

東海・東南海・南海地震の
連動性評価研究プロジェクト

東海・東南海・南海地震の
連動性評価のための調査観測・研究

(平成20～24年度)

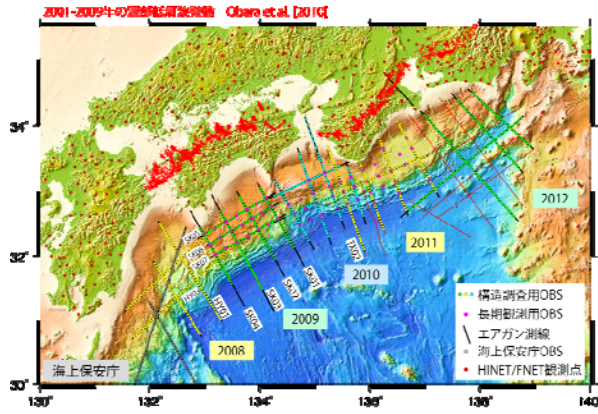
成果報告書

平成25年5月

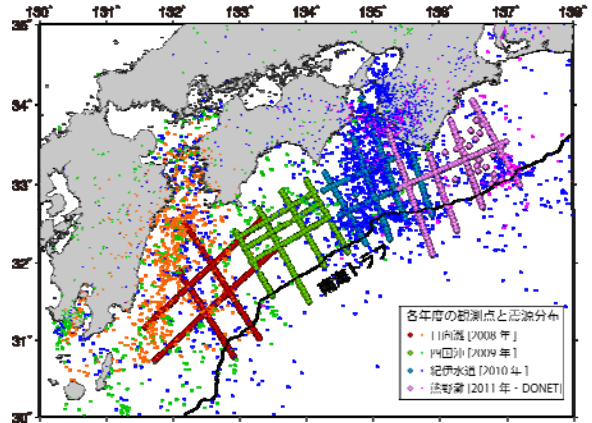
文部科学省 研究開発局
独立行政法人 海洋研究開発機構

本報告書は、文部科学省の科学技術試験研究委託事業による委託業務として、独立行政法人海洋研究開発機構が実施した平成24年度「東海・東南海・南海地震の連動性評価のための調査観測・研究」の成果を取りまとめたものです。

図1. 南海トラフ海域地震探査・地震観測

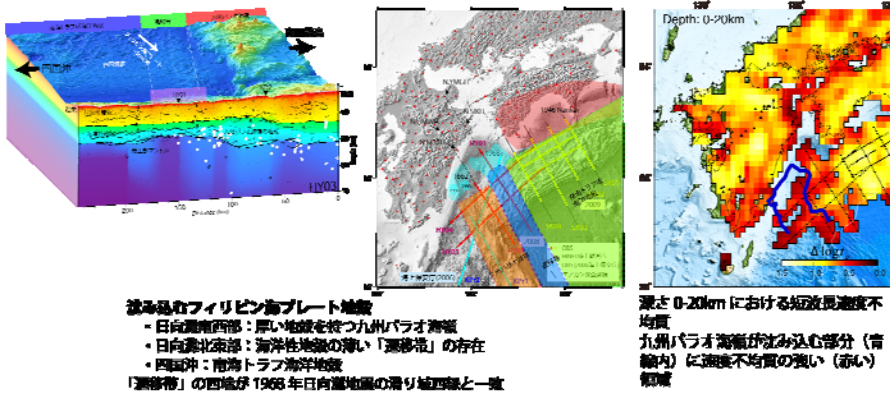


平成20年度～24年度までの調査観測海域図



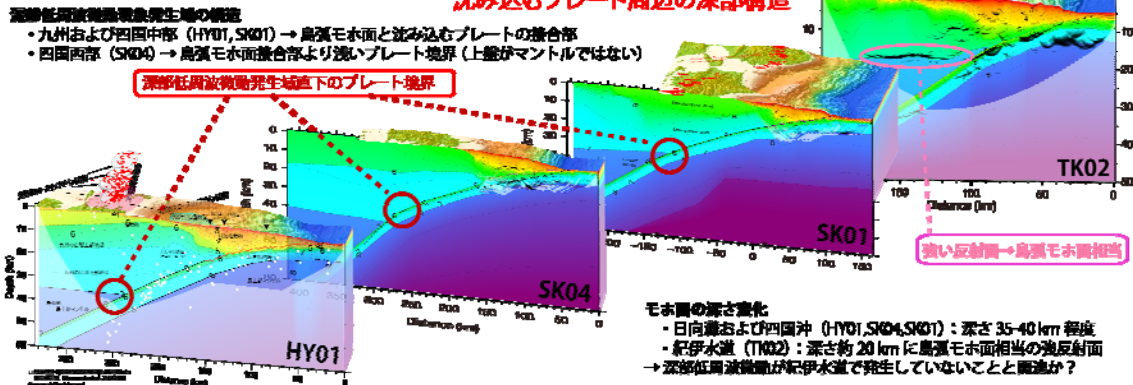
平成20年度～23年度までの自然地震観測点配置と震央分布

連動型巨大地震の西縁を規定する構造: 日向灘～四国沖に沈み込むフィリピン海プレートの構造変化



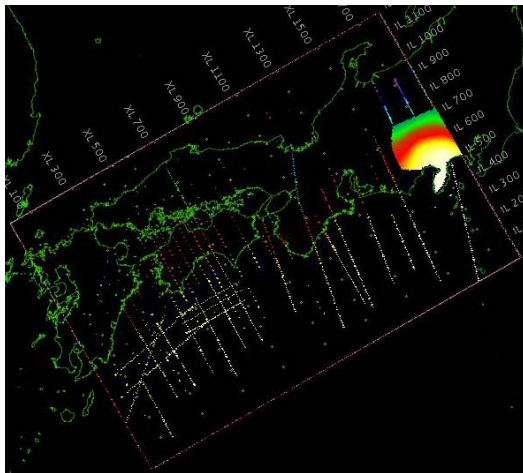
日向灘から四国沖にかけて沈み込むフィリピン海プレートは、四国海盆側の海洋地殻から、薄い海洋性地殻の「遷移帯」を経て九州パラオ海嶺の厚い地殻へと変化している。九州パラオ海嶺が存在する領域では短波長速度不均質も強い。遷移帯の西端が1968年の日向灘地震 (Mw7.5) の滑り域南西縁と一致するが特徴的である。

深部低周波地震現象の発生域の構造: 四国沖～紀伊水道の沈み込むプレート周辺の深部構造

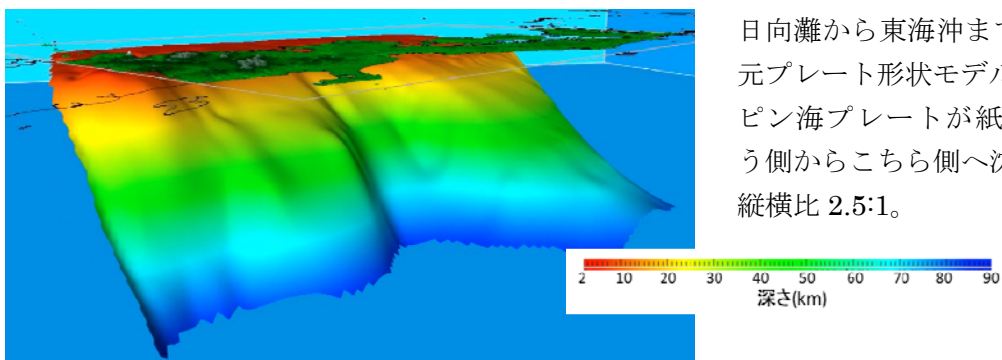


深部低周波微動・地震の発生域の構造には空間的な変化がある。昭和南海地震の西縁である豊後水道の東西で深部低周波微動の発生領域が異なる。豊後水道西側では、微動発生域が島弧モホとプレート上面接合部である一方、東側では島弧モホとプレート上面接合部よりやや浅いプレート

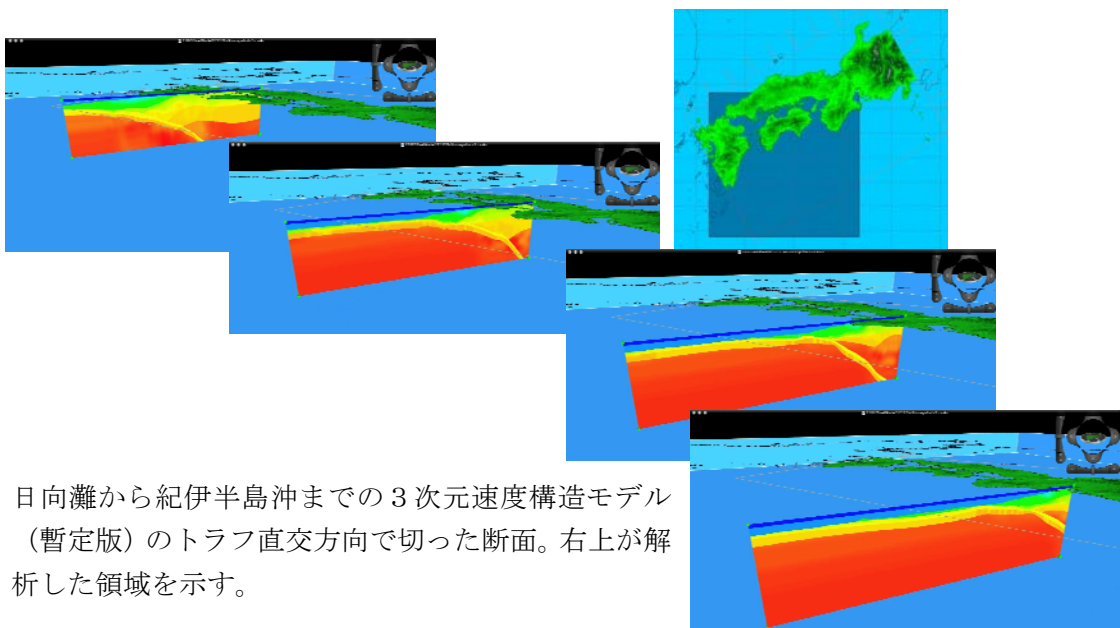
境界である。さらに、深部低周波地震・微動の空白域である紀伊水道周辺では、島弧地殻最下面に相当する反射面が周辺よりも有意に浅く、南海・東南海地震震源域境界に関わる急激な変化が、沈み込むプレート形状の変化のみならず上盤プレート内部にも存在することを示唆している。



現状のプレート形状モデルに用いたデータセット。紀伊水道までは本業務で得られた結果を用い、紀伊水道以東は既存の研究成果を用いた。今後解析の進行にともない更新する。



日向灘から東海沖までの3次元プレート形状モデル。フィリピン海プレートが紙面の向こう側からこちら側へ沈み込む。縦横比 2.5:1。

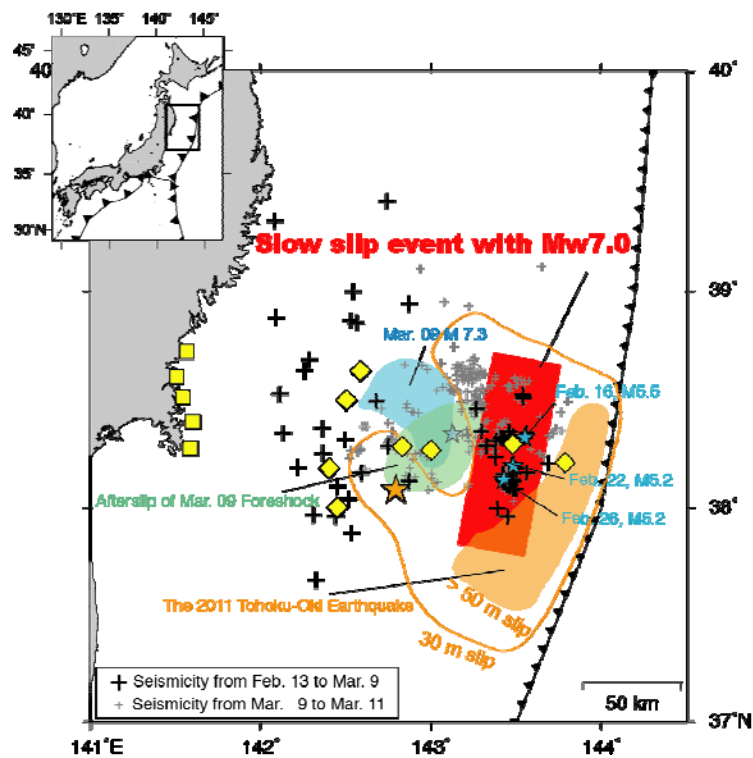


日向灘から紀伊半島沖までの3次元速度構造モデル（暫定版）のトラフ直交方向で切った断面。右上が解析した領域を示す。

図 2. 切迫度の高い震源域の先行調査観測



2011年東北地方太平洋沖地震を震源近くで観測した海底水圧計の海底での映像。

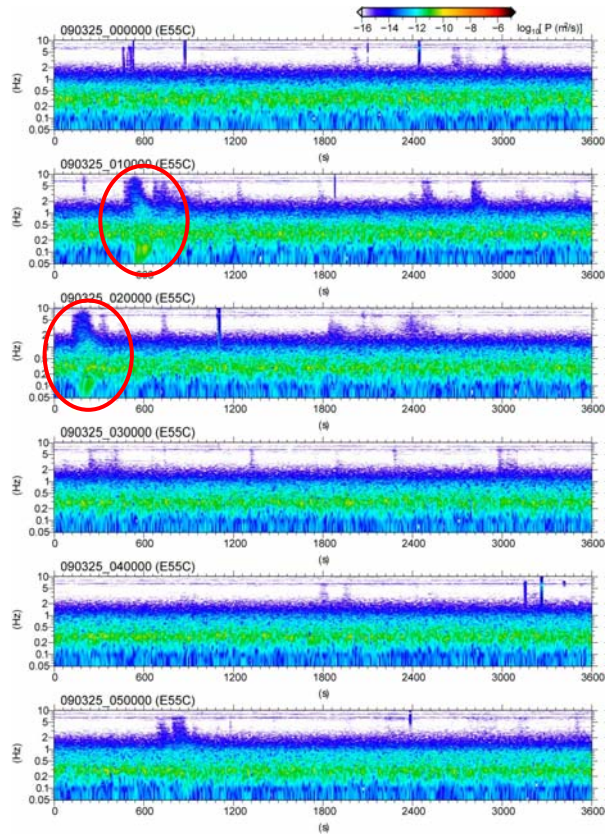


海底水圧観測から明らかとなった、2011年東北地方太平洋沖地震発生前後でのプレート境界での地震性すべりおよび非地震性すべりの分布。

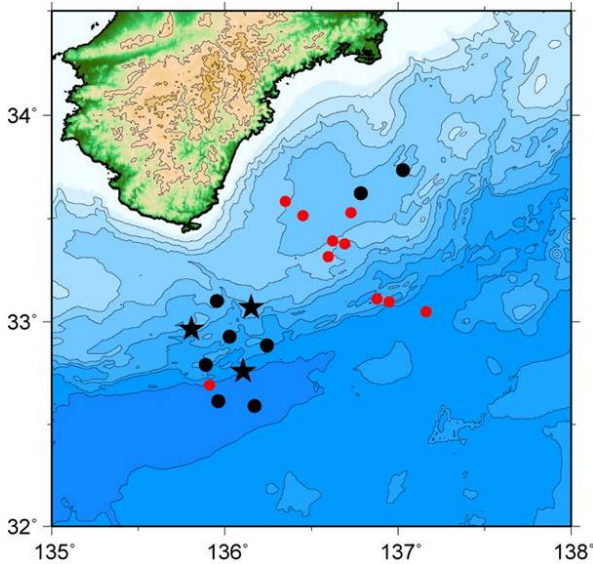
図 3. 紀伊半島沖における稠密・広帯域長期海底地震観測



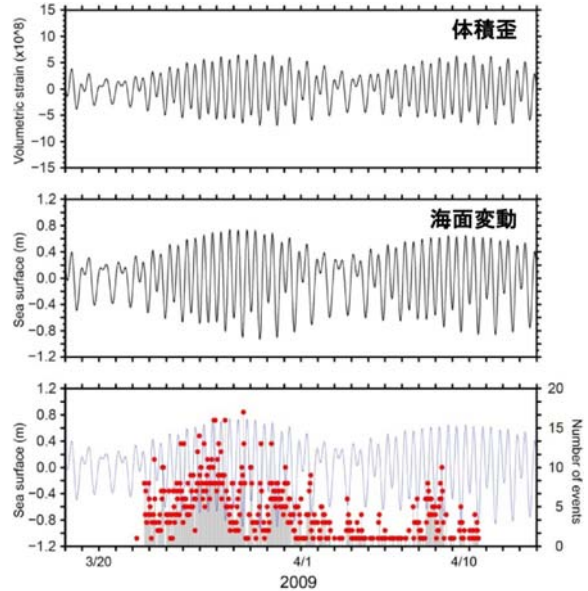
観測準備中の観測船船上の様子と広帯域海底地震計に装着した高精度水圧計（矢印）



平成 21 年 3 月 25 日のスペクトル。赤丸は低周波イベントと考えられるスペクトル変化

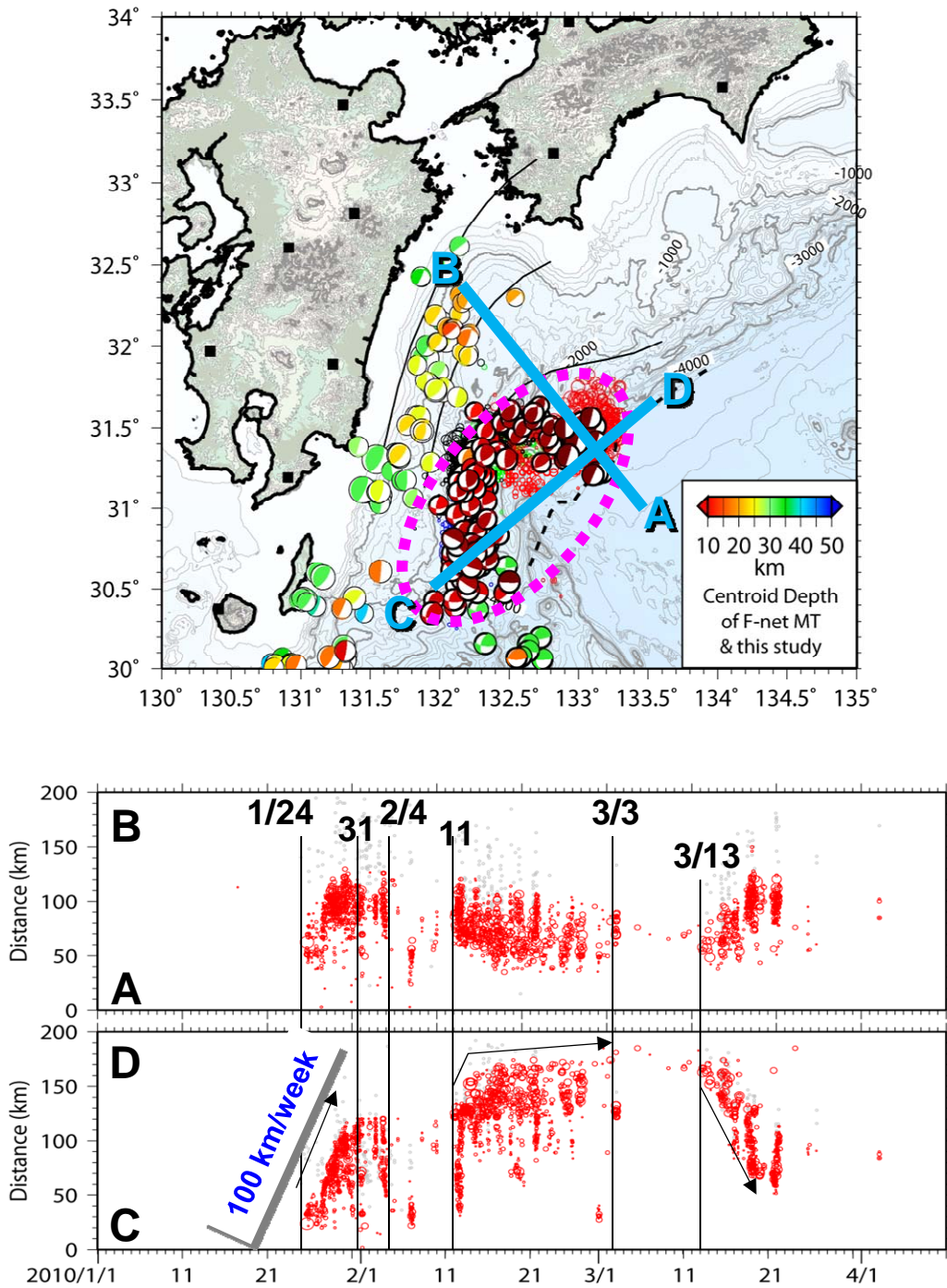


海底地震観測網から決定した平成 21 年 3 月から 4 月にかけて発生した低周波イベントの震央位置（赤丸）。黒丸は観測点位置。



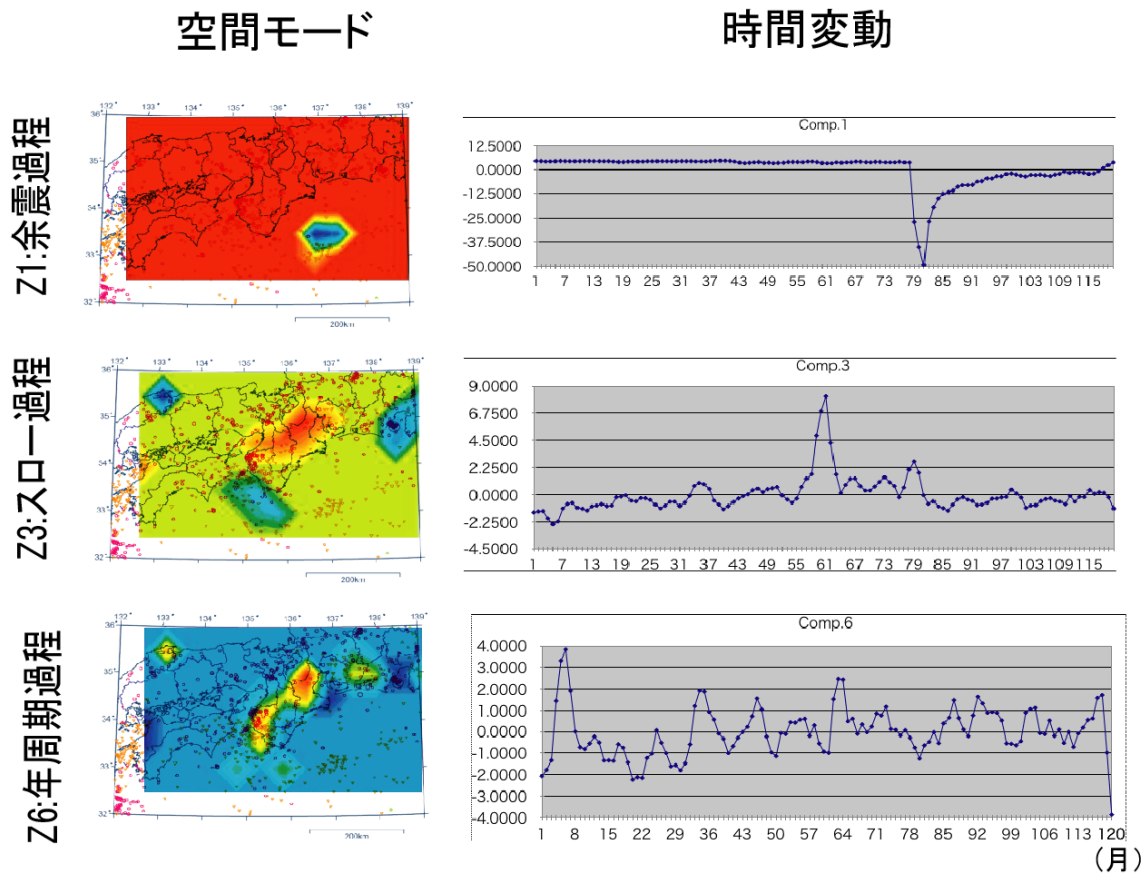
平成 21 年 3 月 21 日から 4 月 11 日までの低周波イベントの発生数の時間変化。潮汐とよい相関を示す。

図 4. 陸域機動的地震観測による付加体・プレート境界付近の構造調査

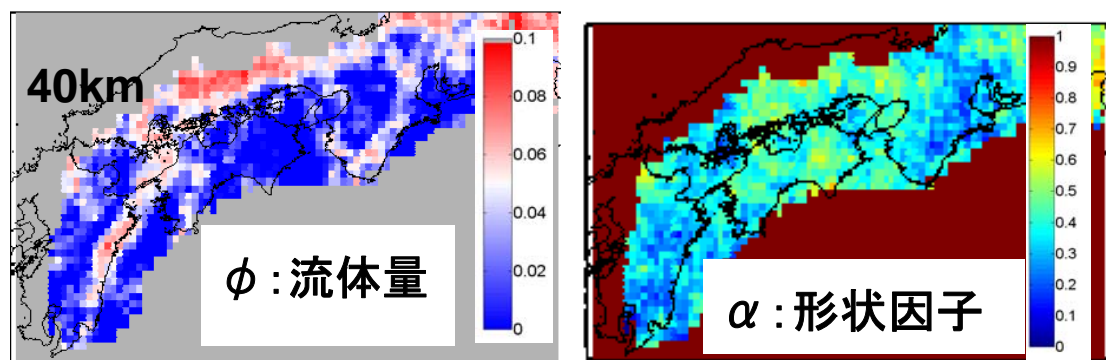


2010年1月から3月にかけて、日向灘から足摺岬沖で発生した浅部超低周波地震の震源位置の詳細決定結果。波形相関に基づく解析により、逆断層型の震源メカニズムを有する浅部超低周波地震が通常の地震活動よりも沖合で発生していること、震央位置が時期に応じて移動していることを確認した。

図5. 地殻媒質モデルの研究

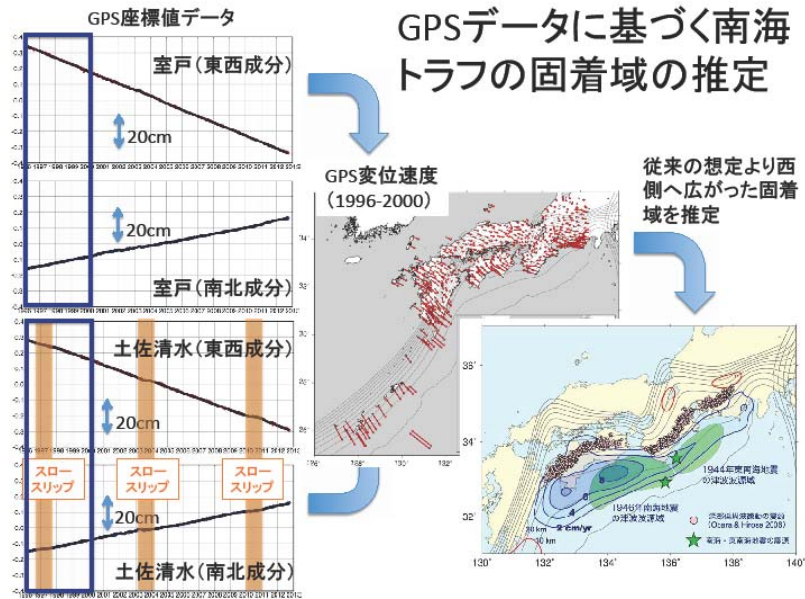


西南日本の微小地震活動(1998~2010)の時空間系列データの次元圧縮により、媒質の空間連結性(連動性)の様式とその時間変化を解明した。

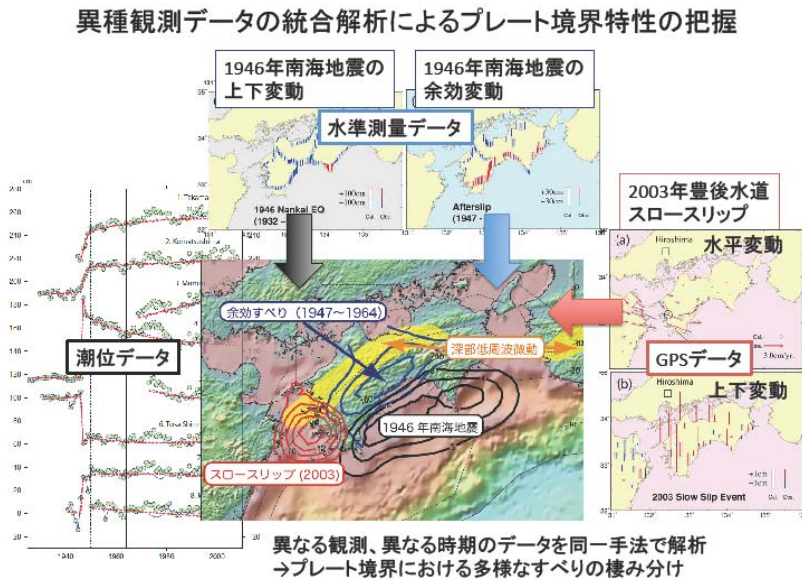


ベイズ逆解析の一種であるマルコフ確率場(MRF)モデルを用いて、地震波速度構造から流体量(φ:ポロシティ)と形状因子(α:アスペクト比)を分離し、イメージングした。

図6. プレート境界面のすべりの時空間発展に関するデータベース構築



GPS データから推定した変位速度データの解析による南海トラフプレート境界の固着域（すべり



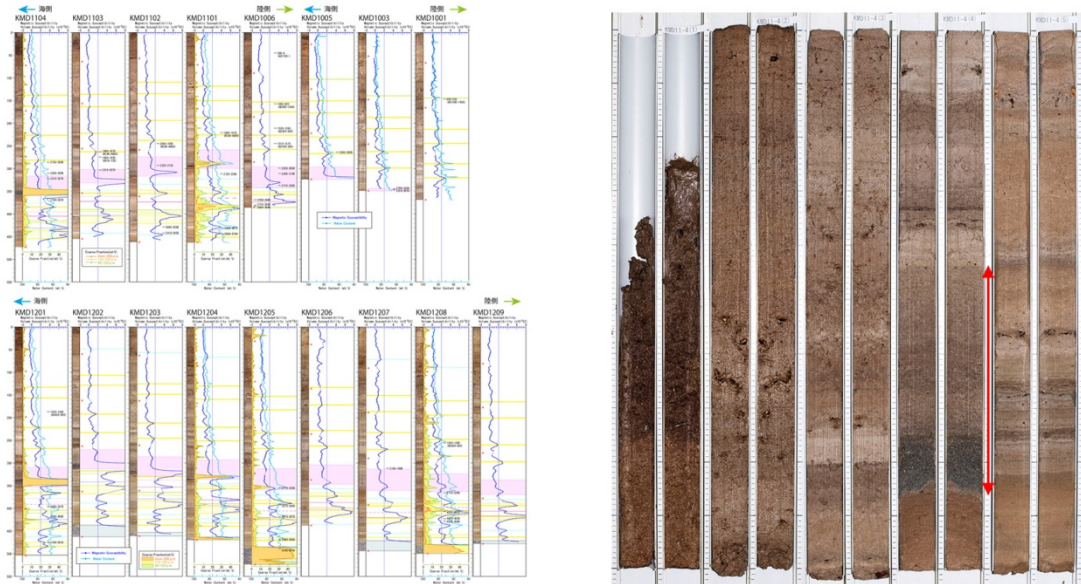
遅れ分布) の推定

測地データの統合解析によって得られた四国付近の地震時すべり、余効すべり、スロースリップの相補的な分布

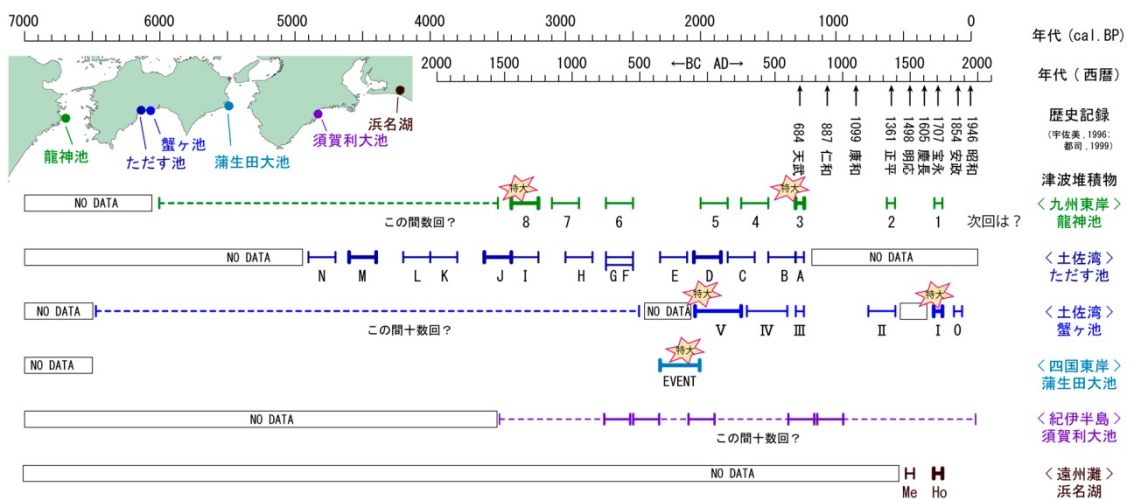
図7. 過去の地震発生履歴から見た地震サイクルの多様性の評価



(a) 左：浜名湖におけるピストンコアリング。右：三重県須賀利大池でのバイブロコアリング。

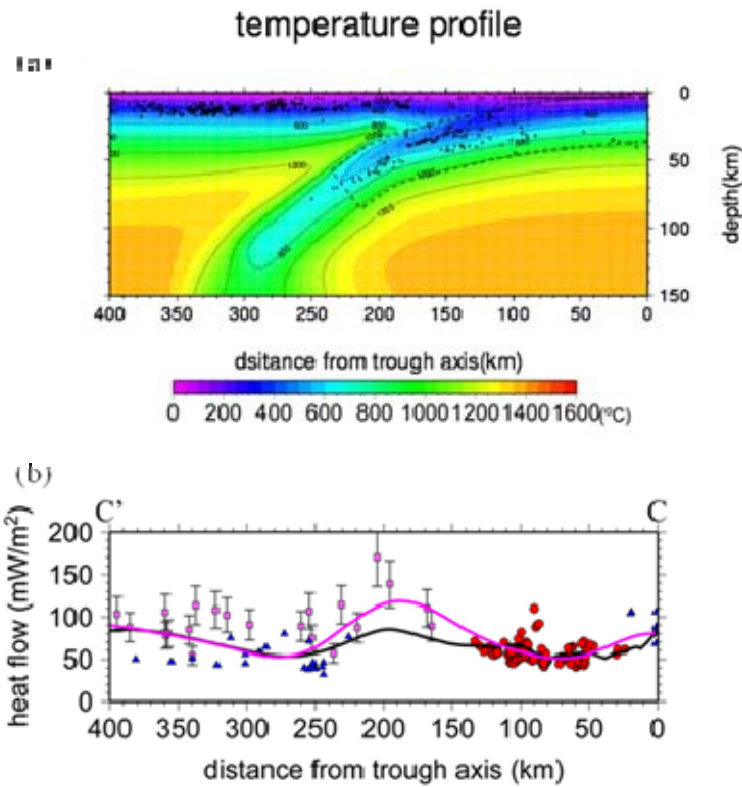


(b) 左：徳島県蒲生田大池のコア堆積物の分析結果。これらのコア試料は池全体で対比可能である。右：試料の写真約2000～2300年前の津波は、6500年間で一回の出来事。

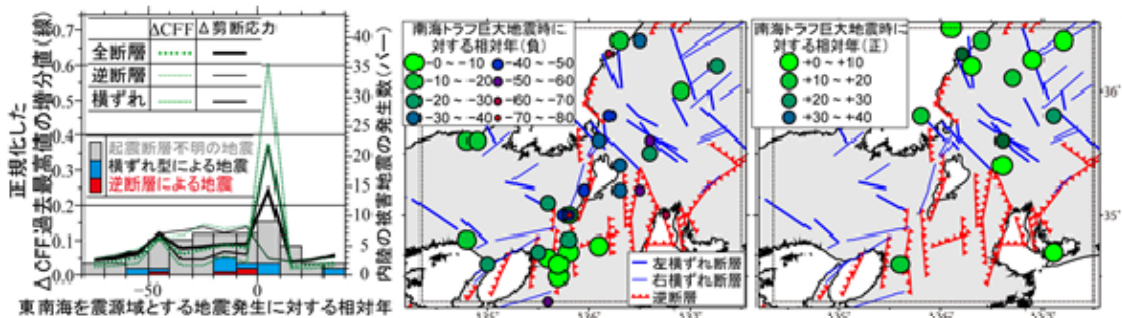


(c) 沿岸湖沼の津波堆積物から明らかになった南海トラフ沿いの津波履歴

図8. シミュレーション手法と物理モデルの高度化

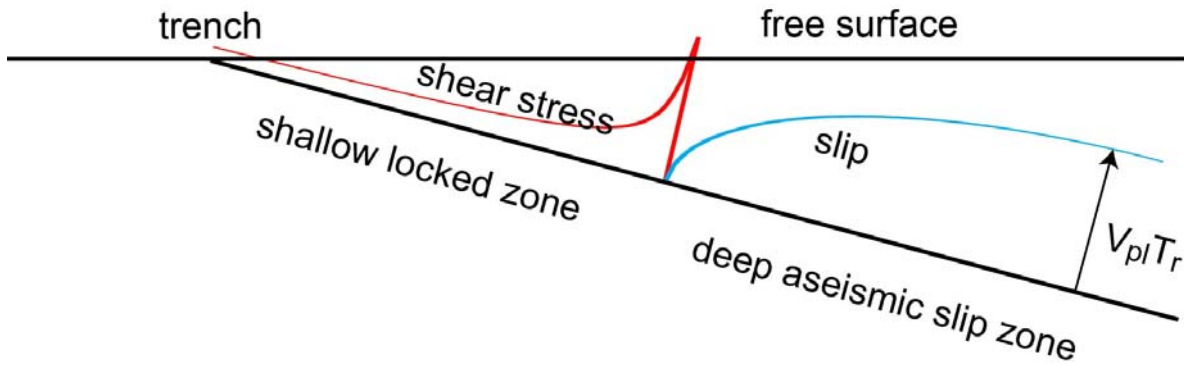


紀伊半島を通る測線 C-C' における地形の浸食の効果及びフィリピン海プレート境界面での摩擦熱を考慮したモデルの数値シミュレーションによる(a)温度分布と震源分布。(b)表面の地殻熱流量の計算結果。黒線は温度分布から計算した表面の地殻熱流量、ピンク色の線は観測値の分布に対する最適曲線を表す。プレート沈み込みだけによる熱モデルでなく、地形侵食とプレート境界面での摩擦熱の影響を加える必要があることが分かった。

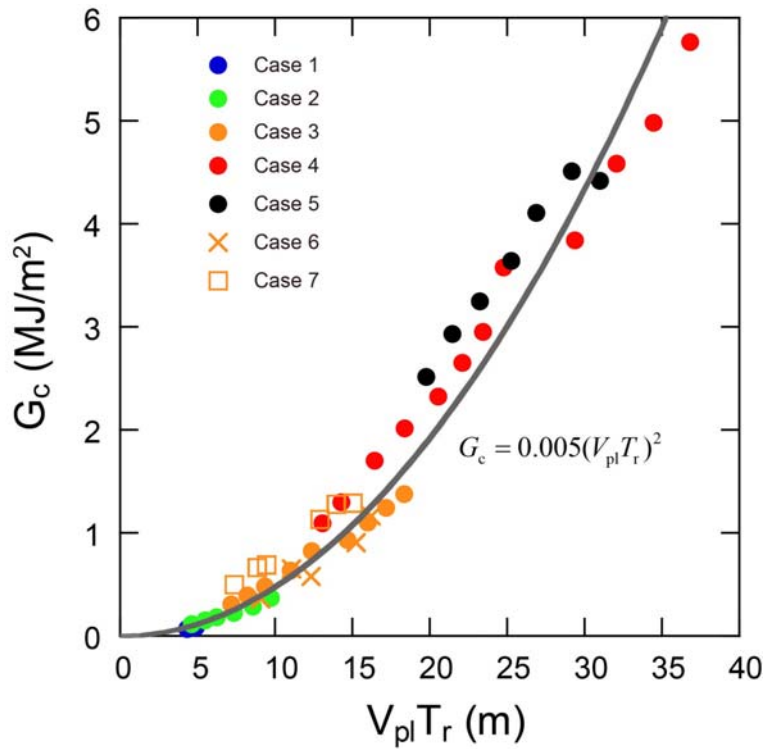


近畿地方周辺での最近 500 年間における南海トラフ巨大地震前後の内陸活断層における被害地震の頻度分布 (左)、前 (中央図) および後 (右図) に発生した内陸地震分布。南海トラフ巨大地震の 50 年前から 20 年後まで活動度が上がり (左図)、逆断層タイプの地震は地震前に発生しているのが確認された (中央図)。これは逆断層では南海トラフ巨大地震の発生による ΔCFF は負 (ストレスシャドー) になり直後は地震が起こりにくく、東西圧縮により ΔCFF が回復して発生しやすくなるため、次の南海トラフ地震発生前に起きるように見えることが分かった。

図 9. 連動条件評価のためのシミュレーション研究

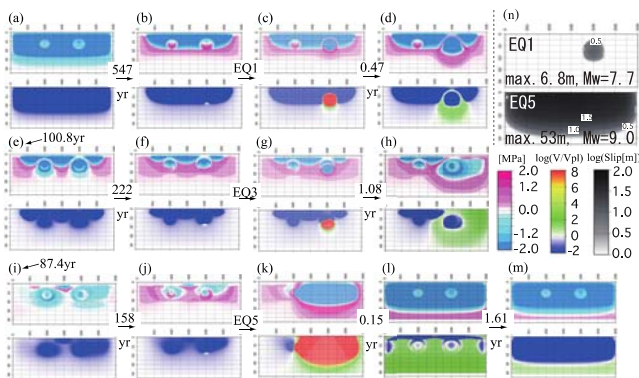


沈み込み域のプレート境界深部の非地震性すべりと浅部のせん断応力分布の模式図。浅部の固着域下端に応力集中が生じる。

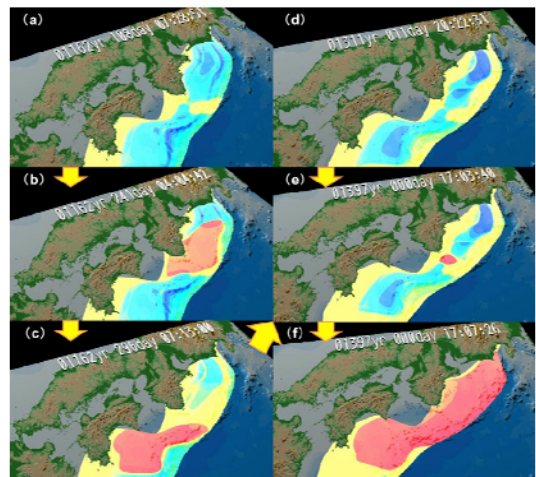


数値シミュレーションで得られた破壊エネルギー G_c とプレート相対運動速度 V_{pl} と地震の再来周期 T_r の積の関係。有効法線応力の深さ分布やプレート相対運動速度 V_{pl} が異なる7ケースについて調べたが、すべてについて1つの関係式で説明できる。この関係を利用すれば、プレート境界巨大地震の破壊開始点での破壊エネルギーを推定できる。

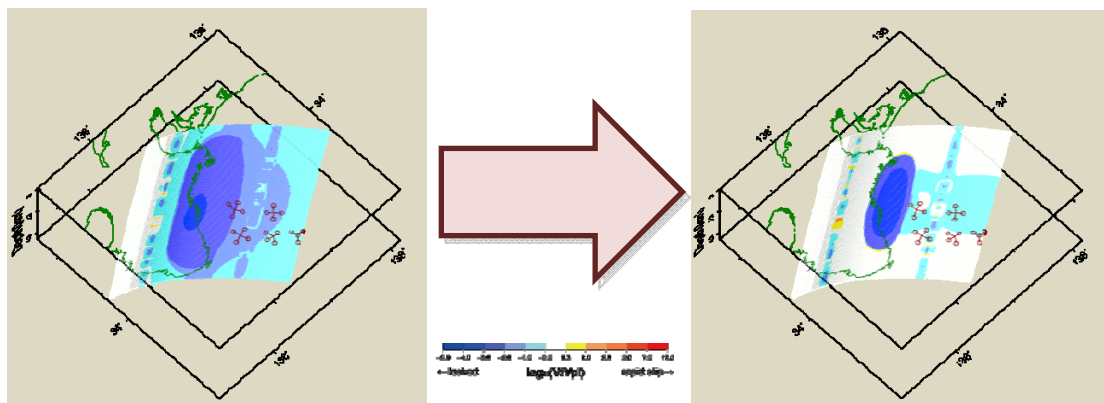
図 10. 地震発生サイクル多様性のメカニズム解明



M9 クラスと M7 クラス後半の地震が共存する地震発生サイクルモデルでのプレート境界すべりの時空間変化。約 1200 年で M9 クラスの地震が繰り返し発生する間に、M7 クラスの地震が 2 回繰り返り発生する。M7 クラスの地震は断層上端（自由表面）付近には地震時のすべりが達しないが、M9 クラスの地震は上端まで達し、より大きなすべりを生じる。また、M7 クラスの地震後に発生する余効すべりは、M9 クラスの地震のサイクルの後の方がより大きな広がりになる。こうした地震や余効すべりの起こり方は、東北地方太平洋沖地震と類似している。



数百年に一度大きい地震・津波が生じる（右）シナリオの例。この場合、すべりがトラフ軸の先端まで生じるのに対して、左側ではトラフ軸付近がすべり残る。



巨大地震の発生サイクル中に、震源域内の固着状態に応じて、ゆっくり地震の起こり方が変化する。固着している期間（左図）では、海溝型巨大地震震源域傍で浅部の低周波イベントが不活発であるのに対して、地震発生直前（右上図）には浅部でも活発化し、深部低周波微動との類似性が高まる。

目次

はじめに	…1
1. プロジェクトの概要	…2
2. 業務の実施体制	…4
3. 研究報告	
3.1 南海トラフ海域地震探査・地震観測	
担当：独立行政法人海洋研究開発機構	…5
3.2 切迫度の高い震源域の先行調査観測	
担当：国立大学法人東北大学	…18
3.3 紀伊半島沖における稠密・広帯域長期海底地震観測	
担当：国立大学法人東京大学	…72
3.4 陸域機動的な地震観測による付加体・プレート境界付近の構造調査	
担当：独立行政法人防災科学技術研究所	…96
3.5 地殻媒質モデルの研究	
担当：国立大学法人東京大学	…126
3.6 プレート境界面のすべりの時空間発展に関するデータベース構築	
担当：国立大学法人名古屋大学	…154
3.7 過去の地震発生履歴から見た地震サイクルの多様性の評価	
担当：国立大学法人高知大学	…181
3.8 シミュレーション手法と物理モデルの高度化	
担当：国立大学法人京都大学	…228
3.9 連動条件評価のためのシミュレーション研究	
担当：国立大学法人東京大学	…298
3.10 地震発生サイクル多様性のメカニズム解明	
担当：独立行政法人海洋研究開発機構	…309
4. 活動報告	
4.1 会議録	…325
4.2 成果の論文発表・口頭発表等	…327
5. むすび	…397

はじめに

東海・東南海・南海地震については、政府の地震調査研究推進本部（以下、「地震本部」という。）によると、今後 30 年以内の発生確率は、想定東海地震が 88%（参考値；M8.0 程度）、東南海地震が 70～80%（M8.1 程度）、南海地震が 60%程度（M8.4 程度）と、非常に高い値となっている。また、中央防災会議によると、東海・東南海・南海地震の同時発生による最大被害想定は、死者 32 万人、経済的被害 220 兆円との予測がなされている。さらに、過去の地震等記録によれば、これら 3 つの地震は将来連動して発生する可能性が高いとされている。このように、東海・東南海・南海地震については、きわめて切迫度が高く、推定される被害も甚大である。

このため、東海・東南海・南海地震の想定震源域等における稠密な海底地震・津波・地殻変動観測、大規模数値シミュレーション研究、強震動予測、津波予測、被害想定研究等を総合的に行うことにより、東海・東南海・南海地震の連動性の評価に資するとともに、これらの地震が連動して発生した場合の人的・物的被害の軽減に資することを目的とした研究開発プロジェクトを実施する。

なお、本プロジェクトは、東海・東南海・南海地震の連動性の評価に加えて、リアルタイムモニタリング、物理モデル、シミュレーション、データ同化等を用いた総合的な「予測評価システム」を実現するための科学技術基盤を構築するものである。

1. プロジェクトの概要

東海・東南海・南海地震が発生する場合の、時間的及び空間的な連動性評価を行うために必要な知見を獲得するとともに、これらの地震が連動して発生した場合の強震動や津波、さらには被害等を予測し、連動に対応した災害対策等の検討に必要な情報を提供することを目的とする。これらの目的を達成するため、以下の2つのサブプロジェクトを実施した。なお、サブプロジェクト（1）及び（2）の有機的な連携を図るため、本プロジェクト全体を統括した運営委員会を組織した。特に、サブプロジェクト（1）で得られた研究成果については、サブプロジェクト（2）の研究に最大限活用した。また、受託期間中は、各サブプロジェクトにおいて収集した観測データ等を一元的に管理し、広く一般に提供を行った。

（1）東海・東南海・南海地震の連動性評価のための調査観測・研究

東海・東南海・南海地震が発生する場合の、時間的及び空間的な連動性評価を行うため、想定震源域周辺での稠密な調査観測や、連動性評価モデル構築のための研究等を行う。具体的には、以下の2つの個別研究テーマを実施する。

①稠密海底地震・津波・地殻変動観測

東海・東南海・南海地震の想定震源域において、主として長期型の海底地震計や水圧計等の稠密・広域展開による自然地震・地殻変動モニタリングを行うとともに、これらの地震計及びエアガン等を用いた大規模海底地殻構造調査等を行うことにより、当該海域の地下構造イメージングを行う。また、GPS-音響システム等を用いた海底地殻変動観測や、海底音波探査などによる地下構造調査等を行う。さらに、東海・東南海・南海地震の連動性評価に資するため、地震本部の長期評価で、将来的な地震発生確率が高いとされる宮城沖及び根室沖の海溝型地震の想定震源域周辺において、地震計及び水圧計を用いた稠密地震・地殻変動モニタリングを行う。

これらの調査観測結果と既存の研究成果等とを併せて、南海トラフの巨大地震震源域の構造要因を抽出し、詳細な地殻構造モデルを構築する。

なお、長期型海底地震計等の観測機器については、効率的に利用することに留意するとともに、受託機関は、プロジェクト期間終了後も大学等の研究機関からの依頼に応じて、これらの観測機器を共同で活用する等、その有効利用を継続的に行うこととする。

②物理モデル構築及び地震発生シミュレーション研究

東海・東南海・南海地震の時間的及び空間的な連動性を評価するため、断層の摩擦すべり過程や広域・詳細な三次元地下構造等を基にした物理モデル（高精度地震発生予測モデル）を構築するための研究を行う。さらに、東海・東南海・南海地震等の海溝型地震を対象として、既存の各種調査観測結果及び上記①で得られた調査観測結果等を基に、プレート境界面の滑りの時間発展を推定し、スーパーコンピュータ等を用いてすべりの時間発展を再現する大規模数値シミュレーション研究、及びデータ同化手法の開発を行う。

また、津波調査に基づき、過去の海溝型地震の履歴を明らかにし、これを再現するシミュレーションなどを通して、連動を規定する摩擦パラメータの空間分布など、構造要因抽出等の研究を行う。

(2) 連動を考慮した強震動・津波予測及び地震・津波被害予測研究

東海・東南海・南海地震の連動性に対応した防災・減災対策等の検討に必要な情報を提供するため、これらの地震の影響を強く受ける地域を対象として、スーパーコンピュータを用いた大規模シミュレーションなどにより、詳細な地下構造モデルを用いた広帯域強震動及び津波予測の高精度化に向けた研究や、地震及び津波による被害予測の高精度化に向けた研究を行う。また、過去地震の震度分布や津波等の史料を利用して、過去の大地震の破壊様式を推定する。

さらに、東海・東南海・南海地震が連動して発生した場合の、国、地方公共団体等における応急対策や復旧・復興対策等の災害対応業務に関する研究等を行う。

なお、これらの研究を行う際には、サブプロジェクト（1）で得られる連動シミュレーションの結果等の成果を最大限活用して実施することとする。

本報告書では、このうち、サブプロジェクト（1）の平成20年～平成24年度の成果について記す。

2. 業務の実施体制

調査観測項目	担当機関	担当者
南海トラフ海域地震探査・地震観測	独立行政法人海洋研究開発機構 地震津波・防災研究プロジェクト プロジェクトリーダー	金田 義行
切迫度の高い震源域の先行調査観測	国立大学法人東北大学 大学院理学系研究科 地震噴火予知研究観測センター 教授	藤本 博己
紀伊半島沖における稠密・広帯域長期海底地震観測	国立大学法人東京大学 地震研究所 教授	篠原 雅尚
陸域機動的地震観測による付加体・プレート境界付近の構造調査	独立行政法人防災科学技術研究所 地震・火山防災研究ユニット 主任研究員	汐見 勝彦
地殻媒質モデルの研究	国立大学法人東京大学 大学院新領域創成科学研究科 教授	杉田 精司
プレート境界面のすべりの時空間発展に関するデータベース構築	国立大学法人名古屋大学大学院環境科学研究科 教授	鷲谷 威
過去の地震発生履歴から見た地震サイクルの多様性の評価	国立大学法人高知大学理学部 教授	岡村 眞
シミュレーション手法と物理モデルの高度化	国立大学法人京都大学 大学院理学系研究科 教授	平原 和朗
連動条件評価のためのシミュレーション研究	国立大学法人東京大学 地震研究所 教授	加藤 尚之
地震発生サイクル多様性のメカニズム解明	独立行政法人海洋研究開発機構 地震津波・防災研究プロジェクト サブリーダー	堀 高峰

3. 研究報告

3.1 サブプロジェクト 1-1

南海トラフ海域地震探査・地震観測

担当：独立行政法人海洋研究開発機構

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

「南海トラフ海域地震探査・地震観測」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人海洋研究開発機構 リーディングプロジェクト 地震津波・防災研究プロジェクト 地球内部ダイナミクス領域	プロジェクト	金田 義行
	リーダー	
	上席研究員	小平 秀一
	主任研究員	尾鼻 浩一郎
	研究員	高橋 努
		山本 揚二郎
	技術研究副主幹	藤江 剛
	技術研究副主任	佐藤 壮
		山下 幹也
		仲西 理子
	技術主任	柏瀬 憲彦
技術主事	下村 典生	

(c) 業務の目的

南海トラフで繰り返し発生する巨大地震の中には、東海・東南海・南海地震が連動して発生する超巨大地震のケースがあることが指摘されている。このような超巨大地震について、どのような場合に連動あるいは非連動性の巨大地震となるのかを明らかにすることが必要である。東海沖から日向灘を含んだ南海トラフ地震発生帯全域において、反射法・屈折法地震探査による地震発生帯のイメージング、及び長期地震観測データによる海陸境界域深部構造イメージングを行い、南海トラフ地震発生帯のプレート形状、及びプレート境界物性の把握をする。これにより、連動型巨大地震発生評価のため地震発生帯の物理モデルの高度化を図ることがねらいである。

(d) 5カ年の年次実施業務の要約

1) 平成20年度：

足摺岬から日向灘においてトラフ直交、平行方向の総延長約800kmの測線に海底地震計160台を設置し、屈折法地震探査を行った。海底地震計の設置期間中は自然地震観測も実施した。また、紀伊半島沖において、海底地震計40台、広帯域海底地震計3台を数km間隔で設置し3ヶ月間の地震観測を行った。

2) 平成21年度：

四国沖においてトラフ直交、平行方向の総延長約1180kmの測線に海底地震計180台

を設置し、屈折法地震探査を行った。同海域で長期地震観測を実施するために、海底地震計 21 台の長期記録型への改良を実施し、地震探査測線上に 20km ごとに設置した。

3) 平成 22 年度 :

前年度四国沖に設置した長期記録型海底地震計の回収を行った。土佐沖から紀伊半島沖においてトラフ直交、平行方向の総延長約 930km の測線に海底地震計 174 台を設置し、屈折法地震探査を行った。同時に 6000m のストリーマケーブル を曳航し反射法地震探査を実施した。また、同海域で長期地震観測を実施するために、海底地震計数台の長期記録型への改良を実施した。長期記録型 20 台を地震探査測線上に 20km ごとに設置した。

4) 平成 23 年度 :

前年度土佐沖から紀伊半島沖にかけて設置した長期記録型海底地震計の回収を行った。紀伊半島沖においてトラフ直交、平行方向の総延長約 710km の測線に海底地震計 168 台を設置し、屈折法地震探査を行った。屈折法探査測線の一部及び単独計画測線で 6000m のストリーマケーブル を曳航し反射法地震探査(総測線長約 530km)を実施した。また、同海域で長期地震観測を実施するために、海底地震計数台の長期記録型への改良を実施し、長期記録型 15 台を地震探査測線上に 20km ごとに設置した。

5) 平成 24 年度 :

前年度紀伊半島沖に設置した長期記録型海底地震計の回収を行った。紀伊半島沖から東海沖においてトラフ直交、平行方向の総延長約 840km の測線に海底地震計 162 台を設置し、屈折法地震探査を行った。屈折法探査測線の一部及び単独計画測線で 6000m のストリーマケーブル を曳航し反射法地震探査(総測線長 1280km)を実施した。

(2) 平成 20~24 年度の成果

(a) 業務の要約

本業務では、東海沖から日向灘を含んだ南海トラフ地震発生帯全域において、反射法・屈折法地震探査及び長期自然地震観測データによる構造研究を行い、南海トラフ地震発生帯のプレート形状、及びプレート境界物性を把握し、これにより、連動型巨大地震発生評価のため地震発生帯の物理モデルの高度化を図ることがねらいである。

5 カ年で実施した日向灘から東海沖にかけて、毎年海底地震計150~200台及び6000m長のストリーマケーブル を用いた海域地震探査・地震観測により取得したデータを用いて構造解析を行った。その結果、連動型巨大地震の震源域の西縁(古本, 2009; Furumura et al., 2011)に関連すると考えられる日向灘から九州-パラオ海嶺への構造変化が捉えられた。また、深部低周波微動・地震の発生域の構造についても、空間的な変化があることが明らかとなった。特に、深部低周波微動・地震の空白域である紀伊水道周辺では、島弧側の地殻が有意に浅くなっており、南海・東南海地震震源域境界に関わる急激な構造変化が沈み込むプレート形状の変化だけでなく、上盤プレート内でも存在することが示唆される。

さらに、以上を含む構造解析の成果に基づき、地震発生帯の物理モデルの高度化のため、日向灘から紀伊水道までの一部の構造情報を用いた 3 次元プレート形状モデルと速

度構造モデルを構築した。

(b) 業務の実施方法

南海トラフ域での沈み込みと地震の滑り域に関する詳細な構造を把握するために、日向灘（平成20年度）、四国沖（平成21年度）、紀伊水道周辺（平成22年度）、紀伊半島沖（平成23年度）、東海沖（平成24年度）で毎年総距離約800～1000kmの探査測線上に設置した海底地震計(OBS)150～200台により、制御震源であるエアガンの発振を記録することにより屈折法及び反射法地震探査データを取得するとともに、3ヶ月程度の自然地震観測データを取得した(図1)。四国沖から紀伊半島沖にかけては、長期観測用OBS15～20台による約9ヶ月の自然地震観測も実施した。紀伊半島では東京大学地震研究所(平成22年度)、(独)防災科学技術研究所(平成22、23年度)の協力による陸上測線の展開により、2度の海陸統合探査を実施することができた。各調査の詳細については、各年度の報告書に記した通りである。平成24年度の調査については、詳細を後述する。

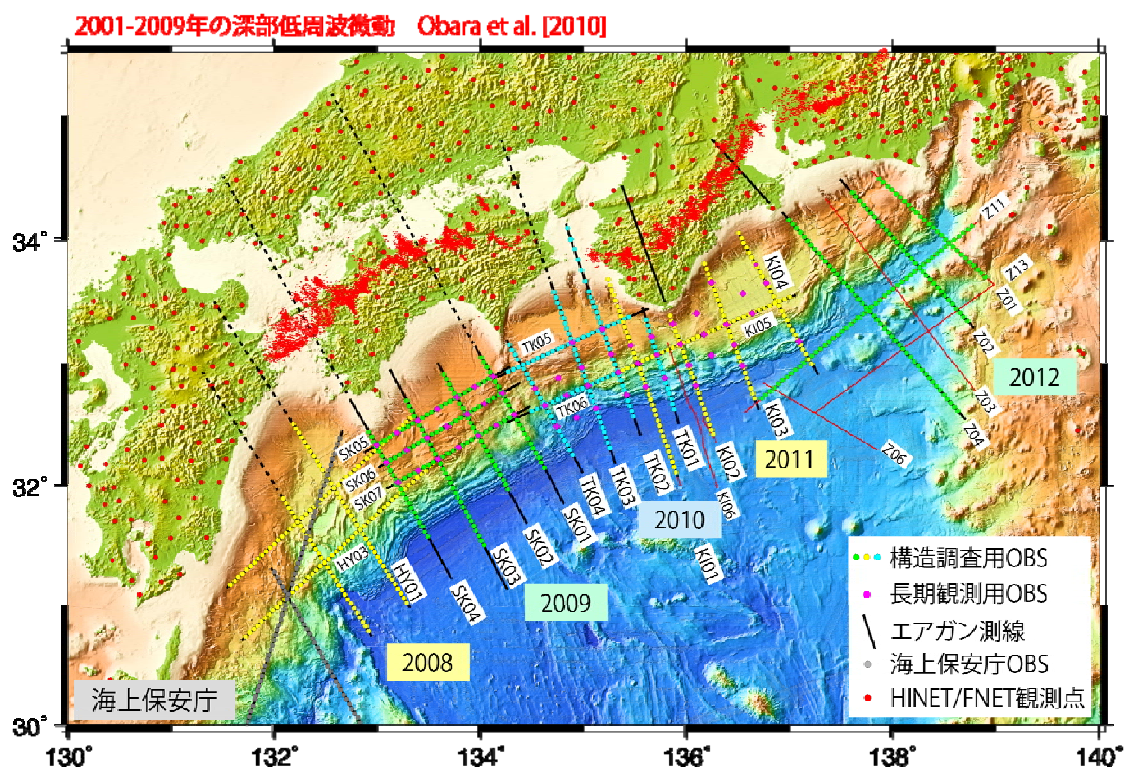


図1 平成20年度から平成24年度までの調査測線及び観測点配置図。紀伊半島の実線は海陸統合調査測線の陸上部を示す。陸域の点線は(独)防災科学技術研究所Hi-net観測点を利用して海陸統合解析を実施して構造を推定した部分を示す。

屈折法地震探査データについては、初動トモグラフィ(Zhang et al., 1998)と反射波走時マッピング(Fujie et al., 2006)によって得られた地震波速度イメージと反射イメージに基づき、初動走時、後続の反射波走時を説明可能な速度境界面を考慮し、よ

り現実に近いと考えられる層構造的なモデルを波線追跡(Zelt et al., 1992)を用いて推定した。また、構造解析には、過去に日向灘域で実施された海上保安庁による大陸棚調査データも利用した(図1)。一部のトラフ直交測線の陸側延長上の(独)防災科学技術研究所Hi-net観測点ではエアガン信号が明瞭な観測点の記録を使用して、海陸境界部から四国及び中国地方の構造を解析した。これにより、日向灘から四国沖までの空間的なプレート形状や深部低周波地震活動域の構造を推定した。

自然地震観測データについては、観測域周辺の(独)防災科学技術研究所のHi-net, F-netの陸上観測点のデータと併合し、Double-Differenceトモグラフィ法Zhang et al., 2006)により日向灘から四国沖にかけての3次元深部P波及びS波構造を推定し、記録から読み取ったP波S波の到達時刻を用いて震源決定を行った。構造推定に用いる初期速度構造には、先述の屈折法地震探査データの初動トモグラフィ結果を反映させている。得られたP波及びS波速度構造と、再決定された震源分布(図2)から屈折法地震探査の結果では決定できない深部のプレート境界面の形状を推定することができた。さらに、地震波速度構造のゆらぎ成分(数kmから数百mスケール)の空間分布を明らかにするため、数Hz以上の地震波の散乱に着目した解析から、日向灘から紀伊半島沖のランダムな速度ゆらぎの空間分布を推定した。使用したデータは本業務で日向灘から紀伊半島沖に展開したOBS及び(独)防災科学技術研究所のHi-net, F-netの観測点で得られた地震波形記録、そして(独)海洋研究開発機構が2004年に四国沖で行った自然地震観測(Obana et al., 2006)の波形記録である。解析には4-8Hz、8-16Hz、16-32HzのS波エンベロープを用い、媒質の速度ゆらぎのパワースペクトル密度関数が三次元フォン・カルマン型の関数形で表現できると仮定し、これまでに提案されてきた手法に基づき(Takahashi et al., 2011, 2009)、スペクトルを特徴づける統計パラメータの空間分布を推定した。

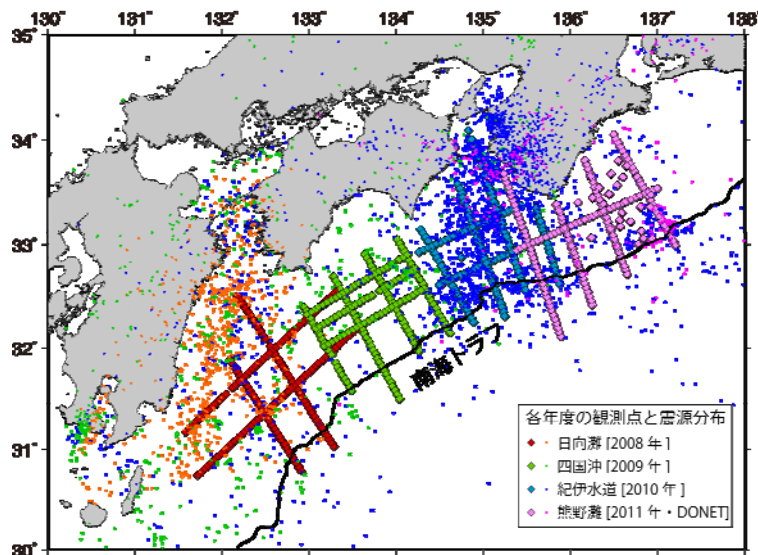


図2 平成20年度から平成23年度までの自然地震観測の観測点配置と震央分布。

以上の構造解析による成果に基づき、南海トラフ地震発生帯の3次元的なプレート形状と3次元速度モデルの構築も試みた。地質解析ソフトDSD(Landmark社ソフトウェア

http://www.engineering-eye.com/LANDMARK/software/decision_space_desktop/index.html)により、境界面の形状、3次元構造の3次元的な可視化も可能である。本業務の目的である、南海トラフ地震発生帯の物理モデルの高度化のために、日向灘から紀伊半島沖までの成果の一部や既存の構造情報(Kodaira et al., 2005; Nakanishi et al., 2002, 2008)を用いたプレート形状モデル、速度構造モデルを構築した。

以下には、平成24年度の業務である海域調査の実施方法について詳しく述べる。東海沖での沈み込みに関する詳細な構造のイメージング及び地震の滑り域に関する構造を明らかにするため、大容量チューンドエアガンと海底地震計を用いた地震探査を実施した。調査測線は、想定東海地震の滑り域を通過するトラフ直交測線3本を設定した(図1)。また、地震滑り域内での詳細な構造変化あるいは連続性を把握するため、トラフ平行測線3本を設定した(図1)。調査は2012年6月29日～8月6日((独)海洋研究開発機構・深海調査研究船「かきれい」)に実施した。屈折法地震探査に際しては「かきれい」搭載の地震探査システム(Miura et al., 2009)を用いた。設置した海底地震計は162台で、設置間隔は5km、Z01、Z02、Z04、Z11測線にそれぞれ、27台、32台、47台、56台を使用した(図1)。Z04測線(約240km)の陸側延長線上には(独)防災科学技術研究所により臨時観測点と発破(300kg)が展開され、海陸統合調査を実施することができた。屈折法地震探査の制御震源としては、「かきれい」搭載の7,800cu. inchエアガン・アレイを140気圧で、各測線200m間隔で発振した。Z01～Z04、Z06、Z11、Z13測線では、50m間隔のエアガン発振による反射法地震探査を実施した。探査終了後、浅海域に設置したOBSを中心に14台を回収した、残りのOBS148台は引き続き約3ヶ月の自然地震観測を行った後、(独)海洋研究開発機構・海洋調査研究船「なつしま」により回収した。但し、Site109は茨城沖に漂着、site001、108の2点は未回収である。本調査で使用した海底地震計((株)東京測深製TOBS-24N型)は、3成分受振器(固有周波数4.5Hz)とハイドロフォンで構成されており、データは収録装置によって200Hzサンプリングで連続的に収録された。屈折法地震探査データについては、地震探査調査終了後に観測した記録をSEG-Yフォーマットデータ(Society of Exploration Seismology規格の地震探査用フォーマット)に編集した。編集したデータは測位データとともにCD及びBDに保存した。反射法探査データについては、地中からの反射波データをストリーマケーブル中のハイドロフォンを通して取得し、探鉱器を通してSDLTテープにSEG-D形式(Society of Exploration Seismology規格の地震探査用フォーマット)で記録した。船舶に設置しているGPSから得られた位置情報などを入力しSEG-Y形式に編集してハードディスクに保存した。船上におけるノイズ除去などのデータ編集の後、航海終了後にかけて各種フィルター処理、速度解析を実施しNormal Moveout補正を行い重合断面を作成した。さらにFKマイグレーションを適用し暫定的なSEG-Y形式の反射断面を作成し、大判プロッターにより断面図として印刷した(図3)。

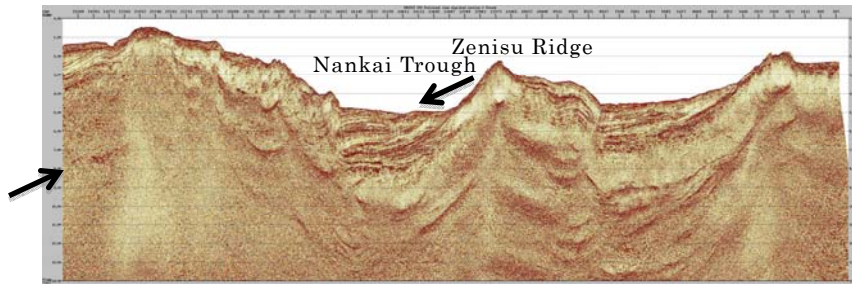


図3 Z02 測線の反射法地震探査時間記録断面。縦軸一目盛りが1秒。横軸一目盛りが3.175km。沈み込むフィリピン海プレート上面（矢印）が陸側の測線端付近まで追跡できる。

(c) 業務の成果

これまでの構造解析の結果から、日向灘から紀伊水道にかけてのフィリピン海プレートの形状が空間的に詳細に把握できた。特に、日向灘域の沈み込むフィリピン海プレートは、東の南海トラフ側の通常の四国海盆の海洋地殻から、薄い海洋性地殻の「遷移帯」を経て九州-パラオ海嶺の厚い地殻へと変化している（図4 (a)）。遷移帯の西端が1968年の日向灘地震(Mw7.5)の滑り域南西縁と一致していることが特徴的である（図4 (b)）。さらに、日向灘における短波長速度不均質が強い領域は、構造解析から推定された沈み込んだ九州-パラオ海嶺が存在する領域と概ね一致し、海嶺の構造を反映していると考えられる（図4 (c)）。

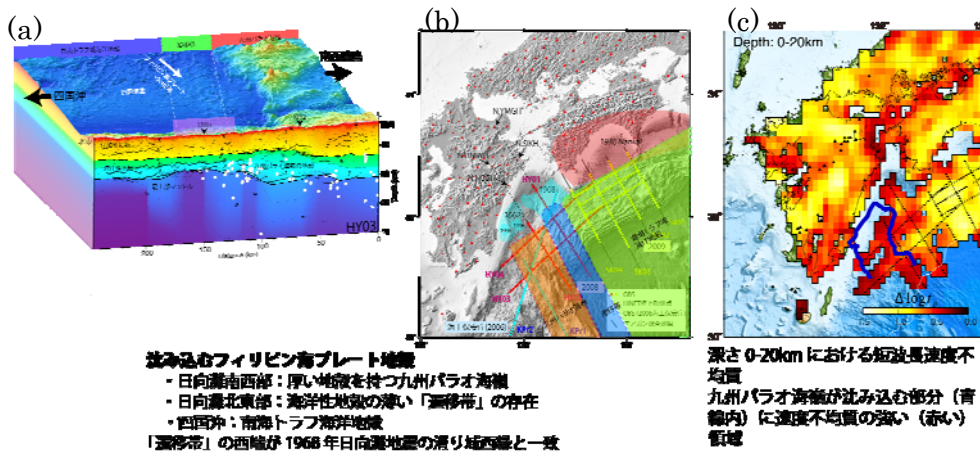


図4 連動型巨大地震の西縁を規定する構造。日向灘から四国沖に沈み込むフィリピン海プレートの構造変化

また、日向灘から四国沖にかけての上盤プレート内部では、古い付加体の海側への広がり空間的に変化している。昭和南海地震の滑り量が大きかった領域と1968年の日向灘地震の地震時滑り域とされる領域では、古い付加体の中でも下部の6 km/s以上の高速度域が認められる。南海トラフ域の古い付加体は概ね5 km/s以上の速度を持ち、古い付加体の海側の端と沈み込むプレートの接点は、紀伊半島沖から四国室戸沖における昭和南海、東南海地震の滑り域上限とほぼ一致することが既存研究で報告されていた

(Nakanishi et al., 2002)。しかし、足摺岬沖から日向灘については、その関係があてはまらないことが本業務で明確となった。一方で、古い付加体の下部の6 km/s以上の部分の海側の端と沈み込むプレート境界の接合部が、昭和南海地震、1968年の日向灘地震の滑り域の上限とほぼ一致する結果が得られた(図5)。また、自然地震観測データを用いた深部構造解析からは、昭和南海地震の滑り量の大きかった領域と1968年日向灘地震の地震時滑り域との間にプレート境界上盤が低速度になっていることが、足摺岬沖から土佐湾にかけての構造変化として確認できる(図6)。

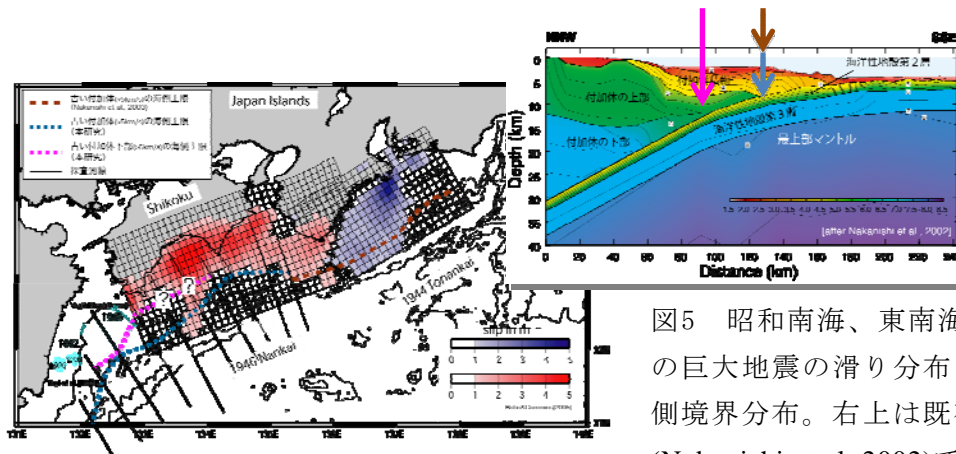


図5 昭和南海、東南海地震、日向灘の巨大地震の滑り分布と付加体の海側境界分布。右上は既存研究(Nakanishi et al, 2002)で指摘されている構造との位置関係。

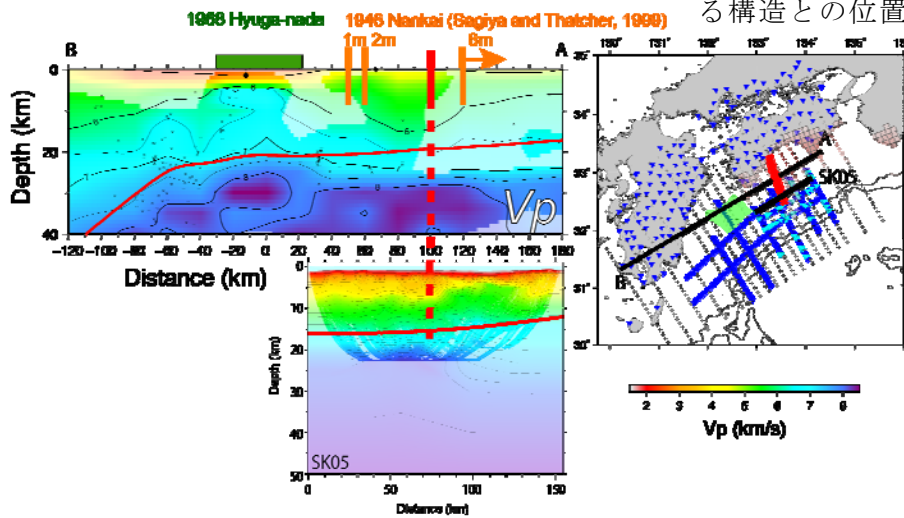


図6 昭和南海地震の滑り分布と上盤プレート内部の構造変化の比較。赤破線の西側に上盤プレート内の低速度域が見られる。

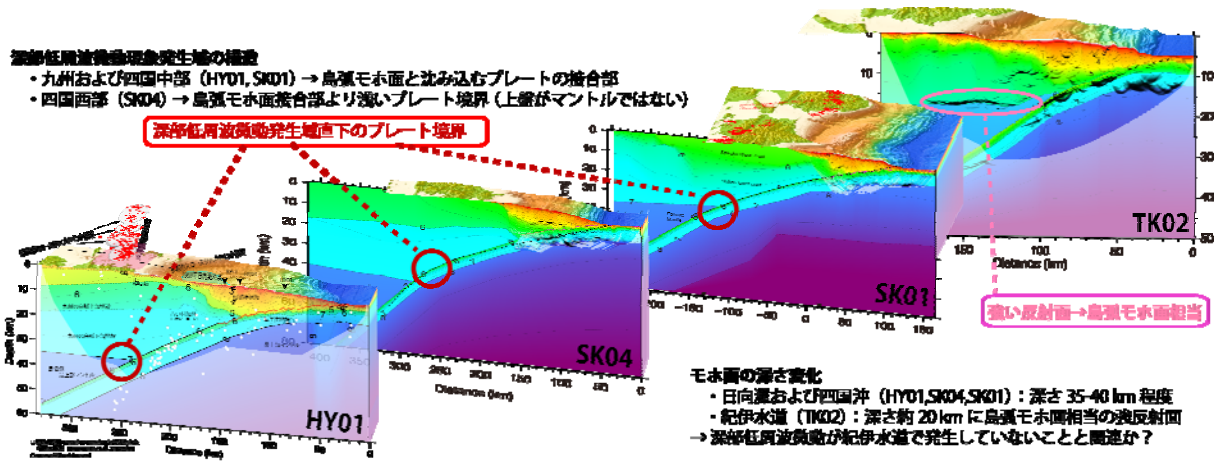


図7 四国から紀伊水道にかけての深部低周波微動・地震の発生域の構造の比較

さらに、深部低周波微動・地震の発生域の構造についても、空間的な変化があることがわかった。例えば、1946年の南海地震の西縁にあたる豊後水道の東西で深部低周波微動の発生領域が異なり、西側では島弧モホとプレート上面接合部が、東側はやや浅いプレート境界が微動発生領域であることが明らかになった。さらに、深部低周波地震・微動の空白域となっている紀伊水道周辺の構造探査データ解析の結果、島弧地殻最下面に相当する反射面が周辺よりも有意に浅く、また海側まで張り出して存在している可能性が示された(図7)。これは、南海・東南海地震震源域境界に関わる急激な構造変化が沈み込むプレート形状の変化だけではなく、上盤プレート内部でも存在することを示唆しており、深部低周波地震・微動の空白域となっていることとも関連があると考えられる。また、短波長速度不均質が強い領域が紀伊水道付近に見られており、過去の火成活動を反映した沈み込む海山の構造と関連していると考えられる。深部低周波微動発生域の中で速度不均質の変化があり、四国西部や紀伊半島南部で周囲に比べ速度ゆらぎが強いことがわかった(図8)。

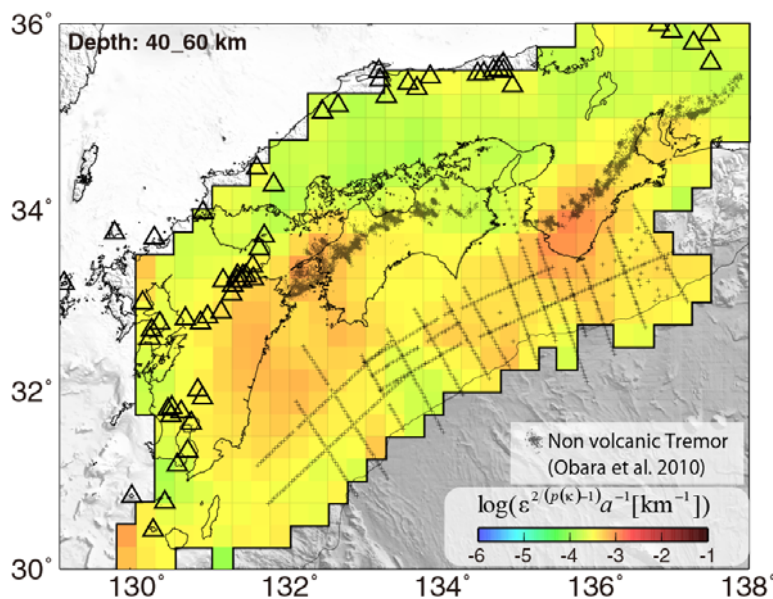


図8 深さ40~60kmにおける短波長速度不均質。四国西部など深部低周波微動発生域の一部で強い速度不均質が見られる。

以上の成果に基づき、地震発生帯の物理モデルを高度化するため、南海トラフ地震発生帯の3次元的なプレート形状と3次元速度モデルの構築と3次元的な可視化を試み、これまでに日向灘から東海沖までの構造情報を用いたプレート形状モデル(図9(a))及び日向灘から紀伊半島沖までの3次元速度構造モデルの暫定版(図9(b))を構築した。

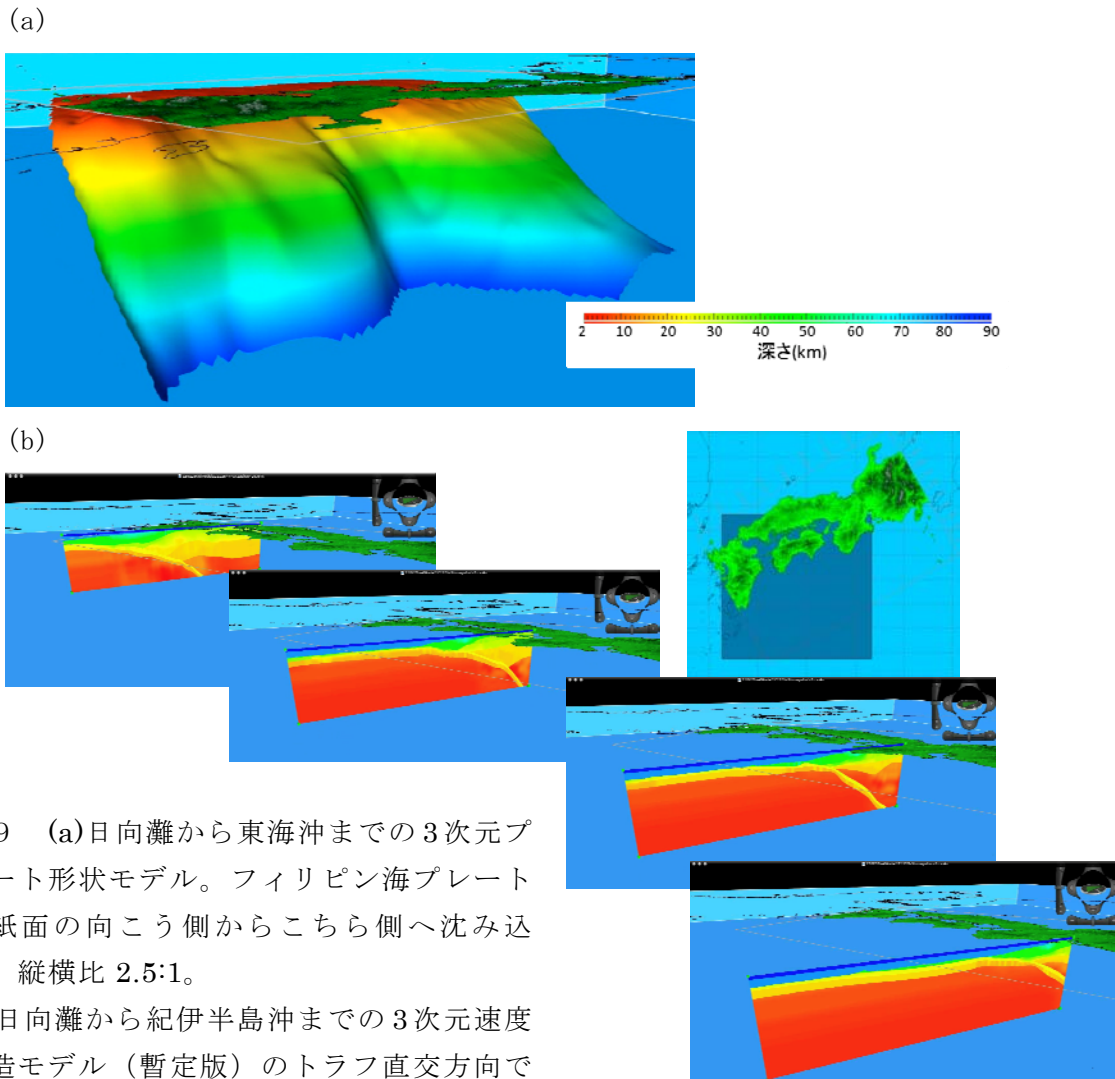


図9 (a)日向灘から東海沖までの3次元プレート形状モデル。フィリピン海プレートが紙面の向こう側からこちら側へ沈み込む。縦横比 2.5:1。

(b)日向灘から紀伊半島沖までの3次元速度構造モデル(暫定版)のトラフ直交方向で切った断面。右上の四角で囲まれたグレーの領域が解析した領域を示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

南海トラフ地震発生帯の物理モデルの高度化をめざし、平成 20~24 年度にかけて、日向灘から東海沖までの海域において、反射法・屈折法地震探査による地震発生帯のイメージング、及び長期地震観測データによる海陸境界域深部構造イメージングを行った(図1、2)。その結果、南海トラフ地震発生帯のプレート形状を空間的に求め、南海トラフ巨大地震の滑り域を規定する構造要因、構造変化を捉えることができた。主な成果は、連動型巨大地震の震源域の西縁(古本, 2009; Furumura et al., 2011)に関連すると考えられる日向

灘から九州－パラオ海嶺への構造変化(図4)、昭和南海地震震源域の滑り量に対応した上盤プレートの構造変化(図5, 6)、震源域下限周辺の深部低周波地震・微動の発生域の構造変化(図7, 8)、紀伊水道における南海・東南海地震震源域境界周辺の急激なプレート形状の変化(図7, 9)、及び上盤プレートの構造変化などを捉えたことである。これらの成果に基づき、3次元的なプレート形状モデル、3次元速度構造モデルの構築も可能となり(図9)、物理モデルの高度化を進めた。今後の課題としては、プレート形状を含む速度構造モデルの信頼性の評価を実施することが挙げられる。具体的には、速度構造モデルによる観測走時や振幅データの説明がどの程度可能かを定量的に評価すること、自然地震観測データによる深部構造解析結果との比較、速度構造モデルを用いて再決定される震源分布の比較などを通じて評価するとともに、3次元構造モデルの信頼性を向上させることが必要である。また地震サイクルシミュレーションにより効率良く適用可能とするため、3次元的により均質な解像度のモデルを構築することが要求されている。これについては、新たな構造解析の結果である情報を入力として増やす一方で、現状のデータ入力情報の均質化を図ることで対応する。

また、本業務では実施しなかったが今後必要であると考えられる課題を以下に述べる。

(1) プレート形状及び速度構造モデルの領域の琉球弧や房総沖への拡張とそのための調査観測

(2) 変形や応力の計算に必要なポアソン比、ヤング率につながる物理量の導出。現状のP波速度だけでなく、S波速度、密度情報の導出

(3) プレート形状を含む海陸境界部深部構造の決定精度の向上のための高精度海陸統合調査

(4) トラフ先端部での地震性滑りの履歴(Sakaguchi et al., 2011)を広域的に検証するための浅部高精度調査

(5) 浅部プレート境界で発生している浅部低周波地震(Sugioka et al., 2012)のモニタリング

(e) 引用文献

- 1) 古本宗充, 安藤雅孝、西南日本から琉球列島にかけての超巨大地震の可能性、月刊地球, 31, 197-202, 2009.
- 2) Furumura, T., K. Imai, and T. Maeda, A revised tsunami source model for the 1707 Hiei earthquake and simulation of tsunami inundation of Ryujin Lake, Kyushu, Japan. , J. Geophys. Res., v116, B02308, doi:10.1029/2010JB007918, 2011.
- 3) Zhang, J., Brink, U. S. and Toksoz, M. N., Nonlinear refraction and reflection travel time tomography. J. Geophys. Res., 103. 29743-29757, 1998.
- 4) Fujie, G., Ito, A., Kodaira, S., Takahashi, N., Kaneda, Y., Confirming sharp bending of the Pacific plate in the northern Japan trench subduction zone by applying a travelttime mapping method, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 157, 1, 72-85, 2006.

- 5) Zelt, C. A. and Smith, R. B., Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, 108, 16-34, 1992.
- 6) Zhang, H and C. Thurber, Development and Applications of Double-difference Seismic Tomography, *Pure appl. Geophys.*, 163, 373-403, 2006.
- 7) Obana, K., Kodaira, S., and Kaneda, Y., Seismicity related to heterogeneous structure along the western Nankai trough off Shikoku Island, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L23310, doi:10.1029/2006GL028179, 2006.
- 8) Takahashi, T., K. Obana, S. Kodaira, D. Suetsugu, N. Takahashi, S. Kamiya, and Y. Tamura, Random inhomogeneities in the northern Izu-Bonin arc estimated by tomographic inversion of peak delay times of S wave seismograms, *J. Geophys. Res.*, 116, B03303, doi:10.1029/2010JB007691, 2011.
- 9) Takahashi T., H. Sato, T. Nishimura and K. Obara, Tomographic inversion of the peak delay times to reveal random velocity fluctuations in the lithosphere: Method and application to the northeastern Japan, *Geophys. J. Int.*, 178, 3, 1437-1455, doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04227.x, 2009.
- 10) Miura, S., A History of JAMSTEC Seismic Data Acquisition System, JAMSTEC Report R&D, Special issue, 81-87, 2009.
- 11) Kodaira, S., Iidaka, S., Nakanishi, A., Park, J. O., Iwasaki, T. and Kaneda, Y., Onshore-offshore seismic transect from the eastern Nankai Trough to central Japan crossing a zone of the Tokai slow slip event, *Earth Planets Space*, 57, 935-941, 2005.
- 12) Nakanishi, A., Takahashi, N., Park, J. O., Miura, S., Kodaira, S., Kaneda, Y., Hirata, N., Iwasaki, T. and Nakamura, M., Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, 107, B1, doi:10.1029/2001JB000424- 2002.
- 13) Nakanishi, A., Kodaira, S., Miura, S., Ito, A., Sato, T., Park, J. O., Kido, Y. and Kaneda, Y., Detailed structural image around splay fault branching in the Nankai subduction seismogenic zone: Results from a high-density ocean-bottom seismic survey, *J. Geophys. Res.*, 113, B03105, doi:10.1029/2007JB004974- 2008.
- 14) Nakanishi, A., Kodaira, S., Park, J. O. and Kaneda, Y., Deformable backstop as seaward end of coseismic slip in the Nankai Trough seismogenic zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 203, 1, 255-263, 2002.
- 15) Sakaguchi, A., Chester, F., Curewitz, D., Fabbri, O., Goldsby, D., Kimura, G., Li, C. F., Masaki, Y., Sreaton, E. J., Tsutsumi, A., Ujiie, K. and Yamaguchi A., Seismic slip propagation to the updip end of plate boundary subduction interface faults: Vitritinite reflectance geothermometry on Integrated Ocean Drilling Program NanTroSEIZE cores, *Geology*, doi:10.1130/G31642.1, 2011.
- 16) Sugioka, H., Okamoto, T., Nakamura, T., Ishihara, Y., Ito, A., Obana, K., Kinoshita, M., Nakahigashi, K., Shinohara, M., Fukao, Y., Tsunamigenic potential of the

shallow subduction plate boundary inferred from slow seismic slip, Nature
geoscience, DOI: 10.1038/NGE01466, 2012.

3.2 サブプロジェクト 1-2

切迫度の高い震源域の先行調査観測

担当：国立大学法人東北大学

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

切迫度の高い震源域の先行調査観測

(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	藤本 博己 ¹⁾
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	准教授	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	三浦 哲 ²⁾
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	助教	伊藤 喜宏
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	助教	太田 雄策
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	助教	飯沼 卓史 ¹⁾
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	研究員	稲津 大祐 ³⁾
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	研究員	鈴木 健介 ⁴⁾
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	技術職員	平原 聡
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	技術職員	中山 貴史
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	技術職員	鈴木 秀市

¹⁾平成 23 年度まで大学院理学研究科所属

²⁾平成 20 から 22 年度まで

³⁾平成 21 から 24 年 5 月まで

⁴⁾平成 24 年 6 月より

(c) 業務の目的

宮城県沖及び根室沖においては海溝型大地震が発生する切迫度が非常に高く、こうした領域における調査観測は、海溝型大地震の発生準備ならびに直前過程と発生直後のプレート間すべりの拡大様式を理解する上で重要であり、南海トラフ巨大地震の連動性評価に大きく活用できるものである。このため、宮城県沖、根室沖地震の震源域において、地震計、水圧計を用いた長期地殻活動観測・評価を行い、その成果である研究対象地震の再来前後の地殻活動評価を、南海トラフで発生する地震の連動発生可能性の評価に反映する。

(d) 5 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 20 年度 :

宮城県沖の 6 カ所に海底地震計を設置し、宮城県沖地震の想定震源域周辺における微小地震活動の時空間変化の長期モニタリングを開始した。さらに、4 カ所に海底水圧計を設置し、プレート間すべりによる海底上下変動の検知のための試験観測を開始した。また、根室沖海域においては 10 地点に海底地震計を設置して、根室半島沖地震の想定震源域における微小地震活動のモニタリングを開始した。一方で、海底上下変動データによってプレート間すべりの検知能力がどのように向上するか、数値実験を通して評価を行う一方で、海底圧力観測技術開発の一環として、圧力センサーの長期ドリフトの評価のための室内実験に着手した。

2) 平成 21 年度 :

平成 20 年度に設置した海底地震計及び水圧計を回収し、そのデータ処理を行った。地震計のデータ解析から、宮城県沖で発生する微小地震の震源分布を推定した。また、海底圧力データから海底地殻鉛直変動を検出するための技術開発の一環として、海洋変動に起因する圧力変動の数値モデリング手法の開発に着手し、その結果を、本業務で取得された海底圧力データにみられる変動との比較を行った。さらに、圧力観測のデータを用いて、海底地殻変動の検知を試みた。一方、平成 20 年度に開始した地震・水圧観測を継続するとともに、宮城県沖においては「宮城県沖地震における重点的調査観測」によって整備された海底地震・水圧観測網の継承・維持を行った。根室沖においても水圧観測を 2 観測点において開始した。

3) 平成 22 年度 :

平成 21 年度に設置した海底地震計及び水圧計を回収してそのデータ処理・解析を行った。地震計のデータ解析から、根室沖で発生する微小地震の詳細な震源分布を明らかにするとともに、宮城県沖においてはプレート境界周辺の起震応力場を明らかにした。水圧観測データから潮汐や海洋変動などの地殻変動以外の現象による変動成分の除去方法に関する検討を進め、海陸プレート間固着に起因すると思われる長期的な海底地殻上下変動の検知を試みた。さらに、陸上測地観測との協調によって、プレート間すべりを高精度で推定する手法の開発を行った。一方で、平成 21 年度からの海底観測態勢を継続して維持した。

4) 平成 23 年度 :

平成 22 年度に設置した海底地震計及び水圧計を回収してそのデータ処理・解析を行う。平成 22 年に設置した観測装置は、平成 23 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震を観測したことから、こうしたデータを用いることにより、この地震の震源像の詳細と、地震発生前後におけるプレート間すべりの時空間分布の推定を行った。さらに、東北地方太平洋沖地震の震源が位置する宮城県沖における微小地震観測と水圧観測を継続し、起震応力場と余効すべりの時空間的な変化を明らかにすることにより、海底観測から海陸プレート境界における固着—すべり状態のマッピングに着手した。さらに、根室沖における地震・水圧観測を継続して実施し、この地域における地震活動や地殻変動に対する東北地方太平洋沖地震の影響の評価を行った。

5) 平成 24 年度 :

平成 23 年東北地方太平洋沖地震（東北沖地震）の地震時及びその前後におけるプレート間すべりの時空間変化を明らかにし、連動型巨大地震の発生過程の物理モデル構築のためのシミュレーション研究において再現すべき地震発生のシナリオモデルを提供した。東北沖地

震の余震・余効変動の活動を把握するために、宮城県沖における海底地震・地殻変動観測を継続し、得られるデータの解析によるすべり分布推定を行うほか、すべり分布と地震波速度構造や起震応力場の空間変化との対応関係を示した。さらに、引き続き地震発生準備過程にある根室半島沖におけるプレート間すべりの時空間変化について、東北地方太平洋沖地震による影響を検討したほか、プレート間地震のアスペリティを特徴付ける海底下構造に関する検討を進めた。

(2) 平成 20～24 年度の成果

(a) 業務の要約

平成 20 年度 11 月から、自己浮上式海底地震計 (OBS) 及び自己浮上式海底水圧計 (OBP) を同一地点に繰り返し設置・回収を繰り返すことにより、宮城県沖と根室半島沖のプレート境界型地震発生域における地震活動ならびに地殻上下変動の長期観測を実施した。宮城県沖においては、OBS と陸上観測網のデータの併合解析によりプレート境界周辺の 3 次元地震波速度構造を推定するとともに、詳細な震源分布を明らかにした。また、OBP を用いた海底上下変動の連続観測によって東北沖地震に伴う、地震発生前、地震時及び地震後のプレート間すべりの時空間的な変化を明らかにした。地震発生の約 1 ヶ月前に非地震性すべりイベントが発生し、同様なイベントが 2008 年にも発生していたことが示された。また、本震発生の直前に活発化した前震活動の期間中、本震の破壊の開始点に向かって非地震性すべりの拡大が進行し、これがプレート境界型地震の連鎖的な破壊を引き起こし、こうした過程を経て本震の発生に至ったと考えられる。東北沖地震の地震時すべり分布は、海底観測を行ってきた宮城県沖で極大であるが、すべり量分布と地震波速度の空間変化に相関があることや、東北沖地震発生後にプレート境界域の地震活動がほとんど見られなくなるなど、巨大地震の発生域を特徴付ける重要な発見がもたらされた。東北沖地震の余効変動は現在もまだ進行中であるが、初期の約 8 ヶ月間のすべり分布を推定した結果、日本海溝の海溝軸に近い領域で大きなすべりが進行していること、本震時すべり分布の中心である、宮城県沖の海域下では余効すべりがほとんど起こっていないこと、が明らかとなった。根室半島沖においては、宮城県沖において観測されたような顕著なプレート間すべりを伴うイベントは発生しなかったが、蓄積された微小地震観測データを活用してコーダ Q (Q_0) の空間変化を推定し、これがプレート間大地震の固着強度の変化と対応関係を示す可能性を指摘した。

(b) 業務の実施方法

本業務の海底観測で使用した OBS と OBP は、いずれも 17 インチのガラス耐圧球 1 個の中に記録装置と電源を収納したものに、音響呼び出し式の切り離し装置を介して錘を取り付けたもので、外観及び観測時の取り扱いはほぼ同様である (図 1、2)。

OBS はいずれも海洋研究開発機構が管理するもので、もともと海底地殻構造探索のために開発されたものを長期 (12 ヶ月が目標) 観測が可能となるように改造整備を行って、本業務での地震観測に使用した。センサーは 3 成分速度型地震計 (Geo SpaceTech. 社

HS-1LT、固有周期 4.5 Hz) とハイドロフォン (High Tech 社 THI-90-DY 型) で、地震計センサーは耐圧容器内に、ハイドロフォンは直接海水に接している必要があるため耐圧容器の外側に固定されている。合計 4 成分のセンサーで捉えられた信号は、分解能 24bit で A/D 変換され、刻時信号とともにハードディスクに連続収録される。

OBP は本業務の開始にあわせて新たに開発したシステムである。水圧センサーには、Paroscientific 社製 Digiquartz Series 8B シリーズを採用した。このセンサーは、圧力変動を水晶振動子の発振周波数の変化によって捉えるもので、OBS のハイドロフォンと同様、耐圧容器の外側に取り付けられる (図 2)。圧力センサーの発振周波数は受けている圧力だけでなく周囲の温度にも依存するため、その依存性を補償する目的で圧力センサーとは独立の温度計測のための水晶振動子も備えており、圧力と温度計測のための 2 種類の振動子の発振周波数を同時に計測する必要がある。OBP システムは、これらのセンサーの振動信号の周波数を耐圧容器内の計測回路により計測してそれを連続して収録するように設計されている。振動数の計測に使用するために高安定の水晶振動子を別に備え、観測記録の時刻管理もこの水晶振動子を基準にした時計で行われる。

本業務による OBS 及び OBP を用いた観測は、平成 20 年度の 11 月に開始した。根室半島沖では OBS 観測を完了した平成 24 年度まで、配置を変えることなく 10 観測点での地震観測を継続した (図 3)。宮城県沖の OBS の観測点は、当初 6 観測点で開始したが、平成 21 年度には「宮城県沖における重点的調査観測」(以後、宮城沖重点) で観測を行っていた 15 観測点を引き継ぎ、合計 21 観測点となった。その後、観測日程の都合で平成 22 年度からは 20 観測点 (1 観測点減) での観測になり、東北沖地震発生直後の洋上作業の困難さから近海域の 6 観測点で観測継続を断念した結果、平成 23 年度以降は 14 観測点での観測を継続して、平成 24 年度に観測を完了した (図 4)。OBP 観測は、根室半島沖においては、平成 20 年度は 2 観測点で開始し、23 年度以後は 3 観測点で実施した (図 3)。宮城県沖の OBP 観測は、平成 20 年度の開始時点では 4 観測点であったが、平成 21 年度には宮城沖重点の 1 観測点の継承とあわせて 6 観測点を増強して、平成 24 年度まで合計 10 観測点での観測を継続した (図 5)。

宮城県沖における観測機材の設置・回収とこれに付随する観測作業の多くは、気象庁地震火山部及び仙台管区気象台の協力をうけて、同庁の観測船「高風丸」(函館海洋気象台)、「凌風丸」、「啓風丸」(気象庁本庁) の各船の航海行動によって実施された。さらに、学術調査船「淡青丸」及び「白鳳丸」の研究航海でも一部の観測作業を実施した。根室半島沖における観測作業と宮城県沖での作業の一部は、本業務により傭船した「第 12 海工丸」、「第 5 海工丸」、「第 7 海工丸」「かいこう」(いずれも、(株)オフショア・オペレーション) により実施した。

各観測航海によって回収された OBS 及び OBP のデータに対しては、東北大学において次のような一次処理を行った。

いずれの OBS、OBP も海底で連続した波形記録を収録している。波形データは OBS あるいは OBP ごとに、それぞれに内蔵された時計により管理された時刻情報とともに記録されているため、各観測装置に固有な時刻ずれを補正して時間軸を揃えた後、全観測点のデータの統合を行う。

地震波形データは、日本国内では標準的な win 形式（卜部・東田，1992）を用いて、1 分ごとのイベントファイルに分割して全観測期間の連続データをデータベース化した。さらに、解析の際に、東北大学大学院理学研究科地震噴火予知研究観測センターにおいて収録されている東北地方の陸上地震観測点の波形データとさらに統合できるよう、地震波形データ検索・観測システムを構築した。本業務では、OBS 波形は震源決定ならびに地震波速度構造解析に資するため、このシステムによって海陸観測点のデータを統合した上で P 波及び S 波の到達時刻をオペレーターにより読み取った。読み取りの対象としたのは、気象庁の一元化震源カタログに掲載されたもののうちマグニチュードが 2 以上（東北沖地震後は 2.5 以上）で、観測網近傍に震央をもつ地震である。



図1 海底地震計及び水圧計の準備作業風景。黄色いケースに納められているのが海底地震計、橙色のケースに収められているのが水圧計。



図2 海底水圧計。橙色のケース内に電源電池とデータ収録装置を納めた17インチ耐圧ガラス球が入っている。圧力センサーと精密温度計は、耐圧容器の外側に取り付けられている。

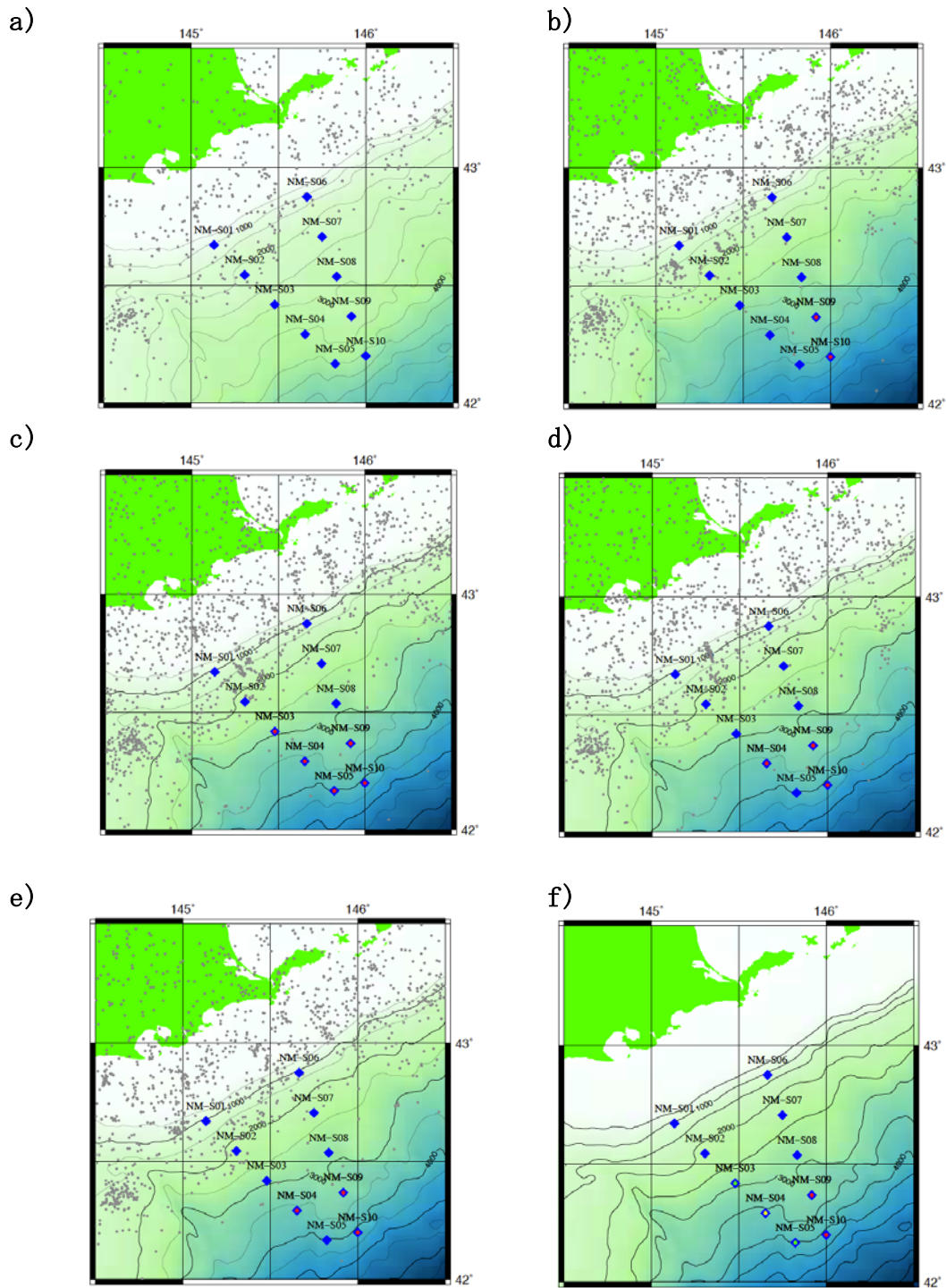


図3 根室半島沖における海底観測網. a)平成20年度、b)平成21年度、c)平成22年度、d)平成23年度、e)平成24年度、f)5か年をまとめたもの。青菱形はOBS観測点。b)～e)の赤丸はOBP観測点。a)～e)の灰色点は、各観測期間中に発生した地震の震央(気象庁一元化カタログによる)。

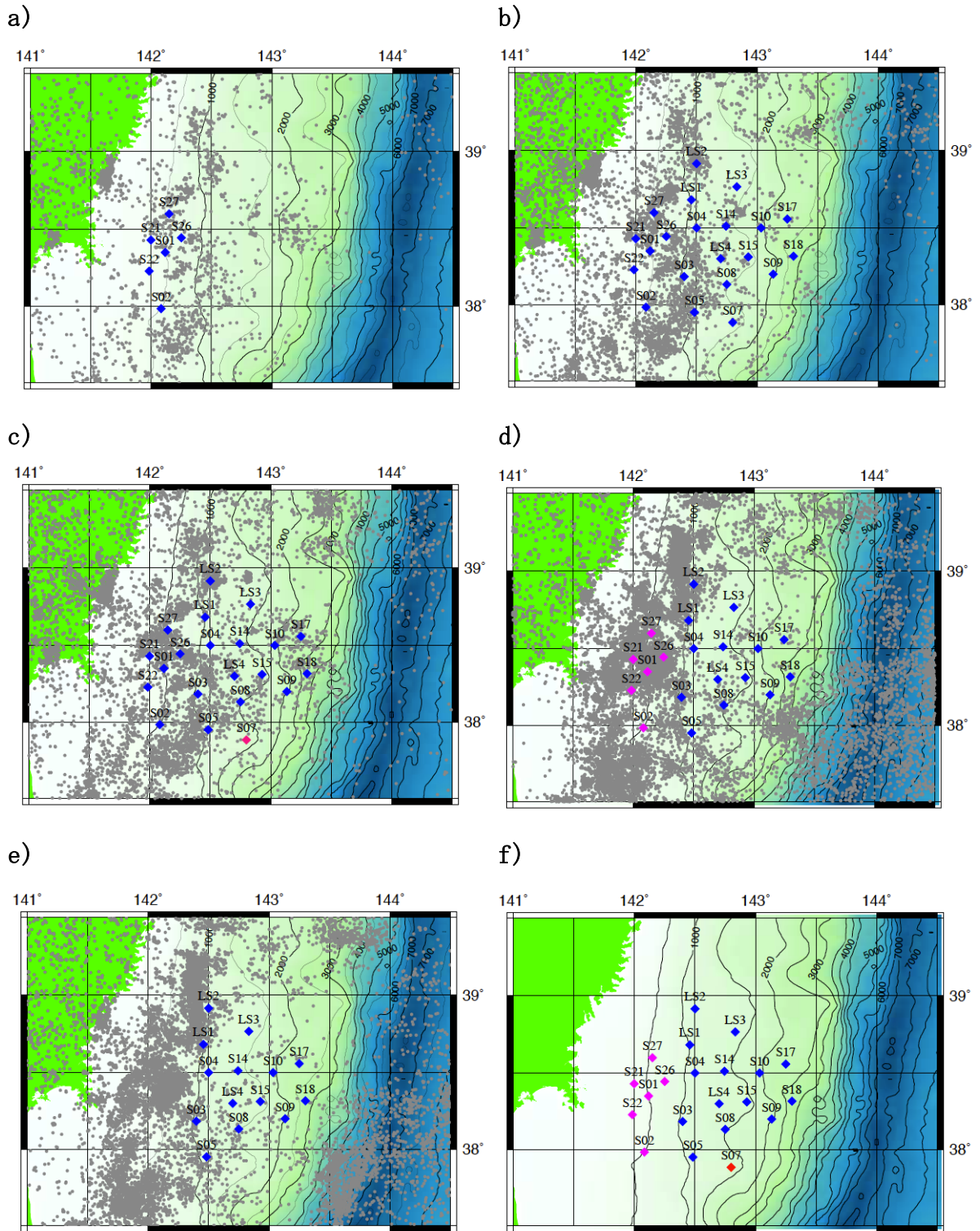


図4 宮城県沖における海底観測網. a)平成20年度、b)平成21年度、c)平成22年度、d)平成23年度、e)平成24年度、f)5か年をまとめたもの。a)～e)の灰色点は各観測期間中に発生した地震の震央(気象庁一元化カタログによる)。S07は平成21,22年度のみ。S01, S02, S21, S22, S26, S27が平成22年度まで。

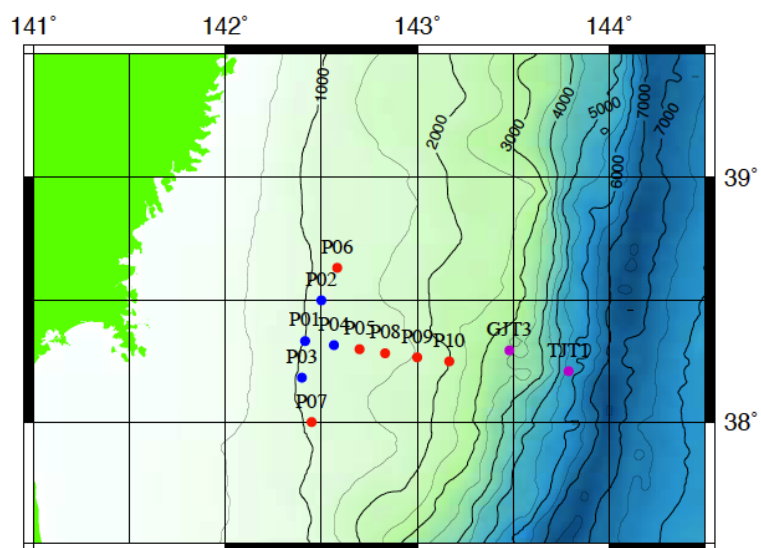


図5 宮城県沖における海底水圧観測網。青丸は平成20年度着手、赤丸は平成21年度着手。紫丸で示した2観測点は、東北大学が運営費交付金で維持していた観測点で本業務での解析でデータを用いた。

OBP で収録されるデータは圧力そのものではなく、水晶式温度・圧力センサーの発振振動数であるため、物理値（温度・圧力）へ換算する際の積分時間に応じて、分解能が異なる。海底地殻変動の検出のためには、1 mm 程度の高い分解能が必要な反面、時間分解能は低くても良いので、1 分の積分時間で温度・圧力に変換したのち、時系列データを用意した。また、地震時には地震波や津波による大振幅・短周期の圧力変動が観測され、これらもその地震を特徴付ける重要なデータであることから、積分時間 1 秒の時系列データも別途用意した。

海底水圧計を用い海底地殻の鉛直変動を検知するためには、海洋変動に起因する海底水圧変動を正確にモデル化し除去する必要がある。海底水圧変動に影響を及ぼす海洋変動のうち、海洋潮汐による海面高変化は調和解析 (BAYTAP-G, Tamura et al., 1991) により高精度で抽出し、観測時系列から除去することが可能である。海底水圧データの測地学的な活用の観点から見てノイズとなる非潮汐の変動としては、海洋潮汐より長周期側の変動である。そのうち、数か月以下の周期をもつものについては、総観規模の気圧や風で駆動される順圧変動で概ね説明できることが海洋物理学的にわかっている

(Ponte, 1993; Hirose et al., 2001; Stepanov and Hughes, 2004)。そこで、ERA-Interim 再解析データ (Berrisford et al., 2009) による海面気圧と海上風で駆動される全球海洋の高解像度順圧モデリングにより、観測地点における海底水圧時系列を数値的に予測し、これを観測時系列から差し引くことにより、非潮汐海洋変動に起因する水圧変動成分の除去を行った

図 6 は、数値的に予測された 2009 年における全球での海底水圧変動の rms 振幅の空間分布である。予測結果はモデリングを行う際の空間格子サイズに依存するが、米国大気海洋局 (NOAA) が世界中の海域に展開している海底圧力観測のための DART システム (González et al., 2005) で得られている時系列との比較から、格子サイズを 1/12 度としたときが最適であることがわかった。こうした予測値と本業務で得られた実際の海底水圧記録とを比較すると、概ね良い一致を示すものの、予測による水圧変動の振幅が観測記録よりわずかに小さい傾向がある (図 7)。

こうした海底水圧の擾乱をもたらす非潮汐海洋変動は空間波長が長いため、近距離にある観測点間で圧力差をとることで効果的に除去できるという報告がある (Fujimoto et al., 2003)。本業務で実施した海底水圧観測の観測点間隔は 20 km 程度であり、各観測点間で得られた海底水圧の時系列の形状の相似性は極めて高い (図 7) ので、これらの差をとることで非潮汐海洋変動による圧力擾乱の影響を低減できる可能性がある。一方で、発生している海底地殻変動量の空間変化の波長が数十 km 程度であれば、これは複数の観測点組み合わせで完全に同相となることはなく、その影響が圧力差時系列に現れることが期待できる。そこで、こうした解析も観測データに対して適用を試みた。

海底水圧データには、以上のような潮汐及び非潮汐海洋変動による擾乱の他、圧力センサーの長期ドリフトによるみかけの圧力変動も含まれる。Paroscientific 社の圧力センサーの長期安定性に関する研究は、Watts and Kontoyiannis (1990) により精力的に行

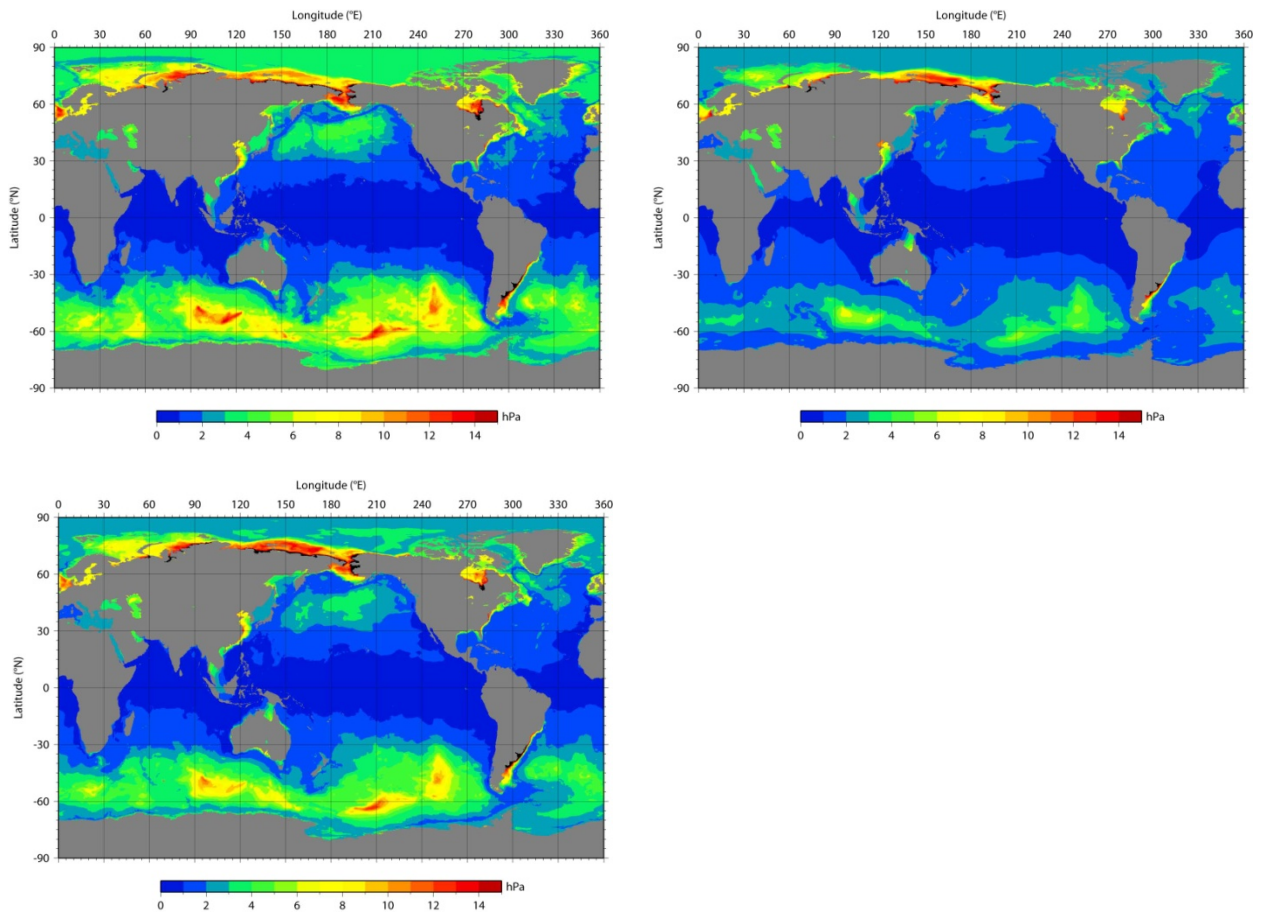


図6 モデル計算による海底圧力の標準偏差。左から空間解像度が $1/4^\circ$ 、 $1/6^\circ$ 、 $1/12^\circ$ である。

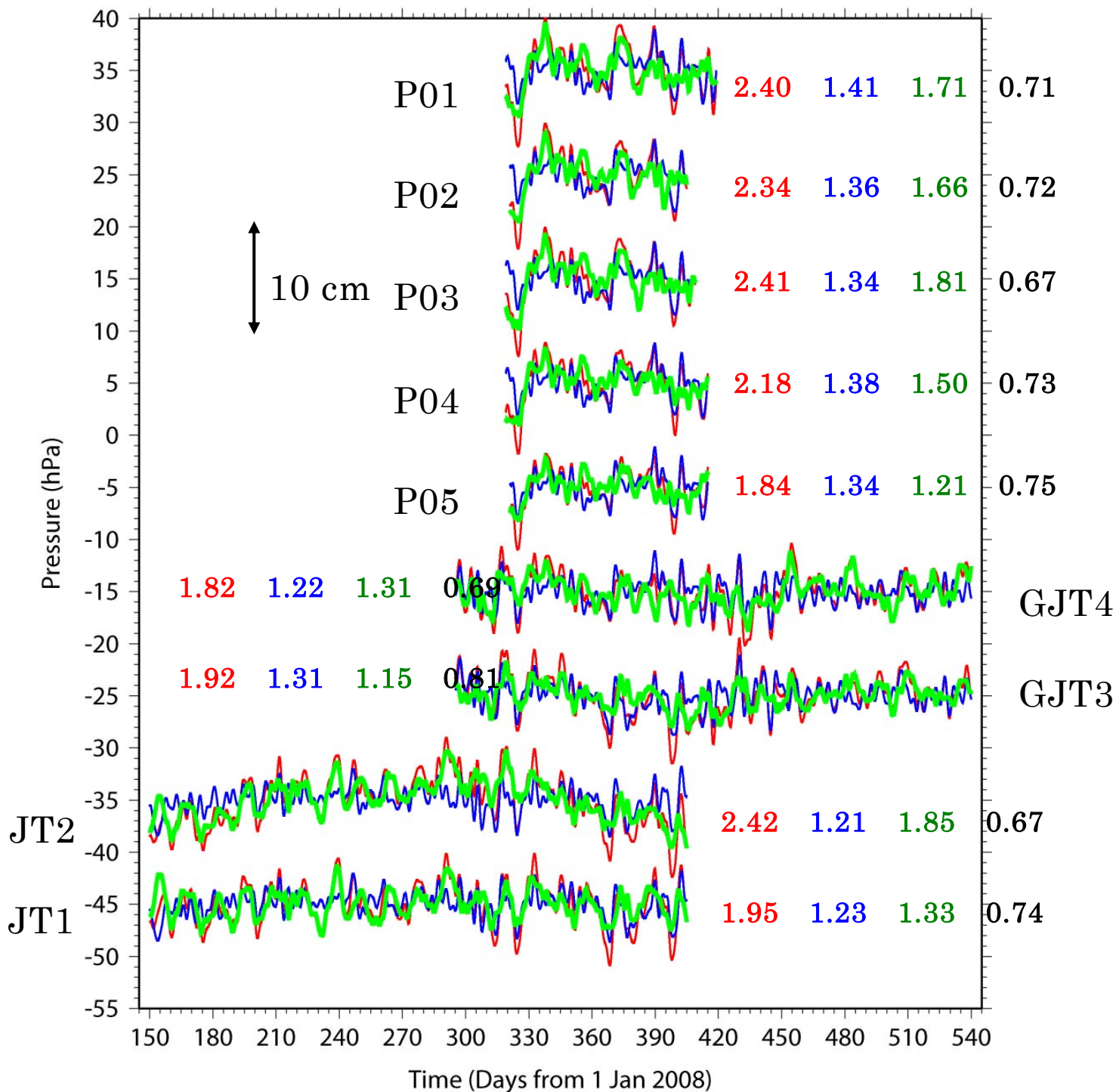


図7 宮城県沖観測点における海底圧力変動。赤：観測値（潮汐・センサードリフト成分を除去したもの）。青：数値モデルによる予測値。緑：観測値から予測値を差し引いた残差。それぞれの時系列の変動の大きさを、標準偏差により赤、青、緑文字で示す。黒字は、観測値とモデル値の相関係数。

われ、長期ドリフト P_{drift} は

$$P_{drift} = P_1[1 - \exp(-P_2 t)] + P_3 + P_4 t \quad (1)$$

という関数で良く近似できることが示されている。ここで、 t は時刻、 P_1 、 P_2 、 P_3 、 P_4 は定数である。こうしたドリフト特性は、センサーに固有であるのはもちろん、観測ごとに再現性があるかの検証が不十分であるため、本業務では、各観測点での1回の観測で得られた時系列ごとに、(1)式を仮定してセンサーの長期ドリフトの寄与を推定して、元データから除去した。なお、東北沖地震の発生時を含む時系列については、その前震発生以後に進行した大きな地殻変動の影響が観測データに含まれているので、長期ドリフトの推定は、観測開始から2011年の3月までの時系列だけを用いて行った。

(c)業務の成果

本業務の海底地震観測により、宮城県沖においては、東北沖地震の発生前後で地震活動の様相に顕著な変化が見られることが明らかとなった。図8に本震前・後(灰色・黒)の期間にわけて表示した震源分布図を示す。これらの震源は、宮城県沖でのOBS観測データを用いて推定された3次元地震波速度構造モデルを用いて再決定されたものである。この構造モデルとその特徴については後述する。

本震前においては本震よりも海溝軸側においてプレート境界と考えられる面に集中して地震が発生しているのに対し、本震後においてはプレート境界に沿って発生している地震以外にも、沈み込む太平洋スラブ内、上盤側プレート内及びマントルウェッジ内においても地震活動が見られる。図9に震源分布を重ねて独立行政法人防災科学研究所によって運営されているF-net (<http://www.fnet.bosai.go.jp>)によって推定されたメカニズム解を示している。震源分布と同様に本震前・後において発生した地震のメカニズム解にも違いが見られ、本震前においてはプレート境界型地震が卓越しているのに対し、本震後においては本震前と比較してプレート境界型地震の割合が低くなっている。このような本震前・後の地震活動の変化は、陸上観測点を用いて東北地方の全域の海底下の地震活動の研究(Asano et al., 2011)によっても報告されている。

本震の2日前にマグニチュード7.3のプレート境界型地震(最大前震)が本震近傍で発生し、最大前震の余震とみられる顕著な地震活動が観測されている(東北沖地震の前震活動と定義)。図10、11に本震及び最大前震近傍の震源分布及び地震の時空間分布を示す。震源の多くは、一つの面に沿って発生しておりプレート境界型地震であると考えられる。前震活動は、2月16日に発生したマグニチュード5.5の中規模地震によって活発化し、本震前25日程度の期間に地震発生域のup-dip側の境界近傍において発生している(period-I)。これらの前震活動は、マグニチュード5級の地震を含み、本震/余震型というよりも群発型の地震活動を示している。また、これらの前震活動はX(プレートの沈み込み方向) = -30 kmに集中しているが、Y軸(海溝軸に平行)方向においては、1.8 km/day程度で南に移動している。

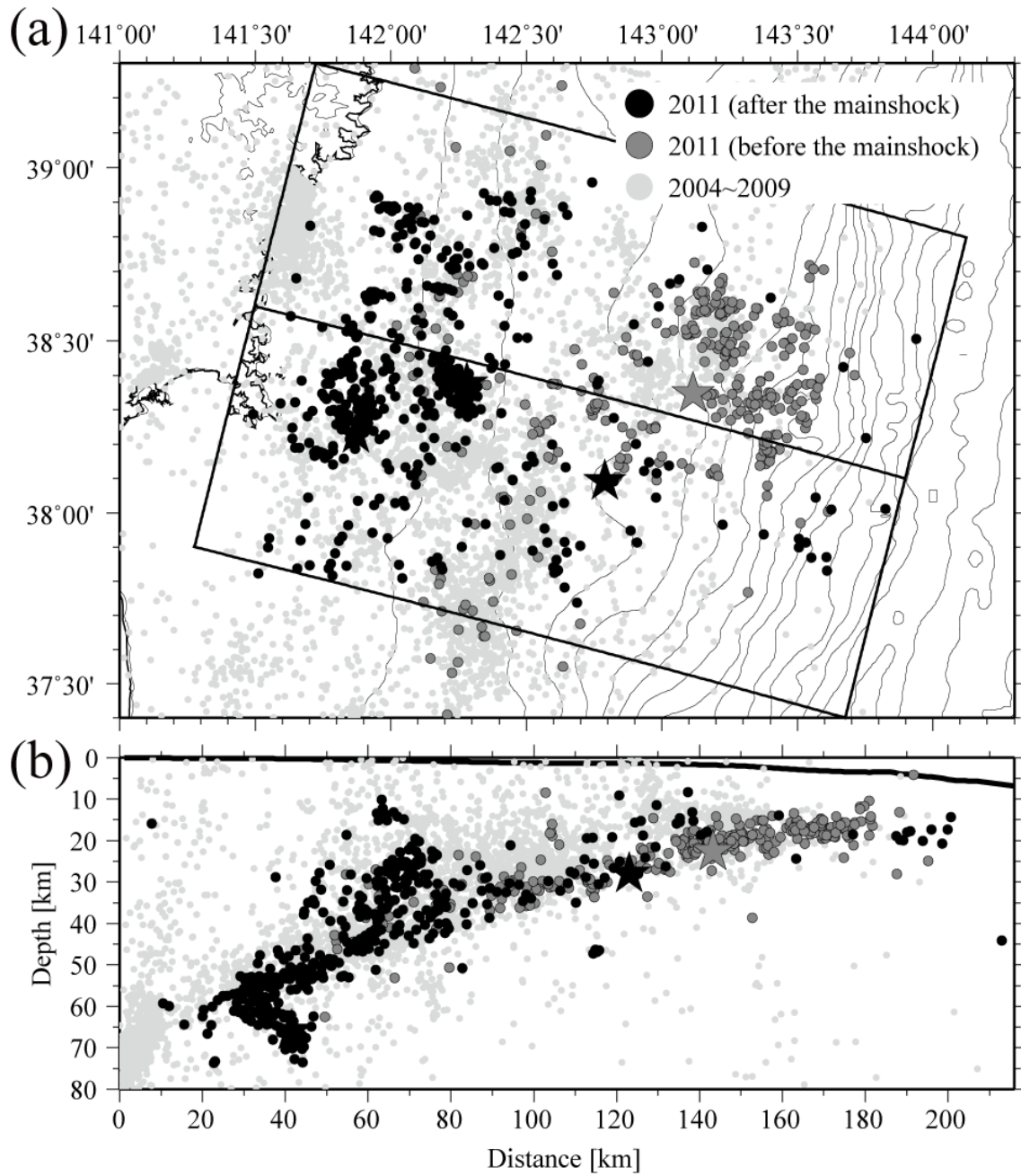


図8 宮城県沖の震源分布。濃い灰色と黒の丸印は、それぞれ東北地方太平洋沖地震発生より前と後の地震の震源。淡い灰色の丸は2004~2009年の間に発生した地震。(a)震央分布。(b)(a)中の矩形領域内の地震の震源深さ分布。

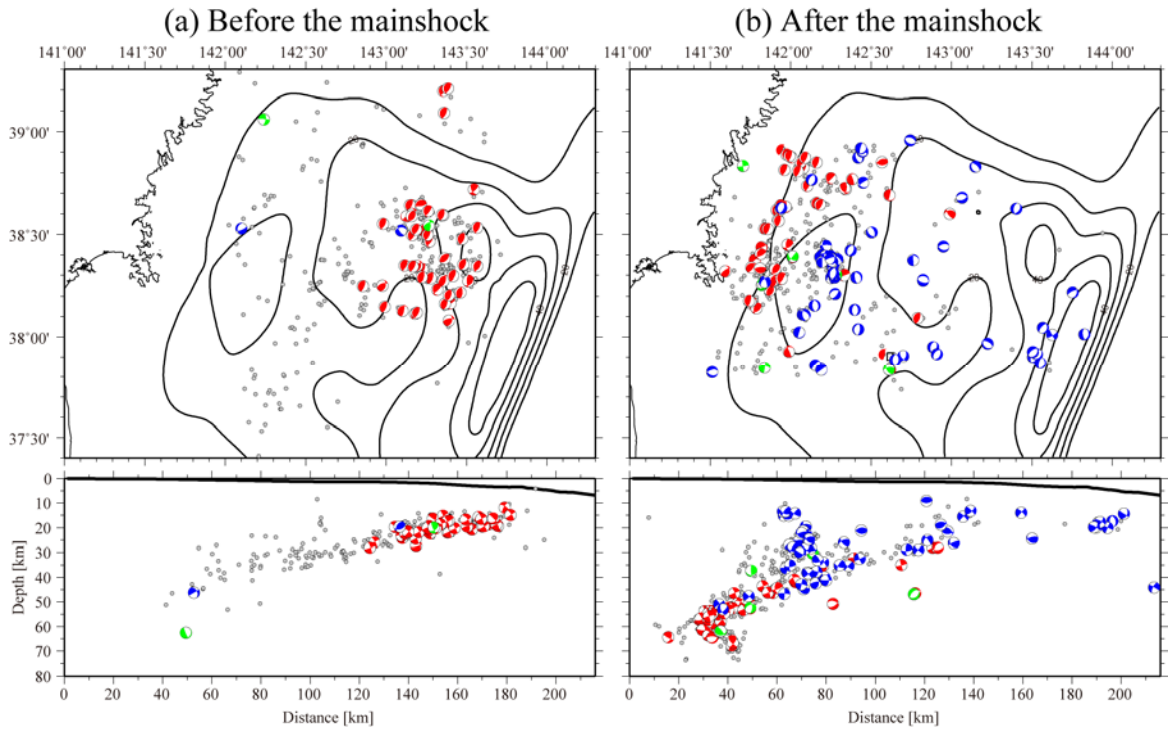


図9 2011年に発生した地震の震源ならびに発震機構解の分布。灰色点で震源を示す。発震機構解はF-netによるもので、すべり角(λ)によって色を変えてある。赤:逆断層型($\lambda > 45^\circ$); 緑:横ずれ型($-45^\circ < \lambda < 45^\circ$); 青:正断層型($\lambda < -45^\circ$)。 (a)本震以前の期間(2011年1月1日から本震発生まで)。 (b)本震後の期間(本震発生から5月24日まで)。

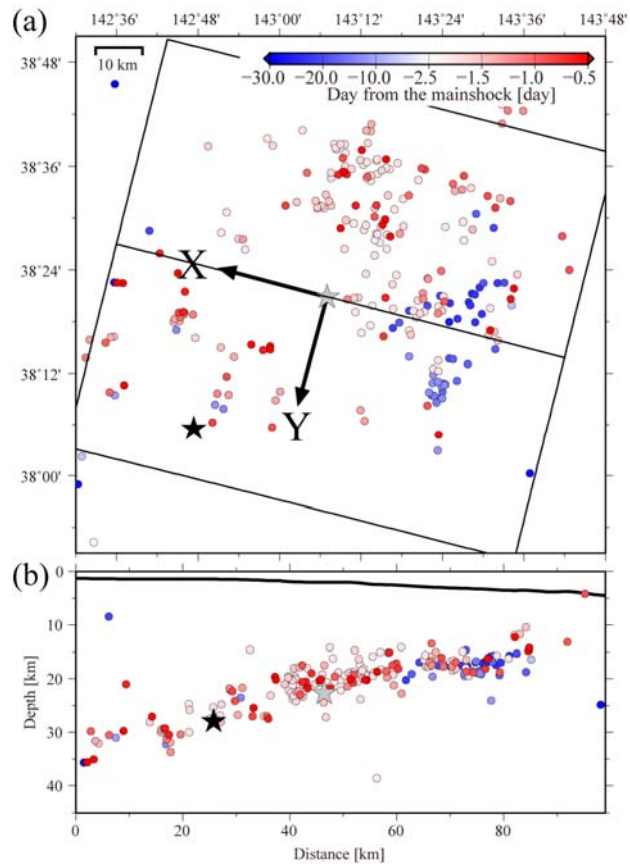


図 10 東北地方太平洋沖地震の震源付近における震分布。本震発生より 30 日前から本震発生直前までの地震を、発生時刻に応じたカラースケールで示した。(a) 震央分布. (b) 矩形領域内の震源深さ分布。

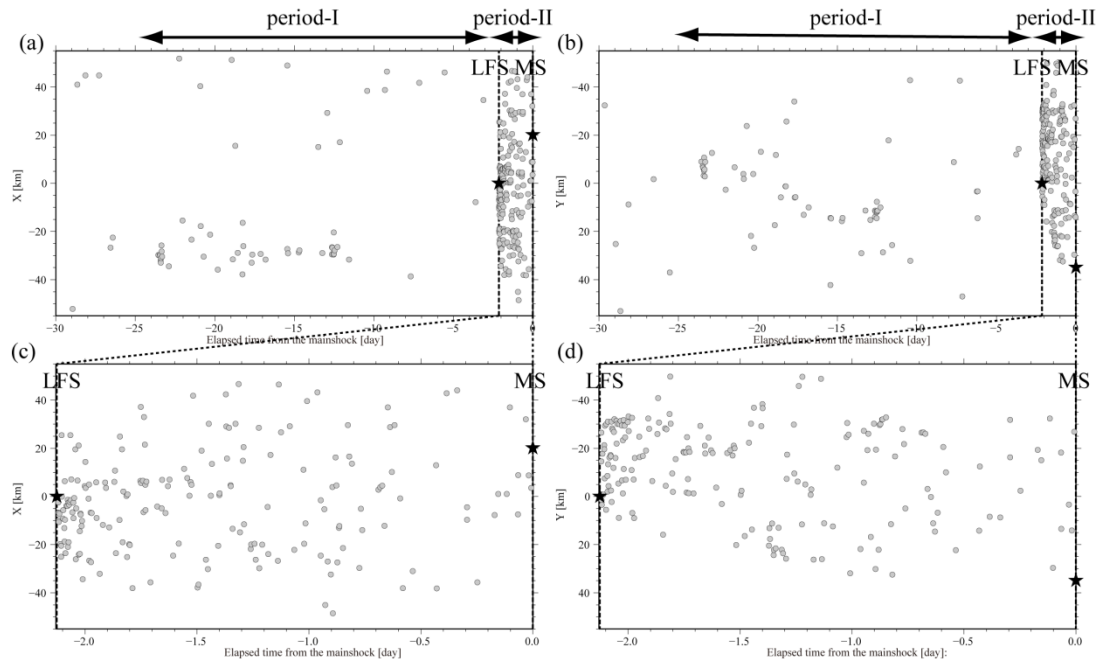


図 11 図 8 に示した範囲内で発生した地震の時空間分布図。X 軸及び Y 軸の位置は図 10 に示した通り。星印は LFS (最大前震) と MS (本震) を示す。(a) 本震発生前の 30 日間の地震を X 軸 (沈み込みの方向) に投影したもの。(b) 本震発生前の 30 日間の地震を Y 軸 (海溝の走向方向) に投影したもの。(c) 最大前震から本震が発生するまでの期間 (X 軸)。(d) 最大前震から本震が発生するまでの期間 (Y 軸)

その後の3月9日に period-I の前震活動の 20 km 程度陸側において最大前震が発生し、本震までの2日間により活発な前震活動が最大前震と period-I の前震との間の領域において発生している (period-II)。period-I と同様に南 (本震震央) に向けた地震活動の移動がみられるが、その移動速度は 6.7 km/day 程度であり period-I の移動速度よりも速い。これらの結果は、陸上観測点に基づいた解析 (Ando and Imanishi, 2011; Kato et al., 2012) と調和的であり最大前震の余効すべりの伝播によって引き起こされた地震活動であると考えられる。本震震央よりも陸側の領域では、同様の顕著な前震活動は確認されておらず余効すべりは本震震央よりも陸側には伝搬しなかったと考えられる。period-I の前震活動も同様に非地震性のプレート境界のすべりによって引き起こされていたならば、狭い領域で発生した前震活動は、前震活動の初期段階において非地震性すべりのプレート境界の沈み込み方向への伝搬はみられなかったことを示唆する。

宮城県沖では人工地震探査によって詳細な P 波速度構造が推定されている。この人工地震探査の測線は、本震震央近傍を通過しているために震源分布と速度構造を比較することは地震発生機構を考える上で重要である。図 12 に本研究によって得られた震源と Ito et al. (2005) による P 波速度構造の比較を示す。

宮城県沖における大陸地殻の厚さは、約 20 km であり、プレート境界がこの深さで大陸性モホ面と交差する。本震の震源は、おおよそこの交点と一致しており、前震活動は本震よりも陸側/海溝軸側の領域で大きく異なっている。このことから、前震活動の違いは、プレート境界よりも浅部の構造に起因していることが期待される。前震活動が活発な本震震源よりも海溝軸側の領域では沈み込む海洋性地殻は大陸地殻と接触 (スラブ-地殻接触域) しているのに対し、前震活動が低調である陸側の領域では海洋性地殻は前弧域のマントルと接触 (スラブ-マントル接触域) している。以下で述べる本業務によるものも含め、本震の地震時すべりに関する研究 (たとえば、Lay et al., 2011; Yagi and Fukahata, 2011) の多くは、地震時すべりは本震震源よりも海溝軸側で大きく、陸側で小さくなる傾向がみられる。この傾向は、スラブ-地殻接触域はスラブ-マントル接触域よりも地震時すべりを促進することを示唆する。また、スラブ-地殻接触域では、前震活動を含むプレート境界型地震が本震発生前までは活発であり、本震後にはほとんど存在しなくなる。一方、スラブ-マントル接触域では、地震数の減少こそみられるもののプレート境界型地震は発生している。

上述したプレート境界を形成する物質の違いによる地震活動変化の他にプレート境界形状に起因した地震活動変化も期待される。宮城県沖のプレート境界には折れ曲がり報告されている (Ito et al., 2005; 図 12 中の 50 km と 110 km 付近) が、これらと震源分布を比較すると、海溝軸側のクラスター状の前震活動はプレート境界の折れ曲がりによって広がり制限されているようにみとれる。プレート境界の折れ曲がりによって形成されたプレート境界近傍の応力場に反応して発生した地震活動変化であると解釈することができる。

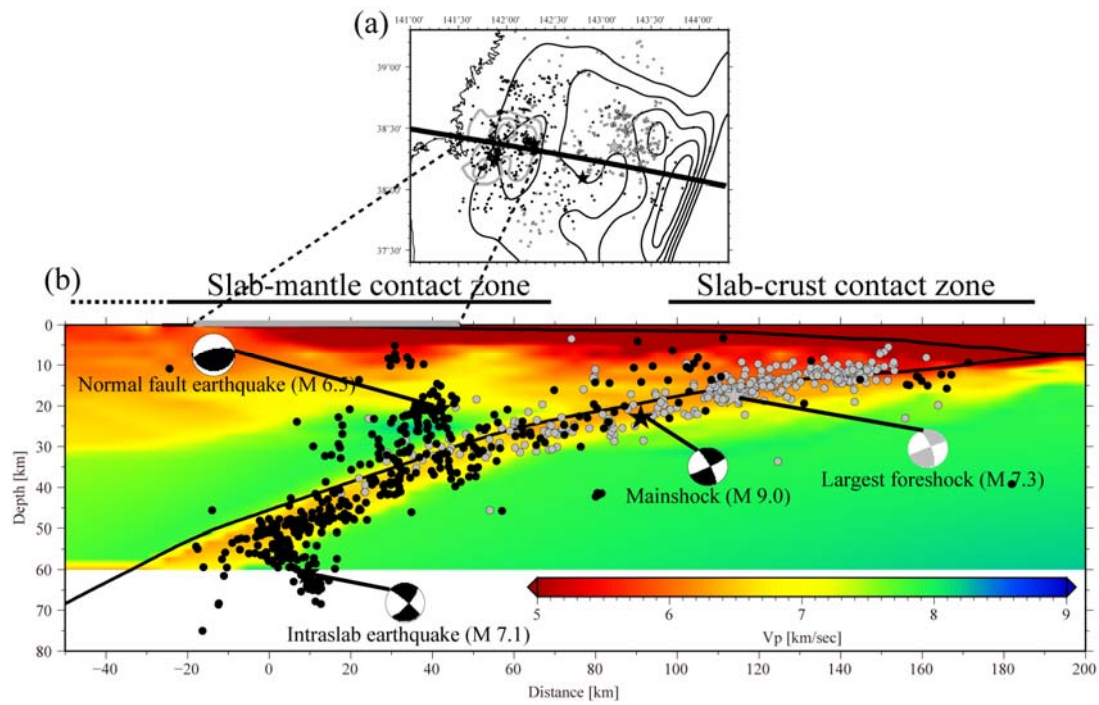


図 12 (a) 東北地方太平洋沖地震の震源周辺の震央分布。黒線及び灰色線のコンターは東北地方太平洋沖地震(Lay et al., 2011)と1978年宮城県沖地震(Yamanama and Kikuchi, 2004)の地震時すべり分布。実線は(b)で示す断面の位置。(b)震源分布を2次元P波速度構造モデル(Ito et al., 2005)の上に重ねて表示したもの。本震前後の地震の震源を、灰色と黒でわけて表示した。大きな地震の発震機構解(F-netによる)も示した。

宮城県沖地震の震源域で実施している繰り返し海底地震観測のデータを、陸上観測点のデータと併合してこの海域周辺の地震波速度構造モデルを推定した。自然地震に加え、人工地震探査のデータを合わせた地震波トモグラフィ解析により、地震波速度構造イメージの解像度の改善を試みた。その結果、プレート境界上盤側の高 V_p/V_s 領域と宮城県沖地震アスペリティとの空間的な相補性がより明瞭に示され、マントルウェッジ内の部分的な含水化が、その直下でのプレート境界における地震性すべりを抑制していることを示唆する（図 13）。東北地方太平洋沖地震のすべり分布は、スラブマントル接触域においては、宮城県沖地震の震源の範囲に極大をもつように見え、その範囲では高 P 波速度、高 S 波速度、低 V_p/V_s 比という特徴を示す。従って、東北沖地震も宮城県沖地震の破壊と同様に、前弧マントル内の不均質構造の影響を受けたすべり分布となっている可能性が指摘できる。

宮城県沖における水圧観測により、東北地方太平洋沖地震前後における海底上下地殻変動を捉えることができた。図 14 は得られた水圧データに対して、センサーのドリフト補正、潮汐変動の除去、非潮汐性の海洋変動成分の除去の各処理を施した後、海底の鉛直変位に換算することにより得られた、各海底観測地点における鉛直相対変位の時系列である。東北地方太平洋沖地震が発生した 3 月 11 日に非常に大きな変動が全ての観測点で捉えられていることが認められる。その 2 日前の 3 月 9 日には、M7.3 の前震（最大前震）が発生したが、それに伴う変動も捉えられている。水圧記録には、これらの地震に伴う地震時変動だけでなく、余効変動も捉えられている。M7.3 の最大前震後の余効変動は小さく、様々な影響を除去した後でも S/N 比が十分ではない。図 15 は、観測点間の差をとることで得られた海底水圧差の時系列について最大前震発生前後の部分を拡大したものである。地震時に伴う変動とともに、地震後継続する余効変動も明瞭に捉えられていることがわかる。最大前震による地震時変動と余効変動による隆起・沈降のパターンは、観測点ごとに大きく異なっている。このことは、地震時すべりと余効すべりが異なる空間分布をしていることを反映したものと解釈することができる。そこで、これらの上下変位のデータを用いて、前震時と前震後のプレート境界面上でのすべり分布を推定した。

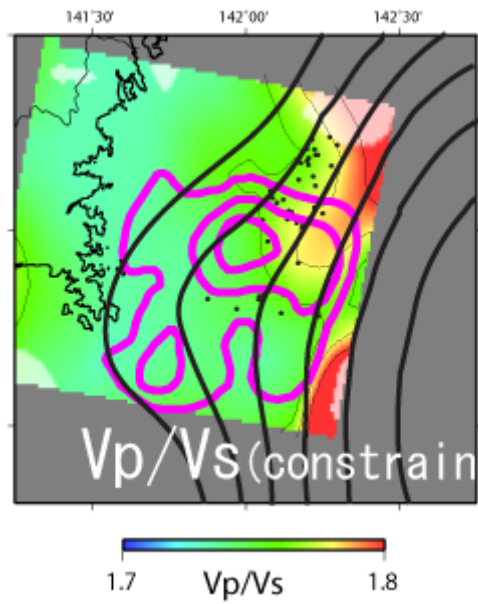


図13 宮城県沖 OBS 観測のデータを用いた 3次元地震波トモグラフィ解析により明らかとなった、宮城県沖のプレート境界面直上における V_p/V_s 比の空間分布。赤色コンターは Yamanaka and Kikuchi (2004) による 1978 年宮城県沖地震のすべり分布。黒コンターは Ozawa et al. (2011) による東北地方太平洋沖地震のすべり量分布。

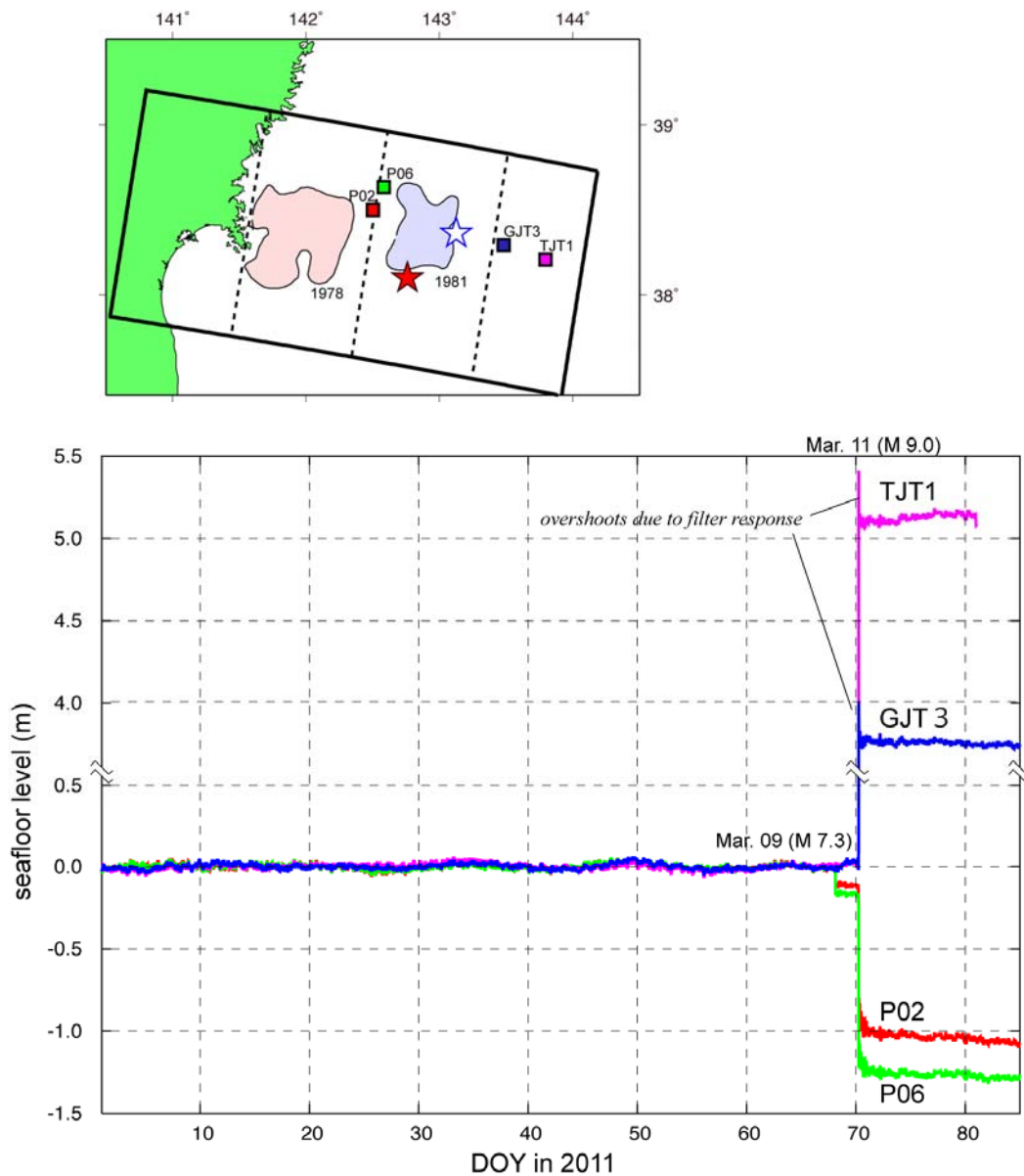


図 14 海底水圧観測のデータから作成した海底レベル (SFL) の時間変化 (2011 年 1 月 1 日～3 月 26 日まで)。観測点の位置を示した図を左上に示す。赤星と青星は本震と最大前震の震央。ピンク色と薄青色の領域は 1978 年と 1981 年の地震の破壊域 (Yamanaka and Kikuchi, 2004) 。

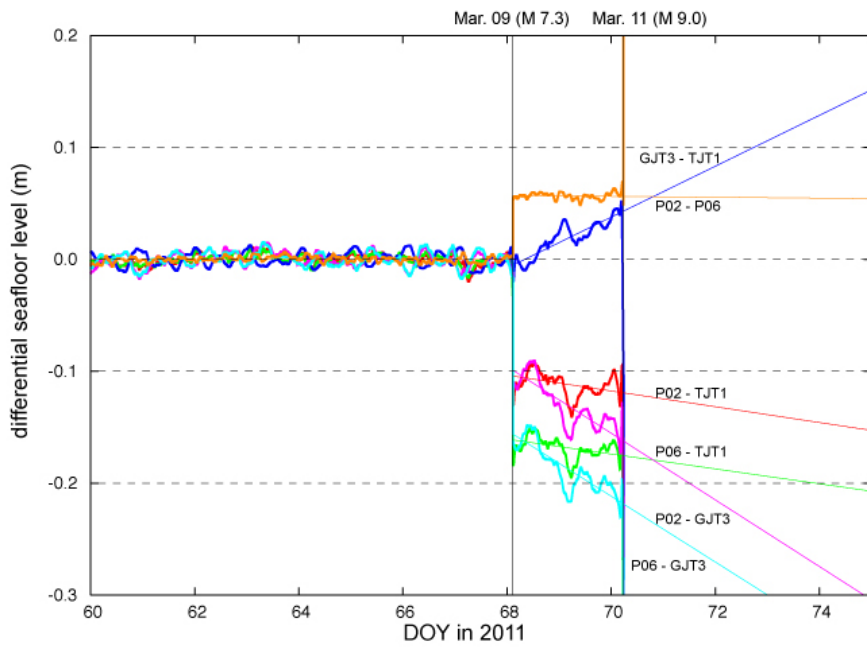


図 15 複数の観測点の SFL の差をとって作成した差分 SFL の時間変化。時系列をもっともよく説明する直線をあわせて示す。

図 16 は最大前震による地震時すべりとその後の余効すべりの分布を示したものである。すべり量の推定には、海底水圧計による海底の上下変動とともに陸上 GPS 観測で得られた前震とその余効変動による変位場を用いた逆解析 (Yabuki and Matsu'ura, 1992) を行った。前震時のすべり分布 (すなわち、前震の破壊域) は、破壊の開始点 (震源) からみて北西方向に位置しており、この地震の破壊が downdip 方向に広がったことを示唆する。一方で、余効すべり、地震時すべりとはほぼ相補的な関係にある。注目されるのは、余効すべりは前震の破壊域より南東側に拡大している点である。余効すべりが推定された範囲は、M7.3 の地震の余震と考えられる活発な地震活動が見られた範囲と良い一致を示すことから、こうした余震活動は余効すべりの拡大によって引き起こされたものであると解釈できる。さらに、東北沖地震の震源は M7.3 の前震後の余効すべり域の縁に位置していることから、前震やその後の余効すべりの拡大は、本震の発生に至る一連の過程であったのかもしれない。

本業務による海底水圧観測では、海底地殻変動のみならず、津波も捉えることができる。東北沖地震の前震活動期間中には、上記で地震時すべり及び余効すべりの分布を推定した、3月9日の最大前震と3月10日に発生した M6.5 の2つの地震に伴って発生した津波を、震源域のごく近傍で捉えることができた。

図 17 は、海底水圧観測で得られた津波波形の逆解析から求めた、3月9日に発生した最大前震のすべり分布である。地震観測の結果から推定されたプレート境界面形状を仮定し、それを 20 km 四方の小断層に分割し、各小断層でのすべり量を津波観測波形から平滑化拘束付き最小二乗法により推定した。各小断層のすべりに対する津波のグリーン関数の計算する際には、断層すべりによる海底上下変動を Okada (1992) の式により計算した後、それから Saito and Furumura (2009) の定式化に従って海面変動場を求め、これを初期条件として線形長波近似で津波波形を求めた。逆解析の結果、最大前震の地震時すべりの最大値は 1.0 m で、最大すべりの 1/2 を超える大きなすべりが生じた範囲 (主すべり域) は、破壊の開始点より北西側の 40 km × 40 km に限られる。図 17(b) には、観測波形とすべり分布モデルから計算される津波波形の比較を示したが、両者は非常に良い一致を示す。

3月10日の地震についても、同じ小断層分布とグリーン関数を用いて逆解析を行ったところ、地震時すべりの最大量は 0.2 m と推定され、主すべり域は破壊の開始点の西側に位置し、その広がり、走向方向に 20 km、傾斜方向に 40 km であった (図 18)。これを最大前震の主すべり域と比べると、2つの地震の主すべり域は互いに重なっていないことがわかる (図 19)。また、3月10日の地震の主すべり域は、3月9日の地震の余効すべりの範囲に含まれ、3月9日の前震破壊域と3月11日の本震の破壊の開始点に挟まれるように位置する。このことは3月9日の地震に伴う余効すべりが、小さな余震の活発化だけでなく、3月10日の中規模地震を引き起こし、その後さらにプレート境界でのすべりが伝播し、東北沖地震を引き起こしたという、連鎖的な破壊の発生を強く示唆する。

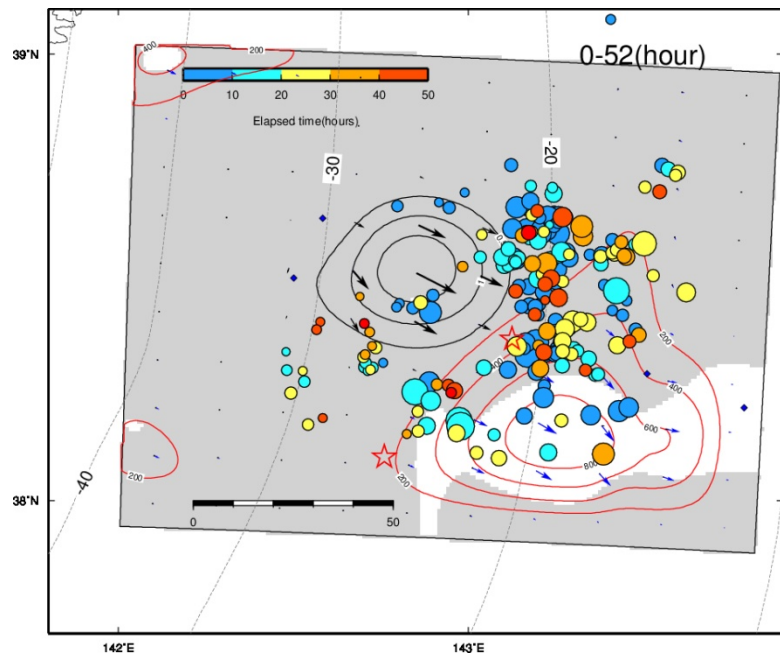


図 16 地殻変動観測データを用いて推定した 3 月 9 日の最大前震の地震時すべりと余効すべりの分布。黒実線が地震時すべり分布を示すコンター (0.5 m 間隔)。赤実線が余効すべり分布を示すコンター (20cm 間隔)。矢印はノード点において推定されたすべりベクトル。最大前震 (右上側の星印) 発生から本震 (左下の星印) 発生までの間の地震の震央を、経過時間で色分けして示した。

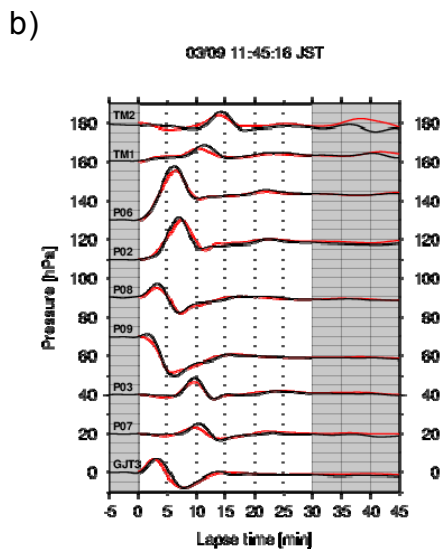
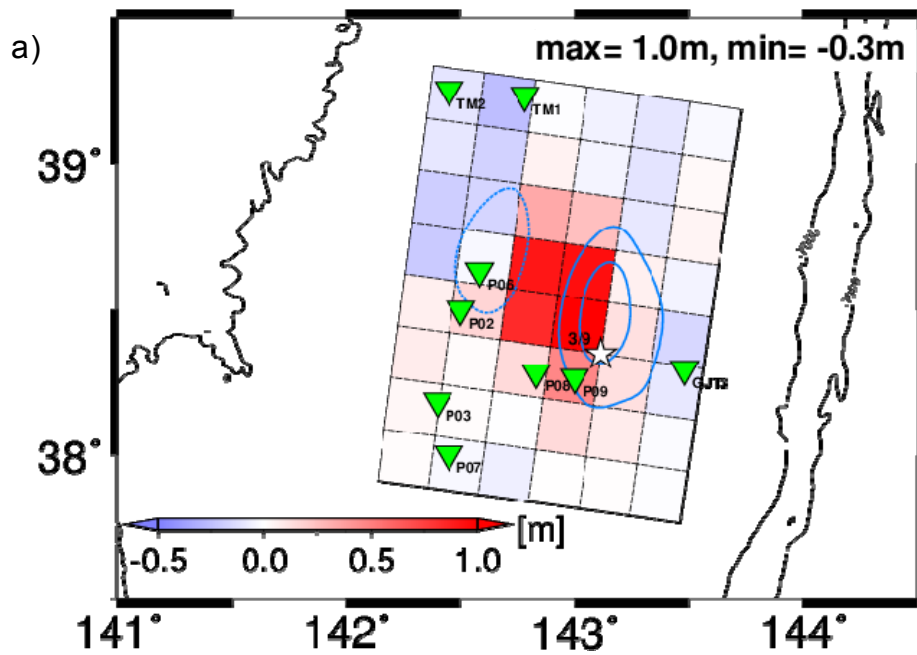


図 17 3月9日に発生した最大前震についての津波逆解析の結果。a) 断層すべり分布。色のついた矩形のうち、赤色は逆断層の方向（すべり角 78° ）へのすべりを表し、青色はその逆方向へのすべりを表す。等値線は得られたすべり分布から計算した初期海面波高分布を示し、その間隔は 10 cm である。白星は震央を、緑色の逆三角形は観測点の位置を表す。b) 観測波形と計算波形の比較。黒線は観測波形、赤線は計算波形。背景の白い領域の波形を、インバージョンに用いた。

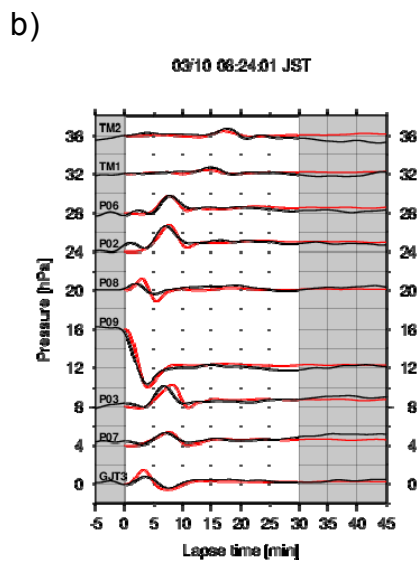
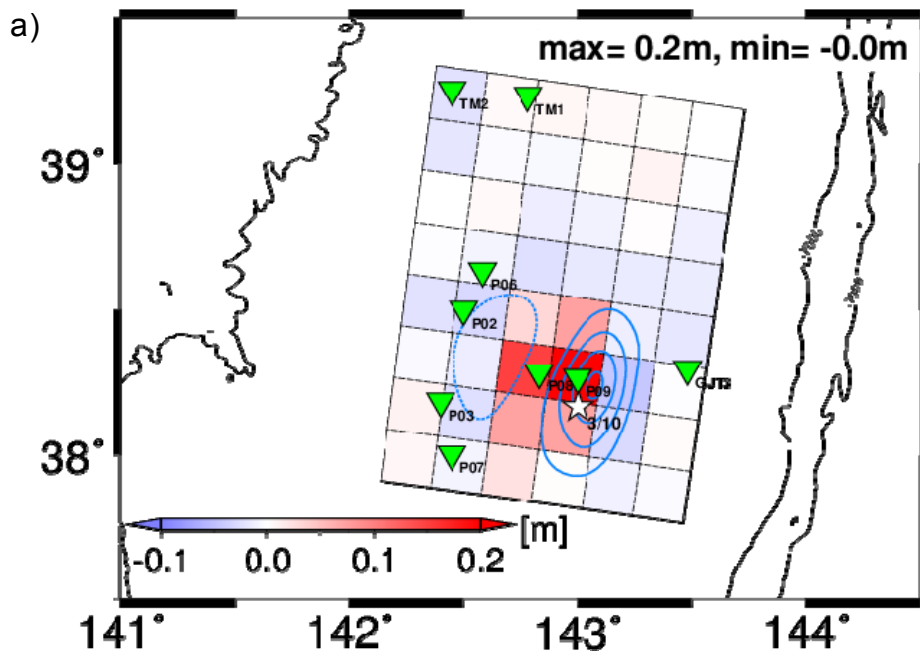


図 18 3月10日に発生した前震についての津波逆解析の結果。a) 断層すべり分布。色のついた矩形のうち、赤色は逆断層の方向（すべり角 78° ）へのすべりを表し、青色はその逆方向へのすべりを表す。等値線は得られたすべり分布から計算した初期海面波高分布を示し、その間隔は 1.25 cm である。白星は震央を、緑色の逆三角形は観測点の位置を表す。b) 観測波形と計算波形の比較。黒線は観測波形、赤線は計算波形。背景の白い領域の波形を、インバージョンに用いた。

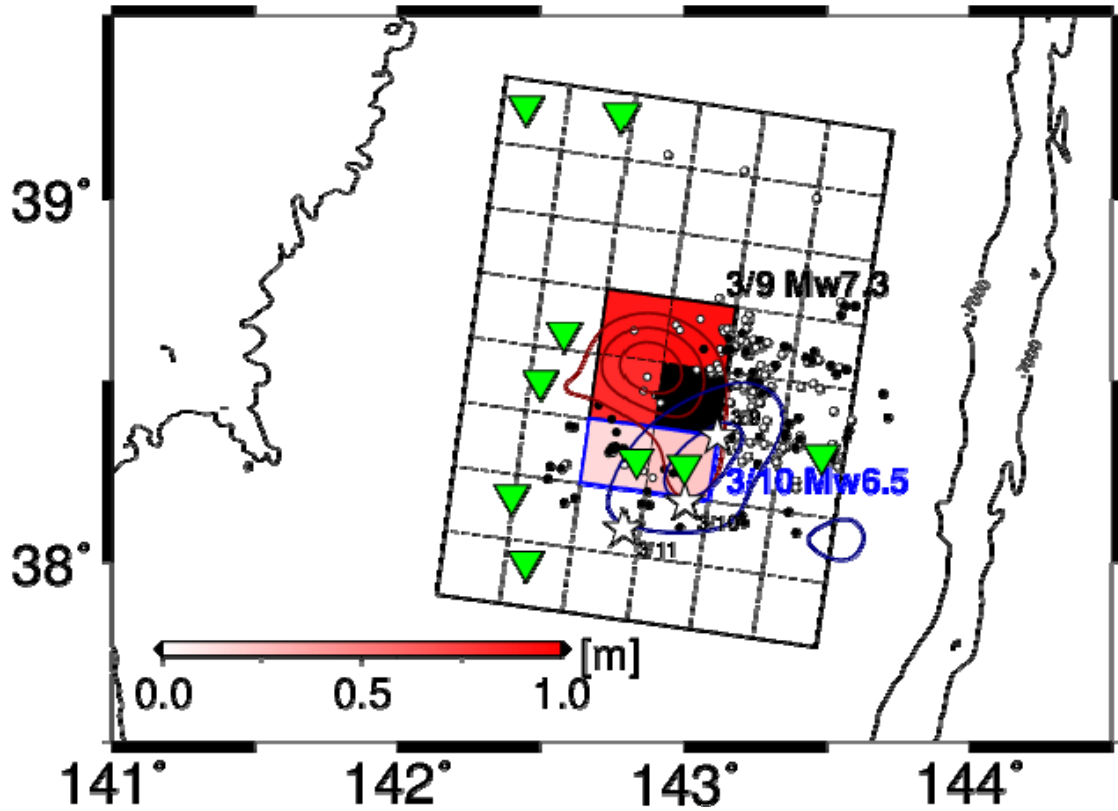


図 19 3月9日と3月10日に発生した前震のすべり分布の比較。それぞれの地震の主なすべり域（最大すべり量の50%以上のすべりをもつ領域）のみ着色した。赤と青のコンターは地殻変動データから推定された3月9日の前震の地震時すべりと余効すべりの分布（図16に示したのと同じ）。白丸は3月9日前震から3月10日最大余震までに発生した地震、黒丸は3月10日最大余震から3月11日日本震までに発生した地震の震央を表す。これらの震央は本業務のOBS観測のデータを用いて再決定されたもの。逆三角は海底観測点の位置、星印は3月9日、10日の前震と11日の東北沖地震本震の震央を示す。

海底地殻変動のデータは、東北沖地震本震に伴う地震時すべりの分布の推定では極めて有効であった。東北沖地震による地震時地殻変動は、陸上 GPS 観測網で広域で明瞭に捉えられている（例えば、Ozawa et al., 2011）が、陸上で観測された変位量をはるかに上回る変動量が海底地殻変動観測により捉えられている。GPS-音響結合式海底地殻変動観測（Sato et al., 2011; Kido et al., 2011）で観測された地震時の水平変動量は、震源近傍で 21m に達し、さらに日本海溝側ではそれを上回る 31 m の変位が捉えられている。これらと、本業務の海底水圧観測で捉えられた地震時鉛直変動量のデータをあわせて用い、東北沖地震に伴う地震時すべり分布を推定したものを図 20 に示す。海底水圧計で観測された上下変位と推定された地震時すべり分布から期待される上下変位を図 20(b) に示す。有意なすべりの推定された領域は大きく三つに分けられる。一つ目はすべり量が 50m を超えるような極大すべり域を含む、宮城県沖に位置する主破壊域であり、主破壊域内ではどこにおいてもすべり量は 20m を超えている。極大すべり域においては、最大すべり量は 85m にも達しており、50m を超えている範囲は海溝軸に沿って約 120km、幅 40km 程度の非常に細長い領域となっている。

福島県沖においても有意なすべりが推定されており、この領域は 1938 年の塩屋崎沖の地震の破壊域を一部包含する。陸上 GPS 観測及び海底地殻変動観測で得られた地震時変位には、茨城県沖を震源として本震 30 分後に発生した M7.7 の最大余震の寄与が含まれてしまっていることをも反映して、この第二の有意なすべりが推定された領域は茨城県沖にまで伸びてしまっているが、深さ 15km よりも浅い部分や 40km よりも深い部分には地震時すべりが分布していないことは明らかに見える。

有意なすべりが推定された領域の第三は 1978 年宮城県沖地震の破壊域に位置する、いわゆる宮城県沖地震の想定震源域に重なる部分であり、Iinuma et al. (2011) が示したように、2011 年東北地方太平洋沖地震の本震は、今後 30 年以内の起こる確率がほぼ 100% とされていた M7.5 クラスの宮城県沖地震の震源域を、同時に破壊したことが分かる。

推定された地震時すべり分布から計算される、解放されたひずみエネルギーは 4.04×10^{22} Nm であり、モーメントマグニチュード (Mw) にして 9.00 相当となった。また、主破壊域だけで全体の 60% にあたる、 2.44×10^{22} Nm (Mw8.86 相当) のひずみが、また極大すべり域では全体の 17%、 6.84×10^{21} Nm (Mw8.49 相当) のひずみが、それぞれの領域で解放されており、非常に狭い領域で大きなひずみエネルギーの解放が生じたことが示唆される結果となった。

水圧計をはじめとした海底データが地震時すべり分布の解析に及ぼす影響を見積もるため行った、チェッカーボードレゾリューションテスト (CRT) の結果を図 21 に示す。(a) 及び (e) と (b) 及び (f) を比較すると、海底観測点から得られたデータを全く使わない場合、プレート境界最浅部のすべりが解像できないこと、また、60km×60km のパッチサイズでは、プレート境界深さ 30km 付近よりも浅い側のすべりは再現されていないことから、この領域においてもすべり分布の細かなところは議論できないことが分かる。一方、海底水圧計データを用いると最浅部のすべりが ((d) 及び (h))、GPS 音響測距結合方式の海底地殻変動観測点のデータを用いれば深さ 30km 付近のすべりが ((c) 及び (g))、

それぞれ良く再現されるようになることが分かり、海底観測点が本震時すべり分布を高空間解像度で求めるために肝要な役割を果たしていることが示された。

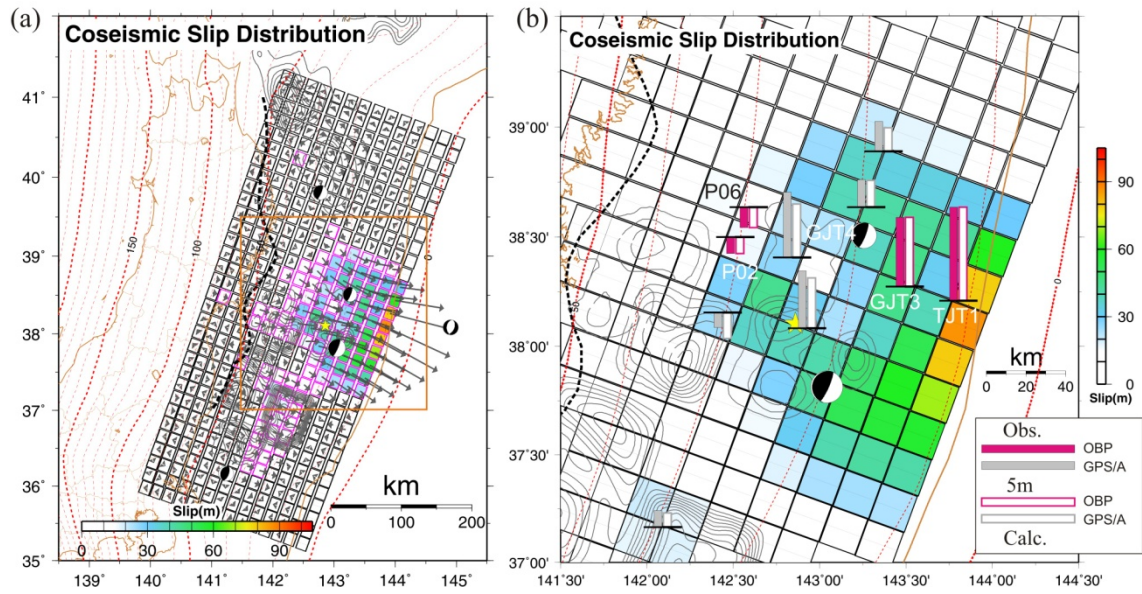


図 20 地殻変動データを用いて推定した東北地方太平洋沖地震の地震時すべりの分布。
 (a) 矢印は推定されたすべりベクトル。紫色の線で囲まれた範囲では、推定されたすべり量の大きさが推定の誤差を上回っており、有意なすべり量が推定されている。黒の点線は定常活動における低角逆断層型地震が発生する西縁(Igarashi et al., 2001)。赤色の点線はプレート境界面の深さのコンター (10 km 間隔) (Nakajima and Hasegawa, 2006)。橙色の矩形領域の拡大図を(b)に示す。震源周辺のすべり分布図。観測された上下変動(塗りつぶし)とすべり分布モデルからの予測値(白抜き)の比較をあわせて示す。赤と灰色の棒グラフで海底水圧観測と GPS/A 観測の違いを区別した。

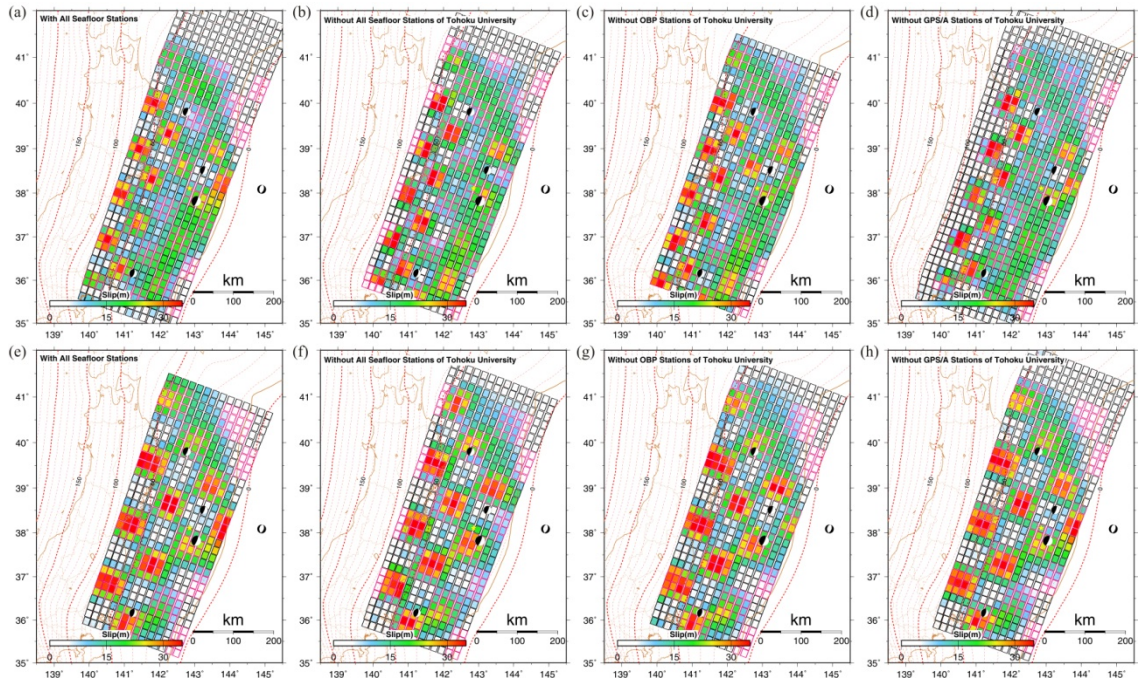


図 21 チェッカーボードレゾリューションテストの結果。与えたチェッカーボードパターンは 0 m と 30 m を矩形小断層に交互に与えたもの。紫色で縁取った断層要素に 30 m のすべりを与えている。(a)～(d)はチェッカーボードパターンの間隔が 60 km、(e)～(h)は 80 km。(a)と(e)：全ての海底地殻変動観測点のデータを使用した場合。(b)と(f)：陸上 GPS 観測と海上保安庁の GPS/A 観測のデータを使用した場合。(c)と(g)：水圧観測による上下変動データを使わなかった場合。(d)と(h)：東北大学の GPS/A 観測のデータを使わなかった場合。本震ならびに 3 月 11 日に発生した大きな余震のセントロイドモーメント解 (Hirose et al., 2011) を、セントロイド位置に示した。

本業務で行った海底水圧観測は、東北沖地震に伴う巨大な津波の波形も忠実に捉えている。こうした観測波形を、東北地方沿岸の GPS 波浪計や DART によって捉えられている津波波形データとあわせ、沖合津波観測データのみを用いた波形逆解析を行うことにより、津波波源としての初期海面高分布を推定した（図 22）。沿岸での津波波形記録を用いた解析と違って、浅海部の海底との複雑な相互作用や陸上への遡上などの影響をほとんど受けない波形を用いることにより、ひずみの少ない波源モデルの構築ができること期待できる。なお、伝播距離の遠い DART 観測点での波形も用いているため、本解析に用いたグリーン関数の計算には線形分散波理論を用いた。これにより、観測される津波の短波長成分の再現性が向上し、波源モデルの空間解像度が向上できた。得られた波源モデルの初期海面高が極めて高い領域は、地殻変動観測データの逆解析から極めて大きなプレート境界面上でのすべりが推定された範囲（図 20）と良い一致を示す。

海底水圧観測のデータは、東北沖地震発生後の余効変動による海底上下変動も明瞭に捉えている。図 23 は本震発生直後の 10 日間の海底鉛直変位の時系列を示したものである。海溝軸に近い TJT1 観測点では 10 日間で 7 cm 程度の隆起が観測されているが、GJT3 での変動は小さく、より陸側の他の観測点では 10cm 程度の沈降が観測されている。注目されるのは、沈降を示す観測点の沈降は、5 cm/日にも及ぶような非常に速い変位レートを地震発生直後に示している点である。沈降を示す観測点での鉛直変位の時系列は、余効すべりによる変動として良く用いられる対数関数（Freed, 2007）より、指数関数でよく近似することができる。

しかし、本震発生直後の 2、3 日間を除けば、余効変動の時間変化は対数関数でよく近似できる。図 24 には、本震発生からおよそ半年間にわたる海底変位の時間変化を示した。宮城県沿岸部での GNSS 観測点で観測される余効変動時系列（国土地理院, 2012）を参考に、時定数を 20 日に固定して観測時系列に対数関数をあてはめたところ、全ての海底変位時系列が対数関数で良く説明できる。このことから、本震発生直後のごく初期の余効変動と、その後長期的に継続する余効変動の間には振る舞いの相違があって、変動源が異なっている可能性が示唆される。

図 25 には、海底水圧観測のデータに当てはめた対数関数を用いて 2011 年 4 月 23 日から同年 12 月 10 日までの海底変位量を観測点毎に求めたものを地図上に投影して、余効変動による海底上下変動量の空間分布を示したものである。周辺地域における海底上下変動は、海域では海上保安庁の GPS/A 観測により、陸上については国土地理院の GNSS 観測により得られており、これらのデータもあわせてプロットした。海上保安庁の GPS/A 観測結果は、地震後 1 回目の観測から 2011 年 11 月の観測までの上下変動量である。海底水圧観測と GPS/A 観測によって明らかとなった海底での余効変動は、いずれの観測点においても沈降で、全体として海溝軸から海岸線に向かって、また観測領域南側に向かって沈降量が大きくなる傾向が見られる。こうした変動量の空間的な一貫性も考慮すると、本震発生から半年程度の期間にわたる余効変動は、本震時すべり後の地球の粘弾性緩和とプレート境界面上で発生する余効すべりによるものと考えられる。そこで、以下では、これら地殻変動観測データを用いて、余効すべりの分布を推定した。

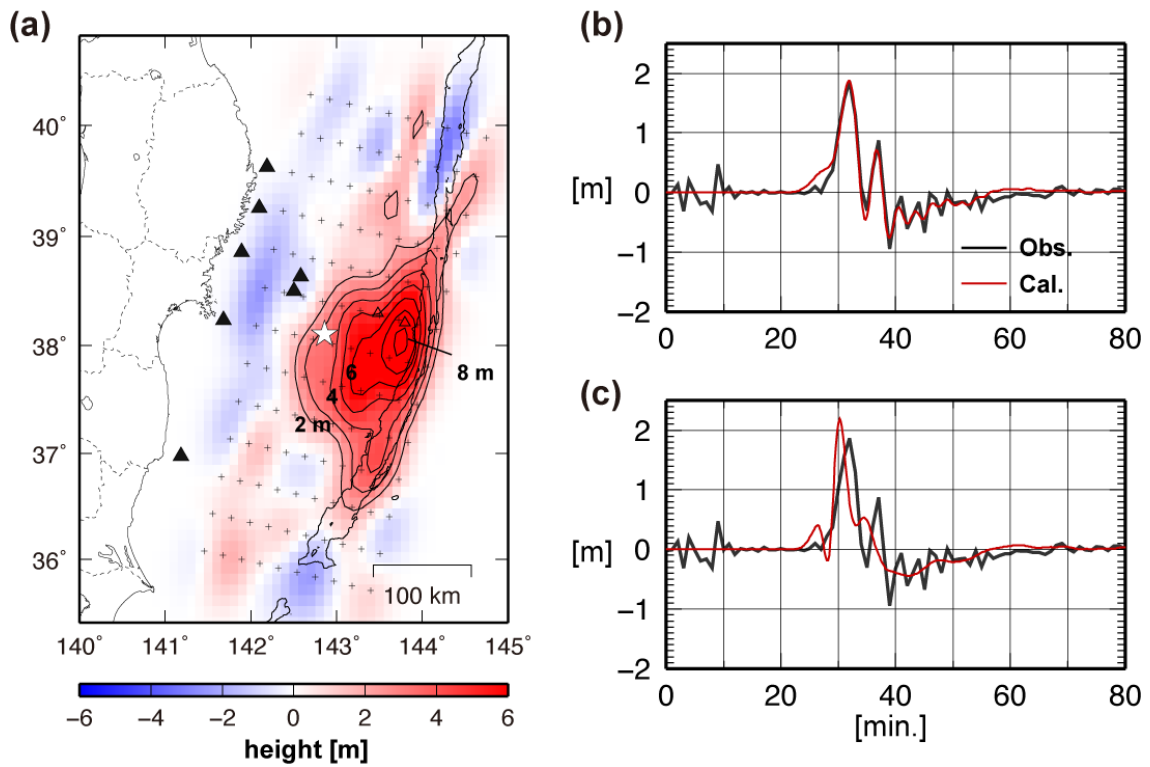


図 22 (a) 沖合津波観測 (GPS 潮位計, 海底水圧計, DART) で記録された津波波形を用いた 2011 年東北地方太平洋沖地震による津波の初期波面高分布. ▲は観測点. (b) 観測波形及び(a)の波源モデルから得られた計算波形. DART21418 観測点におけるもの. 計算には線形分散波理論を用いた. (c) (b)と同じ観測点に対して線形長波近似を用いて計算した津波波形と観測波形の比較.

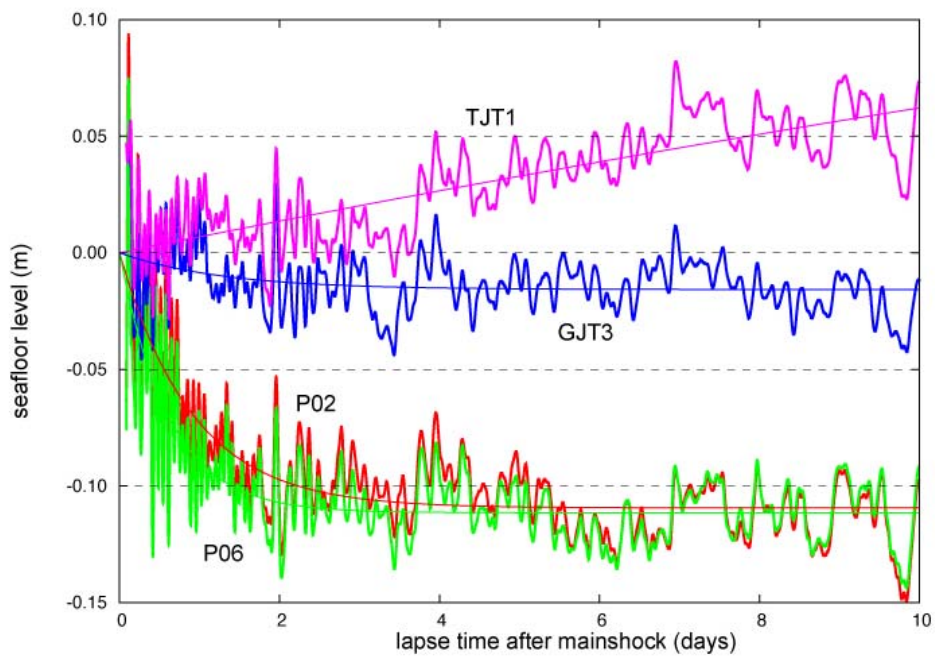


図 23 本震発生後の海底鉛直変位の時間変化。時間変化をもっともよく説明する指数関数をあわせて示した。

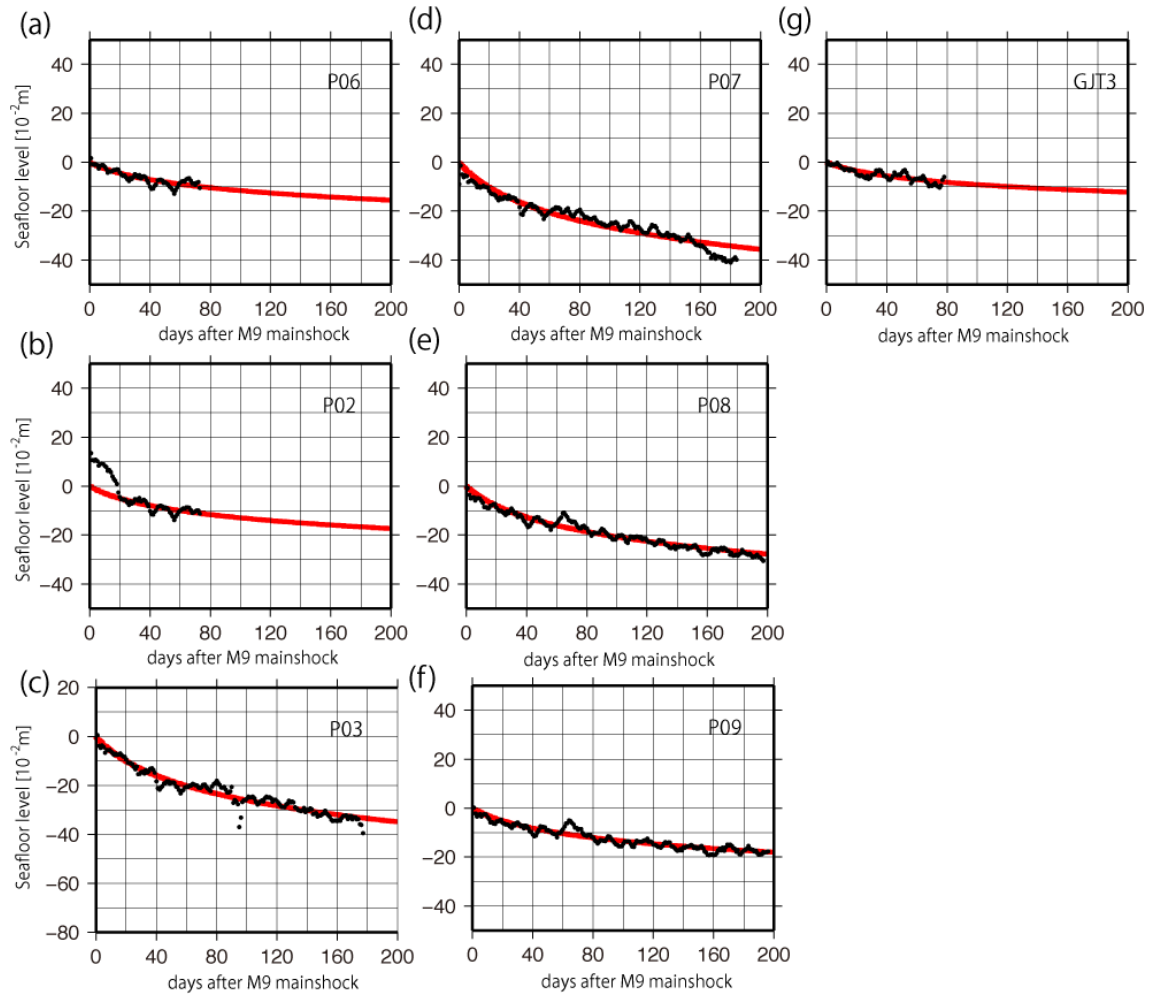


図 24 東北沖地震後の海底鉛直変位時系列。赤線は、時定数を 20 日に固定して観測時系列に対数関数をあてはめたもの。

陸上 GPS 連続観測及び GPS/音響結合方式の海底地殻変動観測、海底圧力観測から得られた地殻変動データに基づき、2011 年東北地方太平洋沖地震の余効すべり分布を推定した。対象とした期間は 2011 年 4 月 23 日から 12 月 10 日までの約 8 か月である。各観測点における変位時系列データに対し、プレート運動による変位を差し引いてオホーツクプレート固定の変位場とした。このようにして求めた、余効変動による水平変位ベクトルの空間分布を図 26 に示す。こうした変動には、期間中に発生した規模の大きな地震に伴う地震時変動や、この地域のアセノスフェアが東北沖地震による大きな変動を受けた後に生じる粘性緩和による変位も含まれているため、余効すべりを推定するには、こうした影響を観測データから除去する必要がある。

期間中に発生した地震による変位は、気象庁の CMT カタログに掲載されている震源パラメータを用い、均質半無限弾性体における変位を計算して見積もった。粘性緩和については VISCO1D (Pollitz, 1997)を使用した。粘弾性媒質モデルとして、表層の弾性層の下位に粘性層をおいた、球殻二層構造モデルを採用し、これにより東北沖地震時すべりに対する地表面での粘弾性応答による変位を計算した。弾性層の厚さは 50km とし、地震時すべり分布には本業務によって海陸の地殻変動データも用いて推定されたモデル (図 21) を用いた。ただし、粘性緩和を計算するときには、地震時すべり分布を、一様なすべり量を持つ 10 枚の矩形断層によって近似したものをを用いて与えた。

粘性層の粘性係数は 1.0×10^{19} Pas、 2.7×10^{18} Pas、 1.0×10^{18} Pas の三通りを仮定し、それぞれに対して計算を行った。 2.7×10^{18} Pas という値は、2008 年岩手・宮城内陸地震の地震後 1.5 年分の GPS 観測データから求めた変位場に対して推定された値であり (Ohzono, et al., 2012)、陸域下での今回の解析期間に対して適用するに十分な根拠を持った値である。最終的に推定された余効すべり分布の妥当性 (主に正断層型のすべりがどれだけ求まるかに着目して評価した) も加味し、ここではこの値 (粘性率 2.7×10^{18}) を仮定した場合の結果を採用した。

得られた変位時系列に時間依存逆解析手法 (Yagi and Kikuchi, 2003) を適用することで、プレート境界面上のすべりの時空間発展を求めた。余効すべり分布の推定の際には Nakajima and Hasegawa (2006) のプレート境界モデルを用い、三角要素によってプレート境界面を近似して、それぞれの三角形要素でのすべりによる地表変形は、Meade (2007) のモデルを用いて計算した。解析期間全体を 4 ステップに分けて、時間方向ならびに空間方向におけるすべり分布の滑らかさ、境界条件、及び各観測点での変位時系列のオフセット値に対する拘束 (0 に近い値に拘束) の、計 4 拘束条件の重みを、ABIC (Akaike, 1977;1980) を用いて最適化した。

2011/04/23~2011/12/10

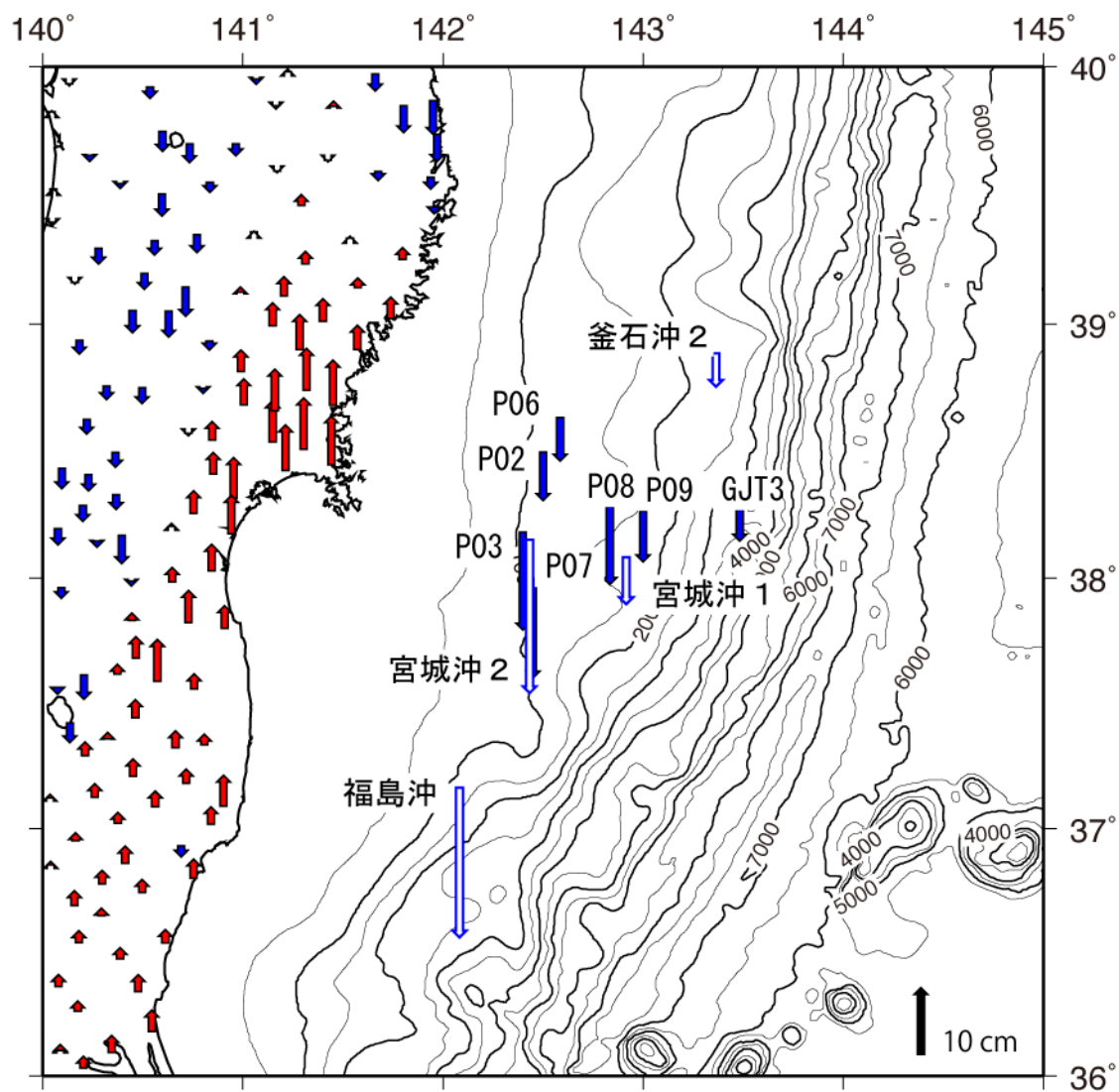


図 25 2011 年 4 月 23 日から同年 12 月 10 日までの OBP 観測、海上保安庁の GPS/A 観測及び国土地理院の GNSS 観測で得られた上下変動の分布図。

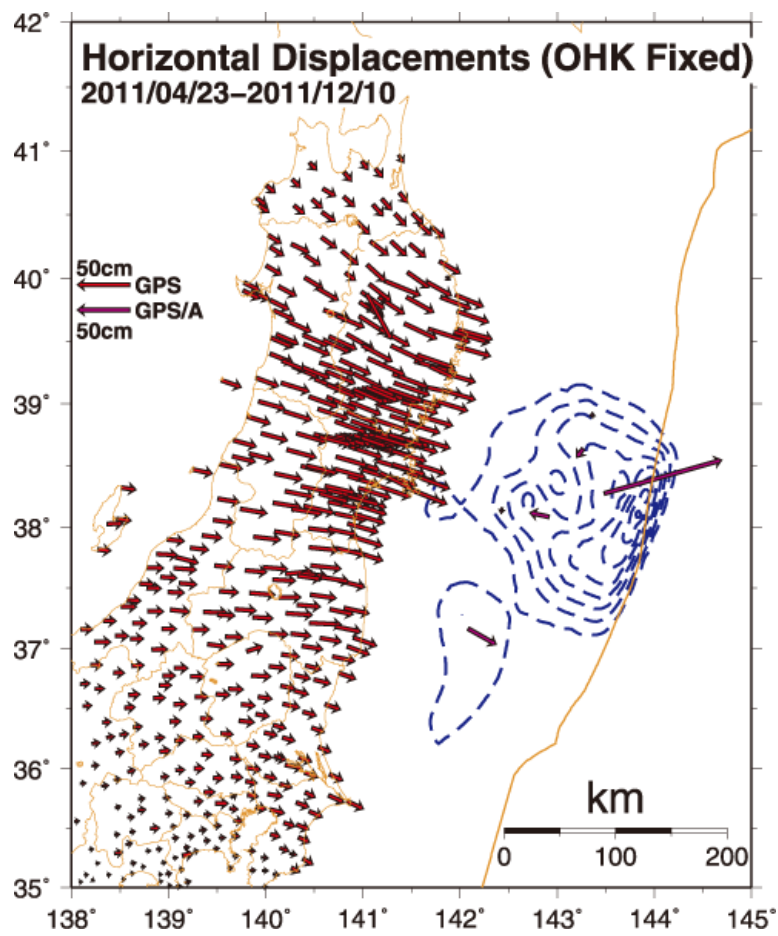


図 26 陸上 GNSS 観測点ならびに海底 GPS/A 観測点で観測された余効変動による水平変動の変位ベクトル。オホーツクプレート固定の変位場。

このようにして推定された余効すべりの分布を図 27 に示す。茨城・福島両県沖ならびに岩手県沖のプレート境界のごく浅部（20 km 以浅）、すなわち地震時には 50 m を超えるような大きなすべりが生じなかった領域において大きな余効すべりが生じていることが示された。一方で、1978 年宮城県沖地震のアスペリティ群（2005 年の宮城県沖の地震及び 2011 年東北地方太平洋沖地震本震によって破壊されたと考えられる）の付近ではほとんどすべっていないことが明らかとなった。

上記の余効すべり分布推定の対象期間の後も、東北沖地震後の余効変動は海底水圧観測で継続して捉えられている。図 28 は、本震発生後に設置した OBP で観測されたデータをもとに求められた海底鉛直変位の時系列の一例である。東北沖地震発生の前は、大きな海底地殻変動がないと考えられるので、ゆっくりとした変動は主として圧力センサーが長期ドリフトの影響によるみかけのものと解釈でき、逆に、得られたデータに対して（1）式をあてはめることによりセンサー長期ドリフト成分の影響を推定できる。しかし、東北沖地震後の観測データに含まれるゆっくりとした変動には、明らかに余効変動が含まれているはずであり、センサーの長期ドリフトによるみかけの変動との分離は極めて困難である。図 28 に示した例では、潮汐・非潮汐海洋変動の影響を除去した後の海底鉛直変位時系列が、センサーの長期ドリフトとしても説明可能な時間変化を示していることがわかる。

この観測点では、東北沖地震をまたいでその前後にわたって得られた時系列データがあつて、その観測期間は、地震後である平成 23 年度に設置・平成 24 年度に回収した OBP の観測期間と一部オーバーラップしている。地震前からの OBP 観測で得られた海底変位データで認められる地震後の変動については、地震発生前の時系列からセンサーの長期ドリフト成分を推定・除去しているのので、実際の余効変動による海底変位の状況を示しているはずである。そこで、地震前からの OBP 観測データに地震後に設置した OBP のデータが、オーバーラップしている観測期間で、一致するように補正を施すことで、両観測による海底変動時系列を接続することを試みた。ここでは、地震後の OBP データのセンサーの長期ドリフト成分を指数関数的な変動（1 式）と仮定して推定・除去した場合と、時間に線形な変化と仮定して推定・除去した場合の 2 通りを試みた。いずれの場合でも、オーバーラップ期間内では地震前からと地震後からの OBP データを同程度に一致させることができことから、センサーの長期ドリフトの振る舞いとしていずれが適当であるかは判別ができなかった。こうしたセンサーの長期ドリフト成分の推定についての曖昧さに起因して、OBP 繰り返し観測のデータから余効変動による海底上下変動量を定量的に見積もるには大きな誤差を伴ってしまう。

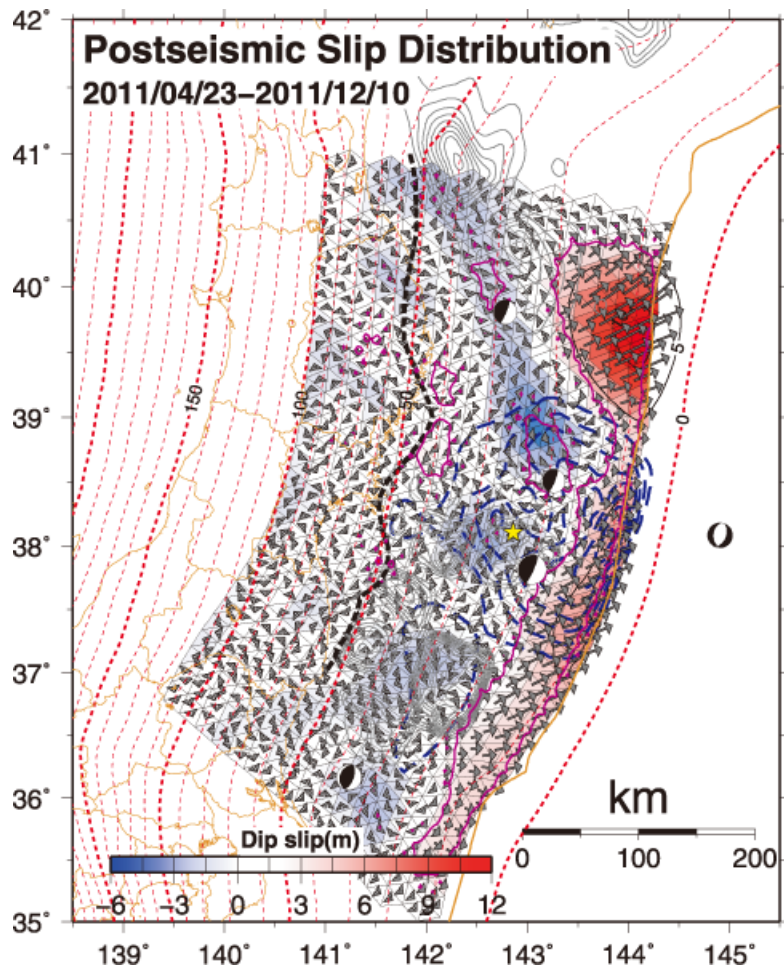


図 27 東北沖地震後の余効すべりの分布。すべりのプレート境界の傾斜方向成分の大きさを等値線とカラーパターンで示す。すべり量の符号は正（赤色）が逆断層すべり、負（青）が正断層すべりに対応する。プレート境界面の等深線を橙色で示す。黒点線は Igarashi et al., (2001)による低角逆断層型地震発生域の西縁。

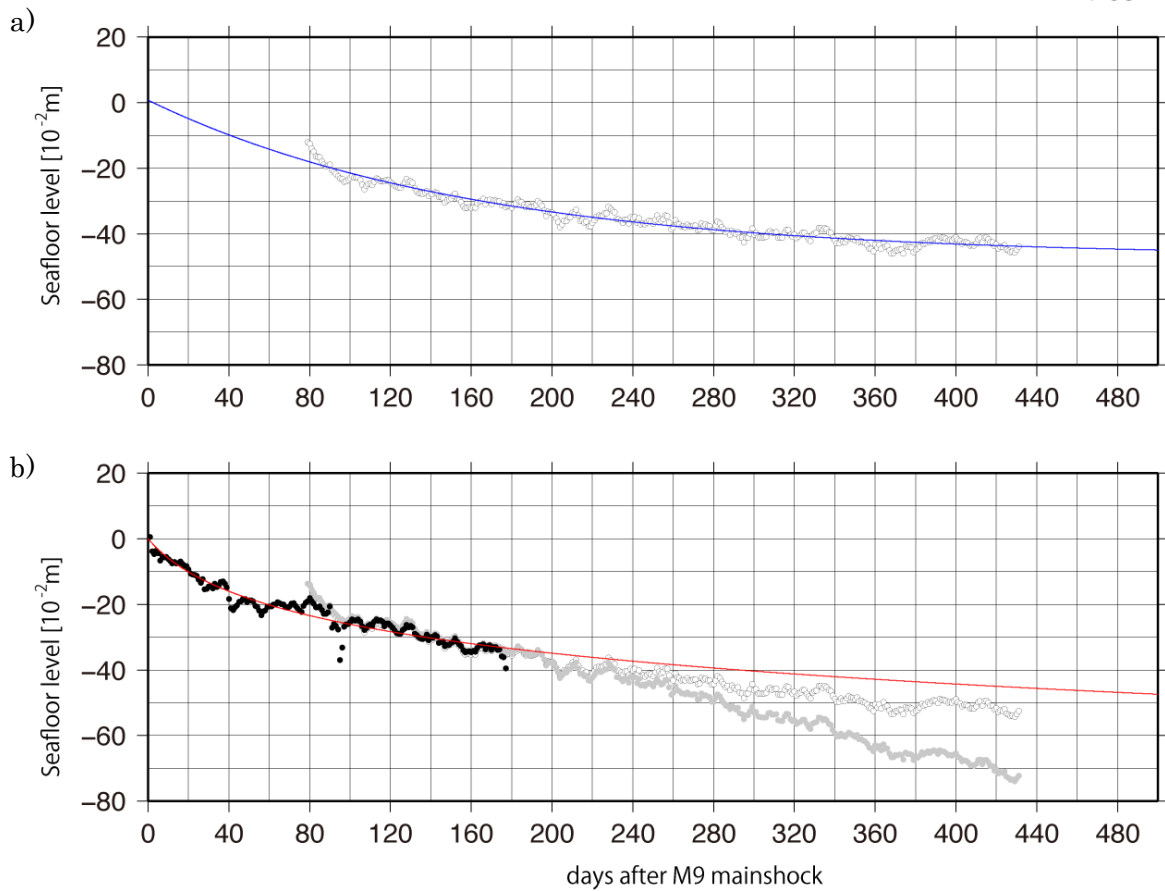


図 28 OBP 観測により捉えられた東北沖地震後の海底鉛直変位時系列の例。a)平成 23～24 年度に P03 観測点で得られたデータに対して潮汐・非潮汐かい海洋変動成分を除去した後の時系列。青線は、指数関数を観測データにあてはめたもの。b)P03 観測点で平成 22～23 年度の観測で得られたデータ（海洋変動成分とドリフト成分を除去したもの）を黒点で、それに対数関数をあてはめたものを赤線で示す（図 24c と同じ）。灰色と白のシンボルは、a)の時系列から指数関数及び一次関数を仮定して推定したセンサーの長期ドリフトを除去した後、22～23 年度のデータに連続するように補正した時系列。

宮城県沖で実施した OBP 観測により、2008 年と 2011 年の 2 回にわたって東北沖地震の震源域内で「ゆっくりすべり」が発生したことも検知された。以下の解析では、複数の OBP 観測点での時系列データの差をとることにより海洋変動成分の除去した、海底上下変動のデータに加えて、陸上 GPS 観測点ならびに体積ひずみ計の連続観測データも用いた。

図 29 に 2008 年に発生したゆっくりすべりを観測したデータを示す。3 組の観測点間での水圧差、KNK 観測点での体積ひずみ、各 GPS 観測点における N100° 方向への変位量の時間変化を示す。いずれの時系列も、長期的なトレンドは、線形で近似できると仮定して除いてある。水圧差データに着目すると、2008 年の 11 月 18 日から 25 日までの期間、その前後とは異なり、やや急速な時間変化を示していることがわかる。もっとも変化が顕著な TJT1 と TJT2 との間の圧力差で見ると、変動量は 7 日間で 3 cm 程度であり、海側の TJT1 が陸側の TJT2 に比べて相対的に沈降したと解釈される。一方、KNK の体積ひずみ計においても、水圧差の急変が開始するのとほぼ同時に、 0.1×10^{-7} 程度のステップ的な変動が捉えられている。このひずみ変化は、観測点の降雨や気圧変化には対応がなく、固体地球で起こっている変動を捉えている可能性が高く、水圧差データと同じ原因による地殻変動と解釈した。しかしながら、GPS の観測点においては、上記の期間を含め、顕著な変位を認めることはできなかった。

圧力差や体積ひずみに見られた変化をプレート境界面におけるすべりによるものと仮定し、その位置と規模の推定を試みた。プレート境界面の形状・深さは先行研究によるものを参照し、面上に矩形のすべり域において、その大きさ・位置・すべり量を変えながら、各地点で観測された地殻変動の大きさを説明しうるモデルを探索した。その結果、長さ 100 km で幅 30 km の矩形の断層における 20 cm のすべりにより、観測データが説明可能であることがわかった。なお、この程度のすべりでは GPS で検知可能な変位は期待されない。このすべりで解放されたモーメントをマグニチュードに換算すると、M6.8 に相当する。このすべりイベントが発生した直後の 12 月 4 日には M6.1 のプレート境界型地震が、推定したすべり域の陸側において発生しており、その余震活動の中に微小繰り返し地震が含まれていることから、「ゆっくり地震」とそれに引き続いて発生した M6.1 の震源の周辺においてプレート間すべりが加速していた可能性は高い。

2011 年 1 月 26 日から 3 月 9 日までの期間においても 2008 年と同様のゆっくりすべりが海底圧力計と KNK 観測点での体積ひずみ計で観測された（図 30）。観測された地殻変動は、2008 年のゆっくりすべりとほぼ同じ断層における 40 cm のすべりで説明可能である。また、2011 年のすべりで解放されたモーメントは M7.0 相当の地震に対応する。2011 年のすべりイベントが継続して発生している最中には、ゆっくりすべり域内部で、M5 程度の地震が 2 月 16 日から 27 日にかけて相次いで発生した（図 31）。さらに 3 月 9 日には、M7.3 プレート境界型地震、すなわち 2011 年東北地方太平洋沖地震の最大前震がゆっくりすべりの断層の深部延長部で発生した。

図 31 にゆっくりすべりイベントの震源断層、3 月 9 日の最大前震の地震時すべり域、その余効すべり域及び 3 月 11 日の東北地方太平洋沖地震の地震時すべり域を示す。ゆっくりすべりイベントの断層は、最大前震の地震時すべり域と余効すべり域の浅部延

長部に位置し、互いにほぼ重ならない。また、ゆっくりすべりイベントは3月11日の本震時に30 m以上すべった領域の内部に位置する。さらに、海溝軸近傍では本震時に50m以上すべった領域が海溝軸に沿って南北に約100 km程度に広がりを示すが、ゆっくりすべりの断層もその深部延長部で南北にほぼ同様の長さで分布する。

2011年のゆっくりすべりイベントが2008年のものと最も異なる点は、すべりイベントがそれに引き続くプレート境界型地震の発生まで継続していたか、それとも終了していたかにある(図30)。2008年のゆっくりすべりによる地殻変動は、それに引き続き発生するM6.1の地震発生前にほぼ終了していたのに対して、2011年のゆっくりすべりによる地殻変動は、3月9日の最大前震直前まで変動が継続している。特に海溝軸に近い2点の圧力差(GJT3-TJT1)を見ると2月5日(400日)頃と2月15日(410日)に2回の急速な時間変化が観測され、その後緩やかに圧力差が増加している。その間、やや陸側の2点の圧力差(P08-P09)はゆるやかな減少を示し、また陸上の体積ひずみ計はゆるやかな膨張を示す。これらの観測は、ゆっくりすべりがすべり域全体で進行していく中で、特に海溝軸近傍でゆっくりすべりが二度加速し、その後ゆっくりすべり断層の上端部が徐々に海溝軸方向に拡大することで説明できる。3月9日には、最大前震がゆっくりすべり断層の深部延長部でゆっくりすべりにより誘発された可能性が高い。すなわち、「ゆっくり地震」とそれに引き続いて発生したM7.3の震源の周辺において、本震の破壊の開始点のみならず、海溝軸近傍でも本震発生前にプレート間すべりが加速していた可能性が高く、それが海溝軸近傍の巨大なすべりを引き起こした一因となったのかもしれない。

以上のような、東北沖地震の震源域である宮城県沖でのOBS及びOBP観測のデータ解析と平行して、根室半島沖で実施したOBS観測のデータを用いて、この海域での震源再決定を行うとともに、観測点近傍の地震波形を用いて、コーダ $Q(Q_c)$ の推定を行った。解析では、震央距離20km以内、深さ30km以浅の地震の上下動成分の波形をバンドパス・フィルター(中心周波数、4、6、8、12、16、24、32Hz、バンド幅、2、3、4、6、8、12、16Hz)に通し、Takahara and Yomogida (1992)の方法を用いてコーダ $Q(Q_c)$ を求めた。解析区間は直達S波の走時の2倍から、振幅がノイズレベルの2倍になるまでとした。

観測期間中の根室半島沖での地震活動は静穏であったため10個以上の地震波形から Q_c を求めることができた観測点はNM.S01、S02の2点だけだった。得られた Q_c^{-1} の周波数依存性を図32に示す。丸印は平均値で、エラー・バーは標準偏差を表す。 Q_c^{-1} の周波数依存性を $Q_c^{-1}(f)=Q_c^{-1}(1)f^n$ (f は周波数)で表すと、観測点NM.S01では6~24Hzの周波数帯で $Q_c^{-1}(1)=0.022$ 、 $n=-0.74$ 、NM.S02では8~32Hzで $Q_c^{-1}(1)=0.019$ 、 $n=-0.75$ となった(図32中の点線)。これらの値を世界各地で求められた値と比較すると、日本の内陸地殻浅部の地震から得られた値と近い値になっていた。また、推定値の数が非常に少ないが、1973年根室半島沖地震のアスペリティ上の観測点での Q_c^{-1} は、その外の観測点より小さい傾向が見られた。これらの結果は、データを増やすことによって今後の検討が必要である。

全球海洋モデルにより予測される海底水圧変動は、モデルの空間解像度に強い依存性を示す。これに対して、モデルを駆動する気象再解析モデルや海底地形データを変えても、予測値には顕著な変動が見られず、数値モデルによる海洋変動に起因する海底水圧の時系列予測においては、モデル計算における空間分解能を適切に設定する必要があることがわかった。

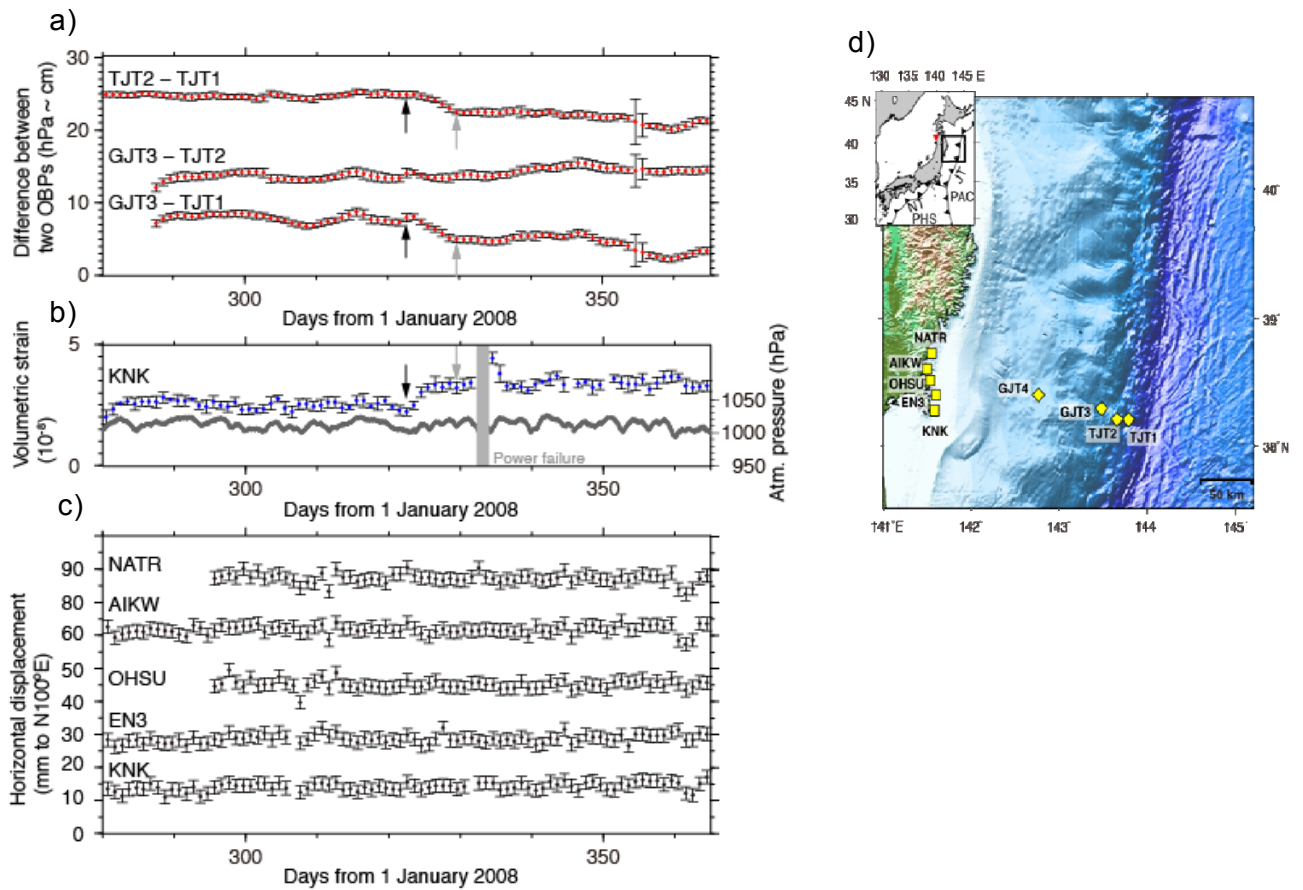


図 29 2008 年に宮城県沖で観測されたゆっくりすべり。a)隣接 2 観測点での海底水圧の差の時系列。日平均値を示す。誤差棒は 1 日中での標準偏差。黒矢印と灰色矢印がゆっくりすべりの開始と終了時。b)KNK 観測点での体積ひずみの時系列。灰色の実線は同観測点での気圧変化。c) 陸上 GPS 観測点における N100° 方向への変位量の時間変化。d)観測点配置図。

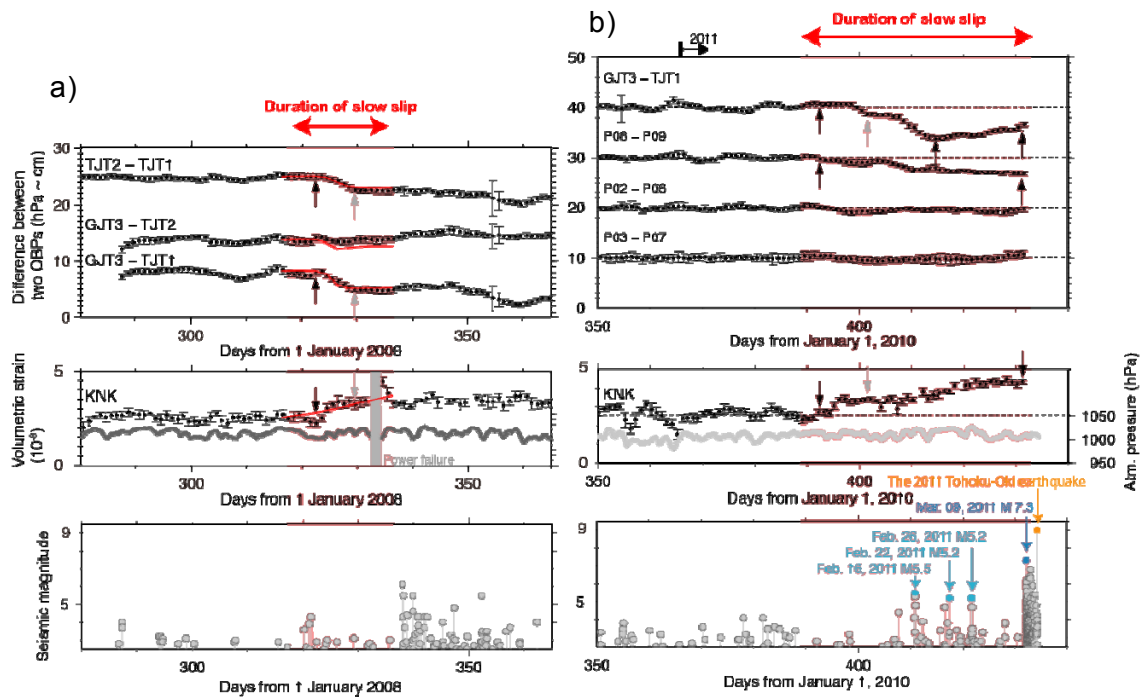


図 30 2008 年と 2011 年のゆっくりすべり発生時に観測された地殻変動と地震活動。a) 2008 年の観測データ。上から順に、海底水圧差、KNK での体積ひずみと気圧変化、宮城県沖における地震活動の M-T ダイアグラム（気象庁一元化カタログによる）。b) 2011 年の観測データ。赤色帯がゆっくりすべりの発生期間。

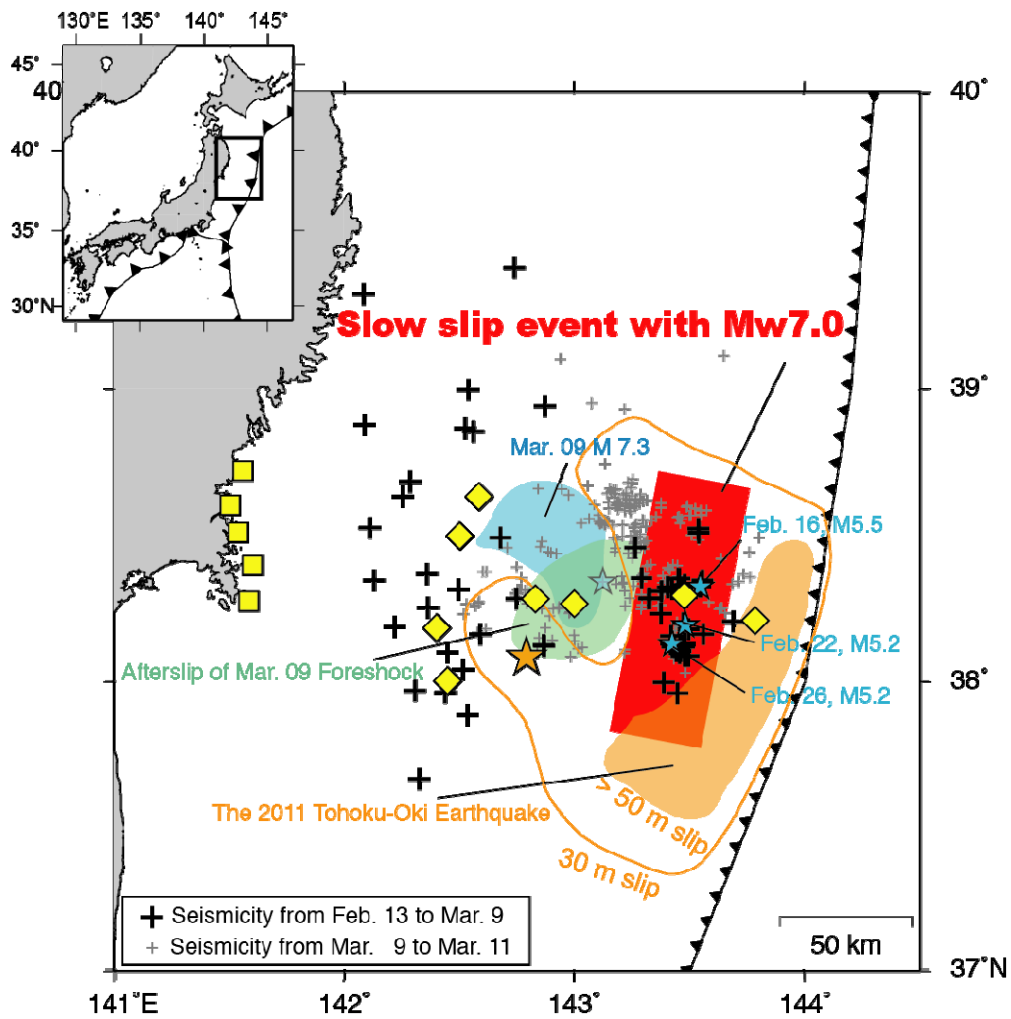


図 31 2011年に発生したゆっくりすべりのすべり域。赤色矩形でゆっくりすべりが起こった範囲を示す。橙色は東北沖地震の本震時のすべり分布（図 20 で示したもの）。薄青色と薄緑色は3月9日に発生した最大前震の地震時すべり及び余効すべりの分布（図 16 に示したもの）。

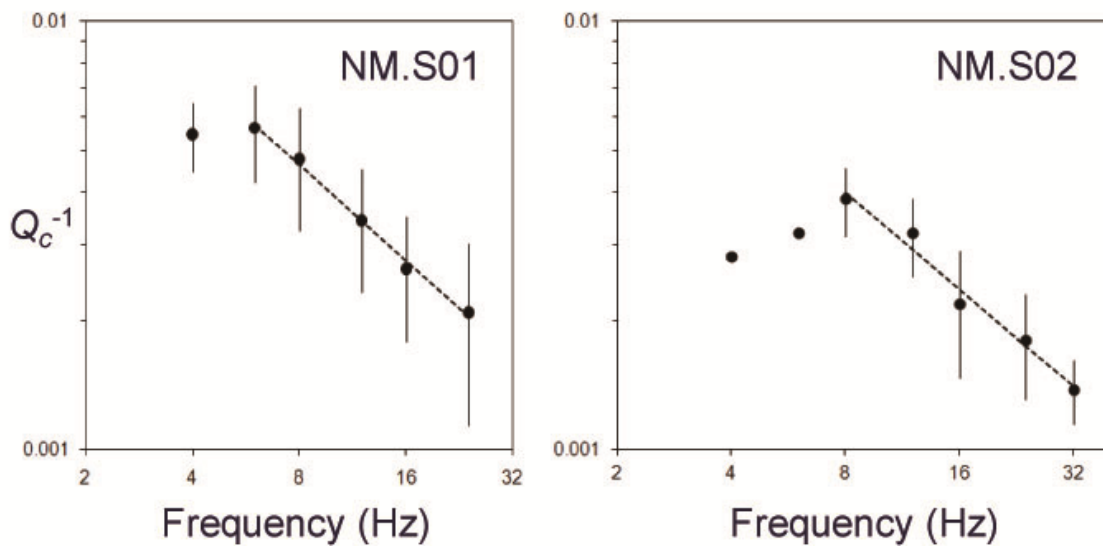


図 32 根室沖観測点 NM.S01、 S02 の地震波形から求められた Q_c^{-1} の周波数依存性。

(d) 結論ならびに今後の課題

本受託業務による海底地震観測ならびに水圧観測の実施期間中に 2011 年東北地方太平洋沖地震が発生し、切迫性の高い海域において海底観測に基づいて海溝型大地震の発生準備ならびに直前過程と発生直後のプレート間すべりの拡大様式を理解する、という本業務の目的は十分に達成することができた。特に、5 か年にわたって継続してきた海底上下地殻変動の連続観測は、2011 年に巨大地震の震源となる領域において発生した非地震性すべりの特性を明らかにする上で非常に有効であった。東北沖地震の発生前に、2008 年に観測されたのと同じ位置で非地震性すべりイベントがあったこと、本震発生の 2 日前に活発化した前震活動が進行する中で非地震性すべりが本震の破壊開始点に向かって拡大したこと、そうしたすべりの拡大が起こった結果、M7 級地震の連鎖が起こり、その延長として M9 の巨大地震の発生に至った可能性があること、など多くの重要な知見を得ることができた。これらはいずれも、将来南海トラフで発生するプレート境界型地震の発生に至る過程を、測地学的観測によるプレート間すべりの現状把握から予測できる可能性を示すものである。ただし、今回観測されたいずれのデータについても、それがリアルタイムで取得されたとしても、現在の知見に照らして、近い将来に非常に大きな地震が発生することを予見することは困難であったこともまた事実である。

今後は、東北沖地震の震源域における余効変動に関する観測を継続するとともに、東北沖地震の発生に至る過程で観測されたすべり現象、本震の発生過程、余効変動の推移のすべてを再現可能な物理モデルを構築することが重要な課題である。

本業務の成果は、海溝型大地震の震源域となる海底において地殻変動連続観測を実施することの重要性を示している。南海トラフでは D O N E T の整備により、海底水圧のリアルタイム連続観測が実現しつつある。本業務で蓄積した海底水圧データの処理・解析のためのノウハウ、圧力センサーの長期安定性のような本業務で顕在化した課題が、D O N E T 観測を用いた地殻活動のモニタリングに活用されることを強く望む。

一方で、海底水圧観測データには多くのノイズが混入する一方で、プレート間固着・すべりによる鉛直方向の地殻変動量が小さいために、海底水圧観測は、地殻変動観測として見た場合の検知能力は必ずしも高くない。プレート間固着・すべりによる海底地殻変動を観測する場合、鉛直成分と比べて、水平方向の海底変動量は数～十倍程度大きいと期待されることから、GPS/A をはじめとした水平変動を検知可能な海底地殻変動観測を連続観測（できればリアルタイム観測）に対応させるための技術開発の推進も非常に重要な課題である。

(e) 引用文献

- 1) Akaike, H., On entropy maximization principle. In: P. R. Krishnaiah, ed. Application of Statistics. Amsterdam: North-Holland Publishing Company, pp. 27-41, 1977.
- 2) Akaike, H., Likelihood and the Bayes procedure. In: J. M. Bernardo, M. H. DeGroot, D. V. Lindley & A. F. M. Smith, eds. Bayesian Statistics. Valencia: University Press, pp. 143-166, 1980.
- 3) Asano, Y., T. Saito, Y. Ito, K. Shiomi, H. Hirose, T. Matsumoto, S. Aoi, S. Hori, and S. Sekiguchi, Spatial distribution and focal mechanisms of aftershocks of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, Earth Planets Space, 63, 669-673, 2011.
- 4) Ando, R., and K. Imanishi, Possibility of M_w 9.0 mainshock triggered by diffusional propagation of after-slip from M_w 7.3 foreshock, Earth Planets Space, 63, 767-771, 2011.
- 5) Berrisford, P., D. Dee, K. Fielding, M. Fuentes, P. Kallberg, S. Kobayashi and S. Uppala: The ERA-Interim archive. ERA Report Series, Shinfield Park, Reading, 16 pp, 2009.
- 6) Freed, A. M. (2007), Afterslip (and only afterslip) following the 2004, Parkfield, California, earthquake, Geophys. Res. Lett., 34, L06312, doi:10.1029/2006GL029155.
- 7) Fujimoto, H., M. Mochizuki, K. Mitsuzawa, T. Tamaki, and T. Sato, Ocean bottom pressure variations in the southern Pacific following the 1997-98 El Niño event, Geophys. Res. Lett., 30, 1456, doi:10.1029/2002GL016677, 2003.
- 8) González, F. I., E. N. Bernard, C. Meinig, M. C. Eble, H. O. Mofjeld and S. Stalin: The NTHMP tsunameter network. Natural Hazards, 35, 25-39, 2005.
- 9) Hirose, N., I. Fukumori, V. Zlotnicki and R. M. Ponte: Modeling the high-frequency barotropic response of the ocean to atmospheric disturbances: Sensitivity to forcing, topography, and friction. Journal of Geophysical Research, 106(C12), 30987-30995, 2001.
- 10) Iinuma, T., Ohzono, M., Ohta, Y., & Miura, S. Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M 9.0) estimated based on GPS data-Was the asperity in Miyagi-oki ruptured? Earth Planets Space 63, 643-648, 2011.
- 11) Igarashi, T., T. Matsuzawa, N. Umino, and A. Hasegawa, Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquake associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone, J. Geophys. Res., 106(B2), 2177-2191, doi:10.1029/2000JB900386, 2001.
- 12) Ito, A., G. Fujie, S. Miura, S. Kodaira, and Y. Kaneda, Bending of the subducting

- oceanic plate and its implication for rupture propagation of large interplate earthquakes off Miyagi, Japan, in the Japan Trench subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 32, doi:10.1029/2004GL022307, 2005.
- 13) Kato, A., K. Obara, T. Igarashi, H. Tsuruoka, S. Nakagawa, and N. Hirata, Propagation of Slow Slip Leading Up to the 2011Mw 9.0 Tohoku-Oki Earthquake *Science*, 335, 705-708, 2012.
 - 14) Kido, M. Y. Osada, H. Fujimoto, R. Hino and Y. Ito, Trench-normal variation in observed seafloor displacements associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L24303, doi:10.1029/2011GL050057, 2011.
 - 15) 国土地理院, 東北地方の地殻変動, 地震予知連絡会会報, 89, 72-105, 2012.
 - 16) Lay, T., C. J. Ammon, H. Kanamori, L. Xue, and M. J. Kim, Possible large near-trench slip during the 2011 Mw 9.0 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 687-692, 2011.
 - 17) Meade, B. J., Algorithms for the calculation of exact displacements, strains, and stresses for triangular dislocation elements in a uniform elastic half space, *Computer and Geoscience*, 33, 1064-1075, 2007
 - 18) Nakajima, J. and Hasegawa, A., Anomalous low-velocity zone and linear alignment of seismicity along it in the subducted Pacific slab beneath Kanto, Japan: Reactivation of subducted fracture zone?, *Geophys. Res. Lett.*, 33, p. L16309, 2006.
 - 19) Ohzono, M. et al., Geodetic evidence of viscoelastic relaxation after the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake. *Earth Planets, Space*, 64, 759-764, 2012.
 - 20) Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 1018-1040, 1992.
 - 21) Ozawa, S., T. Nishimura, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita and T. Imakiire, Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-Oki earthquake, *Nature*, 475, 373-376, doi:10.1038/nature10227, 2011.
 - 22) Pollitz, F. F., Gravitational-viscoelastic postseismic relaxation on a layered spherical Earth, *J. Geophys. Res.*, 102, 17,921-17,941, 1997.
 - 23) Ponte, R. M.: Variability in a homogeneous global ocean forced by barometric pressure. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 18, 209-234, 1993.
 - 24) Saito, T., and T. Furumura, Three-dimensional tsunami generation simulation due to sea-bottom deformation and its interpretation based on the linear theory, *Geophys. J. Int.*, 178, 877-888, doi:10.1111/1365-246X.2009.04206.x, 2009.
 - 25) Sato, M. T. Ishikawa, N. Ujihara, S. Yoshida, M. Fujita, M. Mochizuki and A. Asada, Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Science*, 332, 1395, doi:10.1126/science.1207401, 2011.
 - 26) Stepanov, V. N. and C. W. Hughes, Parameterization of ocean self-attraction and loading in numerical models of the ocean circulation. *Journal of*

- Geophysical Research, 109, C03037, doi:10.1029/2003JC002034, 2004.
- 27) Takahara, M. and Yomogida, K., Estimation of coda Q using the maximum likelihood method, *Pageoph*, 139, 255-268, 1992.
- 28) Tamura, Y., T. Sato, M. Ooe and M. Ishiguro: A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion. *Geophysical Journal International*, 104, 507-516, 1991.
- 29) ト部卓・東田進也, win-微小地震観測網波形験測支援のためのワークステーション・プログラム(強化版), *地震学会講演予稿集*, No.2, 331, 1992.
- 30) Watts D. R. and H. Kontoyiannis, Deep-ocean bottom pressure measurements: Drift removal and performance, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 7, 296-306, 1990.
- 31) Yabuki, T., and M. Matsu'ura, Geodetic data inversion using a Bayesian information criterion for spatial distribution of fault slip, *Geophys. J. Int.*, 109, 363-375, doi:10.1111/j.1365-246X.1992.tb00102.x, 1992.
- 32) Yagi, Y., and Y. Fukahata, Rupture process of the 2011 Tohoku - oki earthquake and absolute elastic strain release, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19307, doi:10.1029/2011GL048701, 2011.
- 33) Yagi, Y. & Kikuchi, M., Partitioning between seismogenic and aseismic slip as highlighted from slow slip events in Hyuga-nada, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1087, 2003.
- 34) Yamanaka, Y. & Kikuchi, M. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. *J. Geophys. Res.* 109, B07307, 2004.

3.3 サブプロジェクト 1-3

紀伊半島沖における稠密・広帯域長期海底地震観測

担当：国立大学法人東京大学

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

紀伊半島沖における稠密・広帯域長期海底地震観測

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人 東京大学 地震研究所	教授（平成 21 年度まで）（平成 22 年度から 23 年度までは特任研究員）	金沢 敏彦
地震研究所	教授（平成 21 年度まで准教授）	篠原 雅尚
地震研究所	准教授	塩原 肇
地震研究所	准教授（平成 21 年度まで助教）	望月 公廣
地震研究所	助教	山田 知朗
地震研究所	助教	一瀬 建日
地震研究所	特任研究員（平成 23 年度まで）	中東 和夫
地震研究所	技術職員（平成 23 年度まで）	橋本 信一
地震研究所	技術職員	八木 健夫
地震研究所	技術職員（平成 21 年度より）	藤田 親亮
地震研究所	技術職員（平成 21 年度より）	阿部 英二

(c) 業務の目的

東南海地震想定震源域と南海地震想定震源域の境界域に位置している紀伊半島沖周辺海域において、長期観測型海底地震計や水圧計を併設した広帯域海底地震計の稠密展開による自然地震、低周波地震・微動及び上下変動のモニタリングを行い、詳細な地殻活動を明らかにするとともに、自然地震を用いた当該域の地下構造イメージングを行う。これらの調査観測結果を精緻な地殻構造モデル構築ならびに地殻活動評価に反映する。

(d) 5 ヶ年の年次実施業務の要約

1) 平成 20 年度：

紀伊半島潮岬沖において、3 台の広帯域海底地震計と 6 台の長期観測型海底地震計を用いた海底地震観測網を構築した。長期海底地震計の海底設置に先立ち、関係機関(者)等との調整を行った。また、観測網の構築にあたっては、既存の観測施設位置などを考慮しながら決定した。

2) 平成 21 年度：

平成 20 年に設置した海底地震計を全台回収し観測を終了した。南海トラフ沿いで発生したと考えられる、低周波成分が顕著に励起された低周波地震と考えられる地震波形が見られる。また、平成 21 年 11 月に、高精度水圧計を装着した広帯域海底地震計 3 台と長期観測型海底地震計 5 台を用いた海底地震観測を紀伊水道沖の海域で開始した。

3) 平成 22 年度 :

平成 21 年に設置した海底地震計を全台回収し観測を終了した。広帯域海底地震計に装着した高精度水圧計により海底圧力データが得られた。水圧計の記録には平成 21 年 12 月に発生したチリ沖地震による津波の記録が見られる。また、平成 23 年 2 月に、海底地震計を整備し、広帯域地震計 5 台を用いた海底地震観測を紀伊水道沖の海域で開始した。このうち 1 台には高精度水圧計を搭載した。

4) 平成 23 年度 :

平成 22 年に設置した海底地震計を全台回収し観測を終了した。高精度水圧計の記録には、平成 23 年 3 月に発生した東北地方太平洋沖地震により発生した地震動や津波による圧力変化が見られる。また、平成 24 年 2 月に、高精度水圧計を装着した広帯域海底地震計 4 台を用いた海底地震観測を紀伊水道沖の海域で開始した。このうち 2 台には高精度水圧計を搭載した。

5) 平成 24 年度 :

平成 23 年度に紀伊半島沖の領域に展開した広帯域海底地震計を回収し、長期海底地震観測を完了した。これまでに回収した長期海底地震観測データにより、総合的な解析を行い、地震活動などの地殻活動を明らかにした。また、最終年度であるので、成果のとりまとめを行った。

(2) 平成 20~24 年度の成果

(a) 業務の要約

南海トラフでは、平成 15 年から平成 19 年まで実施された文部科学省委託研究「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」により、地震活動が明らかになり、さらに陸域観測網のデータを用いて低周波地震や微動の活動が報告されている。また、紀伊半島沖は、これまでに発生した東南海地震及び南海地震の震源(破壊開始点)であると同時に、両地震の震源域が接する境界域にあたっている。本研究テーマは、紀伊半島沖の震源境界域において、広帯域海底地震観測により、地殻活動を明らかにし、東南海地震、南海地震の連動性評価に資するものである。平成 20 年 12 月から平成 21 年 11 月にかけては、陸上観測網から低周波地震活動が報告されていた紀伊半島沖における広帯域観測を実施した。その後、平成 21 年 11 月から平成 25 年 2 月までは、同じく低周波地震活動が報告されていた紀伊水道域において、繰り返し観測を実施した。得られた広帯域地震記録及び精密水圧記録には、多くの低周波のイベントが記録されていた。また、平成 22 年 2 月に発生した南米チリ沖の地震、平成 23 年 3 月に発生した東北地方太平洋沖地震の津波が、水圧計に明瞭に記録されていた。平成 21 年 3 月には、観測網近傍で活発な低周波イベント活動が発生した。その記録から、低周波イベントは、周期約 10 秒をピークとする比較的広い周波数成分を持っているなどのトラフ付近で発生する低周波イベントの周波数スペクトル構造が明らかになるとともに、低周波イベントの発生が、潮汐と密接な関係があることがわかった。潮汐と低周波イベント活動の関係は、東太平洋海膨や、四国深部で発生する深部低周波地震などでは、確認されていたが、海洋プレートが沈み込むトラフ付近の浅部低周波イベン

トについて確認されたのは初めてである。さらに、本研究による観測網の近傍で行われていた広帯域海底地震観測と連携することにより、トラフ付近の低周波イベントが、日本列島側のプレートと沈み込む海洋プレートの境界付近で発生していることが明らかになった。これらの結果は、海洋プレートが沈み込み始めた領域でのプレート境界の特性の解明に資すると共に、来る東南海地震、南海地震の震源域を想定するにあたって、重要な情報である。

(b) 業務の実施方法

1) 観測点配置に関する調整

これまでに行われた研究で得られた成果などを考慮し、紀伊半島潮岬沖及び紀伊水道沖の海域で海底地震観測を実施した。本研究テーマでは、海底に海底地震計を設置するために、地震計の設置作業にあたっては、現地関係機関（者）等と作業概要等の連絡調整を実施したほか、海上保安庁への海上作業届を提出した。

2) 広帯域海底地震計等の整備

東京大学地震研究所所有の広帯域海底地震計及び高精度水圧計による観測に向けて動作確認と組み立て等の整備を東京大学地震研究所で実施した。また、音響通信制御装置、GPS時計制御システム、海底地震観測用GPS測位システム等の設置作業支援装置についても動作試験等を行い総合的な整備を実施した。

3) 広帯域海底地震計等の回収・設置

平成20年12月に開始した、広帯域海底地震計と長期観測型海底地震計を用いた繰り返し観測は平成25年2月まで実施した。また、一部の広帯域地震計には高精度水圧計を搭載した。海底地震計の設置・回収作業には地震研究所による備船を使用した。

(c) 業務の成果

南海トラフ沿いでは、ほぼ100年周期でマグニチュード8クラスの地震が繰り返して発生してきていることが歴史記録からわかってきている(図1, Mochizuki and Obana, 2003¹⁾)。最近の活動である1944年と1946年の地震では、地震学的データにより、震源域の推定が行われている(例えば, Kanamori, 1972, Ishibashi, 1981)。さらに測地学的な研究により、現在、震源域はほぼ固着していることが推定されている(例えば, Mazzotti *et al.*, 2000)。一方、陸上からの地震観測、室戸沖における短期の海底地震計を用いた地震観測(例えば Obana *et al.*, 2003)及び文部科学省委託研究「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」⁶⁾から、微小地震も含めて、南海トラフでの地震活動は非常に低いことがわかっている。さらに、文部科学省委託研究「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」(文部科学省・ほか、2008)により、南海地震の震源域である紀伊水道下では、微小地震が沈み込むフィリピン海プレート内で発生していることが明らかにされている。また、南海トラフでは、低周波地震・微動が発生することが知られており(図2, Ito and Obara, 2006)、その発生メカニズムの解明と、地震発生との関係が注目されている。紀伊半島沖は、

東南海地震及び南海地震の震源（破壊開始点）であると同時に、両地震の震源域が接する境界域にあたっている。南海地震と東南海地震の境界域である紀伊半島沖において、広帯域海底地震観測を行うことは、低周波地震に代表される特異なイベントを含む地震の精密な震源分布など、地殻活動を明らかにするために重要である。また、紀伊水道沖の海域では沈み込む海山の存在が指摘されている(Kodaira *et al.*, 2000)。こういった構造的特徴と低周波イベントの関係をj知ることは南海トラフでのフィリピン海プレート沈み込みを理解する上で重要である。そこで、本研究テーマでは、紀伊半島周辺海域において、広帯域海底地震計を含む長期観測型海底地震計を用いた繰り返し連続観測により、稠密な海底地震観測網を構築し、海洋プレート沈み込みに伴う地殻活動を明らかにすることを目的とし、東南海地震南海地震連動性評価に資することを目的としている（図3）。

平成20年度は、広帯域海底地震計及び長期観測型海底地震計の動作確認と組み立て等の整備を東京大学地震研究所で実施し、平成20年12月23日に東南海地震及び南海地震の震源（破壊開始点）であると同時に、両地震の震源域が接する境界域にあたっている紀伊半島潮岬沖の海域で観測を開始した（図4及び表1）。本業務で用いている広帯域海底地震計は、チタン合金製の直径65cmの球型耐圧容器、マイクロコンピュータ制御のジンバルシステム（姿勢制御機構）を持つ固有周期360秒の広帯域3成分地震計、24ビットのダイナミックレンジを持つデジタル収録式レコーダ、音響通信制御装置などから構成されており、1年間以上の連続観測が可能である。電源には1年間の観測のために大容量のリチウム電池を組み合わせて使用しており、このうち音響通信制御装置向けを除いた、ジンバルシステム、地震計、レコーダ用の組電池の製作は東京大学地震研究所において実施した。また、本業務においては継続的に設置・回収作業を実施するため、音響通信制御装置、GPS時計制御システム、海底地震観測用GPS測位システム等の船上作業支援装置についても地震計の整備と併せて総合的な整備を実施した。海底地震計を船舶に搭載した後、地震計の最終調整を行い（写真1）、3台の広帯域海底地震計と6台の長期観測型海底地震計を設置した。設置作業には地震研究所の備船として株式会社オフショアオペレーション所有の「第12海工丸」を用いた。なお、本研究における観測の実施にあたっては、すべての年度において、関係機関（者）等との調整を行った。

平成21年11月23日から24日にかけて、平成20年度に設置した海底地震計の回収作業を行い、初年度の観測を終了した。続けて同航海において、平成21年11月25日に海底地震計を海山が沈み込んでいると考えられる紀伊水道沖の海域(Kodaira *et al.*, 2000)に設置し、紀伊水道沖での海底地震観測を開始した（図4及び表1）。観測には高精度水圧計搭載型広帯域地震計3台と長期観測型海底地震計5台の合計8台の海底地震計を使用した。回収及び設置作業には、地震研究所の備船として株式会社オフショアオペレーション所有の「第12海工丸」を用いた。

平成23年2月1日から2日にかけて、平成21年度に設置した海底地震計の回収作業を行い、観測を終了した。さらに、平成22年度の観測は観測の継続性を考慮し、平成21年度と同海域に、平成22年2月に広帯域海底地震計5台を設置し、観測を継続した（図4及び表1）。設置した広帯域海底地震計のうち1台には高精度水圧計を搭載した（写真2）。回

収及び設置作業には地震研究所の備船として株式会社オフショアオペレーション所有の「第5海工丸」を用いた。また、平成22年度は、長期海底地震観測で得られた大量な地震データを解析するために、処理システムの拡張を行い、データ処理能力を向上させた。

平成24年2月24日から25日にかけて、平成22年度に設置した海底地震計の回収作業を行った。さらに、同航海において、これまでの観測との継続性を考慮し、同じ紀伊水道沖の海域に、平成24年2月25日に3台の広帯域海底地震計を設置した(写真3及び表1)。回収及び設置作業には地震研究所の備船として、株式会社オフショアオペレーション所有の「第12海工丸」を用いた。平成24年2月の航海では、4台の広帯域海底地震計を設置する計画であったが、1台の広帯域地震計には設置時に不具合が発生したため、平成24年3月13日に地震研究所の備船として「第12海工丸」を用い、再度設置作業を行い、観測網を構築した。4台の広帯域海底地震計のうち2台の広帯域地震計には高精度水圧計を搭載している。平成21、22、23年度は、同一の観測点に海底地震計を設置し、観測の継続性を考慮した繰り返し観測とした。

平成25年2月に、地震研究所の備船として株式会社オフショアオペレーション「第12海工丸」を用いて平成22年度に設置した海底地震計の回収作業を行い、本計画による全観測を終了した。

回収した広帯域海底地震計で得られたデータには、通常型の海底地震計で得られる高周波記録では見られない、10~100秒の低周波成分が卓越したイベントが記録されていた(図5、6)。広帯域地震データからスペクトルを計算すると(図7)、通常地震では見られない、低周波成分が卓越しているイベントであることがわかった。また、2009年3月22日から4月11日までに発生した低周波イベント数の時間変化を調べた(図8、9)。低周波イベントは22日から活動が開始し、9日間顕著な活動が続いた後、一旦活動が低調になった。その後、再び2日間のやや活発な活動が発生するといった特徴が見られた。さらに低周波イベントと潮汐による海底下の体積ひずみ変化を比較すると、低周波イベントの発生が、潮汐と密接な関係があることがわかった。潮汐と低周波イベント活動の関係は、東太平洋海膨や、四国深部で発生する深部低周波地震などでは、確認されていたが、海洋プレートが沈み込むトラフ付近の浅部低周波イベントについて確認されたのは初めてである。さらに、この低周波イベントの震源決定を行い、震央分布を求めた(図10)。震央決定にあたっては、海底地震観測網だけではなく、気象庁が東海沖に設置しているケーブル式地震計の記録も決定に使用した。その結果、これらの低周波イベントが、トラフ付近から熊野灘にかけて、発生したことが明らかになった(図10)。

回収された広帯域海底地震計に搭載した高精度水圧計のデータは Leroy and Parthiot (1998) の式を用いて水深に変換した。水深に変換したデータを BAYTAP-G (Tamura *et al.*, 1991) を用いて解析し、潮汐成分、トレンド(ドリフト)成分、イレギュラー成分に分解した(図11)。トレンド成分にはセンサー固有の特性によるドリフト成分が含まれている。イレギュラー成分には、平成22年2月28日付近に大きな変動が含まれている。これは、2月27日15時34分(日本時間)に南米チリ沖で発生したマグニチュード8.8の地震による、津波の影響であると考えられる。また、高精度水圧計の記録には、平成22年3月に発生した東北地方太平洋沖地震(マグニチュード9.0)により発生した地震動や津波による圧力

変化が見られる（図 12）。

これまで実施された観測データの解析結果からは、低周波イベントは、周期約 10 秒をピークとする比較的広い周波数成分を持っていること、低周波イベントの発生が、潮汐と密接な関係があること、さらに、トラフ付近の低周波イベントが、日本列島側のプレートと沈み込む海洋プレートの境界付近で発生していることなどが明らかになり、海洋プレートが沈み込み始めた領域でのプレート境界の特性の解明に資すると共に、来る東南海地震、南海地震の震源域を想定するにあたって、重要な情報を得る事ができた。

表1 本研究業務で設置した海底地震計の投入位置

観測点名	海底地震計	設置日	設置位置 (WGS84)			記録収録設定情報		
			年月日	緯度	経度	水深	切離コード	記録開始
NRA01	広帯域	2008/12/23-16:56:52	32-57-51.96	135-48-24.36	2476	500	2008/12/24-09:00:00	2009/12/01-09:00:00
NRA02	1Hz	2008/12/23-15:35:34	33-06-01.02	135-57-06.42	2256	688	2008/12/24-09:00:00	2009/12/01-09:00:00
NRA03	1Hz	2008/12/23-21:51:41	32-47-27.18	135-53-22.44	3222	670	2008/12/24-09:00:00	2009/12/01-09:00:00
NRA04	1Hz	2008/12/23-17:59:40	32-55-41.52	136-01-36.18	3565	692	2008/12/24-09:00:00	2009/12/01-09:00:00
NRA05	広帯域	2008/12/23-14:10:32	33-04-12.72	136-09-02.40	2622	515	2008/12/24-09:00:00	2009/12/01-09:00:00
NRA06	1Hz	2008/12/23-22:59:20	32-36-45.90	135-57-38.94	4646	673	2008/12/24-09:00:00	2009/12/01-09:00:00
NRA07	広帯域	2008/12/23-20:27:38	32-45-35.10	136-06-14.88	4253	532	2008/12/24-09:00:00	2009/12/01-09:00:00
NRA08	1Hz	2008/12/23-19:00:00	32-53-06.48	136-14-36.78	3774	689	2008/12/24-09:00:00	2009/12/01-09:00:00
NRA09	1Hz	2008/12/23-23:54:22	32-35-22.26	136-10-11.10	4598	690	2008/12/24-09:00:00	2009/12/01-09:00:00
NRB01	広帯域	2009/11/25-16:50	33-01-49.81	135-05-51.40	1754	531	2009/11/25-23:55:00	2010/11/27-00:00:00
NRB02	1Hz	2009/11/25-19:13	32-56-05.70	134-54-55.46	1858	674	2009/11/25-23:55:00	2011/01/01-00:00:00
NRB03	1Hz	2009/11/25-15:36	32-56-44.70	135-17-11.63	2191	675	2009/11/25-23:55:00	2011/01/01-00:00:00
NRB04	1Hz	2009/11/25-18:00	32-51-02.81	135-06-15.12	2431	691	2009/11/25-23:55:00	2011/01/01-00:00:00
NRB05	広帯域	2009/11/25-20:28	32-50-18.41	134-44-00.47	1602	535	2009/11/25-23:55:00	2010/11/27-00:00:00
NRB06	1Hz	2009/11/25-21:32	32-45-17.46	134-55-18.36	3662	684	2009/11/23-01:55:00	2011/01/01-00:00:00
NRB07	1Hz	2009/11/23-23:32	32-45-54.89	135-17-34.66	3218	687	2009/11/26-03:55:00	2011/01/01-00:00:00

表1 (つづき)

NRB08	広帯域	2009/11/25-22:34	32-40-11.95	135-06-39.95	4381	533	2009/11/26-03:55:00	2010/11/27-00:00:00
NRC02	広帯域	2011/02/01-18:07:15	32-56-05.81	134-54-55.31	1779	618	2011/02/02-23:55:00	2012/02/01-00:00:00
NRC04	広帯域	2011/02/02-01:11:00	32-51-03.30	135-06-14.59	2431	616	2011/02/02-23:55:00	2012/02/01-00:00:00
NRB05	広帯域	2011/02/01-20:22:10	32-50-18.54	134-44-01.88	1628	532	2011/02/02-23:55:00	2012/02/01-00:00:00
NRB06	広帯域	2011/02/01-22:37:50	32-45-17.33	134-55-18.40	3662	619	2011/02/02-23:55:00	2012/02/01-00:00:00
NRB08	広帯域	2011/02/02-03:51:55	32-40-11.98	135-06-39.97	4386	621	2011/02/02-23:55:00	2012/02/01-00:00:00
NRD02	広帯域	2012/03/13-14:34:10	32-56-05.69	134-54-55.55	1861	529	2012/03/13-19:55:00	2012/11/01-00:00:00
NRD04	広帯域	2012/02/25-01:45:26	32-51-01.63	135-06-14.53	2428	527	2012/02/25-03:55:00	2012/11/01-00:00:00
NRD06	広帯域	2012/02/24-19:52:18	32-45-17.37	134-55-18.15	2439	611	2012/02/24-23:55:00	2012/11/01-00:00:00
NRD08	広帯域	2012/02/24-22:52:42	32-40-12.42	135-06-40.41	4381	528	2012/02/25-23:55:00	2012/11/01-00:00:00

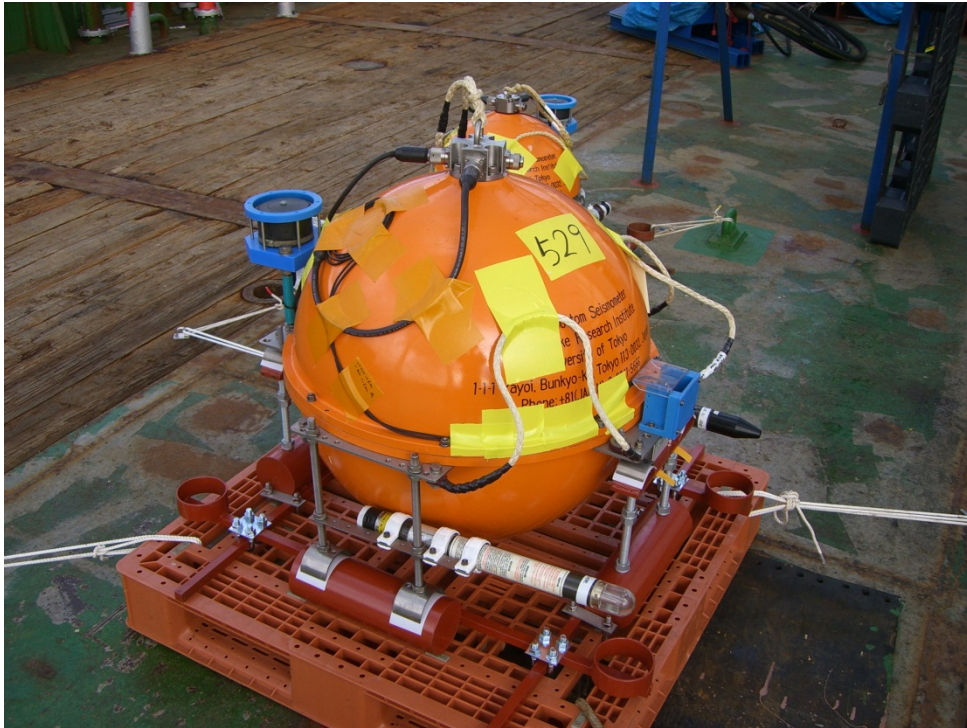


写真1 最終調整が完了し、設置する船舶の甲板上の海底地震計

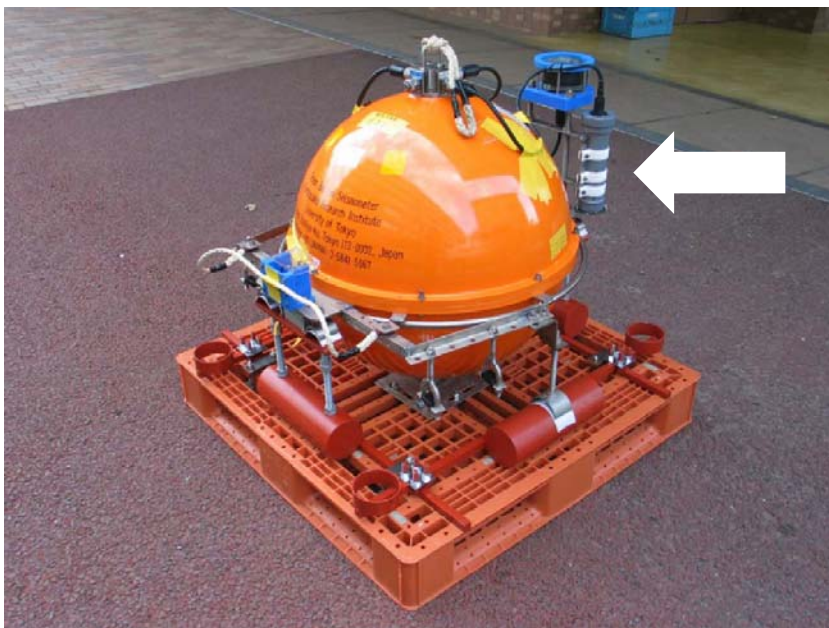


写真2 広帯域海底地震計に装着した高精度水圧計(白矢印により示す)

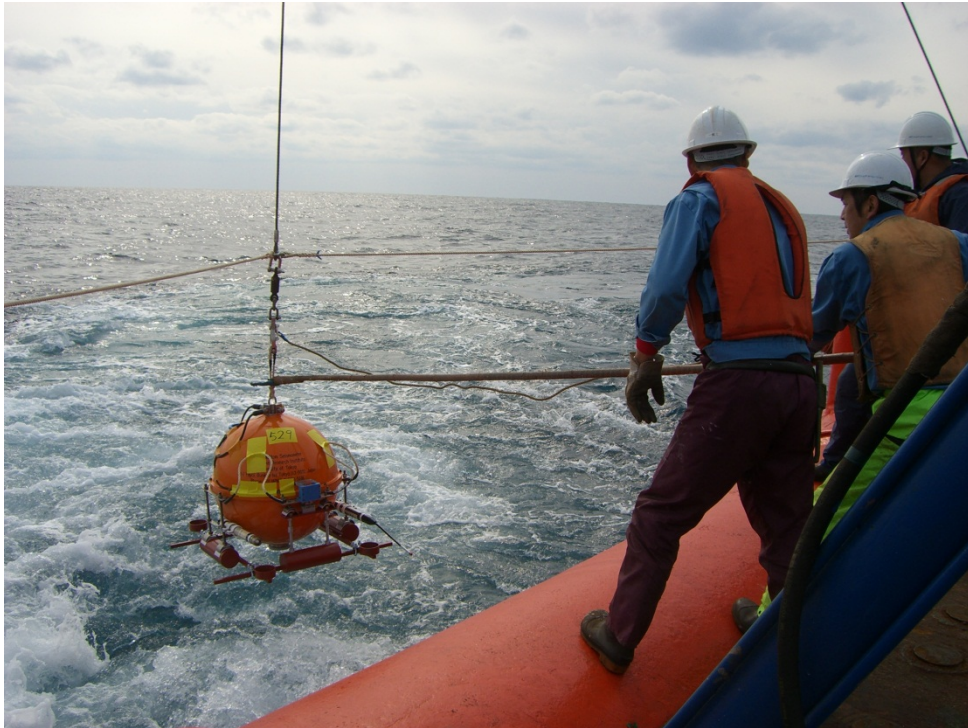


写真3 広帯域型海底地震計の投入風景

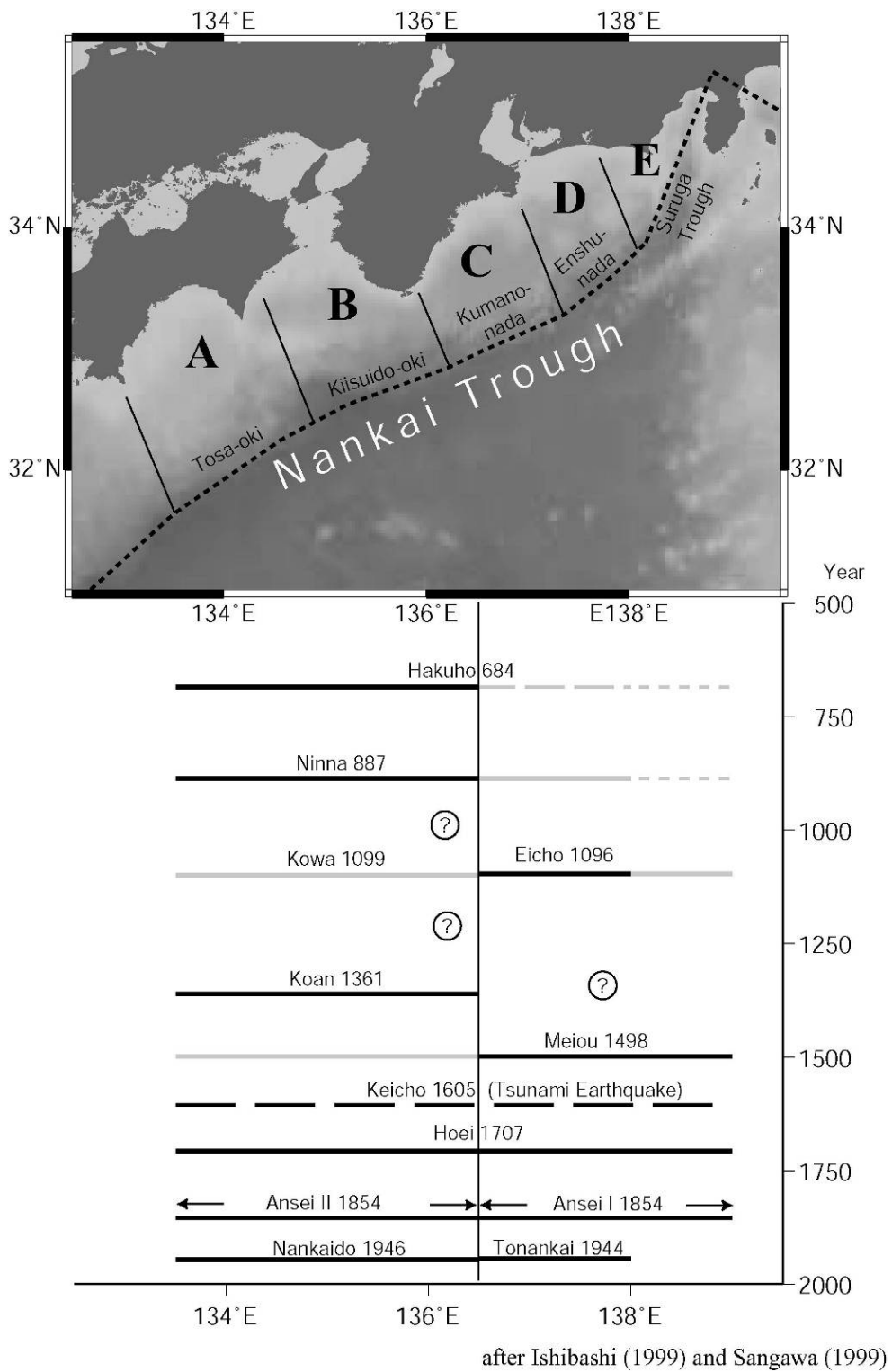


図1 南海トラフでの歴史地震 [Mochizuki and Obana, 2003]

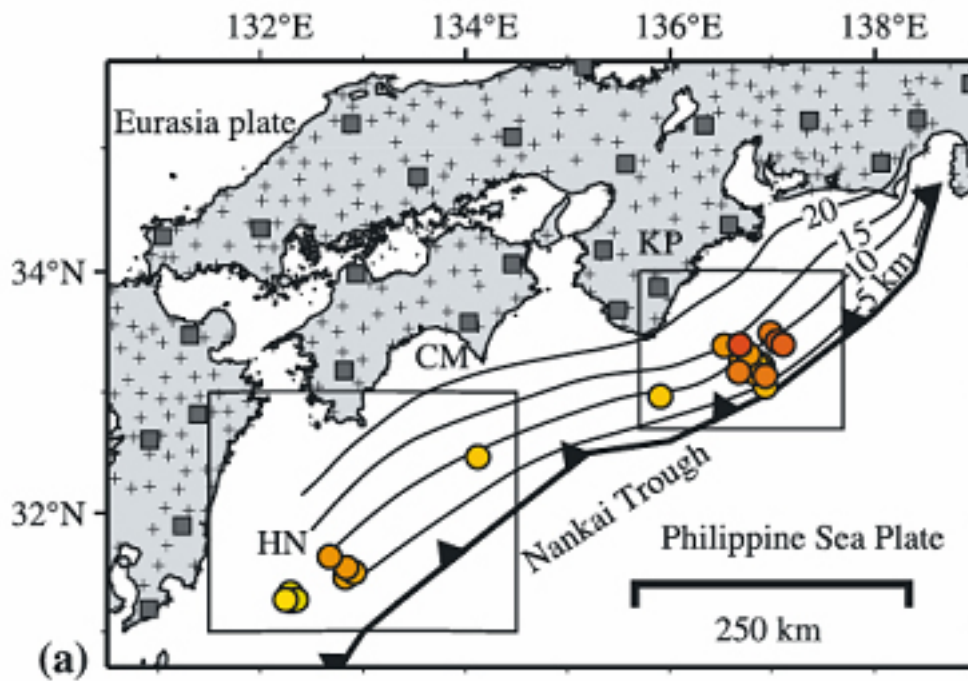


図2 南海トラフでの低周波イベント [Ito and Obara, 2006]

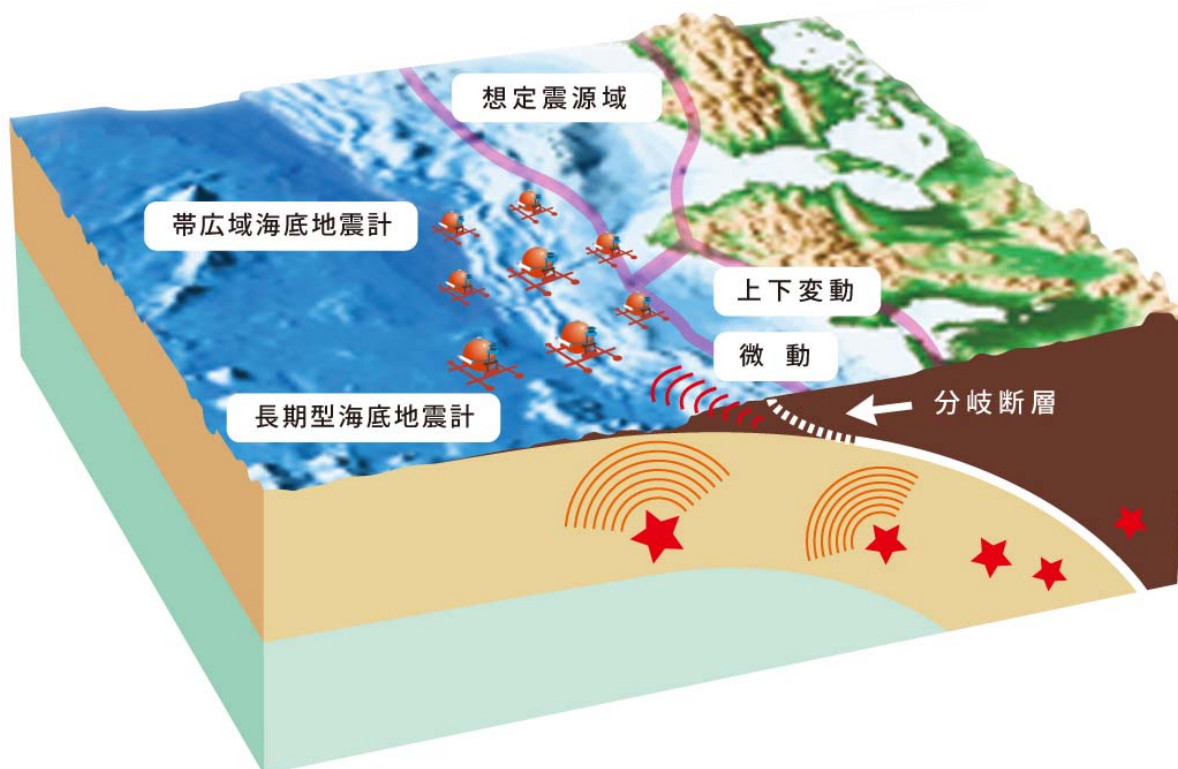


図3 広帯域海底地震計及び長期観測型海底地震計を用いた観測手法の概念図

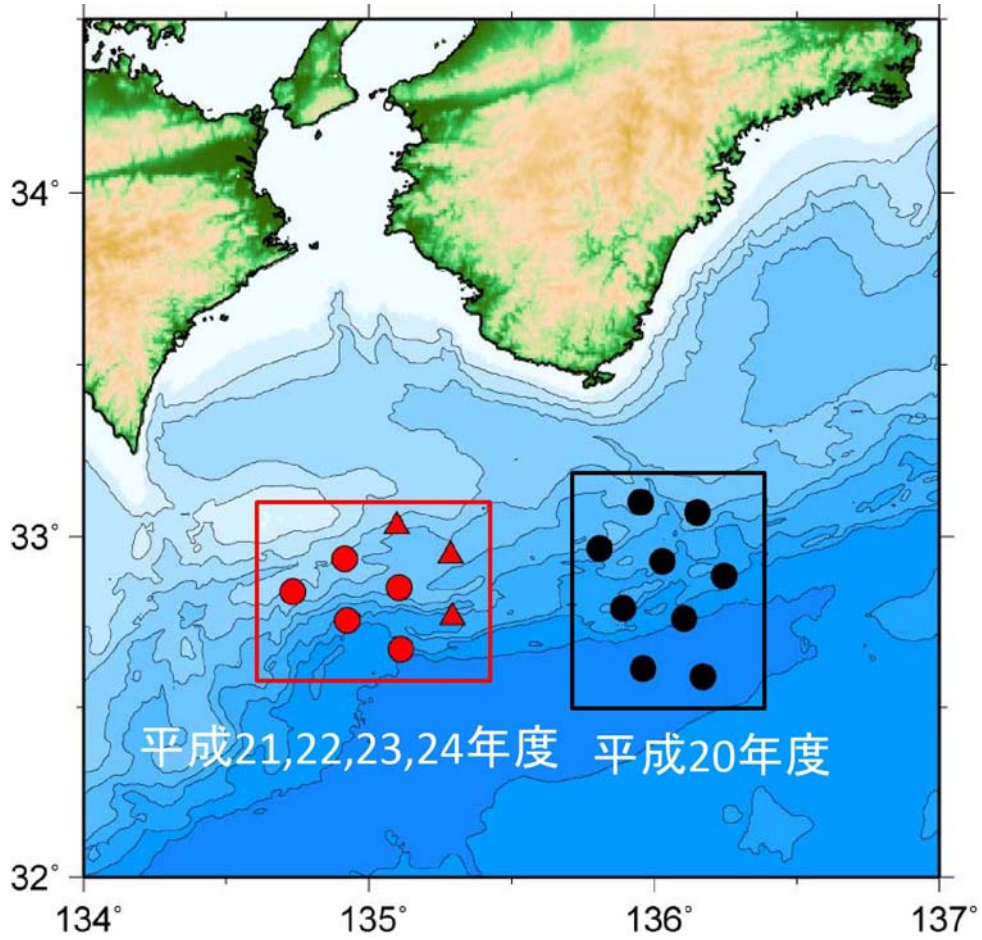


図4 広帯域海底地震計と長期観測型海底地震計の設置位置
 平成20年度は潮岬沖の海域で、平成21年度から24年度は紀伊水道において観測を実施した。

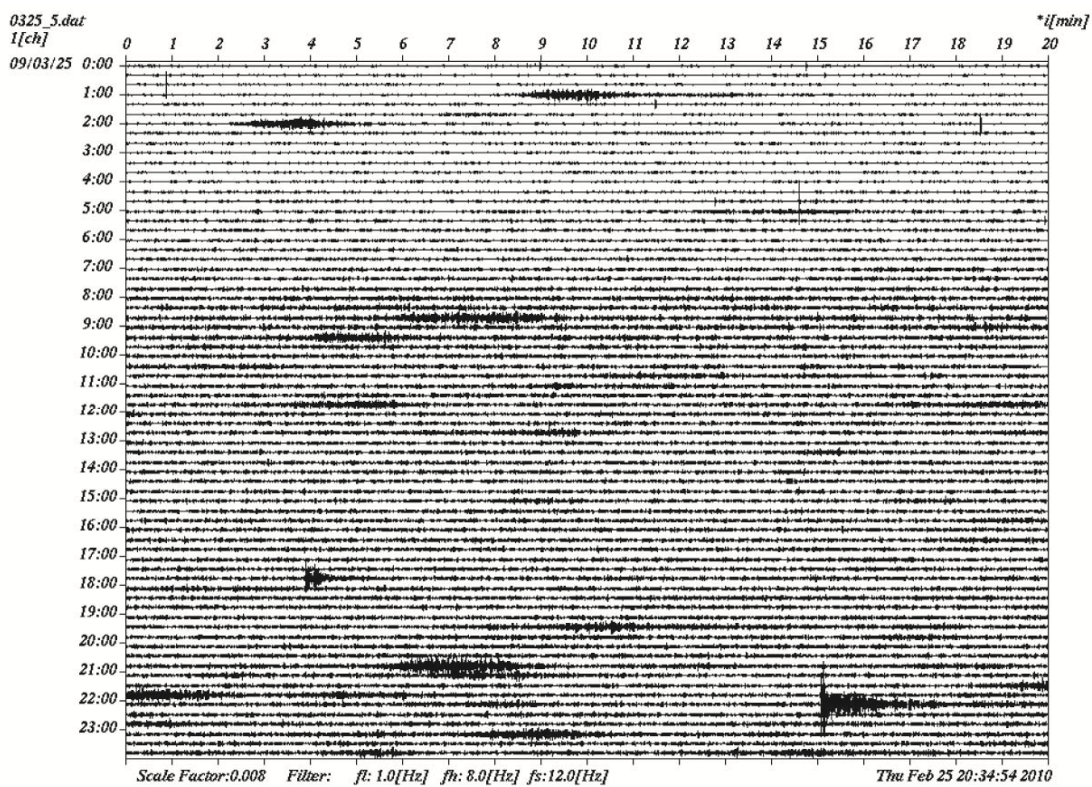


図5 広帯域海底地震計の短周期記録
平成 21 年 3 月 25 日の 1 日分の記録。1 ~ 8 Hz のバンドパスフィルターを施してある。

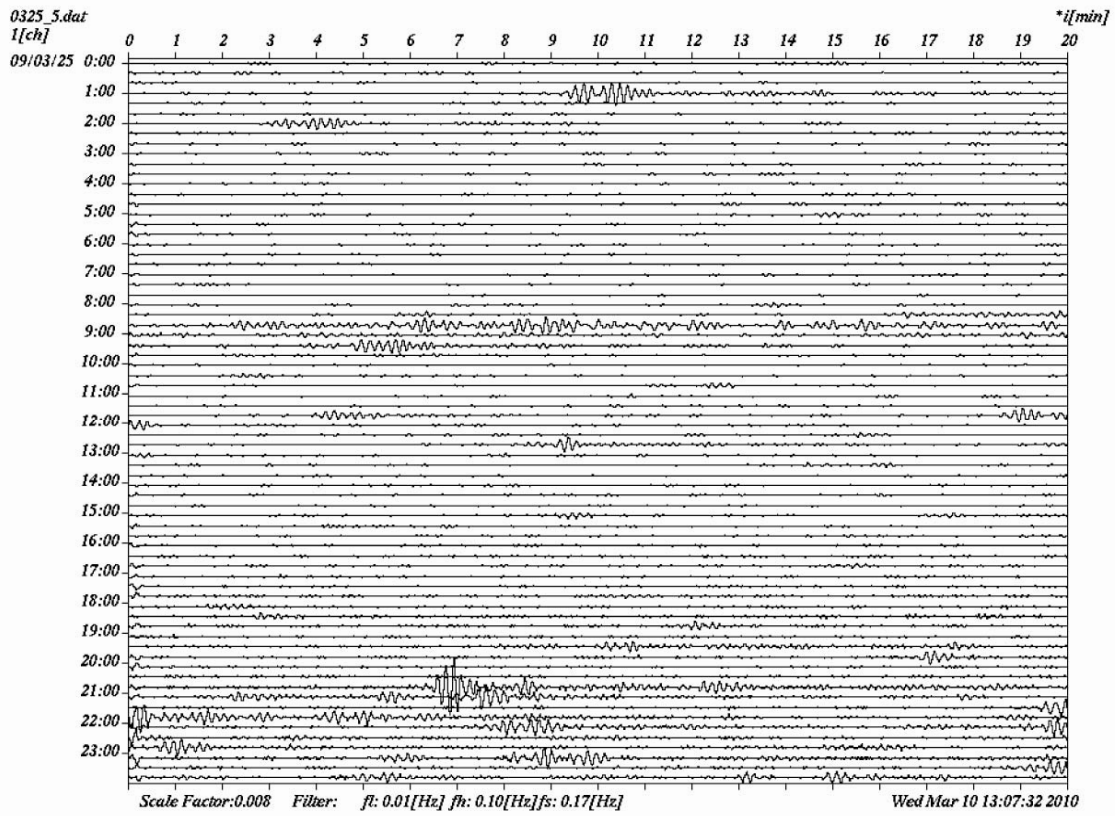


図6 広帯域海底地震計の長周期記録
 平成 21 年 3 月 25 日の 1 日分の記録。10～100 秒のバンドパスフィルターを施してある。

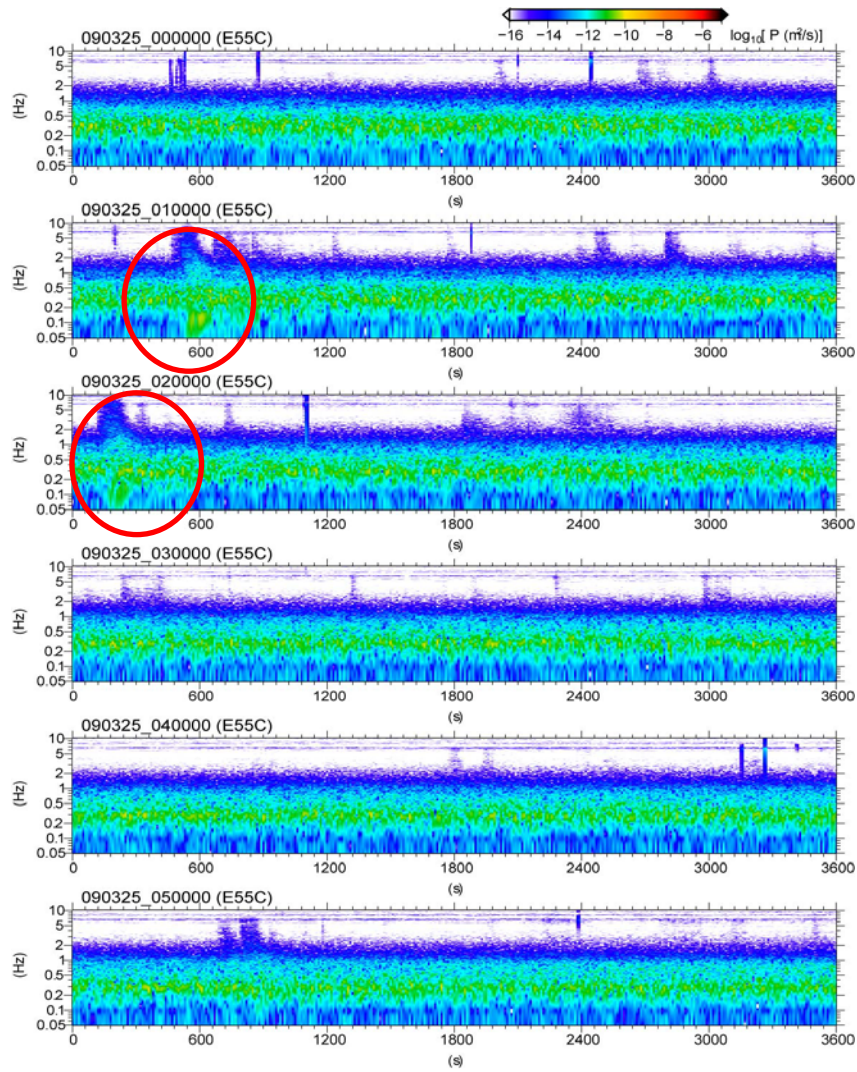


図7 広帯域地震記録から得られたスペクトル
 平成 21 年 3 月 25 日の午前 0 時から 6 時までのスペクトル。縦軸は周波数を、横軸は時間を表わす。赤丸内に低周波イベントと考えられるスペクトル変化を示す。

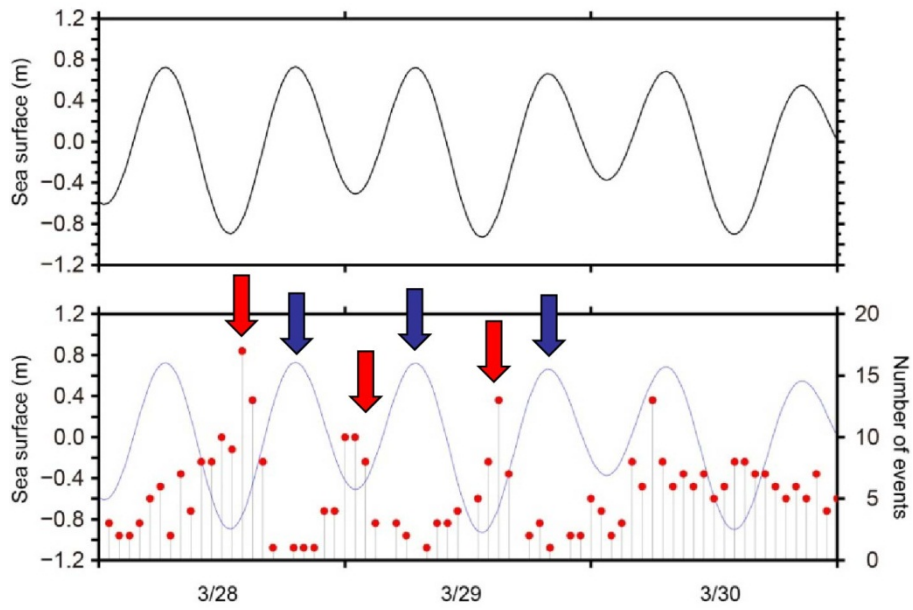


図8 平成21年3月21日から4月11日までの低周波イベントの発生数の時間変化と海面変動の比較。縦軸は1時間あたりの低周波イベント及び海面変動の大きさを、横軸は時間を表わす。

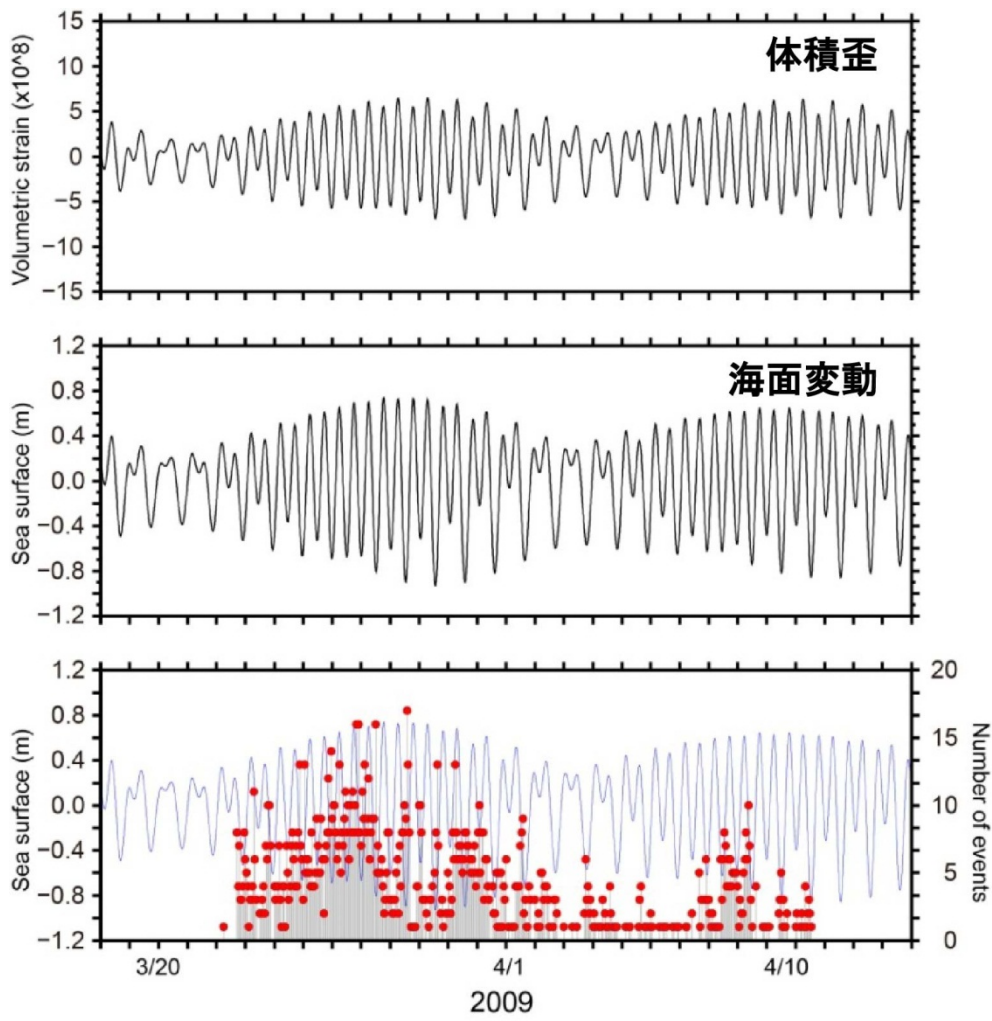


図9 平成21年3月21日から4月11日までの低周波イベントの発生数の時間変化、海面変動、体積ひずみとの比較。縦軸は1時間あたりの低周波イベントを、横軸は時間を表わす。

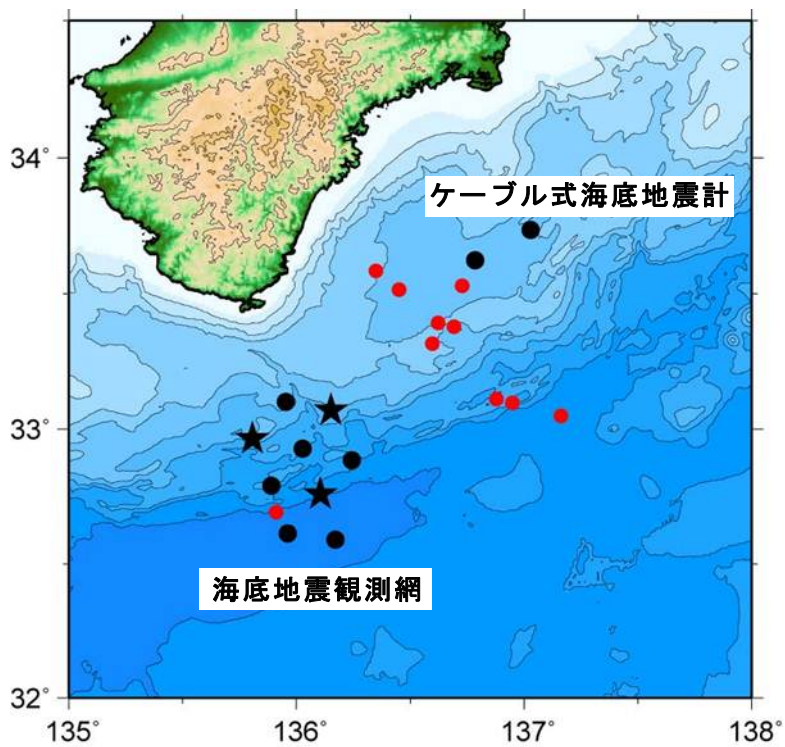


図 10 低周波イベントの震源分布。赤丸は低周波地震の震央位置を、黒星、黒丸は地震計の位置を示す。平成 21 年 3 月から 4 月にかけて活発化した低周波地震について、震源決定を行った。この際、海底地震観測網のデータだけではなく、気象庁が東海沖に設置しているケーブル式海底地震計の記録も震源決定に使用した。

NRB01

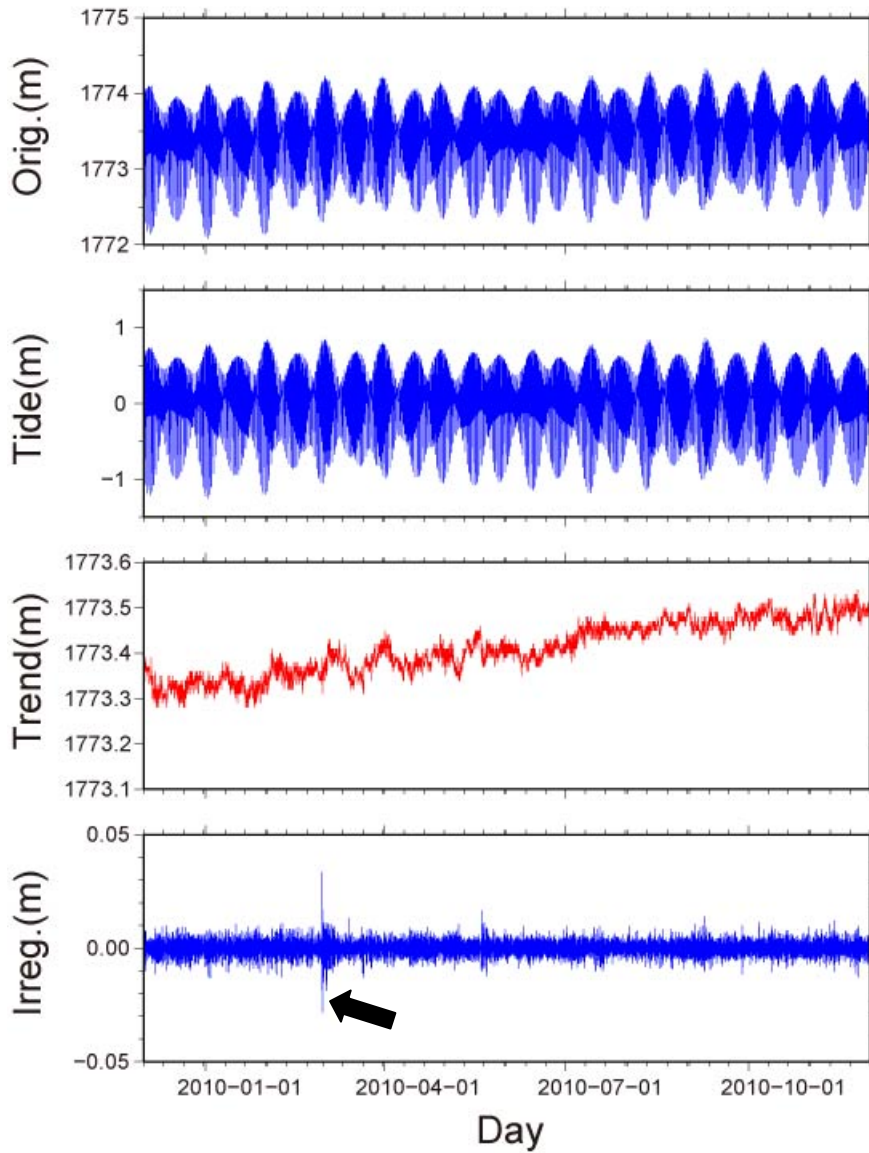


図 11 観測点 NRB01 で得られた平成 21 年 12 月 1 日から平成 22 年 12 月 1 日までの水深データと BAYTAP-G により分解された各成分。上から順に観測データ、潮汐成分、トレンド（ドリフト）成分、イレギュラー成分を示す。横軸は時間を示す。図中の矢印は平成 22 年 2 月 27 日 15 時 34 分（日本時間）に南米チリ沖で発生したマグニチュード 8.8 の地震による、津波の到達を示す。

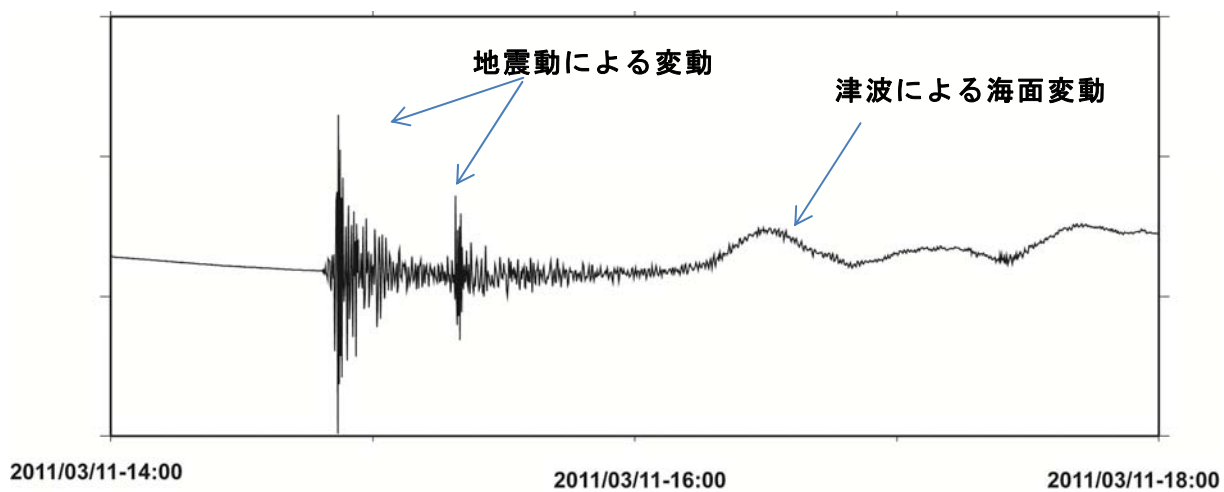


図 12 平成 23 年 3 月 11 日 14 時から 18 時までの高精度水圧計の記録。圧力計の記録には地震動による変動を記録したあとに津波による海面の変動を記録したと思われる圧力変化が見られる。

(d) 結論ならびに今後の課題

平成 20 年度から平成 24 年度にかけて紀伊半島潮岬沖及び紀伊水道沖で、広帯域海底地震計と長期観測型海底地震計を用いた地震観測を実施した。さらに一部の広帯域地震計には高精度水圧計を搭載し、より長周期の変動を記録する事を目的とした。得られた広帯域地震記録及び精密水圧記録には、多くの低周波のイベントが記録されていた。また、平成 22 年 2 月に発生した南米チリ沖の地震、平成 23 年 3 月に発生した東北地方太平洋沖地震の津波が、水圧計に明瞭に記録されていた。平成 21 年 3 月には、観測網近傍で活発な低周波イベント活動が発生した。その記録から、低周波イベントは、周期約 10 秒をピークとする比較的広い周波数成分を持っているなどのトラフ付近で発生する低周波イベントの周波数スペクトル構造を明らかにした。低周波イベント発生数の時間変化を調べた結果、低周波イベントは 9 日間の顕著な活動が続いた後、一旦活動が低調になり、その後再度やや活発な活動が発生するといった特徴が見られることがわかった。さらに低周波イベントと潮汐による海底下の体積ひずみ変化を比較すると、低周波イベントの発生が、潮汐と密接な関係があることがわかった。潮汐と低周波イベント活動の関係は、東太平洋海膨や、四国深部で発生する深部低周波地震などでは、確認されていたが、海洋プレートが沈み込むトラフ付近の浅部低周波イベントについて確認されたのは初めてである。さらに、本研究による観測網の近傍で行われていた広帯域海底地震観測と連携することにより、トラフ付近の低周波イベントが、日本列島側のプレートと沈み込む海洋プレートの境界付近で発生していることが明らかになった。これらの結果は、海洋プレートが沈み込み始めた領域でのプレート境界の特性の解明に資すると共に、来る東南海地震、南海地震の震源域を想定するにあたって、重要な情報である。

1944 年に発生した東南海地震の震源及び 1946 年に発生した南海地震の震源に近く、東南海地震と南海地震の震源域の境界域にあたりと考えられている紀伊半島沖において、トラフ付近で低周波イベントが発生しており、その活動の詳細が明らかになってきた。平成 23 年東北地方太平洋沖地震では、海溝付近のプレート境界が大きく滑り、大津波の発生につながったことが明らかになりつつある。来る東南海地震や南海地震においても、フィリピン海プレートが沈み込み始めるトラフ近傍のプレート境界の挙動を推測することは、沈み込みの科学にとっても、防災上でも重要である。そのためには、今回の観測で明らかになった低周波イベント活動について、そのより正確な活動を把握する必要がある。今後は、本観測研究業務で得られた連続波形データを用いて、より正確な低周波イベントの活動を把握するとともに、広帯域地震計や精密水圧計を用いた広帯域地震観測を、トラフ付近において継続し、その実体をより正確に明らかにすると共に、長期間にわたる活動の時間変化を明らかにすることが重要であると考えられる。

(e) 引用文献

- 1) Mochizuki, K., and K. Obana, Seismic Activities along the Nankai Trough, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 78, 185-195, 2003.
- 2) Kanamori, H., Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 5, 129-139, 1972.
- 3) Ishibashi, K., Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, In Simpson, D.W. and P.G. Richards eds.: *Earthquake prediction: An international review*, Maurice Ewing Series 4. AGU, Washington, D.C., 297-332, 1981.
- 4) Mazzotti, S., X. Le Pichon, P. Henry and S. Miyazaki, Full interseismic locking of the Nankai and Japan-west Kurile subduction zones: An analysis of uniform elastic strain accumulation in Japan constrained by permanent GPS, *J. Geophys. Res.*, 105, 13159-13177, 2000.
- 5) Obana, K., S. Kodaira, Y. Kaneda, K. Mochizuki, M. Shinohara, and K. Suyehiro, Micro-seismicity at the seaward updip limit of the western Nankai Trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2002JB002370, 2003.
- 6) 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所・国立大学法人東北大学大学院理学研究科・独立行政法人防災科学技術研究所・独立行政法人海洋研究開発機構、東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究（東南海・南海地震）（日本海溝・千島海溝周辺海溝型地震）（平成19年度）成果報告書、2008.
- 7) Ito, Y. and K. Obara, Dynamic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02311, 2006
- 8) Kodaira, S., N. Takahashi, A. Nakanishi, S. Miura, and Y. Kaneda, Subducted seamount imaged in the rupture zone of the 1946 Nankaido earthquake, *Science*, 289, 104-106, 2000.
- 9) Leroy, C. C. and F. Parthiot, Depth-pressure relationship in the oceans and seas, *J. Acoust. Soc. Am.* 103(3), 1346-1362, 1998.
- 10) Tamura, Y., T. Sato, M. Ooe, and M. Ishiguro, A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion, *Geophys. J. Int.*, 104, 507-516, 1991.

3.4 サブプロジェクト 1-4

陸域機動的地震観測による付加体・プレート境界付近の構造
調査

担当：独立行政法人防災科学技術研究所

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

陸域機動的地震観測による付加体・プレート境界付近の構造調査

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人防災科学技術研究所 地震研究部*	地震観測データセンター長	小原 一成 ¹
同 地震・火山防災研究ユニット	主任研究員	汐見 勝彦
同 地震・火山防災研究ユニット	主任研究員	浅野 陽一
同 地震・火山防災研究ユニット	主任研究員	武田 哲也
同 地震・火山防災研究ユニット	主任研究員	廣瀬 仁 ²
同 地震・火山防災研究ユニット	主任研究員	松澤 孝紀
同 地震・火山防災研究ユニット	研究員	上野 友岳
同 地震研究部	契約研究員	前田 拓人 ¹

現在の所属：1)国立大学法人東京大学地震研究所、2)国立大学法人神戸大学理学研究科

*)地震研究部は、平成23年4月の改組により地震・火山防災研究ユニットとなった

(c) 業務の目的

南海トラフ地震の想定震源域周辺の陸域において、巨大地震セグメント境界の陸域深部延長部におけるプレート境界付近の構造異常を調査し、セグメント境界との関連性及び連動性を評価するとともに、陸域を含むプレート境界面の形状や特徴を明らかにする。また、付加体形成過程と超低周波地震との関連性を明らかにするため、超低周波地震の発生メカニズム解決の高精度化を行う。

(d) 5ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成20年度：

紀伊半島沖から紀伊水道沖にかけて発生する浅部超低周波地震の検知能力及び震源パラメータ決定精度を高めるため、紀伊半島南部に広帯域地震計を用いた長期機動観測点を2点設置した。レシーバ関数解析に基づいてプレート境界付近の構造を調査するため、既存定常観測点で観測された遠地地震等の波形記録を収集した。

2) 平成21年度：

紀伊半島に設置した2箇所の長期機動観測点を運用した。加えて、西南日本に広帯域地震計を用いた長期機動観測点を増強し、紀伊半島沖から日向灘にかけて発生する浅部超低周波地震の検知能力及び震源パラメータ決定精度を高めるとともに、レシーバ関数解析に基づいてプレート境界付近の構造を調査するための遠地地震等の波形記録の収集・解析を行った。

3) 平成22年度：

平成 21 年度までに、紀伊半島及び四国・九州地方に設置した 5 箇所の長期機動観測点を運用するとともに、東海地方西部に広帯域地震計を用いた長期機動観測点を増強することにより、紀伊半島東方沖から日向灘にかけて発生する浅部超低周波地震の検知能力及び震源パラメータ決定精度を高めた。これまでに収集された遠地地震等の波形記録をレシーバ関数解析に供することにより、陸域下におけるスラブ形状を把握するための調査解析を進めた。西南日本で発生する深部低周波微動活動は、プレート境界付近でセグメントに分かれて活動が繰り返される。その活動様式ならびに地下構造との関連要因を調査するため、深部低周波微動活動が活発な地域において、機動観測を開始した。

4) 平成 23 年度 :

平成 22 年度までに設置した 6 箇所の長期機動型広帯域地震観測点を運用することにより、紀伊半島東方沖から日向灘にかけて発生する浅部超低周波地震の検知能力及び震源パラメータ決定精度を維持した。これらの機動観測点及び基盤的地震観測網等でこれまでに収集された遠地地震の波形記録をレシーバ関数解析に供することにより、紀伊半島下におけるスラブ境界付近の構造の地域的特徴を把握するための調査解析を進めた。西南日本で発生する深部低周波微動の活動様式ならびに地下構造との関連要因を調査するため、深部低周波微動活動が活発な地域において機動観測を行い、データ解析を進めた。

5) 平成 24 年度 :

平成 22 年度までに設置した長期機動型広帯域地震観測点を運用し、紀伊半島東方沖から日向灘にかけて発生する浅部超低周波地震の検知能力及び震源パラメータ決定精度を維持した。これらの長期機動型広帯域地震観測点及び基盤的地震観測網等でこれまでに収集された遠地地震の波形記録のレシーバ関数解析により、陸域下におけるスラブ境界付近の構造の特徴を把握した。深部低周波微動活動が活発な地域における臨時機動観測データを解析することにより、深部低周波微動や微小地震の活動様式ならびに地下構造との関連を調査した。各機動観測施設について、年度末までに機材を撤収し、原状復帰した。

(2) 平成 20～24 年度の成果

(a) 業務の要約

本件で設置した広帯域地震計を用いた長期機動観測点 6 点及び広帯域地震観測網 F-net を用いた浅部超低周波地震のモニタリング解析を行った。観測データに波形相関解析に基づく新たな解析方法を適用したところ、推定震央位置の精度が飛躍的に向上し、日向灘から足摺岬沖にかけて発生する浅部超低周波地震の詳細な活動状況が明らかとなった。また、上記長期機動観測点に加え、周辺に整備されている定常観測点で観測された遠地地震記録にレシーバ関数解析を適用し、検討を進めた結果、紀伊水道周辺でプレートが断裂している可能性があることを確認し、その仮定に基づく海洋モホ面形状モデルを提唱した。また、紀伊半島下における海洋モホ面における地震波速度の差は、スラブが沈み込むにつれて小さくなること、深部低周波微動が発生している周辺よりも深部でほぼ一定になることを発見した。

(b) 業務の成果

1) 長期機動型広帯域地震観測点の整備

a) 観測点設置の目的

南海トラフ沿いで発生する海溝型巨大地震である東南海地震と南海地震は、歴史資料や津波堆積物の解析等から、100 から 150 年周期で繰り返すこと、両地震が時間的に近接して発生すること、東南海地震が南海地震に先行して発生する傾向があることが知られている（例えば、Ando, 1975; 石橋・佐竹, 1989）。海溝型巨大地震は沈み込む海洋プレートと上盤とのプレート境界で繰り返し発生してきたが、巨大地震と巨大地震の間となる時期では、プレート間が固着してひずみを蓄積する。一方、固着域と海溝の間では、プレート境界付近に海水を多く含む堆積物が介在し、定常的に滑りが発生していると考えられてきた。近年、稠密に展開された地震観測網のデータ解析により、地震性のゆっくりすべり（超低周波地震）がこの領域で発生していることが明らかになった（Obara and Ito, 2005; Ito and Obara, 2006）。このような付加体内で発生する浅部超低周波地震活動は、付加体形成過程の理解につながるだけでなく、プレート境界固着状態のモニタリング指標としての役割も期待される。超低周波地震は、中心周期が十秒以上の微弱な震動から形成されており、防災科研 Hi-net のような固有周期 1 秒程度の地震計を用いた高感度地震観測網で検知することは極めて困難である。このため、既存広帯域地震観測網（F-net）を補完する形で西南日本に広帯域地震計を用いた長期機動地震観測点を設置し、F-net データと統合処理することにより、浅部超低周波地震モニタリングの高精度化に資する。加えて、西南日本下に沈み込むフィリピン海プレート（スラブ）性状把握に必要なデータを提供することを目的とする。

b) 広帯域長期機動観測点の概要

表 1 に、本件で整備した広帯域地震計を用いた長期機動観測点の所在地と観測期間を、図 1 に各観測点の位置を定常観測点の位置と併せて示す。また、写真 1 及び 2 に、建設した長期機動観測点における地震計室の概観を示す。平成 22 年度に整備した赤羽根(N. ABNF)観測点については、外気温の影響を避けるため、地盤を約 1 m 掘削し、その底面にコンクリートを打設して地震計台座とするとともに、地震計室を埋設した（写真 1）。その他の観測点については、地盤を数十 cm 掘り下げた場所に地震計台座を設置し、断熱材を用いて地震計室を構築した（写真 2）。各観測点には、広帯域地震計及び高精度 AD 装置等の観測装置を配置し、形式分解能 27bit、サンプリング周波数 100Hz で連続的にデータを収集した。観測されたデータはリアルタイムで回収し、既存定常観測網データと併せて処理を行った。紀北紀伊長島ほか 4 観測点は 2013 年 2 月に観測を終了したが、赤羽観測点は、高感度地震観測網（Hi-net）敷地に併設する形としており、観測を継続することとした。これらの長期機動型広帯域地震観測点で観測された波形の一例として、2010 年 12 月 25 日（日本時間）にバヌアツ共和国周辺で発生した地震による上下動成分観測記録を図 2 に示す。

表1 広帯域長期機動観測点

コード	観測点名称	所在地	観測期間
N. KKNF	紀北紀伊長島	三重県北牟婁郡紀北町	2009年 3月～2013年 2月
N. TNHF	田辺中辺路	和歌山県田辺市	2009年 3月～2013年 2月
N. NTCF	那賀羽谷	徳島県那賀郡那賀町	2010年 1月～2013年 2月
N. SMKf	西都南方	宮崎県西都市	2010年 1月～2013年 2月
N. NSOF	西之表	鹿児島県西之表市	2010年 1月～2013年 2月
N. ABNF	赤羽根	愛知県田原市	2010年 12月～(継続)

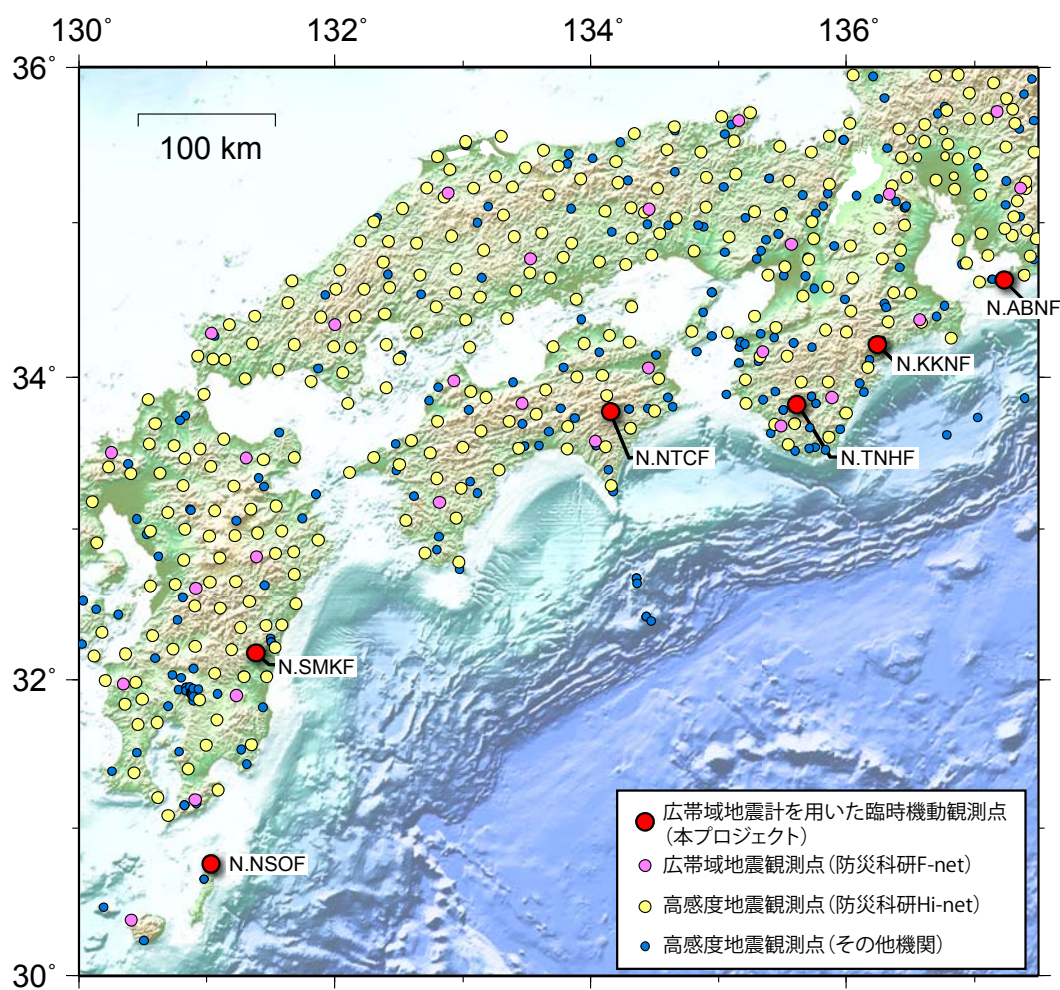


図1 西南日本に設置した長期機動観測点の概略位置と既存定常観測点の分布。



写真1 赤羽根観測点の地震計室



写真2 紀北紀伊長島観測点の地震計室

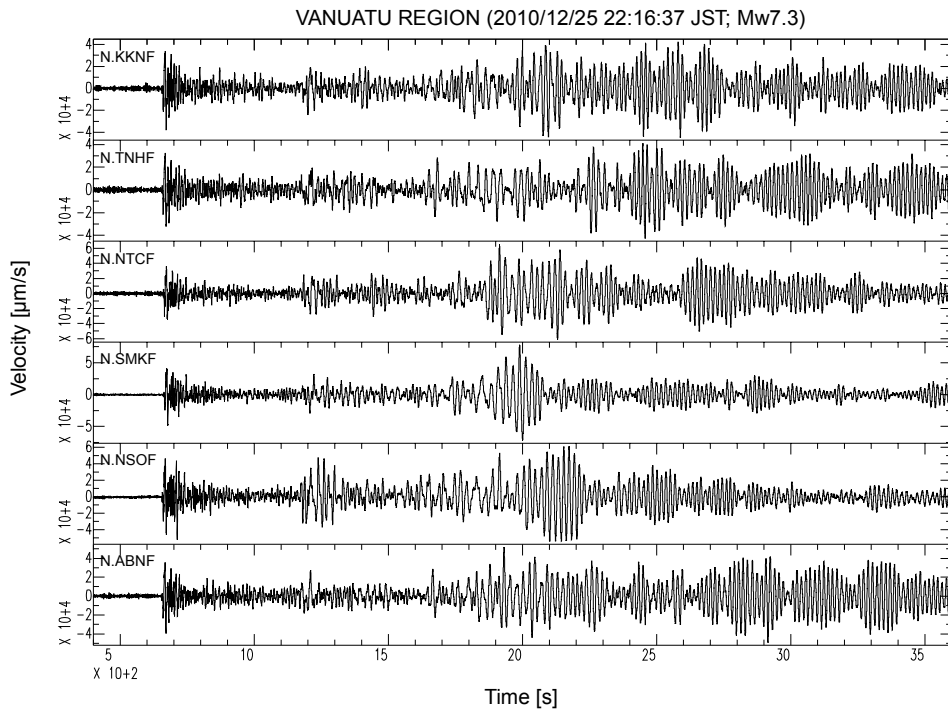


図2 長期機動型広帯域地震観測点で観測された地震波形例。2010年12月25日（日本時間）にバヌアツ共和国周辺で発生した Mw7.3 の地震による上下動成分。上から順に紀北紀伊長島（N. KKNF）、田辺中辺路（N. TNHF）、那賀棚谷（N. NTCF）、西都南方（N. SMKF）、西之表（N. NSOF）及び赤羽根（N. ABNF）観測点の記録を表す。

2) 地震計アレイによる浅部超低周波地震活動モニタリング

a) 浅部超低周波地震の活動状況

南海トラフに沿って発生する浅部超低周波地震は、付加体内に発達する逆断層系におけるゆっくりとしたすべりによる地震であると考えられている（Ito and Obara, 2006）。このような浅部超低周波地震活動は、直接的には付加体の短縮変形に伴う現象と考えられる

が、そのような付加体の短縮変形は、より深部に位置するプレート境界固着域における固着状態を反映する可能性がある。このことから、プレート境界の固着性状の時空間的な変化を調べる上で、浅部超低周波地震の活動をモニタリングすることは重要である。

Asano et al. (2008) は、防災科研 Hi-net に併設された高感度加速度計のアレイ解析等によって、日本及びその周辺で発生する浅部超低周波地震の時空間分布を詳細に調べた。2003年6月1日から2013年1月31日までの期間におけるイベントの空間分布を図3に、その時空間分布を図4にそれぞれ示す。図3中の桃色の点は、アレイ解析によって検出されたイベントのうち、防災科研 Hi-net による震源カタログには無いイベント、すなわち超低周波地震の可能性が高いイベントを表す。

南海トラフ沿いに注目すると、紀伊半島沖から室戸岬沖にかけての領域において、2009年3月から7月にやや活発な活動が見られた(図4)。この間、5月以前の活動域は紀伊半島南東沖と室戸岬沖であったのに対し、6月以降の活動は紀伊水道沖に移動した。このほか、2010年1月から3月に日向灘周辺で発生した活発な超低周波地震活動を観測した。

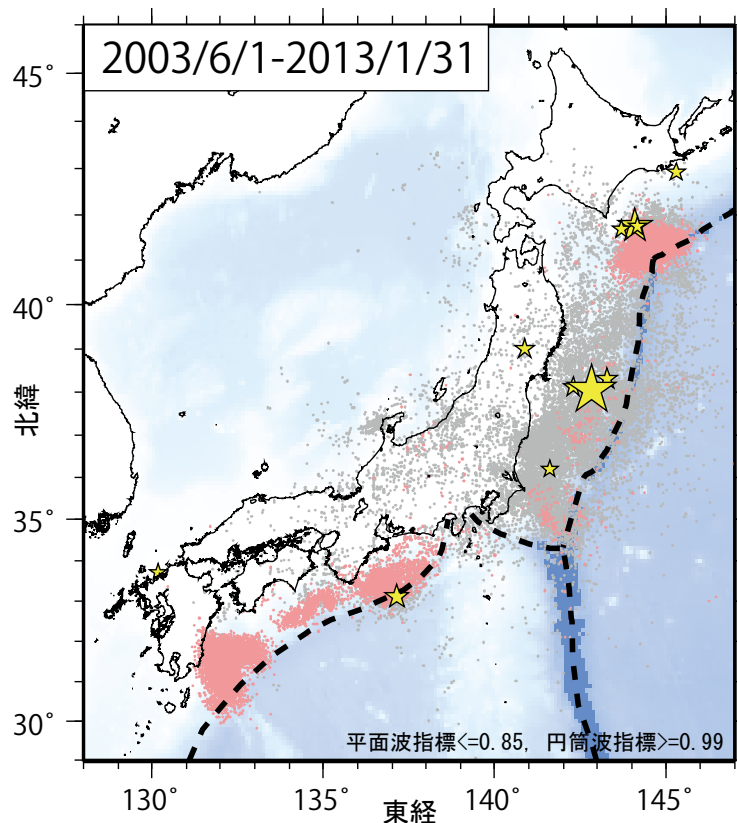


図3 2003年6月1日から2013年1月31日までにアレイ解析によって検出されたイベントの震央分布。検出イベントを防災科研 Hi-net の震源カタログと照合し、対応する地震が見出されたイベントを灰色で、それ以外を桃色の点でそれぞれ示す。これらは主として周期 10 秒以上に卓越する超低周波地震を表すが、東北地方太平洋沖地震の発生以降は、除去しきれない通常の地震を多数含む。期間内に発生した M7 以上の地震(ただし、2011年3月11日以降は東北地方太平洋沖地震の本震のみ)の震央を黄色星印で併せて示す。

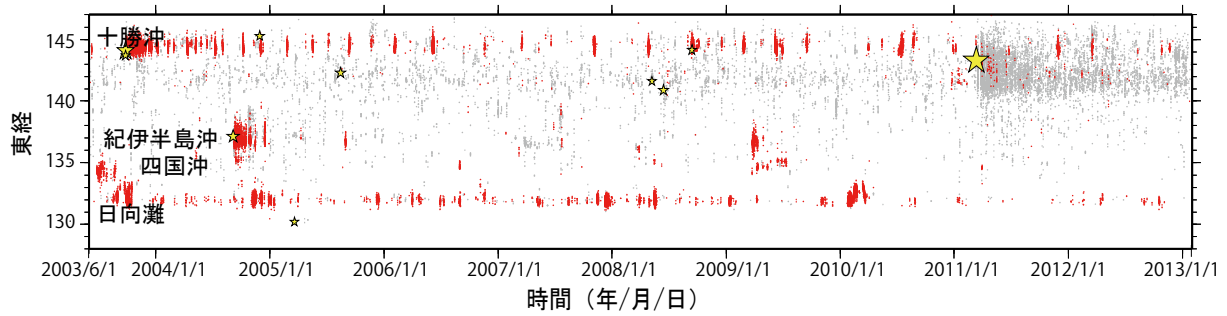


図4 2003年6月1日から2013年1月31日までの期間に検出されたイベントの時空間分布。

b) 波形相関を用いた高精度浅部超低周波地震震源位置の推定

前節で示したように、これまで日本及びその周辺で発生する超低周波地震については、例えば、Asano et al. (2008)らによる防災科研 Hi-net に併設された高感度加速度計のレイ解析に基づき、その時空間分布が詳細に調べられてきた。ただ、これまでの解析では、

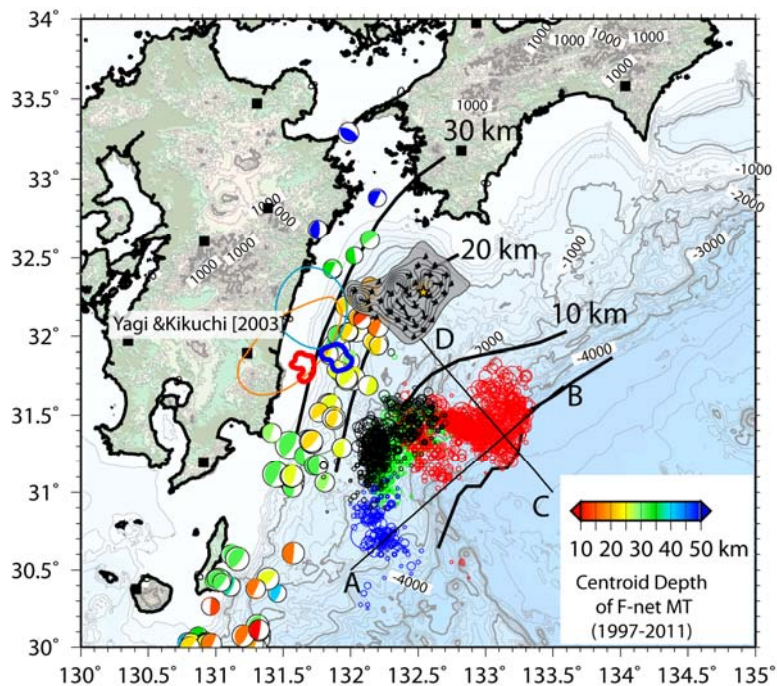


図5 相関解析によって推定された浅部超低周波地震の分布。赤、黒、青および緑丸印は浅部超低周波地震の震央を表す。異なる色は、異なる既知イベントとの相関によって浅部超低周波地震が検出されたことを示す。コンターはプレート境界の深さ分布（地震調査研究推進本部，2004）を表す。Yagi et al. (2001) により求められた1996年の日向灘の地震の地震時すべり域（赤および青太線）および余効すべり域（赤および青細線）、八木・他 (1998) による1968年日向灘地震の地震時すべり域（灰色領域）、および防災科研 F-net による MT 解（福山・他，1998）のうち、低角逆断層型のものを併せて示す。直線 AB、および CD は図7における測線の位置を表す。

地震波の到来方向に基づき、水平方向約 30km 程度の精度で震央位置を推定するのみであり、発生時刻は推定対象としていない。一方、F-net の広帯域地震計によるグリッド・モーメントテンソル (MT) 解析からも、超低周波地震の発生時刻や場所、メカニズム解が明らかにされてきた (例えば、Ito et al., 2007)。しかし、この手法に基づく解析は計算コストが比較的大きく、多数の観測波形データを用いた解析は難しい。この課題に対応する方法として、浅野・他 (2010) は、十勝沖で発生する浅部超低周波地震を対象とし、波形相関解析を用いることによって既知の超低周波地震と波形相関が良いイベントを検出、それらの震央位置を推定する手法を開発した。

本研究では、この手法を 2010 年 1 月から 3 月に日向灘から足摺岬沖で発生した活発な超低周波地震活動に適用し、その詳細分布の把握を試みた。従来の解析により、この活動は、2010 年 1 月 23 日頃に日向灘で始まり、2 月中旬以降は足摺岬沖に移動したこと、その後、一時的に活動度が低下する時期を挟みながらも 3 月下旬まで活動が続いたことが分かっている。本解析には、九州及び四国に位置する F-net の広帯域地震計と Hi-net に併設された高感度加速度計の 2002 年から 2010 年の記録を使用した。

まず、F-net の 14 観測点の記録の相関解析によって既知の浅部超低周波地震との波形相関が良いイベントを検出し、それら的大まかなセントロイド位置と時刻を推定した。次に、それらのセントロイド位置と時刻を初期値として、F-net 及び Hi-net 約 30 観測点で記録された波形の CMT 解析 (Ito et al., 2007) を行った。その結果、日向灘から足摺岬沖にかけて発生する浅部超低周波地震は、この地域で発生する通常のプレート間地震の発生域よりもトラフ側に位置することがわかった (図 5)。従来のアレイ解析の結果では、九州ーパラオ海嶺に沿った浅部超低周波地震の活動域が宮崎県沿岸部付近にまで延びていたが

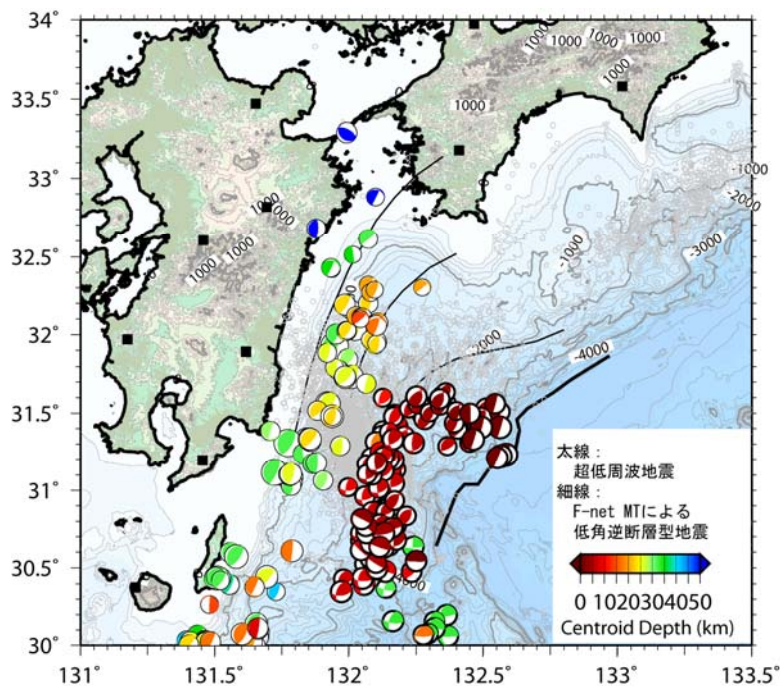


図 6 浅部超低周波地震の CMT 解の空間分布。2010 年 1 月から 2 月の期間に発生した超低周波地震の CMT 解を太線による震源球で示す。その他は、図 5 に同じ。

(図3)、本結果にはそのような特徴は見られない。セントロイド深さ及び発震機構解を見ると、深さ10 km以浅で発生する逆断層型のイベントが卓越するが、トラフ付近ではより浅いイベントが、一方の陸側では10 kmよりも深いイベントも見られる(図6)。このような深さ分布から、この地域の浅部超低周波地震はプレート境界(地震調査研究推進本部, 2004)にかなり近接した場所で発生しているものと考えられる。

一方、浅部超低周波地震の時空間分布(図7)から、バースト的な活動の期間内での震源の移動が明らかになった。2010年1月23日に種子島の東方沖で始まった活動は北に向かって拡大し、31日には約100 km離れた日向灘にまで達した。その後、活動が低調となった2月4日から11日を挟んで、活動域は12日からの2日間に東に向かって約50 km拡大し、足摺岬の南方沖に達した。2月中旬以降の活動の中心はこの足摺岬南方沖へと移り、日向灘における活動は次第に収束した。足摺岬南方沖における活動も3月初旬には低調となるが、中旬には活動を再開し、これまでとは逆に日向灘へと向かう活動域の移動が見られた。同様なマイグレーションは、プレート境界の巨大地震発生域深部延長で発生する短期的スロースリップイベントに同期した深部低周波微動(Obara et al., 2004)や深部超低周波地震(Ito et al., 2007)の活動においても見られる。日向灘から足摺岬沖にかけて発生する浅部超低周波地震についても大規模なマイグレーションが検出されたことは、通常のプレート間地震の発生が確認されていないこの領域のプレート境界浅部(深さ15 km以浅)においても、これまで知られていないようなスロースリップイベントが発生しており、それに伴って浅部超低周波地震が発生している可能性があることを示している。

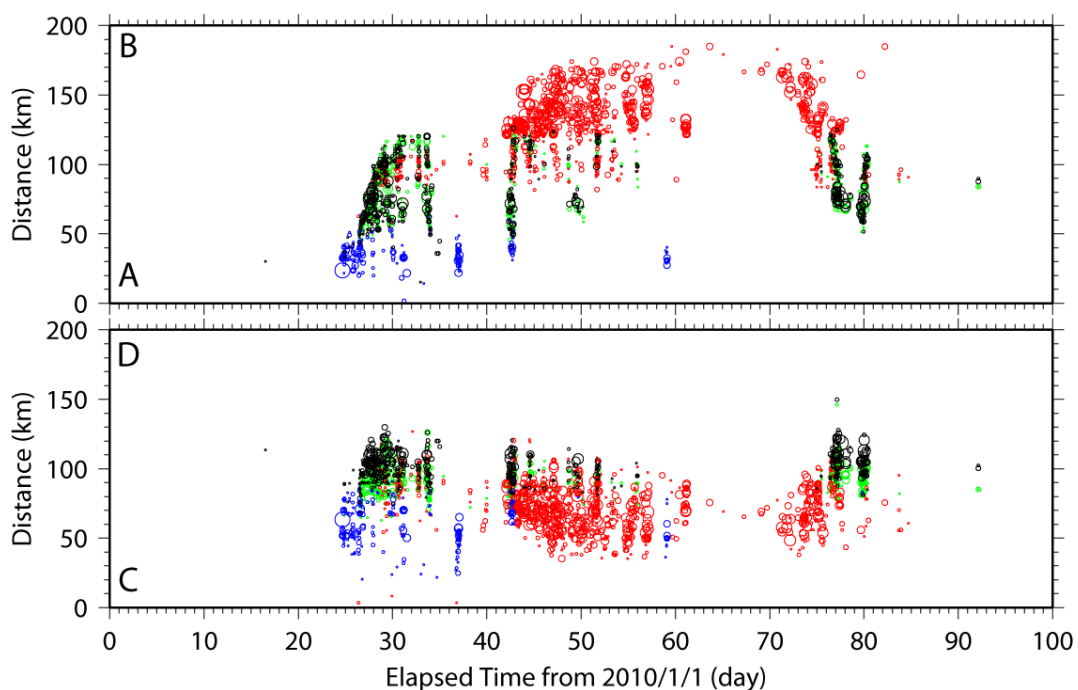


図7 測線AB及びCDに沿った浅部超低周波地震の時空間分布。シンボルは図5に同じ。2測線の位置は図5に示す。

3) レシーバ関数解析に基づくプレート境界性状の推定

a) はじめに

南海トラフ沿いで発生する海溝型巨大地震の発生様式を推定するために、沈み込むプレート（スラブ）の形状やプレート境界での物性の変化などを明らかにすることは非常に重要である。一般に、スラブ境界及びスラブ内モホ面（海洋モホ面）では、地震波が伝わる速度が急変すると考えられている。このような地震波速度の変化が存在する場合、観測される地震波には、直達波のほか、地震波速度の不連続面で特性が変換した波（変換波）も記録される。レシーバ関数解析とは、地震波速度不連続面でP波からS波に変換した波（Ps変換波）を強調して表示することにより、観測点下の速度不連続面の位置や特性を推定する方法である。近年に整備された稠密な基盤的地震観測網データにレシーバ関数解析法を適用することにより、最近、詳細なフィリピン海スラブ形状モデルが提案されるようになった（例えば、Shiomi et al., 2008; Ueno et al., 2008）。通常、レシーバ関数解析では遠地地震波形データのみを用いており、走時トモグラフィのようにフィリピン海スラブ沈み込みに伴う地震に関するデータは使用しない。そのため、レシーバ関数から得られる海洋モホ面形状とスラブ沈み込みに伴う地震の震源分布は完全に独立の関係にある。しかし、フィリピン海スラブ沈み込みに伴う地震活動分布は非一様であり、海洋モホ面の湾曲とスラブ内地震活動度の変化はよく対応している。このことは、スラブ形状がスラブ内の応力状態を強く支配していることを示唆する（Shiomi et al., 2008; Ueno et al., 2008）。

本研究においては、広帯域地震計を用いた長期機動観測点と既存定常観測網で得られた遠地地震記録を用いたレシーバ関数を精査することにより、東海地方から九州地方北部における海洋モホ面形状の再検討を行った。また、紀伊半島における海洋モホ面沿いのインピーダンス比（地震波速度）の変化について検討を行った。

b) データ

解析には、2000年10月から2011年10月までの間に防災科研Hi-net/F-netの各観測点、産業技術総合研究所が西南日本に展開する観測点、及び本件で設置した長期機動型観測点で観測された遠地地震記録 ($M \geq 6.0$) をデータとして用いた。図1に解析に使用した観測点の分布を、図8に防災科研Hi-netのN.OWSH（三重県・尾鷲）及びN.KTDH（和歌山県・上富田）観測点にて観測されたレシーバ関数を一例として示す。いずれの観測点も、遅延時間4秒付近に、モホ面に変換したと思われる変換波が到来している。

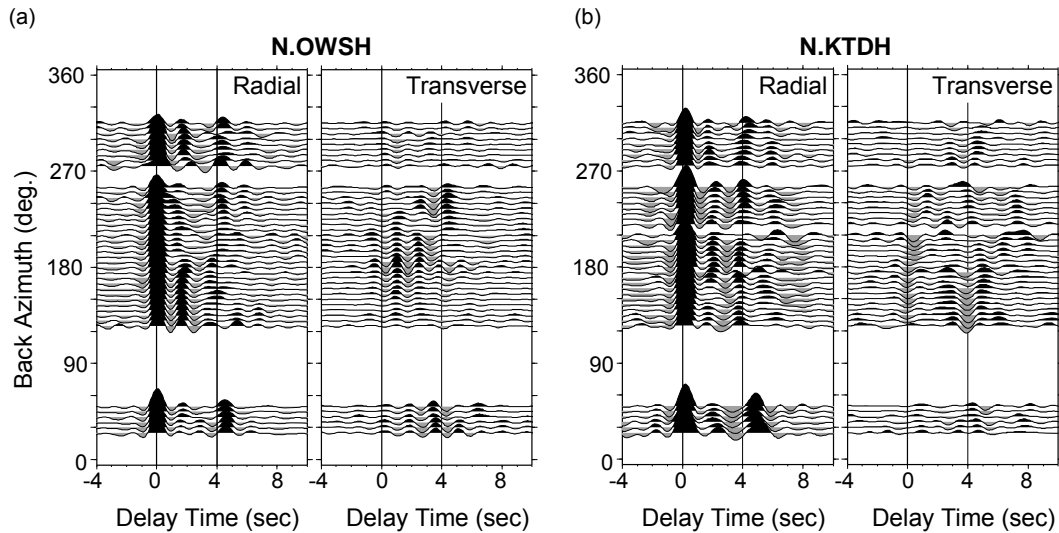


図8 防災科研 Hi-net 観測点で得られたレシーバ関数の例。(a) 三重県・尾鷲 (N.OWSH)、(b) 和歌山県・上富田 (N.KTDH)。横軸は、直達 P 波到着からの経過時間、縦軸は地震波到来方向を表す。

c) 海洋モホ面形状の再検討

これまで、様々なデータを種々の解析法に適用することにより、多くのフィリピン海スラブ形状モデルが提唱されてきた。それらの特徴として、スラブが紀伊半島西部から紀伊水道周辺で大きく湾曲すること、伊勢湾下や四国下に比べて紀伊半島下ではスラブが急角で沈み込むこと、低角な四国下のスラブは、安芸灘・伊予灘周辺下で再び急角に転ずることは共通しているが、紀伊水道周辺及びその北側の等深線については提案されるモデル間の差異が大きく、その形状は必ずしも明瞭とは言えない。その理由として、トモグラフィ解析では「境界面」に対し十分な分解能を得ることが難しいこと、レシーバ関数解析で検出される「変換面」に対応する構造変化の意味が必ずしも明確ではないこと、紀伊水道周辺に位置する観測点において、レシーバ関数内のスラブ起源変換波がさほど明瞭ではないことが挙げられる。

紀伊水道の南方には、15Ma まで拡大軸として活動していたと考えられている紀南海山列が存在する (Okino et al., 1994)。15Ma まで北西方向に移動していたフィリピン海スラブは、3 Ma 頃に現在の西北西方向に変化したと考えられている (高橋, 2006)。このことを考慮すると、3 Ma 以前は紀伊水道下に古い拡大軸が沈み込んでいたこととなり、この拡大軸がスラブ内の弱面を形成していると考えerことは想像に難くない。紀伊水道は想定東南海地震及び想定南海地震震源域境界部のやや西にあたり、この形状の急変が両震源域を隔てる原因となっている可能性がある。一方、スラブ形状の急変が提案されているにも関わらず、紀伊水道下においてはスラブ沿いの地震活動がさほど活発ではないという特徴があり、スラブが紀伊水道下で断裂している可能性が提案されている (Ide et al., 2010)。本節では、紀伊水道においてスラブが断裂しているモデルが受容可能かどうか確認するとともに、新たなスラブ内海洋モホ面形状モデルの構築を試みた。

レシーバ関数は、沈み込むスラブ内の海洋モホ面の検出が得意である。一方、西南日本のフィリピン海スラブ沿いで発生する地震活動は、紀伊半島南部周辺等を除き、概ね海洋地殻内で発生していると考えられている（例えば、Ohkura, 2000; Shiomi and Park, 2008）。このことは、地震活動上面から推定するスラブ概形は、海洋モホ面よりも浅くなる可能性が高いことを意味する。そこで、紀伊水道でのスラブ断裂を考慮し、震源分布の上面を外挿して求めた深さコンター（Ide et al., 2010）を鉛直方向に7 km 深くしたモデルを「参照モデル」として利用した。走時トモグラフィ解析により求められた三次元地震波速度構造（Matsubara et al., 2008）を用いて深度変換したレシーバ関数に対し、「参照モデル」±10 km の深さ範囲でレシーバ関数の振幅が最大となる深さを半自動的に抽出した。この際、最大となるレシーバ関数振幅が 0.05 以下の地点については、変換波不明瞭として抽出対象外とした。このようにして得られた緯度・経度・深さの情報をもとに、平滑化を伴う空間的な補完と等深度線の作成、レシーバ関数断面図との比較、レシーバ関数振幅の再評価を繰り返し、最終的なモデルを得た。

図9 (a) にスラブ断裂を考慮していない既往のモデル（Shiomi et al., 2008）、(b) に本解析に基づくスラブ内モホ面等深線を比較して示す。両者は、紀伊水道西岸部と伊勢湾ならびにそれぞれの深部延長で異なる特徴を示している。これらの地域では、スラブ沈み込みに伴う地震活動が極めて低調であり、地震活動からスラブ形状を推察することは出来ない。本解析において、「モホ面」として抽出した深さ 40 km 付近の変換面は、既往モデル構築時は「大陸モホ面」と解釈し、より深部に存在する変換面を「海洋モホ面」と解釈していた（図10）。一方、兵庫県南部下では、これまでの解析同様、明瞭な変換面の存在を確認することが出来なかった。このことは、当該地域付近でスラブ断裂、スラブウィンドウの存在、あるいはスラブ傾斜の急変等、周辺域と大きく異なる構造的特徴を有していることを意味する。分解能の制約上、断定することは出来ないが、本解析の結果は紀伊水道下におけるスラブ断裂の可能性を十分に示唆し得るものであった。

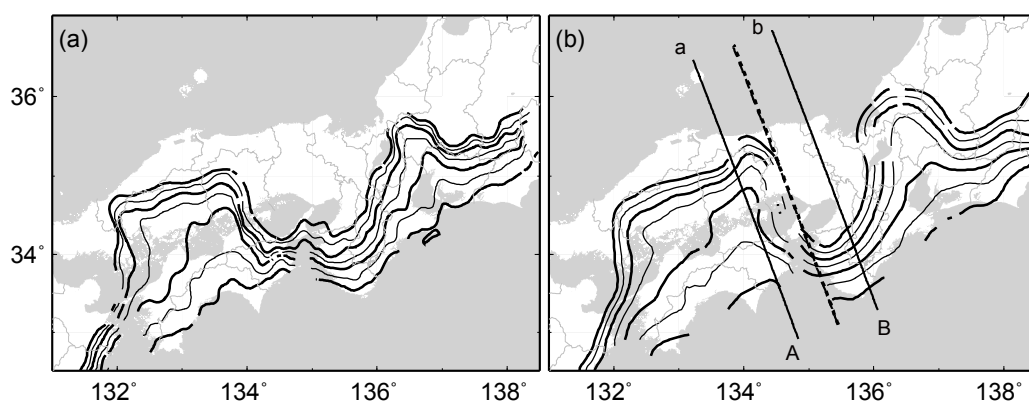


図9 レシーバ関数から推定された海洋モホ面深度分布。(a) Shiomi et al. (2008)の結果。(b) 本解析の結果。点線は、想定したスラブ断裂線の位置を表す。等深線は深さ 30 ~60km の範囲を表しており、間隔は 5 km である。

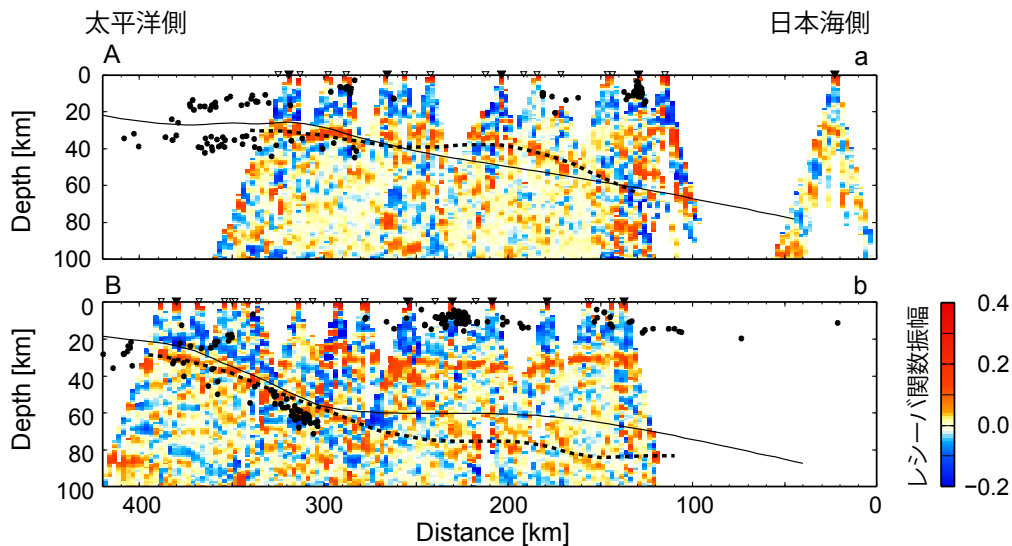


図 10 レシーバ関数振幅の鉛直断面図。断面線の位置は、図 9 (b)に示した。正值（赤）は深部が浅部よりも高速度である速度境界、負値（青）は深部が浅部よりも低速度である速度境界が存在することを表す。図中の実線及び点線は、それぞれ Shiomi et al. (2008) 及び本解析で海洋モホ面と判定した深さを表す。黒点は、断面線を中心とした幅 10km の範囲で発生した M1.5 以上の地震の震源位置を表す。

d) 変換波振幅の評価と空間分布

前節の解析は、レシーバ関数に含まれる後続波位相の到着時間の遅れに着目し、地震波速度不連続面の位置（深さ）や形状を求めることに主眼をおいた。一方、レシーバ関数後続波位相の振幅は、速度不連続面におけるインピーダンス比を反映しており、スラブ境界付近の物性の地域性を議論する上で重要な情報となりうる。

スラブ境界のように速度不連続面が傾斜している場合、その面でのインピーダンス比かつ波線パラメータが一定であっても、変換面が浅くなる方向から入射した波による変換波振幅は小さく、逆に変換面が深くなる方向から入射した波による変換波の振幅は大きくなる。これは変換面に対する波の入射角が異なることに起因しており、波線パラメータが一定の場合、その振幅は周期 360° で変化する正弦関数を描く。また、速度不連続面付近に水平方向に軸を持つ異方性媒質が存在する場合、その振幅は周期 180° で変化する正弦関数を示す。本節では、この地震波の到来方向に依存する変換波振幅の変化の特徴を用いることにより、各観測点下における標準的な変換波振幅の推定を試みる。ただし、実際に解析に用いる遠地地震の発生領域は限られており、地震波の到来方向に偏りがある。加えて、その入射角（震央距離）にも系統的な特徴があるため、変換波振幅の取り扱いには慎重に行う必要がある。図 11 に、N. KMTF (和歌山県・上富田) 観測点で得られた遠地地震記録の震央の方位ならびに距離に応じた地震数の頻度分布を示す。本図で、濃く表示された方位・距離ほど多くの地震が発生していることを意味する。この図から、解析に用いた地震の多くは観測点の南方から到来していること、南東方向の地震はやや遠方（距離約 70 度）で発生するが、南西方向の地震は距離約 50 度に位置すること、北東方向の地震は最も近

い距離約 35 度に集中していることが分かる。これを波線パラメータの分布として示したのが図 12 である。北方の地震による地震波の波線パラメータは 0.075 以上の大きな値に集中していることが明瞭である。これらの図を参考に、地震波到来方向の均一性を可能な限り保持しつつ、波線パラメータの優位な違いを除去するため、解析対象とする地震の波線パラメータを 0.050 以上 0.077 未満に限定するとともに、一般的な海洋スラブの速度構造に対して数値的に求めた入射角（波線パラメータ）依存性を元に振幅の補正係数を定めた（図 13）。

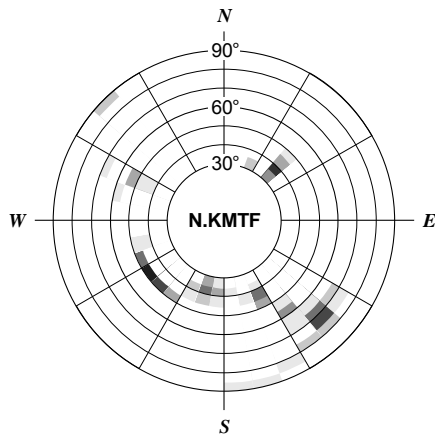


図 11 N.KMTF 観測点で観測された地震の方向別・距離別頻度分布。円の中心が観測点位置に対応し、地震の発生方向について 10 度ごと、距離について 5 度ごとの区画における頻度を濃淡で示す。

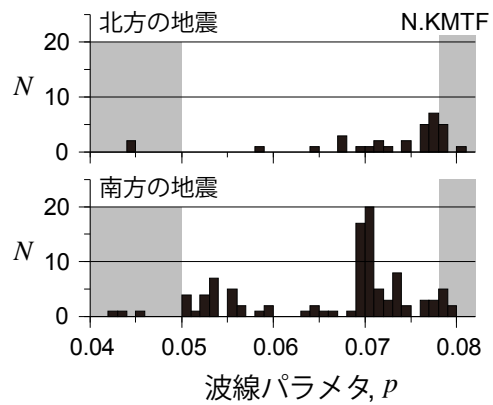


図 12 N.KMTF 観測点で観測された遠地地震の波線パラメータの分布。観測点より北で発生した地震を上段に、南で発生した地震を下段に示す。解析から除外した範囲を灰色で示す。

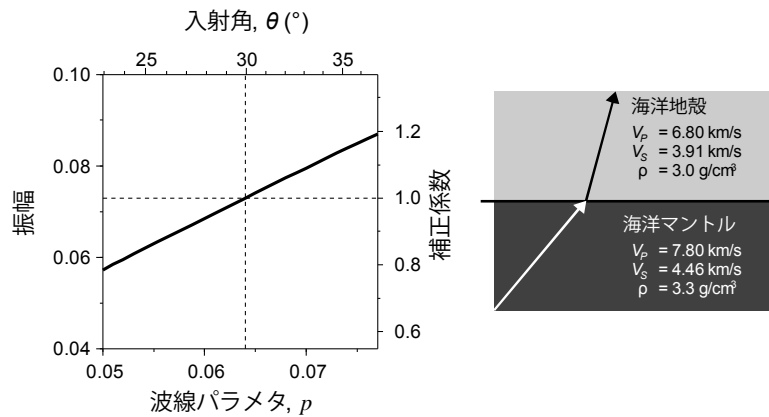


図 13 本解析で用いた振幅の補正係数。右に示した速度構造に対し、入射角 30 度での変換波振幅が 1 となるように、補正係数を定めた。

解析に当たって、まず、観測点下の海洋モホ面の深さ (Shiomi et al., 2008) 周辺を対象にグリッド・サーチを行い、海洋モホ面の傾斜方向と面の傾斜に起因する到達時刻の揺らぎ幅を推定した。この際、観測点周辺の速度構造として JMA2001 速度構造モデル (上野・他, 2002) を用いた。また、それぞれのレシーバ関数に対し、推定された海洋モホ面からの変換波位相の理論到達時間を求め、その時刻における変換波振幅 A を地震波到来方向 ϕ の関数とし、最小二乗法により、次の関数における各パラメータ (a, b, α, β, c) の最適値を求めた。

$$A(\phi) = a \cdot \sin(\phi + b) + \alpha \cdot \sin(2\phi + \beta) + c$$

この際、地震が頻発する方位のデータに過度の重みがかかることを避けるため、事前に地震波到来方向に応じて 5 度ごとの範囲を設定し、図 13 に示した補正係数を適用した後、各範囲に対して平均値及び標準偏差を求めた。この平均値に対し、標準偏差を重みとした最小二乗解析を行った。このようにして得られたバイアス値 (c) を、その観測点における標準的な変換波振幅 (標準変換波振幅) として、定義した。図 14 に N. KMTF 観測点における最小二乗解析の結果を示す。

上記解析方法を紀伊半島内の各観測点に適用することにより得られた標準変換波振幅の分布を図 15 に示す。ここで、横軸は、直達 P 波到着から変換波到着までの遅延時間としたが、遅延時間に該当するおおよその海洋モホ面深さを参考としてグラフ上部に示した。図 15 において、白抜き丸で表現されている観測点は、最小二乗解析における残差が大きい観測点であることを意味しており、以下の議論からは除外する。図 15 から、スラブが深くなるにつれ、直達 P 波に対する変換波振幅は 11% 程度から 7% 程度まで減衰し、遅延時間 5 秒 (海洋モホ面の深さ約 40~45km に相当) では、ほぼ 5~7% の値で一定になる。紀伊半島下における標準的な温度構造 (Peacock, 2009) によると、深さ 40~45km 付近の海洋モホ面周辺の温度は約 400°C である。この温度・圧力条件付近では、海洋玄武岩はローソン石青色片岩から緑れん石青色片岩に変成する (Hacker et al., 2003)。すなわち、本解析で確認された標準変換波振幅の低下は、海洋玄武岩の変成作用により媒質のインピ

ーダンス比が低下したためと考えられる。また、本変成作用は、脱水作用を伴う。標準変換波振幅の低下が深部低周波微動発生域周辺で一定値に転ずることは、本変成作用が深部低周波微動発生に起因することを強く示唆するものである。

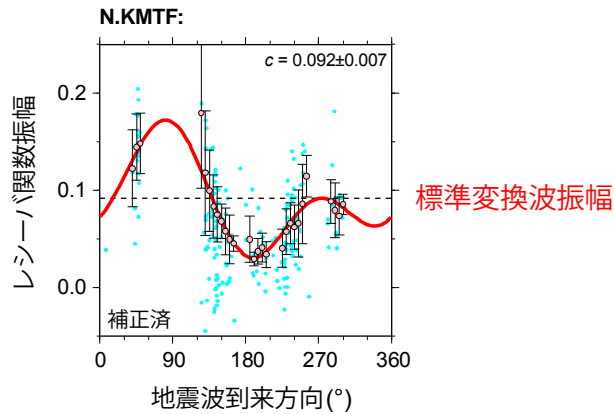


図 14 N. KMTF 観測点における最小二乗解析の結果（赤線）。青点は個々のレシーバ関数により求められた変換波振幅の分布、誤差棒の付いた桃色の丸は、地震波到来方向に応じて5度ごとの範囲で求めた変換波振幅の平均値とその標準偏差を表す。求まった標準変換波振幅（バイアス値）を破線で示す。

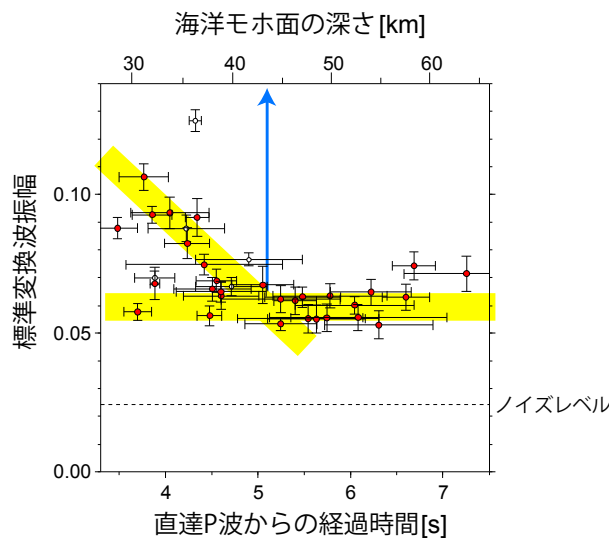


図 15 直達P波到着から変換波到着までの経過時間に対する標準変換波振幅の分布。誤差棒は標準偏差に相当する。最小二乗解析において残差が大きい観測点については、白抜きのシンボルで示した。

4) 稠密地震計アレイ観測による深部低周波微動活動の調査

a) はじめに

深部低周波微動（以下、微動）現象は、プレートが固着している領域よりも陸域深部側で発生していることから、プレート境界型地震の震源域の下限を規定するための重要な情

報になりうる。また、微動活動と同期するようにスロースリップが発生することも観測されており（例えば、Obara et al, 2004）、プレート境界型地震のひずみ蓄積過程から解放（地震発生）における一連のサイクルの全体像を把握する上で、微動現象について理解を深めることは非常に重要である。

本研究では、微動活動が活発な四国西部を対象とし、深部低周波微動活動の特徴、とりわけ微動のセグメント性やセグメント間の移動（連動性）、スラブ構造との関係を理解することを目的とした稠密地震計アレイ観測を行った。本節では、その解析結果についてまとめる。

b) 観測の概要と解析方法

本研究では、微動活動が活発な四国西部を対象に、大小合わせて5つの地震計アレイを展開し、2011年2月から6月まで観測を実施した（図16）。大アレイ（アレイ1）は、30観測点から構成される。アレイ口径は2kmで、平均観測点間隔は200mである。他の4つ（アレイ2～アレイ5）は小アレイであり、それぞれ9観測点から構成される。アレイ口径は800mで、平均観測点間隔は150mである。大アレイは微動の帯の南側に配置し、小アレイは大アレイを取り巻くように20～30km間隔で配置した。各観測点には、データ収録装置（計測技研製 HKS-9550 及び HKS-9500）と固有周期2 Hz の三成分短周期地震計（Chongqing Geological Instrument Factory 社製 CDJ-S2C-2 及び Sercel 社製 L-22D-3DL）を設置した。全ての観測点において、200Hz サンプリングにて連続データを収録した。

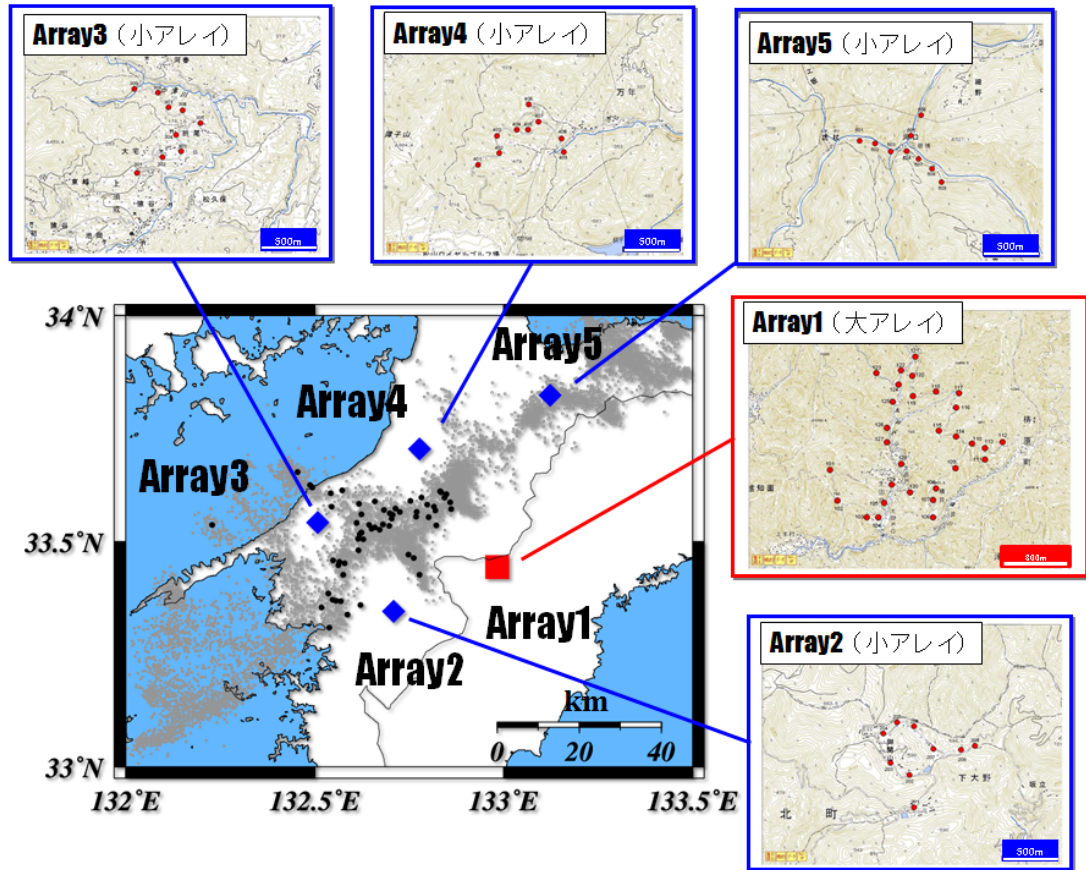


図 16 地震計アレイ配置図。四国西部を対象に、大小5つのアレイを展開した。大アレイは微動の帯の南側に配置し、小アレイは大アレイを取り巻くように 20~30km 間隔で配置した。

解析には、Schmidt (1986)による Multiple Signal Classification (MUSIC) 法を用いた。MUSIC 法はある時間毎に各観測点での波形データから共分散行列 R_{xx} を作成し、その固有値、固有ベクトルを用いる手法である。一般に Beamformer 法に比べて分解能が高い。解析では、 x , y 方向それぞれ 0.05 s/km 刻みのスローネスを用い、ウィンドウ幅は 6 秒、時間シフトは 3 秒で計算を行った。波形データには 2 ~ 4 Hz の帯域通過フィルターを適用した。

c) MUSIC 解析例

図 17 に、微動の観測波形例を示す。微動波形は明瞭な立ち上がりを持たない波群によって構成されているが、ほぼ同時に同様の波群を複数の観測点で確認できることから、通常の地震とは区別して微動を検出することができる。図 18 にその上下動成分を解析したアレイ毎の MUSIC スペクトラムのスナップショット例を示す。図 18 の地図中に、ハイブリッド法 (Maeda and Obara, 2009) によって決定された微動の位置を示す。大アレイ (アレイ 1) ではスペクトラムに局所的な集中が見られ、比較的ピークがはっきりしている。またピークの方角はその微動源の方角を指し、その見かけ速度は 5.9 km/s である。入射した波は伝播速度 3.4 km/s の S 波であると仮定すると、入射角は 35 度となり、おおむね微動源の位置と一致する。一方、小アレイ (アレイ 2～アレイ 5) では、スペクトルの集中が弱く強振幅域は広がりを持ち、ピークが不明瞭である。ただし、ピークの方角はおおよそ微動位置に向いている。アレイ 5 では、スペクトルにピークが 2 つあるが、記録波形で明瞭な微動活動を確認することは難しいことから、必ずしも微動のシグナルを示しているとは言えない。

以下では、比較的高い解像度でスペクトラムの推定ができている大アレイ (アレイ 1) の解析結果を示す。また、3 秒毎に作成された MUSIC スペクトラムは、それより 1～9 ス

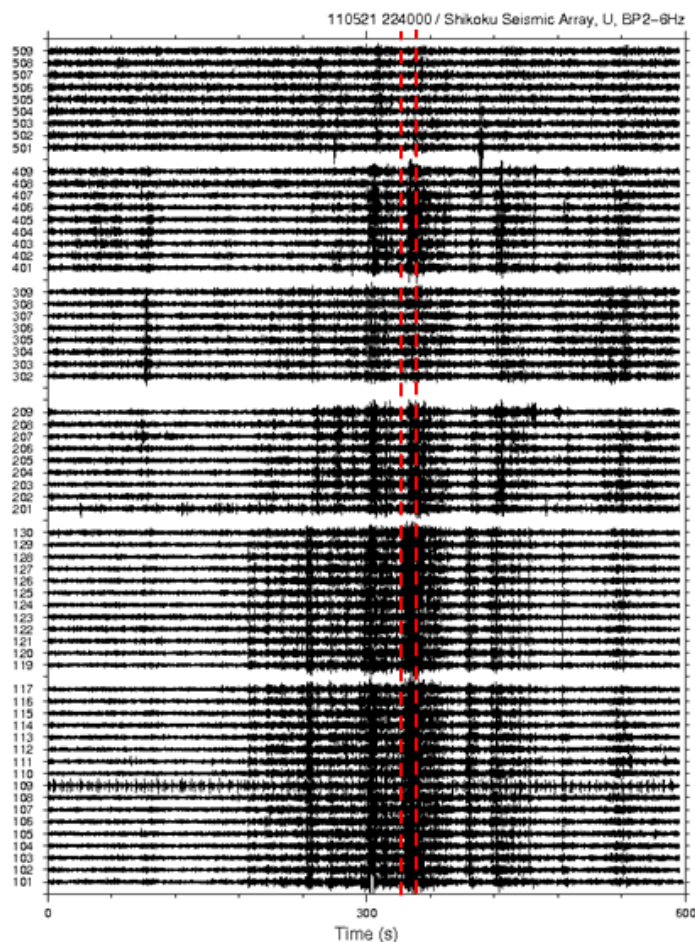


図 17 微動の観測波形例。2～6 Hz の帯域のバンドパスフィルターを適用した。

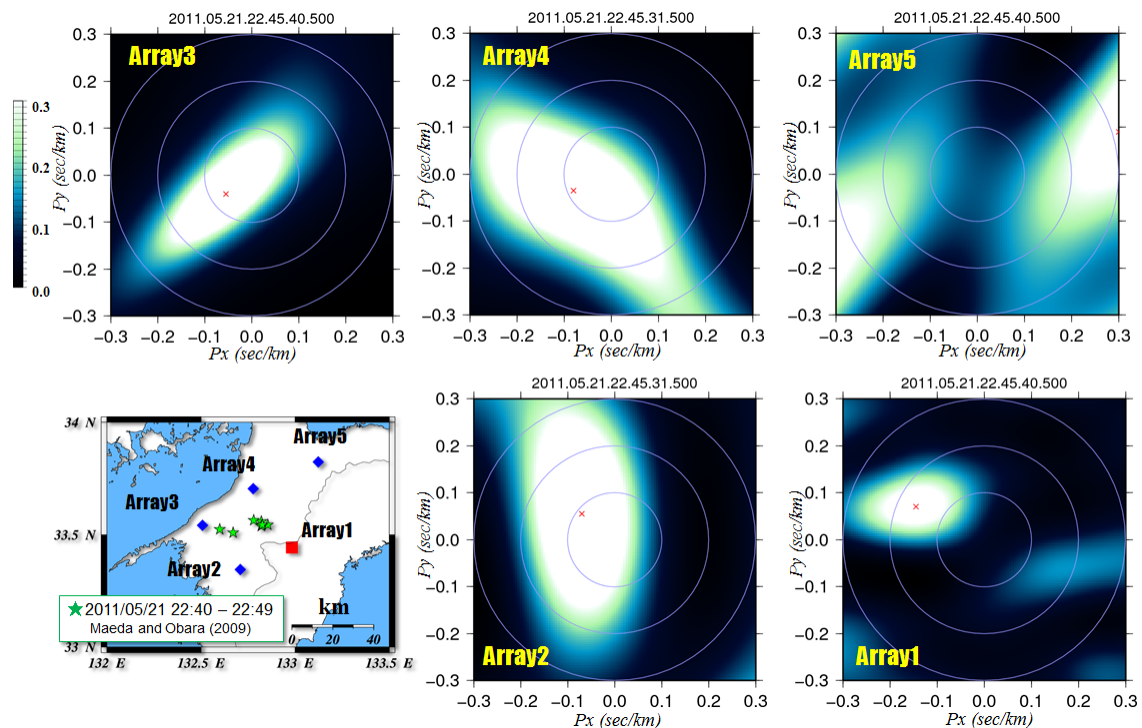


図 18 微動を解析した各アレイの MUSIC スペクトラムのスナップショット。各図は MUSIC スペクトラム最小値からの差を表示している。横軸、縦軸はそれぞれ東西方向、南北方向のスローネスを示す。左下の地図中に微小地震の震央を星印で示す。

トップ前(3~27秒前)の9個のMUSICスペクトラムとともにスタックし、1個のMUSICスペクトラムを作成することによって、スペクトラムの安定化を行った。

d) 2011年5月の微動活動とMUSIC解析結果

2011年5月、四国西部において比較的規模の大きな微動活動が発生した。本活動は、2010年12月以来約5か月ぶりの顕著な活動であった。図19に2011年5月20日から24日までの期間に、ハイブリッド法解析(Maeda and Obara, 2009)によって求められた微動源の分布を示す。5月20日に始まった活動は、21日に最も活発になり、その後徐々に活動度が低下し、24日にはほぼ終息した。さらに微動活動の空間推移に注目すると、5月20日に微動分布のほぼ中央付近で始まった活動は、その後21日に北西方向に進み、続いて22日には東北東側と南西側に広がった。また、23日には東北東側と南西側への拡大は続き、さらに南東側にも広がって終息している。この微動活動の際には、複数のHi-net観測点で傾斜変化が同時に観測された(図20右;木村・廣瀬, 2011)。木村・廣瀬(2011)は、その傾斜変化データからスロースリップイベントの断層モデルを推定した。その結果を図20左に示す。断層位置は四国西部の微動活動が活発な領域とよく対応する。断層面の大きさは長さ65km、幅30kmであり、すべり量は1.1cmと推定された。スロースリップイベントのモーメントマグニチュードは5.9であった。

2011年5月20日から5月24日までの大アレイのデータを解析し、そのMUSICスペクトラムのピーク位置を地図上に投影した結果を図21に示す。スローネス空間から地図上への投影に際しては、自然地震データの震央位置とMUSICスペクトルピークの対応リストを作

成し、位置補正を行った。

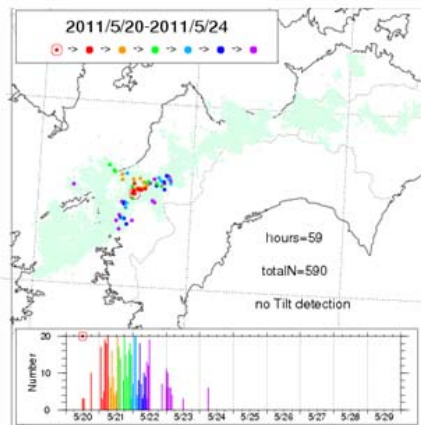


図 19 2011 年 5 月 20 日～5 月 24 日までのハイブリッド法解析 (Maeda and Obara, 2009) による微動分布。

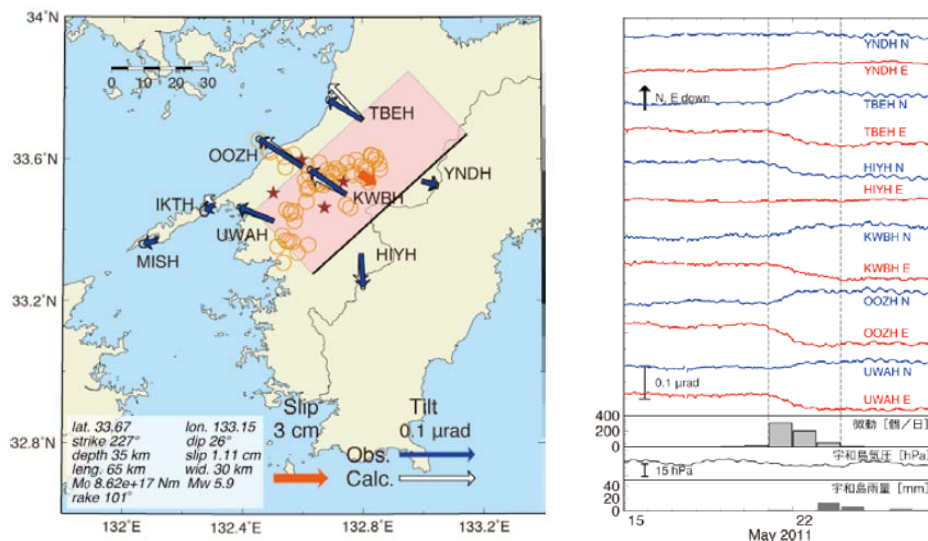


図 20 (左) 観測された傾斜変化ベクトル (青矢印)、推定されたスロースリップイベントの断層モデル (赤矩形・矢印)、モデルから計算される傾斜変化ベクトル (白抜き矢印) を示す。橙丸は 1 時間ごとの微動エネルギーの重心位置、茶星印は深部超低周波地震の震央をそれぞれ表す。すべり角はプレート相対運動方向に固定している。(右) 2011 年 5 月 15 日～27 日の傾斜時系列。上方向への変化が北・東下がり傾斜変動を表す。BAYTAP-G による潮汐・気圧応答成分除去及びリニアトレンド除去を実施した。気圧応答除去においては、宇和島での観測値を使用した。点線で示した期間の傾斜変化ベクトルが左図に示されている。(木村・廣瀬, 2011)

図 21 には、2 時間毎に MUSIC スペクトラムをスタックした結果及び Obara et al. (2010) の方法によって推定された微動の震央位置を示す。MUSIC スペクトラムをスタックすることにより、微動活動の頻度 (活動度) 分布を示すことができる。20 日の 12:00～24:00 で

は図の中央部とそこから離れた北西方向の場所にピークが存在している（図 21 上段左）。その後の 12 時間では、北西方向にあったピークは消え、中央部付近のピークだけが残る（図 21 上段中央）。その後、南側と北東側に広がりを見せ、ピーク分布は最大の広がりになる（図 21 上段右と中段左）。その後、ピークは北東付近に移動し、微動活動の最初から見られた中央部のピークは 23 日 12:00~24:00 で消滅する（図 21 中段中央）。一方、23 日の 0:00~12:00 から中央部のピークから離れた南東域で活動が始まり、その後、24 日の 12:00~24:00 で終息する（図 21 中段右と下段左と下段中央）。この期間中の MUSIC スペクトラムを全てスタックした図を図 21 下段右に示す。前述でいくつかの活動域が現れていたが、全てをスタックすることによって、そのピーク域が、おおよそ 3 つに分かれていることがわかる。中央部のピーク域が最も大きく、それから離れて北西側と南東側に小さいピーク域が存在する。このことから、微動活動は均質的に発生しておらず、微動活動頻度が高い複数のパッチが存在することが明らかになった。

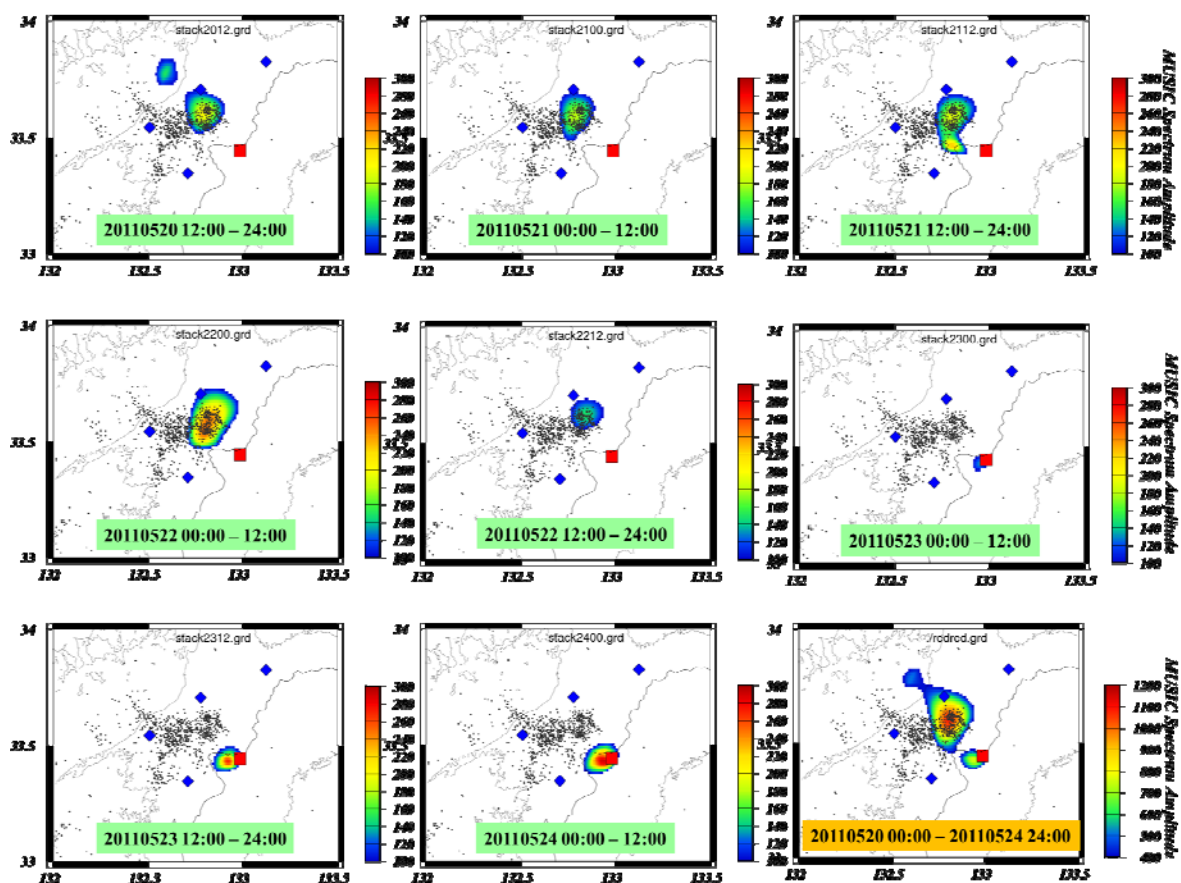


図 21 12 時間毎に MUSIC スペクトラムをスタックした図。黒点は Obara et al. (2010)²² による方法によって期間内（2011/5/20~5/24）に推定された微動震央を示す。右下の図は、全ての MUSIC スペクトラムをスタックした図を示す。

一方、MUSIC スペクトラムと微動震央を比較すると、ピークを中心と震央分布の中心にずれが存在する場合があることがわかる（図 21 下段右）。両者の分布形状にも違いがあり、

MUSIC スペクトラムでは、微動震央分布と比べて南西方向に広がりがない。この原因として、観測を実施した期間が短く、投影補正の参照データに用いた自然地震の数が少ないため、位置補正が不十分である可能性が挙げられる。また、ピーク分布による解析はアレイ 1 のデータだけを使っている。このため、アレイ 1 から遠い南西方向にある遠い微動活動については、十分な分解能を有していない。ただし、現在確認されるパッチの分布に関しては、アレイからみて同じ方向に離散的に分布しているため、その結果の信頼性は高い。

次に、この微動活動度が高いパッチに着目する。Shelly et al. (2007)や Brown et al. (2009)等のこれまでの研究から、微動活動はプレート境界付近で発生していることが明らかになりつつある。微動活動がプレート境界上で発生していると仮定すると、微動活動のパッチはプレート境界上の微動を発生させるアスペリティを見ていると考えられる。微動活動度の高い複数のパッチの存在は、Ghosh et al. (2012)により、北米の Cascadia 地域でも報告されている。Ghosh et al. (2012)は、微動活動の時空間変化から、パッチの分布が密に存在する場所では、スロースリップのすべり速度が遅く、パッチの存在がほとんどないところでは速くなると主張している。今回、四国西部でも複数のパッチが存在することが明らかになった。このことは、南海地震が発生した場合、地震時のすべり域が現在の微動活動がある遷移領域にまで及ぶとするならば、パッチの分布によって、すべり速度が抑制される可能性がある。つまり、パッチの詳細分布が明らかになれば、すべり分布の広がり把握することができる可能性がある。パッチの詳細分布はもちろん、パッチのすべりへの影響を検証するためには、今後、複数のエピソードのケースデータを集める必要がある。また、パッチのすべり速度に依存した影響の有無についても調べていく必要がある。

e) 東北地方太平洋沖地震直後の誘発微動

四国地方では、2011年3月11日の東北地方太平洋沖地震 (Mw9.0) の直後に、地震波によって誘発されたと考えられる微動現象が Hi-net 等で観測された (Enescu・他, 2011; 小原・松澤, 2011)。図 22 に、小原・松澤 (2011) により求められた誘発された微動の震央位置の分布を示す。この微動は、同地域で通常観測される深部低周波微動と比べて高周波成分 (8Hz 以上) の振幅が顕著である一方、低周波成分は本震の波の振幅が大きいこともあり明瞭でない (図 23)。また、震央位置はエンベロープの解析から四国西部及び中部の深部低周波微動発生域付近に決定されるものの (図 22)、その深さについては不確実性が残る。この誘発微動のより詳細な特徴を調べるため、アレイ観測で得られたデータを用いて解析を行った。以下、解像度が高い大アレイのデータについて、上下動成分に 2~4 Hz の帯域通過フィルターをかけて解析を行った結果を示す。

本震の波の到達 (14:48 頃) から 14:51 頃までの波の到来方向は主として本震の方向であるが、微動が見られた時間帯には到来方向がばらつき、西方向 (-90 度付近) にも MUSIC スペクトルのピークがみられる (図 24)。実際、この時間帯の MUSIC スペクトルをみると、本震方向に加え四国西部の微動源方向から波が来ていることがわかる (図 25)。つまり、アレイ解析からこの微動が高周波だけでなく 2~4 Hz といった低周波数帯のエネルギーも含むことが示された。また、これらの波の見かけ速度は比較的速く、例えば図 25 左上に示した結果では、微動源方向からの見かけ速度は約 6 km/s となる。3月4日に、今回の誘発微動の震央位置よりアレイ 1 にやや近いところで通常の深部低周波微動が発生していた

が、この微動による見かけ速度は約 7 km/s であり、このことから誘発微動が通常の深部低周波微動と同様な場所で発生した現象であることが示唆される。

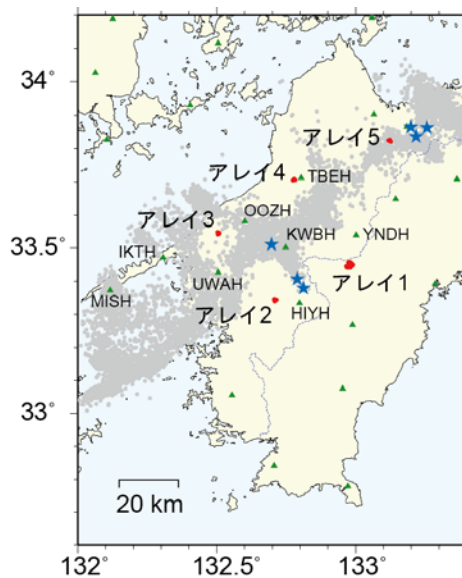


図 22 機動観測で配置した各アレイの位置（赤丸）と 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震波によって誘発された微動の震央位置（青星印）。灰丸は、ハイブリッド法 (Maeda and Obara, 2009) の結果に Obara et al. (2010) の方法で、クラスタリング処理をして得られた深部低周波微動の微動源分布。(小原・松澤, 2011)

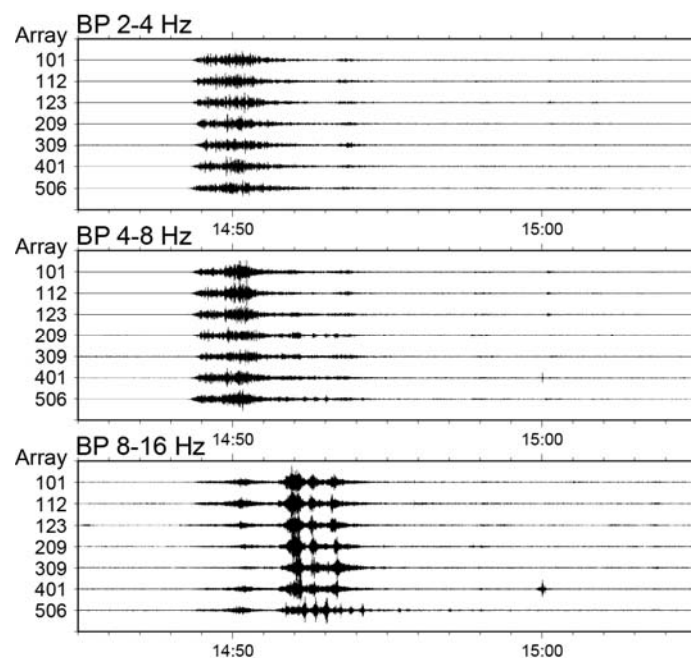


図 23 東北地方太平洋沖地震発生直後のアレイ観測波形。各アレイで捉えられた地震波形について、各帯域について帯域通過フィルターを施したもの。2-4, 4-8 Hz では、東北地方太平洋沖地震による直達波が卓越するが、8-16Hz では誘発微動が顕著にみられる。

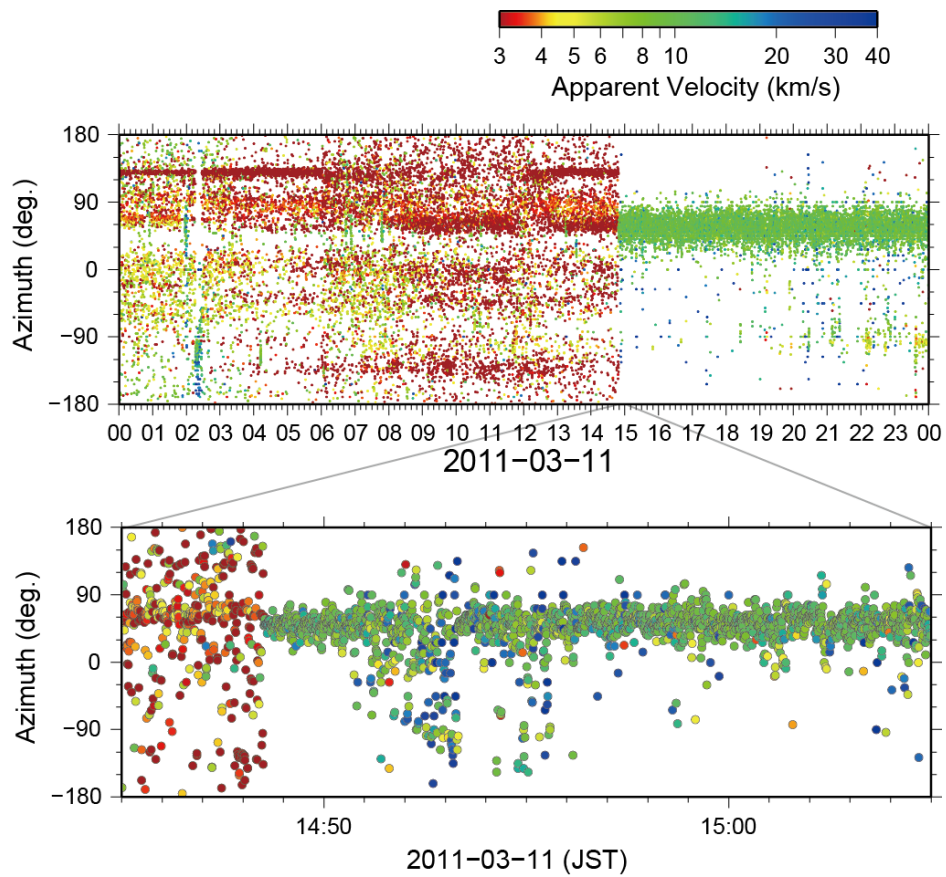


図 24 アレイ 1 において MUSIC 法によって推定された、地震波の到来方向の時系列。上段は 2011 年 3 月 11 日の 1 日間の図、下段は地震前後の 20 分間の拡大図。地震波到達に伴い、東方向から見かけ速度の速い波が到来する。誘発微動がみられた時刻には、この波に混ざって、より見かけ速度の速い波の到来も検出されている。

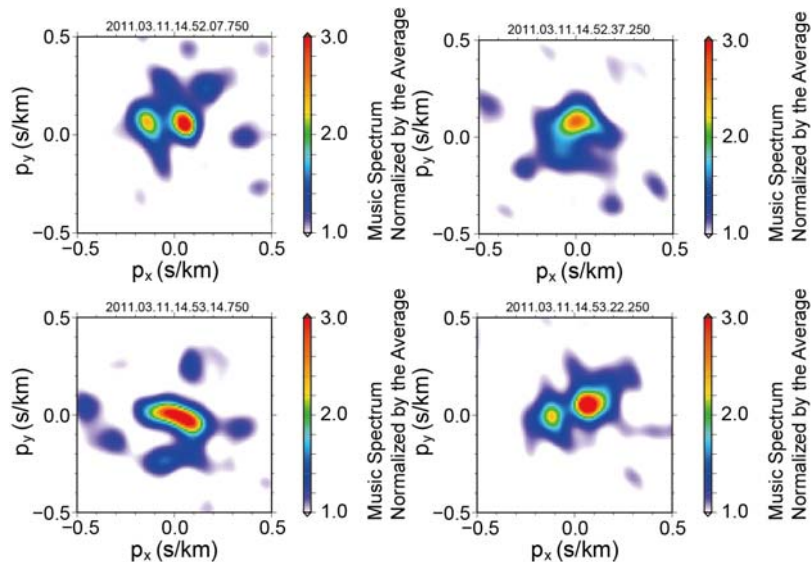


図 25 MUSIC 法によるアレイ解析結果の例。色は MUSIC スペクトル振幅（スローネス平面上の平均値で規格化）を示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

陸域に展開されている既存の地震観測網に加え、6カ所に広帯域地震計を用いた長期機動観測点を整備し、南海トラフ海溝型巨大地震の浅部境界付近で発生する浅部超低周波地震の発生様式の解明や陸域深部に沈み込むフィリピン海プレートの性状に関する調査を行った。研究期間前半の2009年～2010年に紀伊半島沖から室戸岬沖周辺及び日向灘で活発な浅部超低周波地震が発生した。このうち、2010年の日向灘から足摺岬沖で発生した活動に対して、波形相関を用いた解析を実施した結果、浅部超低周波地震震央の詳細な移動の様子を把握することに成功した。この結果は、浅部超低周波地震発生域で、これまで知られていないスローイベントが発生している可能性を示唆するものである。

これらの観測点で得られた遠地地震記録を用いた解析に基づき、新たな海洋モホ面形状モデルを検討した。このモデルでは、紀伊水道周辺に沈み込むフィリピン海プレートが弱面を形成していると仮定し、この弱面でプレートが断裂している可能性を議論した結果、紀伊水道を含む和歌山県西部から四国東部の範囲で変換波振幅が不明瞭になるものの、断裂の可能性は否定出来ないことを確認し、断裂がある場合の海洋モホ面形状モデルを提示した。また、紀伊半島における海洋モホ面における地震波速度の差は、プレートが沈み込むにつれて小さくなり、深部低周波微動が発生している周辺よりも深部ではほぼ一定になることを発見した。このことは、深部低周波微動発生に強く関与する海洋地殻の脱水現象を捉えた可能性がある。

プレートが固着している領域よりも陸域深部側で発生している深部低周波微動の特徴を把握することを目的に、微動活動が活発な四国西部等を対象とした稠密な機動的地震観測を実施した。その結果、微動活動は均質的に発生しておらず、微動活動頻度が高い複数のパッチが存在することが明らかになった。微動活動のセグメント性やセグメント間の連動現象を把握するためには、このようなパッチのさらなる検出ならびにパッチ周辺の詳細な地下構造の把握が今後の課題となる。また、東北地方太平洋沖地震によって誘発された

微動活動があることを確認するとともに、その活動域は、通常の微動活動と同じ場所で発生していたことを示した。このことは、今後の深部低周波微動の発生メカニズム解明につながる重要な観測事実である。

最近、Hirose et al. (2010) は、日向灘周辺で発生する超低周波地震と長期的なスロースリップ及び深部低周波微動が約6年に1度の間隔で連動していること、この活動が南海トラフ沿い海溝型巨大地震発生時における震源域の拡大や地震発生の準備過程に影響を与えている可能性を指摘した。このことは、想定されている南海トラフ沿い海溝型巨大地震の震源域を評価する上で、浅部超低周波地震活動モニタリング精度の向上に努める必要があることを意味する。また、深部低周波微動活動については、その活動様式を正確に捉えることにより、セグメント（パッチ）ごとの連動性評価や巨大地震震源域の深部境界推定の高精度化につながる。そのためには、本件で実施したような稠密地震観測を実施し、深部低周波微動の震源位置について、その深さを含めて特定するとともに、沈み込むプレートと陸側のモホ面との詳細な位置関係や、微動の活動度と地下構造の違い等について議論を進めなくてはならない。また、このような観測を通じて微動域での詳細な活動状況を把握することにより、現在の定常観測網では検知できないようなスロースリップイベントの有無の検討を行うとともに、プレート収束速度との対比を通じ、微動域が巨大地震発生時の震源（高周波地震動励起源）になりうるのかを評価する必要がある。

(e) 引用文献

- 1) Ando, M., Source mechanism and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan, *Tectonophysics*, 27, 119–140, 1975.
- 2) Asano, Y., K. Obara, and Y. Ito, Spatiotemporal distribution of very-low frequency earthquakes in Tokachi-oki near the junction of the Kuril and Japan trenches revealed by using array signal processing, *Earth, Planets Space*, 60, 871–875, 2008.
- 3) 浅野陽一・小原一成・松澤孝紀・廣瀬仁, F-net 記録の波形相関解析によって明らかになった1998年以降の十勝沖における超低周波地震活動, 日本地震学会2010年秋季大会講演予稿集, B22-11, 2010.
- 4) Brown, J.R., G.C. Beroza, S. Ide, K. Ohta, D.R. Shelly, S.Y. Schwartz, W. Rabbel, M. Thorwart, and H. Kao, Deep low-frequency earthquakes in tremor localize to the plate interface in multiple subduction zones, *Geophys. Res. Lett.*, 36, doi:10.1029/2009GL040027, 2009.
- 5) Enescu, B.・浅野陽一・遠田晋次・Z. Peng・青井真・鈴木亘・松澤孝紀・小原一成・田中佐千子・汐見勝彦・武田哲也・木村武志, 2011年東北地方太平洋沖地震による地震の静的・動的トリガリング, 日本地球惑星連合2011年大会, MIS036-P68, 2011.
- 6) 福山英一, 石田瑞穂, D.S. Dreger, 川井啓廉, オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, *地震*, 51, 149–156, 1998.

- 7) Ghosh, A., J.E. Vidale, and K.C. Creager, Tremor asperities in the transition zone control evolution of slow earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 117, B10301, doi:10.1029/2012JB009249, 2012.
- 8) Hacker, B. R., S. M. Peacock, G. A. Abers, and S. D. Holloway, Subduction factory, 2, Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions?, *J. Geophys. Res.*, 108, 2030, doi:10.1029/2001JB001129, 2003.
- 9) Hirose, H., Y. Asano, K. Obara, T. Kimura, T. Matsuzawa, S. Tanaka, and T. Maeda, Slow earthquake linked along dip in the Nankai subduction zone, *Science*, 330, 1502, doi:10.1126/science.1197102, 2010.
- 10) Ide, S., K. Shiomi, K. Mochizuki, T. Tonegawa, and G. Kimura, Split Philippine Sea Plate beneath Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L21304, doi:10.1029/2010GL044585, 2010.
- 11) 石橋克彦・佐竹健治, 古地震研究によるプレート境界巨大地震の長期予測の問題点ー日本付近のプレート沈み込み帯を中心としてー, *地震* 2, 50 別冊, 1-21, 1989.
- 12) Ito, Y., and K. Obara, Dynamic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02311, doi:10.1029/2005GL025270, 2006.
- 13) Ito, Y., S. Sekiguchi, T. Okada, R. Honda, K. Obara, and S. Hori, Performance of regional distance centroid moment tensor inversion applied to the 2004 mid-Niigata prefecture earthquake, Japan, *Geophys J. Int.*, 167, 1317-1331, 2006.
- 14) Ito, Y., K. Obara, K. Shiomi, S. Sekine, H. Hirose, Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events, *Science*, 315, 503-506, 2007.
- 15) 地震調査研究推進本部, 日向灘及び南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価, pp. 57, 2004.
- 16) 木村武志・廣瀬仁, 西南日本における短期的スロースリップイベント(2010年11月~2011年5月), *地震予知連絡会会報*, 86, 474-479, 2011.
- 17) Maeda, T., and K. Obara, Spatio-temporal distribution of seismic energy radiation from low-frequency tremor in western Shikoku, Japan, *J. Geophys. Res.*, 114, B00A09, doi:10.1029/2008JB006043, 2009.
- 18) Matsubara, M., K. Obara, and K. Kasahara, Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, 454, 86-103, 2008.
- 19) Obara, K., and Y. Ito, Very low frequency earthquake excited by the 2004 off the Kii peninsula earthquake: A dynamic deformation process in the large accretionary prism, *Earth Planets Space*, 57, 321-326, 2005.
- 20) 小原一成・松澤孝紀, 2011年東北地方太平洋沖地震直後に誘発された西日本における微小地震・微動活動, *日本地震学会 2011年秋季大会*, P3-02, 2011.

- 21) Obara, K., H. Hirose, F. Yamamizu, K. Kasahara, Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone, *Geophys. Res. Lett.* 31, L23602, doi:10.1029/2004GL020848, 2004.
- 22) Obara, K., S. Tanaka, T. Maeda, and T. Matsuzawa, Depth - dependent activity of non - volcanic tremor in southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L13306, doi:10.1029/2010GL043679, 2010.
- 23) Ohkura, T., Structure of the upper part of the Philippine Sea plate estimated by later phases of upper mantle earthquakes in and around Shikoku, Japan, *Tectonophysics*, 321, 17–36, 2000.
- 24) Okino, K., Y. Shimakawa, and S. Nagaoka, Evolution of the Shikoku basin, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 446, 463–479, 1994.
- 25) Peacock, S. M., Thermal and metamorphic environment of subduction zone episodic tremor and slip, *J. Geophys. Res.*, 114, B00A07, doi:10.1029/2008JB005978, 2009.
- 26) Schmidt, R., Multiple emitter location and signal parameter estimation, *IEEE Trans. Antennas Propag.*, 34, 276–280, doi:10.1109/TAP.1986.1143830, 1986.
- 27) Shelly, D. R., Beroza, G. C. and Ide, S., Non-Volcanic Tremor and Low Frequency Earthquake Swarms, *Nature*, 446, 305-307, doi:10.1038/nature05666, 2007.
- 28) Shiomi, K. and J. Park, Structural features of the subducting slab beneath the Kii Peninsula, central Japan: Seismic evidence of slab segmentation, dehydration and anisotropy, *J. Geophys. Res.*, 113, B10318, doi:10.1029/2007JB005535, 2008.
- 29) Shiomi, K., M. Matsubara, Y. Ito, and K. Obara, Simple relationship between seismic activity along Philippine Sea slab and geometry of oceanic Moho beneath southwest Japan, *Geophys. J. Int.*, 173, 1018–1029, 2008.
- 30) 高橋雅紀, フィリピン海プレートが支配する日本列島のテクトニクス, *地学雑誌*, 115, 116–123, 2006.
- 31) 上野 寛, 畠山信一, 明田川保, 舟崎 淳, 浜田信生, 気象庁の震源決定方法の改善 – 浅部速度構造と重み関数の改良 –, *験震時報*, 65, 123–134, 2002.
- 32) Ueno, T., T. Shibutani, K. Ito, Configuration of the continental Moho and Philippine Sea slab in southwest Japan derived from receiver function analysis: relation to subcrustal earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 98, 2416–2427, 2008.
- 33) 八木勇治・菊地正幸・吉田真吾・山中佳子, 1968年4月1日, 日向灘地震 (MJMA 7.5) の震源仮定とその後の地震活動との比較, *地震* 2, 51, 139–148, 1998.
- 34) Yagi, Y., M. Kikuchi, T. Sagiya, Co-seismic slip, post-seismic slip, and aftershocks associated with two large earthquakes in 1996 in Hyuga-nada, Japan, *Earth Planets Space*, 53, 793–803, 2001.

3.5 サブプロジェクト 1-5

地殻媒質モデルの研究

担当：国立大学法人東京大学

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

地殻媒質モデルの研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立大学法人東京大学大学院新領域創成科学研究科	教授	杉田 精司
国立大学法人東京大学大学院新領域創成科学研究科	特任研究員	桑谷 立
国立大学法人東京大学大学院新領域創成科学研究科	講師	関根 康人
独立行政法人海洋研究開発機構	領域長	烏海 光弘

(c) 業務の目的

プレート境界域で得られた、最新の精密な地下構造、温度構造、地震波異方性、トモグラフィ構造、微小地震統計の地域的变化、さらに延長上にある陸域の地質構造などのマクロスケールな不均質構造と、地殻物質岩石の弾性波速度情報、陸域の岩石試料解析から得られる亀裂分布の特徴など、ミクロスケールの媒質情報を有機的に組み合わせる方法の開発研究を行う。さらに、明らかにされた複合的な媒質構造の上に、プレート境界に特有な巨大断層沿いの破碎帯構造を重ねた3次元媒質評価により、東海—東南海—南海から日向灘のプレート境界域に関する連動性の数値媒質評価モデルを構築する。この数値媒質評価モデルを総合的な南海トラフ沿いの地殻活動評価ならびに信頼度の高い地震発生サイクルシミュレーション研究に反映する。

(d) 5カ年の年次実施業務の要約

1) 平成20年度：

次元圧縮研究及び物質調査研究の準備研究を行った。

2) 平成21年度：

次元圧縮研究によるマクロ媒質評価を行った。

3) 平成22年度：

地震波速度構造データについてベイズ逆解析法による数値媒質評価を行った。

4) 平成23年度：

次元圧縮研究、ベイズ逆解析研究、物質調査研究による総合的な媒質評価を行った。

5) 平成24年度：

調査観測のまとめを行った。

(2) 平成 20～24 年度の成果

(a) 業務の要約

プレート境界域で得られた、様々な地球物理学・地質学データを有効に利用し有機的に組み合わせることで、地殻媒質を評価することが本業務の目的である。本業務では、機械学習などの情報科学的な手法を地球科学分野に導入することで次元圧縮研究・ベイズ逆解析研究を進めると共に、西南日本に分布する丹沢変成岩と三波川変成帯の物質調査研究を並行して進めた。次元圧縮研究の結果、西南日本における微小地震率などの時空間での連続観測量から、媒質の空間連結性（連動性）の様式とその時間変化を解明した。また、自己組織化マップ法を応用することで、速度構造モデル、地震波散乱特性についての不均質構造について定性的な理解が可能になり、境界域と内陸地殻内部でのダメージ構造が見えてきた。また、ベイズ逆解析研究では、マルコフランダム場逆解析法を用いて、西南日本や東北日本沈み込み帯の流量分布及びクラックの形状分布を明らかにした。さらに、物質調査研究により、岩石の脱水・変成作用が支配する構成鉱物・流体を含むクラック構造などのミクロ媒質がマクロ地殻媒質と密接に関連していることを明らかにした。本業務で開発した様々な解析手法は、今後の地殻媒質評価のキーテクノロジーになることが期待できる。

(b) 業務の実施方法

マクロスケール及びミクロスケールの媒質情報を抽出すると共に、それらを有機的に組み合わせる方法を開発することで、数値媒質評価モデルを構築するため、以下に詳述する 1)次元圧縮研究、2)ベイズ逆解析研究、3)物質調査研究のそれぞれを並行して進めた。

これらの研究を進める過程で、情報取得研究として、他機関の様々な研究グループ (JAMSTEC、東北大学、東京工業大学、広島大学など) とワークショップとセミナーを開催し議論及び情報交換を行った。また、情報科学分野のグループなどとも、自己組織化マップ法やベイズ統計を用いた機械学習法についてのワークショップや情報交換を行った。

また、本業務で得られた研究結果を、国内外の諸学会（地球惑星科学連合大会、日本地質学会、アメリカ地球物理連合秋季大会、ニューロコンピューティング研究会など）や各種シンポジウム、セミナー等（変成岩シンポジウム、圧縮センシングシンポジウム、地震研金曜日セミナー、資源素材学会など）において発表すると共に、新たな専門的知見を得て、成果の取りまとめに反映させた。

1)次元圧縮研究

地殻媒質評価の実践的スキームの第一として、微小地震活動度の時空間系列パターンの次元圧縮により、特徴的数理として空間モード（場所的特徴）と時間モード（時間変動）を抽出する研究を行った。また、手法の妥当性及び有効性を確認し、さらにリアリティ化・数値予測に繋げるため、数値計算による人工微小地震率変動データの解析テストも行った。

多次元データを効果的に次元圧縮し可視化する非常に有効な手法である自己組織化マップ (Kohonen, 2001 など) を用いた研究を行った。自己組織化マップ法では、多次元データを元のデータのトポロジーを残したまま 2次元に次元圧縮する有効な可視化ツールで

ある。まずは、日本列島全体の地下の多様な地球物理学データを入力することが可能な3次元空間グリッドを構築した。そして、自己組織化マップのアルゴリズムを作成した。そこに、媒質評価のための基礎データとして地震波速度データ(Matsubara et al., 2008)や地震波速度ゆらぎ(Takahashi et al., 2009)や微小地震(JMA1)などの観測データを適用し、結果をイメージ化した。また、自己組織化マップ法を応用し、岩石の地震波速度実験値と理論値を組み合わせることで、定量的な媒質評価を行う方法について検討した。

2) ベイズ逆解析研究

次元圧縮研究で得られるマクロ次元圧縮図を定量的なものにするために、さらにマイクロ媒質評価を可能にするために、東京大学新領域創成科学研究科岡田真人教授のグループと共同して、ベイズ統計的手法の一種である MRF (Markov random field) モデル(Geman and Geman, 1984)を、地震波速度構造を用いた媒質評価解析手法の構築を行った。MRF モデルとは画像処理などによく用いられる方法で、知りたい物理量の空間(時間)分布についてある程度の連続性を仮定することで、観測データより未知変数の方が多いような不定問題や、観測データに大きな誤差が含まれるような問題について、最適な推定を可能にする。はじめに、MRF 手法の有効性を検証するために、人工で作成した岩石中の流体量及び形態の空間分布を、観測地震波速度データ(V_p , V_s)から逆解析するテストを行った。次に、日本列島下の地震波速度構造データ(Matsubara et al., 2008)に本手法を適用することで、東海-東南海-南海から日向灘のプレート境界域や、多数の地球物理学観測や先行研究が行われている東北日本地域の流体量とその形状分布を分離・イメージングした。また、有効性と適用限界について考察を行った。

上記で開発した MRF 手法では、断層や岩相境界などの不連続な境界を持つ構造について適用不可能である。そこで、情報統計力学の最新の知見である隠れ状態推定モデルを拡張することで、岩石の不均質な構造やマイクロ構造評価が可能になるモデルを開発した。また、大量の実データに適用する際に不可欠である最適化計算の高精度高速化する決定論的なアルゴリズムを新たに開発した。

さらに、プレート境界の詳細な物質構造及びテクトニクス の 解 明 を 促 進 す る た め、MRF モデルを用いた岩石の温度圧力経路復元法を開発した。具体的には、温度圧力履歴の連続性を利用し、MRF モデルを微分熱力学手法(ギブス法)(Spear, 1993)に応用することで、岩石の温度圧力経路精密復元手法の開発を行った。また、この温度圧力経路決定法を地質温度圧力計に応用することで、非常に汎用性のある温度圧力決定法を開発した。

3) 物質調査研究

プレート境界における地下深部の物理・化学過程を最も状態よく保存している丹沢地域と四国三波川地域を対象に、地質学的・岩石学的調査を行った。丹沢地域に関しては、これまでに得られた地質学的・岩石学的調査の結果を総合することで、丹沢山地の地殻構造及びテクトニックモデルの構築を行った。また、継続して行ってきた四国三波川高変成度地域の岩石学的・地質学的調査の結果を総合して、天然の変成岩から流体の挙動を実証的・定量的に明らかにする手法の開発を行った。具体的には、五良津エクログャイト岩体に適

用し吸水変成作用の定量化を行った。また、変成岩の持つ縞状構造や鉱物の累帯構造などから、化学反応を特定し物質移動量を逆解析する新手法の開発を行った。さらに、物質調査研究として、化学平衡熱力学を用いた沈み込みに伴う岩石・鉱物のプレート境界部脱水変成作用のシミュレーションを行った。

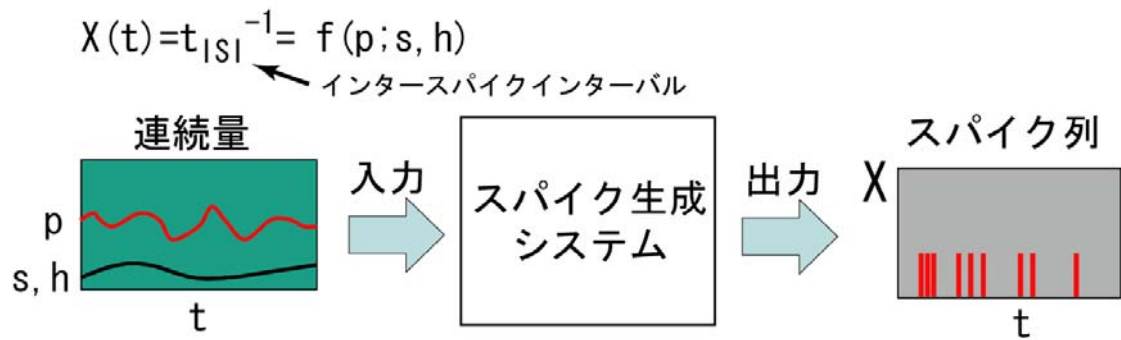


図1 微小地震率変動のモデル化。各場所における微小地震率変動 X を、スパイク生成システムとみなし、地震発生に関わる物理量 (p, s, h : 例えば流体圧やポロシティなど) の関数と考える。

(c) 業務の成果

1) 次元圧縮研究

微小地震活動度の時空間系列パターンの次元圧縮により、特徴的数値として空間モード(場地的特徴)と時間モード(時間変動)を抽出する研究を行った。微小地震の時間変動は、図1のようにある物理量が入力されたときのスパイク生成システムによる出力と考え、地震発生に関わる物理量 (p, s, h : 例えば流体圧やポロシティなど) の関数であると単純化することとする。沈み込む海洋プレート上に沿って、 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ の範囲を持つある地点 k の微小地震率 X_k を1ヶ月あたりの微小地震数と定義すると、ある時間 t における微小地震率ベクトルは、 $X(t) = (X_1(t), X_2(t), \dots, X_k(t), \dots, X_n(t))$ と表現できる(図2)。ここで n は総グリッド数である。この微小地震率の時空間相関を、空間モードと時間モードのそれぞれにおいて、最も分散を大きくし、さらに直交するように分解する主成分分析的な手法である。

微小地震率の相関

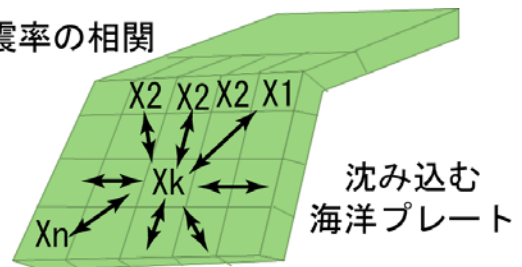


図2 沈み込む海洋プレート上で定義された微小地震率 X_k の時空間相関の計算。

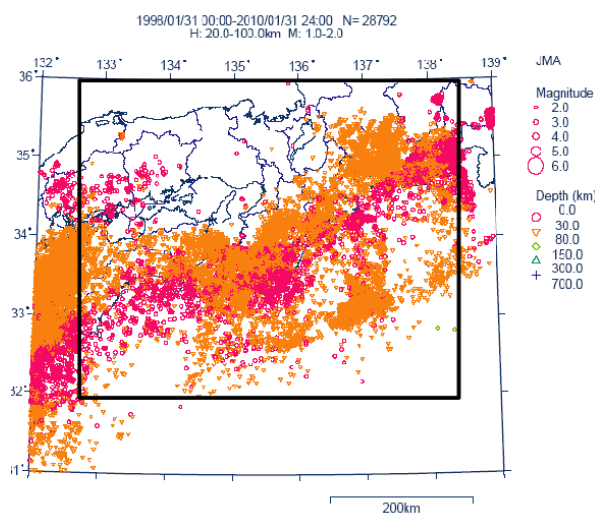


図3 フィリピン海プレート内部の微小地震(時間範囲: 1998年から2010年、震度2以上)。図の太線四角形内の範囲を本研究では対象とした。

空間モード

時間変動

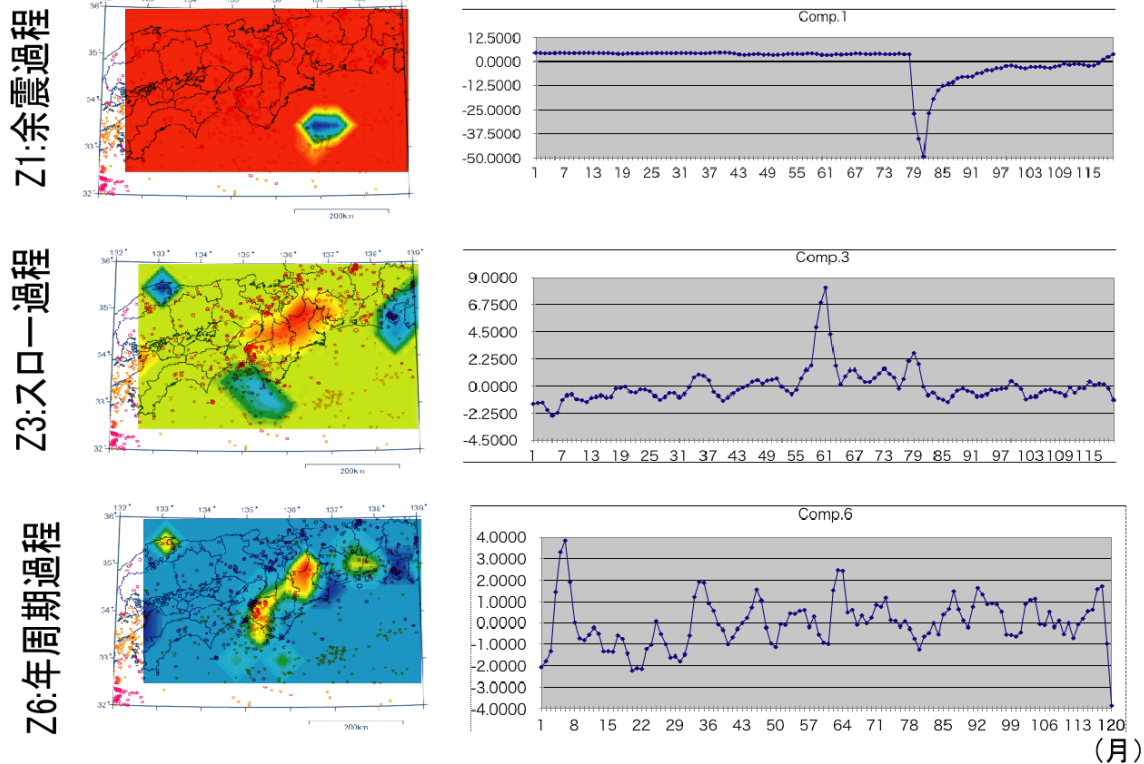


図4 次元圧縮解析によって得られた空間モードとその時間変動。

本研究では図3に示したように、南海トラフ沈み込み帯における1998年から2010年、震度2以上の範囲を対象とし解析を行った。その結果、微小地震変動に対する空間モードと時間変動を得た。主要なモードの例を図4に示す。Z1成分は、その空間モードが紀伊半島沖のみに異常成分が見られることと、75ヶ月目からのスパイク的な時間変動が示すように余震過程を表すモードである。また、Z6成分はおよそ年周期を示している。Z3成分については、55ヶ月目からの65ヶ月目にかけてのゆっくりとした時間変動を示しており、連動性に関わるモードとして注目される。このように、時空間データに対する次元圧縮法の開発により、西南日本における微小地震率などの時空間での連続観測量から、媒質の空間連結性（連動性）の様式とその時間変化を解明することが可能になった。さらに、手法の妥当性及び有効性を確認し、さらにリアリティ化・数値予測に繋げるため、数値計算による人工微小地震率変動データの解析テストも行っている。

ニューラルネットワークの一種である自己組織化マップ（Kohonen, 2001）を用いた研究を行った。ニューラルネットワークとは、脳の神経系を模擬して、単純な演算機能を持つニューロンをネットワーク状に結合することで複雑な演算機能を可能にした数学モデルである。ニューラルネットワークは、その「非線形性」・「学習能力」・「並列性」などの特徴から、汎用性に優れた高い関数近似能力を有し、大量のデータ群を活用することが可能である。そのため、最適化問題・逆問題の解析、力学系の再構築、データマイニングなど

に積極的に用いられている。Kohonen が提唱した自己組織化マップ法は教師なしニューラルネットワークの一種で、多次元データベクトル情報を、トポロジーを保持したまま2次元空間上に次元圧縮する非常に有効な可視化ツールである。多次元データを先験的知識なしにクラスタリングができ分類・解釈などによく用いられる。

本研究では、媒質評価への応用を可能にするために、自己組織化マップの汎用的な計算機プログラムを作成した。アルゴリズムを図5に示す。入力ベクトルデータを十分に学習させた結果、二次元のKohonenマップ上に格子状に並んだニューロンは、元の入力ベクトルデータと同様の情報を持つようになる。Kohonenマップは以下のような性質を持つ。(1) ユークリッド距離の近いベクトルデータはマップ上の近くに位置する。(2) Kohonenマップの各レイヤー (Feature マップ) 間のニューロンの強度は各データ種類間の相関関係を示す。したがって、このKohonenマップを用いることで、データの分類とデータ種類間の関連性の理解が可能になる。本研究ではさらにニューロンに特徴的な色をつける事で日本列島下の媒質の状態を可視化するためのプログラムを作成した。

日本列島下について、地震波速度データ (Matsubara et al., 2008) や地震波速度ゆらぎ (Takahashi et al., 2009) などの様々な地球物理学データを入力した結果の例を図6、7に示す。(a)は入力データ、(b)は自己組織化マップの計算によって得られた各Featureマップ、(c)は元の入力データをKohonenマップの色づけにより再マッピングして得られた媒質評価図である。

岩石実験及び理論計算から得られた地震波速度 (Christensen, 1996 Hacker et al., 2003) などとの比較から、図6(c)において、青色系統で表された領域は、P波速度 (V_p)、S波速度 (V_s) が共に高いような領域であり、海洋地殻及びマントル岩からなる沈み込むプレートを示しているものと考えられる。水色系統で表される領域 (V_p, V_s, ν が全て低い領域) はカコウ岩もしくは堆積岩のような岩石種から構成されていることが考えられる。一方、赤色系統で表された領域 (V_p, V_s が低く ν が高い領域) は、クラック状の流体の存在が強く示唆される場所である (Takei, 2002)。図7は、地震波速度データに加えて地震波速度ゆらぎ (Takahashi et al., 2009) を入力ベクトルとして加えた場合の解析結果である。パラメータ κ は不均質性の長さスケールを表しており、流体の存在を示すものと考えられる。この図の場合、赤色の領域 (ν が低く κ が低い) は粒間を濡らすような形態の流体、紫色の領域 (ν が高く κ が低い) はクラック状の流体が示唆される。このように、様々な地球物理学データを入力することにより、より多くの情報を含んだマクロ構造評価が可能である。

さらに、自己組織化マップの可視化・分類ツールとしての側面だけではなく、定量的な解析の可能性にも検討を行った。その結果、自己組織化マップが部分データに頑健なこと、岩石の地震波速度実験値、理論計算値などを教師データとして利用することで、岩石種の決定とクラック密度・形状などのある程度の定量解析が可能であることも明らかになった。

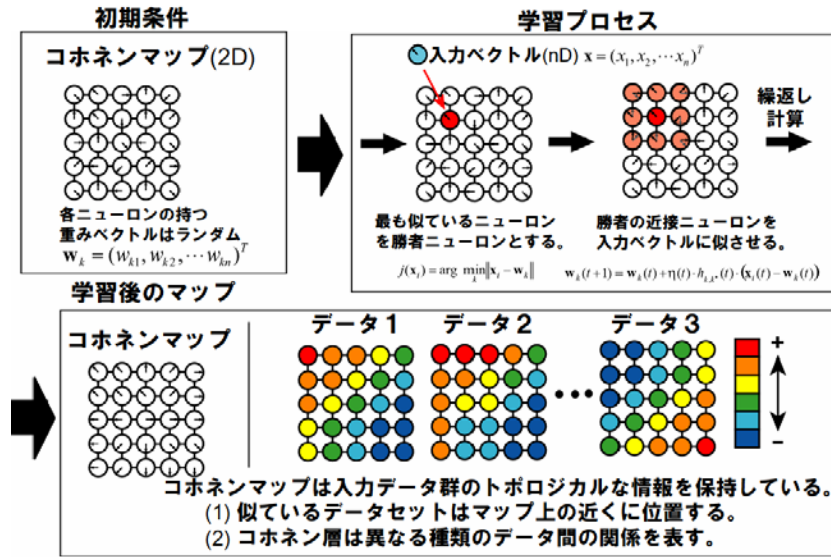


図5 自己組織化マップのアルゴリズム

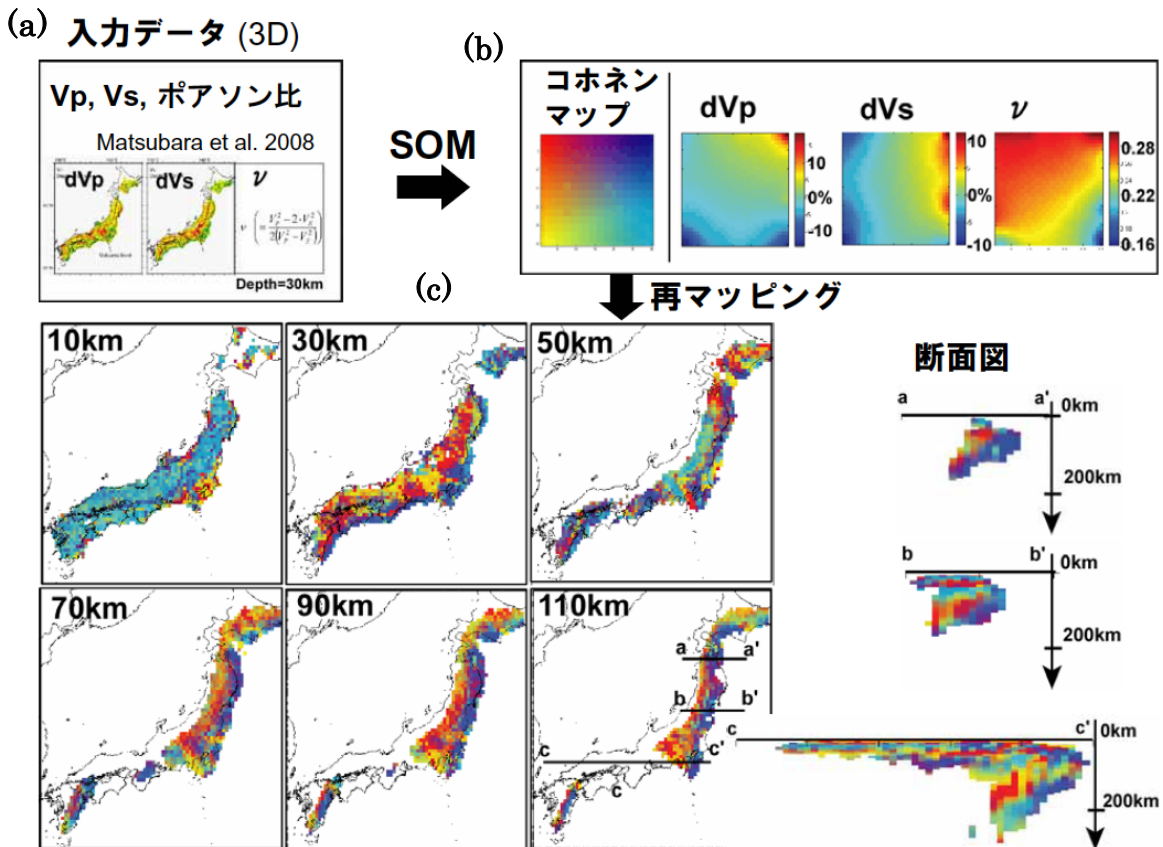
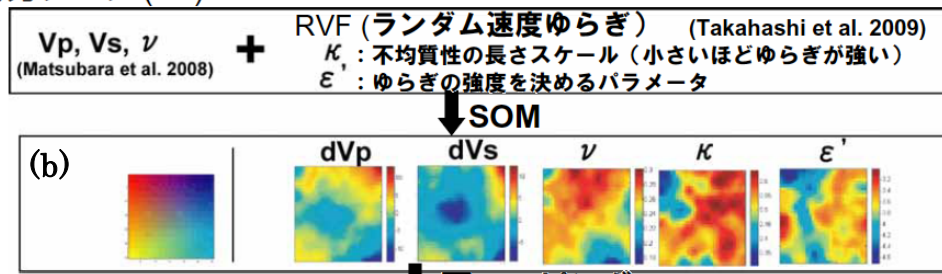


図6 地震波速度データを入力した結果 (文中参照)。(a) 入力データ、(b) コホネンマップ、(c) 再マッピング結果。

(a) 入力データ (5D)



(c)

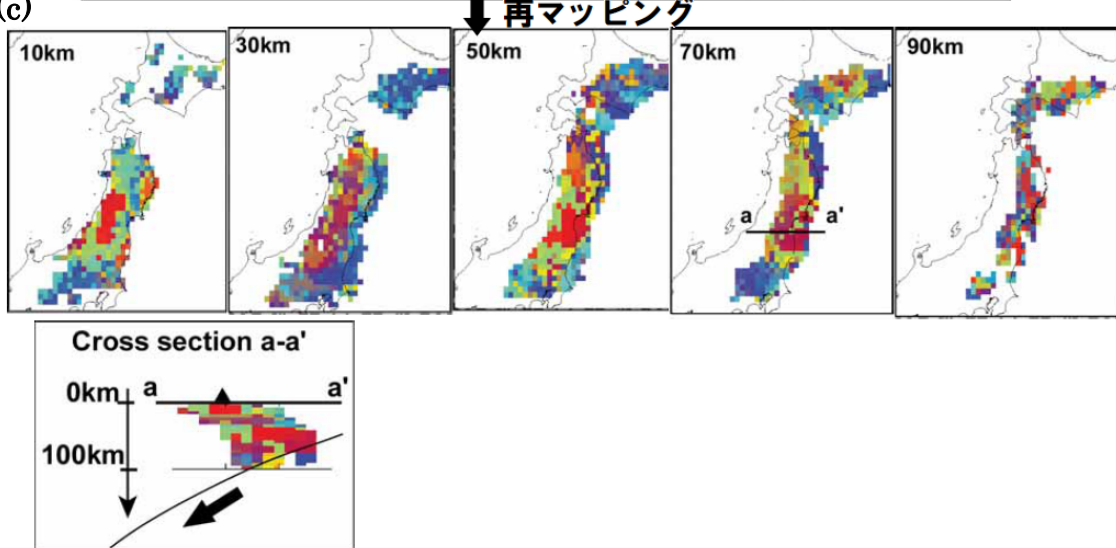


図7 地震波速度データとランダム速度ゆらぎデータ2)を入力した結果 (文中参照)。(a) 入力データ、(b) コホネンマップ、(c) 再マップ結果。

2) ベイズ逆解析研究

媒質評価をさらに高精度にするために、東京大学新領域創成科学研究科岡田真人教授のグループと共同して、ベイズ統計的手法の一種である MRF (Markov random field) モデルを応用することで、地震波速度構造を用いた媒質評価解析手法の構築を行った。本年度は、MRF 手法を日本列島下の様々な地域の地震波速度構造データ (Matsubara et al., 2008) に本手法を適用することで、地球内部の流体量・形態の空間イメージングを行った。

a) 地震波速度構造からの流体量・形状分離イメージング

ベイズ統計的手法の一種である MRF (Markov random field) モデルを用いて、地震波速度構造を用いた媒質評価解析手法の構築を行った。ここでは、マクロな観測に影響を与えるミクロ媒質評価指数として、岩石の種類、流体の量 (空隙率: Φ)、流体の存在形態 (アスペクト比: α) などを導入する。MRF モデルとは画像処理などによく用いられる方法で、知りたい物理量の空間 (時間) 分布についてある程度の連続性を仮定することで、観測データより未知変数の方が多様な不定問題や、観測データに大きな誤差が含まれるような問題について、最適な推定を可能にする。実用的には、正確な物理量変化を抽出するローパスフィルターのような役目を果たす。一般に、観測データにローパスフィルターをかけるときは、解析者の直感と経験に頼ることでその通過周波数帯域を決めてきた。しかし、

MRF モデルではベイズ統計的なアプローチにより、観測データの統計的な性質のみから、適切な通過周波数帯域を客観的に決定することができる。さらに、様々な地質学的情報や観測機器の情報などを事前知識として推定に反映することも可能である。

媒質評価研究の基礎モデルとして、まずはじめに、岩石種と流体の種類（メルト・水）をあらかじめ仮定したときに、地震波速度構造（ V_p , V_s ）から流体の量（空隙率： Φ ）とその形態（アスペクト比： α ）の空間分布を推定する枠組みを開発した。その結果、(1)式のように定義される評価関数を最小にすることで求めたい流体分布が推定可能であることがわかった。

$$\begin{aligned}
 E(\phi, \alpha; \theta) \equiv & \frac{1}{2\sigma_{Pn}^2} \sum_{i=1}^N (f_p(\phi^{i,j}, \alpha^{i,j}) - V_p^{i,j})^2 + \frac{1}{2\sigma_{Sn}^2} \sum_{i=1}^N (f_s(\phi^{i,j}, \alpha^{i,j}) - V_s^{i,j})^2 \\
 & + \frac{1}{2\sigma_{\phi m}^2} \left\{ \sum_{i=1}^{N_i-1} (\phi^{i+1,j} - \phi^{i,j})^2 + \sum_{j=1}^{N_j-1} (\phi^{i,j+1} - \phi^{i,j})^2 \right\} \\
 & + \frac{1}{2\sigma_{\alpha m}^2} \left\{ \sum_{i=1}^{N_i-1} (\alpha^{i+1,j} - \alpha^{i,j})^2 + \sum_{j=1}^{N_j-1} (\alpha^{i,j+1} - \alpha^{i,j})^2 \right\} \\
 & + \frac{N}{2} \ln \sigma_{Pn}^2 + \frac{N}{2} \ln \sigma_{Sn}^2 + \ln Z_{\phi m}(\sigma_{\phi m}^2) + \ln Z_{\alpha m}(\sigma_{\alpha m}^2),
 \end{aligned} \tag{1}$$

ここで、 $\phi^{i,j}$, $\alpha^{i,j}$ は 2次元空間 $((i, j) = (1, \dots, N_i, 1, \dots, N_j))$, $N \equiv N_i \times N_j$ 上の空隙率と

アスペクト比を、 $\theta = \{\sigma_{Pn}^2, \sigma_{Sn}^2, \sigma_{\phi m}^2, \sigma_{\alpha m}^2\}$ は地震波速度の誤差による分散と空隙率・アスペクト比の連続性を示す分散をまとめたパラメータ群を、 Z は規格化定数を表している。

また、本研究では、地震波速度の空隙率・アスペクト比依存性 ($V_p = f_p(\phi, \alpha)$ 、

$V_s = f_s(\phi, \alpha)$) として、武井によって多孔質弾性理論から得られた式を用いた (Takei,

2002)。適切な流体分布の推定には (1) 中のパラメータ群 (θ : 以下ハイパーパラメータと呼ぶことにする) を適切に決定する必要があるが、以下で定義される自由エネルギー関数を最小にするものを選べばよい。

$$\begin{aligned}
 F(\theta) \equiv & -\ln p(V_p, V_s | \theta) \\
 = & -\ln \left\{ \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \exp\{-E(\phi, \alpha, \theta)\} d\phi d\alpha \right\} + C,
 \end{aligned} \tag{2}$$

ここで、 C は定数である。(2) には非常に高次 (N^2) の多重積分が含まれており一般的に計算は困難であるが、MCMC (Markov chain Monte Carlo) 法的一种である Metropolis 法 (Metropolis et al., 1953) を実装することで解決した。

はじめに、人工データの逆解析テストを行うことにより本手法の妥当性を示した。図 8 に、人工的に仮定した流体分布と、それをもとに武井の関係により計算された人工観測データ (V_p , V_s) を示した。このデータは観測データに近づけるために、データにノイズを与えている。この観測データのみから、本手法 (MRF モデル) によって、流体分布を正しく

復元できるかどうか、をテストした。図 9 (a)は、(2) で定義した自由エネルギーを最小化するようなハイパーパラメータの最急降下法による変化の様子を示したものであるが、試行回数が増えるに連れて正しいハイパーパラメータに収束していることがわかる。図 9 は、従来行われてきた逆関数を用いて得た結果と、本研究の MRF 手法によって求めた結果を示した。これを図 8 の正しい流体空間分布と比較すると、MRF 手法によるものとよく一致することがわかる。このように、MRF 手法によって、観測データのみを基に、ノイズを分離して正しい流体分布を推定できることがわかった。

次に、実際に得られた、日本列島下の地震波速度構造データ (Matsubara et al., 2008) に本手法を適用することで、マントルウェッジ中の流体量・形態の空間イメージングを行った。図 10 の左側に観測データ、右側に MRF モデルによって推定された流体分布を示した。日向灘付近と中国山地付近に流体の多く含まれる場所が認められるが、日向灘ではクラック状に、中国山地では粒間に存在することがアスペクト比から示唆される。

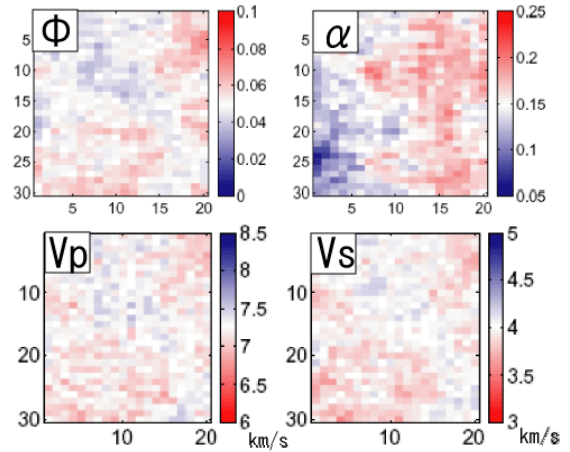


図 8 仮定した流体の空間分布 (Φ , α) (上図) と観測データ (V_p , V_s) (下図)。

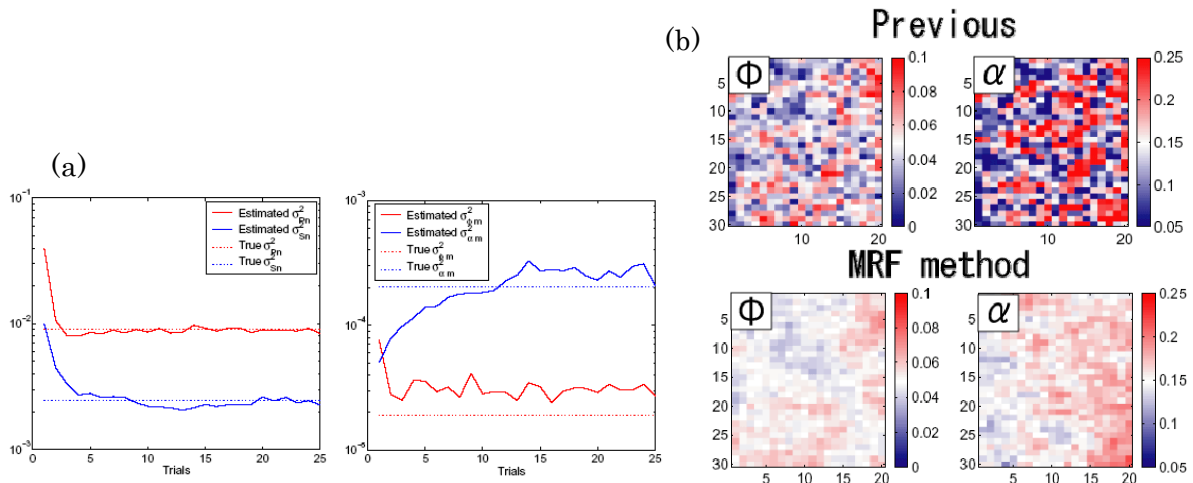


図 9 (a)ハイパーパラメーターの試行回数による変化. 試行回数が増えるとパラメーター (実線) が正しい解 (破線) に近づいていることが確かめられる。 (b)推定された流体分布 (上図) 従来手法 (逆関数) によって得られた分布 (下図) 本手法によって得られた分布

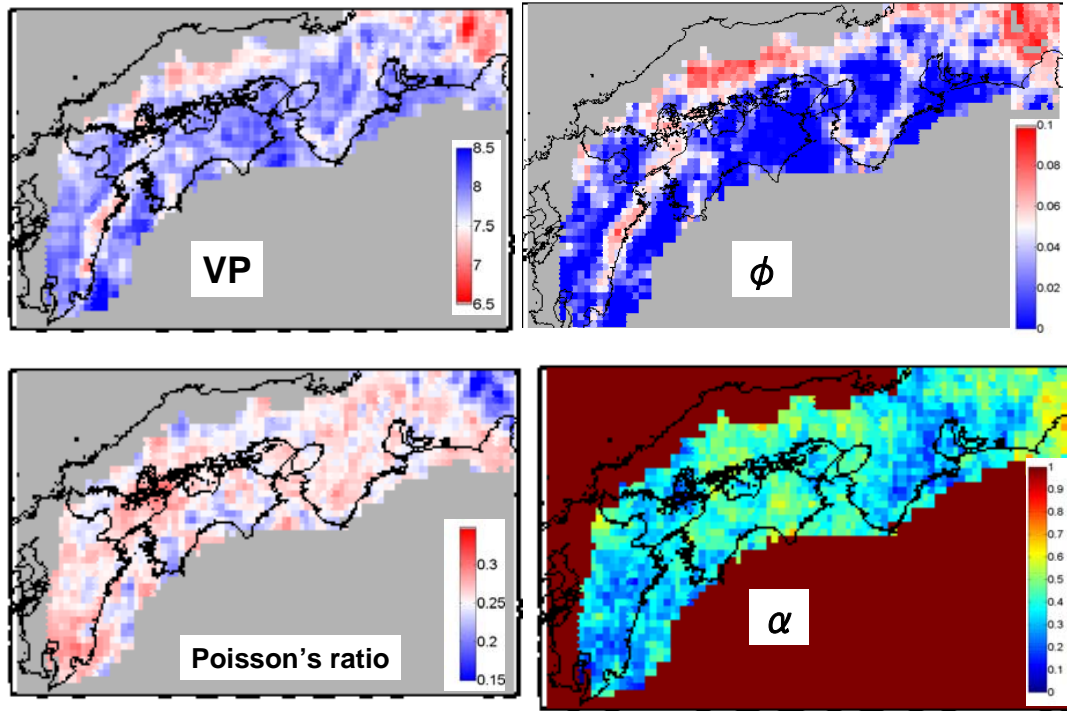


図 10 (左図) 観測された深さ 40km の地震波速度構造 (上: V_p (km/s), 下: ポアソン比) (右図) MRF モデルによって得られた流体分布 (上: 空隙率 ϕ , 下: アスペクト比 α)

さらに、開発した MRF 手法の有効性や妥当性をさらに検討するために、東北日本マントルウェッジに適用した。本地域では、様々な地球物理観測が高精度に行われており、温度分布などの物理量などについて比較的信頼度の高い値が報告されている。また、定量的に媒質評価を行った中島らの先行研究 (Nakajima et al., 2005) などがあるため、解析結果の比較ができるので、本 MRF 手法を天然観測データへ適用するうえで、妥当性や有効性を詳細に検討することが可能である。

松原らによって推定された東北日本弧直下地震波速度構造 (Matsubara et al., 2008) に MRF 手法を適用した。図 11 は深さ 40 km の V_p 、 V_s 、 V_p/V_s である。解析において参照速度の決定が重要であるが、流体を含まないドライ条件のときの地震波速度として、中島らと同じ $V_p=7.9$ km/s、 $V_s=4.55$ km/s を用いた。流体についてはメルトを仮定した。

図 12 は最急降下法の際に推定されたハイパーパラメータの推移である。ノイズの分散、連続性の分散ともある値に収束していること

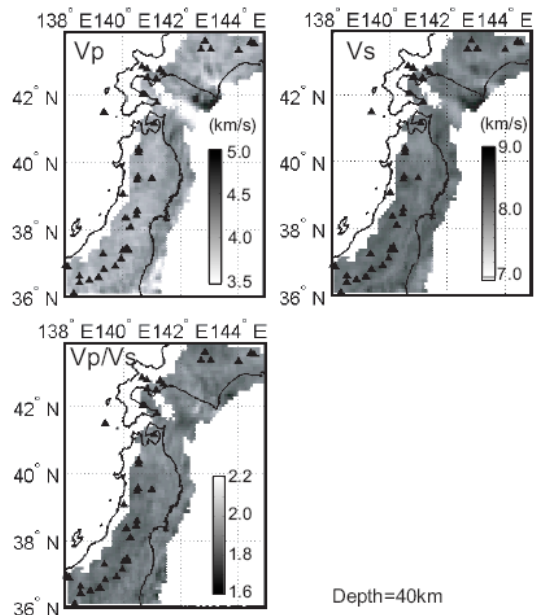


図 11 解析に用いた東北日本の観測地震波速度構造 (深さ 40km)

がわかる。求められたノイズの分散の値は、 V_p について 0.061 で、 V_s について 0.0038 となっている。この値はトモグラフィ観測で予想されるノイズ（標準偏差で 1% 程度）よりも大きくなっており、原因について後に考察する。

図 13(a) は MRF 推定によって得られた流体のポロシティとアスペクト比の空間分布を示したものである。図 13(b) に示された従来の決定論的な推定に比べて、ノイズの少ないなめらかな空間分布を示す結果が得られた。火山弧から背弧側で前弧側よりも ϕ 、 α ともに推定値が高い。これは火山直下で 0.1~0.5 vol. % 程度の部分熔融をしており、その形状は岩石と組織平衡しているのではなく、クラック状に分布していることが示唆される。Nakajima et al. (2005) では火山直下において流体量 ϕ を 1~2 vol. % 及びアスペクト比 α を 0.02~0.04 と推定している。本研究では ϕ については 1 ケタ小さい値をとっているが、 α についてはおおよそ調和的な結果を示している。これらの結果の相違は、主に使用した速度データの違いからくるものと考えられるが、参照条件や流体の種類、温度構造などを一定とあらかじめ仮定しているなどの不確実性も大きな原因の一つと考えられる。これらのことや速度ノイズの分散が予想よりも非常に大きいことと合わせて考察すると、温度構造や流体の種類などの物理変数、パラメータを新たに未知変数として導入する必要性を示している。

その結果、MRF 手法などのベイズ統計的手法が地殻媒質評価に関わる広範囲な地球科学分野への応用（たとえば、地震波トモグラフィ、岩石学的温度圧力パス逆解析など）に有効であることが明らかになった。これらの結果により、新たなマイクロ媒質評価モデルの手法を進めた。他研究グループと、その結果、ベイズ統計的手法が地殻媒質評価に非常に有効であることが結論された。

b) 潜在変数を導入した MRF モデルの開発及び高速高精度化

人工データや自然データへの適用でみてきたように、開発した MRF モデルは、求めたい物理量の空間連続性を仮定することで、不定問題や不確実性の大きい問題に対しても解析を可能にするため、地球内部の媒質評価に対して非常に有効な手法であると考えられる。

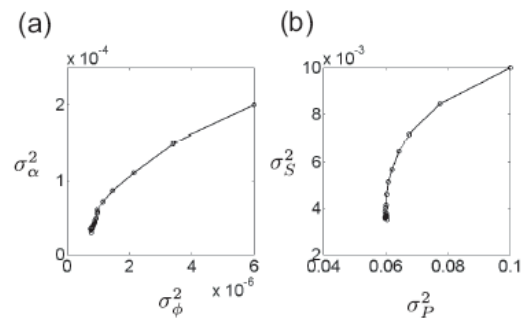


図 12 ハイパーパラメータの推移。試行回数を増やすと収束している。

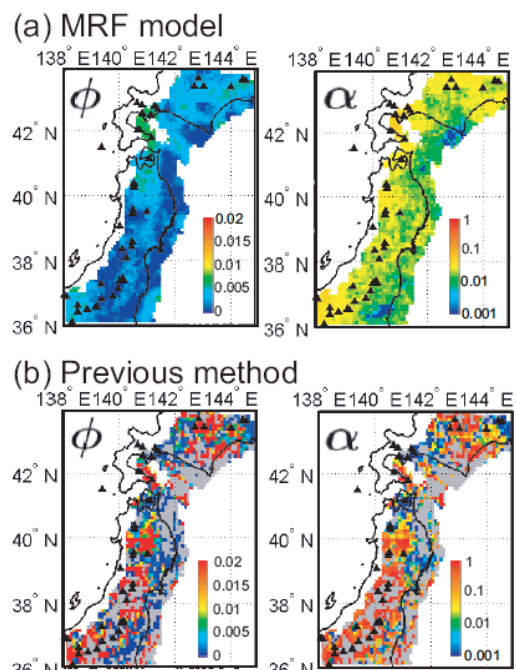


図 13 (a) MRF モデルによって推定された流体分布。

(b) 従来の決定論的方法によって推定された流体分布。

しかし、一方では、地球内部において岩相境界などの不連続境界が多く存在するため、物理量の空間連続性が成り立たない場合が一般的であると考えられる。また、地震活動の評価などの観点から、断層などの不連続境界を検出することが、地球科学的には非常に重要な課題であると考えられる。地震波トモグラフィ解析などで行われているように、従来の地球物理学観測ではこのような不連続境界をアприオリに仮定することがほとんどである。よって、不連続境界を自動抽出するアルゴリズム開発をすることは地球内部の媒質評価にとって非常に重要である。

MRF モデルはもともと画像解析に多く用いられている手法であり、画像分割のための効率的なアルゴリズムが提案されている (Takiyama et al., 2009)。本研究では、これらのモデルを拡張することで、不連続境界の自動抽出を実現する手法の開発を行った。

観測量に陽に現れないような物理量を推定するには潜在変数 (latent variables) を導入することが有効である。画像解析において不連続境界を表現するには、一般的に、

「境界ベース潜在変数 (boundary-based latent variables)」を用いるラインプロセスと「領域ベース潜在変数 (region-based latent variables)」を用いるラベルプロセスの二種類の方法が存在する (Miyoshi and Okada, 2011)。どちらを使用するにしても長所と短所があるが、本研究では、比較的大きな断層をイメージし、岩相境界と領域の岩相を同時に決定可能なラベルプロセスを用いた手法を開発した。本手法は観測量の生成過程として非線形関数を使用するため、決定論的な最適化手法を用いることができないため、Markov chain Monte Carlo (MCMC) 法を用いることにする。このような研究は情報科学分野でも例がなく、もちろん固体地球科学分野でも先行研究がない。

物理量の連続分布の推定を行ったモデルに、不連続な値を持つ領域ベース潜在変数を導入する。事後分布の最大化について確率論的に定式化を行うと、(3) 式のように定義される評価関数を最小にすることで、最も確からしい連続的な物理量 x と不連続な物理量 (ラベル) ξ を観測量 y から求めることが可能である。

$$E(x, \xi) \equiv \frac{1}{2\sigma_y^2} \sum_{i=1}^N (\xi_i \cdot f(x_i) - y_i)^2 + \frac{1}{2\sigma_x^2} \sum_{i \sim j} (x_i - x_j)^2 - \mu \sum_{i \sim j} \xi_i \cdot \xi_j \quad (3)$$

ここで、 σ_x^2 は連続性の分散、 σ_y^2 は観測ノイズの分散、 $\sum_{i \sim j}$ は全格子対の和をとることを示す。ラベルについては ξ_i で示したポッツスピンで表現した。ポッツスピンの項の係数 μ

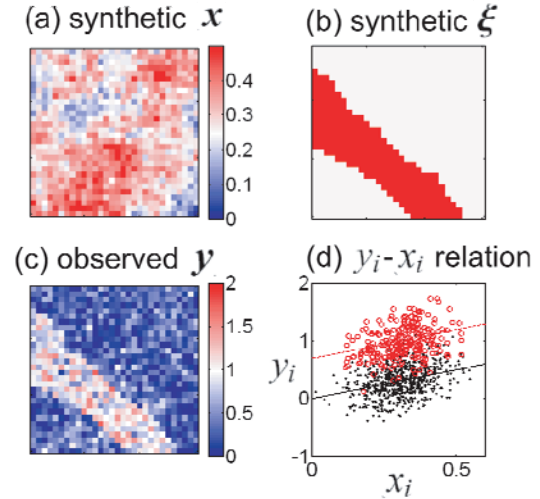


図 14 仮定した物理量及びラベルの空間分布。(a)連続物理量。(b)不連続なラベル。ラベル 1 (白) とラベル 2 (赤)。(c)観測量。(d)物理量と観測量の関係。黒はラベル 1、赤はラベル 2 に対応する。

ラメータ μ が 0 の場合、ラベルは連続性について一切の制約が与えられない。一方で、正の大きい値をとることで、隣り合うラベルが連続である方が不連続であるよりも安定化する。このように μ はラベルの連続性を支配するパラメータである。これらのパラメータは物理量の推定に決定的な影響を与えるため、一つ上の階層の物理量であると考えることができ、ハイパーパラメータと呼ばれる。これらの値は先述のようにハイパーパラメータ推定によって、データのみから決定することが可能である。本研究では、簡単のため、分散の値は既知であるものとした。また、 μ の値については、幾つかの値を仮定し、妥当な値について検討した。

構築したモデルの妥当性と有効性を確認するために、人工データを用いたインバージョンテストを行った。30×30 の正方形の領域に、連続分布と不連続なラベルをそれぞれ図 14(a) (b) のように仮定した。連続する物理量 x の空間分布については、連続性の分散 (σ_x^2) を与えてランダムウォークによって作成した。観測量 y は物理量 x の一次関数にガウスノイズ (分散: σ_y^2) を加えたものである (図 14(d))。

生成された観測量の空間分布を図 14(c) に示した。目的はこの観測量のみからハイパーパラメータを推定し、連続量及びラベルを推定することである。そこで、ハイパーパラメータ推定を行わずに空間連続性及び観測量のノイズの分散を既知のものとして固定して、様々な μ の値を与えて連続物理量 x 及びラベル ξ の推定を行った。

$\mu = 10$ と仮定した場合の結果が図 15 及び図 16 にまとめてある。図 15 は MCMC の試行回数を増やしていくときの評価関数の推移と真の値からの二乗平均誤差 (RMS error) の推移を示している。評価関数が減少すると共に二乗平均誤差も低いレベルの値まで減少しているため、推定に成功していることがわかる。図 16 は評価関数を最小にする (事後確率を最大化する) x 及びラベルの空間分布である。実際

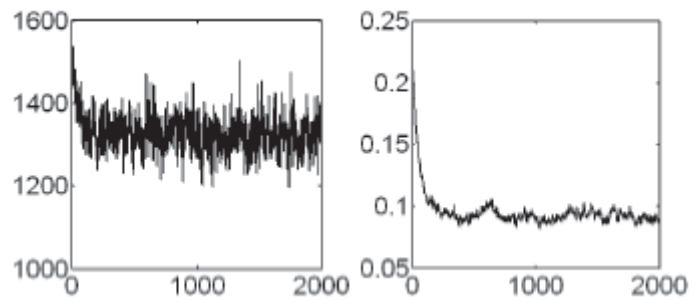


図 15 $\mu = 10$ のときの評価関数 E の試行回数に対する変化(左図)、および二乗平均誤差 (RMS error) の変化 (右図)。

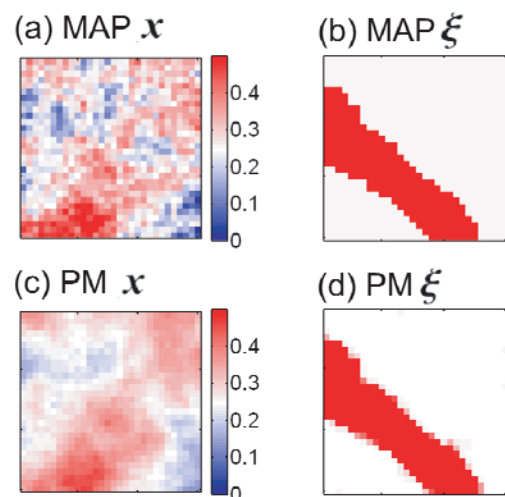


図 16 推定された連続物理量とラベルの空間分布。上図は事後確率を最大化する解 (MAP 解)。下図はサンプリングされた解の平均値 (PM 解)。

に、推定された物理量の分布をみると、真の値とおおよそ一致していることが確認できる。今後は、これまでに開発したモデルと同様に自由エネルギーを最小化することで観測データのみからハイパーパラメータを推定する枠組みを構築する必要がある。その際、不連続量を扱うことから、自由エネルギーが局所最小解にトラップされることが多い。そこで、このような問題に陥りにくいような交換モンテカルロ法などで最適化を行うことが必要である。本モデルは、今まで、地球科学者の主観によってアプリアリに与えていたことが多量のような不連続量を客観的・定量的に決定できることから、今後の媒質評価のキーテクノロジーとなることと予想される。人工データに適用した結果、良い精度で不連続構造と連続的な物理量を復元することがわかった。本モデルを実際の地球物理学データに適用することで、ダメージ帯の検出や、岩石構成鉱物などのマイクロ媒質評価が可能になると期待される。

上記の MRF モデルを高速・高精度に解析するアルゴリズムを開発した。上記の解析例ではハイパーパラメータ推定の際、マルコフ連鎖モンテカルロ法を使用している。マルコフ連鎖モンテカルロ法では無数のサンプルを生成するため（たとえば最急降下法の試行回数 1 回ごとに 100 万回以上のサンプルを生成させる）、計算コストが非常に高い。本研究では、観測プロセスに含まれる非線形の構成関数を部分的に線形化することにより、決定論的にハイパーパラメータ及び物理量の空間分布を推定できた(Ohno et al., 2012)。本アルゴリズムを拡張することで、3次元速度モデルなどの大量のデータを用いた地球内部媒質評価が可能になると期待できる。

c) MRF モデルを用いた温度圧力経路の復元

一方で、MRF モデルは岩石学にも応用可能である。変成岩の温度圧力履歴を復元することは、地殻構造を推定するうえで重要な実証的アプローチである。そこで、MRF モデルを微分熱力学的手法(Spear, 1993)に応用することで鉱物の持つ化学組成累帯構造から連続的な温度圧力パスをより正確に復元する方法を開発した。図 17 で示されるように非常に高い精度で温度圧力履歴の復元が可能になることがわかった。

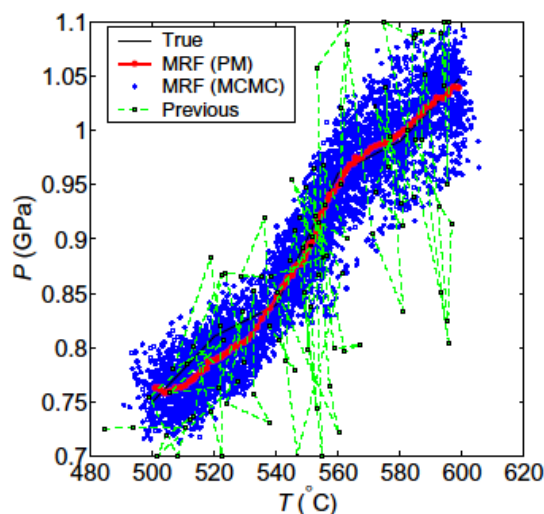


図 17 MRF モデルによる温度圧力履歴（人工）の復元。従来手法（緑線）と比較して、MRF

モデル（赤線）は高い精度で、もとのPTパス（黒線）を復元していることがわかる。

上述のように、まずは、MRF モデルを微分熱力学的手法に応用することで鉱物の持つ化学組成累帯構造から連続的な温度圧力パスをより正確に復元する方法を開発した (Kuwatani et al., 2012)。この微分熱力学的手法を用いる方法は、一つの鉱物の組成累帯構造のみから連続的な温度圧力履歴の復元が可能であり、非常に強力な手法である一方、

(1) 共存鉱物が多いような自由度の少ないシステムにしか適用できないため汎用性が低く、(2) 仮定した鉱物すべてが実際に共存していたかどうか確認できないため、得られたパスの妥当性には常に不安が残る、などの問題点も存在する。

そこで、新たに、最も一般的な温度圧力履歴を推定法として知られる鉱物包有物（インクルージョン）とホスト鉱物の化学組成ペアを用いて温度圧力計を適用する方法について MRF モデルを応用することで、より汎用的な温度圧力履歴の推定法を開発した (図 18)。

開発した手法の妥当性を調べるために、St-Onge (1986)により得られた、ざくろ石中の黒雲母、斜長石インクルージョンの化学組成データセットを用いて、P Tパスの復元テストを行った。その結果、非常に高い精度で温度圧力履歴の復元が可能になることがわかった。また、インクルージョンの個数密度に応じた詳細な P Tパスの復元と誤差評価が可能であることが明らかになった (図 19、20)。この結果は確率論的な逆解析手法が非常に強力で汎用的であることを示唆しており、常に不確定性を伴うような岩石学の逆解析問題に対して様々な応用が期待できる。開発した手法は既存の様々な温度圧力履歴推定を行った研究の再検討にも利用でき、付加体・変成帯の地殻媒質評価・テクトニクス評価に非常に有用であると考えられる。

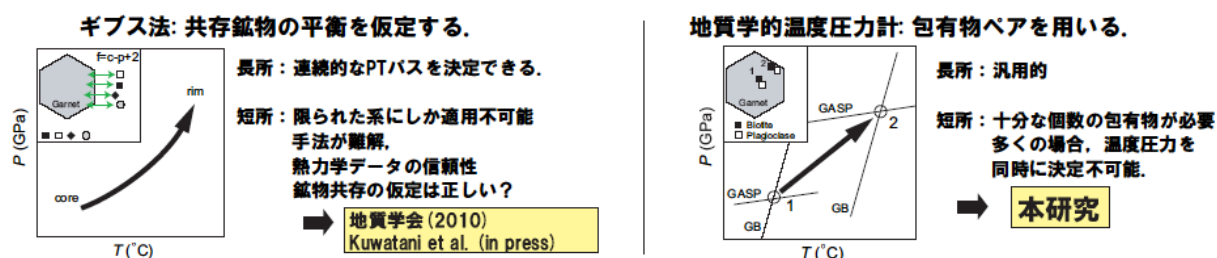


図 18 前年度に開発したギブス法に基づいたモデル（左）と今年度新たに開発したモデル（右）。

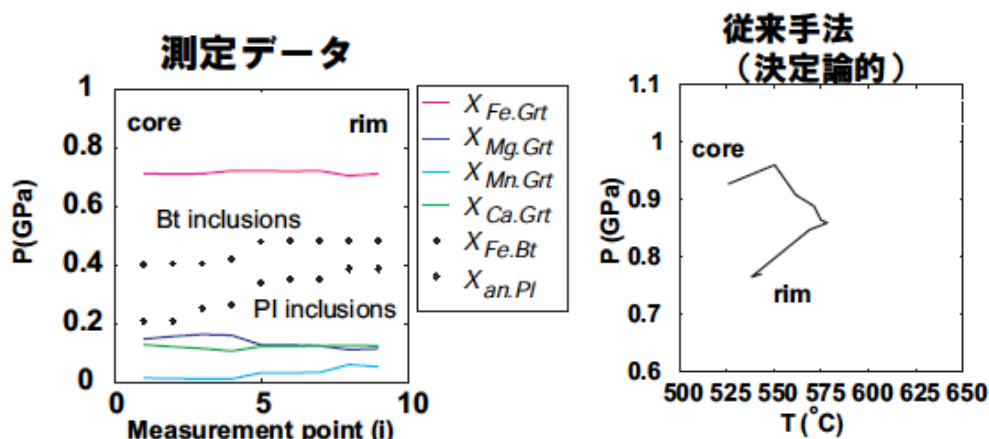


図 19 ざくろ石組成累帯構造およびインクルージョンの化学組成測定データ（左）と従来手法により推定された温度圧力経路（右）。

②包有物 = 10 個

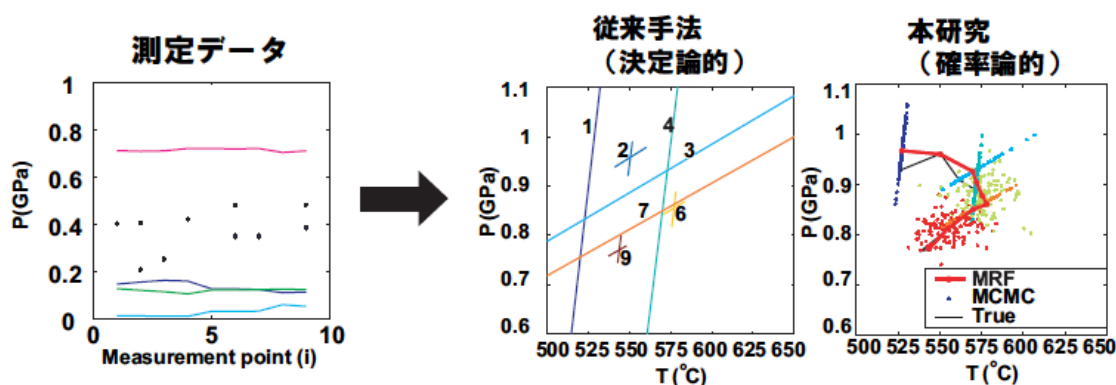


図 20 包有物が 10 個だけ存在した場合の温度圧力経路推定。従来手法では温度圧力経路を決定できないが、MRF 手法を用いると確率論的に温度圧力経路を決定できる。

3) 物質調査研究

プレート境界の物質が分布する四国及び丹沢山地の変成岩岩石学的調査を中心に物質調査研究を行った。

本年度まで継続的に行ってきたプレート境界物質が露出する丹沢山地（図 21）の地質学的・変成岩岩石学的調査の結果に加えて、これまでに先行研究で得られた地球物理学観測データ (Sato et al., 2005; Arai et al., 2009) や地球化学データ (Tamura et al., 2010; Tani et al., 2010) を総合することで丹沢山地の地殻構造及びテクトニックモデルを構築した。丹沢変成岩に含まれる角閃石の化学組成について電子プローブマイクロアナライザー (EPMA) を用いて詳細な分析を行ったところ、丹沢深成岩体の西部においては鉍物の中心部から縁辺部にかけて Al が単調増加する累帯構造を、東部においては、逆に Al が単調減少する累帯構造を示すことがわかった（図 22）。これらの化学組成データに微分熱力学手法 (Spear, 1993) を適用することで温度圧力経路の復元を行った。もともと伊豆マリアナ弧の上部地殻であった丹沢変成岩は、伊豆マリアナ弧が本州弧に衝突する過程で、本州下部地殻程度の深さまで沈み込んだ後に、現在の位置まで上昇してきたことが明らかになった。この一連の沈み込み・上昇プロセスは、Tamura et al. (2010) と Tani et al. (2010) が提唱した、伊豆マリアナ弧中部地殻の再熔融、上昇と同期して起こったものと考えられる。また、地球物理学観測で得られた地震波反射構造と地震波速度構造などのデータと統合することで、地殻構造・テクトニックモデルを復元した（図 23）。その結果、丹沢変成岩は従来考えられてきたよりも深く、20 km 程度の沈み込み履歴を持つことが明らかとなっ

た。これらの結果は、丹沢山地の変成岩が現在の西南日本沈み込み帯地震発生帯深部の媒質が地表面に露出したアナログ物質と捉えられることを意味している。このような研究は地質学・岩石学、地球物理学、地球化学などのさまざまなアプローチを統合することで、地殻媒質評価を行うことのできる好例といえる。また、西部と東部の角閃石組成累帯構造の差は、それぞれ脱水変成作用と吸水変成作用の進行を示しており、プレート境界における流体(クラック)の挙動の地域的な違いを示しているものと考えられる。以上のことから、地質学・岩石学的情報が、次元圧縮研究で試験的に導入したマイクロ媒質評価指数と対応することが示唆される。ここで行われる測定には、岩石、鉱物分布の広範囲マッピングと高精度組成測定が重要であり、柏キャンパスに設置されている高性能のマイクロプローブの使用が不可欠であった。

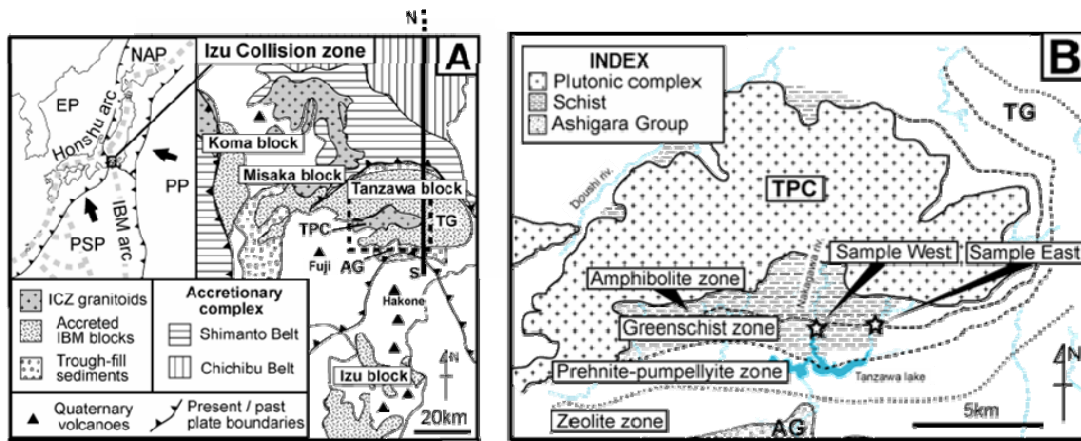


図 21 (A) 丹沢山地の地質概説 (B) 調査地域

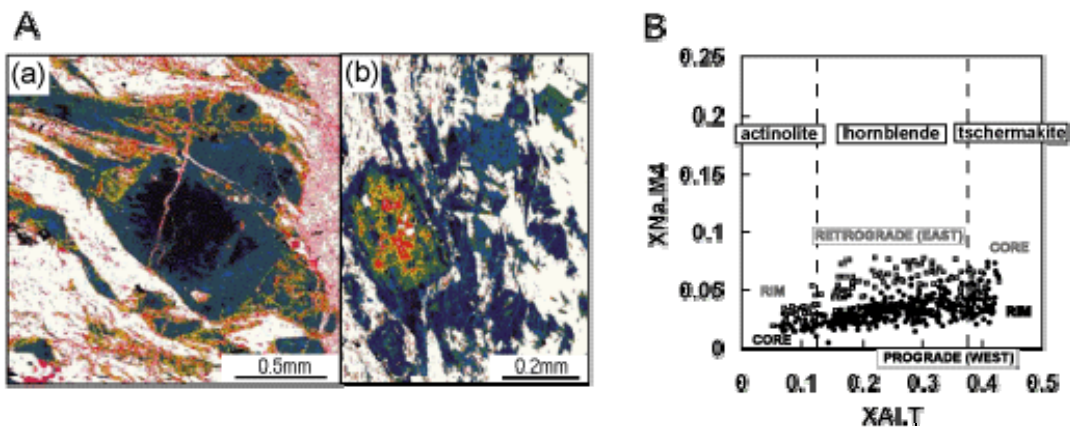


図 22 (A) EPMA 分析による A1 強度マップ (a) 西側の角閃石、(b) 東側の角閃石 (B) 角閃石の化学組成

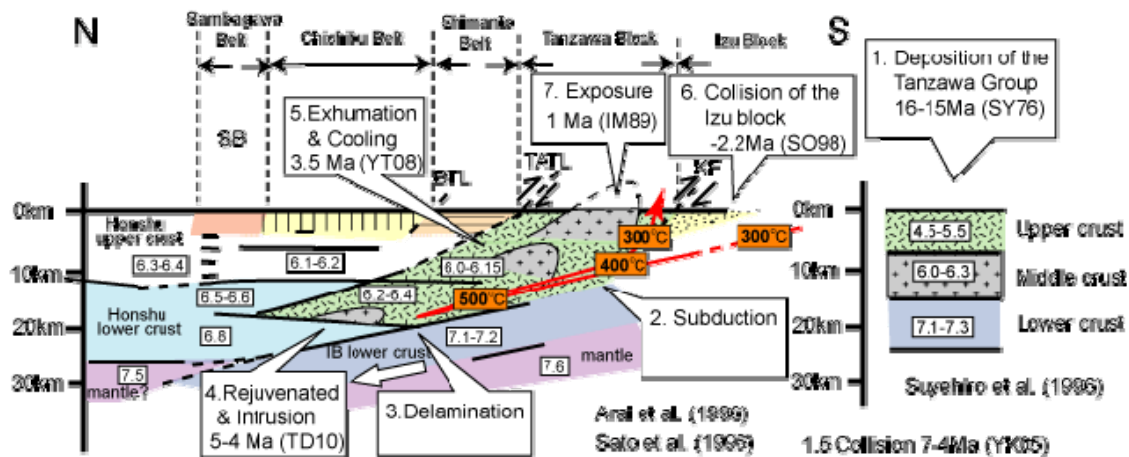


図 23 丹沢山地の地殻構造とテクトニクス

プレート境界岩の岩石学的研究は地下深部の地殻媒質評価のための唯一の実証的方法である。四国三波川変成帯はプレート境界にそって、深さ約 70km まで沈み込んだことが多くの研究によって示されている。また、その物理条件は現在の南海トラフからの海洋プレート沈み込み帯のもの類似しており、また、物質そのものも付加体と海洋地殻の構成岩石という共通性をもつために、その物質科学的な調査は媒質評価に重要な基礎的データを提供するものと考えられる。

本研究では、過去のプレート境界物質が直接露出する四国中央部三波川帯高変成度地域の地質学的・変成岩岩石学的調査を行った（図 24）。はじめに、五良津エクロジヤイト岩体の吸水変成反応進行の定量評価を行った。三波川帯高変成度地域に位置する五良津吸水エクロジヤイト岩体は、沈み込み帯深部における吸水変成作用進行と流体移動について実証的な研究が可能な良い例である。この岩体は、上昇時に大規模な後退吸水変成作用を被ったため、ほとんどが角閃岩化している。岩体中には吸水反応の進行を示す痕跡が数多く存在するため、沈み込み帯深部の吸水変成作用の進行過程や空間分布を明らかにするのに非常に適し

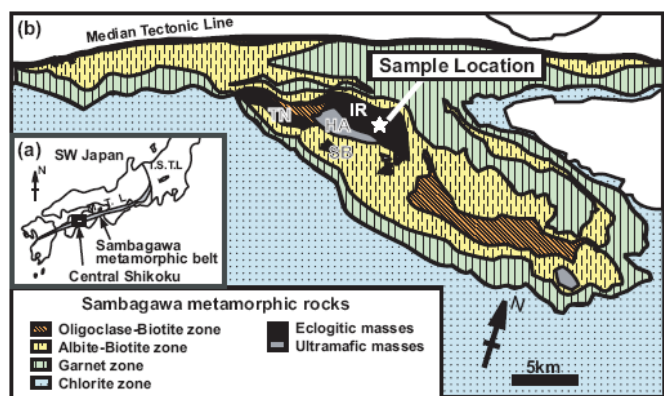


図 24 (A) 三波川変成帯 (B) 四国三波川高変成度地域. IR:五良津変成岩体

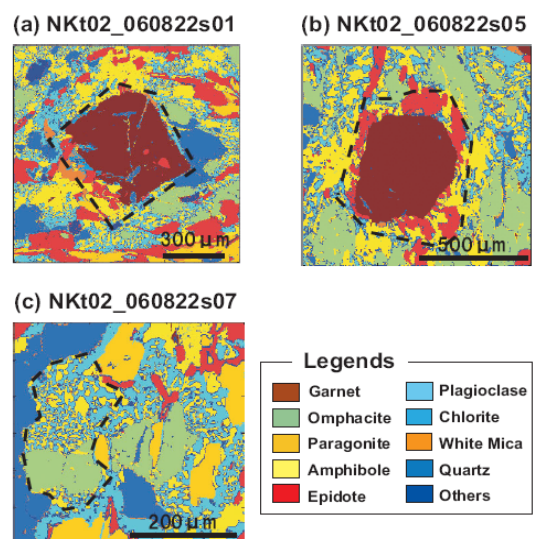
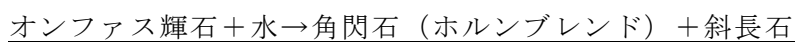
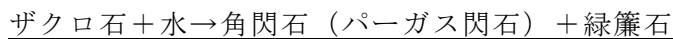


図 25 EPMA 分析を基に作成した鉱物分布マップ。(a), (b)ざくろ石シュードモルフ。(c)オンファス輝石シュードモルフ。

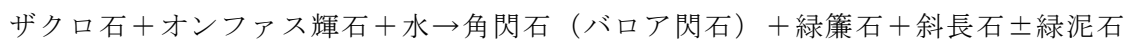
ている。本研究では特に、後退吸水反応組織組織（シュードモルフ）に注目した。このシュードモルフについて組成分析及び画像分析を行い（図 25）、反応の前後に質量保存則を用いることで、後退吸水変成作用時の化学反応を特定し、反応進行度と吸水量・物質移動量を見積もることが可能である。この手法を岩体の中心から縁辺部まで適用し、詳細なマッピングを試みた。これらの結果から、吸水反応進行に関して以下のような新知見が得られた。

吸水変成反応は外部からの水供給量に律速されるため、しばしば非平衡な鉱物が残存している。よって、反応進行はこのような非平衡鉱物を分解（溶解）しながら新しい平衡鉱物が生成、成長（析出）する。岩体の中心部では、吸水反応進行度が小さくエクロジャイト相鉱物が残存し、吸水反応はシュードモルフを形成する置換反応として進行する。



このように、元の鉱物の種類によって生成物の鉱物組み合わせ・鉱物の化学組成が異なる。このとき、各シュードモルフ間で部分的に元素を交換し合うが（図 26）、系全体ではおおよそ閉鎖系を保つ。以上のことから、岩体の中心部では、シュードモルフごとにサブシステムを形成するような不均質な「局所平衡系」であったと推測される。

一方、岩体の縁辺部では、エクロジャイト鉱物はほぼすべて消滅し置換反応の痕跡がほとんどない。自形結晶を形成するような吸水反応が進行する。



これは、岩体中心部と異なり、変成岩が空間的に均質な大域平衡系に近かったことが推測される。

この2つの対照的な反応・平衡様式は岩体の中心部から縁辺部にかけて漸次的に遷移することがわかった。また、吸水反応の進行が変形構造の強さや物質移動量、岩相などに対して強い相関を持つことが定量的に示された。反応機構は、粒間拡散と表面反応速度の比によって支配され、流体の存在形態と量に強く影響される。五良津岩体中でみられる反応組織・反応進行度の空間的遷移は、岩体外部からの流体浸入過程を直接的に記録している。このように、ここで開発した手法は、プレート境界における流体（クラック）の挙動の地域的な違いを実証的に明らかにすることが可能であり、ミクロスケールからマクロスケールにいたる定量的な地殻媒質評価に貢献する研究である。その結果、海洋地殻の上昇時に大規模な吸水を伴っていることや吸水量の空間分布が明らかになった。吸水量の分布はプレート境界のダメージ構造及びテクトニクスと密接な関連を持つことが示唆される。

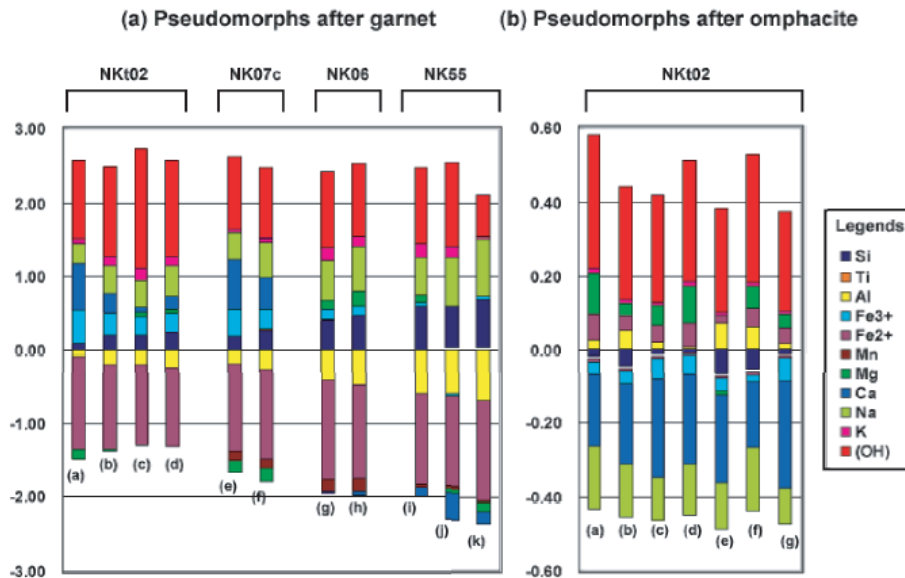


図 26 反応組織の定量解析により明らかになった元素の移動量。赤いバーは OH の移動量すなわち吸水量を示している。(a)ざくろ石分解反応、(b)オンファス輝石分解反応。

三波川変成帯において、集中的に水を主成分とする流体の挙動を沈み込む過程での脱水反応と、上昇する過程での吸水反応、及び流体の経路としてのクラックとそのシーリングに関する調査研究を行なった。天然サンプルにおいて、流体の挙動は鉱物の増減反応に伴う物質移動として記録される。本研究では、四国三波川帯中汗見川に産出するザクロ石角閃岩体を対象として、岩石の持つ縞状構造と個々の鉱物の持つ累帯構造の解析を組み合わせることによって、岩石の経験した温度圧力履歴とその過程に伴い生じた物質移動量について定量的な解析を行った。

微分熱力学的手法（ギブス法）を用いた解析の結果、温度圧力経路は dP/dT の急な昇温減圧経路となった。汗見川地域の Oligoclase-biotite zone のピーク変成条件は従来の見積もりより少なくとも 3 kbar ほど高く、従来見積もられていたピーク変成条件はピーク後の吸水変成作用による再結晶の温度圧力条件であったと結論づけられた。

さらに、各鉱物の累帯構造の組成あたりの成長量と、縞状構造で表される鉱物量の不均質分布から、質量保存計算を用いて物質移動量を定量的に求める手法を新たに開発した。その結果、Na, Mg, Fe, Ca, Al 成分が各レイヤー間、もしくはレイヤーに平行な方向に輸送されていたことが示唆された。物質移動の挙動は、鉱物分布の不均質を弱める方向ではなく、強める方向に動くことが定量的に確かめられた(図 27)。Na 成分の流速は $1 \times 10^{-13} [\text{mole}/\text{m}^2\text{s}]$ オーダーであると見積もられた。このように求められた物質移動量と流体の移動の証拠であるシーリングクラックの分布との関連も一部見出されている。さらなる定量的な解析を広範囲において行うことで、プレート境界における流体（クラック）の挙動、とそのメカニズムに関する理解が進むことが考えられ、このような研究はプレート境界深部媒質の化学的状態と力学的な状態のカップリングを探る上で非常に重要である。

ここで行われる測定には、岩石、鉱物分布の広範囲マッピングと高精度組成測定が重要であり、柏キャンパスに設置されている高性能のマイクロプローブの使用が不可欠であっ

た。

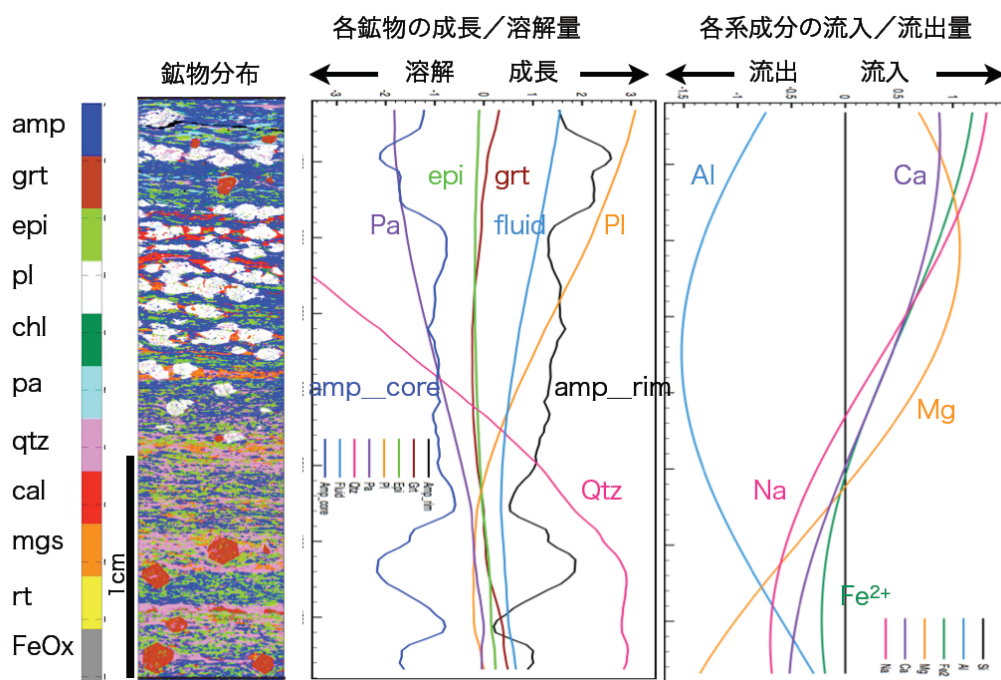


図 27 新手法により解析された温度圧力経路に伴う鉱物の成長/溶解量と物質移動量

さらに、脱水変成作用の熱力学シミュレーションを行った(Kuwatani et al., 2011)。微分熱力学的手法(Spaer, 1993)に、新たに質量保存則を制約条件として加えることで、任意の温度圧力経路 (dP, dT) から鉱物の物質量・化学組成 (dMs, dXs) の変化を解析することが可能である(微分熱力学フォワードモデル)。天然系の解析などから示唆されるように、脱水変成作用は比較的均質に進行するため、均質完全平衡の仮定がある程度妥当である。本研究では、沈み込むスラブの温度圧力経路を与えることで、各深度に対応した海洋地殻からの連続的な脱水量プロファイルを計算した(図 28(b))。典型的な温度圧力構造を持ついくつかの沈み込み帯に適用した結果、計算によって得られた脱水量のピークの深度と、観測されるやや深発地震・高ポアソン比異常・スロースリップ/低周波微動などの発生深度が一致することが明らかになった。また、各温度圧力条件に応じた詳細な鉱物量と化学組成を予測計算できることから(図 28(a))、媒質評価に対して、地球物理学観測とは独立な制約条件を与えることが可能である。

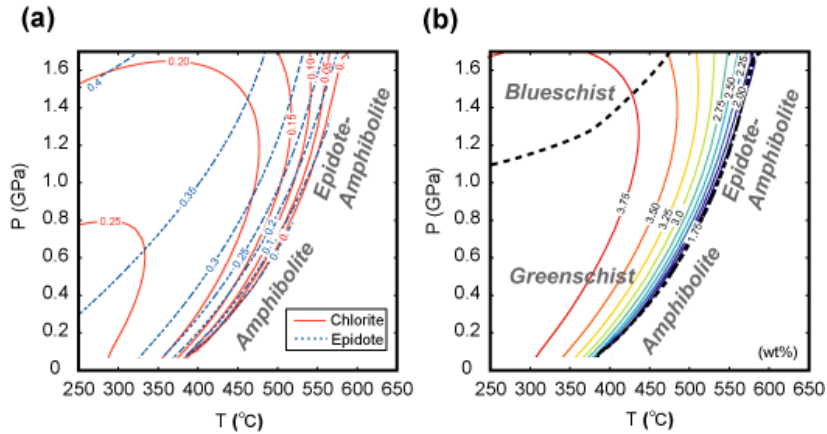


図 28 予測される暖かい沈み込み帯（南海トラフに相当）の(a)鉱物量と(b)含水量

(d) 結論ならびに今後の課題

地殻媒質の微小地震密度に主成分分析を応用し新たに開発した次元圧縮法を適用することで、地殻媒質の連動性に関する空間モード及びその時間変動を解明した。また、自己組織化マップ法を応用することで、速度構造モデル、地震波散乱特性についての不均質構造について定性的な理解が可能になった。これらは、確率的相関を利用した次元圧縮による新たな媒質評価指数イメージングに成功したことを示しており、境界域と内陸地殻内部でのダメージ構造が見えてきた。

ベイズ統計的手法の一種である MRF モデルを用いることで、地震波速度構造からマイクロ媒質評価指数（地下における流体分布とその形態）を定量的にイメージングする逆解析手法を開発した。また、MRF モデルに潜在変数モデルを導入することで、不連続境界を自動検出する新しいモデルを構築した。さらに、MRF モデルについて高速・高精度な最適化を実現する決定論的アルゴリズムを開発した。本手法は様々な種類の地球物理学観測データを客観的に統合することも可能であり、今後の媒質評価研究のキーテクノロジーになると予想される。

プレート境界域丹沢変成岩の地質学・岩石学調査により、境界部の地殻構造・テクトニクスを明らかにした。その結果、丹沢変成岩が現在の西南日本沈み込み帯地震発生帯深部の媒質のアナログ物質と捉えられることがわかった。また、四国中央部三波川編成帯の吸水変成作用の定量化を行った結果、変成反応及び吸水量の空間分布が明らかになった。これはプレート境界のダメージ構造と密接に関連しているものと考えられる。さらに、境界岩の脱水作用の熱力学数値計算により、海洋地殻からの脱水により、ある深さでクラック密度の上昇を起こすことがわかった。この現象がまさに西南日本沈み込み帯で観測される地震波速度異常やプレート境界・内部地震の発生に寄与していると考えられる。このように物質調査研究で得られたマイクロな媒質評価の結果がマクロな観測と対応することが明らかになり、両者の統合による地殻媒質モデルの高度化が期待される（図 29）。

今後の課題として、本研究で開発した手法を、様々な最新の地球物理学データや地質学データに適用し、ベイズ統合によって有機的に組み合わせる必要がある。また、最終的には、得られた数値媒質評価モデルを総合的な南海トラフ沿いの地殻活動評価ならびに信頼

度の高い地震発生サイクルシミュレーション研究に反映することが必要不可欠である。

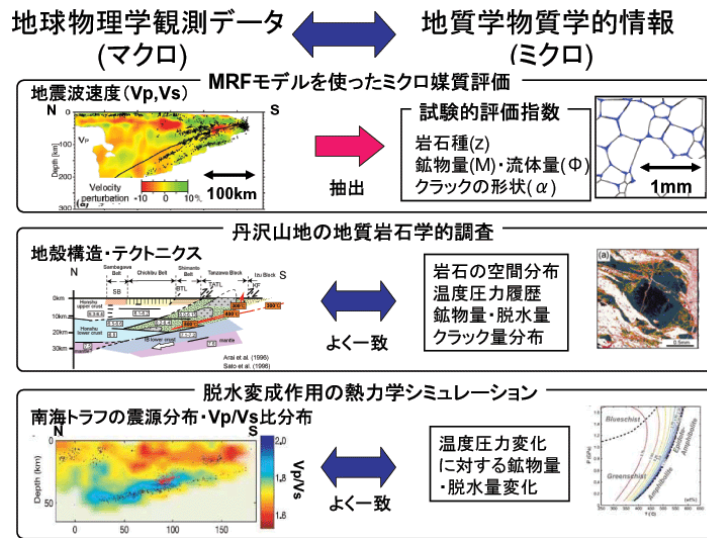


図 29 マクロな観測結果とミクロ媒質評価の対応

(e) 引用文献

- 1) Arai, R., Iwasaki, T., Sato, H., Abe, S., and Hirata, N., Collision and subduction structure of the Izu-Bonin arc, central Japan, revealed by refraction/wide-angle reflection analysis, *Tectonophysics*, 475, 438-453, 2009.
- 2) Christensen, N.I., Poisson's ratio and crustal seismology, *Journal of Geophysical Research*, 101(B2), 3139-3156, 1996
- 3) Geman, S., and Geman, D., Stochastic Relaxation, Gibbs Distributions, and the Bayesian Restoration of Images, *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence*, 6, 721-741, 1984.
- 4) Hacker, B.R., Abers, G.A., and Peacock, S.M., Subduction factory - 1. Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents, *Journal of Geophysical Research*, 108(B1), 2029, doi:10.1029/2001JB001127, 2003
- 5) Kohonen, T., *Self-Organizing Maps*, Springer, 2001
- 6) Kuwatani, T., Okamoto, K., and Toriumi, M., Thermodynamic forward modeling of progressive dehydration reactions during subduction of oceanic crust, *Earth and Planetary Science Letters*, 307, 9-18, 2011.
- 7) Kuwatani, T., Nagata, K., Okada, M. and Toriumi, M., Precise estimation of pressure-temperature paths from zoned minerals using Markov random field modeling: theory and synthetic inversion, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(3), 547-562, 2012.
- 8) Matsubara, M., Obara, K. and Kasahara, K., Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, *Tectonophysics*, 454, 86-103, 2008.
- 9) Metropolis, N., Rosenbluth, A. W., Rosenbluth, M. N., Teller, A. H. and Teller, E., Equation of State Calculations by Fast Computing Machines, *Journal of Chemical Physics*, 21, 1087-1092, 1953.
- 10) Miyoshi, S., and Okada, M., Image Restoration and Segmentation using Region-Based Latent Variables, *Bayesian Inference Based on Variational Method*, *Journal of the Physical Society of Japan*, 80, 2011.
- 11) Nakajima, J., Takei, Y., and Hasegawa, A., Quantitative analysis of the inclined low-velocity zone in the mantle wedge of northeastern Japan: A systematic change of melt-filled pore shapes with depth and its implications for melt migration, *Earth and Planetary Science Letters*, 234, 59-70, 2005.
- 12) Ohno. Y., Nagata, K., Kuwatani, T., Shouno, H., Okada, M, Deterministic algorithm for nonlinear Markov random field model, *Journal of the Physical Society of Japan*, in press.
- 13) Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Abe, S., Kobayashi, R., Matsubara,

- M., Iwasaki, T., Ito, T., Ikawa, T., Kawanaka, T., Kasahara, K., and Harder, S., Earthquake source fault beneath Tokyo, *Science*, vol. 309, pp. 462-464, 2005.
- 14) Spear, F.S., *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*, Mineralogical Society of America, 1993.
- 15) St-Onge, M.R., Zoned poikiloblastic garnets, P-T paths and syn-metamorphic uplift through 30 km of structural depth, Wopmay Orogen, Canada. *Journal of Petrology* 28, 1-21, 1986.
- 16) Takahashi, T., Sato, H., Nishimura, T. and Obara, K., Tomographic inversion of the peak delay times to reveal random velocity fluctuations in the lithosphere: method and application to northeastern Japan, *Geophysical Journal International*, doi: 10.1111/j.1365-246X., 2009
- 17) Takei, Y., Effect of pore geometry on Vp/Vs: From equilibrium geometry to crack, *Journal of Geophysical Research*, 107(B2), 2043, doi: 10.1029/2001JB000522., 2002
- 18) Takiyama, K., Katahira, K., and Okada, M., Exact Inference in Discontinuous Firing Rate Estimation Using Belief Propagation, *Journal of the Physical Society of Japan*, 78, 2009.
- 19) Tamura, Y., Ishizuka, O., Aoike, K., Kawate, S., Kawabata, H., Chang, Q., Saito, S., Tatsumi, Y., Arima, M., Takahashi, M., Kanamaru, T., Kodaira, S., and Fiske, R.S., Missing Oligocene Crust of the Izu-Bonin Arc: Consumed or Rejuvenated During Collision?, *Journal of Petrology*, 51, 823-846, 2010.
- 20) Tani, K., Dunkley, D.J., Kimura, J.I., Wysoczanski, R.J., Yamada, K., and Tatsumi, Y., Syncollisional rapid granitic magma formation in an arc-arc collision zone, Evidence from the Tanzawa plutonic complex, Japan, *Geology*, 38, 215-218, 2010.

3.6 サブプロジェクト 2-1

プレート境界面のすべりの時空間発展に関するデータベース構築

担当：国立大学法人名古屋大学

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

プレート境界面のすべりの時空間発展に関するデータベース構築

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
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
大学院環境学研究科	准教授	橋本 千尋
大学院環境学研究科	助教	伊藤 武男
大学院環境学研究科	助教	寺川 寿子
大学院環境学研究科	特任研究員	光井 能麻*
国立大学法人北海道大学理学研究院	准教授	勝俣 啓

*現在の所属：ハンガリー国立アカデミー物理学研究所

(c) 業務の目的

南海トラフの海溝型巨大地震発生サイクルのほぼ1周期に相当する過去約120年間における各種観測データを整理し、これらのデータに基づいてプレート境界における固着の時空間的な発展や地震時及びスロースリップ発生時における断層すべりの様子を推定して、結果をデータベース化する。

(d) 5カ年の実施業務の要約

- 1) 平成20年度：様々な観測データの収集・データベース化の方針を策定した。南海トラフにおける1990年代以降のGPS観測結果を、国土地理院の座標値データを用いて整理し、特に、東海地域や豊後水道で発生したスロースリップについては地殻変動の詳細な時空間分布を整理した。また、プレート境界面のすべりの時空間発展を推定するためのプログラム開発に着手した。また、M3.5以上の地震について微小地震観測波形の再検測を行った。
- 2) 平成21年度：前年度までの成果に時間の経過に伴うGPSデータを追加した。加えて、水準測量データ及び潮位データの収集・整理を行い、明治時代以降の南海トラフ周辺の地殻上下変動の時空間的な分布についてまとめた。GPSデータを用いてすべりの時空間発展を推定し、南海トラフ沿いのすべり欠損分布や東海スロースリップ域における固着状況の時間変化を推定した。また、こうした測地データ逆解析の持つバイアスに関して定量的な評価を行った。さらに、微小地震観測波形の再検測を進め、スロースリップなどと同期した地震活動変化を検出した。

- 3) 平成22年度：GPS、水準測量、潮位等のデータについて、前年度までの成果に時間の経過に伴う新たなデータを追加した。加えて、三角測量データの収集・整理を行い、明治時代以降地殻水平変動の時空間的な分布についてまとめた。また、東海地域や豊後水道のスロースリップについて、データの総合的な再解析を実施し、断層すべりの時空間発展を推定した。
- 4) 平成23年度：GPS、水準測量、潮位等のデータについて、前年度までの成果に時間の経過に伴う新たなデータを追加した。また、地震活動データを整理し、プレート境界の固着やすべりに伴う応力変化が反映されていないかどうか検討した。豊後水道のスロースリップにおける断層すべりの時空間発展から、断層面における摩擦特性の空間的な不均質性を推定した。東北地方太平洋沖地震の発生を受けて東北地方のデータについて見直しを行い、明治時代の三角測量データに、基線測量の誤差に伴うバイアスが存在した可能性を指摘した。
- 5) 平成24年度：GPS、水準測量、潮位等のデータについて、前年度までの成果に時間の経過に伴う新たなデータを追加した。南海トラフにおける過去約120年間における地殻変動とプレート境界のすべり分布について整理し、推定されたすべり遅れと実際のアスペリティ分布の関係について考察を加えた。東北地方の三角測量データについて指摘された基線測量の誤差に伴うバイアスについて、基線の再測量等を通じて検討した。

(2) 平成20～24年度の成果

(a) 業務の要約

明治時代以降に蓄積された測地測量データを収集・整理し、過去約120年間における南海トラフ周辺をはじめとする地域の地殻変動を整理するとともに、そのデータを解析し、プレート境界の地震時すべりや地震間すべり遅れ分布を推定した。その結果、南海トラフのプレート境界固着域は日向灘付近まで広がっていると考えられること、1946年南海地震の地震時すべり域と余効すべり域、豊後水道のスロースリップ域の三者は互いに相補的な分布をしていることなどが明らかとなった。さらに、測地データから推定されたスロースリップの時空間変化に基づいて、プレート境界面上の摩擦特性の不均質な分布を推定することにも成功した。一方、関東・東海地域の地震について、過去のデータの再検測を実施し、均質な地震カタログを作成し、その結果に基づいて、東海スロースリップや関東地域におけるスロースリップに関連する地震活動の静穏化を検出した。

(b) 業務の成果

1) 測地データの調査・収集

本研究では、南海トラフの地震サイクルに伴う地殻変動の全容を明らかにするため、明治時代以来蓄積された測地測量データを整理するとともに解析し、プレート境界面にお

る断層すべり・固着の時空間分布を求めた。

国土地理院の GPS データについては、平成 21 年 4 月から公開された日座標解 (F3 解) を収集した。この解は 1996 年に遡った計算結果とともに、ルーチン解析結果として公表されているものである。

水準測量データについては、古い測量については測定日がまとめて記載され不正確なものが多かった。そこで、特に地殻変動が急速に進行したと考えられる南海地震発生直後の測量 (昭和 22 年度に実施) について、測量手簿に遡って測量日を調査し、紀伊半島と四国で行われた殆どのデータについて、測量の行われた日を特定することができた。また、水準測量データは陸上における相対的な隆起・沈降を反映したものであるため、海面を基準とした絶対的な隆起・沈降の議論ができるように年平均潮位データを収集・整理した。

また、明治期以降の三角測量データを整理した。こうした作業を進める中で重大な発見もあった。2011 年東北地方太平洋沖地震の発生は事前に予測することができなかったが、その原因となる過去の測量データのバイアスを発見した。東北地方では、三角網の測量によって明治期以降約 100 年間の地殻水平ひずみの分布が求められ (藤井・他, 1985, 橋本, 1990, 石川・橋本, 1999)、東北地方では南北方向の伸張ひずみ (0.1ppm/年程度) が卓越しているという結果が得られていた。一方、1990 年代半ばから開始された GPS 連続観測では、東北地方では顕著な東西短縮変形が見られ (Sagiya et al., 2000)、これは太平洋プレート上面でのプレート間固着によるものと解釈されていた (Nishimura et al., 2004, Hashimoto et al., 2009)。しかし、100 年という長期間のひずみ分布には東西短縮が見られなかったため、プレート間固着による短縮変形は、プレート境界で生じるスロースリップや余効すべり等の非地震性のプロセスで解消されていると解釈されていた。こうした解釈は結果的に間違っており、数百年にわたって続いたプレート間固着によって、M9.0 の東北地方太平洋沖地震が引き起こされたと考えられる。このパラドックスの一因として、明治期に行われた三角測量が系統的な誤差を含んでいたことを見出した。明治時代には角度のみの測定による三角測量が行われており、基線場と呼ばれる全国に 15 ヶ所ほど設置された長さ数 km の基線を鋼鉄製の基線尺で直接測定することにより、三角網全体のスケールを規定していた。基線測量の結果に誤差があれば、測量網全体に系統的な誤差を生じ得る。

測量網にスケール誤差があるのではないかと考えたもう一つの理由は、三角測量による地殻ひずみ分布と GPS による地殻ひずみ分布の特徴の違いにあった。既に述べたように、三角測量では南北伸張が卓越し、東西短縮は奥羽山脈脊梁部に見られるだけで、他には殆ど見られない。一方、GPS による近年の地殻変動では、ほぼ東西短縮のひずみのみが見られ、南北伸張は殆ど見られない。また、奥羽山脈脊梁部では東西短縮が周囲よりも大きくなっている (Miura et al., 2004)。両者のパターンを比較すると、GPS で得られた近年の地殻ひずみ分布に、人為的に等方的な膨張を加えてあげれば、三角測量で求められていたひずみ分布に近いものを作り出すことが可能と考えられた。三角測量にスケール誤差が入り込み易いことを考慮すれば、何らかの原因によって基線測量の値が過小となり、明治時代の測量で東北地方の三角測量網の広がりを実際よりも若干小さく求められ、バイアスの無い昭和時代の測量と比較したことで南北伸張を生じた、というのが最も説得力のある説明ではないかと考えたのである。

東北地方には、青森県の鶴児平（七戸町）と山形県の塩野原（新庄市、鮭川村）に基線が設置されている。国土地理院の倉庫には塩野原基線の測量計算簿等が残されていた。この資料を調べると、基線長（5129.587m）は合計4回測定されており、測定値のばらつきは最大でも14mm（約2.8ppm）程度であり、測定は十分高い精度で行われたことが確認された。すなわち、測量結果のばらつきがスケール誤差の原因という解釈はできない。しかし、測量簿から、この基線測量が1894年5～6月頃に行われていたことが判明した。

1894年10月22日に、山形県の庄内平野を震源として、庄内地震（M7.0）が発生した。塩野原基線の位置は山形県の内陸部であるが、庄内地震の震源域とは僅か20ないし30kmの距離である。また、庄内地震は庄内平野東縁断層帯を震源としたと考えられているが、この断層は南北走向で東に傾き下がる逆断層であり、震源域の東に位置し、しかも東西走向の塩野原基線は辺長変化が生じやすい。そこで、庄内地震の規模をMw7.0とし、断層の傾きを変えながら地殻変動の理論計算を行い、塩野原基線の長さによどの程度影響が生じるか検討してみた。その結果、3-6cm程度の伸びが生じる可能性のあることが分かった（図1）。これは、基線長に対して6～12ppm程度の伸びになり、10ppm程度のスケール誤差を東北地方全体に与える可能性のあることが分かった。

以上の結果から、東北地方では、1990年代以降にGPS観測で見出されたような顕著な東西短縮変形が、少なくとも明治期以降継続していた可能性が高い。おそらくは数百年にわたって東西方向の短縮が蓄積し、東北地方太平洋沖地震を引き起こしたと考えられる。2012年には、実際に塩野原基線の測量を実施し、庄内地震に伴う基線長の伸びが生じていたと考えられる結果を得た（図2）。

このように、過去の測量データを扱うにあたっては、それぞれの測量データの限界を踏まえ、その限界に応じた扱いをすることが必要であり、そうした配慮を怠ると、将来の大地震についても大きな見当違いをもたらす原因になることが分かり、今後へ向けての重大な教訓を得た。

断層モデル

M7.0を仮定
長さ30km, 幅15km, すべり2.34m
上端深さ1km

傾斜	dUe	dUn	dL(基線長の伸び)
20	-58mm	31mm	56mm
25	-57mm	31mm	55mm
30	-52mm	30mm	50mm
35	-45mm	28mm	43mm
40	-37mm	25mm	35mm
45	-29mm	21mm	28mm
50	-21mm	17mm	20mm

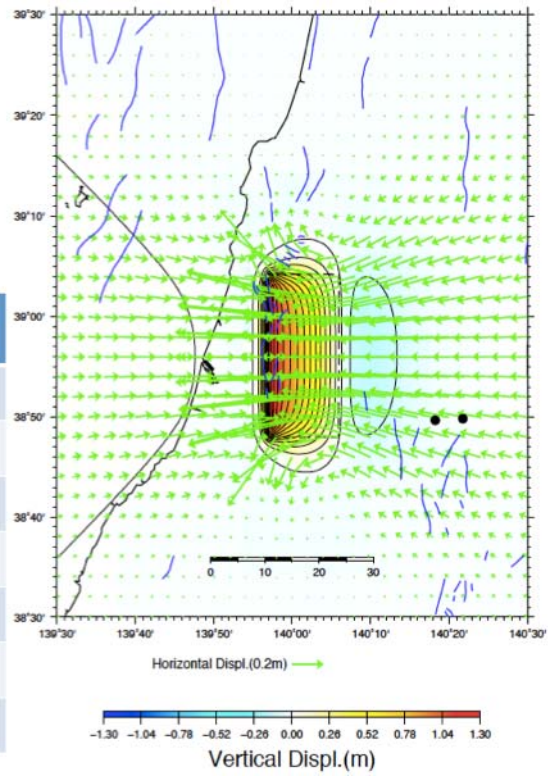


図1 庄内地震による地殻変動の計算。右図の2つの黒丸が塩野原基線の端点の位置。

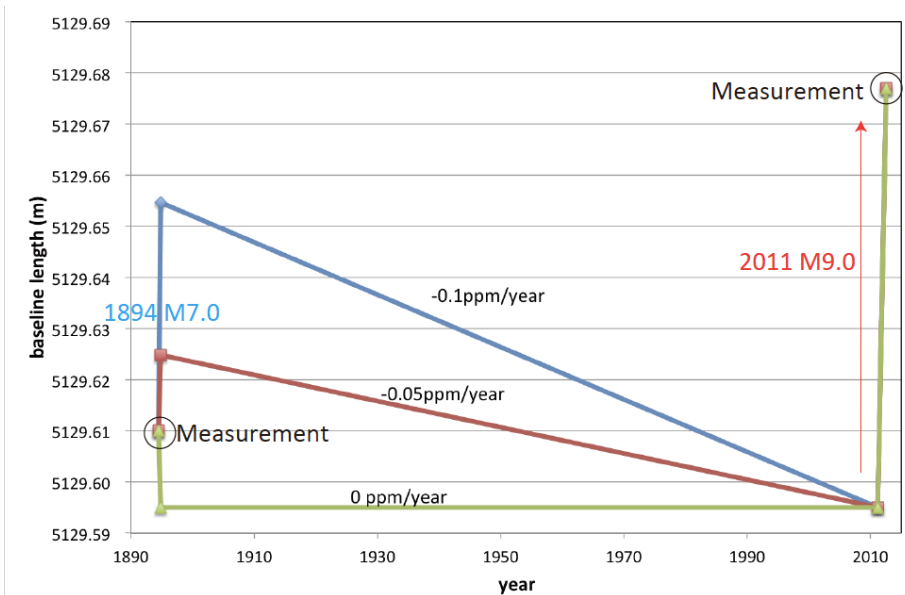


図2 塩野原基線の基線長の時間変化

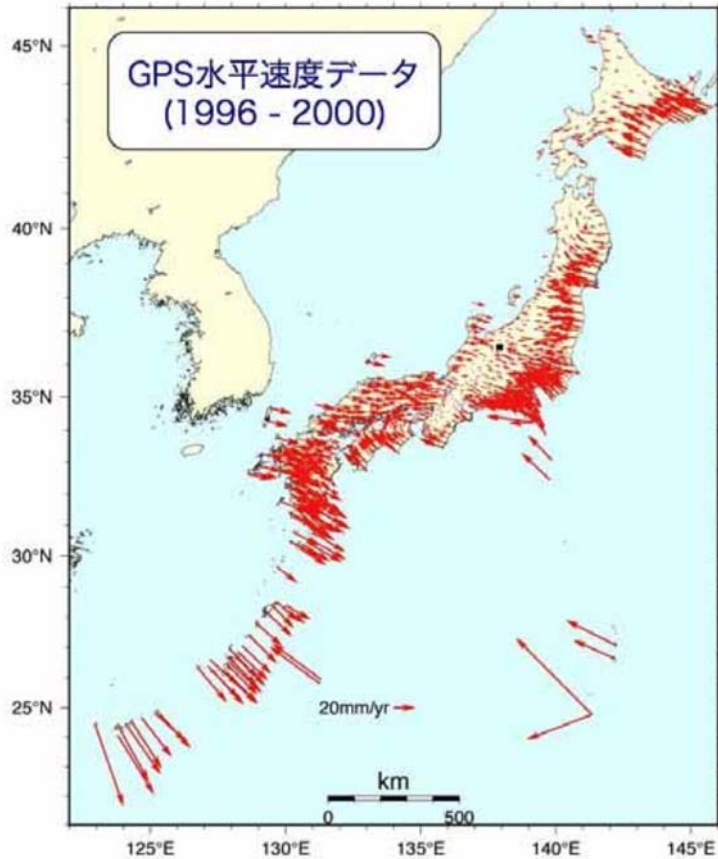


図3 解析に用いた GPS データ

2) GPS データによるプレート境界の固着すべり分布の推定

GPS データの逆解析により、東海から南西諸島海溝にいたるフィリピン海プレートの沈み込み境界における固着分布を表すすべり欠損の分布を推定した。解析に用いたデータは1996年～2000年のGPS日座標値から得られた速度ベクトルである(図3)。従来の測地データ逆解析では、GPSなどにより得られる観測点の変位ベクトルや変位速度ベクトルをデータとして用いる場合が多かったが、これらのデータは、プレート境界の固着に起因する地殻のひずみだけでなく、陸側プレートにおける剛体ブロック運動の影響も受けている。そこで、こうした変位(速度)ベクトルのデータを直接解析するのではなく、GPS観測点から三角網を構成し(図4)、その各辺の変長変化率をデータとして解析することにより、ブロック運動の効果が解析結果に現れないよう工夫した。

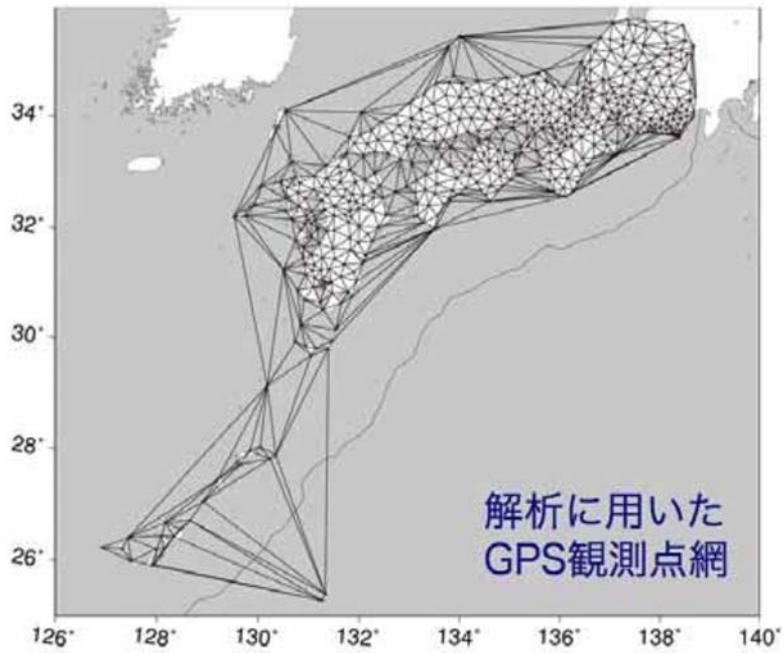


図4 解析に用いた三角網

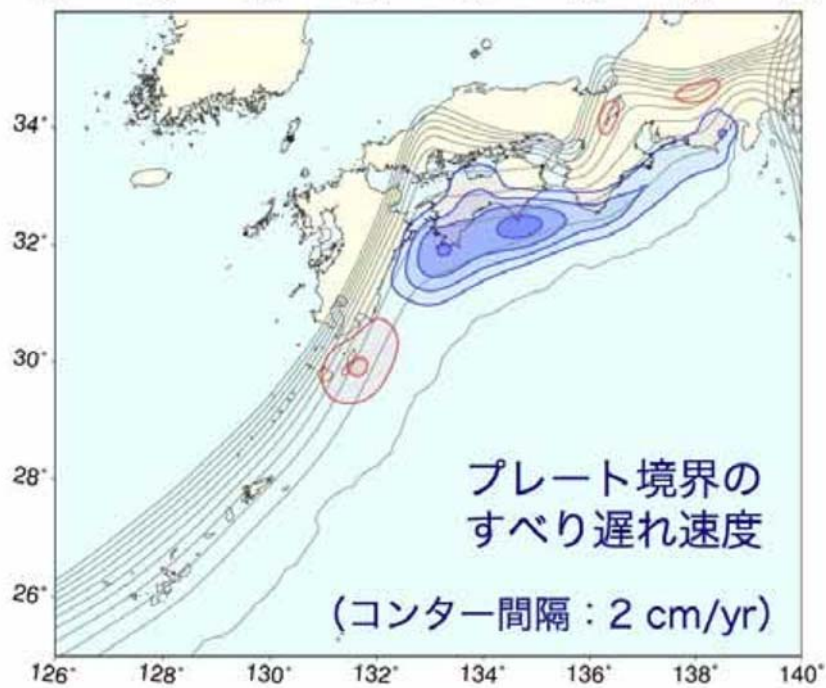


図5 推定されたすべり遅れ速度の分布

解析の結果得られたプレート境界のすべり遅れ速度分布を図5に示す。この結果を見ると、南海トラフ沿いのすべり遅れ速度分布は、東海地域で約2 cm/年であるのに対し、四国沖で最大約8 cm/年に達し、プレート境界に沿って西側へ行くほど顕著に増加することが分かる。こうした傾向は、沈み込むフィリピン海プレートと陸側のアムールプレートとの相

対運動を表す回転極 (Miyazaki and Heki, 2001) や、伊豆半島周辺の局地的な変形 (Sagiya, 1999)、内陸部における東西短縮の影響 (Heki and Miyazaki, 2001) などから指摘されていた点であるが、今回の解析では、観測データそのものがこうした様々な要因を直接反映していることが改めて明らかにされた。推定されたすべり遅れ速度の分布は 1944 年東南海地震や 1946 年南海地震の津波波源域をほぼ包含し、また、そのプレート境界に沿った下限は、深部低周波微動の分布 (Obara, 2002) とほぼ一致する。一方、すべり遅れ速度分布の海溝沿いの変化に注目すると、すべり遅れ速度は四国沖で最大となり、足摺岬付近から西側で徐々に減少し、宮崎市沖付近で 0 となる。従来、南海トラフの巨大地震の震源域の西端は足摺岬付近になると考えられてきたが (Ando, 1975)、今回の解析結果は、地震時のすべりがさらに西側へ広がり、1968 年日向灘地震 (M7.5) の震源域付近まで広がる可能性があることを示唆するものである。大分県の龍神池では、南海トラフで発生する地震のうち、特に巨大なものに対応する津波堆積物が発見されているが (松岡・他, 2006)、こうした津波堆積物が残るためには、四国沖以東の南海トラフで巨大地震が起きるだけでは不十分で、龍神池付近の地盤が低下する必要があると指摘されており、この日向灘付近で検出されたすべり遅れが地震時に解消されるというシナリオは、そうした巨大地震に対する一つの可能な解釈を与えるものである。

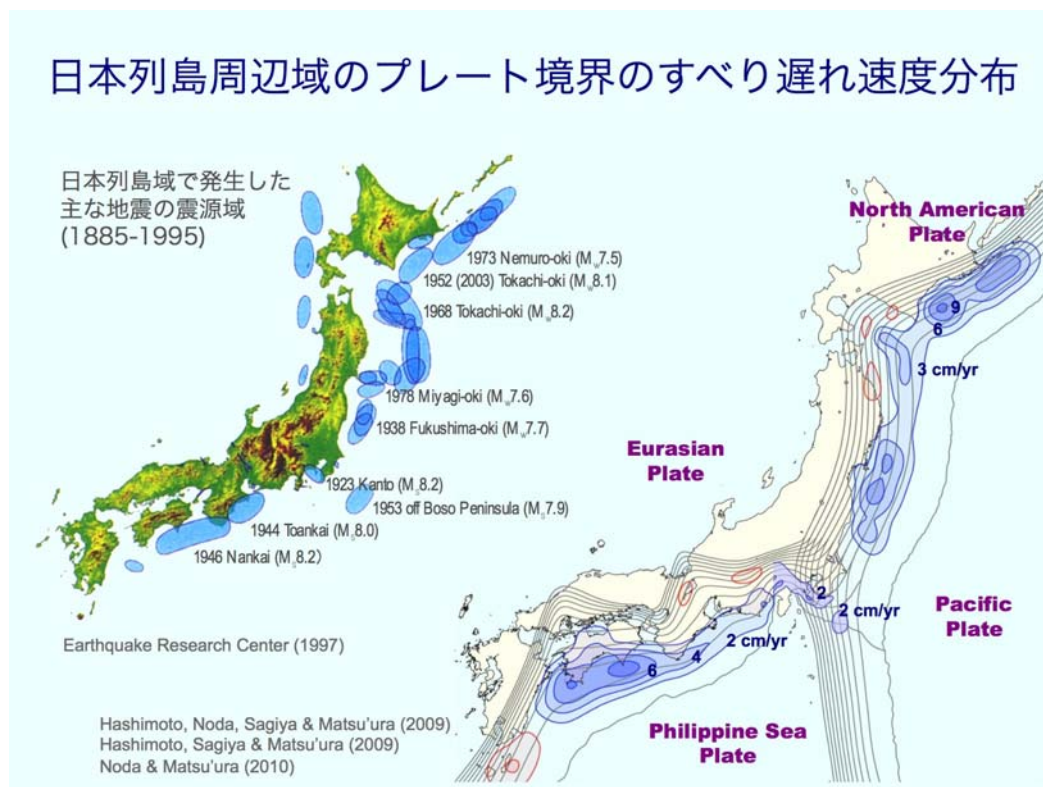


図 6 GPS データの逆解析により推定した日本列島周辺のプレート境界のすべり欠損分布。

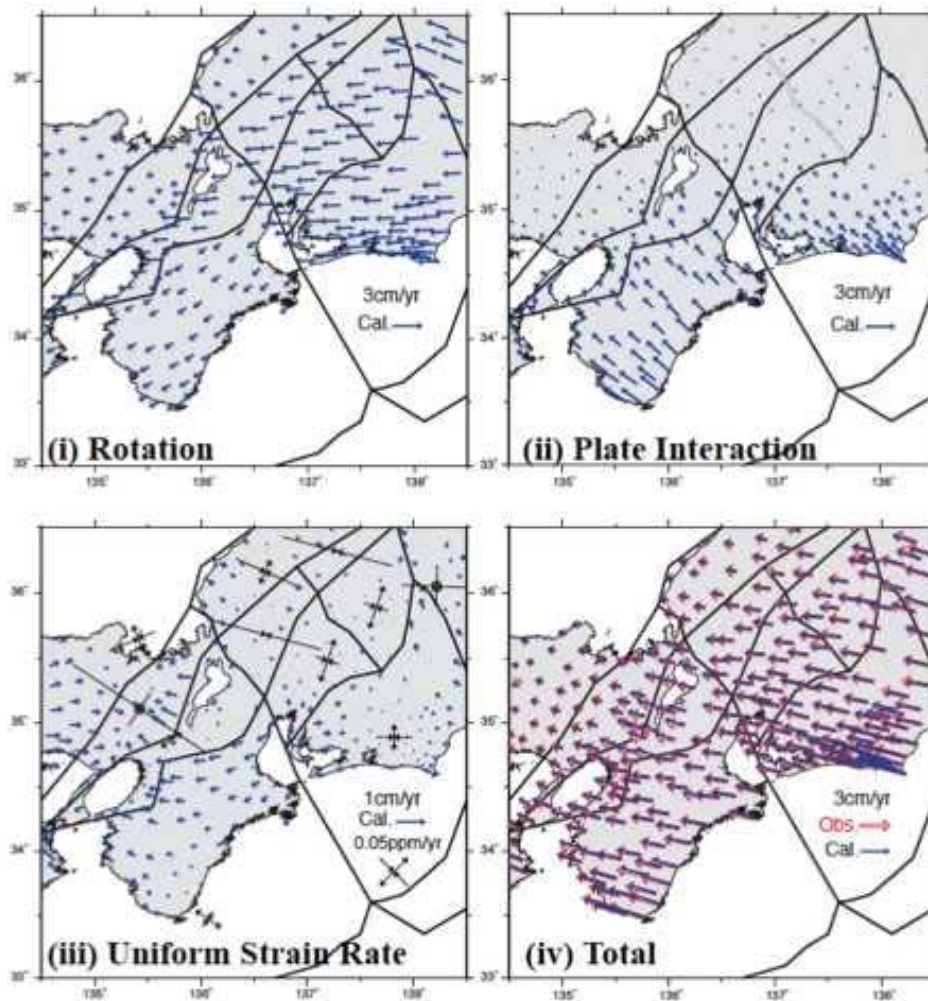


図7 逆解析により推定された GPS 速度ベクトルの (a)ブロック回転成分、(b)ブロック間相互作用成分、(c)ブロック内ひずみ成分。(d)は観測データと計算値の比較。

同様な解析は日本海溝沿いや南関東についても行われ、日本列島周辺のプレート境界面における固着状況が図6のように推定された (Hashimoto et al., 2009)。この結果は、2011年東北地方太平洋沖地震を含む最近100年ほどの間に発生した大地震との対応が良く、GPSデータの解析が、将来発生する大地震の震源域推定に対して大変有効な方法であることが示された。

GPS データは、プレート境界の固着分布に加え、内陸で生じている変形も反映する。こうした現象を総合的に扱うため、ブロック断層モデルを用いて東海・東南海地震震源域の周辺に位置する中部・近畿地方の GPS データを解析し、プレート境界面の固着すべり分布を推定した。解析は2000～2005年に発生した東海スロースリップの発生前、発生中、発生後と3つの期間に区分して行い、それぞれの時期について求めた平均的な地殻変動速度(水平・上下)をデータとした。この地域の地殻変動は、プレート境界からの影響だけでなく、内陸の短縮変形の影響が顕著に見られるという特徴がある。そのため、陸側プレートを複数のブロックに分割し、それぞれの定常的な運動とブロック間の断層のすべり欠損及び各ブロックにおいて一様なひずみを同時に推定した。解析にはブロック断層モデルの解析ソ

ソフトウェアである DEFNODE (McCaffrey, 2002) を使用した。地表変位の断層すべりに対する応答は半無限弾性体のものが使われている。内陸のブロック分割は客観的に最適な分割モデルの選定が問題となるが、ここでは AIC (赤池情報量基準) を用いて最適な分割モデルを推定した。解析結果は図 7~9 に示す通りである。図 7 は、観測された GPS 速度ベクトルデータを、ブロックの剛体回転、ブロック間相互作用、ブロック内の一様ひずみの重ね合わせとして表現される様子を示したものである。図 8 は、スロースリップの発生前、発生中、発生後の各期間について、プレート境界面上のすべり・固着分布を推定した結果である。スロースリップ期間中には浜名湖よりやや北側のプレート境界を中心としてプレートの沈み込みに対するリバウンドが起きていることが分かる。図 9 は、東海地域 (浜名湖付近) と紀伊半島において、プレート境界面上のすべり欠損のプレート沈み込み方向 (北西方向) の変化を示す。この図より紀伊半島側では固着がより深いところまで及ぶこと、東海地域ではスロースリップの影響が深さ 30km 付近を中心に深さ 20-35km の範囲で見えること、さらにスロースリップ発生後、深さ 30km 付近の固着が十分に回復していないように見えることなどが分かる。

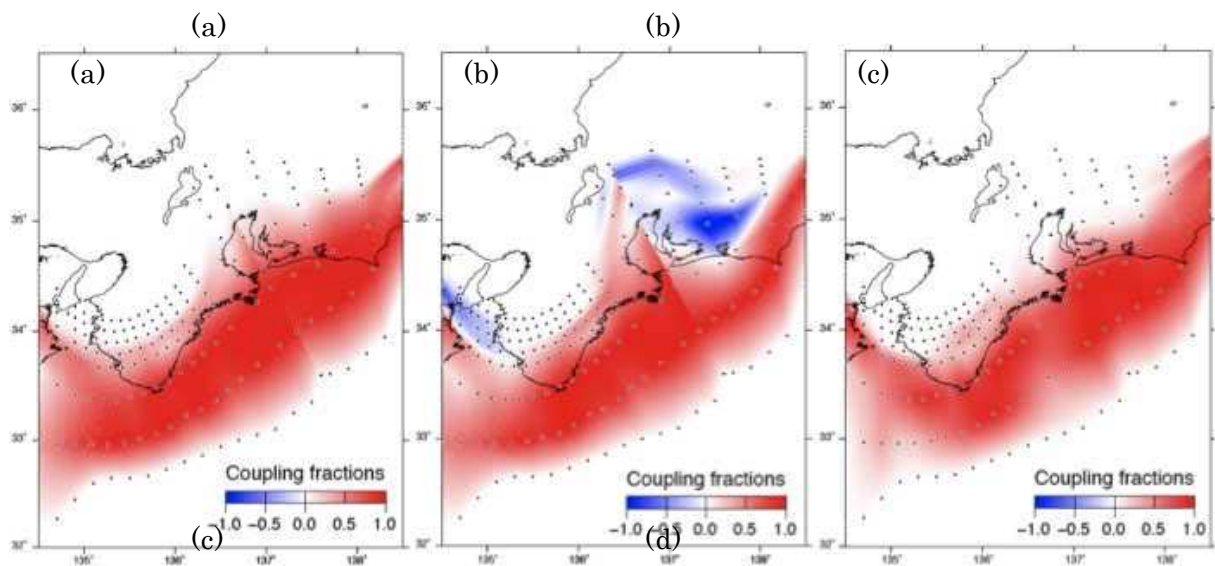


図 8 東海・東南海地域におけるプレート境界面でのすべり欠損分布。(a)スロースリップ発生前 (1996~2000)。(b)スロースリップ発生中 (2001-2004)。(c)スロースリップ発生後 (2006-2008)。

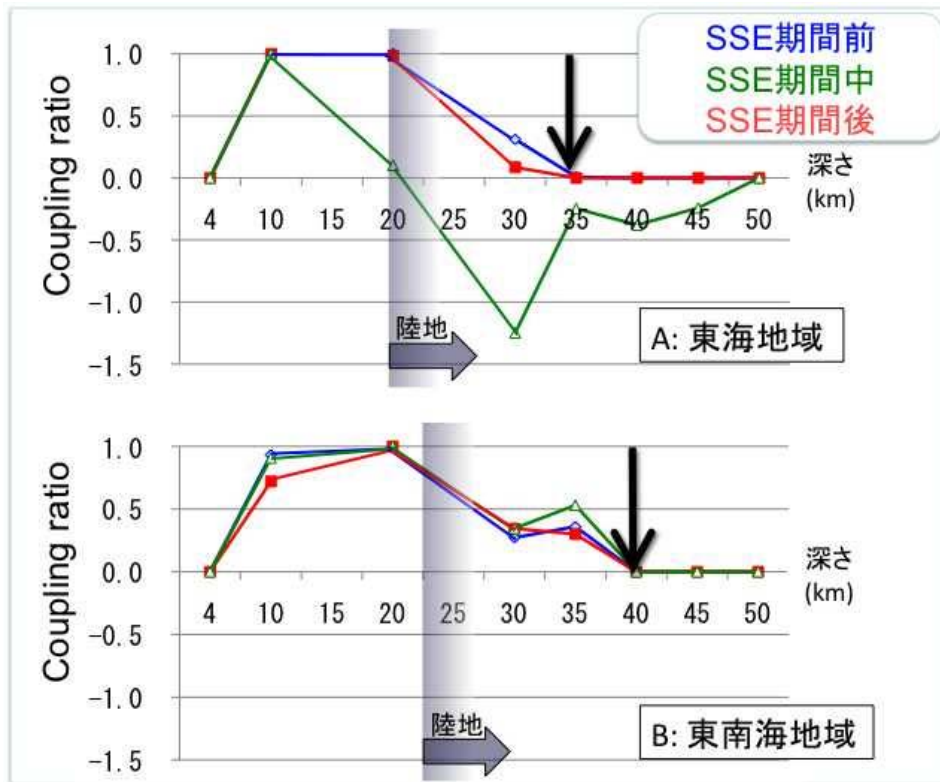


図9 すべり欠損の深さ方向の変化

豊後水道ではこれまで1997年、2003年、2010年と3度のスロースリップが6～7年の間隔で発生し、スロースリップ発生時のすべり分布は良く調べられてきたが、スロースリップ間のすべり欠損に関する解析は行われていなかった。そこで、13年におよぶGPS連続観測データからスロースリップの影響も含んだ長期の平均的な地殻変動速度及びスロースリップ間の地殻変動速度を推定し、それぞれを用いてすべり欠損分布を推定した。その結果、長期の平均的なすべり欠損では、スロースリップ領域にすべり欠損は見られず、スロースリップ間のすべり欠損は、スロースリップ領域にもすべり欠損が見られることが明らかとなった(図10)。このことから、豊後水道のスロースリップ領域では、6～7年の間隔で応力蓄積・解放が繰り返されており、このサイクルを超えた長期的な応力蓄積等はないものと考えられる。

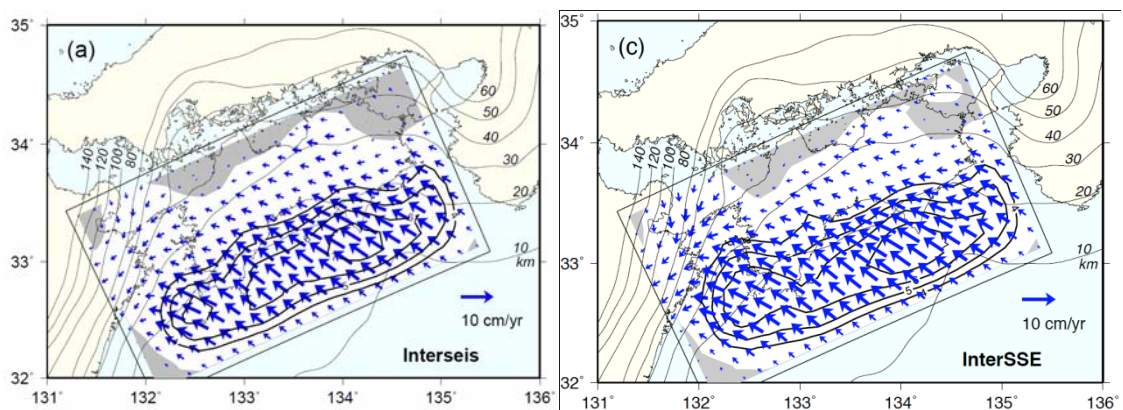


図10 四国・豊後水道地域における長期の平均的なすべり欠損分布(左)とスロースリップ

プ間のすべり欠損分布（右）。

また、四国地域は大地震の地震時すべり、地震後の余効すべり、スロースリップが同一地域ですべて観測されている興味深い場所である。そこで、これまでに収集した水準測量データや潮位データに基づいて1946年南海地震時の地震時すべり、その後の余効すべり、GPSデータに基づいて豊後水道スロースリップのすべり分布を推定し、その空間分布の関係を調べた。これらの結果は、同一の解析手法及び同一のプレート境界形状を用いて行ったものであり、相互比較が可能である。解析の結果、1946年南海地震直後の余効すべりは四国西部のプレート境界深さ20-30kmの範囲に集中し、スロースリップ領域とは棲み分けられているように見える（図11）。この結果については以下の2通りの解釈が可能である。一つの解釈は、余効すべり域とスロースリップ領域が、同一の深さ範囲に位置するにも関わらず、異なる摩擦特性を有しているというものである。第二の解釈として、既に示したように、豊後水道のスロースリップ領域では6～7年の繰り返し間隔でひずみエネルギーの蓄積・解放が生じており、1946年南海地震時には解放すべきエネルギーが無く、その結果、地震時・地震後ともすべりを生じる必要が無かった、というものである。ひずみエネルギーの収支という点だけで言えば、第二の解釈で十分であるが、ただそれでは豊後水道でスロースリップが生じることが説明できない。そのため、特殊な摩擦特性の結果として短い繰り返し間隔でスロースリップが生じ、その結果、ひずみエネルギーの長期的な蓄積ができない、という両者を併せた解釈が適当ではないかと考えられる。この地域を対象とする地震サイクルシミュレーション等を行う際には、このような知見を組み入れる必要がある。

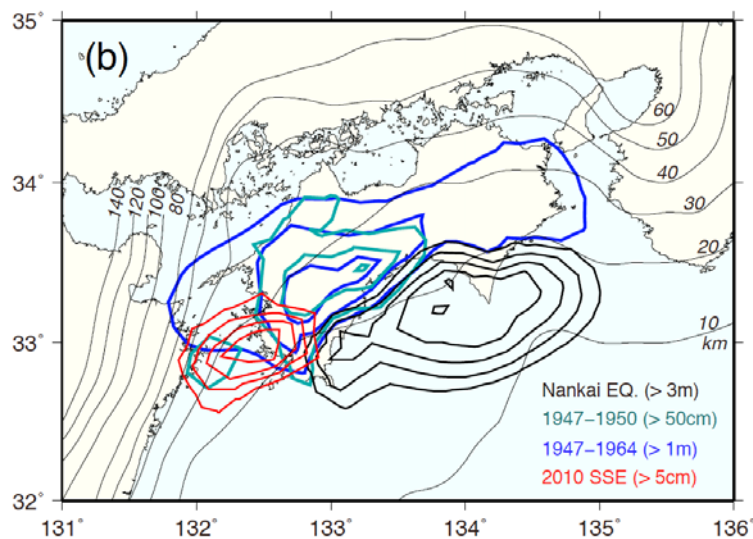


図11 四国地域における地震時すべり、余効すべり、スロースリップの空間分布。

3) すべり遅れ分布とアスペリティの関係に関する定量的評価

GPS や水準測量データを用いることにより、非地震時の地殻変動からプレート境界のすべり遅れ分布を推定することができる。このすべり遅れは、プレート境界の固着や大地震の震源域となるアスペリティと深く関連すると考えられるが、これまで、これらの関係を定量的に評価した研究は殆ど行われてこなかった。そこで、数値シミュレーションと測地データ逆解析を組み合わせることにより、プレート境界面上で仮定されたアスペリティ分

布と、測地データから推定されるすべり遅れ分布の関係について定量的な検証を実施した。

検証の手順として、沈み込みプレート境界に円形で表現されるアスペリティをランダムに配置する。このアスペリティではプレート境界が強く固着する一方その周囲では摩擦がほぼゼロと仮定し、プレート沈み込みに伴うプレート境界面上でのすべりの分布を計算する。さらに、このすべり分布から地表変位が計算される。この地表変位に観測誤差を加えたものを逆解析し、プレート境界上のすべり遅れ分布を推定し、当初想定したアスペリティ分布と定量的な比較を行った(図 12)。震源域に対するアスペリティの面積比を 0.1~1.0 の範囲において 0.1 刻みで変化させ、それぞれのケースについて 100 回の試行を行ったところ、図 13 の解析結果を得た。当初仮定したアスペリティの面積に対して、推定されるすべり欠損の分布は 10% から最大で 3 倍程度過大評価となることが分かった。特にアスペリティの面積比が小さい場合に過大評価の程度が著しくなる。このことは、逆に、測地データからすべり遅れの存在が推定できない場合、プレート境界にはアスペリティが存在しない可能性が高いことを強く示唆するものである。

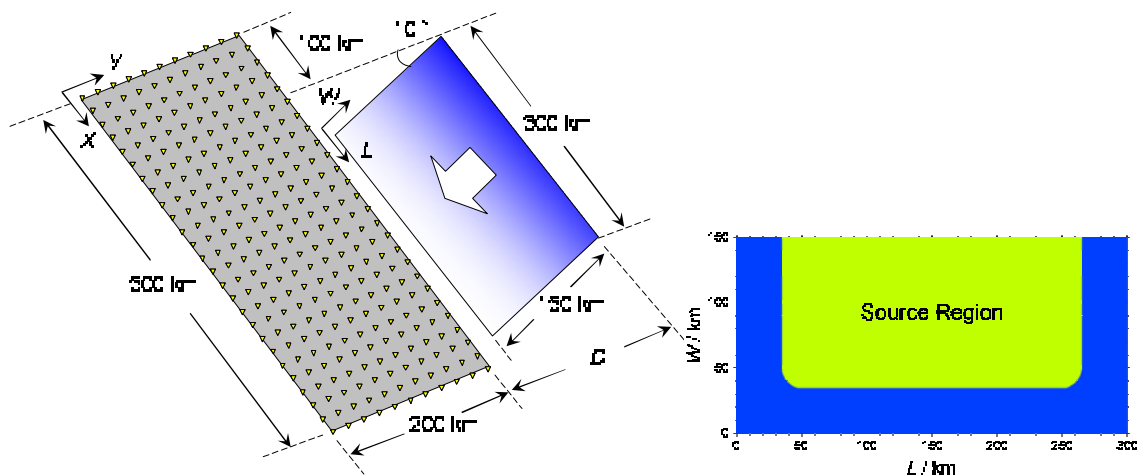


図 12(a)プレート境界と観測網の位置関係。(b)プレート境界に仮定した円形アスペリティ。

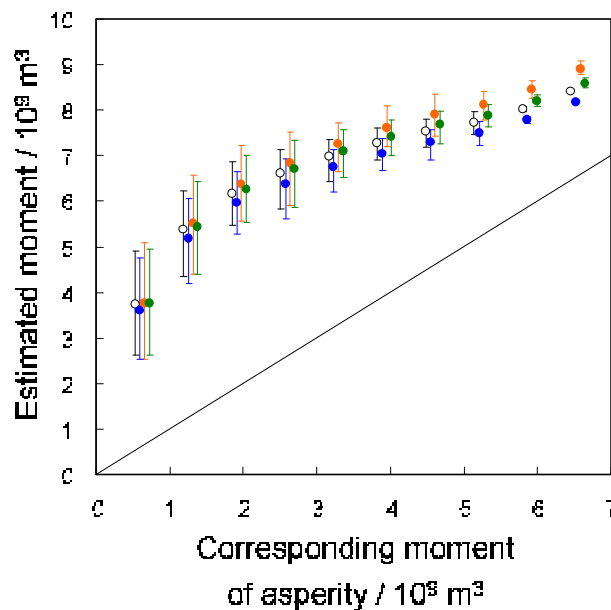


図 13 アスペリティの換算モーメントと推定されたすべり遅れの換算モーメントの関係。

この方法を日本海溝沿いと南海トラフ沿いの2地域について適用したところ、東北地方の2011年以前のデータからは固着域の面積比がおよそ30~60%と推定されるのに対し、南海トラフでは60~100%と、固着の度合いがより高いと推定された (Hirai and Sagiya, 2013) (図14)。

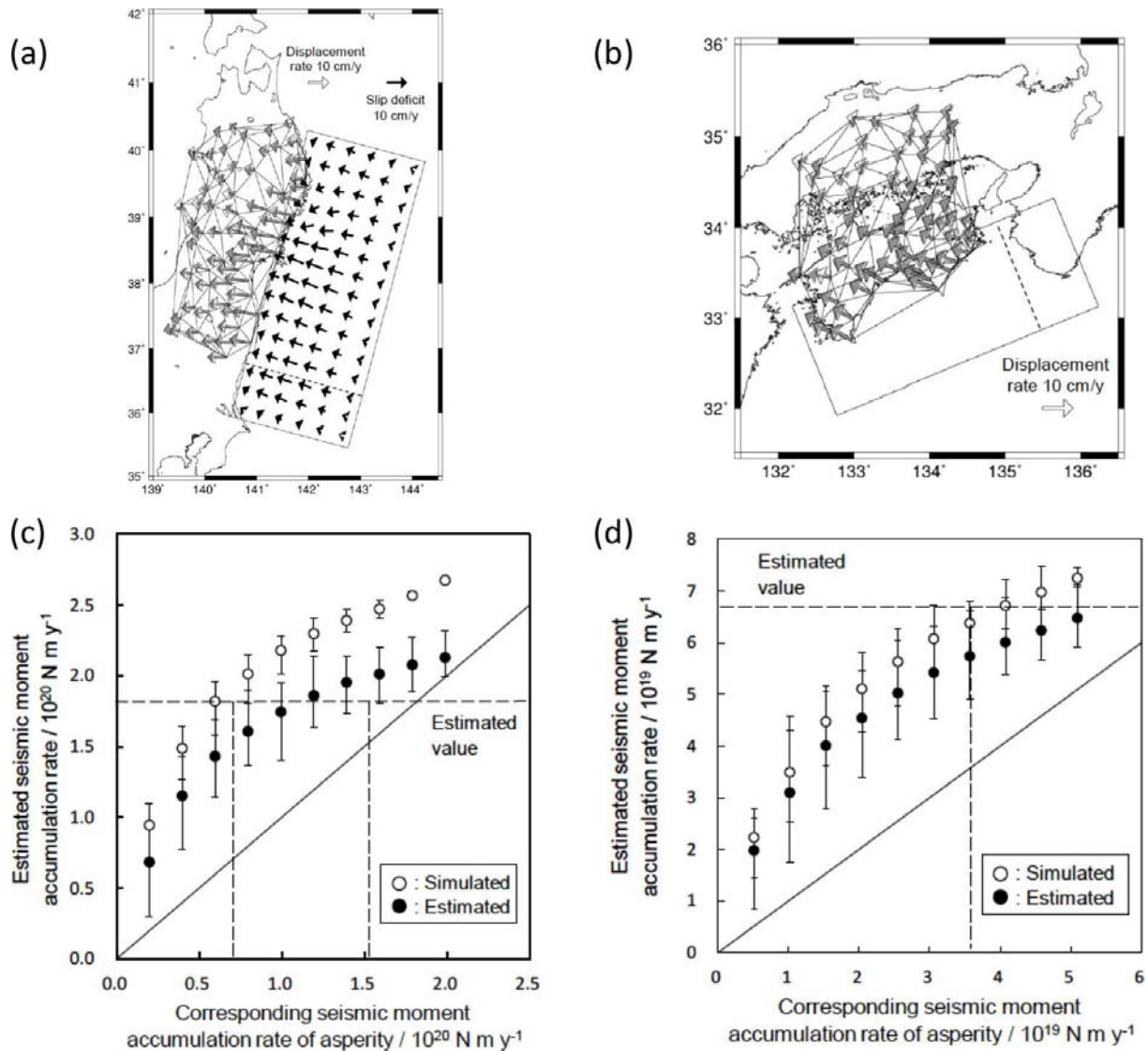


図14 (a)東北地方のGPSデータとプレート境界のすべり遅れ分布(1996-2000)。(b)南海トラフ沿いのGPSデータ。(c)東北地方におけるシミュレーション結果とデータに基づく推定結果。(d)南海トラフ沿いのシミュレーション結果とデータに基づく推定結果。

4) 測地データに基づくプレート境界のすべり分布手法の改良

プレート境界のすべり手法の改良を行い、2011年3月に発生した東北地方太平洋沖地震に適用した。主な改良点は以下の2点である。一つは、プレート境界の断層すべりに対する地殻の変形応答について、3次元不均質構造を用いた点である。有限要素法を用いて東北地方の3次元不均質構造をモデル化し、弾性変位応答のグリーン関数を用いて逆解析を使用した。単純な半無限弾性体を仮定した場合と比べると、変位応答が20%程度変わる場

合もあり、求められるすべり分布に対する影響が無視できない。もう一つの改良点は、断層すべりの空間解像度を最適化した点である。この手法では、モンテカルロ法によりサンプリングされた各小断層間の相関係数に基づいて空間解像度を最適化する。小断層間の相関が負の場合には、小断層間の推定値にトレードオフが生じていることを示し、断層を一回り大きく設定することでトレードオフを解消する。これらの操作を繰り返すことで空間解像度を最適化した。

解析対象領域は東北地方を中心とした $1500\text{km} \times 1600\text{km} \times 400\text{km}$ の領域で陸上及び海底の地形を考慮した。2011 年東北沖地震のすべり解析には、モデル化された領域に含まれる GEONET の観測点及び海底 GPS 観測点(3カ所)を用いた。なお、有限要素法の解析には GeoFEM を使用し、Split Node 法で与えた断層すべりに対する地表の変位応答関数を求め、逆解析に使用している。逆解析にはマルコフ連鎖モンテカルロ法を使用した。この解析法は逆行列を使用しないため、平滑化パラメータを導入する必要がない。なお、本解析では先験情報として地震の大きさをマグニチュード9として解析した。

図 15 (d) は均質な異なる大きさの小断層での解析例である。なお、LEVEL 4 ~ 1 の順に解像度が細かくなっているが、LEVEL 1 ~ 3 についての残差はほぼ同じで 99% 程度である。LEVEL 1 の解像度では小断層間に大きな相関が見られるため、トレードオフが生じている。本解析で得られた最適解は図 15 (e) に示す通りである。ほかの解析結果と比較するとより陸側に近い場所で大きなすべりが推定された。

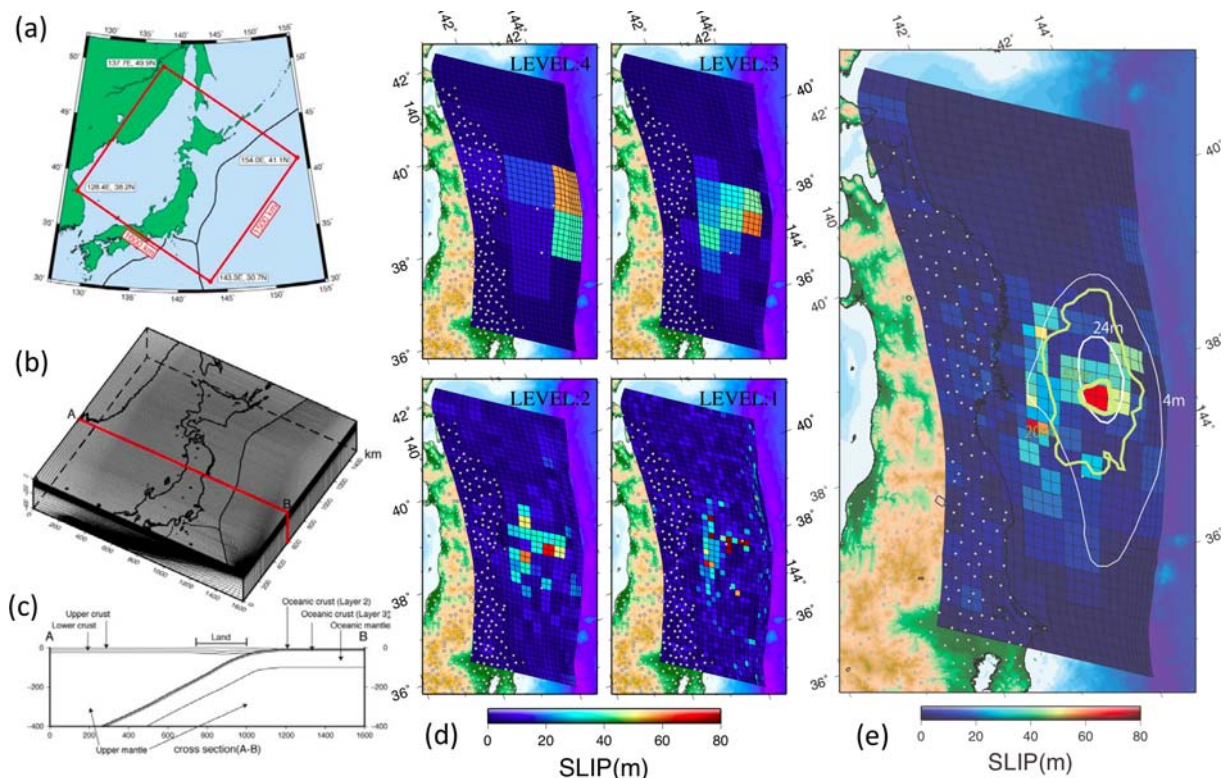


図 15 (a) FEM のモデル領域。(b) モデル領域の FEM メッシュの鳥瞰図。(c) 断面図。(d) 解像度を変化させた場合のすべり分布。(e) 空間解像度の最適化後の断層すべり分布。すべり分布を示すコンターは Ozawa et al. (2011) (白) 及び Simons et al. (2011) (緑)。

4) 水準測量データに基づく地殻変動の時空間変化の推定

水準測量データを用いて、南海トラフの地震サイクルに伴う地殻変動の全体像の整理作業を開始し、平成 21 年度は紀伊半島のデータ整理を中心に実施した。紀伊半島南部では、1944 年東南海地震や 1946 年南海地震に伴って顕著な地殻変動が記録されたことに加え、海岸段丘や生物遺骸群集などの地質・地形データからも長期的な地殻変動が検出されている。宍倉・他（2008）は、紀伊半島南部においてヤッコカンザシの遺骸群集の年代と高度を測定することにより長期的な隆起運動の分布と速度を推定し、それらが海岸段丘の分布と同じく南東上がりの傾動を示すこと、1944 年及び 1946 年の地震を含む期間の水準測量からは南上がりの傾動が求められており、長期的な地殻変動と地震時の変動のパターンが異なることを指摘した。しかし、こうした長期的な地殻変動との比較には、地震時の地殻変動だけを抜き出すのではなく、地震サイクル全体を通じた累積変動量を用いる必要がある。水準測量は明治時代以来約 120 年にわたって行われており、南海トラフの地震サイクルをほぼカバーしているが、水準点の移転・再設等の影響で 120 年分の変動を直接比較できない場合が多い。そこで、水準測量と潮位データに基づいて、地殻上下変動の時空間的な分布を基底関数展開して推定し、任意の場所と時間で地殻変動量を求めることができる手法（Fukahata et al., 1996, 鷺谷, 2000）を適用した。

図 16 は、そうして得られた結果の一部で、1944 年及び 1946 年の地震時の地殻変動分布と地震サイクル 1 回分の累積変動量分布を比較したものである。地震時の地殻変動は、従来の研究の結果と同様に南に傾き上がるような傾向を持つが、地震サイクル 1 回分の累積変動量は、特に海岸線付近において南東上がりの傾向を示しており、地質・地形のデータと整合的である。また、114 年間での累積隆起量の最大値は約 20cm で、隆起速度としては 1.7mm/年程度となる。生物遺骸群集の高度と年代値から測定された隆起速度は 1～2 mm/年程度であり、本研究成果の値と整合的である。以上の結果は、巨大地震の繰り返し発生によって海岸付近では長期的な隆起が生じる可能性を示すものであり、前杵（1992）が室戸岬において指摘した陸域での地震発生による間欠的な隆起は、少なくとも潮岬付近については生じていない可能性がある。

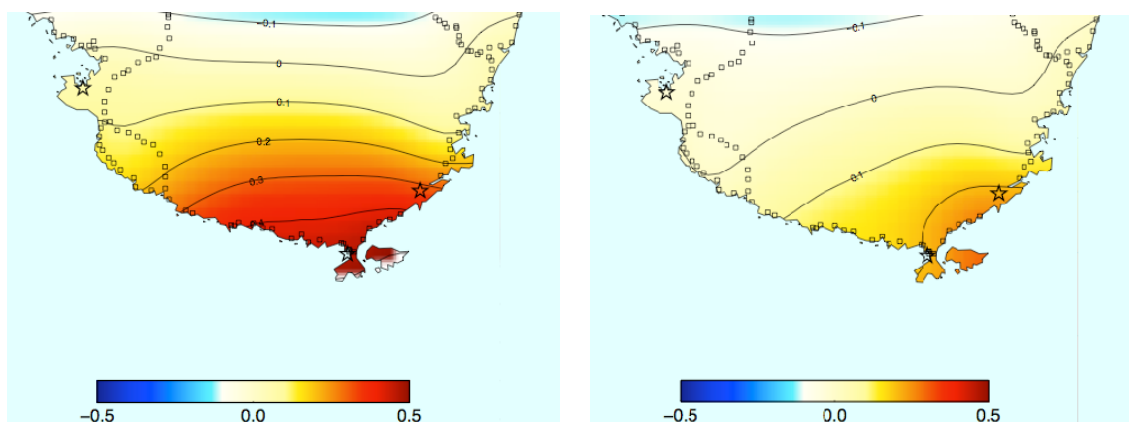


図 16 水準測量データから推定した紀伊半島南部の上下変動分布。(左) 1944 年東南海地震及び 1946 年南海地震に伴う地殻変動。(右) 南海トラフの地震サイクル 1 回分 (114 年間)

の累積変動量

5) スロースリップの解析によるプレート境界の摩擦特性推定

本研究では、これまで地殻変動データの同化解析による断層面の摩擦パラメータ推定方法の開発を進めてきた。今年度は、豊後水道で繰り返し発生しているスロースリップ域の摩擦特性について解析を実施した。

Miyazaki et al. (2006) は、東海地方で発生したスロースリップに関して、GPS データから断層すべりの時空間発展の様子を求め、その結果から断層面上の各点におけるすべりと応力変化の関係などを推定した。しかし、東海スロースリップはこれまでに1度しか発生していないため、推定結果が場所の特性を表したものが確かめることができなかった。

一方、豊後水道では、1997年、2003年、2010年にスロースリップが3度繰り返している。これらのイベントにおける断層すべり時空間分布を同一の手法で解析すれば、推定された断層すべりと応力変化の関係が場所の摩擦特性を示すものかどうか判断可能となる。

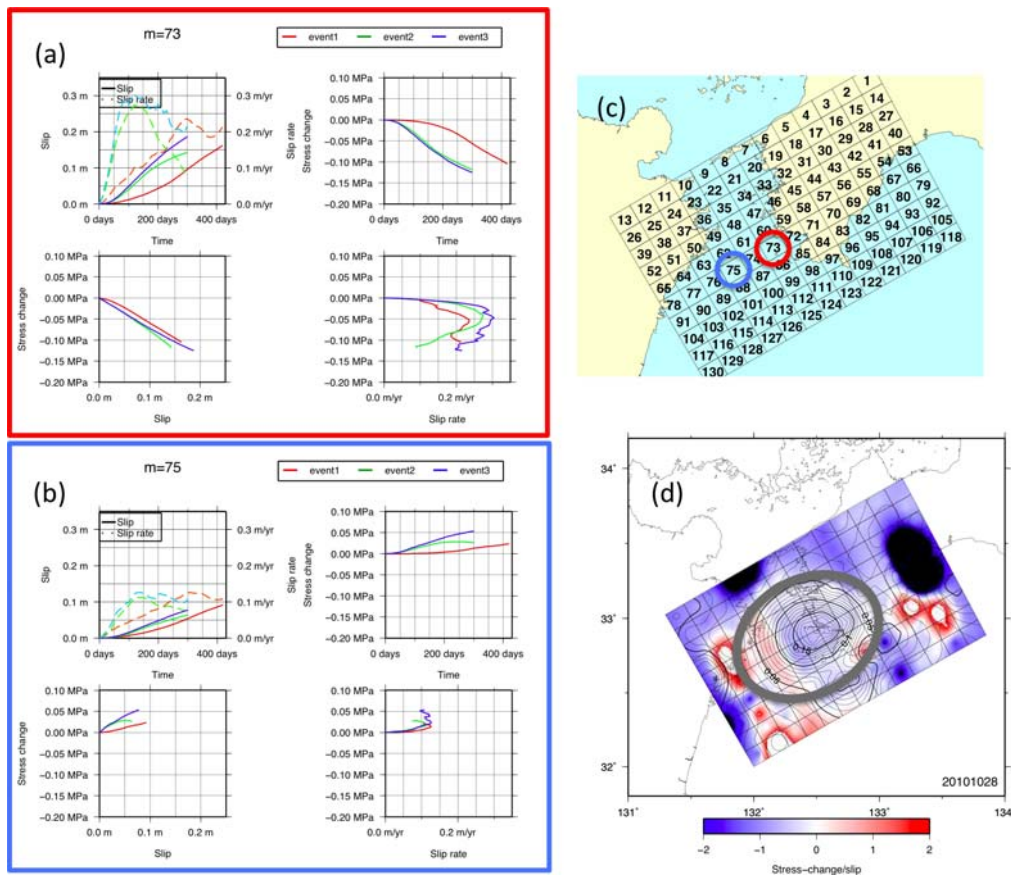


図 17 GPS データから推定した豊後水道スロースリップ域の摩擦特性。(a)すべり域の中央部に近いすべり弱化領域における摩擦特性。すべりの時間変化、すべり速度の時間変化、すべりー応力関係、すべり速度ー応力関係を3回のイベントから求めた結果を重ねて表示している。(b)すべり域縁辺部のすべり境界域における摩擦特性。(c)解析に使用した断層面と例示したすべり域の場所。(d)すべりー応力間の比例係数の分布。すべりが5 cm を越える灰色の楕円内部で信頼できる値が得られている。青で示された中央部のすべり弱化域の回りに赤で示されたすべり強化域が存在している。

1996年以降に3度発生したスロースリップについて、GPS連続観測データを同一の方法で推定し、それぞれにすべり-応力関係を推定した。図17に示すように、3度のイベントですべりの時空間変化は必ずしも同一ではないが、断層面上の同一地点におけるすべり-応力関係は毎回殆ど一緒であり、この解析結果がロバストであること、それゆえこうした解析により断層面の摩擦特性を推定できることが示された。また、スロースリップ域の中心部は弱いすべり弱化の特性を持ち、イベント中に約0.1MPa程度の応力低下が見られる一方、その周囲にすべり強化域が存在することから、こうした不均質な摩擦特性分布によってスロースリップ領域が規定されていることが示唆される。

6) データ同化手法の開発

予測シミュレーションによって将来の地殻活動予測を行うためには、観測データから得られる地球内部の力学状態の知見をシミュレーションに取り込むことが必要である。そのための手法を「データ同化」と呼んでおり、我々は地殻変動や地震活動データをシミュレーションに取り込めるようにするための技術開発やデータ構築を進めている。

データ同化の役割には大きく分けて2つある。一つはシミュレーションの現実からの乖離を避けるため、観測データに基づいて推定した応力・ひずみ・断層すべり等の物理パラメータを用いて逐次的にシミュレーションを修正・拘束することであり、もう一つはある程度まとまった観測データを与えて、シミュレーションの初期条件や摩擦パラメータを推定するもので、本研究では後者の手法開発を行った。

摩擦パラメータの推定は非線形性の強い問題である。最適解を推定するためには、無数の組み合わせを持つパラメータについて探索を行う必要があるが、それは計算能力の観点から効率的とは言えない。そこで注目されているのが、アジョイント法と呼ばれる解析手法である。アジョイント法は、時空間的に分布している観測データとモデル計算結果を比較した残差に対してアジョイント演算子を作用させて時間方向に逆伝播させ、モデルに含まれる物理パラメータの初期値や摩擦パラメータに対する修正量を求める手法であり、モンテカルロ的な手法に対して計算量が少なくすることが可能である。スロースリップの地震サイクルを模した単純なシミュレーションを対象としてアジョイント法を適用し、パラメータの最適化に関する検討を実施した。対象としたモデルは1セルの単純なもので、スロースリップが発生する条件でシミュレーションを行い、得られたすべり速度にノイズを加えた人工データを用いて摩擦パラメータ推定を行った。同化解析に用いるデータ範囲を変えると、最初のスロースリップイベントですべり速度が最大となる付近までのデータを使用することで、その後のすべり履歴が正しく予測されることが分かり、また、相当程度データを間引いて同化解析を行ってもすべり履歴の予測にはあまり大きく影響しないことが分かった(図18)。これらは、同化解析に使用するデータが現象の特徴を正しく表していれば、データ量を減らしても良いことを表しており、現象の変化が緩やかで、新たな観測データを得たことによる情報利得が必ずしも大きくない固体地球現象の特徴が現れたものと考えられる。

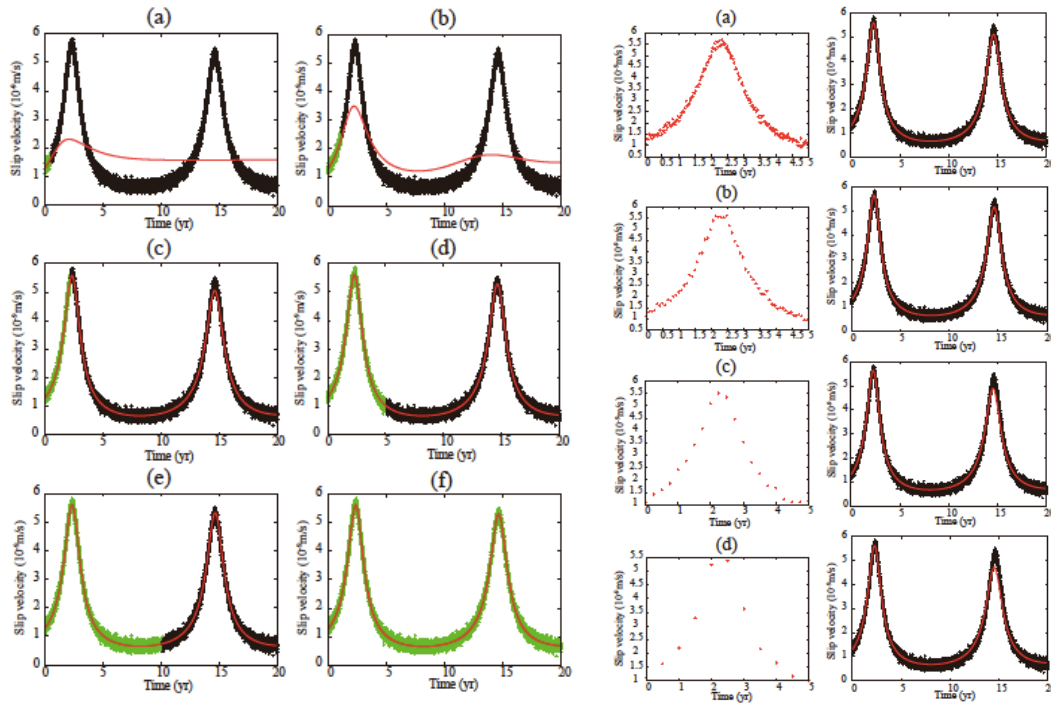


図 18 アジョイント法により推定された摩擦パラメータを用いたシミュレーションと解析に用いた模擬データの比較。左は同化解析に用いるデータ量（緑で示すデータ）を変化させた場合、右は解析に使用するデータのサンプリングを変えた場合の結果である。

一方、現実の観測データを用いてデータ同化を行う際には、非常に限られた期間の観測データしか利用できない場合も多く、そのような条件下で推定した結果がどのようなバイアスを持つ可能性があるかを、グリッドサーチを用いた網羅的探索により把握しておく必要がある。そのような観点から、観測期間の大部分を占める非イベント時（地震間）のデータを用いてどの程度モデルパラメータの情報を引き出せるか調べた。

以下では、地震発生サイクルを表現する物理モデルとして、無限弾性媒質中に存在する平面断層モデルを用いた。断層は 1 辺 25.6km の正方形で、内部は 1 辺 100m の正方形の小断層に分割されている。中央に半径 6 km の円形の領域を設定し、真のモデルにおいて、定常すべりの速度依存性を規定する摩擦パラメータを円の内部は $A-B < 0$ 、外部は $A-B > 0$ とする。定常状態間の遷移に必要な特徴的すべり量 L は円の内外においてそれぞれ一様の値とする。この条件下で 10cm/yr のローディングを与え断層上のすべりの時間発展を計算すると、円の内部で地震、外部で余効すべりが発生する（周期：約 11 年）。断層面から 4 km 離れた平面上に分布させた観測点の変位履歴にノイズを加えて観測データを合成し（データ期間 5.5 年、データ間隔：0.1 年）摩擦パラメータのデータ同化実験を行った。様々な摩擦パラメータの組み合わせについて、計算結果の全期間分の観測データとの適合度（尤度）を計算し、尤度が最大になる期間の値を採用する。そして、

1. 観測点間隔が 2 km、4 km
2. 観測データのノイズが $\sigma = 2$ cm、4 cm
3. データ期間が地震サイクルの後半、最後の 1/4

の各ケースについて尤度分布を比較した。

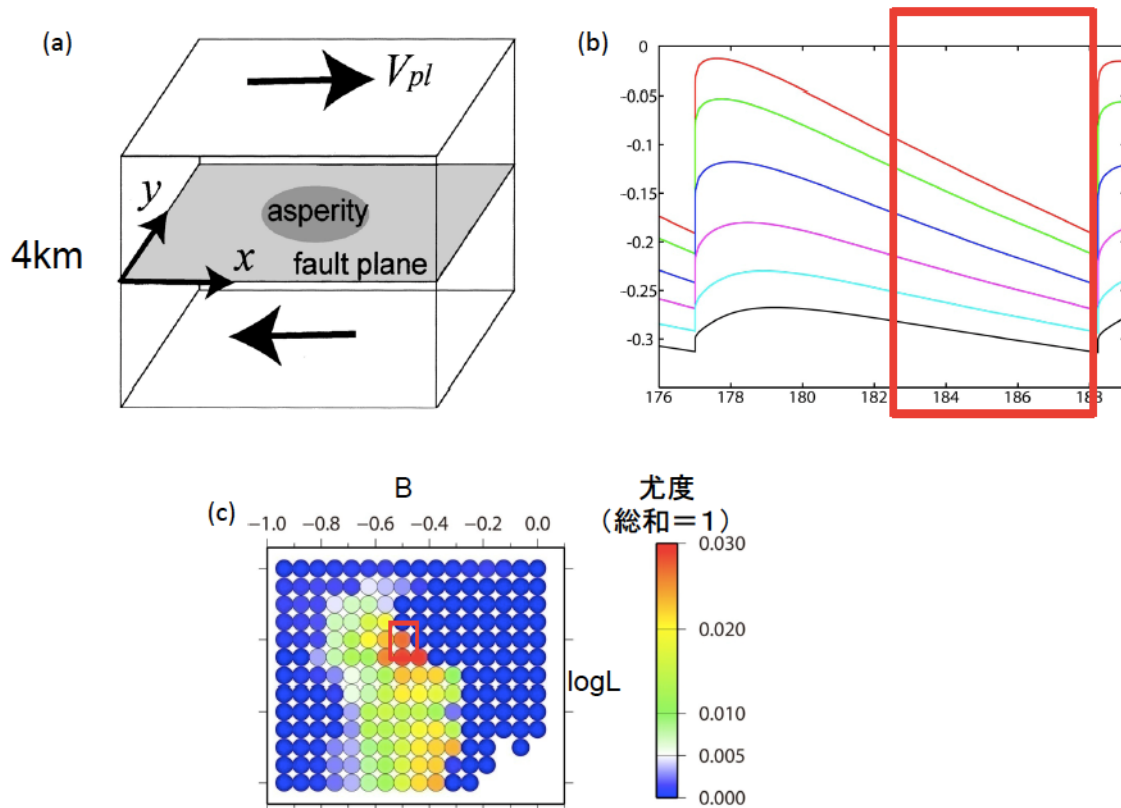


図 19 (a)データ同化実験を行ったモデルの概要。(b)シミュレーションにより得られた人工的な観測データ。赤い四角で囲った範囲を解析に使用した。(c) 2つの摩擦パラメータ (B と L) に対する尤度の分布。赤い四角で囲った範囲が真の値であり、正しく推定できていることが分かる。

その結果、地震間のデータのみでも真の値の辺りで最も尤度が高くなり、摩擦パラメータをある程度推定可能であることがわかった。ただし、LについてはA-Bと比較して解像度が悪い。これらの結果は以下の通り説明できる。断層の固着状態は主にA-Bに依存し、その固着状態に伴い観測点の変位履歴も変わる。この変位履歴の計算値とデータとの傾きの差によって残差が大きくなるため尤度の違いが生じ、解を推定できる。また、観測点数よりも観測誤差の大きさやデータ期間が推定結果に大きな影響を与えることが分かった(図 19)。

大地震発生後の余効変動は摩擦パラメータに関する情報を多く持つと考えられ、余効変動データに基づく摩擦パラメータ推定の試みが行われている (Johnson et al., 2006, Fukuda et al., 2009)。しかし、従来のモデルは余効変動の空間的な広がりを見逃し、時間変化の情報だけを用いていた。そこで、すべりの伝播を表現できる2次元平面断層モデルを用いて、余効すべりを再現するような断層面上の摩擦パラメータ推定実験を行った。その際、観測点の分布や観測期間の違いによって推定結果(摩擦パラメータの尤度分布)がどのように変化するか調べた。なお、この地震サイクルの周期は11年、データ期間は地震発生翌日から最大2年とした。そして、観測点を全て、片側半分、端の1/4を使用した

場合の尤度分布を比較した (図 20)。

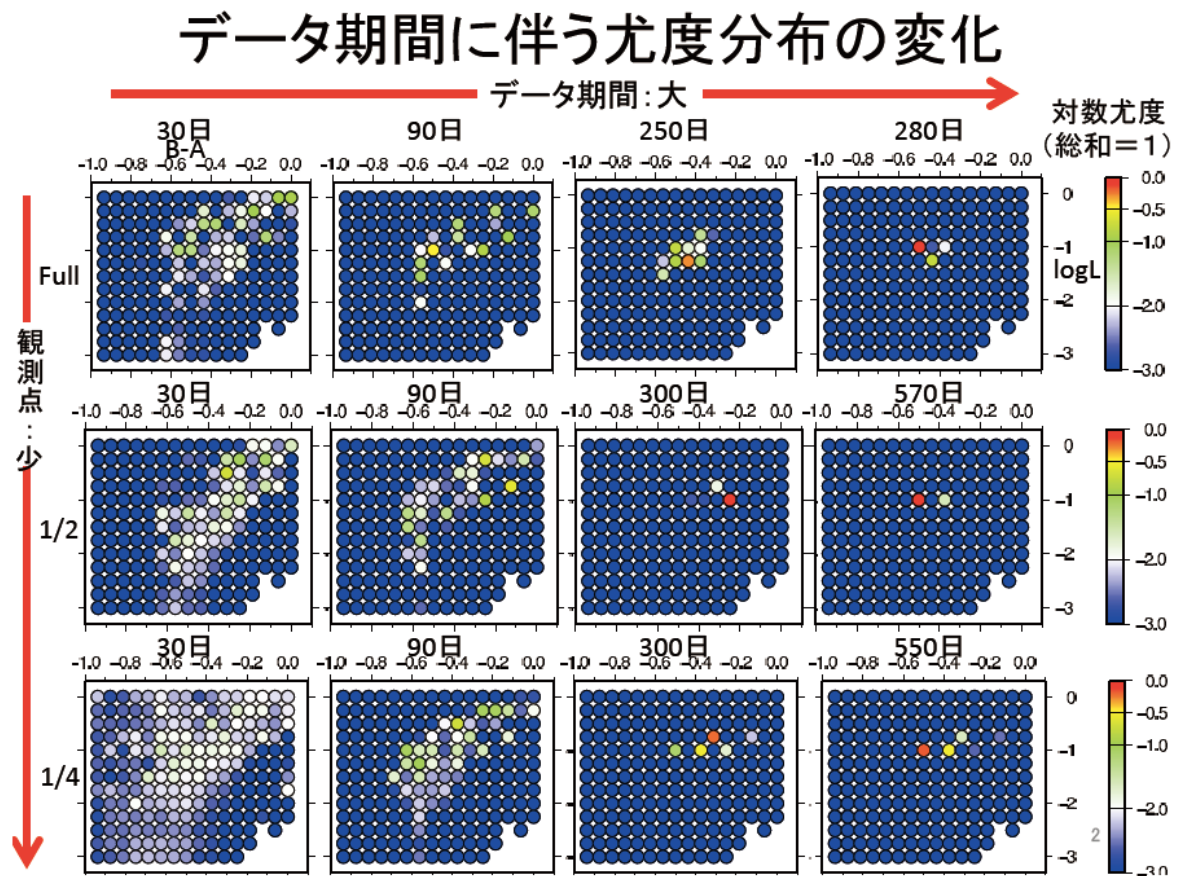


図 20 余効変動データの解析による摩擦パラメータの推定結果。データ期間や観測点数を変えた場合の推定結果を示す。

尤度分布は、観測点分布にほぼ関係なく、データ期間の増加に伴い収束していった。地震後約 1 か月で推定範囲の傾向が見え、3 か月でさらに範囲が絞られる。断層面上の変位及びそれに伴う観測点変位の履歴を確認したところ、アスペリティ外で生じる余効すべりの伝播に伴う、直上の観測点変位の変化が尤度推定に寄与しているとわかった。なお、パラメータ推定に使用した観測点分布の違いが尤度推定にほとんど影響がなかったのは、余効すべりの伝播に伴う観測点変位の変化が大きくなる、アスペリティ外直上の観測点が多数含まれているためと考えられる。

7) 地震活動データベースの整備

地震活動の長期変化から広域応力場の時間変化を検出するために、1994 年 1 月 1 日から 2007 年 12 月 31 日までの間に関東地方及び東海・東南海地域で発生した M3.3 以上の地震約 4,000 個の震源及び M を再決定した。再決定には、東京大学地震研究所が関東甲信越に展開している微小地震観測点、名古屋大学と東北大学が展開している観測点、及び気象庁の東海沖と房総沖の海底地震計など、合計 23 か所を使用した。記録された 1787 個のイベント波形ファイルの P 波・S 波到着時と最大振幅を、全て手動により注意深く再検出し、

それらのデータを使用して震源と M を再決定した。選定した 23 か所の観測点は期間中に観測条件が変化していないこと、再検測は検測経験豊富な一人の作業員が行ったことなどから、作成された地震カタログは時間的・空間的に極めて均質であると考えられる。

その結果、

1. 東海地方で発生した深さ 20km 以浅の地震 70 個の積算度数分布を見ると、2000 年 7 月以降発生レートが増加し、その後徐々に低下、2005 年頃に元のレートに戻った (図 21)。この変化は東海スロースリップと同期しているように見える。
2. 2005 年 8 月から 2007 年 12 月にかけての約 2 年半、茨城県南部から東京湾にかけての深さ 30~60km では顕著な地震活動の活発化が観測された。さらに、同時期において銚子沖の深さ 20~50km では顕著な静穏化が観測された。これらの地震活動度変化を起こした領域は、2008 年 5 月 8 日に茨城県沖で発生した地震 (M7.0 と M6.4) の深部延長部に位置している。太平洋プレート上面のゆっくり滑りが発生し、周囲の応力場 (Coulomb Failure Stress, CFS) が変化し、地震の活発化と静穏化を同時に引き起こしたと考えられる (図 22)。GPS 観測網 (GEONET) のデータにも長期的 SSE の発生を支持する水平変動が見られた。

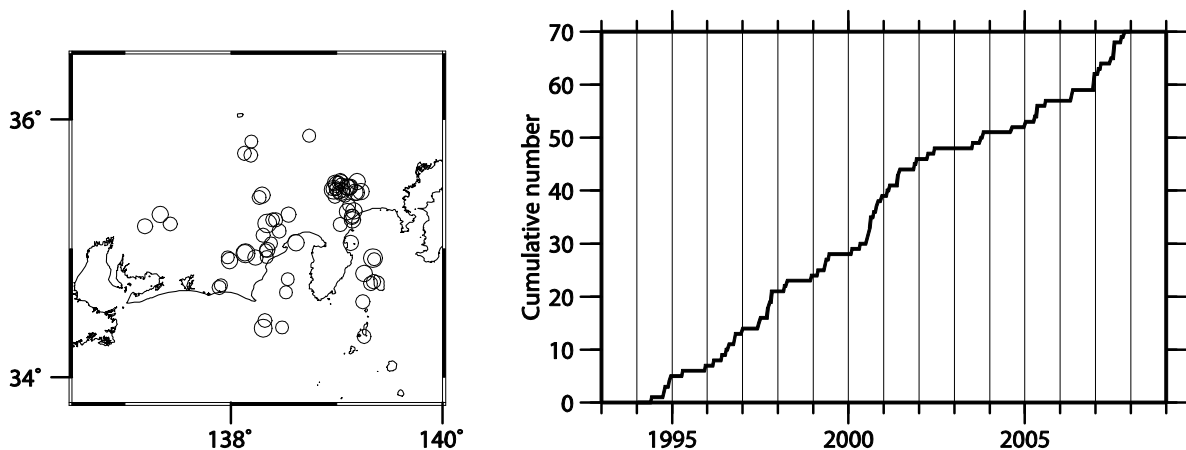


図 21. 東海地域の地震活動の長期変化。左が震央分布、右がその積算度数。

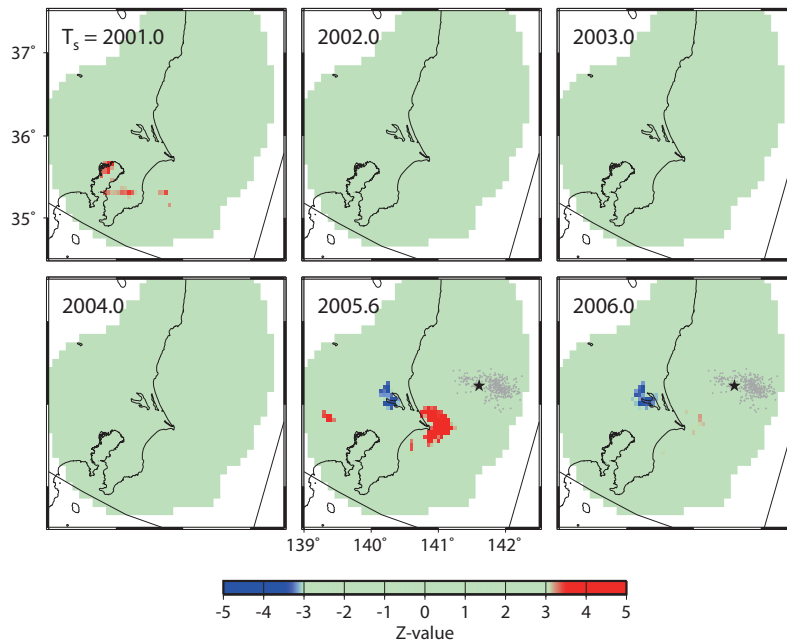


図 22 ZMAP。赤色は地震活動の静穏化、青色は活発化を示す。2005 年 8 月 (2005.6) では、霞ヶ浦付近で活発化、銚子付近で静穏化が見られる。★は 2008 年茨城沖の地震の震央、灰点はその余震を示す。

8) 地震メカニズムトモグラフィによる流体圧分布の推定

地震発生は地球内部の応力場を反映するが、その際、地殻内の間隙を満たす流体によって断層面の実効法線応力が低下し、有効摩擦係数が小さくなって破壊を起こし易くなることが知られている。従って、地下の流体圧分布を推定することは大変重要な課題であるが、これまで孔井を用いた直接的な測定以外に流体圧を推定する方法が無かった。そこで、地震のメカニズム解から地殻内の 3 次元流体圧分布を直接推定する地震メカニズムトモグラフィ法 (Focal mechanism tomography, FMT) を開発し、2009 年イタリア・ラクイラ地震の震源域周辺の震源メカニズム解に適用して詳細な流体圧分布を推定した (図 23, Terakawa et al., 2010)。この手法では、地震すべりが標準的な摩擦係数によるクーロンの破壊規準に支配されるという古典的な物理法則に基づき、応力場に対する断層面の向きを調べることにより、その地震を駆動した間隙流体圧を推定する。そして、個々の地震データから離散的に得られた間隙流体圧の値に対し、ABIC を用いたインバージョン解析を適用することにより、3 次元の流体圧分布を推定誤差と共に推定する。この解析により、ラクイラ地震震源域では、深さ 7~10km 付近に静水圧状態を 20-40MPa 近く上回る高压流体が存在することが分かり、得られた流体圧分布の形や地震活動の時間発展から、これらの地震活動が、高压流体域からの流体拡散に伴う既存断層面の強度の低下により駆動されたものと推定された。この手法は広域的な観測から地震破壊に影響を及ぼす流体圧の分布を推定する新たな可能性を示すものであり、別途推定される地殻の応力分布と組み合わせれば、地震の破壊基準の判定を行えるようになるかも知れない。データ同化の観点から非常に重要な新手法であると言える。

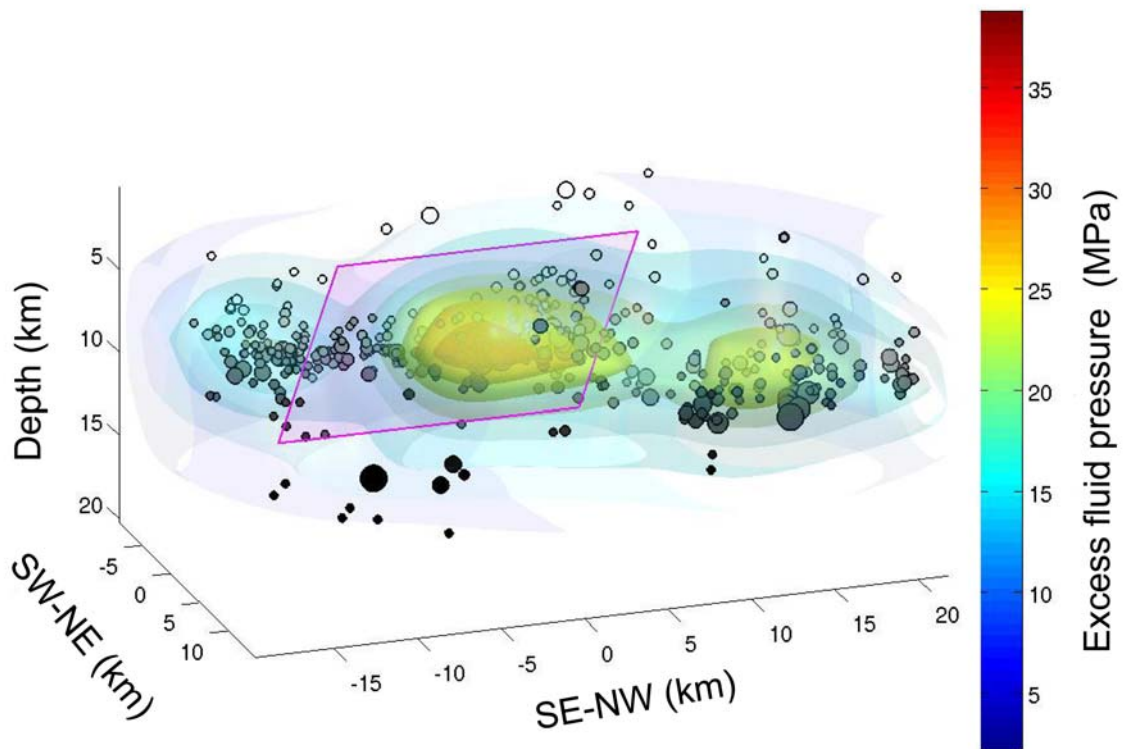


図 23 FMT 法で求めたラクイラ地震震源域付近の流体圧分布と震源分布。

(d) 結論ならびに今後の課題

本研究により、南海トラフ周辺を中心とする日本列島各地の、過去約 120 年間にわたる地殻変動の様子が整理された。こうしたデータは、今後、南海トラフの大地震に関する調査研究を進めていく上で基礎となる重要なデータである。日本列島で GPS 連続観測が開始されてから間もなく 20 年になろうとしており、この観測によって得られたデータは世界的に見ても貴重な情報の宝庫である。しかしながら、20 年という時間は、大地震の発生間隔に比べると依然として短く、GPS 以前の測量手法によるデータにも頼らざるを得ない。一方で、三角測量や水準測量のデータは、本研究でも指摘されたように精度上様々な問題を抱えており、その取り扱いに十分に注意していく必要がある。こうした情報が正しく使いやすい形で提供できるよう、データベースの整備をさらに進めていくことが必要であり、それが今後の課題となる。

(e) 引用文献

- 1) Ando, M., Source mechanism and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophys.* 27:119-140, 1975.
- 2) 藤井陽一郎・杉田要・中根勝見, 東北日本の地殻歪(Ⅱ)-計算結果-, 測地学会誌, 32, 43-55, 1985.
- 3) Fukahata, Y., C. Honsyo and M. Matsu'ura, Crustal movements on Shikoku, southwestern Japan, inferred from inversion analysis of leveling data using ABIC, *Tectonophys.*, 257, 239-252, 1996.
- 4) Fukuda, J., K. M. Johnson, K. M. Larson, and S. Miyazaki, Fault friction parameters inferred from the early stages of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake, *J. Geophys. Res.*, 114, B04412, doi:10.1029/2008JB006166, 2009.
- 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) 橋本学, 測地測量により求めた日本列島の地震間の平均的な地殻水平歪速度(Ⅰ): 本州・四国・九州, *地震*, 43, 13-26, 1990.
- 7) Heki, K. and S. Miyazaki, Plate convergence and long-term crustal deformation in central Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2313-2316, 2001.
- 8) Hirai, T., and T. Sagiya, Biased geodetic inference on asperity distribution on a subducted plate interface: a quantitative study, *Earth Planets Space*, in press.
- 9) 石川典彦・橋本学, 測地測量により求めた日本列島の地震間の平均的な地殻水平歪速度(Ⅱ), *地震*, 52, 299-315, 1999.
- 10) Johnson, K. M., R. Burgmann, and K. M. Larson, Frictional properties on the San Andreas fault near Parkfield, California, inferred from models of afterslip following the 2004 earthquake, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 96, S321-S338, 2006.
- 11) 前杵英明, 西南日本外帯部の完新世地殻変動, *第四紀研究*, 31, 285-296, 1992.
- 12) 松岡裕美・岡村眞・岡本直也・中野大智・千田昇・島崎邦彦, 津波堆積物に記録された南海地震の繰り返し間隔, 日本地球惑星科学連合2006年大会, S141-P037, 2006.
- 13) McCaffrey, R., Crustal block rotations and plate coupling, *Plate Boundary Zones* (ed. by S. Stein and J. Freymueller), *Geodynamics Series* 30, 101-122, Am. Geophys. Union, 2002.
- 14) Miura, S., T. Sato, A. Hasegawa, Y. Suwa, K. Tachibana, and S. Yui, Strain concentration zone along the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc, *Earth Planets Space*, 56, 1347-1355, 2004.
- 15) Miyazaki, S. and K. Heki, Crustal velocity field of southwest Japan: Subduction and arc-arc collision, *J. Geophys. Res.*, 106, 4305-4326, 2001.
- 16) Miyazaki, S., P. Segall, J. J. McGuire, T. Kato, and Y. Hatanaka, Spatial and temporal evolution of stress and slip rate during the 2000 Tokai slow earthquake, *J. Geophys. Res.*, 111, doi:10.1029/2004JB003426, 2006.

- 17) Nishimura, T., T. Hirasawa, S. Miyazaki, T. Sagiya, T. Tada, S. Miura, and K. Tanaka, Temporal change of interplate coupling in northeastern Japan during 1995-2002 estimated from continuous GPS observations, *Geophys. J. Int.*, 157, 901-916, 2004.
- 18) Obara, K., Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, 296, 1679-1681, 2002.
- 19) Ozawa, S., T. Nishimura, H. Suito, T. Kobayashi, M. Tobita, and T. Imakiire, Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-oki earthquake, *Nature*, 475, 373-377, 2011.
- 20) Sagiya, T., Interplate coupling in the Tokai district, central Japan, deduced from continuous GPS data, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 2315-2318, 1999.
- 21) 鷺谷 威, 地殻活動予測シミュレーションと地殻変動データ同化, *地震研究所集報*, 75, 145-158, 2000
- 22) Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, *PAGEOPH*, 157, 2303-2322, 2000.
- 23) Simons, M., S. E. Minson, A. Sladen, F. Ortega, J. Jiang, S. E. Owen, L. Meng, J.-P. Ampuero, S. Wei, R. Chu, D. V. HelMBERGER, H. Kanamori, E. Hetland, A. W. Moore, and F. H. Webb, The 2011 Magnitude 9.0 Tohoku-oki earthquake: mosaicking the megathrust from seconds to centuries, *Science*, 332, 1421-1425, 2011.
- 24) 宍倉正展, 越智智雄, 前杵英明, 石山達也, 永井亜沙香, 南海トラフ沿いに起きた歴史地震に伴う隆起を記録した紀伊半島南部沿岸の生物遺骸群集, *歴史地震*, 23, 21-26, 2008
- 25) Terakawa, T., A. Zoporowski, B. Galvan, and S. A. Miller, High pressure fluid at hypo-central depths in the L' Aquila region inferred from earthquake focal mechanisms, *Geology*, 38, 995-998, 2010.

3.7 サブプロジェクト 2-2

過去の地震発生履歴から見た地震サイクルの多様性の評価

担当：国立大学法人高知大学

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

過去の地震発生履歴から見た地震サイクルの多様性の評価

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
高知大学理学部	教授	岡村 眞
高知大学理学部	准教授	松岡 裕美
東京大学地震研究所地震予知情報センター	教授	佐竹 健治

(c) 業務の目的

南海トラフ沿いの沿岸域湖沼に地質記録として残された津波の痕跡を調査するとともに、採取した地質試料を分析することにより、南海トラフの海溝型巨大地震発生サイクルを超えた、過去数千年間にわたる地震履歴を明らかにする。また、津波の痕跡以外のものも交えることで、巨大地震の発生履歴を再検討する。こうした過去の地震履歴から、地震発生サイクルごとの規模や再来間隔などの違いを明らかにし、その多様性をもたらす原因の解明を目指す。

(d) 5カ年の年次実施業務の要約

1) 平成 20 年度：南海トラフ沿いの東海地域における過去の地震履歴を明らかにするために、浜名湖湖底の地質記録に残された過去の津波の調査を行った。高分解能音波探査を行い、湖底下 10m 程度の音響断面図を得て解析を行うとともに、ピストンコアリングによって湖底下 4 m 程度の柱状試料を採取し分析を行った。音響断面図と堆積物の分析結果から、浜名湖では湖底下約 1 m と約 2 m にイベントを示唆すると思われる顕著な砂層が分布していることが明らかになった。年代測定の結果から、深度 1 m の砂層は西暦 1707 年の宝永地震の津波に対比することができ、深度 2 m の砂層は 3500～4000 年前のイベントであることがわかった。1707 年の宝永南海地震による津波は、1498 年の明応地震による津波によって湖口が海とつながって以降の過去 500 年間では、浜名湖において最大のイベントであったことが明らかになった。

さらに大地震発生サイクルと連動条件評価のために、主に南海トラフを例として、連動・非連動を考慮した巨大地震の発生履歴の再検討を行い、地震活動・地震波解析・津波モデルなどの高度化を図った。

2) 平成 21 年度：南海トラフ沿いの過去の地震履歴を明らかにすることを目的に、沿岸湖沼の津波堆積物調査を行った。浜名湖については、昨年度採取した試料の分析を進めた。また、紀伊半島から四国にかけての沿岸地域について、文献、地形図、航空写真等を用いて津波堆積物調査地点を机上で検討した。その結果をもとに、四国南東岸にあたる徳島県

海部郡美波町の周辺において現地調査を行った。特に田井ノ浜の池においては、過去約 1500 年間に少なくとも 4 回の津波イベントが記録されていることを明らかにした。

さらに大地震発生サイクルと連動条件評価のために、南海トラフにおける連動・非連動を考慮した巨大地震の発生履歴の再検討を行い、地震活動・地震波解析・津波モデルなどの高度化を進めた。21 年度は特に東シナ海におけるシミュレーションを行った。

3) 平成 22 年度：南海トラフ沿いの過去の地震履歴を明らかにすることを目的に、沿岸湖沼の津波堆積物調査を行った。平成 20 年度より継続していた浜名湖の研究を完了させるとともに、四国南東岸の徳島県海部郡美波町田井ノ浜の池における分析を進め、さらに四国東端の徳島県阿南市蒲生田大池においても調査を開始した。浜名湖での過去 500 年間については、これまでの成果により 1498 年の明応、1707 年宝永地震と考えられるイベントが明らかになっていたが、それよりも古い過去 5000 年間の浜名湖の堆積環境の変化を明らかにした。蒲生田大池では過去約 2500 年間の安定した堆積物記録を得ることができ、約 2000～2500 年前に津波と考えられるイベントを発見することができた。

さらに大地震発生サイクルと連動条件評価のために、南海トラフにおける連動・非連動を考慮した巨大地震の発生履歴の再検討を行い、地震活動・地震波解析・津波モデルなどの高度化を進めるとともに、日本海溝北部～千島海溝南部沿いの詳細な大地震発生サイクルの研究も行った。

4) 平成 23 年度：南海トラフ沿いの過去の地震履歴を明らかにするために、沿岸湖沼の津波堆積物調査を行った。四国の東端にあたる徳島県阿南市蒲生田大池では、過去約 3000 年間の履歴を明らかにした。その中で地質記録に残された津波の痕跡は約 2000～2300 年前の一回だけであることが明らかになった。この池の周辺地域では、宝永、安政、昭和の南海・東南海地震では大きな津波被害は知られてはおらず、堆積物の記録にもこれらの歴史津波の痕跡は確認することができない。ここで明らかになった約 2000～2300 年前の津波痕跡は、過去 3000 年間で一回の出来事であると言えることから、巨大地震発生サイクルを考える上で貴重なデータを得ることができた。紀伊半島では、三重県尾鷲市の須賀利大池において調査を行った。ここでは約 3300 年間の堆積物記録を得ることができ、約 2000～2700 年前に明瞭な津波痕跡を確認した。

平成 23 年度は、過去の東海・南海地震の津波シミュレーションのための準備を行った。また、連動型巨大地震である 2011 年東北地方太平洋沖地震による津波高調査を、この地震による巨大津波の全容解明のために、三陸海岸（青森県・岩手県・宮城県）において行った。

5) 平成 24 年度：南海トラフ沿いの過去の地震履歴を明らかにするために、紀伊水道に面した四国東端の徳島県阿南市蒲生田大池及び紀伊半島東岸の三重県尾鷲市須賀利大池における調査を行った。その結果蒲生田大池では過去 6500 年間の、須賀利大池では過去 3500 年間の津波履歴を明らかにすることができた。さらに、これまでに明らかになっている四国及び九州沿岸域の結果を総合し、過去約 3500 年程度の南海トラフの海溝型巨大地震

発生サイクルについて、規模や再来間隔などをまとめた。津波堆積物として繰り返し記録されるやや大きめの津波は、300年程度の周期で襲来していたことが明らかになった。また連動型である宝永地震津波は各地に顕著な津波堆積物を残しているが、過去数千年間ではそれを越えるものも存在することが明らかになった。これらの結果から連動・非連動を考慮した巨大地震の発生履歴の総合的検討を行った。

さらに、1498年明応地震以降の南海トラフ沿いの津波高の既往研究の再検討を行った。日本海溝沿いにおける過去の巨大津波の履歴とそれらの断層モデルを再検討を行うとともに、日本海溝北部～千島海溝における、過去約110年間の大地震・巨大地震発生サイクルの検討結果のまとめを行った。

(2) 平成20～24年度の成果

I 津波堆積物調査による過去の地震履歴の解明

(a) 業務の要約

南海地震連動性評価のために過去の南海地震履歴を明らかにすることを目的として、南海トラフ沿岸域の浜名湖、紀伊半島東岸の須賀利大池、四国東岸の蒲生田大池及び田井ノ浜の池の4つの湖沼で津波堆積物の調査・分析を行った。

これらの池の津波履歴から、堆積物記録に残るような津波は300年程度で繰り返し発生していることが分かった。歴史記録からは、宝永地震の津波は1000年に1度の津波と言われているが、地質記録もそのことを裏付けている。しかしながら、宝永津波が過去最大であるとは言えず、特に蒲生田大池の約2000年前の津波は、過去6500年間で唯一最大のものである。西暦684年の天武地震と考えられる津波は、多くの湖沼で明瞭な痕跡を残しており、この地震も宝永地震のような1000年に1度の地震かもしれない。また、これらの湖沼は数千年の間、比較的安定した堆積環境を保っており、少なくとも過去6500年間では、池ごと削剥するような想定外の規模の津波は発生していないことも明らかになった。

(b) 業務の実施方法

本年度の業務は、主に南海トラフ沿岸湖沼における津波堆積物の調査、分析によって実施した。使用した経費は主に現地調査、学会発表のための旅費、試料の採取・分析の消耗品の費用、そして炭素14年代測定費に用いた。調査結果は初年度を除き、毎年5月の日本地球惑星科学連合大会及び12月のアメリカ地球物理学連合秋季大会において発表するとともに、研究情報の交換を行った。

(c) 業務の成果

1) 浜名湖における津波堆積物調査

浜名湖は直径 10km 程度の湖で、かつては海であったが、約 3000 年前に湖口が閉じて淡水湖となった。西暦 1498 年の明応南海地震津波によって、今切口と呼ばれる湖口部が再び開いて海とつながり、現在は汽水湖となっている（池谷他, 1990）。この時の津波は、湖の最奥にあたる三ヶ日の集落にまで達していることが歴史記録から明らかにされている。また、1707 年の宝永地震、1854 年の安政東海地震においても浜名湖周辺域は大きな被害が記録されている（羽島, 1977 ; 都司他, 1988）。

浜名湖の湖盆は湖の中央部を北東－南西方向に走る比高 5 m 程度の小崖によって水深 10m 程度の北湖盆と水深 2～3 m 程度の南湖盆に分けられており、北湖盆は主に泥によって覆われているが、南湖盆は主に沿岸からもたらされた砂が分布している。この小崖から北湖盆の南側の湖域において、過去の津波履歴を明らかにすることを目的として音波探査と湖底堆積物の採取を行った（図 1）。音波探査はソノプローブ（カイジョー電気製 SP-3W 型地層探査機）を用いて 3～12kHz の周波数で行い、船位は漁船用 GPS を用いて記録した。測線は南北方向に 1.5～6 km の長さで 12 本、測線総距離は約 40km である。さらにこの測線 3 に沿った小崖の麓から北湖盆にかけて、ピストンコアラーを用いて長さ 4 m 程度の柱状試料を 9 本採取した（図 2）。このうち 5 本について試料の観察、写真撮影、帯磁率測定を行い、そのうちの 3 本については微化石分析、粒度分析を加えるとともに 27 試料の放射性炭素年代測定を行った。放射性炭素年代は、株式会社地球科学研究所に依頼し、Beta Analytic 社において測定した。これらの音響断面図とコア試料の分析結果から、湖の古環境変遷を明らかにし、津波履歴の検討を行った。



図 1. 音波探査船（左）及びコアリングいかだ（右）。

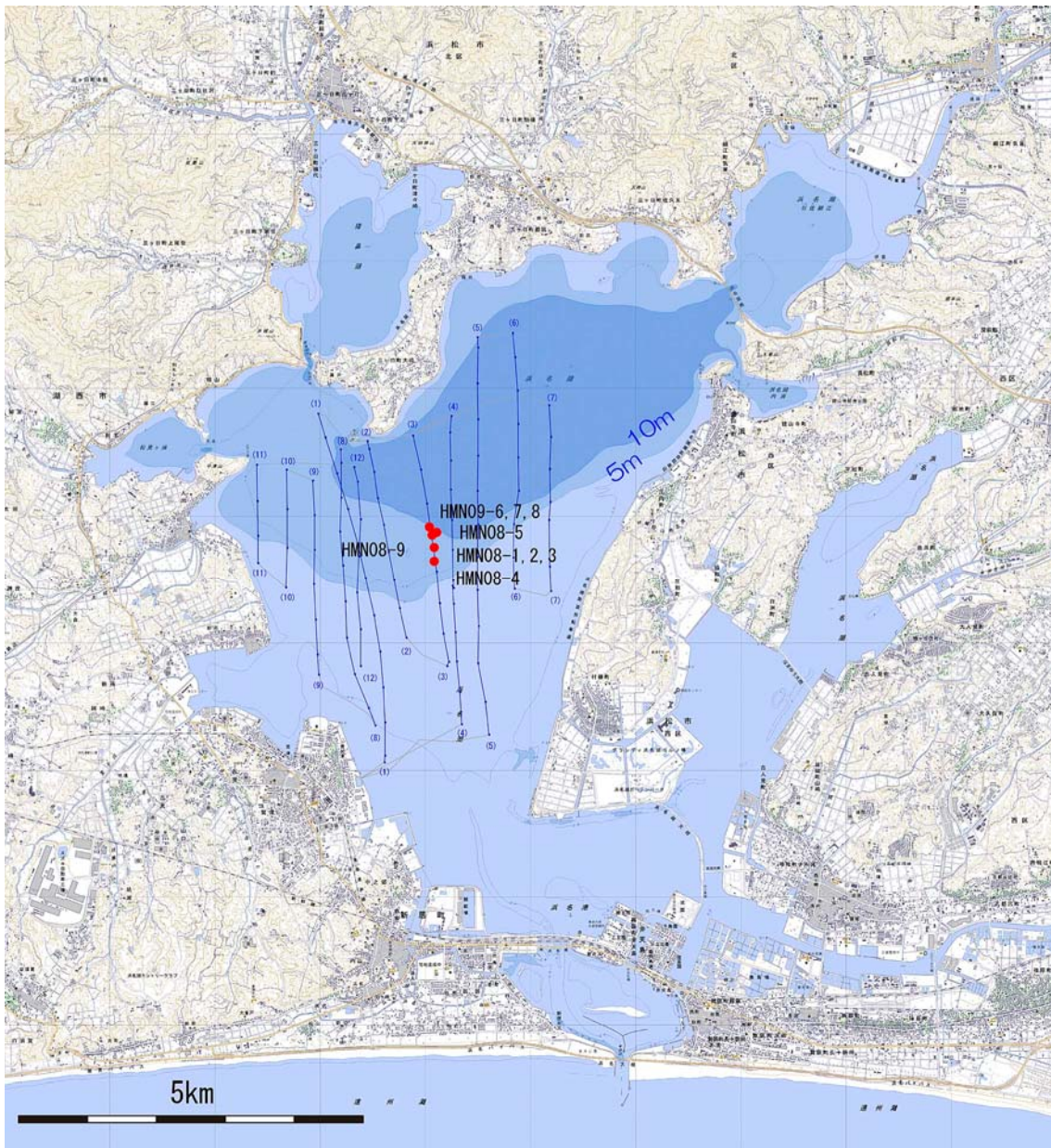


図2. 浜名湖の音波探査測線及びコアリング位置。音波探査測線は青線、測線番号は青カッコ、コアリング位置は赤丸で示す。コアはHMN08-1からHMN08-9までの9本採取。湖域で薄い水色の範囲は水深5m以浅、青色の範囲は水深5m以深、最も濃い青色の範囲は水深10m以深を示す。地形図は国土地理院発行2万5千分の1地形図を使用。

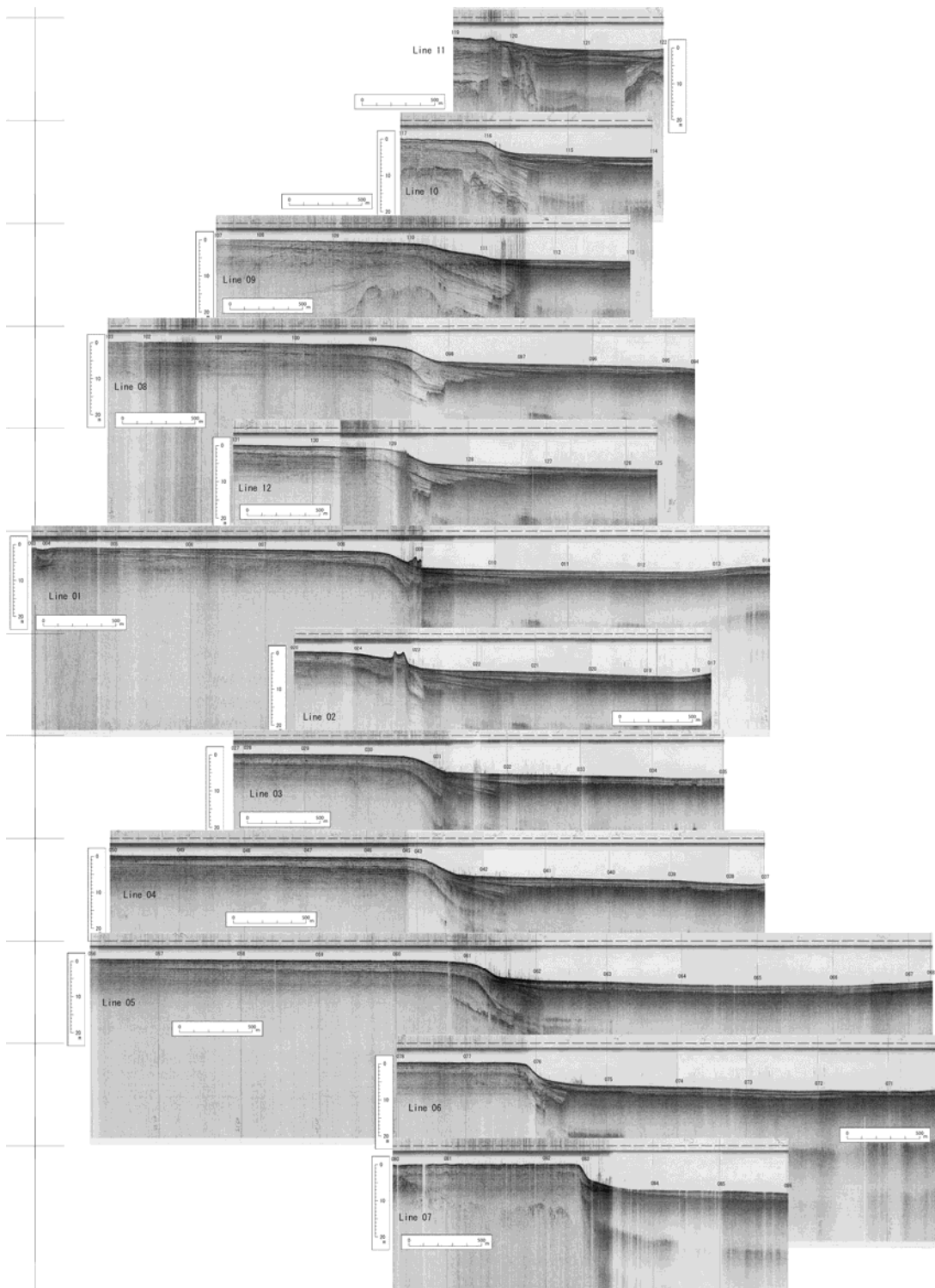


図3 浜名湖における音響断面図。図の左側が南、右側が北となる。スケールバーは縦が20m、横が500mで、縦横比は約1：25である。図の中央に見えているのが浜名湖の北湖盆と南湖盆を分ける小崖である。

音波探査によって小崖から北湖盆にかけての湖域において 12 本の音響断面図を得ることができた (図 3)。小崖付近では湖底下約 20m までの情報が得られているが、湖盆地では湖底下 3～5 m に音波散乱層が見られ、それ以深を見ることができない。これは堆積物中に含まれる有機物が分解されてできたガスによるものと考えられ、富栄養状態にある湖沼に普通に見られる現象である。特徴的な反射面は湖底下約 2～3 m に見られ、小崖から北湖盆にかけて広く分布していることがわかる。北湖盆内では、この深度 2～3 m の特徴的な反射面より上位の地層は水平に連続して広がっており、堆積物が安定して堆積していることがわかる。湖底から深度 1～1.5 m にも明瞭な反射面が見られ、この反射面は北湖盆に広く分布している。小崖付近における音響基盤面は湖底下約 12m に存在する。

ピストンコア試料のうち、HMN08-1、HMN08-3、HMN08-9、HMN08-7、HMN08-8 の 5 本のコアについて分析を行った。HMN08-1 と HMN08-3、HMN08-7 と HMN08-8 はそれぞれほぼ同じ地点で採取している。音響断面図に見られる顕著な反射面は、コア HMN08-1、HMN08-3 では深度約 2 m、コア HMN08-7、HMN08-8 では深度約 3 m に存在すると判断できる (図 4)。コア試料は主に泥によって構成されており、上部は黒色、下部は淡褐色を示している。砂層は小崖に近いコア HMN08-1 と HMN08-3 では、深度約 100cm、180cm、220cm の 3 層を確認することができた (図 5)。上位から 1 層目と 3 層目の砂層は数 cm の厚さだが、2 層目の砂層は 10cm 程度の厚さを示す。HMN08-7 と HMN08-8 では、深度 260 cm にスコリア質の火山灰層、その下位約 5 cm にパミス質の火山灰層のペアが見られる。これらは池谷他 (1990) にも同様の記載がみられることから、富士大沢スコリアとカワゴ平パミスであると考えられる。また深度約 280cm に厚さ 1 cm 程度の砂層を 1 層確認することができる。これらのコアの中間に位置する HMN08-9 では、深度約 210 cm に火山灰のペア、240cm に厚さ 1 cm 程度の砂層が見られる。

放射性炭素年代測定には主に貝殻や植物片などを用いたが、コア試料の上位 100cm 程度は貝殻片等の炭酸塩を豊富に含んでいるが、下位では炭酸塩に乏しく、信頼性の高い年代測定試料を得ることが難しかった。年代測定の結果からは、コア HMN08-1 と HMN08-3 においては、深度約 180cm の砂層を境界として、およそ 1500～4000 cal yBP の間の堆積間隙があることがわかった。一方、コア HMN08-7 と HMN08-8 では、堆積速度の変化はあるものの、ほぼ連続して堆積作用が続いていたと考えられる。コア HMN08-1 と HMN08-3 に見られた砂層は、1 層目は約 300 年前、2 層目は約 1500～4000 年前に相当することがわかった。スコリア質の火山灰とパミス質の火山灰のペアは約 3000 cal yBP の年代値を示し、2500～2800 cal yBP とされる富士大沢スコリア (町田・新井, 2003)、3126～3145 cal yBP とされる天城カワゴ平火山灰 (奥村他, 1999) とよく一致している。

HMN08-1、HMN08-3 の深度約 180cm の厚い砂層は、音響断面に見られる深度約 2 m の顕著な反射面に相当すると考えられ、約 2500 年間の堆積間隙にも一致している。音響断面図や帯磁率測定の結果によるコア対比から、この厚い砂層は、HMN08-9、HMN08-7、HMN08-8 ではスコリア・パミス層の上位に相当すると考えられるが、これらのコアでは肉眼、粒度分析いずれからも砂層などの明瞭な痕跡は確認できない。

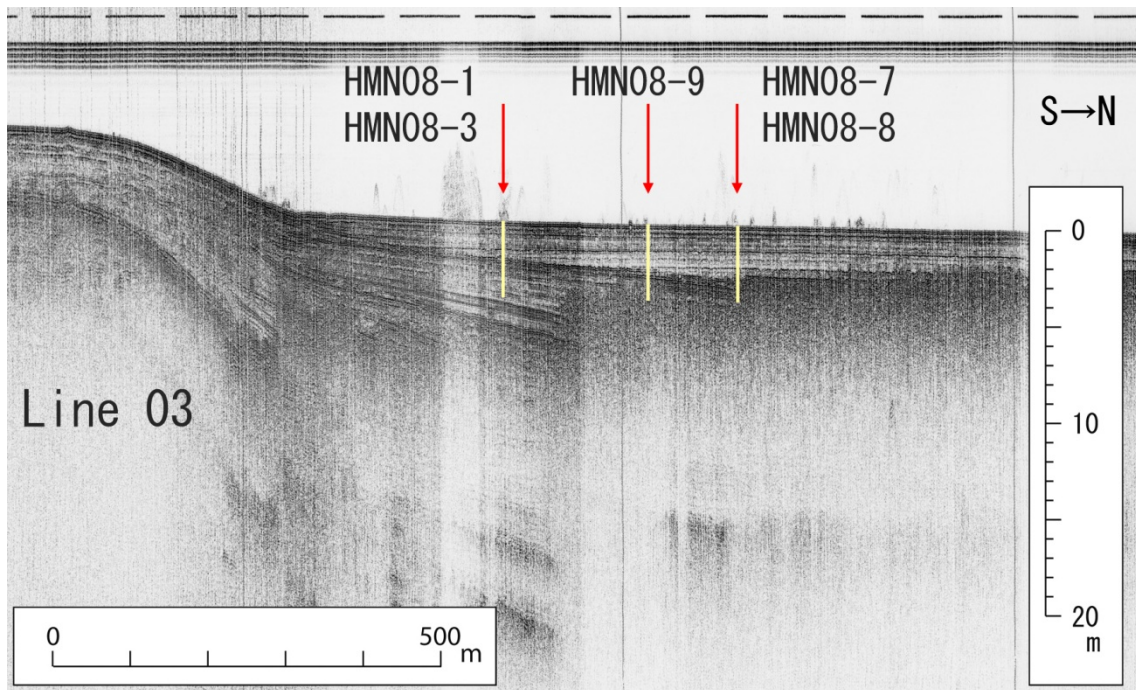


図4 コアリング地点の音響断面図（測線3）。湖底下深度2～3mに顕著な反射面が見られる。右半分に見られる雲状の影が音波散乱層。

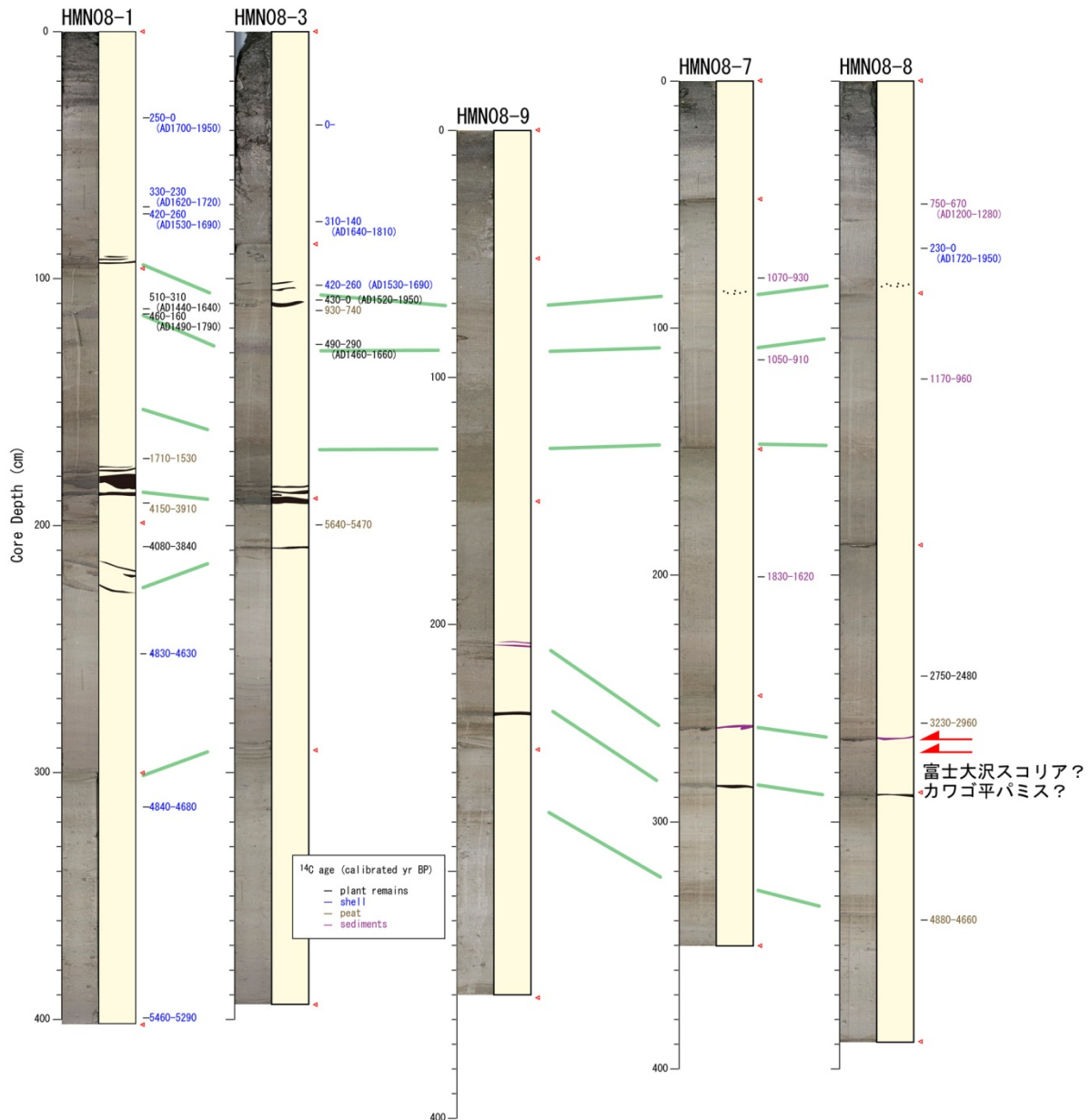


図5. コア写真と模式柱状図。左側が写真で右側が模式柱状図。黒色で描かれているのが砂層、紫色はスコリア質の火山灰層。コア HMN08-1 と HMN08-3 では、深度 1.8m 付近の砂層の層準で堆積間隙が見られ、約 4000~1500 年前の間に相当する堆積物が欠損している。

音響断面図で確認できた深度約 2 m の顕著な反射面は、浜名湖の湖口が閉じ、淡水化したイベントに相当すると考えられる。これより下位では堆積物は主に南側の海から供給され、デルタフロントを形成しながら傾斜して堆積している。湖口が閉じることにより、堆積物の供給源は北側から流入する河川のみとなり、堆積速度は減少する。この時に HMN08-1、HMN08-3 では堆積よりもむしろ削剥の作用が働き、堆積間隙が形成されたと考えられる。

コア試料全体の過去 4000 年間では湖の環境変化の影響が大きく津波履歴の議論が難しいことから、特に上部の 150cm、過去 1500 年程度について詳細な分析を行った (図 6)。粒度分析の結果から、イベント堆積物と考えられる対比可能な顕著な砂層は、過去 1500

年間では深度約 100cm 付近の 1 枚のみである。音響断面図で深度 1 ～1.5m に確認できた明瞭な反射面は、この砂層に対比することができる。

石灰質ナノプランクトン化石は海成の微化石で、その存在は淡水環境下ではなく海洋の環境下で堆積したことを証明している。ただし、石灰質の微化石の特性として堆積後に溶解することもあるため、存在しないからといって淡水であるとは限らない。石灰質ナノプランクトンは HMN08-1 では深度約 120cm 以降で産出し、特に砂層の上部に相当する 80cm 付近で多産する。HMN08-9、HMN08-8 でも同様に深度 100cm 以降で産出し、70cm 付近で産出のピークを示す。炭素 14 年代測定法では過去 300 年の年代を正確に決定することはできないが、砂層は西暦 1707 年の宝永地震の津波イベントであり、その下位のやや変色し石灰質ナノプランクトンが産出し始める層準が西暦 1498 年の明応地震に伴って湖口が開いて汽水湖となったイベントに相当すると考えるのが最も妥当である。

湖口が決壊し海水が流入して汽水湖となる以前とそれ以後では環境が異なることから、明応地震と宝永地震の津波を比較することは難しい。しかしながら、浜名湖では、明応以降の過去 500 年間では、宝永津波が唯一最大のイベントであったことが明らかになった。

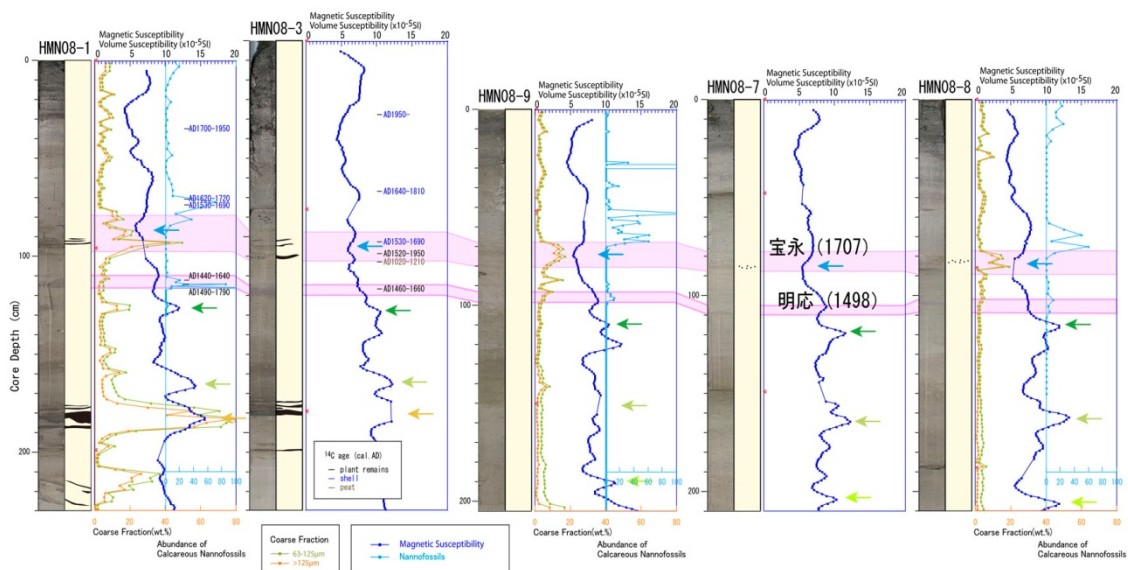


図 6. 浜名湖のコア試料の帯磁率測定結果（青線）、粒度分析結果（橙色線、緑色線）及び石灰質ナノプランクトンの産出頻度（水色線）。粒度分析の結果からコアの上部における顕著な砂層は深度 100cm 付近の 1 層で、5 本のコアで良く対比できる。石灰質ナノプランクトンの産出はこの砂層の 10cm 程度下位から始まり、砂層の上部で最多値を示す。

2) 徳島県美波町田井ノ浜の池における津波堆積物調査

徳島県海部郡美波町は、フィリピン海に面した海岸に沿って入江ごとに広がる日和佐、木岐、由岐などの町から構成されるが、このなかでも特に由岐では過去に大きな津波が襲来したといわれている。村上他（1996）によれば、日和佐における安政津波の波高は4 mであるが、由岐では安政津波で7-8 m、宝永津波で6-7 mの波高が記録されている。由岐には、日本で最も古い南海地震の記念碑といわれている正平地震（西暦1361年）津波の慰霊碑も存在している。日和佐の恵比寿の池、由岐の田井ノ浜の池、由宇の池で予備的な調査を行い、その結果から田井ノ浜の池で本格的な調査を行った。

田井ノ浜の池は由岐の西側入り江である田井ノ浜に位置しており、海岸より100~200 m離れた直径約100 mの池で、海岸には高さ約5 mの浜堤がある。浜堤の上には樹齢300年はあるのではないかとと思われる大きな樹木が存在している（図7）。地元の人の話では、昭和南海地震津波で海水が流入したことがわかっている。海岸と池の間にはJRの線路が通っており、これによって池は海側が1/3ほど埋め立てられている。池の陸側は標高200 m程度の山地へと続き、現在は畑地となっているが、集水面積は狭く顕著な河川はない。田井ノ浜の池ではバイブロコアリングにより約4 mの試料を5本採取した（図8）。

コア試料は主に泥から成る上位3 mのユニットと、主に砂から成る下位1 mの二つのユニットに分けられる（図9）。上位のユニットは主に褐色の泥によって構成されているが、何枚かの数cm~10cm厚の青灰色の砂層と白色粘土層を含んでいる。下位のユニットは主に極細粒から細粒の砂から成っており、何枚かの薄い植物片の層を含んでいる。このユニットは貝殻片を豊富に含んでおり、現在のような淡水環境ではなく汽水から海水環境にあったと考えられる。上位から1層目の砂層はコアTAI10-1では50~90cmにあり、100~120cmの2層目の砂層のイベントを削り込んで堆積している。コアTAI10-1の135cm付近には、砂混じりの白色粘土層が見られる。この砂混じりの白色粘土層は山側ほど厚い傾向があること、砂は風化した砂であることから、山側から洪水などによってもたらされたものであると考えられる。3層目の砂層はコアTAI10-1では170~200cmに存在するが、肉眼では1 cm程度の砂層しか確認できない。4層目の砂層と5層目の砂層については、その境界が明瞭ではなく、同一のイベントである可能性もある。山側から流入したと考えられ得る砂混じりの白色粘土層を除いた5層の砂層を上位より砂層A~Eとした。

これら5本のコア試料は50 m程度の範囲から採取されたにもかかわらず、砂層を対比することが難しい。海からの距離が近いため、上位の堆積物が下位の堆積物を削り込んで堆積し、対比を難しくしていると考えられる。また、年代測定値も逆転が多く発生していることから、イベントの年代を決定するためにはより多くの年代測定が必要である。砂層AとBについては、それぞれ1854年の安政地震と1707年の宝永地震に対比できると考えられるが、砂層Cに関してはAD1000年以降であるとしかねない。砂層D、EはAD200~700年の値が得られている。砂層Eよりも下位の、海成の環境を示す主に砂によって構成されているユニットでは、約BC300~700年の値が得られている。従ってBC300~AD200年にこの池の環境が成立したことがわかる。



図7. 徳島県海部郡美波町田井ノ浜の池のコアリング地点。地形図は国土地理院発行2万5千分の1地形図を使用



図8. 田井ノ浜の池の写真。山側から海側を望む（左上）、同東側から西側を望む（右上）田井ノ浜の池におけるコアリング作業風景（左下、右下）。

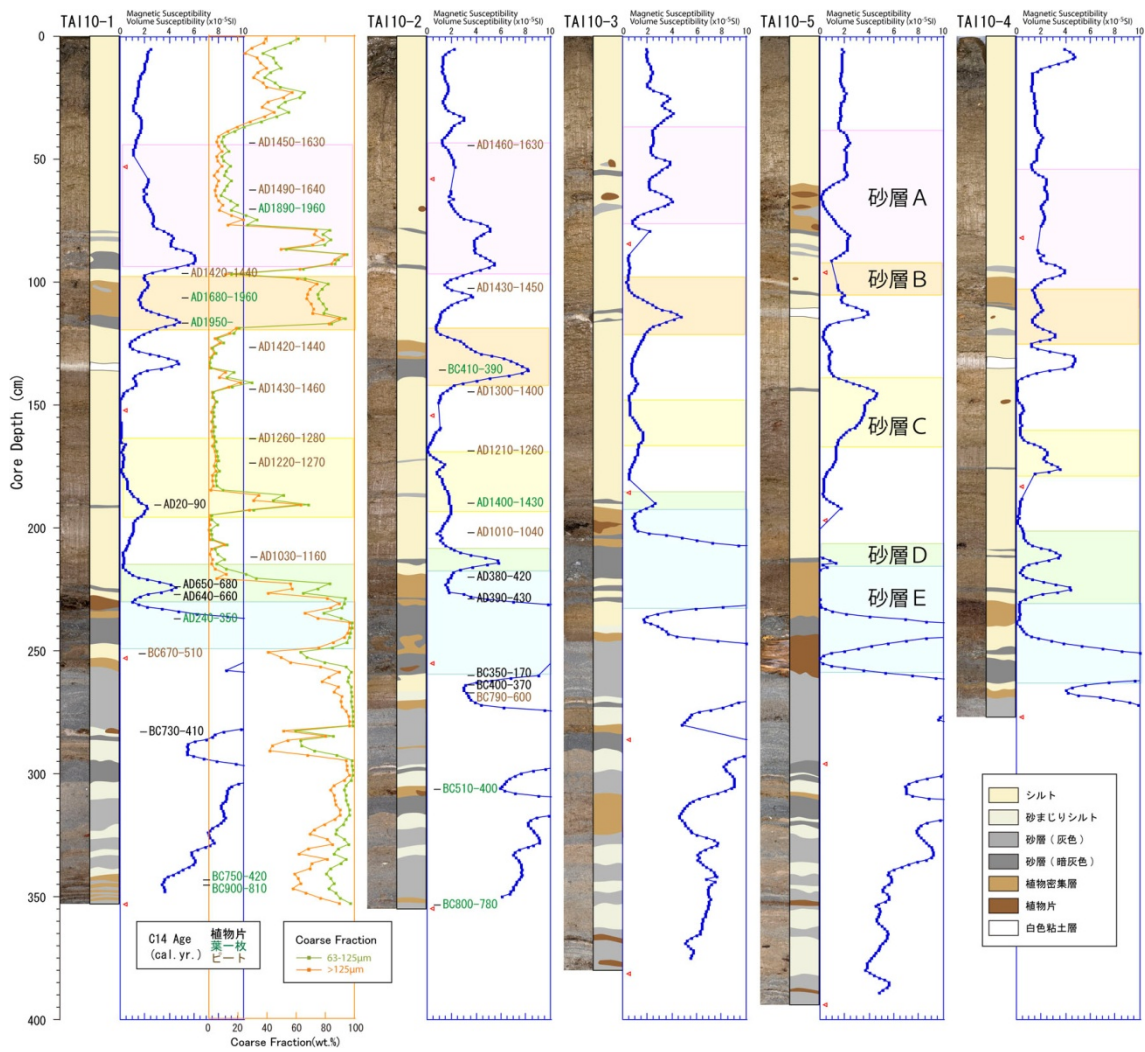


図9. 田井ノ浜の池のコアのコア写真 (左コラム)、堆積相 (右コラム)、帯磁率測定結果 (青線)、粒度分析結果 (緑、橙線) 及び暦年補正済みの年代測定結果 (数値)。

3) 徳島県阿南市蒲生田大池における津波堆積物調査

蒲生田大池は四国の東端、蒲生田岬に位置する池で、三方を山に囲まれ北東方向に海に開けた直径約 100m の池である (図 10)。池と海は高さ 5 m 程度の浜堤をはさんで 50m 程度の距離があり、海岸は中礫の礫浜となっている。この池の近隣の集落では、津波によって大きな被害を受けたという歴史的な記録はなく、近くの住民もここに津波の被害はないと語っていた。村上他 (1996) によれば、この池よりも数キロ北に位置する阿南市橋における西暦 1707 年宝永地震の津波波高は 3-4 m であった。蒲生田大池では 2010~2012 年度の 3 年間で 19 本のコア試料を採取、そのうち 17 本について分析を行った (図 11)。



図 10. 蒲生田大池周辺の地形図 (左上、国土地理院電子国土ポータルより)、海岸及び浜堤の写真 (右上)。蒲生田大池の全景写真 (下)。

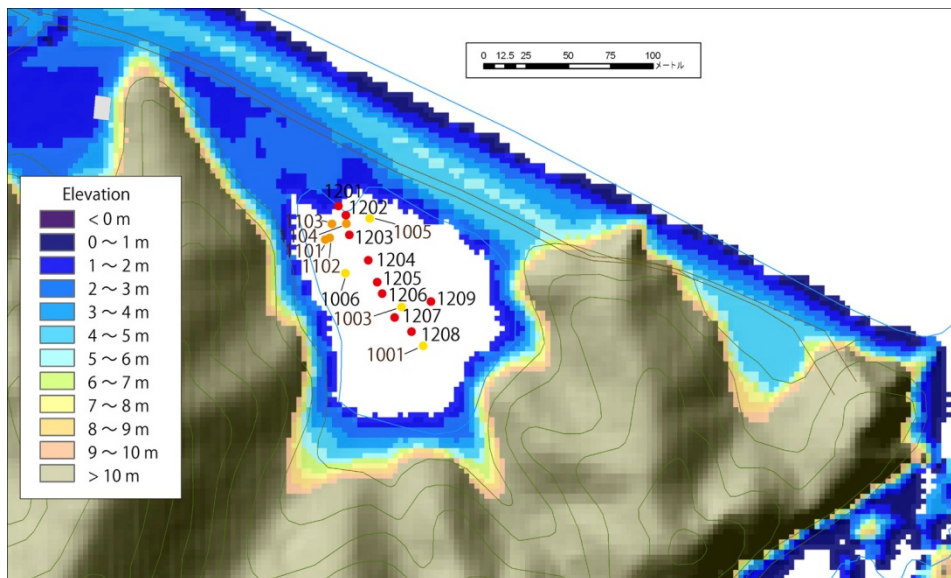


図 11. 蒲生田大池周辺の標高とコアリング位置。データは国土地理院の基盤地図情報、5 mメッシュ標高。

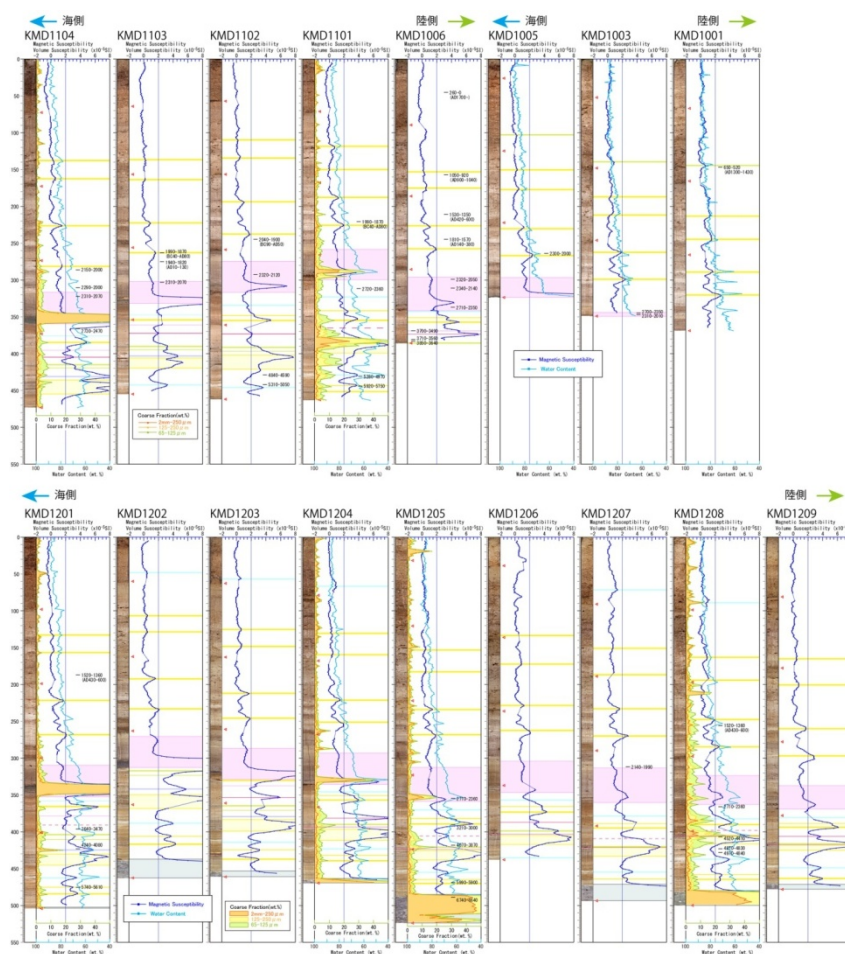


図 12. 蒲生田大池コア試料 17 本の分析結果とその対比。これらのコア試料は池全体で細かく対比することが可能である。

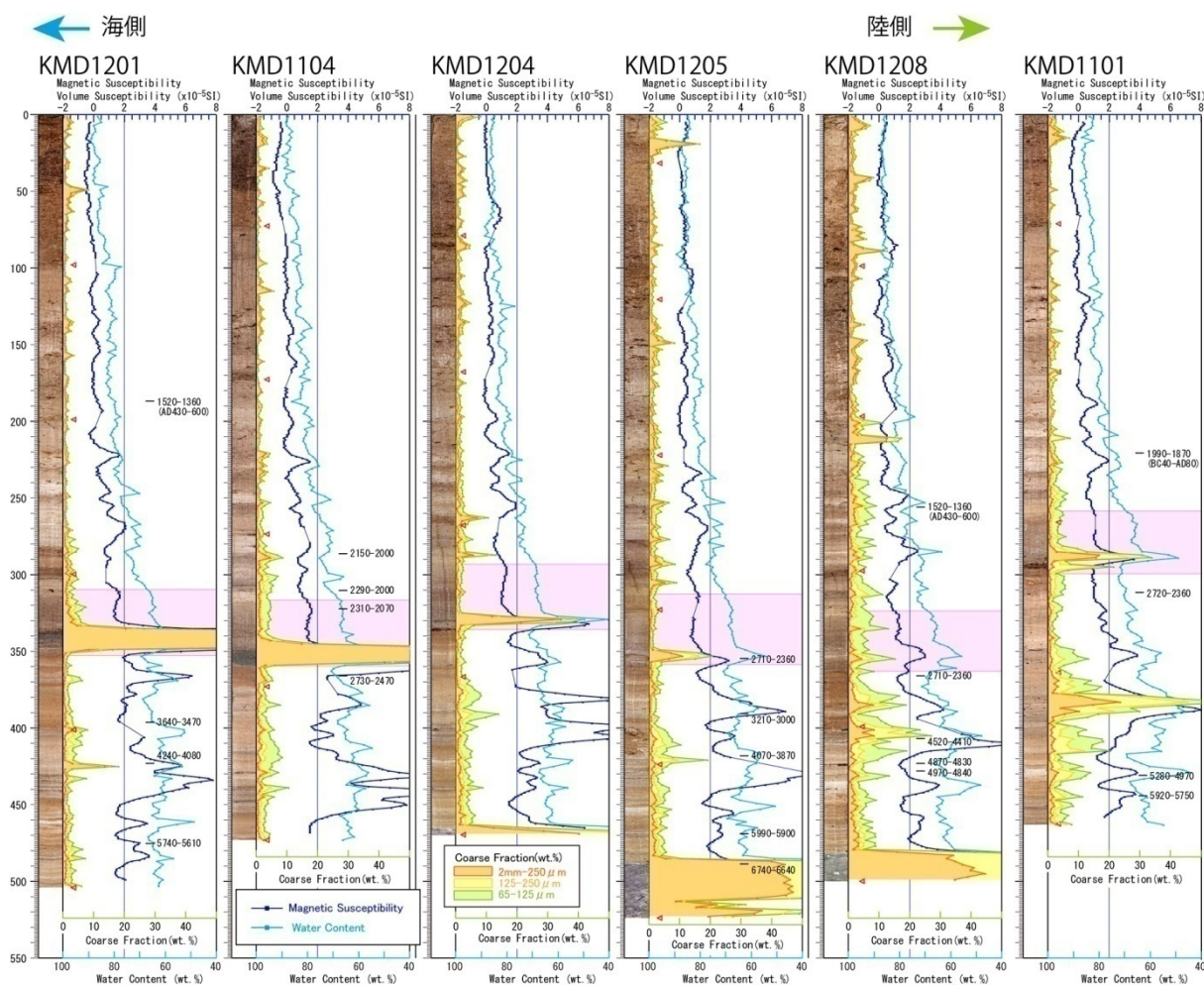


図 13. 海側（左側）から陸側（右側）の試料の粒度分析結果。橙色の領域が中粒砂以上、黄色が細粒砂、黄緑色が極細粒砂の含有率を示す。桃色の背景をかけた部分が約 2000～2300 年前のイベントで、海側のコアの方ほど砂の含有率が高い。山側から流入したと考えられる砂層は、山側ほど砂の含有率が高いだけでなく、淘汰が悪く極細粒砂を多く含むことがわかる。

コア試料はほとんどが含水率の高い褐色のシルトで構成されており、特に上部では繊維状の植物片が多く含まれている。何層かのやや明るい色の粘土層を見ることができ、粗粒なものはほとんど含まない、淡水の池で静かに堆積したことを示す堆積相といえる。17本の試料のなかで比較的深い層準まで採取している8本では、深度約450～500cmの最下層で淘汰の悪い青灰色の泥混じりの砂層に到達している。これは池が成立する以前の堆積物と考えられる。17本の試料のなかで、6本の試料で粒度分析を行った。コア写真と帯磁率測定、粒度分析、放射性炭素年代測定結果を図12に示した。これらのコア試料は池全体で細かく対比することが可能である。肉眼で確認できる顕著な砂層は、最下部の砂層と海側の試料の深度350cm付近に見られる黒色の砂層のみである。放射性炭素年代測定は44

試料で行った。その結果、コア試料の最下部の砂層はおよそ 6500 cal yBP であり、深度 350cm の顕著な砂層は 2000~2300 cal yBP であることがわかった。相対的に陸側（東側）のコアである KMD12-9、KMD12-8、KMD12-7 では、約 4000~4500 cal yBP で堆積間隙が存在している。

イベント層である深度 350cm の砂層は、海側のコア KMD11-3、KMD11-4、KMD12-1、KMD12-2 などでは 10cm 程度の層厚を持つが、陸側のコアでは肉眼で砂層を確認することはできない（図 13）。この砂層は明らかに海側のコアほど厚く堆積しており、砂が海から運ばれたことを示している。またこの砂層を形成する砂は淘汰がよく、黒色の中粒砂によって特徴づけられる。この砂層の上位には 30~40cm の層厚のやや暗い色を示す葉理構造をもたない層が堆積している。これは砂層を運んだ強い流れが湖底の泥を削剥し、最堆積したものであると考えられる。砂層は海側ほど厚いが、この再堆積の泥層は池全体でほぼ同じ厚さを持つ。この砂層と泥層を合わせて、イベント堆積物とする。約 6500 年をかけて 450~500cm ほど堆積した湖底の堆積物で、この一瞬のイベントによって堆積したものが 40cm ほどを占めていることになる（図 14）。

粒度分析の結果から、コア試料の下部では肉眼では見えない何枚かの砂層が確認できる。これらの砂層は海側に比べて明らかに山側のコアで砂の含有率が高い。これらの砂層は 2000~2300 cal yBP のイベント砂層と比べて淘汰が悪く、図 13 では黄緑色で示されている極細粒砂の割合が高い。さらに顕微鏡観察の結果から、イベント砂層では円磨度の高い砂が多く含まれるが、陸側のコア試料で顕著な下位の砂層は円磨度が低く白色の風化部を持つ砂が多い（図 15）。一般的に海岸や海底の砂は波の営力により運ばれ研磨されるので、淘汰がよく円磨度が高いが、陸上の砂は風化の影響を強く受けるので淘汰が悪く円磨度が低だけでなく風化部が残っていることが多い。これらのことからイベント砂層以外の砂層は、陸側の斜面や溪谷から運ばれたものであると考えることができる。ただし約 4000 cal yBP に一層、顕著ではないが海側から運ばれた可能性がある砂層が確認されている。

以上の結果から、蒲生田大池では少なくとも過去 6500 年間は堆積物が安定して堆積する環境にあったことがわかる。この中で約 2000~2300 年前のイベントは唯のイベントである。この池には宝永などの歴史記録に残る津波の痕跡は残されておらず、この津波は少なくとも過去 6500 年間では唯一最大であるといえる。



図 14. コア KMD11-4 の写真。左上が最上部、右下が最下部、コア脇の目盛は 1 cm で全長 473cm。1 本のコアを縦に半割し、見開いた形の写真となっている。赤矢印の部分が約 2000～2300 年前のイベント層。

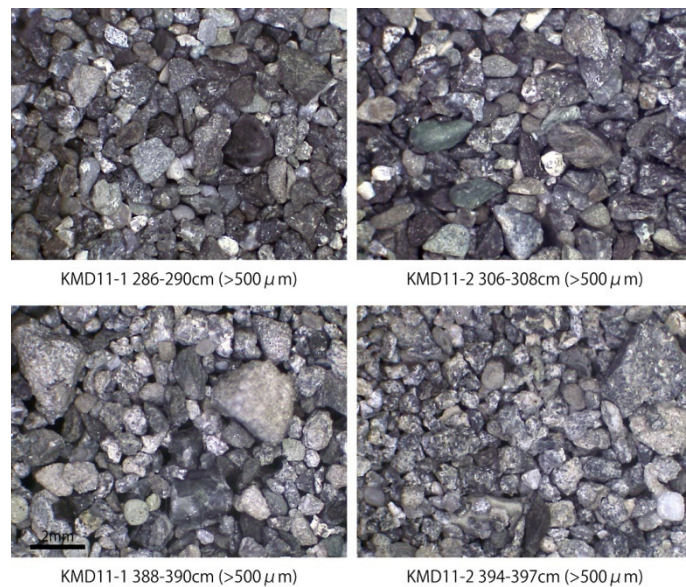


図 15. 砂の顕微鏡写真。主に海側から運ばれたと考えられる約 2000～2300 年前のイベント層の砂（上）、主に陸側から運ばれたと考えられる砂層の砂（下）。海から運ばれた砂は比較的淘汰がよく、円磨度が高い。

4) 三重県尾鷲市須賀利大池における津波堆積物調査

須賀利大池では平成 12 年度に津波堆積物調査が行われている（都司 他, 2001）。ここでは過去約 2500 年間に 9 枚の津波堆積物と思われる砂層が確認されているが、池全体の堆積環境の変化の検討及び津波堆積物の対比が十分になされていないこと、ここでも約 2000 年前に大きな津波の痕跡が確認されていることから、再調査を試みた。

須賀利大池は熊野灘に突き出た半島の先端部にあり、東西約 500m、南北 100m の東西に細長い比較的大きな池である（図 16）。周囲は急峻な山に囲まれており、集水面積は狭く大きな河川はないが、池の北西部に溪谷とそれに伴う小さなデルタが確認できる。津波の流入路としては、東側、西側、さらに南側にも海に通ずる低地がある（図 17）。東側と南側は標高約 5 m であるが、西側の流入路は標高 3 m 程度しかない。地元の漁師は、伊勢湾台風の高潮で池に海水が流入したと証言している。海岸は東と南が岩石海岸で、西側は直径 10cm 程度の円礫からなる海岸であり、津波堆積物の供給源となるような砂浜はない。これらのことから津波の記録計としての条件が整っていないため、堆積物の詳細な検討が必要である。

2011 年度に 4 本、2012 年度に 9 本、合計 13 本の試料を採取し、これまでに 8 本の試料を分析した。試料は押し出し半割後、写真撮影、記載、帯磁率測定を行い、このうち 4 本の試料については粒度分析を行った（図 18）。また 58 試料について放射性炭素年代を測定した。この池では湖底から 450~750cm の試料を採取することができた。堆積物は主に褐色の泥から成っているが、8 本のうち 5 本の試料では、最下部の堆積物は貝殻などを含む淘汰の悪い青灰色の泥、礫混じりの砂によって構成されている。これはこの池が形成される以前の海であった時代の堆積物であると考えられる。ここでは主に池が成立して以降の堆積物について分析、検討を行った。

年代測定の結果から、この池が成立したのはおよそ 3500 cal yBP である。3500~2700 cal yBP の堆積物は、植物片等はほとんど含まない褐色の泥によって構成されている。その間に、砂や粘土、植物片を含むイベント層が 3~4 回見られる。2700~2000 cal yBP は、津波堆積物と考えられる礫や砂、植物片などが厚く堆積しているが、上位の層が下位の層を削剥しているため、正確な回数はわからない。2500~2700 cal yBP、2300~2500 cal yBP、2000 cal yBP 前後の 3 回の大きなイベントがあったと考えられる。その後 2000~1000 cal yBP の間は、南側の流入口に近いコア SGR12-7 を除いて、粗粒な成分に乏しい褐色の泥が堆積している。この間に池全体で確認できるイベントは 2 回のみであり、西暦 684 年の天武南海地震と 887 年の仁和南海地震に対比可能である。SGR12-7 では、それ以外にも 3~4 回のイベントが確認できる。約 1000 cal yBP で池の堆積相は大きく変化する。それ以前の堆積物は、樹木の葉を多く含む褐色の泥で含水率が比較的高く、碎屑物よりも植物遺骸や珪藻などによって構成されているが、それ以降は、主に草本や水草などの植物片を含んだやや白色がかった碎屑物の泥によって構成されている。約 1000 cal yBP 以降も、池の西側のコア SGR11-4、SGR12-4、SGR11-3、SGR12-5 では、比較的安定して堆積作用が継続し、1000 年間で 5 層の砂層がほぼ等しい間隔で確認できる。一方、池の東側のコア SGR12-7、SGR11-1 では、少なくとも 2 回の大きなイベントによって下位の堆積物の削剥と再堆積が

行われている。このイベントの年代はわからないが、少なくとも最も東側のコア SGR11-1 では下位の天武や仁和の時代に相当する堆積物は削剥されて堆積間隙となっている。堆積層の厚さも、1000 cal yBP 以降で西側のコアでは 250cm 程度あるが、東側のコアでは 150cm 程度の厚さしかなく、間欠的な記録しか期待できない。

須賀利大池のコア試料では、池が成立した層準から 30~40cm 上位でスコリア質の火山灰層を厚さ 1 cm 程度の黒色層として肉眼で確認できる。これは年代とスコリア質の火山灰であることから、広域テフラである富士大沢スコリアであると考えられる。富士大沢スコリアの堆積年代は 2500~2800 cal yBP といわれているが(町田・新井、2003)、本研究で得られた年代値では 3000~3200 cal yBP となる。浜名湖のコア試料では富士大沢スコリアの直下にカワゴ平パミスが観察できたが、ここでは確認されなかった。富士大沢スコリアは、浜名湖では細粒砂サイズ(125~250 μ m)であったが、須賀利大池では極細粒砂サイズ(65~125 μ m)を示している。また、四国東端の蒲生田大池のコア試料においても富士大沢スコリアの存在は帯磁率測定結果から確認できている。しかしながらここでは、スコリア層は極細粒砂よりも細かい泥のサイズ(65 μ m 以下)であり、粒度分析や肉眼での観察では判別できなかった。富士大沢スコリアが紀伊半島や四国で確認された記録はこれまでにないと思われるが、このことは湖底堆積物が陸上堆積物と比較して圧倒的に安定した記録器であることを証明している。

須賀利大池では池が成立してからの過去 3500 年間で少なくとも 18 回のイベントを確認することができた。この池の条件下で津波履歴の詳細な検討を行うことは難しいと考えられるが、これまで他の池の調査で津波の規模が大きかったと考えられている 2000 年前、西暦 684 年天武地震などに対比できるイベントは、この池でも明瞭な痕跡を残している。

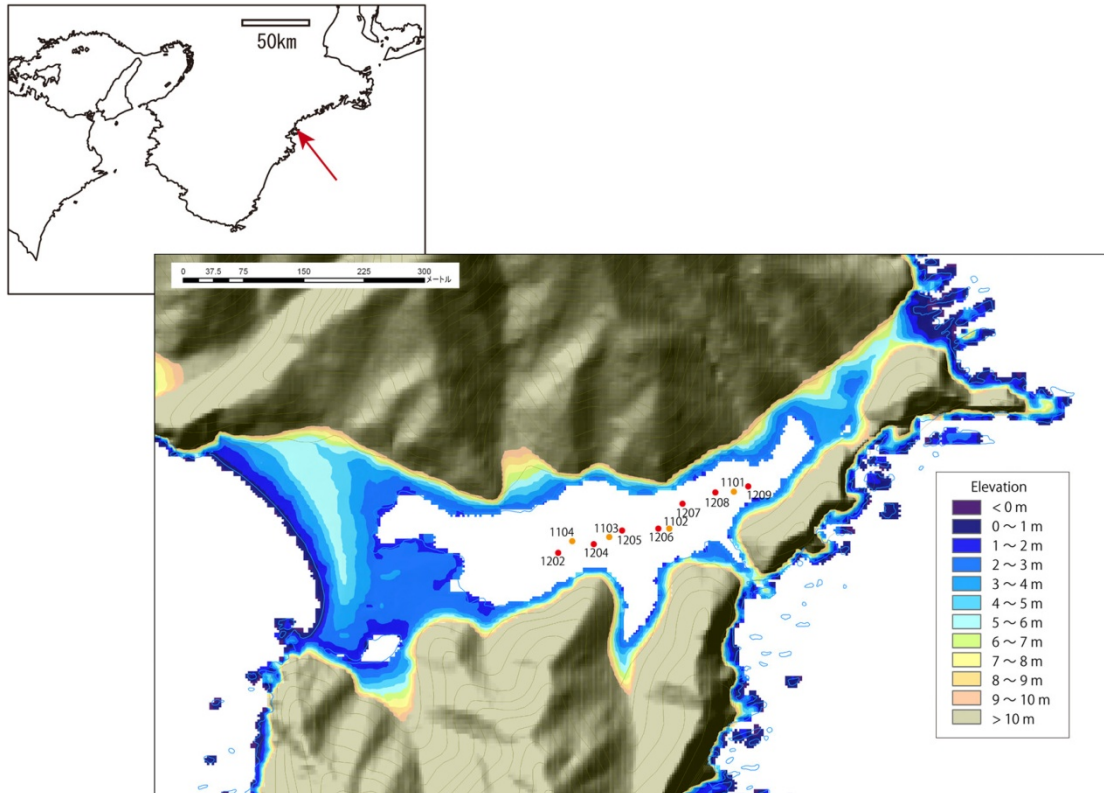


図 16. 須賀利大池周辺の標高とコアリング位置。データは国土地理院の基盤地図情報、5 mメッシュ標高。



図 17. 須賀利大池の池の中心部より南側の開口部を望む（左）。コアリング作業写真。池の中心部より西側を望む（右）。

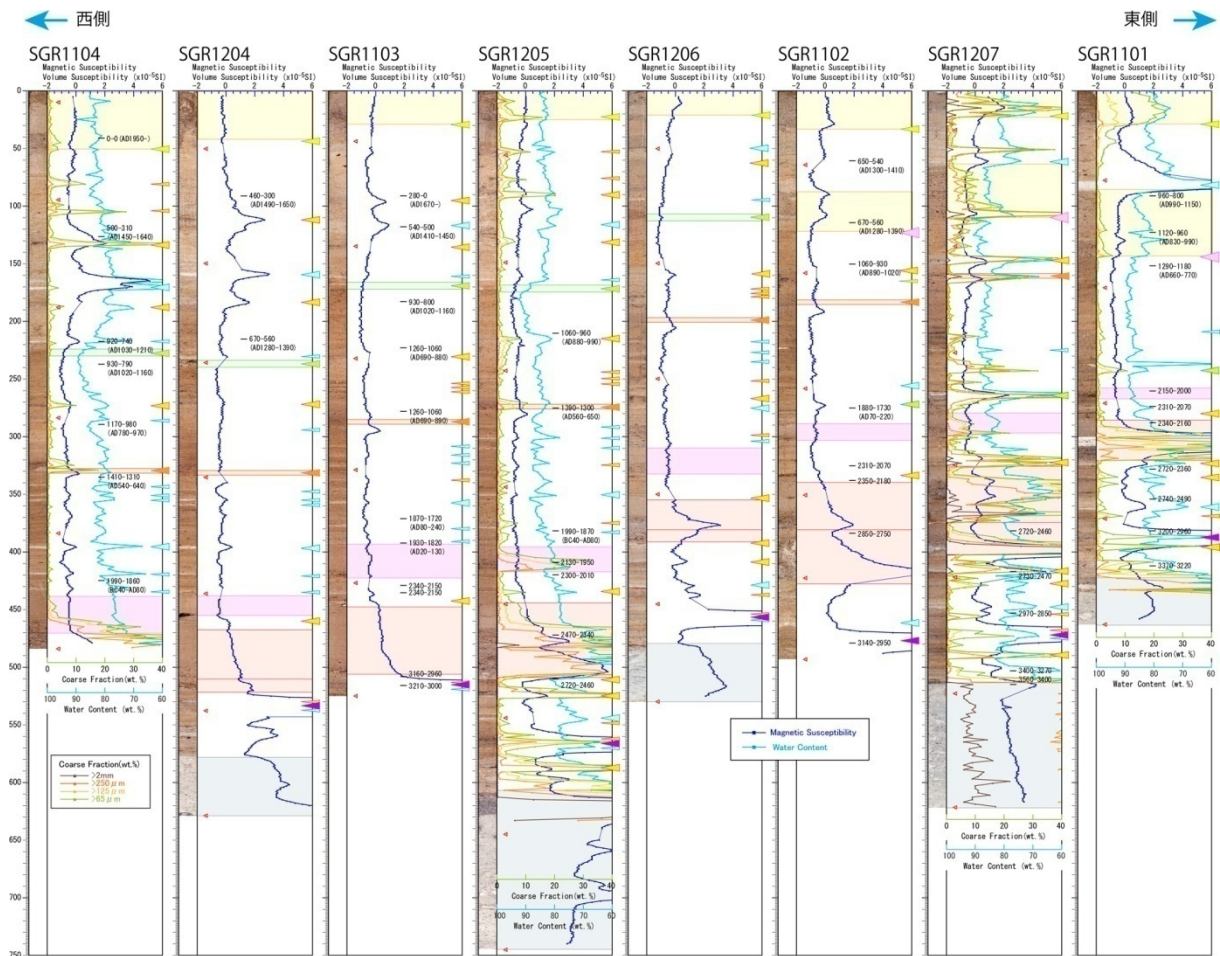


図 18. 須賀利大池のコア試料 8 本の分析結果とその対比。過去 3500 年間で 20 回程度のイベントが確認されている。深度 300~500cm の橙色の背景がかけてある層準が 2300~2500、2500~2700 年前、桃色が約 2000 年前、深度 150~300cm の細い橙色が天武地震（西暦 684 年）に相当すると考えられるイベント。

(d) 結論ならびに今後の課題

南海トラフ沿岸域の湖沼で津波堆積物を用いた津波履歴の調査を行った。これまでに過去数千年間の履歴が明らかにされている九州東岸の大分県佐伯市龍神池、四国南岸土佐湾の高知県須崎市ただす池、高知県土佐市龍神池と本研究の成果である蒲生田大池、須賀利大池、浜名湖の結果を図 19 に示した。それぞれの湖沼により津波記録計としての感度が異なるため、保存される津波数に違いがあるが、堆積物記録に残るような津波は 300 年程度で繰り返し発生している。歴史記録からは、連動型である宝永地震の津波は 1000 年に 1 度の津波と言われているが、龍神池、蟹ヶ池、浜名湖などの地質記録もそのことを裏付けている。しかしながら、数千年間という時間の長さで考えれば、宝永津波が最大であるとは言えず、それを越えるものが各地で見つかっている。特に蒲生田大池の約 2000 年前の津波は、過去 6500 年間で唯一最大のものである。このような巨大津波をもたらす原因については、今後の検討が必要である。西暦 684 年の天武地震に対比できると考えられる津波は、多くの湖沼で明瞭な痕跡を残しており、この地震も宝永地震のような 1000 年に 1 度クラスの地震かもしれない。また、これらの湖沼は数千年間の間、比較的安定した堆積環境を保持しており、少なくとも過去 6500 年間では、池ごと削剥するような想定外の規模の津波は発生していないことも分かった。

今後の課題は、少なくとももう 2～3 地点のデータ、特に九州東岸もしくは四国西岸、紀伊半島沿岸のデータを加えることができれば、震源域の広がりやを考慮した議論が可能になる。ただし、良好なデータが得られるかどうかは、やってみなければわからない。また、これまでの研究で確認された個々の湖沼の津波イベントの年代幅をより狭めることも必要である。これは莫大な労力と年代測定費用があれば、ある程度可能な課題ではある。

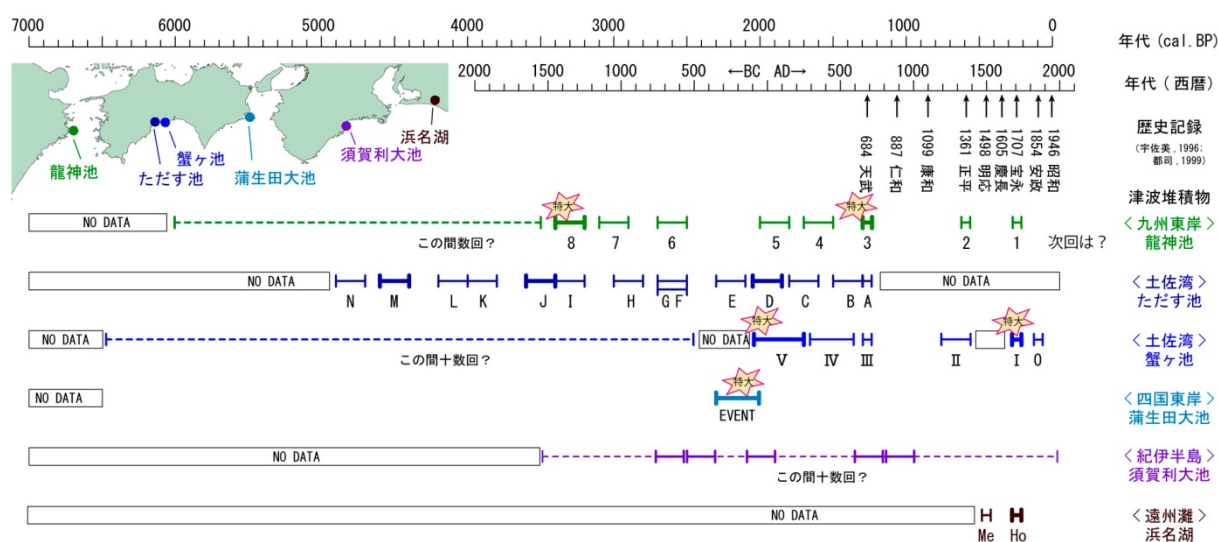


図 19. 津波堆積物から見た南海トラフ沿いの過去の津波履歴

(e) 引用文献

- 1) 羽鳥徳太郎, 静岡県沿岸における宝永・安政東海地震の津波調査東京大学地震研究所彙報, 52, 407-439, 1977.
- 2) 池谷仙之, 和田秀樹, 阿久津 浩, 高橋 実, 浜名湖の起源と地史的変遷, 地質学論集, 36, 129-150, 1990.
- 3) 町田 洋, 新井房夫, 新編火山灰アトラス, 東京大学出版会, pp. 336, 2003.
- 4) 村上仁士, 島田富美男, 伊藤禎彦, 山本尚明, 石塚淳一, 四国における歴史津波 (1605年慶長、1707年宝永 1854年安政南海)の津波高の再検討, 自然災害科学, 15, 39-52, 1996.
- 5) 奥村晃史, 鈴木毅彦, 嶋田 繁, Wiggle Matching を用いたカワゴ平火砕流堆積物の高精度年代測定, 「後氷期の重要地質事象に関する高精度年代測定の実用化に関する研究」平成9～10年度科学研究費(基盤研究(C))研究成果報告書, 1999.
- 6) 都司嘉宣, 五島朋子, 岡村 眞, 松岡裕美, 韓世燮, 三重県尾鷲市須賀利浦の大池の湖底堆積層中の歴史・及び先史津波痕跡, 津波工学研究報告, 18, 11-14, 2001.
- 7) 都司嘉宣, 岡村眞, 松岡裕美, 村上嘉謙, 浜名湖の湖底堆積物中の津波痕跡調査, 歴史地震 14, 101-113, 1998

II 大地震発生サイクルと連動条件評価の研究

(a) 業務の要約

津波シミュレーションと史料・既往研究の再検討により、過去の南海トラフ沿いの巨大地震の断層モデルと発生履歴の見直しを行った。また、南海巨大地震による津波の西太平洋・東シナ海沿岸への影響を調べた結果、南海地震の連動・非連動の影響が全域に及ぶことが分かった。さらに、日本海溝北部～千島海溝南部における過去 110 年間の全ての大地震・巨大地震の時空間分布の詳細な検討によって、この地域で従来考えられてきたプレート間巨大地震の単純な繰り返し発生が否定され、大地震・巨大地震の連動・非連動が複雑に繰り返されていることが分かった。2011 年東北地方太平洋沖地震の津波高調査と、断層の破壊遅れを考慮した断層モデルを構築した。

(b) 業務の成果

1) 南海トラフ沿いの巨大地震の断層面の大きさと津波高さとの関係に関する検討

南海トラフにおける巨大地震からの津波について、断層域の大きさや遅れ破壊が津波高さに及ぼす影響を検討した。1707 年宝永地震は東海・東南海・南海の 4 セグメントがほぼ同時に破壊したとされているが、これらのうち 1～2 のセグメントのみが破壊した場合、あるいは他のセグメントが数十分程度遅れて破壊した場合に、沿岸での津波高さがどう変化するかを数値シミュレーションによって調べた。その結果、沿岸での津波の高さは、沿岸にもっとも近いセグメントでのすべり量によって決まり、他のセグメントのすべりはあまり影響しないことがわかった。ただし、遠いセグメントからの津波が到達する頃に、直近のセグメントで破壊が発生すると、津波が重なり合ってより大きくなることもあることもわかった。

次に、ある地点における津波高と断層面の広がりとの関係の検討を行うために、宝永地震による大分県佐伯市の龍神池の津波を例として、数値シミュレーションによる検討を行った。津波の伝播計算は非線形長波式を用いた。計算精度を向上させるために、格子間隔 3 秒 (約 150m) の海底地形を用いた。まず、宝永地震によって龍神池付近の津波が大きくなる原因を調べるため、宝永地震の静的断層モデルを龍神池に最も近い断層、南海側、東海側のセグメントに分けて、それぞれについて、南海+東海、南西端、南海、東海の 4 種類の断層モデルに対して龍神池付近の津波を計算し、比較を行った。

宝永地震の断層モデルは、Ando (1975)、相田 (1981a, b)、安中・他 (2003) のものを使用した。これらの断層モデルについて、龍神池に最も近い南西端の断層セグメントだけからなる断層モデル、南海地震に対応する断層セグメントだけからなる断層モデル、東海地震に対応する断層セグメントだけからなる断層モデルによる本震発生後 2 時間以内の津波波形を計算して比較した。

その結果、宝永津波による津波波形と、龍神池に最も近い断層セグメントのみ、南海側の断層セグメントによる津波波形がほぼ同じであることが分かった。また、東海側の断層セグメントによる津波の最大波は 1 時間以上遅れて到着し、しかも波高が小さく、

宝永地震の津波波形にほとんど影響を与えていない。したがって、龍神池における宝永地震の大津波の主因は、龍神池に最も近い断層セグメントのすべり量であり、土佐湾沖以東の断層運動はほとんど影響しないことが分かった。

さらに、南海地震の南西端断層面の位置・すべり量と龍神池付近の津波の関係を考察するために、Ando (1975) による 1854 年安政南海地震の断層モデルを南西側に伸ばし、延長部のすべり量を変えた 4 種類の断層モデルを仮定し、それらと宝永地震による龍神池付近における津波波形を計算して比較した。4 種類の断層モデルは、Ando (1975) による 1854 年安政南海地震の断層モデルの南西側の断層を同じすべり量 (6.0m) のままで日向灘地震の震源域の北東端まで 30 km 延ばしたモデル (断層モデル 1)、断層モデル 1 の延長部分のすべり量を 10.0m に大きくしたモデル (断層モデル 2)、断層モデル 1 の断層面をさらに日向灘地震の震源域まで延長したモデル (延長部分のすべり量は 2.2m、断層モデル 3)、断層モデル 3 の延長部分のすべり量を 4.0m に大きくしたモデル (断層モデル 4) である。その結果、断層モデル 1 による津波の最大波高は 1854 年安政南海地震の最大波高と比べると高くなったが、宝永地震の最大波高と比べると低い。よって、南海地震の断層面が南西側に伸びただけでは、龍神池付近の津波が宝永津波程度まで高くなることはないことが分かった。しかし、断層モデル 2 による最大波高は、宝永地震の最大波高と同程度、あるいはより高くなった。つまり、南海地震の断層面が日向灘地震の震源域の北東端まで伸び、かつ延長部分のすべり量が大きな場合、龍神池付近の津波は宝永津波と同程度に高くなる。断層モデル 3・断層モデル 4 による津波の最大波高は宝永地震の最大波高と比べて大きくなった。

したがって、南海地震の断層面が日向灘にまで及ぶと、日向灘の断層セグメントのすべり量が比較的小さいにもかかわらず龍神池付近の津波は、宝永津波に匹敵する、あるいは上回ることが分かった。

以上の数値シミュレーションから、安政南海地震の断層面を日向灘地震の震源域の北東端まで延ばしても、龍神池付近の津波は高くないが、延長部のすべり量を大きくすると、宝永津波に匹敵するほど高くなることが確かめられた。

さらに、日向灘地震の震源域まで断層を延長すると、足摺岬南西沖、日向灘の断層セグメントのすべり量が比較的小さくても、龍神池付近の津波は宝永津波に匹敵するほど高くなり、日向灘の断層セグメントのすべり量を約 2 倍にすると、宝永津波よりも高くなることが確かめられた。

したがって、龍神池における大津波の原因については、南海地震の南西端の断層面のすべり量の大きさと日向灘への延伸との間にトレード・オフが存在し、南海地震の断層面南西端を決めることは難しいことが分かった。

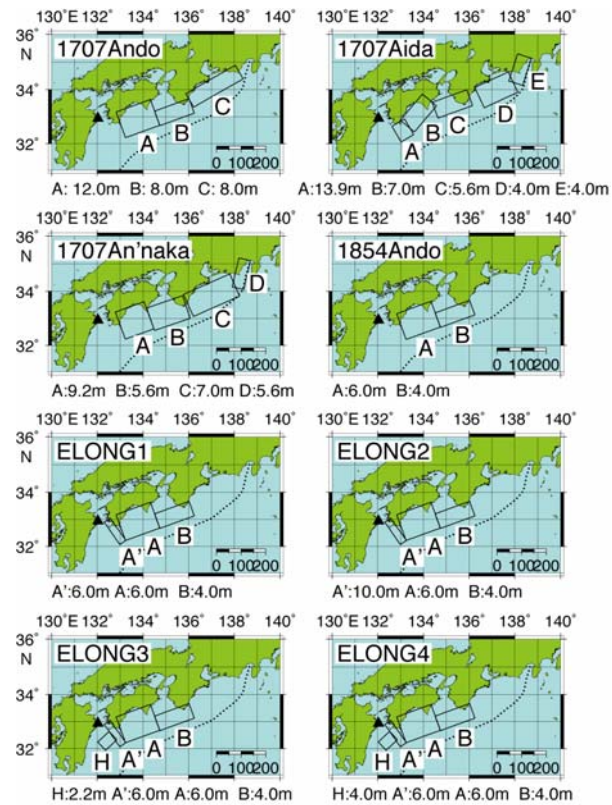


図1. 龍神池における津波の数値シミュレーションで用いた断層モデル。矩形、点線、黒三角は、それぞれ、各断層の地表投影、南海トラフ軸、龍神池を示す。

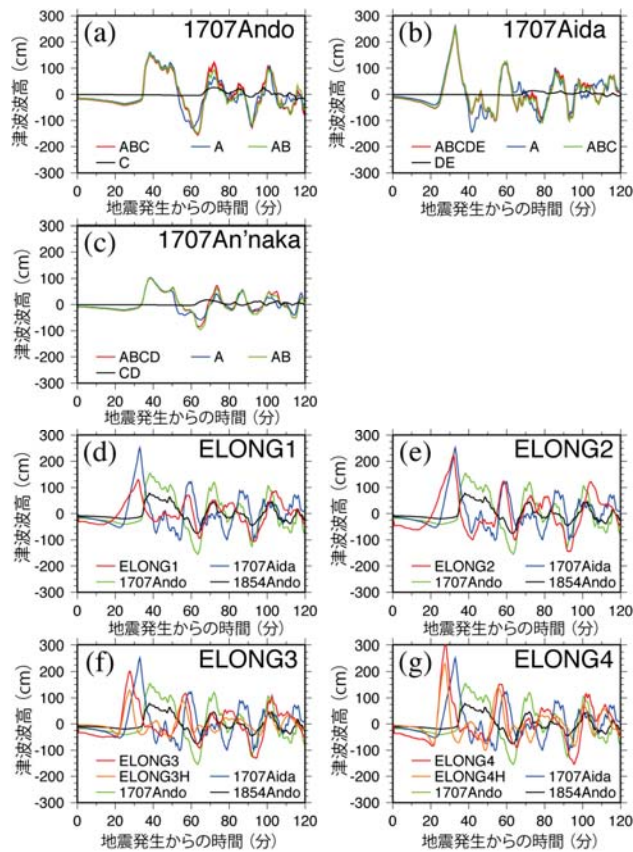


図 2. 龍神池において計算された、地震発生後 2 時間内の津波波形の比較。

2) 日本付近で発生した巨大地震による津波モデルの高度化と過去の南海地震による西太平洋における津波高の検討

まず、日本付近で発生した巨大地震による津波モデルの高度化のため、気象庁が各数年間に発令した津波予警報についてその詳細を調査した。最近発生した地震については、津波予警報に緊急地震速報システムが用いられているため、たとえば 2007 年新潟県中越沖地震では地震発生後 1.5 分（津波到着は 2.5 分後）で津波予報が発令された。

2006 年 11 月、2007 年 1 月の千島列島の地震については、天皇海山列における津波の反射の影響で、津波の最大波が初動から 5～6 時間後（津波警報解除後）に出現した。また、2007 年のサハリン地震、宮古島地震については、日本国内の観測網から外れた場所で地震が発生したため、規模の推定が適当でないこと、気象の影響などで適切な津波予報を発令できなかった。2009 年 1 月にインドネシア（パプア）で発生した地震については、伊豆・小笠原海山列を伝播する津波が日本列島に大きな振幅をもたらした。

南海トラフで発生する地震からの津波モデルの高度化に際しては、これらの最近の津波事例を考慮する必要がある。

2009 年 1 月にインドネシア・ニューギニア島沖で発生した大地震（Global CMT Mw7.7 と Mw7.4）によって日本沿岸に津波注意報が発令され、日本の検潮所において津波が記

録された。また、これらの地震よりも約 500 km 東方で 1996 年に発生した Mw8.2 (Harvard CMT) の地震の際には、日本沿岸に津波警報が発令された。

これらのことは、近い将来に発生する南海トラフ沿いの巨大地震により引き起こされる津波が、西太平洋・東シナ海沿岸を襲う可能性があることを示す。したがって、南海トラフ沿いの巨大地震による西太平洋・東シナ海沿岸の津波高を、あらかじめ評価しておくことは、周辺諸国における防災上重要である。

そこで、東シナ海・西太平洋において、過去の東海・南海地震による津波の数値シミュレーションをおこなった。断層モデルは、Ando (1975)、相田 (1981a, b)、安中・他 (2003) による静的断層モデルを使用した。津波の伝播計算は、海底摩擦 (マニングの粗度係数: $0.03 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$) とコリオリ力を考慮した極座標系における非線形長波式を用いた。

シミュレーションの結果、1707 年の宝永地震による津波が最も広範囲に高くなるが、1854 年の南海地震によるものも同じく広範囲に高くなった。それに対して、1498 年、1854 年、1944 年の東海地震による津波は、おもに伊豆・小笠原諸島の東側へ広がり、西太平洋にあまり入り込まないことが分かった。

また、安中・他 (2003) による 1605 年の津波地震の断層モデルは、その幅が沈み込み帯の全域を破壊しており適切でないと考えられるので、西日本における津波高の計算値が変わらないようにすべり量を調整しながら、幅を海溝軸付近の 100km に狭めたモデルを作った。このモデルによって計算された津波は、大陸棚の東シナ海に余り入り込まず、中国沿岸の津波高は顕著に低くなった。しかし、西太平洋の津波高は高くなった。

また、破壊遅れを考慮した宝永地震の断層モデルによる津波の計算を行ったところ、中国沿岸では、破壊遅れなしのモデルによる津波高より高くなったがフィリピン周辺の津波高は低くなるなど、複雑な挙動を示した。

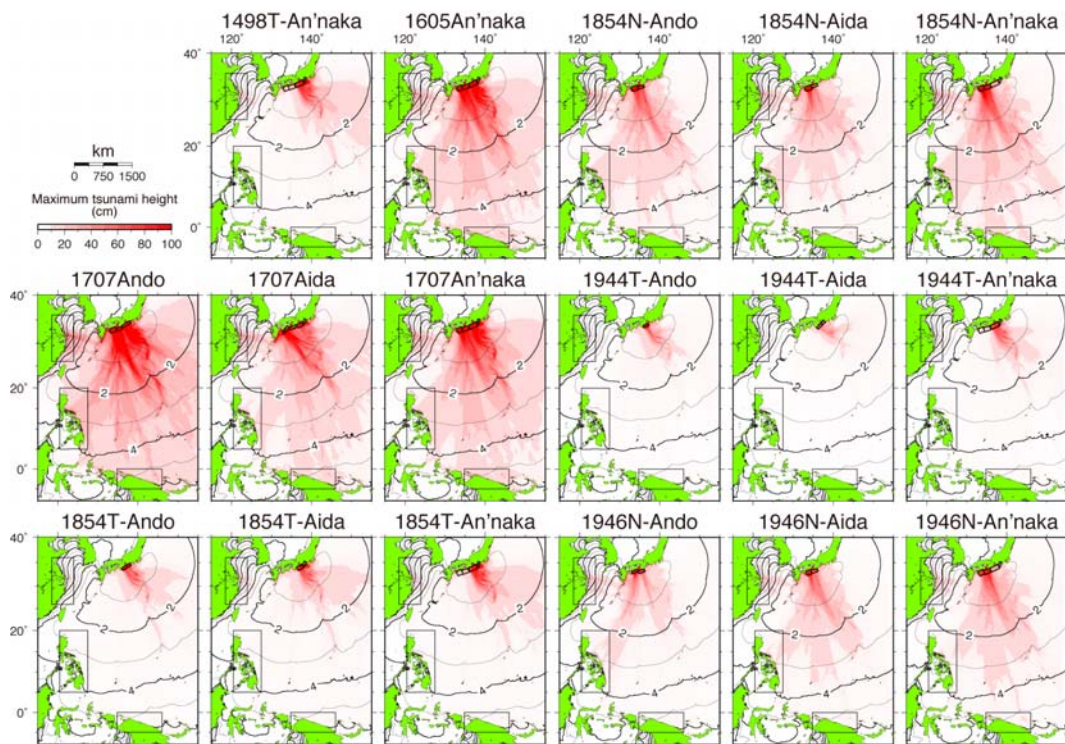


図3. 数値シミュレーションによる過去の南海地震による西太平洋における津波高分布。

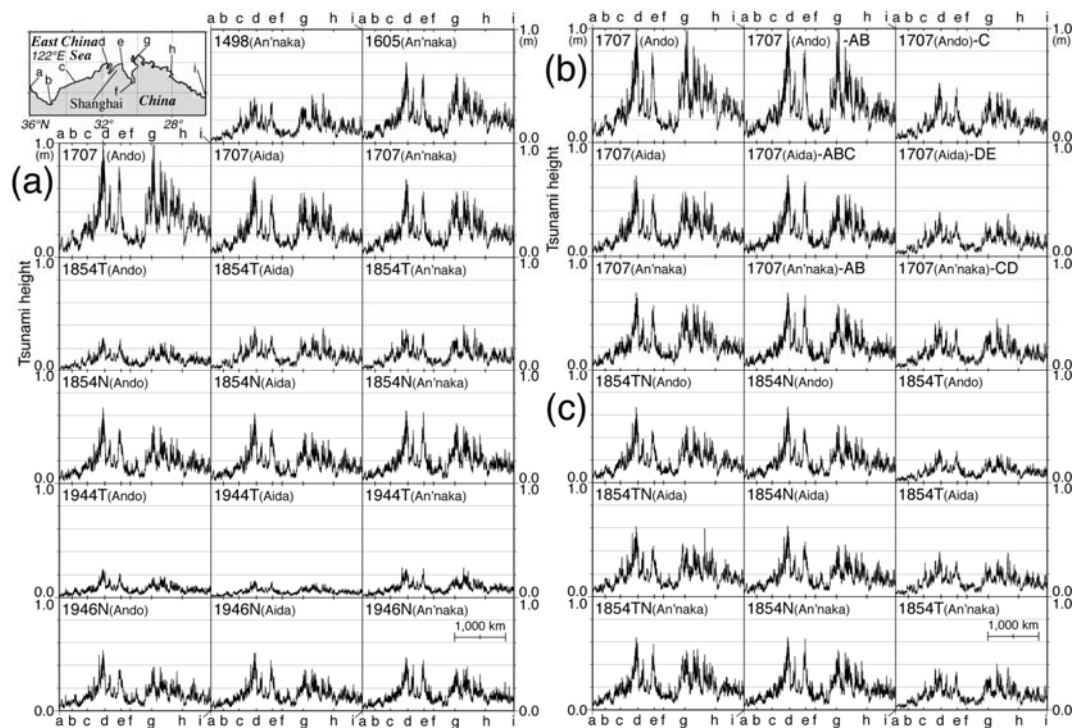


図4. 数値シミュレーションによる過去の南海地震による中国沿岸の津波高分布。

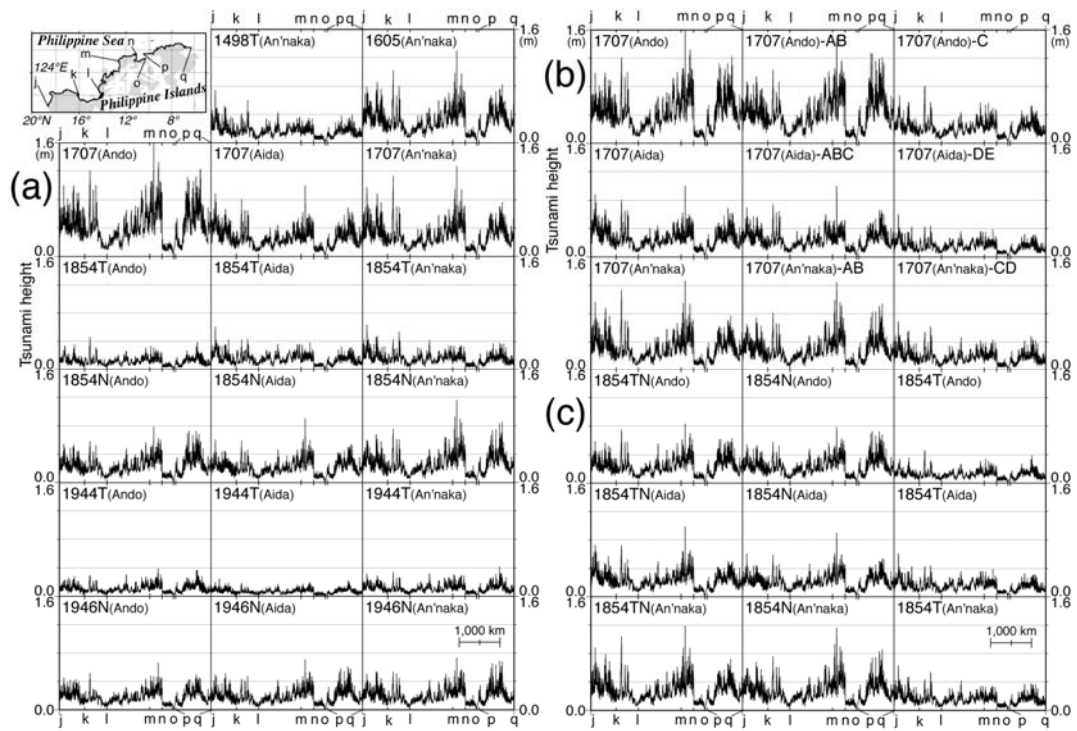


図 5. 数値シミュレーションによる過去の南海地震によるフィリピン沿岸の津波高分布。

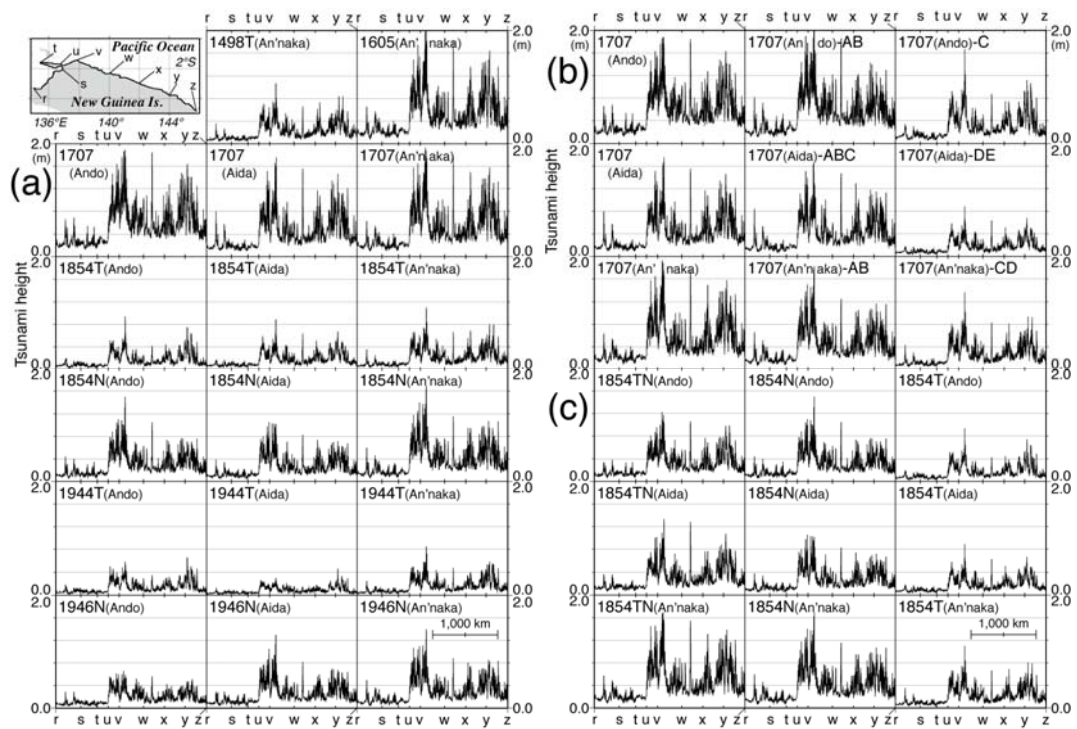


図 6. 数値シミュレーションによる過去の南海地震によるニューギニア島沿岸の津波高分布。

3) 史料調査と津波シミュレーションによる、過去の南海トラフ沿いの巨大地震の発生サイクルの検討

a) 1498年明応南海地震の存在と中国上海付近における水面動揺の歴史記録との関係について

1498年の明応東海地震については、ペアをなす南海地震の存在が国内の史料研究からは未だ確定されていない。都司・上田(1997)は、明応七年六月十一日に西日本で発生した大地震と同日に中国の上海付近でみられた河・湖沼・井泉の水面動揺が、東シナ海を伝播してきた津波によるものとした。そして、東シナ海における津波の存在と国内における史料から、明応七年六月十一日に西日本で発生した大地震は、明応七年八月廿五日の東海地震に先行する南海地震であったと結論した。

一方、宇津(1988)は、明応七年六月十一日の西日本の地震、1707年宝永地震、1854年安政南海地震が発生した際にみられた上海付近における水面動揺は、地震波によるセイシュとした。石橋(1998)は日本の一級史料も含めた総合的検討から、明応七年六月十一日の南海地震説を批判し、東シナ海西岸に顕著な津波が到達すること自体に疑問を呈した。そして、上海付近の水面動揺は、宇津(1998)と同様にセイシュだろうとしている。

中国地震历史资料汇编 第二卷 科学出版社
1985

弘治十一年六月十一日 1498年7月9日(1498年6月30日)

南直隶苏州府(治吴县、长洲,今江苏苏州市)

〔弘治〕十一年六月十一日;各邑河渠池沼及井泉悉震荡,高涌数尺,良久乃定。

(清)卢澍龙《苏州府志》卷二 康熙三十年刊本

南直隶常熟(今江苏常熟)

〔弘治〕十一年六月十一日申刻,邑中河渠、池泽以及井震荡,涌三、四尺。

(明)陈三恪《海虞别乘》二册 崇祯年间修,1963年重印本

南直隶嘉定(今上海市嘉定)

弘治十一年六月十一日申刻,邑中河渠池沼以及井泉,悉皆震荡,涌高数丈,良久乃定。

(明)陈渊《练川图记》卷一〇 正德间刊本

(明)韩浚《嘉定县志》卷一七 万历三十三年刊本

按:雍正《崇明县志》、乾隆《震泽县志》、嘉庆《太仓直隶州志》、光绪《宝山县志》、《金山县志》、《川沙厅志》均记该州、厅、县有此现象。今录存备考。

図7.『中国地震歴史資料彙編』(謝毓寿・蔡美彪(主編)・他,1983-1987)における1498年6月11日の記述。

さらに、石橋(2002)は、明応七年八月廿五日に東海地震と南海地震が連動して発生したと考える方が、無理がないとしている。以上のように、明応七年六月十一日の西日本の地震が南海地震であるのかどうかについても意見が分かれているが、もし、明応七年六月十一日の大地震が南海地震であったならば、東海地震に先行して発生した唯一の例となり、東海・南海地震の発生サイクルを考える上できわめて重要である。

そこで、本研究では、明応七年六月十一日の西日本における大地震が南海地震であったのかどうかの検討を、中国史料・日本史料の再検討、東シナ海における津波の数値シミュレーションにより行った。中国の地震に関する歴史記録をまとめた『中国地震歴史資料彙編』（謝毓寿・蔡美彪（主編）・他、1983-1987）の南海地震発生日前後の部分の和訳を行った。その結果、これらの記述は、津波を連想させるものではない可能性が高いと考えられるが、さらなる検討が必要である。また、南海地震による東シナ海の津波シミュレーションを行ったところ、中国沿岸の詳細な地形データは用いることができないが、南海巨大地震による津波は主にトカラ海峡付近から東シナ海へ流入することが分かり、1707年宝永地震の際には最大1m程度の津波が計算された。

そこで、『中国地震歴史資料彙編』の他の記述を調べたところ、宇津（1998）にも述べられているように、1911年喜界島近海の地震（M8.0）の当日に上海付近で非常に大きな揺れを示す記述がある。さらに、宇津（1989）によれば、この地震による有感域は広範囲にわたり、京都では震度3であった。また、この地震では津波も発生しており（都司，1997）、松浦（2012）、後藤（2013）は、この地震がプレート間地震であると結論している。

異常震域の大きさから、1994年北海道東方沖地震のような浅いスラブ内巨大地震である可能性も否定できないが、明応七年六月十一日の地震も1911年のような喜界島近辺で発生した、1911年よりさらに巨大なプレート間巨大地震であった可能性も考えられる。

そうだと考えると、たとえ『中国地震歴史資料彙編』の記述が津波を表していたとしても、津波の波源がトカラ海峡付近に位置するので、上海周辺を津波が襲っても不思議ではない。しかし、以上の特徴は、この地震が南海地震であったことを否定することにはならないので、はっきりと結論することはできない。今後、別の角度からのさらなる検討が必要である。

b) 1605年慶長津波地震による八丈島における異常な津波高について

1605年慶長地震は、津波が千葉県房総半島から九州の鹿児島湾までの広範囲に來襲したが、揺れによる被害はほとんど無かったことから、津波地震であったと考えられている。南海トラフ地震の地震津波想定のためには、この地震の波源モデルの理解が必要である。

しかしながら、17世紀初頭は幕藩体制の草創期であり、政治機構の整備が進んでおらず、史料の残存状況が良くない時期である。その中で、『八丈実記』内の八丈島で津波により75名が死亡したとする記録は重要であり、羽鳥（1975）はこの記述をもとに、最大10～20mの津波が來襲した可能性を指摘し、南海トラフ沿いの巨大地震による小笠原諸島や東海～関東にかけての津波防災に大きな影響を与えている。

東海道沖～駿河湾を震源とする東海地震タイプの波源域を想定した津波シミュレーションでは、八丈島の津波高は5～6m程度に止まり、10mを越える津波の再現は特殊な事象を考えないと難しい。相田（1981a）は、この高い津波を説明するためには、東海域の南海トラフ沿いに加え、相模トラフ沿い、伊豆・小笠原海溝沿いにも波源域を置いたモデルが必要になると述べている。一方、山本（1995）は、『八丈実記』に記された津波の記録伝承、当時の集落の位置や島の地形を精査して、慶長地震における八丈島の津波高は10mに達

しなかった可能性を指摘しており、渡辺（1998）も、慶長地震の八丈島の津波高として 10m 以内（7～8 m）としている。

そこで、八丈島における慶長地震津波を再検討するために、『八丈実記』における記述の再精査と、それに基づく現地調査を行なった。その結果、慶長地震による津波は谷ヶ里（現在の八戸集落）の下（八重根港付近）までで止まり、より高台にある八戸集落までは浸水していないことが分かった。また、八丈島における慶長津波の被害は島の西側海岸に限定されており、島の東海岸に被害記録がなく、この地震が島の東側の相模トラフ沿いや伊豆・小笠原海溝沿いで起きたものでないことも分かった。したがって、八丈島における慶長地震の津波高は、島の西側海岸では10mには達せず、最大で7～8 m以下と考えるのが妥当であると判断された。



図 8. 『八丈実記』の慶長津波に関する記述で出てくる八戸集落（八重根漁港の付近）の遠景.

4) 地震活動解析によるフィリピン海スラブ上面の検討、1944 年東南海地震・1946 年南海地震の余震域の検討

東海地震の震源域であり、フィリピン海（PHS）スラブの上面深度について諸説が存在する駿河湾内において、微小地震活動の解析から PHS スラブ上面の深度の再検討を行った。PHS スラブ上面の深度は、東海地震域の断層面の設定において極めて重要である。まず、微小地震の解析を高度化させるために Double-Difference (DD) 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000) の高度化を行った。従来の DD 法は、 V_p/V_s 比が一定の最大 12 層の水平成層構造でしか走時の計算ができなかったが、この高度化により、 V_p/V_s 比が各層で異なる多層の水平成層構造、各層において速度勾配を与えた多層構造による走時計算が行えるようになり、気象庁の震源決定で使用される速度構造 (上野・他, 2002) による震源再

決定も可能になった。

高度化した DD 法を用いて、1997 年 10 月 1 日～2010 年 12 月 31 日に発生した微小地震の一元化震源の震源再決定を行った。その結果、再決定された震源は、明瞭に幾つかのグループに分かれている。また、ゆるやかに北西方向に傾斜する面状の分布が、より明瞭に認められるようになった。これはスラブ上面で生じたプレート間地震である可能性が高い。野口（1996）による PHS スラブ上面は、再決定後の震源分布と比較して、全体的に深いと考えられる。一方、石橋・他（2003）の推定した PHS スラブ上面は、再決定後の震源分布とおおむね一致するが、細かな修正も必要であることも分かった。

1944 年東南海地震・1946 年南海地震の余震域の大きさを再検討するために、それぞれの地震の本震・余震の震源再決定を行った。使用したデータは、ISS (International Seismological Summary) による全世界の観測値である。震源再決定には、古川・原田（2012）による改良連携震源決定法とグリッド・サーチの併用プログラムを用いた。その結果、再計算された余震の深さの精度が改善され、沈み込むフィリピン海プレート上面に沿うような低角な分布が得られた。

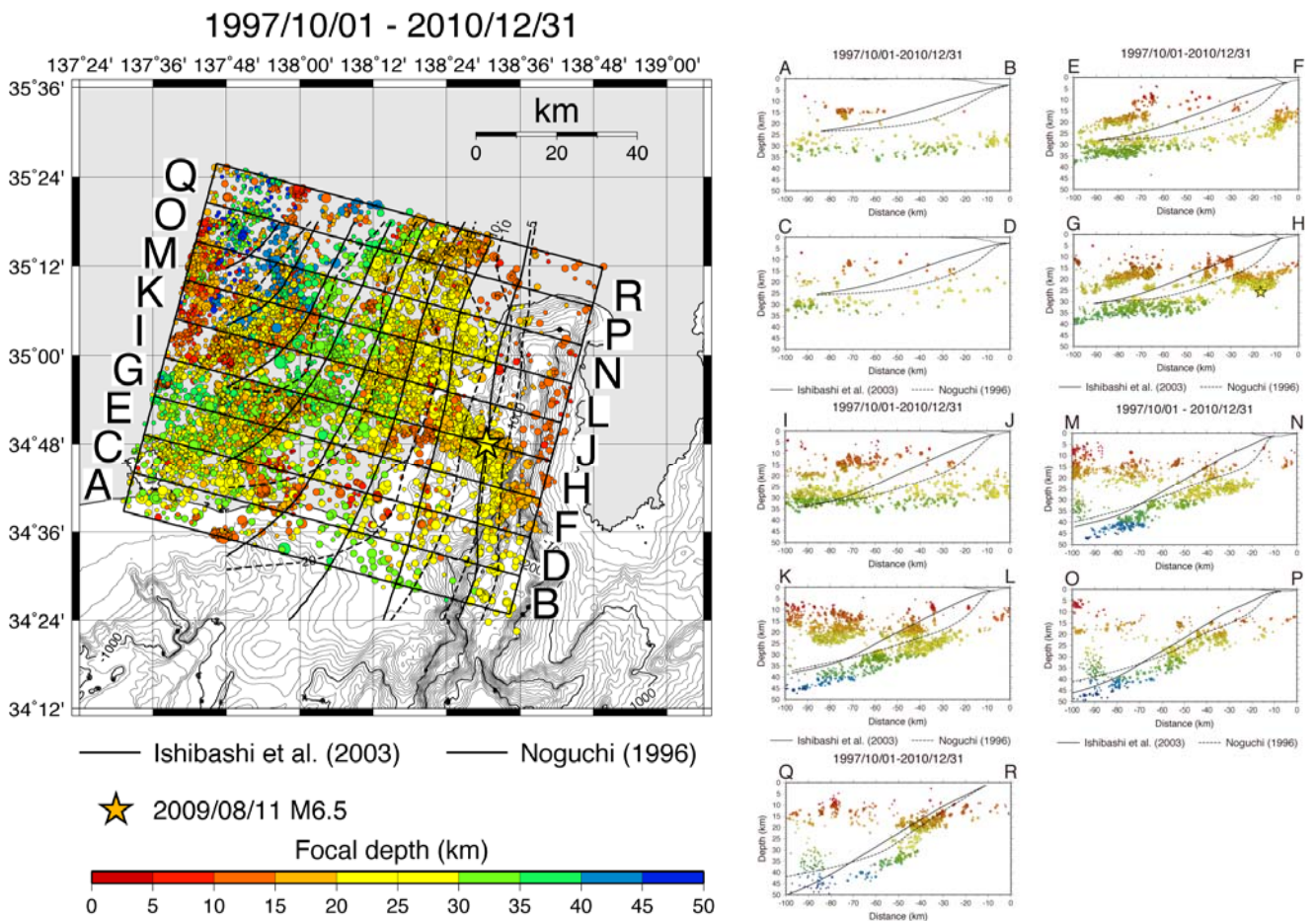


図 9. 本研究で高度化した Double-Difference 法で再決定した 1997 年 10 月 1 日～2010 年 12 月 31 日の一元化震源の震央分布と深さ断面分布。点線、実線は、それぞれ、野口（1996）、石橋・他（2003）が推定したフィリピン海スラブの上面の等深度線を示す。

5) 日本海溝北部～千島海溝南部における巨大地震・大地震の発生サイクルの検討

日本海溝北部～千島海溝沿いでは、M8クラスのプレート間巨大地震が時空間的に規則正しく発生する典型地域とされてきた(宇津, 1972; 1984)。しかしながら、この地域ではプレート間巨大地震以外にも、M7クラスのプレート間大地震、スラブ内巨大地震・大地震、アウターライズ巨大地震・大地震、津波地震が多く発生してきた。また、17世紀に十勝～根室沖で連動型巨大地震が発生し(Satake, *et al.*, 2008)、1963年に連動型巨大地震の可能性のあるMw8.5のプレート間巨大地震が発生している。

本研究では、日本海溝北部～千島海溝における連動型巨大地震発生の可能性を評価する目的で、この地域の大地震・巨大地震発生サイクルを詳細に把握するために、1901年～2010年の約110年間に発生したM7以上の全てのタイプの地震について本震・余震の震源再決定を行い、その時空間分布を検討した。次に、1960年代以降の全ての地震について、すべり分布の推定を行い、本震・余震分布とともに時空間分布の検討に用いた。

手法は、震源決定ではSchweitzer (2001)のHYPOSATを用いた。いくつかの地震に関しては、さらにHurukawa (1995)の改良型連係震源決定法(MJHD法)を用いた震源再決定も行い、震源の相対分布の精度を向上させた。読み取り値は、1964年以前の地震に関してはISS (International Seismological Summary)とBCIS (Bureau Central International de Sismologie)のカタログから、それ以降の地震に関してはISC (International Seismological Centre)のウェブサイトから得た。地震のすべり分布の推定には、Kikuchi and Kanamori (2003)の遠地実体波インバージョン・プログラムを用いた。波形データについて、古い地震についてはWWSSNの長周期地震波形記録をデジタル・データ化して使用し、新しい地震に関してIRIS-DMCより取得した広帯域地震波形記録を使用した。その結果、この地域における巨大地震・大地震の時空間分布は、従来考えられてきたプレート間巨大地震のみ繰り返し発生という単純な発生サイクルではなく、M7クラスのプレート間地震の連動・非連動による複雑な地震発生サイクルを示すことが分かった。この地域は、過去のプレート間巨大地震の余震域から複数の領域に分けられているが(宇津, 1972; 地震調査研究推進本部, 2004)、各領域において、M8クラスのプレート間巨大地震が単独で発生する場合と、M7クラスのプレート間大地震が複数発生する場合がある。日本海溝北部は、1968年十勝沖地震の震源域であるが、1950年までは領域北部でM7級のプレート間地震が頻発し、1968年以降は領域南部でM7級のプレート間地震が複数起こっている。ウルップ島沖は、1963年エトロフ沖地震の震源域だが、そこで1991年、1995年にMw7.6、Mw7.9のプレート間地震が発生した。したがって、1963年、1968年のようなプレート間地震は、M7級のプレート間地震が連動して破壊した地震とも考えられる。

さらに、海溝軸付近のプレート間浅部とプレート間深部の連動・非連動破壊も明らかになった。1963年エトロフ沖地震のすべり分布は、この地震がプレート間浅部と深部を同時に破壊したことを示す。しかし、択捉島沖のプレート間浅部は1963年10月20日の津波地震によって破壊されたが深部は1978年の群発的に発生したプレート間大地震によって破壊した。色丹島沖のプレート間深部は1969年北海道東方沖地震によって破壊されたが、浅部は1975年の津波地震によって破壊された。根室半島沖のプレート間深部は

1973年根室半島沖地震によって破壊されたが、浅部はいまだに破壊されていない。

また、従来プレート間巨大地震と考えられてきた1915年シムシル島沖、1918年9月7日ウルップ島沖の巨大地震は、スラブ内巨大地震である可能性が出てきた。さらに、ウルップ島沖のプレート間大地震とされてきた1918年11月8日の地震もアウターライズ大地震の可能性もある。従って、これまで考えられてきた領域分けを含むこの地域の巨大地震・大地震発生の繰り返しパターンと、それに基づくこれらの地震の長期予測について再考・見直しをする必要がある。なお、1990年代以降、この地域ではプレート間巨大地震・大地震が複数発生し、現在、青森県東方沖、釧路-択捉島沖、北ウルップ水道沖の3つのプレート間地震空白域が存在する。

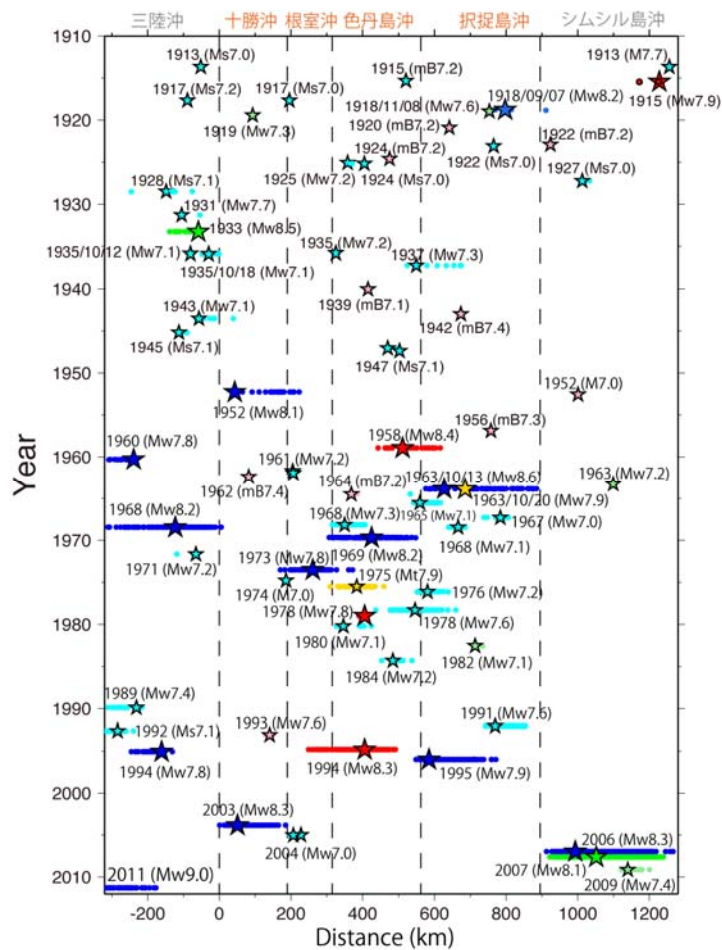


図 10. 1913 年～2011 年の約 100 年間に日本海溝北部～千島海溝で発生した大地震・巨大地震の時空間分布。点線は地震調査研究推進本部（2004）による領域の境界。

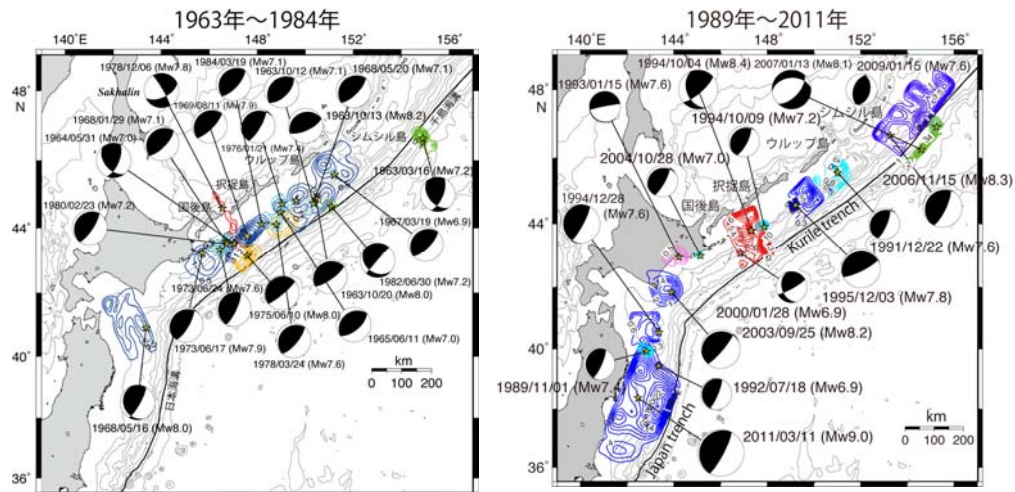


図 11. 1963 年以降の日本海溝北部～千島海溝での大地震・巨大地震のすべり分布。

6) 2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) の断層モデルの検討と過去の日本海溝沿いの巨大地震との比較

2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) について、津波波形と沿岸津波高を同時に説明する断層モデル、断層の破壊遅れを考慮した津波シミュレーション・津波インバージョンにより推定した。さらに、得られた断層モデルによる津波、1896 年明治三陸地震による津波、869 年貞観地震による津波との比較を行った結果、2011 年の地震は、明治三陸地震のような海溝軸付近のプレート間浅部における津波地震と貞観地震のようなプレート間深部における巨大地震の同時発生であることが分かった。

日本海溝沿いにおける過去の巨大津波の履歴を調べ、それらの断層モデルを再検討するために、1896 年明治新三陸地震、1933 年昭和三陸地震の津波高の調査結果の整理と 2011 年東北地方太平洋沖地震の津波高との比較を行った。その結果、三陸北部では 1896 年、1933 年、2011 年の津波高がほぼ同じであるが、三陸中部では、1896 年と 2011 年の津波高が 1933 年のそれよりもはるかに高くなり、三陸南部では 1896 年と 1933 年の津波高がほぼ同じように小さくなるが、2011 年の津波高は高いままであることが分かった。さらに、2011 年東北地震の海溝軸付近の小断層のすべり量を変えることにより、1896 年明治三陸地震による津波波形がほぼ説明できることから、岩手県沖における海溝軸付近のプレート間浅部はわずか 110 年程度の繰り返し間隔をもって巨大津波を発生させたことが分かった。

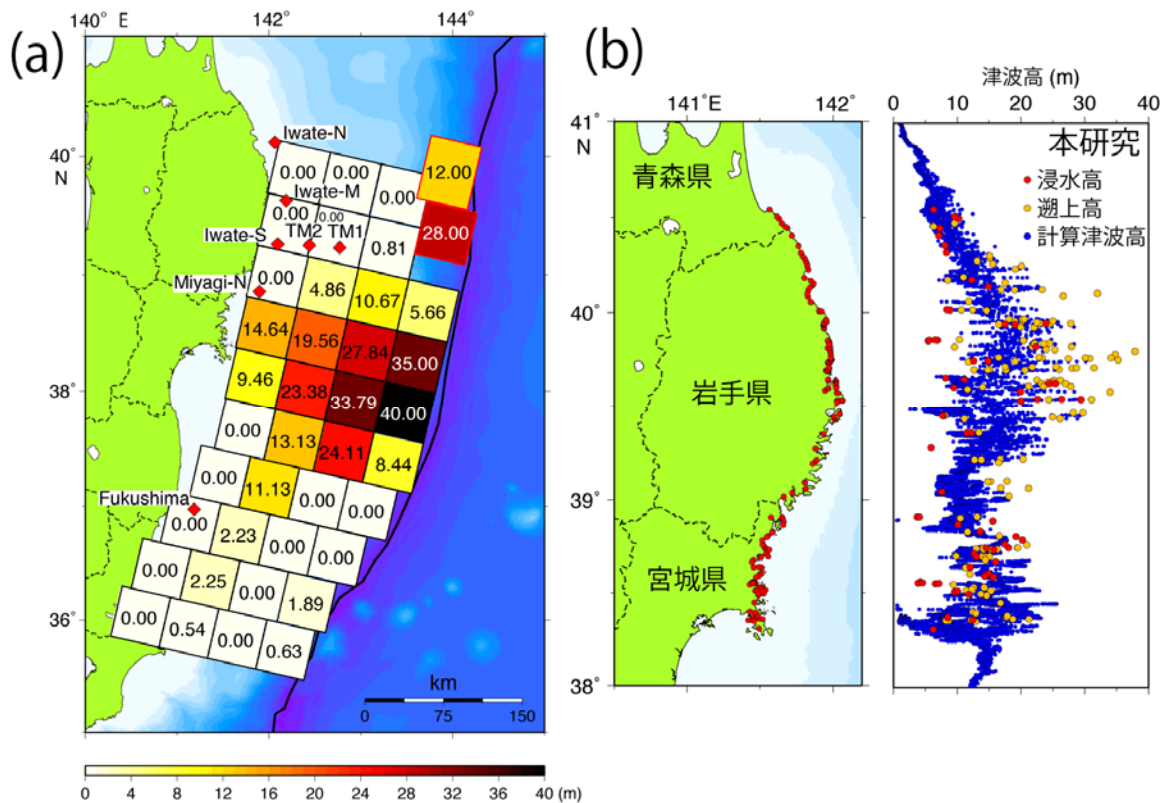


図 12. (a)Fujii et al. (2011)の断層モデルを改良し、三陸の津波高をより良く説明する断層モデル。

(b) (a)の断層モデルで計算した津波高と都司・他 (2011) による津波高との比較。

7) 超巨大地震・巨大地震の津波痕跡調査

a) 静岡県、四国太平洋岸、九州東岸における 2010 年 2 月 27 日チリ沖の地震 (Mw8.8) による津波高の調査

2010 年 2 月 27 日にチリ中部において、Mw8.8 のプレート間地震が発生し、約 23 時間後、日本の太平洋岸に津波が到達した。そこで、3 月に静岡県、6 月に四国太平洋岸、8 月に九州東岸において、チリ津波の聞き取り調査 (津波痕跡、襲来時間の確認) と津波痕跡高の測量を行った。南海地震による巨大地震が襲う静岡県、四国～九州の太平洋岸において遠地津波の津波高分布を調査することは、南海地震津波の海岸地形、海岸付近の海底地形による増幅効果を確認する上で重要である。

調査の結果、静岡県下田市周辺沿岸では、最大 1.3m 程度の津波痕跡高が測定された。また、石廊崎から御前崎までの駿河湾沿岸の津波痕跡高は 0.3～0.7m であった。徳島沿岸の津波高は 0.5～0.9 m で、高知県沿岸では室戸岬付近で最大 1.2 m と大きい、土佐湾の湾奥になるに従い低くなる。そして、須崎市から足摺岬付近になると再び大きくなる。この分布は、半島における津波の増幅効果によるものだと考えられる。愛媛県の沿岸では、ほとんど津波が認識されなかったか、認識されても 0.2～0.3 m 程度であった。九州では、大分県佐伯市でやや高い津波が目撃され、日南市油津において、海岸からやや離れた家電

量販店の駐車場に津波があふれたことが分かった。

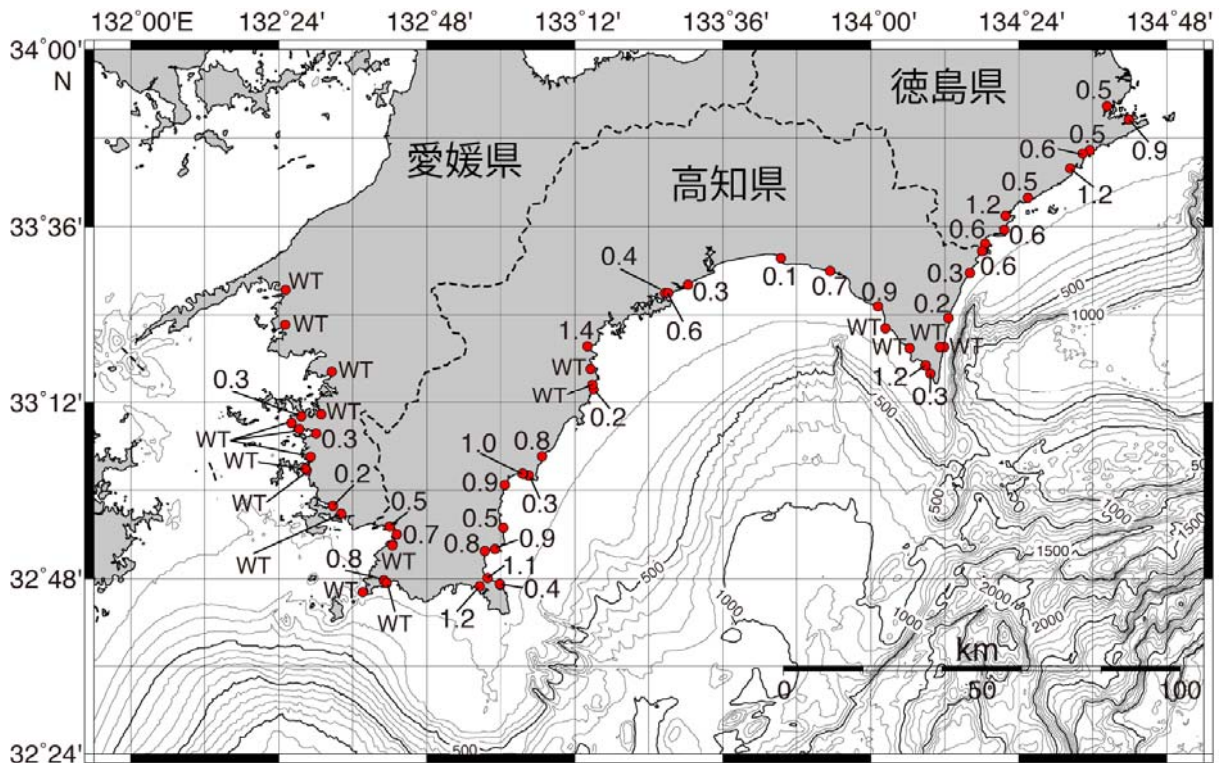


図 13. 2010 年チリ地震 (Mw8.8) による津波の徳島県・高知県・愛媛県沿岸における潮汐補正後の波高分布。数字の単位は m。WT は Weak Tsunami の略。

b) 2011 年 3 月 11 日東北地方太平洋沖地震 (M9.0) の津波高調査

2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) による巨大津波の全貌を明らかにするための調査として、2011 年 3 月～11 月かけて、千葉県・茨城県・宮城県・岩手県・青森県の海岸において、12 回の津波高調査をおこなった。調査地点は、296 ヶ所である。

調査の結果、三陸北部海岸 (青森県・岩手県) の約 140 ヶ所の津波高のほとんどが 10～30m であり、特に宮古市内の数ヶ所で 30m を超える遡上高 (最大高 37.8m) が測定された。三陸南部海岸 (宮城県) における 72 ヶ所の津波高は約 4～20m であった。茨城県内の津波高 (36 ヶ所) は 2.8～8.1m であり、北から南へ向かって低くなる傾向を示した。千葉県の外房海岸における津波高 (43 ヶ所) は 0.9～7.9m であったが、旭市飯岡周辺で局地的に高かった (6m 以上) ことが分かった。

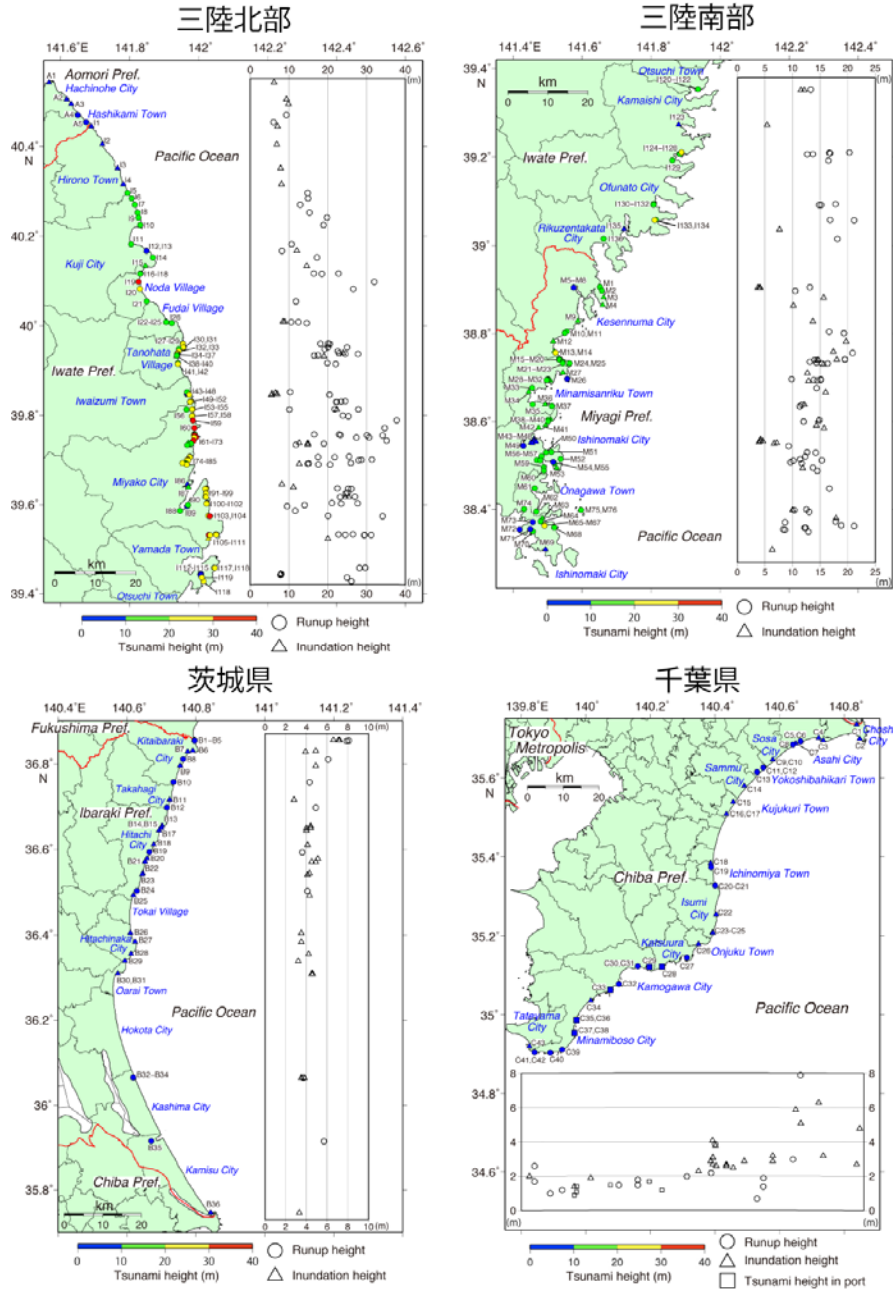


図 14. 2011 年東北地方太平洋沖地震の津波調査結果 (都司・他, 2011)

8) 巨大地震発生サイクル解明のための津波堆積物調査

a) 神奈川県三浦半島の江奈湾における津波堆積物調査

有史以前の南海トラフ沿いのプレート間巨大地震の履歴を、津波痕跡からプレート間巨大地震の発生履歴やその連動性を推定する手法の開発に資するため、また、南海地震トラフ沿いと相模トラフ沿いのプレート間巨大地震の発生履歴の比較をおこなうため、平成 21 年 5 月と 11 月に関東地震の発生履歴の解明を目的としておこなわれた、三浦半島の南岸の江奈湾におけるハンディジオスライサー調査に参加し、津波堆積物を含むコア試料を採取

した。コア試料の分析から 1923 年の大正関東地震による津波堆積物と、およそ 2000 年前、3000 年前、3300 年前、3700 年前、4000 年前に起こった関東地震に由来する津波堆積物が確認された（千葉・他，2013）。

b) 岩手県宮古市の沼の浜における津波堆積物調査

日本海溝沿いにおける過去の巨大地震の発生サイクルを調査するために、岩手県宮古市乙部野沼の浜においてハンディジオスライサーによる掘削を行った。現地では沼底堆積物を9本掘削した。また、採取地点の標高も記録した。現在も試料を解析中だが、これまでに層相・微化石分析・粒度分析・年代試料測定などにより津波イベント層が数層検出されている。今後も引き続き解析を続け、津波発生時期を特定していく必要がある。



図15. 沼の浜における津波堆積物調査風景。

(d) 結論ならびに今後の課題

南海トラフにおける巨大地震からの津波について、断層域の大きさや遅れ破壊が津波高さに及ぼす影響を検討した結果、沿岸での津波の高さは、沿岸にもっとも近いセグメントでのすべり量によって決まり、他のセグメントのすべりはあまり影響しないことがわかった。ただし、遠いセグメントからの津波が到達する頃に、直近のセグメントで破壊が発生すると、津波が重なり合ってより大きくなることもあることもわかった。

次に、ある地点における津波高と断層面の広がりとの関係の検討を行うために、宝永地震による大分県佐伯市の龍神池の津波を例として、数値シミュレーションによる検討を行った。その結果、宝永津波による津波波形と、龍神池に最も近い断層セグメントのみ、南海側の断層セグメントによる津波波形がほとんど同じであることが分かった。さらに、龍神池における大津波の原因については、南海地震の南西端の断層面のすべり量の大きさと日向灘への延伸との間にトレード・オフが存在し、南海地震の断層面南西端を決めることは難しいことが分かった。しかし同時に、南海地震の日向灘への破壊の延

伸の可能性もあることが示された（日向灘への破壊の延伸は、南海地震が連動型巨大地震でなくてもよいと考える）。

東シナ海・西太平洋において、過去の東海・南海地震による津波の数値シミュレーションを行った結果、1707年の宝永地震による津波が最も広範囲に高くなるが、1854年の南海地震によるものも同じく広範囲に高くなった。それに対して、1498年、1854年、1944年の東海地震による分布は、おもに伊豆・小笠原諸島の東側へ広がり、西太平洋にあまり入り込まないことが分かった。また、津波地震の断層モデルにより計算された津波は、大陸棚の東シナ海に余り入り込まず、中国沿岸の津波高は低くなった。さらに、破壊遅れを考慮した宝永地震の断層モデルによる津波の計算を行ったところ、中国沿岸では、破壊遅れなしのモデルによる津波高より高くなったが、フィリピン周辺の津波高は低くなるなど、複雑な挙動を示した。今後、想定される最大級の南海巨大地震による津波の影響を調べる必要がある。

史料調査と津波シミュレーションによる、過去の南海トラフ沿いの巨大地震の発生サイクルの検討を行った結果、都司・上田（1997）が南海地震であるとする明応七年六月十一日の地震は、1911年喜界島近海地震のような奄美大島周辺で発生しプレート間巨大地震であった可能性も考えられる。しかし、この地震が南海地震であったことを否定することにはならないので、はっきりと結論することはできない。今後、別の角度からのさらなる検討が必要である。

また、1605年慶長津波地震による八丈島における最大10～20mという異常な津波高（羽鳥，1975）については、『八丈実記』における記述の再精査と、それに基づく現地調査を行なった結果、八丈島における慶長地震の津波高は、島の西側海岸では10mには達せず、最大で7～8m以下と考えるのが妥当であると判断された。1707年宝永地震、1854年安政東海・南海地震については、既往研究の整理を行ったが、どうやって史料から津波高が出されたのか不明な場合が多く、資料の読み直し、あるいは史料の選別からやり直さなければならない。しかしながら、史料が膨大であり、古文書解読の専門的な知識が必要なので、5ヶ年の期間内に終えることができなかった。今後、再検討を早急にやらなければならない。

日本海溝北部～千島海溝南部における過去110年間の全ての大地震・巨大地震の時空間分布の詳細な検討によって、この地域で従来考えられてきたプレート間巨大地震の単純な繰り返し発生が否定され、大地震・巨大地震の連動・非連動が複雑に繰り返されていることが分かった。

2011年東北地方太平洋沖地震（M9.0）について、津波波形と沿岸津波高を同時に説明する断層モデル、断層の破壊遅れを考慮した津波シミュレーション・津波インバージョンにより推定した。

さらに、日本海溝沿いにおける過去の巨大津波の履歴を調べ、それらの断層モデルを再検討するために、1896年明治新三陸地震、1933年昭和三陸地震の津波高の調査結果の整理と2011年東北地方太平洋沖地震の津波高との比較を行った結果、三陸北部では1896年、1933年、2011年の津波高がほぼ同じであるが、三陸中部では、1896年と2011年の津波高が1933年のそれよりもはるかに高くなり、三陸南部では1896年と1933年の津波

高がほぼ同じように小さくなるが、2011年の津波高は高いままであることが分かった。

また、2011年の東北地震の海溝軸付近の小断層のすべり量を変えることにより、1896年明治三陸地震による津波波形がほぼ説明できることから、岩手県沖における海溝軸付近のプレート間浅部はわずか110年程度の繰り返し間隔をもって巨大津波を発生させたことが分かった。

2010年チリ中部のプレート間巨大地震による津波の津波高調査を静岡県、四国太平洋岸、九州東岸において行った。その結果、静岡県下田市周辺沿岸では、最大1.3m程度の津波痕跡高が測定された。また、徳島沿岸の津波高は0.5～0.9mで、高知県沿岸では室戸岬付近で最大1.2mと大きいですが、土佐湾の湾奥になるに従い低くなる。そして、須崎市から足摺岬付近になると再び大きくなる。この分布は、半島における津波の増幅効果によるものだと考えられる。

2011年3月11日東北地方太平洋沖地震(M9.0)による巨大津波の全貌を明らかにするための調査として、2011年3月～11月かけて、千葉県・茨城県・宮城県・岩手県・青森県の海岸において、12回の津波高調査をおこなった。調査地点は、296ヶ所である。調査の結果、三陸北部海岸(青森県・岩手県)の約140ヶ所の津波高のほとんどが10～30mであり、特に宮古市内の数ヶ所で30mを超える遡上高(最大高37.8m)が測定された。三陸南部海岸(宮城県)における72ヶ所の津波高は約4～20mであった。茨城県内の津波高(36ヶ所)は2.8～8.1mであり、北から南へ向かって低くなる傾向を示した。千葉県の外房海岸における津波高(43ヶ所)は0.9～7.9mであったが、旭市飯岡周辺で局地的に高かった(6m以上)ことが分かった。

三浦半島の南岸の江奈湾におけるハンディジオスライサー調査に参加し、津波堆積物を含むコア試料を採取した。また、日本海溝沿いにおける過去の巨大地震の発生サイクルを調査するために、岩手県宮古市乙部野沼の浜においてハンディジオスライサーによる掘削を行った。現在も地質試料の解析中だが、これまでに層相・微石分析・粒度分析・年代試料測定などにより津波イベント層が数層検出されている。今後も引き続き解析を続け、津波発生時期を特定していく必要がある。

(e) 引用文献

- 1) 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.
- 2) 相田勇, 南海道沖の津波の数値実験, 地震研究所彙報, 56, 713-730, 1981b.
- 3) Ando, M., Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, 27, 119-140, 1975.
- 4) 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, 1-4, 2003.
- 5) 千葉崇・石辺岳男・佐竹健治・島崎邦彦・須貝俊彦・西山昭仁・原田智也・今井健太郎・行谷佑一・上野俊洋, 三浦半島江奈湾における過去4000年間の沿岸環境変動と関東地震による津波堆積物, 日本地球惑星科学連合2013年大会, MIS25-13, 2013.
- 6) Fujii Y, K. Satake, S. Sakai, M. Shinohara, and T. Kanazawa, 2011, Tsunami source model of the 2011 off the Pacific coast Tohoku Earthquake, *Earth Planets and Space*, 63, 815-820.
- 7) The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project, 2013, Global CMT Catalog Search, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>, (2013/04/08参照).
- 8) 後藤和彦, 1911年に喜界島近海で発生した巨大地震の震源位置の再評価, *地震*, 2, 65, 231-242, 2013.
- 9) 羽鳥徳太郎, 明応7年・慶長9年の房総および東海南海道大津波の波源, 地震研究所彙報, 50, 171-185, 1975.
- 10) HURUKAWA N, 1995, Quick aftershock relocation of the 1994 Shikotan Earthquake and its fault plane, *Geophysical Research Letters*, 22, 3159-3162.
- 11) 古川信夫・原田智也, 1964年新潟地震の断層面-改良連携震源決定法とグリッドサーチ法の併用-, 日本地震学会2012年度秋季大会, C32-02, 2012.
- 12) 石橋克彦, 1498年7月9日の西日本の地震は本当に明応南海巨大地震か?, 地球惑星科学関連学会1998年合同大会予稿集, 313, 1998.
- 13) 石橋克彦, フィリピン海スラブ沈み込みの境界条件としての東海・南海巨大地震-史料地震学による概要-, 京都大学防災研究所研究集会13K-7報告書, 1-9, 2002.
- 14) 石橋克彦・浅海善成・三好崇之, 駿河トラフから沈み込むフィリピン海スラブ上面の深さと形: 東海地震想定震源域との関連, 地球惑星科学関連学会2003年合同大会予稿集, S045-004, 2003.
- 15) 地震調査研究推進本部, 千島海溝沿いの地震活動の長期評価(第二版), http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04dec_chishima2/index.htm, 2004 (2013/04/08参照).
- 16) Kikuchi M. and H. Kanamori, Note on Teleseismic Body-Wave Inversion Program, <http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI/>, 2003 (2013/04/08参照).
- 17) 松浦律子, 1894年10月7日などいくつかの古い地震の震源変更, 歴史地震研究会第28回横浜大会予稿, 14, 2012.
- 18) 野口伸一, 東海地域のフィリピン海スラブ形状と収束テクトニクス, *地震*, 2, 49, 295-325, 1996.

- 19) Schweitzer. J., HYPOSAT - an enhanced routine to locate seismic events, *Pure Appl. Geophys.*, 158, 277-289, 2001.
- 20) Satake K., F. Nanayama, and S. Yamaki, Fault models of unusual tsunami in the 17th century along the Kuril trench, *Earth Planets Space.*, 60, 925-935, 2008.
- 21) 謝毓寿・蔡美彪主編, 『中国地震歴史資料彙編』(全五卷), 北京科学, 1983-1987.
- 22) 都司嘉宣, 1995 年奄美大島近海地震による地震及び津波被害について, *地学雑誌*, 106(5), 486-502, 1997.
- 23) 都司嘉宣・上田和枝, 明応(1498)南海地震の存在とその日付について, *地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会講演予稿集*, 169. 1997.
- 24) 都司嘉宣・佐竹健治・石辺岳男・楠本聡・原田智也・西山昭仁・金幸隆・上野俊洋・室谷智子・大木聖子・杉本めぐみ・泊次郎・Mohammad Heidarzadeh・綿田辰吾・今井健太郎・Byung Ho Choi・Sung Bum Yoon・Jae Seok Bae・Kyeong Ok Kim・Hyun Woo Kim, 2011, 2011 年東北地方太平洋沖地震の津波高調査, *地震研究所彙報*, 3/4 冊, 29-279.
- 25) 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信夫, 2002, 気象庁の震源決定法の改善 - 浅部速度構造と重み関数の改良 -, *験震時報*, 65, 123-134.
- 26) 宇津徳治, 1972, 北海道周辺における大地震の活動と根室南方沖地震について, *地震予知連絡会会報*, 7, 7-13.
- 27) 宇津徳治, 1984, *地震学* (第 2 版), 共立出版, 310 pp.
- 28) 宇津徳治, 1988, 日本の地震に関する中国の史料 -明応 7 年 6 月 11 日西日本の地震ほか-, *地震*, 2, 41, 613-614.
- 29) 宇津徳治, 1989, 日本付近の M6.0 以上の地震および被害地震の震度分布図: 1901 年～1926 年, *東京大学地震研究所*, 278 pp.
- 30) 山本武夫, 慶長九年(一六〇五)十二月十六日地震について—東海・南海沖の津波地震か—, 萩原尊禮編『古地震探求—海洋地震へのアプローチ』, 東京大学出版会, 160-234, 1995.
- 31) Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1353-1368, 2000.
- 32) 渡辺偉夫, 『日本被害津波総覧 [第 2 版]』, 東京大学出版会, pp.206, 1998.

3.8 サブプロジェクト 2-3

シミュレーション手法と物理モデルの高度化

担当：国立大学法人京都大学

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

シミュレーション手法と物理モデルの高度化

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
京都大学大学院理学研究科	教授	平原 和朗
京都大学大学院理学研究科	準教授	久家 慶子
京都大学大学院理学研究科	準教授	宮崎 真一
京都大学大学院理学研究科	産学連携研究員	鹿倉 洋介
京都大学防災研究所	教授	橋本 学
京都大学防災研究所	助教	福島 洋
京都大学防災研究所	助教	後藤 浩之
神戸大学都市安全研究センター	教授	吉岡 祥一
京都大学大学院理学研究科	大学院生	浦田 優美
京都大学大学院理学研究科	大学院生	才ノ木 順太
京都大学大学院理学研究科	大学院生	有本 美加
京都大学大学院理学研究科	大学院生	坂本 登史文
京都大学大学院理学研究科	大学院生	榎本 真梨
京都大学大学院理学研究科	大学院生	加納 将行
京都大学大学院理学研究科	大学院生	正木 喜啓
京都大学大学院理学研究科	大学院生	隅倉 陽一郎
京都大学大学院理学研究科	大学院生	矢田 大樹
京都大学大学院理学研究科	大学院生	平澤 寅庄
京都大学大学院理学研究科	大学院生	季 颯鋒
京都大学大学院理学研究科	大学院生	大谷 真紀子
京都大学大学院理学研究科	大学院生	岡本 淳一
京都大学大学院理学研究科	大学院生	二村 忠宏
京都大学大学院理学研究科	大学院生	山極 修司
海洋研究開発機構	研究員	堀 高峰
海洋研究開発機構	研究員	兵藤 守
海洋研究開発機構	研究員	阪口 秀
名古屋大学大学院環境学研究科	研究員	光井 能麻
独立行政法人建築研究	上席研究員	芝崎 文一郎

(c) 業務の目的

次世代地震発生シミュレーションの完成に向けて、現状のシミュレーションで十分考慮されていない、3次元不均質性や間隙流体等の様々な媒質モデルについ

て、準動的地震発生サイクルや動的破壊伝播シミュレーションに及ぼす影響を評価し、媒質モデルの高度化を行う。また、データ解析手法の高度化として、GPS及びInSARを組み合わせた新たな固着-すべりデータ解析手法及びデータ同化手法の検討を含む摩擦パラメータ推定法の開発を行う。さらに、粘弾性セルモデルを用いて、南海トラフ巨大地震サイクル中における西南日本内陸地震の発生予測モデルを構築する。

(d) 5カ年の年次実施業務の要約

1) 平成20年度：

現状のシミュレーションで十分考慮されていない現象や要素の整理を行い、モデル化の方針を決定するとともに、モデル化に基づくシミュレーションコードの設計を行った。

まず、媒質モデルの高度化として、2次元箱型モデルを用いた熱と流れのシミュレーションコードを開発し、温度分布の予備的計算を行った。不均質弾性媒質中での動的破壊伝播については、拡張有限要素法(X-FEM)を適用する研究に取り掛かり、2次元コードを開発した。間隙流体の動的破壊伝播に及ぼす影響について、3次元差分法コードを開発し、地震時の摩擦発熱による間隙流体圧の上昇(TP: Thermal Pressurization)が破壊伝播に及ぼす影響を検討した。また、準動的2次元シミュレーションにより、脱水による間隙流体の地震発生サイクルに果たす役割を調べた。また、BIEM-FEM練成解析を用いた2次元シミュレーションを行い、弾性・粘弾性不均質構造が長期的地震サイクル(地震の繰り返し間隔など)に及ぼす影響の基礎的調査を行った。

データ解析の高度化として、まずInSAR(干渉合成開口レーザ)データから面的な地殻変動の高精度時系列を得る手法の開発に取り掛かった。また、大気・海洋分野で開発が進められている、データ同化手法の基礎的調査を行った。さらに、準静的地震発生サイクルシミュレーションコードの高速化に関する調査を開始した。

南海トラフ巨大地震と西南日本内陸地震を含めた粘弾性媒質中での地震発生サイクルシミュレーションを目指して、成層粘弾性構造に対するすべり応答関数計算コードの基礎的部分を開発した。

2) 平成21年度：

20年度に引き続き、シミュレーション・モデルの高度化を行った。

まず、2次元箱型モデルを用いた熱と流れのシミュレーションコードに降伏応力を導入し、内陸での粘性を下げ、Hi-net観測点での高熱流量分布を説明する予備的計算を行った。不均質弾性媒質中での動的破壊伝播については、拡張有限要素法(X-FEM)において、2次元SHコードをP-SVコードへと拡張を行った。また、BIEM(境界要素法)-FEM(領域解法)練成解析を用いたBDM(境界-領域法)の動的破壊2次元シミュレーションを行い、弾性不均質構造が破壊に及ぼす影響を調べた。また、間隙流体の動的破壊伝播に及ぼす影響について、20年度に開発した3次元差分法コードを用い、深さとともに増加する応力下において、地震時摩擦発熱による間隙流体圧上昇(TP: Thermal Pressurization)が3次元破壊伝播及び破壊の断層間乗り移りに及ぼす影響を調べた。地震時TPの長期的な地震サイクルに

及ぼす効果として、簡単な準静的 1 次元シミュレーションではあるが、地震時 TP に伴う応力降下量・すべり量の増大により地震発生間隔が長期化することが分かった。

データ解析の高度化として、まず InSAR(干渉合成開口レーザ) データから面的な地殻変動の高精度時系列を得る手法の開発として、GPS 観測を用いた長波長ノイズの軽減法を開発した。また、大気・海洋分野で開発が進められている、データ同化手法の単純化システムにおける人工余効変動データへの適用を試みた。さらに、データ同化手法に必須であるフォワード計算の高速化を目指して、高速多重極法を用いた準静的地震発生サイクルシミュレーションコードの高速化を検討した。

南海トラフ巨大地震と西南日本内陸地震を含めた粘弾性媒質中でのセルモデル地震発生サイクルシミュレーションを目指して、成層粘弾性構造に対する点震源解を矩形断層におけるすべり応答関数計算に用いる高精度計算法を開発した。

3) 平成 22 年度 :

昨年度に引き続き、媒質影響評価・シミュレーションコードの開発・高速化を実施した。

熱構造モデルでは、2 次元箱型モデルを用いて、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う温度分布を 3 測線で計算した。観測された短波長の地殻熱流量分布を説明するため、Fukahata and Matsu'ura(2000)の方法にしたがって、沈み込みに加えて、地表の削剥の効果を導入し、3 測線で計算を行い、観測値と調和的な結果を得た。また、観測された高地殻熱流量を説明するため、Wang et al. (1995)の手法を用いて、プレート上面に摩擦熱を入れたモデルを構築し、テスト計算を行い、間隙水圧比やプレートの沈み込み速度の違いが地殻熱流量に及ぼす影響について検討した。

不均質媒質における任意形状を持つ破壊面での地震サイクルを高精度に計算するため、空間メッシュをアダプティブに変化させる要素サイズ可変型有限要素法 (h-adaptive FEM) を動弾性問題に適用し、地震サイクルシミュレーションの効率化をはかった。また、マルチドメイン境界要素法 (BIEM) を開発し、境界要素法をベースとしながらも 1 つのサブドメインに対して有限要素法の要素剛性マトリクスと等価なマトリクスを生成することに成功した。間隙流体については、引き続き、地震時摩擦発熱による熱的加圧 (TP) が断層の乗り移りに果たす役割、及び簡単なモデルで地震間における間隙流体の振る舞いを評価した。

データ解析手法の高度化では、InSAR (干渉合成開口レーダー) における電離層ノイズの除去・時間フィルタリングの改良といった技術開発を継続し、新規に取得された SAR データを用いて、長時間スパンのペアに対する InSAR 解析を試みた。一般に、スパンが長くなるほど干渉性は劣化するが、800 日を超える長時間スパンでも、十分に質の高い InSAR 画像が得られることがわかった。長時間スパンの InSAR 画像は、経年的な地殻変動シグナルを多く含んでいるため、この結果は経年的変化検出に好材料である。データ同化手法の開発では、当初計画ではスローイベントへの手法開発を行う予定だったが、より現実的なシステムの開発を重視し、昨年度成果の余効すべりの手法を 3 次元均質等方媒質への拡張を行った。高速多重極法による、均質弾性媒質における準静的地震発生サイクル計算コードの高速化・省メモリ化を検討したが、現状では地表面の効果を入れることが困難であることが分かり、階層型行列を用いて高速化を試みた。

さらに、南海トラフ巨大地震発生システムに西南日本内陸地震を加えた粘弾性セルモデルの開発として、成層粘弾性媒質中における地震発生サイクル計算コードの開発を継続し、内陸断層におけるクーロン破壊関数の時間変化を計算した。

4) 平成 23 年度 :

媒質モデルの影響評価における、熱構造モデルについては、平成 22 年度に開発したプレート境界での摩擦熱と地表の削剥の効果を取り入れた 2 次元箱型モデルを用いて、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う温度分布を四国中部、四国東部、紀伊半島を通る 3 測線で計算した。トラフ軸から陸域にかけて高い空間分解能をもった地殻熱流量データを使用し、観測データと整合性のよい沈み込みモデルを構築した。フィリピン海プレートの年齢の時空間変化、形状、運動様式を考慮した沈み込みのみのモデルでは、地殻熱流量の観測データを説明することは難しく、現在の西南日本での地殻熱流量分布には、トラフ側ではプレート境界面での摩擦熱が、陸域においては第四紀の地殻変動に伴う浸食による温度変化が影響していることを示した。また、3 次元スラブ沈み込みモデルの構築に着手した。

不均質場での動的破壊シミュレーションでは、東北地方太平洋沖地震で認められた数十秒のタイムラグのある複数の強震動生成領域の破壊メカニズムを理解するため、断層周囲の不均質性に着目した動的破壊シミュレーションを実施した。摩擦発熱による間隙流体圧の上昇 (thermal pressurization; TP) を考慮した動的破壊伝播シミュレーションに間隙水の相変化の効果を取り入れ、地震に観察される特徴にどのような変化を及ぼすかを調べた。また、速度・状態依存摩擦則に基づく準静的地震サイクル計算において TP の影響を考慮して、2011 年東北沖地震 2 次元モデルを構築し、海溝沿いの特大すべり及び数百年という長い超巨大地震サイクルの実現に成功した。

データ解析の高度化について、まず InSAR (合成開口レーダー) の高精度解析では、電離層ノイズの除去・時間フィルタリングの改良といった技術開発を継続し、新規に取得された SAR データを用いて、長時間スパンのペアに対する InSAR 解析を試みた。また、地殻変動データから断層面上の断層パラメータを推定する手法としてのアジョイント法の適用において、昨年度成果の余効すべりをデータとする手法を、GPS を想定した地表面の変位データへの適用を行った。さらに、準動的地震発生サイクルシミュレーションの高速化・省メモリ化については、階層型行列 (H-matrices) 法を適用して、2011 年東北地方太平洋沖地震サイクルの検討を行った。

内陸地震を含む南海トラフ巨大地震発生サイクルセルモデル構築を目指して、弾性・粘弾性水平成層構造を仮定し、南海トラフでのフィリピン海プレート沈みこみ形状、新潟・神戸構造帯、西南日本の内陸地震を変形の力源として、西南日本のすべり応答関数を計算した。また、得られたすべり応答関数を用いて、過去の地震履歴から内陸活断層上のクーロン破壊関数の時間変化を計算した。結果、計算されたクーロン破壊関数は西南日本活断層の活動履歴とほぼ整合的になり、南海トラフ巨大地震発生時には逆断層による地震発生の確率は一時的に低下することが推測された。また、メモリ変数による、粘弾性地震発生サイクルシミュレーションの高速化に着手した。

5) 平成 24 年度 :

媒質モデルの影響評価における、熱構造モデルについては、3次元モデルにおいて、従来の平面プレート形状モデル、下半分の全領域での強制対流モデルを改良し、3次元的な曲面形状と厚さを持つ海洋プレートの沈み込みモデルを世界で初めて開発した。海溝軸に垂直な方向に対して線対称の円錐、円柱、反円錐、反円柱のプレート上面形状モデルを構築し、海溝軸に垂直な方向と斜め沈み込みに対する温度場、流れ場の計算を行った。その結果、1) 実効的な沈み込み角が大きくなるとスラブの温度上昇は小さくなること、2) 斜め沈み込みの場合、温度場に顕著な非対称性が現れ、プレート内部・上面の低温部がスラブの下傾斜のところに現れること、を示した。

不均質場での動的破壊シミュレーションでは、熊野灘沖で認められるような分岐断層が破壊する場合を想定した断層破壊シミュレーションを実施し、津波生成の観点からプレート境界破壊シナリオとの相対的なメカニズムの違いについて考察した。摩擦発熱による間隙流体圧の上昇を考慮した動的破壊伝播シミュレーションにダイラタンシーの効果を取り入れ、地震での摩擦発熱による間隙流体圧上昇の重要性を見積もった。また、準静的地震サイクルシミュレーションにおける間隙流体圧変化の重要性について一自由度の簡単な系でまとめを行なった。

データ解析の高度化について、まず InSAR (合成開口レーダー) の高精度解析では、四国地方の InSAR データを収集し、同地域をほぼカバーする変動分布図を作成し、解析に関するまとめを行った。また、地殻変動データから断層摩擦パラメータを推定する手法としてのアジョイント法の適用において、前年度までに開発したアジョイント法をより自由度の高い系に適用し、地震発生後の余効すべりによって別の地震がトリガーされるケースの数値実験を行った。さらに、準動的地震発生サイクルシミュレーションの高速化・省メモリ化については、階層型行列 (H-matrices) 法を適用して、東北地方太平洋沖の北部域、1968 年十勝沖地震 (M8.3) 震源域を含む領域で、2011 年東北地方太平洋沖地震より大きな地震が起きる可能性を検討した。また、列島規模や小さな地震まで含むマルチスケール地震発生サイクルシミュレーションの重要性をまとめた。

南海トラフ巨大地震サイクル中における西南日本内陸地震の発生予測モデルの検討を行うための南海トラフ巨大地震や内陸地震の粘弾性すべり応答関数を計算した結果、南海トラフ巨大地震発生前には逆断層型内陸地震が、発生後には横ずれ型内陸地震が発生しやすくなることが予測された。この予測は歴史地震の時空間分布と整合的である。粘弾性媒質中での応力計算にメモリ変数を用いる手法を開発してきたが、階層型行列法による省メモリ化・高速化ができず、階層型行列を用いて履歴積分を実行する方法を開発する必要があることが分かった。

(2) 平成 20~24 年度の成果

(a) 業務の要約

媒質モデルの影響評価における、熱構造モデルについては、2次元並びに3次元スラブ沈み込みモデルの構築を行った。2次元モデルでは、ヒートプローブ、BSRの地殻熱流

量データに加えて、先行研究で使われたことのない Hi-net の地殻熱流量データを用いて、四国中部、四国東部、紀伊半島を横切る測線で温度分布の計算を行った。その結果、陸域の地殻熱流量に関して、観測データは計算結果に比べて、短波長となり、海域では、前者が後者よりも高いことがわかった。この違いを説明するため、削剥・堆積に伴う温度変化、プレート境界での摩擦熱のプログラム開発を行い、これらを導入し、第四紀の期間に削剥・堆積の効果を取り入れ、間隙水圧比を 0.95 とすると観測データがよく説明できることを示した。3次元モデルでは、円錐、円柱、反円錐、反円柱のプレート上面形状モデルのプログラミングに成功し、斜め沈み込みの場合、温度場と地殻熱流量に顕著な非対称性が現れ、プレート上面・内部の低温部や低地殻熱流量はスラブの下傾斜のところに現れることなどを示した。

断層の動的破壊現象が周囲の媒質不均質によって影響を受ける可能性を探るため、低コストでシミュレーション可能な数値解析手法 (X-FEM, BDM) を開発した。その上で、東北地方太平洋沖地震において強震動生成領域が数十秒あけて破壊した現象を、地表付近の不均質構造の影響として再現可能であることをシミュレーションにより実証した。また、プレート境界付近に観察されている分岐断層が破壊した場合に想定されるメカニズムについて不均質性を考慮したシミュレーションにより考察し、プレート境界での破壊との違いとして相対的に考察した。次に、間隙流体の動的破壊に及ぼす影響を調べた。水の拡散係数が小さい断層に間隙水が存在し、断層すべりが生じると、摩擦発熱によって間隙水の圧力上昇 (thermal pressurization; TP) が起こると考えられる。TP が断層での動的破壊過程へどのような影響を及ぼすかを、様々な3次元動的破壊伝播シミュレーションから調べた。TP が働くと、すべりに伴う応力降下が非線形に大きくなり、すべり量は増大し、破壊伝播はS波速度を超えるようになる。TP なしでは成長しにくかった破壊も広がる。TP は深いと、より顕著に働く。そのため、より離れた断層へ、断層の深い部分で、動的破壊が断層間を乗り移ることを助長する。すべり成長による空隙増加率 (ダイラタンシー係数) の増加にすべり量と破壊伝播速度を抑制する効果が、摩擦発熱に伴う間隙水の液体から超臨界水へ相変化にすべり量を抑制する弱い効果がある一方、これらをもってしても TP が動的破壊伝播を加速する効果は強い。TP が働くか否かは地震の成長に大きく関わり、断層を形成する岩石の水理拡散率や断層帯の厚さによって決まる。これらの値や空間分布が重要になる。また、間隙流体圧は地震サイクルを通じて変化し、速度状態依存の摩擦則に従う摩擦係数の変化と合わせて、すべりの発展を支配している。間隙流体圧は、地震時 TP による上昇、破壊に伴うダイラタンシーによる低下、地震間における応力溶解などの化学変化により間隙率が減少し上昇する。単純化した一自由度系ではあるが、これらの効果が全て入ったモデルを検討して、間隙流体が地震サイクルを通じて大きな効果をもたらすことを示した。更に 2011 年東北地方太平洋沖地震では海溝近傍の 50m を超えるすべりを TP を考えた地震サイクルシミュレーションで説明した。

データ解析の高度化について、InSAR (合成開口レーダー) の高精度解析として、紀伊半島～四国の ALOS/PALSAR データを取得し、電離層の影響の少ない干渉画像のみをスタッキングして地殻変動を検出した。地震発生シミュレーションにおいて用いる摩擦構成則(多くの場合は速度・状態依存摩擦構成則が用いられる)には、断層面の摩擦特性を表す摩擦

パラメータが含まれている。また、気象海洋分野で開発されたデータ同化手法を用いて、地震サイクルシミュレーションにおいて用いられている支配方程式系に対してアジョイント法を適用し、摩擦パラメータを観測データから推定する手法を開発した。沈み込み帯で発生する地震の後にみられる余効すべりによって、別の地震がトリガーされる状況を模した人工データを作成し、トリガーされる地震の発生予測の数値実験を行い、開発した手法の有効性を示すことができた。大規模マルチスケール地震サイクルシミュレーションやデータ同化では、膨大なメモリや計算時間を要し、省メモリ化・高速化が必須である。階層型行列 (H-matrix) 法を用いて、地震サイクルシミュレーションの省メモリ化・高速化を実現した。この手法を用いて 2011 年東北地方太平洋沖地震のサイクルモデルを構築し発生要因について考察した。

内陸地震を含む南海トラフ巨大地震発生サイクルセルモデル構築を目指して、弾性・粘弾性水平成層構造を仮定し、東西圧縮、南海トラフの地震と固着、西南日本の内陸地震を変形の力源として、西南日本の活断層上の長期的なクーロン破壊関数の変化を計算した。結果は、南海トラフ地震発生を挟んで発生前 50 年から発生後 10 年に内陸地震が多く起きるという歴史記録から得られる関係と調和的であった。計算結果から、南海トラフ巨大地震発生前には逆断層型内陸地震が、発生後には横ずれ型内陸地震が発生しやすくなることが予測された。この予測は歴史地震の時空間分布と整合的である。また、これまでメモリ変数による、粘弾性地震発生サイクルシミュレーションの高速化を試みてきたが、階層型行列を適用できないことが判明した。

(b) 業務の実施方法

1) 熱構造モデル

2次元熱モデルについては、差分法を用いて、運動方程式

$$\frac{\partial^2}{\partial x \partial z} \left[4\eta \frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial z} \right] + \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{\partial^2}{\partial x^2} \right) \left[\eta \left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} - \frac{\partial^2}{\partial x^2} \right) \psi \right] = -\frac{\partial}{\partial x} (\rho_0 g \alpha T) \quad (1)$$

と、昨年度、新たに導入したプレート境界での摩擦熱と削剝による温度変化を考慮したエネルギー方程式

$$\rho C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla T \right) = k \nabla^2 T + \nu \rho_0 g \alpha T + 4\eta \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial z} \right)^2 + \eta \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \right)^2 + H_0 \exp\left(-\frac{z}{10}\right) + \tau \dot{\epsilon} + \nu_e(x) \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2)$$

を連成問題として解くことにより、各タイムステップでの流線 ψ と温度 T を求めた。

粘性率に関しては、定圧における変形に対する粘性率を複合した式を使用した (Burkett and Billen, 2010)。

$$\eta = \frac{\eta_{diff} \eta_{disl}}{\eta_{diff} + \eta_{disl}} \quad (3)$$

ここで、 η_{diff} は拡散クリープにおける粘性率、 η_{disl} は転位クリープにおける粘

性率を表す。モデルは図1のような2次元箱型モデルであり、Yoshioka and Murakami (2007)で導入したフィリピン海プレートの冷却、紀南海山列から離れるに従ってプレートの年齢が古くなる効果、過去数Ma以降、フィリピン海プレートの沈み込み方向が変化する効果を取り入れたモデルとなっている。具体的には、地震波トモグラフィに基づくスラブの存在領域から、7 Maでフィリピン海プレートは沈み込みを開始したとし、3 Maで沈み込み方向が変化したと仮定した（高橋(2006)）。

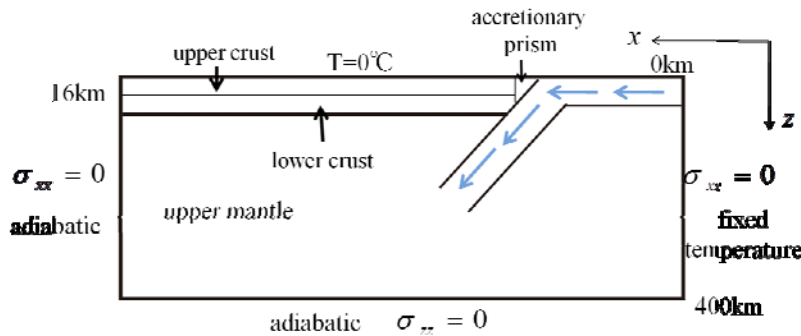


図1 2次元箱型熱対流モデルの概念図(Torii and Yoshioka (2007)に加筆)。

3次元スラブ沈み込みモデルでは、Yoshioka and Murakami (2007)の平面のプレート境界面を曲面に改良した。

質量保存則

$$\nabla \cdot [\rho_s(z)\mathbf{v}] = 0 \quad (4)$$

運動方程式

$$-\frac{\partial P}{\partial x_i} + \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + Ra_0 \alpha (T - T_s) \delta_{i3} = 0 \quad (5)$$

エネルギー方程式

$$\rho_c \left(\frac{\partial T}{\partial t} - \mathbf{v} \cdot \nabla T \right) = k \nabla^2 T - \eta (\nabla \mathbf{v})^2 - \rho g a T \mathbf{v} - H_s \rho \quad (6)$$

の3つの方程式を用いた。

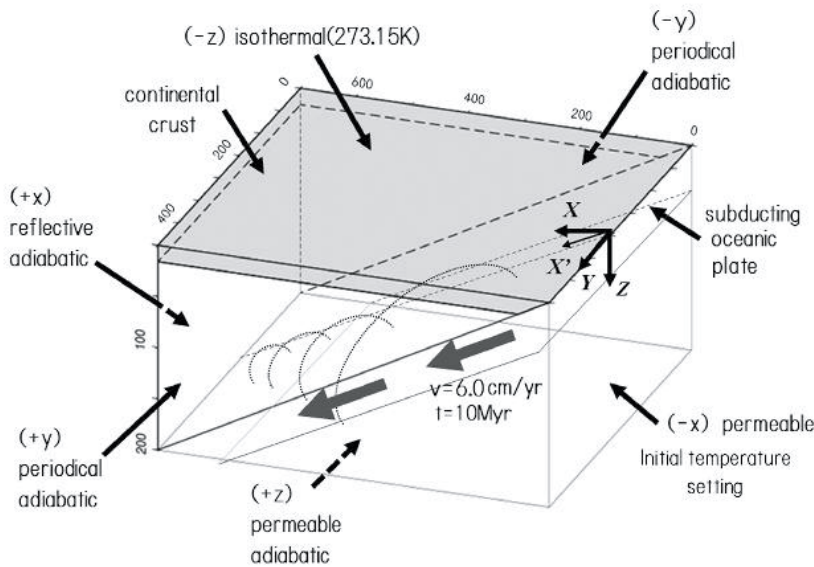


図2 直方体の3次元スラブ沈み込みモデル。表面(-z)は等温条件、底面(+z)は透過、断熱条件、左側面(+y)と右側面(-y)は周期、断熱条件、前面(+x)は反射、断熱条件、背面(-x)は透過、等温条件。点線は円錐モデルの時のスラブ上面の形状の概念図。

図2にモデル概念図を示す。境界条件は図の説明に記した通りで、沈み込み速度6 cm/yr、海溝での沈み込み角 11° 、計算時間10 Myr、スラブの厚さ30 kmとしている。また、図3、4にモデル領域内の物性分布を示す。ここでは、上部地殻、下部地殻、マントル、スラブの4つの部分から成るものとした。スラブに関しては、あらかじめガイドを設け、ガイドに沿って、時間とともにスラブが沈み込んでいくように設定した。ここでは、図5に示す、プレート形状の異なる5つのモデルを構築した。具体的には、平面スラブ、円錐形スラブ、円柱形スラブ、反円錐形スラブ、反円柱形スラブの5つである。ここでは、海溝軸に直交した方向から 30° 左前方に斜めに沈み込む場合について計算を行った。

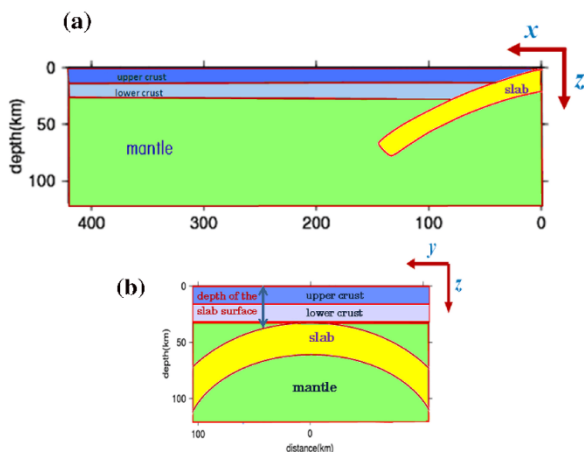


図3 モデル領域内の物性分布。上部地殻、下部地殻、マントル、スラブの4つの部分から成る。x-z断面。

図4 モデル領域内の物性分布。上部地殻、下部地殻、マントル、スラブの4つの部分から成る。y-z断面。

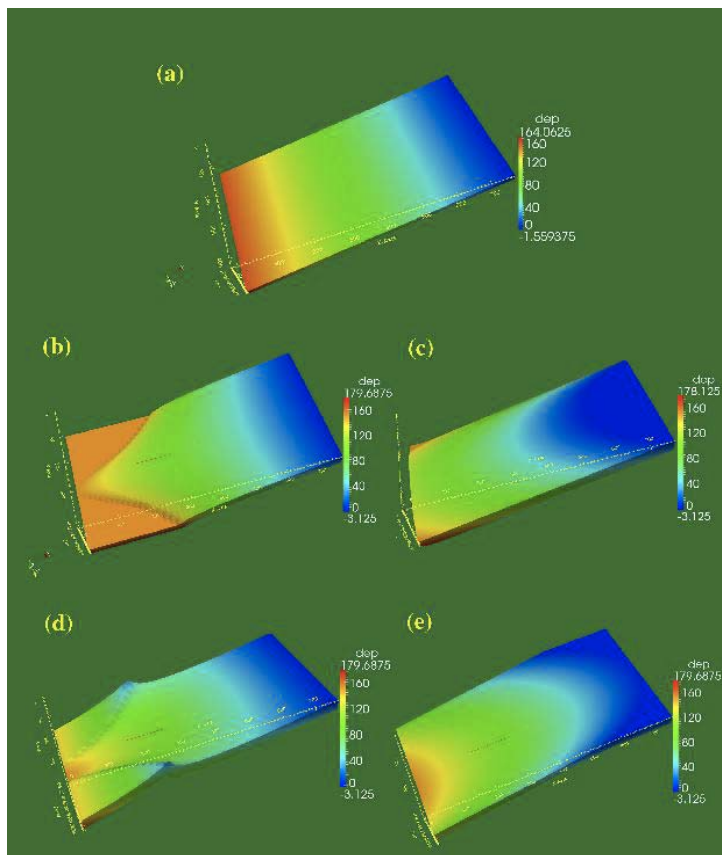


図5 構築した5つのプレート形状。右上の海溝から左下に向かってスラブが沈み込む。カラーはスラブ上面の深さ分布を表す。(a) 平面スラブ。(b) 円錐形スラブ。(c) 円柱形スラブ。(d) 反円錐形スラブ。(e) 反円柱形スラブ。

2) 動的破壊への不均質弾性媒質の影響評価

断層の動的破壊シミュレーションは、高速な地震性すべりを生じるような狭い意味での地震時の破壊進展の様子を力学的に表現する手法である。動的破壊シミュレーションは、断層面極近傍で応力集中を伴うような応力場を計算しながらも、地震断層面に代表されるように対象が大きなスケールとなることが特徴で、計算コストが非常に大きな問題であった。このため、地殻構造のような本質的に不均質な媒質を対象とするのではなく、ある程度理想化された均質な媒質を想定して、破壊に関する一般的な特徴についての議論がなされてきた（例えば、Madariaga, 1976, Kame and Yamashita, 1999, Oglesby and Archuleta, 2003）。一方、実際の地震を対象とした再現解析も実施されており、その時点で導入可能な範囲で、現実的な不均質性を有する地殻構造の特徴を導入する試みも行われている（例えば、Aochi and Fukuyama, 2002）。ところが、不均質な地殻構造そのものを直接取り込んで破壊シミュレーションを実施すること、及びその不均質性による影響を考察することはほとんどなされていなかった。

ここでは、断層周辺の不均質性が断層の動的な破壊現象そのものに及ぼす影響について考察するため、自由な媒質不均質性を考慮できるような数値解析手法の開発と数値実験を実施した。具体的には、拡張有限要素法 (X-FEM)、及び境界領域法 (BDM) による断層破壊シミュレーション手法を開発し、東北地方太平洋沖地震で認められた現象の再現解析、及

び南海・東南海地震において想定される海溝付近の分岐断層が破壊する場合についてのシナリオ型の数値実験を実施した。

2-1) 数値解析手法の開発

2-1-1) 拡張有限要素法

拡張型有限要素法 (eXtended Finite Element Method: X-FEM) は、従来の有限要素法で要素境界に設置する必要があったクラックなどの不連続な境界を要素内に配置できるように拡張した手法である (図6)。Belytschko and Black (1999) や Moes *et al.* (1999) により開発され、現在では構造解析などの幅広い分野で利用されている。また、Liu and Borja (2008) は断層の準静的な破壊問題に X-FEM を適用し、断層面に摩擦則の導入を試みている。

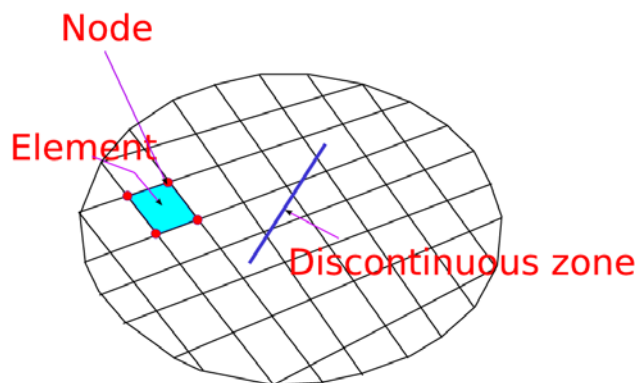


図6 X-FEM の概念図

通常有限要素法では領域を有限個の要素に分割して各要素内の変位を互いに直交な形状関数の線形和で表現する。しかし、形状関数は要素内で滑らかな関数を選択するため、変位が不連続となるクラックやひずみが不連続となる媒質境界を要素内に設けることはできない。X-FEM ではこの条件を緩和するため、以下のように項を付加する。

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \sum_k N_k(\mathbf{x}) u_{ki}(t) + \sum_{k \in J} N_k(\mathbf{x}) g(\mathbf{x}) a_{ki}(t) \quad (7)$$

ここに、 J は付加項を与えるノードの集合を表しており、仮想的にノードの自由度を増加させる操作に相当する。増加した自由度をエンリッチノードと呼び、 a_{ki} はエンリッチノードの値を表す。また、この付加項に表れる関数 g をエンリッチ関数と呼び、エンリッチ関数に不連続な関数を用いることで不連続な変位を表現することができる。

断層の動的破壊を計算するためには X-FEM に摩擦則を導入する必要がある。ここでは、高速破壊のみを対象とするため単純な滑り弱化モデル (Ida, 1972) を採用し、テクトニクな応力や状態変化などの長期変化を無視する。ただし、断層の動的な破壊は滑りが発生している破壊フロント背後の領域と、滑りが発生していない領域とが断層面に混在し、かつ時間変化している現象である。このため、X-FEM では両領域の表現方法と領域の遷移方法を適切に導入する必要がある。滑りが発生している領域は摩擦則で変位と表面力が制御されるため、X-FEM では力学的境界条件を与える必要がある。ここで用いる摩擦則は滑りに対して発生する表面力は一価の関数となるため、発生した滑りに対応する表面力を境界

に外力として与えることにする。この方法は Liu and Borja (2008) が用いた方法と同様である。一方、滑りが発生していない領域は幾何学的境界条件を与える必要がある。幾何学的境界条件は滑りが発生していないことを表現するだけでよい。エンリッチノードの値を 0 に拘束すればよい。動的な破壊を表現するためにはこの両境界条件を遷移させる必要がある。例えば、Galerkin 境界積分方程式法を動的破壊問題に適用する場合は Middle state 要素を両境界条件の間に設置すると遷移時に発生する振動を抑えることができることが報告されている (Goto and Bielak, 2008)。本研究でも図 7 に示すように Middle state 要素を採用して振動の軽減を試みる。すでに滑りが発生している断層の領域が含まれる要素は、力学的境界条件を与える要素と考慮してノードに力学的境界条件を与える。また、滑りが発生していない断層の領域が含まれる要素は、幾何学的境界条件を与える要素としてエンリッチノードの値を 0 とする。このとき、幾何学的境界条件を与えるノードと力学的境界条件を与えるノードが混在する要素が破壊フロントに存在し、この要素を Middle state 要素と称している。Middle state 要素ではその重心で表面力による破壊の判定を行い、表面力値が降伏表面力を越える場合は境界条件を切り替える操作を行う。

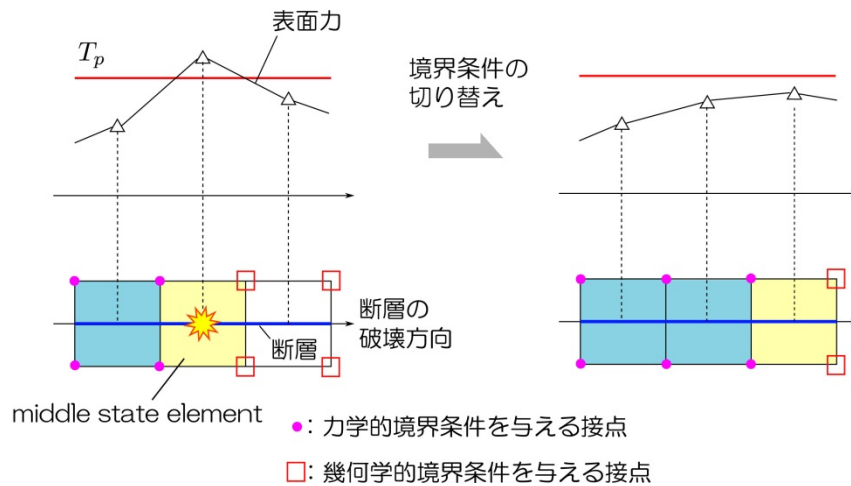


図 7 境界条件の切り替え方法の概念図

2次元の均質媒質を対象として簡単な動的破壊問題を数値計算する。対象とする均質媒質の物理定数は、S波速度 3464m/s、密度 2670kg/m³とする。また、断層面に与える滑り弱化型摩擦則のパラメータは断層面全領域で一様とし、降伏表面力 81.24MPa、残留表面力 63.0MPa、滑り弱化距離 (Dc) 0.4mとする。なお、この設定は動的破壊コードの検証のために SCEC で行われたベンチマークテスト (Harris et al., 2009) と同じ値である。断層幅は 4000mとし、その中央部に設けた 1000m幅の破壊核形成領域から破壊の進展が始まる。破壊核形成領域は初期表面力を降伏表面力より高い 81.6MPa と設定するが、破壊核形成領域以外では 70.0MPa の初期表面力とする。

まず、X-FEM による解析結果の妥当性を検証するため全無限均質媒質において同じ要素配置の下で要素境界を断層が切る角度を変化させて解析した結果と (図 8)、BIEM による結果とを比較する。ここで、BIEM は 2次元 S H波動場全無限均質媒質を対象とした Cochard and Madariaga (1994) の手法によるものとする。なお、X-FEM, BIEM ともに要素幅 15.625m

のケースについてのみを示す、滑り変位の空間分布を図9に示す。時刻は上から0.5、1.0、1.5秒の時点である。全ての傾斜角の結果がBIEMの結果と良く一致していることがわかる。図10、11に滑り速度、表面力の時刻歴を示す。おおむねX-FEMとBIEMで一致しているが、破壊核形成領域近傍の600mの地点における表面力で若干の違いが現れている。これは破壊核形成領域を要素単位で設定しているために厳密に同じサイズの破壊各形成領域とはならず、誤差を含むからであると考えられる。

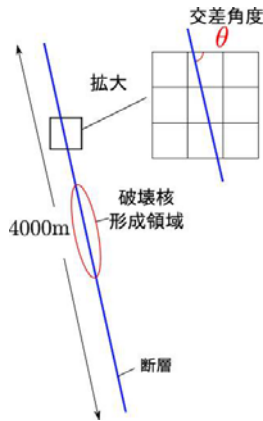


図8 断層と X-FEM 要素の交差角度の定義

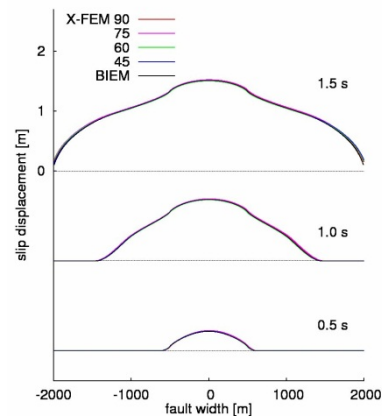


図9 滑り変位の空間分布

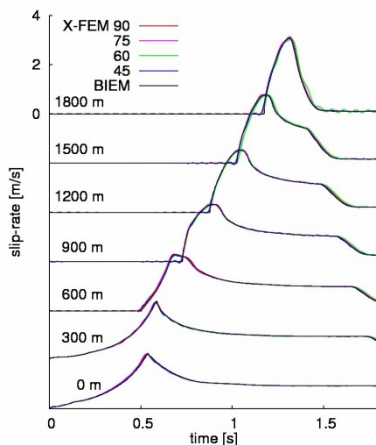


図10 滑り速度の時刻歴

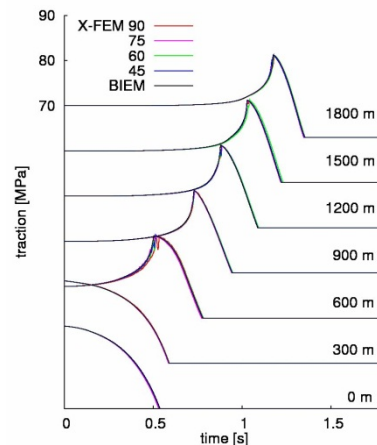


図11 表面力の時刻歴

全無限均質媒質を対象とした解析は BIEM を用いることができるため、高精度な解を求めることができる。ところが、図12のように断層上端が自由表面を切る場合は単純なBIEMで計算することができず、また層境界を跨ぐ場合などはBIEMで計算することができない。X-FEMでは自由表面の設定、不均質な媒質の表現を容易に行えるため、ここでは断層上端に自由表面があるような半無限均質媒質を対象として、図12のように自由表面を切る角度を変化させた解析結果を示す。図13が滑り変位の空間分布である。負号で表した自由表面側では傾斜角により違いが認められるが、断層下端付近ではそれぞれの角度に顕著な違いは見られない。図14、15に滑り速度、表面力の時刻歴を示す。全無限媒質と比較して自由表面付近の滑り速度のピーク値が大きいこと、断層が低角なほどピーク値が大きいことが

認められる。また、降伏表面力に達する時刻は断層が低角なほど早い、すなわち破壊伝播速度は断層が低角なほど速いことが認められる。

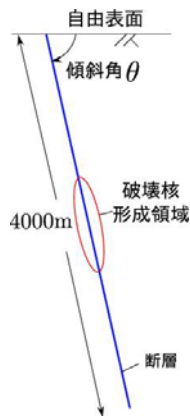


図 12 断層と X-FEM 要素の交差角度の定義

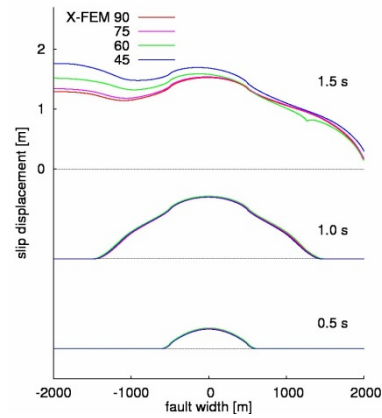


図 13 滑り変位の空間分布

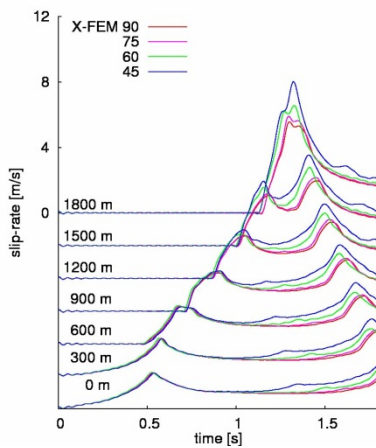


図 14 滑り速度の時刻歴

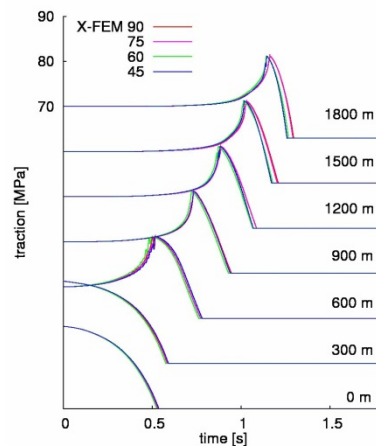


図 15 表面力の時刻歴

2-1-2) 境界領域法

従来の断層破壊シミュレーション手法は、上述した拡張有限要素法やその他の差分法・有限要素法のように対象とする領域を離散化して数値的に解く領域法（例えば、Kase and Day, 2006, Dalguer and Day, 2007, Kaneko et al., 2008）を用いるか、境界積分方程式法のように対象とする領域を単純な媒質であると仮定して断層面上のすべり-応力関係を直接数値的に解く境界法（例えば、Fukuyama and Madariaga, 1998, Tada et al., 2000）のいずれかに分類される。前者は、地殻構造の不均質性を直接取り込むことができる利点があるものの、後者の手法に比べて断層極近傍の応力値の精度が低いことが欠点である。一方、後者は媒質を全無限均質媒質のように単純化している手法であるために、本質的に不均質な媒質を表現することができない。

そこで、両者の欠点を補うことを目的として提案されたのが、境界領域法（Boundary Domain Method: BDM）である。対象とする地盤に不均質または地表面などの境界面がある

場合、断層で発生したある時刻の滑りに対する断層面上の表面力の増分は、不均質の影響を受けない直接的な項と不均質の影響を含む項との和で表現することができる。不均質の影響を含まない項は全無限均質媒質における応答と等しいので、境界積分方程式法を用いて精度良く計算することができる。一方、不均質の影響を含む項は、一般に境界積分方程式法で求めることができない。そこで、2つの有限要素法の解を合成して不均質の影響を含む項のみを抽出する手法である。1つは、対象とする不均質な地盤をモデル化した場合の有限要素法の解、もう1つは全無限均質媒質を仮定した場合の有限要素法の解である。要素配置を両有限要素法で一致させた場合、その解の差は不均質の影響を含まない項がキャンセルされるために不均質の影響を含む項のみを取り出すことができる。有限要素法は断層の近傍で応力を精度良く表現することが難しいものの、その影響が危惧される直接的な項がキャンセルされるため、ある程度の距離離れた精度の保証された不均質の影響が担保される。

$$\Delta T_i(\mathbf{x}, t) \approx \Delta T_i^H(\mathbf{x}, t) + \Delta \bar{T}_i^{\text{hetero}}(\mathbf{x}, t) - \Delta \bar{T}_i^{\text{homo}}(\mathbf{x}, t) \quad (8)$$

ここに、左辺は滑りによって生じた断層面の表面力変化を表す。右辺第一項は境界積分方程式法で求める直接的な影響による表面力変化を表す項、第二項は対象の地盤モデルに対して有限要素法で得られた表面力変化、第三項は地盤モデルが全無限均質媒質であるとした場合の有限要素法による表面力変化である。図 16 は上式を表現するための概念図である。

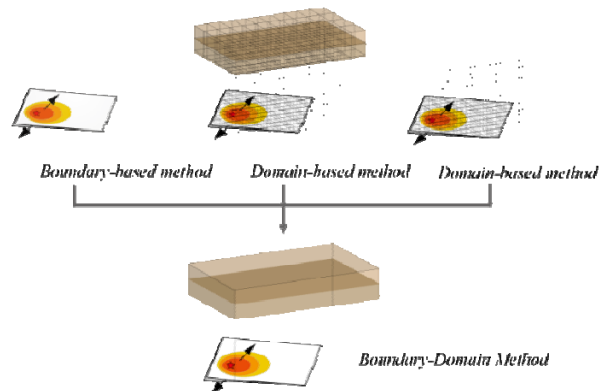


図 16 境界領域法 の概念図

動的破壊には、媒質境界による局所的な不均質による影響以外にある程度断層から離れた地殻構造などの不均質による影響が考えられる。上の拡張有限要素法の例では、自由表面の影響についてその影響を確認しているが、半無限地盤を対象としているために自由表面の影響を過大評価している可能性がある。また、自由表面よりもインピーダンス比の小さい媒質境界の影響について評価できていないため、現実的な地殻構造で影響があるかは議論されていなかった。そこで、図 17 に示すような単純な褶曲構造を断層の上に設定して、その構造が動的破壊に与える影響について確認した。褶曲構造は、2つの表層と半無限領域との3層とからなり、それぞれの境界面におけるS波のインピーダンス比は半無限領域

と下層との間で 2.2, 下層と上層との間で 2.0 である。断層に与える摩擦パラメータは図 18, 及び表 1 に示す通りである。断層メカニズムを逆断層と仮定して、2次元 P-SV 波動場（面内問題）を解く。

褶曲構造の影響を評価するために、動的破壊シミュレーションを全無限均質媒質で実施して、その破壊過程を運動学モデルとして褶曲構造に入れて波動計算を行ったものを Case (F) と称する。一方、動的破壊シミュレーションから褶曲構造を設定して波動場を計算したものを Case (BDM) とする。Case (F) と Case (BDM) の違いは、動的破壊シミュレーションに褶曲構造を仮定するかしないかであるため、動的破壊に及ぼす褶曲構造の影響を直接見ることができる。図 19 にそれぞれのケースで得られた最終滑り量と、地表面において計算される速度波形の水平成分について示す。最終滑り量の分布に顕著なアスペリティ領域は見られないものの、断層直上の観測点の波形には 5 秒から 9 秒の間に 2 つ目の特徴的なパルスが認められる。このパルスは Case (F) の波形には認められないものであるため、褶曲構造が動的破壊に影響を与えて生成されたものである。また、最終滑り量分布に見られるように、Case (F) では滑り弱化解距離の大きい領域内で破壊が収束しているが、褶曲構造の存在により破壊が断層端まで達することが認められる。その他、上盤側と下盤側で波形の特徴が異なる点も指摘できる。図 20 に滑り速度、及び滑り変位の時刻歴の比較を示す。断層幅の 4 km より上側では破壊の進展に従って滑り速度の増加が認められ、また滑り変位の増加も確認される。

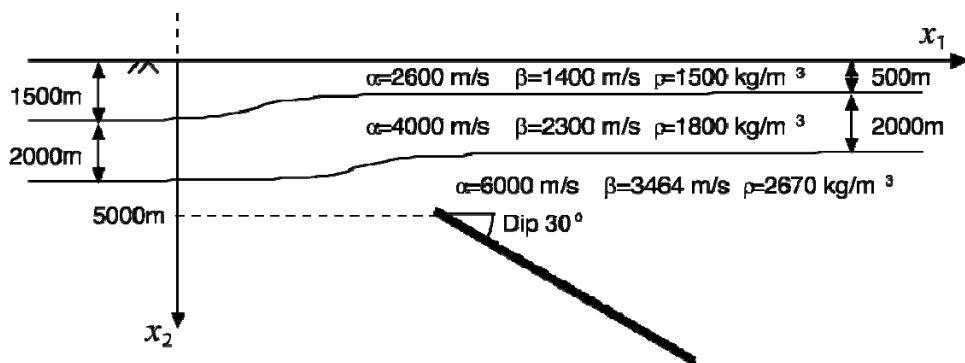


図 17 褶曲構造モデル

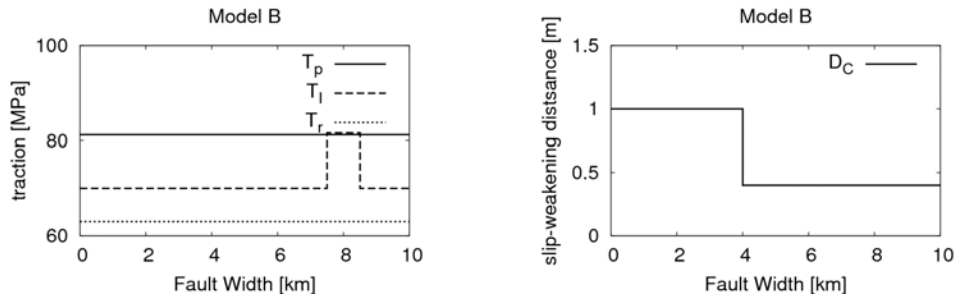


図 18 摩擦パラメータの分布（左：応力分布，右：滑り弱化距離分布）

表 1 摩擦パラメータ

降伏表面力	81.24 MPa
残留表面力	63.0 MPa
滑り弱化距離 (0-4000m)	0.4 m
(4000-10000m)	1.0 m
初期表面力 (破壊核形成領域内)	81.6 MPa
初期表面力 (破壊核形成領域外)	70.0 MPa

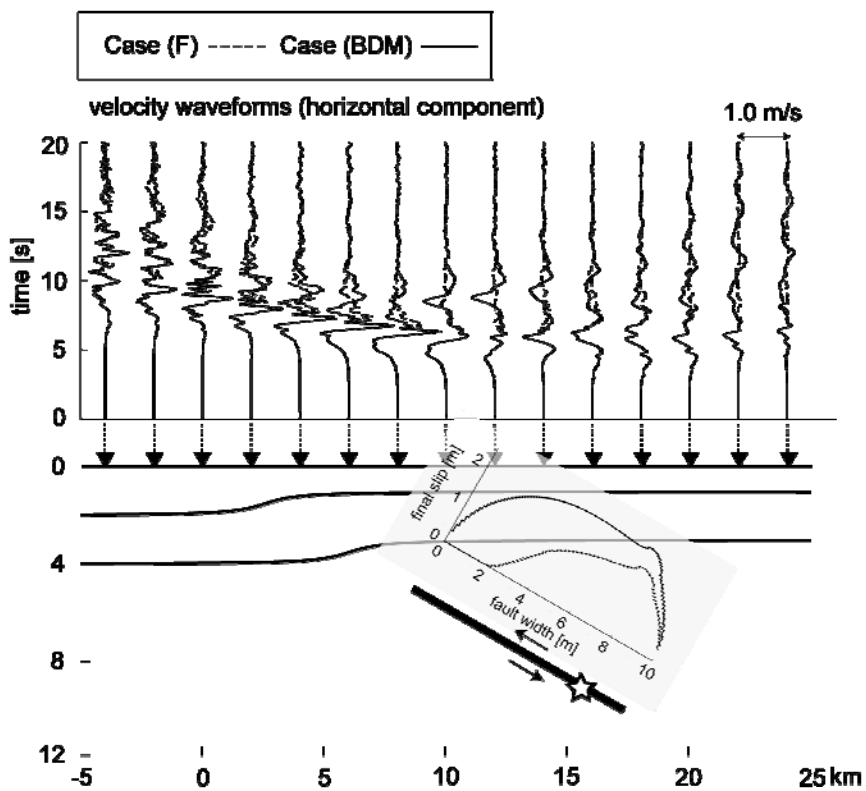


図 19 最終滑り量と地表面における水平速度の比較

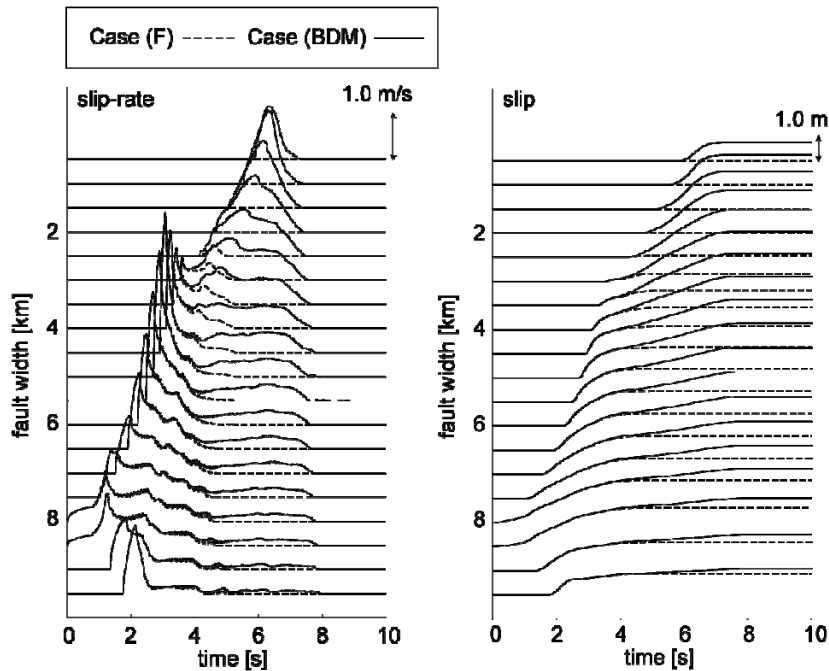


図 20 動的破壊シミュレーションで得られた滑り速度と滑り変位の時刻歴の比較

3) 間隙流体の動的破壊へ及ぼす影響の評価

Kase and Kuge (2001)の弾性体三次元有限差分法に、摩擦発熱による流体の間隙圧の変化を考慮する改良を加えて、3次元動的破壊伝播の数値シミュレーションを実施した。断層摩擦構成則はクーロン応力でのすべり弱化則を仮定した(図 21)。すべり量がすべり弱化距離(Dc)に達するまで、摩擦係数は静摩擦係数から動摩擦係数へと線形に減少する。弾性媒質中に矩形(あるいは正方形)の断層をおき、断層にかかっている応力の値と方向を仮定した。断層上の小領域で応力を降下させて破壊を開始させた後、破壊は断層摩擦構成則に従って自発的に広がっていく。弾性変形による法線応力値から間隙流体圧の値をさし引き、それを有効法線応力として、断層摩擦構成則から断層上のせん断応力を計算した。静摩擦係数、動摩擦係数、Dcは、想定した断層上で一様、一定な値とした。断層の外側では静摩擦係数を無限大に設定しており、破壊は生じない。

断層ですべりが生じると、その摩擦熱で温度が上昇する。断層に間隙水が存在すると、温度上昇によって間隙流体圧も上がる。この摩擦発熱によって生じる間隙流体圧の変化は、2つの方法で数値シミュレーションに組み込んだ。

1つ目の方法では、摩擦発熱による間隙流体圧の変化に、Bizzarri and Cocco (2006)の1次元解析解を使用した。この1次元解析解をもとに、弾性体三次元有限差分法で計算される断層上でのすべり速度と応力から、断層各点での間隙流体圧を時々刻々と計算した。この1次元解析解の導出において、流体(水)の物性値や岩石の浸透率は一定と仮定され

ている。数値シミュレーションに使用した各種変数の値は、Urata et al. (2008)やUrata et al. (2012)に詳しい。この方法で、一様な応力場や深さとともに増加する応力場に1枚の矩形断層がある場合のTPの影響を調べた。加えて、半無限媒質中に不連続な2つの横ずれ断層をおき、1枚目の断層で始まった動的破壊伝播がどのように2枚目の断層へ乗り移っていくのかを調べた。1枚目の断層で破壊が広がるにつれて媒質中の応力場が変化し、2枚目の断層での破壊は、断層摩擦構成則の破壊基準に達した場所と時刻で自発的に始まる。

2つ目の方法では、断層上での温度と間隙流体圧を時々刻々と計算するために、弾性体三次元有限差分法を解くことと平行して、流体・熱についての1次元拡散方程式を、いずれも有限差分法で解いた。熱・流体の拡散方程式を数値的に安定に解くためには、弾性方程式に比べてはるかに細かいグリッドが必要となる。計算効率を上げ計算負荷を減らすために、弾性方程式と拡散方程式を、各々、異なるグリッドサイズを使って解く工夫をした。流体・熱について1次元拡散方程式を数値的に解くことによって、流体（水）の物性値の温度・圧力変化を考慮することが可能になった。また、空隙率や浸透率の時空間変化も考慮できるようになった。この方法で、間隙水の流体から臨界水への相変化及び空隙率・浸透率の時空間変化がTPとともに起こるときの影響を調べた。

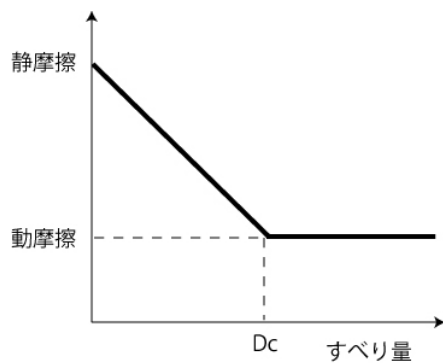


図 21 用いた断層でのすべり弱化則

4) 間隙流体の準動的な地震サイクルを通しての影響評価

Mitsui (2010)に従い、1自由度問題を考える(図 22)。均質無限弾性媒質中で空間的に一様なすべりを持つ、間隙流体を含む断層パッチを仮定し、すべり u は遠方でのローディング速度 v_{pl} に駆動される(対応する弾性定数 k) ローディングせん断応力 $\tau = k(v_o t - u)$ (t は時間) と摩擦応力 τ_f

$$\tau_f = k(v_{pl}t - u) - (G/2v_s)v \quad (9)$$

で決定される。右辺第2項はS波放射を準動的近似したもので放射ダンピング項(Rice, 1993)と呼ばれており、 G は剛性率、 v_s 、 v はS波速度、すべり速度である。ここでは例えば、速度状態依存の摩擦則でスローネス則とよばれる発展則を用いると、摩擦力

は

$$\tau_f = \mu(\sigma - P) = (\mu_o + a \ln(v/v_o) + b \ln(v_o \theta / L))(\sigma - P) \quad (10)$$

$$d\theta/dt = 1 - v\theta/L \quad (11)$$

と書ける。ここで σ, P は法線応力、間隙流体圧、 a, b, L は摩擦パラメータで、 θ は状態変数と呼ばれ接触面の状態を表す。

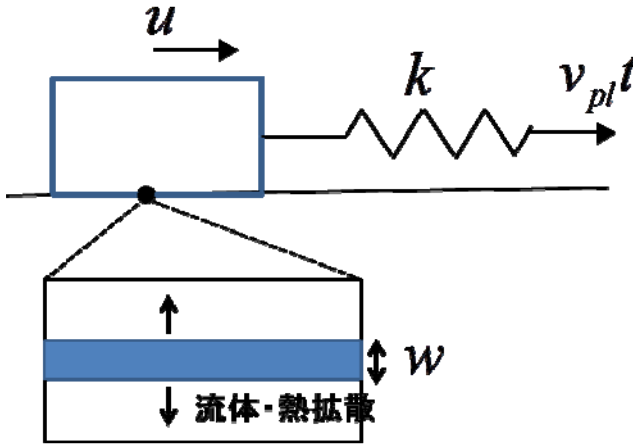


図 22 バネブロックモデルで単純化した 1 自由度概念モデル
摩擦すべりが遠方のローディング速度 v_{pl} で駆動される。摩擦発熱は幅 w で生じる。
(接触面に間隙流体を含む)

一定の断層すべり幅 w を一定と仮定すると、地震時すべりの摩擦発熱及びダイラタンシー及び地震間におけるによる空隙率による変化を考慮して温度 T と間隙流体圧 P は Bizzarri and Cocco (2006) に従い、

$$T(t) = T_o + \frac{1}{\rho c w} \int_0^t \operatorname{erf} \left(\frac{w}{4\sqrt{\chi(t-t_*)}} \right) \tau_f(t_*) v(t_*) dt_* \quad (12)$$

$$P(t) = P_o + \frac{\Lambda}{\rho c w} \int_0^t \left[\frac{\chi}{\omega - \chi} \operatorname{erf} \left(\frac{w}{4\sqrt{\chi(t-t_*)}} \right) + \frac{\chi}{\omega - \chi} \operatorname{erf} \left(\frac{w}{4\sqrt{\omega(t-t_*)}} \right) \right] \cdot \left(\mu(\sigma - P)v - \frac{wpc}{\Lambda(\beta_f + \beta)} \frac{d\phi}{dt_*} \right) \Big|_{t_*} dt_* \quad (13)$$

と書ける。ここで、 erf は誤差関数、 $\rho, c, \chi, \omega, \Lambda$ は、それぞれ密度、比熱、熱拡散率、圧力拡散率、流体部と固体部の熱膨張比で、

$$\Lambda = (\alpha_f - \alpha)/(\beta_f + \beta), \quad \chi = \lambda/(\rho c), \quad \omega = \kappa / [(\beta_f + \beta)\phi v_f] \quad (14)$$

である。ここで、 $\alpha_f, \alpha, \beta_f, \beta$ は、流体と固体の熱膨張係数、圧縮率、 λ は熱伝導率、 κ, ϕ, v_f は透水係数、空隙率、間隙流体の粘性率を表す。

間隙率の時間発展でガウジの変形によるものは Segall and Rice(1995)のより、またすべり速度依存は Suzuki and Yamashita(2006)に従い、

$$d\phi_{SR}/dt = -\varepsilon \ln(v_0 \theta / L), \quad d\phi_{dil}/dt = Yv \quad (15)$$

と書け、 ε は間隙形成係数、 Y はすべり速度依存ダイラタンシー係数と呼ばれる。また、地震間における圧力溶解等の溶融物沈殿など化学反応による空隙率減少は、単純化して (Gratier et al., 2003) 、

$$\phi_c(t) = \phi_0 \exp(-t/X) \quad (16)$$

と表せる。

以上の地震時すべりによる TP、ダイラテーション、地震間における化学反応がもたらす空隙率減少による間隙収縮を速度状態依存の摩擦則と組み合わせて準動的地震サイクルをシミュレートする。

5) データ解析の高度化：InSAR（合成開口レーザ）解析の高度化

南海トラフにおけるフィリピン海プレートの沈み込みによる地殻変動を面的に高分解能で検出することを目的として、紀伊半島から四国に至る領域をカバーする ALOS/PALSAR データを解析し、スタッキング法を用いて経年的な変動を検出することを試みた。2006年から2011年の間に観測された北行軌道のパス414（紀伊半島）及び417～420（四国）の4つのパス、さらには南行軌道の67と70（四国）2つのパスの画像のうち、取得した全てのペアのうち時間基線長ができるだけ長く、かつ垂直基線長が短いペアを解析した。いくつかの干渉画像には、電離層の影響と考えられる擾乱が認められる。10cmを超える変動のほとんどが電離層の影響（伝播性電離層擾乱：TID）と考えられるので、電離層の影響が大きいと考えられる干渉画像を除いてスタッキングした。

6) データ解析の高度化：データ同化手法による摩擦パラメータの推定

地震発生シミュレーションでは、動的ないしは準静的な運動方程式と摩擦構成則とをカップルして数値的に解き、断層面上の応力やすべり速度の時空間発展を求めようとする。その際に、これらの物理量の初期値や断層面の摩擦特性を表す摩擦パラメータをあらかじめ与える必要がある。しかし、これらを客観的に知る事は困難であり、通常は地震の起こり方に合うように試行錯誤的に値を変えながら最適な値の組を見いだしている。いわば、初期値や摩擦パラメータの最適値をグリッドサーチで求めているようなものである。本研究では、観測データにあうようにこれらの値を客観的に求める手法を開発した。

用いた手法はアジョイント法である。アジョイント法は、観測データとシミュレーションから計算される観測量の残差二乗和（評価関数）を最小にする摩擦パラメータと初期値を効率的に求める手法である。以下にアジョイント法の概要及び地震発生シミュレーションの支配方程式とアジョイント方程式を述べる。

・アジョイント法の概要

アジョイント方程式を用いた評価関数に対する勾配の計算方法に関してその導出過程

を示す．まず数値モデルを

$$\mathbf{X}^{(n)} = \mathcal{M}^{(n-1)}(\mathbf{X}^{(n-1)}) \quad (17)$$

と表す．ここで $\mathbf{X}^{(n)}$ は時間ステップ n におけるシミュレーション変数ベクトル（速度・状態変数・応力など）、 $\mathcal{M}^{(n-1)}$ は時間ステップ $n-1$ から n へのシミュレーション変数の時間発展を計算するモデル演算子である．また微小変位ベクトル $\delta\mathbf{X}^{(n)}$ を用いて、以下のように $\mathcal{M}^{(n-1)}$ の接線形演算子 $\mathbf{M}^{(n-1)}$ を定義する．

$$\mathcal{M}^{(n)}(\mathbf{X}^{(n)} + \delta\mathbf{X}^{(n)}) = \mathcal{M}^{(n)}(\mathbf{X}^{(n)}) + \mathbf{M}^{(n)}\delta\mathbf{X}^{(n)} + O(|\delta\mathbf{X}^{(n)}|^2) \quad (18)$$

ここで接線形演算子 $\mathbf{M}^{(n)}$ はシミュレーション変数ベクトル $\mathbf{X}^{(n)}$ に対する $\mathcal{M}^{(n)}$ のヤコビ行列である．モデル演算子 $\mathcal{M}^{(n)}$ が非線形の場合、接線形演算子 $\mathbf{M}^{(n)}$ は各時間ステップで異なる．

いま $n=0 \sim N$ における観測データ $\mathbf{d}^{(n)}$ を考え、モデル計算結果と観測データの差を定量的に表す指標として評価関数 J を定義する．

$$\begin{aligned} J(\mathbf{X}^{(0)}) &= \frac{1}{2}(\mathbf{X}^{(0)} - \mathbf{X}_b^{(0)})^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{X}^{(0)} - \mathbf{X}_b^{(0)}) \\ &+ \frac{1}{2} \sum_{n=1}^N (H^{(n)}(\mathbf{X}^{(n)}) - \mathbf{d}^{(n)})^T (\mathbf{R}^{(n)})^{-1} (H^{(n)}(\mathbf{X}^{(n)}) - \mathbf{d}^{(n)}) \end{aligned} \quad (19)$$

この評価関数は数値モデルにおけるシミュレーション変数ベクトルの初期値 $\mathbf{X}^{(0)}$ の関数となるため、評価関数の値を最小にする初期値を求める最適化問題を解くことになる．ここで $\mathbf{X}_b^{(0)}$ は時間ステップ 0 でのシミュレーション変数ベクトル $\mathbf{X}^{(0)}$ に関する背景値（先験的情報）、 \mathbf{B} , $\mathbf{R}^{(n)}$ はそれぞれ背景値・時間ステップ n の観測値に対する誤差共分散行列、 $H^{(n)}$ は時間ステップ n における観測演算子である．評価関数の最小値を求める際、数値モデル (17) を拘束条件としてラグランジュの未定乗数法を用いると、評価関数の $\mathbf{X}^{(0)}$ に関する勾配を計算する際に用いるアジョイント方程式系が、次のように導かれる．まず未定乗数 $\boldsymbol{\lambda}^{(n)}$ を用いてラグランジュ関数 L を定義する．

$$L = J(\mathbf{X}^{(0)}, \mathbf{X}^{(1)}, \dots, \mathbf{X}^{(N)}) + \sum_{n=1}^N \langle \boldsymbol{\lambda}^{(n)}, \mathcal{M}^{(n-1)}(\mathbf{X}^{(n-1)}) - \mathbf{X}^{(n)} \rangle \quad (20)$$

$\langle \cdot, \cdot \rangle$ は内積を表す．以下 J を $\mathbf{X}^{(0)}, \mathbf{X}^{(1)}, \dots, \mathbf{X}^{(N)}$ の関数として見るときは J と表記する． J と L のそれぞれの独立変数に対する変分を考える．

$$\delta J = \left\langle \frac{\partial J}{\partial \mathbf{X}^{(0)}}, \delta \mathbf{X}^{(0)} \right\rangle \quad (21)$$

$$\delta L = \left\langle \frac{\partial L}{\partial \mathbf{X}^{(0)}}, \delta \mathbf{X}^{(0)} \right\rangle + \left\langle \frac{\partial L}{\partial \mathbf{X}^{(n)}}, \delta \mathbf{X}^{(n)} \right\rangle + \left\langle \frac{\partial L}{\partial \boldsymbol{\lambda}^{(n)}}, \delta \boldsymbol{\lambda}^{(n)} \right\rangle \quad (22)$$

ただし、 $n=1, \dots, N$ である．内積を自然内積 ($\langle \mathbf{x}, \mathbf{y} \rangle = \mathbf{x}^T \mathbf{y}$ 、ただし \mathbf{x}, \mathbf{y} はベクトル) として定義し、 $\langle \boldsymbol{\lambda}^{(n)}, \mathcal{M}^{(n-1)} \delta \mathbf{X}^{(n-1)} \rangle \doteq \langle \mathbf{M}^{(n-1)*} \boldsymbol{\lambda}^{(n)}, \delta \mathbf{X}^{(n-1)} \rangle$ 及び $\boldsymbol{\lambda}^{(N+1)} = \mathbf{0}$ として $\delta J = \delta L$ を用いると、フォワード計算の方程式 (17) の他に、 $\boldsymbol{\lambda}^{(n)}$ を使ったアジョイント方程式系 (23)～(25) が導かれる．

$$\boldsymbol{\lambda}^{(N+1)} = \mathbf{0} \quad (23)$$

$$\boldsymbol{\lambda}^{(n)} = \mathbf{M}^{(n)*} \boldsymbol{\lambda}^{(n+1)} + \frac{\partial J}{\partial \mathbf{X}^{(n)}} \quad (n=0, 1, \dots, N) \quad (24)$$

$$\frac{\partial J}{\partial \mathbf{X}^{(0)}} = \mathbf{M}^{(0)*} \boldsymbol{\lambda}^{(1)} + \nabla_{\mathbf{X}^{(0)}} J \quad (25)$$

ここで、 $\mathbf{M}^{(n)*}$ は接線形演算子 $\mathbf{M}^{(n)}$ のアジョイント（随伴）演算子であり、この場合は $\mathbf{M}^{(n)}$ の随伴行列（転置・複素共役をとった行列）である。これらの方程式は、時間ステップ $N+1$ に $\boldsymbol{\lambda}^{(N+1)}$ の値を0として、データのミスフィット（式(19)の右辺第二項）の情報を追加しつつ、未来から過去に向かってアジョイント演算子を作用させて伝播させていく。未定乗数 $\boldsymbol{\lambda}^{(n)}$ はアジョイント方程式において、誤差情報を伝播させる変数であるという意味でアジョイント変数とも呼ばれる。系を時間逆方向に解いていき、最終的に式(25)が評価関数の初期値に対する勾配を与える。

このようにして得られた勾配から降下法を用いて新たな初期値 \mathbf{X}_0 を求める。評価関数が収束するまでこの作業を繰り返すことで最適値が得られる。ここまで初期値についてのみ議論してきたが、パラメータ \mathbf{C} の最適値も初期値と同様の手順で推定することができる。

・地震発生シミュレーションの支配方程式とアジョイント方程式

地震発生シミュレーションでは、プレート境界でのすべり速度や応力の時間発展の計算には、速度状態依存摩擦構成則 (Dieterich, 1979)（式(26)）、状態の時間発展方程式としてのスローネス則（式(27)）及び弾性体の準静的運動方程式（式(28)）を数値的に解いていく。

$$\mu_i \sigma_i = \mu_{0i} \sigma_i + a_i \sigma_i \ln \left(\frac{V_i}{V_{0i}} \right) + b_i \sigma_i \ln \left(\frac{V_{0i} \theta_i}{L_i} \right), \quad (26)$$

$$\frac{d\theta_i}{dt} = 1 - \frac{V_i \theta_i}{L_i}, \quad (27)$$

$$\sigma_i \frac{d\mu_i}{dt} = \sum_j k_{ij} (V_{pl} - V_j) - \frac{G}{2c} \frac{dV_i}{dt}, \quad (28)$$

ただし、 μ_i , V_i , θ_i は、それぞれセル i での摩擦係数、すべり速度及び状態変数、 V_{pl} はプレート速度、 G は剛性率、 c はS波速度である。この支配方程式系に対するアジョイント方程式を示す。

アジョイント演算子 $\mathbf{M}^{(n)*}$ は式(26)～(28)の時間発展演算を表す接線形演算子 $\mathbf{M}^{(n)}$ の転置行列として定義される。以下では初期値及びパラメータ a - b , L を推定する場合を考え（ただし a は一定値に固定する）、ここでは簡単のため1セルの場合のアジョイント演算子を示すことにする。シミュレーション変数ベクトル

$$\mathbf{X}^{(n)} = \left(\mathbf{V}^{(n)}, \boldsymbol{\theta}^{(n)} \right)^T$$

摩擦パラメータベクトル

$$\mathbf{C} = ((a-b)\sigma, L, a\sigma)^T$$

に対し、タイムステップ n (時刻 t) と $n+1$ (時刻 $t+dt$) の間に以下の関係が成り立つ。

$$\begin{pmatrix} \mathbf{X}^{(n+1)} \\ \mathbf{C} \end{pmatrix} = \mathbf{M}^{(n)} \begin{pmatrix} \mathbf{X}^{(n)} \\ \mathbf{C} \end{pmatrix} \quad (29)$$

ここで接線形演算子 $\mathbf{M}^{(n)}$ は 5×5 の行列である。パラメータは時間変化しないものとした。従ってアジョイント演算子 $\mathbf{M}^{(n)*}$ の要素は式 (23) ~ (25) を用いると

$$\mathbf{M}^{(n)*} = \begin{pmatrix} 1 + \frac{q^{(n)}\sigma a}{(p^{(n)}V^{(n)})^2}\Delta t + r \left(\frac{1}{p^{(n)}} + \frac{\sigma a}{(p^{(n)})^2 V^{(n)}} \right) \Delta t & -\frac{\theta^{(n)}}{L}\Delta t & 0 & 0 & 0 \\ \frac{\sigma b}{p^{(n)}(\theta^{(n)})^2}\Delta t & 1 - \frac{V^{(n)}}{L}\Delta t & 0 & 0 & 0 \\ \frac{s^{(n)}}{p^{(n)}\theta^{(n)}}\Delta t & 0 & 1 & 0 & 0 \\ -\frac{\sigma b V^{(n)}}{p^{(n)}L^2}\Delta t & \frac{V^{(n)}\theta^{(n)}}{L^2}\Delta t & 0 & 1 & 0 \\ -\frac{1}{(p^{(n)})^2} \left\{ \frac{1}{V^{(n)}} \left(q^{(n)} - kV^{(n)} + \frac{V^{(n)}\sigma b}{L} \right) + \frac{p^{(n)}s^{(n)}}{\theta^{(n)}} \right\} \Delta t & 0 & 0 & 0 & 1 \end{pmatrix} \quad (30)$$

と書ける。ただし、

$$p^{(n)} = \sigma a / V^{(n)} + G / 2c, \quad q^{(n)} = kV_{pl} - \sigma b / \theta^{(n)}, \quad r = \sigma b / L - k, \quad s^{(n)} = 1 - V^{(n)}\theta^{(n)} / L$$

である。なお、複数セルの場合でも 1 セルの場合と同様に、接線形演算子 $\mathbf{M}^{(n)}$ を計算し、その転置行列を計算することでアジョイント演算子 $\mathbf{M}^{(n)*}$ が得られる。

本研究では降下法として最急降下法を用いた。最急降下法は評価関数 J を用いて

$$\mathbf{X}_{\text{new}}^{(0)} = \mathbf{X}_{\text{old}}^{(0)} - \alpha_{\mathbf{x}} \left. \frac{\partial J}{\partial \mathbf{X}^{(0)}} \right|_{\mathbf{x}^{(0)} = \mathbf{x}_{\text{old}}^{(0)}} \quad (31)$$

$$\mathbf{C}_{\text{new}} = \mathbf{C}_{\text{old}} - \alpha_{\mathbf{c}} \left. \frac{\partial J}{\partial \mathbf{C}} \right|_{\mathbf{c} = \mathbf{c}_{\text{old}}} \quad (32)$$

と表せる。ここで、 $\alpha_{\mathbf{x}}$ と $\alpha_{\mathbf{c}}$ は変数の分散のスケールにある定数をかけた正の定数であり、本研究では以下のように値を決めた。

$$\alpha_{A-B} = -2.5 \left/ \frac{\partial J}{\partial(A-B)} \right|_{\text{iter}=1}, \quad (33)$$

$$\alpha_A = -20 \left/ \frac{\partial J}{\partial A} \right|_{\text{iter}=1}, \quad (34)$$

$$\alpha_L = -20 \left/ \frac{\partial J}{\partial L} \right|_{\text{iter}=1}, \quad (35)$$

この2つの式(31)、(32)を用いて、現計算で用いた初期値・パラメータ ($\mathbf{X}^{(0)}_{\text{old}}, \mathbf{C}_{\text{old}}$) から ($\mathbf{X}^{(0)}_{\text{new}}, \mathbf{C}_{\text{new}}$) に修正する。この操作を繰り返し行い、 $\mathbf{X}^{(0)}_{\text{old}}, \mathbf{C}_{\text{old}}$ に対する評価関数 J_{old} と $\mathbf{X}^{(0)}_{\text{new}}, \mathbf{C}_{\text{new}}$ に対する評価関数 J_{new} が

$$\frac{J_{\text{old}} - J_{\text{new}}}{J_{\text{new}}} < 0.001$$

を満たすか 30 回イタレーションを繰り返した時の推定値を最適値とした。

7)) 地震サイクルシミュレーションの省メモリ化・高速化

プレート境界を N 個のセルに分割すると、式(28)の右辺第1項のすべり応答関数行列とすべり遅れベクトルの積に要するメモリ量及び計算量は $O(N^2)$ となり、セル数が多くなるとメモリ及び計算量が膨大になる。そこで大規模マルチスケールシミュレーションを実現するには省メモリ化・高速化が必須である。

これまで地震発生サイクルシミュレーションでは、問題の空間対称性を利用した FFT を用いての高速化が試みられている。しかしながら、東北地方や南海トラフのような沈み込み帯では、深さ方向にもトラフ軸方向にも対称性を考えられないので、その適用には限界がある。また、我々は、高速多重極法 (Fast Multipole Method: FMM) の適用も検討してきた。FMM は、ラプラス場・ヘルムホルツ場などにおける N 体間減衰の相互作用の高速数値計算アルゴリズムである。ラプラス場の場合で $O(N)$ 、ヘルムホルツ場の場合で $O(N \log N)$ の計算時間と使用メモリで計算を実行できるとされている。しかしながら、沈み込み帯のシミュレーションには、地表を含む半無限弾性体での計算が必須である。ところが、現在までその多重極展開に適した形で得られていない。そのため、近似する必要があるが、特に傾斜断層上での縦ずれ断層運動において高速多重極法適用の困難である。このため、Hierarchical-Matrices (H-matrices 階層型行列) 法を用いた準動的地震発生サイクルシミュレーションの省メモリ化・高速化に取り組んできた。

階層型行列 (H-matrices) とは、密行列を階層的な行列に分解し、各小行列を低ランク行列で近似したもので、密行列を有効に圧縮した元の行列に比べて疎な近似行列表現である (Börm et al., 2006)。この構造に基づき、行列ベクトル積などの行列演算を小さなメモリ量で高速に行うことができる。なお、階層型行列作成及び演算に必要なライブラリー (HLib) は、マックスプランク研究所から公開されている

(<http://www.hlib.org/hlib.html>)。地震サイクルシミュレーションコード RSGDX (Hori, 2006)は、 $N \times N$ すべり応答関数行列の計算を行う部分とこの行列を入力して各セルにおけるすべり発展を計算する部分に分かれている。まず、HLibを用いて、すべり応答関数行列を H-matrices 表現により圧縮して出力するように改良し、メモリ量で $O(N)$ の省メモリ化、演算量で $O(N \log N)$ の高速化を果たした (Ohtani et al., 2011)。

8) 内陸地震を含む南海トラフ巨大地震サイクルセルモデルの構築

一般に、地震発生サイクルのモデル化は、断層上のすべりによる周囲の応力変化を得る「すべり応答関数」と断層面上の応力・強度とすべりの関係式である「摩擦構成則」を組み合わせ、プレート境界面や内陸活断層の形状とプレート間相対運動を境界条件とする境界値問題を解くことに帰着できる。フィリピン海プレートの沈み込み形状から西南日本のすべり応答関数を構築し、過去の地震履歴から西南日本の内陸活断層上のクーロン破壊関数 ($\Delta CFF := \text{剪断応力} - \text{摩擦係数 } \mu \times \text{法線応力}$, 本研究では $\mu = 0.3$ 、法線応力は圧縮を正とする) の時間変化を計算する。これまでに、Pollitz & Sacks (1997), Hyodo & Hirahara (2004)などが、 ΔCFF を用いて、南海トラフ巨大地震の発生と地震間の固着による西南日本の内陸活断層での地震発生への影響を評価してきた。本研究では、巨大地震の発生と固着に加え、新潟・神戸構造帯における東西圧縮、内陸地震の発生を考慮して ΔCFF の時間変化を網羅的に計算する。粘弾性応答の計算には、弾性・粘弾性水平成層モデルを仮定し、Fukahata & Matsu'ura (2006) の数値コードを用いる。フィリピン海プレートの境界面形状は Hashimoto et al. (2004) のモデルを利用する。過去の南海トラフ巨大地震・内陸地震発生パターンについては歴史記録に基づき、すべり分布については地震調査研究推進本部 (2001) を用いる。大地震発生時のすべりの分布は Shimazaki & Nakata (1980) の滑り予測モデル・時間予測モデル双方で計算を行う。内陸活断層の分布やメカニズムは地震調査研究推進本部 (2005) を用いる。

粘弾性媒質中での地震発生サイクルシミュレーションでは、すべり応答関数とすべり欠損 (速度) のコンボリューションにより応力 (変化) 計算を行うが、これにはすべり欠損 (速度) 履歴を必要とし、大変な計算量になる。まず、非弾性媒質中での時間領域差分法による波動場計算で用いられている、レオロジーモデルに基づくメモリ変数を用いる方法 (例えば、Emmerich and Korn, 1987; Moczo and Kristek, 2005) を検討した。その方法ではメモリ変数は1階の微分方程式に従う。次に、粘弾性媒質中での応力計算を漸化型で行う手法も提案されている (例えば、Taylor et al., 1970)。本研究では、以下のように両者を併せた漸化型メモリ変数法による応力計算の開発を行なった。

プレート境界を N 個のセルに分割すると、セル i での応力 τ は、以下となる。

$$\tau_i(t) = \sum_{j=1}^N \int_0^t K_{ij}(t-t')(v_j(t') - v_{p1j}) dt' \quad (36)$$

ここで、 K_{ij} 、 v_j 、 v_{p1j} はすべり応答関数、セル j でのすべり速度、プレート速度である。メモリ変数を用いる方法では、すべり応答関数を

$$K_{ij}(t) = \left[M_{Uij} - \delta M_{ij} \sum_{k=1}^m a_{ij}^k (1 - e^{-\sigma_{ij}^k t}) \right] H(t), \quad \sum_{k=1}^m a_{ij}^k = 1 \quad (37)$$

$$M_{Uij} = K_{ij}(0), \quad \delta M_{ij} = K_{ij}(0) - K_{ij}(\infty) \quad (38)$$

の形の m 個の緩和関数からなる一般化マクスウェル物質で近似する。ここで以下のレオロジーモデルに依存しないメモリ変数を導入する (Moczo and Kristek, 2005) と、

$$\begin{aligned} \zeta_{ij}^k(t) &= \alpha_{ij}^k \int_0^t (u_j(t') - v_{plj} t') e^{-\varpi_{ij}^k(t-t')} dt' \\ d\zeta_{ij}^k(t) / dt + \varpi_{ij}^k \zeta_{ij}^k(t) &= \alpha_{ij}^k (u_j(t) - v_{plj} t) \\ \alpha_{ij}^k &= a_{ij}^k \varpi_{ij}^k (\delta M_{ij} / M_{Uij}) \end{aligned} \quad (39)$$

となり、応力はコンボリューションを含まない形で、

$$\tau_i(t) = \sum_{j=1}^N \left[M_{Uij} \left(u_j(t) - v_{plj} t - \sum_{k=1}^m \zeta_{ij}^k(t) \right) \right] \quad (40)$$

と書ける。式(39)から、時間ステップ t_{n-1} から t_n ($\Delta t_n = t_n - t_{n-1}$) へと時間を進める漸化式

$$\begin{aligned} \zeta_{ij}^k(t_n) &= e^{-\varpi_{ij}^k \Delta t_n} \zeta_{ij}^k(t_{n-1}) + \alpha_{ij}^k \int_{t_{n-1}}^{t_n} (u_j(t') - v_{plj} t') e^{-\varpi_{ij}^k(t_n-t')} dt' \\ &\approx e^{-\varpi_{ij}^k \Delta t_n} \zeta_{ij}^k(t_{n-1}) + \left(\alpha_{ij}^k \Delta t_n / 2 \right) \left[u_j(t_n) - v_{plj} t_n + (u_j(t_{n-1}) - v_{plj} t_{n-1}) e^{-\varpi_{ij}^k \Delta t_n} \right] \end{aligned} \quad (41)$$

が得られる。ここで、右辺第2項の積分には台形公式を用いている。

(c) 業務の成果

1) 熱構造モデル

まず、2次元モデルにおいて、四国中部、四国東部、紀伊半島を通る3つの測線(図23)において、地形の浸食による温度変化、及びプレート境界面での摩擦熱を考慮した沈み込みモデルで温度分布の数値シミュレーションを行った。プレート境界面での摩擦熱は、間隙水圧比に依存するが、西南日本におけるプレート境界面での間隙水圧比の値はよくわかっていない。そこで、間隙水圧比をフリーパラメータとして扱い、各測線においてもっとも地殻熱流量の観測値を説明できる浸食及び摩擦熱の効果を考慮した数値シミュレーションを行い、観測値と計算値の残差の2乗和の平方根をとり、最小値を示したモデルの結果をここでは示す。この沈み込みモデルから得られた地殻熱流量の計算値と観測値の比較を行った。その結果、間隙水圧比が0.95の場合、もっとも観測値との整合性がよい結果が得られた。

四国中部を通る測線A-A'での鉛直断面内の温度分布と、地殻熱流量の計算結果及び観測値を図24に示す。地殻熱流量の観測値は、トラフ軸付近で約110mW/m²の値を示し、陸域に向かうにつれて約50 mW/m²まで減少した。そこからマントルウェッジ直上付近までの間に約90 mW/m²まで上昇し、水平距離350kmで50 mW/m²となるまで陸域に向かい緩やかに減少している。トラフ軸付近での地殻熱流量はモデルの右側の境界条件で与えている温度分布すなわちフィリピン海プレートの年齢に対応した温度分布によって決まるため、沈み込みのみの場合のモデルと地殻熱流量の値に違いはなく、約100mW/m²の値を示した。そこからマントルウェッジの先端部の直上までの間に、約60mW/m²まで減少した。沈み込みのみの場合に比べ、約20 mW/m²ほど値が上昇しており、ピンク色の線で表されている観測値の最適曲線と調和的な結果が得られた。プレート境界面での温度分布(図24(a))からも見て取れるよ

うに、等温線が沈み込みのみのモデルの場合に比べプレート境界面に沿ってトラフ軸側へと伸びており、摩擦熱を導入したことによりプレート境界面での温度上昇が起こっている。また、マントルウェッジ直上では約80 mW/m²まで地殻熱流量の値が上昇し、観測値と調和的である。これは、浸食による温度変化の効果が影響しているものと考えられる。四国山地では浸食速度が速く、地表面付近の温度分布も浸食速度に対応して勾配が大きくなっていることがわかる。そこから、緩やかに計算値は60 mW/m²まで減少し、水平距離350km付近で80 mW/m²のピークを示した。

四国東部を通る測線B-B' の場合(図25(a), (b))、地殻熱流量の観測値はトラフ軸付近で約120mW/m²から約50 mW/m²まで陸域に向かうにつれて減少したのち、100 mW/m²まで緩やかに上昇している。トラフ軸付近では計算値は80 mW/m²の値を示し、そこから陸域に向かうにつれて60 mW/m²まで減少した後、緩やかに80 mW/m²まで上昇した。トラフ軸からマントルウェッジ直上までの間に対応するプレート境界面直上の地殻熱流量は、四国中部の場合と同様にプレート境界面での温度が摩擦熱の効果を反映しているため、沈み込みの場合の同じ領域と比べ約20 mW/m²上昇している。さらに陸域に向かうにつれて、観測値も60 mW/m²まで減少しているのに対し、計算値は約70 mW/m²まで減少し、地殻熱流量の空間変化の傾向は調和的である。

紀伊半島を通る測線C-C' の場合(図26(a), (b))、トラフ軸付近での地殻熱流量の観測値は約80mW/m²となり、約50 mW/m²まで緩やかに減少している。計算値も約80 mW/m²となり、そこから約50 mW/m²まで緩やかに減少し、四国東部及び中部の場合と同様、トラフ軸付近から陸域に向かう地殻熱流量の緩やかな減少がみられ、観測値と調和的である。観測値は120 mW/m²まで上昇するのに対して、計算値はそこから陸域に向かうにつれて約80 mW/m²まで上昇し、観測値と計算値ではピークの値が異なっている。しかし、そこから陸域にかけての地殻熱流量の観測値は60 mW/m²、計算値は50 mW/m²まで減少した後、水平方向400kmのあたりまでにそれぞれ約90 mW/m²、80 mW/m²まで上昇を続けるという結果になった。

以上のように各測線ともに、マントルウェッジよりトラフ側ではプレート境界面での摩擦熱、それより陸側では地形の侵食や堆積による効果を導入することで、プレートの沈み込みのみのモデルでは再現できなかった地殻熱流量の観測値の空間変化に近い結果を得ることができた。

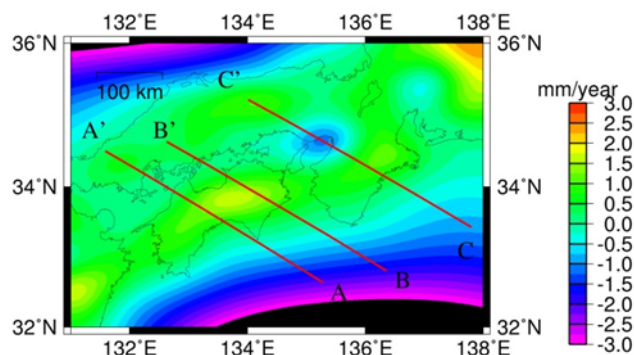


図 23 四国中部 (AA')、四国東部 (BB')、紀伊半島 (CC') を通る 3 つの測線 の位置図カラーは第四記における隆起速度速度 (mm/年) を表す。

temperature profile

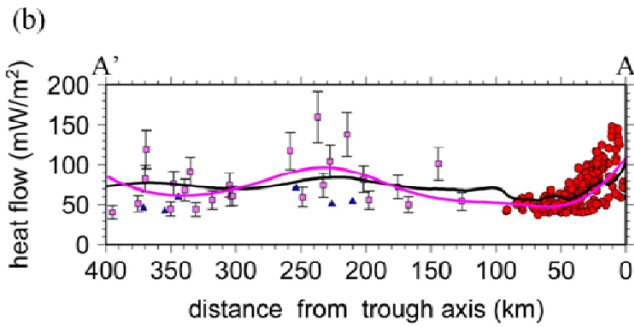
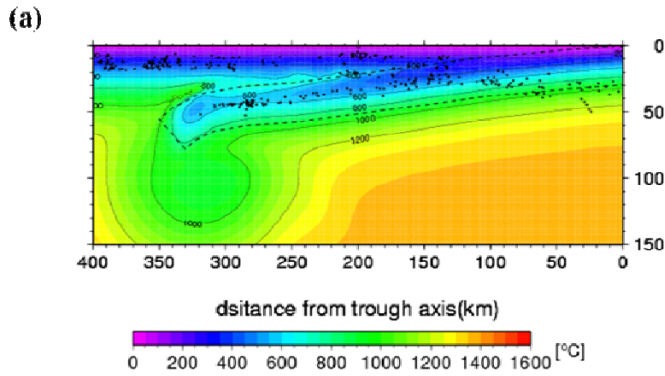
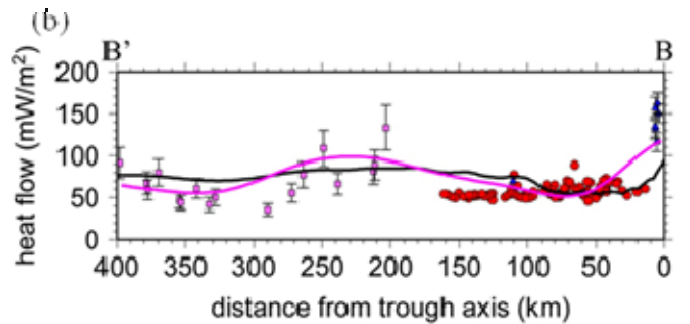
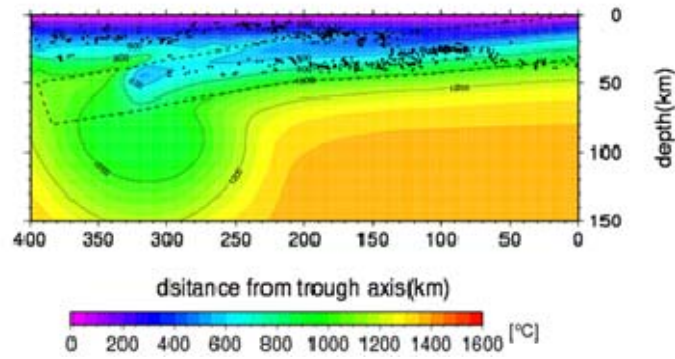


図 24 四国中部を通る測線 A-A' における地形の浸食の効果及びプレート境界面での摩擦熱を考慮したモデルの数値シミュレーションによる (a) 温度分布と震源分布。(b) 表面の地殻熱流量の計算結果。黒線は温度分布から計算した表面の地殻熱流量、ピンク色の線は ABIC 最小によって求めた観測値に対する最適曲線を表す。

図 25 四国東部を通る測線 B-B' における地形の浸食の効果及びプレート境界面での摩擦熱を考慮したモデルの数値シミュレーションによる (a) 温度分布と震源分布。(b) 表面の地殻熱流量の計算結果。黒線は温度分布から計算した表面の地殻熱流量、ピンク色の線は ABIC 最小によって求めた観測値に対する最適曲線を表す。

temperature profile



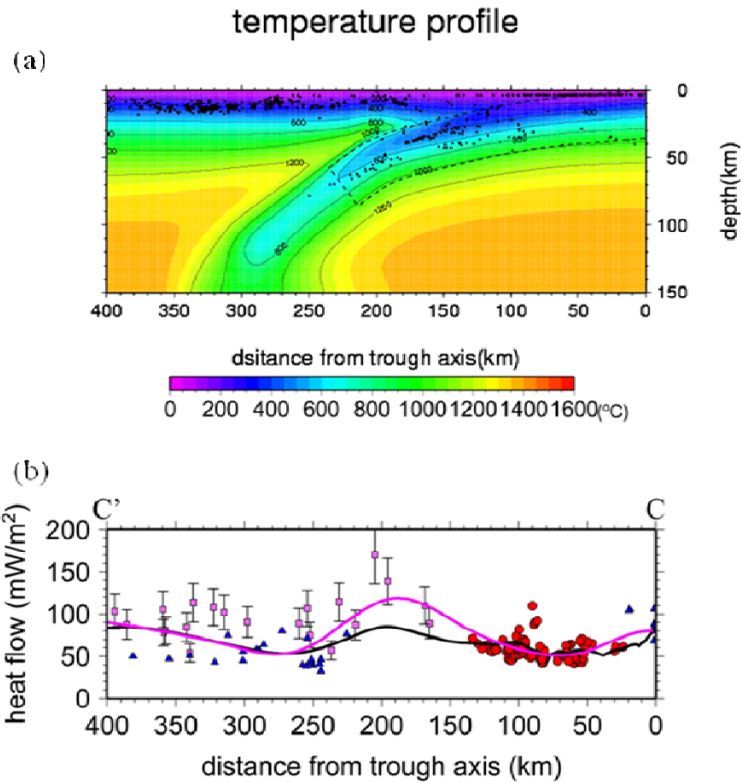


図 26 紀伊半島を通る測線 C-C' における地形の浸食の効果及びプレート境界面での摩擦熱を考慮したモデルの数値シミュレーションによる (a) 温度分布と震源分布。(b) 表面の地殻熱流量の計算結果。黒線は温度分布から計算した表面の地殻熱流量、ピンク色の線は ABIC 最小によって求めた観測値の分布に対する最適曲線を表す。

以下、3次元モデルの結果について述べる。図 27 に 5 つのスラブ形状に対して計算した深さ 53 km での温度場と流れの速度ベクトルの図を示す。特に、円柱、反円柱のプレート上面形状モデルの場合、温度場に顕著な非対称性が現れ、プレート内部の低温部がスラブの下傾斜のところに現れていることが見て取れる(図 27 (c)、(e))。

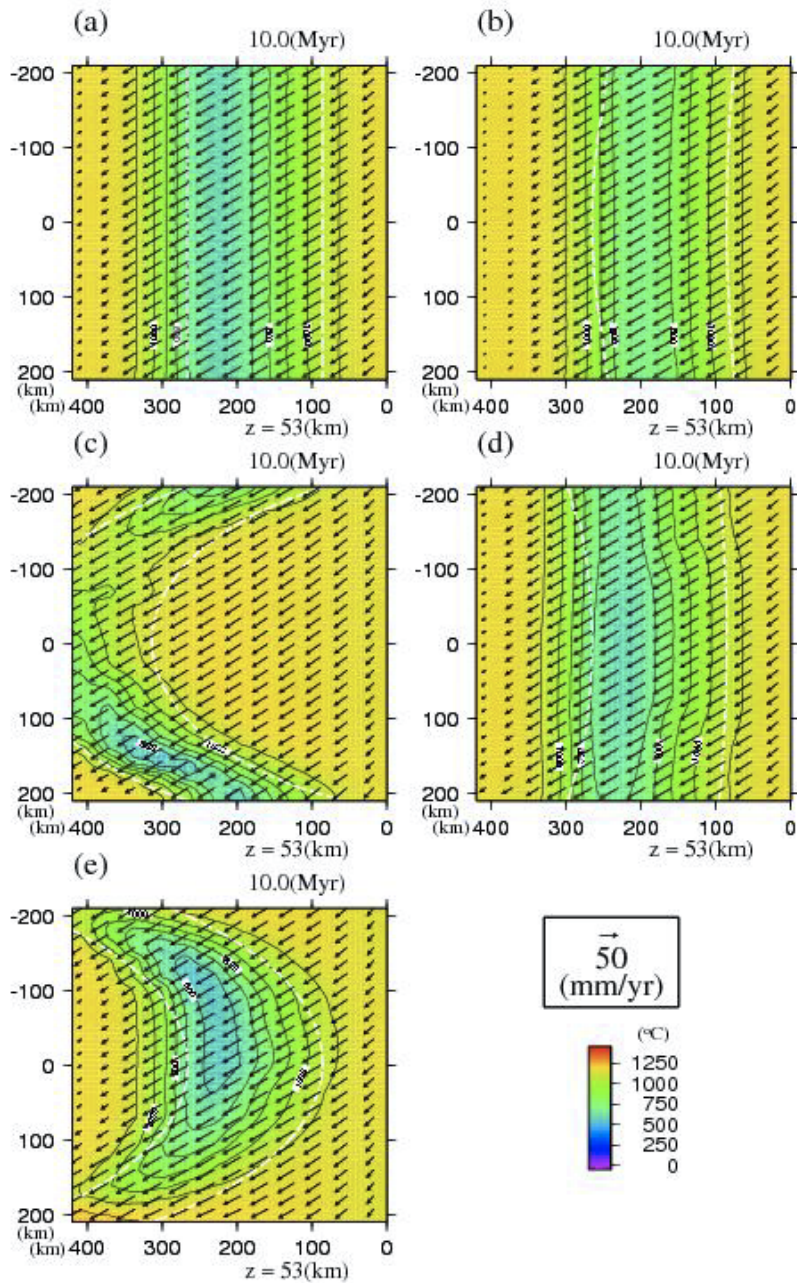


図27 10Myrにおける深さ53kmで得られた温度場(カラー)と流れの速度ベクトル(矢印)。左側と右側の白い点線はそれぞれ沈み込んだ海洋プレートの上面と下面。右端が海溝軸で、海洋プレートは左方向から反時計回りに 30° の方向へ斜め沈み込みを起こしている。(a)平面スラブ。(b)円錐状スラブ。(c)円柱状スラブ。(d)反円錐状スラブ。(e)反円柱状スラブ。

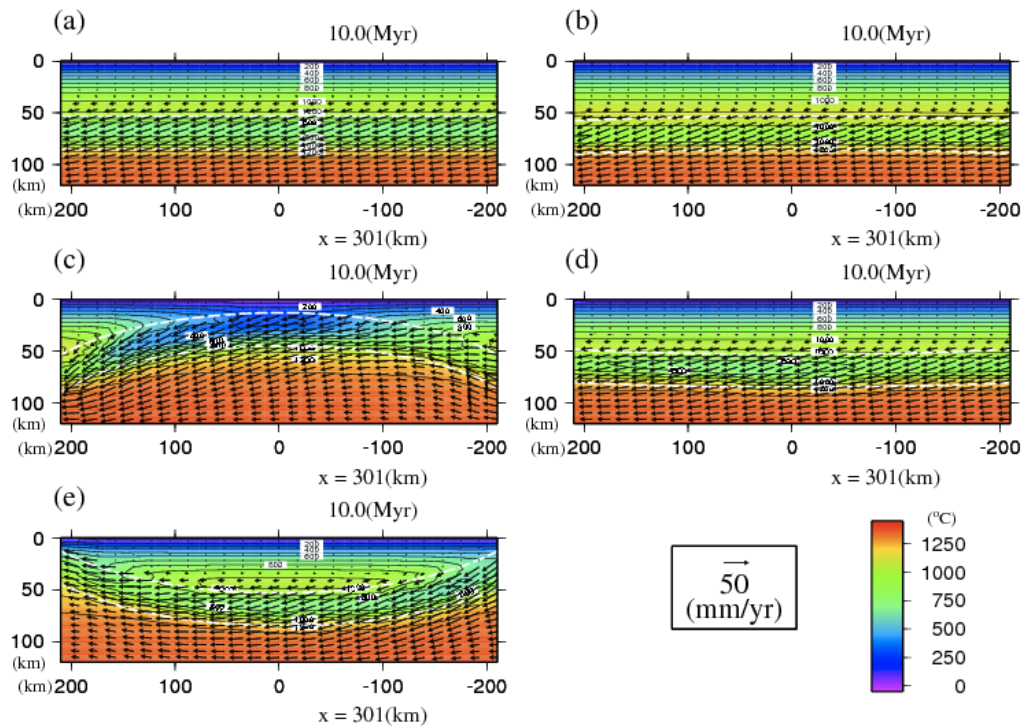


図 28 10Myr における $x = 301 \text{ km}$ で得られた温度場（カラー）と流れの速度ベクトル（矢印）。上側と下側の白い点線はそれぞれ沈み込んだ海洋プレートの上面と下面。海洋プレートは紙面の手前から奥の左前方へ斜め沈み込みを起こしている。(a) 平面スラブ。(b) 円錐状スラブ。(c) 円柱状スラブ。(d) 反円錐状スラブ。(e) 反円柱状スラブ。

図 28 に 5 つのスラブ形状に対して計算した $x=301 \text{ km}$ での温度場と流れ場の図を示す。特に、円柱のプレート上面形状モデルの場合、温度場に顕著な非対称性が現れ、プレート内部の低温部がスラブの下傾斜のところに現れている（図 28(c)）。

図 29 に 5 つのスラブ形状に対して計算したプレート上面での温度場を示す。図 28 と同様、特に、円柱、反円柱のプレート上面形状モデルで、温度場に顕著な非対称性が現れ、プレート上面の低温部がスラブの下傾斜のところに現れていることがわかる（図 28 (c)、(e)）。

このようなモデル計算の結果を踏まえて、西南日本でフィリピン海プレートの沈み込みに伴う温度分布の予備的な計算を行った。図 30 に Nakajima and Hasegawa (2007)、Hirose et al. (2008)、仲西他(2012)、Zhao et al. (2012) のデータから得られたフィリピン海プレート上面の形状を示す。このようなプレート形状に基づいて計算されたスラブの沈み込みに伴う温度分布と流れの速度ベクトルの計算例を図 31 に示す。図 31(a) では前述したスラブの下傾斜の部分で低温が見られるが、トラフ軸を含む鉛直断面内での温度境界条件として水平成層構造を仮定しており、それによっては結果が大きく変化する可能性もある。

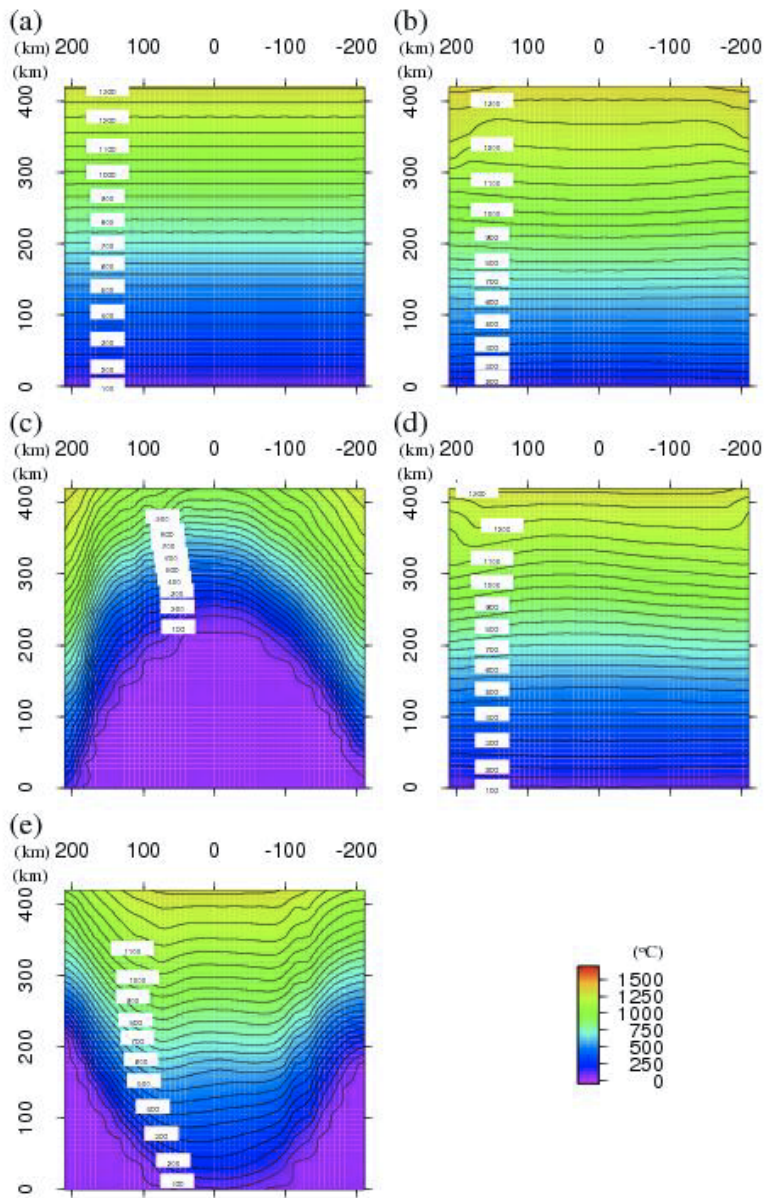


図 29 10Myr における海洋プレート上面での温度分布。下端が海溝軸で、海洋プレートは上方向から反時計回りに 30° の方向へ斜め沈み込みを起こしている。(a) 平面スラブ。(b) 円錐状スラブ。(c) 円柱状スラブ。(d) 反円錐状スラブ。(e) 反円柱状スラブ。

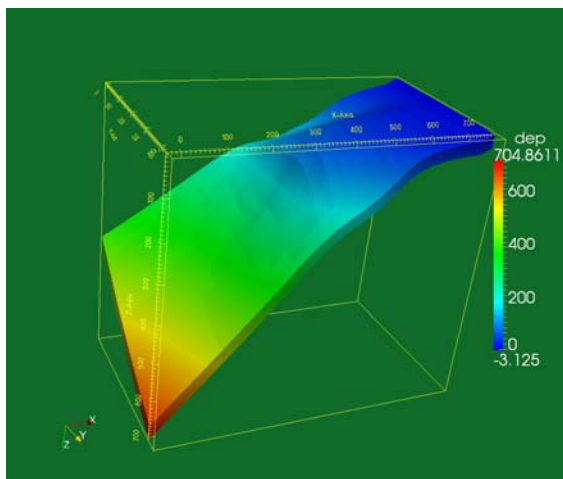


図 30 Nakajima and Hasegawa (2007)、Hirose et al. (2008)、仲西他 (2012)、Zhao et al. (2012) のデータから得られたフィリピン海プレート上面の形状。右上端が南海トラフで、カラーはフィリピン海プレート上面の深さを表す。

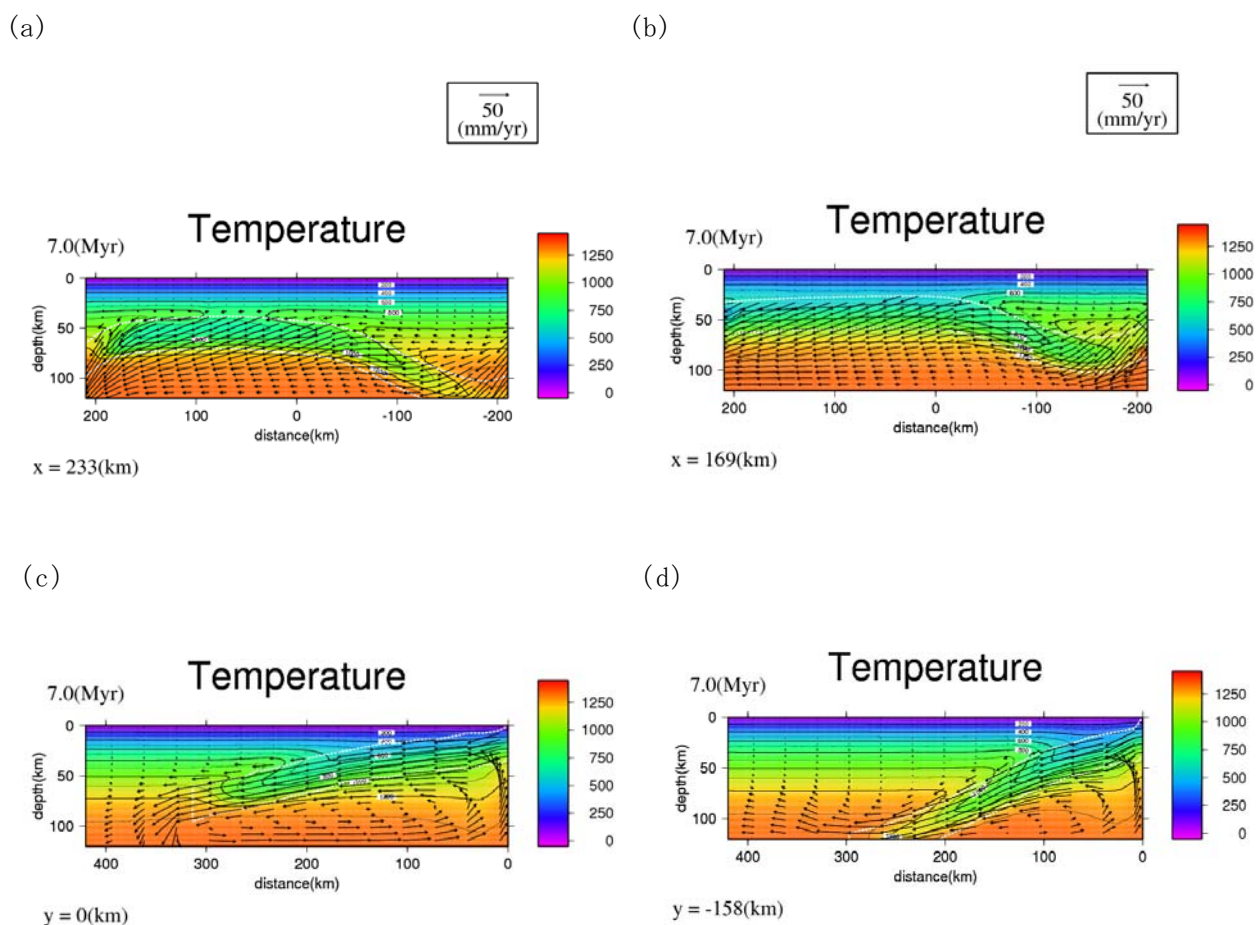


図 31 西南日本 におけるフィリピン海プレートの沈み込みに伴う温度場（カラー）と流れの速度ベクトル（矢印）の計算例。

(a) 瀬戸内海を東西に横切る断面。(b) 南部を東西に横切る断面。(c) 四国東部を南北に横切る断面。(d) 大阪湾を南北に横切る断面。

2) 動的破壊への不均質弾性媒質の影響評価

実問題への適用として以下の2つを挙げる。

2-1) 2011年東北地方太平洋沖地震の動的破壊シミュレーション

東北地震太平洋沖地震では、短周期の強震動を生成した領域が宮城県沖に2つ存在することが知られている (Asano and Iwata, 2012)。この2領域の破壊は、隣接した位置にあるにも関わらず50秒程度の時間差をおいて発生していることから、破壊開始点から単純に同心円状に広がるような動的破壊プロセスで理解することは難しい。ここでは開発した境界領域法 (BDM) を利用して東北地方太平洋沖地震の動的破壊シミュレーションを実施し、このような時間差をおいた破壊プロセスが力学的に許容できるのかについて検討した。

東北地震太平洋沖地震において短周期の強震動を生成した2つの領域に着目する。この2つの領域は、破壊開始点（震源）を通る断層傾斜方向に沿った断面上に位置しているた

め、この断面における2次元問題として扱うことにした。図32は対象とするA-A'断面の位置と、Yoshida *et al.* (2011)によるインバージョン解（滑り分布）を重ねて描いたものである。なお、図中に示したMYG009, MYG011は防災科学技術研究所強震観測網（K-NET）に属する強震観測点で、断面上にほぼ位置していることから以降の議論で参照する観測点である。また、構造の不均質性を考慮するため、図33に示すようなトモグラフィモデル（Yamamoto *et al.*, 2011）を採用している。なお、点線で示しているプレート境界面深さ（Ito *et al.*, 2005; Miura *et al.*, 2005）を近似して、実線で示すような幅180kmの平面断層モデルを仮定してシミュレーションを実施した。

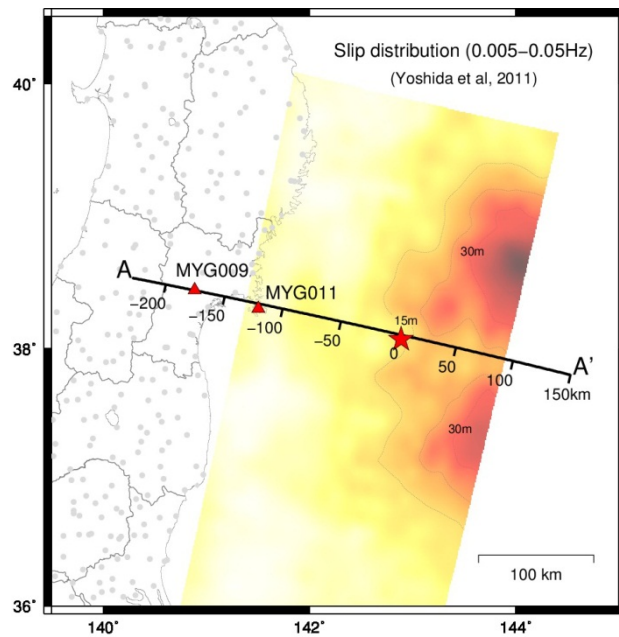


図32 動的破壊シミュレーションの対象とする断面（A-A'）の位置と、Yoshida *et al.* (2011)によるインバージョン解

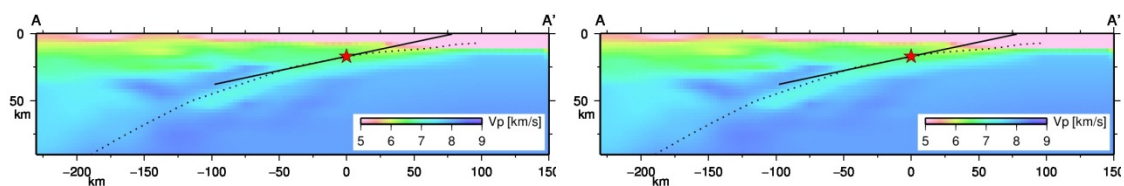


図33 A-A'断面上のP波速度，S波速度モデル（Yamamoto *et al.*, 2011）. 実線はシミュレーションで採用する平面断層モデル，点線はプレート境界モデルを表す。

動的破壊シミュレーション手法は多種多様であるが、構造の不均質性を考慮でき、かつ断層面の動的な応力状態を精度よく評価できる手法として境界領域法（BDM）を採用する。しかし、BDMは断層が媒質境界を跨ぐ場合や断層の接する媒質が均質でない場合に、解の精度が保証されない。そこで、断層の接する媒質の物理パラメータの変化が緩やかであり、

かつ破壊プロセスとして興味のある領域ではほぼ均質であると見なせると仮定して、厳密には解の精度は保証されないもののBDMを適用してシミュレーションを試みる。ここでは、BDMと同じ仮定でないことを明示するため、手法をpseudo-BDM (pBDM) と称することにする。2つの領域型解析手法と1つの境界型解析手法を用いる点はBDMと同じである。解析対象となる速度モデルを取り込んだ領域型解析手法 (target model) と、断層面上の速度値を断層法線方向に延長したようなモデルを取り込んだ領域型解析手法 (weak heterogeneity model) とを用意し、この両方で計算される応力値の差分を自由表面や不均質性による寄与とみなす、これと境界型解析手法で計算された応力値とを重ねることで、各時刻の応力値を評価する手法である。ここでは、境界型解析手法に境界積分方程式法 (BIEM)、領域型解析手法に差分法 (FDM) を採用した。

pBDMを用いて動的破壊シミュレーションを実施した。図34に断層面上に設定した動的パラメータの分布、図35にシミュレーション結果として、断面における速度値と断層面上の滑り、滑り速度のスナップショットを示す。設定した動的パラメータは可能な限り複雑にならないように配慮しながら、観測波形にみられる2つの波群の特徴等と矛盾しないようなモデルを試行錯誤により設定している。なお、図中に示す断層傾斜方向の軸は、破壊開始点を原点としている。正の応力降下量は $-60\sim-40\text{km}$ 、 $-35\sim-20\text{km}$ と破壊開始点付近に与えており、前者2つが2つの強震動生成領域に対応する。

図35に示すように、破壊開始点付近で破壊が生じた後に、深部の領域で第1の破壊が発生する。このとき、破壊開始点と第1の破壊域との間でまだ破壊が生じないように設定している。第1の破壊で生成された地震動は陸域方向だけでなく海域方向にも放射されるが、断層に沿っておおむね伝播する成分 (直達成分) と地表付近に伝播して反射するような成分 (散乱成分) とが複合的に作用して断層面上の応力状態を変化させる。破壊開始後約40秒で、第1の破壊域で生成された地震波の散乱成分が破壊開始点付近に再び到達し、この領域でstick-slip状の滑りを励起する。この滑りによって徐々に応力集中が深部に及び、約55秒後に第2の破壊が生じる。この場合、第1と第2の破壊の時間差はおよそ40秒となる。第2の破壊で生じた地震波は陸域方向へ伝播し、第2の波群として観測点で記録される。

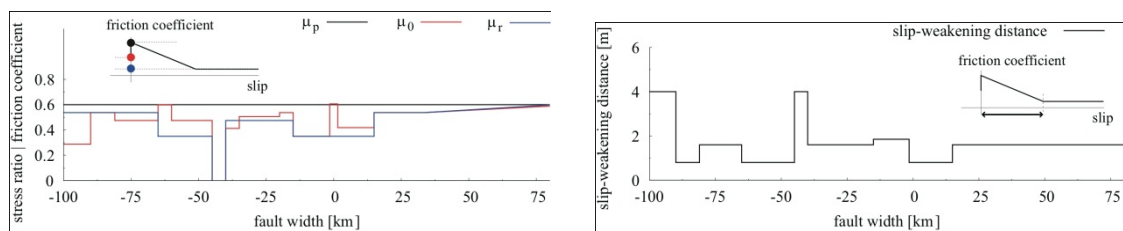


図34 設定した初期応力比、最大静止摩擦係数、動摩擦係数、滑り弱化距離の分布

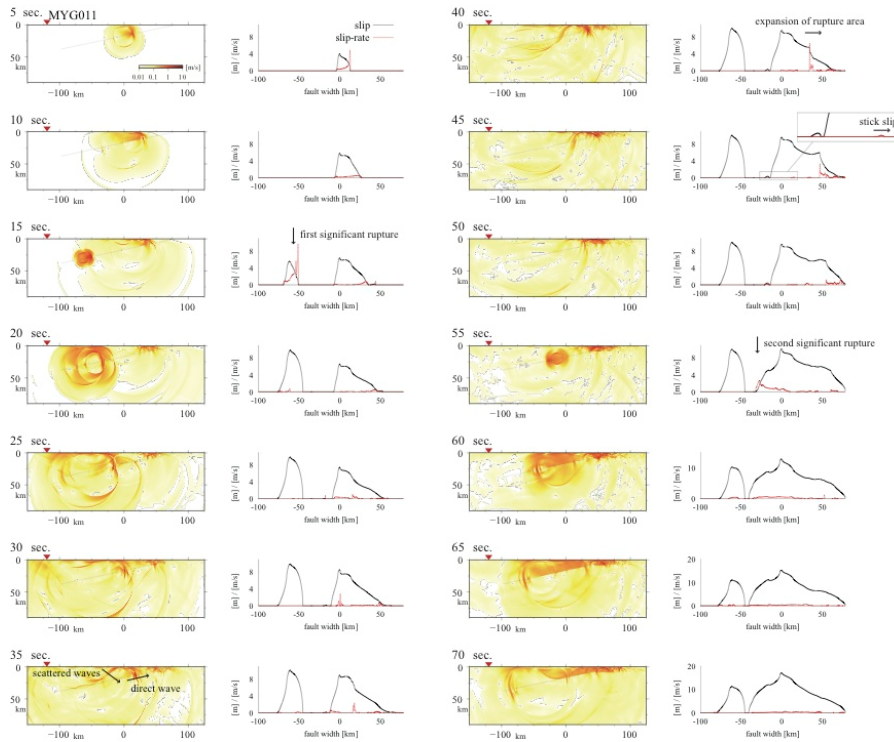


図 35 シミュレーションによる断面の速度分布と、断層上の滑り、滑り速度分布のスナップショット

図 36 は、図 32 示した観測点 MYG009, MYG011 の観測記録とシミュレーション波形との比較を示している。図では A-A' 断面の測線方位に相当する N103° E 成分で、かつ 0.05-1.35Hz のバンドパスフィルタを施した速度波形を示している。なお、実地震動とシミュレーションでは仮定する地震波動場が 3次元と 2次元とで異なるため、波形にみられる走時と周波数特性とに着目して比較する。観測波形に認められる 2つの波群がシミュレーション波形でも概ね同じ時間間隔を空けて観察される。また、第 2 波群では低周波数のフェーズが到達してから高周波数のパルス状の波が観測されているが、シミュレーションでもこのような傾向が特に MYG011 観測点で認められる。

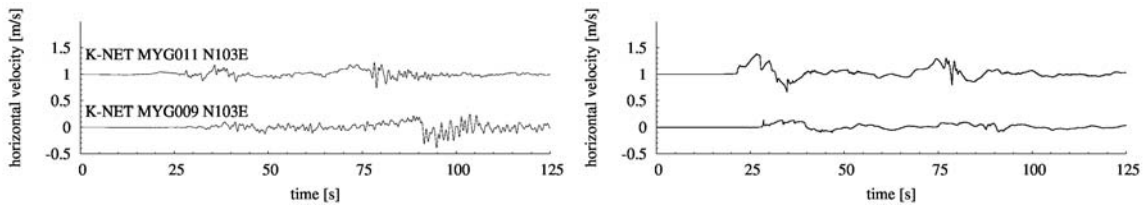


図 36 MYG011 と MYG009 における観測速度波形とシミュレーション速度波形の比較 (断面に平行な成分として N103° E 成分を示す)

2-2) 分岐断層の動的破壊シナリオで発生する津波の特徴

2011年東北地方太平洋沖地震ではプレート境界の大すべりによって大規模な津波が発生し、東北地方から関東地方にかけての太平洋沿岸に多大な津波災害を生じた（例えば、

東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, 2012)。南海トラフにおいて発生が危惧される東海・東南海・南海地震においても、その規模は言及できないものの津波の発生が指摘されており（南海トラフの巨大地震モデル検討会、2012）。具体的な対策が各地で進められている状況である。東北地方太平洋沖地震における主な大すべりは、GPSによる地殻変動データによる解析（Miyazaki et al., 2011）、地震動の長周期成分による解析（Suzuki et al., 2011）、遠地地震記録による解析（Koper et al., 2011）等の共通した特徴として、震源より浅いプレート境界浅部に認められる。また、海溝軸付近で陸側のプレートが約50m水平に移動していること（Fujiwara et al., 2011）、海溝軸付近ですべりに起因すると思われる構造変化が認められること（Kodaira et al., 2012）から、プレート境界に沿って破壊が海溝軸に達したことが示唆されている。

一方、南海トラフの熊野灘外縁部で観察されるように、付加帯内部に海底に達する分岐断層が存在する場合がある（Park et al., 2002, Moore et al., 2007）。分岐断層の破壊による津波について詳細に調べられたことは少ないが、津波防災を考える上では、分岐断層が破壊した場合についての議論も進められるべきであろう。しかし、従来のプレート境界で設定するすべりに対して、分岐断層で設定するすべりがどの程度であるべきか、についての知見は得られておらず、分岐断層が破壊するシナリオをどのように考慮すべきかについての概念も整理されていないのが現状である。

そこで、プレート境界で発生した破壊が浅部に向かって伝播する場合に、プレート境界に破壊が伝播する場合と分岐断層に伝播する場合とで、どのように違うのか力学的に考察した。また、発生した地殻変動に基づいて津波を励起させ、双方の津波の特徴について整理した。なお、本研究はプレート境界が破壊する場合と分岐断層が破壊する場合との相対的な違いに主眼を置いているため、そのすべり量の大きさや津波高さの絶対値については議論しない。なお、本研究は面内の波動場、変形のみを考慮した2次元問題を対象とする。これは面外方向に無限に同じ場が続くとした3次元問題と等価であり、断層長さの大きな海溝型の巨大地震を想定した場合に比較的近い近似であると考えている。

数値解析に用いる地殻構造モデル、プレート境界モデル、分岐断層モデルを図37に示す。概ね、南海トラフの熊野灘外縁部に認められている地殻構造、プレート境界、分岐断層に準拠して設定しており、プレート境界と分岐断層が接する分岐点は深さ10kmとしている。分岐点以深のプレート境界は傾斜角10度の直線断層、分岐点以浅のプレート境界と分岐断層は曲線断層で表現している。プレート境界の傾斜角は概ね10度より低角で平均傾斜角は 6° 、分岐断層は浅くなるにつれて傾斜角が高角となり、平均傾斜角は 14° としている。海洋性プレート、及び陸側プレートのS波速度、P波速度は大都市大震災軽減化特別プロジェクトで採用された値を利用する。なお、図中の赤色で示した領域は、周囲の領域と比較してS波速度、P波速度の遅い付加体をモデル化したものである。

数値解析手法は有限要素法を用いる。破壊面に2倍の節点自由度を与えるDouble Node法（Oglesby et al., 2000）を用いて、すべりに相当する食い違い変位を表現する。要素は4節点のアイソパラメトリック要素とし、プレート境界、構造境界に沿うような非構造格子状の要素レイアウトをGmshにより生成した（Geuzaine and Remacle, 2009）。なお、断層面上の要素幅は400m、境界面の交叉する点では200m幅となるように設定している。解析

領域は、水平方向に海溝軸から沖側に50km、陸側に175kmの225km、鉛直方向に40kmとする。

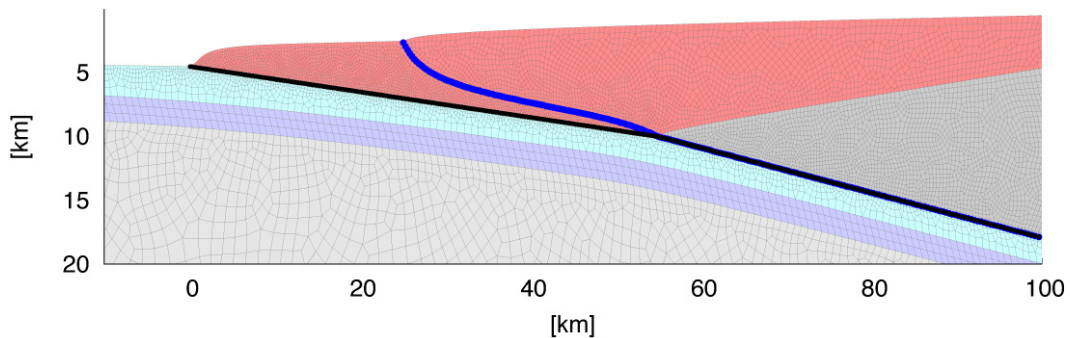


図37 断層破壊シミュレーションに用いる地殻構造モデル，プレート境界モデル（黒線），及び分岐断層モデル（青線）。

断層破壊シミュレーションでは、応力状態と断層面の摩擦特性とを設定する必要がある。応力状態は、地殻内の最大主応力方向が空間的に均一であると仮定し、その方向をパラメータとして複数のケースで数値解析を行う。ただし、本研究の目的は浅部の破壊様式の違いを調べることであるため、分岐点より深い部分で発生する初期の破壊そのものが最大主応力方向に依存して変化すると、破壊様式の違いが分岐点以深の影響なのか、分岐点以浅の破壊する面の違いによる影響なのか分離することが難しい。そこで、分岐点以深の断層面に働く応力は最大主応力方向に依らず一定とする。これは、1つ1つのケースが、それぞれ独立したシナリオに対応することを意味しており、例えば同じ発生確率であるとして統一的に取り扱うことができないことを意味している。

分岐点以深の初期応力状態は既往の研究（Wada and Goto, 2012）と同様に一定値であると仮定し、一様に法線応力120MPa、せん断応力57MPaと設定する。分岐点以深のプレート境界面の傾斜角 δ と、水平面と最大主応力方向とのなす角 ϕ とを用いて、分岐点以深の最大主応力 σ_1 、最小主応力 σ_2 は以下のように定まる。

$$\sigma_1 = \sigma_n + \sigma_s / \tan(\delta + \phi), \quad \sigma_2 = \sigma_n - \sigma_s / \tan(\delta + \phi) \quad (42)$$

ここに、 σ_n 、 σ_s はそれぞれ法線応力、せん断応力を表し、圧縮側を正としている。分岐点以浅の主応力は、海水圧を加味するため海面からの深さに比例すると仮定し、分岐点で分岐点以深の主応力値と一致させる。すなわち、

$$\sigma_1(z) = \frac{z}{10} \sigma_1(z=10), \quad \sigma_2(z) = \frac{z}{10} \sigma_2(z=10) \quad (43)$$

とする。ここに z は海面からの深さ (km) である。従って、分岐点以浅の断層面に働く初期の法線応力、せん断応力は、主応力値、断層面の傾斜角、及び最大主応力方向によって次のように与えられる。

$$\sigma_n = \sigma_2 + (\sigma_1 - \sigma_2) \sin^2(\delta + \phi), \quad \sigma_s = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2} \sin 2(\delta + \phi) \quad (44)$$

断層面の摩擦特性は、地震時のような高速すべりに対して適用可能とされているすべり弱化型の摩擦則のうち、実例も多く、少ないパラメータ数で表現できるIdaのモデル（Ida, 1972）を採用する。

設定する摩擦パラメータの深さ分布を図37に示す。最大静止摩擦係数は分岐点以深を0.6、分岐点以浅を0.5とする。震源に相当する破壊核形成領域を深さ15kmの位置を中心として6kmの幅で設け、破壊核形成領域の動摩擦係数を0.4、破壊核形成領域から分岐点にかけての動摩擦係数を0.45と設定し、破壊核形成領域より深い領域の動摩擦係数は初期応力比と等しくする。なお、破壊核形成領域では断層の破壊を自発的に発生させるため、初期応力比を最大静止摩擦力より高い0.65に設定している。また、 D_c は破壊核形成領域から分岐点にかけて0.4m、破壊核形成領域より深い領域では1.6mとしている。

分岐点以浅は、海底深さ z_s から分岐点にかけての領域を深さで上半分と下半分に区分し、下半分での動摩擦係数を0.45から初期応力比まで線形に、上半分では初期応力比から最大静止摩擦力まで線形に変化させる。これは、地表に近い断層面周辺の媒質の特性が、拘束圧に依存して徐々にひずみ軟化を示さない状態になることをモデル化している。また、 D_c は上半分は1.6m、下半分は0.4mと1.6mとを線形で補間する。

なお、分岐点以浅では最大静止摩擦係数と初期応力比を独立に設定しているために、断層面角度、主応力方向の条件によっては初期応力比が最大静止摩擦係数を上回ることがある。このとき、破壊がその領域から発生してしまうため、ここでは望ましくない。そこで、事前に地震や非地震性すべりなどによって応力が解放されていると仮定して、分岐点以浅での初期応力比の最大値を0.495に制限している。

以上のパラメータはプレート境界、及び分岐断層のそれぞれが破壊する場合に、安定して海底面まで破壊が伝播するように、また可能な限り単純な分布で実現できるように設定したものである。実際のパラメータ分布はより複雑で不均質であると考えられるため、ここで示す結果は、そのような条件下のシナリオであることを強調しておく。

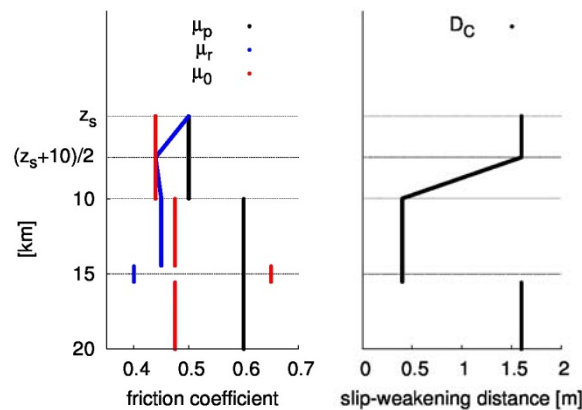


図38 摩擦パラメータの深さ分布.

本研究では、最大主応力方向が陸側の水平面から上方の範囲にある場合のみを解析対象とし、水平面からの角度で最大主応力方向を表す。このため、既往の研究（例えば、Kame et al., 2003）のように断層面と最大主応力方向とのなす角での表示ではないことを断っておく。また、分岐点以浅のプレート境界に破壊が伝播する場合、分岐断層に破壊が伝播する

場合をそれぞれ独立に取り扱い、両方が同時に破壊する場合や破壊の乗り移りについては取り扱わないこととする。図39は最大主応力方向が 15° の場合について、プレート境界が破壊するシナリオ、分岐断層が破壊するシナリオそれぞれのすべりの時間発展の様子を示したものである。図の横軸は図35の横軸と対応する水平方向の距離を表しており、55km地点が分岐点、0km、25kmがそれぞれ断層が海底に達する点に対応する。黒線、及び赤線は2秒毎、10秒毎のすべり分布を描いたものである。破壊が分岐点に達する14秒までは、プレート境界破壊シナリオ、分岐断層破壊シナリオともに等しいすべりの時間発展の様子を示すが、以降は両者に明瞭な違いが表れている。

分岐点以深での破壊伝播速度は約 2.2km/s であり、速度の遅い側である海洋性地殻第2層のS波速度の約80%に相当する。分岐点以浅では深さ分布する応力状態、摩擦特性に応じて一定速度ではないが、速いところでプレート境界破壊シナリオでは約 1.3km/s 、分岐断層シナリオでは約 1.6km/s であり、付加体のS波速度の約80%、約100%にそれぞれ対応する。分岐断層の場合にS波速度に限りなく近い伝播速度に達しているが、これは応力状態によるものであると考えられる。Rankine理論における主動土圧下での破壊面は、最大主応力方向に対して $45^\circ - \frac{1}{2}\tan^{-1}\mu_p$ の角度をなすと見積もられる。分岐断層の平均傾斜角がRankine理論の破壊面に相当するように設定した場合の最大主応力方向は 17° であり、ここで示した 15° の場合と非常に近いいため、破壊しやすい応力状態にあったと言える。

図40は最大主応力方向を $5-35^\circ$ まで 5° ずつ変化させた時の最終すべり量を比較したものである。Rankine理論で見積もられる破壊面角度がプレート境界、分岐断層の平均傾斜角に近い場合がそれぞれ 25° 、 15° であるため、その場合を赤線で示している。また、その角度を基準にして最大主応力方向の角度が大きい場合と小さい場合とでそれぞれ色分けして示している。プレート境界破壊シナリオでは、 25° が最も海底面付近のすべり量が大きく生成され、最大主応力方向が水平に近くなるとすべりが成長しない傾向が見られる。一方、分岐断層破壊シナリオでは、 15° の場合に水平距離40km付近でのすべり量が最大となるが、海底面付近のすべりはあまり成長しない。より最大主応力方向が水平に近づくとつれて海底面付近のすべり量が成長する傾向にある。これは、海底面付近の分岐断層の形状が平均傾斜角よりもやや高角になっていることが要因として考えられ、この部分を破壊させるためには、より最大主応力方向が水平に近いことを要請している。なお、分岐断層が破壊するために水平に近い最大主応力方向を必要とすることは既往の研究と矛盾しない(Kame et al., 2003)。

また、分岐点付近のすべり量に着目すると、プレート境界が破壊する場合はすべりが促進される傾向にあるのに対して、分岐断層の場合はすべりが抑制されている。これは、分岐点以浅のプレート境界面は引張側のクラック、分岐断層面は圧縮側のクラックに分類され、すべりの発達に伴いプレート境界の場合は法線応力が低下する傾向、分岐断層の場合は法線応力が増加する傾向となるためと考えられる。既往の研究においても、分岐断層に破壊が進展する場合に分岐点でのすべり量が周囲より小さく見積もられることは共通した特徴である(Aochi et al., 2000, Tamura and Ide, 2011)。

このため、プレート境界破壊シナリオでは分岐点以深のすべり量も以浅のすべりの成長に伴って増加するが、分岐断層では分岐点以深のすべり量にほとんど違いが見られない。

このことは結果として有効なクラックとみなせるサイズがプレート境界の場合には分岐点以深に広がる一方、分岐断層の場合には分岐点までとなる。分岐点以浅の断層長さがプレート境界の方が約2倍長いことと分岐点でのすべりの拘束とが相まって、分岐断層破壊シナリオでの最大すべり量は同条件であればプレート境界破壊シナリオよりも小さく見積もられる傾向にあると考えられる。

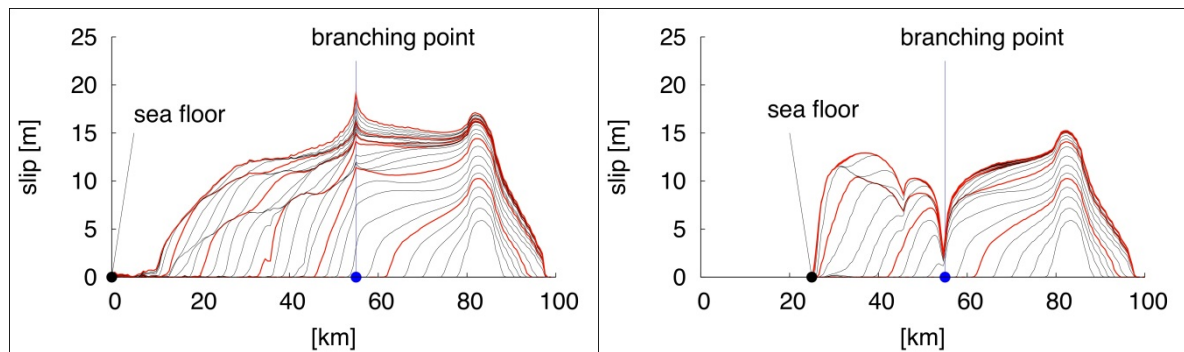


図39 最大主応力方向15度の場合におけるすべりの時間発展の様子
(左：プレート境界破壊シナリオ，右：分岐断層破壊シナリオ).
黒，赤線は2秒毎，10秒毎の等時線.

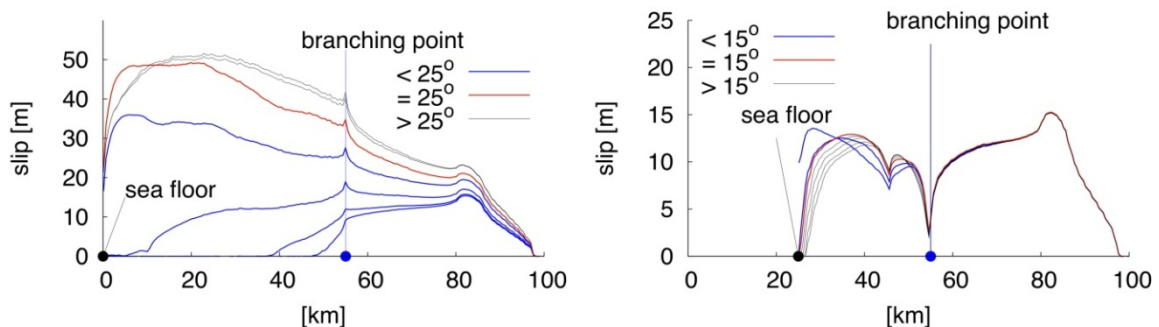


図40 最大主応力方向を5-35度まで変化させた時の最終すべり量の比較
(左：プレート境界破壊シナリオ，右：分岐断層破壊シナリオ).

津波の初期波源は、前章で実施した断層破壊シミュレーションによって得られる海域における地殻変動の最終変位を海面変位として与えることで作成する。地形モデルは図36の地形を用いる。海岸線は135.35km地点とし、それより左側を海域，右側を陸域とみなす。陸域における標高は一律に0mを初期値とする。ただし、津波伝搬シミュレーションをする際には、断層破壊による地殻変動を地形モデルに反映させるため、結果として陸域の標高は0mにはならない。また海岸線には0.1km内陸側に、我が国において標準的な5.0mの海岸堤防を考慮する。

津波伝搬シミュレーションは、非線形長波理論をstaggered格子を用いたleap-frogスキームで解いた（後藤・小川，1982，IOC，1997）。空間格子間隔は50m、時間格子間隔は0.1秒、計算時間は1.5時間とする。海域及び陸域の抵抗はマニング則をもとにした抵抗項に適

当なマニングの粗度係数を与えることで表現する。ここでは、小谷ほかに従い、海域を0.025、陸域を0.04（低密度居住区に対応）とする。海岸堤防は計算メッシュの境界に配置させ、堤防を越える津波の越流量は本間の越流公式（本間，1940a, b）を用いて算出する。

図41，図42はそれぞれ断層破壊シミュレーションによって得られた地殻の上下変動の最大値を示したものである。隆起を正、沈降を負とする。図41の横軸は図37の横軸と対応する水平方向の距離を表し、色分けは図40の最大主応力方向による色分けに対応させた。断層面が低角である場合、断層面上に大きなすべりが生じても、それによって生じる地殻変動は水平成分が卓越し鉛直成分は相対的に小さくなる。そのため、傾斜角だけを考えれば、分岐断層破壊シナリオの方がプレート境界破壊シナリオよりも大きな地殻変動をもたらす条件になっているといえる。しかし、本研究においては必ずしもそのような結果にはなっていない。それどころか、地殻の上下変動の最大値に関しては、プレート境界破壊シナリオにおける最大主応力方向 20° 以上の場合は、分岐断層破壊シナリオにおける最大主応力方向 5° の場合を除く各ケースと比較して、同等あるいはより大きな値となっている。このような結果となった原因は、両シナリオにおける断層面上の最終すべり量の差にある。本研究では、プレート境界破壊シナリオが分岐断層破壊シナリオの2～3倍に達するケースがあった（図39）。プレート境界破壊シナリオにおける最終すべり量が分岐断層破壊シナリオの数倍程度に達する場合には、プレート境界の断層面が低角であっても、分岐断層破壊シナリオよりも大きな地殻変動を生成する可能性があることを示唆している。また、プレート境界破壊シナリオの地殻変動は、分岐断層破壊シナリオに比べて広域に及ぶ傾向にある。分岐点以浅の断層長さがプレート境界の方が約2倍長くなっていることが主な原因であろう。こうした特徴の違いは、発生する津波の周期の違いとして現れ、陸域へ流入する海水の流量に影響を及ぼす大きな要因となる。

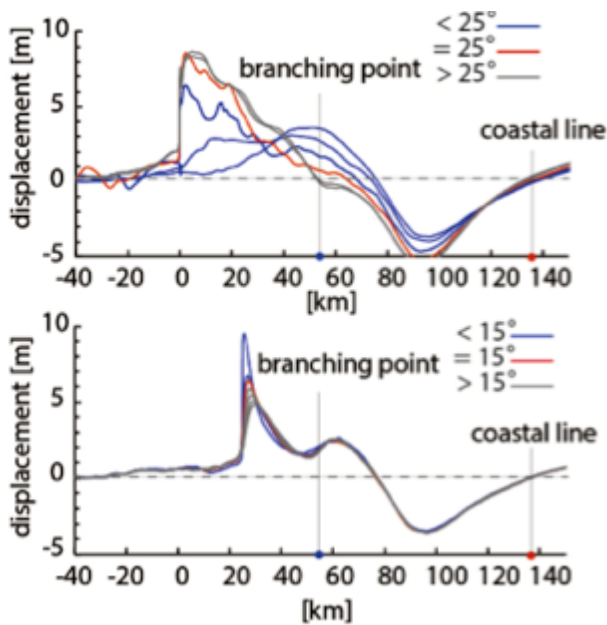


図41 地殻の上下変動の比較
 (上：プレート境界破壊シナリオ，
 下：分岐断層破壊シナリオ，
 角度は最大主応力方向)。

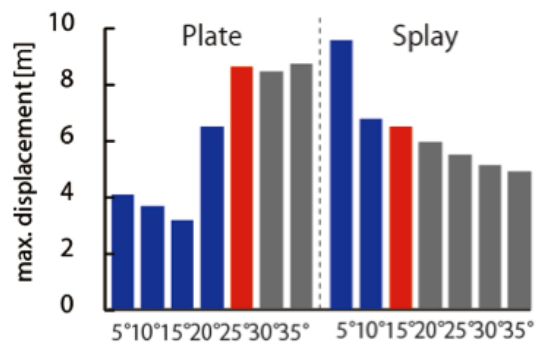


図42 地殻の上下変動の最大値の比較
 (左：プレート境界破壊シナリオ，
 右：分岐断層破壊シナリオ，
 横軸の角度は最大主応力方向)。

図43、図44はそれぞれ海面の最大変位分布、海岸線における海面の最大変位を示したものである。また、右端は海岸線であり、海岸線には5mの海岸堤防を考慮した。プレート境界破壊シナリオも分岐断層破壊シナリオも水位が浅くなる海岸付近で浅水変形により津波が大きく増幅している様子が分かる。海岸付近の海面の最大変位は、両シナリオともに地殻変動の規模の大きさに対応して大きくなっていることが分かる。すなわち、最大主応力方向が、プレート境界破壊シナリオ、分岐断層破壊シナリオそれぞれ 35° 、 5° の場合に、海岸付近で特に大きな海面変位となった。ただし、同規模の海面変位であれば、水深の深い海域で発生した津波の方が浅海域に到達したときにより大きく増幅される（浅水変形）ため、ここでの条件ではプレート境界破壊シナリオの方が津波は海岸付近でより大きく増幅される傾向にある。

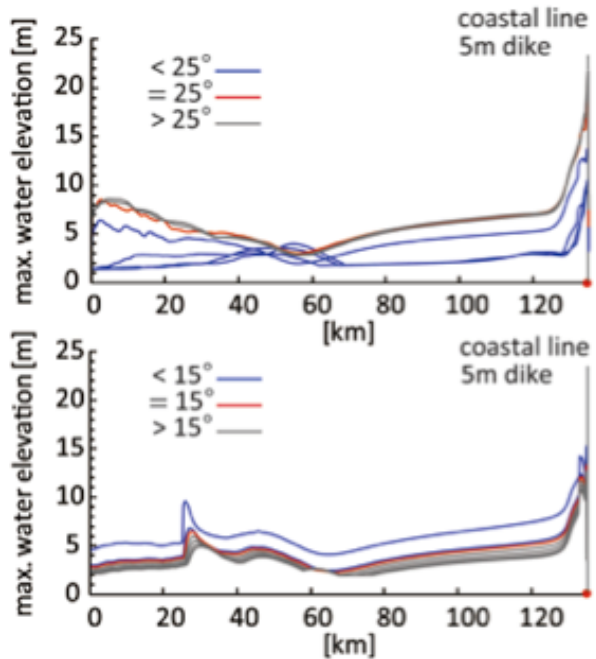


図43 海面の最大変位分布の比較
 (上：プレート境界破壊シナリオ，
 下：分岐断層破壊シナリオ，
 角度は最大主応力方向)。

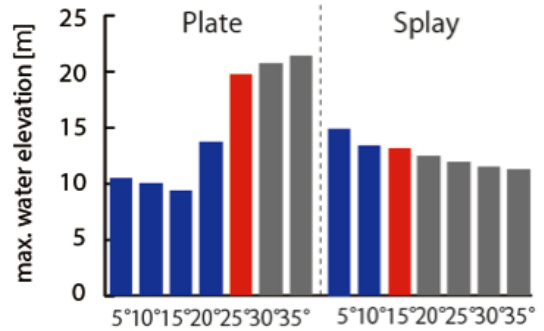


図44 海岸線における海面の最大変位の比較

(左：プレート境界破壊シナリオ，
 右：分岐断層破壊シナリオ。
 横軸の角度は最大主応力方向)。

図45は津波の浸水深を示したものである。図の左端は海岸線であり、横軸は海岸線からの水平距離を表している、色分けは図40の最大主応力方向による色分けに対応している。プレート境界破壊シナリオは、分岐断層破壊シナリオよりも最大浸水深が大きく、また、内陸奥深くまで津波が到達している浅水変形により、海岸付近で津波の波高が大きく増幅されることに加え、地殻変動領域の広さに伴い津波の周期が長くなっていることも寄与していると考えられる。ただし、津波の到達地点は最終の到達地点ではなく、1.5時間の氾濫計算の中での到達地点である。従って、さらに計算時間を長くすれば津波はより内陸へと進行するが、ここで得られた結果の相対的な関係に変化は生じないと考えられる。図46は津波の陸域への総流入量を比較したものである。海岸堤防を越える津波の越流量を時間積分することで計算した。分岐断層破壊シナリオの中で海岸付近で最も大きな津波となる最大主応力方向5°のケースでさえ、同シナリオのそれ以外のケースとあまり大きな差がないことは津波の周期が短いことが原因であると考えられる。

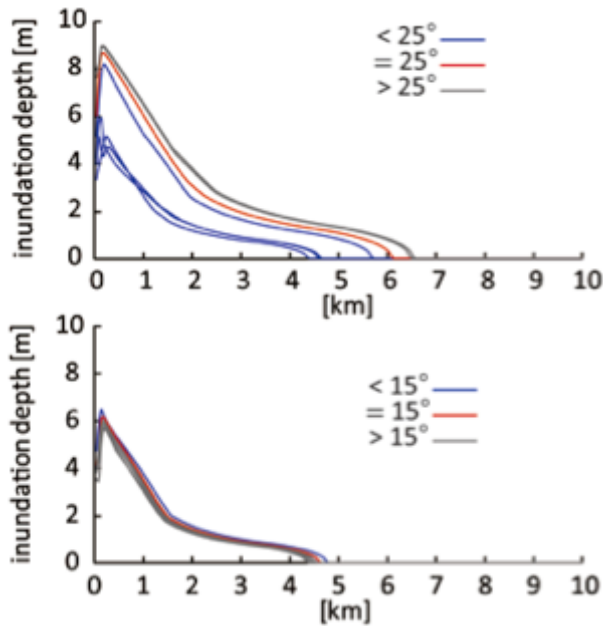


図45 津波の浸水深の比較. 横軸は海岸線から内陸方向への距離.

(上：プレート境界破壊シナリオ，
下：分岐断層破壊シナリオ，
角度は最大主応力方向).

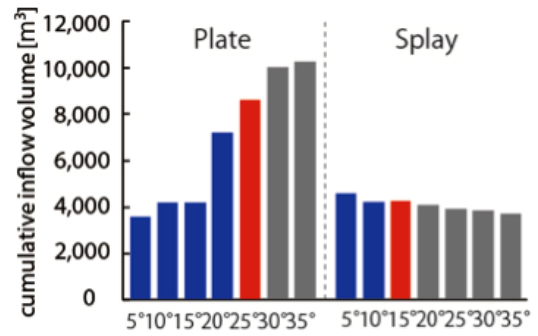


図46 津波の陸域への総流入量の比較.

(左：プレート境界破壊シナリオ，
右：分岐断層破壊シナリオ.
横軸の角度は最大主応力方向).

3) 間隙流体の動的破壊へ及ぼす影響の評価

実施手法に記した様々な3次元動的破壊伝播シミュレーションを実施した結果、TPが動的破壊伝播に及ぼす影響として、以下のことがわかった。

間隙流体が存在し水理拡散率の小さい断層では、TPによって、断層でのすべりに伴い応力の降下为非線形に大きくなり、すべりの成長が加速される。このすべりと応力降下の変化のようすは破壊伝播の履歴に依存しており、断層上の場所によって異なる(Urata et al. 2008)。このような変化は断層の厚さが薄いほど顕著であるが、水理拡散率で決まる臨界厚さ以下では変わらなくなる。また、水理拡散率が大きいときにはこのような変化は見られない。初期間隙圧によるものだけである。

深さとともに断層にかかる応力が高くなる場合、TPにかかわらず、最終すべり量は深いほど大きくなる。深いほど断層にかかる法線応力は大きいので、TPによる有効法線応力の変化も大きくなることができる。深い部分では、TPによる応力降下の更なる増加から最終すべり量はより大きくなる。破壊伝播速度もS波速度を超えやすくなる。TPの効果は破壊伝播距離とともに大きくなるため、破壊開始点が断層下端にあると、最終すべり量のピークが浅くなる様子も見られる。一方、破壊成長のための臨界断層長の値は浅いほど大きく、浅い部分での破壊は成長しにくい。また、深くなると断層強度が高くなるため、破壊は深い方向へ広がりにくい。これらの効果で、破壊開始点がある程度浅くなると、大きな地震へ成長しにくくなる。しかし、TPがないときには破壊開始点が浅く破壊が成長しないよう

な設定でも、TP が働くと、破壊は途中で止まらずに、大きな地震へ成長できるようになることがわかった。

摩擦発熱によって間隙水の温度が上がると、間隙水は液体から超臨界水へ相変化すると予想される。液体から超臨界水への相変化では、水の物性値が大きく変化する。間隙水の物性値の時空間変化を取り入れたシミュレーションから、TP が適度に働く時（例えば、断層にかかる応力が大きくない、断層幅があまりうすくない）にはこの相変化の影響が破壊伝播には現れないが、断層幅がうすく応力が高く TP が強く働く状況下では、応力降下後の応力回復が促進し、最終すべり量の増加が抑制される効果があることがみつかった。破壊伝播速度にはほとんど効かない。

TP といっしょにダイラタンシー（空隙率の増加）が働く場合の破壊伝播の特性も明らかになった。ダイラタンシーが働く場合、働かないときに比べて、最終すべり量が小さくなり、破壊伝播速度の上昇が抑制される（図 47）。先行研究で従来除外視されてきた空隙率と浸透率との間の冪乗関係を考慮して、ダイラタンシーの効果を取り入れたシミュレーションの結果（図 48）から、空隙率と浸透率の間の冪乗関係の冪数の増加が、破壊伝播速度を変えずに最終すべり量を抑制する一方、ダイラタンシー係数の増加が、最終すべり量と破壊伝播速度の両方を抑制することがわかった。

TP が断層間の動的破壊の乗り移りに及ぼす影響としては、2 枚の平行で不連続な横ずれ断層でのシミュレーション Kase and Kuge (2001) をもとに、1 枚目の断層を広った破壊が、①距離がより離れた 2 枚目の断層へ乗り移れる、② 2 枚目の断層の深い部分へ乗り移れる、③深さとともに増加する応力下で①及び②の効果がより強くなる、④破壊が乗り移るか否か、及びその後どのように伝播するかは、2 枚の断層の幾何的配置だけではなく、断層の水理拡散率の値にも依存する、ことを明らかにした。

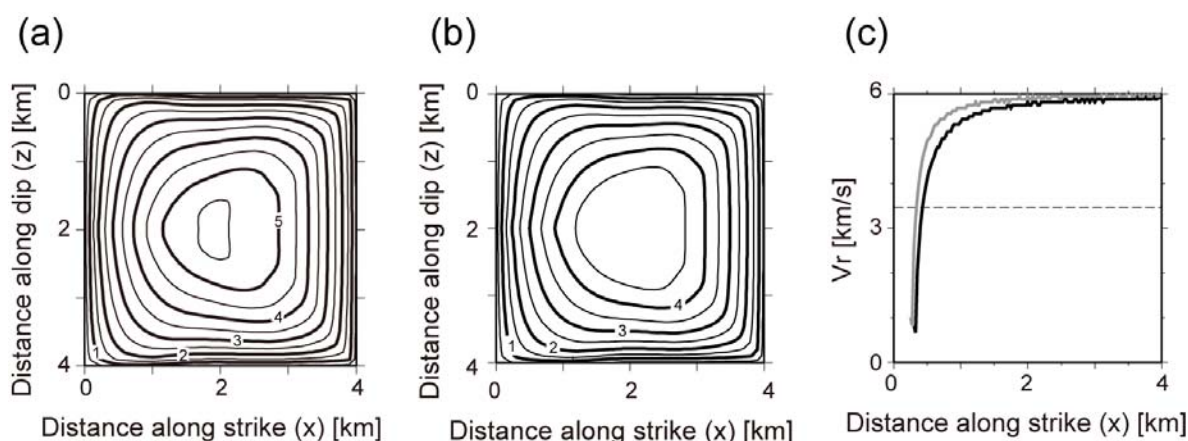


図 47 ダイラタンシーの有無による最終すべり量と破壊伝播速度の違い。断層は 4 km 四方の正方形であり、破壊は左端の中央から開始している。x 方向に平行なすべりが伝播する。(a)ダイラタンシーがない場合の最終すべり量 (m) の分布。(b)ダイラタンシーがある場合の最終すべり量 (m) の分布。(c)ダイラタンシーがある時（黒線）とない時（灰色）の破壊伝播速度（縦軸）。(c) は $z=2\text{km}$ 上を伝播する破壊の速度に対応し、横軸が位置を示す。

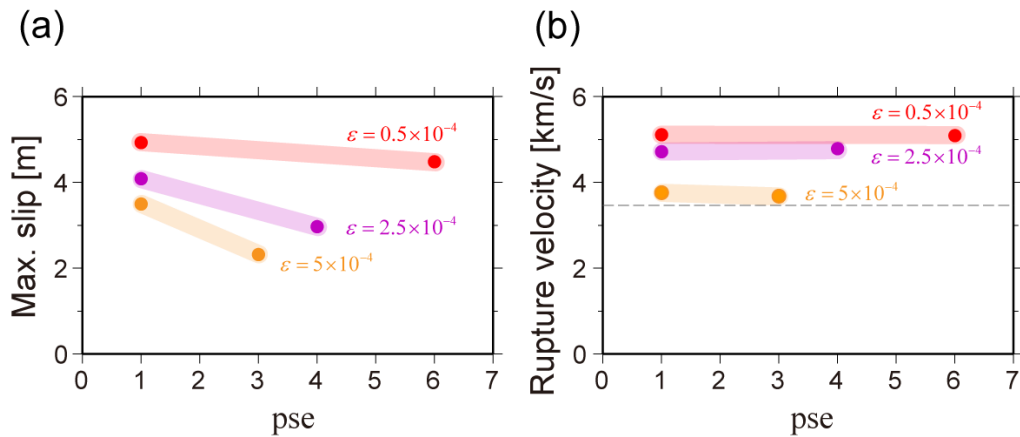


図 48 断層の断層係数 (pse) とダイラタンシー係数 (ϵ) の値による最大すべり量 (a) と平均破壊伝播速度 (b) の違い。断層は 4 km 四方の正方形であり、破壊は左端の中央から始まっている (図 47 に同じ)。

4) 間隙流体の準動的地震サイクルを通しての影響評価

摩擦力は、速度状態依存則に従う摩擦係数の変化、及び間隙流体圧の変化を通して有効法線応力の変化にも依存する。間隙流体圧は、地震時では地震時摩擦発熱 TP (Mitsui and Hirahara, 2009a) による上昇に加えてすべり破壊によるダイラテーション (空隙増加) による減少、更に地震間では準静的なガウジの変形に伴う空隙率変化及び圧力溶解などによる空隙減少による増加 (Mitsui and Hirahara, 2009b)、といったように変動する。Mitsui (2011) は、速度状態依存摩擦則に従う断層に、上記の変動要因を全て入れ、1 自由度ではあるが、準動的シミュレーションを行なっている。図 49 に、載荷速度 v_{pl} 3 cm/年、剛性率 G 27GPa、透水率 κ 10^{-20}m^2 、空隙形成係数 ϵ 1.7^{-6} 、すべり速度依存ダイラテーション係数 Y 0.0005、化学反応による空隙減少の特徴的時間 X 10 年とし、地震時すべり幅 w を変えて地震サイクルシミュレーションを行った場合の、間隙流体圧の時間変動と累積すべりを示す。水理定数などは固定しても、断層すべり幅 w が変わるだけで、間隙流体圧変動は大きく変わり、全く異なる地震サイクルになる可能性があることが分かる。

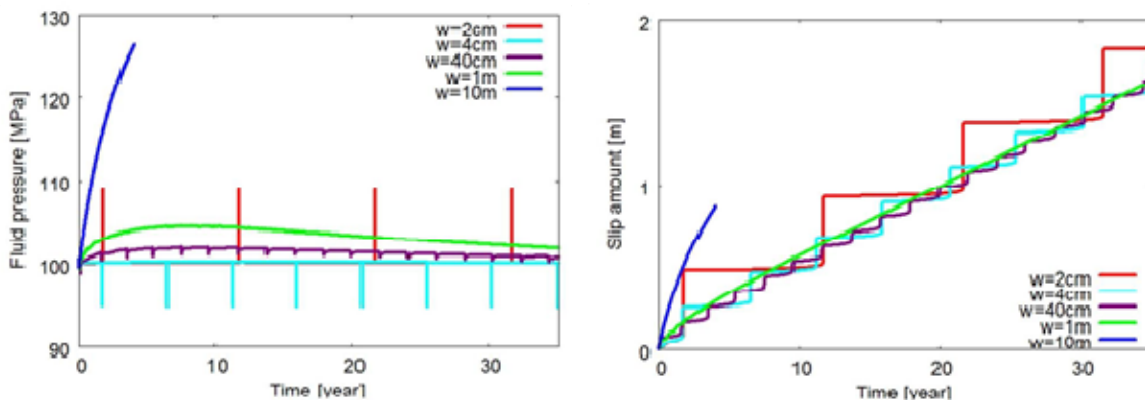


図 49 速度状態依存則に従う断層で、地震時における TP・ダイラタンシー、地震間における

る準静的ガウジ変形及び圧力溶解など化学変化による空隙変化の影響を組み込んだ、1自由度準動的地震サイクルシミュレーション例 (Mitsui, 2011)

(左図) 間隙流体圧変動 (右図) 累積すべりの時間変動

また、Mitsui et al. (2012)は、2011年東北地方太平洋沖地震の地震サイクル計算において Kato and Yoshida(2011)の2次元モデルで、50mを超える大すべり域での強パッチの代わりに、断層帯に間隙流体を仮定し、準動的地震サイクルシミュレーションを行なって、TPによる地震時における大すべり及び大きな応力降下量、数百年という長期間の地震の繰り返しサイクルを再現し、間隙流体の重要性を指摘している。

5) データ解析の高度化：InSAR (干渉合成開口レーザー) 解析の高度化

図 50 に紀伊半島のパス 414 の画像のペアに対するコヒーレンス (干渉性) を示す。ALOS の軌道は 2008 年半ばに大きく修正されているため、2006 年から 2011 年までの運用期間中安定した軌道間距離を確保することが難しい。しかし、軌道修正のおかげで、観測間隔 800 日 (2 年強) のペアで軌道間距離が短くなり、コヒーレンスが高いペアができることがわかる。軌道間距離が 500m 以下であれば、平均的に 0.5 以上のコヒーレンスが得られることがわかる。時間間隔が短いペアであれば、単偏波のペアでは 1000m 程度でも高いコヒーレンスを有する。これらのコヒーレンスが高いペアのみを用いて、干渉処理を行い、スタッキングすることにより平均変動速度を算出した。

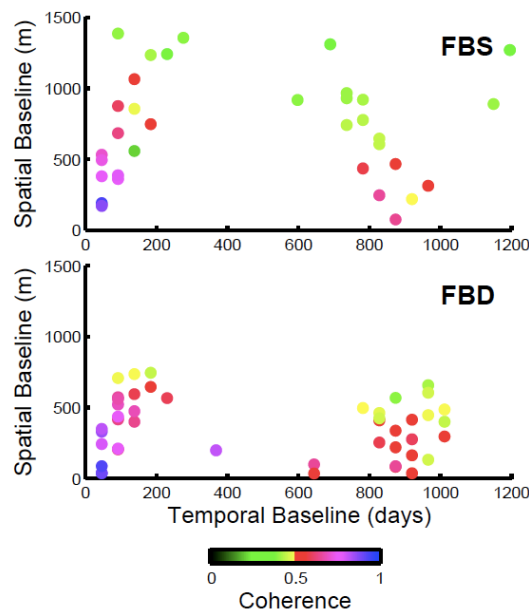


図 50 紀伊半島のパス 414 の画像のペアに対するコヒーレンスと軌道間距離及び観測時間間隔の関係。縦軸が軌道間距離、横軸が観測時間間隔。(上) 高解像の単偏波のデータ、(下) 2 偏波のデータ。

解析を進める途上、波長の長い振幅が数 10cm にも及ぶ変動が重畳するケースがあることがわかって来た。ALOS/PALSAR は L バンドというやや波長の長いマイクロ波を使用しているため、他の SAR よりも電離層による遅延が大きくなる。超高層大気研究者らとの共

同研究により、大きい変動が重畳する時期には電離層にも中規模伝播性電離層擾乱(MSTID)が発生していることがわかった¹⁾。図 51 と 52 は、干渉処理を行ったペアの 2 回の観測時刻近傍の GPS-TEC の分布と、アジマス・オフセットを比較したものである。アジマス・オフセットは、SAR の強度画像のマッチング処理から得られる情報で、マイクロ波の遅延が大きい場合、顕著な擾乱が見られる。電離層の擾乱が大きい 2009 年 9 月 5 日の画像を含むペアについては、アジマスオフセットにも大きな北北西-南南東方向の縞模様が現れている(図 51)。これは、電離層の擾乱によりマイクロ波の着地点が、2 つの画像において m 単位でずれていることを示している。ただし、このずれは PALSAR の分解能よりは小さい。このペアの干渉画像には大きな見かけの変動が重畳しており、電離層の擾乱により着地点がずれることにより生じていると考えられる。一方、電離層の擾乱の小さい 2007 年 12 月 1 日と 2010 年 3 月 5 日の画像のペアについては、アジマスオフセットには顕著な乱れは見られない。このように、電離層擾乱の影響を除去・軽減することが大きな課題となった。ここでは、2 つの方法、GPS の変動を用いて除去する方法と、単純に見かけの変動の大きい画像を除く方法、を使って解析を進めた。

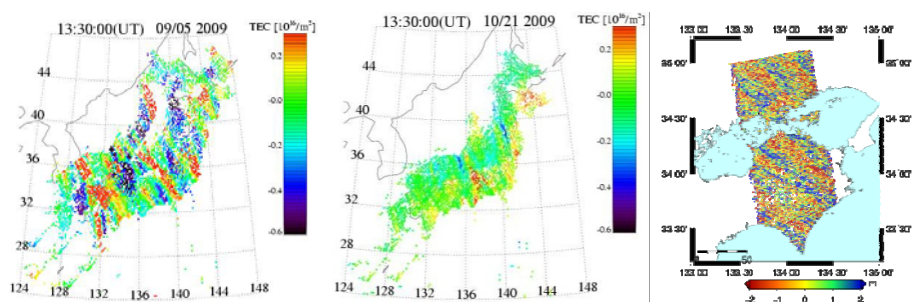


図 51 ALOS/PALSAR 観測時刻に近い GPS-TEC 分布とアジマスオフセットの比較。(左) 2009 年 9 月 5 日の GPS-TEC、(中) 2009 年 10 月 21 日の GPS-TEC、(右) この日に観測された SAR 画像ペアから作成したアジマスオフセット。

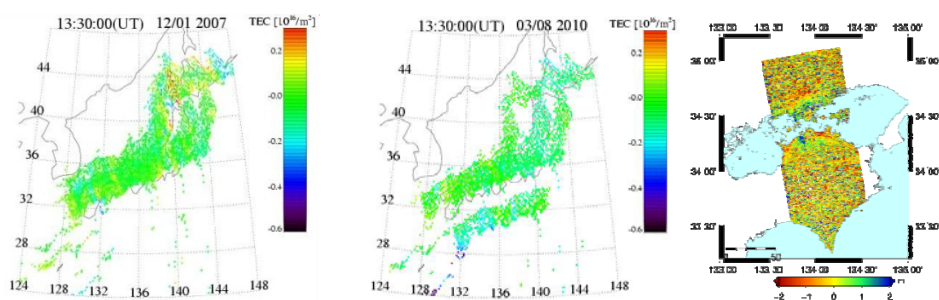


図 52 ALOS/PALSAR 観測時刻に近い GPS-TEC 分布とアジマスオフセットの

図 53 に、紀伊半島の北行軌道のパス 414 のスタッキング干渉画像を示す。干渉画像の一部には大きな擾乱が見られ、地殻変動以外の原因による変動が卓越している。このまま時系列解析やスタッキング処理を行っても、この擾乱の影響が支配的になるので、これを次の手順で除いた。

- ①アンラップ干渉画像から、GPS 連続観測点の位置の視線方向変位をサンプリング。
- ②GPS 連続観測点の対応する期間の変動を求め、これを視線方向変位に変換。
- ③GPS の変位を真の地殻変動と考え、これらの差 (=ノイズ) を計算。
- ④ノイズのデータを画像全体に内挿。
- ⑤①の観測干渉画像から④のノイズ画像を差し引き、“真の地殻変動”とする。

この結果、図 53 の視線方向の平均変位速度が求められた。当然ではあるが、GPS の変位から求めた視線方向変位とは調和的である。しかし、短波長の乱れが残っている。これらは地形と相関があるように見え、局地的な大気の擾乱の影響と考えられる。

四国の画像の解析については、単純に見かけの変動の大きい画像を除くことで解析を進めた。四国全域をほぼカバーする北行軌道の 4 パス（東から順に 417、418、419 及び 420）と、南行軌道の 2 パス（室戸岬を通る 67 と足摺岬を通る 70）。図 54 に、北行軌道からの四国の 4 パスのスタッキング干渉画像とつながるように描いた。しかしながら、中央部のパス 418 については、東西方向のトレンドが残っているため、東のパス 417 からみて、西側の 2 パス（419 と 420）の変動速度が大きくなる。個々のペアのアンラップ画像を見ると画像西側の瀬戸内海付近に大きな擾乱が認められる画像が多く、電離層等の影響が依然残っているものと考えられる。なお、西端のパス 420 については、2010 年の豊後水道スローイベントの発生時期を挟む画像をもスタッキングしているが、スムーズな変動速度の分布が得られている。

図 54 及び 55 は、四国地方の南行軌道の 2 パスのデータから作成したスタッキング干渉画像である。北行軌道に比べて、南行軌道は変動の波長が短くなるため、ALOS での検出が有利と考えられた。しかし、南行軌道での観測は昼間であり、光学観測が優先される時間帯であるため、観測データ量が北行軌道に比べ、6 割前後である。このため、十分な数の高いコヒーレンスを有するペアを確保するのが困難となる。また、北行軌道に比較して少ないものの、電離層の擾乱も見られる。全体の傾向は GPS からシミュレートした干渉画像と整合するが、変動速度にして 2 倍近い大きい値になっている。ある程度のペア数を確保することを優先したために、大気による擾乱の影響の大きいものが依然含まれていると考えられる。

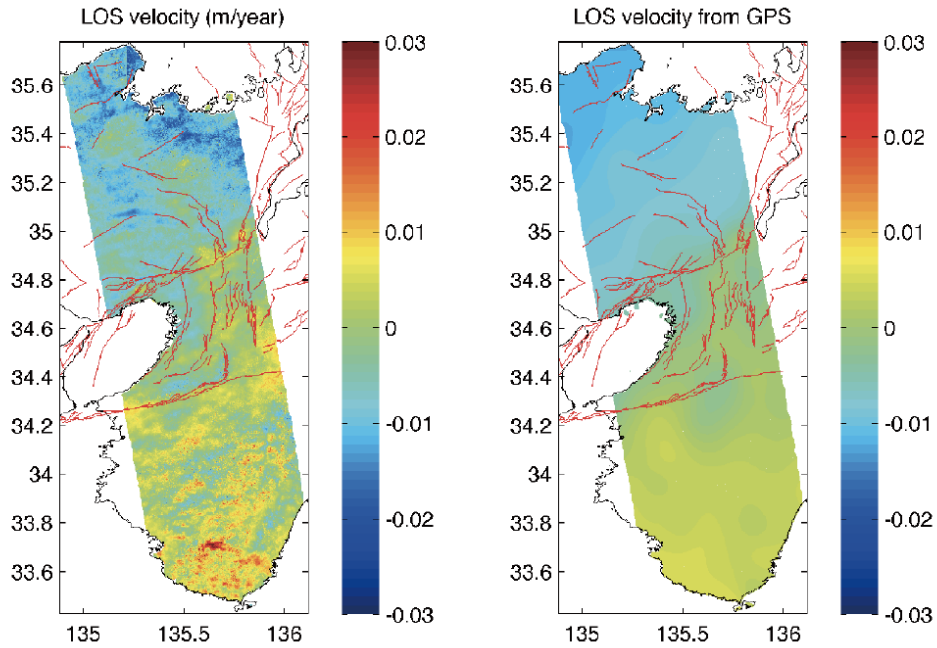


図53 パス414 の平均的な変動速度。(左) GPSの変位速度を用いて長波長の変動を除いた視線方向変位速度。(右) GPS 観測から推定した視線方向変位速度。

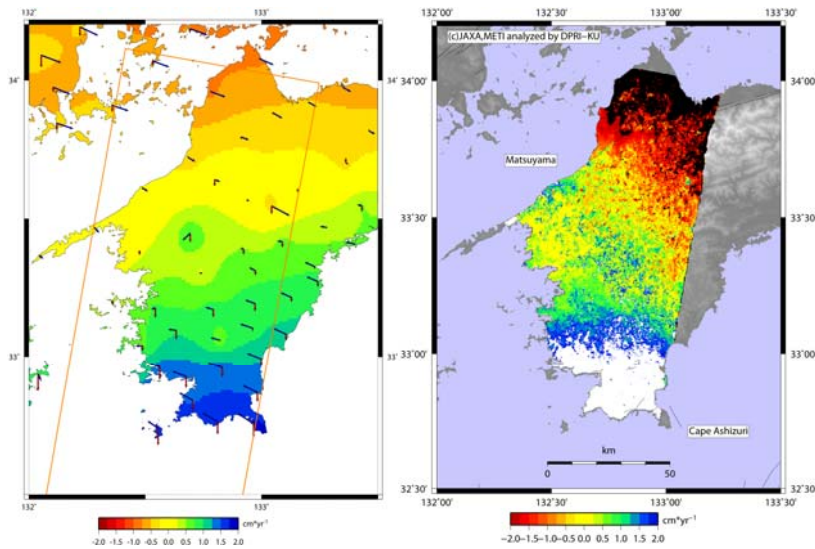


図 54 (左) GEONET データから合成した ALOS の南行軌道に対する平均視線距離変化。衛星が東より南へ約 10° 、仰角約 50° の上空から観測している。(右) 四国西部パス70の2007年から2010年のデータから作成した干渉画像の内、短基線のペアをスタッキングして得られた平均視線距離変化の分布。松山市付近がほぼ 0cm/yr になるように調整している。

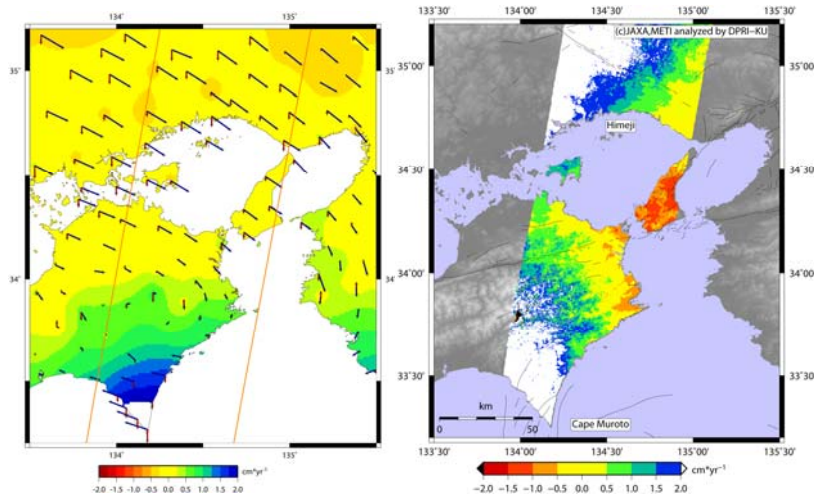


図 55 (左) GEONET データから合成した ALOS の南行軌道に対する平均視線距離変化. 衛星が東より南へ約 10° 、仰角約 50° の上空から観測している。(右) 四国西部パス 70 の 2007 年から 2010 年のデータから作成した干渉画像の内、短基線のペアをスタッキングして得られた平均視線距離変化の分布. 四国北岸付近がほ

6) データ解析の高度化：データ同化手法による摩擦パラメータの推定

本業務の方法で記述した方程式系に対してプログラムを作成し、真の解がわかっている場合に、真の値とは異なる値を背景値として与え、アジョイント法によってどの程度真の解が復元されるか数値実験によって確認した。5年間で、自由度の小さい簡単な系から考察を進めてきたが、ここでは最終年度に行った自由度の大きい系に対する数値実験の結果のみを示す。

すでに示したように、プレート境界でのすべり速度や応力の時間発展の計算には、速度状態依存摩擦構成則 (Dieterich, 1979) (式(26))、状態の時間発展方程式としてのスローネス則 (式(27)) 及び弾性体の準静的運動方程式 (式(28)) を用いた。ここで、 $V_{p1}=9$ cm/yr (DeMets et al., 1994)、 $G=30$ GPa、 $c=3$ km/s とした。また有効法線応力 σ_i は 20MPa とした。この値は静岩圧より小さいが、余効すべりが L A から S A まで伝わるためには低い有効法線応力を用いる必要である (Ariyoshi et al., 2007)。すべり応答関数 k_{ij} はセル j における単位すべりに伴うセル i のせん断応力変化を表し、Okada (1992) に基づいて計算した。また μ_0 は速度 V_0 で定常的に滑っている時の摩擦係数を表し、本研究では $\mu_0=0.6$ 、 $V_0=V_{p1}$ ($=9$ cm/yr) とした。また a_i 、 b_i 、 L_i は摩擦パラメータを表し (以下、 $A_i=a_i \sigma_i$ 、 $B_i=b_i \sigma_i$ と表記する)、本研究では余効すべり域の摩擦パラメータは一様とした。

式(26)～(28)に適切な初期条件を与えることで、各セルでのすべり速度・状態変数の時間発展が計算できる。本研究では表 2 のような摩擦パラメータを用いてすべり速度・状態変数を計算した。以下このときの摩擦パラメータを真値とする。

表 2 与えた摩擦パラメータの真の値

	LA	SA	Afterslip
$\Delta B(\text{kPa})$	-100	-80.0	5.00
$A(\text{kPa})$	40.0	40.0	40.0
$L(\text{mm})$	40.0	40.0	40.0

本研究では千島海溝を模した平面断層モデルを用いた（図 56）。地震時すべりの大きな領域として十勝沖地震・釧路沖地震に対応した2つの大小のアスペリティ（以下それぞれLA、SAと呼ぶ）をそれぞれ1つのセルで表現した。またその周囲の余効すべり発生域を10km×10kmごとの390のセルで表現した。

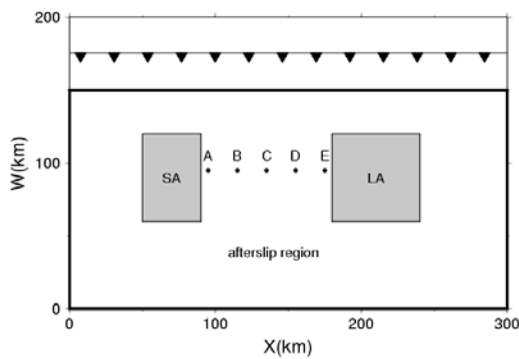


図 57 用いた断層モデル．傾斜角は 20 度．

太線で示した大きな矩形領域が全モデル領域，2つの灰色の小さな矩形が地震発生領域で，右のLAで最初の地震が発生し、左のSAでトリガーされた地震が発生する。それ以外の領域は速度強化域で、余効すべりが伝搬する。点A～Eですべり速度が観測されるとした。

上に述べたモデルを用いてすべり速度の時間発展を計算すると約300年周期の地震サイクルが再現される。本研究ではある1回の地震について、地震発生1日後から20日間のすべり速度を1日ごとに記録し、これに平均0、標準偏差 $1.0 \times 10^{-8} \text{m/s}$ の正規分布の誤差を加え人工データとした（図 58）。このデータは余効すべりの加速・減速・伝播の情報を持つ。このようにして得られた人工データに対して、本研究ではアジョイント法を適用し摩擦パラメータの真値が推定できるかに関して双子実験を行った。

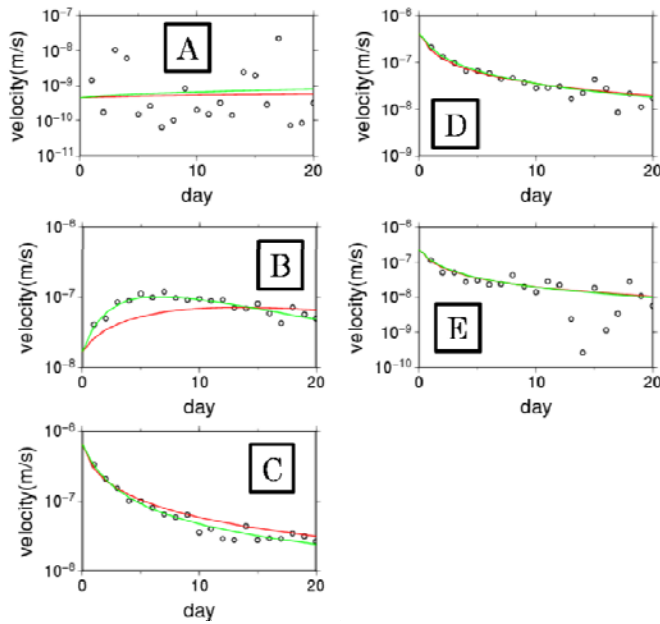


図 58 図 57 に示した点 A～E におけるすべり速度の観測データ (○印) 真の値を青線で、第一推定値による時間発展を赤線で、推定された値による時間発展を緑線で、それぞれ示した。

摩擦パラメータの事前推定値 (第一推定値) から出発し、アジョイント法によって、評価関数が収束するまで摩擦パラメータを更新する。最終的に得られた推定値を表 2 に示す。また、第一推定値から推定値への収束の様子を図 59 に示す。3つの摩擦パラメータが背景値(A-B (kPa)、L (mm)、A (kPa)) = (10.0, 80.0, 80.0)からすべり速度のデータを同化することによって(5.28, 40.4, 40.0)へと最適化されており、この値は真値に近い値である。図 57 には、人工データと背景値、推定値によるシミュレーション結果の比較も示してある。摩擦パラメータが最適化されていることから分るとおり、データを同化することによってデータに合うようなすべり速度の時系列が再現されている。加納・他(2010)とは異なり、本研究ですべての摩擦パラメータが最適化できたのは余効すべりの加速に関する情報を含むデータを同化したためと考えられる。

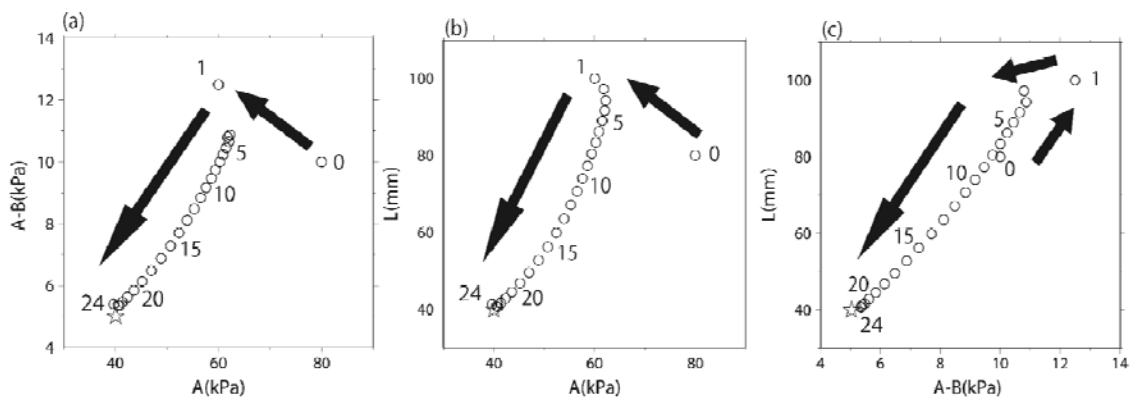


図 59 摩擦パラメータの収束の様子。第一推定値 (0) から推定値 (24) まで矢印の方向に収束している。☆印は真の値を示す。

表 3 摩擦パラメータ，評価関数，トリガーされた地震の発生時期の真の値，背景値，データ同化によって推定された値

	Λ - B (kPa)	L (mm)	Λ (kPa)	Cost function	Interval to the triggered earthquake (year)
True value	5.00	40.0	40.0	3000	3.83
Background value	10.0	80.0	80.0	12500	10.9
Estimated value	5.28	40.4	40.0	3010	3.85

表 3 に LA での地震発生から、その余効すべりによって SA で発生する地震までの発生間隔を，図 60 に余効すべりの伝播の様子を示した。表 3 から摩擦パラメータの最適化によって地震発生間隔が真値に近くなっていることが分かる。このことはパラメータの最適化によって、余効すべりによってトリガーされる地震の予測精度が向上される可能性を示唆している。

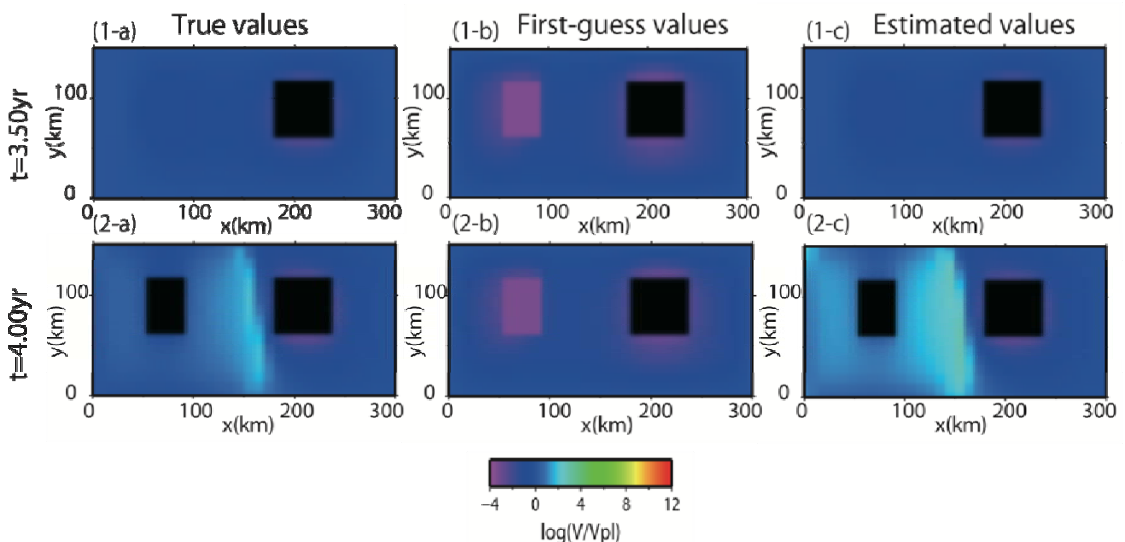


図 60 最初の地震の発生から 3.5 年後（上）と 4.0 年後（下）における余効すべりの伝播の様子。左から真の値、第一推定値、推定値による結果。

7) 地震サイクルシミュレーションの省メモリ化・高速化

2011 年東北地方太平洋沖地震震源域を、太平洋プレートの 3 次元形状を考慮して、摩擦パラメータから決まる最小セル条件を満たすように三角形のセルに分割し、地震発生シミュレーションを行なった。この際に用いたセル数 N は 200,704 で、すべり応答関数行列の階層型行列表示を図 60 に示す。図 61 における各数字は部分行列のランクを示し、 $O(N)$ のメモリ量を持つことが分かる。

階層アスペリティ (HA) モデル (Hori and Miyazaki, 2011) と強パッチアスペリティ (SA)

モデル(Kato and Yoshida, 2011)の2つのモデルを用いて地震サイクルシミュレーションを行い、比較を行なった。図 62 (大谷, 2011) に両者の速度状態依存摩擦則の摩擦パラメータ分布を示す。両者とも日本海溝浅部に強パッチを置いて、地震時大すべりを再現している。また 30~40 年間隔で発生する複数の M7 震源域での摩擦特性は同じであるが、違いは 2011 年東北地方太平洋沖地震震源域の摩擦特性にある。HA モデルでは、速度弱化 $A-B > 0$ ではあるが条件付き安定すべり特性を、SA モデルでは速度強化 $A-B > 0$ としている。両者とも 30~40 年間隔で発生する M7 地震を含む、数百年間隔で発生する東北地方太平洋沖地震サイクルの再現に成功している。ただ、地震後の振る舞いに違いが見られる。HA モデルでは地震サイクルの前半では震源域が固着して宮城沖 M7 地震の活動も不活発であるのに対し、SA モデルでは速度強化域でのすべりにより宮城沖 M7 地震活動が活発化する。これからの余効すべり等の観測が重要である。

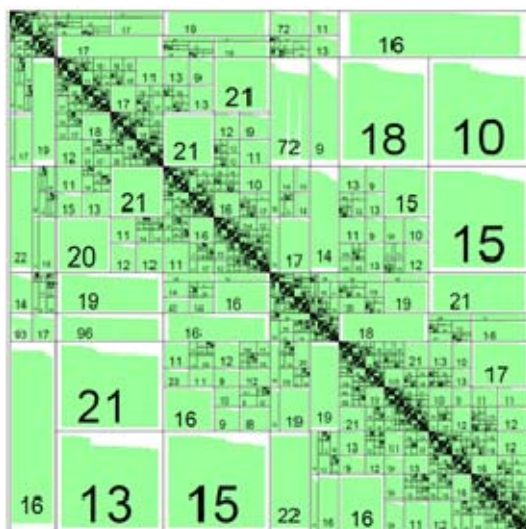


図 61 2011 年東北地方太平洋沖地震シミュレーションにおけるすべり応答関数行列の階層行列表示 $N=200,704$ 。数字は各部分行列の近似したランク数を表す。

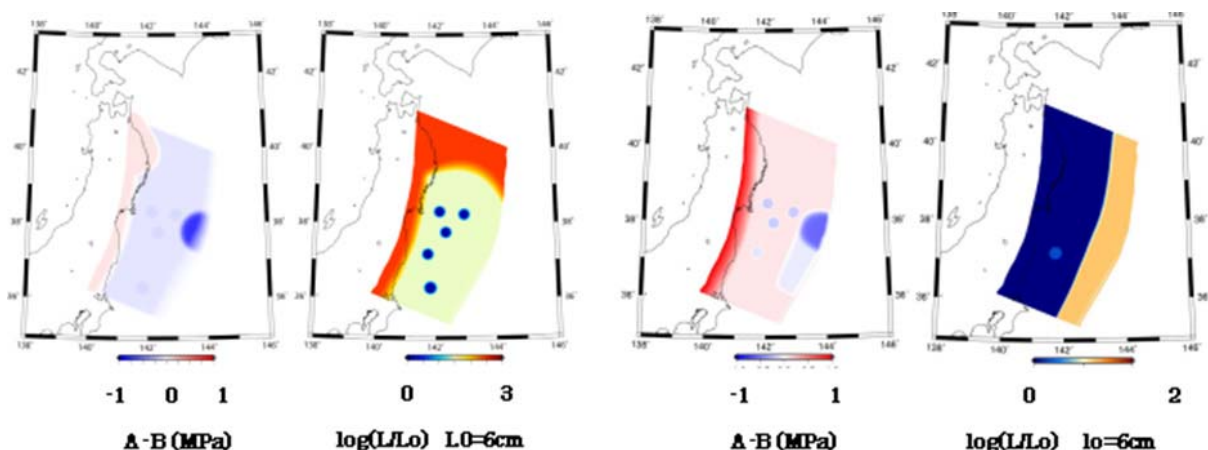


図 62 階層アスペリティ(HA)モデル(左)と強パッチアスペリティ(SA)モデル(右)における摩擦パラメータ A-B と L の分布 (大谷, 2011)

9) 内陸地震を含む南海トラフ巨大地震サイクルセルモデルの構築

フィリピン海プレート形状を用い、近畿地方周辺の 80 の活断層 (図 63) のクーロン破壊関数の変化 (ΔCFF) を網羅的に計算した。北米プレートとユーラシアプレートの相対運動による新潟・神戸構造帯 (NKTZ) の東西圧縮による ΔCFF を計算したところ、A 級活断層における応力蓄積レートに相当した (図 64)。

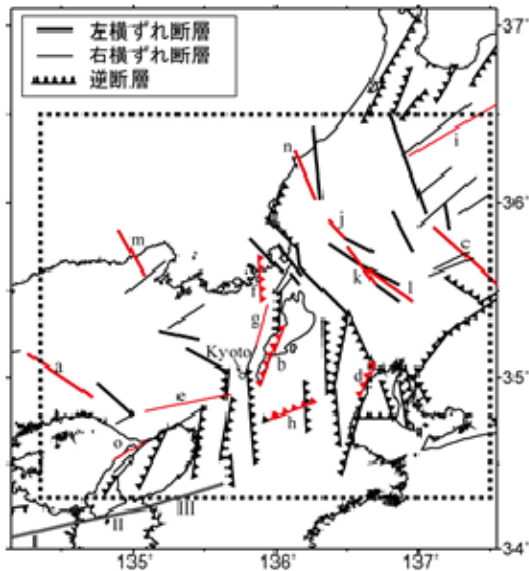


図 63 応力変化を得た活断層。
番号は図 64 に対応。

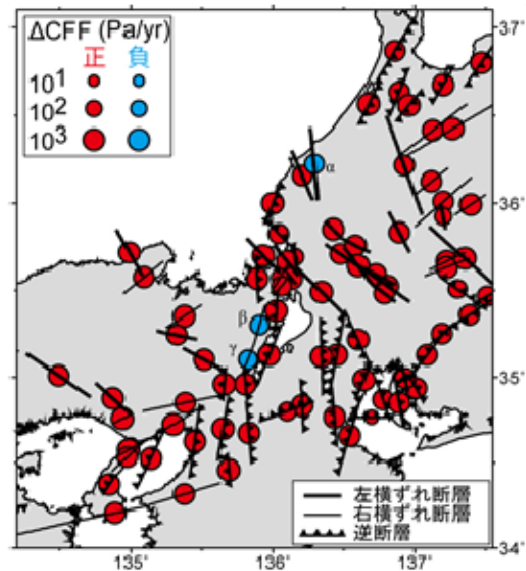


図 64 NKTZ 東西圧縮による応力変化。

NKTZ 東西圧縮・南海トラフ巨大地震・固着・内陸地震を变形源として内陸活断層上のクーロン破壊関数の時間変化を計算したところ、最近 500 年間の 9 つの内陸地震の起震断層上では、地震時のすべりを与える「すべり予測 (SP) モデル」「時間予測 (TP) モデル」双方で破壊関数がほぼ過去最大値となる時間に地震が発生していた (図 65)。

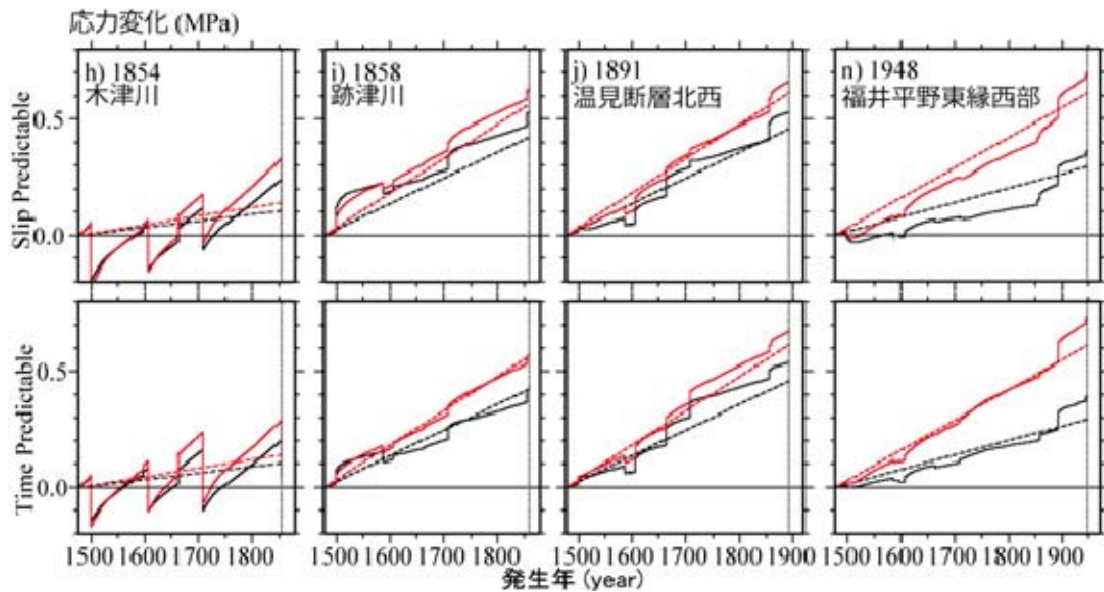


図 65 西南日本活断層の Δ CFF 時間変化の例。番号は図 63 に対応。赤：剪断応力、黒： Δ CFF、破線：NKTZ 東西圧縮に伴う応力変化、実線：すべての変形源に伴う応力変化

さらに、近畿地方の 80 の活断層について南海トラフ巨大地震による弾性応答を計算し、NKTZ 東西圧縮による長期的な応力蓄積と比較した結果、NKTZ 東西圧縮による応力蓄積の数十年間分に値するだけ Δ CFF が低下するという結果が得られ（図 66）、南海トラフ巨大地震発生前に逆断層型地震が、発生後に横ずれ型地震が増えることを予測する結果となった。断層強度を一定と仮定すると、 Δ CFF の過去最高値の更新が地震発生をもたらすと考えられる。南海トラフ巨大地震による応力変化が十分大きい範囲（図 62 の太点線内）の 73 活断層上で計算された Δ CFF 過去最高値の更新値は、南海トラフ巨大地震発生前 50 年から発生後 10 年に高くなり、歴史地震の発生分布と調和的になった（図 66）。

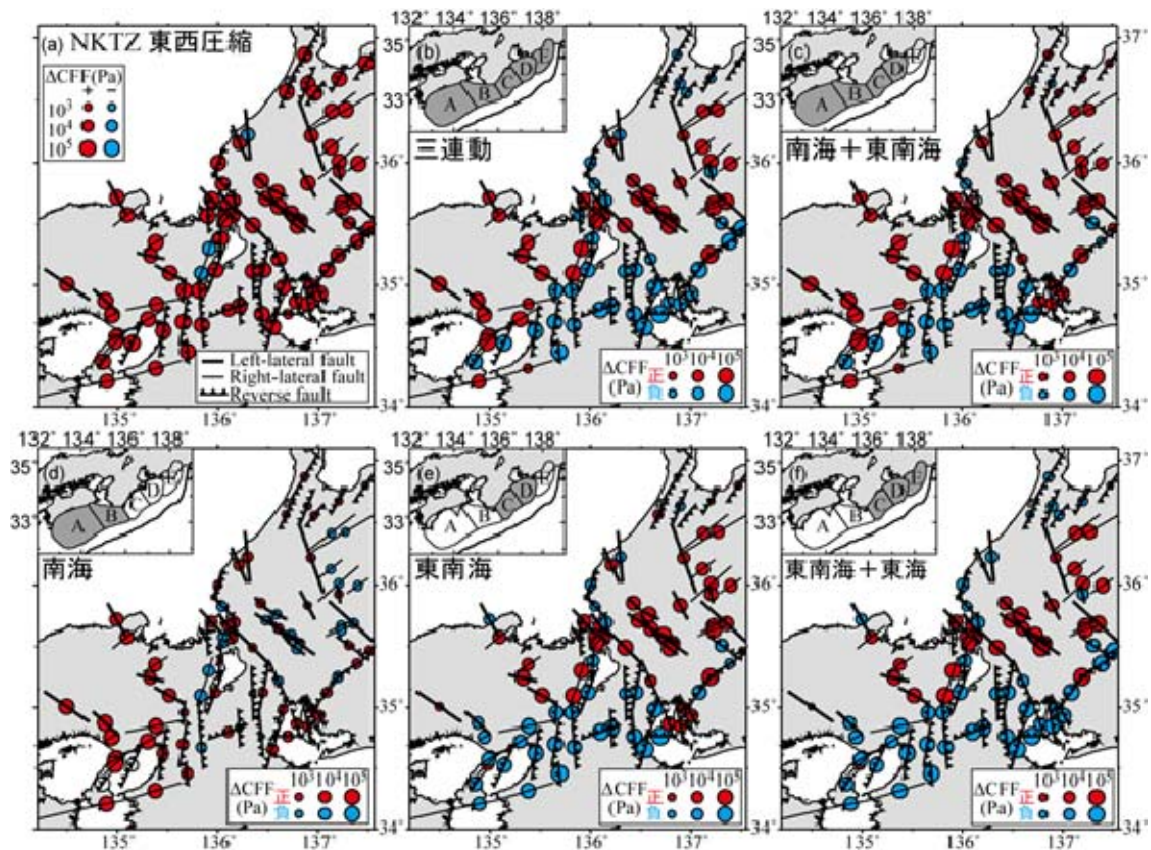


図 66 南海トラフ巨大地震による活断層上のクーロン破壊関数 (ΔCFF) の弾性的変化。滑り域 (各図左上濃灰域) に対し計算。左上は東西圧縮 100 年分の応力蓄積。

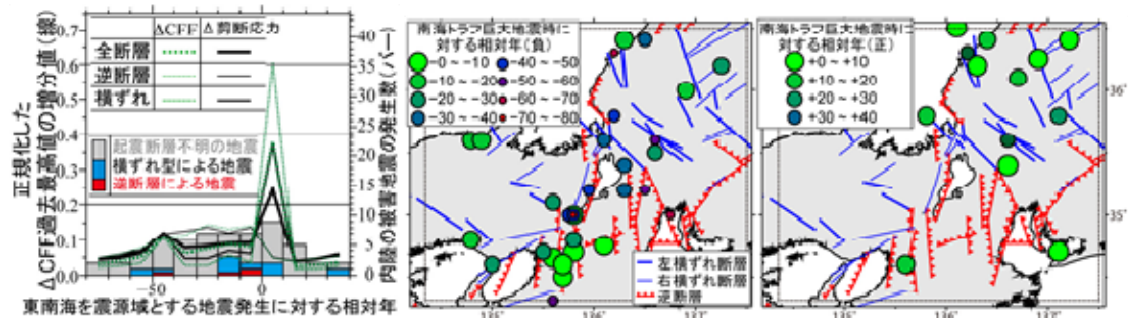


図 67 南海トラフ地震相対年毎の ΔCFF 最高値更新分布。図 68 南海トラフ巨大地震の発生前 (左) と発生後 (右) の歴史地震発生の時空間分布。

地震のメカニズムは、地域の応力場を共に反映することから断層メカニズムと大まかに一致する (Townend & Zoback, 2006; Terakawa & Matsu'ura, 2010) ため、上の予測からは逆断層の多い領域で南海トラフ巨大地震の発生前に内陸地震が多く、横ずれ断層の多い領域は発生後に内陸地震が多くなることが予想される。理科年表 (気象庁, 2011) から、東南海領域 (図 66 の領域 CD) を震源域に含む南海トラフ巨大地震との相対年別に歴史地震の震央分布を取ると、この予想と大まかに調和的になり (図 67)、歴史地震は本研究で得られた予測を支持する時空間分布を持つことが明らかになった。

粘弾性媒質における応力計算では、メモリ変数を用いて過去のすべり速度を要する履歴積分を回避するため、1階微分や漸化型の演算で計算可能なメモリ変数を用いる効率的な方法を検討してきた。ところがこの手法だと履歴積分は回避でき時間領域のメモリや演算量は減少させることはできたが、空間部分で階層型行列による近似ができず、問題があることが分かった。

(d) 結論ならびに今後の課題

媒質評価における熱モデルについては、2次元箱型熱対流モデルを用いて、フィリピン海プレートの南海トラフから西南日本下への沈み込みに伴う温度分布の数値シミュレーションを行った。その結果、フィリピン海プレートの年齢の時空間変化、形状、運動様式を考慮した沈み込みのみのモデルでは、地殻熱流量の観測データを説明することは難しく、現在の西南日本での地殻熱流量分布を説明するためには、トラフ側でプレート境界面での摩擦熱を、また陸域で第四紀の地殻変動に伴う浸食による温度変化を考慮する必要があることが示された。間隙水圧比は0.95と比較的大きな値が推定された。3次元箱型熱対流モデルにおいては、任意形状で有限の厚さを持つ海洋プレートの沈み込みに伴う温度場、流れの速度ベクトルのコード開発を行った。斜め沈み込みの場合には、形状が対称であっても、温度場に顕著な非対称性が現れ、プレート内部・上面の低温部がスラブの下傾斜のところに現れることがわかった。今後は、このような知見をふまえて、地殻熱流量データを説明する西南日本における3次元スラブ沈み込みモデルを構築し、南海トラフ巨大地震発生域や深部低周波微動発生域での温度分布の推定に関する研究を進めていく必要がある。

不均質弾性構造の動的破壊へ及ぼす影響評価では、地殻構造のような不均質な媒質においても地震時の断層破壊シミュレーションを実施できるような数値解析手法を開発し、いくつかの現実的な事例について適用し、簡単な考察を行った。東北地方太平洋沖地震の解析例では、実際に地表付近の不均質性によって第2の波群を生成するような断層破壊が励起された可能性を指摘した。また、分岐断層が破壊するシナリオとプレート境界が破壊するシナリオにおける断層破壊メカニズムの違いについて検討し、その特徴について整理した。分岐断層の事例で留意すべきことは、この解析結果における具体的な数値が予測値ではないことである。あくまで、相対的なメカニズムを比較したに過ぎないことに注意すべきである。今後の課題として、まず不均質媒質にも適用可能な断層破壊シミュレーション手法の大規模化が挙げられる。大スケールの断層を取り扱うにもかかわらず、断層極近傍の微小要素を必要とするため、これを取り扱うことが可能な計算コードの開発が必要である。また、不均質性によって断層破壊メカニズムに及ぼす本質的な影響について議論を深めていく必要がある。巨大地震における断層の破壊開始点などをあらかじめ把握することは困難ではあるが、不均質性そのものは系の物理量であるので、不均質性による影響そのものは、あらかじめ評価することができる可能性がある。

摩擦発熱によって岩石中の間隙水の圧力上昇 (thermal pressurization; TP) が起こることを考慮した様々な3次元動的破壊伝播シミュレーションの結果は、TPが地震の成長に対して強い推進力として関わり、断層での動的破壊伝播や断層間での動的破壊の乗り移りに強い影響を及ぼしうることを浮き彫りにした。TPが強く働くか否かは、断層を形成する

岩石の水理拡散率や断層帯の厚さによって決まる。これらの値や空間分布が重要になる。一方、比較的有効に TP の効果を抑制するダイラタンシー係数についても、その実質的な値を見積もることが大切である。また、TP を組み込んだ 3 次元動的破壊伝播シミュレーションは、計算時間やメモリなど、計算機の負担が大きく、ここで実施したシミュレーションも設定は限られた。弾性媒質の不均質、断層の不均質や自由表面との位置関係の多様性なども除外した。そのような影響の調査が今後の課題である。

断層帯の間隙に含まれる流体の圧力は、上記の地震時摩擦発熱 TP による上昇、ダイラタンシーによる間隙生成での低下、及び地震間では圧力溶解等の化学変化による間隙減少による増加する。このように、間隙流体圧は、地震時及び地震間を通して大きく変動し、有効法線応力を大きく変動させ、速度状態依存の摩擦速に従う摩擦係数の変化とともに、地震サイクルをコントロールすることを、一自由度といった簡単な準動的モデルで示した。実際的な 2011 年東北地方太平洋沖地震サイクルモデルで示した TP 効果のように、地震サイクルシミュレーションには、速度状態依存の摩擦則に従う摩擦係数の変化に加えて、間隙流体圧変動を組み込む必要がある。ただ、その計算には多大な計算資源を要し、また水理定数が定量的には分かっていないのが問題で、効率的な計算法の開発と実際の断層やプレート境界での物性や水理定数を明らかにする必要がある。

InSAR データ解析の高度化では、南行軌道を中心に未解析領域が残っているため、これらの領域の画像を取得し、解析を進め、全体像を明らかにすることが必要である。残念ながら平成 23 年 5 月に ALOS が運用停止となったため、データの追加が望めなくなった。しかし、時系列解析の適用など、既存のデータを用いて徹底した解析を行うことが重要である。四国中西部の北行軌道では北西-南東方向の電離層の影響と考えられる変動が残ってしまったので、これを除去することを急ぐ必要がある。しかし、プレート沈み込みに伴う変動は波長が長く、電離層の擾乱によるとされる見かけの変動の波長に近い。そのため、軌道調整などやハイパス・フィルターなどの手法を適用すると、変動そのものも除去してしまう可能性が高い。この観点から、長波長の変動は GPS に委ね、ローカルな変動（活断層周辺の変動や GPS 観測点の局所的な変動）の検出に重点を置くことがより有効な活用法と考えられる。とはいえ、SAR 専用衛星 ALOS-2 が近々打ち上げられる運びとなっている。これにより南行軌道からの観測が飛躍的に増加すると予想される。南行軌道からの観測の方が、予想される変動の波長が短くなるため、ALOS-2 のデータにより、再チャレンジする価値はあると考える。

摩擦パラメータのデータ同化手法の開発では、5 年間で、大地震に引き続いて観測されている余効すべり領域の摩擦パラメータの推定と、余効すべりによってトリガーされる地震の発生時期の予測を行うための手法を開発し、精度を検証するための数値実験を行った。実験結果はおおむね良好で、今回仮定したような良い条件の場合は、トリガーされる地震の発生予測への適用が期待できる。その一方で、当初の目標であった実データへの適用には至らなかった。なぜなら、本研究ではいくつかの仮定をおいており、実データに適用する前に、これらの仮定が成り立たない場合の検討を行う必要があるからである。特に、本研究では余効すべり域の摩擦パラメータが、深さに応じて空間的に一様としているが、摩擦パラメータ自体に非一様性がある場合にもこの手法をそのまま適用した場合、どのよう

な精度になるのかを検討する必要がある。また、本報告書ではプレート境界面のすべり速度を直接観測できるとしたが、実際には陸上の限られた地域で得られた地表面変位を用いることになる。観測データに含まれるノイズも、本研究では正規雑音を仮定したが、実際は非正規成分を含んでいる。このような理想的でない場合の検証を行いつつ、実データへの適用を行いたいと考えている。

準動的地震サイクルシミュレーション計算の省メモリ化・高速化では、すべり応答関数行列とすべり欠損ベクトルの積の計算の省メモリ化・高速化を実施した。断層やプレート境界を N 個のセルに分割すると、この計算には $O(N^2)$ のメモリ量と演算量を要する。最終的には、階層型行列 (H-matrices) 法を用いて、 $O(N) \sim ON(N \log N)$ の省メモリ化・高速化を実現できた。今後は並列計算における並列性能の向上を目指し更なる高速化を行い、大規模マルチスケール地震サイクルシミュレーションの実施や大規模データ同化に取り組む必要がある。

西南日本内陸地震を含む南海トラフ巨大地震発生サイクルセルモデルの構築のため、フィリピン海プレートの沈み込み形状や内陸活断層に対応した粘弾性すべり応答関数を構築した。この地域の東西圧縮、プレート境界の固着及び地震発生、内陸地震を変形源として近畿地方の多数の活断層上のクーロン破壊関数の時間変化を計算した結果、南海トラフ巨大地震発生前に逆断層での地震が増え、巨大地震発生後には横ずれ断層での内陸地震が増えるという予測が得られた。得られた予測は歴史地震の時空間分布と整合的である。今後は、有限要素モデルを構築して不均質構造を考慮した粘弾性すべり応答関数を計算し、今後活動しやすい内陸活断層をより正確に見積もる必要がある。さらに、履歴積分を回避するためメモリ変数による高速化手法を開発したが、この手法には階層型行列法による高速化ができないことという問題があることが分かった。今後、履歴積分は実行し、階層型行列を用いる新手法を開発する必要がある。開発された新手法により、粘弾性すべり応答関数とすべり速度と状態に依存する摩擦則を組み合わせた粘弾性地震発生サイクルシミュレーションを急ぐ必要がある。

(e) 引用文献

- 1) Aochi, H., E. Fukuyama and M. Matsu'ura, Spontaneous rupture propagation on a non-planar fault in 3-D elastic medium, *Pure appl. Geophys.*, 157, 2003-2027, 2000.
- 2) Aochi, H. and E. Fukuyama, Three-dimensional nonplanar simulation of the 1992 Landers earthquake, *J. Geophys. Res.*, 107, B2, 2035, 2002.
- 3) Ariyoshi, K., T. Matsuzawa, and A. Hasegawa, The key frictional parameters controlling spatial variations in the speed of postseismic-slip propagation on a subduction plate boundary, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 256, 136-146, 2007.
- 4) Asano, K. and T. Iwata, Source model for strong ground motion generation in the frequency range 0.1-10 Hz during the 2011 Tohoku earth

- quake, *Earth Planets Space*, 64, 1111-1123, 2012.
- 5) Belytschko, T. and Black, T.: Elastic crack growth in finite elements with minimal remeshing, *Int. J. Numer. Meth. Engng.*, 45, 602-620, 1999.
 - 6) Bizzarri, A. and M. Cocco, A thermal pressurization model for the spontaneous dynamic rupture propagation on a three-dimensional fault: 1. Methodological approach, *J. Geophys. Res.*, 111, B05303, doi:10.1029/2005JB003862, 2006.
 - 7) Börm, S., L. Grasedyck, and W. Hackbusch, Hierarchical Matrices, Lecture Note 2003, Max-Planck-Institut für Mathematik, pp.1171, 2006.
 - 8) Burkett, E., R. and Billen, M., I., Three-dimensional stability of slab detachment due to ridge-trench collision: Laterally simultaneous boudinage versus tear propagation, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11, 11012-11033, 2010.
 - 9) Cochard, A. and Madariaga, R., Dynamic faulting under rate-dependent friction, *Pure Appl. Geophys.*, 142, 419-445, 1994.
 - 10) Dalguer, L. A. and S.M. Day, Staggered-grid split-node method for spontaneous rupture simulation, *J. Geophys. Res.*, 112, B02302, 2007.
 - 11) Dieterich, J. H., Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84, 2161-2168, 1979.
 - 12) DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2191-2194, 1994.
 - 13) Emmerich, H. and M. Korn, Incorporation of attenuation into time-domain computations of seismic wave fields, *Geophysics*, 52, 1252-1264, 1987.
 - 14) Fujiwara, T., S. Kodaira, T. No, Y. Kaiho, N. Takahashi and Y. Kaneda, The 2011 Tohoku-oki earthquake: displacement reaching the trench axis, *Science*, 334, 1240, 2011.
 - 15) Fukahata, Y. and M. Matsu'ura, Effects of active crustal movements on thermal structure in subduction zones, *Geophys. J. Int.*, 141, 271-281, 2000.
 - 16) Fukahata, Y. and M. Matsu'ura, Quasi-static internal deformation due to a dislocation source in a multilayered elastic/viscoelastic half-space and an equivalent theorem, *Geophys. J. Int.*, 166, 418-434, 2006.
 - 17) Fukuyama, E. and R. Madariaga, Rupture dynamics of a planar fault in a 3D elastic medium: rate- and slip-weakening friction, *Bull. Seism. Soc., Am.*, 88, 1-17, 1998.
 - 18) Gratier, J.-P., P. Favreau, and F. Renard, Modeling fluid transfer along California faults when integrating pressure solution crack sealing and compaction processes, *J. Geophys. Res.*, 108 (B2), doi:10.1029/2001JB000380, 2003.

- 19) Geuzaine, C. and J.F. Remacle, Gmsh: a three-dimensional finite element mesh generator with built-in pre- and post-processing facilities, *Int. J. Numer. Meth. Engng*, 79, 1309-1331, 2009.
- 20) 後藤智明・小川由信, Leap-frog 法を用いた津波の数値計算法, 東北大学工学部土木工学科, 52, 1982.
- 21) Goto, H. and Bielak, J., Galerkin boundary integral equation method for spontaneous rupture propagation problems: SH-case, *Geophys. J. Int.*, 172, 1083-1103, 2008.
- 22) Harris, R. et al., The SCEC/USGS dynamic earthquake rupture code validation exercise, *Seism. Res. Lett.*, 80, 119-126, 2009.
- 23) Hashimoto, C., K. Fukui, and M. Matsu'ura, 3-D modelling of plate interfaces and numerical simulation of long-term crustal deformation in and around Japan, *Pure. Appl. Geophys.*, 161, 2053-2068, 2004.
- 24) Hirose, F., Nakajima, J., Hasegawa, A., Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography. *J. Geophys. Res.* 113, B09315, 2008.
- 25) 本間仁, 低越流堰堤の流量係数, 土木学会誌, 26, 635-645, 1940.
- 26) 本間仁, 低越流堰堤の流量係数, 土木学会誌, 26, 849-862, 1940.
- 27) Hori, T., Mechanisms of separation of rupture area and variation in time interval and size of great earthquakes along the Nankai Trough, southwest Japan, *J. Earth. Sim.*, 5, 8-19, 2006.
- 28) Hori, I. and S. Miyazaki, A possible mechanism of M 9 earthquake generation cycles in the area of repeating M 7~8 earthquakes surrounded by aseismic sliding, *Earth Planets Space*, 63, 773-777, 2011
- 29) Hyodo, M. and K. Hirahara, GeOFEM kinematic earthquake cycle simulation in southwest Japan, *Pure Appl. Geophys.*, 161, 2069-2090, 2004.
- 30) Ida, Y., Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy, *J. geophys. Res.*, 77, 3796-3805, 1972.
- 31) IOC(Intergovernmental Oceanographic Commission), IUGG/IOC TIME PROJECT, Numerical Method of Tsunami Simulation with the Leap-frog Scheme (Manuals and Guides 35) ,UNESCO, 1-24, 1997.
- 32) Ito A., Fujie, G., Miura, S., Kodaira, S., Hino, R. and Kaneda, Y., bending of the subducting oceanic plate and its implication for rupture propagation of large interplate earthquake off Miyagi, Japan, in the Japan trench subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L05310, 2005.
- 33) 地震調査研究推進本部, 南海トラフの地震の長期評価について. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/nankai.pdf, 2001.

- 34) 地震調査研究推進本部, 基盤的調査観測対象活断層の評価手法, http://www.jishin.go.jp/main/choukihyoka/05aug_hyokashuhou/furoku.pdf, 2005.
- 35) Kame, N. and T. Yamashita, Simulation of the spontaneous growth of a dynamic crack without constraints on the crack tip path, *Geophys. J. Int.*, 139, 345–358, 1999.
- 36) Kame, N., J. R. Rice and R. Dmowska, Effects of prestress state and rupture velocity on dynamic fault branching, *J. Geophys. Res.*, 108, 2265, 2003.
- 37) Kaneko, Y., N. Lapusta and J. P. Ampuero, Spectral element modeling of spontaneous earthquake rupture on rate and state faults: effect of velocity-strengthening friction at shallow depths, *J. Geophys. Res.*, 113, B09317, 2008.
- 38) Kase, Y. and K. Kuge, Rupture propagation beyond fault discontinuities: Significance of fault strike and location, *Geophys. J. Inter.*, 147, 330–342, 2001.
- 39) Kase, Y. and S. M. Day, Spontaneous rupture propagation on a bending fault, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L10302, 2006.
- 40) Kato, N., Yoshida, S., A shallow strong patch model for the 2011 great Tohoku-Oki earthquake: a numerical simulation. *Geophys. Res. Lett.* 38, L00G04, 2011.
- 41) 気象庁, 理科年表 2012, 丸善, 東京, 2011.
- 42) Kodaira, S., T. No, Y. Nakamura, T. Fujiwara, Y. Kaiho, S. Miura, N. Takahashi, Y. Kaneda and A. Taira, Coseismic fault rupture at the trench axis during the 2011 Tohoku-oki earthquake, *Nature Geoscience*, 5, 646–650, 2012.
- 43) Koper, K. D., A. R. Hutko, T. Lay, C. J. Ammon and H. Kanamori, Frequency-dependent rupture process of the 2011 Mw9.0 Tohoku earthquake: comparison of short-period P wave backprojection images and broadband seismic rupture models, *Earth Planets Space*, 63, 599–602, 2011.
- 44) 小谷美佐ほか, GIS を利用した津波遡上計算と被害推定法, *海岸工学論文集*, 45, 356–360, 1998.
- 45) Liu, F. and Borja, R. I., A contact algorithm for frictional crack propagation with the extended finite element method, *Int. J. Numer. Meth. Engng.*, 76, 1489–1512, 2008.
- 46) Madariaga, R., Dynamic of an expanding circular fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66, 639–667, 1976.
- 47) Mitsui, Y., Study on relationships between frictional strength and long-term fault behavior including evolution of pore fluid pressure, Ph. D. Thesis, Graduate School of Science, Kyoto University, 2011.

- 48) Mitsui, Y. and K. Hirahara, Coseismic thermal pressurization can notably prolong earthquake recurrence intervals on weak rate and state friction faults: Numerical experiments using different constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 114, B09304, doi:10.1029/2008JB006220, 2009a.
- 49) Mitsui, Y. and K. Hirahara, Interseismic pore compaction suppresses earthquake occurrence and causes faster apparent fault loading, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L20305, doi:10.1029/2009GL039932, 2009b.
- 51) Mitsui, Y., N. Kato, Y. Fukahata and K. Hirahara, Megaquake cycle at the Tohoku subduction zone with thermal fluid pressurization near the surface, *Earth and Planetary Science Letters*, 325-326, 21-26, doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.026, 2012.
- 52) Miura, S., Takahashi, N., Nakanishi, A., Tsuru, T., Kodaira, S. and Kaneda, Y., Structural characteristics off Miyagi forearc region, the Japan Trench seismogenic zone, deduced from a wide-angle reflection and refraction study, *Tectonophysics*, 407, 165-188, 2005.
- 53) Miyazaki, S., J. J. McGuire and P. Segall, Seismic and aseismic fault slip before and during the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake, *Earth Planets Space*, 63, 637-642, 2011.
- 54) Moes, N., Dolbow, J., Belytschko, T.: A finite element method for crack growth without remeshing, *Int. J. Numer. Meth. Engng.*, 46, 133-150, 1999.
- 55) Moczo, P. and J. Kristek, On the rheological models used for time - domain methods of seismic wave propagation, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L01306, doi:10.1029/2004GL021598, 2005.
- 56) Moore, G. F., N. L. Bangs, A. Taira, S. Kuramoto, E. Pangborn and H. J. Tobin, Three-dimensional splay fault geometry and implications for Tsunami generation, *Science*, 318, 1128-1131, 2007.
- 57) Nakajima, J., Hasegawa, A., Subduction of the Philippine Sea plate beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism. *J. Geophys. Res.* 112, B08306, 2007.
- 58) 仲西 理子・下村 典生・小平 秀一・尾花 浩一郎・高橋 努・山本 揚二郎・高橋 成実・金田 義行, 構造研究に基づく南海トラフ域の3次元プレート形状と速度構造モデル, 日本地震学会予稿集 2012 年度秋季大会, B21-01, 2012.
- 59) 南海トラフの巨大地震モデル検討会, 南海トラフの巨大地震による震度分布・津波高について (第一次報告), 2012.
- 60) Oglesby, D. D., R. J. Archuleta and S. B. Nielsen, The three-dimensional dynamics of dipping faults, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 616-628, 2000.
- 61) Oglesby, D. D. and R. J. Archuleta, The three-dimensional dynamics of a nonplanar thrust fault, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 2222-2235, 2003.

- 62) Ohtani, M., K. Hirahara, Y. Takahashi, T. Hori, M. Hyodo, H. Nakashima, and T. Iwashita, Fast computation of quasi-dynamic earthquake cycle simulation with Hierarchical Matrices, *Procedia Com. Sci.*, 4, 1456-1465 2011
- 63) 大谷真紀子、大規模準動的地震発生サイクルシミュレーション、京都大学大学院理学研究科、修士論文、2011.
- 64) Okada, Y., Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 82, 1018-1040, 1992.
- 65) Park, J., T. Tsuru, S. Kodaira, P.R. Cummins and Y. Kaneda, Splay fault branching along the Nankai subduction zone, *Science*, 297, 1157-1160, 2002.
- 66) Pollitz, F. F. and I. S. Sacks, The 1995 Kobe, Japan, earthquake: A long-delayed aftershock of the offshore 1944 Tonankai and 1946 Nankaido earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 87, 1-10, 1997.
- 67) Rice, J. R., Spatio-temporal Complexity of Slip on a Fault, *J. Geophys. Res.*, 98, 9885-9907, doi:10.1029/93JB00191, 1993.
- 68) Segall, P., and J. R. Rice, Dilatancy, compaction, and slip instability of a fluid-infiltrated fault, *J. Geophys. Res.*, 100 (B11), 22,155, doi:10.1029/95JB02403, 1995.
- 69) Shimazaki, K. and T. Nakata, Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 279-282, 1980.
- 70) 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, L00G16, 2011.
- 71) Suzuki, T., and T. Yamashita, Nonlinear thermo-poroelastic effects on dynamic earthquake rupture, *J. Geophys. Res.*, 111 (B3), doi:10.1029/2005JB003810, 2006.
- 72) Tada, T., E. Fukuyama and R. Madariaga, Non-hypersingular boundary integral equation for 3-D non-planar crack dynamics, *Comput. Mech.*, 25, 613-626, 2000.
- 73) Taylor, R. L., K. S. Pister and G. L. Goudreau, Thermomechanical analysis of viscoelastic solids, *Int. J. Numerical methods Eng.*, 2, 45-59, 1970.
- 74) Tamura, S. and S. Ide, Numerical study of splay faults in subduction zones: the effect of bimaterial interface and free surface, *J. Geophys. Res.*, 116, B10309, 2011.
- 75) 高橋 雅紀, フィリピン海プレートが支配する日本列島のテクトニクス, *地学雑誌*, 115, 116-123, 2006.
- 76) Terakawa, T. and M. Matsu'ura, The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, *Tectonics*, 29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626, 2010.
- 77) Torii, Y., and Yoshioka, S., Physical conditions producing slab stagnation: Constraints of the Clapeyron slope, mantle viscosity, trench retreat, and dip

- angles, *Tectonophysics*, 445, 200-209, 2007.
- 78) 東北地方太平洋沖地震津波合同調査グループ, 痕跡調査結果, <http://www.coastal.jp/ttjt/>, 2012.
- 79) Townend, J. and M. D. Zoback, Stress, strain, and mountain building in central Japan, *J. Geophys. Res.*, 111, B03411, doi:10.1029/2005JB003759, 2006.
- 80) Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase, Heterogeneous rupture on homogeneous faults: Three-dimensional spontaneous rupture simulations with thermal pressurization, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L21307, doi:10.1029/2008GL035577, 2008.
- 81) Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase, Spontaneous dynamic rupture propagation beyond fault discontinuities: Effect of thermal pressurization, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102, 53-63, doi: 10.1785/0120110089, 2012.
- 82) Wada K. and H. Goto, Generation mechanism of surface and buried faults: Effect of plasticity in a shallow crust structure, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 102, 1712-1728, 2012.
- 83) Wang, K., Hyndman, R. D., Yamano, M., Thermal regime of the Southwest Japan subduction zone: effects of age history of the subducting plate, *Tectonophysics*, 248, 53-69, 1995.
- 84) Yamamoto, Y., Hino, R. and Shinohara, M., Mantle wedge structure in the Miyagi Prefecture forearc region, central northeastern Japan arc, and its relation to corner-flow pattern and interplate coupling, *J Geophys. Res.*, 116, B10310, 2011.
- 85) Yoshida, K., Miyakoshi, K. and Irikura, K., Source process of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake with the combination of teleseismic and strong motion data, *Earth Planets Space*, 63, 577-582, 2011.
- 86) Yoshioka S. and Murakami, K., Temperature distribution of the upper surface of the subducted Philippine Sea plate, southwest Japan, from a 3-D subduction model: relation to large interplate and low-frequency earthquakes, *Geophys. J. Int.*, 171, 302-315, 2007.
- 87) Zhao, D., Yanada, T., Hasegawa, A., Umino, N., Wei, W., Imaging the subducting slabs and mantle upwelling under the Japan Islands, *Geophys. J. Int.*, 190, 816-828, 2012.

3.9 サブプロジェクト 2-4

連動条件評価のためのシミュレーション研究

担当：国立大学法人東京大学

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

連動条件評価のためのシミュレーション研究

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
東京大学地震研究所	教授	加藤 尚之
東京大学地震研究所	教授	佐竹 健治
東京大学地震研究所	准教授	酒井 慎一
東京大学地震研究所	准教授	亀 伸樹
東京大学地震研究所	准教授	鶴岡 弘
東京大学地震研究所	准教授	市村 強
東京大学地震研究所	助教	五十嵐 俊博
東京大学地震研究所	特任研究員	原田 智也
東京大学地震研究所	特任研究員	光藤 哲也
東京大学地震研究所	大学院生	縣 亮一郎
北海道大学大学院理学院	准教授	勝俣 啓
名古屋大学環境学研究所	准教授	橋本 千尋
防災科学技術研究所	総括主任研究員	福山 英一
神戸大学	名誉教授	石橋 克彦
東京大学大学院理学研究科	特任助教	鈴木 岳人

(c) 業務の目的

東海地震、東南海地震、南海地震それぞれのセグメントで地震性の破壊が発生した場合、破壊が隣接するセグメントに伝播し、より規模の大きい地震になるか否かを支配する条件をシミュレーション等により明らかにする。また、一度破壊が停止した後に、隣接するセグメントが遅れて破壊するまでの過程を理論的に調べ、遅れ破壊の時間を推定するために必要な観測量を明らかにする。

(d) 5 ヶ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成 20 年度：

ソフトウェアの開発等を行い、東海地震、東南海地震、南海地震や宮城沖地震などを想定したプレート境界地震のシミュレーションを行うための環境を整備した。

2) 平成 21 年度：

アスペリティの応力状態などに着目し、連動破壊発生条件をシミュレーションにより調べた。

3) 平成 22 年度：

地震発生後の応力変化等に着目し、引き続き、連動破壊発生条件をシミュレーションにより調べた。

4) 平成 23 年度 :

セグメントの単独破壊、連動破壊過程をシミュレーションで調べ、連動破壊を支配する要因を明らかにした。また、2011 年東北地方太平洋沖地震のシミュレーションを行うことにより、この地震が巨大地震になった原因について考察した。

5) 平成 24 年度 :

セグメントの単独破壊、連動破壊過程について、引き続き、シミュレーションにより調べるとともに、西南日本地域での巨大地震発生全過程シミュレーションを高解像度で行なうためにプログラムの最適化を行った。

(2) 平成 20~24 年度の成果

(a) 業務の要約

東海地震、東南海地震、南海地震それぞれのセグメントでの破壊の数値シミュレーションを行うためのモデル構築、プログラムの最適化を行った。また、現実的なシミュレーションを行うために、GPS データからプレート境界面の固着状況の推定を行い、これに基づきプレート境界面上の応力分布の推定を行った。プレート境界の破壊パラメータを仮定して南海トラフ沿いのプレート境界での動的破壊過程の数値シミュレーションを行い、連動破壊条件を調べた結果、応力や破壊パラメータが同じであっても、破壊開始地点によって破壊の連動性が異なることが明らかになった。破壊パラメータについては、正確な推定値はなく、適切に仮定しなければならないが、破壊開始点の破壊エネルギーについては推定可能であることを明らかにした。さらに、連動破壊条件に影響する、間隙流体圧変化や破壊先端域の塑性の効果について理論的に調べた。

(b) 業務の成果

1) プレート境界の地震発生サイクルシミュレーションモデル開発

GPS データからはプレート境界の固着状況が推定でき、ひずみの蓄積をモニターできる。これは、プレート境界地震のポテンシャル評価に利用可能である。実際に、固着が大きいところは、これまでにプレート境界大地震が発生した場所と一致していることが多い (Hashimoto et al., 2009)。すべり遅れ速度分布を推定し、これが前回のプレート境界地震から継続しているものと仮定すれば、プレート境界面でのすべり遅れ蓄積量が推定できる。さらに、これからプレート境界面でのせん断応力分布を推定することができる。これを利用して、南海トラフ沿いのプレート境界巨大地震の数値シミュレーションを行った (Hok et al., 2011)。プレート境界の固着は、1944 年東南海地震と 1946 年南海地震から継続しているものとしてせん断応力分布を計算し、これを初期条件として、摩擦特性の分布や初期破壊を適切に仮定することにより、東南海地震・南海地震の動的破壊過程の数値シミュレーションを行った。南海地震のシミュレーション例を図 1 に、東南海地震のシミュレーション例を図 2 に示す。現実のデータに基づいた、もっともらしいシミュレーション結果が得られている。

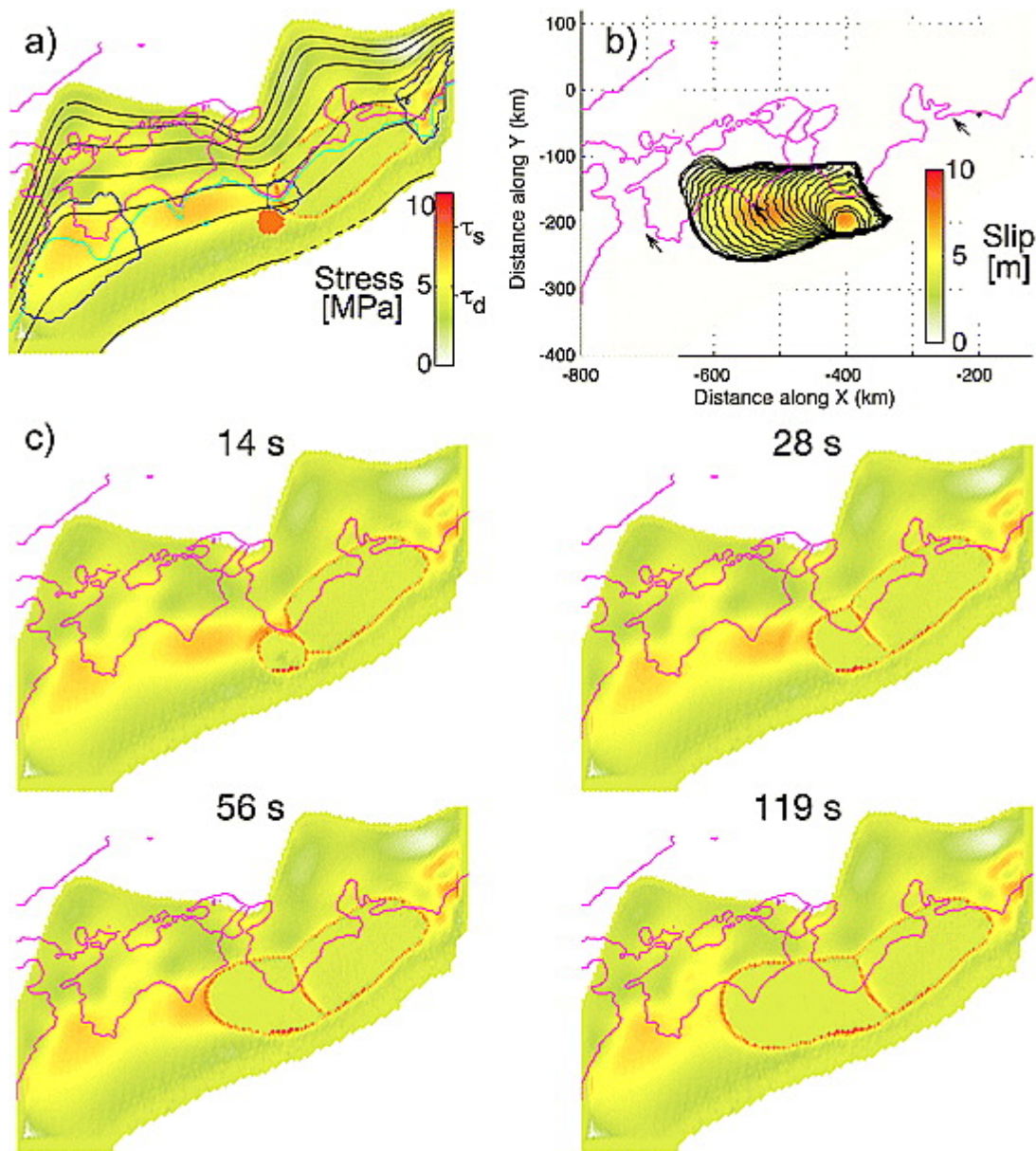


図1 南海地震の動的破壊過程のシミュレーション結果。(a)初期せん断応力分布。赤丸は仮定した初期破壊。(b)破壊伝播の様子(コンター)と最終的すべり量分布(カラー)。(c)動的破壊伝播時のせん断応力分布のスナップショット。GPSデータから推定されたプレート境界面のすべり遅れ速度分布に基づき1946年南海地震からのすべり遅れ蓄積量を推定し、さらに応力分布を推定したものを初期条件として、摩擦特性の分布を仮定して動的破壊の数値シミュレーションを行った。

同じ初期応力分布を仮定しても、破壊開始点の位置により、東南海・南海の連動破壊になったり、単独の破壊で終わってしまう場合など、発生する地震は異なる性質をもつことが明らかになった。これは、地震性すべりによる応力が破壊過程に影響を及ぼすためである。

同様の手法を東北地方太平洋沖地震にも適用し、現在の固着が1000年継続した仮定した場合、実際の地震の規模に近い結果が得られた(Hok et al., 2011)。

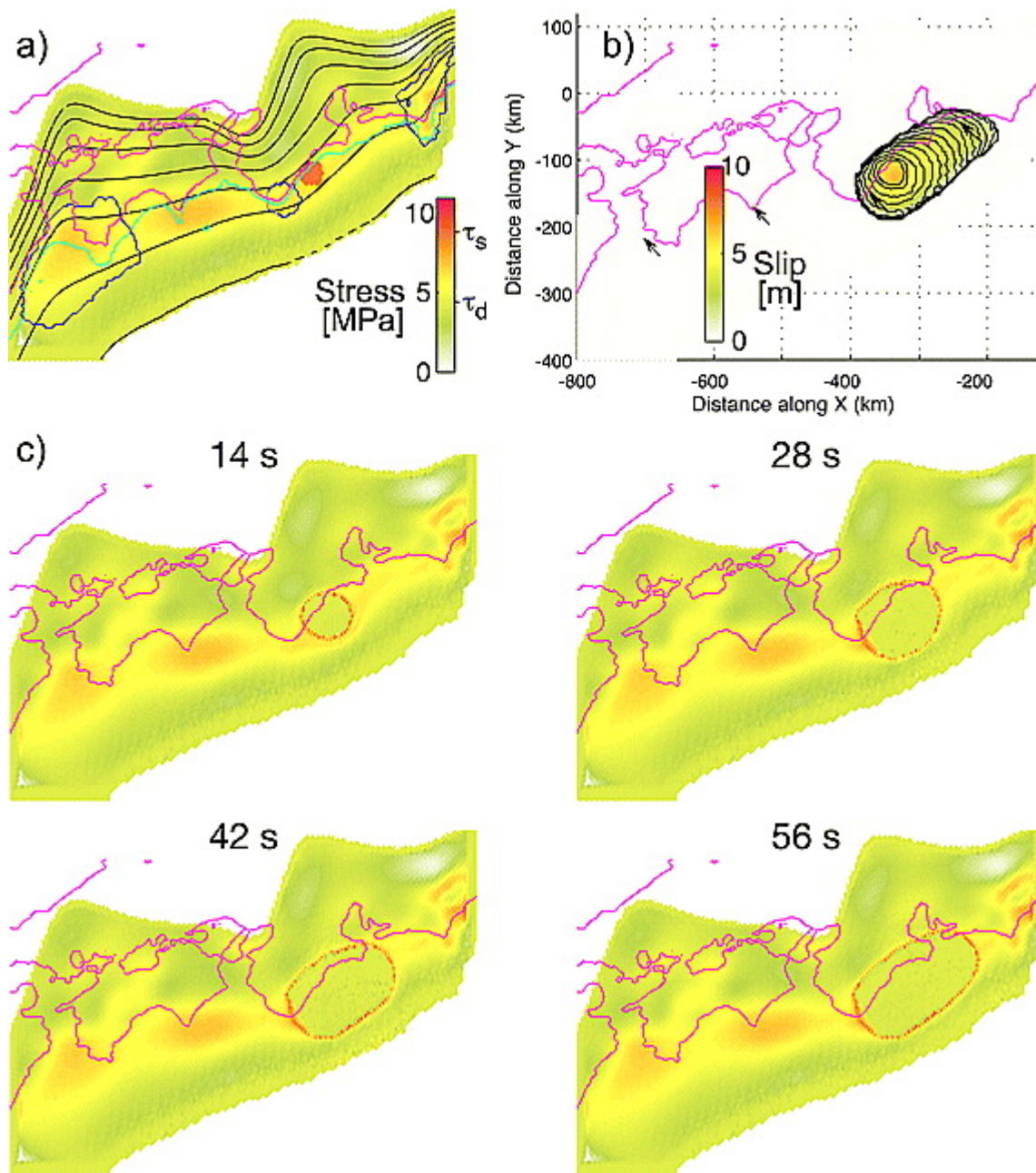


図 2. 東南海地震の動的破壊過程のシミュレーション結果。(a)初期せん断応力分布。赤丸は仮定した初期破壊。(b)破壊伝播の様子（コンター）と最終的すべり量分布（カラー）。(c)動的破壊伝播時のせん断応力分布のスナップショット。GPS データから推定されたプレート境界面のすべり遅れ速度分布に基づき 1944 年東南海地震からのすべり遅れ蓄積量を推定し、さらに応力分布を推定したものを初期条件として、摩擦特性の分布を仮定して動的破壊の数値シミュレーションを行った。

2) シミュレーションに基づくプレート境界の破壊パラメータの推定

地震の破壊開始点における破壊エネルギーは、地震発生や震源核の規模を支配する重要な物理パラメータである。沈み込み域の地震サイクルシミュレーションを行うことにより、プレート境界地震の破壊開始点の破壊エネルギーを推定した。プレート境界の固着域の下

端では深部の非地震性すべりにより応力集中が生じている（グラビア図9）。応力集中の大きさは非地震性すべり量に比例し、応力集中とともに増大するエネルギー解放率が固着域での破壊エネルギー G_c に等しくなったときに固着域が破壊される。プレート境界地震が周期的に発生するとき、非地震性すべり量はプレート相対運動速度 V_{p1} と地震の再来周期 T_r の積から得られるため、これらから破壊開始点の破壊エネルギーが推定できる。理論的には、 G_c は $V_{p1}^2 T_r^2$ に比例する。この理論の妥当性を、沈み込み域の2次元弾性体モデルと速度状態依存摩擦則を用いたシミュレーションで検証し、破壊エネルギーを推定するための関係式を導いた（グラビア図9）。この関係を使い、南海トラフのM8級地震の破壊開始点と2011年東北地方太平洋沖地震の発生を支配していた高強度領域の破壊エネルギーを推定したところ、それぞれ、 $0.1\text{--}1\text{MJ/m}^2$ 、約 10MJ/m^2 の値を得た。これらは、それぞれ、M8級、M9級の地震について推定されている値よりもやや小さく（Tinti et al., 2005; Rice, 2006）、破壊開始点での破壊エネルギーは小さめであることを示唆している。また、破壊エネルギーは物質定数ではなく、動的に定まる値であることを示しているのかもしれない（Andrews, 2005）。さらに、東北地方太平洋沖地震について推定された大きな破壊エネルギーは、宮城県沖の海溝近くに高強度パッチが存在した可能性（Kato and Yoshida, 2011）と調和的である。

3) 間隙流体圧変化に着目した連動破壊条件に関するシミュレーション研究

1次元モデルを仮定して、熱・流体圧・非弾性な空隙生成の3つの効果を考慮して動的摩擦すべり過程の定式化をし、摩擦すべり過程を記述する方程式系は2つの無次元パラメータ S_u と S_u' を使って記述できる。 S_u は非弾性な空隙生成の効果の典型的な大きさの熱源の典型的な大きさに対する比であり、 S_u' は流体の流れの効果の典型的な大きさの熱源の典型的な大きさに対する比である。これらの値により、地震性の高速すべりや非地震性の低速すべりなど多様なすべり過程が発生する（Suzuki and Yamashita, 2010）。たとえば、 S_u と S_u' の値がともに小さい時には通常地震（高速破壊）が発生し、 S_u と S_u' の値がともに大きい場合には、すべり速度が小さいゆっくりとした地震が発生することがわかった（Suzuki and Yamashita, 2009）。 S_u や S_u' に空間的な不均一性が存在する場合、すべり特性の不均一が現れる。以下では、 S_u や S_u' の不均一性を導入してシミュレーションを行い、その結果から、アスペリティ破壊の連動性について議論することにする。

モデルとして1次元断層を考え、 $x > 0$ では S_u と S_u' が大きい領域A、 $x < 0$ では S_u と S_u' が小さい領域Bが占めるとした。領域Aではすべりに伴う空隙生成による流体圧低下（有効封圧上昇）の効果が大きいため、破壊伝播速度が弾性波速度よりも十分に小さく地震波を放射しない非地震性のすべりが発生することが期待され、領域Bでは空隙生成が少なく間隙流体圧低下が小さいので、高速の地震性の断層滑りが発生すると予想される。実際にシミュレーション結果では、自発的な破壊が領域A内の $x = 10dx$ から開始すると、非地震性のすべりが低速で伝播し、それが領域B内に入ると、高速の滑りを誘発した（図3）。これは全体として単一の地震ととらえるべきであるが、その滑りの特徴から領域B（図3bの赤い部分）はアスペリティであるとみなせるであろう。またこの振る舞いから、計算されたパラメータ範囲では高速断層滑りに対する前兆滑りの存在が示唆される。 S_u^+ を変化

させてシミュレーションでは、それが大きいほど長くゆっくりとした前兆滑りが見られた。

$$(S_u^+ = 5, S_u^- = 1.1)$$

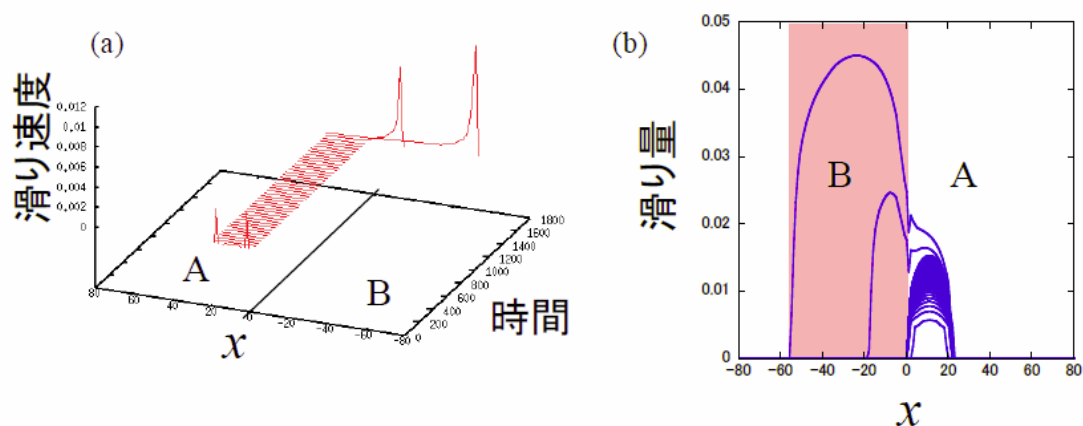


図 3 シミュレーション結果：(a) すべり速度。(b) すべりの時空間分布。

4) バネブロックモデルによる複雑な地震発生パターンの研究

2 自由度または 3 自由度のバネブロックモデルを用いた数値シミュレーションにより、複雑な地震発生パターンの発生条件とその統計的性質について調べた (Abe and Kato, 2013)。このモデルでは、一定速度 V_{pl} で駆動するドライバーに弾性係数 k_0 の線形バネで繋がれた 2 個または 3 個の剛体ブロックが、線形バネで互いに結合されている (図 4)。ブロックと床の間の摩擦には状態と速度依存の摩擦構成則を適用した。ブロックの挙動は k_0 及びブロックを結ぶバネ係数と臨界バネ係数 $k_c = (b-a)F_n/L$ との比で変化する (a 、 b 、 L は摩擦パラメータ、 F_n は法線応力)。

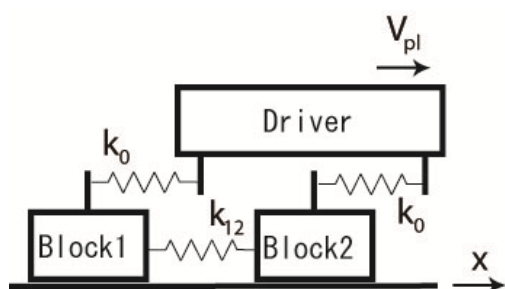


図 4: 2 自由度バネブロックモデルの概念図

バネ係数の比をモデルのコントロールパラメータとして組織的に変化させ、すべりパターンを調べ、すべり速度と周期性に着目して分類した。間欠的すべりイベントのうち、すべり速度のピークの値が $\log(V/V_{pl}) > 8$ のイベントを地震性すべりイベント、 $\log(V/V_{pl}) < 8$ のイベントを非地震性すべりと定義した。すべてのシミュレーションを 40,000 年以上行い、その中で周期性が認められなかった場合はカオス的挙動と判断した。モデルパラメータの値の変化によるブロックの挙動の遷移をより詳しく理解するため、分岐図を作成した。図 5 は、2 自由度モデルについて、結合バネの強さと、ブロック 1 の摩擦パラメータを固定し、ブロック 2 の摩擦パラメータを変化させたときの、すべりイベントの変位の振幅をプロットした分岐図である。ブロック 2 についての規格化されたバネ定数が ~ 0.50

で1周期振動から2周期振動へと倍周期分岐しており、その後もこの値が小さくなるにつれて倍周期分岐を繰り返してカオスの挙動へと遷移している。

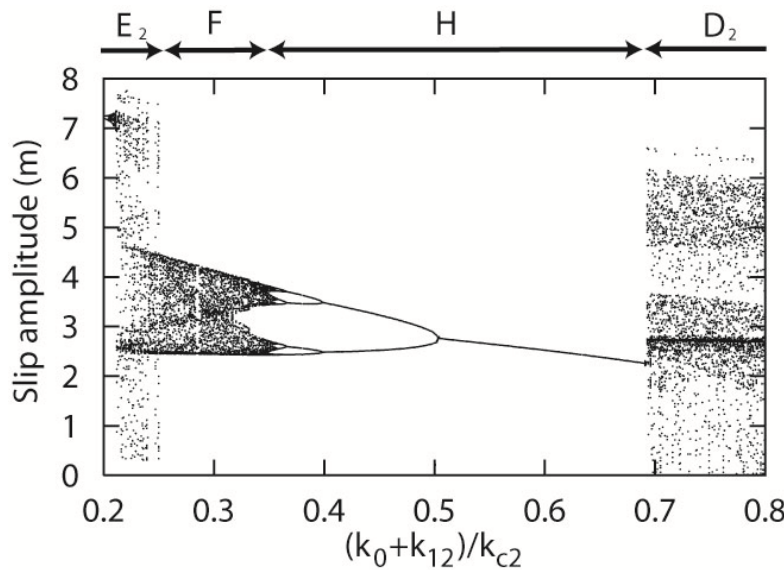


図 5 ブロック 1 で発生したすべりイベントの振幅に関する分岐図

このように、2自由度のモデルにおいても、複雑な地震サイクルを再現することができた。速度弱化摩擦則を適用した2自由度バネブロックモデルと比べ、カオスの挙動が現れたパラメータ領域は狭かったが、状態・速度依存摩擦則を適用することにより、非地震性すべりイベントを含んだカオス的な地震サイクルが観測された。結合バネが強いほど連動破壊が発生しやすくなるが、同時に複雑なサイクルが現れやすくなり、単純な周期的地震発生パターンは出現しにくくなる。2自由度モデルと3自由度モデルを比べると、3自由度モデルの方が複雑な地震サイクルになり、単純な周期性が現れにくくなる。3自由度モデルの場合には、異なるパターンの地震サイクルが交互に不規則に現れる場合があった。

5) Forest-fire (森林火災) モデルによる巨大地震発生統計的性質に関する研究

複数の地震が連動して起こる地震のモデルとして forest-fire モデルを用いて系内で起こる大地震の頻度とその大偏差関数を数値的に求めた。断層を均一な多数のセグメントに分割する。それぞれのセグメントには応力が溜まっておらず地震の準備ができていない状態と、応力が溜まって地震の準備ができていない状態の二つの状態があるとする。各セグメントで応力の溜まり方は不均一でランダムに割合 p で準備状態になる。また、割合 f で応力の溜まったセグメントから破壊が開始して隣接してつながっている応力の溜まったセグメントに破壊が進展して地震によりエネルギーが解放される。地震によりエネルギーが解放されたセグメントの数が起こった地震の規模に対応する。

二次元の forest-fire モデルでは系のサイズで特徴づけられる地震として percolated 地震を考える (Newman and Turcotte, 2002)。percolated 地震は応力が解放されたセグメントのつらなったクラスターが上下両方もしくは左右両方の端に達している地震を指し、一次元におけるシステムサイズ地震を含むものとなっている。我々は、この percolated 地震が起こるときに“余震”が起こるモデルも考え、比較を行っ

た。“余震“とは percolated 地震が起こった時に percolated 地震以外に残っている応力を解放するものであり、これも大塚の基石モデルにおける余震の定義と類似している。通常モデルを MN とし、“余震“が起こるモデルを MR とする。これらのモデルでの系内の応力の溜まった数の時間変化を示したのが図 6 である。横軸は時間であり、セグメントが準備状態になる平均的な時間を 1 とした単位になっている。以下では $F=fL^2$ を用いる。 $F=100$ の場合は小さな地震が多く起きて大地震は他と比べて少ない。 $F=10$ の場合は percolated 地震が周期的に起こっているように見える。 $F=1$ の場合は小さな地震が少なく、ほぼ全てのセグメントから応力が解放されるような地震が起こる。このようにして得られた時系列データから percolated 地震間の時間を計り、その時間間隔でスケールして percolated 地震の起こった時刻を 1、直前の percolated 地震の起こった時刻を 0 とし、(0, 1) 区間に起こった他の地震の規模別地震数分布の時間変化をサンプル平均から求めたのが図 7 である。 $F=100$ の場合は MN、MR ともにほぼ変化がないが、 $F=10, 1$ の場合は b 値の減少がはっきりとみられることがわかった。

大地震の起こり方は、地震発生割合 f と破壊開始点の分布に大きく依存し、ほぼランダムに起こる場合や周期的に起こる場合が存在することがわかった。また、大地震である percolated 地震の間の他の地震の規模別地震数分布の時間変化を調べると、大地震に近づくにつれて b 値が減少していく傾向がはっきりとみられる場合があることがわかった。 b 値の減少は岩石実験や実際の地震についても報告されている現象である (Meredith et al., 1990; Smith, 1986)。我々が今回用いたのはランダムな過程を元にしたモデルであり、そもそも正確な予測は難しいにもかかわらず、大地震の予兆とも見られる過程が発見できた点は重要である。

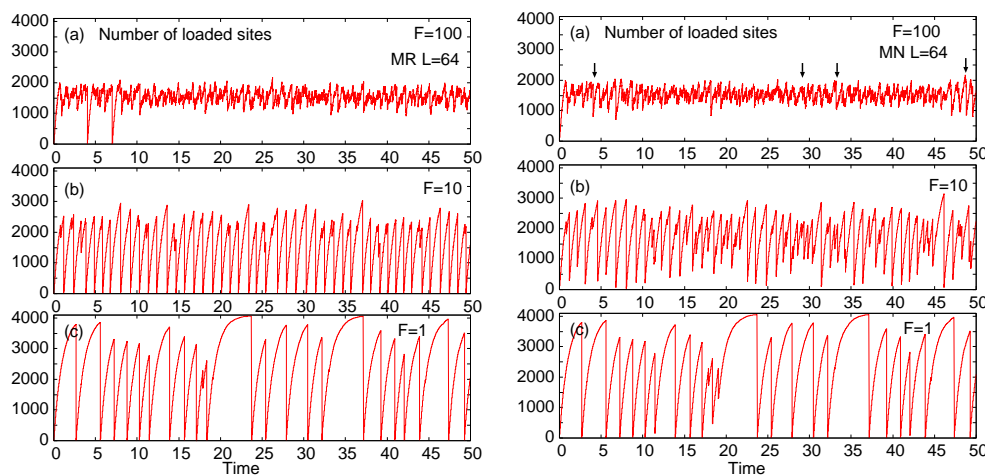


図 6 応力の溜まったセグメントの数の時間変化。一辺の大きさが $L=64$ の場合。左図が MR で右図が MN。右図の (a) では矢印が percolated 地震を示す。

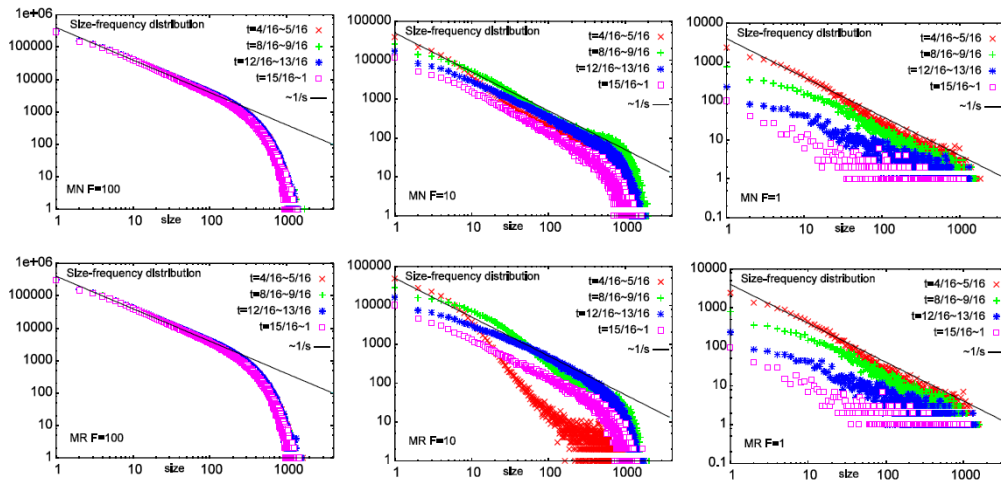


図7 L=64 のときの大地震間の小さな地震の規模別地震数分布の時間変化。赤→緑→青→桃の順に時間変化している。

(c) 結論ならびに今後の課題

プレート境界の地震発生サイクルシミュレーションモデル開発では、GPS データからすべり遅れ速度分布を推定し、さらにこれに基づき初期応力分布を計算することにより、もっともらしい初期条件から動的破壊過程のシミュレーションが可能になった。仮定する破壊開始点の位置により、破壊が連動破壊タイプになったり、単独破壊タイプになったりすることが明らかになり、発生する地震の性質は、静的な条件だけでは決まらず、動的な条件が重要であることが明らかになった。このシミュレーションでは、プレート境界面上の摩擦パラメータは適当に仮定したものである。破壊開始点の破壊エネルギー推定の試みはなされたが、今後、観測データに基づき摩擦パラメータ分布を推定することは重要である。摩擦パラメータ分布の推定に有効そうなことは、準静的過程も含めた地震サイクル全体のシミュレーションを行い、様々な観測データに合うようにパラメータを決めることである。そのためにも、現実的なモデルや条件を用いて、動的破壊を含めた全サイクルの数値シミュレーションを行うことは重要である。

間隙水圧の変化や損傷の生成を考慮した断層破壊モデルについては、これらが破壊の連動・非連動に影響することは明らかになった。しかし、これらが現実の地震で、どのくらい重要な役割を果たしているかは明瞭ではない。観測事実に基づいて、間隙水圧の変化や損傷の生成の影響と、その他の破壊・摩擦特性の不均一性の影響とを分離することが必要である。

多自由度バネブロックモデルや forest-fire モデルに関しては、簡単なモデルによって複雑な地震発生パターンを再現でき、現実に見られる複雑な地震サイクルを理解するには役に立つと考えられる。しかし、極度に単純化したモデルであるために、破壊や摩擦パラメータのような現実の物性値とモデルパラメータの関係が明らかでないなど、観測データの定量的理解には厳密には適用が難しい場合があるだろう。膨大な計算が必要な場合や定性的な理解にはこの種の簡単なモデルを利用し、現実と詳細な比較が必要な場合は現実的な連続体モデルを用いるなど、目的によってモデルを使い分ける必要があるだろう。

(d) 引用文献

- 1) Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya, et al., Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion, *Nature Geoscience*, 2, 141-144, 2009.
- 2) Hok, S. E. Fukuyama, and C. Hashimoto, Dynamic rupture scenarios of anticipated Nankai-Tonankai earthquakes, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, 116, B12319, doi: 10.1029/2011JB008492, 2011.
- 3) Tinti, E., P. Spudich, and M. Cocco M., Earthquake fracture energy inferred from kinematic rupture models on extended faults, *J. Geophys. Res.*, 110, B12303, doi:10.1029/2005JB003644, 2005.
- 4) Rice, J. R., Heating and weakening of faults during earthquake slip, *J. Geophys. Res.*, 111, B05311, doi:10.1029/2005JB004006, 2006.
- 5) Andrews, D. J., Rupture dynamics with energy loss outside the slip zone, *J. Geophys. Res.*, 110, B01307, doi:10.1029/2004JB0031912005.
- 6) Kato, N., and S. Yoshida, A shallow strong patch model for the 2011 great Tohoku-oki earthquake: A numerical simulation, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L00G04, doi:10.1029/2011GL048565, 2011.
- 7) Suzuki, T. and T. Yamashita, Nondimensional control parameters governing the behavior of one-dimensional fault slip: effects of shear heating, inelastic pore creation, and fluid flow, *J. Geophys. Res.*, 115, B02303, doi:10.1029/2009JB006557, 2010
- 8) Suzuki, T. and T. Yamashita, Dynamic modeling of slow earthquakes based on thermoporoelastic effects and inelastic generation of pores, *J. Geophys. Res.*, 114, B00A04, doi:10.1029/2008JB006042, 2009
- 9) Abe, Y., and N. Kato, Complex earthquake cycle simulations using a two-degree-of-freedom spring-block model with a rate- and state-friction law, *Pure Appl. Geophys.*, 170, 745-765.
- 10) Newman, W. I., and D. L. Turcotte, A simple model for the earthquake cycle combining self-organized complexity with critical point behavior, *Nonlin. Proc. Geophys.*, 9, 453-461, 2002.
- 11) Meredith P. G., I. G. Main, C. Jones, Temporal variations in seismicity during quasi-static and dynamic rock failure, *Tectonophysics*, 175, 249-268, 1990
- 12) Smith, W. D., Evidence for precursory changes in the frequency-magnitude b-value, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 86, 815-838, 1986.

3.10 サブプロジェクト 2-5

地震発生サイクル多様性のメカニズム解明

担当：独立行政法人海洋研究開発機構

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

地震発生サイクル多様性のメカニズム解明

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人海洋研究開発機構	サブリーダー	堀 高峰
独立行政法人海洋研究開発機構 (平成 21 年 4 月より)	特任技術研究副主任	中田 令子
独立行政法人海洋研究開発機構	特任研究員	兵藤 守
独立行政法人海洋研究開発機構	プログラムディレクター	阪口 秀
独立行政法人海洋研究開発機構	招聘技術研究主任	宮崎 真一
独立行政法人海洋研究開発機構	研究員	高橋 努
独立行政法人海洋研究開発機構	技術研究副主任	有吉 慶介
九州大学大学院大学院工学研究院 (平成 23 年 3 月まで東京大学大学院)	准教授 (助教)	山口 哲生
建築研究所国際地震工学センター	上席研究員	芝崎 文一郎
気象研究所地震火山研究部	室長	前田 憲二
気象研究所地震火山研究部	研究官	弘瀬 冬樹
Hungarian Academy of Sciences (平成 21 年 3 月まで海洋研究開発機構)	Postdoctoral Fellow	光井 能麻
(平成 24 年 11 月まで名古屋大学大学院)	(技術研究副主任)	
産業総合研究所活断層・地震研究センター (平成 21 年 4 月より)	(研究員)	安藤 亮輔
GNS Science		Yoshihiro
(平成 22 年 4 月より 当初は Scripps Institution of Oceanography 所属)	Research Staff (Postdoctoral Fellow)	Kaneko

(c) 業務の目的

南海トラフで発生する巨大地震は、セグメント同士が連動破壊するかしないかを含めて、地震発生サイクルごとに異なった振る舞いをしてきた。このため、巨大地震発生サイクルの数値シミュレーション及びゲルやガラス等のアナログ物質を用いた実験研究を行い、連動性を評価するための必要条件である、サイクルごとの多様性のメカニズムを解明する。

(d) 5カ年の年次実施業務の要約

1) 平成 20 年度 :

複数アスペリティの連動・非連動や再来間隔が倍半分で大きく変化するなどの地震発生

サイクルごとに異なる振る舞いを、岩石実験にもとづく摩擦則を導入した地震発生サイクルシミュレーションで実現するため、スケールに依存した摩擦特性を取り入れたシミュレーションを行った。その結果、平面プレート境界モデルで再来間隔が倍半分で大きく変化したり、アスペリティの近辺でスロースリップイベントが発生したりすることを示した。特に再来間隔は規模に依存して変化しており、物理的に問題のあった従来の「時間予測モデル」に変わる新しいモデルを見いだした。また3次元プレート境界形状を考慮したモデルで、再来間隔が大きく変化するを確認した。粘着性を有し、かつ弾性率が極めて小さいゲルシートを用いたすべり摩擦現象においては、固着-すべりに時空間的な構造が現れるなど、プレート境界での固着-すべりの時空間変化に類似した特性を示す。今年度は装置の大規模化を行うとともに、面の画像解析にもとづいた固着-はがれ状態の定量化に成功した。

2) 平成 21 年度 :

南海トラフの地震発生サイクルモデルにおいて、東海～日向灘まで領域を拡張し、プレート三次元形状を考慮したモデルを構築し、過去の地震発生間隔変化を定性的に再現することができた。また、スケール依存摩擦特性の有効性を、釜石沖地震で示すとともに、スロー地震群のうちで、深部低周波微動や低周波地震の動的破壊伝播のモデルを構築した。ゲルを用いた固着はがれの時空間変化を調べるアナログ実験では、規模別頻度分布のローディング速度依存性の実験結果を説明する理論を提案するとともに、ゆっくりすべりのスケーリングを再現した。また、不均質な模擬断層ガウジのせん断強度特性を調べた。

3) 平成 22 年度 :

3次元プレート境界形状を考慮したモデルを用いてシミュレーションを実施し、東南海地震と南海地震が同時発生しない場合の発生間隔が、摩擦特性や初期値に依存してどのように変化するかを調べるとともに、地殻変動データからの摩擦特性や初期値の推定可能性を示した。また、スロースリップイベントの発生を定量的に再現するとともに、スロースリップイベント及びスロー地震群のモデル化をさらに進め、大地震発生前にスロー地震群の活動度が浅部で高まることなどが解った。またアナログ実験については、スロー地震群と普通の地震のスケーリングの違いや規模別頻度分布が G-R 則に従うメカニズムを調べるとともに、粒状体の数値実験や粉碎砂の室内実験を通して、破壊前の応力場や断層ガウジのせん断特性を調べ、破壊前に応力場の均質化が進むことなどが解った。

4) 平成 23 年度 :

3次元プレート境界形状を考慮したモデルで、地震発生サイクル毎の多様性、特に震源域の広がりの変化や津波地震発生メカニズムを明らかにすることを目的として、地震発生帯浅部・深部延長で大きな破壊エネルギーを与え、南海トラフの地震発生サイクルシミュレーションを行った。その結果、数百年に一度トラフ軸まですべる M9 クラスが繰り返す、その際の津波が宝永の場合と同様に広域に及ぶことが明らかとなった。また、日向灘での地震発生サイクルの結果生じると期待される海底や陸上での地殻変動の時空間変化を

評価した。さらに、スロースリップイベント及びスロー地震群のモデル化をさらに進めた結果、スロースリップと余効すべりの共存などが再現された。またアナログ実験については、スロー地震群と普通の地震のスケーリングの違いや規模別頻度分布が G-R 則に従うメカニズムを明らかにする実験結果を論文にまとめた。

5) 平成 24 年度 :

3次元プレート境界形状を考慮し、スロースリップイベントと余効すべりの共存や南海地震・日向灘地震との相互作用を取り込んだモデルを構築し、地震発生サイクル毎の浅部や深部、西側への破壊の進展の有無を評価した。また、浅部や深部延長への破壊の有無と、その結果生じると期待される海底や陸上での地殻変動の時空間変化、それによる津波計算を行った。さらに、スロー地震群を取り込んだモデルにもとづいて、スロー地震群の活動度と固着状態の関係について仮説を提案した。アナログ実験については、スロー地震群と普通の地震のスケーリングの違いや浅部大すべりが発生するメカニズムを明らかにした。各内容について分担者が、地球惑星科学連合大会・地震学会・AOGS 等の学会で、今までに得た研究成果の発表をし、新たな専門的知見を得た。さらに、こうした成果が GJI、Tectonophysics、EPS に受理され、論文発表した。

(2) 平成 20~24 年度の成果

(c) 業務の要約

南海トラフで発生する巨大地震が、サイクルごとに多様性を示すメカニズムを解明するため、ゆっくり地震を含む地震の発生サイクルの数値シミュレーション、及びゲル等のアナログ物質を用いた実験研究を行った。まず、地震発生間隔ならびに規模変化の多様性については、数サイクルに一度、普段のサイクルよりも大きい地震や津波が生じることを再現するメカニズムに対する仮説を提案し、釜石沖地震・東北地方太平洋沖地震に対してそれらが有効であることを示すとともに、南海トラフ巨大地震で、津波堆積物調査や掘削等の知見と調和的なシナリオをシミュレーションで実現した。さらに、東南海・南海地震の発生間隔が余効すべりの起こり方の違いに現れることを利用した発生間隔の逐次推定手法を開発するとともに、東北地方太平洋沖地震を想定できなかった教訓から事前に多様なシナリオを考えることの重要性を踏まえ、多数シナリオを事前に用意して実データと比較する逐次データ同化手法を用いた地震発生予測システムのプロトタイプを構築した。また、南海トラフで発生する様々なゆっくり地震の振る舞いを、対象領域を限定したシミュレーションで定性的に再現するとともに、大地震発生との関係についての仮説を提案した。そして、自発的に様々な規模のすべりが起こる、ゲルのアナログ実験により、ゆっくり地震群と普通の地震のスケーリングの違いや浅部での大すべりが発生するメカニズムに、境界面の物性だけではなく、媒質の物性が影響する新たな仮説を提案した。

(d) 業務の成果

1) 地震発生間隔ならびに規模変化の多様性

南海トラフでは、繰り返し M8クラスの地震が発生してきたものの、その発生間隔や規模、発生様式は毎回異なっていたことが知られている (Ishibashi, 2004, 図1)。さらに、その発生間隔はランダムに変化するのではなく、規模に依存して変化する傾向が見られる (Shimazaki and Nakata, 1980)。その変化の傾向は、地震発生サイクルを断層面の固着・すべりの時空間分布としてモデル化し、岩石実験にもとづく摩擦法則を仮定して、すべりによる剪断応力と強度の変化にともなうすべりの時空間変化を計算する手法を用い (Rice, 1993 など)、摩擦特性の不均質として構造探査などから得られる不均質性を考慮することで、定性的には再現されていた (Kodaira et al., 2006; Hori 2006)。しかし、再来間隔が大きく変化することなど、定量的な再現には至っていなかった。さらに、その再来間隔と規模の変化のメカニズムは、セグメント境界にバリアが存在することが鍵になっていたが、地震の規模に依存した発生間隔の変化は、同様なメカニズムが考えにくい地域でも見られ (図2)、他のメカニズムも検討する必要がある。

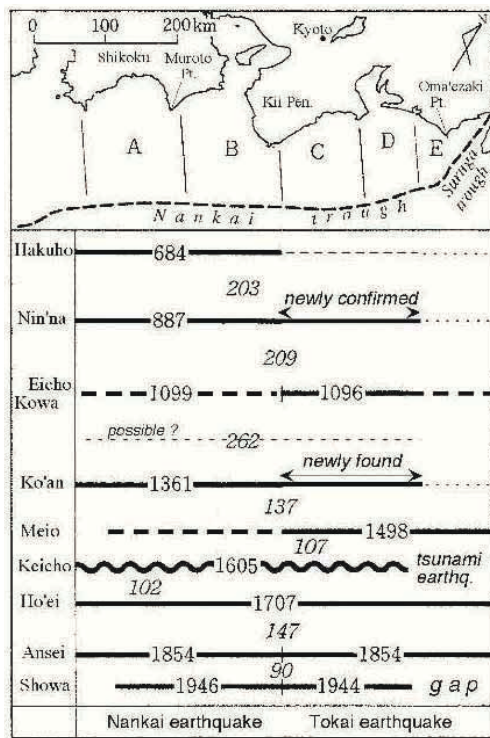


図1 歴史資料から推定された南海トラフでの巨大地震の繰り返し様式 (Ishibashi, 2004)。

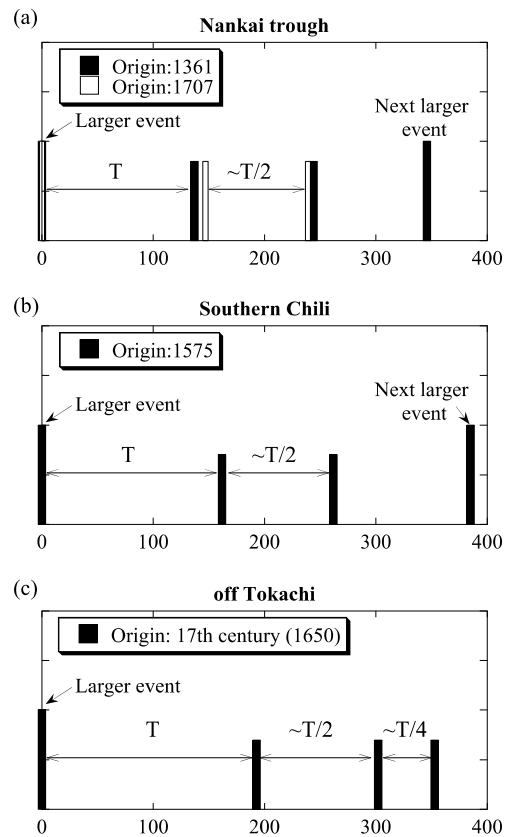


図2 規模に応じた再来間隔の大きな変化 (Hori et al., 2009)。(a)南海トラフ、(b)チリ南部、(c)十勝沖。

そこで本研究では、規模に依存した発生間隔の大きな変化を実現するため、スケールに依存した摩擦特性をもつとの仮説を導入した (Hori et al., 2009, 図3)。この考え方は、

松浦らによってすでに提案されていたもので、具体的には前震のモデル(Matsu'ura et al., 1992) や階層的な構造を持つ破壊伝播のモデル (Ide and Aochi, 2005) と類似のものであるが、それを地震発生サイクルに適用したものである。地震発生サイクルに適用することで重要になるのは、大きな nucleation size をもった領域での地震の繰り返しの間に、固着のはがれが生じ、内部の小さい nucleation size の領域での応力蓄積率を増加させることにある。このため概念的に図4に示すように、大きな地震の直後は応力蓄積率が低く、大きな地震の interseismic period の後ろの方では応力蓄積率が高いことになり、規模が大きいほど再来間隔が長い傾向を、Shimazaki and Nakata (1980) の Time predictable model とは異なるメカニズムで再現することができる (Hori et al., 2009)。

実際このモデルを地震発生サイクルシミュレーションに適用した例を以下に示す。3次元均質半無限弾性体中の平面断層上に、図4のような単純な摩擦特性の分布を仮定した。その結果、規模に依存した発生間隔の大きな変化がロバストに発生することが確認できた (図5、6)。また余効すべりなどのゆっくりすべりがあるサイクルで起こした場所が、別

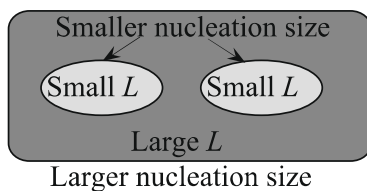


図3 スケールに依存した摩擦特性。
 L はすべり速度・状態依存則における特徴的すべり量で、地震時のすべり弱化解距離にほぼ比例する。

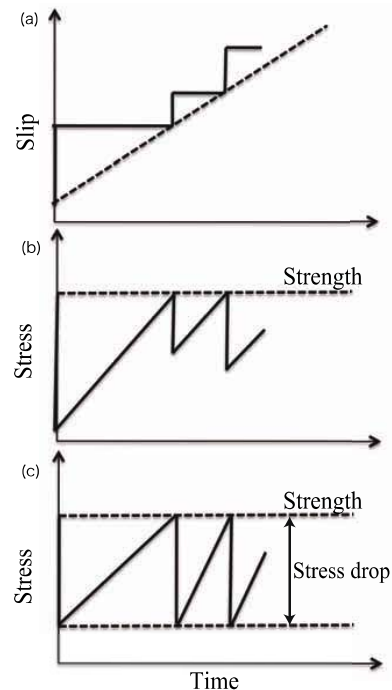


図4 (a)規模に依存して再来間隔が変化する場合のすべりの積算図。(b)島崎らによる Time predictable model。(c) 応力蓄積率が変化する事で同じ現象を説明可能。

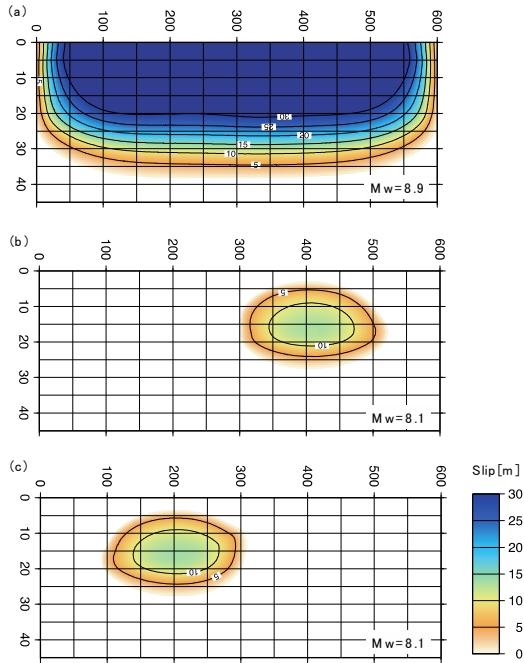


図5 地震時のすべり量分布とモーメント
マグニチュード (Mw)

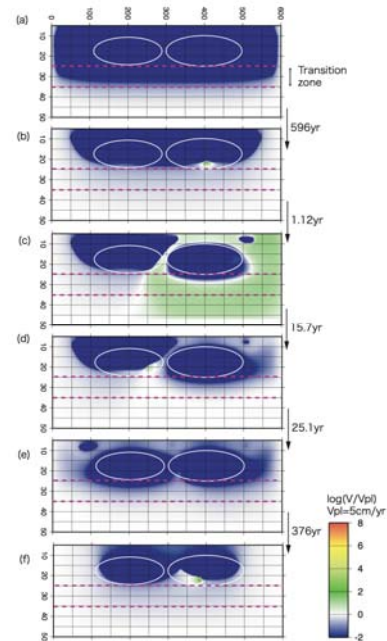


図6 すべり速度の時空間変化。(a) Mw8.9
地震直後 (b) Mw8.1 右地震直前 (c) 余効すべり
(d) Mw8.1 左地震直前 (e) 地震後 (f) 次の Mw
8.9 前の震源域内でのゆっくりすべり

のサイクルでは地震性すべりを起こすなど、すべりの様式がサイクル毎に異なる場合があることもわかった (Hori et al., 2009)。

同様なモデルを、釜石沖の M~5 の地震の繰り返しと、その震源域内で発生する M3 クラスの地震の共存にも適用した (図7)。その結果、規模や発生間隔の変化だけではなく、サイスミックカップリングも整合することができた (Hori and Miyazaki, 2010)。さらに、図5と類似で、ただし規模の小さい側の地震が M7 クラスになる場合のモデルのシミュレーションを行った (図8)。この振る舞いは 2011 年東北地方太平洋沖地震と様々な共通点を持つと言える (Hori and Miyazaki, 2011)。

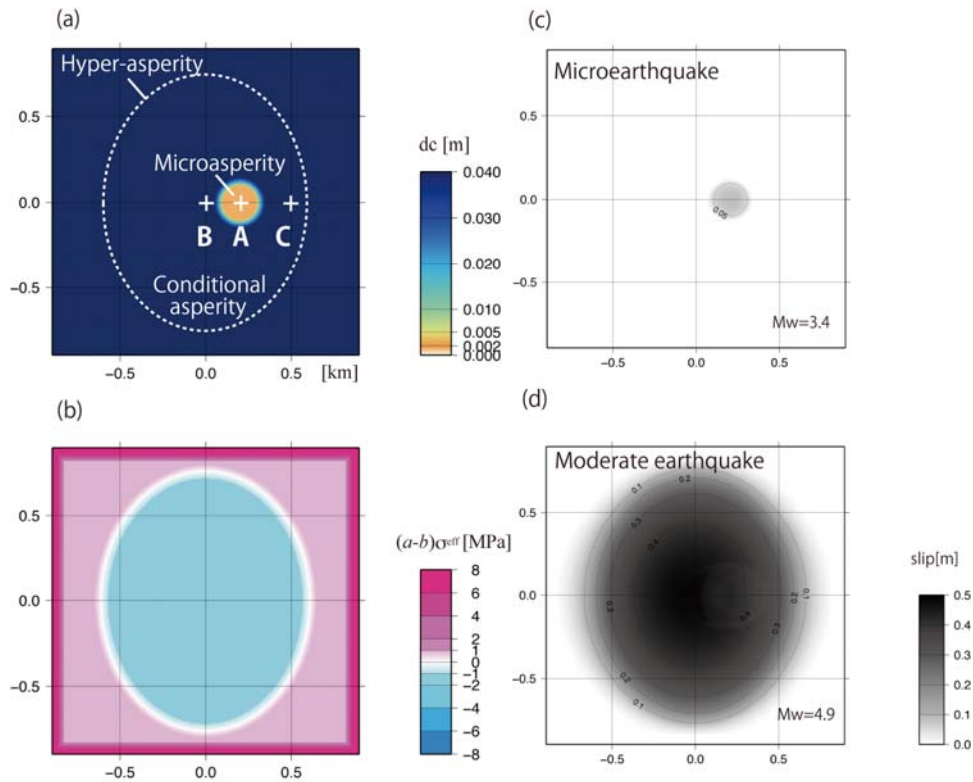


図7 (a)特徴的すべり量の分布。(b)定常すべり時の速度依存性の分布。(c)Mw3.4 地震のすべり分布。(d)Mw4.9 地震のすべり分布。

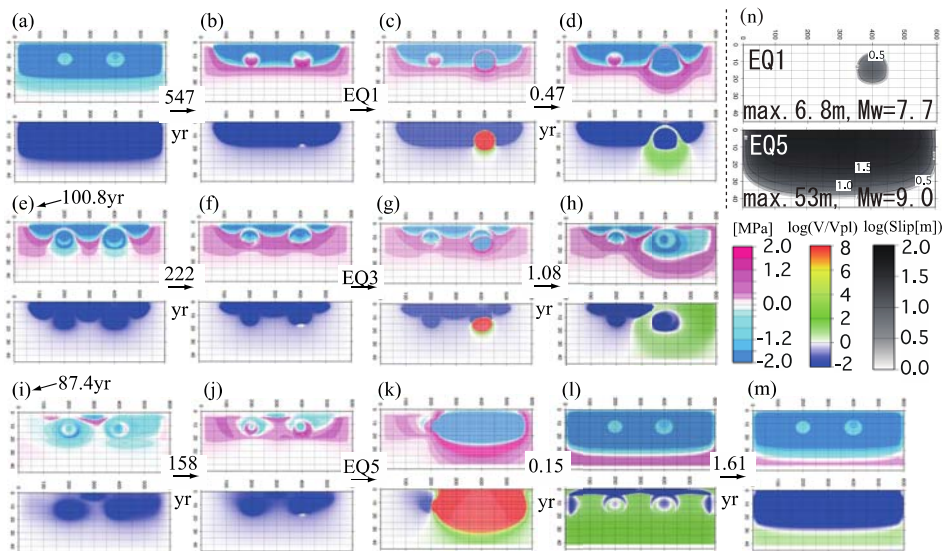


図8 すべりの時空間変化。Mw9.0の地震が繰り返す間に、M7クラスの地震が繰り返す。

さらに、南海トラフ巨大地震で、津波堆積物調査や掘削等の知見と調和的なシナリオをシミュレーションで実現した (図9 : Hyodo and Hori, 2013)。

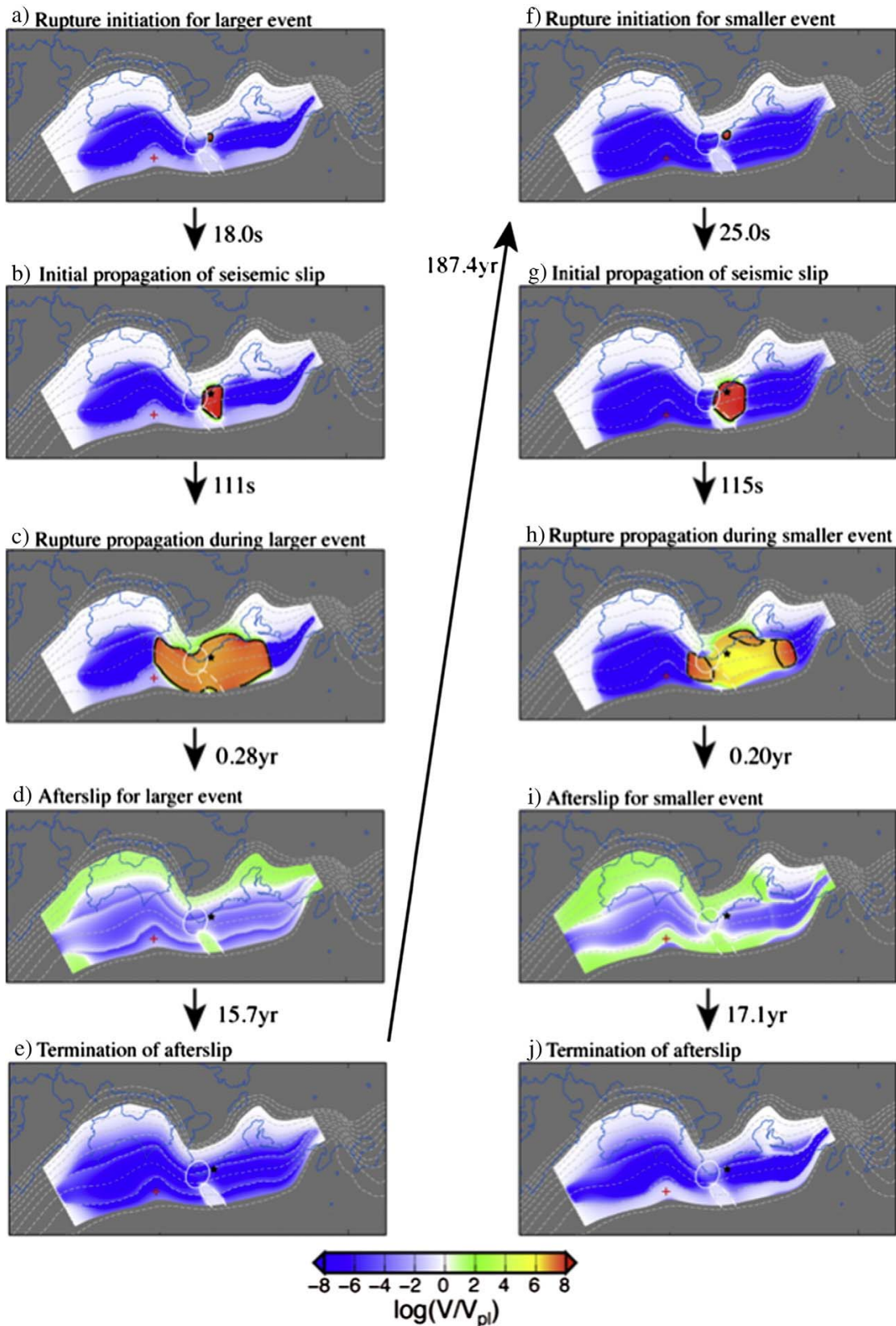


図9 プレート境界でのすべりの時空間変化。地震性すべり（1 cm/s 以上）を黒線の枠で囲んでいる。

2) データ同化による逐次予測

南海トラフでは紀伊半島の東側で巨大地震がまず発生し、同時～数年で西側でも発生してきた。この紀伊半島の東西での破壊の時間遅れがどの程度になるかによって、地震後の対応の仕方が大きく異なってしまう。このため、同時発生しない場合について、東西の地震発生間隔が摩擦特性や初期値によってどのように変わるのか、またその違いを観測データからとらえることで、発生間隔をあらかじめ予測することができるのかを検討する必要がある。そこで本研究では、東西の震源域の境界での摩擦パラメータ値を変化させて、東側の地震（以下「東南海地震」）後から西側の地震（「南海地震」）までの間についてプレート境界でのすべりの計算を行うとともに、その結果にもとづいて地表の地殻変動を計算した。さらに、その結果にノイズを加えることで、先行した東南海地震後に逐次観測データが得られる状況を模擬し、そのデータを様々なパラメータや初期値での計算結果と比較することで、南海地震の発生までの時間を推定する実験を行った（Hori et al., 2011）。

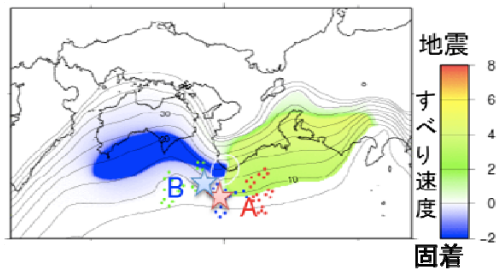


図 10 東南海地震直後のすべり速度分布と海底地殻変動の観測点分布。A と B は図同化実験に使った観測点の位置。

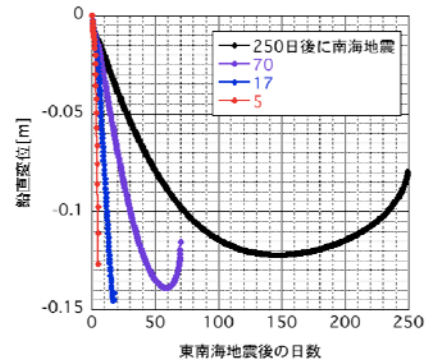


図 11 図 10 の B における地殻変動計算結果例

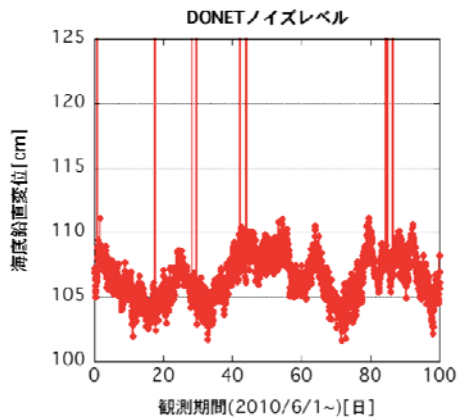


図 12 潮汐による変化を取り除いた海底ケーブル観測データ

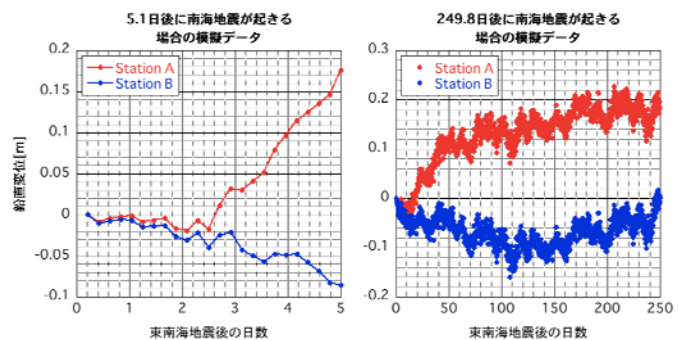


図 13 図 12 をノイズとして加えた模擬データの例。
(左)5.1 日後(右)249.8 日後に南海地震が起きる場合。

図 10 に示したような震源域の真上に存在する海底ケーブル観測点（青と緑は構築中、赤は稼働中）で観測されると期待される地殻変動の例を図 11 に示す。これは、同じ摩擦パラメータでも応力や強度の初期値に応じて、南海地震までの発生間隔が異なることを示して

いる。さらに重要なことは、発生間隔の違いに対応して、地殻変動の起こり方が、東南海地震直後から異なっていることである。東南海地震直後の観測データがリアルタイムに入手できれば、南海地震までの発生間隔を推定できる可能性を示唆している。

そこで、図 12 に示した海底ケーブルでの実際の観測データをノイズとして加えて図 13 のような模擬データを作り、これと様々なパラメータと初期値の組み合わせ（それぞれを以下では「モデル」と呼ぶ）のシミュレーション結果との残差を計算した。そして、その残差からモデルごとの尤度（データとの合い具合）を求め、下記のように南海地震までの発生間隔を推定した。

推定したい量(南海地震までの日数)のモデル i での値を $T^{(i)}$
 時刻 t でのモデル i の重みを $p_i^{(t)}$ とすると

$$\text{期待値 } \tilde{T}_t = \sum_{i=1}^N p_i^{(t)} T^{(i)} \quad \text{分散 } \tilde{\sigma}_t^2 = \sum_{i=1}^N p_i^{(t)} (T^{(i)} - \tilde{T}_t)^2$$

その結果図 14 に示したように、5 時間毎の模擬データに対して、逐次発生間隔と標準偏差が推定される様子が得られた。各色は、模擬データを作る際の真のモデルにおける発生間隔が異なる場合を示している。東南海地震後 3 日程度で直後に起こる場合が分離でき、その後も次の地震が起こる前に、ある程度発生間隔が推定できていることがわかる。ただし、発生間隔が長い場合の推定が困難であることがわかる。これは図 12 のようにノイズに数十日程度の揺らぎがあるためと考えられる。こうしたノイズは海水温度変化等によるものであり、近傍の観測点同士の差をデータすることで軽減できることがその後の短期間の複数観測点データの解析から示されている。なお、ノイズを加えない場合には、すべて真のモデルに収束することは確認している。

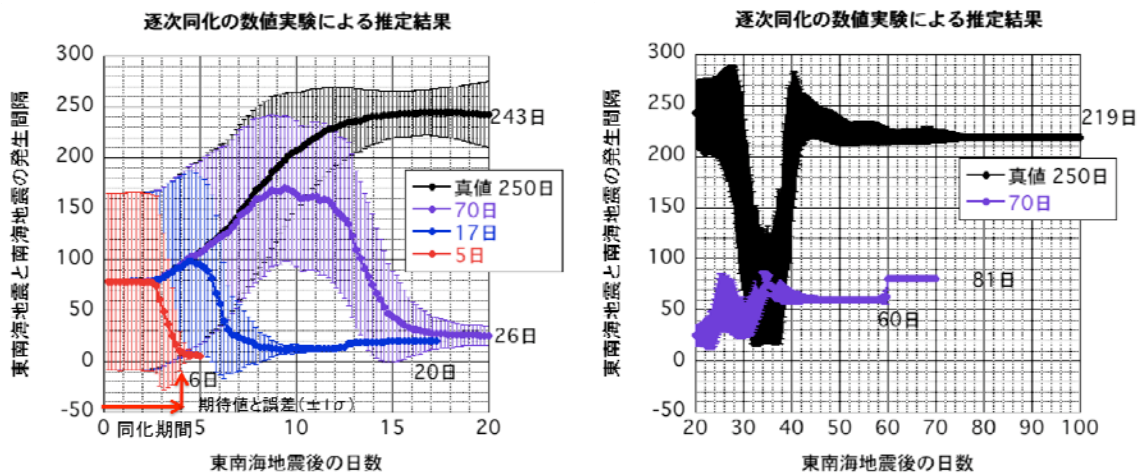


図 14 発生間隔の推定結果。右は 20 日以内、左はその後 100 日以内の結果。

さらに、東北地方太平洋沖地震の発生を受けて、事前に多様なシナリオを考えることの重要性が浮き彫りとなった。そこで、多数シナリオを事前に用意するという上記の逐次同化手法を応用して、多数シナリオを実データと比較してシナリオごとの重みづけを行うという地震発生予測システムのプロトタイプを構築した（堀・他，2013）。

3) 様々なゆっくり地震の振る舞いのモデル化

巨大地震発生域の深部延長や浅部延長では、普通の地震よりも長い時間スケールで発生し、スケーリング則も異なる「ゆっくり地震」が発生することが知られている (Ide et al., 2007)。ゆっくり地震の起こり方は、サイクル毎の巨大地震発生様式の違いや、1つのサイクル内での巨大地震発生域内の応力状態などを反映すると考えられるため、その振る舞いを再現できるモデル化を進めた。

まず、地震発生サイクルシミュレーションでの深部のゆっくり地震のモデル化により、図 15 に示すようにそのスケーリング則を定量的に満たす現象を再現した (Ariyoshi et al., 2012)。さらに、浅部を対象としたモデル化も行った。暫定的な結果として、巨大地震の発生サイクルの途中までは、スローイベントのトラフ軸に沿った移動等の活発な活動が見られず、巨大地震発生が近づいた場合にのみ移動現象が見えて来ることが示された。なお現在の実際の南海トラフでは、深部で活発な移動現象が見られているものの、浅部では移動現象が見られていない。

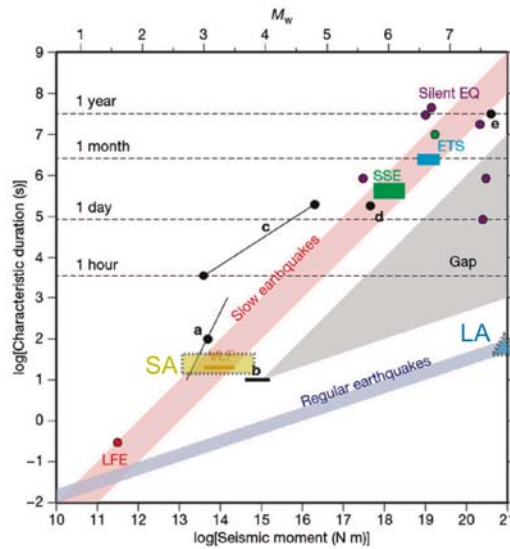


図 15 地震発生サイクルシミュレーション結果 (Ariyoshi, et al., 2012) を Ide et al. (2007) のスケーリング則と比較した結果。SA がシミュレーション内でのゆっくり地震。

一方、ゆっくり地震の中でも、規模が小さく時間スケールの短い低周波微動や超低周波地震については、粘性的なバックグラウンドの中に、地震のような高速滑りを起こすパッチが細かく分布しているというモデル (Ando et al., 2010, 図 16) を提案し、破壊伝播シミュレーションの手法を用いて計算した結果、低周波微動の特徴 (伝播速度の桁違いの異方性、 $1/f$ スペクトル、拡散的な微動の広がり等) を再現できることを示した (Ando et al., 2010; Nakata et al., 2011)。

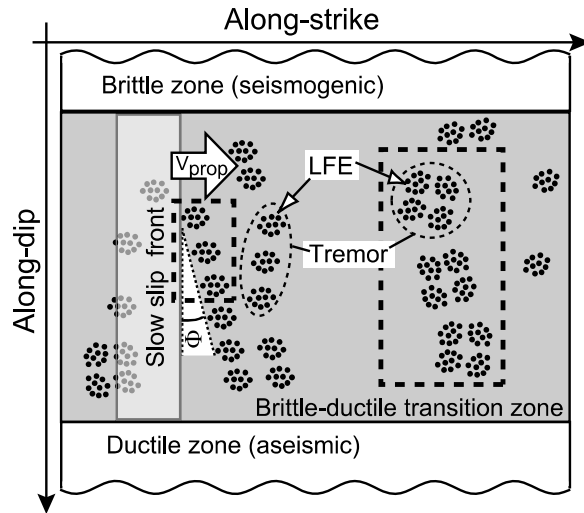


図 16 低周波微動や超低周波地震の概念モデル (Ando et al., 2010)

さらに、数ヶ月～年オーダーで発生する長期的スロースリップイベントは、対象領域を限定した地震発生サイクルのシミュレーションを、主に南海トラフの巨大地震の西端延長を検討するための準備として行った。日向灘では、1662年にM7後半の地震が起きているが、それ以降はM7前後の地震が数十年に一度発生してきたとされる。その最後の地震にあたる1996年の地震では、余効すべりが本震のすべり域よりも有意に広い範囲で発生するとともに、2004年以降はそこで繰り返しスロースリップイベントが発生してきた(図17)。こうした振る舞いを定性的にシミュレーションで再現することに成功した(Nakata et al., 2012、図18)。

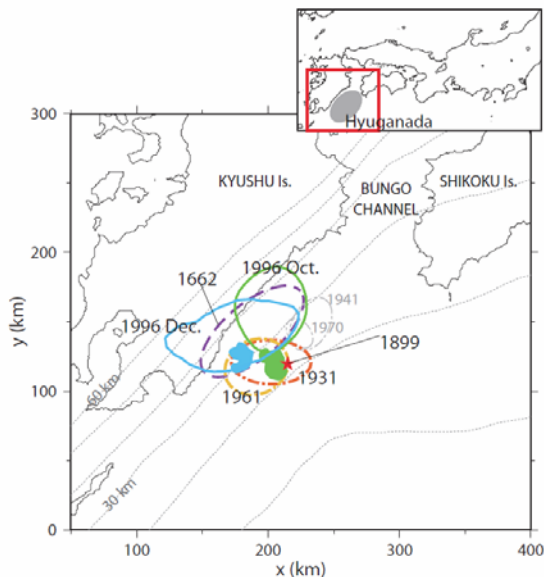


図 17 日向灘での過去の地震(破線)ならびに余効すべり(実線)の分布図。余効すべり領域内でスロースリップイベントが発生している。

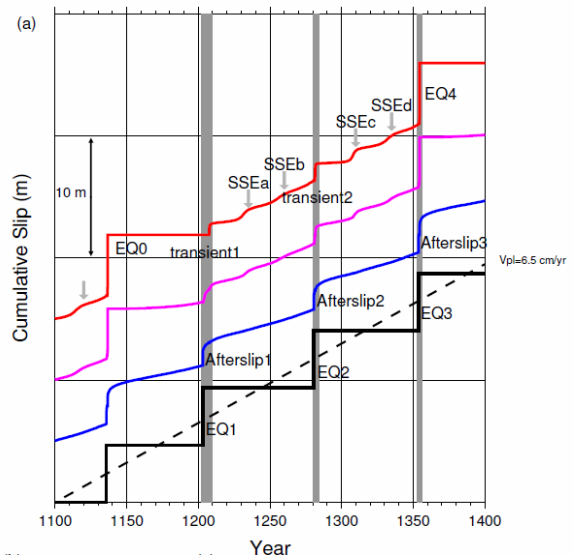


図 18 赤線の場合は余効すべりが他から伝播した後にゆっくりしたすべりが加速したり、自発的にスロースリップイベントが起きたりする。

最後に、ゲルのアナログ実験（図 19）により、ゆっくり地震群と普通の地震のスケーリングの違いや浅部での大すべりが発生するメカニズムに、境界面の物性だけではなく、媒質の物性が影響する新たな仮説を提案した（Yamaguchi et al., 2011）。高分子ゲルのような、やわらかくて粘着性をもった物質を硬い基板上で滑らせると、時空間的に不均一なスティック-スリップ運動がしばしば発生し、実験室レベルの小さなスケールにおいても G-R 則に従うような複雑な振る舞いを再現することができる。本研究では、ゲルの粘弾性をコントロールすることにより、地震波を伴う高速すべりだけでなく、ゆっくりすべりなど、多様なすべり現象を再現することができた。

粘性の異なる 2 つのシリコンゲルのうち、粘性の大きなゲルではゆっくりすべり、粘性の小さなゲルでは音波（地震波）を伴う高速すべりを起こすことが分かった。PIV 法によってイベントサイズ (M_0 :地震モーメント) と持続時間を解析したところ、粘性の大きなゲルでは、等方的に広がるスリップパルスの挙動が観測されるとともに、 $M_0 \sim T^{(1/2)}$ の関係を示すことが分かった。また、粘性の低いゲルでは、すべりが試料端に達すると急激に加速することが確認されるとともに、応力場の可視化によって、巨大なすべりの前駆段階として 中小規模のすべりが存在し、特徴的な応力パターンが形成されることを確認した（図 20）。

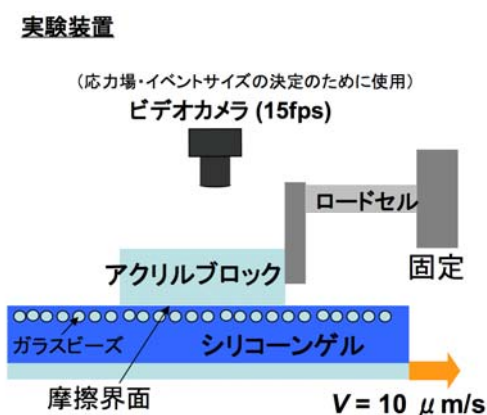


図 19 実験装置の概念図。

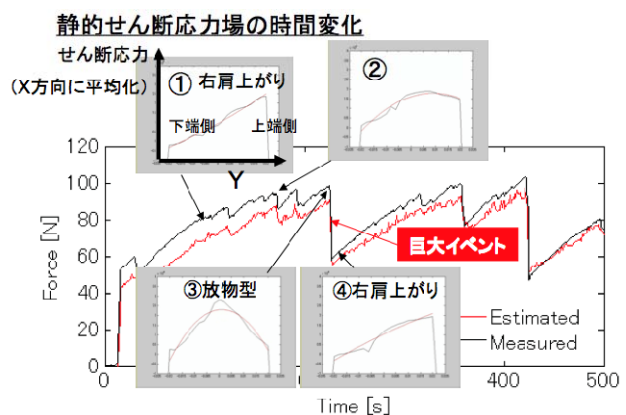


図 20 地震発生サイクル中の力の時間変化ならびに
応力場の空間パターン。

(c) 結論ならびに今後の課題

本研究により、ゆっくり地震の発生様式を含む、地震発生サイクル毎の多様性の理解が進展するとともに、その多様性を考慮に入れて将来の地震の起こり方の予測に結びつける道筋を示すことができた。これは、東北地方太平洋沖地震の発生とそれによる東日本大震災の大きな犠牲から学んだ教訓を活かした結果の一つと言える。

地震発生間隔ならびに規模変化の多様性については、数サイクルに一度、普段のサイクルよりも大きい地震や津波が生じることを再現するメカニズムに対する仮説を提案し、釜石沖地震・東北地方太平洋沖地震に対してそれらが有効であることを示すとともに、南海トラフ巨大地震で、津波堆積物調査や掘削等の知見と調和的なシナリオをシミュレーションで実現した。今後は、このシナリオによって生じる観測可能な量（地殻変動、津波遡上など）を定量化し、それを過去の地震のデータ（近代観測データだけでなく、津波堆積物

や海岸隆起痕跡など地質学的なものを含む) と照らし合わせて、シナリオの妥当性を検証するとともに、数百年に一度の大きめの地震の震源像や津波発生様式をより明らかにする必要がある。さらに、東南海・南海地震の発生間隔が余効すべりの起こり方の違いに現れることを利用した発生間隔の逐次推定手法を開発し、その発展として、実データの逐次データ同化による地震発生予測システムのプロトタイプを構築した。今後は、予測システムのプロトタイプを稼働させて予測の試行を行うため、地震発生や発生前の多様なシナリオをシミュレーションにもとづいて具体化し、今後どのような地殻変動や地震活動が生じることが期待されるかを予測するとともに、南海トラフだけではなく東北地方太平洋沖地震前の振る舞いをはじめ、過去のデータに適用することでシステムの妥当性を確認する必要がある。

また、南海トラフで発生する様々なゆっくり地震については、対象領域を限定したシミュレーションでその振る舞いを定性的に再現するとともに、大地震発生との関係についての仮説を提案した。今後は、南海トラフ全域の地震発生サイクルシミュレーションにこれらの知見を統合したシミュレーションを行い、上記のような地震発生ならびに発生前の多様なシナリオ検討に取り入れる必要がある。

そして、自発的に様々な規模のすべりが起こるゲルのアナログ実験により、ゆっくり地震群と普通の地震のスケーリングの違いや浅部での大すべりが発生するメカニズムに、境界面の物性だけではなく、媒質の物性が影響する新たな仮説を提案した。今後はこの仮説にもとづいた数理モデルを構築し、数値シミュレーションを実現することで、地殻スケールに適用する手法を開発していく必要がある。

(d) 引用文献

- 1) Ando, R., R. Nakata, and T. Hori, A slip pulse model with fault heterogeneity for low - frequency earthquakes and tremor along plate interfaces, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L10310, doi:10.1029/2010GL043056, 2010.
- 2) Ariyoshi, K., T. Matsuzawa, J.P. Ampuero, R. Nakata, T. Hori, Y. Kaneda, R. Hino, A. Hasegawa, Migration process of very low-frequency events based on a chain-reaction model and its application to the detection of preseismic slip for megathrust earthquakes, *Earth Planet. Space*, 64, 693-702, doi:10.5047/eps.2010.09.003, 2012.
- 3) Hori, T., Mechanisms of separation of rupture area and variation in time interval and size of great earthquakes along the Nankai Trough, southwest Japan, *J. Earth Simulator*, 5, 8-19, 2006.
- 4) Hori, T., M. Hyodo and S. Miyazaki, Numerical experiment of sequential data assimilation for crustal deformation between Tonankai and Nankai earthquakes, *Proceedings of International Symposium on Disaster Simulation and Structural Safety in the Next Generation 2011*, 175-178, 2011.
- 5) Hori, T., S. Miyazaki, Hierarchical asperity model for multiscale characteristic earthquakes: a numerical study for the off-Kamaishi earthquake

- sequence in the NE Japan subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L10304, doi:10.1029/2010GL042669, 2010.
- 6) Hori, T. and S. Miyazaki, A possible mechanism of M 9 earthquake generation cycles in the area of repeating M 7~8 earthquakes surrounded by aseismic sliding, *Earth Planets Space*, 63, 773-777, 2011.
 - 7) 堀高峰, 宮崎真一, 兵藤守, 中田令子, 金田義行, プレート境界すべりのアンサンブル予測にもとづく プレート境界地震発生予測システムの構築, 第 62 回理論応用力学講演会講演論文集, OS14-03, 2013.
 - 8) Hori, T., S. Miyazaki, N. Mitsui, A model of earthquake generation cycle with scale-dependent frictional property - preliminary results and research plan for a project of evaluation for coming Tokai, Tonankai, and Nankai earthquakes, *J. Disaster Res.*, 4, 111-117, 2009.
 - 9) Hyodo, M. and T. Hori, Re-examination of possible great interplate earthquake scenarios in the Nankai Trough, southwest Japan, based on recent findings and numerical simulations, 2013
 - 10) Ide, S. and H. Aochi, Earthquakes as multiscale dynamic ruptures with heterogeneous fracture surface energy, *J. Geophys. Res.*, 110, B11303, doi:10.1029/2004JB003591, 2005.
 - 11) Ide, S., G. C. Beroza, D. R. Shelly, and T. Uchide, A new scaling law for slow earthquakes, *Nature*, 447, 76-79, doi:10.1038/nature05780, 2007.
 - 12) Ishibashi, K., Status of historical seismology in Japan, *Ann. Geophys.*, 47, 339-368, 2004.
 - 13) Kodaira, S., T. Hori, A. Ito, S. Miura, G. Fujie, J.-O. Park, T. Baba, H. Sakaguchi, and Y. Kaneda, A cause of rupture segmentation and synchronization in the Nankai trough revealed by seismic imaging and numerical simulation, *J. Geophys. Res.*, 111, B09301, doi:10.1029/2005JB004030, 2006.
 - 14) Matsu'ura, M., H. Kataoka, and B. Shibazaki, Slip-dependent friction law and nucleation processes in earthquake rupture, *Tectonophysics*, 211, 135-148, 1992.
 - 15) Nakata, R., M. Hyodo, T. Hori, Numerical simulation of afterslips and slow slip events that occurred in the same area in Hyuga-nada of southwest Japan, *Geophys. J. Int.*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05552.x, 2011.
 - 16) Rice, J. R., Spatio-temporal Complexity of Slip on a Fault, *J. Geophys. Res.*, 98, 9885-9907, doi:10.1029/93JB00191, 1993.
 - 17) Shimazaki, K. and T. Nakata, Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 7, 279-282, 1980.
 - 18) Yamaguchi, T., M. Morishita, M. Doi, T. Hori, H. Sakaguchi, and J.-P. Ampuero, Gutenberg-Richter' s law in sliding friction of gels, *J. Geophys. Res.*, 116, B12306, doi:10.1029/2011JB008415, 2011.

4. 活動報告

4. 1. 会議録

平成 20 年度

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」第 1 回運営委員会

1. 日時:平成20年 7 月 4 日(金) 14:00～17:00
2. 場所:海洋研究開発機構東京事務所
3. 議事:議題 1 運営委員会について
議題 2 研究計画について
議題 3 研究推進委員会の設置について
議題 4 その他

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」第 1 回合同研究推進委員会

1. 日時:平成20年 7 月 11 日(金) 10:30～17:20
2. 場所:海洋研究開発機構東京事務所
3. 議事:議題 1 研究推進委員会について
議題 2 研究計画について
議題 3 その他

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」第 2 回合同研究推進委員会

1. 日時:平成21年 3 月 26 日(木)9:30～14:30
2. 場所:海洋研究開発機構横浜研究所
3. 議事:議題 1 次年度予算について
議題 2 本年度の研究成果および次年度の研究計画について
議題 3 総合討議
議題 4 その他

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」第 2 回運営委員会

1. 日時:平成21年 3 月 26 日(木) 15:00～17:30
2. 場所:海洋研究開発機構横浜研究所
3. 議事:議題 1 次年度予算について
議題 2 本年度の研究成果および次年度の研究計画について
議題 3 総合討議
議題 4 その他

平成 21 年度

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」平成21年度第 1 回合同研究推進委員会

1. 日時:平成21年10月14日(水)10:00～17:00
2. 場所:海洋研究開発機構 東京事務所
3. 議事:議題 1 プロジェクトの概要と今回の委員会について
議題 2 各課題の進捗報告および質疑応答

議題 3 その他

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」平成21年度第1回合同研究推進委員会

1. 日時:平成21年11月9日(月)14:00~17:00
2. 場所:海洋研究開発機構東京事務所
3. 議事:議題1 プロジェクトの概要と今回の委員会について
議題2 サブプロジェクト1および2の報告および質疑応答
議題3 その他

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」平成21年度第2回運営および研究推進合同委員会

1. 日時:平成21年3月12日(金) 9:30~17:10
2. 場所:高知会館 飛鳥の間(高知県高知市本町5-6-42)
2. 議事:議題1 高知県副知事ほか挨拶
議題2 本年度の研究成果および次年度の研究計画について
議題3 総合討議
議題4 その他

平成22年度

東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」中間報告会

～次の地震はどうなるのか、最新の研究と防災への活用～

1. 日時:平成22年9月16日(木) 12:00-18:00
2. 場所:中電ホール(名古屋市東区東新町)
プログラム:
ポスターセッション、展示
パネルディスカッション
「南海トラフ巨大地震震源域の新知見－何が明らかになり、今後何を明らかにするのか?－」
「20年後に向けた予測精度向上のロードマップ－予測研究の現状と展望－」
「今後の防災課題－研究成果の防災施策への活用(備えの点検)－」

平成23年度

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」平成23年度第1回運営委員会・研究推進委員会合同委員会

1. 日時:平成23年6月6日(月) 10:30-16:30
2. 場所:海洋研究開発機構東京事務所(千代田区内幸町)
3. 議題:進捗報告、総合討論

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」平成23年度第2回運営委員会・研究推進委

員会合同委員会

1. 日時：平成 24 年 3 月 22 日（月） 14：00-17：00
2. 場所：海洋研究開発機構東京事務所（千代田区内幸町）
3. 議題：平成 23 年度成果報告（速報）、総合討論

平成 24 年度

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」「海底地殻変動観測技術の高度化」合同成果報告会

1. 日時：平成 24 年 7 月 8 日（日）～9 日（月） 10：30-16：30
2. 場所：大阪商工会議所 国際ホール
3. 議題：成果報告会、総合討論

「東海・東南海・南海地震の連動性評価研究」平成 24 年度第 2 回運営委員会・研究推進委員会・合同委員会

1. 日時：平成 25 年 3 月 1 日（月） 13：00-15：30
2. 場所：海洋研究開発機構東京事務所（千代田区内幸町）
3. 議題：平成 24 年度成果報告（速報）、総合討論

4. 2. 成果の論文発表・口頭発表等

(1) 南海トラフ海域地震探査・地震観測

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
尾鼻浩一郎, 杉岡裕子, 伊藤亜妃, 藤亜希子, 小平秀一, 末次大輔, 木下正高, 石原靖, 荒木英一郎, 金田義行, 深尾良夫	南海トラフ付加体先端付近で発生する低周波地震の震源像の解明に向けた OBS 自然地震観測	Blue Earth' 09	平成 21 年 3 月 12 日
小平秀一, 仲西理子, 尾鼻浩一郎, 藤江剛, 金田義行	広域・高分解能地下構造研究 -破壊の連動とセグメント化の解明を目指して	日本地球惑星科学連合 2009 大会	平成 21 年 5 月 21 日
仲西理子, 小平秀一, 藤江剛, 尾鼻浩一郎, 瀧澤薫, 柏瀬憲彦, 金田義行	日向灘-南海トラフ超巨大地震の西縁?-の地殻・上部マントル構造	日本地震学会 2009 年度秋季大会	平成 21 年 10 月 22 日
尾鼻浩一郎, 小平秀一, 藤江剛, 仲西理子, 滝澤薫, 柏瀬憲彦, 金田義行	南海トラフ西端部日向灘の地震活動	日本地震学会 2009 年度秋季大会	平成 21 年 10 月 23 日
Ayako NAKANISHI, Shuichi KODAIRA, Gou Fujie,	Large-scale high-resolution seismic	AGU Fall Meeting 2009	平成 21 年 12 月 15 日

Koichiro OBANA , Kaoru TAKIZAWA , Kazuhiko KASHIWASE , Yoshiyuki KANEDA	study in the western end of the Nankai seismogenic zone		
尾鼻浩一郎, 小平秀一, 藤江剛, 仲西理子, 高橋努, 山本揚二郎, 滝澤薫, 柏瀬憲彦, 金田義行	南海トラフ西端部日向灘の地震活動	Blue Earth' 10	平成 22 年 3 月 2 日
仲西理子, 小平秀一, 藤江剛, 尾鼻浩一郎, 瀧澤薫, 柏瀬憲彦, 金田義行	南海トラフ西縁部-日向灘-の地殻・上部マントル構造	Blue Earth' 10	平成 22 年 3 月 2 日
山本揚二郎, 尾鼻浩一郎, 高橋努, 小平秀一, 藤江剛, 仲西理子, 滝澤薫, 柏瀬彦, 金田義行	Deep structure of the Philippine Sea slab subducted in the Hyuga-nada region	日本地球惑星科学連合 2010 大会	平成 22 年 5 月 23 日
仲西理子, 小平秀一, 藤江剛, 尾鼻浩一郎, 高橋努, 山本揚二郎, 瀧澤薫, 柏瀬憲彦, 金田義行	南海連動型巨大地震の西縁-日向灘セグメント-を規定する構造	日本地球惑星科学連合 2010 大会	平成 22 年 5 月 23 日
尾鼻浩一郎, 伊藤亜妃, 杉岡裕子, 小平秀一, 末次大輔, 石原靖, 荒木英一郎, 木下正高, 金田義行, 深尾良夫	海底地震計によって観測された南海トラフ沿いの低周波イベント	日本地球惑星科学連合 2010 大会	平成 22 年 5 月 24 日
尾鼻浩一郎, 高橋努, 山本揚二郎, 小平秀一, 仲西理子, 藤江剛, 瀧澤薫, 柏瀬憲彦, 金田義行	南海トラフ西端部日向灘における海底地震観測	日本地球惑星科学連合 2010 大会	平成 22 年 5 月 24 日
小平秀一, 仲西理子, 尾鼻浩一郎, 藤江剛, 高橋努, 山本揚二郎, 高橋成実, 金田義行	南海トラフ地震発生帯モデルの高精度化に向けた地震探査・観測研究	日本地球惑星科学連合 2010 大会	平成 22 年 5 月 24 日
高橋努, 小平秀一, 藤江剛, 仲西理子, 尾鼻浩一郎, 山本揚二郎, 瀧澤 薫, 柏瀬憲彦, 金田義行	日向灘における地震波散乱の経路依存性	日本地球惑星科学連合 2010 大会	平成 22 年 5 月 24 日
仲西理子, 小平秀一, 藤江剛, 尾鼻浩一郎, 高橋努, 山本揚二郎, 佐藤壮, 藤森英	日向灘に沈み込むフィリピン海プレートの形状	日本地震学会 2010 年秋季大会	平成 22 年 10 月 27 日

俊, 柏瀬憲彦, 金田義行			
山本揚二郎, 尾鼻浩一郎, 高橋努, 仲西理子, 小平秀 一, 金田義行	Seismicity and seismic velocity structure in the Hyuga-nada region	日本地震学会 2010 年秋季大 会	平成 22 年 10 月 27 日
高橋努, 尾鼻浩一郎, 山本 揚二郎, 仲西理子, 小平秀 一, 金田義行	西南日本における速度ゆ らぎの空間分布	日本地震学会 2010 年秋季大 会	平成 22 年 10 月 29 日
尾鼻浩一郎, 伊藤亜妃, 杉 岡裕子, 石原靖, 中村武史, 末次大輔, 小平秀一, 木下 正高, 荒木英一郎, 金田義 行, 深尾良夫, 岡元太郎	広帯域海底地震計によっ て観測された紀伊半島沖 の超低周波地震活動	日本地震学会 2010 年度秋季 大会	平成 22 年 10 月 27 日
Koichiro Obana, Aki Ito, Hiroko Sugioka, Yasushi Ishihara, Takeshi Nakamura, Daisuke Suetsugu, Shuichi Kodaira, Masataka Kinoshita, Eiichiro Araki, Yoshiyuki Kaneda, Yoshio Fukao, Taro Okamoto	Shallow Very-Low-Frequency Earthquakes off the Kii Peninsula Observed by Broadband Ocean Bottom Seismographs	2010 AGU Fall Meeting	平成 22 年 12 月 14 日
Ayako NAKANISHI, Shuichi KODAIRA, Gou Fujie, Koichiro OBANA, Tsutomu TAKAHASHI, Yojiro TAMAMOTO, Takeshi SATO, Kazuhiko KASHIWASE, Hidetoshi Fujimori, Yoshiyuki KANEDA	Geometry of the Philippine Sea plate subducting beneath the southwestern Nankai seismogenic zone	2010 AGU Fall Meeting	平成 22 年 12 月 13 日
Y. Yamamoto, K. Obana, T. Takahashi, A. Nakanishi, S. Kodaira, Y. Kaneda	Difference of the seismic structure between the Hyuga-nada and the Nankai seismogenic segments	2010 AGU Fall Meeting	平成 22 年 12 月 13 日

山本揚二郎, 尾鼻浩一郎, 高橋努, 仲西理子, 小平秀一, 金田義行	自然地震観測による日向灘の地震学的構造	ブルーアース'11	平成 23 年 3 月 7 日
高橋努, 尾鼻浩一郎, 山本揚二郎, 仲西理子, 小平秀一, 金田義行	日向灘における速度ゆらぎの空間分布	ブルーアース'11	平成 23 年 3 月 7 日
仲西理子, 小平秀一, 藤江剛, 尾鼻浩一郎, 高橋努, 山本揚二郎, 佐 壮, 藤森英俊, 柏瀬憲彦, 金田義行	南海トラフ西南部に沈み込むフィリピン海プレートの形状	ブルーアース'11	平成 23 年 3 月 8 日
杉岡裕子, 岡元太郎, 中村武史, 石原靖, 伊藤亜妃, 尾鼻 一郎, 木下正高, 深尾良夫	南海トラフデコルマ面で発生した超低周波地震	日本地球惑星科学連合 2011 大会	平成 23 年 5 月 22 日
仲西理子, 小平秀一, 藤江剛, 尾鼻浩一郎, 高橋努, 山本揚二郎, 佐藤壮, 藤森英俊, 柏瀬憲彦, 金田義行	南海トラフ西端部日向灘に沈み込むフィリピン海プレートの形状	日本地球惑星科学連合 2011 大会	平成 23 年 5 月 23 日
高橋努, 尾鼻浩一郎, 山本揚二郎, 仲西理子, 小平秀一, 金田義行	南海トラフ日向灘域における速度ゆらぎの三次元構造	日本地球惑星科学連合 2011 大会	平成 23 年 5 月 23 日
山本揚二郎, 尾鼻浩一郎, 高橋努, 仲西理子, 小平秀一, 金田義行	南海トラフ西端部日向灘の地震波速度構造	日本地球惑星科学連合 2011 大会	平成 23 年 5 月 23 日
望月公廣, 加藤愛太郎, 飯高隆, 蔵下英司, 篠原雅尚, 仲西理子, 佐藤壮, 尾鼻 浩一郎, 高橋成実, 小平 秀一, 金田義行, 武田哲也, 汐見勝彦	紀伊半島西方におけるフィリピン海プレートの沈み込みに関する海陸統合構造調査	日本地球惑星科学連合 2011 大会	平成 23 年 5 月 25 日
尾鼻浩一郎, 仲西理子, 藤江剛, 高橋努, 山本揚二郎, 小平 秀一, 佐藤壮, 藤森英俊, 柏瀬憲彦, 金田義行	西部南海トラフ四国沖における地殻構造探査と海底地震観測	日本地球惑星科学連合 2011 大会	平成 23 年 5 月 25 日
Shuichi Kodaira, Ayako Nakanishi, Koichiro	Active-passive integrated seismic study	International Union of	平成 23 年 6 月

Obana, Gou Fujie, Tsutomu Takahashi, Yojiro Yamamoto, Takeshi Sato, Narumi Takahashi, Yoshiyuki Kaneda	toward constructing a 3-D plate boundary model of the Nankai seismogenic zone, Japan.	Geodesy and Geophysics	
仲西理子, 下村典生, 小平秀一, 尾鼻浩一郎, 高橋努, 山本揚二郎, 佐藤壮, 藤森英俊, 柏瀬憲彦, 金田義行, 望月公廣, 加藤愛太郎, 飯高隆, 蔵下英司, 篠原雅尚, 武田哲也, 汐見勝彦	四国沖から紀伊半島にかけての構造変化と地震現象との関係	日本地震学会 2011 年秋季大会	平成 23 年 10 月 日
山本 揚二郎, 尾鼻 浩一郎, 高橋 努, 仲西 理子, 小平 秀一, 金田 義行	南海地震震源域西部の地震学的構造	日本地震学会 2011 年度秋季大会	平成 23 年 10 月 日
高橋努, 尾鼻浩一郎, 山本揚二郎, 仲西理子, 小平秀一 金田義行	西南日本及び南海地震震源域周辺におけるランダムな速度ゆらぎの三次元構造	日本地震学会 2011 年度秋季大会	平成 23 年 10 月 日
Ayako NAKANISHI, Norio SHIMOMURA, Shuichi KODAIRA, Koichiro OBANA, Tsutomu TAKAHASHI, Yojiro YAMAMOTO, Takeshi SATO, Kazuhiko KASHIWASE, Hidetoshi Fujimori, Yoshiyuki KANEDA, Kimihiro MOCHIZUKI, Aitaro KATO, Takashi Iidaka, Eiji KURASHIMO, Masanao SHINOHARA, Tetsuya TAKEDA, Katsuhiko SHIOMI	Structural variation along the southwestern Nankai seismogenic zone related to various earthquake phenomena	2011 AGU Fall Meeting	平成 23 年 12 月 日
Yojiro Yamamoto, Koichiro Obana, Tsutomu	Seismic velocity structure in the western	2011 AGU Fall Meeting	平成 23 年 12 月 日

Takahashi, Ayako NAKANISHI, Shuichi KODAIRA, Yoshiyuki KANEDA	part of Nankai subduction zone		
Tsutomu Takahashi, Koichiro Obana, Yojiro Yamamoto, Ayako NAKANISHI, Shuichi KODAIRA, Yoshiyuki KANEDA	Spatial distribution of random velocity inhomogeneities in the western part of Nankai subduction zone	2011 AGU Fall Meeting	平成 23 年 12 月 日
山本揚二郎, 尾鼻浩一郎, 高橋努, 仲西理子, 小平秀 一金田義行	海底地震観測からみる南 海地震震源域西部の不均 質	ブルーアース '12	平成 23 年 2 月 23 日
仲西理子, 下村典生, 小平 秀一, 尾鼻浩一郎, 高橋 努, 山本揚二郎, 佐藤壮, 藤森英俊, 柏瀬憲彦, 金田 義行, 望月公廣, 加藤愛太 郎, 飯高隆, 蔵下英司, 篠原 雅尚, 武田哲也, 汐見勝彦	昭和南海地震震源域-四国 沖～紀伊半島沖-の構造変 化	ブルーアース '12	平成 24 年 2 月 23 日
山下幹也, 小平秀一, 高橋 成実, 朴進午, 仲西理子, 三浦誠一, 金田義行	地震探査から得られた四 国海盆における地殻構造 の特徴	日本地球惑星 科学連合 2012 年度連合大会	平成 24 年 5 月
仲西理子, 下村典生, 小平 秀一, 尾鼻浩一郎, 高橋努, 山本揚二郎, 佐藤壮, 金田 義行, 望月公廣, 加藤愛太 郎, 飯高隆, 蔵下英司, 篠原 雅尚, 武田哲也, 汐見勝彦	南海地震(1946)震源域の 構造変化と沈み込むフィ リピン海プレートの形状	日本地球惑星 科学連合 2012 年度連合大会	平成 24 年 5 月
山本揚二郎, 尾鼻浩一郎, 高橋努, 仲西, 理子, 小平秀 一, 金田義行	日向灘と南海地震震源域 との境界部における地震 波速度構造	日本地球惑星 科学連合 2012 年度連合大会	平成 24 年 5 月
高橋努, 尾鼻浩一郎, 山本 揚二郎, 海宝由佳, 仲西理 子, 小平秀一, 金田義行	南海地震震源域周辺にお けるランダムな速度ゆら ぎの空間分布	日本地球惑星 科学連合 2012 年大会	平成 24 年 5 月
山本揚二郎, 尾鼻 浩一 郎, 高橋努, 仲西, 理子, 小 平秀一, 金田義行	日向灘から南海地震震源 域への構造変化	日本地震学会 2012 年度秋季 大会	平成 24 年 10 月 18 日

仲西理子, 下村典生, 小平秀一, 尾鼻 浩一郎, 高橋努, 山本揚二郎, 高橋成実, 金田義行, 望月公廣, 加藤愛太郎, 飯高隆, 蔵下英司, 篠原雅尚, 武田哲也, 汐見勝彦	構造研究に基づく南海トラフ域の3次元プレート形状と速度構造モデル	日本地震学会 2012 年度秋季大会	平成 24 年 10 月 18 日
山下幹也, 尾鼻浩一郎, 下村典生, 柏瀬憲彦, 仲西理子, 高橋成実, 金田義行	銭洲海嶺周辺におけるマルチチャンネル反射法地震探査	日本地震学会 2012 年度秋季大会	平成 24 年 10 月 18 日
高橋努, 尾鼻浩一郎, 山本揚二郎, 海宝由佳, 仲西理子, 小平秀一, 金田義行	西南日本のランダム不均質構造－微動発生域周辺における速度不均質の空間変化－	地殻流体研究会 2013	
Tsutomu Takahashi, Koichiro Obana, Yojiro Yamamoto, Yuka Kaiho, Ayako Nakanishi, Shuichi Kodaira, Yoshiyuki Kaneda	Three-dimensional distribution of random velocity inhomogeneities at the Nankai trough seismogenic zone	2012 AGU Fall Meeting	平成 24 年 12 月
NAKANISHI AYAKO, SHIMOMURA NORIO, KODAIRA SHUICHI, OBANA KOICHIRO, TAKAHASHI TSUTOMU, YAMAMOTO YOJIRO, YAMASHITA MIKIYA, TAKAHASHI NARUMI, KANEDA YOSHIYUKI	Three-dimensional model of plate geometry and velocity model for Nankai Trough seismogenic zone based on results from structural studies	2012 AGU Fall Meeting	平成 24 年 12 月
山本揚二郎, 尾鼻浩一郎, 高橋努, 仲西理子, 小平秀一, 金田義行	日向灘・南海地震震源域の構造不均質	ブルーアース 2013	平成 25 年 3 月 14 日
高橋努, 尾鼻浩一郎, 山本揚二郎, 仲西理子, 海宝由佳, 小平秀一, 金田義行	西南日本及び南海地震震源域周辺のランダム速度不均質構造	ブルーアース 2013	平成 25 年 3 月 14 日
仲西理子, 下村典生, 小平秀一, 尾鼻浩一郎, 高橋努, 山本揚二郎, 山下幹也, 高橋成実, 金田義行	南海トラフ地震発生帯のプレート形状および速度構造の3次元モデル - 地震発生帯地下構造モ	ブルーアース 2013	平成 25 年 3 月 14 日

		デルの高度化に向けて -		
Yojiro Koichiro Obana, Takahashi, NAKANISHI, KODAIRA, KANEDA	Yamamoto, Tsutomu Ayako Shuichi Yoshiyuki	Imaging of the subducted Kyushu-Palau Ridge in the Hyuga-nada region, western Nankai Trough subduction zone	Tectonophysic s 589 / 90 - 102	平成 24 年 12 月 25 日受理 平成 25 年 3 月 18 日出版
Tsutomu Koichiro Obana, Yamamoto, Nakanishi, Kodaira, Kaneda	Takahashi, Yojiro Ayako Shuichi Yoshiyuki	3-D distribution of random velocity inhomogeneities in southwestern Japan and the western part of the Nankai subduction zone	Journal of Geophysical Research	平成 25 年 4 月 23 日受理

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(2) 切迫度の高い震源域の先行調査観測

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
伊藤喜宏, 藤本博己, 日野亮太, 木戸元之, 長田幸仁, 鈴木秀市, 山本揚二郎, 東龍介, 対馬弘晃, 鈴木健介, 辻健, 中山典子, 芦寿一郎, 蒲生俊敬	日本海溝におけるゆっくり地震検出のための海底地震・測地および湧水観測—YK08-06航海の概要と成果—	日本地質学会 2008年大会	2008年9月
藤本博己, 三浦哲, 佐藤忠弘, 稲津大祐	アラスカ州南東部の内陸の水路中央における海底圧力観測	日本測地学会第110回講演会	2008年10月
Ito, Y., H. Fujimoto, R. Hino, M. Kido, Y. Osada, Y. Yamamoto, S. Suzuki, R. Azuma, H. Tsushima, K. Suzuki, T. Tsuji, N. Nakayama, J. Ashi and T. Gamo	Seismological, geodetical, and cold-seepage observations for detection of slow earthquakes along Japan Trench	The 7 th General Assembly of Asian Seismological Commission	2008年11月
Tsushima, H. and R. Hino	Noise reduction of ocean-bottom pressure data toward real-time tsunami forecasting	The 7 th General Assembly of Asian Seismological Commission	2008年11月
Fujimoto, H., S. Miura, T. Sato, and D. Inazu	Ocean bottom pressure observation in the midst of Lynn Canal, Southeast Alaska	The 7 th General Assembly of Asian Seismological Commission	2008年11月
Ito, Y., K. Obara, Y. Asano, H. Fujimoto, R. Hino, J. Ashi, and T. Tsuji	Shallow very-low-frequency earthquakes around Japan: Recent studies and observation	AGU 2008 Fall Meeting	2008年12月
伊藤喜宏, 藤本博己, 日野亮太, 木戸元之, 長田幸仁, 鈴木秀市, 山本揚二郎, 東龍介, 対馬弘,	日本海溝におけるゆっくり地震検出のための海底地震・測地および湧水観測	Blue Earth '09	2009年3月

鈴木健介, 辻健, 中山典子, 芦寿一郎, 蒲生俊敬			
Hino, R., S. Ii, T. Iinuma, and H. Fujimoto	Continuous long-term seafloor pressure observation for detecting slow-slip interplate events in Miyagi-Oki on the landward Japan Trench slope	Journal of Disaster Research, 4, 72-82	2009年4月
藤本博己, 佐藤忠弘, 猪井志織, 日野亮太, 金沢敏彦	上下方向の海底地殻変動観測に用いる圧力センサーの長期ドリフトについて	日本地球惑星科学連合2009年大会	2009年5月
早河秀章, 藤本博己, 佐藤忠弘	三陸沖における海底圧力観測データとGRACEの比較	日本地球惑星科学連合2009年大会	2009年5月
猪井志織, 飯沼卓史, 稲津大祐, 日野亮太, 藤本博己	海陸地殻変動連続観測データを用いたプレート間すべり推定に関する数値実験	日本地球惑星科学連合2009年大会	2009年5月
藤本博己	海底地殻変動観測	地震, 第2輯, 61, S69-S74.	2009年7月
稲津大祐, 日野亮太, 藤本博己	高精度海洋モデルによる海底鉛直地殻変動の検出法の開発	日本地震学会2009年度秋季大会	2009年10月
稲津大祐, 日野亮太, 藤本博己	高精度海洋モデルによる海底鉛直地殻変動の検出法の開発	日本測地学会第112回講演会	2009年11月
Inazu, D., R. Hino, and H. Fujimoto	Ocean bottom pressure modeling for detection of seafloor vertical deformation	AGU 2009 Fall Meeting	2009年12月
藤本博己, 野崎京三, 河野啓幸, 伝法谷宣洋, 押田淳, 小泉金一郎, 三石普, 岩本鋼司, 金沢俊彦	海底重力計の改造と沿岸域における海底重力測定—陸海域シームレス精密重力測定に向けて—	測地学会誌, 55, 325-339.	2009年12月

Inazu, D., R. Hino, and H. Fujimoto	Ocean bottom pressure modeling for detection of seafloor vertical deformation	2010 Ocean Sciences Meeting	2010年2月
稲津大祐, 日野亮太, 藤本博己	順圧海洋モデリングにおける海底地殻変動検出のための海底圧力データの補正	日本地球惑星科学連合2010年大会	2010年5月
Ito, Y., Y. Osada, M. Kido, D. Inazu, N. Uchida, R. Hino, H. Fujimoto, S. Suzuki, H. Tsushima, R. Azuma, K. Suzuki, S. Koga, S. Ii, T. Tuji, N. Nakajima, and J. Ashi	Ocean-bottom seismic and geodetic observations of transient slow slip events in the Japan Trench	2010 Western Pacific Geophysics Meeting	2010年6月
Ito, Y., D. Inazu, Y. Osada, M. Kido, N. Uchida, R. Hino, H. Fujimoto, J. Ashi, and T. Tuji	Transient slow slip event revealed from ocean-bottom seismic and geodetic observations in the Japan-Trench	G-COE Symposium 2010: Dynamic Earth and Heterogeneous Structure	2010年7月
Suzuki, K., R. Hino, Y. Ito, T. Kanazawa, T. Yamada, M. Shinohara, K. Uehira, Y. Yamamoto, and Y. Kaneda	Stress change due to the 2005 Miyagi-Oki earthquake and stress field of the Miyagi-Oki region	G-COE Symposium 2010: Dynamic Earth and Heterogeneous Structure	2010年7月
鈴木健介, 日野亮太, 伊藤喜宏, 沢敏彦, 山田知朗, 篠原雅尚, 植平賢司, 山本揚二郎, 金田義行	宮城県沖における応力場とプレート間固着強度の関係	日本地震学会 2010年度秋季大会	2010年10月
稲津大祐, 日野亮太	Hewlett-Packard社の海底圧力計のノイズレベルを評価する	日本地震学会 2010年度秋季大会	2010年10月
飯沼卓史, 三浦哲, 内田直希, 日野亮太, 松澤暢, 佐藤まりこ, 齋藤宏	海陸地殻変動データに基づく2005年8月16日の宮城県沖の地震 (M7.2) に伴う	日本地震学会 2010年度秋季大会	2010年10月

彰, 石川直史	余効すべりの時空間変化推定		
伊藤喜宏, 稲津大祐, 長田幸仁, 三浦哲, 内田直希, 大園真子, 木戸元之, 太田雄策, 三品正明, 日野亮太, 藤本博己, 辻健, 芦寿一郎	海底観測および陸上観測で捉えた日本海溝のゆっくり地震	日本測地学会第114回講演会	2010年11月
稲津大祐, 日野亮太	Hewlett-Packard社の海底圧力計のノイズレベルを評価する	日本測地学会第114回講演会	2010年11月
飯沼卓史, 松澤暢, 長谷川昭	変位勾配から見た東北日本広域のプレート間カップリングの時空間変化	日本測地学会第114回講演会	2010年11月
Inazu, D., R. Hino, and H. Fujimoto	Global, barotropic ocean bottom pressure modeling: Sensitivity to spatial resolution and boundary conditions	AGU 2010 Fall Meeting	2010年12月
Iinuma, T., S. Miura, N. Uchida, M. Sato, H. Saito, T. Ishikawa, R. Hino, and T. Matsuzawa	Spatio-temporal evolution of the postseismic slip associated with the 2005 Miyagi-Oki earthquake (M7.2) estimated from geodetic and seismological data (poster)	AGU 2010 Fall Meeting	2010年12月
日野亮太, 猪井志織, 飯沼卓史, 稲津大祐, 伊藤喜宏, 藤本博己	自己浮上式海底圧力計を用いた繰り返し観測による海底上下変動検知の試み	海底地殻変動と津波に関するシンポジウム	2011年1月
伊藤喜宏, 稲津大祐, 長田幸仁, 三浦哲, 内田直希, 大園真子, 木戸元之, 太田雄策, 三品正明, 日野亮太, 藤本博己, 辻健, 芦寿一郎	日本海溝陸側斜面における海底圧力観測で捉えたゆっくり地震	海底地殻変動と津波に関するシンポジウム	2011年1月
稲津大祐, 日野亮太, 藤	海底鉛直地殻変動検出の	海底地殻変動と	2011年1月

本博己	ための短周期全球海洋モデルの開発	津波に関するシンポジウム	
飯沼卓史, 三浦哲, 内田直希, 日野亮太, 佐藤まりこ	海底及び陸上地殻変動観測データに基づく余効すべりの時空間変化推定の試み	海底地殻変動と津波に関するシンポジウム	2011年1月
稲津大祐, 日野亮太, 藤本博己	全球の海底圧力データから見る短周期順圧海洋モデルの精度	2011年度日本海洋学会春季大会	2011年3月
Inazu, D. and R. Hino	Long-term stability and noise level of ocean bottom pressure measurements by deep-sea cabled observatories around Japan	Symposium on Underwater Technology 2011 and Workshop on Scientific Use of Submarine Cables & Related Technologies 2011	2011年4月
日野亮太, 藤本博己, 伊藤喜宏, 稲津大祐, 長田幸仁	海底観測が捉えた東北地方太平洋沖地震の津波波源域における海底隆起	東北大学による東日本大震災1ヶ月後緊急報告会	2011年4月
稲津大祐, 日野亮太	ケーブル式海底圧力計の津波周期帯における水温依存性とその補正について(ポスター)	日本地球惑星科学連合2011年大会	2011年5月
飯沼卓史, 内田直希, 松澤暢, 日野亮太, 長谷川昭	変位速度勾配及び小繰り返し地震に基づく東北日本のプレート間カップリングの時空間変化推定	日本地球惑星科学連合2011年大会	2011年5月
日野亮太, 伊藤喜宏, 鈴木健介, 鈴木秀市, 稲津大祐, 飯沼卓史, 藤本博己, 山田知朗, 篠原雅尚, 中東和夫, 金沢敏彦, 阿部正雄, 河原田義春, 長谷川洋平, 平田賢治, 山本揚二郎, 小平秀	宮城県沖における地震・測地観測網が捉えた2011東北地方太平洋沖地震	日本地球惑星科学連合2011年大会	2011年5月

一, 金田義行			
伊藤喜宏, 長田幸仁, 稲津大祐, 日野亮太, 対馬弘晃, 太田雄策, 木戸元之, 藤本博己	2011年東北地方太平洋沖地震の震源域直上における海底圧力観測	日本地球惑星科学連合2011年大会	2011年5月
飯沼卓史, 大園真子, 太田雄策, 三浦哲	GPSデータに基づいて推定された地震時すべり分布から見た2011年東北地方太平洋沖地震と想定宮城県沖地震の関係	日本地球惑星科学連合2011年大会	2011年5月
太田雄策, 大園真子, 飯沼卓史, 三浦哲, 日野亮太, 伊藤喜宏, 長田幸仁, 中島淳一, 稲津大祐, 北佐枝子, 長谷川昭, 海野徳仁	測地データにより推定された3/9(M7.3)プレート境界地震および4/7(M7.1)スラブ内地震の断層モデル	日本地球惑星科学連合2011年大会	2011年5月
Iinuma, T., M. Ohzono, Y. Ohta, and S. Miura	Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M 9.0) estimated based on GPS data—Was the asperity in Miyagi-oki ruptured?	Earth, Planets and Space, 63, 643-648	2011年6月
Iinuma, T., N. Uchida, T. Matsuzawa, R. Hino, and A. Hasegawa	Spatio-temporal variation of the inter-plate coupling beneath northeastern Japan estimated based on surface displacement rate gradients and small repeating earthquakes	IUGG 2011 General Assembly	2011年7月
Ito, Y., T. Tsuji, Y. Osada, M. Kido, D. Inazu, Y. Hayashi, H. Tsushima, R. Hino, and H. Fujimoto	Frontal wedge deformation near the source region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake	Geophysical Research Letters, 38, L00G05, doi:10.1029/2011GL048355.	2011年7月

Hino, R., Y. Ito, K. Suzuki, D. Inazu, T. Iinuma, H. Fujimoto, T. Yamada, M. Shinohara, M. Abe, Y. Kawaharada, Y. Hasegawa, Y. Yamamoto, S. Kodaira, and Y. Kaneda	Continuous offshore seismological and geodetic monitoring in the rupture zone of the M9 off Tohoku earthquake	AOGS 2011	2011年8月
伊藤喜宏, 辻健, 長田幸仁, 木戸元之, 稲津大祐, 林豊, 対馬弘晃, 日野亮太, 藤本博己	震源域直上の海底圧力観測に基づく2011年東北太平洋沖地震に伴う海溝付近の地震時すべり	日本地震学会 2011年度秋季大会	2011年10月
飯沼卓史, 木戸元之, 長田幸仁, 稲津大祐, 日野亮太, 太田雄策, 鈴木秀市, 藤本博己, 大園真子, 対馬弘晃, 三浦哲, 篠原雅尚	海陸測地観測データに基づく2011年東北地方太平洋沖地震の地震時すべり分布	日本地震学会 2011年度秋季大会	2011年10月
日野亮太, 稲津大祐 伊藤喜宏, 飯沼卓史, 太田雄策, 鈴木秀市, 長田幸仁, 木戸元之, 藤本博己 篠原雅尚, 金田義行	海底圧力観測で捉えられた2011年東北地方太平洋沖地震とその前震による地殻変動	日本地震学会 2011年度秋季大会	2011年10月
稲津大祐, 日野亮太, 鈴木秀市, 長田幸仁, 太田雄策, 飯沼卓史, 対馬弘晃, 伊藤喜宏, 木戸元之, 藤本博己	2011年東北地方太平洋沖地震の震源近傍での海底圧力観測	日本地震学会 2011年度秋季大会	2011年10月
鈴木健介, 日野亮太, 伊藤喜宏, 鈴木秀市, 稲津大祐, 飯沼卓史, 藤本博己, 篠原雅尚, 金田義行	海底地震観測による2011年東北太平洋沖地震の震源近傍の地震活動	日本地震学会 2011年度秋季大会	2011年10月
稲津大祐, 日野亮太, 鈴木秀市, 長田幸仁, 太田雄策, 飯沼卓史, 対馬弘晃, 伊藤喜宏, 木戸元之, 藤本博己	2011年東北地方太平洋沖地震の震源近傍での海底圧力観測	日本測地学会第116回講演会	2011年10月

太田雄策, 日野亮太, 稲津大祐, 大園真子, 三品正明, 中島淳一, 伊藤喜宏, 飯沼卓史, 佐藤忠弘, 田村良明, 藤本博己, 立花憲司, 出町知嗣, 長田幸仁, 篠原雅尚, 三浦哲	測地データにもとづく 3月9日 (M7.3) 地震時すべり分布および地震後余効変動	日本測地学会第116回講演会	2011年10月
飯沼卓史, 木戸元之, 長田幸仁, 稲津大祐, 大園真子, 対馬弘晃, 日野亮太, 太田雄策, 鈴木秀市, 藤本博己, 三浦哲, 篠原雅尚	海陸測地観測データに基づく 2011年東北地方太平洋沖地震の地震時すべり分布の推定	日本測地学会第116回講演会	2011年10月
Saito, T., Y. Ito, D. Inazu, and R. Hino	Tsunami source of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, Japan: Inversion analysis based on dispersive tsunami simulations	Geophysical Research Letters, 38, L00G19, doi:10.1029/2011GL049089.	2011年11月
Inazu, D. and R. Hino	Temperature correction and usefulness of ocean bottom pressure data from cabled seafloor observatories around Japan for analyses of tsunamis, ocean tides, and low-frequency geophysical phenomena	Earth, Planets and Space, 63, 1133-1149.	2011年11月
Ito, Y, T. Tsuji, Y. Osada, M. Kido, D. Inazu, Y. Hayashi, H. Tsushima, R. Hino, and H. Fujimoto	Frontal wedge deformation near the source region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake	AGU 2011 Fall Meeting	2011年12月
Suzuki, K., R. Hino, Y. Ito, S. Suzuki, D. Inazu, T. Iinuma, H. Fujimoto, M. Shinohara, and Y.	Seismicity near the hypocenter of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake deduced by using ocean	AGU 2011 Fall Meeting	2011年12月

Kaneda	bottom seismographic data		
Hino, R. Y. Ito, K. Suzuki, S. Suzuki, D. Inazu, T. Iinuma, Y. Ohta, H. Fujimoto, M. Shinohara, and Y. Kaneda	Foreshocks and mainshock of the 2011 Tohoku Earthquake observed by ocean bottom seismic/geodetic monitoring	AGU 2011 Fall Meeting	2011年12月
Inazu D., R. Hino, S. Suzuki, Y. Osada, Y. Ohta, T. Iinuma, H. Tsushima, Y. Ito, M. Kido, and H. Fujimoto	Ocean bottom pressure observations near the source of the 2011 Tohoku earthquake	AGU 2011 Fall Meeting	2011年12月
Iinuma, T., M. Kido, Y. Osada, D. Inazu, M. Ohzono, H. Tsushima, R. Hino, Y. Ohta, S. Suzuki, H. Fujimoto, S. Miura, and M. Shinohara	Coseismic Slip Distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake Deduced from Land and Seafloor Geodesy	AGU 2011 Fall Meeting	2011年12月
Ohta, Y., D. Inazu, M. Ohzono, R. Hino, M. Mishina, J. Nakajima, Y. Ito, T. Iinuma, T. Sato, H. Fujimoto, K. Tachibana, T. Demachi, Y. Osada, M. Shinohara, and S. Miura	The March 9, 2011 M7.3 earthquake: coseismic fault model, postseismic deformation, and role on the initiation of the 2011 M9.0 Tohoku Earthquake	AGU 2011 Fall Meeting	2011年12月
藤本博己, 木戸元之, 飯沼卓史, 伊藤喜宏, 日野亮太, 稲津大祐, 長田幸仁, 太田雄策, 鈴木秀市, 出町知嗣, 平原聡, 中山貴史, 海田俊輝	地殻変動観測が明らかにする 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源像	平成 23 年度東北地域災害科学研究集会	2012 年 1 月
日野亮太, 太田雄策, 稲津大祐, 飯沼卓史, 伊藤喜宏, 藤本博己, 木戸元之, 長田幸仁, 鈴木秀	2011 年東北地方太平洋沖地震に先行した前震活動とそれに伴う地殻変動	平成 23 年度東北地域災害科学研究集会	2012 年 1 月

市, 出町知嗣, 平原聡, 中山貴史, 海田俊輝			
Inazu, D., R. Hino, and H. Fujimoto	Global barotropic ocean modeling driven by synoptic atmospheric disturbances: Validation using global in-situ ocean bottom pressure data	2012 Ocean Sciences Meeting	2012年2月
Ohta, Y., R. Hino, D. Inazu, M. Ohzono, M. Mishina, J. Nakajima, Y. Ito, T. Sato, Y. Tamura, H. Fujimoto, K. Tachibana, T. Demachi, Y. Osada, M. Shinohara, and S. Miura	Co- and postseismic slip distribution for the 2011 March 9 earthquake based on the geodetic data: Role on the initiation of the 2011 Tohoku earthquake	EGU General Assembly 2012	2012年4月
日野亮太, 鈴木秀市, 久 保田達矢, 伊藤喜宏, 藤 本博己	2011年東北太平洋沖地震 の震央付近における海底 映像	日本地球惑星科 学連合2012年大 会	2012年5月
久保田達矢, 稲津大祐, 伊藤喜宏, 鈴木秀市, 齊 藤竜彦, 鈴木健介 日野 亮太	海底圧力計が捉えた3月9 日2011年東北地方太平洋 沖地震前震による津波	日本地球惑星科 学連合2012年大 会	2012年5月
飯沼卓史, 日野亮太, 木 戸元之, 稲津大祐, 長田 幸仁, 佐藤まりこ, 石川 直史, 太田雄策, 伊藤喜 宏 鈴木秀市, 藤本博己	海陸地殻変動データに基 づく2011年東北地方太平 洋沖地震に伴う余効すべ りの時空間発展	日本地球惑星科 学連合2012年大 会	2012年5月
伊藤喜宏, 芝崎文一郎, 柄谷和輝, 日野亮太, 中 島淳一	有限要素法に基づく2011 年東北地方太平洋沖地震 による地殻内変形	日本地球惑星科 学連合2012年大 会	2012年5月
伊藤喜宏, 日野亮太, 木 戸元之, 藤本博己, 長田 幸仁, 稲津大祐, 三浦 哲, 太田雄策, 内田直 希, 辻健, 芦寿一郎, 三 品正明	2011年東北地方太平洋沖 地震発生前のスロースリ ップイベント	日本地球惑星科 学連合2012年大 会	2012年5月

鈴木健介, 日野亮太, 伊藤喜宏, 山本揚二郎, 鈴木秀市, 藤本博己, 篠原雅尚, 阿部正雄, 河原田義春, 長谷川洋平, 金田義行	海底地震観測による 2011 年東北地方太平洋沖地震の震源近傍の地震活動	日本地球惑星科学連合 2012 年大会	2012 年 5 月
稲津大祐, 日野亮太, 伊藤喜宏, 木戸元之, 長田幸仁, 鈴木秀市, 飯沼卓史, 藤本博己, 佐藤利典, 荒木英一郎, 杉岡裕子, 伊藤亜妃	現場海底圧力観測から見る 2011 年東北地方太平洋沖地震に関する海底上下変位	日本地球惑星科学連合 2012 年大会	2012 年 5 月
徳永旭将, 稲津大祐, 伊藤喜宏, 日野亮太, 中村和幸	独立成分分析を用いた海底圧力観測記録からの鉛直地殻変動の抽出	日本地球惑星科学連合 2012 年大会	2012 年 5 月
成瀬元, 新井和乃, 三浦亮, 川村喜一郎, 伊藤喜宏, 日野亮太, 稲津大祐, 横川美和, 泉典洋, 村山雅史, 金松敏也	東北沖津波により発生した混濁流のダイナミクスと堆積作用	日本地球惑星科学連合 2012 年大会	2012 年 5 月
篠原雅尚, 町田祐弥, 山田知朗, 中東和夫, 真保敬, 望月公廣, 村井芳夫, 日野亮太, 伊藤喜宏, 佐藤利典, 塩原肇, 植平賢司, 八木原寛, 尾鼻浩一郎, 高橋成実, 小平秀一, 平田賢治, 対馬弘晃, 岩崎貴哉	海底地震観測網による 2011 年東北地方太平洋沖地震の余震分布	日本地球惑星科学連合 2012 年大会	2012 年 5 月
山本揚二郎, 尾鼻浩一郎, 鈴木健介, 日野亮太, 伊藤喜宏, 篠原雅尚, 小平秀一, 金田義行, 村井芳夫, 佐藤利典, 植平賢司, 八木原寛, 平田賢治	2011 年東北日本太平洋沖地震の震源域に沈み込むスラブ深部構造	日本地球惑星科学連合 2012 年大会	2012 年 5 月
尾鼻浩一郎, 篠原雅尚, 山田知朗, 植平賢司, 日野亮太, 中村恭之, 三浦	2011 年東北地方太平洋沖地震の海溝軸近傍の余震活動	日本地球惑星科学連合 2012 年大会	2012 年 5 月

誠一, 野徹雄, 小平秀一, 高橋成実			
Iinuma, T., R. Hino, M. Kido, D. Inazu, Y. Osada, Y. Ito, M. Ohzono, H. Tsushima, S. Suzuki, H. Fujimoto, and S. Miura	Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M9.0) refined by means of seafloor geodetic data	Journal of Geophysical Research, 117, B07409, doi:10.1029/2012JB009186.	2012年7月
Ohta, Y., R. Hino, D. Inazu, M. Ohzono, Y. Ito, M. Mishina, T. Iinuma, J. Nakajima, Y. Osada, and H. Fujimoto, K. Tachibana, T. Demachi, and S. Miura	Geodetic constraints on afterslip characteristics following the March 9, 2011, Sanriku-oki earthquake, Japan	Geophysical Research Letters, 39, L16304, doi:10.1029/2012GL052430.	2012年8月
Hino, R.	Seafloor seismic/geodetic monitoring in the hypocentral area of the 2011 Great Tohoku Earthquake	34th International Geological Congress	2012年8月
Hino, R.	Continuous Seafloor Seismographic and Pressure Monitoring in the Hypocentral Area of the 2011 Great Tohoku Earthquake	AOGS 2012	2012年8月
Fujimoto, H., T. Iinuma, M. Kido, Y. Osada, and R. Hino	GPS/Acoustic observation of seafloor crustal movement in and around the source region of the 2011 Tohoku-oki earthquake	APRU 8th Research Symposium on Multi-hazards around the Pacific Rim	2012年9月
Hino, R., Y. Ohta, Y. Ito, Y. Osada, M. Kido, D. Inazu, and H. Fujimoto	Coseismic and postseismic seafloor deformation by the 2011 Tohoku-Oki earthquake detected by ocean-bottom	APRU 8th Research Symposium on Multi-hazards around the	2012年9月

	pressure monitoring	Pacific Rim	
Iinuma, T., R. Hino, M. Kido, Y. Osada, Y. Ohta, and H. Fujimoto	Co- and post- seismic slip associated with the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku earthquake based on terrestrial and seafloor geodetic observations	APRU 8th Research Symposium on Multi-hazards around the Pacific Rim	2012年9月
Iinuma, T., R. Hino, M. Kido, Y. Osada, Y. Ohta, H. Fujimoto	Co- and Post- seismic slip associated with the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake based on terrestrial and seafloor geodetic observations	2012 Global COE Final Symposium: Achievements of G-COE Program for Earth and Planetary Dynamics and the Future Perspective	2012年9月
Kubota, T., R. Hino, D. Inazu, T. Saito, T. Iinuma, S. Suzuki, Y. Ohta, Y. Ito, K. Suzuki	Tsunami Source of M-7 class earthquakes near the epicenter of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake using near-field tsunami data	2012 Global COE Final Symposium: Achievements of G-COE Program for Earth and Planetary Dynamics and the Future Perspective	2012年9月
日野亮太	海陸統合観測網の時代 ～青写真と現実～	日本地震学会 2012年度秋季大会	2012年10月
久保田達矢, 日野亮太, 稲津大祐, 斎藤竜彦, 飯沼卓史, 鈴木秀市, 太田雄策, 伊藤喜宏, 鈴木健介	東北地方太平洋沖地震域で2011年7月10日に発生したスラブ内地震(Mw7.0)に伴う津波とその波源	日本地震学会 2012年度秋季大会	2012年10月
太田雄策, 日野亮太, 三品正明, 佐藤忠弘, 立花	2011年3月9日三陸沖の地震(Mw7.2)の余効変動の	日本地震学会 2012年度秋季大	2012年10月

憲司, 出町知嗣, 三浦哲	特徴 -1989年, 1992年岩手県沖の地震の余効変動との比較-	会	
飯沼卓史, 木戸元之, 長田幸仁, 藤本博己, 日野亮太, 太田雄策, 伊藤喜宏, 鈴木秀市, 佐藤まりこ, 稲津大祐	海陸測地観測データに基づく2011年東北地方太平洋沖地震の余効すべりの時空間発展(その2)	日本地震学会 2012年度秋季大会	2012年10月
日野亮太, 久保田達矢, 伊藤喜宏, 太田雄策, 鈴木秀市, 稲津大祐 飯沼卓史, 木戸元之, 長田幸仁, 藤本博己, 対馬弘晃, 金田義行	宮城県沖における海底圧力観測	日本測地学会第118回講演会	2012年10月
Tokunaga, T., D. Inazu, Y. Ito, R. Hino, and K. Nakamura	Extraction of the vertical seafloor movement recorded on ocean bottom pressure data by applying independent Component Analysis (ICA)	日本測地学会第118回講演会	2012年10月
稲津大祐, 佐藤忠弘	現場海底圧力記録に見られる海洋潮汐の季節変動について	日本測地学会第118回講演会	2012年10月
鈴木秀市, 伊藤喜宏, 太田雄策, 日野亮太, 木戸元之, 長田幸仁, 藤本博己	音響トランスポンダを用いた音響測距による海底ベンチマークの位置決定精度について	日本測地学会第118回講演会	2012年10月
木戸元之, 藤本博己, 田所敬一, 佐藤まりこ, 日野亮太, 金沢敏彦, 植平賢司, 金田義行	海底測地観測網の整備と今後の課題	日本測地学会第118回講演会	2012年11月
藤本博己	東北沖地震とその前後で海底はどう動いたか	日本測地学会 2012年公開講座	2012年11月
Ito, Y., R. Hino, M. Kido, H. Fujimoto, Y. Osada, D. Inazu, Y. Ohta, T. Iinuma, M. Ohzono, M. Mishina, S.	Episodic slow slip events in the Japan subduction zone before the 2011 Tohoku-Oki earthquake	AGU 2012 Fall Meeting	2012年12月

Miura, K. Suzuki, T. Tsuji, and J. Ashi			
Suzuki, S., Y. Ito, M. Kido, Y. Ohta, Y. Osada, R. Hino, and H. Fujimoto	Accuracy of acoustic positioning of seafloor benchmarks by a generic acoustic transducer pair	AGU 2012 Fall Meeting	2012年12月
Kubota, T., R. Hino, D. Inazu, T. Saito, T. Iinuma, S. Suzuki, Y. Ito, Y. Ohta, and K. Suzuki	Source models of M-7 class earthquakes in the rupture area of the 2011 Tohoku-Oki Earthquake by near-field tsunami modeling	AGU 2012 Fall Meeting	2012年12月
Iinuma, T., R. Hino, M. Kido, D. Inazu, Y. Osada, M. Sato, Y. Ohta, H. Fujimoto, Y. Ito, and S. Suzuki	Postseismic slip distribution associated with the 2011 Tohoku Earthquake (M9.0) based on terrestrial and seafloor geodetic data	AGU 2012 Fall Meeting	2012年12月
Suzuki, K., R. Hino, Y. Ito, Y. Yamamoto, S. Suzuki, H. Fujimoto, M. Shinohara, M. Abe, Y. Kawaharada, Y. Hasegawa, and Y. Kaneda	Seismicity near the hypocenter of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake deduced by using ocean bottom seismographic data	Earth Planets Space, 64, 1125-1135	2012年12月
M. Shinohara, Y. Machida, T. Yamada, K. Nakahigashi, T. Shinbo, K. Mochizuki, Y. Murai, R. Hino, Y. Ito, T. Sato, H. Shiobara, K. Uehira, H. Yakiwara, K. Obana, N. Takahashi, S. Kodaira, K. Hirata, H. Tsushima, and T. Iwasaki	Precise aftershock distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake revealed by an ocean-bottom seismometer network	Earth Planets Space, 64, 1137-1148	2012年12月

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 紀伊半島沖における稠密・広帯域長期海底地震観測

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

発表者	題名	発表先	発表年月日
望月公廣, 中東和夫, 桑野 亜佐子, 山田知朗, 篠原雅 尚・酒井慎一, 橋本信一, 八木健夫, 金沢敏彦, 植平 賢司, 田原道崇, 内田和也	Spatially varying seismicity distribution in the Tonankai-Nankai regions revealed by repeating long-term ocean bottom observations	日本地球惑星科 学連合2009年大 会	2009. 5. 21
望月公廣, 中東和夫, 桑野 亜佐子, 山田知朗, 篠原雅 尚, 酒井慎一, 金沢敏彦・ 植平賢司, 清水洋, 田原道 崇	繰り返し長期海底地震観 測による東南海南海地震 震源域における地震活動 と地震波速度構造	日本地震学会秋 季大会	2009. 10. 23
Mochizuki, K., Nakahigashi, K., Kuwano, A., Yamada, T., Shinohara, M., Sakai, S., Kanazawa, T., Uehira, K., and Shimizu	Seismic characteristics around the fault segment boundary of the historical great earthquakes along the Nankai Trough revealed by repeating long-term OBS observations	Geophysical Research Letters	2010. 5. 12
中東和夫, 町田祐弥, 一瀬 建日, 山田知朗, 望月公 廣, 篠原雅尚, 塩原肇・金 沢敏彦, 植平賢司	広帯域海底地震計で記録 された南海トラフ近傍で 発生する超低周波地震	日本地球惑星科 学連合2010年大 会	2010. 5. 24
望月公廣, 中東和夫, 桑野 亜佐子, 山田知朗, 篠原雅 尚, 酒井慎一, 金沢敏彦・ 植平賢司, 清水洋	東南海・南海巨大地震断層 境界周辺の地殻構造と地 震活動のセグメンテーシ ョン	日本地球惑星科 学連合2010年大 会	2010. 5. 24
中東和夫, 町田祐弥, 一瀬 建日, 山田知朗, 望月公 廣, 塩原肇, 篠原雅尚, 金 沢敏彦, 植平賢司	南海トラフ周辺での広帯 域海底地震計を用いた低 周波地震観測	日本地震学会秋 季大会	2010. 10. 27
望月公廣, 中東和夫, 山田 知朗, 篠原雅尚, 酒井慎 一, 金沢敏彦, 植平賢司, 清水洋	長期海底地震観測と陸上 定常観測の統合トモグラ フィ解析による東南海・南 海地震震源境界域におけ	日本地震学会秋 季大会	2010. 10. 28

	る地震活動と地震波速度構造		
Nakahigashi, K., Y. Machida, T. Isse, T. Yamada, K. Mochizuki, M. Shinohara, H. Shiobara, K. Kanazawa, K. Uehira	Observation of very low frequency earthquake near the Nankai Trough by using broadband ocean bottom seismometers	American Geophysical Union, 2010, Fall Meeting	2010.12.14
中東和夫, 町田祐弥, 一瀬建日, 山田知朗, 望月公廣, 塩原肇, 篠原雅尚, 金沢敏彦, 植平賢司	南海トラフ周辺での広帯域地震計と水圧計を用いた地震観測	日本地球惑星科学連合2011年大会	2011.5.27
中東和夫, 町田祐弥, 一瀬建日, 山田知朗, 望月公廣, 塩原肇, 篠原雅尚, 金沢敏彦, 植平賢司	南海トラフ周辺での広帯域海底地震計と高精度水圧計を用いた地震観測	日本地震学会2011年度秋季大会	2011.10.12
Nakahigashi, K., Machida, Y., Isse, T., Yamada, T., Mochizuki, K., Shinohara, M., Shiobara, H., Kanazawa, T., and Uehira, K.,	Long term observation in the Nankai Trough region using broadband ocean bottom seismometers and pressure gauges	American Geophysical Union, 2011, Fall Meeting	2011.12.9
Sugioka, H., T. Okamoto, T. Nakamura, Y. Ishihara, A. Ito, K. Obana, M. Kinoshita, K. Nakahigashi, M. Shinohara and Y. Fukao	Tsunamigenic potential of the shallow subduction plate boundary inferred from slow seismic slip	Nature Geoscience	2012.5.6
Akuhara, T., K. Mochizuki, K. Nakahigashi, T. Yamada, M. Shinohara, S. Sakai, T. Kanazawa, K. Uehira, H. Shimizu	Segmentation of Vp/Vs ratio and low frequency earthquake distribution around the fault boundary of the Tonankai and Nankai earthquakes	Geophysical Research Letters	印刷中

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(4) 陸域機動的地震観測による付加体・プレート境界付近の構造調査

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Shiomi, K. and J. Park	Segmentation of the subducting Philippine Sea slab beneath the southwestern part of Japan: Relationship with the local seismicity and slip distribution of megathrust earthquakes	米国地球物理学連合2008年秋季大会	平成20年12月17日
Shiomi, K. and J. Park	Converted Ps amplitude variations on a dipping interface: Application to receiver functions in central Japan	米国地球物理学連合2009年秋季大会	平成21年12月15日
浅野陽一, 小原一成	波形相関解析による超低周波地震検出の試み	日本地球惑星科学連合2010年大会	平成22年5月23日
汐見勝彦, 井出哲, 望月公廣, 木村学	レシーバ関数解析によるフィリピン海スラブ形状モデルの再検討～紀伊水道下でのスラブ断裂の可能性～	日本地震学会2010年秋期大会	平成22年10月27日
Ide, S., K. Shiomi, K. Mochizuki, T. Tonegawa, and G. Kimura	Split Philippine Sea plate beneath Japan	Geophysical Research Letters, 37, L21304.	平成22年11月3日
浅野陽一, 松澤孝紀, 廣瀬仁, 田中佐千子, 汐見勝彦, 伊藤喜宏, 小原一成	日向灘～足摺岬沖における浅部超低周波地震活動のマイグレーション	日本地球惑星科学連合2011年大会	平成23年5月22日
汐見勝彦	紀伊半島におけるスラブ起源Ps変換波振幅の空間分布: 2. 入射角依存性の影響評価	日本地球惑星科学連合2011年大会	平成23年5月23日
井出哲, 汐見勝彦, 望月公廣, 利根川貴志, 木村学	西南日本下の断裂したフィリピン海プレート	日本地球惑星科学連合2011年大会	平成23年5月26日

武田哲也, 松澤孝紀, 汐見勝彦, 小原一成	四国西部における深部低周波微動マルチアレイ観測	日本地震学会 2011年秋期大会	平成23年10月14日
松澤孝紀, 武田哲也, 汐見勝彦, 小原一成	アレイ観測で捉えられた2011年東北地方太平洋沖地震直後の四国西部における誘発活動	日本地震学会 2011年秋期大会	平成23年10月14日
小原一成, 松澤孝紀	2011年東北地方太平洋沖地震直後に誘発された西日本における微小地震・微動活動	日本地震学会 2011年秋期大会	平成23年10月14日
Takeda, T., T. Matsuzawa, K. Shiomi, and K. Obara	Multiple Seismic Array Observations for Tracing Deep Tremor Activity in Western Shikoku, Japan	米国地球物理学連合2011年秋季大会	平成23年12月6日
Shiomi, K. and J. Park	Converted Ps amplitude variations on the dipping slab Moho beneath the Kii Peninsula, central Japan	米国地球物理学連合2011年秋季大会	平成23年12月9日
武田哲也, 松澤孝紀, 汐見勝彦, 小原一成	四国西部における深部低周波微動マルチアレイ観測(その2)	日本地球惑星科学連合2012年大会	平成24年5月20日
武田哲也, 松澤孝紀, 汐見勝彦, 小原一成	微小地震を用いたマルチプルアレイの投影較正	日本地震学会 2012年秋季大会	平成24年10月19日

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(5) 地殻媒質モデルの研究

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
鳥海光弘	Principal component analysis as a tool for materials characterization of the plate boundary	Journal of Disaster Research	Vol. 4, No.2 94-98, (2009)
鳥海光弘	地球のダイナミックス	放送大学出版 (190pp)	平成 22 年 3 月
鳥海光弘, 桑谷立	プレート境界領域の新しい媒質評価	科学	Vol. 80, No.8 pp 72-78, (2010)
桑谷立, 岡本敦, 鳥海光弘	Thermodynamic forward modeling of progressive dehydration reactions during subduction of oceanic crust under greenschist facies	Earth and Planetary Science Letters	Vol. 307, pp 9-18 (2011)
桑谷立, 永田賢二, 岡田真人, 鳥海光弘	マルコフランダムフィールド(MRF)モデルを用いた地震波速度構造からの流体分布推定	信学技報	Vol. 111, no. 157, NC2011-34, pp 75-80, (2011)
桑谷立, 永田賢二, 岡田真人, 鳥海光弘	Precise estimation of pressure-temperature paths from zoned minerals using Markov random field modeling: theory and synthetic inversion	Contributions to Mineralogy and Petrology	Vol. 163, pp 547-562, (2012)
大野義典, 永田賢二, 桑谷立, 庄野逸, 岡田真人	Deterministic algorithm for nonlinear Markov random field model	Journal of Physical Society of Japan	Vol. 81, pp 064006-1 --- 064006-6, (2012)
西上原航, 鳥海光弘	Anisotropic growth of high-P metamorphic garnet and morphological study	International Geological Congress Oslo 2008	平成 20 年 8 月 10 日

西上原航, 鳥海光弘	ザクロ石の形態と成長量測定	日本地質学会・ 日本鉱物科学会 2008 秋田大会	平成 20 年 9 月 20 日
田阪美樹, 鳥海光弘	夜久野オフィオライト最下部大島かんらん岩体におけるかんらん石の構造解析	日本地質学会・ 日本鉱物科学会 2008 秋田大会	平成 20 年 9 月 20 日
桑谷立, 鳥海光弘	Rehydration metamorphism of the Iratsu eclogite mass in the Sambagawa belt, Japan	American Geophysical Union Fall meeting 2008 San Francisco	平成 20 年 12 月 17 日
田阪美樹, 鳥海光弘、西上原航	Development of olivine Crystal Preferred Orientation in Oshima peridotite body as a remnant of upper mantle of oceanic lithosphere	American Geophysical Union Fall meeting 2008 San Francisco	平成 20 年 12 月 17 日
桑谷立, 鳥海光弘	三波川変成帯中五良津エクロジャイト岩体の吸水変成作用	愛媛大学 GCOE 地球科学若手の会 2009	平成 21 年 1 月 22 日
田阪美樹, 鳥海光弘	福井県大島かんらん岩体におけるかんらん石の結晶方位発達過程	変成岩などシンポジウム 金沢 シンポジウム 2009	平成 21 年 3 月 20 日
宇野正起, 鳥海光弘	四国三波川帯汗見川地域の Garnet-amphibolite の温度圧力経路	変成岩などシンポジウム 金沢 シンポジウム 2009	平成 21 年 3 月 21 日
桑谷立, 鳥海光弘	岩石-水溶液系の相平衡熱力学	変成岩などシンポジウム 金沢 シンポジウム 2009	平成 21 年 3 月 21 日
宇野正起, 鳥海光弘	Mineral zoning and inclusion analysis of prograde Garnet Amphibolite schist : implication for the P-T path of Sambagawa belt	日本地球惑星科学連合 2009 年 度連合大会	平成 21 年 5 月 16 日

鳥海光弘, 福山繭子	変成岩の組織の記号力学と対照性	日本地球惑星科学連合 2009 年度連合大会	平成 21 年 5 月 16 日
鳥海光弘	沈み込み境界のせん断クラックのスリップ速度とシーリング	日本地球惑星科学連合 2009 年度連合大会	平成 21 年 5 月 16 日
桑谷立, 鳥海光弘	三波川変成帯中五良津エクロジャイト岩体の吸水変成作用	日本地球惑星科学連合 2009 年度連合大会	平成 21 年 5 月 16 日
田阪美樹, 鳥海光弘	福井県大島かんらん岩体におけるかんらん石の結晶方位形成過程 (ポスター)	日本地球惑星科学連合 2009 年度連合大会	平成 21 年 5 月 17 日
鳥海光弘	楔マンタルの異方性とサーペンティン	日本地球惑星科学連合 2009 年度連合大会	平成 21 年 5 月 19 日
鳥海光弘	プレート境界における微小地震活動の次元圧縮による媒質評価	日本地球惑星科学連合 2009 年度連合大会	平成 21 年 5 月 21 日
桑谷立, 鳥海光弘	変成反応の逆問題解析ーニューラルネットワーク手法を用いた新手法開発の試みー	日本地質学会 2009 岡山大会	平成 21 年 9 月 5 日
宇野正起, 鳥海光弘	四国三波川変成岩 Garnet-amphibolite の上昇に伴う組織形成	日本地質学会 2009 岡山大会	平成 21 年 9 月 5 日
鳥海光弘	Deformation and Structure-formation in Metamorphic Rocks	日本地質学会 2009 岡山大会	平成 21 年 9 月 5 日
桑谷立, 鳥海光弘	Neural network analysis for geological interpretation of tomographic images beneath Japan Islands	American Geophysical Union, Fall Meeting 2009	平成 21 年 12 月 16 日
鳥海光弘	地球のダイナミックス	放送大学出版 (190pp)	平成 22 年 3 月
宇野正起, 鳥海光弘	三波川変成帯 Garnet-amphibolite 岩体の上昇に伴う物質移動量	変成岩などシンポジウム 広島シンポジウム	平成 22 年 3 月 20 日

	の定量的見積もり		
桑谷立, 鳥海光弘	ベイズ統計的アプローチを用いた温度圧力経路精密決定	変成岩などシンポジウム 広島シンポジウム	平成 22 年 3 月 20 日
宇野正起, 鳥海光弘	変成岩における物質移動の定量的解析の新技术: 三波川帯 Garnet-amphibolite 岩体を例として	日本地球惑星科学連合 2010 年度連合大会	平成 22 年 5 月 23 日
鳥海光弘, 福山繭子	変成岩中のせん断クラック周りの記号力学系列	日本地球惑星科学連合 2010 年度連合大会	平成 22 年 5 月 23 日
鳥海光弘	プレート境界における地震活動の確率共鳴	日本地球惑星科学連合 2010 年度連合大会	平成 22 年 5 月 23 日
桑谷立, 永田賢二, 岡田真人, 鳥海光弘	マルコフランダムフィールドモデルを用いた日本列島下マントルウェッジにおける流体分布推定	日本地球惑星科学連合 2010 年度連合大会	平成 22 年 5 月 23 日
鳥海光弘	せん断クラックシーリングと変成交代作用	日本地質学会 2010 富山大会	平成 22 年 9 月 20 日
桑谷立, 永田賢二, 岡田真人, 鳥海光弘	マルコフランダムフィールドモデルを用いた変成岩温度圧力経路の精密決定	日本地質学会 2010 富山大会	平成 22 年 9 月 20 日
鳥海光弘	西南日本の微小地震活動の次元圧縮解析	日本地球惑星科学連合 2011 年度連合大会	平成 23 年 5 月 24 日
桑谷立, 永田賢二, 岡田真人, 鳥海光弘	マントルウェッジにおける流体量及び形態の空間分布に関するベイズ推定	日本地球惑星科学連合 2011 年度連合大会	平成 23 年 5 月 25 日
鳥海光弘, 福山繭子	交代作用不安定と構成的過飽和	日本地球惑星科学連合 2011 年度連合大会	平成 23 年 5 月 27 日
桑谷立, 永田賢二, 岡田真人, 鳥海光弘	マルコフランダムフィールド (MRF) モデルを用いた地震波速度構造からの流体分布推定	ニューロコンピューティング研究会	平成 23 年 7 月 26 日

鳥海光弘	交代作用不安定と変成岩の空間構造	変成岩などシンポジウム 2012	平成 24 年 3 月 23 日
大野義典, 永田賢二, 桑谷立, 庄野逸, 岡田真人	非線形マルコフ確率場のハイパーパラメータ推定における決定論的アルゴリズム	日本物理学会第 67 回年次大会	平成 24 年 3 月 25 日
鳥海光弘, 福山繭子	クラック内における結晶粒界不安定	日本地球惑星科学連合 2012 年度連合大会(千葉)	平成 24 年 5 月 25 日
鳥海光弘, 福山繭子	変成交代作用における不安定界面成長と随伴境界不安定	日本地質学会 2012 大阪大会	平成 24 年 9 月 17 日
桑谷立	スパースモデリングによる津波堆積物の化学判別の高精度化	第 4 回圧縮センシングシンポジウム	平成 24 年 12 月 15 日
桑谷立	ベイズ推論に基づく地球科学データプロセッシング	資源・素材学会 春季大会 2013	平成 25 年 3 月 29 日

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(6) プレート境界面のすべりの時空間発展に関するデータベース構築

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
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年2月
鷺谷威	GPS観測による日本列島の地震テクトニクス	地震, 61, S479-S487	2009年7月
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	2009年12月
Hashimoto, C., Fukuyama, E., Terakawa, T., Sagiya, T., Nakajima, K., Sato, T., and Matsu'ura, M.	Development of a predictive simulation system for crustal activities in and around Japan -VII	Annual Report of the Earth Simulator Center, the Earth Simulator Center, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	2010年3月
Mitsui, N., T. Hori, S. Miyazaki, and K. Nakamura	Constraining interplate frictional parameters by using limited terms of synthetic observation data for afterslip: a preliminary test of data assimilation	Theoretical and Applied Mechanics Japan, 58, 113-120	2010年9月
Terakawa, T., A. Zoporowski, B. Galvan, and S. A. Miller	High pressure fluid at hypo-central depths in the L' Aquila region inferred from earthquake focal mechanisms	Geology, 38, 995-998	2010年11月9日
Terakawa, T. and M. Matsu'ura	3-D tectonic stress fields in and around	Tectonics, 29, TC6008,	2010年12月

	Japan inverted from CMT data of seismic events	doi:10.1029/2009TC002626	
Mitsui, Noa, Takane Hori, Shin'ichi Miyazaki and Naoyuki Kato	Data assimilation of an earthquake generation cycle model on a 2-D fault with interseismic data	Theoretical and Applied Mechanics Japan, 59, 347-357	2011年8月
Ito, T., K. Ozawa, T. Watanabe, and T. Sagiya	Slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake inferred from geodetic data	Earth Planets Space, 63, 627-630	2011年9月27日
若杉貴浩	Frictional properties of the Bungo Channel slow slip region deduced from geodetic data	名古屋大学修士論文	2012年3月1日
鷺谷威	2011年東北地方太平洋沖地震-3.11から1年で何が分かったのか-	日本地球惑星科学連合ニュースレター, 8, 1-3	2012年4月
鷺谷威	地震の予知・予測とその不確実性	オペレーションズ・リサーチ, 57, 545-550	2012年10月
Hirai, T., and T. Sagiya	Biased geodetic inference on asperity distribution on a subducted plate interface: a quantitative study	Earth Planets Space	印刷中
鷺谷威	プレートの沈み込みに伴う地殻変動の逆解析-我々は何を見ているのか?-	日本地球惑星科学連合2008年大会, J245-005	2008年5月29日
Hashimoto, C., A. Noda, T. Sagiya, and M. Matsu'ura	Interplate seismogenic zones along the Kuril-Japan trench inferred from GPS data inversion	6th Annual Meeting of the Asia Oceania Geosciences Society, Singapore, SE54-A010	2009年8月13日

平井敬, 鷺谷威	地震間地殻変動によるアスペリティ推定の精度評価	日本地震学会 2009年秋季大会, P2-27	2009年10月22日
橋本千尋, 鷺谷威, 松浦充宏	GPSデータインバージョンによる西南日本のプレート間カップリングの推定	日本地震学会 2009年秋季大会, A32-08	2009年10月23日
橋本千尋, 鷺谷威, 松浦充宏	北海道・東北地域に於けるプレート間カップリングによる弾性変形とプレート内非弾性変形	日本地球惑星科学連合2009年大会, T226-009	2009年5月16日
岡崎仁一, 鷺谷威, 川方裕則, J. Beavan, L. Wallace,	ニュージーランド北島におけるスロースリップとプレート間カップリング	日本地球惑星科学連合2009年大会, T226-P002	2009年5月16日
熊谷博之, 藤原治, 佐竹健治, 鷺谷威	歴史・地質・測地データを用いた過去の東海地震の断層モデルの再検討	日本地球惑星科学連合2009年大会, T225-P005	2009年5月20日
鷺谷威, 小澤和浩	南海トラフの地震サイクルに伴う地殻変動の時空間変化	日本地球惑星科学連合2009年大会, T225-003	2009年5月21日
佐々木朋樹, 鷺谷威	地震サイクルシミュレーションのためのデータ同化-釜石沖固有地震活動に対する1自由度バネ・ブロックモデルの適用-	日本地球惑星科学連合2009年大会, S148-003	2009年5月21日
Sagiya, T.	Postseismic deformation of megathrust earthquakes at the Nankai Trough: Geodetic observation and implications for earthquake cycle	6th Annual Meeting of the Asia Oceania Geosciences Society, Singapore, SE54-A027	2009年8月13日
光井能麻, 堀高峰, 宮崎真一, 加藤尚之	地震間のデータを用いた2次元平面断層上における地震発生サイクルモデルのデータ同化手法開発	第59回理論応用力学講演会、日本学術会議	2010年6月
光井能麻, 堀高峰, 宮崎真一, 加藤尚之	地震間のデータを用いた2次元平面断層上における地震発生サイクルモデルのデータ同化手法開発	地球惑星科学関連学会2010年合同大会、幕張メッセ国際会議場	2010年5月

Sagiya, T., K. Ozawa, H. Okazaki, T. Sasaki, and T. Wakasugi	Crustal deformation cycle along the Nankai Trough, southwest Japan	7th ACES international workshop, Otaru	2010年10月6日
Mitsui, Noa, Takane Hori, Shin'ichi Miyazaki, Kazuyuki Nakamura and Naoyuki Kato	Data assimilation of an earthquake generation cycle model	7th ACES International Workshop, Otaru	2010年10月
鷺谷威, 山中佳子	南海トラフの巨大地震と巨大分岐断層	日本地球惑星科学連合2011年大会, 幕張メッセ国際会議場, 千葉市	2011年5月24日
岡崎仁一, 鷺谷威	四国周辺のプレート境界で発生する多様なすべり現象の空間的相補性	日本地球惑星科学連合2011年大会, 幕張メッセ国際会議場, 千葉市	2011年5月26日
Sagiya, T. and Y. Yamanaka	Role of mega-splay faulting in the rupture process of great earthquakes along the Nankai Trough	XXV IUGG Assembly, Melbourne Convention & Exhibition Centre Melbourne, Australia	2011年7月2日
Sagiya, T. and H. Okazaki	Complementarity of coseismic slip, afterslip and slow slip on the western Nankai Trough plate boundary	XXV IUGG Assembly, Melbourne Convention & Exhibition Centre Melbourne, Australia	2011年7月4日
伊藤武男, 鷺谷威, 兵藤守, 野口巧美, 里嘉千茂	モンテカルロ手法を用いた断層すべりに関する空間解像度の最適化手法の構築	日本測地学会第116回講演会、高山市民文化会館、高山市	2011年10月27日
光井能麻, 鷺谷威	M9巨大地震の発生を説明する地震発生サイクルモデル	日本地震学会2011年秋季大会 静岡県コンベン	2011年10月12日

		ションアーツセンター, 静岡市	
勝俣啓, 酒井慎一	2008年茨城県沖の地震(M=7.0)に先行した地震活動の静穏化と活発化	日本地震学会 2011年度秋季大会, 静岡県コンベンションアーツセンター, 静岡市	2011年10月13日
Sagiya, T., H. Okazaki, and T. Wakasugi	Complementarity of coseismic slip, afterslip and slow slip on the Nankai Trough plate boundary	EGU2012 General Assembly, Austria Center Vienna, Vienna	2012年4月24日
鷺谷威	東北地方の地殻水平歪みの再検討-基線測量に起因するスケール誤差の可能性-	日本地球惑星科学連合2012年大会、幕張メッセ国際会議場、千葉市	2012年5月25日
Sagiya, T., and T. Wakasugi	Geodetic inference on frictional characteristics of the repeated slow slip events in the Bungo Channel, southwest Japan	ACES International Workshop, Makena Conference Center, Maui.	2012年10月24日
鷺谷 威・太田雄策・松多信尚・Angela Meneses・野村晋一・鈴木翔太	塩野原基線の再測量	日本測地学会第118回講演会, 仙台福祉プラザ、仙台市	2012年11月1日
Sagiya, T., N. Matta., A. Meneses, S. Nomura, S. Suzuki, and Y. Ohta	Triangulation scale error as a possible cause for overlooking seismic potential along the Japan Trench	AGU 2012 Fall Meeting, Moscone Convention Center, San Francisco.	2012年12月6日

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(7) 過去の地震発生履歴から見た地震サイクルの多様性の評価

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
岡村眞, 松岡裕美, 古野北斗	浜名湖湖底堆積物に記録された2つの地震イベント	日本地球惑星科学連合2009年大会	平成21年5月20日
Matsuoka, H. and M. Okamura	Nankai earthquakes recorded in tsunami sediments during the last 5000 years	AGU 2009 Fall meeting	平成21年12月16日
Matsuoka, H. and M. Okamura	Tsunami Events of the Nankai Earthquakes during the last 4500 years	Hokudan 2010 International Symposium on Active Faulting	平成22年1月18日
岡村 眞, 松岡裕美	四国沿岸域の湖沼に残された津波堆積物からみた南海地震の再来周期と規模	日本地球惑星科学連合2010年大会	平成22年5月24日
Okamura, M. and H. Matsuoka	Hyper-cycle of the Nankai Earthquake inferred from tsunami deposits accumulated in lakes along the Nankai Trough, past 2000 to 5000 years	AGU 2010 Fall meeting	平成22年12月13日
松岡裕美, 岡村眞	土佐湾湾奥部蟹ヶ池の堆積物中に見られる約2000年前のイベント	日本地球惑星科学連合2011年大会	平成23年5月25日
兒玉昌憲, 松岡裕美, 岡村眞	土佐湾沿岸蟹ヶ池における津波堆積物の堆積様式	日本地震学会2011年度秋季大会	平成23年11月12日
Okamura, M. and H. Matsuoka	Subaqueous tsunami sediment found in along the Pacific coast side occurred on the 11th, May 2011 off Tohoku, eastern Japan	AGU 2011 Fall meeting	平成23年12月5日
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, v82, p182-191	平成24年1月

松岡裕美, 岡村眞, 田村俊之	津波堆積物からみた過去の南海地震履歴－四国東部から紀伊半島の記録－	日本地球惑星科学連合2012年大会	平成24年5月20日
小柏尚貴, 岡村眞, 松岡裕美	東北地方太平洋沖地震の津波堆積物の分布様式	日本地震学会2012年度秋季大会	平成24年10月18日
Okamura, M. and H. Matsuoka	Mega-earthquake recurrences recorded in lacustrine deposits along the Nankai Trough	AGU 2012 Fall Meeting	平成24年12月3日
Imai, K., K. Satake and T. Furumura	Amplification of tsunami heights by delayed rupture of great earthquake along the Nankai Trough	AGU Fall meeting	平成20年12月15日
Satake, K., Y. Hasegawa, Y. Nishimae and Y. Igarashi	Recent tsunamis that affected the Japanese coasts and evaluation of JMA's tsunami warning	IASPEI General Assembly	平成21年1月15日
Imai, K., K. Satake, and T. Furumura	Amplification of Tsunami Heights by Delayed Rupture of Great Earthquakes along the Nankai Trough	AOGS 2009 meeting, Singapore	平成21年8月
Satake, K.	Tsunami Research and Warning System in the Pacific -A Historical Review-	APRU meeting, Taipei, 2009	平成21年8月
原田智也, 三好崇之, 石橋克彦	2009年8月11日の駿河湾の地震-同時震源再決定による駿河湾地域の地震活動の検討-	日本地震学会秋季大会	平成21年10月
原田智也, 石橋克彦	大分県龍神池の堆積物に記録された「巨大南海地震」の津波シミュレーションによる検討	地震, 2, 63, 71-81.	平成22年11月
今井健太郎, 行谷佑一, 都司嘉宣, 藤井雄士郎, 安藤亮輔, 小松原純子, 小松原	2010年チリ中部地震による関東・東海地方沿岸の津波痕跡調査	土木学会論文集B2(海岸工学), Vol. 66, No. 1,	平成22年5月

琢, 堀川晴央, 宮地良典, 松山昌史, 吉井匠, 石辺岳男, 佐竹健治, 西山昭仁, 原田智也, 嶋原良典, 嶋原康子, 藤間功司		1351-1355, 2010.	
原田智也, 佐竹健治	東海・南海巨大地震による西太平洋・東シナ海の津波シミュレーション	日本地球惑星科学連合2010年大会	平成22年5月24日
今井健太郎, 行谷佑一, 都司嘉宣, 藤井雄士郎, 安藤亮輔, 小松原純子, 小松原琢, 堀川晴央, 宮地良典, 松山昌史, 吉井匠, 石辺岳男, 佐竹健治, 西山昭仁, 原田智也, 嶋原良典, 嶋原康子, 藤間功司	2010年チリ中部地震による関東・東海地方沿岸の津波痕跡調査	日本地球惑星科学連合2010年大会	平成22年5月23日
千葉崇, 石辺岳男, 佐竹健治, 島崎邦彦, 須貝俊彦, 西山昭仁, 原田智也, 今井健太郎, 行谷佑一, 上野俊洋	三浦半島江奈湾における関東地震による沿岸環境変動の珪藻分析による復元	日本地球惑星科学連合2010年大会	平成22年5月
原田智也, 佐竹健治, 石橋克彦	日本海溝北部・千島海溝南部沿いの(巨)大地震の時空間分布の新しい見方	日本地震学会 2010年度秋季大会	平成22年10月27日
Harada T., K. Satake, and K. Ishibashi	A New View on the Space-Time Pattern of Great or Large Earthquakes along the Northern Japan to Southern Kurile Trenches	AGU Fall Meeting 2010	平成22年12月13日
原田智也, 佐竹健治, 石橋克彦	日本海溝北部・千島海溝沿いで発生した(巨)大地震の時空間分布	日本地球惑星科学連合2011年連合大会	平成23年5月
Tomoya Harada, Kenji Satake, and Katsuhiko Ishibashi	A New View on the Space-Time Pattern of Great or Large Earthquakes in the Northern Japan to Southern Kurile Sub-	IUGG 2011, Melbourne, Australia	平成23年7月

	duction Zones		
Tsuji Y., K. Satake, T. Ishibe, T. Harada, H. Kim, A. Nishiyama, S. Murotani, T. Ueno, M. Sugimoto, S. Oki, S. Kusumoto, J. Tomari, M. Heidarzadeh, K. Imai, B. Choi, S. Yoon, J. Bae, K. Kim, H. Kim	Heights and damage of the tsunami of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake on the north part of the Sanriku Coast	IUGG 2011, Melbourne, Australia	平成23年7月
Tsuji, Y., K. Satake, T. Ishibe, A. Nishiyama, T. Harada, S. Murotani, and T. Ueno	Distribution of Tsunami Heights of the East Japan Earthquake of March 11th, 2011 Comparing with those of the 1960 and the 2010 Chilean Tsunamis	Asia Oceania Geosciences Society (AOGS) 2011	平成23年度8月
原田智也, 佐竹健治	日本海溝北部～千島海溝沿いで1913～1950年に発生した(巨)大地震の時空間分布	第28回歴史地震研究会	平成23年9月
原田智也・佐竹健治・都司嘉宣・西山昭仁・石辺岳男	2011年東北地方太平洋沖地震・1896年明治三陸地震の津波高分布と断層モデルの再検討	日本地震学会 2011年度秋季大会	平成23年10月
都司嘉宣, 佐竹健治, 石辺岳男, 原田智也, 金幸隆, 西山昭仁, 室谷智子, 上野俊洋, 杉本めぐみ, 大木聖子, 楠本聡, 泊次郎, M. Heidarzadeh, 今井健太郎, B. H. Choi, S. B. Yoon, J. S. Bae, K. O. Kim, H. W. Kim	東北地方太平洋沖地震の津波高の特徴	日本地震学会 2011年度秋季大会	平成23年10月
Tomoya Harada, Kenji Satake, and Katsuhiko Ishibashi	Coseismic Slip Distributions of Great or Large Earthquakes in the Northern Japan to Kurile	AGU 2011 Fall Meeting	平成23年12月

	Subduction Zone		
Tsuji Y., K. Satake, T. Ishibe, T. Harada, H. Kim, A. Nishiyama, S. Murotani, T. Ueno, M. Sugimoto, S. Oki, S. Kusumoto, J. Tomari, M. Heidarzadeh, K. Imai, B. Choi, S. Yoon, J. Bae, K. Kim, H. Kim	Characteristics of the height distribution of the tsunami of the 2011 East Japan Earthquake on Sanriku and Kanto coasts	AGU 2011 Fall Meeting	平成23年12月
Satake, K., Y. Fujii, T. Harada, Y. Namegaya	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	in press
Harada T., and K. Satake	Tsunami Simulations in the Western Pacific Ocean and East China Sea from the Great Earthquakes along the Nankai- Suruga Trough	SPRINGER Monograph "Tsunami Events and Lessons Learned; Ecological and Societal Significance"	in press
Harada T. and K. Satake	A New View on the Space-Time Pattern of M>7 Earthquakes in the Northern Japan to Kurile Subduction Zones	EGU General Assembly 2012	平成 24 年 4 月 24 日
Satake, K., Y. Fujii, T. Harada, Y. Namegaya	Tsunami source model of the 2011 Tohoku earthquake and comparison with the 1896 Sanriku and 869 Jogan earthquakes	EGU General Assembly 2012	平成 24 年 4 月 24 日
原田智也, 佐竹健治, 石橋克彦	千島海溝-日本海溝北部沿いの大地震・巨大地震の複雑な時空間分布	日本地球惑星連合2012年連合大会	平成 24 年 5 月 23 日

藤井雄士郎, 佐竹健治, 原田智也, 行谷佑一	2011年東北地方太平洋沖地震のマルチタイムウィンドウ津波波形インバージョン	日本地球惑星連合2012年連合大会	平成24年5月25日
古村孝志, 今井健太郎, 前田拓人, 原田智也	1605年慶長地震における八丈島の津波痕跡高の再検討	日本地球惑星連合2012年連合大会	平成24年5月23日
Harada T. and K. Satake	Complex Space-time Pattern of M7 Earthquakes in the Northern Japan to Kurile Subduction Zones	AOGS - AGU (WPGM) Joint Assembly	平成24年8月14日
Harada T. and K. Satake	Tsunami Simulation in the Western Pacific Ocean and East China Sea from the Great Earthquakes along the Nankai Trough	AOGS - AGU (WPGM) Joint Assembly	平成24年8月16日
Satake K., Y Tsuji, T. Ishibe, T. Harada, A. Nishiyama	Tsunami Heights along the Pacific Coast of Northern Honshu from the 2011 Tohoku and Past Great Earthquakes	AOGS - AGU (WPGM) Joint Assembly	平成24年8月15日
原田智也, 佐竹健治	色丹島付近における千島海溝軸と直交する太平洋スラブの断裂	日本地震学会 2012年度秋季大会	平成24年10月19日
佐竹健治, 藤井雄士郎, 原田智也, 行谷佑一	津波波形からみた2011年東北地方太平洋沖地震のすべりの時空間分布 - 貞観型プレート間地震が津波地震を誘発した可能性 -	日本地震学会 2012年度秋季大会	平成24年10月18日
古川信雄, 原田智也	1964年新潟地震の断層面 - 改良連携震源決定法とグリッドサーチ法の併用 -	日本地震学会 2012年度秋季大会	平成24年10月19日

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(8) シミュレーション手法と物理モデルの高度化

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase	Rupture Propagation beyond Fault Discontinuities: Significance of Thermal Pressurization	7th General Assembly of Asian Seismological Commission and Seismological Society of Japan, 2008 Fall meeting、筑波	2008年11月26日
Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase	Heterogeneous rupture on homogenous faults: Three-dimensional spontaneous rupture simulations with thermal pressurization	Geophys. Res. Lett., 35, DOI: 10.1029/2008GL035577	2008年11月13日
Wada, K. and H. Goto	Application of extended finite element method (X-FEM) to dynamic rupture propagation	6th KU-NCU-TITech Joint Student Seminar	平成21年3月10日
Sakamoto, T, and K. Hirahara	Numerical simulation of an elastic block motion under friction with a MPS method	Asian Seismological Commission and Seismological Society of Japan, 2008 Fall meeting、筑波	2008年11月26日
Hirahara, K.	New research project for the next Nankai trough mega thrust earthquakes - Simulation research-	7th General Assembly of Asian Seismological Commission and Seismological Society of	2008年11月25日

		Japan, 2008 Fall meeting, 筑波	
Fukuda, J., K. M. Johnson, K. M. Larson, and S. Miyazaki	Fault friction parameters inferred from the early stages of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake,	J. Geophys. Res., 114, doi:10.1029/20 08JB006166	2009年4月25 日
Hyodo, M, and A. Kageyama	Two-dimensional quasi-static earthquake cycle simulations under heterogeneous structure using a simplified-cell model	7th General Assembly of Asian Seismological Commission and Seismological Society of Japan, 2008 Fall meeting, 筑波	2008年11月 26日
Hirahara, K.	Toward advanced earthquake cycle simulation	Journal of Disaster Research, Vol. 4, pp. 99-105, 2009	2009年4月9 日
Mitsui, Y. and K. Hirahara	Coseismic thermal pressurization can notably prolong earthquake recurrence intervals on weak rate and state friction faults: Numerical experiments using different constitutive equations	J. Geophys. Res., VOL. 114, B09304, doi:10.1029/20 08JB006220,	2009年9月16 日
Mitsui, Y. and K. Hirahara	Interseismic pore compaction suppresses earthquake occurrence and causes faster apparent fault loading	Geophys. Res. Lett., 36, L20305, doi:10.1029/20 09GL039932	2009年10月 20日

浦田優美, 久家慶子, 加瀬祐子	断層の不連続部分における動的な破壊の乗り移り: 摩擦発熱による間隙圧上昇の影響	月刊地球、31、294-299、2009	2009年5月1日
Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase	Effect of thermal pressurization on dynamic rupture propagation under depth-dependent stress	American Geophysical Union 2009 Fall meeting (米国・サンフランシスコ市)	2009年12月15日
和田一範, 後藤浩之	拡張有限要素法(X-FEM)を用いた自発的な断層破壊の数値解析手法の開発	日本地球惑星科学連合2009年大会(千葉市)	2009年5月26日
和田一範, 後藤浩之	拡張有限要素法(X-FEM)を用いた自発的な断層破壊の数値解析手法の開発(2)-媒質境界近傍の応力場-	日本地震学会2009年秋季大会(京都市)	2009年10月23日
橋本学, 福島洋, 有本美加	ALOS/PALSARデータによるフィリピン海プレートの沈み込みに伴う変動の検出の試み	地球惑星科学連合2009年大会(千葉市)	2009年5月19日
橋本学, 福島洋	ALOS/PALSARによるフィリピン海プレートの沈み込みに伴う地殻変動検出の試み	日本測地学会第112回講演会(つくば市)	2009年11月5日
Hashimoto, M., and Y. Fukushima	An attempt to detect secular deformation associated with the subduction of the Philippine Sea plate with ALOS/PALSAR	FRINGE2009 (イタリア・フラスカティ市)	2009年12月1日
平原和朗, 光井能麻, 堀高峰	地震発生サイクルシミュレーションコードの高速化:(1) 検討と高速多重極法の適用	日本地震学会2009年度秋季大会(京都市)	2009年10月22日
Hirahara; K., N. Mitsui and T. Hori	Development of a fast code for earthquake cycle simulation - (1)	American Geophysical Union 2009 Fall	2009年12月15日

	Application of Fast Multipole Method	meeting (米国・サンフランシスコ市)	
Goto, H., L. Ramirez-Guzman and J. Bielak	Simulation of spontaneous rupture based on a combined boundary integral equation method and finite element method approach: SH and P-SV cases	Geophys. J. Int. Vol.183, No.2, pp.975-1004	2010年11月
加納将行, 宮崎真一, 伊藤耕介, 平原和朗	余効すべり人口データを用いたアジョイント法による摩擦パラメータ・初期値の推定	地震、2, 63, 57-69	2010年11月
Yoshioka, S., Y. Suminokura, T. Matsumoto and J. Nakajima	Numerical simulations of temperature distributions associated with subduction of the Philippine Sea plate, southwest Japan	EGU, EGU2010-5679, Vienna	2010年5月
隅倉陽一郎, 吉岡祥一, 松本拓己, 中島淳一	西南日本におけるフィリピン海プレートの沈み込みに伴う温度分布の数値シミュレーション	日本地球惑星科学連合2010年大会, SSS027-P23, 千葉	2010年5月24日
隅倉陽一郎, 吉岡祥一, 松本拓己, 中島淳一	西南日本におけるフィリピン海プレートの沈み込みの2次元温度モデリング～ホットプルーム、降伏応力、削剥の効果～	日本地震学会2010年秋季大会, A11-11, 広島	2010年10月
Suminokura, Y., S. Yoshioka, T. Matsumoto and J. Nakajima, -	2-D thermal modeling of the Philippine Sea plate in southwest Japan -effects of hot plume, yield stress, and surface erosion	Asian Seismological Commission (ASC), S7-04, 2010 (ベトナム・ハノイ)	2010年11月9日
Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase	Rupture propagation beyond fault	Japan Geoscience	2010年5月24日

	discontinuities under depth-dependent stress: Effect of thermal pressurization	Union Meeting 2010、千葉	
Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase	Spontaneous dynamic rupture propagation beyond fault discontinuities: Effect of thermal pressurization	ESD (Earthquake Source Dynamics) 2010 Workshop、スロバキア	2010年6月29日
Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase	Spontaneous dynamic rupture propagation beyond fault discontinuities: Effect of thermal pressurization	7th ACES International Workshop、小樽	2010年10月5日
浦田優美, 久家慶子, 加瀬祐子	Thermal pressurizationを考慮した動的破壊過程と間隙水の相変化	日本地震学会 2010年秋季大会, P3-28, 広島	2010年10月28日
Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase	Spontaneous dynamic rupture propagation with thermal pressurization: Phase transitions of pore fluid	Asian Seismological Commission (ASC) 2010、ベトナム・ハノイ	2010年11月9日
和田一範, 後藤浩之	拡張有限要素法 (X_FEM) を用いた弾塑性媒質中の自発的な断層破壊の解析	日本地震学会 2010年秋季大会, P3-36, 広島	2010年10月28日
後藤浩之	要素サイズ可変型 FEM による動的地震サイクルシミュレーションの試み	日本地震学会 2010年秋季大会, P3-71, 広島	2010年10月28日
Goto, H. and J. Bielak	Hybrid multi-domain finite element and boundary element method for dynamic rupture in heterogeneous media	Workshop Earthquake Source Dynamics	2010年6月30日
Goto, H., L. Ramirez-Guzman and J. Bielak	Simulation of spontaneous rupture based on a combined	Workshop Earthquake Source Dynamics	2010年6月29日

	boundary integral equation method and finite element method approach		
橋本学	4年間のALOS/PALSAR観測から見た四国の変動	日本地震学会 2010年秋季大会	2010年10月 28日
橋本学	4年間のALOS/PALSAR観測から見た四国の変動	日本測地学会第 114回講演会	2010年11月8 日
福島洋	短基線長InSAR時系列解析のノイズ軽減手法とキラウエア	日本測地学会第 114回講演会	2010年11月8 日
福島洋, Hooper A.	PS干渉解析による2004年新潟県中越地震後の地殻変動,	日本測地学会第 114回講演会	2010年11月8 日
Hashimoto, M.	Secular crustal deformations derived from 4 year long observation of ALOS/PALSAR	第4回ALOSデータノード共同PIシンポジウム	2010年11月 17日
Fukushima, Y.	Vertical displacements at Kilauea volcano measured by small-baseline InSAR time-series analysis using PALSAR data	第4回ALOSデータノード共同PIシンポジウム	2010年11月 17日
Fukushima, Y., and A. Hooper	Measurement of quasi-steady deformation in Niigata-Chuetsu region, central Japan, using persistent scatterer interferometry	2010 AGU fall meeting, San Francisco	2010年12月 13日
加納将行, 宮崎 真, 伊藤耕介, 平原 和朗	余効すべり人工データを用いたアジョイント法による摩擦パラメータ・初期値の推定	日本地球惑星科学連合2010年大会, MGI017-11、千葉	2010年5月28 日
加納将行, 宮崎真一, 伊藤耕介, 平原和朗	余効すべり時空間発展の予測手法の開発	理論応用力学講演会	2011年3月8 日

三井雄太, 平原和朗, M. Cocco	非定常な間隙流体圧が断層のスティックスリップ挙動に及ぼす影響 – 現象論モデルの統合による –	日本地震学会 2010 年秋季大会、C28-08, 広島	2010 年 10 月 28 日
三井雄太, 平原和朗	震源核生成の初期段階における断層面上クリープ伝播を特徴づける無次元パラメータ	日本地震学会 2010 年秋季大会、P3-46, 広島	2010 年 10 月 28 日
平原和朗, 大谷真紀子, 光井能麻, 堀高峰	高速多重極法を用いた無限均質弾性体中での大規模地震発生サイクルシミュレーション	日本地球惑星科学連合 2010 年大会, SSS027-P17, 千葉	2010 年 5 月 24 日
平原和朗, 大谷真紀子, 高橋康人, 堀高峰, 兵藤守, 中島浩, 岩下武史	地震発生サイクルシミュレーションコードの高速化: (2) Hierarchical Matrices 法の適用	日本地震学会 2010 年秋季大会、P3-42, 広島	2010 年 10 月 28 日
Hirahara, K., Y. Kaneda and T. Furumura	Research Project for the next Nankai megathrust earthquake, southwest Japan	Asian Seismological Commission (ASC) S1-02, 2010 (ベトナム・ハノイ)	2010 年 11 月 8 日
大谷真紀子, 平原和朗	三次元均質半無限弾性体を仮定した地震サイクルシミュレーションにおける高速多重極法 (FMM) を用いた応力計算法の開発	日本地球惑星科学連合 2010 年大会, SSS027-P18, 千葉	2010 年 5 月 24 日
大谷真紀子, 平原和朗, 高橋康人, 堀高峰, 兵藤守, 中島浩, 岩下武史	H-matrices を用いた大規模準動的な地震発生サイクルシミュレーション	日本地震学会 2010 年秋季大会、P3-423, 広島	2010 年 10 月 28 日
Ohtani, M., K. Hirahara, Y. Takahashi, T. Hori, M. Hyodo, H. Nakashima and T. Iwashita	Large-scale quasi-dynamic earthquake cycle simulation with H-matrices	Asian Seismological Commission (ASC) S3-24, 2010 (ベトナム・ハノイ)	2010 年 11 月 9 日

		ノイ)	
鹿倉洋介, 深畑幸俊, 光井能麻, 平原和朗	成層粘弾性を考慮した西南日本の地震発生サイクルのセルモデルシミュレーション	日本地球惑星科学連合2010年大会, SSS027-P19, 千葉	2010年5月24日
鹿倉洋介, 深畑幸俊, 光井能麻, 平原和朗	成層粘弾性を仮定した南海トラフ地震サイクル中での西南日本内陸地震発生様式のセルモデルシミュレーション	日本地震学会2010年度秋季大会, P3-44, 広島	2010年10月28日
Shikakura, Y., Y. Fukahata, N. Mitsui, and K. Hirahara	3-D cell model simulation of the inland earthquake generation pattern in Southwest Japan during the Nankai earthquake cycles in a layered viscoelastic medium	American Geophysical Union 2010 Fall meeting (米国・サンフランシスコ市)	2010年12月15日
Ohtani, M. K. Hirahara, Y. Takahashi, T. Hori, M. Hyodo, H. Nakashima, and T. Iwashita	Fast computation of quasi-dynamic earthquake cycle simulation with Hierarchical Matrices	Procedia Computer Science, 4, 1456-1465	2011年5月18日
Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase	Spontaneous dynamic rupture propagation beyond fault discontinuities: Effect of thermal pressurization	Bulletin of the Seismological Society of America, 102, 53-63, doi: 10.1785/0120110089, 2012	2012年2月
Mitsui, Y., N. Kato, Y. Fukahata and K. Hirahara,	Megaquake cycle at the Tohoku subduction zone with thermal fluid pressurization near the surface	Earth and Planetary Science Letters, 325-326, 21-26, doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.026, 2012.	2012年1月

Ohtani, M.	Large-scale Quasi-dynamic Earthquake Cycle Simulation	Master Thesis, Graduate School of Science, Kyoto University, pp67, 2012	2012年3月
吉岡祥一, 隅倉陽一郎, 松 本拓己, 中島淳一	フィリピン海プレートの 沈み込みに伴う温度分布 の数値シミュレーション	東濃地震科学研 究所報告 Seq. No.27, 127-145	2011年5月
Yoshioka, S., Y. Suminokura, T. Matsumoto and J. Nakajima	2-D Numerical Simulations on Temperature Fields Associated with Subduction of the Philippine Sea Plate in Southwest Japan	Asia Oceania Geosciences Society 8th Annual Meeting 2011, SE71-A001, Taipei	2011年8月
松岡美子, 吉岡祥一	豊後水道で発生する長期 的スロースリップイベン トについて	日本地震学会 2011年秋季大 会, P3-32, 静岡	2011年10月
末永伸明, 吉岡祥一	伊勢湾付近の深部低周波 地震の空白域について	日本地震学会 2011年秋季大 会, P1-70, 静岡	2011年10月
Yoshioka, S., Y. Suminokura, T. Matsumoto and J. Nakajima	Numerical simulations on temperature fields associated with subduction of the Philippine Sea plate in Southwest Japan	Numerical simulations on temperature fields associated with subduction of the Philippine Sea plate in Southwest Japan	2012年2月
後藤浩之, 山本揚二郎, 北 佐枝子	動的地震サイクルシミュ レーションの効率化に向 けた数値解析手法の開発	日本地球惑星科 学連合2011年大 会、 SSS035-P31、千 葉	2011年5月25 日
後藤浩之, 山本揚二郎, 北 佐枝子	東北地方太平洋沖地震の 動的破壊シミュレーショ ン -数十秒あけて発生す	日本地震学会 2011年秋期大 会、	2011年5月23 日

	る隣接した破壊の表現-	P1-08、静岡	
Wada, K., and H. Goto	Generation mechanism of surface and buried faults considering the effect of plasticity in a shallow crust structure	2011 AGU Fall Meeting、S43C-2278、サンフランシスコ	2011年12月8日
浦田優美, 久家慶子, 加瀬祐子	Spontaneous dynamic rupture propagation with thermal pressurization: Phase transitions of pore fluid	日本地球惑星科学連合2011年大会, SSS027-P21, 幕張	2011年5月23日
浦田優美, 久家慶子, 加瀬祐子	Thermal pressurizationと間隙水の相変化を考慮した動的破壊過程の数値実験,	日本地震学会2011年秋季大会, P3-54、静岡	2011年10月14日
三井雄太, 平原和朗, Massimo Cocco	間隙流体圧変化にほとんど支配された地震サイクルのプライマリーモデル	日本地球惑星科学連合2011年大会, SSS025-14, 幕張	2011年5月27日
Hashimoto, M	Evaluation of the Capability of ALOS/PALSAR to Detect Secular Crustal Deformations in Subduction Zones	28th ISTS 沖縄県宜野湾市	2011年6月5日
Hashimoto, M., A. Saito, and D. Mineyama	Imaging of Interseismic Deformation With ALOS/PALSAR And the Effect of Traveling Ionospheric Disturbance	IUGG2011, G01S4-3286, オーストラリア・メルボルン市	2011年6月30日
Hashimoto, M.	ALOS/PALSAR Has Changed the Earthquake Science	Asia-Pacific International Conference on Synthetic Aperture Radar 大韓民国ソウル市	2011年9月28日
加納将行, 宮崎真一, 伊藤	アジョイント法による余	日本地球惑星科	2011年5月23日

耕介, 平原和朗	効すべり時空間発展の予測手法の開発	学連合 2011 年大会, MGI017-11 幕張	日
大谷真紀子, 平原和朗, 堀高峰, 兵藤守	2011 年東北地方太平洋沖地震発生サイクルモデルの準動的シミュレーションによる比較検証	日本地震学会 2011 年秋期大会, P1-13, 静岡	2011 年 10 月 12 日
Ohtani M., K., Hirahara, T., Hori, and M., Hyodo	Comparative study on quasi-dynamic earthquake cycle models for the 2011 giant Tohoku earthquake	2011 AGU Fall Meeting, U51B-0044, サンフランシスコ	2011 年 12 月
平原和朗, 大谷真紀子, 兵藤守, 堀高峰	大規模マルチスケール地震発生サイクルシミュレーションの高速化手法	日本地球惑星科学連合 2011 年大会, SSS035-40, 千葉	2011 年 5 月 24 日
Hirahara, K., M. Ohtani, M. Hyodo, T. Hori.	Fast computational methods for large- and multiscale interplate earthquake cycle simulations	IUGG2011, S10S2-3078, オーストラリア・メルボルン市	2011 年 7 月 2 日
平原和朗, 大谷真紀子, 鹿倉洋介	メモリ変数を用いた粘弾性媒質における地震発生サイクルシミュレーション	日本地震学会 2011 年秋期大会, D21-10, 静岡	2011 年 10 月 13 日
Hirahara, K., M. Ohtani, Y. Shikakura	Quasi-dynamic earthquake cycle simulation in a viscoelastic medium with memory variables	2011 AGU Fall Meeting, T43I-01, サンフランシスコ	2011 年 12 月
鹿倉洋介, 深畑幸俊, 平原和朗	南海トラフ沈み込みイベントに伴う西南日本内陸活断層の破壊関数変化	日本地球惑星科学連合 2011 年大会, SSS035-P01, 千葉	2011 年 5 月 25 日
鹿倉洋介, 深畑幸俊, 平原和朗	フィリピン海プレートと太平洋プレートの沈み込みイベントに伴う西南日	日本地震学会 2011 年秋期大会,	2011 年 10 月 14 日

	本内陸活断層のクーロン破壊関数の変化	P3-45、静岡	
Gotol, H., Y. Yamamoto, and S. Kita	Dynamic rupture simulation of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake: Multi-event generation within dozens of seconds	Earth Planets Space, 64, 1167-1175, 2012	2013年1月28日
Hirahara, K., M. Ohtani, M. Hyodo and T. Hori	Quasi-dynamic earthquake cycle models for the 2011 Tohoku giant earthquake	33rd General Assembly of ESC, Moscow, Russia	2012年8月20日
Hirahara, K., M. Ohtani, M. Hyodo and T. Hori	Earthquake cycle models for the 2011 Tohoku giant earthquake	9th General Assembly of ASC, Ulaanbaatar, Mongolia	2012年9月18日
Ohtani M., K. Hirahara, T., Hori, and M. Hyodo	Possible occurrence of a giant interplate earthquake in northeastern Japan greater than the 2011 Tohoku earthquake	APEC Cooperation for Earthquake Simulation (ACES) 8th International Workshop, Maui, Hawaii	2012年10月26日
平原和朗, 鹿倉洋介, 大谷真紀子, 兵藤守, 堀高峰, 橋間昭徳	成層粘弾性媒質中での準動的地震発生サイクルシミュレーション	日本地球惑星科学連合2012年大会、SSS38-08, 幕張	2012年5月23日
大谷真紀子, 平原和朗, 堀高峰, 兵藤守	福島沖における固着の変化を含む東北地方太平洋沖地震発生サイクルシミュレーション	日本地球惑星科学連合2012年大会、SSS39-P2, 幕張	2012年5月23日
鹿倉洋介, 深畑幸俊, 平原和朗	プレート運動と地震発生に伴う西南日本内陸活断層の長期的な破壊関数の変化	日本地球惑星科学連合2012年大会、幕張	2012年5月23日
平原和朗, 鹿倉洋介, 大谷	漸化型メモリ変数法を用	日本地震学会	2012年10月

真紀子, 兵藤守, 堀高峰, 橋間昭徳	いた粘弾性媒質における 地震発生サイクルシミュ レーション	2012 年秋季大 会、P1-66、函館	17 日
鹿倉洋介, 深畑幸俊, 平原 和朗	昭和東南海・南海地震後の プレート間固着分布を考 慮した西南日本内陸活断 層のクーロン破壊関数の 長期変化	日本地震学会 2012 年秋季大 会、P1-67、函館	2012 年 10 月 17 日
大谷真紀子, 平原和朗, 堀 高峰, 兵藤守	2011 年東北地方太平洋沖 地震より大きな地震は東 北で発生するか	日本地震学会 2012 年秋季大 会、P2-68、函館	2012 年 10 月 17 日
季穎鋒, 吉岡祥一	曲面スラブの沈み込みに 伴う温度場・流れ場・地殻 熱流量の 3 次元数値シミ ュレーション	日本地震学会 2012 年秋季大 会、P2-30、函館	2012 年 10 月 17 日
後藤浩之, 奥村与志弘	海溝型地震の分岐断層破 壊シナリオで発生する津 波の特徴	日本地震学会 2012 年秋季大 会、B22-11、函 館	2012 年 10 月 18 日

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(9) 連動条件評価のためのシミュレーション研究

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
Kato, N.	Fracture energies at the rupture nucleation points of large interplate earthquakes	Earth Planet. Sci. Lett., 353-354, 190-197.	平成 24 年 11 月
Suzuki, T.	Understanding of dynamic earthquake slip behavior using damage as a tensor variable: Microcrack distribution, orientation, and mode and secondary faulting	J. Geophys. Res., 117, B05309, doi: 10.1029/2011JB008908.	平成 24 年 5 月
鈴木岳人	2つの無次元数による繰り返し地震の発生間隔とモーメントの理解	日本地震学会 2012 年度秋季大会	平成 24 年 10 月
Kato, N.	Complicated Recurrence of Slip Events on a Uniform Circular Asperity	AGU 2012 Fall Meeting, San Francisco, USA	平成 24 年 12 月
Mitsudo, T., and N. Kato	The large deviation function and recurrent properties of large earthquakes in two-dimensional forest-fire models	AGU 2012 Fall Meeting, San Francisco, USA	平成 24 年 12 月
光藤哲也, 加藤尚之	二次元 forest-fire モデルにおける大地震の再帰性と大偏差関数	日本地震学会 2012 年度秋季大会	平成 24 年 10 月
Kato, N., and K. Katsumata	Possibility of the use of seismicity data for monitoring spatiotemporal slip variation on a plate interface	日本地球惑星科学連合 2012 年大会	平成 24 年 5 月
光藤哲也, 加藤尚之	簡単な地震モデルにおける頻度の大偏差関数のス	日本地球惑星科学連合 2012 年大	平成 24 年 5 月

	ケーリングと相関	会	
加藤尚之	プレート境界地震の破壊開始点における破壊エネルギーの推定	日本地球惑星科学連合 2012 年大会	平成 24 年 5 月
光藤哲也, 加藤尚之	簡単な地震のモデルにおける頻度の大偏差関数 (2)	日本物理学会 2012 年秋季大会	平成 24 年 9 月
光藤哲也, 加藤尚之	二次元 forest-fire モデルにおけるパーコレート地震の再帰性と頻度の揺らぎ	日本物理学会第 68 回年次大会	平成 25 年 3 月
Agata, R., T. Ichimura, T. Hori, K. Hirahara, and M. Hori	Crustal Deformation Analysis Using a 3D FE High-fidelity Model with Fast Computation Method and Its Application to Inversion Analysis of Fault Slip in the 2011 Tohoku Earthquake	AGU 2012 Fall Meeting, San Francisco, USA	平成 24 年 12 月
Harada, T., and K. Satake	A New View on the Space-Time Pattern of M>7 Earthquakes in the Northern Japan to Kurile Subduction Zones	EGU 2012 General Assembly, Vienna, Austria	平成 24 年 4 月
原田智也, 佐竹健治, 石橋克彦	色丹島付近における千島海溝軸と直交する太平洋スラブの断裂	日本地震学会 2012 年度秋季大会	平成 24 年 10 月
原田智也, 佐竹健治, 石橋克彦	千島海溝-日本海溝北部沿いの大地震・巨大地震の複雑な時空間分布	日本地球惑星科学連合 2012 年大会	平成 24 年 5 月
Hashimoto, C., A. Noda, and M. Matsu'ura,	The Mw 9.0 northeast Japan earthquake: total rupture of a basement asperity	Geophys. J. Int., 189, 1-5	平成 24 年 4 月

(b) 特許出願, ソフトウェア開発, 仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

(10) 地震発生サイクル多様性のメカニズム解明

(a) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
山口哲生, 大亦聡, 土井正男	粘着性ゲルシートのすべり摩擦	日本ゴム協会誌, 第 82 巻第 3 号, 93 ページ, 2009	
T. Yamaguchi, S. Ohmata, M. Doi	Regular to chaotic transition of stick-slip motion in sliding friction of an adhesive gel-sheet	J. Phys.: Condens. Matter. 21, 205105, 2009	
N. Mitsui, T. Hori, H. Sakaguchi, S. Miyazaki	Afterslip as a part of earthquake rupture process	AGU 2008 Fall Meeting	2008 年 12 月 18 日
T. Hori, S. Miyazaki, N. Mitsui	A model of earthquake-generation cycle with scale-dependent frictional property - preliminary results and research plan for a project of evaluation for coming Tokai, Tonankai, and Nankai earthquakes	J. Disaster Res., Vol. 4, No. 2, pp. 111-117, 2009.	2009 年 4 月 1 日
K. Ariyoshi, T. Hori, J.P. Ampuero, Y. Kaneda, T. Matsuzawa, R. Hino, A. Hasegawa	Influence of interaction between small asperities on various types of slow earthquakes in a 3-D simulation for a subduction plate boundary	Gondwana Res., 16, 3-4, 534-544, 2009.	2009 年 5 月 16 日
堀高峰	プレート境界地震の規模と発生間隔変化のメカニ	地震 2, Vol. 61 特集号, S391-S402,	2009 年 7 月 31 日

	ズム	2009	
光井能麻, 堀高峰, 宮崎真一	複数のアスペリティ連動時のスロースリップ発生基準の変化	地球惑星科学連合大会, S148-P019	2009年5月20日
山口哲生, 森下真年, 土井正男, 堀高峰, 阪口秀	粘着性ゲルのすべり摩擦におけるグーテンベルグーリヒター則	地球惑星科学連合大会, T225-012	2009年5月21日
堀高峰, 兵藤守, 宮崎真一, 光井能麻	スケール依存の摩擦特性を仮定した南海巨大地震のモデリング	地球惑星科学連合大会, T225-P007	2009年5月20日
宮崎真一, 堀高峰, 光井能麻	Numerical study of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake	地球惑星科学連合大会, T225-P010	2009年5月20日
吉岡直人, 阪口秀, 堀高峰	せん断力下にあるガウジ層の内部構造解析とすべり予測の試み	日本地震学会秋季大会, D11-03	2009年10月21日
有吉慶介, 堀高峰, 中田令子, 他	沈み込みプレート境界型巨大地震に先行する深部での微動活動変化の特徴	日本地震学会秋季大会, D11-09	2009年10月21日
安藤亮輔, 中田令子, 堀高峰	深部低周波地震の発生過程に関する理論的考察	日本地震学会秋季大会, A32-02	2009年10月23日
山口哲生, 森下真年, 土井正男, 堀高峰, 阪口秀	高分子ゲルを用いたゆっくり地震のモデル実験	日本地震学会秋季大会, P3-52	2009年10月23日
Nakata, R., N. Suda, T. Hori, S. Tanaka	Spatial and temporal stress change due to short-term slow slip events inferred from observations of deep non-volcanic tremors in western Shikoku, southwest Japan	AGU Fall Meeting, T11C-1834	2009年12月14日
T. Hori, S. Miyazaki,	Hierarchical asperity model for multiscale characteristic earthquakes: a numerical study for the off-Kamaishi earthquake sequence in	Geophys. Res. Lett., 37, L10304, doi:10.1029/2010GL042669, 2010	2010年5月21日

	the NE Japan subduction zone		
R. Ando, R. Nakata, T. Hori	A slip pulse model with fault heterogeneity for low-frequency earthquakes and tremor along plate interfaces	Geophys. Res. Lett., 37, L10310, doi:10.1029/2010GL043056, 2010.	2010年5月25日
N. Mitsui, T. Hori, S. Miyazaki, N. Kato	Data assimilation of an earthquake generation cycle model on a 2-D fault using interseismic data	Theoretical and Applied Mechanics Japan, 59, 175, 2010.	2011年1月21日 (web 公開)
K. Sato, T. Baba, T. Hori, M. Hyodo and Y. Kaneda	Afterslip distribution following the 2003 Tokachi-oki earthquake: An estimation based on the Green's functions for an inhomogeneous elastic space with subsurface structure	Earth Planets Space, 62, 923-932, 2010.	2010年11月18日受理
安藤亮輔, 中田令子, 堀高峰	スリップパルスによる深部低周波地震のモデル化	地球惑星科学連合大会, SCG085-07	2010年5月23日
中田令子, 安藤亮輔, 堀高峰	沈み込み帯における深部低周波地震の震源構造に依存するスペクトル特性	地球惑星科学連合大会, SCG085-P07	2010年5月23日
堀高峰, 宮崎真一	階層アスペリティモデル: 釜石沖地震の数値シミュレーション	地球惑星科学連合大会, SSS027-09	2010年5月24日
平原和朗, 大谷真紀子, 光井能麻, 堀高峰	高速多重極法を用いた無限均質弾性体中での大規模地震発生サイクルシミュレーション	地球惑星科学連合大会, SSS027-P17	2010年5月24日
兵藤守, 堀高峰	南海トラフ巨大地震サイクルのモデル化ー応力蓄積レートの変化による再来間隔変化ー	地球惑星科学連合大会, SSS027-P20	2010年5月24日

山口哲生, 森下真年, 土井正男, 堀高峰, 阪口秀	高分子ゲルのすべり摩擦におけるスケーリング則	日本地震学会秋季大会, B32_02	2010年10月29日
中田令子, 安藤亮輔, 堀高峰, 井出哲	深部低周波地震・微動の破壊伝播を規定する震源構造と摩擦特性: 力学モデルにもとづく数値実験	日本地震学会秋季大会, B32_03	2010年10月29日
光井能麻, 堀高峰, 宮崎真一, 加藤尚之	2次元平面断層上における地震発生サイクルモデルのデータ同化手法開発	日本地震学会秋季大会, B32_08	2010年10月29日
堀高峰, 阪口秀	大きな破壊への準備過程: 数値実験にもとづく考察	日本地震学会秋季大会, B32_09	2010年10月29日
兵藤守, 堀高峰, 阪口秀	媒質の粘性と摩擦接点近傍の幾何形状変化に着目した固着_すべりの有限要素モデリング	日本地震学会秋季大会, P3_40	2010年10月29日
R. Nakata, R. Ando, T. Hori, S. Ide	Rupture propagation patterns of deep low-frequency earthquakes depending on source structure and frictional property: numerical analysis based on dynamic model	AGU Fall Meeting 2010, S23A-2118	2010年12月14日
T. Hori, S. Miyazaki,	A possible mechanism of M 9 earthquake generation cycles in the area of repeating M 7-8 earthquakes surrounded by aseismic sliding	Earth Planets Space, 63, 773-777, 2011	2011年9月27日 (on line)
T. Hori, H. Sakaguchi	Numerical simulation of afterslips and slow slip events that occurred in the same area in Hyuga-nada of southwest Japan	Geophys. J. Inter., 187, 1089-1100, 2011	2011年10月21日 (on line)
Yamaguchi, T., M. Morishita, M. Doi, T.	Gutenberg-Richter's law in sliding friction	J. Geophys. Res., 116,	2011年12月13日

Hori, H. Sakaguchi, and J.-P. Ampuero	of gels	B12306, doi: 10.1029/2011JB008415, 2011	
K. Ariyoshi, T. Hori, Y. Kaneda, J.-P. Ampuero, T. Matsuzawa, R. Hino, A. Hasegawa	EFFECTS OF SMALL ASPERITIES ON MIGRATION OF SLOW-EARTHQUAKES ALONG TRENCH DIRECTION OF SUBDUCTION PLATE BOUNDARY: INVESTIGATION THROUGH A 3-D NUMERICAL SIMULATION	Advances in Geosciences, 26, Solid Earth, 47-54, 2011	2011年6月
T. Hori	Numerical experiment of sequential data assimilation for crustal deformation between Tonankai & Nankai earthquakes	ACES workshop	2011年5月3日
中田令子, 安藤亮輔, 堀高峰, 井出 哲	スロー地震の発生メカニズム: 動的モデルに基づいた数値解析スリップパルスによる深部低周波地震のモデル化	地球惑星科学連合大会, SCG058-07 地球惑星科学連合大会, SCG085-07	2011年5月22日
有吉慶介, 松澤暢, 堀高峰, 中田令子, ジャンポールアンペロ, 日野亮太, 長谷川昭, 金田義行	数値シミュレーションから予測される浅部低周波イベントの特徴沈み込み帯における深部低周波地震の震源構造に依存するスペクトル特性	地球惑星科学連合大会, SCG085SCG060-P0720	2011年5月23日
堀高峰, 兵藤守, 宮崎真一	東南海地震後から南海地震までの地殻変動データに対する逐次データ同化の数値実験階層アスペリティモデル: 釜石沖地震の数値シミュレーション	地球惑星科学連合大会, SSS03527-0939	2011年5月24日
平原和朗, 大谷真紀子, 兵藤守, 堀高峰	大規模マルチスケール地震発生サイクルシミュレーションの高速化手法高速多重極法を用いた無限	地球惑星科学連合大会, SSS03527-P1740	2011年5月24日

	均質弾性体中での大規模地震発生サイクルシミュレーション		
山口哲生, 堀高峰, 阪口秀	高分子ゲル-アクリル樹脂のすべり摩擦におけるゆっくりすべりと高速すべり南海トラフ巨大地震サイクルのモデル化ー応力蓄積レートの変化による再来間隔変化ー	地球惑星科学連合大会, SSS027-P20	2011年5月23日
T.Hori, S. Miyazaki, M. Hyodo	Generation Mechanism of Giant Earthquakes in Subduction Zones with Low Interplate Coupling	AOGS, SE87-A016	2011年8月12日
大谷真紀子, 平原和朗, 堀高峰, 兵藤守	2011年東北地方太平洋沖地震発生サイクルモデルの準動的シミュレーションによる比較検証高分子ゲルのすべり摩擦におけるスケーリング則深部低周波地震・微動の破壊伝播を規定する震源構造と摩擦特性：力学モデルにもとづく数値実験	日本地震学会秋季大会, P1-13	2011年10月12日
山口哲生, 堀高峰, 阪口秀, ジャンポールアンブエロ	深部低周波地震・微動の破壊伝播を規定する震源構造と摩擦特性：力学モデルにもとづく数値実験ゲルのすべり摩擦におけるスロースリップと巨大地震2次元平面断層上における地震発生サイクルモデルのデータ同化手法開発	日本地震学会秋季大会, C21-13	2011年10月13日
兵藤守, 堀高峰	東北地方太平洋沖地震に伴う海溝軸付近での地殻変動の解釈2次元平面断層上における地震発生サイクルモデルのデータ同	日本地震学会秋季大会, P2-12	2011年10月13日

	化手法開発大きな破壊への準備過程：数値実験にもとづく考察		
堀高峰, 宮崎真一, 兵藤守, 中田令子, 有吉慶介, 野田博之	プレート境界すべりを対象とした実データ同化に向けた課題	日本地震学会秋季大会, C31-07	2011年10月14日
Ryoko Nakata, Mamoru Hyodo and Takane Hori	Numerical simulation of afterslips and slow slip events that occurred in the same area in Hyuga-nada of southwest Japan	Geophys. J. Int. doi: 10.1111/j.1365-246X.2012.05552.x	
Keisuke Ariyoshi, Toru Matsuzawa, Jean-Paul Ampuero, Ryoko Nakata, Takane Hori, Yoshiyuki Kaneda, Ryota Hino, and Akira Hasegawa	Migration process of very low-frequency events based on a chain-reaction model and its application to the detection of preseismic slip for megathrust earthquakes	Earth Planets Space, 64, 693-702, 2012	
Mamoru Hyodo, Takane Hori	Re-examination of possible great interplate earthquake scenarios in the Nankai Trough, southwest Japan, based on recent findings and numerical simulations	Tectonophysics, in press	
堀高峰, 宮崎真一, 兵藤守, 中田令子, 金田義行	プレート境界すべりのアンサンブル予測にもとづくプレート境界地震発生予測システムの構築	日本地震学会2012年秋季大会(招待講演)	2012年10月19日
有吉慶介, 堀高峰, 中田令子, 金田義行, 松澤暢, 日野亮太, 長谷川昭	海溝型巨大地震の発生過程と浅部ゆっくり地震の活動変化との関係	日本地震学会2012年秋季大会	2012年10月19日
兵藤守, 中田令子, 堀高峰,	地震発生予測システムのためのシミュレーション	日本地震学会2012年秋季大会	2012年10月19日

金田義行	データベース		
------	--------	--	--

(b) 特許出願，ソフトウェア開発，仕様・標準等の策定

1) 特許出願

なし

2) ソフトウェア開発

なし

3) 仕様・標準等の策定

なし

5. むすび

本プロジェクトも最終年度の5年目を迎え、各機関とも学会発表や論文投稿を積極的に行うなど、成果の還元が活発に行われている。一方、過年度に起こった未曾有の大地震を受け、これを踏まえた本プロジェクトの進め方についても、委員会で議論がなされた。