

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23年度)

成果報告書

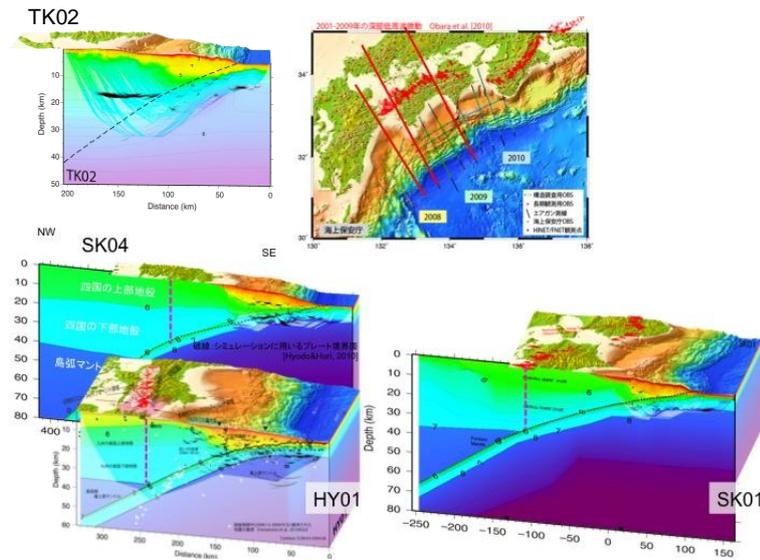
平成24年5月

文部科学省 研究開発局
独立行政法人 海洋研究開発機構

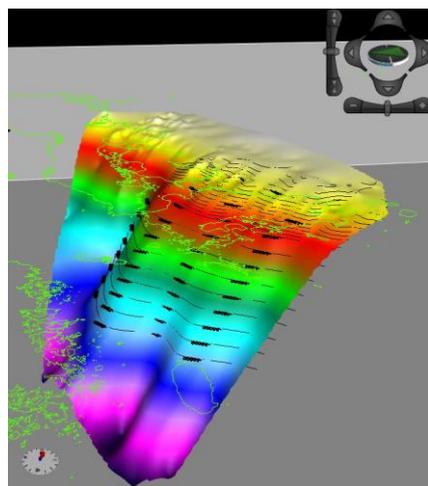
本報告書は、文部科学省の科学技術試験研究委託事業による委託業務として、独立行政法人海洋研究開発機構が実施した平成23年度「東海・東南海・南海地震の連動性評価のための調査観測・研究」の成果を取りまとめたものです。

図 1. 南海トラフ海域地震探査・地震観測

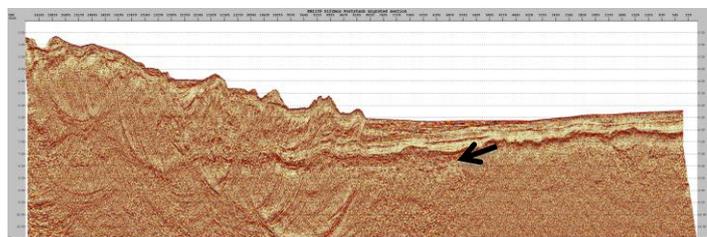
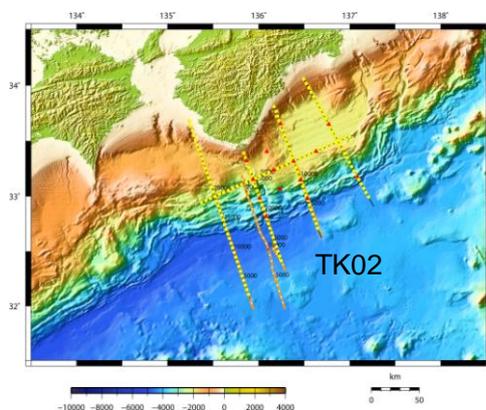
1964 年南海地震震源域の構造変化



1946年の南海地震の西縁にあたる豊後水道の東と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、また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となった。また、紀伊水道では海陸境界部の上盤地殻内に顕著な反射面の存在が確認され、南海・東南海地震震源域境界に関わる急激な変化を示唆している可能性がある。

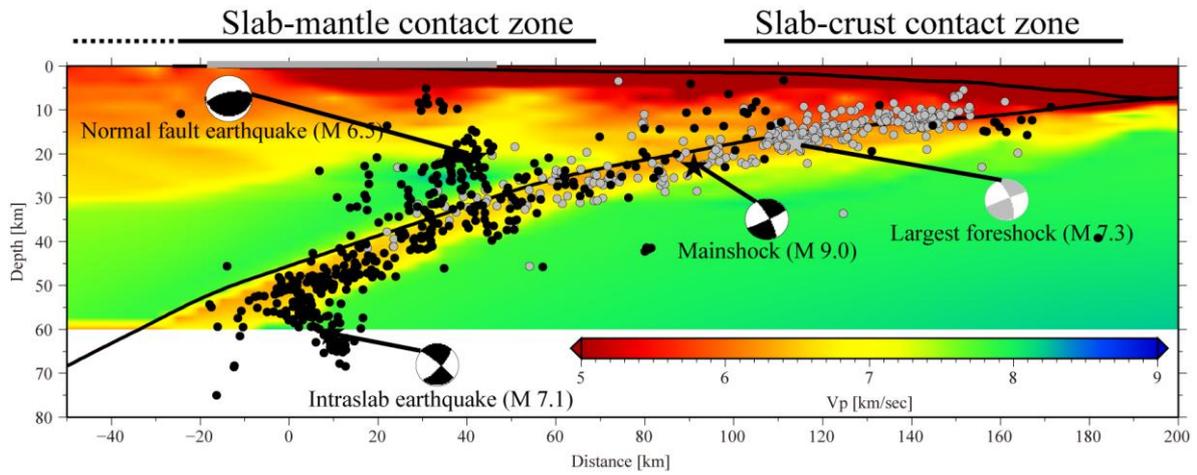


屈折法地震探査データによる構造解析から推定される日向灘から四国沖の空間的なプレート形状の3次元表示。コンターは500m間隔。緑線は日本列島の海岸線。

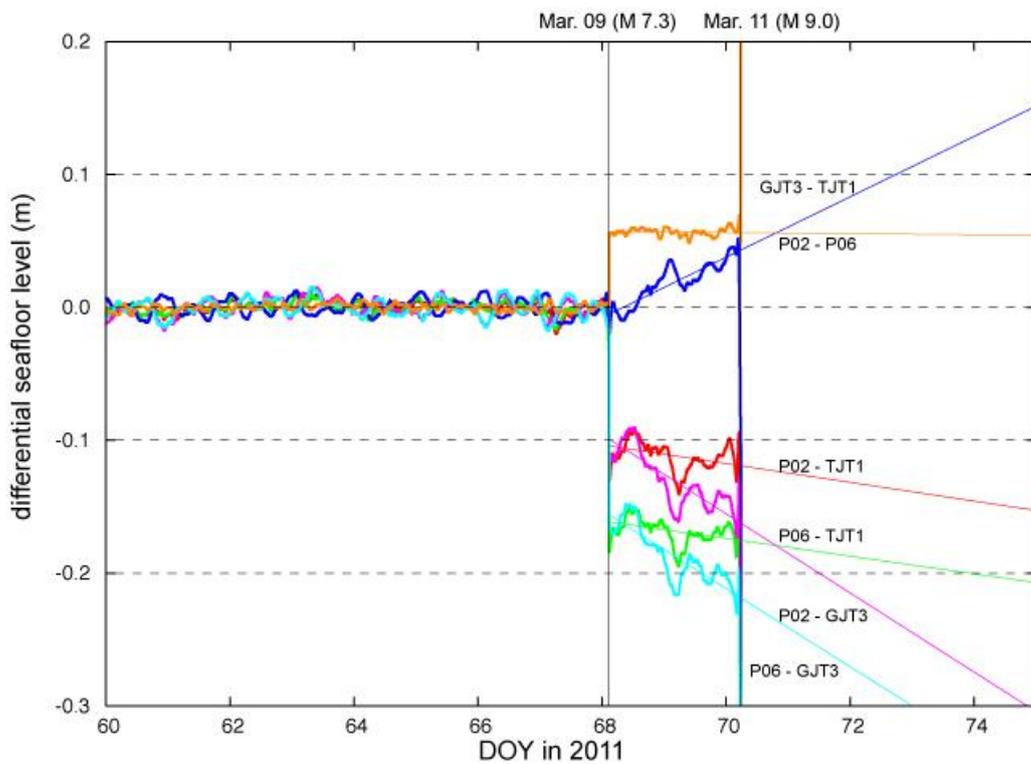


(左) H23 年度紀伊半島沖の調査海域図。(右) KI02 測線の反射法地震探査記録断面。海洋地殻内の反射が認められるが、このような反射を MCS 調査で捉えることは稀で、南海トラフ域でも初めてのことである。

図 2. 切迫度の高い震源域の先行調査観測



地震波 (P) 速度構造断面上に投影した東北地方太平洋沖地震の震源周辺の震源分布。



宮城県沖の海底水圧計で捉えた 3 月 9 日の最大前震 (M 7.3) から本震発生に至るまで海底上下地殻変動。

図 3. 紀伊半島沖における稠密・広帯域長期海底地震観測

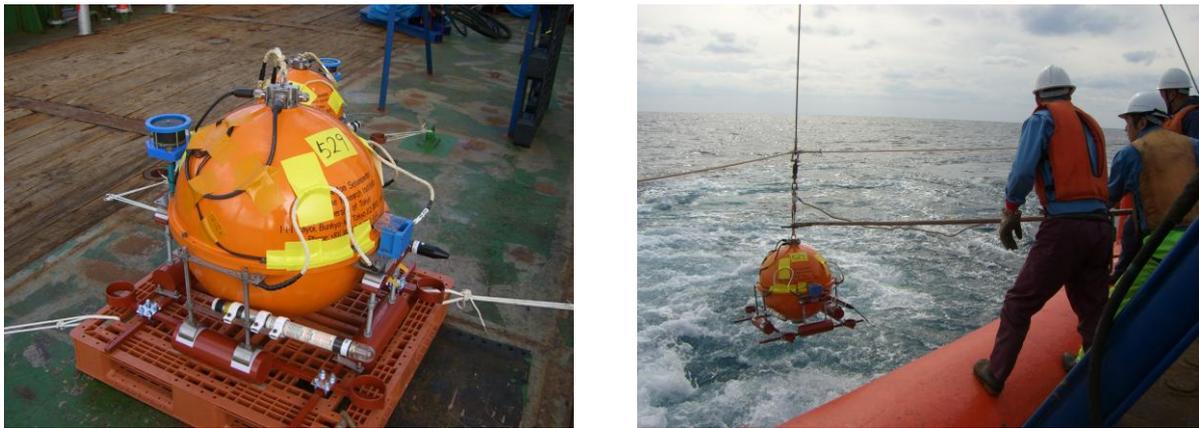
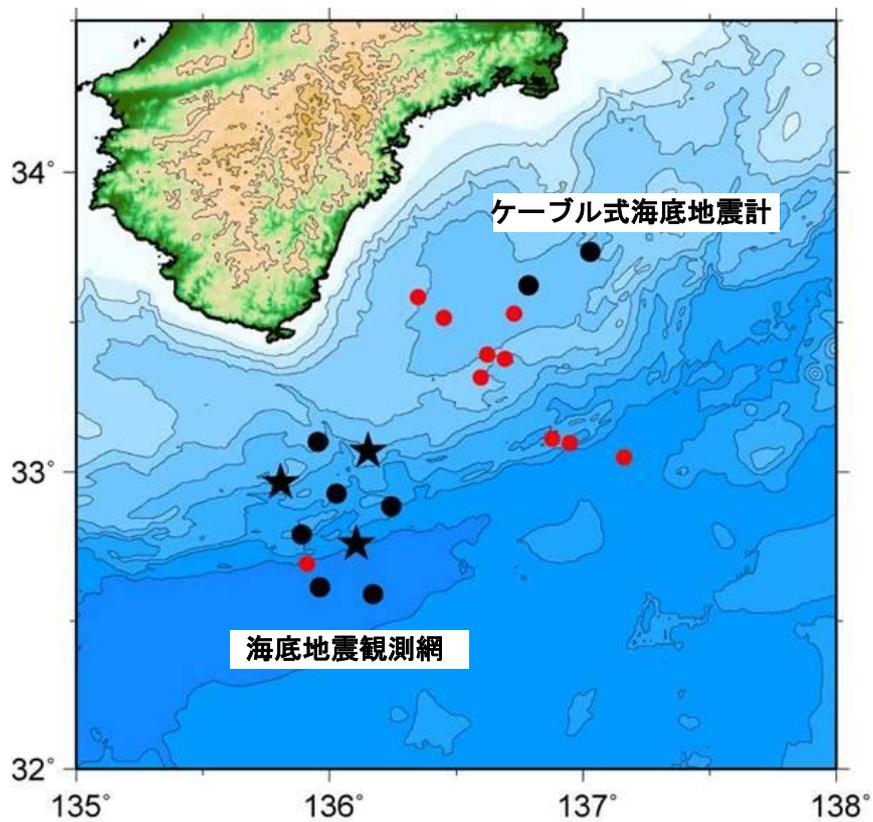


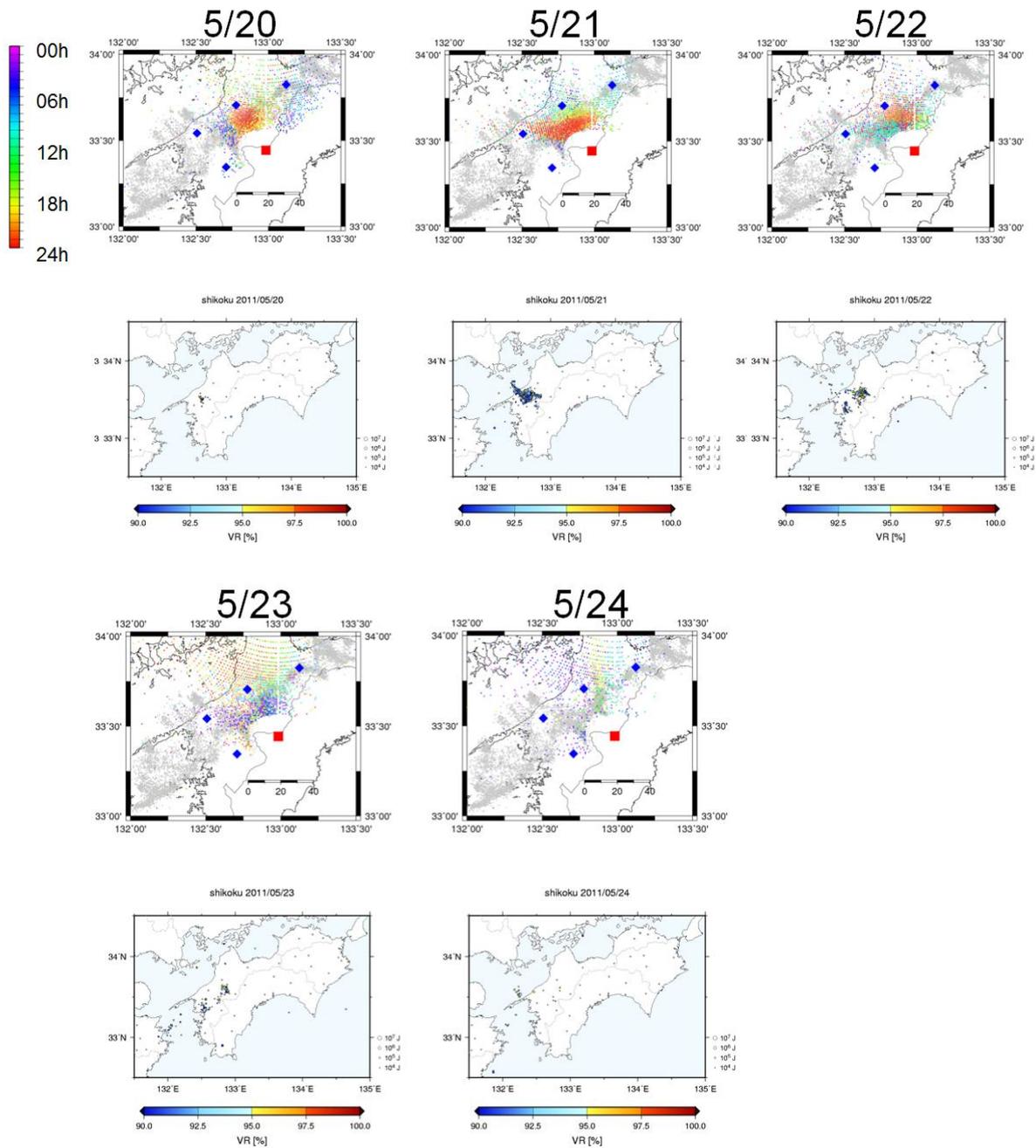
写真 観測に使用した広帯域海底地震計(左)と投入の様子(右)



低周波イベントの暫定的な震源分布

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。

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



四国西部に展開したアレイ観測データに MUSIC 解析法を適用することによって得られたスペクトラムピーク分布（2011年5月20日から5月24日まで）。各図上段は、深部低周波微動に起因するスペクトラムピークの位置を時間毎に色分けして表示している。シグナルはS波の波群とし、直下の地震波速度を 3.4 km/s と仮定して、ピークの位置をプレート境界の深さに相当する深さ 35 km の面に投影した。本解析により、微動活動の移動の様子を把握することが出来る。下段は、ハイブリッド法解析 (Maeda and Obara, 2009) による一日毎の自動微動分布を示す。

図 5. 地殻媒質モデルの研究

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。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、客観的な推定を可能にする。前年度までに、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。

今年度は、MRF モデルに情報科学の最新知見である潜在変数を導入することで、連続的な物理量の推定と同時に、系の物理モデルや不連続境界を自動的に決定する手法の構築を行った、本手法は、今まで地球科学者の主観によってアприオリに与えてきた不連続境界や物理モデル自身をデータ駆動で客観的・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。

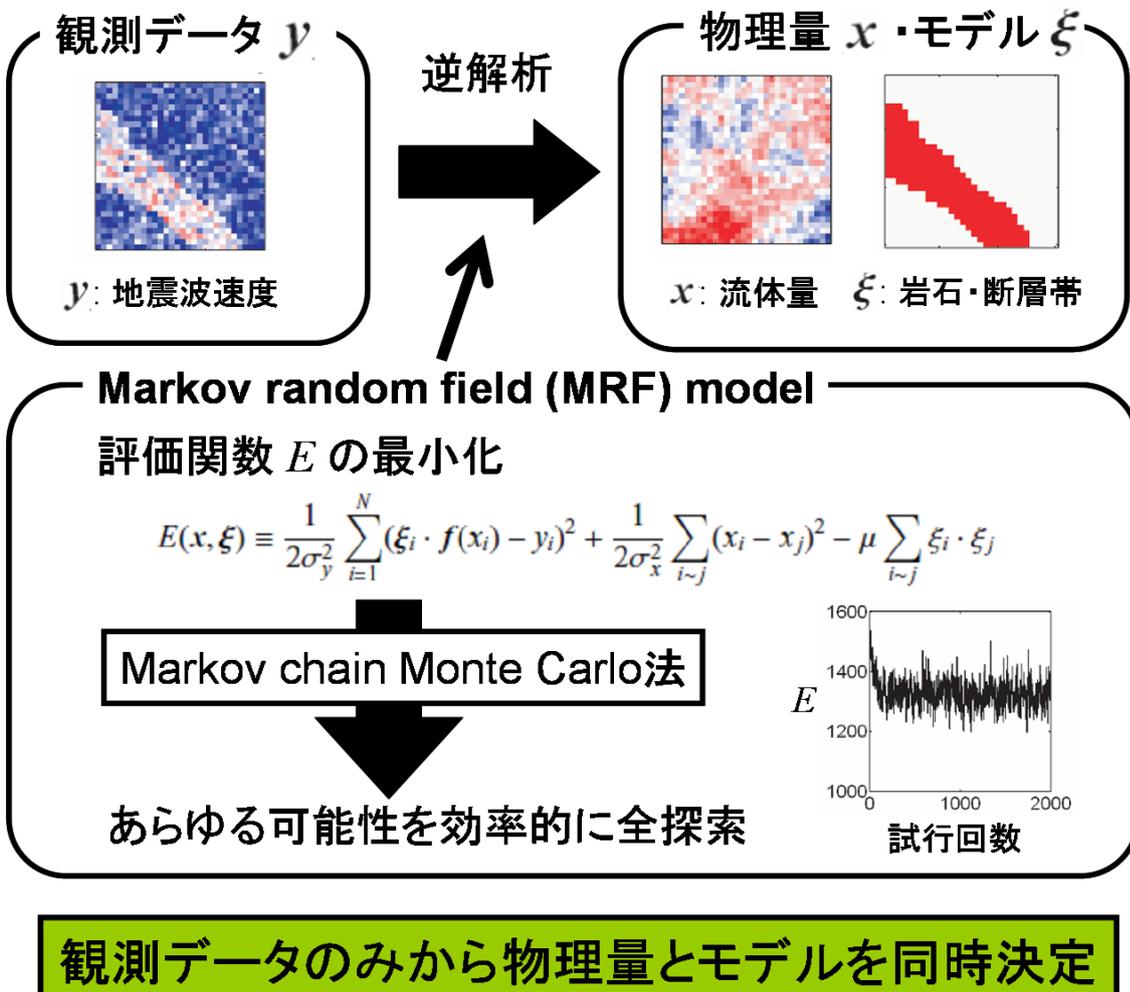
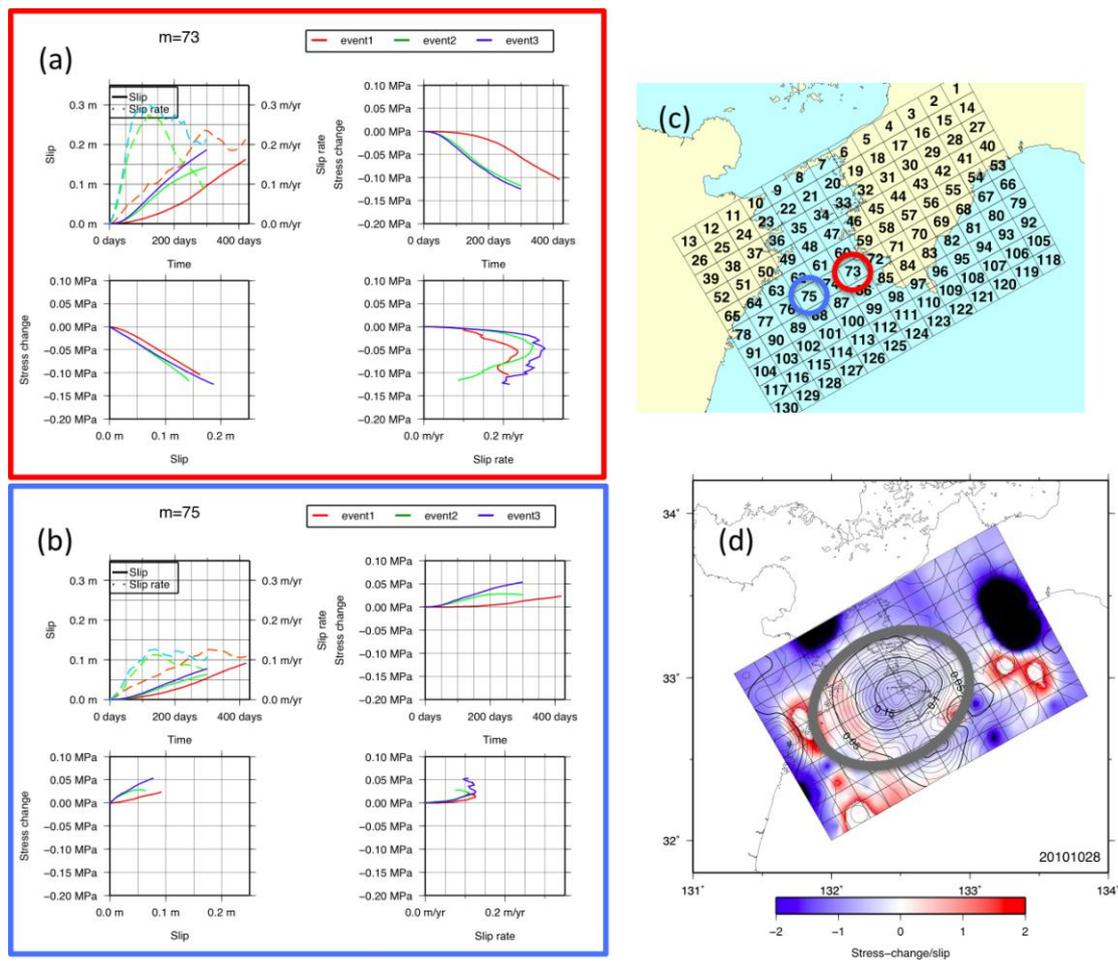


図 6. プレート境界面のすべりの時空間発展に関するデータベース構築



塩野原基線の測量簿



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 5cm 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。

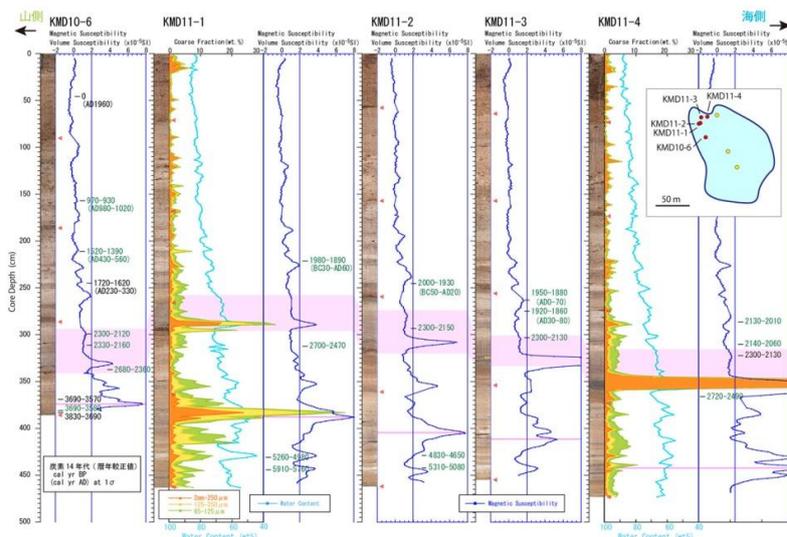
図 7. 過去の地震発生履歴から見た地震サイクルの多様性の評価

南海地震連動性評価のため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湖沼における津波堆積物の調査・研究を行った。平成 23 年度は紀伊水道に面した徳島県南岸域および、紀伊半島沿岸域の湖沼における調査を進めた。

四国の東端にあたる徳島県阿南市蒲生田大池の湖底堆積物からは、過去約 3000 年間の安定した堆積物記録を得ることができた。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 ((a)、(b))。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ならず、堆積物記録にもこれらの歴史津波の痕跡はみられなかった。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。



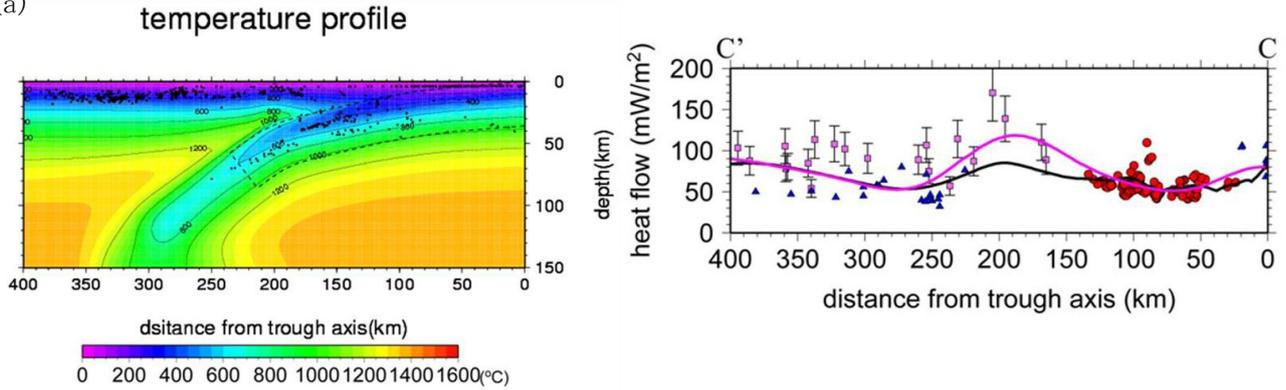
(a) コア KMD11-4 の写真。左上が最上部、右下が最下部、全長 473cm。



(b) 蒲生田大池の 5 本のコア試料の分析結果と対比図。背景が桃色の部分が約 2000～2300 年前の津波堆積物。

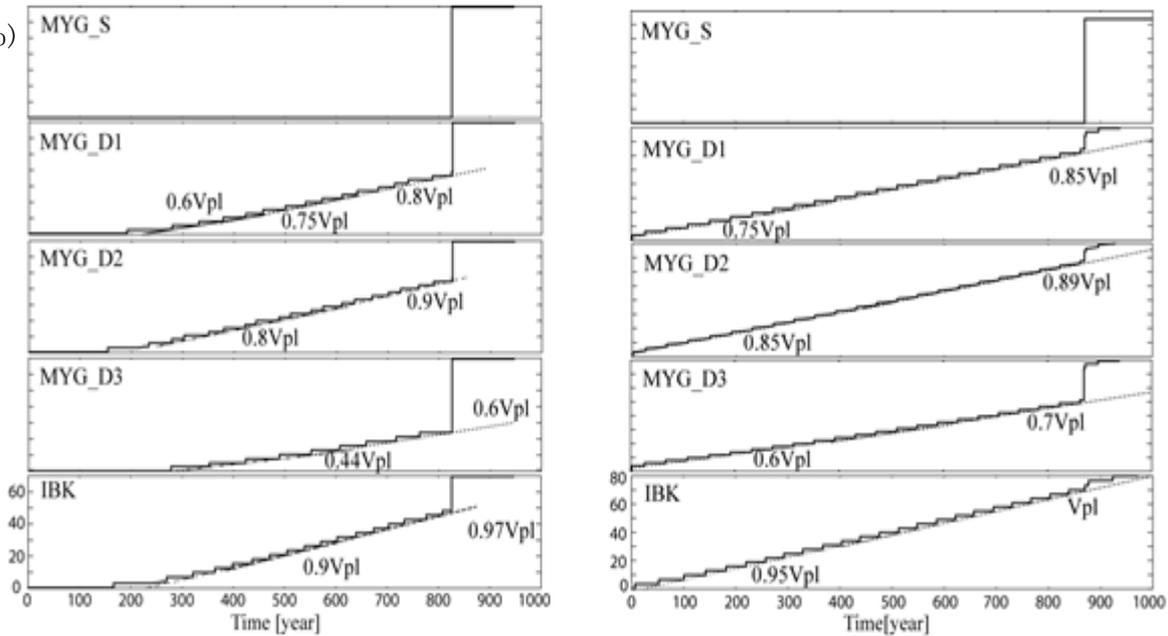
図 8. シミュレーション手法と物理モデルの高度化

(a)



(a) 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の温度分布の数値シミュレーションによる、紀伊半島を通る測線 C-C' における(左)温度分布と震源分布。(右)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。トラフ軸付近での地殻熱流量の観測値は約 80mW/m^2 となり、約 50mW/m^2 まで緩やかに減少している。計算値も約 80mW/m^2 となり、そこから約 50mW/m^2 まで緩やかに減少し、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。

(b)

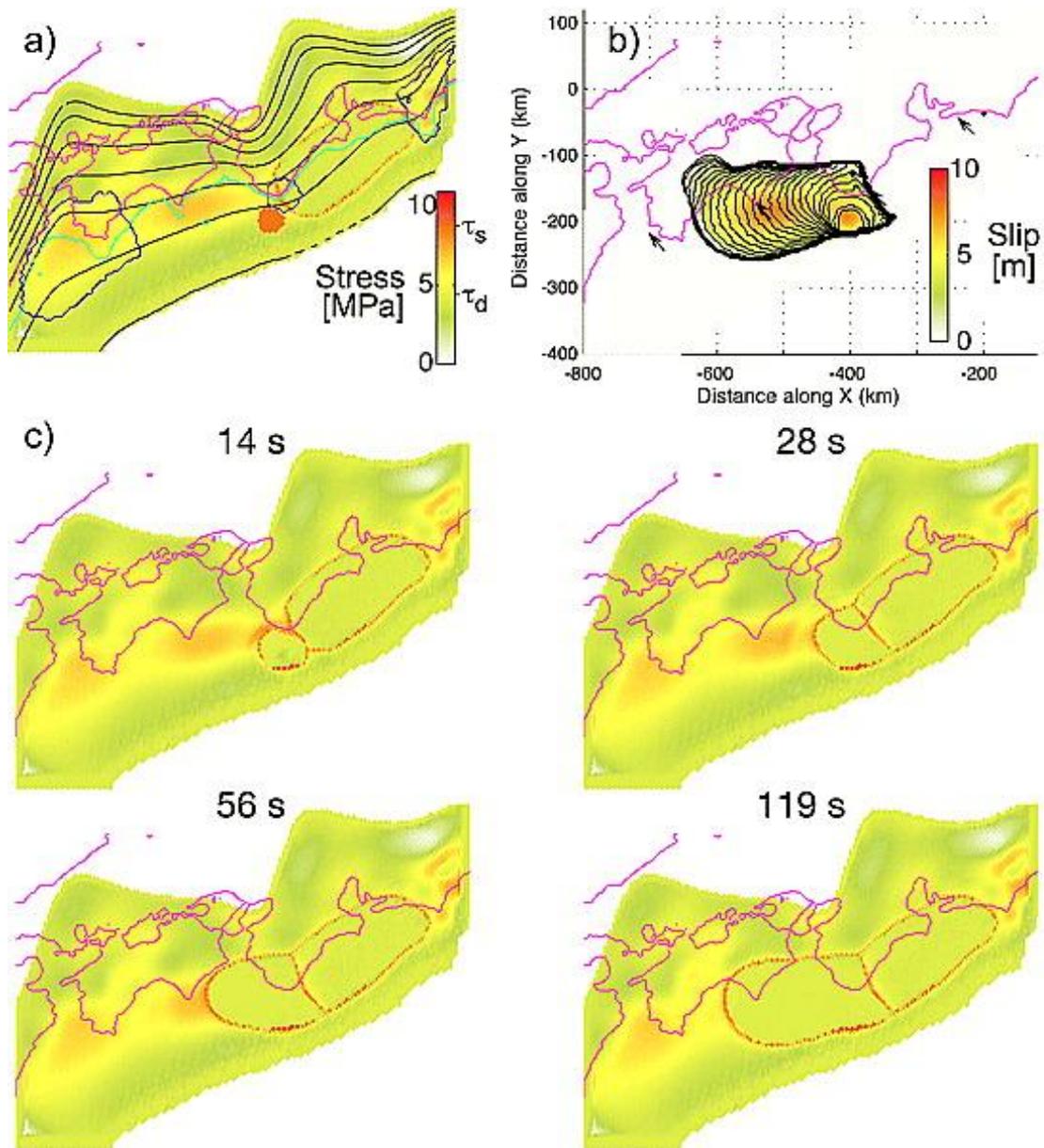


(b) 階層型行列による。省メモリ・高速化を図った M9 東北地方太平洋沖地震サイクルシミュレーションにおける各地点における積算すべりのサイクル中の時間発展。

(左) 階層アスペリティ (HA) モデル、(右) 強パッチアスペリティ (SA) モデル。宮城県沖浅部 (MYG_S)、宮城県沖深部 (MYG_D1, D2, D3)、茨城県沖 (IBK)。

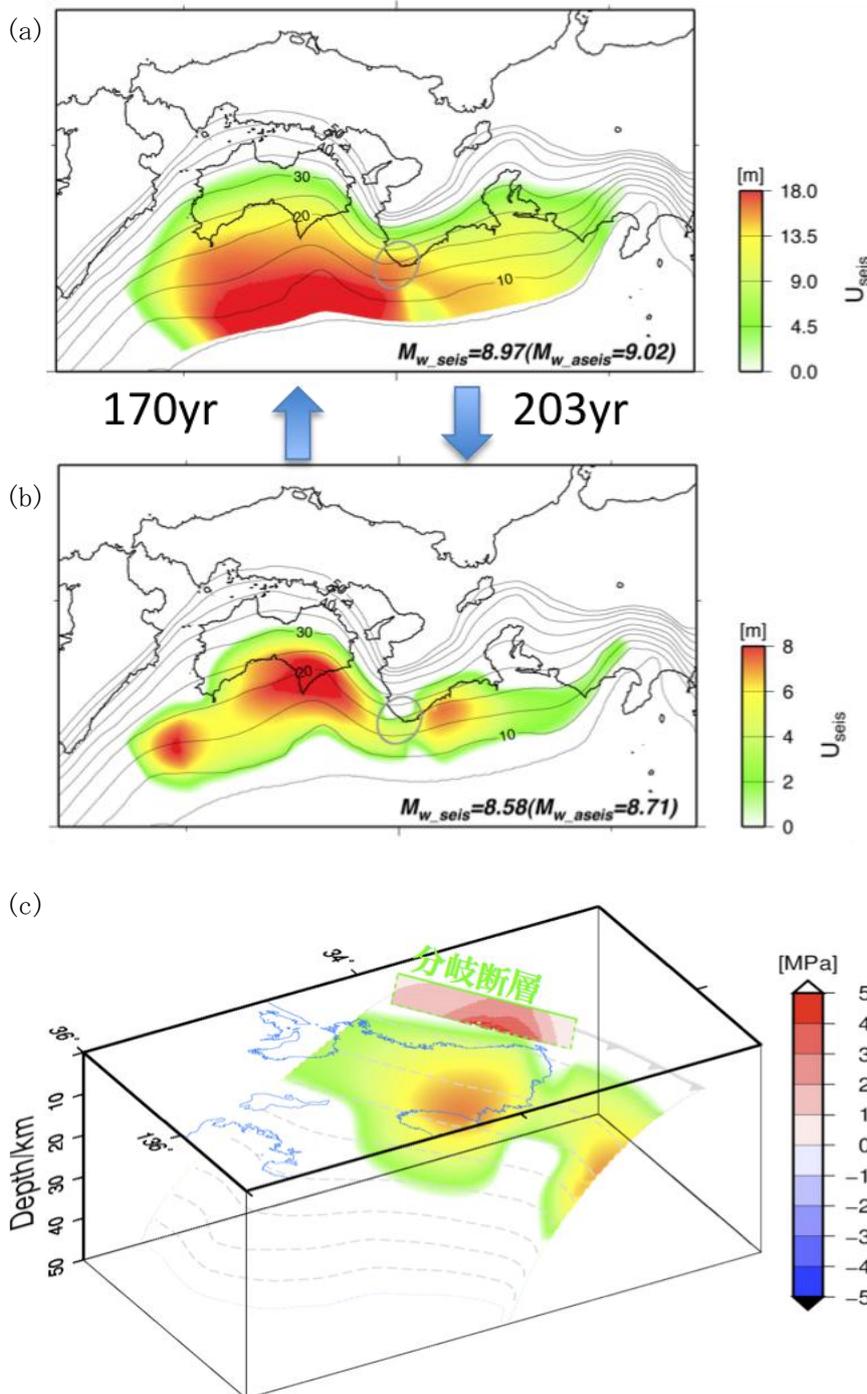
V_{pl} : プレート収束速度

図9. 連動条件評価のためのシミュレーション研究



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。

図 10. 地震発生サイクル多様性のメカニズム解明



地震発生帯浅部・深部延長でのすべりを起こす超巨大地震(a)と地震発生帯のみですべりを起こす巨大地震(b)の繰り返し発生。地震時のすべり分布(c)を示す。地震性すべりがトラフ軸まで達せず、途中で止まる場合(b)には、上盤側に存在する逆断層（いわゆる分岐断層）でせん断応力が非常に高まり、誘発され易い状況になる。

目次

はじめに	…1
I. プロジェクトの概要	…2
II. 研究機関及び研究者リスト	…4
III. 研究報告	
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	…5
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	…27
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	…77
1-4 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	…99
1-5 地殻媒質モデルの研究 担当：国立大学法人東京大学	…129
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	…149
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	…165
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	…187
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	…221
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	…241
IV. 活動報告	
1 会議録	…252
2 対外的発表	…252
V. むすび	…252

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87%（M8.0程度）、東南海地震が60～70%（M8.1程度）、南海地震が50%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2万5千人、経済的被害81兆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、将来的には、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り、地震本部の計画等と整合性を図りつつ推進するとともに、必要に応じて、その内容等の見直しを行うこととする。

I. 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振動や津波、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する。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することとしており、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することに留意する。また、受託期間は、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、広く一般に提供することとする。

（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23年度の成果について記す。

II. 研究機関および研究者リスト

所属機関	役職	氏名	担当課題
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	南海トラフ海域地震探 査・地震観測
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	切迫度の高い震源域の先 行調査観測
国立大学法人東京大学 地震研究所	教授	篠原雅尚	紀伊半島沖における稠 密・広帯域長期海底地震 観測
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	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
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	鳥海光弘	地殻媒質モデルの研究
国立大学法人名古屋大学 大学院環境科学研究科	教授	鷺谷威	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
国立大学法人高知大学 理学部	教授	岡村眞	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
国立大学法人京都大学 大学院理学系研究科	教授	平原和朗	シミュレーション手法と 物理モデルの高度化
国立大学法人東京大学 地震研究所	准教授	加藤尚之	連動条件評価のためのシ ミュレーション研究
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	地震発生サイクル多様性 のメカニズム解明

Ⅲ. 研究報告

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 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	プロジェクトリーダー	金田 義行
	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
	技術研究副主任	仲西 理子
		佐藤 壮
		山下 幹也
	サブリーダー	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。房総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、およ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、およ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。

(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：

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う。海底地震計の設置期間中は自然地震観測も実施する。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う。

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 1000km の測線に海底地震計 180 台を設置し、屈折法地震探査を行う。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 ごとに設置する。

3) 平成 2 2 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う。土佐沖から紀伊半島沖においてトラフ直交、並行方向の総延長約 1000km の測線に海底地震計 200 台を設置し、屈折法地震探査を行う。同時に 5000m のストリーマ・ケーブルを曳航し反射法地震探査を実施する。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する。長期記録型 20 台を地震探査測線上に 20km ごとに設置する。

4) 平成 2 3 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う。紀伊半島沖においてトラフ直交、並行方向の総延長約 1000km の測線に海底地震計約 200 台を設置し、屈折法地震探査を行う。同時に 5000m のストリーマ・ケーブルを曳航し反射法地震探査を実施する。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、地震探査測線上に 20km ごとに設置する。

5) 平成 2 4 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う。紀伊半島沖から東海沖においてトラフ直交、並行方向の総延長約 1000km の測線に海底地震計約 200 台を設置し、屈折法地震探査を行う。同時に 5000m のストリーマ・ケーブルを曳航し反射法地震探査を実施する。また、同海域で長期記録型海底地震計約 20 台を用いた、約 1 年間の地震観測を実施する。

(e) 平成 2 3 年度業務目的

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。連動する場合は、地震時の滑り域の範囲がどこまで広がるかを見積もることが重要な課題であり、そのためには詳細かつ高精度の南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの形状およびプレート境界周辺の構造、地震活動の情報が必要である。また、東南海・南海地震が連動しない場合、それぞれの地震の時間差はどのように変化するのかを明らかにするためにセグメント境界である紀伊半島沖周辺の地殻構造や地震活動は重要な情報となる。平成 20 年度の日向灘から調査を開始し、昨年度は紀伊水道周辺までの調査を実施し、空間的なプレート形状を把握してきた。平成 23 年度はさらに調査海域東方の紀伊半島沖まで拡大し、南海・東南海地震セグメント境界を含む破壊域における沈み込みに関する詳細な構造のイメージングおよび地震のアスペリティに関する構造を明らかにするためのデータの取得と、西南日本の付加体先端部付近で発生している低周波地震や微動を含む自然地震観測を行い、沈み込み帯の地殻構造、巨大地震の発生、地震活動の相互関係の解明に資することを目的とする。そのために短周期海底地震計 168 台を紀伊半島沖に設置し、屈折法・反射法地震探査および自然地震観測を実施する。また自然地震観測については長期観測を実現するために、15 台を地震探査測線上に 20km ごとに設置し、約 10 ヶ月間の観測を実施する。

(2) 平成23年度の成果

(a) 業務の要約

東海・東南海・南海地震が連動して発生する超巨大地震の中には、東海・東南海・南海地震が連動して超巨大地震が発生し日向灘まで破壊域に含まれるケースがあることが示唆されている¹⁾²⁾。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、震源域のセグメントと構造の関係を明らかにすることが必要である。

日向灘から四国沖には1946年の南海地震の西縁があり³⁾、四国沖～紀伊半島沖には東南海・南海地震の震源域の境界が存在すると考えられている⁴⁾。そこで、これらの海域での沈み込みに関する詳細な構造および地震の滑り域に関する構造を明らかにするために平成21年度～23年度までに実施した屈折法地震探査データを用いた構造解析、平成22年度に実施した四国沖の一部の測線延長上の陸上の(独)防災科学技術研究所Hi-net観測点で記録されたエアガンデータも用いて構造解析をさらに進めたほか、調査期間中に観測された地震トモグラフィ解析、散乱構造解析も引き続き実施した。その結果、日向灘～四国沖に存在すると考えられている1946年南海地震震源域の西縁に相当する領域のプレート形状には、これまでモデリング研究などで想定されているような大きな変化⁵⁾は認められず、より緩やかな変化であることがわかった。しかし、深部低周波微動の発生領域の構造が、通常速度の島弧マントルを考えた場合、九州側では島弧モホと沈み込むプレートの接合部付近と推定される一方、四国側では島弧モホより浅いプレート境界周辺と推定され、地域差があることがわかった。また、四国沖では、上盤プレート構造にトラフ平行方向の変化が認められ、1946年南海地震の滑り域では、相対的に高速度になっており、低速度の堆積物が厚い地域は滑りが小さいことがわかった。この傾向は、自然地震データを用いたトモグラフィ解析から、海陸境界域においても確認できる。さらに、紀伊水道周辺では、上盤プレート内部に顕著な反射面が存在することがわかった。既存の研究から沈み込むプレート形状の断裂の存在が指摘されており⁶⁾、今回得られた構造は、南海・東南海地震震源域境界に関わる急激な変化を示唆している可能性がある。

上記の構造解析による研究成果に基づき、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の試みも開始した。既存の地質解析用ソフトウェア(DecisionSpace® Desktop、以下DSD)⁷⁾を利用することにより、現状では解析がほぼ完了に近い日向灘から四国沖にかけての領域でのみモデルの構築を実施可能である。層構造モデルから主な速度境界面を抽出し、空間的に補間することにより、3次元的な可視化も実現できる。既に述べたプレート形状についての成果もDSDによって作成した。既存の南海トラフ域の構造データも利用することにより、今後広域でのモデルの高度化を図る。

自然地震の波形記録の高周波数成分(>4Hz)の解析から、日向灘及び九州地域周辺のランダムな速度ゆらぎの空間分布を推定した結果、第四紀火山下と日向灘付近は周囲に比べ大きな速度ゆらぎをもつことが明らかになった。またこれらの領域は互いに異なるスペクトルの特徴を示すことも判り、速度ゆらぎが構造の特徴や成因を考察する上で重要な情報を含んでいると考えられる。

また、紀伊半島沖での東南海地震破壊域における沈み込みに関する詳細な構造のイメー

ジングおよび地震のアスペリティ、震源域のセグメント境界に関する構造を明らかにするために、紀伊半島沖において海底地震計 168 台を用いた屈折法地震探査および反射法地震探査、約 3 ヶ月間の自然地震観測を実施した。同時に設置した長期観測用の海底地震計 15 台は約 10 ヶ月間の観測を行った後、2012 年 5 月に回収した。また、四国沖から紀伊水道周辺において平成 22 年度に設置し観測を実施した 20 台の長期観測型海底地震計も 2011 年 7 月および 10 月に回収し、海溝周辺での低周波地震も含めた地震活動等を把握するために必要なデータを得た。

(b) 業務の実施方法

四国沖から紀伊水道周辺での沈み込みに関する詳細な構造のイメージングおよび地震の滑り域に関する構造を明らかにするため、平成 21 年度から 22 年度に実施した屈折法地震探査データについて SK01, SK04 については、測線延長上の（独）防災科学技術研究所の Hi-net 観測点で記録されたエアガンデータも用いて構造解析をさらに進めたほか、調査期間中に観測された地震を用いたトモグラフィ解析、散乱構造解析を実施した（図 1）。

四国沖の屈折法地震探査データ解析については、SK01~SK04, SK06, SK07 測線について、昨年度報告した初動トモグラフィ⁸⁾に加え、反射波走時マッピング⁸⁾による構造イメージを基に、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¹⁰⁾も用いて推定した（図 2）。SK01, SK04 測線延長上の（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および中国地方の構造を解析した。これにより、プレート境界面、モホ面の形状等が明確になり、昨年度までの成果と併せて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（図 3）。

紀伊水道周辺の屈折法地震探査データ解析については、TK01~TK06 測線について、初動トモグラフィ⁷⁾と反射波走時マッピング⁸⁾を実施し、地震波速度イメージと反射イメージを得た（図 4）。特に、TK02 測線の構造は、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¹⁰⁾も用いて推定した。

また、海陸境界域に位置する 1946 年南海地震および 1968 年日向灘地震の震源域と構造との関連を調べるために、日向灘と南海地震震源域にまたがる範囲において、OBS で観測された地震データを用いた Double-Difference トモグラフィ法¹¹⁾による 3 次元深部構造推定を実施した。使用した震源は人工地震 2004 個、OBS で記録が得られた自然地震 1201 個および気象庁一元化処理で決定された地震 3777 個の計 6982 個である。観測点数は日向灘における OBS157 点、南海における OBS200 点、（独）防災科学技術研究所の Hi-net, F-net の陸上観測点 147 点である（図 5）。南海における OBS 観測点のうち 54 点については、内部時計の不具合のため、S-P 時間をデータとして使用した。走時の読み取り数は P 波 124,281 個、S 波 120,673 個、S-P 時間 867 個で、相対走時は、P 波 359,840 個、S 波 266,899 個を計算した。モデルのグリッド間隔は沈み込み方向に 10km、トラフ平行方向に 20km、深さ方向に 2-10km であり、グリッドの軸の一方が SK01~04 測線と平行となるように設定した。なお、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。推定された速度構造の解像度は実線で囲まれた範囲については水平方向 25km、深さ方向 10km 程度である（図 6）。得られた P 波および S 波速度構造と、

再決定された震源分布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した（図 3）。

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、日向灘及び九州地域周辺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に展開した OBS および（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 12) 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 13) 14)、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 7）。

今年度の海域調査としては、紀伊半島沖での南海(1946)・東南海地震(1944)震源域における沈み込みに関する構造のイメージングおよび地震の滑り域、震源域のセグメント境界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屈折法地震探査を実施した。調査測線は、南海地震から東南海地震の滑り域 4) を通過するトラフ直交測線 4 本、平行測線 1 本を設定した（図 8）。特に、セグメント境界域には昨年度の測線も併せて高密度に設定し、トラフ平行方向の構造変化を詳細に捉えることをねらいとした。KI03（測線長約 145km）、KI05（測線長約 260km）測線では、444 チャンネルストリーマーを曳航した反射法地震探査も同時に行った（200m 発振）。KI01（測線長約 180km）、KI02（測線長約 130km）、KI06（測線長約 160km）測線については、50m 発振の反射法地震探査も単独で実施した。調査は 2011 年 9 月 13 日～10 月 10 日（（独）海洋研究開発機構・深海調査研究船「かいらい」）、および 2012 年 1 月 4 日～1 月 18 日（（独）海洋研究開発機構・海洋調査船「かいよう」）にかけて実施した。屈折法地震探査に際しては「かいらい」搭載の地震探査システム 15) を用いた。直交測線のうち KI02、KI03、KI04（測線長約 160km）の一部では、以前海洋科学技術センター（現：（独）海洋研究開発機構）が反射法地震探査 16) 17) 18) を実施しており、それらのデータも使用できるよう本研究の調査測線を設定した。設置した海底地震計は 168 台で、設置間隔は 5km、KI01~05 測線にそれぞれ、38 台、24 台、27 台、30 台、34 台使用した。長期観測用の海底地震計 15 台は予定していた KI01~KI05 測線および以前海洋科学技術センター（現：（独）海洋研究開発機構）が実施した屈折法地震探査測線 (NT0403, NT0402) 19) の交点と直交測線間の中点に設置した。屈折法地震探査の制御震源としては、「かいらい」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。屈折法探査終了後、引き続き約 3 ヶ月の自然地震観測を行った後、「かいよう」により 150 台の探査用海底地震計を回収した。本調査で使用した海底地震計（（株）東京測振製 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。図 9 に記録例（上下動成分）を示す。編集したデータは測位データとともに CD および BD に保存された。連続記録についてもハードディスクから保存用ディスクへコピーし、バックアップ保存された。反射法探査データについては、ストリーマーカーケーブル中のハイ

ドロフォンを通して取得された地中からの反射波データは探鉱器を通して SDLT テープに SEG-D 形式で(Society of Exploration Seismology 規格の地震探査用フォーマット)記録された。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された。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が作成された。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するとともに、大判プロッターにより断面図として印刷された(図 10)。

構造解析による成果を用いた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の試みも開始した。地質解析ソフト(DSD7)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。現在、日向灘から四国沖までの構造情報を用いたプレート形状モデル(図 3)、速度構造モデルの調整を実施しており、今後解析の進行とともにモデル領域を拡張していきながら、シミュレーション研究に使用できるような構造モデルの構築を目指している。

(c) 業務の成果

四国沖から紀伊水道周辺における解析結果について述べる。屈折法地震探査測線 SK01～SK06、TK02 について、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に入れた構造イメージを図 2、図 4 に示す。SK01、SK04 測線については、陸側延長線上の(独)防災科学技術研究所の Hi-net 観測点で記録したエアガンショット記録を使用して海陸境界深部構造を推定した(図 2)。その結果、沈み込むフィリピン海プレート上面は、SK02～SK04 測線の深さ 20km 程度までは従来シミュレーション等で使用されていたモデル(20)に比べて最大 5km 程度浅いことがわかった。また、SK06 測線の西半分側にのみプレート境界面より上位に連続した顕著な反射面がみられ、過去の反射法探査から報告された 1946 年の南海地震の滑り域以外(滑らなかった領域)に認められる Deep Strong Reflector(21)に相当する可能性がある。日向灘から四国沖までのフィリピン海プレートの形状については、1946 年南海地震震源域の西縁に相当する領域のプレート形状には、既存のモデル(5)で示されているような大きな変化は認められない(図 3)。しかし、深部低周波微動の発生領域(22)の構造が、通常の方法の島弧マントルを考えた場合、九州側では島弧モホと沈み込むプレートの接合部付近と推定される一方、四国側では島弧モホより浅いプレート境界周辺と考えられることがわかった(図 11)。紀伊水道周辺 TK02 測線では、上盤プレート内部に顕著な反射面が存在することがわかった。既存の研究から沈み込むプレート形状の断裂の存在が指摘されており(6)、今回得られた構造は、南海・東南海地震震源域境界に関わる急激な変化を示唆している可能性がある。

地震波の散乱に着目した解析からは、西南日本や南海トラフの多くの領域は弱い速度ゆらぎをもつことが示された。周囲に比べ強い速度ゆらぎを示す媒質は、第四紀火山下と日向灘の九州パラオ海嶺の北西延長付近に分布し、それぞれ異なる統計的性質を有することが判った。火山下の速度ゆらぎは、スペクトルの勾配が緩やかで短波長の速度ゆらぎが特に強い。一方、日向灘の九州パラオ海嶺付近のゆらぎはスペクトルの勾配が急峻で、ゆらぎの長波長成分は周囲に比べ顕著に大きいものの、短波長成分は周囲の媒質と同程度であることが示された。この日向灘におけるスペクトルの特徴は北部伊豆小笠原弧前弧側に存

在する古い島弧付近の特徴と類似していることから、九州パラオ海嶺の形成と関連した古い火成活動を反映した構造の特徴であると考えられる。

地震現象と構造を比較すると、3次元地震波トモグラフィ解析から、1946年南海地震の地震時滑り量が大きかった領域(4) (23)と1968年日向灘地震の地震時滑り域(24)とされる領域では、プレート境界上盤側が高速度域になっていることが示された。また、この両者の間には、上盤が顕著に低速度となる領域が存在し、2つの高速度域は連続していない。このような構造イメージの浅部延長を探るために人工地震探査による構造推定結果と比較すると、最も陸側に位置するSK05測線では同様の特徴が見えるものの、SK06、SK07といった沖側の2測線では明瞭な上盤構造の変化は見えていない。1946年南海地震の滑り域(4)が海陸境界域か沿岸部に集中することから、このような上盤の構造変化はプレート境界上の地震時滑りサイクルを規定する一つの要因である可能性がある。

今年度実施した紀伊半島沖での屈折法地震探査からは、良好なデータが取得された(図9)。KI02測線で実施した反射法地震探査の処理結果を図10に示す。海洋地殻内の反射が認められるが、このような反射をMCS調査で捉えることは稀で、南海トラフ域でも初めてのことである。

構造解析による成果を用いた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次元的な可視化の試みも開始した。地質解析ソフト(DSD7)により、日向灘から四国沖までの構造情報を用いたプレート形状モデル(図3)(暫定版)を構築した。

(d) 結論ならびに今後の課題

昨年度までに得られた日向灘域での構造イメージに加えて、四国沖について、屈折法地震探査データの解析を陸上Hi-net観測点のデータも含めて実施し、初動走時だけでなく後続の反射走時も説明可能な速度境界面を考慮に入れたより現実的な構造イメージを得た。また、調査期間中に観測された地震を用いたトモグラフィ解析、散乱構造解析を実施し、日向灘域から四国沖までのプレートの空間的な形状を把握した。その結果、フィリピン海プレートの形状については、既存のプレート形状モデル(5)で示されているような1946年南海地震震源域の西縁に相当する領域のプレート形状の大きな変化は認められなかった。しかし、深部低周波微動の発生領域(17)の構造が、通常の速度の島弧マントルを考えた場合、九州側では島弧モホと沈み込むプレートの接合部付近と推定される一方、四国側では島弧モホより浅いプレート境界周辺と考えられることがわかった(図11)。

昨年度取得した紀伊水道周辺の屈折法地震探査データの解析については、特にTK02測線について、上盤プレート内部に顕著な反射面が存在することがわかり、既存の研究から沈み込むプレート形状の断裂の存在が指摘されており(6)、南海・東南海地震震源域に関わる急激な変化を示唆する構造が捉えられたと考えられる。今回得られた構造はTK02測線で、様々な漁業調整上、交通上の困難を乗り越え、紀伊水道を北上淡路島付近までの調査を実施したことによる成果である。今後TK02測線でみられた顕著な反射をとまなう上盤の構造の周辺への広がりや変化を周辺の測線データを用いて解明していく予定である。現状では、海陸境界部の深部構造については、海域の構造探査データとHi-net観測点のデータの統合解析や海陸での地震を用いた深部構造解析に依存しているが、高精度な構造を推定するに

は限界がある。今年度の海陸統合調査は紀伊半島を襲った台風のために実施できなかったが、今後も高精度の海陸境界深部構造を推定するために、稠密な海陸統合調査を実施することが必要である。

また、3次元地震波トモグラフィと構造探査結果から、1946年南海地震の滑り量分布4)と対応する上盤の速度変化が検出された。今後、解析領域を東側に伸ばすことにより、この特徴が滑り域全体で見られるものであるか、局所的なものであるかを見極めていく予定である。また、南海地震震源域では自然地震活動が乏しく、海陸境界部のイメージング精度がやや劣る一方で、人工地震の発振は沿岸近くまで行われたため、今後、これらに対応する陸上観測点記録を用いて、海陸境界部の波線密度構造を図る。

速度ゆらぎの空間分布は日向灘の沈み込んだ九州パラオ海嶺付近で特異な性質を示し、構造の特徴や成因を考察する上で重要な情報を含んでいる可能性が示された。今後、対象領域を紀伊水道周辺まで広げて解析を進めるとともに、減衰構造も解明していく予定である。今後の構造の解釈において、速度構造だけではなく散乱波解析から得られる速度ゆらぎの特徴も考慮し、多次元的な解釈も行うことが必要と考えられる。

紀伊半島沖の屈折法および反射法地震探査データは一次処理が終了した段階である。屈折法地震探査データについては、初動および反射走時が説明できる現実的な構造モデルの構築をめざし、四国沖からの紀伊半島沖にかけての3次元的なプレート形状の推定を進める。3次元速度構造モデルの構築も併せて行う。3ヶ月半の自然地震観測データについては処理を進める。長期観測OBSについても処理を進める。

(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) 古村孝志、今井健太郎、南海・東南海・東海地震の連動発生による強震動と津波-1707年宝永地震の震源モデルの再評価-, 日本地震学会2009年大会講演予稿集A11-10, 2009.
- 3) Ando, M., Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan, Tectonophysics, 27, 119-140, 1974.
- 4) Baba, T., Cummins P., Contiguous rupture areas of two Nankai Trough earthquakes revealed by high-resolution tsunami waveform inversion., Geophys. Res. Lett., 32, L08305, doi:10.1029/2004GL022320, 2005.
- 5) Hashimoto, C., Fukui, K. and Matsu'ura, M., 3-D modelling of plate interfaces and numerical simulation of long-term crustal deformation in and around Japan, Pure Appl. Geophys. , 163, 1803-1817, 2006.
- 6) Ide, S., K. Shiomi, K. Mochizuki, T. Tonegawa, and G. Kimura, Split Philippine Sea plate beneath Japan, Geophysical Research Letters, 37, L21304, doi:10.1029/2010GL044585, 2010.
- 7) ランドマーク社製ソフトウェア
http://www.engineering-eye.com/LANDMARK/software/decision_space_desktop/index.html

- 8) Zhang, J., Brink, U. S. and Toksoz, M. N., Nonlinear refraction and reflection travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 103. 29743-29757, 1998.
- 9) 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.
- 10) Zelt, C. A. and Smith, R. B., Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, 108, 16-34, 1992.
- 11) Zhang, H and C. Thurber, Development and Applications of Double-difference Seismic Tomography, *Pure appl. Geophys.*, 163, 373-403, 2006.
- 12) 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.
- 13) Takahashi, T., K. Obana, S. Kodaira, D. Suetsugu, N. Takahashi, S. Kamiya, and Y. Tamura, 2011. 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.
- 14) Takahashi T., H. Sato, T. Nishimura and K. Obara, 2009. 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.
- 15) Miura, S., A History of JAMSTEC Seismic Data Acquisition System, JAMSTEC Report R&D, Special issue, 81-87, 2009.
- 16) IFREE/JAMSTEC 「地殻構造探査データベース」 KR01-14
http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/data/cruise_data/KR01-14.html
- 17) IFREE/JAMSTEC 「地殻構造探査データベース」 KR01-08
http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/data/cruise_data/KR01-08.html
- 18) IFREE/JAMSTEC 「地殻構造探査データベース」 KR02-11
http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/data/cruise_data/KR02-11.html
- 19) IFREE/JAMSTEC 「地殻構造探査データベース」 KY04-01,
http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/d17ta/cruise_data/KR01-14.html
- 20) Hyodo, M., Hori, T., Modeling of Nankai earthquake cycles: Influence of 3D geometry of the Philippine Sea plate on seismic cycles, JAMSTEC Report R&D, 11, 1-15, 2010.
- 21) Park, J. O., Tsuru, T., Takahashi, N., Hori, T., Kodaira, S., Nakanishi, A., Miura S., Kaneda, Y., A deep strong reflector in the Nankai accretionary wedge from multichannel seismic data: Implications for understanding and interseismic shear stress release, *J. Geophys. Res.*, 107, doi:10.1029/2001JB000262, 2002.
- 22) Obara K., Tanaka, S., Maeda, T., Matsuzawa T., Depth-dependent activity of

non-volcanic tremor in southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 37, doi:10.1029/2010GL043679, 2010

23) Sagiya, T., Thatcher, W., Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust: The Nankai Trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, 104, No. B1, pp. 1111-1129, 1999.

24) Yagi, Y., Kikuchi, M., Yoshida, S., Yamanaka, Y., Source process of the Hyuga-nada earthquake of April 1, 1968 (MJMA 7.5), and its relationship to the subsequent seismicity (in Japanese with English abstract), *Zisin*, 51, 139-148, 1998.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
杉岡 裕子, 岡元 太郎, 中村 武史, 石原 靖, 伊藤 亜妃, 尾鼻 浩一郎, 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 Obana, Gou Fujie, Tsutomu Takahashi, Yojiro Yamamoto, Takeshi Sato, Narumi Takahashi, Yoshiyuki Kaneda	Active-passive integrated seismic study toward constructing a 3-D plate boundary model of the Nankai seismogenic zone, Japan.	International Union of Geodesy and Geophysics	平成 23 年 7 月 2 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 壯, 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 12 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 12 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 13 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 6 日

Yojiro Yamamoto, Koichiro Obana, Tsutomu Takahashi, Ayako NAKANISHI, Shuichi KODAIRA, Yoshiyuki KANEDA	Seismic velocity structure in the western part of Nankai subduction zone	2011 AGU Fall Meeting	平成 23 年 12 月 6 日
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 5 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 24 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
Yamamoto, Y., Obana, K., Takahashi, T., Nakanishi, A., and Kodaira, S.	Imaging of the subducted Kyushu-Palau Ridge in the Hyuga-nada region, western Nankai Trough subduction zone	Submitted to Tectonophysics	平成 24 年 3 月 5 日

(g) 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) 平成24年度業務計画案

前年度調査した紀伊半島沖に設置した15台の長期記録型海底地震計を5月に回収する。

紀伊半島沖での沈み込みに関する詳細な構造のイメージングおよび地震のアスペリティに関する構造を明らかにするためのデータの取得を通じて、沈み込み帯の地殻構造、巨大地震の発生、地震活動の相互関係の解明に資することを目指し、東海沖に設置し、屈折法・反射法地震探査を実施する。

具体的な実施方法としては、東海沖においてトラフ直交、平行方向の総測線長約750kmの測線上に約160台のOBSを設置し、各測線上で屈折法地震探査を実施する。さらにマルチチャンネル反射法地震探査（総測線長約2000km）を実施し、すべての海底地震計の回収を行う。また、防災科学技術研究所との連携により、一測線については陸側延長上に陸上測線を設置し、測線北端付近で300kgの発破を実施予定である。

上記調査により、東海沖において深さ30km程度までの3次元プレート境界イメージおよびプレート境界物性を把握し、海溝型巨大地震の発生に関連する構造要因の抽出が期待される。

加えて、昨年度までに実施した紀伊半島沖までの探査および地震データの解析を進め、南海トラフ地震発生帯の3次元プレート形状と3次元速度モデルの構築と可視化を進める。

以上により得られる成果は、連動型巨大地震発生評価のための地震発生帯の物理モデルおよびシミュレーションの高度化に資する基本的かつ重要な情報となる。

2001-2009年の深部低周波微動 Obara et al. [2010]

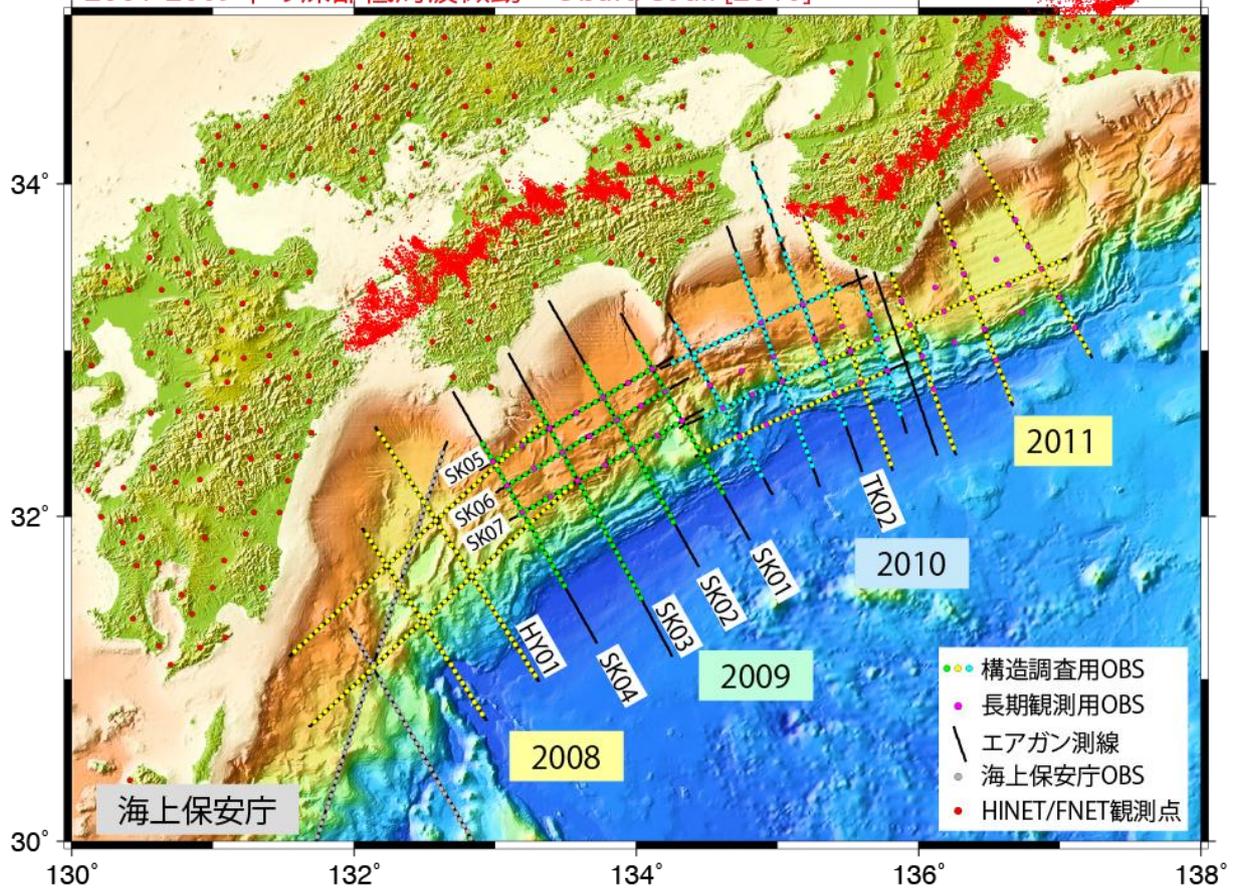


図1：これまでに実施した地震探査測線。緑丸、黄丸、水色丸は構造調査に用いた海底地震計(OBS)。桃色丸は長期観測OBS。灰色丸は既存の海上保安庁による大陸棚調査測線上で使用したOBS。赤丸は(独)防災科学技術研究所のHi-netおよびF-net観測点。黒線はエアガン発振測線。2001-2009年の深部低周波微動の分布(17)も重ねて表示した。

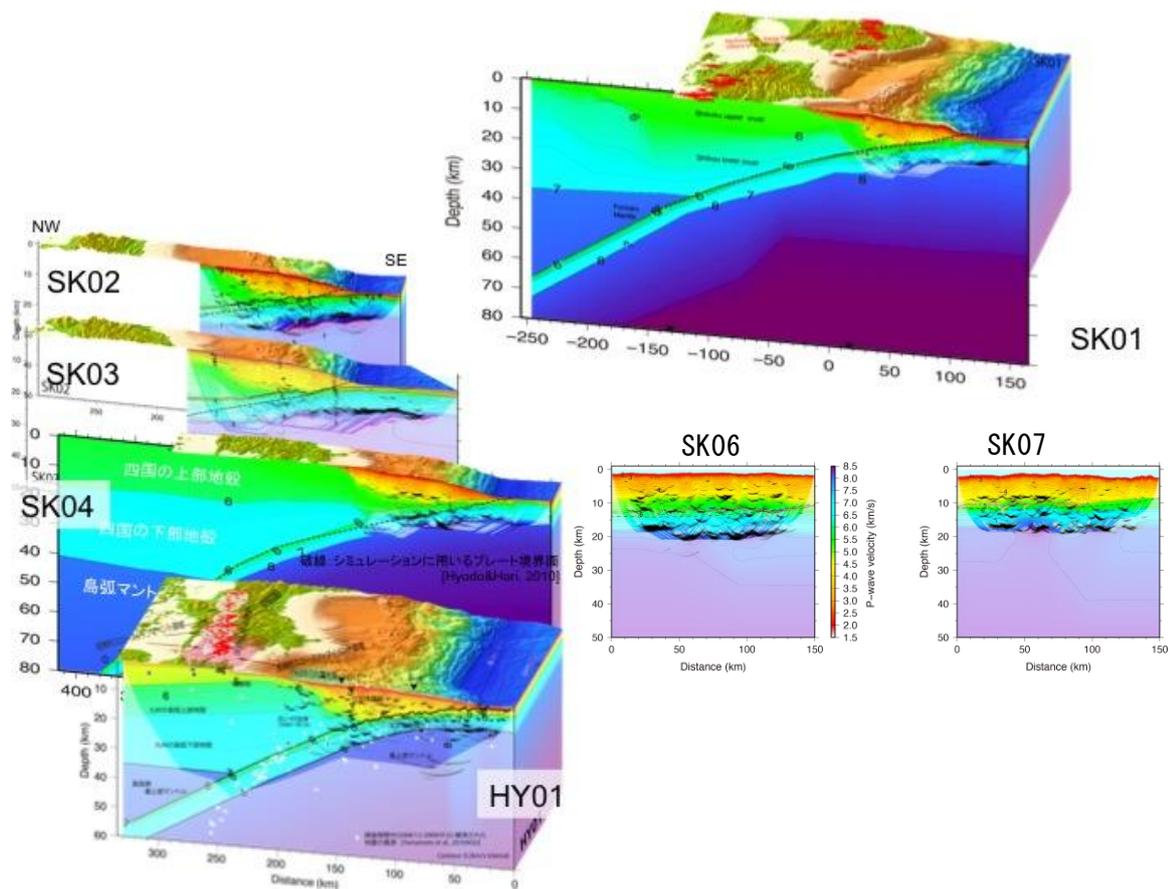


図 2: 四国沖での屈折法地震探査データによる構造解析結果。上から順に、SK01~SK04, SK06, SK07 測線の構造イメージ。比較のために日向灘の HY01 測線の構造も示す。SK01、SK04 測線については（独）防災科学技術研究所の Hi-net 観測点のデータも使用して、海陸境界部の深部構造を推定した結果である。反射波イメージも重ね合わせた。ピンクの実線は、過去の MCS 調査によるプレート上面の往復走時を、本研究で得た速度構造で深度変換した位置を示す。波線は既存のプレート形状モデルによるプレート上面の推定位置 4)。

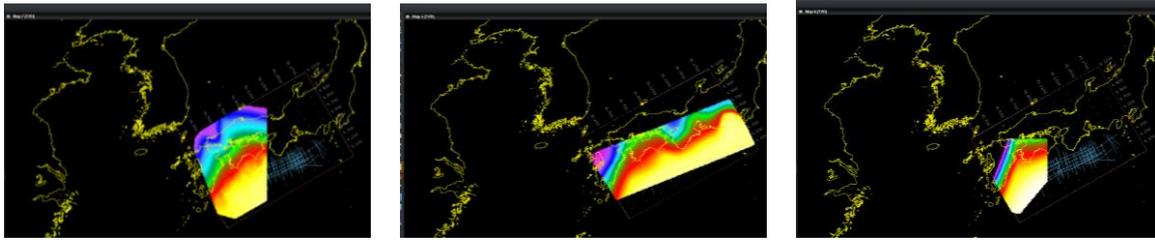


図 3：屈折法地震探査データによる構造解析から推定される日向灘から四国沖の空間的なプレート形状。左から順に、本研究による結果、既存のプレート形状モデル 2 例。

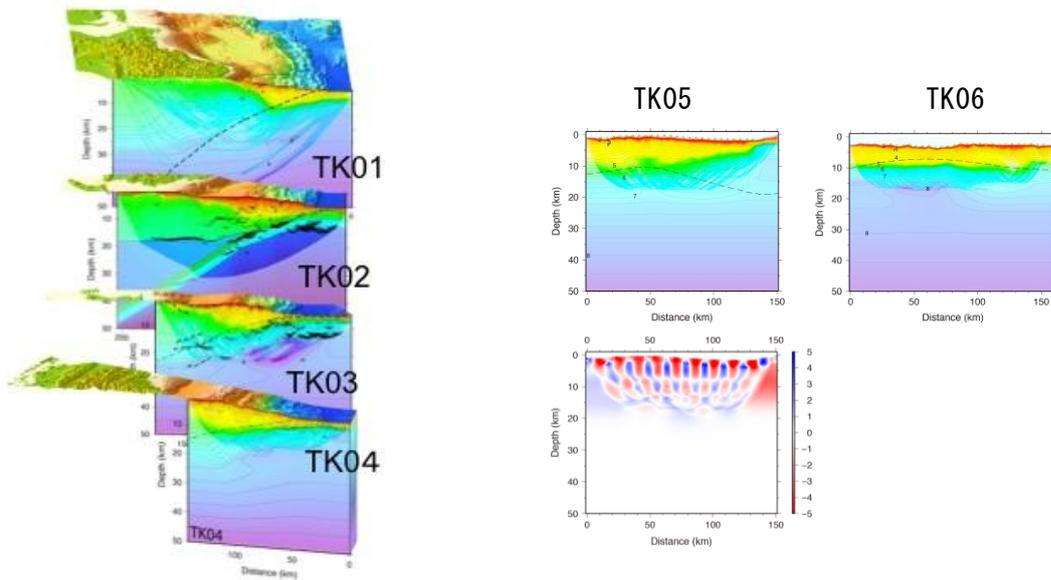


図 4：紀伊水道周辺での屈折法地震探査データによる構造解析結果。上から順に、TK01~TK06 測線の構造イメージ。例として TK05 測線についてはチェッカボードテストの結果も示す。TK02 測線については層構造解析まで実施した結果であり、反射波イメージも重ね合わせた。

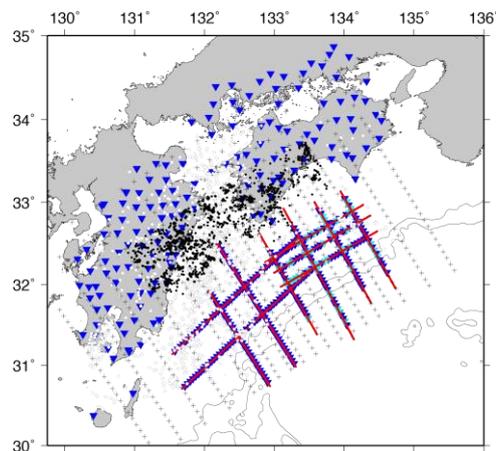


図 5：自然地震を用いたトモグラフィに用いた観測点配置。青三角は絶対走時使用可能点、水色三角は S-P 時間を使用した点。赤丸が人工地震、白丸が OBS で記録を得られた地震、黒丸が解析に加えた気象庁一元化処理震源。

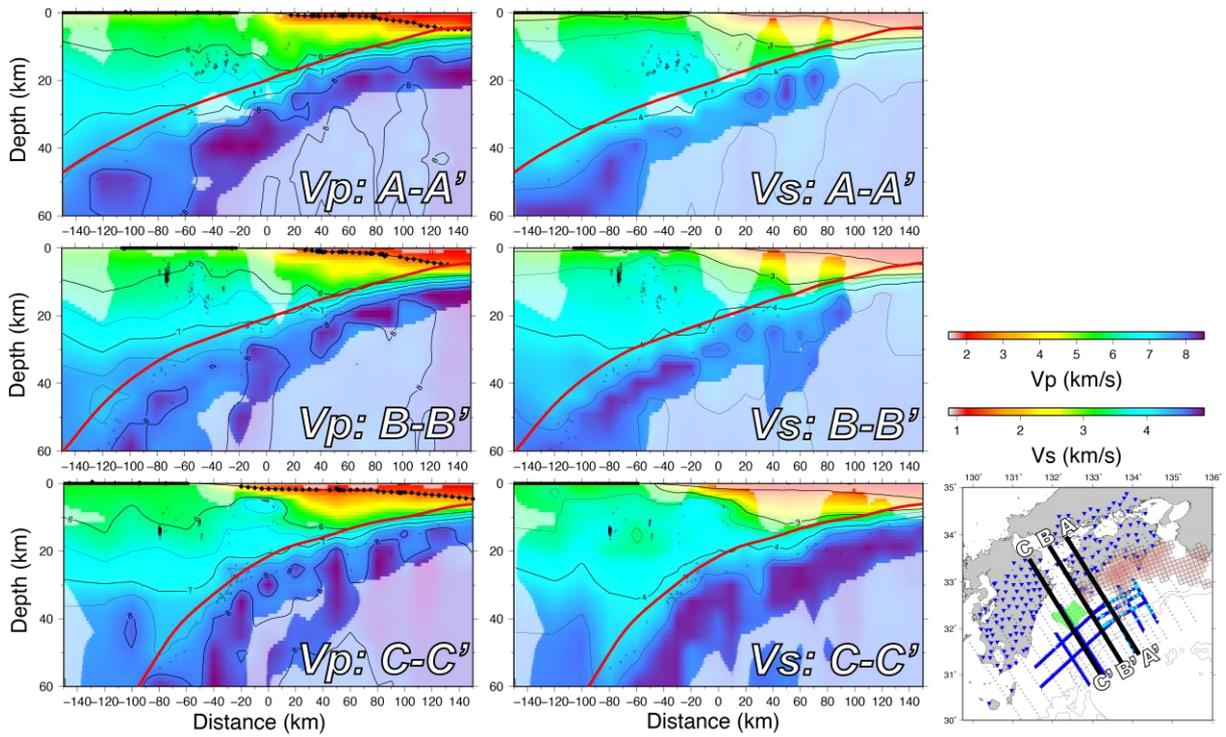


図6: 自然地震トモグラフィにより推定された速度構造。右地図中のA-A', B-B', C-C'に沿ったVpおよびVs構造を示す。コンターはVpについては6 km/s から8 km/s まで、Vsについては3 km/s から4.5km/s までを0.5 km/s 間隔。赤線はプレート境界。

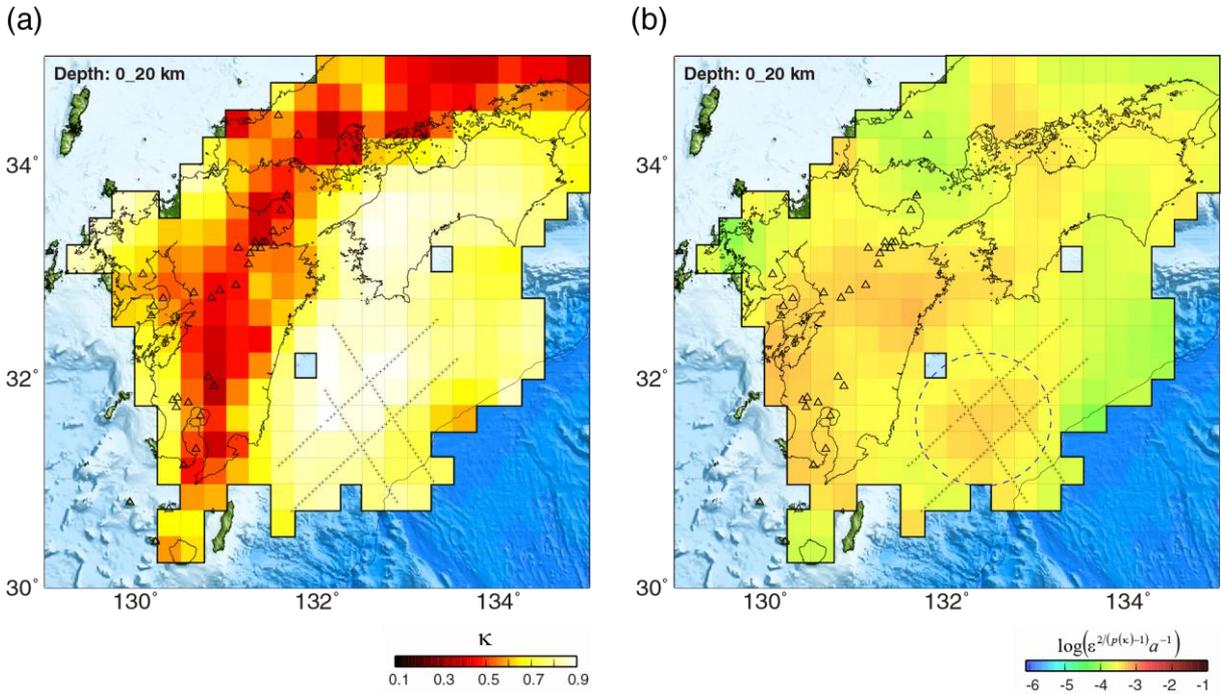


図7: 深さ0-20kmにおける速度ゆらぎの統計的パラメータの空間分布。(a) スペクトルの勾配の空間分布。赤系統ほどスペクトルの勾配が緩やかで、速度ゆらぎの短波長成分に富む。(b) 速度ゆらぎの長波長成分の空間分布。暖色系ほど速度ゆらぎの長波長成分に富む。

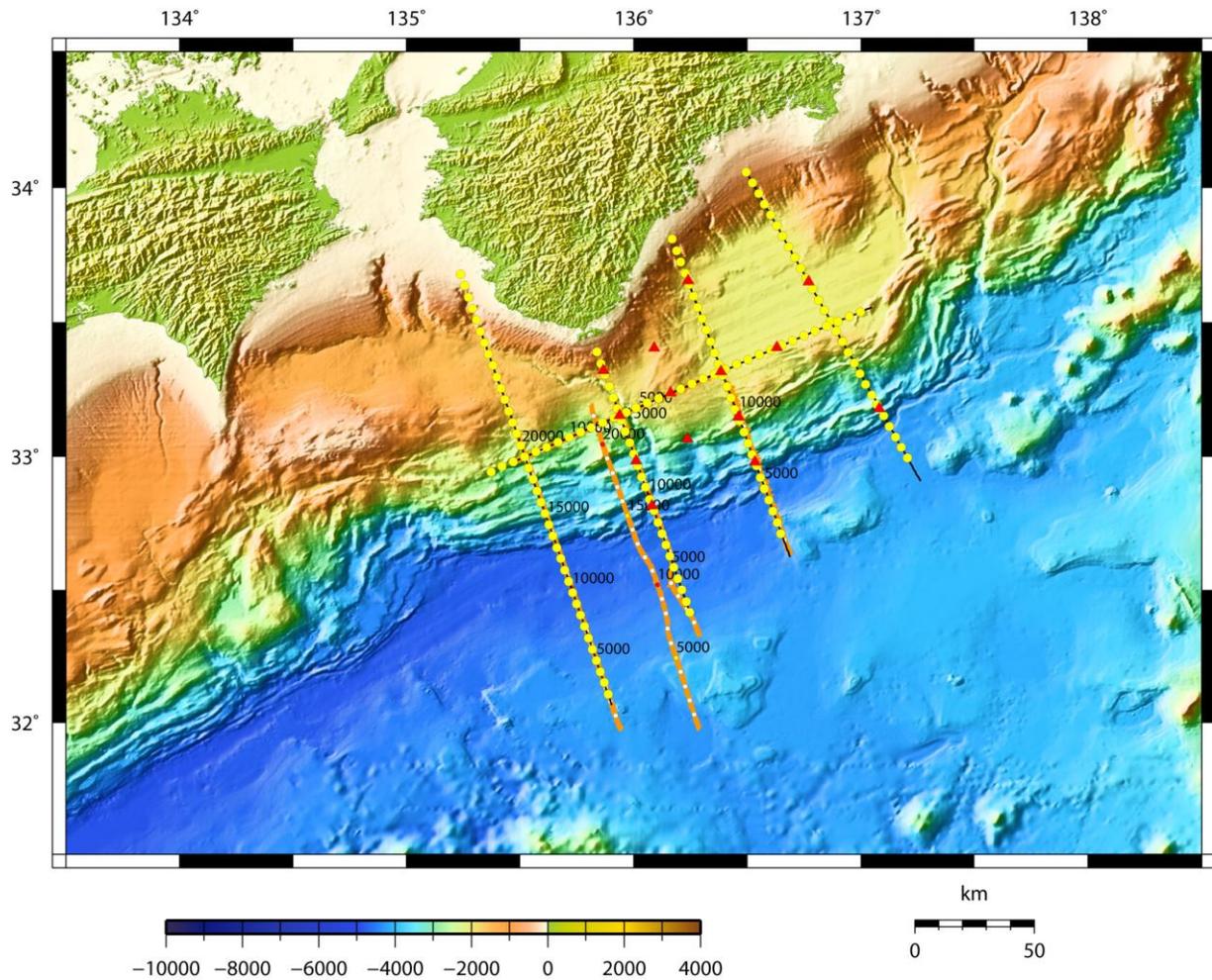


図 8：紀伊半島沖で実施した調査海域図。黄丸は（株）東京測振製 OBS、赤角は長期観測用 OBS。黒線はエアガン探査測線。KI03, KI05 では同時に 444 チャンネルストリーマーを曳航した反射法地震探査も同時に行った（200m 発振）。KI01（測線長約 180km），KI02（測線長約 130km），KI06（測線長約 160km）測線については、50m 発振の反射法地震探査も単独で実施した。

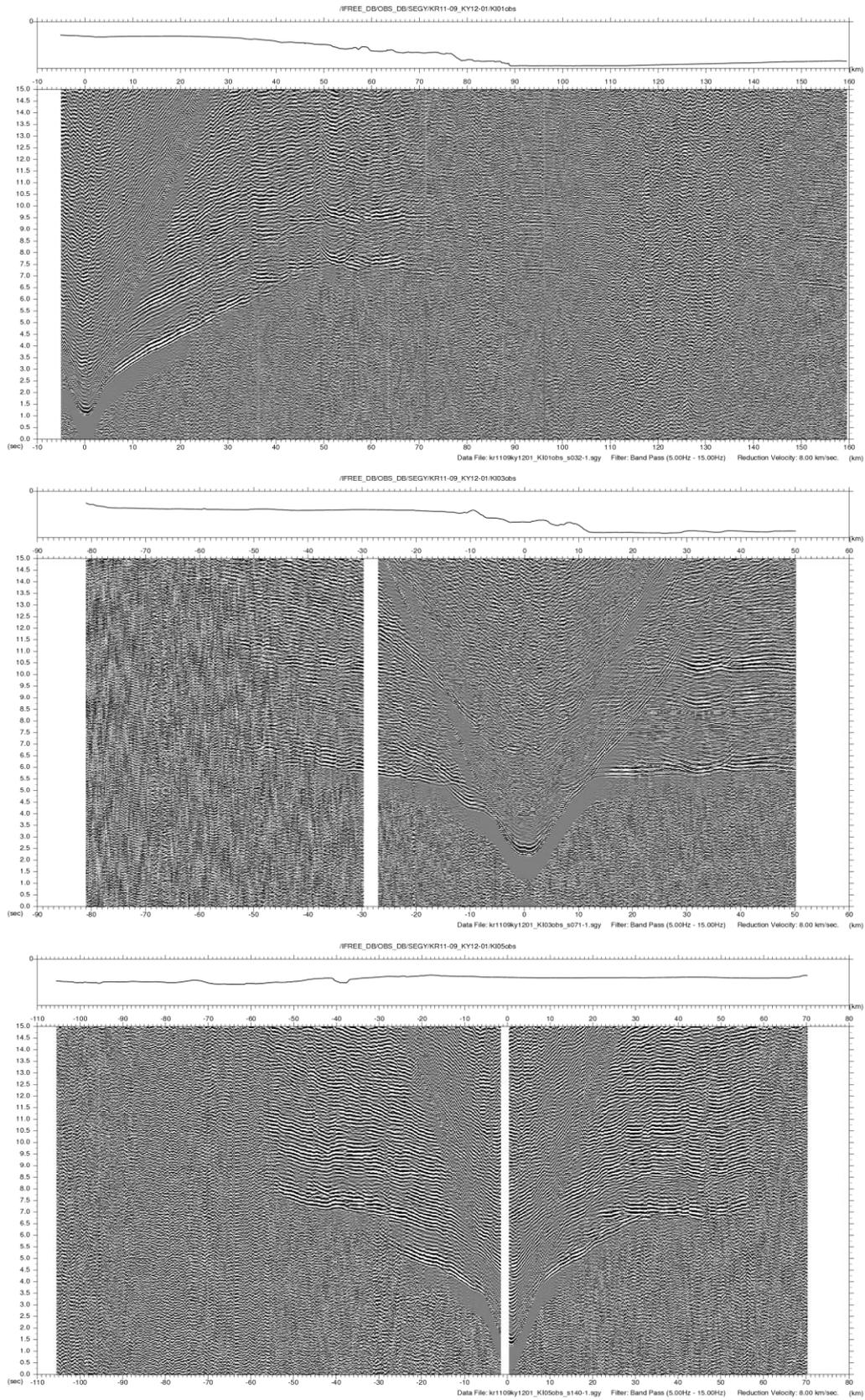


図9:今年度紀伊半島沖で実施した屈折法地震探査の記録例。上から順に KI01 測線の site32、KI03 測線の site71、KI05 測線の site140 の記録。

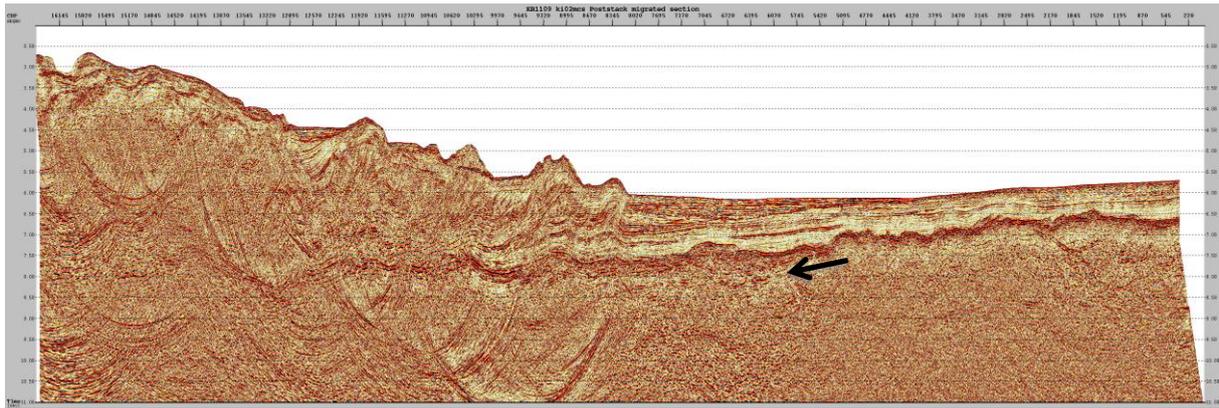


図 10：紀伊半島沖における反射地震探査記録断面(KI02)。矢印で示したところに、海洋地殻内の反射が確認できる。

南海地震(1964) 震源域の構造変化

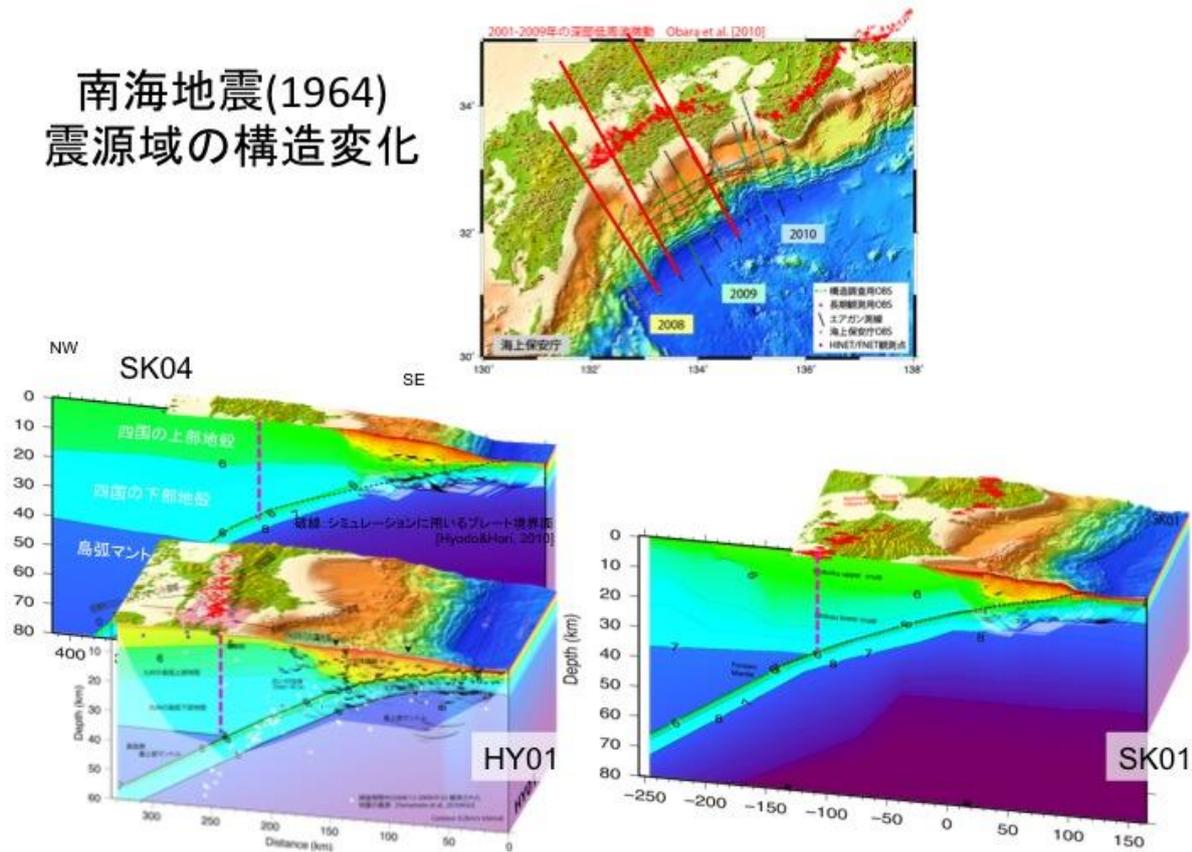


図 11：深部低周波微動発生域 17) の構造の特徴。桃色の点線は微動発生域をさす。

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大学院理学研究科	教授	藤本博己
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	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大学院理学研究科	研究員	稲津大祐
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	研究員	飯沼卓史
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

(c) 業務の目的

宮城県沖およ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カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成20年度：

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および水圧計を回収し、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およ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、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およ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てことから、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の地震時およ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する。そのために、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す。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含めて明らかにし、アスペリティ間相互作用に関する観測事例を提供する。

(e) 平成23年度業務目的

プレート境界型の大地震が発生する確率が高いと考えられている宮城県沖ならびに根室半島沖において、地震発生の前後でみられるプレート間すべりの加速現象の検知を行うための海底地震および地殻変動に関する観測技術とデータ解析手法の開発を目的とする。平成23年3月11日に宮城県沖を震源として東北地方太平洋沖地震(M9.0)が発生した。本業務で実施している海底地震・水圧観測のデータには、この地震の前後でのプレート間すべり状態を反映した変動が捉えられている可能性が高く、本業務で開発を進めているプレート間すべりの検知技術の性能評価が可能と期待できる。そこで、これらの観測データ処理・解析にもとづいて、本震前後での震源の詳細な分布を推定するとともに、地殻上下変動の検出した上でプレート間すべり分布の推定を行う。一方で、時定数の長い地殻変動の観測を可能とすることをめざして、圧力計センサーの長期安定性を評価するための手法の検討を行う。さらに、将来の自己浮上式機材を用いた水圧観測の長期化や多点化を実現するための新型圧力観測装置の開発に着手する。

(2) 平成23年度の成果

(a) 業務の要約

平成22年度から継続して、宮城県沖ならびに根室半島沖において海底地震計の回収・再設置を行うことにより、同一観測点における海底地震観測を実施した。また、宮城県沖の10点、根室半島沖の3地点において水圧観測を実施した。宮城県沖から回収した海底地震計のデータを用いて2011年東北地方太平洋沖地震の震源近傍の震源分布の推定をおこない、地震発生前の地震活動域の移動を見いだしたほか、本震発生前後で地震活動のプレート境界面への集中度が顕著に変化したことを明らかにした。また、平成21年6月に回収されたデータを用いて、コーダ Q (Q_c) の推定を行った。得られた Q_c^{-1} の値は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て、1973年根室半島沖地震のアスペリティ上の観測点では、その外の観測点より小さい傾向が見られた。海底水圧観測データから非潮汐性の海洋変動成分を除去するための手法を開発し、その最適な空間解像度などを明らかにした。一方で、日本国内に設置された海底ケーブル式水圧計で10年以上にわたって蓄積されてきた海底水圧データに、温度補償が不十分なことに起因するノイズが顕著に含まれることを見いだすとともに、その低減手法を提案した。その宮城県沖で実施した海底水圧観測により、東北地方太平洋沖地震とその2日前に発生した前震に伴う、地震時変動と余効変動を捉えることに成功した。水圧データから地殻変動を検知する上では、本業務で開発したデータ処理手法が有効であった。海域で観測された地殻変動データを、陸上GPS観測のデータなどとあわせて解析するこ

とにより、東北地方太平洋沖地震前後で震源付近で発生したプレート間すべりの分布を推定することに成功した。圧力センサーの特性把握のための室内実験を継続して実施し、東北地方太平洋沖地震時に観測されたようなステップ上の圧力変化がその後のセンサー性能に顕著な影響は及ぼさないか、検討を進めた。超低消費電力のデータ収録装置を応用した新型海底水圧観測システムの開発に着手し、実海域における試験観測を開始した。

(b) 業務の方法

宮城県沖ならびに根室沖において、海底地震観測と海底水圧観測を実施した。平成22年度は、4月、5月（2回）、7月、10月、11月に航海を実施し、22年度から観測を継続してきた海底地震計および海底水圧計の回収・再設置を行なった。宮城県沖においては、平成23年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震の影響を考慮して、海底水圧計の観測点配置を変更した（図1）。こうした観測は、海洋研究開発機構・学術調査船「淡青丸」「白鳳丸」、気象庁・観測船「凌風丸」「啓風丸」の研究・観測航海で行ったほか、本業務の経費による用船（オフショア・オペレーション「かいこう」）により実施した。各観測航海における作業概要を、表1～6に示した。

宮城県沖においては、平成22年度に海底地震計を設置した21地点のうち、14地点について地震観測を継続して実施した（図1）。観測海域西部の6観測点については、津波の影響から海上作業が困難であることを考慮して観測を休止した。10地点における水圧観測は、7点において継続するとともに、3地点での観測を開始した。根室半島沖においては、10観測点での海底地震計観測を、3地点で海底水圧観測を継続した（図2）。

回収した海底地震計・水圧計のデータは、東北大学において一次処理・解析を行っている。海底地震計の波形データについては、時刻補正を行った後、全観測点の波形データの統合を行った。震源決定のために、陸上観測網のデータとも統合して検測するシステムを整備するとともに、極微小地震や微動活動の検知を目的として、連続記録をドラムイメージで閲覧できるデータベースを構築した。

表1 2011年4月宮城県沖凌風丸航海のまとめ

<回収時詳細>宮城沖 OBS/OBP

観測点名	回収日時	回収位置		備考
	※回収作業開始日時	緯度(N)	経度(E)	
S03	2011/4/14-16:20	38° 11.007'	142° 23.973'	
LS1	2011/4/14-09:00	38° 41.045'	142° 27.635'	
P01	2011/4/14-14:33	38° 19.568'	142° 25.093'	
P04	2011/4/19-09:56	38° 08.700'	142° 13.300'	未回収(後日回収)
P05	2011/4/15-12:11	38° 18.248'	142° 41.918'	

観測点名	時刻校正	誤差	備考
	(回収直後)	(sec)	
S03	2011/4/14-18:07:00	-1.378	
LS1	2011/4/14-12:56:00	-4.733	
P01	2011/4/14-15:40:30	+0.240	
P04	2011/4/24-11:29:50	+1.235	※後日 4/19-09:56、気象庁「啓風丸」にて回収
P05	2011/4/15-13:22:00	-1.099	

<設置時詳細>宮城沖 OBS

設置計画位置

観測点名	計画設置位置		水深 (m)
	緯度(N)	経度(E)	
S03	38° 11.00'	142° 24.00'	1050
S08	38° 08.00'	142° 45.00'	1530
S10	38° 30.00'	143° 02.00'	1910
S18	38° 19.00'	143° 18.00'	2770
LS1	38° 41.00'	142° 27.50'	1100

レコーダ設定情報

観測点名	地震計名	センサー	サブリンク	入力 CH	アンプ倍率(dB)	記録タイマー
S03	4-045	4.5 Hz	125 Hz	4	20, 20, 20, 20	2011/04/20-2012/03/15
S08	3-090	4.5 Hz	125 Hz	4	20, 20, 20, 20	2011/04/20-2012/03/15
S10	2-035	4.5 Hz	125 Hz	4	20, 20, 20, 20	2011/04/20-2012/03/15
S18	2-081	4.5 Hz	125 Hz	4	20, 20, 20, 20	2011/04/20-2012/03/15
LS1	1-076	4.5 Hz	125 Hz	4	20, 20, 20, 20	2011/04/20-2012/03/15

表1 2011年4月宮城県沖凌風丸航海のまとめ(つづき)

投入時詳細

観測点名	投入日時	投入位置※投入時の船舶位置		水深 (m)
		緯度(N)	経度(E)	
S03	2011/04/13-08:55	38° 11.012'	142° 24.001'	1056
S08	2011/04/12-17:45	38° 08.059'	142° 44.970'	1528
S10	2011/04/13-13:26	38° 30.019'	143° 02.023'	1972
S18	2011/04/13-16:44	38° 18.993'	143° 18.009'	2778
LS1	2011/04/14-08:46	38° 41.082'	142° 27.332'	1112

観測点名	時刻校正 (投入前)	誤差 (sec)	位置決めによる OBS 位置	
			緯度(N)	経度(E)
S03	2011/04/13-08:42:00	-0.191	38° 10.9266'	142° 23.9951'
S08	2011/04/12-16:53:00	-0.001	37° 07.9681'	142° 45.0146'
S10	2011/04/13-12:31:00	-0.131	38° 10.1659'	143° 01.8750'
S18	2011/04/13-16:03:00	-0.010	38° 19.0405'	143° 17.9086'
LS1	2011/04/14-08:03:00	-0.083	38° 41.0541'	142° 27.2855'

表2 2011年5月宮城県沖淡青丸航海のまとめ

<設置時詳細>宮城沖 OBP

設置計画位置

観測点名	計画設置位置		水深 (m)
	緯度(N)	経度(E)	
GJT3	38° 17.68'	143° 28.864'	3260

レコーダ設定情報

観測点名	地震計名	センサー	ケーブルリンク	入力CH	ゲイン倍率(dB)	記録タイマー
GJT3	PCA_6_025	水圧計	-	-	-	2011/04/26-2012/12/31

投入時詳細

観測点名	投入日時	投入位置※投入時の船舶位置		水深 (m)
		緯度(N)	経度(E)	
GJT3	2011/04/30-05:05	38° 17.668'	143° 28.861'	3291

観測点名	時刻校正 (投入前)	誤差 (sec)	位置決めによる OBS 位置	
			緯度(N)	経度(E)
GJT3	2011/04/29-18:50:50	-2.011	位置決め実施せず	位置決め実施せず

表3 2011年5月宮城県沖啓風丸航海のまとめ

<回収時詳細>宮城沖 OBS/OBP

観測点名	回収日時	回収位置		備考
	※回収作業開始日時	緯度(N)	経度(E)	
S01	2011/05/22-12:55	38° 21.014'	142° 06.690'	
S02	2011/05/22-06:35	37° 58.698'	142° 04.940'	
S21	2011/05/22-14:06	38° 26.000'	141° 59.997'	
S22	2011/05/22-09:50	38° 13.477'	141° 58.889'	
S27	2011/05/22-15:35	38° 36.191'	142° 08.905'	
S05	2011/05/21-13:24	-	-	未回収
S14	2011/05/23-05:03	38° 30.713'	142° 44.107'	
S15	2011/05/23-10:19	38° 18.792'	142° 55.273'	
S17	2011/05/23-14:34	-	-	未回収
P02	2011/05/26-11:07	38° 30.031'	142° 29.894'	
P03	2011/05/27-04:43	38° 10.911'	142° 26.911'	未回収 (後日回収)
P06	2011/05/26-07:07	38° 37.971'	142° 34.540'	

観測点名	時刻校正	誤差	備考
	(回収直後)	(sec)	
S01	2011/05/22-13:28:00	-0.870	
S02	2011/05/22-08:31:00	-0.559	
S21	2011/05/22-14:38:00	-2.671	
S22	2011/05/22-11:46:50	-2.522	
S27	2011/05/22-16:16:00	-2.553	
S05			トラポン応答あるが離底せず
S14	2011/05/23-08:44:00	-5.903	
S15	2011/05/23-12:44:00	-6.243	
S17			トラポン応答なし
P02	2011/05/26-17:28:00	+0.668	
P03	時計パルスなし		※後日 09/24、ROV「はくよう 3000」にて回収
P06	2011/05/26-10:27:10	+8.700	

<設置時詳細>宮城沖 OBS/OBP

設置計画位置

観測点名	計画設置位置		水深 (m)
	緯度(N)	経度(E)	
S05	37° 57.00'	142° 29.00'	1070
S14	38° 30.70'	142° 44.70'	1460
S15	38° 18.70'	142° 55.70'	1450
S17	38° 33.50'	143° 15.00'	2270
P02	38° 30.00'	142° 30.10'	1000
P03	38° 11.00'	142° 24.00'	1050
P06	38° 38.00'	142° 35.00'	1250

レコーダ設定情報

観測点名	地震計名	センサー	サンプリング	入力 CH	アンプ倍率 (dB)	記録タイマー
S05	3-035	4.5 Hz	125 Hz	4	20, 20, 20, 20	2011/05/30-2012/04/24
S14	3-019	4.5 Hz	125 Hz	4	20, 20, 20, 20	2011/05/30-2012/04/24
S15	3-029	4.5 Hz	125 Hz	4	20, 20, 20, 20	2011/05/30-2012/04/24
S17	3-059	4.5 Hz	125 Hz	4	20, 20, 20, 20	2011/05/30-2012/04/24
P02	PCA_6_001	水力計	-	-	-	2011/05/19-2012/12/31
P03	PCA_6_002	水圧計	-	-	-	2011/05/19-2012/12/31
P06	PCA_6_003	水圧計	-	-	-	2011/05/19-2012/12/31

投入時詳細

観測点名	投入日時	投入位置※投入時の船舶位置		水深 (m)
		緯度(N)	経度(E)	
S05	2011/05/21-12:55	37° 56.972'	142° 29.030'	1066
S14	2011/05/23-05:00	38° 30.626'	142° 44.652'	1460
S15	2011/05/23-09:57	38° 18.742'	142° 55.664'	1457
S17	2011/05/23-14:33	38° 33.688'	143° 14.953'	2269
P02	2011/05/26-11:05	38° 30.017'	142° 30.015'	1109
P03	2011/05/26-18:44	38° 11.020'	142° 24.074'	1060
P06	2011/05/26-08:12	38° 38.007'	142° 35.012'	1260

表3 2011年5月宮城県沖啓風丸航海のまとめ(つづき)

投入時詳細(つづき)

観測点名	時刻校正 (投入前)	誤差 (sec)	位置決めによる OBS 位置	
			緯度(N)	経度(E)
S05	2011/05/21-12:20:00	-0.004	37° 56.8437'	142° 29.0277'
S14	2011/05/23-04:33:00	-0.055	38° 30.5880'	142° 44.5294'
S15	2011/05/23-09:31:00	-0.172	38° 18.7132'	142° 55.5313'
S17	2011/05/23-14:02:00	-0.119	38° 33.7818'	143° 14.6960'
P02	2011/05/26-10:40:20	-0.054	38° 29.9581'	142° 29.9277'
P03	2011/05/26-17:29:30	-0.137	38° 10.9561'	142° 24.0601'
P06	2011/05/26-06:08:00	+0.030	38° 38.0047'	142° 34.9063'

表4 2011年7月宮城県沖・根室半島沖備船航海のまとめ

<回収時詳細>宮城沖 OBS

観測点名	回収日時		回収位置		備考
	※回収作業開始日時		緯度(N)	経度(E)	
S04	2011/07/12-19:26		38° 30.000'	142° 30.094'	
S09	2011/07/12-10:38		38° 11.701'	143° 08.021'	

観測点名	時刻校正		誤差 (sec)	備考
	(回収直後)			
S04	2011/07/12-23:33:00		-6.898	
S09	2011/07/12-12:00:00		-0.865	

表4 2011年7月宮城県沖・根室半島沖備船航海のまとめ(つづき)

<回収時詳細>根室沖 OBS/OBP

観測点名	回収日時	回収位置		備考
	※回収作業開始日時	緯度(N)	経度(E)	
NM. S01	2011/07/09-19:47	42° 40.315'	145° 07.863'	
NM. S02	2011/07/09-21:48	42° 32.472'	145° 18.520'	
NM. S03	2011/07/10-03:00	42° 24.963'	145° 28.914'	
NM. S04	2011/07/10-06:00	42° 17.278'	145° 39.244'	
NM. S05	2011/07/10-16:30	-	-	未回収
NM. S06	2011/07/09-15:30	-	-	未回収
NM. S07	2011/07/09-12:57	42° 42.327'	145° 44.879'	
NM. S08	2011/07/09-09:48	42° 31.826'	145° 50.066'	
NM. S09	2011/07/10-11:23	42° 22.186'	145° 54.908'	
NM. S10	2011/07/08:23:04	-	-	未回収
NM. S03(OBP)	2011/07/10-00:12	-	-	未回収
NM. S04(OBP)	2011/07/10-05:58	-	-	未回収
NM. S05(OBP)	2011/07/10-16:31	42° 09.727'	145° 49.680'	
NM. S09(OBP)	2011/07/10-11:22	-	-	未回収
NM. S10(OBP)	2011/07/08-21:43			

観測点名	時刻校正	誤差	備考
	(回収直後)	(sec)	
NM. S01	2011/07/09-20:46:00	-2.560	
NM. S02	2011/07/09-23:11:00	-0.837	
NM. S03	2011/07/10-04:53:00	-6.244	
NM. S04	2011/07/10-08:12:00	-1.665	
NM. S05	-	-	応答なし
NM. S06	-	-	応答なし
NM. S07	2011/07/09-14:20:00	-7.510	
NM. S08	2011/07/11-15:15:00	-13.448	
NM. S09	2011/07/10-14:26:00	-6.097	
NM. S10	-	-	応答なし
NM. S03(OBP)	-	-	応答あるが離底せず
NM. S04(OBP)	-	-	応答あるが離底せず
NM. S05(OBP)	2011/07/10-19:39:20	+0.421	
NM. S09(OBP)	-	-	応答あるが離底せず
NM. S10(OBP)	時計パルスなし	-	

表4 2011年7月宮城県沖・根室半島沖備船航海のまとめ(つづき)

<設置時詳細>宮城沖 OBS

設置計画位置

観測点名	計画設置位置		水深 (m)
	緯度(N)	経度(E)	
S04	38° 30.00'	142° 30.00'	1100
S09	38° 12.00'	143° 08.00'	2040

レコーダ設定情報

観測点名	地震計名	センサー	ケーブル	入力 CH	アンプ 倍率 (dB)	記録タイマー
S04	4-051	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2011/07/13-2012/06/07
S09	2-099	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2011/07/13-2012/06/07

投入時詳細

観測点名	投入日時	投入位置※投入時の船舶位置		水深 (m)
		緯度(N)	経度(E)	
S04	2011/07/12-19:21:08	38° 29.977'	142° 29.927'	1107
S09	2011/07/12-10:33:05	38° 11.929'	143° 07.943'	2031

観測点名	時刻校正 (投入前)	誤差 (sec)	位置決めによる OBS 位置	
			緯度(N)	経度(E)
S04	2011/07/12-19:00:00	-0.241	位置決め実施せず	位置決め実施せず
S09	2011/07/12-09:55:00	-0.090	位置決め実施せず	位置決め実施せず

<設置時詳細>根室沖 OBS/OBP

※NM. S04, NM. S09, NM. S10 では、OBS と OBP の設置

設置計画位置

観測点名	設置計画位置		水深 (m)
	緯度(N)	経度(E)	
NM. S01	42° 40.30'	145° 07.92'	1150
NM. S02	42° 32.72'	145° 18.36'	2120
NM. S03	42° 25.13'	145° 28.74'	2910
NM. S04	42° 17.53'	145° 39.12'	3400
NM. S05	42° 09.99'	145° 49.44'	4050
NM. S06	42° 52.54'	145° 39.84'	1200
NM. S07	42° 42.41'	145° 44.94'	2250
NM. S08	42° 32.27'	145° 49.98'	2910
NM. S09	42° 22.14'	145° 55.02'	3250
NM. S10	42° 12.00'	146° 00.00'	4150

表4 2011年7月宮城県沖・根室半島沖備船航海のまとめ(つづき)

レコーダ設定情報

観測点名	地震計名	センサー	サンプリク [°]	入力CH	アンプ倍率(dB)	記録タイマー
NM.S01	3-063	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2011/07/13-2012/06/07
NM.S02	3-082	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2011/07/13-2012/06/07
NM.S03	2-073	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2011/07/13-2012/06/07
NM.S04	4-044	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2011/07/13-2012/06/07
NM.S05	4-017	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2011/07/13-2012/06/07
NM.S06	3-046	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2011/07/13-2012/06/07
NM.S07	3-075	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2011/07/13-2012/06/07
NM.S08	3-072	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2011/07/13-2012/06/07
NM.S09	2-056	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2011/07/13-2012/06/07
NM.S10	4-037	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2011/07/13-2012/06/07
NM.S04(OBP)	PCA_6_009	圧力計	-	-	-	2011/07/01-2012/12/31
NM.S09(OBP)	PCA_6_022	圧力計	-	-	-	2011/07/01-2012/12/31
NM.S10(OBP)	PCA_6_027	圧力計	-	-	-	2011/07/01-2012/12/31

投入時詳細

観測点名	投入日時	投入位置※投入時の船舶位置		水深 (m)
		緯度(N)	経度(E)	
NM.S01	2011/07/09-19:42:10	42° 40.3150'	145° 07.9032'	1195
NM.S02	2011/07/09-21:43:01	42° 32.7022'	145° 18.3267'	2215
NM.S03	2011/07/10-00:04:24	42° 25.1352'	145° 28.7210'	2933
NM.S04	2011/07/10-05:47:55	42° 17.5328'	145° 39.1252'	3567
NM.S05	2011/07/10-16:27:22	42° 09.9675'	145° 49.4320'	4521
NM.S06	2011/07/09-15:25:56	42° 52.5463'	145° 39.8235'	1295
NM.S07	2011/07/09-12:52:15	42° 42.3943'	145° 44.9373'	2255
NM.S08	2011/07/09-09:46:52	42° 32.2738'	145° 50.0012'	3016
NM.S09	2011/07/09-08:33:16	42° 22.1320'	145° 55.0398'	3318
NM.S10	2011/07/08-21:33:32	42° 12.0307'	146° 00.0592'	4400
NM.S04(OBP)	2011/07/10-05:51:13	42° 17.5300'	145° 39.1170'	3566
NM.S09(OBP)	2011/07/09-08:37:46	42° 22.1197'	145° 55.0853'	3318
NM.S10(OBP)	2011/07/08-21:37:05	42° 12.0567'	146° 00.0548'	4400

表4 2011年7月宮城県沖・根室半島沖備船航海のまとめ(つづき)

投入時詳細(つづき)

観測点名	時刻校正 (投入前)	誤差	位置決めによる OBS 位置	
			緯度(N)	経度(E)
NM.S01	2011/07/09-19:11:00	-0.030	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S02	2011/07/09-21:18:00	-0.101	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S03	2011/07/09-23:56:00	-0.048	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S04	2011/07/10-05:28:00	-0.092	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S05	2011/07/10-16:06:00	-0.053	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S06	2011/07/09-14:45:00	-0.053	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S07	2011/07/09-12:11:00	-0.114	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S08	2011/07/09-09:18:00	-0.051	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S09	2011/07/09-08:04:00	-0.013	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S10	2011/07/08-19:47:00	-0.067	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S04(OBP)	2011/07/10-05:21:50	0.173	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S09(OBP)	2011/07/09-08:18:40	0.275	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S10(OBP)	2011/07/08-19:54:50	0.073	位置決め実施せず	位置決め実施せず

表5 2011年10月宮城県沖白鳳丸航海のまとめ

<設置時詳細>宮城沖 OBP

設置計画位置

観測点名	計画設置位置		水深 (m)
	緯度(N)	経度(E)	
P04	38° 19.00'	142° 34.00'	1200
P08	38° 17.00'	142° 59.00'	1400
Bench1	38° 12.55'	143° 47.33'	5815
Bench2	38° 12.66'	143° 39.57'	4122

レコーダ設定情報

観測点名	地震計名	センサー	ケーブル	入力 CH	アンプ倍率 (dB)	記録タイマー
P04	PCA_6_014	水圧計	-	-	-	2011/10/01-2012/12/31
P08	PCA_6_028	水圧計	-	-	-	2011/10/25-2012/12/31
Bench1	PCA_6_005	水圧計	-	-	-	2011/10/25-2012/12/31
Bench2	PCA_6_011	水圧計	-	-	-	2011/10/25-2012/12/31

投入時詳細

観測点名	投入日時	投入位置※投入時の船舶位置		水深 (m)
		緯度(N)	経度(E)	
P04	2011/11/01-00:28:36	38° 19.030'	142° 33.970'	1261
P08	2011/10/31-22:27:10	38° 17.010'	142° 58.980'	1580
Bench1	2011/10/29-16:52:25	38° 12.570'	143° 47.350'	5747
Bench2	2011/10/29-21:07:45	38° 12.660'	143° 39.520'	4129

観測点名	時刻校正 (投入前)	誤差 (sec)	位置決めによる OBS 位置	
			緯度(N)	経度(E)
P04	2011/11/01-00:05:30	0.312	位置決め実施せず	位置決め実施せず
P08	2011/10/31-22:01:00	0.065	位置決め実施せず	位置決め実施せず
Bench1	2011/10/29-15:26:00	-0.196	位置決め実施せず	位置決め実施せず
Bench2	2011/10/29-19:53:50	0.369	位置決め実施せず	位置決め実施せず

表6 2011年11月宮城県沖凌風丸航海のまとめ

<回収時詳細>宮城沖 OBS

観測点名	回収日時	回収位置		備考
	※回収作業開始日時	緯度(N)	経度(E)	
LS2	2011/11/22-06:20	38° 55.084'	142° 30.096'	
LS3	2011/11/22-09:32	38° 46.342'	142° 50.188'	
LS4	2011/11/26-07:20	38° 17.954'	142° 42.104'	

観測点名	時刻校正	誤差	備考
	(回収直後)	(sec)	
LS2	2011/11/22-07:31:00	-13.110	
LS3	2011/11/22-11:46:00	-14.448	
LS4	2011/11/26-12:44:00	-13.064	

<設置時詳細>宮城沖 OBS/OBP

設置計画位置

観測点名	計画設置位置		水深 (m)
	緯度(N)	経度(E)	
LS2	38° 55.00'	142° 30.00'	1210
LS3	38° 46.00'	142° 50.00'	1410
LS4	38° 18.00'	142° 42.00'	1410
P07	38° 00.00'	143° 27.00'	1100
P08	38° 17.00'	142° 50.00'	1400
P09	38° 16.00'	143° 00.00'	1600
MYGI2	38° 9.1530'	143° 17.8457'	2958

レコーダ設定情報

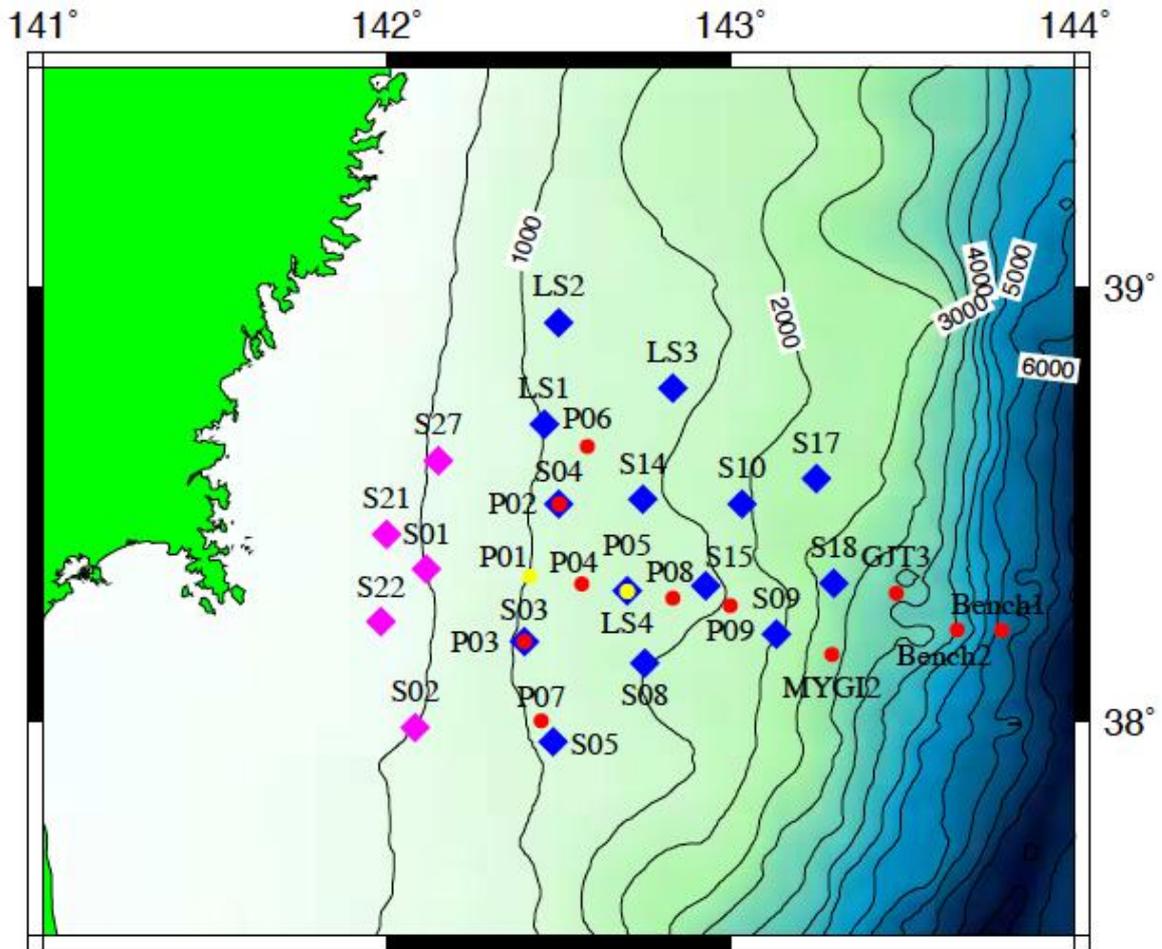
観測点名	地震計名	センサー	サンプリング	入力 CH	アンプ倍率 (dB)	記録タイマー
LS2	3-049	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2011/11/29-2012/10/24
LS3	4-038	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2011/11/29-2012/10/24
LS4	4-073	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2011/11/29-2012/10/24
P07	PCA_6_024	水力計	-	-	-	2011/11/15-2012/12/31
P08	WA1	4.5Hz 水力計	125 Hz	3	20, 20, 20	2011/11/29-2012/08/01
P09	UA1	水圧計	-	-	-	2011/11/15-2012/12/31
MYGI2	WA2	4.5Hz 水圧計	125 Hz	3	20, 20, 20	2011/11/29-2012/08/01

表6 2011年11月宮城県沖凌風丸航海のまとめ(つづき)

投入時詳細

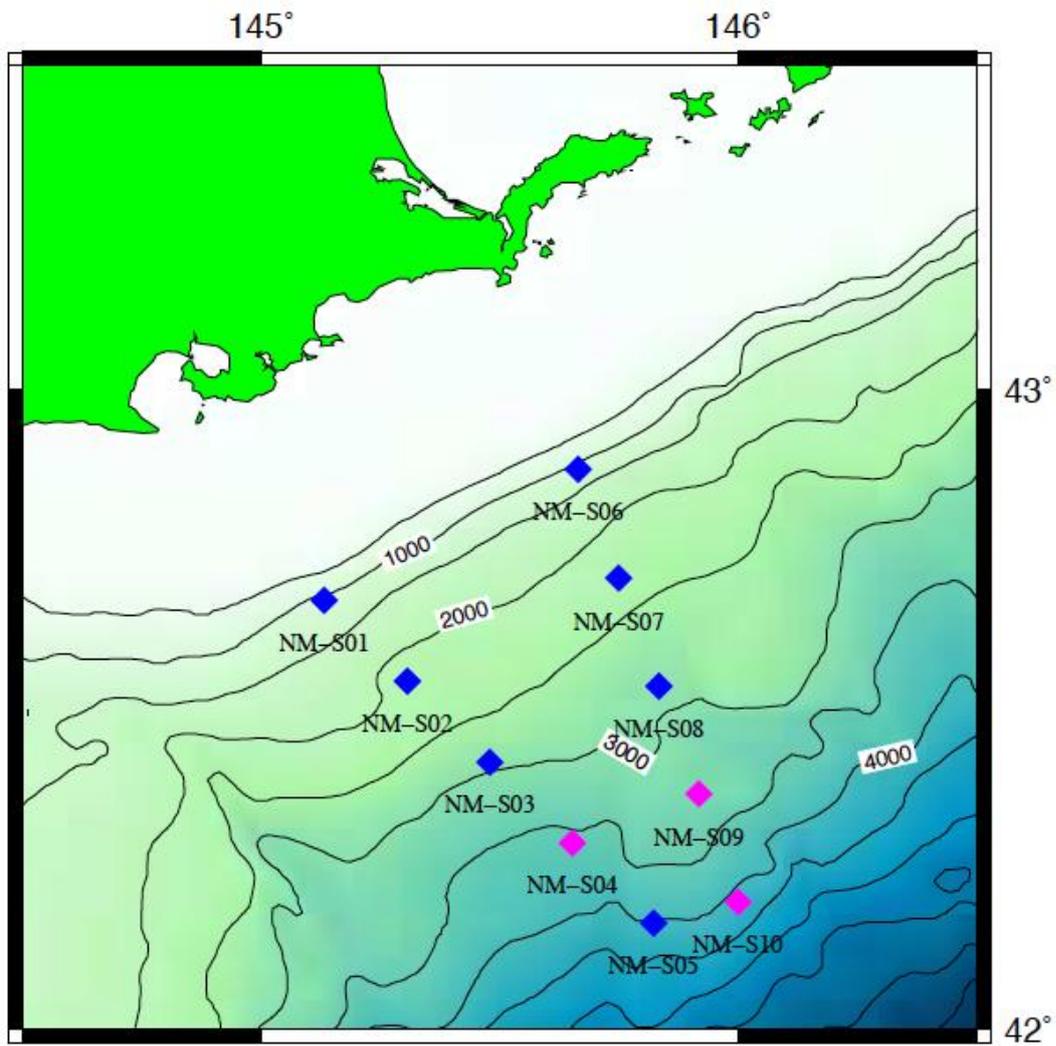
観測点名	投入日時	投入位置※投入時の船舶位置		水深 (m)
		緯度(N)	経度(E)	
LS2	2011/11/22-07:57	38° 55.012'	142° 29.865'	1191
LS3	2011/11/22-11:37	38° 46.021'	142° 50.089'	1400
LS4	2011/11/26-12:33	38° 18.005'	142° 42.012'	1407
P07	2011/11/23-14:55	38° 00.010'	142° 26.980'	1064
P08	2011/11/22-14:09	38° 16.998'	142° 50.031'	1419
P09	2011/11/22-16:40	38° 16.041'	143° 00.026'	1554
MYGI2	2011/11/23-09:43	38° 09.184'	143° 17.831'	2887

観測点名	時刻校正 (投入前)	誤差 (sec)	位置決めによる OBS 位置	
			緯度(N)	経度(E)
LS2	2011/11/22-07:38:00	-0.194	38° 55.0172'	142° 29.9515'
LS3	2011/11/22-09:56:00	-0.168	38° 46.1993'	142° 50.1315'
LS4	2011/11/26-11:51:00	-0.419	38° 18.0036'	142° 42.0135'
P07	2011/11/23-14:16:30	0.050	位置決め実施せず	位置決め実施せず
P08	2011/11/22-13:11:00	-0.711	38° 16.998'	142° 50.031'
P09	-	-	位置決め実施せず	位置決め実施せず
MYGI2	2011/11/23-09:27:00	-1.643	38° 09.184'	143° 17.831'



- ◆ OBS
- ◆ OBS (H23 年度で終了)
- OBP
- OBP (H23 休止中)

図1 宮城沖の観測点配置。



- ◆ OBS+OBP
- ◆ OBS

図2 根室沖の観測点配置。

宮城県沖に設置されていた海底地震計と陸上観測点によって得られたデータを併合処理し、P、S波の到達時刻の読み取りをおこない、2011年東北地方太平洋沖地震（以下、東北沖地震）本震近傍の震源分布の推定をおこなった。震源の決定には三次元地震波速度構造¹⁾を用いた。気象庁一元化カタログに記載されている2011年1月1日～2011年5月24日の間に北緯37.8°～39.0°、東経141.5°～145.0°において発生した地震を震源位置の推定の対象として選択した。2011年3月11日に発生した本震よりも前の期間においてはマグニチュード2.0以上の地震を解析対象としているが、本震後の期間においては余震活動が活発であり、本震前の期間と同様の処理が困難であるためにマグニチュード3.5以上の地震を解析対象とした。

平成21年6月に回収されたデータを用いて震源決定を行い、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の方法²⁾を用いて 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。

海底において観測される水圧データに含まれる非潮汐性の海洋変動に起因する水圧変動をモデル化することにより、これをデータから除去して海底面の鉛直変位に起因する変動を高精度で抽出するための手法開発をすすめた。海洋変動のモデル化は、高・低気圧に代表される気象擾乱（気圧と風）によって単層の海洋を駆動することによって実現した。この海洋数値モデルの精度を評価するために、全球海洋の深海域（水深1000m以上）の100点以上において、そこで実際に得られた海底水圧データと数値モデルにより予測された海底水圧変動時系列の比較を行った。

日本周辺の海域では、本研究に着手する以前から、海底ケーブル式津波観測システムによって、長期間にわたる海底水圧の連続観測データが得られている。こうしたデータの有効活用を視野にいれ、そのデータ品位に関する系統的な検討を進めた。具体的には、海洋研究開発機構と東京大学が設置している3つの海底ケーブルに接続されている6観測点における10年以上にわたる海底水圧データを入手し、水圧変動と水温変動との関係を調べた。

2011年東北地方太平洋沖地震時に宮城県沖および根室沖に設置されていた海底水圧計のデータに対して、海洋の潮汐・非潮汐変動成分の除去処理を施して、海底地殻変動の連続時系列の推定を行った。さらに、得られた海底上下地殻変動場をプレート境界面における逆断層すべりによるものと仮定し、東北地方太平洋沖地震とその前震に伴うプレート間すべりの空間分布の推定を行った。

陸上GPS連続観測点並びにGPS音響測距結合方式（GPS/A）の海底地殻変動観測点で得られた地震時変位データに加え、海底水圧計で観測された地震時上下変位データを用いることで、2011年東北地方太平洋沖地震の地震時すべり分布を詳細に推定した。推定に使用した地震時変位量は、383点における陸上GPS観測³⁾、7点における海底GPS/A観測⁴⁾、⁵⁾、6点での海底水圧観測によるものである。

東北地方太平洋沖地震のような大きな地震の発生前後の状況における圧力計の長期安定度を検証するために、印加圧力をステップ的に変化させた場合のセンサー出力の応答を調べる室内実験を実施した。実験には、本業務により平成21年度に導入した圧力印加実験装置を用いた。

自己浮上式機材を用いた水圧観測を長期間継続すること、あるいは多数の機材を平行して運用することを実現するためには、低消費電力型の観測システムの開発することにより、電源電池が占める体積・質量を低減することが効果的であり、本年度は低消費電力型のデータ記録装置を開発し、これを用いた実海域試験観測を開始した。

(c) 業務の成果

宮城県沖においては、東北地方太平洋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。図3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。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、上盤側プレート内およ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4に震源分布に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-net⁶⁾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⁷⁾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5、6に本震および最大前震近傍の震源分布およ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。

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^{8),9)}と調和的であり最大前震の余効すべりの伝搬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¹⁰⁾が推定されている。この人工地震探査の測線は、本震震央近傍を通っ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 7 に本研究によって得られた震源と先行研究¹⁰⁾による P 波速度構造の比較を示す。ただし、プレート境界型地震が卓越している前震のプレート境界からの深さ分布（図 8）をみると 5 km 程度の深さに集中するものの系統的なずれが存在する。このことは、本研究の震源深さは 5 km 程度系統的に深く推定されていることを示唆する。そのため、図 7 中では震源深さを系統的に 5 km 浅く表示している。

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。本震の地震時すべりに関する研究^{11), 12)}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（図 7 中の 50 km と 110 km 付近）が報告されている¹⁰⁾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（図 7 中の 50 km と 110 km 付近）が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。

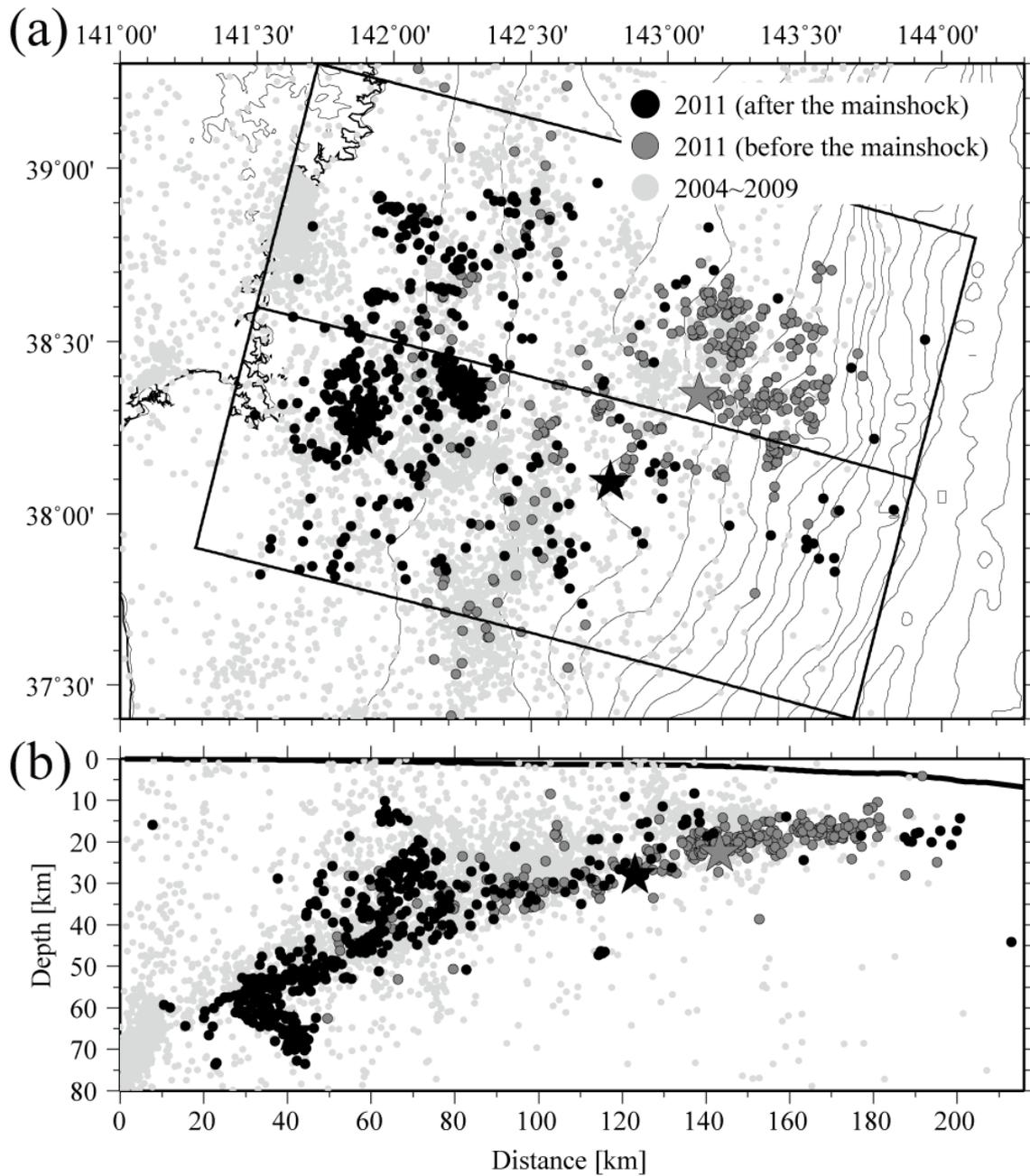


図3 宮城県沖の震源分布。濃い灰色と黒の丸印は、それぞれ東北地方太平洋沖地震発生より前と後の地震の震源。淡い灰色の丸は2004~2009年に発生した地震。(a)震央分布。(b)(a)中の矩形領域内の地震の震源深さ分布。

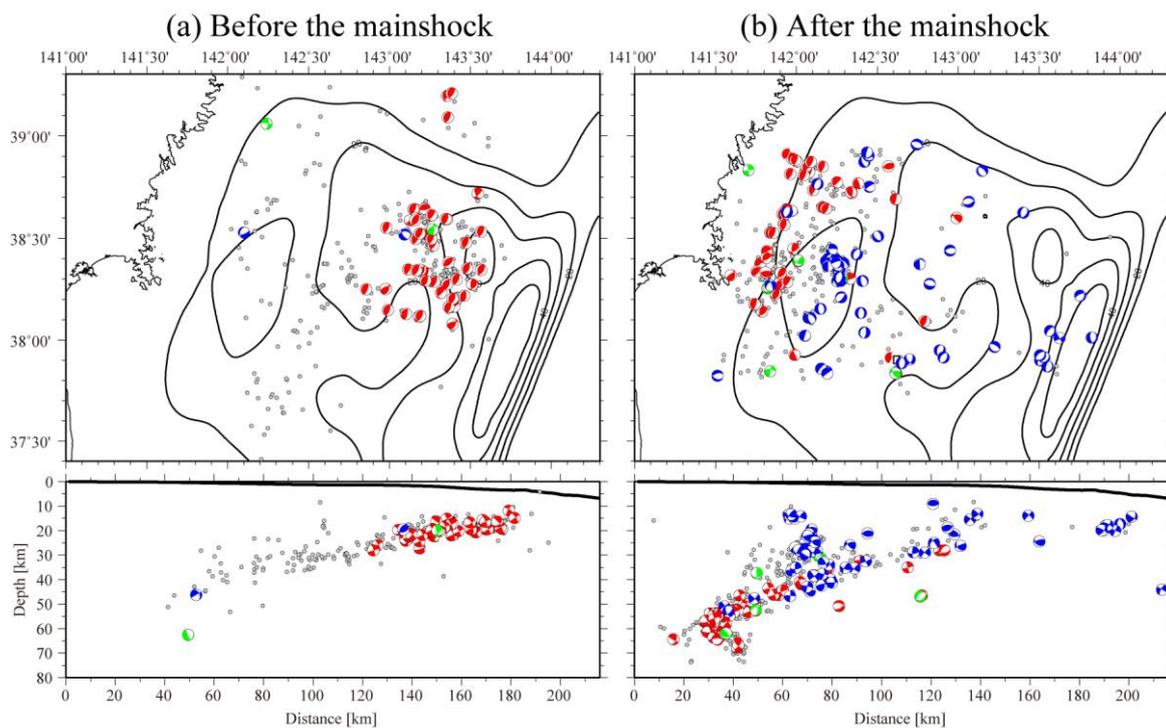


図4 2011年に発生した地震の震源ならびに発震機構解の分布。灰色点で震源を示す。発震機構解はF-netによるもので、すべり角(λ)によって色を変えてある。赤:逆断層型($\lambda > 45^\circ$); 緑:横ずれ型($-45^\circ < \lambda < 45^\circ$); 青:正断層型($\lambda < -45^\circ$)。 (a) 本震以前の期間(2011年1月1日から本震発生まで)。 (b) 本震後の期間(本震発生から5月24日まで)。

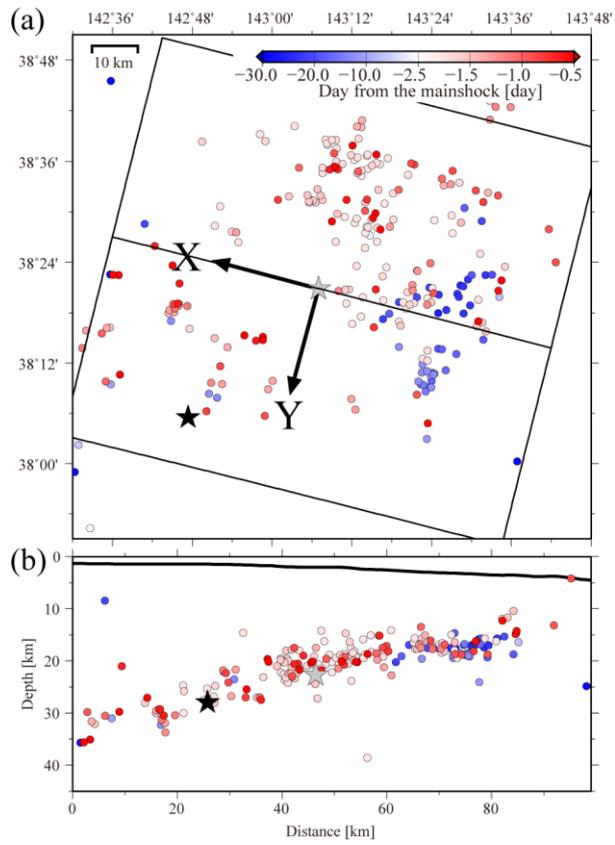


図5 東北地方太平洋沖地震の震源付近における震分布。本震発生より30日前から本震発生直前までの地震を、発生時刻に応じたカラースケールで示した。(a)震央分布、(b)矩形領域内の震源深さ分布。

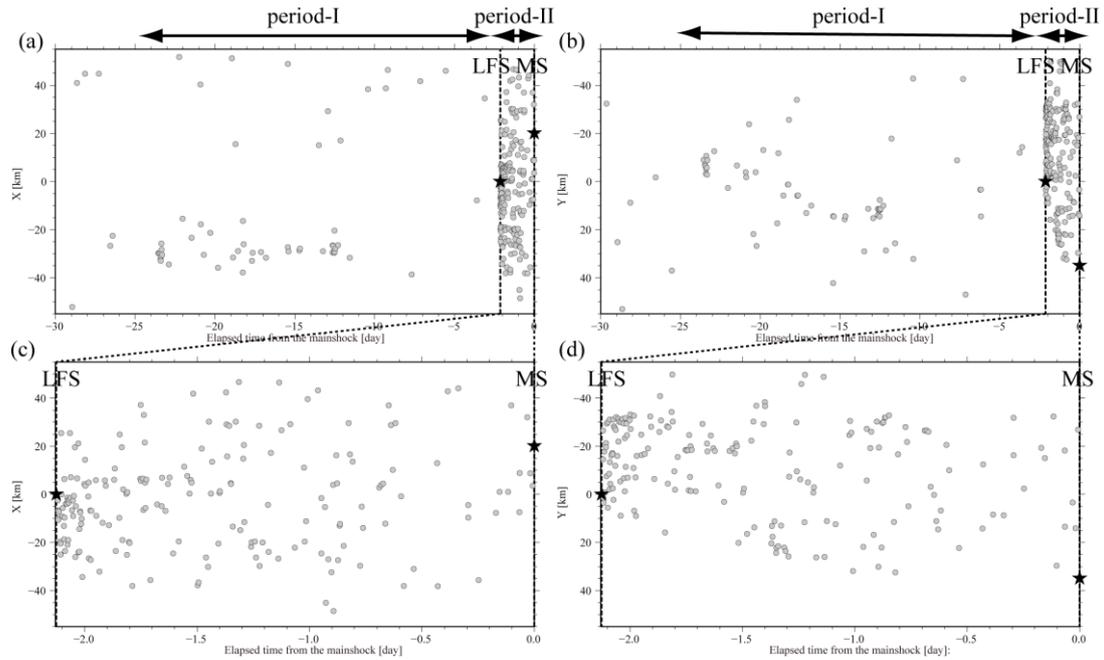


図6 図5に示した範囲内で発生した地震の時空間分布図。X軸およびY軸の位置は図5に示した通り。星印はLFS（最大前震）とMS（本震）を示す。(a)本震発生前の30日間の地震をX軸（沈み込みの方向）に投影したもの。(b)本震発生前の30日間の地震をY軸（海溝の走向方向）に投影したもの。(c)最大前震から本震が発生するまでの期間（X軸）。(d)最大前震から本震が発生するまでの期間（Y軸）。

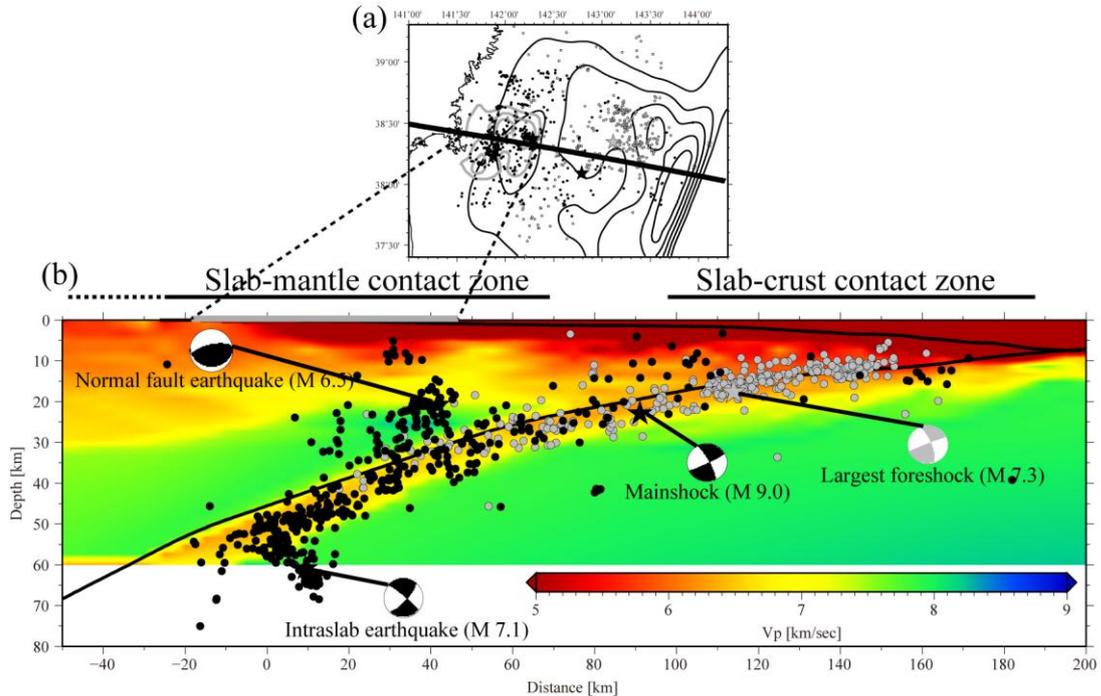


図7 (a) 東北地方太平洋沖地震の震源周辺の震央分布。黒線および灰色線のコンターは東北地方太平洋沖地震¹¹⁾と1978年宮城県沖地震¹⁶⁾の地震時すべり分布。実線は(b)で示す断面の位置。(b)震源分布を2次元P波速度構造モデル¹⁰⁾の上に重ねて表示したもの。本震前後の地震の震源を、灰色と黒でわけて表示した。大きな地震の発震機構解(F-net⁶⁾)

による) も示した。

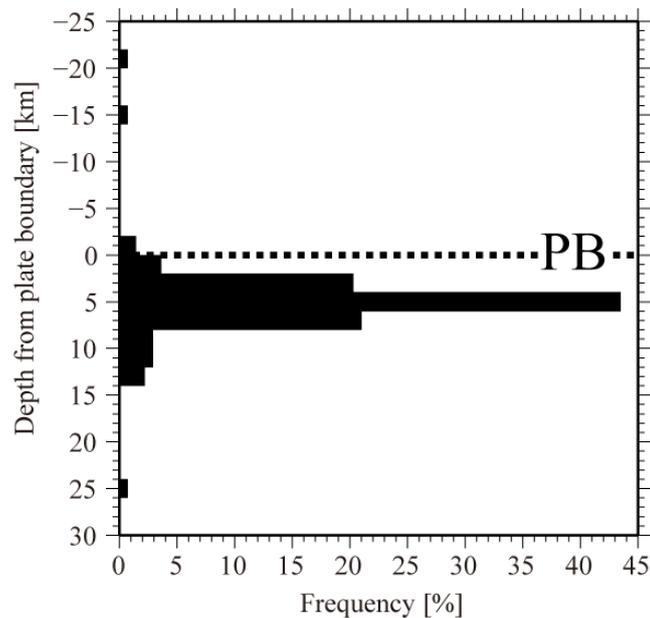


図8 本業務で再決定した震源深さと人工地震探査¹⁰⁾により決められたプレート境界までの深さの差のヒストグラム。構造探査本震震源付近で、本震発生直前の30日間の震源に対して示す。

根室沖海底地震観測波形の解析対象とした2008年11月9日から2009年6月16日までの期間では、地震活動が静穏であったため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9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。

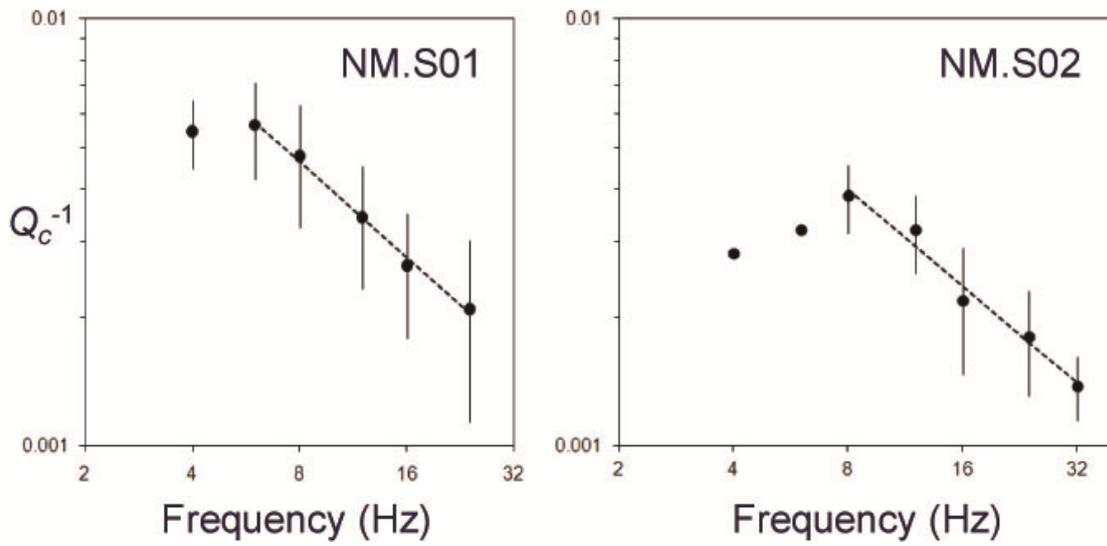


図9 根室沖観測点 NM.S01、 S02 の地震波形から求められた Q_c^{-1} の周波数依存性。

モデルの解像度を高くする（全球の単層海洋を離散化する間隔を小さくする）に従い、計算される海底圧力の振幅は小さくなる傾向を認めることができた（図 10）。これを、実測された海底水圧データと比較し、予測値－観測値間の相関係数ならびに残差を指標として、数値モデルによる予測値の精度について検討を行った（図 11）。その結果、モデルの空間解像度が $1/12^\circ$ のとき数値モデルの予測精度が最も高いことが示された。解像度が $1/12^\circ$ より粗い場合には、解像度の向上とともに予測精度も向上するが、 $1/12^\circ$ より細かい解像度で数値モデリングを行うと、解像度を向上させることでかえって予測精度が劣化する傾向があることがわかった。これは 1 層モデルにおけるエネルギー消散のパラメータ化の問題を示唆している。

開発した $1/12^\circ$ のモデルは、観測データの非潮汐成分を RMS 振幅で全球平均で 18% 減少させることができた。このモデル値を用いた海洋変動成分の除去処理を、平成 22 ～ 23 年度の期間に宮城県沖で得られた海底水圧観測データに対して適用したところ、2011 年 3 月 11 日に発生した東北地方太平洋沖地震の最大前震（3 月 9 日）から本震にかけての 2 日間に発生したゆっくりとした cm スケールの海底の鉛直変位の抽出の際に有効であったことがわかった（図 12）。

日本周辺の海底ケーブル式観測システムで得られる海底水圧データには、水温起源の非地球物理学的ノイズの影響が顕著にみられることがわかった。図 13 に水圧データの品位の検討対象となった観測点の配置を示す。

水圧データと水温データの関係は、両者の相関を最大化する回帰係数とその位相差によって評価した。データの長期安定性について、水温について長期的な一定の傾向は見られなかったが、海底圧力については数 hPa/year の主に増圧傾向が見られた（図 14）。この圧力変化は地球物理学的変化というよりは測器に起因するドリフトと解釈することができる。また、水温ノイズの影響は経年的に大きくなる傾向があった。これらの傾向は検討対象とした 6 観測点のデータで基本的に共通していた。

水圧データと水温データとの相関は、数時間から数日の周期帯にかけて強くなる傾向があった。こうした相関関係は、水圧センサーの温度依存性が十分に補償できていないことによる「みかけ」上あらわれたものであると仮定し、逆にこれらの相関関係を用いることにより、水圧データに「みかけ」上あらわれる温度依存性を補正することを試みた。この補正は、釧路沖に位置する KPG2 のデータについては、数日より長い周期帯で、地球物理学的な現象に起源をもつ変動（すなわち有意なシグナル）の抽出に効果的であったが、その他のデータについては、あまり効果的ではなかった（図 15）。

津波の周期帯（30 分以内）においてしばしば見られる急激な水温変動（ $\pm 0.003^\circ \text{C}/\text{min}$ より大きい）の影響は、温度データとの相関成分を補正する処理により軽減できる。特に、室戸岬沖の MPG2 のデータでは効果的に働くことがわかった。1998 年に発生したパプアニューギニア地震（Mw7.0）に伴う津波の、室戸岬システムにおける計測では、本来の津波のシグナルに影響してしまうほどの水温ノイズを効果的に補正することができた（図 16）。

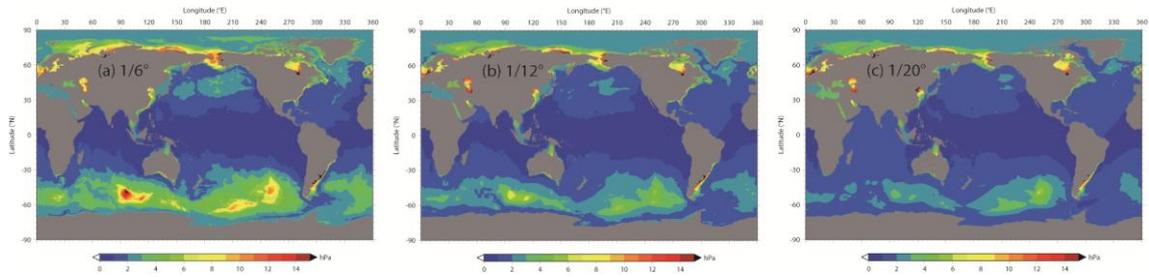


図10 全球海洋モデルを用いて計算された海底圧力のRMS振幅。モデルの解像度が $1/6^\circ$ 、 $1/12^\circ$ 、 $1/20^\circ$ の場合を示した。

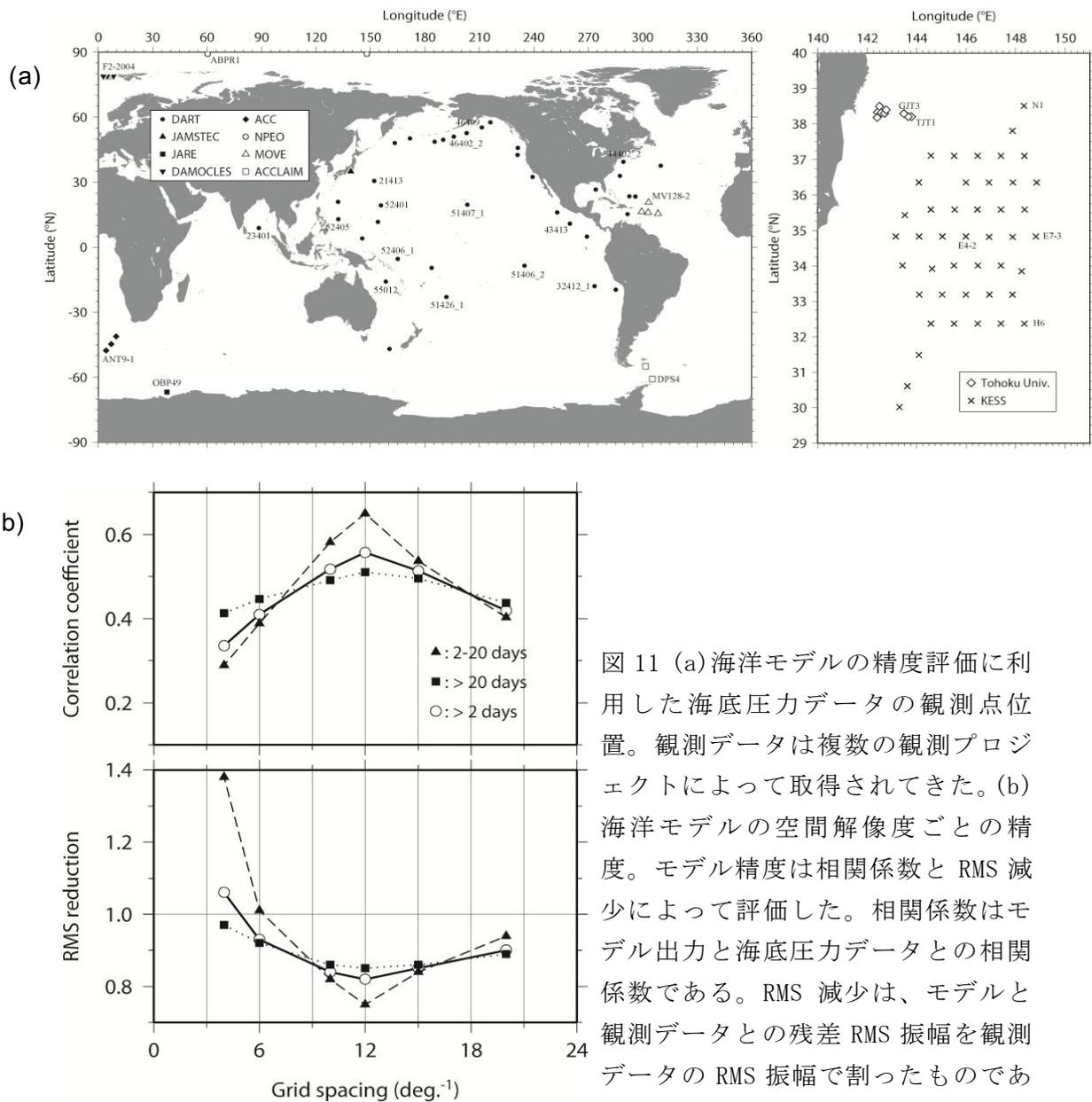


図11 (a)海洋モデルの精度評価に利用した海底圧力データの観測点位置。観測データは複数の観測プロジェクトによって取得されてきた。(b)海洋モデルの空間解像度ごとの精度。モデル精度は相関係数とRMS減少によって評価した。相関係数はモデル出力と海底圧力データとの相関係数である。RMS減少は、モデルと観測データとの残差RMS振幅を観測データのRMS振幅で割ったものである。

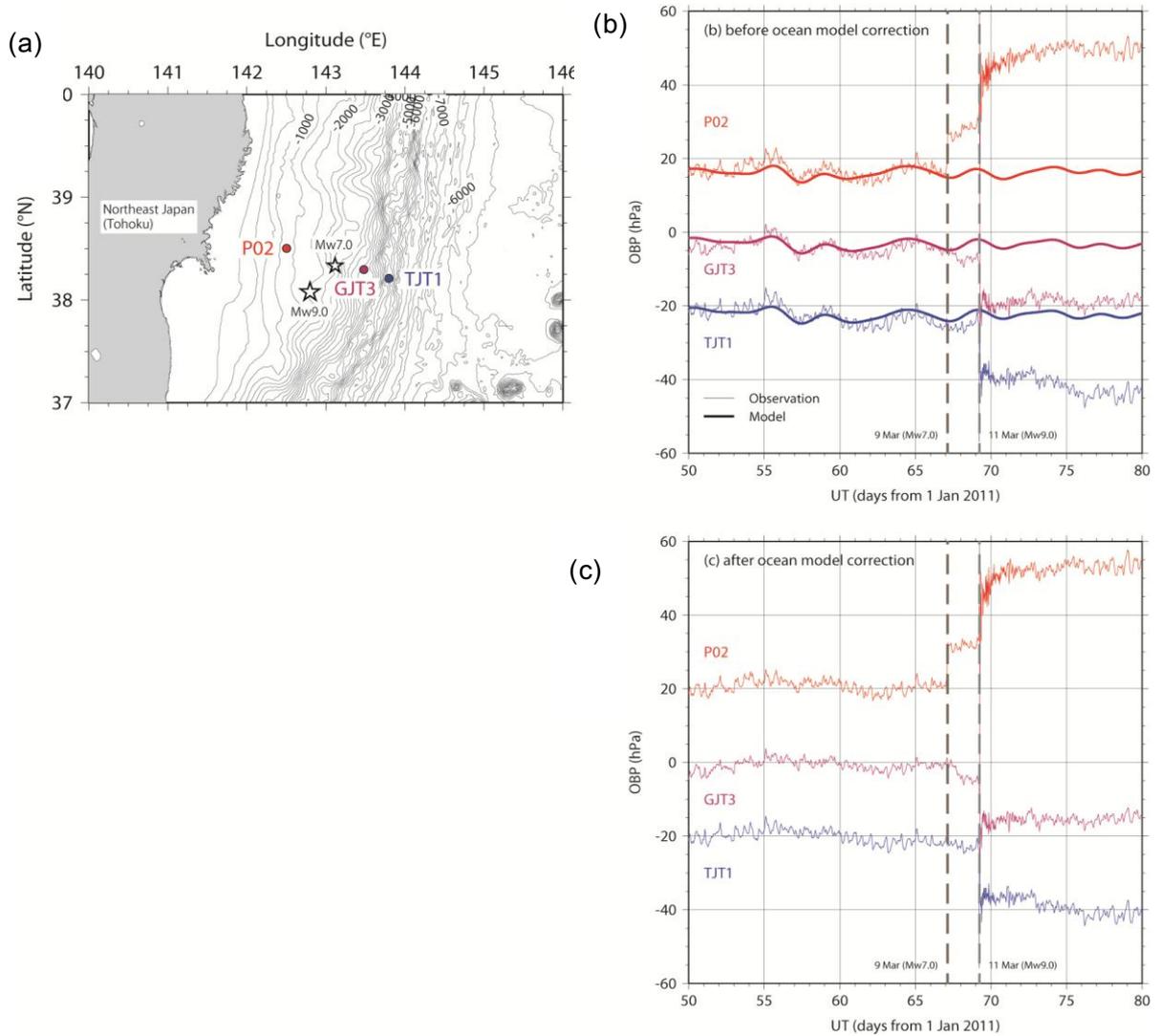


図 12 (a) 2011 年東北沖地震 (Mw9.0) とその最大前震 (Mw7.0) の震央位置と観測点配置。
 (b) 現場海底圧力データに潮汐補正だけを施したもの。開発した海洋モデルによる海洋変動予測とともに示した。(c) (b) の系列から予測された海洋変動を差し引いたもの。最大前震 (67 日目 : 2011 年 3 月 9 日) から東北沖地震 (69 日目) にかけて、GJT3 において約 5cm のゆっくりとした隆起があったことがわかる。東北沖地震に伴う m オーダー (~数百 hPa) の海底上下変動は縮めて表示した。

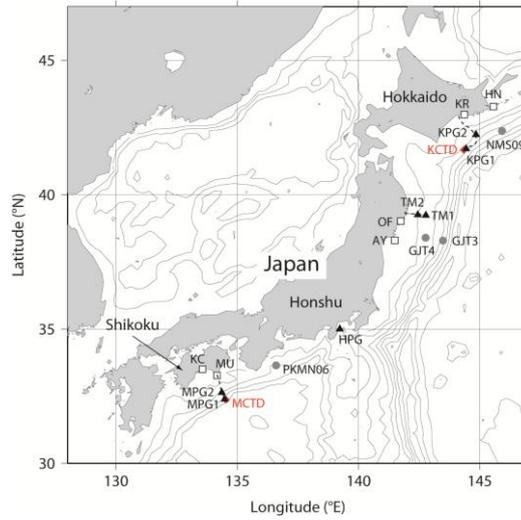


図 13 海底圧力の観測点。釜石沖 (TM1、TM2)、室戸岬沖 (MPG1、MPG2)、および、釧路沖 (KPG1、KPG2) の 3 つの海底ケーブルシステムのデータを解析した。

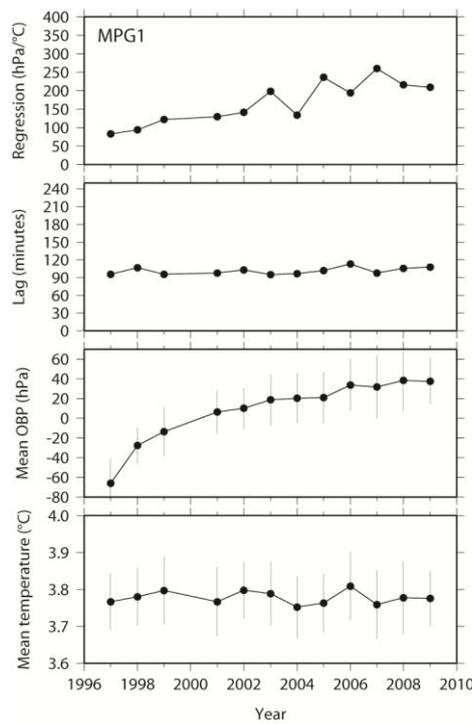


図 14 MPG1 (室戸岬沖システム) の長期安定性。上から、海底圧力の水温変動に対する回帰係数、海底圧力と水温との位相差 (正の値は、圧力が水温に対し遅れることを示す)、年間海底圧力、年間水温。

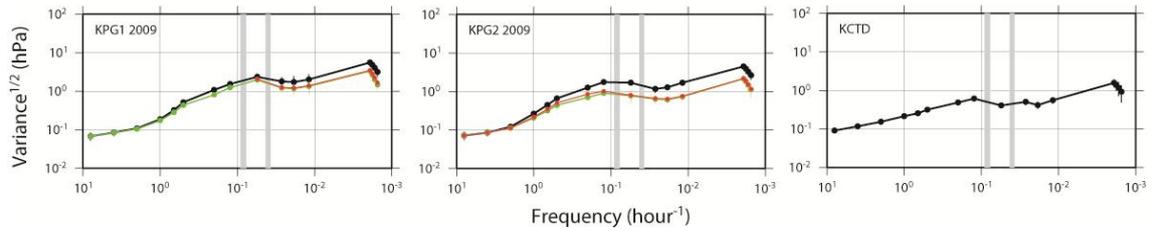


図 15 海底圧力の周期帯ごとの振幅。釧路沖システムの KPG1、KPG2、および、KCTD について示した。黒線は補正をしないもの、緑線は相関を最大化する回帰係数とラグを用いて補正したもの、赤線はラグを 0 として求めた回帰係数で補正したものである。KCTD はノイズレベルが小さい Paroscientific 社製の海底圧力センサーによるものである。補正を行うことで、KPG2 については、振幅が KCTD と比較的同等程度になっていることがわかる。

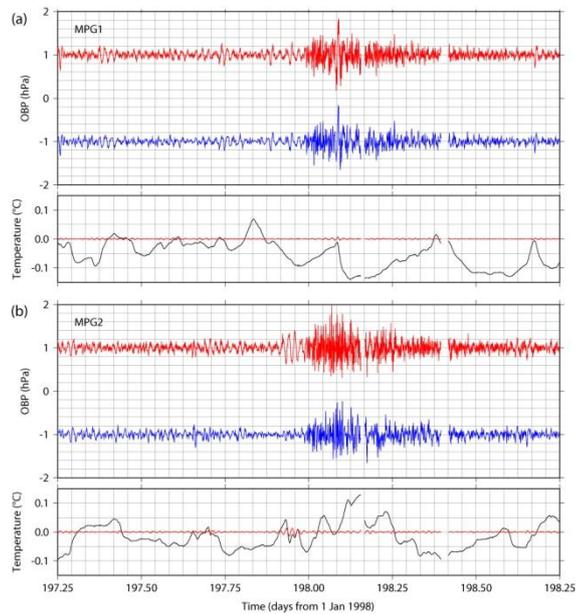


図 16 1998 年パプアニューギニア地震 (Mw7.0) に伴う津波の、室戸岬沖システム (MPG1、MPG2) における観測。上段は海底圧力、下段は水温である。海底圧力は 30 分以内の周期帯で示している。赤線は水温補正をする前で、青線は水温補正をした後のものである。水温について、黒線は元時系列で、赤線は 30 分以内の周期帯のものである。この 30 分以内の周期帯の水温変動を参照し、青線の補正を行った。補正を行うことで、MPG2 の 198.0 日目直前の 1cm 以下の擾乱が効果的に減衰させることができた。

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 17 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 日前には、M7.3 の前震が発生したが、それに伴う変動も捉えられている。水圧記録では、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。図 18 は本震発生直後の 10 日間の海底鉛直変位（地震直後の位置を基準とした）であるが、地震後に継続する明瞭なゆっくりとした変動を認めることができる。一方、M7.3 の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。補正により除去しきれない海洋変動起源の変動は周期 0.5 日以下の擾乱としてあらわれるが、観測点間で位相の相似性が高い。そこで、観測点間での水圧差をとることで、こうした雑音成分が除去できる。図 19 は、こうした観測点間の差をとることで得られた、海底変位差時系列の M7.3 の地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。

M7.3 の前震による地震時変動と余効変動、本震の地震時変動とそれに伴う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、これら 4 タイプのすべりが空間的に異なる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、前震後、本震時、本震後、それぞれでのプレート境界面上でのすべり分布を推定した。

図 20 は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¹³⁾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、東北地方太平洋沖地震の震源は 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。

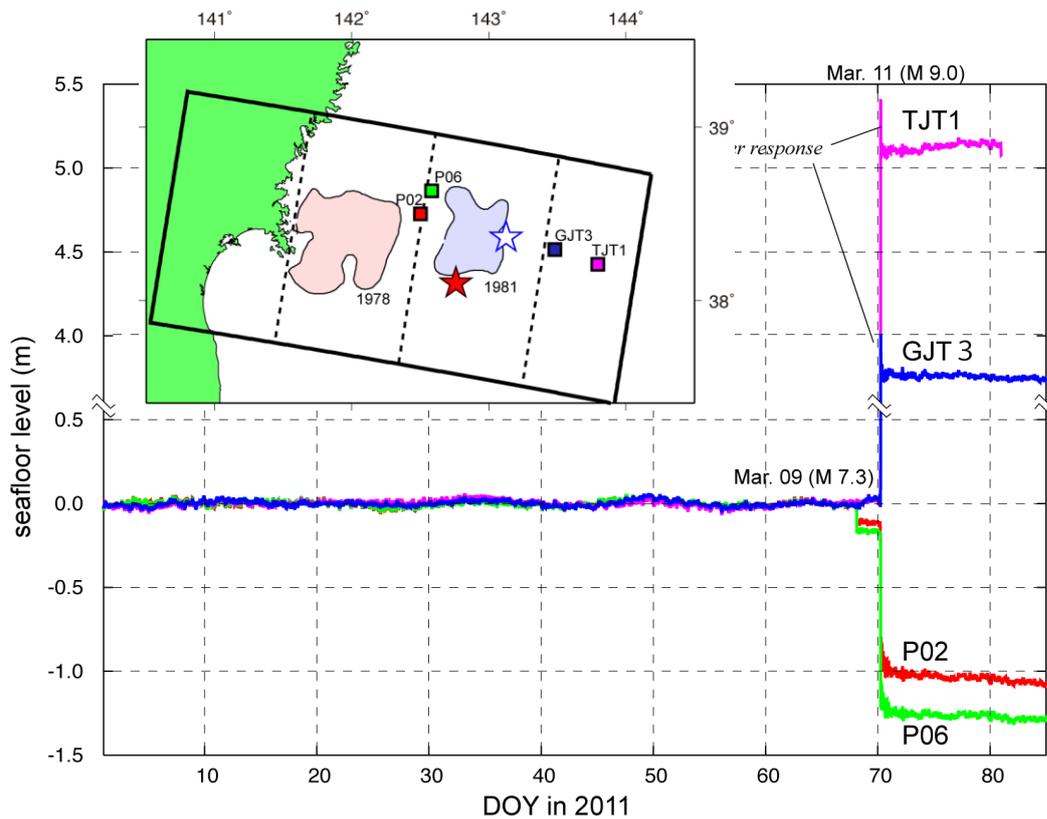


図 17 海底水圧観測のデータから作成した海底レベル (SFL) の時間変化 (2011 年 1 月 1 日～3 月 26 日まで)。観測点の位置を示した図を左上に示す。赤星と青星は本震と最大前震の震央。ピンク色と薄青色の領域は 1978 年と 1981 年の地震の破壊域¹⁶⁾。

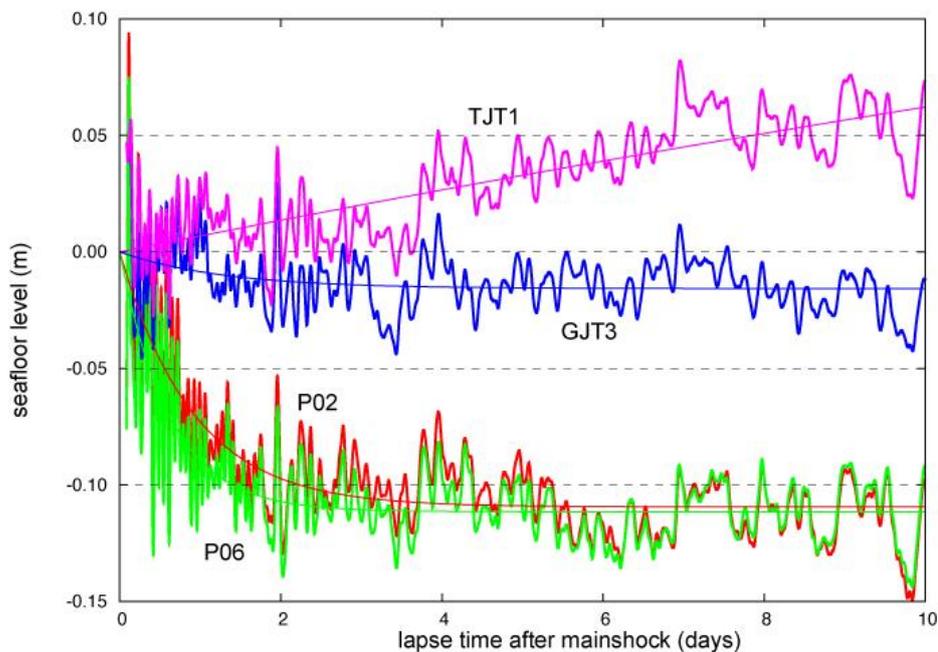


図 18 本震発生後の SFL の時間変化。時間変化をもっともよく説明する指数関数をあわせて示した。

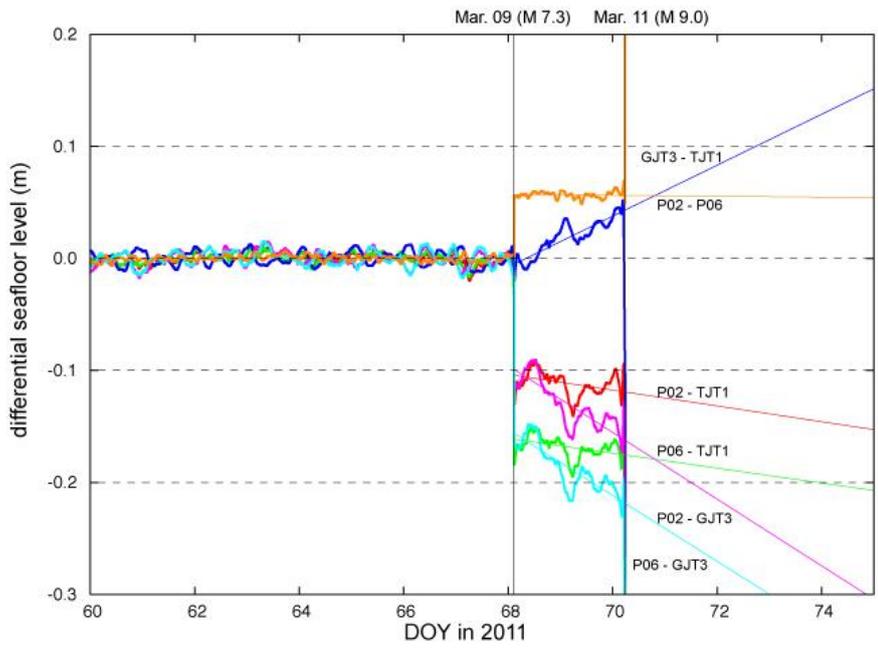


図 19 複数の観測点の SFL の差をとって作成した差分 SFL の時間変化。時系列をもっともよく説明する直線をあわせて示す。

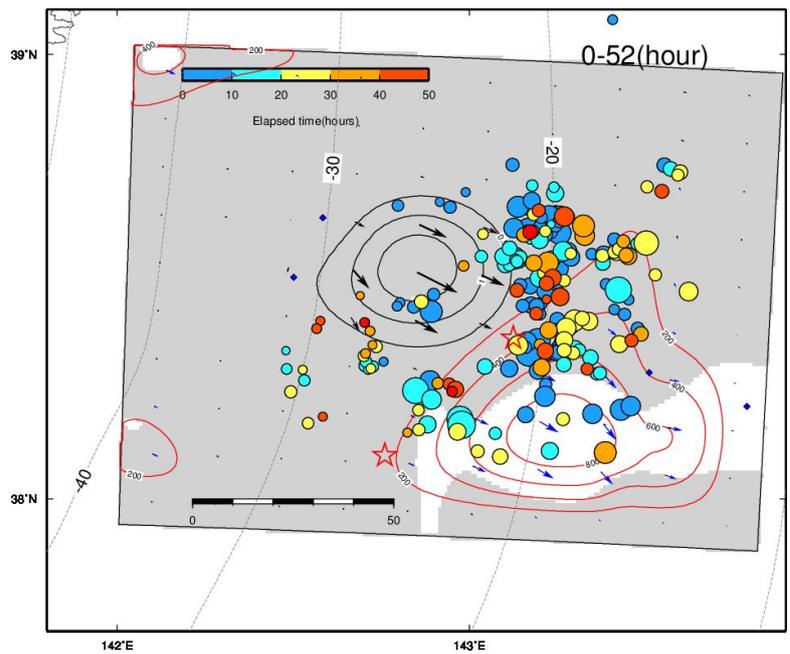


図 20 地殻変動観測データを用いて推定した 3 月 9 日の最大前震の地震時すべりと余効すべりの分布。黒実線が地震時すべり分布を示すコンター (0.5 m 間隔)。赤実線が余効すべり分布を示すコンター (20cm 間隔)。矢印はノード点において推定されたすべりベクトル。最大前震 (右上側の星印) 発生から本震 (左下の星印) 発生までの間の地震の震央を、経過時間で色分けして示した。

陸上 GPS、GPS/A 海底地殻変動観測、海底水圧観測のデータを用いて推定された、東北地方太平洋沖地震に伴う地震時すべり分布を図 21 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 21(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 ら¹⁴⁾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 22 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、海底観測点の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。

推定された地震時すべり分布から海底上下変位を計算し、海底での上下変位をそのまま初期波高分布として津波波形を計算した。結果を図 23 に示す。計算された津波波形と観測された津波波形とで、到達時と最大波高が概ね一致した。とはいえ、岩手県沖の観測点 TM1、TM2、802、804) においては最大波高が過小評価気味であるのに対して、宮城県沖の点ではやや過大評価となっており、深さ 15km よりも浅部に存在する極大すべ

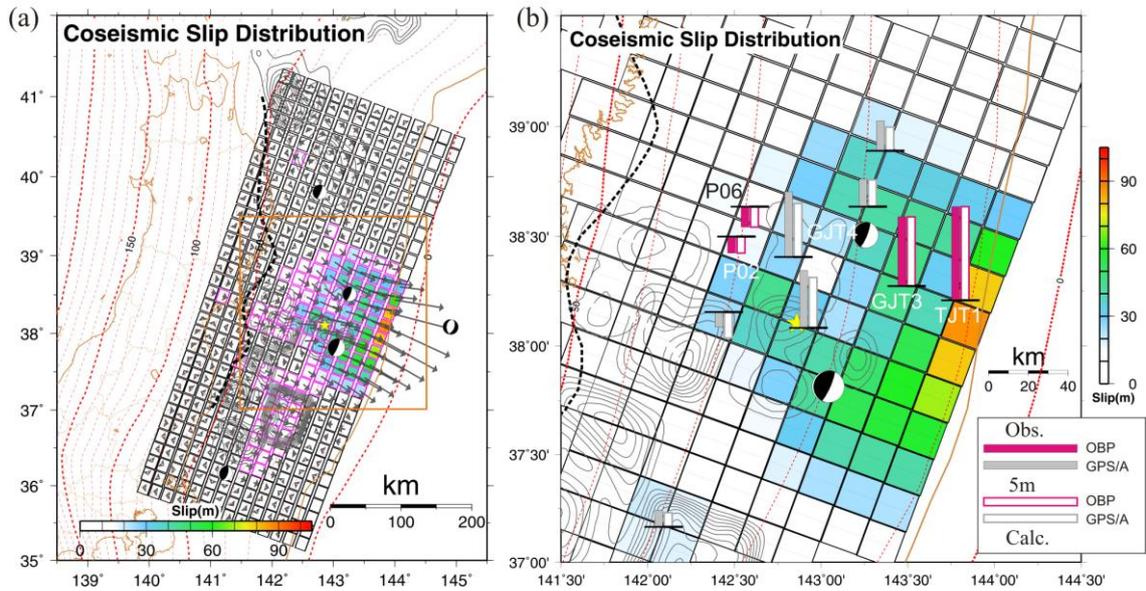


図 21 地殻変動データを用いて推定した東北地方太平洋沖地震の地震時すべりの分布。
 (a) 矢印は推定されたすべりベクトル。紫色の線で囲まれた範囲では、推定されたすべり量の大きさが推定の誤差を上回っており、有意なすべり量が推定されている。黒の点線は定常活動における低角逆断層型地震が発生する西縁¹⁷⁾。赤色の点線はプレート境界面の深さのコンター（10 km 間隔）¹⁸⁾。橙色の矩形領域の拡大図を (b) に示す。震源周辺のすべり分布図。観測された上下変動（塗りつぶし）とすべり分布モデルからの予測値（白抜き）の比較をあわせて示す。赤と灰色の棒グラフで海底水圧観測と GPS/A 観測の違いを区別した。

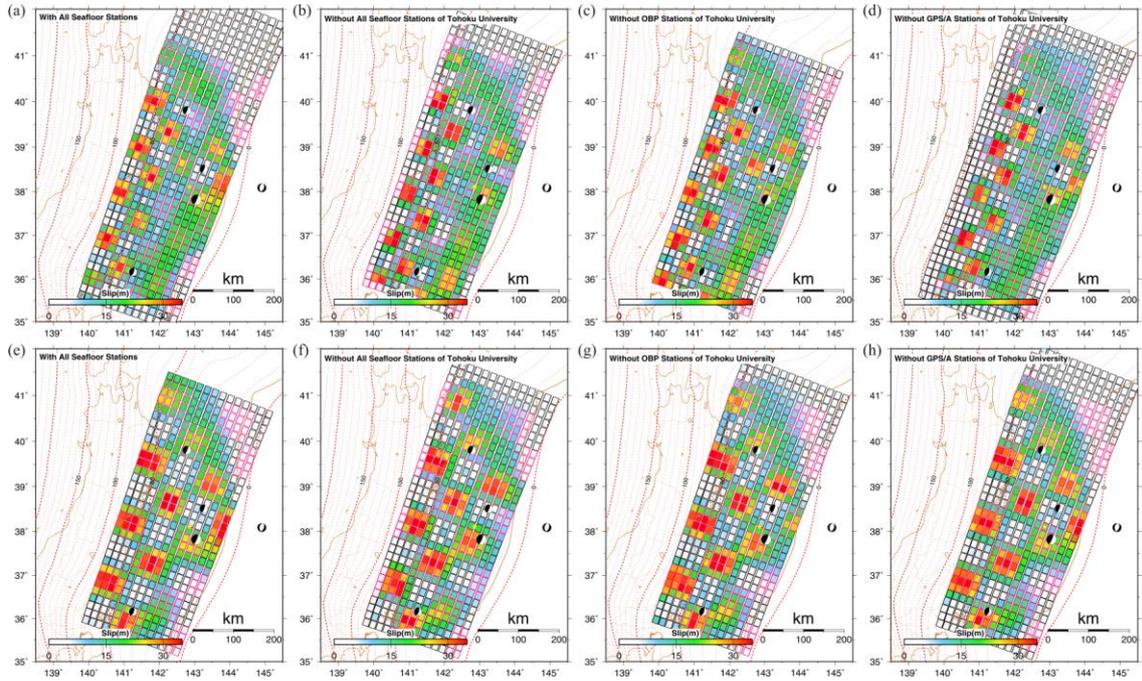


図 22 チェッカーボードレゾリューションテストの結果。与えたチェッカーボードパターンは 0 m と 30 m を矩形小断層に交互に与えたもの。紫色で縁取った断層要素に 30 m のすべりを与えている。(a)～(d)はチェッカーボードパターンの間隔が 60 km、(e)～(h)は 80 km。(a)と(e)：全ての海底地殻変動観測点のデータを使用した場合。(b)と(f)：陸上 GPS 観測と海上保安庁の GPS/A 観測のデータを使用した場合。(c)と(g)：水圧観測による上下変動データを使わなかった場合。(d)と(g)：東北大学の GPS/A 観測のデータを使わなかった場合。本震ならびに 3 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¹⁹⁾を、セントロイド位置に示した。

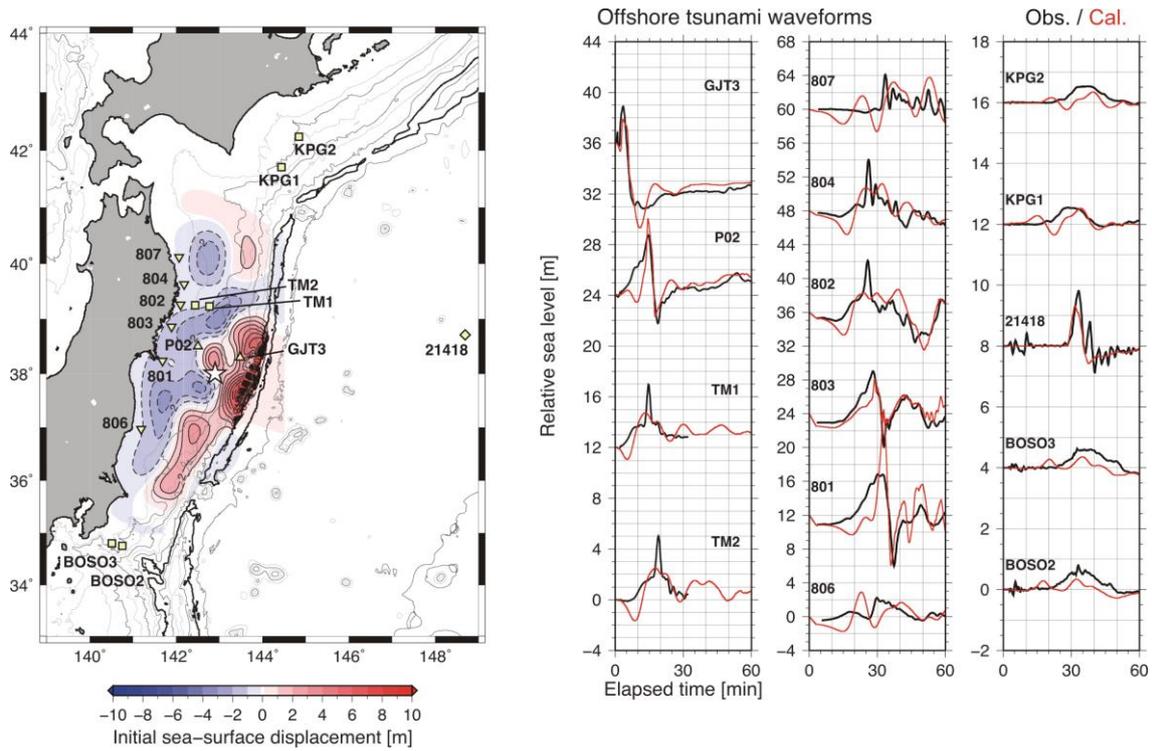


図 23 推定された地震時すべり分布をもとに計算した、初期海面高分布（左）と各観測点における津波の計算波形（赤線）と観測波形（黒線）の比較（右）。初期海面高分布の等値線は 1m 間隔。図中に各観測点の位置を示してある。ケーブル式の海底水圧計を四角形、自己浮上式の海底水圧計を三角形、GPS 波浪計を逆三角形、DART の観測点をダイヤモンドでそれぞれ表している。津波波形の横軸は本震発生時刻からの経過時間で、単位は分。縦軸は海面高変化量で単位は m。オフセットを持たせて各観測点の波形を並べて示した。

り域が、求まっている範囲よりもやや北側まで伸びている可能性を示唆する。福島県沖の観測点（806）での波形をみると、計算されたものよりも5分ほど早く第一波が到達しているが、その振幅は計算されたものが非常に大きくなってしまっている。陸地にやや近い領域にもとまった福島県沖の地震時すべりが、過大評価になっている可能性を示唆している。

東北地方太平洋沖地震後の余効変動は非常に複雑な分布をしている可能性があることが、海底地殻変動のデータから示される。陸上GPS観測のデータを用いた余効すべり分布はすでに報告されている¹⁵⁾が、彼らの結果では余効すべりが宮城県沖を中心とした広範囲に広がっていることが示されている。しかし、本業務による水圧観測と陸上GPS観測をあわせて作成した余効上下変動のプロファイル（図24）は、震源より海溝に近い側と、東北地方太平洋側の海岸線付近の2カ所に、隆起-沈降のパターンがあらわれており、プレート境界面上に広範囲に広がるような逆断層すべりで説明することは困難である。この上下変動プロファイルを用い、プレート境界面に沿った余効すべりの海溝軸からの距離に応じた2次元的な変化を推定すると、余効すべりは本震の地震時すべりの深部側の限界よりdowndip側と海溝に近い側の2カ所に分かれて分布していることが示された。これに対して、本震の破壊域のほぼ中央にあたる震源の周囲では、有意な余効すべりは見られない。上で述べた通り、本震の破壊域では、活発な余震活動があるにもかかわらず、プレート境界を震源とするような低角逆断層型の地震の発生がほとんど見られないが、この特異な余震活動の特徴は、震源域の範囲内では余効すべりがほとんど起こっていないことに起因するのかもしれない。

宮城県沖における水圧観測のデータ（図15）にみられるように、震源域近傍における海底水圧観測では、地震時の大きな変動とそれに引き続く余効変動によるゆっくりとした変動が観測されることが期待される。余効変動の継続時間は非常に長い（数十日以上）ことが多いため、観測水圧の時間変化から、余効変動による変動と圧力センサーがもつ固有のドリフトと区別することは、難しい。今回の観測データについては、地震発生前の海底が安定な状態での記録が長時間にわたって得られていたため、地震前のデータからドリフト成分を推定し、これを用いて地震後のデータからドリフト成分を除去して余効変動成分を抽出した。しかし、地震時変動によってセンサーに印加されている絶対圧力がステップ的に変化しているため、そうしたステップ的な圧力変化によってドリフト・レートが変化したり、ステップ変化に対してセンサーが何らかの過渡的応答を示す場合には、そのような方法で余効変動を精度良く推定することはできない。こうした懸念のもと、印加圧力をステップ的に変化させた場合のセンサー出力の応答を調べる室内実験を実施した。図25に室内実験により得られたデータの例を示す。こうした実験のためには、圧力ステップの印加後の一定圧力を保持する時間を長くとる必要があるため、まだ実験は完了していないが、これまでの暫定的な結果によれば、ステップ的な印加圧力の変化によるドリフト・レートの変化は無視できる程度に小さいこと、ステップに対する過渡的応答はあるものの、その時定数は十分に短いため、余効変動による変化とは区別可能であることが明らかとなりつつある。

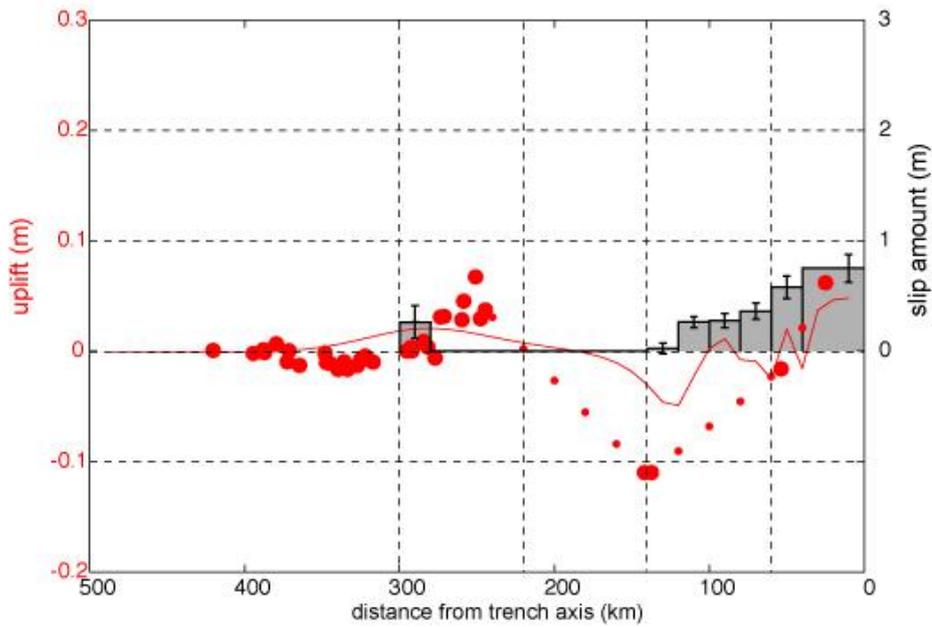


図 24 東北地方太平洋沖地震の余効変動による地殻上下変動と余効すべり量分布。海底水圧観測および陸上 GPS 観測により推定された本震後 10 日間での余効変動量。棒グラフはその逆解析から推定した余効すべりの分布。赤実線は推定されたすべり分布から計算される余効変動のプロファイル。



図 25 海底水圧計で使用しているのと同型の水圧センサーに対して行った圧力印加室内実験の結果。印加圧力（上）を変化させたときの、被検センサーと基準センサーの指示圧力の差（下）。

低消費電力型の海底水圧観測システムの開発は、圧力センサーを従来の水晶振動子の発振信号を直接とりだす周波数出力型から、内部にカウンターを備え振動子の発振周波数を計測してデジタルデータとして出力するインテリジェント型に交換し、その出力データを超低消費電力マイコンで駆動するデータ記録装置で収録することで実現可能である。プロトタイプを用いて消費電力の計測を行った結果、本業務の海底観測で使用しているシステムに比べて、2/3程度に低減できることを確認した。海底環境において長期にわたって安定に動作する能力についての実証が必要であり、平成23年10月に宮城県沖の海底へ設置し（観測点 P09、図1参照）、およそ6ヶ月間の試験観測を実施している（平成24年5月に回収予定）。

(d) 結論ならびに今後の課題

宮城県沖を震源域として発生した東北地方太平洋沖地震に伴う地震活動ならびに地殻変動の時間変化を、本業務で継続してきた海底地震観測ならびに海底水圧観測によって捉えることができた。こうしたデータは、超巨大地震の発生前後でのプレート間すべりの時空間変動を明らかにする上で極めて重要なものである。特に、本震の2日前に発生したM7.3に引き続く余効変動は、本震の破壊開始点付近に向かって拡大した非地震性すべりがあったことを示しており、これが超巨大地震の発生に至る過程であった可能性はある。宮城県沖を含む日本海溝周辺では、M7級のプレート境界地震の後で大規模な余効変動が見られることは珍しいことではなく、これまでは大きな地震の発生につながるような事例は認められていない。従って、今回観測されたような非地震性すべりイベントの発生が必ずしも超巨大地震発生に結びつくとは限らない。しかし、この非地震性すべりの時空間的な発展を詳細に検討することにより、この余効すべりイベントと本震の発生との関連について吟味する余地は残されている。

本業務で得られた観測データからは、本震の余効すべりは複雑な空間分布を示していることが示された。しかし、震源域が広大であり、余効すべりの範囲もまた極めて広範囲にわたっていることが予想されることから、海底水圧観測で得られた連続記録は余効変動の実体を明らかにする上で非常に貴重なデータではあるが、その解釈は容易ではない。平成24年度に回収予定の観測データや、GPS/A観測や陸上観測のデータ、余震活動の時空間変化などを総合することによって、余効すべりの推移について検討することは、次年度に残された重要な課題である。

(e) 引用文献

- 1) Yamamoto, Y., R. Hino, K. Suzuki, Y. Ito, T. Yamada, M. Shinohara, T. Kanazawa, G. Aoki, M. Tanaka, K. Uehira, G. Fujie, Y. Kaneda, T. Takanami, and T. Sato, Spatial heterogeneity of the mantle wedge structure and interplate coupling in the NE Japan forearc region, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L23304, doi:10.1029/2008GL036100, 2008.
- 2) Takahara, M. and Yomogida, K., 1992, Estimation of coda Q using the maximum likelihood method, *Pageoph*, 139, 255–268.
- 3) Ohzono, M., Y. Yabe, T. Iinuma, Y. Ohta, S. Miura, K. Tachibana, T. Sato, & T. Demachi, Strain anomalies induced by the 2011 Tohoku Earthquake (Mw9.0) as observed by a dense GNSS network in northeastern Japan, *Earth Planets Space*, in review.
- 4) 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.
- 5) 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.
- 6) <http://www.fnet.bosai.go.jp>
- 7) 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.
- 8) 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.
- 9) 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.
- 10) 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.
- 11) 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.
- 12) 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.

- 13) Yabuki and Matsu'ura, 1992.
- 14) 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.
- 15) 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.
- 16) Yamanaka, Y. & Kikuchi, M. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data. J. Geophys. Res. 109, B07307, 2004.
- 17) Igarashi, T., Matsuzawa, T., Umino, N. and Hasegawa, A. Spatial distribution of focal mechanisms for interplate and intraplate earthquakes associated with the subducting Pacific plate beneath the northeastern Japan arc: A triple-planed deep seismic zone, J. Geophys. Res., 106, 2177-2191, 2001.
- 18) Nakajima, J. & A. Hasegawa, 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, L16309, doi:10.1029/2006GL026773, 2006.
- 19) Hirose, F., K. Miyaoka, N. Hayashimoto, T. Yamazaki & M. Nakamura, Outline of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (Mw 9.0) -Seismicity: foreshocks, mainshock, aftershocks, and induced activity-, Earth Planets Space, 63, 513-518, 2011.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
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 (oral)	AGU 2011 Fall Meeting (San Francisco, USA)	2011年 12月
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（ポスター）	地球惑星科学連合大会 2011（千葉市）	2011年 5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（口頭）	日本地震学会 2011年秋季大会（静岡市）	2011年 10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 (ポスター)	地球惑星科学連合大会 2011 (千葉市)	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 (ポスター)	地球惑星科学連合大会 2011 (千葉市)	2011 年 5 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 (poster)	IUGG 2011 General Assembly (Melbourne, Australia)	2011 年 7 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 (口頭)	日本地震学会 2011 年秋季大会 (静岡市)	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 (口頭)	日本測地学会第 116 回講演会 (高山市)	2011 年 10 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 (poster)	AGU 2011 Fall Meeting (San Francisco, USA)	2011 年 12 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)	地球惑星科学連合大会 2011 (千葉市)	2011 年 5 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 (ポスター)	日本地震学会 2011 年秋季大会 (静岡市)	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（口頭）	日本測地学会第116回講演会（高山市）	2011年10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 (poster)	AGU 2011 Fall Meeting (San Francisco, USA)	2011年12月
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 (poster)	2012 Ocean Sciences Meeting (Salt Lake City, Utah, USA)	2012年2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（仙台市）	2011年4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・小平秀一・金田義行	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	地球惑星科学連合大会2011（千葉市）	2011年5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年秋季大会（静岡市）	2011年10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・鈴木秀市・出町知嗣・平原聡・中山貴史・海田俊輝	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（仙台市）	2012年1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（仙台市）	2012年 1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 (Taipei, Taiwan)	2011年 8月
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 (San Francisco, USA)	2011年 12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	地球惑星科学連合大会2011（千葉市）	2011年 5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(高山市)	2011年 10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 (San Francisco, USA)	2011年 12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 太平洋東北沖地震の震源近傍の地震活動	日本地震学会 2011 年秋季大会 (静岡市)	2011 年 10 月
Suzuki, K., R. Hino, Y. Ito, S. Suzuki, D. Inazu, T. Iinuma, H. Fujimoto, M. Shinohara, and Y. Kaneda	Seismicity near the hypocenter of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku earthquake deduced by using ocean bottom seismographic data	AGU 2011 Fall Meeting (San Francisco, USA)	2011 年 12 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
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	2011 年 5 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	2011 年 12 月
Inazu, D., and R. Hino	Long-term stability and noise level of ocean bottom pressure measurements by deep-sea cabled observatories around Japan	UT11+SSC11 proceeding	2011 年 4 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	2011 年 11 月
---------------------------------------------	---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	------------------------------------	----------------

(g) 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) 平成 24 年度業務計画案

平成 23 年度に設置した海底地震計および水圧計を回収してそのデータ処理・解析を行う。水圧計のデータ処理・解析にあたっては、平成 23 年度までに本業務で開発した処理・解析手法を活用することにより、本業務開始以来取得された全期間のデータから、有意な海底上下変動の検知を行う。

以前のデータともあわせた解析により、平成 23 年東北地方太平洋沖地震の地震時およ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するとともに、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す。

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含めて明らかにし、アスペリティ間相互作用に関する観測事例を提供する。

(4) 参考資料

なし。

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	篠原雅尚
地震研究所	特任研究員	金沢敏彦
地震研究所	准教授	塩原肇
地震研究所	准教授	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	中東和夫
地震研究所	技術職員	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	藤田親亮
地震研究所	技術職員	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ヵ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成20年度：

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、関係機関等（者）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。本年度に回収されたデータは現在解析中であるが、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23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、現在継続中である。このうち2台には高精度水圧計を搭載している。

5) 平成24年度：

平成23年に設置した海底地震計を回収し、解析を行う。前年に設置した海底地震計は、本年度末までに回収する。観測域の地殻活動の時間的推移を引き続き明らかにする。さらに、これまでに海底地震観測により明らかにされている微小地震活動や、構造調査の結果とあわせ、東南海地震と南海地震の境界域の地殻活動の特徴を明らかにすると共に、震源境界域の構造要因を抽出する。

(e) 平成23年度業務目的

平成22年度に引き続き、これまでに実施した観測のデータ解析を進める。さらに、紀伊水道沖に平成22年度に設置した、5台の広帯域海底地震計を回収し、データ解析を進める。また、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で引き続き行い、地震データの集積を進める。また、海底地震計の回収に当たっては、事前に関係機関等との調整を行う。なお、東京大学地震研究所が開発した海底地震計を使用することによって、時計精度0.02ppmを確保した長期地震観測を行う。

(2) 平成23年度の成果

(a) 業務の要約

平成23年度は、22年度に引き続き、沈み込む海山の存在が指摘されている紀伊水道沖の海域で、1台の高精度水圧計搭載型広帯域海底地震計と4台の長期観測型海底地震計を用いた地震観測を開始した。平成24年2月に全台の海底地震計の回収作業を行い、海底地震観測を終了した。回収したデータは現在解析中であるが、高精度水圧計データには2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震による地震動や津波による変動が記録されている。今後、地震計データと水圧計データを組み合わせた解析を行う予定である。平成23年度は平成24年2月から、同じ紀伊水道沖の海域に、地震研究所において組み立て、動作試験等を行った広帯域海底地震計4台を用いた海底地震観測を開始し、現

在継続中である。このうち2台の広帯域地震計には高精度水圧計を搭載し、地震計では検知できない、より長周期の変動を観測できるようにした。

(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、今年度も引き続き、紀伊水道沖の海域で海底地震観測を実施する事とした。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およ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

前年度に紀伊水道沖の海域に設置した海底地震計5台を平成24年度2月24日から25日にかけて、地震研究所備船の株式会社オフショアオペレーション所有の「第7海工丸」により、回収した。また同航海と平成24年3月に実施した地震研究所備船において、紀伊水道沖の海域に広帯域海底地震計4台（うち2台には高精度水圧計搭載）の設置を行い、現在も観測を継続中である。

(c) 業務の成果

1) 長期観測型海底地震計・広帯域海底地震計の整備および観測

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, 1972²⁾, Ishibashi, 1981³⁾）。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., 2000⁴⁾）。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., 2003⁵⁾）およ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」⁶⁾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示唆されている。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, 2006⁷⁾）、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)⁸⁾。こういった構造的特徴と低周波イベントの関係を知ることは南海トラフでのフィリピン海プレートの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、4)。

平成21年度は、平成20年度に設置した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地震観測を継続し、平成21年11月23日から24日にかけて、海底地震計の回収作業を行い、初年度の観測を終了した。回収作業には、地震研究所の備船で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。回収した広帯域海底地震計で得られた波形データを見ると低周波地震と考えられる、10～100秒の低周波成分が卓越した地震波形が見られる(図5)。広帯域地震データからスペクトルを計算すると(図6)、通常地震イベントでは見られない、低周波成分が卓越しているイベントが発生していることがわかった。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7)。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。この低周波イベントの震源決定を行った結果、暫定的な震央分布を得ることが出来た(図8)。この際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震源決定に使用した。また、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)⁸⁾に設置し、紀伊水道沖での海底地震観測を開始した。観測には広帯域地震計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、設置作業には、「第12海工丸」を用いた。

平成22年度は、平成21年度に構築した、3台の広帯域海底地震計と5台の長期観測型海底地震計を用いた地震観測を継続し、平成23年2月1日から2日にかけて、海底地震計の回収作業を行い、観測を終了した。回収作業には地震研究所の備船で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。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)⁹⁾の式を用いて水深に変換した(図9、10)。水深に変換したデータをBAYTAP-G(Tamura et al., 1991)¹⁰⁾で解析し、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9、10)。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。イレギュラー成分を見ると2010年2月28日付近に大きな変動が見られる。これは2010年2月27日15時34分(日本時間)に南米チリ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、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23年度は、平成22年度に構築した、1台の高精度水圧計搭載型広帯域海底地震

計と4台の広帯域海底地震計を用いた地震観測を継続し、平成24年2月24日から25日にかけて、海底地震計の回収作業を行い、観測を終了した。回収作業には地震研究所の備船で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。今年度回収したデータは時刻補正等の処理を行い、現在解析中であるが、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11）。今後も地震データ、水圧計データの解析を進めていく予定である。

平成23年度の観測は、平成22年度と同じ紀伊水道沖の海域に4台の広帯域海底地震計の設置を開始した（図4）。海底地震計を地震研究所の備船「第12海工丸」への搭載後、地震計の最終調整を行い（写真1）、海底地震計を設置し、平成24年2月25日に観測を開始した（写真2及び表1）。また、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で「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。このうち2台の広帯域地震計には高精度水圧計を搭載し、地震計では検知できない、より長周期の変動を観測できるようにした（写真3）。観測の実施にあたっては、関係機関（者）等との調整を行った。平成23年度の観測は平成21、22年度に海底地震計を行った観測点と同一地点に地震計を設置し、これまでの観測との継続性を考慮した。観測には東京大学地震研究所所有の広帯域海底地震計を用いた。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いる。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。現在も紀伊水道沖での地震観測を継続中であり、平成24年秋まで継続する予定である。

表1 平成23年度に設置した広帯域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
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

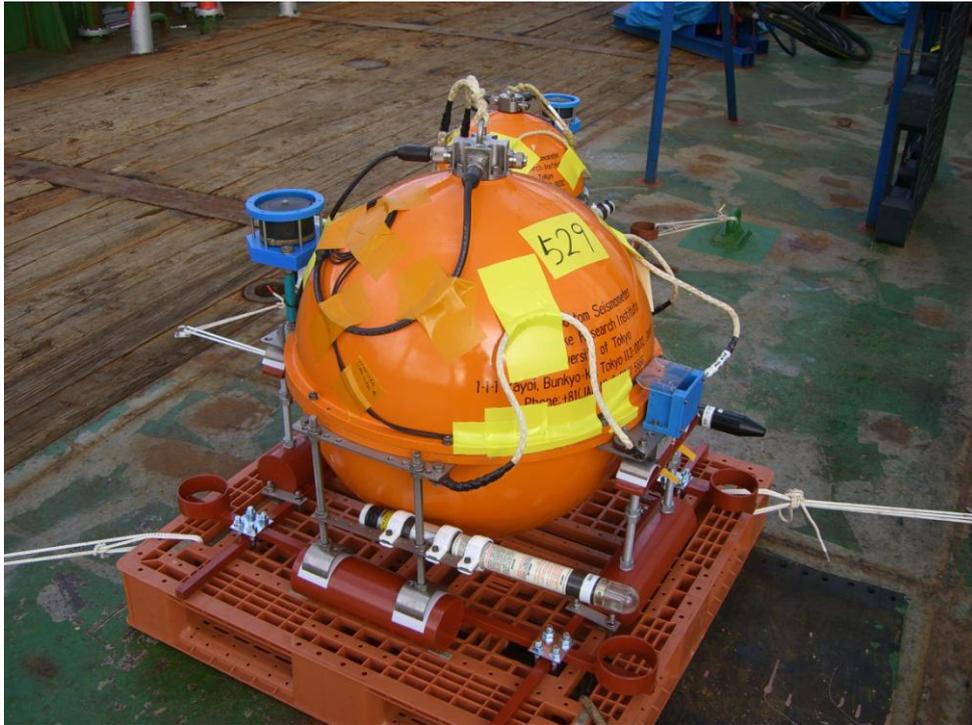


写真1 最終調整が完了し、設置する船舶の甲板上の海底地震計（平成24年3月）

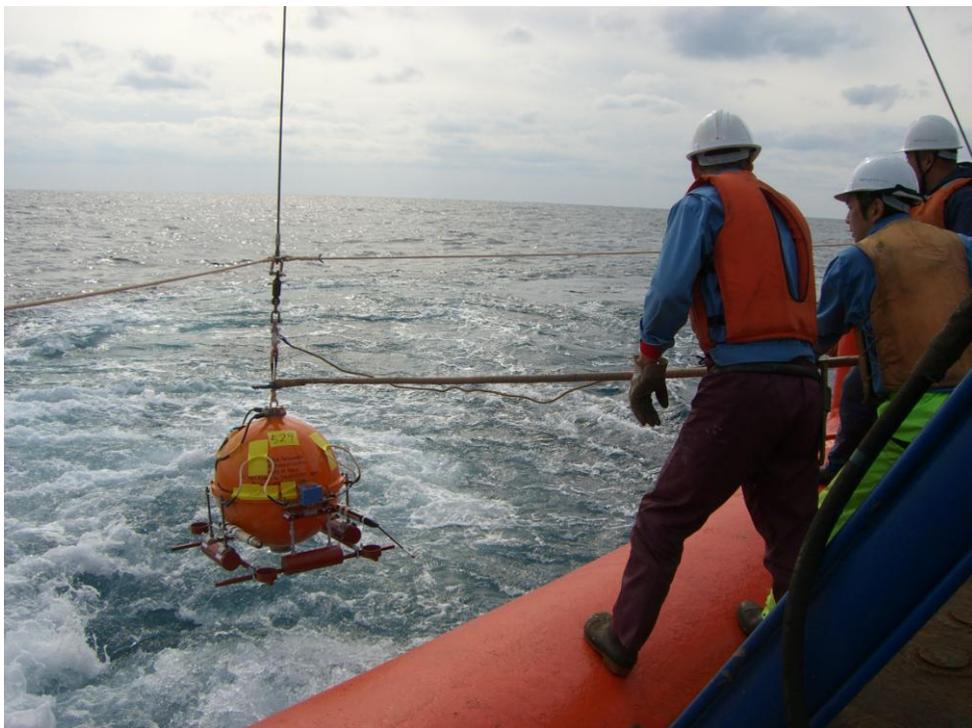


写真2 広帯域型海底地震計の投入風景

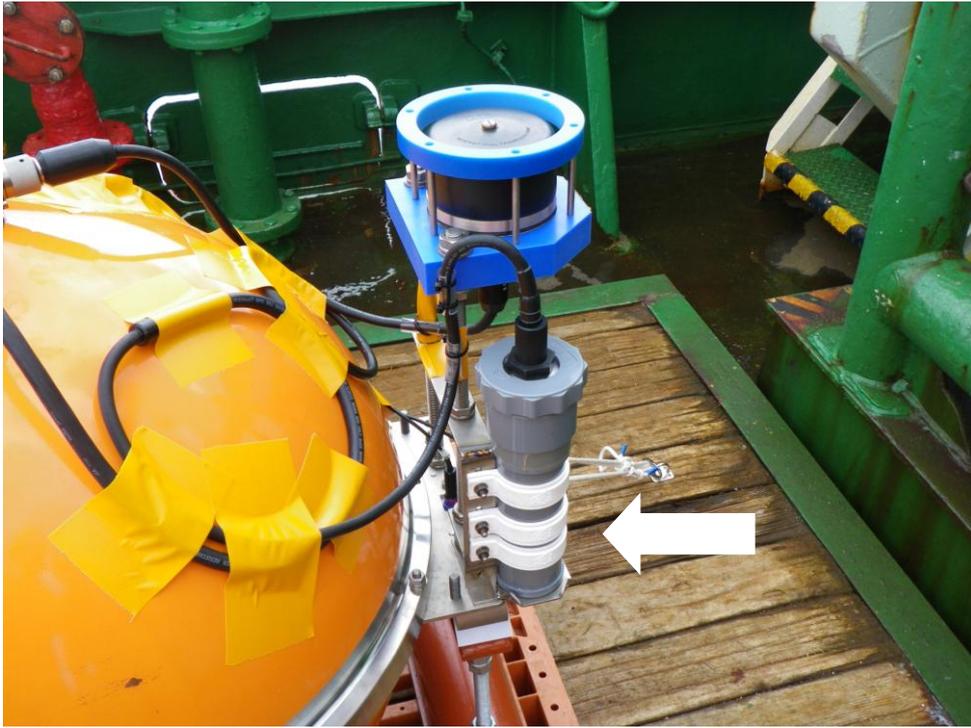


写真3 広帯域海底地震計に装着した高精度水圧計(白矢印により示す)

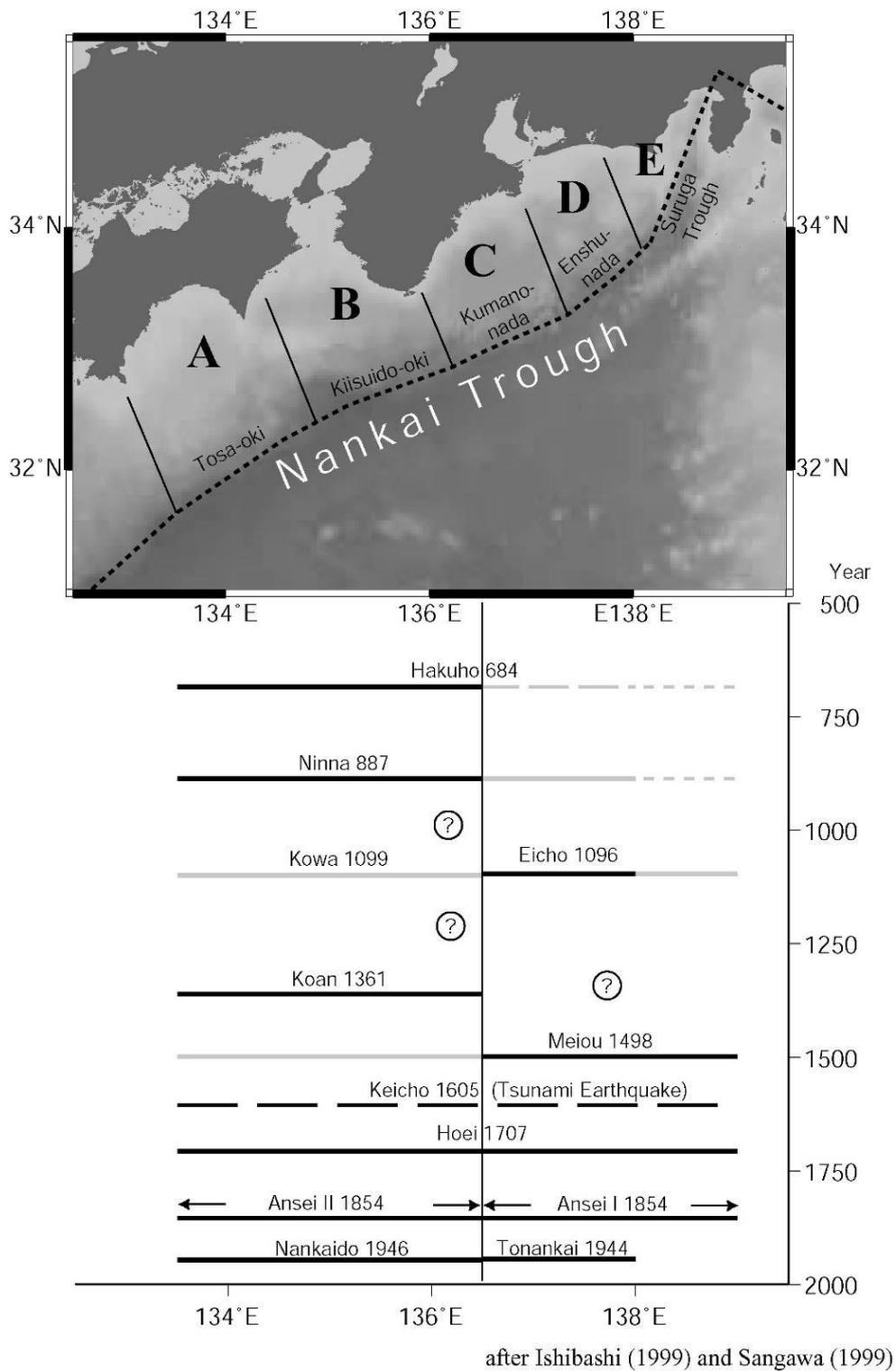


図1 南海トラフでの歴史地震 [Mochizuki and Obana, 2003]

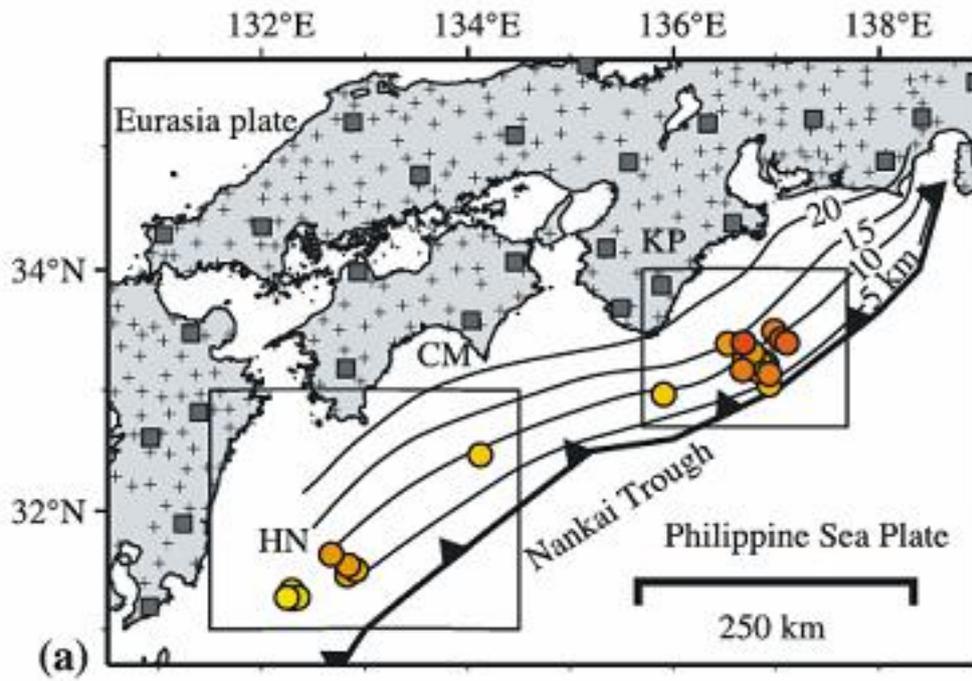


図2 南海トラフでの低周波イベント [Ito and Obara, 2006]

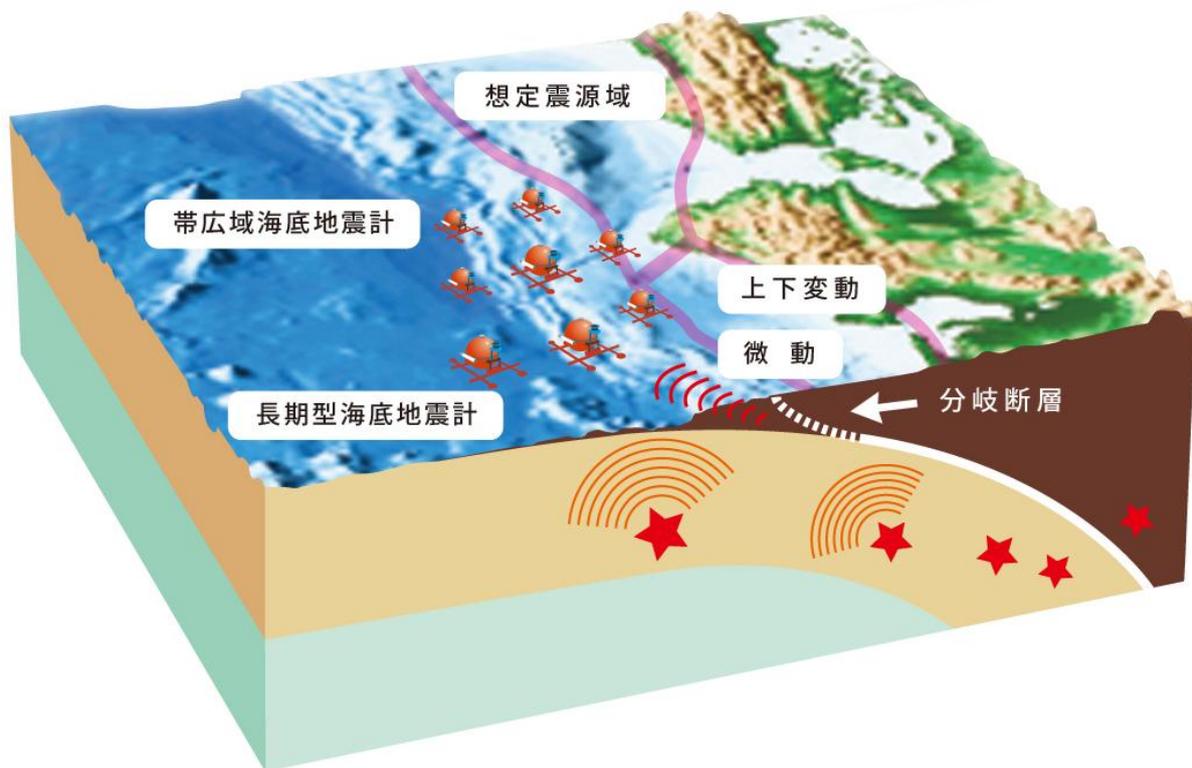


図3 広帯域海底地震計及び長期観測型海底地震計を用いた観測手法の概念図

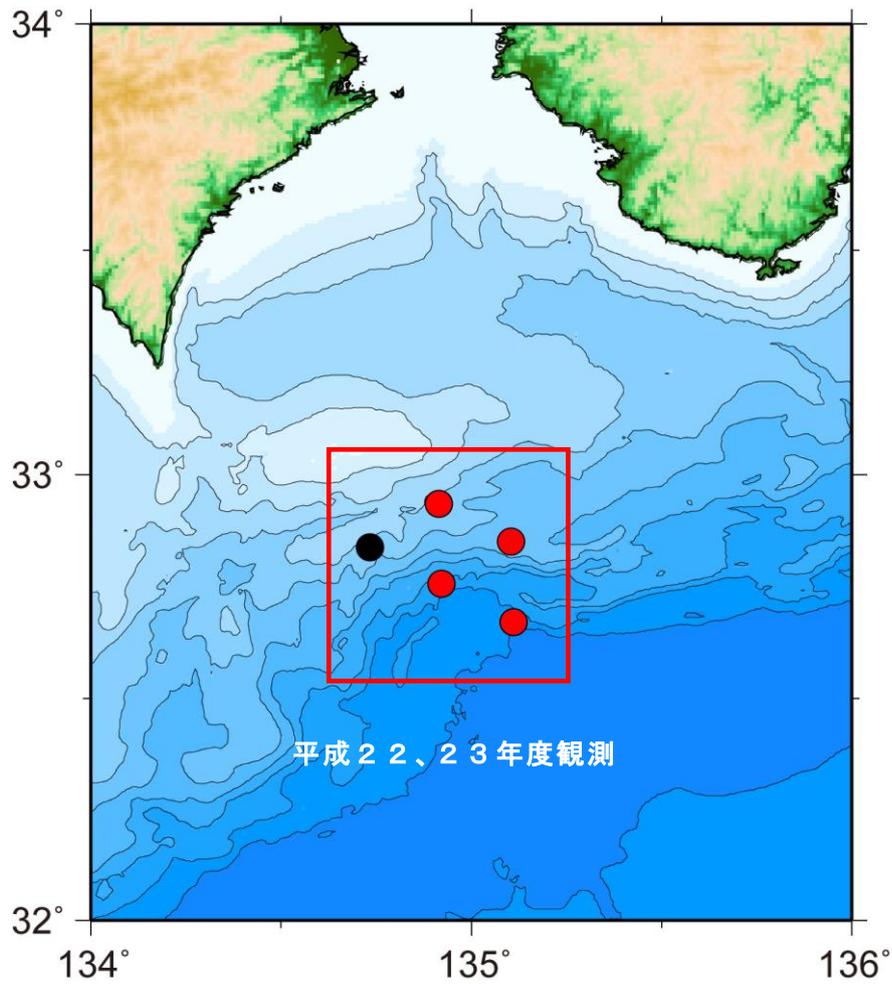


図4 広帯域海底地震計と長期観測型海底地震計の設置位置
 黒丸および赤丸が平成22年度、赤丸が平成23年の海底地震観測網をそれぞれ示す。平成22年度観測は5台、平成23年度は4台の海底地震計を使用した。

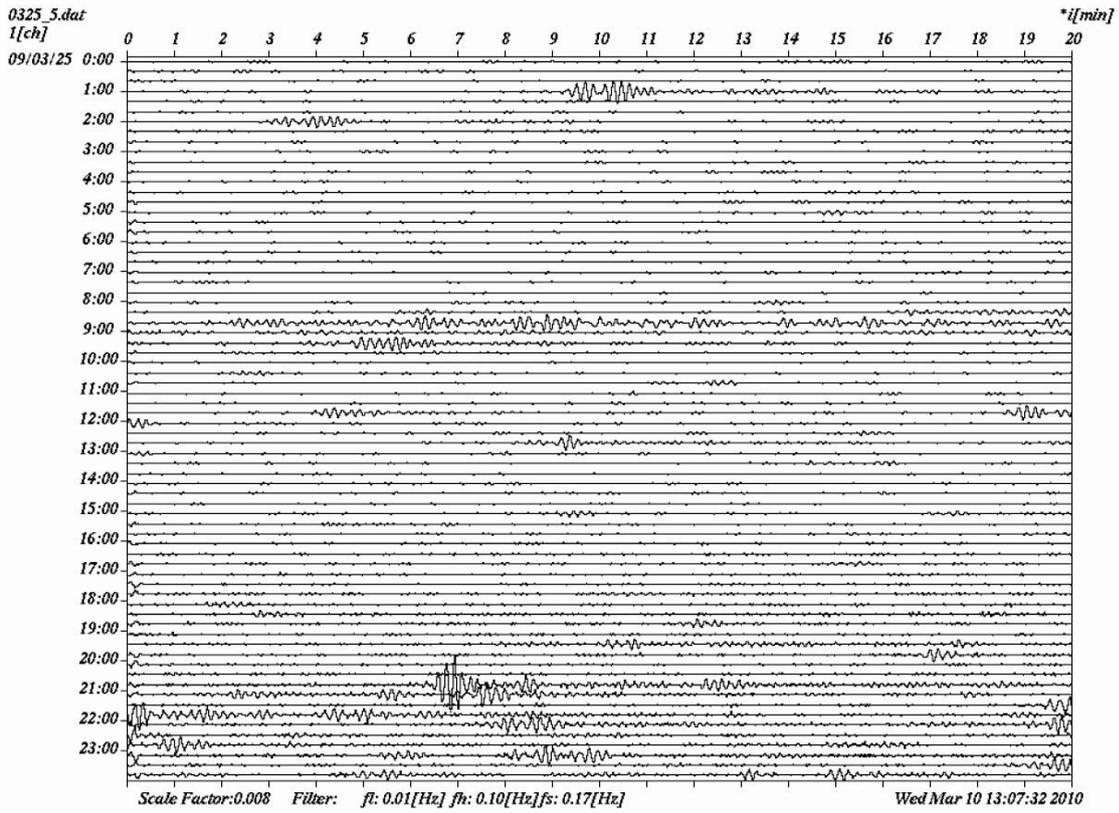


図5 広帯域海底地震計の長周期記録

2009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。

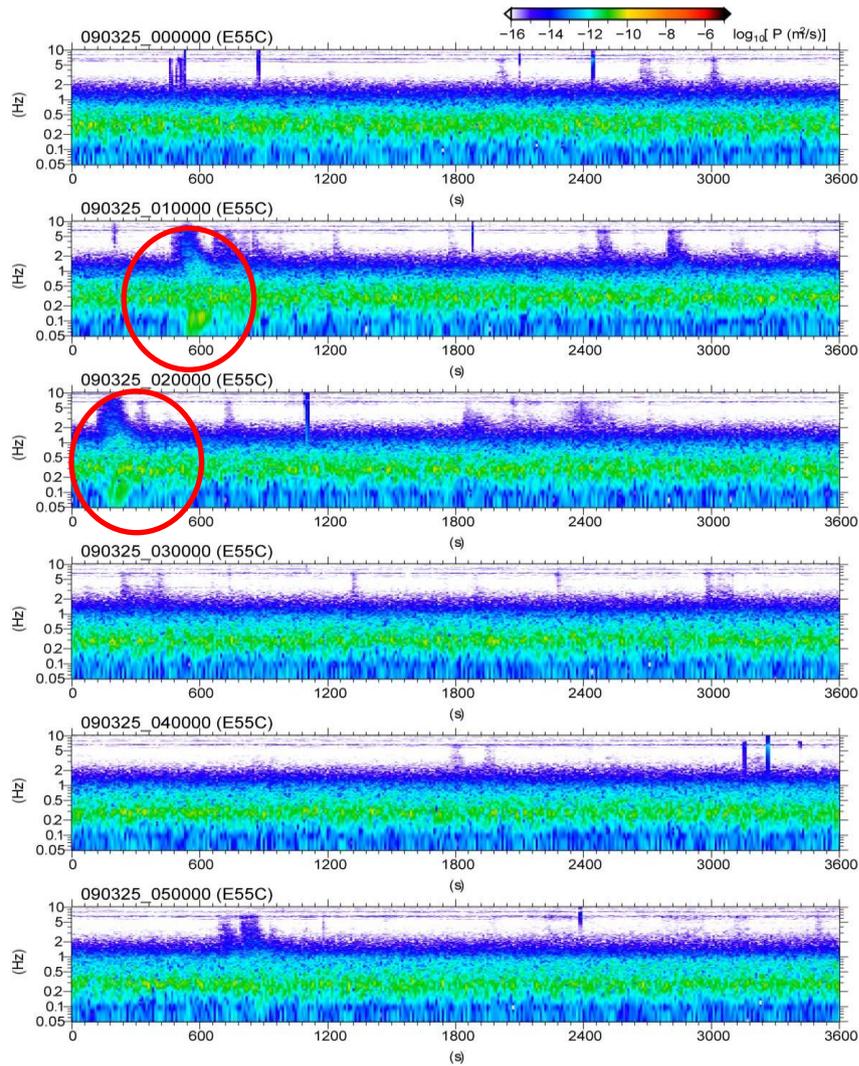


図6 広帯域地震記録から得られたスペクトル
 2009年3月25日の午前0時から6時までのスペクトル。縦軸は周波数を、横軸は時間を表わす。赤枠内は低周波イベントと考えられる地震時のスペクトル。

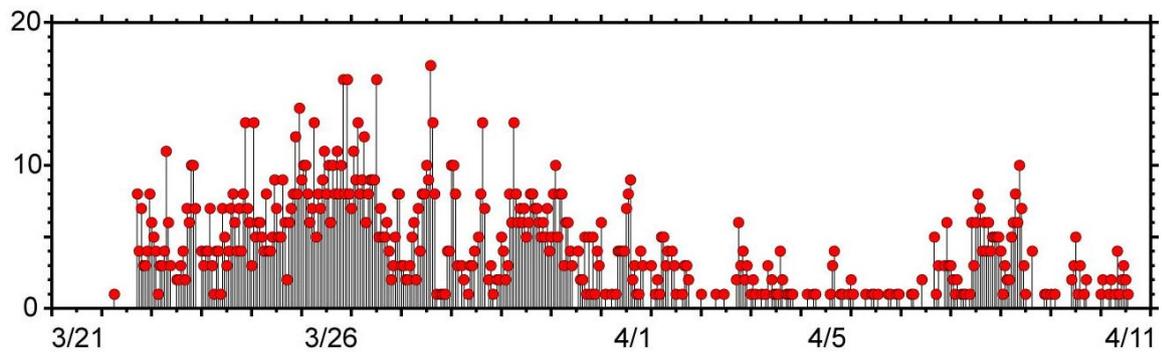


図7 2009年3月21日から4月11日までの低周波イベントの発生数の時間変化
 縦軸は1時間あたりの低周波イベントを、横軸は時間を表わす。

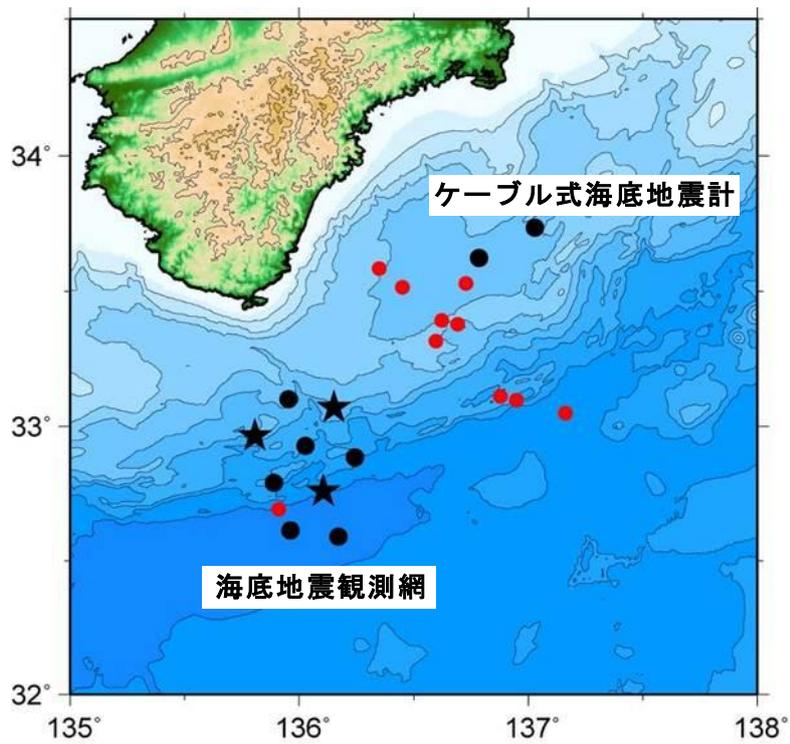


図8 低周波イベントの暫定的な震源分布

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

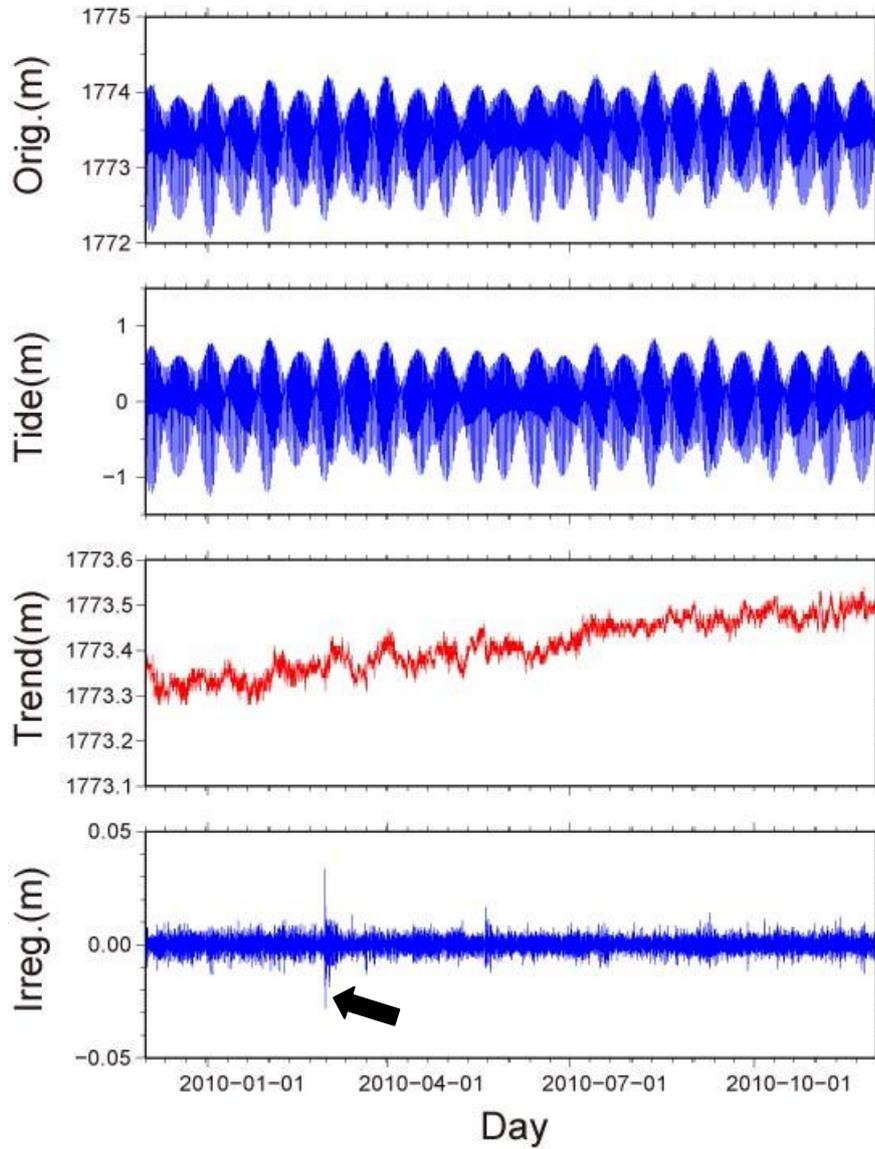


図9 観測点 NRB01 で得られた 2009 年 12 月 1 日から 2010 年 12 月 1 日までの水深データと BAYTAP-G により分解された各成分
上から順に観測データ、潮汐成分、トレンド（ドリフト）成分、イレギュラー成分を示す。横軸は時間を示す。図中の矢印は 2010 年 2 月 27 日 15 時 34 分（日本時間）に南米チリで発生したマグニチュード 8.8 の地震による、津波の到達を示す。

NRB08

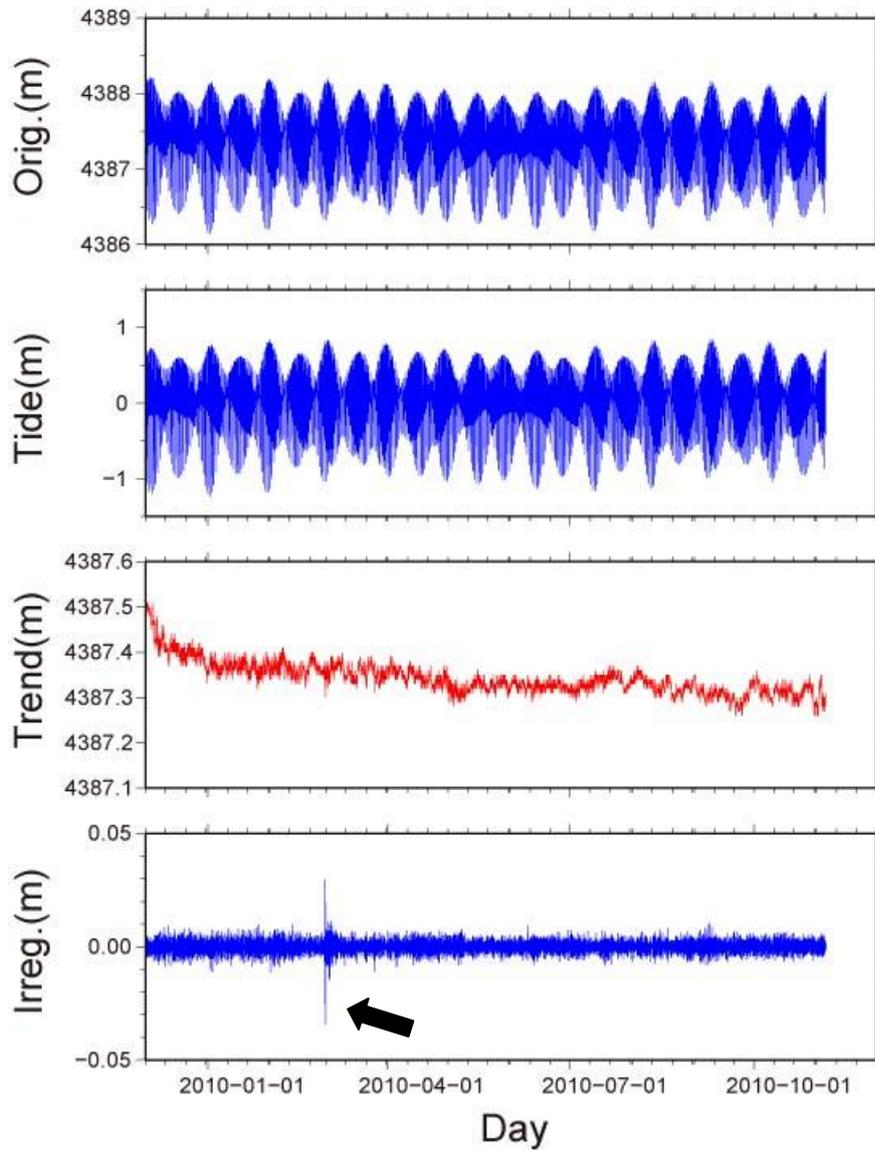


図 1 0 観測点 NRB08 で得られた 2009 年 12 月 1 日から 2010 年 12 月 1 日までの水深データと BAYTAP-G により分解された各成分
上から順に観測データ、潮汐成分、トレンド（ドリフト）成分、イレギュラー成分を示す。横軸は時間を示す。図中の矢印は 2010 年 2 月 27 日 15 時 34 分（日本時間）に南米チリで発生したマグニチュード 8.8 の地震による、津波の到達を示す。

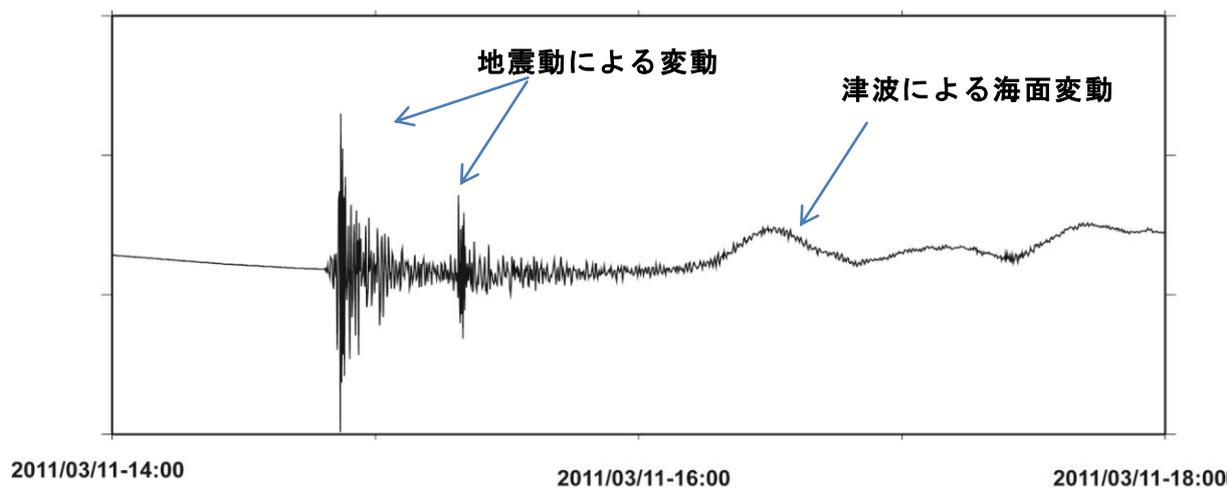


図11 2011年3月11日14時から18時までの高精度水圧計の記録
圧力計の記録には地震動による変動を記録したあとに網戸による海面の変動を記録したと思われる圧力変化が見られる。

(d) 結論ならびに今後の課題

1) これまでに得られた成果

平成22年度に紀伊水道沖で開始した、高精度水圧計搭載型広帯域海底地震計1台と広帯域海底地震計4台を用いた地震観測を平成23年度も継続した後、平成24年2月に観測を終了した。回収されたデータは現在解析中であるが、高精度水圧計で得られた圧力データをBAYTAP-Gを用いて、潮汐成分、ドリフト成分、イレギュラー成分に分解した。得られたイレギュラー成分を見ると、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本震や余震による海底面の短周期の変動や、津波による長周期の海面の変動による圧力変化が見られ、幅広い帯域で精度の良い圧力観測が行えることがわかった。また、平成20年度に実施した広帯域海底地震計観測で得られたデータを解析した結果、10～100秒の低周波成分が卓越している低周波地震と見られるイベントが確認された。これらの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、低周波イベントの震源決定を行った結果、震央分布を得ることが出来た。その結果、低周波イベントはトラフ軸付近で発生していることがわかった。

2) 今後の予定

平成23年度の観測も紀伊水道沖の海域で広帯域地震計4台を用いた地震観測を開始した。うち2台の海底地震計には広帯域海底地震計では記録されないより長周期の変動をとらえる為に高精度水圧計搭載を搭載した。観測は平成24年秋まで継続する予定である。今後、回収した地震データ、高精度水圧計データの解析を進め、陸上観測網では検知できないような微弱な地殻活動が紀伊水道周辺領域で発生していないかを確認する予定である。また、これまでに得られた観測データで得られている地震イベントの解析を進めていく予定である。

(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・千島海溝周辺の海溝型地震）（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. 70(3), 807-812, 1997.
- 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.

(f) 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
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

(g) 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) 平成24年度業務計画案

平成23年度に紀伊水道沖の領域に約20km間隔で展開した広帯域海底地震計4台を用いた長期間海底地震観測を継続する。海底地震計は平成24年秋に回収する予定である。また、回収した長期海底地震観測データおよび高精度水圧計データの解析を引き続き行い、地震活動などの地殻活動を明らかにする。

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・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
同 地震・火山防災研究ユニット	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

(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、海陸統合の大規模地殻構造探査を行い、陸域も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カ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

1) 平成20年度：

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、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維持した。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、紀伊半島および四国・九州地方に設置した5箇所の長期機動観測点を維持するとともに、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等に供することにより、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維持することにより、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タ決定精度を高める。これらの機動観測点およ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等に供することにより、陸域下におけるスラブ境界付近の構造の特徴を把握するための調査解析を進める。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、機動観測を行う。

5) 平成24年度：

東海から九州にかけて展開された広帯域地震計による長期機動観測点を維持し、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についてこれまでに得られた震源メカニズム解に基づき、付加体構造との関連を調査する。また、レシーバ関数解析等に基づいてプレート境界付近、特に、巨大地震セグメント境界の陸域深部延長部の構造を調査する。前年度に引き続き、深部低周波微動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、得られたデータの解析を行う。

(e) 平成23年度業務目的

平成22年度までに、渥美半島、紀伊半島および四国・九州地方に設置した6箇所の長期機動型広帯域地震観測点を維持することにより、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を高い精度で検知し、震源パラメタを決定する。これらの機動観測点およ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等に供することにより、陸域下におけるスラブ境界付近の構造の特徴を把握するための調査解析を進める。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、機動観測を行う。

(2) 平成23年度の成果

(a) 業務の要約

紀伊半島東方沖から日向灘の付加体内で発生する浅部超低周波地震の検知能力及び震源パラメタ決定精度を高い状態で維持するため、昨年度までに設置した広帯域地震計を用いた長期機動観測点6点を運用するとともに、南海トラフ周辺域の浅部超低周波地震活動モニタリングを継続した。その結果、平成23年度は西南日本における浅部超低周波地震活動は低調であったことが明らかになった。また、これらの機動観測点と基盤的地震観測点データ等に対し、米国地質調査所(USGS)の震源情報に基づいて遠地地震記録を切り出

し、レシーバ関数解析を実施した。得られたレシーバ関数について、紀伊半島下に沈み込むフィリピン海スラブが沈み込む方向や地震波が到来する方向、震源距離を考慮した詳細な検討を行った結果、海洋地殻と海洋マンツルの境界部（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。一方、四国西部では、2011年5月に活発な深部低周波微動活動が発生したが、その様子を平成22年度から実施したアレイ観測で捉えることに成功した。観測されたデータを詳細解析したところ、活動の初期は微動源が東南東方向へと移動し、その後海側にも移動して最も活発となったこと、さらに東南東方向に広がったのち、活動が終息したことが明らかになった。また、一部の活動では、15~20 km/h の速い速度で活動域が移動した可能性があることを示した。東北地方太平洋沖地震によって誘発された微動活動について同様のアレイデータ解析を行ったところ、誘発された微動も通常の微動と同じ場所で発生していたことが明らかとなった。平成23年度からは、紀伊半島で発生する深部低周波微動を観測するため、南東部沿岸で線状アレイ観測を開始した。

(b) 業務の成果

1) 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

日本およびその周辺で発生する浅部超低周波地震は、Asano et al. (2008)¹⁾らにより、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その時空間分布が詳細に調べられてきた。今年度は、前年度に引き続き、Asano et al. (2008)¹⁾の手法による浅部超低周波地震活動のモニタリングを継続して実施した。

2003年6月1日から2012年3月31日までの期間におけるイベントの空間分布を図1に、時空間分布を図2にそれぞれ示す。図中の赤色および桃色丸印は、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を表す。図1中では、2011年3月28日から2012年3月31日までの期間内（ほぼ、平成23年度に相当）のイベントを赤色丸印で、それ以前のイベントを桃色丸印で色分けして示す。これらのイベントの多くは、通常の地震カタログに登録されていたイベントであることから、周期10秒以上に卓越する浅部超低周波地震とみられる。しかし、2011年3月11日に発生した平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震の発生以降は、通常の地震と考えられるイベントも多数混在する可能性が高い。これは、地震活動の活発化により、通常の地震を除外するために参照した地震カタログが完全ではないことに起因する。

南海トラフに沿った地域に注目すると、平成23年度における超低周波地震活動は低調であったことが図1および図2から分かる。より詳細には、

- ・2011年3月28日から4月3日における室戸岬沖での小規模な活動
- ・2012年1月および2月における日向灘での小規模な活動

が比較的顕著な活動として捉えられたのみであった。

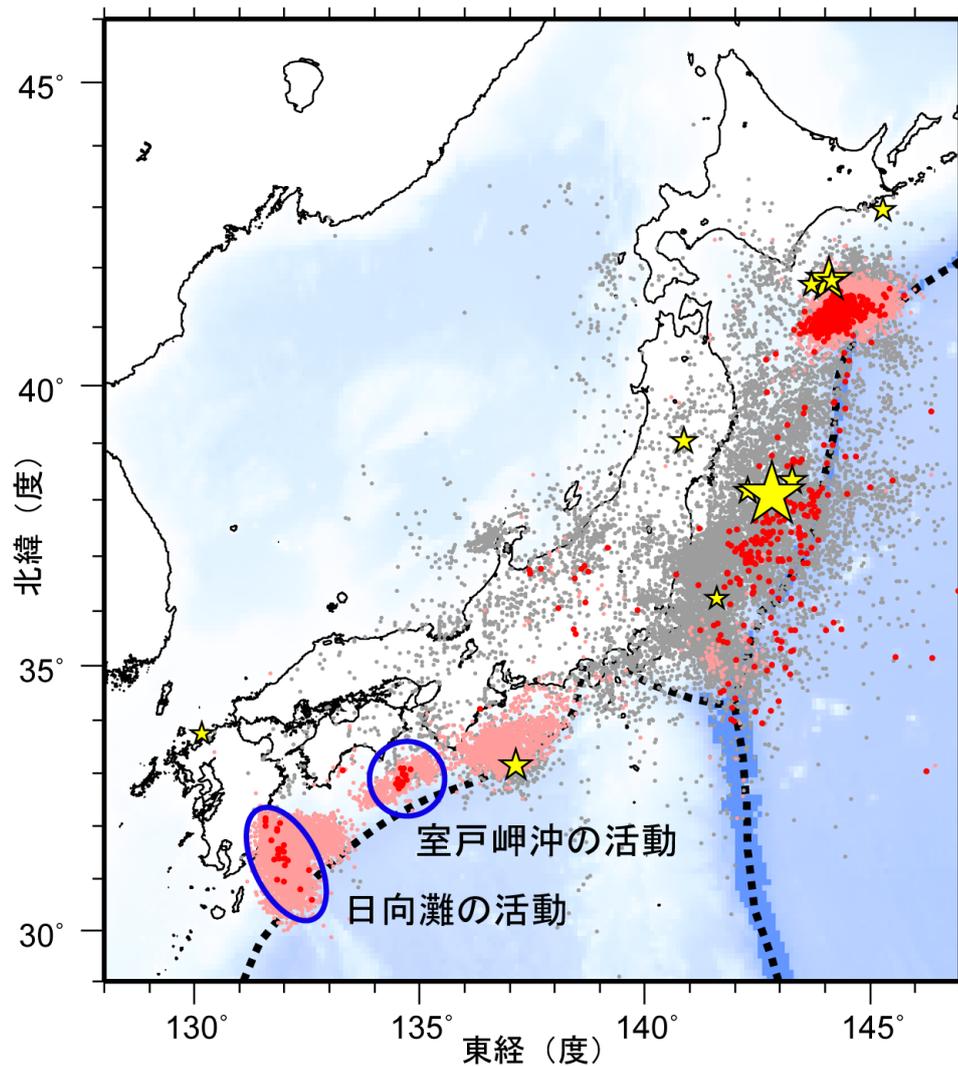


図1. 2003年6月1日から2012年3月31日までの期間にアレイ解析によって検出されたイベントの震央分布。検出イベントを防災科研 Hi-net の震源カタログと照合し、対応する地震が見出されたイベントを灰色で、それ以外を桃色（2011年3月27日以前）、および赤色（3月28日以降）の点でそれぞれ示す。これらは主として周期10秒以上に卓越する超低周波地震を表すが、東北地方太平洋沖地震の発生以降は、除去しきれない通常の地震を多数含む。期間内に発生したM7以上の地震（ただし、2011年3月11日以降は東北地方太平洋沖地震の本震のみ）の震央を黄色星印で併せて示す。

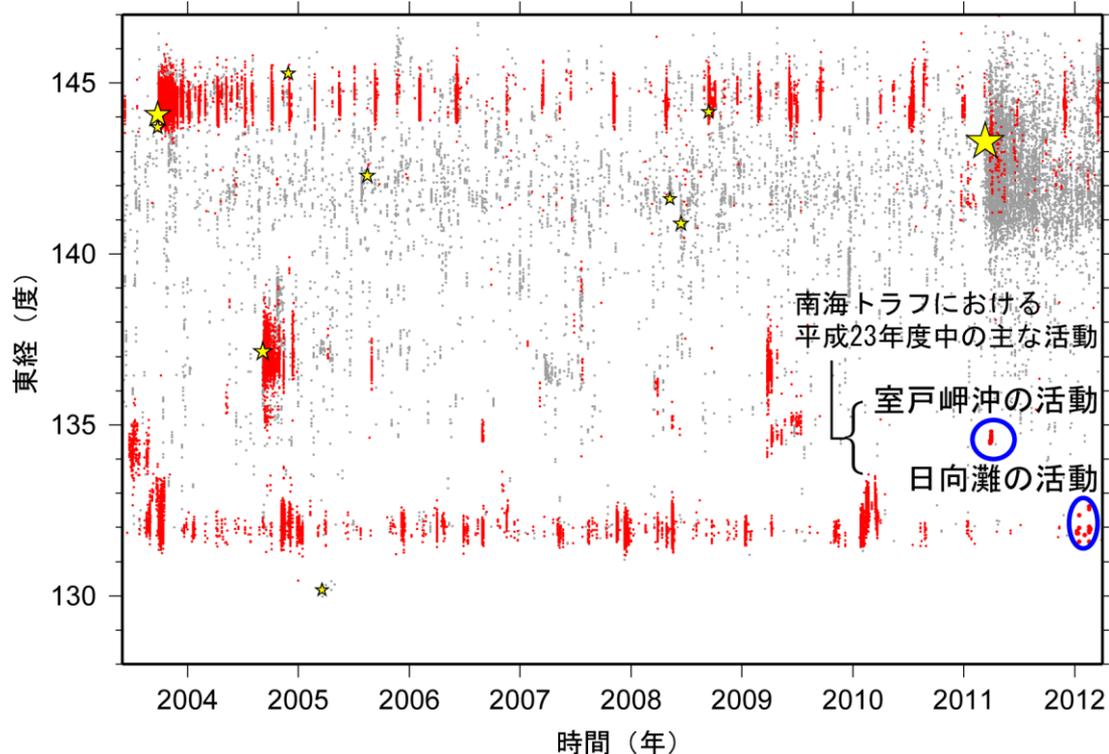


図2. 2003年6月1日から2012年3月31日までの期間に検出されたイベントの時空間分布。検出されたイベントを防災科研 Hi-net 手動検測震源と照合し、対応する地震が見出されたイベントを灰色で、それ以外を赤色の点でそれぞれ示す。その他は図1に同じ。

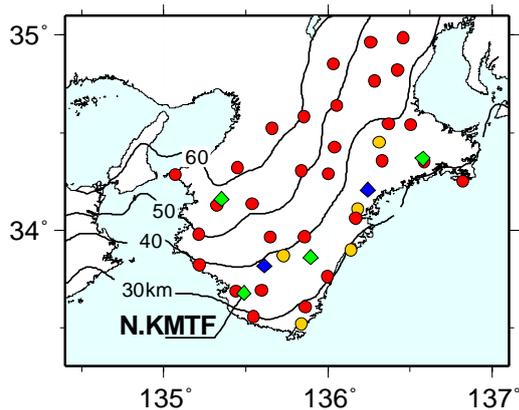
2) レシーバ関数解析に基づくプレート境界性状の推定

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は、沈み込むプレート（スラブ）の形状やプレート境界付近の物性などを明らかにすることは非常に重要である。平成21年度には、観測点下で発生した変換波を対象としたレシーバ関数を詳細解析することにより、紀伊半島におけるスラブ内モホ面（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。この際、変換面の傾斜や地震波到来方向依存性を考慮しつつ検討を行ったが、それらの要因の結果への依存度や地震波の入射角の影響は評価していなかった。本年度は、これらの点も考慮に入れた上で、境界面における変換波振幅の「標準値」を推定する方法を改良し、紀伊半島内の観測点において再解析を実施した。

b) データ

解析には、2000年10月から2010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、およ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をデータとして用いた。図3に解析に使用した観測点の分布を、図4にF-netのN.KMTF（和歌山県・上富田）観測点にて観測されたレシーバ関数の例を示す。



- | | |
|---------------|---------------|
| 短周期地震計 | 広帯域地震計 |
| ● 防災科研Hi-net | ◆ 長期機動観測点(本件) |
| ● 産業技術総合研究所 | ◆ 防災科研F-net |

図3 解析に使用した観測点の分布。図中の等深線は、海洋モホ面の深さ²⁾を表す。

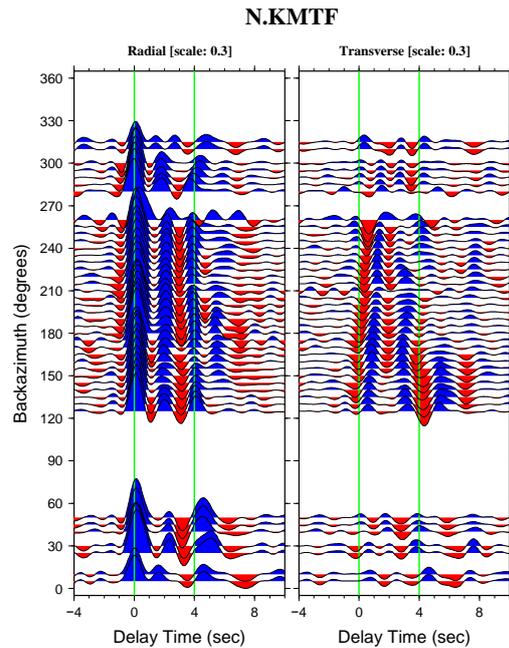


図4 防災科研F-netのN.KMTF観測点で得られたレシーバ関数。観測点の位置を図3に示す。横軸は、直達P波到着からの経過時間、縦軸は地震波到来方向を表す。

c) 震央分布の偏りの確認と補正係数の導入

変換面が傾斜している場合、境界面でのインピーダンス比かつ波線パラメ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する。平成21年度の解析では、地震波到来方向の違いによる影響を考慮した検討を行ったが、地震波到来方向によって入射角に顕著な違いがある場合の影響は課題であった。実際に観測した遠地震の分布状況を示す例として、図5にN.KMTF観測点で得られた遠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。これを波線パラメタの分布として示したのが図6である。北方の地震による地震波の波線パラメタは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(波線パラメタ)依存性を元に振幅の補正係数を定めた(図7)。

解析に当たって、まず、観測点下の海洋モホ面の深さ²⁾周辺を対象にグリッド・サ

一チを行い、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、観測点周辺の世界構造として JMA2001 速度構造モデル³⁾を用いた。また、それぞれのレシーバ関数について、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タ (a, b, α, β, c) の最適値を求めた。

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

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 7 に示した補正係数を適用した後、各範囲に対して平均値およ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、再定義した。図 8 に N. KMTF 観測点における最小二乗解析の結果を表す。

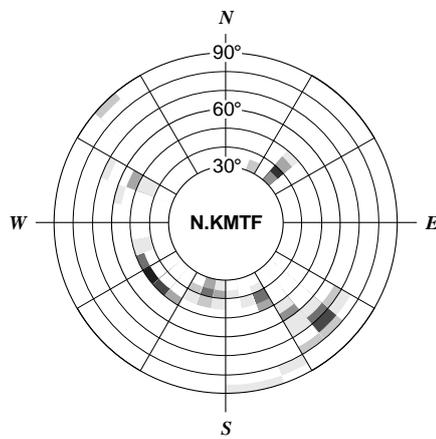


図 5 N. KMTF 観測点で観測された地震の方向別・距離別頻度分布。円の中心が観測点位置に対応し、地震の発生方向について 10 度ごと、距離について 5 度ごとの区画における頻度を濃淡で示す。

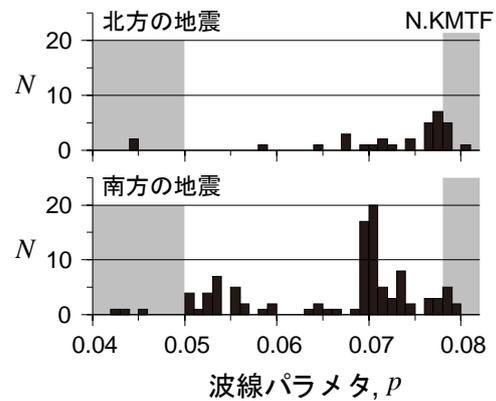


図 6 N. KMTF 観測点で観測された遠地地震の波線パラメタの分布。観測点より北で発生した地震を上段に、南で発生した地震を下段に示す。解析から除外した範囲を灰色で示す。

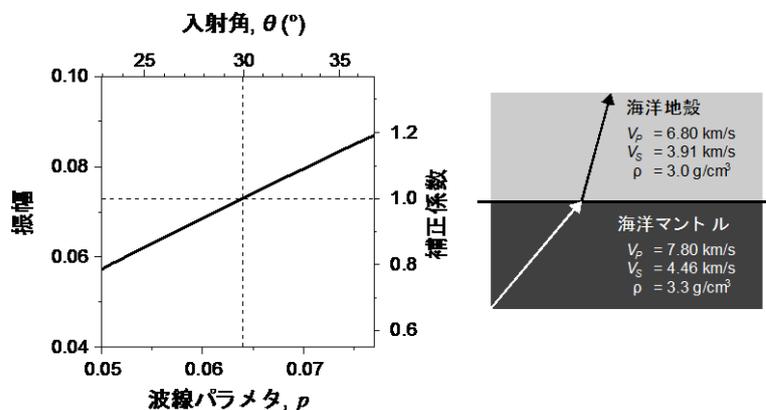


図 7 本解析で用いた振幅の補正係数。右に示した速度構造に対し、入射角 30 度での変換波振幅が 1 となるように、補正係数を定めた。

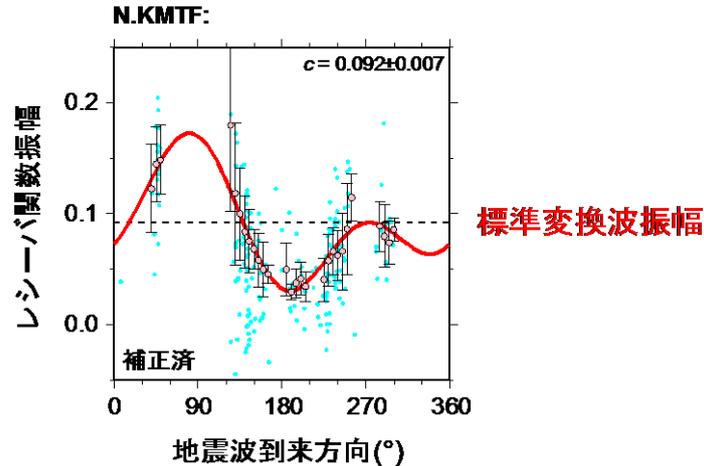


図8 N. KMTF 観測点における最小二乗解析の結果（赤線）。青点は個々のレイシーバ関数により求められた変換波振幅の分布、誤差棒の付いた桃色の丸は、地震波到来方向に応じて5度ごとの範囲で求めた変換波振幅の平均値とその標準偏差を表す。求めた標準変換波振幅（バイアス値）を破線で示す。

d) 標準変換波振幅の空間分布と地域的特徴

上記解析方法を紀伊半島内の各観測点に適用し、求めた標準変換波振幅の分布を図9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。これは、仮定する速度構造の影響を避けるためであるが、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9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9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⁴⁾によると、深さ40~45km付近の海洋モホ面周辺の温度は約400℃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⁵⁾。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。

なお、平成21年度に実施した解析では、紀伊半島の東部と南部で標準変換波振幅の分布に系統的な差異があることを示したが、今年度の解析ではそのような差を確認することは出来なかった。図3に示す通り、紀伊半島東部ではスラブが北西方向に沈み込んでいるのに対し、南部ではほぼ北方に沈み込んでいる。解析に用いている地震は、図5に示す通り、南側に分布することが多いことから、以前の解析結果は、変換面の傾斜方向の違いによる影響が出ていたものと推察される。

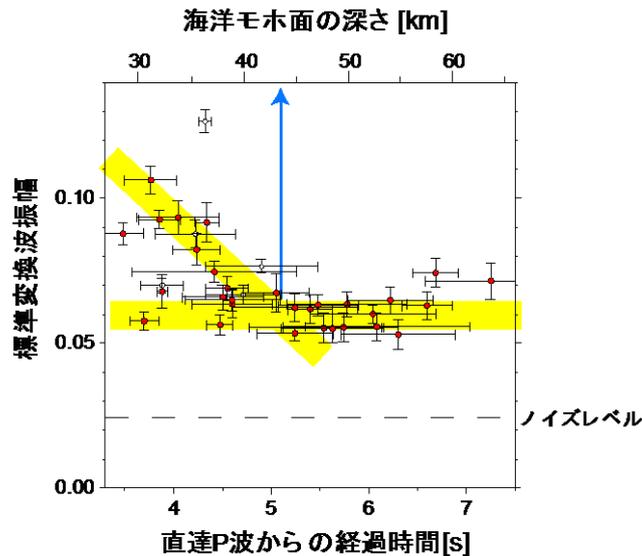


図9 直達P波到着から変換波到着までの経過時間に対する標準変換波振幅の分布。誤差棒は標準偏差に相当する。最小二乗解析において残差が大きい観測点については、白抜き（白抜き）のシンボルで示した。

3) 四国西部における深部低周波微動アレイ観測

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ると考えられる。これまでの観測から、微動活動は複数のセグメントを形成していること、複数のセグメントが連動して活動しうることが確認されている⁶⁾。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いる⁷⁾。このような特徴から、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。平成22年度より四国西部を対象として、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地震計アレイ観測を開始した。観測では、大アレイと小アレイを整備し、微動発生域を取り囲むように配置した。これにより広範囲にわたる微動活動の発生状況を把握できることが期待される。

b) 観測およびデータ

四国西部に、大小合わせて5つの地震計アレイを展開し、2011年2月より観測を開始した（図10）。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つは小アレイ（アレイ2～アレイ5）であり、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、小アレイはその大アレイを取り巻くように20～30km間隔で配置した。観測には、データ収録装置（計測技研製 HKS-9550 お

よび 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 および Sercel 社製 L-22D-3DL) を用いた (図 11)。全てのアレイにおいて、観測データの収録には 16GB CF カードを使用し、200 Hz サンプリングにて連続データを収録した。

c) 解析

解析には、Multiple Signal Classification (MUSIC) 法⁸⁾を用いた。MUSIC 法は共分散行列 R_{xx} の固有値、固有ベクトルを用いる手法であり、一般に Beamformer 法に比べて分解能が高い。相関行列 R_{xx} は、その固有値 ($\lambda_1, \dots, \lambda_M$) と固有ベクトル ($\mathbf{e}_1, \dots, \mathbf{e}_M$) に分解することができる。ここで、 M は観測点数である。このとき R_{xx} の固有値は、

$$\lambda_1 \geq \dots \geq \lambda_L \geq \lambda_{L+1} = \dots = \lambda_M = \sigma^2$$

となる。雑音レベル (σ^2) より大きい L 個の固有値に対応する固有ベクトルで張られる空間を信号空間、雑音レベルに等しい $M - L$ 個の固有値に対応する固有ベクトルで

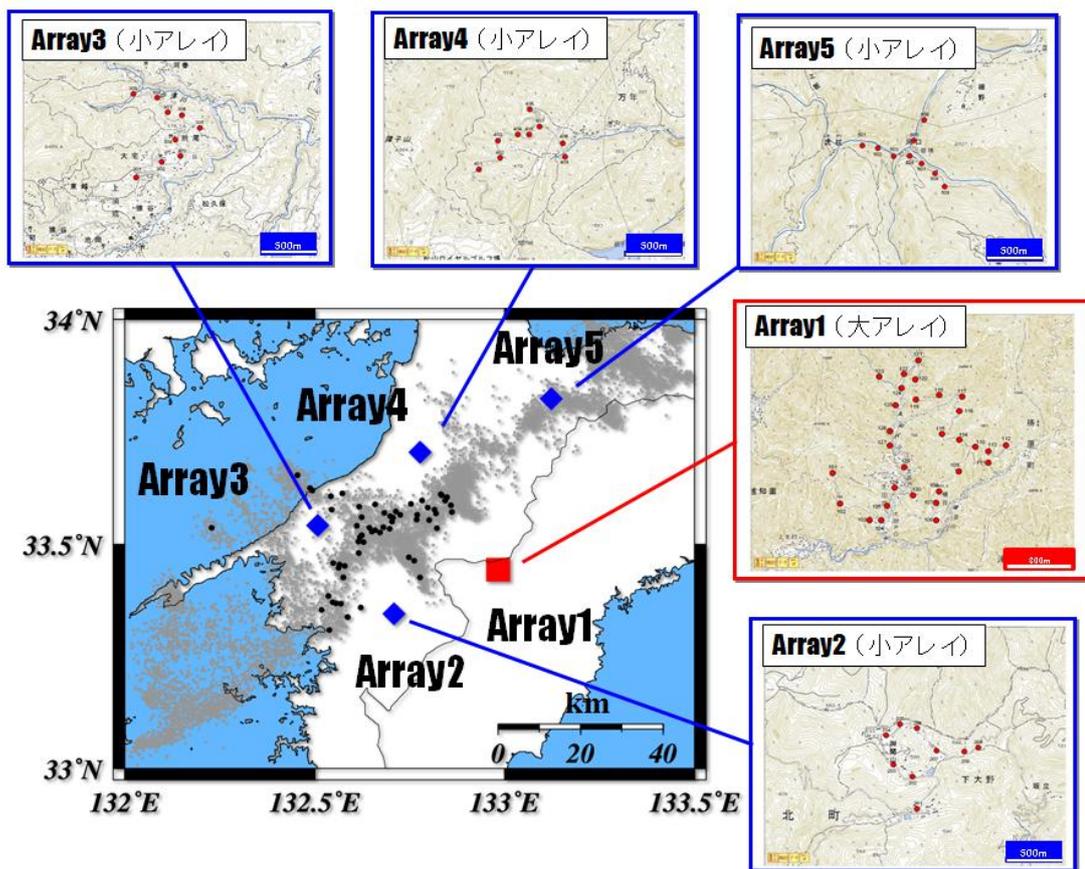


図 10 アレイ配置図。アレイ観測は 2011 年 2 月より開始し、大小合わせて 5 つのアレイを展開した。大アレイは微動の帯の南側に配置し、小アレイはその大アレイを取り巻くように 20~30 km 間隔で配置している。全ての観測点では 200 Hz サンプリングにて連続データを収録している。

張られる空間を雑音空間と呼び、これらは互いに直交補空間の関係にある。その直交性を利用し、モードベクトルのうち、雑音ベクトルとの内積が 0 となる方位が到来方向を示す。スペクトラムを以下のように定義し、波数毎に計算を行う。

$$P_{MUSIC}(p_x, p_y) = \frac{\mathbf{a}^* \cdot \mathbf{a}}{\left| \sum_{i=L+1}^M \mathbf{e}_i^* \cdot \mathbf{a} \right|^2}$$

\mathbf{a} : モードベクトル $\mathbf{a} = (a_1, \dots, a_N)$

$$a_k = \exp[-2\pi i f (p_x x_k + p_y y_k)]$$

p_x, p_y : スローネス

x_k, y_k : k 番目の観測点の位置

\mathbf{e}_i : i 番目に大きな固有値の固有ベクトル

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。

d) MUSIC 解析例

徳島県で発生した微小地震の観測データの波形例を図 12 に示す。地震は、アレイ 5 から 120 km 東に位置した徳島県東部の深さ 11km で発生し、マグニチュードは 2.4 であった。震源位置を図 13 中に星印で示す。地震波は震央から最も近いアレイ 5 で最初に観測され、その後、アレイ 1→4→2→3 の順に観測された。図 13 に観測データの上

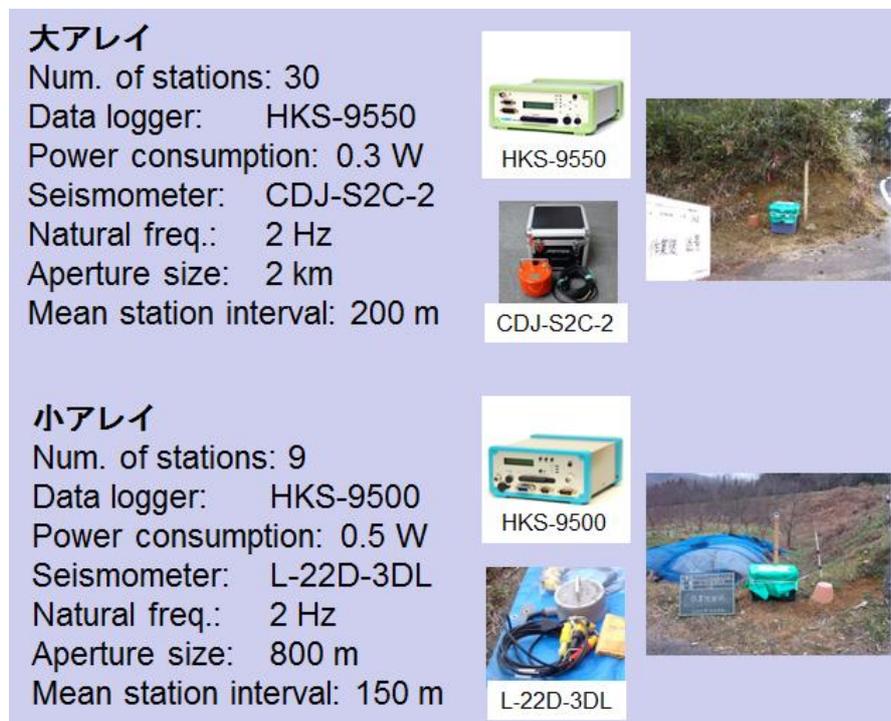


図 11 アレイ観測に使用した機器と観測風景

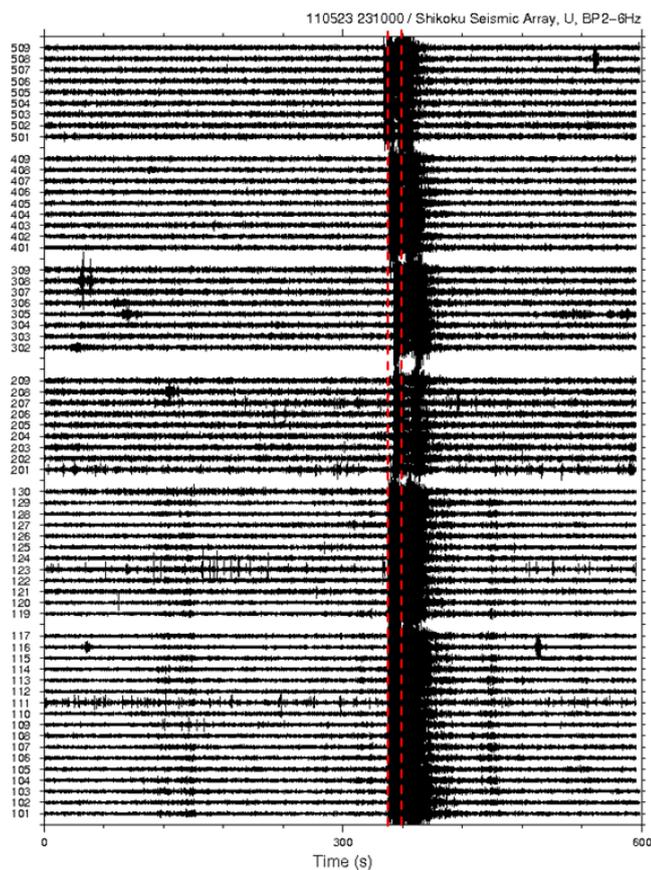


図 12 徳島県東部で発生した微小地震の観測波形例。

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。この観測データから得られた MUSIC スペクトラムを見ると、いずれのアレイともスペクトラム振幅のピークが概ね震央の方向を示している。大アレイ（アレイ 1）では、見かけ速度（スローネスの逆数）にして 6.2 km/s の位置にピークを持つ。このことから、このピークは、中部地殻を通過してきた P 波の波群によると考えられる。小アレイ（アレイ 2 からアレイ 5）では、ピークの見かけ速度が 3 km/s 前後の値であることから、S 波による波群だと考えられる。ピークの見かけ速度は $2.6 \sim 3.7 \text{ km/s}$ のばらつきを示しているが、これはスペクトラムの強振幅域が広がりを持ちピークが明瞭でないことによる。この原因として、小アレイの観測点数が 9 点と少なく、スローネスを推定するだけの十分な精度がない可能性がある。

図 14 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 12 と比較すると、明らかに微小地震の波形とは波形の特徴が異なっていることがわかる。また、アレイ 5（波形最上部の 9 トレース）では、微動の波群は明瞭ではない。図 15 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。先ほどの微小地震のスペクトラム（図 13）に比べて、強振幅域が広がりを持っており、ピークが明瞭でない。図 15 の地図中に、Maeda and Obara (2009)⁹⁾によるハイブリッド法

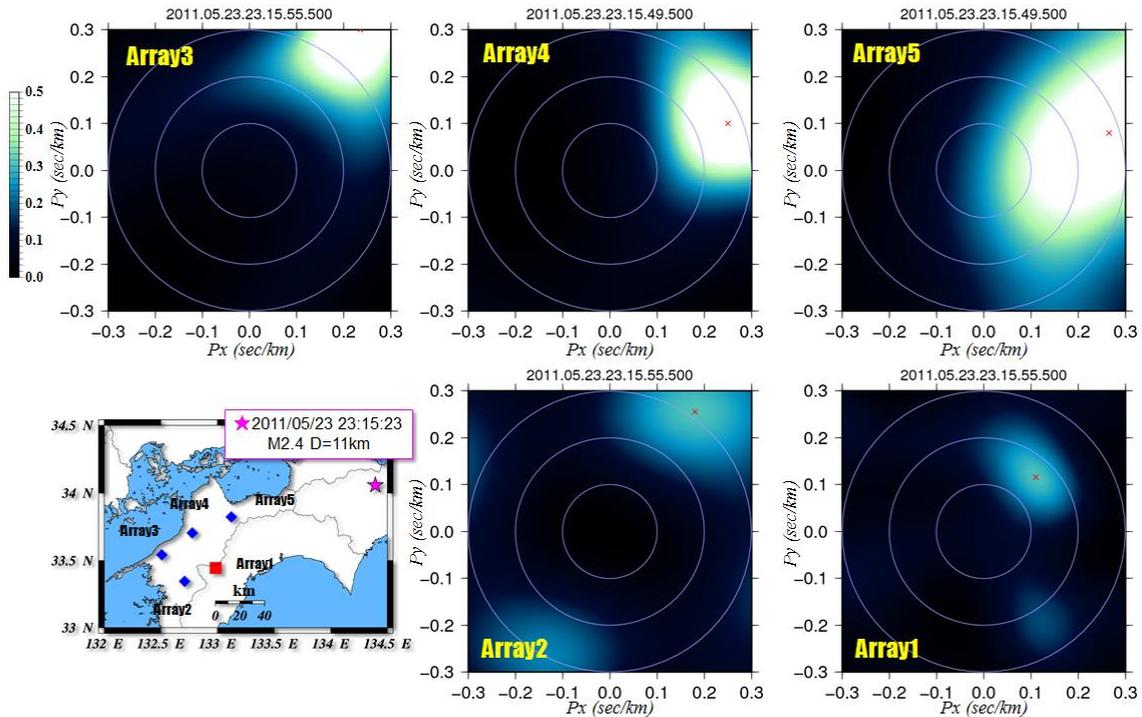


図13 徳島県東部で発生した微小地震を解析した各アレイ毎のMUSICスペクトラムのスナップショット。各図はMUSICスペクトラム最小値からの差を表示している。横軸、縦軸はそれぞれ東西方向、南北方向のスローネスを示す。左下の地図中に微小地震の震央を星印で示す。

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位置に向き、その見かけ速度は5.9 km/sである。入射した波はS波であると仮定し、S波速度構造を3.4 km/sとすると、入射角は35度となり、おおむね微動方向と一致する。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、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いえないと考えられる。このようにMUSICスペクトラムの振幅の大きさは必ずしも信号の強さを示しているわけではなく、信号が微弱の時にも有意でないピークを持つ場合があり、この場合を除去するのは容易なことではない。そこで、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大アレイ（アレイ 1）の解析結果を紹介する。小アレイ（アレイ 2～アレイ 5）のデータを組み入れた解析の方法は今後の課題とする。

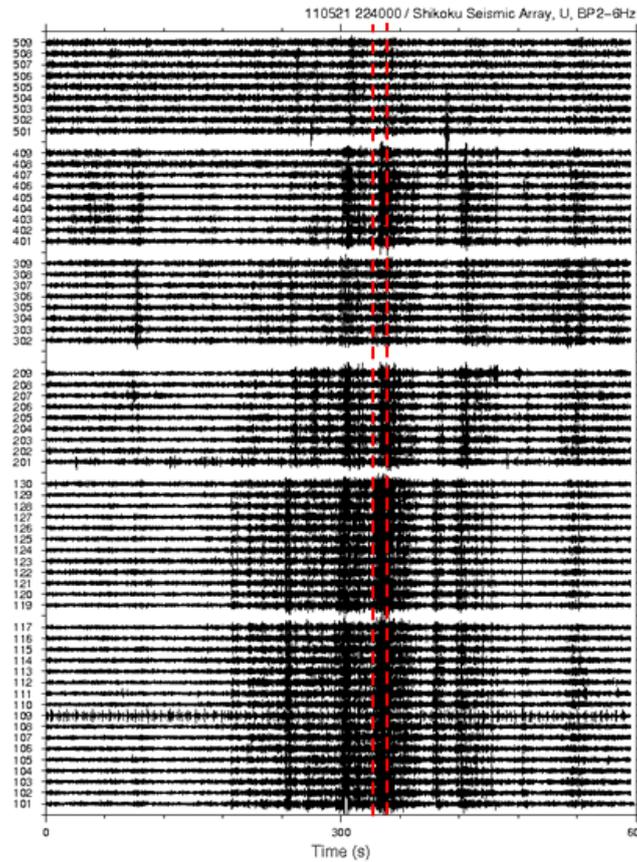


図 14 微動の観測波形例。2～6Hz の帯域のバンドパスフィルターを適用した。

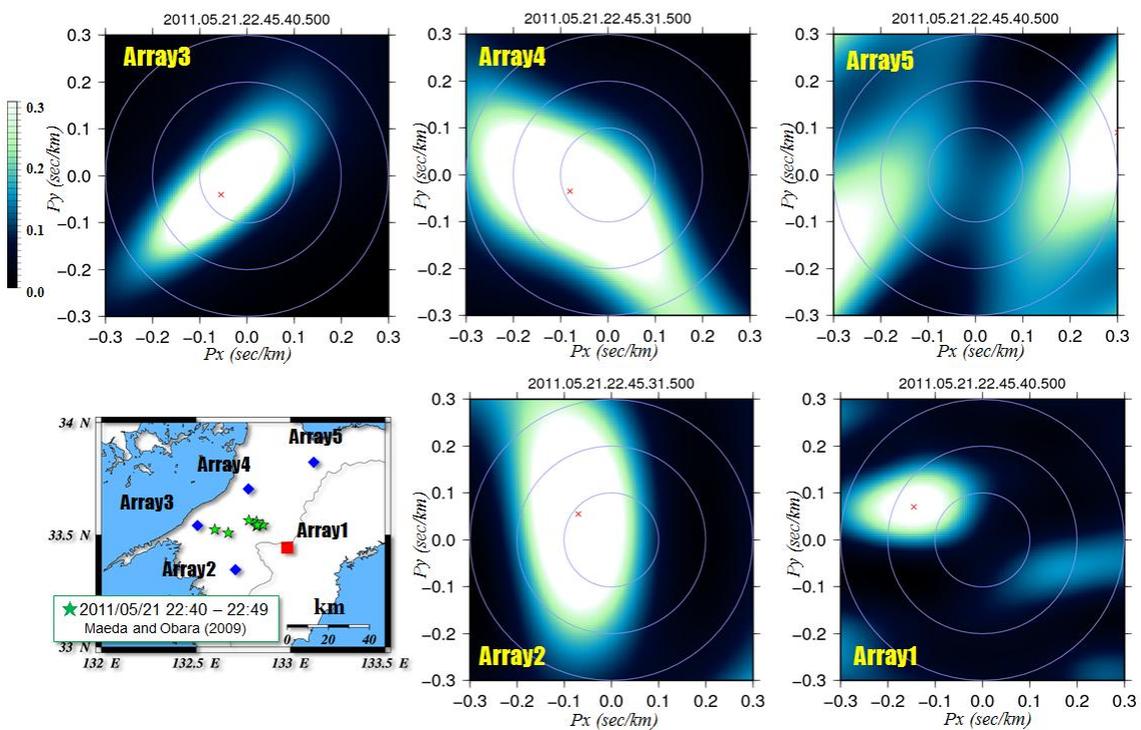


図 15 微動を解析した各アレイの MUSIC スペクトラムのスナップショット。表示方法は図 13 と同じ。左下の地図中に微動源震央を星印で示す。

e) 2011年5月の微動活動と MUSIC 解析結果

2011年5月に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16に2011年5月20日から5月24日までのハイブリッド法解析⁹⁾による微動分布を示す。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。この微動活動の際には、複数のHi-net観測点で傾斜変化も同時に観測された(図17右¹⁰⁾)。木村・廣瀬(2011)¹⁰⁾は、その傾斜変化データからスロースリップイベント

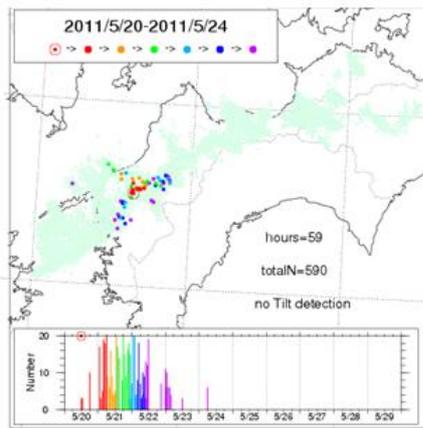


図16 2011年5月20日～5月24日までのハイブリッド法解析⁹⁾による微動分布。

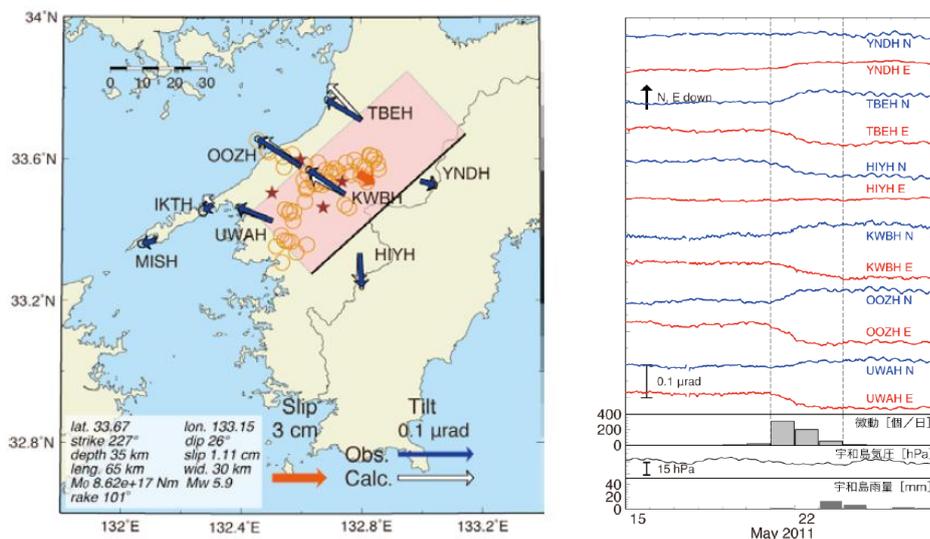


図17 (左) 観測された傾斜変化ベクトル(青矢印)、推定されたスロースリップイベントの断層モデル(赤矩形・矢印)、モデルから計算される傾斜変化ベクトル(白抜き矢印)を示す。橙丸は1時間ごとの微動エネルギーの重心位置、茶星印は深部超低周波地震の震央をそれぞれ表す。すべり角はプレート相対運動方向に固定している。(右) 2011年5月15日～27日の傾斜時系列。上方向への変化が北・東下がりの傾斜変動を表す。BAYTAP-Gによる潮汐・気圧応答成分除去およびリニアトレンド除去を実施した。気圧応答除去においては、宇和島での観測値を使用した。点線で示した期間の傾斜変化ベクトルが左図に示されている。(木村・廣瀬、2011)¹⁰⁾

トの断層モデルを推定した。その結果を図 17 左に示す。断層位置は四国西部の微動活動が活発な領域によく対応する。断層面の大きさは長さ 65 km、幅 30 km であり、すべり量は 1.1 cm 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 となった。

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 18 に示す。シグナルは S 波の波群とし、直下の地震波速度を 3.4 km/s と仮定して、ピークの位置をプレート境界の深さ

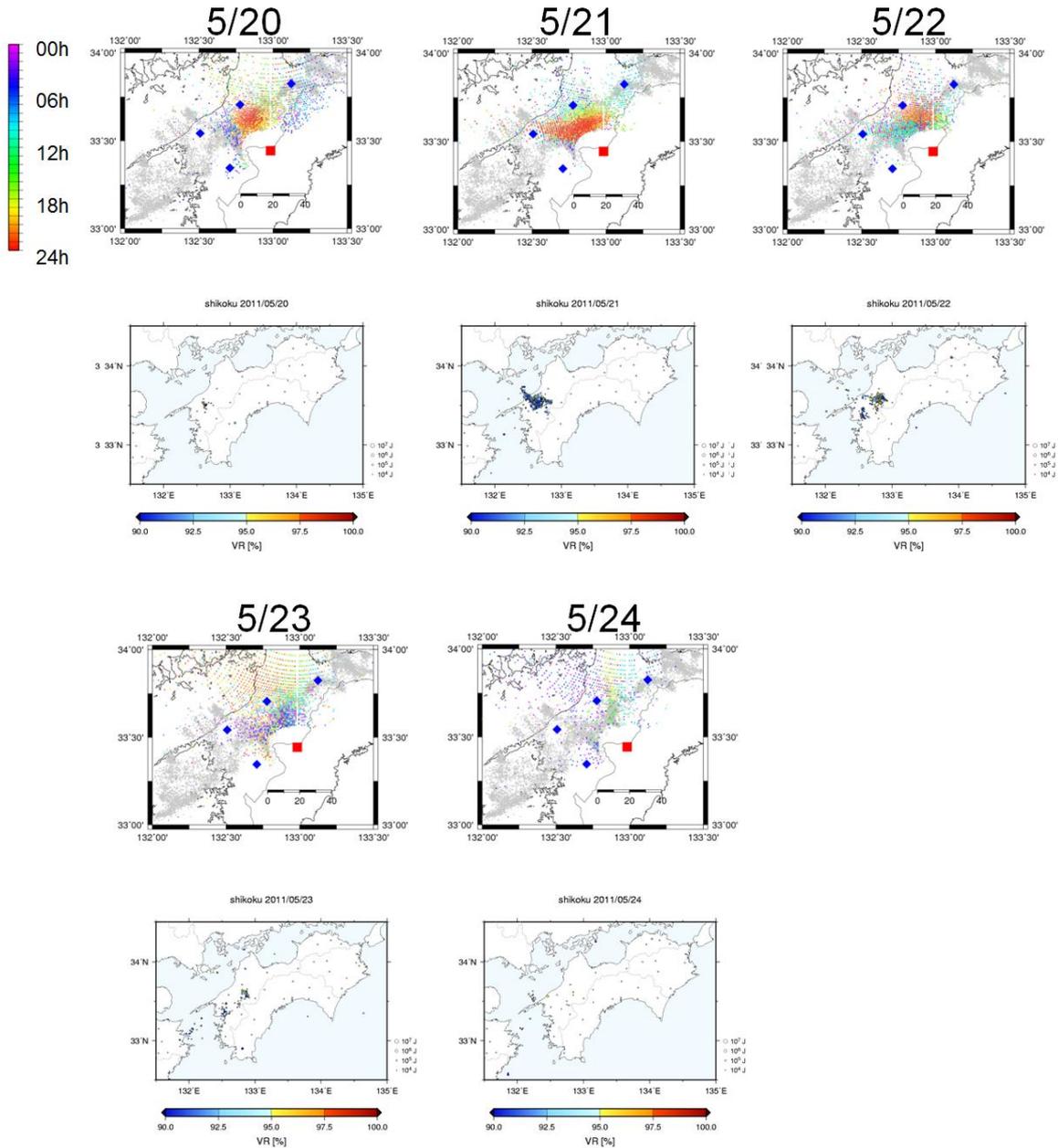


図 18 MUSIC 解析によって得られたスペクトラムピーク分布（5 月 20 日から 5 月 24 日まで）。上段は、スペクトラムピークの位置を時間毎に色分けして表示している。下段はハイブリッド法解析⁹⁾による一日毎の自動微動分布を示す。

に相当する深さ 35 km の面に投影した。また 21 日の微動活動が活発な時間帯のデータについて、のハイブリッド法⁹⁾による微動源位置（以下、ハイブリッド法微動源）と重なるように位置補正を行った。なお、スローネスが 0.1 s/km 以下にあるピークは投影していない。

20 日～22 日はピーク位置の分布は、ほとんどアレイ観測網の間に収まるように広がっている。一方、微動活動が終息に向かう 23 日や 24 日では、ピーク位置はアレイ観測網の北方まで広がっている。アレイの観測波形データを見ると、24 日には有意な微動波形は認められない。つまり、データ・ウィンドウ間に有意なシグナルがない場合でも、MUSIC 法⁹⁾の特性から、ランダムにピークが出現し、それが投影されて広範囲にわたって虚像を作ってしまう。解釈の際には、ある程度まとまったピーク分布だけが有意であると判断する必要がある。ピーク分布の変化を見ると、20 日は西から始まった微動活動が東に移動している様子が見られ、21 日は主だった活動が内陸から海側（アレイ 1 に近づく方向）に移動し、22 日にはピーク分布の中心がさらに東南東方向に移動した。23 日以降は、その最東部の微動活動が残り、次第に有意な活動は見られなくなった。ハイブリッド法微動源では、20 日に始まった活動は、21 日に全方位に向かって広がったのち、22 日には東北東と西南西の両方向に広がり、そのまま次第に終息していく様子を示している。ピーク分布とハイブリッド法微動源を比較すると、20 日の微動開始点はほぼ同じ場所に位置しているが、その後、活動の広がり方は若干異なっている。特に 22 日は、ハイブリッド法微動源では 21 日の活動域からさらに東北東と西南西の両方向に広がりがみられるが、ピーク分布では東北東への移動しか確認できない。これは、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とにより、アレイ 1 から遠ざかる方向や遠い微動活動に関して、十分な分解能を有していないためと考えられる。また、全体的にピーク分布はハイブリッド法微動源と比べて、微動域が東南東方向に広がっているように見える。これは、ピーク分布の投影方法に検討の余地があり、三次元の地震波速度構造の導入や小アレイデータの利用によって今後大きく改善されると考えられる。

一方、ピーク分布はハイブリッド法では検出されていない活動も検出している。これは、地震波のエンベロープ相関と振幅値に基づくハイブリッド法が微動エネルギーの強弱の変化を震源決定に利用しているのに対して、アレイ解析ではほぼ一定した強度の微動エネルギー束が継続して到来していても、位相さえ揃えば検出することができるという特徴の違いによる。ハイブリッド法微動源は、現在のところ、ピーク分布による推定結果に比べて決定精度が高いので、この二つの結果を相補的に活用することにより、より詳細な微動活動の連続モニタリングが可能になることが期待できる。

図 19 に 21 日 22 時から 23 時までのピーク分布から推定された微動活動を示す。図から、この 1 時間に微動活動が東に 15~20 km ほど移動していることがわかる。これは、Ueno et al. (2010)¹¹⁾が確認した微動源の速い移動 (1.0~2.5 km/h) と比較しても十分に速い。微動の移動速度は微動やスロースリップの発生メカニズムを探る上で重要であり、スロー地震発生場の状態や物性に強く関係している。但し、前述のように東南東方向に微動活動が延びる傾向が見られるため、この移動速度は過大評価されてい

る可能性があり、今後、ピーク位置の投影方法を含めて再検討する必要がある。

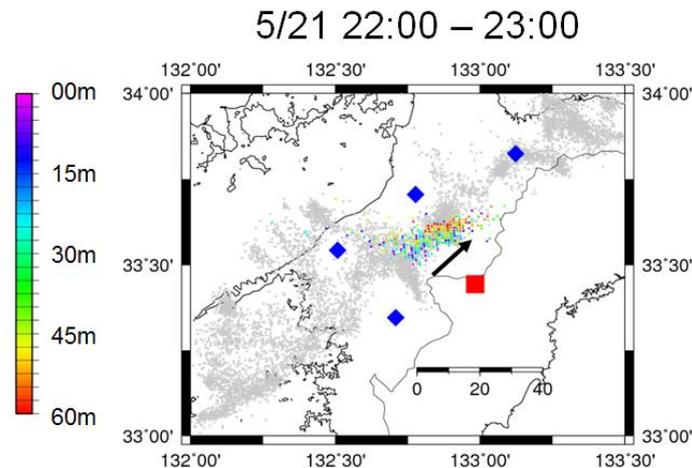


図 19 MUSIC 解析によって得られたスペクトラムピークから推定された微動活動（5月21日22時から23時まで）。スペクトラムピーク的位置を時間毎に色分けして表示している。

f) 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 et al., 2011¹²⁾；小原・松澤、2011¹³⁾）。図 20 に、小原・松澤（2011）¹³⁾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（8 Hz 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 21）。また、震央位置はエンベロープの解析から四国西部およ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 20）、その深さについては不確定性が残る。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 22）。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 23）。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 23 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。

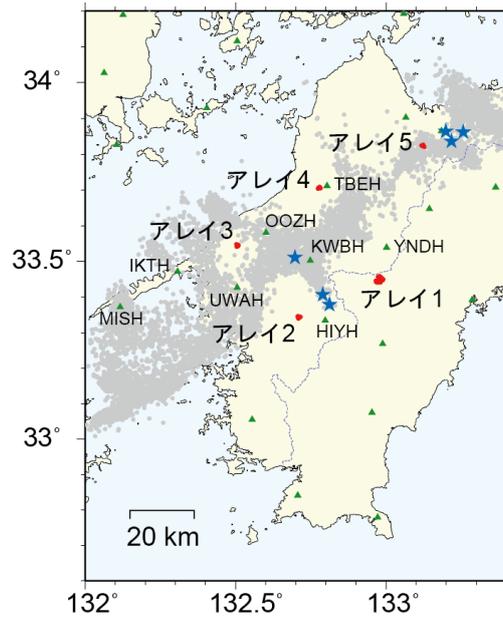


図 20 機動観測で配置した各アレイの位置（赤丸）と 2011 年東北地方太平洋沖地震の地震波によって誘発された微動の震央位置（青星印）。灰丸は、ハイブリッド法⁹⁾の結果に Obara et al. (2010)¹⁴⁾の方法で、クラスタリング処理をして得られた深部低周波微動の微動源分布。（小原・松澤、2011）¹³⁾

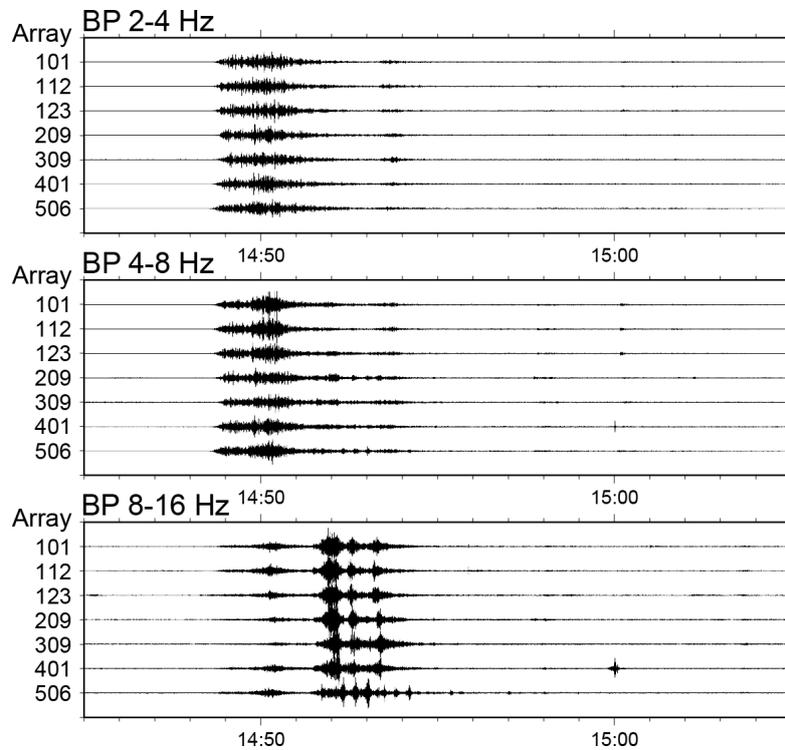


図 21 東北地方太平洋沖地震発生直後のアレイ観測波形。各アレイで捉えられた地震波形について、各帯域について帯域通過フィルターを施したもの。2-4, 4-8Hz では、東北地方太平洋沖地震による直達波が卓越するが、8-16Hz では誘発微動が顕著にみられる。

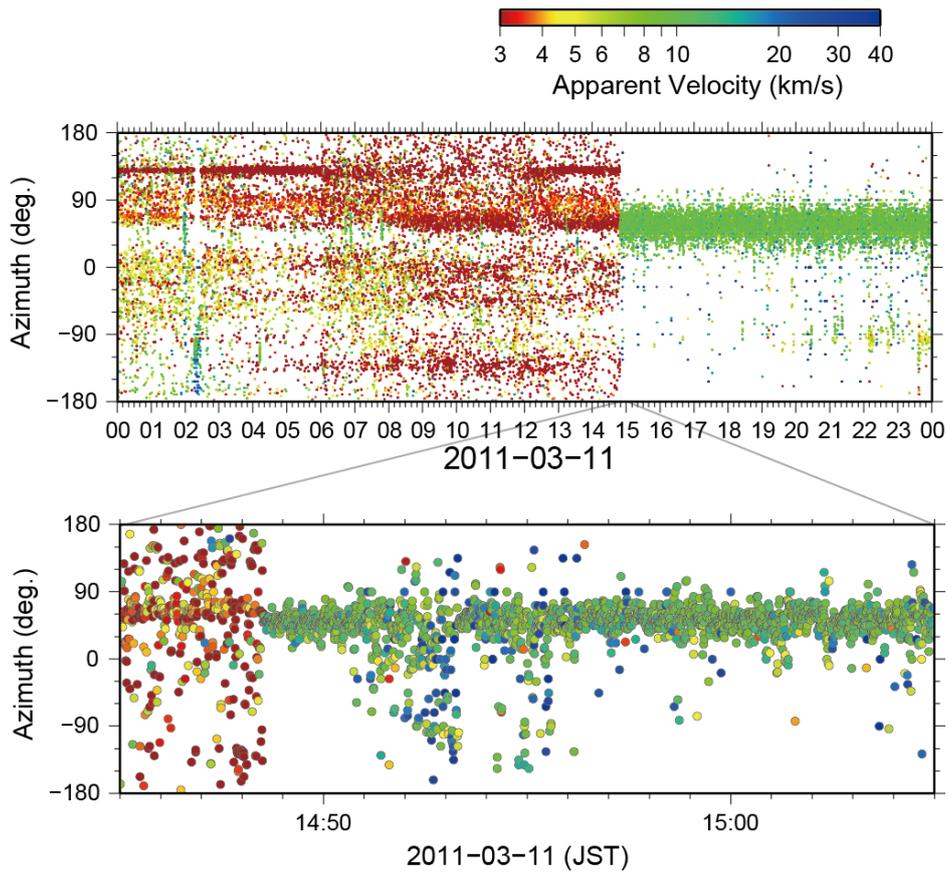


図 22 アレイ 1 において MUSIC 法によって推定された、地震波の到来方向の時系列。上段は 2011 年 3 月 11 日の 1 日間の図、下段は地震前後の 20 分間の拡大図。地震波到達に伴い、東方向から見かけ速度の速い波が到来する。誘発微動がみられた時刻には、この波に混ざって、より見かけ速度の速い波の到来も検出されている。

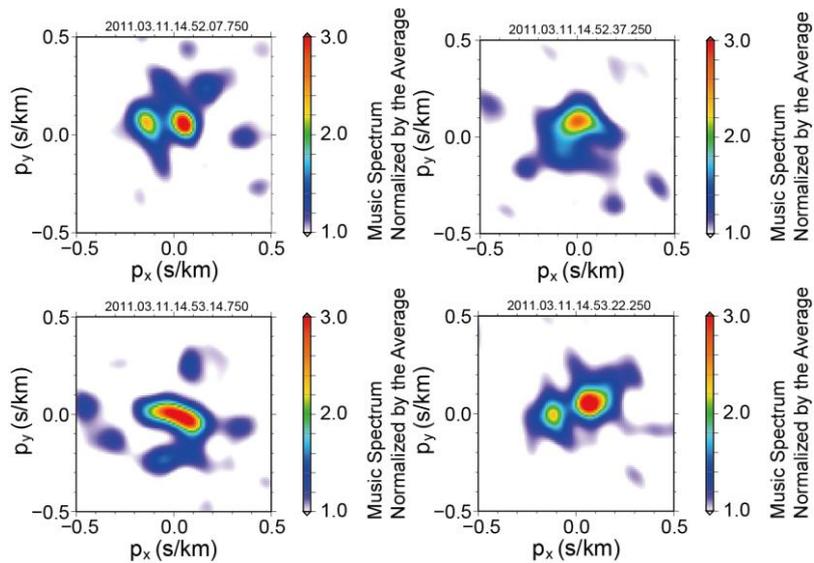


図 23 MUSIC 法によるアレイ解析結果の例。色は MUSIC スペクトル振幅（スローネス平面上の平均値で規格化）を示す。

4) 紀伊半島における線状アレイ観測

a) はじめに

年度当初、紀伊半島下のフィリピン海プレート沈み込み方向に対する構造変化を調べるために、(独)海洋研究開発機構が海域で実施する構造探査の時期(2011年9月)に合わせて、陸域での線状アレイ観測を行う計画を立案した。本観測では、海域でエアガン発振される測線の北延長に位置する場所に合計240点の臨時観測点から構成される線状アレイを設け、エアガンの発震記録の収録と自然地震観測とを合わせて実施する予定であった。しかし、2011年9月に発生した台風12号による紀伊半島豪雨災害により、紀伊半島内の広範囲、特に、計画測線上に位置する奈良県五條市や十津川村で、洪水や土砂崩れにより大きな被害が発生した。この影響で、一般国道や各地の県道・市町村道などの道路は寸断され、計画測線上に進入することができなくなった。また、その後の復旧作業が1年以上の長期に及ぶことが判明したため、すでに用地選定・交渉と観測機材準備まで終えた段階であったが、観測計画を大きく変更せざるを得なかった。

そこで、フィリピン海プレートの沈み込み走向方向における構造変化を明らかにすることを目的に、土砂崩れ等の被害が比較的少なかった紀伊半島南東部の沿岸域に、80点の臨時観測点からなる線状アレイを展開して、観測期間中に発生した自然地震データを収録することにした。特に、尾鷲市周辺では、フィリピン海プレートのスラブ内地震の発生深度に変化が生じていることが知られており、フィリピン海プレートの構造との関係が示唆されている。Miyoshi and Ishibashi (2005)¹⁵⁾は、地震活動データの解析から、フィリピン海プレートを北西-南東方向に割く不連続構造が、2004年紀伊半島沖地震の震源断層から紀伊半島下まで続くと指摘しており、スラブの詳細な構造との関係を調査することは、巨大地震震源域を把握する上で重要である。

b) 観測およびデータ

紀伊半島南東部の沿岸域を南西-北東方向に走る測線上に地震計を設置し、線状アレイを形成した(図24、表1)。測線長は約80kmで、総観測点数は80点であり、平均観測点間隔は1kmである。各観測点には、データロガー(計測技研製HKS-9500)と2Hz三成分短周期地震計(Chongqing Geological Instrument Factory社製CDJ-S2C-2およびSercel社製L-22D-3DL)を配した。観測データの収録には16GB CFカードを使用し、サンプリングは200Hzとした。1か月間のデータ量は約3GB程度と見積られるため、本仕様の観測条件により、5か月以上にわたって連続的にデータを収録することが可能である。用地選定および用地交渉を2011年10月から開始し、2011年12月20日より観測点の設置を開始した。設置された地震観測点の様子を図25に示す。稼働状況確認のため、平成23年度末に最初のメンテナンスとデータ回収を行った。回収されたデータの観測波形例を図26に示す。

平成24年度は、取得されたデータを整理し、Hi-net震源リストを基に観測期間中に発生した地震のデータの切り出しを行い、トモグラフィー解析に使用するための検測データを作成する。その後、このデータを基に地震波トモグラフィー解析等を行い、

プレート境界の形状および速度構造の変化を明らかにする計画である。

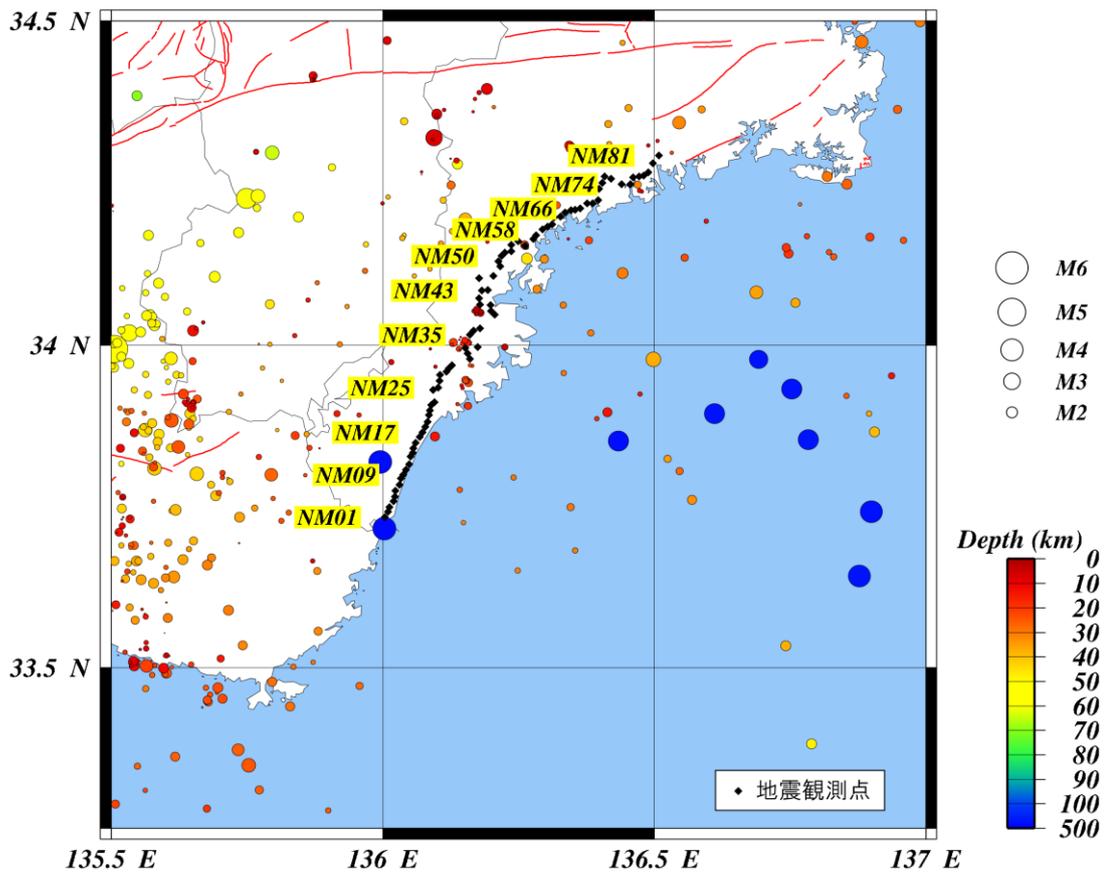


図 24 紀伊半島線状アレイ観測点配置図。臨時に設置した 80 箇所の地震観測点を黒点で示す。丸印は、2012/1/1～2012/3/31 の期間に高感度地震観測網 Hi-net によって決定した自然地震の震源位置を表しており、丸の大きさで地震の規模（マグニチュード）を、色で深さを表す。赤線は活断層の位置¹⁷⁾を示す。

表1 紀伊半島線状アレイ観測点リスト (80地点)

観測点 番号	座 標						設置日	観測点 番号	座 標						設置日		
	緯 度			経 度					高 さ (m)	緯 度			経 度			高 さ (m)	
	度	分	秒	度	分	秒		度		分	秒	度	分	秒			
NM-01	33	44	02.3	136	00	14.0	10	2011/12/20	NM-41	34	03	46.9	136	10	45.6	115	2011/12/21
NM-02	33	44	31.2	136	00	35.9	12	2011/12/20	NM-42	34	04	22.2	136	10	39.0	62	2012/01/29
NM-03	33	44	58.4	136	00	45.4	8	2011/12/20	NM-43	34	05	04.2	136	10	56.9	65	2012/01/21
NM-04	33	45	31.4	136	01	12.6	45	2011/12/22	NM-44	34	05	07.5	136	11	37.8	65	2012/01/20
NM-05	33	45	55.5	136	01	20.9	20	2011/12/21	NM-45	34	06	12.2	136	10	38.9	55	2012/01/20
NM-06	33	46	29.8	136	01	22.7	31	2011/12/21	NM-47	34	06	24.7	136	12	12.9	15	2011/12/21
NM-07	33	47	02.2	136	01	50.2	25	2011/12/21	NM-48	34	07	20.3	136	12	59.0	5	2012/01/20
NM-08	33	47	38.0	136	02	01.6	15	2012/01/24	NM-49	34	07	47.3	136	12	45.5	8	2011/12/22
NM-09	33	47	59.0	136	02	16.7	5	2011/12/21	NM-50	34	08	18.1	136	13	07.5	6	2012/01/27
NM-10	33	48	27.5	136	02	34.7	23	2011/12/22	NM-51	34	08	34.0	136	13	28.2	9	2012/01/27
NM-11	33	48	57.8	136	02	54.0	18	2011/12/22	NM-52	34	08	43.2	136	14	13.0	14	2012/01/20
NM-12	33	49	41.1	136	03	03.3	10	2011/12/23	NM-53	34	09	17.4	136	14	11.9	18	2011/12/22
NM-13	33	50	00.6	136	03	20.4	11	2011/12/24	NM-54	34	09	39.4	136	14	56.3	33	2011/12/22
NM-14	33	50	26.7	136	03	22.5	17	2011/12/21	NM-55	34	09	13.8	136	15	42.8	47	2012/01/19
NM-15	33	50	56.5	136	03	39.1	4	2011/12/24	NM-56	34	09	50.3	136	16	37.9	4	2011/12/22
NM-16	33	51	30.1	136	04	03.8	5	2011/12/23	NM-57	34	10	11.1	136	16	57.5	16	2012/01/27
NM-17	33	51	55.5	136	04	24.6	5	2011/12/25	NM-58	34	10	45.1	136	17	39.9	16	2012/01/19
NM-18	33	52	26.8	136	04	42.3	2	2011/12/25	NM-59	34	11	00.3	136	18	13.3	11	2012/01/19
NM-19	33	52	52.2	136	04	58.3	24	2011/12/24	NM-60	34	11	12.2	136	18	41.6	45	2012/01/19
NM-20	33	53	30.3	136	05	04.9	38	2011/12/02	NM-61	34	11	49.7	136	18	56.0	20	2012/01/31
NM-21	33	53	57.7	136	05	13.3	65	2011/12/24	NM-62	34	11	55.7	136	19	38.8	3	2012/01/27
NM-22	33	54	28.0	136	05	21.2	300	2012/01/24	NM-63	34	12	18.7	136	20	07.1	3	2012/01/18
NM-23	33	54	41.8	136	05	41.4	295	2012/01/29	NM-64	34	12	30.4	136	20	49.1	5	2012/01/18
NM-24	33	55	52.1	136	05	34.4	325	2012/01/24	NM-65	34	12	34.4	136	21	17.1	44	2012/01/18
NM-25	33	56	03.1	136	06	06.6	350	2011/12/24	NM-66	34	12	42.1	136	21	49.3	108	2012/01/18
NM-26	33	56	42.5	136	06	15.6	375	2011/12/24	NM-67	34	13	09.9	136	22	34.8	65	2012/01/28
NM-27	33	57	14.8	136	06	18.8	313	2011/12/25	NM-68	34	13	09.6	136	23	12.2	78	2012/01/28
NM-28	33	57	32.8	136	07	03.3	348	2011/12/23	NM-69	34	13	27.5	136	23	47.4	5	2012/01/31
NM-29	33	57	50.7	136	07	18.3	352	2011/12/23	NM-70	34	14	30.9	136	23	54.5	86	2012/01/28
NM-30	33	58	07.9	136	07	38.2	375	2011/12/23	NM-71	34	15	02.4	136	24	13.9	130	2012/01/28
NM-31	33	58	44.6	136	09	38.0	68	2012/01/21	NM-72	34	15	38.7	136	24	29.1	220	2012/01/29
NM-32	33	59	14.8	136	09	22.7	108	2012/01/21	NM-73	34	15	26.0	136	25	14.0	270	2012/01/25
NM-33	33	59	45.9	136	09	06.8	240	2012/01/22	NM-74	34	14	54.8	136	26	22.8	2	2012/01/29
NM-34	33	59	49.7	136	10	28.3	200	2011/12/23	NM-75	34	14	55.0	136	27	20.4	70	2012/01/25
NM-35	34	00	58.3	136	09	37.2	398	2012/01/22	NM-76	34	15	33.3	136	27	39.6	2	2012/01/26
NM-36	34	01	22.0	136	10	00.9	260	2012/01/22	NM-77	34	15	37.2	136	28	19.4	100	2012/01/25
NM-37	34	01	33.8	136	10	45.4	170	2011/12/21	NM-78	34	15	43.4	136	28	48.9	30	2012/01/26
NM-38	34	02	50.6	136	12	22.7	95	2012/01/21	NM-79	34	16	02.1	136	29	20.9	30	2012/01/25
NM-39	34	03	09.5	136	11	57.4	42	2012/01/21	NM-80	34	16	52.4	136	29	51.8	2	2012/01/26
NM-40	34	03	44.2	136	11	53.7	10	2011/12/21	NM-81	34	17	33.5	136	30	29.5	55	2012/01/26



図 25 地震観測点の写真。(上) 観測に使用した 2Hz 三成分地震計、(中) 観測筐体の中の様子、(下) 観測点の外観。

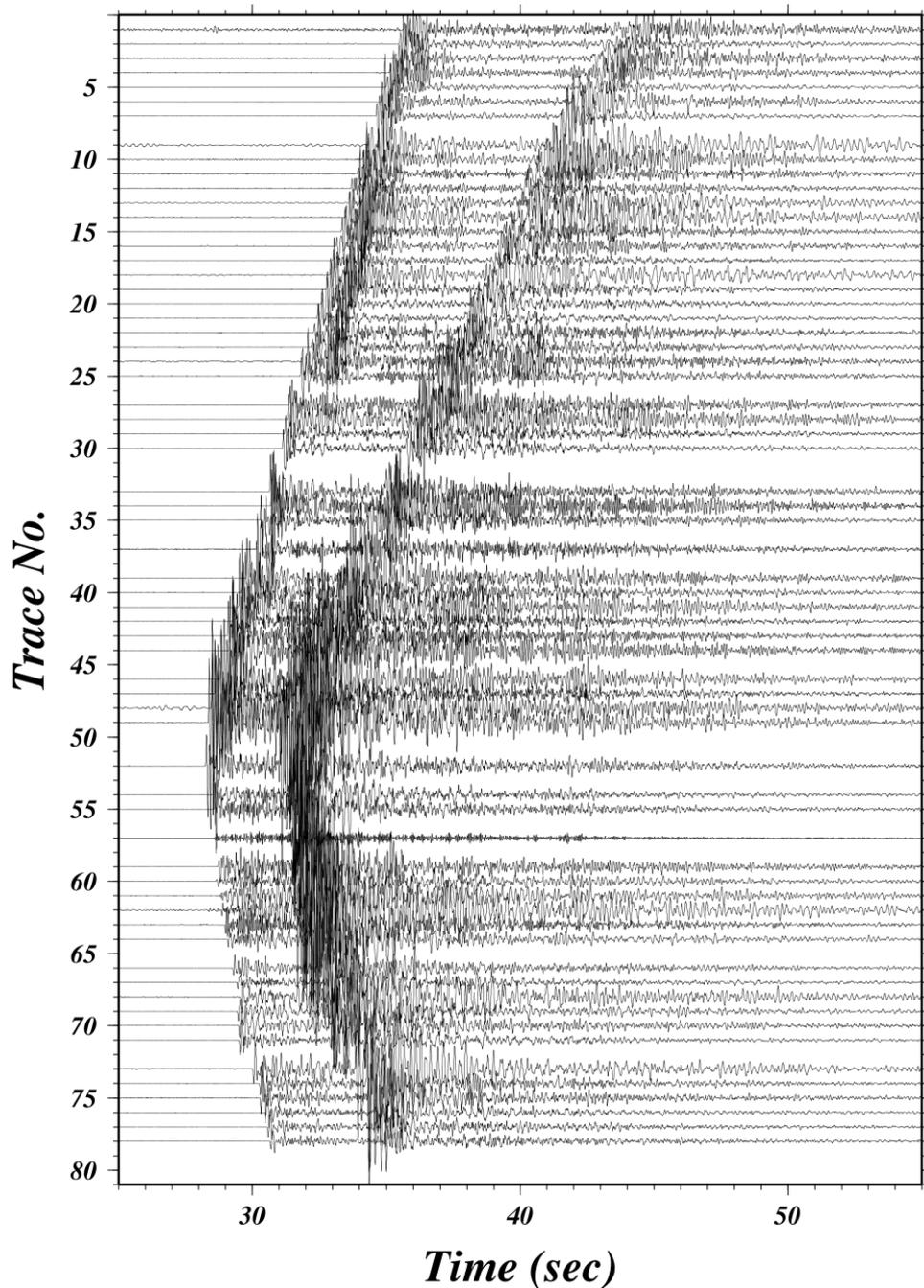


図 26 地震観測波形例。例は 2012 年 2 月 22 日 23:57 に奈良県南部で発生した地震 (M3.0 深さ 7km) の上下動成分波形。帯域幅 4-20Hz のバンドパスフィルターを適用。

(c) 結論ならびに今後の課題

今年度は、既存広帯域地震観測網 (防災科研 F-net) を補完する形で整備した 6 箇所の長期機動観測型広帯域地震観測点における観測を継続した。西南日本における浅部超低周波地震活動について、今年度は低調であったことを確認した。紀伊半島に位置する基盤的地震観測点や上記長期機動観測型観測点のデータにレシーバ関数解析を適用したと

ころ、海洋モホ面を境界面とするインピーダンス比は、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はほぼ一定になることを発見した。この現象は、海洋玄武岩の変成作用と対応しうること、深部低周波微動の発生と強い関係がありうるということが明らかになった。また、深部低周波微動活動の活動様式を詳細に把握するために平成 22 年度から四国西部において実施したアレイ観測のデータ解析を行ったところ、一部の活動では 15~20 km/h の高速で移動する活動を確認するなど、深部低周波微動の詳細な活動様式を明らかにしたほか、東北地方太平洋沖地震によって誘発された微動活動が通常の微動と同じ場所で発生していたことを示した。ただし、MUSIC 法におけるスペクトラムピーク投影方法は課題を抱えているため、今後、改善の検討を進める必要がある。今年度からは、紀伊半島で発生する深部低周波微動を観測するため、南東部沿岸で線状アレイ観測を開始した。

浅部超低周波地震活動については、長期的なスロースリップや深部低周波微動と約 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破壊過程や地震発生の準備過程に影響を与えている可能性が指摘されている¹⁶⁾。このことは、想定されている想定東南海地震と想定南海地震の震源域を評価する上で、紀伊半島東部から日向灘沖を対象とした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、セグメントごとの連動性評価や巨大地震震源域の深部限界推定につながる。四国西部での小アレイデータや新たに設置した紀伊半島線状アレイデータの解析を通じ、より詳細な微動活動状況の把握を行うほか、本件にて整備した広帯域地震計を用いた長期機動型観測点や基盤的地震観測網観測点等の併合処理を実施することにより、深部低周波微動活動様式とスラブ構造の関係についての知見を得ること、さらに微動活動の連動性について評価を行うことが重要である。

(d) 引用文献

- 1) 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.
- 2) 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.
- 3) 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.
- 4) Peacock, S. M.: Thermal and metamorphic environment of subduction zone episodic tremor and slip, *J. Geophys. Res.*, 114, B00A07, doi:10.1029/2008JB005978, 2009.
- 5) 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.
- 6) Obara, K. Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest Japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation, *J. Geophys. Res.*, 115, B00A25, doi:10.1029/2008JB006059, 2010.
- 7) 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.
- 8) Schmidt, R., Multiple emitter location and signal parameter estimation, *IEEE Trans. Antennas Propag.*, 34, 276-280, doi:10.1109/TAP.1986.1143830.
- 9) 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.
- 10) 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.
- 11) Ueno, T., T. Maeda, K. Obara, Y. Asano, and T. Takeda, Migration of low frequency tremors revealed from multiple array analyses in western Shikoku, Japan, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2008JB006051, 2010.
- 12) B. Enescu・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.
- 13) 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.
- 14) 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.
- 15) Miyoshi T. and Ishibashi K., A tectonic interpretation of NW-SE strike-slip faulting during the 2004 off the Kii peninsula earthquakes, Japan: Probable tear of the Philippine Sea plate, *Earth Planets Space*, 57, 1115-1120, 2005.
- 16) 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.
- 17) 活断層研究会: 新編日本の活断層—分布図と資料—, 東京大学出版会, 436p, 1991.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
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
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
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
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
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
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
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
Shiomi, K. and J. 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

(f) 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) 平成24年度業務計画案

平成22年度までに、渥美半島、紀伊半島および四国・九州地方に設置した長期機動型広帯域地震観測点を維持することにより、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る。これらの長期機動型広帯域地震観測点およ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ーバ関数解析等により、陸域下におけるスラブ境界付近の構造の特徴を把握する。深部低周波微動活動が活発な地域である紀伊半島での臨時機動観測を継続するとともに、紀伊半島や四国西部での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する。なお、各機動観測施設について、年度末までに原状復帰する。

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
東京大学大学院新領域創成科学研究科	教授	杉田精司
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
東京大学大学院新領域創成科学研究科	講師	関根康人
東京大学大学院新領域創成科学研究科	特任教授	鳥海光弘

(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ヵ年の年次実施計画（過去年度は、実施業務の要約）

- 1) 平成20年度：境界域の3次元媒質マクロ構造評価
- 2) 平成21年度：クラック、断層、物質境界などダメージ構造評価
- 3) 平成22年度：マクロ構造をもつ地殻岩盤の鉱物組成などミクロ媒質評価
- 4) 平成23年度：総合した媒質の地震波速度構造などマクロ物性評価およびダメージ媒質の力学特性の回復評価
- 5) 平成24年度：東海—東南海—南海プレート境界域の連動性に関する地殻媒質の総合的評価図

(e) 平成23年度業務目的

平成22年度までに成果として得られた、媒質のダメージ構造、クラック構造、地殻媒質の次元圧縮、媒質のマルコフランダム場逆解析図、および媒質自己組織化マップ相関図、境界域、富士川一丹沢一嶺岡地域の岩石構成鉱物のマイクロ媒質評価を総合的に検討した媒質評価図を作成する。プレート境界域のダメージ帯の媒質構造の特質を示す。また、前年度から引き続き、プレート境界岩についての陸域調査を行う。それらを用いてシミュレーション研究および観測研究に貢献する地殻媒質モデルの高度化手法を試験構築する。さらに、これらの研究成果を平成23年度に開催される諸学会にて発表し、地質学・地球物理学など多方面の分野について情報収集や議論を行う。

(2) 平成23年度の成果

(a) 業務の要約

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。開発した手法を東海―東南海―南海から日向灘のプレート境界域に適用するほか、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に適用し、流体の量とその形状を分離・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。

現在までに開発した 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、本年度は、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。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。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。

前年度に開発した MRF 手法による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精密温度圧力決定法を開発した。本手法を様々なプレート境界岩に適用することで、プレート境界の詳細な物質構造及びテクトニクスが解明されることが可能である。

さらに、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基に、五良津エクロジャイト岩体の吸水変成作用を定量化する研究を行った、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およびテクトニクスと密接な関連を持つことが示唆される。

(b) 業務の実施方法

平成22年度までに開発した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、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。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 2) 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。

また、情報取得研究として、他機関の様々な研究グループとセミナーや学会を通じて議論及び情報交換を行った。これらの議論を基に、情報科学の最新知見である潜在変数モデルを取り入れ、不連続境界の自動検出を可能にするモデルの構築を行った、また、媒質評価の高速・高精度化を可能にする決定論的アルゴリズム構築を行った。さらに、前年度に開発した岩石の温度圧力経路復元手法を拡張することで、非常に汎用的な温度圧力復元法を開発した。

さらに、本年度までに得られた四国三波川帯高変成度地域の地質学的・岩石学的調査を基に、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。

(c) 業務の成果

1) MRF モデルの地震波速度構造への適用

昨年度から引き続き、ベイズ統計的手法の一種である MRF (Markov random field) モデル 1) 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。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。実用的には、観測ノイズ・誤差を除去する正確な物理量変化を抽出するローパスフィルターの様な役目を果たす。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。このように、MRF モデルは、不確定性の非常に大きい問題に対して、柔軟な定式化が可能であるため、地球深部の媒質評価のキーテクノロジーといえる。

昨年度までの研究で、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。以下に概要を簡単に述べる。

地震波速度の観測過程を生成関数にガウスノイズが加わったものとモデル化すると共に、物理量は空間的に連続に分布すると仮定する。この仮定のもと、事後分布の最大化について確率論的に定式化を行うと、(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。

$$\begin{aligned}
 & E(\phi, \alpha; \theta) \\
 &= \frac{1}{2\sigma_P^2} \sum_{i=1}^N (V_P^i - f_P(\phi^i, \alpha^i))^2 \\
 &+ \frac{1}{2\sigma_S^2} \sum_{i=1}^N (V_S^i - f_S(\phi^i, \alpha^i))^2 \\
 &+ \frac{1}{2\sigma_\phi^2} \sum_{i \sim j} (\phi^i - \phi^j)^2 + \frac{1}{2\sigma_\alpha^2} \sum_{i \sim j} (\alpha^i - \alpha^j)^2 \\
 &+ \frac{N}{2} (\ln \sigma_P^2 + \ln \sigma_S^2) + \ln Z_\phi + \ln Z_\alpha + C,
 \end{aligned} \tag{1}$$

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。

$\sum_{i \sim j}$ は隣り合う格子全ての対について和をとることを示している。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 3) によって多孔質弾性理論から得られた式を用いた。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) 法の一つである 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 1 に、人工的に仮定した流体分布と、それをもとに武井 3) 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 2 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3には、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1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2)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4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。

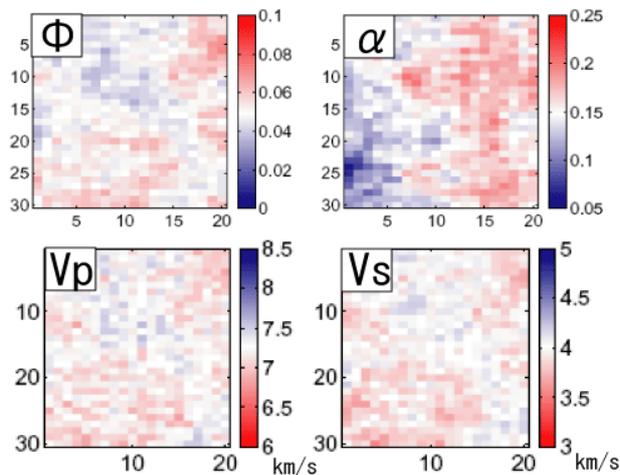


図1. 仮定した流体の空間分布 (Φ , α) と観測データ (V_p , V_s)

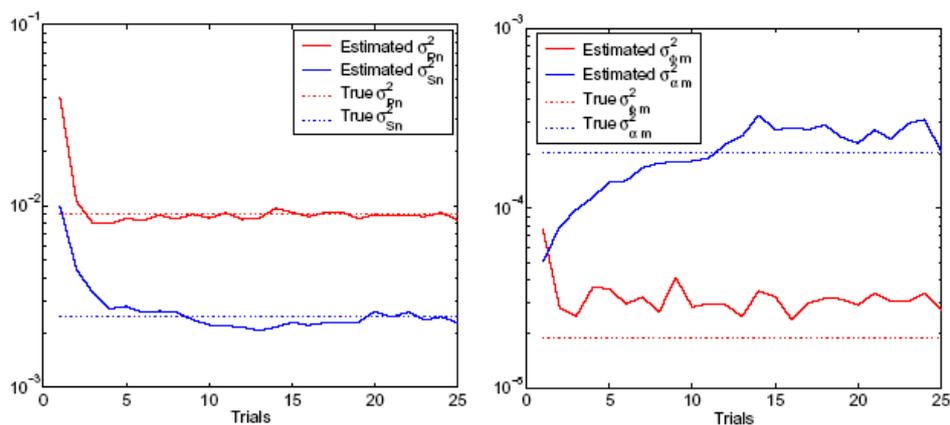


図2. ハイパーパラメータの試行回数による変化。試行回数が増えるとパラメータ (実線) が正しい解 (破線) に近づいていることが確かめられる。

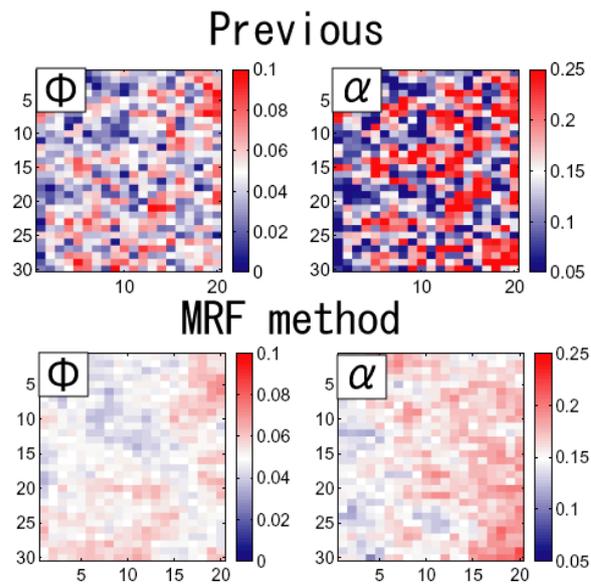


図3. 推定された流体分布 (上図) 従来手法 (逆関数) によって得られた分布 (下図) 本手法によって得られた分布

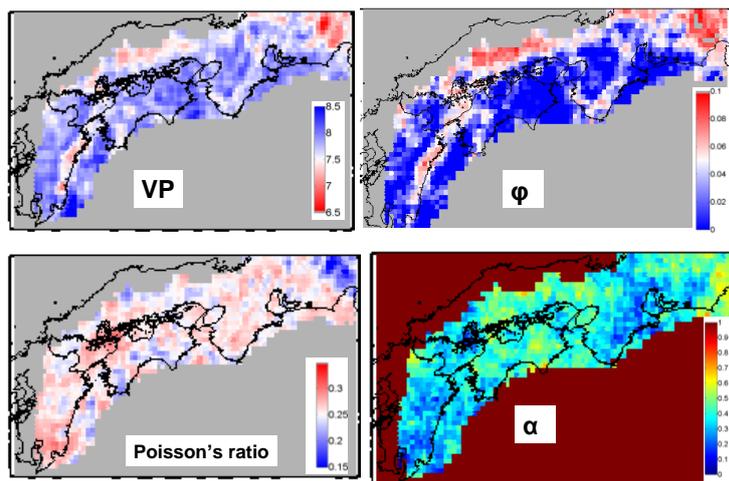


図4. (左図) 観測された深さ 40km の地震波速度構造 (上: V_p (km/s), 下: ポアソン比) (右図) MRF モデルによって得られた流体分布 (上: 空隙率 Φ , 下: アスペクト比 α)

本年度は開発した 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⁴⁾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に MRF 手法を適用した。図 5 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 $V_p=7.9\text{km}$ 、 $V_s=4.55\text{km}$ を用いた。流体についてはメルトを仮定した。

図 6 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がわかる。求められたノイズの分散の値は、 V_p について V_s についてとなっている。この値はトモグラフィ観測で予想されるノイズ (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 7 (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 7 (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。中島らは火山直下において流体量 ϕ を 1-2 vol. % およびアスペクト比 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

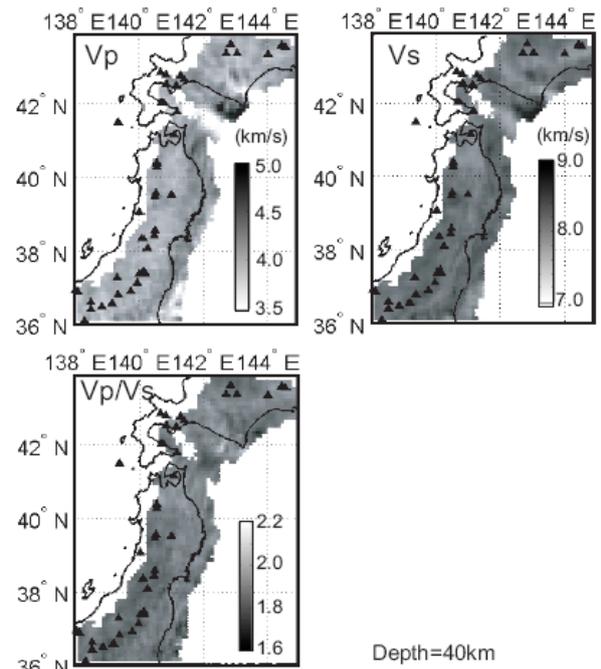


図 5. 解析に用いた東北日本の観測地震波速度構造 (深さ 40km)

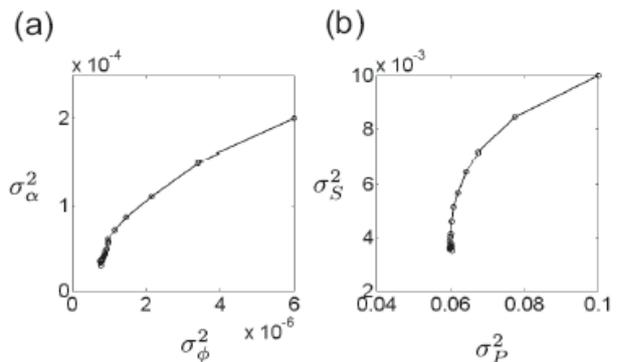
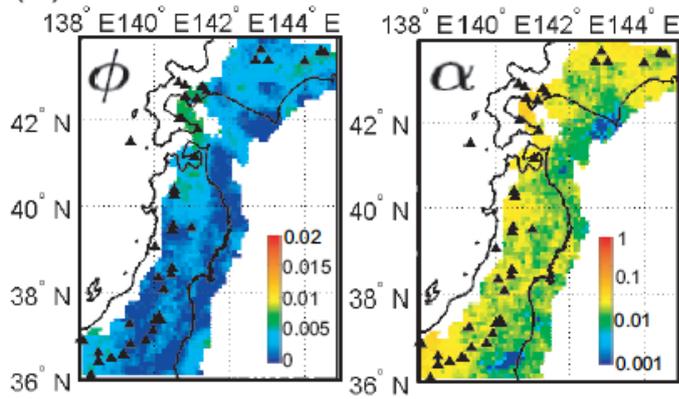


図 6. ハイパーパラメータの推移。試行回数を増やすと収束している。

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。

(a) MRF model



(b) Previous method

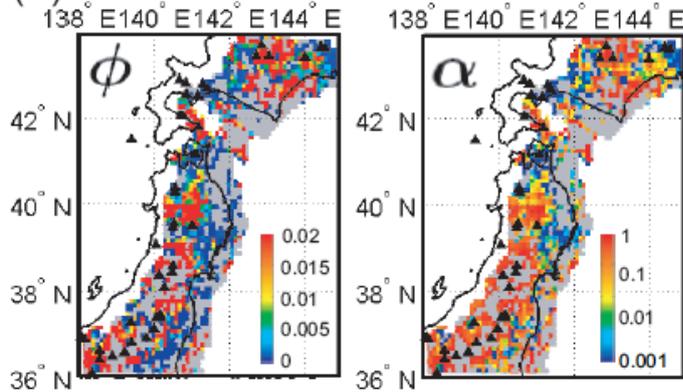


図7. (a)MRF モデルによって推定された流体分布。

(b)従来の決定論的方法によって推定された流体分布。

2) 潜在変数を導入した MRF モデルの開発

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、不定問題や不確定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。

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。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⁵⁾。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。

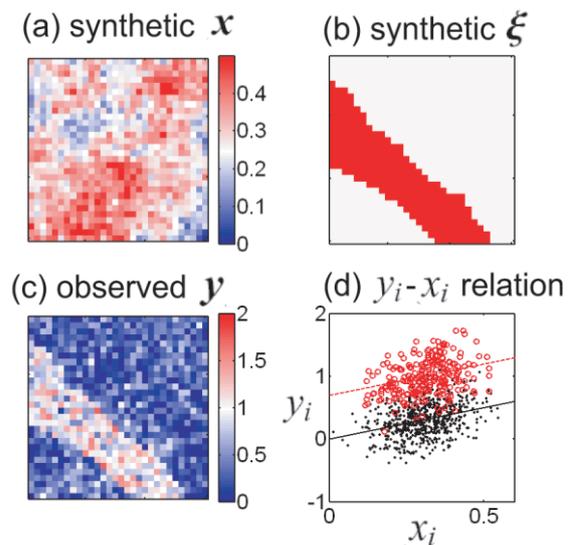


図 8. 仮定した物理量及びラベルの空間分布。(a)連続物理量。(b)不連続なラベル。ラベル 1 (白)とラベル 2 (赤)。(c)観測量。(d)物理量と観測量の関係。黒はラベル 1、赤はラベル 2 に対応する。

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

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 $\boldsymbol{\xi}_i$ 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パラメータ 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8(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 から図8(d)に示した関係式にガウスノイズ (分散: σ_y^2) を加えたものである。

生成された観測量の空間分布を図8(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、連続量およびラベルを推定することである。現在までにハイパーパラメータ推定を行わずに空間連続性およ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 $\boldsymbol{\xi}$ の推定を行った。

$\mu=10$ と仮定した場合の結果が図9および図10にまとめてある。図9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。 μ がいずれの値をとる場合も評価関数がおよそ一様に減少していくことから、評価関数を減少させるためのMCMCによるサンプリングは成功していることが示唆される。一方、二乗平均誤差の推移を見ると、 $\mu=1000$ と $\mu=0$ の場合は増加してしまう。これに対し、 $\mu=10$

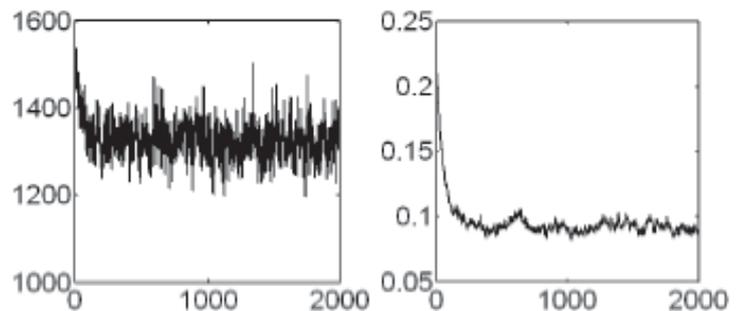


図9. $\mu=10$ のときの評価関数 E の試行回数に対する変化(左図)、および二乗平均誤差 (RMS error) の変化 (右図)。

の場合は、低いレベルの値まで減少し、推定に成功していることがわかる。図10は評価関数を最小にする（事後確率を最大化する） x およびラベルの空間分布である。実際に、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予定である。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を予定している。本モデルは、今まで、地球科学者の主観によってアприオリに与えていたことが多い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。

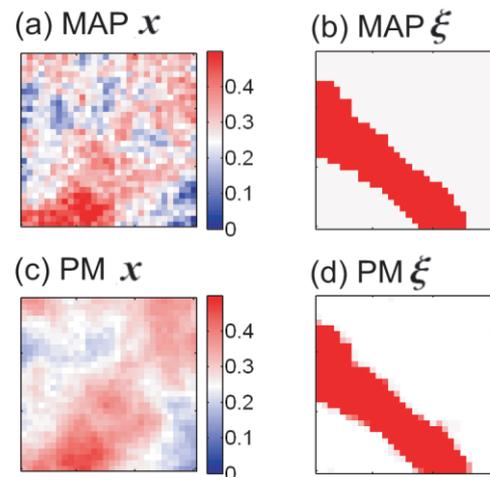


図10. 推定された連続物理量とラベルの空間分布。上図は事後確率を最大化する解(MAP解)。下図はサンプリングされた解の平均値(PM解)。

3) MRFモデルの高速高精度化

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、式Xなど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6)。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。

4) 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最も重要な実証的アプローチである。昨年度までの研究で、MRFモデルを微分熱力学的手法7)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い、(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、本年度は、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 1 1)。

開発した手法の妥当性を調べるために、St-Onge 8)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 1 2、1 3)。この結果は確率論的な逆解析手法が非常に強力に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。

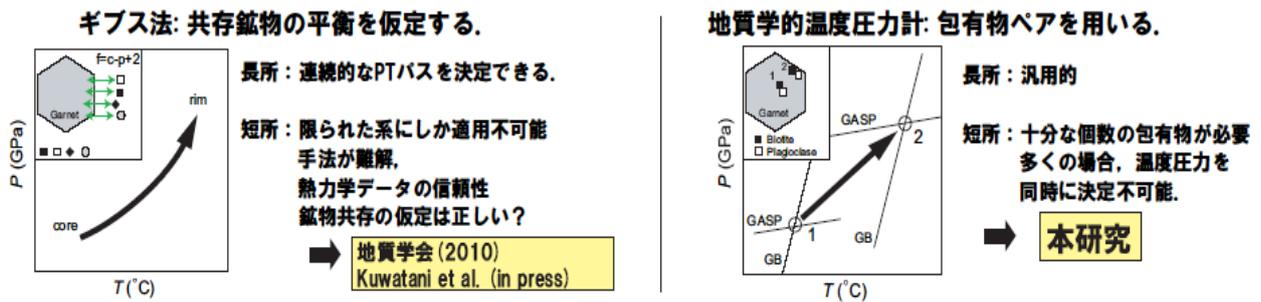


図 1 1. 前年度に開発したギブス法に基づいたモデル (左) と今年度に新たに開発したモデル (右)。

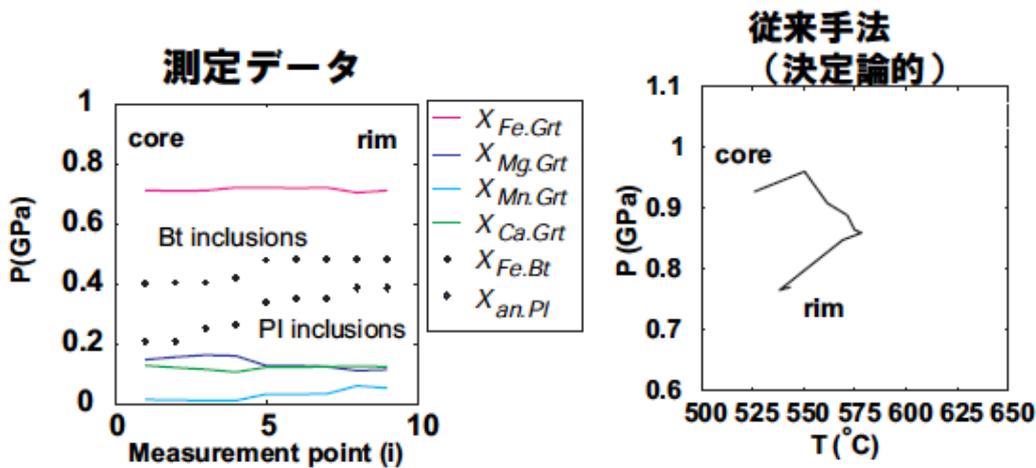


図 1 2. ざくろ石組成累帯構造およびインクルージョンの化学組成測定データ (左) と従来手法により推定された温度圧力経路 (右)。

② 包有物 = 10 個

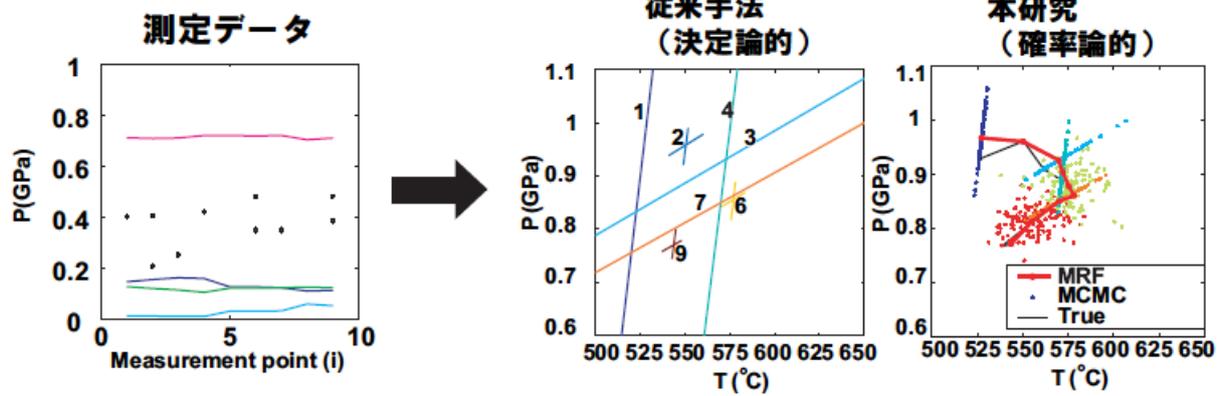


図 1-3. 包有物が 10 個だけ存在した場合の温度圧力経路推定。従来手法では温度圧力経路を決定できないが、MRF 手法を用いると確率論的に温度圧力経路を決定できる。

5) プレート境界岩の吸水反応解析

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。本年度も、これまでと継続して過去のプレート境界物質が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。本年度は、五良津エクロジイト岩体の吸水変成反応進行の定量評価を行った(図14)。三波川帯高変成度地域に位置する五良津吸水エクロジイト岩体は、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および画像分析を行い(図15)、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、しばしば本来は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。

ザクロ石 + 水 → 角閃石(パーガス閃石) + 緑簾石

オンファス輝石 + 水 → 角閃石(ホルンブレンド) + 斜長石

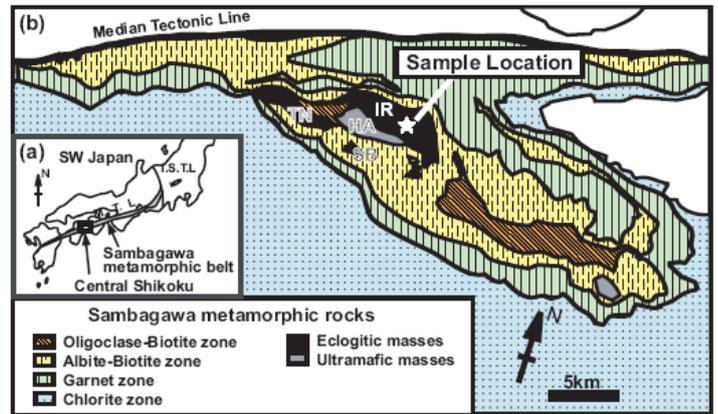


図14. (A) 三波川変成帯 (B) 四国三波川高変成度地域. IR: 五良津変成岩体

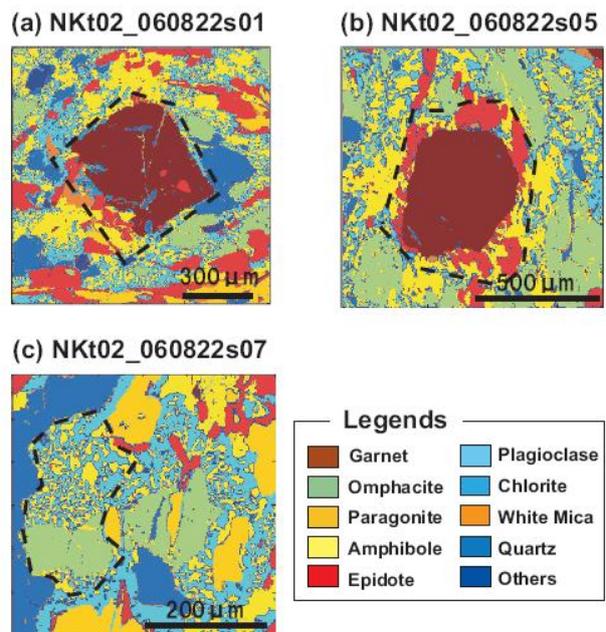


図15. EPMA分析を基に作成した鉱物分布マップ。(a), (b) ざくろ石シュードモルフ。(c) オンファス輝石シュードモルフ。

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16）、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、エクロジヤ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。

ザクロ石+オンファス輝石+水→角閃石（バロア閃石）+緑簾石+斜長石±緑泥石

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。

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。

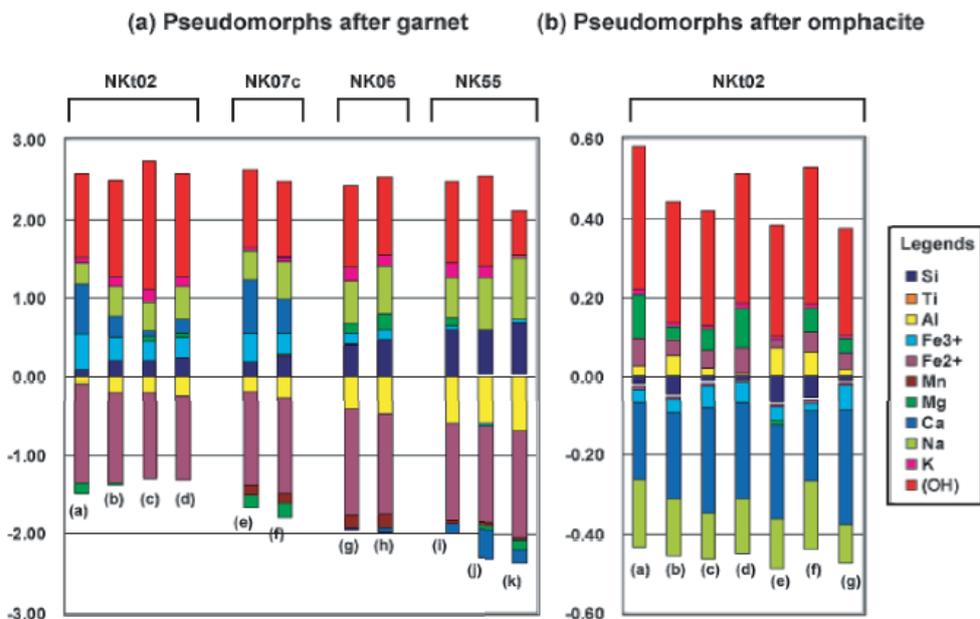


図16. 反応組織の定量解析により明らかになった元素の移動量。赤いバーは OH の移動量すなわち吸水量を示している。

(d) 結論ならびに今後の課題

ベイズ統計的手法の一種である MRF モデルを用いて、地震波速度構造から、地下における流体分布とその形態が分離され定量的にイメージングされた。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。また、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。四国中央部三波川帯五良津岩体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。

今後も継続して、最新の精密な地下構造、温度構造、地震波異方性、トモグラフィー構造、微小地震統計の地域的变化、陸域の地質構造などのマクロスケールな媒質構造と、媒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、プレート境界のダメージ構造を重ねた 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数値媒質評価モデルを構築する。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。

(e) 引用文献

- 1) 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.
- 2) 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.
- 3) Takei, Y.: Effect of pore geometry on V_p/V_s : From equilibrium geometry to crack: Journal of Geophysical Research, 107(B2), 2043, doi: 10.1029/2001JB000522., 2002.
- 4) 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.
- 5) 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.
- 6) 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.
- 7) Spear, F. S.: Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths, Mineralogical Society of America, 1993.
- 8) 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.

(f) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
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	In press
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 (神戸大学)	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(京都)	平成24年3月23日

(3) 平成24年度業務計画案

平成23年度に引き続き、プレート境界岩についての陸域調査を行い、これまでの成果をまとめる。平成23年度までに成果として得られた、媒質のダメージ構造、クラック構造、地殻媒質の次元圧縮、媒質のマルコフランダム場逆解析図、および媒質自己組織化マップ相関図、岩石構成鉱物のマイクロ媒質評価などを総合的に検討し、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。構築した媒質評価モデルを南海トラフ沿いの地殻活動観測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させる。さらに、これらの研究成果について国内外の関係学会等に出席し、発表や情報収集を行う。

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 大学院環境学研究科	教授	鷺谷 威
	准教授	橋本千尋
	助教	伊藤武男
	助教	寺川寿子
	研究員	光井能麻
	事務補佐員	岡田尚子
	技術補佐員	野村有紀
	技術補佐員	若杉貴浩
	国立大学法人北海道大学 大学院理学研究院	准教授

(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カ年の年次実施計画（過去年度は、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いGPSデータを追加した。加えて、水準測量データおよ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する。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する。1944年東南海地震、1946年南海地震等GPSデータの無い時代のイベントについて、上下変動データおよび水平変動データの両方を用いた総合的な再解析を実施し、断層すべりの分布を推定する。
- 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する。前年度までに推定した大地震およびスロースリップ時のすべり分布を拘束条件として、南海トラフにおける過去約120年間における断層固着・すべりの時空間発展を信頼度を伴った形で推定し、その結果に基づいてデータベースを構築する。

(e) 平成23年度業務目的

前年度までに整備したGPSデータに2010年以降のデータを追加して整理する。加えて三角測量データの収集・整理を進め、GPS観測が始まる以前の水平地殻変動に関する情報を収集・整理する。また、収集したデータを用いて、明治期以降の南海トラフ沿岸地域における地殻変動の全容をまとめる。また、地震活動については、前年度までと同様な再検測作業を南海トラフ周辺におけるM3.4未満の地震約1,300個について実施する。地震数の増加により地震活動の時空間変化をより高分解能で把握することを目指す。

前年度までの研究内容を、5月の日本地球惑星科学連合大会で発表する。また、6-7月にメルボルンで開催されるIUGGや日本地震学会秋季大会等でも発表を行うとともに関連する研究の情報を収集する。

(2) 平成23年度の成果

(a) 業務の要約

データ収集に関しては、2010年分のGPS座標値データを収集した。また、三角測量網のスケールを規定する基線測量結果について検討を行い、東北地方で明治時代以降約100年分の地殻歪み分布として求められていたデータに系統的な誤差があることを見出した。この系統誤差が、2011年東北地方太平洋沖地震の発生を事前に想定できなかった要因の一つと考えられる。測地データの解析によるプレート境界面上での断層すべり分布推定については、3次元不均質構造を考慮し、またデータ残差の相関に基づいて最適な空間解像度を決定する新たな手法を開発し、東北地方太平洋沖地震の断層すべり分布推定に適用した。一方、豊後水道で繰り返し発生しているスロースリップについて、過去にGPSで記録され

た3つのイベントについて、同一の逆解析を適用して詳細なすべりの時空間分布を求め、その結果から断層面の摩擦特性を推定した。その結果、摩擦特性が場所の関数としてロバストに推定できること、スロースリップ域は弱いすべり弱化の性質を持ち、周囲にすべり強化域が存在することが分かり、断層面の摩擦特性によってすべりの広がりや規定されていることが示された。

地震活動については、1994年1月から2007年12月に関東および東海・東南海地域で発生したM3.3の地震の震源およびマグニチュードを再決定した。その結果、2005年8月から2007年12月にかけて、関東地方の一部で地震活動の顕著な活発化と静穏化を検出した。

これらの研究内容について、2011年5月の日本地球惑星科学連合大会、2011年7月の国際測地学・地球物理学連合大会等で発表を行った。

(b) 業務の成果

平成23年度は、前年度末の2011年3月11日に東北地方太平洋沖地震が発生したことを受けて、当初の予定を一部変更し、東北地方のデータ解析を実施した。これは、この地震が日本列島周辺で過去に発生した最大規模の地震であり、プレート境界の広い範囲が連動する形で発生したため、そこから得られる知見が南海トラフの巨大地震を考える上でも非常に重要と考えられたためである。以下、個々の成果について述べる。

1) 測地データの収集と整理

国土地理院のGPS観測網で2010年に得られた観測データを収集した。また、明治期以降の三角測量データを整理した。

測量データの整理を進める中で、2011年東北地方太平洋沖地震の発生にもつなが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年間の地殻水平歪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歪み(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年という長期間の歪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だろうと解釈されていた。こうした解釈は結果的に間違っていたことになり、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ている。

このパラドックスを解消する一つの可能性として、三角測量、特に明治期に行われた最初の測量が系統的な誤差を含んでいたことが考えられる。1970年代以降に行われた三角点の再測は、光波測距儀を用いた三辺測量によって行われたが、明治時代に行われていたのは角度の測定による三角測量であり、スケール誤差が生じ易い。三角測量の場合は、全国に15ヶ所ほど設置された基線場と呼ばれる長さ数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。このため、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のではないかと考えられた。

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歪み分布と GPS による地殻歪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、ほぼ東西短縮の歪みのみが見られ、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歪み分布に、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歪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。国土地理院の倉庫を調べると、鶴児平の資料は見つからなかったが、塩野原基線の測量計算簿等が残されていた（図 1）。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によるものという解釈はできない。しかし、測量簿を精査したところ、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 2）。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。



図1 塩野原基線の測量簿

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

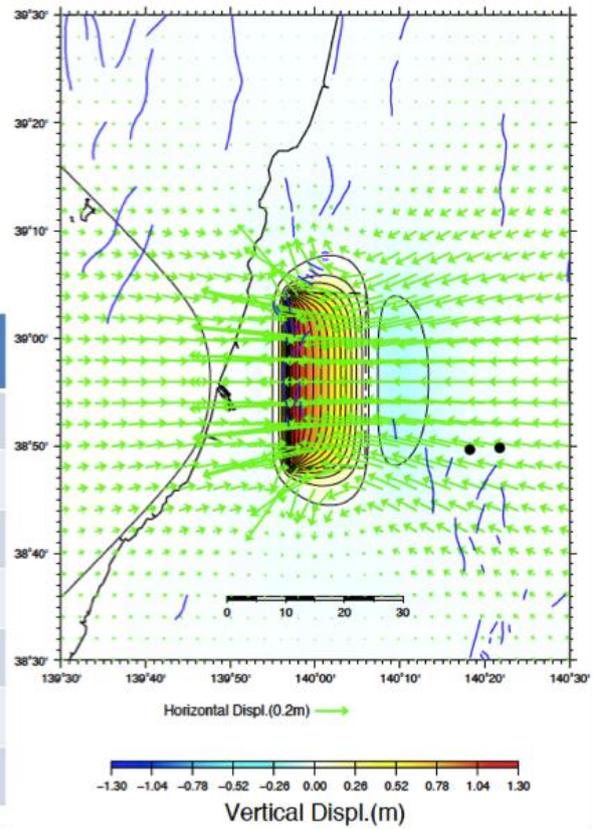


図2 庄内地震による地殻変動の計算。右図の2つの黒丸が塩野原基線の端点の位置。

2) 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

平成 23 年度は、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に使用した。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 1500km×1600km×400km の領域で陸上およ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 の観測点および海底 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 3 (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、LEVEL4~1 の順に解像度が細かくなっているが、LEVEL1~3 についての残差はほぼ同じで 99%程度である。LEVEL1 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 3 (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。

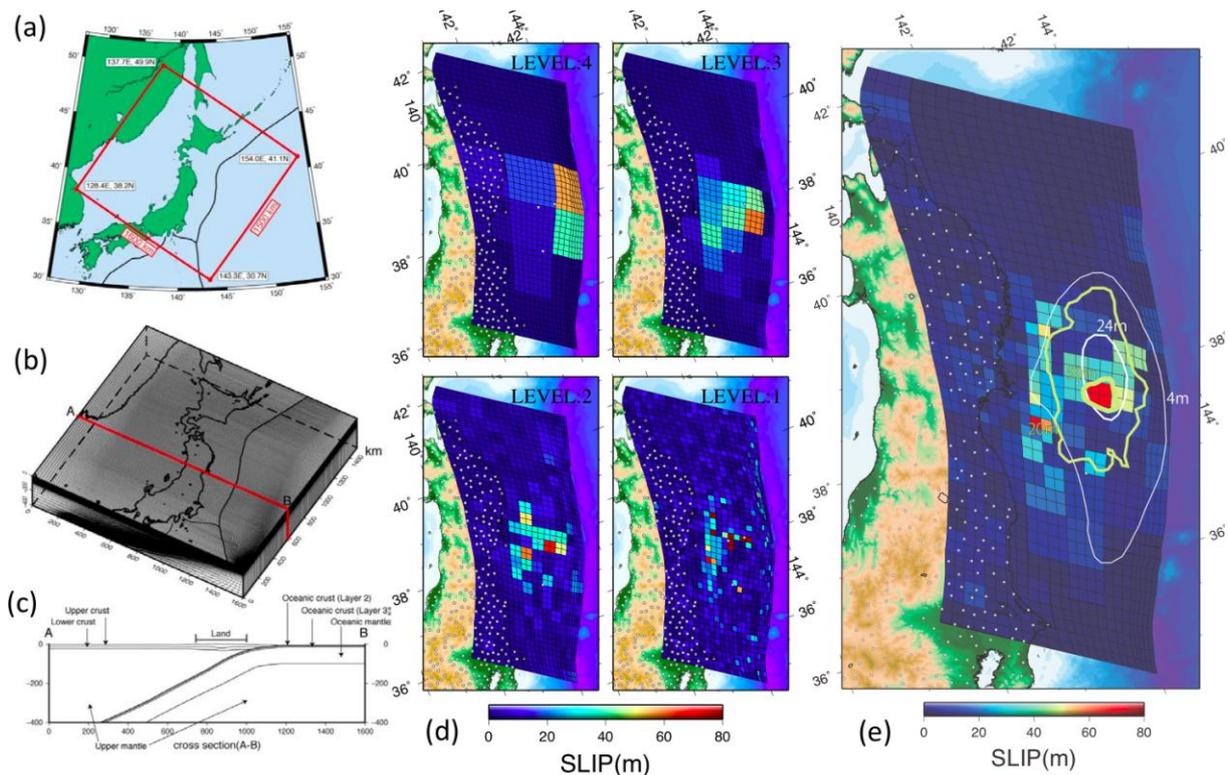


図 3 (a) FEM のモデル領域。(b) モデル領域の FEM メッシュの鳥瞰図。(c) 断面図。(d) 解像度を変化させた場合のすべり分布。(e) 空間解像度の最適化後の断層すべり分布。すべり分布を示すコンターは Ozawa et al. (2011) (白) および Simons et al. (2011) (緑)。

3) データ同化手法の開発

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。

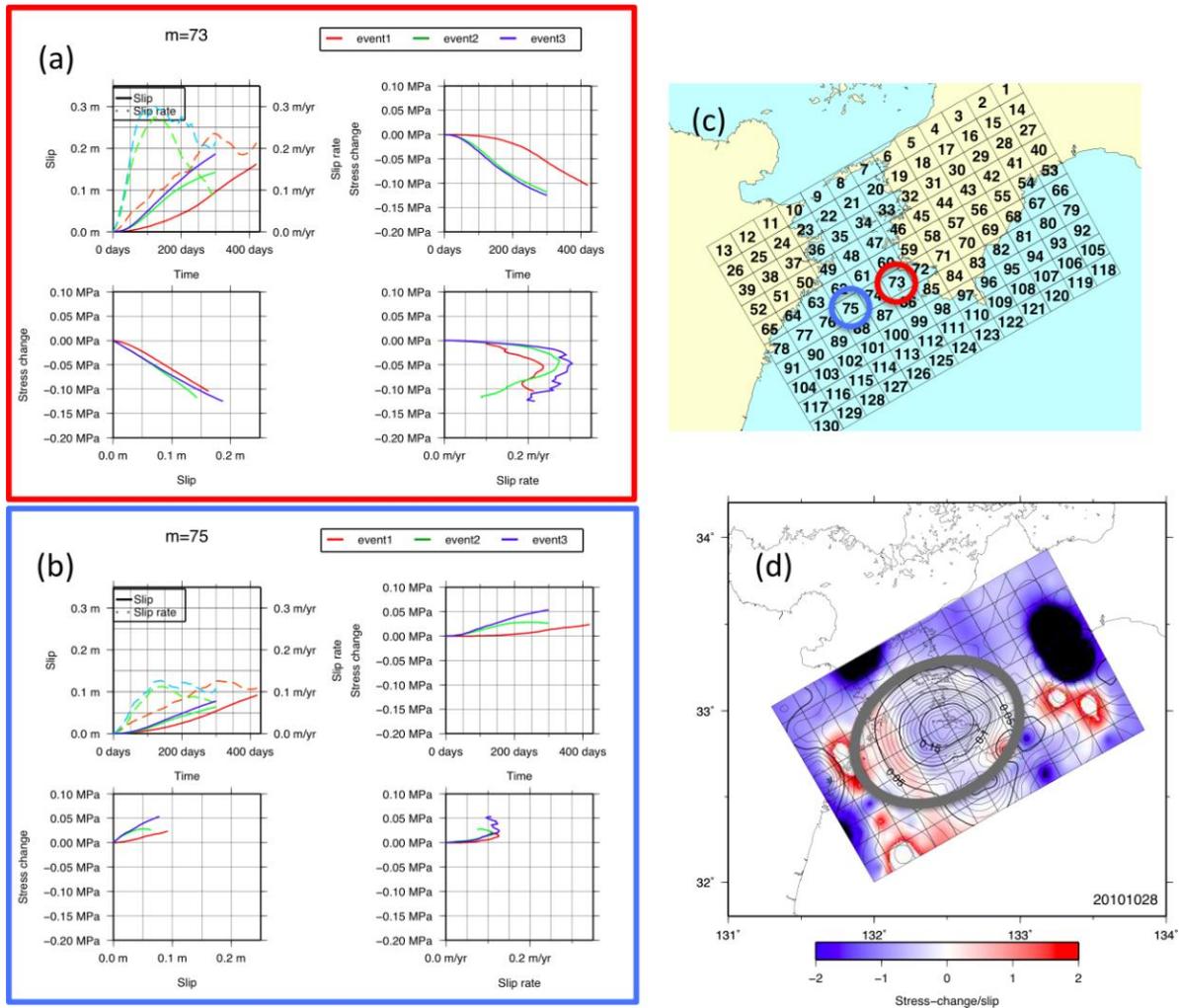


図4 GPSデータから推定した豊後水道スロースリップ域の摩擦特性。(a)すべり域の中央部に近いすべり弱化領域における摩擦特性。すべりの時間変化，すべり速度の時間変化，すべり一応力関係，すべり速度一応力関係を3回のイベントから求めた結果を重ねて表示している。(b)すべり域縁辺部のすべり境界域における摩擦特性。(c)解析に使用した断層面と例示したすべり域の場所。(d)すべり一応力間の比例係数の分布。すべりが5cmを越える灰色の楕円内部で信頼できる値が得られている。青で示された中央部のすべり弱化域の回りに赤で示されたすべり強化域が存在している。

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、それぞれにすべり一応力関係を推定した。図4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一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。

4) 超巨大地震発生サイクルのモデル

2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震は、宮城沖から福島沖を主な震源域とするM9.0という超巨大地震であり、この地域で繰り返し発生してきた地震の規模であるM7-8 (e. g., 地震調査推進本部、2002) を大きく超えるものであった。規模の違う地震が同一の領域内でどのように共存し、各地震の最終的な規模がどのようなメカニズムで決まるのかを理解することは、南海トラフ沿いの南海・東南海・東海の各領域がどのように連動し、最終的な規模を決めるのかを知る上でも非常に重要である。そのため、南海トラフ沿い巨大地震との比較対象として、2011年東北地方太平洋沖地震の発生メカニズムを理解するため地震サイクルモデルを用いて検討した。

この地震の規模がM9.0にまで至った原因については既にいくつかの説が提案されているが、これらの説には、1)元々解放すべきモーメントがM9に匹敵するほど存在したか否か、2)M9に至った主因をどこに求めるか(断層面の時間的or空間的变化、複数の固着域の連動)、という2点で差異が見られる。しかし、こうした解釈の中には、データ解析手法やシミュレーション手法の制約条件に依存しているものもある。そこで、この問題に対して我々は「固着域と非固着域の境界部で歪エネルギーの蓄積が最大になり地震が頻発する」というシンプルな考え方に基づいたモデルを提案した。このモデルに基づいて各種データ(過去の地震の震源域およびそれらの地震の特徴、今回の本震および前震の震源域、各地震後の余効すべり、相似地震を含む地震活動、海底地形、構造探査、GPSから推定された固着域)の解析結果を考察すると、宮城沖で繰り返し発生しているM7の震源域は、深さ方向だけでなく走向方向の境界部でもあると考えられる。一方、福島沖を主とする2011年東北地方太平洋沖地震の震源域は、宮城沖に比べて歪エネルギーの蓄積レートが小さいと考えられる。

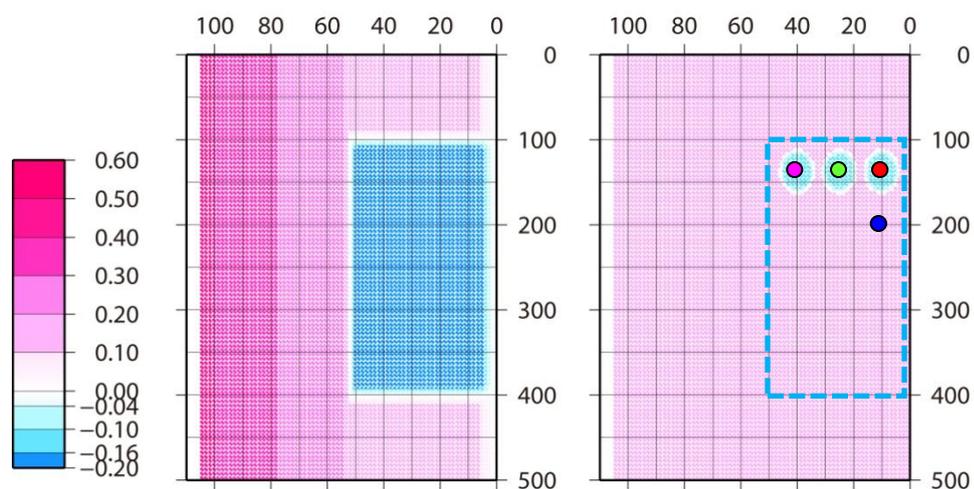


図5 (左) 摩擦パラメータ A-B の分布。青い領域は A-B が負の不安定すべり領域。赤い領域は A-B が正の安定すべり領域。(右) 摩擦パラメータ L の分布。青い部分は L=7cm で、M7 クラスのアスペリティに相当する。周辺では L=70cm と仮定した。

我々は速度状態依存摩擦則 (Dieterich, 1979) を用いて図 5 に示すような数値モデルを構築した。数値シミュレーションの結果、M7地震の発生間隔、M9地震の震源および破壊伝播などを再現することができた (図 6)。さらに、得られた地震サイクル中における各地点のすべり量や応力の時間変化を解析したところ、M7の発生履歴がM9サイクルの時期によって変化することや、M9サイクルの終わり頃にはM7の震源域のモーメント解放レートがプレート相対速度に近づき、M7の地震だけでその地域のプレートのすべり遅れを解消しているように見えることが分かった。この結果は、M9地震発生直前のデータのみでは地震サイクルの全体像を見誤る危険性があることを示唆しており、様々な規模の地震が混在する地震発生サイクルを正しく理解する重要性を示すものである。

今後、南海トラフ沿いの巨大地震と比較検討するには、地震サイクルに伴う地殻変動について議論する必要があり、この問題については次年度取り組む予定である。

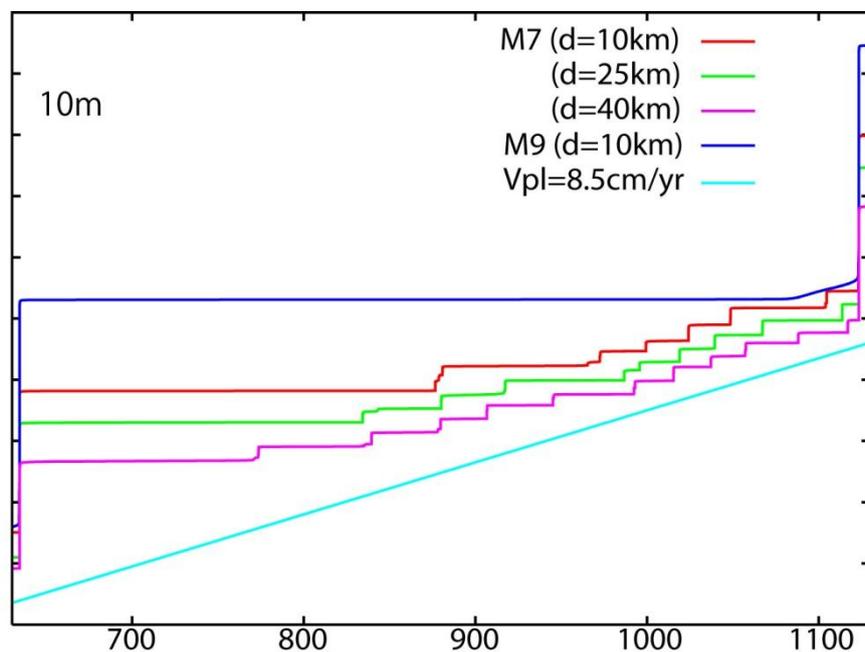


図 6 数値シミュレーションにより得られたプレート境界上の各点における M9 クラスの巨大地震の 1 サイクルに相当する期間の断層すべり履歴 (累積すべり量)。水色の線はプレート運動に相当する。それ以外の線は、図 5 に示したプレート境界面上の位置におけるすべり履歴である。

5) 地震活動変化を検討するための均質な地震カタログの整備

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および東海・東南海地域で発生した $M_{JMA}=3.3$ の地震の震源および M を再決定した。その結果、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、さらに、同時期に銚子沖の深さ 20~50km では顕著な静穏化が観測された (図 7)。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。

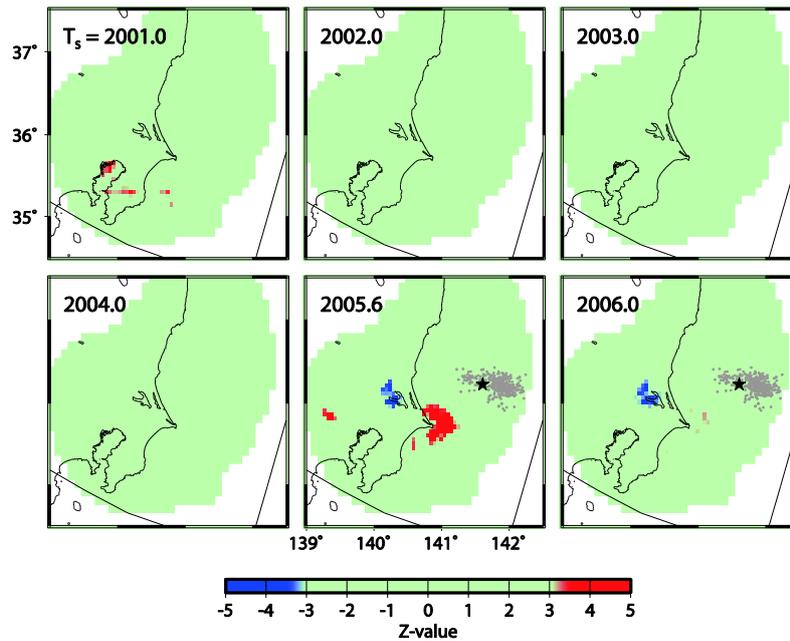


図7 ZMAP. 赤色は地震活動の静穏化、青色は活発化を示す。2005年8月(2005.6)では、霞ヶ浦付近で活発化、銚子付近で静穏化が見られる。★は2008年茨城沖の地震の震央、灰点はその余震を示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

平成23年度は、2011年3月に東北地方太平洋沖地震が発生したこともあり、この地震に関するデータの収集・解析を通して、巨大地震の特徴に関する理解を深めることができた。それに加えて、従来から続けてきた測地データの収集・整理、プレート境界面の摩擦特性推定、地震活動データベース構築に向けた再検測などを実施し、連動性評価を目的として行われる数値シミュレーションを拘束するための観測データの収集およびデータ解析手法開発を進めることができた。次年度は本研究の最終年度となるため、これまでに収集したデータおよび開発した手法を用いて総合的な解析を実施し、南海トラフ沿いの地域のプレート境界すべりの時空間発展を可能な限り明らかにしていく予定である。

(d) 引用文献

- 1) 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.
- 2) 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.
- 3) 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.
- 4) Sagiya, T., S. Miyazaki, and T. Tada, Continuous GPS array and present-day crustal deformation of Japan, PAGEOPH, 157, 2303-2322, 2000.
- 5) 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.
- 6) 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.
- 7) Miura, S., T. Sato, A. Hasegawa, Y. Suwa, K. Tachibana, and S. Yui, Strain concentration zone long the volcanic front derived by GPS observations in NE Japan arc, *Earth Planets Space*, 56, 1347–1355, 2004.
- 8) 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.
- 9) 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.
- 10) 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.
- 11) 地震調査研究推進本部, 三陸沖から房総沖にかけての地震活動の長期評価について, 2002. http://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/sanriku_boso.pdf,
- 12) Dieterich, J. H., Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, 84, 2161–2168, 1979.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
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	平成 23 年 9 月 27 日
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	平成 23 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	平成 23 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	平成 23 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	平成 23 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	平成 23 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ションアーツセンター，静岡市	平成 23 年 10 月 12 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	平成 24 年 3 月 1 日
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	平成 23 年 10 月 13 日

(f) 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) 平成24年度業務計画案

平成23年度までに整理したGPSデータに平成23年以降のデータを追加して整理する。また、これまでに収集したデータを用いて、明治期以降の南海トラフのプレート境界におけるすべりの時空間発展を推定し、データベース化する。地震活動については、平成23年度の解析で検出された地震活動の静穏化と活発化が、スロースリップイベントが起きたと仮定すると説明できることを示し、論文としてまとめる。

また欧州地球科学連合2012年大会、日本地球惑星科学連合2012年大会、日本測地学会講演会等、国内外の関係学会等に出席し、発表や情報収集を行うとともに、南海トラフの地殻活動に関する研究会を開催し、関連する研究の情報を収集する。

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、津波の痕跡以外の地震動などの情報も交えることで、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解明を目指す。

(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： 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4m程度の柱状試料を8本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、湖底下約1mと約2m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1m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2mの砂層は3500～4000年前のイベントであることがわかった。音響断面図の解析から、深度2mの砂層の堆積時には大きな堆積環境の変化が起こったこと、地域的な地盤の変動があったことが明らかになり、伏在的な活断層の活動が示唆された。1707年の宝永南海地震による津波は、1498年に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研究として、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： 南海地震連動性評価のために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。浜名湖では昨年度採取した試料の分析を進め、過去約500年間に湖盆全域に広く堆積物を運んだイベントは宝永地震津波のみであることを明らかにした。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、津波堆積物が保存されている可能性が高いと考えられる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。由宇の池、田井ノ浜の池、恵比須の池などについては実際に試料採取、分析を行った。特に田井ノ浜の池においては、バイブロコアリングの手法を用いて堆積物を採取し、分析・年代測定を行った。その結果、この池では過去約 1500 年間に 4 回の津波イベントが記録されている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研究として、主に南海トラフを例として東シナ海や西太平洋も含めて、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。

3) 平成 22 年度： 南海地震連動性評価のために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、紀伊水道に面した徳島県海部郡美波町周辺の湖沼における調査を進めた。

浜名湖については過去 500 年間については、これまでの成果により 1496 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。その結果、約 3000 前年前に何らかのイベントがあったと考えられるが、それ以外は湖内の環境に大きな影響を与えるイベントはないことがわかった。

徳島県の美波町では、田井ノ浜の池の試料について分析を進めた。ここでは過去 1500 年間に少なくとも 4 回のイベントを確認しており、これを土佐湾沿岸域の津波イベントと対比することを試みた。さらに四国の東端である阿南市の蒲生田の池においても調査を行った。ここでは約 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。また、このイベントまでの過去 2500 年間は、この池では大きなイベントがないことも明らかになった。

さらに大地震発生サイクルと連動条件評価の研究として、主に南海トラフを例として東シナ海や西太平洋も含めて、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。

4) 平成 23 年度： 南海トラフ沿いの東南海地域における過去の地震履歴を明らかにするために、紀伊水道に面した徳島県南岸域および紀伊半島沿岸域の湖沼における調査を進める。湖底堆積物の採取・分析・放射性炭素年代測定を行い、過去の津波堆積物の分布と堆積年代を明らかにする。また、海外の沈み込み帯における、連動・非連動を考慮した巨大地震の発生履歴を同じ手法で再検討し、南海トラフにおける再検討結果と比較する。

5) 平成 24 年度： 浜名湖周辺域、紀伊半島沿岸域、そしてこれまでに明らかになっている四国および九州沿岸域の結果を総合し、過去約 3000 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の違いをまとめるとともに、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う。そして、他の研究テーマから得

られたシミュレーション結果との整合性を検討する。

(e) 平成23年度業務目的

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。

平成23年度は紀伊水道に面した徳島県南岸域および紀伊半島沿岸域の湖沼における調査を進める。これらの結果を12月に開催される米国地球物理学連合（AGU）において発表し、関連分野についての情報収集を行う。

(2) 平成23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、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湖沼における津波堆積物の調査・研究を行った。平成23年度は紀伊水道に面した徳島県南岸域および、紀伊半島沿岸域の湖沼における調査を進めた。

四国の東端にあたる徳島県阿南市蒲生田大池では、昨年度より調査を開始し、本年度は重点的に調査を行った。その結果、この池の湖底堆積物からは、過去約3000年間の安定した堆積物記録を得ることができた。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まったくみられなかった。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。この池では平成12年度に調査を行い、やはり約2000年前に大きな津波の痕跡があることから、蒲生田大池などの結果と対比するために今年度再調査を試みた。ここでは約3300年間の堆積物記録を得ることができ、明瞭な津波痕跡は約2000～2700年前であることが明らかになった。この池の周囲には津波堆積物を供給する砂浜がないため、より詳細な津波記録を検討するためには、より高密度の試料採取と対比を行う必要があり、今後も調査を継続したい。

また、今年度は3月に発生した東北地方太平洋沖地震によって形成された津波堆積物の調査も行った。詳細については現在分析中であるが、今回の東北の津波堆積物から得られた知見を津波堆積物による南海地震履歴の研究に生かしていきたい。

(b) 業務の実施方法

本年度の業務は、主に以下の2つとした。1) 徳島県阿南市蒲生田大池における津波堆積物調査。2) 三重県尾鷲市須賀利大池における津波堆積物調査。これらの2地点で堆積物を採取し、分析・解析を進めた。調査結果は5月の日本地球惑星連合大会および12月のアメリカ地球物理学連合秋季大会にて発表した。

(c) 業務の成果

1) 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1、図2)。池と海は高さ5m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、近くの住民も津波の被害は知らないと語っていた。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、橘における西暦1707年宝永地震の津波波高は3-4mであった。

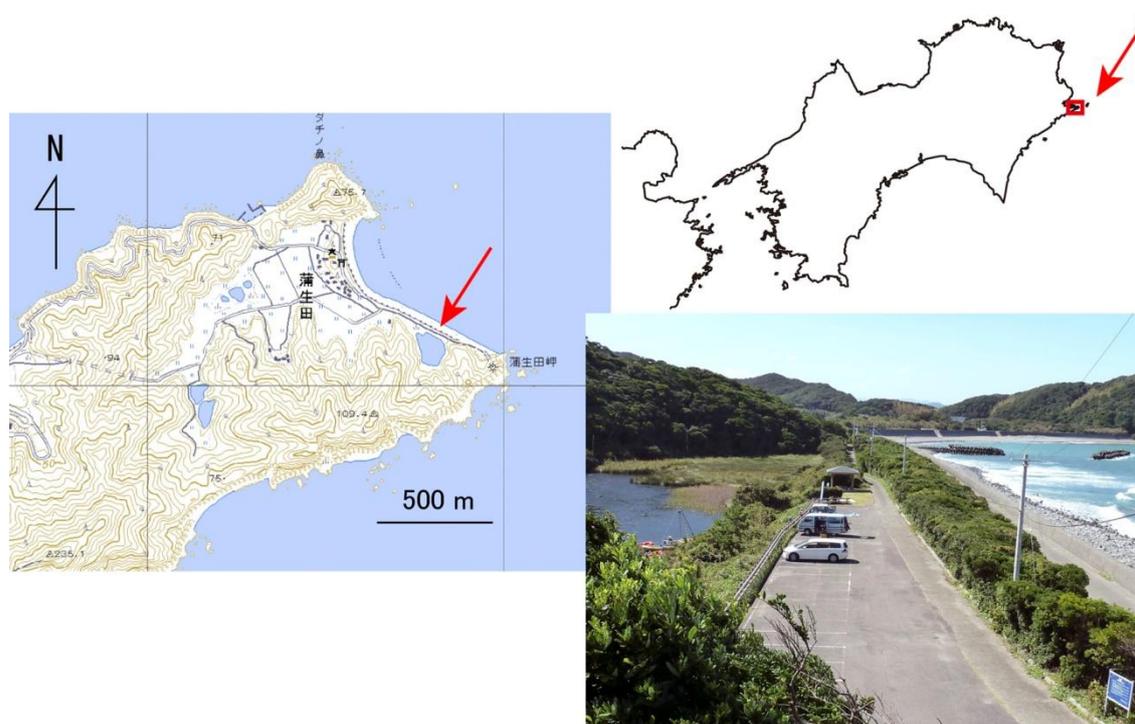


図1. 蒲生田大池周辺の地形図(左)、海岸および浜堤の写真(右下)。
(地形図は国土地理院電子国土ポータルより)



図 2. 蒲生田大池の全景写真。

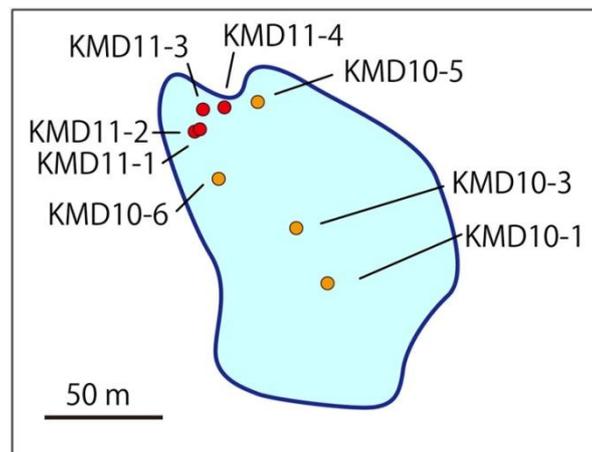


図 3. 蒲生田大池のコアリング位置。KMD10 は昨年度のコア、KMD11 は今年度のコア。

蒲生田大池では昨年度（H22 年度）より調査を開始し、6 本のコア試料を採取、そのうち 4 本について分析を行った（図 3）。その結果、1 本の試料で津波堆積物と考えられる砂層を約 2000 年間の堆積物で一層だけ見つけることができたが、3 本の試料はその層準まで達していなかった。従って、今年度はより長い（深い）試料を採取し、この津波堆積物を対比し確認するとともに年代を確定することを目的として、4 本の試料を採取、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 KMD11-1 と KMD11-4 については粒度分析を行った。また炭素 14 年代測定を 15 試料について(株)地球科学研究所に依頼して行い、昨年度の 14 試料の結果とともに考察に使用した。

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、上部では繊維状の植物片が多く含まれている（図 4）。何層かのやや明るい粘土を多く含む層は見られるが、粗粒なものはほとんど含まない、安定した環境で静かに堆積したと考えられる堆積物である。この堆積物のなかで肉眼では明らかに一層だけ、湖底から約 350 cm の深度に中流～粗粒砂、細礫からなる暗灰色の砂層が見られる。

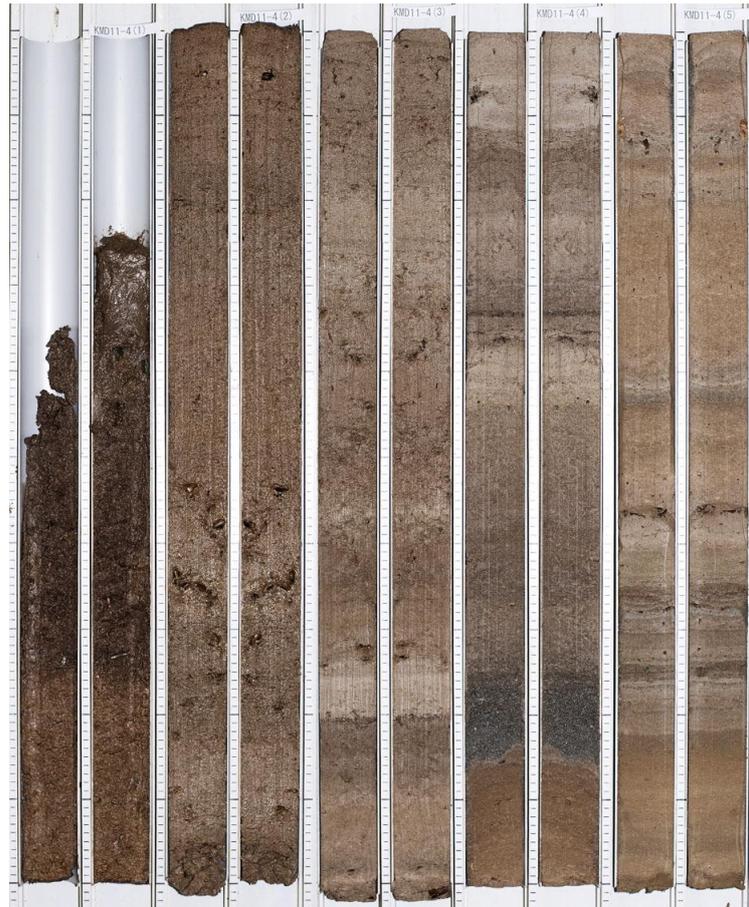


図4. コア KMD11-4 の写真。左上が最上部、右下が最下部、コア脇の目盛は 1cm。1 本のコアを縦に半割し、開いた形の写真となっている。全長 473cm。

帯磁率測定、粒度分析の結果を図5に示した。KMD11-4では、イベントと考えられる層は明らかに350cmの1層のみであるが、KMD11-1では290cmとそれよりも下位の385cmにも砂層が見られる。この385cmの砂層は肉眼では明瞭ではないが、粒度分析の結果によれば290cmの層よりも粗粒成分の割合は高い。

KMD11-4の明瞭な砂層は、KMD11-3では330cm、KMD11-2では310cm、KMD11-1では290cm、KMD10-6では330cmに対比できる。KMD11-4では砂層の厚さは10cmだが、KMD11-3では3cm、残りの3本では砂まじりのシルト層となっており、明らかに海側のコアほど厚い砂を堆積させている。これらの砂は、海側のKMD11-4では黒色の円磨度が高いものが多いが、陸側のコアほど白色の風化部をもつ円磨度の低いものを含む。これらの砂層および砂混じりシルト層の上位30cm程度では、他の部分では明瞭な葉理構造が見られず、また含水率、帯磁率が遷移的に変化していることから、このイベントによって再堆積した湖底の堆積物であると考えられる。この砂層、砂混じりシルト層、最堆積したシルト層を含めてイベント層準とした。これらのイベント層の最下位は明瞭な浸食境界面を形成する。以上の結果から、このイベントは海側から大きな流れによって海底もしくは海岸の堆積物が運ばれたと考えられる。

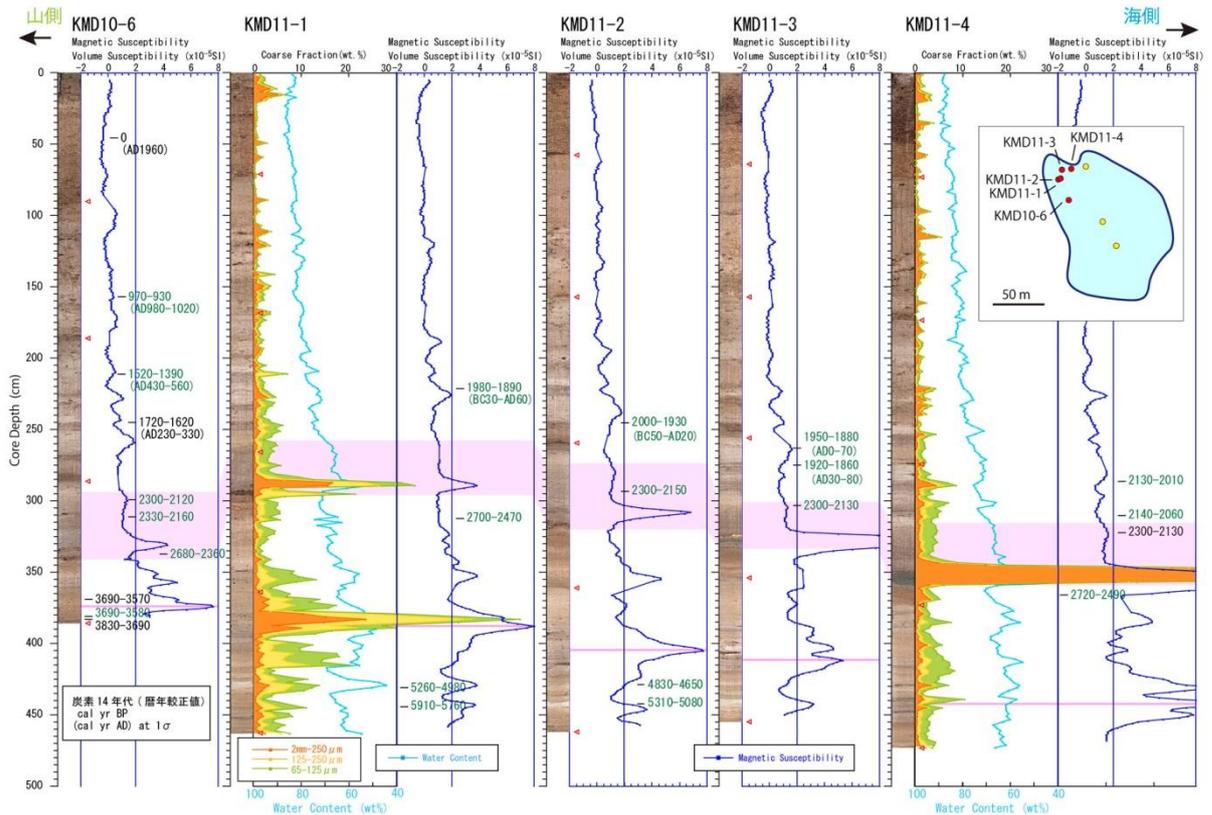


図 5. 蒲生田大池コア試料の帯磁率測定、粒度分析結果。

KMD11-1 の 385cm にみられる下位のもう一つのイベント層は、帯磁率が高い値を示すことが特徴で、コア深度が 350cm を越えているコアではすべて確認できるが、明瞭な砂層は形成しない。含砂率も、陸側の KMD11-1 では顕著なピークを形成するが、海側の KMD11-4 では有意な変化を示さない。またこの層準の上下約 50cm の範囲では、数 mm~1cm の灰色の粘土層や植物片を多く含む褐色のシルト層など葉理が発達し、堆積相の変化が大きい。さらにこの砂層を構成する砂は、円磨度が低く白色の風化部を持つ (図 6)。これらの特徴から、このイベントは山側から、陸上斜面で風化した堆積物が流入したものである。

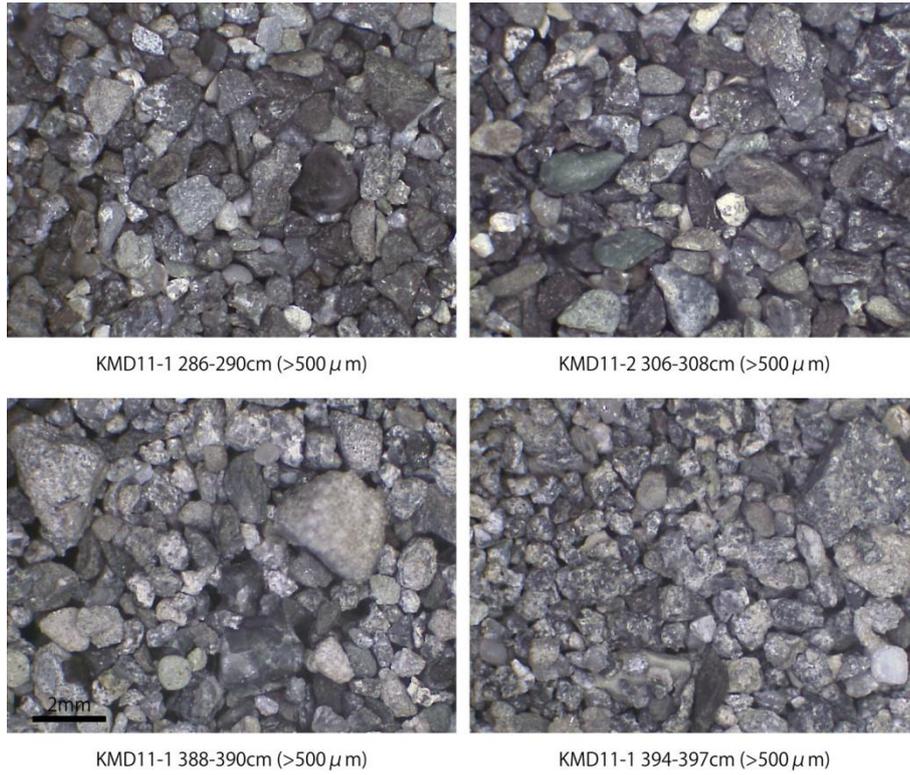


図 6. 砂の顕微鏡写真。イベント層の砂（上）と下位の砂層の砂（下）。

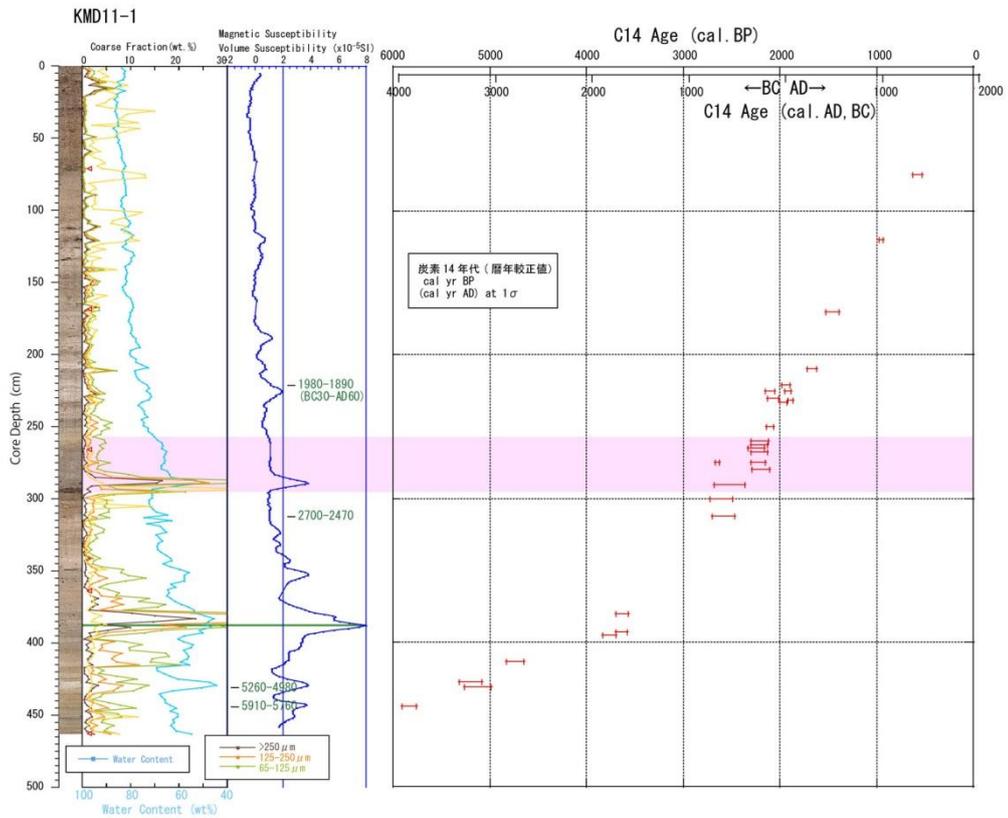


図 7. 蒲生田大池の年代測定結果。8 本のコア試料の結果をすべてコア KMD11-1 の深度に置き換えて示した。

すべての年代測定結果をコアの対比に基づいて KMD11-1 の深度に置き換えたものを図 7 に示した。ここで得られた年代測定結果は、比較的高い信頼性を示すことがわかる。堆積速度は上～中部と下部では大きく異なっているが、その変化点が約 3000 年前なのか、約 4000 年前のなのかは、このデータからは判断できない。津波と考えられるイベントは、約 2000～2300 年前である。

以上の結果から、蒲生田大池では少なくとも過去 3000 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一最大のイベントである。これはもちろん高潮や火山噴火、南海地震以外の地震による津波なども考えられるが、3000 年に一度の出来事は高潮ではなく津波と考えた方が無理はなく、また約 2000 年前に南海トラフの地震以上の津波を引き起こすような噴火、地すべり、遠地の地震なども今のところ知られていない。従って、このイベントは南海トラフ沿いの地震による津波と考えられる。この池には宝永などの歴史記録に残る津波の痕跡はひとつも残されておらず、この津波は少なくとも過去 3000 年間では唯一最大であった可能性が高い。

2) 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およ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 8）。周囲は急峻な山に囲まれており、集水面積は狭いが、小さなデルタも見られ土砂の流入は少なくないと考えられる。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り、いずれも標高 5m 程度である。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は条件が良いとはいえず、堆積物の詳細な検討が必要である。

今年度は SK011-1～4 の 4 本の試料を採取、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 SK011-1 と SK011-4 については粒度分析を行った。また炭素 14 年代測定を 36 試料について(株)地球科学研究所に依頼した。



図 8. 須賀利大池周辺の地形図とコアリング位置（右）、西側から撮影した須賀利大池の全景写真（左下）。（地形図は国土地理院電子国土ポータルより）

この池では 4.5m～5m 程度の試料を採取することができ、最も古いものでは約 3300 年前までをカバーしていた。約 1000 年前に堆積環境に大きな変化が見られ、それ以前は植物遺骸を多く含む堆積物によって構成されているが、それ以降は碎屑物の割合が高くなる。さらに池の東側の試料では、1000 年前以降に明らかに堆積物の欠如がみられる。津波堆積物の可能性があるイベント層は少なくとも 11 層確認できるが、池の東西全域を通して対比が可能なものは 2 層だけである（図 9）。

対比可能な明瞭なイベント層は、約 2000～2300 年前と約 2300～2700 年前の 2 層であり、蒲生田大池や蟹ヶ池のイベントと対比できる可能性がある。このイベントを確定するためには、さらに試料を採取し分析を進めることによって池全体の過去 3000 年間の堆積過程を明らかにする必要がある。

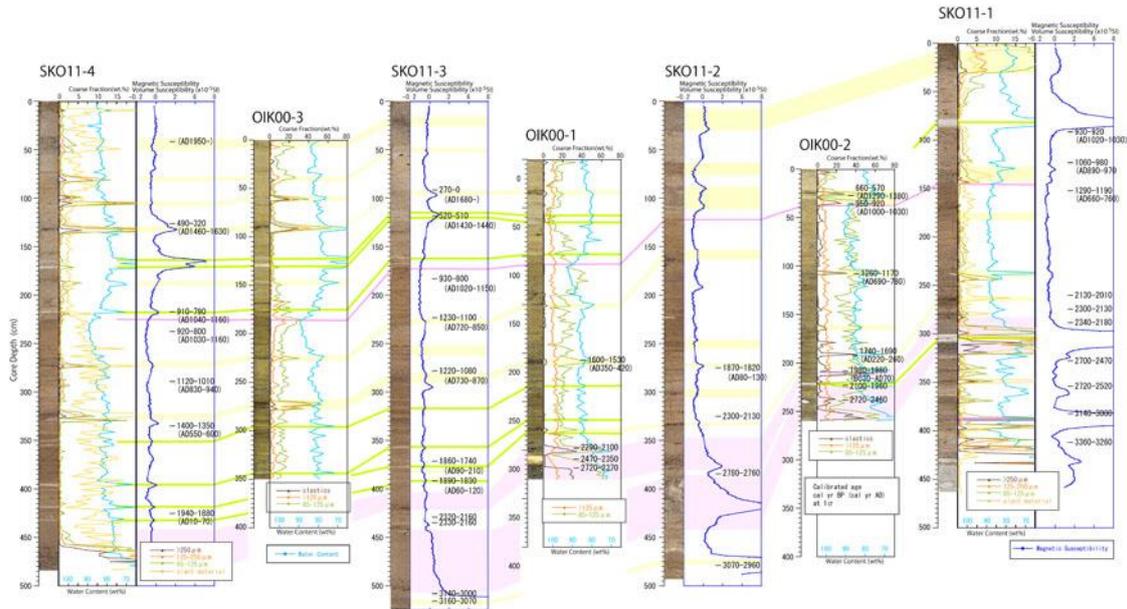


図9. 須賀利大池における2000年のコア3本(OIK00-1～OIK00-3)、2011年(今年度)のコア4本(SKO11-1～SKO11-4)の対比。

(d) 結論ならびに今後の課題

今年度は四国東端の蒲生田大池と紀伊半島の須賀利大池において津波堆積物調査を進めた。その結果、蒲生田大池では約2000～2300年前に津波堆積物を確認することができた。この池には歴史記録に残る安政や宝永地震津波の痕跡は残されておらず、これは過去3000年間で一回の出来事であることが明らかになった。また須賀利大池でも約2000～2700年前に顕著なイベントがあることが解りつつある。このことは、南海トラフ沿いの地震において、数百年から千年に一回の宝永地震津波クラスの津波だけでなく、数千年に一回という規模の津波がある可能性を指摘している。今後は、まずこれら2つの池の結果をより確かなものにするとともに、過去の歴史を探る新たな地点を探りたい。

(e) 引用文献

- 1) 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, v15, pp. 39-52, 1996.
- 2) 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・および先史津波痕跡, 津波工学研究報告, v18, pp. 11-14, 2001.

(f) 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	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(ポスター)	日本地球惑星科学連合2011年大会	平成23年5月
Okamura ,M. and Matsuoka, H.	Subaqueous tsunami sediment found in along the Pacific coast side occurred on the 11th, May 2011 off Tohoku, eastern Japan (ポスター)	AGU Fall meeting	平成23年12月

(g) 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

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

平成 23 年度は、①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。まず、近・現代の造成により海岸地形の改変が大きな場所において、明治・大正時代の地形図から海岸線を読み取って海底地形データに反映させた。次に、断層面設定のためのフィリピン海（PHS）スラブ上面深度の検討を行った。過去の東海・南海地震津波の高さについて、信頼性の高い史料によらず津波高データの選別と平成 22 年度の現地調査結果の反映を行った。準備は引き続いて来年度の早期でも行う。②1605 年慶長津波地震の八丈島における津波高を確定させるために、八丈島において現地調査を行った。③平成 22 年度に引き続き、日本海溝北部～千島海溝の巨大地震・大地震発生サイクルの研究において、1913 年以降に中千島を含む広範囲における大地震・巨大地震の時空間分布の再検討と、特に 1963 年以降に発生した巨大地震・大地震に対しては、すべり分布の検討も行った。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繰り返しモデルを含む時空間パターンよりもはるかに複雑であり、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と考えられる。④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。その結果、三陸北部海岸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。三陸南部海岸における津波高は約 4～20m で、茨城県内の津波高は 2.8～8.1m であった。千葉県の外房海岸における津波高は 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。

(b) 業務の成果

1) 過去の南海・東南海・南海歴史地震の津波シミュレーションの準備

平成 23 年度では、史料に基づいて推定した津波高を用いた 1498 年明応地震以降の東海・南海地震の断層モデル推定を行うための準備を行った。まず、古い海岸線に基づく海底地形データの準備を始めた。現在の海岸地形は、港湾・埋め立て地などの人工物により、過去の東海・南海地震時の海岸地形から大きく改変されている部分がある。したがって、江戸時代あるいはそれ以前の海岸地形の再現はできないが、海岸地形が大きく改変されている地域については、明治・大正時代の地形図から海岸線を読み取って海底地形データに反映させた。具体的には、伊豆半島下田～三重県志摩市、和歌山県和歌山市～兵庫県明石市、高知県河内市～須崎市（それぞれ、現在の市町村名）において改変が大きな海岸地形については、「正式二万分一地形図集」（地図史料編纂会、2002）に収められている地形図から読み取った海岸地形への置き換えと、それ以外の地域で改変が大きな海岸地形は、「明治・大正五万分の一地形図集成」（古地図研究会、1983）に収められている地形図から読み取った海岸地形への置き換えを行っている。

次に、断層面設定のためのフィリピン海（PHS）スラブ上面深度の検討を、駿河湾以西においても行った。その結果、本研究では比較的大きな断層面を仮定することもあり、Baba and Cummins（2005）の断層モデル設定で用いられたスラブ上面深度を平均化したスラブ上面に断層面を設定することで、おおむね妥当であると判断した。

そして、史料による津波高データの選別を行い、平成 22 年度の現地調査の結果も津波高データに反映させている。現在、過去の東海・南海地震の津波高データについては、信頼度の高い史料から推定されたデータと、後に編纂された二次史料や民間伝承に基づいた信頼度の著しく劣るデータとがほぼ同列に扱われており、それらに基づいて断層モデルが推定されている。そこで、本研究では、データの数は少なくなってしまうが、信頼性の高い史料による記述から求められた津波高データのみを使って断層モデルの推定を行うからである。以上の準備は、来年度の早期でも引き続き行う。

2) 八丈島における 1605 年慶長津波地震の津波高調査

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 5～6 m 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（1981）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 10 m 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。調査結果は、地球惑星科学連合 2012 年連合大会において発表する。



図1. 『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。左側の人物は、調査にご協力頂いた八丈町教育委員会の林薫氏。

3) 日本海溝北部～千島海溝の巨大地震・大地震発生サイクルの研究

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間・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.*, 2007）、1963年に連動型巨大地震の可能性ある 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、1913年～2010年の約100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 (2003) の HYPOSAT を用いた。いくつかの地震に関しては、さらに Hurokawa (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は 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

プレート間巨大地震の繰り返し発生を含む時空間パターンよりもはるかに複雑であることが分かった。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。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がある。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。以上の研究は、地球惑星科学連合2011年度連合大会、第28回歴史地震研究会、IUGG2011、AGU 2011 Fall Meetingにおいて発表した。

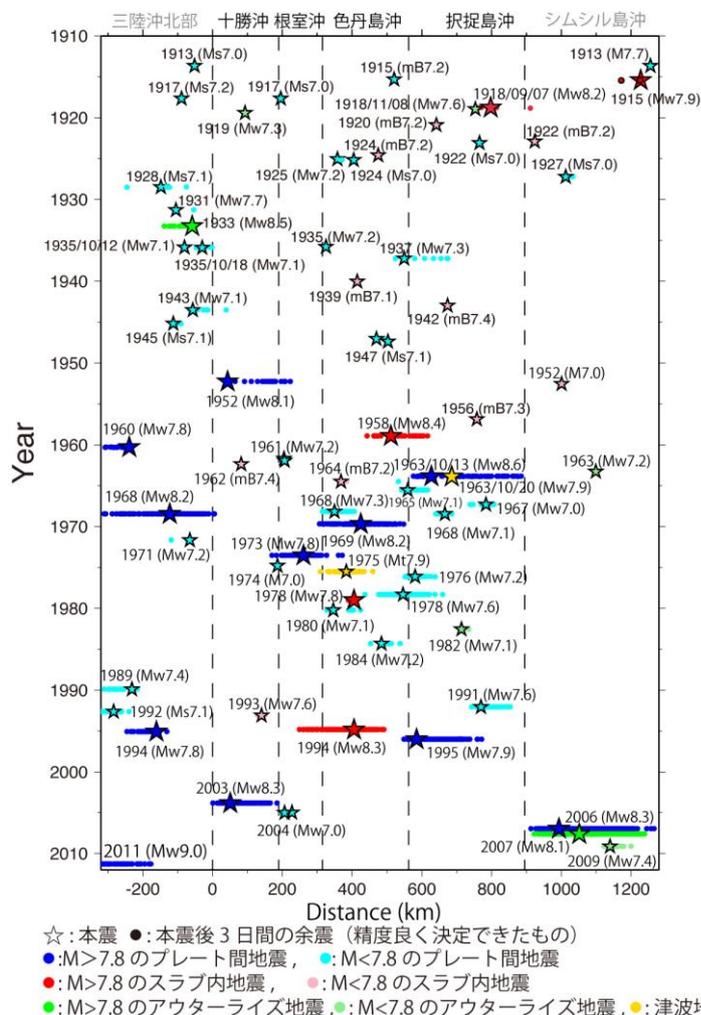


図2. 1913年～2011年の約100年間に日本海溝北部～千島海溝で発生した大地震・巨大地震の時空間分布。点線は地震調査研究推進本部（2004）による領域の境界。

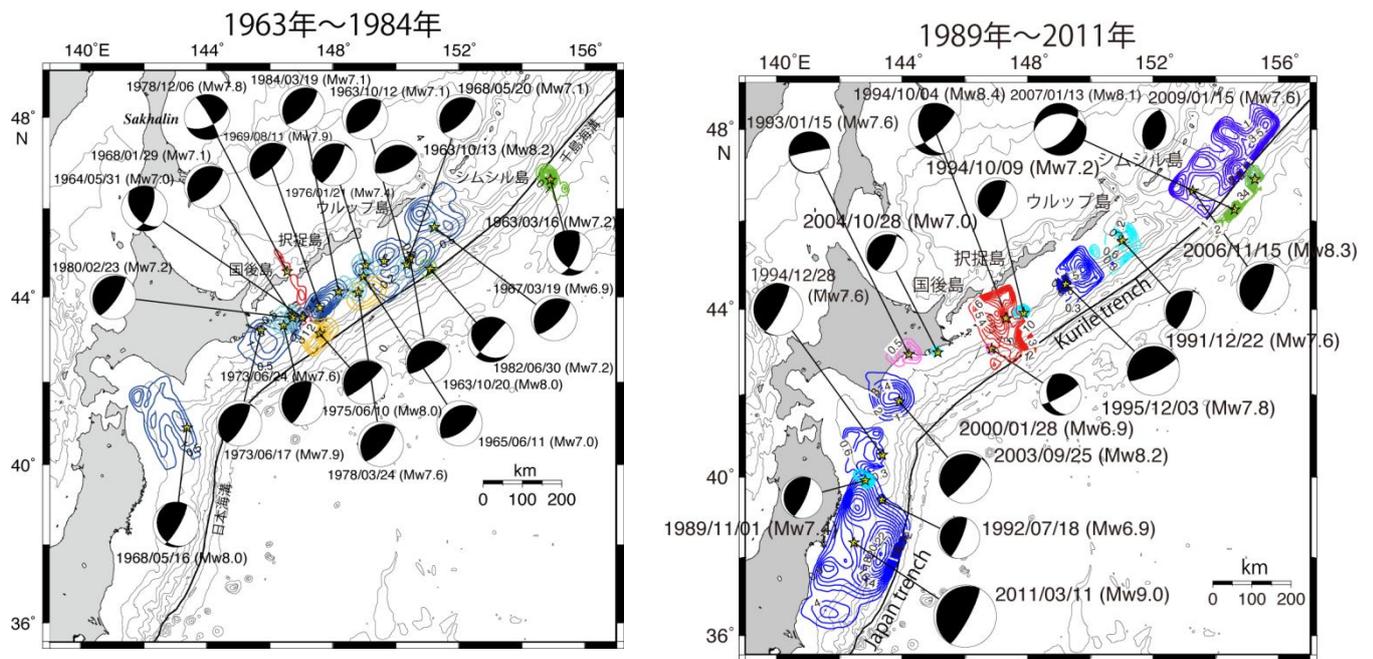


図3. 1963年以降に日本海溝北部～千島海溝において発生した大地震・巨大地震と2011年東北地方太平洋沖地震のすべり分布。コンターの色は、図3における地震のタイプを示す。

4) 2011年東北地方太平洋沖地震の津波高調査

2011年東北地方太平洋沖地震（M9.0）は、宮城県沖を破壊開始点として岩手県沖、宮城県沖、福島県沖、茨城県沖など複数の震源域が同時に破壊した連動型超巨大プレート間地震であった。この地震による巨大津波の全貌を明らかにすることは、連動型超巨大プレート間地震の性質を理解するためだけでなく、今後、東海・東南海・南海地震が連動発生した際の巨大津波の予測にとって大変重要である。したがって、昨年度3月に行われた千葉県・茨城県における津波高調査に引き続き、三陸海岸（青森県、岩手県、宮城県）において、4月～10月の約半年間に10回の津波高調査を行った。調査地点は、昨年度3月の調査と合わせて296ヶ所である。図4は、296点の調査結果を遡上高・浸水高に分けてプロットしたものである。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。

調査結果を地震研究所彙報にまとめ、IUGG2011、AOGS2011、AGU 2011 Fall Meeting、日本地震学会2011年度秋季大会において発表した。

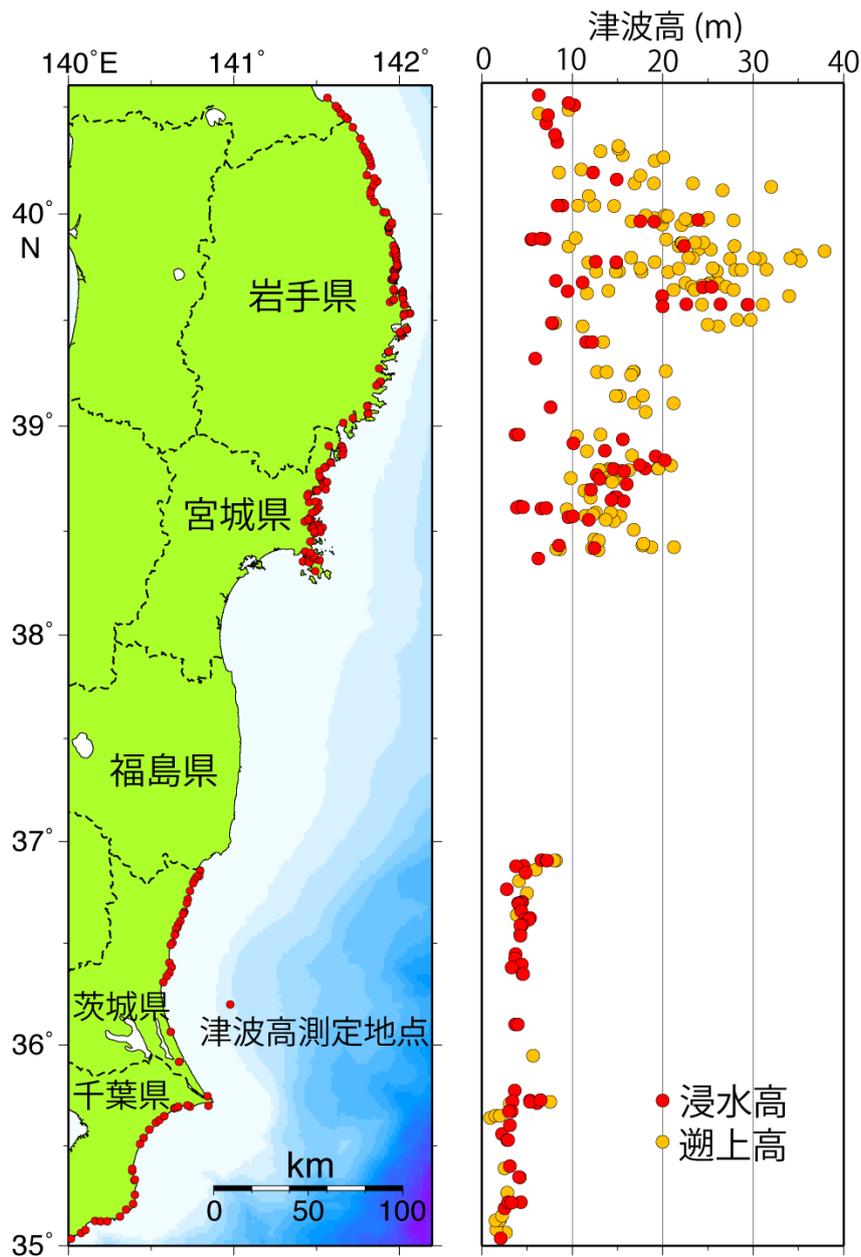


図4. 2011年東北地方太平洋沖地震の津波高調査結果 (296ヶ所)。

(c) 引用文献

- 1) 相田勇, 1981a, 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.
- 2) 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, 地震予知連各会
会報, 7, 7-13.
- 3) 宇津徳治, 1984, 地震学 (第2版), 共立出版, 310 pp.
- 4) Kikuchi M. and H. Kanamori, 2003, Note on Teleseismic Body-Wave Inversion Program,
<http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/ETAL/KIKUCHI/>, (2011/04/18 参照) .

- 5) 古地図研究会, 1983, 『明治・大正五万分の一地図集成 III』, 学生社, pp. 309.
- 6) 古地図研究会, 1983, 『明治・大正五万分の一地図集成 IV』, 学生社, pp. 329.
- 7) Satake K., F. Nanayama, and S. Yamaki, 2008, Fault models of unusual tsunami in the 17th century along the Kuril trench, *Earth Planets Space*, **60**, 925-935.
- 8) 地震調査研究推進本部, 2004, 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, (2012/03/20 参照).
- 9) Schweitzer. J., 2001, HYPOSAT - an enhanced routine to locate seismic events, *Pure Appl. Geophys.*, **158**, 277-289.
- 10) 地図資料編纂会, 2002, 『正式二万分一地形図集 中部日本 1』, 柏書房, pp. 198.
- 11) 地図資料編纂会, 2002, 『正式二万分一地形図集 中部日本 2』, 柏書房, pp. 146.
- 12) 地図資料編纂会, 2002, 『正式二万分一地形図集 関西』, 柏書房, pp. 177.
- 13) 地図資料編纂会, 2002, 『正式二万分一地形図集 中国・四国 2』, 柏書房, pp. 167.
- 14) 地図資料編纂会, 2002, 『正式二万分一地形図集 九州』, 柏書房, pp. 141.
- 15) Baba and Cummins, 2005, Contiguous rupture areas of two Nankai Trough earthquakes revealed by high-resolution tsunami waveform inversion., *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L08305, doi:10.1029/2004GL022320.
- 16) 羽鳥徳太郎, 1975, 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.
- 17) Hurukawa. N., 1995, Quick aftershock relocation of the 1994 Shikotan earthquake and its fault planes, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 3159-3162.
- 18) 山本武夫, 1995, 慶長九年(一六〇五)十二月十六日地震について一東海・南海沖の津波地震か
一, 萩原尊禮編『古地震探求一海洋地震へのアプローチ』, 東京大学出版会, 160-234.
- 19) 渡辺偉夫, 1998, 『日本被害津波総覧 [第2版]』, 東京大学出版会, pp. 206.

(d) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
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(ポスター)	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 Subduction Zones (ポスター)	IUGG 2011, Melbourne, Australia	平成23年7月
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(ポスター)	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(口頭)	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(ポスター)	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 Subduction Zone (ポスター)	AGU 2011 Fall Meeting	平成23年 12月
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 (口頭)	AGU 2011 Fall Meeting	平成23年 12月

(e) 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) 平成24年度業務計画案

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ことにより、過去数千年間にわたる南海トラフの海溝型巨大地震の履歴を明らかにすることを目的に研究を進める。平成24年度は紀伊水道に面した徳島県沿岸域および紀伊半島沿岸域の湖沼における調査をまとめる。さらに、これまでに明らかになっている四国およ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、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う。

また、過去の津波記録による津波の数値シミュレーションに基づいた南海トラフ沿いの歴史地震の断層モデルの再検討を行うとともに、南海トラフ以外の海溝における地震発生サイクルの検討も進める。

研究成果を発表するとともに、最新の研究成果に関する情報収集を目的として、国内外の関係学会等に出席する。

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	准教授	久家慶子
京都大学大学院理学研究科	准教授	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	後藤浩之
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	季 穎鋒
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
神戸大学都市安全研究センター	教授	吉岡祥一
海洋研究開発機構	サブリーダー	堀 高峰
海洋研究開発機構	特任研究員	兵藤 守
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所	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 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：

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。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。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。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ー）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。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。また、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。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（境界一領域法）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。

データ解析の高度化として、まず InSAR（干渉合成開口レーザー）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。

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。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。また、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。

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：

3次元不均質構造や間隙流体を含む媒質モデルにおいて、各種パラメータの地震発生に及ぼす影響を評価する。また、データ解析の高度化では、GPS+InSAR解析により、固着すべりの推定のための高精度地殻変動データを作成するとともに、データ同化のた

めの先見情報の与え方や尤度の定義を検討し、主として余効変動をデータとして摩擦パラメータの推定を試みる。さらに、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。

5) 平成24年度：

媒質モデルの影響評価、GPS+InSAR 解析による固着—すべり実データ解析および連続体モデルのデータ同化手法をはじめとして各項目についてまとめを行い、開発の進んだ手法や高度化した媒質モデルを現状の地震発生サイクルシミュレーションへ組み込む手法を提案する。

(e) 平成23年度業務目的

現状のシミュレーションで十分考慮されていない要素である、熱・不均質弾性・粘弾性構造、間隙流体について、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・高速化を実施する。またこれまで開発したシミュレーションコードを用いて、2011年3月11日に発生した東北地方太平洋沖地震に対応した研究を緊急に行なう。

熱構造モデルでは、地表の削剥速度、プレート境界での摩擦熱と間隙水圧比を考慮したプレートの沈み込みに伴う2次元箱型モデルを用いて、観測された地殻熱流量データとの比較を行なう。

不均質場における動的破壊シミュレーションでは、昨年度までに開発した動的破壊シミュレーション手法の高度化をはかりながら、東北地方太平洋沖地震本震の動的破壊プロセスへの適用を試みる。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)が動的破壊における際の超臨界水が相変化する効果の果たす役割を研究する。地震サイクルにおける間隙流体の振る舞いの評価では、間隙流体の摩擦発熱による動的熱的加圧を考慮した2次元東北地方太平洋沖サイクルシミュレーションを実行する。

固着—すべりデータ解析手法の高度化では、衛星搭載合成開口レーダー(InSAR)画像を用いて、地域の経年的な変動を面的に把握するため、四国を対象に解析を行なう。固着—すべりデータ同化手法の開発では、ゆっくりした変動である余効変動データによる摩擦パラメータ・初期値推定手法を、特に準動的すべりと余効すべりに拡張し、摩擦パラメータの推定を試みる。また、データ同化や大規模マルチスケール地震サイクルシミュレーション実現に向けて、階層型行列法による、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・省メモリ化を図っているが、緊急に東北地方太平洋沖地震サイクルに適用し、階層アスペリティモデルと通常のアスペリティモデルの比較検討を行なう。

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組み込んだ粘弾性セルモデルの開発のため、弾性・粘弾性水平成層構造を仮定して南海トラフでのフィリピン海プレート沈み込み形状に基づくすべり応答関数を計算するとともに、メモリ変数を用いて粘弾性を考慮した地震発生サイクルシミュレーションの高速化を目指す。また、得られたすべり応答関数と新潟・神戸構造帯による応力変化によりを用いて、地震相互の影響を評価する「クーロン破壊関数」の時間変化観点から、南海トラフ巨大地震や内陸地震が西南日本の内陸活断層の活動地震にもたらす影響を調べる。

(2) 平成23年度の成果

(a) 業務の要約

媒質モデルの影響評価においては、まず熱構造モデルについては、昨年度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4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、東北地震太平洋沖地震における、宮城県沖に存在すると言われている2つの短周期の強震動生成領域についての説明を試みた。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秒程度の時間差を伴っ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。昨年度までに開発してきた境界領域法 (Boundary-Domain Method: BDM) を適用して、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伴っ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。

摩擦発熱による間隙圧上昇 (thermal pressurization; TP) が働く断層において、間隙水の相変化が自発的破壊伝播に及ぼす影響を、水の物性値の変化を取り入れた3次元動的破壊伝播シミュレーションから初めて調べた。断層でのすべりの進展により、間隙水は液体から超臨界水へ相変化すると予想される。数値実験では、この相変化に関係する、2つの相反する効果に着目した。この相反する効果は、TPが適度に働く場では互いに相殺し、影響が破壊伝播に現れない。しかし、断層幅がうすく圧力が高いTPが強く働く場では、このバランスが崩れ、動的応力降下後の応力回復が促進し、すべり量の増加が抑えられることがわかった。また、超臨界水への相変化は、主に最終すべり量を抑制し、破壊伝播速度にはほとんど影響しないことをみつけた。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およ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、昨年度までに解析されていない四国中西部地域のデータを取得し、これまでと同様に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。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、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、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。

(b) 業務の実施方法

・媒質モデル：熱構造モデルの構築

熱構造モデルについては、まず、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剥による温度変化を考慮したエネルギー方程式

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

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 ϕ 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)¹⁾。

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

ここで、 η_{diff} は拡散クリープにおける粘性率、 η_{dist} 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)²⁾ 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ーに基づくスラブの存在領域

から、7Ma でフィリピン海プレートは沈み込みを開始したとし、3Ma で沈み込み方向が変化したと仮定した（高橋(2006)³⁾）。

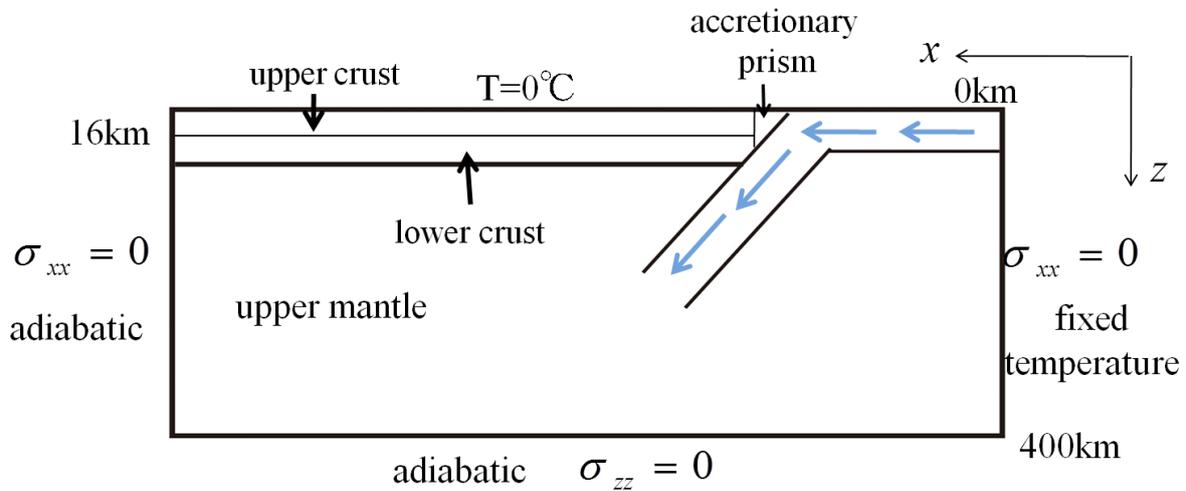


図1 2次元箱型熱対流モデルの概念図(Torii and Yoshioka (2007)⁴⁾に加筆)。

3次元スラブ沈み込みモデルでは、現有の平面のプレート境界面を曲面に改良することを目指した研究に着手した。今年度は方程式でプレート境界の形状を表現し、プログラムの改良を行い、モデルの中に取り入れることを試みた。

・媒質モデル：不均質場における動的破壊シミュレーション

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次元問題として取り扱うことにした。図2は対象とするA-A'断面の位置と、Yoshida *et al.* (2011)⁵⁾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3に示すようなトモグラフィモデル（Yamamoto *et al.*, 2011⁶⁾）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.*, 2005⁷⁾；Miura *et al.*, 2005⁸⁾）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。

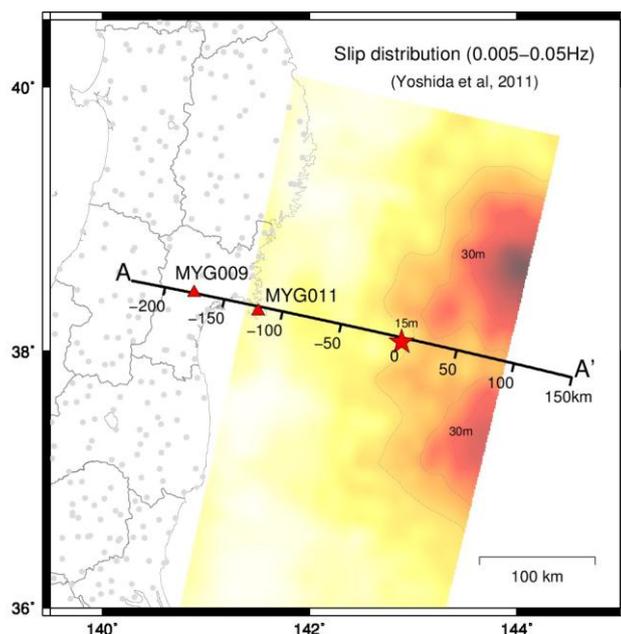


図2 動的破壊シミュレーションの対象とする断面 (A-A') の位置と、Yoshida *et al.* (2011)⁵⁾によるインバージョン解

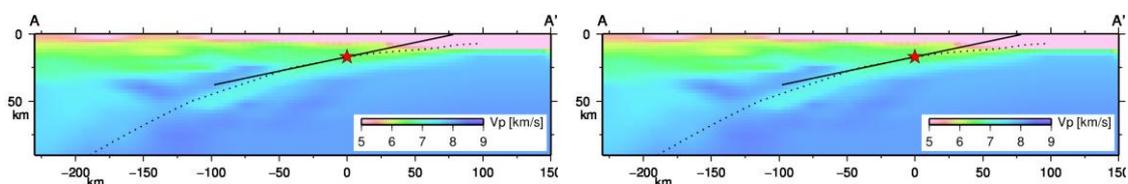


図3 A-A' 断面上のP波速度、S波速度モデル (Yamamoto *et al.*, 2011⁶⁾)。実線はシミュレーションで採用する平面断層モデル、点線はプレート境界モデルを表す。

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 (Boundary-Domain Method: BDM) (Goto *et al.*, 2010⁹⁾) 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。図4に pBDM の解析手順を概念図で示す。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。

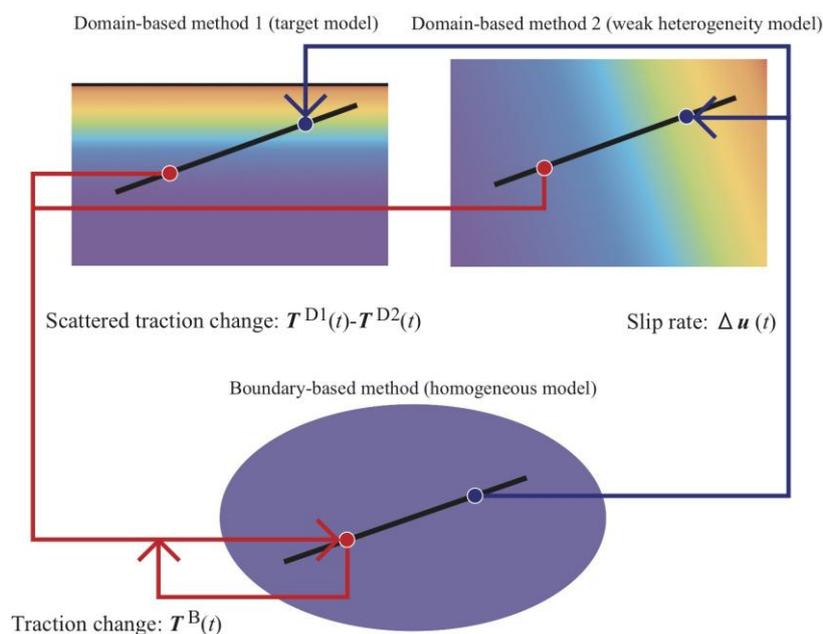


図 4 pBDM 解析手順の概念図

・媒質モデル：地震時摩擦発熱による間隙流体圧上昇の動的破壊伝播に与える影響評価

断層の動的破壊伝播に大きな効果をもつ摩擦発熱による間隙圧上昇 (thermal pressurization; TP) は、間隙水の圧力と温度の上昇によって生じる。水の圧力と温度が上昇すると、その程度により、水は液体から相変化することがごく自然に予想される (図 5)。しかし、TP が働く断層での動的破壊伝播シミュレーションでは、これまで、水の相変化を全く考えに置いてこなかった。

地震を模した横ずれ断層モデルのもとで、一定の物性値を用いて Urata et al. (2008)¹⁰⁾ の手法による 3 次元動的破壊伝播シミュレーションを実施すると、断層でのすべりの進展によって、間隙水は液体から超臨界水へ相変化することが予想される。液体から蒸気への相変化は期待されない。超臨界水への相変化では、TP に関わる水の物性値が大きく変化する (例えば、PROPATH group (2008)¹²⁾)。

そこで、本数値実験では、水の物性値の変化を考慮した 3 次元動的破壊伝播シミュレーションを実施することにより、間隙水の相変化が破壊伝播へ及ぼす影響を調べた。無限均質媒質中に 1 つの正方形断層をおく (図 7)。断層の左中央部の小領域で応力を降下させ破壊を開始させる。その後、破壊は断層摩擦構成則 (図 6) に従って自発的に断層上を広がっていく。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。

本数値実験では、弾性変動については Kase and Kuge (2001)¹¹⁾ をもとに 3 次元弾性方程式を、水・熱については 1 次元拡散方程式を、いずれも有限差分法で解いている。拡散方程式を数値的に安定に解くためには、弾性方程式にくらべてはるかに細かいグリッドが必要となる。本研究では、計算効率を上げるために、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ている。水・熱の1次元拡散方程式を細かい時間グリッドで解く中で、水の物性値の変化がPROPATHを用いて考慮される。水・熱の1次元拡散方程式から求められた間隙圧の値は、断層面上の弾性変動による法線応力の値からさし引かれ、有効法線応力として断層摩擦構成則に使用した。断層摩擦構成則はすべり弱化学則を仮定した(図6)。間隙圧が一定の場合には、すべり量がすべり弱化学距離(Dc)に達するまで、摩擦は静摩擦から動摩擦へと線形に減少する。間隙圧が摩擦熱によって変化する場合には、もはや線形にはならず、場所に依存して非線形に変化する(Urata et al., 2008)。静摩擦係数、動摩擦係数、Dcは、断層上で一様、一定な値とした。

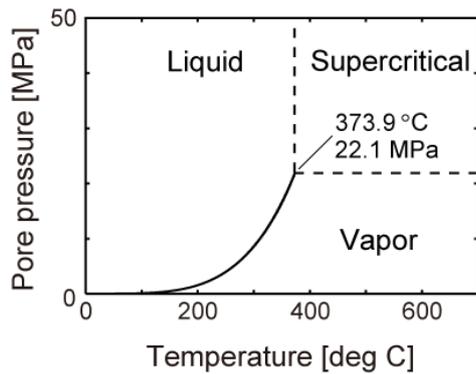


図5 水の相図

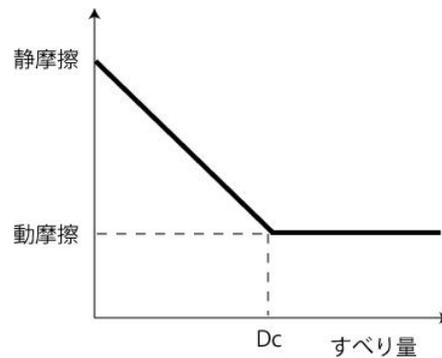


図6 用いた断層でのすべり弱化学則

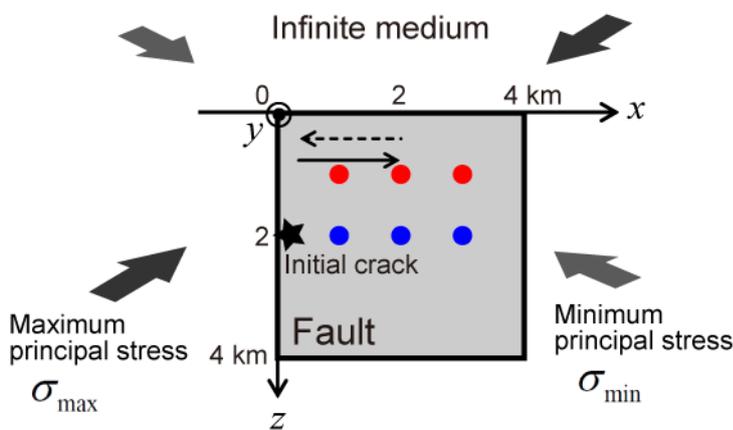


図7 用いた断層モデル。★は破壊の開始点。赤丸と青丸は、図4で水の物性値の時間変化が示されている場所。

・媒質モデル：摩擦発熱による熱的加圧 (TP) を含む 2011 年東北地方太平洋沖地震サイクルシミュレーション

Kato and Yoshida (2011)¹³⁾ は、宮城県沖 2 次元モデルを構築し、宮城県沖深部に数十年程度の繰り返し間隔を持つ M7 クラスのアスペリティに加え、日本海溝近傍の浅部に強く固着する強パッチを設定して、2011 年東北地方太平洋沖地震の数百年に及ぶ地震間隔と 50m を超える特大地震時すべりを再現している。彼らのモデルを基本として、浅部における強パッチの代わりに、プレート境界断層面に間隙流体を導入し、Mitsui and Hirahara (2009)¹⁴⁾ に基づき、図 8 に示した 2 次元地震サイクルモデルを用いた地震時摩擦発熱によ

る間隙流体圧上昇が地震サイクルに及ぼす影響について調べる。度度・状態依存の摩擦則は Slowness law (Deiterich, 1979)¹⁵⁾ を用い、図 9 に示す摩擦パラメータ分布（特徴的すべり距離 L は一定の 0.05m) を設定し、準動的地震サイクルシミュレーションを実行した。

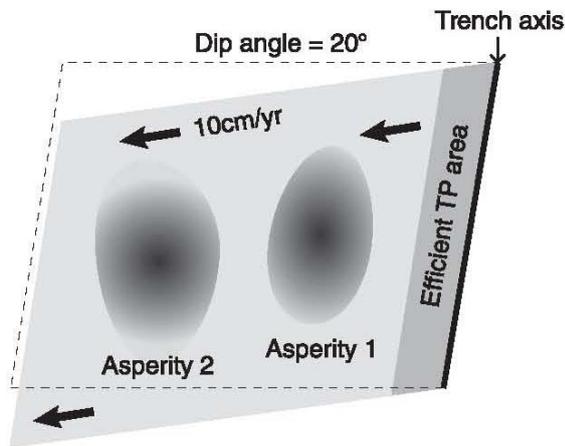


図 8 宮城沖地震発生サイクルモデル模式図

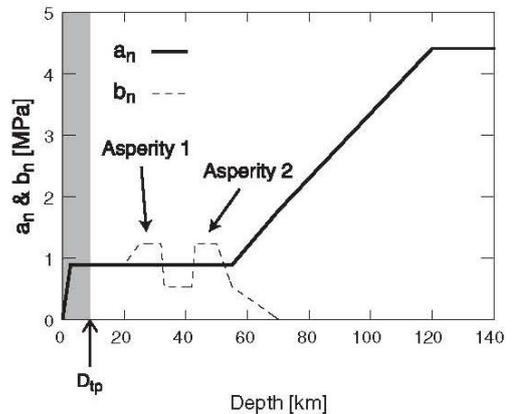


図 9 摩擦パラメータ深さ分布 $a_n = a(\sigma - p_o)$, $b_n = b(\sigma - p_o)$, a, b はパラメータ、 p_o は初期間隙流体圧、 D_{tp} は TP が効く深さの下限。

・データ解析の高度化：InSAR 解析の高度化

高知県南西部から高縄半島を通り広島に至る四国中西部の 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。北行軌道のパス 419 において、全 45 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 670m 以下のペアを解析した。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、スタッキングに使用できないので、電離層の影響の大きいと考えられる干渉画像を除き、解析した 24 ペア中 19 ペアの画像を、Gamma の stacking 関数を使用しスタッキングした。

・データ解析の高度化：データ同化技法の開発

地表面の変位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、「アジョイント法」(例えば、淡路・他 (2009)¹⁶⁾) を採用し、システムの構築を行っている。昨年度は余効変動データから摩擦パラメータおよび物理パラメータの初期値推定を試みた(加納他, 2010)¹⁷⁾。昨年度から、2つのアスペリティの系において、一方のアスペリティが破壊、余効すべりが伝播し、もう一方のアスペリティで地震がトリガされる系に対する検討を開始した。今年度は、観測点が断層面の片側の地表にのみ存在する状況に対し、1つのアスペリティから余効すべりが伝播する場合の、余効すべり領域の摩擦パラメータおよび初期時刻におけるすべり速度と状態変数の値の同時推定手法の構築を、「アジョイント法」に基づく双子実験(synthetic test)を行うことによって実施した。

2003 年十勝沖地震をモデルケースとした。破壊領域を、10km 四方の 396 個のサブ断層に分割し、以下の手順で双子実験を行った。

- (1) 適当な摩擦パラメータと初期値を与え、破壊領域で地震が起こった後の、余効すべり

のシミュレーションを行う。与えた摩擦パラメータと初期値の組み合わせを「真の解」と呼ぶ。

- (2) (1)の結果から地表面変位応答を計算し、水平成分に 3mm、鉛直成分に 9mm の白色雑音を加えて、観測データを作成する。
- (3) 「真の解」とは異なるパラメータから、アジョイント法により、データにもっとも適合する摩擦パラメータを iterative に求める。
- (4) データが得られている期間を超えて余効すべりの予測値を計算し、真の値による予測値と比較する。

・データ解析の高度化：省メモリ・高速化手法である階層型行列法を用いた、2011年東北地方太平洋沖地震の3次元地震サイクルシミュレーション

Hori and Miyazaki (2011)¹⁸⁾による階層アスペリティ (HA) モデルと先に述べた Kato and Yoshida (2011)¹¹⁾による強パッチ (SA) モデルとが提案されているが、後者は概念モデル、前者は2次元であるため、実際の3次元プレート形状を考え、両者で用いられている Composite law 摩擦則 (Kato and Tullis, 2001)¹⁹⁾を用い、両者を比較検討する、2011年東北地方太平洋沖地震サイクルシミュレーションを実行した (Ohtani, 2012)²⁰⁾。SA モデルでは、すべり速度強化 (安定すべり) 摩擦特性領域に、M7クラスと強く固着する強パッチのすべり速度弱化 (不安定すべり) アスペリティ摩擦特性を設定するが、HA モデルでは、M9超巨大地震震源域全体を、すべり速度弱化ではあるが、臨界サイズは震源域と同程度か大きくなるように摩擦パラメータを設定して、条件付き安定すべり域に設定している。この震源域内での M7 クラスおよび強パッチアスペリティは両者ともほぼ同じ考え方で設定されている (図 10)。この際、大きな領域を扱うのでセル数が多くなるので、省メモリ化・高速化を図るため、階層型行列 (H-matrices) 法 (Börm et al., 2003)²¹⁾を用いた。

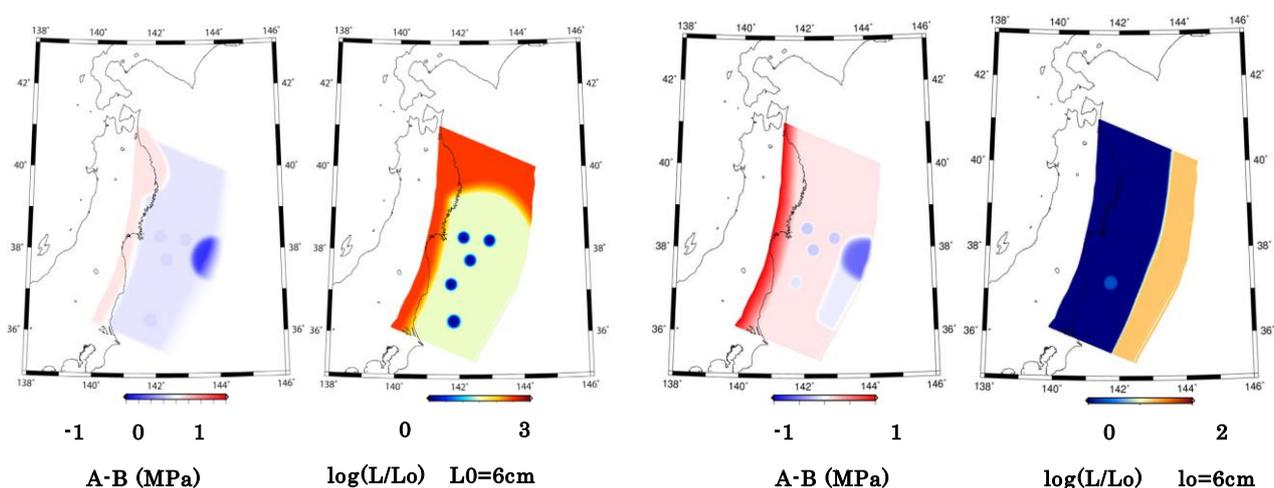


図 10 HA モデル (左) と SA モデル (右) おける A-B および L の分布 : $A=a \sigma^{eff}$, $B=b \sigma^{eff}$

・粘弾性媒質中での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

粘弾性媒質中でのすべり応答関数 (セル j の単位すべりによるセル i の応力変化) は時間依存して、 $K_{ij}(t)$ と書ける。すべり遅れとすべり応答関数からセル i での応力を以下の

ように計算できる。

弾性体の場合： $\sum_j K_{ij}(V_{p1j}-u_j)$

粘弾性体の場合： $\sum_j \int dt' K_{ij}(t-t')(V_{p1j}-u_j(t'))$

ここで、 V_{p1j} 、 u_j はセルjでのプレート速度、変位である。このように、粘弾性体の場合、履歴積分となりすべり履歴を全てメモリ上に持つ必要があり、大規模モデルでは現実的には不可能な計算となる。そこで、非弾性媒質中での時間領域での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または非弾性関数を用いる方法（例えば、Emmerich and Korn, 1987²²）；Moczo and Kristek, 2005²³）を用いて省メモリ化・高速化を図る。

・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

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を継続して行っている。本年度は、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、得られた応答関数を用いて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（ $\Delta CFF :=$ 剪断応力 - 摩擦係数 $\mu \times$ 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)²⁴、Hyodo & Hirahara (2004)²⁵などが、クーロン破壊関数を用いて、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場、内陸地震の発生を考慮してクーロン破壊関数の時間変化を網羅的に計算する。物性構造として弾性・粘弾性水平成層モデルを仮定し、Fukahata & Matsu'ura (2006)²⁶による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については、Hashimoto et al. (2004)²⁷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)²⁸を用いる。大地震発生時のすべりの分布はShimazaki & Nakata (1980)²⁹の滑り予測モデル・時間予測モデル双方で計算を行う。ここでは簡単のため、余効すべりやプレートのはがれは考慮しない。

(c) 業務の成果

・媒質モデル：熱構造モデルの構築

四国中部、四国東部、紀伊半島を通る3つの測線において、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11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11(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の場合(図12(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の場合(図13(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。

temperature profile

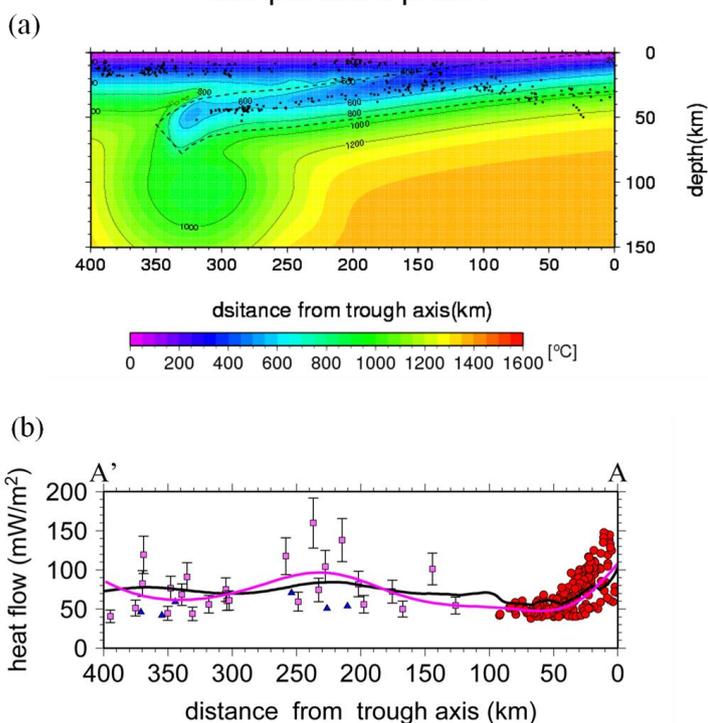


図 11 測線 A-A' における地形の浸食の効果及びプレート境界面での摩擦熱を考慮したモデルの数値シミュレーションによる (a) 温度分布と震源分布。(b) 表面の地殻熱流量の計算結果。黒線は温度分布から計算した表面の地殻熱流量、ピンク色の線は ABIC 最小によって求めた観測値に対する最適曲線を表す。

temperature profile

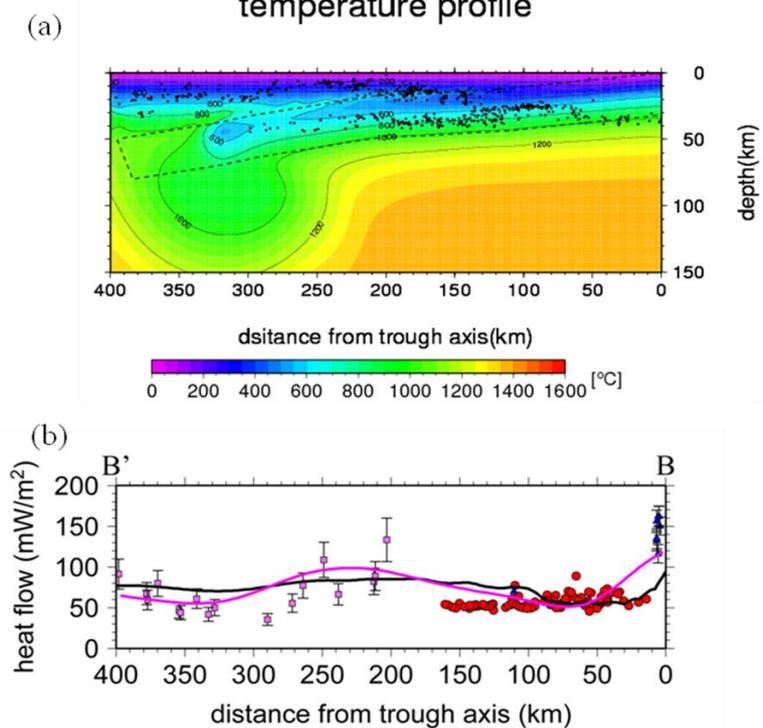


図 12 測線 B-B' における地形の浸食の効果及びプレート境界面での摩擦熱を考慮したモデルの数値シミュレーションによる (a) 温度分布と震源分布。(b) 表面の地殻熱流量の計算結果。黒線は温度分布から計算した表面の地殻熱流量、ピンク色の線は ABIC 最小によって求めた観測値の分布に対する最適曲線を表す。

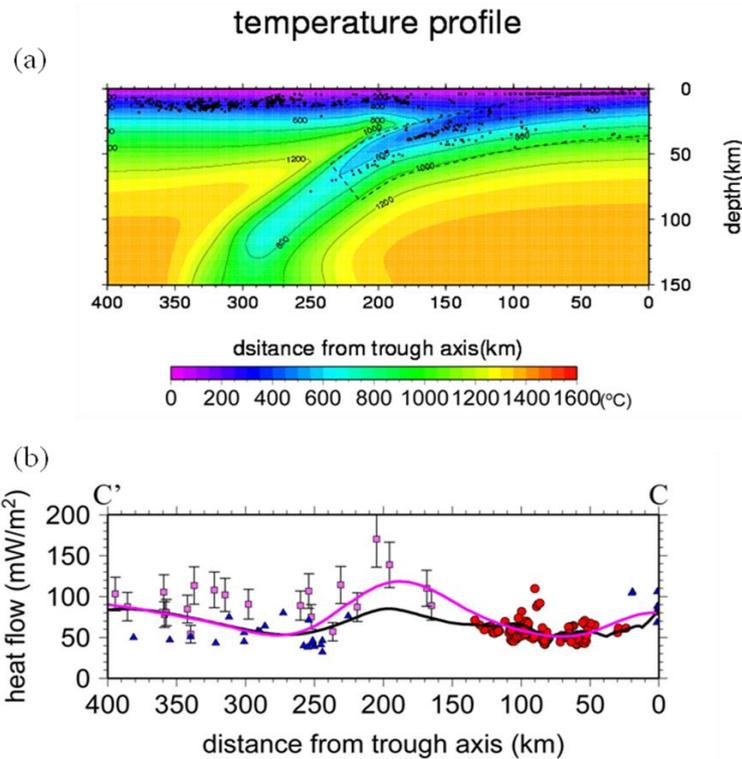


図 1.3 測線 C-C' における地形の侵食の効果及びプレート境界面での摩擦熱を考慮したモデルの数値シミュレーションによる (a) 温度分布と震源分布。 (b) 表面の地殻熱流量の計算結果。黒線は温度分布から計算した表面の地殻熱流量、ピンク色の線は ABIC 最小によって求めた観測値の分布に対する最適曲線を表す。

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。

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。

3次元箱型モデルにおけるプレート境界面の形状が曲面の場合の例を図 1.4 に示す。曲面を表す方程式は

$$z = -10^{-4}x^2 - 7 \cdot 10^{-4}y^2 - 7 \cdot 10^{-2}x + 150 \quad (3)$$

である。ここで、 x は沈み込み方向の水平距離、 y はトラフ軸方向、 z は深さ方向である。このような方程式で表現されるプレート境界面の形状を3次元の熱と流れのプログラムに取り込むことに成功した。

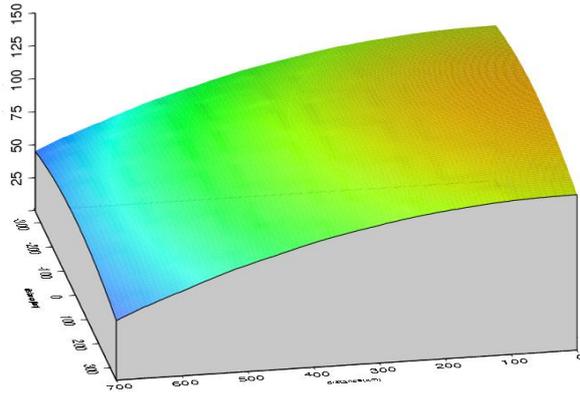


図 1 4 曲面で表現したプレート境界面の例。色はプレート境界面の深さを表す。

・媒質モデル：不均質媒質における動的破壊シミュレーション

pBDM を用いて動的破壊シミュレーションを実施した。図 1 5 に断層面上に設定した動的パラメータの分布、図 1 6 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 1 6 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。

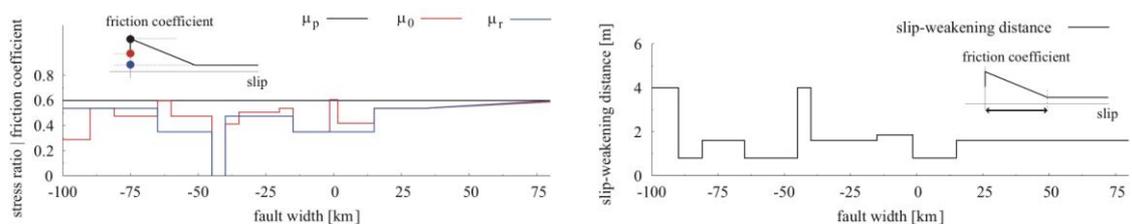


図 1 5 設定した初期応力比、最大静止摩擦係数、動摩擦係数、滑り弱化距離の分布

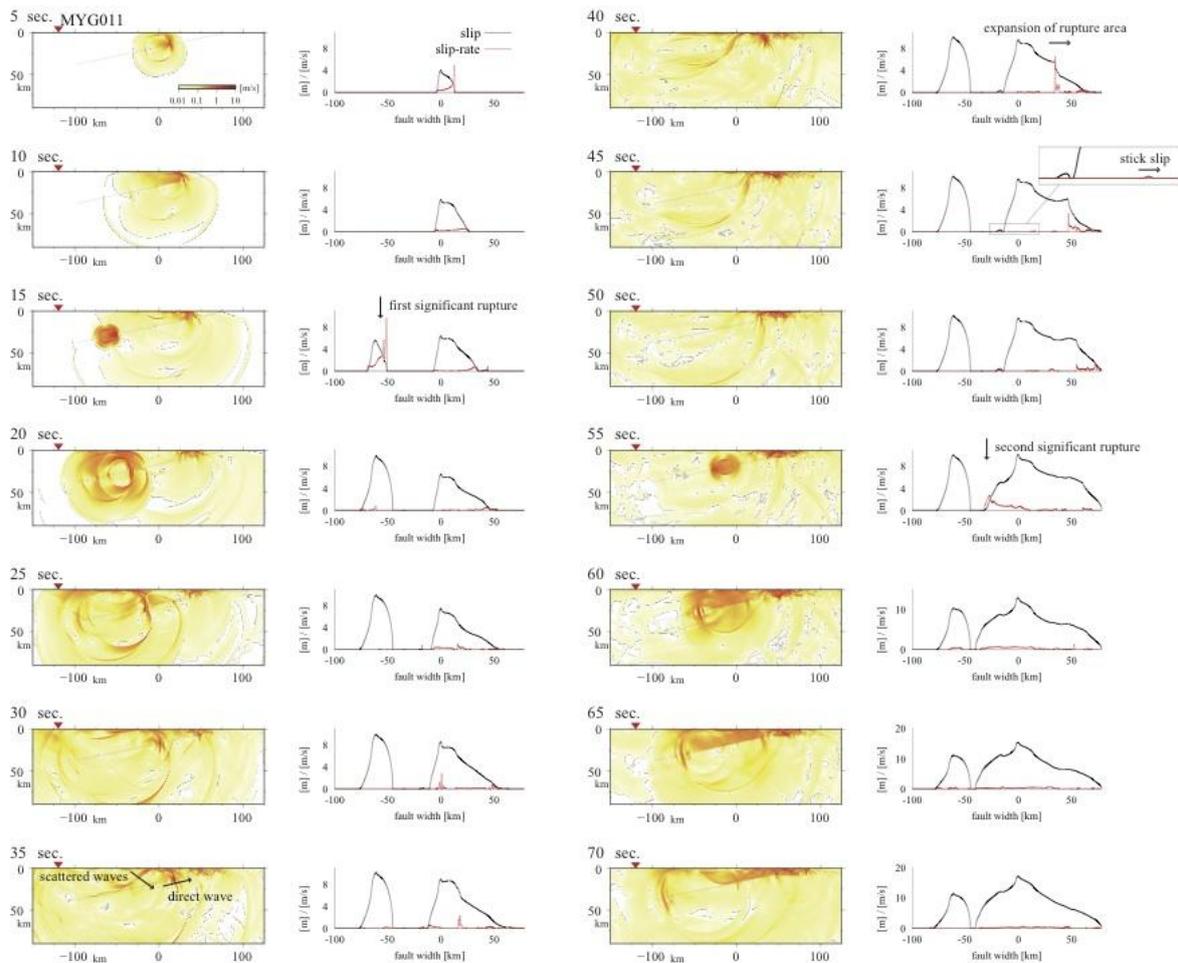


図 1 6 シミュレーションによる断面の速度分布と、断層上の滑り、滑り速度分布のスナップショット

図 1 7 は、図 2 に示した観測点 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。

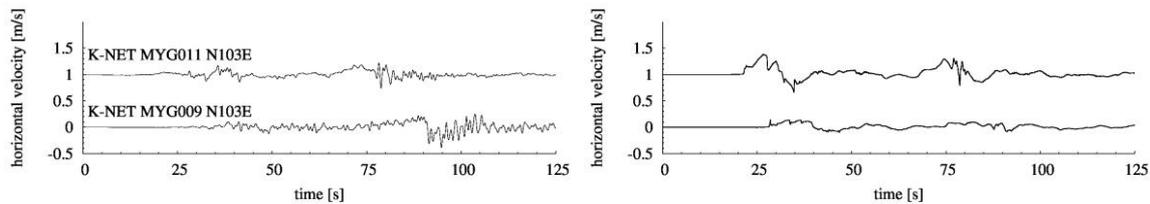


図 1 7 MYG011 と MYG009 における観測速度波形とシミュレーション速度波形の比較
(断面に平行な成分として N103° E 成分を示す)

・ 媒質モデル：地震時摩擦発熱による間隙流体圧上昇の動的破壊伝播に与える影響評価

本数値実験では、水の物性値の変化がある場合とない場合の結果を比較することにより、超臨界水への相変化の影響を調べた。また、同時に、断層上での水の物性値の時間変化も調べ、自発的破壊伝播への影響の現れ方がどのように決まっているのかを検討した。

本数値実験の結果では、断層にかかる圧力が大きくない（断層が浅い）、断層幅があまりうすくないなど、TP があまり強く働かない状況では、水の物性値の変化がある場合とない場合における破壊伝播の違いはほぼなかった。一方、断層にかかる圧力が大きく（断層が深く）、断層幅がうすいような TP が強く働く場合には、水の物性値の変化を考慮することによって、断層上の最終すべり量が抑制されるようすがみられた（図 1 8）。一方、破壊伝播速度の違いはみられない。

水の物性値のうち、熱膨張率と圧縮率の比 (α/β) は、値が低下することにより、TP を抑制する効果がある。一方、水理拡散率 (ω) は、値の低下により TP を促進する。破壊の進展によって、断層上でのこれらの値は、いずれも数桁程度小さくなる（図 1 8）。超臨界水への相変化に関係して、この 2 つの効果は相反して破壊伝播へ働いていることになる。

α/β および ω の値をコントロールした数値実験を実施することによって、この相反する 2 つの効果は、TP があまり強くない場では互いに相殺され、影響が破壊伝播に現れない一方、TP が強い場では、2 つのバランスが崩れて、断層での動的応力降下後の応力回復が促進し、すべり量の増加を抑制することがわかった。いずれの効果も最終すべり量にしか影響を与えない。

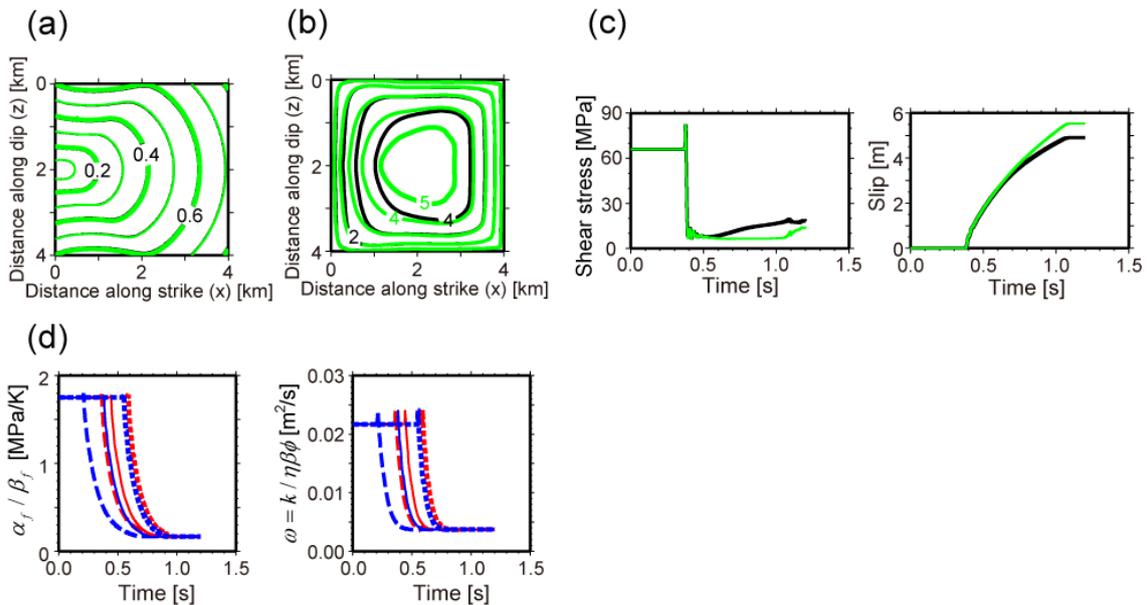


図 18 Thermal pressurization (摩擦発熱による間隙圧上昇) が働く断層において、間隙水の物性値の変化を考慮した動的破壊伝播シミュレーションの結果。TP が強く働く場合。(a) 断層面上での破壊時刻 (秒)。(b) 断層面上での最終すべり量 (m)。(c) 断層中央でのせん断応力の時間変化 (左) とすべり量の時間変化 (右)。(a)-(c) で、黒線は間隙水の物性値の変化を考慮した場合、緑線は間隙水の物性値が一定の場合である。(d) 図 3 に示した場所における水の物性値の時間変化。赤線は深さ 1km、青線は深さ 2km にあたる。鎖線、実線、点線は、各々、 $x=1, 2, 3$ km の場所に対応する。

・媒質モデル：摩擦発熱による熱的加圧 (TP) を含む 2011 年東北地方太平洋沖地震サイクルシミュレーション

強パッチの代わりに TP を導入して、数十年間隔で発生する M7 クラスの地震に加え、数百年間隔で地震時すべり数 10m を超える発生する超巨大地震の発生サイクルを再現するのに成功した。以前から海溝沿いの浅い部分で強い固着があるとは思われていなかったが、今回の結果から浅部に強い固着があったと考えるようになった。しかしながら、図 9 のように TP を導入すると、特に固着を強く設定する必要がなくなる。地震時に TP により摩擦力が下がり大きな応力降下と特大すべりを発生させ、応力回復に時間がかかり結果として特大すべり欠損を溜め込むことになる。また、与える水理定数により地震時応力降下量や繰り返し間隔が変わってくる。津波堆積物調査では、M9 超巨大地震の発生間隔が変動する可能性が示されているが、そうだとすれば毎回の地震破壊毎にプレート境界周辺の水理定数が変化している可能性がある。

・データ解析の高度化：InSAR 解析の高度化

得られたスタッキング画像は、変動量のオーダーは GPS からの合成干渉画像を同程度の大きさとなった (図 19)。図には昨年度解析した四国東部のスタッキング画像も合わせて表示している。しかしながら、中西部のパス 419 については、北西-南東方向のトレンドが乗っており、電離層の影響が依然残っているものと考えられる。スタッキングに際して、

データの取捨選択に工夫が必要である。

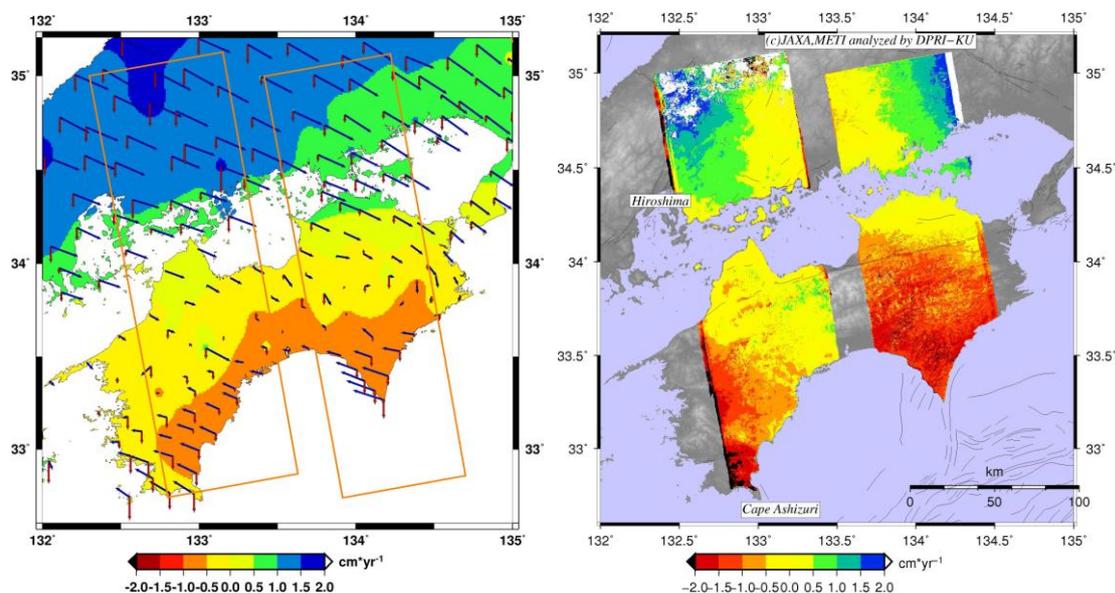


図 19 四国東部パス 417 および 419 の 4 年間のデータから作成した干渉画像の内、短基線のもの 18 ペアをスタッキングして得られた平均視線距離変化の分布。(左) GEONET データから合成した平均視線距離変化。(右) PALSAR 干渉画像から作成したもの。四国北岸がほぼ 0cm/yr になるように調整している。

・データ解析の高度化：データ同化技法の開発

1つのアスペリティから余効すべりが伝播する場合に得られる人工 GPS データから、余効すべり領域の摩擦パラメータの値をアジョイント法により推定した。まずは単純な系を考察するため、余効すべり領域全体にわたって、摩擦パラメータは一様とした。

摩擦パラメータ $(a-b)\sigma$ 、 $a\sigma$ 、 L に対して

$$(\text{推定値} - \text{真の値}) / (\text{真の値})$$

を計算したところ、それぞれ 0.1、0.01 となった。このように、断層面のパラメータが一様である場合は、断層面の一方の地表面のみに観測点が存在する場合でも、真の値に近い摩擦パラメータが得られることが示せた。

加納・他(2010)¹⁷⁾が述べているように、 $(a-b)\sigma$ は余効すべりの減速レートから拘束できる。また、昨年度の結果と同様、モデル断層を多くのサブ断層に分割したため、モデルが余効すべりの伝播を表現できる。伝播過程を1つのサブ断層で見ると、すべりの開始から終了までの一連の過程が含まれている。この、余効すべりの加速に関する情報から、 $a\sigma$ と L の推定が可能となっている。

推定された摩擦パラメータをもとに、データが得られている期間より未来における余効すべりの予測値を計算し、真の摩擦パラメータによる予測結果と比較した。摩擦パラメータの推定値が真の値に近いため、互いによく似た余効すべりの時間発展が得られている。

・データ解析の高度化：省メモリ・高速化手法である階層型行列法を用いた、2011年東北地方太平洋沖地震の3次元地震サイクルシミュレーション

SA および HA モデルともに、繰り返し間隔数十年の M7 クラス地震の発生に加え、数百年間隔で特大の地震時すべりを発生する M9 超巨大地震発生サイクルをよく再現している。しかし、両モデルは地震後および地震サイクル前半の期間において大きな違いを示す。図 20 は HA および SA モデルによる、各地点での地震サイクル中における積算すべりの時間変化を示したものである。SA モデルでは M9 全域の摩擦特性の背景値としてすべり速度強化を用いているので、地震後の余効すべりとともに安定滑りを示し、M7 アスペリティに応力集中が生じ、地震発生を促した発生間隔も短い。やがて余効すべりが終わり、安定した M7 発生を繰り返す。しかし、HA モデルでは、条件付き安定すべり特性を設定しているため、地震後から地震サイクルの前半は M9 震源域全域が固着して、M7 クラスの地震も発生していない。やがて、すべりが M9 地震震源域に浸透し、M7 アスペリティに応力集中が起きるサイクル後半では M7 クラスの地震が発生するようになる。

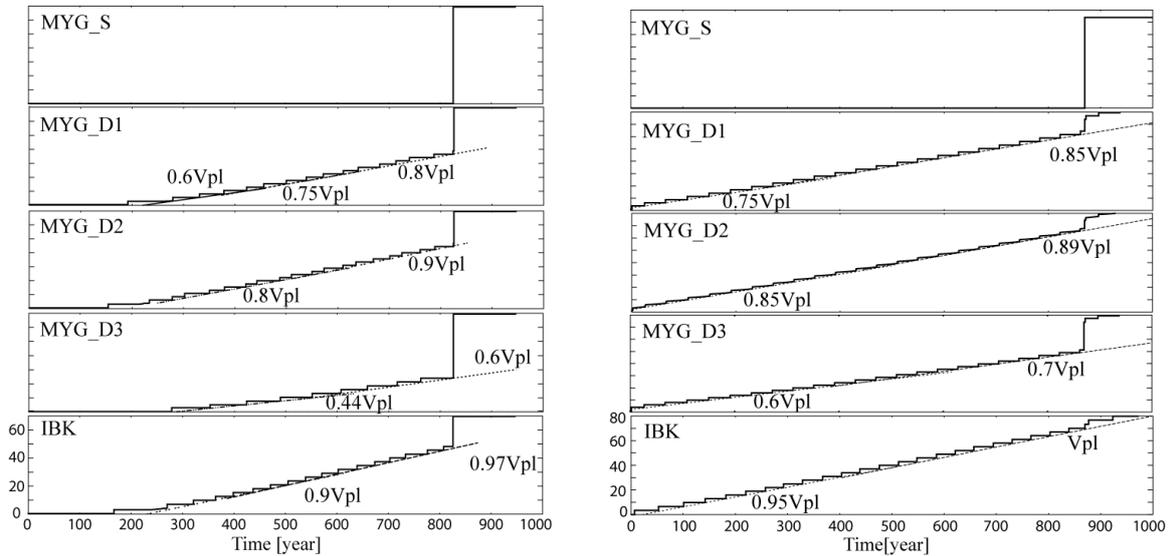


図 20 HA モデル (左) SA モデル (右) による地震サイクル中での積算すべり量の時間発展図

宮城県沖浅部強パッチ (MYG_S)、宮城県沖深部の 3 つの M7 クラスアスペリティ域 (MYG_D1, D2, D3) 茨城県沖 M7 クラスアスペリティ (IBK)
Vpl はプレート収束速度。

・粘弾性媒質中での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

粘弾性体中でのセル i での応力 $\tau_i(t)$ は、

$$\tau_i(t) = \sum_j \int dt' K_{ij}(t-t') (V_{p1j} - V_j(t))$$

の履歴積分となる。ここで、粘弾性媒質中でのすべり応答関数 $K_{ij}(t)$ を緩和関数で近似して

$$K_{ij}(t) = \mu_{ij} - \delta \mu_{ij} \sum_k a_{ij,k} (1 - \exp(-w_{ij,k} t))$$

と表す。ここで μ は弾性応答 $K(0)$ 、 $\delta \mu = K(\infty) - K(0)$ 、各 w は緩和時間の逆数を表す。この時、以下の定微分方程式に従う、メモリ変数 $\zeta_{ij,k}(t)$ を導入する。

$$d\zeta_{ij,k}(t)/dt + w_{ij,k}\zeta_{ij,k}(t) = a_{ij,k}(\delta \mu_{ij}/\mu_{ij})(V_{plj}t - u_j(t))$$

すると、

$$\tau_i(t) = \sum_j [M_{uij}(V_{plj}t - u_j(t) - \sum_k \zeta_{ij,k}(t))]$$

と書くことができる。実際この式が成り立ことを色々な緩和関数を2項で近似して正陸することを確かめた。履歴積分の代わりに近似した緩和関数個のメモリ変数（常微分方程式に従う）の和をすべり遅れから引いたものと弾性応答部分をかけ算することになり、すべり応答関数の履歴をメモリ上に置く必要がなく弾性体中での、階層型行列法の活用には工夫を要するが、省メモリ化・高速化が実現できる可能性があると分かった。

・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

モデル化したフィリピン海プレートからすべり応答関数を計算した。今年度は、近畿地方周辺の活断層（図2 1）について網羅的に計算した。北米プレートとユーラシアプレートの相対運動による東西圧縮を解消していると考えられる新潟・神戸構造帯（NKTZ）の変形によるクーロン破壊関数の変化を計算したところ、A級活断層における応力蓄積レートに相当した（図2 2）。内陸活断層上のクーロン破壊関数の時間変化の評価をNKTZの変形・南海トラフ巨大地震・固着・内陸地震に対し行ったところ、内陸活断層の地震は、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、ほぼ破壊関数が過去最大値となる時間に発生した（図2 2）。さらに、近畿地方の多数の活断層についてプレート間大地震による弾性応答を計算し、NKTZによる長期的な応力蓄積と比較した結果、琵琶湖より南側の逆断層では東南海地震または東海地震の発生により、NKTZによる応力蓄積の数十年間分に値するだけ ΔCFF が低下するという結果が得られた（図2 3）。

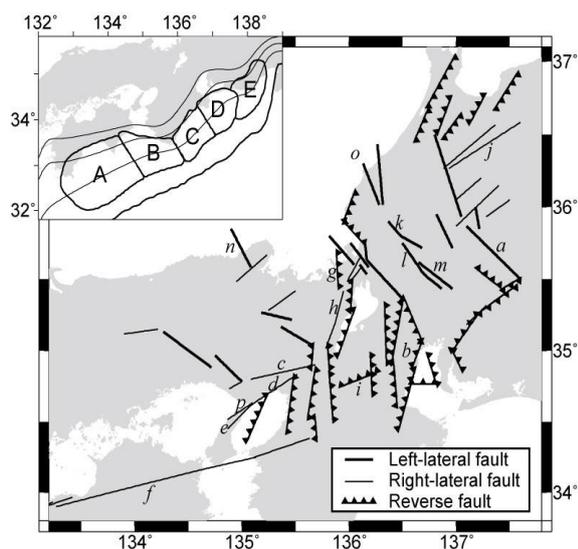


図 2 1 応力変化を得た活断層。番号は図 3 に対応
左上は巨大地震震源域（深さコンター10km）

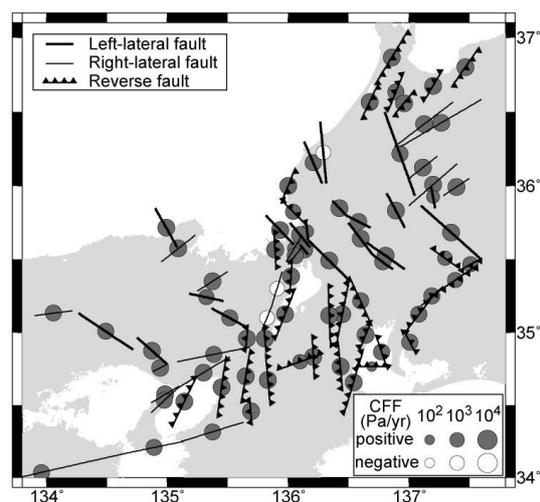


図 2 0 NKTZ の変形による応力変化

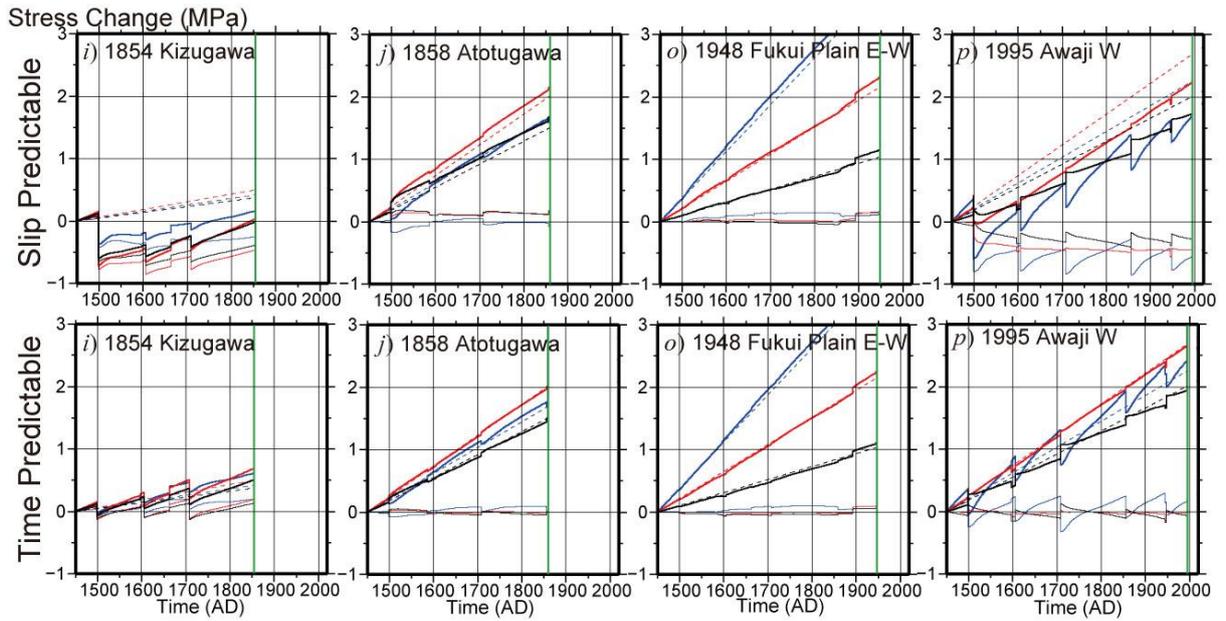


図 2.2 西南日本活断層の ΔCFF の時間変化。番号は図 1 に対応。赤：剪断応力、青：法線応力（圧縮：正）、黒： ΔCFF 、細実線：プレート間の巨大地震・固着と内陸地震に伴う応力変化、細破線：NKTZ の変形に伴う応力変化、太線：細実線と細破線の合計。

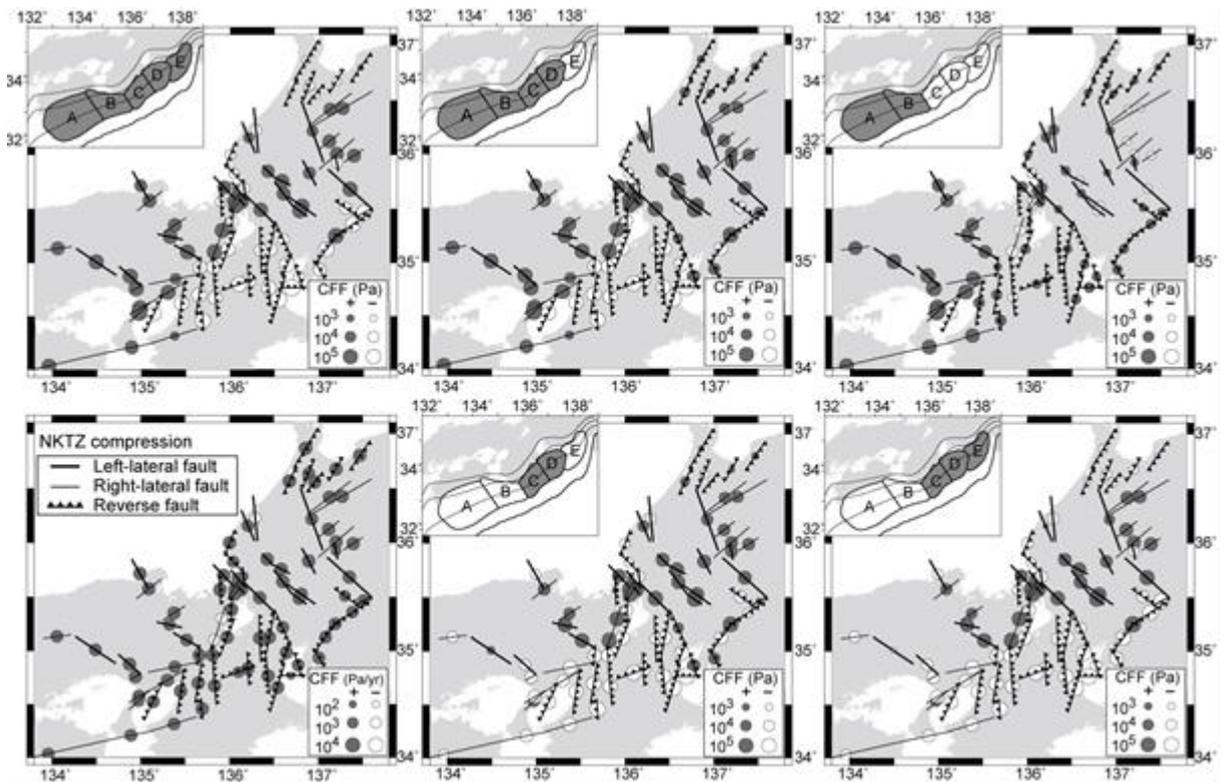


図 2.3 南海トラフ巨大地震による活断層上のクーロン破壊関数 (ΔCFF) の弾性的変化。滑り域（各図左上の黒色域）に対し計算。参考に NKTZ の応力蓄積を示す（左下の図）

(d) 結論ならびに今後の課題

媒質モデルの高度化に関して、まず、熱構造モデルについては、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、陸域で第4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。今後は、このような知見をふまえて、3次元沈み込みモデルの構築を進めていく必要がある。

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観測された2つの破壊の生成メカニズムを考察するため、動的破壊シミュレーションを実施し、観測事実と矛盾せず、かつ従来の動的破壊シミュレーションの考え方を踏襲して再現できるようなモデルが存在できることを示した。モデルでは第1の破壊によって励起された地震波が地表付近で反射し再び断層面に達することによる影響で第2の破壊が生じるとしている。このことは、動的破壊プロセスにおいても媒質の不均質性が影響を及ぼし、地震波伝播と断層破壊とが相互作用する可能性があることを示唆するものである。

水の物性値の変化を考慮した3次元動的破壊伝播シミュレーションを実施することにより、摩擦発熱による間隙圧上昇 (thermal pressurization; TP) が断層に働くときの間隙水の相変化の影響を調べた。その結果、TPがあまり強く働かない状況では、相変化の影響はほとんどない一方、TPが強く働く場合には、最終すべり量が抑制されることが明らかになった。いずれの場合も、破壊伝播速度は影響を受けない。TPを考慮した2011年東北地方太平洋沖地震サイクルシミュレーションにより、日本海溝近傍浅部における特大すべりは強い固着域ではなく、TPにより地震時に摩擦力が低下し、大きな応力降下および特大すべりが生じた可能性をしめすことができた。

InSAR解析では、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GPSデータを用いて除去することを急ぐ必要がある。また、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求められる。なお、残念ながら平成23年5月を持って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、蓄積された画像の再解析や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。データ同化手法の開発では、1つのアスペリティから余効すべりが伝播する場合に対する地表面変位データから、余効すべり領域の摩擦パラメータの値を推定する手法を構築した。摩擦パラメータが一樣の場合に対して、アジョイント法に基づく双子実験 (synthetic test) を行った。その結果、上記の仮定の下では、現実的な地表観測データに対しても、真の値に近い余効すべりの予測値が得られた。今後は、2011年に発生した東北地方太平洋沖地震に対してこの手法を適用し、余効すべり領域の摩擦パラメータの値を推定するとともに、余効すべりの予測を行い、未破壊のアスペリティが存在するとみられている領域における応力変化を

予測する。

粘弾性体中での応力計算で履歴積分を要しない、メモリ変数を用いた方法を検討し、実際の計算が可能になった。階層化行列法を用いるにはまだ工夫を要するが、今後は地震サイクル計算に適用していく必要がある。

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では、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。プレート境界の固着および地震発生、内陸地震、新潟・神戸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、歴史記録による内陸地震の発生履歴と調和的な結果が得られた。近畿地方の多数の活断層についてプレート間大地震による弾性応答を計算し、長期的な応力蓄積と比較した結果、琵琶湖より南側の逆断層では大地震発生後、数十年間は地震発生の確率が低下するという結果が得られた。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する。さらに、今年度開発に着手した、メモリ変数による高速化手法により、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行う必要がある。

(e) 引用文献

- 1) Burkett, E., R. and Billen, M., I., Three-dimensionality of slab detachment due to ridge-trench collision: Laterally simultaneous boudinage versus tear propagation, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11, 11012-11033, 2010.
- 2) 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.
- 3) 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.
- 4) 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.
- 5) 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.
- 6) 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.
- 7) 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.

- 8) 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.
- 9) Goto H., Ramirez-Guzman, L. and Bielak, J., 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.*, 183, 975-1004, 2010.
- 10) 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.
- 11) Kase, Y. and K. Kuge, Rupture propagation beyond fault discontinuities: Significance of fault strike and location, *Geophys. J. Inter.*, 147, 330-342, 2001.
- 12) PROPATH Group, PROPATH: A Program Package for Thermo physical Properties, version 13.1., 2008.
- 13) 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.
- 14) Mitsui, Y., and K., Hirahara, K., 2009. 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, 2009.
- 15) Dieterich, J. H., Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, Vol.84, B5, pp.2161- 2168, 1979.
- 16) 淡路敏之・蒲地政文, ・池田元美, ・石川洋一, 「データ同化: 観測・実験とモデルを融合するイノベーション」, 京都大学学術出版会, 284pp, 2009.
- 17) 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.
- 18) 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.
- 19) Kato, N. and T. E. Tullis, A composite rate- and state-dependent law for rock friction, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1103-1106, 2001.
- 20) Ohtani, M., Large-scale Quasi-dynamic Earthquake Cycle Simulation, Master Thesis, Graduate School of Science, Kyoto University, pp.67, 2012.
- 21) Börm, S., L. Grasedyck, and W. Hackbusch, Hierarchical Matrices, Lecture Note 2003, Max-Planck-Institut für Mathematik, pp.1171.
- 22) Emmerich H., and M. Korn, Incorporation of attenuation into time-domain computations of seismic wave fields, *Geophysics*, 52, 1252-1264, 1987

- 23) 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.
- 24) Pollitz, F.F., Sacks, I.S., 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.
- 25) Hyodo, M., Hirahara, K., GeoFEM kinematic earthquake cycle simulation in southwest Japan. *Pure Appl. Geophys.*, 161, 2069-2090, 2004.
- 26) Fukahata, Y., Matsu'ura, M., 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.
- 27) Hashimoto, C., Fukui, K., Matsu'ura, M., 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.
- 28) 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.
- 29) Shimazaki, K., Nakata, T., 1980, Time-predictable Recurrence Model for Large Earthquakes, *Geophys. Res. Lett.* 7, 279-282.

(f) 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	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る隣接した破壊の表現 -	日本地震学会 2011年秋 期大会, P1-08、静岡	2011年 5月23日
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・伊藤耕介・平原和朗	アジョイント法による余効すべり時空間発展の予測手法の開発	日本地球惑星科学連合 2011年大会, MGI017-11 幕張	2011年 5月23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本内陸活断層のクーロン破壊関数の変化	日本地震学会 2011 年秋期大会、P3-45、静岡	2011 年 10 月 14 日

(g) 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) 平成 24 年度業務計画案

媒質モデルの高度化に関して、熱構造モデルでは、今年度に引き続き、3次元箱型スラブ沈み込みモデルの構築を進める。今年度の方法をさらに拡張し、方程式を使って表現できる簡単なスラブ形状のモデルを新たに構築し、従来のプレート形状が平面である場合に比べ、温度場・流れ場・地殻熱流量がどのように変化するか、比較検討する。

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顕在化した、自由表面などの媒質境界や速度構造の不均質性が動的破壊プロセスに与える影響を考慮して、東海・東南海・南海地震域における速度構造を反映した複数のモデルシミュレーションを通して、どのような破壊プロセスが考えうるのかについて考察を加える。

間隙流体の影響評価について、間隙流体の各種物性値がより現実的に時空間変化する場合を考慮した動的破壊伝播シミュレーションを試み、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り、まとめを行う。地震サイクル中での間隙流体圧変動が地震サイクルに及ぼす影響についてまとめを行う。

InSAR データ解析の高度化では、四国地方残るデータの解析を行い、視線距離変化マップの作成を試みる。合わせて、GPS 観測結果を用いて電離層擾乱を補正し、精度向上を図る。固着すべりデータ同化手法の開発では、2011年に発生した東北地方太平洋沖地震に対してこの手法を適用し、余効すべり領域の摩擦パラメータの値を推定するとともに、余効すべりの予測を行い、未破壊のアスペリティが存在するとみられている領域における応力変化を予測する。階層型行列を用いた計算の省メモリ化・高速化を図っているが、並列性能に問題があるので、並列性能の向上を図る。

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、媒質の不均質性を比較的容易に組み込める有限要素法モデルを構築し、フィリピン海プレートの沈み込みに伴うイベント（固着・巨大地震発生・長期定常沈み込み）と内陸地震の発生による、内陸活断層上の応力変化の推定を完成させる。また、メモリ変数による高速化手法を完成させ、得られたすべり応答関数と組み合わせることで、粘弾性を考慮した地震発生サイクル計算コードの効率的計算法を引き続き検討する。

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	准教授	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	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
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する。

2) 平成21年度：

アスペリティの応力状態などに着目し、連動破壊発生の条件をシミュレーションにより調べる。

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、連動破壊発生の条件をシミュレーションにより調べる。

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する。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する。

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、隣接セグメントが破壊する過程の観測可能性について明らかにする。

(e) 平成23年度業務目的

東海・東南海・南海地震の振る舞いを説明するモデルの構築のため、断層面外における損傷（微小亀裂）の効果をテンソルの形で考えてきたが、特にそれらの向きとモードを定量的に取り扱えるようにする。

3次元粘弾性構造を考慮した、応力蓄積－動的破壊－波動伝播の連成シミュレーションでは、東海・東南海・南海地震を想定した動的破壊伝播のシミュレーションにより、これら地震が単独で発生するか、連動するかを支配する要因について考察する。

連動破壊を含む複数断層セグメントでの複雑な地震サイクルを系統的に調べるために、3自由度のバネ-ブロックを用いたシミュレーションにより、地震サイクルの規則性と複雑性を調べる。

さらに、2011年東北地方太平洋沖地震の発生を受けて、この地震の震源域での地震発生サイクル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する。

(2) 平成23年度の成果

(a) 業務の要約

動的地震破壊過程に伴って断層面外に生成する損傷の種々の振る舞いについて、損傷テンソルを導入することにより、解析的および数値的に研究を進めた。巨視的亀裂の動的進展に伴って主断層の周辺に二次的に現れる破壊が等方的な破砕なのか向きを持った分岐なのかという多様性を、損傷に関するパラメータの違いとして理解した。

GPSデータから推定された近年のプレート固着分布から、1944年東南海地震、1946年南海地震以降にプレート境界に蓄積されたすべり遅れを推定し、さらに、ここから応力分布を推定して、プレート境界地震の動的破壊過程の数値シミュレーションを行った。破壊開始点の位置などにより破壊過程は異なることが明らかになった。いくつかの条件下でシミュレーションを行い、単独破壊になるか連動破壊になるかについて調べた。

3自由度のバネ-ブロックと速度・状態依存摩擦則を用いたシミュレーションにより、断層セグメント間相互作用が地震サイクルに及ぼす影響を、規格化されたバネ定数をパラメータとして系統的に調べた。2自由度モデルと3自由度モデルの結果を比べると、3自由度モデルの方が複雑な地震サイクルになる傾向はあるが、バネの強さによっては、自由度が増えたにもかかわらず地震サイクルが単純になる場合が見られる場合もあった。また、1次元 forest-fire（森林火災）モデルを用いたシミュレーションにより、モデル領域全体を破壊する巨大地震が発生する確率について考察した。

2011年東北地方太平洋沖地震については、海溝に近い領域に数百年分のすべり遅れを蓄積する強度が高い領域の存在を仮定すれば、巨大地震の発生、プレート境界の比較的深部でのM7級地震の繰り返し、地震発生前のプレートの固着状況について説明可能であることがわかった。

(b) 業務の成果

1) 地震破壊に伴う損傷生成の効果に関するシミュレーション研究

損傷テンソル \mathbf{D} を用いて、解析的手法と数値的手法により地震破壊に伴う損傷生成が破壊に及ぼす影響を調べた。損傷テンソル \mathbf{D} の物理的意味については次のように要約できる。固有値は、その固有ベクトルを法線方向とする微小亀裂の数密度を表す。特に最大固有値に対する固有ベクトルは最大多数の微小亀裂の法線方向を表す。また $\text{tr}\mathbf{D}$ は（固有値の和であるから）微小亀裂数の総密度に相当する。

次に系の振る舞いの理解に重要なパラメータについて考える。構成関係とエネルギー解放密度テンソル \mathbf{Y} （単位損傷生成あたりのエネルギー解放を表す量）は以下のように書ける。

$$\boldsymbol{\sigma} = \frac{\partial \psi}{\partial \boldsymbol{\varepsilon}} = \lambda(\text{tr}\boldsymbol{\varepsilon})\mathbf{I} + 2\mu\boldsymbol{\varepsilon} + 2\eta_2(\text{tr}\mathbf{D})\boldsymbol{\varepsilon}^+ + 2\eta_4\boldsymbol{\varepsilon}^+\mathbf{D}, \quad (1)$$

$$\mathbf{Y} = -\frac{\partial \psi}{\partial \mathbf{D}} = -\eta_2 \text{tr}(\boldsymbol{\varepsilon}^+)^2 \mathbf{I} - \eta_4 (\boldsymbol{\varepsilon}^+)^2. \quad (2)$$

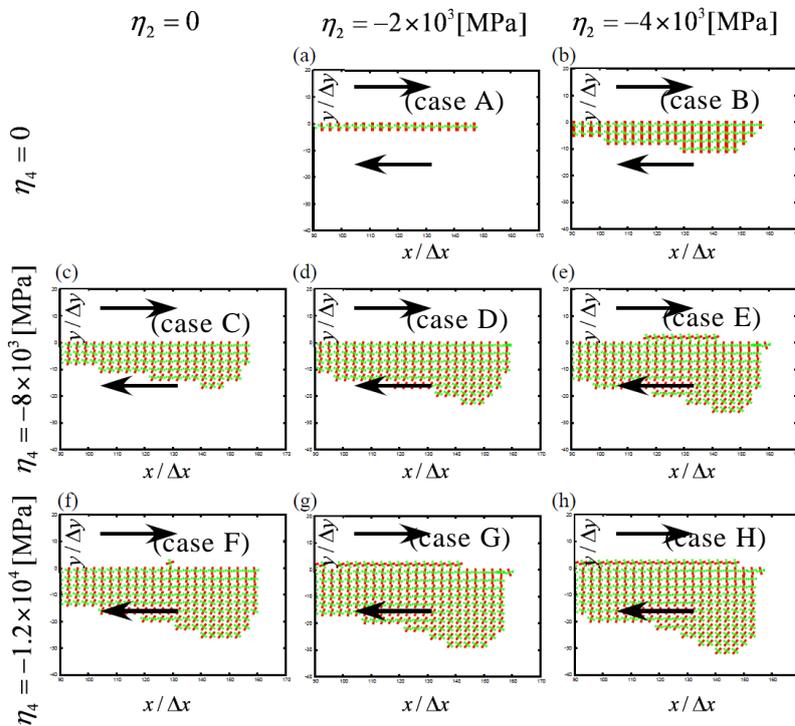


図1 \mathbf{D} の最大固有値に対する固有ベクトルの垂直方向（赤線）と最大引張方向（緑線）。断層端周辺の拡大図である。

(ψ は単位体積あたりの Helmholtz の自由エネルギー； λ 及び μ は Lamé 定数； $\boldsymbol{\varepsilon}^+$ は微小亀裂の開口の効果を考えた歪テンソルであり、ここでは通常の歪テンソルと考えて概ね問題ない。) 重要なパラメータとして η_2 と η_4 の 2 つがあることが分かる。 η_2 は (式(1)において $\text{tr}\mathbf{D}$ がかかっていることから分かる通り) 損傷の「量」が構成関係に与える影響を表し、 η_4 は ($\boldsymbol{\varepsilon}^+$ と \mathbf{D} の積が入っていることから) その「向き」が与える影響を表す。また $\eta_4 = 0$ では、式(1)から分かるように剛性率が損傷の「量」に伴って変化する場合とみなせるが、これは過去のスカラー損傷変数を用いた研究¹⁾ と似た帰結となる。なお、この時 \mathbf{Y} 及び (詳細は省略したが) \mathbf{D} が単位テンソルに比例し、固有の向きが存在しなくなることには注意が必要である。

加えて微小亀裂のモードについても議論できる。ここでは $\boldsymbol{\varepsilon}$ と \mathbf{D} の最大固有値に対する固有ベクトルの関係が重要である。それらが平行ならば開口モードが卓越することになる。

以上を踏まえ、動的なモード II の巨視的亀裂を自発的に走らせ、その周囲に生成する微小亀裂の向きとモードについて数値的に考察した。

図 1 では最大多数の微小亀裂の向きとモードをともに議論できる。まず $\eta_4 = 0$ の場合であるが、この時前述のように \mathbf{D} の固有の方向が存在しない。そのため損傷領域だけが短い縦線によって示され、この範囲で等方的な損傷が起こっていることを示す。続いて $\eta_4 \neq 0$ の場合、微小亀裂の向きは、主断層面に対して引張側で高角、圧縮側で低角になっている。

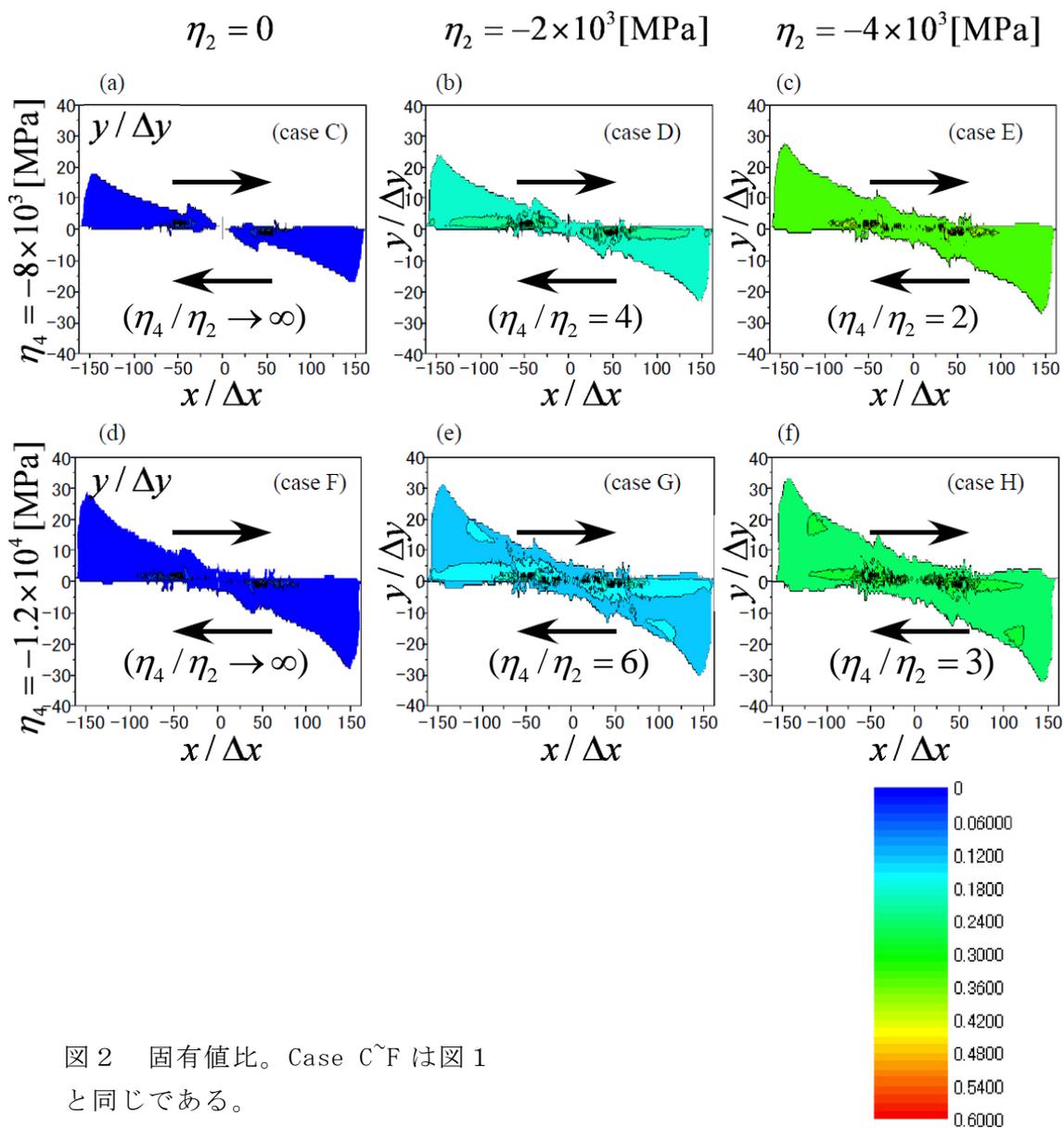


図2 固有値比。Case C~Fは図1と同じである。

これら等方的・非等方的な損傷はともに観察されており、パラメータ η_2 及び η_4 は図1で調べた範囲の値をとり得ると考えられる^{2, 3, 4)}。またモードとしては開口モードが支配的であることも分かる(ここでは線の定義から、赤線と緑線が垂直の時開口である)。これに加えて、損傷がある臨界値を超えて媒質の降伏が起こる、という仮定を考えれば、 $\eta_4 \neq 0$ の場合は分岐の成長の方向をも示唆することになる(詳しくは後述する)。なお、 $|\eta_2|$ や $|\eta_4|$ が大きいほど損傷生成の範囲が広がっていることも確認できる。

図1では最大多数の微小亀裂の向き・モードしか議論できない。そこで、微小亀裂の向きの偏りを調べるため、(2次元問題であるから)2つの固有値の比をとるということを考えた(最小/最大と定義する)。この比(固有値比と呼ぶ)が1ならば等方的な微小亀裂分布であり、0ならば全ての微小亀裂が同じ向きを持っていることになる。後者では損傷の固有の向きがはっきりと現れることになる。またその間の場合もこの比で記述できる。すなわち、これにより微小亀裂の向きの分布が等方的なものからどれだけ離れているか、定量的に表現できるようになった。

図2では、分布自体は似ていても固有値比には違いがあることを示している($\eta_4=0$ のcase AとBでは固有値比は常に1なので載せていない)。Case Eでは固有値比が大きく、より等方的な分布であるのに対し、case CやFではそれが小さく、微小亀裂の固有の向きがはっきりと現れることになる。この時、例えば前者では損傷領域で等方的な破壊を誘発し、後者では図1に示した方向の分岐を誘発する可能性がある。固有値比の考え方により、副次的な破壊をも含めた複雑な地震現象が、単一のモデルで包括的に理解できるようになった。更に図2によると、固有値比の決定には η_4/η_2 が重要な役割を果たしていることが示唆される。この点は系の無次元化を考えるという昨年度の目標と合致するが、より詳細な調査は今後の課題である。

こういった二次破壊の多様性は、一つのアスペリティの破壊の後どのような破壊が起こるかということにも関わってくる。例えば固有値比が小さくなる領域ほど破碎せずに次の破壊(地震)を誘発する、ということが考えられる。従ってここで得られた結果は連動・非連動の評価において非常に重要なものである。実際にこれが引き続く巨大な破壊を引き起こすのか、定量的に調べていくことが今後の課題である。

2) 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

東南海・南海地震の動的破壊過程のシミュレーションを行った。GPS データからプレート境界のすべり遅れ速度分布を推定し、これが前回の巨大地震(1944年東南海地震、1946年南海地震)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。このせん断応力分布を初期条件として、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。東南海地震のシミュレーション例を図3に、南海地震のシミュレーション例をグラビアに示す。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。

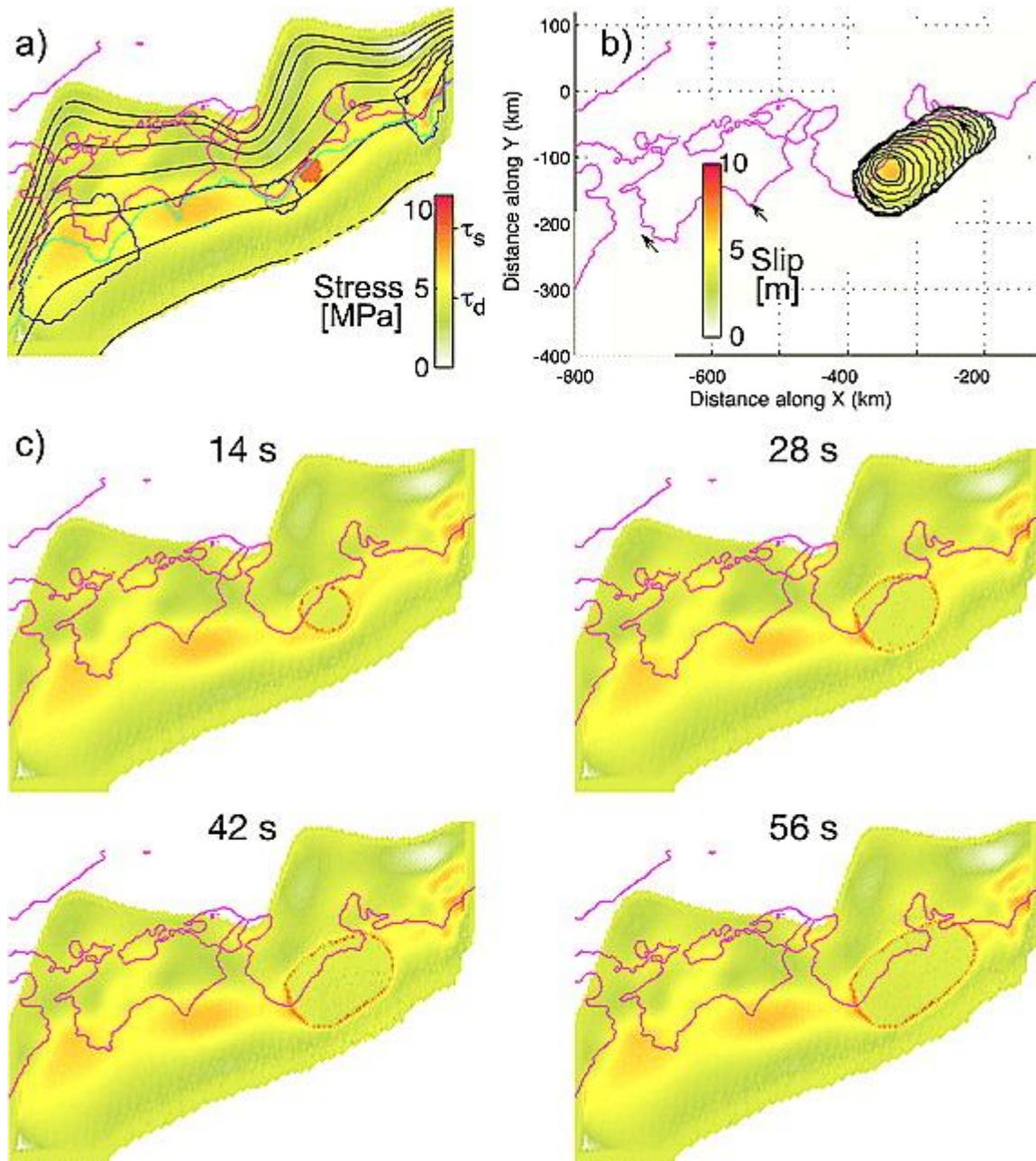


図3. 東南海地震の動的破壊過程のシミュレーション結果。(a)初期せん断応力分布。赤丸は仮定した初期破壊。(b)破壊伝播の様子(コンター)と最終的すべり量分布(カラー)。(c)動的破壊伝播時のせん断応力分布のスナップショット。GPSデータから推定されたプレート境界面のすべり遅れ速度分布に基づき1944年東南海地震からのすべり遅れ蓄積量を推定し、さらに応力分布を推定したものを初期条件として、摩擦特性の分布を仮定して動的破壊の数値シミュレーションを行った。

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。

3) 3自由度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

大地震発生の規則性と複雑性および地震発生の統計的性質を理解するために、3自由度のバネブロックモデルを用いた地震活動シミュレーションを行い、2自由度モデルの挙動と比較した。すべり面上に置かれた3つの剛体ブロックをバネ係数 k_{12} 及び k_{23} 弾性バネで連結し、それぞれのブロックを一定速度 V_{p1} で駆動するドライバーにバネ係数 k_0 の弾性バネで結合している (図4)。モデルの運動方程式は

$$\begin{aligned} m_1 d^2 x_1 / dt^2 &= k_0 (V_{p1} t - x_1) + k_{12} (x_2 - x_1) - F_n \mu_1, \\ m_2 d^2 x_2 / dt^2 &= k_0 (V_{p1} t - x_2) + k_{12} (x_1 - x_2) + k_{23} (x_3 - x_2) - F_n \mu_2, \\ m_3 d^2 x_3 / dt^2 &= k_0 (V_{p1} t - x_3) + k_{23} (x_2 - x_3) - F_n \mu_3, \end{aligned}$$

で表され、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

$$\begin{aligned} \mu_i &= \mu_* + a_i \ln(V_i/V_*) + b_i \ln(\theta_i/\theta_*), \\ d\theta_i/dt &= 1 - V_i \theta_i / L_i, \end{aligned}$$

を適用した。

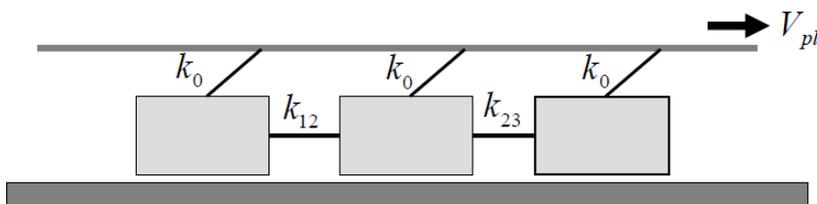


図4：3自由度バネブロックモデルの概念図

ブロックの挙動は k_0 および k_{12} 、 k_{23} 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)。3つのブロックの摩擦パラメータ a 、 b 、 F_n と駆動バネのバネ係数 k_0 の値を一定とし、また $k_{12} = k_{23}$ とした上で、3つのブロックの特徴的すべり距離 L と k_{12} の値を変化させて、すべりパターンを検証した。以下では、 $K = k_{12}/k_0$ 、 $P_1 = (k_0 + k_{12})/k_{c1}$ 、 $P_2 = (k_0 + k_{12} + k_{23})/k_{c2}$ 、 $P_3 = (k_0 + k_{12})/k_{c3}$ をコントロールパラメータとする。ここで、 k_{c1} 、 k_{c2} 、 k_{c3} はそれぞれブロック1、2、3の臨界バネ係数であり、特徴的すべり距離は $P_3 < P_1$ となるよう設定した。 $P \sim 1$ では、ブロックは安定すべりを起こしやすくなりすべり速度のピークが小さい間欠的すべりイベント ($0 < \log(V/V_{p1}) < 8$) が起こる。また、 P が小さくなるほど、ブロックは不安定すべりを起こしやすくなり、すべり速度のピークは大きくなる。以下では、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 $\log(V/V_{p1}) > 8$ のイベントを地震性すべりイベント、 $\log(V/V_{p1}) < 8$ のイベントを非地震性すべりイベントと定義し、すべり速度がピークとなった時間を間欠的すべりイベントの発生時間とする。

間欠的すべりイベントの周期性について調べるため、各ケースについて発生間隔頻度分布を作り、頻度が0でない発生間隔のbinの数をそのケースの周期とした。図5に $K = 0.20$ 、 1.00 、 $P_2 = 0.100$ 、 0.500 、 1.000 でのブロック1における周期性の相関を示す。64周期以上のケースは非周期的としている。各相関において非周期的であったケースの割合 R_g を調べた。 $K = 0.20$ 、 $P_2 = 0.100$ のケースでは、 R_g が2自由度モデルよりも小さく、 P の値が小さいブロックが中央にあることで、系の挙動が安定的になっていることが分かる。 $K = 0.20$ 、 $P_2 = 0.500$ では、 R_g は2自由度モデルとほぼ等しいが、 $P_1 = 0.500$ 、 $P_3 = 0.005$ のケ

ースのように P_1 と P_3 が共に小さい領域で非周期的なパターンが現れる点で異なっている。 $K = 0.20$, $P_2 = 1.000$ では、中央のブロックが常に非地震性すべりを起こしやすい不安定な状態であるため、非周期的なパターンが多く現れ $R_a = 76.2\%$ と大きな割合となっている。 $K = 1.00$, $P_2 = 0.100$ では、 $K = 0.20$ の場合と同様に R_a が 2 自由度モデルよりも小さくなっており、中央のブロックが周期を安定化させる働きをしている。 $K = 1.00$, $P_2 = 0.500$ 及び $P_2 = 1.000$ のケースでは R_a が大きくなっている。以上の結果では、モデルの自由度が高くなかったからといって単純に挙動が複雑化してはいないことが分かる。 $P_2 = 0.500$ 及び $P_2 = 1.000$ のときには、2 自由度では周期的なパターンであった領域で、非周期的なパターンや多重周期のパターンが現れており、これらは自由度が高くなったことによる影響と思われる。

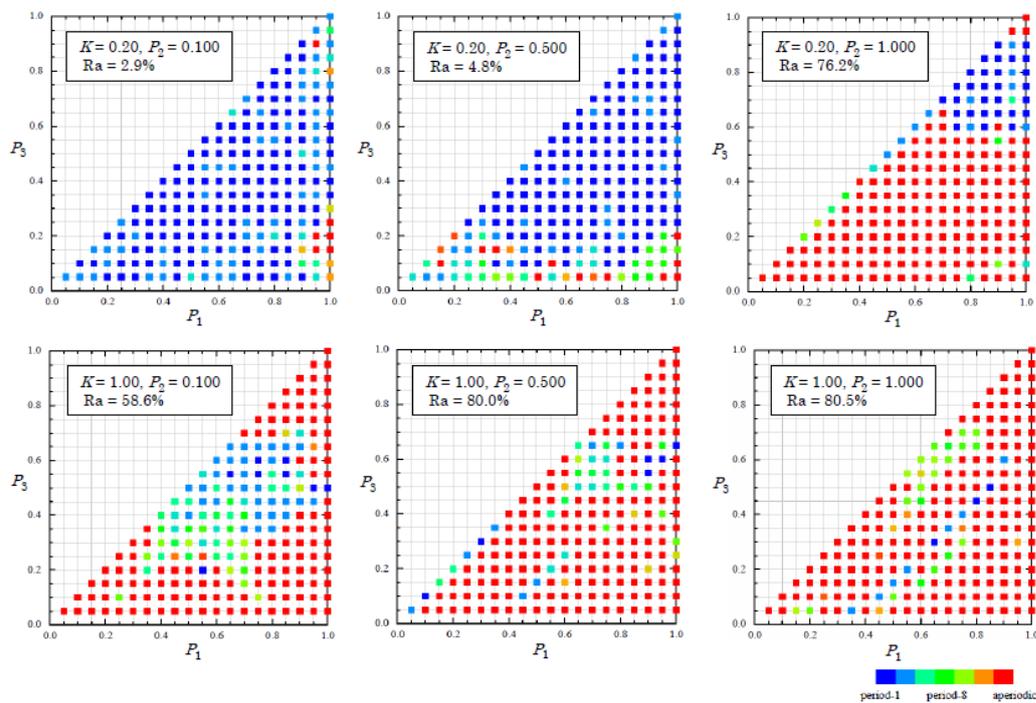


図 5 : 3 自由度モデルの周期性の相図

次に、全体の間欠的すべりイベントのなかで非地震性イベントの割合を調べた。結合を強くすると (K を大きくすると) 非地震性イベントは起こりやすくなり、 $K = 1.00$ では $P \sim 1.000$ のほぼ全ての領域で非地震性イベントが起きている。2 自由度モデルでは、非地震性すべりの発生により周期が不安定になっていたが、このような傾向は 3 自由度モデルにおいても見られた。

4) 1 次元 forest-fire (森林火災) モデルによる巨大地震発生可能性に関する研究

複数の地震が連動して起こる最大の地震のモデルとして 1 次元 forest-fire モデルを用いて頻度の大偏差関数を数値的に求めた。

1 次元 forest-fire モデルは、ある割合 p で各サイトで応力が増大し地震の起こりう

る状態に遷移し、ある割合 f であるサイトで地震が引き起こされ、そのサイトに繋がっている応力が溜まっているサイトから応力が開放されるモデルである。地震が引き起こされたサイト (trigger site) に繋がっている応力が開放されたサイトの数が地震のサイズに対応する。今回我々が用いたモデルは、地震の引き起こされるサイトが限られた場合も考慮に入れている点やシミュレーションにおける更新方法としてランダム更新を用いている点の特徴である。我々は今回、地震が引き起こされる場所をそれぞれ片端 (M1と呼ぶ)、両端(M2)、両端と一ヶ所(M3)、全ヶ所(MA)に固定した四つのモデルについて調べた(図6)。地震の引き起こされるサイトとそうでないサイトが存在することは、断層の不均一性を表現している⁵⁾。各モデルにおいて、系内で起こる最大の地震に着目して比較を行うことにした。

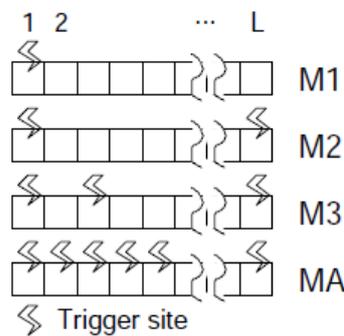


図6. 今回用いた一次元 forest-fire モデルの模式図。雷マークが trigger site を表している。

大偏差関数はデータの平均値の分布のすその部分つまりレアな確率を評価することに優れている量であるが、マクロ量との対応などまだその全容はよくわかっていないため、その点でもこの研究は新しい。連続時間マルコフ連鎖モデルにおいて大偏差関数を求める方法としては、比較的小さな系においては修正された遷移率行列の最大固有値を求める方法が存在するが、最近、比較的大きな系においても大偏差関数を数値的に求めるポピュレーションモンテカルロの方法が開発され⁶⁾、大偏差関数を研究する下地が整ってきた。我々はまず、地震の発生を特徴づける量として頻度に注目し、頻度の大偏差関数を計算しその性質を調べることにした。頻度の大偏差関数を求めることは、頻度の揺らぎの現れる確率を評価すること、つまり、地震が時間的に固まって起こる場合の確率を評価することになる。

本研究は地震一般を考えることに適しているが、南海トラフ上で起こる地震のモデルとしては、活断層上での単位地震が存在し個々のサイクルで地震が発生していると考えた場合に、東海地震、東南海地震、南海地震が連動して起こった場合の最大の地震を考えることに対応する。

我々は四つのモデルに関して系内の最大の地震の頻度 (x) の大偏差関数 ($\phi_m(x)$) を計算して、平均の頻度 (x_m) でスケールした変数 ($z=(x-x_m)/x_m$) を用いてグラフを描き、解が分かっている場合 (一様ポワソン過程と二次関数) と比較を行った (図7)。 p は1.0に固定してあり、これは時間スケールを p で取ることに対応している。モデル毎に

$f=1.0, 0.1, 0.01$ の三つのパラメーターについて結果を求めて、図7においては縦方向にモデル、横方向に f の値に対応させて、(a)はM1で $f=1.0$ 、(b)はM1で $f=0.1$ 、…、(l)はMAで $f=0.01$ という風に配置した。また、系の大きさ L を6, …, 12, 16と取った。M3に関しては、両端以外の trigger site の位置(m)を4番目のサイトに固定した。図7の実線は一樣ポワソン過程における大偏差関数であり、点線はガイドラインとしての二次関数を表している。

まず、(c)と(j)の場合にのみスケールリングが成功しており、一樣ポワソン過程の解ともほぼ一致することがわかる。特に(j)の場合是一様ポワソン過程の解とよく合うことがわかる。しかし、その場合を除いて大偏差関数是一様ポワソン過程のものからずれることがわかった。

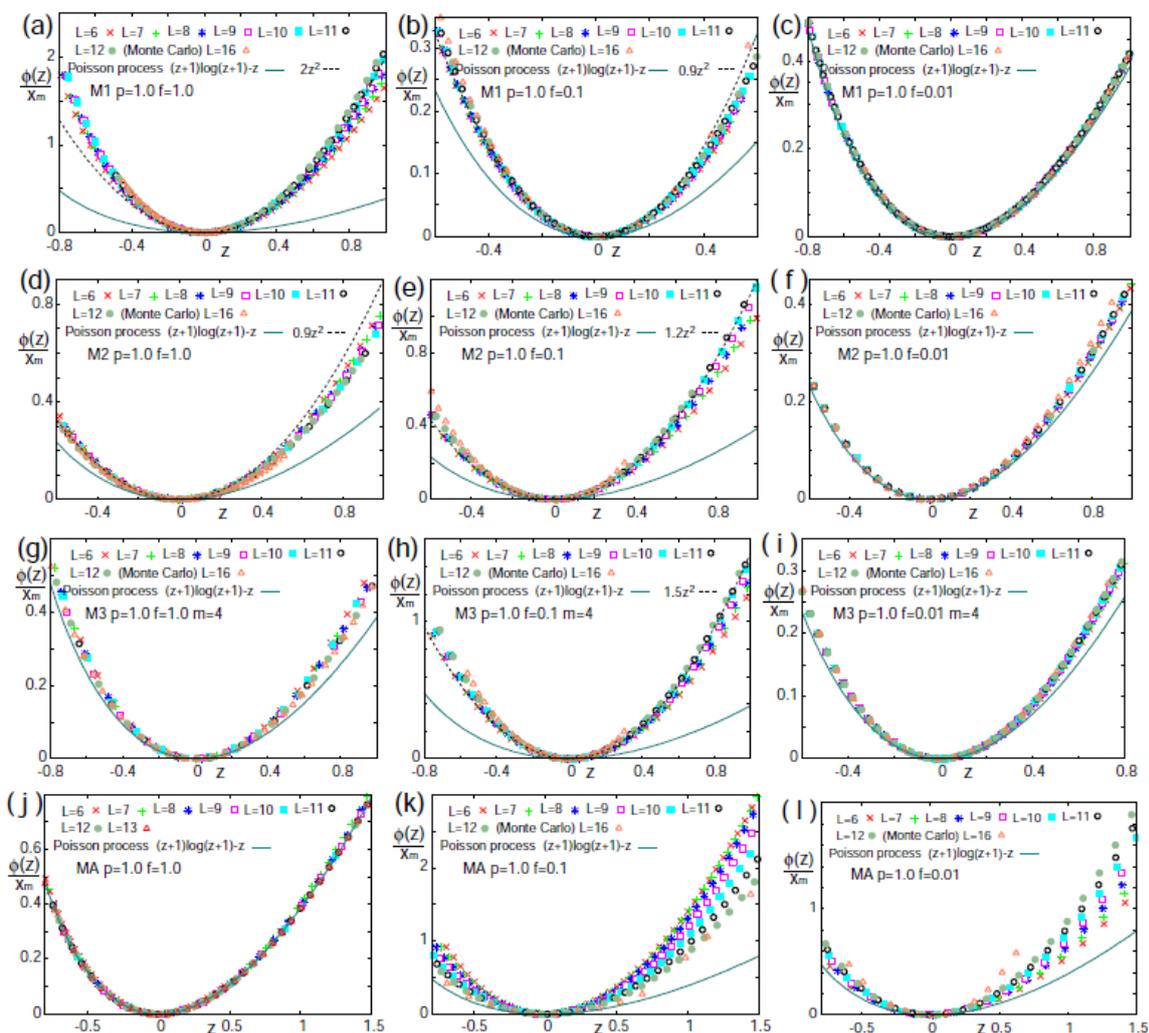


図7. 系内での最大の地震の頻度の大偏差関数。縦方向にモデル別、横方向には $f=1.0, 0.1, 0.01$ をそれぞれ配置した。

5) 2011年東北地方太平洋沖地震の力学モデル

2011年東北地方太平洋沖地震 ($M_w=9.0$) の発生を説明する力学モデルを提案した。図8

に示すような均質半無限2次元弾性体モデルを考え、プレート境界面にはたらく摩擦は速度・状態依存則に従うとした。図9に示すような摩擦パラメタと有効法線応力の深さ分布を仮定してシミュレーションを行ったところ、716年間隔でプレート境界の地震発生域で巨大地震が繰り返す地震サイクルが得られた。図10に巨大地震サイクル中のプレート境界面でのすべり履歴の結果を示す。プレート境界の浅部では、境界面は長期に渡ってほぼ固着し、すべり遅れを巨大地震で解放するのに対し、プレート境界深部では、巨大地震間に小さな地震が繰り返し発生するのに加えて、巨大地震発生時に大きくすべる。これら小さな地震は、1978年宮城沖地震のようなM7級の地震に対応する。図11に巨大地震発生時のすべり量の深さ分布を示す。海溝近くで50m程度の大きなすべりが発生し、深部に向かうにつれてすべり量が小さくなるという観測結果と調和的なシミュレーション結果が得られた。この結果、地震時すべりが最大であった領域の強度（破壊エネルギー）が大きかったとすると、巨大地震が数百年間隔で発生すること、宮城沖地震発生領域深部において、過去のM7級の地震から推定されるカップリング率が数十%と小さいにもかかわらずGPS観測から推定される固着が大きかったことが説明可能であることが明らかになった。浅部の高強度領域の成因については、間隙流耐圧の分布などが考えられる。

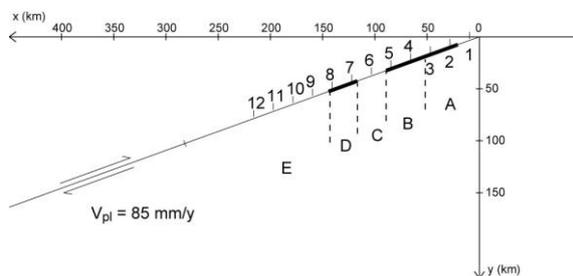


図8. シミュレーションで用いた2次元均質半無限弾性体モデル。1-12は、図10のすべり履歴のシミュレーション結果を示した点の位置。

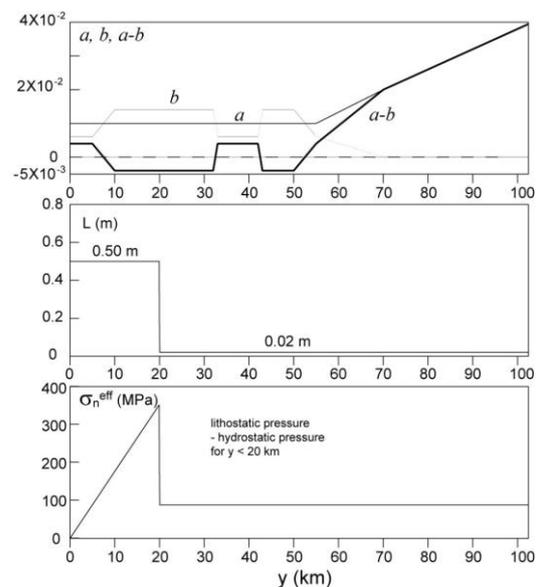


図9. 摩擦パラメタ a , b , $a-b$ (上)、特徴的すべり量 L (中)、有効法線応力 (下) の深さ (y) 分布。

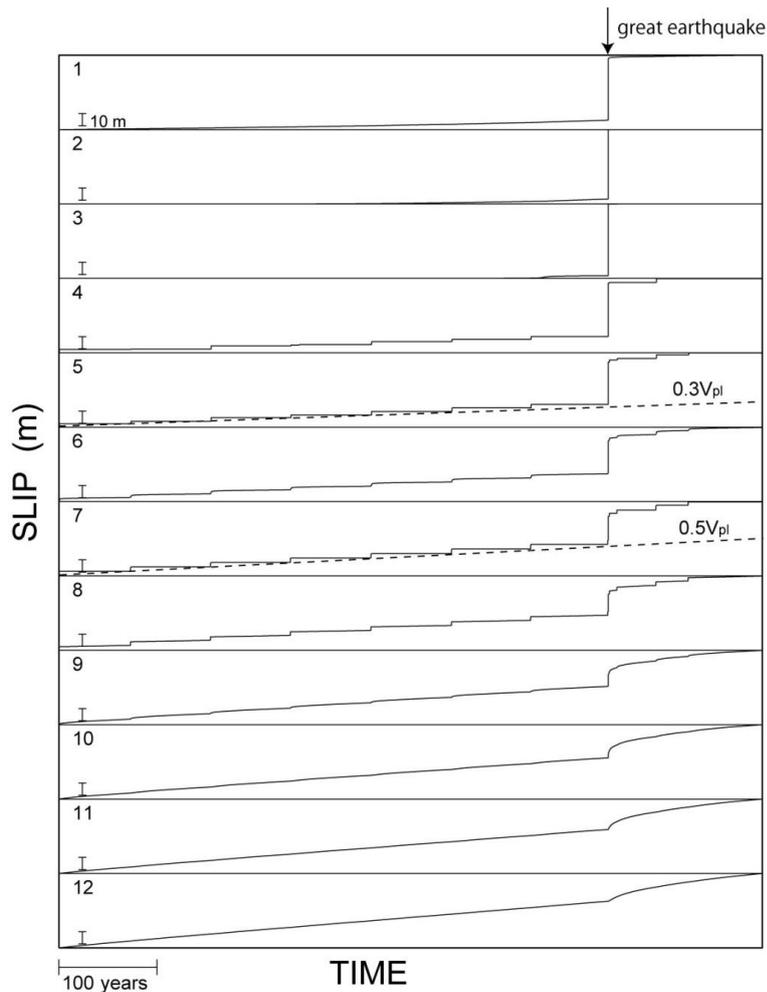


図 10. シミュレーションで得られた巨大地震 1 サイクルでのプレート境界面上の点 1-12 でのすべりの変化。

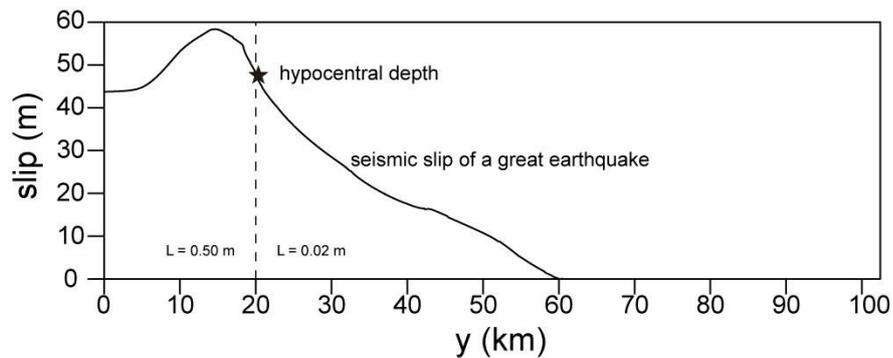


図 11. 巨大地震発生時のすべり量の深さ分布。

2)で東南海・南海地震を対象として行ったのと同様に、GPS データから推定したすべり遅れ速度に基づきプレート境界面のすべり遅れの蓄積、せん断応力分布を計算し、これを初期条件として、摩擦特性を適切に仮定して東北地方太平洋沖地震の動的破壊過程のシミュレーションを行った。固着が 100 年継続した場合と 1000 年継続した場合を仮定してシミュレーションを行ったが、1000 年継続したと仮定した場合の方が実際の地震の規模に近い結果が得られた (図 12)。

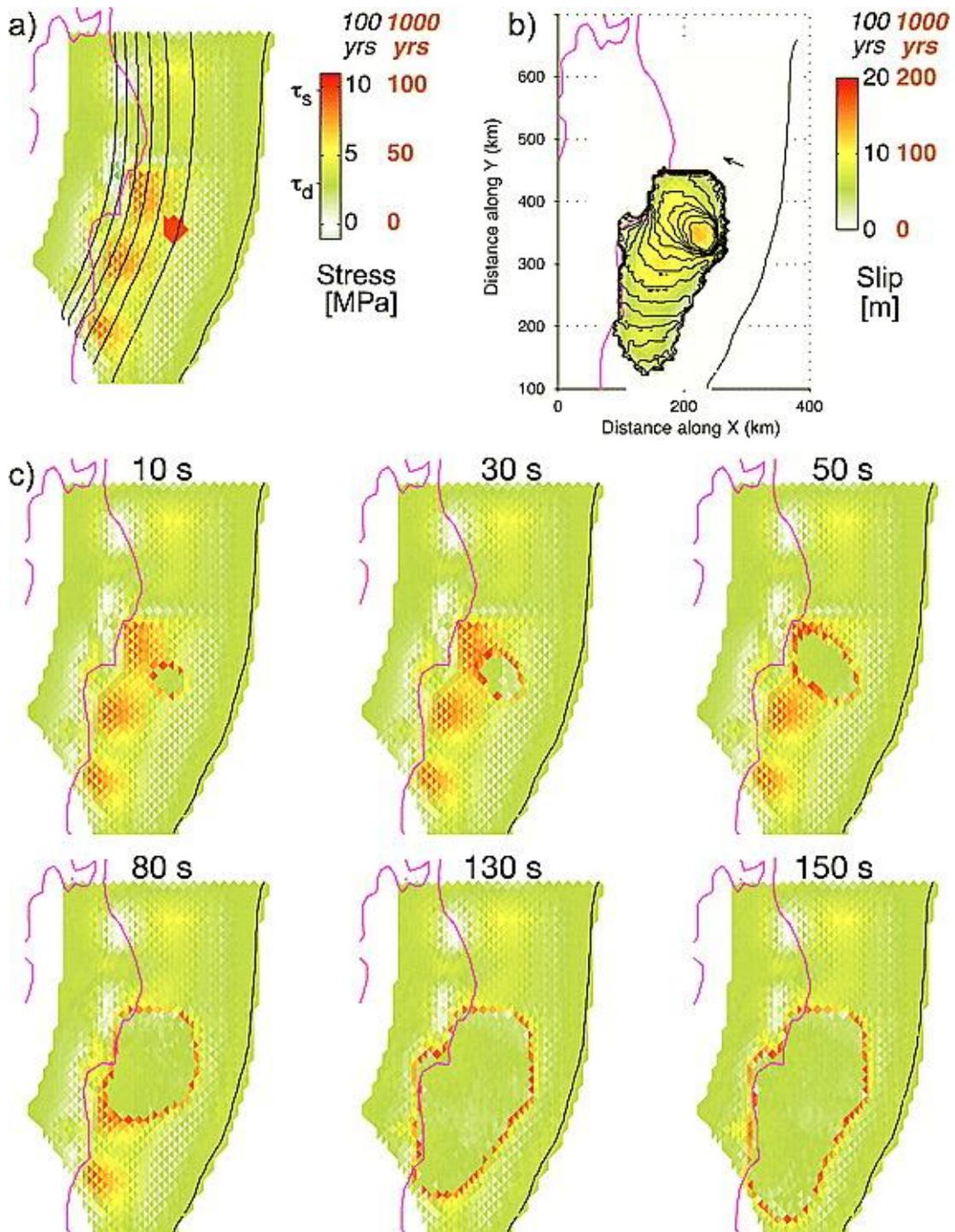


図 12. 東北地方太平洋沖地震の動的破壊過程のシミュレーション結果。(a)初期せん断応力分布。赤丸は仮定した初期破壊。(b)破壊伝播の様子(コンター)と最終的すべり量分布(カラー)。(c)動的破壊伝播時のせん断応力分布のスナップショット。GPSデータから推定されたプレート境界面のすべり遅れ速度分布に基づき100年間および1000年間のすべり遅れ蓄積量を推定し、さらに応力分布を推定したものを初期条件として、摩擦特性の分布を仮定して動的破壊の数値シミュレーションを行った。

GPS 変位データから推定した東北地方太平洋沖地震のすべり分布は2つのピークを持ち、それらは地震間の GPS 変位速度データから推定された5つの強い固着域のうち宮城沖・福島沖の固着域と一致することがわかった(図13)。また、M7-8クラスとM9クラスの地震発生領域が重なることは階層的強度構造を示唆している。この結果は、プレート境界面の摩擦特性を理解する上で重要な結果である。

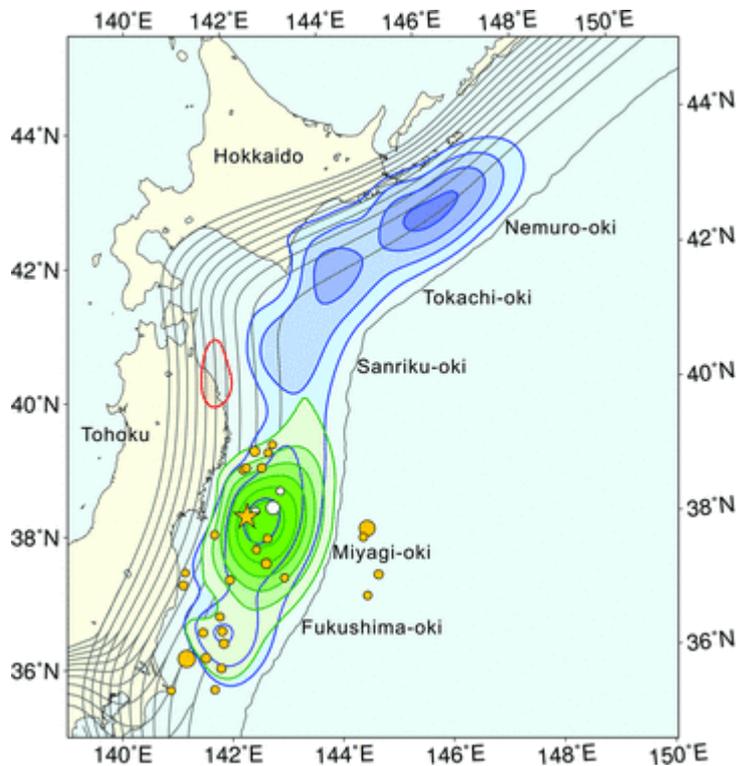


図13. GPS データから推定された2011年東北地方太平洋沖地震のすべり量分布(緑, コンター間隔4m). 青は地震間のプレート固着(すべり遅れ速度)を示す(コンター間隔3cm/y)

(c) 結論ならびに今後の課題

損傷の生成を考慮した断層破壊モデルについては、破壊の連動・非連動を、単一の動的枠組みで理解するための準備ができたが、まだ統一的なモデルの構築には到達していない。本モデルを無次元化された枠組みで扱えば、連動・非連動を決定する単一のパラメータが見出せると考えられる。現時点で η_4/η_2 が二次的破壊に関して重要であると示唆されている。実際の断層では断層面の両側に損傷がもっと幅広く分布したり、あるいは片側のみに分布したりという多様性が見られる。こういった多様性がその後の動的地震破壊過程に与える影響についても注目する必要がある。

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 データに基づき応力分布を計算し、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った。もっともらしいシミュレーションは可能になったが、プレート境界面上の摩擦パラメータは仮定したものである。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。そのためにも、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う必要がある。

3自由度バネブロックモデルによる複雑な地震発生パターンについては、2自由度バネブロックモデルに比べて全体的に複雑なパターンのケースが多く現れた。2自由度モデルとは異なり、3自由度モデルでは結合の弱いケースでも非周期的なすべりパターンが観測された。累積変位量の時系列については時間予測モデルに従わないイベントがいくつか見つかったが、全体的には時間予測モデルで説明できる挙動であった。地震活動の長期予測を行うためには、より自由度の高いモデルが時間予測モデルに従うか調べる必要がある。

Forest-fire モデルに関しては、最大の地震の頻度の対数関数は地震が引き起こされるサイトの数や破壊をおこす割合に依存して大きく変化することがわかった。また、多くの場合にはポワソン過程とは異なる振る舞いを示す。今後、ポワソン過程からずれを定量的に評価する必要がある。ここで扱ったのは簡単なモデルであるが、現実の断層との対応を考えてこのモデルの有効性や限界を明かにしていくことも重要である。

2011年東北地方太平洋沖地震の発生を受けて、この地震の発生過程の数値シミュレーションを行った。これまでに発生していたM7級の地震と2011年のM9地震の関係等について理解が得られた。

(d) 引用文献

- 1) Lyakhovskiy, V., Y. Ben-Zion, and A. Agnon, Distributed damage, faulting, and friction, *J. Geophys. Res.*, *102*, 27635-27649, 1997.
- 2) Mitchell, T. M., and D. R. Faulkner, The nature and origin of off-fault damage surrounding strike-slip fault zones with a wide range of displacements: A field study from the Atacama fault system, northern Chile, *J. Struct. Geol.*, *31*, 802-816, 2009.
- 3) Dor, O., J. S. Chester, Y. Ben-Zion, J. N. Brune, and T. K. Rockwell, Characterization of Damage in Sandstones along the Mojave Section of the San Andreas Fault : Implications for the Shallow extent of Damage Generation, *Pure Appl. Geophys.*, *166*, 1747-1773, 2009.
- 4) Griffith, W. A., S. Nielsen, G. Di Toro, and S. A. F. Smith, Rough faults, distributed weakening, and off-fault deformation, *J. Geophys. Res.*, *115*, B08409, doi:10.1029/2009JB006925, 2010.
- 5) Tejedor, A., J. B. Gómez, and A. F. Pacheco, Earthquake size-frequency statistics in a forest-fire model of individual faults, *Phys. Rev. E*, *79*, 046102, 2009.
- 6) Lecompt, V., and J. Tailleur, A numerical approach to large deviations in continuous time, *J. Stat. Mech.* P03004, 2007.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
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.	印刷中
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
Harada, T., K. Satake, and K. Ishibashi	A New View on the Space-Time Pattern of Great or Large Earthquakes in the Northern Japan to Southern Kurile Subduction Zones	IUGG 2011, Melbourne, Australia	平成 23 年 7 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
Harada, T., K. Satake, and K. Ishibashi	Coseismic Slip Distributions of Great or Large Earthquakes in the Northern Japan to Kurile Subduction Zone	AGU 2011 Fall Meeting, San Francisco, USA	平成 23 年 12 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
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.	平成 23 年 12 月
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.	平成 23 年 8 月

加藤尚之・吉田真吾	2011年東北地方太平洋沖地震の力学的モデル(1): 浅部アスペリティを仮定した地震サイクルシミュレーション	日本地震学会 2011年度秋季大会	平成23年10月
Kato, N.	Dependence of earthquake stress drop on critical slip-weakening distance	J. Geophys. Res., 117, B01301, doi:10.1029/2011JB008359.	平成24年1月
勝俣啓	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	平成23年10月
光藤哲也・加藤尚之	簡単な地震モデルにおける地震規模の大偏差関数の数値計算	日本地震学会 2011年度秋季大会	平成23年10月
Mitsudo T. and Kato N.	The large deviation function for estimating frequencies of largest events in a forest-fire model	2011 AGU Fall Meeting, San Francisco, USA	平成23年12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	日本物理学会第67回年次大会	平成24年3月
Suzuki, T.	Modes of Microcracks Generated by Dynamic Fault Tip Growth and their Implication for the Secondary Faulting	2011 AGU Fall Meeting, San Francisco, USA	平成23年12月
Suzuki, T.	Understanding of dynamic Fault Slip behavior in Terms of Damage and Energy Release Tensors	8th Annual Meeting of AOGS, Taipei, Taiwan	平成23年8月
Suzuki, T.	Understanding of the Secondary Fracture Associated with Dynamic Fault Slip in Terms of Damage Tensor	2011 IUGG General Assembly, Melbourne, Australia	平成23年7月
鈴木岳人	動的地震破壊に伴って生成する微小亀裂の向きと二次破壊への影響	日本地震学会 2011年度秋季大会	平成23年10月
鈴木岳人	非弾的な効果の観点による地震破壊過程の動的枠組みの構築(招待講演)	日本地球惑星科学連合 2011年大会	平成23年5月

鈴木岳人	損傷発達によるエネルギー変化に基づく二次的破壊の多様性の理解	日本地球惑星科学連合 2011 年大会	平成 23 年 5 月
Yoshida, S., and N. Kato	Pore pressure distribution along plate interface that causes a shallow asperity of the 2011 great Tohoku-oki earthquake	Geophys. Res. Lett. 38, L00G13, doi:10.1029/2011GL048902.	平成 23 年 9 月

(3) 平成 24 年度業務計画案

破壊に伴う損傷に関するモデルでは、物理量が無次元化することにより、幅広いスケールに一般的に適用できるモデルとすることを目指す。また、テンソルを扱っているためパラメータが多くなっており、理解を難しくしている。現時点では η_4/η_2 が有用な無次元パラメータの候補であるが、これについて研究により大規模な連動破壊についての理解を進めたい。

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、観測データの解析と物理モデルに基づく数値シミュレーションを通して、南海トラフに沿ったプレート境界の摩擦特性の特定を進める。更に地震発生サイクルシミュレーションコードの最適化を進めると共に、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行なう。

バネブロックモデルによる複雑な地震発生パターンについては、自由度の違いによる連動/非連動破壊など、地震発生の複雑さがどのように変化するかを明らかにする必要がある。また、モデルの自由度によって、地震発生間隔の分布がどのように変化するかについても調べる。

forest-fire モデルについては、最大の地震の頻度の大偏差関数とそれ以外の地震の頻度との関連を明らかにし、現実の断層地震との対応も考える。一般に大偏差関数は熱力学的なマクロ量と関連するため、熱力学的な枠組みから地震を考察する。

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	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	特任准教授	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
名古屋大学大学院	研究員	光井能麻
産業総合研究所活断層・地震研究センター	研究員	安藤亮輔
Scripps Institution of Oceanography	Postdoctoral Fellow	Yoshihiro 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およ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カ年の年次実施計画（過去年度は、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ことを確認した。

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ルリングを再現した。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ル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：前年度の研究課題を継続する。特に、スロースリップまで含めた地震発生サイクルのシミュレーションを行う。

5) 平成24年度：現実的なプレート境界形状で、スロースリップまで含めた地震発生サイクルをシミュレーションで半定量的に再現し、連動・非連動を含めたサイクルの多様性メカニズムを明らかにする。

(e) 平成23年度業務目的

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とともに、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を評価する。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る。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ル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。

(2) 平成23年度の成果

(a) 業務の要約

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¹⁾。その結果、数百年に一度トラフ軸まですべるM9クラスが繰り返し、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²⁾。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ジ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³⁾。なお、東北地方太平洋沖地震への階層アスペリティの適用結果については、本プロジェクトの別課題で報告する。

(b) 業務の成果

1) 地震発生帯浅部・深部への広がりの変化のメカニズム

沈み込み帯浅部のプレート境界では、摩擦特性の温度依存性等により、ある程度の深さ以上でなければ地震性のすべりをしないと考えられてきた⁴⁾。しかし、東北地方太平洋沖地震においては、沈み込み帯浅部の海溝軸ごく近傍まで地震性のすべりが生じたと考えられている⁵⁾。さらに、南海トラフにおいても、熊野灘で行われた掘削試料の解析により、プレート境界がトラフ軸に達する場所で大きな高速すべりが過去に起きたことを示すと考えられる結果が得られた⁶⁾。一方で、1944年東南海地震では、地震時のすべりはトラフ軸まで達せず、分岐断層と呼ばれる付加体内の逆断層で高速すべりを起こしたと考えられている⁷⁾。また、地震発生帯深部についても、深部低周波微動が発生する深さには、1946年南海地震の地震時あるいは余効すべりが達していなかったとされている(本プロジェクトの名大課題の成果)。しかし、これまで提案されている微動のモデルでは、強度が低いと仮定するため、近傍でM8クラスの地震が起これば、一緒に地震性すべりをすると考えられ、上記の観測事実まで矛盾なく説明できるモデルはまだ提案されていない。本課題では、こうした地震発生帯浅部ならびに深部延長のすべりの変化が、これまで本課題で提案してきた階層アスペリティの概念を導入することで理解できると考え、南海トラフに対して適用した¹⁾。

ここではプレート境界での地震発生のみを対象とし、地震発生をプレート境界での固着やすべりの時空間変化でモデル化する。また、プレート境界面の摩擦は、すべり速度・状態依存則にしたがうと仮定する。さらに、地震発生帯浅部や深部など、従来地震性すべりをしないとされていた領域については、すべり弱化解距離を規定するパラメータLが大きいことで、ゆっくりすべりを起こすと考える^{8) 9)}。図1に計算に用いた摩擦パラメータ等の分布を示す。

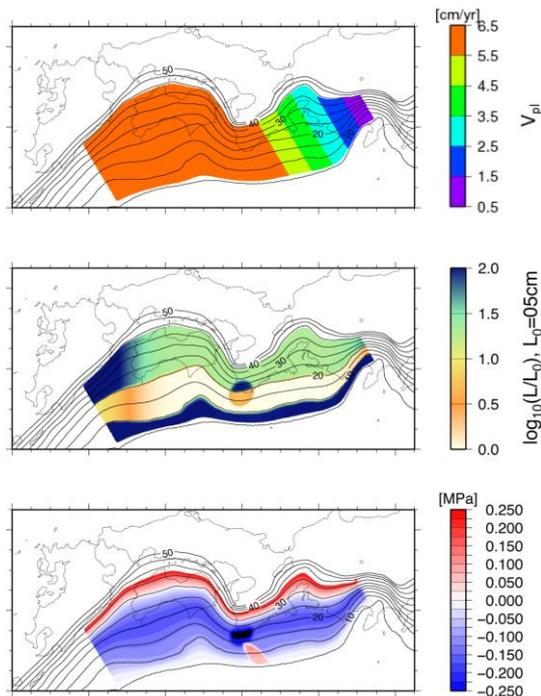


図1 計算に用いたパラメタの分布図。

上からプレート相対運動速度、L、A-B。

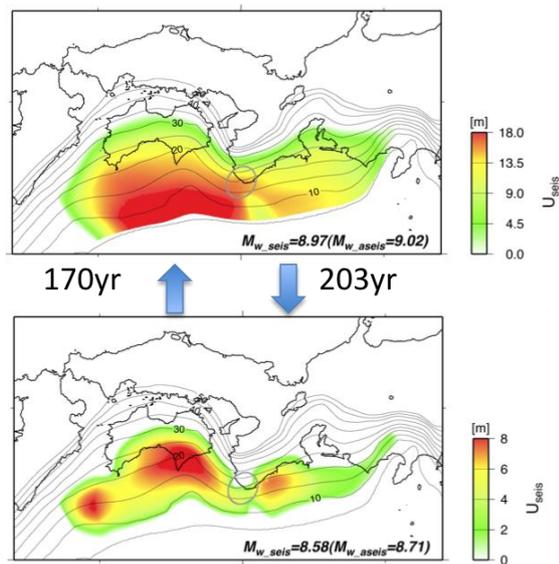


図2 計算の結果得られた地震時のすべり分布

シミュレーションを行った結果を図2に示す。トラフ軸付近までが地震性すべりを起こす場合 (EQ1) が 373 年の間隔で繰り返し、その途中で、トラフ軸の手前までしかすべりを起こさない場合 (EQ2) が発生した。地震の発生間隔と規模の関係を見ると、EQ1 から 2 が 203 年、2 から 1 が 170 年と、規模が大きいほど間隔が長いというタイムプレディクタブルモデルの特徴を有している。再来間隔が 150 年以上と長く、また仮定している摩擦特性がほぼ一様なため、地震間に広範囲で固着が生じ、それを地震時にほぼ解消している。その結果として、地震時のモーメントマグニチュードがそれぞれ 8.97 と 8.58 と大きくなっている。これは上記のようにモデルが単純なためであり、実際の南海トラフの地震を再現している訳ではないことに注意する必要がある。

EQ1 においては、トラフ軸近傍まですべりが生じており、しかもそのすべり量が多い。このことは、プレート境界の上端が自由表面を切るモデル化をしているために、すべりを生じる原因となるせん断応力の蓄積率が低く、固着のはがれが地震間に起きにくいこと、また EQ2 で地震性すべりが近くまで起きても、トラフ軸付近は仮定している L が大きい (図1) ために破壊エネルギーが大きく、破壊の進展を止めることが原因で、EQ1 が発生するまで 370 年以上の間ほぼ固着してすべり欠損を蓄積しているためと考えられる⁸⁾。さらに、この地震時のすべり分布にもとづいて地殻変動を計算し、それにもとまう津波の伝播の計算を行った。暫定的な結果として、EQ1 では宝永津波の際と同様に、房総から鹿児島までの広域に渡って津波が広がり、大阪湾や瀬戸内海などにも 2-3m の津波をもたらすこと、一方 EQ2 はモーメントマグニチュードが 8.6 に達するにも関わらず、津波高が有意に低かった。

また EQ2 において、プレート境界でのすべりが途中で止まった場合、その上にある分岐断層での応力変化を調べたところ、数 MPa という大きなせん断応力増加が認められた。したがって、1944 年の際に分岐断層で地震性すべりが起きたメカニズムとしては、付加体内でもともと逆断層が発達しており、地震を起こすための歪みエネルギーがある程度蓄積されている状態で、プレート境界でのすべりによるせん断応力増加が加算されたために誘発された可能性が考えられる。

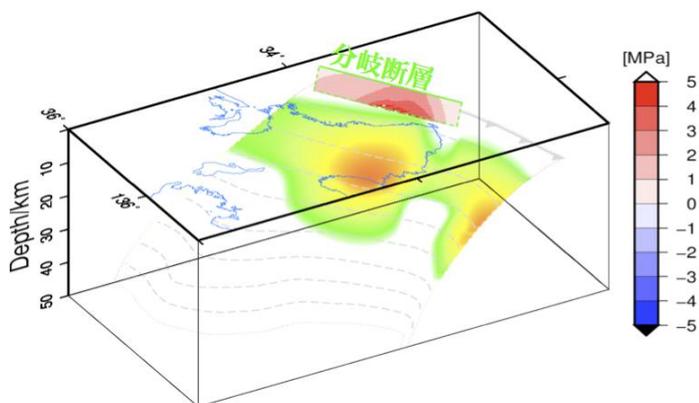


図 3 EQ2 による分岐断層での応力変化の計算結果。

2) スローイベントと余効すべりの共存のモデル化

南海地震の西方への伝播を考える上で、日向灘がどのような摩擦特性を有しているかを明らかにすることは重要である。しかもこの地域では、1600 年代に M7 クラス後半の単独の地震によって津波などの被害も出ている。GPS による地殻変動データからはプレート境界での固着状態は低いとされているが、1996 年の M7 弱の地震後に、本震よりも広い余効すべりが観測され、さらにここ数年はその余効すべり域でスロースリップイベントが繰り返し発生している。この領域は、1662 年の津波波源域とも重なっている。そこで、これらの地震・余効すべり・スロースリップイベントの共存を、階層アスペリティを仮定した地震発生サイクルモデルでの再現を試みた。その結果、これらの共存や、スロースリップイベントの繰り返し発生などを定性的に再現することに成功した²⁾。

3) アナログ実験

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、しばしば時空間的に不均一なスティック-スリップ運動が発生し、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。

ガラス板上でシリコングルを作成し、下側のプレートとした。ゲルの物性としては、 G' (複素ずり弾性率における実部) を一定にしたまま G'' (虚部) の異なる 2 種類の試料を作成した。また、上側のプレートとしては、30mm(すべり方向) x 100mm(水平方向) x 20mm(厚み方向) のアクリル樹脂 (PMMA) ブロックを用いた。摩擦実験装置としては、引張試験機に歯車を介して下部のゲルプレートを水平に移動させる機構を作成して装着した。固定されたロ

ードセルにアクリル樹脂を支持する固定具を取り付け、ゲルプレートの移動速度（すべり速度）や垂直荷重を変えて摩擦力を測定した。また、境界面でのすべりを可視化するために、ゲル表面の近傍に直径 $100 \mu\text{m}$ のマーカー粒子を多数配置し、PIV (Particle Image Velocimetry) 法を用いてすべり量分布を動的に計測した（図4）。

実験装置

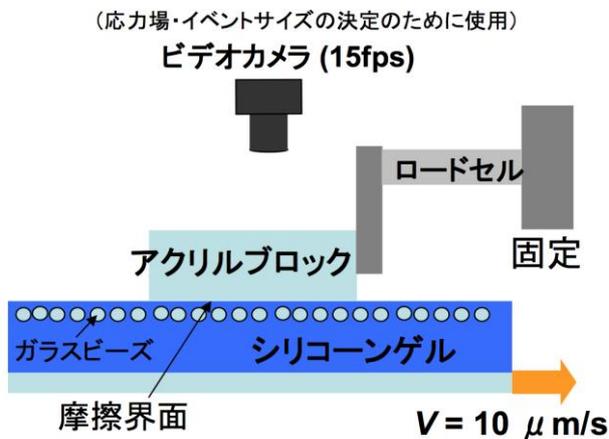


図4 アナログ実験装置の概念図。

粘性の異なる2つのシリコーンゲルのうち、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小・中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5）。

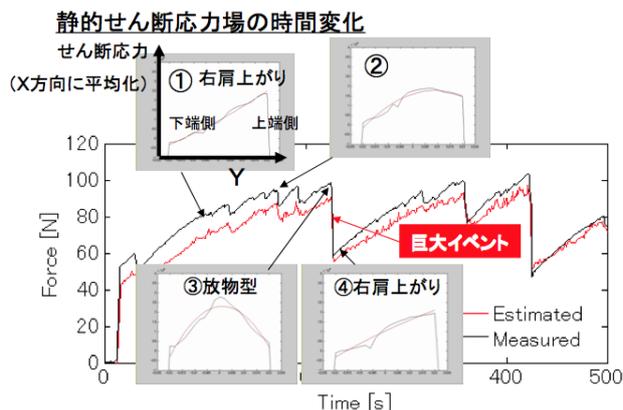


図5 地震発生サイクル中の力の時間変化ならびに応力場の空間パターン。

(c) 結論ならびに今後の課題

3次元プレート境界形状を考慮したモデルを用いた南海トラフにおける地震発生サイクルシミュレーションにおいて、階層アスペリティモデルを南海トラフに適用した場合に、地震発生帯浅部・深部延長を含めた大規模地震が発生することを示した。また、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、スロースリップイベントと余効すべりと地震とが共存する現象を再現した。今後は、大規模地震にともなう津波の評価、地震発生帯浅部を対象としたスローイベントモデルの解析などをさらに進めるとともに、実データを用いた同化実験を進める。

またアナログ実験については、すべりと応力の定量化に成功し、スロー地震群と普通の地震のスケーリングの違いや巨大すべり前の応力変化の特徴を捉えることができた。今後は、スケーリングの違いや巨大すべりの発生するメカニズムを調べる。

(d) 引用文献

- 1) 堀高峰・兵藤守, 南海トラフ近傍や固着域深部(深部低周波微動発生域)までの地震性すべりの可能性, 地震予知連絡会会報, 87, 501-503, 2012.
- 2) 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. Inter.*, in revision.
- 3) 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) 例えば Moore, J.C. and Saffer, D., 2001, Updip limit of the seismogenic zone beneath the accretionary prism of southwest Japan: An effect of diagenetic to low-grade metamorphic processes and increasing effective stress, *Geology*, 29, 183-186.
- 5) Fujiwara, T., Kodaira, S., No, T., Kaiho, Y., Takahashi, N., Kaneda, Y., 2011, The 2011 Tohoku-Oki Earthquake: Displacement Reaching the Trench Axis, *Science*, 1240.
- 6) Sakaguchi, A., Chester, F., Curewitz, D., Fabbri, O., Goldsby, D., Kimura, G., Li, C.F., Masaki, Y., Sreaton, E. J., Tsutsumi, A., Ujiie, K., Yamaguchi, A., 2011, Seismic slip propagation to the up-dip end of plate boundary subduction interface faults: Vitrinite reflectance geothermometry on Integrated Ocean Drilling Program NanTroSEIZE cores, *Geology*, 39, 395-398, doi:10.1130/G31642.1- 2011.
- 7) Sakaguchi, A., G. Kimura, M. Strasser, E. J. Sreaton, D. Curewitz and M. Murayama, 2011, Episodic seafloor mud brecciation due to great subduction zone earthquakes, *Geology*, 39;919-922 doi: 10.1130/G32043.1.
- 8) Hori, T., Miyazaki, S., 2011, 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.
- 9) Hori, T., Miyazaki, S., 2010, 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.

(e) 成果の論文発表・口頭発表等

著者	題名	発表先	発表年月日
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. 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	2011年 12月13日
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, ジャンポールアンブエロ, 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-P07 20	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, SSS03527-P1740	2011年 5月24日
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-応力蓄積レートの変化による再来間隔変化-	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	日本地震学会秋季大会, P2-12	2011年 10月13日
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大きな破壊への準備過程: 数値実験にもとづく考察媒質の粘性と摩擦接触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, C31-07	2011年 10月14日

(f) 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) 平成24年度業務計画案

3次元プレート境界形状を考慮し、これまでのスロースリップイベントやスロー地震群の研究成果を取り込んだ統合モデルを構築し、地震発生サイクル毎の浅部や深部への破壊の進展の有無と分岐断層への破壊伝播、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を評価する。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浅部大すべりが発生するメカニズムを調べる。各内容について分担者が、地球惑星科学連合大会、日本地震学会ならびに AGU で研究発表を行うとともに、学会時を利用して遠方や海外の研究者と議論や研究打ち合わせを行う。

IV. 活動報告

1 会議録

「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

日 時：平成 23 年 6 月 6 日（月） 10：30-16：30

場 所：海洋研究開発機構東京事務所（千代田区内幸町）

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

日 時：平成 24 年 3 月 22 日（月） 14：00-17：00

場 所：海洋研究開発機構東京事務所（千代田区内幸町）

議 題：平成 23 年度成果報告（速報）、総合討論

2 対外的発表

なし

V. むすび

本プロジェクトも終盤の 4 年目を迎え、最終年度を控えて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、前年度末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ている。