において主断層がそのまま伝播しようとする際にバリアとして振る舞う構造が存在する場合に、backthrust 断層が、より生じやすくなる事がわかった(図 3-10-③-5)。

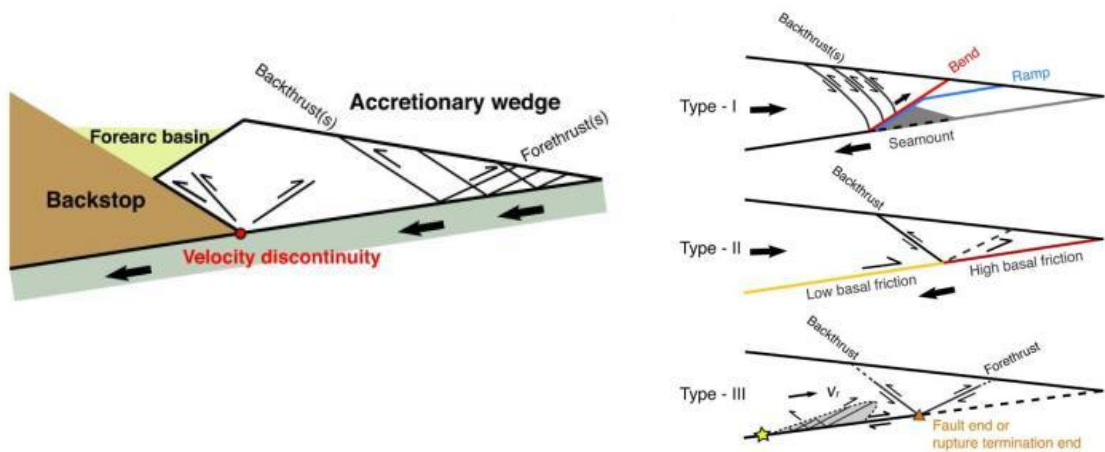


図 3-10-③-5 backthrust 断層の概念図 (左図) backthrust 断層の発生位置図。backthrust 断層は主断層と 90 度以上の角度をなす分岐断層である (右図) backthrust 断層の発生要因。backthrust 断層は、分岐点において、seamount などの幾何学形状の不均質、摩擦の性質の変化、branch fault の存在など、分岐点において主断層がそのまま伝播するにはバリアとして振る舞う構造や断層の性質が存在するときに、発生しやすくなる。

(d) 結論ならびに今後の課題

今年度は、「Hashimoto *et al.*, 2014」の地震発生サイクルシミュレーション・システムを高解像度・広範囲のモデル領域で実行するため、準静的テクトニックローディングの計算コードのチューニングを進め、現在利用可能な計算機環境で、南海トラフ沿いの全震源域をカバーする広域モデル (全長約 700 km) の高解像度 (スプライン関数節点間隔 4 km, 計算点間隔 2 km) 大規模計算が可能であることを確認した。次年度以降の計画に向けては、計算量の増加に伴い、より効率的な計算が必要となるため、計算コードの高速化が課題である。また、西南日本の GPS 測地データインバージョンにより推定したプレート境界面上のすべり遅れレートの分布に基づき、南海トラフ域の断層構成関係を設定する試行を行った結果、適切な構成関係パラメータの設定により、地震間のすべり遅れ分布の再現が可能であることが明らかとなった。今後は、地震間のすべり遅れ分布や過去に発生した大地震の時系列などの多様なデータを検討して、強度分布の制約条件を探求することが重要である。このようにして得られた、現実的な断層構成関係を用いて、南海トラフ域の地震発生サイクル過程の再現と将来の地震発生シナリオの構築を行うことが次の課題となる。

(e) 引用文献

- 1) 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.
- 2) Fukuyama, E., R. Ando, C. Hashimoto, S. Aoi, and M. Matsu'ura, A physics-based

simulation of the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake to predict strong ground motions, Bull. Seismol. Soc. Am., 99, 3150-3171, doi:10.1785/0120080040, 2009.

- 3) 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.
- 4) Hashimoto, C., A. Noda, and M. Matsu'ura, The Mw9.0 northeast Japan earthquake: total rupture of a basement asperity, Geophys. J. Int., 189, 1-5, 2012.
- 5) Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya, and M. Matsu'ura, Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, Nature Geoscience, 2, 141-144, 2009.
- 6) Xu, S., E. Fukuyama, Y. Ben-Zion, J.-P. Ampuero, Dynamic rupture activation of backthrust fault branching, Tectonophys., 644-645, 161-183, 2015.

④地震発生シナリオの評価

(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。

H26年度は、これまでに実施してきたM8以上の南海トラフ地震のみを対象とした準動的地震発生サイクルの数値シミュレーションに対し、日向灘で発生するM7クラスのプレート境界地震・豊後水道SSEのサイクルを追加することによって、南海トラフ地震の発生サイクルの再来間隔が歴史地震に見られるような、倍半分のばらつきを生じ得ることがわかった。

(b) 業務の実施方法

これまでの南海トラフ域を対象とした準動的地震サイクルモデル研究で得られている、南海トラフ地震が熊野灘から開始し、その後、東海・南海セグメントを様々なタイミングで破壊する地震シナリオに対し、Mw7.5の日向灘地震を南海トラフ地震サイクルの様々なタイミングで加え、その後の地震サイクルの変化を調べる。

日向灘地震の発生は、サイクルシミュレーションで得られた日向灘地震シナリオの典型的なすべり分布から計算される応力変化が、南海トラフ地震震源域にステップ的に加わるものとしてモデル化し、その際に断層強度が変化しないと仮定する。この仮定とすべり速度・状態依存摩擦則に従えば、南海トラフ震源域内でのすべり速度と日向灘地震による応力変化から、任意タイミングに対して日向灘地震発生に等価なすべり速度変化を南海トラフ地震サイクルモデルに導入し、その後の時間発展を計算できる。

(c) 業務の成果

「Nakata *et al.*, 2014」による、日向灘地震・豊後水道 SSE・南海地震を含む九州～四国沖を対象にした地震サイクルシミュレーションから、日向灘地震によって南海地震がトリガーされるシナリオの存在が指摘されている。こういったトリガーシナリオが、モデル領域を南海トラフ全域に拡張した場合でも再現されるかを検討するために、「Nakata *et al.*, 2014」のモデル断層を駿河湾まで東に拡張するとともに、紀伊半島下に「Kodaira *et al.*, 2006」で導入された東海・南海地震のセグメント境界に対応する摩擦不均質を追加した地震サイクルモデルを構築した。まず、この地震サイクルモデルに対し、日向灘地震と豊後水道 SSE のパッチを除去し、南海トラフ地震単独の地震サイクル挙動を調べたところ、M8 後半(図 3-10-④-1 左・右)と M8 前半(図 3-10-④-1 中)の 2 種類の南海トラフ地震が繰り返し発生した。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は再現されるものの、再来間隔の変化は 150—180 年程の範囲に留まっており、歴史地震に見られるような倍半分の変化は再現されない。

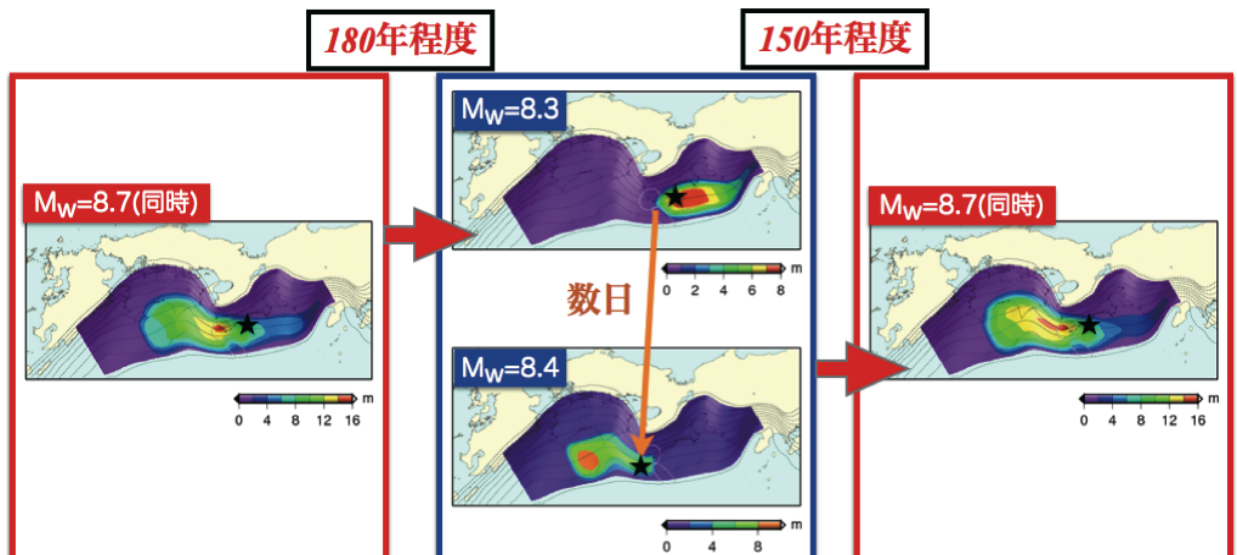


図 3-10-④-1 M8 クラス地震サイクルシミュレーションでの南海トラフ地震発生シナリオの例。(左図)熊野灘から開始し、東海・南海を同時に破壊する地震シナリオ。(中図)熊野灘から開始し、東海地震が発生したのち、数日で南海地震が発生する地震シナリオ。(右図)熊野灘から開始し、東海・南海を同時に破壊する地震シナリオ。

一方、日向灘・豊後水道 SSE を考慮したモデルでの地震サイクルシミュレーションでは、M8 前半の南海トラフ地震(図 3-10-④-2 中)が発生した後、101 年が経過した時点で発生した日向灘地震(図 3-10-④-2 右下)ののち、数年で南海地震・東海地震が引き続き発生するシナリオ(図 3-10-④-2 右上)が得られた。

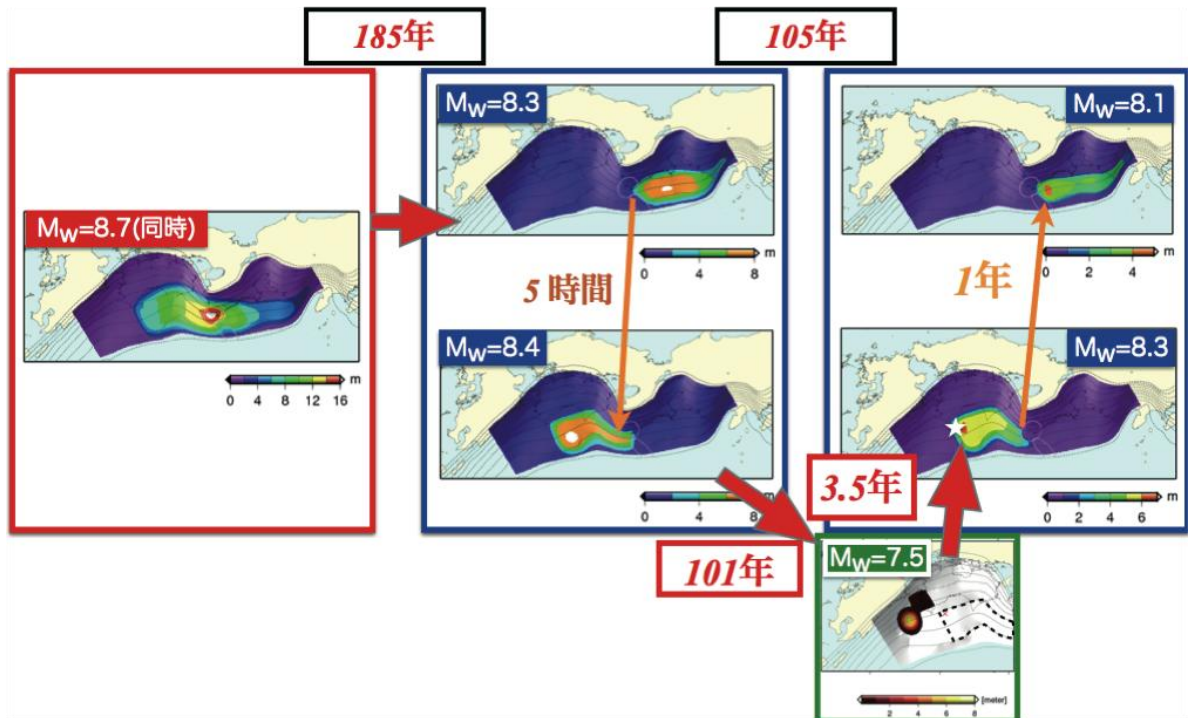


図3-10-④-2 日向灘地震・豊後水道SSEを加えたシミュレーションで見つかった南海トラフ地震の新しいシナリオの例。(左図)熊野灘から開始し、東海・南海を同時に破壊する地震シナリオ。(中図)熊野灘から開始し、東海地震が発生したのち、5時間で南海地震が発生する地震シナリオ。(右下図)Mw7.5の日向灘地震。(右上図)日向灘地震後、3.5年で足摺沖から南海地震が開始し、その一年後に東海地震が破壊する地震シナリオ。

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年間隔に近い発生間隔である。また、昭和イベントでは紀伊半島東側が破壊した後、2年後に南海地震(西側)が発生した。これに対し図3-10-④-2右上のシナリオ地震でも、破壊の伝搬方向は西から東で逆方向となっているものの、類似した年オーダーの破壊遅れが紀伊半島の東西セグメントで生じている。このことから、南海トラフ域の自発的サイクルは200年前後(例えば図3-10-④-1)であって、外部擾乱の影響により、前回サイクルからの間隔が短く・東西セグメントが大きな時間遅れを持って分断発生する地震が起こり得る場である、という仮説が成り立つかもしれない。

この仮説に基づいた場合に発生しうる地震シナリオを検討するため、H26年度は、トリガーが日向灘地震の場合について、南海トラフ地震サイクルモデル(図3-10-④-1)が、日向灘地震の発生タイミングによって受ける影響を系統的に調査した。具体的には、図3-10-④-1に示すM8前半の東海・南海が分かれて発生する地震(図3-10-④-1中)・M8.7の同時発生する地震(図3-10-④-1左・右)以前の地震サイクルの様々なタイミングで日向灘地震による摂動を加え、その後発生するシナリオ地震を調べた。

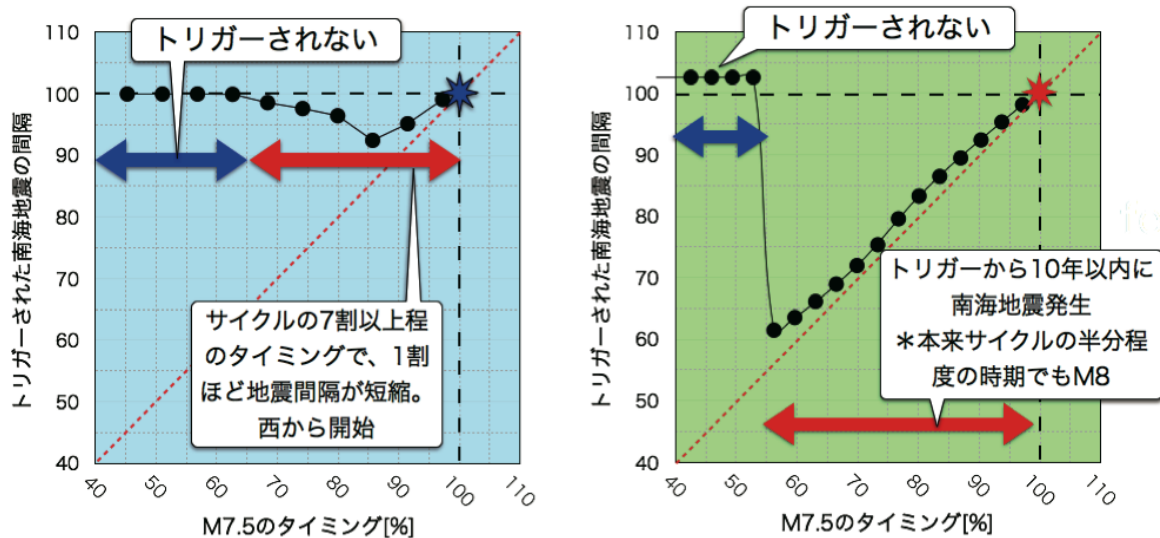


図 3-10-④-3 日向灘地震発生による摂動のタイミングと、その後発生する南海トラフ地震が受ける再来間隔の変化の関係。(左図)M8前半の南海トラフ地震発生前の地震サイクルにM7による応力変化を与えた場合。(右図)M8後半の南海トラフ地震発生前の地震サイクルにM7による応力変化を与えた場合。

図 3-10-④-3 はトリガー後、次に発生する南海トラフ地震と前回地震との繰り返し間隔変化の割合を示している。図 3-10-④-3 左に示すように、M8前半の南海トラフ地震に先行する地震サイクルでは、地震サイクルの8割強が経過した時点でトリガーされた場合に、最大1割程度短縮した地震が発生するに留まった(図 3-10-④-3 左)。これに対し、M8後半の南海トラフ地震に先行する地震サイクルでは、サイクルの5割強が経過した時点以降に対して、トリガーから10年以内で南海地震が発生する結果が得られた(図 3-10-④-3 右)。つまり、最大で地震サイクルが6割程度に短縮され得ることになっている。

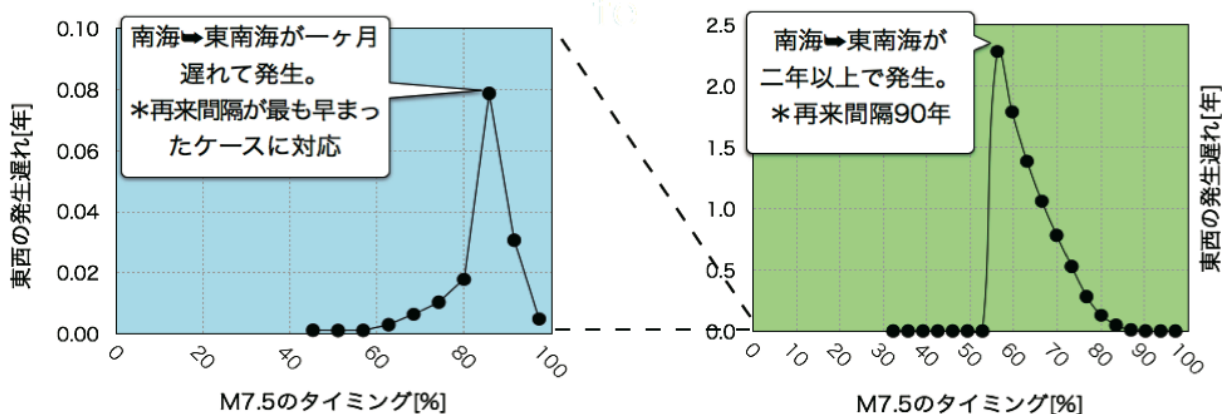


図 3-10-④-4 日向灘地震発生による摂動のタイミングと、その後発生する南海トラフ地震の東西セグメントの破壊遅れの関係。(左図)M8前半の南海トラフ地震前の地震サイクルにM7による応力変化を与えた場合。(右図)M8後半の南海トラフ地震前の地震サイクルにM7による応力変化を与えた場合。

同様に、日向灘地震のタイミングに対し、その後発生する南海トラフ地震での紀伊半島を挟んだ東西セグメントの発生遅れに対する影響を図3-10-④-4に示す。その傾向は図3-10-④-3の再来間隔の短縮と相関し、トリガーにより繰り返し間隔が短縮される場合ほど、東西セグメント間の破壊間隔が大きくなっている。つまり、南海地震がトリガーによって早期発生した場合には、セグメント境界の摩擦不均質が東西破壊に対しバリアとして十分有効であって、セグメント境界を跨ぐ短い時間間隔での破壊を抑制している。これに対し、自発的な南海トラフ地震の繰り返し間隔に近いタイミングでトリガーされる場合、サイクルの進展に伴ってバリアも弱まるため、セグメント境界を跨ぐ破壊が短い時間間隔で発生することとなる。

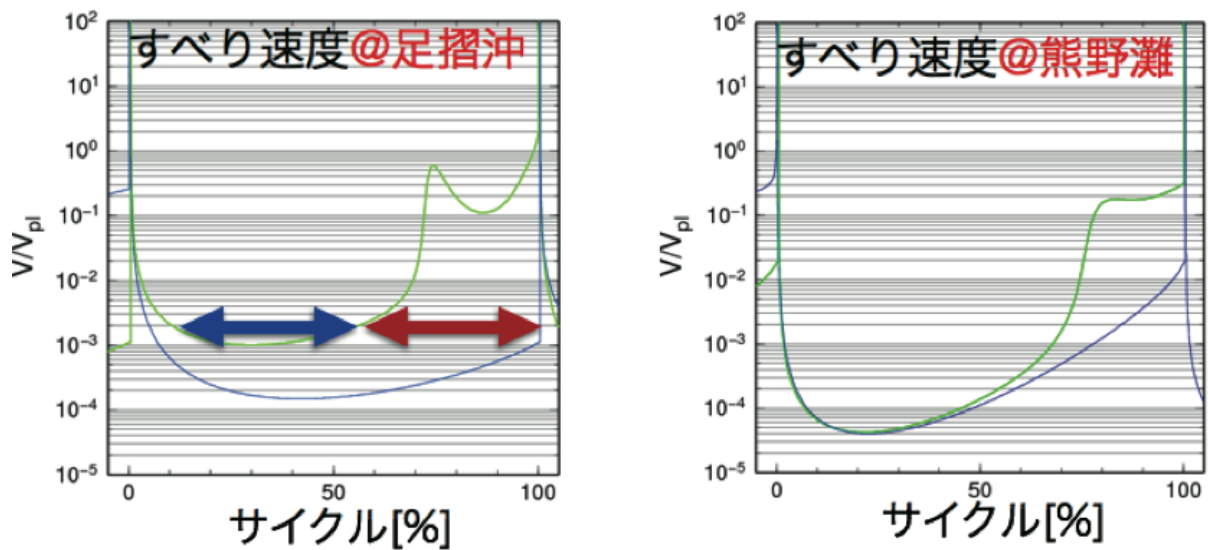


図3-10-④-5 図3-10-④-1のモデルでの南海トラフ地震震源域における、すべり速度の時間変化。緑の線がM8後半の南海トラフ地震発生に先行する地震サイクルでのすべり速度変化であり、青の線がM8前半の地震に先行する地震サイクルでのすべり速度変化を示す。(左図)日向灘地震によってトリガーされる場合に震源となる足摺沖でのすべり速度変化。(右図)図3-10-④-1の自発的な南海トラフ地震サイクルで破壊開始位置となる熊野灘でのすべり速度変化。

また、図3-10-④-5は、図3-10-④-1の地震サイクルでの南海トラフ地震震源域内のすべり速度の変化を示している。図3-10-④-5左は、日向灘地震によってトリガーされる南海地震が開始する足摺沖でのすべり速度の時間変化を示している。図3右、図3-10-④-4右で示したトリガーによって再来間隔・東西遅れが影響を受けやすい、M8後半の地震に先行するタイミング(緑線の場合の赤両矢印で示した部分)では、すべり速度がそれ以前より2桁程度上昇していることが見て取れる。これは、この期間においてプレート間の固着が剥がれつつあり、日向灘地震発生による擾乱によってすべりの加速が起りやすくなっていることを示している。同様に、同じタイミングでの熊野灘でのすべり速度(図3-10-④-5右)を見てみると、足摺沖と同程度にまですべり速度が上昇していることが見て取れる。よって、もし日向灘地震によって足摺沖の南海トラフ震源域が受けるのと同程度の応力変化を被れば、

熊野灘でも誘発破壊が引き起こされることが考えられよう。

今後は、安政から昭和イベントまでの地震発生挙動を理解するためにも、この仮説を検証していく必要がある。

(d) 結論ならびに今後の課題

H26年度は、これまで実施してきたM8以上の南海トラフ地震を対象とした準動的地震発生サイクルの数値シミュレーションに対し、日向灘で発生するM7クラス地震サイクルを追加することにより、南海トラフ地震の発生パターンが受ける影響を検証した。これにより、従来から再現されていた南海トラフ地震が熊野灘から開始するシナリオ以外に、日向灘地震発生後、数年で四国西端から南海地震が発生・東に破壊が伝搬するシナリオ群が見つかった。また、これらのシナリオ群がM8クラス地震のみをモデル化した場合、再現が困難であった南海トラフ地震の繰り返し間隔の倍半分の変化(100-200年程度)を説明し得る可能性があることが明らかとなった。今後は、安政から昭和イベントまでの地震発生挙動を理解するために、熊野灘でも誘発破壊を引き起こすような地震シナリオを検証していく必要がある。

(e) 引用文献

- 1) 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.
- 2) 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.

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

巨大地震時の強震動予測の高度化には、強震動予測のための巨大地震の震源モデル像の構築と、震源域から強震動予測を行う対象地点を含む地殻・地盤の地震波速度構造モデルの構築が必要である。強震動予測は地震被害の予測や軽減のために行うものであるため、地震被害を受ける構造物の周期帯域を意識する必要がある。近年の構造物の巨大化や複雑化により、広帯域（具体的には周期0.1秒程度から10秒程度）の強震動予測が必要となってきた。この観点に基づいた震源モデルの複雑さや、地下構造モデルの複雑さを取り入れた検討を進めていく必要がある。

政府の地震調査研究推進本部によって進められてきた地震動予測地図作成において、広帯域の時刻歴強震動予測手法とともに、震源モデルや地下構造モデルのプロトタイプが提案されて活用されている。また、個々の研究者によっても、震源モデルのモデル化手法や、大規模堆積盆地モデルのような各地域の地下速度構造モデルにおいて高精度化が行われている。本業務にあたっては、これらの震源モデル、地殻・地盤速度構造モデ

ルに関する既往研究に基づき、それらの広帯域化や信頼性を上げていくための方法論の検討と、改良モデルを提案していくことを目的としている。

(b) 業務の実施方法

2011年東北地方太平洋沖地震を含むプレート境界大～巨大地震の震源特性を踏まえて、広帯域の強震動予測のための震源モデル構築の高度化についての検討を行う。南海トラフの巨大地震時の震源域から都市圏への地震波伝播特性を把握し、地殻の速度構造モデルの高度化に資するため、海域と陸域での地震観測点における連続記録を活用した観測点間グリーン関数の推定を行う。

(c) 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

2011年東北地方太平洋沖地震を含む過去のプレート境界地震の震源像をベースに、南海トラフ巨大地震等のプレート境界地震の震源モデルの微視的パラメータ設定方法を検討する。東北地方太平洋沖地震については、経験的グリーン関数法を用いた0.1-10 Hzの地震動の震源像（SMGAモデル）を推定する解析が複数実施された（「Asano and Iwata, 2012」、「川辺・釜江, 2013」、「Kurahashi and Irikura, 2013」）。いずれの解析も、強震動予測に必要な0.1-10 Hzの地震動が、数十km四方程度の4～5個のパッチ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。これは、これまでの地震調査研究推進本部や内閣府によるプレート境界巨大地震震源モデルで仮定されてきた、アスペリティに強震動源となるすべりを集中させる方法を支持するものである。また、これもこれまでの地震調査研究推進本部や内閣府によるプレート境界巨大地震震源モデルでも仮定されてきたことだが、東北地方太平洋沖地震で生じたような海溝沿いの長周期が卓越した大すべりは、強震動予測的には無視できることが確認された。上記のSMGA震源モデルは、さらに背景領域のすべりのモデル化も必要ないことを示唆している。

しかし、強震動源となるすべりの集中度は、2011年東北地方太平洋沖地震発生前の地震調査研究推進本部や内閣府のモデルと、東北地方太平洋沖地震ではだいぶ異なっている。南海トラフの地震に対する「地震調査研究推進本部, 2001」の震源モデルで強震動発生域として設定されているアスペリティは断層面積の約30%、「中央防災会議, 2003」の震源モデルのアスペリティは断層面積の20または30%であった。一方、東北地方太平洋沖地震のSMGA総面積は、前述の3つのSMGAモデルを用い、「Suzuki *et al.*, 2011」の設定断層面を全破壊域と仮定すると、断層面積全体の4.7～5.8%、海溝沿いの深さ10 kmまでのいわゆる津波地震発生域を除いた断層面積の6.2～7.6%である（「佐藤, 2012」でもSMGAが推定されているが、解析周波数帯が0.05-10 Hzと異なり、そのため、他のモデルとの違いがやや大きい）。「内閣府, 2012」は、2012年の南海トラフの巨大地震モデルの検討において、SMGAをベースとする微視的パラメータ設定に切り替え、断層面積の10%をSMGAとする設定を行った。以下の検討では、「内閣府, 2012」と同様の問題意識であるが、

より細かい検討を行う。

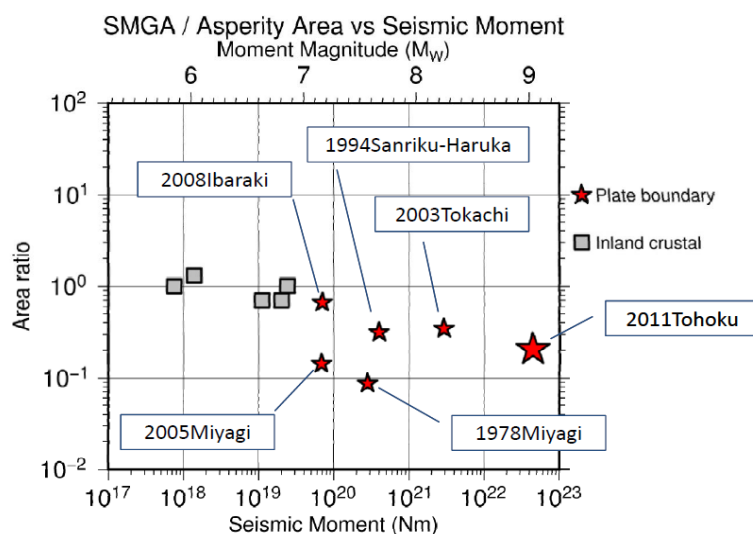


図 3-10-⑤-1 SMGA 総面積とアスペリティ総面積の比の地震モーメントに対する変化「Iwata *et al.*, 2013」

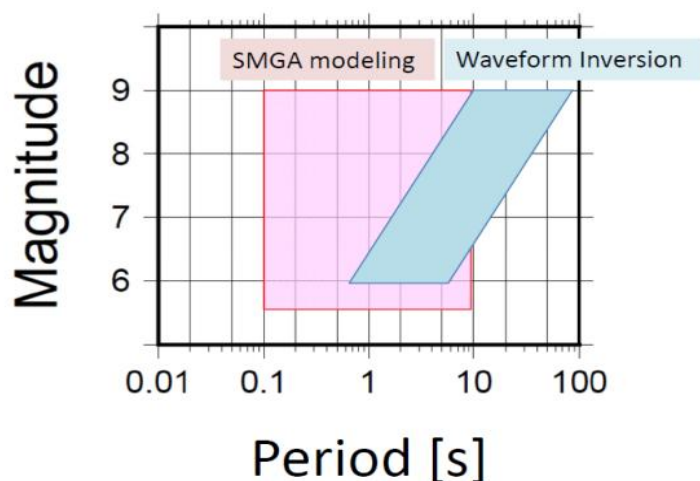


図 3-10-⑤-2 SMGA モデリングと波形インバージョンそれぞれの解析周期帯の地震のマグニチュードによる変化の概念図(Iwata *et al.*, 2013)

内陸地殻内地震については、波形インバージョンのすべり分布モデルから求められる大すべり域（アスペリティ）は、経験的グリーン関数法でモデル化される強震動生成域（SMGA）とほぼ一致することが言われてきた（「Miyake *et al.*, 2003」、「岩田, 2009」）。しかし、プレート境界大～巨大地震については、アスペリティ＝SMGAではない（図 3-10-⑤-1）。海溝沿いの浅い部分で長周期大すべりが発生した東北地方太平洋沖地震を別にしても、SMGA の総面積はアスペリティの総面積の 10～80%である。この原因は、M7 では波形インバージョンと SMGA モデリングにおいて解析周期帯域が重なっているが、そこから規模が大きくなるにつれ両者のずれが大きくなり、M9 クラスではそれらがほとんど重なっていないことから起きて

いると考えられる（図3-10-⑤-2）。地震が大きくなると波形インバージョンと SMGA モデリングの解析周波数帯域がずれてくるのは、インバージョン解析において、0.1 Hz 以下の低周波数の地震動が強調されることから波形インバージョンがこれを取り込むようになることと、波形インバージョンで震源モデルを表現するパラメータの数（例えばサブ断層サイズを対象周波数に対応させてより大きくする）を抑えるため、また広い震源域を対象とした場合にグリーン関数の精度が落ちるために高周波数側を削ることによる。SMGA とアスペリティの関係は、過去の事例を見ると、海溝沿いに長周期大すべり域が生じた 2011 年東北地方太平洋沖地震以外では、SMGA がほぼアスペリティに内包される場合（1994 年三陸はるか沖地震、2003 年十勝沖地震など）が多いようである。この原因には、実質的な周波数による地震波放射域の広がりの違いはあるだろうが、他に、見る波長による地震波放射域の空間分解能の違い、グリーン関数の精度の違いなどの影響も考えられる。

いずれにせよ、このように SMGA とアスペリティの大きさが異なるプレート境界巨大地震については、強震動予測のための震源のモデル化手法を構築する際には、強震動予測で必要とされる周波数帯に対応した SMGA モデルをベースに考えるべきである。そこで、過去のプレート境界大～超巨大地震の SMGA モデルに基づいて、予測震源モデルで与えるべき SMGA の面積とその個数、応力降下量の設定方法を考える。ここで強震動予測に必要とされる周波数についてであるが、大堀（1997）によると、原子炉建物、木造住宅のような固有周期の短いものから超高層ビルのような固有周期の長いもので、構造物の固有周期は 0.1-10 秒にほぼ納まる。一部の大型貯蔵タンク・長大吊橋で周期 20 秒までのものがあるが、周波数範囲が広がるほど全ての周期で妥当なモデルが作りにくくなるということもあり、対象周期を 0.1-10 秒（対象周波数を 0.1-10 Hz）とする。ただし、以下で用いる過去の地震の SMGA モデルには、低周波数側の限界周波数が 0.2 Hz や 0.3 Hz のものも含まれる。

SMGA の総面積の断層面積に対する比であるが、これを（1）断層面積に対する比を直接計算する方法と（2）アスペリティ総面積に対する比を求めた後に、プレート境界地震のアスペリティ総面積の断層面積に対する比の平均値 22% 「Murotani *et al.*, 2008」を掛けて求める方法とを試す。後者を検討するのは、波形インバージョン解析において、小さいすべり量で決まる断層面積よりもアスペリティ面積の方が、より信頼性があるのではないかという考察による。検討に用いた地震は、1994 年三陸はるか沖地震（SMGA モデル：「宮原・笹谷，2004」）（波形インバージョン：「永井・他，2001」、「Nakayama and Takeo, 1997」）と 2003 年十勝沖地震（SMGA モデル：「Kamae and Kawabe, 2004」）（波形インバージョン：「Koketsu *et al.*, 2004」、「Honda *et al.*, 2004」）であり、波形インバージョン結果から導出された断層面およびアスペリティの面積は「Murotani *et al.*, 2008」の値を用いた。東北地方太平洋沖地震は海溝沿いの長周期大すべりにより SMGA を内包するアスペリティが見られず、断層面積とアスペリティ面積の定義が前述の 2 つの地震とずれるため、ひとまず検討から外す。全ての組み合わせで計算すると、（1）の方法では $6.2 \pm 1.9\%$ となった。（2）の方法では、 $8.5\% \pm 5.1\%$ と、（1）の方が安定して求められた（た

だし、データ数が少なく、優位性は保証されない)。

一方、東北地方太平洋沖地震について、海溝沿いの深さ 10 km 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、全破壊域にたいする全 SMGA の比は $6.8 \pm 0.8\%$ であり、(1) とより調和的である。次に、地震調査研究推進本部や内閣府のモデル作成方法に鑑み、断層面上のセグメント毎に SMGA の数と比率を調べる(比率については(1)の方法で調べる)。東北地方太平洋沖地震は「中央防災会議, 2006」の「日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会」での領域分けに従うと 6 つの領域にわたって破壊している。北から三陸沖中部領域では個数は 0~1 個で 1 個の場合は比率が 4.0%、宮城県沖(陸側+海溝側)では個数が 2 個で比率が $13.8 \pm 3.4\%$ 、福島県沖では個数が 1~2 個で比率が $6.4 \pm 2.6\%$ (1 個の場合 5.6%、2 個の場合 $7.8 \pm 3.1\%$)、茨城県沖では個数が 1 個で比率は $6.2 \pm 1.1\%$ となる。日本海溝沿いのプレート境界の領域分けは、南海トラフのセグメントのように幾何形状や海底地形に対応したものとは違う上に、他にも強い根拠が存在しないため、このばらつきをセグメントにおける SMGA の割合のばらつきと結びつけるのは早計であるが、単に SMGA の分布を見ただけでも、宮城県沖で密度が高く断層面の南部・北部で密度が低い様子が見て取れる。SMGA の総面積が決まったとしてそれを何個の SMGA に分割するかという問題に関しては、セグメントを介する方法以外に、個々の SMGA 面積と地震のモーメントの関係(図 3-10-⑤-3)を頼りに設定する方法もあるかもしれない。

図 3-10-⑤-3 は、SMGA モデルがある Mw5.9~9.1 のプレート境界型地震(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」)のデータを元に作成した。

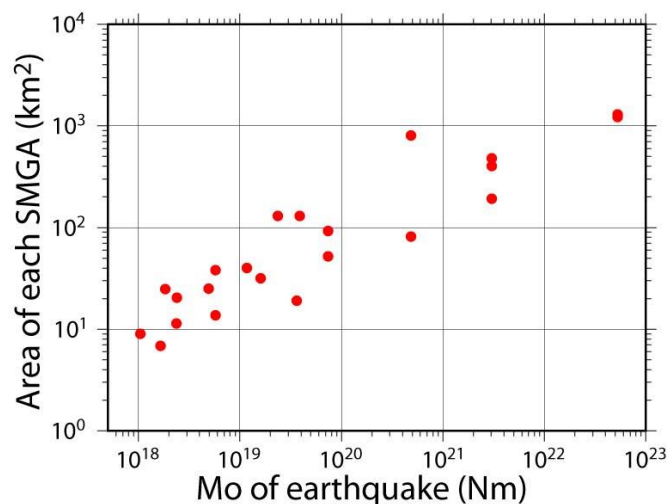


図 3-10-⑤-3 個々の SMGA の面積と地震全体の地震モーメントの関係

SMGA の応力降下量については、前述の SMGA がモデル化された Mw5.9~9.1 の

プレート境界型地震のモデルを用いて特徴を調べたところ、小さい SMGA ではばらつきが大きく、面積が大きくなると応力降下量の変動が小さいことがわかった（図 3-10-⑤-4）。また、解析周波数の下限周波数が大きくなる程変動が大きくなる傾向も見られる。これらのことは、強震動生成する場の不均質性を示しているのかもしれない。SMGA の応力降下量の設定を考える際には、このようなサイズ依存性を考慮する必要がある。巨大地震で想定されるような 400 km²以上の SMGA について平均をとると 26.0±14.3 MPa となった。

SMGA の位置は地震動の強さと空間分布を決める最重要なパラメータの 1 つである。現在、地震調査研究推進本部や内閣府のモデル化など多くの想定震源モデルで、過去の地震の解析から強震動を発生したと推定される場所を定常的な強震動生成可能域とする仮定のもとに想定地震の SMGA を設定する方法が採られている。これは、「永井・他, 2001」や「Igarashi *et al.*, 2003」によるアスペリティの繰り返しによっても支持される。しかし、その位置の精度はあまり高くないかもしれない。同じ波群をモデル化したと思われる 2011 年東北地方太平洋沖地震の SMGA について、前述 3 モデルの間で最大 60 km 強の位置の違いが見られる。原因は、S 波速度の仮定、断層面の仮定、用いる観測記録の違い等によるものと考えられる。同様の空間的不確定性は、過去の地震について推定されたアスペリティにもあると考えられる。よって、想定地震の震源モデルの SMGA は、何らかの方法で推定された過去の SMGA 位置を基本にしつつも、位置の変動も考慮したほうがよい。

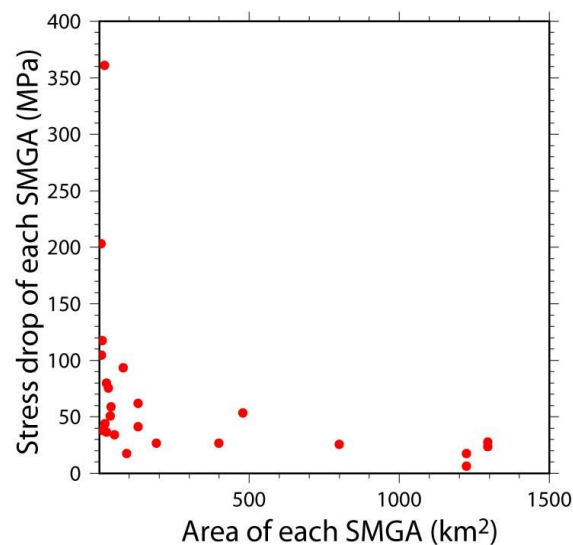


図 3-10-⑤-4 個々の SMGA の面積とその応力降下量の関係

今後は、上記の検討内容を整理して、SMGA ベースの震源モデル作成方法の明快なルールを作り、さらに、実際の地震動予測に用いる計算手法に即した設定方法の模索を行う必要がある。面的な地震動予測を行うには、現状、長周期側については差分法等で理論的地震動計算を行い、短周期側については統計的グリーン関数法で計算し、両者をハイブリッドする方法が現実的である。この方法で、経験的グリーン関数法でモデル化された SMGA の地震動と同様の性質を備えた地震動がモデル

化する必要がある。「川辺，2013」は、「川辺・釜江，2013」の SMGA モデルに「中村・宮武，2000」のすべり速度時間関数を使った震源モデルを入力として差分法で 4~10 秒のモデリングを行い観測の説明に成功しているが、0.1-10 Hz の広帯域での実用性の確認が必要である。

2) 海陸地震波干渉法による伝播経路地殻構造モデルの検証・高度化

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、空間スケールで進んでいる。本業務では、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、海域の観測点と陸域の観測点を組み合わせた 2 点間グリーン関数の抽出を行う。海洋プレート上面の上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」）、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。今年度は、大阪堆積盆地を含む西南日本域と東南海地震の震源域である熊野海盆の間の地殻構造に注目し、解析に必要なデータの収集・整理を行った。

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）を運用する独立行政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海底観測技術開発グループの関係者と DONET1 広帯域地震波形データの使用に関する協議を行った。本年度は 2013 年 1 月 15 日から 2014 年 9 月 2 日までの約 1.6 年分について、広帯域地震計 20 点の連続波形データの提供を受けた。DONET1 は 5 つのノードに各 4 つの観測点が接続されている。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 で収録されている。

陸側の観測点については、上記 DONET1 のデータ提供期間に対応する期間の記録について、独立行政法人防災科学技術研究所の広帯域地震観測網（F-net）及び京都大学防災研究所の広帯域地震計（STS-1、STS-2 または STS-2.5 のいずれか 3 成分が設置されている）の連続記録を収集した。連続記録を収集した広帯域地震観測点を図 3-10-⑤-5 の地図に示す。

海域及び陸域の連続記録ともに、東京大学地震研究所の策定した WIN 形式のファイルフォーマットで提供を受けているので、これらを整理し、本業務の解析に使用できるようファイルフォーマットの変換作業を実施した。海域、陸域いずれも連続記録を取り扱う必要があるため、データ量が膨大であり、記録のコピーやフォーマット変換作業におのおの数ヶ月オーダーの時間を要した。平成 27 年度は本格的な解析を実施する。まず、熊野海盆から紀伊半島南部をターゲットに、解析可能周

波数範囲などを吟味しながら、熊野海盆—紀伊半島南部の観測点間グリーン関数の抽出を試みる。

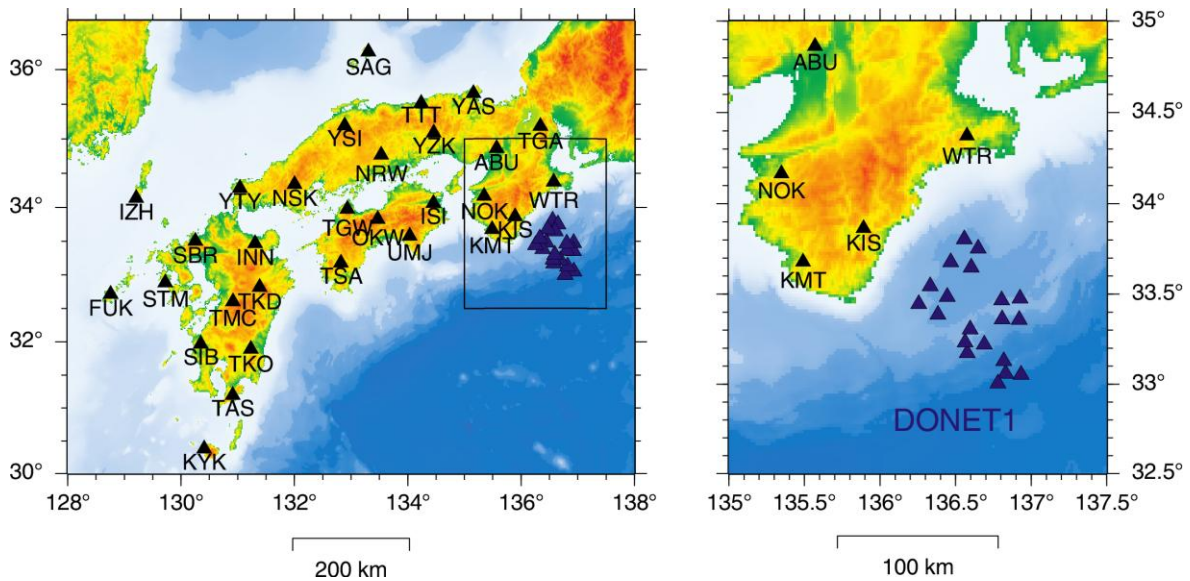


図 3-10-⑤-5 連続記録を収集した広帯域地震観測点。(左) 西南日本全体、(右) 熊野海盆から紀伊半島に書けての領域(左図の矩形領域)を拡大したもの。

(d) 結論ならびに今後の課題

広帯域強震動予測のための震源モデル構築手法に関して、SMGA(強震動生成域)モデルに基づき、2011年東北地方太平洋沖地震を含むプレート境界大~巨大地震のSMGAパラメータの特徴について整理を行い、震源モデル設定方法についての考え方をまとめた。ここでの提案に基づいて方法論の検証を実記録に適用して確認する必要がある。

南海トラフでの巨大地震に対して、震源域から都市圏に至る地震波伝播経路の波動伝播特性把握と既往の地殻速度構造モデルの検証のため、海域と陸域の地震観測点間のグリーン関数の推定を開始した。膨大なデータ容量のハンドリングが必要であったため、観測点間グリーン関数の構築は来年度に行う。

(e) 引用文献

- 1) Asano, K. and T. Iwata, Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1–10 Hz during the 2011 Tohoku earthquake, Earth Planets Space, 64, 1111-1123, 2012.
- 2) 中央防災会議, 東南海、南海地震等に関する専門調査会(第16回)資料3, 2003.
- 3) 中央防災会議, 日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震に関する専門調査会報告, 2006.
- 4) 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 (M_w 8.1) and the 2004 SE Off-Kii Peninsula (M_w 7.4) earthquakes, *Pure Appl. Geophys.*, 165, 587–607, 2008.
- 5) Honda, R., S. Aoi, N. Morikawa, H. Sekiguchi, T. Kunugi and H. Fujiwara, Ground motion and rupture process of the 2003 Tokachi-oki earthquake obtained from strong motion data of K-NET and KiK-net, *Earth Planets Space*, 56, 317-322, 2004.
 - 6) Igarashi, T., T. Matsuzawa and A. Hasegawa, Repeating earthquakes and interplate aseismic slip in the northeastern Japan subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 108(B5), doi:10.1029/2002JB001920, 2003.
 - 7) 岩田知孝, 強震動予測のための特性化震源モデル, 地震第 2 輯, 61, S425-S431, 2009.
 - 8) Iwata, T., K. Asano, and H. Kubo, Construction of Source Model of Huge Subduction Earthquakes for Strong Ground Motion Prediction, AGU 2013 Fall Meeting, S43A-2470, December 2013.
 - 9) 地震調査研究推進本部地震調査委員会強震動評価部会, 南海トラフの地震を想定した強震動評価手法について (中間報告), 2001.
 - 10) Kamae, K. and H. Kawabe, Source model composed of asperities for the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake ($M_{JMA}=8.0$) estimated by the empirical Green's function method, *Earth Planets Space*, 56, 323-327, 2004.
 - 11) 川辺秀憲・釜江克宏, 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源のモデル化, 日本地震工学会論文集, 13(2), 2013.
 - 12) 川辺秀憲, 2011 年東北地方太平洋沖地震($M9.0$)の強震動の検証と広域長周期地震動シミュレーション, 第 41 回地盤震動シンポジウム, 2013.
 - 13) Koketsu, K., K. Hikima, S. Miyazaki and S. Ide, Joint inversion of strong motion and geodetic data for the source process of the 2003 Tokachi-oki, Hokkaido, earthquake, *Earth Planets Space*, 56, 329-334, 2004.
 - 14) Kurahashi, S. and K. Irikura, Short-Period Source Model of the 2011 Mw 9.0 Off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 103(2B), 1373-1393, 2013.
 - 15) 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.
 - 16) Miyake, H., T. Iwata, and K. Irikura, Source Characterization for Broadband Ground-Motion Simulation: Kinematic Heterogeneous Source Model and Strong Motion Generation Area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 2531-2545, 2003.
 - 17) Murotani, S., H. Miyake and K. Koketsu, Scaling of characterized slip models for plate-boundary earthquakes, *Earth Planets Space*, 60, 987-991, 2008.
 - 18) 内閣府, 南海トラフの巨大地震モデル検討会 (第二次報告) 強震断層モデル編, 2012.
 - 19) 永井理子・菊池正幸・山中佳子, 三陸沖における再来大地震の震源過程の比較研究—1968 年十勝沖地震と 1994 年三陸はるか沖地震の比較—, 地震 (第 2 輯), 54,

267-280, 2001.

- 20) 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.
- 21) Nakayama, W., and M. Takeo, Slip history of the 1994 Sanriku-Haruka-Oki, Japan, earthquake deduced from strong-motion data, Bull. Seismol. Soc. Am., 87(4), 918-931, 1997.
- 22) 大堀道広, 強震動地震学基礎講座一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.
- 23) 佐藤智美, 経験的グリーン関数法に基づく 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源モデルプレート境界地震の短周期レベルに着目して一, 日本建築学会構造系論文集, 77(675), 695-704, 2012.
- 24) 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.
- 25) 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.
- 26) 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.
- 27) 瀧口正治・浅野公之・岩田知孝, 近地強震記録を用いた海溝型繰り返し地震の震源過程の推定と比較一茨城県沖で 1982 年と 2008 年に発生した M7 の地震を対象として一, 地震 (第 2 輯), 63(4), 223-242, 2011.
- 28) 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 シミュレーションに基づく南海トラフ地震津波の検証・評価

(a) 業務の要約

平成 26 年度は、まず、1944 年東南海地震・1946 年南海地震と 1854 年安政東海地震・南海地震との震源象の比較を行った。そのために、1944 年東南海地震と 1946 年南海地震の直後に実施されたアンケート調査の再解析を行い、それぞれの地震の改訂メルカリ震度階による震度分布と、1946 年南海地震については詳細な被害分布を得た。さらに、三重県内における歴史資料の調査し、1954 年安政東海地震の震源域の南西端が 1944 年東南海地震のそれまで及んでいたのかどうか検討した。また、三重県度会郡南伊勢町の五ヶ所湾にて歴史資料の調査と津波痕跡調査を行った。次に、前年度に引き続き 1600 年代の南海トラフ沿いの巨大地震の再検討を行った。まず、前年度に本プロジェクトで指摘した 1605 年慶長津波地震が伊豆-小笠原海溝沿いの巨大地震であった可能性を確かめるために、小笠原諸島の父島・母島と周辺の属島において津波痕跡調

査を行った。また、1605年慶長津波地震に代わる南海巨大地震と指摘されている（「石橋・原田，2013」，「石橋，2014」）、1614年11月26日（慶長十九年十月廿五日）の地震について、四国地方と九州地方における歴史資料の調査を行った。内閣府の想定したM9クラスの南海超巨大地震による西太平洋・東シナ海の津波の伝播シミュレーションを行った。南海トラフの巨大地震と比較するために、千島海溝沿いで発生した大地震・巨大地震の破壊様式の研究を行った。

(b) 業務の成果

1) 1944年東南海地震・1946年南海地震の直後に行われたアンケート調査の再解析による被害・震度分布

1944年東南海地震について、地震直後に東京帝国大学地震研究所と理学部地球物理学教室により、主に震度に関する大規模なアンケート調査が行われたが、その集計・解析結果は公表されていない（「津村・他，2010」）。そこで、本研究でアンケート調査の再集計と分析を行った。地震研究所に残されていた、完全でない震度の集計資料に記載されていた改正メルカリ震度（以下、「MM震度」）と、アンケート調査の回答から推定し直したMM震度から、この地震の震度分布図を作成した（図3-10-⑥-1）。集計資料の震度データは12県における99点、再推定された震度データは27都府県における139点である。その結果、震度5範囲が和歌山県の南西部から神奈川県、長野県まで広範囲に広がっていることが分かった。特に、長野県の諏訪湖付近、滋賀県の琵琶湖北岸付近、滋賀県南部（現甲賀市水口）や福井平野でもMM震度が大きく、9～10のMM震度（旧気象庁震度の6程度）が推定された場所もあることが分かった。

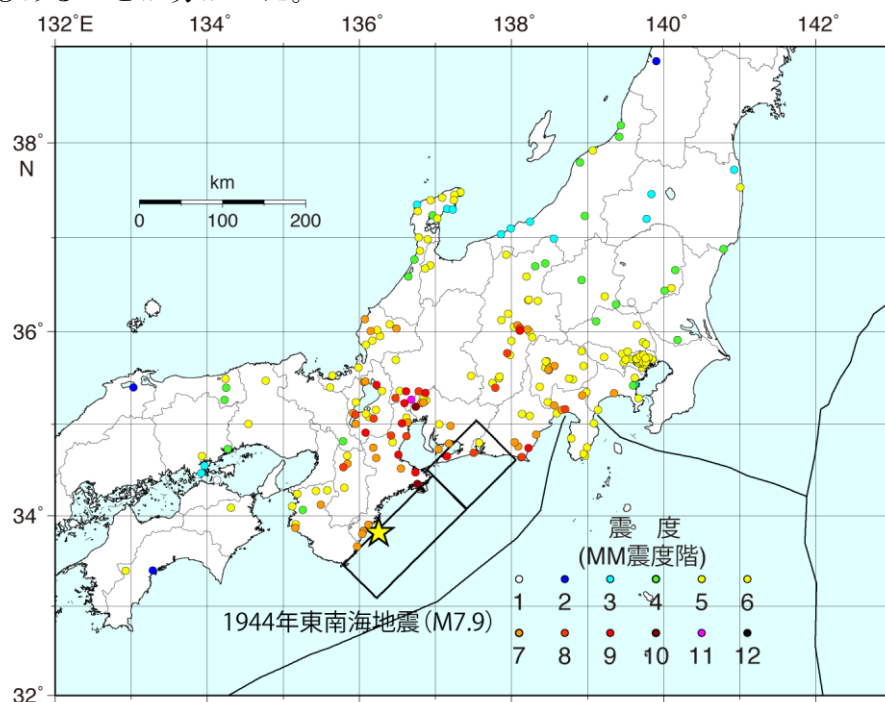


図3-10-⑥-1 地震直後に行われたアンケート調査結果による1944年東南海地震の震度分布（MM震度階）。星印と矩形は、それぞれ、1944年東南海地震の震度分布（MM震度階）。

震の震央と「相田，1979」による震源域。

観測点数は139点と少ないが、木造家屋・土蔵の被害などのアンケートによる被害状況が分かっているので、同じ地点における、歴史資料による1854年安政東海地震、1707年宝永地震の被害状況と直接比較することによって、それぞれの地点における地震動の強さを比較することが期待できると考えられる。今後、「中村・他，2014」、「香川・他，2014」のようにアンケートの震度に関する質問項目と気象庁震度の推定に使用される体感・被害状況との比較により、気象庁震度の推定を行う。そして、観測点数は少ないが、震度インバージョン（「神田・他，2004」）によって、短周期地震波の発生源の推定を試みる。

次に、1946年南海地震については、アンケート震度の集計資料とアンケート調査票と考えられる2種類の葉書を用いて、この地震の詳細なMM震度分布図の作成を行った。アンケート回答数は1034で、そのうち1014地点におけるMM震度が得られた。

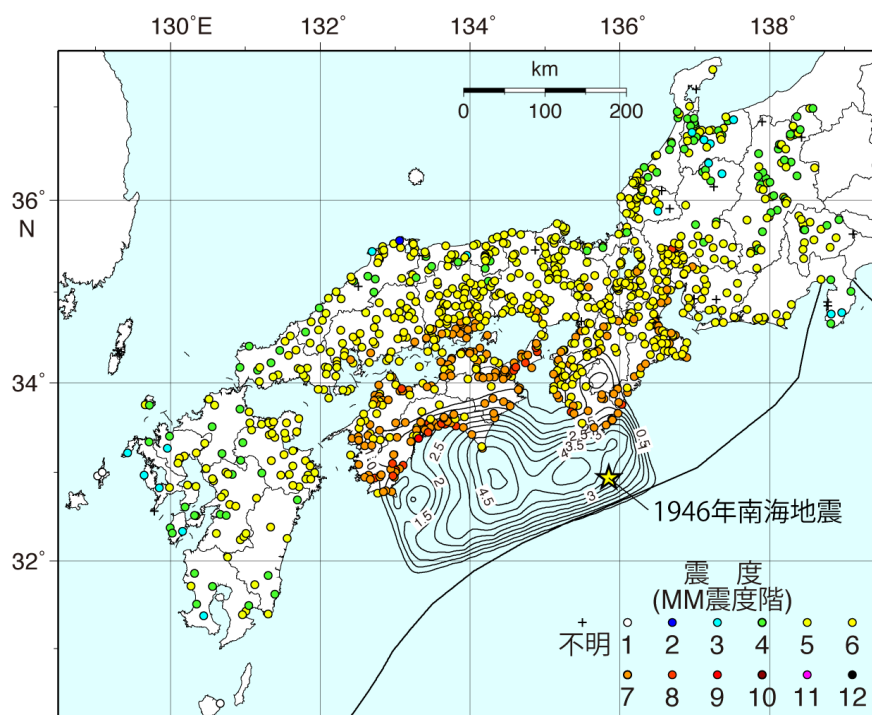


図3-10-⑥-2 地震直後に行われたアンケート調査結果による1946年南海地震の震度分布 (MM震度階、平均値)。星印とコンターは、それぞれ、1946年南海地震の震央と「Murotani, 2007」によるすべり量分布。

さらに、アンケート調査より明らかになった、地震動による人々や周囲の状況、建物や公共物の被害状況の分布図も作成した。アンケート葉書の震度に関する28の質問項目それぞれについて、MM震度が求められており、本研究では、それらの平均値をその観測点の震度とした。図3-10-⑥-2に得られた震度分布 (平均値) を示す。この平均MM震度の最大は、高知県内で9 (旧気象庁震度階の震度6程度)

である。四国地方、近畿地方、中国地方の瀬戸内側では、旧気象庁震度の震度5程度に対応するMM震度7、8が広範囲に分布している。この平均震度の分布は、中央気象台による震度分布（「中央気象台，1953」）とおおよそ一致している。しかしながら、28件の質問項目によるMM震度の最大値の分布（図3-10-⑥-3）については、旧気象庁震度の7に対応するMM震度10～12が、四国全域、兵庫県・岡山県・広島県の瀬戸内海側、和歌山県と三重県の太平洋側に分布しており、「中央気象台，1953」の震度分布（四国地方の太平洋側、瀬戸内海周辺、三重県の太平洋側の7点で震度6）と比べると、明らかに大きなMM震度が広範囲に分布している。10以上のMM震度は、家屋の被害、橋梁や堤防、岸壁などの被害に関する質問項目から推定されているが、これらの被害状況に対応するMM震度が過大である可能性も考えられるので、今後、さらなる検討が必要である。

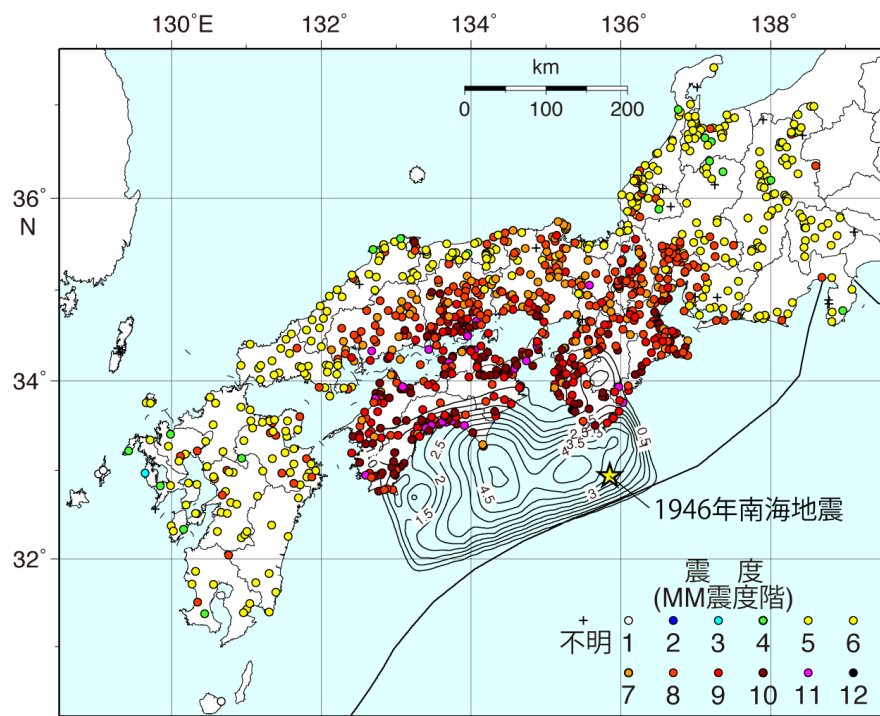


図3-10-⑥-3 地震直後に行われたアンケート調査結果による1946年南海地震の震度分布（MM震度階、最大値）。星印とコンターは、それぞれ、1946年南海地震の震央と「Mutotani, 2007」によるすべり量分布。

また、アンケート調査の木造家屋の被害状況に関する質問から、南海地震による西日本の木造家屋の被害状況が明らかになった（図3-10-⑥-4）。それによると、濃尾平野、琵琶湖周辺の平野、松江付近の平野部でも、壊れやすい家屋は倒れるものがあつた。さらに、中国地方から近畿地方の山間部、四国地方の山間部では「被害がほとんどなし」であるのに対して、震源域からかなり遠くの静岡県平野部、濃尾平野周辺、琵琶湖周辺の平野部、福井平野付近、山陰地方の平野部における木造家屋は「かなり傷む」と回答されており、地盤の影響が家屋の被害に大きく影響を与えていることが分かる。木造家屋の被害状況から推定されるMM震度の分

布から、MM 震度 10（気象庁震度 6 に相当する）が非常に広範囲に広がっており、高知県においては、気象庁震度 7 に相当する MM 震度 11 が存在する。これは、「中央気象台，1953」による震度分布では、震度 6 を記録した地点が四国地方の太平洋側、瀬戸内海周辺、三重県の太平洋側の 7 点であるのに対して、顕著に大きい。また、煉瓦造り・石造りの家屋の被害も、木造家屋の被害の程度と調和的であった。

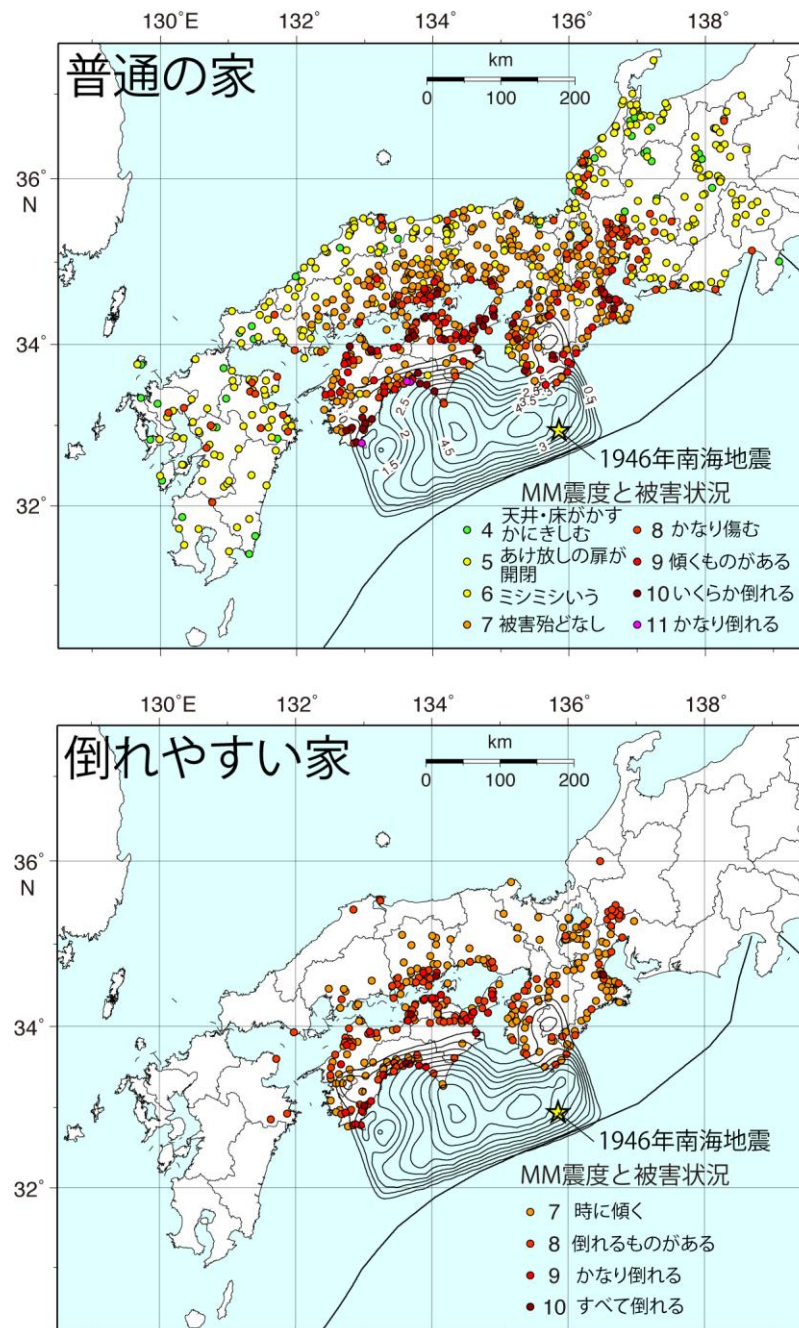


図 3-10-④-4 地震直後に行われたアンケート調査結果による、1946 年南海地震による木造家屋の被害分布。MM 震度が 7 以上では、“普通の家”と“倒れやすい家”とで質問が異なる。星印とコンターは、それぞれ、1946 年南海地震の震央と「Murotani, 2007」によるすべり量分布。

さらに、MM 震度の推定には使われていないが「低湿地に土砂を噴き出す」というアンケート回答の選択肢は、軟弱地盤の液状化による噴砂を表していると思われるが、震源域からかなり離れた三重県北部や、瀬戸内海周辺でも噴砂の回答があった。

今後、「中村・他，2014」、「香川・他，2014」が行ったように、MM 震度への換算を前提として作成された 28 のアンケート項目から、それらに対応する気象庁震度を評価することによって、アンケート結果から現行の気象庁震度を推定する予定である。そして、震度インバージョン（「神田・他，2004」）によって、短周期地震波の発生源の推定を試みる。また、木造家屋や土蔵などの被害分布と、被害の状況が比較的詳しく分かっている 1707 年宝永地震や 1854 年安政南海地の被害分布との比較も行う。

2) 史料調査による 1854 年安政東海地震の津波波源城南西端の再検討

1944 年東南海地震の津波波源域は和歌山県の潮岬付近まで達していたが（例えば、「羽鳥，1974」、「Baba and Cummins，2005」）、1854 年安政東海地震の津波波源域が、1944 年と同じく潮岬付近まで達していたのか、あるいは尾鷲市沖以北までしか達していないのか、意見が分かれている（例えば、「瀬野，2012」、「石橋，2014」）。この問題は、過去の南海トラフ沿いの巨大地震の破壊様式と繰り返しに関する解釈について、さらには次の南海トラフ沿いの巨大地震の長期予測に関しても、非常に重要な問題である。そこで、本研究では、1854 年安政東海地震の津波波源域の南西端がどこまで達していたのかを、歴史資料に書かれている地震発生時刻と津波襲来時刻に関する記述から再検討した。

再検討では、『日本地震史料』「武者，1951」、『新収日本地震史料（第五巻別巻五-一，補遺別巻，続補遺別巻）』「東京大学地震研究所，1987，1989，1994」、『日本の歴史地震史料（拾遺_別巻，拾遺二，拾遺三，拾遺四ノ上，拾遺五ノ下）』「宇佐美，1999，2002，2005，2008，2012」より、三重県津市付近から和歌山県串本町付近にかけての沿岸における、地震の発生時刻と津波の襲来時刻に関する 136 の記述を抜き出した。これらの記述は、安政東海地震後に書かれた手紙や文章の他、明治以降の各市町村による調査報告、市町村史や郷土誌も含まれる。今後、元史料の信頼性などからこれらの記述を取捨選択する必要があるが、本研究では全ての記述を使用した。

地震発生時の時刻に関しては、辰下刻や五ッ半時、午前 9 時頃のような具体的な時刻の記述が多いが、津波来襲の時刻に関しては、具体的な時刻の記述の他、「半刻後」や「30 分後」などの相対時間の記述、「直ぐ様」、「引き続いて」、「地震動揺之間ハ煙草三ふく位の内なり、ゆりやんで煙草五ふく位の間ありて大津波となり」など多岐にわたる。これらの記述から具体的な時刻のみを抜き出すと、図 3-10-⑥-5 のようになる。

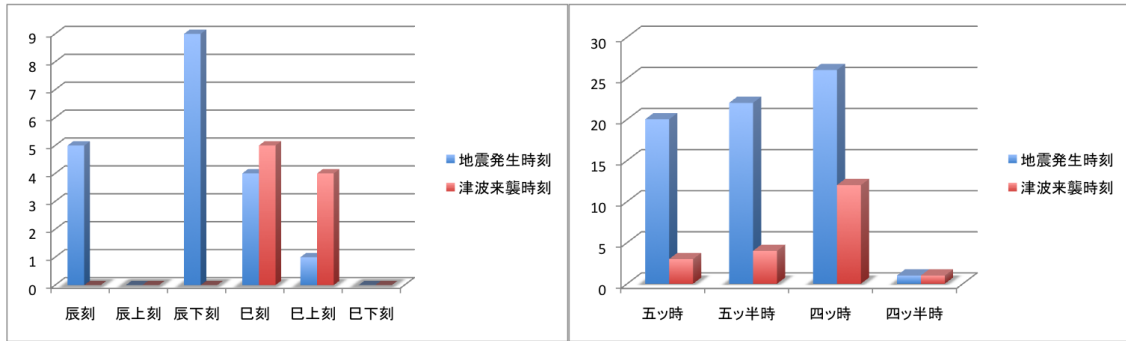


図3-10-⑥-5 136の記述から抜き出した、地震発生時刻と津浪襲来時刻。

地震の発生時刻に関しては、朝五ッ時（午前8:48～9:36：冬至、以下同じ）が20、朝五ッ半時（午前9:36～10:24）が22、朝四ッ時（午前10:24～11:12）が26、朝四ッ半時（午前11:12～12:00）が1、辰刻（午前8:00～9:36）が5、辰下刻（午前8:48～9:36）が9、巳刻（午前9:36～11:12）が4、巳上刻（午前9:36～10:24）が1であった（三重県周辺の安政東海地震前後の記述において“中刻”が出てこなかったため、辰刻を辰上刻と辰下刻に、巳刻を巳上刻と巳下刻に分けた）。津波の来襲時刻に関しては、朝五ッ時が3、朝五ッ半時が4、朝四ッ時が12、朝四ッ半時が1、巳刻が5、巳上刻が4であった。

地震発生時刻は、四ッ時・巳下刻は26と最も多いが、現三重県北牟婁郡紀北町における記述が13と多く、これらの記述の大本の史料に遡った検討が必要であるので除くと、朝五ッ半時が最も多くなり、三重県外の地域でも記述されている地震発生時刻と一致する。また、津波の襲来時刻は四ッ時・巳上刻が12と最も多い。ただし、時間間隔が長い辰刻、巳刻と書かれた記述は含めていない。よって、地震発生時刻と津波来襲時刻との時間差は、半時（約1時間）程度かそれ以上あったと推測される。

次に、より信頼度を高めるために、地震発生時刻と津波の来襲時刻の双方が書かれている史料のみから記述に注目すると、図3-10-⑥-6のようになる。

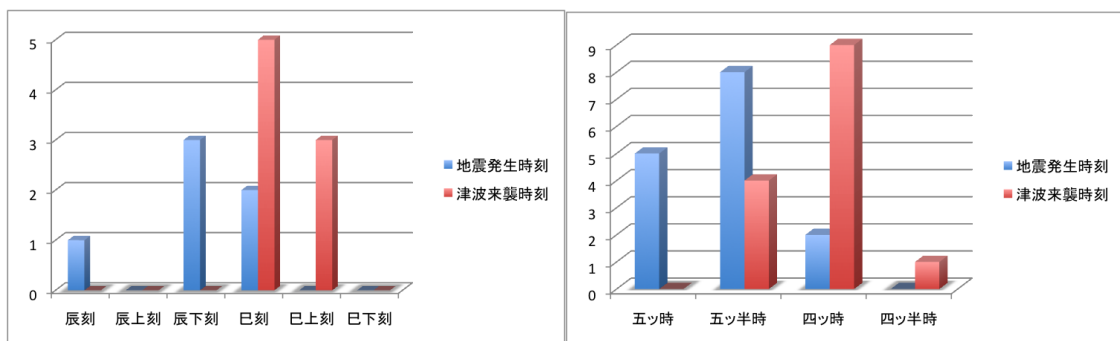


図3-10-⑥-6 地震発生時刻と津浪襲来時刻の双方が書かれている記述から抜き出した、地震発生時刻と津浪襲来時刻。

地震発生時刻に関しては、朝五ッ時が5、朝五ッ半時が8、朝四ッ時が2、辰刻が1、辰下刻が3、巳刻が2であり、津波の来襲時刻に関しては、朝五ッ半時が4、朝

四ッ時が9、朝四ッ半時が1、巳刻が5、巳上刻が3であった。よって、地震発生時刻と津波来襲時刻との時間差は、同じく、半時（約1時間）程度かそれ以上あったと推測される。

また、時刻の記述以外では、「同時」、「一時後」、「半時後」、「約1時間後」、「約30分後」がそれぞれ、1、6、6、7であった（図3-10-⑥-7）。したがって、これらの記述からも、地震発生時刻から津波来襲時刻まで、しばらく時間があつたであろうと思われる。しかしながら、当該地域のほぼ全域にわたって、「直様」、「即刻」、「間無」といった、地震発生時刻と津波来襲時刻との差がほとんど無かったことを示す記述も多く（23記述）、逆に、「暫くして」という地震発生時刻と津波来襲時刻との差があまりなかったことを示す記述は8つと少なかった。

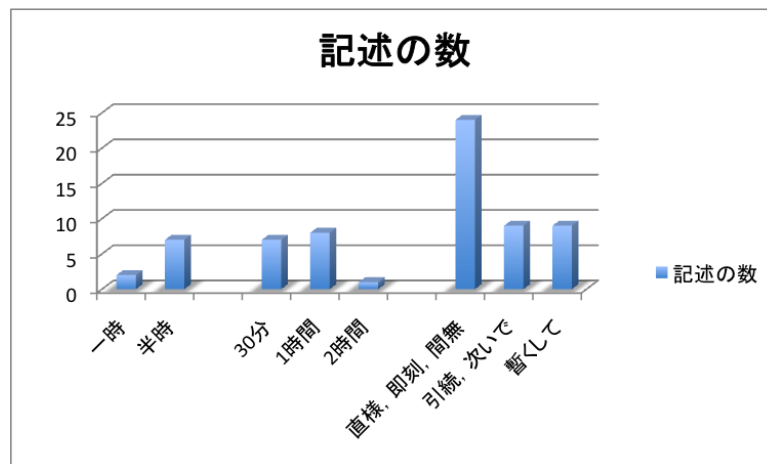


図3-10-⑥-7 136の記述から抜き出した、地震発生時刻と津波来襲時刻との差に関する記述。

以上の再検討から、1854年安政東海の地震発生から津波来襲までの時間差は、「青島・他、2008」による1944年東南海地震の地震発生時刻と津波来襲時刻との差のアンケート調査結果の約13~31分と比べると長いと考えられる。しかしながら、安政東海地震の地震発生と津波来襲との時刻の差は、伊勢湾内の津市、志摩半島先端の鳥羽市、三重県最南部の熊野市でも同じであり、不定時法による時刻の分解能では三重県内の沿岸における両者の時間差の変化を表すことが出来ないことが分かった。また、津波の来襲時について、「直様」、「間無」、「即刻」といった記述が、「暫くして」といった記述に対して約3倍多く、尾鷲市においても、「直ニ」、「地震之内直様」、「程無」といった記述がみられる。

さらに、津波逆伝搬図を作成すると、地震と津波の時間差が30分であっても、三重県の海岸に来襲した津波の波源は、静岡県御前崎付近になってしまうので（図3-10-⑥-8）、「半時」、「約1時間」という時間差は、安政東海地震の震源域の外側から津波が来たことになってしまう。したがって、この「半時」、「約1時間」という時間差は、後続の最大波の来襲時刻、目撃者の時間感覚の問題、不定時法の分解能の問題によって実際よりも長時間になって伝わっていると思われる。

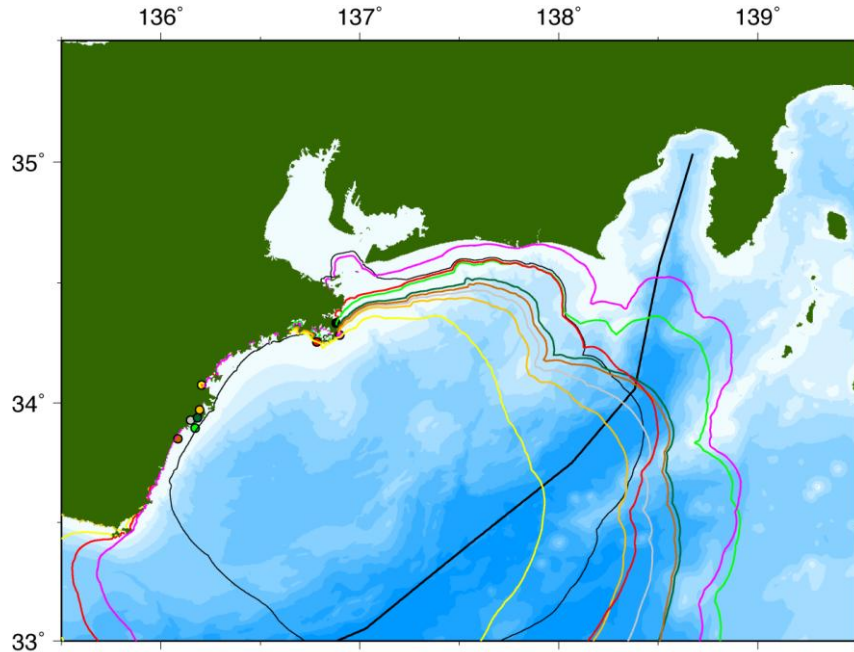


図 3-10-⑥-8 地震発生時刻と津波襲来時刻との時間差の記述がある地点における、津波伝播時間 30 分の津波逆伝播図。コンターの色と地点の色が対応している。

実際、「青島・他，2008」によれば、アンケートによる 1944 年の地震と津波との時間差も、シミュレーションによるそれよりも遅くなっている地域がある。したがって、史料内の地震発生時刻と津波来襲時刻のみの記述から、1854 年安政東海地震の津波波源域の南西端を確定的に決めることは、今のところ、非常に困難であることが分かった。尾鷲市における「直ニ」、「地震之内直様」、「程無」などの記述を信用すると、尾鷲沖まで波源域が伸びていた可能性は否定できない。なお、「羽鳥，1974」では、『日本地震史料』（「武者，1951」）の P. 255 における、現三重県熊野市新鹿町での「嘉永七年十一月四日五つ時大地震に次いで津浪あり、津浪は七八回起りたる高浪は三回なりき。」という記述から、当地における地震発生時刻と津波到着時刻との時間差を 10 分と推定して、安政東海地震の津波波源域の南西端を決めている。したがって、この推定が妥当であるのかどうか再検討が必要である。

今後、愛知県、静岡県においても 1854 年安政東海地震の地震発生時刻と津波来襲時刻の記述を調査し、安政東海地震の津波波源域全体におい波源の推定精度の検討を行う。

3) 三重県度会郡南伊勢町の五ヶ所湾周辺における津波堆積物津調査と歴史資料の調査

昨年度に引き続き、三重県度会郡南伊勢町神田曾区、宿区において、簡易掘削機を用いて 4ヶ所の掘削を行った。また、五ヶ所湾地域における 1854 年安政東海地震津波による被害規模と分布を調べるため、4つの未刊行史料を含む合計 27 の史料を収集し（表 1）、このうち具体的な被害記載のある 16 点について検討した。近代以前の地

方社会における筆記史料ということもあり各史料の数値にばらつきがあるため、まずなるべく正確な数値を選別するための基準を設け、それに則って選別した3点の史料を元に具体的な被害数値をまとめた。特に基準とした史料『南嶋津浪被害覚』は新出の史料である。その結果、五ヶ所湾地域における被害状況とその分布に関して以下のことが分かった。

表3-10-⑥-1 収集資料一覧

ID	史料			筆者		成立年		対象地域	備考
	文書名	タイトル	出版物	筆者名	筆者データ	グレゴリオ暦	和暦		
A1	徳田家蔵文書	『為地震津浪心得謹世残』	東京大学地震研究所(1987)『新収日本地震史料 第5巻 別巻5-1』, 1438pp.	徳田専吉		1862/12/1	文久2年10月10日	神津佐村	「しょんがい口説」(盆踊りの音頭)
A2	南勢町『安政地震』史料控	『大地震・大津浪見舞控』	東京大学地震研究所(1987)『新収日本地震史料 第5巻 別巻5-1』, 1438pp.	西濱定吉				五ヶ所浦	
A3	正泉寺文書	『嘉永七寅十一月大地震津浪控』	東京大学地震研究所(1987)『新収日本地震史料 第5巻 別巻5-1』, 1438pp.	森岡萬吉	五ヶ所浦浦方庄屋			五ヶ所浦浦方	
A4	正泉寺文書	『大地しんあらし・大津なみ扣置』	未刊行	岡本庄兵衛		1855/3/3	安政2年正月15日	五ヶ所浦	
A5	南勢町『安政地震』史料控	『万覚帳』	東京大学地震研究所(1987)『新収日本地震史料 第5巻 別巻5-1』, 1438pp.	源兵衛・惣兵衛・庄左衛門				五ヶ所浦	
A6	正泉寺文書	『正泉寺過去帳』	東京大学地震研究所(1987)『新収日本地震史料 第5巻 別巻5-1』, 1438pp.					五ヶ所浦	
A8	正泉寺文書	『南 秋平家過去帳』	東京大学地震研究所(1987)『新収日本地震史料 第5巻 別巻5-1』, 1438pp.					五ヶ所浦	五ヶ所浦山方・南 秋平家の過去帳
A9	正泉寺文書	『覚』	未刊行(一部が東京大学地震研究所(1987)に掲載)	栗原惣三郎				船越村	
A13	正泉寺文書	『神津佐 法泉寺過去帳』	東京大学地震研究所(1987)『新収日本地震史料 第5巻 別巻5-1』, 1438pp.					神津佐村	
A18	正泉寺文書	『桂雲寺過去帳』	南勢町史編さん委員会(1985)『南勢町誌』, 1103pp.	小西行山	桂雲寺住職			相賀浦	
A21	田曾浦文書	『津波二付流失半流家名前帳』	東京大学地震研究所(1987)『新収日本地震史料 第5巻 別巻5-1』, 1438pp.	林右衛門・北村三右衛門	田曾浦肝煎・田曾浦庄屋	1854	安政元年11月	田曾浦	
A23	南張文書	『大地震津浪被害記控帳』	東京大学地震研究所(1987)『新収日本地震史料 第5巻 別巻5-1』, 1438pp.	市兵衛	南張村庄屋			五ヶ所浦, 神津佐村, 木谷村, 宿浦, 田曾浦	志摩国英虞郡鵜方組南張村は, 田曾浦の東隣
A24	『鵜倉村誌』	『嘉永七年ノ地震高浪二付南島地方ノ被害』	東京大学地震研究所(1987)『新収日本地震史料 第5巻 別巻5-1』, 1438pp.	向井善十郎	鵜柄組大庄屋	1854	安政元年11月	鵜柄組	
A25	田丸城文書	『南嶋津浪被害覚』	未刊行			1854/12/28?	安政元年?11月9日	鵜柄組	田丸城(田丸代官所)に伝わっていた文書
A26	中村山土井家文庫	『雑記』	宇佐美龍夫編(2008)『日本の歴史地震史料』拾遺 四ノ上』, 1132pp.	竹川竹斎	松阪の豪商・篤農家			津・山田・紀州領伊勢国南方浦々	
A27		『嘉永七年十一月四日地震ノ記』	東京大学地震研究所(1987)『新収日本地震史料 第5巻 別巻5-1』, 1438pp.					紀州領伊勢国南方浦々	竹川竹斎の著を写したものの

人的被害は湾最奥部の神津佐および東岸湾口部の田曾浦が各3人で最大であった。これは従来の報告よりも多い結果である。湾最奥部の五ヶ所浦、東岸湾口部の宿浦が各1人でこれに続く(図3-10-⑥-9)。

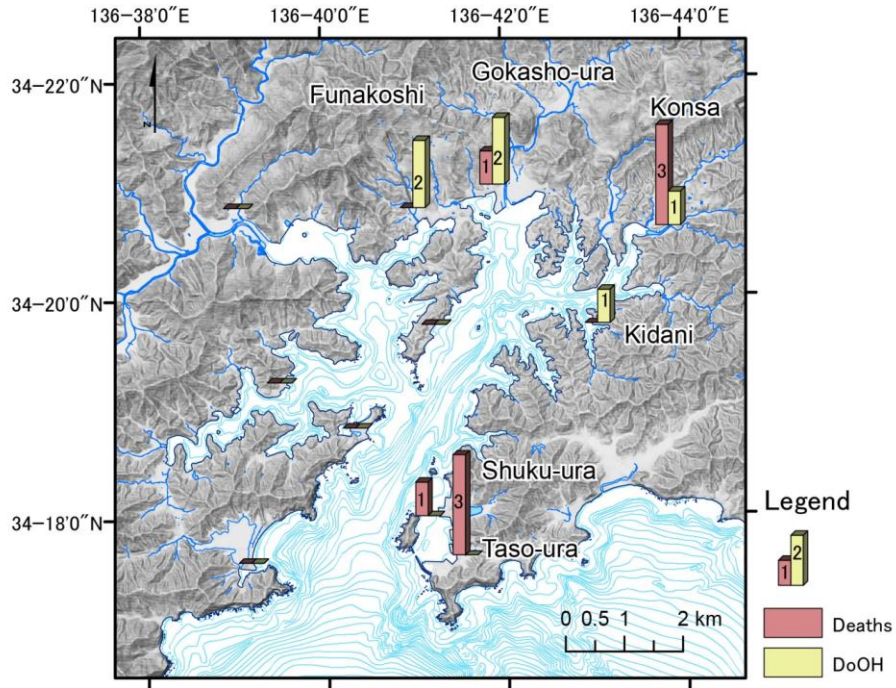


図 3 - 1 0 - ⑥ - 9 1854 年安政東海地震の津波による死傷者と家畜の死亡頭数。

流失率・全潰率（図 3 - 1 0 - ⑥ - 1 0）は湾最奥部の五ヶ所浦、神津佐村で最大となった。東岸湾奥部の下津浦でも流失率・全潰率が比較的高い。死者数同様、東岸湾口部の宿浦，田曾浦でも全壊率が比較的高い。田曾浦の流失数は五ヶ所浦、神津佐村に次ぐ 8 軒であった。

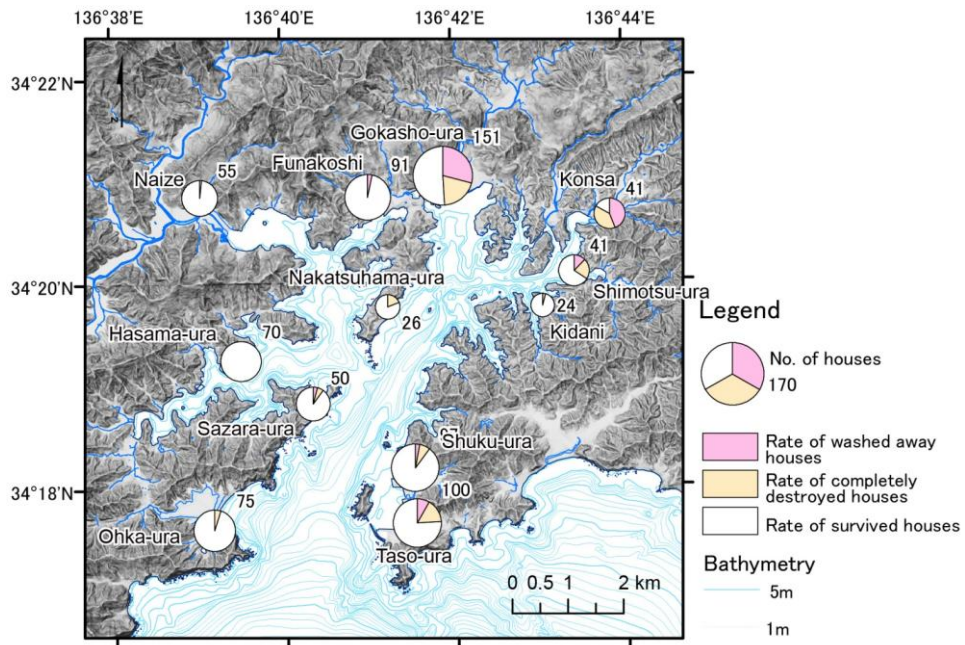


図 3 - 1 0 - ⑥ - 1 0 1854 年安政東海地震の津波による家屋の全壊率と流失率。

主屋（おもや）の浸水率（図 3 - 1 0 - ⑥ - 1 1）は、湾中央の海底谷地形に沿っ

た集落がそれ以外よりも著しく高い。それらの村落のうち最奥部の2村、および西岸湾口部の田曾浦は建物の損壊率の割合が高く、逆に湾中部～湾口部（田曾浦を除く）では潮入率が高くなっており、これらは湾内での津波の挙動と強さの変化が明瞭に反映されたものであろうと考えられるので、今後、詳細な津波ミュレーションで確かめる。

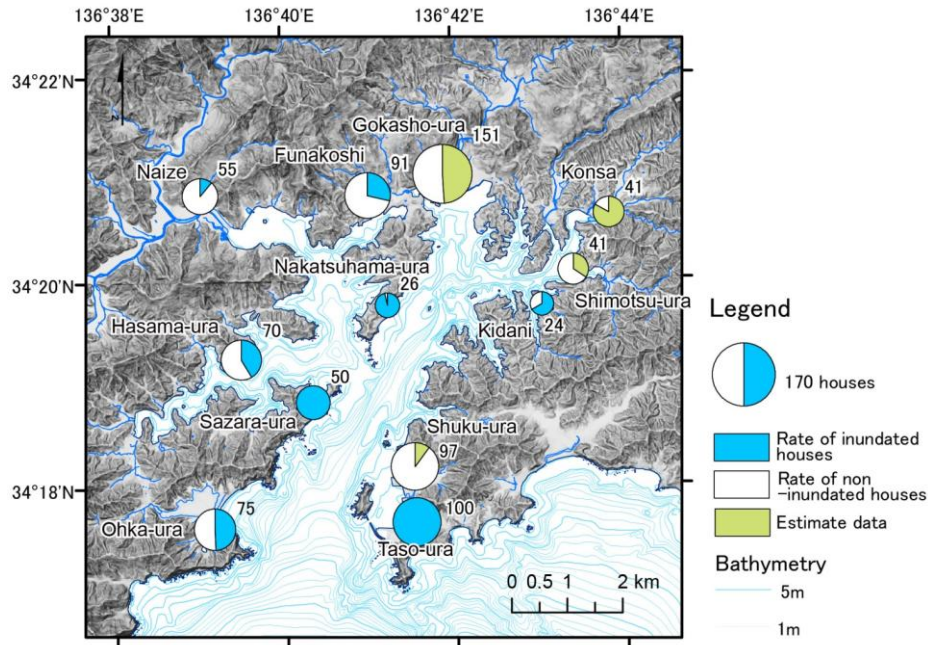


図3-10-⑥-11 1854年安政東海地震の津波による母屋の浸水率。

4) 小笠原諸島父島・母島における津波堆積物調査

伊豆-小笠原海溝沿いの沈み込み帯は、プレート間（巨大）地震がほとんど発生しない“マリアナ型沈み込み帯”だと考えられてきた。しかしながら、「石橋・原田，2013」は、史料の再検討から、南海トラフ沿いの津波地震と考えられている1605年慶長地震が、伊豆-小笠原海溝沿いの巨大地震だったのではないかという仮説を提唱した。さらに、本プロジェクトの昨年度の研究では、伊豆-小笠原海溝沿いにプレート間地震とアウターライズ地震の断層モデルを仮定した津波シミュレーションによって、1605年慶長津波地震の津波高がほぼ説明できると結論した。しかし、この伊豆-小笠原海溝沿いの巨大地震は仮説であり、この仮説の検討には、伊豆小笠原諸島での津波痕跡調査が重要であると考えられる。

そこで、筆者らは、日本学術振興会の科学研究費助成事業による助成金（若手研究(B) 26750129「伊豆-小笠原海溝の巨大地震発生履歴の解明に向けた小笠原諸島での津波痕跡調査」）を取得し、小笠原諸島における津波痕跡調査を行った。昨年7月13日～18日と8月26日～9月4日の2回にわたって、父島と母島、そして、周辺の属島である南島、兄島、弟島、姉島、姪島、嫁島において津波堆積物調査を行った。調査箇所は23箇所である（図3-10-⑥-12）。



図 3-10-⑥-12 父島・母島と園周辺の属島における津波痕跡調査の調査地点。

調査の結果、父島西岸の境浦の海岸沿いの露頭面から少なくとも3つのイベント堆積物が検出された。八瀬川流域（図 3-10-⑥-13、写真 3-10-⑥-1）では、イベント層が腐植物層を伴い数層検出された。

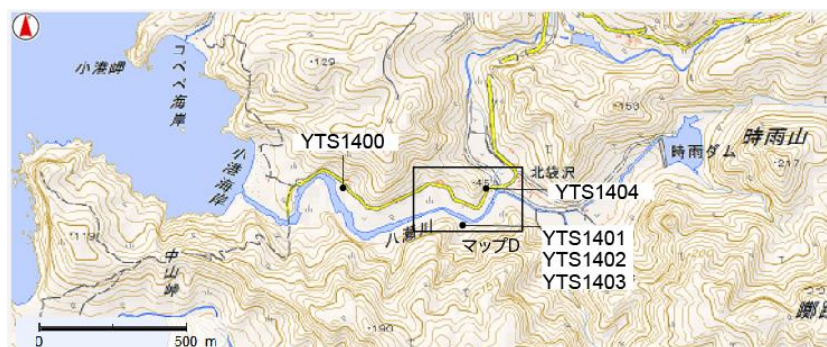


図 3-10-⑥-13 父島の八瀬川流域における調査地点。



写真3-10-⑥-1 父島の八瀬川流域における調査地点の様子。

今後、八瀬川流域内のイベント層分布および、堆積年代決定のために掘削調査を行い、これまでの結果と含めて再考察する。また、既存のボーリング試料の層相を確認するなどして、さらなる調査地の選定し、そこでの掘削調査を行う。

5) 1614年（慶長十九年）の地震についての四国地方と九州地方における歴史資料の調査

1614年11月26日（慶長十九年十月廿五日）の地震については、被害記録が西日本から関東に記録されているにもかかわらず、その実体は未だに不明である。この地震は、越後高田で津波被害の記録があり、従来“高田領大地震”あるいは“高田地震”と胡椒されてきたが、「山本・他，1982」によって否定され、京都付近のM6.5程度の地震だとされた。しかしながら、「石橋・原田，2013」、「石橋，2014」は、複数の同時代日記にこの地震による余震の記事がいっさいないことから、京都付近の地震だった可能性はなく、この地震による西日本から関東にかけての広範囲の被害記録を説明できる地震像として、南海トラフ沿いのプレート間地震が考えられるとした。しかし、この地震に関する史料の不足は否めないとしている。

したがって、本年度では、まず、九州地方と四国地方におけるこの地震に関する史料の確認と調査を行った。大分県と宮崎県における歴史資料調査では、1662年寛文日向灘の地震による被害の記録が多く、それ以前の記録を見つけ出すことができなかった。今後も、この地域での歴史資料調査を進めていく予定である。また、四国地方では、愛媛県伊予西条市において津波被害の記録が残されているので、その歴史資料の確認を行った。この地震による津波記録は、大正二年に書かれた『多賀村郷土史』に記されているが、この『多賀村郷土史』の原本は、伊予西条市にある鶴岡八幡神社にしか存在しないので、鶴岡八幡神社におもむき調査を行った。調査により、『多賀村郷土史』における津波被害記録は『周布誌』という文献の引用である事が分かったが、『周布誌』の存在が不明なために、それ以上たどることは出来なかった。しかし、鶴岡八幡神社の宮司の案内で、津波のために移転した巖島神社の位置を確認することができた。今後、九州・四国地方以外の記録についても調査する予定である。

6) 南海トラフ沿いで想定された M9 の超巨大地震による西太平洋・東シナ海の津波伝播シミュレーション

南海トラフで発生する最大クラスの巨大地震による津波が外洋において、どういった振る舞いをするのか、あるいは、周辺諸国の沿岸をどれくらいの津波が襲うのか見積もるために、内閣府に設置された「南海トラフの巨大地震モデル検討会」が想定した、南海トラフ沿いにおける M9 クラスのプレート間超巨大地震（「内閣府，2012」）による西太平洋・東シナ海の津波の伝播シミュレーションを行った。そして、中国東岸、フィリピン諸島東岸、ニューギニア島北岸における津波高分布を調べた。

断層モデルは、「内閣府，2012」による 11 種類の断層モデル（Case 1～11）を用いた。また、11 種類の断層モデルによる津波シミュレーション結果と比較するために、「Ando, 1975」、「相田，1981a」、「相田，1981b」、「安中・他，2003」による 1707 年宝永地震の断層モデルによる津波シミュレーションも行った。津波の伝播計算は、コリオリ力と海底摩擦を考慮した極座標系の非線形長波式「Satake, 1995」を用いた。海底地形は GEBCO の 30 秒グリッドデータを用いた。計算領域は東経 115°～155°、南緯 8°～北緯 40° で、地震発生から 24 時間分の津波シミュレーションを行った。

図 3-10-⑥-14 に算領域全体における津波の本震後 24 時間内の最大波高分布を示す。11 ケースによる最大津波高分布は、1707 年宝永地震の分布よりも広範囲に高くなる。四国沖～日向灘に大すべり域・巨大すべり域を設定した Case 4、Case 5、Case 11 では、東シナ海における津波高分布が顕著に高くなることが分かった。

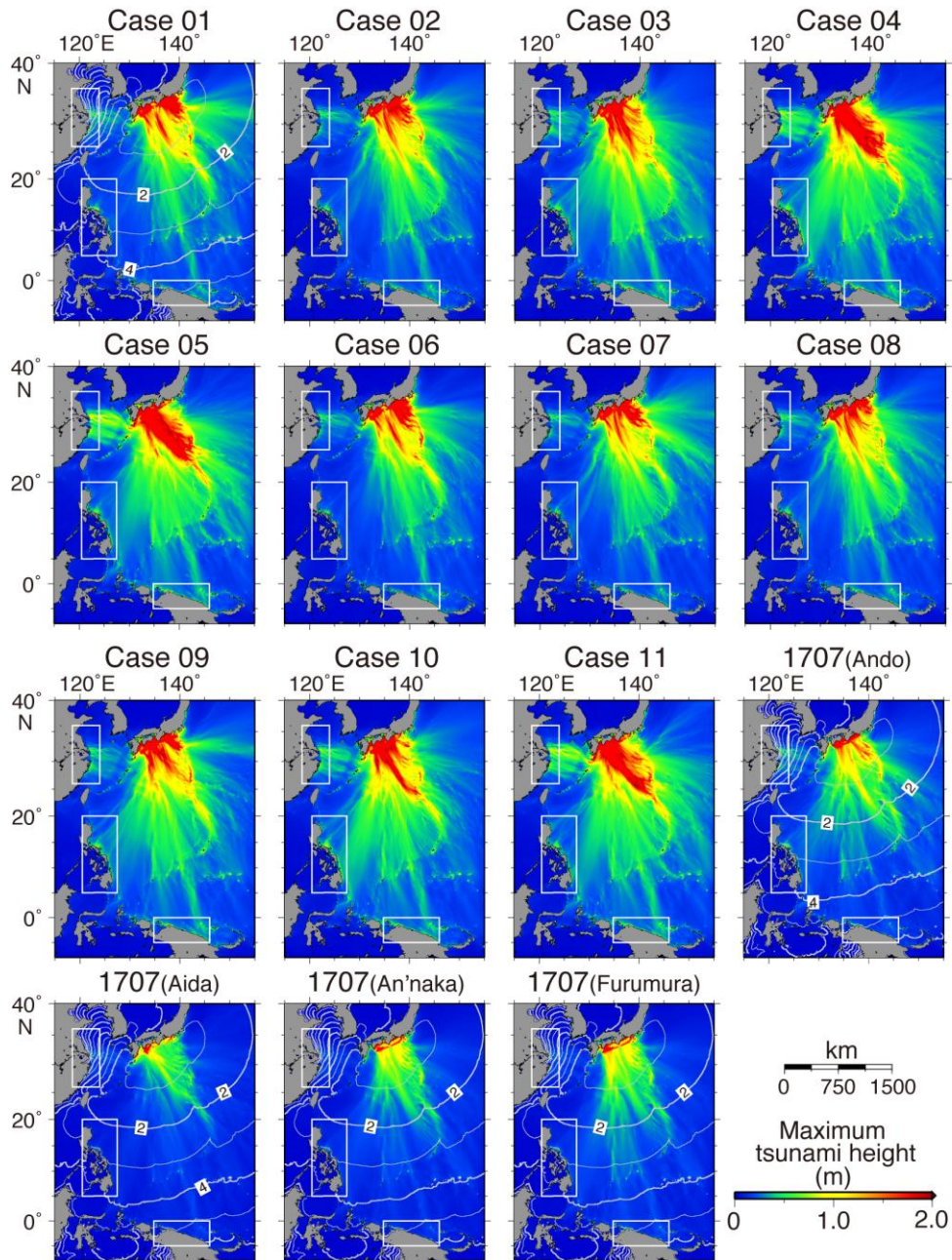


図 3-10-⑥-14 計算範囲全体における本震後 24 時間内の最大津波高分布。
白矩形は、図 3-10-⑥-15 の範囲を示す。

図 3-10-⑥-15 に中国東岸(a)、フィリピン諸島東岸(b)、ニューギニア島北岸(c)における本震後 24 時間内の最大津波高分布を示す。

中国東岸においては、1707 年宝永地震の最大津波高は、「Ando, 1975」のよる断層モデルであっても最大 1.0 m を越えることはない。しかし、Case 1～11 のいずれにおいても多くの地点で 1.0 m を越えるが、最大でも 1.5 m 程度にとどまる（使用した海底地形が粗いので、詳細な海底地形を使用すると結果は異なると考えられる）。中国東岸における最大津波高分布は、駿河湾～三重県沖に大すべり域・巨大すべり域を設定したケースよりも、四国沖～日向灘に大すべり域・巨大すべり域を設定した Case 4、Case

5、Case11 で全体的に高くなる。したがって、この地域における津波高は、断層モデルに依存する（四国沖よりも西に大すべり域・巨大すべり域が存在するか否かに依存する）ことが分かる。

フィリピン諸島東岸では、1707 年宝永地震の最大津波高は、「Ando, 1975」による断層モデルでは 4.0 m を越えるところがあるが、多くの地点で 2.0 m を越えることはない。Case 1～11 では、多くの地点で 3.0～4.0 m を越え、Case11 では、最も高いところで 8.0 m を越える。しかし、各 Case による最大津波高分布の系統的な違いはあまりみられない。この地域における最大津波高も、局所的に大きなすべりよりも断層面全体の平均的なすべりの大きさに依存するからだと考えられる。

ニューギニア島北岸において、1707 年宝永地震の最大津波高は、「Ando, 1975」による断層モデルにおいて最も高いところで 3.0 m 程度になるが、ほとんどの地点で 2.0 m を越えることはない。しかしながら、Case 1～11 のいずれにおいても最大津波高が 2.0～3.0 m を越え、最も高いところで 5.0 m 程度になる。しかし、各 Case による最大津波高分布の系統的な違いはあまりみられない。この地域における最大津波高は、局所的に大きなすべりよりも断層面全体の平均的なすべりの大きさに依存するからだと考えられる。

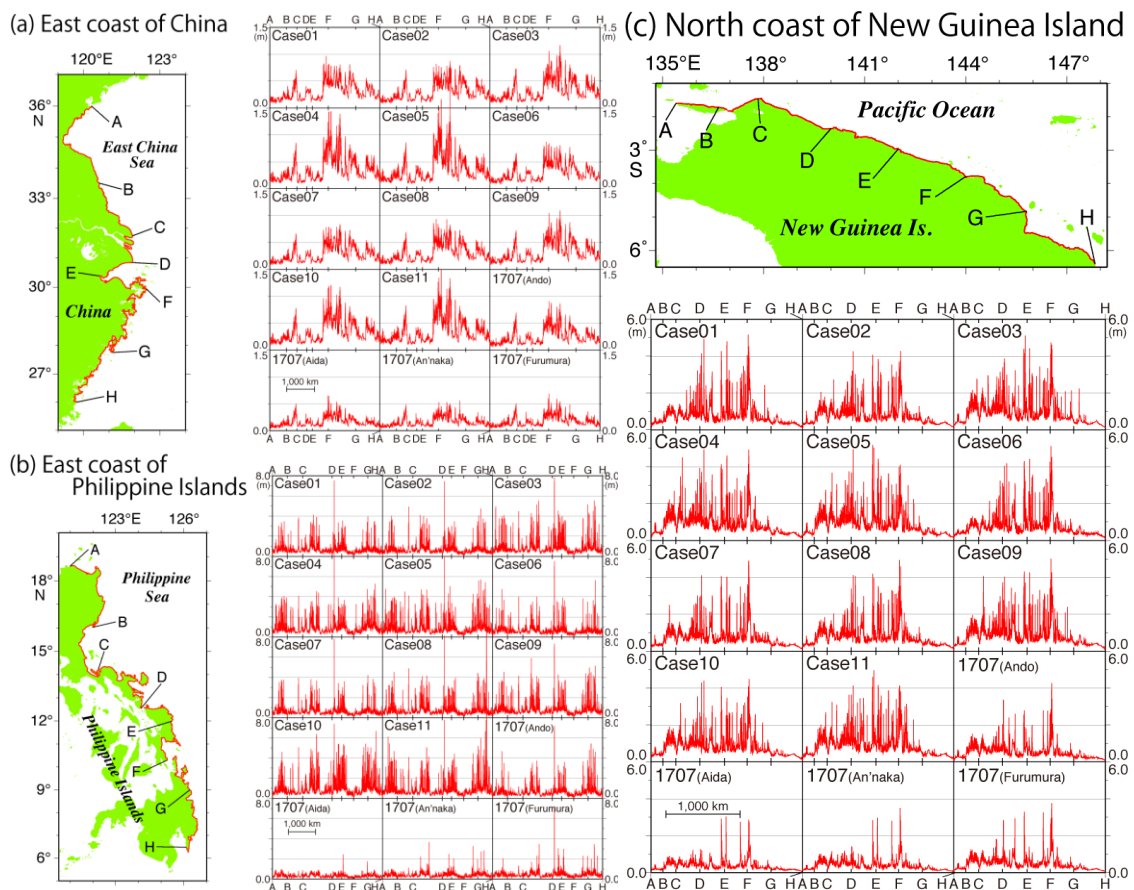


図 3-10-⑥-15 中国東岸、フィリピン諸島東岸、ニューギニア島北岸における本震後 24 時間内の最大津波高の分布。地図上の赤線における津波高を示している。

7) 日本海溝北部～千島海溝で発生した $M>7.5$ の地震の顕著な前震活動

南海トラフの巨大地震と比較するために、千島海溝沿いで発生した大地震・巨大地震の破壊様式の研究を行った。本年度では、この地域で発生した $M>7.5$ の地震に対して、顕著な前震活動に関する研究を行った。顕著な前震活動を伴った $M>7.5$ の地震は、2006年シムシル島沖のプレート間地震 ($M_w8.3$) とそれに続く2007年のアウターライズ地震 ($M_w8.1$)、1963年エトロフ沖地震 ($M_w8.6$)、1991ウルップ島沖の地震 ($M_w7.6$)、1995年択捉島沖の地震 ($M_w7.9$)、1978年択捉島沖の地震 ($M_w7.8$)、1969年北海道東方沖地震 ($M_w8.2$)、1989年岩手沖の地震 ($M_w7.4$) である。

その結果、顕著な前震活動は、マグニチュードの大きな前震とその余震によって構成され、本震直前における活発化や静穏化などは見られなかった。そして、顕著な前震活動は、時間と共に一定の方向へ広がる傾向にあった。しかしながら、拡大の方向は地震により様々であり、本震直前に拡大速度が顕著に変化することもなかった。前震活動域は本震のすべりが大きかった領域とは棲み分けているようである (図3-10-⑥-16)。

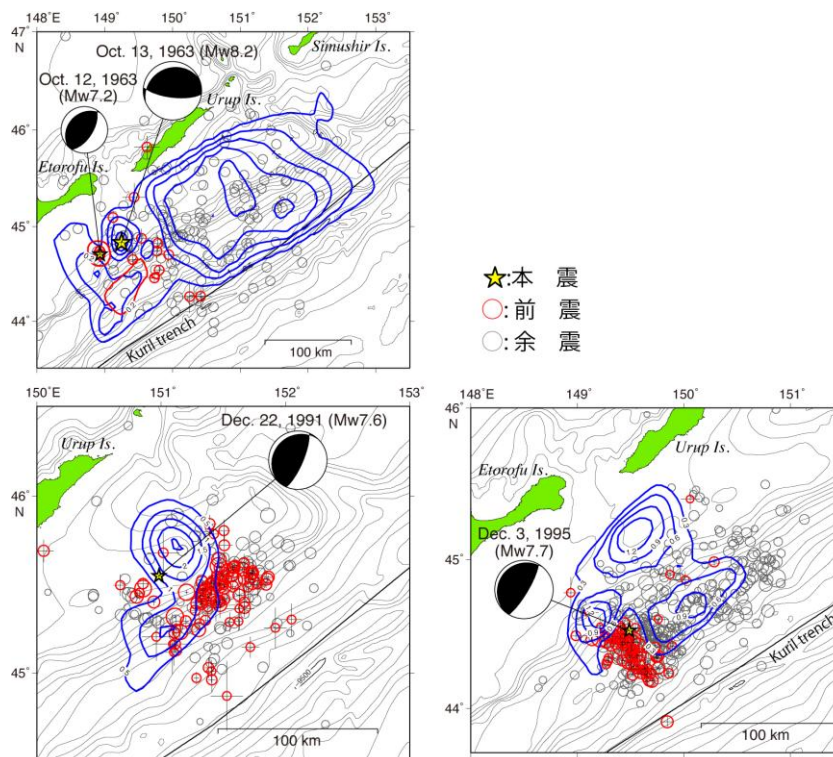


図3-10-⑥-16 1963年エトロフ沖地震 ($M_w8.6$)、1991ウルップ島沖の地震 ($M_w7.6$)、1995年択捉島沖の地震 ($M_w7.9$) の前震分布と余震分布、すべり量分布の比較。星印、赤丸、灰丸は、それぞれ、本震、前震、余震の震央である。青コンターは、1963年エトロフ沖地震、1991ウルップ島沖の地震、1995年択捉島沖の地震のすべり量分布を、赤コンターは、1963年エトロフ地震の最大前震のすべり量分布を示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

1) 1944 年東南海地震・1946 年南海地震の直後に行われたアンケート調査の再解析による被害・震度分布

1944 年東南海地震について、地震研究所に残されていた、完全でない震度の集計資料に記載されていた MM 震度と、アンケート調査の回答から推定し直した MM 震度から、この地震の震度分布図を作成した。その結果、震度 5 範囲が和歌山県の南西部から神奈川県、長野県まで広範囲に広がっていることが分った。特に、長野県の諏訪湖付近、滋賀県の琵琶湖北岸付近、滋賀県南部（現甲賀市水口）や福井平野でも MM 震度が大きく、9～10 の MM 震度（旧気象庁震度の 6 程度）が推定された場所もあることが分かった。

1946 年南海地震については、アンケート震度の集計資料と調査票と考えられる 2 種類の葉書を用いて、この地震の詳細な MM 震度分布図の作成を行った。アンケート回答数は 1034 で、そのうち 1014 地点における MM 震度が得られた。各地点において、それぞれのアンケートに対する震度の平均値の分布は、中央气象台による震度分布（「中央气象台，1953」）による震度分布とおおよそ一致している。しかしながら、最大値の分布は、旧気象庁震度の 7 と対応する MM 震度 10～12 が、四国全域、兵庫県・岡山県・広島県の瀬戸内海側、和歌山県と三重県の太平洋側に分布しており、「中央气象台，1953」の震度分布（四国地方の太平洋側、瀬戸内海周辺、三重県の太平洋側の 7 点で震度 6）と比べると、明らかに大きな MM 震度が広範囲に分布していることが分かった。

さらに、アンケート調査より明らかになった、地震動による人々や周囲の状況、建物や公共物の被害状況の分布図も作成した。木造家屋の被害状況に関する質問から、地盤の影響が家屋の被害に大きく影響を与えていることが分かった。木造家屋の被害状況から推定される震度分布も、「中央气象台，1953」による震度分布に対して、顕著に大きい。

今後、28 のアンケート項目から、それらに対応する気象庁震度を評価することによって、アンケート結果から現行の気象庁震度を推定する予定である。そして、震度インバージョンによって、短周期地震波の発生源の推定を試みる。また、木造家屋や土蔵などの被害分布と、被害の状況が比較的詳しく分かっている 1707 年宝永地震や 1854 年安政南海地の被害分布との比較を行う。

2) 史料調査による 1854 年安政東海地震の津波波源域南西端の再検討

1854 年安政東海地震の津波波源域の南西端がどこまで達していたのかを、歴史資料に書かれている記述から再検討した。再検討では、三重県津市付近から和歌山県串本町付近にかけての沿岸における、地震の発生時刻と津波の襲来時刻に関する 136 の記述を抜き出した。

地震の発生時刻に関しては、朝五時半時が最も多くなり、津波の襲来時刻は四ッ時・巳上刻が 12 と最も多い。よって、地震発生時刻と津波来襲時刻との時間差は、半時（約 1 時間）程度かそれ以上あったと推測される。また、時刻の記述以外では、

「同時」、「一時後」、「半時後」、「約 1 時間後」、「約 30 分後」がそれぞれ、1、6、6、7 であった。したがって、これらの記述からも、地震発生時刻から津波襲来時刻まで、しばらく時間があつたであろうと思われる。しかしながら、当該地域のほぼ全域にわたって、「直様」、「即刻」、「間無」といった、地震発生時刻と津波襲来時刻との差がほとんど無かつたことを示す記述も多く（23 記述）、逆に、「暫くして」という地震発生時刻と津波襲来時刻との差があまりなかつたことを示す記述は 8 つと少なかつた。

再検討から、1854 年安政東海の地震発生から津波襲来までの時間差は、「青島・他、2008」による 1944 年東南海地震の地震発生時刻と津波襲来時刻との差のアンケート調査結果の約 13～31 分と比べると長いと考えられる。不定時法による時刻の分解能が低く、三重県内の沿岸における両者の時間差を表現できないことが分かつた。さらに、津波逆伝搬図から、「半時」、「約 1 時間」という時間差は、安政東海地震の震源域の外側から津波が来たことになるので、この「半時」、「約 1 時間」という時間差は、後続の最大波の襲来時刻、目撃者の時間感覚の問題、不定時法の分解能の問題によって実際よりも長くなって伝わっていると思われる。今後、愛知県、静岡県においても 1854 年安政東海地震の地震発生時刻と津波襲来時刻の記述を調査し、安政東海地震の津波波源域全体におい波源の推定精度の検討を行う。

3) 三重県度会郡南伊勢町の五ヶ所湾周辺における津波堆積物津調査と歴史資料の調査

昨年度に引き続き、三重県度会郡南伊勢町神田曾区、宿区において、簡易掘削機を用いて 4ヶ所の掘削を行った。また、五ヶ所湾地域における 1854 年安政東海地震津波による被害規模と分布を調べるため、4つの未刊行史料を含む合計 27 の史料を収集し、このうち具体的な被害記載のある 16 点について検討した。

人的被害は湾最奥部の神津佐および東岸湾口部の田曾浦が各 3 人で最大であった。これは従来の報告よりも多い結果である。湾最奥部の五ヶ所浦、東岸湾口部の宿浦が各 1 人でこれに続く。流失率・全潰率は湾最奥部の五ヶ所浦、神津佐村で最大となった。東岸湾奥部の下津浦でも流失率・全潰率が比較的高い。死者数同様、東岸湾口部の宿浦、田曾浦でも全壊率が比較的高い。田曾浦の流失数は五ヶ所浦、神津佐村に次ぐ 8 軒であった。主屋（おもや）の浸水率は、湾中央の海底谷地形に沿った集落がそれ以外よりも著しく高い。それらの村落のうち最奥部の 2 村、および西岸湾口部の田曾浦は建物の損壊率の割合が高く、逆に湾中部～湾口部（田曾浦を除く）では潮入率が高くなっており、これらは湾内での津波の挙動と強さの変化が明瞭に反映されたものであろうと考えられるので、今後、詳細な津波ミュレーションで確かめる。

4) 小笠原諸島父島・母島における津波堆積物調査

日本学術振興会の科学研究費助成事業による助成金（若手研究(B) 26750129「伊豆-小笠原海溝の巨大地震発生履歴の解明に向けた小笠原諸島での津波痕跡調査」）を取得し、小笠原諸島における津波痕跡調査を行った。父島と母島、そして、周辺

の属島である南島、兄島、弟島、姉島、姪島、嫁島において津波堆積物調査を行った。

調査の結果、父島西岸の境浦の海岸沿いの露頭面から少なくとも3つのイベント堆積物が検出された。八瀬川流域では、イベント層が腐植物層を伴い数層検出された。今後、八瀬川流域内のイベント層分布および、堆積年代決定のために掘削調査を行い、これまでの結果と含めて再考察する。また、既存のボーリング試料の層相を確認するなどして、さらなる調査地の選定し、そこでの掘削調査を行う。

5) 1614年（慶長十九年）の地震についての四国地方と九州地方における歴史資料の調査

1614年11月26日（慶長十九年十月廿五日）の地震については、被害記録が西日本から関東に記録されているにもかかわらず、その実体は未だに不明である。「石橋・原田，2013」、「石橋，2014」は、この地震による西日本から関東にかけての広範囲の被害記録を説明できる地震像として、南海トラフ沿いのプレート間地震が考えられるとした。

本年度では、まず、九州地方と四国地方におけるこの地震に関する史料の確認と調査を行った。大分県と宮崎県における歴史資料調査では、1662年寛文日向灘の地震による被害の記録が多く、それ以前の記録を見つけ出すことができなかった。四国地方では、愛媛県伊予西条市の鶴岡八幡神社において、歴史資料調査を行った。今後、九州・四国地方以外の記録についても調査する予定である。

6) 南海トラフ沿いで想定された M9 の超巨大地震による西太平洋・東シナ海の津波伝播シミュレーション

「内閣府，2012」による M9 クラスの南海超巨大地震の 11 種類の断層モデルによる西太平洋・東シナ海における津波伝播シミュレーションを行った。また、11 種類の断層モデルによる津波シミュレーション結果と比較するために、「Ando, 1975」、「相田，1981a」、「相田，1981b」、「安中・他，2003」による 1707 年宝永地震の断層モデルによる津波シミュレーションも行った。11 ケースによる最大津波高分布は、1707 年宝永地震の分布よりも広範囲に高くなる。四国沖～日向灘に大すべり域・巨大すべり域を設定した Case 4、Case 5、Case 11 では、東シナ海における津波高分布が顕著に高くなることが分かった。

中国東岸における最大津波高分布は、駿河湾～三重県沖に大すべり域・巨大すべり域を設定したケースよりも、四国沖～日向灘に大すべり域・巨大すべり域を設定したモデルで全体的に高くなる。したがって、この地域における津波高は、断層モデルに依存する（四国沖よりも西に大すべり域・巨大すべり域が存在するか否かに依存する）ことが分かる。フィリピン諸島東岸、ニューギニア島北岸では、各 Case による最大津波高分布の系統的な違いはあまりみられない。この地域における最大津波高も、局所的に大きなすべりよりも断層面全体の平均的なすべりの大きさに依存するからだと考えられる。

7) 日本海溝北部～千島海溝で発生した $M>7.5$ の地震の顕著な前震活動

南海トラフの巨大地震と比較するために、千島海溝沿いで発生した大地震・巨大地震の破壊様式の研究を行った。本年度では、この地域で発生した $M>7.5$ の地震に対して、顕著な前震活動に関する研究を行った結果、顕著な前震活動は、マグニチュードの大きな前震とその余震によって構成され、本震直前における活発化や静穏化などは見られなかった。そして、顕著な前震活動は、時間と共に一定の方向へ広がる傾向にあった。しかしながら、拡大の方向は地震により様々であり、本震直前に拡大速度が顕著に変化することもなかった。前震活動域は本震のすべりが大きかった領域とは棲み分けていることが分かった。今後、他の沈み込み帯においても、同様の比較研究を行う。

(d) 引用文献

- 1) 相田勇, 1944年東南海地震津波の波源モデル, 地震研究所彙報, 54, 329-341, 1979.
- 2) 相田勇, 東海道沖におこった歴史津波の数値実験, 地震研究所彙報, 56, 367-390, 1981a.
- 3) 相田勇, 1981b, 南海沖の津波の数値実験, 地震研究所彙報, 56, 713-130, 1981b.
- 4) 青島晃・土屋光永・野嶋宏二・松井孝友・中野幸子, アンケート調査から推定した1944年東南海地震による三重県南部の津波到達時間, 歴史地震, 23, 33-41, 2008.
- 5) Ando, M., Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan, Tectonophysics, 27, 119-140, 1975.
- 6) 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, CD-ROM, 2003.
- 7) Baba, T. and P. R. Cummins, Contiguous rupture areas of two Nankai trough earthquakes revealed by high-resolution tsunami waveform inversion, Geophys. Res. Lett., 32, L08305, doi:10.1029/2004GL022320, 2005.
- 8) 中央气象台, 南海道地震, 気象要覧, 568, 23-45, 1953.
- 9) 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年南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, 27, 10-24, 1974.
- 10) 石橋克彦, 『南海トラフ巨大地震 歴史・科学・社会』, 叢書 震災と社会, 岩波書店, 250 pp, 2014.
- 11) 石橋克彦・原田智也, 1605(慶長九)年伊豆-小笠原海溝巨大地震と1614(慶長十九)年南海トラフ地震という作業仮説, 日本地震学会2013年度秋季大会, D21-03, 2013.

- 12) 香川敬生・中村真理子・野口竜也・西田良平, 1943年鳥取地震直後のアンケートから推定される気象庁震度およびそれに基づく震源象, 第31回歴史地震研究会(名古屋大会)講演要旨集, 47, 2014.
- 13) 神田克久・武村雅之・宇佐美龍夫, 震度インバージョン解析による南海トラフ巨大地震の短周期地震波発生域, 地震, 57, 153-170, 2004.
- 14) Murotani, S., Source process of the 1946 Nankai earthquake estimated from seismic waveforms and leveling data, Ph.D. Thesis, University of Tokyo, 112 pp, 2007.
- 15) 武者金吉, 『日本地震史料』, 毎日新聞社, 350 pp, 1951.
- 16) 内閣府, 南海トラフ巨大地震の被害想定(第二次報告)について,
http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/nankaitrough_info.html, 2012.
- 17) 中村真理子・香川敬生・野口竜也・西田良平, 1943年鳥取地震直後に実施されたアンケートから導かれる気象庁震度分布, 日本地球惑星科学連合2014年大会, SSS23-23, 2014.
- 18) Satake K., Linear and nonlinear computations of the 1992 Nikaragua earthquake tsunami, Pure and applied Geoshysics, 144, 455-470, 1995.
- 19) 瀬野徹三, 南海トラフ巨大地震ーその破壊の様態とシリーズについての新たな考えー, 地震, 64, 97-116, 2012.
- 20) 津村健四朗・野口和子・鷹野澄, 地震研究所に保管されている鳥取・東南海・三河・南海福井地震のアンケート調査資料, 歴史地震, 25, 106-107, 2010.
- 21) 東京大学地震研究所, 『新収日本地震史料 第五巻 別巻五-一・五-二』, 東京大学地震研究所, 2528 pp, 1987.
- 22) 東京大学地震研究所, 『新収日本地震史料 補遺 別巻』, 日本電気協会, 992 pp, 1989.
- 23) 東京大学地震研究所, 『新収日本地震史料 続補遺 別巻』, 東京大学地震研究所, 1228 pp, 1994.
- 24) 宇佐美龍夫, 『日本の歴史地震史料 拾遺 別巻』, 日本電気協会, 1045 pp, 1999.
- 25) 宇佐美龍夫, 『日本の歴史地震史料 拾遺 二』, 日本電気協会, 583 pp, 2002.
- 26) 宇佐美龍夫, 『日本の歴史地震史料 拾遺 三』, 日本電気協会, 814 pp, 2005.
- 27) 宇佐美龍夫, 『日本の歴史地震史料 拾遺 四ノ上・四ノ下』, 日本電気協会, 1874 pp, 2008.
- 28) 宇佐美龍夫, 『日本の歴史地震史料 拾遺 五ノ上・五ノ下』, 日本電気協会, 1526 pp, 2012.
- 29) 山本武夫・大長昭雄・萩原尊禮, 慶長19年の越後高田地震-京都付近の内陸地震か, 萩原尊禮編著, 『古地震-歴史資料と活断層からさぐる』, 東京大学出版会, 186-202, 1982.

⑦実用的な津波土砂移動シミュレーション手法の開発

(a)業務の要約

実用的な津波土砂移動シミュレーション手法の開発を目指し、既往数値モデル「高橋・他，1999」のモデルの改良を行い、改良前後での土砂解析の安定性について宮城県石巻市鮫浦地区で検討を行った。さらに、改良モデルを宮城県気仙沼湾に適用し、観測データの整合性から、モデルの妥当性について検討を行った。

(b)業務の成果

1) 津波による土砂移動モデルの改良とその整合性に関する検討

津波による土砂移動モデル「高橋・他，1999」の計算フローを図3-10-⑦-1に示す。図中の上段は非線形長波理論による流水の連続式と運動方程式であり、 η は波高、 D は全水深、 $M (=UD)$ および $N (=VD)$ は流量フラックス、 U および V は断面水深平均流速、 g は重力加速度、 n はマンニングの粗度係数である。下段は土砂輸送に関する連続式と流砂量・浮遊砂量交換式であり、 C は水深平均された浮遊砂濃度、 q_B は流砂量、 d は砂の粒径、 s は砂の比重、 τ_* は無次元掃流力(シールズ数)、 w_{ex} は掃流層と浮遊層間の交換砂量である。

ここでは、「高橋・他，1999」の土砂移動モデルを基に以下の点について検討し、数値解析手法の再検討を実施した。

リアス海岸の様な急峻な地形での波流れ場での流水計算の不安定化とともに、土砂移動計算においても不安定となる場合があった。従来のモデルでは、浮遊砂移流の計算は中心差分を用いていたが、より実用的な土砂移動モデルを鑑み、精度は劣ることになるが安定性を考慮して一次精度風上差分を採用した。

流砂量式については、従来のモデルでは、式(4)の係数 $a (=21)$ 、および式(5)の係数 $b (=0.012)$ は粒径にかかわらず水理実験結果によって決定されていた、高橋ら(2011)²⁾は係数 a 、 b が粒径依存することを実験的に示し、その実験式を提案している。そこで、本モデルにおいても、「高橋・他，2011」が提案している掃流砂量および浮遊砂量算定式を使用した。

飽和浮遊砂濃度について、従来モデルでは河川流を対象とした無次元層流力の小さい室内実験に基づき、一定濃度(2%濃度)以上には打ち切り、それ以上は巻き上がらない仮定を導入していたが、改良モデルでは、「成瀬・他，2014」および「van Rijn，2007」を参考に、平均流によるエネルギー供給と土砂輸送に伴うエネルギー散逸の収支を考慮した簡易的な予測式「菅原・他，2014)⁵⁾を導入した。飽和濃度は流況に応じて動的に変化するため、計算中、浮遊砂濃度が飽和濃度以上に達した場合、新たな巻き上げが生じないようにした。

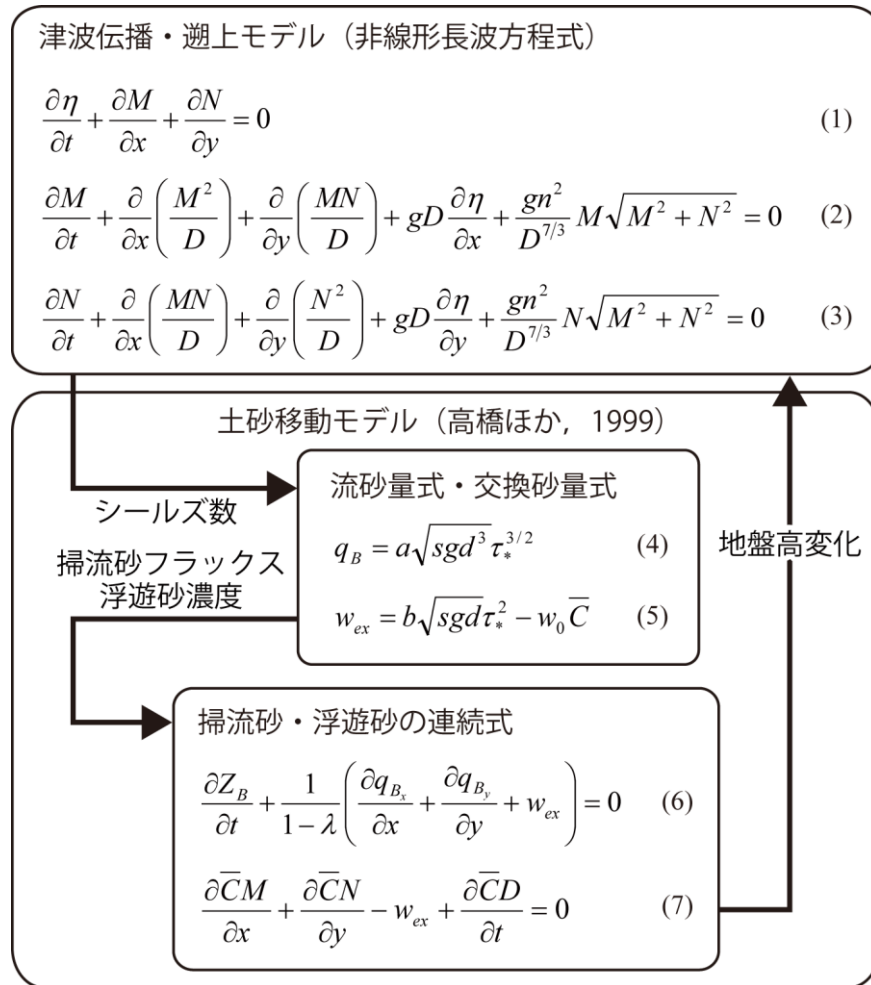
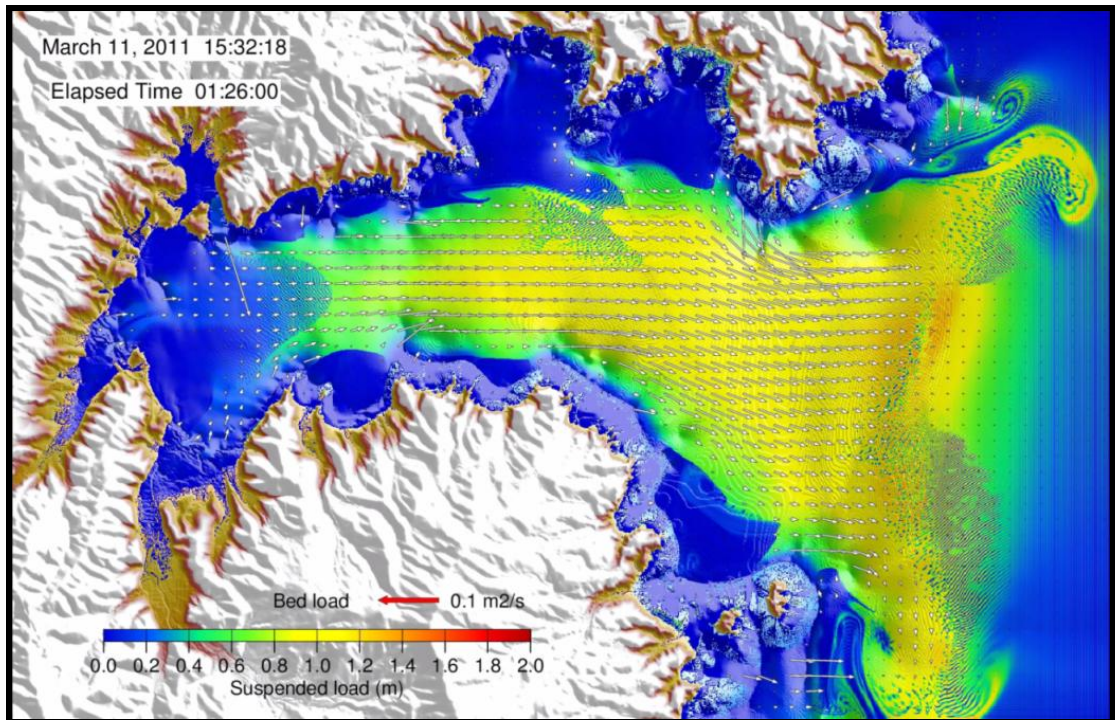
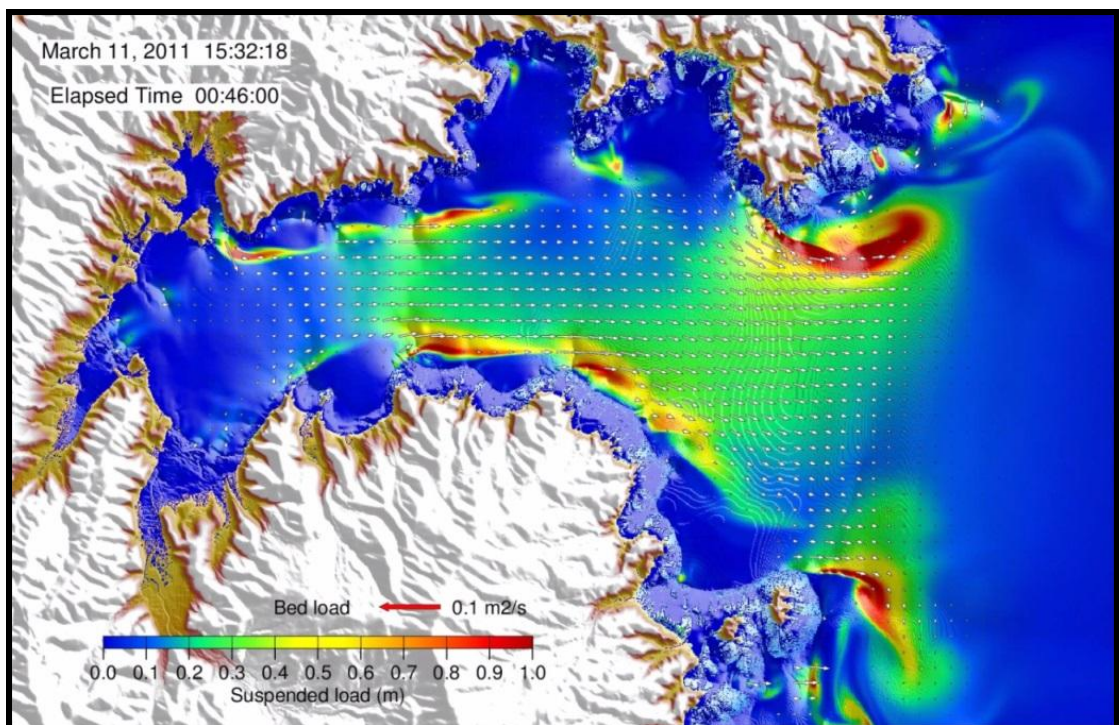


図 3-10-⑦-1 津波による土砂移動モデルの計算フロー。

粒子沈降速度の変化については、浮遊砂濃度の増大に伴う沈降速度の低下を考慮した。ここでは浮遊砂の鉛直分布を考慮して底面付近の濃度を求め、この濃度に対して干渉効果を考慮して沈降速度を補正し、浮遊砂の沈降量・交換砂量を決定した。「van Rijn, 2007」では、干渉効果を考慮すると浮遊土砂の過飽和状態が出現することが指摘されている。そこで、浮遊砂の移流による集中が顕著な場合など、浮遊砂濃度が予測式で求めた飽和濃度以上になることを許容した。上記の改良点を解析モデルに実装し、テスト解析を行った。対象イベントとしては、2011年東北地方太平洋沖地震津波（以降、2011年東北津波と称する）とし、対象領域は宮城県石巻市鮫浦とした。対象領域における津波土砂移動解析のスナップショットを図3-10-⑦-2に示す。



(a) 従来モデル（高橋ら，1999）による解析例



(b) 改良モデルの解析例

図 3-10-⑦-2 宮城県石巻市鮫浦における津波土砂移動解析例

対象領域における空間格子間隔は 5 m である。土砂移動モデルの改良点以外はすべて同一であり、流水モデルは非線形長波に基づき、マンニングの粗度係数は $0.025 \text{ m}^{-1/3\text{s}}$ を採用している。図 45(a)から、従来モデルでは、浮遊砂濃度の濃淡があま

り生じておらず、湾口部では湾側からの引波と沖側かからの押波が重なりあい、流れ場に若干の不安定性が生じているとともに、浮遊砂移流についても不安定性が生じ、湾口部でノイズが発生していることがわかる。これは、中心差分であるためと考えられる。一方で、改良モデルでは、浮遊砂濃度に濃淡が生じていることや、湾口部でのノイズも抑制されていることがわかる。飽和濃度は流況に応じて動的に変化するモデルを導入したために、浮遊砂濃度の濃淡が生じたものと考えられる。

宮城県石巻市鮫浦では、津波前後の地形情報は計測されていないため、改良モデルによる土砂移動量に関する妥当性評価を行うことができない。そこで、解析領域として宮城県気仙沼市気仙沼湾を対象とした。当該地域では、2010年3月22日と2011年3月29日に湾低の地形変化に関する測量が実施されている（「原口・他，2012」）。このデータは2011年東北津波による地形変化を捉えており、解析モデルの検証に利用することができる。ただし、気仙沼湾低における土砂の諸元は不明なため、「高橋・他，2011」による粒径依存性を考慮した実験評価による式(8)および(9)を本解析で用いた。

$$q_B = a\sqrt{agd^3\tau_*^2}^{\frac{3}{2}} \quad (8)$$

$$a = 5.6 \quad (d = 0.166 \text{ mm})$$

$$a = 4.0 \quad (d = 0.267 \text{ mm})$$

$$a = 2.6 \quad (d = 0.394 \text{ mm})$$

$$w_{ex} = b\sqrt{agd\tau_*^2} - w_0\bar{C} \quad (9)$$

$$b = 7.0 \times 10^{-5} \quad (d = 0.166 \text{ mm})$$

$$b = 4.4 \times 10^{-5} \quad (d = 0.267 \text{ mm})$$

$$b = 1.6 \times 10^{-5} \quad (d = 0.394 \text{ mm})$$

なお、土砂移動解析に用いた波源は観測波形を良好に説明できるモデルの1つである「Satake *et al.*, 2013」のモデルを用いて気仙沼湾港内での土砂移動解析を行った。本モデルによる計算値と実測値の整合について、 K 、 κ 「Aida, 1978」を用いて評価すると、浸水高の場合は $K=0.86$ 、 $\kappa=1.48$ 、遡上高の場合、 K は浸水高と同程度であるが、 $\kappa=3.0$ となり、陸上部での再現は低いようである。

図3-10-⑦-3に気仙沼湾における土砂移動解析における浮遊砂濃度のスナップショットを示す。浮遊砂濃度を厚さに変換して可視化している。スナップショットは地震発生からおおよそ45分後であり、気仙沼湾の狭窄部に高速流が発生し、それに伴って浮遊砂濃度が高くなっている状況である。図から、粒径にかかわらず、浮遊砂濃度のトレンドはおおむね一致しており、流況や遡上範囲に大差はないが、仮定した土砂粒径が大きくなるに従って、浮遊砂の巻き上げ量が小さくなっていることがわかる。なお、解析を通して図3-10-⑦-2(a)でみられた不安定は生じておらず、安定的に解析することが可能であった。

図3-10-⑦-4に土砂移動解析による気仙沼湾の最終地形変化を示す。粒径により、浸食・堆積厚さに変化が生じるが、その傾向において、大きな変化は生じていないことがわかる。以降では、土砂粒径 $d=0.267$ mm のケースで実測との比較を行う。

図3-10-⑦-5に2011年東北津波による気仙沼湾の地形変化を示す。表1に実測値と計算値の比較を示す。実測値から算定した浸食量は $654,610$ m³、堆積量は $900,888$ m³ である。堆積・浸食比率は138%で、堆積がやや優勢である。空間的な浸食・堆積の特徴をみると、港内の狭窄部（蜂ヶ崎）に5~7 mの浸食がみられるほか、狭窄部より北側では西側の護岸に沿った1 m以上の滞筋状浸食域がみられ、逆に東側は1 m以上の堆積が認められる。狭窄部より南にも、湾軸に沿って深さ1 m以上の滞筋状浸食域がみられる。

再現計算では、浸食量は $505,802$ m³、堆積量は $620,522$ m³ となった。堆積・浸食比は123%で、実測と同様に堆積がやや優勢である。狭窄部を中心に、実測と同じく5 m以上の浸食域が生じている。しかし、実測データで狭窄部北西の護岸沿い、南東の湾軸沿いにみられた滞筋状の浸食域は再現されていない。浸食・堆積の面積の比較では、浸食は過小、堆積は過大となる傾向にあるが、倍半分程度の精度は有していることがわかる。

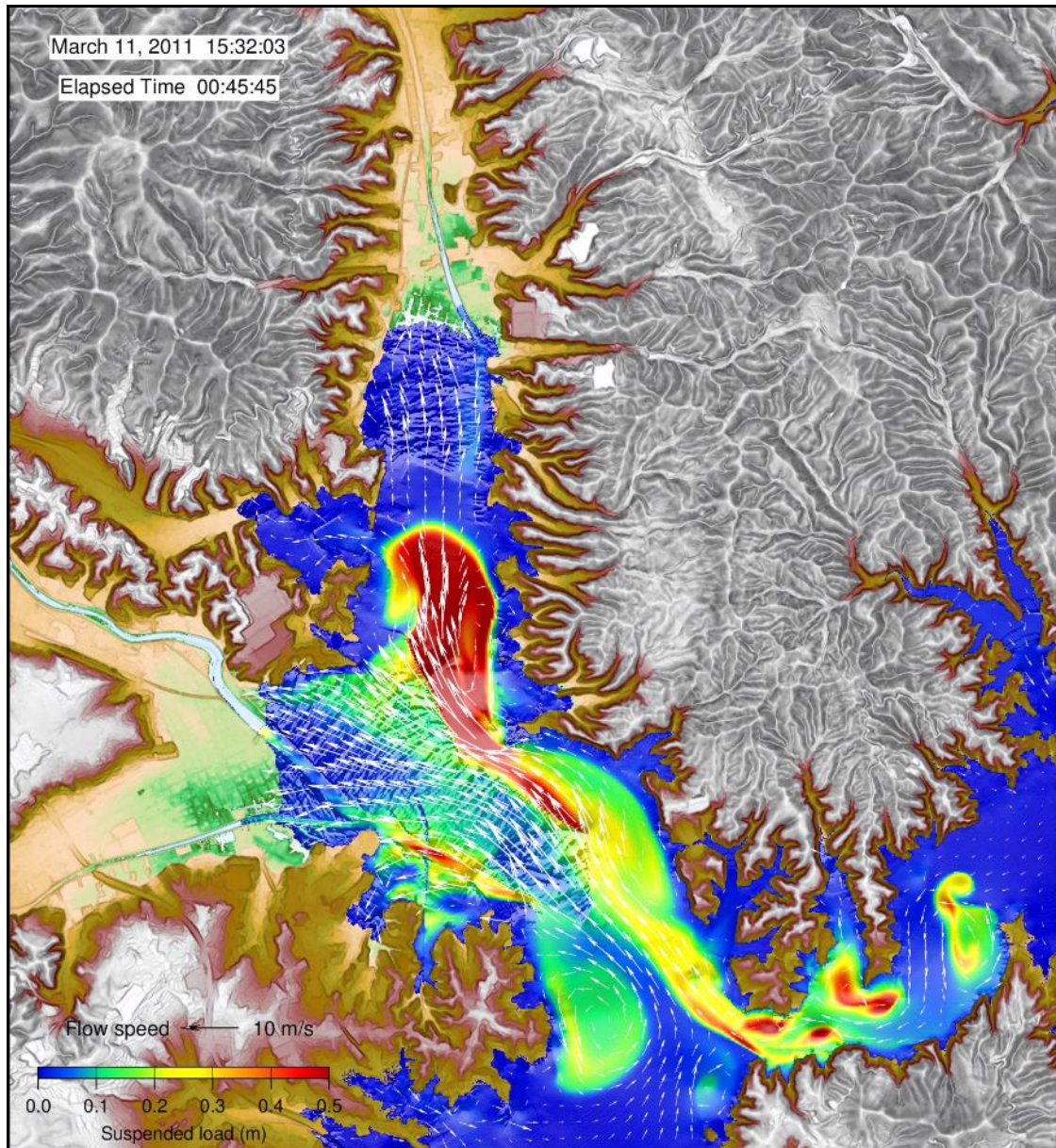


図 3-10-⑦-3(a) 気仙沼湾における土砂移動解析における浮遊砂濃度のスナップショット ($d=0.166$ mm)

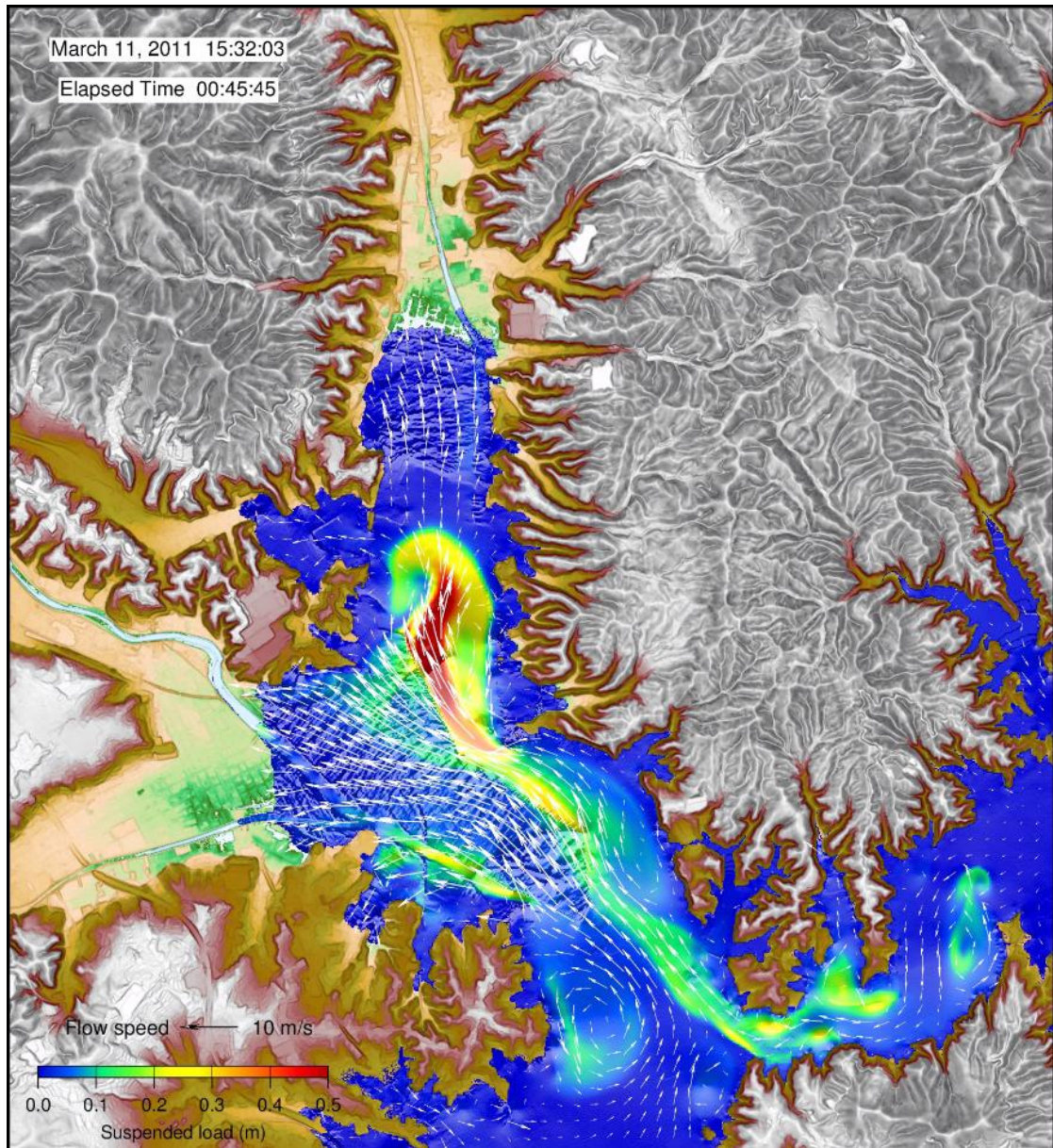


図 3-10-⑦-3 (b) 気仙沼湾における土砂移動解析における浮遊砂濃度のスナップショット ($d=0.267$ mm)

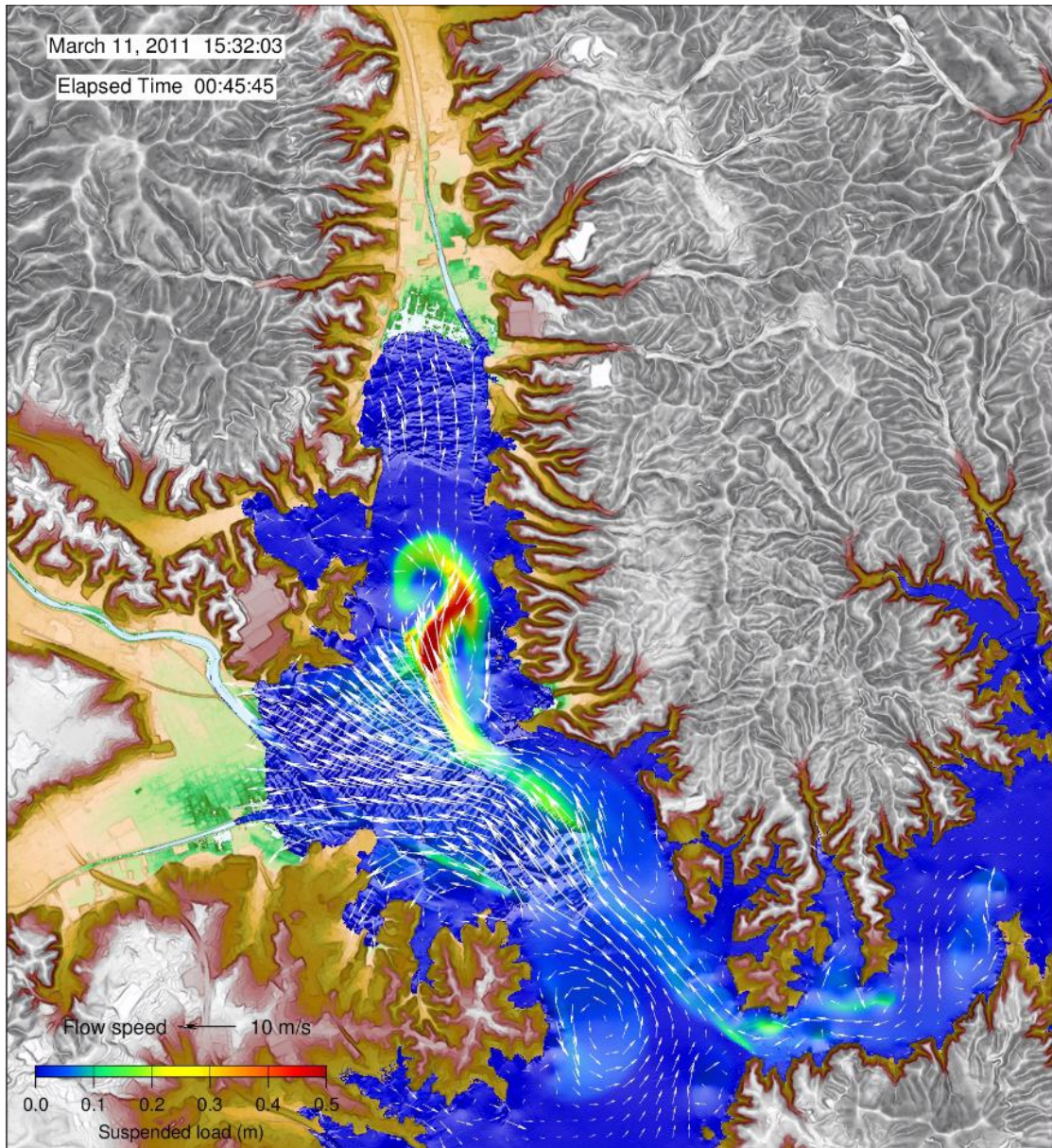


図 3-10-⑦-3(c) 気仙沼湾における土砂移動解析における浮遊砂濃度のスナップショット ($d=0.394$ mm)

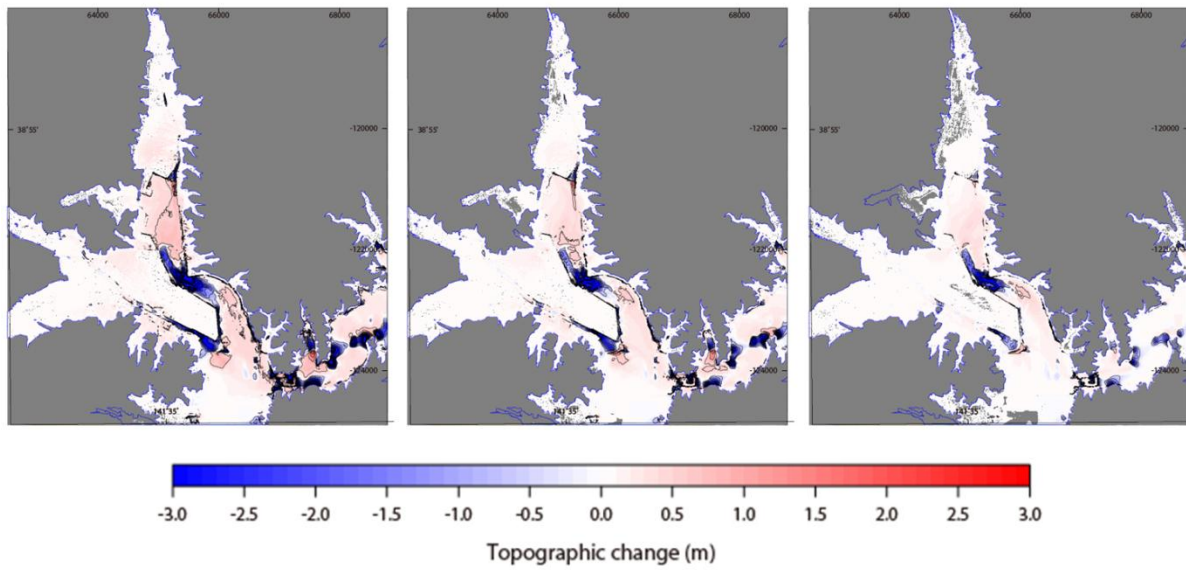


図 3-10-⑦-4 土砂移動解析による気仙沼湾の最終地形変化。左から $d=0.166\text{ mm}$ 、 0.267 mm 、 0.394 mm の場合を示す。

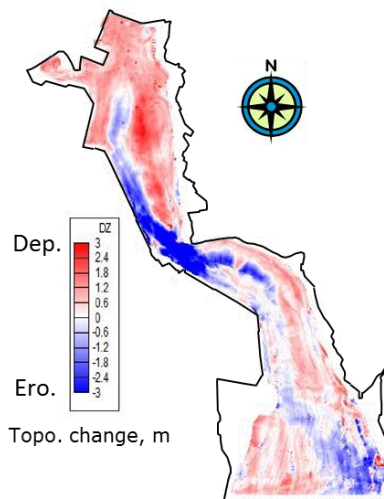


図 3-10-⑦-5 観測による気仙沼湾の地形変化。

表 2 実測値と計算値の比較

	Erosion			Deposit		
	Obs.	Com.	Com. / Obs.	Obs.	Com.	Com. / Obs.
Area (m ²)	518,125	261,150	0.50	1,073,025	1,438,675	1.34
Volume (m ³)	654,610	505,802	0.77	900,888	620,522	0.69
Volume / Area	1.26	1.94	0.51	0.84	0.43	0.51

2) 北上川河口部における津波氾濫解析

2011年東北津波により、宮城県石巻市北上川河口部における長面地区では、大規模な地形変化が生じた。この地形変化の再現を実施するために、平成25年度業務では、詳細な地形データの作成を行った。ここでは、津波氾濫解析の結果を示す。津波の波源は「Satake *et al.*, 2013」の波源モデル、氾濫解析は非線形長波方程式を用いた。北上川河口部を含む解析対象領域の空間格子間隔は5mとした。この領域では、土地利用に応じた相当粗度を土地利用条件として反映させている。また、津波数値解析の継続時間は地震発生から24時間とした。図3-10-⑦-6に北上川河口部周辺における最大浸水深分布、図3-10-⑦-7に最大流速分布を示す。長面地区では、最大浸水深が10m以上となり、実測データとの整合性はよい。最大流速は長面地区で5~10m/s程度生じており、これらの流況により大規模な洗掘を受けたものと考えられる、詳細な検討については、土砂移動解析を含めて検討する必要がある。

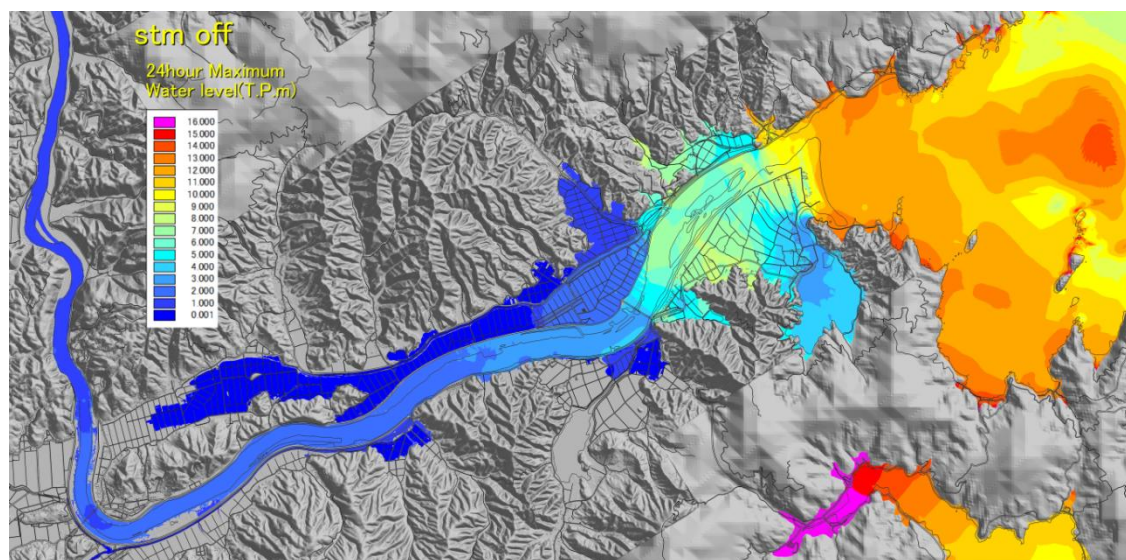


図3-10-⑦-6 北上川河口部周辺における最大浸水深分布

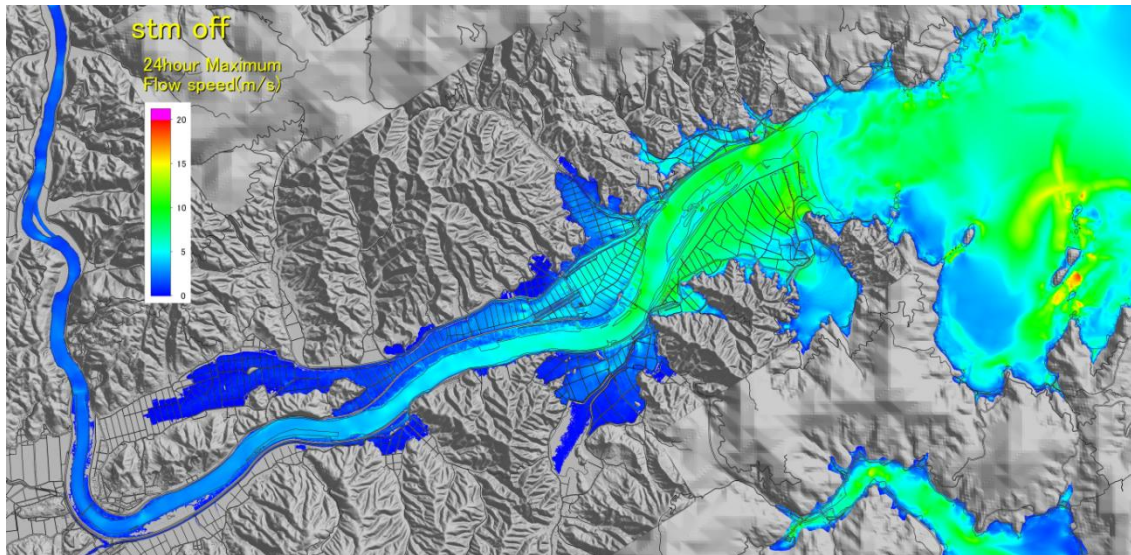


図 3 - 1 0 - ⑦ - 7 北上川河口部周辺における最大流速分布

3) 歴史津波における湖沼津波堆積物の再現に関する検討

津波の観測体制の整備が進む以前に来襲した大昔の津波、いわゆる歴史津波に関する資料は極めて少なく、散在している古文書や記念碑、言い伝えなどに頼らざるを得ない。しかし津波防災を考える上で歴史津波に関する諸情報は非常に重要であり、今回の東日本大震災を受けて、内閣府中央防災会議の「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」などでは、地震・津波の発生メカニズムの解明のために、歴史津波まで目を向けた幅広い研究が必要であると説明されている。その中で津波堆積物は歴史津波来襲の数少ない物的証拠であり、歴史津波の発生頻度や来襲状況を知る手がかりの一つとして注目されている。

歴史津波の堆積物に関する調査は 1980 年代から始まった「箕浦・他, 1987」。歴史津波に関しては、同じように土砂移動させる可能性がある高波や洪水の堆積物と区別するため、対象の堆積物が津波起源であることを認定する必要がある。認定の方法として、現代の津波堆積物の特徴と比較して経験的に行われる場合や、分布地点の標高や海岸からの距離を根拠にする場合がある。一方で、水理学的な実験による検討は少ないのが現状であり、今後の課題の一つとして挙げられる「首藤・他, 2007」。

津波堆積物を用いた歴史津波の評価は、津波による堆積物の認定や、堆積物の平面的な分布から当時のおおよその浸水域の推定ができること、などの利点から、平野部を中心に行われることが多い。代表的な研究例として、仙台平野における貞観津波の津波堆積物がある。例えば「澤井・他, 2007」は、869 年の貞観地震に伴った津波による津波堆積物の詳細な現地調査より、当時の浸水域の復元に成功している。他にも、平野部の掘削調査より、数百年～数千年前の地震による津波堆積物が確認された事例は、日本のみならず世界中で報告されている。

平野部のみならず、地震による地殻変動に伴った沈降域で形成される沿岸湖沼にも、重要な津波堆積物が残されることが多い。「岡村・松岡, 2012」は、大分県、

徳島県、高知県の沿岸に分布する沿岸湖沼を対象としたコアリング調査から、多くの津波堆積物を発見している。

沿岸湖沼では、平野部よりも静穏な環境が安定して保たれている場合が多く、湖底への粒子の堆積速度は平野部の泥炭層より速い。よってその速い堆積速度を利用して巨大津波の再来間隔を高時間分解能で議論することができ、平野部では検出不可な小さなイベントを細かく分離できる可能性がある「澤井, 2012」。また西南日本の海岸付近などのように、多くの土地が田畑や住宅など人間の手によって利用されており、沿岸湖沼でしか津波堆積物を得ることができない地域もある。以上より、沿岸湖沼の地形学的条件や湖底の浸食・堆積状況、および堆積物の層厚と津波外力の関係が明らかになれば、沿岸湖沼の津波堆積物の調査から歴史津波の規模を推定することが可能となり、歴史津波の諸相をより明確にすることが期待できるといえる。

大分県佐伯市米水津龍神池は、典型的なポケットビーチ、海域と湖沼の間には規模の小さい水道とラグーンが形成されている。「岡村・松岡, 2012」は龍神池にてコアリング調査を行い、1707年宝永地震を含む津波堆積物を見いだした。これらのデータを有効活用することにより、1707年宝永地震以前の南海トラフ巨大地震の規模の一端を評価することが可能になると考えられるが、湖沼の突入する津波の水理学的特性や、湖沼における土砂の浸食・堆積に関する知見は少ない（例えば、「松富・他, 2001」）。

歴史津波における津波土砂移動解析を実施するにあたり、考慮すべき、あるいは重要であるにも関わらず、考慮することができない事項について列挙する。今後は以下の点について留意しながら検討を進めることにする。

a) 地形の問題

現況地形は高度な土地利用のため、また、高頻度な自然災害からの防災のために、歴史時代の地形と大きく異なる場合が多い。特に、沿岸部では特別な理由がない限り、護岸整備が展開されている。この点は歴史津波の解析に共通する部分でもあるが、高分解能な津波氾濫・土砂移動解析を行う際には、対象とした歴史津波と同時期の絵図や大きな土地改変は少ないと考えられる明治時代の地形図を参考として地形復元が必要となる。また、沿岸湖沼の場合はその水深についても重要となるが、この点を復元することは難しいため、解析に含まれる不確実性のひとつとしてパラメータスタディを行う必要がある。

b) 粒径の問題

前述の通り、土砂移動量には砂の中央粒径が大きく依存する。このため津波堆積物の中央粒径を明らかにしておく必要がある。今後実施するコアリング調査では、この点を留意することができるが、既往のコアリング調査では、中央粒径が不明な場合も多い。この点についても解析に含まれる不確実性のひとつとしてパラメータスタディを行う必要がある。

c) 波源の問題

津波堆積物は特定の地点において重点的に調査されることが多い。一方で、津波波源の推定には、津波痕跡の広域分布が重要となる「今井・他, 2013」。日本においては江戸期前後であれば、史料による痕跡と津波堆積物の情報から相互を補完しつつ検討を進めることができるが、先史時代の古津波については、史料による津波痕跡情報が得られないため、津波堆積物情報に頼らざるを得ない。また、波源推定には空間的な分布特性が重要となるため、特定地点の重点調査はもちろん、空間的な分布特性についても踏まえることが重要となる。

d) 数値解析モデルの問題

実用的な津波伝播・氾濫解析には、水深積分型の運動方程式が用いられる。このモデルでは、地形条件により流れ場が急変するような流況を詳細に再現することは難しいと考えられる。この点については、水理実験と数値実験からその適用範囲を検証する必要があるだろう。

(c) 結論ならびに今後の課題

実用的な津波土砂移動モデルの構築を目指し、土砂移動に関わる数値モデルの離散化手法や、新たな流砂量式の適用や浮遊砂濃度に関する構成則を適用した。急峻な海底地形における流れ場においても安定的に解析を行うことを確認し、気仙沼湾における洗掘・堆積量から実測と計算の整合性を検討し、おおむね倍半分程度で整合することを確認した。さらに北上川河口部での解析や歴史津波への適用に関する問題点を抽出した。

(d) 引用文献

- 1) Aida, I., Reliability of a tsunami source model derived from fault parameters. *Journal of Physics of the Earth* 26, 57-73, 1978.
- 2) 原口 強・高橋智幸・久松力人・森下 祐・佐々木いたる, 2010 年チリ中部地震津波および 2011 年東北地方太平洋沖地震津波による気仙沼湾での地形変化に関する現地調査. *土木学会論文集 B2 (海岸工学)* 68, 231-235, 2012.
- 3) 今井健太郎・堀内滋人・今村文彦, 波源推定における津波痕跡高分布の依存性に関する検討, *土木学会論文集 B2 (海岸工学)*, 69-2, 431-435, 2013.
- 4) 松富英夫・穂積拓哉・今井健太郎, 砂嘴植生域を越える津波の基礎水理, *海岸工学論文集*, 48, 316-320, 2001.
- 5) 箕浦幸治・中谷周・佐藤裕, 湖沼底質堆積物中に記録された地震津波の痕跡 -青森県市浦村十三付近の湖沼系の例-, *地震* 2, 40, 183-196, 1987.
- 6) 成瀬元・後藤和久・菅原大助, 津波堆積物はなぜ薄いのか? -流れの浮遊砂キャパシティ問題再考-, *日本堆積学会 2014 年山口大会講演要旨集*, 2014.
- 7) 岡村眞・松岡裕美, 津波堆積物からわかる南海地震の繰り返し, *科学*, 82, 2, 182-191, 2012.
- 8) Satake, K., Y. Fujii, T. Harada, Y. Namegaya, 2013, Time and Space Distribution of Coseismic Slip of the 2011 Tohoku Earthquake as Inferred from Tsunami Waveform Data,

Bulletin of the Seismological Society of America 103, 1473-1492, 2013.

- 9) 澤井祐紀・宍倉正展・岡村行信・高田圭太・松浦旅人・Than Tin Aung・小松原純子・藤井雄士郎・藤原治・佐竹健治・鎌滝孝信・佐藤伸枝, ハンディジオスライサーを用いた宮城県仙台平野(仙台市・名取市・岩沼市・亘理町・山元町)における古津波痕跡調査, 活断層・古地震研究報告, 7, 47-80, 2007.
- 10) 澤井祐紀, 地層中に存在する古津波堆積物の調査, 地質学雑誌, 118, 9, 535-558, 2012
- 11) 菅原大助・成瀬元・後藤和久, 堆積粒子の巻き上げに伴うエネルギー散逸を考慮した津波土砂移動の計算と検証, 日本堆積学会 2014 年山口大会講演要旨集, 2014.
- 12) 首藤伸夫・今村文彦・越村俊一・佐竹健治・松富英夫, 津波の事典, 朝倉出版, 47-55, 2007.
- 13) 高橋智幸・首藤伸夫・今村文彦・浅井大輔, 掃流砂層・浮遊砂層の交換砂量を考慮した津波移動床モデルの開発. 海岸工学論文集 46, 606-610, 1999.
- 14) 高橋智幸・黒川貴博・藤田将孝・島田広昭, 津波による土砂移動の粒径依存性に関する水理実験. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), 67, 231-235, 2011.
- 15) van Rijn, L.C., Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. II: Suspended Transport. Journal of hydraulic Engineering 133, 668-689, 2007.

(3)平成 27 年度業務計画案

広域地下構造モデルの精緻化をはかり、プレート境界での地震繰り返し発生だけでなく、大地震発生前後の内陸地震の活発化問題にも適用する。京コンピュータ等の高速計算機を用いて高精度化・広帯域化した強震動・津波シミュレーション法を用いて、震度・地殻変動・津波データを解析することにより、南海トラフの過去地震の震源過程を再評価する。また、その結果を考慮した応力・強度分布推定結果を用いた地震発生サイクルシミュレーションを行い、連動の多様性や外的擾乱の影響を考慮した地震発生シナリオを提案する。上記結果や、近年、諸外国で発生した巨大地震のデータを集めて等南海トラフ巨大地震の震源モデルのスケーリングとレシピ化を行い、南海トラフ沿いで起きる地震の平均及び最大クラスの震源モデルを明確化する。トラフ軸付近での地震発生域調査観測研究の結果を参考にして、津波地震の発生可能性と超巨大地震化可能性について、発生間隔(確率)を含めた現実的なハザード評価を行う。