

### 3.6 プレート・断層構造研究

#### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 「プレート・断層構造研究」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人海洋研究開発機構 地震津波海域観測研究開発センター	上席技術研究員	金田 義行
	研究開発センター長	小平 秀一
	グループリーダー	三浦 誠一
	技術研究員	中村 恭之
	技術研究員	仲西 理子
	研究員	山下 幹也
	主任技術研究員	海宝 由佳
	研究員	新井 隆太
	グループリーダー	石原 靖
	主任研究員	高橋 努
	研究員	山本 揚二郎
国立研究開発法人防災科学技術研究所 地震津波防災研究部門	主任研究員	汐見 勝彦
	主任研究員	上野 友岳
	主任研究員	松澤 孝紀
	主任研究員	浅野 陽一
	主任研究員	木村 武志
	主任研究員	木村 尚紀
	主任研究員	齊藤 竜彦
	主任研究員	田中 佐千子
	主任研究員	松原 誠

(c) 業務の目的

サブテーマ1の防災・減災対策の実効性を検証するためには、地震発生の連動の範囲や地震や津波の時空間的な広がりを見積もる必要がある。このため、稠密な地下構造調査と稠密地震観測により、大津波の発生要因となる南海トラフのトラフ軸付近の詳細プレート構造を得るとともにすべり履歴の解明を図る。

南海トラフから、特に知見の不足する九州、南西諸島海溝までの地震発生全域における地震発生帯及び海陸境界域深部構造のイメージングを行い、地震発生帯のプレート形状及び物性の詳細、陸側プレートとの相対的な位置関係等を把握する。得られた成果は他の観測研究成果との整合性を確認し、シミュレーション研究の項目に提供する。

(d) 8か年の年次実施業務の要約

基本的に前半の4年を震源モデル構築の準備と予測計算のため、基礎データを取得する。後半の4年は国レベル、地方行政レベルの現実的な防災・減災のための予測の再計算などに資するため、不足しているデータを取得する。

平成25年度：

南海トラフ（高知沖）の前縁断層イメージと南西諸島海域南部（八重山付近）でのプレート構造イメージを得た。

平成26年度：

南海トラフの前縁断層イメージと地震発生帯の浅部・深部のプレート構造イメージを得た。

平成27年度：

南海トラフの前縁断層構造イメージと地震発生帯の浅部・深部の構造イメージ、南西諸島海域北部（奄美大島北方）のプレート構造イメージを得た。

平成28年度：

南海トラフ（日向灘）の前縁断層構造イメージ、南西諸島海域北部（奄美大島北方）のプレート構造イメージと四国西部の深部低周波微動発生域周辺の構造イメージを得た。また、四国東部の深部低周波地震発生状況を把握した。南西諸島北部（奄美大島北方）で自然地震観測を実施し、手動検測による震源決定を進めた。

平成29年度：

南西諸島海域中部（沖縄本島北方）、四国東部のプレート構造イメージを得る。

平成30年度：

四国東部の微動発生域のプレート物性情報を得る。南西諸島海域中部（沖縄本島北方）で自然地震観測を行い、地震活動の実態を把握する。

平成31年度：

南西諸島海域中部（沖縄本島北方）、四国中部～東部のプレート形状イメージを得る。沖縄本島北方での自然地震観測記録（平成30年度取得）を用いて地下構造イメージを得る。

平成32年度：

四国中部～東部で微動発生域のプレート物性情報を得る。沖縄本島南方で自然地震観測を行い、地震活動の実態を把握し地下構造イメージを得る。

(e) 平成28年度業務目的

南海トラフ軸周辺において高分解能反射法地震探査を実施し、プレート境界断層の海底面近傍における特徴や将来破壊を起こすと思われるトラフ内の微細構造を明らかにする。南西諸島北部では、地下構造や定常的な地震活動の実態解明のため、自己浮上型海底地震計と陸上の臨時観測点による自然地震観測を実施し、その観測記録の解析を行う。これら及びこれまでに取得した観測記録を用い、プレート形状やその周辺の詳細な地下構造を把握するための解析を進める。

四国東部で発生する深部低周波微動源ならびに微小地震震源の高精度決定や陸域のプレート形状推定を目的として、平成 27 年度に設置した陸域稠密地震観測点の運用を継続する。これらの観測点及び周辺の基盤的地震観測網等で収録された観測記録を収集し、これまでに実施した稠密地震観測点の記録等と併せて、四国における深部低周波微動活動状況やプレート形状ならびに物性の特徴の詳細把握を行うための解析を進める。

## (2) 平成 28 年度成果

①海域におけるプレート・断層構造調査（南西諸島海溝地震発生帯モデルの構築、南海トラフの拡大想定震源域上限の構造マッピング、拡大想定震源域下限および海洋プレート構造・物性の決定）

### (a) 業務の要約

南西諸島海溝域での海底地震計 43 台による約 3 ヶ月にわたる自然地震観測、ならびに、南海トラフ域での 6.25m 間隔 192 チャンネルのストリーマケーブル(1.2km 長)を用いた高分解能反射法探査を実施した。

自然地震観測では、南西諸島北部のプレート形状イメージや定常的な地震活動の把握のため、自己浮上型海底地震計（以下、海底地震計という。）43 台を約 30km 間隔で約 3 ヶ月間設置した。また同時に、種子島やトカラ列島の島嶼部に臨時の地震観測点を設置し、海陸での統合的な自然地震観測を行った。

また、南海トラフ（日向灘）での前縁断層構造イメージを得るため、トラフに直交する測線 7 本と並行する測線 1 本の測線上で総延長 650km の稠密な高分解能反射法探査を実施し、データ取得を行った。

同時に、平成 27 年度までに実施した南西諸島南部および北部海溝域および四国沖南海トラフより海側での大規模構造探査、四国沖南海トラフ軸近傍の高分解能反射法地震探査のデータを用いた解析を進めた。

### (b) 業務の実施方法

南西諸島北部のプレート形状イメージや定常的な地震活動の把握のため、種子島やトカラ列島において陸上の臨時観測点を運用し、また海底地震計 43 台による約 3 ヶ月間の地震観測を実施した。陸上観測点および海底地震計の分布は図 3-6-①-1 に示されており、海底地震計の間隔は約 30km である。陸上の臨時観測点は西之表市、南種子町、中之島、悪石島に整備し、平成 28 年 4 月から連続記録を収録し、定期的にデータ回収と保守作業を行った。悪石島には短周期地震計（(株)近計システム KVS-300）を設置し、西之表市、南種子町、中之島には広帯域地震計（Kinematics 社製 STS-2）と短周期地震計（同上）を併設した。陸上観測点のサンプリング周波数は全て 100Hz とした。海底地震計による観測は平成 28 年 9 月から 12 月までの約 3 ヶ月間実施した。設置は国立研究開発法人海洋研究開発機構の深海調査研究船「かいれい」による KR16-10 航海（平成 28 年 9 月 7 日～14 日）で行い、回収は「かいれい」KR16-18 航海（平成 28 年 12 月 17 日～26 日）で実施した。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、100Hz サンプリングで連続収録した。

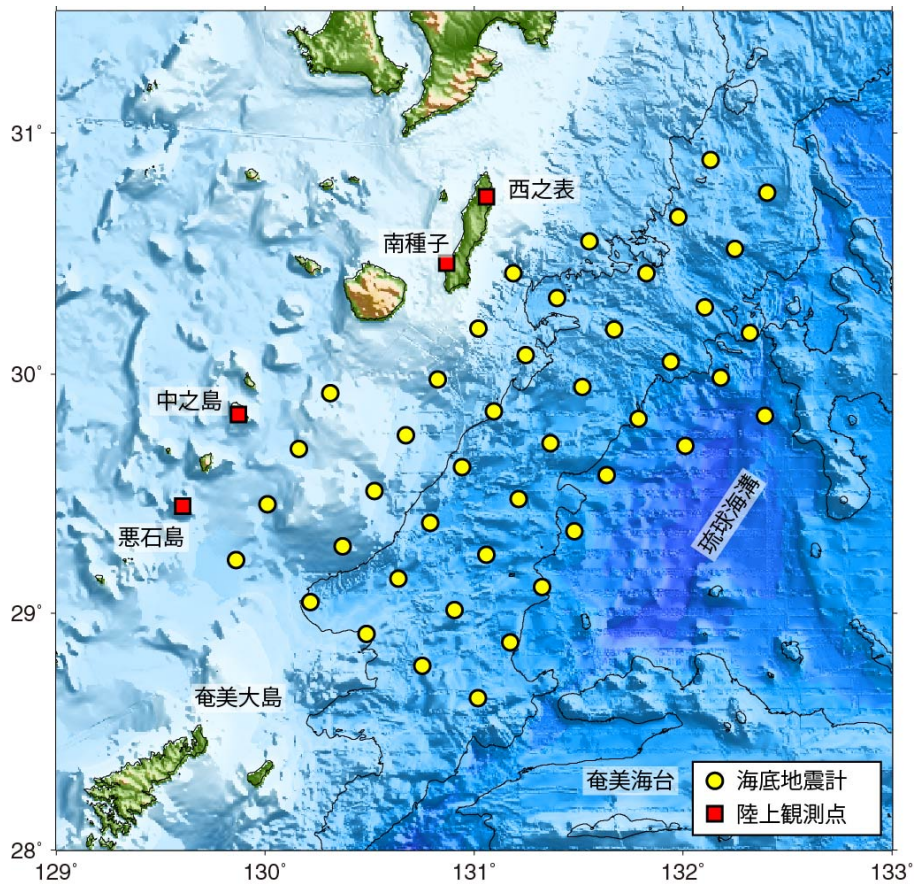


図 3-6-①-1 南西諸島北部における自然地震観測の観測点分布

平成 26 年度に引き続き、南海トラフ（日向灘）でのトラフ軸近傍での前縁断層構造イメージを得るため、平成 28 年 9 月 25 日から 10 月 7 日にかけて深海潜水調査船支援母船「よこすか」（YK16-13 航海）を用いて九州パラオ海嶺が沈み込む日向灘を中心に測線を設定し、計 8 測線、総延長約 650 km の高分解能反射法地震探査を実施した。この調査は微細な構造を対象とするため総容量 230cu.in の 3 台のエアガンを 2000psi の高圧で運用する高周波の音源を制御震源とし、ストリーマー受振間隔 6.25m のシステムを使用した。発振間隔は 37.5m、データサンプリング間隔は 1msec に設定し、空間的、時間的に密なデータを得ている。

(c) 業務の成果

1) 南西諸島海溝地震発生帯モデルの構築（海域深部構造探査、自然地震観測）

南西諸島北部における自然地震観測で得られた地震波形記録を用いて自動検測を実施した結果、約 9000 個が地震の可能性のあるものとして検知された。これらについて手動検測作業を進めており、現在までに約 500 個の地震の検測を実施し

た。図3-6-①-2に手動検測後の震源分布を示す。深さ50kmよりも浅い地震が多く発生しており、種子島東岸付近や奄美大島北東沖(北緯29.2度、東経130.6度付近)で特に地震活動が活発である。これらの地震活動は気象庁の一元化震源でも観測されている特徴であるが、本観測のデータの解析をさらに進めることで詳細な深さ分布や震源メカニズムの解明が進むことが期待される。また、琉球海溝の海溝軸付近でも浅い地震が発生している一方、その西側に地震活動が低調な領域が幾つか存在する。この地震活動の空間変化の有意性は今後さらに検測作業を進めて検証する必要があるが、気象庁震源などでは検知できていない地震活動の空間変化を捉えている可能性が考えられる。

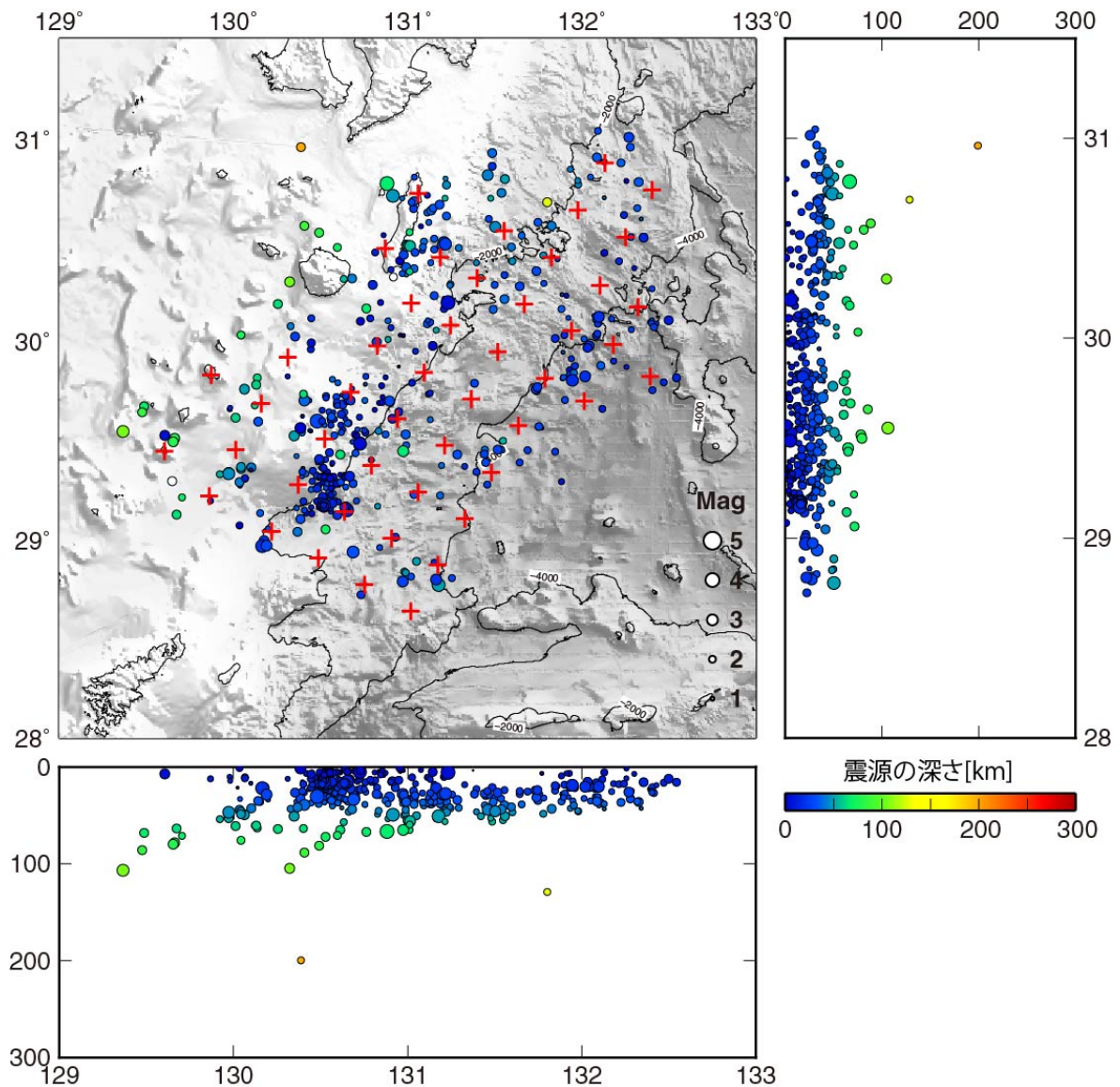


図3-6-①-2 南西諸島北部での自然地震観測記録で手動検測が終了した地震の震源分布(地震数465個)。丸が震源を表し、色の違いは深さを示す。+は観測点位置を表す。

平成 27 年度に南西諸島海溝北部を横断する 2 測線で実施した反射法探査データ（図 3-6-①-3）と、同一測線上で海上保安庁が既已取得していた屈折法探査データを用いた解析を行い、南西諸島北部に沈み込むフィリピン海プレートの形状イメージと地震波速度構造を得た（図 3-6-①-4）。プレート境界面は明瞭な反射面としてイメージングされており、海溝近傍において沈み込む海山を確認した。この海山の深部延長ではプレート境界はステップ状の不連続を呈す。同海域では 1995 年に M7 クラスの正断層地震(奄美大島近海地震)がスラブ内で発生しており、余震分布から推定される断層面の位置、形状(山田・他, 1997)はプレート境界の不連続と一致することがわかり（図 3-6-①-5）、浮力が大きい海山群が作り出す特異な応力場によって高角な正断層地震が発生したと解釈される。

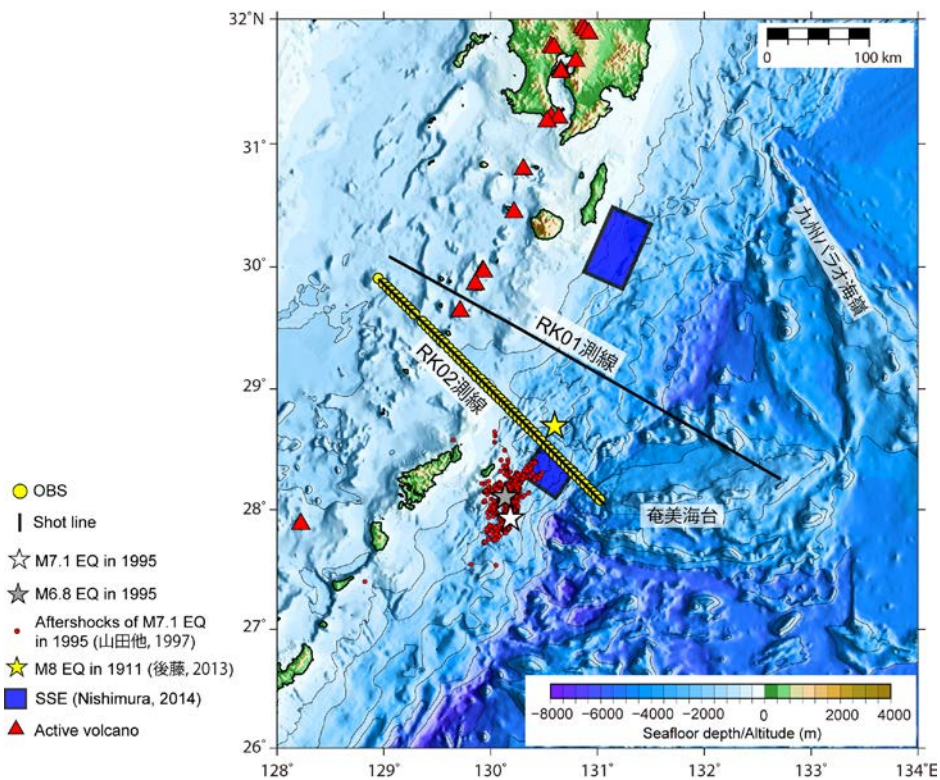


図 3-6-①-3 平成 27 年度に実施した南西諸島北部地殻構造探査の測線図

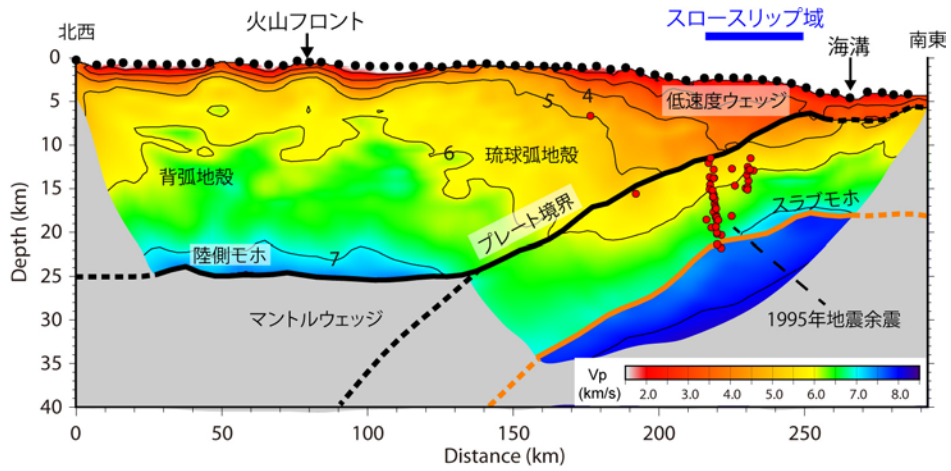


図 3-6-①-4 南西諸島海溝北部 (RK02) における P 波速度構造 (海上保安庁取得データを使用)

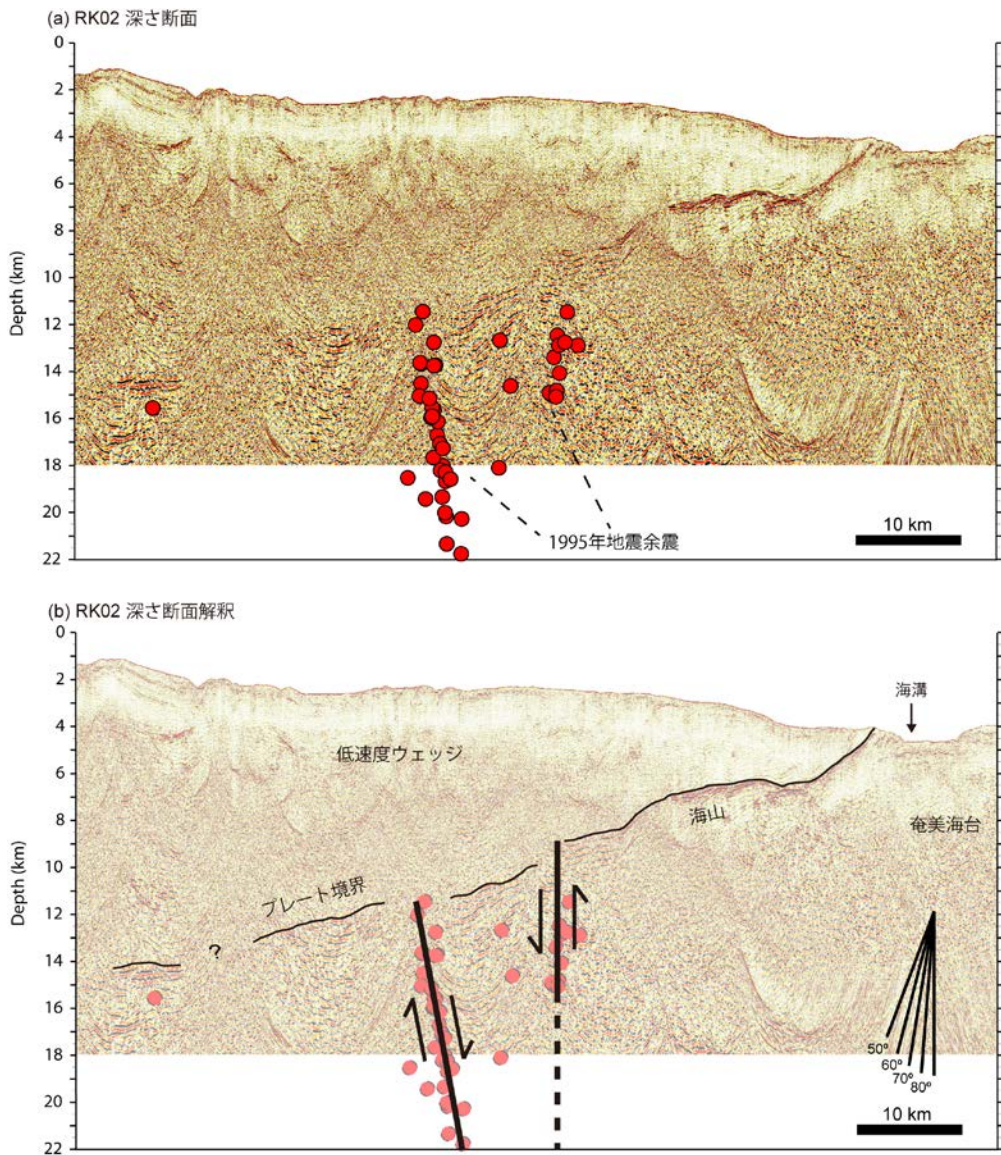


図 3-6-①-5 南西諸島北部地殻構造探査で取得された反射法イメージ (RK02) と 1995 年奄美近海地震の余震分布 (山田・他, 1997) の比較

## 2) 南海トラフの拡大想定震源域上限の構造マッピング

本年度は既存測線がほとんどない日向灘を中心に高分解能反射法地震探査を実施した(図3-6-①-6)。本年度得られた船上記録の反射断面を図3-6-①-7に示す。得られた反射法データは現在解析中であるため、詳細な解釈はまだ実施できないが、船上記録からは九州-パラオ海嶺の西側では堆積物が急に薄くなり、またフィリピン海プレート上面の複雑な凹凸などが確認できた。前縁断層は九州-パラオ海嶺付近では不明瞭になり、プロトスラスト帯の発達も見られないようである。また、反射法地震探査測線と同時に行われた船底設置のサブボトムプロファイラー観測から、良好な海底下数mスケールの極浅層微細構造も得られた(図3-6-①-8)。このデータを併用することでより新しい変動履歴の評価が期待できる。

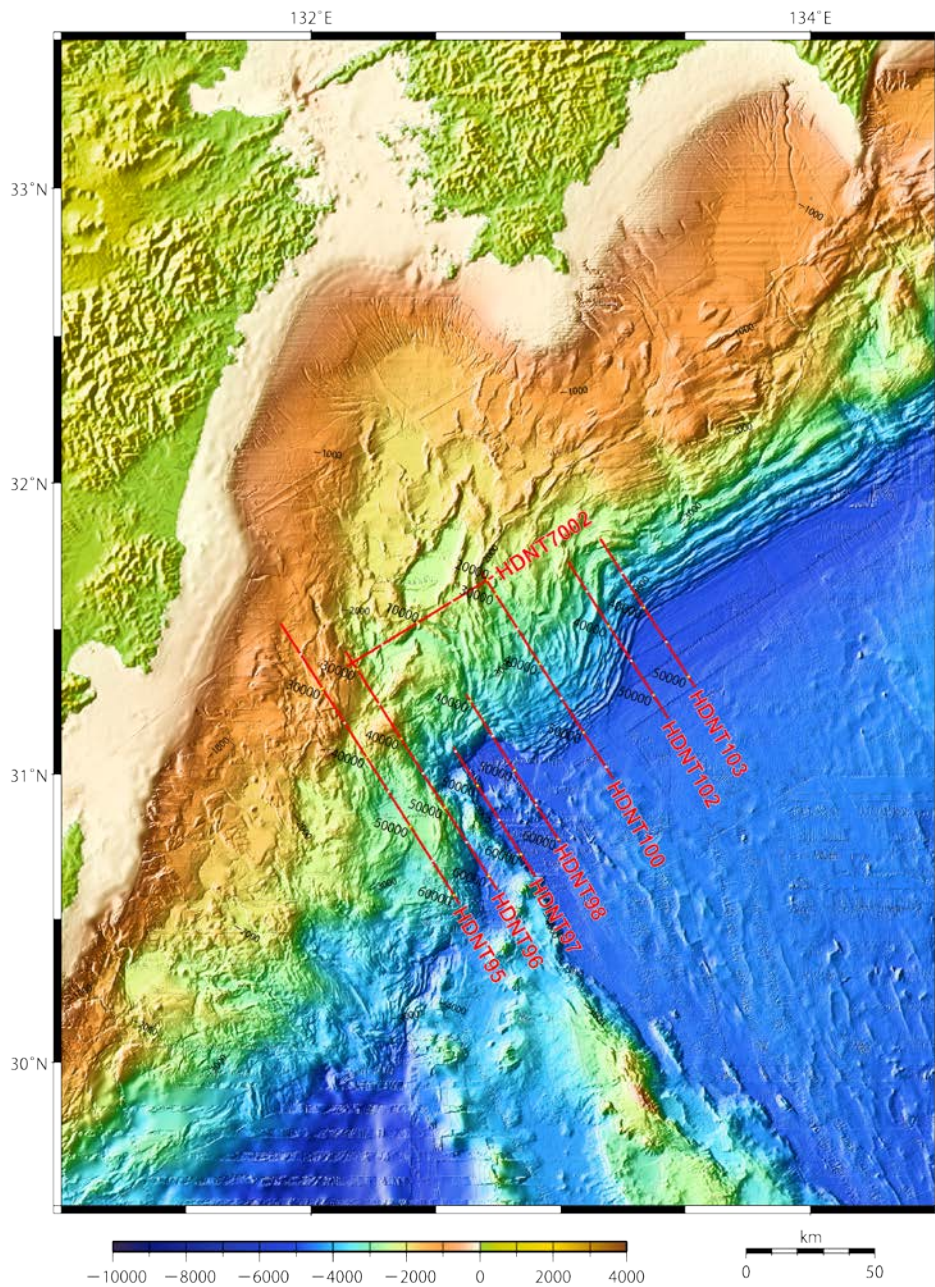


図3-6-①-6 日向灘における高分解能反射法地震探査測線



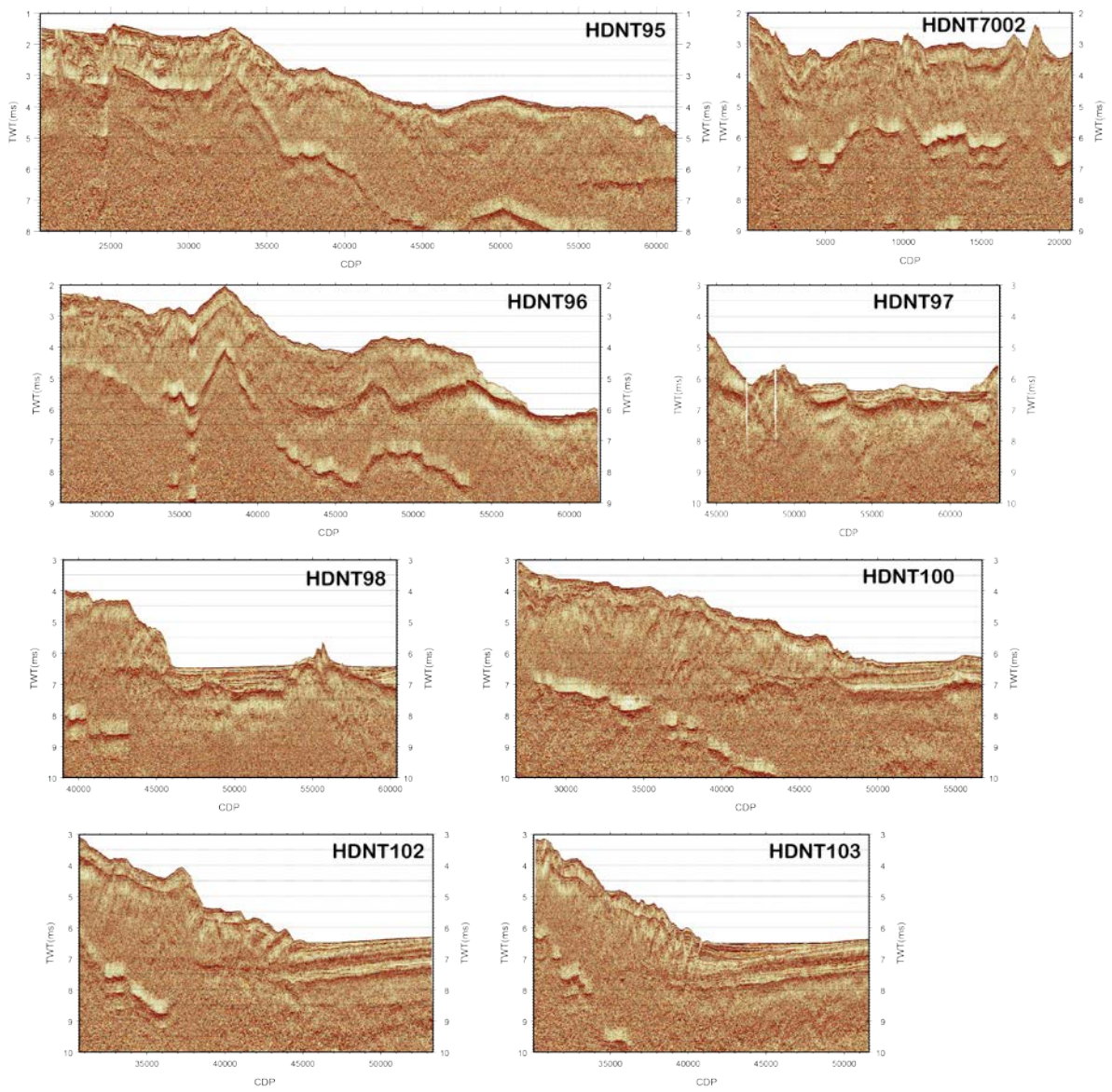


図 3 - 6 - ① - 7 本年度取得した高分解能反射法地震探査の全断面

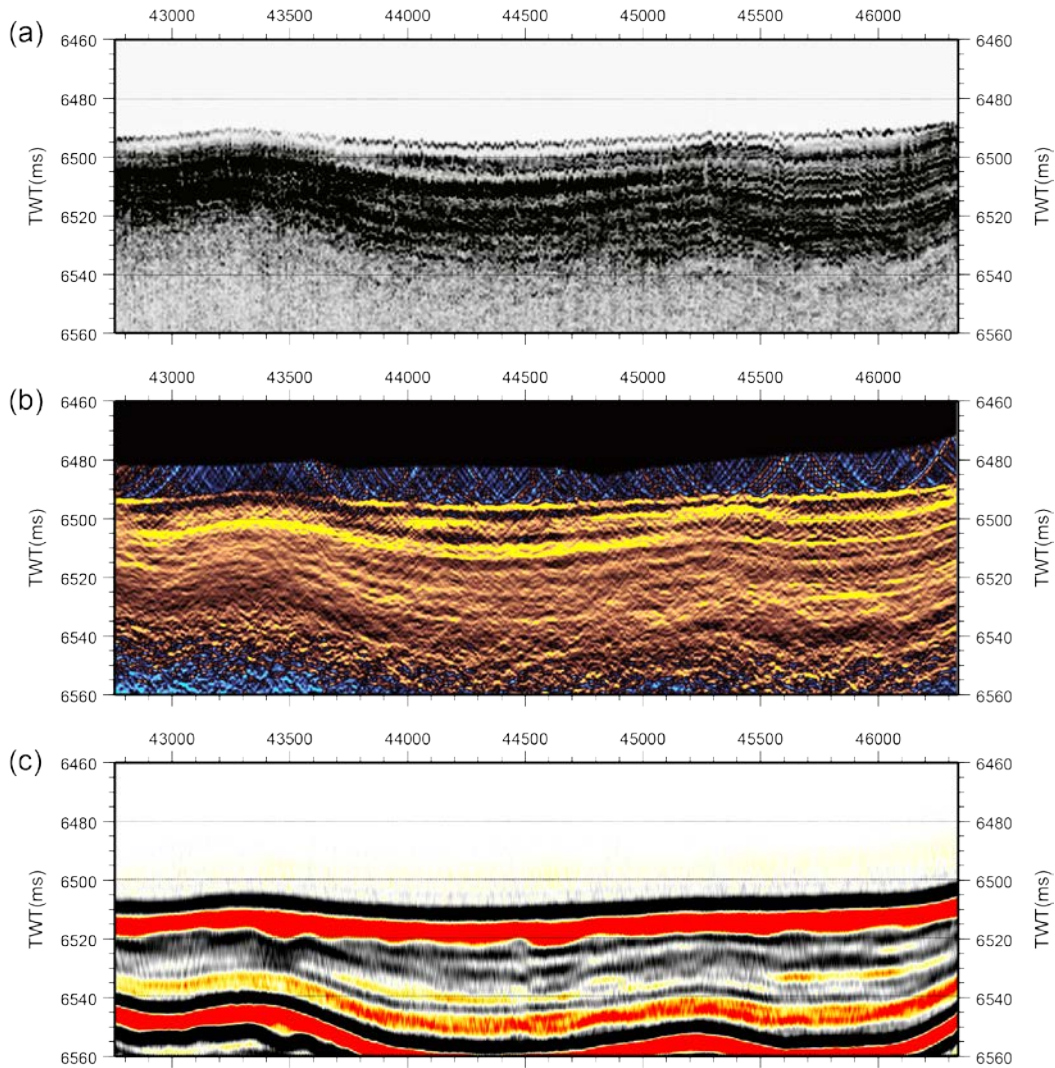


図 3-6-①-8 トラフ軸周辺の拡大断面 (a) サブボトムプロファイラー船上記録 (b) サブボトムプロファイラーマイグレーション処理断面 (c) 反射法地震探査断面

### 3) 拡大想定震源域下限および海洋プレート構造・物性の決定

平成 27 年度の成果として、南海トラフ西部（四国沖）のトラフ軸より海側の四国海盆でトラフに平行な SB01 測線について、基盤直下の P 波速度が室戸岬南方周辺を境に東から西に低速に変化していることを報告した。平成 28 年度は、南海トラフ東部（紀伊半島沖～東海沖）での構造変化を把握するために、前プロジェクトで取得した南海トラフ東部のトラフ軸に沿った測線 Z11（図 3-6-①-9）について得られた屈折法地震探査および高分解能反射法データを用いた速度構造解析を用いた解釈を進めた。その結果、南海トラフ西部の室戸岬沖で見られた基盤直下の東西方向の速度変化と同様の構造変化が、志摩半島沖南方周辺にも認められた（図 3-6-①-10）。南海トラフ西部同様、東部でも高分解能反射法地震探査断面で見られる基盤の凹凸周期と、紀伊半島から東海地方にかけての深部低周波微動の活動度の東西変化（Obara, 2010）の周期の類似性が認められる。南海トラフより海側の基板直下の速度の速い領域は、紀伊水道沖を中心に室戸岬沖から志摩半島沖に存在し、フィリピン海プレートの沈み込む陸側延

長には深部低周波微動の空白域が存在する。

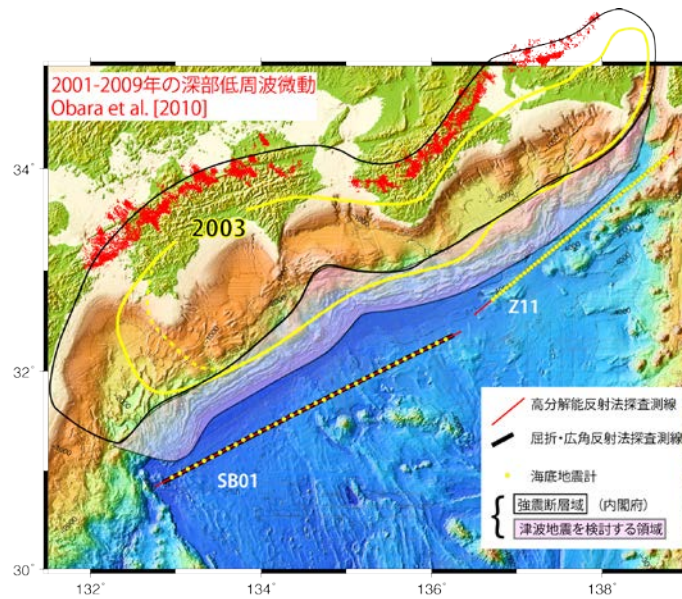


図3-6-①-9 平成26年度に取得した南海トラフ西部での高分解能反射法探査測線、大規模構造調査測線SB01、および前プロジェクトで取得した南海トラフ東部での高分解能反射法探査測線、大規模構造調査測線Z11

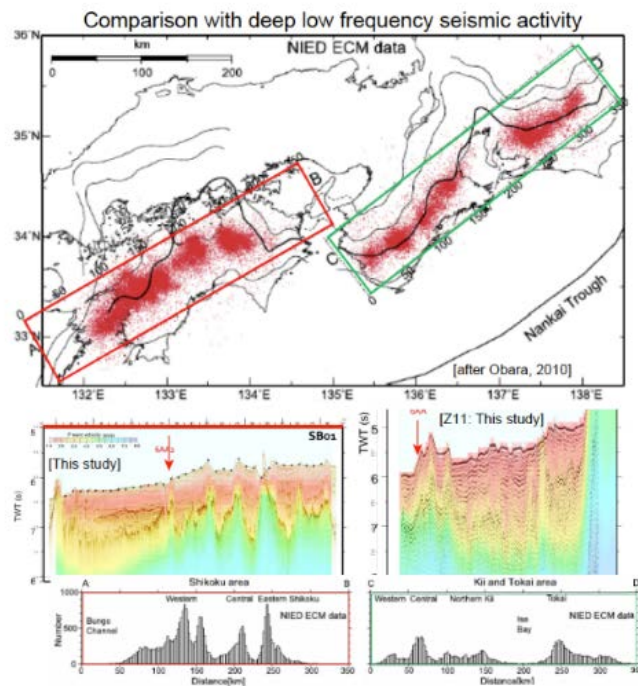


図3-6-①-10 (上段) 赤・緑枠内の四国および紀伊半島～東海地方の深部低周波微動(赤点)(Obara et al., 2010)。(中段) トラフ軸海側四国海盆SB01測線およびトラフ軸Z11測線における高分解能反射法データの時間断面に、屈折法地震探査データによって得られたP波速度構造を重ね合わせたもの。矢印の地点で、基盤直下の速度が測線の東西で急激な変化が見られる。(下段) 上段の深部低周波微動の活動度の東西変化(Obara et al., 2010)。

(d) 結論ならびに今後の課題

南西諸島北部海溝域において自然地震観を実施し、震源決定解析の初期段階において海溝軸付近の地震活動の空間変化などを捉えることができた。今後さらに手動検測による震源決定と地下構造推定を進め、地下構造と地震活動の実態解明を進める。

既存測線の少ない日向灘で稠密な高分解能反射法地震探査を行い九州 - パラオ海嶺が沈み込む周辺の浅部微細構造の断面が得られた。現在解析中であり、プレート境界付近での低周波微動の分布域 (Yamashita et al., 2015) などとの比較を行っていく。拡大想定震源域と九州 - パラオ海嶺が沈み込む周辺の構造との関係を調べることは今後の課題の一つである。

平成 27 年度に取得した南西諸島北部 (奄美大島北側) における屈折法、反射法探査データの解析から、海山の沈み込みに伴う起伏に富んだプレート形状とスラブ内での正断層地震を引き起こす特異な断層構造、応力状態が明らかとなった。同海域では 1911 年に M8 クラスの喜界島地震が発生しており (後藤, 2013)、本研究で得られた構造的知見は南西諸島北部で発生する巨大地震との関連を検討する上で重要な結果と考えられる。

平成 26 年度までに実施した四国沖南海トラフより海側での構造探査データと、前プロジェクトで取得した南海トラフ東部のトラフ軸に沿った測線で得られた構造探査データから、高分解能反射法地震探査断面で見られる基盤の凹凸周期と深部低周波微動の活動度の東西変化の周期が南海トラフ全域にわたって類似していることがわかった。今後は、沈み込み前のフィリピン海プレートの持ち込む水の量と地震現象の関係について検討を進める。

(e) 引用文献

後藤和彦, 1911 年に喜界島近海で発生した巨大地震の震源位置の再評価, 地震, 65, 231-242, 2013.

Nishimura T., Short-term slow slip events along the Ryukyu Trench, southwestern Japan, observed by continuous GNSS, Progress in Earth and Planetary Science, 1:22, doi:10.1186/s40645-014-02205, 2014.

Obara K., Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest Japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation, J. Geophys. Res., 115, B00A25, doi:10.1029/2008JB006048, 2010.

山田知朗, 日野亮太, 西澤あずさ, 塩原肇, 佐藤利典, 後藤和彦, 金沢敏彦, 笠原順三, 島村英紀, 海底地震計による 1995 年奄美大島近海地震の余震観測, 地学雑誌, 106, 514-524, 1997.

Yamashita, Y., H. Yakiwara, Y. Asano, H. Shimizu, K. Uchida, S. Hirano, K. Umakoshi, H. Miyamachi, et al. Migrating tremor off southern Kyushu as evidence for slow slip of a shallow subduction interface, Science, 348, 676-679, 2015.

## ②自然地震・構造探査を用いた構造解析

### (a) 業務の要約

四国東部で発生する深部低周波微動源ならびに微小地震震源の高精度決定や陸域下のプレート形状推定を行うため、平成 27 年度に四国東部域を対象に設置した陸域稠密地震観測点（15 点）の運用を行った。観測されたデータに対し、気象庁一元化震源カタログに登録されている深部低周波地震をテンプレートイベントとした Matched Filter 法を適用し、解析方法の有効性を確認した。また、定常観測点で収集された遠地地震記録に含まれる変換波解析を実施したところ、既存のプレート形状モデルでは変換波励起点の分布が説明できないことが明らかになった。一方、四国西部の基盤的地震観測網で得られた自然地震観測データの解析により、深部低周波微動域のすぐ深部の海洋モホ面直上に異方性の強い媒質が存在することを示した。この異方性媒質は、微動域深部の海洋地殻で脱水を伴う相転移が発生したことに起因すると考えられる。相転移により生じた流体はマンタルウェッジの蛇紋岩化に寄与すると考えると、低周波微動域直上の大陸モホ面が不明瞭になるという観測結果と整合する。

### (b) 業務の成果

#### 1) 四国東部における稠密地震観測の実施

深部低周波微動の分布は、南海トラフ巨大地震の想定震源域下限設定の根拠のひとつに挙げられている。四国地域における深部低周波微動の分布を図 3-6-②-1 に、その時空間分布を図 3-6-②-2 に示す。四国東部における深部低周波微動活動は四国西部ほど活発かつ空間的に連続ではなく、北西-南東方向に列をなす

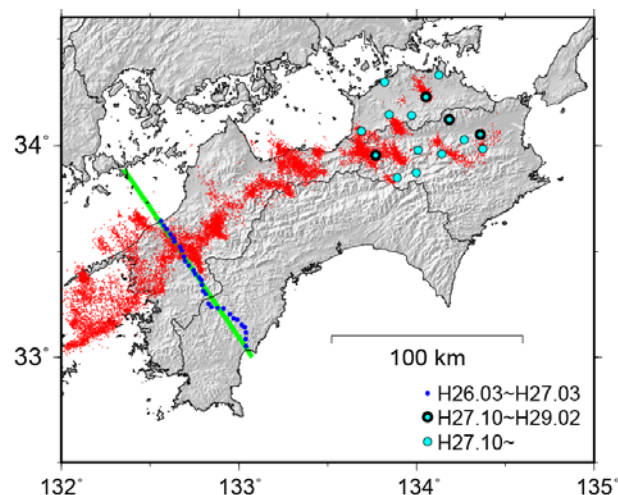


図 3-6-②-1 四国における深部低周波微動の空間分布。ハイブリッド法 (Maeda and Obara, 2009) およびクラスタ処理 (Obara *et al.*, 2010) によって 1 時間毎に自動処理された微動分布の重心を表す。本研究で設置した稠密地震観測点の位置を青丸（四国西部。撤去済）および水色丸（四国東部）で示した。四国東部の観測点のうち、期末に撤去した 4 点を太丸で示す。また、図 3-6-②-8 の四国西部における測線位置を緑線で示す。

いくつかの孤立的なクラスタからなる。四国西部から中部にかけては活発な微動活動が見られ、海溝軸とほぼ平行に分布する。この東側（愛媛県東部）に位置する低調な領域を挟み、愛媛・香川・徳島県境付近から徳島県西部の領域に活発な活動領域が存在するほか、その東部に位置する徳島県中部や北東部の香川県中部でも活動が見られる（図3-6-②-1）。これらのクラスタの中には、ほぼ定常的に活動が確認されているものもあるが、3か月に1回程度、活動域が移動しながら活発化する様子も確認されている（図3-6-②-2）。図3-6-②-2から、セグメントのサイズや活発化する周期という視点において、四国西部と東部では微動活動の特徴が異なることが分かる。一方、南海トラフから沈み込むフィリピン海プレートの形状について、これまでに地震活動やトモグラフィ解析、変換波解析などから様々なモデルが提案されている。紀伊半島下で高角に沈み込むプレートが四国西部下では非常に低角で存在することは各モデルで共通しているが、両地域をつなぐ紀伊半島西部から紀伊水道を経て四国東部に至る領域はモデル間の差異が大きい。特に、Ide *et al.* (2010) は、紀伊水道でプレートが断裂している可能性に言及しており、現在も結論が出ていない。

四国東部におけるフィリピン海プレートの位置や形状およびそのプレート境界における物性、巨大地震発生域と深部低周波微動活動との関連を調べるため、平成27年10月に四国東部15地点に固有周波数1 Hzの三成分短周期地震計（OYO Geospace社製GS-1）を設置した。観測点の位置を図3-6-②-1に水色丸で示す。観測データは、現地に設置したデータ収録装置でサンプリング周波数100 Hzで離散化したのち、装置内のコンパクトフラッシュ（CF）カードに蓄積した。平成28年度は、8月上旬、12月中旬、2月下旬に観測点メンテナンス作業を実施し、データの回収およびバッテリー交換を行った。12月のメンテナンス終了後、それまでに収集したデータをもとに各観測点の性能評価を実施し、ノイズレベルが比較的高く、解析に使用できる十分なデータを蓄積出来ないと判断される4観測点（図

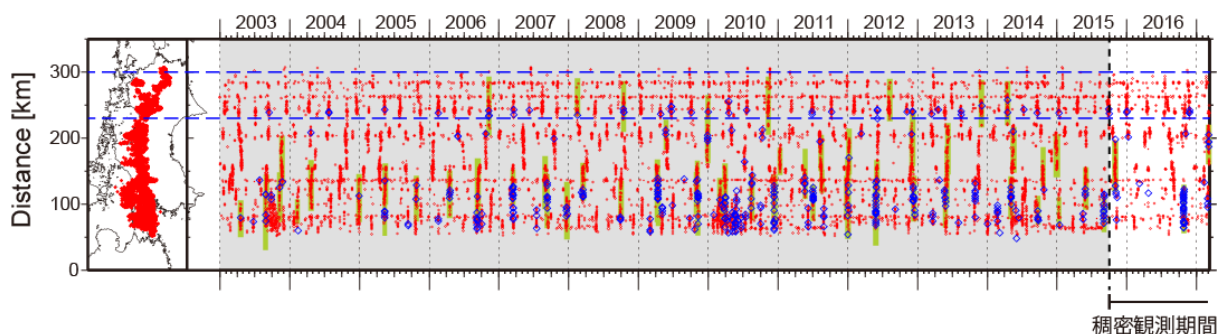


図3-6-②-2 四国における2003年1月～2017年2月までの深部低周波微動の時空間分布。赤丸および青菱形は、それぞれ、自動処理された微動分布の重心、周期20秒に卓越する超低周波地震（Ito *et al.*, 2007）の震央位置を表す。黄緑色の太線はこれまでに検出された短期的スロースリップイベントを示す。四国東部における稠密地震観測期間外について、背景を灰色で示した。また、青点線は四国東部の稠密地震観測点の設置範囲を表す。

3-6-②-1 に太線で表示) について、2月下旬のメンテナンス時に機材の撤収と観測用地の原状回復を行った。なお、撤収対象となった観測点の地震計自体は、露出した岩石や擁壁の上等に設置していたが、近接地に森林や竹林が存在したり、周辺岩石の破碎・風化が進展したりしていた。このような設置環境がノイズ等の混入の原因になったと考えられる。

回収した CF カード内の観測データは、観測点単位かつ1時間単位の WIN フォーマットとして保存されている。一方、防災科研 Hi-net や F-net 等の基盤的地震観測網の観測データは、複数の観測点・成分の1分間のデータが WIN32 フォーマットで1ファイルになるようにまとめられている。基盤的地震観測網の観測データとの併合処理に利用しやすいよう、稠密地震観測データについても1分間の WIN32 フォーマットに整理・集約を行った。また、主なイベントの検出処理を行い、P 波および S 波走時データベースの構築を進めた。

## 2) 四国東部における自然地震観測データの解析

### a) 深部低周波地震の検出

四国東部における微動活動の詳細な特徴を把握するため、当該地域の深部低周波地震検出精度向上のための予備的解析を行った。検出には、テンプレートイベントに基づく Matched Filter 解析 (例えば、Shelly et al., 2007) を用いた。エンベロープ波形を用いる従来の震源位置推定方法 (例えば、Obara, 2002) は位相情報を欠落させるため、求められた震源位置に大きな不確定性を有する。本手法は波形そのものの相関を利用するため、求められた震源位置により高い時空間分解能を付与することが出来ると期待される。

解析には、四国東部における稠密地震観測点および同領域周辺の防災科研 Hi-net 観測点 16 点のデータを使用した。Matched Filter 法におけるテンプレートイベントの選択には、気象庁一元化震源カタログ (一元化カタログ) を用いた。まず、一元化カタログに登録されている低周波地震の震央位置を、緯度・経度ともに 0.05 度ごとに刻んだセルに配分し、それぞれのセル内から1つのイベントをテンプレートイベントとして選択した。抽出したイベントは計 57 個であった。震源位置の推定にあたって、S 波速度を 3.2 km/s で一様と仮定し、テンプレートイベントの震央位置を中心として緯度・経度ともに 0.2 度の範囲を探索した。深さについては、テンプレートイベントの震源情報で固定した。相関を計算するタイムウィンドウについては、S 波到達予想時刻の 2 秒前から 4 秒後までの計 6 秒間とした。上下動成分と水平動 2 成分の計 3 成分の観測データを用い、すべての点についての相関係数の平均値を計算して検出の指標とした。なお、地震波形データは 2~6 Hz で帯域通過フィルタを適用し、毎秒 20 サンプルにデシメーション処理を行ったうえで解析に用いた。

図 3-6-②-3 に、本解析でテンプレートイベントとした深部低周波地震の稠密地震観測点での観測波形例を示す。ここでは、イベント発生位置の違いによる波形の特徴を示すため、両イベントが問題なく収録出来た 14 観測点の記録のみを示

した。また、一例として、四国東部でやや活発な活動がみられた 2016 年 8 月 1 日から 4 日までの解析結果を図 3-6-②-4 に示す。ここで、相関係数の Median Absolute Deviation (MAD) の 10 倍を検出基準とし、検出基準を超えた際に求めた震源位置を 1 日ごとに示した。本解析手法を適用することにより、低周波地震の検出数はそれぞれの日について一元化カタログの 5 倍以上となっており、活動域が東西方向に移動していく様子が明瞭にとらえられた。Shelly *et al.* (2007) は、イベント検出の条件として MAD の 8 倍と 9 倍の場合を検討しており、図 3-6-②-4 に示した結果はこれよりも厳しい条件である。Shelly *et al.* (2007) と同等の検出条件を用いた場合にはさらに検出数が増加する。

図 3-6-②-4 に示した結果のうち、特に 8 月 3 日や 4 日の結果においては、震源分布が北西-南東方向に延びている様子が確認できる。この特徴は、深部低周波微動分布の重心にも見られるが、ここでは、個別の震源位置としてその様子がとらえられている。Ide (2010) は、四国西部において同様な特徴があることを報告し、現在あるいは過去のプレート沈み込みが作り出した構造を反映している可能性を指摘した。今回示した結果は短い活動期間のみを対象とした予備的結果であるが、

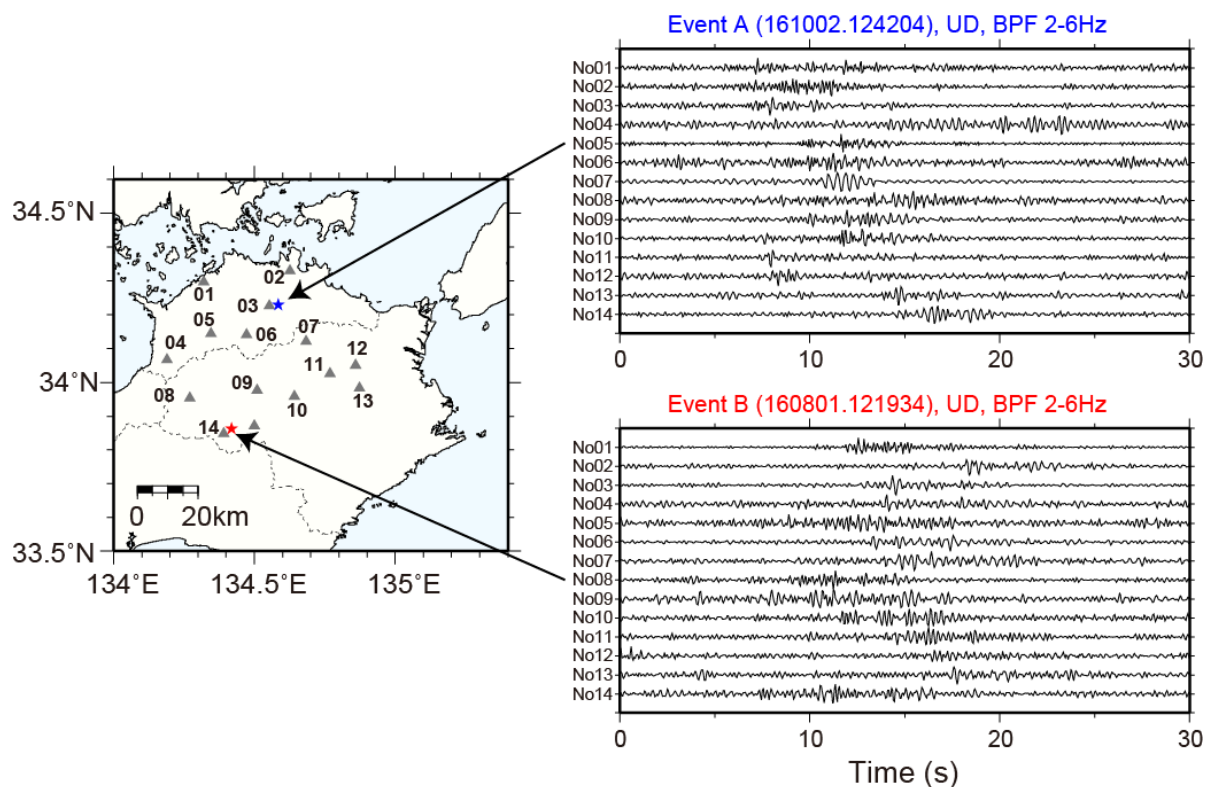


図 3-6-②-3 四国東部稠密地震観測点における深部低周波地震波形例。左に示す地図に観測点の位置を観測点番号とともに灰色三角で示す。青星印および赤星印は気象庁一元化震源カタログによる低周波地震の震央位置を表し、それぞれの地震に対応する発震時から 30 秒間の上下動成分の地震波形（2～6 Hz の帯域通過フィルタを適用）を右列上段及び下段に示す。



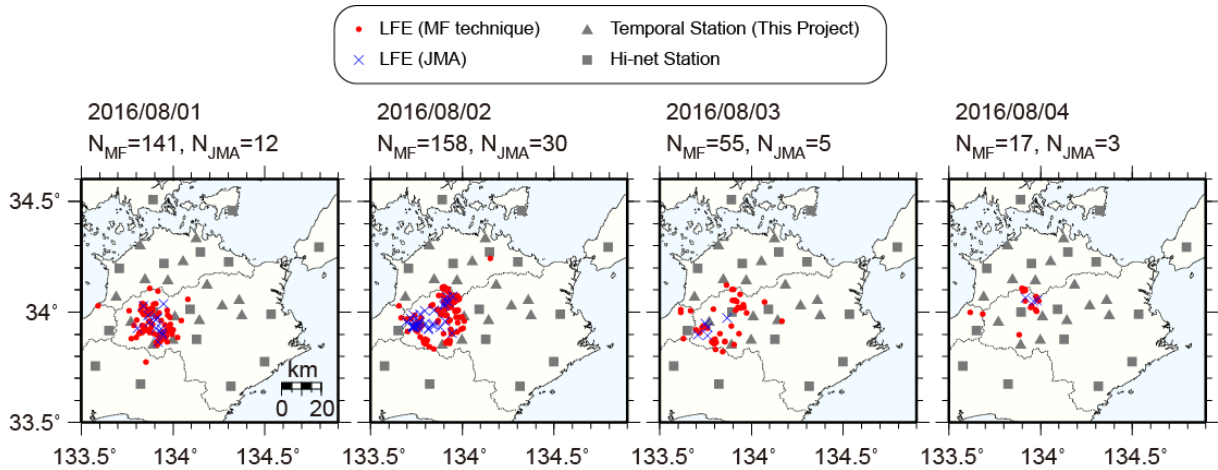


図 3-6-②-4 本解析（赤丸）および気象庁一元化震源カタログ（青×印）によって検出された深部低周波地震の 1 日毎の震央分布。三角印および四角印は、それぞれ本解析に使用した稠密地震観測点および Hi-net 観測点の位置を示す。1 日毎の図の上部には、本解析 ( $N_{MF}$ ) および一元化震源カタログ ( $N_{JMA}$ ) による検出数をそれぞれ示した。

他の期間のデータを用いた解析およびプレートイベントの選択方法等の解析手法の検討を進め、詳細な震源の時空間分布を解析することにより、スロー地震の成因やプレート間大地震発生域深部の構造に関する理解につながることを期待される。

#### b) 陸域フィリピン海プレート形状の再検討

前述のとおり、紀伊水道から四国東部周辺下に沈み込むフィリピン海プレートの形状は現在でも様々なモデルが提案されており、一定の結論は得られていない。一方、防災科研 Hi-net をはじめとする基盤的地震観測網の整備開始から約 20 年が経過し、観測データの蓄積が進んだ。そこで、各観測点でこれまでに観測された遠地地震波形から推定されるレシーバ関数を精査することにより、当該地域で考えられるフィリピン海プレート形状モデルについての再検討に着手した。併せて、前節に示した稠密地震観測点においても、遠地地震データの切り出しを行い、レシーバ関数データベースの構築を行った。観測点下に地震波速度の不連続面が存在する場合、不連続面による Ps 変換波がレシーバ関数の後続波位相として検出される。深部が浅部よりも高速度である地震波速度不連続面においては、一般的に、レシーバ関数の振幅は正值をとるが、深部の方が低速度の場合は負値となるため、レシーバ関数の後続波位相の特徴を見ることにより、地下の不連続面の位置や形状を推察することが出来る。

解析に用いた観測点を図 3-6-②-5 に示す。各観測点で観測された M5.5 以上、震央距離 30~90 度の遠地地震の観測波形記録を用いてレシーバ関数を推定した。この際、良好な S/N を有する波形を自動ならびに目視で抽出した。得られたレシーバ関数について、Matsubara and Obara (2011) による地震波速度構造を用い

て深度変換した。図3-6-②-6および図3-6-②-7の上段に、求めたレシーバ関数振幅の断面図を示す。各図の下段には、比較として弘瀬・他(2007)によるプレート上面形状モデル、Ide *et al.* (2010)およびShiomi *et al.* (2008)による海洋モホ面形状モデルをそれぞれ緑線、黒太線、黒破線でレシーバ関数断面図に重ねて示す。

図3-6-②-6の測線DおよびEにおいて、深さ30~40 km付近に赤で表示された正の振幅の列がやや北西(左)に傾斜しながら線状に分布する。この赤線は、各図下段に示されたIde *et al.* (2010)およびShiomi *et al.* (2008)が示すとおり、海洋モホ面に相当する速度不連続面である。プレート上面の深さである弘瀬・他(2007)は、太平洋側ではこれらの面の約10 km浅部に位置し、青で示されたレシーバ関数の負の振幅、すなわち低速度層の上面に対応する。図3-6-②-7の測線IおよびJにおいても、海洋モホ面の約10 km上部に並行に位置する負の振幅の列と弘瀬・他(2007)のモデルが良く対応する。沈み込むプレートの最上部には地震波速度が低速度となる層が存在する(例えば、Nakanishi *et al.*, 2002)。この地域の海洋地殻の厚さが10 km程度であると解釈すると、すべてのモデルが整合する。

一方、既存のプレート上面形状モデルと海洋モホ面形状モデルの北東方向への傾斜角は有意に異なり、測線D(図3-6-②-6)では距離90 km付近で両者が交差している。この特徴は、徳島県中部から東部の測線(A~C)ではより顕著であり、プレート上面のモデルである緑線がレシーバ関数の顕著な正振幅の列と距離70 km付近で交差している。図3-6-②-7の測線F~Hを見ると、プレート上面のモデル(緑線)と海洋モホ面のモデル(黒太線・黒破線)間の距離は北の測線ほど接近し、測線Fではほぼ両者が重なる。測線A~CおよびF~Hの距離40 km以遠では、黒太線と黒破線も有意な乖離を示している。これは、測線BおよびCの距離30 km以遠、測線F~Hの40 km以遠の明瞭な正振幅の列を海洋モホ面と解釈したモデル(Ide *et al.*, 2010)と大陸モホ面と解釈したモデル(Shiomi *et al.*, 2008)の違いによる。

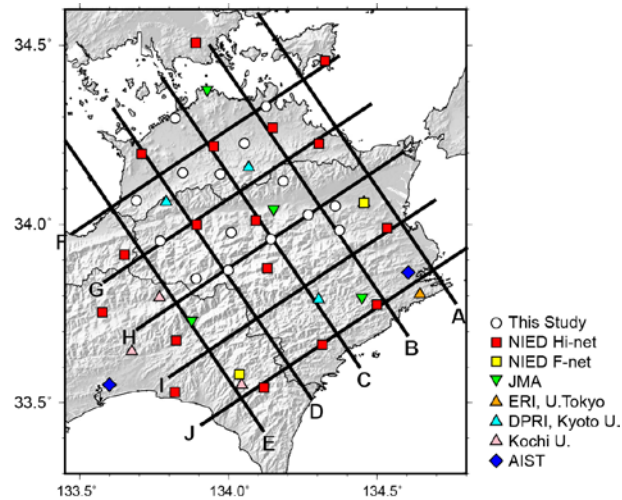


図 3-6-②-5 本解析で用いた観測点の分布と図 3-6-②-6、図 3-6-②-7 に示すレシーバ関数断面の測線位置。

レシーバ関数のみからは、後続波振幅が励起された速度不連続面が意味するところの解釈を確定させることは出来ないが、プレート上面がプレート内に存在する海洋モホ面と交差することはあり得ない。また、測線 B や C の深さ 35 km 付近に連続的に分布する不連続面を乱すことなくプレート上面が交差することも考えにくい。

本検討で作成したレシーバ関数断面は、平成 27 年度までに構築した四国西部における断面（図 3-6-②-8）に比べて変換面の連続性が弱く、現時点で確定的な形状モデルを構築するには至っていない。特に、測線 A の距離 40 km 以遠および測線 F、G の距離 20 km までは変換波が明瞭ではなく、モホ面そのものが検出出来ていない。今後は、稠密地震観測点のデータを追加するとともに、変換波データを精査することにより、当該地域のプレート形状モデルの精緻化を進める必要がある。

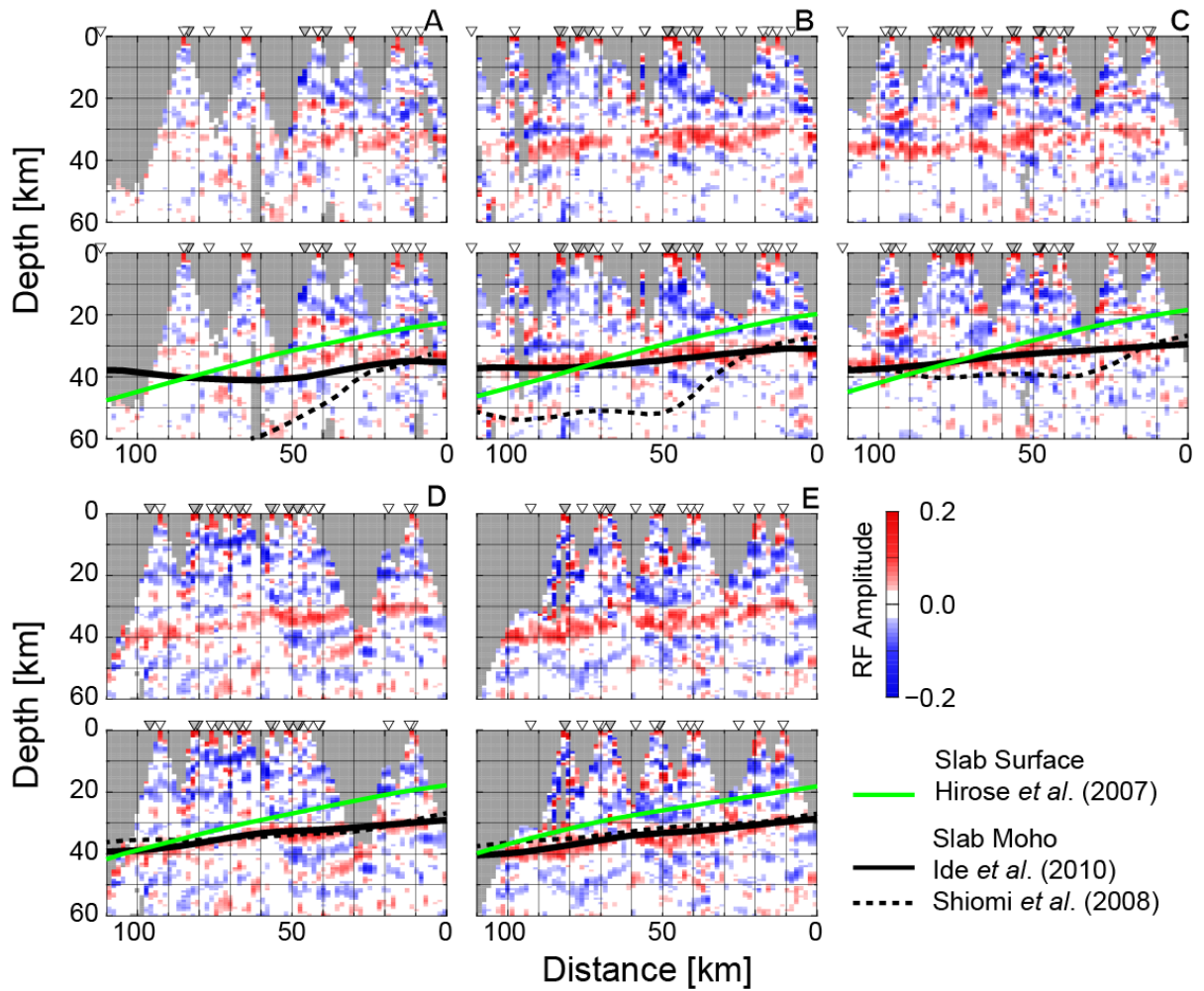


図3-6-②-6 北西-南東方向の測線におけるレイバ関数断面図。図3-6-②-5に示す測線A~Eを示す。各図は、瀬戸内海側(北西側)を左、太平洋側(南東側)を右とし、南東側の端点を距離の基準点として示した。また、上段はレイバ関数断面図のみ、下段には比較として、弘瀬・他(2007)によるプレート上面形状モデル、Ide *et al.* (2010)および Shiomoto *et al.* (2008)による海洋モホ面形状モデルをそれぞれ緑線、黒太線、黒破線で重ねて示す。

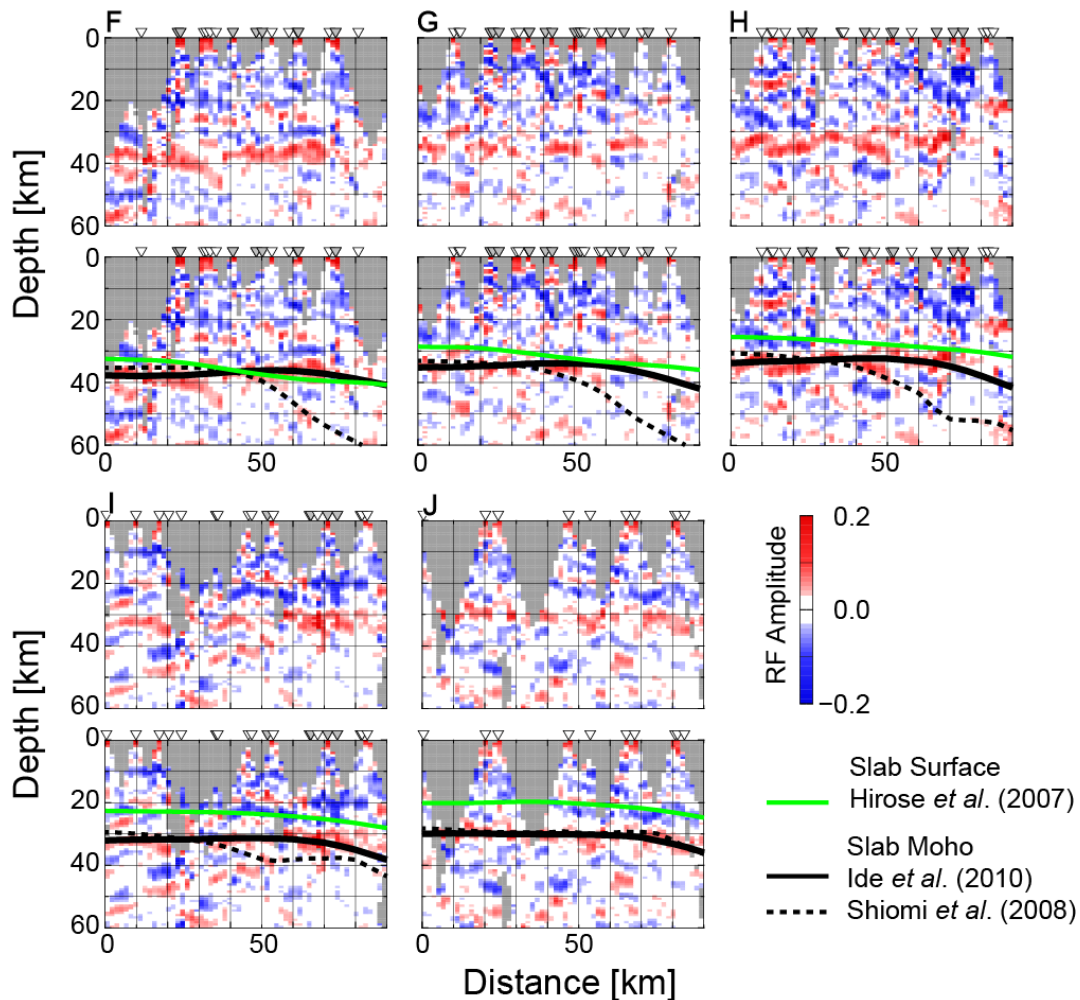


図 3-6-②-7 北東-南西方向の測線におけるレシーバ関数断面図。図 3-6-②-5 に示す測線 F~J を示す。各図は、四国中部側（南西側）を左、瀬戸内海・紀伊水道側（北東側）を右とし、南西側の端点を距離の基準点として示した。その他の表記は図 3-6-②-6 に同じ。

### 3) 四国西部における自然地震観測データの解析

本研究課題では、平成 26 年 3 月から約 1 年間、四国西部の 30 地点に固有周波数 1 Hz の三成分短周期地震計（OYO Geospace 社製 GS-1）を線状に設置し、自然地震観測を行った。観測点の分布を図 3-6-②-1 に青丸で示す。平成 27 年度は、これらの観測点およびその周辺に位置する基盤的地震観測網で得られた遠地地震波形を用いたレシーバ関数解析を実施し、図 3-6-②-8 に示す断面図を得た。測線位置は図 3-6-②-1 に緑線で示す。図 3-6-②-8 の上段にレシーバ関数断面図を、下段に測線周辺で発生した地震および Ohta and Ide (2011) による深部低周波地震の震源位置をそれぞれ黒点、緑点で重ねて示す。また、下段には、顕著なレシーバ関数の正の振幅の列を赤太線で、負の振幅の列を青太線で示す。図 3-6-②-8 において、図の右側（太平洋側）の深さ 35 km 付近から左側（瀬戸内海側）の深さ 50 km 付近に傾き下がる正の

振幅の列（赤線）は、沈み込む海洋モホ面に相当する。その約 10 km 浅部には、正の振幅にほぼ並行して負の振幅の列（青線）が距離 80 km 付近まで続く。これがフィリピン海プレート上面に相当する。Ohta and Ide (2011) により詳細に求められた深部低周波地震の震源は北方に傾斜する面状に分布しており、その位置はプレート境界としてレシーバ関数解析で検出した面の下限（北限）とほぼ一致している。一方、距離 90~110 km、深さ 20~30 km の正の振幅の列は大陸モホ面に相当するが、深部低周波微動活動域の浅部付近では正の振幅をほとんど確認することが出来ない（図 3-6-②-8 の赤破線）。

深部低周波地震発生域周辺の構造的特徴を把握するため、本年度は、本測線周辺に位置する防災科研 Hi-net、F-net および産業技術総合研究所 VA-net の計 19 地点で得られたレシーバ関数の変換波振幅の方位依存性を調査した。解析には震央距離 30~90 度の範囲で発生した M6 以上の地震による波形を用いた。用いた観測点の分布を図 3-6-②-9 に示す。図 3-6-②-8 や Shiomi *et al.* (2008) により、各観測点下の海洋モホ面の深さはおおよそ推定されている。そこで、それらの値を初期値とし、レシーバ関数スタッピング法 (Shiomi and Park, 2008; Park and Levin, 2016) を用いて各観測点下の海洋モホ面での変換波の到来時刻を求め、その時刻周辺における変換波振幅の最大値を読み取った。本解析ではこの振幅値の方位依存性を評価するため、全方位から均等に地震波が到来することが望ましい。しかし、実際に解析条件を満たす地震は、南太平洋（インドネシア、ソロモン諸島等）とアリューシャン列島周辺を震源とする地

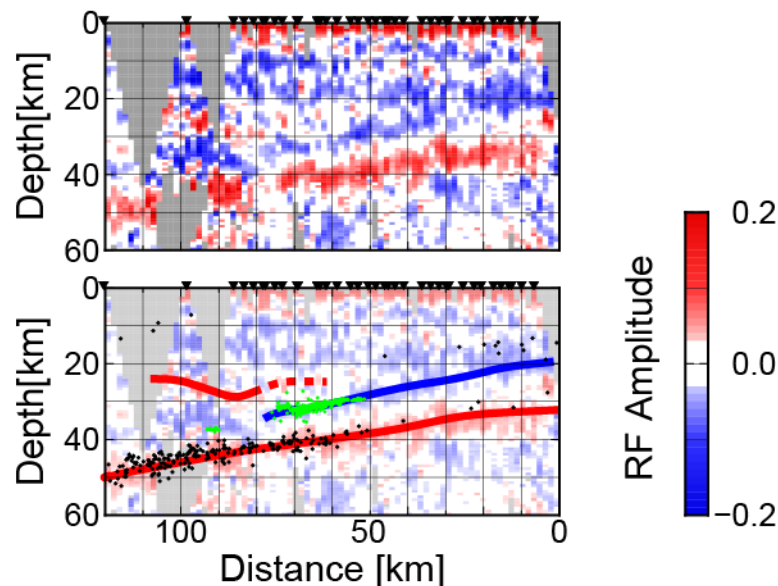


図 3-6-②-8 四国西部におけるレシーバ関数断面図。図 3-6-②-1 に測線位置を示す。瀬戸内海側（北北西側）を左、太平洋側（南南東側）を右とし、南南東側の端点を距離の基準点として示す。下段は、上段に示す断面図に一元化震源カタログによる通常の地震の震源位置を黒点で、Ohta and Ide (2011) による深部低周波地震の震源位置を緑点で示す。また、顕著なレシーバ関数の正の振幅および負の振幅の列を赤太線、青太線でそれぞれ示す。

震が大半を占める。特定の方位のデータ数が多いことによる影響を避けるため、読み取った変換波振幅値を地震波到来方向に応じた5度ごとのbinに振り分け、各binにおいて平均値と分散を求めた。各binに含まれる地震数が3個に満たない場合は、そのbinのデータは解析から除外した。このようにして作成した地震波到来方向 $\theta$ ごとの変換波振幅 $A_{RF}(\theta)$ に対して、以下の数式を用いて最小自乗解析を実施した。

$$A_{RF}(\theta) = X \sin(\theta + \alpha) + Y \sin\{2(\theta + \beta)\} + Z$$

最小自乗解析により求める変数は、 $X, Y, Z$ および $\alpha, \beta$ の5種類である。第1項は360度周期の振幅変化を表す項であり、変換面が傾斜している、あるいは地下の異方性媒質の主軸が有意に傾斜している場合に対応する。第2項は180度周期の振幅変化を表す項であり、主軸が平坦な異方性媒質が存在する場合に対応する。第3項はバイアス成分であり、媒質のインピーダンス比等の影響を受ける。角度 $\alpha$ は、振幅分布をもっともよく説明する不連続面あるいは異方性主軸の傾斜方向、 $\beta$ は異方性主軸の方位と関連する変数である。

解析結果の一例として、防災科研Hi-netにおけるN.NAKH（高知県・中村）観測点およびN.OOZH（愛媛県・大洲）観測点の振幅分布および最小自乗解析結果を図3-6-②-10、表3-6-②-1に示す。フィリピン海プレートは西北西から北西方向に傾斜していることは、多くのモデルに共通した特徴である（例えば、弘瀬・他, 2007; Shiomi *et al.*, 2008）。したがって、変換波振幅の方位依存性は第1項目の振幅 $X$ とバイアス成分 $Z$ が中心となることが期待される。実際、N.NAKH観測点では西北西方向から到来する地震に対して大きな変換波振幅が検出されており、 $X$ は $Y$ の3倍弱の大きさを示す。一方、N.OOZH観測点では、南西方向や北西方向から到来する地震に対してもやや大きな変換波振幅が確認されている。N.OOZH観測点に対する最小自乗解析の結果、2つの方

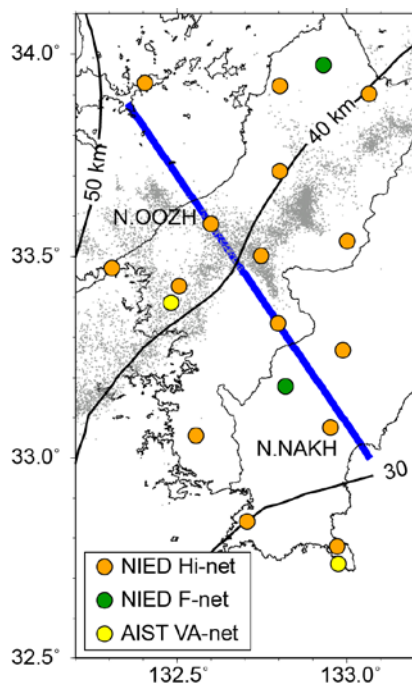


図3-6-②-9 解析に用いた定常観測点の分布。橙丸、緑丸、黄丸は、それぞれ防災科研Hi-net、F-netおよび産業技術総合研究所観測点の位置を表す。灰色の点は、ハイブリッド法 (Maeda and Obara, 2009) およびクラスタ処理 (Obara *et al.*, 2010) によって1時間毎に自動処理された微動分布の重心を表す。黒線は、沈み込むフィリピン海プレート内海洋モホ面の等深線 (Ide *et al.*, 2010) を、青線は図3-6-②-8に示したレシーバ関数断面図の測線位置を表す。

位で振幅の極大値を有する、すなわち 180 度周期の振幅変化に対応する  $Y$  値の方が 360 度周期を表す  $X$  値よりも若干大きい値となった。観測点の東部に十分な地震活動が存在しないため、N.NAKH 観測点と比べて、この方向の振幅が大きく予測されることは不確定な要素である。しかし、観測点東方から到来する地震の記録が少ないという条件はすべての観測点で同一であること、南西方向から到来する地震に対して、N.OOZH 観測点でやや大きな振幅が観測されている点は考慮に値する。

図 3-6-②-11 に  $\alpha$  および  $\beta$  から求めた面あるいは軸の傾斜方向、対称軸の方位ならびに振幅比  $Y/X$  の分布を示す。傾斜方向ならびに対称軸の方位のシンボルは、それぞれの振幅値 ( $X$  あるいは  $Y$ ) の大きさに比例して変化させた。 $\alpha$  値に基づく 360 度周期の成分 (傾斜成分) については、高縄半島東部と佐田岬半島の点を除き、おおむねプレートの沈み込む方向と一致した。一方、 $\beta$  値に基づく 180 度周期の成分 (異方性成分) については、遅い軸がプレートの等深線に平行するようにも見えるが、空間的に安定して求まっているようには見えない。この成分は、異方性媒質の主軸が水平面内に分布することを仮定しており、この仮定が適切ではない可能性がある。振幅比の分布をみると、深部低周波微動活動域を境にして、北部 (深部) で  $Y$  成分が比較的大きくなる傾向があり、これらの観測点下の海洋モホ面直上に異方性媒質が発達している可能性が示唆される。この地域の海洋モホ面は深さ 40~45 km に位置するが、Peacock (2009)によると、四国地方のこの深さにおける温度は約 500°C であり、この温度圧力条件付近の海洋地殻では、緑れん石青色片岩 (epidote blueschist) は脱水を伴いながらエクログャイトに変成する。この変成作用により、地震波速度異方性を有する媒質が形成されるとともに、解放された水が上昇することにより、プレート境界付近で深部低周波地震・微動が発生すると考えられる。ウェッジマンタルに達した水がマンタル物質の蛇紋岩化に寄与すると、マンタルの地震波速度が低下し、その上部に位置する下部地殻との速度差が小さくなる。これにより、微動域浅部の大陸モホ面が不鮮明になることも説明可能である。以上をまとめた、四国西部における解釈図を図 3-6-②-12 に示す。

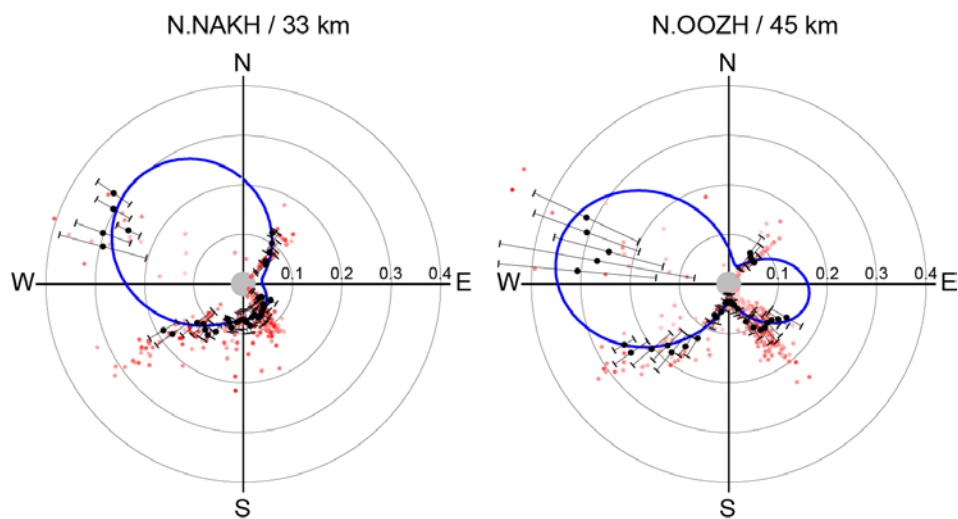


図 3-6-②-10 最小自乗解析の結果の一例。N.NAKH 観測点 (左) と N.OOZH 観測点 (右) の結果を示す。各観測点の位置は図 3-6-②-9 に示す。赤点は個々の



レシーバ関数から読み取った海洋モホ面での変換波振幅に対応し、振幅の大きさを中心からの距離で表した。S/N が良好な読み取りほど濃い赤色で示す。方位角5度ごとの領域における平均値を黒点で、その標準偏差を誤差棒で表す。青線は最小自乗解析の結果求められた結果である。中心の灰色の円は平均的なノイズレベルを表す。レシーバ関数スタッキングにより求められた海洋モホ面の深さを観測点コードの横に示す。

表 3 - 6 - ② - 1 最小自乗解析の結果例

観測点	$X$	$\alpha$	$Y$	$\beta$	$Z$
N.NAKH	0.121	144	0.042	88	0.140
N.OOZH	0.095	169	0.105	125	0.154

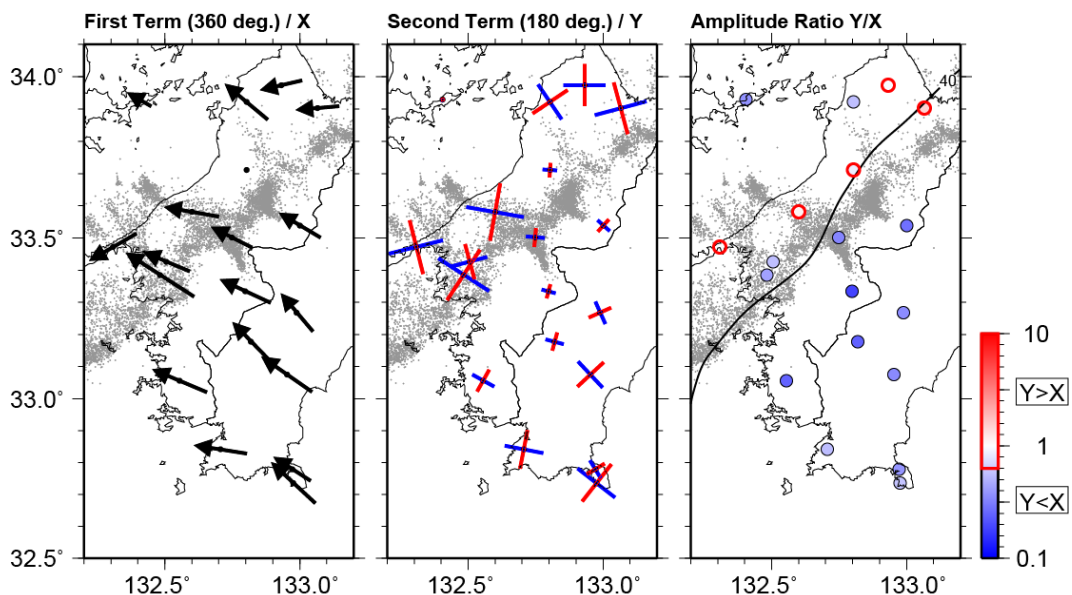


図 3 - 6 - ② - 11 最小自乗解析の結果。(左)  $\alpha$  値から求められた傾斜方向の分布。矢印の長さは振幅の大きさ ( $X$  値) に比例する。(中)  $\beta$  値から求められた異方性媒質の主軸の方向。赤線、青線はそれぞれ速い軸、遅い軸の方位を表す。シンボルの大きさは、振幅の大きさ ( $Y$  値) に比例する。(右)  $Y$  値と  $X$  値の比。

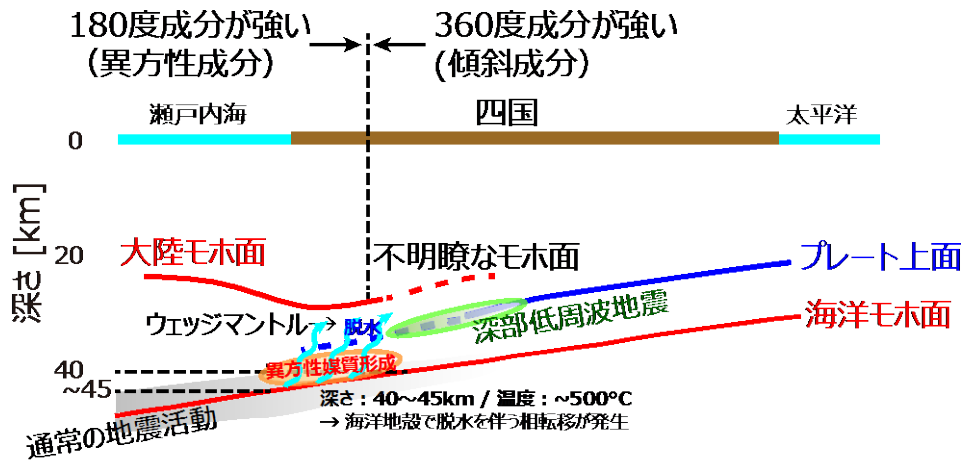


図 3-6-②-12 四国西部のレシーバ関数断面 (図 3-6-②-8) の解釈図

(c) 結論ならびに今後の課題

平成 27 年に設置した四国東部の稠密地震観測の運用を継続した。また、観測点の性能評価を行い、ノイズレベルが比較的高く、解析に使用できる十分なデータを蓄積出来ないと判断される観測点の撤収ならびに観測用地の原状回復を行った。深部低周波地震・微動に対して、P 波と S 波の到着時刻や波形のエンベロープの相関を用いた震源決定では、イベントの検出数や震源決定精度に課題がある。しかし、四国東部の稠密地震観測記録等に対して Matched Filter 解析を適用することにより、既存のカタログよりも多数の深部低周波地震を高い精度で検出可能であることを確認した。また、四国東部で観測された遠地地震の変換波解析の結果と既存のプレート形状モデルを比較したところ、観測される変換波の分布と既存のプレート形状モデルの間に有意な不整合が存在することが明らかになった。一方、四国西部における基盤的地震観測網による自然地震観測データを解析したところ、深部低周波微動発生域を境として沈み込むプレート内の海洋モホ面周辺の構造的特徴が変化することが明らかになった。具体的には、発生域よりも深部（北部）の海洋モホ面直上に異方性の強い媒質が存在する可能性が示唆された。平成 27 年度に求めた当該地域の構造断面と併せて検討することにより、微動域深部で海洋地殻を構成する媒質の組成変化に伴う脱水により微動活動が生じていること、プレート上面の深部延長に位置する微動活動の浅部の大陸モホ面は不明瞭であり、マントルウェッジの蛇紋岩化により解釈可能であることなどが推察された。

南海トラフ巨大地震の想定震源域下限設定の根拠のひとつに深部低周波微動域が挙げられているが、四国東部における深部低周波微動活動は四国西部ほど活発ではなく、北西-南東方向に列をなすいくつかのクラスタから形成されている。また、そのクラスタも、四国東部では、香川県中部と徳島県中部の活動の南北に分岐する。今後は、深部低周波地震・微動に対する Matched Filter 解析の適用期間の拡張や解析精度を向上させることにより、深部低周波地震・微動の時空間分布の高精度把握を行うとともに、四国東部下に沈み込むプレートに起因する変換波の高精度マッピ

ングによる現実的なプレート形状イメージの把握、四国西部との比較検討を進める必要がある。そのため、引き続き四国東部を対象とした稠密地震観測を実施し、解析に足る自然地震データの収集・蓄積に努める必要がある。

(d) 引用文献

- 1) 弘瀬冬樹, 中島淳一, 長谷川昭, Double-Difference Tomography 法による西南日本の3次元地震波速度構造およびフィリピン海プレートの形状の推定, 地震 2, 60, 1-20, 2007.
- 2) Ide, S., Striations, duration, migration and tidal response in deep tremor, *Nature*, 466, 356-359, doi: 10.1038/nature09251, 2010.
- 3) Ide, S., K. Shiomi, K. Mochizuki, T. Tonegawa, and G. Kimura, Split Philippine Sea plate beneath Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L21304, doi:10.1029/2010GL044585, 2010.
- 4) Ito, Y., K. Obara, K. Shiomi, S. Sekine, and H. Hirose, Slow earthquake coincident with episodic tremors and slow slip events, *Science*, 315, 503-506, doi:10.1126/science.1134454, 2007.
- 5) 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.
- 6) Matsubara, M. and K. Obara, The 2011 Off the Pacific Coast of Tohoku earthquake related to a strong velocity gradient with the Pacific plate, *Earth Planets and Space*, 63, 663-667, 2011.
- 7) Nakanishi, A., N. Takahashi, J-O. Park, S. Miura, S. Kodaira, Y. Kaneda, N. Hirata, T. Iwasaki and M. Nakamura, Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, 107, doi: 10.1029/2001JB000424, 2002.
- 8) Obara, K., Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan, *Science*, 296, 5573, 1679-1681, doi:10.1126/science.1070378, 2002.
- 9) Obara, K., S. Tanaka, T. Maeda, and T. Matsuzawa, Depth-dependent activity of non-volcanic tremor in southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L13306, doi: 10.1029/2010GL043679, 2010.
- 10) Ohta, K., and S. Ide, Precise hypocenter distribution of deep low-frequency earthquakes and its relationship to the local geometry of the subducting plate in the Nankai subduction zone, Japan, *J. Geophys. Res.*, 116, B01308, doi :10.1029/2010JB007857, 2011.
- 11) Park, J. and V. Levin, Anisotropic shear zones revealed by backazimuthal harmonics of teleseismic receiver functions, *Geophys. J. Int.*, 207, 1216-1243, doi: 10.1093 /gji/ggw323, 2016.
- 12) Peacock, S. M., Thermal and metamorphic environment of subduction zone episodic

- tremor and slip, *J. Geophys. Res.*, 114, B00A07, doi:10.1029/2008JB005978, 2009.
- 13) Shelly, D.R., G.C. Beroza, and S. Ide, Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms, *Nature*, 446, 305-307, doi:10.1038/nature05666, 2007.
  - 14) 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.
  - 15) 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, doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03786.x., 2008.

### (3) 平成 29 年度業務計画案

南西諸島中部において、地下構造把握のため、海底地震計とマルチチャンネル反射法による構造調査を実施し、その観測記録の解析を行う。これら及びこれまでに取得した観測記録を用い、プレート形状やその周辺の詳細な地下構造を把握するための解析を進める。

自然地震観測データを用いた構造解析では、四国東部で発生する深部低周波微動源ならびに微小地震震源の高精度決定や陸域のプレート形状推定を目的として、引き続き四国東部を対象とした陸域稠密地震観測を実施する。平成 27 年度から 28 年度に実施した稠密観測の結果を踏まえ、同地域及びその周辺域を対象とした新たな稠密観測を開始する。これらの観測点及び周辺の基盤的地震観測網等でこれまでに収録された観測記録を収集し、四国東部における深部低周波微動活動状況や微動活動とプレート形状ならびに物性の特徴との相対的位置関係を把握するための解析の精度を向上させる。

### 3.7 海陸津波履歴研究

#### (1)業務の内容

(a) 業務題目 「海陸津波履歴研究」

(b) 担当者

所属機関	役職	氏名
国立研究開発法人産業技術総合研究所 地質情報研究部門	首席研究員 主任研究員 特別研究員	池原 研 板木拓也 宇佐見和子
国立研究開発法人産業技術総合研究所 活断層・火山研究部門	研究グループ長 上級主任研究員 主任研究員 研究員 研究員 研究部門付	宍倉正展 澤井祐紀 行谷佑一 松本 弾 谷川晃一朗 藤原 治
国立研究開発法人海洋研究開発機構 地震津波海域観測研究開発センター	グループリーダー	金松敏也
国立大学法人高知大学 教育研究部	教授	岩井雅夫
法政大学 文学部	教授	前全英明
国立大学法人東京大学大学院理学系研究科	准教授	安藤亮輔
一般財団法人地域地盤環境研究所	主任研究員	越後智雄
国立大学法人筑波大学 生命環境系	准教授	藤野滋弘

(c) 業務の目的

海域及び陸域の地層の中から過去の地震・津波の痕跡を検出する。陸域では掘削調査などから津波浸水や地殻変動の履歴を、海域では海底調査から地震・津波の発生履歴を解明し、その年代や拡がりから南海トラフ沿いにおける津波の履歴を解明する。判明した津波履歴は適宜、シミュレーション研究(2-2-d, 2-2-e)の項目に提供する。また、防災分野における地域との連携の中で、津波履歴に関する資料があれば提供を受ける。

(d) 8か年の年次実施業務の要約

平成 25 年度：

陸域では四国沿岸において津波浸水や地殻変動の履歴について調査を行った。海域

では四国沖海域での調査航海を実施し、地震・津波履歴の調査を行った。

平成 26 年度：

陸域では平成 25 年度に得られた試料の分析と四国沿岸での掘削調査等から津波浸水や地殻変動の履歴を得た。海域では平成 25 年度に得られた試料や既存試料の分析と琉球沖の海底調査から地震・津波の発生履歴を得た。

平成 27 年度：

陸域では前年度までの四国沿岸における掘削調査試料および紀伊半島沿岸と駿河湾奥における既存の掘削試料の解析、さらに駿河湾奥での歴史記録調査と地中レーダー探査から津波浸水や地殻変動の履歴を、海域では琉球沖の海底調査から地震・津波の発生履歴を得た。

平成 28 年度：

陸域では駿河湾奥での歴史記録調査とボーリング掘削調査から地殻変動の履歴を得た。また九州沿岸で予備調査を実施した。海域では琉球沖の海底調査から地震・津波の発生履歴を得た。また、日本海溝域で比較研究を実施した。

平成 29 年度：

陸域では九州沿岸や南西諸島での掘削調査等の実施と、東海から四国にかけて得られた試料の分析から津波浸水や地殻変動の履歴、海域では琉球沖の海底調査から地震・津波の発生履歴を得る。

平成 30 年度：

陸域では九州沿岸や南西諸島での掘削調査等の実施と、東海から四国にかけて得られた試料の分析から津波浸水や地殻変動の履歴、海域では日向灘～南九州沖の海底調査から地震・津波の発生履歴を得る。

平成 31 年度：

陸域では九州沿岸や南西諸島での掘削調査等の実施と、東海から四国にかけて得られた試料の分析から津波浸水や地殻変動の履歴、海域では日向灘～南九州沖の海底調査から地震・津波の発生履歴を得る。

平成 32 年度：

海陸の調査結果のとりまとめと比較検討を行い、本地域全体での地震・津波の発生履歴についてまとめる。

#### (e) 平成 28 年度業務目的

陸域では南海トラフ東端の駿河湾沿岸において、シミュレーション分野と連携して断層破壊の挙動を評価するため、津波堆積物や隆起痕跡の検出のためのボーリング掘削調査を実施し、歴史地震との関係や津波履歴の解明を目標とする。また南海トラフ西端の沿岸において、津波堆積物を検出するための予備調査を実施し、これまでに採取された地層サンプルの年代測定や微化石分析等と併せ、地域間対比から南海トラフ全体での履歴解明を目指す。

海域では、2-1-a で実施する調査航海に参加し、琉球海溝周辺海域から海底堆積物コアを採取する。また、四国沖の南海トラフや日本海溝沿いの堆積物記録との比較

研究を実施する。これらから、その堆積構造解析により地震・津波により形成された堆積層を識別し、その時空間分布を解明することを目標とする。海域の調査と採取試料の解析は、2-1-a との密接な連携のもとに共同して実施する。

## (2) 平成 28 年度成果

### ①海域での津波履歴調査

#### (a) 業務の要約

琉球海溝沿いで発生する地震・津波に伴って形成される堆積物（イベント堆積物）を海底堆積物中から認定し、その堆積間隔から過去の地震発生履歴を推定するために沖縄八重山～沖縄島沖海域で平成 26 年度に採取された海底堆積物試料の分析と追加の海底堆積物の採取と解析を行った。平成 26 年度に石垣島南方前弧域の海底扇状地上から採取したピストンコア試料について年代測定から、この扇状地上への浅海性の石灰質生物源粒子からなるタービダイトの堆積間隔はおよそ 400～1000 年間隔であることが見積もられているが、表層堆積物試料の年代測定結果からもこれを支持する結果が得られた。これは八重山諸島域の地震・津波の再来間隔を示している可能性がある。さらに八重山～沖縄島沖海域でのより広範囲でのタービダイト記録を得るため海洋研究開発機構の調査船「かいいい」による KR16-E06 航海で沖縄石垣島～宮古島南方前弧域で堆積物試料の採取を行った。その結果、この海域においてもタービダイトの挟在が確認された。堆積物の色調変化を基にするとタービダイトの挟在頻度は石垣島南方海域よりも低い可能性が示唆された。

#### (b) 業務の実施方法

琉球海溝域における地震・津波イベント堆積物の認定とこれに基づく過去の地震・津波発生履歴の解明のため、平成 26 年度に実施された海洋研究開発機構の調査船「よこすか」の YK15-01 航海により沖縄八重山～沖縄島沖海域において採取された海底表層堆積物試料の年代分析を行った。また、八重山～沖縄島沖海域のより広範囲でのタービダイトの時空間分布を把握するため同機構の調査船「かいいい」の KR16-E06 航海を実施し、石垣島～宮古島南方沖海域において海底地形、表層地層構造探査とピストンコア試料の採取を行った。調査航海では、YK15-01 航海の調査海域の東側の前弧域でピストンコア 5 本を採取した。採取された堆積物コアは、船上で半割の後、写真撮影、肉眼観察・記載を行った。また、火山灰分析用と年代測定用試料を船上で分取した。また、タービダイトを用いた地震・津波履歴の解明手法の高度化を目指して、琉球海溝と堆積学的な設定が異なる日本海溝並びにその陸側斜面において採取されたコア試料の堆積構造やタービダイトの堆積間隔、堆積過程の比較検討を実施した。

#### (c) 業務の成果

海溝型地震の震源の多くは海底下にある。このため、もっとも大きな地震動とそれに伴う変動は海底で起こると考えられる。海底での大きな震動は海底堆積物粒子の再配列を引き起こし、粒子間の間隙を埋める水（間隙水）の圧力を上昇させ、粒子を間隙水中

に浮かすことで堆積物を不安定にし、海底地すべりを発生しやすくする。また、浅海に侵入した津波は海底の傾斜変換点でエネルギーを集中させ、海底表層堆積物を巻き上げる可能性がある (Arai et al., 2013 ; Ikehara et al., 2014)。さらに震源近傍の海底では震動によって表層堆積物をまき上げたり (Sakaguchi et al., 2011)、変形させたり (Ikehara et al., 2014) するプロセスの存在も示されている。このような地震や津波に伴う海底での土砂の輸送／再配置は、海底地すべりや堆積物の巻き上げ起源の堆積物粒子を含んだ周囲の海水よりも密度の大きい水塊として、重力の効果により海底斜面を流れ下る密度流である混濁流によると考えられる。混濁流からの粒子の堆積は平常時に堆積する泥と異なる粒度組成や堆積構造をもつことが知られている (Bouma, 1962 ; Stow and Shanmugam, 1980 など) ので、海底堆積物中から混濁流起源の堆積層であるタービダイトを認定し、その堆積年代を決めることで過去の地震の発生時期を特定できる可能性がある (Adams, 1990 ; 池原, 2001 ; Goldfinger et al., 2003 など)。本課題では、沖縄八重山沖前弧域を中心とした海域を対象に、海底堆積物中の地震・津波起源のタービダイトからこの海域における地震・津波の発生間隔の解明と、1771 年明和津波発生における海底地すべりの影響の評価を目的とする。

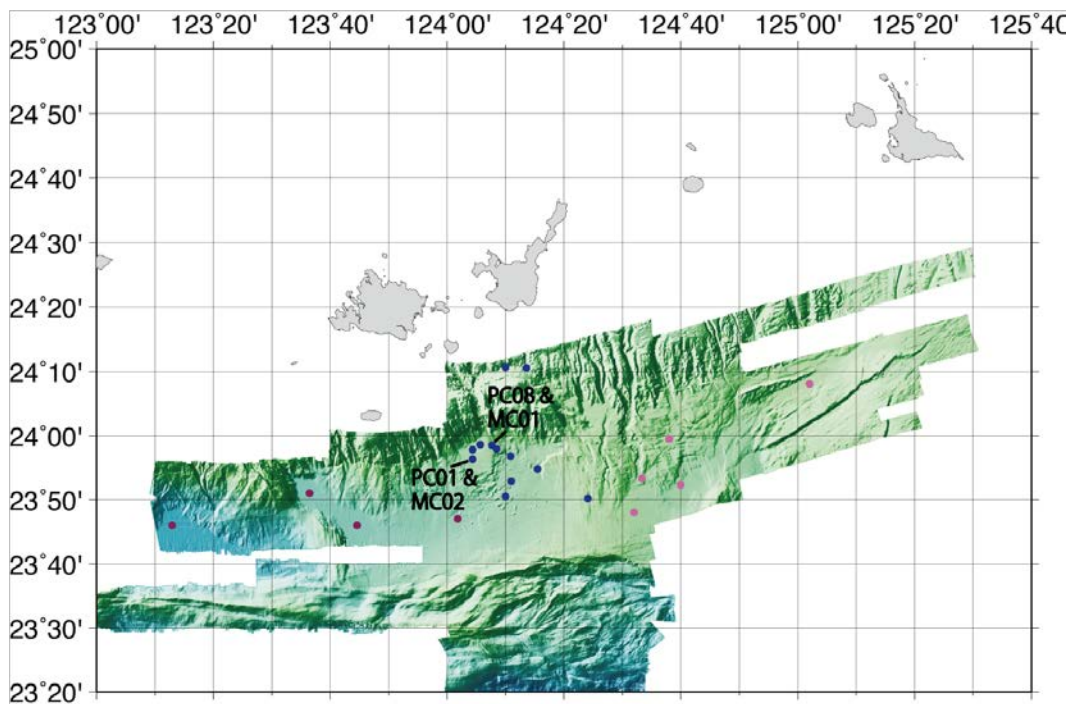


図 3-7-①-1 平成 26～28 年度の「よこすか」YK15-01、「かいいい」KR15-18、KR16-E06 航海で作成した八重山前弧域の海底地形とコア採取地点 (青：YK15-01、紫：KR15-18、ピンク：KR16-E06)

平成 26 年度に「よこすか」の YK15-01 航海で沖縄石垣島南西沖前弧域の海底扇状地上から採取された 2 本のピストンコア試料 (YK15-01 PC01、PC08：採取地点は図 3-7-①-1、柱状図は図 3-7-①-2) には多数の砂質堆積物の挟在が確認され、下面が明瞭かつ侵食的で、上方へ細粒化する構造などから、混濁流から形成されたタービダイトと



解釈された。そしてコア深度方向へのタービダイトの挟在状況の異なるこの2本のコア試料について、タービダイト間の通常時の堆積物（半遠洋性泥）中に含まれる浮遊性有孔虫を用いた放射性炭素年代測定を実施した（PC01について10層準、PC08について15層準）結果、およそ400～1000年というタービダイトの堆積間隔が得られている。しかし、ピストンコア試料ではその試料採取・処理過程で最表層の堆積層がきちんと採取されない場合があり、実際ピストンコアの最表層部のタービダイトの挟在状態は同じ地点でマルチプルコアラーにより採取された不擾乱表層堆積物試料（YK15-01 MC01、MC02：採取地点は図3-7-①-1、柱状図は図3-7-①-3）と異なる。このため、この地点に1771年明和地震津波に対応したタービダイトが存在するのか等、最近のタービダイトの堆積年代の詳細は不明のままであった。そこで今年度は2本のマルチプルコアラー試料について半遠洋性泥中に含まれる浮遊性有孔虫を用いた放射性炭素年代測定を実施した（MC01、MC02それぞれについて8層準ずつ）。タービダイト中に含まれる古い浮遊性有孔虫の混入により年代値には逆転が認められる（図3-7-①-3）が、逆転する年代値を除外すると、最上位のタービダイトは3～4世紀以降に堆積したこと、タービダイトの堆積間隔は1000年弱（約3500年間に4枚）であることがわかった。表層堆積物試料の示すタービダイトの堆積間隔はピストンコア試料のそれと調和的であるが、Araoka et al. (2013) による八重山地方の沿岸に分布する多数の津波石の放射性炭素年代測定に基づく、八重山地方における津波の再来間隔である150～400年よりも長い。しかし、石垣島では1771年明和津波のほかに約800年前、約2000年前の津波堆積物が確認されており（安藤・他, 2014）、この間隔とタービダイトの堆積間隔は整合的に見える。今後、これら陸上のデータと海域のデータを統合的に解釈して進めていく必要がある。

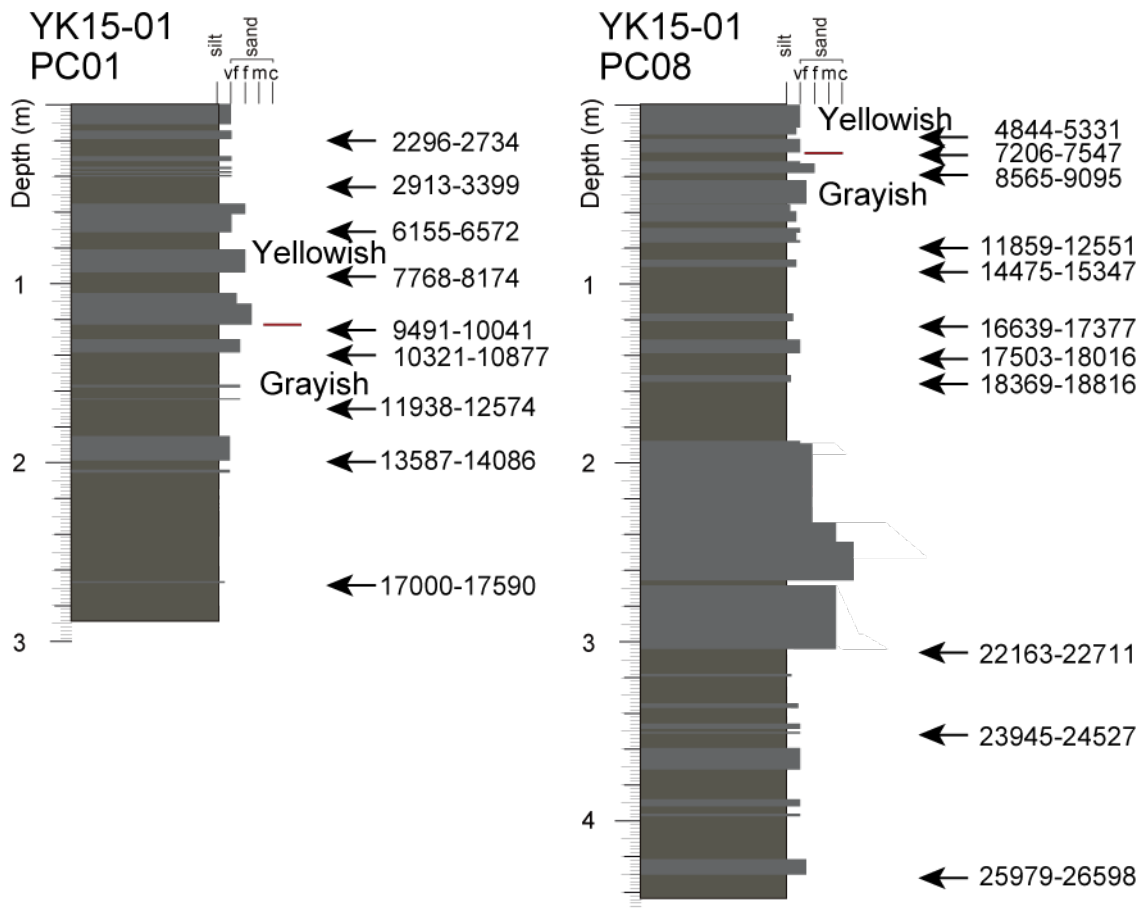


図 3-7-①-2 「よこすか」 YK15-01 航海で八重山前弧域の海底扇状地上から採取された 2 本のコア (YK15-01 PC01 と PC08) の岩相と年代測定結果

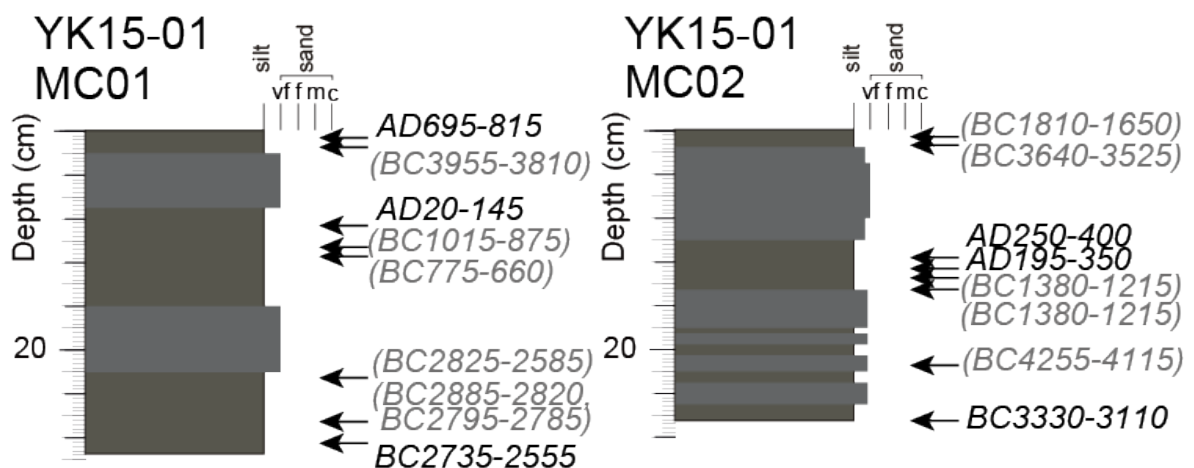


図 3-7-①-3 「よこすか」 YK15-01 航海で採取された不擾乱表層堆積物試料 (YK15-01 MC01 と MC02) の岩相と年代測定結果

一方、YK15-01 航海の調査海域の東側にも海底谷と前弧海盆の存在が既存の海底地形図から確認される (図 3-7-①-1)。これらの海底谷は異なる島や浅海域につながって

おり、異なる給源から粗粒物質が供給されている可能性がある。このため平成 28 年度は海洋研究開発機構の「かきれい」の KR16-E06 航海において石垣島～宮古島前弧域から 5 本のピストンコアを採取した（図 3-7-①-4 と表 3-7-①-1）。得られたコア試料の岩相は図 3-7-①-5 にまとめた。

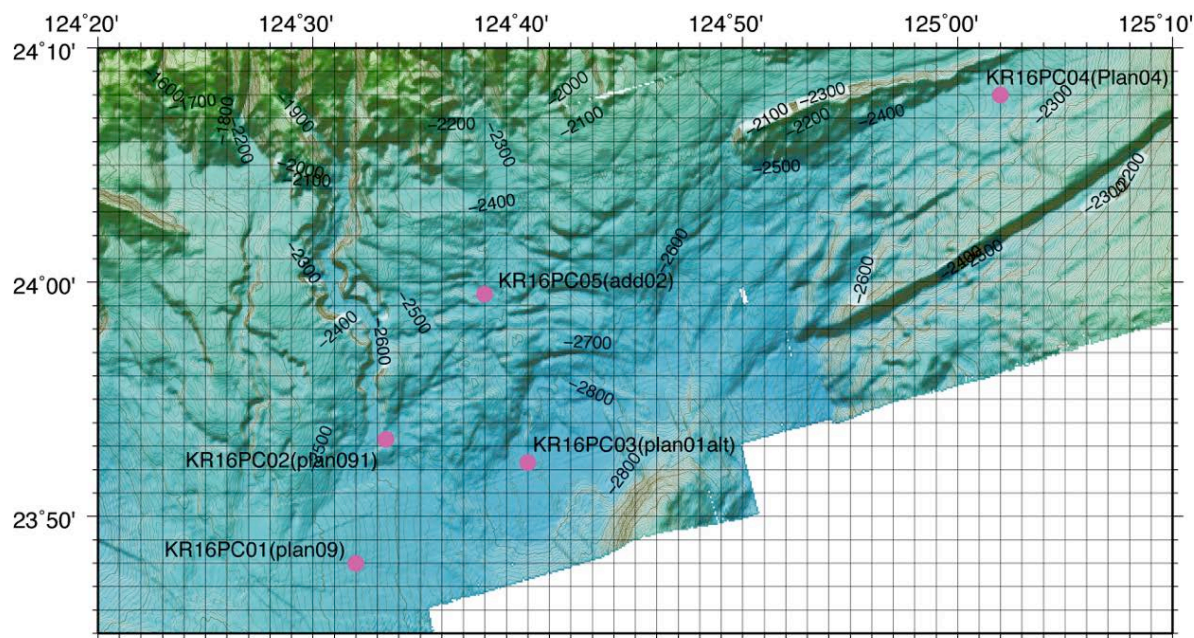


図 3-7-①-4 「かきれい」 KR16-E06 航海で取得した石垣島～宮古島間前弧域の海底地形とピストンコア採取地点

表 3-7-①-1 「かきれい」 KR16-E06 航海でのピストンコア採取地点の位置と水深

Cruise	Core	Latitude	Longitude	Water Depth (m)
KR16-E06	PC01	23 48.0312	124 31.9954	2647
	PC02	23 53.2923	124 33.3699	2644
	PC03	23 52.2962	124 39.9991	2825
	PC04	24 8.0317	125 2.0022	2363
	PC05	23 59.4875	124 38.0062	2569

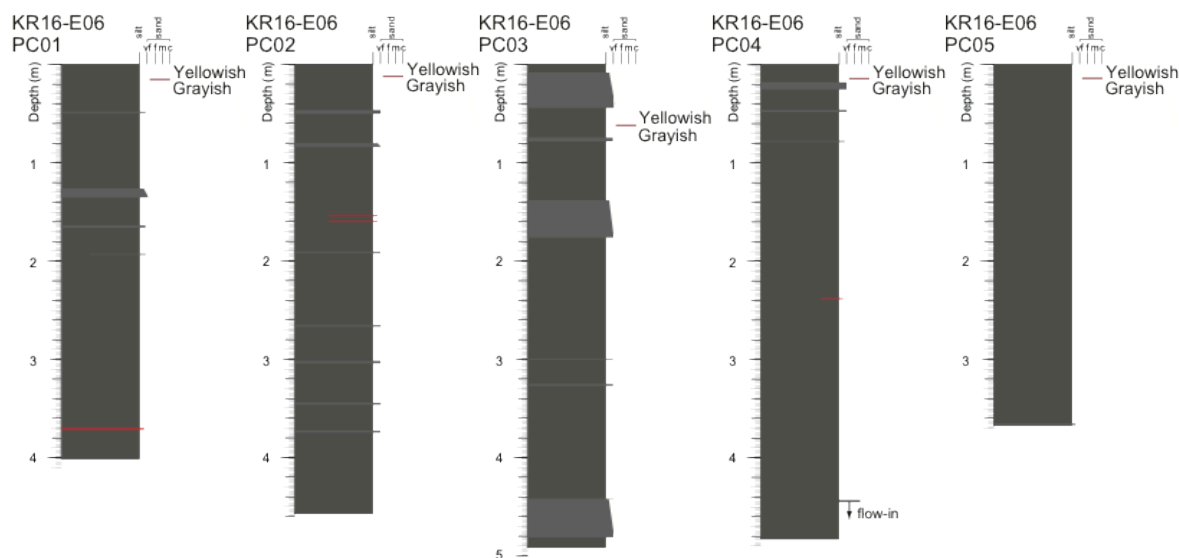


図 3-7-①-5 KR16-E06 航海で採取されたピストンコア試料  
 コア試料の採取位置は、図 3-7-①-4、表 3-7-①-1 を参照。

石垣島東方に谷頭をもつ海底谷沿いから採取された 3 本のコア (KR16-E06 PC01、PC02、PC03) には複数のタービダイトの挟在が認められる (図 3-7-①-5)。通常時の堆積物の色調変化 (黄色っぽい色調から灰色っぽい色調への変化) を同時期面と仮定すると 3 本のコアの堆積速度は海底谷が開いた海盆底の KR16-E06 PC03 がもっとも速く、海底谷の自然堤防上の KR16-E06 PC02 や海底谷の南方延長平坦面上の KR16-E06 PC01 は遅い。タービダイトの挟在頻度は KR16-E06 PC02 でもっとも大きく、KR16-E06 PC01、KR16-E06 PC01 の順に減少する。挟在頻度の大きい KR16-E06 PC02 のタービダイトは明瞭で侵食的な基底面と平行葉理や級化構造を堆積構造としてもつ極細粒砂～粗粒シルトで数 cm の厚さである。一方、この海底谷が開いた先にある海盆底から採取された KR16-E06 PC03 には 3 枚の厚いタービダイトが認められる。これらのタービダイトは、明瞭で侵食的な基底から始まり、最下部に平行あるいは斜交葉理をもつ極細粒砂、その上位に平行あるいはリップル葉理をもつ粗粒シルト、最上部に塊状無構造のシルト質粘土からなり、40cm 程度の厚さをもつ。海盆は海底谷を重力的に流下する混濁流の末端相により埋積されている可能性があり、末端相は一般に細粒であり、下位の堆積相を侵食する程度が小さいと考えられるので、タービダイトの堆積年代を推定する上でより好ましい試料が得られることが期待される (池原, 2015)。今回得られた KR16-E06 PC03 コアもより上流側の KR16-E06 PC02 よりも細粒であり、よりタービダイト基底での侵食の少ない連続的な試料であると期待される。なお、八重山沖前弧域コアに共通した特徴であるコア上部の色調変化を同時期面と仮定すると、この海底谷沿いでのタービダイトの堆積頻度 (色調境界の上位で 1 枚程度) は前述の石垣島南西沖海底扇状地上のそれ (色調境界の上位で数枚～8 枚) よりも低いと考えられる。今後、2 本のコアの年代測定を進め、タービダイトの対比と堆積間隔の推定を行う必要がある。また、海盆域での細粒タービダイト

の同様な堆積は昨年度実施した西表島南西沖の前弧海盆でも認められている。西表島南西沖のコアの細粒タービダイトのうち、厚い塊状の粘土で特徴付けられるものは海盆の地形学的セッティングから台湾側から供給されているものと考えられるが、前弧海盆毎の細粒物を含むタービダイトの鉱物・化学的特徴を明らかにすることでその給源を明らかにするとともに、この海域で発生する地震や津波との関係を明らかにして行く必要がある。

一方、上記の3本のコアを採取した海底谷の東隣の海底谷の開口部から採取したKR16-E06 PC05は生物擾乱を受けた浮遊性有孔虫を含むシルトからなり、肉眼観察では粗粒層は確認できない(図3-7-①-5)。このことは少なくとも最近にはこの海底谷を通じた混濁流の流下はなかったことを示唆する。さらに、宮古島から南西方向に続く緩やかな斜面上から採取されたKR16-E06 PC04にはその上位1mに数枚の薄い石灰質極細粒砂からなるタービダイトが確認されるものの、それ以下には粗粒層は認められない(図3-7-①-5)。この緩やかな斜面の北側にはいくつかの海底谷の存在が確認できるが、これらの海底谷を通じた粗粒物質の供給は活発ではない可能性が高い。石垣島から宮古島間に位置する多良間島などの島々は前弧の斜面域よりやや北よりに位置しているので、前弧側斜面が粗粒物質の供給源となる浅海域から離れていることがこのような低調なタービダイトの堆積に関与している可能性がある。これは、より適切な試料採取地点の選定には斜面から浅海域の海底地形や堆積物分布などとあわせた検討が必要であることを示している。

琉球海溝前弧域と異なり、小さな海盆の連なる日本海溝では細粒タービダイトの累重が確認されており、細粒の深海底タービダイトを用いた地震発生履歴の研究が進められており(例えば、Ikehara et al., 2016)、タービダイト古地震学遂行の適地の一つと考えられている(Ikehara et al., in press)。今年度の比較研究の結果では、ドイツの調査船「ゾンネ」のS0-251A航海で日本海溝北端部から採取された試料の底生有孔虫の予察的な検討を行い、水深7000mを越える海溝底の重力流堆積物中に上部斜面域に生息する底生有孔虫の遺骸を確認した。北海道沖日高トラフの上部斜面域には多数の海底地すべりが確認されており(例えば、Noda et al., 2013)、海底地すべり起源の土砂輸送により日本海溝底に重力流堆積物が堆積した可能性が示唆された。琉球海溝域でも前弧海盆に水中土石流起源と考えられる堆積物の挟在が認められている(KR15-18 PC05)。このような海底地すべりや水中土石流の発生とタービダイトを堆積させる混濁流の発生の関係並びにこれらの発生に対する地震の寄与については海域毎に多様であることが予想される。今後このような異なる地質学的・堆積学的・海洋学的セッティングにおける重力流堆積物の比較検討を行い、タービダイトを用いた地震発生履歴の研究を高度化させる必要がある。

#### (d) 結論ならびに今後の課題

以上のように、平成26年度に「よこすか」YK15-01航海で沖縄石垣島南西沖前弧海域から採取された表層堆積物コアに挟在する地震性と考えられるタービダイトの堆積間隔は1000年程度であることがわかり、これは昨年度実施したピストンコアの解析結

果と整合的であった。ただし、表層堆積物試料にはタービダイトから混入した古い有孔虫遺骸が含まれており、正確な堆積年代を必ずしも決定できなかった。これらについては、より吟味した層準からの試料採取を行うことで混入を最低限に押さえ、より正確な堆積年代を決定し、特に 1771 年明和津波に対応するタービダイトの有無の確認が必要である。また、得られた間隔は石垣島などの沿岸に存在する津波石の形成年代から見積もられている津波の再来間隔（150～400 年：Araoka et al., 2013）よりも有意に長い。タービダイトを堆積させる地震・津波イベントと津波石を形成する津波イベントが同じ規模や特徴でない可能性もあるので、両者の比較検討が必要である。また、陸上の遡上型津波堆積物の堆積年代との比較も必要である。また、「かいいい」の KR16-E06 航海では石垣島～宮古島間前弧域で調査を行い、良質な海底地形データと 5 本のピストンコア試料を得た。これらのコアでのタービダイトの挟在状況は石垣島南東沖では頻繁なタービダイトの挟在が認められたが、島や浅海域が海底谷をもつ斜面から遠ざかる場所では挟在がまれになる傾向が認められた。まず、頻繁な挟在のあったコアのタービダイトの堆積年代の決定を進めて八重山前弧域のコアの結果と比較し、この海域のタービダイトの堆積間隔の空間変動を把握することが重要である。また、KR16-E06 航海も海況の悪化により宮古島南方前弧域の調査ができなかった。宮古島周辺の斜面から浅海域の海底地形及び海底地質データを収集し、よりタービダイトの堆積が期待できる場所を選定するとともに、宮古島南方前弧域での試料採取を行って、海底堆積物中の地震性堆積物を用いた地震発生履歴の検討を進めることが重要である。

#### (e) 引用文献

- Adams, J., Paleoseismicity of the Cascade subduction zone: evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin, *Tectonics*, 9, 569-583, 1990.
- 安藤雅孝, 中村 衛, 宍倉正展, 石垣島・宮古島における津波堆積物調査-巨大地震を繰り返す琉球海溝沈み込み, 科学研究費助成事業研究成果報告書, 課題番号 23540498, 日本学術振興会, 2014.
- Arai, K., H. Naruse, R. Miura, K. Kawamura, R. Hino, Y. Ito, D. Inazu, M. Yokokawa, N. Izumi, M. Murayama and T. Kasaya, Tsunami-generated turbidity current of the 2011 Tohoku-Oki earthquake, *Geology*, 41, 1195-1198, 2013.
- Araoka, D., Y. Yokoyama, A. Suzuki, K. Goto, K. Miyagi, K. Miyazawa, H. Matsuzaki and H. Kawahata, Tsunami recurrence revealed by Porites coral boulders in the southern Ryukyu Islands, Japan, *Geology*, 41, 919-922, 2013.
- Bouma, A. H., *Sedimentology of some flysch deposits*, Elsevier, Amsterdam, 168, 1962.
- Goldfinger, C., C.H. Nelson, J.E. Johnson and the Shipboard Scientific Party : Holocene earthquake records from the Cascadia subduction zone and northern San Andreas Fault based on precise dating of offshore turbidites, *Annual Rev. Earth Planet. Sci.*, 555-577, 2003.
- 池原 研, 深海底タービダイトを用いた南海トラフ東部における地震発生間隔の

推定, 地学雑, 110, 471-478, 2001.

池原 研, ターミナル小海盆: タービダイト古地震学の一つのターゲット, 第四紀研究, 54, 345-358, 2015.

Ikehara, K., T. Irino, K. Usami, R. Jenkins, A. Omura and J. Ashi, Possible submarine tsunami deposits on the outer shelf of Sendai Bay, Japan resulting from the 2011 earthquake and tsunami off the Pacific coast of Tohoku, Marine Geol., 358, 120-127, 2014.

Ikehara, K., T. Kanamatsu, Y. Nagahashi, M. Strasser, F. Hiske, K. Usami, T. Irino and G. Wefer, Documenting large earthquakes similar to the 2011 Tohoku-oki earthquake from sediments deposited in the Japan Trench over the past 1500 years, Earth Planet. Sci. Lett., 445, 48-56, 2016.

Ikehara, K., K. Usami, T. Kanamatsu, K. Arai, A. Yamaguchi and R. Fukuchi, Spatial variability in sediment lithology and sedimentary processes along the Japan Trench: Use of deep-sea turbidite records to reconstruct past large earthquakes, Geological Society Special Publication, in press.

Noda, A., T. TuZino, M. Joshima and S. Goto, Mass transport-dominated sedimentation in a foreland basin, the Hidaka Trough, northern Japan, Geochm. Geophys. Geosys., 14, 2638-2660, doi:10.1002/ggge.20169, 2013.

Sakaguchi, A., G. Kimura, M. Strasser, E.J. Screatton, D. Curewitz and M. Murayama, Episodic seafloor mud brecciation due to great subduction zone earthquakes, Geology, 39, 919-922, 2011.

Stow, D.A.V. and G. Shanmugam, Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments, Sed. Geol., 25, 23-42, 1980.

## ② 陸域での津波履歴調査実施（四国～九州）とサンプルデータ解析

### (a) 業務の要約

陸域津波履歴調査では高知県東洋町・南国市・四万十町・黒潮町において、ボーリングおよびジオスライサーにより採取した堆積物の年代測定や珪藻化石分析を実施した。

南国市では、津波や高潮により形成されたとみられる4層のイベント砂層を検出し、それらの堆積年代はそれぞれ、5970～4440 cal BP、4560～3730 cal BP、3700～3490 cal BP、3420～2440 cal BPであることが明らかになった。東洋町・四万十町・黒潮町でも年代測定を進め、それぞれの地点でのイベント砂層の堆積年代を明らかにした。しかし、地域間で明確に対比できるイベントは現時点では見つかっていない。

### (b) 業務の実施方法

平成25年度および26年度に高知県東洋町・南国市・四万十町・黒潮町の海岸低地でボーリングおよびジオスライサーを用いた掘削調査を実施した（図3-7-②-1）。これらの海岸低地は海岸沿いの浜堤の背後に分布する小規模な低地で、河川などの流水の影響

響が比較的小さく、主にシルトや粘土などの細粒な堆積物で構成されているため、イベント堆積物の検出に適している。

平成 28 年度は平成 27 年度に引き続き、採取した堆積物試料の層相の観察、放射性炭素年代測定、珪藻化石の分析を実施した。イベント堆積物の堆積年代の推定には、イベント堆積物の直上および直下の堆積物から抽出した種や葉などの植物化石の年代を用いた。これらの植物化石は堆積物そのものや木片に比べ真の堆積年代を示す可能性が高く、イベント年代の推定に適した測定試料である。



図 3-7-②-1 陸域津波履歴調査地域（四国）。地理院地図を使用。

### (c) 業務の成果

東洋町生見では、平成 26 年度に海岸から約 300m 内陸の標高 4～6 m の海岸低地においてボーリングを 4 地点、ジオスライサーを 3 地点で行い深さ最大 8 m まで掘削を行った（図 3-7-②-2）。低地地下は深さ約 5 m までシルト～粘土層および泥炭層からなり、それより下位は基盤の砂礫層となる。



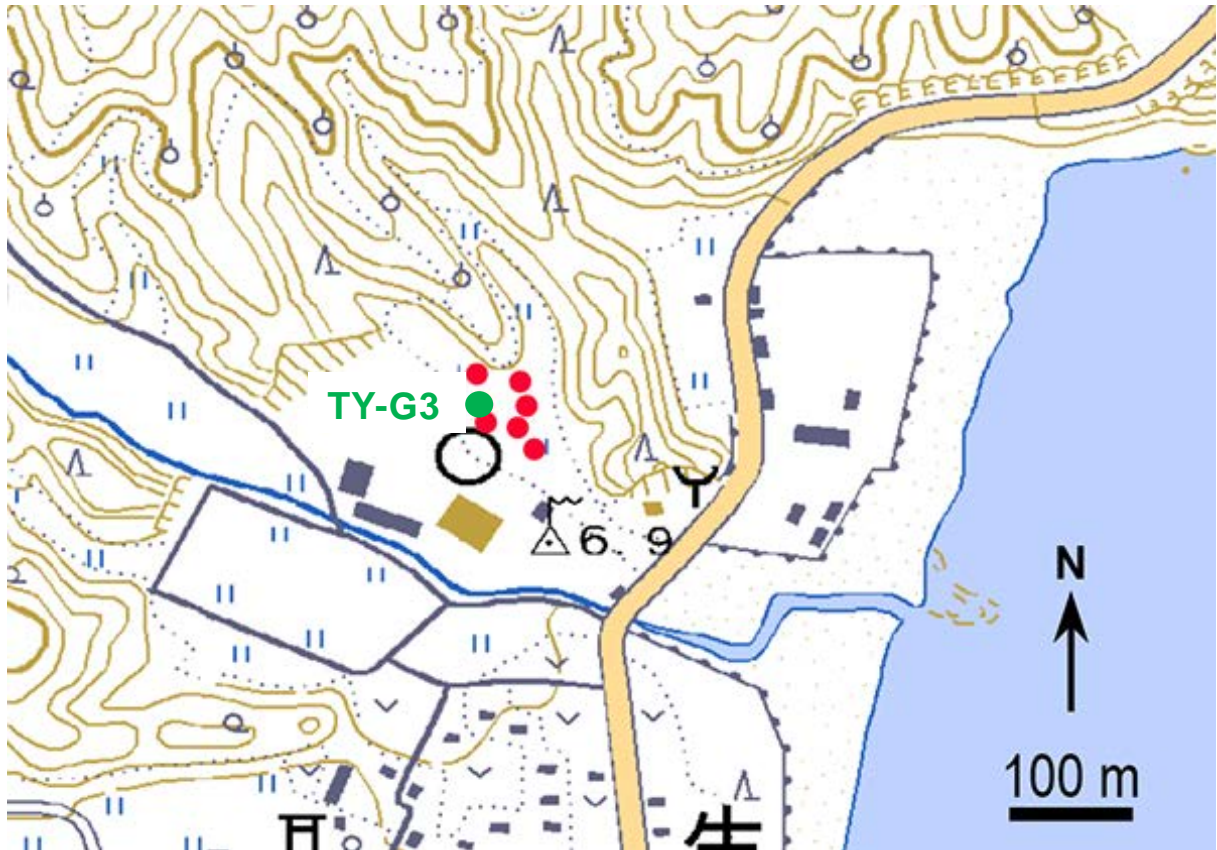


図 3-7-②-2 東洋町生見の掘削地点（赤丸、TY-G3 のみ緑丸で示す）。2 万 5 千分の 1 地形図「甲浦」を使用。

地点 TY-G3（図 3-7-②-2）では、ジオスライサーを用いて深さ 4.2 m まで掘削を行い、約 340～7160 年前までの 6820 年間に堆積したシルトおよび粘土層を採取した（図 3-7-②-3）。深さ 1.5 m 以深は暗褐色の有機質粘土と灰色の粘土の互層となり、両者の地層境界は比較的明瞭である。このような急激な層相変化の繰り返しの成因の一つとして、地震性地殻変動が考えられる。本年度は主に、これらの有機質粘土層と粘土層の堆積年代を明らかにするため、果実や葉などの植物化石に放射性炭素年代測定を実施した。放射性炭素年代測定の結果、3 層の灰色粘土層の堆積年代は、上位からそれぞれ約 4650～5605 cal BP、約 5750～6280 cal BP、約 6210～6880 cal BP と推定された。今後は、これらの互層の珪藻分析を実施し、層相変化に対応する珪藻群集の変化が見られるかを検証し、層相変化の成因を明らかにしたい。

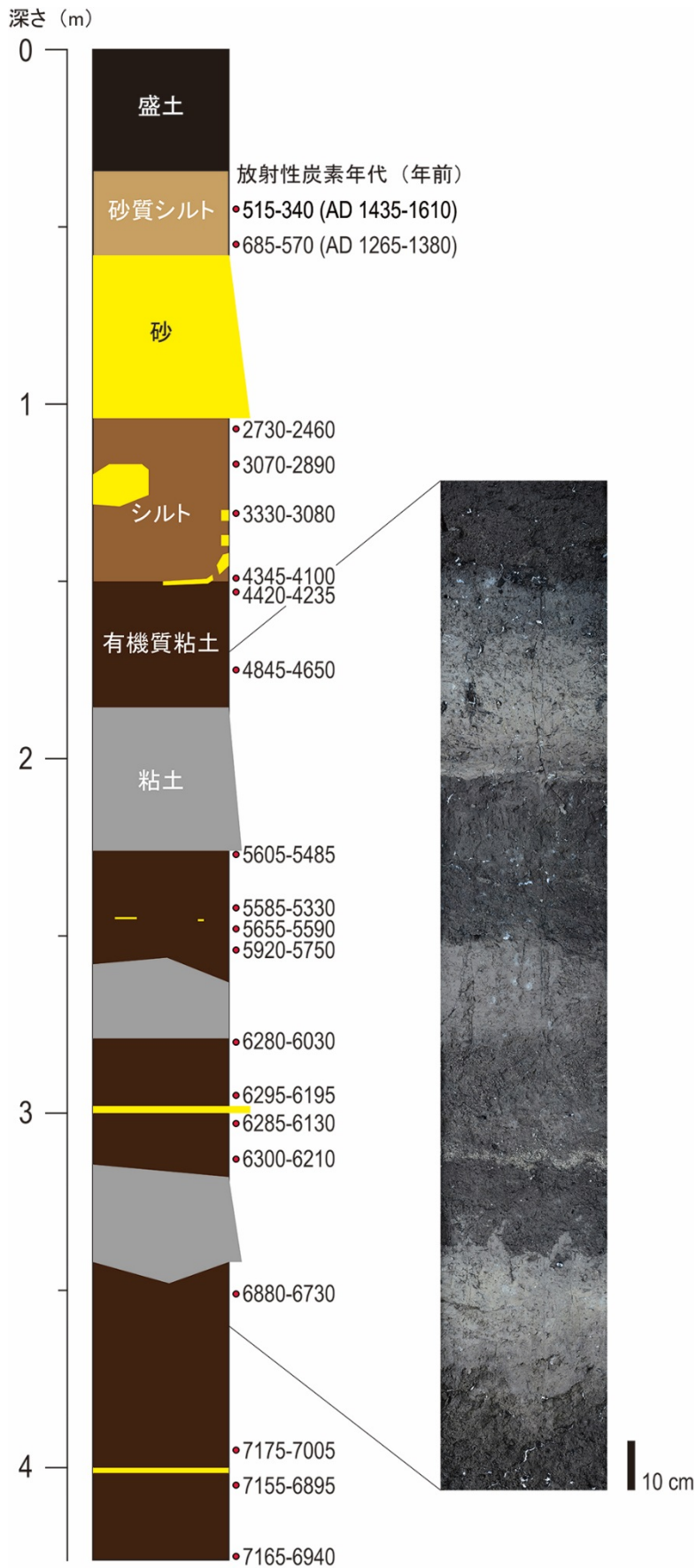


図 3-7-②-3 TY-G3 の柱状図および放射性炭素年代、有機質粘土と粘土の互層の写真

南国市十市では平成 25 年度に、ボーリングおよびジオスライサーを用い 12 地点で深さ最大 8 m まで掘削が行われた（図 3-7-②-4）。平成 28 年度は平成 27 年度に引き続き、ボーリングコアの層相観察や放射性炭素年代測定、珪藻化石分析を行った。

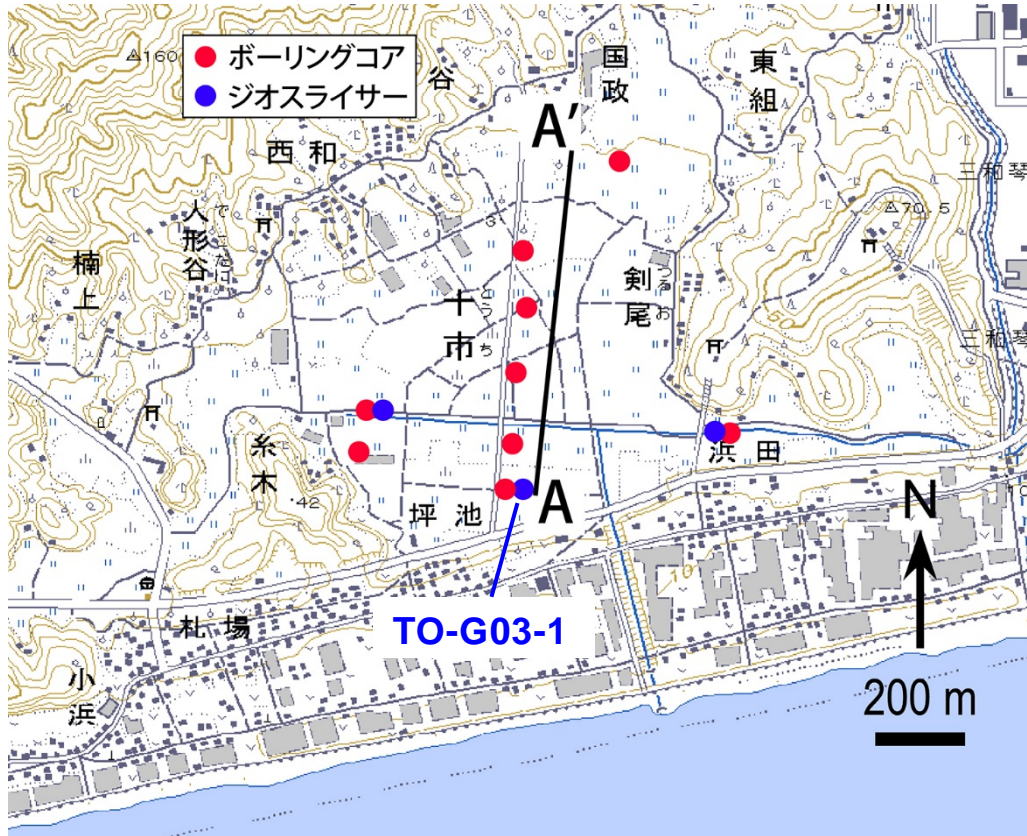


図 3-7-②-4 南国市十市の掘削地点。2 万 5 千分の 1 地形図「後免」を使用。

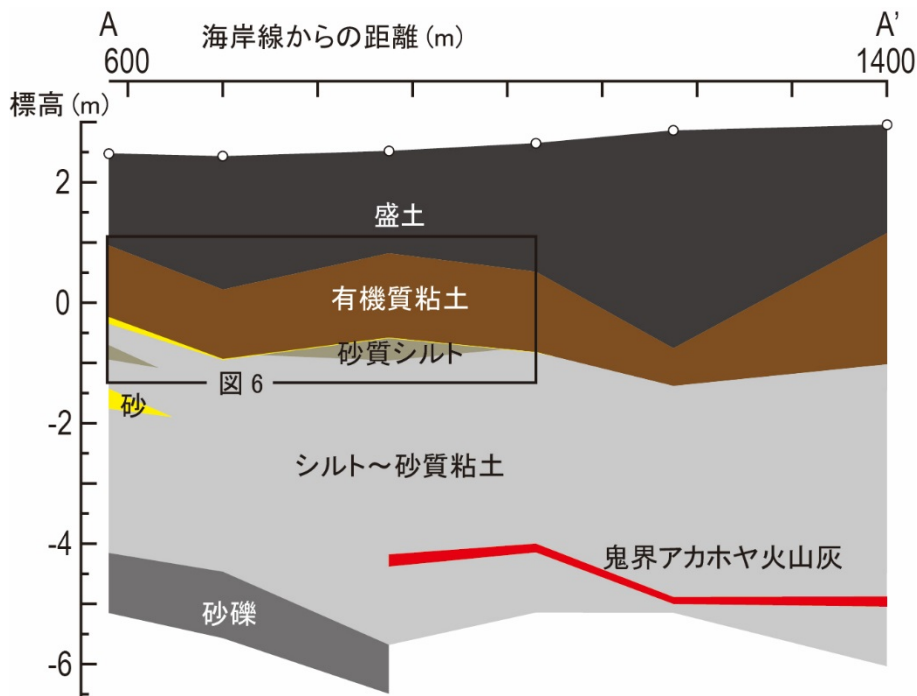


図 3-7-②-5 ボーリングコアに基づく A-A' 測線の地質断面図。

低地地下の地質は主に標高約 1 ~ -1 m に分布する有機質粘土層、標高約 -1 ~ -6 m に分布するシルト～砂質粘土層、標高約 -4.5m 以深に分布する砂礫層からなる (図 3-7-②-5)。

有機質粘土層と砂質粘土層の境界は比較的明瞭で海側の地点では境界部にイベント砂層 S1 をともなう (図 3-7-②-6)。有機質粘土層中には最大 5 層のイベント砂層 (パッチ状のものも含む) が見られた。周囲の層序からは、これらの砂層の掘削地点間での対比が難しかったため、放射性年代測定に基づいて対比を行った。その結果 5 層のうち 3 層のイベント砂層 (下位から S2、S3、S4) が複数のコアで連続することが明らかになった。イベント砂層の直上・直下から抽出した果実や葉などの植物化石の年代値を用いて OxCal 4.2 (Bronk Ramsey, 2009) で推定した S1～S4 の堆積年代 (2σ) はそれぞれ、5970～4440 cal BP、4560～3730 cal BP、3700～3490 cal BP、3420～2440 cal BP である。

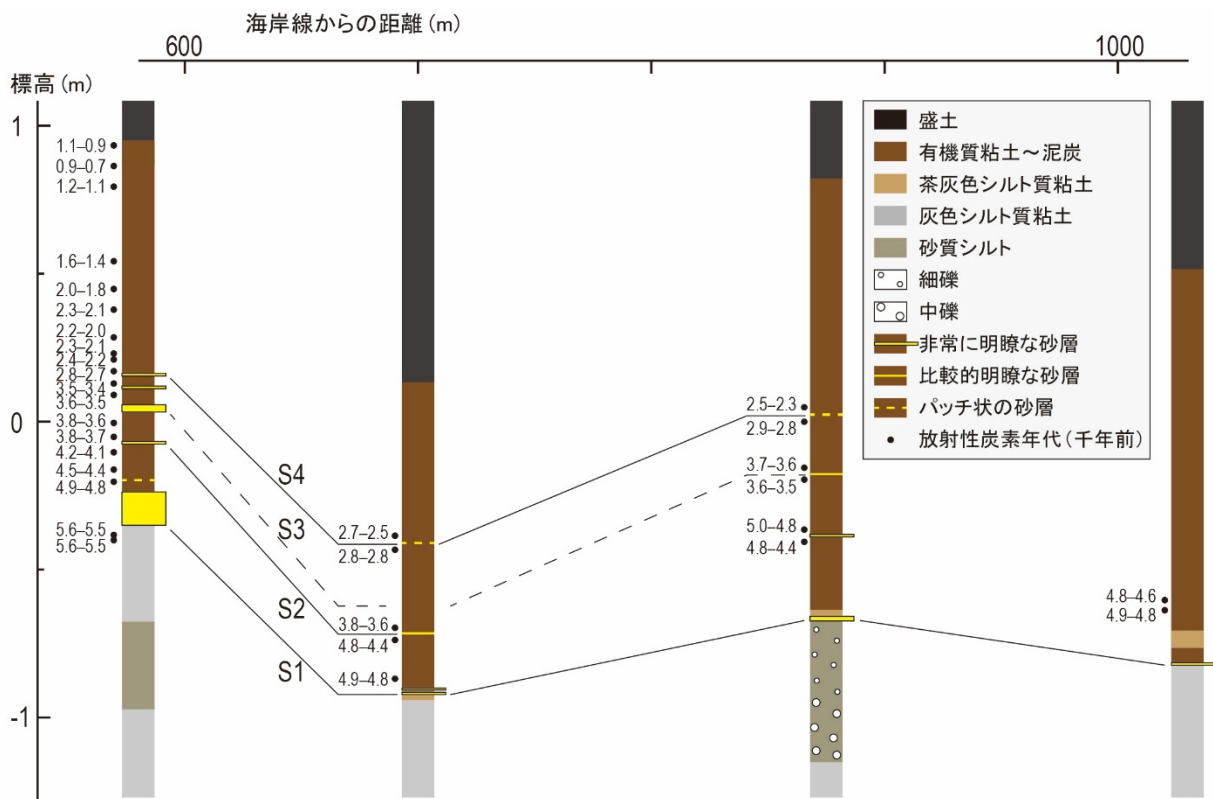


図 3-7-②-6 地質断面の拡大図。拡大部分は図 3-7-②-5 を参照。

平成 27 年度に報告したように、これらの砂層 S1～S4 には海生～汽水生珪藻がほとんど含まれていなかった (文部科学省研究開発局・国立研究開発法人海洋研究開発機構, 2016)。しかし、同様の結果は東北地方太平洋沖地震の津波堆積物からも報告されており (Szczuciński et al., 2012; Takashimizu et al., 2012; Tanigawa et al., in press)、この事実は必ずしも砂層が海起源であることを否定しない。そこで、S1～S4 が海側にのみ分布することや、調査地点には大きな河川がなく洪水が発生しにくいという地形条件も考慮すると、S1～S4 は津波や高潮によって形成された堆積物である可能性が高いと考えられる。

四万十町興津では平成 26 年度に標高 1～1.5m の海岸低地でボーリングを 2 地点、ジオスライサーを 1 地点で行い深さ最大 20 m まで掘削を行った（図 3-7-②-7）。本低地は南北を海に囲まれ、掘削地点から約 1.3 km 南の海岸には浜堤が発達し、北側は丘陵に挟まれた細い水路が海に通じており、非常に低平で津波の被害を受けやすいと考えられる。低地地下は深さ約 13～17 m まで主にシルトおよび粘土層からなり、それより下位は基盤の砂礫層となる。



図 3-7-②-7 四万十町興津の掘削地点（赤丸、SM-G1 は緑丸）。2 万 5 千分の 1 地形図「窪川・興津浦」を使用。

ジオスライサー SM-G1（図 3-7-②-7）の堆積物は深さ 4 m まで主にシルトおよび粘土層からなる（図 3-7-②-8）。深さ約 2 m 以深の粘土層中には多くの貝化石がみられる。本年度は SM-G1 のイベント砂層の周囲の粘土層の年代測定を主に実施した。イベント砂層より上位の粘土層～泥炭層は西暦約 400～1650 年の間に堆積したと見られる。この期間、南海トラフ沿いでは 684 年白鳳地震以降 6 回の地震・津波が知られているが、本調査地点ではそれらに対比されるイベント堆積物は確認されなかった。ジオスライサーおよびその剥ぎ取り標本の目視による観察からは、粘土層中には層相の変化は見られなかった。しかし、上位ほど堆積速度が速くなる傾向が見られ、粘土層と上位の泥炭層の地層境界は非常に明瞭であることから、堆積間隙が存在している可能性も考えられる。今後はさらに高密度で年代測定を実施し、歴史津波の堆積物が残されなかった理由を検

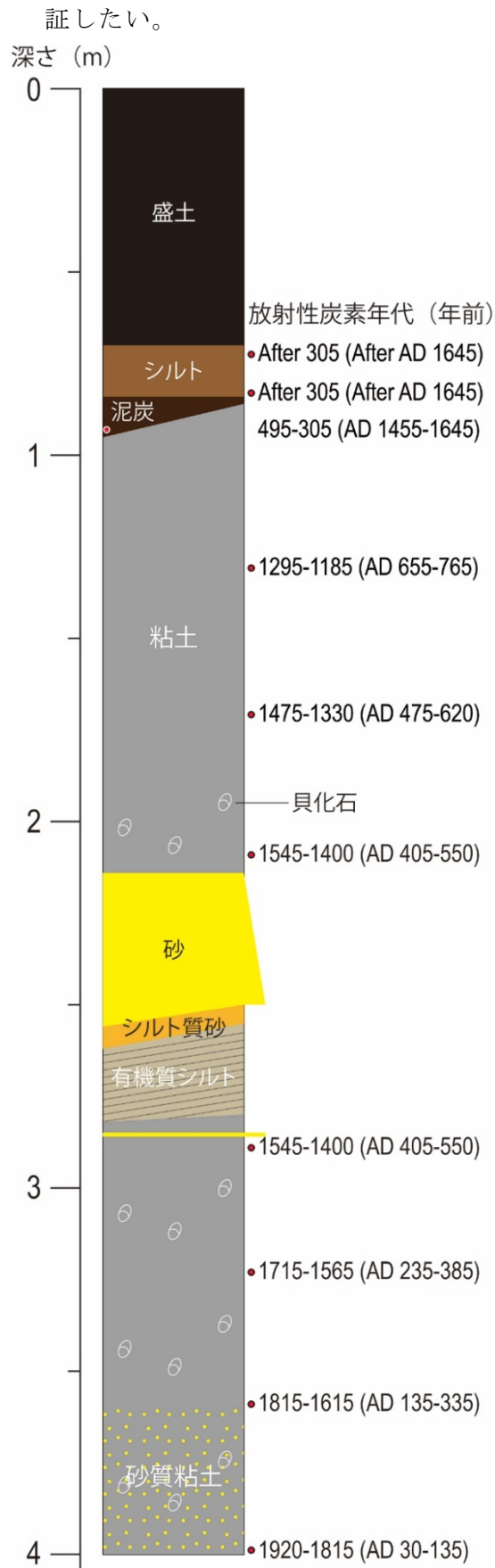


図 3-7-②-8 SM-G1 の柱状図および放射性炭素年代

黒潮町では平成 26 年度に海岸から約 500 m 内陸（入野）と約 1.8 km 内陸（下田の口）の標高 2～4 m の海岸低地においてボーリングを 7 地点、ジオスライサーを 1 地点で行い深さ最大 4 m まで掘削を行った（図 3-7-②-9）。入野の低地は浜堤に両側を挟まれ海岸線と平行に分布する堤間湿地である。入野の低地地下は深さ約 1～2 m までシルトおよび粘土層からなり、深さ 3 m までは砂層となる。シルト～粘土層中には細砂を主体とするイベント砂層が最大 2 層挟在する。

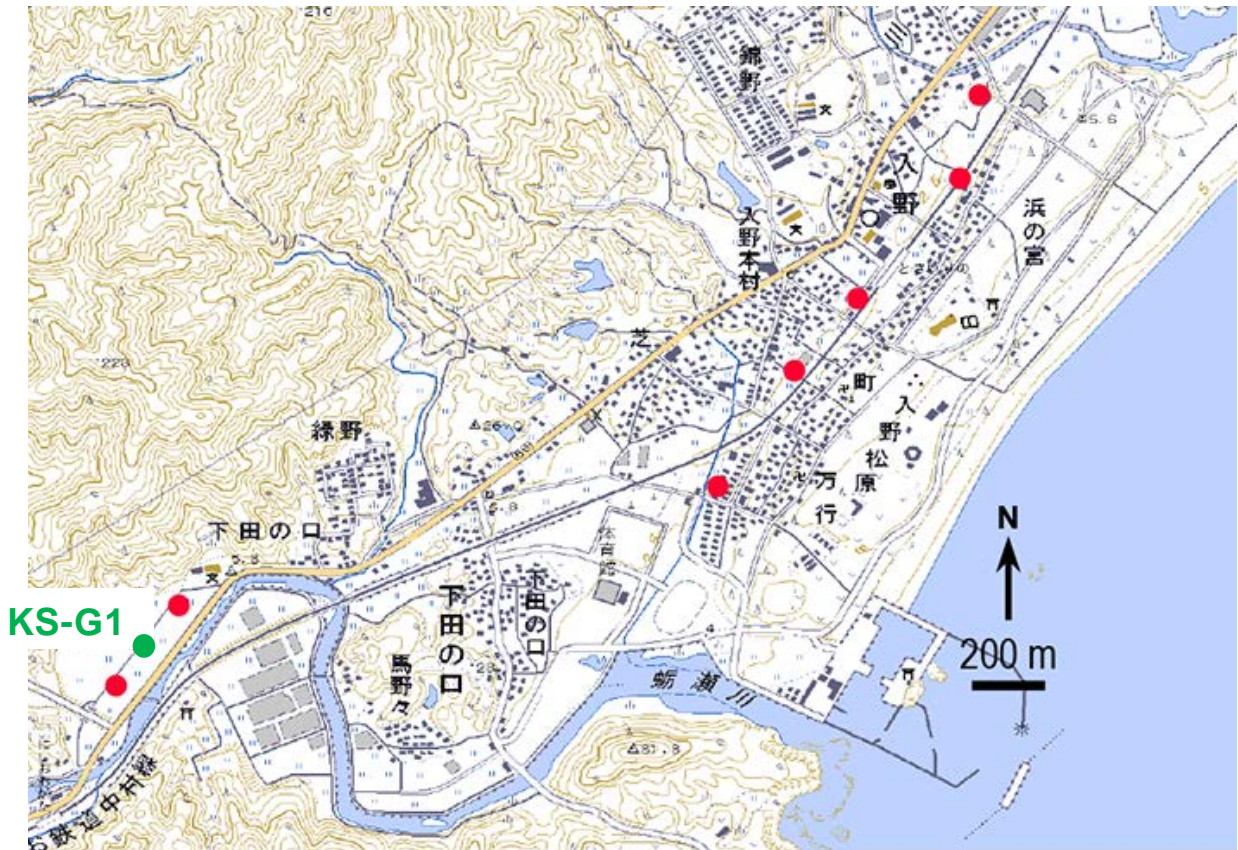


図 3-7-②-9 黒潮町入野と下田の口の掘削地点（赤丸、KS-G1 は緑丸）。2 万 5 千分の 1 地形図「土佐佐賀、蕨岡」を使用。

ジオスライサー KS-G1（図 3-7-②-9）の堆積物は深さ約 3 m まで主にシルトおよび固くしまった粘土層からなる（図 3-7-②-10）。これらのシルト～粘土層中には 3 層のイベント砂層が挟在する。平成 28 年度は KS-G1 の年代測定を継続して実施した。その結果、上位から 2 つめのイベント砂層は約 2920～1290 年前に堆積したことが明らかになった。そのイベント砂層より下位のシルト層中には、年代測定の試料として信頼性の高い植物化石がほとんど含まれていなかったため、木片や植物片（根のようにも見えるが詳細は不明）を用いて測定を行った。年代測定の結果、これらの試料は約 3170～2360 年前の年代値を示した。しかし、年代値の逆転が多く真の堆積年代を示している可能性は低いと考えられる。上位から 3 つめのイベント砂層の堆積年代は、ボーリング試料から今後明らかにしたい。

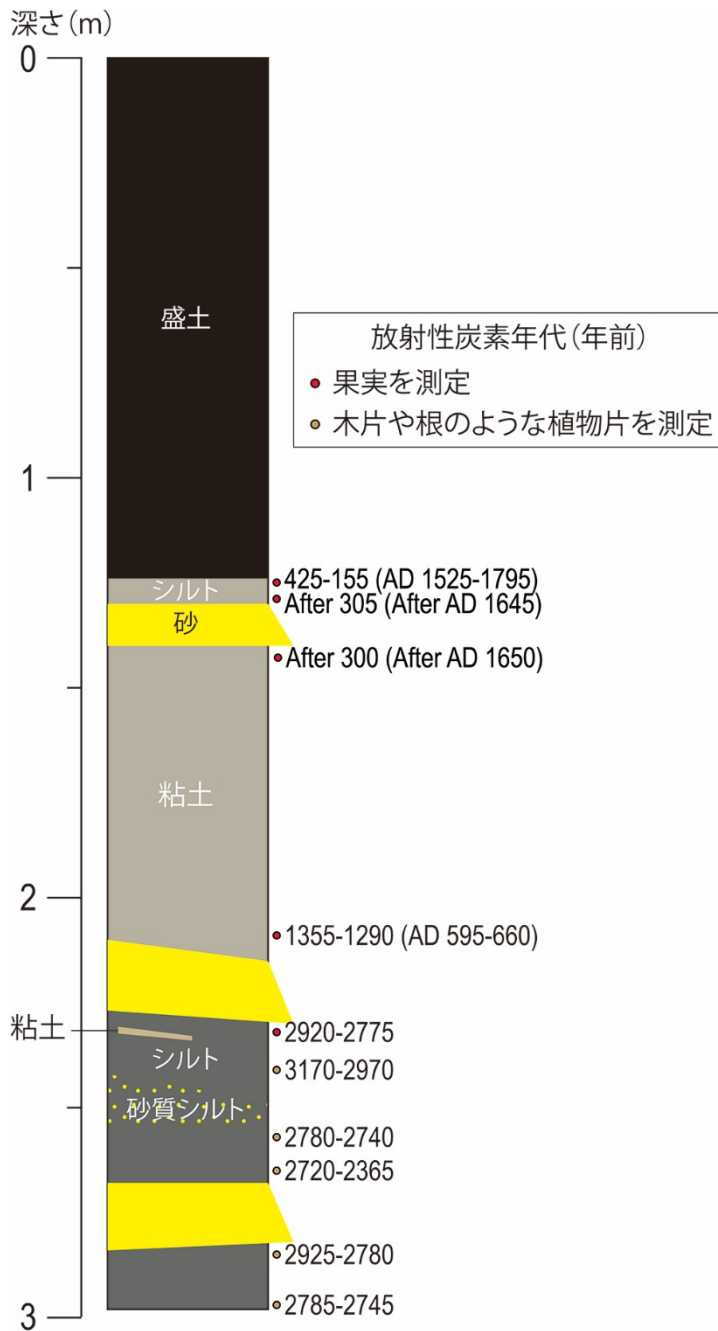


図 3-7-②-10 KS-G1 の柱状図および放射性炭素年代値

(d) 結論ならびに今後の課題

高知県東洋町・南国市・四万十町・黒潮町の海岸低地において津波堆積物調査を実施し、低地地下に分布するシルトおよび粘土層中からイベント堆積物を検出した。本年度は、東洋町・四万十町・黒潮町で採取した試料の放射性炭素年代測定、南国市で採取した試料の放射性炭素年代測定および珪藻化石分析を行った。

平成 28 年度に実施した放射性炭素年代測定により、南国市で検出した津波や高潮により形成されたとみられる 4 層のイベント砂層の堆積年代を 5970～4440 cal BP、4560～3730 cal BP、3700～3490 cal BP、3420～2440 cal BP と推定した。また、各調査地域で



採取した堆積物の時間分解能が向上したが、地域間で明確に対応するイベントは見られなかった。今後は東洋町・四万十町・黒潮町で珪藻分析を実施し、イベント砂層の成因を明らかにするとともに、各地域でイベント堆積物が確認されない期間やその要因について検証を進める。また、現在までの成果を踏まえ新たな調査地点でも掘削調査を実施し、より多くのイベント堆積物を検出して、広域でのイベント堆積物の広がりを検証したい。

(e) 引用文献

- 1) Bronk Ramsey C., Bayesian analysis of radiocarbon dates, *Radiocarbon*, 5, 337-360, 2009.
- 2) 文部科学省研究開発局・国立研究開発法人海洋研究開発機構, 南海トラフ広域地震防災プロジェクト, 平成 27 年度成果報告書, 423p, 2016.
- 3) Szczuciński, W., Kokociński, M., Rzeszewski, M., Chagué-Goff, C., Cachão, M., Goto, K., and Sugawara, D., Sediment sources and sedimentation processes of 2011 Tohoku-oki tsunami deposits on the Sendai Plain, Japan – Insights from diatoms, nannoliths and grain size distribution, *Sedimentary Geology*, 282, 40-56, 2012.
- 4) Takashimizu, Y., Urabe, A., Suzuki, K. and Sato, Y., eposition by the 2011 Tohoku-oki tsunami on coastal lowland controlled by beach ridges near Sendai, Japan, *Sedimentary Geology*, 282, 124-141, 2012.
- 5) Tanigawa, K., Sawai, Y. and Namagaya, Y., Diatom assemblages within tsunami deposit from the 2011 Tohoku-oki earthquake along the Misawa coast, Aomori Prefecture, northern Japan, *Marine Geology*, doi.org/10.1016/j.margeo.2016.11.016, in press.

③ 陸域での津波履歴調査によるサンプルデータ解析（駿河湾奥浮島ヶ原）

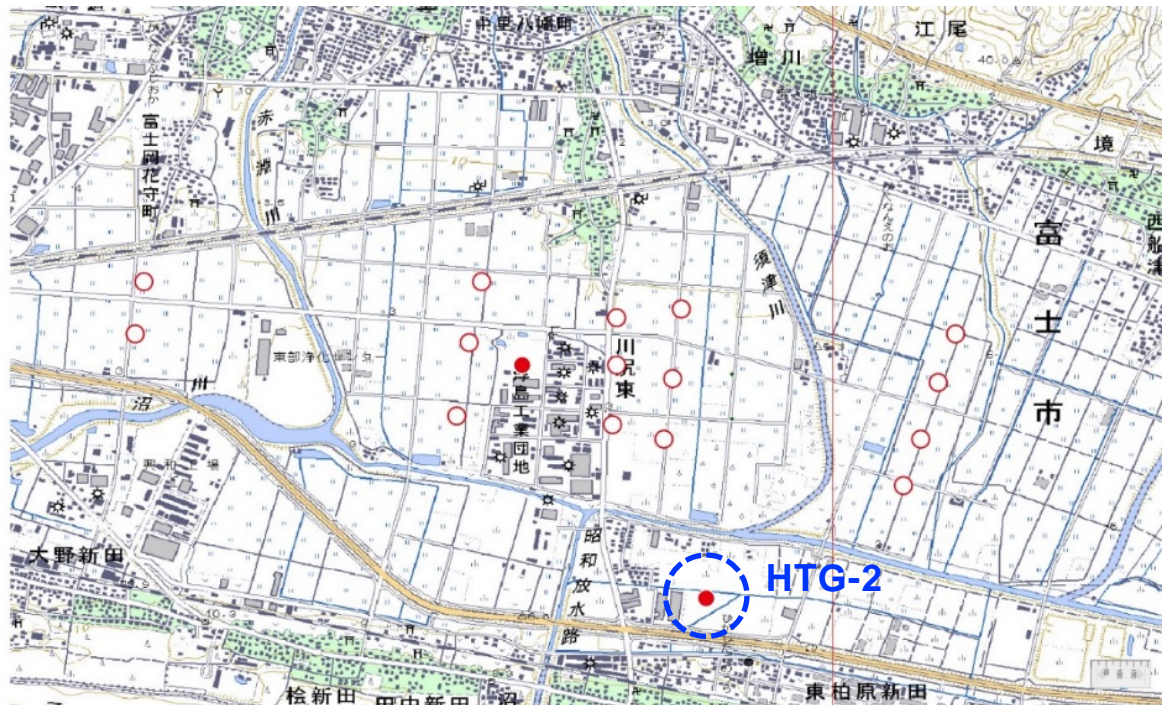
(a) 業務の要約

静岡県富士市の低地において採取された既存の柱状堆積物試料について、過去に発生した地殻変動を検出するために珪藻化石分析を行った。その結果、長さ 8 m のボーリングコア中に少なくとも 5 回の沈水イベントを記録していることが明らかになった。また、既存のボーリングコアの地点間対比を行うため、放射性炭素年代測定を行った。その結果、過去 3000 年間の地層の対比が可能になった。

(b) 業務の実施方法

静岡県富士川市の浮島ヶ原の湿原堆積物を記載した Fujiwara et al. (2016)によれば、南海トラフ東端（駿河トラフ）に面した同地域の堆積物には、過去の東海地震に関連した地殻変動の繰り返しが沈水イベントという形で記録されている。このイベントは主に層相の変化から読み取られているが、歴史地震との対比は必ずしもうまくいっていない。この問題を解決するため、浮島ヶ原で採取された既存のボーリングコア試料（図 3-7-③-1）の珪藻分析を詳細に行い、イベント層の認定を古生物学的に検討することにした。具体的には、① 2010 年度に産業技術総合研究所によって採取されたボーリングコアを 2 cm 間隔で分割し、② 分割した試料を過酸化水素水で処理することにより珪藻

化石を抽出し、③ 抽出された珪藻化石を各層準につき 150～200 個体程度同定・計数した。また、産業技術総合研究所が 2010 年度～2012 年度に採取したボーリングコア(図 3-7-③-1) を分割し、そこに含まれる大型植物化石を拾い出した。得られた植物化石の放射性炭素年代測定を行った。



オールコア掘削, 86 mm以上, 外径116mm程度で掘削 ○ 2012年採取 ● 2010年-2011年採取

図 3-7-③-1. 2010 年度～2012 年度にボーリング調査が行われた場所(藤原・澤井 2014 を改変)(静岡県富士市。国土地理院発行 1:25000 地形図「吉原」「沼津」を使用)

### (c) 業務の成果

静岡県富士市の低地において採取された既存の柱状堆積物試料について珪藻化石分析を行った結果、過去 3000 年間の堆積物中においてその組成が大きく変化していることが明らかになった(図 3-7-③-2)。このうち、深さ 454 cm 付近、深さ 308 cm 付近、深さ 224 cm 付近、深さ 154 cm 付近、深さ 104 cm 付近においては、*Diademsis contenta* (Grunow) D.G.Mann、*Diploneis elliptica* (Kützing) Cleve、*Hantzschia amphioxys* (Ehrenberg) Grunow、*Eunotia praeurupta* var. *bidens* (Ehrenberg) Grunow などの乾燥～半乾燥環境に生育する珪藻類が特徴的に増減する。これらの珪藻が急激に減少する原因は、周囲の水位が上昇して湿地化することにより、最適な環境が失われたからだと考えられる。仮に、この沈水現象が、すべて過去の地震性地殻変動に関係しているのであれば、過去 3000 年間に少なくとも 5 回の巨大地震が発生していたことを示している。



(d) 結論ならびに今後の課題

静岡県富士市および徳島県阿南市の低地において採取された既存の柱状堆積物試料について珪藻化石分析を行った結果、過去 3000 年間に少なくとも 5 回の沈水イベントが明らかになった。この沈水が地殻変動を表しているとすれば、沈水イベントの年代を推定することで過去の巨大地震が発生時期を復元することができる。ただし、今回検出した沈水イベントは極めて地域的な環境変化を反映している可能性もあるため、他のボーリングコア試料についても同様の分析をして検証していく必要がある。

(e) 引用文献

- 1) 藤原 治, 澤井祐紀, 静岡県沿岸の古地震・津波堆積物調査, 巨大地震による複合的地質災害に関する調査・研究報告(地質分野研究企画室 編) 独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター, 39-48, 2014.
- 2) Fujiwara, O., S. Fujino, J. Komatsubara, Y. Morita, Y. Namegaya, Paleocological evidence for coastal subsidence during five great earthquakes in the past 1500 years along the northern onshore continuation of the Nankai subduction zone, *Quaternary International*, 2016.

④富士川河口域における 1854 年安政東海地震の地殻変動と断層位置の推定

(a) 業務の要約

歴史記録を利用して富士川の流路の変遷をまとめ、地形データを参照しながら 1854 年安政東海地震(以下、安政地震)による富士川河口域の地変について検討を行った。この結果、安政地震よりも前の富士川の河床は現在の流路よりも西側まで広がって流れており安政地震後に現在の流路となったことから同地震により富士川河口域西岸部が広域的に隆起した可能性が高いことがわかった。そこでこの隆起をもたらした断層の位置を推定し、長期における地殻変動の傾向を解明するため、ボーリング掘削調査を行った。

(b) 業務の実施方法

安政地震は歴史記録によれば駿河湾西岸部に隆起をもたらしたとされている(例えば、羽鳥, 1976 や石橋, 1984)。このことは安政地震による破壊が駿河トラフにまで及んだことを意味する。駿河トラフの北端には富士川河口断層帯が存在し、安政地震時にこの断層帯が変動したか否かを知ることは、今後の地震時の変位や規模を予測する上で重要であり、さらにはプレート間地震と活断層との関係を知る上でも重要な知見となる。そこでまず、昨年度に引き続き歴史記録に関する調査を行い、安政地震前後での富士川の流路の変遷について検討を行った。

次に富士川河口付近の地下に伏在すると推定されている断層の位置について明らかにするため、西岸地域でボーリング掘削調査を行った。本地域では既存のボーリング調査結果がいくつかあり、本調査の結果をそれらと対比させることで、断層変位の状況を確認し、平均変位速度を見積もることとした。ボーリング地点は静岡市清水区蒲原地先

で、現在の海岸線から約 130 m、標高 6.5 m の場所である（図 3-7-④-1）。掘削はオールコアで深度 100 m まで掘削した。



図 3-7-④-1 調査地域の地図。国土地理院地図および Google Earth を使用。

### (c) 業務の成果

まず安政地震による富士川河口の流路の変遷について歴史記録をみると、『蒲原町史』には、少なくとも天明六年（1786 年）からの 40 年間に 10 度の洪水が発生し、富士川河口域西側の蒲原に被害が発生したことが記録されている。また、静岡市清水区蒲原の木屋江戸資料館に所蔵されている『海面浅深御取調絵図』（嘉永二年、1849 年）などには、安政地震（1854 年）直前の富士川の流路が、現在の蒲原中学校の東側に存在した堤の東側を流れていたことが記録されている。さらに桑原藤泰（1832 年没）が記した『駿河記』の絵図では、現在の蒲原地震山付近が中洲のような形で描かれており、当時の河床が現在よりも西へ広がっていたことがわかる。一方、安政地震より後には蒲原地域に洪水が発生しなくなり（『蒲原町史（1968 年）』）、陸地測量部による明治二十年（1887 年）の地図では、ほぼ現在の流路になっていることが示されている。したがって安政地震を挟んで、かつて蒲原地域まで広がっていた河床が東側へ縮小し、かつての中洲が離水して蒲原地震山が生じたと考えられる。

次に数値地形図から断面図を作成し、その高度分布を調べた。まず富士川河口低地を構成する扇状地の扇央部から同心円を設定し、現河床と両河岸の地形縦断面を作成した（図 3-7-④-2）。その結果、蒲原地震山を含む西岸の測線の地形は、東岸の地形よりも全体的に数 m 程度高いことがわかる。また蒲原地震山がかつての中洲であるとする、現河床の中洲とはかなり高度差がある。現在の河床は人口改変の影響もあるため、明治二十年（1887 年）の地形図に基いて、当時の中洲の高度を調べ、横断面図上で比べると、4 m 程度の高度差があることが確認できた（図 3-7-④-3）。

以上のことから、富士川河口の流路の変遷や河床の離水は、安政地震によって蒲原地域が広域に隆起したために生じた可能性が高く、その量は場所により 4 m 程度まで達した可能性がある。

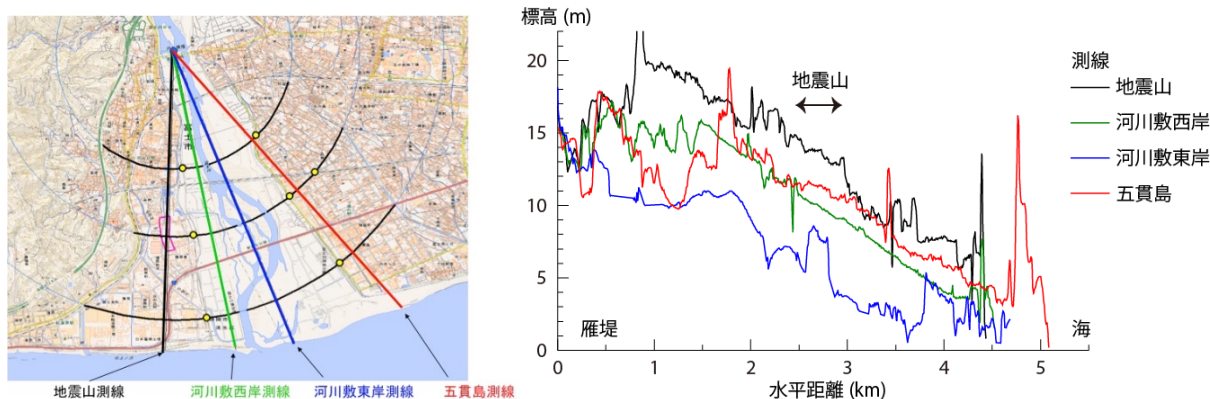


図 3-7-④-2 地形断面図を作成した測線の位置 (左) と各測線の地形断面 (右)。国土地理院地図を使用。

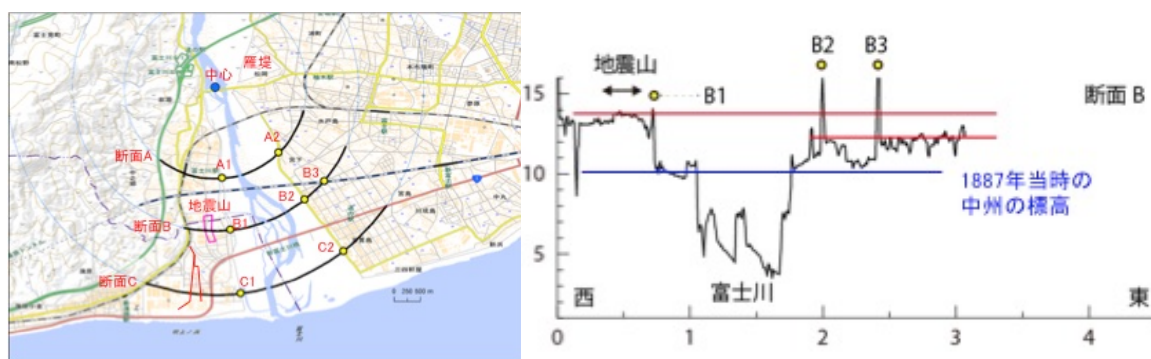


図 3-7-④-3 地形断面図を作成した測線の位置 (左) と断面 B の地形断面 (右)。国土地理院地図を使用。

ボーリング調査に関しては、深度 100 m まで掘進し、深度 97 m で基盤である岩渕層に達した (図 3-7-④-4)。これまでのところ深度 55 m 付近まで記載している。表層の埋土の下は深度 15.5 m 付近まで淘汰の悪い砂礫や粗砂が分布する。その下位には深度 20.5 m 付近まで細～粗砂が互層をなし、さらにその下位にはラミナを伴う比較的淘汰の良い極細砂～シルトが深度 25 m 付近まで続く。そこから深度 25～30 m 付近は砂礫、深度 30～34 m 付近は細～中砂、深度 34～36 m 付近は砂礫が分布する。深度 36～39 m 付近は生痕を伴うシルトが分布し、深度 39～45 m 付近は砂礫と粗砂、中砂が互層をなす。深度 45～48 m はラミナを伴う極細砂～シルト、深度 48～53 m は中～粗砂や砂礫が分布する。深度 53 m 以下は貝殻片を含むシルトが少なくとも深度 55 m 付近まで確認される。深度 55 m 付近以下は未記載だが、深度 97 m で基盤の岩渕層に達したことを確認している。

これらの層序と周囲の地形からみて、砂礫は基本的に富士川から供給されたものや、海岸で堆積したものであり、細砂やシルトは主に浅海域や沿岸のラグーンで堆積したと考えられる。特に深度 53～55 m には貝殻片を含むことから、後氷期海進時の海成層

の可能性が高い。また砂礫とシルトが数 m ずつ互層をなすことから、海陸の境界付近における堆積環境のサイクリックな変化を示している可能性がある。この変化が富士川河口断層帯の活動による隆起や沈降と関連したものであるかどうかは現時点では不明である。

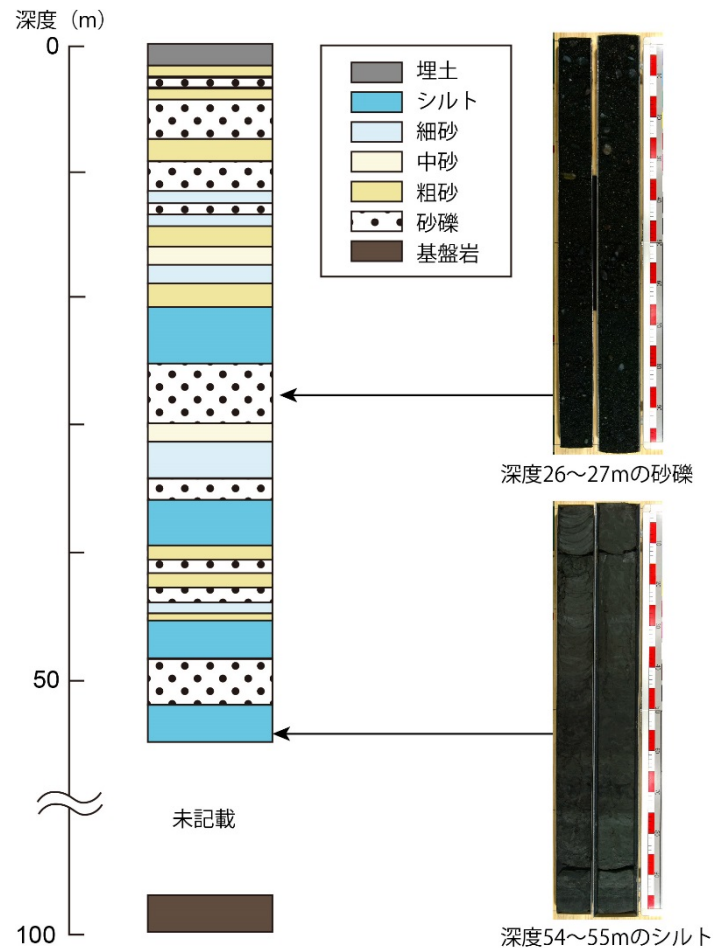


図 3-7-④-4 富士川河口西岸域のボーリング掘削で得られたコアの柱状図と写真

(d) 結論ならびに今後の課題

本研究では歴史記録に基づいて富士川河口周辺の流路の変遷を検討した結果、安政地震前に蒲原地区まで広がっていた河床が、地震後に東側へ縮小し、それまでの中洲が離水して蒲原地震山が生じたことが明らかになった。この河床幅の縮小と河口域西岸の離水は、安政地震時に富士川河口断層帯が活動して富士川河口西岸域が隆起した可能性を指摘できる。また地形解析からその量は場所により 4 m 程度であった可能性があるが、地殻変動量を測る上での指標の信頼性が低く、今後は隆起が生じた証拠とより精度の高い隆起量の推定を行う必要がある。

次に推定される隆起域でボーリング調査を行った結果、深度 97 m まで堆積物が得られた。深度 55 m までの岩相記載結果から、後氷期海進以降に堆積したと考えられるシルト層と砂礫層のサイクリックな堆積環境の変化が読み取れた。今後は各層準の

年代決定を行うことと、微化石分析等による各層毎の具合的な堆積環境の推定により、富士川河口断層帯の活動との関係について検討していく必要がある。

(e) 引用文献

- 1) 羽鳥徳太郎, 安政地震 (1854 年 12 月 23 日) における東海地方の津波・地殻変動の記録—明治 25 年静岡県下 26 カ町村役場の地震報告から—, 東京大学地震研究所彙報, 51, 13-28, 1976.
- 2) 石橋克彦, 駿河湾地域の地震時地殻上下変動, 第四紀研究, 23, 105-110, 1984.

**(3) 平成 29 年度業務計画案**

陸域津波履歴調査においては、九州東部沿岸等において津波堆積物調査を実施するとともに、南西諸島での津波石や隆起痕跡の調査から履歴解明の可能性を探る。また引き続き四国沿岸と駿河湾奥・浮島ヶ原のボーリングコア試料の解析を進めるとともに、平成 28 年度に駿河湾奥・富士川河口域で得られたボーリングコア試料の分析を行う。

海域津波履歴調査では、2-1-a で実施する調査航海に参加し、琉球海溝周辺海域から海底堆積物コアを採取し、その分析を実施する。また、既存試料の分析を進める。さらに、四国沖の南海トラフや日本海溝沿いの堆積物記録との比較研究を実施する。これらから、地震・津波により形成された堆積層の検出を行い、その分布を解明することを目標とする。海域の調査と採取試料の解析は、2-1-a との密接な連携のともに共同して実施する。



### 3.8 広帯域地震活動研究

#### (1) 業務の内容

(a) 業務題目 「広帯域地震活動研究」

#### (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
	教授	小原 一成
	教授	塩原 肇
	准教授	酒井 慎一
	准教授	望月 公廣
	助教	山田 知朗
	助教	一瀬 建日
	助教	前田 拓人
	技術専門職員	八木 健夫
	技術職員	阿部 英二
	技術職員	西本 太郎
	技術職員	大塚 宏徳
技術職員	佐伯 綾香	
国立大学法人京都大学防災研究所	准教授	伊藤 喜宏
国立大学法人東京海洋大学	准教授	中東 和夫
国立大学法人京都大学防災研究所	助教	山下 裕亮
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	教授	木戸 元之
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	教授	日野 亮太
	准教授	太田 雄策
	技術職員	鈴木 秀市

#### (c) 業務の目的

南海トラフから南西諸島海溝にかけて、広帯域海底地震観測により、トラフ付近の低周波イベントの解明と地震活動の詳細な把握を行う。プレート境界のすべり特性の解明、さらには巨大地震発生域の高精度推定に寄与する。

南海トラフ陸側斜面域で発生する、ゆっくりすべりイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播といった多様な現象を捉えるため、地震動だけでなく海底における水圧を広帯域・高ダイナミックレンジで連続して取得するためのシステムを開発し、トラフ付近の低周波イベントや、津波発生を伴うような地殻変動を含めた地震の活動実態の把握を行い、巨大地震発生域の事前推定の高度化に寄与する。さらに、観測成果を地殻活動モニタリング情報として、シミュレーション研究に提供する。

(d) 8カ年の年次実施業務の要約

平成 25 年度：

南海トラフ西部の領域において、長期観測型海底地震（水圧）計を計 10 台設置し、長期海底地震観測を開始した。また、南海トラフ中部の陸側斜面域である熊野灘において、ブイシステムを用いた海底水圧の試験観測に着手した。海底の水圧変動から、ゆっくりすべりイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播といった多様な現象を捉えるため、広帯域・高ダイナミックレンジで連続して海底水圧データを取得するためのシステム開発に必要な基礎データを実海域で取得した。

平成 26 年度：

南海トラフ西部の領域において、長期観測型海底地震（水圧）計を回収し、同じ海域に設置した。また、南海トラフ中部の陸側斜面域である熊野灘において、ブイシステムを用いた海底水圧の試験観測を継続して実施した。海底の水圧変動から、ゆっくりすべりイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播といった多様な現象を捉えるため、広帯域・高ダイナミックレンジで連続して海底水圧データを取得するためのシステム開発に必要な基礎データの取得を継続して実施した。

平成 27 年度：

南海トラフ西部の領域において、長期観測型海底地震（水圧）計を回収し、日向灘に設置した。また、熊野灘におけるブイシステムを用いた海底水圧の試験観測を継続した。システムの実用化にむけた基礎データの取得を継続するほか、試験観測で得られた海底の水圧変動の特性の解析を進め、ゆっくりすべりイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播といった多様な現象を捉えるためのデータ処理・解析手法の検討を進めた。

平成 28 年度：

南海トラフ西部の領域（日向灘）において、長期観測型海底地震（水圧）計を回収し、同じ海域に半径 3.5km の円状アレイを 2 セット作成し、計 8 台を設置した。また、熊野灘におけるブイシステムを用いた海底水圧の試験観測を継続した。システムの実用化にむけた基礎データの取得を継続するほか、試験観測で得られた海底の水圧変動の特性の解析を進め、ゆっくりすべりイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播といった多様な現象を捉えるためのデータ処理・解析手法の検討を進めた。

平成 29 年度：

南海トラフ西部の領域に設置されている海底地震圧力計を回収する。また、海底地震圧力計 10 台程度を南西諸島海溝域に設置し、長期海底地震観測を行う。また、熊野灘におけるブイシステムを用いた海底水圧試験観測の解析を継続する。システムの実用化にむけた基礎データの取得を継続するほか、試験観測で得られた海底の水圧変動の特性の解析から、ゆっくりすべりイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播に関連する現象による変動を抽出し、これら現象のモデル化を試みる。

平成 30 年度：

南西諸島海溝域において、海底地震圧力計 10 台程度の回収・再設置を実施する。また、熊野灘におけるブイシステムを用いた海底水圧試験観測の解析を継続する。システムの実用化にむけた基礎データの取得を継続するほか、試験観測で得られた海底の水圧変

動の特性の解析から、ゆっくりすべりイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播に関連する現象による変動を抽出し、これら現象のモデル化を行う。

平成 31 年度：

南西諸島海溝域において、海底地震圧力計 10 台程度の回収・再設置を実施する。また、熊野灘におけるブイシステムを用いた海底水圧試験観測の解析を継続する。システムの実用化にむけた基礎データの取得を継続するほか、試験観測で得られた海底の水圧変動の特性の解析から、ゆっくりすべりイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播に関連する現象による変動を抽出し、これら現象のモデル化を行うとともに、処理解析の準リアルタイム化を実現する。

平成 32 年度：

南西諸島海溝域に設置されている海底地震圧力計 10 台程度を回収する。また、観測データに基づき、成果をとりまとめる。また、熊野灘におけるブイシステムを用いた海底水圧試験観測の解析を完了する。本年度中の試験観測で得られる海底の水圧変動に対して、前年度までに開発した準リアルタイム処理解析の手法を適用し、本業務で開発した広帯域・高ダイナミックレンジで連続して海底水圧データを取得するためのシステムの性能の実証を行う。

#### (e) 平成 28 年度業務目的

南海トラフから南西諸島海溝の領域において、長期観測型海底地震（水圧）計を用いた長期海底地震観測を継続して実施する。また、海底地震（水圧）計のデータ解析を行うとともに、国内外の学会において成果公表・情報収集を行う。南海トラフ中部の陸側斜面域である熊野灘において、ブイシステムを用いた海底水圧の試験観測を継続して実施する。

## (2) 平成 28 年度成果

### ① 南海トラフにおける準リアルタイム海底上下変動観測によるスロースリップのモニタリング

#### (a) 業務の要約

これまでブイシステムによって連続観測してきた水圧計観測の検討を継続してきた。海底局に取り付けられている水圧計で観測されたデータは海底局内のロガーで保存されるとともに、15 秒間隔の音響信号に変換されて、音響信号を通して吊下局、オンラインでブイ局、イリジウム通信を用いて陸上局、という形でデータ伝送される。これまでのブイシステムの海域試験では、海底でのサンプリングを 1 Hz とし、これを間引いて音響信号でデータを伝送してきた。しかし、この場合正しく因果律を満たさない。そのため、今回は海底局の水圧計のデータ取得仕様を変更し、0.023Hz のローパスフィルターを通し、15 秒間隔でデータを出力することとした。伝送されたブイデータを用いて、陸上局で自動画像作成を行い、ブイの位置や観測した水圧値、ブイ周辺の潮流や気圧等の海況気象を確認できるシステムを準備した。DONET で観測された水圧計データをここでの水圧観測と同じフィルターを適用し、2017 年 1 月に回収された海底局に保

存されていた水圧データを評価した。15 秒間隔にデシメーションしたブイシステムでの水圧観測の品質は DONET と同等であることを確認した。

#### (b) 業務の実施方法

ブイシステムによるデータ取得は、音響データのサンプリングに合わせて 0.023Hz のローパスフィルターを適用してロガーに出力し、音響信号に変換されて最終的に陸上局まで伝送される。データの品質を評価するにあたり、DONET データに同じフィルターを適用し、比較することでデータの信頼性を検討した。2016 年 4 月 1 日には三重県南東沖地震 (M6.5) が発生し、津波が DONET で観測されている。ブイシステムでとらえた水圧変動と DONET による津波観測から、ブイシステムでの水圧観測でもこの津波を観測できていたことがわかった。また、長期間の連続記録に対して、ノイズレベルやランニングスペクトルの特徴を調べた。海底局回収からあまり時間が少ないため、来年度から詳細な検討を進めたい。

#### (c) 業務の成果

ブイ海底局と DONET1 (Kaneda *et al.*, 2015; Kawaguchi *et al.*, 2015) に設置されている海底圧力計の観測点配置を図 3-8-①-1 に示し、それらのうち BUOY1・KMA01 で得られた圧力記録の例を図 3-8-①-2 に示す。設置地点の水深に相当する静水圧を差し引いて表示している。静水圧値を除いた圧力計記録の主要成分は、潮汐成分であり、その振幅は 10000 Pa 程度である (図 3-8-①-2 中の淡赤・淡青の実線)。静水圧を仮定 ( $\Delta 1 \text{ hPa} \cong \Delta 1 \text{ cm}$ ) すると潮汐成分は、1 m 程度の海水面もしくは海底面変動に相当する。ブイ海底局と DONET1 の圧力計に含まれる潮汐成分を比較すると、その振幅および位相はほぼ等しい。2016 年 1 月～2016 年 12 月の期間のブイ海底局と KMA01 の圧力計記録から計算されたスペクトルを図 3-8-①-3 に示す。両者のスペクトルには、半日・1 日の周期に潮汐変動に起因するピークが見られる他、周波数帯域全体で同程度の振幅レベルを持っている。これらのことから、両者は同程度のノイズレベルであり、同程度のデータ品質を保持していると考えられる。津波や地殻変動に起因する海水面・海底面変動の大きさは数 cm 以下であると想定されるため、それらをモニタリングするためには潮汐成分を除去する必要がある。NAOTIDEJ (Matsumoto *et al.*, 2000) によって計算された海洋潮汐成分を得られている圧力記録から引くことによって潮汐の除去を行った (図 3-8-①-2 中の赤・青の実線)。

潮汐成分を除去した圧力記録には、非潮汐成分以外の海洋変動・センサードリフト・ノイズなどの、地震学・測地学的観測においてはノイズとなる成分が残っている。そこで、潮汐成分が除去された圧力計記録の標準偏差を計算することで、津波・地殻変動などの地震学・測地学的観測をする際のシグナルのノイズレベルを評価した。標準偏差の計算の際には、2016 年 1 月から 1 ヶ月毎および 1 年間の記録を用いて行った (図 3-8-①-4)。ブイ海底局と DONET1 の圧力計に大きな差はなく、2 ~ 3 cm 相当の標準偏差を持っている。したがって、3 cm 以上のシグナルであれば、単独の観測点で検知することが可能である。ただし、1 年の期間において計算されたノイズレベ

ルは、センサードリフト・季節変動の影響を受け、1か月ごとに計算されたノイズレベルよりもやや大きくなり3～4.5 cm程度となっている。ブイ海底局で得られた記録は、装置の海底への設置直後に生じるセンサーの初期ドリフトの影響を受けているためにノイズレベルが大きくなっていると推測される。より小さなシグナルを検知するためには、それらを取り除いてモニタリングする必要がある。以下では、周波数フィルターを用いることでノイズレベルの低減を図った。

2016年4月1日に三重県南東沖の地震 ( $M_{JMA}6.5$ ) と2016年11月22日に福島県沖の地震 ( $M_{JMA}7.4$ ) が発生した。これらの地震時の圧力計記録に0.001 Hz～0.005 Hzのバンドパスフィルターを適用し、津波のシグナルの検知を試みた(図3-8-①-5及び図3-8-①-6)。ブイ海底局・DONET1の両者の圧力計において近地・遠地で発生した地震の1 cm程度の津波に伴う圧力変動を捉えることができた(図3-8-①-5及び図3-8-①-6の水色の破線・逆三角・矩形領域)。ブイ海底局で捉えられた福島県沖の地震による津波の振幅は、DONET1の各観測点での津波に比べて小さいが、両者の記録を時間軸を揃えて表示することにより、明確に津波の到達を認定できる。震源から遠い海底観測点間での津波の振幅の違いの主要な要因は、津波の振幅の水深への依存性と考えられるが、この事例については、水深が大きいDONET1のCノード周辺のほうで振幅が大きい傾向にあることから、津波の伝搬方向の異なる波面の干渉といった、津波の複雑な伝播過程による影響があった可能性がある。

圧力計は、海水面の変動である津波のみではなく、海底面の上下変動を観測することが可能である。そのため、南海・東南海地震の想定震源域直上に設置された圧力計を用いることで、地震前・地震時・地震後の地殻変動の上下動成分の直接観測が可能となる。2016年4月1日三重県南東沖の地震時の圧力計記録(潮汐除去済)を図3-8-①-7に示す。震源直上付近のKME18(DONET1)に設置された圧力計においては地震時の上下変動と思われる圧力変化(約10 hPa)が観測されている。震央から離れたブイ海底局に設置された圧力計においては顕著ではないが、わずかな地震時変動が観測されている。DONET1観測網で捉えられた上下変動から推定される断層モデルから期待される、ブイ海底局での地殻上下変動量は、この変動の大きさに比べて小さいことから、この地震時変動は真の地殻変動量を反映していない可能性もあるため、今回観測された変動の原因については、今後、近地地震時の圧力変動の観測事例を積み重ねることで検討したい。地震に先行する前駆すべりなどに起因する小さな地殻変動を検知するためには、圧力計の地殻変動の検知能力を評価することが必要である。プレート境界上の逆断層型地震( $M4.0\sim 8.0$ )によるブイ海底局における地殻変動の上下変位を図3-8-①-8に示している。 $M7.0$ 以上の地震が海底局から $0.4^\circ$ (およそ40 km)以内に発生した場合には、3.0 cm程度の上下変動が発生すると見込まれ、これを実際の海底圧力観測の約3 cmのノイズレベルと比較すると、 $M7$ 以上の規模をもつ断層運動に伴う海底上下変動は、海底圧力観測によって検知することが可能と期待される。

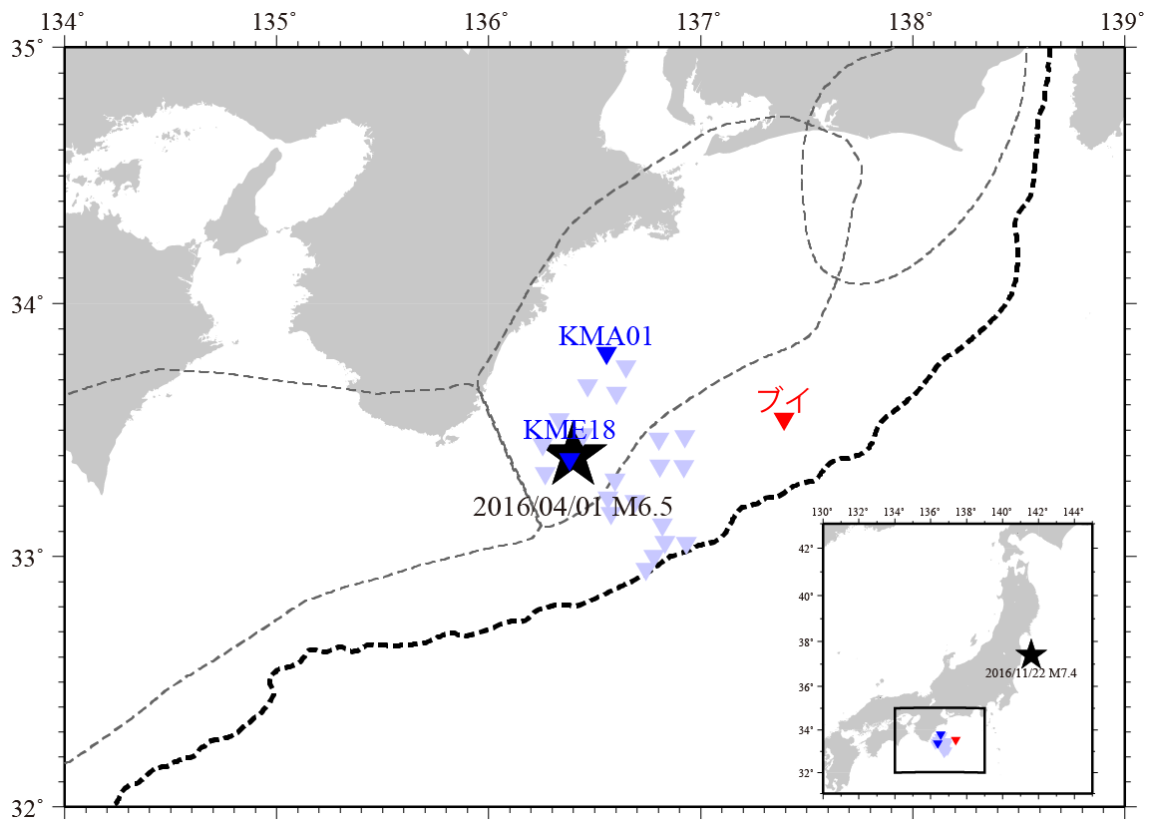


図 3 - 8 - ① - 1 観測点配置図. ブイ海底局と DONET の観測点をそれぞれ赤・淡青の▼で示す。KMA01・KME18 を青の▼で示している。また、津波・地殻変動の検知を行った地震（2016 年三重県南東沖の地震・2016 年福島県沖の地震）を★で示す。

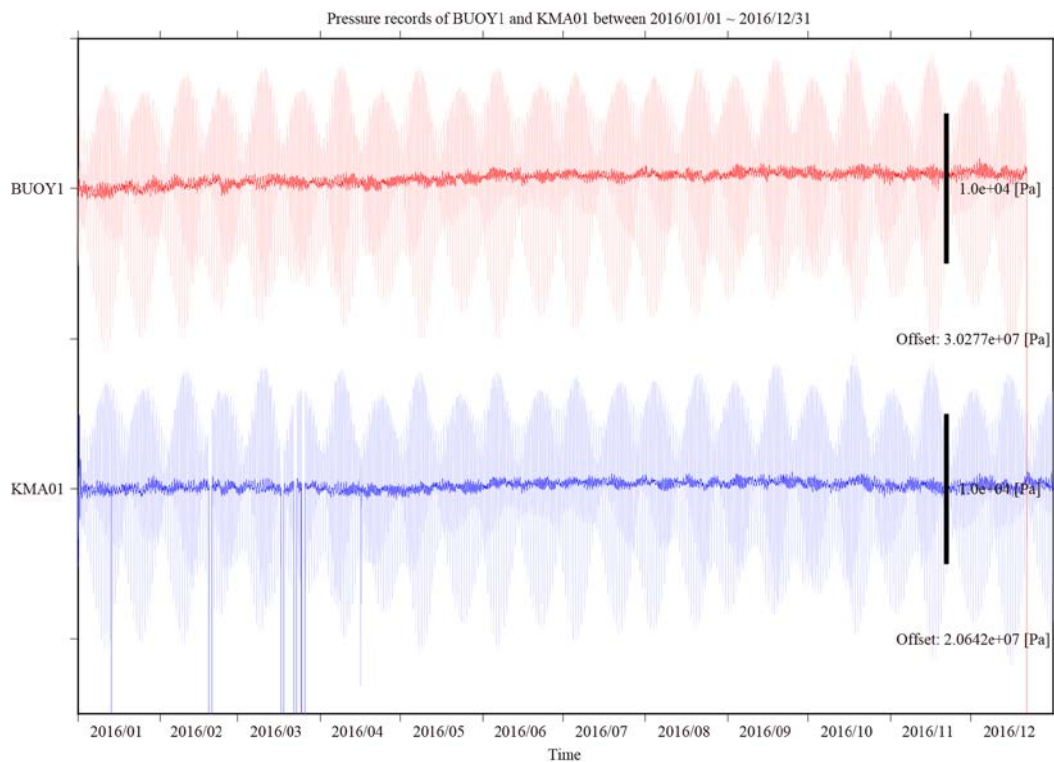


図 3-8-①-2 圧力計記録 (2016/01/01 ~ 2016/12/31)。ブイ海底局の圧力計の生記録 (淡赤) と理論潮汐を除去した記録 (赤) で示す。ただし、水深相当の静水圧からの偏差を示している。比較対象として熊野灘の海底に設置されている DONET1 に設置されている KMA01 の圧力計記録 (生記録: 淡青、理論潮汐除去済み記録: 青) を示している。

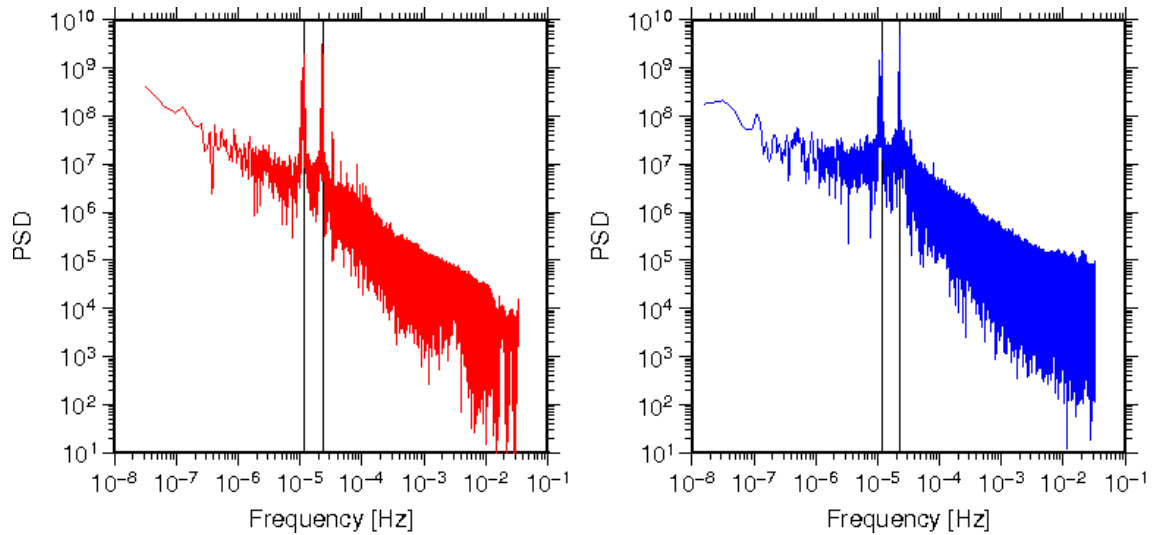


図 3-8-①-3 圧力計記録のスペクトル。赤・青でブイ海底局・KMA01 (DONET1) に設置されている圧力計記録のスペクトルを示す。縦線は、周期  $0.5 \cdot 1$  日を示す。

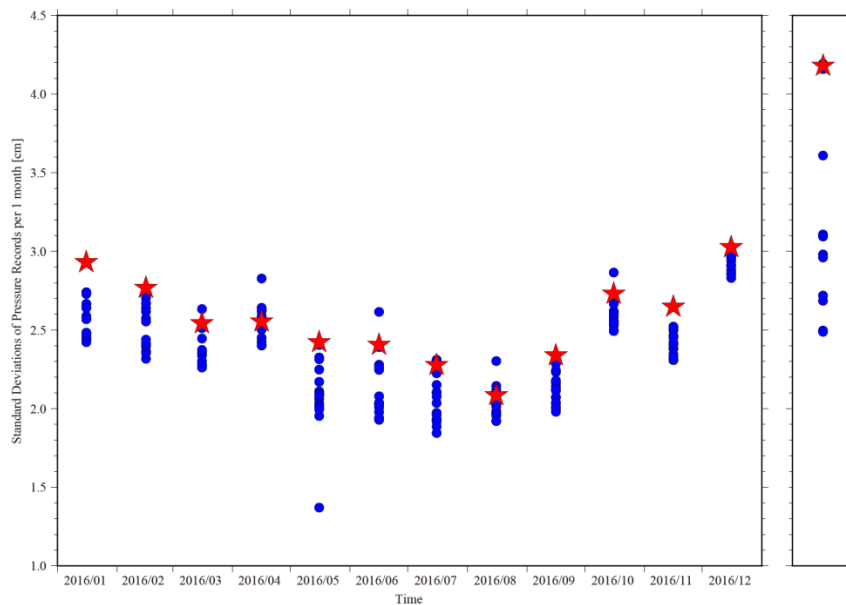


図 3-8-①-4 潮汐除去済みの圧力計記録によるイベント検知能力評価 (2016/01/01 ~ 2016/12/31)。(左) 月ごとのイベント検知能力評価。理論潮汐を除去した圧力計記録の標準偏差をエラーとして定義している。赤星・青丸は、それぞれブイ海底局および DONET1 に設置された圧力計の値を示す。(右) 2016 年の全記録を用いたイベント検知能力評価。

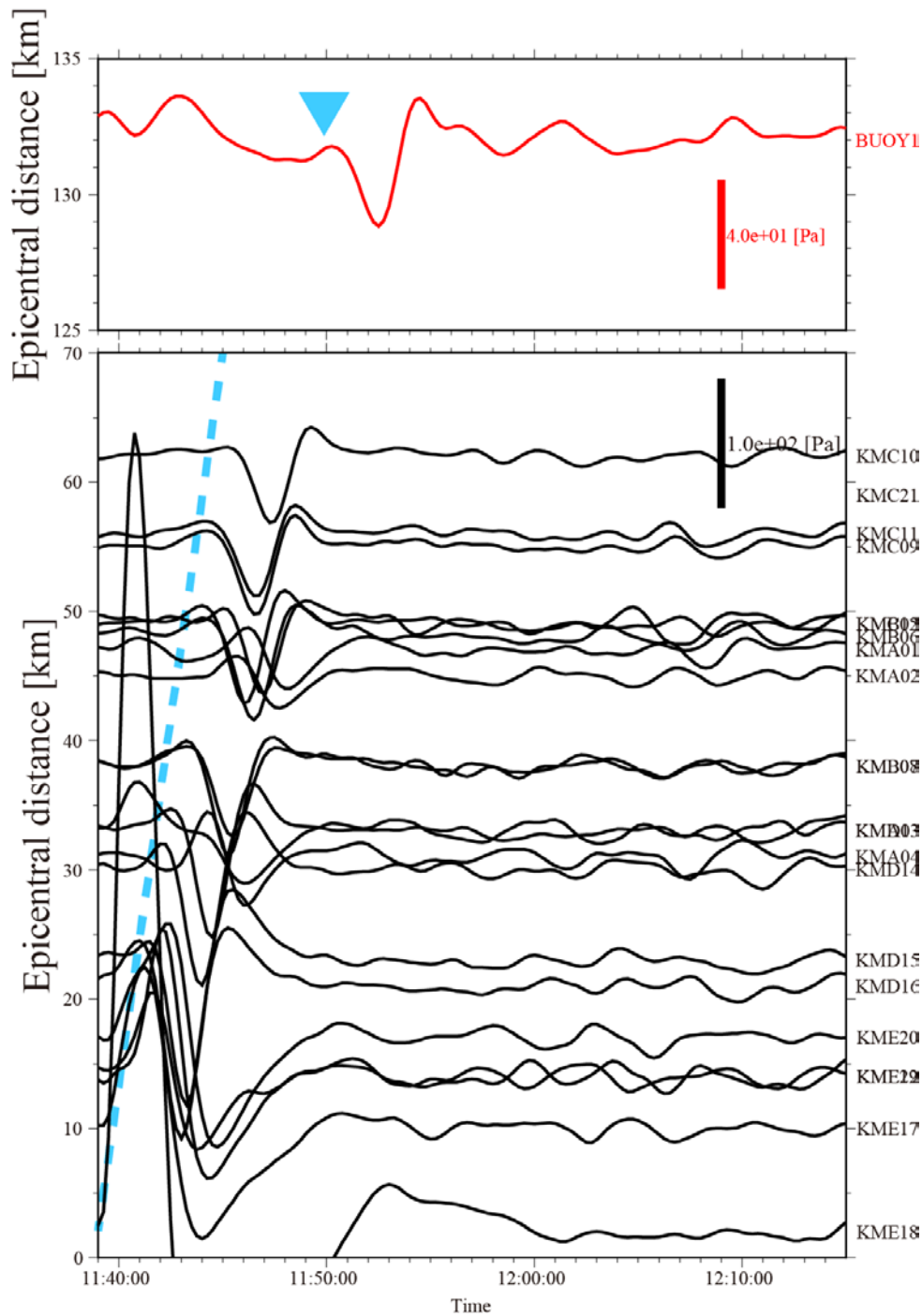


図 3 - 8 - ① - 5 2015 年 4 月 1 日に発生した三重県南東沖の地震 ( $M_{JMA}6.5$ ) の発生時前後の圧力計記録。震央距離順に記録を表示している。得られた圧力計記録に 0.001 ~ 0.005 Hz のバンドパスフィルターかけたものを示す。赤・黒の実線でブイ海底局に設置された圧力計・DONET1 の記録を示す。ただし、ブイ海底局に設置された圧力計と DONET1 の記録においてスケールを変えて表示している。



Fukushima earthquake (M7.4) on 2016/11/22 05:59

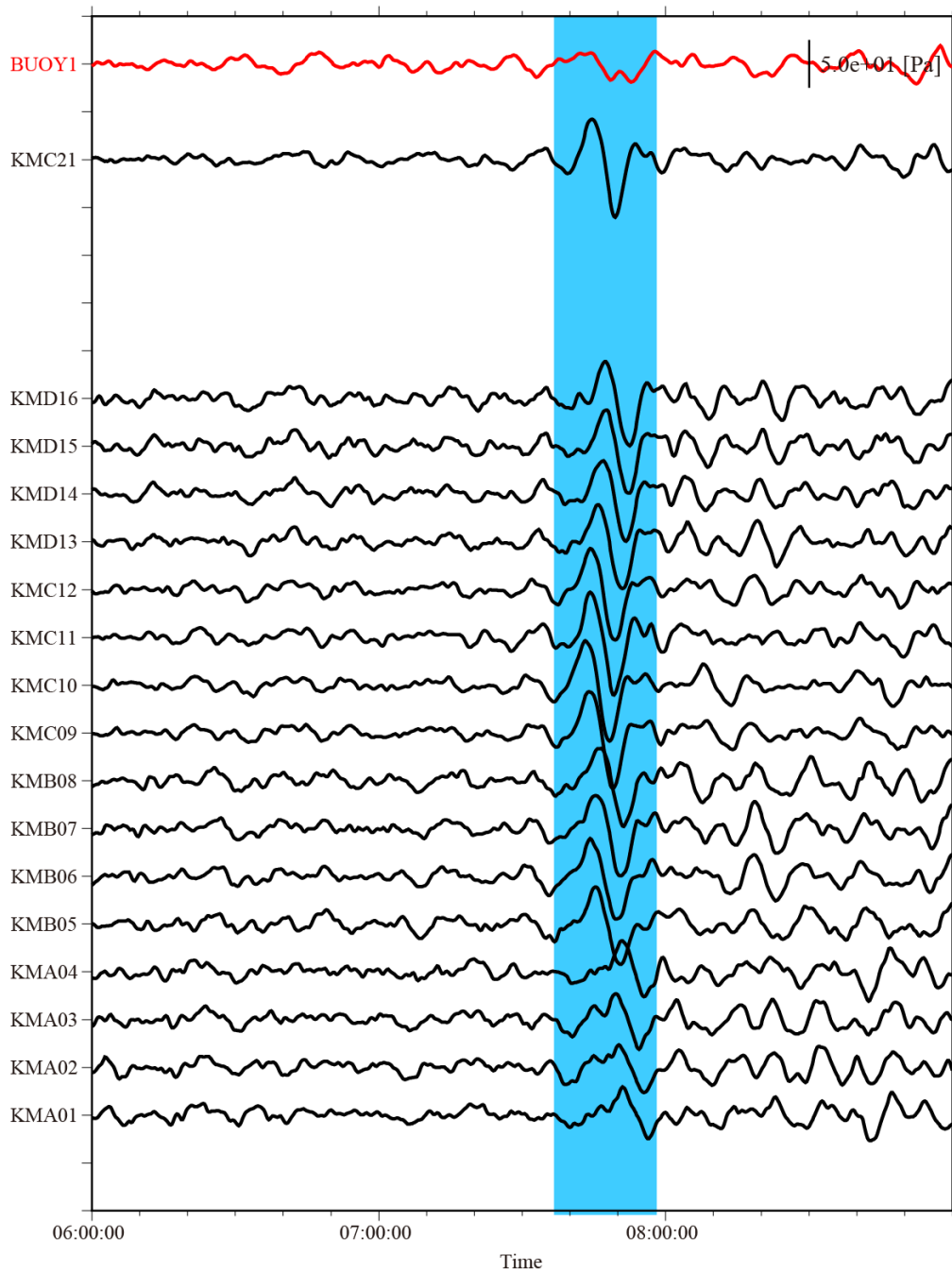


図 3 - 8 - ① - 6 2016 年 11 月 22 日に発生した福島県沖の地震 ( $M_{JMA}7.4$ ) 発生時前後の圧力計記録。得られた圧力計記録に 0.001 ~ 0.005 Hz のバンドパスフィルターかけたものを示す。赤・黒の実線でブイ海底局に設置された圧力計・DONET1 の記録を示す。

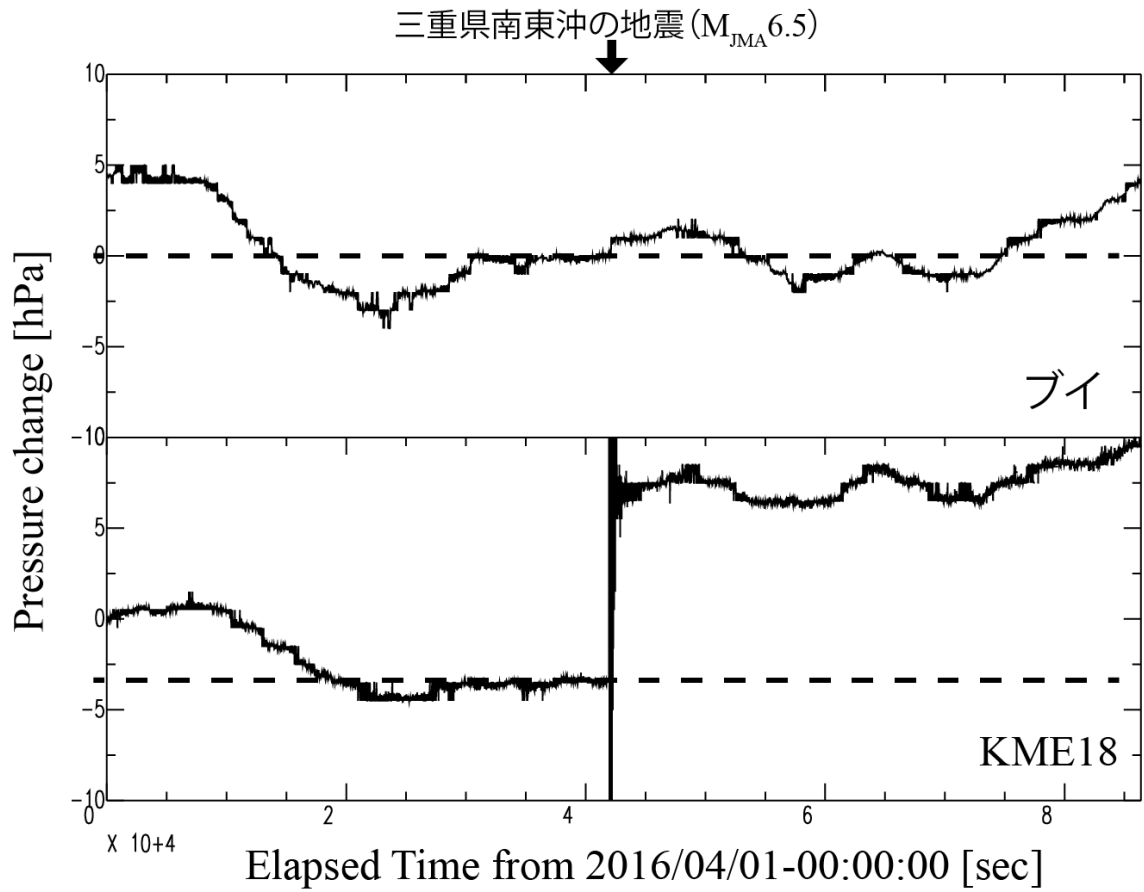


図 3 - 8 - ① - 7 2015 年 4 月 1 日に発生した三重県南東沖の地震時の理論潮汐除去済みの圧力計記録。(上) ブイ海底局に設置された圧力計。(下) KME18 (DONET1) に設置された圧力計。

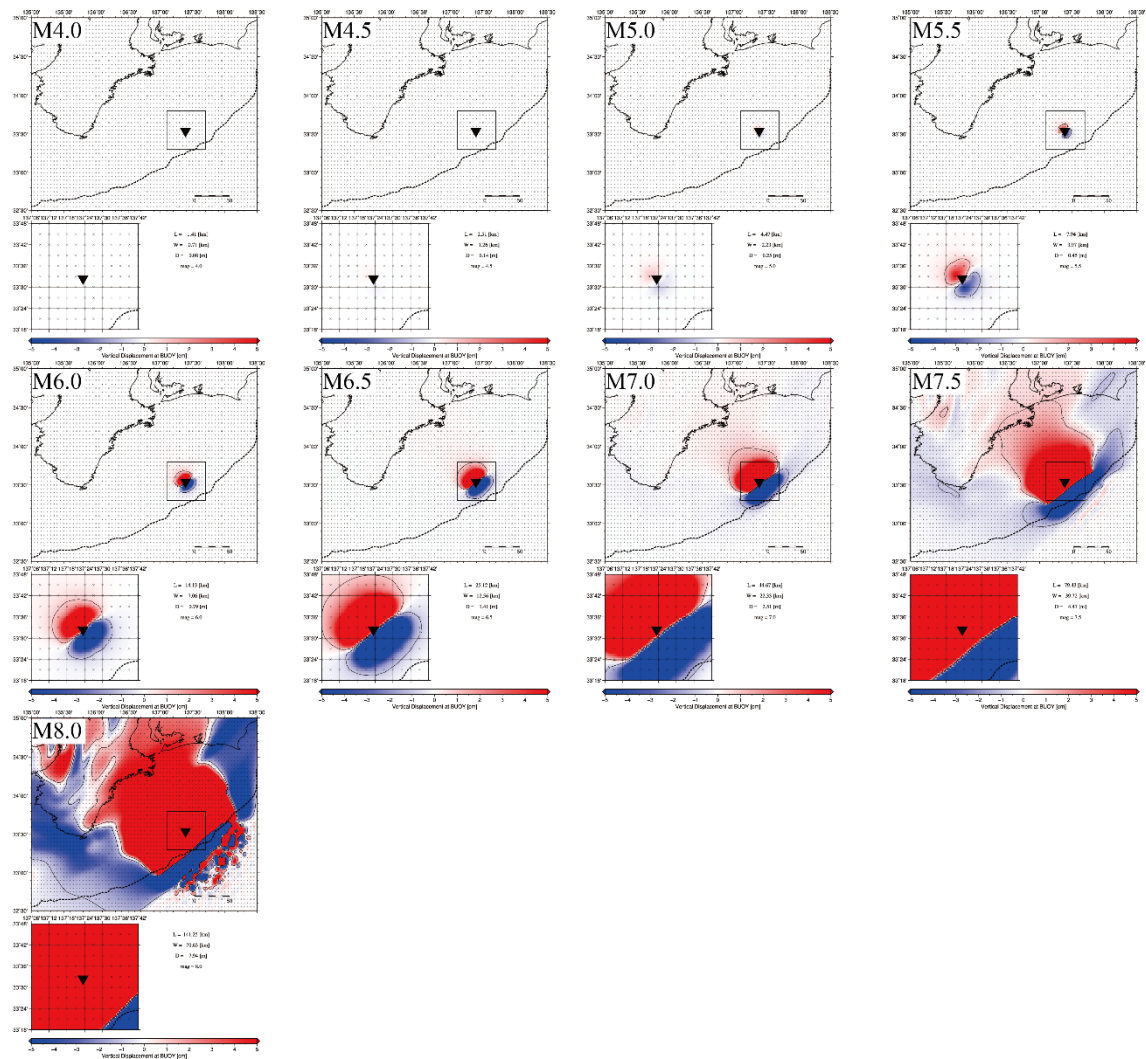


図 3-8-①-8 ブイ海底局 (▼) による地殻変動の上動下成分検知能力。プレート境界上の逆断層型地震 (M4.0 ~ M8.0) による海底局設置地点での海底上下変動の大きさを震源の位置に投影した。仮定した断層の中心位置に、その断層運動から計算される地殻上下変動量を図中に示したカースケールにてプロットしている。赤が正(上)、青が負(下)の変位。海底局において  $\pm 1$  cm 以上の変位をもたらす震源の範囲をコンターにて示している。

(d) 結論ならびに今後の課題

ブイシステムを用いて試験観測を今年度は実施している。この観測を通して、約 11 か月の長期の水圧データをリアルタイムで取得した。現在では、海底局のロガーで観測した水圧データ、音響伝送後の吊下局内に保存された水圧データ、陸上局まで伝送されたデータの比較を行っている。陸上局では取得した水圧データのみならず、気象海象データも含めて自動で画像を作成し、Web にアップするシステムを構築した。取得したデータの品質は、サンプリング数を落としてはあるものの、同等のフィルターを適用した DONET と比較して遜色ない品質であることを確認した。2016 年 4 月 1 日の三重県南東沖地震、同年 11 月 22 日の福島県沖地震による小振幅の津波も観測する

ことができ、広帯域観測としての有用なデータを取得できることを確認することができた。これら以外でもトリガーがかかっており、ブイシステムの水圧データで観測したイベントの記録を確認し、今後、これらのイベント波形の解析を進め、特に南海トラフ海域では特徴的に発生するスロースリップや低周波微動の観測の状況を確認したい。

(e) 引用文献

- 1) Kaneda, Y., K. Kawaguchi, E. Araki, H. Matsumoto, T. Nakamura, S. Kamiya, K. Ariyoshi, T. Hori, T. Baba N. Takahashi, Development and application of an advanced ocean floor network system for megathrust earthquakes and tsunamis, Seafloor Observatories, P. Favali et al., Springer Praxis Books, doi 10.1007/978-3-642-11374-1\_25, 643-662, 2015.
- 2) Kawaguchi, K., S. Kaneko, T. Nishida and T. Komine, Construction of the DONET real-time seafloor observatory for earthquakes and tsunami monitoring, Seafloor Observatories, P. Favali et al., Springer Praxis Books, doi 10.1007/978-3-642-11374-1\_10, 211-228, 2015
- 3) Matsumoto, K., T. Takanezawa, and M. Ooe, Ocean Tide Models Developed by Assimilating TOPEX/POSEIDON Altimeter Data into Hydrodynamical Model: A Global Model and a Regional Model Around Japan, Journal of Oceanography, 56, 567-581, 2000.

② 南海トラフ西部の領域における広帯域自然地震観測

(a) 業務の要約

豊後水道において約6年に1回の頻度で発生するスロースリップイベントに同期して発生することが知られている日向灘の浅部低周波地震活動域では、低周波微動が頻繁に発生することが明らかになってきた。そこで、浅部超低周波地震や低周波微動発生域直上で長期海底地震観測を実施し、浅部超低周波地震・低周波微動活動とスロースリップイベントの関係を明らかにする。本年度は、上記目的達成のため、前年度日向灘に設置した長期観測型海底地震計、海底圧力計、および広帯域型海底地震計を回収し、新たに長期観測型海底地震計4台、圧力計付き長期観測型海底地震計2台、広帯域型海底地震計(20秒計)2台を再設置した。回収された海底地震計から、良好な波形データを取得できた。観測期間中の2016年4月に発生した平成28年熊本地震発生後に観測点周辺で発生したと考えられる浅部低周波微動と超低周波地震活動が記録されていることを確認できた。現段階で海底圧力計の記録からはスロースリップに伴うと考えられる明瞭な地殻変動は検出できていないが、データをより精査し小さな地殻変動が含まれていないか検証中である。

(b) 業務の実施方法

豊後水道周辺域では、スロースリップイベントが約6年に1回の頻度で発生してい

ることが知られている (Hirose *et al.*, 2010)。このスロースリップイベントに関連して、海溝軸よりの領域で、浅部超低周波地震活動が発生していることが明らかになっている (Hirose *et al.*, 2010; Asano *et al.*, 2015)。一方、近年、浅部超低周波地震活動域直上での広帯域海底地震計を用いた海底観測が行われ、活動の詳細が推定されている (Sugioka *et al.*, 2012)。足摺沖から日向灘にかけての海溝近傍における短周期海底地震計アレイによる地震観測により、このような浅部超低周波地震活動と同期する形で、この領域において浅部低周波微動が発生することが明らかになった (Yamashita *et al.*, 2015)。この微動活動は時間変化とともに発生領域の移動がみられ、スロースリップイベントの発生との関係が示唆される結果が得られている。そこで、南海トラフ西方に位置する浅部低周波微動活動域に計 8 点の長期観測型海底地震計、広帯域型海底地震計、海底圧力計を平成 27 年度に設置し、低周波微動・超低周波地震活動の時空間分布を明らかにするとともに、これらの活動の背景にあると考えられるスロースリップに伴う地殻変動を観測することを目的とした広帯域地震・測地観測ネットワークを形成した。

平成 28 年度は、平成 27 年度に設置した海底地震 (水圧) 計を回収し、取得したデータの解析を開始する。また、浅部低周波微動活動域の直上に長期観測型海底地震計、広帯域型海底地震計、圧力計搭載型の長期観測型海底地震計による観測網を再構築し、観測を継続する。

#### (c) 業務の成果

南海トラフから南西諸島海溝にかけて、トラフ付近の低周波イベントの解明と地震活動の詳細な把握を行い、プレート境界のすべり特性の解明、さらには巨大地震発生域の高精度推定に寄与することを目的として、南海トラフ西端部の日向灘に平成 27 年度に設置した長期観測型海底地震 (水圧) 計を回収した (図 3-8-②-1、図 3-8-②-7、表 3-8-②-1)。また、平成 28 年度は浅部低周波微動の発生している深さをより精度よく推定するため、半径 3.5 km の円周上に 4 台の海底地震計を等間隔に配置した海底地震計アレイを 2 カ所に構築し、観測を継続した (図 3-8-②-2、図 3-8-②-3、図 3-8-②-5、図 3-8-②-6、表 3-8-②-2)。本回収・設置作業には海洋エンジニアリング株式会社所属の第一開洋丸 (平成 29 年 2 月 11 日宮崎港出港、同年同月 15 日宮崎港帰港) を利用した (図 3-8-②-4)。回収された海底地震計は良好なデータを取得できており、このうち 2016 年 4 月に発生した平成 28 年熊本地震発生後に観測点周辺で発生したと考えられる浅部低周波微動と超低周波地震活動が記録されていることを確認できた。また、海底圧力計のデータについては、BAYTAP-G (Tamura *et al.*, 1991) を用いて潮汐成分を推定、除去した (図 3-8-②-8)。現在のところ、海底圧力計のデータからスロースリップに伴うと考えられる地殻変動成分は検出できていないが、圧力計データをより精査し、小さな地殻変動が含まれていないか検証中である。

平成 27 年度回収した第 2 期観測のデータの解析を進めた結果、2015 年 5 月～7 月に発生した浅部低周波微動活動の全容が明らかとなった。2013 年に Yamashita *et al.*

(2015) によって初めて明らかにされた浅部低周波微動活動に匹敵する活発な活動であり、活動の始まりから終わりまでの一連の活動を捉えたのは今回が2例目である。2015年の活動では震源域が2013年に比べより東側の足摺岬沖まで広がっていることが明らかとなった。特に、2015年5月30日に発生した小笠原諸島近海の巨大深発地震(Mw7.9)の発生直後から足摺岬沖への拡大が顕著に見られた。なお、足摺岬沖の活動は、約6年に1度発生する豊後水道のスロースリップイベントに同期して発生することが知られているが、今回豊後水道では顕著なスロースリップイベントは発生していなかった。

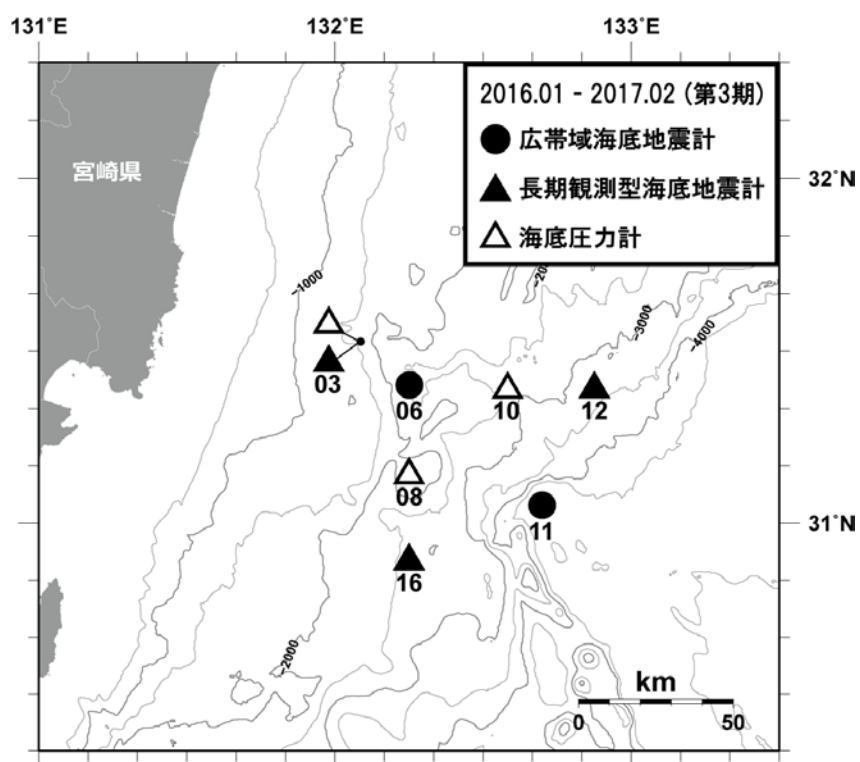


図3-8-②-1 海底地震観測点(2016年設置)

2016年度に設置を行った長期観測型海底地震計, 広帯域海底地震計, 海底圧力計の位置。03には長期観測型海底地震計と海底圧力計を設置している。

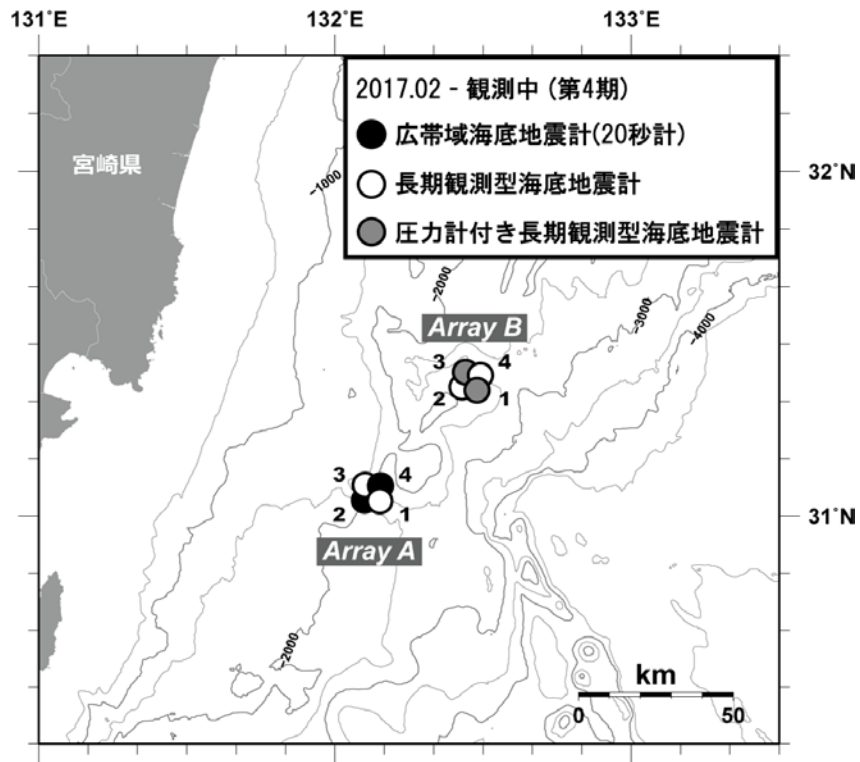


図 3-8-②-2 海底地震観測点 (2017 年設置)

本年度設置を行った長期観測型海底地震計、広帯域型海底地震計、圧力計付き長期観測型海底地震計の位置。

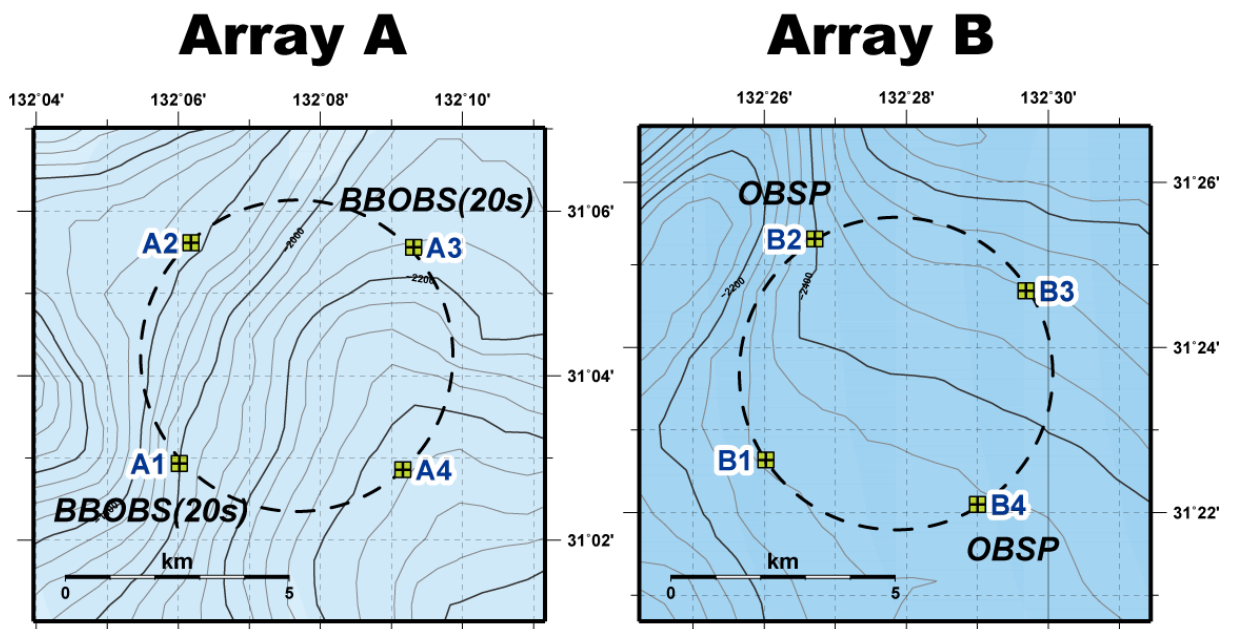


図 3-8-②-3 Array A と B の拡大図。

それぞれ半径 3.5 km の円周上に等間隔になるよう投入しており、隣り合う観測点間は約 5 km となる。



図 3-8-②-4 海洋エンジニアリング株式会社所属 第一開洋丸 (1,390t)



図 3-8-②-5 平成 28 年度に設置した海底地震計





図 3-8-②-6 平成 28 年度に設置した圧力計付き長期観測型海底地震計



図 3-8-②-7 海底地震計の回収の様子

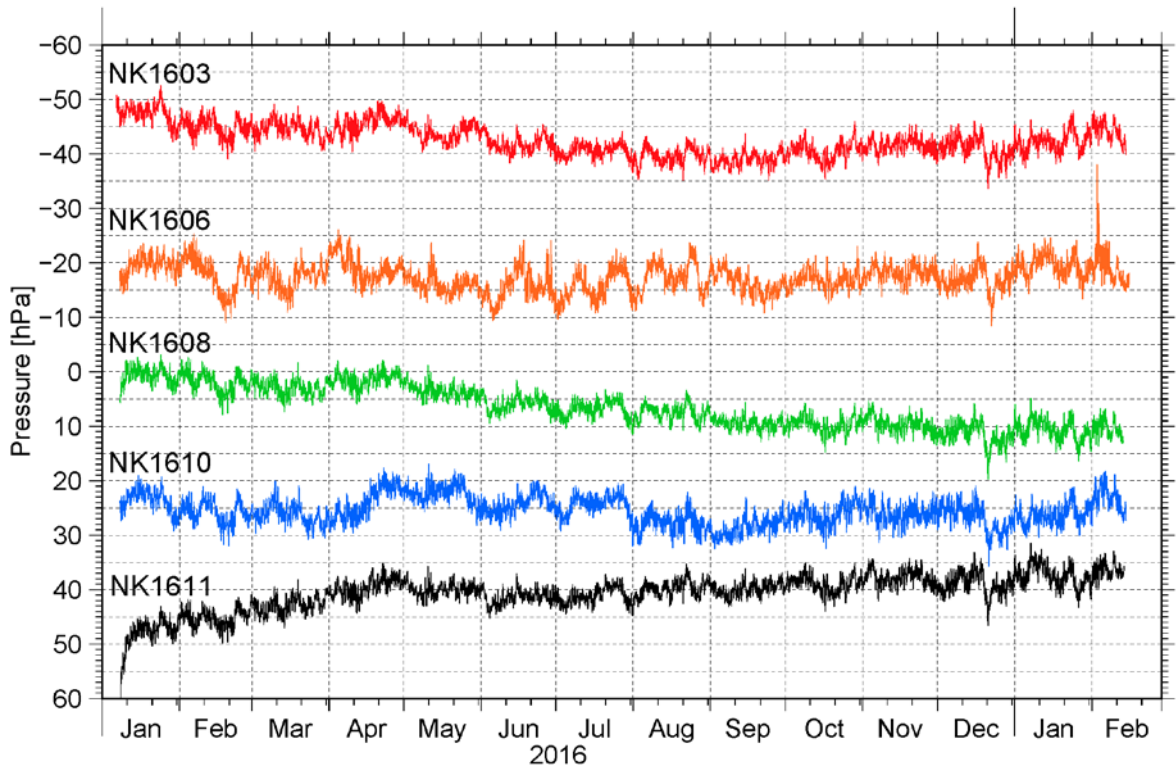


図 3-8-②-8 海底圧力計の記録（潮汐成分のみを除去したもの）

表 3-8-②-1 平成 27 年度に設置した海底地震計の設置位置

観測点名	Trコード	緯度		経度		水深 m
		度	分	度	分	
NK1603	794	31	31.4718	132	05.0401	1,577
NK1603P	638	31	31.5000	132	05.0583	1,587
<i>NK1606</i>	558	31	23.9730	132	14.9723	2,491
NK1608P	634	31	23.9457	132	34.9994	2,813
NK1610	632	31	09.0430	132	14.9768	1,690
<i>NK1611</i>	556	31	03.0127	132	42.0071	4,817
NK1612	798	31	24.0235	132	52.5464	3,192
NK1616	795	30	53.9989	132	14.9887	2,866

\* 斜字は広帯域海底地震・圧力計

\*\* 観測点名に P 付きは海底圧力計

表 3-8-②-2 平成 28 年度に設置した海底地震計投入点位置と設置日時

観測点名	Trコード	緯度		経度		水深 m	設置日時	
		度	分	度	分		年月日	時分秒
NK17A1	402	31	02.9300	132	06.0083	2,115	2017/02/12	23:54:50
NK17A2	728	31	05.6166	132	06.1794	1,850	2017/02/13	00:22:19
NK17A3	401	31	05.5608	132	09.3132	2,238	2017/02/12	22:59:47
NK17A4	765	31	02.8590	132	09.1620	2,573	2017/02/12	23:28:30
<b>NK17B1</b>	<b>762</b>	<b>31</b>	<b>22.6362</b>	<b>132</b>	<b>26.0232</b>	<b>2,304</b>	<b>2017/02/12</b>	<b>19:45:51</b>
NK17B2	403	31	25.3134	132	26.7114	2,500	2017/02/12	20:17:40
<b>NK17B3</b>	<b>738</b>	<b>31</b>	<b>24.6846</b>	<b>132</b>	<b>29.6826</b>	<b>2,511</b>	<b>2017/02/12</b>	<b>18:35:09</b>
NK17B4	404	31	22.0986	132	29.0022	2,337	2017/02/12	19:12:00

\* 斜字は広帯域海底地震計

\*\* 太字は圧力計付き長期観測型海底地震計

(d) 結論ならびに今後の課題

日向灘海域において、圧力計を搭載した広帯域型地震計、長期観測型海底地震計、海底圧力計の回収を行った。また、平成 28 年度は浅部低周波微動が発生する深さを精度よく推定するため、半径 3.5km の円周上に 4 台の海底地震計を等間隔に配置した海底地震計アレイを 2 カ所設置し、観測を継続した。

平成 28 年度に回収した海底地震計では、良好な波形データを取得することができおり、平成 28 年熊本地震発生後に観測点周辺で発生したと考えられる浅部低周波微動と超低周波地震活動が記録されていることを確認できた。海底圧力計のデータの精査を含め、現在解析を進めているところである。

本観測はオフラインシステムのため、データ取得は次年度の回収作業が必須である。そこで得られたデータをもとに、プレート境界のすべり現象についての解析を実施する。また、スロースリップイベントの検知や微動活動の推移把握のためには、継続的な観測ならびにスロースリップイベント帯域に適した観測が重要であり、次年度以降も観測を継続する。

(e) 引用文献

- 1) Hirose, H., Y. Asano, K. Obara, T. Kimura, T. Matsuzawa, S. Tanaka, T. Maeda, Slow Earthquakes Linked Along Dip in the Nankai Subduction Zone, Science, 330, 1502, 2010.
- 2) Sugioka, H., T. Okamoto, T. Nakamura, Y. Ishihara, A. Ito, K. Obana, M. Kinoshita, K. Nakahigashi, M. Shinohara and Y. Fukao, Tsunamigenic potential of the shallow subduction plate boundary inferred from slow seismic slip, Nature Geoscience, doi:10.1038/NNGEO1466, 2012.

- 3) Asano, Y., K. Obara, T. Matsuzawa, H. Hirose, and Y. Ito, Possible shallow slow slip events in Hyuga-nada, Nankai subduction zone, inferred from migration of very low frequency earthquakes, *Geophys. Res. Letts.* 42, doi:10.1002/2014GL062165, 2015.
- 4) Yamashita, Y., H. Yakiwara, Y. Asano, H. Shimizu, K. Uchida, S. Hirao, K. Umakoshi, H. Miyamachi, M. Nakamoto, M. Fukui, M. Kamizono, H. Kanehara, T. Yamada, M. Shinohara, and K. Obara, Migrating tremor off southern Kyushu as evidence for slow slip of a shallow subduction interface, *Science*, 348(6235) 676-679, doi:10.1126/science.aaa4242, 2015.
- 5) Tamura, Y., T. Sato, M. Ooe, M. Ishiguro, A procedure for tidal analysis with a Bayesian information criterion, *Geophys. J. Int.* 104, 507-516, 1991.

### (3) 平成 29 年度業務計画案

南海トラフ西部の領域における広帯域自然地震観測については、平成 29 年度は、これまでに回収済みの海底地震計のデータについて解析を進めるとともに、平成 28 年度に設置した海底地震計と海底圧力計を回収し、データ解析を実施する。また、長期型海底地震計、広帯域型海底地震計、もしくは圧力計 10 台程度を南西諸島海溝域に設置し、長期海底地震観測を新たに開始する。

平成 28 年度までに南海トラフ中部の陸側斜面域である熊野灘で実施したブイシステムによる観測によって得られた海底水圧データの精度評価を実施する。また、これらの観測ならびに日本近海の観測で得られた水圧変動から、ゆっくりすべりイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播といった多様な現象を捉えるための時系列解析システムの開発を継続して実施する。