

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22年度)

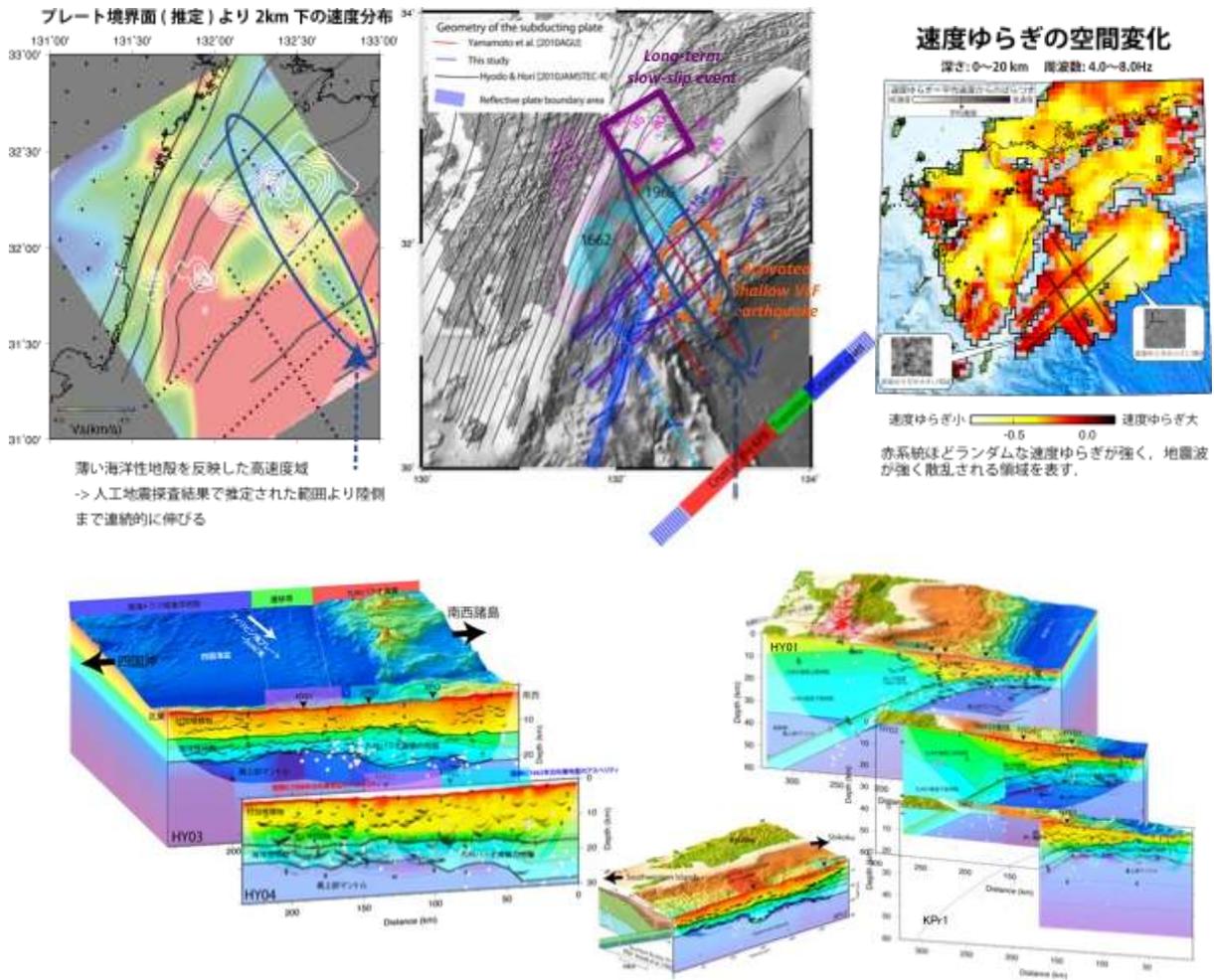
成果報告書

平成23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22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



日向灘海域における調査観測成果のまとめ。

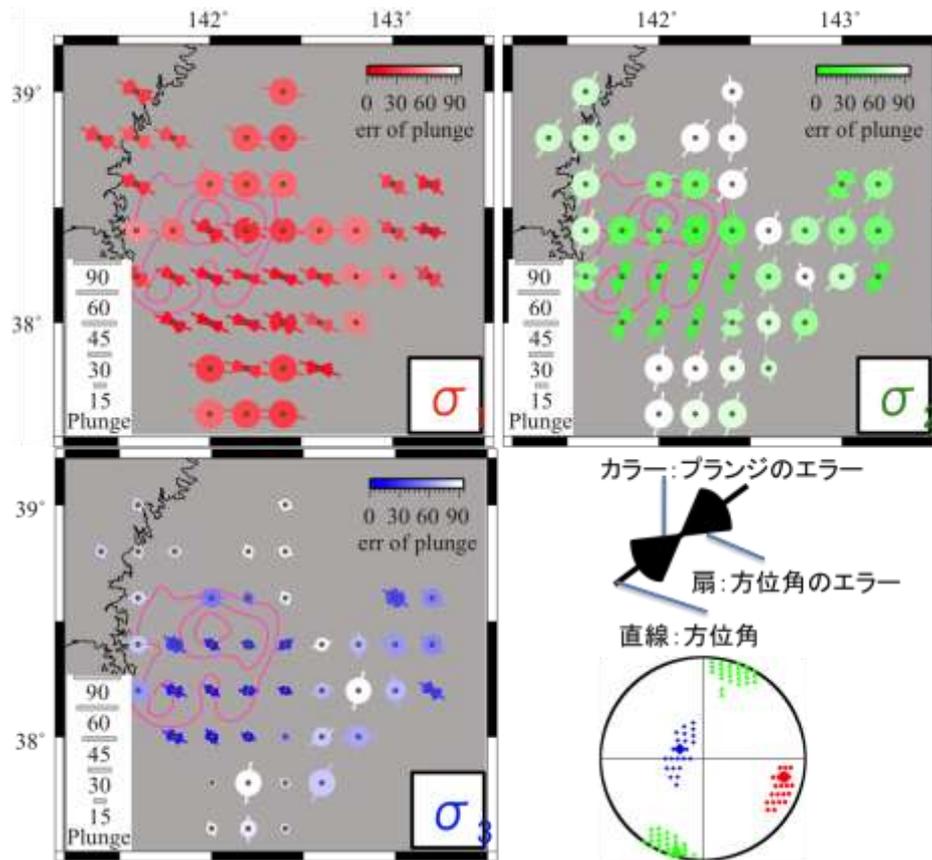
(上左) 地震トモグラフィにより推定されたプレート境界面の 2km 下の S 波速度分布。青楕円で囲まれた領域で薄い海洋性地殻を反映する高速度域が分布している。

(上中央) 調査観測海域の観測点配置図と地震現象。各測線の構造イメージは下段の図に示す。構造解析結果の特徴からトラフ軸に沿って、北東から四国海盆の海洋地殻、遷移帯、九州パラオ海嶺の地殻の 3 つのゾーンに区分できる。九州パラオ海嶺域と海洋地殻域ではプレート境界からの反射強度が顕著に異なる。プレート境界面からの反射が確認できる場所を青線で示した。青楕円で囲まれた領域は左図と対応しており、薄い海洋性地殻が HY03 測線の構造イメージでも確認されている。

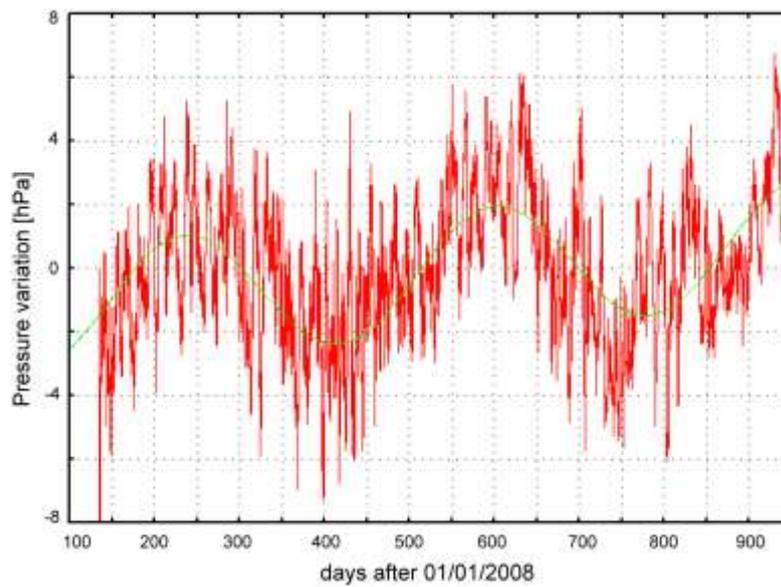
(上右) 速度ゆらぎの空間分布。赤系統ほどランダムな速度ゆらぎが強い。

(下段) HY01~HY04 測線、および既存の KPr1, KPr2 (海上保安庁による) 測線の構造イメージ。四国海盆の海洋地殻が南西の遷移帯で薄くなり、さらに南西の厚い九州パラオ海嶺の地殻へと変化する様子が確認できる。さらに南西には短波長の不均質を伴い、再度地殻が薄くなり、北部琉球弧の沈み込み構造につながる。

図 2. 切迫度の高い震源域の潜航調査観測



宮城沖海底地震観測によるプレート境界近傍における応力場の空間変化

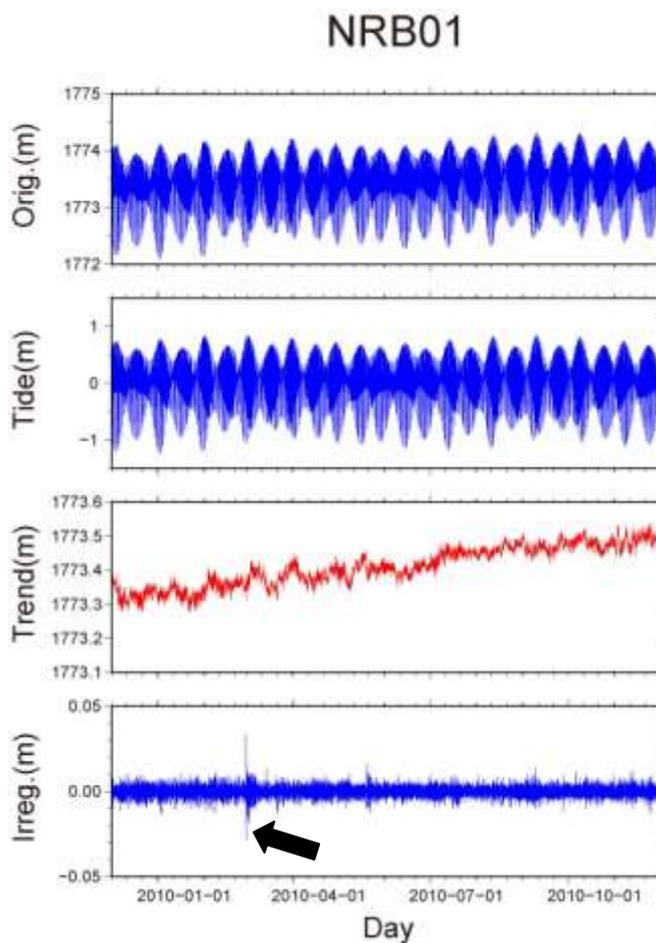


宮城県沖海底水圧観測データを重合して求めた同海域における平均的な海底水圧変動

図 3. 紀伊半島沖における稠密・広帯域長期海底地震観測（東大地震研）



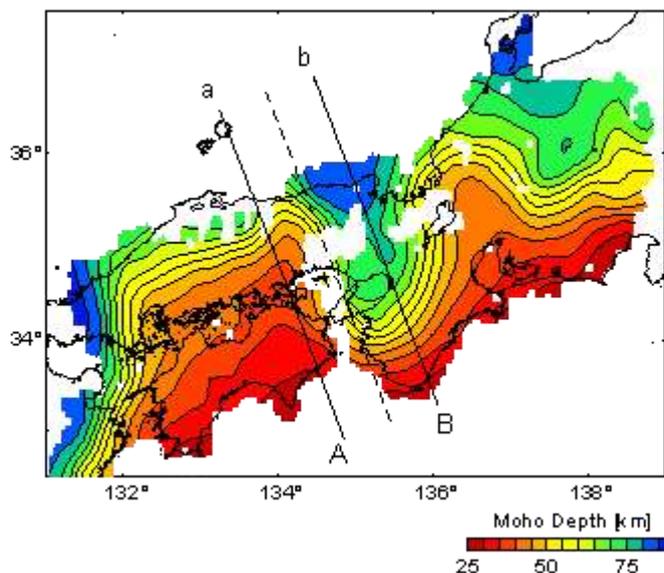
観測に使用した広帯域海底地震計。矢印は、高精度水圧計センサーの位置



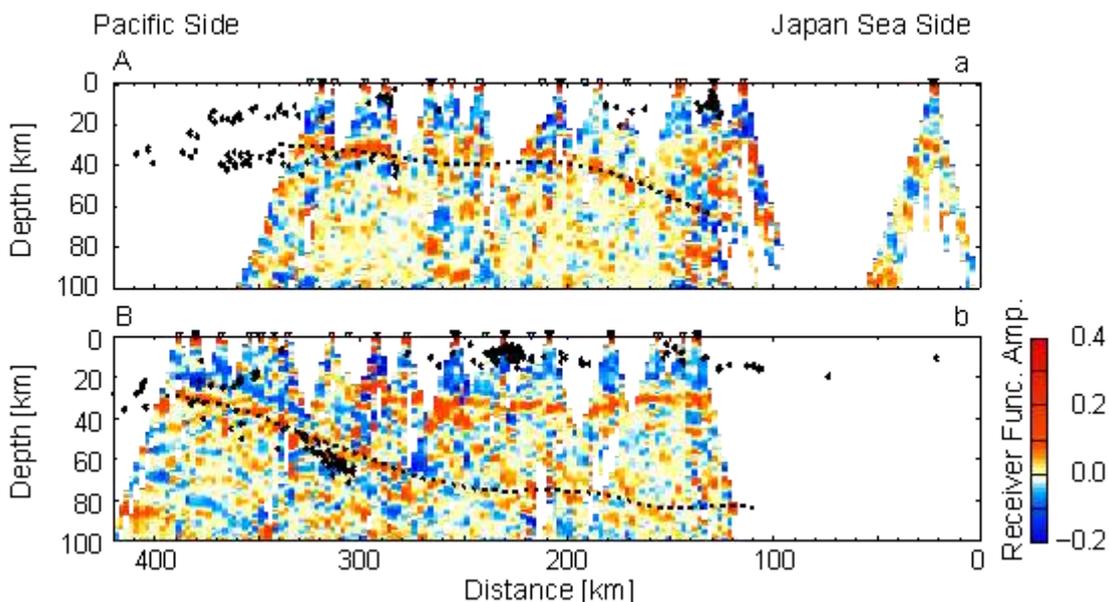
観測点 NRB01 で得られた 2009 年 12 月 1 日から 2010 年 12 月 1 日までの水深データと BAYTAP-G により分解された各成分。上から順に観測データ、潮汐成分、トレンド（ドリフト）成分、イレギュラー成分を示す。横軸は時間を示す。図中の矢印は 2010 年 2 月 27 日 15 時 34 分（日本時間）に南米チリで発生したマグニチュード 8.8 の地震による津波の到達を示す

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

(a)

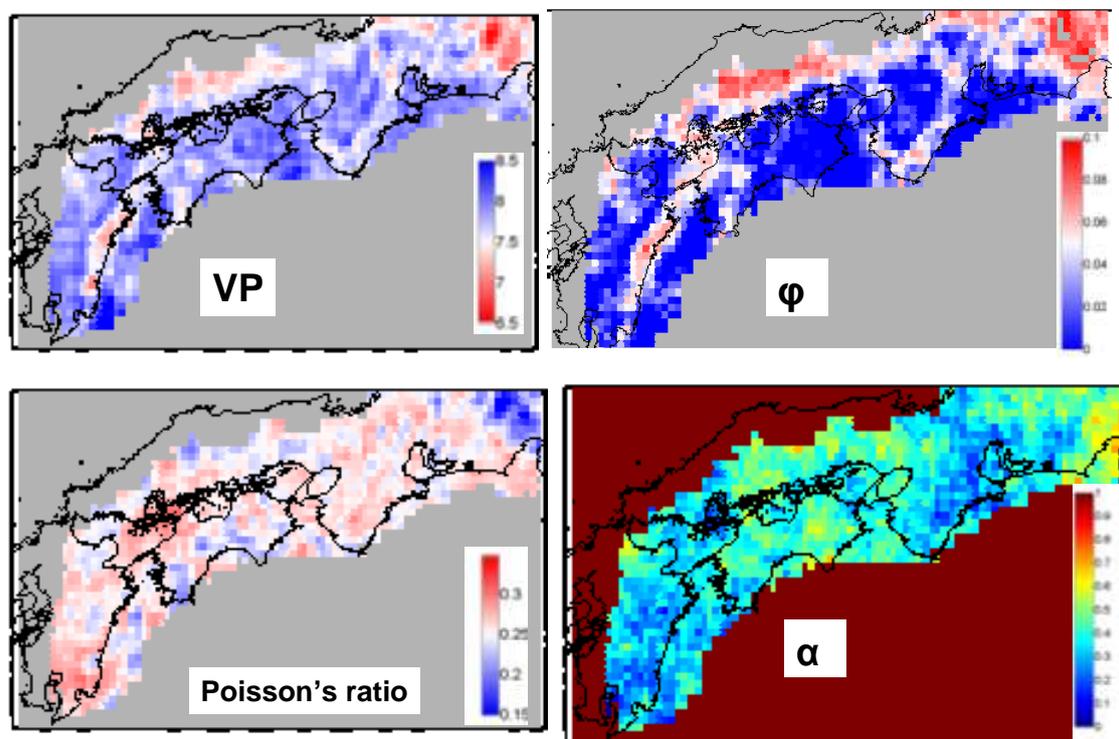


(b)



(a) レシーバ関数解析により求められた沈み込むフィリピン海プレート内モホ面形状。紀伊水道北部から兵庫県南西部の領域で、変換波の存在が不明瞭であり、紀伊水道下でスラブが断裂している、あるいはスラブウィンドウが存在する可能性が示唆される結果となった。(b) レシーバ関数振幅の鉛直断面。断面の位置は、(a)に記す。レシーバ関数の振幅の正值（赤）と負値（青）は、それぞれ、浅部が深部よりも低速度あるいは高速度となる速度不連続面が存在することを意味する。点線は本研究にて推定されたスラブ内モホ面の位置を、黒点はマグニチュード 1.5 以上の地震の震源位置を表す。

図 5. 地殻媒質モデルの研究



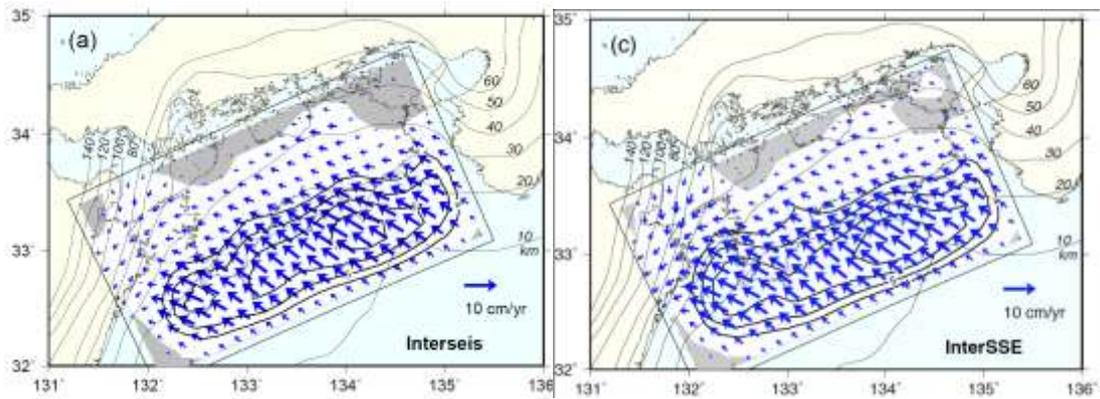
ベイズ統計的手法の一種である MRF (Markov random field) モデル^{*1} を応用し構築した地震波速度構造を用いた媒質評価解析手法を用い、地震波トモグラフィによって得られた日本列島下の地震波速度構造データに適用することで得られたマントルウェッジ中の流体量・形態の空間イメージング。

(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)

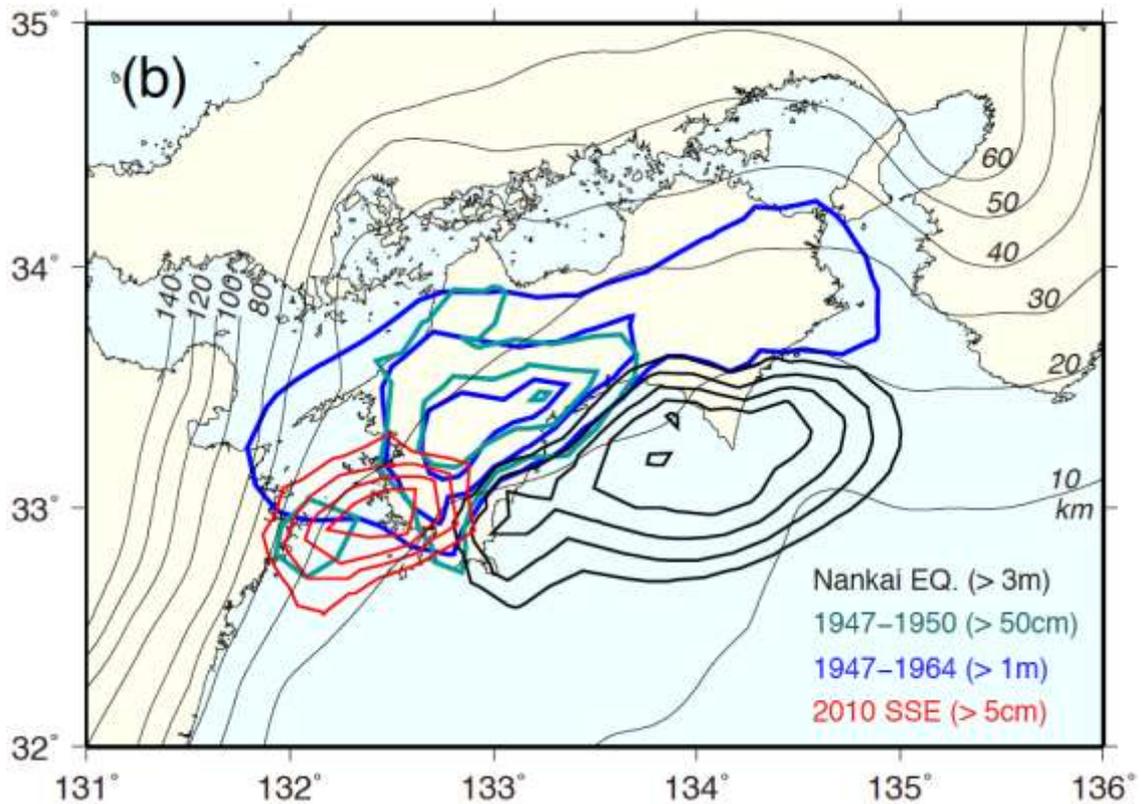
本モデルはベイズ推定を基にした柔軟な定式化を行っているため、様々な地質学的情報や観測機器の情報などを事前知識として反映させることにより、さらに精度の高い媒質評価が可能である。また、本モデルを拡張することで、岩石境界や地質構造境界などの不連続境界を客観的・定量的に決定できることから、今後の地殻媒質評価のキーテクノロジーとなることが予想される。

*1 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により、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。

図6. プレート境界面の滑りの時空間発展に関するデータベース構築

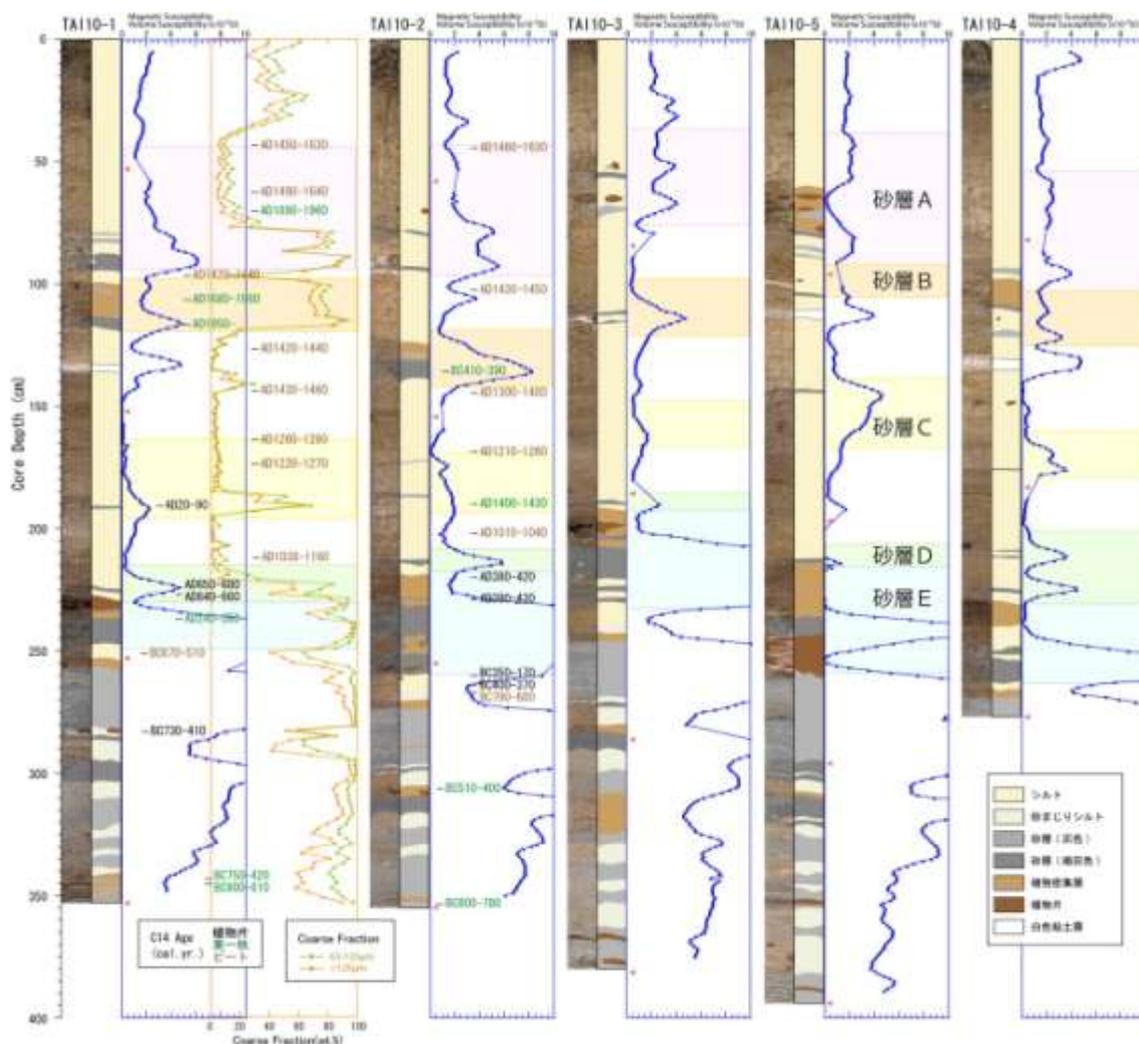


四国・豊後水道地域における長期の平均的なすべり欠損分布（左）とスロースリップ間のすべり欠損分布（右）。



四国地域における 1946 年南海地震時の断層すべり、地震後の余効すべり（1947-1950 年および 1947-1964 年）、スロースリップ（2010 年）の互いに相補的な空間分布。

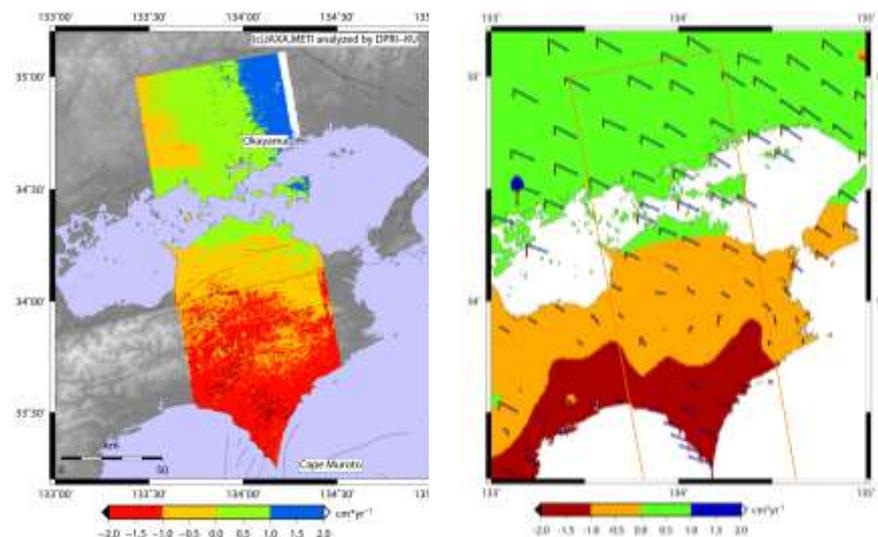
図 7. 過去の地震発生履歴から見た地震サイクルの多様性の評価



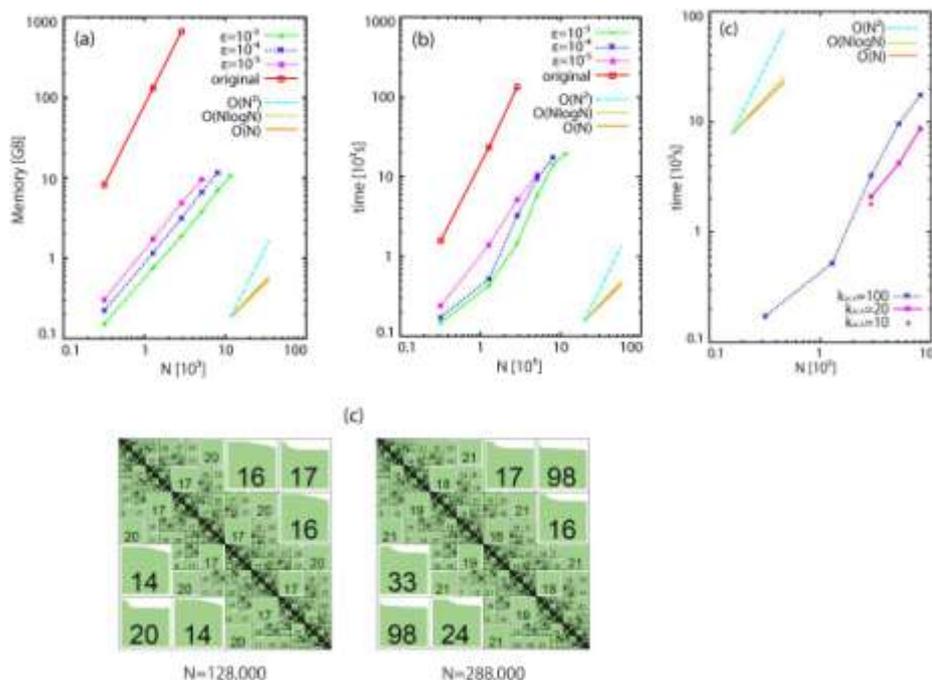
南海トラフ沿いの過去の地震履歴を明らかにすることを目的として実施している同トラフ沿岸湖沼の津波堆積物調査のうち、平成 22 年度に実施した徳島県海部郡美波町の田井ノ浜の池の堆積物の分析の結果。各図は、田井ノ浜の池における 5 本のコアのコア写真（左コラム）、堆積相（右コラム）、帯磁率測定結果（青線）、粒度分析結果（緑、橙線）および暦年補正済みの年代測定結果（数値）を示している。コア試料は主に泥から成る上位 3m のユニットと、主に砂から成る下位 1 m の二つのユニットに分けられ、津波履歴は主に上位のユニットで読み取ることができる。

同池では過去約 1000 年間に 3 回、1000～2000 年の間に 1～2 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ており、新しいイベントが過去の下位のイベントを削剥してしまっているため、イベントの認定および年代の決定は難しいが、今後より多くの試料で分析を進めることで、この池における過去 2000 年程度の津波履歴を知ることが可能であると考えられる。

図 8. シミュレーション手法と物理モデルの高度化

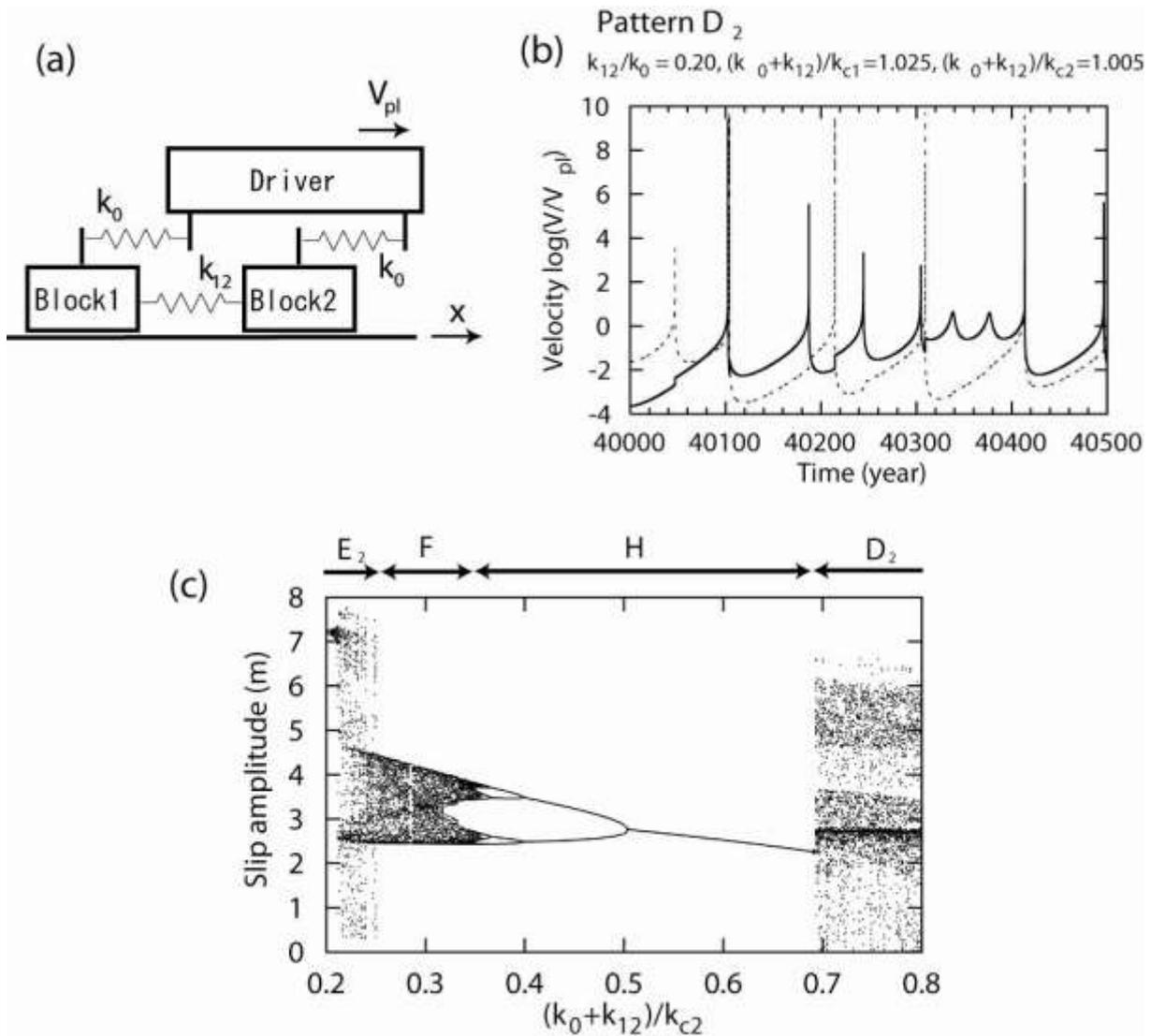


InSAR (合成開口レーザ) 四国東部パス 417 の平均視線距離変化の分布。(左) 4年間のALOS/PALSAR データから作成した干渉画像の内、短基線のもの 18 ペアをスタッキングして得られた視線距離変化。(右) GPS 連続観測データからシミュレートした視線距離変化。いずれも四国北部高松付近が 0 となるように調整している。



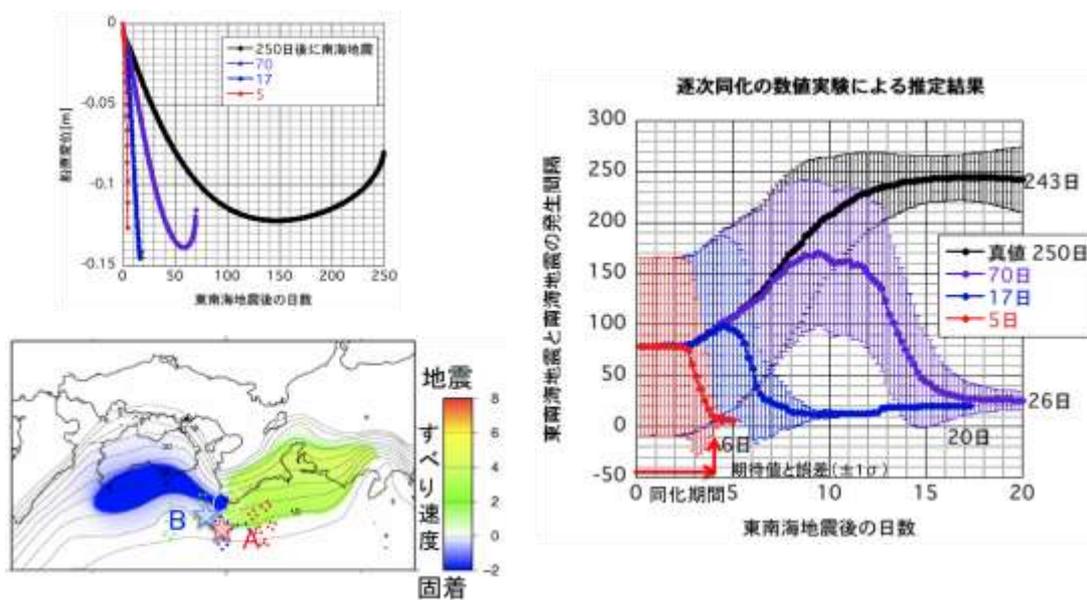
階層型行列 (H-matrices) 法による地震サイクルシコードの高速化。(a) メモリ量のセル数 N 依存性、(b) 計算量の N 依存性、(c) すべり応答関数の H-matrices 表示、(d) 精度 $\varepsilon = 10^{-4}$ の場合でランク数を k_{ACA} に抑えた時の計算量の N 依存性。ここで ε は要求される近似精度で 10^{-4} 以下だと十分な精度を得る。Original 計算ではメモリ・計算量は $O(N^2)$ だが、(c) のように低ランクの小行列で近似するとメモリ・計算量が $N=10^5$ までは $O(N)$ 、それ以上で $O(N \log N)$ と省メモリ。高速化が可能。

図9. 連動条件評価のためのシミュレーション研究



2自由度バネ-ブロックモデルを用いた連動破壊のシミュレーション結果。(a) 2自由度バネ-ブロックモデル。(b) 2つのブロックのすべり速度変化のシミュレーション結果例。実線がブロック1、破線がブロック2を示す。地震やスロー地震が不規則に発生している様子がわかる。(c) シミュレーションで発生したすべりイベントの振幅に関する分岐図。横軸は規格化したバネ定数。

図 10. 地震発生サイクル多様性のメカニズム解明



(左上) 紀伊半島東側の地震（東南海地震）終了直後のすべり速度分布。(左下) B での自由表面での鉛直変位の時間変化。初期値の違いにより西側の地震（南海地震）までの時間間隔が異なる。(右) 左下にノイズを加えた疑似データを用いて逐次データ同化実験を行った結果。

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	…35
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	…76
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	…95
1-5 地殻媒質モデルの研究 担当：国立大学法人東京大学	…119
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	…132
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	…147
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	…163
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	…195
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	…239
IV. 活動報告	
1 会議録	…250
2 対外的発表	…250
V. むすび	…250

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、津波調査等に基づき、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22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	金沢敏彦	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 地震研究部	副部長	小原一成	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	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 地球内部変動研究センター	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開発機構

(1) 業務の内容

(a) 業務題目

「南海トラフ域海域地震探査・地震観測」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
独立行政法人海洋研究開発機構 リーディングプロジェクト 地震津波・防災研究プロジェクト 地球内部ダイナミクス領域	プロジェクトリーダー	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	仲西理子
		高橋 努
		山本揚二郎
	技術研究副主任	佐藤 壮
技術主任	柏瀬 憲彦	

(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22年度：

前年度四国沖に設置した長期記録型海底地震計の回収を行う。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23年度：

前年度土佐沖から紀伊半島沖にかけて設置した長期記録型海底地震計の回収を行う。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24年度：

前年度紀伊半島沖に設置した長期記録型海底地震計の回収を行う。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22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、昨年度は四国・室戸沖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22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180台を四国沖に設置し、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、海底地震計数台の長期記録型への改良を実施し、20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22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、日向灘まで破壊域に含まれるケースの存在が示唆されている¹⁾²⁾。日向灘域における大地震の発生様式や陸域の地殻変動には南海・東南海域とは異なる特徴があり、南海トラフ巨大地震の連動性評価を考える上で、この海域の地殻構造や地震活動は重要な情報である。日向灘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一昨年度実施した屈折法地震探査データについて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、大陸棚調査の一環で海上保安庁によって平成 18 年に実施された屈折法地震探査データの再解析、調査期間中に観測された地震トモグラフィ解析、散乱構造解析を実施した。その結果、沈み込むフィリピン海プレートは四国海盆の海洋地殻から、薄い海洋性地殻の「遷移帯」を経て、九州パラオ海嶺側の厚い地殻に構造が変化しているイメージが得られた。薄い海洋性地殻の「遷移帯」は地震トモグラフィによって九州の陸側まで伸びている可能性が示唆された。「遷移帯」は、陸側深部が 1968 年の日向灘地震のアスペリティ域 (Mw7.5)³⁾ に対応する上、浅部は 2003 年、2010 年に発生した豊後水道のスロースリップイベント、深部低周波微動に連動して起きた浅部低周波地震の発生域⁴⁾ に対応している。一方、九州パラオ海嶺の地殻構造イメージは短波長の不均質を伴うが、さらに北部琉球弧に向かって再度薄い海洋地殻へと変化している。構造の変化する境界域 2 カ所は、それぞれ 1968 年の日向灘地震 (Mw7.5)³⁾ の滑り域南西縁、および 1662 年津波波源域⁵⁾ 南西縁に一致しており、連動型南海トラフ巨大地震の規模によって、どちらも震源域西縁のセグメント境界と成り得る可能性が示唆される。また、九州パラオ海嶺ではプレート境界からの反射強度が基本的に強い性質があり、その範囲は散乱構造解析から得られた散乱強度の強い領域にも対応しており、浅部低周波地震が常時発生している領域でもある⁴⁾。構造境界を境とする構造や地震現象の特徴の違いは、1968 年の日向灘地震の南西縁に相当するセグメント境界でのプレート境界物性、地震発生帯媒質特性の変化を示すと考えられる。さらに、地震トモグラフィによる深部構造解析の結果と統合した日向灘におけるフィリピン海プレートの形状が把握でき、その結果、四国沖から日向灘にかけてのプレートの屈曲形態は、シミュレーション研究から推定される形状⁶⁾ よりも陸側に凸になる場所がより南西に位置すること、九州パラオ海嶺の沈み込みによる変形形状が前述の構造境界周辺に存在することがわかった。

さらに、日向灘のアスペリティから四国・室戸沖までの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に関する構造を明らかにするために、昨年度実施した四国沖での屈折法地震探査データの解析を行った。その結果、

日向灘から四国沖にかけて、沈み込む海洋性地殻第2層に相当する物質の厚さが減少すること、上盤の古い付加体の海側への空間的な広がりが陸側へ後退することなどの構造変化がイメージングされた。南海地震による破壊が足摺岬沖を超えるかどうかを支配しているセグメント境界の構造に関連している可能性がある。また、平成21年10月に四国沖に設置され、昨年6月に回収された長期観測型OBS21台の記録を解析したところ、気象庁一元化震源リストに含まれていない地震が約120個観測されていることを確認した。

また、土佐沖から紀伊半島沖までの南海地震破壊域から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に関する構造を明らかにするために、土佐沖から紀伊半島沖において海底地震計174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20台は約10ヶ月間の観測を行った後、2011年7月に回収予定である。屈折法地震探査測線の陸側延長上の紀伊半島では調査期間中に東京大学地震研究所による発破を用いた屈折法地震探査を実施しており、海域エアガンの陸上観測点での取得、OBSによる発破波形観測も実施し、海陸統合調査とした。

(b) 業務の実施方法

日向灘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、一昨年度実施した屈折法地震探査データについて HY01, HY02 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、大陸棚調査の一環で海上保安庁によって平成 18 年に実施された屈折法地震探査データの再解析、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)。

屈折法地震探査データ解析については、HY01~HY04 測線について、昨年度報告した初動トモグラフィ 7)と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 9)も用いて推定した(図 2)。同様の解析を海上保安庁により取得された KPr 1 測線についても行った(図 2)。HY01, HY02 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 N. YMGH (山香)、N. SIKH (佐伯)、N. UMWH (宇目西)、N. NOBH (延岡)の記録を使用して、海陸境界部から九州地域の構造を解析した。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、日向灘における空間的なプレート形状を推定した(図 3)。

また、海陸境界域における 3 次元深部構造推定のために、本研究では、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 10)を実施した。使用した震源は 2008/12/01-2009/02/28 (うち OBS で記録されたのは 2008/12/09-2009/01/25)までの 2118 個とエアガン震源 4211 個であり、観測点数は OBS157 点、(独)防災科学技術研究所の Hi-net, F-net および大学・気象庁の陸上観測点 107 点である(図 4)。走時の読み取り数は P 波 84,591(うち人工地震 45,103)個、S 波 59,707 個で、相対走時は自然地震に対してのみ、P 波 150,943 個、S 波 197,234 個を計算した。モデルのグリッド間隔は水平方向に 22~50km、深さ方向に 2-10km であり、グリッドの軸の一方が HY01 および HY02 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 5)。得られた P 波および S 波速度構造と、P 波初動極性から推定した地震のメカニズム解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、6)。

さらに、地震波速度構造の短波長成分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を行った。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と、（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 11) の波形記録である。解析には 4-8Hz, 8-16Hz, 16-32Hz における速度波形記録の S 波エンベロープを用いた（図 7）。空間を水平方向 $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ 、深さ方向に 20km のブロックに分割し、散乱の経路依存性を媒質のランダム速度不均質の空間変化として解釈する手法 12) を適用し、速度ゆらぎの空間変化を推定した（図 8）。

次に、四国沖での沈み込みに関する詳細な構造のイメージング及び地震の滑り域に関する構造を明らかにするため、昨年度実施した屈折法地震探査データの解析を行った（図 1）。四国沖のデータには回収時に一部、時刻較正不能のものがあったため、それらのデータについては通常実施する観測点近傍のエアガンの水中直達波の走時を用いた OBS 位置の再決定の際に、音響通信に用いる SSBL データ、精密海底地形データも用いた手法 13) により、時刻較正值も同時に求め、構造解析に使用可能なデータとした。その後、7 本の調査測線 SK01~SK07 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) (SK07 のみ) を実施し、地震波速度イメージと反射イメージを得た。波線通過領域についての解像度は、水平方向、深さ方向ともに 7.5km 程度である（図 9）。平成 21 年 10 月に四国沖に設置され、昨年 6 月に回収された長期観測型 OBS21 台の記録を解析したところ、気象庁一元化震源リストに含まれていない地震が約 120 個観測されていることを確認した。構造探査後から約 3 ヶ月間の観測を実施した地震データについても読み取りを行っている。

今年度の海域調査としては、土佐沖から紀伊半島沖での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 14) を通過するトラフ直交測線 4 本を設定した（図 10）。特に、海陸境界域深部構造をねらって、淡路島南方まで紀伊水道を通過する TK02 測線を設定した。また、TK01 測線の陸側延長上には東大地震研究所との連携により発破を用いた地震探査測線が連続するように設定され、海域エアガンの信号を陸上の臨時観測点で記録したほか、発破の信号を OBS でも記録した。さらに、南海地震滑り域内での詳細な構造変化あるいは連続性を把握するため、トラフ平行測線 3 本を設定していたが、悪天候のため、2 測線を実施した（図 1）。TK03 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。調査は 2010 年 10 月 13 日~11 月 11 日（（独）海洋研究開発機構・深海調査研究船「かいいい」）、および 2010 年 12 月 20 日~12 月 29 日、2011 年 1 月 4 日~1 月 22 日（（独）海洋研究開発機構・深海調査船「なつしま」）にかけて実施した。屈折法地震探査に際しては「かいいい」搭載の地震探査システム 15) を用いた。直交測線のうち TK01 (測線長約 160km)、TK02 (測線長約 220km)、TK04 (測線長約 140km)、TK06 (測線長約 160 km) 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) 19) 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 174 台で、設置間隔は 5km (海岸線から近い紀伊水道周辺は 10km)、TK01~06 測線にそれぞれ、18 台、31 台、31 台、23 台、25 台、26 台使用した。長期観測用の海底地震計 20 台は予定していた TK01~07 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）20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、「かいいい」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。ただし、TK02 測線の一部区間で 5,850 cu. inch, TK03 測線の一部区間で 7,600 もしくは 7,350 cu. inch で探査を行った。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、「なつしま」により 154 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）東京測深製 TOBS-24N 型）は、3 成分受振器（固有周波数 4.5Hz）とハイドロフォンで構成されており、データは収録装置によって 200Hz サンプリングで連続的に収録された。ただし、紀伊水道に設置した 6 台（（株）勝島製作所製 POBS-100）は 250Hz サンプリングで収録された。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。

(c) 業務の成果

まず、日向灘域における解析結果について述べる。屈折法地震探査測線 HY01～HY04、KPr1, KPr2 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に示す。HY01、HY02 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）。直交測線 HY01 から KPr1 の構造イメージを順にみると、沈み込むフィリピン海プレート構成する地殻は、HY0 測線周辺の海洋性地殻から、HY02 の厚い九州パラオ海嶺の地殻に変化し、さらに南西の KPr1 では短波長の不均質を伴う九州パラオ海嶺の地殻の特徴を持つことがわかる。平行測線 HY03、KPr2 では、この地殻の厚さ変化が連続的に確認できる。つまり、地殻の厚さは、北東の南海トラフ側の通常の海洋性地殻から、薄い海洋性地殻の「遷移帯」を経て九州パラオ海嶺の厚い地殻へと変化し、さらに不均質な海嶺地殻から再び薄い北部琉球弧への地殻へとつながっている。九州パラオ海嶺の厚い地殻の北東と南西に、地殻の厚さの変化を伴う構造境界が存在しているが、その位置は必ずしも海底地形の変化に対応しないことが特徴的である。

OBSで得られた自然地震データと人工地震データを統合した地震波トモグラフィを行ったことにより、詳細な震源分布や沈み込むフィリピン海プレート内部の速度構造が明らかになり、屈折法地震探査による構造推定範囲より深部に位置する海陸境界域のプレート境界の位置を推定することが可能となった（図 4～6）。地震活動の特徴としては、トラフ軸周辺の地震活動は、南海側では活動が低調で、「遷移帯」から西側では比較的活発である。震源分布の深さ方向の広がりを見ると、「遷移帯」から南海側にかけての範囲では地震活動はスラブ上面付近に集中するのに対し、九州パラオ海嶺側では深さ方向に 10 km以上の厚さを持って分布している。地震波速度構造解析からは、屈折法地震探査によって存在を示唆される海洋性地殻の薄い「遷移帯」が、より陸側まで延長して

いる様子がイメージされた（図11）。九州パラオ海嶺側のスラブマンタルには、低速度を示す場所が存在し、磁気異常の空間分布と対応している。

屈折法地震探査データによる構造解析と地震トモグラフィによる深部構造解析の結果の統合により、日向灘におけるフィリピン海プレートの形状が空間的に詳細に把握できた（図 3）。構造探査から推定されるプレート形状で信頼性があるのは深さ 18km までで、それ以上の深さについては地震トモグラフィによる結果を採用し、両者の結果は深さ 15km で整合性があることを確認した。その結果、四国沖から日向灘にかけてのプレートの屈曲形態は、シミュレーション研究から推定される形状 6) よりも陸側に凸になる場所がより南西に位置すること、九州パラオ海嶺の沈み込みによる変形形状が前述の構造境界周辺に存在することがわかった。

地震波の散乱に着目した解析からは、日向灘とその周辺における散乱の強い領域は、第四紀火山及び日向灘の深さ 0-20km に分布することがわかった（図 8）。日向灘の強散乱域は、屈折法地震探査において推定されたセグメント境界南西側の九州パラオ海嶺と解釈されている領域とほぼ対応する。このことは、セグメント境界付近で地殻の厚さや反射波の特徴が変化するだけでなく、媒質内部の微細な速度不均質も変化していることを示唆する。また、第四紀火山群下を伝播する地震波は高周波数ほど散乱が強くなる傾向が見られるが、日向灘では周波数による変化はあまりみられなかった。この違いは、不均質構造のスケール依存性の違いと解釈することができる。

地震現象と構造を比較すると、「遷移帯」は、陸側深部が 1968 年の日向灘地震のアスペリティ域 (Mw7.5) 3) に対応する上、浅部は 2003 年、2010 年に発生した豊後水道のスロースリップイベントおよび深部低周波微動に連動して起きた浅部低周波地震の発生域 4) に対応している（図 11）。HY01 測線下の構造イメージによると、日向灘地震アスペリティ域では 6km/s 以上の上盤の物質と沈み込む海洋性地殻が接している一方で、深部低周波微動に連動して起きた浅部低周波地震の発生域では、沈み込む海洋性地殻の上ののっているのは主に 4km/s 以下の堆積物である。常時、浅部低周波地震が活動的な KPr1 測線周辺の九州パラオ海嶺域についても、上盤には厚い堆積層が分布している（図 2）。地震時の滑りと浅部スロースリップイベントを規定する構造の特徴を示唆する可能性があるという点で重要な成果と言える。さらに、九州パラオ海嶺の厚い地殻の北東縁と南西縁は、それぞれ、1968 年の日向灘地震 (Mw7.5) 3) の滑り域南西縁、および 1662 年津波波源域南西縁 5) に一致しており、連動型南海トラフ巨大地震の西縁のセグメント境界を規定する構造要因という点で重要である。また、地震との関係は今のところ不明だが、HY01, HY02 では、日向灘地震の滑り域の上限付近に陸側に傾斜する反射面が存在することがわかった（図 2）。

次に昨年度実施した四国沖での屈折法地震探査データを用いた構造解析結果について述べる。初動トモグラフィ 7) と反射波走時マッピング 8) による構造イメージを図 12 に示す。1944 年南海地震滑り域の西縁とされる足摺岬沖を境界として、日向灘から四国沖にかけて、沈み込む海洋性地殻第 2 層に相当する物質の厚さが減少すること、上盤の古い付加体の海側への空間的な広がりが陸側へ後退することなどの構造変化がイメージされた。セグメント境界を規定する構造要因である可能性がある。また、長期観測型 OBS21 台の記録を解析したところ、気象庁一元化震源リストに含まれていない地震

が約 120 個観測されていることを確認した。構造探査後から約 3 ヶ月間の観測を実施した地震データについても読み取りを実施している。

今年度実施した土佐沖から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13）。陸上の発破もTK01, TK02測線で収録し、TK02測線では明瞭な信号が確認できた（図14）。TK03測線で実施した反射法地震探査の処理結果を図15に示す。これまでにない海岸線に近づいたストリーマー曳航の効果により、深部からの沈み込むプレート境界面からの反射に相当すると考えられる信号が確認された（図）。

(d) 結論ならびに今後の課題

一昨年度実施した日向灘域での屈折法地震探査データの解析を既存の海上保安庁のデータ、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、日向灘域のプレートの空間的な形状を把握した。その結果、沈み込むフィリピン海プレートは四国海盆の海洋地殻から、薄い海洋性地殻の遷移帯を経て、九州パラオ海嶺側の厚い地殻に変化していることがわかった。薄い海洋性地殻の遷移帯は地震トモグラフィによって九州の陸側まで伸びている可能性が示唆された。遷移帯は、陸側の深部が 1968 年の日向灘地震のアスペリティ域 (Mw7.5) 3) に対応する上、浅部は 2003 年、2010 年に発生した豊後水道のスロースリップイベント、深部低周波微動に連動して起きた浅部低周波地震の発生域 4) に対応している。一方、九州パラオ海嶺の厚い地殻は短波長の不均質を伴う特徴を持つが、さらに北部琉球弧に向かって再度薄い海洋地殻へと変化している。構造の変化する境界域 2 カ所は、それぞれ 1968 年の日向灘地震 (Mw7.5) 3) の滑り域南西縁、および 1662 年津波波源域南西縁 5) に一致しており、連動型南海トラフ巨大地震の規模によって、どちらも震源域西縁のセグメント境界と成り得る可能性が示唆される。また、九州パラオ海嶺ではプレート境界からの反射強度が基本的に強い性質があり、その範囲は散乱構造解析から得られた散乱強度の強い領域にも対応しており、浅部低周波地震が常時発生している領域でもある 4)。構造境界を境とする構造や地震現象の特徴の違いは、1968 年の日向灘地震の南西縁に相当するセグメント境界でのプレート境界物性、地震発生帯媒質特性の変化を示すと考えられる。さらに、地震トモグラフィによる深部構造解析の結果と統合した日向灘におけるフィリピン海プレートの形状が把握できた。その結果、四国沖から日向灘にかけてのプレートの屈曲形態は、シミュレーション研究から推定される形状 6) よりも陸側に凸になる場所がより南西に位置すること、九州パラオ海嶺の沈み込みによる変形形状が前述の構造境界周辺に存在することがわかった。しかし、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だけでは高精度な構造を推定するには限界がある。西南日本で広く確認されている深部低周波地震発生域の構造は、地震発生帯下限あるいは固着域から定常滑り域の遷移帯の構造として海溝型巨大地震発生の物理を理解する上で重要である。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今後は必要になるだろう。

四国沖での屈折法地震探査データを用いた構造解析を実施した。その結果、日向灘か

ら四国沖にかけて、沈み込む海洋性地殻第 2 層に相当する物質の厚さが減少すること、上盤の古い付加体の海側への空間的な広がりが陸側へ後退することなどの構造変化がイメージされた。昭和南海地震の滑り域の西縁を規定する構造をみている可能性がある。今後は初動走時と反射走時を説明できる構造を推定するとともに、使用可能な陸上観測点も用いた海陸境界深部までの構造解析を進める。また、平成 21 年 10 月に四国沖に設置され、昨年 6 月に回収された長期観測型 OBS21 台の記録を解析したところ、気象庁一元化震源リストに含まれていない地震が約 120 個観測されていることを確認した。構造探査用の OBS160 台による約 3 ヶ月の自然地震観測については、現在四国沖のデータ処理を開始したところである。日向灘における構造推定では、西側に位置する「遷移帯」や九州パラオ海嶺側の深部構造の情報を得ることができた。一方で、東側に位置する「遷移帯」から四国沖にかけての構造推定は、西側に比べて地震数が少ないために十分な解像度が得られていない。今後、日向灘と四国沖のデータを統合した広範囲の深部構造解析を行うことで、「遷移帯」の 3 次元的な広がりやプレート境界形状を推定していく予定である。

土佐沖から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、東京大学地震研究所との連携により実施した海陸統合調査データも含め、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、土佐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 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 は 7 月に回収予定で、その後処理を進める。

(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) Yagi, Y., Kikuchi, M., partitioning between seismogenic and aseismic slip as highlighted from slow slip events in Hyuga-nada, Japan, Geophys. Res. Lett., 30, doi:10.1029/2002GL015664, 2003
- 4) Hirose, H., Asano, Y., Obara, K., Kimura, T., Matsuzawa, T., Tanaka, S., Maeda, T., Slow earthquakes linked along dip in the Nankai subduction zone, Science, 330, 1502, 2010.
- 5) 羽鳥徳太郎, 九州東部沿岸における歴史津波の現地調査: 1662 年寛文・1769 年明和日向灘および 1707 年宝永・1854 年安政南海道津波、東京大学地震研究所彙報、60(3)、439 - 459 , 1986.
- 6) 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.
- 7) Zhang, J., Brink, U. S. and Toksoz, M. N., Nonlinear refraction and reflection

- travel time tomography. *J. Geophys. Res.*, 103. 29743-29757, 1998.
- 8) 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.
 - 9) Zelt, C. A. and Smith, R. B., Seismic travel time inversion for 2-D crustal velocity structure, *Geophys. J. Int.*, 108, 16-34, 1992.
 - 10) Zhang, H and C. Thurber, Development and Applications of Double-difference Seismic Tomography, *Pure appl. Geophys.*, 163, 373-403, 2006.
 - 11) 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.
 - 12) Takahashi, T., H. Sato, T. Nishimura and K. Obara, Strong inhomogeneity beneath Quaternary volcanoes revealed from the peak delay analysis of S-wave seismograms of microearthquakes in northeastern Japan, *Geophys. J. Int.*, 168, 90-99, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03197.x., 2007.
 - 13) Oshida, A., Kubota, R., Nishiyama, E., Ando J., Kasahara, J., Nishizawa, A., Kaneda, K., A new method for determining OBS positions for crustal structure studies, using airgun shots and precise bathymetric data, *Exploration Geophysics*, 39, 15-25, 2008; *Butsuri-Tansa*, 61,15-25, 2008; *Mulli-Tansa*, 11, 15-25, 2008.
 - 14) Baba, T., Cummins, P.R., Hori, T., Compound fault rupture during the 2004 off the Kii Peninsula earthquake (Mjma 7.4) inferred from highly resolved coseismic sea-surface deformation, *Earth Planets Space*, 7, 167-172, 2005.
 - 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」 KR9806-06, http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/data/cruise_data/KR98-06.html
 - 17) IFREE/JAMSTEC 「地殻構造探査データベース」 KR0114-4, http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/data/cruise_data/KR01-14.html
 - 18) IFREE/JAMSTEC 「地殻構造探査データベース」 KR9904-07, http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/data/cruise_data/KR99-04.html
 - 19) IFREE/JAMSTEC 「地殻構造探査データベース」 KR9806-11, http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/data/cruise_data/KY04-01.html

- 20) IFREE/JAMSTEC 「地殻構造探査データベース」 NT0403,
http://www.jamstec.go.jp/jamstec-j/IFREE_center/d17ta/cruise_data/KR01-14.html
- 21) Iwasaki, T., Hirata, N., Kanazawa, T., Melles, J., Suyehiro, K., Urabe, T., Moller, L., Makris, J. and Shimamura, H., Crustal and upper mantle structure in the Ryukyu Island Arc deduced from deep seismic sounding, *Geophysical Journal International*, 102, 631-651, 1990.

(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
山本 揚二郎、尾鼻 浩一郎、高橋 努、小平 秀一、藤江 剛、仲西 理子、瀧澤 薫、柏瀬 憲彦、金田 義行	Deep structure of the Philippine Sea slab subducted in the Hyuga-nada region	日本地球惑星科学連合 2010 大会	平成 22 年 5 月 23 日
仲西 理子, 小平 秀一, 藤江 剛, 尾鼻 浩一郎, 高橋 努、山本 揚二郎、瀧澤 薫, 柏瀬 憲彦, 金田 義行	南海連動型巨大地震の西縁一日向灘セグメントを規定する構造	日本地球惑星科学連合 2010 大会	平成 22 年 5 月 23 日
尾鼻 浩一郎, 伊藤 亜妃, 杉岡 裕子, 小平 秀一, 末次 大輔, 石原 靖, 荒木 英一郎, 木下 正高, 金田 義行, 深尾 良夫	海底地震計によって観測された南海トラフ沿いの低周波イベント	日本地球惑星科学連合 2010 大会	平成 22 年 5 月 24 日
尾鼻 浩一郎, 高橋 努, 山本 揚二郎, 小平 秀一, 仲西 理子, 藤江 剛, 瀧澤 薫, 柏瀬 憲彦, 金田 義行	南海トラフ西端部日向灘における海底地震観測	日本地球惑星科学連合 2010 大会	平成 22 年 5 月 24 日
小平 秀一, 仲西 理子, 尾鼻 浩一郎, 藤江 剛, 高橋 努, 山本 揚二郎, 高橋 成実, 金田 義行	南海トラフ地震発生帯モデルの高精度化に向けた地震探査・観測研究	日本地球惑星科学連合 2010 大会	平成 22 年 5 月 24 日
高橋 努, 小平 秀一, 藤江 剛, 仲西 理子,	日向灘における地震波散乱の経路依存性	日本地球惑星科学連合 2010 大会	平成 22 年 5 月 24 日

尾鼻 浩一郎, 山本 揚二郎, 瀧澤 薫, 柏瀬 憲彦, 金田 義行			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	日向灘に沈み込むフィリピン海プレートの形状	日本地震学会2010年秋季大会	平成 22年 10月 27日
山本 揚二郎, 尾鼻 浩一郎, 高橋 努, 仲西 理子, 小平 秀一, 金田 義行	Seismicity and seismic velocity structure in the Hyuga-nada region	日本地震学会2010年秋季大会	平成 22年 10月 27日
高橋 努, 尾鼻 浩一郎, 山本 揚二郎, 仲西 理子, 小平 秀一, 金田 義行	西南日本における速度ゆらぎの空間分布	日本地震学会2010年秋季大会	平成 22年 10月 29日
尾鼻 浩一郎, 伊藤 亜妃, 杉岡 裕子, 石原 靖, 中村 武史, 末次 大輔, 小平 秀一, 木下 正高, 荒木 英一郎, 金田 義行, 深尾 良夫, 岡元 太郎	広帯域海底地震計によって観測された紀伊半島沖の超低周波地震活動	日本地震学会2010年度秋季大会	平成 22年 10月 27日
Koichiro Obana, Aki Ito, Hiroko Sugioka, Yasushi Ishihara, Takeshi Nakamura, Daisuke Suetsugu, Shuichi Kodaira, Masataka Kinoshita, Eiichiro Araki, Yoshiyuki Kaneda, Yoshio Fukao, Taro Okamoto	Shallow Very-Low-Frequency Earthquakes off the Kii Peninsula Observed by Broadband Ocean Bottom Seismographs	2010 AGU Fall Meeting	平成 22年 12月 14日
Ayako NAKANISHI, Shuichi KODAIRA, Gou Fujie, Koichiro OBANA, Tsutomu TAKAHASHI, Yojiro	Geometry of the Philippine Sea plate subducting beneath the southwestern Nankai seismogenic zone	2010 AGU Fall Meeting	平成 22年 12月 13日

TAMAMOTO, Takeshi SATO, Kazuhiko KASHIWASE, Hidetoshi Fujimori, Yoshiyuki KANEDA			
Y. Yamamoto, K. Obana, T. Takahashi, A. Nakanishi, S. Kodaira, Y. Kaneda	Difference of the seismic structure between the Hyuga-nada and the Nankai seismogenic segments	2010 AGU Fall Meeting	平成 22 年 12 月 13 日
山本 揚二郎、尾鼻 浩一 郎、高橋 努、仲西 理子、 小平 秀一、金田 義行	自然地震観測による日向灘 の地震学的構造	ブルーアース'11	平成 23 年 3 月 7 日
高橋 努、尾鼻 浩一郎、 山本 揚二郎、仲西 理 子、小平 秀一、金田 義 行	日向灘における速度ゆらぎ の空間分布	ブルーアース'11	平成 23 年 3 月 7 日
仲西 理子、小平 秀一、 藤江 剛、尾鼻 浩一郎、 高橋 努、山本 揚二郎、 佐藤 壮、藤森 英俊、柏 瀬 憲彦、金田 義行	南海トラフ西南部に沈み込 むフィリピン海プレートの 形状	ブルーアース'11	平成 23 年 3 月 8 日

(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

名称	機能

3) 仕様・標準等の策定

なし

(3) 平成23年度業務計画案

前年度調査した土佐沖から紀伊半島沖に設置した21台の長期記録型海底地震計を7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地震活動の把握を通じて、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旨とし、海底地震計を土佐沖から紀伊半島沖に設置し、屈折法・反射法地震探査および約 10 ヶ月間の長期自然地震観測を実施する。

具体的な実施方法としては、土佐沖～紀伊半島沖においてトラフ直交、平行方向の総延長約 1000km の測線上に 200 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を実施し、すべての海底地震計の回収を行う。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、地震探査測線上に約 20km ごとに設置し、10 ヶ月間の観測を開始する。

上記調査により、紀伊半島沖において深さ 30km 程度までの 3 次元的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。また、約 10 ヶ月間の長期海底地震観測により、観測領域における低周波地震を含んだ地震活動を把握でき、沈み込み帯における地殻構造と震動現象の関係を明らかにすることが期待される。

加えて、昨年度までに実施した四国沖、土佐沖から紀伊半島沖までの探査および地震データの解析を進める。

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。

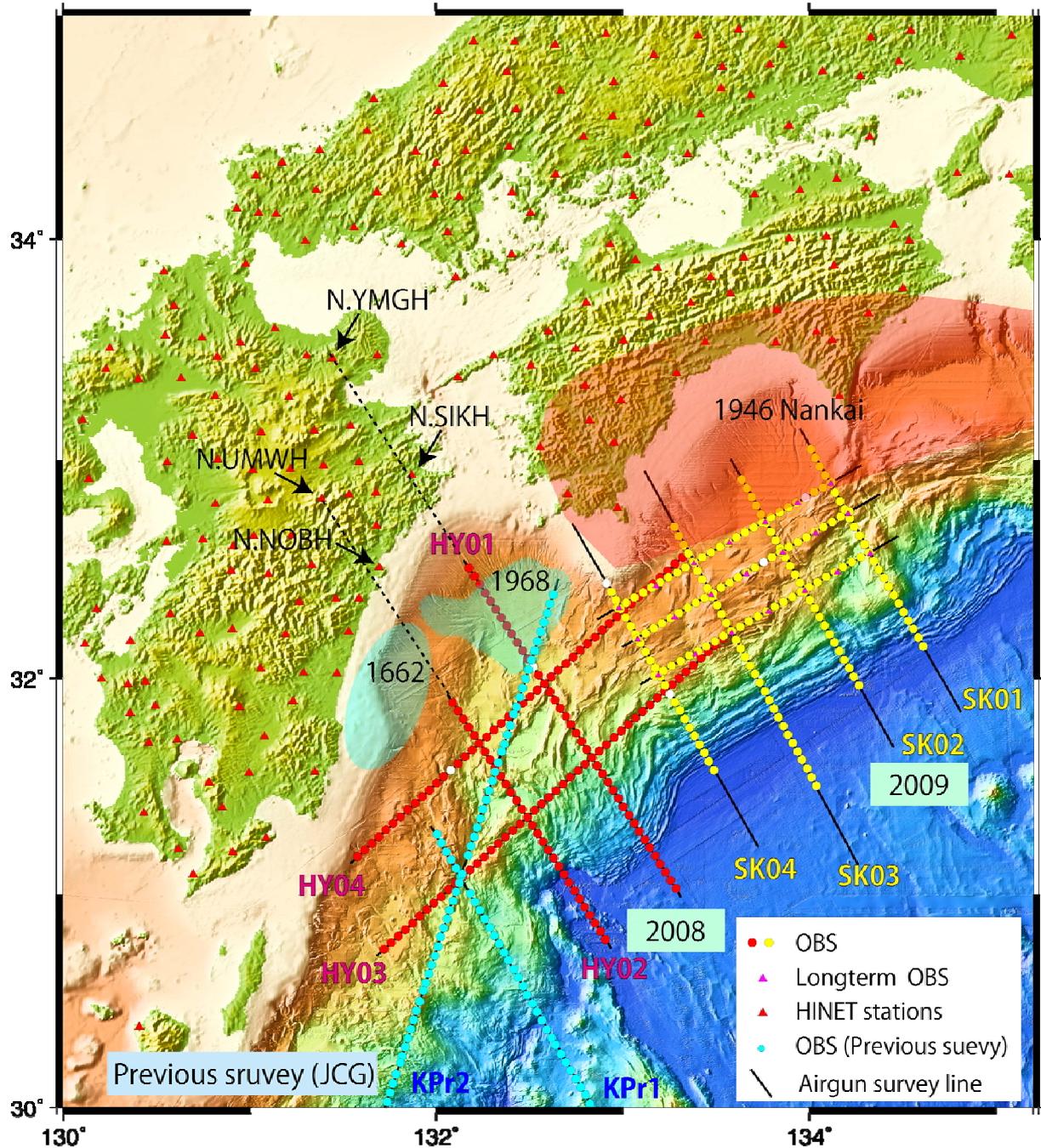


図1：日向灘、四国沖における屈折法地震探査測線。赤丸、黄丸は海底地震計(OBS)。白丸は未回収OBS。ピンク三角は長期観測OBS。1968年日向灘地震のアスペリティ3)、1662年日向灘地震の津波波源域を水色塗り5)、1946年南海地震の滑り域については赤塗り領域で示す14)。黒線はエアガン発振測線。

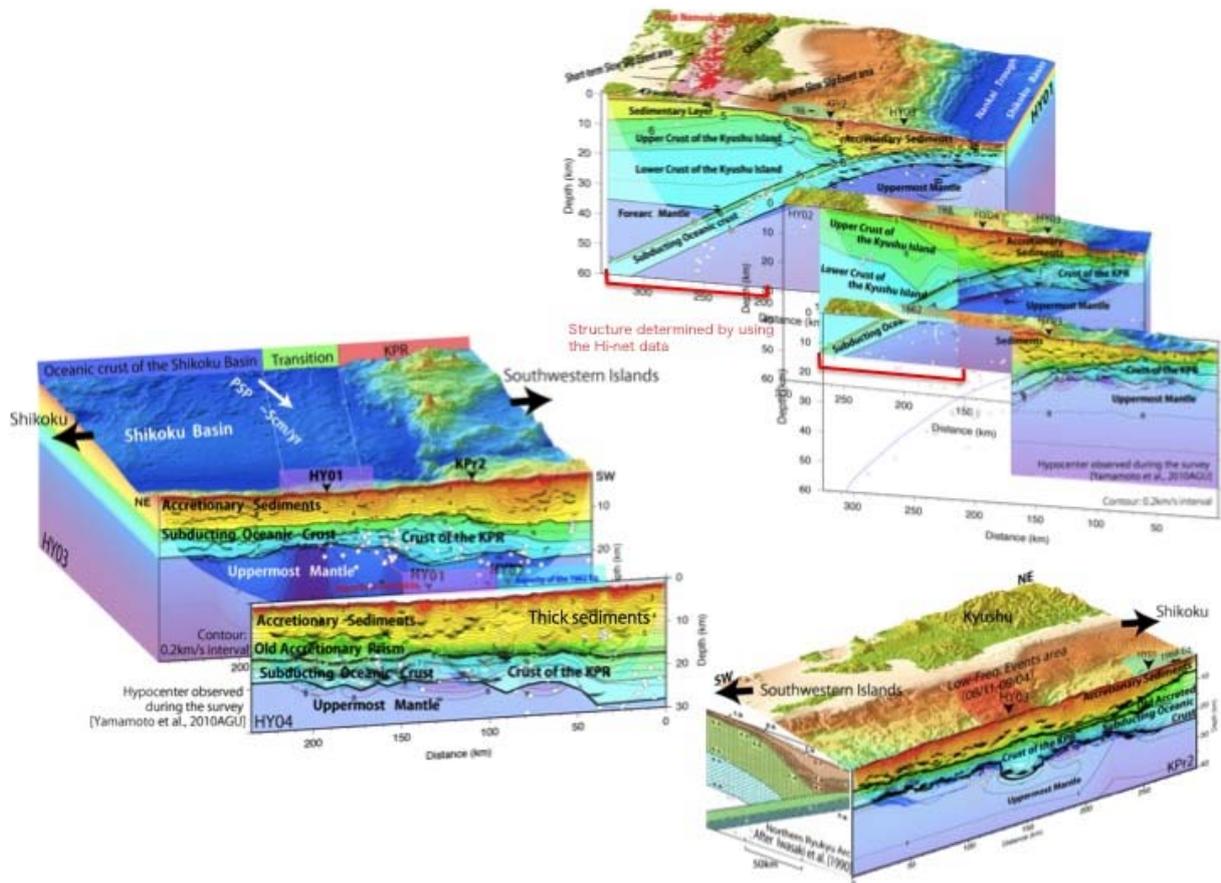


図 2：日向灘での屈折法地震探査データによる構造解析結果。上から順に、HY01、HY02、KPr1、HY03、HY04、KPr2 測線の構造イメージ。HY01、HY02 測線については（独）防災科学技術研究所の Hi-net 観測点のデータも使用して、海陸境界部の深部構造を推定した結果である。HY03、HY04 測線については日向灘側から見た図となっている。反射波イメージも重ね合わせた。KPr2 測線の南西側面には周辺で実施された北部琉球海溝の構造イメージ (21) を示した。

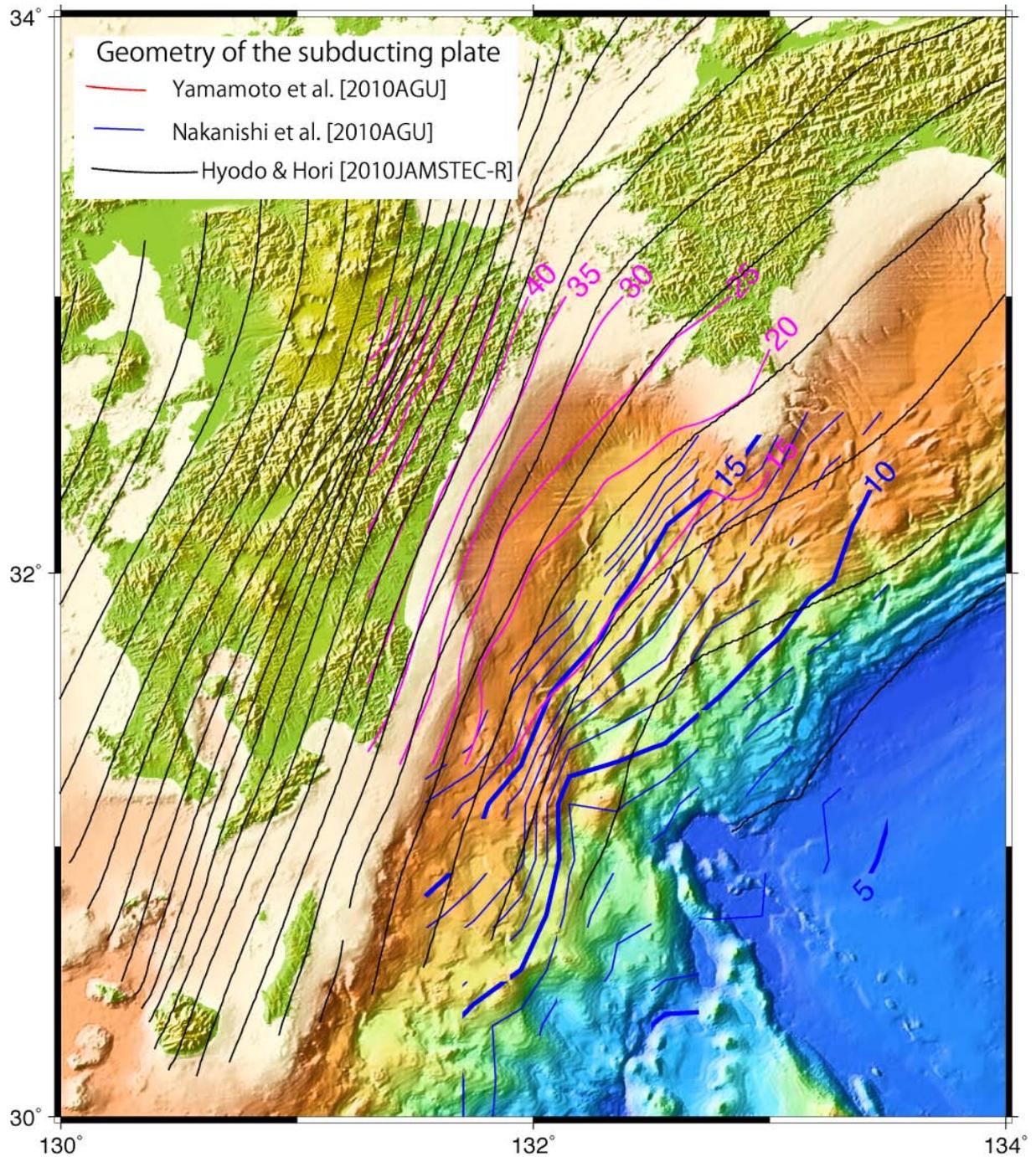


図 3： 屈折法地震探査データによる構造解析（青線）および地震トモグラフィによる深部構造（赤線）から推定される日向灘の空間的なプレート形状。黒線はシミュレーションで用いられているプレート形状 6）。

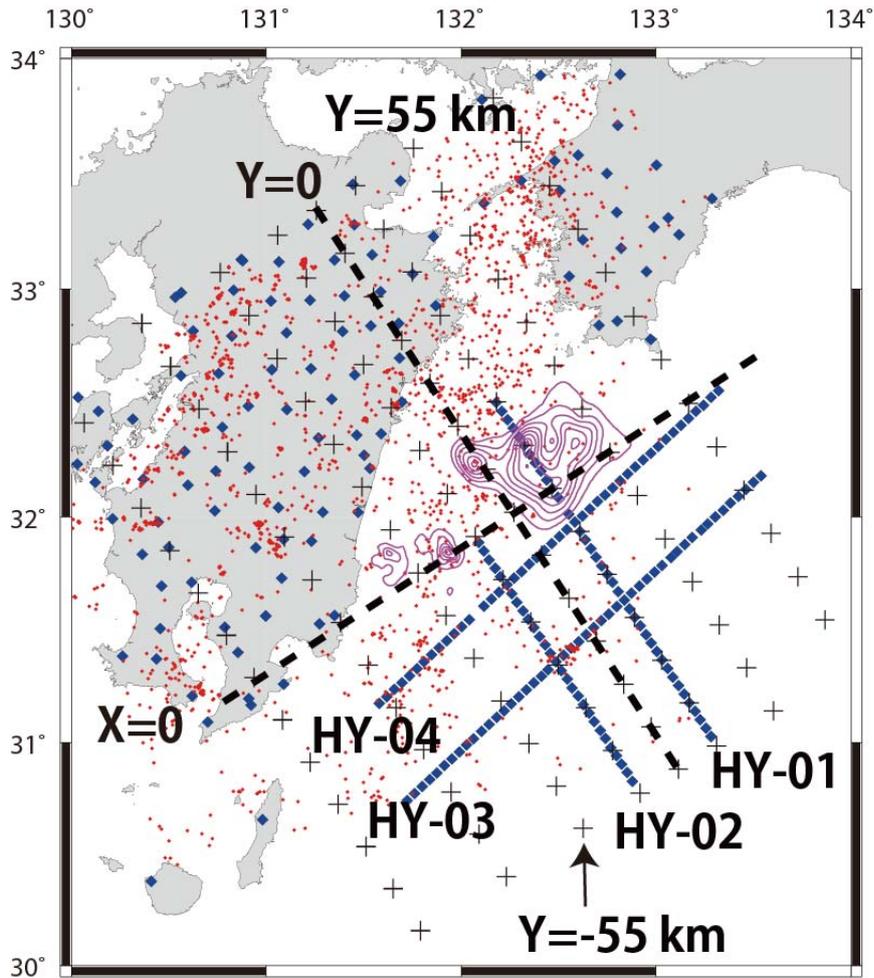


図 4: 地震データによる深部構造解析に用いた自然地震の震源 (赤点) と海陸の観測点 (青四角)。HY01 から HY04 測線上の 200m 毎のエアガンショットも震源として解析には使用している。海域は OBS、陸上は (独) 防災科学技術研究所の Hi-net、F-net および大学・気象庁の観測点。+印はグリッド位置を示す。

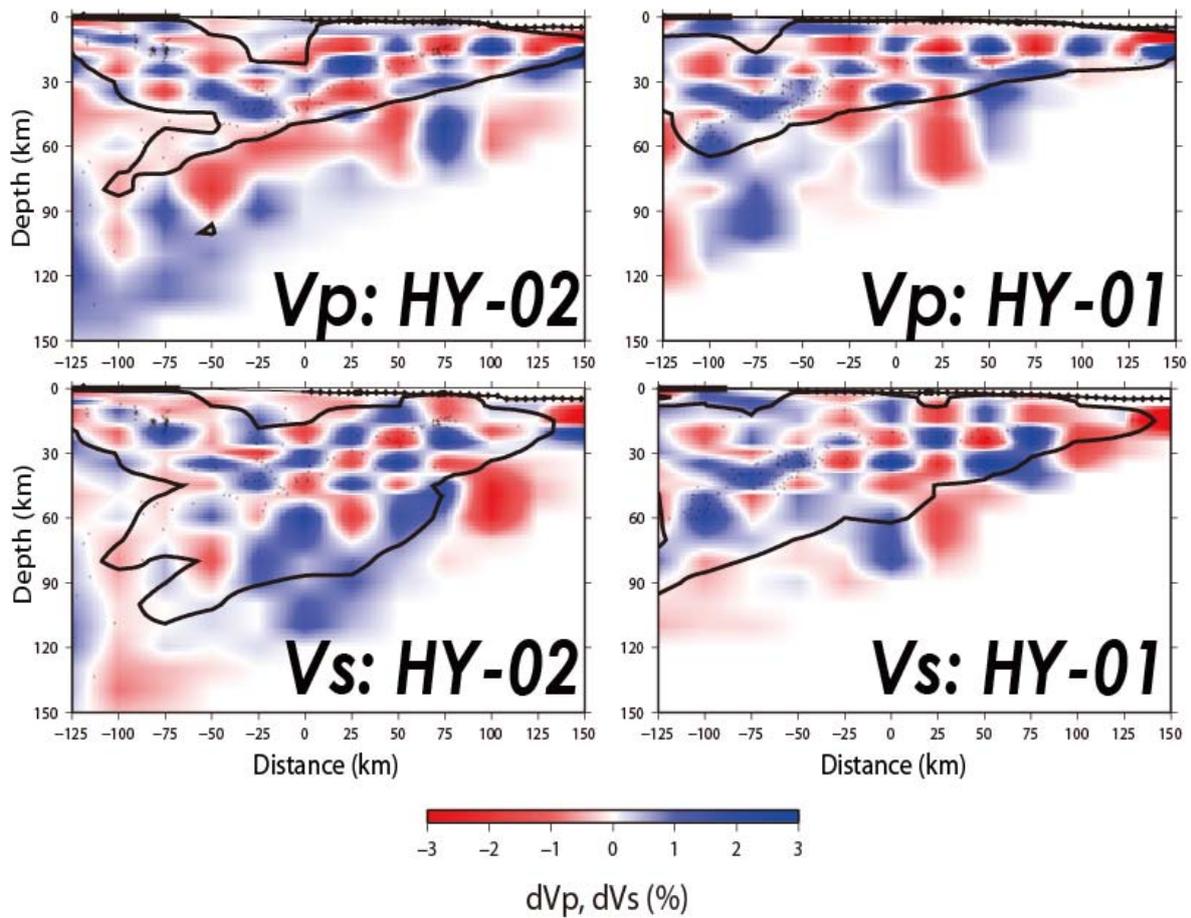


図 5： 地震データによる深部構造解析による HY01、HY02 測線について推定された P および S 速度構造についてのチェッカーボードテストの結果。推定された速度構造の解像度は実線で囲まれた範囲については水平方向 25km、深さ方向 10km 程度である。

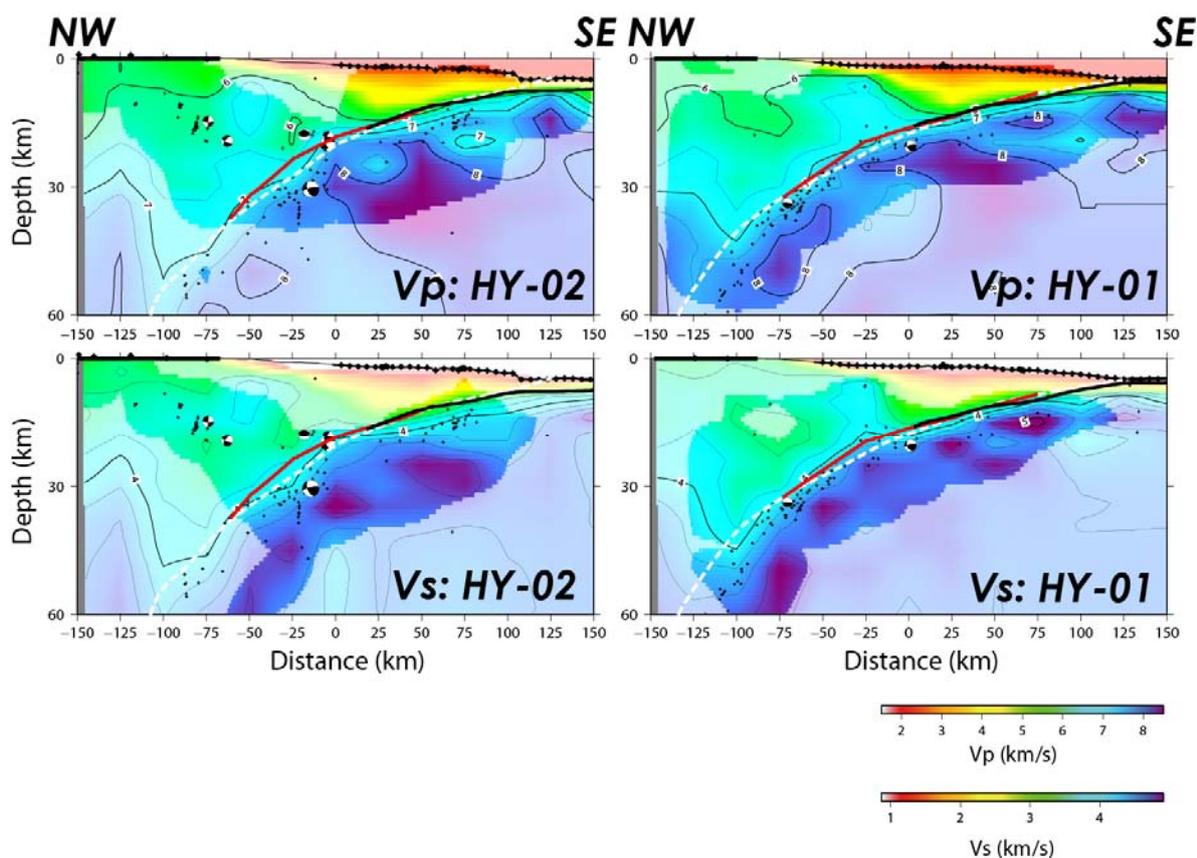


図 6：地震データを用いた深部構造解析の HY01、HY02 についての断面。赤線が震源分布から推定されるプレート境界。白点線がシミュレーションで使用しているプレート形状モデル 6)、黒線が屈折法地震探査データによる構造解析により推定されるプレート境界。

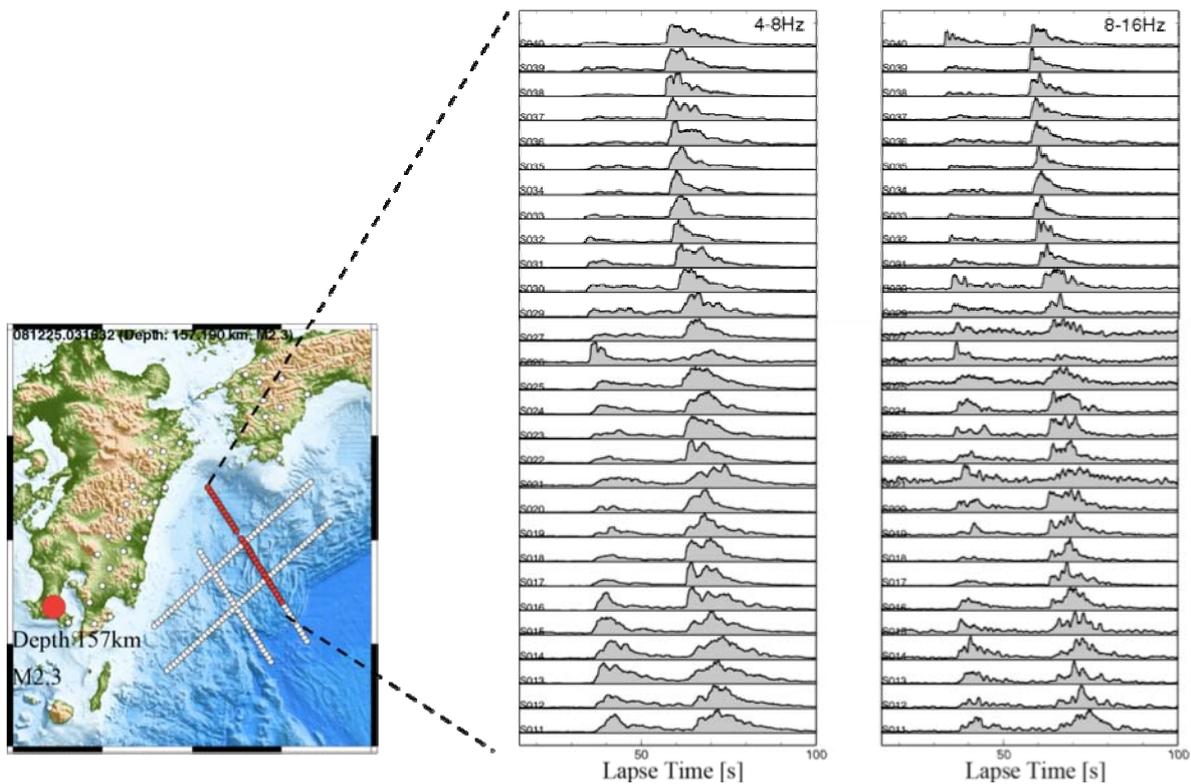


図 7 : (左) 震源 (大きな赤丸) と観測点 (OBS: 小さな赤丸) 分布。(右) 各 OBS における水平動 2 成分の RMS エンベロープ (4-8Hz、8-16Hz)。各トレースをそれぞれの最大振幅で規格化してある。HY01 の北西側の OBS では明瞭な S 波の立ち上がり、および短い継続時間が特徴的である。一方で、HY01 の南東側では緩やかな S 波の立ち上がり、および長い継続時間が特徴的で、波線経路上での強い散乱を受けていることが示唆される。

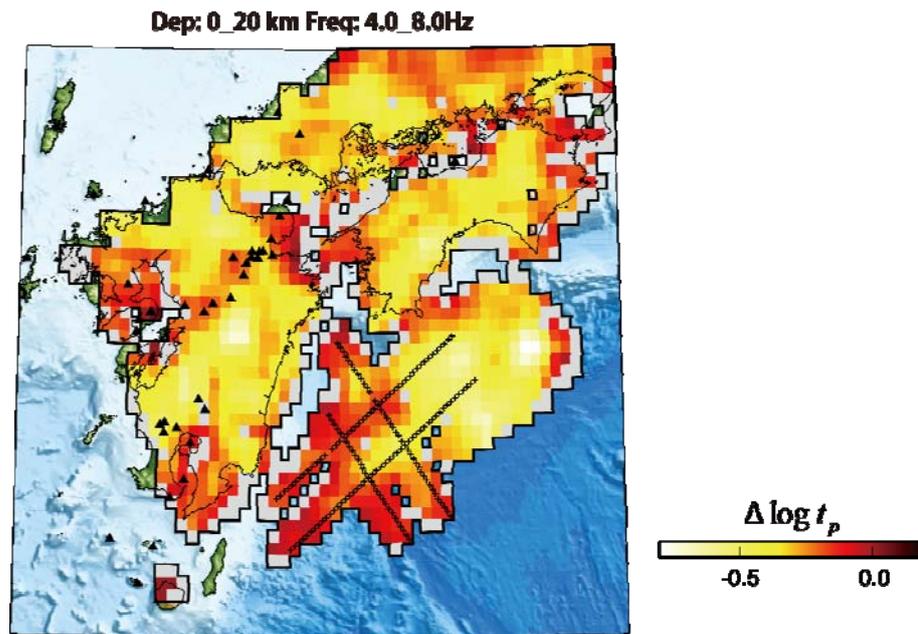


図 8： 日向灘およびその周辺の速度ゆらぎの空間変化。散乱の経路依存性を媒質のランダム速度不均質の空間変化として解釈する手法 12) によって得られたピーク遅延時間の最小値マップを示す。赤系統ほどランダムな速度ゆらぎが強く地震波が強く散乱される領域を示す。

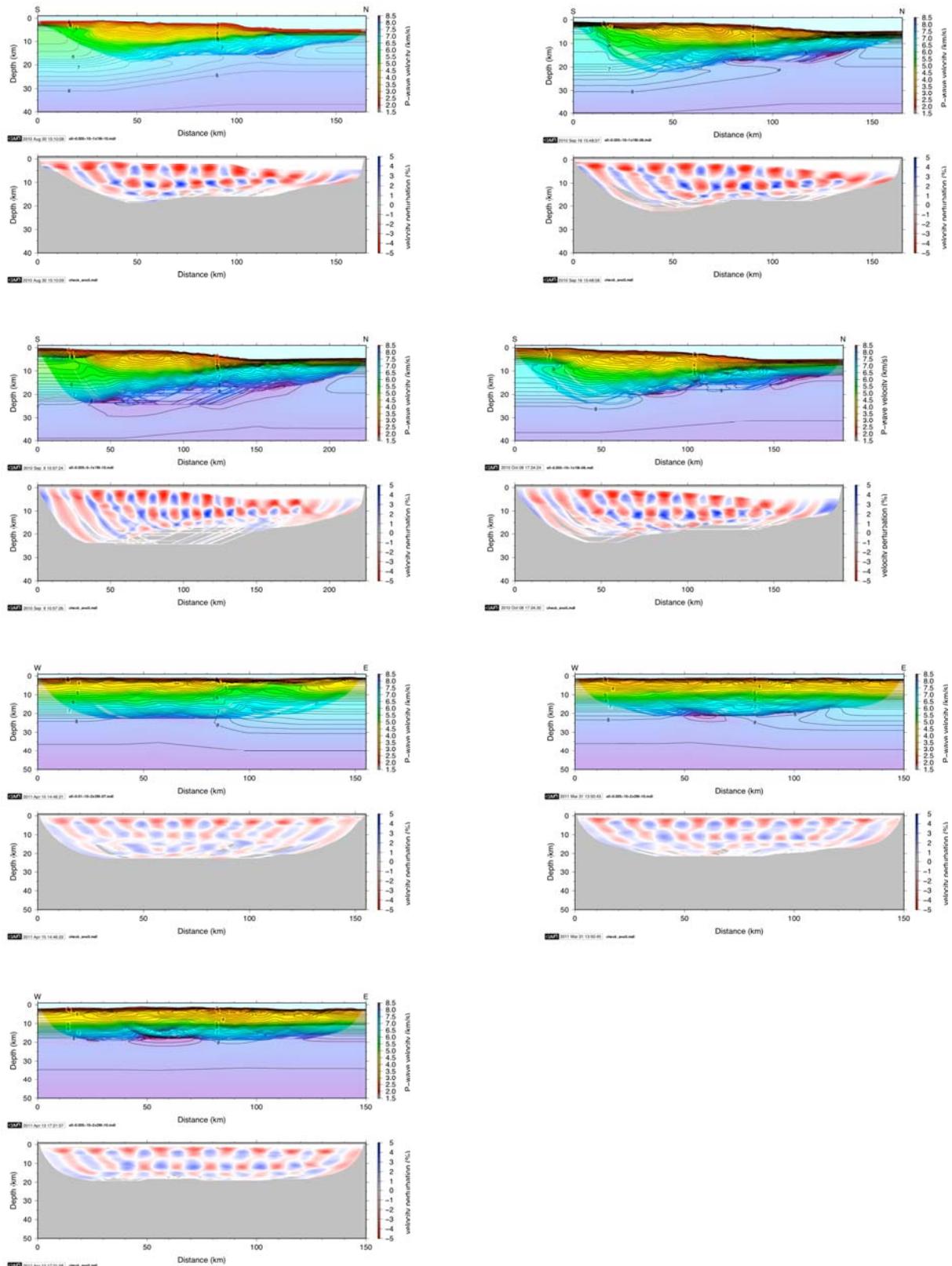


図 9：四国沖での屈折法地震探査データによる初動トモグラフィ 7) による構造解析結果。上から順に、SK01 から SK07 測線の構造イメージ（上段）とチェッカーボードテストの結果(下段)。色が薄くなっている部分と灰色の部分は波線が通過していないために、推定できない領域を示す。

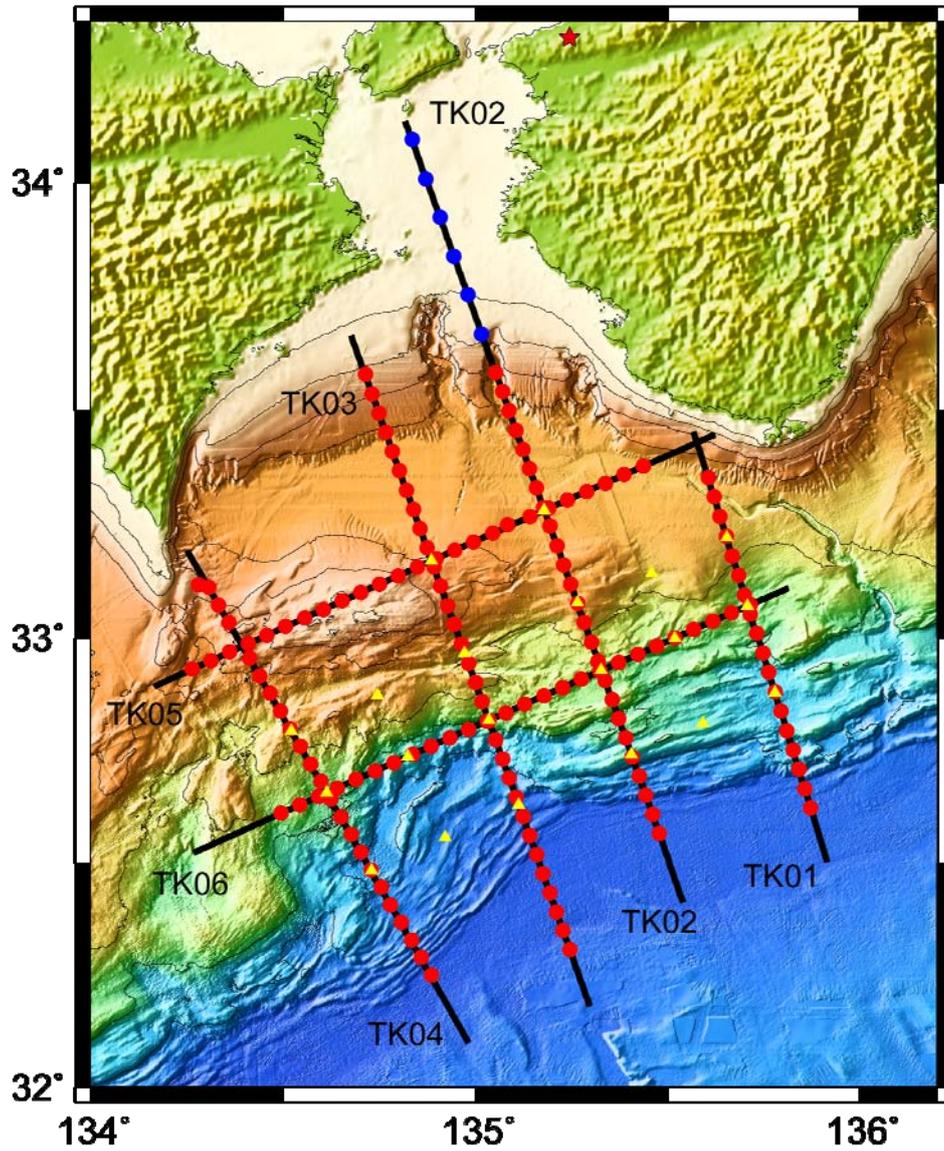


図 10: 土佐沖から紀伊半島沖にかけて実施した調査海域図。赤丸は(株)東京測深製 OBS、青丸は(株)勝島製作所製 OBS、黄色三角は長期観測用 OBS。黒線はエアガン探査測線。TK03 では同時に反射法地震探査を実施した。赤星は東京大学地震研究所の発破点。

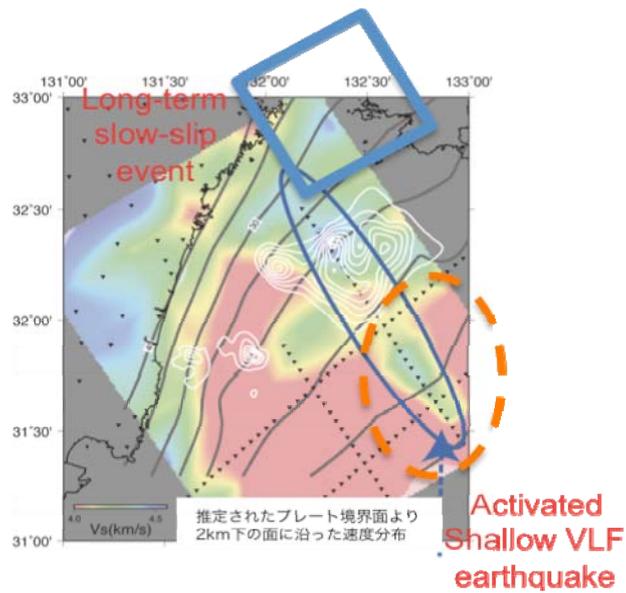


図 11：日向灘における地震データを用いた深部構造解析によって推定されたプレート境界より 2km 下の深さに沿った速度分布。青線で囲んだ HY01 周辺の領域が海洋性地殻が薄くなっている「遷移帯」に相当する。「遷移帯」の陸側深部が 1968 年の日向灘地震のアスペリティ域 (Mw7.5) 3) に対応する上、浅部は 2003 年、2010 年に発生した豊後水道のスロースリップイベントおよび深部低周波微動に連動して起きた浅部低周波地震の発生域 4) に対応している。

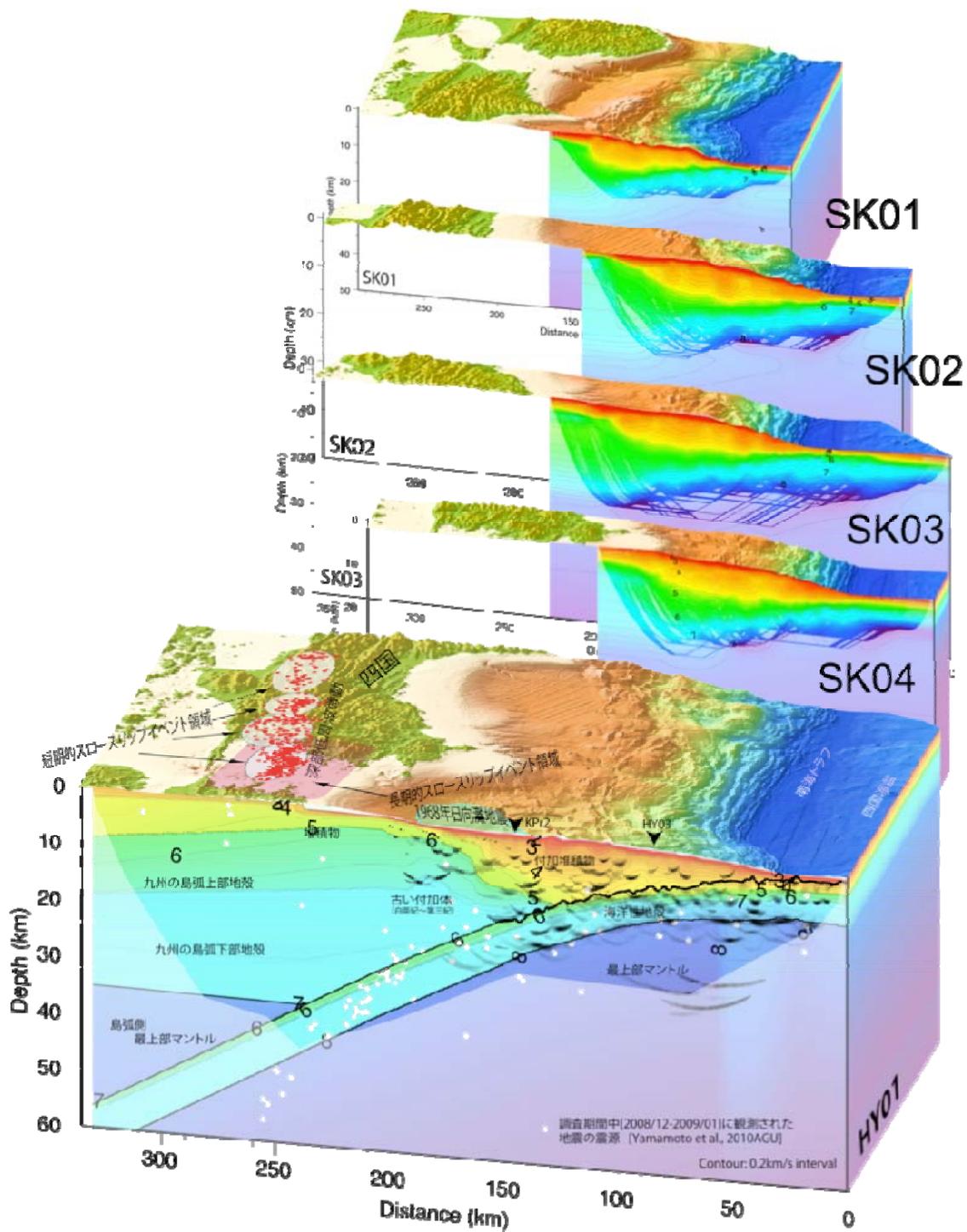


図 12：四国沖から日向灘にかけての構造イメージ。

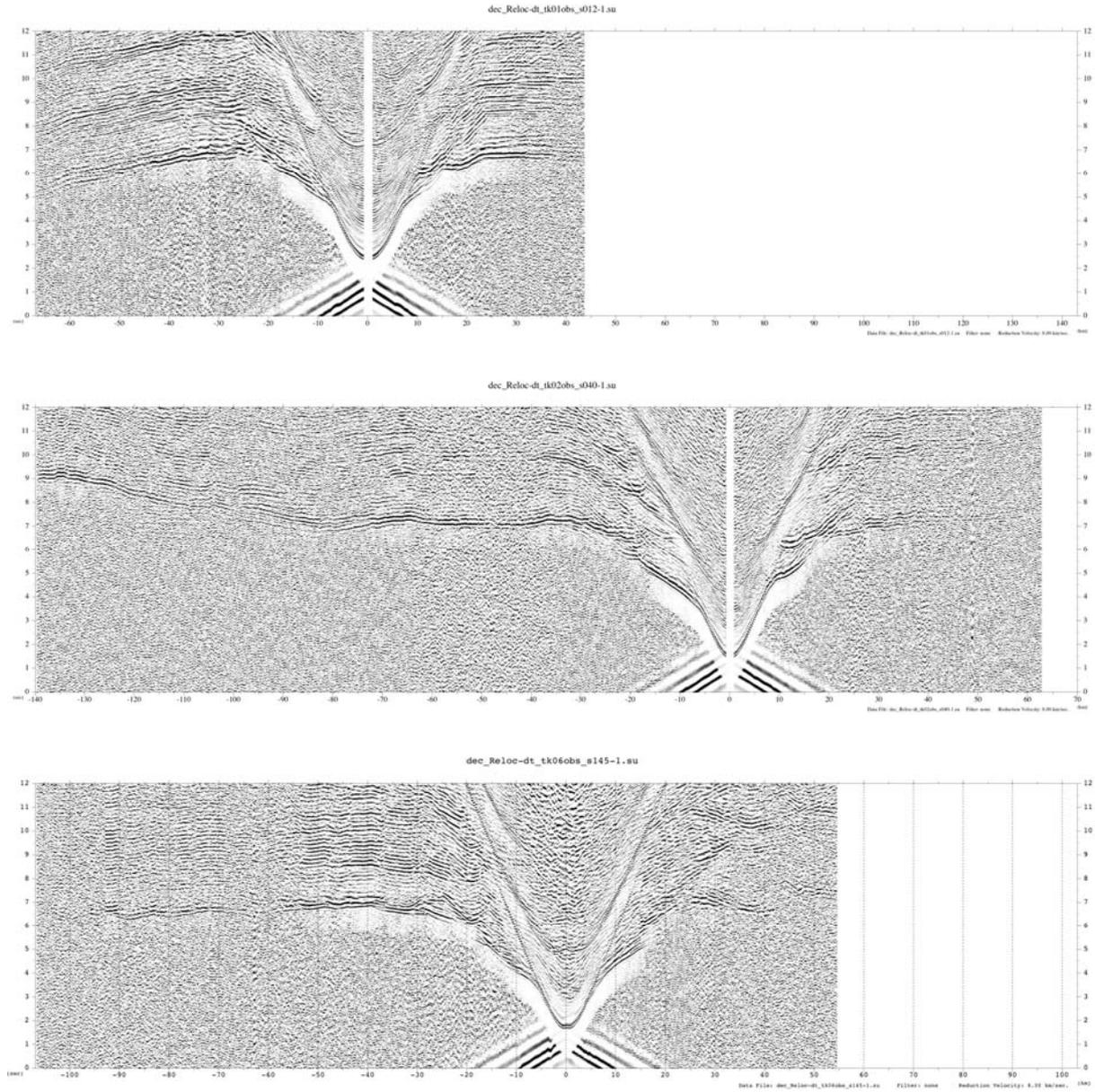


図 13：土佐沖～紀伊半島沖で実施した屈折法地震探査の記録例。上から順に TK01 測線の site12、TK02 測線の site40、TK06 測線の site145 の記録。

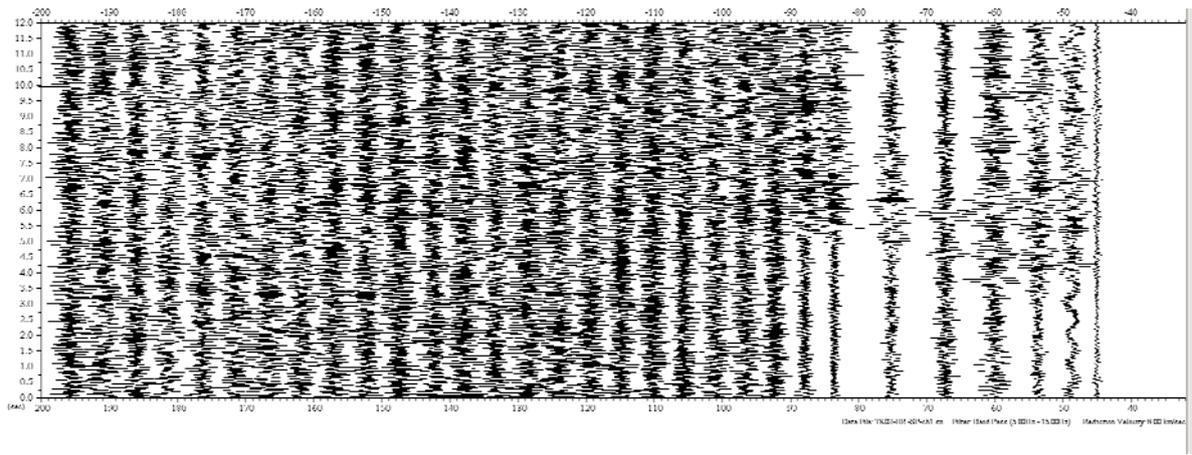


図 14：土佐沖～紀伊半島沖の構造調査の TK02 測線の OBS で取得した陸上発破記録。左が北で、左から 1 番目のトレースが Site19 で取得した陸上発破の波形。

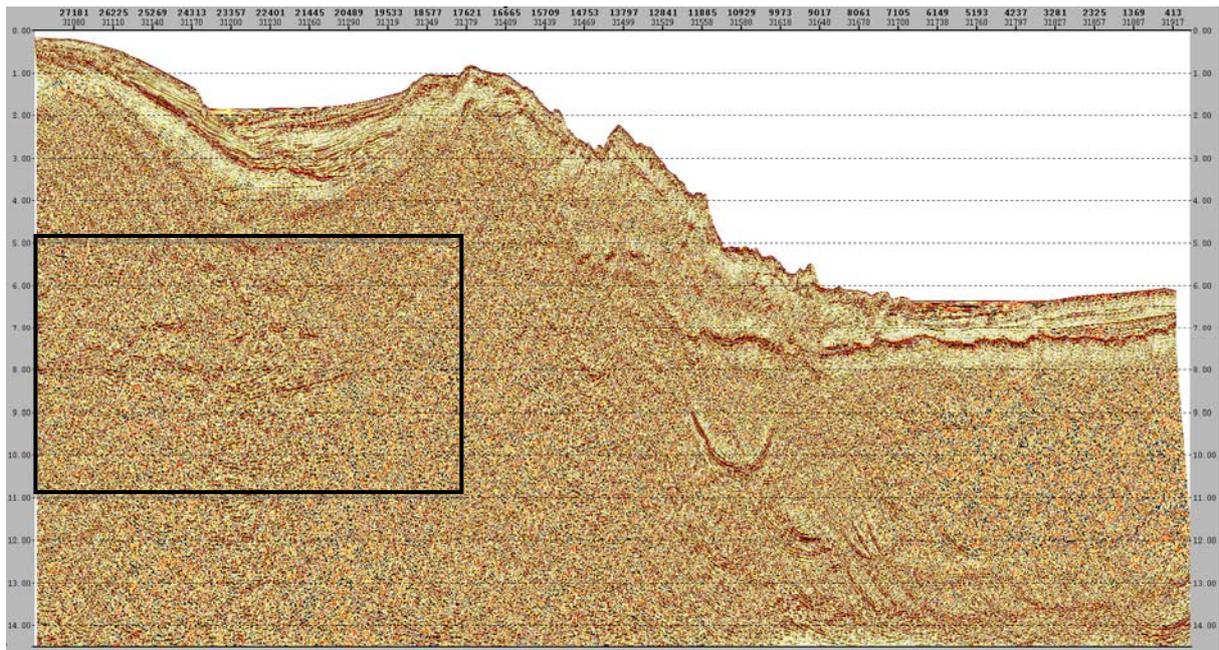


図 15：土佐沖から紀伊半島沖における反射地震探査記録断面(TK03)。四角で囲んだ部分に沈み込むプレート付近からの反射が確認できる。

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	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	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	三浦 哲
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 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：

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を解明する。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を試行する。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う。

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る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22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。本年度は、これらの海域における微小地震活動状況の正確な把握のために実施

した海底地震計による地震観測のデータ処理・解析を実施する。また、プレート間すべりに起因する海底地殻変動の検知を目的として実施した海底水圧連続観測のデータに含まれる海洋変動による海底圧力変動を予測・除去する手法の開発を行い、海底における地殻上下変動の検出を試みる。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おこなう。

(2) 平成 22 年度の成果

(a) 業務の要約

平成 21 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 5 地点において水圧観測を実施した。得られた海底地震観測データを用い、根室半島沖における詳細な震源分布を推定するとともに、宮城県沖においてはプレート境界周辺における応力場の推定を行った。海洋数値モデリングによる海底圧力変動を予測する手法の開発を継続して進め、予測値による実測値の再現性は、数値モデリングの空間分解能に依存することが明らかになった。さらに、宮城県沖において得られた海底水圧観測のデータから、継続時間 7 日程度の地殻変動イベントを検知し、陸上測地観測データとの総合解析により、プレート間で M6.6 程度の非地震性すべりイベントとしてモデル化できることを示した。さらに、宮城県沖で同時に複数観測点において捉えられた圧力計を重合処理することにより、海域内での平均的な変動成分を抽出した。平均的な海底水圧変動には、海水面高の年周変動に対応する成分とともに、経年的な増圧成分が含まれ、その増圧レートは宮城県沖におけるプレート間固着による上盤側の沈降のレートと矛盾しない。こうした実海域観測と平行して、圧力センサーの長期ドリフトのレートを測定する試みとして、恒温槽内においた 2 台の圧力計に、水深 2,000～4,000 m 相当の圧力を印加しながら、計測された圧力値を長時間にわたって比較し、2 センサーのドリフトレートの違いを、数 hPa/年程度の精度で、室内試験によって評価可能であるという見通しを得た。

(b) 業務の成果

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 月と 6 月に各 2 回、9 月と 11 月に各 1 回の航海を実施し、21 年度から観測を継続してきた海底地震計ならびに海底水圧計の回収と、同一地点への地震計・水圧計の設置を行うことにより、観測網の維持を行った。こうした観測は、海洋研究開発機構・学術調査船「淡青丸」、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」および「第 7 海工丸」）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 21 年度に海底地震計を設置した 21 地点のうち、20 地点について地震観測を継続して実施した（図 1）。S07 点については、周囲の地震活動が低調で本海域の地震活動評価に大きく貢献していないことから、平成 22 年度は観測の継続は行わなかった。10 地点における水圧観測は、全点において継続して実施した。根室

半島沖においては、10 観測点での海底地震計観測を継続するとともに、水圧観測点を 5 地点に増やして、観測態勢の強化を図った（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。

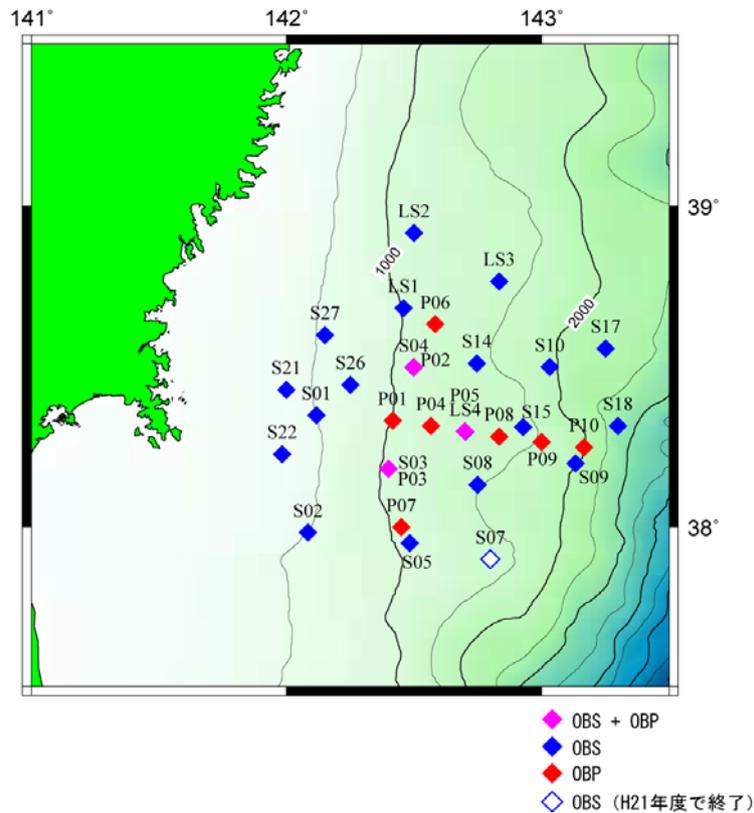


図 1 宮城県沖の観測点配置.

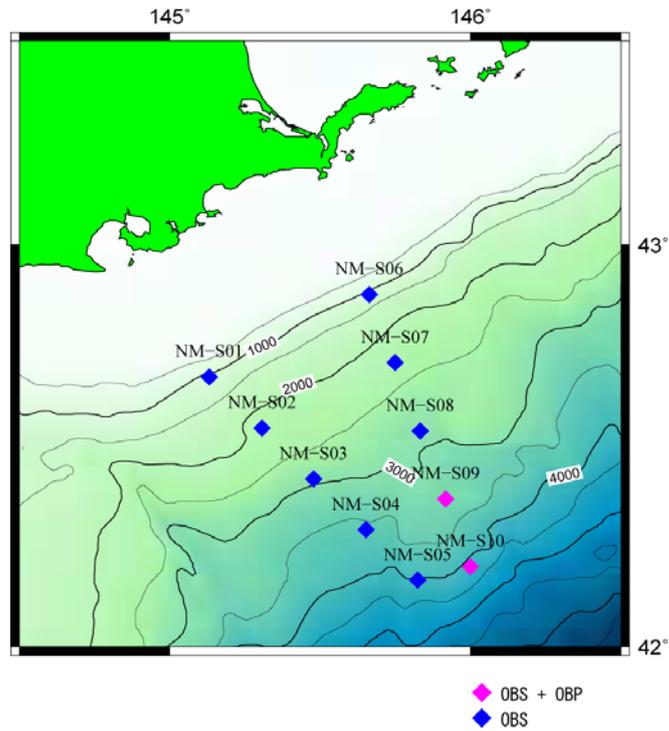


図2 根室沖の観測点配置.

表1 2010年4月宮城県沖淡青丸航海のまとめ

<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)	
S22	2010/4/12-15:48:00	38° 12' 33.8"	142° 47' 19.5"	

観測点名	時刻校正	誤差	備考
	(回収直後)		
S22	2010/4/12-16:13:00	-4317	

表2 2010年4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)	
S04	2010/5/1-14:30	38° 29.728'	142° 30.127'	
S07	2010/4/30-10:58	-	-	未回収
S08	2010/4/30-14:08	-	-	未回収
S09	2010/5/1-09:25	38° 11.733'	143° 07.924'	
S10	2010/5/1-10:31	-	-	未回収
P01	2010/5/2-07:34	38° 19.943'	142° 25.008'	
P04	2010/5/2-10:26	38° 18.915'	142° 34.026'	
P05	2010/5/2-12:08	38° 17.993'	142° 42.125'	

観測点名	時刻校正	誤差	備考
	(回収直後)		
S04	2010/5/1-15:30:10	-1756	
S07	-	-	トラポン応答なし
S08	-	-	トラポン応答なし
S09	2010/5/1-09:00:10	2602	
S10	-	-	トラポン応答なし
P01	2010/5/2-09:11:20	3299	
P04	2010/5/2-11:10:50	2914	
P05	2010/5/2-14:09:30	1234	

<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)	
S04	38° 30.00'	142° 30.00'	1100
S08	38° 08.00'	142° 45.00'	1530
S09	38° 25.80'	142° 00.00'	2040
S10	38° 13.70'	141° 59.00'	1910
P01	38° 20.00'	142° 25.00'	1050
P04	38° 19.00'	142° 34.00'	1200
P05	38° 18.00'	142° 42.00'	1400

表2 2010年4月宮城県沖啓風丸航海のまとめ(つづき)

レコーダ設定情報

観測点名	地震計名	センサ	サンプ・リング	入力 CH	アンプ 倍率 (dB)	記録タイマー
		—				
S04	3-012	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/5/15-2011/02/01
S08	3-059	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/5/15-2011/02/01
S09	3-068	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/5/15-2011/02/01
S10	3-031	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/5/15-2011/02/01
P01	PCA_6_003	圧力計	-	-	-	2010/4/27-2011/06/01
P04	PCA_6_001	圧力計	-	-	-	2010/4/27-2011/06/01
P05	PCA_6_002	圧力計	-	-	-	2010/4/27-2011/06/01

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	未設置			
S08	2010/4/30-14:40	38° 08.0184'	142° 44.9121'	1532
S09	未設置			
S10	未設置			
P01	2010/5/02-09:27	38° 19.987'	142° 25.005'	1039
P04	2010/5/02-11:18	38° 19.020'	142° 33.919'	1265
P05	2010/5/02-14:15	38° 17.993'	142° 42.006'	1412

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)
S04	未設置			
S08	2010/4/30-14:19:00	-14		位置決め実施せず
S09	未設置			
S10	未設置			
P01	2010/5/02-08:47:40	54	位置決め実施せず	位置決め実施せず
P04	2010/5/02-10:45:50	14	位置決め実施せず	位置決め実施せず
P05	2010/5/02-13:34:00	-55	位置決め実施せず	位置決め実施せず

表3 2010年6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)	
S01	2010/06/06-20:07	38° 20.665'	142° 06.909'	
S02	-	-	-	
S21	2010/06/06-16:59	-	-	未回収
S26	-	-	-	
S27	2010/06/06-14:19	38° 35.862'	142° 08.930'	
S03	2010/06/01-18:31	38° 11.195'	142° 24.090'	
LS1	2010/06/02-00:25	38° 40.783'	142° 27.410'	
LS2	2010/06/02-05:35	38° 54.889'	142° 29.500'	
LS3	2010/06/02-02:57	38° 46.455'	142° 49.794'	
LS4	2010/06/01-21:10	38° 18.211'	142° 42.239'	

観測点名	時刻校正	誤差	備考
	(回収直後)		
S01	2010/06/06-20:39:00	-4027	
S02	-	-	2010/06/01 石巻漁船にて回収
S21	-	-	トラポン応答なし
S26	-	-	2010/04/30 女川漁船にて回収
S27	2010/06/06-14:47:00	-814	
S03	2010/06/01-19:51:00	-2322	
LS1	2010/06/02-01:19:00	-244	
LS2	2010/06/02-06:25:00	-1242	
LS3	2010/06/02-04:11:00	-1913	
LS4	2010/06/01-22:11:00	-2311	

表3 2010年6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	2010/06/03-14:36	42° 40.270'	145° 07.426'	
NM.S02	2010/06/05-01:16	42° 32.606'	145° 17.100'	
NM.S03	2010/06/05-04:17	42° 25.293'	145° 28.352'	
NM.S04	2010/06/03-08:25	42° 18.018'	145° 39.272'	
NM.S05	2010/06/03-02:20	-	-	未回収
NM.S06	2010/06/04-21:50	42° 52.619'	145° 39.705'	
NM.S07	2010/06/03-19:55	42° 42.507'	145° 44.707'	
NM.S08	2010/06/04-18:12	42° 32.424'	145° 49.657'	
NM.S09	2010/06/04-15:30	42° 22.720'	145° 55.140'	
NM.S10	2010/06/04-03:20	42° 11.998'	146° 00.012'	
NM.S09(OBP)	2010/06/04-13:04	42° 22.544'	145° 55.204'	
NM.S10(OBP)	2010/06/04-05:12	-	-	

観測点名	時刻校正	誤差	備考
	(回収直後)		
NM.S01	2010/06/03-15:31:00	5812	
NM.S02	2010/06/05-03:14:00	-13016	
NM.S03	2010/06/05-05:57:00	-3551	
NM.S04	2010/06/03-10:34:00	-12285	
NM.S05	-	-	離底信号受信するも、浮上後発見出来ず
NM.S06	2010/06/04-23:05:00	-7217	
NM.S07	2010/06/03-21:22:00	-10023	
NM.S08	2010/06/04-20:01:00	-10382	
NM.S09	2010/06/04-17:17:00	-10982	
NM.S10	2010/06/04-05:50:00	-12315	
NM.S09(OBP)	通信不能	-	
NM.S10(OBP)	-	-	トラポン応答なし

表3 2010年6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>根室沖 OBS/OBP

※NM.S03~S05 と NM.S09, NM.S10 では, OBS の設置と 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° 09.00'	4150

レコーダ設定情報

観測点名	地震計名	センサー	サンプル 周波数	入力 CH	アンプ倍率(dB)	記録タイマー
NM.S01	2-068	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/06/07-2011/05/01
NM.S02	4-015	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/06/07-2011/05/01
NM.S03	4-023	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/06/07-2011/05/01
NM.S04	3-058	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/06/07-2011/05/01
NM.S05	4-057	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/06/07-2011/05/01
NM.S06	3-012	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/06/07-2011/05/01
NM.S07	2-026	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/06/07-2011/05/01
NM.S08	3-031	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/06/07-2011/05/01
NM.S09	4-064	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/06/07-2011/05/01
NM.S10	3-030	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/06/07-2011/05/01
NM.S03(OBP)	PCA_6_012	圧力計	-	-	-	2010/05/30-2011/08/01
NM.S04(OBP)	PCA_6_004	圧力計	-	-	-	2010/05/30-2011/08/01
NM.S05(OBP)	PCA_6_005	圧力計	-	-	-	2010/05/30-2011/08/01
NM.S09(OBP)	PCA_6_013	圧力計	-	-	-	2010/05/30-2011/08/01

表3 2010年6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

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	2010/06/03-14:27:48	42° 40.3373'	145° 07.9245'	1190
NM.S02	2010/06/03-13:22:16	42° 32.7002'	145° 18.3742'	2213
NM.S03	2010/06/03-12:14:04	42° 25.1343'	145° 28.7127'	2930
NM.S04	2010/06/03-10:51:41	42° 17.5317'	145° 39.1193'	3562
NM.S05	2010/06/03-02:55:52	42° 10.0090'	145° 49.4658'	4556
NM.S06	2010/06/03-18:27:31	42° 52.5402'	145° 39.8403'	1295
NM.S07	2010/06/03-19:47:36	42° 42.4052'	145° 44.9282'	2255
NM.S08	2010/06/04-00:17:46	42° 32.2670'	145° 49.9953'	3017
NM.S09	2010/06/04-01:46:42	42° 22.1632'	145° 55.0187'	3316
NM.S10	2010/06/04-03:11:52	42° 12.0252'	146° 00.0205'	4392
NM.S03(OBP)	2010/06/03-12:01:46	42° 25.1210'	145° 28.7388'	2931
NM.S04(OBP)	2010/06/03-08:19:14	42° 17.5317'	145° 39.1157'	3563
NM.S05(OBP)	2010/06/03-02:14:45	42° 10.0038'	145° 49.4075'	4548
NM.S09(OBP)	2010/06/04-01:33:03	42° 22.1497'	145° 55.0045'	3316
NM.S10(OBP)	2010/06/04-02:59:42	42° 12.0047'	146° 00.0150'	4392

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	2010/06/03-14:13:00	-10	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S02	2010/06/03-13:12:00	-5	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S03	2010/06/03-12:01:00	-8	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S04	2010/06/03-10:26:00	-12	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S05	2010/06/03-02:41:00	-4	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S06	2010/06/03-18:08:00	-32	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S07	2010/06/03-19:12:00	-15	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S08	2010/06/03-23:50:00	-37	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S09	2010/06/04-01:06:00	-15	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S10	2010/06/04-02:42:00	-18	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S03(OBP)	2010/06/03-11:46:10	187	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S04(OBP)	2010/06/03-07:17:30	332	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S05(OBP)	2010/06/03-01:49:20	349	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S09(OBP)	2010/06/04-00:55:00	221	位置決め実施せず	位置決め実施せず
NM.S10(OBP)	2010/06/04-02:29:20	170	位置決め実施せず	位置決め実施せず

表4 2010年6月宮城県沖凌風丸航海のまとめ

<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
S18	38° 19.00'	143° 18.00'	2770
P02	38° 30.00'	142° 30.10'	1100
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	3-080	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/07/01-2011/05/27
S14	3-082	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/07/01-2011/05/27
S15	4-044	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/07/01-2011/05/27
S17	3-680	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/07/01-2011/05/27
S18	4-037	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/07/01-2011/05/27
P02	PCA-6-009	圧力計	-	-	-	2010/06/19-2011/12/31
P03	PCA-6-021	圧力計	-	-	-	2010/06/19-2011/12/31
P06	PCA-6-022	圧力計	-	-	-	2010/06/19-2011/12/31

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	2010/06/20-18:45	37° 57.082'	142° 29.068'	1067
S14	2010/06/21-18:19	38° 30.705'	142° 44.704'	1460
S15	2010/06/22-07:13	38° 18.711'	142° 55.685'	1454
S17	2010/06/23-08:58	38° 33.579'	143° 14.982'	2268
S18	2010/06/22-12:11	38° 19.041'	143° 17.921'	2774
P02	2010/06/21-15:21	38° 30.011'	142° 30.098'	1104
P03	2010/06/21-12:22	38° 11.006'	142° 23.988'	1052
P06	2010/06/23-13:30	38° 38.042'	142° 25.025'	1254

表4 2010年6月宮城県沖凌風丸航海のまとめ(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)
S05	2010/06/20-18:08:00	-5	37° 57.1090'	142° 29.0305'
S14	2010/06/20-09:40:00	-4	38° 30.8276'	142° 44.7418'
S15	2010/06/22-06:50:00	-11	38° 18.8262'	142° 55.6558'
S17	2010/06/23-08:30:00	-72	38° 33.7605'	143° 15.0037'
S18	2010/06/22-11:49:00	-9	38° 19.1510'	143° 17.7649'
P02	2010/06/21-13:57:50	-40	位置決め実施せず	位置決め実施せず
P03	2010/06/21-11:54:50	80	位置決め実施せず	位置決め実施せず
P06	2010/06/23-13:13:00	206	位置決め実施せず	位置決め実施せず

<回収時詳細>宮城沖 OBS/OBP

観測点名	回収日時 ※回収作業開始日時	回収位置		備考
		緯度(N)	経度(E)	
S05	2010/06/21-06:00	37° 57.241'	142° 28.900'	
S14	2010/06/21-16:35	38° 31.102'	142° 44.737'	
S15	2010/06/22-05:55	38° 19.205'	142° 55.635'	
S17	2010/06/22-15:35	38° 34.179'	143° 15.197'	
S18	2010/06/22-10:05	38° 19.488'	143° 17.452'	
P02	2010/06/21-14:08	38° 30.211'	142° 30.142'	
P03	2010/06/21-10:43	38° 11.205'	142° 24.292'	

観測点名	時刻校正 (回収直後)	誤差	備考
S14	2010/06/21-17:46:00	-4662	
S15	2010/06/22-07:04:00	-4038	
S17	2010/06/24-08:22:00	-3217	
S18	2010/06/22-11:58:00	-5195	
P02	2010/06/21-18:51:10	891	
P03	2010/06/21-18:45:40	240675	

表5 2010年9月宮城県沖凌風丸航海のまとめ

<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)	
S04	38° 30.00'	142° 30.00'	1100
S09	38° 12.00'	143° 08.00'	2040
S10	38° 30.00'	142° 30.00'	1910
P07	38° 00.00'	142° 27.00'	1100
P08	38° 17.00'	142° 50.00'	1300
P09	38° 16.00'	143° 00.00'	1600
P10	38° 15.00'	143° 10.00'	2000

レコーダ設定情報

観測点名	地震計名	センサ	カットリク	入力 CH	アンプ倍率(dB)	記録タイマー
S04	2-077	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/10/01-2011/08/27
S09	1-063	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/10/01-2011/08/27
S10	3-019	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/10/01-2011/08/27
P07	PCA-6-007	圧力計	-	-	-	2010/09/13-2011/12/31
P08	PCA-6-023	圧力計	-	-	-	2010/09/13-2011/12/31
P09	PCA-6-024	圧力計	-	-	-	2010/09/13-2011/12/31
P10	PCA-6-008	圧力計	-	-	-	2010/09/13-2011/12/31

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)	
S04	2010/09/28-15:44:10	38° 30.016'	142° 29.962'	1100
S09	2010/09/27-18:14:00	38° 11.971'	143° 08.005'	2041
S10	2010/09/28-15:44:10	38° 30.067'	143° 01.989'	1981
P07	2010/09/27-12:28:00	38° 00.020'	142° 26.920'	1059
P08	2010/09/27-15:39:30	38° 16.990'	142° 49.940'	1481
P09	2010/09/28-08:14:30	38° 15.951'	143° 00.033'	1556
P10	2010/09/28-10:07:52	38° 15.004'	143° 09.992'	1984

表5 2010年9月宮城県沖凌風丸航海のまとめ(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)
S04	2010/09/28-15:11:00	-71	38° 30.1245'	142° 30.0247'
S09	2010/09/27-17:57:00	-29	38° 11.8449'	143° 07.9285'
S10	2010/09/28-11:44:00	-51	38° 29.9046'	143° 02.0490'
P07	2010/09/27-10:58:30	-205	位置決め実施せず	位置決め実施せず
P08	2010/09/27-15:31:00	-490	位置決め実施せず	位置決め実施せず
P09	2010/09/28-06:48:20	-34	位置決め実施せず	位置決め実施せず
P10	2010/09/28-06:53:50	191	位置決め実施せず	位置決め実施せず

<回収時詳細>宮城沖 OBP

観測点名	回収日時 ※回収作業開始日時	回収位置		備考
		緯度(N)	経度(E)	
P06	2010/09/29-08:05	38° 38.19'	142° 35.08'	
P07	2010/09/27-12:30	38° 00.47'	142° 26.70'	
P08	2010/09/27-15:43	38° 17.06'	142° 50.07'	
P09	2010/09/29-12:17	-	-	未回収
P10	2010/09/29-14:59	38° 14.75'	143° 09.96'	

観測点名	時刻校正 (回収直後)	誤差	備考
P07	-	-	通信出来ず
P08	2010/09/27-16:56:30	1138	
P09	-		トラポン応答あるが離底せず
P10	2010/09/29-16:05:00	約+7h	

表6 2010年11月宮城県沖備船航海のまとめ

<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)	
S01	38° 21.00'	142° 07.00'	520
S02	37° 59.00'	142° 05.00'	530
S21	38° 25.80'	142° 00.00'	360
S22	38° 13.70'	141° 59.00'	290
S26	38° 26.70'	142° 15.00'	720
S27	38° 36.00'	142° 09.00'	540
S03	38° 11.00'	142° 24.00'	1050
LS1	38° 41.00'	142° 27.50'	720
LS2	38° 55.00'	142° 30.00'	1210
LS3	38° 46.00'	142° 50.00'	1410
LS4	38° 18.00'	142° 42.00'	1410

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
S01	2-033	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/11/6-2011/06/4
S02	1-077	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/11/6-2011/06/4
S21	2-099	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/11/6-2011/06/4
S22	1-062	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/11/6-2011/06/4
S26	3-075	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/11/6-2011/06/4
S27	2-095	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/11/6-2011/06/4
S03	4-017	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/11/6-2011/10/6
LS1	3-029	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/11/6-2011/10/6
LS2	3-007	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/11/6-2011/10/6
LS3	3-011	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/11/6-2011/10/6
LS4	3-050	4.5 Hz	125 Hz	4	40, 40, 40, 40	2010/11/6-2011/10/6

表6 2010年11月宮城県沖備船航海のまとめ(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)	
S01	2010/11/03-11:35:47	38° 21.0137'	142° 07.0127'	524
S02	2010/11/04-13:23:35	37° 59.0138'	142° 04.9647'	538
S21	2010/11/03-12:33:17	38° 25.9138'	142° 00.1152'	358
S22	2010/11/03-10:26:30	38° 13.7530'	141° 59.0252'	299
S26	2010/11/03-13:59:08	38° 26.6950'	142° 15.0080'	732
S27	2010/11/03-15:12:30	38° 36.0193'	142° 09.0053'	545
S03	2010/11/04-11:33:38	38° 11.0067'	142° 23.9753'	1052
LS1	2010/11/03-16:55:20	38° 40.9855'	142° 27.5277'	953
LS2	2010/11/03-21:01:04	38° 55.0075'	142° 29.9982'	1194
LS3	2010/11/03-22:52:51	38° 45.9725'	142° 49.9843'	1403
LS4	2010/11/04-01:48:00	38° 17.9823'	142° 41.9737'	1409

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)
S01	2010/11/03-10:53:00	-7	位置決め実施せず	位置決め実施せず
S02	2010/11/04-13:00:00	-6	位置決め実施せず	位置決め実施せず
S21	2010/11/03-12:17:00	-9	位置決め実施せず	位置決め実施せず
S22	2010/11/03-10:11:00	-9	位置決め実施せず	位置決め実施せず
S26	2010/11/03-13:17:00	-22	位置決め実施せず	位置決め実施せず
S27	2010/11/03-14:41:00	-12	位置決め実施せず	位置決め実施せず
S03	2010/11/04-11:15:00	-16	位置決め実施せず	位置決め実施せず
LS1	2010/11/03-16:19:00	-27	位置決め実施せず	位置決め実施せず
LS2	2010/11/03-20:40:00	-35	位置決め実施せず	位置決め実施せず
LS3	2010/11/03-22:22:00	-36	位置決め実施せず	位置決め実施せず
LS4	2010/11/04-01:32:00	-34	位置決め実施せず	位置決め実施せず

根室半島沖でえられたの海底地震観測データ解析に関しては、研究協力者の北海道大学において検測作業を進めており、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った。2008 年 11 月 9 日から 2009 年 6 月 16 日までの震央分布図（図 3）では、根室半島沖アスペリティでは活動が静穏であるが、その周辺では 2009 年 4 月 28 日 20 時 21 分に、釧路沖の北緯 42.6 度、東経 145.1 度で M5.4 の地震が発生し、その余震活動が見られる。これらの震源付近での気象庁一元化震源との比較を図 4、5、6 に示す。図 4 は震央分布、図 5 は南北断面、図 6 は東西断面で、白丸と黒丸はそれぞれ海底地震観測による震源と気象庁一元化震源を表す。図 5、6 では、海底地震観測による震源は気象庁一元化震源より浅く決まっています、その深さは沈み込む太平洋プレート上面の深さとよく一致している。

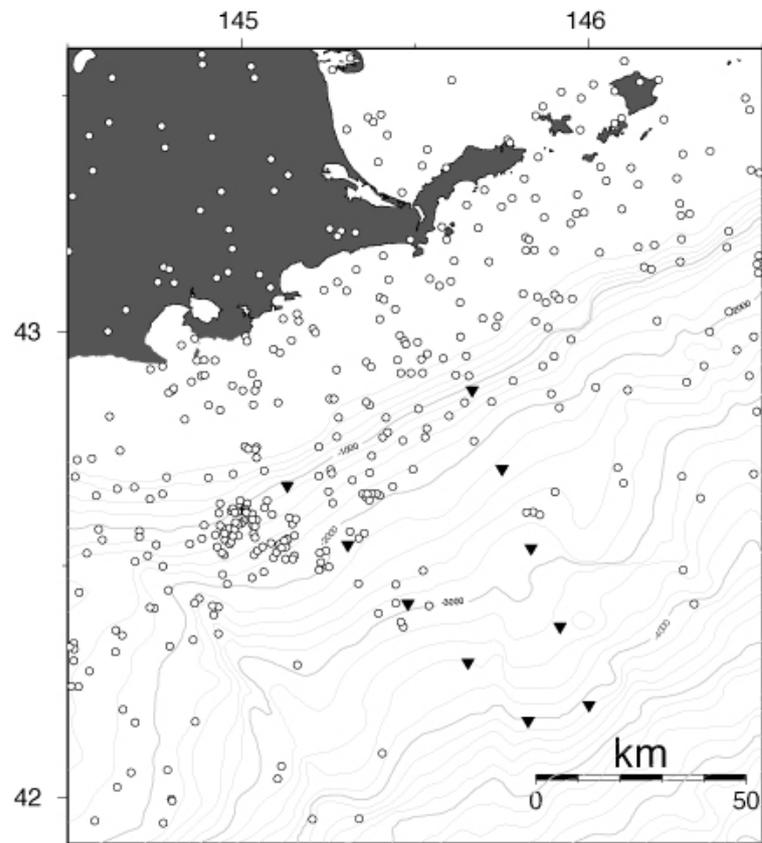


図 3 平成 21 年度に実施した海底地震観測のデータを用いて決定した震央分布（2008 年 11 月 9 日～2009 年 6 月 16 日）。逆三角印は海底地震計の設置位置。

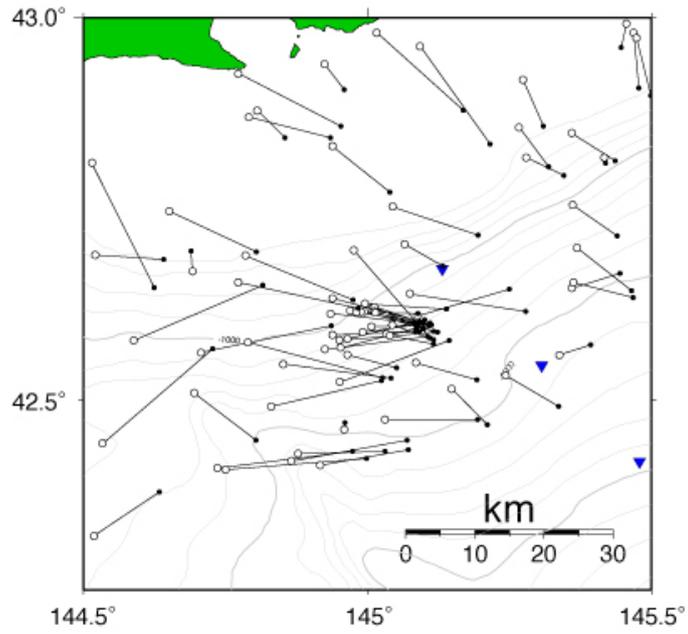


図4 2009年4月に発生したM5.4の地震の震央付近における震央分布。白丸は海底地震観測データによる震央、黒丸は気象庁一元化カタログによるもの。

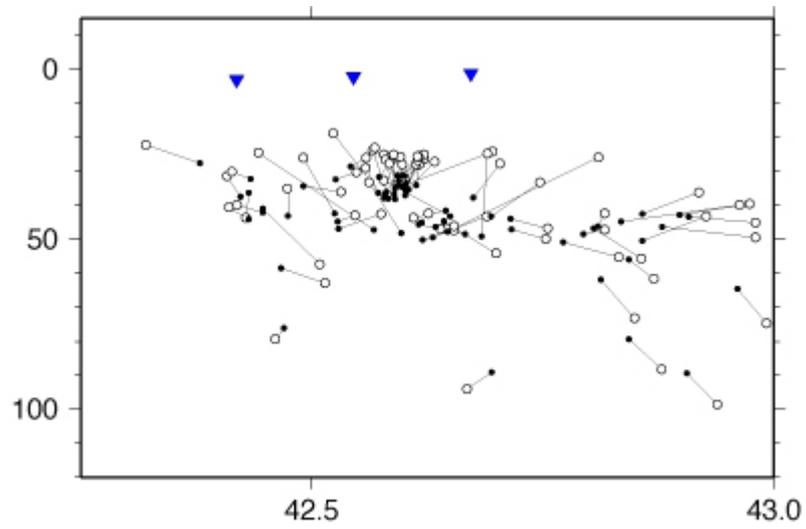


図5 図4に示した範囲の地震の震源深さ分布（南北断面）。

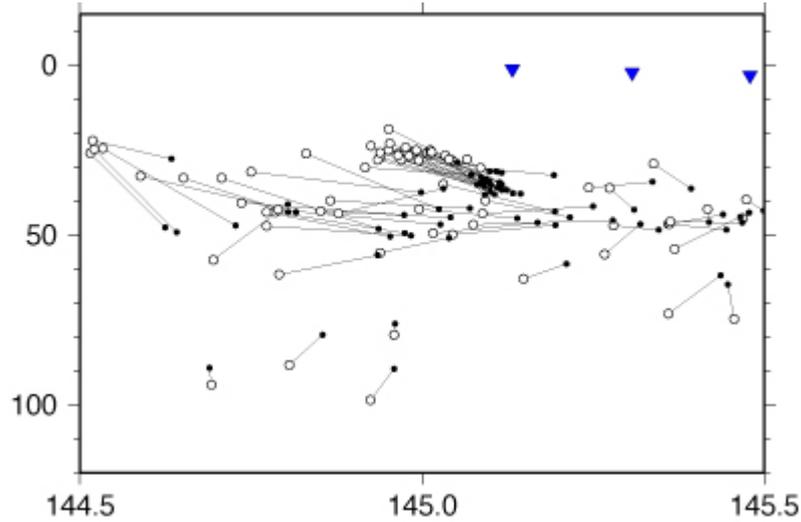


図6 図4に示した範囲の地震の震源深さ分布（東西断面）。

宮城県沖で実施した海底地震観測および陸上観測の併合処理データによって得られたP, S波到達時刻から地震（2005年8月16日～2009年10月31日）を山本・他（2009）¹⁾の三次元地震波速度構造を用いて震源を決定した。その後、P波初動極性（陸上+OBS）とS/P振幅比（陸上観測点）を用いてメカニズム解を決定した。宮城県沖に配置した小領域において得られたメカニズム解を用いてIto et al. (2009)²⁾によって応力場を推定し、プレート境界近傍の小領域を抜き出した（図7）。推定された主応力軸の方位角・プランジのエラーを考慮すると応力場には有意な差はみられず、宮城県沖の応力場の空間不均質は小さいと考えられる。宮城県沖全体のメカニズム解を用いて推定した広域応力場（図7右下）は、 σ_1 軸の方位角は海陸プレートの相対運動方向にほぼ一致し、 σ_3 軸の方向は鉛直に近く、プレート間相対運動に伴う逆断層型（プレート境界型）地震を引き起こす応力場であり、各小領域で推定された応力場もおおむね同様の傾向を持つ。

想定宮城県沖地震の震源域である1978年宮城県沖地震のアスペリティ東端では、プレートの沈み込み角度が25°程度から30°程度に変化しており、プレートの沈み込み角度の変化（折れ曲がり）が存在し、アスペリティとプレート境界形状との間に対応関係が存在する（図8）。

主応力軸（ σ_i , $i=1, 2, 3$ ）とプレート境界の法線とのなす角度（ θ_i ）の分布を図9に示す。 θ_i は、プレート境界の沈み込み角度が変化するアスペリティの東端付近で変化しており、プレート境界・アスペリティに対応するような分布をする。特に最大主応力軸（ σ_1 ）とプレート境界とのなす角度（ θ_1 ）に注目すると、非アスペリティ域よりもアスペリティ域の θ_1 が小さく、プレート境界に対して立つ（直交）するような最大主応力軸方向をもつ。この最大主応力軸とプレート境界のなす角度からアスペリティ域では非アスペリティ域に比べて垂直抗力が大きく、摩擦力が大きいために固着が強くなっていることが考えられる。プレート境界に働く剪断応力については最小主応力軸（ σ_3 ）の影響も考えなければいけないが、応力比の推定精度が低く $\sigma_{1,3}$ の相対的な大きさの議論ができないために剪断応力の議論は難しい。

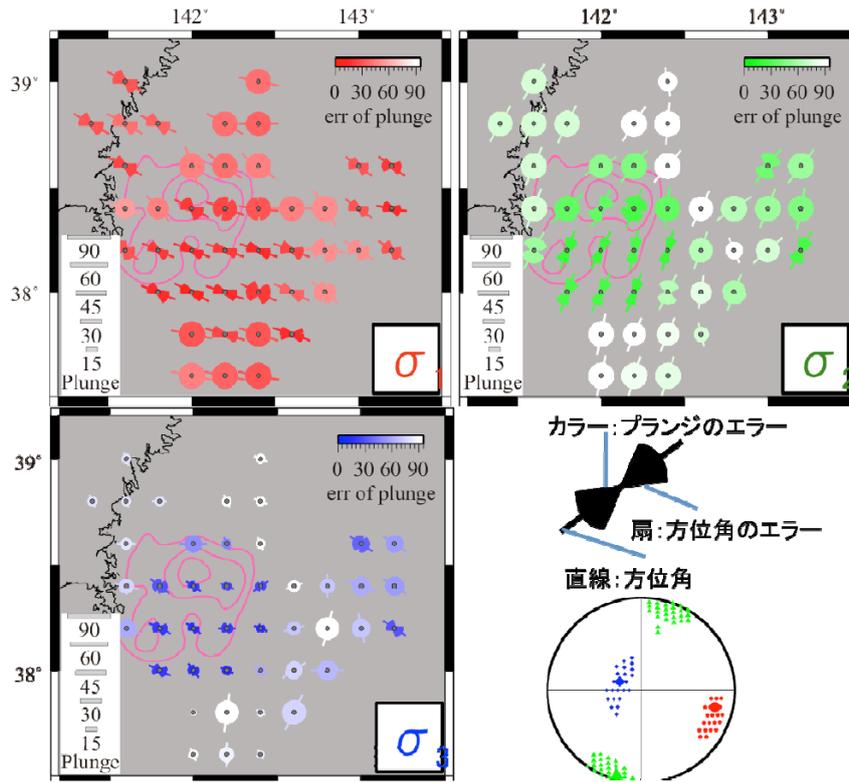


図7 プレート境界近傍の応力場. 推定された主応力軸（最大主応力： σ_1 ，中間主応力： σ_2 ，最小主応力： σ_3 ）を示す. 主応力軸の方位角・プランジを直線の向き・長さで示し，それらのエラーを扇形・カラーで示す. また，震源球は宮城県沖の広域応力場を表す.

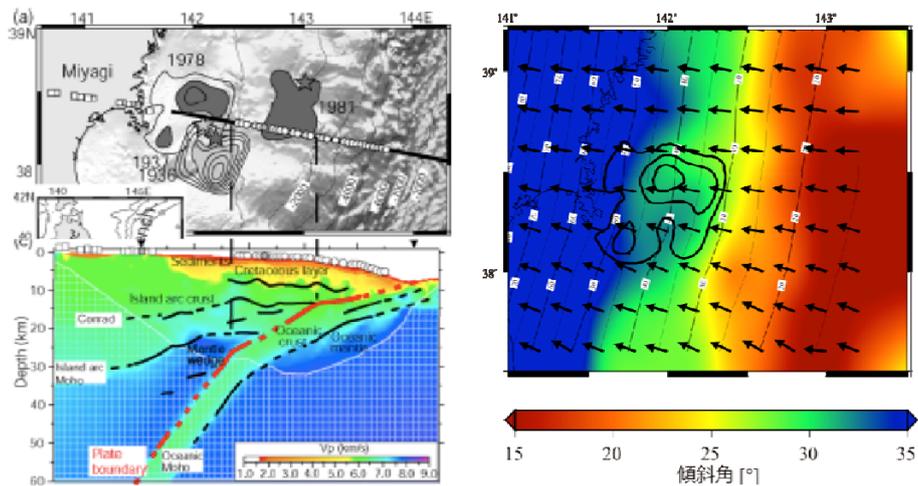


図8 宮城県沖のプレート境界形状. (左) Ito et al. (2005)³⁾ によって推定されたプレート境界形状. (右) 山本・他 (2009) によって推定されたプレート境界形状. 矢印で沈み込み方向をカラーで沈み込み角度を表す.

θ_1 の空間分布においてはプレート沈み込み方向（東西）に対する変化が存在するが，海溝軸に平行な方向（南北）に対する変化は小さい（図10）. そこで，マンテルウェ

ッジ内の V_p/V_s に注目すると南北方向に変化し、アスペリティ域では低 V_p/V_s 、非アスペリティ域では高 V_p/V_s といった地震波速度構造とアスペリティとの間に対応関係が存在する⁴⁾。以上のことから南北のプレート間固着強度の変化は物質の変化によるものであると考えられる。宮城県沖のプレート間固着強度はプレート形状による応力変化（東西）、物質による摩擦特性変化（南北）によってきまっているのかもしれない。

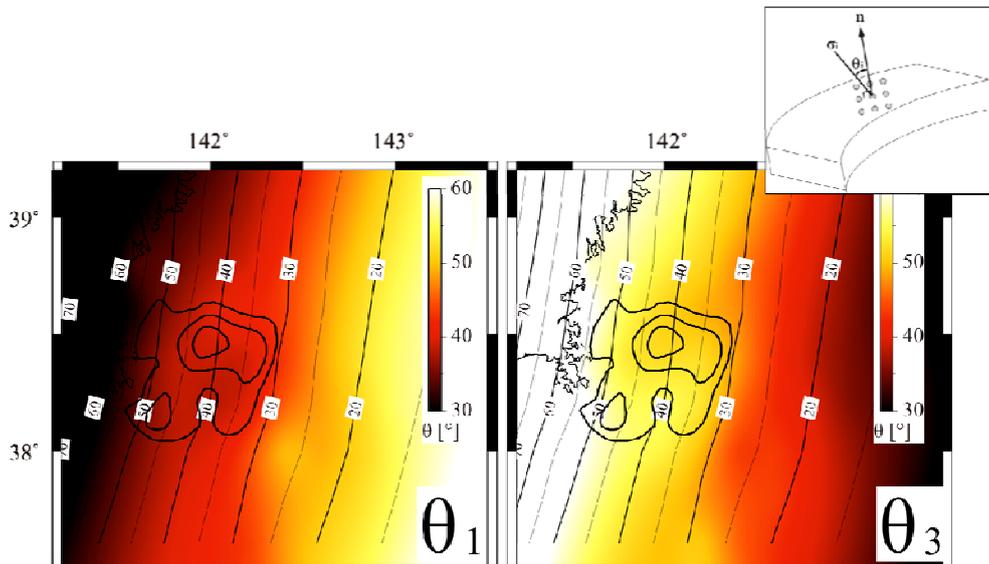


図9 主応力軸とプレート境界のなす角度 (θ_i)。 θ_i の分布をカラー、プレート境界の深さを細い実線、アスペリティを太い実線で示す。(左) 最大主応力軸 (θ_1)。 (右) 最小主応力軸 (θ_3)。

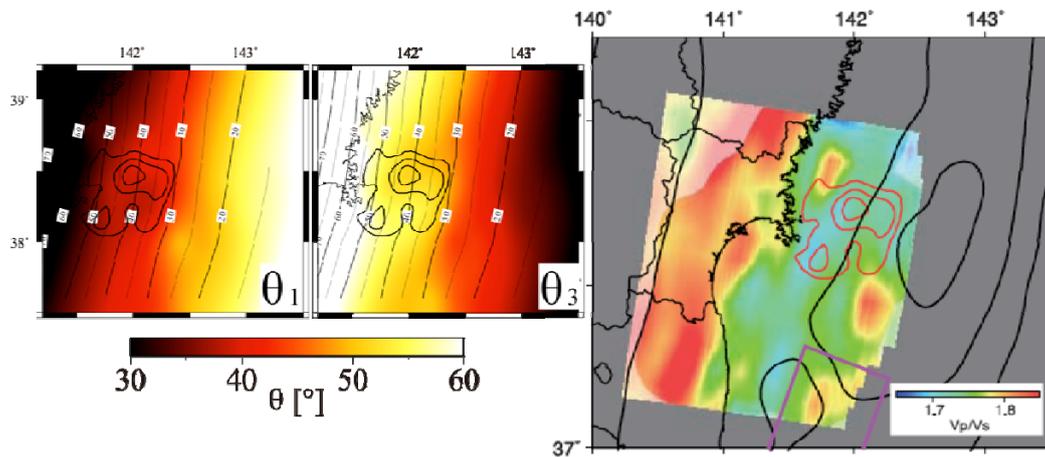


図10 θ_i とマントルウェッジ内の V_p/V_s 構造の比較。(左) θ_1 分布。(中) θ_3 分布 (右) マントルウェッジ内の V_p/V_s 構造 (Yamamoto et al., 2008⁴⁾)。

海底水圧データに含まれる海洋変動成分を予測し、観測データから固体地球側の地殻変動による水圧変化を検出することを目的として、21年度に引き続いて、気圧や風によって駆動される数日から数十日程度の周期帯の全球順圧海洋モデリングを行った。今年度は、海底水圧変動の予測値の数値モデルにおける空間分解能に対する依存性について検討を進めた。予測精度は空間分解能を向上させることにより向上する可能性があるが、計算コストを大幅に増加させるため、実用上最適な設定を検討する必要があると考えた。

実際の計算結果には、予測通り、顕著なモデルの空間解像度に対する依存性がみられることがわかった。典型例を図11に示す。沿岸域や縁辺海など多少の例外はあるものの、解像度を向上させると計算される海底圧力の振幅が全球にわたり小さくなることがわかる。この原因として、粗い解像度では滑らかな海底地形上におけるエネルギーの消散が小さいのに対し、細かな解像度では急峻な地形が表現され、エネルギーが強く消散することがあげられる⁵⁾。

モデル精度の検証には全球の144個の現場海底圧力データを用いる。観測データに含まれる潮汐による変動は、ローパスフィルタにより除去し2日以上周期帯で、モデルによる予測値と比較する。現場データの再現性はモデルとデータの相関係数によって評価する。図12に全球データの平均再現性の解像度依存性を示す。現場の再現性は解像度が $1/12^\circ$ のとき最もよかった。解像度がそれよりも粗くても細かくても再現性が低下する。解像度に対する依存性は相関係数で0.1のオーダーと大きい。前節では高解像度化に伴うエネルギーの減少が見られたが、 $1/12^\circ$ よりも高解像度のモデリングは現場と比べ振幅が小さくなってしまう。その他のパラメータに対する依存性は小さく、相関係数で0.01のオーダーであった。

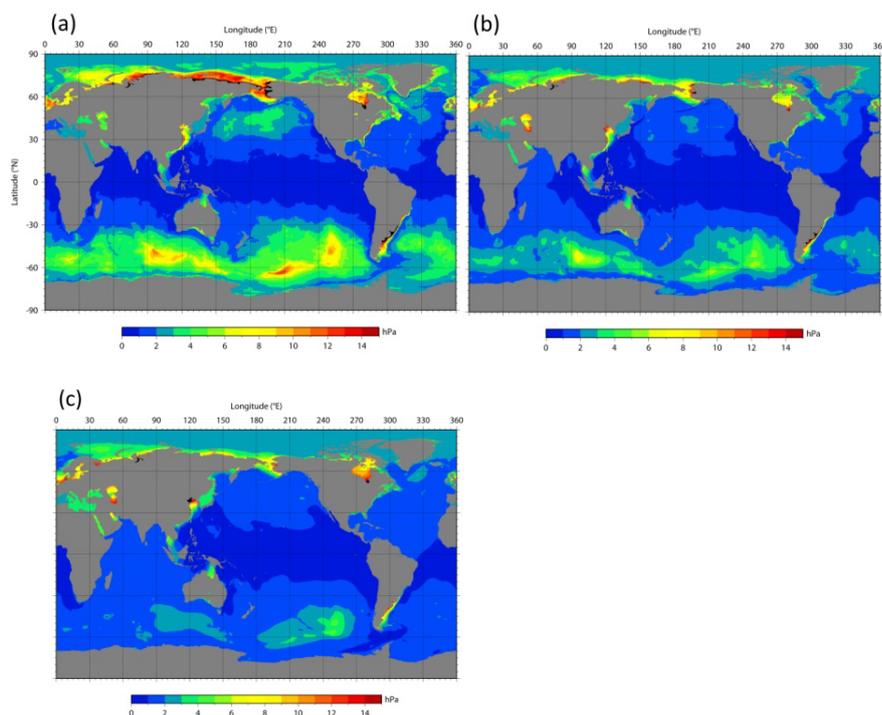


図11 計算された海底圧力の標準偏差。空間解像度が(a) $1/6^\circ$ 、(b) $1/12^\circ$ 、(c) $1/30^\circ$ の結果を示した。

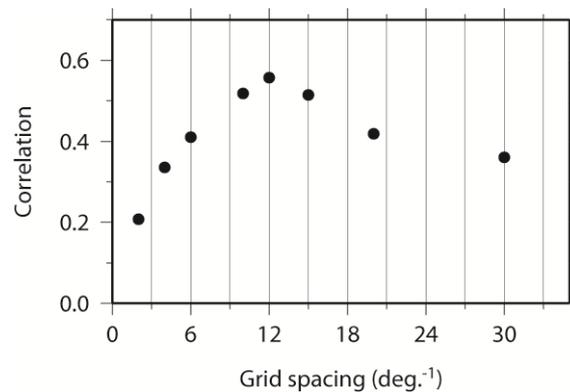


図 1 2 全球データの平均再現性の解像度依存性。

平成 21 年度に継続して、宮城県沖で行った海底水圧観測データにみられた、「ゆっくり地震」である可能性がある圧力変動イベントについての検討を進めた。本年度の解析では、複数の観測点の組み合わせで差をとることにより、水圧データに含まれる海洋変動成分の除去を試みた。これは、昨年度の本業務の成果により、海洋変動成分は近接する海底観測点でほぼ共通であることに基づく。さらに、陸上 GPS 観測点ならびに堆積歪計の連続観測データについての解析も行った。図 1 3、今年度の解析に用いた観測データを取得した観測点の分布を示す。3 地点 (Site1, Site2, GJT3) の海底水圧データに加え、宮城県沿岸部の 5 地点 (NATR, AIKW, OHSU, EN3, KNK) の GPS 時系列、1 地点 (KNK) の体積歪計データについてを用いて、「ゆっくり地震」による地殻変動の検知を試みた。

図 1 4 は、3 組の観測点間での水圧差、KNK 観測点での体積歪、各 GPS 観測点における N100° 方向への変位量の時間変化を示す。いずれの時系列も、長期的なトレンドは、線形で近似できると仮定して除いてある。水圧差データに着目すると、2008 年の 11 月 18 日から 25 日までの期間、その前後とは異なり、やや急速な時間変化を示していることがわかる。もっとも変化が顕著な Site1 と Site2 との間の圧力差で見ると、変動量は 7 日間で 3 cm 程度であり、海側の Site1 が陸側の Site2 に比べて相対的に沈降したと解釈される。一方、KNK の堆積歪計においても、水圧差の急変が開始するのとほぼ同時に、 0.1×10^{-7} 程度のステップ的な変動が捉えられている。この歪変化は、観測点の降雨や気圧変化には対応がなく、固体地球で起こっている変動を捉えている可能性が高く、水圧差データと同じ原因による地殻変動と解釈した。しかしながら、GPS の観測点においては、上記の期間を含め、顕著な変位を認めることはできなかった。

ここでは、圧力差や体積歪に見られた変化をプレート境界面におけるすべりによるものと仮定し、その位置と規模の推定を試みた。プレート境界面の形状・深さは先行研究によるものを参照し、面上に矩形のすべり域をおいて、その大きさ・位置・すべり量を変えながら、各地点で観測された地殻変動の大きさを説明しうるモデルを探索した。その結果、図 1 3 に示した位置においた 1 辺がほぼ 50 km の正方形の断層における 14 cm のすべりにより、観測データが説明可能であることがわかった。なお、この程度のすべ

りでは GPS で検知可能な変位は期待されない. このすべりで解放されたモーメントをマグニチュードに換算すると, M6.6 に相当する. このすべりイベントが発生した直後の 12 月 4 日には M6.1 のプレート境界型地震が, 推定したすべり域の陸側において発生しており (図 1 3, 1 4), その余震活動の中に微小繰り返し地震が含まれている (図 1 5) ことから, 「ゆっくり地震」とそれに引き続いて発生した M6.1 の震源の周辺においてプレート間すべりが加速していた可能性は高い.

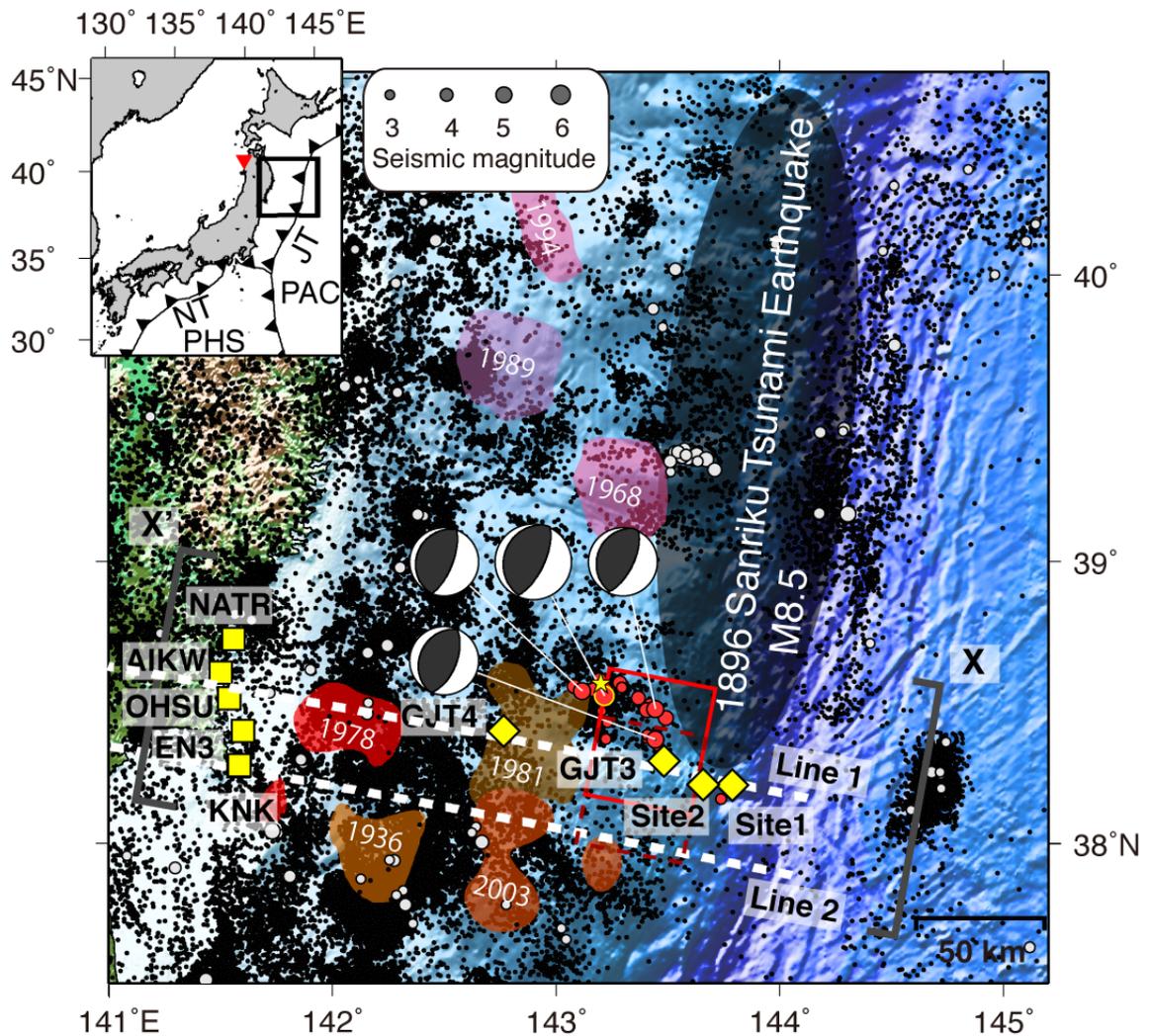


図 1 3 今年度の解析に用いた観測データを取得した観測点の分布

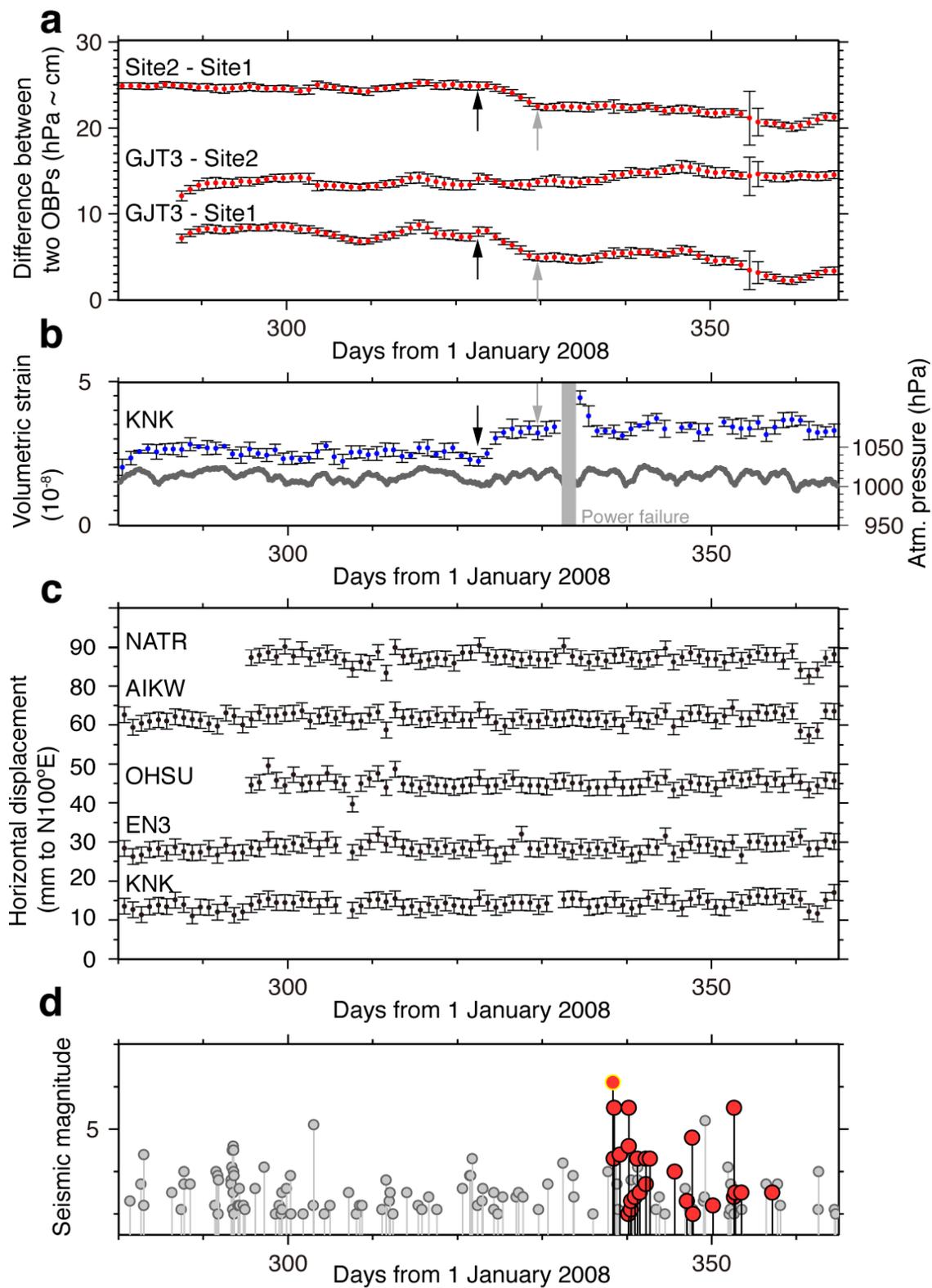


図 1.4 3組の観測点 (Site1, Site2, GJT3) 間での水圧差, KNK 観測点での体積歪, 各 GPS 観測点における N100° 方向への変位量の時間変化.

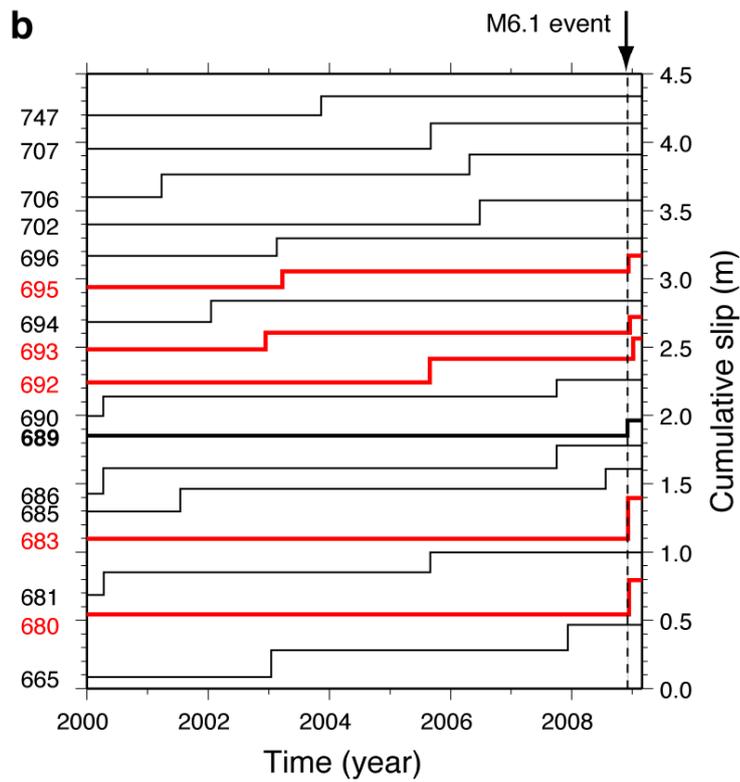
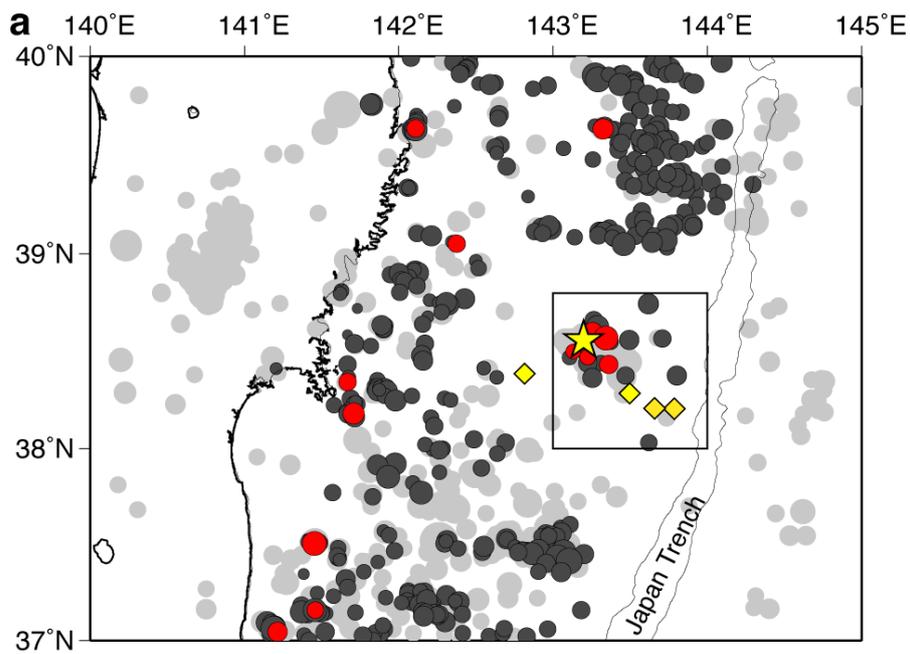


図 1 5 12月4日に発生した M6.1 のプレート境界型地震の余震活動に含まれる微小繰り返し地震。

海底において観測された水圧計のデータには、長期的な地殻変動および海洋変動による圧力変化の他、圧力センサーのドリフトによるみかけの変動が含まれ、地球物理学的に意味のある変動との区別が難しい。ここでは、これまでに宮城県沖で観測された水圧データに着目して、その長期的な変動の特徴についての検討を行った。図16は2008年以来、宮城県沖において取得した海底水圧の時系列である。参考のために、宮城県牡鹿半島に位置する鮎川験潮所における沿岸潮位の変動も示した。

2008年の前半にJT1とJT2に設置されていたセンサーには、100 hPa/aにも及ぶような大きな経年変動が見られるが、これらについては、室内実験などによりセンサーのドリフトが特に大きな個体を用いた観測であったことが確認されている。それ以外の観測点における時系列を見ると、大きな経年変化はなさそうに見える。

表7は、2009年に得られた水圧計のデータに見られる線形を仮定した場合の経年変化のレートである。図16の観測データの中から、もっとも多くの観測点で同時にデータを取得することができた678～794日の期間について、水圧変化のレートを直線回帰により求めたものである。水圧の変動レートは観測点ごとに大きく異なっており、正（増圧傾向）と負（減圧傾向）のレートが混在していることがわかる。観測点の設置間隔を考えれば、このような変動レートの大きなばらつきは、地殻・海洋のいずれの変動に起因するとは考えにくく、センサーの特性のばらつきを反映したものと解釈される。

センサー・ドリフトの符号と大きさが観測点ごとにまちまちであるなら、各観測点で得られたデータを足し合わせ（重合）、それらの間での共通成分を強調する処理を行えば、センサーのドリフトの影響を軽減する一方で、地球物理学的に意味のある変動を検知することができる可能性がある。

そこで、2008年以来宮城県沖において同時に観測された複数の観測点における水圧データのすべてに対して重合処理を行った。これは、図16の地図に示された宮城県沖海域における、平均的な海底水圧の長期的な時間変動を反映したものとみなすことができる。重合処理は、センサーごとに異なるドリフト成分の除去を目的としているため、極端に大きなドリフトレートをもつセンサーによる観測データは重合に含めることができない。先にも述べたように、2008年からJT1とJT2において行った観測データには、表*に示したような他の観測点でのデータに見られるドリフトレートに比べて、はるかに大きなドリフトが含まれているため、重合処理からは除外した。

重合して得られた水圧時間変化を図17に示す。これをみると、数 hPa 程度の振幅をもつ短周期の変動に加えて、1年程度の周期的な変動がみられ、さらに経年的な増加傾向がある。そこで、重合した海底水圧時系列 $P(t)$ が、

$$P(t) = a \sin\left(\frac{2\pi}{365.2422}(t-b)\right) + ct + d \quad (1)$$

という関数形で表されるものと仮定し、年周項の振幅 a と位相 b 、線形成分の傾斜 c および定数バイアス d を最小二乗法により推定した。図17に示すように、観測データの時間変化は(1)式でよく説明できることがわかる。つまり、重合水圧時系列には、年周変動成分と線形な経年変化の重ねあわせで表現できると結論できる。図16に示した鮎川験潮所における沿岸潮位にも明らかな年周変動がみられるが、これと比べ

ると、重合水圧時系列に見られる年周変動は、振幅が 2 hPa 程度と沿岸潮位の変動と比

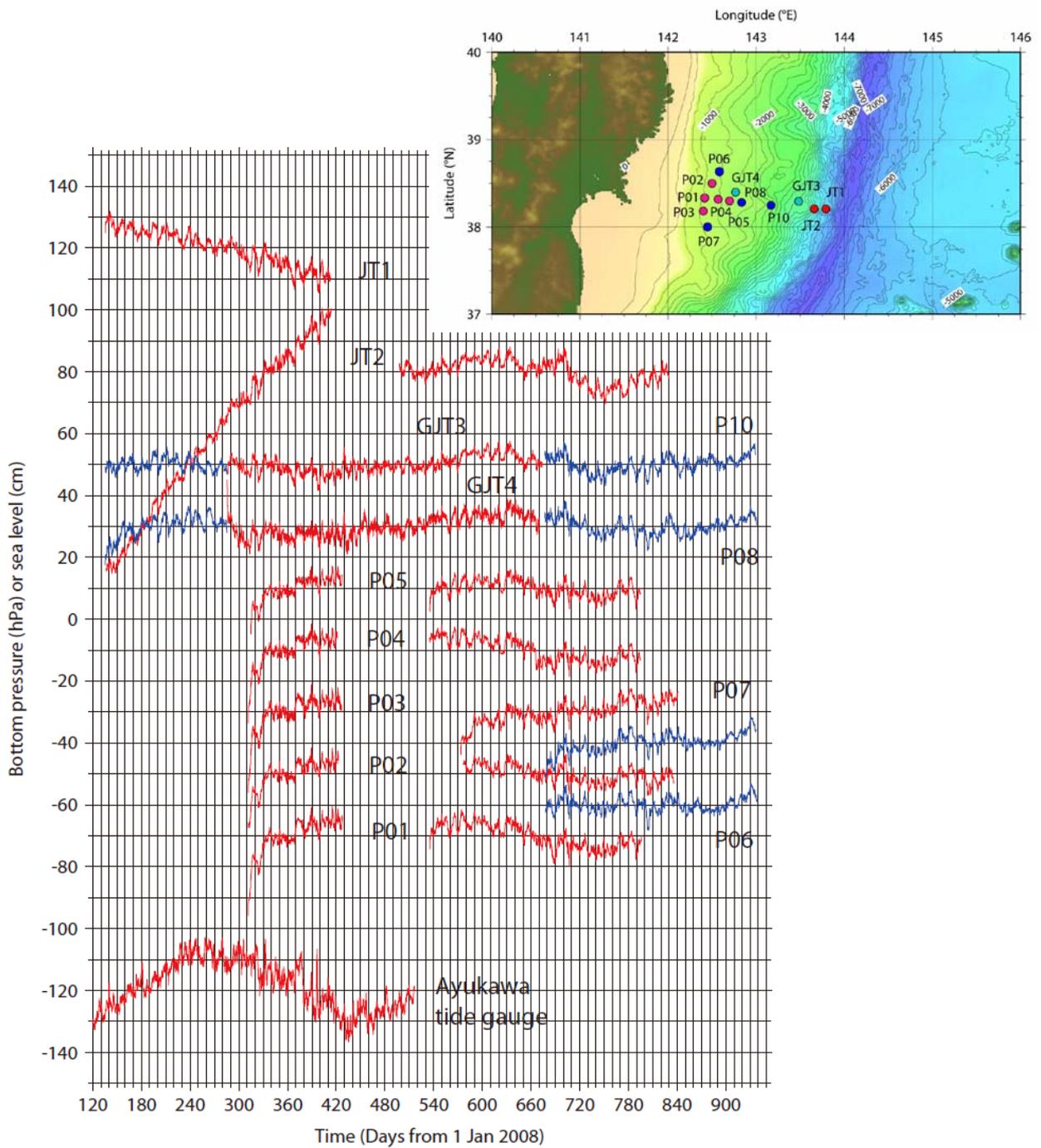


図 1 6 2008 年以来宮城県沖において得られた海底水圧データ. いずれも潮汐成分は除去してある. 右上地図に観測点配置を示す.

べて数十%程度と小さいものの、極大・極小の時期が良く一致しており、同一の海洋変動現象を捉えていると考えられる。

一方、経年変化のレートは 0.9 hPa/year と推定され、これを海底の上下変動によるものとする、宮城県沖の海底は平均的に年間 0.9 cm の割合で沈降していることに相当する。図 18 は、陸上 GPS 観測データを用いた逆解析により推定されたすべり欠損モデル⁶⁾ から期待される、間震期における宮城県沖における海底上下変動レートである。これによれば、海陸プレート間の固着により、この海域の海底では年間 1 cm 程度の沈降が期待されるが、この変動レートは、重合水圧時系列に見られる経年変化のレートと良い一致を示す。従って、水圧計アレイのデータの重合処理は、センサーのドリフト特性の除去に有効であり、こうした処理を行うことにより、水圧観測から海域の平均的な海底上下地殻変動の検知できる可能性がある。

表 7 観測点ごとの観測水圧にみられる経年変化のレート

観測点	ドリフトレート (hPa/year)
P01	2.20
P02	-0.019
P03	19.26
P04	5.61
P05	2.36
P06	2.67
P07	24.52
P08	-14.26
P10	-14.27
JT2	-28.08

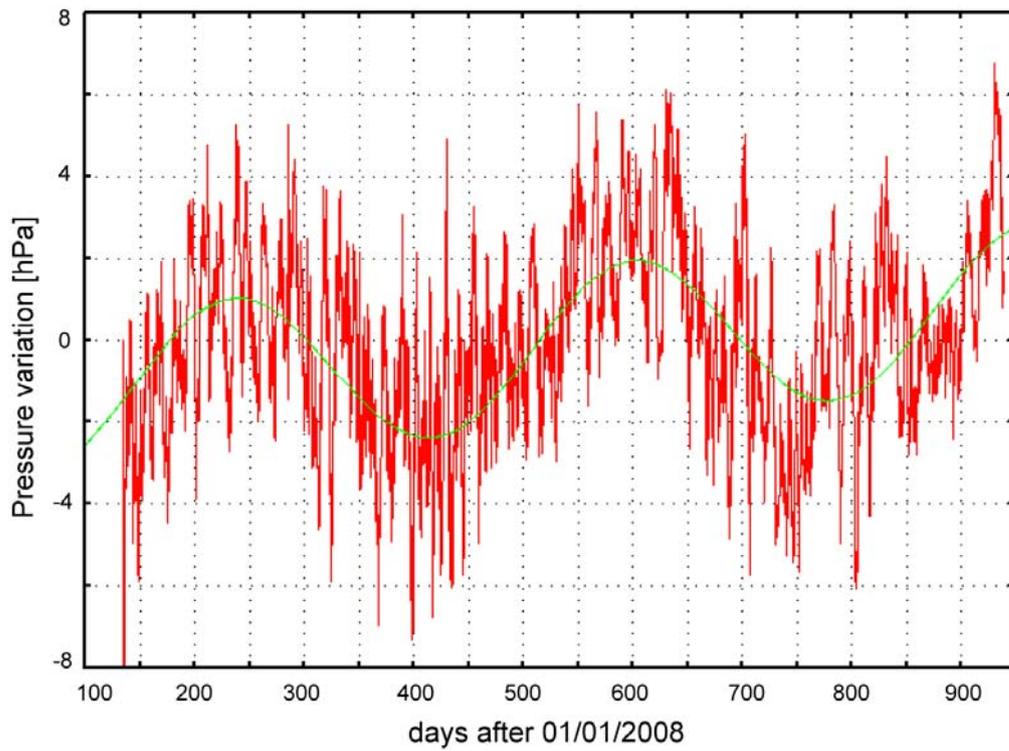


図 1 7 宮城県沖に設置した水圧計のデータを重合して求めた、同海域における平均的な海底水圧の時間変化.

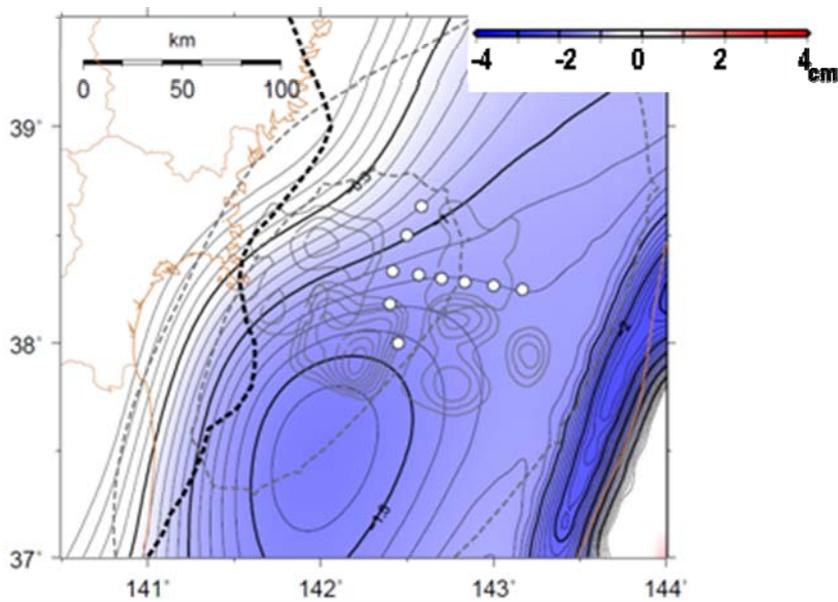


図 1 8 宮城県沖のプレート境界におけるすべり欠損モデル 6)から期待される、1年あたりの海底上下変動. スケールを右上に示す. 変動量の符号は, 隆起を正としている.

本業務で用いている圧力計センサーは、水晶発振子を用いたものであるが、一定の圧力下にあったとしても、その出力が長時間の間に変化する（ドリフトする）ことが知られている。ドリフトは時間に対して線形であり、数 hPa/月程度のドリフトレートであることが多い。こうしたドリフトは、数ヶ月以上の時定数をもつようなゆっくりした地殻変動に起因する圧力変化と区別することが困難であり、地殻変動検知能力向上のためには、センサーのドリフト特性を把握することにより、それを何らかの方法で補償することが必要である。

基準器のドリフトレートが既知である場合、被校正器のドリフトレートは、被校正器と基準器が示す圧力差の時間変化から知ることができる。従って、圧力差が長時間にわたって安定して計測できることが、こうした校正作業では重要となる。今年度も、平成 21 年度から継続して、ドリフトレートを実験室で計測するための基礎実験を行った。

昨年度の実験と同様に、5℃に保たれた恒温槽内に校正されるセンサーと基準センサーとを長期にわたり設置して、圧力の平行同時計測を行った。センサーの受圧ポートを本年度導入した高圧印加装置に接続することにより、海底における観測環境に近い加圧状態で室内試験を実施することができるようになった（写真 1、2、3）。

図 18 は、今年度実施した基礎実験で得られた 2 つの圧力センサーの圧力差の時間変化である。1 日程度の周期での変動が顕著である。この変動はセンサーに印加している圧力の変動と良い相関を示す。これは、比較に用いている 2 つのセンサーの圧力感度係数がわずかに異なることに起因すると考えられるので、圧力と圧力差の関係を系統的に調べて補正を行う必要がある。

一方、こうした大きな印加圧力の大きな日変化は、高圧印加装置の温度が実験室の気温とともに変動するために、圧力媒体容器（液体）の内圧が変動し、結果として圧力センサーに印加される圧力も変動する結果現れたものと考えられる。ここでみられるある力変動の大きさは、海底環境でいえば水深が数十 m の桁で変動していることに相当し、実際の観測環境と大きく異なる。こうした圧力変動を低減させるためには、印加圧力装置の温度変化を抑制するために、圧力媒体容器の熱容量を大きくするなどの改良を行うほか、圧力天秤を用いて、温度変化などの外的要因によらず一定の圧力を印加できる機能を付加することも検討したい。

こうした日変化とは別に、圧力差データには、短期的な変動がみられるが、こうした変動の原因は現時点で不明であり、制御・抑制は難しいかもしれない。短周期不規則変動の RMS 振幅は 0.2 hPa 程度であることから、数 hPa/年程度と見込まれる圧力センサーのドリフト特性を把握するためには、現在の試験装置では、1ヶ月程度の室内実験を要すると考えられる。



写真1 水圧センサー室内実験に用いる加圧装置



写真2 加圧装置とセンサーを接続する高圧配管部分



写真3 水圧センサーが入っている恒温水槽

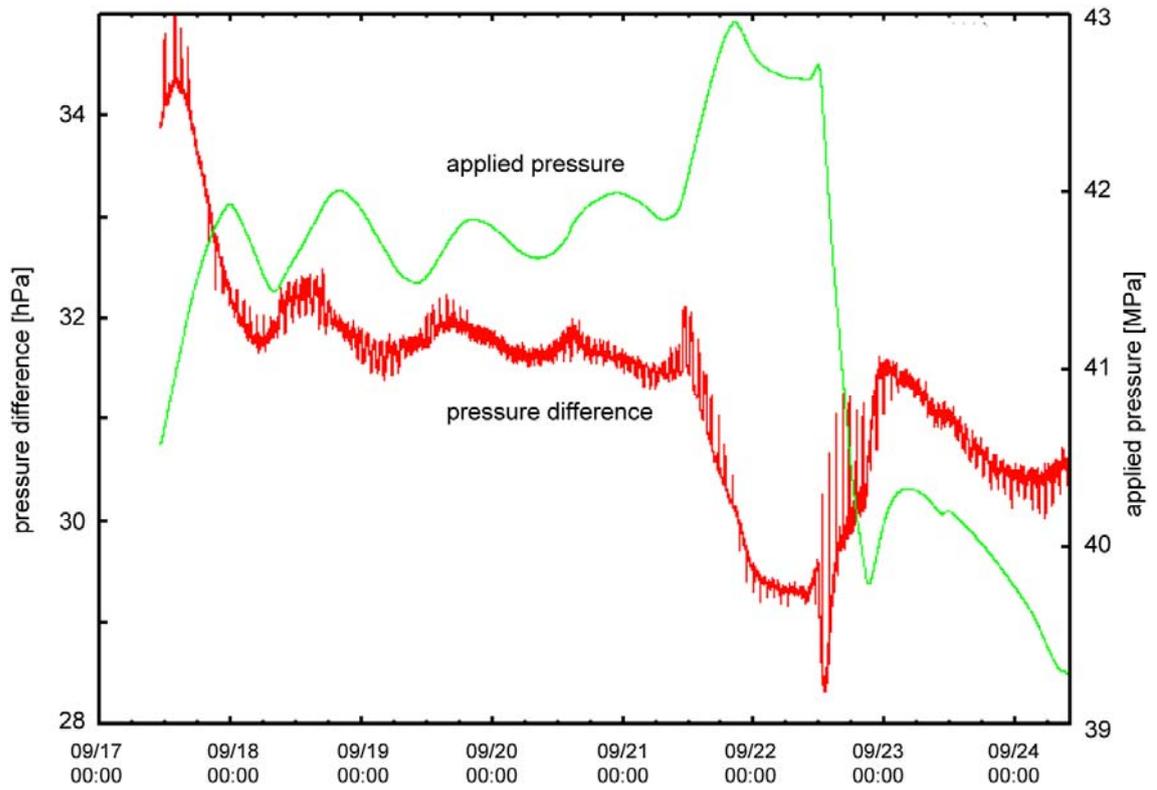


図 1 9 恒温槽内に設置した 2 つの圧力センサーで観測された圧力測定値の差（赤線）とセンサーに印加している圧力（緑）の時間変化.

(d) 結論ならびに今後の課題

プレート境界型大地震の発生が切迫していると考えられている宮城県沖および根室沖の地震活動および地殻変動を詳細にモニタリングし、地震発生の直前あるいは直後におけるプレート間すべりの加速現象を検知することを目的として、これらの海域において海底地震観測ならびに水圧観測を開始した。いずれの海域においても、最近の大地震の破壊域の直上を覆うように長期観測型の海底地震計を設置して、連続観測を実施中である。海底水圧計は宮城県沖の10地点、根室沖の2地点に設置して実海域試験観測を継続している。

回収された地震計のデータ処理・解析を進め、根室半島沖においては気象庁一元化処理によるものと比べ、よりもっともらしい震源深さ分布を得ることができた。また、宮城県沖においては、中小地震の発震機構解を用いた応力場解析から、応力場の空間変化は小さいことが明らかとなった。このことは、プレート境界面に働く法線応力の大きさがプレート境界面の傾斜角度の変化に応じて変化するために、プレート境界面形状がそこでのせん断強度と相関をもつ可能性を示唆する。

一方、海底水圧観測データから海底上下変動を検知するため、海洋擾乱による圧力変動の数値モデル化を進めた。開発した気象客観解析データで駆動される全球海洋モデルによる海底圧力変動の予測値を海底観測データと比較すると、予測と観測の一致度にはモデルの空間分解能に対する依存性が見られる。

平成21年度に行った水圧計のデータ解析により見いだした「ゆっくり地震」と考えられるイベントについての検討を進めた結果、宮城県の沿岸に設置した体積歪計でも同時に対応するような変動が観測されているが、GPS観測では捉えることができなかったことがわかった。海陸の観測データを総合して解析した結果、宮城県沖の海溝に近い領域にM6.6相当のゆっくりすべりがあったと仮定すると、これらの観測データを説明可能で、海陸データを統合することによるプレート間すべりの監視の有効性を示すことができた。また、2008年以来宮城県沖において取得されてきた海底水圧データに対して、複数観測点で得られたデータを重合処理することにより、海底水圧の年周変動とともに経年的な上昇を捉えることができた。水圧の年周変動は、沿岸潮位にもみられる海面変動に対応するが、経年変動成分は海陸のプレート間固着に起因する長期的な地殻変動に対応する可能性がある。

一方で、長い時定数をもつ地殻変動の検知のための、圧力センサーを校正する手法に関する基礎実験を開始した。圧力センサーは数cm/年に相当するようなドリフトをもつため、長期にわたって継続する地殻変動イベントの検知のためには、ドリフト量の正確な見積もりが必要である。基準器との比較計測によるドリフト推定の可能性を検討し、こうしたドリフトレートが、1ヶ月程度の室内試験により推定できる可能性を示すことができた。

これまで観測を行ってきた宮城県沖を震源として、平成23年3月11日に東北地方太平洋沖地震(M9.0)が発生した。今後、上記のような成果と継続して得られる観測データを基に、地震前、地震時、地震後のプレート間すべりとプレート境界周辺の応力場の時空間的な変化の解明を行う必要がある。

(e) 引用文献

- 1) 山本揚二郎・日野亮太・篠原雅尚・藤江剛・三浦誠一・小平秀一, 宮城県沖前弧域の地震波速度構造と地震活動, 日本地震学会 2009 年秋期大会, 京都, 京都大学, 2009.
- 2) Ito, Y., Y. Asano, and K. Obara, Very-low-frequency earthquakes indicate a transpressional stress regime in the Nankai accretionary prism. *Geophys. Res. Lett.*, **36** L20309, doi:10.1029/2009GL039332, 2009.
- 3) 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.
- 4) 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.
- 5) Hirose, N., I. Fukumori, V. Zlotnicki and R. M. Ponte, Modeling the high-frequency barotropic response of the ocean to atmospheric disturbances: Sensitivity to forcing, topography, and friction. *J. Geophys. Res.-Oceans*, **106**, 30987–30995, 2001.
- 6) Suwa, Y., S. Miura, A. Hasegawa, T. Sato, and K. Tachibana, Interplate coupling beneath NE Japan inferred from three dimensional displacement field, *J. Geophys. Res.*, 241 III, B04, 402, doi:10.1029/2004JB003203, 2006.

(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
藤本博己, 佐藤忠弘, 猪井志織, 日野亮太, 金沢敏彦	上下方向の海底地殻変動観測に用いる圧力センサーの長期ドリフトについて	日本地球惑星科学連合 2009 年大会	2009 年 5 月
早河秀章, 藤本博己, 佐藤忠弘	三陸沖における海底圧力観測データと GRACE の比較	日本地球惑星科学連合 2009 年大会	2009 年 5 月
猪井志織, 飯沼卓史, 稲津大祐, 日野亮太, 藤本博己	海陸地殻変動連続観測データを用いたプレート間すべ	日本地球惑星科学連合 2009 年大会	2009 年 5 月

	り推定に関する数値実験		
稲津大祐, 日野亮太, 藤本博己	高精度海洋モデルによる海底鉛直地殻変動の検出法の開発	日本地震学会 2009 年秋季大会	2009 年 10 月
稲津大祐, 日野亮太, 藤本博己	高精度海洋モデルによる海底鉛直地殻変動の検出法の開発	第 112 回日本測地学会講演会	2009 年 11 月
Inazu, D., R. Hino, and H. Fujimoto	Ocean bottom pressure modeling for detection of seafloor vertical deformation	2009 AGU Fall Meeting	2009 年 12 月
Inazu, D., R. Hino, and H. Fujimoto	Ocean bottom pressure modeling for detection of seafloor vertical deformation	2010 Ocean Sciences Meeting	2010 年 2 月
Continuous long-term seafloor pressure observation for detecting slip-slip events in Miyagi-Oki on the landward Japan Trench slope	Hino, R. S. Ii, T. Iinuma, H. Fujimoto	Journal Disaster Research, 4, 72-82.	2009 年 4 月
藤本博己, 野崎京三, 河野啓幸, 伝法谷宣洋, 押田淳, 小泉金一郎, 三石普, 岩本鋼司, 金沢俊彦	海底重力計の改造と沿岸域における海底重力測定－陸海域シームレス精密重力測定に向けて－	測地学会誌, 55, 325-339.	
藤本博己	海底地殻変動観測	地震, 第 2 輯, 61, S69-S74.	
稲津大祐, 日野亮太, 藤本博己	順圧海洋モデリングにおける海底地殻変動検出のための海底圧力データの補正 (ポスター)	地球惑星科学連合大会 2010 (千葉市)	2010 年 5 月

稲津大祐, 日野亮太	Hewlett-Packard 社の海底圧力計のノイズレベルを評価する (ポスター)	日本地震学会 2010 年秋季大会 (広島市)	2010 年 10 月
稲津大祐, 日野亮太	Hewlett-Packard 社の海底圧力計のノイズレベルを評価する (ポスター)	第 114 回日本測地学会講演会 (宇治市)	2010 年 11 月
Inazu, D. , R. Hino, H. Fujimoto	Global, barotropic ocean bottom pressure modeling : Sensitivity to spatial resolution and boundary conditions (poster)	2010 AGU Fall Meeting (San Francisco, CA, USA)	2010 年 12 月
稲津大祐, 日野亮太, 藤本博己	海底鉛直地殻変動検出のための短周期全球海洋モデルの開発 (口頭)	海底地殻変動と津波に関するシンポジウム (東京都)	2011 年 1 月
稲津大祐, 日野亮太, 藤本博己	全球の海底圧力データから見る短周期順圧海洋モデルの精度 (口頭)	2011 年度日本海洋学会春季大会 (柏市)	2011 年 3 月
Ito, Y. , Y. Osada, M. Kido, D. Inazu, N. uchida, R. Hino, H. Fujimoto, S. Suzuki, H. Tsushima, R. Azuma, K. Suzuki, S. koga, S. Ii, T. Tuji, N. Nakajima, J. Ashi	Ocean-bottom seismic and geodetic observations of transient slow slip events in the Japan Trench (oral)	2010 Western Pacific Geophysics Meeting (Taipei, Taiwan)	2010 年 6 月
Ito, Y. , D. Inazu, Y. Osada, M. Kido, N. uchida, R. Hino, H. Fujimoto, J. Ashi T. Tuji,	Transient slow slip event revealed from ocean-bottom seismic and geodetic observations in	G-COE Symposium 2010: Dynamic Earth and Heterogeneous Structure (仙台市)	2010 年 7 月

	the Japan-Trench (poster)		
伊藤喜宏, 稲津大祐, 長田幸仁, 三浦哲, 内田直希, 大園真子, 木戸元之, 太田雄策, 三品正明, 日野亮太, 藤本博己, 辻健, 芦寿一郎	海底観測および陸上観測で捉えた日本海溝のゆっくり地震 (口頭)	第114回日本測地学会講演会 (宇治市)	2010年 11月
伊藤喜宏, 稲津大祐, 長田幸仁, 三浦哲, 内田直希, 大園真子, 木戸元之, 太田雄策, 三品正明, 日野亮太, 藤本博己, 辻健, 芦寿一郎	日本海溝陸側斜面における海底圧力観測で捉えたゆっくり地震 (口頭)	海底地殻変動と津波に関するシンポジウム (東京都)	2011年 1月
飯沼卓史, 三浦哲, 内田直希, 日野亮太, 松澤暢, 佐藤まりこ, 齋藤宏彰, 石川直史	海陸地殻変動データに基づく2005年8月16日の宮城県沖の地震 (M7.2) に伴う余効すべりの時空間変化推定 (ポスター)	日本地震学会2010年秋季大会 (広島市)	2010年 10月
飯沼卓史, 松澤暢, 長谷川昭	変位勾配から見た東北日本広域のプレート間カップリングの時空間変化 (口頭)	第114回日本測地学会講演会 (宇治市)	2010年 11月
Iinuma, T., S. Miura, N. Uchida, M. Sato, H. Saito, T. Ishikawa, R. Hino, and T. Matsuzawa	Spatio-temporal evolution of the postseismic slip associated with the 2005 Miyagi-Oki earthquake (M7.2) estimated from geodetic and seismological data (poster)	2010 AGU Fall Meeting (San Francisco, CA, USA)	2010年 12月
Suzuki, K., R. Hino, Y. Ito, T. Kanazawa, T. Yamada, M. Shinohara, K.	Stress change due to the 2005 Miyagi-Oki	G-COE Symposium 2010: Dynamic Earth and	2010年 7月

Uehira, Y. Yamamoto, and Y. Kaneda	earthquake and stress field of the Miyagi-Oki region (poster)	Heterogeneous Structure (仙台市)	
鈴木健介, 日野亮太, 伊藤喜宏, 金沢敏彦, 山田知朗, 篠原雅尚, 植平賢司, 山本揚二郎, 金田義行	宮城県沖における応力場とプレート間固着強度の関係 (口頭)	日本地震学会 2010 年秋季大会 (広島市)	2010 年 10 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 22 年度業務計画案

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。

地震計のデータ解析からは、宮城県沖および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、発震機構解を用いた想定震源域周辺の応力場の推定に着手する。特に、宮城県沖においては、東北地方太平洋地震の発生前後での変化の有無に着目した検討を進める。

水圧計のデータ解析から、東北地方太平洋沖地震の前後での海底地殻変動を明らかにすることにより、巨大地震発生に伴うプレート間すべりを明らかにする。こうした地殻変動の検知能力向上のために、潮汐および海洋変動に起因する水圧変動の特徴解明、ならびに圧力センサーのドリフト特性の把握のための基礎データの蓄積を進める。

(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 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：

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。本年度に回収されたデータは現在解析中であるが、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。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、現在継続中である。

4) 平成23年度：

平成22年に設置した海底地震計を回収し、解析を行う。これまでのデータから観測域の地殻活動の時間推移を明らかにすると共に、既存データとあわせ、トモグラフィ的手法により、詳細な構造解析を行う。また、回収した海底地震計を整備し、観測範囲を拡大しつつ、空間密度を上げた海底広帯域地震観測を継続する。

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。また、回収した海底地震計を整備し、観測を行う。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22年度業務目的

平成21年度に引き続き、平成20年度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21年度に設置した、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回収し、データ解析を進める。また、広帯域海底地震計5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。海底地震計の設置に当たっては、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22年度の成果

(a) 業務の要約

平成21年度に、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、3台の高精度水圧計搭載型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開始した。平成23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2010年2月27日に発生したチリ地震からの津波による変動などが記録されている。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。また、平成22年度は平成23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5台を用いた海底地震観測を開始し、現在継続中である。1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こととした。本研究テーマは、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8台を平成23年度2月1日から2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5海工丸」により、回収した。また同じ航海で、紀伊水道沖の海域に広帯域海底地震計5台（うち1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。また、文部科学省委託研究「東南海・南海地震等海溝型地震に関する調査研究」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., 2000⁸⁾）。こういった構造的特徴と低周波イベントの関係をj知ることj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指している（図3）。

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（図4）。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。回収されたデータは現在解析中であるが、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）、通常の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。今後も低周波イベントに着目した解析を引き続き進めていく予定である。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。今年度回収したデータは現在解析中であるが、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8、9）。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8、9）。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。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。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22年度の観測は、平成21年度の観測と同じ紀伊水道沖の海域に5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23年2月3日に観測を開始した（写真2及び表1）。1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）等との調整を行い、最終的に海底地形を考慮して水深が1000mより深い海域に海底地震計を設置することとした。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23年冬まで継続する予定である。

表 1 平成 22 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
NRC02	広帯 域	2011/02/01 18:07:15	32-56-05.81	134-54-55.31	1779	618	2011/02/02 23:55:00	2012/02/01- 00:00:00
NRC04	広帯 域	2011/02/02 01:11:00	32-51-03.30	135-06-14.59	2431	616	2011/02/02 23:55:00	2012/02/01- 00:00:00
NRC05	広帯 域	2011/02/01 20:22:10	32-50-18.54	134-44-01.88	1628	532	2011/02/02 23:55:00	2012/02/01- 00:00:00
NRC06	広帯 域	2011/02/01 22:37:50	32-45-17.33	134-55-18.40	3662	619	2011/02/02 23:55:00	2012/02/01- 00:00:00
NRC08	広帯 域	2011/02/02 03:51:55	32-40-11.98	135-06-39.97	4386	621	2011/02/02 23:55:00	2012/02/01- 00:00:00

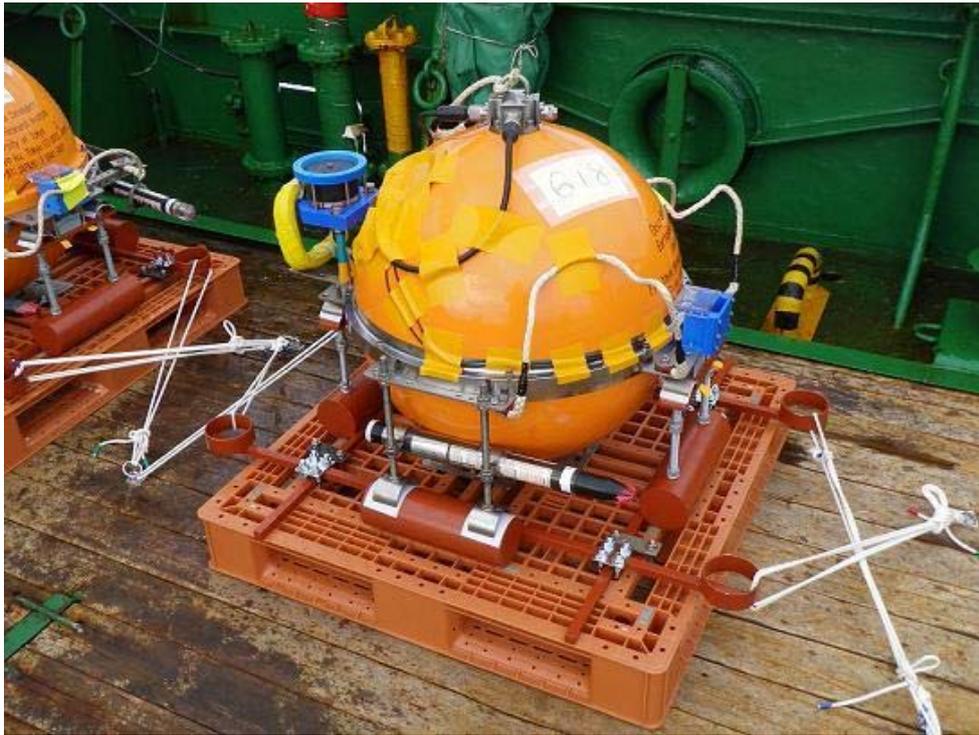


写真1 最終調整が完了し、設置する船舶の甲板上の海底地震計（平成23年2月）



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)

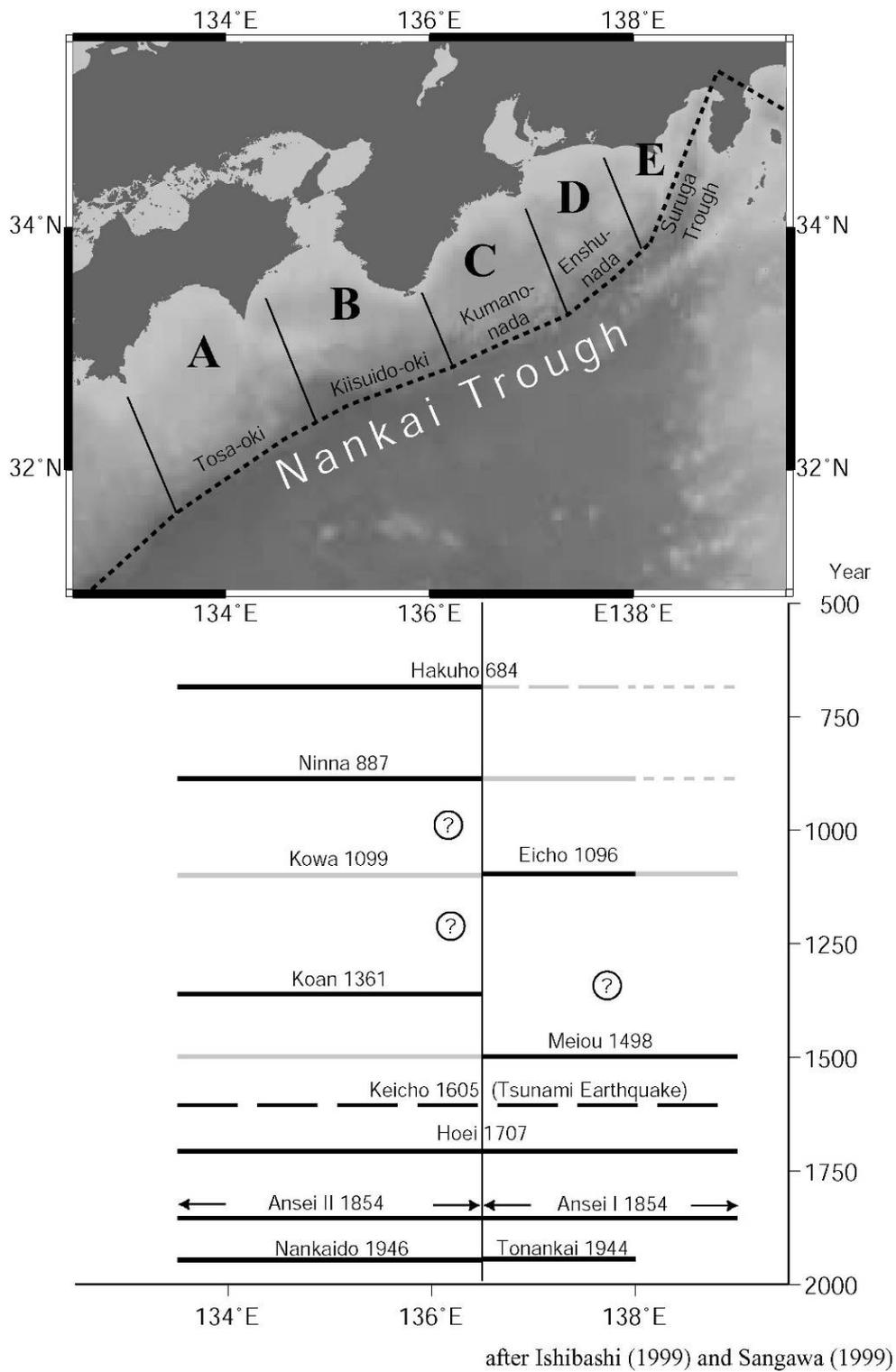


図1 南海トラフでの歴史地震 [Mochizuki and Obana, 2003]

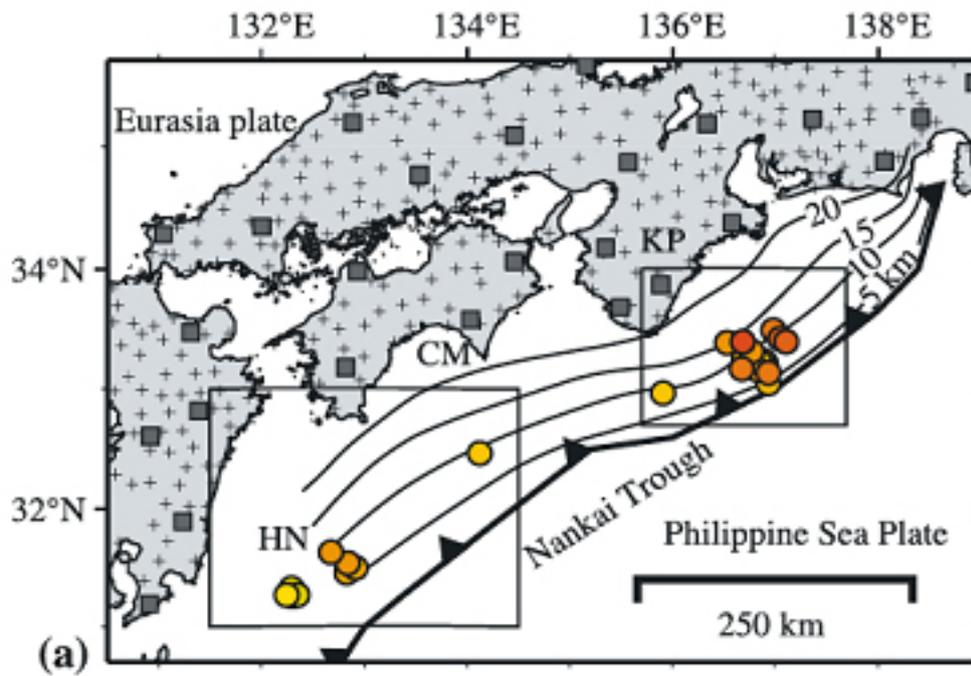


図2 南海トラフでの低周波イベント [Ito and Obara, 2006]

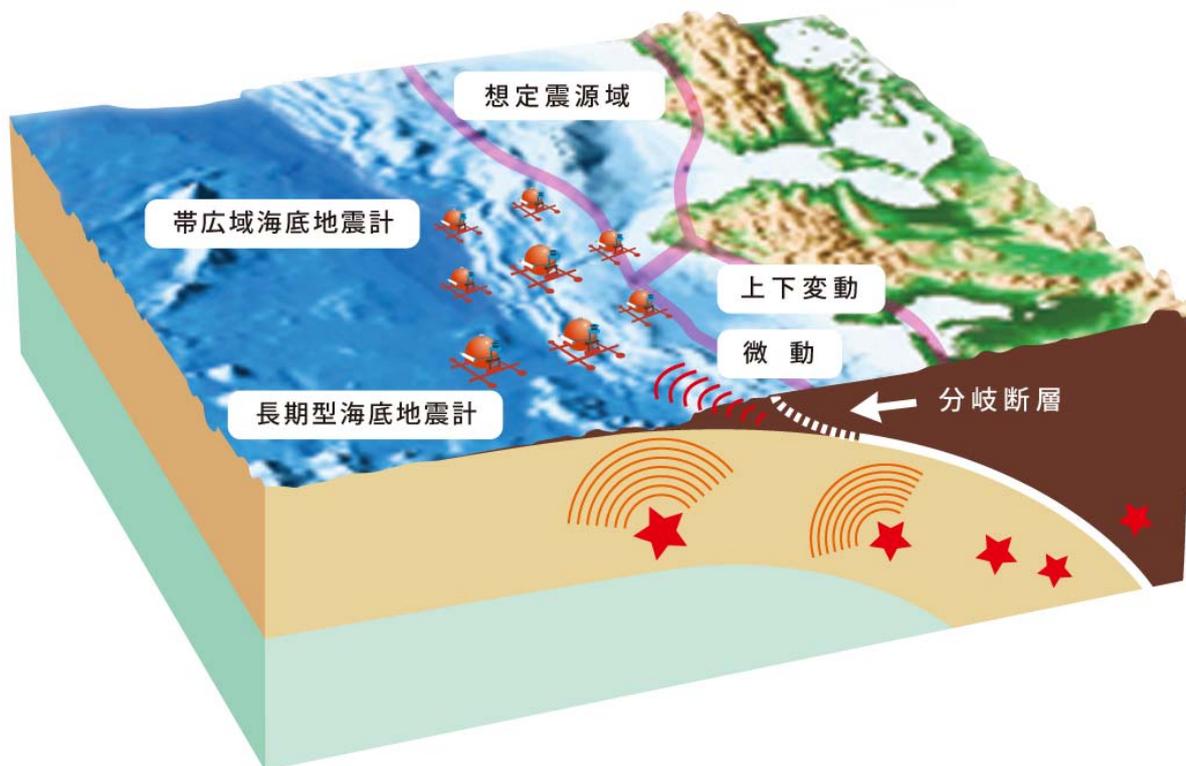


図3 広帯域海底地震計及び長期観測型海底地震計を用いた観測手法の概念図

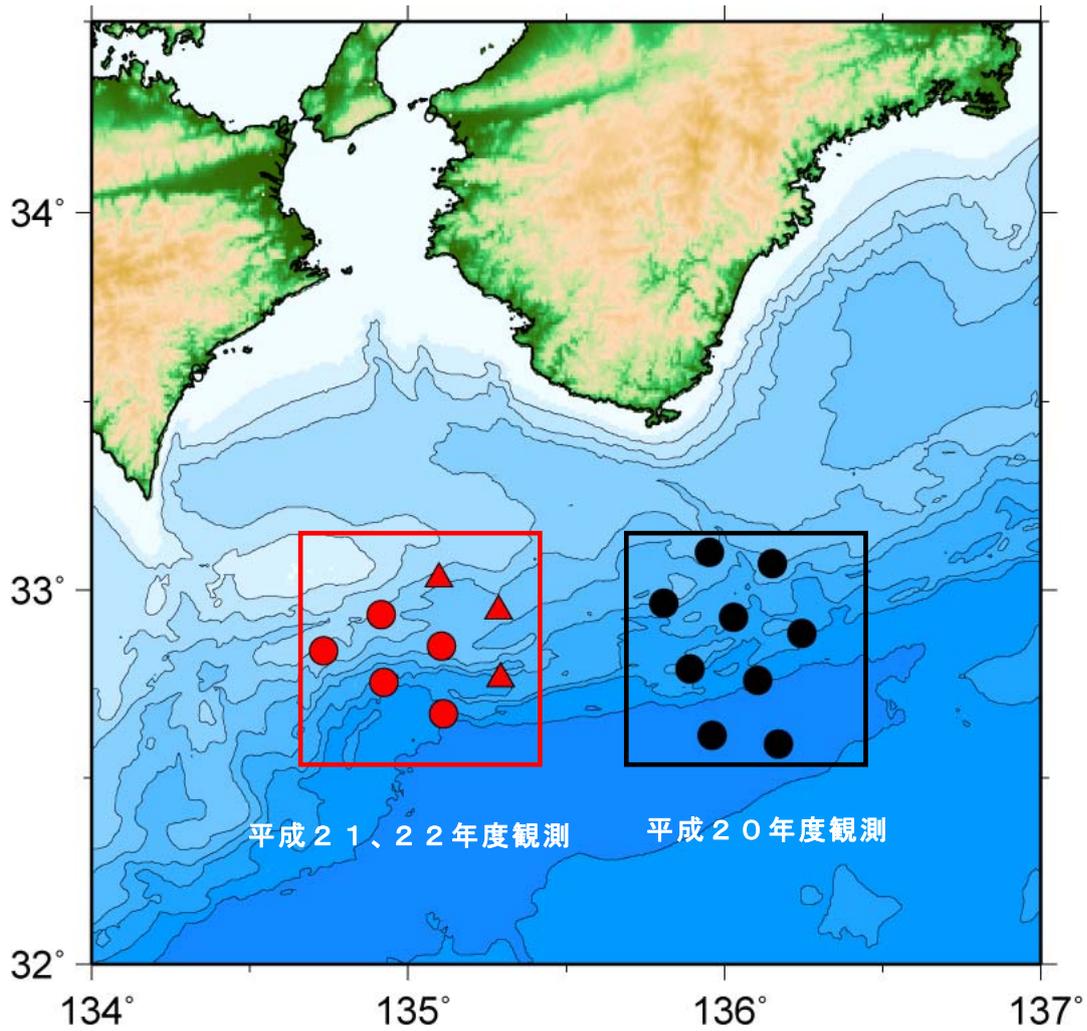


図4 広帯域海底地震計と長期観測型海底地震計の設置位置
 黒丸が平成20年度観測、赤丸、赤三角が平成21年の観測、赤丸が平成22年度の海底地震観測網をそれぞれ示す。平成20年度観測は9台、平成21年度は8台、平成22年度は5台の海底地震計をそれぞれ使用した。

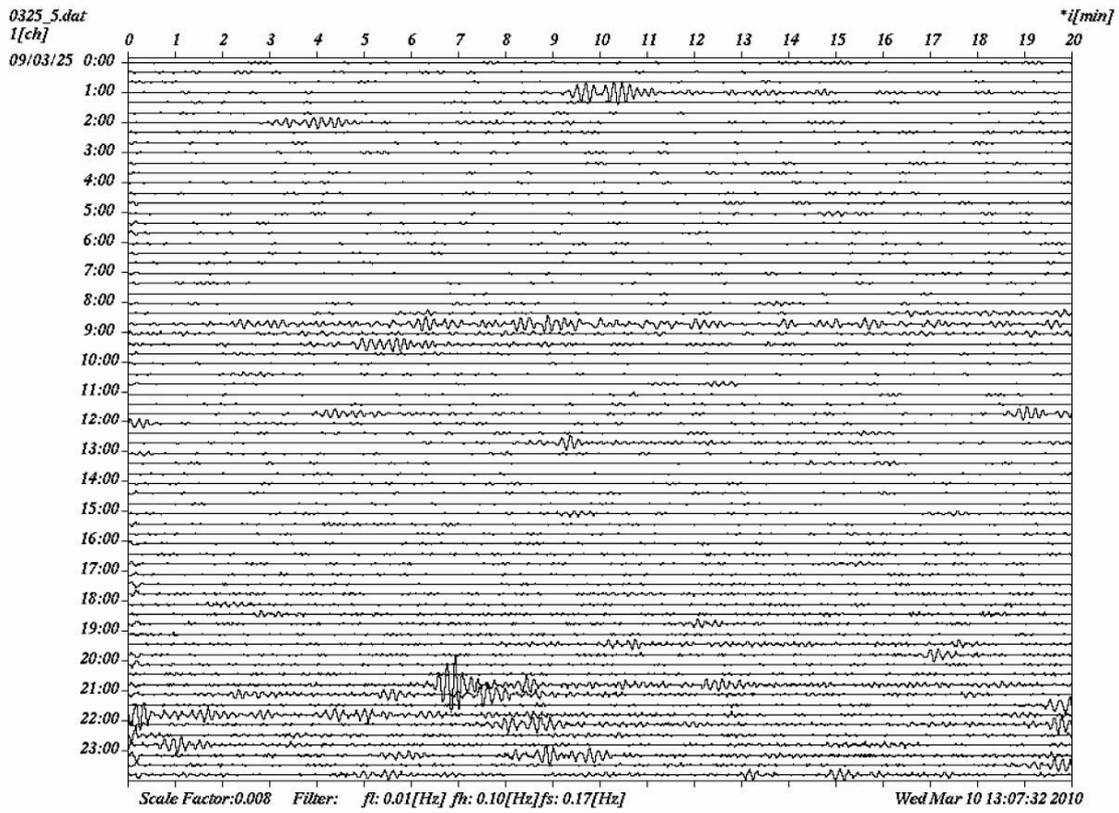


図5 広帯域海底地震計の長周期記録

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。

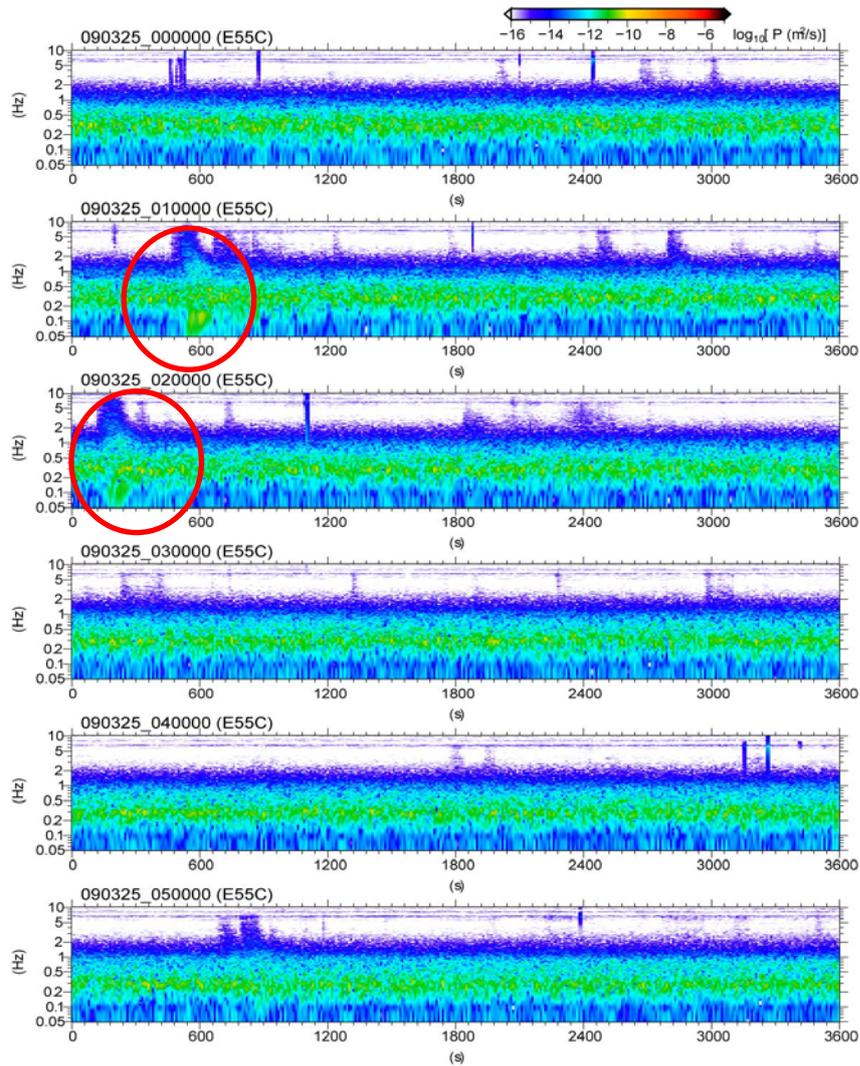


図6 広帯域地震記録から得られたスペクトル
 2009年3月25日の午前0時から6時までのスペクトル。縦軸は周波数を、横軸は時間を表わす。赤枠内は低周波イベントと考えられる地震時のスペクトル。

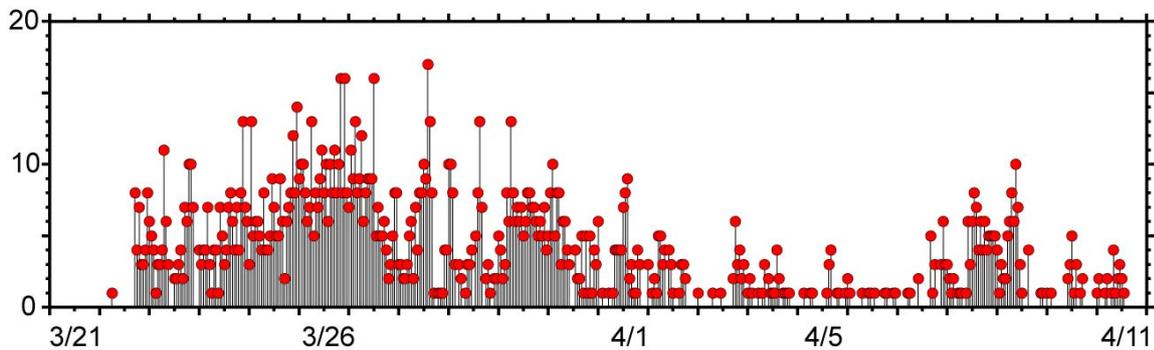


図7 2009年3月21日から4月11日までの低周波イベントの発生数の時間変化

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。

NRB01

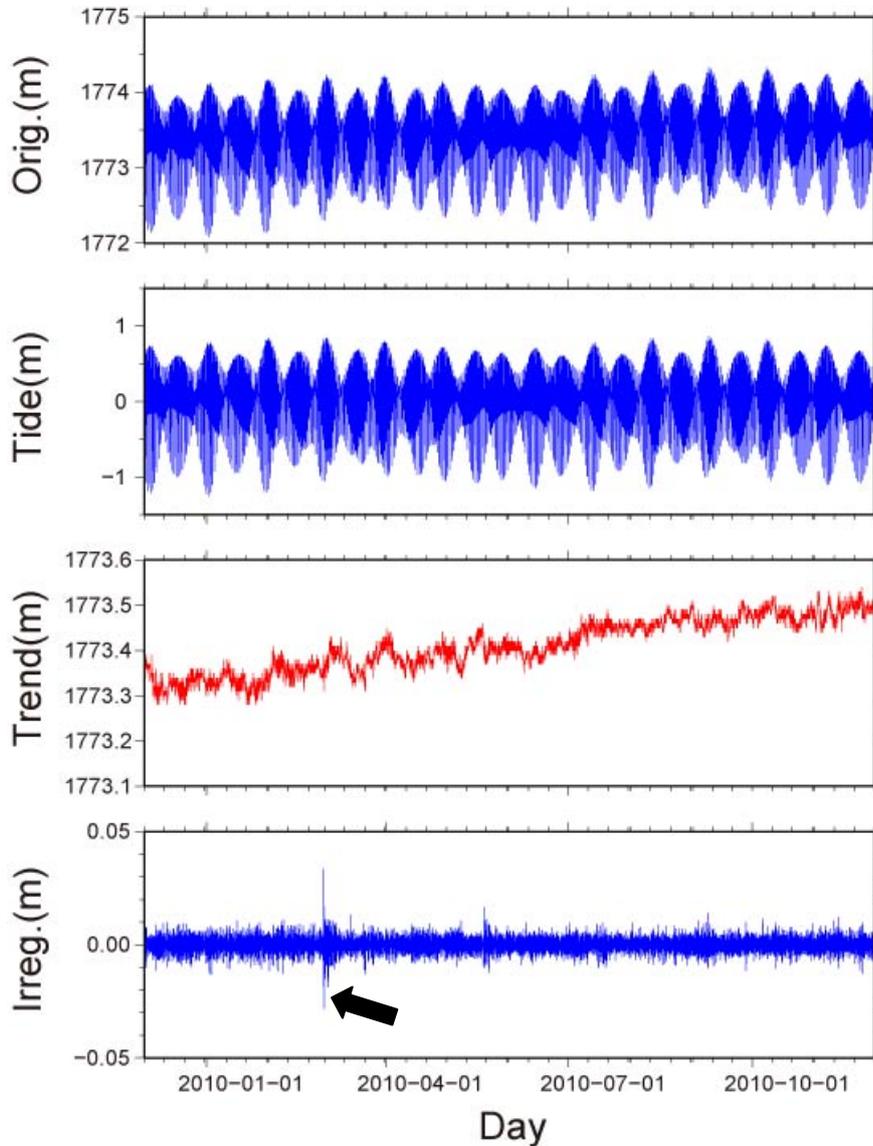


図8 観測点 NRB01 で得られた 2009 年 12 月 1 日から 2010 年 12 月 1 日までの水深データと BAYTAP-G により分解された各成分
上から順に観測データ、潮汐成分、トレンド（ドリフト）成分、イレギュラー成分を示す。横軸は時間を示す。図中の矢印は 2010 年 2 月 27 日 15 時 34 分（日本時間）に南米チリで発生したマグニチュード 8.8 の地震による、津波の到達を示す。

NRB08

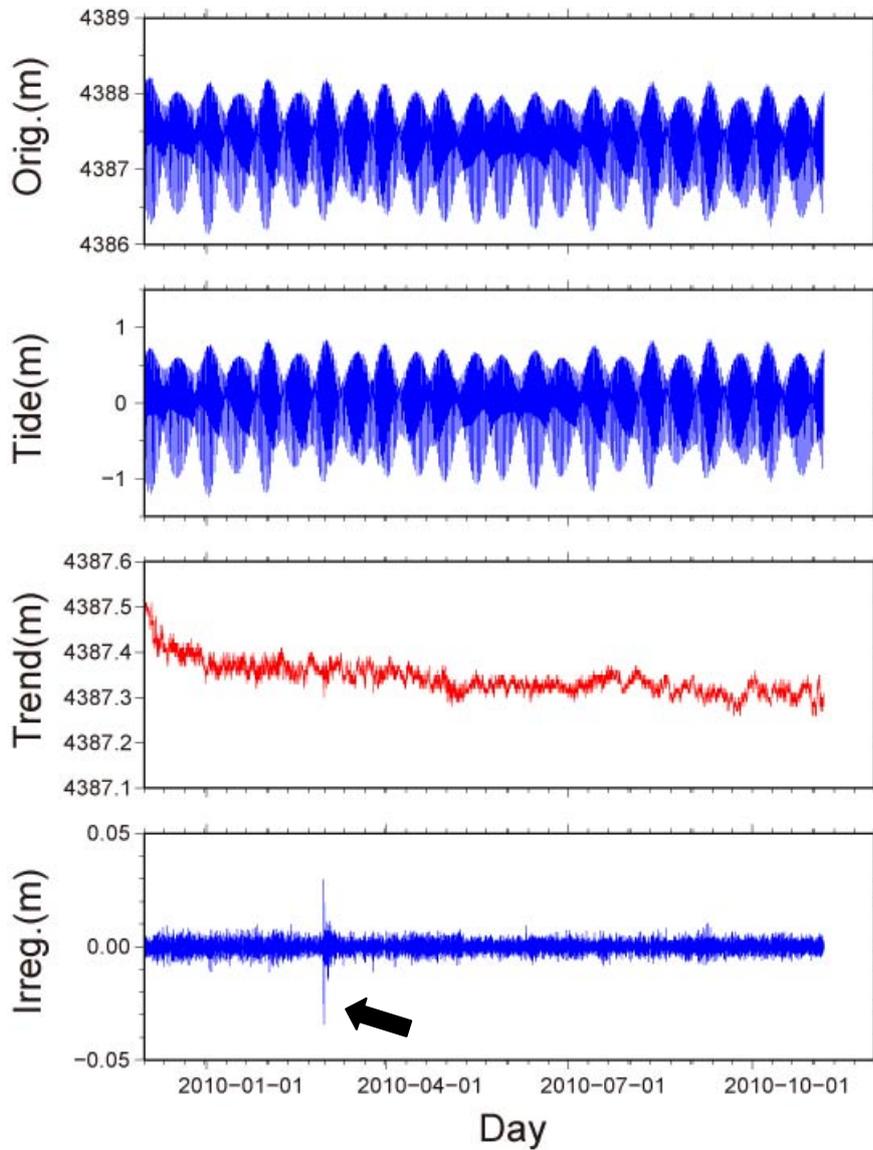


図9 観測点 NRB08 で得られた 2009 年 12 月 1 日から 2010 年 12 月 1 日までの水深データと BAYTAP-G により分解された各成分
上から順に観測データ、潮汐成分、トレンド（ドリフト）成分、イレギュラー成分を示す。横軸は時間を示す。図中の矢印は 2010 年 2 月 27 日 15 時 34 分（日本時間）に南米チリで発生したマグニチュード 8.8 の地震による、津波の到達を示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

平成21年度に紀伊水道沖で開始した、広帯域海底地震計3台と長期観測型海底地震計5台を用いた地震観測を平成22年度も継続した後、平成23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見ると、2010年2月27日に発生したチリ地震の津波と考えられる変動が見られた。

平成22年度の観測も紀伊水道沖の海域で広帯域地震計5台（うち1台は高精度水圧計搭載）を用いた地震観測を開始した。観測は平成23年冬まで継続する予定である。また、回収した地震データ、高精度水圧計データの解析を進め、地殻活動を明らかにする。

(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, Dyanmic 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 an 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
Mochizuki, K., Nakahigashi, K., Kuwano, A., Yamada, T., Shinohara, M., Sakai, S., Kanazawa, T., Uehira, K., and Shimizu	Seismic characteristics around the fault segment boundary of the historical great earthquakes along the Nankai Trough revealed by repeating long-term OBS observations	Geophysical Research Letters	2010. 5. 12
中東和夫・町田祐弥・一瀬建日・山田知朗・望月公廣・篠原雅尚・塩原肇・金沢敏彦・植平賢司	広帯域海底地震計で記録された南海トラフ近傍で発生する超低周波地震	日本地球惑星科学連合 2010 年大会	2010. 5. 24
望月公廣・中東和夫・桑野亜佐子・山田知朗・篠原雅尚・酒井慎一・金沢敏彦・植平賢司・清水洋	東南海・南海巨大地震断層境界周辺の地殻構造と地震活動のセグメンテーション	日本地球惑星科学連合 2010 年大会	2010. 5. 24
中東和夫・町田祐弥・一瀬建日・山田知朗・望月公廣・塩原肇・篠原雅尚・金沢敏彦・植平賢司	南海トラフ周辺での広帯域海底地震計を用いた低周波地震観測	日本地震学会秋季大会	2010. 10. 27
望月公廣・中東和夫・山田知朗・篠原雅尚・酒井慎一・金沢敏彦・植平賢司・清水洋	長期海底地震観測と陸上定常観測の統合トモグラフィ解析による東南海・南海地震震源境界域における地震活動と地震波速度構造	日本地震学会秋季大会	2010. 10. 28
Nakahigashi, K., Y. Machida, T. Isse, T. Yamada, K. Mochizuki, M. Shinohara, H. Shiobara, K. Kanazawa, K. Uehira	Observation of very low frequency earthquake near the Nankai Trough by using broadband ocean bottom seismometers	American Geophysical Union, 2010, Fall Meeting	2010. 12. 14

(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23年度業務計画案

平成22年度に紀伊水道沖の領域に展開した広帯域海底地震計5台を回収する。また、同領域において、4台の広帯域海底地震計を約20km間隔に再設置して、4観測点による観測網を構築し、長期海底地震観測を継続する。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 地震研究部	地震観測データセンタ 一長	小原一成
同 地震研究部	主任研究員	汐見勝彦
同 地震研究部	主任研究員	浅野陽一
同 地震研究部	主任研究員	武田哲也
同 地震研究部	研究員	松澤孝紀
同 地震研究部	契約研究員	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 ヶ年の年次実施計画

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する。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・解析を行う。

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る。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。

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ー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。海域における自然地震観測と隣接した陸域において高感度地震計による機動的稠密多点地震観測及びダイナマイト発震を実施し、海域におけるエアガン信号受信とあわせて陸域下における詳細な地下構造を得る。

(e) 平成22年度業務目的

紀伊半島および四国・九州地方の5箇所に設置した広帯域地震計を用いた長期機動観測点を維持するとともに、渥美半島に同様の観測点を1点増強する。これらの長期機動観測点と既存基盤的地震観測網の観測データの併合処理を実施することにより、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。また、これまでに収集した遠地地震等の波形記録を用いたレシーバ関数解析を実施し、西南日本陸域下におけるスラブ境界付近の構造の詳細な特徴を把握する。さらに、西南日本で発生する深部低周波微動活動の活動様式ならびに地下構造との関連要因を調査するため、深部低周波微動活動が活発な地域において、微動発生時期に合わせて機動観測を行う。

(2) 平成22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ータ決定精度を高めるため、昨年度までに三重県紀北町、和歌山県田辺市、徳島県那賀町、宮崎県西都市および鹿児島県西之表市に設置した広帯域地震計を用いた長

期機動観測点を維持するとともに、新たに愛知県田原市に同様の長期機動観測点を設置し、連続波形データの収録を開始した。今年度設置した観測点では、外気温の変動によるノイズを低減するため、地下約 1m に地震計室を設置し、埋設した。これらの長期機動観測点のデータを浅部超低周波地震モニタリングシステムの解析対象に加えるとともに、南海トラフ周辺域の浅部超低周波地震活動監視を継続した。さらに、超低周波地震活動モニタリングにおいては、波形相関解析による新たな検出手法の開発を進めた。具体的には、既知の超低周波地震と連続記録との相互相関関数を観測点毎に計算して波形相関の良い未知イベントを検出するとともに、その相互相関関数の観測点間の位相差から相対的な震央位置推定を実施した。この手法の開発によって、推定震央位置の精度が飛躍的に向上し、日向灘から足摺岬沖にかけて発生する浅部超低周波地震活動の詳細な分布が明らかとなった。米国地質調査所（USGS）の震源情報に基づき、既存基盤的地震観測網などの観測データから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から西南日本下に沈み込むフィリピン海スラブ形状の再検討を行った結果、紀伊水道下でスラブが断裂している可能性が示唆された。平成 23 年初頭に四国西部で発生が予測された深部低周波微動を観測するため、四国西部を中心に大小 2 サイズの地震計アレイを展開し、十分な S/N での観測を実施出来ていることを確認した。しかし、豊後水道周辺で発生した長期的スロースリップの影響等により年度内に顕著な微動活動が発生しなかったため、観測は平成 23 年度に継続とした。

(b) 業務の成果

1) 長期機動型広帯域地震観測点の整備

a) 観測点設置の目的

南海トラフ沿いで発生する海溝型巨大地震である東南海地震と南海地震は、歴史資料や津波堆積物の解析等から、100 から 150 年周期で繰り返すこと、両地震が時間的に近接して発生すること、東南海地震が南海地震に先行して発生する傾向があることが知られている^{1), 2)}。海溝型巨大地震は、沈み込む海洋プレートと上盤とのプレート境界で繰り返し発生してきたが、巨大地震と巨大地震の間となる時期では、プレート間が固着してひずみを蓄積すると考えられる。一方、固着域と海溝との間では、プレート境界付近に海水を多く含む堆積物が介在し、定常的に滑っていると考えられている。近年、稠密に展開された地震観測網のデータ解析により、地震性のゆっくりすべり（超低周波地震）がこの領域で発生していることが明らかになった^{3), 4)}。このような付加体内で発生する浅部超低周波地震活動は、付加体形成過程の理解につながるだけでなく、プレート境界固着状態のモニタリング指標としての役割も期待されている。

超低周波地震は、中心周期が十秒程度の微弱な震動から形成されており、防災科研 Hi-net のような固有周期 1 秒程度の地震計を用いた高感度（微小）地震観測網で検知することは極めて困難である。このことから、既存広帯域地震観測網（F-net）を補完する形で西南日本に広帯域地震計を用いた長期機動型地震観測点を設置し、F-net データと統合処理することにより、浅部超低周波地震モニタリングの高精度化に資する

とともに、西南日本下に沈み込むフィリピン海プレート（スラブ）性状把握に必要なデータを提供することを目的とする。

b) 長期機動型広帯域地震観測点の概要

図1に、広帯域地震計を用いた長期機動型観測点の位置を示す。また、表1には、各観測点の所在地と観測開始時期をまとめて記す。

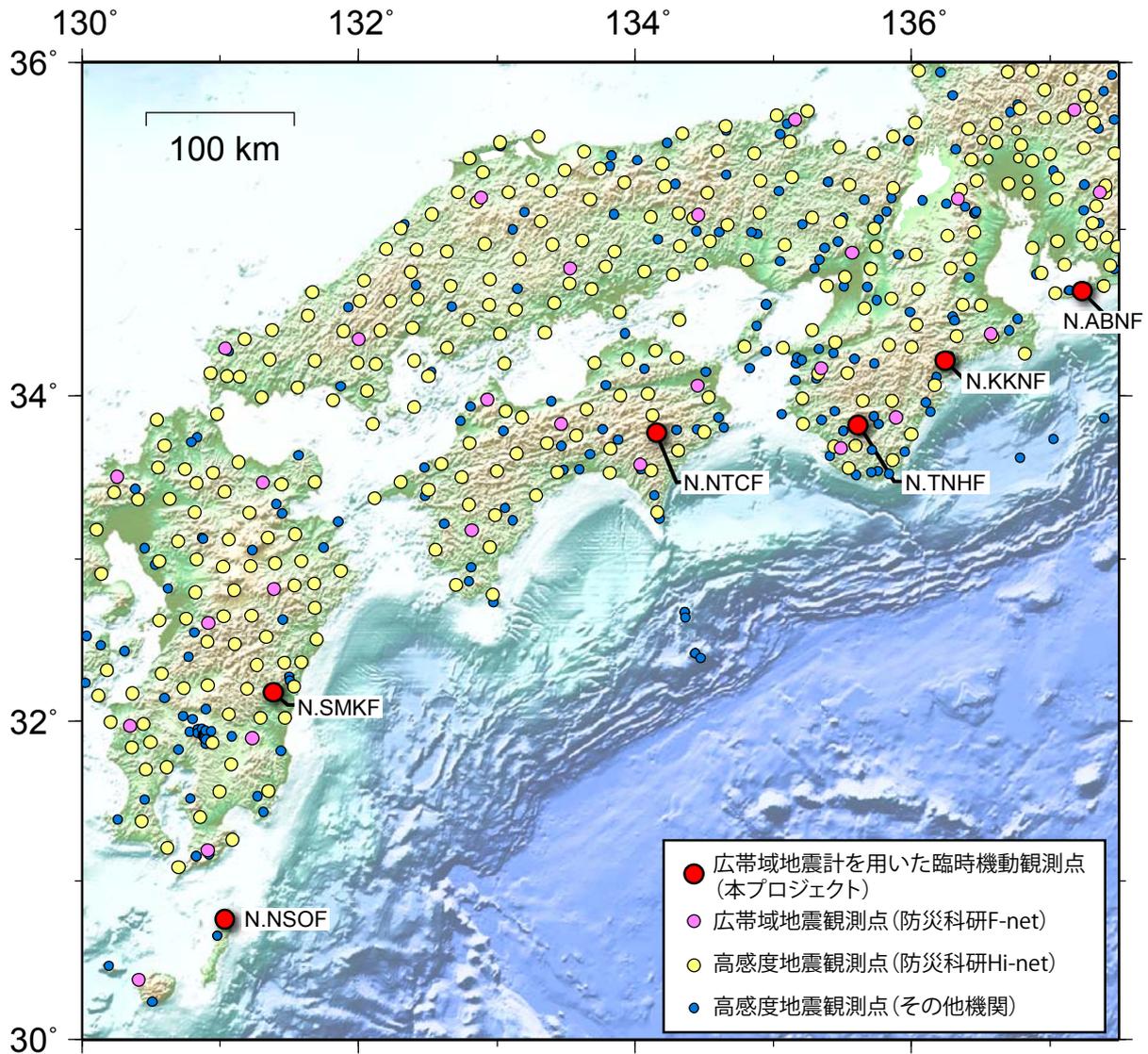


図1 西南日本に設置した長期機動観測点の概略位置と既存観測点の分布。

表1 広帯域長期機動観測点

コード	観測点名称	所在地	観測開始時期
N.KKNF	紀北紀伊長島	三重県北牟婁郡紀北町紀伊長島区島原	H21年3月
N.TNHF	田辺中辺路	和歌山県田辺市中辺路町近露	H21年3月
N.NTCF	那賀栩谷	徳島県那賀郡那賀町木頭折宇栩谷	H22年1月
N.SMKF	西都南方	宮崎県西都市南方	H22年1月
N.NSOF	西之表	鹿児島県西之表市西之表字横山田	H22年1月
N.ABNF	赤羽根	愛知県田原市高松町尾村ヶ崎	H22年12月

各観測点には、広帯域地震計および高精度 A/D 装置等の観測装置を設置しており、連続的に観測された地動データの収集を行っている。平成 22 年度は、渥美半島中部（愛知県田原市）に観測点 1 点を整備し、赤羽根観測点（N. ABNF）として観測を開始した。本観測点は、防災科研 Hi-net の赤羽根微小地震観測施設に併設する形で設置したものであり、国道 42 号線から 1km 程内陸に位置する八柱神社の境内に地震計室を配置した。海岸からの直線距離は約 1.5km である。

広帯域地震観測では、周辺環境の温度変化の影響を強く受ける。このため、地震計設置にあたっては、地盤を約 1m 掘削し、その底面にコンクリートを打設して地震計台座とするとともに、地震計室を埋設することとした。図 2 に地震計室の模式図を、写真 1 に地震計室の中の様子を示す。地震計本体は、専用の断熱カバーをかぶせた。さらに、断熱材・防音材として発泡スチロールやスタイロフォームで囲ったのち、地震計室全体を防水シートで覆った（写真 2）。高精度 A/D 装置や広帯域地震計コントロー

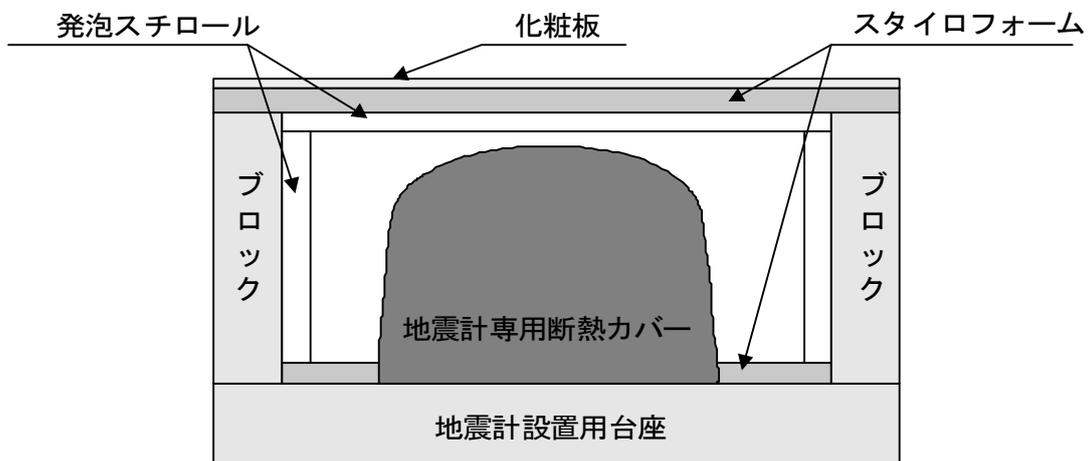


図 2 長期機動観測点における地震計室の概略断面図。



写真 1 地震計室の内部の様子と設置された広帯域地震計



写真2 埋設直前の地震計室の様子。防水・断熱シートで覆ってある。



写真3 簡易ラックに固定された観測装置。地震計コントローラ(上段)、高精度 A/D 装置(中段) および高精度 A/D 装置用電源部(下段)等。左側に既存 Hi-net 様のラックが見える。

ラ等の観測装置は、赤羽根微小地震観測施設の観測小屋に新たに設置した簡易ラックに耐震ベルトを用いて固定した(写真3)。地震観測データは、高精度 A/D 装置により 27bit/100Hz のデジタルデータに変換され、既設の防災科研 Hi-net・赤羽根観測点のデータとともに、NTT コミュニケーションズ株式会社による EarthLAN サービスを介して、茨城県つくば市にある防災科学技術研究所地震観測データセンターまで転送される⁵⁾。データセンターでは、同サービスを用いて日本各地から収集している既存基盤的地震観測網データと統合した運用管理を実施するとともに、これらのデータを併合したモニタリング処理を行った。

長期機動型広帯域地震観測点で観測された波形の一例として、2010年12月25日(日

本時間) にバヌアツ共和国周辺で発生した地震による上下動成分観測記録を図 4 に示す。これより、今年度の赤羽根観測点を含め、本研究にて設置した全ての長期機動型広帯域地震観測点において、良好な波形記録が得られていることが分かる。このことは、数年間の安定した観測を行うことで、様々な遠地地震の記録が収録できる可能性が高いことを意味する。すなわち、基盤的地震観測網データのみを使用する場合に比べて、プレート形状やスラブ境界性状把握の分解能が向上することを示唆している。

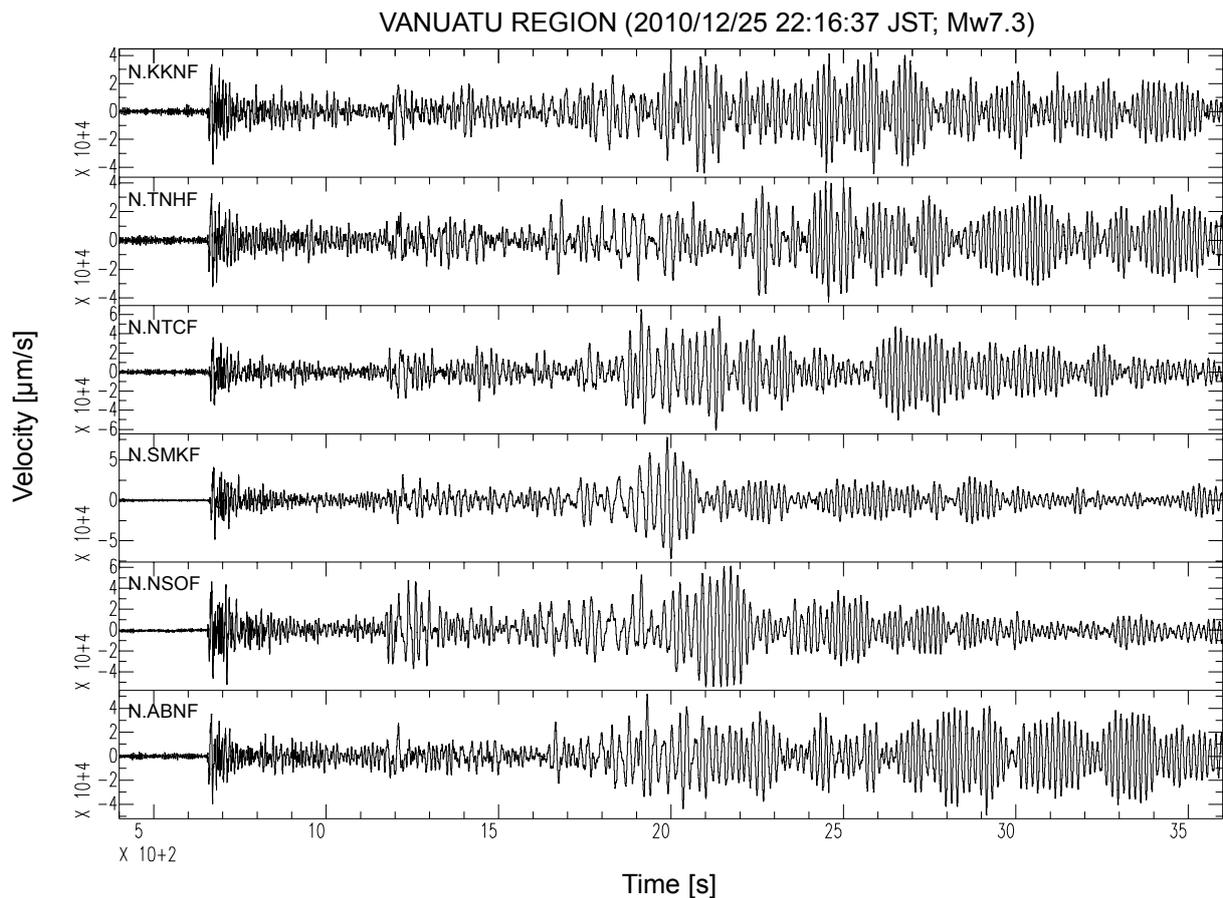


図 4 長期機動型広帯域地震観測点で観測された 2010 年 12 月 25 日 (日本時間) にバヌアツ共和国周辺で発生した Mw7.3 の地震による波形の上下動成分。上から順に紀北紀伊長島 (N. KKNF)、田辺中辺路 (N. TNHF)、那賀棚谷 (N. NTCF)、西都南方 (N. SMKF)、西之表 (N. NSOF) および赤羽根 (N. ABNF) 観測点の記録を表す。

2) 浅部超低周波地震活動監視手法の高度化とその適用

a) 超低周波地震活動モニタリング手法の高度化

日本およびその周辺で発生する超低周波地震については、防災科研 Hi-net に併設された高感度加速度計 (傾斜計) のアレイ解析によってその時空間分布が詳細に調べられてきた⁶⁾。ただ、これまでの解析では、地震波の到来方向に基づき、水平方向約 30km 程度の精度で震央位置を推定しており、発生時刻を推定対象としていない。一

方、F-net の広帯域速度計によるグリッド・モーメントテンソル (MT) 解析からも、超低周波地震の発生時刻、場所、およびメカニズムが明らかにされてきた⁷⁾。しかしながら、この手法に基づく解析は、計算機に比較的大きな負荷をかけるため、多量データを解析することは難しい。基盤的地震観測データが蓄積されている過去の期間において、浅部超低周波地震活動状況を把握することは重要であるが、少ない計算機負荷で大量データ処理を行い、超低周波地震の発生時刻と位置を精度良く推定することは必ずしも容易なことではない。この問題を解決するため、波形相関解析によって既知の超低周波地震と波形相関が良いイベントを検出し、それらの震央位置を推定する方法を開発した。

解析方法開発にあたって、試験用データとして防災科研 F-net の連続記録波形を使用した。まず、観測された連続波形データに対し、超低周波地震を最も良い S/N で観測することができる帯域である 0.02Hz から 0.05Hz のバンドパスフィルターを適用した。まず、既知の超低周波地震のセントロイド時刻を先頭とする 150 秒間の 3 成分記録波形を参照用として用意するとともに、別の 150 秒間の 3 成分記録波形を連続記録波形から切り出し、両者の相互相関係数 (以下、相関係数) を評価した。この値を連続記録波形からの切り出し時間窓の先頭時刻における相関係数として、相関係数の時系列を観測点ごとに得た。検出を試みる超低周波地震の記録において、表面波が卓越し、その伝播速度が約 3.8 km/s 程度であるとすれば、未知イベントのセントロイド時刻・位置から期待される相関係数が最大となる時刻 (以下、理論ピーク時刻) を観測点ごとに予測することができる。この理論ピーク時刻における相関係数を全観測点にわたって平均し (以下、平均相関係数)、その値が 0.5 以上となるようなセントロイドの時刻と水平位置をグリッド・サーチで調べた。セントロイド時刻が 150 秒以内の複数のグリッドで平均相関係数が閾値を超えた場合には、同一イベントとみなして平均相関係数が最大となるグリッドを検出し、このイベントに対する最適なセントロイド時刻・位置を推定した。検出されたイベントのうち、気象庁一元化処理による震源カタログ中の M 3 以上の地震に対応するイベントは取り除き、残りを超低周波地震とみなした。

以上で述べた手法を用い、十勝沖を対象として超低周波地震の試験的な検出を試みた。十勝沖では日向灘よりも活発な超低周波地震活動が観測されているほか、この地域で発生する超低周波地震はセントロイド・モーメントテンソル (CMT) 解が既に推定されており⁸⁾、本手法による結果の評価が可能である。ここでは、F-net の観測点のうち、北海道および東北地方に位置する 15 観測点を解析に使用した。使用した観測点の位置を図 5 に示す。既知の超低周波地震として、2009 年 2 月 23 日 16 時 28 分のイベントを使用した (図 6)。図 7 に、試験解析の対象とした 2003 年 19 時 23 分から 33 分までの観測記録とその解析結果を示す。19 時 28 分から 30 分頃に各観測点で観測された波群は、相関係数の時系列からも 19 時 28 分頃に発生したイベントによるものであることが解る。また、グリッド・サーチの結果、平均相関係数を最大にするようなイベントのセントロイド時刻は 19 時 28 分 05 秒で、セントロイドの水平位置は既知イベントの西南西約 50 km と推定された。この結果は、CMT 解析による結果⁸⁾と矛盾

しない。同様の解析を9イベントに対して行ったところ、本手法による結果とCMT解⁸⁾との差異は、セントロイド時刻で3秒以内、セントロイド位置で15 km以内であることがわかった(図8)。CMT解のセントロイド位置の精度は約10 km程度⁹⁾とされていることから、本手法によるセントロイド位置の推定精度は、アレイ解析による約30 km程度よりも十分に良いものと考えられる。本解析方法の新規開発により、計算機負荷が少ない少数観測点の相関解析によってイベントを検出し、そのセントロイド時刻と水平位置を比較的精度良く推定することが可能となった。

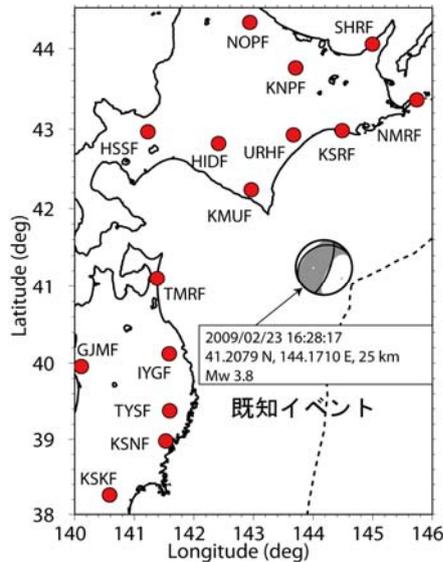


図5 観測点と既知イベント。解析に使用したF-net観測点15点を丸印で示す。既知イベントとして使用した超低周波地震のセントロイド時刻、位置、およびモーメントテンソル解を併せて示す。

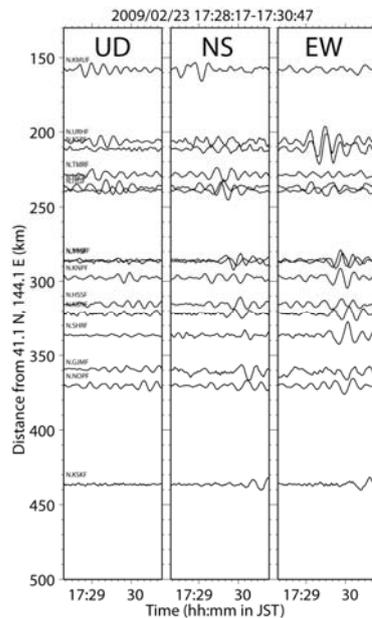


図6 既知イベントの3成分記録波形。セントロイド時刻から150秒間の記録について、観測点および成分ごとに北緯41.1度、東経144.1度からの震央距離順に示す。

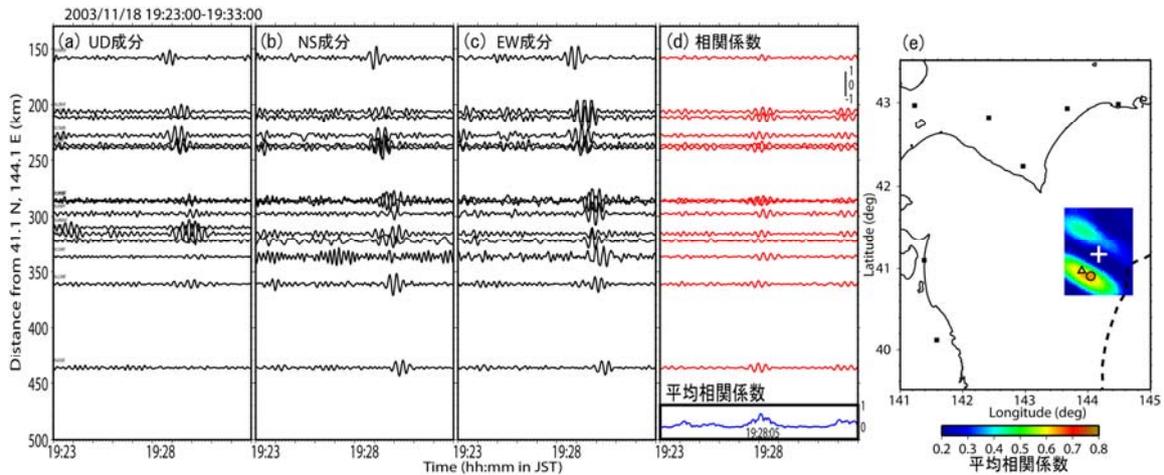


図7 2003年11月18日19時23分から10分間の記録と解析結果。左から順に上下動成分、南北成分、東西成分のフィルター処理記録、相関係数と平均相関係数の各時刻における最大値、および平均相関係数の空間分布。仮定したセントロイド位置におけるスタック相関係数の最大値をカラースケールで示す。丸印は平均相関係数が最大となるセントロイド位置を表す。同一イベントのCMT解析⁸⁾によるセントロイド位置を三角印で併せて示す。十字印は既知イベントのセントロイド位置を表す。

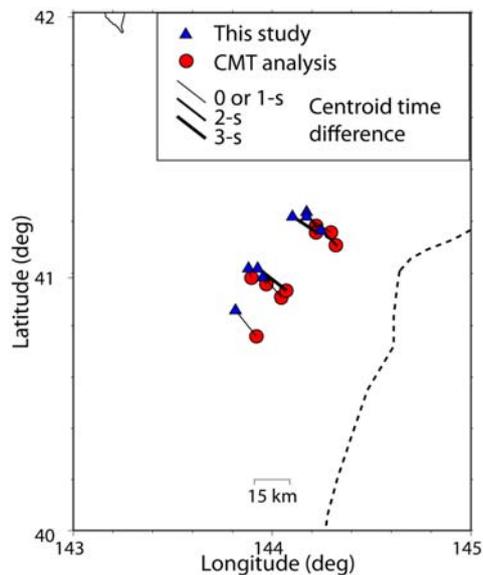


図8 9イベントに対して推定されたセントロイド位置。本解析による位置を三角印で、CMT解析⁸⁾による位置を丸印でそれぞれ示す。2つのシンボルを結ぶ直線は、それらのイベントが同一のイベントであることを表し、線の太さは本解析とCMT解析によるセントロイド時刻の差を表す。

b) 西南日本で発生する浅部超低周波地震活動への適用

日向灘から足摺岬沖にかけての南海トラフ近傍では、2010年1月から3月にかけて活発な超低周波地震活動があった¹⁰⁾。この活動は、1月23日頃に日向灘で始まり、2月中旬以降は足摺岬沖に移動し、その後、一時的に活動度が低下する時期を挟みながらも3月下旬まで活動が続いた。以下では、九州および四国に位置するF-netの広帯域地震計とHi-netに併設された高感度加速度計の2002年から2010年の記録を使用し、2010年1月から3月までの日向灘から足摺岬沖の地域における超低周波地震活動の再評価を行った。

まず初めに、F-net観測点14点の記録の相関解析によって既知の浅部超低周波地震との波形相関が良いイベントを検出し、それらの大まかなセントロイド位置と時刻を推定した。次に、それらのセントロイド位置と時刻を初期値として、F-netおよびHi-net約30観測点で記録された波形のCMT解析⁹⁾を行った。その結果、日向灘から足摺岬沖にかけて発生する浅部超低周波地震は、この地域で発生する通常のプレート間地震の発生域^{11)~13)}よりもトラフ側に位置することがわかった(図9)。従来のア

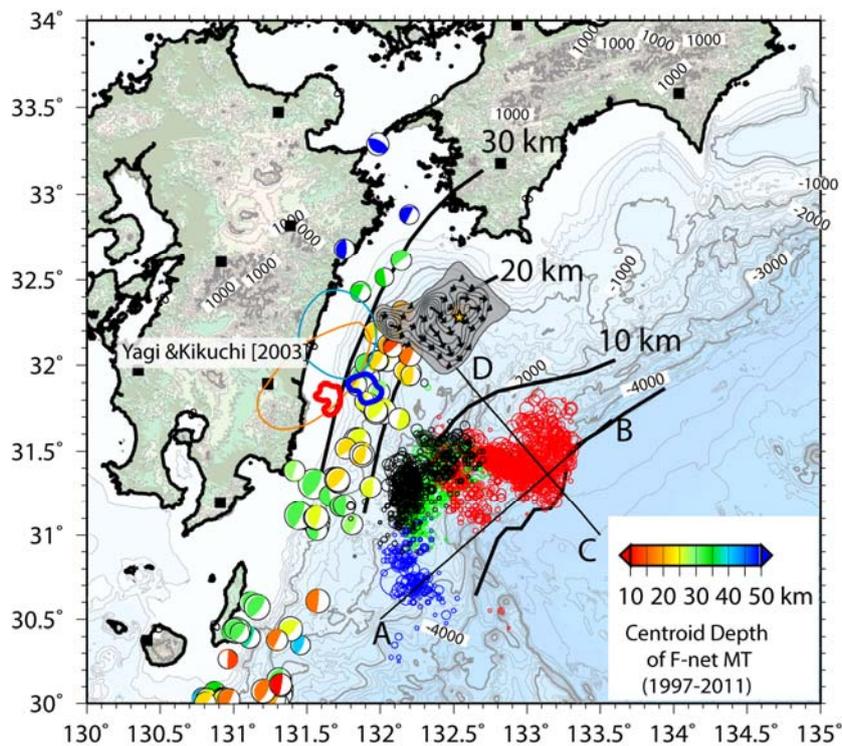


図9 相関解析によって推定された浅部超低周波地震の分布。赤、黒、青、および緑丸印は浅部超低周波地震の震央を表す。異なる色は、異なる既知イベントとの相関によって浅部超低周波地震が検出されたことを示す。コンターはプレート境界の深さ分布¹¹⁾を表す。1996年に発生した日向灘の地震の地震時すべり域(赤および青太線)および余効すべり域(赤および青細線)¹²⁾、1968年日向灘地震の地震時すべり域(灰色領域)¹³⁾、および防災科研F-netによるMT解¹⁴⁾のうち、低角逆断層型のものを併せて示す。直線AB、およびCDは図10における測線の位置を表す。

レイ解析の結果¹⁰⁾によると、九州-パラオ海嶺に沿った浅部超低周波地震の活動域が宮崎県沿岸部付近にまで延びていたが、本結果にはそのような特徴は見られない。セントロイド深さおよび発震機構解については、深さ 10 km 以浅で発生する逆断層型のイベントが卓越するが、トラフ付近ではより浅いイベントが、一方の陸側では 10 km よりも深いイベントも見られる(図 10)。このような深さ分布から、この地域の浅部超低周波地震はプレート境界¹¹⁾にかなり近接した場所で発生しているものと考えられる。

一方、浅部超低周波地震の時空間分布(図 11)からは、バースト的な活動の期間内での震源の移動も明らかになった。2010 年 1 月 23 日に種子島の東方沖で始まった活動は北に向かって拡大し、31 日には約 100 km 離れた日向灘にまで達した。その後、活動が低調となった 2 月 4 日から 11 日を挟んで、活動域は 12 日からの 2 日間に東に向かって約 50 km 拡大し、足摺岬の南方沖に達した。2 月中旬以降の活動の中心はこの足摺岬南方沖へと移り、日向灘における活動は次第に収束した。足摺岬南方沖における活動も 3 月初旬には低調となるが、中旬には活動を再開し、これまでとは逆に日向灘へと向かう活動域の移動が見られた。同様なマイグレーションは、プレート境界の巨大地震発生域深部延長で発生する短期的スロースリップイベントに同期した深部

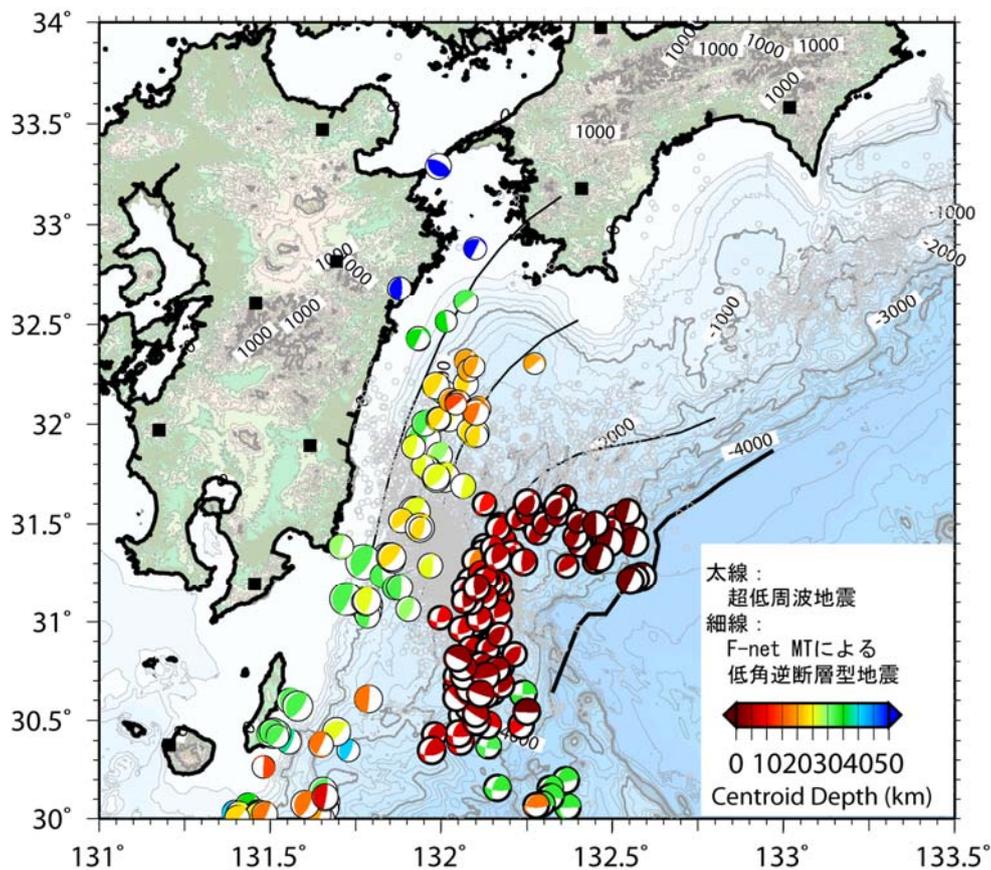


図 10 浅部超低周波地震の CMT 解の空間分布。2010 年 1 月から 2 月の期間に発生した超低周波地震の CMT 解を太線による震源球で示す。その他は、図 9 に同じ。

低周波微動¹⁵⁾や深部超低周波地震⁷⁾の活動においても見られる。日向灘から足摺岬沖にかけて発生する浅部超低周波地震についても大規模なマイグレーションが検出されたことは、通常のプレート間地震の発生が確認されていないこの領域のプレート境界浅部（深さ 15 km 以浅）においても、これまで知られていないようなスロースリップイベントが発生しており、それに伴って浅部超低周波地震が発生している可能性がある。

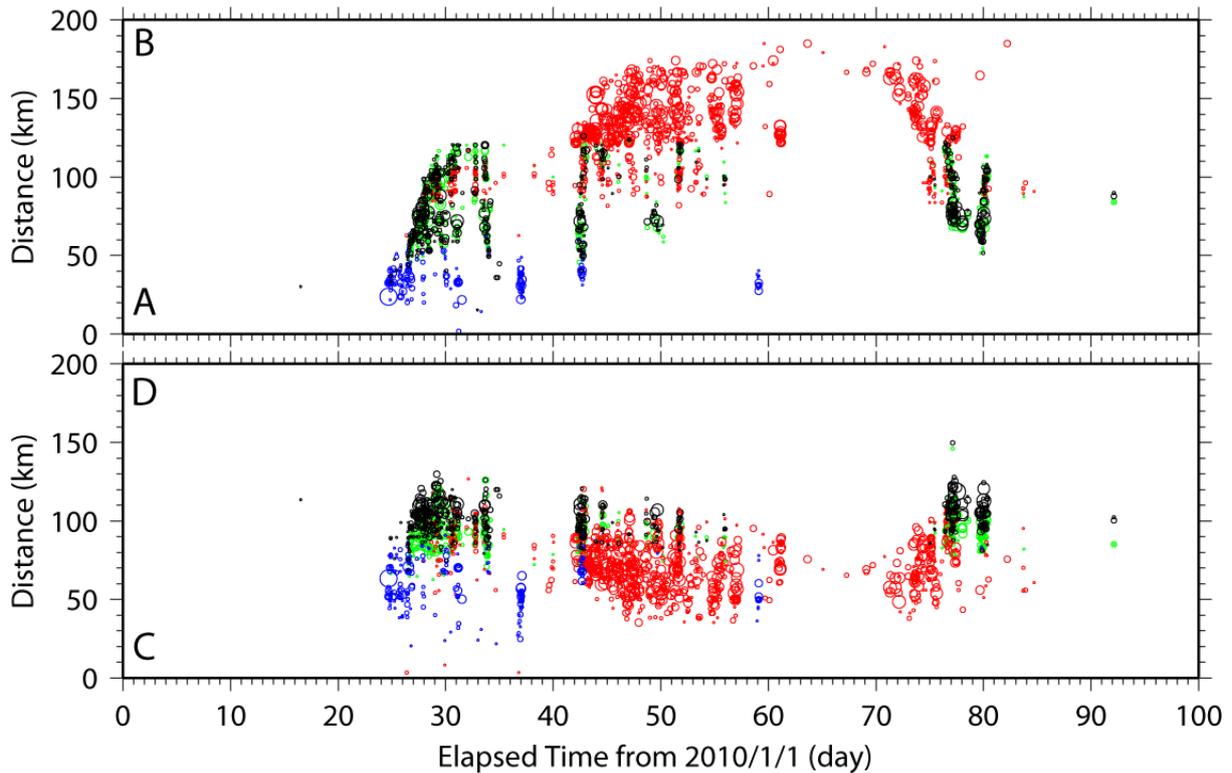


図 11 測線 AB および CD に沿った浅部超低周波地震の時空間分布。シンボルは図 8 に同じ。2 測線位置は図 8 に示す。

3) レシーバ関数解析に基づくプレート境界性状の推定

a) はじめに

南海トラフ沿いで発生する海溝型巨大地震の発生様式を推定するために、沈み込むプレート（スラブ）の形状やプレート境界での物性などを明らかにすることは非常に重要である。一般に、スラブ境界およびスラブ内モホ面（海洋モホ面）では、地震波速度が急変すると考えられている。このような地震波速度変化が存在する場合、観測される地震波には、直達波のほか、地震波速度不連続面で特性が変換した波（変換波）も記録される。レシーバ関数解析とは、地震波速度不連続面で P 波から S 波に変換した波（Ps 変換波）を強調して表示することにより、観測点下の速度不連続面の位置や特性を推定する方法である。近年に整備された稠密な基盤的地震観測網データにレシ

ーバ関数解析法を適用することにより、最近、詳細なフィリピン海スラブ形状モデルが提案されるようになった^{16), 17)}。通常、レシーバ関数解析では遠地地震波形データのみを用いており、走時トモグラフィのようにフィリピン海スラブ沈み込みに伴う地震に関するデータは使用しない。そのため、レシーバ関数から得られる海洋モホ面形状とスラブ沈み込みに伴う地震の震源分布は完全に独立に推定された結果である。しかし、フィリピン海スラブ沈み込みに伴う地震活動分布は非一様であり、海洋モホ面の湾曲とスラブ内地震活動度の変化はよく対応している。このことは、スラブ形状がスラブ内の応力状態を強く支配していることを示唆する^{16), 17)}。

一方、様々な方法で推定されたスラブ形状の特徴として、スラブが紀伊半島西部から紀伊水道周辺で大きく湾曲すること、伊勢湾下や四国下に比べて紀伊半島下ではスラブが急角に沈み込むこと、低角な四国下のスラブは、安芸灘・伊予灘周辺下で再び急角に転ずることは共通しているが、紀伊水道周辺およびその北側の等深線については提案されるモデル間の差異が大きく、その形状は必ずしも明瞭とは言えない。その理由として、トモグラフィ解析では「境界面」に対し十分な分解能を得ることが難しいこと、レシーバ関数解析で検出される「変換面」に対応する構造変化の意味が必ずしも明確ではないこと、紀伊水道周辺に位置する観測点において、レシーバ関数内のスラブ起源変換波がさほど明瞭ではないことも一因として挙げられる。

紀伊水道の南方には、15Ma まで拡大軸として活動していた紀南海山列が存在する¹⁸⁾。また、フィリピン海スラブの移動方向は、3Ma 頃を境に北西方向から現在の西北西方向に変化したと考えられている¹⁹⁾。これらの点を考慮すると、3Ma 以前は紀伊水道下に古い拡大軸が沈み込んでいたこととなり、この拡大軸がスラブ内の弱面を形成していると考えerことは想像に難くない(図 12)。紀伊水道は想定東南海地震および想定南海地震震源域境界部のやや西にあたり、紀伊水道におけるスラブ形状の急変が両震源域を隔てる原因となっている可能性がある。また、スラブ形状の急変が提案されているにも関わらず、紀伊水道下においてはスラブ沿いの地震活動がさほど活発ではないという特徴があり、スラブが紀伊水道下で断裂している可能性も提案されている²⁰⁾。本年は、本件で設置した臨時機動観測点のデータを含めたレシーバ関数解析結果をもとに、紀伊水道においてスラブが断裂しているモデルが受容可能かどうか確認するとともに、新たなスラブ内海洋モホ面形状モデルの構築を試みた。

b) データ・解析方法

解析には、2000 年 10 月から 2009 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 12)。レシーバ関数は、沈み込むスラブ内の海洋モホ面の検出を得意とする。一方、西南日本のフィリピン海スラブ沿いで発生する地震活動は、紀伊半島南部周辺等を除き、概ね海洋地殻内で発生していると考えられている^{21), 22)}。このことは、地震活動上面から推定するスラブ概形は、レシーバ関数より推定する海洋モホ面形状よりも浅くなる傾向にあることを意味する。そこで、紀伊水道でのスラブ断裂を考慮し、震源分布の上面を外挿

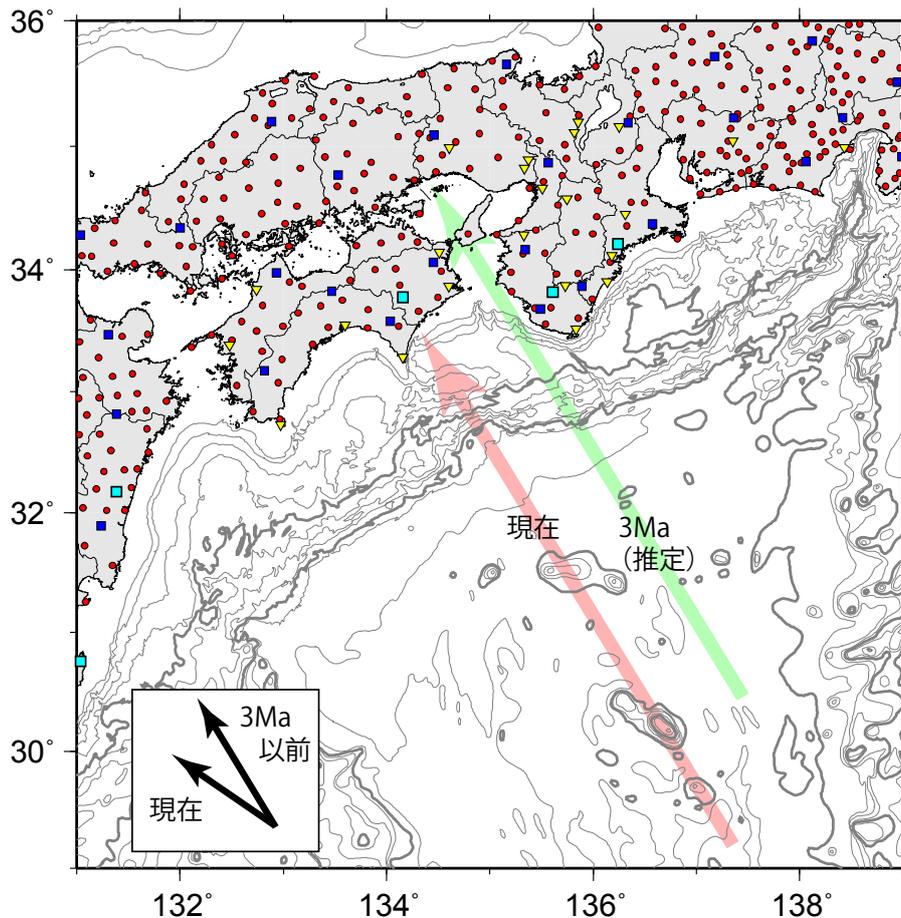


図 12 解析に用いた観測点の分布と紀南海山列の位置。赤丸は防災科研 Hi-net, 青四角は防災科研 F-net, 黄色三角は産業技術総合研究所観測網の観測点の位置を表す。水色四角は, 本件で設置した広帯域地震計を用いた長期機動型観測点である。現在の紀南海山列の位置および 3Ma に紀南海山列が存在したと推定される位置を桃色および緑色の矢印でそれぞれ示す。図枠内の黒矢印は, 四国沖におけるフィリピン海プレート の概略運動方向を示す。

して求めた深さコンター²⁰⁾を鉛直方向に 7 km 深くしたモデルを「参照モデル」とした。まず、走時トモグラフィ解析により求められた三次元地震波速度構造²³⁾を用いて深度変換したレシーバ関数に対し、「参照モデル」±10 km の深さ範囲でレシーバ関数の振幅が最大となる深さを自動的に抽出した。この際、最大となるレシーバ関数振幅が 0.05 以下の地点については、変換波不明瞭として抽出対象外とした。このようにして得られた緯度・経度・深さの情報をもとに、平滑化を伴う空間的な補完と等深度線の作成、レシーバ関数断面図との比較、レシーバ関数振幅の再評価を繰り返し、最終的な海洋モホ面形状モデルを得た。

c) モデルの特徴と考察

図 13 (a) にスラブ断裂を考慮していない既往のモデル¹⁶⁾、(b) に本解析に基づくスラブ内モホ面等深線を比較して示す。両者は、紀伊水道西岸部と伊勢湾ならびにそ

それぞれの深部延長で異なる特徴を示している。これらの地域では、スラブ沈み込みに伴う地震活動が極めて低調であり、地震活動からスラブ形状を推察することは出来ない。本解析において、「モホ面」として抽出した深さ 40 km 付近の変換面は、既往モデル構築時は「大陸モホ面」と解釈し、より深部に存在する変換面を「海洋モホ面」と解釈していた（図 14）。一方、兵庫県南部下では、これまでの解析同様、明瞭な変換面の存在を確認することが出来なかった。このことは、当該地域付近でスラブ断裂、スラブウィンドウの存在、あるいはスラブ傾斜の急変等、周辺域と大きく異なる構造的特徴を有していることを意味する。分解能の制約上、断定することは出来ないが、本解析の結果は紀伊水道下におけるスラブ断裂の可能性を十分に示唆し得るものである。

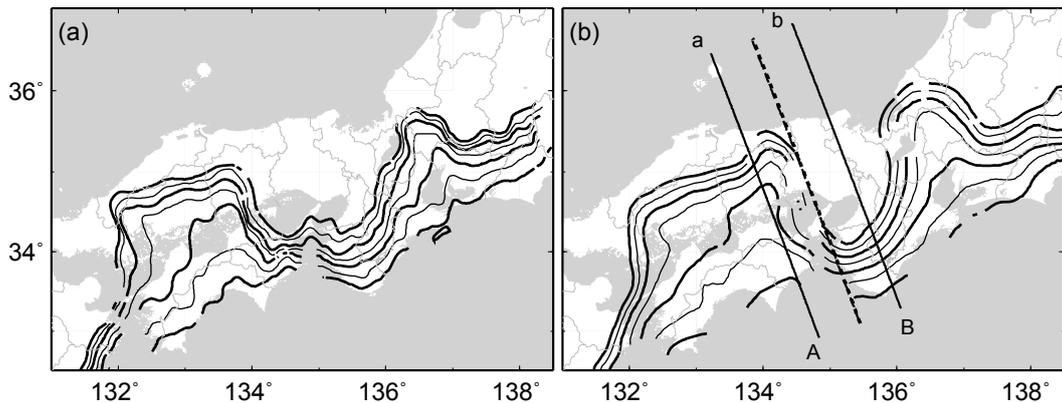


図 13 レシーバ関数から推定された海洋モホ面深度分布。(a) Shiomi et al. (2008)¹⁶⁾の結果。(b) 本解析の結果。点線は、想定したスラブ断裂線の位置を表す。等深線は深さ 30 ~ 60 km の範囲を表しており、間隔は 5 km である。

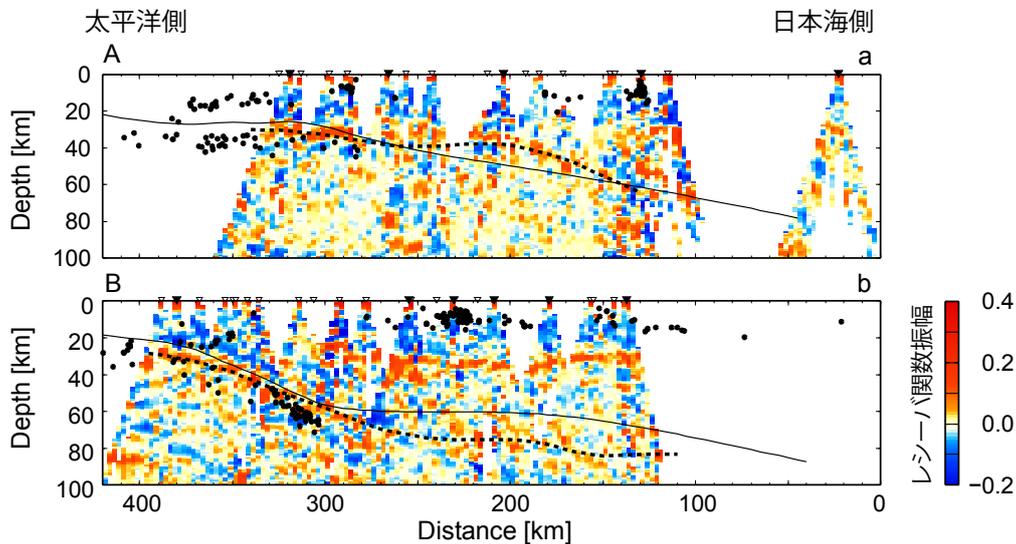


図 14 レシーバ関数振幅の鉛直断面図。断面線の位置は、図 12 (b) に示した。正值(赤)は深部が浅部よりも高速度である速度境界、負値(青)は深部が浅部よりも低速度である速度境界が存在することを表す。図中の実線および点線は、それぞれ Shiomi et al. (2008)¹⁶⁾ および本解析で海洋モホ面と判定した深さを表す。黒点は、断面線を中心とした幅 10 km の範囲で発生した M1.5 以上の地震の震源位置を表す。

4) 四国西部における微動アレイ観測

a) はじめに

深部低周波微動（以下、微動）の発見²⁴⁾以降、微動を伴う短期的スロースリップの発見¹⁵⁾、深部超低周波地震の発見⁷⁾、3つの異なる「スロー地震」の連動現象の発見²⁵⁾等、スロー地震に関する新しい観測成果が次々と発表されている。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（down-dip limit）を規定するための重要な情報になる可能性が高い。また、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、活動によっては、複数のセグメントが連動あるいは誘発して活動することが確認されている²⁶⁾。このような特徴から、プレート境界型地震の歪蓄積課程から解放（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必要不可欠である。微動現象は北米 Cascadia 地方でも報告されており、アレイを用いた微動観測のデータから微動の移動が詳細に捉えられている²⁷⁾。それによると、いくつかの沈み込み方向に平行な微動の帯が存在し、Cascadia の海溝軸に平行に南から北に向かって、順々に微動の帯を移動していた。四国西部においても、アレイ観測データの解析に基づき、微動が北東-南西方向（南海トラフの走向）に 1.0-2.5 km/h の速度で移動する活動が存在することが報告されている²⁸⁾。四国西部は西南日本の中でも微動活動が活発な地域であるが、上記移動現象を観測した期間中に大規模な微動活動は発生しなかったため、微動活動のより詳細な特徴を把握するためには、さらなる観測データの蓄積が必要である。そこで、本年度は、同じ四国西部を対象とし、深部低周波微動活動の特徴、とりわけ微動のセグメント性やセグメント間の移動（連動性）、スラブ構造との関係を理解することを目的として、微動のアレイ観測を実施した。観測では、大アレイと小アレイを準備し、複数の小アレイが大アレイを取り巻くように配置した。これにより、大アレイの微動検出感度の低くなる範囲を小アレイによって補助し、微動発生域を広範囲にわたって活動が把握できるようにした。

b) 観測およびデータ

今回の微動アレイ観測では、四国西部に大アレイ 1 か所と小アレイ 4 か所を構築した。図 15 にアレイ配置の概略を示す。各アレイは、それぞれ 30 観測点と 9 観測点から構成される。大アレイは、微動検出感度の指向性をなるべく均一にするため、面的に不規則に 150-400m 間隔で機動型観測点を配置した（図 16）。各観測点にはデータロガー（計測技研製 HKS-9530）と 2Hz 三成分短周期地震計（Chongqing Geological Instrument Factory 社製 CDJ-S2C-2）を配した。一方、小アレイでは、現地の状況に応じ、Y 字・L 字あるいは T 字型といった様々なデザインで設置した（図 17）。平均観測点間隔は約 150m である。使用した機材は、データロガー（計測技研製 HKS-9500）と 2Hz 三成分短周期地震計（Sercel 社製 L-22D-3DL）である。大・小アレイとも、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 200 Hz とした。1 か月間のデータ量は約 3 GB 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

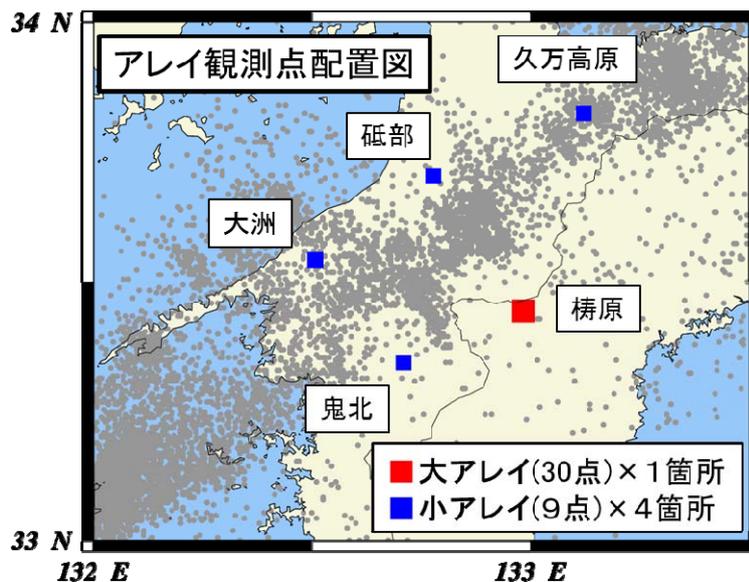


図 15 アレイ観測点配置図。灰色の点はハイブリッド法²⁹⁾によって推定された深部低周波微動源を示す。

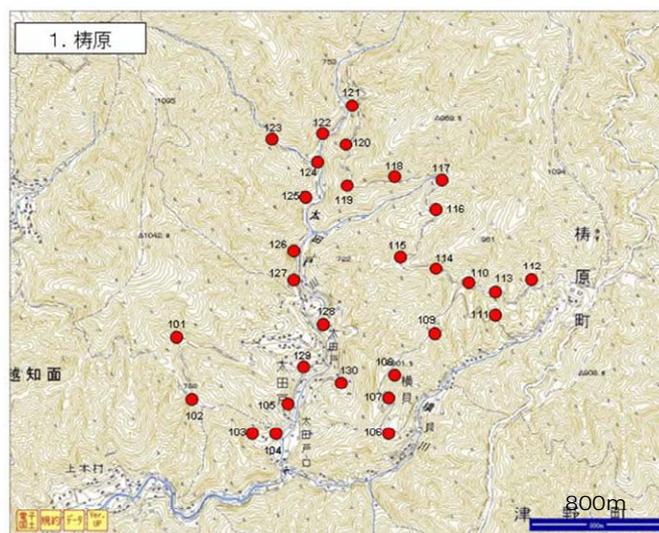


図 16 栲原地区における大アレイ（30 観測点）のデザイン。赤丸は観測点の位置を示す。

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平成 22 年 12 月から開始し、平成 23 年 2 月 7 日より観測点の設置を開始した。稼働状況確認のため、平成 23 年 3 月に最初のデータ回収を行った。

回収された地震観測データの一例を図 18 に示す。左側は微動が発生していない通常時、右側は深部低周波微動活動期間の観測波形である。両者は、異なる日付の同一時間帯の記録である。地震計は地表に設置しているが、通常時のノイズレベルは $0.1 \mu\text{m}/\text{sec}$ 程度と低く、比較的良い条件で観測出来ている。期間中に観測した小規模な

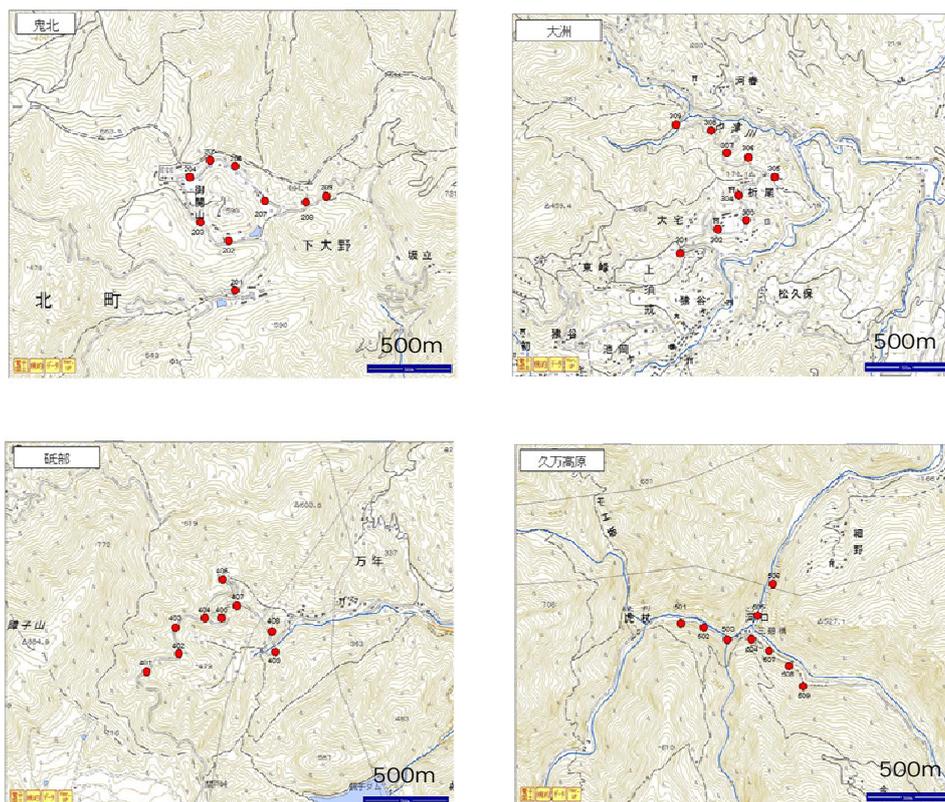


図 17 4 地区における小アレイ（9 観測点）のデザイン。赤丸は観測点の位置を示す。

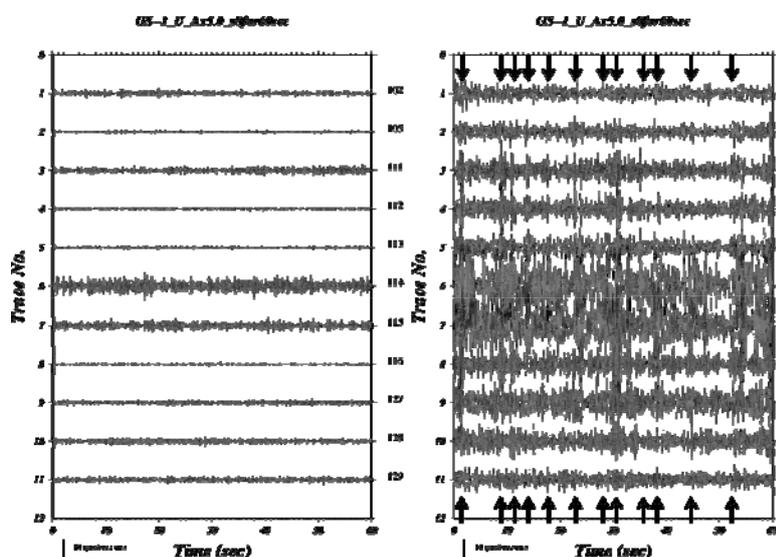


図 18 観測波形例。通常時（左）と深部低周波微動活動時（右）。

微動活動時（図 17 右側）には、振幅レベルが $5 \mu\text{m}/\text{sec}$ を超えている。また、図 18 中に矢印で示したように、いくつかの同期した位相を確認することができる。このことから、大規模な微動活動が発生した際には、高い S/N で観測することが可能であると考えられる。

これまで、四国西部は、半年周期で活発な深部低周波微動を励起してきた³⁰⁾。このことから、平成 23 年初頭の活動を観測すべく 2 月にアレイ観測点の配置を完了した

が、豊後水道での長期的スロースリップイベント発生²⁵⁾に伴って活動間隔が擾乱された可能性があり、平成 22 年度末現在では、大規模な微動エピソードの発生を待機している状態である。微動エピソードのデータを収録した後、詳細な微動活動推移について解析を進める計画である。

(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、渥美半島に長期機動観測型広帯域地震観測点を設置し、連続観測を開始するとともに、昨年度までに設置した 5 観測点における観測を継続した。浅部超低周波地震活動については、これまでの解析方法よりもより高精度にイベントの抽出ならびにセントロイド位置を決定する手法を開発し、日向灘を対象とした解析を実施することにより、超低周波地震の震源が移動することを明瞭に捉えることに成功した。一方、基盤的地震観測点や本機動観測点などで得られた遠地地震記録の解析から、西南日本下に沈み込むフィリピン海スラブが、紀伊水道下で断裂している可能性がある可能性を示した。四国西部域での深部低周波微動を対象とした臨時機動観測を開始し、良好な記録が取得されつつあることを確認した。

最近、浅部超低周波地震活動は、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た²⁵⁾。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、海溝型巨大地震の連動性を評価するために、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と基盤的地震観測網観測点の併合処理により、その形状を含め、フィリピン海スラブの特徴の地域性について詳細な検討を進めるとともに、平成 22 年度より開始した臨時機動観測により、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進めることが重要である。

(d) 引用文献

- 1) Ando, M.: Source mechanism and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan, *Tectonophysics*, 27, 119 - 140, 1975.
- 2) 石橋克彦, 佐竹健治: 古地震研究によるプレート境界巨大地震の長期予測の問題点 - 日本付近のプレート沈み込み帯を中心として -, *地震* 2, 50 別冊, 1 - 21, 1989.
- 3) Obara, K., and Y. Ito: Very low frequency earthquake excited by the 2004 off the Kii peninsula earthquake: A dynamic deformation process in the large accretionary prism, *Earth Planets Space*, 57, 321 - 326, 2005.
- 4) Ito, Y., and K. Obara: Dynamic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02311, doi:10.1029/2005GL025270, 2006.

- 5) 汐見勝彦, 小原一成, 針生義勝, 松村稔: 防災科研 Hi-net の構築とその成果, 地震 2, 61 特集号, S1 - S7, 2009.
- 6) 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, Planet Space*, 60, 871-875, 2008.
- 7) Ito, Y., K. Obara, K. Shiomi, S. Sekine, H. Hirose, Slow earthquakes coincident with episodic tremors and slow slip events, *Science*, Vol. 315, pp. 503-506, 2007.
- 8) 浅野陽一, 小原一成, 伊藤喜宏, 日本周辺で発生する浅部超低周波地震の時空間分布と発震機構, 日本地球惑星科学連合 2008 年大会予稿集, S143-006, 2008。
- 9) Ito, Y., S. Sekiguchi, T. Okada, R. Honda, K. Obara, and S. Hori: Performance of regional distance centroid moment tensor inversion applied to the 2004 mid-Niigata prefecture earthquake, Japan, *Geophys J. Int.*, Vol. 167, pp. 1317-1331, 2006.
- 10) 防災科学技術研究所, 日本周辺の超低周波地震活動 (2009 年 11 月~2010 年 5 月), 地震予知連絡会会報, Vol. 84, pp. 9-10, 2010。
- 11) 地震調査研究推進本部, 日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価, pp. 57, 2004。
- 12) Yagi, Y., M. Kikuchi, T. Sagiya, Co-seismic slip, post-seismic slip, and aftershocks associated with two large earthquakes in 1996 in Hyuga-nada, Japan, *Earth Planets Space*, Vol. 53, pp. 793-803, 2001.
- 13) 八木勇治, 菊地正幸, 吉田真吾, 山中佳子, 1968 年 4 月 1 日, 日向灘地震 (MJMA 7.5) の震源仮定とその後の地震活動との比較, 地震 2, Vol. 51, pp. 139-148, 1998。
- 14) 福山英一, 石田瑞穂, D. S. Dreger, 川井啓廉, オンライン広帯域地震データを用いた完全自動メカニズム決定, 地震 2, Vol. 51, pp. 149-156, 1998。
- 15) 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.
- 16) 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.
- 17) Ueno, T., T. Shibutani, K. Ito: Configuration of the continental Moho and Philippine Sea slab in southwest Japan derived from receiver function analysis: relation to subcrustal earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 98, 2416 - 2427, 2008.
- 18) Okino, K., Y. Shimakawa, and S. Nagaoka: Evolution of the Shikoku basin, *J. Geomagn. Geoelectr.*, 446, 463 - 479, 1994.

- 19) 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.
- 20) 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, 日本地震学会 2010 年秋季大会, A11-02, 2010.
- 21) Ohkura, T.: Structure of the upper part of the Philippine Sea plate estimated by later phases of upper mantle earthquakes in and around Shikoku, Japan, Tectonophysics, 321, 17 - 36, 2000.
- 22) Shiomi, K. and J. Park: Structural features of the subducting slab beneath the Kii Peninsula, central Japan: Seismic evidence of slab segmentation, dehydration and anisotropy, J. Geophys. Res., 113, B10318, doi:10.1029/2007JB005535, 2008.
- 23) Matsubara, M., K. Obara, and K. Kasahara: Three-dimensional P- and S-wave velocity structures beneath the Japan Islands obtained by high-density seismic stations by seismic tomography, Tectonophysics, 454, 86 - 103, 2008.
- 24) Obara, K.: Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan, Science, 296, 1679 - 1681, 2002.
- 25) 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.
- 26) 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.
- 27) Ghosh, A., J. E. Vidale, J. R. Sweet, K. C. Creager, A. G. Wech, and H. Houston: Tremor bands sweep Cascadia, Geophys. Res. Lett., 37, L08301, doi:10.1029/2009GL042301, 2010.
- 28) 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.
- 29) 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.
- 30) 小原一成: フィリピン海プレート沈み込みに伴う西南日本のスロー地震群の発見, 地震 2, 61 特集号, S315 - S327, 2009.

(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・小原一成	波形相関解析による超低周波地震検出の試み	日本地球惑星科学連合 2010 年大会	平成 22 年 5 月

汐見勝彦、井出哲、望月公廣、木村学	レシーバ関数解析によるフィリピン海スラブ形状モデルの再検討～紀伊水道下でのスラブ断裂の可能性～	日本地震学会 2010 年秋期大会	平成 22 年 10 月
Ide, S., K. Shiomi, K., Mochizuki, T. Tonegawa, and G. Kimura	Split Philippine Sea plate beneath Japan	Geophysical Research Letters, 37, L21304.	平成 22 年 11 月

(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 23 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 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。また、海外の沈み込み帯研究者との議論を行うことにより研究をさらに進展させるため、国際学会等に出席し、研究成果の発表や情報収集を行う。

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	助教	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 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：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22年度業務目的

平成21年度に成果として得られた、地殻媒質の微小地震活動の時間空間連動の次元

圧縮による評価方法と、トモグラフィ地震波速度構造、クラック密度、散乱減衰等のパラメータを加えた媒質自己組織化マップ相関を、プレート境界域延長上の陸上に露出する境界域、富士川―丹沢―嶺岡地域および過去のプレート境界深部岩の露出する銅山川周辺の陸域調査によって得られた地質構造の岩石構成鉱物とその構造および流体含有構造から比較検討し、マイクロ媒質評価の試験的評価指数を考案する。それ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22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22年度の成果

(a) 業務の要約

Markov random field (MRF) モデルを用いて、地震波速度構造から地殻媒質を評価する逆解析手法の開発を行った。マクロな観測結果に影響を与えるマイクロ媒質評価指数として、岩石の種類、流体の量、流体の存在形態などを導入してモデリングを行った。人工地震波速度データに適用した結果、仮定した流体量・形状を正しく推定され、手法の有効性が明らかになった。また、西南日本沈み込み帯に適用した結果、流体の量とその形状が分離・イメージングされた。確率論的なアプローチをとる本手法の開発により、誤差評価を含めた客観的かつ定量的な媒質評価が可能になった。

MRF 手法は様々な地殻媒質評価に有効なアプローチであることが情報科学研究により明らかになった。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用い、岩石の不均質な構造やマイクロ構造評価が可能になるモデルを開発した。また、MRF 手法を境界岩の熱力学解析に応用した精密な温度圧力経路決定法を開発した。この手法によって、過去の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期待される。

さらに、継続して行ってきた岩石学的・地質学的調査の結果と地球物理観測データ・地球化学観測データを統合することで、境界域の丹沢地域のプレート境界での鉱物変化、温度圧力変化を決定した。その結果、試験的に導入したマイクロ媒質評価指数が、実際の地質学・岩石学的情報として説明できることがあきらかになった。また、微分熱力学と質量保存則を導入することで、境界部の脱水変成作用の熱力学シミュレーションを行った。その結果、海洋地殻が沈み込む際に特定の深さで脱水量がピークを持つことが明らかになり、クラック密度上昇の原因となることが示唆された。これらの現象は西南日本沈み込み帯における地震波速度異常・及び地震発生分布とよく一致する。以上のことから、物質調査研究によるマイクロ媒質評価と地球物理観測データ解析によるマクロ媒質評価を統合することで、地殻媒質モデルの本質的な高度化が可能であることが明らかになった。

(b) 業務の実施方法

平成21年度に得られたマクロ次元圧縮図を定量的なものにするために、さらにミク

ロ媒質評価を可能にするために、東京大学新領域創成科学研究科岡田真人教授のグループと共同して、ベイズ統計的手法の一種である MRF (Markov random field) モデル 1) を、地震波速度構造を用いた媒質評価解析手法の構築を行った。MRF モデルとは画像処理などによく用いられる方法で、知りたい物理量の空間（時間）分布についてある程度の連続性を仮定することで、観測データより未知変数の方が多いような不定問題や、観測データに大きな誤差が含まれるような問題について、最適な推定を可能にする。はじめに、MRF 手法の有効性を検証するために、人工で作成した岩石中の流体量及び形態の空間分布を、観測地震波速度データ (V_p , V_s) から逆解析するテストを行った。次に、日本列島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 (Jamstec, 東北大学, 東京工業大学, 広島大学など) とワークショップとセミナーを開催し議論及び情報交換を行った。その結果、MRF 手法などのベイズ統計的手法が地殻媒質評価に関わる広範囲な地球科学分野への応用（たとえば、地震波トモグラフィー、岩石学的温度圧力パス逆解析など）に有効であることが明らかになった。これらの結果により、新たなマイクロ媒質評価モデルの手法を進めた。さらに、新たに導入した MRF モデルを用いた岩石の温度圧力経路復元手法の開発を行った。

さらに、本年度までに得られた地質学的・岩石学的調査の結果を総合することで、丹沢山地の地殻構造及びテクトニックモデルの構築を行った。また、物質調査研究として、化学平衡熱力学を用いた沈み込みに伴う岩石・鉱物のプレート境界部脱水変成作用のシミュレーションを行った。

(c) 業務の成果

次元圧縮開発研究；

ベイズ統計的手法の一種である MRF (Markov random field) モデルを用いて、地震波速度構造を用いた媒質評価解析手法の構築を行った。ここでは、マクロな観測に影響を与えるマイクロ媒質評価指数として、岩石の種類 (z)、流体の量（空隙率： Φ ）、流体の存在形態（アスペクト比： α ）などを導入する。MRF モデルとは画像処理などによく用いられる方法で、知りたい物理量の空間（時間）分布についてある程度の連続性を仮定することで、観測データより未知変数の方が多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、正確な物理量変化を抽出するローパスフィルターのような役目を果たす。一般に、観測データにローパスフィルターをかけるときは、解析者の直感と経験に頼ることでその通過周波数帯域を決めてきた。しかし、MRF モデルではベイズ統計的なアプローチにより、観測データの統計的な性質のみから、適切な通過周波数帯域を客観的に決定することができる。さらに、様々な地質学的情報や観測機器の情報などを事前知識として推定に反映することも可能である。

本年度の研究として、岩石種と流体の種類（メルト・水）をあらかじめ仮定したときに、地震波速度構造 (V_p , V_s) から流体の量（空隙率： Φ ）とその形態（アスペクト比：

α) の空間分布を推定する枠組みを開発した. その結果, (1) 式のように定義される評価関数を最小にすることで求めたい流体分布が推定可能であることがわかった.

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

ここで, $\phi^{i,j}$, $\alpha^{i,j}$ は 2 次元空間 $((i, j) = (1, \dots, N_i, 1, \dots, N_j))$, $N \equiv N_i \times N_j$ 上の空隙率とアスペクト比を, $\theta = \{\sigma_{Pn}^2, \sigma_{Sn}^2, \sigma_{\phi m}^2, \sigma_{\alpha m}^2\}$ は地震波速度の誤差による分散と空隙率・アスペクト比の連続性を示す分散をまとめたパラメータ群を, Z は規格化定数を表している. また, 本研究では, 地震波速度の空隙率・アスペクト比依存性 ($V_P = f_P(\phi, \alpha)$, $V_S = f_S(\phi, \alpha)$) として, 武井 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 (a) は, (2) で定義した自由エネルギーを最小化するようなハイパーパラメータの最急降下法による変化の様子を示したものであるが, 試行回数が増えるに連れて正しいハイパーパラメータに収束していることがわかる. 図 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 3 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。

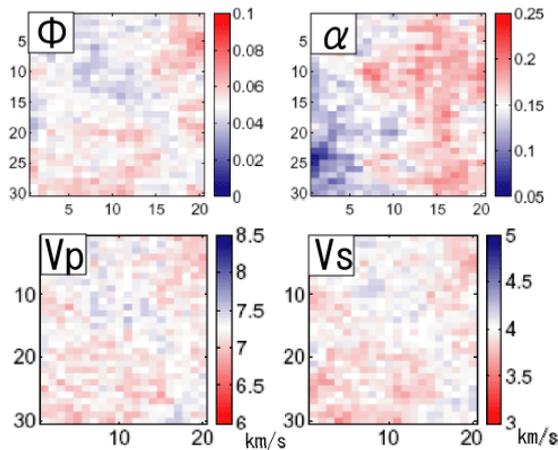


図 1. 仮定した流体の空間分布 (Φ , α) (上図) と観測データ (V_p , V_s) (下図)

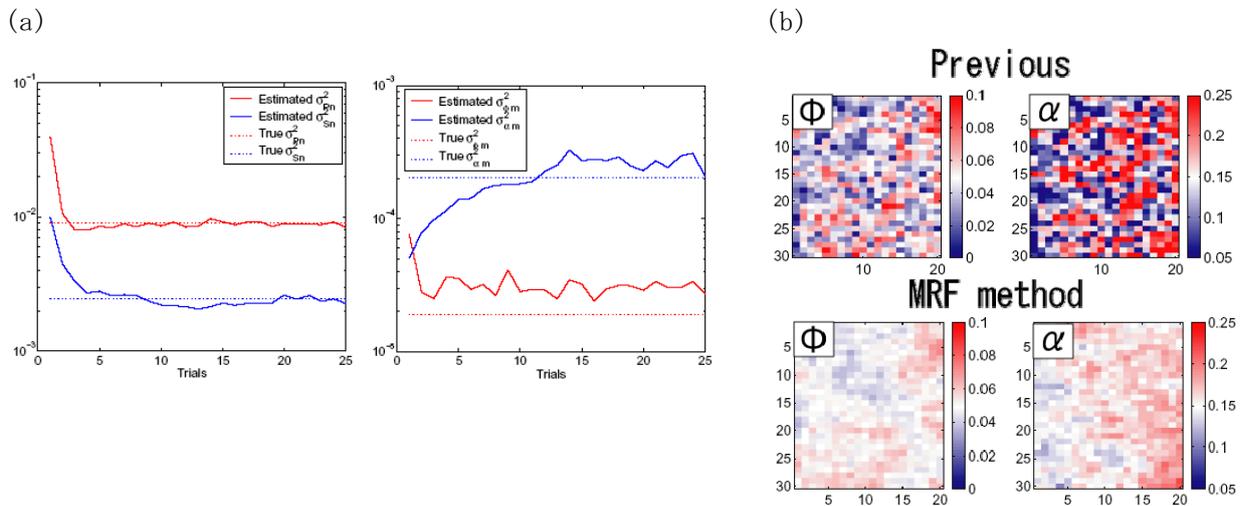


図 2. (a) ハイパーパラメータの試行回数による変化。試行回数が増えるとパラメータ (実線) が正しい解 (破線) に近づいていることが確かめられる。(b) 推定された流体分布 (上図) 従来手法 (逆関数) によって得られた分布 (下図) 本手法によって得られた分布

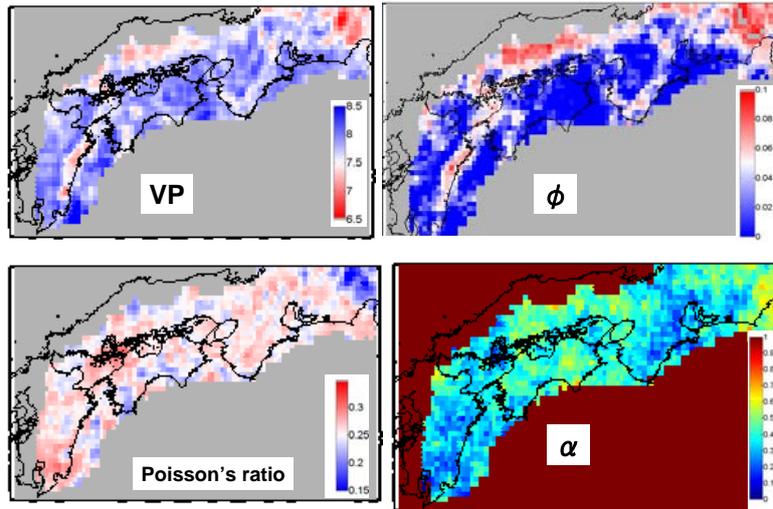


図 3. (左図) 観測された深さ 40km の地震波速度構造 (上: V_p (km/s), 下: ポアソン比)
(右図) MRF モデルによって得られた流体分布 (上: 空隙率 Φ , 下: アスペクト比 α)

情報取得研究 ;

連動媒質研究に必要な他の開発研究グループとの情報の交換および学会などでの新機軸研究開発の動向調査を行った。その結果、MRF 手法が媒質評価に関する様々な研究に応用できることが明らかになった。以下に、研究例として 1. 岩石種鉱物種などの不連続物理量の決定, 2. MRF 手法による変成岩の温度圧力パス履歴の復元, を紹介する。

上述の MRF モデルに情報統計力学の最新の知見 (e. g. 4)) である隠れ状態推定モデルを導入することによって、岩石種や鉱物種などの不連続な空間分布を示す可能性のある物理量の空間分布推定を可能にするモデルを考案した。下に定義する評価関数を用いることで、観測値 V から不連続に変化するラベル (物理量) $\xi^i = [0, \dots, 1, \dots, 0]^T$ と連続に変化する物理量 Φ の推定を行う。

$$E(\Phi, \xi) \equiv \sum_{i=1}^N (\xi^i \cdot f(\phi^i) - V^i)^2 + \lambda \sum_{i=1}^{N-1} (\phi^{i+1} - \phi^i)^2 - \mu \sum_{i=1}^{N-1} \xi^{i+1} \cdot \xi^i \quad (3)$$

ここで、 $f(\phi^i) \equiv [f_1(\phi^i), f_2(\phi^i), f_3(\phi^i), \dots]^T$ は各ラベルに対応する、観測値と物理量の関係を表す式である。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。

一方で、MRF モデルは岩石学にも応用可能である。変成岩の温度圧力履歴を復元することは、地殻構造を推定するうえで重要な実証的アプローチである。本年度は、MRF モデルを微分熱力学的手法 5) に応用することで鉱物の持つ化学組成累帯構造から連続的な温度圧力パスをより正確に復元する方法を開発した。図 4 で示されるように非常に高い精度で温度圧力履歴の復元が可能になることがわかった。本手法はより一般的な温度圧力履歴復元法に応用が可能であり、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。

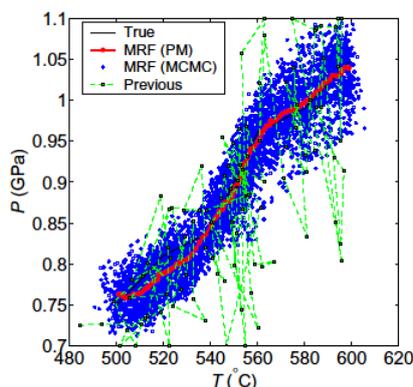


図4 MRFモデルによる温度圧力履歴（人工）の復元．従来手法（緑線）と比較して，MRFモデル（赤線）は高い精度で，もとのPTパス（黒線）を復元していることがわかる．

物質調査研究；

本年度まで継続的に行ってきたプレート境界物質が露出する丹沢山地（図5）の地質学的・変成岩岩石学的調査の結果に加えて，これまでに先行研究で得られた地球物理学観測データ6),7)や地球化学データ8),9)を総合することで丹沢山地の地殻構造およびテクトニックモデルを構築した．丹沢変成岩に含まれる角閃石の化学組成について電子プローブマイクロアナライザー（EPMA）を用いて詳細な分析を行ったところ，丹沢深成岩体の西部においては鉍物の中心部から縁辺部にかけてA1が単調増加する累帯構造を，東部においては，逆にA1が単調減少する累帯構造を示すことがわかった（図6）．これらの化学組成データに微分熱力学手法5)を適用することで温度圧力経路の復元を行った．もともと伊豆マリアナ弧の上部地殻であった丹沢変成岩は，伊豆マリアナ弧が本州弧に衝突する過程で，本州下部地殻程度の深さまで沈み込んだ後に，現在の位置まで上昇してきたことが明らかになった．この一連の沈み込み・上昇プロセスは，8)と9)が提唱した，伊豆マリアナ弧中部地殻の再溶融，上昇と同期して起こったものと考えられる．また，地球物理学観測で得られた地震波反射構造6)と地震波速度構造7)などのデータと統合することで，地殻構造・テクトニックモデルを復元した（図7）．このような研究は地質学・岩石学，地球物理学，地球化学などのさまざまなアプローチを統合することで，地殻媒質評価を行うことのできる好例といえる．また，西部と東部の角閃石組成累帯構造の差は，それぞれ脱水変成作用と吸水変成作用の進行を示しており，プレート境界における流体（クラック）の挙動の地域的な違いを示しているものと考えられる．以上のことから，地質学・岩石学的情報が，次元圧縮研究で試験的に導入したマイクロ媒質評価指数と対応することが示唆される．ここで行われる測定には，岩石，鉍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．

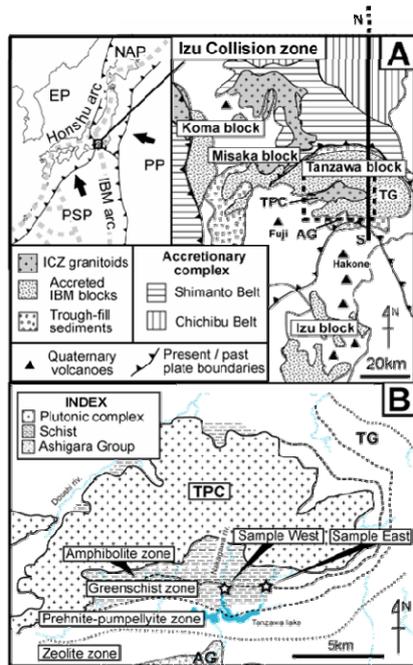


図5 (A) 丹沢山地の地質概説 (B) 調査地域

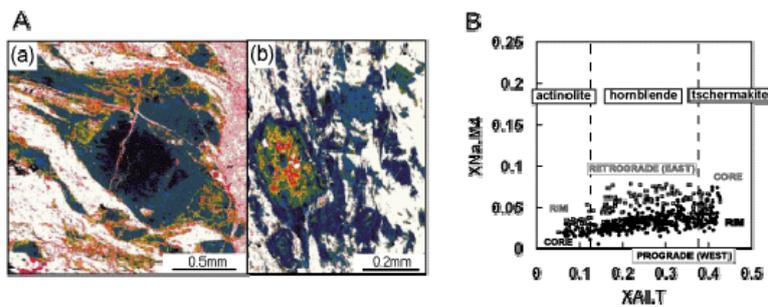


図6 (A) EPMA 分析による Al 強度マップ (a) 西側の角閃石, (b) 東側の角閃石
(B) 角閃石の化学組成

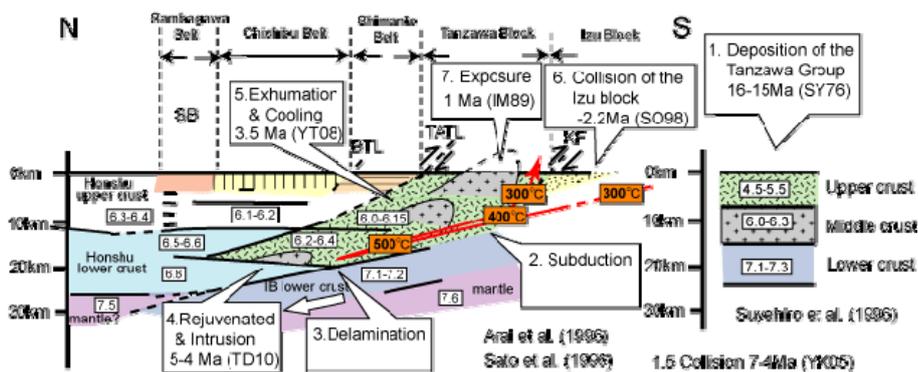


図7 丹沢山地の地殻構造とテクトニクス

脱水変成作用の熱力学シミュレーションを行った 10). 微分熱力学的手法 5) に、新たに質量保存則を制約条件として加えることで、任意の温度圧力経路 (dP, dT) から鉱物の物質質量・化学組成 (dMs, dXs) の変化を解析することが可能である (微分熱力学フォワードモデル). 天然系の解析などから示唆されるように、脱水変成作用は比較的

均質に進行するため、均質完全平衡の仮定がある程度妥当である。本研究では、沈み込むスラブの温度圧力経路を与えることで、各深度に対応した海洋地殻からの連続的な脱水量プロファイルを計算した（図 8 (b)）。典型的な温度圧力構造を持ついくつかの沈み込み帯に適用した結果、計算によって得られた脱水量のピークの深度と、観測されるやや深発地震・高ポアソン比異常・スロースリップ/低周波微動などの発生深度が一致することが明らかになった。また、各温度圧力条件に応じた詳細な鉱物量と化学組成を予測計算できることから（図 8 (a)）、媒質評価に対して、地球物理学観測とは独立な制約条件を与えることが可能である。

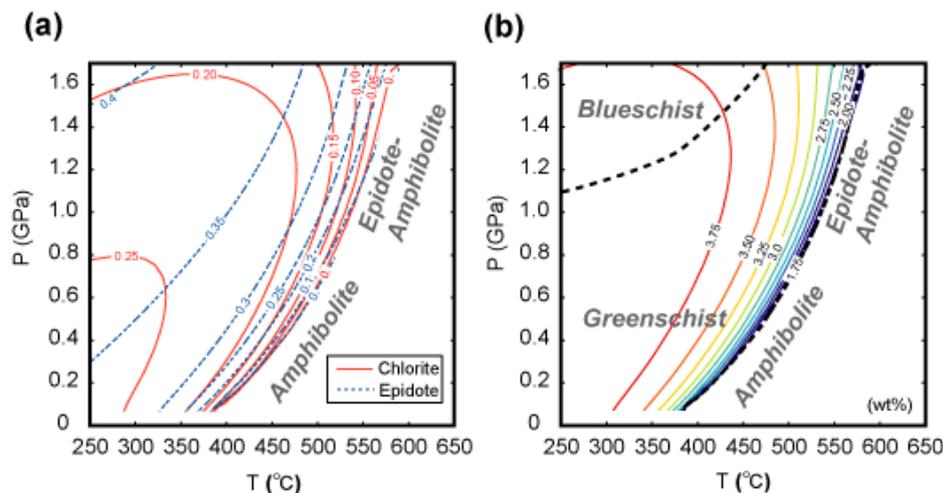


図 8 予測される暖かい沈み込み帯（南海トラフに相当）の (a) 鉱物量と (b) 含水量

(d) 結論ならびに今後の課題

ベイズ統計的手法の一種である MRF モデルを用いることで、地震波速度構造からマイクロ媒質評価指数（地下における流体分布とその形態）を定量的にイメージングする逆解析手法を開発した。本手法は様々な種類の地球物理学観測データを客観的に統合することも可能であり、今後の媒質評価研究のキーテクノロジーになると予想される。

プレート境界域丹沢地域の地質学・岩石学調査により、境界部の地殻構造・テクトニクスを明らかにした。その結果、丹沢境界岩は従来考えられてきたよりも深く、20 km 程度の沈みこみ履歴を持つことが明らかとなった。これらの結果は地球物理観測で得られた地震波反射構造及び速度構造と調和的である。さらに、境界岩の脱水作用の熱力学シミュレーションを行い、海洋地殻からの脱水量は、特定の深さでピークを持ち、クラック密度の上昇を起こすことがわかった。この現象が西南日本沈み込み帯で観測される地震波速度異常やプレート境界・内部地震の発生に寄与していると考えられる。このように物質調査研究で得られたマイクロな媒質評価の結果がマクロな観測と対応することが明らかになり、両者の統合による地殻媒質モデルの高度化が期待される（図 9）。

今後は、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変化、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．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．

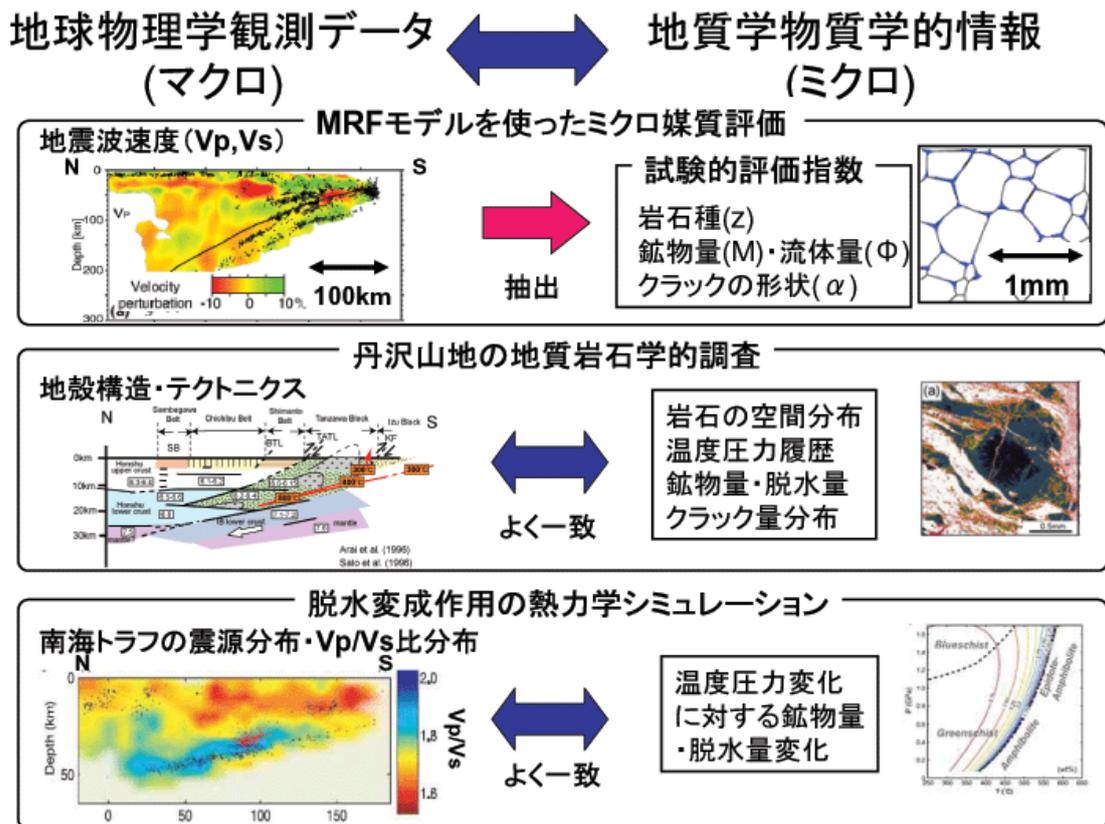


図9 マクロな観測結果とミクロ媒質評価の対応

(e) 引用文献

- 1) 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 Vp/Vs: From equilibrium geometry to crack: Journal of Geophysical Research, 107(B2), 2043, doi: 10.1029/2001JB000522., 2002.
- 4) Takiyama, K., Katahira, K., and Okada, M.: Exact Inference in Discontinuous

- Firing Rate Estimation Using Belief Propagation: Journal of the Physical Society of Japan, 78, 2009.
- 5) Spear, F. S. : Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths, Mineralogical Society of America, 1993.
 - 6) Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Abe, S., Kobayashi, R., Matsubara, M., Iwasaki, T., Ito, T., Ikawa, T., Kawanaka, T., Kasahara, K., and Harder, S. : Earthquake source fault beneath Tokyo, Science, vol. 309, pp. 462-464, 2005.
 - 7) Arai, R., Iwasaki, T., Sato, H., Abe, S., and Hirata, N. : Collision and subduction structure of the Izu-Bonin arc, central Japan, revealed by refraction/wide-angle reflection analysis, Tectonophysics, 475, 438-453, 2009.
 - 8) Tamura, Y., Ishizuka, O., Aoike, K., Kawate, S., Kawabata, H., Chang, Q., Saito, S., Tatsumi, Y., Arima, M., Takahashi, M., Kanamaru, T., Kodaira, S., and Fiske, R.S. : Missing Oligocene Crust of the Izu-Bonin Arc: Consumed or Rejuvenated During Collision?, Journal of Petrology, 51, 823-846, 2010.
 - 9) Tani, K., Dunkley, D.J., Kimura, J.I., Wysoczanski, R.J., Yamada, K., and Tatsumi, Y. : Syncollisional rapid granitic magma formation in an arc-arc collision zone, Evidence from the Tanzawa plutonic complex, Japan: Geology, 38, 215-218, 2010.
 - 10) Kuwatani, T., Okamoto, K., and Toriumi, M. : Thermodynamic forward modeling of progressive dehydration reactions during subduction of oceanic crust, Earth and Planetary Science Letters, in press.

(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
宇野正起 鳥海光弘	変成岩における物質移動の定量的解析の新技术：三波川帯 Garnet-amphibolite 岩体を例として	日本地球惑星科学連合 2010年度連合大会	平成22年5月23日
鳥海光弘 福山繭子	変成岩中のせん断クラック周りの記号力学系列	日本地球惑星科学連合 2010年度連合大会	平成22年5月23日
鳥海光弘	プレート境界における地震活動の確率共鳴	日本地球惑星科学連合 2010年度連合大会	平成22年5月23日
桑谷立 永田賢二 岡田真人 鳥海光弘	マルコフランダムフィールドモデルを用いた日本列島下マントルウェッジにおける流体分布推定	日本地球惑星科学連合 2010年度連合大会	平成22年5月23日
鳥海光弘 桑谷立	プレート境界領域の新しい媒質評価	科学	平成22年8月
鳥海光弘	せん断クラックシーリングと変成交代作用	日本地質学会 2010富山大会	平成22年9月20日
桑谷立 永田賢二 岡田真人 鳥海光弘	マルコフランダムフィールドモデルを用いた変成岩温度圧力経路の精密決定	日本地質学会 2010富山大会	平成22年9月20日
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 Sciences Letters	印刷中

(3) 平成23年度業務計画案

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。

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	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	岡崎仁一
	技術補佐員	佐々木朋樹
	技術補佐員	白坂祥之介
	技術補佐員	清水裕貴
	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	勝俣 啓

(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：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する。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る。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する。
- 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22年度業務目的

GPSデータについては、前年度以降の期間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・整理を行い、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、豊後水道のスロースリップおよび1946年南海地震後に発生した大規模な余効すべりについて、断層すべりの時空間発展を推定し、両者の関係について調査する。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M3.5未満の地震約1,500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、10月に小樽で開催されるACESワークショップ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22年度の成果

(a) 業務の要約

データ収集に関しては、2009年分のGPS座標値データ、三角測量データを収集・整理した。また、これらのデータおよび水準測量データ、潮位データ等を用いて、1946年南海地震前後の地殻変動および1997年以降に豊後水道周辺で繰り返し3回発生したスロースリップについてデータ解析を行った。その結果、スロースリップを含む長期の平均的な地殻変動データを解析すると、スロースリップ発生域ではすべり遅れが見られないこと、1946年南海地震の後に生じた余効すべりと1997年以降のスロースリップ域とが重複しないことなどが明らかとなった。後者の結果は、スロースリップ域においては経年的なひずみ・応力の蓄積が見られず、6-7年の周期で完全なひずみの蓄積・解放が生じていること、一方、余効すべり域では大地震間に蓄積したひずみが大地震発生後の20-30年程度の間集中的に解消していることを示している。また、こうした地殻変動データに基づいてプレート境界の摩擦パラメーターを推定する同化手法に関する検討を行い、地殻変動データの同化の特徴および問題点を明らかにした。

地震活動については、1994年1月から2007年12月に東海・東南海地域で発生したM3.4の地震700個の震源およびマグニチュードを再決定した。昨年までの実施分と合わせた地震カタログが時間的・空間的に極めて均質であることを確認した。

これらの研究内容について、2010年5月の日本地球惑星科学連合大会、2010年10月のACESワークショップならびに日本地震学会秋季大会等で発表を行った。

(b) 業務の成果

1) 測地データの収集と整理

国土地理院のGPS観測網で2009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。

度およびスロースリップ間の地殻変動速度を推定し、それぞれを用いてすべり欠損分布を推定した。その結果、長期の平均的なすべり欠損では、スロースリップ領域にすべり欠損は見られず、スロースリップ間のすべり欠損は、スロースリップ領域にもすべり欠損が見られることが明らかとなった（図2）。このことから、豊後水道のスロースリップ領域では、6～7年の間隔で応力蓄積・解放が繰り返されており、このサイクルを超えた長期的な応力蓄積等は無いものと考えられる。

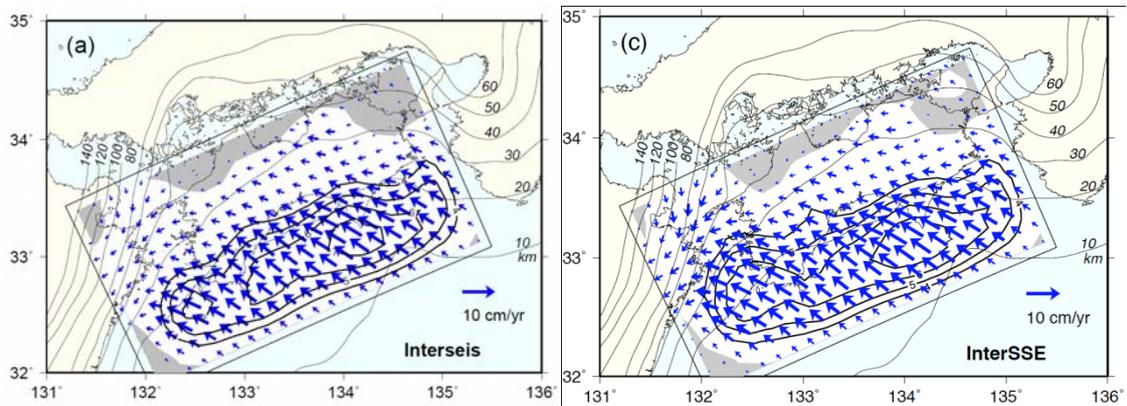


図2 四国・豊後水道地域における長期の平均的なすべり欠損分布（左）とスロースリップ間のすべり欠損分布（右）。

また、四国地域は大地震の地震時すべり、地震後の余効すべり、スロースリップが同一地域ですべて観測されている興味深い場所である。そこで、これまでに収集した水準測量データや潮位データに基づいて1946年南海地震時の地震時すべり、その後の余効すべり、GPSデータに基づいて豊後水道スロースリップのすべり分布を推定し、その空間分布の関係を調べた。これらの結果は、同一の解析手法および同一のプレート境界形状を用いて行ったものであり、相互比較が可能である。解析の結果、1946年南海地震直後の余効すべりは四国西部のプレート境界深さ20-30kmの範囲に集中し、スロースリップ領域とは棲み分けているように見える（図3）。この結果については以下の2通りの解釈が可能である。一つの解釈は、余効すべり域とスロースリップ領域が、同一の深さ範囲に位置するにも関わらず、異なる摩擦特性を有しているというものである。第二の解釈として、既に示したように、豊後水道のスロースリップ領域では6～7年の繰り返し間隔でひずみエネルギーの蓄積・解放が生じており、1946年南海地震時には解放すべきエネルギーが無く、その結果、地震時・地震後ともすべりを生じる必要が無かった、というものである。ひずみエネルギーの収支という点だけで言えば、第二の解釈で十分であるが、ただそれでは豊後水道でスロースリップが生じることが説明できない。そのため、特殊な摩擦特性の結果として短い繰り返し間隔でスロースリップが生じ、その結果、ひずみエネルギーの長期的な蓄積ができない、という両者を併せた解釈が適当ではないかと考えられる。この地域を対象とする地震サイクルシミュレーション等を行う際には、このような知見を組み入れる必要がある。

日本列島周辺域のプレート境界のすべり遅れ速度分布

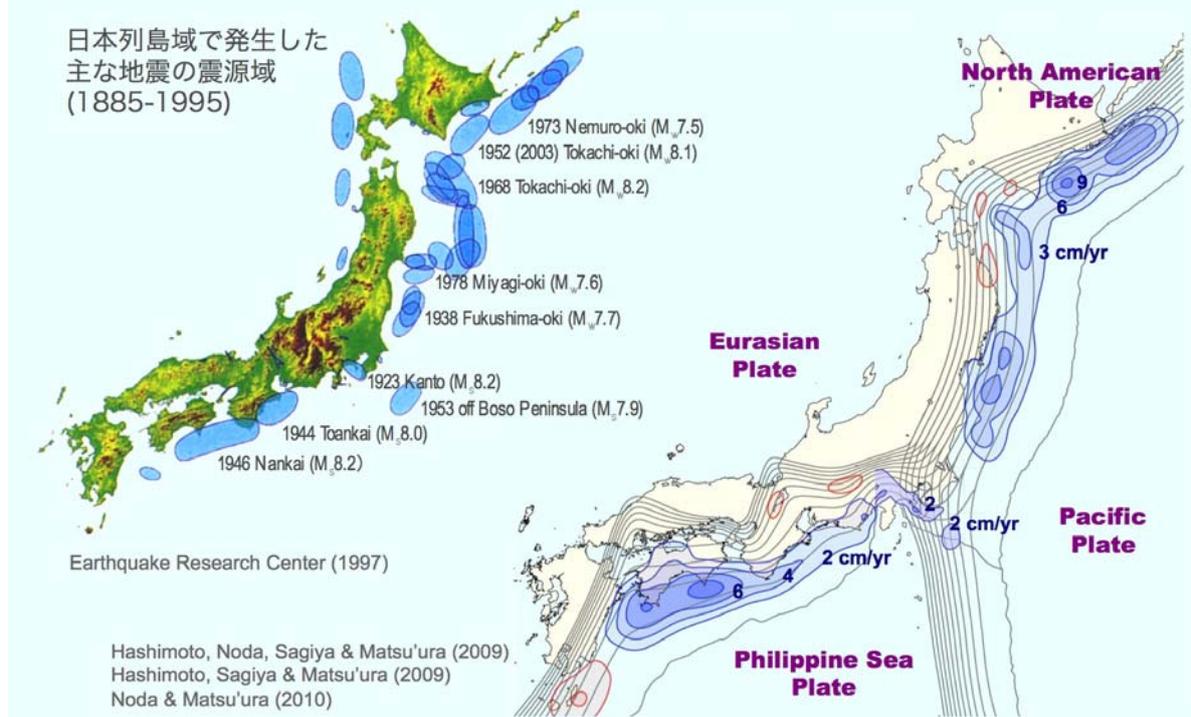


図1 GPS データの逆解析により推定した日本列島周辺のプレート境界のすべり欠損分布。

2) 測地データに基づくプレート境界のすべりおよびすべり欠損分布の推定

これまで、東北日本、西南日本のプレート境界について、GPS データの逆解析ですべり欠損分布を推定してきた。本年度新たに関東地方に関する推定を実施し、これまでに推定されたすべり欠損分布を重ねて表示し、互いに比較検討することで、すべり欠損分布から見た日本周辺のプレート境界の特徴が明らかになった（図1）。東北日本では100km スケールのすべり欠損領域がとびとびに点在するのに対し、西南日本ではほとんど単一の長大なアスペリティが存在し、そのすべり欠損量は西に行くに従って大きくなる。東北地方の宮城沖から茨城沖にかけて一連のアスペリティが認められるが、この地域では平成23年3月11日にM9.0の巨大地震が発生した。すべり欠損の分布そのものは将来の地震で解放される地震モーメントの蓄積速度を反映するものであり、総蓄積量そのものについては分からないが、こうした分布が連動型巨大地震の発生の可能性を示すと見ることもできる。その意味において、西南日本のプレート境界においても発生し得る最大級の地震として、駿河湾から日向灘までの全域が同時に破壊するような地震を想定すべきだと考えられる。

豊後水道ではこれまで1997年、2003年、2010年と3度のスロースリップが6～7年の間隔で発生し、スロースリップ発生時のすべり分布は良く調べられてきたが、スロースリップ間のすべり欠損に関する解析は行われていなかった。そこで、13年におよぶGPS連続観測データからスロースリップの影響も含んだ長期の平均的な地殻変動速

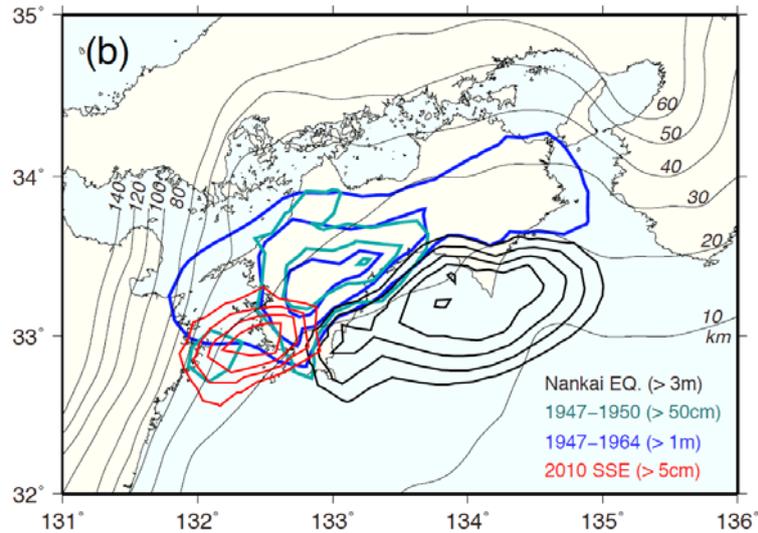


図3 四国地域における地震時すべり、余効すべり、スロースリップの空間分布。

3) データ同化手法の開発

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

データ同化の役割には大きく分けて2つある。一つはシミュレーションの現実からの乖離を避けるため、観測データに基づいて推定した応力・ひずみ・断層すべり等の物理パラメータを用いて逐次的にシミュレーションを修正・拘束することであり、もう一つはある程度まとまった観測データを与えて、シミュレーションの初期条件や摩擦パラメータを推定するものである。平成22年度に実施したデータ同化手法の検討は主として後者に関する内容である。

摩擦パラメータの推定は非線形性の強い問題である。最適解を推定するためには、無数の組み合わせを持つパラメータについて探索を行う必要があるが、それは計算能力の観点から効率的とは言えない。そこで注目されているのが、アジョイント法と呼ばれる解析手法である。アジョイント法は、時空間的に分布している観測データとモデル計算結果を比較した残差に対してアジョイント演算子を作用させて時間方向に逆伝播させ、モデルに含まれる物理パラメータの初期値や摩擦パラメータに対する修正量を求める手法であり、モンテカルロ的な手法に対して計算量が少なくすることが可能である。22年度は、スロースリップの地震サイクルを模した単純なシミュレーションを対象としてアジョイント法を適用し、パラメータの最適化に関する検討を実施した。対象としたモデルは1セルの単純なもので、スロースリップが発生する条件でシミュレーションを行い、得られたすべり速度にノイズを加えた人工データを用いて摩擦パラメータ推定を行った。同化解析に用いるデータ範囲を変えると、最初のスロースリップイベントですべり速度が最大となる付近までのデータを使用することで、その後のすべ

り履歴が正しく予測されることが分かり、また、相当程度データを間引いて同化解析を行ってもすべり履歴の予測にはあまり大きく影響しないことが分かった（図4）。これらは、同化解析に使用するデータが現象の特徴を正しく表していれば、データ量を減らしても良いことを表しており、現象の変化が緩やかで、新たな観測データを得たことによる情報利得が必ずしも大きくない固体地球現象の特徴が現れたものと考えられる。

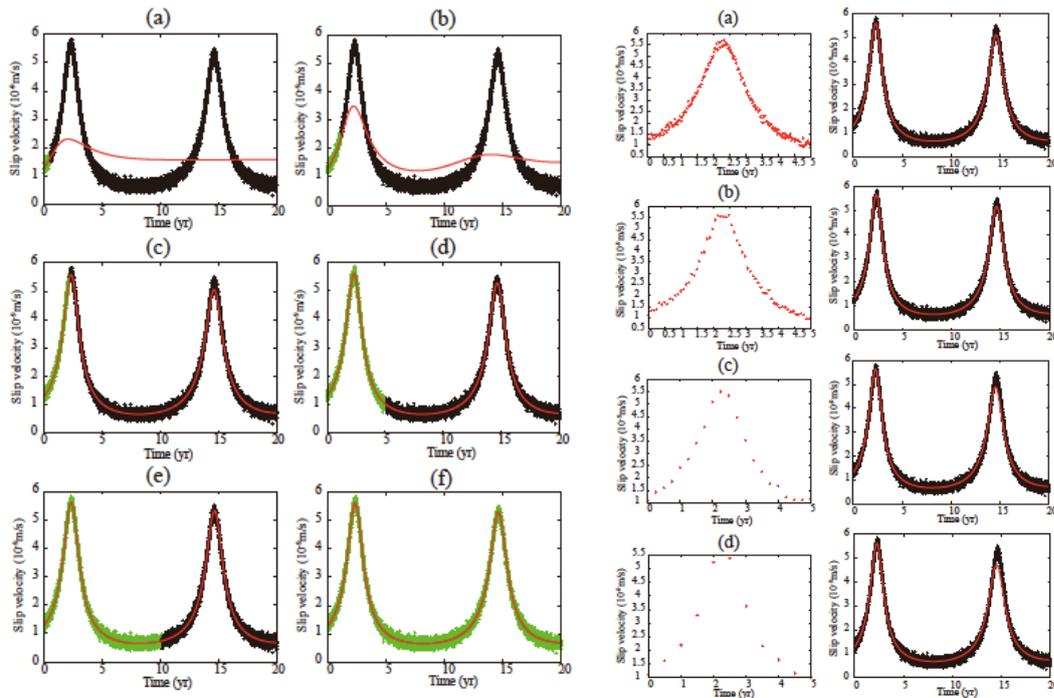


図4 アジョイント法により推定された摩擦パラメータを用いたシミュレーションと解析に用いた模擬データの比較。左は同化解析に用いるデータ量（緑で示すデータ）を変化させた場合、右は解析に使用するデータのサンプリングを変えた場合の結果である。

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

以下では、地震発生サイクルを表現する物理モデルとして、無限弾性媒質中に存在する平面断層モデルを用いた。断層は1辺25.6kmの正方形で、内部は1辺100mの正方形の小断層に分割されている。中央に半径6kmの円形の領域を設定し、真のモデルにおいて、定常すべりの速度依存性を規定する摩擦パラメータを円の内部は $A-B < 0$ 、外部は $A-B > 0$ とする。定常状態間の遷移に必要な特徴的すべり量 L は円の内外においてそれぞれ一様の値とする。この条件下で10cm/yrのローディングを与え断層上のすべりの時間発展を計算すると、円の内部で地震、外部で余効すべりが発生する（周期：約11年）。断層面から4km離れた平面上に分布させた観測点の変位履歴にノイズを加え

て観測データを合成し（データ期間 5.5 年、データ間隔：0.1 年）摩擦パラメーターのデータ同化実験を行った。様々な摩擦パラメーターの組み合わせについて、計算結果の全期間分の観測データとの適合度（尤度）を計算し、尤度が最大になる期間の値を採用する。そして、

1. 観測点間隔が 2km、4km
 2. 観測データのノイズが $\sigma = 2\text{cm}$ 、 4cm
 3. データ期間が地震サイクルの後半、最後の 1/4
- の各ケースについて尤度分布を比較した。

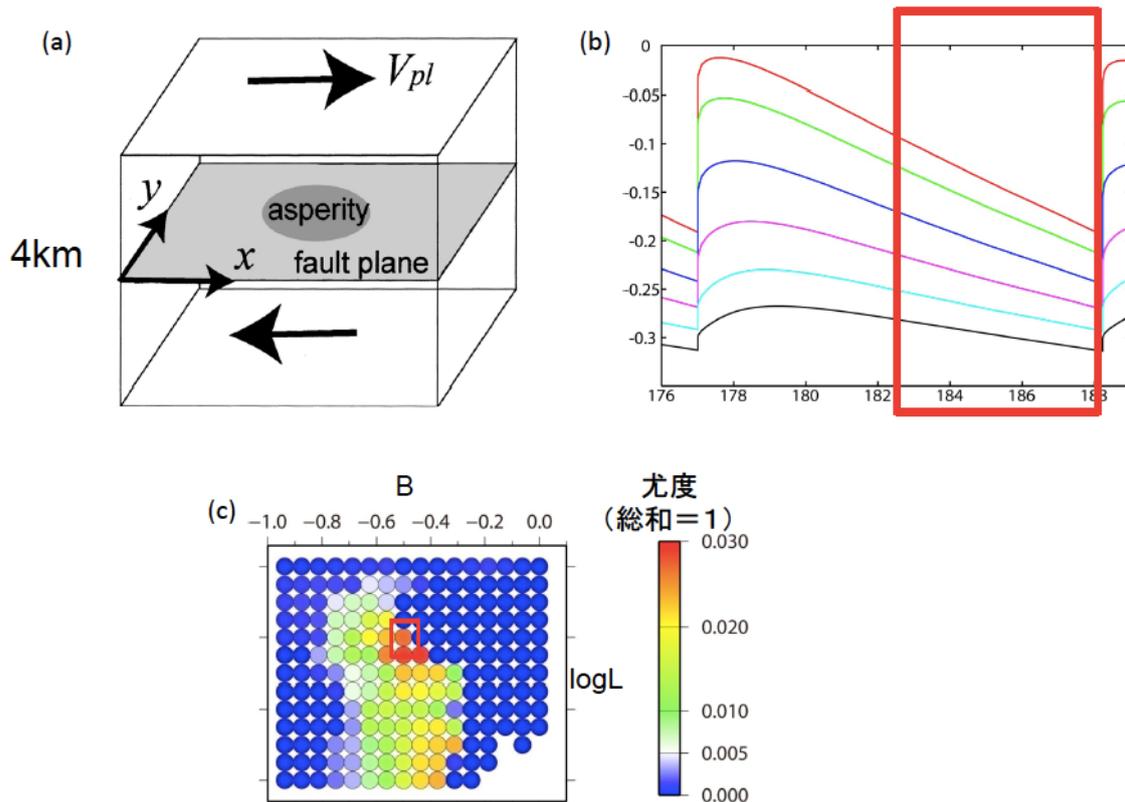


図5 (a)データ同化実験を行ったモデルの概要。(b)シミュレーションにより得られた人工的な観測データ。赤い四角で囲った範囲を解析に使用した。(c)2つの摩擦パラメータ(BとL)に対する尤度の分布。赤い四角で囲った範囲が真の値であり、正しく推定できていることが分かる。

その結果、地震間のデータのみでも真の値の辺りで最も尤度が高くなり、摩擦パラメーターをある程度推定可能であることがわかった。ただし、LについてはA-Bと比較して解像度が悪い。これらの結果は以下の通り説明できる。断層の固着状態は主にA-Bに依存し、その固着状態に伴い観測点の変位履歴も変わる。この変位履歴の計算値とデータとの傾きの差によって残差が大きくなるため尤度の違いが生じ、解を推定できる。また、観測点数よりも観測誤差の大きさやデータ期間が推定結果に大きな影響を与えることが分かった（図5）。

大地震発生後の余効変動は摩擦パラメーターに関する情報を多く持つと考えられ、

余効変動データに基づく摩擦パラメーター推定の試みが行われている^{1), 2)}。しかし、従来のモデルは余効変動の空間的な広がりを見逃し、時間変化の情報だけを用いていた。そこで、すべりの伝播を表現できる2次元平面断層モデルを用いて、余効すべりを再現するような断層面上の摩擦パラメーター推定実験を行った。その際、観測点の分布や観測期間の違いによって推定結果（摩擦パラメータの尤度分布）がどのように変化するか調べた。なお、この地震サイクルの周期は11年、データ期間は地震発生翌日から最大2年とした。そして、観測点を全て、片側半分、端の1/4を使用した場合の尤度分布を比較した（図6）。

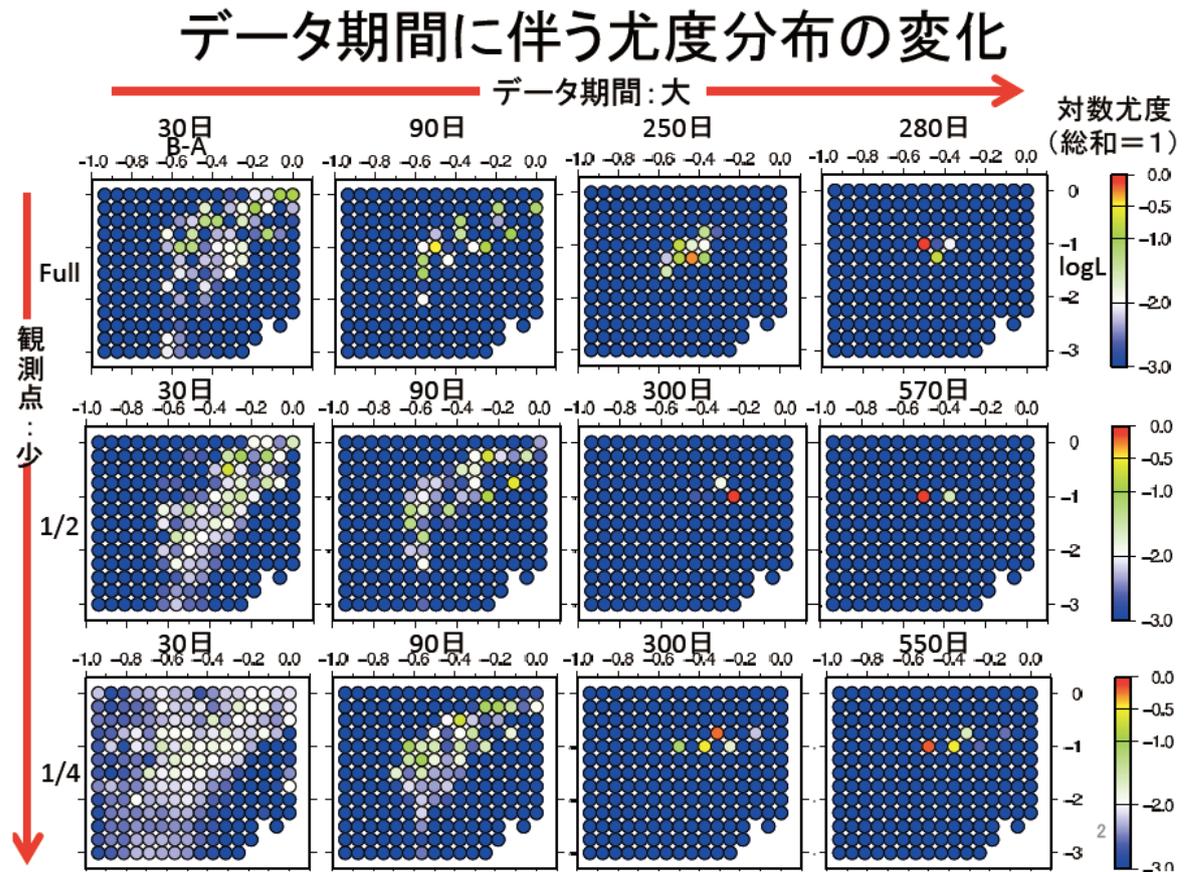


図6 余効変動データの解析による摩擦パラメーターの推定結果。データ期間や観測点数を変えた場合の推定結果を示す。

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

4) 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 $M_{JMA}=3.4$ の地震の震源および M を再決定した。再決定には、東京大学地震研究所が関東甲信越に展開している微小地震観測点、名古屋大学と東北大学が展開している観測点、および気象庁の東海沖と房総沖の海底地震計など、合計23か所を使用した(図7)。記録された約700個のイベント波形ファイルのP波・S波到着時と最大振幅を、全て手動により注意深く再検し、それらのデータを使用して震源と M を再決定した。選定した23か所の観測点は期間中に観測条件が変化していないこと、再検測は検測経験豊富な一人の作業員が行ったことなどから、作成された地震カタログは時間的・空間的に極めて均質であると考えられる(図8)。

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た。さらに、同時期において銚子沖の深さ20~50kmでは顕著な静穏化が観測された。これらの地震活動度変化を起こした領域は、2008年5月8日に茨城県沖で発生した地震($M7.0$ と $M6.4$)の深部延長部に位置している。太平洋プレート上面のゆっくり滑りが発生し、周囲の応力場(Coulomb Failure Stress, CFS)が変化し、地震の活発化と静穏化を同時に引き起こしたと考えられる。

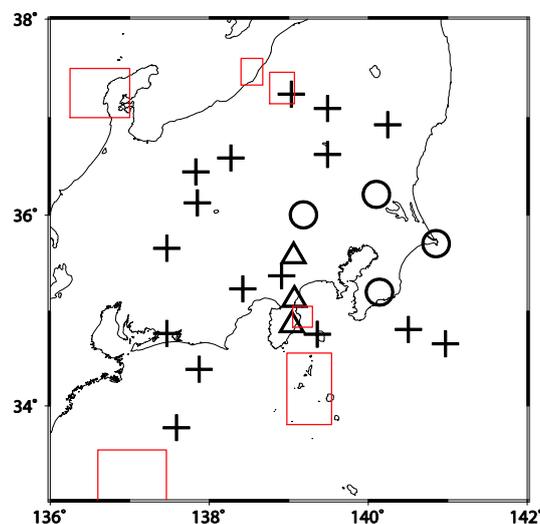


図7 観測点分布 ○はP波、S波の到着時および M の決定に使用、△はP波到着時、 M の決定に使用、+はP波到着時を使用。赤枠は余震域または群発地震域を示し、この中で発生した地震は取り除いた。

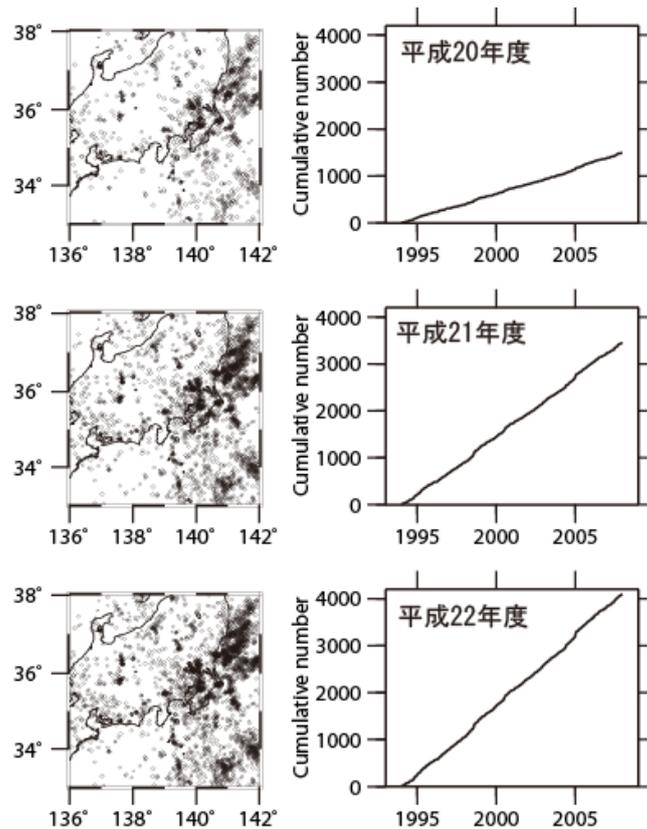


図8 再検出した地震の震央分布と積算度数。

5) 地震メカニズムトモグラフィーによる流体圧分布の推定

地震発生は地球内部の応力場を反映するが、その際、地殻内の間隙を満たす流体によって断層面の実効法線応力が低下し、有効摩擦係数が小さくなって破壊を起こし易くなることが知られている。従って、地下の流体圧分布を推定することは大変重要な課題であるが、これまで孔井を用いた直接的な測定以外に流体圧を推定する方法が無かった。そこで、地震のメカニズム解から地殻内の3次元流体圧分布を直接推定する地震メカニズムトモグラフィー法 (Focal mechanism tomography, FMT) を開発し、2009年イタリア・ラクイラ地震の震源域周辺の震源メカニズム解に適用して詳細な流体圧分布を推定した³⁾ (図9)。この手法では、地震すべりが標準的な摩擦係数によるクーロンの破壊規準に支配されるという古典的な物理法則に基づき、応力場に対する断層面の向きを調べることにより、その地震を駆動した間隙流体圧を推定する。そして、個々の地震データから離散的に得られた間隙流体圧の値に対し、ABICを用いたインバージョン解析を適用することにより、3次元の流体圧分布を推定誤差と共に推定する。この解析により、ラクイラ地震震源域では、深さ7~10km付近に静水圧状態を20-40MPa近く上回る高压流体が存在することが分かり、得られた流体圧分布の形や地震活動の時間発展から、これらの地震活動が、高压流体域からの流体拡散に伴う既存断層面の強度の低下により駆動されたものと推定された。この手法は広域的な観測から地震破壊に影響を及ぼす流体圧の分布を

推定する新たな可能性を示すものであり、別途推定される地殻の応力分布と組み合わせれば、地震の破壊基準の判定を行えるようになるかも知れない。データ同化の観点から非常に重要な新手法であると言える。

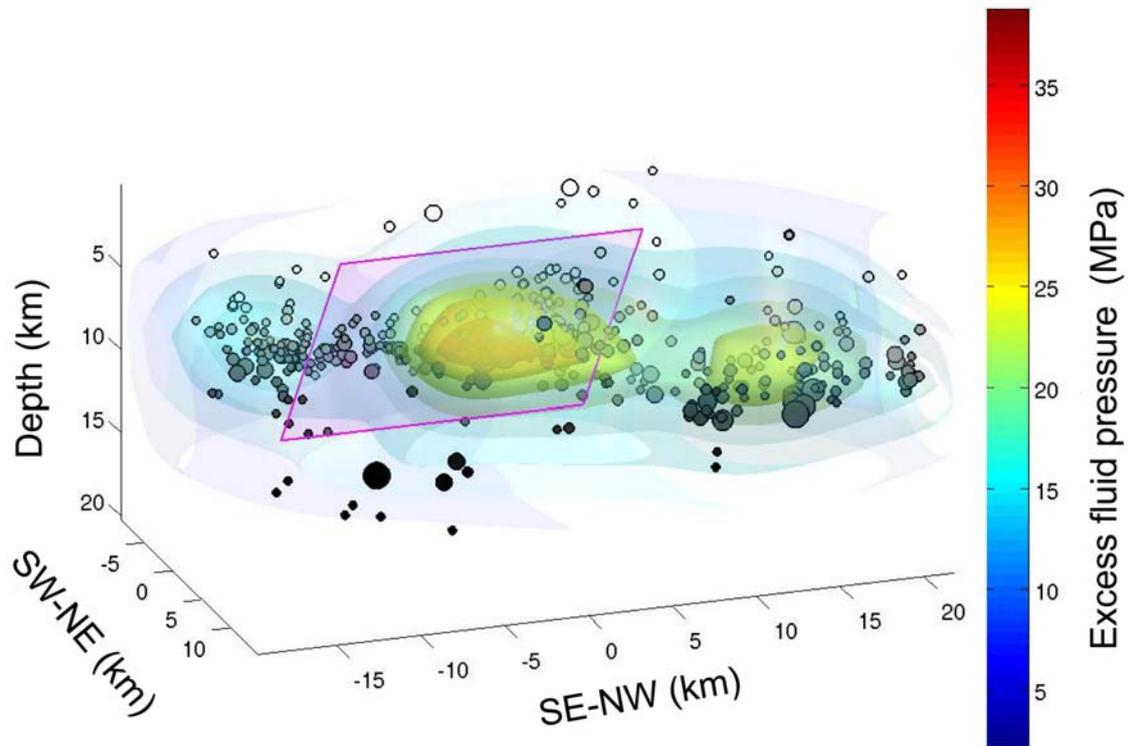


図9 FMT法で求めたラクイラ地震震源域付近の流体圧分布と震源分布。

(c) 結論ならびに今後の課題

平成22年度は測地データの収集・整理、およびそれらの解析によるプレート境界すべりの時空間分布推定、摩擦パラメーター推定のためのデータ同化手法の検討、地震活動データベース構築に向けた再検測、地震メカニズム解を用いた流体圧分布推定手法の開発など、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。測地データに関しては、本年度までで基本的なデータ収集が終了したため、これらのデータを総合的に解析し、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することが残り2年間の課題である。

(d) 引用文献

- 1) Johnson, K. M., R. Burgmann, and K. M. Larson, Frictional properties on the San Andreas fault near Parkfield, California, inferred from models of afterslip following the 2004 earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am., 96, S321-S338, 2006.

- 2) Fukuda, J., K. M. Johnson, K. M. Larson, and S. Miyazaki, Fault friction parameters inferred from the early stages of afterslip following the 2003 Tokachi-oki earthquake, J. Geophys. Res., 114, B04412, doi:10.1029/2008JB006166, 2009.
- 3) Terakawa, T., A. Zoporowski, B. Galvan, and S. A. Miller, High pressure fluid at hypo-central depths in the L'Aquila region inferred from earthquake focal mechanisms, Geology, 38, 995-998, 2010.

(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
Hashimoto, C., Fukuyama, E., Terakawa, T., Sagiya, T., Nakajima, K., Sato, T., and Matsu'ura, M.	Development of a predictive simulation system for crustal activities in and around Japan -VII	Annual Report of the Earth Simulator Center, the Earth Simulator Center, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology	平成 22 年
Terakawa, T. and M. Matsu'ura	3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from CMT data of seismic events	Tectonics, 29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626	平成 22 年
Terakawa, T., A. Zoporowski, B. Galvan, and S. A. Miller	High pressure fluid at hypo-central depths in the L'Aquila region inferred from earthquake focal mechanisms	Geology, 38, 995-998	平成 22 年
Mitsui, Noa, Takane Hori, Shin'ichi Miyazaki and Naoyuki Kato	Data assimilation of an earthquake generation cycle model on a 2-D fault with interseismic data	Theoretical and Applied Mechanics Japan, in press	平成 23 年
光井能麻・堀高 峰・宮崎真一・加 藤尚之	2次元平面断層上における地震発生サイクルモデルのデータ同化手法開発	日本地震学会 2010 年秋季大会、広島国際会議場	2010 年 10 月
Mitsui, Noa, Takane Hori, Shin'ichi Miyazaki,	Data assimilation of an earthquake generation cycle model	7th ACES International Workshop, Otaru	2010 年 10 月

Kazuyuki Nakamura and Naoyuki Kato			
光井能麻・堀高峰・宮崎真一・加藤尚之	地震間のデータを用いた 2 次元平面断層上における地震発生サイクルモデルのデータ同化手法開発	第 59 回理論応用力学講演会、日本学術会議	2010 年 6 月
光井能麻・堀高峰・宮崎真一・加藤尚之	地震間のデータを用いた 2 次元平面断層上における地震発生サイクルモデルのデータ同化手法開発	地球惑星科学関連学会 2010 年合同大会、幕張メッセ国際会議場	2010 年 5 月
Sagiya, T., K. Ozawa, H. Okazaki, T. Sasaki, and T. Wakasugi	Crustal deformation cycle along the Nankai Trough, southwest Japan	7 th ACES international workshop, Otaru	2010 年 10 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 23 年度業務計画案

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。

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、百数十年とされている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ことを目的とする。また、津波の痕跡以外の地震動などの情報も加味することで、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の一助とする。

(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：

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、パイブロー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、調査範囲を紀伊半島沿岸域に広げ、紀伊長島町周辺の湖沼で調査をおこなう。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、日本海溝・千島海溝における、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。

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 22 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。本年度は平成 20 年度より継続している浜名湖の調査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る。

また、海溝型地震についての連動・非連動を考慮した巨大地震の発生履歴を、津波モデル・地震活動・地震波解析などに基づいて再検討する。

(2) 平成22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。今年度は平成20年度より継続している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ることを目標とした。

浜名湖については一昨年採取した試料の粒度分析および微化石分析を継続した。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、今年度は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年前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見つからなかった。

徳島県の美波町では、昨年度より調査を開始した田井ノ浜の池の試料について分析を進めた。ここでは昨年度の調査により過去1500年間に少なくとも4回のイベントを確認しており、この結果をより詳細に検討するとともに、土佐湾沿岸域の蟹ヶ池の津波イベントと対比することを試みた。どちらの池においても過去数千年間の堆積物が観察できるが、堆積環境は遷移的に変化しておらず、何らかの海溝型巨大地震発生サイクルを超えたイベントを記録している可能性がある。

さらに田井ノ浜の池より紀伊水道よりにいくつかの池で調査を進め、四国の東端である阿南市の蒲生田の池において試料の採取を行った。ここでは約2000～2500年前に津波と考えられるイベントを発見することができた。さらにこのイベントまでの過去2000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。ここは紀伊水道に突き出た半島で、東北地方太平洋沖地震のような10mを越える津波があれば必ず何らかの証拠が残されるはずであり、少なくとも過去2000年間はそのような津波は襲来していないことが明らかになった。

(b) 業務の実施方法

本年度の業務は、以下の3つの業務に分けて行った。1) 昨年度採取した浜名湖湖底堆積物調査に微化石分析の結果を加えた。2) 徳島県の美波町周辺地域で津波堆積物調査を継続した。昨年度より調査を開始した田井ノ浜の池の試料については過去1500年間に少なくとも4回のイベントを確認しており、これを詳細に検討するとともに土佐湾沿岸域の津波イベントと対比することを試みた。3) 田井ノ浜の池より紀伊水道よりのいくつかの池で調査を進め、四国の東端である阿南市の蒲生田の池においても試料の採取および分析を行った。

(c) 業務の成果

1) 浜名湖の湖底堆積物の分析

南海地震の連動性評価の基礎資料とすることを目的として、浜名湖において地質記録に残された過去の津波の調査を行った。現在、大分県佐伯市米水津間越の龍神池、高知県須崎市ただす池などにおいて過去数千年間の津波履歴が明らかにされているが、南海トラフ全域を十分な精度を持って評価するためには、さらに数箇所の地点におけるデータが必要である。特にデータの少ない東海地震の震源域に面した浜名湖において 20 年度から調査を進めている。今年度は 20 年度に採取した試料の分析を進め、津波イベントをより高い精度で決定することを試みた。

今年度は昨年度採取した 9 本のコアのうち HMN08-9 について粒度分析および石灰質ナノプランクトン化石の観察を行い、分析の終了している HMN08-1、HMN08-3、HMN08-7 および HMN08-8 の結果とあわせて考察した (図 1)。

粒度分析の結果から、イベント堆積物と考えられる対比可能な顕著な砂層は大きな堆積間隙の存在以降の過去 1500 年間では深度約 100cm 付近の 1 枚のみであることが明らかになった (図 2)。浜名湖は過去のある時期は淡水湖であったが、1498 年の明応地震津波で湖の入り口 (今切口) が決壊し海水が流入して汽水湖となったことが知られている (池谷ほか、1990)。従って、それ以前とそれ以後を同等の条件で比較することはできないが、深度 100cm 付近の砂層は、過去 500 年間では唯一最大のイベントであったことが明らかになった。炭素 14 年代測定法では過去 300 年の年代を正確に決定することはできないが、年代測定の結果からは、砂層は西暦 1707 年の宝永地震の津波イベントであり、その下位の層準が 1498 年の明応地震に伴って湖口が開いて汽水湖となったイベントに相当すると考えて矛盾はない。海成プランクトンである石灰質ナノプランクトンの産出も深度 100 cm の砂層のやや下位から見られ、この解釈を支持している。

今年度は特にこれまでイベントの見つかっている層準よりも下位について、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見つからなかった。

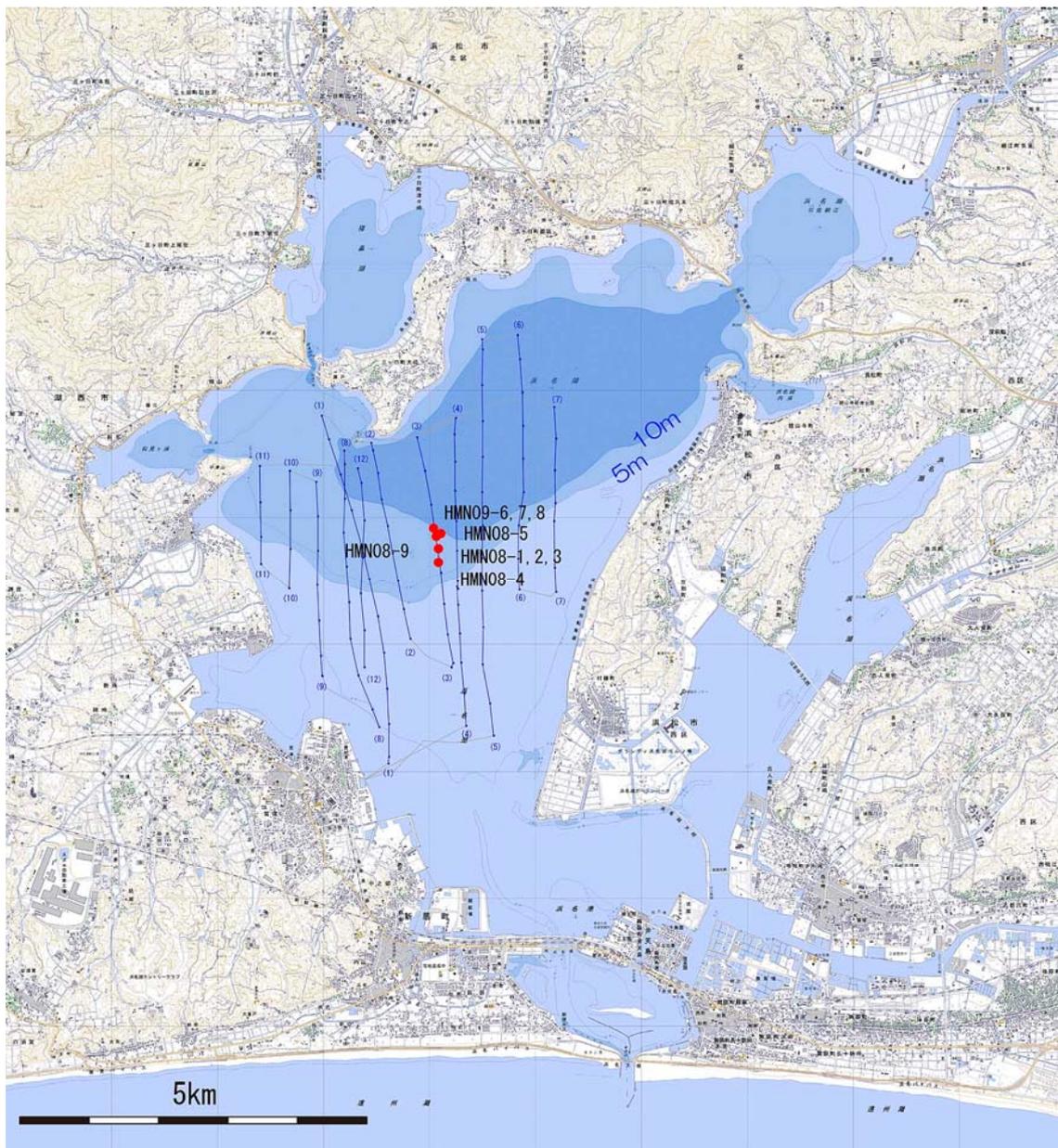


図1. 浜名湖のコアの採取位置（赤丸）。昨年度の音波探査測線を青線で示す。コアはHMN08-1からHMN08-9までの9本採取。湖域で薄い水色の範囲は水深5m以浅、青色の範囲は水深5m以深、最も濃い青色の範囲は水深10m以深を示す。湖の中央に北東-南西方向に延びる小崖が特徴的である。地形図は国土地理院発行2万5千分の1地形図を使用。

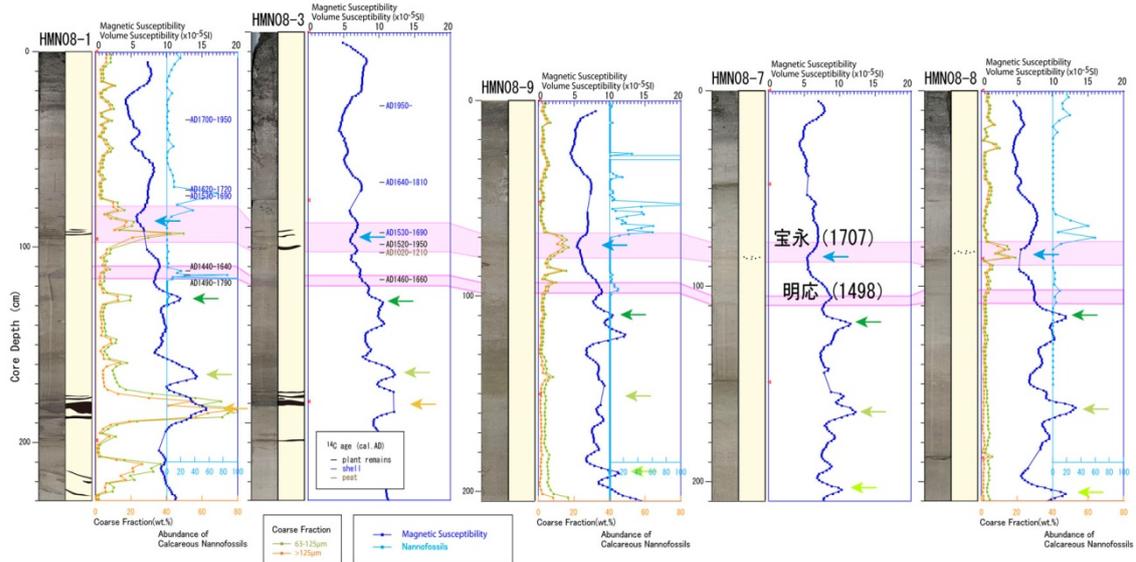


図 2. 浜名湖のコア試料の帯磁率測定結果（青線）、粒度分析結果（橙色線、緑色線）および石灰質ナノプランクトンの産出頻度（水色線）。粒度分析の結果からコアの上部における顕著な砂層は深度 1 m 付近の一層で、5 本のコアで良く対比できる。石灰質ナノプランクトンの産出はこの砂層のやや下位から始まり、砂層の上部で最多値を示す。

2) 田井ノ浜の池における津波堆積物調査

徳島県海部郡美波町は、フィリピン海に面した海岸に沿って入江ごとに広がる日和佐、木岐、由岐などの町から成っているが、このなかでも特に由岐では過去に大きな津波が襲来したといわれている。村上（1998）によれば、日和佐における安政津波の波高は 4 m であるが、由岐では安政津波で 7-8m、宝永津波で 6-7m の波高が記録されている。由岐には日本で最も古い記録といわれている正平地震（西暦 1361 年）津波の慰霊碑も存在している。美波町の田井ノ浜の池は海岸より約 200m 離れた直径 100m 程度の池で、海岸には高さ約 5m の浜堤がある。浜堤の上には樹齢 300 年はあるのではないかとと思われる大きな樹木が繁茂している。地元民の聞き取りから、昭和南海地震津波で海水が流入したことが明らかになった。現在、海岸と池の間には JR の線路が通っており、これによって池は海側が 1/3 ほど埋め立てられている。池の陸側は標高 200m 程度の山地へと続き、現在は畑地となっているが、集水面積は狭く顕著な河川はない。

田井ノ浜の池では昨年度バイブロコアリングにより試料を 5 本採取しており、今年度もこの試料の分析作業を行った（図 3）。コア試料は主に泥から成る上位 3m のユニットと、主に砂から成る下位 1 m の二つのユニットに分けられる（図 4）。上位のユニットは主に褐色の泥から構成されているが、何枚かの数 cm~10cm 厚の青灰色の砂層と白色粘土層を含んでいる。下位のユニットは主に極細粒から細粒の砂から成っており、何枚かの薄い植物片の層を含んでいる。このユニットは貝殻片を豊富に含んでおり、現在のような淡水環境ではなく汽水から海水環境にあったと考えられる。



図 3. 徳島県海部郡美波町周辺の調査地。田井ノ浜の池のコアリング地点（下）および蒲生田の池のコアリング地点（中）。地形図は国土地理院発行 2 万 5 千分の 1 地形図を使用

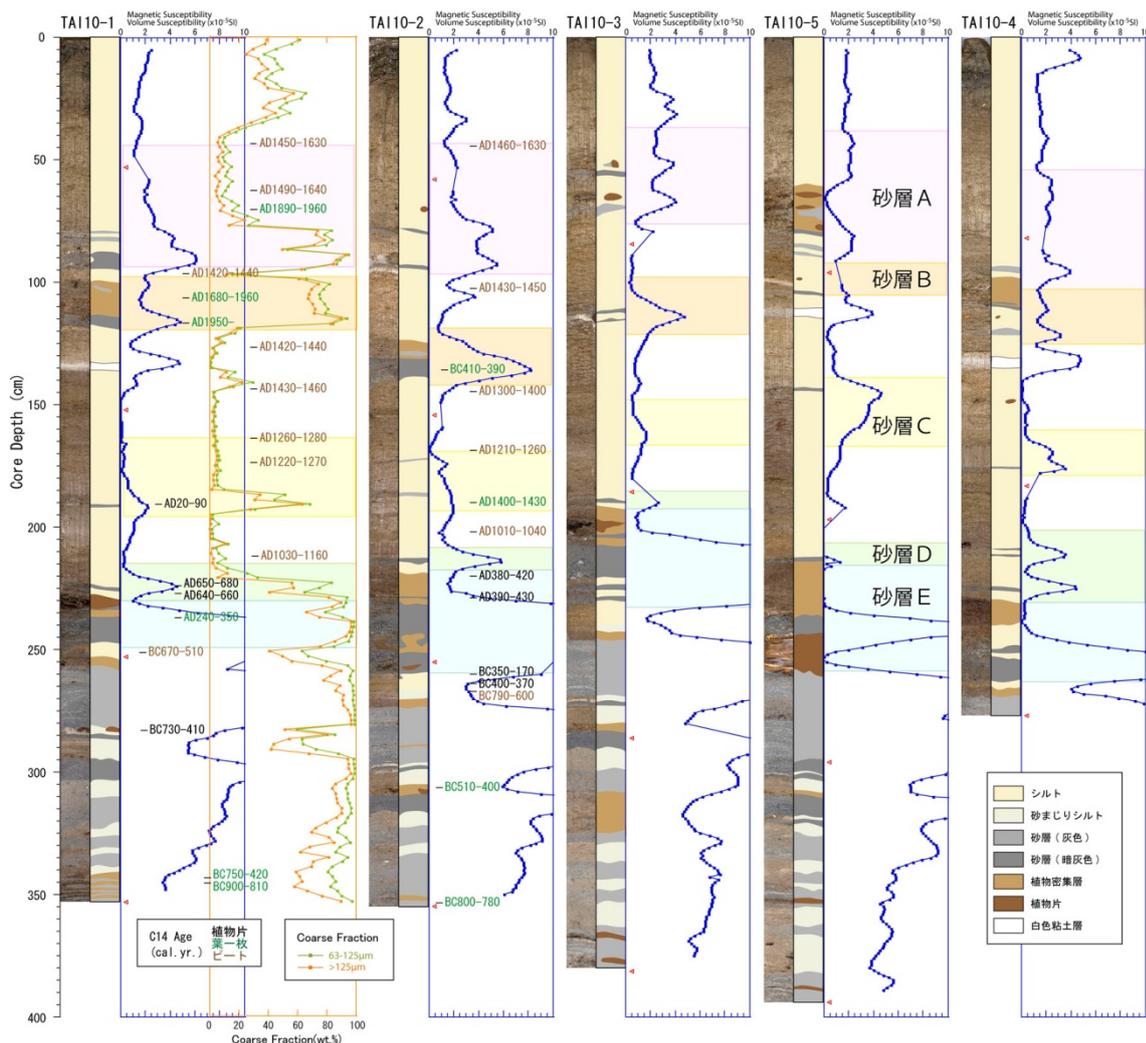


図4. 田井ノ浜の池のコアのコア写真（左コラム）、堆積相（右コラム）、帯磁率測定結果（青線）、粒度分析結果（緑、橙線）および暦年補正済みの年代測定結果（数値）。

これら5本のコア試料は50m程度の範囲内にあるにもかかわらず砂層の対比は容易ではない。コア最上部の粗粒な堆積物は碎屑物だけでなく植物片も多く含まれており、また人為的な影響も考えられることから、ここではイベントとしては認定していない。上位から1層目の砂層はコア TAI10-1 では50～90cmにあり、100～120cmの2層目の砂層のイベントを削り込んで堆積している。コア TAI10-1 の135cm付近には、白色粘土層とその下位に肉眼では確認できない砂混じりの層が分布している。この白色粘土層は山側ほど厚い傾向があること、砂は風化した砂であることから、山側から洪水などによってもたらされたものであると考えられる。3層目の砂層はコア TAI10-1 では170～200cmに存在するが、肉眼では1cm程度の砂層しか確認できない。4層目の砂層と5層目の砂

層については、その境界が明瞭ではなく、同一のイベントである可能性もあり、今後詳細な検討が必要である。以上の山側から流入したと考えられ得る砂混じりの層を除いた5層の砂層を上位より砂層A～Eとした。

この池で砂層の認定および対比が難しい理由は、池が海から約100mと近すぎることから、上位の堆積物が下位の堆積物を削り込んで堆積してしまうためであると考えられる。また、年代測定の値がバラついているため、これらのイベントの年代を決定することは難しく、さらなる測定が必要である。これまでの結果からは、暫定的ではあるが以下のことが明らかになった。砂層Cの下位（TAI10-1では約200cm）でおよそAD1000年という値が得られており、上位2mは過去1000年間に比較的安定した堆積速度で堆積していたと考えられる。砂層AとBについては、それぞれ1854年の安政と1707年の宝永地震に対比できる可能性が高いが、砂層Cに関してはAD1000年以降であるとは言いえない。砂層D、Eの年代は確定できないが、その下位でBC300年程度の値が得られており、ここに大きな堆積間隙が見られる。砂層Eよりも下位については、堆積環境が大きく異なっているが、約BC300年から700年まで堆積物記録が残されており、ここでも比較的安定して堆積作用が継続していたと考えられる。

田井ノ浜の池における結果と、津波履歴が明らかになりつつある土佐湾中央部の高知県土佐市宇佐蟹ヶ池の結果を対比することを試みた（図5）。田井ノ浜の池ではイベントがまだ確定していないので砂層ごとに対比することは難しいが、どちらも紀元前後を境に大きく堆積環境が変化していることがわかる。地盤の隆起・沈降を考えなければ、沿岸域の湖沼は海的环境から汽水、淡水と変化し、時間とともに埋積されると考えられる。しかしながらこれらの池は漸移的に堆積環境が変化するのではなく、明らかにいくつかのフェーズに分かれて変化する様子がみられる。これらは百年、数百年ごとの津波履歴だけでなく、数千年といった時間間隔での変化を表していると考えられ、海溝型巨大地震発生サイクルを超えたイベントを記録している可能性もある。

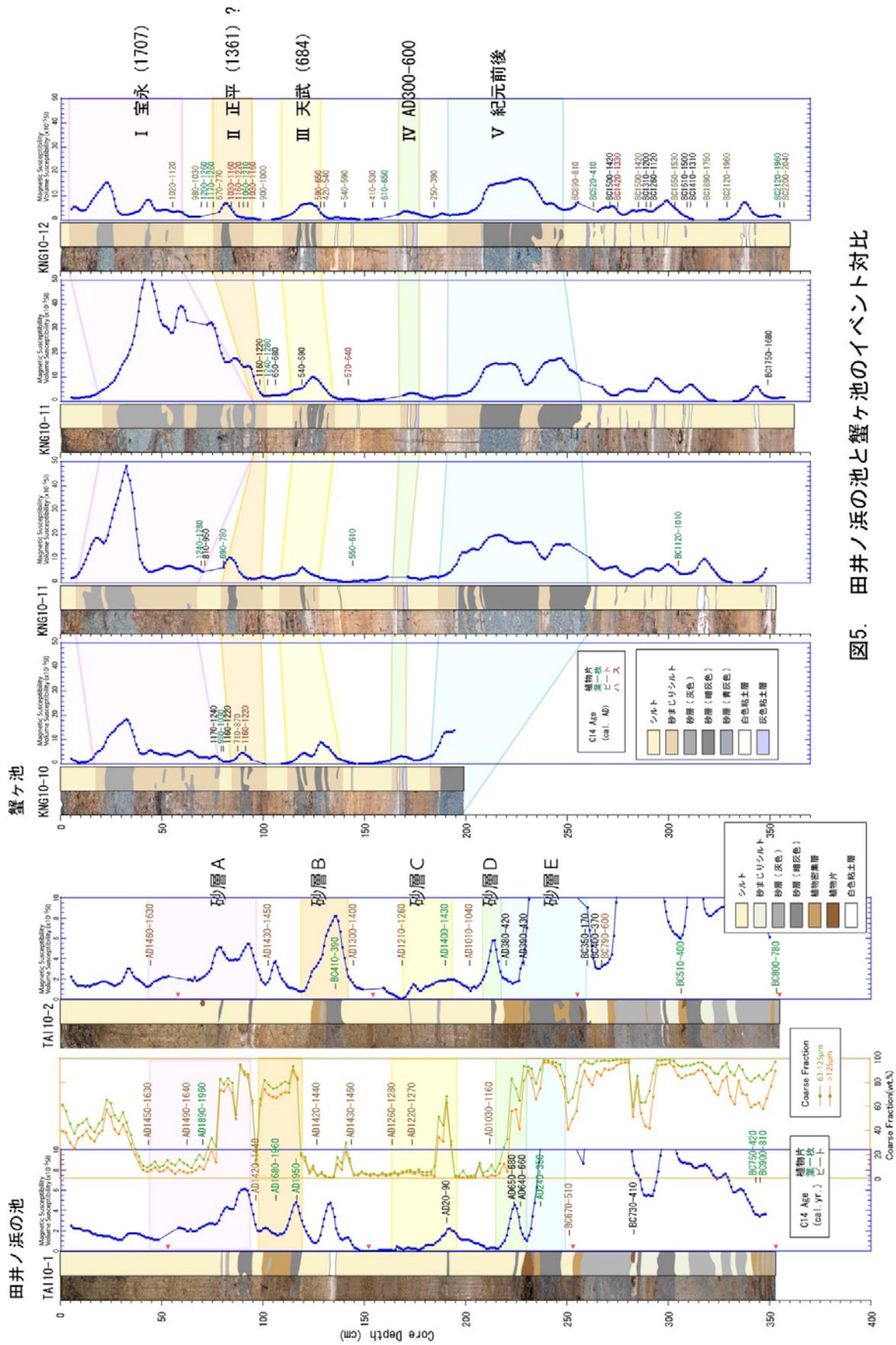


図5. 田井ノ浜の池と蟹ヶ池のイベント対比

3) 蒲生田の池における津波堆積物調査

田井ノ浜の池から東に向かって調査を進め、四国の東端である鴨田岬に位置する蒲生田の池においてもコアリング調査を行った(図3)。蒲生田の池は岬よりもやや北側に位置しており、池の入口は南海トラフのある南側ではなく北東側に開けている。高さ5m程度の浜堤を挟んで海岸に面しているが(図6)、この池に津波が襲来したという記録は歴史上では確認されていない。この池においても約4mの試料を6本採取し、このうちの4本について分析を行った。



図6. 蒲生田の池における調査写真。海岸から浜堤を望む(左上)、池から浜堤を望む(右上)、コアリング作業風景(左下、右下)。

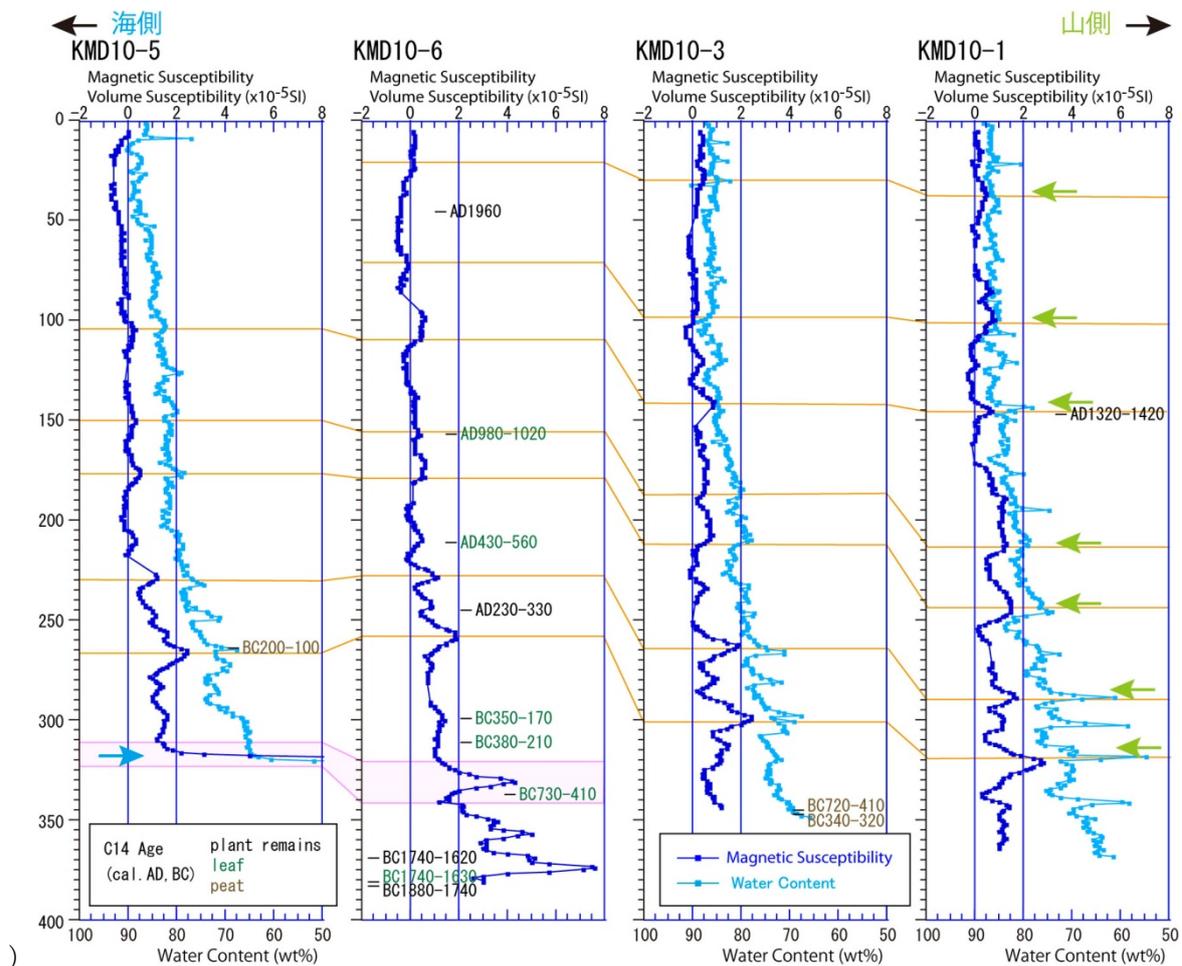


図 7. 蒲生田の池のコアの分析結果（帯磁率（青線）、含水率（水色線）および年代測定結果）。

蒲生田の池のコアの分析結果（帯磁率（青線）、含水率（水色線）および年代測定結果を) 図 7 に示した。この池では植物片が多く碎屑物が少ないため、粒度分析を行っても植物片の量の変化が大きく、碎屑物の量の変化がわかりにくい。一般的に含水率の変化は堆積物の粒度の変化によく比例しているの、ここでは含水率の変化を碎屑物の粒度の変化の目安として使用した。コアは海側から山側にむかって、KMD10-5、KMD10-6、KMD10-3、KMD10-1 の 4 本を用いた。肉眼で観察できるような砂層は KMD10-5 および KMD10-6 の 320cm 付近に見られる一層だけで、ほぼ全体が植物を多く含む褐色のシルトから粘土によって構成されている。帯磁率および含水率はよく一致した変化を示し、いくつかの小さなピークを示している。ピークはいずれも山側のコアほど大きく、これらのイベントが山側からもたらされたことを示している。肉眼で確認できた砂層だけが、

明らかに海側からもたらされたものであり、唯一の津波イベントとして認定することができる。

蒲生田の池の年代測定結果とコア深度の関係をグラフにまとめた（図 8）。このグラフから、蒲生田の池では、過去 2000 年間は一定の堆積速度で安定して堆積作用が継続していたことがわかる。さらに、唯一のイベントを境にしてその下位に 1000 年程度の堆積間隙が認められ、このイベントによって削剥されたものと考えられる。

この池では安政、宝永の地震で津波が襲来したという歴史記録は残されていないことから、少なくとも過去 2000 年間は、これらの津波を越えるような大津波は襲来していないことが明らかになった。約 2000~2500 年前のイベントについては、安政や宝永を越えるような巨大津波であった可能性と、それ以前では堆積環境が大きく異なっていた可能性も考えられる。今後、より下位の堆積物を採取し、このイベント前後の堆積環境を明らかにすることによって、いずれの可能性が高いのかを確かめたい。

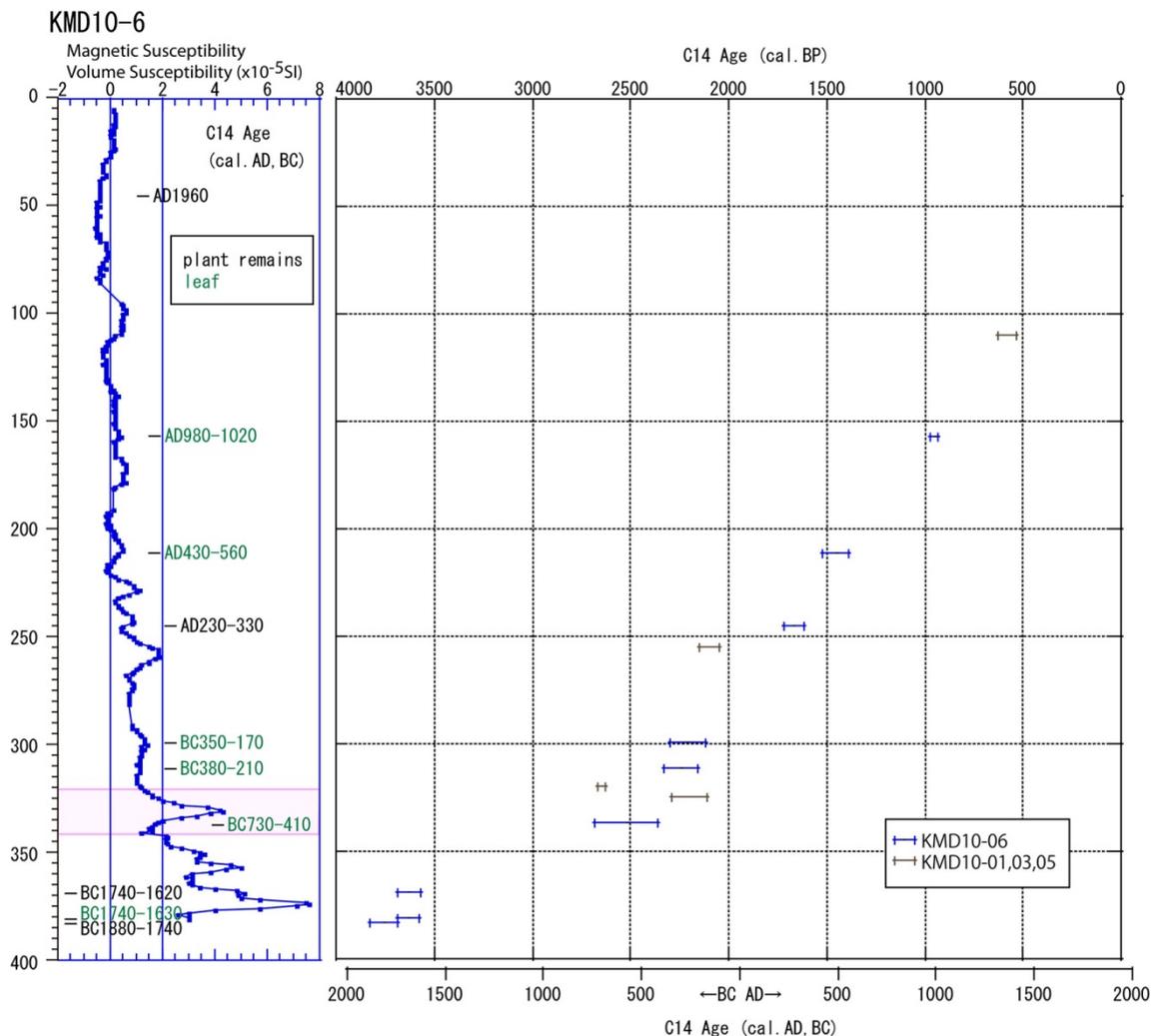


図 8. 鴨田の池のコア試料の年代測定結果と堆積速度。年代値はすべて 1σ で示しており、暦年補正は INTCAL04 に基づいて行われている。

(d) 結論ならびに今後の課題

浜名湖については一昨年採取した試料の粒度分析および微化石分析を継続した。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、今年度はより多くのデータを加え確かなものとした。さらに、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見つからなかった。浜名湖の調査は今年度で終了し、今後まとめを行う。

特島県の美波町では、昨年度より調査を開始した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5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。その結果、海溝型巨大地震発生サイクルを超えたイベントを記録している可能性が認められたが、さらなる詳細なイベント対比と年代測定が必要である。さらに田井ノ浜の池より紀伊水道側のいくつかの池で調査を進め、四国の東端である阿南市蒲生田の大池においても試料の採取を行った。この池では約2000～2500年前に津波と考えられるイベントを発見することができた。さらにこのイベント以降の過去2000年間は、大きなイベントがないことも明らかになった。この約2000～2500年前のイベントの詳細を明らかにするために、来年度以降、より下位の地層の採取と分析が必要であることもわかった。

(e) 引用文献

- 1) 池谷仙之, 和田秀樹, 阿久津 浩, 高橋 実: 浜名湖の起源と地史的変遷, 地質学論集, Vol. 36, pp. 129-150, 1990.
- 2) 村上仁士: 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, 四国地方の地震防災に関する調査研究 平成 9 年度業務委託報告書, 社団法人土木学会四国支部, pp. 133-139, 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
岡村 眞、松岡裕美	四国沿岸域の湖沼に残された津波堆積物からみた南海地震の再来周期と規模	日本地球惑星科学連合2010年大会	平成22年5月24日
Okamura ,M. and Matsuoka, H.	Hyper-cycle of the Nankai Earthquake inferred from tsunami deposits accumulated in lakes along the Nankai Trough, past 2000 to 5000 years	AGU Fall meeting	平成22年12月13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23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、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ことを目的に調査を進める。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中心とし、ピストンコアリングやバイブロコアリングの手法を駆使して、津波履歴の復元を行う。

南海トラフ沿いの大地震発生サイクルの研究において、平成23年度以降は、史料に残された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・東南海・南海歴史地震の断層モデルの再検討を行う。平成23年度は、津波シミュレーションの準備、断層面設定の準備を進める。シミュレーションの準備として、できる限り古い海岸線のデータに基づく海底地形データの準備をする。現在の海岸地形は、港湾、埋め立て地など人工物により古い東海・東南海・南海地震発生時の海岸地形からは大きく改変されており、史料に記録された南海歴史津波をシミュレーションで再現するには問題がある。したがって、江戸時代以前の海岸地形の再現はできないが、できる限り古い明治・大正時代の地形図から海岸線データを読み取って数値化し、海底地形データに反映させ、できる限り当時のものに近づける。次に、断層面設定のためのフィリピン海（PHS）スラブ上面深度の再検討を、駿河湾以西においても行う。再検討には、最近の上面深度研究の結果をまとめて利用しつつ、独自に微小地震の高精度震源再決定や初動メカニズム解の決定なども行い、これらの結果から総合的に行う。さらに、南海歴史津波の高さデータについては、史料の再検討から信頼性の高いデータの選別を行い、平成22年度の現地調査の結果もデータに反映させる。また、以上の準備と共に、津波のシミュレーション手法の高度化も行う。

日本海溝北部～千島海溝の大地震発生サイクルの研究において、平成22年度では、1918年以降に発生した（巨）大地震の時空間分布の再検討を、本震・余震の震源再決定により進めてきたが、平成23年度ではさらに期間を1913年まで延長し、中千島まで範囲を広げる。また、大地震のアスペリティ分布の検討を、この地域全域で1960年代以降に発生した（巨）大地震に対しても順次行っていく。

最後に、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の全容解明のための津波高調査を東北地方、関東地方、伊豆諸島沿岸において行う。

上記の研究成果を発表するとともに、最新の津波シミュレーション技術、観測事例などについて情報収集する目的で、国内外の関係学会、シンポジウムに出席する。また、津波の痕跡・堆積物の調査、詳細な海岸地形の調査も行う。

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	
京都大学防災研究所	助教	橋本 学
京都大学防災研究所	助教	福島 洋
京都大学大学院理学研究科	大学院生	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	加納将行
神戸大学都市安全研究センター	教授	隅倉陽一郎
海洋研究開発機構	研究員	吉岡祥一
海洋研究開発機構	研究員	堀 高峰
名古屋大学大学院環境学研究科	研究員	兵藤 守
独立行政法人建築研究所	上席研究員	光井能麻 芝崎 文一郎

(c) 業務の目的

次世代地震発生シミュレーションの完成に向けて、現状のシミュレーションで十分考慮されていない、3次元不均質性や間隙流体等の様々な媒質モデルについて、準動的地震発生サイクルや動的破壊伝播シミュレーションに及ぼす影響を評価し、媒質モデルの高度化を行う。また、データ解析手法の高度化として、GPS 及び InSAR を組み合わせた新たな固着-すべりデータ解析手法及びデータ同化手法の検討を含む摩擦パラメータ推定法の開発を行う。さらに、粘弾性セルモデルを用いて、南海トラフ巨大地震サイクル中における西南日本内陸地震の発生予測モデルを構築する。

(d) 5カ年の年次実施計画（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：

引き続き、各項目について発展研究を行う。

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、主として長期的スロースリップや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：

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一部組み込んだ次世代地震発生サイクルシミュレーションのプロトタイプを構築する。

(e) 平成22年度業務目的

年度に引き続き、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媒質モデルの評価、データ解析の高度化、内陸地震を含む南海トラフ地震サイクル構築へ向けて、研究を継続する。媒質モデルについては、2次元熱シミュレーションコードの高度化、摩擦発熱による間隙流体圧の上昇を考慮した3次元動的破壊伝播シミュレーションコードによる、平行に並ぶ2つの不連続な横ずれ断層における、摩擦発熱と間隙流体圧の変動が不連続な断層間での破壊の連動に及ぼす影響調査、準動的計算による地震時断層帯内の空隙体積の減少による間隙流体圧変動の長期的地震サイクルへの影響評価、h-アダプティブ(h-adaptive)有限要素法による不均質弾性媒質での動的破壊伝播2次元コードの高度化に取り組む。データ解析の高度化では、GPSデータを取り込んだInSAR解析法の高度化、アジョイント法による余効すべり人工データへの同化手法の適用、階層型行列法によるシミュレーションコードの高速化について検討する。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こみ形状に基づくすべり応答関数を計算する。また、得られたすべり応答関数を用いて、地震相互の影響を評価する「クーロン破壊関数」の時間変化により、南海トラフ巨大地震が西南日本の内陸地震にもたらす影響を調べる。

(2) 平成22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、2次元箱型モデル

を用いて、フィリピン海プレートの沈み込みに伴う温度分布を3測線で計算した。観測された短波長の地殻熱流量分布を説明するため、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、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。間隙流体の影響評価については、摩擦発熱による間隙流体圧の上昇を考慮した動的破壊伝播シミュレーションを、平行に並ぶ2つの不連続な横ずれ断層で実施し、摩擦発熱と間隙流体圧の変動が不連続な断層間での破壊の連動に及ぼす影響により、ひとつの断層で広がった破壊は、より遠くの不連続な断層へ乗り移ることが明らかになった。この時、断層の幾何配置だけではなく、水理拡散率の値も、破壊の乗り移りに大きな影響を与え、不連続な断層間の破壊の連動には、間隙水の有無そして断層域における水理拡散率の値が重要な役割をもつことが分かった。また、速度・状態依存摩擦則に基づく簡単な1次元モデルにより、地震間における断層帯内の間隙体積の減少 (pore compaction) による間隙流体圧変動が地震サイクルに及ぼす影響評価を行なった。さらに、*h*-アダプティブ (*h*-adaptive) 有限要素法の不均質弾性媒質における動的破壊シミュレーション問題への適用性について検討し、要素サイズを切り替える際に、運動方程式を満足するような変位場の受け渡しをすることで数値安定性が確保された。

データ解析の高度化について、まず InSAR (合成開口レーザー) の高精度解析では、西南日本の複数の領域において ALOS/PALSAR 画像の干渉処理を行い、視線距離の平均変化率の推定を行い、GPS 観測結果と比較した。4年間のデータ蓄積の結果、良好なコヒーレンスを得られるペアが複数得られることが判明した。その結果、データの豊富な北行軌道の画像の場合、電離層擾乱の影響の少ないデータを除くスタッキングすることにより、GPS 観測結果と整合する変化率が得られた。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3次元均質等方媒質への拡張を行った。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、高速多重極法の適用を行う予定であったが、地表面の扱いに難点があるため、階層型行列 (H-matrices) 法適用の検討を行った。

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て南海トラフでのフィリピン海プレート沈みこみ形状に基づく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。

(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、Wang et al. (1995)¹⁾の方法により、摩擦熱の導入を行った。プレート境界面での単位時間当たりの摩擦熱は、脆性領域と塑性領域における

せん断応力と歪速度の積で表した。脆性領域におけるプレート境界面でのせん断応力は、

$$\tau = 0.85\sigma_n(1-\lambda) \quad (\sigma_n(1-\lambda) \leq 200MPa) \quad (1)$$

$$\tau = 50 + 0.6\sigma_n(1-\lambda) \quad (\sigma_n(1-\lambda) > 200MPa) \quad (2)$$

で表される Byelee (1978)²⁾ の摩擦則を与えた。ここで、 τ はせん断応力、 σ_n は垂直応力、

λ は間隙水圧比である。塑性領域におけるせん断応力は、Caristan (1982)³⁾ の流動則を使用した。

$$\tau = \frac{1}{2} A^{-\frac{1}{n}} \dot{\epsilon}^{\frac{1}{n}} \exp\left(\frac{E}{nRT}\right) \quad (3)$$

ここで A は係数、 n は応力指数、 E は活性化エネルギー、 R は気体定数である。また、プレート境界面での滑りは、ある厚さを持った層内で起こるとして、歪速度 $\dot{\epsilon}$ は沈み込み速度 v_s をプレート境界層の厚さ w で割ることで計算した。

$$\dot{\epsilon} = \frac{v_s}{w} \quad (4)$$

プレート境界面でのせん断応力の深さ分布を図 1 に示す。このように脆性領域では間隙水圧比の違いによってせん断応力が有意に異なっていることが分かる。

また、エネルギー方程式は

$$\rho C_p \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla T \right) = k \nabla^2 T + v \rho_0 g \alpha T + 4\eta \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial x \partial z} \right)^2 + \eta \left(\frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} \right)^2 + H_0 \exp\left(-\frac{z}{10}\right) + \tau \dot{\epsilon} + v_e(x) \frac{\partial T}{\partial z} \quad (5)$$

と表される。ここで ρ は密度、 C_p は定圧比熱、 $\mathbf{v} = (u, v)$ は速度ベクトル、 k は熱伝導率、

H_0 は単位体積当たりの内部発熱率、 τ はプレート境界面でのせん断応力、 $\dot{\epsilon}$ はプレート

境界面での歪速度、 t は時間である。(5)式の右辺第7項の侵食に伴う温度変化は、

Fukahata and Matsu'ura (2000)⁴⁾ にしたがって侵食速度 v_e と温度勾配 $\frac{\partial T}{\partial z}$ の積で表した。侵食速度は、第4紀地殻変動研究グループ(1969)⁵⁾ の第4紀における地殻隆起量データを Yoshikawa (1974)⁶⁾ の式

$$v_e = 2 \times 10^{-6} U - 0.37 \quad (6)$$

を用いて隆起速度に変換して使用した。本研究では侵食速度は隆起速度と等しいと仮定し、求めた隆起速度を侵食速度として使用した。

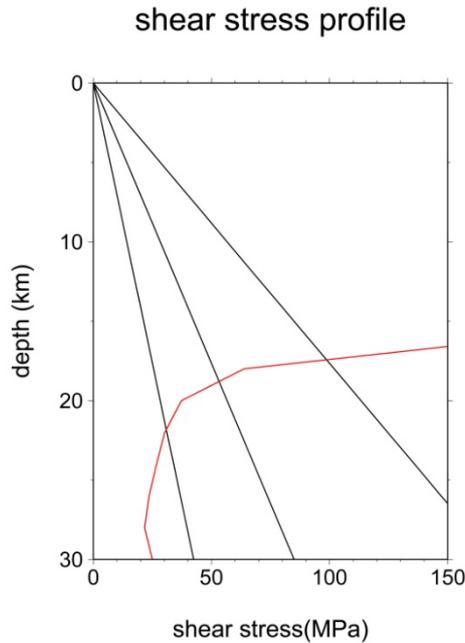


図 1 プレート境界面でのせん断応力の深さ分布図。黒線は、脆性領域での間隙水圧比が異なる場合のせん断応力の深さ分布、赤線は塑性領域でのせん断応力の深さ分布を表している。

・ 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、半無限均質媒質中に 2 つの不連続な横ずれ矩形断層を平行におき、その 2 つの断層間の破壊の乗り移りを 3 次元動的破壊伝播の数値実験から調べた。用いた断層の一例を図 2 に示す。断層 1 の左中央部あるいは左下端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に従って自発的に断層 1 を広がっていく。矩形断層の外側では静摩擦係数を無限大に設定しており、破壊は生じない。断層 1 で破壊が広がるにつれて媒質中の応力場が変化する。断層 2 (図 1 中では Fault 2) での破壊は、断層摩擦構成則の破壊基準に達した場所と時刻で自発的に始まる。

数値計算には、Kase and Kuge (2001)⁷⁾の弾性体三次元有限差分法に、摩擦発熱による流体の間隙圧の変化を考慮するように改良を加えた Urata et al. (2008)⁸⁾の手法を用いた。摩擦発熱による間隙流体圧の変化は、断層でのすべり速度から Bizzarri and Cocco (2006)⁹⁾の 1 次元解析解をもとに時々刻々と計算。断層面上において、弾性変動による法線応力の値からこの間隙圧の値をさし引き、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則を仮定 (図 3)。間隙圧が一定の場合には、す

べり量がすべり弱化距離 (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., 2008⁸⁾)。静摩擦係数、動摩擦係数、Dc は、想定した2つの断層上で一様、一定な値とした。

本数値実験では、摩擦発熱による間隙圧上昇が断層1あるいは断層2で起こる場合の結果を、両断層の間隙圧が変化しない場合の結果と比較することにより、摩擦発熱による間隙圧上昇が破壊の乗り移りに及ぼす影響を調べた。あわせて、断層1が周辺に及ぼすせん断応力と法線応力の時空間変化から、仮想断層2上での stress difference の時空間分布も調べた。この結果をもとに、不連続な別の断層が存在する場合、破壊が乗り移れるか否か、どのような仕組みで破壊が乗り移るかを調査した。

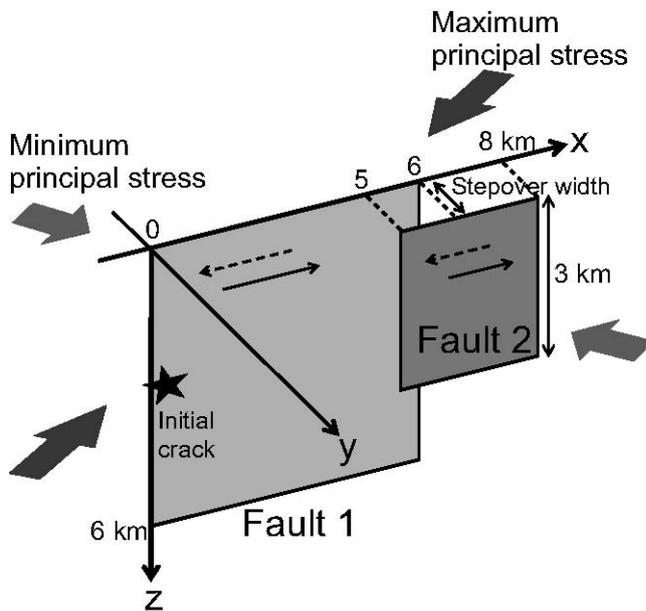


図2 2つの断層。★は破壊の開始点。

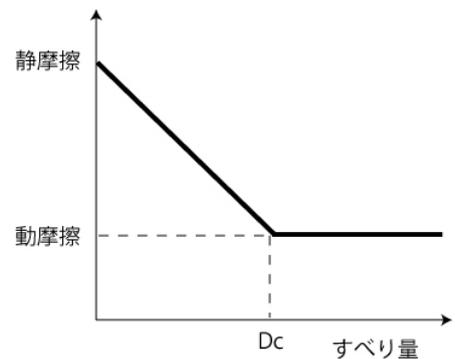


図3 用いた断層でのすべり弱化則

・媒質モデル：地震間における空隙体積減少 (pore compaction) による間隙流体圧変動が長期的地震サイクルに与える影響評価

Mitsui and Hirahara (2009)¹⁰⁾に基づき、同じ一自由度モデルを用いた地震間における間隙流体圧変動が地震サイクルに及ぼす影響について調べる。具体的手順として、まず地震間において、断層帯内の空隙内では圧力溶解等の化学変化により沈殿物が生じ空隙体積が減少 (pore compaction) し、流体圧が上昇する過程をモデル化する。Gratier et al. (2003)¹¹⁾の定式化によれば、pore compaction は以下の式で与えられる。

$$\phi(t) = \phi_0 \exp(-\chi/t) \quad (7)$$

ここで、 ϕ ：空隙率、 χ は時定数である。簡単のため流体の流れがないと仮定すると、間隙流体圧変動は

$$\frac{dp}{dt} = -\frac{d\phi/dt}{\phi(\beta + \beta_f)} \square \frac{1}{(\beta + \beta_f)\chi} \quad (8)$$

と表せる。ここで、 β および β_f はそれぞれ固体および流体の圧縮率である。この間隙流体圧変動上昇により有効法線応力 ($\sigma^{eff} = \sigma - p$) が減少なので、摩擦力が減少する。プレート運動により駆動される、度々・状態依存の摩擦則 (Slowness law (Deiterich, 1979)¹²⁾) に基づく断層運動における準動的地震サイクルシミュレーションを実行した。

- ・媒質モデル：不均質弾性媒質中での動的破壊伝播を含む地震サイクルシミュレーションアダプティブ (adaptive) 有限要素法は、対象となる問題の計算結果に適応するように要素レイアウトを設定する手法であり、計算精度が必要な箇所に対して適切な要素レイアウトが自動的に設定されることが特徴である (手塚・他, 2003¹³⁾)。h-adaptive 有限要素法は、基本となる要素レイアウトは変化させずに、計算精度が必要な要素を分割、融合することでレイアウトを変化させる方法である。地震サイクルシミュレーションのように、イベント時と非イベント時で考慮する時間スケールが異なる場合、イベント時に併せて要素レイアウトを設定することは長い期間の非イベント時の計算を行う上で非効率的であると考え、h-adaptive 有限要素法の適用を試みる。図4は h-adaptive 有限要素法を適用した地震サイクルシミュレーションの概念図である。非イベント時 (A) では粗い要素レイアウトを適用し、イベント時 (B、C) に段階的に要素サイズを細分化する計算手法の実用化を目指す。

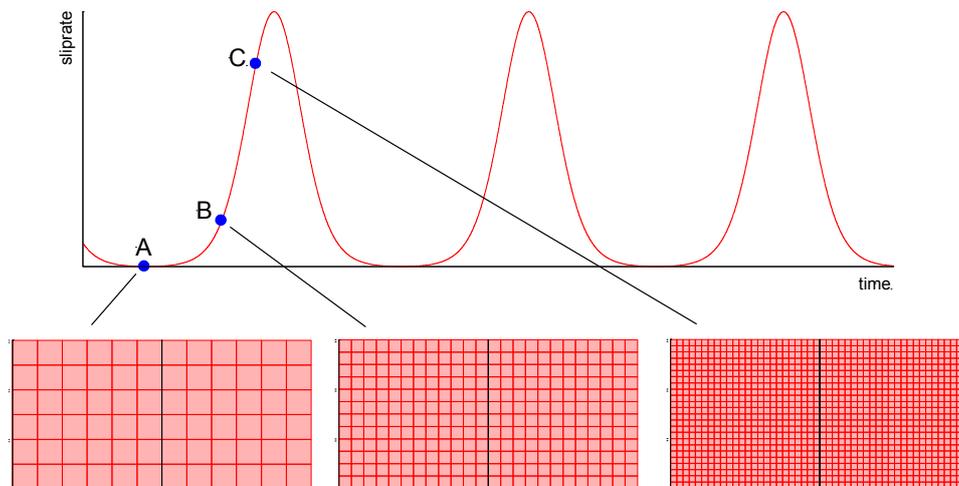


図4 h-adaptive 有限要素法を適用した地震サイクルシミュレーションの概念図

- ・データ解析の高度化：InSAR 解析の高度化
2006年～2010年前半までの室戸～岡山 (パス 417)、室戸～兵庫西部 (パス 67)、四国西部 (パス 70)、紀伊半島～丹後半島 (パス 414) 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 417 において、全 45 ペアのうち時間基線長 1 年 9 ヶ月以上、垂直基線長 (以下、Bperp) が 760 m 以下のペアを解析した。電離層の影響の大きい干渉画像のみを除いて、総解析ペアの 40% にあたる 18 ペアの画像を、Gamma の stacking 関数を使用しスタッキングした。対流圏の影響は無視した。北行軌道のパス 414 においては、同様のスタッキング処理と共

に、時間および垂直基線長とコヒーレンス劣化の関係について調べた。

・データ解析の高度化：データ同化技法の開発

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、「アジョイント法」(例えば、淡路・他(2009)¹⁴⁾)を適用する方向で検討している。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)¹⁵⁾。今年度から、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、1つの断層セルで近似し、周囲の余効すべり領域を10km四方のセルに分割した。そして、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)の結果得られたすべり速度を観測データとする。
- (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パラメータをiterativeに求める。

・データ解析の高度化：準動的地震発生サイクルシミュレーションの高速化

広領域におけるマルチスケール地震発生や繰り返し計算の多いデータ同化には、準動的地震サイクルシミュレーションの高速化・省メモリ化が必須である。そこで、高速多重極法(FMM: Fast Multipole Method)を用いて、すべり応答関数行列とすべり(速度)ベクトルの積の計算の高速化を図ったが、沈み込み帯における地表を含む半無限媒質では難点があることが分かったので、階層型行列(H-matrices)(Börm et al., 2006)¹⁶⁾を用いて高速化・省メモリ化を図った。H-matricesとは、密行列を階層的な正方行列に分解し、各小行列を低ランク行列で近似したもので、密行列を有効に圧縮した元の行列に比べて疎な近似行列表現である。この構造に基づき、行列ベクトル積などの行列演算を小さなメモリ量で高速に行うことができる。なお、H-matrices作成および演算に必要なライブラリー(HLib)は、マックスプランク研究所から公開されている(<http://www.hlib.org/hlib.html>)¹⁵⁾。

・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。一般に、地震発生サイクルのモデル化は、断層上のすべりによる周囲の応力変化を得る「すべり応答関数」と断層上の応力・強度とすべりの関係式である「摩擦構成則」を組み合わせ、プレート境界面や内陸活断層の形状とプレート

間相対運動を境界条件とする境界値問題を解くことに帰着できる。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 (ΔCFF : = 剪断応力 + 摩擦係数 μ × 法線応力, 本研究では $\mu = 0.4$ とする) の時間変化を計算する。これまでに、Pollitz & Sacks (1997)¹⁸⁾, Hyodo & Hirahara (2004)¹⁹⁾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、プレートの定常沈み込みに伴う効果 (Matsu'ura & Sato, 1989²⁰⁾; Hashimoto & Matsu'ura, 2006²¹⁾) を考慮してクーロン破壊関数の時間変化を計算する。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)²²⁾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、Nakajima & Hasegawa (2007)²³⁾のモデルを利用する。過去の南海トラフ巨大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)²⁴⁾を用いる。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

西南日本における侵食速度分布を図4に示す。図4から四国山地や紀伊山地などの山地で侵食速度が大きいという傾向が見てとれる。この侵食速度分布から計算値に用いる測線ごとにデータを切り出し(図5)、侵食速度をモデルに取り入れた。本研究では、地形の隆起沈降に伴う侵食及び堆積の原因を第4紀の地殻変動に求めている。そのため、侵食及び堆積の効果を与える期間は、第4紀の期間である2Maから現在までとし、フィリピン海プレートの沈み込み開始の7Maから2Maまでは侵食及び堆積による温度構造への寄与はないとした。

プレート境界面での摩擦熱は、間隙水圧比によってその値が異なる。ここでは、間隙水圧比の違いによってプレートの沈み込みに伴う温度分布がどの程度異なるのか計算を行った。今回は、測線 C-C' で 6cm/year で一定の沈み込み速度を与え間隙水圧比を 0.8, 0.9, 0.95 と変化させた場合の温度分布(図6)と地殻熱流量(図7)の計算結果を示す。間隙水圧比が低いほどせん断応力が大きくなる。そのため、プレート境界面で発生する摩擦熱は、大きくなる。 $\lambda = 0.8$ の場合、摩擦熱が大きいため、沈み込む海洋プレートの境界面に沿って温度が高くなり、等温線がプレート境界面に沿ってトラフ側へと伸びていることがわかる。また、間隙水圧比が大きくなるにつれ、摩擦熱が小さくなるのでプレート境界面での温度は、摩擦熱を考慮しない場合の等温線に近づいていく。また、これらのプレート境界面での摩擦熱が温度分布に与える影響は、プレート境界面直上の地殻熱流量にも現れており(図7)、間隙水圧比が低いほど地殻熱流量は上昇することがわかる。プレート境界面の摩擦熱を考慮することによって、沈み込みのみのモデルでは説明できなかったプレート境界面直上での地殻熱流量の観測値を説明できる可能性が示された。

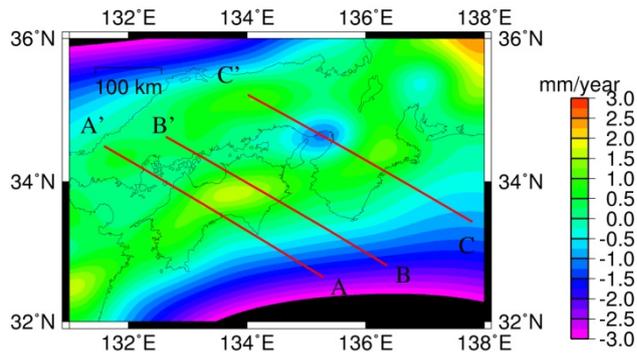


図4 第4紀における地殻隆起量データYoshikawa (1974)⁴⁾の式によって算出した西南日本における隆起速度分布(mm/year)。

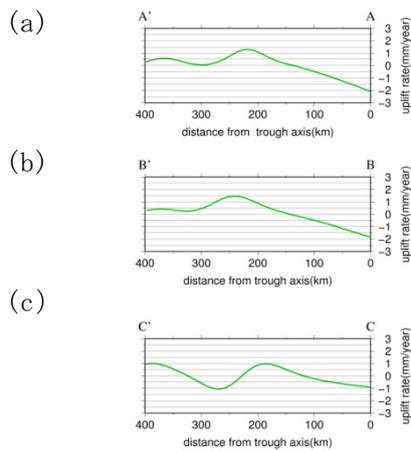


図5 西南日本における隆起速度分布から切り出した各測線における侵食速度分布(mm/year)。

(a)四国中部を通る測線における侵食速度分布。
 (b)四国東部を通る測線における侵食速度分布。
 (c)紀伊半島を通る測線における侵食速度分布。

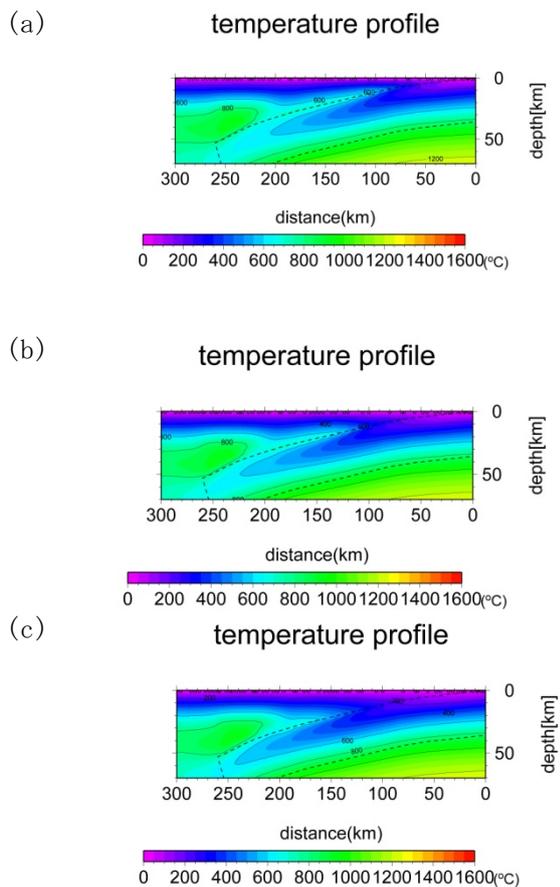


図6 海洋プレートの沈み込みに加え、プレート境界面での摩擦熱を考慮した場合の測線C-C'での温度分布。

(a)間隙水圧比0.8の場合。
 (b)間隙水圧比0.90の場合。
 (c)間隙水圧比0.95の場合。

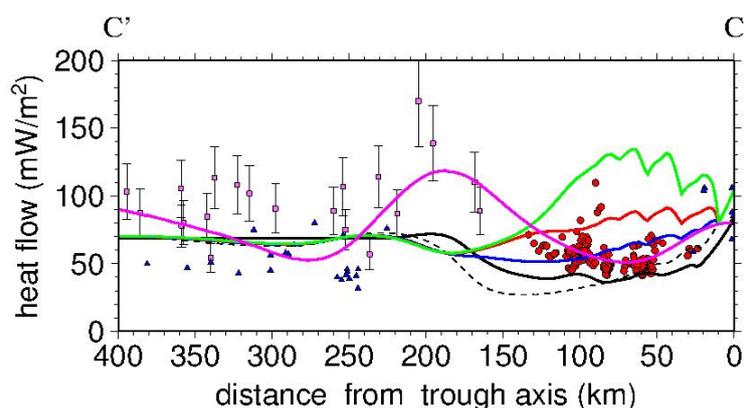


図7 プレート境界面での摩擦熱を考慮した場合の測線 C-C' での地殻熱流量の観測結果と計算結果。赤丸は BSR、青三角はボアホール、ピンクの四角は Hi-net の観測井による観測された地殻熱流量データ。ピンク線は ABIC 最小によって得られた観測された地殻熱流量データを説明する最適曲線。青線は、間隙水圧比 0.95 の場合、赤線は間隙水圧比 0.90 の場合、黄緑線は間隙水圧比 0.8 の場合、黒色の点線は摩擦熱を考慮していない場合の地殻熱流量の計算結果を表している。これらの計算で仮定したプレートの沈み込み速度は 6 cm/yr。黒色の実線は沈み込み速度が時間変化し、摩擦熱を考慮していない場合の地殻熱流量の計算結果。

・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、断層 2 を、断層 1 の圧縮場あるいは伸張場におき、断層 1（図 2 中では Fault 1）との距離を 3 通りに変えて実施した。両断層にかかる応力は、一樣な場合、深さとともに応力が増加する場合の 2 つのケースを試みた。数値実験の結果、摩擦発熱によって断層 1 や断層 2 の間隙圧が上昇する場合には、間隙圧上昇がない場合に比べて、断層 1 を広がった破壊は、より遠くの断層 2 へ乗り移れることが明らかになった。また、間隙圧上昇がない場合には地表付近に起こる破壊の乗り移りが、断層 2 の深い部分でも起こるようになった。これらの摩擦発熱による間隙圧上昇の影響は、均質な応力場よりも、深さとともに増加する応力場において、より顕著であることがわかった。

摩擦発熱によって断層 1 の間隙圧が上昇すると、断層 1 の応力降下量がより大きくなる。大きな応力降下量は、断層 1 周辺の静的応力や地震波の変動をより大きくする。一方、断層 2 の間隙圧が摩擦発熱により上昇すると、誘発された断層 2 の小破壊は、応力降下量の増加と強度の低下によって自発的に成長しやすくなり、破壊の乗り移りを助長する。このような仕組みで、摩擦発熱によって断層 1 や断層 2 の間隙圧が上昇すると、不連続な断層間での乗り移りが起こりやすくなることも、本数値実験の結果から導かれた。

間隙水がない断層、あるいは水はけがよく、摩擦発熱によって間隙圧が上昇しない断層の場合、摩擦係数が断層で一樣かつ同じであれば、破壊が不連続な断層間を乗り移るか否かは、断層の幾何配置が大きな役割をもつことが知られている（Kase and Kuge, 2001⁷⁾）。本数値実験から、摩擦発熱によって間隙圧が上昇できる状況下では、水理拡散率（hydraulic diffusivity）の大小も、破壊の乗り移りを大きく左右することが明らかになった。

図8に、断層1上の破壊伝播によって生じた仮想断層2上での stress difference の時空間分布を示す。この stress difference の値は、有効垂直応力と静摩擦係数の積からせん断応力を引いた値を正規化して算出している。負の値（図8中で赤の領域）は、破壊が誘発されることを意味する。図8上図は水理拡散率（ ω ）が大きい場合、下が小さい場合である。どちらも、仮想する断層2の位置は同じである。水理拡散率が大きい時には、赤い領域がほぼ見られず、仮想断層2上で破壊が起こらない。一方、水理拡散率が小さくなると、赤の広い領域が、長い時間、継続して現われる。これは、仮想する断層2上で、破壊が誘発されやすく、しかも大規模に成長しやすいことを示唆する。断層の幾何配置だけではなく、水理拡散率の値が、断層2への破壊の乗り移りやすさを支配していることがわかる。

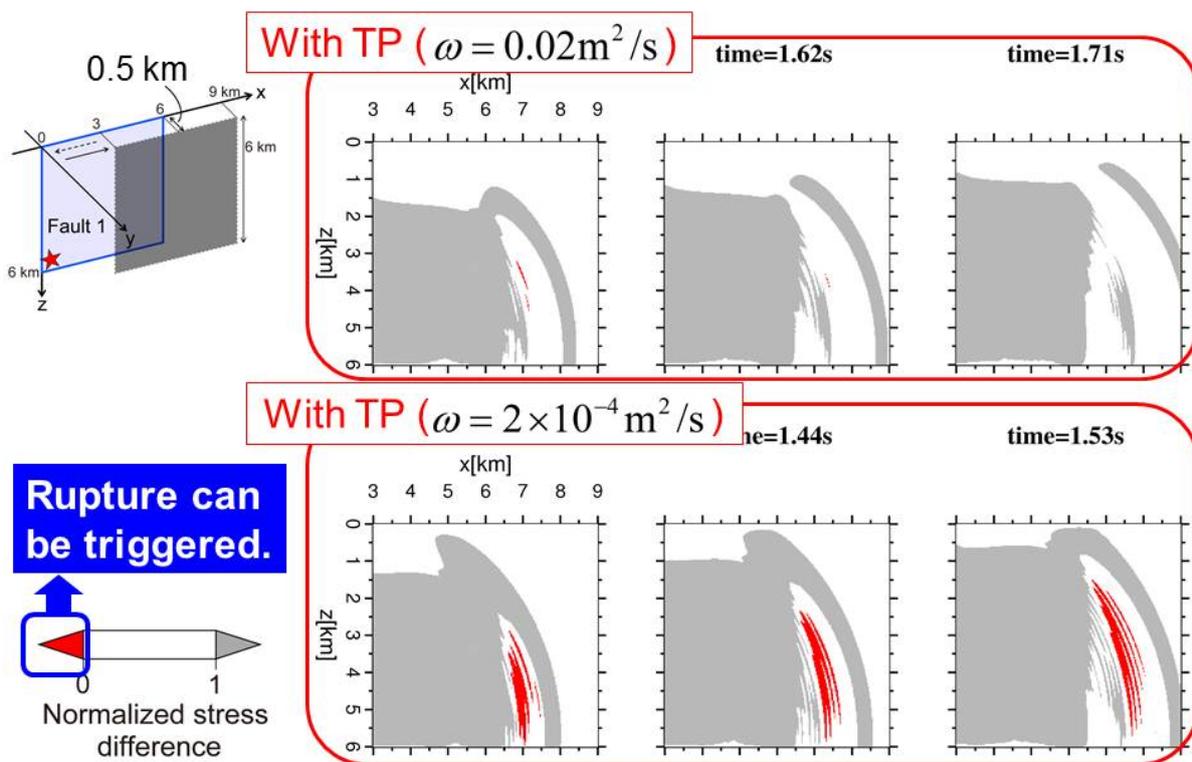


図8 仮想断層2（左上イラストの濃灰色の矩形領域）上での stress difference の値の時空間変化。赤い領域では stress difference の値が負で、破壊が発生できる。上と下の図では、水理拡散率（ ω ）の値が異なる。水理拡散率の値が小さいと、破壊が誘発されやすく、乗り移りやすい。TPは thermal pressurization（摩擦発熱による間隙圧上昇）の略。

・ 媒質モデル：地震間における断層帯内での間隙体積の減少による間隙圧上昇が長期的地震サイクルに与える影響評価

地震間には、断層帯内での間隙内では圧力溶解等の化学変化により沈殿物が生じ間隙体積が減少（pore compaction）し流体圧が上昇する。簡単のため流体の流れがないとす

ると、pore compactionにより間隙流体圧は時間とともに線形的に増加することになる。外部から一定速度 v_0 でローディングされ、速度・状態依存則に従う一自由度断層モデルでは、図9に示すように、pore compactionは、1)断層を安定化させ、ついには地震発生を抑える(水圧破碎に至るがこのプロセスはモデル化されていない)、2)外部ローディング速度より大きな見かけすべり速度を生じさせる、ことが分かった。これに対し、ダイラタンシーは間隙圧を下げる。上記のpore compactionに加え、速度依存のダイラタンシー ($d\phi/dt=Yv$) を与えた時のシミュレーション結果を図10に示す。2)は物理的には問題があるが、 Y の値によりこの効果を抑えることができる。

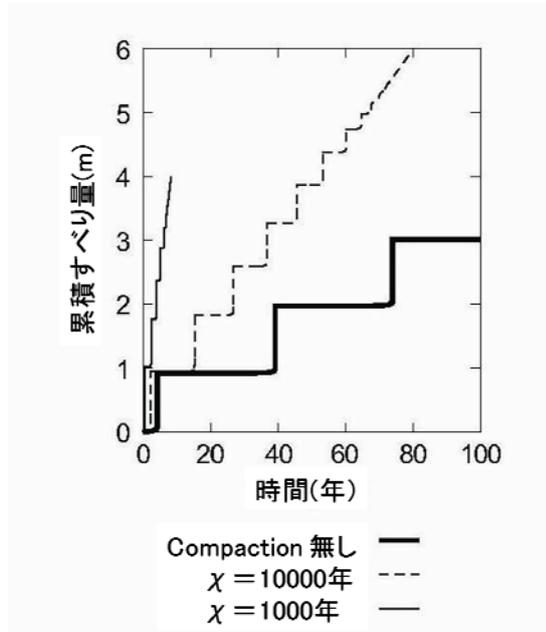


図9 外部ローディング速度 ($v_0=30\text{mm/年}$)とし、pore compactionにより時間とともに線形に間隙圧が上昇するモデルを考慮した場合の累積すべり発展

Compaction 無しの場合(太線)に比べ、pore compactionを考える(点線、細線)と、みかけのすべり速度が増し、断層を安定化させ、やがて地震が発生しなくなる。

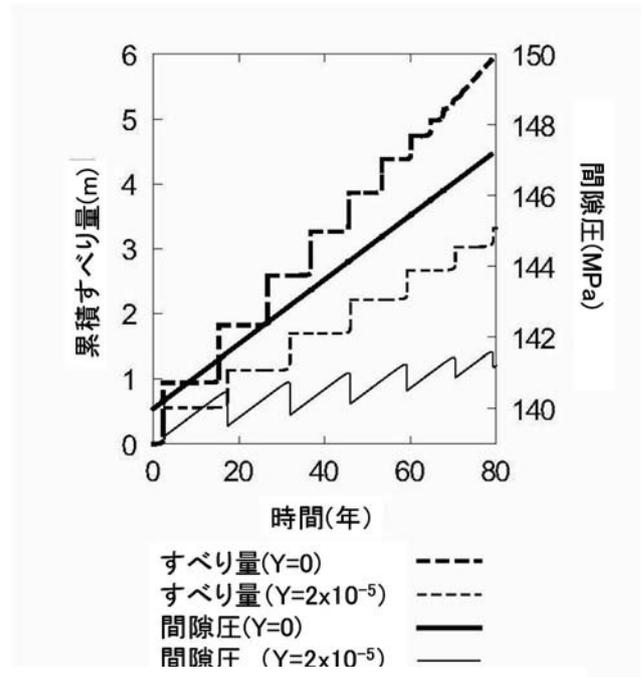


図10 pore compactionと速度依存のダイラタンシーを考慮した場合のすべり量と間隙圧の時間発展

$\chi = 10000$ 年($v_0=30\text{mm/年}$)としたpore compactionに速度依存のダイラタンシーを加えると、pore compactionによる間隙圧増加が抑えられ、通常地震発生サイクルに近くなる。

(Mitsui and Hirahara(2009)⁸⁾を改変)

・不均質媒質における動的破壊を含む地震サイクルシミュレーション法の開発

h -adaptive 有限要素法の基本的な計算アルゴリズムなどは有限要素法と同じである。ただし、要素サイズを細分化するステップのみが異なるため、動的破壊シミュレーションに用いてきた Double Node 型の有限要素法に要素サイズを細分化するステップを組み込むことで実現を目指した。これは、従来提案されている動的問題に対する h -adaptive

有限要素法 (Belytschko and Tabbara, 1993) ²⁵⁾ と支配方程式の記述が異なるため、新たに実現手法を開発する必要があった。

簡単のため、図 1 1 に示すような単純な解析モデルを対象として粗い要素レイアウトから要素サイズ半分のレイアウトに変化させる手法を検討した。まず、静的な h -adaptive 有限要素法で一般的な方法である、新しい節点位置の変位を内挿関数で与える方法について適用した。本手法で使用している 4 節点アイソパラメトリック要素の場合、図 1 2 に示すように単純な算術平均で表される。ところが、この受け渡し方法を適用すると図 1 3 に示すように、細かい要素レイアウトの計算が振動して安定しない。これは、受け渡し後の変位が細かい要素レイアウトに対応する運動方程式を満足しないことに起因することがわかった。そこで、運動方程式を陽に満たすように変位を受け渡しすると、図 1 4 に示す様に安定して計算を進められることが確認された。

以上の手法を地震サイクルシミュレーションを模擬した単純な数値テストに適用した。図 1 5 は対象とする解析モデルで、今回は断層すべりの時間発展を与えて表面力値を計算する。なお、深さ 25km までは地震性すべりの生じる領域と仮定し、25-30km は一定速度ですべりが生じていると仮定している。全時間ステップで細かい要素レイアウトのまま計算した場合の表面力の時間発展と、 h -adaptive 有限要素法により粗いレイアウト (青線) から細かい要素レイアウト (赤線) に変化させて計算した場合とを比較して図 1 6 に示す。 h -adaptive 有限要素法を用いても断層端部周辺の応力集中などの時間発展を適切に計算できていることが確認できる。

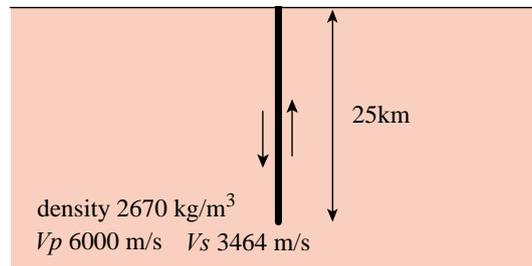


図 1 1 解析モデル 1

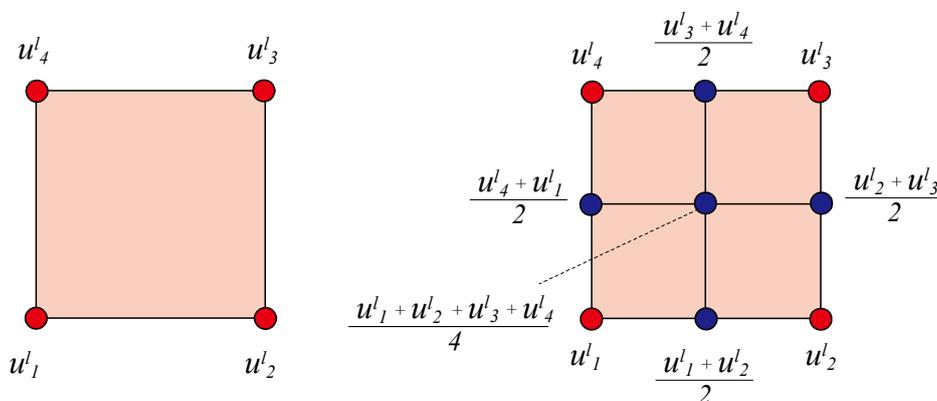


図 1 2 静的 h -adaptive 有限要素法で一般的な変位受け渡し方法

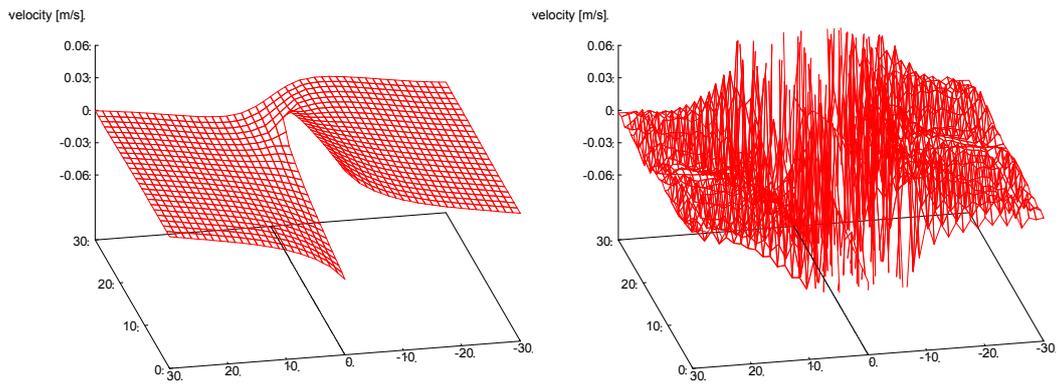


図 1.3 算術平均で節点変位を受け渡した場合の速度分布
(左：受け渡し直後，右：1 ステップ後)

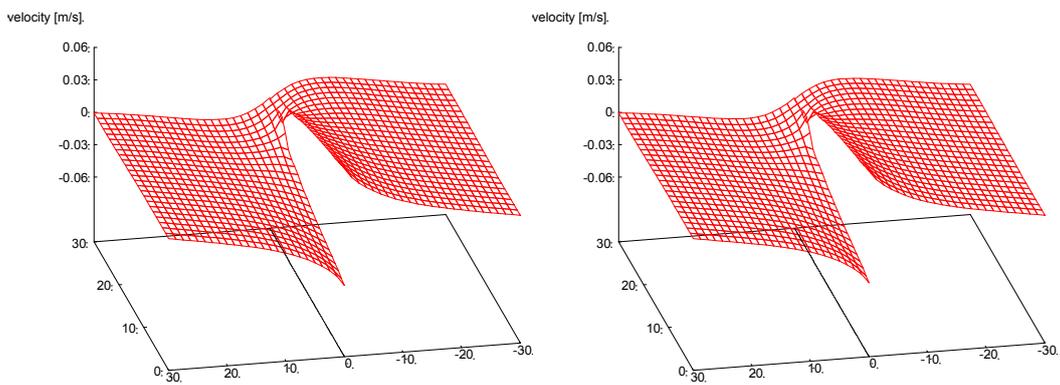


図 1.4 受け渡し後も運動方程式を満たすような変位を与えた場合の速度分布
(左：受け渡し直後，右：1 ステップ後)

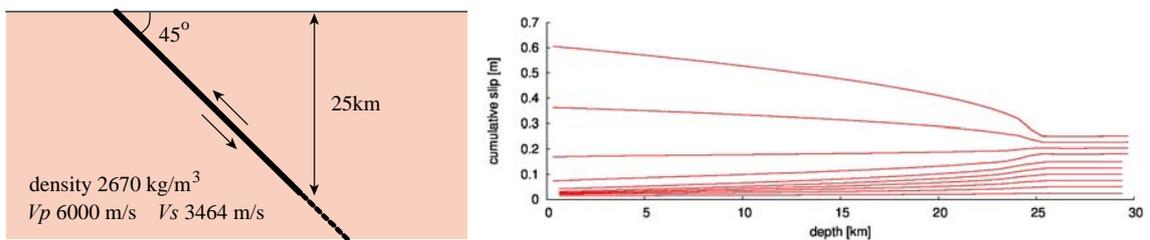


図 1.5 解析モデル 2 (左：媒質モデル、右：すべり時間発展)

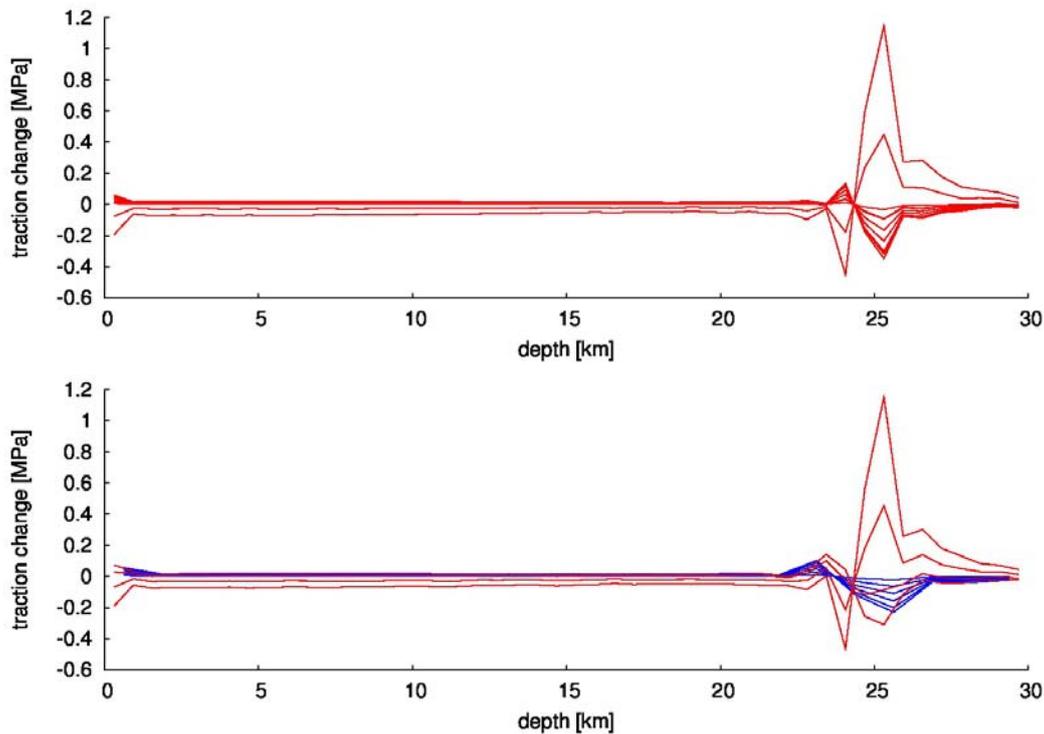


図 1 6 表面力の時間発展

(上：細かい要素レイアウトによる結果、下： h -adaptive 有限要素法による結果)

- データ解析の高度化：InSAR 解析の高度化

北行軌道のパス 417 の干渉画像の内いくつかのものには、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。得られたスタッキング画像は、GPS 観測変位からの合成干渉画像と四国においては概ね整合している（図 1 7）。しかし、岡山側には GPS からの合成画像には見られない東西方向の変位勾配が見られ、電離層の影響が依然残っていると考えられる。

南行軌道からの観測は回数が少ないものの、昼間の観測であるため TID の影響は少ないと期待された。しかし、電離層の擾乱が見られる日もあり、これらを除くと、スタッキングに十分な干渉画像数を確保できなかった。四国西部のパス 70 については、2009 年後半より活動が見られる豊後水道スロースリップに伴う変動の検出を試みたが、明瞭な変動は得られなかった。

パス 414 における基線長とコヒーレンスの関係については、垂直基線長が 500m 以内であれば、時間基線長が 800 日以上でも、良好なコヒーレンス（0.5 以上）が得られることがわかった（図 1 8）。時間基線長が大きい干渉画像は、SN 比が大きいため、今後時間基線長が大きい干渉画像を利用することにより変動検出能力が向上することが期待できる。

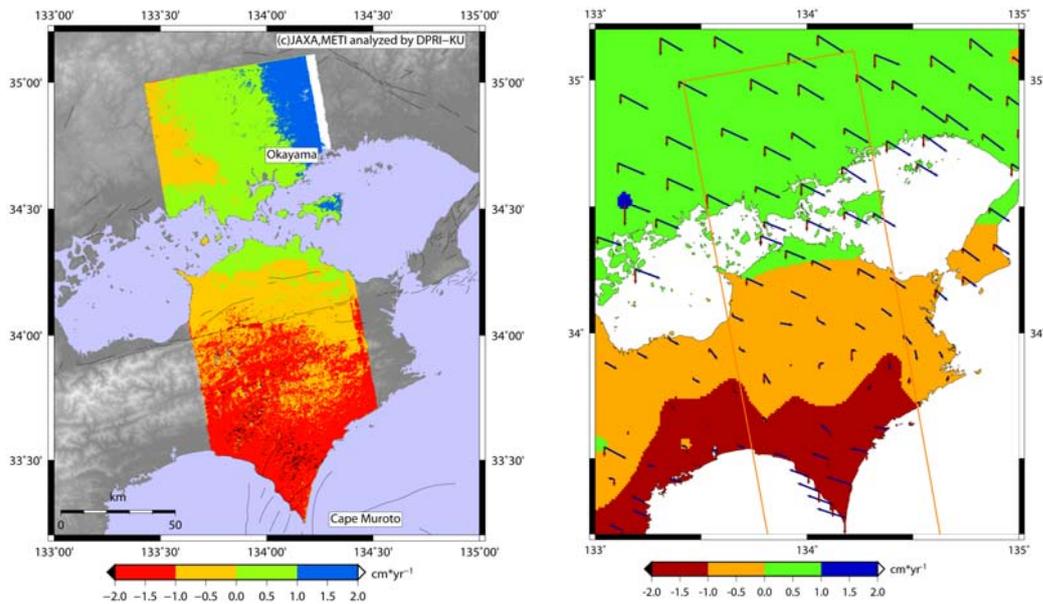


図 1 7 四国東部パス 417 の平均視線距離変化の分布。(左) 4 年間の ALOS/PALSAR データから作成した干渉画像の内, 短基線のもの 18 ペアをスタッキングして得られた視線距離変化。(右) GPS 連続観測データからシミュレートした視線距離変化。いずれも四国北部高松付近が 0 となるように調整している。

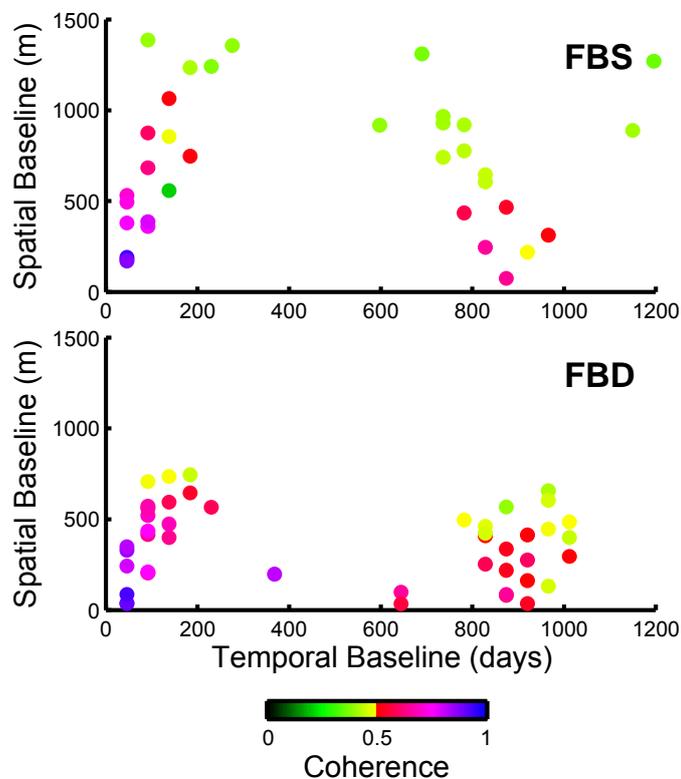


図 1 8 時間基線長 (横軸) と垂直基線長 (縦軸) に対する干渉画像の平均コヒーレンス。(上) 用いた画像ペアの両方が単偏波モード観測の場合。(下) 画像ペアのうち, いずれかもしくは両方が二偏波モード (より低解像度) の場合。

・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、以下の結果を得た。なお、本研究では、データ同化に内在する問題点を明確にするため、

① 観測データは断層面上のすべり速度であり、観測ノイズはない

② 余効すべり領域全体にわたって、摩擦パラメータは一樣

という仮定をおいている (より一般の場合の検討は次年度以降に行う)。

この結果、余効すべりの伝播の情報を用いれば、すべての摩擦パラメータが、真の値の1パーセント程度の範囲内に求まった。これはラグランジュ的に見た場合の伝播という過程が、オイラー的に見ると、余効すべりの開始・加速・減速・定常状態に戻る、という一連のプロセスから成っていることと、摩擦パラメータ a や L が空間的に一樣という強い拘束条件を用いていることの双方から期待される結果である。

・データ解析の高度化：準動的地震発生サイクルシミュレーションの高速化

プレート境界を N セルに分割すると、すべり応答関数行列とすべり (速度) ベクトルの積を直接計算には $O(N^2)$ の計算量・メモリ量が必要となる。Hori (2006)²⁶⁾ によるシミュレーションコードに階層型行列 (H-matrices) 法を適用し、高速化・省メモリ化を図った (Ohtani et al., 2011)²⁷⁾。地表から 10° で沈み込む平面プレート境界にアスペリティを2つ配置したモデルでセルの大きさを変えてセル数 N を変化させメモリ量及び計算時間を検討した。図19 (a) は、 $N=32,000$ の場合における、すべり応答関数の H-matrices 表現である。 ϵ はランクを決めるのに用いる相対近似精度であり、 ϵ を小さくするとメモリ量及び計算時間が増える (図20 (a) (b))。この例では、オリジナルの地震サイクル計算に等しい結果を得るには、 ϵ を 10^{-4} 以下にする必要がある (図19 (b))。図20 (a) よりメモリ量の N 依存性は $O(N)$ であり、計算時間は $N=10^5$ 程度までは $O(N)$ であるがそれを越えると増加しているのが分かる (図20 (b))。この N あたりで最外側の小行列のランクが増えているのが分かる (図20 (c))。そこで最外側小行列のランクを k_{ACA} に抑えることにより精度を保ちつつ計算時間の短縮を図った (図21)。その結果、計算時間は $O(N \log N)$ 程度に抑えられ、高速化、省メモリ化を達成できる見通しが得られた。

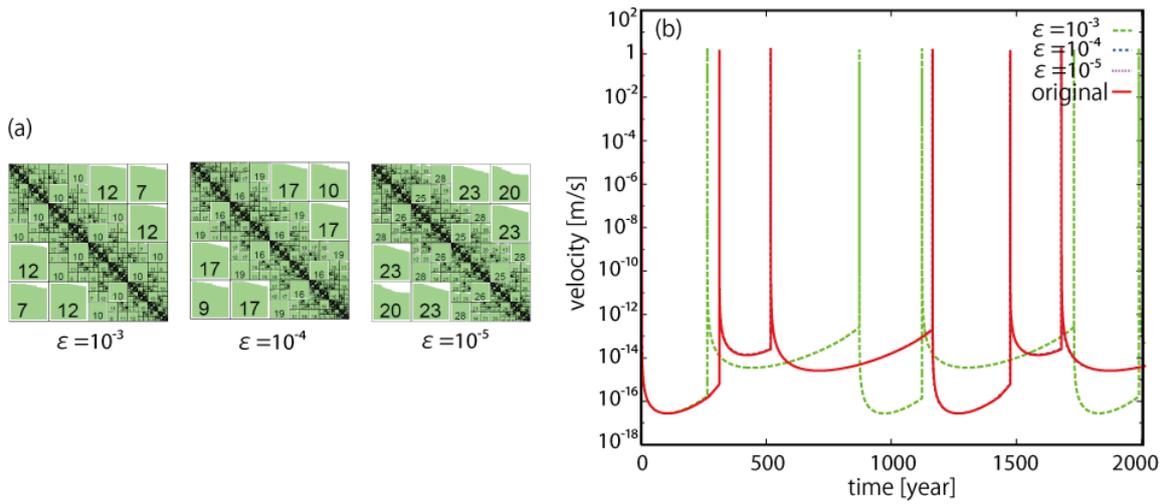


図 19 (a) $N=32,000$ の場合のすべり応答関数の H-matrices 表現。各小行列内の数字はランクを表す。(b) ϵ を変えた時の、アスペリティ内のある点におけるすべり速度の時間変化。H-matrices 法によらない近似の無い original 計算の場合との比較を示す。

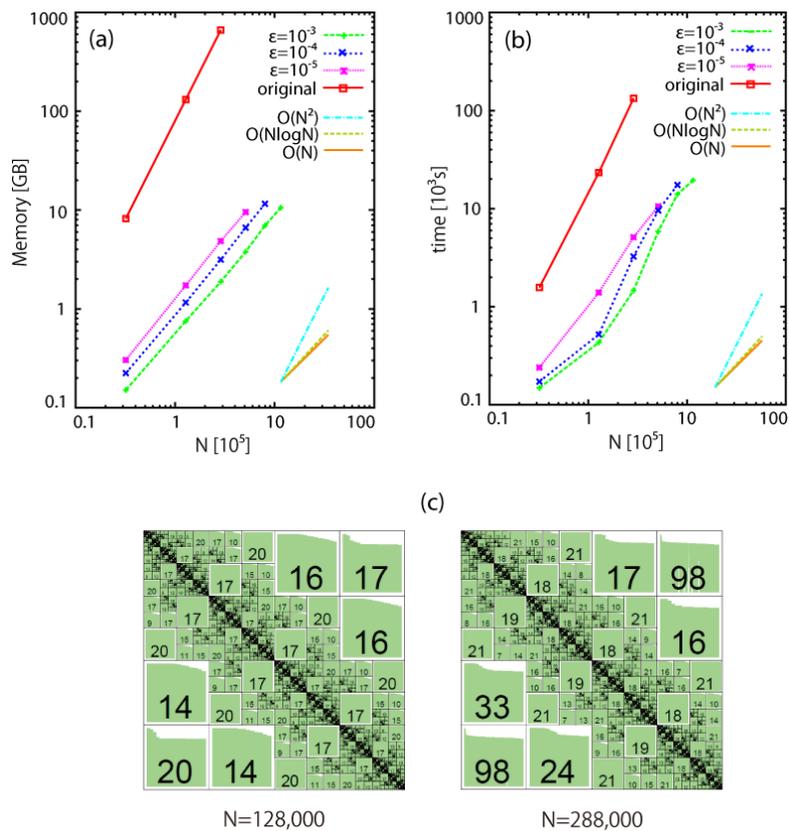


図 20 (a) メモリ量とセル数 N の関係。(b) 計算時間とセル数 N の関係。

(c) $\epsilon=10^{-4}$ の場合で、 $N=128,000$ と $288,000$ に対応する H-matrices。
 (a) (b) から ϵ を下げるとメモリ量と計算時間が増すのが分かる。またメモリ量は $O(N)$ 依存性を持つのが分かる。計算時間は $N=10^5$ あたりで急増する。(c) より急増する N あたりで最外側小行列のランクが大きくなっているのが分かる。

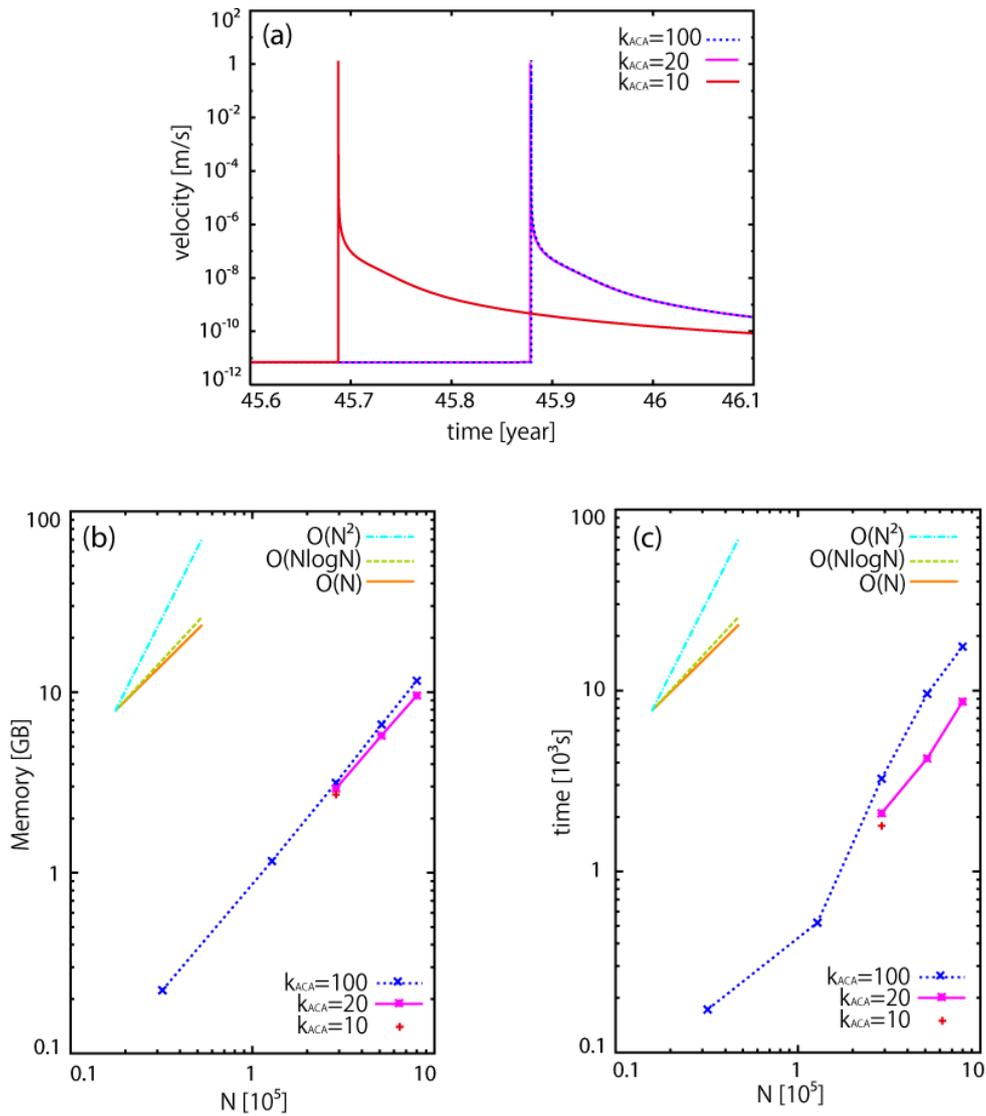


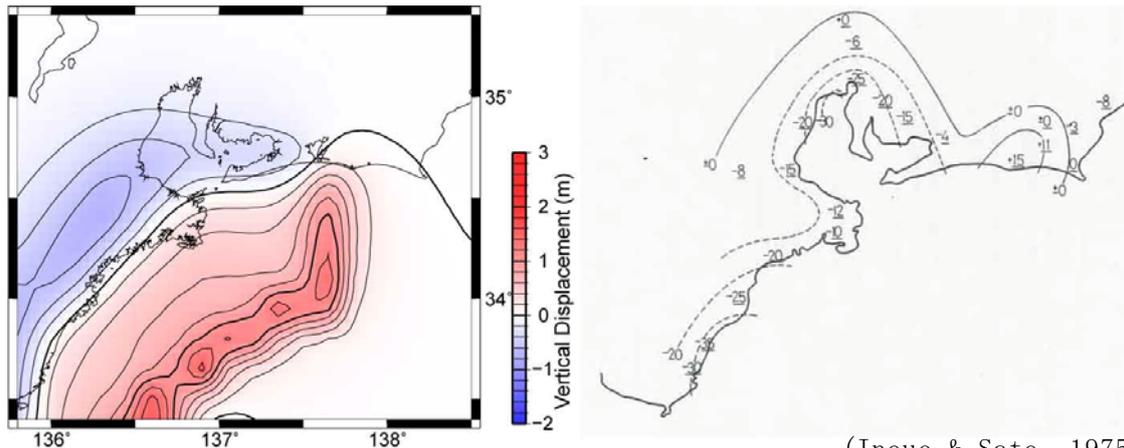
図 2.1 $\varepsilon = 10^{-4}$ の場合における、最大ランク k_{ACA} を変えた時の (a)シミュレーションで得られたすべり速度の時間変化、(b)メモリ量の N 依存性、(c)計算時間の N 依存性。

$k_{ACA}=20$ でランクに制限を付けない場合と同じ結果が得られる。この場合、計算量の増加は抑えられ、 $O(N \log N)$ 程度となる。

・ 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

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。まず、得られたすべり応答関数の妥当性を検討するため、昭和東南海・南海地震のすべり分布を与えて地殻変動を計算し、測地測量データ（三角測量・水準測量・潮位データ）と比較した（図

22)。結果は概ね整合的であり、得られたすべり応答関数は妥当であると考えられる。さらに内陸活断層上のクーロン破壊関数の時間変化の評価を南海トラフ巨大地震・固着・定常沈み込みにより行ったところ、定常沈み込み項がクーロン破壊関数の時間変化に占める割合は断層によりかなり異なり、結果は仮定したプレートの厚さに大きく依存した(図23, 24)。



(Inoue & Sato, 1975^{S8)})

図22 1944年東南海地震前後の鉛直変形(左:今回の結果、右:測量による結果(単位:cm))

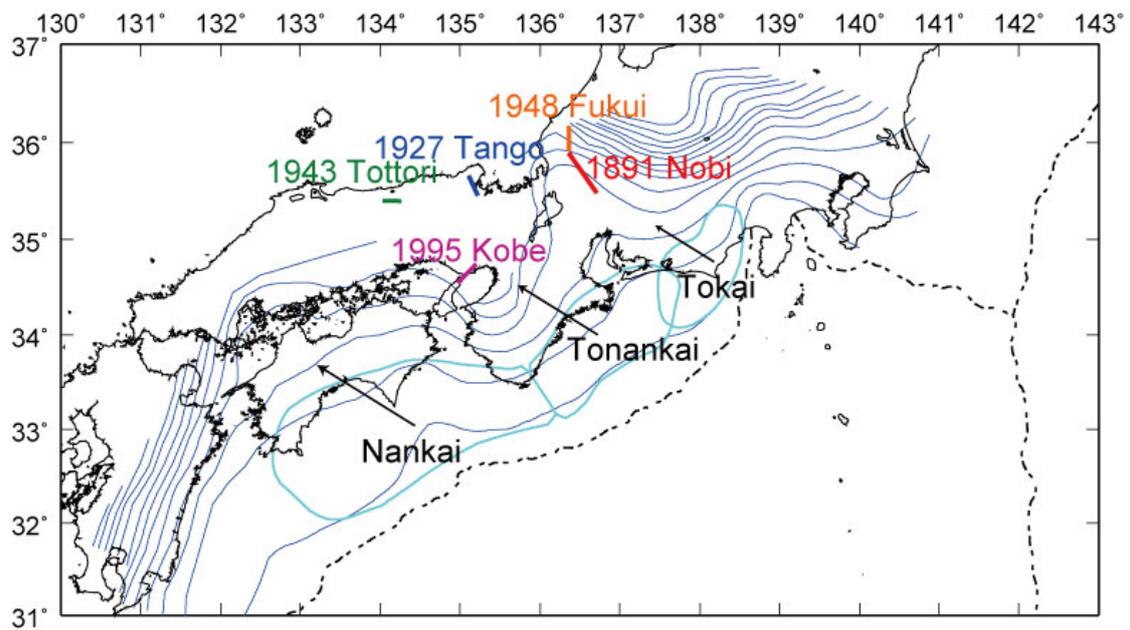


図23 フィリピン海プレートの沈み込み深さのモデル(紺色:コンター間隔10km)、設定した南海トラフ巨大地震の震源域(水色)、 ΔCFF を計算した起震断層の分布

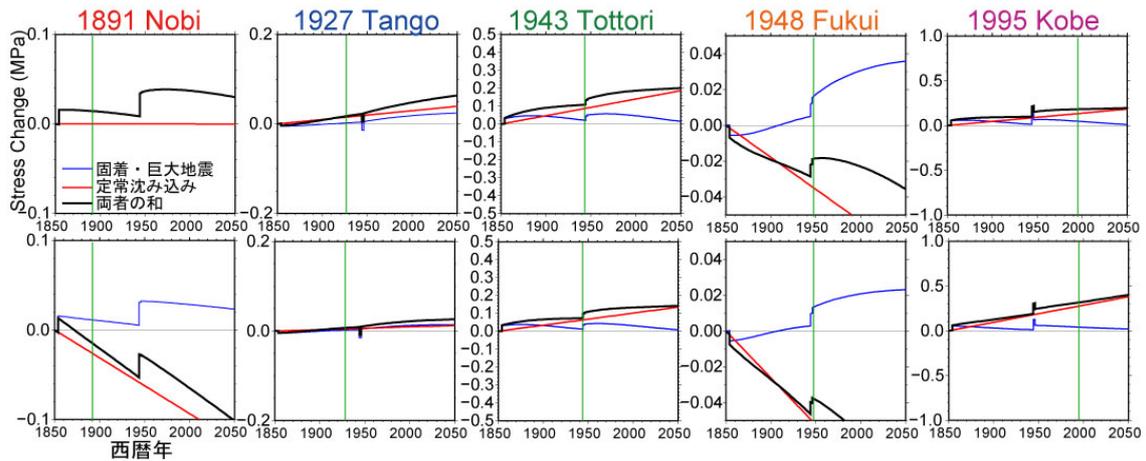


図 2.4 フィリピン海プレート沈み込みによる起震断層上のクーロン破壊関数 (ΔCFF) 変化

上:プレート厚さ 30km の場合、下:プレート厚さ 40km の場合、黄緑:地震発生年
 ΔCFF 正=フィリピン海プレートの沈み込みにより断層が地震を起こしやすくなる。

(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、第4紀の隆起量から計算した削剥速度を導入することにより、観測されたHi-netの地殻熱流量データの短波長変動を説明できる可能性が示された。また、摩擦熱を導入することにより、トラフ軸から陸域に100 km程度の地点で観測された高い地殻熱流量を説明できる可能性が示され、間隙水圧比が低いほど、摩擦熱の効果が大きく、地殻熱流量が大きくなることがわかった。今後は3測線の地殻熱流量データを同時に説明できるモデルを構築し、間隙水圧比を推定することが課題である。また、3次元モデルを用いた数値シミュレーションを行っていく必要がある。

間隙流体圧の問題では、不連続な断層間の破壊の連動について、動的破壊のシミュレーションから以下のことが分かった。断層の摩擦発熱によって間隙圧が上昇する状況下においては、ひとつの断層で広がった破壊は、より遠くの不連続な断層へ乗り移ることができる。間隙水がない断層の場合、摩擦係数が一様であれば、破壊が不連続な断層へ乗り移るか否かは、断層の幾何配置が決める。一方、間隙水があり、摩擦発熱による間隙圧上昇がおこる場合には、断層の幾何配置だけではなく、水理拡散率の値も、不連続な断層間の破壊の乗り移りに大きな影響を与える。不連続な断層間の破壊の連動には、間隙水の有無そして断層域における水理拡散率の値が重要な役割をもつ。今後は、より現実的なモデル設定における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る必要がある。また、単純化した1自由度モデルではあるが速度・状態依存則に基づく準動的シミュレーションに、地震間における断層帯内の空隙体積の減少(pore compaction)による間隙流体圧の上昇を組み込み、長期

的な地震サイクル全体に及ぼす影響の評価を行った。その結果として、pore compaction は、断層を安定化させ、ついには地震発生を抑える（水圧破碎に至るがこのプロセスはモデル化されていない）、また外部ローディング速度より大きな見かけすべり速度を生じさせる、ことが分かった。これまで色々な要因における間隙流体圧の変動の影響を調べてきたが、pore compaction についても、南海トラフのような大領域でこういった計算を行うのは現状では困難であるので、これらの効果と近似的に等価な摩擦パラメータでこういった効果を吸収可能かどうか検討する必要がある。

不均質弾性媒質の破壊伝播に及ぼす影響の評価については、動的破壊シミュレーションに k -adaptive 有限要素法の導入を検討した。要素レイアウト変更時の変位の受け渡し方法について検討し、その妥当性を確認した。現在の解析はすべりの時間発展を陽に与えた解析であるので、今後摩擦モデルを導入した解析手法へ発展させる必要がある。

InSAR データ解析の高度化では、ALOS/PALSAR の 4 年間の観測によりデータが蓄積し、コヒーレンスの高いペアが数多く得られるようになりつつあり、軌道によっては電離層の影響の少ない干渉画像から GPS 観測結果と整合する視線距離の平均変化率を得ることができた。今後、地域を四国西部にも広げ、視線距離変化マップを作成することを目指す。別途京大理学研究科のグループと協力し、GPS 観測から得られる TEC 分布と干渉画像の比較を試みている。その結果によると、かなり相関が高いことが明らかになってきた（峰山, 2011）²⁸⁾。今後、電離層の影響を除くために、GPS のデータにより補正することを試みる。

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。この結果、余効すべりの伝播の情報をういれば、すべての摩擦パラメータが、真の値の 1 パーセント程度の範囲内に求まることが分かった。今後は、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、実際のスローイベントを観測した GPS データに試験的に適用し、摩擦パラメータの推定を試みる必要がある。

繰り返し計算を要するデータ同化の高度化や南海トラフのような広領域の地震発生サイクルシミュレーションには、準動的地震発生サイクルシミュレーションの高速化・省メモリ化が必須である。そのため、階層型行列（H-matrices）法の適用を検討した。 N を断層セルの数とすると、従来の直接計算の $O(N^2)$ の演算回数に対し、半無限均質弾性体中でのシミュレーションを検討したところ、メモリ量は $O(N)$ 、計算量はセル数が 10^5 程度までは $O(N)$ それ以上でも $O(N \log N)$ でシミュレーションが可能であると分かった。効率的な並列化を行い実際の準動的地震発生サイクルシミュレーションへの適用が今後の問題である。

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すべり応答関数を構築し、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。先行研究と異なり、本研究では定常沈み込みに伴う効果も考慮した。今後は、評価する内陸活断層の数を増やし、太

平洋プレートの沈み込みに伴うすべり応答関数も、モデルに組み込む。さらに、すべり速度と状態に依存する摩擦則を組み合わせ、粘弾性を考慮した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) Wang, K., Hyndman, R. D., Yamano, M., Thermal regime of the Southwest Japan subduction zone: effects of age history of the subducting plate, *Tectonophysics*, 248, 53-69, 1995.
- 2) Byerlee, J. D., "Friction of rocks". *Pure and Applied Geophysics*, 116, 615-626, 1978.
- 3) Caristan, Y., The transition from high temperature creep to fracture in Maryland diabase, *J. Geophys. Res.*, 87, 6781-6790, 1982.
- 4) Fukahata, Y. and Matsu'ura, M., Effects of active crustal movements on thermal structure in subduction zones, *Geophys. J. Int.*, 141, 271-281, 2000.
- 5) 第4紀地殻変動研究グループ, 第4紀変動図, 1-7, 防災科学技術研究所, 1969.
- 6) Yoshikawa, T., Denudation and tectonic movement in contemporary Japan, *Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo.*, 6, 1-14, 1974.
- 7) Kase, Y. and K. Kuge, Rupture propagation beyond fault discontinuities: Significance of fault strike and location, *Geophys. J. Inter.*, 147, 330-342, 2001.
- 8) Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase, Heterogeneous rupture on homogeneous faults: Three-dimensional spontaneous rupture simulations with thermal pressurization, *Geophys. Res. Lett.*, Vol.35, L21307, doi:10.1029/2008GL035577, 2008.
- 9) Bizzarri, A. and M. Cocco, A thermal pressurization model for the spontaneous dynamic rupture propagation on a three-dimensional fault: 1. Methodological approach, *J. Geophys. Res.*, Vol.111, B05303, doi:10.1029/2005JB003862, 2006.
- 10) Mitsui, Y. and K. Hirahara, Interseismic pore compaction suppresses earthquake occurrence and causes faster apparent fault loading, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 36, L20305, doi:10.1029/2009GL039932, 2009.
- 11) Gratier, J.-P., P. Favreau, and F. Renard, Modeling fluid transfer along California faults when integrating pressure solution crack sealing and compaction processes, *J. Geophys. Res.*, 108(B2), 2104, doi:10.1029/2001JB000380, 2003.
- 12) Dieterich, J. H., Modeling of rock friction: 1. Experimental results and constitutive equations, *J. Geophys. Res.*, Vol.84, B5, pp.2161- 2168, 1979.
- 13) 手塚明, 土田英二: アダプティブ有限要素法 (計算力学レクチャーシリーズ), 丸善, 2003.
- 14) 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.

- 15) 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.
- 16) Börm, S., L. Grasedyck and W. Hackbusch, Hierarchical Matrices, Lecture Note, Max-Planck-Institut für Mathematik, pp.1171, 2006.
- 17) Hlib, <http://www.hlib.org/hlib.html>
- 18) 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.
- 19) Hyodo, M., Hirahara, K., GeoFEM kinematic earthquake cycle simulation in southwest Japan. Pure Appl. Geophys., 161, 2069-2090, 2004.
- 20) Matsu'ura, M., Sato, T., A dislocation model for the earthquake cycle at convergent plate boundaries. Geophys. J. Int., 96, 23-32, 1989.
- 21) Hashimoto, C. Matsu'ura, M., 3-D simulation of tectonic loading at convergent plate boundary zones: internal stress fields in northeast Japan. Pure Appl. Geophys. 163, 1803-1817, 2006.
- 22) 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.
- 23) Nakajima, J., Hasegawa, A., Subduction of the Philippine Sea slab beneath southwestern Japan: Slab geometry and its relationship to arc magmatism. J. Geophys. Res. 112, B08306, doi:10.1029/2006JB004770, 2007.
- 24) 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.
- 25) Belytschko, T. and Tabbara, M.: H-adaptive finite element methods for dynamic problems, with emphasis on localization, International Journal for Numerical Methods in Engineering, Vol.36, No.24, pp.4245-4265, 1993.
- 26) Hori, T., Mechanisms of separation of rupture area and variation in time interval and size of great earthquakes along the Nankai Trough, southwest Japan, Journal of the Earth Simulator, Vol. 5, 8-19, 2006,
- 27) Ohtani, M., K. Hirahara, Y. Takahashi, T. Hori, M. Hyodo, H. Nakashima, and T. Iwashita, Fast computation of quasi-dynamic earthquake cycle simulation with Hierarchical Matrices, Procedia Com. Sci., in press, 2011.
- 28) 峰山大、合成開口レーダーを用いた干渉法観測に見られる位相差と電離層擾乱との関係性について, 平成 22 年度京都大学大学院理学研究科修士論文, pp.81, 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
Goto, H., L. Ramirez-Guzman and J. Bielak	Simulation of spontaneous rupture based on a combined boundary integral equation method and finite element method approach: SH and P-SV cases	Geophys. J. Int. Vol.183, No.2, pp.975-1004	2010年11月
加納将行・宮崎真一・伊藤耕介・平原和朗	余効すべり人口データを用いたアジョイント法による摩擦パラメータ・初期値の推定	地震、2, 63, 57-69	2010年11月
Yoshioka, S., Y. Suminokura, T. Matsumoto and J. Nakajima	Numerical simulations of temperature distributions associated with subduction of the Philippine Sea plate, southwest Japan	EGU, EGU2010-5679, Vienna	2010年5月
隅倉陽一郎・吉岡祥一・松本拓己・中島淳一	西南日本におけるフィリピン海プレートの沈み込みに伴う温度分布の数値シミュレーション	日本地球惑星科学連合2010年大会, SSS027-P23, 千葉	2010年5月24日
隅倉陽一郎・吉岡祥一・松本拓己・中島淳一	西南日本におけるフィリピン海プレートの沈み込みの2次元温度モデリング～ホットプルーム、降伏応力、削剥の効果～	日本地震学会2010年秋季大会, A11-11, 広島	2010年10月
Suminokura, Y., S. Yoshioka, T. Matsumoto and J. Nakajima, -	2-D thermal modeling of the Philippine Sea plate in southwest Japan -effects of hot plume, yield stress, and surface erosion	Asian Seismological Commission (ASC)、S7-04, 2010 (ベトナム・ハノイ)	2010年11月9日
Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase	Rupture propagation beyond fault discontinuities under depth-dependent stress: Effect of thermal pressurization	Japan Geoscience Union Meeting 2010、千葉	2010年5月24日
Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase	Spontaneous dynamic rupture propagation beyond fault discontinuities: Effect of thermal pressurization	ESD (Earthquake Source Dynamics) 2010 Workshop、スロバキア	2010年6月29日

Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase	Spontaneous dynamic rupture propagation beyond fault discontinuities: Effect of thermal pressurization	7th ACES International Workshop、小樽	2010年 10月5日
浦田優美・久家慶子・加瀬祐子	Thermal pressurization を考慮した動的破壊過程と間隙水の相変化	日本地震学会 2010 年秋 季大会, P3-28, 広島	2010年 10月28 日
Urata, Y., K. Kuge, and Y. Kase	Spontaneous dynamic rupture propagation with thermal pressurization: Phase transitions of pore fluid	Asian Seismological Commission (ASC) 2010、 ベトナム・ハノイ	2010年 11月9日
和田一範・後藤浩之	拡張有限要素法 (X_FEM) を用いた弾塑性媒質中の自発的な断層破壊の解析	日本地震学会 2010 年秋 季大会, P3-36, 広島	2010年 10月28 日
後藤浩之	要素サイズ可変型 FEM による動的 地震サイクルシミュレーションの試み	日本地震学会 2010 年秋 季大会、P3-71, 広島	2010年 10月28 日
Goto, H. and J. Bielak	Hybrid multi-domain finite element and boundary element method for dynamic rupture in heterogeneous media	Workshop Earthquake Source Dynamics	2010年6 月30日
Goto, H., L. Ramirez-Guzman and J. Bielak	Simulation of spontaneous rupture based on a combined boundary integral equation method and finite element method approach	Workshop Earthquake Source Dynamics	2010年6 月29日
橋本学	4年間の ALOS/PALSAR 観測から見た四国の地殻変動	平成 22 年度東京大学地震研究所共同利用研究集会「地震・火山活動と関連する災害のリモートセンシング」	2010年9 月7日
橋本学	4年間の ALOS/PALSAR 観測から見た四国の変動	日本地震学会 2010 年秋 季大会	2010年 10月28 日
橋本学	4年間の ALOS/PALSAR 観測から見た四国の変動	日本測地学会第 114 回 講演会	2010年 11月8日
福島洋	短基線長 InSAR 時系列解析のノイズ軽減手法とキラウエア	日本測地学会第 114 回 講演会	2010年 11月8日

福島洋・Hooper A.	PS 干渉解析による 2004 年新潟県中越地震後の地殻変動,	日本測地学会第 114 回講演会	火山への適用 2010 年 11 月 8 日
Hashimoto, M.	Secular crustal deformations derived from 4 year long observation of ALOS/PALSAR	第 4 回 ALOS データノート共同 PI シンポジウム	2010 年 11 月 17 日
Fukushima, Y.	Vertical displacements at Kilauea volcano measured by small-baseline InSAR time-series analysis using PALSAR data	第 4 回 ALOS データノート共同 PI シンポジウム	2010 年 11 月 17 日
Fukushima, Y., and A. Hooper	Measurement of quasi-steady deformation in Niigata-Chuetsu region, central Japan, using persistent scatterer interferometry	2010 AGU fall meeting, San Francisco	2010 年 12 月 13 日
加納将行・宮崎真・伊藤耕介・平原 和朗	余効すべり人工データを用いたアジョイント法による摩擦パラメータ・初期値の推定	日本地球惑星科学連合 2010 年大会, MGI017-11、千葉	2010 年 5 月 28 日
加納将行・宮崎真一・伊藤耕介・平原和朗	余効すべり時空間発展の予測手法の開発	理論応用力学講演会	2011 年 3 月 8 日
三井雄太・平原和朗・M. Cocco	非定常な間隙流体圧が断層のスティックスリップ挙動に及ぼす影響 —現象論モデルの統合による—	日本地震学会 2010 年秋季大会、C28-08, 広島	2010 年 10 月 28 日
三井雄太・平原和朗	震源核生成の初期段階における断層面上クリーブ伝播を特徴づける無次元パラメータ	日本地震学会 2010 年秋季大会、P3-46, 広島	2010 年 10 月 28 日
平原和朗・大谷真紀子・光井能麻・堀高峰	高速多重極法を用いた無限均質弾性体中での大規模地震発生サイクルシミュレーション	日本地球惑星科学連合 2010 年大会, SSS027-P17, 千葉	2010 年 5 月 24 日
平原和朗・大谷真紀子・高橋康人・堀高峰・兵藤守・中島浩・岩下武史	地震発生サイクルシミュレーションコードの高速化：(2) Hierarchical Matrices 法の適用	日本地震学会 2010 年秋季大会、P3-42, 広島	2010 年 10 月 28 日

Hirahara, K., Y. Kaneda and T. Furumura	Research Project for the next Nankai megathrust earthquake, southwest Japan	Asian Seismological Commission (ASC) S1-02, 2010 (ベトナム・ハノイ)	2010年 11月8日
大谷真紀子・平原和朗	三次元均質半無限弾性体を仮定した地震サイクルシミュレーションにおける高速多重極法 (FMM)を用いた応力計算法の開発	日本地球惑星科学連合 2010年大会, SSS027-P18, 千葉	2010年5 月24日
大谷真紀子・平原和朗・高橋康人・掘高峰・兵藤守・中島浩・岩下武史	H-matrices を用いた大規模準動的な地震発生サイクルシミュレーション	日本地震学会 2010年秋季大会、P3-423、広島	2010年 10月28 日
Ohtani, M., K. Hirahara, Y. Takahashi, T. Hori, M. Hyodo, H. Nakashima and T. Iwashita	Large-scale quasi-dynamic earthquake cycle simulation with H-matrices	Asian Seismological Commission (ASC) S3-24, 2010 (ベトナム・ハノイ)	2010年 11月9日
鹿倉洋介・深畑幸俊・光井能麻・平原和朗	成層粘弾性を考慮した西南日本の地震発生サイクルのセルモデルシミュレーション	日本地球惑星科学連合 2010年大会, SSS027-P19, 千葉	2010年5 月24日
鹿倉洋介・深畑幸俊・光井能麻・平原和朗	成層粘弾性を仮定した南海トラフ地震サイクル中での西南日本内陸地震発生様式のセルモデルシミュレーション	日本地震学会 2010年度秋季大会、P3-44、広島	2010年 10月28 日
Shikakura, Y., Y. Fukahata, N. Mitsui, and K. Hirahara	3-D cell model simulation of the inland earthquake generation pattern in Southwest Japan during the Nankai earthquake cycles in a layered viscoelastic medium	American Geophysical Union 2010 Fall meeting (米国・サンフランシスコ市)	2010年 12月15 日

(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

名称	機能
2次元の熱と流れの数値シミュレーションコードへの地表の削剥の効果と摩擦熱の導入	差分法による任意形状の2次元スラブの沈み込みに伴う温度計算、流れの計算を地表の削剥と摩擦熱を導入した条件下で行う。
H-matrices法を組み込んだ準動的地震発生サイクルシミュレーションコード	Hori (2006)の準動的地震発生サイクルシミュレーションコードにH-matrices法を組み込み、高速化・省メモリ化を図っている。

3) 仕様・標準等の策定
なし

(3) 平成23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、四国中部、四国東部、紀伊半島を通る3測線において、Hi-netの地殻熱流量データに合致するような2次元のスラブ沈み込みモデルのコード開発を行う。具体的には、3測線のデータを満足する間隙水圧比の値を推定する。また、3次元の熱と流れの数値シミュレーションモデルの構築に着手する。

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る。また、1次元モデル準動的シミュレーションにより、これまで行ってきた個々の要因による間隙流体圧変動を全て組み込んだ、地震発生サイクルシミュレーションを実行して、間隙流体圧の変化が地震サイクルに及ぼす影響を評価する。

不均質媒質の影響評価では、摩擦モデルを導入した k -adaptive 有限要素法による動的地震発生サイクルシミュレーションコードの開発を目指す。

InSARデータ解析の高度化では、平成23年度は、四国東部の北行・南行軌道のデータ解析を継続するとともに、東部と同様に変動が大きい西部の北行・南行軌道のデータ解析を行い、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、平成22年度開発した、単純に繰り返すスローイベントを再現する手法を、実際のスローイベントを観測したGPSデータに試験的に適用する。用いる物理モデルは、最も単純な速度・状態依存摩擦構成則とし、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発生サイクルシミュレーション実現に向けて、引き続き、階層型行列(H-matrices)法による、半無限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・省メモリ化を図り、実際的な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を行う。

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加えた粘弾性セルモデルの開発として、成層粘弾性媒質仮定の下で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。この推定をもとに、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開発する。

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	助教	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	阿部雄太
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科	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：

セグメントが単独破壊した後のすべり・準静的応力伝達過程をシミュレーションで調べ、遅れ破壊の時間を支配する要因を明らかにする。

5) 平成24年度：

遅れ破壊について、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22年度業務目的

東海・東南海・南海の各地震の振る舞いを説明するモデルの構築のため、これまで熱・流体圧・非弾性な空隙生成の相互作用を取り扱ってきたが、その中で特に断層面外の空隙生成の効果を発展させ損傷という形で取り扱うことにより、連動破壊条件を理論的に評価するための準備を進める。

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を発展させて、アセノスフェアの粘性緩和による応力再配分と断層固着に伴う強度回復が地震発生サイクルに及ぼす影響をシミュレーションにより明らかにする。

さらに、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、2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、カオス的な地震サイクルが発生する条件を明らかにする。

(2) 平成22年度の成果

I 連動条件評価のためのシミュレーション研究

(a) 業務の要約

断層面外に生成する損傷が動的地震破壊過程に与える影響について考えるために、損傷媒質中の動的亀裂伝播過程に伴うエネルギー収支を解析的に理解し、損傷による非弾性なエネルギー消費が無視できないことを数値的に確かめた。また、損傷をスカラー量ではなくテンソル量として扱うことの重要性を明らかにした。

1968年十勝沖地震の地震断層域を例として、複数の地震サイクルにおいて応力蓄積－動的破壊－波動伝播の連成シミュレーションを行い、動的破壊停止後のアセノスフェアの粘性緩和による余効すべりや応力変化を計算した。

2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。その結果、周期的な地震サイクル、倍周期分岐、カオス的な地震サイクル、通常地震とスローな地震の両方を含む地震サイクルなど、多様な地震サイクルの発生を説明することができた。

(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

断層面外での非弾性な空隙生成の効果を断層破壊過程のモデルに取り込むために、損傷テンソル \mathbf{D} を導入して支配方程式の導出を行い、特にエネルギーバランスを解析的に

理解した。 \mathbf{D} は媒質中の微小亀裂の密度と向きに依存するテンソル量で、損傷の程度を表すものである。そこで得られたエネルギーバランスは

$$\frac{d}{dt} \int (\psi^E + \psi^K + \psi^D) dV = \int \mathbf{J} \cdot d\mathbf{S} - \frac{d}{dt} \int \rho \gamma dV \quad (1)$$

ここで ψ^E , ψ^K , ψ^D , \mathbf{J} 及び $(d/dt) \int \rho \gamma dV$ はそれぞれ歪エネルギー密度、運動エネルギー密度、損傷エネルギー密度、エネルギー流束及びエントロピーの生成を表す。損傷エネルギー密度は物質を構成する分子間の結合に関するエネルギーである。また式(1)には明示的に現れていないが、損傷に関して

$$\frac{d}{dt} \iint Y_{ij} dD_{ij} dV (\equiv \frac{d}{dt} \psi^{\text{released}}) \quad (2)$$

というエネルギーが歪エネルギーから失われて損傷エネルギーに移ることも明らかになった。ここで \mathbf{Y} は歪エネルギー解放テンソルであり、亀裂進展における破壊エネルギーと似た物理的意味合いがある。特に式(2)が実際の動的地震破壊過程においてどの程度のものなのかを見積もるため、まず mode III の亀裂に関して、破壊核を作った後、Coulomb の破壊基準に従って自発的に走らせた。滑り弱化解距離を一定としたため、(累積の) 破壊エネルギーは一定の破壊伝播速度の下で時間に比例する。非弾性エネルギー消費の時間変化を計算したところ (図 1 a: ψ^{fracture} は累積の破壊エネルギー)、そのエネルギー喪失は ψ^{fracture} と比較して無視できず、時間の 2 乗に比例することが明らかになった。

これは破壊伝播速度一定の自己相似な亀裂の成長として期待されるものである。またここでは破壊伝播速度が終端速度 (S 波速度) より遅くなっているが (図 1 b: 黒実線

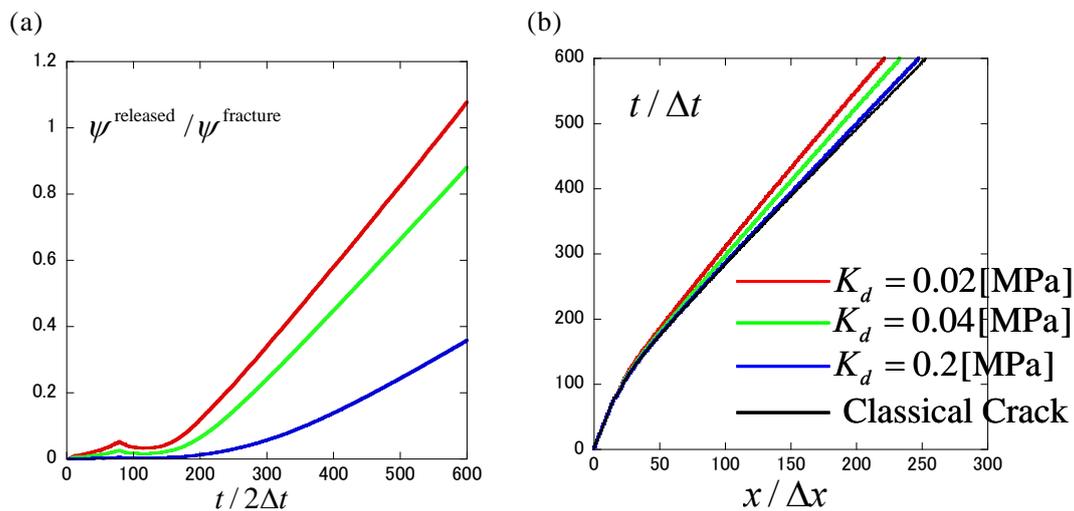


図 1 (a) エネルギー消費及び(b) 亀裂端の位置。色の違いは定式化中に現れるパラメータ K_d の違い (K_d はエネルギー消費に関わり、小さいほど消費量が大いことが古典的な亀裂の場合で、S 波速度に漸近している)、これは多くの地震学的観測結果と

調和的である。従ってここで用いたパラメータ範囲 ($K_d = 0.02 \sim 0.04 \text{ MPa}$) が断層岩について期待される。損傷に関するパラメータを断層岩について決定できたのは地震学にとって有意義である。

ここまでの成果に加えて、損傷をテンソルとして扱うことの意義も明らかになった。そのために、主断層の破壊に伴って生じる二次破壊を考える。これを考えることは、後述のように東海・東南海・南海の領域でも重要である。ここでは二次元 mode II の亀裂を仮定する。構成関係とエネルギー解放テンソルは

$$\boldsymbol{\sigma} = \rho \frac{\partial \psi}{\partial \boldsymbol{\varepsilon}} = \lambda(\text{tr} \boldsymbol{\varepsilon}) \mathbf{I} + 2\mu \boldsymbol{\varepsilon} + 2\eta_2(\text{tr} \mathbf{D}) \boldsymbol{\varepsilon}^+ + 2\eta_4 \boldsymbol{\varepsilon}^+ \mathbf{D} \quad (3)$$

$$\mathbf{Y} = -\rho \frac{\partial \psi}{\partial \mathbf{D}} = -\eta_2 \text{tr}((\boldsymbol{\varepsilon}^+)^2) \mathbf{I} - \eta_4 (\boldsymbol{\varepsilon}^+)^2 \quad (4)$$

となる ($\boldsymbol{\varepsilon}^+$ は微小亀裂の開口の効果を考えた歪テンソル。ここでは通常の歪テンソルと考えて概ね問題ない)。パラメータは η_2 と η_4 の2つある。 $\eta_4 = 0$ では、式(3)から分かるように剛性率が損傷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。一方 $\eta_4 \neq 0$ では以下に述べていくようにテンソルとしての性質が現れる。

ここで二次破壊の損傷基準として Y_c を導入する。まず \mathbf{Y} を対角化し、その時の座標軸の方向に \mathbf{D} も回転させる (それを \mathbf{D}' とする)。そして Y_{11} (Y_{22}) が Y_c より大きくなったら、 D'_{11} (D'_{22}) を1にする。損傷テンソルの成分が1とは、微小亀裂により完全に分子間の結合が切れていることを意味する。従ってここではエネルギーに関して損傷基準を導入したことになる。

式(4)から明らかなように、 $\eta_4 = 0$ では \mathbf{Y} は単位テンソルに比例する。すなわち対角行列でかつその2つの対角成分が等しいテンソルである。この時 (詳細は省略したが) \mathbf{D} も同じ性質を持つ。一方 $\eta_4 \neq 0$ ではその性質はなくなる。すなわち非対角成分が現れ、対角成分も等しいとは限らない。

まず η_2 のみを考慮した場合 ($\eta_4 = 0$)、損傷基準を Y_{11} と Y_{22} が同時に満たすので、その

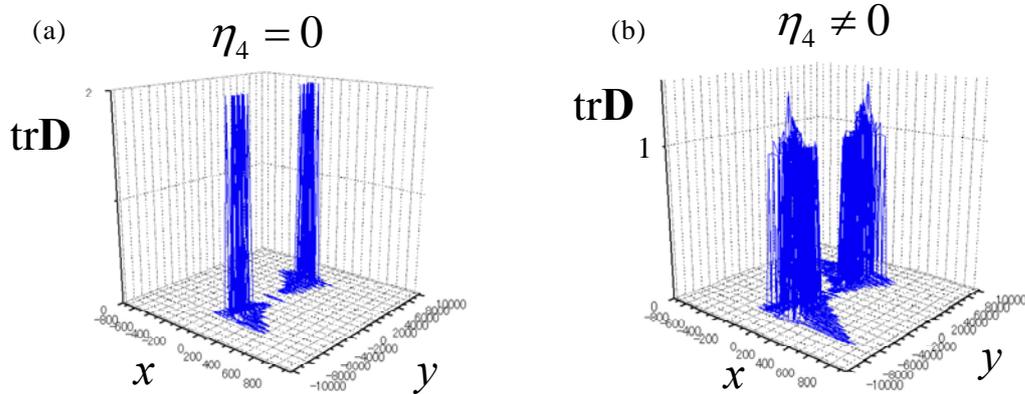


図2 (a) 完全な破砕及び(b) 部分的な破砕

基準を満たした点では等方的で完全な破砕（二次元のため $\text{trD} = 2$ ）のみが現れる（図2 a）。一方 $\eta_4 \neq 0$ とすると、完全な破砕にはならない（図2 b）。後者の場合ではある特徴的な破砕面の方向があると言える。

こういった二次破壊の多様性は、その後の破壊にも関わってくる。すなわち、一つのアスペリティの破壊の後どれだけそこが弱くなったかということに関わってくるからである。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破壊にどのような影響を引き起こすのか、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

日本列島周辺域の三次元プレート境界面形状モデル3)を基盤とする三次元地殻活動シミュレーション・システムのプロトタイプモデルを構築した4)。これまでに、このモデルを用いて、2003年十勝沖地震の応力蓄積—動的破壊—波動伝播の連成シミュレーションを行なったが、動的破壊が停止するところまでしか詳しく調べられていない5)。同様のシミュレーションは西南日本地域を対象としても行い、測地データから推定された現実的なプレート境界面での応力分布を初期条件として、巨大地震の動的破壊過程のシミュレーションを行っている。西南日本における動的破壊前後の準静的すべり・変形過程を含む地震サイクルシミュレーションの前段階として、動的破壊停止後のアセノスフェアの粘性緩和による応力再配分と断層固着に伴う強度回復が地震発生サイクルに及ぼす影響を、1968年十勝沖地震の地震断層域を例に取り、数値シミュレーションを通じて定量的に評価した。十勝沖地震発生域の方が西南日本よりも領域が狭いことと、比較的最近大地震が発生しているため、測地データとの比較が可能で、モデルの検証がしやすいためである。プレート境界の現在の応力状態は、アセノスフェアの粘弾性により、現在だけでなく、過去のすべり履歴にも依存する。従って、現在の応力状態を知るためには、観測データから過去のすべり履歴を推定し、数値シミュレーション

に取り込む必要がある。ここでは、前の地震サイクル間のすべり履歴を既知のものとして与え、次の地震サイクルの数値シミュレーションを行なった。プレート境界面のすべり過程の支配法則としては、すべりと時間に依存する断層構成則6)を用いた。すべりと時間に依存する構成則では、断層面のすべりによる摩耗と接触による凝着の過程により断層強度が変化する。本研究で用いた、断層強度を規定する二つのパラメーターの設定を図3に示す。数値シミュレーションの結果、応力蓄積レートは地震発生直後に顕著に増大し、やがて時間と共に一定値まで減少する。また、深部の脆性-延性遷移領域では余効すべりが地震後数年間に亘り継続することが明らかになった(図4)。今後、このシミュレーション・システムの高度化と共に、多様な観測・データ解析を通じた地殻活動モニタリングによる情報をシミュレーションに取り込むことにより、東海・東南海・南海地震の連動性評価に応用してゆくことを考えている。

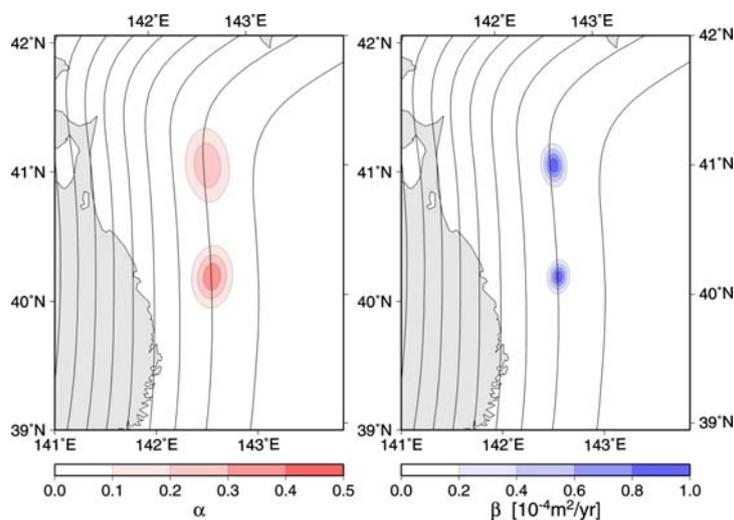


図3 数値シミュレーションに用いたすべりと時間に依存する断層構成則のパラメーター分布。 α と β は、それぞれ、摩耗レートと凝着レートを表す。

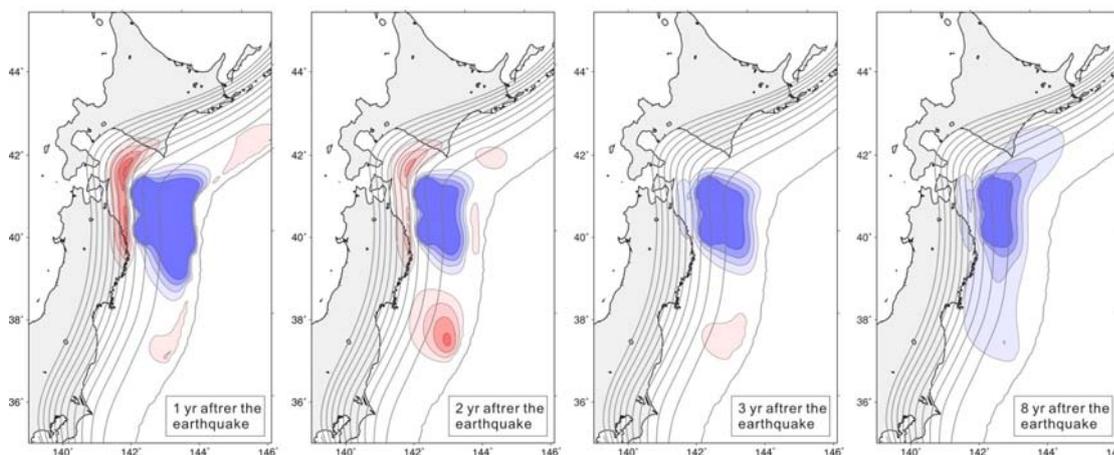


図4 地震発生後のすべり速度の変化。コンターは、プレート相対運動速度を基準としたすべり速度を表す。コンター間隔は、プレート相対運動速度の20%。青はすべり遅れ速度、赤はすべり過ぎ速度を表す。

3) 2自由度バネブロックモデルを用いたシミュレーション研究

2自由度のバネブロックモデルを用いた数値シミュレーションにより、複雑な地震発生パターンの発生条件とその統計的性質について調べた。このモデルでは、一定速度 V_{pl} で駆動するドライバーに弾性係数 k_0 の線形バネで繋がれた2つのブロックが、弾性係数 k_{12} の線形バネで互いに結合されている (図5)。モデルの運動方程式は

$$m_1 d^2 x_1 / dt^2 = k_0 (V_{pl} t - x_1) + k_{12} (x_2 - x_1) - F_n \mu_1,$$

$$m_2 d^2 x_2 / dt^2 = k_0 (V_{pl} t - x_2) + k_{12} (x_1 - x_2) - F_n \mu_2,$$

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

$$\mu_i = \mu_* + a_i \ln(V_i / V_*) + b_i \ln(\theta_i / \theta_*),$$

$$d\theta_i / dt = 1 - V_i \theta_i / L_i,$$

を適用した。ブロックの挙動は k_0 及び k_{12} 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)。そこで、 k_{12}/k_0 、 $(k_0+k_{12})/k_{c1}$ 、 $(k_0+k_{12})/k_{c2}$ をモデルのコントロールパラメータとして組織的に変化させ、すべりパターンを検証した。得られたすべりパターンは、すべり速度と周期性に着目して分類した (表1)。ここで、 k_{c1} と k_{c2} はそれぞれブロック1とブロック2の臨界バネ係数であり、各ブロックの摩擦パラメータは $k_{c1} < k_{c2}$ となるよう設定した。

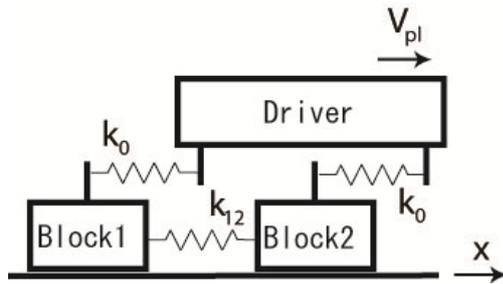


図5 2自由度バネ-ブロックモデル

表1 シミュレーションで得られたスリップパターンの分類

	Block 1	Block 2	behavior
A	stable	stable	damping
B	aseismic	aseismic	periodic oscillation
C	aseismic	seismic	periodic oscillation
D	aseismic and seismic	aseismic and seismic	periodic (D ₁) or chaotic (D ₂) oscillation
E	aseismic and seismic	seismic	periodic (E ₁) or chaotic (E ₂) oscillation
F	seismic	seismic	chaotic oscillation
G	seismic	seismic	chaotic oscillation with a short delay
H	seismic	seismic	periodic oscillation

間欠的すべりイベントのうち、すべり速度のピークの値が $\log(V/V_{pl}) > 8$ のイベントを地震性すべりイベント、 $\log(V/V_{pl}) < 8$ のイベントを非地震性すべりと定義した。すべてのシミュレーションを 40,000 年以上行い、その中で周期性が認められなかった場合はカオスの挙動と判断した。図 6 にすべりパターンの相図を示す。主な特徴は、1) $k_0 > k_{c2} > k_{c1}$ のときに安定すべりが現れる、2) $(k_0+k_{12})/k_{c_i}$ の値が下がるにつれ i 番目のブロックで不安定すべりが起こる、3) k_0+k_{12} が臨界バネ係数に近い場合にはカオス的すべりパターンが現れやすい、4) 結合が弱い場合 ($k_{12}/k_0 = 0.20, 0.05$) にはすべりパターンが周期的になりやすい、等である。

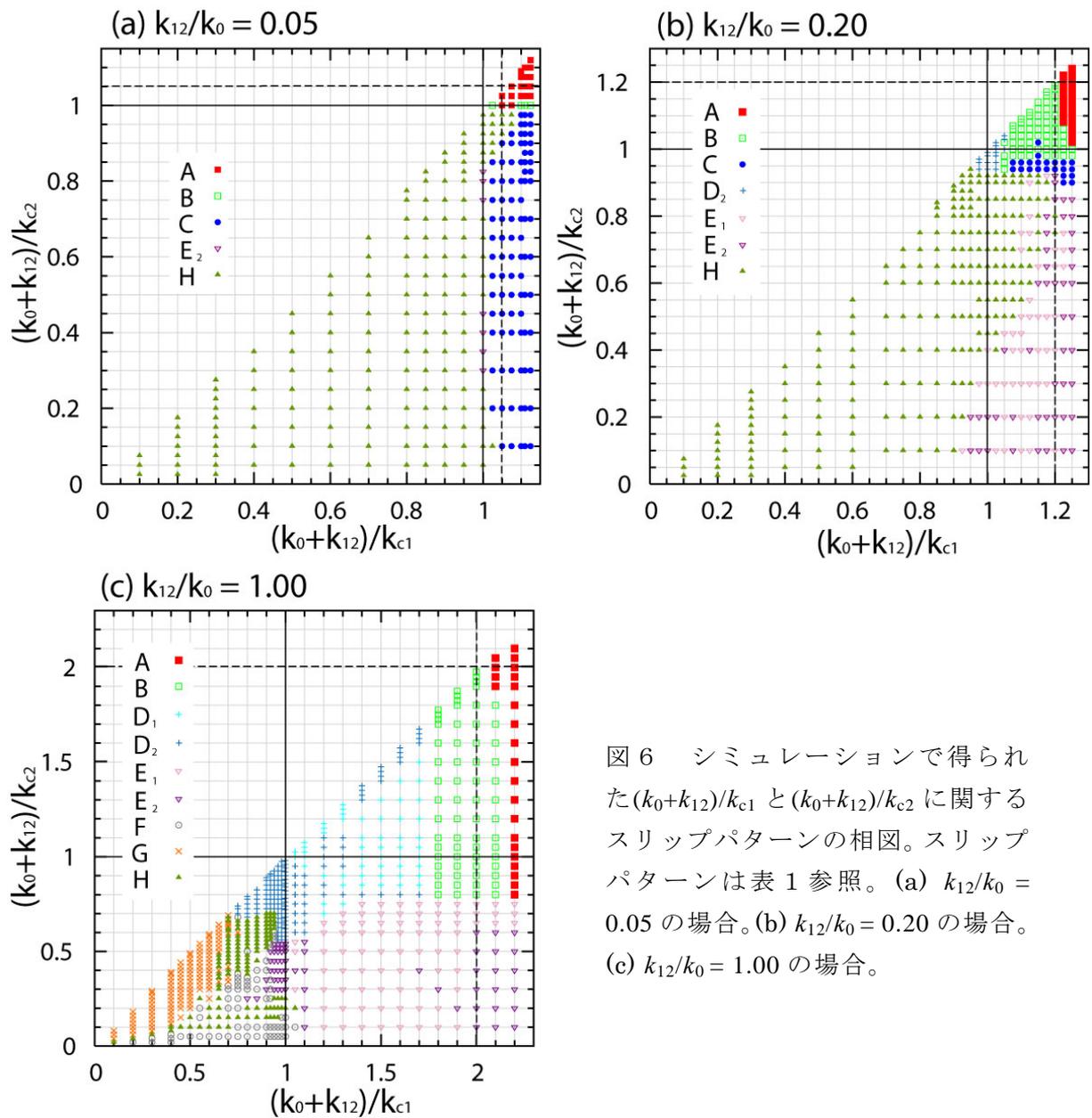


図 6 シミュレーションで得られた $(k_0+k_{12})/k_{c1}$ と $(k_0+k_{12})/k_{c2}$ に関するスリップパターンの相図。スリップパターンは表 1 参照。(a) $k_{12}/k_0 = 0.05$ の場合。(b) $k_{12}/k_0 = 0.20$ の場合。(c) $k_{12}/k_0 = 1.00$ の場合。

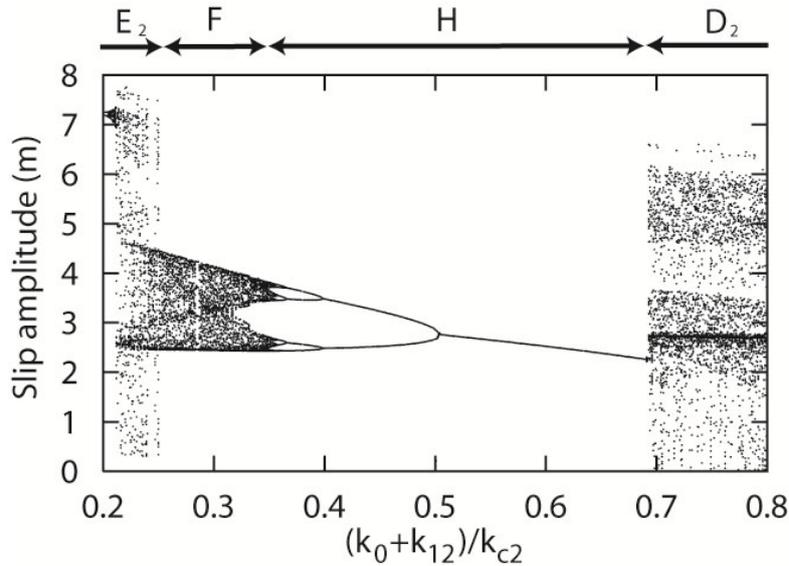


図7 ブロック1で発生したすべりイベントの振幅に関する分岐図。 $k_{12}/k_0 = 1.00$ 、 $(k_0+k_{12})/k_{c1} = 0.80$ の場合。

モデルパラメータの値の変化によるブロックの挙動の遷移をより詳しく理解するため、分岐図を作成した。図7は k_{12}/k_0 、 $(k_0+k_{12})/k_{c1}$ をそれぞれ 1.00、0.800 で固定し、 $(k_0+k_{12})/k_{c2}$ の値を変化させたときの、すべりイベントの変位の振幅をプロットした分岐図である。 $(k_0+k_{12})/k_{c2} \sim 0.50$ で1周期振動から2周期振動へと倍周期分岐しており、その後も $(k_0+k_{12})/k_{c2}$ の値が小さくなるにつれて倍周期分岐を繰り返してカオスの挙動へと遷移している。パターン D_2 、 E_2 への遷移は倍周期分岐を伴わずに、不連続に現れている。パターンFのイベント再来時間の反復写像(図8)の分布はある曲線状に収束しており、これは倍周期分岐を経て現れるカオスに特徴的に見られる性質である。一方、パターン D_2 、 E_2 の反復写像はFに比べてより複雑な分布となっており、非地震性すべりイベントが地震サイクルをより複雑にしていることを示唆している。

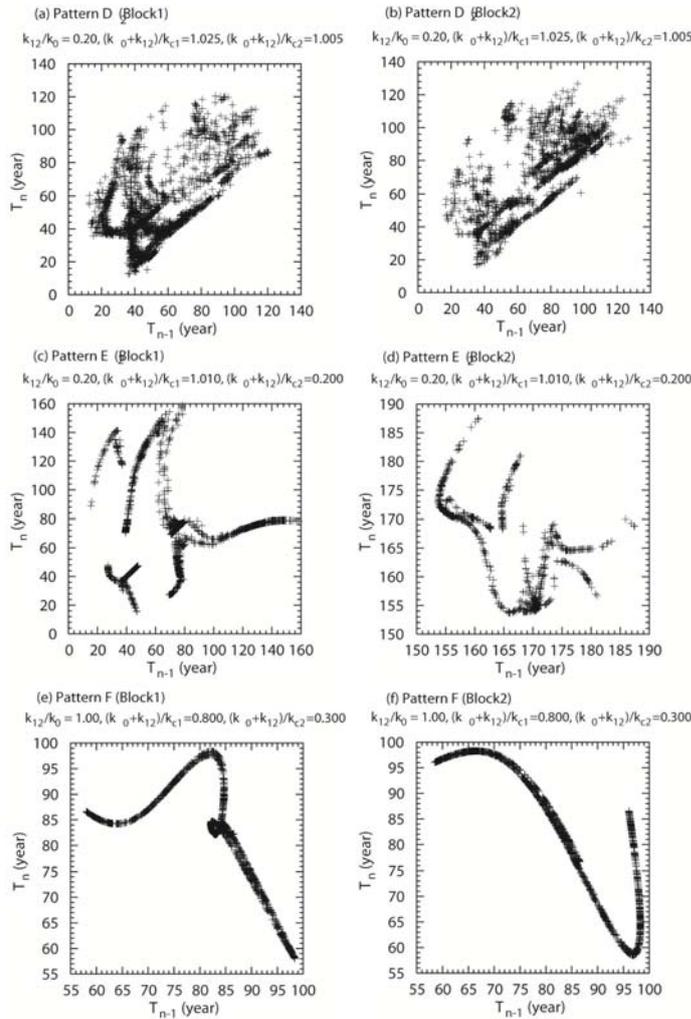


図8 $(n-1)$ 番目の地震発生間隔 T_{n-1} と n 番目の地震発生間隔 T_n の関係。(a) パターン D_2 の例。(b) パターン E_2 の例。(c) パターン F の例。

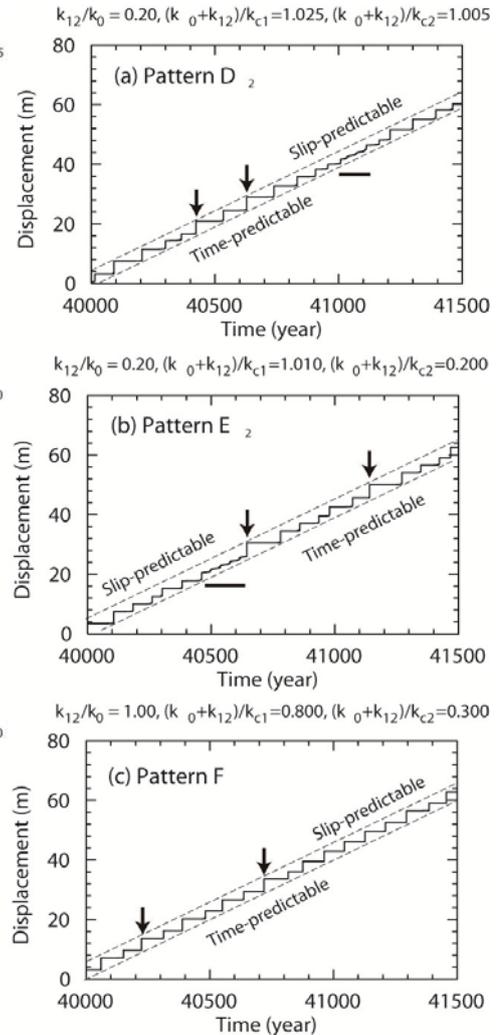


図9 ブロック1での積算すべりのシミュレーション結果。(a) パターン D_2 の例。(b) パターン E_2 の例。(c) パターン F の例。

次に複雑なすべりパターンのときの、イベントの再来パターンについて調べた。積算すべり量の時間変化(図9)を見ると、再来パターンは時間予測可能モデルでよく近似されることが分かる。特にパターン D_2 、 E_2 の場合には、2つのブロックで同時にイベントが発生するとき(図9矢印)にすべり量が大きくなり、次のイベントまでの間隔が長くなっている。また非地震性すべりイベントは地震性すべりイベントに比べて低い剪断応力値ですべり始めるため、非地震性すべりイベントが発生している期間(図9水平線)では、時間予測可能モデルに従っていない。パターン G 及び H では、イベントのすべり量と再来時間の分散が小さいため、時間予測可能モデル・すべり予測可能モデル両方で近似される。イベント再来時間の確率密度分布を調べると、モデルのイベント再来時間の分布には特徴的なピークがあり、BPT分布ではうまく近似できていない。モデルの自

由度が低いために、このような特徴的ピークが現れたと可能性がある。

最後にブロック間のイベント発生間隔について調べた (図 10)。パターン F ではブロック 2 でのイベントは常にブロック 1 に先行して起こっている。ブロック 2 のイベントからブロック 1 のイベントまでの遅延時間は $0.6 \sim 40$ 年であり、1 年以下の発生間隔の頻度にピークがある。南海トラフ沿いの地震活動では、東南海地震が南海地震に 30 時間から 2 年先立って発生することが知られており、パターン F の地震サイクルはこれと似ている。一方、パターン G のブロック間の発生間隔は約 0.2 年以下で、頻度分布は 0 を中心に対称的になっている。このような挙動は、強い結合と左右対称に近い摩擦パラメータの影響によって現れると思われる。

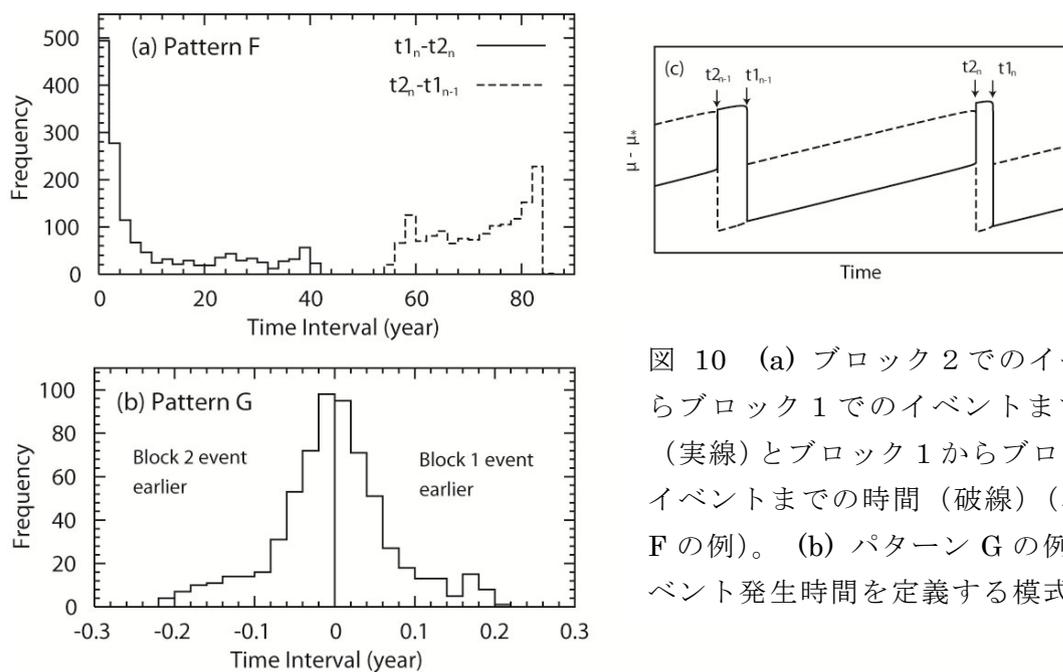


図 10 (a) ブロック 2 でのイベントからブロック 1 でのイベントまでの時間 (実線) とブロック 1 からブロック 2 のイベントまでの時間 (破線) (パターン F の例)。(b) パターン G の例。(c) イベント発生時間を定義する模式図。

以上の結果で示すように、2 自由度のモデルにおいても、複雑な地震サイクルを再現することができた。速度弱摩擦則を適用した 2 自由度バネブロックモデルと比べ、カオス的挙動が現れたパラメータ領域は狭かったが、状態と速度依存摩擦則を適用することにより、非地震性すべりイベントを含んだカオス的な地震サイクルが観測された。カオス的すべりパターンの中にもパターン F のように反復写像に規則性があるものもあり、この性質により過去の地震発生の履歴から次の地震の発生を予測できる。また本研究のモデルでは地震性すべりイベントの前には非地震性すべりの加速が認められた。地震前のすべりの加速を観測することができれば、地震発生予測に有効であると思われる。

(c) 結論ならびに今後の課題

断層面外での非弾性な空隙生成の効果を扱うために、断層破壊過程のモデルに損傷テンソルを導入した。これにより、断層破壊の連動・非連動の振る舞いを、単一の動的枠組みで理解するための準備ができた。本モデルを無次元化された枠組みで扱うことができれば、破壊の連動性を支配するパラメーターが明らかになると考えられる。このモデルの妥当性を検証するためには、実験や露頭観察の結果との比較が有用であると考えてい

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については、動的破壊やアセノスフェアの粘性を考慮したモデルで、複数の地震を含むサイクルのシミュレーションが可能になった。1968年十勝沖地震の地震断層域を例にとり行った数値シミュレーションの結果、余効すべりが数年間にわたり継続すること、アセノスフェアの粘性緩和により、地震発生直後の応力変化速度が顕著に増大することが明らかになった。

2自由度のバネ-ブロックモデルを用いた地震サイクルシミュレーションでは、広いパラメータ領域ですべりパターンを系統的に調べ、カオス的な地震発生パターンが現れる条件を明らかにした。摩擦則として速度弱化則を利用した従来の研究に較べるとカオス的なパターンが現れる範囲は狭いが、摩擦が速度・状態依存則に従う場合もカオス的なすべりパターンが現れることを確認した。一見複雑に見えるすべりパターンが現れる場合にも規則性があることがわかった。この性質を明らかにすることは、地震の長期予測に有用と考えられる。

(d) 引用文献

- 1) Lyakhovsky, V., Y. Ben-Zion, and A. Agnon, Distributed damage, faulting, and friction, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, 27635-27649, 1997.
- 2) Suzuki, T. and T. Yamashita, Nondimensional control parameters governing the behavior of one-dimensional fault slip: effects of shear heating, inelastic pore creation, and fluid flow, *J. Geophys. Res.*, Vol. 115, B02303, doi:10.1029/2009JB006557, 2010.
- 3) Hashimoto, C., K. Fukui, and M. Matsu'ura, 3-D Modelling of plate interfaces and numerical simulation of long-term crustal deformation in and around Japan, *Pure Appl. Geophys.*, Vol. 161, 2053-2067, 2004.
- 4) Hashimoto, C., E. Fukuyama, and M. Matsu'ura, Physics-based 3-D simulation for the entire process of earthquake generation at plate interfaces in subduction zones, submitted to *Geophys. J. Int.*
- 5) Fukuyama, E., R. Ando, C. Hashimoto, S. Aoi and M. Matsu'ura, A physics-based simulation of the 2003 Tokachi-oki, Japan, earthquake to predict strong ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 99, 3150-3171, 2009.
- 6) Aochi, H. and M. Matsu'ura, Slip-and time-dependent fault constitutive law and its significance in earthquake generation cycles, *Pure Appl. Geophys.*, Vol. 159, 2029-2046, 2002.

(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
阿部雄太・加藤尚之	2自由度のバネ-ブロックモデルを用いた複雑な地震サイクルのシミュレーション	日本地震学会 2010年度秋季大会	2010年10月

Abe, Y. and N. Kato	Complex earthquake cycle simulations using a two-degree-of-freedom spring-block model	7 th ACES International Workshop	3-8, October, 2010
Abe, Y. and N. Kato	Complex earthquake cycle simulations using a two-degree-of-freedom spring-block model	2010 AGU Fall Meeting	13-17, December, 2010
Hashimoto, C., E. Fukuyama, and M. Matsu'ura	Physics-based 3-D simulation for the entire process of earthquake generation at plate interfaces in subduction zones	Geophys. J. Int., submitted	
Matsu'ura, M., C. Hashimoto, T. Terakawa, and A. Noda	Physics-based simulation for potential interplate earthquakes in and around Japan	7 th ACES International Workshop	3-8, October, 2010
Hok, S., E. Fukuyama, and C. Hashimoto	Dynamic rupture scenarios of anticipated Nankai-Tonankai earthquakes, using the subduction interface coupling rates inferred from GPS data	7 th ACES International Workshop	3-8, October, 2010
Matsu'ura, M., E. Fukuyama, and C. Hashimoto	Integrated predictive simulation system for earthquake and tsunami disaster (1) Predictive simulation for earthquake generation	7 th ACES International Workshop	3-8, October, 2010
橋本・福山・松浦	プレート沈み込み帯の地震発生サイクル：すべり履歴と応力蓄積レート	日本地震学会 2010 年度秋季大会	2010年10月
Yamashita, T. and T. Suzuki	Dynamic modeling of slow slip coupled with tremor (in press)	J. Geophys. Res.	
Suzuki, T.	Energy Change due to Off-Fault Damage Evolution	2010 AGU Fall Meeting	13-17, December,

	associated with Dynamic Fault Tip Growth		2010
Suzuki, T.	Effect of Off-fault Damage Evolution on Dynamic Earthquake Slip Behavior in Terms of Energy Change	7 th ACES International Workshop	3-8, October, 2010
鈴木岳人	動的地震破壊に伴う面外損傷発達に関するエネルギー収支、	日本地震学会 2010 年度秋季大会	2010 年 10 月
鈴木岳人	非弾性な空隙生成の効果の空間不均質によるアスペリティのモデル化	日本地球惑星科学連合 2010 年大会	2010 年 5 月
原田智也, 石橋克彦	大分県龍神池の堆積物に記録された「巨大南海地震」の津波シミュレーションによる検討	地震, 2, 63, 71-81.	2010 年 11 月
原田智也, 佐竹健治	東海・南海巨大地震による西太平洋・東シナ海の津波シミュレーション	日本地球惑星科学連合 2010 年大会	2010 年 5 月
原田智也, 佐竹健治, 石橋克彦	日本海溝北部・千島海溝南部沿いの (巨) 大地震の時空間分布の新しい見方	日本地震学会 2010 年度秋季大会	2010 年 10 月
Harada T., K. Satake, and K. Ishibashi	A New View on the Space-Time Pattern of Great or Large Earthquakes along the Northern Japan to Southern Kurile Trenches	AGU Fall Meeting 2010	13-17, December, 2010

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 22 年度は、平成 21 年度に引き続き、南海トラフ沿いの大地震発生サイクルの研究を行った。さらに、日本海溝北部～千島海溝南部沿いの詳細な大地震発生サイクルの研究も行った。南海トラフ沿いでは、史料が存在する約 1300 年間の長期間に発生した東海・南海地震を対象とし、史料調査、史料に基づく津波痕跡の現地調査、津波シミュレーションにより進めた。日本海溝北部～千島海溝沿いでは、(近)現代の地震学的データが残っている 20 世紀前半から約 90 年間に発生した M7 以上の地震を対象とし、比較的短期間ではあるが詳細な大地震発生サイクルの研究を、本震・余震の高精度震源再決定、遠地地震波形の解析による断層面上のすべり量分布の推定により進めた。

1498 年の西日本における大地震と同日に中国上海付近でみられた水面動揺が、存在が未確定の明応南海地震の津波に起因するのかどうかの検討と、南海地震の連動が外洋の津波に与える影響を評価するため、過去の東海・南海地震による東シナ海、西太平洋津波における津波の数値シミュレーションを行った。その際、GEBCO の 30 秒 (約 900 m) の海底地形を用いて、シミュレーションの高度化を図った。その結果、上海付近沿岸の津波は顕著でなかったが、顕著でない津波でも水面動揺が生じる可能性は残る。西太平洋・東シナ海沿岸の津波高は、主に南海側の断層面のすべりに依存し、東海・南海地震の連動による影響はあまり見られなかったが、安中・他 (2003) の断層モデルによる結果なので、他の断層モデルによるシミュレーションも行う必要がある。

17 世紀に十勝～根室沖で連動型巨大地震が発生し、1963 年に連動型巨大地震の可能性のある Mw8.5 のプレート間地震が発生した日本海溝北部～千島海溝南部沿いで、今後の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 (巨) 大地震発生サイクルを詳細に把握するため、1918 年以降に発生した M7 以上の地震の時空間分布を再検討した。その結果、この地域の (巨) 大地震の時空間分布は、従来考えられてきたよりも複雑であることが分かった。また、1990 年代以降のプレート間 (巨) 大地震と、2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) により、約 20 年間という短期間で日本海溝～千島海溝のプレート間の大部分が破壊され、青森県東方沖と釧路沖～択捉島沖のみが空白域として残っていることが分かった。特に、釧路沖～択捉島沖の空白域のサイズは約 400 km で、全領域が連動破壊すると、最大 M9 クラスの巨大地震になる可能性も考えられる。

ウルフ島沖で発生した 1918 年 9 月 (M8.0)、同年 11 月 (M7.7)、1963 年 (Mw8.5)、1991 年 (Mw7.6)、1995 年 (Mw7.9) の地震は、比較的短時間で繰り返した連動型、非連動型のプレート間地震である可能性がある。したがって、これらの本震・余震の震源再決定と、1963 年、1991 年、1995 年の地震については、遠地実体波解析によりすべり量分布を推定した。その結果、1918 年 9 月の地震は、1963 年の余震域の北東端付近からとシムシル島沖にかけての余震域を持つスラブ内巨大地震、同年 11 月の地震はアウターライズの地震である可能性が高いことが分かった。また、1995 年の地震では、1963 年で大きく破壊した場所が再破壊したことが分かり、1963 年の地震では単独破壊すると M7～8 の地震となるアスペリティが連動して破壊したと考えられる。

東海地震の断層面設定のため重要だが、諸説が存在する東海地域のフィリピン海スラ

ブの上面深度を、微小地震の解析により再検討した。解析を高度化させるために、Double-Difference 震源決定法を改良し、これを用いて 1997 年 10 月 1 日～2010 年 12 月 31 日にこの地域で発生した微小地震の震源を再決定した。その結果、ゆるやかに北西方向に傾斜する明瞭な面状の分布が明瞭になった。これは、スラブ上面のプレート間地震の可能性がある。野口（1996）によるスラブ上面は、再決定震源と比べて全体的に深く、石橋・他（2003）による上面は、再決定震源とおおむね一致するが、細かな修正も必要である。

南海地震による巨大津波が襲う四国・九州の太平洋岸において、沿岸地形、沿岸付近の海底地形による津波の増幅特性を調べるために、2010 年チリ津波の聞き取り調査と津波痕跡高の測量を行った。四国太平洋岸における潮汐補正後の津波高分布は、室戸岬付近で最大になるが、土佐湾奥では低く、須崎市から足摺岬付近になると再び大きくなる。愛媛県沿岸においては、津波がほとんど認識されなかったか、認識されても 20～30 cm 程度であった。

1605 年慶長津波地震の断層モデルを作るために、この地震の津波に関する史料の記述の整理を始めた。来年度以降も継続して行う予定である。

6 月、8 月に四国・九州において、史料に津波記録があるか、津波碑がある場所へ行き、既往の推定津波高の妥当性の確認と測量により津波高を再推定した。

2011 年東北地方太平洋沖地震（M9.0）による津波の全貌を明らかにするため、本年度 3 月に茨城県全域の海岸において津波高調査を行った。調査の結果、茨城県全域で 3～8 m の津波が襲ったことが明らかになった。茨城県平潟における潮汐補正後の津波遡上高は 8.2 m であり、関東地方最大であった。

(b) 業務の成果

1) 東シナ海における過去の東海・南海地震による津波シミュレーション

平成 22 年度は、平成 21 年度に引き続き、1498 年に西日本で発生した大地震と同日に記録されている中国上海付近の水面動揺が、存在が未確定の明応南海地震による津波に起因した現象かどうかを検討するため、東シナ海における過去の東海・南海地震による津波シミュレーションを行った。その際、海底地形を GEBCO の 1 分（約 1,800 m）間隔のグリッド・データから 30 秒（約 900 m）間隔のグリッド・データに変更し、シミュレーションの高度化を図った。

駿河トラフ・南海トラフ沿いでは、M8 クラスのプレート間巨大地震である東海地震と南海地震がペアをなして繰り返し発生しており、史料に記録されているものでは、現在のところ 684 年以降 9 回のシリーズが知られている。そして、1498 年明応地震を除く 8 回のシリーズでは、東海地震と南海地震が独立して発生（必ず東海地震が南海地震に先行する）、あるいは連動して発生してきた。しかし、1498 年の明応東海地震については、ペアをなす南海地震の存在が国内の史料研究からは未だ確定されていない。都司・上田（1997）は、明応七年六月十一日に西日本で発生した大地震と同日に中国の上海付近でみられた河・湖沼・井泉の水面動揺が、東シナ海を伝播してきた津波によるものとした。そして、東シナ海における津波の存在と国内における史料から、明応七年

六月十一日に西日本で発生した大地震は、明応七年八月廿五日の東海地震に先行する南海地震であったと結論した。もし、明応七年六月十一日の大地震が南海地震であったならば、他の8回のシリーズでは同時、あるいは南海地震に先行して発生してきた東海地震が、南海地震の後に発生した初めての例となり、東海・南海地震の発生サイクルを考える上できわめて重要である。

一方、宇津（1988）は、明応七年六月十一日の西日本の地震、1707年宝永地震（連動型巨大地震）、1854年安政南海地震が発生した際にみられた上海付近における水面動揺は、地震波によるセイシュだろうとした。石橋（1998）は、日本の一級史料も含めた総合的検討から、明応七年六月十一日の南海地震説を批判し、東シナ海西岸に顕著な津波が到達すること自体に疑問を呈した。そして、上海付近の水面動揺は、宇津（1998）と同様にセイシュだろうとしている。さらに、石橋（2002）は、明応七年八月廿五日に東海地震と南海地震が連動して発生したと考える方が、無理がないとしている。

本研究では、明応七年六月十一日の西日本における大地震が南海地震であったのかどうかの検討を、東シナ海における津波の数値シミュレーションにより行った。具体的には、1498年明応南海地震によって上海付近に顕著な津波が襲ったのかどうかを確認するために、明応七年六月十一日の西日本における大地震と同様に上海付近の水面動揺をもたらした1707年宝永地震、1854年安政南海地震を含む、1498年以降に発生した7回の東海地震・南海地震（1498年明応東海地震、1605年慶長地震（津波地震）、1707年宝永地震、1854年安政東海地震、1854年安政南海地震、1944年東南海地震、1946年南海地震）による東シナ海における津波の数値シミュレーションを行い、それぞれの地震によって顕著な津波が上海付近を襲うのかどうかを調べた。さらに、上海付近以外の東シナ海沿岸（南西諸島、台湾、朝鮮半島）における津波高分布も調べた。

津波の伝播計算には、水深200m以浅では、海底摩擦（マニングの粗度係数： $0.03 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$ ）とコリオリ力を考慮した極座標系における非線形長波式を、200m以深では極座標系における線形長波式+コリオリ力の式を用い、シミュレーションの高度化をはかった。東海・南海地震の断層モデルは、安中・他（2003）による静的断層モデルを使用し、海底地形はGEBCOの30秒（約900 m）グリッド・データを用いた。各地震の断層モデルによる静的変位（Okada、1992）を津波シミュレーションの初期条件として与えた。計算領域は東経115°-140°、北緯20°-北緯40°で、計算時間ステップは、差分の安定化条件を満たすために1.0秒とした。海岸での遡上は考慮せず、境界では流出するとした。以上の条件で、地震発生から30時間分の津波のシミュレーションをおこない、津波の到着から10時間内の最大津波高の分布を検討した。

全計算量域における最大津波高分布を図1に示す。図1から、東シナ海における津波は、おもにトカラ海峡付近から東シナ海へ流入し、そのエネルギーの大部分は上海付近に向かって伝播していることが分かる。図2は、上海付近の沿岸における最大波高分布である。図2から、1605年慶長地震、1707年宝永地震で、最大津波高が最も高くなったが、そのほとんどが50 cm以下であり、顕著な津波だとは言えない。しかしながら、海岸付近の地形が30秒（約900 m）と粗いので、より細かな海岸・海底地形でシミュレーションを行うと、さらに高くなる可能性がある。また、シミュレーションで使用し

た海岸・海底地形は1498年当時のものではない。さらに、50 cm 程度の津波であっても、上海付近の水面動揺が引き起こされる可能性も残る。しかしながら、水面動揺が生じた1707年宝永地震と同様に最大津波高が高かった1605年慶長地震時における中国の史料に水面動揺の記録が無かったのか、宇津（1988）、都司・上田（1997）にその言及はない。また、石橋（2002）は、1498年明応東海地震は南海地震との連動型巨大地震であったと考える方が無理がないとしたが、明応七年八月廿五日前後には中国で水面動揺の記録がない。

1854年安政南海地震による最大津波高は、1605年、1707年のそれと近い高さになったが、これは、安中・他（2003）の断層モデルでは、1854年のすべり量（西から8.7 m, 4.8 m）が、1605年、1707年の南海側の断層面のすべり量（1605：9.7 m, 6.0 m；1707：9.2 m, 5.6 m）と近いからである。一方、1498年、1854年、1944年の東海地震による最大津波高は、ほとんど高くならなかった。これは、東海地震による津波のほとんどが、伊豆・小笠原諸島の東側へ伝播するためである。また、朝鮮半島、台湾における津波は1605年、1707年、1854年安政南海地震においても小さかった。

したがって、上海付近の沿岸を襲う津波は、おもに南海側の断層面上のすべり量に依存し、東海・南海地震の連動性による影響はあまり見られないことが分かった。しかし同時に、1854年安政南海地震程度の規模の南海地震が起きたならば、東シナ海を伝播してきた津波が上海付近の水面動揺を生じさせる可能性があることも分かった。以上の結果は、安中・他（2003）の断層モデルによるが、連動型巨大地震である2011年東北地方太平洋沖地震（M9.0）の断層面上のすべり量の大きさ（例えば八木・西村（2011）による遠地実体波解析結果だと最大すべり量が約23m）を考えると、連動型巨大地震である宝永地震の断層面のすべり量について、安中・他（2003）による値は過小である可能性も考えられる。したがって、他の断層モデル（例えば、南海部分のすべり量が過大だとされてきたAndo（1975）、相田（1981a、b））による断層モデルを使用した津波シミュレーションも行う必要がある。

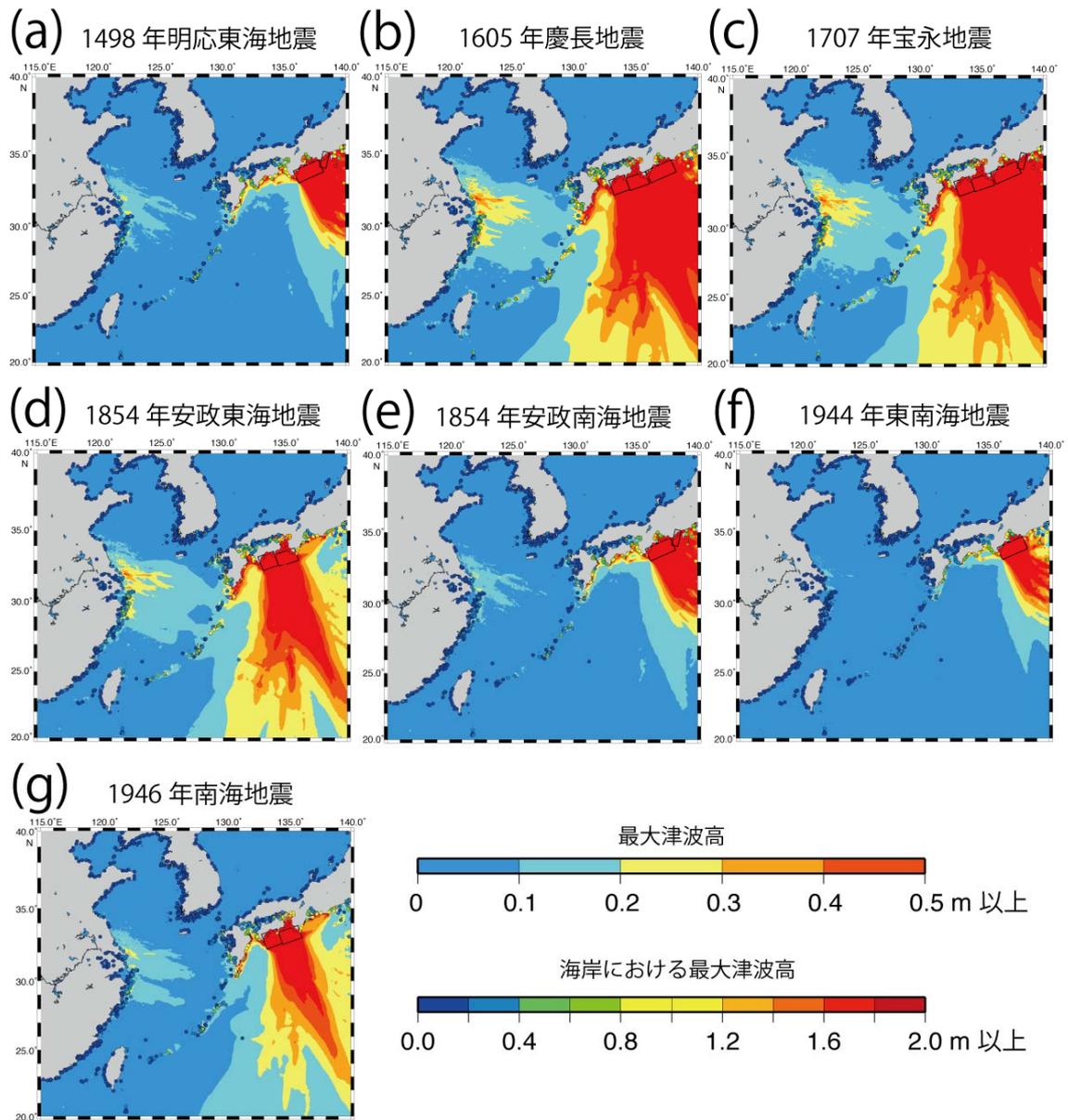


図1 東海地震・南海地震の静的断層モデル（安中・他、2003）を用いて、東シナ海において計算された津波の全領域における最大津波高分布。矩形は東海・南海地震の断層面を示す。丸は沿岸での波高を示す。

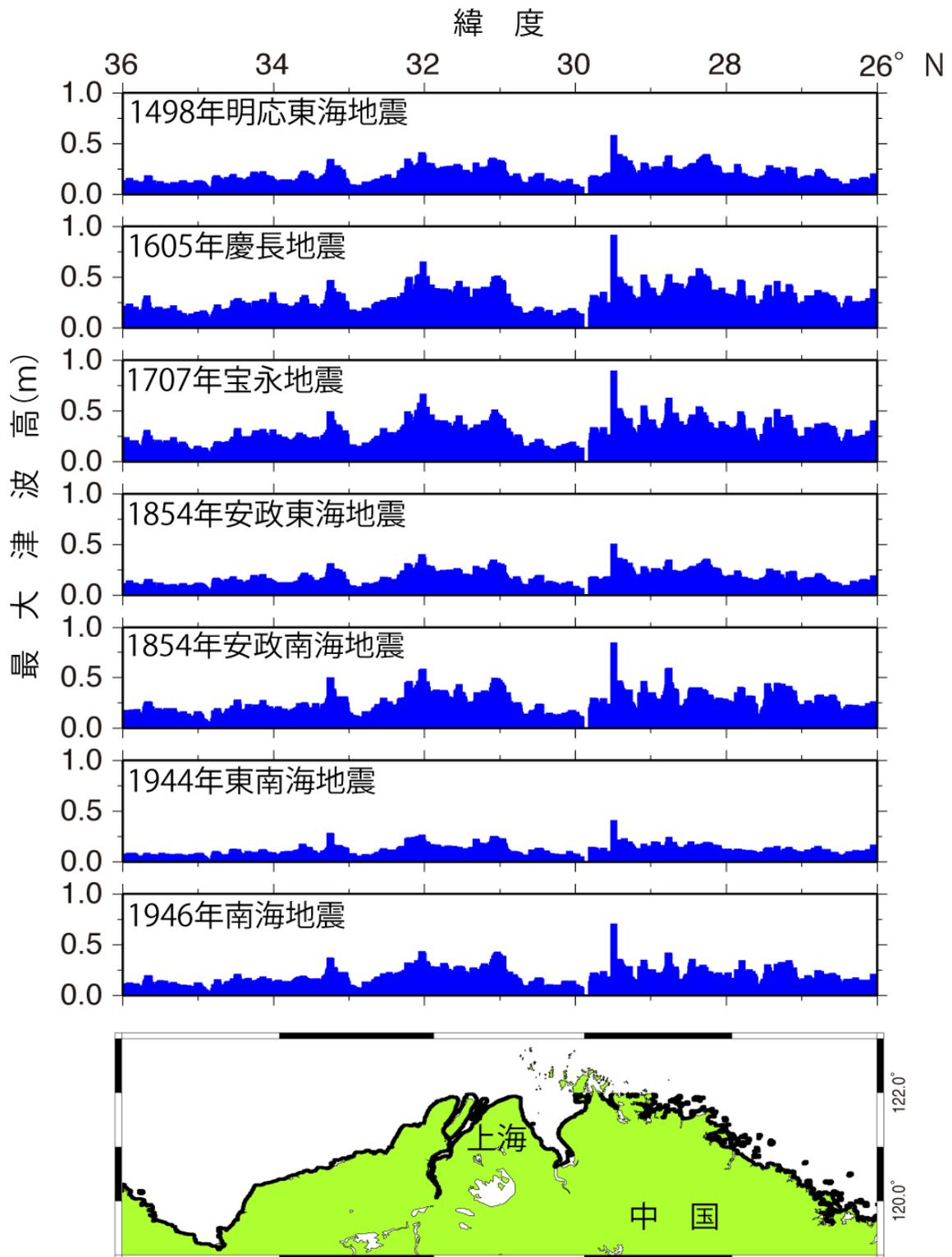


図2 東海地震・南海地震の静的断層モデル（安中・他、2003）を用いて、東シナ海において計算された津波の中国東岸における最大津波高分布の比較。下地図中の黒丸は上図の最大津波高の計算グリッドを示す。

2) 西太平洋における過去の東海・南海地震による津波シミュレーション

平成 22 年度は、平成 21 年度に引き続き、南海地震の連動、非連動が外洋の津波に与える影響を評価するため、西太平洋における過去の東海・南海地震における津波シミュレーションを行った。その際に、海底地形を GEBCO の 1 分 (約 1, 800 m) 間隔のグリッド・データから 30 秒 (約 900 m) 間隔のグリッド・データに変更し、シミュレーションの高度化をはかった。

2009 年 1 月にインドネシア・ニューギニア島沖で発生した大地震 (Global CMT Mw7.7, Mw7.4) によって日本沿岸に津波注意報が発令され、日本の検潮所において津波が記録された。また、これらの地震よりも約 500 km 東方で 1996 年に発生した Mw8.2 (Harvard CMT) の地震の際には、日本沿岸に津波警報が発令された。これらのことは、近い将来に発生する東海・南海巨大地震により引き起こされる津波が、西太平洋沿岸を襲い、甚大な被害を生じさせる可能性を示唆する。したがって、東海・南海巨大地震による西太平洋の津波高を、あらかじめ評価しておくことは、西太平洋諸国における防災上重要である。特に、東海・南海地震が連動して発生した場合と、それぞれ独立して発生した場合における津波の挙動を調べることは重要である。

そこで、西太平洋において、過去の東海・南海地震による津波の数値シミュレーションをおこなった。断層モデルは、安中・他 (2003) による静的断層モデルを使用した。津波の伝播計算は、水深 200m 以浅では、海底摩擦 (マニングの粗度係数: $0.03 \text{ m}^{-1/3} \text{ s}$) とコリオリ力を考慮した極座標系における非線形長波式を、200m 以深では極座標系における線形長波式 + コリオリ力の式を用いた。各地震の断層モデルによる静的変位 (Okada, 1992) を津波シミュレーションの初期条件として与えた。計算領域は東経 115° - 155° 、南緯 10° - 北緯 40° で、計算時間ステップは、差分の安定化条件を満たすために 1.0 秒とした。海岸での遡上は考慮せず、境界では流出するとした。以上の条件で、地震発生から 30 時間分の津波のシミュレーションをおこない、津波の到着から 10 時間分の最大津波高の分布を検討した。

図 3 は、全計算量域内における最大津波高分布である。分布は、1605 年、1707 年の地震によるものが最も広範囲に高くなるが、1854 年、1946 年の南海地震によるものも同じく広範囲に分布している。それに対して、1498 年、1854 年、1944 年の東海地震による分布は、おもに伊豆・小笠原諸島の東側へ広がり、西太平洋にあまり入り込んでいない。

図 4 (a)、(b) は、それぞれ、フィリピンのミンダナオ島、ニューギニア島における最大津波高分布である。図 4 から 1605 年、1707 年の最大津波高が最も高くなることが分かる。また、1854 年安政南海地震の最大津波高もそれらに近い高さになった。安中・他 (2003) の断層モデルでは、1854 年安政南海地震のすべり量 (西から 8.7 m, 4.8 m) が、1605 年、1707 年の南海側の断層面のすべり量 (1605 : 9.7 m, 6.0 m ; 1707 : 9.2 m, 5.6 m) と近いからである。安政東海地震による最大津波高は、宝永地震や安政南海地震によるものと比べると半分、あるいはそれ以下となった。

さらに、1707 年宝永地震の南海側と東海側、1854 年安政南海地震、東海地震による

最大津波高の比較を行った（図 5 (a), (b), 図 6 (a), (b)）。その結果、西太平洋沿岸の津波高も、東シナ海と同様に、おもに南海側の断層面上のすべり量に依存し、東海・南海地震の連動性による影響はあまり見られないことが分かった。以上の結果は、安中・他（2003）の断層モデルによるが、連動型巨大地震である 2011 年東北地方太平洋沖地震（M9.0）の断層面上のすべり量の大きさ（例えば八木・西村（2011）による遠地実体波解析結果だと最大すべり量が約 23m）を考えると、連動型巨大地震である宝永地震の断層面のすべり量について、安中・他（2003）による値は過小である可能性も考えられる。したがって、他の断層モデル（例えば、南海部分のすべり量が過大だとされてきた Ando（1975）、相田（1981a, b））による断層モデルを使用した津波シミュレーションも行う必要がある。

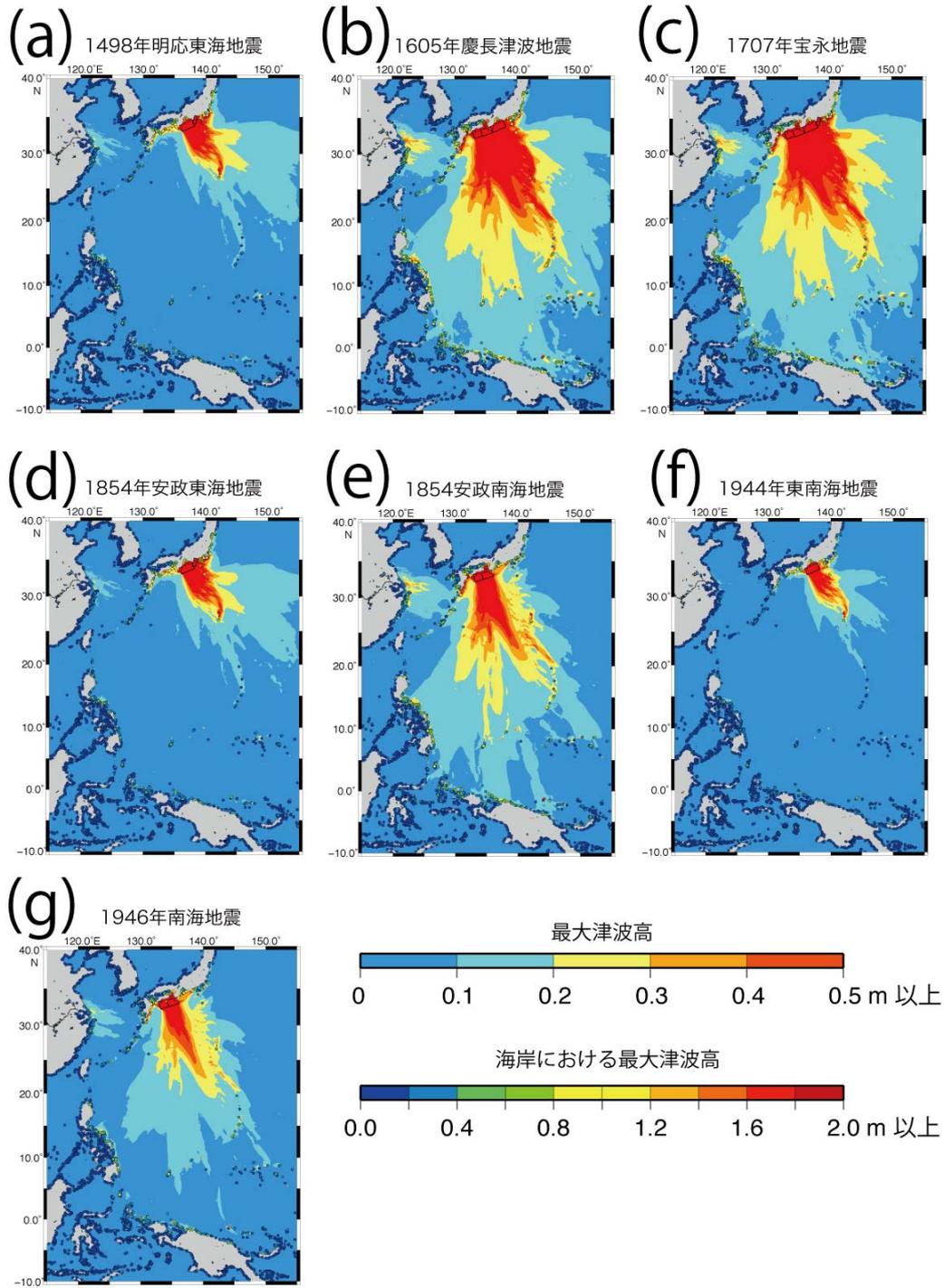


図3 東海地震・南海地震の静的断層モデル（安中・他、2003）を用いて、西太平洋において計算された津波の全領域における最大津波高分布。矩形は東海・南海地震の断層面を示す。丸は沿岸での波高を示す。

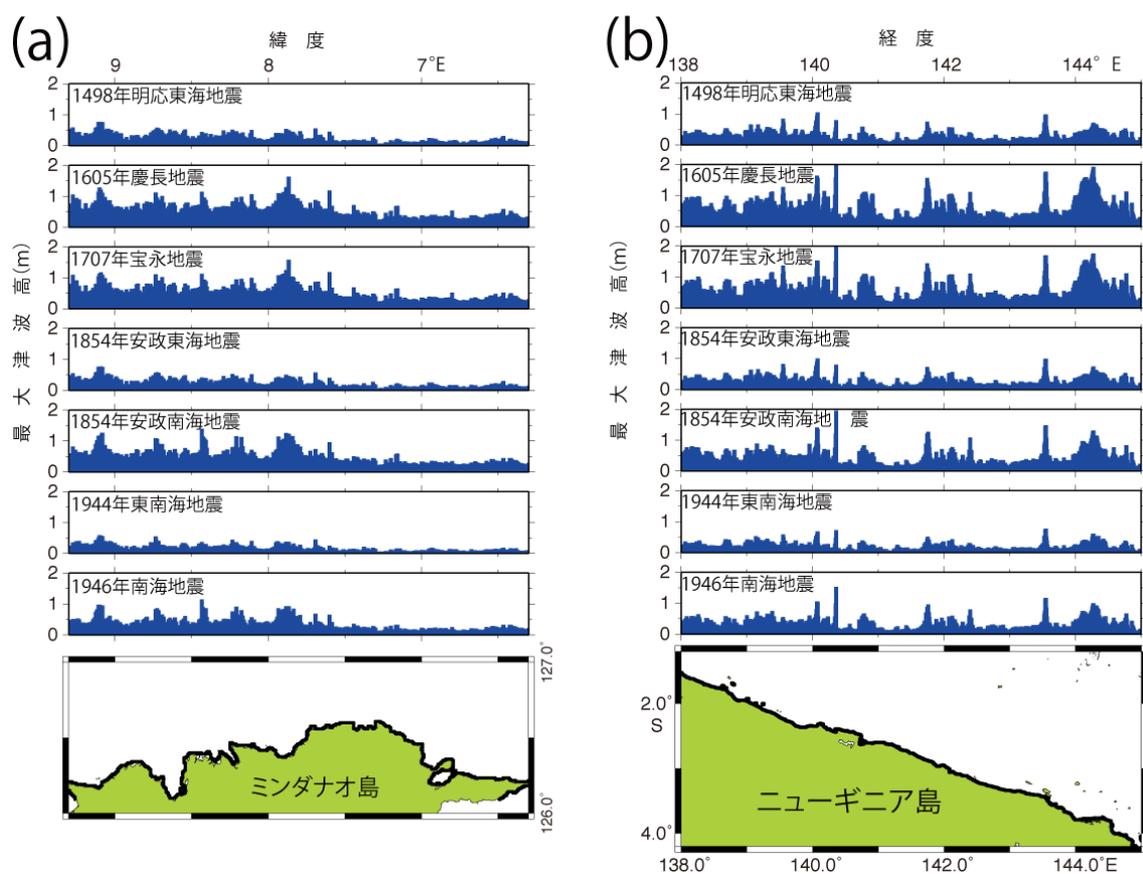


図4 (a) 東海地震・南海地震の静的断層モデル（安中・他、2003）を用いて、西太平洋において計算された津波のフィリピン、ミンダナオ島東岸における最大津波高分布の比較。下地図中の黒丸は上図の最大津波高の計算格子点。(b) (a)と同様、ニューギニア島の北岸における最大津波高分布の比較。

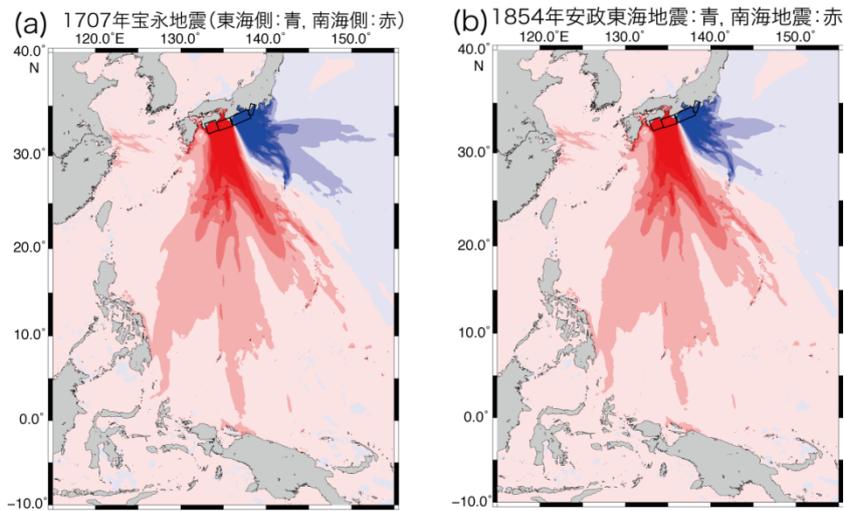


図5 (a) 1707年宝永地震の東海側、南海側の静的断層モデル（安中・他、2003）を用いて、西太平洋において計算された津波の全計算領域における最大津波高分布を重ねた図。青：東海側、赤：南海側。矩形は宝永地震の断層面。(b) 1854年安政東海地震、安政南海地震の最大津波高分布を重ねた図。青：安政東海地震、赤：安政南海地震。矩形は安政東海・南海地震の断層面。

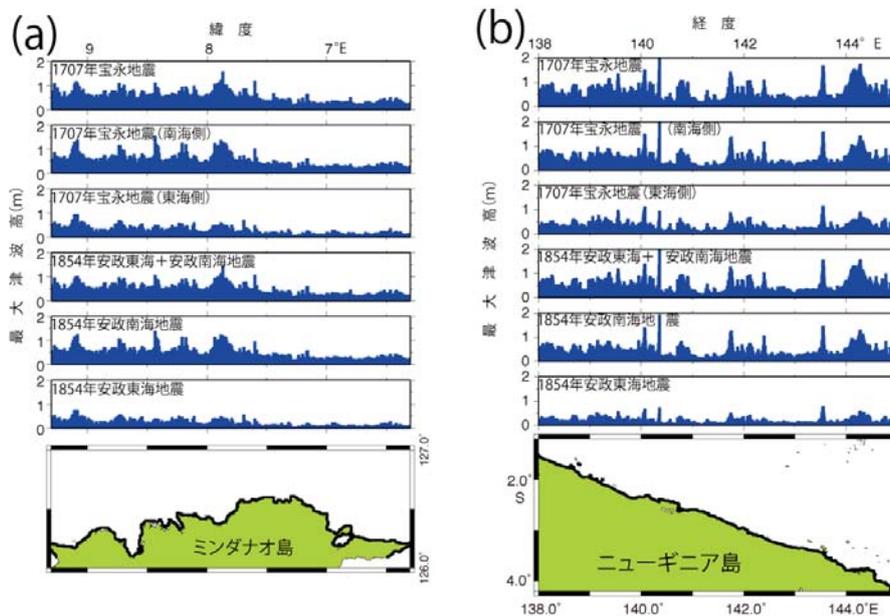


図6 (a) 1707年宝永地震、その東海側、南海側、1854年安政東海+南海地震、安政東海地震、安政南海地震の静的断層モデル（安中・他、2003）を用いて、西太平洋において計算された津波のフィリピン、ミンダナオ島の東岸における最大津波高分布の比較。下地図中の黒丸は、上図の最大津波高の計算グリッドを示す。(b) 同じくニューギニア島北岸における最大津波高分布の比較。

3) 1918年～2010年に日本海溝北部～千島海溝南部沿いで発生した(巨)大地震の時空間分布の再検討

日本海溝北部～千島海溝南部沿いでは、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、震源域となる領域は南西から北東へA～Fと6分割されてきた(宇津、1972, 1984)。1952年十勝沖地震(Mw8.1)の発生から1973年根室半島沖地震(Mw7.8)の発生までがプレート間巨大地震の活動期とされ、約30年の静穏期の後、2003年十勝沖地震(Mw8.1)の発生から再び活動期に入ったと考えられる。図7は、宇津(1972, 1984)によるこの地域のプレート間巨大地震の時空間分布である。しかしながら、この地域では17世紀に、十勝～根室沖で連動型巨大地震が発生し(Satake et al., 2008)、1963年エトロフ沖地震(Mw8.5)も、この地域の他のプレート間巨大地震と比べて2倍ほど大きく連動型巨大地震の可能性もある。したがって、今後この地域でも南海トラフ沿いと同様に連動型巨大地震が発生する可能性があり、プレート間巨大地震の発生サイクルの検討・再評価を行う必要がある。しかしながら、この地域ではM8クラスのプレート間地震の他に、M7クラスのプレート間地震、スラブ内(巨)大地震、アウターライズ(巨)大地震、津波地震と、あらゆる種類の(巨)大地震が複雑に発生しており、さらに、それぞれの地震が近隣の地震の発生に大きく影響を及ぼしていると考えられる。したがって、本研究では、地震学的データが存在する1918年～2010年の約90年間にわたりこの地域で発生してきたM7以上の地震について、1950年以前の地震の分類と、高精度震源再決定された本震・余震分布を用いた時空間分布の再検討を行った。

研究の方法は、1918年～2010年にこの地域で発生したM7以上の地震について、本震と本震後1ヶ月間の余震の震源再決定を行い、決定精度の高い震源を抽出した。震源再決定にはSchweitzer(2003)のHYPOSATを用いた。走時表はak135(Kennet et al., 1995)を使用した。いくつかの地震に関しては、さらにHurukawa(1995)の改良連係震源決定法(MJHD法)を用いた震源再決定によって本震・余震の相対位置の決定精度を向上させた上で、その相対分布を比較した。震源再決定には、P波、S波、深さの決定に有用な $|pP-P|$ 、 $|sP-P|$ 、古い地震に関しては $|S-P|$ を用いた。震源再決定に必要な観測データは、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(<http://www.isc.ac.uk/search/bulletin/rectang.html>)から得た。1950年より古い地震の分類には、再決定した本震・余震分布の検討に加えて、この地域の地震による日本国内の震度分布の特徴を参考にした。震度分布については、1918年～1926年の地震については宇津(1989)を使用し、それ以降の地震については、気象庁の震度データベース(http://www.Seisvol.kishou.go.jp/eq/shindo_db/shindo_index.html)を使用した。対象となる地震のマグニチュードは、Mwについて1976年以前はPacheco and Sykes(1992)の値、1976年以降はGlobal CMTの値を用いた。mBはAbe(1981)による。Msについて1978年以前はAbe(1981)の値、1978年以降はISC

の値を用いた。

図8は、本研究で再決定された本震・本震後3日間の余震について、決定精度が良いものを、宇津(1972, 1984)によるA領域とB領域との境界を起点とする海溝軸に沿った距離(横軸)と年代(縦軸)にプロットした時空間分布図である。図8では、地震のタイプとM7.8以上か未満かで色分けしている。領域分け、領域名(図の上部)は地震調査研究推進本部(2004)による。

本研究の結果、この地域のM7以上の(巨)大地震の時空間分布は、従来考えられてきたもの(図7)よりも複雑であることが分かった。プレート間地震に関しては、各領域において、M8クラスのプレート間地震が単独で発生する場合と、M7クラスのプレート間地震が複数発生する場合がある。例えば、三陸沖(旧A領域)では、1920~1930年代にその北半分でM7クラスのプレート間地震が多く発生した。そして、1968年十勝沖地震により旧A領域のほぼ全てが破壊され、1989年以降は領域の南半分でプレート間大地震が多く発生している。ウルップ島沖(旧F領域)は1963年エトロフ沖地震(Mw8.5)の震源域であるが、そこで1991年、1995年にMw7.6、Mw7.9のプレート間地震が発生している。

スラブ内地震に関して、E領域のプレート間巨大地震と考えられてきた1958年エトロフ沖地震(図7)は原田・石橋(1999)によってスラブ内巨大地震である可能性が指摘されたが、 $|pP-P|$ 、 $|sP-P|$ を用いて決定した本震の深さは約80kmになり、スラブ内巨大地震の可能性を支持する。従来、ウルップ島沖(旧F領域)のプレート間巨大地震と考えられてきた1918年9月の地震について、再決定された本震・余震は、旧F領域の北東端付近からシムシル島付近にかけて分布していることが分かった。さらに、日本における震度分布の特徴(有感域が広範囲におよぶ)からスラブ内地震であった可能性もある。また、島弧近くの深さ100km付近では、M7クラスのスラブ内地震が複数発生している。

この地域の海溝軸外側の海洋プレート内(アウターライズ付近)では、1933年、2007年のM8クラスの巨大地震をはじめ、1919年、1963年、1982年、2009年にM7クラスの地震が発生していることが分かった。ウルップ島沖のM7クラスのプレート間地震とされてきた1918年11月の地震について、再決定後の本震の位置は海溝軸より外側に位置し、2007年のアウターライズ地震と同様に国内の有感域も広いので、アウターライズ地震の可能性もある。

この地域で発生した1989年、1991年、1994年、1995年、2003年、2006年のプレート間(巨)大地震と、2011年東北地方太平洋沖地震(M9.0)により、約20年間という短期間で日本海溝~千島海溝のプレート間の大部分が破壊された。そして、青森県東方沖(旧A領域の北半分)と釧路沖・根室沖・色丹島沖・択捉島沖(旧B領域の北東の一部、C・D領域、E領域の南西半分)のみが空白域として残っている。特に、釧路沖・根室沖・色丹島沖・択捉島沖における空白域のサイズは約400kmにわたり、全領域が連動破壊すると最大でM9クラスの巨大地震になる可能性も考えられる。今後、この地域のプレート間(巨)大地震の発生サイクルをさらに詳細に検討すると共に、釧路沖~択捉島沖の空白域の連動性の評価のための調査と研究を行わなければならない。

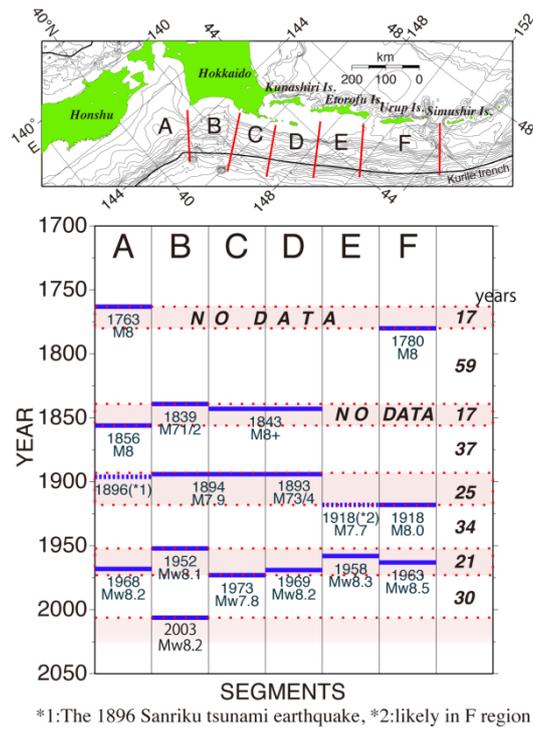


図7 宇津（1972、1984）による日本海溝北部～千島海溝南部におけるプレート間巨大地震の時空間分布。

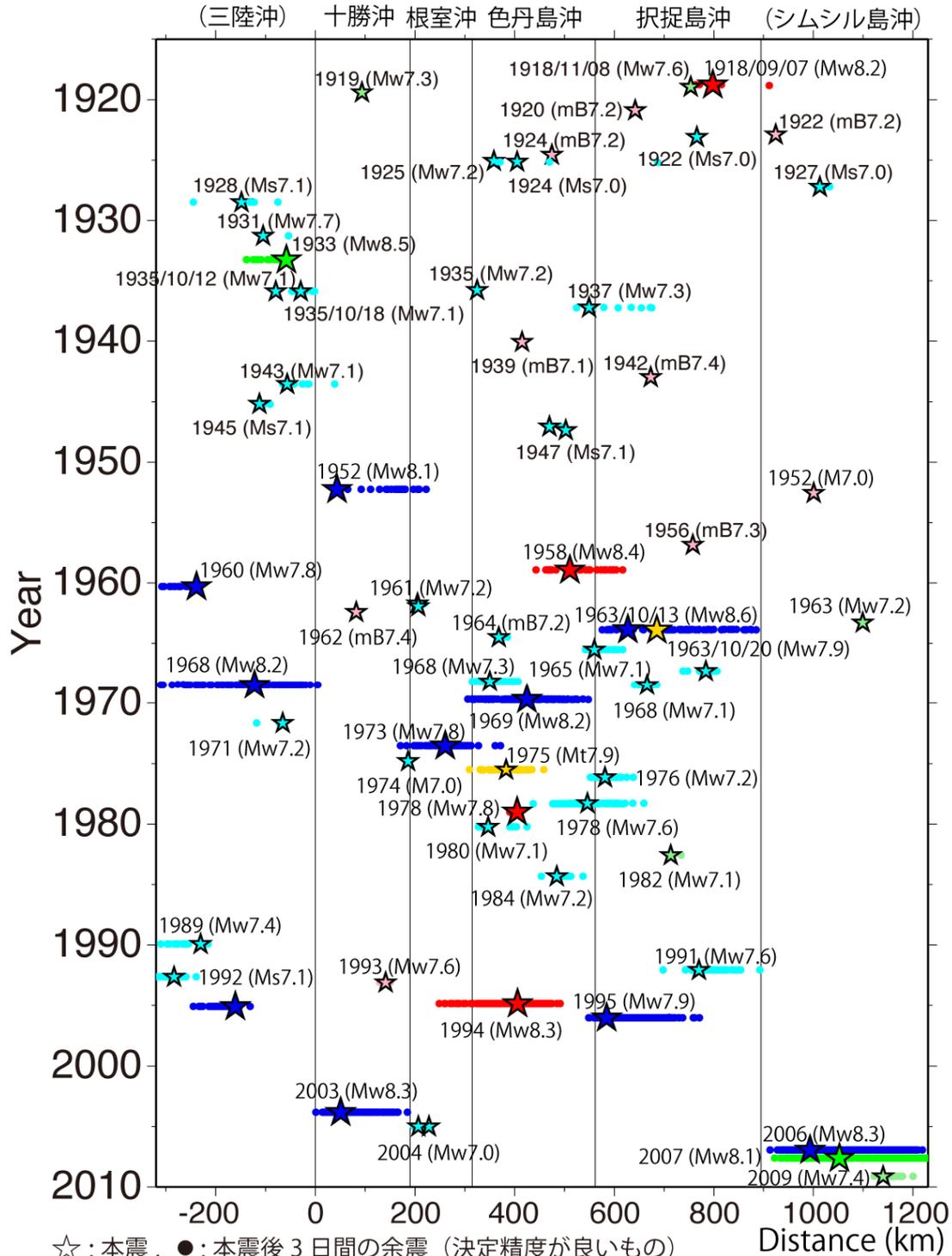


図8 本研究で再決定された、1918年～2010年に日本海溝北部～千島海溝南部で発生したM7以上の地震の時空間分布。

4) 震源再決定された本震・余震分布の検討と、遠地実体波解析による、ウルップ島沖で発生した 1918 年 9 月 (M8.0)、1918 年 11 月 (M7.7)、1963 年 (Mw8.5)、1991 年 (Mw7.6)、1995 年 (Mw7.9) の (巨) 大地震の連動性の検討

ウルップ島沖 (宇津 (1972、1984) では F 領域、図 7) では、1918 年 9 月に M8.0、同年 11 月に M7.7、1963 年に Mw8.5、1991 年に Mw7.6、1995 年に Mw7.9 の (巨) 大地震が繰り返し発生してきた。図 7 によると、ウルップ島沖は 1918 年 9 月の地震でその北半分、11 月の地震で南半分が破壊されたようで、1918 年の地震から約 45 年後の 1963 年には、領域の全てが Mw8.5 の巨大地震によって一度に破壊された。さらに、1963 年の地震から約 30 年後の 1991 年、1995 年に Mw7.6、Mw7.9 の地震によって再び破壊された。したがって、この領域では連動型、非連動型のプレート間地震が比較的短い時間間隔で繰り返し発生してきた可能性が考えられる。3) の結果から、1991 年、1995 年の地震の本震・余震は、それぞれ、この領域の北東半分、南西半分を占める。しかしながら、1918 年 9 月の地震は、日本における震度分布からスラブ内巨大地震である可能性があり、その本震・余震はこの領域の北東端付近からシムシル島にかけて分布することが分かった。また、同年 11 月の地震は、本震の位置からアウターライズの地震の可能性が高いことが分かった。したがって、1918 年に発生した 2 つの地震と 1963 年の地震がプレート間地震の繰り返しである可能性は低くなったが、1963 年、1991 年、1995 年のプレート間地震に関しては、連動型、非連動型のプレート間地震である可能性が残る。

そこで、1963 年、1991 年、1995 年の地震について、遠地実体波インバージョン (Kikuchi and Kanamori, 2003) によって、それぞれのすべり量分布の推定と比較検討を行った。1963 年に関しては WWSSN の長周期波形記録を、1991 年、1995 年に関しては、IRIS-DMC から収集した広帯域地震計記録を用いて解析した。地震のメカニズム解は、1963 年については Kanamori (1970) を、1991 年、1995 年の地震については、Harvard の CMT 解を用いた。

図 9 は、1963 年、1991 年、1995 年のすべり量分布の地表投影である。1963 年の地震によってウルップ島沖 (F 領域) 全体が破壊されていることが分かる。1991 年の地震では、1963 年の地震によってあまり破壊しなかった場所が破壊していることが分かった。しかし、1995 年の地震では、1963 年で大きく破壊した場所が再び破壊したことが分かる。よって、少なくとも 1995 年の地震に関しては、1963 年のアスペリティの一部が、北東側のアスペリティと独立して再破壊したことになる。したがって、1963 年の地震では、単独で破壊すると M7~8 の地震となるアスペリティが複数連動して破壊したと考えられる。

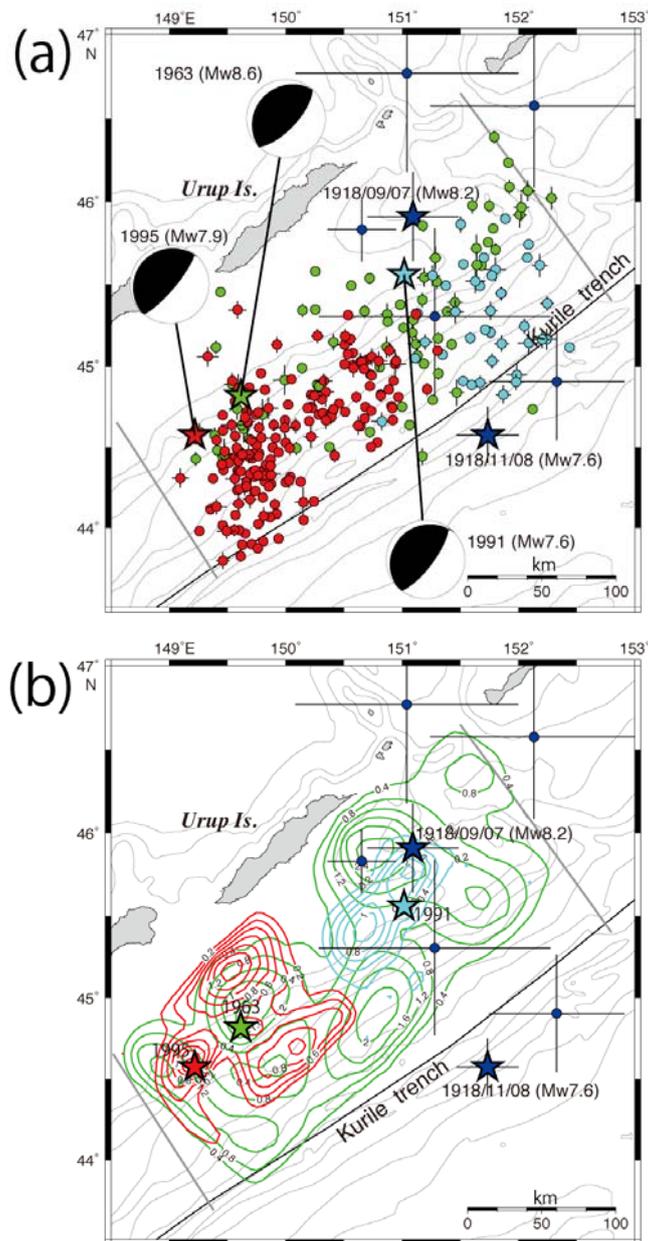


図9 (a) 本研究で震源再決定された、1918年9月8日、1918年11月7日、1963年、1991年、1995年の地震の本震・余震分布。星印は本震、丸印は余震を示す。(b) 遠地実体波解析による1963年、1991年、1995年の地震のすべり量分布。コンターの色は本震・余震の色と同じ。

5) 微小地震の解析による駿河湾内におけるフィリピン海スラブ上面の検討

本研究では、平成 21 年度に引き続き、東海地震の震源域であり、フィリピン海 (PHS) スラブの上面深度について諸説が存在する駿河湾内において、微小地震活動の解析から PHS スラブ上面の深度の再検討を行った。PHS スラブ上面の深度は、東海地震域の断層面の設定において極めて重要である。

まず、微小地震の解析を高度化させるために Double-Difference (DD) 法 (Waldhauser and Ellsworth, 2000) の高度化を行った。従来の DD 法は、 V_p/V_s 比が一定の最大 12 層の水平成層構造でしか走時の計算ができなかったが、この高度化により、 V_p/V_s 比が各層で異なる多層の水平成層構造、各層において速度勾配を与えた多層構造による走時計算が行えるようになり、気象庁の震源決定で使用される速度構造 (上野・他, 2002) による震源再決定も可能になった。

高度化した DD 法を用いて、図 10 の矩形内で 1997 年 10 月 1 日～2010 年 12 月 31 日に発生した微小地震の一元化震源の震源再決定を行った。図 10 は、震源再決定した微小地震の震央分布である。図 11 は、再決定された震源の深さ断面である。再決定された震源は、明瞭に幾つかのグループに分かれている。また、ゆるやかに北西方向に傾斜する面状の分布が、より明瞭に認められるようになった。これはスラブ上面で生じたプレート間地震である可能性が高い。野口 (1996) による PHS スラブ上面は、再決定後の震源分布と比較して、全体的に深いと考えられる。一方、石橋・他 (2003) の推定した PHS スラブ上面は、再決定後の震源分布とおおむね一致するが、細かな修正も必要である。今後、これら微小地震のメカニズム解の決定と詳細な検討なども合わせて行い、最終的な PHS スラブ上面深度を推定する。

1997/10/01 - 2010/12/31

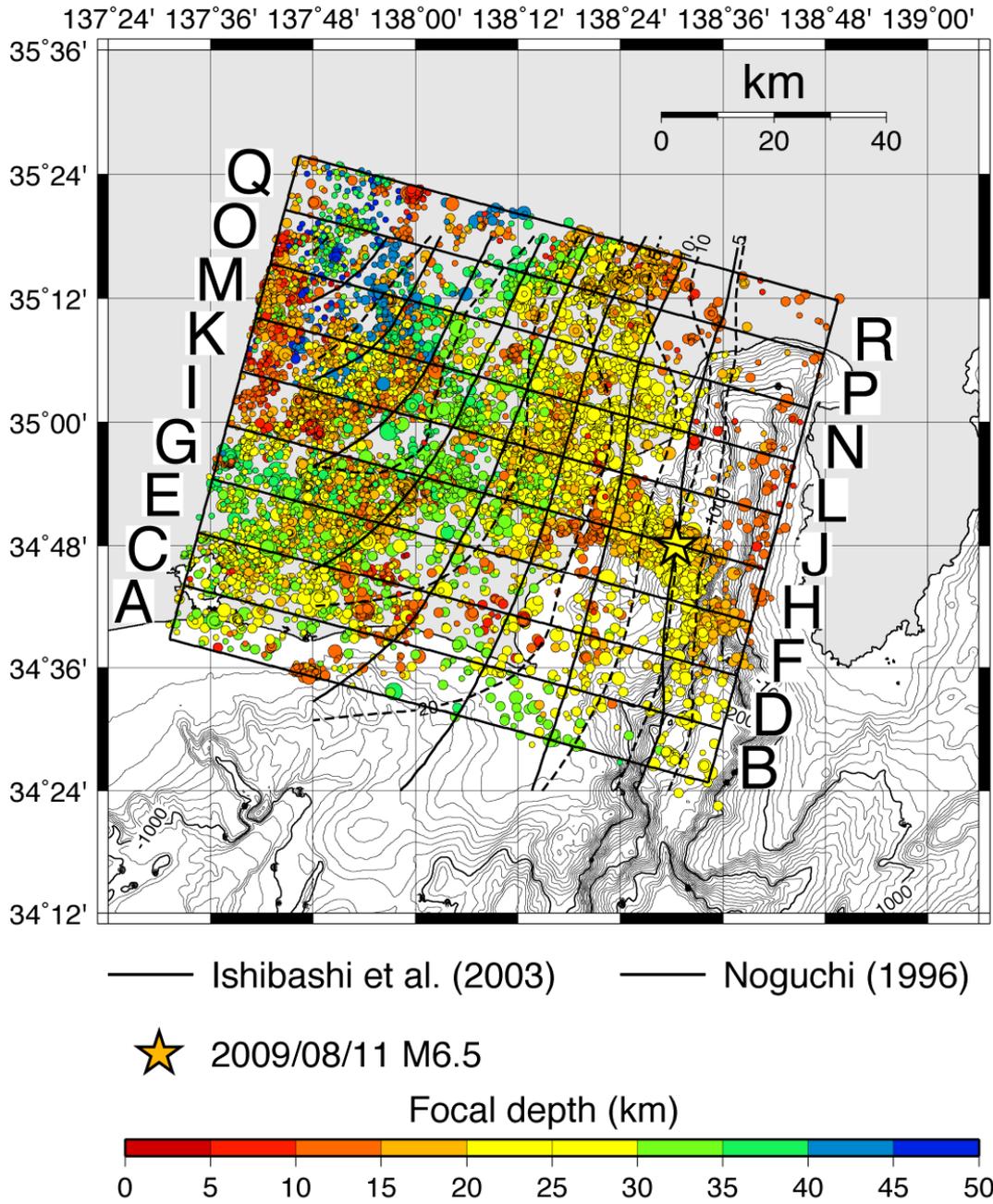


図 10 本研究で高度化した Double-Difference 法で再決定した 1997 年 10 月 1 日～2010 年 12 月 31 日の一元化震源の震央分布。星印は 2009 年 8 月 11 日の駿河湾の地震の本震を示す。震央の色は深さを示す。矩形とアルファベットは、図 11 における深さ断面図の範囲を示す。点線、実線は、それぞれ、野口 (1996)、石橋・他 (2003) が推定したフィリピン海スラブの上面の等深度線を示す。

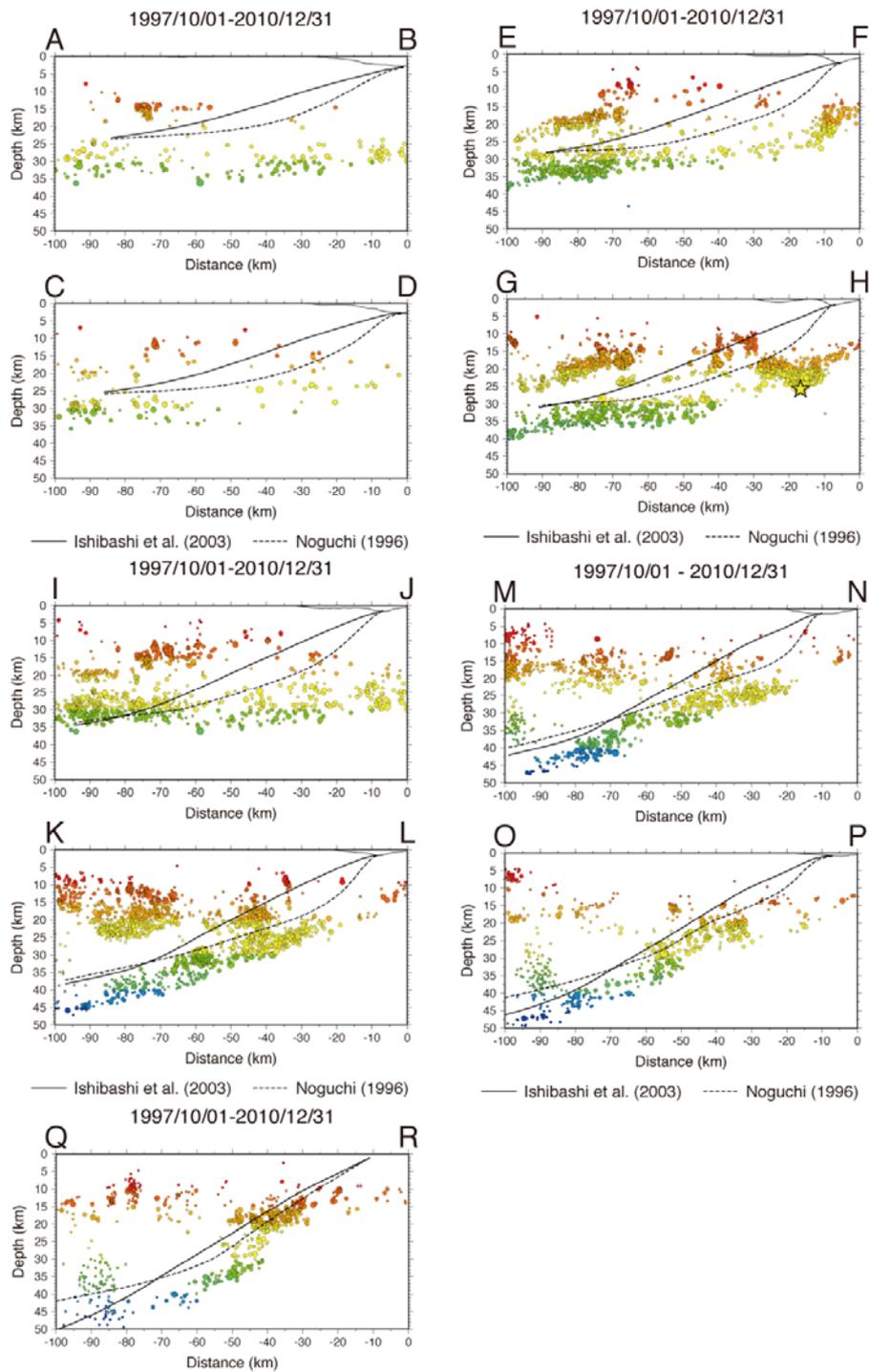


図 11 本研究で高度化した Double-Difference 法で再決定した 1997 年 10 月 1 日～2010 年 12 月 31 日の一元化震源の深さ断面図。星印は 2009 年 8 月 11 日の駿河湾の地震の本震。アルファベットは、図 10 における矩形の範囲。点線、実線は、それぞれ、野口（1996）、石橋・他（2003）が推定したフィリピン海スラブの上面。

6) 四国太平洋岸、九州東岸における 2010 年 02 月 27 日チリ沖の地震 (Mw8.8) による津波高の調査

2010 年 2 月 27 日にチリ中部において、Mw8.8 のプレート間地震が発生し、約 23 時

間後、日本の太平洋岸に津波が到達した。そこで、6月に四国太平洋岸、8月に九州東岸において、チリ津波の聞き取り調査（津波痕跡、襲来時間の確認）と津波痕跡高の測量を行った。南海地震による巨大地震が襲う四国～九州の太平洋岸において遠地津波の津波高分布を調査することは、南海地震津波の海岸地形、海岸付近の海底地形による増幅効果を確認する上で重要である。

図12は、潮汐補正後の四国太平洋岸における津波高分布である。徳島沿岸の津波高は0.5～0.9 mで、高知県沿岸では室戸岬付近で最大1.2 mと大きい。土佐湾の湾奥になるに従い低くなる。そして、須崎市から足摺岬付近になると再び大きくなる。この分布は、半島における津波の増幅効果によるものだと考えられる。愛媛県の沿岸では、ほとんど津波が認識されなかったか、認識されても0.2～0.3 m程度であった。九州では、聞き取り調査から日南市油津において、海岸からやや離れた家電量販店の駐車場に津波があふれたことが分かった。

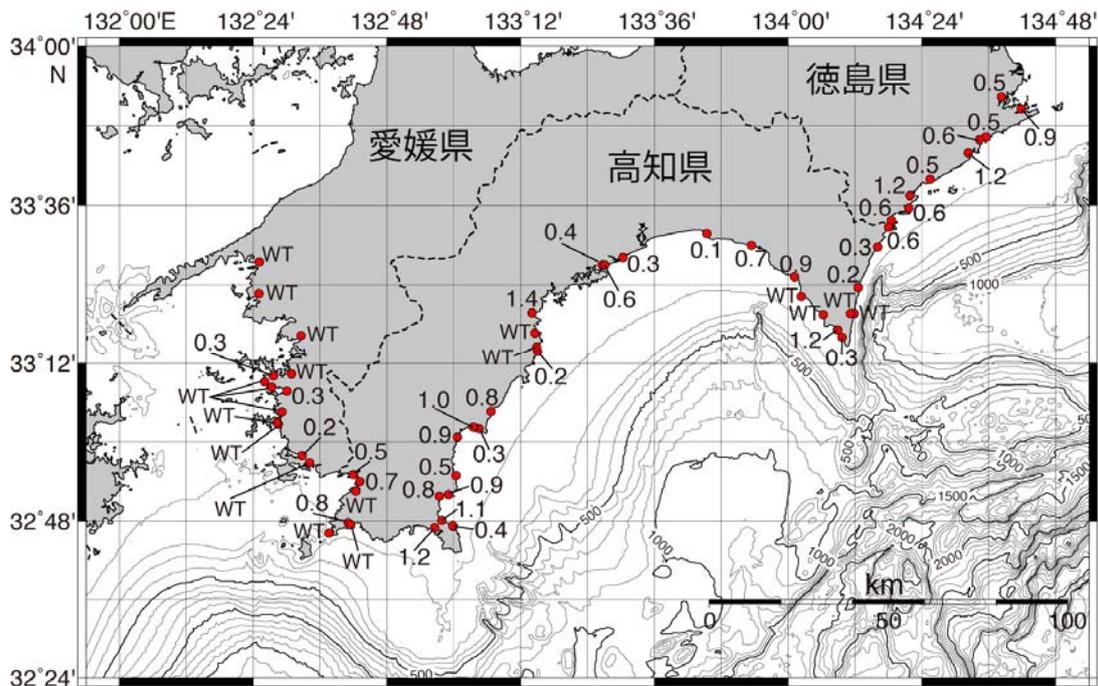


図12 2010年チリ地震（Mw8.8）による津波の徳島県・高知県・愛媛県沿岸における潮汐補正後の波高分布。数字の単位はm。WTはWeak Tsunamiの略。

7) 1605年慶長津波地震の断層モデルの検討のための津波の歴史資料の再検討

平成22年度では、1605年慶長津波地震の断層モデルを作るために、歴史資料に存在するこの地震の津波に関する記述の整理から始めた。津波の記述は、南海トラフ沿いから鹿児島湾まで、房総半島沿岸、八丈島と今範囲に存在する。慶長地震が南海トラフ沿いの津波地震であるならば、房総半島沿岸を襲った大津波を説明するのは難しい。また、「八丈実記」に記された八丈島の津波は非常に大きい。地震史料の再検討から、これらの津波高の信憑性の検討を行っている。平成23年度も引き続き行う予定である。

8) 四国太平洋岸、九州東岸における南海歴史地震の津波高調査

過去の南海地震津波に関して、歴史資料の記述、津波碑の碑文は、繰り返し発生してきた南海地震それぞれの津波の規模・特徴、すなわち、南海地震そのものの規模・特徴を調べるために重要な情報である。しかしながら、歴史資料、碑文の情報は、具体的な数値ではなく、「ある神社の石段の何段目まで津波が来た」という定性的なものであり、これらから、その地点における津波高を推定することは容易でない。よって、同じ地点の津波高の推定値であっても、調査によって大きな違いが生じることがある。しかし、既往のどの推定値を採用するかを、机上で判断することは難しい。そこで、6月、8月の2010年チリ地震津波の津波高調査と平行して、歴史資料に津波の記録がある場所、津波碑が存在する場所へ行き、既往の津波高の推定値の妥当性の確認と、再測量による津波高の推定を行った。図13は、高知県宿毛大島にあるハイタカ神社の石段である。新収日本地震史料（東京大学地震研究所編、1987）によると、この石段では、1707年宝永地震のときに上から3段目（下から39段目）まで、1854年安政南海地震のときに石段の下から7段目まで、1946年昭和南海地震では石段の手前まで津波が来た。測量の結果、石段の上から3段目の高さは、石段の下から測って7.3mで、石段の下から7段目の高さは、石段の下から測って1.4mであった。九州では、大分県臼杵市周辺、同市佐伯城大手門、同市米水津の養福寺、宮崎県延岡市の大瀬川に架かる大瀬橋、五ヶ瀬川に架かる板田橋などの調査を行った。今後、他の地点での測量結果など調査の成果を、南海歴史地震の断層モデル推定に使用する予定である。



図13 高知県宿毛市大島のハイタカ神社の石段。1707年宝永地震では上から3段目まで(石段の下から測って7.3 m)、1854年安政南海地震では下から7段目まで(石段下から測って1.4 m)、1946年南海地震では石段の下まで津波が来た。

9) 茨城県における2011年東北地方太平洋岸地震(M9.0)の津波波高調査

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する連動型巨大地震であった。余震分布から、その破壊域は茨城県から岩手県にかけての長さ(北北東—南南西方向)が約500 km、幅が約200 kmと推定され、この地震による巨大津波は千葉県・茨城県・宮城県・岩手県・青森県・北海道と広範囲に甚大な被害をもたらした。この連動型地震による巨大津波の全貌を明らかにするための調査の一環として、本年度3月に茨城県全域の海岸において、2回の津波高調査をおこなった。図14は、調査場所と潮位補正後の津波高である。調査の結果、茨城県の海岸全域で、3~8 mの津波が襲い、北上するほど津波高が高くなることが分かった。なお、茨城県最北の平潟における潮汐補正後の津波遡上高は8.2 mであり、関東地方最大の津波高であったことが分かった。

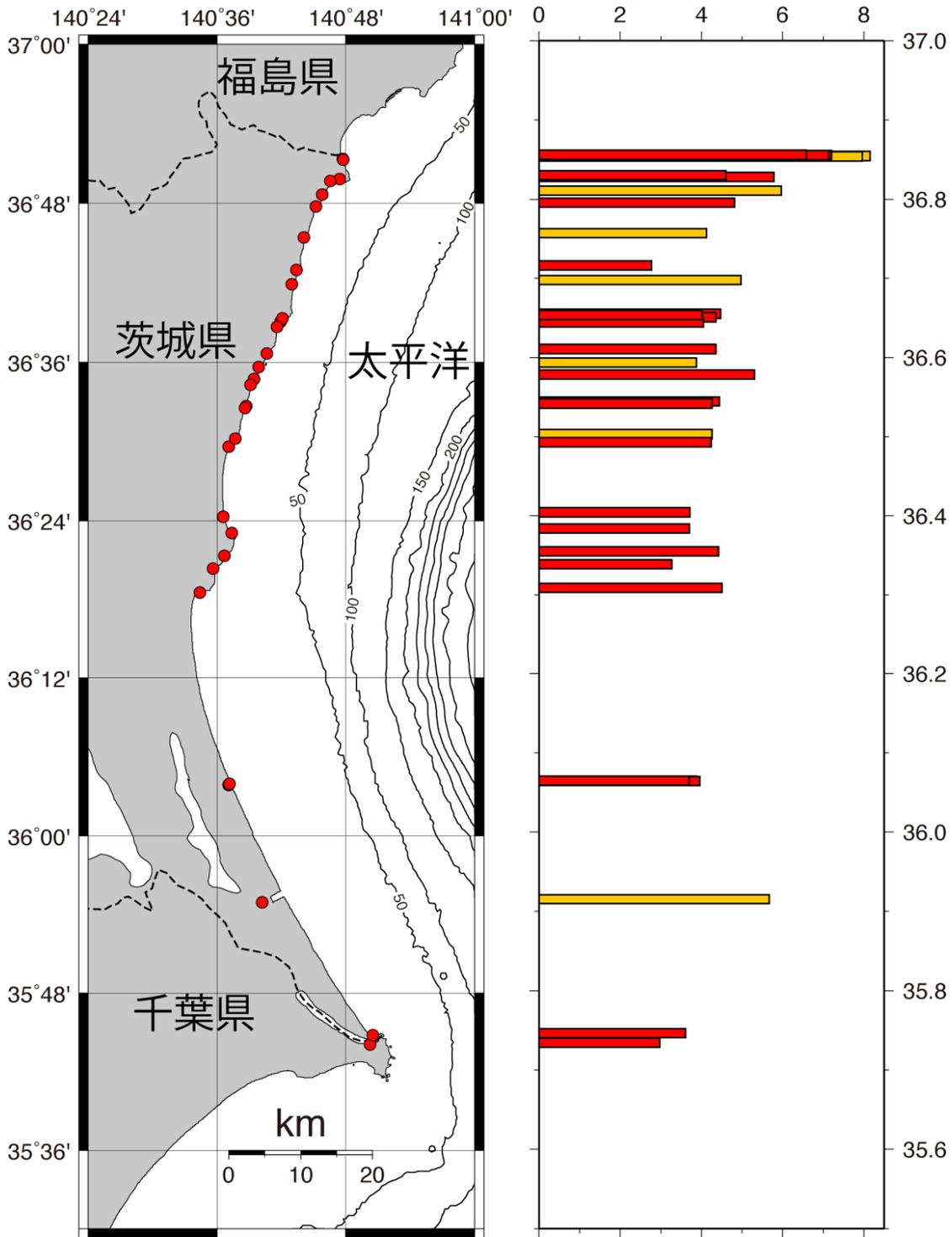


図 14 茨城県沿岸における、2011 年東北地方太平洋沖地震 (M9.0) の潮汐補正後の津波高分布。左図の赤点は、津波高の測定点。右図において、赤：浸水高、橙：遡上高を示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

過去の東海・南海地震による東シナ海、西太平洋における津波シミュレーションを行った結果、上海付近の最大津波高は、1605 年、1707 年の地震で最も高くなったが、ほ

とんどが 50 cm 以下の高さで、顕著な津波だとは言えないことが分かった。しかし、50 cm 程度の津波でも上海付近の水面動揺が引き起こされる可能性は残るので、今後、検討が必要である。また、1707 年と同様に津波が高かった 1605 年の地震時に、上海付近の水面動揺の記録が無かったことも今後の検討課題である。西太平洋においては、1605 年、1707 年の津波高が最も広範囲に高くなるが、1854 年、1946 年の津波高も同じく広範囲に分布することが分かった。一方、1498 年、1854 年、1944 年の東海（東南海）地震による津波は、おもに伊豆・小笠原諸島の東側へ広がり、西太平洋にあまり入り込まないことが分かった。西太平洋沿岸、東シナ海の津波高は、おもに南海側の断層面上のすべり量に依存し、東海・南海地震の連動性による影響はあまり見られないことが分かったが、安中・他（2003）の断層モデルによる結果なので、今後、他の断層モデルによるシミュレーションも行う必要がある。

日本海溝～千島海溝沿いの（巨）大地震発生サイクルを詳細に検討するために、1918 年以降に M7 以上の地震の震源域の時空間分布の検討を行った結果、この地域の（巨）大地震の時空間分布とその発生サイクルは、従来考えられてきたよりも複雑であることが分かった。また、この地域における 1989 年、1991 年、1994 年、1995 年、2003 年、2006 年のプレート間（巨）大地震と、2011 年東北地方太平洋沖地震（M9.0）により、約 20 年間という短期間で日本海溝～千島海溝のプレート間の大部分が破壊され、青森県東方沖と釧路沖・根室沖・色丹島沖のみが空白域として残っていることが分かった。特に、釧路沖・根室沖・色丹島沖・択捉島沖の空白域のサイズは約 400 km であり、全領域が連動破壊すると最大 M9 クラスの巨大地震になる可能性も考えられる。今後、この地域のプレート間（巨）大地震の発生サイクルをさらに詳細に検討すると共に、釧路沖～択捉島沖の空白域の連動性の評価のための調査と研究を行わなければならない。

ウルフ島沖で発生した 1918 年 9 月（M8.0）、同年 11 月（M7.7）、1963 年（Mw8.5）、1991 年（Mw7.6）、1995 年（Mw7.9）の（巨）大地震の本震・余震の震源再決定と、遠地実体波インバージョンによるすべり量分布の推定と比較から、1918 年 9 月の地震は、その余震が 1963 年の余震域の北東端付近からとシムシル島沖にかけて分布するスラブ内巨大地震、同年 11 月の地震はアウターライズの地震である可能性が高いことが分かった。1995 年の地震では、1963 年で大きく破壊した場所が再び破壊したことが分かった。したがって、1963 年の地震では、単独破壊すると M7～8 の地震となるアスペリティが複数連動して破壊したと考えられる。今後、他の領域でも同様の解析を行わなければならない。

東海地域のフィリピン海（PHS）スラブの上面の深度について、微小地震活動の解析による再検討を行った結果、再決定された震源は、幾つかの明瞭なグループに分けられることが分かり、ゆるやかに北西方向に傾斜する明瞭な面状の分布の存在も明らかになった。これはスラブ上面で生じたプレート間地震である可能性が高い。野口（1996）による PHS スラブ上面は、再決定後の震源分布と比べて全体的に深く、石橋・他（2003）による上面は、再決定後の震源分布とおおむね一致すると考えられるが、細かな修正も必要である。今後、これら微小地震のメカニズム解の決定と詳細な検討なども合わせて行い、最終的な PHS スラブ上面深度を推定しなければならない。

南海地震による巨大津波が襲う四国・九州の太平洋岸において、沿岸地形、沿岸付近の海底地形による津波の増幅特性を調べるために、2010年チリ地震（Mw8.8）津波の聞き取り調査と津波痕跡高の測量を行い、その波高分布の検討を行った結果、潮汐補正後の津波高分布は、徳島沿岸でやや高く、室戸岬付近で最大になるが、土佐湾奥では低く、須崎市から足摺岬付近になると再び大きくなることが分かった。

1605年慶長津波地震の断層モデルを作るために、歴史資料に存在するこの地震の津波に関する記述の整理を始めた。来年度以降も継続して行っていく。

6月、8月に四国太平洋岸・九州東岸において、史料に津波記録がある場所、津波碑がある場所へ行き、既往の津波高の推定値の妥当性の確認と測量により津波高を再推定した。高知県宿毛市にあるハイタカ神社の石段では測量を行い、大分県佐伯市の養福寺では石段の改修歴などの聞き取りを行った。今後、測量結果等の調査成果を、南海歴史地震の断層モデル推定に使用する予定である。

2011年東北地方太平洋沖地震（M9.0）の津波高調査を、茨城県全域の海岸において行った結果、茨城県の海岸全域で、3～8mの津波が襲い、北上するほど津波が高くなることが分かった。なお、茨城県最北の平潟における潮汐補正後の津波遡上高は8.2mであり、関東地方最大の津波高であったことが分かった。今後、津波が巨大であった岩手県、宮城県で継続して調査を行う予定である。

(e) 引用文献

- 1) Abe K., 1981, Magnitudes of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **27**, 72-92.
- 2) 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.
- 3) 相田勇, 1981b, 南海道沖の津波の数値実験. 地震研究所彙報, **56**, 713-730.
- 4) Ando. M., 1975, Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119-140.
- 5) 安中正・稲垣和男・田中寛好・柳沢賢. 2003, 津波数値シミュレーションに基づく南海トラフ沿いの大地震の特徴, 土木学会地震工学論文集, 1-4.
- 6) 石橋克彦, 1998, 1498年7月9日の西日本の地震は本当に明応南海巨大地震か?, 地球惑星科学関連学会 1998年合同大会予稿集, 313.
- 7) 石橋克彦, 2002, フィリピン海スラブ沈み込みの境界条件としての東海・南海巨大地震 -史料地震学による概要-, 京都大学防災研究所研究集会 13K-7 報告書, 1-9.
- 8) 石橋克彦・浅海善成・三好崇之, 2003, 駿河トラフから沈み込むフィリピン海スラブ上面の深さと形: 東海地震想定震源域との関連, 地球惑星科学関連学会 2003年合同大会予稿集, S045-004.
- 9) 上野寛・畠山信一・明田川保・舟崎淳・浜田信生, (2002), 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.
- 10) 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.

- 11) 宇津徳治, 1984, 地震学 (第2版), 共立出版, 310 pp.
- 12) 宇津徳治, 1988, 日本の地震に関連する中国の史料 -明応7年6月11日西日本の地震ほか-, 地震, 2, **41**, 613-614.
- 13) 宇津徳治, 1989, 日本付近のM6.0以上の地震および被害地震の震度分布図 : 1901年~1926年, 東京大学地震研究所, 278 pp.
- 14) Okada. Y., 1992, Initial deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **82**, 1018-1040.
- 15) Kanamori H., 1970, Synthesis of Long-Period Surface Waves and Its Application to Earthquake Source Studies-Kurile Islands Earthquake of October 13. 1963. *J. Geophys. Res.*, **75**, 5011-5027.
- 16) 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) .
- 17) Kennett. B. L. N., E. R. Engdahl, and R. Buland, 1995, Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes, *Geophys. J. Int.*, **122**, 108-124.
- 18) 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.
- 19) 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, (2011/04/18 参照).
- 20) Schweitzer. J., 2001, HYPOSAT - an enhanced routine to locate seismic events, *Pure Appl. Geophys.*, **158**, 277-289.
- 21) 千田昇・高宮昭夫・浜田平士・富松俊夫・御手洗進, 2004, 大分県南海部郡米水津村における宝永四年十月四日 (1707年10月28日), 安政元年十一月五日 (1854年12月24日) の地震による津波の記録, 大分大学教育福祉科学部研究紀要, **26**, 129-144.
- 22) 都司嘉宣・上田和枝, 1997, 明応 (1498) 南海地震の存在とその日付について, 地球惑星科学関連学会 1997年合同大会講演予稿集, 169.
- 23) 東京大学地震研究所編 (1987), 新収日本地震史料, 第5巻別巻-2, (社) 日本電気協会, 2528 pp.
- 24) 野口伸一, 1996, 東海地域のフィリピン海スラブ形状と収束テクトニクス, 地震, 2, **49**, 295-325.
- 25) Pacheco. J. F. and L. R. Sykes, 1992, Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **82**, 1306-1349.
- 26) 原田智也・石橋克彦, 1999, 1958年エトロフ島沖地震はスラブ内巨大地震ではなかったか? (第1報), 日本地震学会秋季大会予稿集, B14.
- 27) Hurukawa. N., 1995, Quick aftershock relocation of the 1994 Shikotan earthquake and its fault planes, *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 3159-3162.
- 28) The Global Centroid-Moment-Tensor (CMT) Project, 2011, Global CMT Catalog Search, <http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>, (2011/04/18 参照).
- 29) 八木勇治. 西村直樹, 2011, 2011年3月11日東北-太平洋沿岸地震 (暫定 Ver3),

<http://www.geol.tsukuba.ac.jp/~yagi-y/EQ/Tohoku/>, (2011/04/18 参照).

- 30) Waldhauser, F. and W. L. Ellsworth, 2000, A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward fault, California, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **90**, 1353-1368.

(f) 成果の論文発表・口頭発表

著者	題名	発表先	発表年月日
原田智也, 石橋克彦	大分県龍神池の堆積物に記録された「巨大南海地震」の津波シミュレーションによる検討	地震, 2, 63, 71-81.	平成 22 年 11 月
今井健太郎, 行谷佑一, 都司嘉宣, 藤井雄士郎, 安藤亮輔, 小松原純子, 小松原琢, 堀川晴央, 宮地良典・松山昌史, 吉井匠, 石辺岳男, 佐竹健治, 西山昭仁, 原田智也, 嶋原良典, 嶋原康子, 藤間功司	2010 年チリ中部地震による関東・東海地方沿岸の津波痕跡調査	土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.66, No.1, 1351-1355, 2010.	平成 22 年 5 月 23 日
原田智也, 佐竹健治	東海・南海巨大地震による西太平洋・東シナ海の津波シミュレーション	日本地球惑星科学連合 2010 年大会	平成 22 年 5 月 24 日
今井健太郎, 行谷佑一, 都司嘉宣, 藤井雄士郎, 安藤亮輔, 小松原純子, 小松原琢, 堀川晴央, 宮地良典・松山昌史, 吉井匠, 石辺岳男, 佐竹健治, 西山昭仁, 原田智也, 嶋原良典, 嶋原康子,	2010 年チリ中部地震による関東・東海地方沿岸の津波痕跡調査	日本地球惑星科学連合 2010 年大会	平成 22 年 5 月 23 日

藤間功司			
原田智也, 佐竹健治, 石橋克彦	日本海溝北部・千島海溝南部沿いの(巨)大地震の時空間分布の新しい見方	日本地震学会 2010年度秋季大会	平成22年10月27日
Harada T., K. Satake, and K. Ishibashi	A New View on the Space-Time Pattern of Great or Large Earthquakes along the Northern Japan to Southern Kurile Trenches	AGU Fall Meeting 2010	平成22年12月13日

(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23年度業務計画案

破壊に伴う損傷に関するモデルでは、物理量が無次元化されていないため、幅広いスケールに適用できる一般的なものにはなっていない。支配方程式系を無次元化することにより、問題の解決を図りたい。また、モデルでは損傷やエネルギー解放量をテンソル量で扱っているが、その意義は必ずしも明確ではない。主断層近傍の微小亀裂の向きや破壊モードまで議論することにより、損傷テンソルを導入した利点を明確にする。また、損傷で表現される二次破壊と強度の関係を明らかにする。

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については、平成22年度までに開発したシミュレーションコードを用いて、西南日本地域での巨大地震発生シミュレーションを行い、観測事実を説明するような摩擦特性パラメータを推定する。また、2011年3月に発生したマグニチュード9の巨大地震である東北地方太平洋沖地震を理解するためのシミュレーション研究も行う。

バネ-ブロックモデルを用いた地震サイクルシミュレーションに関しては、モデルの自由度を増してシミュレーションを行うことで、カオス的な地震サイクルが現れる条件を明らかにし、現実に観測される複雑な地震サイクルの理解を深める。

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	研究員	堀 高峰
独立行政法人海洋研究開発機構	特任技術研究員	中田令子
独立行政法人海洋研究開発機構	研究員	兵藤 守
独立行政法人海洋研究開発機構	チームリーダー	阪口 秀
独立行政法人海洋研究開発機構	招聘主任研究員	吉岡直人
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	特任技術研究副主任	有吉慶介
京都大学大学院理学研究科	准教授	
東京大学大学院工学系研究科	助教	宮崎真一
建築研究所国際地震工学センター	上席研究員	山口哲生
気象研究所地震火山研究部	室長	芝崎文一郎
気象研究所地震火山研究部	研究官	前田憲二
名古屋大学大学院	研究員	弘瀬冬樹
産業総合研究所活断層・地震研究センター	研究員	光井能麻
Scripps Institution of Oceanography	Postdoctoral Fellow	安藤亮輔 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しうることを確認した。

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、過去の地震発生発生間隔変化を定性的に再現することができた。また、スケール依存摩擦特性の有効性を、釜石沖地震で示すとともに、スロー地震群のうちで、深部低周波微動や低周波地震の動的破壊伝播のモデルを構築した。ゲルを用いた固着はがれの時空間変化を調べるアナログ実験では、規模別頻度分布のローディング速度依存性の実験結果を説明する理論を提案するとともに、ゆっくりすべりのスケーリングを再現した。また、不均質な模擬断層ガウジのせん断強度特性を調べた。

3) 平成22年度：

前年度の研究課題を継続する。特に、南海トラフ沿いの現実的なプレート境界形状での地震発生サイクルシミュレーション研究を推進する。

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22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、地殻変動のヒンジラインの位置と矛盾しない地震発生帯の深さ範囲で、連動・非連動がサイクルごとに異なったり、再来間隔が倍半分で大きく変化したりする振る舞いを再現するとともに、スロースリップイベントの発生を定量的に再現する。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、光弾性材料や粉碎砂を用いた実験を通して、規模の異なる破壊前の応力場や断層ガウジのせん断特性を調べる。

(2) 平成22年度の成果

(a) 業務の要約

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昨年度までに構築した¹⁾。このモデルを用いて、東南海地震と南海地震の境界部分の摩擦特性を変えた場合の両地震の発生間隔変化やそれともなう海底地殻変動の変化を調べた。また、その結果と海底ケーブル観測のデータを用いて疑似データを作成し、逐次データ同化の数値実験を行った。さらに、スケール依存摩擦特性にもとづいた階層アスペリティモデルが2011年東北日本太平洋沖地震に適用できることを示した。スロースリップイベント及びスロー地震群のモデル化については、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。

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、媒質の粘弾性特性に応じて、固着すべりの特性が変化することを示した。また、模擬断層ガウジのせん断強度特性についてのこれまでの実験成果をまとめた。さらに、破壊前の応力場については数値実験で、せん断応力の均質化が見られた。

(b) 業務の成果

1) 地震発生サイクルのシミュレーションと同化実験

南海トラフでは紀伊半島の東側で巨大地震がまず発生し、同時～数年で西側でも発生してきた。この紀伊半島の東西での破壊の時間遅れがどの程度になるかによって、地震後の対応の仕方が大きく異なってしまう。このため、同時発生しない場合について、東西の地震発生間隔が摩擦特性や初期値によってどのように変わるのか、またその違いを観測データからとらえることで、発生間隔をあらかじめ予測することができるのかを検討する必要がある。そこで本研究では、東西の震源域の境界での摩擦パラメータ値を変化させて、東側の巨大地震（以下「東南海地震」）発生後から西側の地震（「南海地震」）発生までの間についてプレート境界でのすべりの計算を行うとともに、その計算結果にもとづいて地表での地殻変動を計算した。さらに、その結果にノイズを加えることで、先行した巨大地震後に逐次観測データが得られる状況を模擬し、そのデータを様々なパラメータや初期値での計算結果と比較することで、次の巨大地震の発生までの時間を推定する実験を行った。

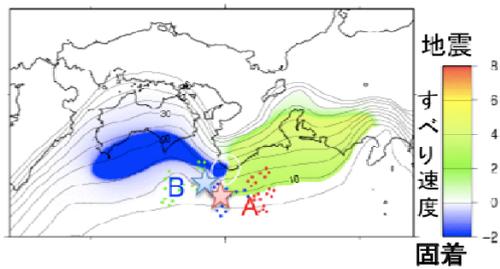


図1 東南海地震直後のすべり速度分布と海底地殻変動の観測点分布。AとBは同化実験に使った観測点の位置。

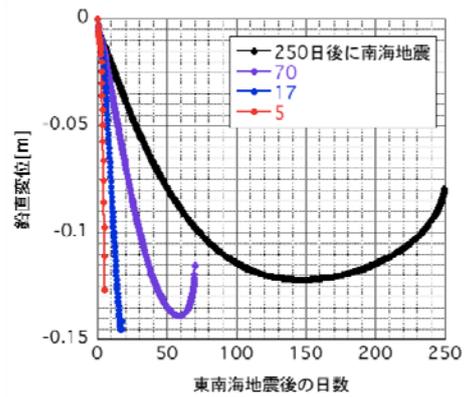


図2 図1のBにおける地殻変動計算結果例。

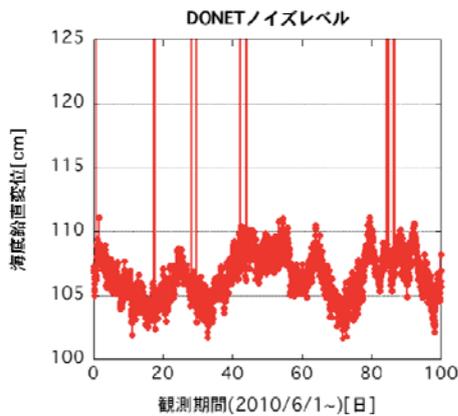


図3 潮汐による変化を取り除いた海底ケーブル観測データ

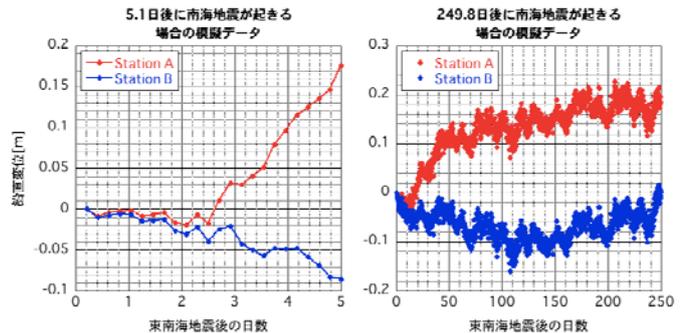


図4 図3をノイズとして加えた模擬データの例。(左)5.1日後(右)249.8日後に南海地震が起きる場合。

図1に示したような震源域の真上に存在する海底ケーブル観測点（青と緑は計画中のもの、赤は現在構築中）で観測されると期待される地殻変動の例を図2に示す。これは同じ摩擦パラメタでも応力や強度の初期値に応じて、南海地震までの発生間隔が異なることを示している。さらに重要なことは、発生間隔の違いに対応して、地殻変動の起こり方が、東南海地震直後から異なっていることである。これは、東南海地震直後の観測データがリアルタイムに入手できれば、南海地震までの発生間隔を推定できる可能性を示唆している。

そこで、図3に示した海底ケーブルでの実際の観測データをノイズとして加えて図4のような模擬データを作り、これと様々なパラメタと初期値の組み合わせ（それぞれを以下では「モデル」と呼ぶ）のシミュレーション結果との残差を計算した。そして、その残差からモデルごとの尤度（データとの合い具合）を求め、図5のように南海地震までの発生間隔を推定した。

推定したい量(南海地震までの日数)のモデル i での値を $T^{(i)}$
 時刻 t でのモデル i の重みを $p_i^{(i)}$ とすると

$$\text{期待値 } \bar{T}_i = \sum_{i=1}^N p_i^{(i)} T^{(i)} \quad \text{分散 } \sigma_i^2 = \sum_{i=1}^N p_i^{(i)} (T^{(i)} - \bar{T}_i)^2$$

図5 南海地震までの発生間隔の期待値と分散の計算

その結果図6に示したように、5時間毎の模擬データに対して、逐次発生間隔と標準偏差が推定される様子が得られた。各色は、模擬データを作る際の真のモデルにおける発生間隔が異なる場合を示している。東南海地震後3日程度で直後に起こる場合が分離でき、その後も次の地震が起こる前に、ある程度発生間隔が推定できていることがわかる。ただし、発生間隔が長い場合の推定が困難であることがわかる。これは図3のようにノイズに数十日程度の揺らぎがあるためと考えられる。こうしたノイズは海水温度変化等によるものであり、近傍の観測点同士の差をデータすることで軽減できることがその後の短期間の複数観測点データの解析から示されている。なお、ノイズを加えない場合には、すべて真のモデルに収束することは確認している。

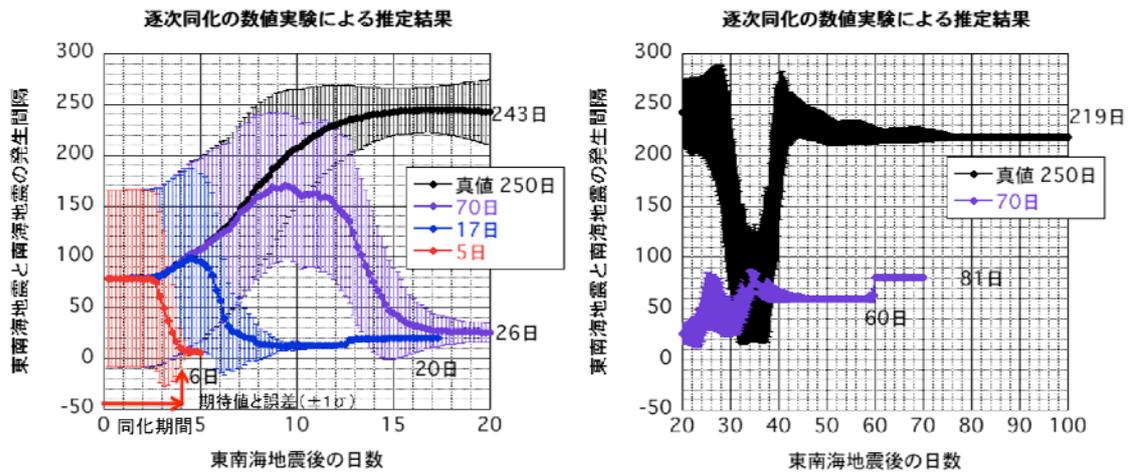


図6 発生間隔の推定結果。右は20日以内、左はその後100日以内の結果。

スローイベントについては、これまで地震発生帯深部を対象にモデル化を行ってきた。その結果として、図7に示すようにゆっくり地震のスケーリング則を定量的に満たす減少を再現した²⁾。さらに、今回は浅部を対象としたモデル化も行った。暫定的な結果として、巨大地震の発生サイクルの途中までは、スローイベントのトラフ軸に沿った移動等の活発な活動が見られず、巨大地震発生が近づいた場合にのみ移動現象が見えて来ることが示された。なお現在の実際の南海トラフでは、深部で活発な移動現象が見られているものの、浅部では移動現象が見られていない。

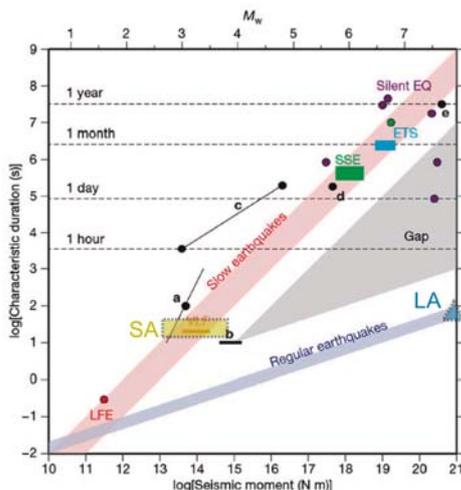


図7 地震発生サイクルシミュレーション結果²⁾を Ide et al. (2007)³⁾のスケーリング則と比較した結果。SAがシミュレーション内でのゆっくり地震。

2) 2011年東北日本太平洋沖地震を受けて

3月に発生したこのM9地震は、M7~8の地震だけが起きると考えられていた場所で発生した。本プロジェクトでは地震の連動メカニズムとして、M7~8の地震が単に同時に起きるのではなく、それらを取り囲む領域が長期間にすべり欠損を蓄積して、まれにより大規模な地震が起きるメカニズム(スマトラ等で見られた)を説明する階層アスペリティモデルを提案してきた。残念ながら、それまでの先入観にとらわれて、このモデルの日本海溝への適用可能性についてほとんど検討をしていなかった。地震発生後、本震の特徴だけでなく、地震の数年前に見られた大きな余効すべりなどの現象が、このモデルと調和的であることがわかった⁴⁾。このことは、階層アスペリティモデルのプレート境界地震への適用妥当性を支持するものと考えられる。したがって、このモデルを南海トラフに適用した場合にどのような地震発生シナリオが想定されるかを今後より本格的に検討するとともに、他の地域についても、このモデルから想定されることについて調査を進める計画である。

3) アナログ実験

高分子ゲルは、ネットワーク状の高分子の中に溶媒を多量に含む物質であり、やわらかい粘弾性体である。また、化合物の配合を変えることによって、比較的容易に媒質の粘弾性特性をコントロールすることができる。本研究では、弾性率はほぼ同じでありながら粘性の大きく異なる2種類の高分子ゲル(シリコーンゲル)を合成し、アクリル樹脂との摩擦実験を行なった⁵⁾。また、光学的手法を用いて接触界面での接触状態のモニタリングを行なった。図7にそれぞれの高分子ゲルにおける摩擦応力の時間変化や接触界面での時空間挙動を示した。ゲルA(粘性の少ないゲル)では、急激な応力降下や音(地震波)を伴う間欠的なすべりが生じた(図7a, b)のに対し、ゲルB(粘性に富んだゲル)では、緩やかな応力降下を伴う連続的なすべり挙動が観測された(図7c, d)。これらの振る舞いはそれぞれ、地震波を伴う“通常地震”と、地震波を(ほとんど)放出しない“ゆっくり地震”に対応すると考えられる。このことは、従来すべり挙動は境界面の摩擦特性のみでほとんど決まると考えられてきたが、媒質の粘弾性も重要な役割を果たしていることを示唆している。今後、このアナログ実験の結果を地殻に適用する妥当性を調べるために、数値実験も開始した。

また、模擬断層ガウジを用いた実験においては、ガウジを構成する物質が異なる場合にせん断強度がどのように変化するかを、多数回の実験により調べた。用いた物質はクォーツと大理石で、硬度は前者の方が高いことが知られている。しかし、粉碎してガウジにした場合には、逆に大理石の強度の方が有意に高くなることが示された(図8)。これは、せん断強度がダイラタンシーに対する抵抗に依存していること、そのダイラタンシーのメカニズムとして柱状構造の形成が関わること、柱状構造の強度は大理石のような変形し易い物質の場合の方が高くなることと考えられることで説明できる⁶⁾。

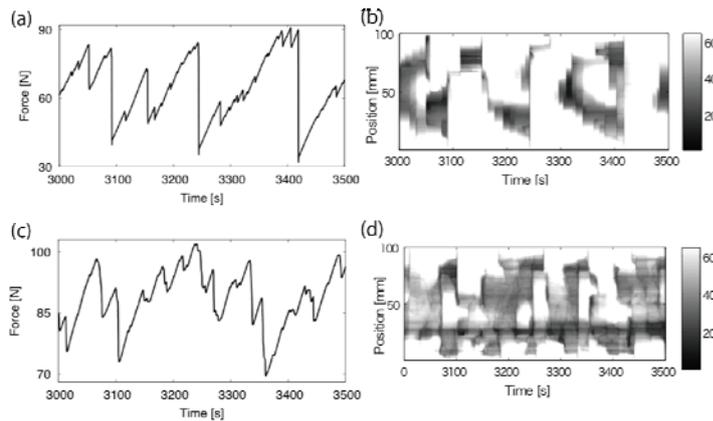


図8 粘性の少ないゲル（上）と粘性に富んだゲル（下）の比較。右は上盤を引く力でモーメントに対応。左は固着・すべりの時空間変化。すべりが大きい所程黒い。

(d) 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を示した。さらに、階層アスペリティモデルの東北日本太平洋沖地震への適用可能性を示した。今後は、実データを用いた同化実験をするとともに、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想定される最大規模の地震やそれにとまなう津波の評価、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。

またアナログ実験については、スロー地震群と普通の地震のスケーリングの違いや規模別頻度分布がG-R則に従うメカニズムを調べるとともに、粒状体の数値実験や粉碎砂の室内実験を通して、破壊前の応力場や断層ガウジのせん断特性を調べ、破壊前に応力場の均質化が進むことなどが解った。今後は、アナログ実験の結果を地殻に適用する妥当性を調べるための数値実験を進める。

(e) 引用文献

- 1) 兵藤 守, 堀 高峰, フィリピン海プレートの3次元形状が南海トラフ巨大地震発生に及ぼす影響, JAMSTEC Report R&D, 11, 1-15, Mar., 2010.
- 2) Ariyoshi, K. T. Matsuzawa, J.P. Ampuero, R. Nakata, T. Hori, Y. Kaneda, R. Hino, A. Hasegawa, Migration process of very low-frequency events based on a chain-reaction model and its application to the detection of preseismic slip for megathrust earthquakes, Earth Planet. Space, in press.
- 3) Ide, S., G. C. Beroza, D. R. Shelly, and T. Uchide, A new scaling law for slow earthquakes, Nature, 447, 76-79, doi:10.1038/nature05780, 2007.

- 4) 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 Planet. Space, submitted.
- 5) 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., submitted.
- 6) 吉岡直人, 堀高峰, 阪口秀, ガウジ層のせん断強度に関する実験結果について, JAMSTEC Report R&D, submitted.

(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
T. Hori, S. Miyazaki,	Hierarchical asperity model for multiscale characteristic earthquakes: a numerical study for the off-Kamaishi earthquake sequence in the NE Japan subduction zone	Geophys. Res. Lett., 37, L10304, doi:10.1029/2010GL042669, 2010	2010年5月21日
R. Ando, R. Nakata, T. Hori	A slip pulse model with fault heterogeneity for low-frequency earthquakes and tremor along plate interfaces	Geophys. Res. Lett., 37, L10310, doi:10.1029/2010GL043056, 2010.	2010年5月25日
N. Mitsui, T. Hori, S. Miyazaki, N. Kato	Data assimilation of an earthquake generation cycle model on a 2-D fault using interseismic data	Theoretical and Applied Mechanics Japan, 59, 175, 2010.	2011年1月21日 (web公開)
K. Sato, T. Baba, T. Hori, M. Hyodo and Y. Kaneda	Afterslip distribution following the 2003 Tokachi-oki earthquake: An estimation based on the Green's functions for an inhomogeneous elastic space with subsurface structure	Earth Planets Space, 62, 923-932, 2010.	2010年11月18日受理
安藤 亮輔, 中田 令子, 堀 高峰	スリップパルスによる深部低周波地震のモデル化	地球惑星科学連合大会, SCG085-07	2010年5月23日
中田 令子, 安藤 亮輔, 堀	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	地球惑星科学連合大会, SCG085-P07	2010年5月23日

高峰	性		
堀高峰・宮崎真一	階層アスペリティモデル：釜石沖地震の数値シミュレーション	地球惑星科学連合大会, SSS027-09	2010年5月24日
平原 和朗, 大谷 真紀子, 光井 能麻, 堀 高峰	高速多重極法を用いた無限均質弾性体中での大規模地震発生サイクルシミュレーション	地球惑星科学連合大会, SSS027-P17	2010年5月24日
兵藤守, 堀高峰	南海トラフ巨大地震サイクルのモデル化ー応力蓄積レートの変化による再来間隔変化ー	地球惑星科学連合大会, SSS027-P20	2010年5月24日
山口哲生・森下真年・土井正男・堀高峰・阪口秀	高分子ゲルのすべり摩擦におけるスケーリング則	日本地震学会秋季大会, B32_02	2010年10月29日
中田令子・安藤亮輔・堀高峰・井出哲	深部低周波地震・微動の破壊伝播を規定する震源構造と摩擦特性:力学モデルにもとづく数値実験	日本地震学会秋季大会, B32_03	2010年10月29日
光井能麻・堀高峰・宮崎真一・加藤尚之	2次元平面断層上における地震発生サイクルモデルのデータ同化手法開発	日本地震学会秋季大会, B32_08	2010年10月29日
堀高峰・阪口秀	大きな破壊への準備過程：数値実験にもとづく考察	日本地震学会秋季大会, B32_09	2010年10月29日
兵藤守・堀高峰・阪口秀	媒質の粘性と摩擦接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, P3_40	2010年10月29日
R. Nakata, R. Ando, T. Hori, S. Ide	Rupture propagation patterns of deep low-frequency earthquakes depending on source structure and frictional property: numerical analysis based on dynamic model	AGU Fall Meeting 2010, S23A-2118	2010年12月14日

(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23年度業務計画案

3次元プレート境界形状を考慮したモデルで、微動発生域まで地震性すべりをする場合を含んだシミュレーションを行ない、連動・非連動がサイクルごとに異なったり、再来間隔が倍半分で大きく変化したりする振る舞いを再現するとともに、その地震時や地震間の地殻変動を観測と比較評価する。また、東北日本太平洋沖地震をはじめ、南海トラフ沿いの地震以外のモデル化も行ない、モデルの検証を進める。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進め、南海トラフのモデルに組み込む。またアナログ実験については、スロー地震群と普通の地震のスケーリングの違いや規模別頻度分布が G-R 則に従うメカニズムを調べるとともに、数値実験によって媒質特性が固着すべり様式に与える影響を定量化する。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」中間報告会

～次の地震はどうなるのか、最新の研究と防災への活用～

日 時：平成 22 年 9 月 16 日（木） 12：00-18：00

場 所：中電ホール（名古屋市東区東新町）

プログラム：

ポスターセッション、展示

パネルディスカッション

「南海トラフ巨大地震震源域の新知見－何が明らかになり、今後何を明らかにする
のか？－」

「20 年後に向けた予測精度向上のロードマップ－予測研究の現状と展望－」

「今後の防災課題－研究成果の防災施策への活用（備えの点検）－」

2 対外的発表

なし

V. むすび

本プロジェクトの中間となる 3 年目を迎え、9 月には名古屋において中間報告会を開催した。各プロジェクトの進捗や成果について活発な議論が行われ、各課題とも順調な進捗を見せていると一定の評価を受けているところ。一方、年度末には未曾有の大地震により東北地方を中心に大きな被害を受け、これを踏まえた本プロジェクトの進め方についても、今後議論が必要であると考えられる。