

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	仲西 理子
	研究員	山下 幹也
	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
	研究員	利根川 貴志
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（奄美群島付近）で構造探査を実施し、プレート構造イメージを解明するためのデータを取得した。南西諸島南部と北部の構造イメージを得た。南西諸島北部の詳細な震源決定を進めた。

また、四国東部の深部低周波地震発生状況の詳細把握を継続するとともに、四国東部のプレート構造イメージを得るためのデータベース構築を行った。

平成30年度：

平成29年度に構築したデータベースに基づき、四国東部の深部低周波地震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～東部で深部低周波地震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29年度業務目的

南西諸島海域中部のプレート構造イメージの解明に向け、屈折法地震探査および反射法地震探査を実施し観測記録の解析を行う。また前年度までに取得した構造探査お

よび自然地震観測で得られた記録を用い、プレート形状や詳細な地下構造と震源分布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地震震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～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地震活動状況や低周波地震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。

(2) 平成29年度成果

①海域におけるプレート・断層構造調査

(a) 業務の要約

南西諸島におけるプレート・断層構造の解明に向け、南西諸島中部の奄美群島付近で屈折法地震探査と反射法地震探査を実施した。また前年度までに取得した反射法地震探査および自然地震観測データの解析を進め、トカラ列島周辺の詳細な地殻構造と宮古・八重山諸島周辺の震源分布や三次元速度構造を解明し、種子島・トカラ列島付近において自然地震の詳細な震源決定を進めた。

南海トラフから南西諸島全体にわたるプレート形状モデル構築に向け、既存の構造探査データを集約・統合し、南海トラフと南西諸島の境界部付近での構造モデル接合を実現するために解決すべき課題の特定などを進めた。また南海トラフにおけるプレート境界物性の解明に向け、既存の反射法地震探査記録をデータベース化し管理することで、プレート境界付近の物性評価に有効と期待される物理量などの抽出に向けた準備を行った。本年度はフィリピン海プレート境界面として海洋地殻上面の反射波走時および基準面となる海底面走時の読み取りを全測線において実施した。

(b) 業務の実施方法

奄美群島付近における屈折法地震探査と反射法地震探査を、海洋研究開発機構の海底広域研究船「かいめい」のKM17-08C航海（平成29年8月16日～9月6日）で実施した（図3-6-①-1）。屈折法地震探査では海底地震計30台をRK03測線上に6km間隔で設置し、測線を往復してエアガンを発振し100mの発振間隔での探査記録を取得した。反射法地震探査はRK03とRK04の2測線で実施し、エアガンおよびストリーマケーブルを曳航して50m間隔でエアガンを発振し記録を取得した。

屈折法地震探査で使用した海底地震計（(株)東京測振製 TOBS-24N型）は、3成分受振器（固有周波数4.5Hz）と hidroフォンで構成され、サンプリングレートを200Hzとして連続収録を行った。「かいめい」のエアガンシステムは12個のエアガンで1つのサブアレイ（容量2,650 cu. in.）が構成され、3つのサブアレイ（計7,950 cu. in.）を同時に曳航し発振した。「かいめい」のストリーマケーブルは受信点間隔3.125m

でハイドロフォンが配置され、本調査ではケーブル長を 1,500m とし 480 個のハイドロフォンで記録を収録した。エアガンとストリーマーカーケーブルの曳航深度はそれぞれ 10m と 21m とした。屈折法地震探査で得られた記録は、得られた波形記録中に含まれる特徴的なシグナルの特定と解釈を進め、地下構造推定に向けたデータ処理を進めた。また反射法地震探査記録はノイズ除去などのデータ編集の後、反射断面を作成した。

トカラ列島を横断する 2 つの測線で平成 27 年度に取得した反射法地震探査の記録に基づき、トカラ列島周辺および沖縄トラフ内の詳細な地殻構造を明らかにした。宮古・八重山諸島周辺で平成 25 年度に取得した自然地震観測記録の解析から、震源分布や震源メカニズム、P 波・S 波の三次元速度構造を解明し、プレート形状モデルを得た。種子島・トカラ列島周辺で平成 28 年度に実施した自然地震観測記録の解析では、自動処理で得られた震源リストのうち誤検知の可能性が低いものを中心に手動検出を進めた。この平成 28 年度の自然地震観測で種子島とトカラ列島に設置した臨時陸上地震観測点は、長期間にわたる地震活動モニタリングのほか、「広帯域地震活動研究」の成果向上が見込めることから、平成 29 年度も種子島（西之表市・南種子町）と中之島で観測を継続した。また平成 30 年度に実施予定の奄美・沖縄周辺での自然地震観測に向けて奄美大島北部に地震観測点を設置し、観測点の地盤特性の検証や微小地震活動の記録の精査を進めた。

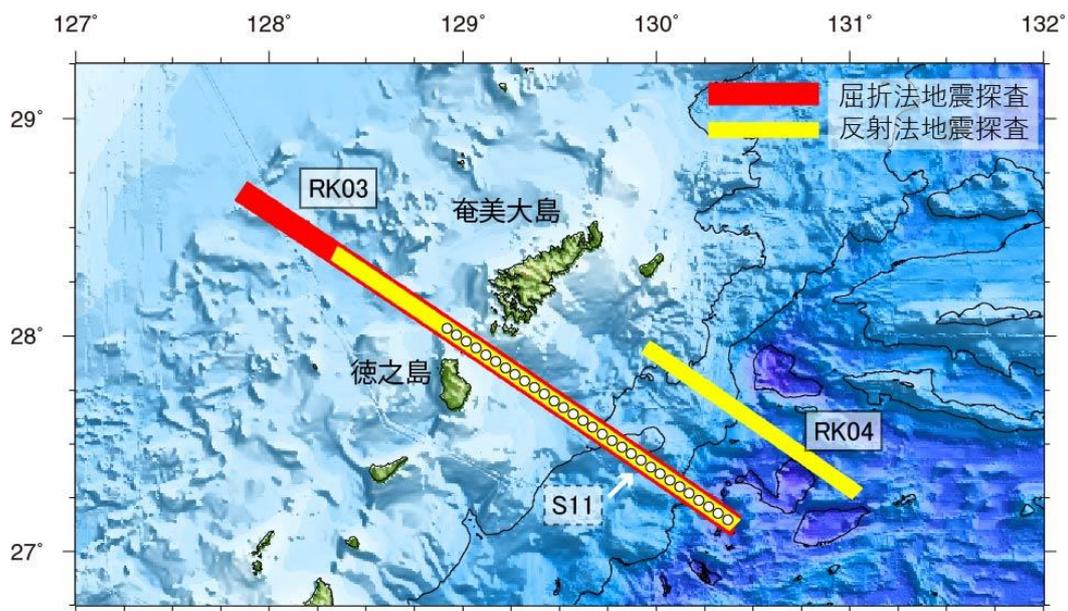


図 3-6-①-1 平成 29 年度に実施した地殻構造探査の調査海域図。赤線と黄線がそれぞれ屈折法地震探査と反射法地震探査の測線を表し、丸印は屈折法地震探査で設置した海底地震計を表す。

(c) 業務の成果

1) 奄美群島付近における屈折法および反射法地震探査

屈折法地震探査により RK03 測線で得られた記録の一例として、琉球海溝から約 60km

西側の地点に設置した海底地震計 (S11) の記録を図 3-6-①-2 に示す。プレート境界からの反射波や、沈み込むフィリピン海プレートとのモホ面からの反射波などを確認することができた。プレート境界からの波群は、陸側プレートの海溝軸付近に低速域が存在することや、また RK03 測線の約 150km 北側の調査測線におけるプレート境界 (Arai et al. 2017a) に比べ、プレート形状が複雑である可能性が高いことも示唆している。

反射法地震探査により RK03 測線で得られた反射断面のうち、琉球海溝付近の結果を図 3-6-①-3 に、沖縄トラフ付近の結果を図 3-6-①-4 に示す。プレート境界からの反射波は、海溝軸から約 80km 西側まで明瞭に観測されている。また陸側プレートの海溝軸付近には陸側に傾斜する反射面が存在することも確認された。島嶼部から西側の沖縄トラフ内では、海底面近くに多数の断層が分布している。RK04 測線では、プレート境界からの反射波は RK03 と同様に観測されているが、陸側プレート先端部付近の陸側傾斜の反射面は明瞭には見られなかった。

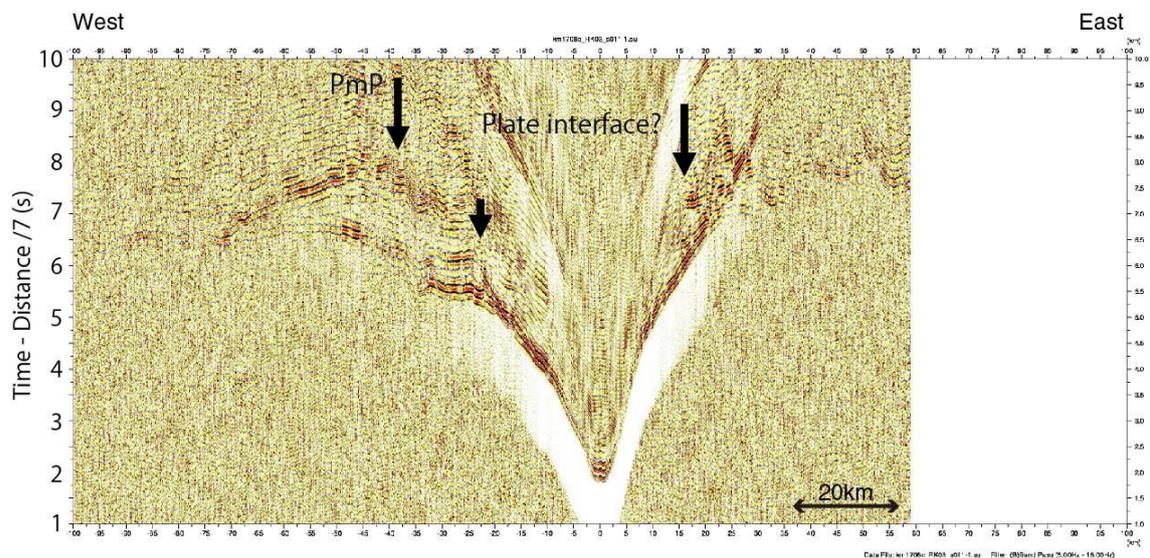


図 3-6-①-2 屈折法地震探査で得られた S11 観測点 (図 3-6-①-1 参照) の記録。矢印はプレート境界からの反射波と、沈み込むフィリピン海プレートとのモホ面からの反射波 (PmP) を示す。

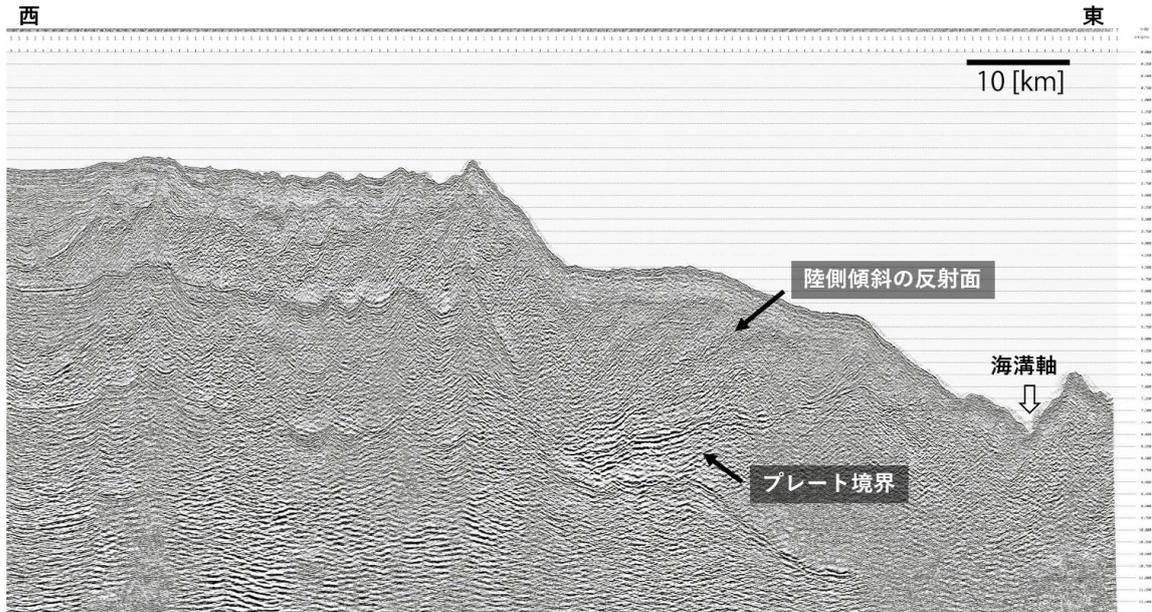


図 3-6-①-3 RK03 測線での反射法地震探査で得られた海溝軸付近の反射断面。

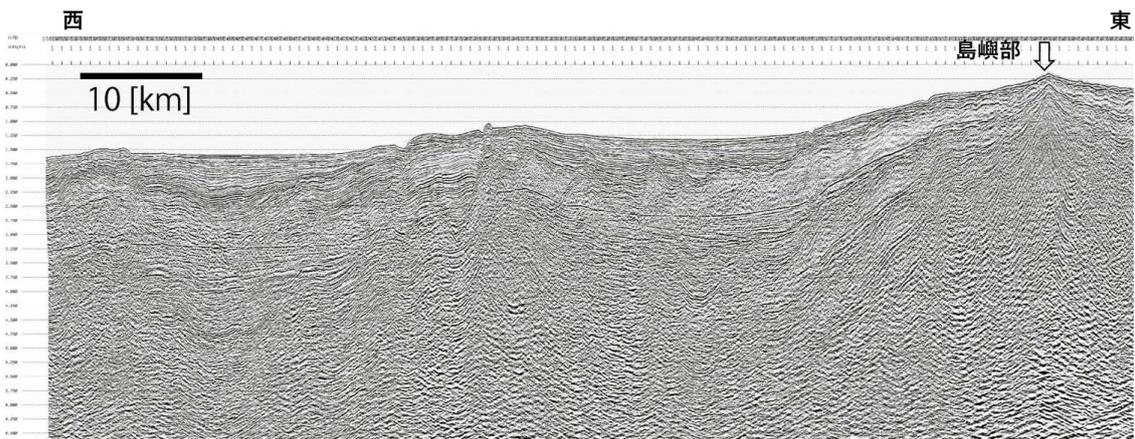


図 3-6-①-4 RK03 測線での反射法地震探査で得られた島嶼部～沖縄トラフの反射断面。

2) 南西諸島北部の島嶼部および沖縄トラフの地殻構造

トカラ列島付近で平成 28 年度に実施した反射法地震探査の記録に基づき、トカラ列島周辺と沖縄トラフ北部の地殻構造の解釈を行った。沖縄トラフ北部では広域的に大陸地殻のリフト過程が進行しており、地殻浅部での地震活動が定常的に活発である。沖縄トラフ南部ではトラフ軸に対して対称に正断層が発達していることが反射法地震探査により分かっている (Arai et al. 2017b)。一方、トカラ列島を横切る 2 つの測線のうち北側の測線 (RK01) では横ずれ断層が卓越し、南側の測線 (RK02) では正断層域から横ずれ断層域へ急激に遷移していることが分かった (図 3-6-①-5)。この結果は既存研究で震源メカニズム解から推定された応力場 (Terakawa & Matsu'ura, 2010)

とも整合する。

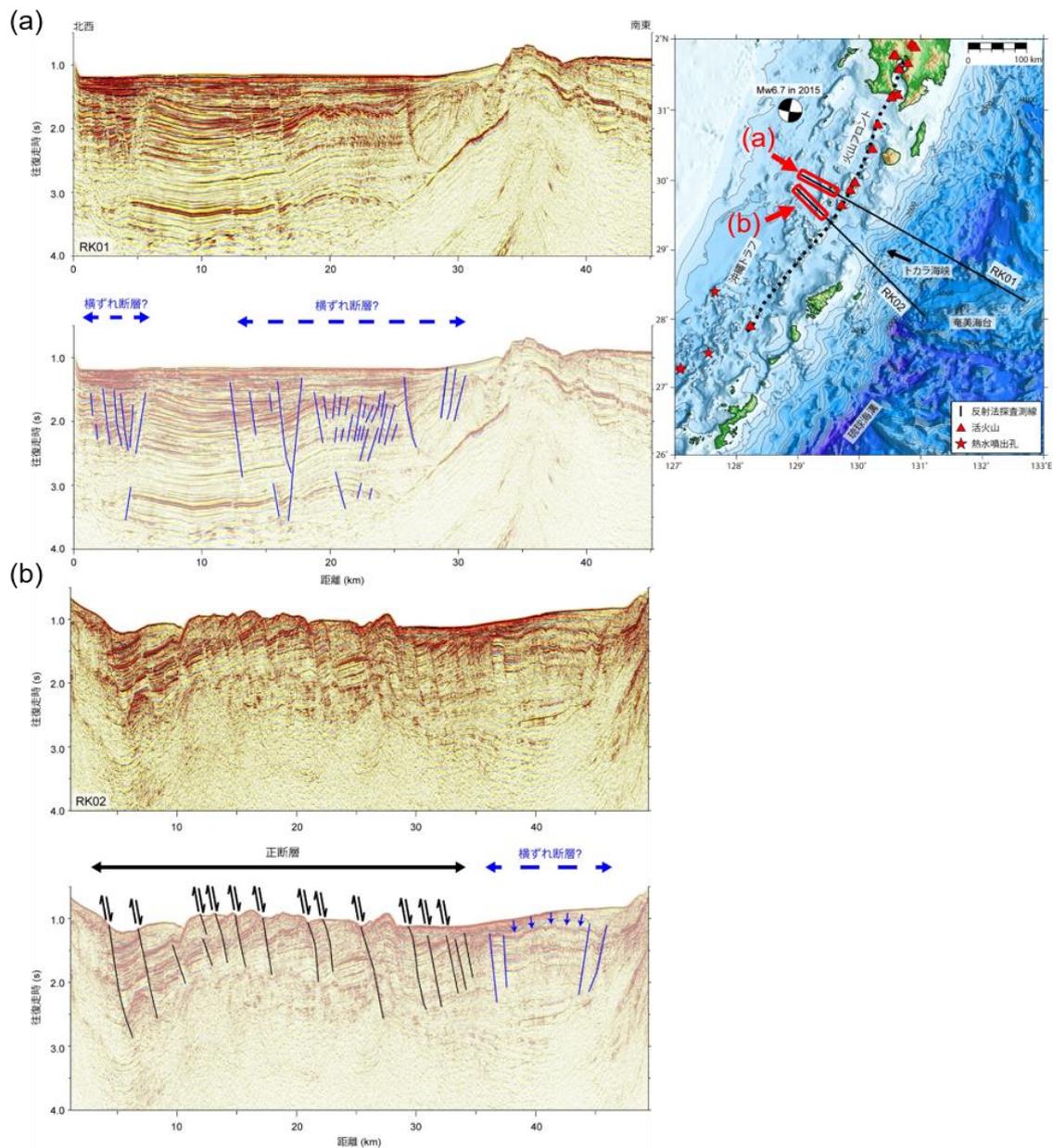


図 3 - 6 - ① - 5 (a)RK01 測線と(b)RK02 測線で得られた沖縄トラフ内の反射断面と解釈図 (Arai et al. under review)。

3) 宮古・八重山諸島周辺の三次元速度構造とプレート形状

宮古・八重山諸島周辺で平成 25 年度に実施した自然地震観測の記録を用い、平成 27 年度の成果報告書への記載内容からデータの精査などを進め、詳細な震源分布や震源メカニズム解、P 波・S 波の三次元速度構造を推定し、プレート形状モデルを構築した (Yamamoto et al. 2018)。得られた P 波速度構造とプレート形状モデルを図 3 - 6 - ① - 6 に示す。領域東側の多良間島付近では、プレート境界が既存のプレート形状

モデル (Hayes et al. 2012) に比べ約 10 km ほど浅いことがわかった。また西部では既存のモデルとの差異はほとんど見られなかった。

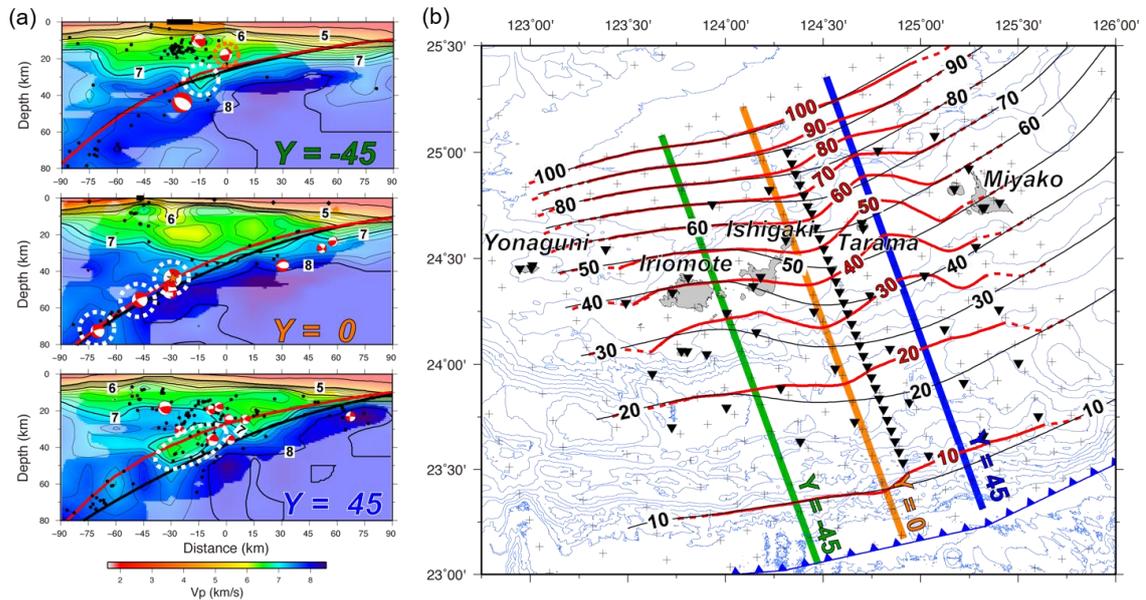


図 3-6-①-6 (a) 宮古・八重山諸島周辺での P 波速度構造の深さ断面と (b) 宮古・八重山諸島周辺のプレート形状モデル (Yamamoto et al. 2018)。提案したプレート形状モデルを赤線、既往研究で提案された Slab 1.0 モデル (Hayes et al. 2012) を黒線で示す。赤色で示す震源メカニズム解は初動極性解析により得られた結果を表し、黒点は再決定された震源位置を表す。黒三角は使用した観測点を表す。

4) 種子島・トカラ列島周辺における自然地震活動

種子島・トカラ列島周辺で平成 28 年度に実施した自然地震観測記録を用いた震源決定では、これまでに約 1,500 個の地震の手動検測を終えた。得られた震源分布を図 3-6-①-7 に示す。図中の色丸が本課題で得られた震源を表し、防災科学技術研究所の広帯域地震観測網 F-net により決定された震源メカニズム解と既往研究 (Hayes et al. 2012) によるプレート形状モデルを合わせて示す。領域全体において沈み込むフィリピン海プレートでの地震活動が活発で、陸側プレート内にはクラスタ状の地震活動が活発な領域も見られる。海溝軸から 30~50km ほど西側には、地震活動が低調な帯状の領域が北東・南西方向に分布する。領域北部にはプレート境界での地震活動が低調な領域があり、浅部低周波微動と呼ばれるスロー地震現象の震央域 (Yamashita et al. 2015) に対応する。浅部低周波微動はプレート境界で発生している可能性が高いことから、通常地震と発生域が棲み分けている可能性が高いと考えられる。解析領域南部には、陸側プレートに浅部の地震活動が活発な領域が存在する (図 3-6-①-7 (a))。この地震活動域を横断する RK01 測線 (図 3-6-①-5) の反射法地震探査の記録では、海底面に到達する断層面を多数確認でき (図 3-6-①-8)、この断層群が現在の地震活動と関連した構造である可能性が考えられる。

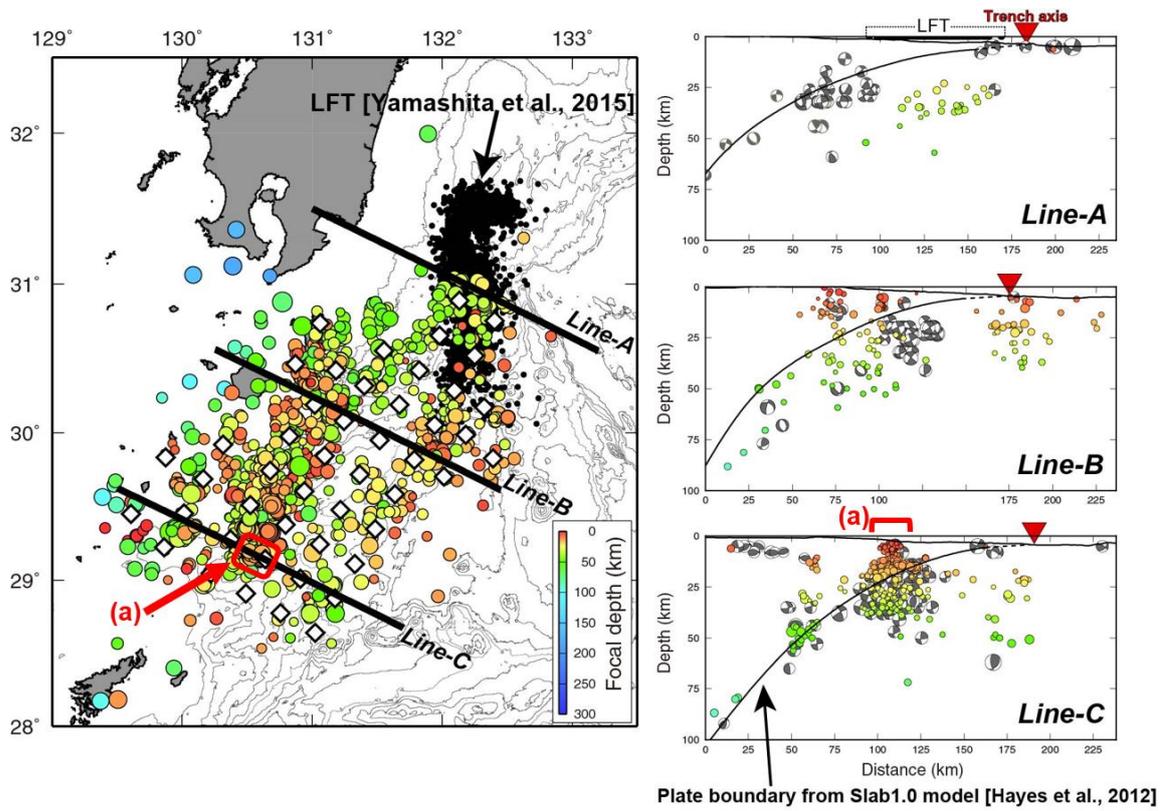


図 3-6-①-7 種子島・トカラ列島周辺の震源分布。色丸が手動検測に基づいて推定した震源、黒点が浅部低周波微動(LFT)の震央(Yamashita et al., 2015)、灰色が防災科学技術研究所 F-net により決定されたモーメントテンソル解を表す。白四角が解析に用いた観測点を表す。

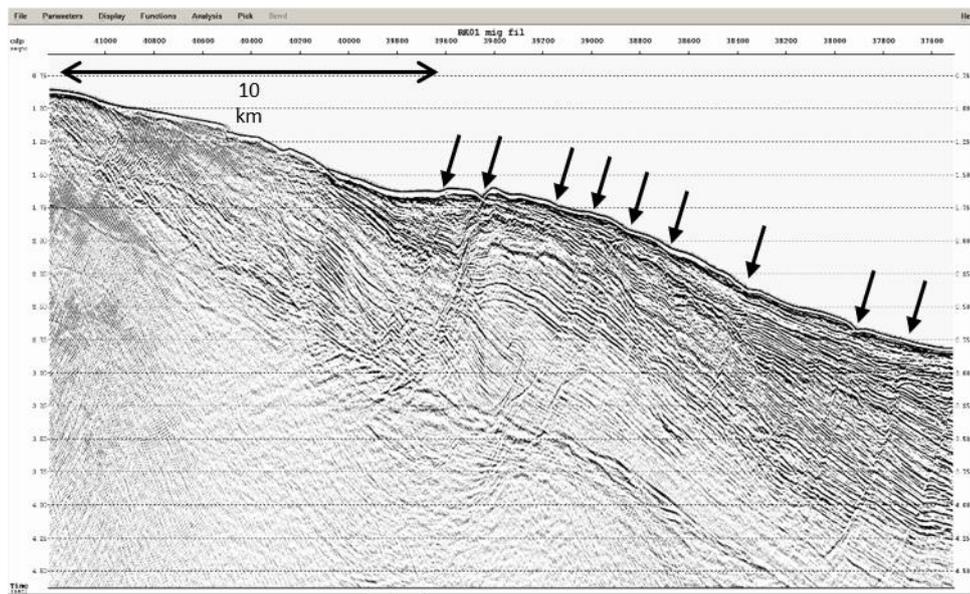


図 3-6-①-8 地殻浅部での地震活動が活発な領域(図 3-6-①-7 (a))を横切る RK01 測線で得られた反射断面。明瞭な断層面を矢印で示す。

5) 南海トラフ～南西諸島プレート形状モデル

南海トラフ域から南西諸島域までの統一的なプレート形状モデルを構築するため、「東海・東南海・南海地震の連動性評価プロジェクト」の調査データに基づいて構築された南海トラフ域のプレート形状モデルをはじめ、震源分布に基づいて作成された世界中の沈み込み帯のプレート形状モデルSlab1.0(Hayes et al., 2012)や東京大学地震研究所から公開されている日本列島周辺域のプレート境界面分布

(<http://evrrss.eri.u-tokyo.ac.jp/database/PLATEmodel/>)を参考に南海トラフから南西諸島域へのプレートモデルの連続的な拡張を試みた。さらに、南西諸島域のプレートモデルの構築に必要なデータとして、本プロジェクトで実施したこれまでの調査の成果(Arai et al., 2016, 2017a; Yamamoto et al., 2018)に加えて、海域断層評価プロジェクトで構築したプレートモデルと使用データ、海上保安庁で実施している南西諸島域の調査の成果を収集した。収集したデータの一部を図3-6-①-9に示す。

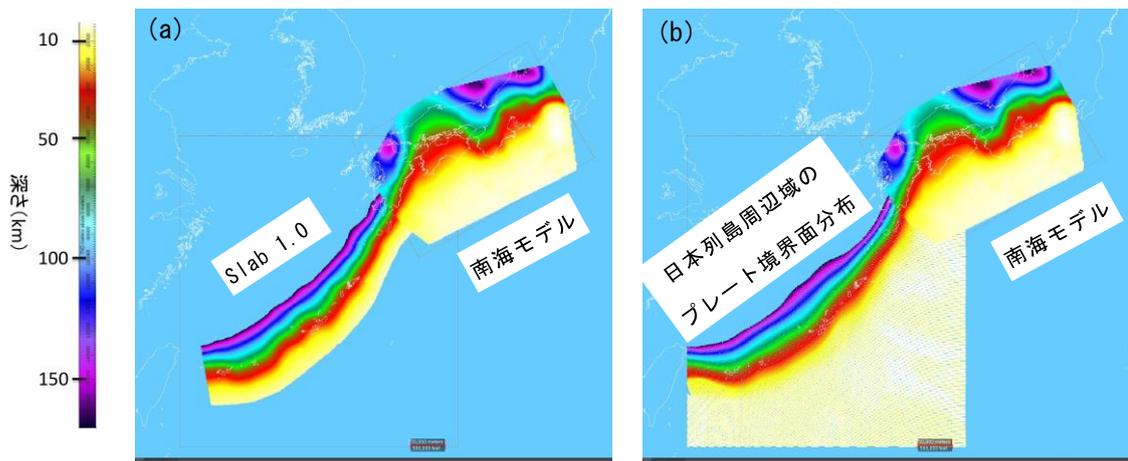


図3-6-①-9

南海トラフ域から南西諸島域までの統一的なプレート形状モデルを構築するために収集したデータの一部と「東海・東南海・南海地震の連動性評価プロジェクト」による南海トラフ域のプレート形状モデル(南海モデル)。(a)、(b)にはSlab 1.0モデル(Hayes et al., 2012)と日本列島周辺域のプレート境界面分布(<http://evrrss.eri.u-tokyo.ac.jp/database/PLATEmodel/>)をそれぞれ示す。

6) 南海トラフ・プレート境界物性

南海トラフにおけるプレート間固着の不均質性を表す物性情報をプレート境界にマッピングするため、既存の反射法地震探査データからプレート境界における振幅情報の抽出を試みた。既存の反射法地震探査データは複数年度に渡って取得されており、観測仕様も大きく異なる。これらの振幅情報を一元化して物性評価を行うため、観測仕様別に測線を整理し、それぞれの仕様に沿った情報を抽出できるデータベースを整

備した。その上で本年度はフィリピン海プレート境界として海洋地殻上面の反射波走時を既存全測線の読み取りを完了した。また基準面として海底面走時の読み取りを実施し来年度以降の振幅情報の抽出に向けた環境整備が完了した。

(d) 結論ならびに今後の課題

南西諸島中部の奄美群島付近で屈折法および反射法地震探査を実施し、地殻構造の解明やプレート形状モデルの構築に向けたデータを取得した。得られた記録から、琉球海溝付近の陸側プレートに低速度域が存在する可能性が高いことや、トカラ列島東方沖に比べてプレート形状が複雑であることが分かった。またトカラ列島を横断する測線での反射法地震探査記録の解析に基づき、沖縄トラフ内で正断層域から横ずれ断層域へ急激に遷移していることを明らかにした。南西諸島北部における自然地震の震源決定を進め、地震活動が低調な領域が複数存在することや、日向灘では浅部低周波微動と自然地震が棲み分けている可能性が高いことを明らかにした。

今後は、今年度取得した奄美群島付近の構造探査記録の解析を進め、速度構造や断層分布を解明する。また自然地震観測の記録から南西諸島北部における詳細な震源分布と三次元速度構造を解明する。

(e) 引用文献

- 1) Arai R., T. Takahashi, S. Kodaira, Y. Kaiho, A. Nakanishi, G. Fujie, Y. Nakamura, Y. Yamamoto, Y. Ishihara, S. Miura, Y. Kaneda, Structure of the tsunamigenic plate boundary and low-frequency earthquakes in the southern Ryukyu Trench, *Nature Communications*, 7, 12255, doi:10.1038/ncomms12255, 2016.
- 2) Arai R., S. Kodaira, T. Yamada, T. Takahashi, S. Miura, Y. Kaneda, A. Nishizawa, M. Oikawa, Subduction of thick oceanic plateau and high-angle normal-fault earthquakes intersecting the slab, *Geophys. Res. Lett.*, 44, 6109-6115, doi:10.1002/2017GL073789, 2017a.
- 3) Arai R., S. Kodaira, Y. Kaiho, T. Takahashi, S. Miura, Y. Kaneda, Crustal structure of the southern Okinawa Trough: Symmetrical rifting, submarine volcano and potential mantle accretion in the continental back-arc basin, *J. Geophys. Res. - Solid Earth*, 122, doi:10.1002/2016JB013448, 2017b.
- 4) Hayes G. P., D. J. Wald, R. L. Johnson, Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, *J. Geophys. Res.*, 117, B01302, doi:10.1029/2011JB008524, 2012.
- 5) Terakawa, T. and Matsu'ura, M., The 3-D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, *Tectonics*, 29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626, 2010.
- 6) Yamamoto, Y., Takahashi, T., Ishihara, Y., Kaiho, Y., Arai, R., Obana, K., Nakanishi A., Miura S. Kodaira S., Kaneda Y., Modeling the geometry of p

late boundary and seismic structure in the southern Ryukyu Trench subduction zone, Japan, using amphibious seismic observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123. <https://doi.org/10.1002/2017JB015330>, 2018.

- 7) Yamashita Y., H. Yakiwara, Y. Asano, H. Shimizu, K. Uchida, S. Hirano, K. Umakoshi, H. Miyamachi, M. Nakamoto, M. Fukui, M. Kamizono, H. Kanehara, T. Yamada, M. Shinohara, K. Obara, Migrating tremor off southern Kyushu as evidence for slow slip of a shallow subduction interface, *Science*, 348, 676-679, DOI: 10.1126/science.aaa4242, 2015.

②自然地震を用いた構造解析

(a) 業務の要約

四国東部で発生する深部低周波地震震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行うため、平成 27 年度に展開した稠密地震観測施設の一部（11 点）を継続して運用するとともに、新たに 7 地点に地震計を設置し、当該地域の稠密地震観測を高度化した。これらの観測点で観測された波形データに対し、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、深部低周波地震活動の検出レベルの向上を図った。また、稠密観測点及び定常観測点を対象に、プレート形状や地震波速度構造を把握するためのレーザ関数データベース、検測値データベースの構築を進めた。

(b) 業務の成果

1) 四国東部における稠密地震観測の実施

西南日本で発生する深部低周波地震（微動）の震源分布は、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。四国東部地域における深部低周波微動の分布を図 3-6-②-1 に示す（防災科学技術研究所, 2017）。四国東部における深部低周波微動活動は四国西部のように東西方向に空間的に連続しておらず、北西-南東方向に列をなすいくつかの孤立的なクラスタからなっている。ほぼ定常的に活動が確認されているクラスタもあるが、3 か月弱に 1 回程度の頻度で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（例えば、Obara, 2010）。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が、紀伊半島西部から紀伊水道を経て四国東部に至る地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及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地震（微動）活動との関連を調べるため、本研究では、2015 年 10 月に四国東部の 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。2017 年 2 月下旬に、このうちの 4 地点で機材を撤収したが、残りの 11 地点による臨時稠密観測は引き続き継続して実施した。また、2017 年 8 月上旬には、これらの臨時観測点と定常観測点の密度が粗な地域及び観測対象地域の周辺部の計 7 地点に、新たに同型の地震計を設置した。本研究で設置した臨時観測点の位置を、本研究で用いた定常観測点の位置とあわせて、図 3-6-②-1 に示す。いずれの臨時観測点においても、観測された波形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 29 年度は、既存 11 点について 8 月上旬に観測点メンテナンス作業を実施し、データの回収及びバッテリー交換を行ったほか、2018 年 2 月下旬には全点を対象に同様のメンテナンスを実施した。

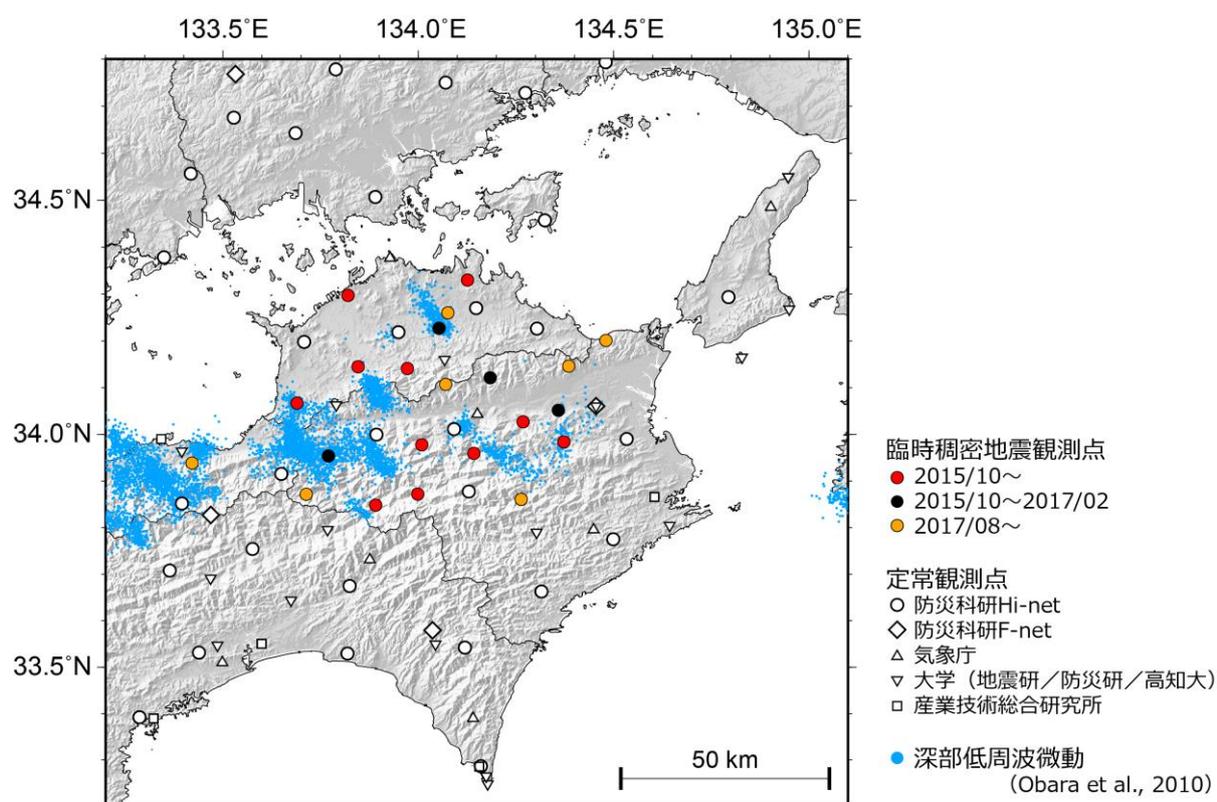


図 3-6-②-1 四国東部における深部低周波微動の空間分布。ハイブリッド法 (Maeda and Obara, 2009) 及びクラスタ処理 (Obara et al., 2010) によって 1 時間毎に自動処理された微動分布の重心位置を水色で表す。本研究で設置した稠密地震観測点の位置を、その観測期間に応じて、赤丸、黒丸、橙丸で示す。また、周辺に位置する定常地震観測施設のうち、レーバ関数データベース構築対象とした観測点の位置をあわせて示す。

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

四国東部で実施している臨時地震観測データを利用し、同地域で発生する深部低周波地震の高精度検出を行った。検出手法には、テンプレートイベントを用いた Matched Filter 法 (以下、MF 法。例えば Shelly et al., 2007) を用いた。エンベロープ波形

を用いた従来の解析手法による震源位置は、位相情報が欠落するため大きなばらつきを示すが、本手法は波形そのものの相関を利用するため、より高い時空間分解能を持った震央分布が得られることが期待される。

以下で示す解析においては、四国東部における臨時稠密地震観測による観測点のうち、昨年度から同一地点に継続して設置されている 11 観測点（図 3-6-②-2 の三角印）に加え、同領域周辺に位置する防災科研 Hi-net 観測点 16 点（図 3-6-②-2 の四角印）のデータを使用した。気象庁による一元化処理震源カタログにおける低周波地震の震央位置を緯度・経度ともに 0.05 度刻みのグリッドで分け、それぞれのグリッドで一つのイベントを選ぶことにより、MF 法で使用するテンプレートイベントを定めた。用いたテンプレートイベント数は 57 個である。深部低周波地震の震源位置の推定にあたって、S 波速度は 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 0.1 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。上下動と水平動 2 成分、計 3 成分のデータを用い、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、地震波形データには 2～6 Hz の帯域通過フィルタを適用し、毎秒 20 サンプルとなるようにデシメーションを行ったうえで解析に用いた。

解析結果の一例として、観測対象期間中に四国東部で活発な深部低周波地震活動がみられた 2017 年 8 月 8 日から 14 日までの期間の検出結果を図 3-6-②-2 及び図 3-6-②-3 に示す。両図とも、MF 法において相関係数の Median Absolute Deviation (MAD) の 10 倍以上を基準とした場合に検出された震央位置を赤丸で示した。表示に際し、基準とする MAD は 2017 年 8 月 8 日 0 時台のデータを用いて計算した。

図 3-6-②-2 は 1 日毎の深部低周波地震の震央分布を示す。本解析によって多くのイベントが検出されている領域の付近では、気象庁カタログによってもイベントが決定されているが、MF 法で検出された数は、それぞれの日について少なくとも気象庁カタログの 4 倍以上となった。さらに、表示対象期間中には気象庁カタログで報告されていない徳島県中部や香川県の活動も検出できており、深部低周波地震活動が東西両方向に拡大していく様子が見られる。これらのことから、MF 法を適用することにより、時空間的に詳細な深部低周波地震の活動状況が把握出来ていることが分かる。

図 3-6-②-3 は、防災科研 Hi-net 観測点のみを用いて同様の MF 法による解析を行った結果、すなわち臨時稠密地震観測を行わなかった場合に得られる深部低周波地震の震央分布との比較を示す。臨時観測点を加えることにより、深部低周波地震の検出数は約 1.5 倍となった。また、深部低周波地震活動がクラスタ的な分布をしていることがより明瞭となったほか、図 3-6-②-3 中に緑矢印で示した部分では、Hi-net のみの解析では検出出来なかったクラスタの検出に成功した。ただし、テンプレートイベントの選択の影響については未評価であるため、さらなる検討が必要である。今後は蓄積されているデータを追加し、複数の活動エピソード間の比較を行うことで、深部低周波地震活動の時空間的な挙動の差異を明らかにできることが期待される。

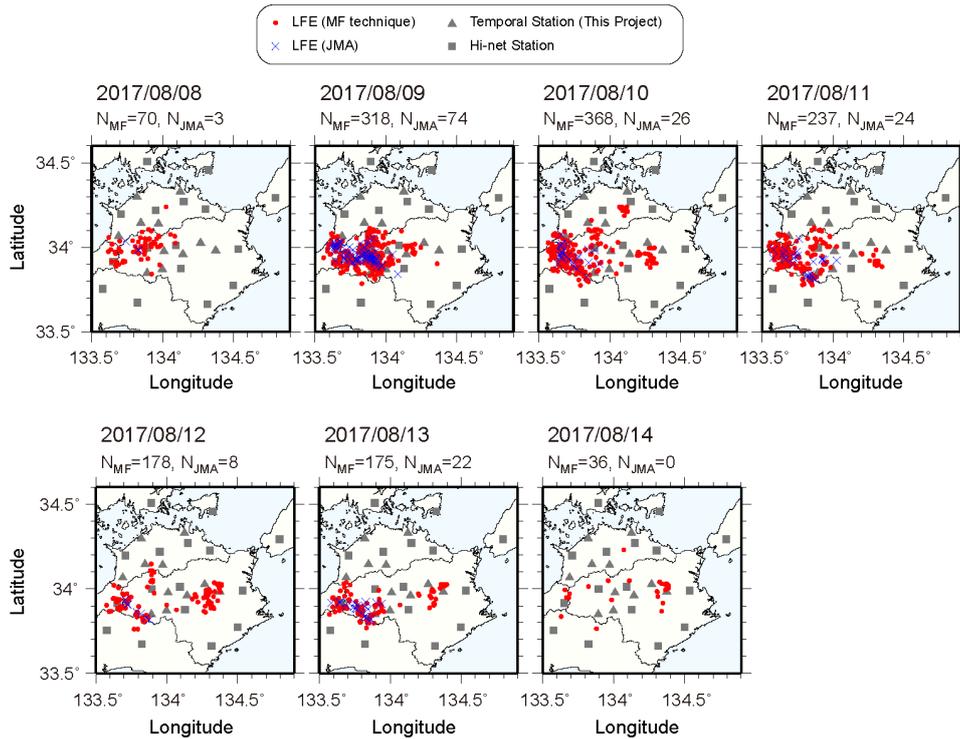


図 3-6-②-2 2017 年 8 月 8 日～14 日に四国東部で発生した深部低周波地震の日別震央分布。本解析の結果を赤丸、気象庁一元化処理震源カタログに基づく震央を青×印で示す。三角印及び四角印は、それぞれ解析に使用した臨時観測点と防災科研 Hi-net 観測点の位置を示す。各図上部には、本解析及び気象庁カタログによる検出数を N_{MF} , N_{JMA} としてそれぞれ示した。

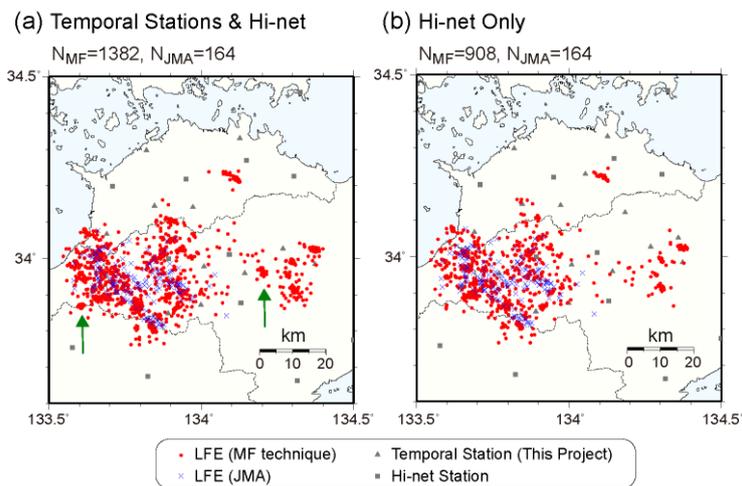


図 3-6-②-3 2017 年 8 月 8 日～14 日に四国東部で発生した深部低周波地震の震央分布。本解析における MF 法により決定された震央位置を赤丸で示す。(a) 本プロジェクトにおける臨時観測点と防災科研 Hi-net 観測点の地震波形記録を使用した結果。(b) 防災科研 Hi-net 観測点の地震波形記録のみを使用した結果。青×印、三角印、四角印は、図 3-6-②-2 と同様である。各図上部に、それぞれの検出数を示した。

b) 陸域フィリピン海プレート形状の再検討

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。本研究では、昨年度、四国東部の防災科研 Hi-net や F-net をはじめとする定常的な地震観測点ならびに本件で設置した稠密地震観測点で観測された遠地地震波形からレシーバ関数を推定し、データベース化を行うとともに、得られたレシーバ関数と既存モデルの比較検討を行った。その結果、四国東部、とりわけ徳島県や香川県の観測点で得られるレシーバ関数の Ps 変換波の振幅が明瞭ではなく、空間的な連続性が不明確であること、既存モデルと変換波の分布の整合が取れないことを示した。観測点下に地震波速度の不連続面が存在する場合、レシーバ関数の後続波位相として検出することが可能である。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値を、深部の方が低速度の場合は負値をとるため、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。

今年度は、新たに蓄積された遠地地震波形データを用いてデータベースを充実させるとともに、レシーバ関数の Harmonic decomposition analysis 法（以下、HA 法。例えば、Bianchi *et al.*, 2010; Park and Levin, 2016）を適用することを前提とした観測波形の精査ならびに高品質波形の抽出を行った。前述の通り、レシーバ関数を用いることにより、観測点下の地震波速度不連続面の有無やそのおよその深さを推定することが可能であるが、レシーバ関数単独ではその不連続面が持つ意味を評価することは困難であり、他の情報との突合が必要となる。また、昨年度に確認したとおり、四国東部域では、従来行われている動径方向（radial）成分のレシーバ関数から検出される地震波速度不連続面は複雑であり、その連続性を高い確度で示すことは困難である。HA 法は、ある観測点において様々な方位の遠地地震記録から求められたレシーバ関数を用いて、観測点下の地震波速度不連続面の傾斜方向や異方性構造の特徴を求める解析方法であり、動径方向成分だけでなく、それに直交する transverse 成分のレシーバ関数も解析に使用する点が特徴である。各観測点で得られる複数の地震波速度不連続面の傾斜方向を調査することにより、不連続面の空間的な連続性を考慮するひとつの根拠となることが期待される。

データベース構築対象とした観測点の位置を図 3-6-②-1 に示す。昨年度は対象範囲を四国東部及び岡山県内の 1 点に限定していたが、より広域のプレート形状を把握するため、今年度から、隣接する兵庫県、岡山県及び広島県の観測点の一部も対象に含めた。レシーバ関数データベースの構築には、これらの観測点で 2017 年 11 月末までに観測されたマグニチュード 5.8 以上、震央距離 30~90 度の遠地地震の観測波形記録を用いた。震源情報は、米国地質調査所 (USGS) による暫定震源カタログ (PDE ; <ftp://hazards.cr.usgs.gov/NEICPDE>) を用いた。従来は、この観測波形を目視あるいは簡易計算により、十分な S/N を有する記録のみを抽出し、解析に用いていた。ところが、今年度回収した臨時稠密地震観測点の記録の精査の段階において、特定の成分の振幅が低下している観測点があることが判明した。観測波形の一例として、本研究

で設置した No11 観測点の観測波形を図 3-6-②-4 に示す。図 3-6-②-4 の上段に示した図を見ると、EW 成分の波形の振幅が著しく低下しており、地震波の到来を目視で確認することができない。これは地震計装置に何らかの不具合が生じ、EW 成分の感度が低下したためと考えられる。感度変化は、装置の劣化等のために徐々に低下する場合もあれば、断線や漏水などの物理的な不具合により突然発生し、その後、回復する場合もある。No11 観測点においては、図 3-6-②-4 の下段に示したように、感度特性の変化（低下）は自然回復した。図 3-6-②-4 の上段の波形記録のように明らかに振幅が記録されていない場合は、S/N の確認の過程で除去することが可能であるが、感度特性の変化が徐々に進行する場合、地震計特性の変化を目視や簡易な S/N 検査で検出することは難しい。現地メンテナンス時に地震計周辺の地面を軽く叩くことにより観測される振動を確認するといった簡易検査を実施しているが、そのデータで地震計のわずかな感度変化を抽出することは難しく、今後の課題とする。

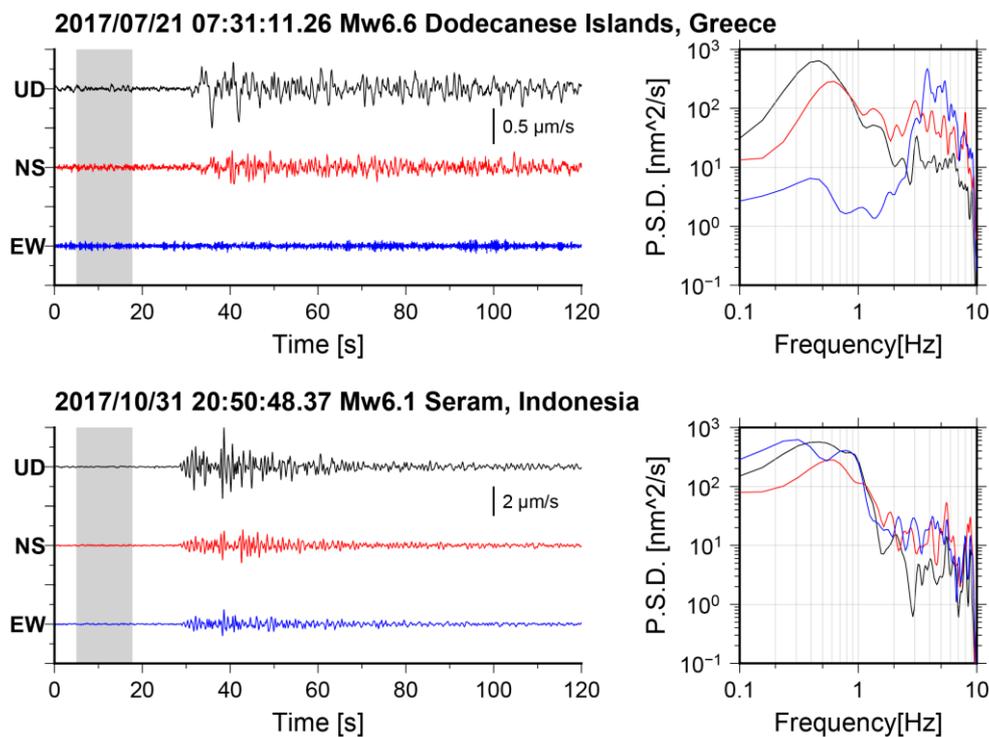


図 3-6-②-4 本研究で設置した臨時観測点 No11 における観測波形及び雑微動のパワースペクトル密度の例。左列は、上から順に UD、NS、EW の各成分の観測波形を表す。右列は左に示した観測波形のうち、灰色で示した雑微動の時間帯におけるパワースペクトル密度を表す。UD、NS、EW 各成分のスペクトルをそれぞれ黒、赤、青線で表す。上段は 2017 年 7 月 21 日 7 時 31 分頃 (JST) にギリシアで発生した Mw6.6 の地震、下段は同年 10 月 31 日 20 時 50 分頃にインドネシアで発生した Mw6.1 の地震の波形。

本年度は、データベース用に抽出するすべての遠地地震波形に対し、各成分の観測波形に対する直達 P 波到達前の雑微動のパワースペクトル密度と直達 P 波の粒子軌跡を確認する過程を追加した。前者については、観測点の雑微動の特徴は長期的には大きく変化することは無いとの仮定のもと、レシーバ関数解析の主な解析対象とする 0.5~10 秒の周波数帯域における雑微動の各成分間の振幅比を確認することとした。この比が大きく変動している記録だけでなく、一定以上の期間にわたって比が不安定となっている場合、その間のデータをデータベースから削除することとした。一例として、防災科研 Hi-net の N.SADH（徳島県・貞光）観測点の結果を図 3-6-②-5 に示す。この図から、2016 年 2 月に UD 成分と NS 成分の感度変化が始まり、青縦線で示した 2017 年 3 月の地震計改修まで継続していたことがわかる。したがって、データベースからは、この観測点の 2016 年 2 月から 2017 年 3 月（図 3-6-②-5 赤線）の全データを除外した。また、観測点近傍で発生したほかの地震等、対象とした地震とは異なる原因による振動が混在した場合、直達 P 波の振動方向と震源の方位角に大きな差が生じる可能性がある。ここでは、直達 P 波による振動に対して主成分解析を適用し、方位角の差が 60 度以上となる場合はデータベースから削除するとともに、30 度以上となる場合については観測記録の精査を行って採否を判断した。なお、直達 P 波以降に同様の振動が混入する場合はこの方法では除外できないため、目視で除外することとした。新たなデータ確認の過程は解析対象とした全観測点に導入するとともに、前年度までにデータベース化したものについても再確認を実施し、一部の登録済みデータをデータベースから除外した。

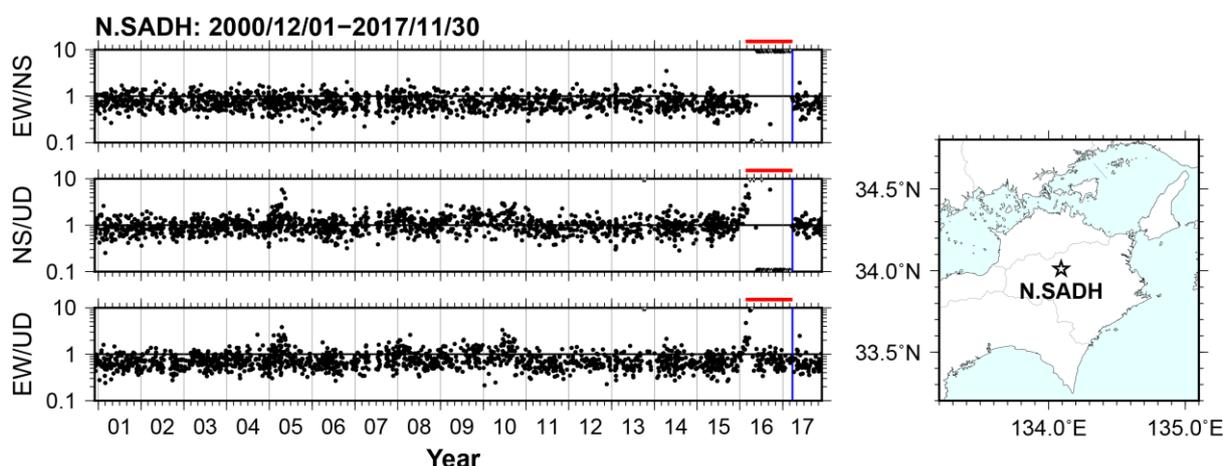


図 3-6-②-5 防災科研 Hi-net の N.SADH（徳島県・貞光）観測点における各成分の雑微動のパワースペクトル密度比の変化。青縦線は地震計改修を行った時期を示す。データベースからは赤線の期間のデータを除去した。

本研究で設置した No. 01 観測点のレシーバ関数を図 3-6-②-6 に示す。臨時点で観測期間が短いと記録が得られていない方位が多いほか、一部の方位で十分なデータがないために結果が安定しない様子が見えるが、動径方向（radial）成分（図左

側)では、南東方向(方位:180~270度)から到来する地震波に対して、経過時間4.5秒付近に顕著な後続波が見える。観測点から見て南西方向に震源が位置する場合に大きな振幅が出ているので、定性的には南西方向に傾斜する速度不連続面の特徴を表しているが、この特徴は一般的なフィリピン海プレートモデルとは整合しない。この後続波の解釈を含め、今後の検討が必要である。一方、transverse成分を見ると、経過時間ゼロ秒で正の振幅(赤)と負の振幅(青)が、方位角に対して約90度ごとに交互に現れていることがわかる。この特徴は、地震計の水平動2成分が正確に東西・南北方向に向いていない可能性が高いことを示している。このような特徴を示す点では、もともと微弱なtransverse成分の出現パターンが乱されている可能性が高いので、正しい地震計設置方位情報を推定し、必要な補正を行ったうえで解析に供する必要がある。

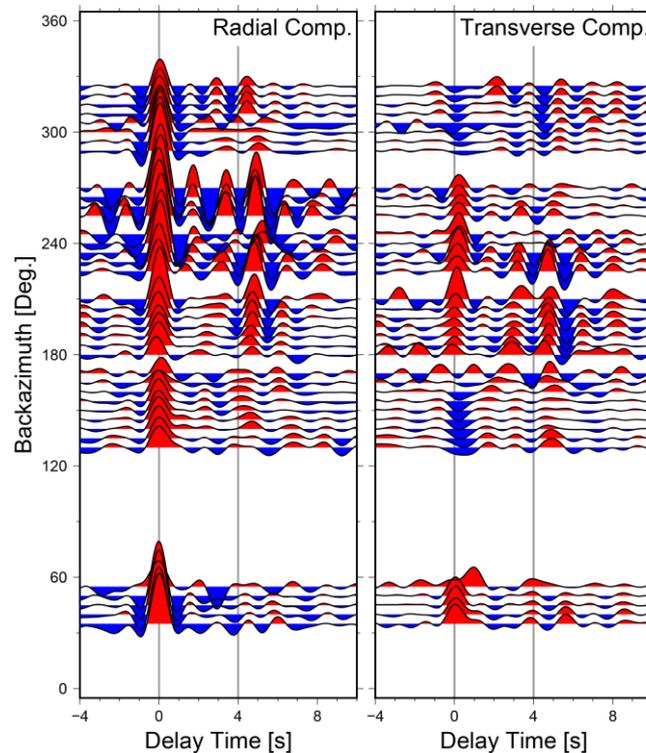


図3-6-②-6 本研究で設置したNo01観測点におけるレシーバ関数。横軸は直達P波到着からの経過時間、縦軸は地震波到来方向を表す。振幅の正負を赤あるいは青に塗色して示す。

レシーバ関数データベースを活用し、四国東部地域下に存在するフィリピン海プレートに起因する速度不連続面を高精度に検出するためには、当該地域の詳細な地震波(P波及びS波)速度構造が必要となる。今後、当該地域を対象とした地震波トモグラフィ解析に供することを目的として、近地地震波のP波及びS波到着時刻に関するデータベース(検測値データベース)を構築する。昨年度までに観測開始から2016年11月までの処理を実施済みである。今年度は、8月上旬に観測データの回収を実施

したため、2016年12月から2017年7月までを今年度のデータベース構築対象期間とした。本研究で設置した臨時稠密観測点に加え、震央距離150km程度以内に存在する防災科研Hi-net観測点を検測対象とし、防災科研Hi-net震源カタログにおいて、震央位置が北緯33.3度から34.8度、東経133.0度から135.0度の範囲に含まれるマグニチュード1.6以上の地震による波形記録の検測を行った。本作業により求められた震源の分布を図3-6-②-7に示す。一部の震源が解析対象領域外に求まっているが、これは震源再決定の結果によるものである。

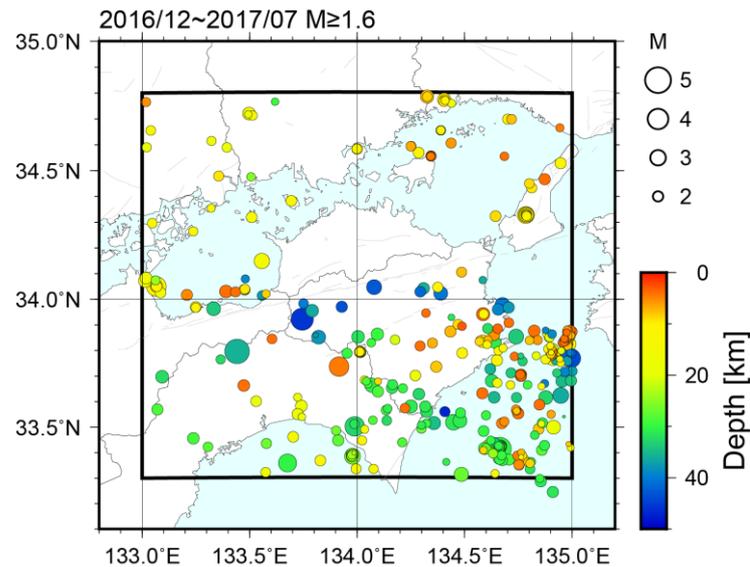


図3-6-②-7 今年度の検測値データベース構築に用いた震源の分布。シンボルの大きさは地震のマグニチュード、色は震源の深さを表す。

本年度の検測情報を昨年度までに構築済みのデータベースと統合するとともに、処理状況を可視化して確認したところ、本研究で設置した地震観測点の一部で刻時情報に問題があることが明らかになった。障害があったと考えられる2観測点（No03及びNo08）のO-C値（観測された地震波走時と計算から予測される地震波走時の時間差）の時間変化を図3-6-②-8に示す。これらの観測点では、P波、S波ともに、2016年6月ごろからO-C値が明らかに負値に変化しており、最大で約2秒の遅れとなった。この時間差は2016年12月のメンテナンス時で解消していることから、何らかの理由でGPS信号を正常に受信出来なくなり、時刻校正に失敗を続けたものと考えられる。この結果を踏まえ、2016年6月から同年12月のメンテナンス終了までの両観測点の検測値は、今後の解析対象から除外することとした。

なお、レシーバ関数解析では、地震計各成分に記録される様々な地震波の相対的な時間差に基づく解析であるため、本障害の影響は受けない。逆に、前項で述べた地震計の感度の低下は、P波及びS波の到着時刻の検測には影響しないため、検測値データベースに登録し、活用することは可能である。

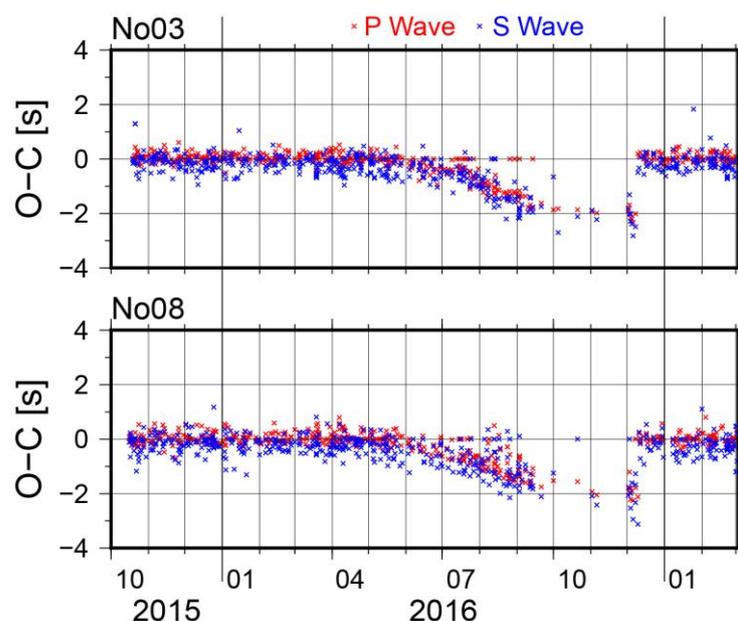


図 3-6-②-8 本研究で設置した臨時観測点の O-C 値の変化。上段は No03、下段は No08 観測点の例を示す。P 波及び S 波の結果をそれぞれ赤及び青のシンボルで表す。

(c) 結論ならびに今後の課題

平成 27 年度に四国東部地域を対象に設置した稠密地震観測点 15 点のうち、平成 28 年度末に撤収した 4 点を除く 11 点の運用を継続するとともに、対象地域内の空白域の解消し、また対象地域を東西に拡大すべく、新たに 7 点の地震観測点の設置を行った。深部低周波地震（微動）に対して、MF 法による解析を実施した結果、気象庁一元化震源カタログと比べて検出数が大幅に増加した。また、気象庁カタログには登録されていない深部低周波地震のクラスタ活動を発見するとともに、活動が東西方向に拡大していく様子がより明瞭となった。四国東部下に存在するフィリピン海プレート形状を推定するためのデータとして、稠密地震観測点及び周辺の定常観測点で収録された遠地地震波形を抽出した。これらの観測波形について、今後の高精度な解析に適用するため様々な視点から十分な品質確認を行い、問題ないと判断される波形記録に基づくデータベースを構築した。この際、一部の観測点において、解析対象とする 1 秒以上の周期帯の波動場が正確に記録されていない可能性が高いことや地震計水平成分の設置方位が不明確であり、そのままでは解析に使用すべきではないデータがあることが明らかになった。一方、対象地域で発生したマグニチュード 1.6 以上の地震について、P 波及び S 波の検測を実施し、今後の地震波速度構造モデル構築の基礎となるデータベースを構築した。この際、既に観測を終了した観測点で、一部の期間にデータの刻時異常が発生していたことが判明した。地震観測データは必ずしも正しい地動を記録している訳ではなく、異常なデータが混入することにより正確な情報の抽出に支障を生じうる。オフラインでの臨時機動観測では、観測データの異常を検知するのはメンテナンス時、あるいは回収したデータを詳細に解析する際に限られてしまうため、高

精度な観測を実施するための機器のメンテナンス、異常を出来るだけ簡易に判断するための解析法を充実させるとともに、収録されたデータについては、解析方法に沿った精度が担保されたデータであることを事前に確認することが重要である。四国東部域における深部低周波地震・微動の時空間分布や沈み込むフィリピン海プレート形状を高精度に把握し、起きている現象を適確に理解するためには、引き続き稠密地震観測を実施するとともに、適切な品質管理に努める必要がある。

(d) 引用文献

- 1) Bianchi, I., J. Park, N. Piana Agostinetti, and V. Levin, Mapping seismic anisotropy using harmonic decomposition of receiver functions: An application to Northern Apennines, Italy, *J. Geophys. Res.*, 115, B12317, doi:10.1029/2009JB007061, 2010.
- 2) 防災科学技術研究所, 西南日本における深部低周波微動活動(2016年11月~2017年4月), 地震予知連絡会会報, 98, 343-348, 2017.
- 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) 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.
- 5) 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.
- 6) 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.
- 7) 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.
- 8) 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.

(3) 平成30年度業務計画案

海域におけるプレート・断層構造調査では、奄美・沖縄周辺域において海底地震計と臨時陸上観測点による自然地震観測を実施する。この観測で取得するデータの解析を進めるとともに、平成29年度まで取得したデータを用いて奄美群島付近で詳細な地殻構造を解明し、南西諸島北部の震源分布やP波・S波の三次元速度構造などを解明する。

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、四国東部を対象に平成 27 年度及び 29 年度に設置した陸域稠密地震観測点群の運用を継続するとともに、観測空白域に新たな観測点を追加する等の高度化を図る。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、四国東部におけるフィリピン海プレート形状モデルのプロトタイプを構築するとともに、深部低周波微動源の位置の高精度推定を行う。

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 研究員 客員研究員	池原 研 板木拓也 杉崎彩子 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 伊尾木圭衣 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	前杵英明
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～九州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九州～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、海域では九州～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た。

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 29 年度業務目的

陸域では駿河湾北縁沿岸において、平成 28 年度実施の掘削調査で採取した試料や産総研所有の未分析の試料について年代測定や微化石分析を進め、隆起履歴と沈降履歴を復元し、シミュレーション分野と連携して南海トラフ東端の破壊挙動の解明を目標とする。また南海トラフ中部の紀伊半島から西端の宮崎平野の間および南西諸島北部において、津波堆積物および隆起痕跡について調査を行い、本事業による平成 25～26

年度に四国での掘削調査で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、本事業による平成 26～28 年度の調査航海で採取されたコア試料について分析を進め、琉球海溝南部域の地震・津波発生履歴を復元する。東海～四国沖の既存コアの検索を行い、地震・津波発生履歴研究に使用できそうなものを抽出し、予察的な分析を開始する。また、南海トラフや日本海溝域の堆積物記録との比較研究を実施する。これらから、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 29 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 26～28 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 26～28 年度に宮古島～西表島南方前弧域から採取したピストンコア試料について年代測定から前弧域へ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石垣島南方沖の海底戦場地上で最も短く、およそ 400～1000 年間隔であることがわかった。これは石垣島の津波堆積物の堆積間隔にほぼ一致し、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。さらにこの結果を確認するため、八重山沖海域で海洋研究開発機構の調査船「みらい」による MR18-01C 航海で宮古島～西表島南方前弧域で堆積物試料の採取と海底地形調査並びに表層地層探査を行った。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 26～28 年度に実施された沖縄宮古島～西表島南方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、これらに挟在するイベント堆積物の起源を特定するため、いくつかの試料について底生有孔虫分析と非破壊蛍光 X 線コアスキャナーによる化学分析を実施した。さらに、八重山沖海域の全域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「みらい」の MR18-01C 航海を実施し、これまでの航海で調査が実施されていない宮古島～西表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、コア採取がされていなかった石垣島南方の海底谷沿いで 5 本のピストンコアと 3 本の表層堆積物試料を採取した。また、1771 年明和津波の起源として海底地すべりの可能性が示されている斜面域において海底地形及び表層地層構造探査と斜面の先の海盆底

において1本のピストンコア試料の採取を行った。採取された堆積物コアは、船上でマルチセンサーコアロガーによる物性測定の後、半割され、マルチセンサーコアロガーのイメージセンサーによるコア表面の可視画像撮影、肉眼観察・記載と各種分析用試料の分取を行った。また、熊野～四国沖の既存コアから本研究に使用可能なコアの選定を行い、可能性のあるコアの観察と分析用試料の分取を行なったほか、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。

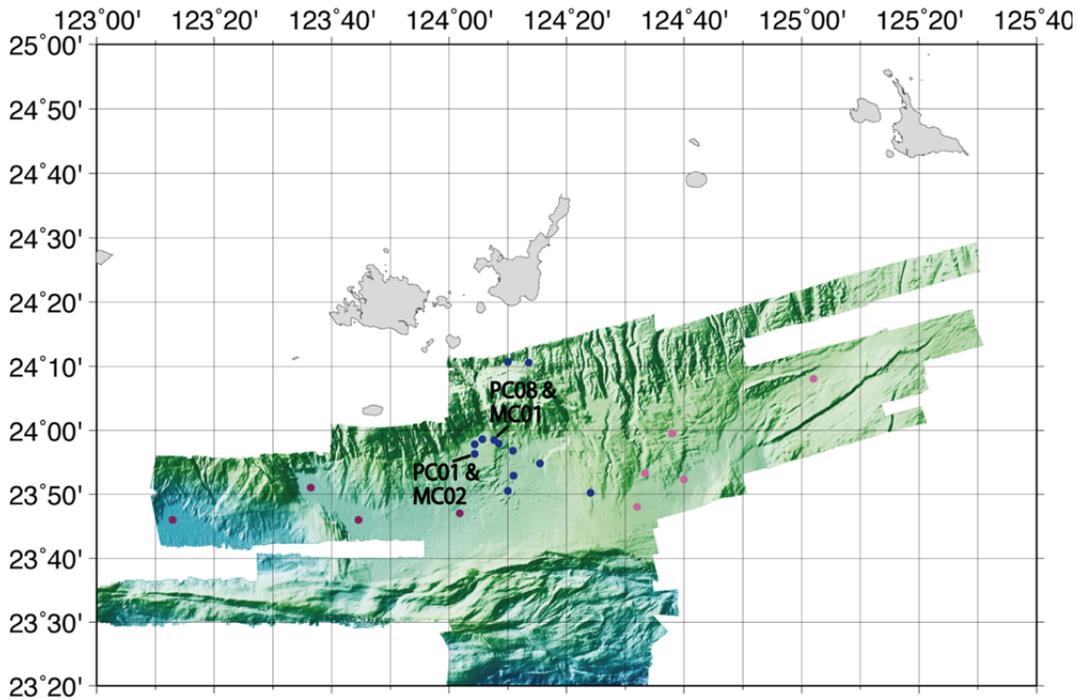


図 3-7-①-1 平成 26~28 年度の「よこすか」YK15-01、「かいいい」KR15-18、KR16-E06 航海で作成した八重山前弧域の海底地形とコア採取地点（青：YK15-01、紫：KR15-18、ピンク：KR16-E06）

昨年度までの研究によって、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た。さらに、同じ地点で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）の年代測定結果から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ている。これら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、石垣島などの津波堆積物の堆積間隔である 500~1000 年（河名・中田、1994）や、石垣島の津波堆積物での 1771 年明和津波のほかに約 800 年前、約 2000 年前の津波堆積物（Ando et al.、2018）とタービダイトの堆積間隔は整合的に見える。一方、この 2 本のコアが採取された海底扇状地以外の場所でのタービダイトの堆積間隔は数千年以上と計算さ

れ、すべての地震・津波記録が残されていない可能性が高い。今後、年代測定結果をまとめて、タービダイトのコア間対比の可能性を検討し、より低頻度でも広域にわたるイベントの有無を検討する必要がある。

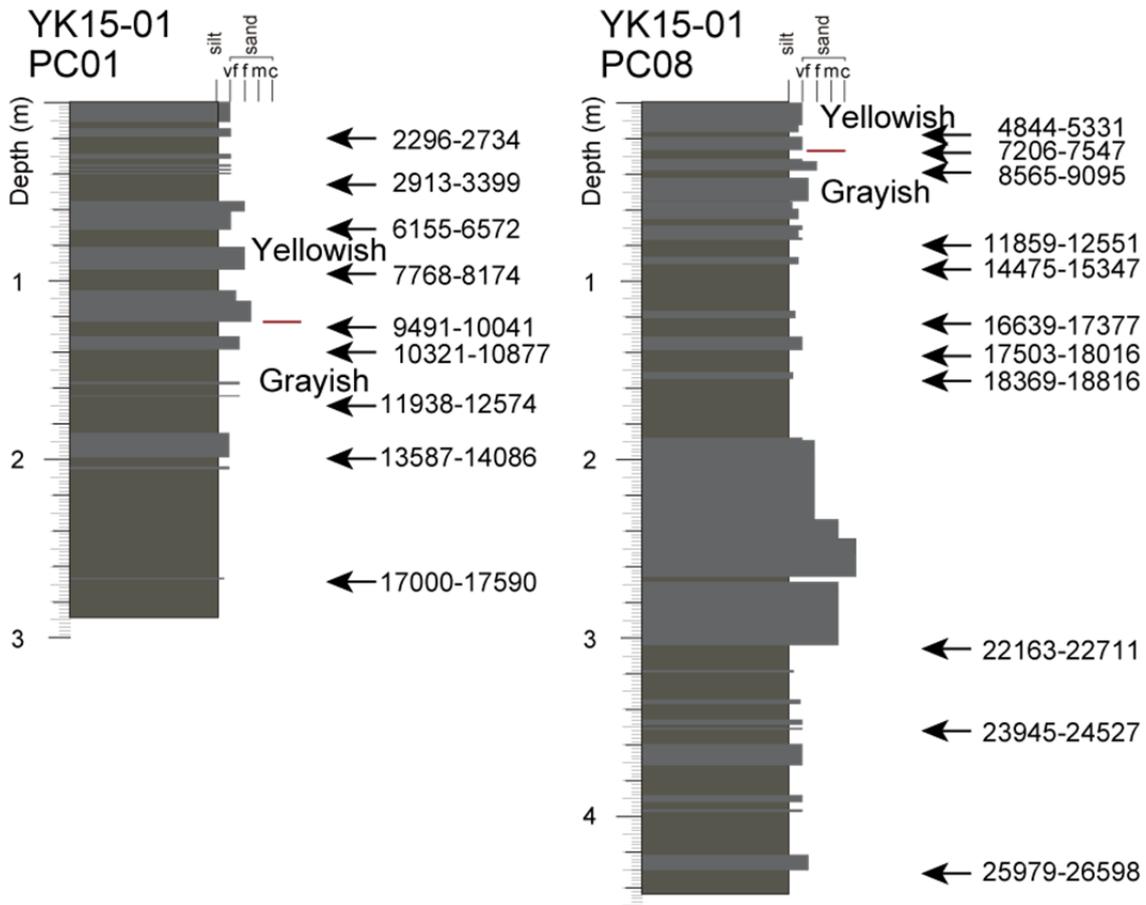


図 3-7-①-2 「よこすか」 YK15-01 航海で八重山前弧域の海底扇状地上から採取された 2 本のコア (YK15-01 PC01 と PC08) の岩相と年代測定結果

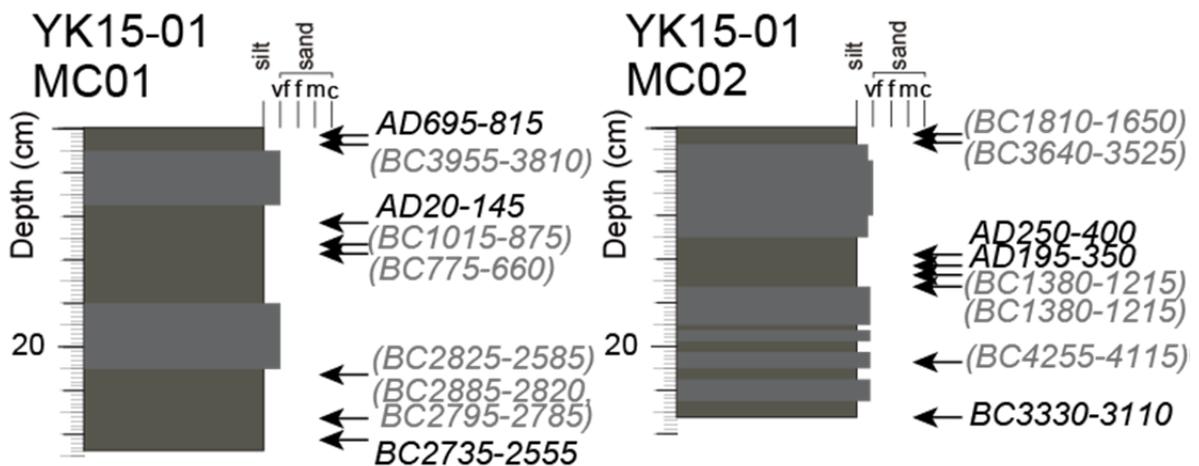


図 3-7-①-3 「よこすか」 YK15-01 航海で採取された不擾乱表層堆積物試料 (YK15-01 MC01 と MC02) の岩相と年代測定結果

一方 YK15-01 航海と KR16-E06 航海の調査海域の間にも明瞭な海底谷が存在し、この海底谷は石垣島側から伸びてきていることが既存の海底地形図から推定され、1771 年明和津波に関連したイベント堆積物がこの海底谷沿いに形成されている可能性も考えられた。このため平成 29 年度は海洋研究開発機構の「みらい」の MR18-01C 航海においてこの海底谷沿いから 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。

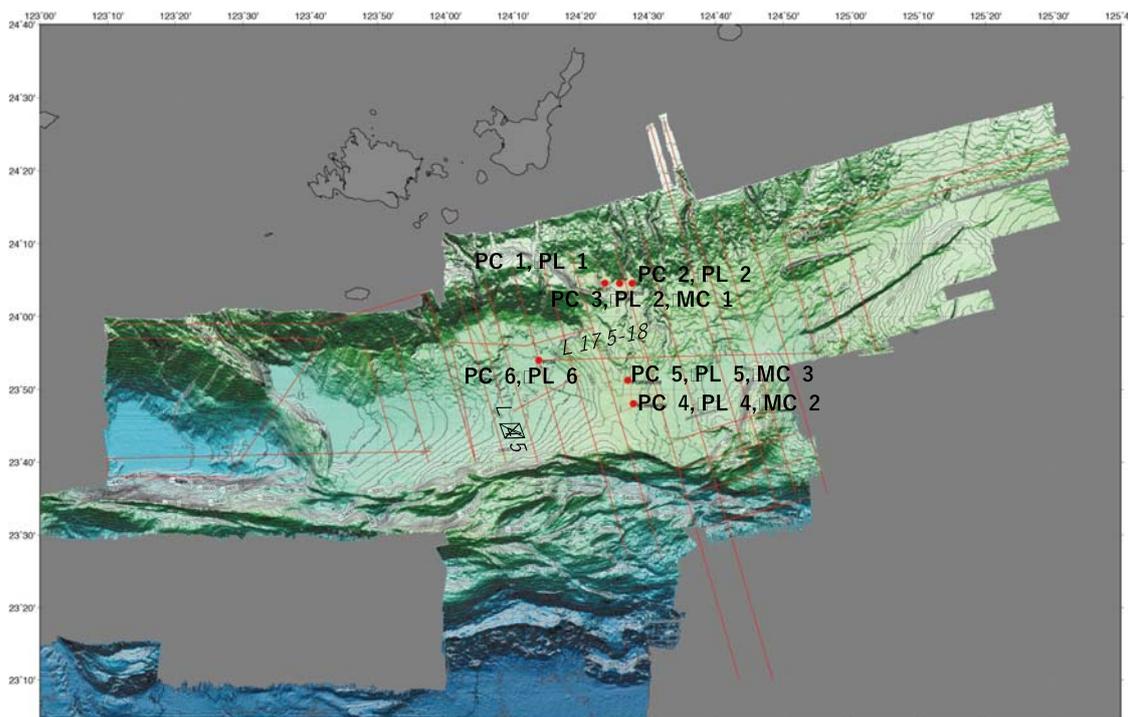


図 3-7-①-4 「みらい」 MR18-01C 航海のピストンコア採取地点と表層地層探査測線

表 3-7-①-1 「みらい」 MR18-01C 航海での堆積物試料採取地点の位置と水深

	緯度 (北緯)		経度 (東経)		水深 (m)
PC01, PL01	24	4.5998	124	23.6320	2190
PC02, PL02		4.5882		27.6599	2239
PC03, PL03		4.5826		25.8288	2229
PC04, PL04	23	48.0456		27.8484	2533
PC05, PL05		51.2605		27.0450	2531
PC06, PL06		54.0114		13.8548	2848
MC01	24	4.5800		25.8231	2229
MC02		48.0425		27.8573	2532
MC03		51.2567		27.0376	2529

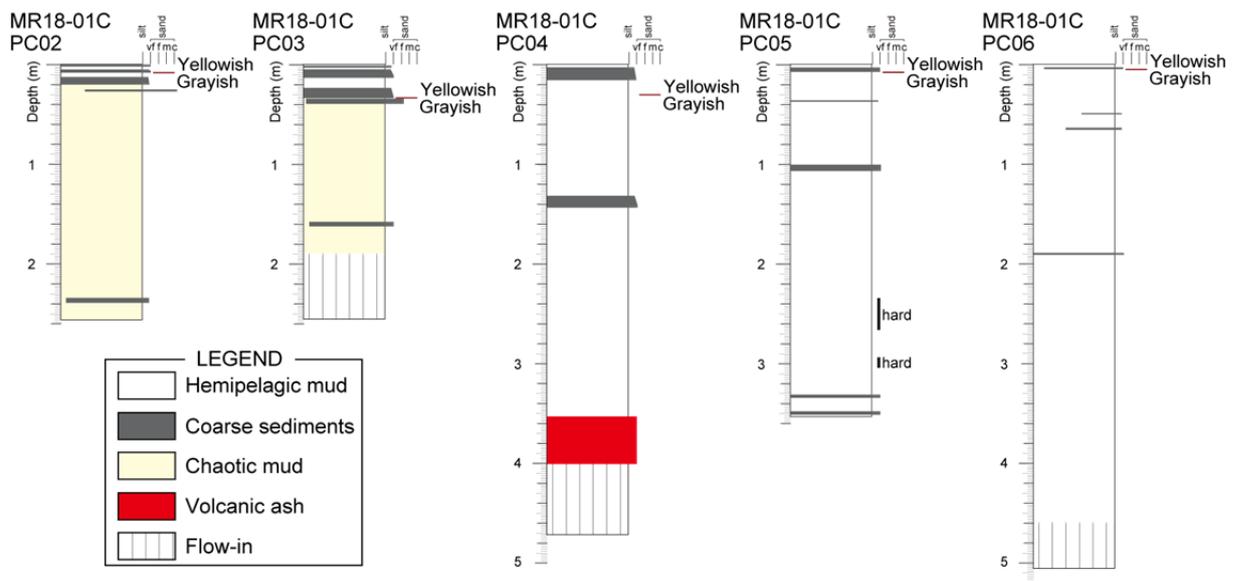


図 3-7-①-5 MR18-01C 航海で採取されたピストンコア試料
 コア試料の採取位置は、図 3-7-①-4、表 3-7-①-1 を参照。PC01 はコア試料が採取できなかった。

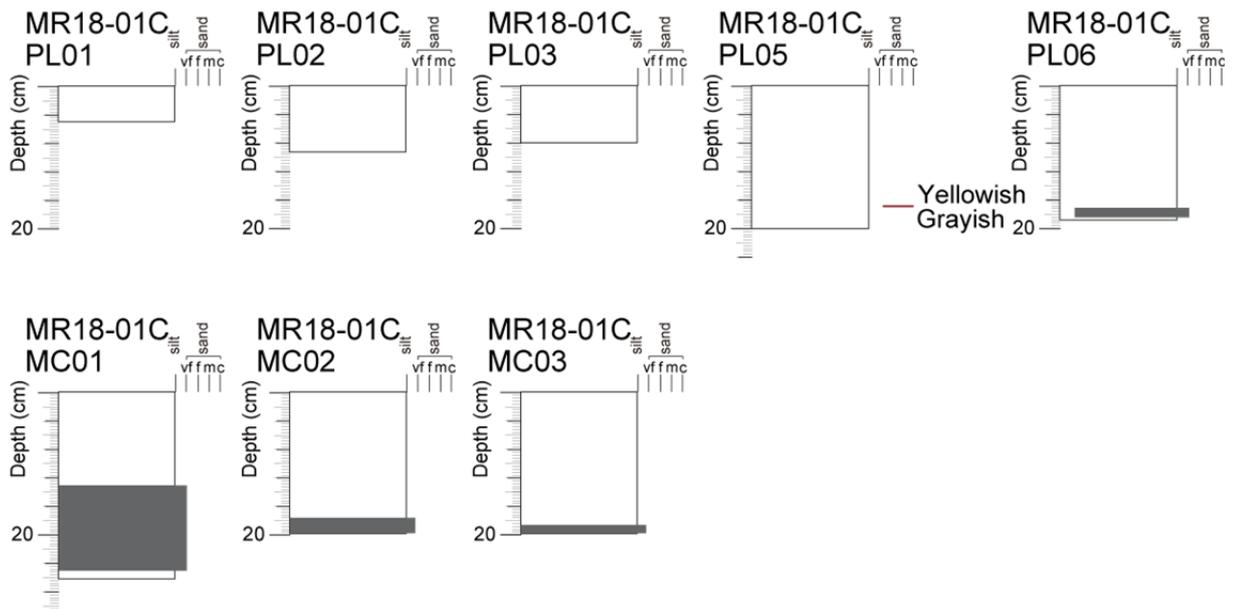


図 3-7-①-6 MR18-01C 航海で採取されたパイロットコア (PL) 及びマルチプルコア (MC) 試料
 コアの採取位置は図 3-7-①-4、表 3-7-①-1 を参照。

石垣島南方に谷頭をもつ海底谷沿いから採取された 4 本のコアは斜面中部の 2 つの海底谷が合流する平坦面 (MR18-01C PC02、PC03) からと海底谷が開いた斜面基部の小海盆 (MR18-01C PC04、PC05) から採取された。前者では 1 ないし 2 枚の薄いタービダイトとその下に 1m 以上の厚さを持つマッドクラストを含むカオティックな層相の水中

土石流起源の堆積物が認められる（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 2 本のコアの水中土石流堆積物は互いに対比されると考えられる。小海盆からの 2 本のコアには数枚の薄いタービダイトの挟在が認められる（図 3-7-①-5）。同様に通常時の堆積物の色調変化に基づけば、上流側の PC05 の方がタービダイトの挟在頻度はやや大きいと思われるが、両者にそれほど顕著な違いはない。表層地層探査記録ではこの小海盆は平行に成層し、斜面にアバットする堆積層で埋積されているので、側方から供給されるタービダイトと通常時の半遠洋性堆積物からなるコアの結果と整合的である。また、色調変化に基づけば、昨年度にこの東側の海盆底から採取されたコア KR16-E06 PC03 のタービダイトの挟在状況は今回採取されたコア MR18-01C PC05 のそれと類似しており、石垣島南方～南東方の海底谷沿いのタービダイトの挟在パターンは同じである可能性がある。今後、年代測定によってそれを確認する必要がある。

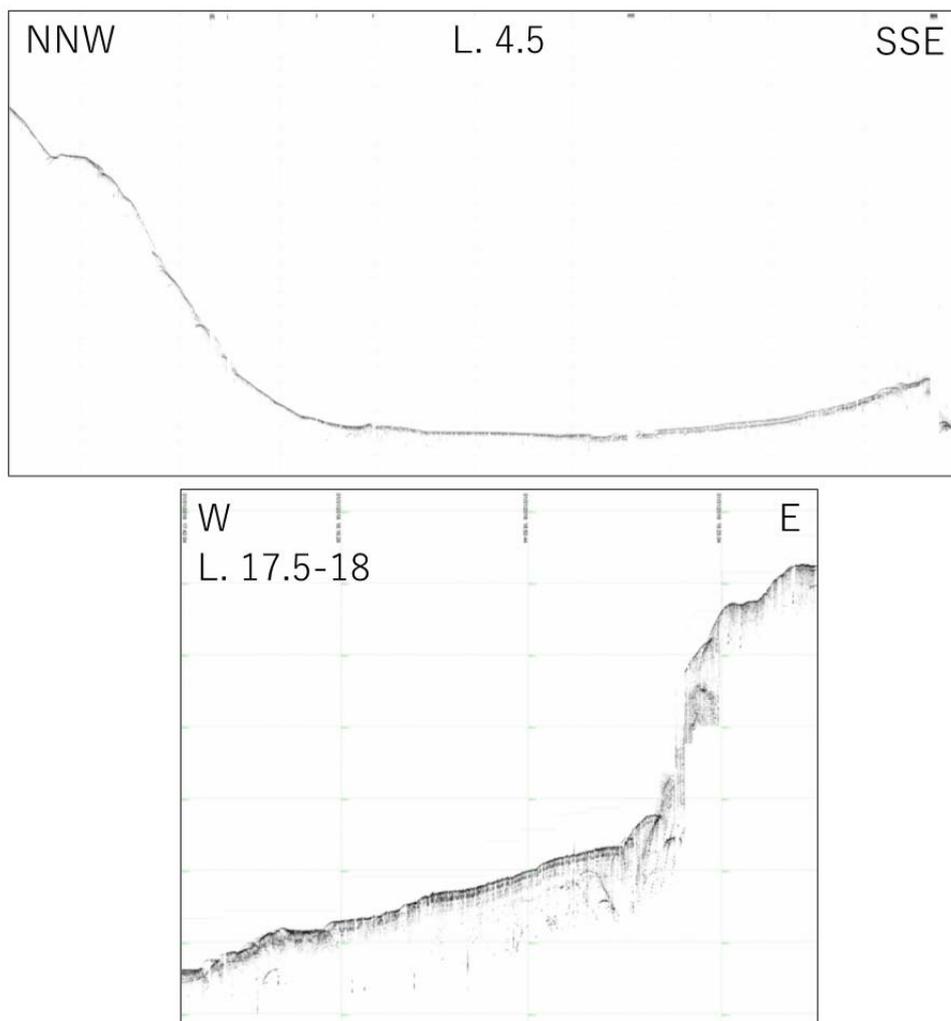


図 3-7-①-7 前弧斜面～海盆底を横切る測線での表層地層探査記録

一方、この海底谷と地形的高まりを隔てて存在する明瞭な前弧海盆の西端近くから採取されたコア MR18-01C PC06 は生物擾乱を受けたシルト中に薄い砂層あるいはパッチ状の砂を挟む層相からなる。ピストンコア本体 (MR18-01C PC06) ならびにそのパイロットコア (MR18-01C PL06) の表層に粗粒堆積物はない (図 3-7-①-6)。この前弧海盆西端部の前弧斜面では 1771 年明和津波の波源となりうる海底地すべりの存在の可能性が指摘されていた (Miyazawa et al., 2012) が、その斜面基部で採取されたコアの表層にそれに相当するイベントを示す堆積物はない。また、MR18-01C 航海で取得された表層地層探査記録 (図 3-7-①-7) でも前弧斜面に海底地すべり様の構造は認められない。さらに、Miyazawa et al. (2012) が示した海底地すべり域には昨年度及び今年度に調査を行なった斜面を削り込む海底谷が存在しており、Miyazawa et al. (2012) が示した全域に新しい地すべりがあるとは思えない。これら新たに得られた海底地形、表層地層探査、海底堆積物の記録から前弧斜面域での海底地すべりが 1771 年明和津波の波源である可能性は低いと考えられる。なお、図の測線 17.5-18 に見られる西向き斜面では大きな双曲線状の反射パターンが見られ、斜面崩壊に関連するものである可能性がある。しかし、その斜面基底の海盆底は密に清掃した堆積物で覆われており、コア MR18-01C PC06 や YK14-の結果を踏まえれば、斜面崩壊があったとしても最近のものではないと考えられる。

琉球海溝前弧域と琉球海溝底のタービダイトの給源と堆積過程を検討するため、蛍光 X 線コアスキャナーによる化学分析と底生有孔虫分析を行なった。琉球海溝底のタービダイトでは粒度指標である Rb/Zr 比と陸源粒子の指標である Ca/比にタービダイト相当部での明瞭な異常が検出された (図 3-7-①-8)。蛍光 X 線コアスキャナーによる分析は高解像度で迅速に行えるので、今後のタービダイト層の検出に有効である可能性が示された。今後さらに様々な場所からのコアに適用し、場所や組成による違いの有無を検討していく予定である。また、一昨年度に採取された 2 本のコアについて底生有孔虫分析を行った。西表島南西の前弧海盆から採取されたコア KR15-18 PC05 ではコア上部に石灰質の細粒～中粒砂からなるタービダイトが、下部に石灰質の粗粒～極粗粒砂からなる水中土石流堆積物が通常時のシルト中に認められる。通常時のシルト中に含まれる底生有孔虫は黒潮域の深層水域の群集であるのに対して細粒～中粒砂のそれは中層水域の群集に表層水域の群集が混じっており、粗粒砂のそれは珊瑚礁域の群集と表層水域の群集が混じっていて、いずれも海盆よりも浅いところから供給されたものであることを示した。また沖縄島南方から採取されたコア KR15-18 PC06 でも細粒砂からなるタービダイトに含まれる底生有孔虫は表層水域の群集を含み、浅海域から供給されたことを示している。タービダイトを堆積させる混濁流は、混濁流の中の粒子を堆積させるとともに海底堆積物から粒子を取り込むのでタービダイト中の粒子組成がそのまま給源を示すわけではないが、今回の底生有孔虫分析の結果は前弧海盆のタービダイトが珊瑚礁域から前弧斜面中部付近から供給されたことを示しており、琉球列島側から流下した混濁流によるものであることがわかった。

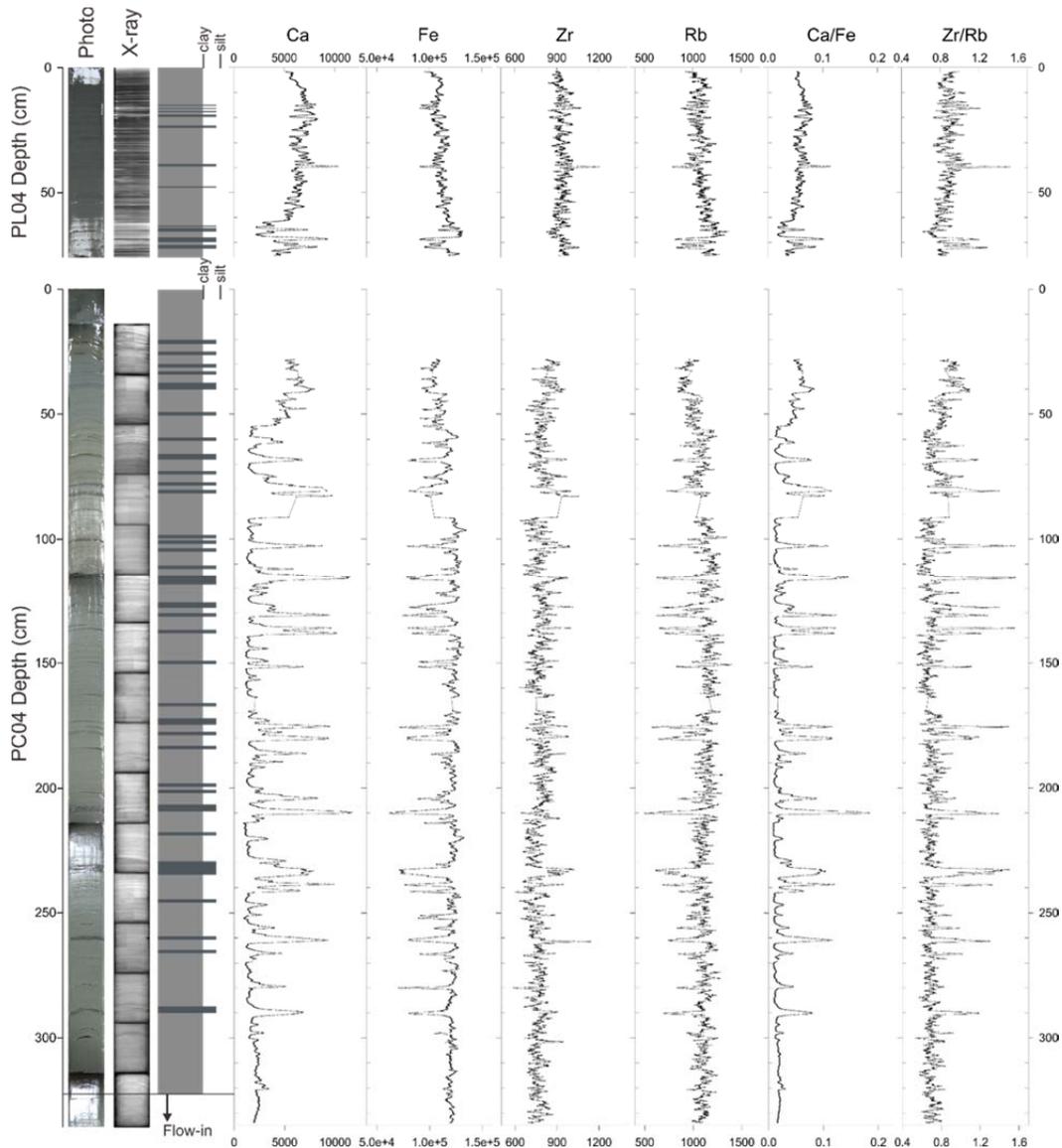


図 3-7-①-8 琉球海溝底コア KR15-18 PC04、PL04 の蛍光 X 線コアスキャナーによる分析結果 (Hsiung et al. 投稿準備中)

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., 2018)。今年度の比較研究の結果では、斜面下部の平坦面上から採取されたコア中に挟在するタービダイトの正確な堆積年代の決定から陸上の津波堆積物との詳細な対比が検討された。さらに、発生パターンの地域差や時間変化も捉えられた (Usami et al., in press)。このような詳細な議論は詳細な堆積年代決定 (この場合は地磁気永年変動曲線を用いた年代モデルの構築; Kanamatsu et al., 2017) に支えられている。琉球海溝域でも陸上の津波石 (Araoka et al., 2013) や津波堆積物 (Ando et al., 2018) の記録と本研究で得られつつあるタービダイト記録の比較を今後進めねばならない。

(d) 結論ならびに今後の課題

以上のように、平成 26～28 年度までに加え、平成 29 年度に「みらい」MR18-01C 航海で沖縄石垣島南方沖前弧海域から新たに採取された海底堆積物コアを踏まえると、この海域において地震性と考えられるタービダイトの最も短い堆積間隔は石垣島南西沖の海底扇状地における 400～1000 年程度であることがわかった。この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、陸上の遡上型津波堆積物の堆積間隔である 500～1000 年程度（河名・中田、1994；Ando et al.、2018）とは整合的である。一方、石垣島南方の海底谷沿いでは頻度は少ないものの昨年度の「かいいい」の KR16-E06 航海で隣接する海盆から採取されたコア中のタービダイト記録と類似しており、頻度は小さいがより広くタービダイトを堆積されるイベントの存在の可能性を示唆した。今後、年代測定を行うことでタービダイトの同時性の確認することが重要である。また、今年度新たに得られた表層地層探査記録と海底堆積物コアから 1771 年明和津波に対応する前弧斜面域での海底地すべりは認められず、明和津波に対する前弧斜面域の海底地すべりの寄与はなかったものと考えられた。また、琉球海溝底コアについて行った蛍光 X 線コアスキャナーによる化学分析結果はタービダイト層準で明瞭な組成変化を示し、迅速なタービダイトの識別にこの手法が有効であることを示した。今後、迅速なタービダイト識別方法の一つとなることが期待される。

(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.
- Ando, M., A. Kitamura, Y. Tu, Y. Ohashi, T. Imai, M. Nakamura, R. Ikuta, Y. Miyairi, Y. Yokoyama and M. Shishikura, Source of high tsunamis along the southernmost Ryukyu trench inferred from tsunami stratigraphy, *Tectonophysics*, 722, 265-276, 2018.
- 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, 168p, 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.
- 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*, No. 456, 75-89, 2018.
- Kanamatsu, T., K. Usami, C.M.G. McHugh and K. Ikehara, High-resolution chronology of sediment below CCD based on Holocene paleomagnetic secular variations in the Tohoku-oki earthquake reapture zone. *Geochem. Geophys. Geosys.*, 18, 2900-3002.
- 河名俊男・中田 高, サンゴ質津波堆積物の年代からみた琉球列島南部周辺海域における後期完新世の津波発生時期、地学雑, 103, 352-376, 1994.
- Miyazawa, K., K. Goto and F. Imamura, Re-evaluation of the 1771 Meiwa tsunami source model, southern Ryukyu islands, Japan, Y. Yamada et al. (eds.) *Submarine Mass Movements and Their Consequences*, Springer, Dordrecht, 497-506, 2012.
- Sakaguchi, A., G. Kimura, M. Strasser, E. J. Sreaton, 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.
- Usami, K., K. Ikehara, T. Kanamatsu and C. M. McHugh, Supercycle in great earthquake recurrence along the Japan Trench over the last 4000 years, *Geosci. Lett.*, in press.

②陸域での津波履歴調査実施とサンプルデータ解析 (九州沿岸)

(a) 業務の要約

陸域津波履歴調査では宮崎県日向市南部の海岸低地において掘削調査を実施した。本調査では、表層からおよそ 1 m 程度の範囲の地層の層相をハンドコアラーおよびハンディジオスライサーを用いて確認した。また得られた試料に対し放射性炭素年代測定を実施し、最も古い堆積年代として地表面からの深さ約 60 cm のところで AD1492~1602 が

得られた。このことから少なくともこの年代以降の堆積物を観察したことになるが、津波と明確に呼べるイベント砂層は現時点では見つかっていない。

(b) 業務の実施方法

宮崎県太平洋沿岸は日向灘や南海トラフで発生する大規模な地震に伴って発生する津波に襲われていたことが知られている（たとえば、地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004）。また、内閣府による南海トラフ巨大地震の被害想定（内閣府，2012）では、宮崎県沿岸部が最大 10m 以上の津波に襲われる可能性があることを指摘している。しかし、これまで宮崎県において地層中から津波堆積物を検出した研究例は生田ほか（2014）や市原ほか（2015）などごく限られており、過去の地震・津波の実態については十分に解明されていない。そこで、本研究では宮崎県における津波の履歴・規模を解明することを目的として地質調査を計画した。

平成 29 年度には地層中から津波堆積物を検出する調査に最も適した場所として宮崎県日向市の海岸低地を選定した。この海岸低地は幅広の海岸砂丘（お倉ヶ浜）の背後に分布する小規模な低地であり、河川などの流水の影響が比較的小さくイベント堆積物の検出に適していると考えられる。この海岸低地に位置する田畑において、堆積物の層相確認とイベント堆積物の検出を目的として、ハンドコアラーおよびハンディ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）。さらに採取した堆積物試料の層相の観察および放射性炭素年代測定を実施した。堆積物の堆積年代の推定には、泥質堆積層から抽出した種や葉などの植物化石の年代を用いた。

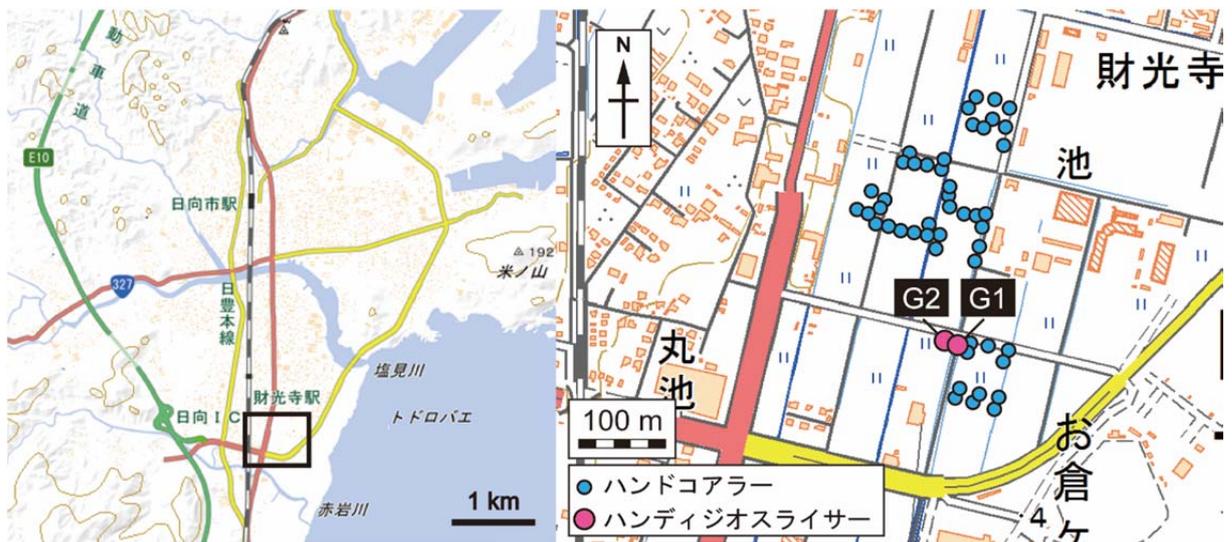


図 3-7-②-1 宮崎県日向市の調査地域の地図。国土地理院地図を使用。左図内の黒四角の範囲を拡大したものを右図に示す。

(c) 業務の成果

平成 29 年度は宮崎県日向市の海岸低地においてハンドコアラーによる掘削を 48 地点、ハンディジオスライサーによる掘削を 2 地点で実施した。それぞれ地表面から約 1 m まで掘削を行い、層相を確認した。この海岸低地の堆積物の層相は、ほとんどの地点で

表層付近の耕作土を除き深さ約 1 m まで主に淘汰のよい細粒砂で構成されている。ただし、ハンディジオスライサーによる調査地点付近では深さ 0～60cm 程度までやや有機質な泥が分布し、その中に層厚 10～20cm の細粒砂層がみられた (図 3-7-②-2)。深さ 60cm 以深は他地点と同じく淘汰のよい細粒砂で構成されている。周囲の層相が砂勝ちであることから、現時点でこの泥層中の細粒砂層がどの程度の範囲まで分布するか十分に把握できていない。

また、この泥層中の細粒砂層の堆積年代を明らかにするため、地層中に含まれる果実や葉などの植物化石に対し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、この泥層中の細粒砂層は、AD1485 年から現在までの間に形成されたことが明らかになった。

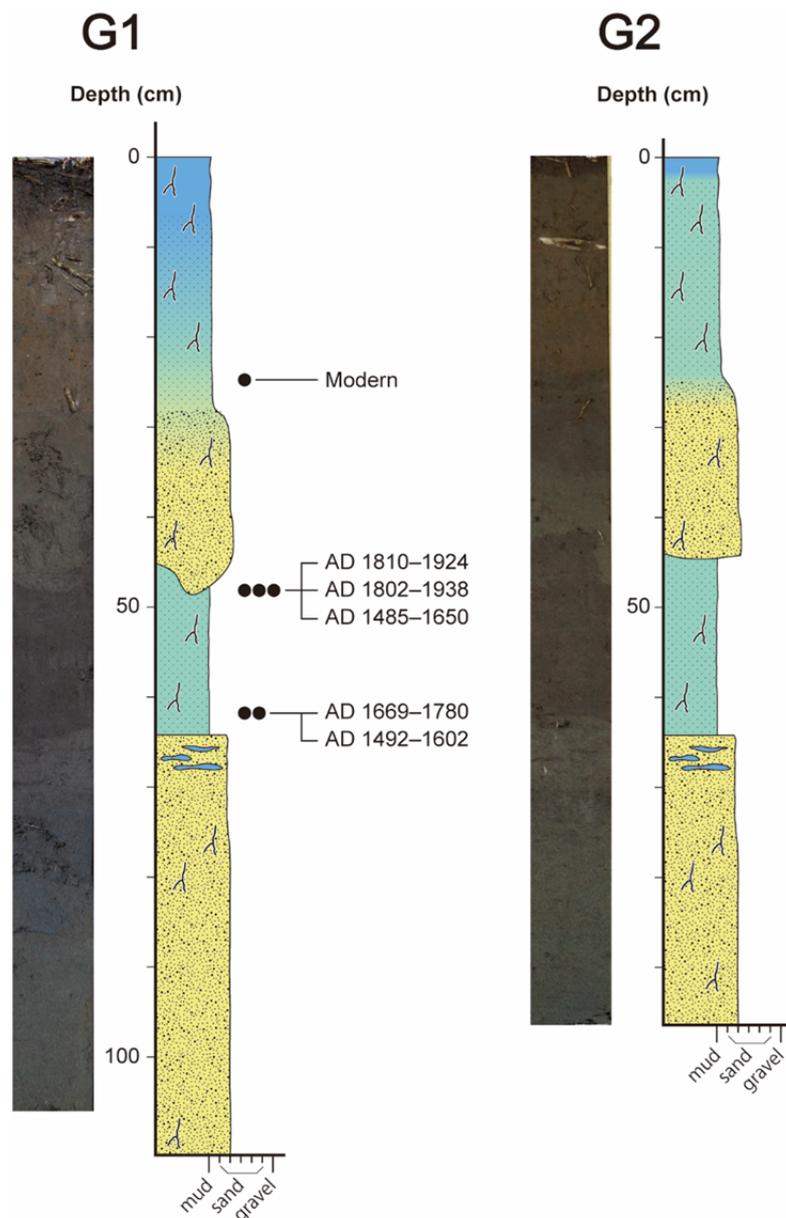


図 3-7-②-2 G1、G2 の柱状図、コア写真および放射性炭素年代。

(d) 結論ならびに今後の課題

宮崎県日向市の海岸低地において津波堆積物調査を実施した。調査の結果、海岸低地には表層から 1 m までの範囲に広く淘汰の良い細粒砂が分布することが明らかになった。また、一部の地点では表層付近に泥層が確認され、その中に層厚 10~20cm の細粒砂層がみられた。放射性炭素年代測定を実施した結果、この泥層中の細粒砂層は、AD1485 年から現在までの間に形成されたことが明らかになった。

今後は、この泥層中の細粒砂層が津波堆積物であるか判断を行うために、この砂層の分布範囲を把握するための追加調査の必要性を検討するとともに、砂層に含まれている珪藻や有孔虫などの微化石分析の必要性についても検討する。また、こことは別の調査地域を新たに選定し掘削調査を実施することの必要性も併せて検討したい。

(e) 引用文献

- 1) 地震調査研究推進本部地震調査委員会，日向灘および南西諸島海溝周辺の地震活動の長期評価について，〈http://www.jishin.go.jp/main/chousa/04feb_hyuganada/s01.pdf〉（2017年12月13日閲覧），2004.
- 2) 内閣府，南海トラフの巨大地震による津波高・浸水域等（第二次報告）及び被害想定（第一次報告）について，〈http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/taisaku_wg/pdf/shiryo.pdf〉（2017年12月13日閲覧），2012.
- 3) 生田正文，丹羽正和，高取亮一，鎌滝孝信，黒澤英樹，宮崎平野における完新世堆積物の分析データ，JAEA-data/code 2014-2，日本原子力研究開発機構，2014.
- 4) 市原季彦，黒木昌，伊集院弘尚，宮崎平野における津波イベント堆積物について，日本地質学会第122年学術開会講演要旨，2015.

③陸域での津波履歴調査実施とサンプルデータ解析（南西諸島）

(a) 業務の要約

南西諸島北部奄美群島の喜界島において、地震履歴の解明と長期的な地殻変動を評価するため、現成および離水サンゴ・マイクロアトールの調査を実施した。また一部で試料を採取し、¹⁴C年代測定を行った。その結果、島の北部、東部、南部の3地点でそれぞれ現成マイクロアトール、北部で離水マイクロアトールを発見し、過去155年程度はおおよそ地殻が安定していること、また14~17世紀の間でも少なくとも270年間はおおよそ地殻が安定していたことが明らかになった。また16~17世紀にネットで25cm程度の急激な相対的海面低下があった可能性がある。

(b) 業務の実施方法

南海トラフの南西延長にあたる琉球海溝沿いは、島嶼地域であるため、陸域で津波堆積物調査に適した場所は少ない。一方、喜界島は間欠的な地震性隆起によって形成されたと考えられる完新世海岸段丘が発達しており、古くから地震履歴に関する研究が行われてきた（中田ほか，1978など）。しかし完新世海岸段丘の成因について、地震性の隆

起よりむしろ定常的な隆起が主な要因とするシミュレーション結果もある (Shikakura, 2014)。そこで亜熱帯～熱帯地域において過去の地殻変動の復元に有効なサンゴ・マイクロアトールを用いて、喜界島の長期的な地殻変動と地震履歴の解明を試みた。サンゴ・マイクロアトールは、ハマサンゴ属がつくる円筒形状のサンゴ群体で、その頂面が低潮位を示す。年間 1 cm 程度ずつ成長して径を拡大していくが、その過程において海面の変動に敏感に反応してレベルを変化させるため、年単位の地殻変動を復元することができる (Meltzner and Woodroffe, 2015; 図 3-7-③-1)。

今年度はまず喜界島沿岸の踏査を行い、現成および離水サンゴ・マイクロアトールの分布を確認した。発見したサンゴ・マイクロアトールは、頂面の形状観察および直径の計測を行った。離水サンゴ・マイクロアトールについては高度の計測と、一部試料の採取を行い、試料は ^{14}C 年代測定を行った。

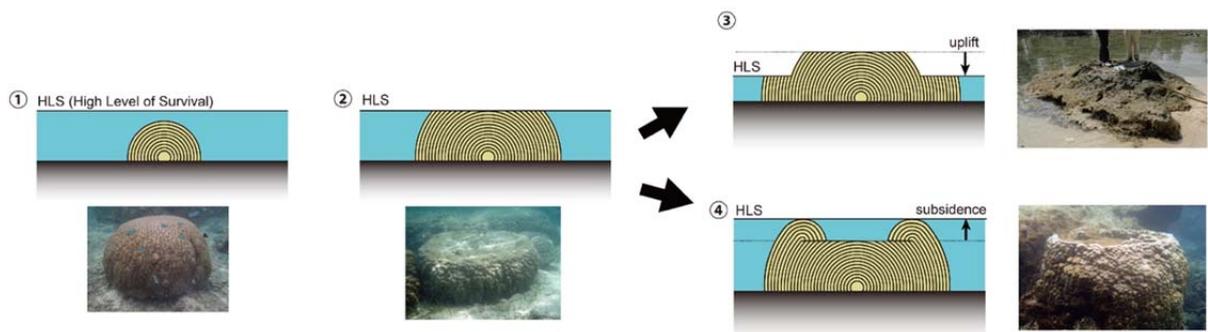


図 3-7-③-1 サンゴ・マイクロアトールの成長プロセス。

ハマサンゴ属 (Porites) は球形 (①) に年間 1 cm 程度ずつ成長するが、頂面が低潮位に達すると水平方向に成長してマイクロアトールを形成する (②)。海面の上下変動に応じて形状を変化させ (③、④)、地震時の急激な変動だけでなく、定常時の変動も復元できる非常に優れた旧汀線指標である。

(c) 業務の成果

喜界島沿岸の踏査の結果、北部の小野津地区、東部の嘉鈍地区、南部の上嘉鉄地区の 3 地点でそれぞれ複数個体の現成サンゴ・マイクロアトールを発見した (図 3-7-③-2)。さらに北部・小野津地区では離水サンゴ・マイクロアトールを 1 個体発見した。

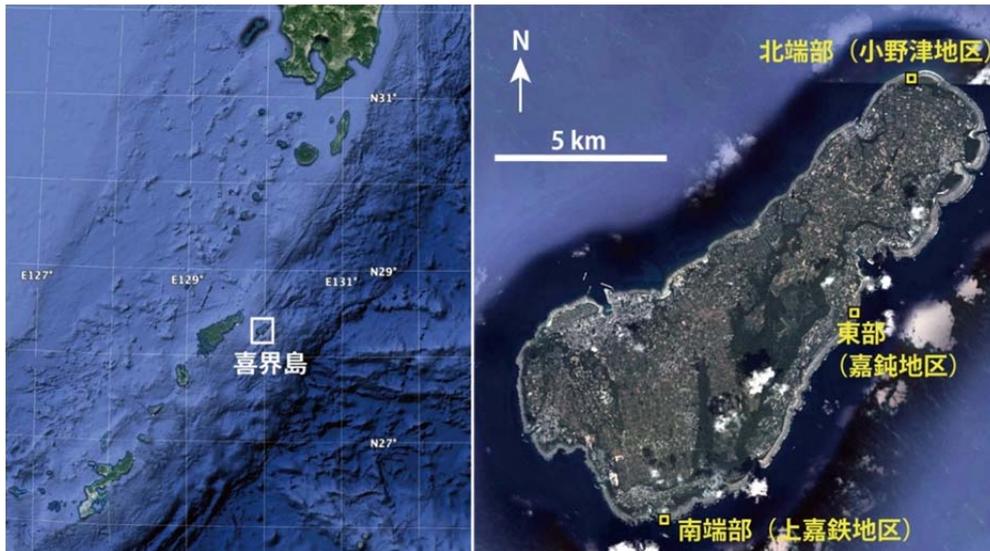


図 3-7-③-2 喜界島の位置と調査地点の位置。Google Earth 使用。

現成サンゴ・マイクロアトールについては、北部・小野津地区で5個体確認した。いずれの個体もその頂面の形状はほぼ水平で、目立った勾配もない。これらの長径と短径を計測したところ、最も大きいものは長径 160cm (半径 80cm) であった。東部・嘉鈍地区では 15 個体確認した。頂面の形状は基本的にはほぼ水平で、長径が最大 310cm (半径 155cm) あった。また最大の個体の中心付近から採取した試料からは、AD1680-1880 の ^{14}C 年代を得た (図 3-7-③-3)。南部・上嘉鉄地区では、他地域と同様に頂面がほぼ水平な現成サンゴ・マイクロアトールを 2 個体確認した。最大のものは長径が 160cm (半径 80cm) であった。

北部・小野津地区で発見した離水サンゴ・マイクロアトールは、頂面がほぼ水平で、現成サンゴ・マイクロアトールに対して 20~25cm 高く、長径は 540cm (半径 270cm) であった。中心付近から採取した試料は AD1305-1425、縁辺部付近から採取した試料は AD1490-1650 の ^{14}C 年代をそれぞれ得た (図 3-7-③-4)。



図 3-7-③-3 最大の現成サンゴ・マイクロアトールと中心付近の ^{14}C 年代

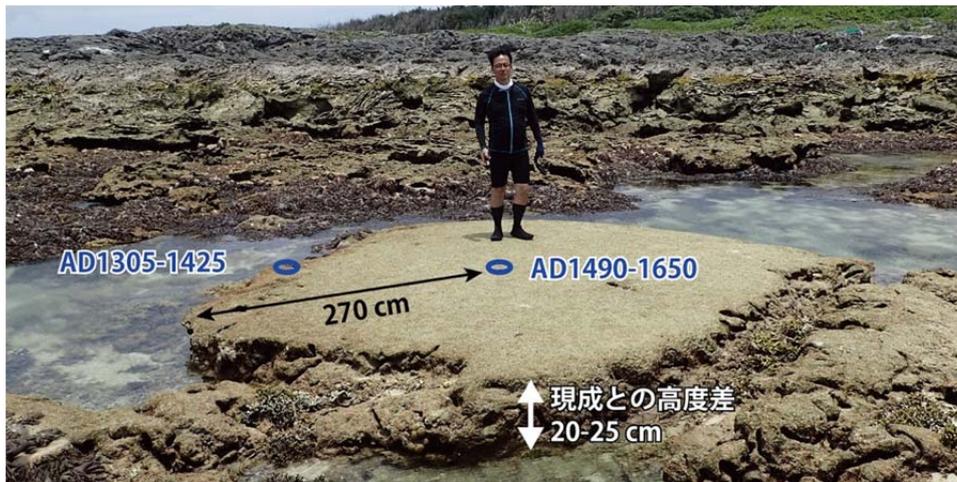


図 3-7-③-4 離水サンゴ・マイクロアトールと中心および縁辺付近の ^{14}C 年代

(d) 結論ならびに今後の課題

発見された現成サンゴ・マイクロアトールが、いずれの地点とも頂面の形状がほぼ水平であったことは、喜界島のほぼ全域において、最近の地殻変動がほぼ安定していることを示す。地球温暖化による海面上昇の影響も考慮しなければならないが、少なくともそれを上回るような定常的な隆起は認められない。その傾向は、東部・嘉鈍地区で見つかった最大の個体が半径 155cm であったことや、中心付近の ^{14}C 年代が AD1680-1880 であったことから、少なくとも過去約 155 年間は継続していたと考えられる。

離水サンゴ・マイクロアトールについても、半径が 270cm であったことや、中心付近と縁辺部の ^{14}C 年代がそれぞれ AD1305-1425、AD1490-1650 であったことから、14 世紀から 17 世紀にかけての間の少なくとも 270 年程度は、地殻変動がほぼ安定していたことを示す。また離水イベントは 16~17 世紀に起こっており、ネットで 20~25cm の相対的海水準低下を生じている。

今のところサンゴ・マイクロアトールの形状と ^{14}C 年代値で地殻変動を評価しているため、誤差の幅が大きいが、今後は、サンゴ・マイクロアトールのスライス断面を解析し、年単位のより詳細な地殻変動の履歴を解明していく必要がある。

(e) 引用文献

- 1) Meltzner A. J. and Woodroffe C. D., Coral microatolls, (Shennan, I., Long A. J., & Horton B. P., Ed.), Handbook of Sea - Level Research, 125-145, 2015.
- 2) 中田高, 高橋達郎, 木庭元晴, 琉球列島の完新世離水サンゴ礁地形と海水準変動, 地理学評論, 51-2, 87-108, 1978.
- 3) Shikakura, Y., Marine terraces caused by fast steady uplift and small coseismic uplift and the time-predictable model: Case of Kikai Island, Ryukyu Islands, Japan, Earth and Planetary Science Letters, 404, 232-237, 2014.

④陸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では、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化石群集の分析および放射性炭素年代測定を行った。昨年度までに行った珪藻化石分析では、長さ8m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ている。大型植物化石の群集変化からは、さらに2回あるいは3回の沈水イベントが認定された。放射性炭素年代測定の結果、HTG-2 コアで認められた沈水イベントについて、上位2回が歴史地震に対応している可能性があることが明らかになった。

(b) 業務の実施方法

静岡県富士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かたちで記録されている。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3-7-④-1）の化石群集の解析を行った。昨年度は、光学顕微鏡レベルの大きさである珪藻化石の分析を行った。本年度は、珪藻化石の分析結果を補完するため大型植物化石の分析を行った。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2cm間隔で分割し、② 分割した試料を0.5mmおよび0.25mmメッシュの篩いで水洗し、③ 水洗した残渣を実態顕微鏡下で拾い出した。拾い出した大型植物化石は、同定した後に放射性炭素年代測定用試料とした。

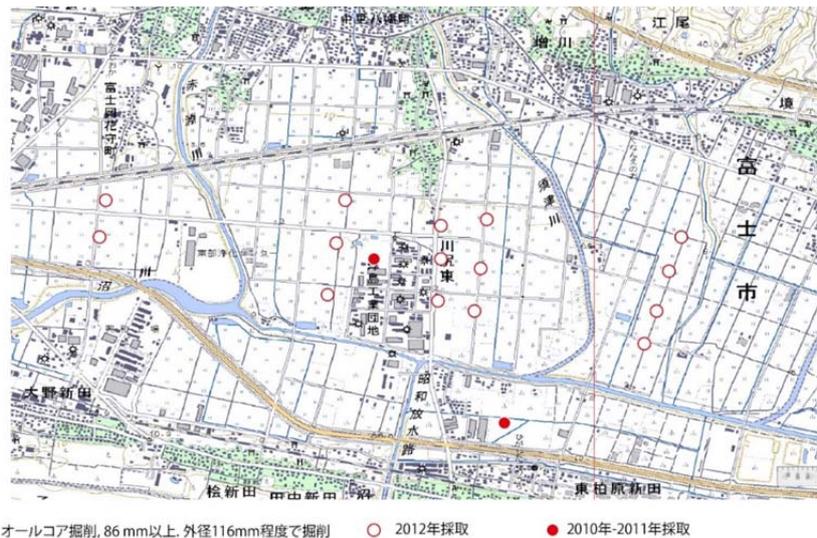


図3-7-④-1 2010年度～2012年度にボーリング調査が行われた場所（藤原・澤井2014を改変）（静岡県富士市。国土地理院発行1:25000地形図「吉原」「沼津」を使用）。

(c) 業務の成果

昨年度までの分析結果から、過去 3000 年間に少なくとも 5 回の沈水イベントが記録されている。珪藻化石によって認められた最も古い沈水イベントより下位の層準では、1 回あるいは 2 回の沈水イベントが大型植物化石によって認められた。これらのうち一つは、抽水植物である *Bolboschoenus fluviatilis* や *Eleocharis* 属の消長によって判断された (図 3-7-④-2 におけるイベント 7)。また、*Potamogeton* 属が増加している層準も沈水イベントを表している可能性がある (図 3-7-④-2 におけるイベント 6)。これらの珪藻化石や大型植物化石が急激な変化は、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。放射性炭素年代測定の結果、珪藻および大型植物化石から明らかになった沈水イベントは、過去 3500 年間に発生していたことが明らかになった。また、地層の上下関係から判断して明らかに不自然な年代を除いた場合、HTG-2 コアの堆積速度はほぼ一定であると判断される。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 3500 年間に少なくとも 6 回の巨大地震が発生していたことを示している。

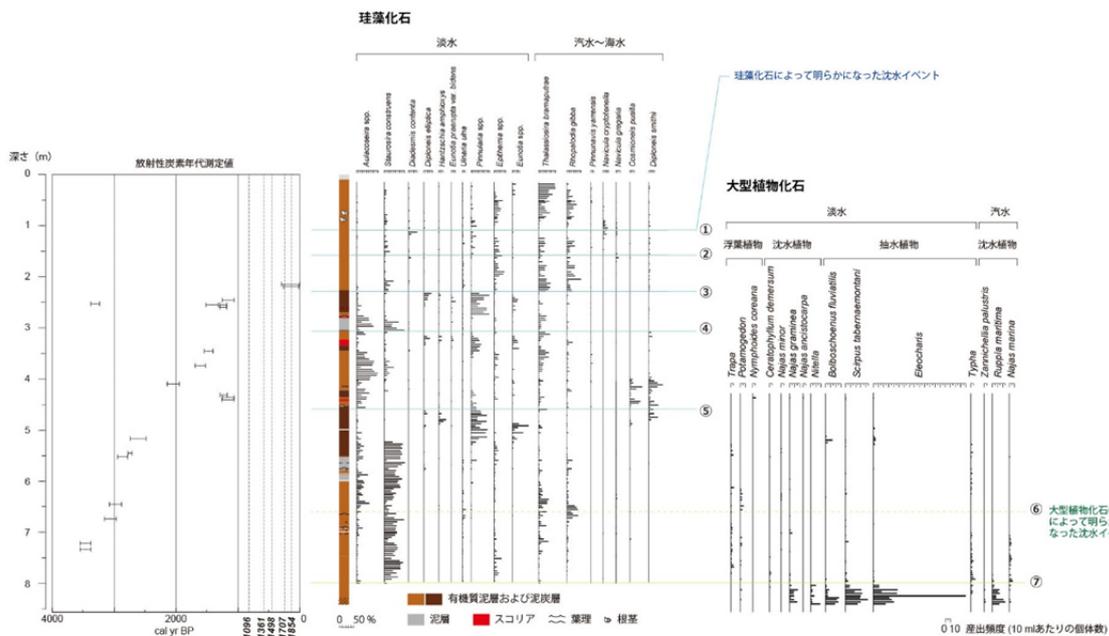


図 3-7-④-2 地点 HTG-2 における放射性炭素年代測定結果 (左)、珪藻化石群集の変化 (中央)、および大型植物化石の変化 (右)。

(d) 結論ならびに今後の課題

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大型植物化石および珪藻化石の分析を行った結果、過去 3500 年間に少なくとも 6 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るれば、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。今後はさらに年代測定値を増やし、より信頼性の高いイベント年代の決定を目指す。

(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., Fujino, S., Komatsubara, J., Morita, Y., Namegaya, Y., Paleoecological 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*, 397, 532-540, 2016.

⑤陸域での津波履歴調査によるサンプルデータ解析(四国沿岸・徳島)

(a) 業務の要約

徳島県海部郡牟岐町と美波町の低地では、過去に発生した巨大津波による浸水の履歴を明らかにするため、柱状堆積物試料の放射性炭素年代測定を行った。牟岐町においては新規に堆積物試料を採取したが、美波町については筑波大学が保有している既存の試料を用いた。掘削調査の結果、牟岐町における連続柱状堆積物試料には7枚の砂層および2枚の礫層が認められた。これらのイベント層の直上と直下において大型植物化石を拾い出し、放射性炭素年代測定用と試料とした。この結果、同地域では1500年前～5500年前の環境変化および津波の浸水履歴を記録している可能性があることがわかった。美波町では、700年前～6000年前の地質学的イベント(津波、高潮、洪水など)を記録していることが明らかになった。

(b) 業務の実施方法

徳島県海部郡牟岐町では、シンウォールサンプラーおよびロシアンサンプラーを用いて深さ450cmまでの連続柱状堆積物試料を採取した。採取の際は、コアの継ぎ目における試料の欠損を防ぐため、別孔において10cm～15cm程度オーバーラップさせて試料を採取した。採取した試料は、肉眼に加えて高知大学 海洋コア総合研究センターのCTスキャナーを用いて詳細な観察を行った。イベント層である砂層の直上と直下では、大型植物化石を洗い出し、放射性炭素年代測定用試料とした。美波町の試料については、Fujino et al. (2014)およびFujino (2014)においてその詳細が報告されている。本研究では、このコアを1cm毎に分割した後に篩で洗浄し、大型植物化石を洗い出して放射性炭素年代測定用の試料とした。大型植物化石の洗い出し方法は、静岡県富士市において採用したものと同様である。



図 3-7-⑤-1 2017 年度に掘削調査を行った場所（徳島県海部郡牟岐町。国土地理院発行 1:25000 地形図「牟岐」「山河内」を使用）。

(c) 業務の成果

徳島県牟岐町において深さ 450cm までの掘削調査を行い、得られた堆積物の CT スキャン画像を観察した結果、有機質シルト堆積物中に複数のイベント層（7 枚の砂層、2 枚の礫層）が認められた。砂質のイベント層は粗粒砂～細粒砂から構成され、礫質のイベント層は淘汰不良の角礫（細礫-中礫）で構成されていた。CT 画像からは、下位 2 枚の砂層について明瞭で侵食的な基底面を持つことが確認され、イベント砂層が急激に運搬されたものであることが推定された。放射性炭素年代測定の結果（図 3-7-⑤-2）、これらのイベント層が 1500 年前～5500 年前に堆積したものであると考えられた。

徳島県美波町では、既存の堆積物コアについて放射性炭素年代測定を行った。その結果、本地域の堆積物は 700 年前～6000 年前の地質学的イベント（津波、高潮、洪水など）を記録していることが明らかになった（図 3-7-⑤-3）。

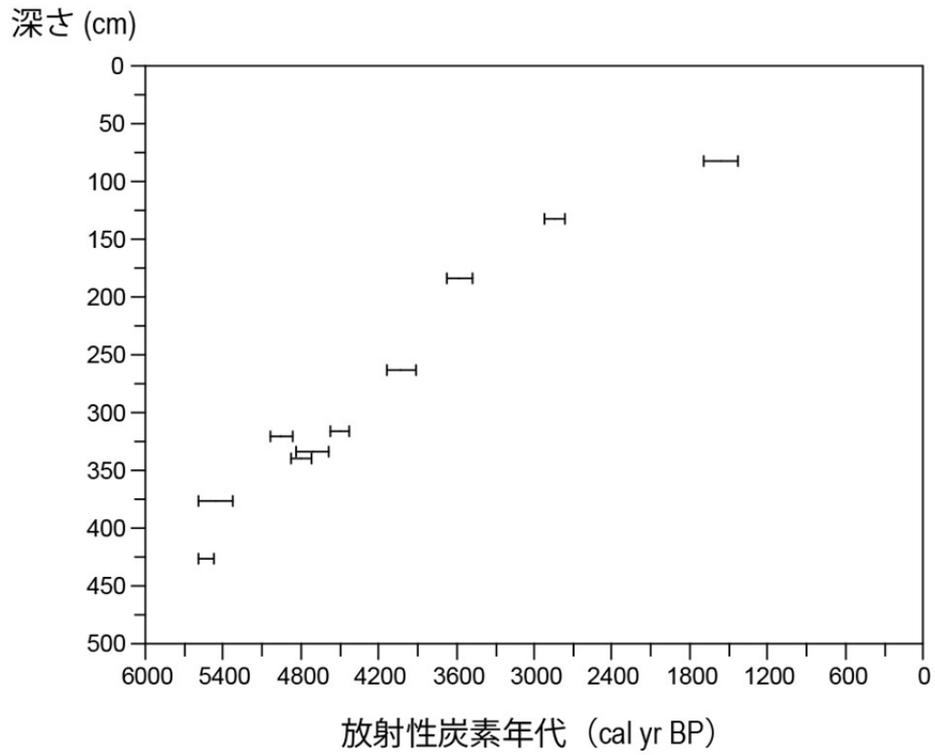


図 3-7-⑤-2 徳島県海部郡牟岐町における放射性炭素年代測定の結果。

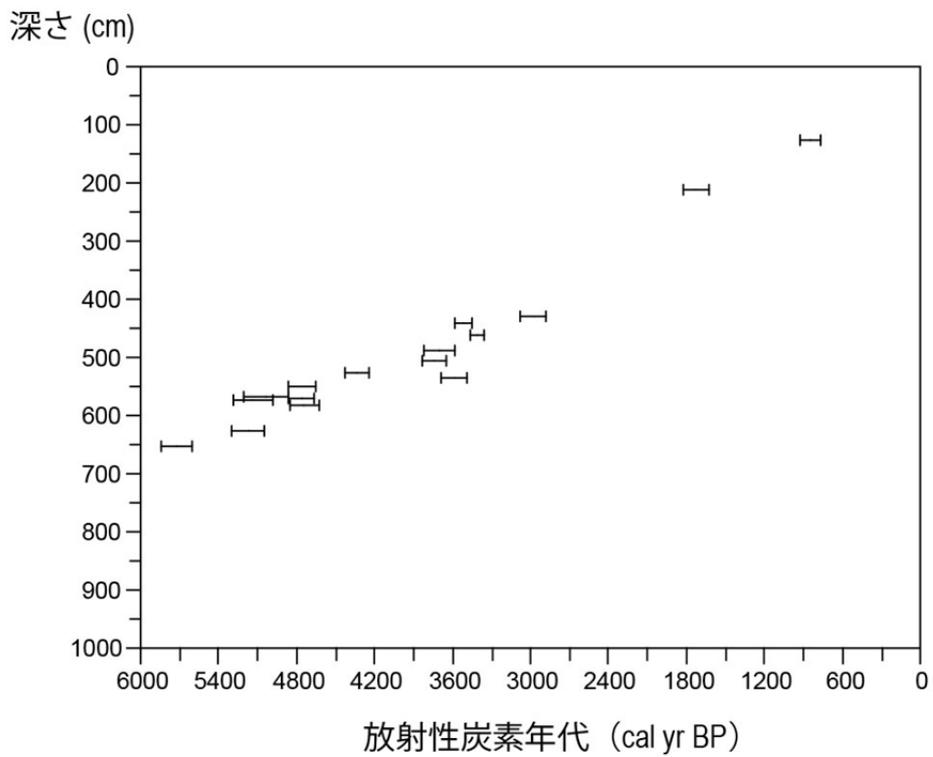


図 3-7-⑤-3 徳島県海部郡美波町における放射性炭素年代測定の結果。

(d) 結論ならびに今後の課題

徳島県海部郡牟岐町では、新規および既存の柱状堆積物試料の年代測定を行った結果、1500 年前～5500 年前の間に 9 枚のイベント堆積物が認められた。また、海部郡美波町では、既存のコア試料の年代測定を行った結果、700 年前～6000 年前の地質学的イベント（津波、高潮、洪水など）を記録していることが明らかになった。今後はさらに年代測定を行うとともに、珪藻化石分析などによって津波堆積物の認定や地殻変動の検出が可能となるかもしれない。また、牟岐町や美波町を含めた各地域の地域間対比を行うことによって、四国東部における津波浸水履歴を明らかにできる可能性がある。

(e) 引用文献

- 1) Fujino, S., Kobori, E., Chiba, T., Shinozaki, T., Yamada, M., Stratigraphic records of tsunamis in the past 5,600 years in Tokushima, western Japan, AOGS 11th Annual Meeting, 2014.
- 2) Fujino, S., Recurrence intervals of tsunamis associated with earthquakes at the Nankai Trough may vary over time and place, Geological Society of Japan and Geological Society of London Joint Symposium, Tsunami hazards and risks: using the geological record in 2014 annual meeting of The Geological Society of Japan, 2014.

⑥陸域での津波履歴調査によるサンプルデータ解析（四国沿岸・高知）

(a) 業務の要約

陸域津波履歴調査では高知県黒潮町において平成 26 年度に採取したボーリング試料の層相の観察および放射性炭素年代測定を行った。その結果、西暦 700 年以降に突発的な水流によって堆積したイベント砂層を 2 層検出した。

(b) 業務の実施方法

高知県黒潮町（図 3-7-⑥-1）では、入野地区で平成 26 年度に行ったボーリング調査により採取した堆積物試料の層相の観察、剥取り標本の作製を行った。剥取り標本は、堆積物試料の表面に親水性樹脂 SAC-100 を塗布し、それを固化させて作成した。砂礫などの間隙の大きい粗粒堆積物には、泥質の細粒堆積物に比べ樹脂が染み込みやすく、剥取り標本は堆積物の粒度を反映して粗粒堆積物で厚くなる。そのため、剥取り標本は粒度の違いや堆積構造を読み取るのに有用である。また、放射性炭素年代測定を実施し、イベント堆積物の堆積年代を推定した。年代測定の試料には、イベント堆積物の直上および直下の堆積物から、実体顕微鏡下で種や葉などの植物化石を抽出して用いた。これらの植物化石は堆積物そのものや木片、炭化物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 3-7-⑥-1 陸域津波履歴調査地域。地理院地図を使用。

(c) 業務の成果

黒潮町では平成 26 年度に海岸から約 500m 内陸（入野地区）の低地でボーリング 5 地点と約 1.8km 内陸（下田の口地区）の低地でボーリングを 2 地点、ジオスライサーを 1 地点で実施した（図 3-7-⑥-2）。本年度は入野地区で採取したボーリング試料の観察および年代測定を行った。

入野地区の掘削地点は東西を浜堤に挟まれ、海岸線と平行に分布する細長い堤間湿地で、その多くが水田として利用されている。掘削地点の標高は約 2～3.5m で中央部が最も高く南北に向かって低くなる。掘削は最大で深さ 3m まで行った。

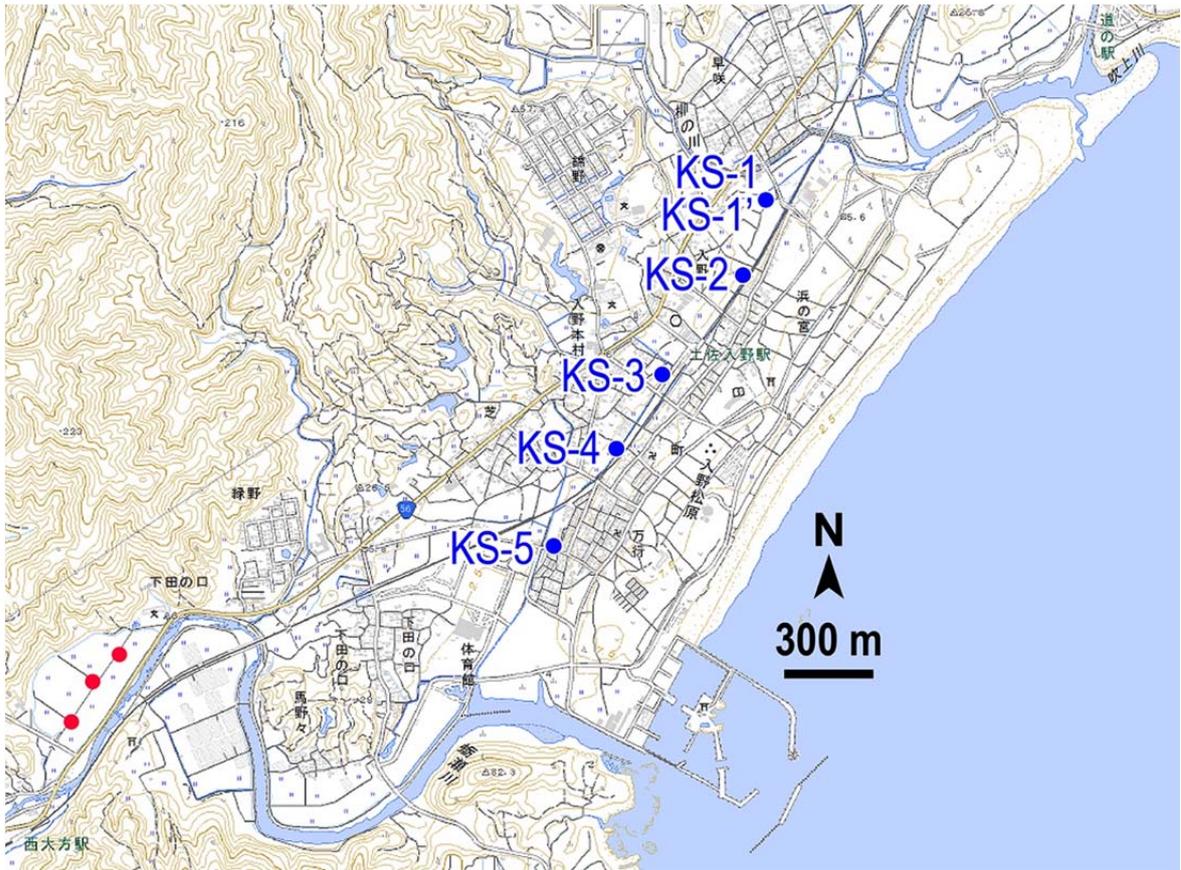


図 3-7-⑥-2 黒潮町入野（青丸）と下田の口（赤丸）の掘削地点。2万5千分の1地形図「土佐佐賀、巖岡」を使用。

以下に各地点の層序を記述する（図 3-7-⑥-3）。

- ・KS-1：深さ 35cm まで耕作土、深さ 35～54cm は中粒の砂層からなり、この砂層下限の地層境界は明瞭である（図 3-7-⑥-4）。深さ 54～90cm はシルト層、深さ 90～300cm までは中粒の砂層となり、砂層中には粘土がパッチあるいはレンズ状に挟在する。
- ・KS-1'：深さ 36cm まで耕作土、深さ 36～61cm は中粒の砂層からなる。この砂層は下位にマッドクラストを含み、下限の地層境界は明瞭である。深さ 61～97cm はシルト、深さ 97～200cm は中粒の砂層で構成され、砂層中にはパッチ状の粘土が挟在する。
- ・KS-2：深さ 25cm まで耕作土、深さ 25～41cm は砂質シルト層からなる。深さ 42～200cm は中粒の砂層となり、深さ 175cm 以下はシルト質である。
- ・KS-3：深さ 20cm まで耕作土、深さ 20～29cm は砂質シルト層からなる。深さ 29～47cm は中粒の砂層、深さ 47～80cm は有機質の粘土層からなる。この砂層の上下の地層境界は非常に明瞭であるが、砂層中には有機質粘土が、下位の有機質粘土層中には中粒砂がそれぞれパッチ～斑状に含まれており、ボーリングコアのみからそれらの層位関係を判断することは難しい。深さ 80～99cm は中粒の砂層で、上下に明瞭な地層境界をもち、マッドクラストを含む。深さ 99～218cm は木片が点在する砂質シルト層、深さ 218～300cm は中粒～粗粒の砂層となる。
- ・KS-4：深さ 19cm まで耕作土、深さ 19～45cm は砂質シルト層からなり、砂質シルト

層中の深さ 35～37cm には中粒砂層が挟在する。深さ 45～78cm は中粒砂層で、深さ 74cm 以下にマッドクラストを含み上下の地層境界は明瞭である（図 3-7-⑥-4）。深さ 78～143cm は植物片を多く含む有機質のシルト層、深さ 143～300cm は中粒の砂層からなる。

・KS-5：深さ 35cm まで耕作土、深さ 35～38cm は砂質シルト層、深さ 38～59cm は上下に明瞭な地層境界をもつシルト質砂層からなる。深さ 59～63cm は砂質シルト層、深さ 63～118cm は上下に明瞭な地層境界をもつ砂層、深さ 118～125cm はシルト層で構成される。深さ 125～300cm は中粒砂層で、深さ 125～157cm はパッチ状に砂質シルトが挟在する。

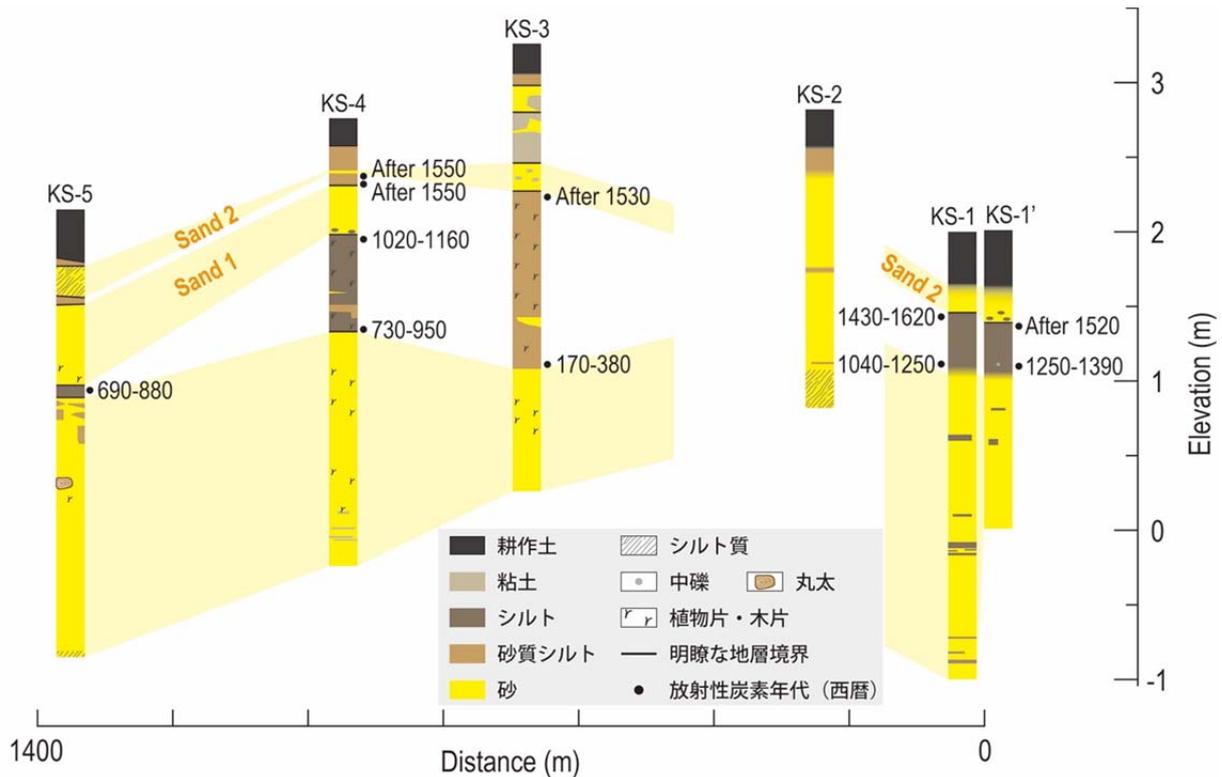


図 3-7-⑥-3 黒潮町入野地区の地質断面図。掘削地点は図 3-7-⑥-2 を参照のこと。

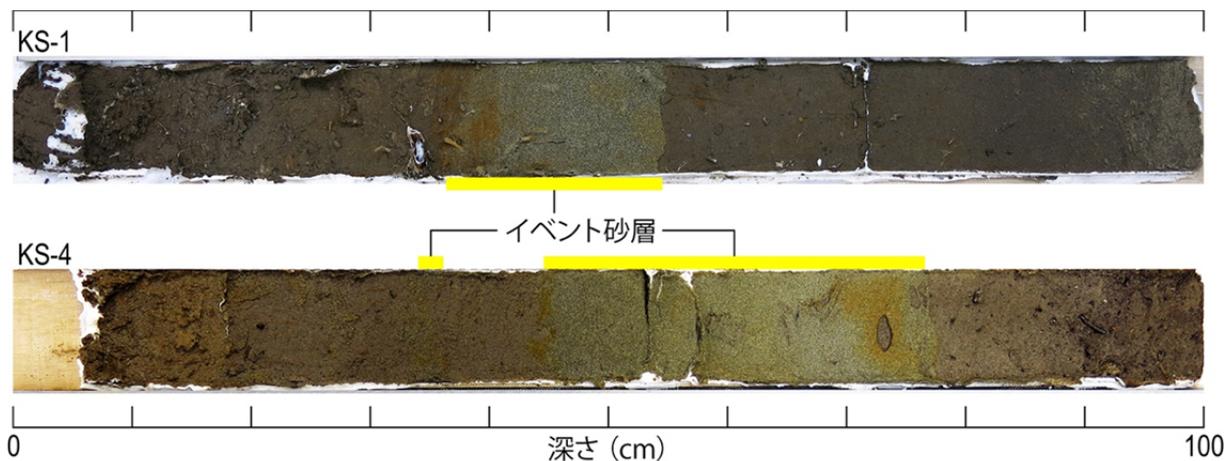


図 3-7-⑥-4 KS-1 と KS-4 の深さ 0～100cm の剥取り標本

以上のように、入野低地の地質は、標高約 1 m (深さ 1 ~ 2 m) まで主に砂層、シルト層、砂質シルト層で構成され、標高 1 ~ -1 m では砂層が主体となる (図 3-7-⑥-3)。下位の砂層は掘削地点の海側の浜堤に連続するとみられる。この砂層の直上から得られた年代は、掘削測線の中央の KS-3 で AD 170~380 と古く、河川の河口に近い測線の両側 (KS-1、KS-5 など) でより新しい年代を示す。この違いは河川や海流による粗粒な堆積物の供給を反映すると考えられ、それらの影響の小さい KS-3 と KS-4 では植物片や木片などの有機物に富むシルトおよび砂質シルト層が比較的厚く堆積している。

KS-2 以外の 4 地点では、これらのシルト層中やシルト層と表層の耕作土の間にそれぞれ 1 ~ 2 層の砂層が挟在している。これらの砂層の下限の地層境界は明瞭でマッドクラストを包含するものもあり、突発的な水流により堆積したイベント砂層と考えられる。現時点で得られている植物化石の放射性炭素年代および層序から判断すると、イベント砂層は KS-4 および KS-5 で見られる Sand 1 と、KS-2 以外の全てのコアに見られる Sand 2 の 2 つに分けられる可能性が高い。Sand 1 と Sand 2 の堆積年代はそれぞれ、西暦約 700~1550 年と西暦約 1500 年以降と考えられる。

(d) 結論ならびに今後の課題

高知県黒潮町の海岸低地において採取したボーリングコアを観察し、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少なくとも 2 層検出した。これらのイベント堆積物は下限に明瞭な地層境界を有する中粒砂層で、複数の地点で見られる。放射性炭素年代測定により、2 つのイベント砂層の堆積年代は西暦約 700~1550 年、西暦約 1500 年以降と推定される。今後は珪藻分析を実施しイベント砂層の成因を考察するとともに、年代測定を引き続き行って、より詳細にイベント砂層の年代を明らかにする。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。

⑦ 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

富士川河口域西部の蒲原低地において、平成 28 年度に実施したボーリング掘削調査で得られた試料について、¹⁴C 年代測定および珪藻分析を行った。その結果、蒲原低地内に推定されている富士川河口断層帯入山瀬断層は、従来考えられているよりも活動度が低く、平均変位速度は 1 ~ 2 m/千年程度と見積もられる。また蒲原低地は 1854 年安政東海地震で隆起したと考えられているが、長期的にみるとネットでは沈降している可能性がある。

(b) 業務の実施方法

平成 28 年度に実施したボーリング掘削地点 (KNB) は、富士川河口右岸から約 1.7 km 西の入山瀬断層の隆起側に位置し、標高約 6.5 m である (図 3-7-⑦-1)。得られた深度 100m までのコア試料について、層相観察を行い、おもに粘土~シルト層を中心に分析用の試料抽出を行った。得られた分析用試料のうち、深度 11.9m (3 試料)、22.7m、

32.5m、36.7m、55.1m、63.0m、74.3m、88.7m、93.7mの計11試料について、堆積年代を解明するため、おもに植物遺体の¹⁴C年代測定を実施した。また堆積時の古環境について復元するため、深度11.9～55.8mの間で65試料について珪藻分析を実施した。

また富士川河口域の沿岸では、これまで産業技術総合研究所が地下水調査のため、深度160mと350mの2本のボーリング掘削を実施しており、これらは入山瀬断層の沈降側に位置する。そこで断層活動を評価するため、それらの既存の資料と本分析で得られた結果と層相、年代の対比を行った。



図3-7-⑦-1 富士川河口周辺におけるボーリング掘削地点の位置と活断層の分布。活断層の位置は尾崎ほか(2016)に基づく。基図は地理院地図(電子国土Web)を使用。

(c) 業務の成果

層相観察の結果、深度97m以深が基盤の火成岩である。それより上位は基本的に砂礫からなるが、層厚1～5m程度の腐植物混じりのシルト-粘土層がサイクリックに10層以上挟まっている。¹⁴C年代測定の結果、深度11.9m(標高-5.4m)で470-310 cal yBP(AD1480-1640)、深度22.7m(標高-16.2m)で5895-5660 cal yBP、深度32.5m(標高-24.0m)で8340-8180 cal yBP、深度36.7m(標高-30.2m)で9255-9080 cal yBP、深度55.1m(標高-48.6m)で10,515-10,290 cal yBP、深度63.0m(標高-56.5m)で11,065-10,695 cal yBP、深度74.3m(標高-67.8m)で12,005-11,760 cal yBP、深度88.7m(標高-82.2m)で13,550-13,415 cal yBP、深度93.7m(標高-87.2m)で13,990-13,760 cal yBPであった(図3-7-⑦-2)。また珪藻分析の結果、湾奥浅海域から干潟、潟湖の環境を示す海水～汽水環境の珪藻群集が深度36m以下の層準から得られた。しかしそれより上位の層準からは淡水生の珪藻がわずかに含まれるのみであり、海成の証拠は得られなかった。

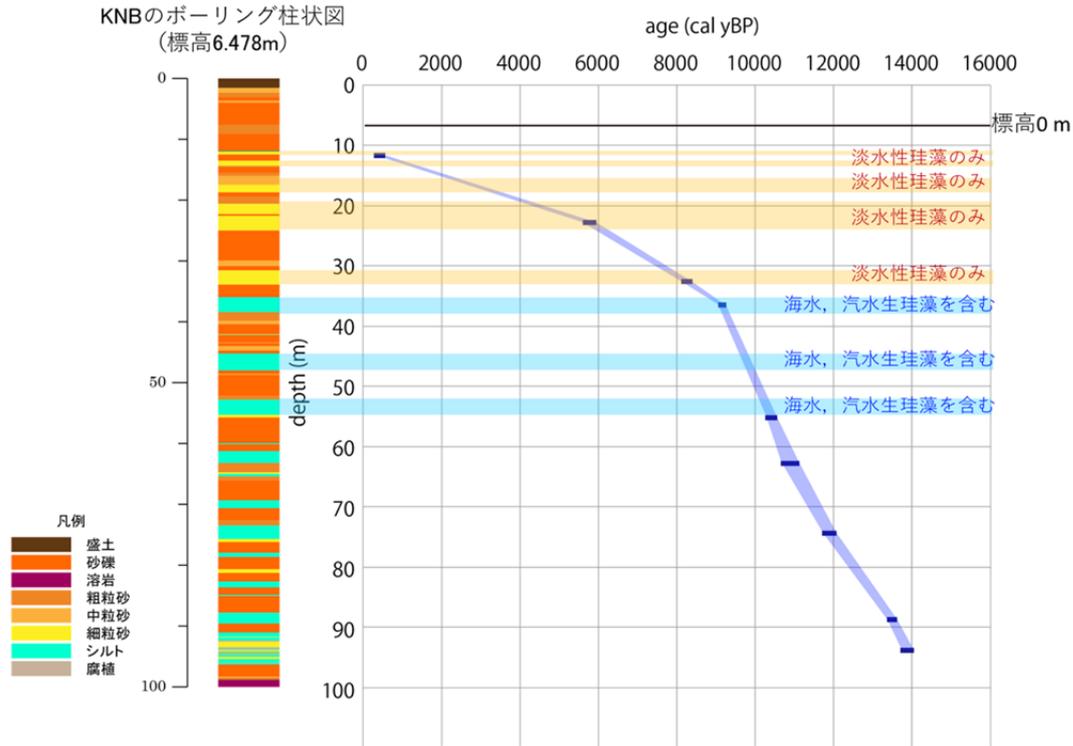


図 3-7-⑦-2 蒲原低地で得られたボーリング試料 (KNB) の地質柱状図と ^{14}C 年代に基づく堆積変化曲線および珪藻分析を行った層準と検出した群集の特徴。

(d) 結論ならびに今後の課題

分析の結果から、標高-30~-32m 付近のシルト層は 9000 年前頃に海面付近で堆積したと考えられる。これをユースタティックな海水準 (9000 年前頃に標高-20~-30m 付近；遠藤，2015 など) と比べると、ほぼ同じかやや低いレベルにある。また縄文海進頂期頃の年代を示すシルト層 (陸成の可能性) は標高-14~-18m に分布し、現在の海面よりもかなり低い位置にある。これらの証拠は、この地点が活発な隆起をしておらず、むしろ沈降傾向にある可能性があることを示唆する。しかし本地域では安政東海地震で隆起した記録もあり、状況は複雑である。

既存のボーリング資料との対比を試みたところ、5000-6000 年前のシルト~粘土層は、入山瀬断層を挟んで 12~14m 程度西側 (隆起側) が高く、また 11,000~12,000 年前頃のシルト~粘土層は、同様に 14~20 m 程度西側 (隆起側) が高かった (図 3-7-⑦-3)。現段階では不確定要素も大きいですが、仮に両者が堆積時に同レベルにあったとすると、平均 1~2 m/千年程度の速度で上下変位し、かつ累積している可能性を指摘できる。この結果は地震調査研究推進本部 (2010) 等による従来の推定値よりもかなり低い。一方、蒲原低地より西の由比川沿いでは、完新世を通じた隆起を示唆する段丘地形も存在することから、より活発な断層が今回のボーリング地点よりも西側に存在する可能性もある。今後はその位置の特定のため、沿岸の地形・地質調査を進めていく予定である。

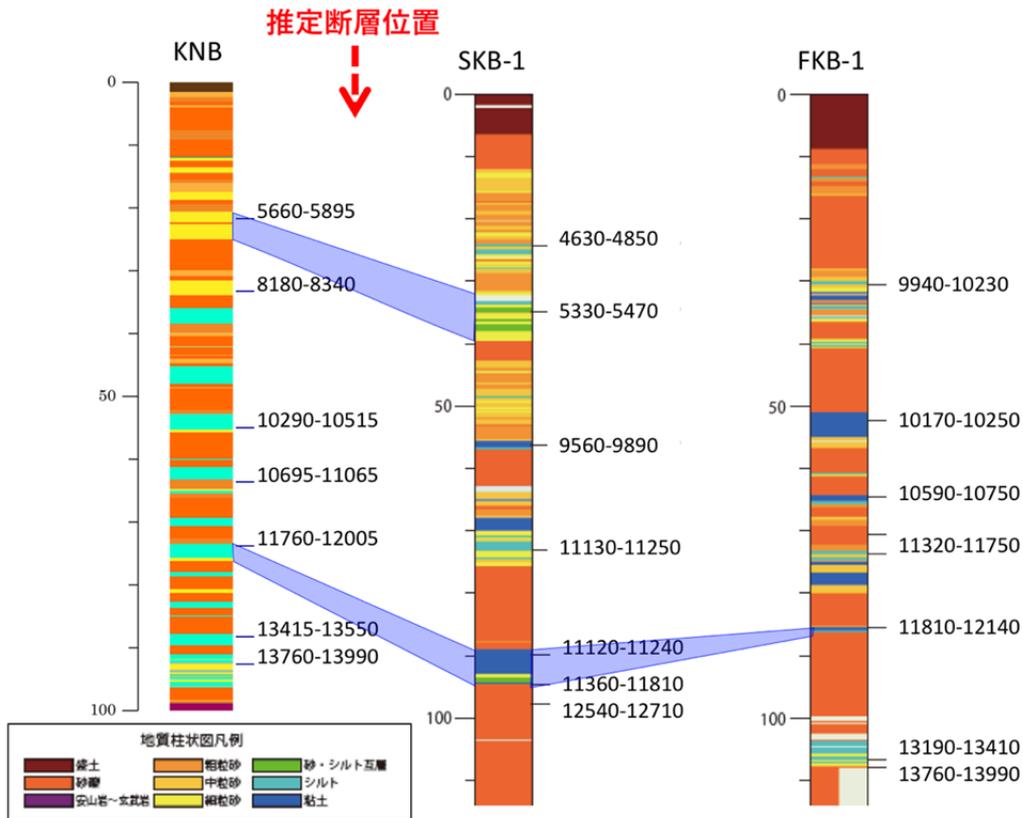


図 3-7-7-3 産業技術総合研究所 (2016) による既存のボーリング資料 (SKB-1 および FKB-1) との対比。地質柱状図横の数値は ^{14}C 年代 (cal yBP)。

(e) 引用文献

- 1) 遠藤邦彦, 日本の沖積層, 富山房インターナショナル, 415p, 2015.
- 2) 地震調査研究推進本部, 富士川河口断層帯の長期評価, 54p, 2010.
- 3) 尾崎正紀, 水野清秀, 佐藤智之, 5 万分の 1 富士川河口断層帯及び周辺地域地質編纂図説明書, 海陸シームレス地質情報集, 駿河湾北部沿岸域, 海陸シームレス地質図 S-5, 57p, 2016.
- 4) 産業技術総合研究所, 平成 27 年度「海域地質環境調査確証技術開発」成果報告書, 374p, 2016.

(3) 平成 30 年度業務計画案

陸域では喜界島など南西諸島北部での生物遺骸を用いた隆起痕跡の調査を行う。また四国沿岸で津波堆積物や隆起痕跡の補完調査を行うとともに、本事業で H29 年度までに得られた地層サンプルについて、年代測定や微化石分析などを進め、南海トラフ西部から琉球海溝北部の地震・津波履歴情報を収集する。駿河湾沿岸地域についてもこれまでに得られた試料の分析を進めるとともに、隆起痕跡に関する補完調査を行い、2-2 シミュレーション分野と連携して南海トラフ東端の破壊挙動の解明を目指す。

海域では海洋研究開発機構で実施する日向灘～南九州沖の海底調査航海を行い、海底堆積物コアを採取する。また、本事業による平成 26～29 年度の調査航海で採取されたコア

試料について分析を進め、琉球海溝南部域の地震・津波発生履歴を復元する。東海～四国沖の既存コアの検索を行い、地震・津波発生履歴研究に使用できそうなものを抽出し、その分析を実施する。また、日本海溝域などの堆積物記録との比較研究を実施する。これらから、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、海洋研究開発機構との密接な連携のもと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	池澤 賢志
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
国立大学法人九州大学	准教授	松島 健
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
国立研究開発法人海洋研究開発機構	分野長	末次 大輔
	グループリーダー	高橋 成実
	主任研究員	高橋 努
	技術研究員	伊藤 亜妃
	技術研究員	今井 健太郎
	研究員	利根川 貴志
	技術スタッフ	中島 倫也

(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 ヶ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た海底地震圧力計を回収した。また、長期観測型海底地震（圧力）計 10 台を南西諸島海溝域に設置した。また、熊野灘におけるブイシステムを用いた海底水圧試験観測の解析を継続した。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の検討を進めた。

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 29 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計を用いた長期海底地震観測を実施する。また、海底地震(水圧)計のデータ解析を実施する。これまでに、南海トラフ中部において、平成 25~28 年度の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により得られたデータの解析を実施する。

(2) 平成 29 年度成果

①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浅部低周波地震が発生することが知られている日向灘では、低周波微動がより頻繁に発生することが明らかになってきた。そこで、浅部長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、日向灘より南の南西諸島海溝域における活動の連続性等を検証するため、前年度日向灘に設置した長期観測型海底地震計 6 台と広帯域型海底地震計 2 台を回収し、南西諸島海溝・種子島東方沖に新たに長

期観測型海底地震計6台、圧力計付き広帯域型海底地震計4台を設置した。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2017年3月には、浅部低周波微動と超低周波地震活動が観測点近傍で発生した。長期観測型海底地震計2台には、圧力計が取り付けられていたが、2017年3月のスロー地震活動において、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なかった。

(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、海底圧力計を前年度に設置し、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する。

今年度は、前年度に設置した海底地震計を回収し、取得したデータの解析を開始する。また、日向灘より南の南西諸島海溝域においても日向灘と同様の活動の発生が指摘されており、これらの活動の連続性や、日向灘との違いなどを明らかにするため、南西諸島海溝域の種子島東方沖において、浅部低周波微動活動域の直上に長期観測型海底地震計と広帯域型海底地震計による観測網を構築し、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、日向灘にかけての領域に前年度に設置した長期観測型海底地震計を回収した(図3-8-①-1、図3-8-①-5、図3-8-①-6、表3-8-①-1)。また、本年度以降は日向灘でこれまで実施してきた観測網をさらに南の南西諸島海溝域に広げるため、種子島東方沖において観測を継続した(図3-8-①-2、図3-8-①-3、図3-8-①-4、表3-8-①-2)。本回収・設置作業には海洋研究開発機構所属の「よこすか」YK17-16C航海(2017年7月24日神戸港出港、同年同月28日那覇新港帰港)を利用した。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 2017 年 3 月には 2 箇所のアレイのうち B アレイの近傍において、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。

昨年度回収した第 3 期観測のデータの解析を進めた結果、2016 年熊本地震後に観測網近傍で発生した浅部低周波微動活動について特徴が明らかとなった。第 3 期観測期間中の活動は 2016 年熊本地震後の 2 週間断続的に発生した活動のみで、そのほかの期間に活動は見られなかった。活動開始のタイミングから、この活動は 2016 年熊本地震に誘発された低周波微動活動であると考えられる。低周波微動は熊本地震の余震と重なっているイベントが多く、かつ海底地震観測点数が第 1 期・第 2 期に比べると少なかったため、従来の半自動的な震源決定が非常に困難であった。そのため、目視によるイベント選別を行い、震源決定が可能なイベントについてエンベロープ相関法に振幅値を組み合わせたハイブリッド手法 (Maeda and Obara, 2009) による震源決定を行った (図 3-8-①-7)。その結果、誘発微動活動はこれまで観測されている自発的な微動活動と震源分布そのものは大きく変わらないものの、これまで微動が多く発生している領域で特に発生しているように見える。このことは、日向灘における微動活動が活発な領域は比較的微動パッチが多く存在しているが、その強度が弱く、わずかな応力変化で誘発されやすい可能性を示唆している。今後、弾性波速度の解析やプレート形状の解析などから得られている情報と比較し、特徴的な構造が見られないか検討を行う必要がある。波形記録からは、これまでの自発的な微動活動と同様に、低周波微動と同期して超低周波地震が発生していることが確認された (図 3-8-①-8)。一方で、2013 年や 2015 年の活動で見られた顕著なマイグレーションは確認できていない。活動規模の違いもあるが、誘発微動活動と自発的な微動活動で活動様式が異なる可能性が考えられるため、より詳細な活動特性の理解と事例の積み重ねが必要である。

また、低周波微動に加えて浅部超低周波地震の活動特性も把握するため、それらの自動震央決定に関する手法開発も行った。浅部長低周波地震の活動時には、海底の観測ではそれらの活動によって励起されたレーリー波が顕著に見られる。そのため、まずは第 3 期観測のノイズ記録に地震波干渉法を適用してレーリー波の抽出を行い、それらの伝播速度を測定することで、観測領域内の平均的な群速度の分散曲線を推定した。その結果、0.09-0.15 Hz の帯域では群速度は 0.7 km/s ほどで一定であり、その一方で、0.09 Hz よりも低周波側では深部構造の影響を受け群速度は急激に上昇した。そのため、浅部長低周波地震の震央を自動で決定する際には、観測された連続記録に 0.09-0.15 Hz のバンドパスフィルターを適用し、そのエンベロープ波形を用いてエンベロープ相関法 (Maeda and Obara, 2009) を行った。第 3 期観測の記録に適用した結果、低周波微動 (図 3-8-①-7) の震源分布とほぼ同じ場所に浅部超低周波地震の震央が推定された (図 3-8-①-9)。しかし、その一方で、観測範囲の南西側では低周波微動の活動は活発だが、浅部超低周波地震の活動は顕著ではないといった違いも確認できた。今後、低周波微動との空間的な対応／未対応の事例の積み重ねに加えて、浅部超低周波地震の活動に関しても、周囲の特徴的な構造との比較を検討して

いく必要がある。

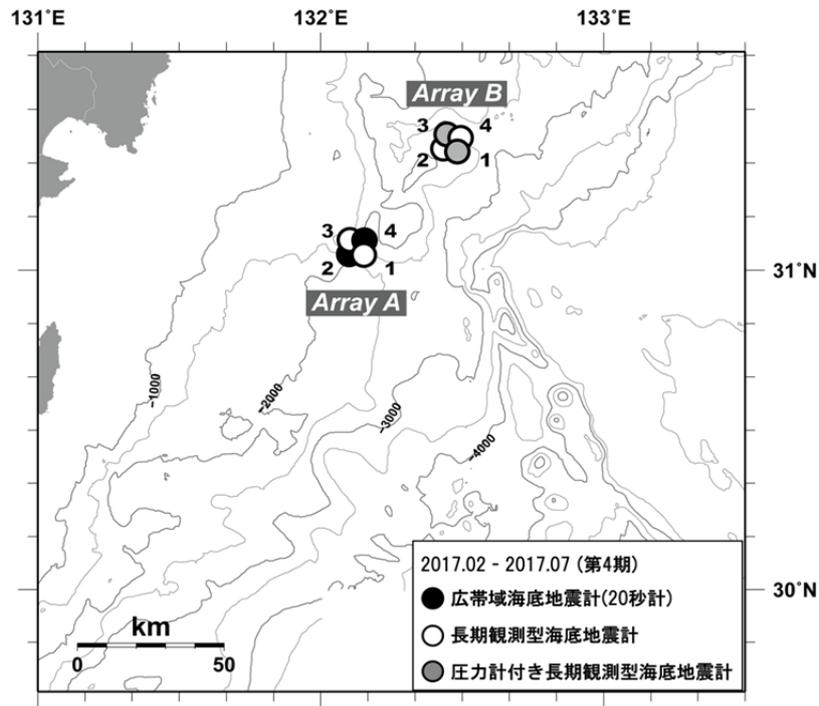


図 3-8-①-1 海底地震観測点 (2017年2月設置)

2016年度に設置を行った長期観測型海底地震計、圧力計付き長期観測型海底地震計、広帯域海底地震計の位置。

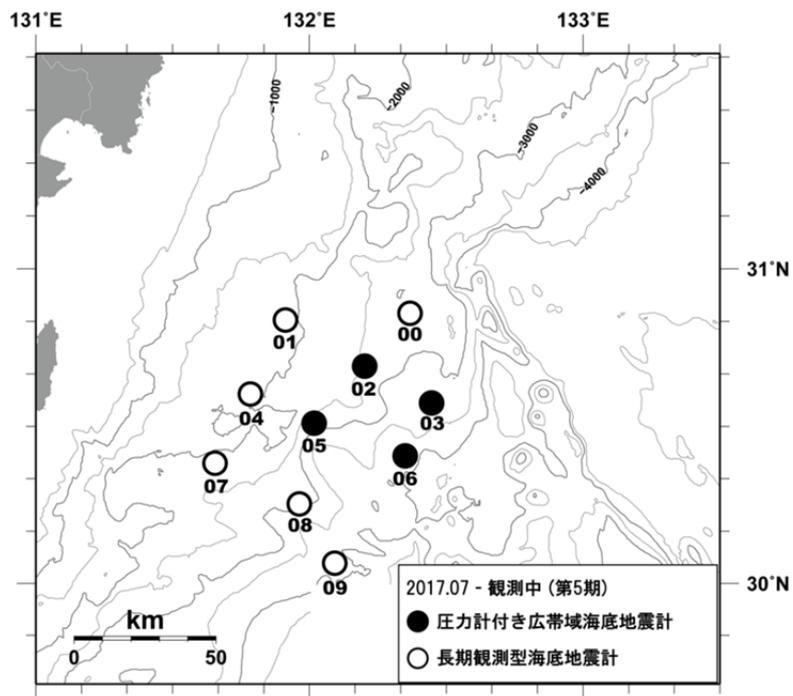


図 3-8-①-2 海底地震観測点 (2017年7月設置)

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



図 3-8-①-3 本年度設置した海底地震計（予備機材を含む）



図 3-8-①-4 本年度設置した圧力計付き広帯域型海底地震計。本体右の白い筒の部分が圧力計。

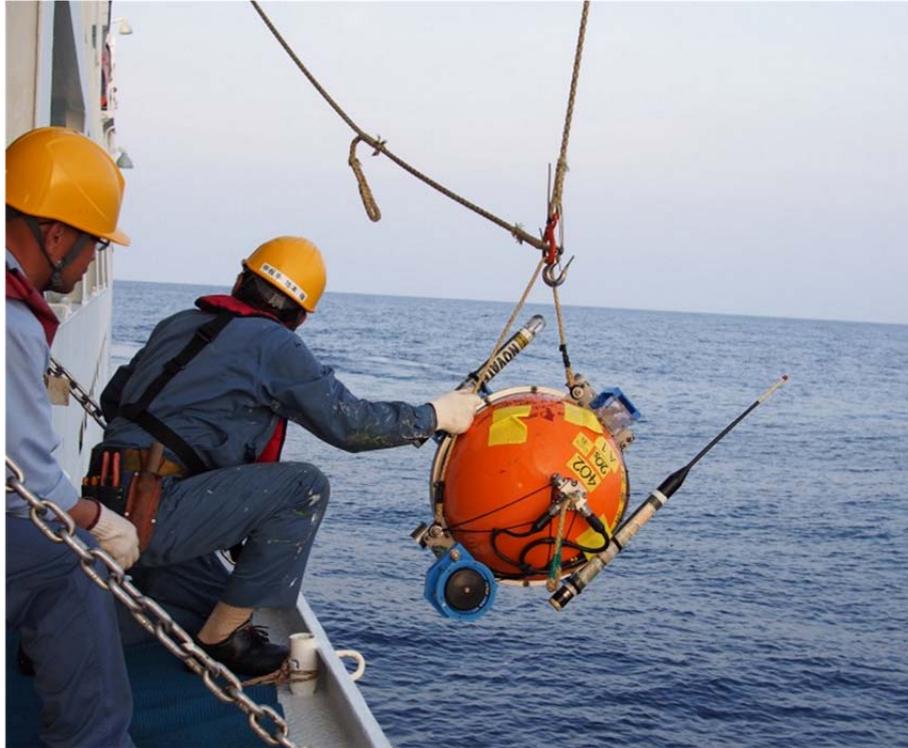


図 3 - 8 - ① - 5 海底地震計の回収の様子



図 3 - 8 - ① - 6 回収された海底地震計

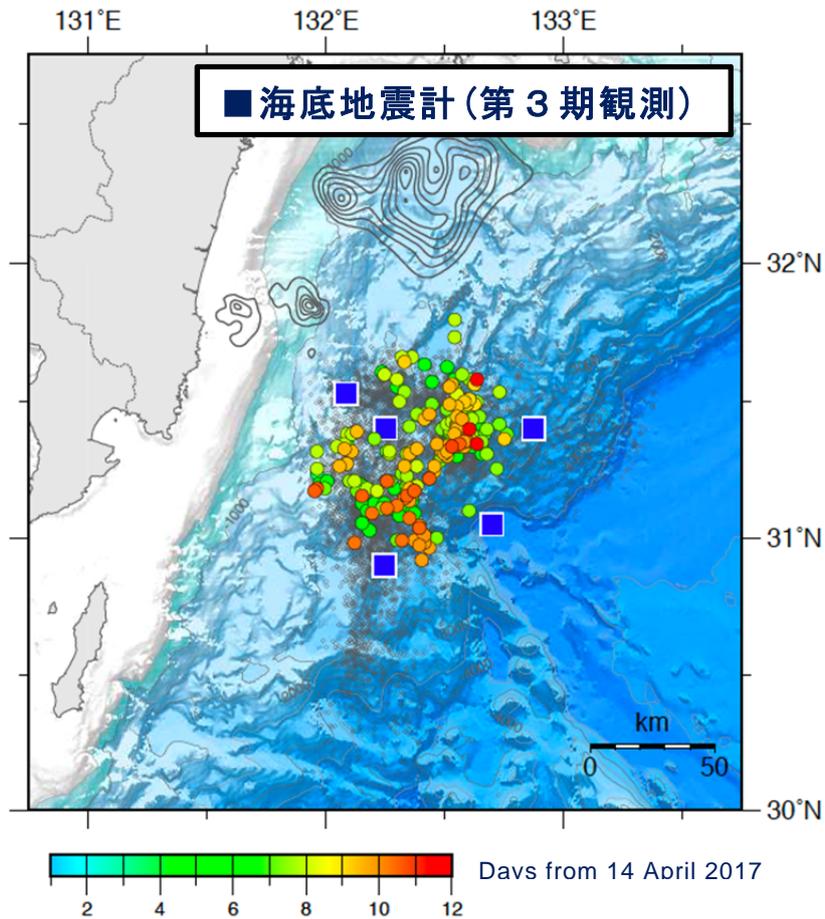


図 3-8-①-7 震源決定された低周波微動の分布 (Watanabe et al., 2017)。コンターは、1968年と1996年の地震の滑り量分布 (八木・他, 1998、Yagi et al., 1999)。

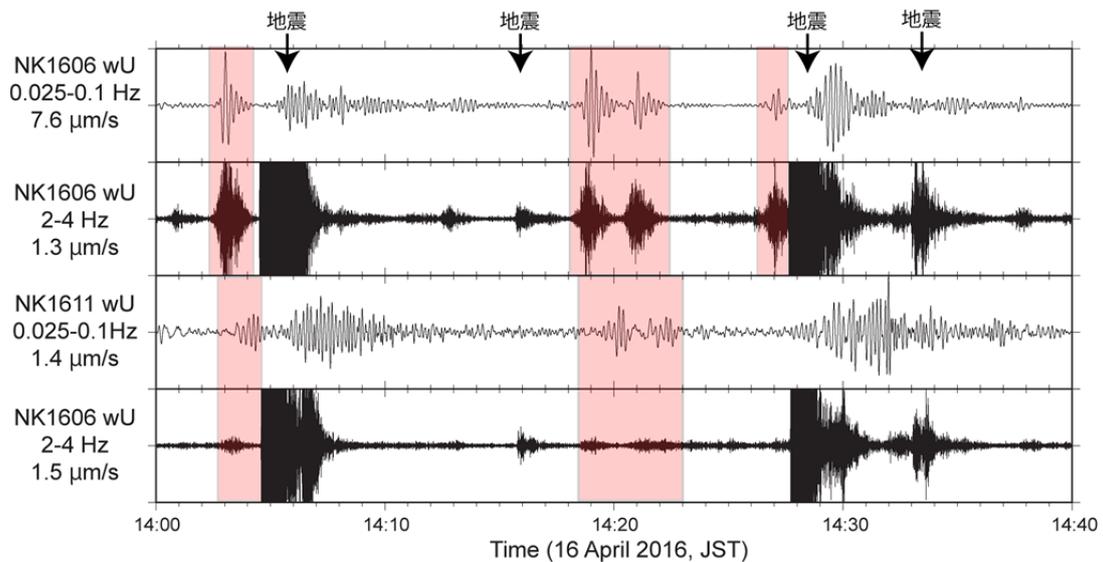


図 3-8-①-8 低周波微動帯域 (2-4Hz) と超低周波地震帯域 (0.025-0.1Hz) における広帯域海底地震計 (NK1606 と NK1611) の波形記録例。赤の陰をつけた部分は、低周波微動と超低周波地震が同期して確認できる時間帯を示し、「地震」は2016年熊本地震の余震を示す。

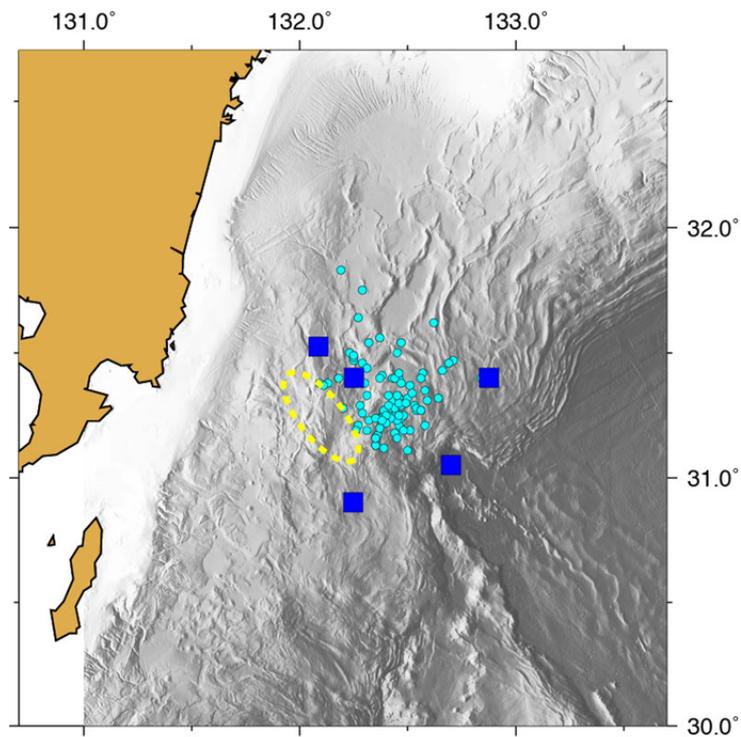


図 3-8-①-9 推定された浅部超低周波地震の震央位置 (●) と第 3 期観測の観測点配置 (■)。点線丸は低周波微動が活発で浅部超低周波地震の活動が低調な領域を示す (利根川・他、2017)。

表 3-8-①-1 2015 年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	
NK17A1	402	31	02.930	132	06.008	2,115
NK17A2	728	31	05.617	132	06.179	1,850
NK17A3	401	31	05.561	132	09.313	2,238
NK17A4	765	31	02.859	132	09.162	2,573
NK17B1	762	31	22.636	132	26.023	2,304
NK17B2	403	31	25.313	132	26.711	2,500
NK17B3	738	31	24.685	132	29.683	2,511
NK17B4	404	31	22.099	132	29.002	2,337

* 斜字は広帯域海底地震計

** 太字は圧力計搭載型長期観測型海底地震計

表 3-8-①-2 本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
B00	725	30	51.516	132	22.025	2,844	2017/07/26	00:29:30
B01	766	30	50.233	131	54.743	1,730	2017/07/26	03:27:25
B02	812	30	41.461	132	12.100	2,592	2017/07/25	09:09:54
B03	809	30	34.463	132	26.805	3,227	2017/07/25	11:30:18
B04	768	30	36.190	131	47.039	1,930	2017/07/26	05:57:36
B05	816	30	30.585	132	01.038	2,837	2017/07/26	10:18:49
B06	804	30	24.371	132	20.975	3,951	2017/07/26	12:55:54
B07	724	30	22.959	131	39.271	2,277	2017/07/26	21:00:44
B08	779	30	15.221	131	57.777	2,825	2017/07/26	18:42:06
B09	767	30	03.832	132	05.556	3,677	2017/07/27	00:53:00

* 斜字は広帯域海底地震計

(d) 結論ならびに今後の課題

日向灘海域において、圧力計搭載型の2台を含む長期観測型海底地震計8台の回収を行った。また、今年度は日向灘に隣接する南西諸島海溝での観測を実施するため、種子島東方沖に10台の長期観測型海底地震計および広帯域型海底地震計を設置し、観測を開始した。

今年度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ており、平成29年3月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。

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

- Hirose, H., Y. Asano, K. Obara, T. Kimura, T. Matsuzawa, S. Tanaka, and T. Maeda, Slow Earthquakes Linked Along Dip in the Nankai Subduction Zone, *Science*, 330(6010), 1502, doi: 10.1126/science.1197102, 2010.
- 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, 331-338, doi:10.1002/2014GL062165, 2015.
- 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*, 5, 414-418, doi:10.1038/NGE01466, 2012.
- 利根川貴志・山下裕亮・高橋努・篠原雅尚・石原靖・小平秀一・金田義行, 海底観測記録を用いた日向灘の浅部超低周波地震の震央位置決定, 日本地震学会 2017 年秋季大会, 鹿児島, 2017.
- 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 (M7.5) の震源過程とその後の地震活動, *地震*, 51, 139-148, 1998.
- Yagi, Y., M. Kikuchi, S. Yoshida, & T. Sagiya: Comparison of the coseismic rupture with the aftershock distribution in the Hyuga-nada Earthquakes of 1996, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3161-3164, 1999
- 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.
- Maeda, T., and K. Obara, Spatiotemporal distribution of seismic energy radiation from low-frequency tremor in western Shikoku, Japan, *Journal of Geophysical Research*, 114, B00A09, doi:10.1029/2008JB006043, 2009.
- Watanabe, S., Y. Yamashita, T. Yamada, and M. Shinohara, Shallow Tremor Activity in the Hyuga-nada region after the 2016 Kumamoto Earthquake Revealed by Ocean Bottom Seismological Observation, American Geophysical Union, Fall Meeting 2017, S41C-0794, 2017

②広帯域観測 ブイシステムによる水圧観測

(a) 業務の要約

平成 26 年度から 27 年度 (2015. 12. 9 から 2016. 12. 20) にかけて実施した熊野灘沖におけるブイシステムによる水圧観測では 15 秒サンプリングの音響伝送に合わせて、0.023Hz のローパスフィルターを通してデータを出力して海底局に保存していた。今年度は、この海底局の水圧データにおいて、フィルター処理を行い、どのようなイベントが記録されているのか、約 1 年間のデータの検証を行った。各周期帯における海底水圧変動の時系列とその特徴について、大気圧データとの比較検討を行った。

(b) 業務の成果

平成 26 年度から 27 年度 (2015. 12. 9 から 2016. 12. 20) にかけて熊野灘沖においてブイシステムによる水圧観測データを取得した。このシステムは、水圧センサーを搭載した海底局、気象センサーや GNSS アンテナを搭載した表面ブイ等から構成される。

本業務では、海底局における水圧観測データにおいて、周期帯の異なるバンドパスフィルター処理を行い、各周期帯における水圧変動の傾向について検討を行った。

観測データについて、海底局では 0.023Hz のローパスのプレフィルターを通して水圧

値と水温を 15 秒間隔で観測した。表面ブイにおいては、気象・海象データ（潮流の流向と流速、気温、気圧、湿度）を 10 分間隔で観測した。バンドパスフィルター処理は、水圧値のみに施した。本業務では水圧値と気圧の比較を行った。

図 3-8-②-1 に観測データの時系列を示す。図中の bp01 は 2～4 分、bp02 は 4～8 分、bp03 は 8～16 分、bp04 は 16～32 分、bp05 は 32～64 分、bp06 は 64～128 分、bp07 は 128～256 分のバンドパス周期に対応する。なお、bp00 はフィルター処理を施していない観測データを示す。図 3-8-②-1 (a) は、観測開始の 2015.12.9 から 2015.12.31 までの観測データを示す。図中の灰色区間が投入前の船上での大気中の値であるため、実質的な海底観測開始日は 12 月 10 日である。図から、水圧値の長周期成分の方が短周期成分に比べて常時振幅は大きく、bp01 は ± 0.1 hPa 程度であるが、bp07 においては ± 0.5 hPa 程度かそれ以上であることがわかる。気圧低下が生じている時には、各周期帯の水圧値に擾乱が生じており、特に bp01 や bp02 でその振幅が大きく、ノイズレベルが増加する傾向にある。一方、気圧変動がそれほど生じていない場合でも、水圧値にパルス的な変動が生じている場合もある（図 3-8-②-1 (a) 中の矢印）。これらの信号は数分から 30 分程度、数分から 1 時間程度、数分から 2 時間程度の周波数成分を持つケースがある。いわゆるスロースリップよりも低い周波数帯の信号を含み、10 分以上の継続時間を持つ。図 3-8-②-1 (b) は 2016 年 11 月 1 日から同 30 日までの水圧計データであるが、ノイズレベルの変化と気圧との相関、パルス的な変動を示すデータの特性は数分から 2 時間程度の周波数成分を持つケースと、1-2 時間程度の周波数成分を持つが数分程度の周波数帯にはあまり成分を持たないケースも観測された。これら様々な周波数帯成分を持つ変動があることが明らかになった。

これらの信号の地殻活的な意味については、より定量的な検討を行う必要がある。この水圧計が設置された紀伊半島南東沖ではスロースリップの活動があまり活発でないとされているが、より低い周波数帯での活動がある可能性を今回示した。これらの地球科学的な意味を理解するためには、DONET のあらゆるセンサーとの比較を行い、設置海域の地震活動との対比を行いながら、注意深く検討を進めていく必要がある。

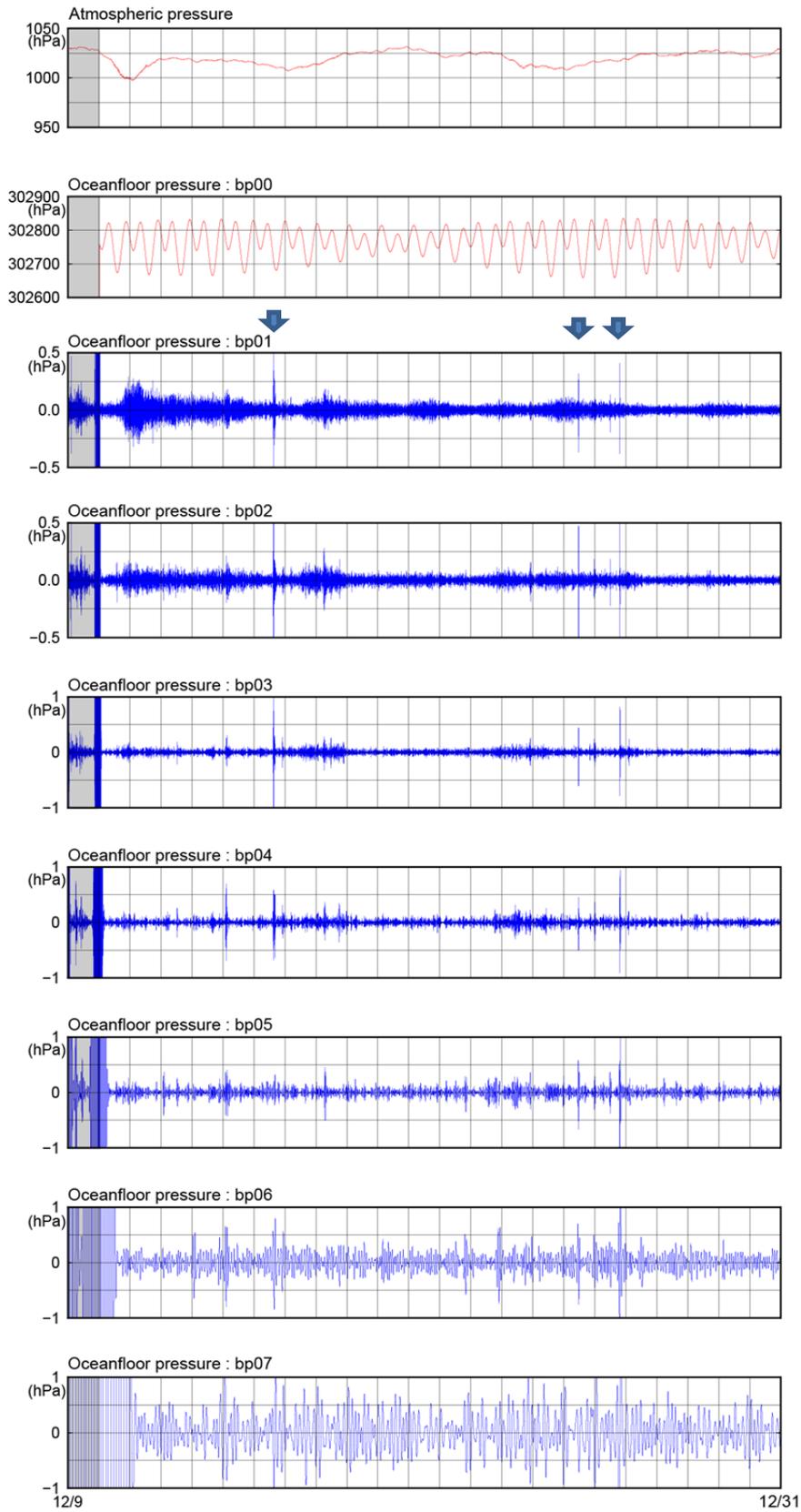


図 3 - 8 - ② - 1 (a) 2015 年 12 月 9 日から同 31 日の水圧計データ。上から大気圧、水圧計元データ、以下、2～4分、4～8分、8～16分、16～32分、32～64分、64～128分、128～256分のバンドパスフィルターをかけた水圧データである。矢印はパルス状の信号。

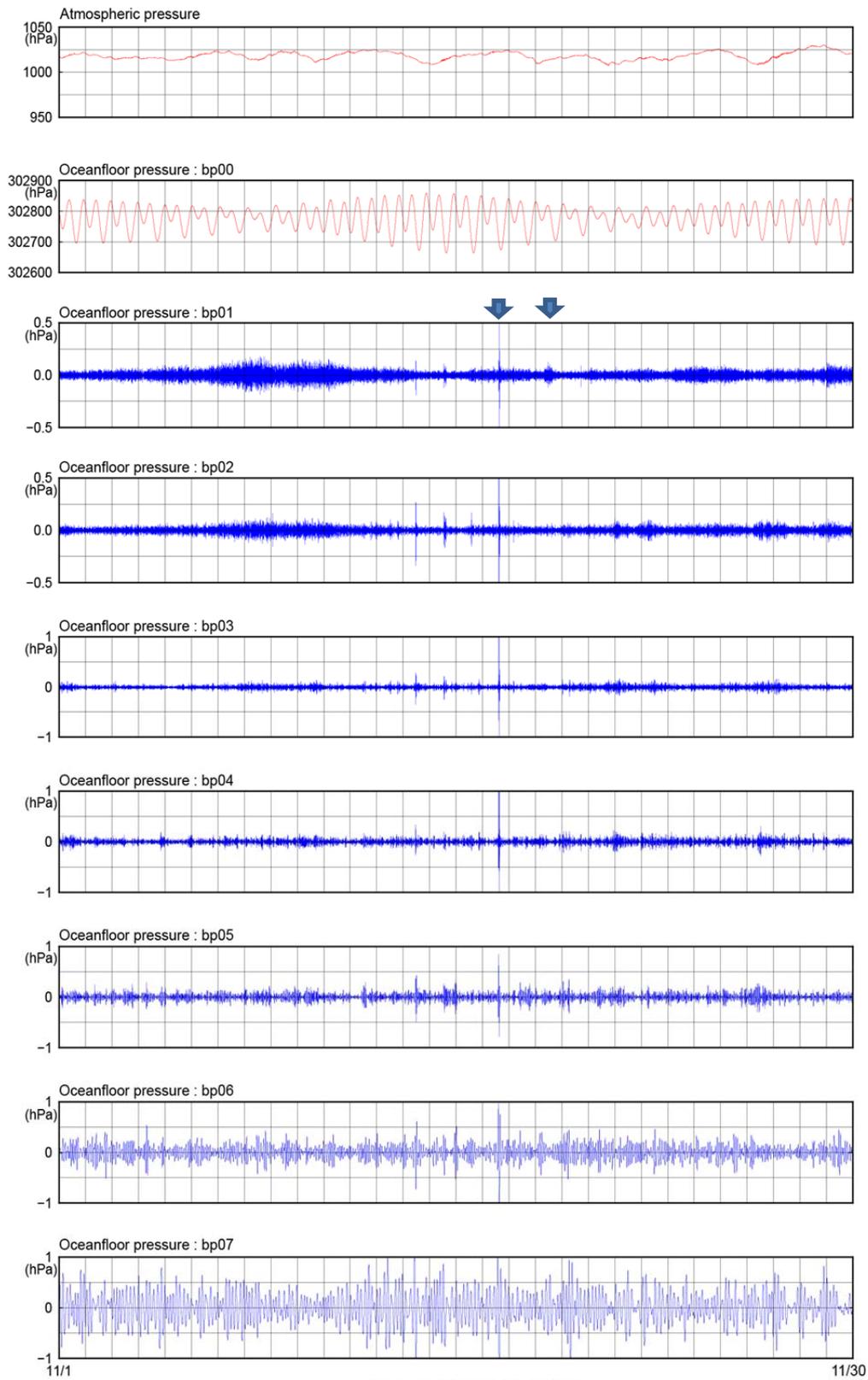


図 3 - 8 - ② - 1 (b) 2016 年 11 月 1 日から同 30 日の水圧計データ。上から大気圧、水圧計元データ、以下、2～4分、4～8分、8～16分、16～32分、32～64分、64～128分、128～256分のバンドパスフィルターをかけた水圧データである。矢印はパルス状の信号。

(c) 結論ならびに今後の課題

今回のデータ検証を通じて、スロースリップよりも低い周波数帯の成分を持つ信号が確認された。数分から30分程度、数分から1時間程度、数分から2時間程度の周波数成分を持つケース、1～2時間程度の周波数成分を持つが数分程度の周波数帯にはあまり成分を持たないケースも観測された。また、数分程度の成分の記録のノイズレベルは気圧の変化と相関があることもわかった。ここで使用している水圧計はDONETで使用している水圧計と同等のスペックを持ち、製造メーカーも共通している。これらの水圧計は、ドリフト成分は残るものの、地殻変動と同等の低い周波数帯から観測できる特性を持っている。これらの低い周波数帯の成分を持つ信号の意味を、DONETで観測された地殻活動と対比しながら探る必要がある。

(d) 引用文献

なし

(3) 平成30年度業務計画案

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計を用いた長期海底地震観測を実施する。また、海底地震（水圧）計のデータ解析を実施する。ブイシステムを用いた海底水圧試験観測により、これまでに得られているデータの解析を継続する。