

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
	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
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		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、地震発生の変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) 7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：

南西諸島海域中部（奄美群島周辺）での地震活動の実態を把握するため、海底地震計と臨時陸上観測点による観測を開始した。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、平成 29 年度に構築したデータベースを強化し、四国東部のプレート構造イメージ構築に着手した。

平成 31 年度：

南西諸島海域中部における地下構造および地震活動の把握のため、海底地震計および臨時陸上観測点による地震観測を実施する。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、自然地震・低周波地震の活動実態を把握するための解析を行う。また近年取得した高精度な構造探査データを対象に、反射強度や面粗さなどのプレート境界面の特性を抽出する。これらの成果及び他機関による南西諸島での構造探査の成果などに基づき、南海トラフ～南西諸島までを滑らかにつなぐプレートモデルを構築し、プレート境界面の特性・プレート固着の不均質性を表す多様なスロー地震活動・滑り欠損分布等の様々な空間情報をプレートモデル上へマッピングする。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。

(e) 平成 30 年度業務目的

南西諸島海域中部における地下構造および地震活動の把握のため、海底地震計および臨時陸上観測点による地震観測を実施し、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、自然地震・低周波地震の活動実態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ならびに微小地震の震源決定精度向上や陸域のフィリピン海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構築に着手するとともに、深部低周波微動源の位置の高精度推定を行う。

(2) 平成 30 年度の成果

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海底地震計と臨時陸上観測点による自然地震観測を開始した。また前年度までに取得した自然地震観測データの解析を進め、種子島・トカラ列島付近において自然地震の詳細な震源分布と三次元速度構造の推定を進めた。南海トラフおよび南西諸島における既存の速度構造モデルや構造探査データを集約・統合し、南海トラフから南西諸島域までの連続的なプレート形状モデルの構築を進めた。南海トラフで広角屈折法探査と反射法探査がともに実施された構造探査測線では、フィリピン海プレート表面の面粗さの評価を新たに実施し、各測線での形状の統計的な性質やその空間変化を調べた。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、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基盤整備を行った。本年度は 2 km 間隔の稠密な探査測線が存在する熊野灘に着目し、海底面・プレート境界面からの反射波走時を読み取り、反射振幅の抽出・マッピングを行った。

(b) 業務の成果

1) 奄美群島周辺における自然地震観測

南西諸島中部・奄美群島周辺における自然地震観測は、陸上の臨時地震観測点と海底地震計による観測網を構築して 2018 年 9 月から 2019 年 2 月まで実施する計画であった。しかし台風の影響により海底地震計の設置時期を変更せざるを得なくなり、2019 年 2 月から 9 月頃までの観測へと計画を変更した。

今年度の作業実績として、2018 年 9 月に徳之島と沖永良部島に陸上地震観測点を設置した。設置した地震計は固有周波数 2 Hz の短周期地震計((株) 近計システム製、KVS-300)で、併設したロガー((株) 近計システム製、EDR-7700)によりオフラインでデータを収録している。海域では、JAMSTEC の研究船「よこすか」による YK18-13C 航海(2019/9/29~10/11)で短周期海底地震計((株) 東京測振製、TOBS-24N 型)を 36 台設置する予定であった。しかし台風 24 号・25 号の影響で長期間の避泊となり、機材

を設置することができなかった。それをうけて海底地震計 30 台を再整備し、2019 年 2 月の JAMSTEC の研究船「かいれい」による KR19-02C 航海(2019/2/1~2/12)で設置した。前年度から継続して設置している奄美大島の臨時地震観測点と合わせて、計 33 台の地震計による観測(図 3-6-①-1)を実施している。海底地震計は 2019 年 9 月に回収する計画である。

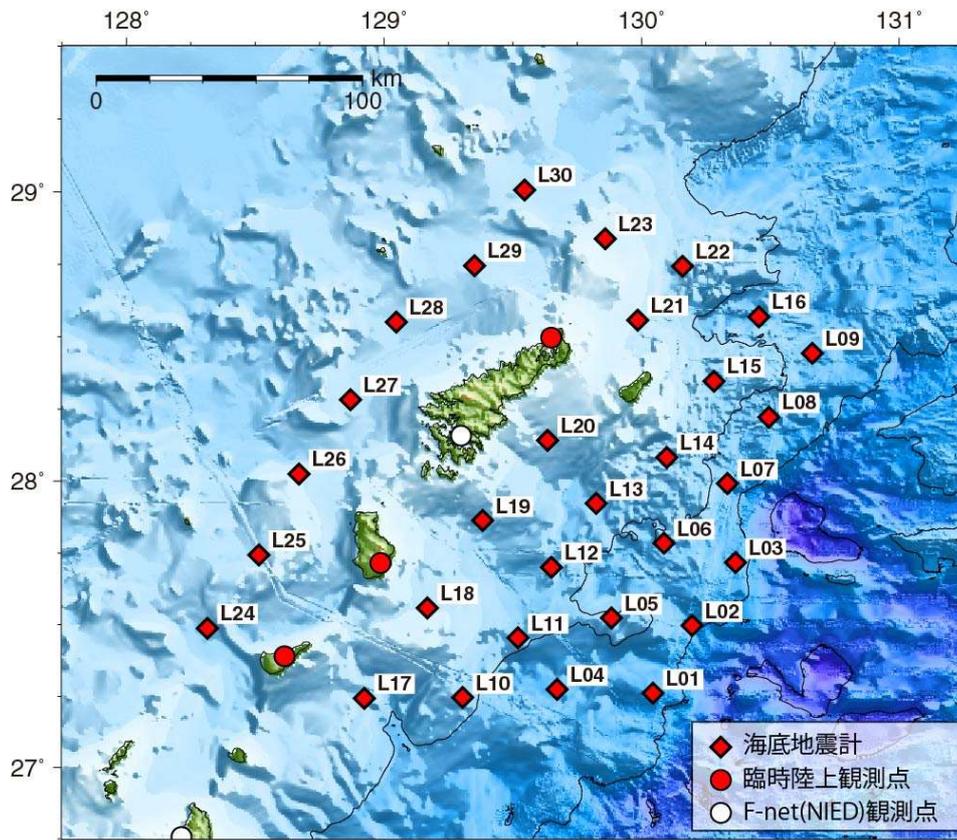


図 3-6-①-1 奄美群島周辺に展開中の地震観測網。赤四角が海底地震計(2019 年 9 月回収予定)、赤丸が臨時陸上観測点、白丸が防災科学技術研究所 F-net の観測点を表す。

2) 種子島・トカラ列島周辺の震源分布と三次元速度構造

本プロジェクトによって得られた地震観測データと、気象庁一元化データおよび日向灘における既存研究の一部(Yamamoto et al., 2013)を統合し、tomoFDD(Zhang and Thurber, 2006)を用いた震源分布と三次元地震波速度構造の同時推定を行った。これらの結果を既存プレート形状モデル(Hayes et al., 2012 など)と比較すると、海溝軸付近はスラブ内地震が多く、プレート境界周辺の地震活動は深さ 15~25 km に集中し、種子島沖より南側で特に活発である様子が捉えられた。このことは、宮古・八重山における本プロジェクトによる先行研究(Yamamoto et al., 2018)と同様に、短期的スロースリップが卓越する場所(Nishimura, 2014)と、プレート境界上の通常の地震の活動域が棲み分けていることを示唆する。また、沈み込む海洋性地殻/マントル

に相当すると考えられる傾斜した低速度／高速度帯をプレート境界深度 40 km 程度までイメージングすることができた。

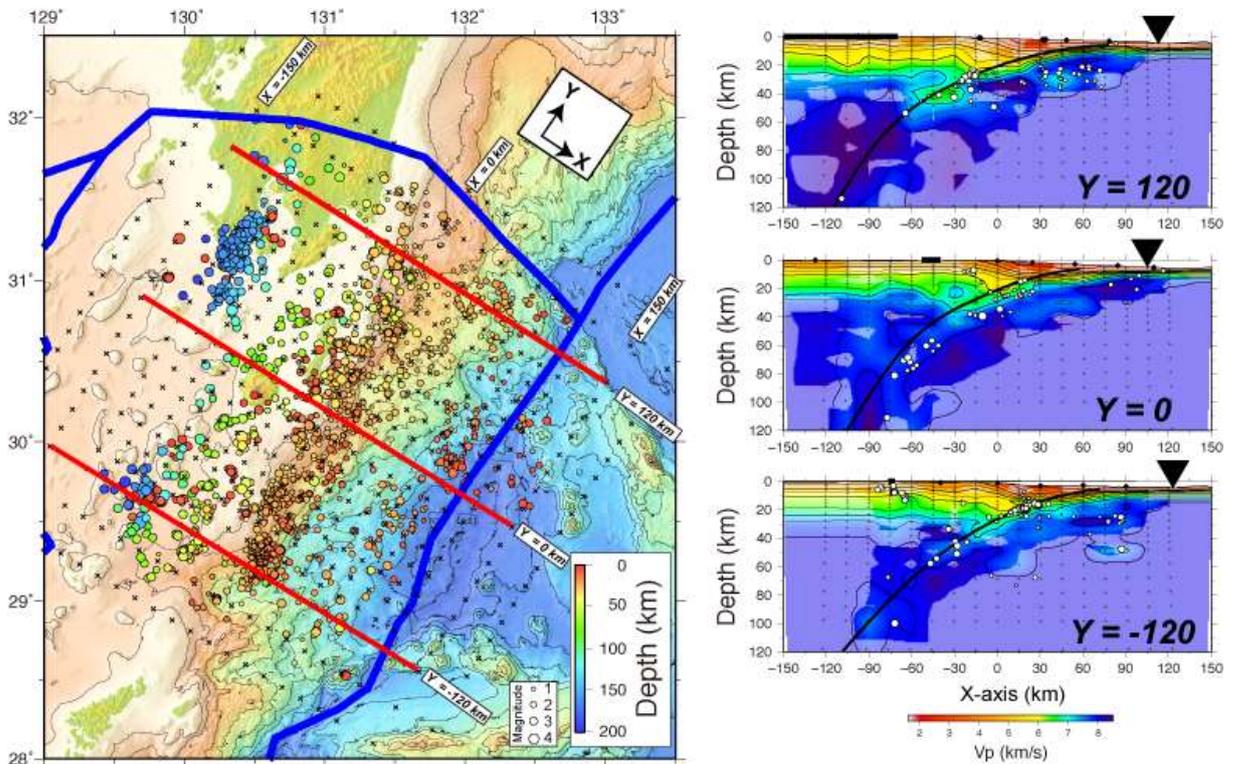


図 3-6-①-2 再決定震源分布と P 波速度構造断面。断面図中の黒線は Slab1.0 モデルによるプレート形状 (Hayes et al., 2012)。

3) 南海トラフ～南西諸島プレート形状モデル

「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 (Nakanishi et al., 2018) 構築に使用したデータ、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, 2017; Yamamoto et al., 2018)、過去の構造調査から推定された速度構造モデルに基づくプレート形状 (Iwasaki et al., 1990; Kodaira et al., 1996) とを用いて、南海トラフ域から南西諸島域までの連続なプレート形状モデルの構築を試みた (図 3-6-①-3)。さらに、海上保安庁で実施している南西諸島域の調査の成果 (Nishizawa et al., 2017)、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 (Iwasaki et al., 2015; Lindquist et al., 2004) のデータを収集した。

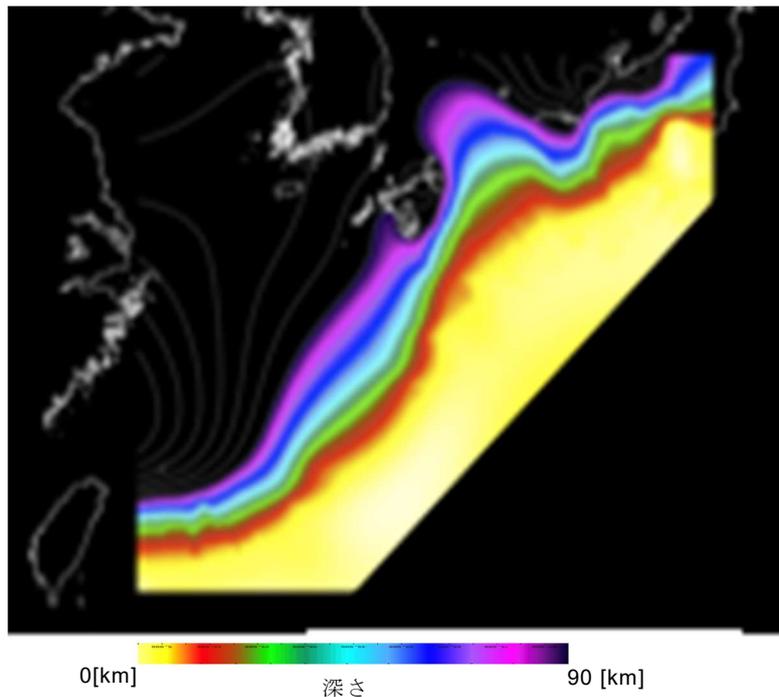


図 3-6-①-3 現時点での南海トラフ域から南西諸島域までの連続なプレート形状モデル

4) 南海トラフ・プレート境界物性

南海トラフでは海洋研究開発機構による反射法地震探査が多数の測線で行われてきた。沈み込むプレート境界の構造だけではなく、プレートの詳細な形状や境界面の物性を調べることで、スロー地震の発生に関連した構造を知ることが期待できる。反射法探査システムの段階的な改善により、近年では特に高精度な探査を稠密に実施しているが、境界面物性に関する情報の中には異なる探査システム間の補正が困難なものもある。そこで本年度は、活発なスロー地震活動が確認されている熊野灘において稠密な高分解能反射法探査記録を用いたケーススタディを行い、プレート境界における形状・物性のマッピングとスロー地震活動との対比を行った。用いた測線は北西南東方向に 13 測線、北東南西方向に 17 測線、測線間隔は約 2 km と既存測線の中では最も稠密であり、高品質でプレート境界面の物性を評価することができる。すべての断面から沈み込むプレート境界面の反射波を読み取り、境界面のマッピングおよび反射振幅の抽出を行った。得られた結果とスロー地震活動をマッピングしたものを図 3-6-①-4 に示す。スロー地震発生域ではプレート形状が周囲に比べて深くなっており、反射波の振幅値も周囲に比べて高くなっていることが明らかになった。今後は既存データのうち他の仕様に関しても物性値のマッピング適用可能か検討する。

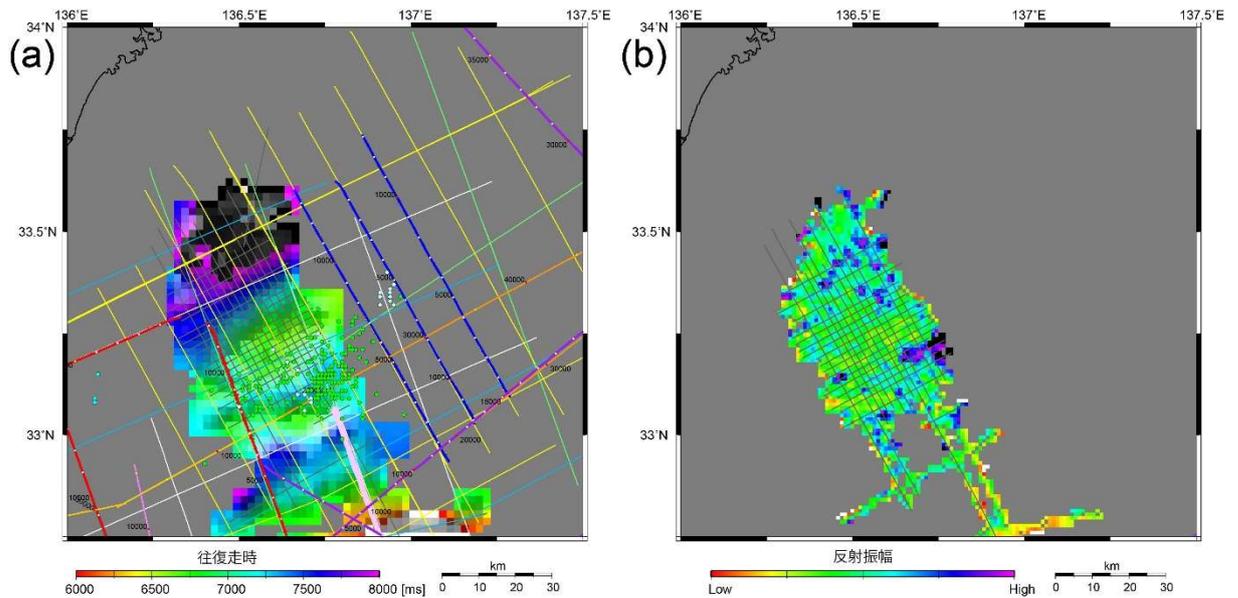


図 3 - 6 - ① - 4 稠密二次元反射法地震探査データを用いた熊野灘の (a) プレート境界面の往復走時および (b) 反射振幅 (無次元量) のマッピング結果とスロー地震分布域の比較

5) 南海トラフ・プレート形状の面粗さ

南海トラフにおけるプレート境界物性の把握の一環として、プレート境界面のもつ面粗さの評価を行った。解析に用いたデータは、広角屈折法探査と反射法探査がともに実施された構造探査測線上で得られたプレート形状データ (Nakanishi et al., 2018) である。沈み込みに伴うプレートの屈曲をハイパスフィルターで除去した上で、各測線の形状の短波長成分の統計的な性質やその空間変化を調べた。形状のパワースペクトル密度は波数のべき乗に従い、露頭での断層面形状の研究例 (例えば、Candela et al., 2011) と同様に自己アフィン性が全ての測線で見られた。波数毎の形状の空間変化を調べた結果、四国沖ではトラフ軸付近で面粗さが小さく、陸側で面粗さが大きくなる傾向が見られた。また日向灘や熊野灘はトラフ軸付近から陸側まで一様に面粗さが大きいことが分かった。四国沖の面粗さの小さな領域付近では浅部超低周波地震やスローリップなどがほとんど観測されていないという特異性が見られる。面粗さによって断層面上に局所的な応力集中が生じることも考えられることから、今後地震活動などとの関連などを精査していく計画である。

(c) 結論ならびに今後の課題

奄美群島周辺で海底地震計と臨時陸上観測点による観測網を構築し、2019 年 2 月から地震観測を開始した。また種子島・トカラ列島周辺の地震波速度構造と地震活動の空間分布の特徴を明らかにした。今後は種子島・トカラ周辺のプレート形状モデルを構築し、この領域の地震活動の空間分布の要因の解明に取り組む。また 2019 年 9 月に奄美群島周辺の海底地震計を回収する計画であり、この観測データなどを用いて震源分布や地下構造の推定とそれに基づくプレート形状モデル構築を進める。

本プロジェクトで得られた南西諸島のプレート形状の成果や他プロジェクトによる構造探査の成果、既存の南海トラフ域のプレート形状を用い、南海トラフ域から南西諸島域までの連続なプレート形状モデルの構築を試みた。今後は、これまでに収集した他機関の成果との整合性を考慮したモデルの高度化と更新を実施していく予定である。

プレート境界物性の把握に向け、プレート境界からの反射波振幅やプレート形状の面粗さの解析を進めた。熊野灘では、周囲に比べて低くなっている場所および反射振幅値が高い場所がスロー地震の発生域に対応していることを明らかにした。またプレート形状には自己アフィン性が見られ、四国沖の南海トラフ近傍で面粗さが小さくなることなどを明らかにした。今後は他測線での解析などを進め、プレート固着の不均質性を表す多様なスロー地震活動・滑り欠損分布等の様々な空間情報とともにプレートモデル上へマッピングする計画である。

(d) 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, and Y. Kaneda, Structure of the tsunamigenic plate boundary and low-frequency earthquakes in the southern Ryukyu Trench, *Nat. Commun.*, 7:12255, doi:10.1038/ncomms12255, 2016.
- 2) Arai R., S. Kodaira, T. Yamada, T. Takahashi, S. Miura, Y. Kaneda, A. Nishizawa, and M. Oikawa, Subduction of thick oceanic plateau and high-angle normal-fault earthquakes intersecting the slab: Seamount and Normal-Fault Earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 44(12), doi:10.1002/2017GL073389, 2017.
- 3) Candela T., F. Renard, J. Schmittbuhl, M. Bouchon, E. E. Brodsky, Fault slip distribution and fault roughness, *Geophys. J. Int.*, 187, 959-968, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05189.x>, 2011.
- 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) Iwasaki, T., N. Hirata, T. Kanazawa, J. Melles, K. Suyehiro, T. Urabe, L. Moller, J. Makris, and H. Shimamura, Crustal and upper mantle structure in the Ryukyu Island Arc deduced from deep seismic sounding, *Geophys. J. Int.*, 102, 631-651, doi:10.1111/j.1365-246X.1990.tb04587.x, 1990.
- 6) Iwasaki, T., H. Sato, M. Shinohara, T. Ishiyama and A. Hashima, Fundamental structure model of island arcs and subducted plates in and around Japan, 2015 Fall Meeting, American Geophysical Union, San Francisco, Dec. 14-18, T31B-2878, 2015.
- 7) Kodaira S., T. Iwasaki, T. Urabe, T. Kanazawa, F. Egloff, J. Makris, and H. Shimamura, Crustal structure across the middle Ryukyu trench obtained

- from ocean bottom seismographic data, *Tectonophys.*, 263, 39-60, doi:10.1016/S0040-1951(96)00025-X, 1996.
- 8) Lindquist, K. G., K. Engle, D. Stahlke, and E. Price, Global Topography and Bathymetry Grid Improves Research Efforts, *Eos Trans. AGU*, 85(19), 186. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2004E0190003/abstract>, 2004.
 - 9) Nakanishi A., N. Takahashi, Y. Yamamoto, T. Takahashi, S. O. Citak, T. Nakamura, K. Obana, S. Kodaira, and Y. Kaneda, Three-dimensional plate geometry and P-wave velocity models of the subduction zone in SW Japan: Implication for seismogenesis, *Geological Society of America Special Paper*, 534, 1-18, doi:10.1130/2018.2534(04), 2018.
 - 10) Nishimura T., Short-term slow slip events along the Ryukyu Trench, southwestern Japan, observed by continuous GNSS, *Prog. Earth Planet Sci.*, 1:22, doi:10.1186/s40645-014-02205, 2014.
 - 11) Nishizawa A., K. Kaneda, M. Oikawa, D. Horiuchi, Y. Fujioka, and C. Okada, Variations in seismic velocity distribution along the Ryukyu (Nansei-Shoto) Trench subduction zone at the northwestern end of the Philippine Sea plate, *Earth, Planets and Space*, 69:86, doi:10.1186/s40623-017-0674-7, 2017.
 - 12) Yamamoto Y., K. Obana, T. Takahashi, A. Nakanishi, S. Kodaira, and Y. Kaneda, Imaging of the subducted Kyushu-Palau Ridge in the Hyuga-nada region, western Nankai Trough subduction zone, *Tectonophys.*, 589, 90-102, doi:10.1016/j.tecto.2012.12.028, 2013.
 - 13) Yamamoto, Y., T. Takahashi, Y. Ishihara, Y. Kaiho, R. Arai, K. Obana, A. Nakanishi, S. Miura, et al., Modeling the geometry of plate boundary and seismic structure in the southern Ryukyu Trench subduction zone, Japan, using amphibious seismic observations, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 123, doi:10.1002/2017JB015330, 2018.
 - 14) Zhang, H., and C. Thurber, Development and applications of double-difference seismic tomography, *Pure Appl. Geophys.*, 163, 373-403, doi:10.1007/s00024-005-0021-y, 2006.

②自然地震を用いた構造解析

(a) 業務の要約

深部低周波地震ならびに微小地震の震源決定精度を向上させること、陸域下におけるフィリピン海プレート形状を推定することを目的として、四国東部地域に設置・運用してきた陸域稠密地震観測点群の運用を継続するとともに、観測空白域等に新たな観測点を追加することにより、観測の高度化を図った。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用いて、深部低周波地震活動の詳細把握を行った。また、これらの観測点で得られた自然地震観測波形の解析に基づき、当該地域下のフィリピン海プレートモデルの構築に着手した。

(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断層域の深部境界を設定する根拠のひとつに挙げられている（内閣府，2011）。この下限の位置と四国東部地域における深部低周波微動の分布（防災科学技術研究所，2018）を図3-6-②-1に重ねて示す。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）。図3-6-②-1から、東経133.9度以西では想定震源断層域の深部境界は深部低周波微動の北限と一致するように設定されている。しかし、東経133.9度以东では微動活動は香川県中部と徳島県中部の活動に分散し、想定震源断層モデルの深部境界は両活動の中央を通過している。

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、四国東部を中心とする計25カ所に臨時観測点を設置し、稠密な地震観測を実施した。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、固有周期1秒の三成分短周期地震計（OYO Geospace社製GS-1）を設置した。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。2018年9月には、図3-6-②-1の緑丸で示した3地点において観測を開始したほか、前年度より稼働中の18点中17点について観測点のメンテナンス作業を実施し、データ回収及びバッテリー交換を行った。1観測点については、土砂崩落に伴う道路封鎖のため、9月のメンテナンスを断念した。2019年2月には新設した3点を含む稼働中全21点を対象にデータ回収及びバッテリー交換を行ったが、1観測点において、CFカード不具合により2018年9月から2019年2月までの観測データを再生することが出来なかった。

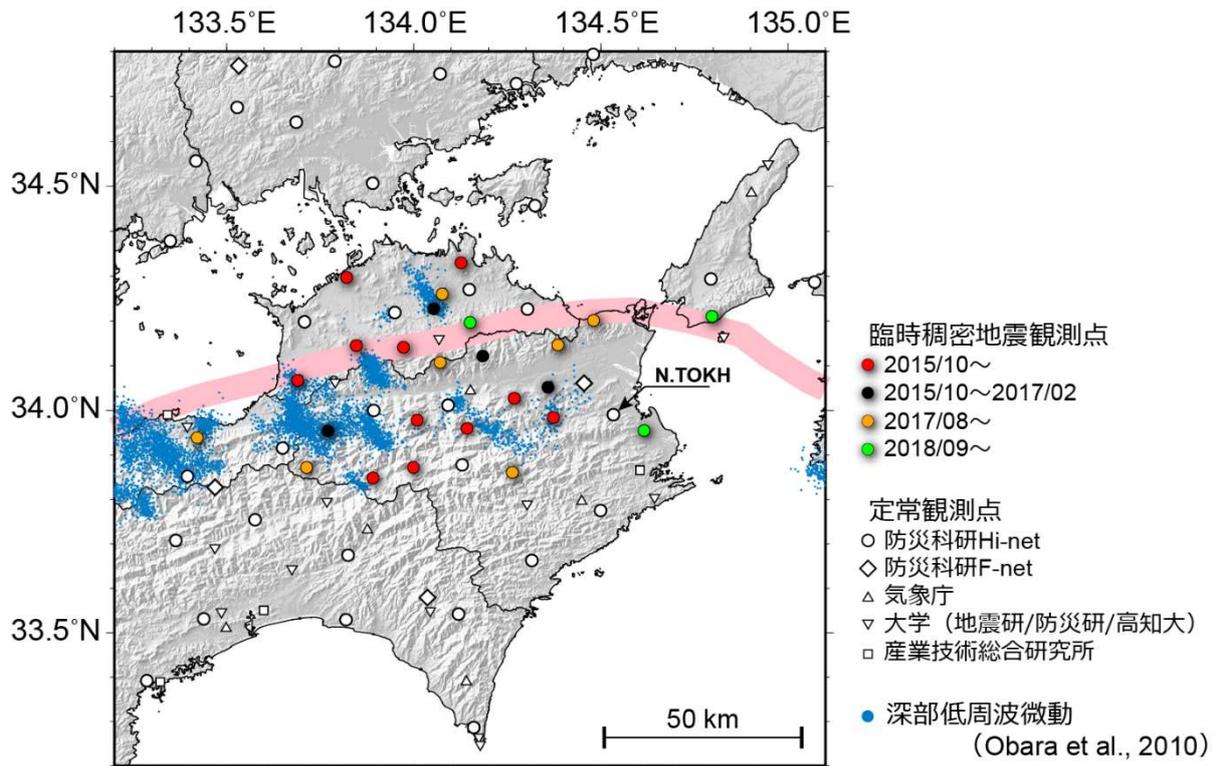


図3-6-②-1 四国東部における深部低周波微動の空間分布。ハイブリッド法 (Maeda and Obara, 2009) 及びクラスタ処理 (Obara et al., 2010) によって1時間毎に自動処理された微動分布の重心位置を水色の点で、南海トラフ巨大地震の想定震源断層域の下限(内閣府, 2011)を桃色の線で表す。本研究で設置した稠密地震観測点の位置を、その観測期間に応じて赤丸、黒丸、橙丸、緑丸で示す。また、周辺に位置する定常地震観測施設のうち、レシーバ関数データベース構築対象とした観測点の位置をあわせて示す。

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

四国東部で実施された臨時地震観測データを利用し、深部低周波地震（以下、低周波地震）の高精度検出を実施した。検出手法としては、テンプレートイベントによる Matched Filter 法 (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もつことが期待される。

以下で示す解析においては、四国東部における臨時地震観測による観測点のうち2015年10月から同一地点に継続して設置されている11観測点(図3-6-②-1の赤丸、図3-6-②-2の三角印)に加え、同領域周辺の防災科研 Hi-net 観測点16点(図3-6-②-2の四角印)のデータを合わせて使用した。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緯度・経度ともに0.05度刻みのグリッドで分け、そ

それぞれのグリッドで一つ、計 57 個のイベントを選び、MF 法にて使用するテンプレートイベントとして用いた。震源位置の推定にあたって、S 波速度は 3.2km/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。上下動および水平動 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、地震波形データは 2～6 Hz の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を行ったうえで解析に用いた。

臨時稠密地震観測点について、本年度にデータを回収した期間のうち、四国東部で顕著な深部低周波微動活動がみられた 2018 年 3 月 17 日から 25 日および 2018 年 10 月 10 日から 15 日までの期間について解析を行った結果を、図 3-6-②-2 および図 3-6-②-3 にそれぞれ示す。これらの図には、相関係数の Median Absolute Deviation (MAD) の 10 倍以上を検出基準とした場合の震源位置を示す。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。2018 年 3 月 22 日以降、気象庁は低周波地震の検出方法を気象庁独自の MF 法へと変更しているが、採用前（図 3-6-②-2 中の 3 月 21 日まで）、採用後（図 3-6-②-2 中の 3 月 22 日以降および、図 3-6-②-3）の結果ともに同様の場所に震央が決定されている。さらに、本検出による検出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 1.8 倍以上であり、本解析を実施することによって、より詳細な時空間分布を議論することが可能となっている。

図 3-6-②-4 に 2018 年 3 月 17 日から 25 日の期間に決定された低周波地震の時空間分布を示す。低周波地震の活動域は 17 日から 20 日頃にかけて東方向へ拡大した。さらに 20 日頃からは東経 133.8 度よりも西側の領域（図 3-6-②-4 b の右の緑線の範囲）において、半日周期の活発化が顕著となっている。この半日周期の活発化は、地球潮汐による効果であると考えられる (Nakata et al., 2008; Ide, 2012)。この潮汐応答性が顕著になるのは、活動が活発化するフロントが通過した後であることが報告されており (Yabe et al. 2015)、過去の研究とも調和的である。さらに、これらの活動の一部はフロントから逆方向に明瞭に伝播しており（例えば、図 3-6-②-4 b の青矢印）、Rapid Tremor Reversal (RTR) と呼ばれる (Houston et al., 2010)。図 3-6-②-5 は青矢印で示した RTR 期間中の一時間毎の低周波地震の震央位置を示す。本研究における解析では、毎時 7～29 個の低周波地震を検知しており、数時間のうちに活動の中心が西に移動したことが分かる。

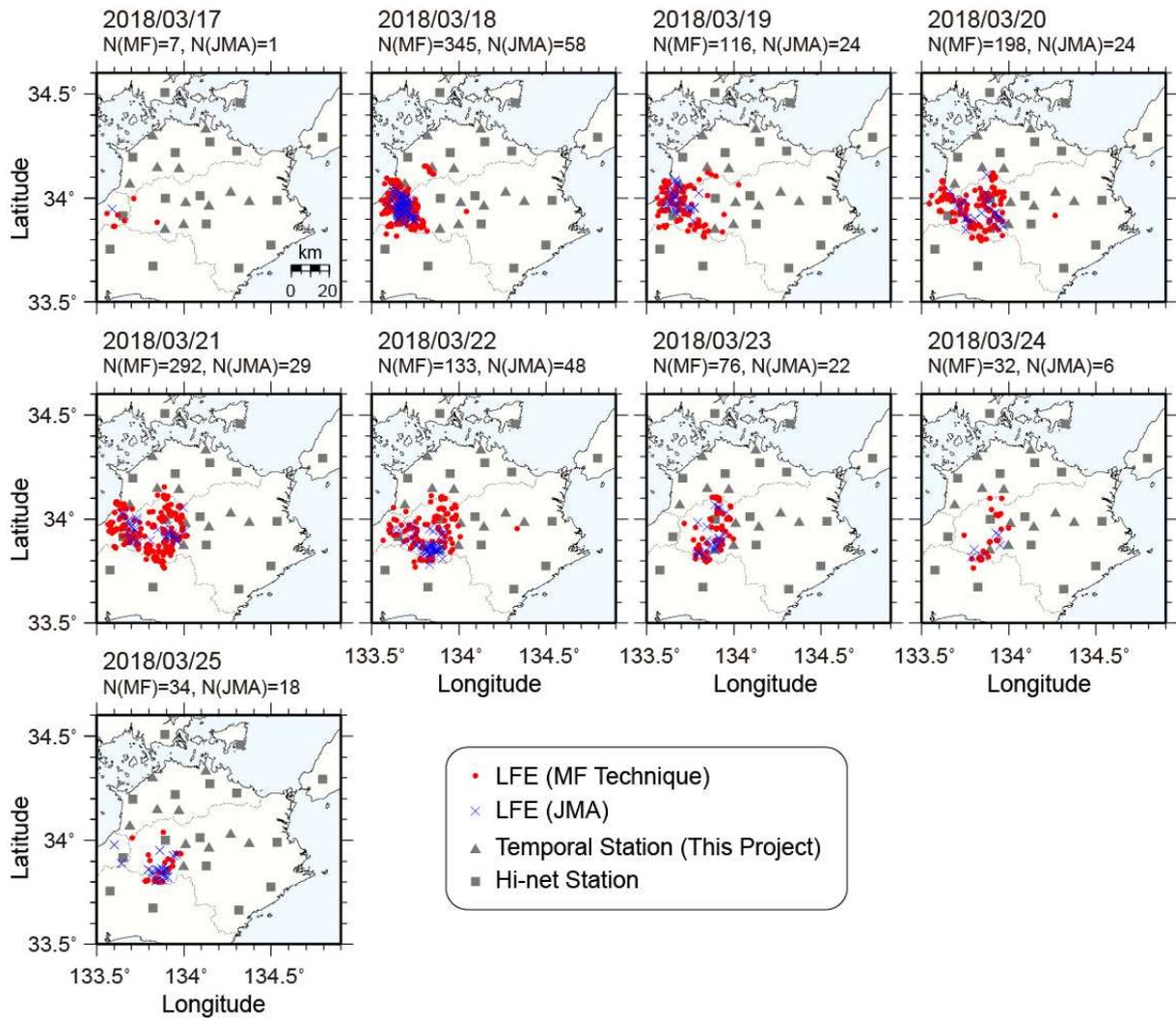


図3-6-②-2 2018年3月17日から25日における深部低周波地震の日別震央分布。赤丸および青×印は、本解析および気象庁によって検出された深部低周波地震の1日毎の震央分布をそれぞれ示す。三角印および四角印は、それぞれ解析に使用した臨時観測点および防災科研Hi-net観測点の位置を示す。1日毎の図の上には、本解析および気象庁による検出数を、N(MF)およびN(JMA)としてそれぞれ示した。

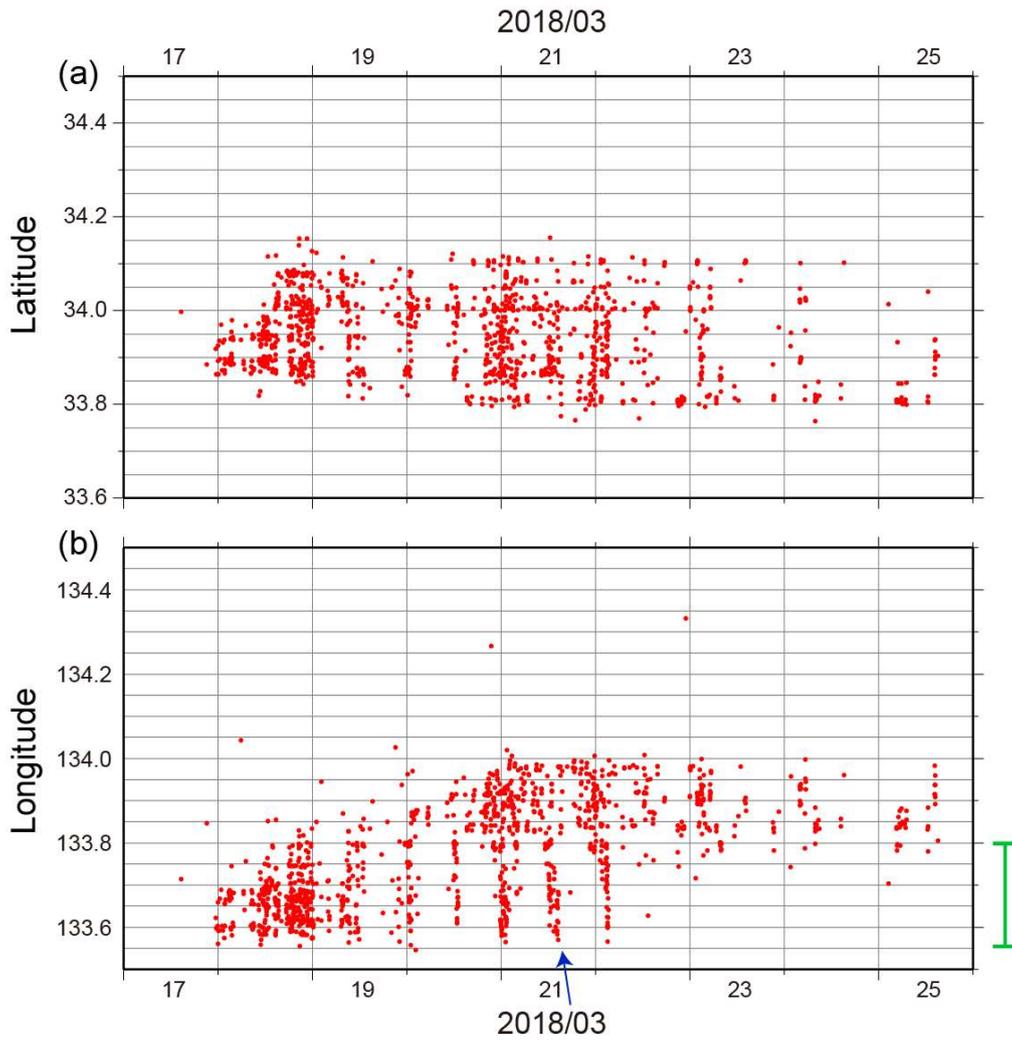


図 3 - 6 - ② - 4 本研究によって 2018 年 3 月 17 日から 25 日に検出された低周波地震の時空間変化。(a)緯度方向、(b)経度方向。緑線で示した範囲で半日周期の活発化が顕著であった。

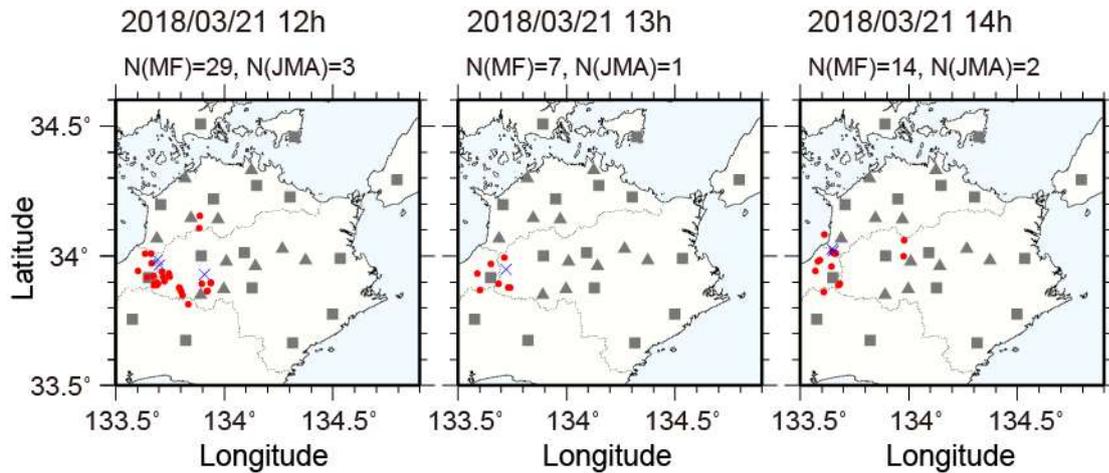


図 3-6-②-5 図 3-6-②-4 の青矢印で示した活動 (Rapid Tremor Reversal) における一時間毎の震央分布図。図の表記は図 3-6-②-2 に同じ。

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多様なモデルが提案されており、統一的な結論は得られていない。図 3-6-②-1 で示した通り、四国東部においては、想定される南海トラフ巨大地震想定震源断層の深部限界と深部低周波微動活動の北限が一致しておらず、香川県中部と徳島県中部にある活動の中央を通過している。このような特徴も、四国東部下におけるプレート形状の複雑さに起因する可能性がある。

まず、四国東部下のフィリピン海プレートの概略形状を把握するため、防災科研 Hi-net によって求めた発震機構解を精査した。あわせて、四国東部の防災科研 Hi-net 観測点をはじめとする定常的な地震観測点ならびに本研究で設置した稠密臨時地震観測点で観測された近地地震の到着時刻の読み取りを実施し、地震波走時に基づく 3次元地震波速度構造の推定を進めるとともに、これらの観測網で得られた遠地地震記録からレシーバ関数を合成し、観測点下の地震波速度不連続面の位置や特徴の推定を行った。最終的には、これらの知見を統合することで、四国東部下のフィリピン海プレート形状モデル構築につなげる。

i) 発震機構解の分布

四国東部の陸域下では、フィリピン海プレートと陸側プレートの境界部における地震活動はほとんど観測されていないため、震源分布からフィリピン海プレート上面の位置や形状を推定することはほぼ不可能である。一方、フィリピン海プレート内では多数の地震が発生している。この地震は、大局的には東西方向の伸張場の影響を受けているものの、局所的にはプレート形状に対応した応力場の変化が見られることが知られている。

本節では、四国東部におけるフィリピン海プレートの概略形状を把握することを目的として、紀伊水道から四国の範囲（北緯： $32.5^{\circ} \sim 34.8^{\circ}$ ，東経： $132.0^{\circ} \sim 137.0^{\circ}$ ）の深さ約 30～50 km における T 軸の平均的な分布を調査した。気象庁一元化震源カタログでは、1997 年 10 月から 2019 年 2 月末までに上記の条件に合致する発震機構解の登録は 473 イベントのみであったので、ここでは、防災科研 Hi-net で求められた発震機構解カタログを用いることとした。四国地方の防災科研 Hi-net 観測点の整備がほぼ終了した 2003 年 1 月から 2019 年 2 月末までを対象期間とし、この期間に発生したマグニチュード 2.0 以上の地震のうち、30 観測点以上で P 波の初動極性を検出し、P 軸および T 軸の標準偏差が 10 度未満に求められた 1360 イベントを抽出した。これらのイベントの深さ別の T 軸の分布を図 3-6-②-6 の左列に示す。黒点は各地震の震央位置を表す。このデータに対し、緯度・経度ともに 0.05 度のグリッド点を設定し、各グリッド点から半径 10 km 以内の範囲に震源が位置する地震に対して T 軸方位をベクトル合成することで求めた T 軸の分布を図 3-6-②-6 の右列に示す。この際、グリッドに属する地震数が 3 個に満たない場合は、結果を棄却した。表示する深さ範囲の中心は 5 km ごととし、震源決定の深さ誤差を考慮して ± 3 km の幅を設定した。参考として、弘瀬・他（2007）によるフィリピン海プレート上面の等深度線を濃緑色の太線で、Shiomi et al.（2008）によるフィリピン海プレート内海洋モホ面の等深度線を黄緑色の太線で示す。なお、弘瀬・他（2007）は、10km 単位の等深度線が提供されているため、深さ 32～38 km および 42～48 km では、該当する深さに最も近い 2 本の等深度線を示した。

各深さとも、個々の地震の T 軸の分布はややばらつくものの、大局的には東西方向を向いている。一方、深さ 32～38 km では、徳島県中部から紀伊水道において西北西－東南東方向の伸張場が顕著であるのに対し、紀伊半島側では東北東－西南西方向の伸張場に転じている。この特徴は、既に提案されているプレート形状と調和的である。紀伊半島側においては、より深い領域においても東北東－西南西ないし北東－南西方向の伸張場が目立つが、紀伊水道はほぼ東西方向に転じている。ただし、局所的に見ると、図 3-6-②-6 に赤丸で示したように、徳島県中部の深さ 37～43 km は北西－南東方向、徳島県東部の深さ 42～48 km は北東－南西方向の伸張場が見られており、徳島県下において、プレート形状が短波長で変化していることを示唆している。

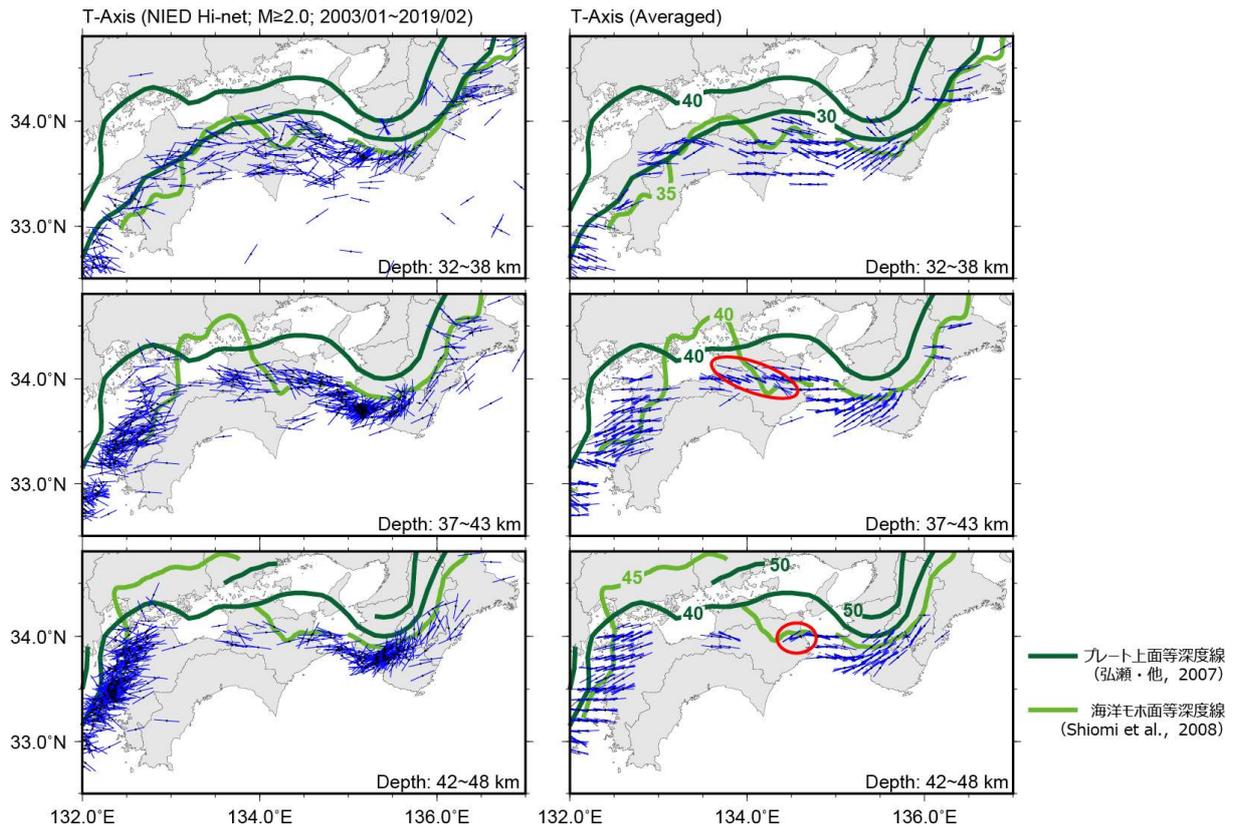


図 3-6-②-6 防災科研 Hi-net により求められた深さ別の T 軸分布。2003 年 1 月から 2019 年 2 月までに発生したマグニチュード 2.0 以上の地震のうち、安定して T 軸方位が求まったもののみを示す。左) 得られた T 軸の分布。右) 0.05 度のグリッドに対し、半径 10 km 以内に位置する地震の平均的な T 軸方位分布。濃緑色および黄緑色の曲線は、それぞれフィリピン海プレート上面の等深度線 (弘瀬・他, 2007) およびフィリピン海プレート内海洋モホ面の等深度線 (Shiomi et al., 2008) を表す。

ii) 稠密地震観測に基づく地震波速度構造推定に向けたデータベース整備

レーバ関数 (次項参照) 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形状を高精度で構築するためには、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。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、本研究にて設置した稠密地震観測点ならびに周辺の定常観測点における近地地震波の 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) の構築を進めた。昨年度までに観測開始から 2017 年 7 月までの処理を実施済みである。今年度は、2018 年 2 月および 9 月に回収したデータに含まれる 2017 年 8 月から 2018 年 8 月までをデータベース構築対象期間とした。検測対象は、本研究で設置した臨時稠密観測点および震央距離 150 km 程度以内に存在する防災科研 Hi-net 観測点とし、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 134.9 度の範囲に含まれるマグニチュード 1.7 以上の地震によ

る波形記録の検測を行った。検測作業の過程において、No13 観測点の 0-C 値が、P 波、S 波ともに 2018 年 3 月頃より有意に変化し始め、2018 年 8 月には 1 秒を超過するようになった。2018 年 9 月メンテナンス時に当該観測点の特段の異常は報告されていないが、時刻校正に失敗したものと考えられるため、2018 年 3 月から 8 月までの期間、No13 観測点のデータを今後の地震波走時解析の対象から除外することとした。

No13 観測点を除外することによって求めた震源の分布を図 3-6-②-7 に示す。これらの結果を前年度までのデータベースと統合した。今後、本データを地震波速度構造解析に資する予定である。

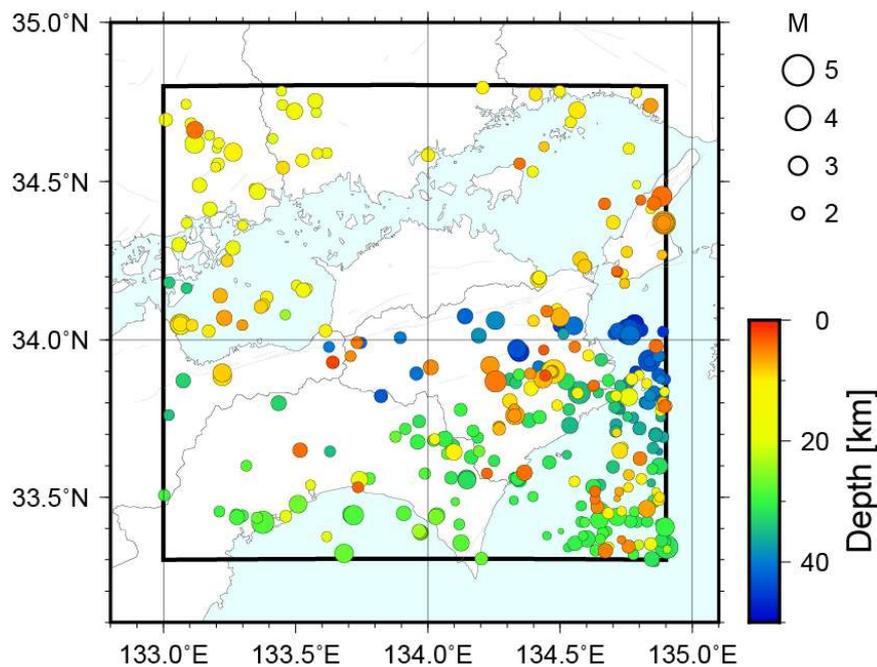


図 3-6-②-7 今年度の検測値データベース構築に用いた震源の分布。シンボルの大きさは地震のマグニチュード、色は震源の深さを表す。地図内の矩形は検測対象領域を表す。

iii) レシーバ関数に基づく地震波速度境界面の抽出

本研究で用いるレシーバ関数構築の対象とした観測点の配置を図 3-6-②-1 および図 3-6-②-8 に示す。これらの対象点において 2017 年 12 月から 2018 年 12 月までに観測されたマグニチュード 5.8 以上、震央距離 $30^{\circ} \sim 90^{\circ}$ の遠地地震の観測波形記録を切り出し、新たにレシーバ関数を求めた。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。前年度の解析において、長周期成分においてのみ感度低下が見られるものの、目視では波形の正常・異常を判断し難い事例があることが分かっている (汐見, 2018)。本年度のデータベース構築においても、これまで同様、直達 P 波到達前の雑微動の成分間のスペク

トル比、ならびに直達P波の粒子軌跡を確認し、地震計に不具合が疑われるデータがある場合については、明らかに不具合が解消されたと確認できるまでの期間のデータをデータベースから除外した。

このようにして得られたレシーバ関数データベースに対し、Harmonic Decomposition 解析（例えば、Bianchi et al., 2010）を適用し、顕著な変換波の特徴を調査した。一般に、速度不連続面が傾斜している場合、面が深くなる方向から地震波が到来した場合の方が、面が浅くなる方向から到来した場合よりも変換波の振幅が大きくなる（Shiomi and Park, 2008）。Harmonic Decomposition 解析は、このような変換波振幅の到来方向依存性に基づいて速度不連続面の傾斜方向等を推定する解析方法である。したがって、本解析の適用には様々な方位から地震波が多数到来していることが理想である。図3-6-②-8に観測点ごとのレシーバ関数の数を示す。この図に丸印で示した定常観測点では1000以上のレシーバ関数が蓄積出来た一方で、菱形で示した臨時稠密観測点では100前後の観測点が多く、安定した構造推定に向けた課題である。一方、データベース構築に用いた地震の震央分布を図3-6-②-9に示す。観測点から見て南東方向から西南西方向に多数の地震活動が見られるが、東方や北北西方向にほとんど地震活動は見られない。フィリピン海プレートは、大局的には南東方向に傾斜していると考えると、活発な地震活動は傾斜するプレートが浅くなる方向に位置するため、プレートに起因する速度不連続面からの変換波の振幅が相対的に小さくなる可能性がある。用いるレシーバ関数が少ない観測点では、得られた結果の安定性についての評価に留意が必要となる。

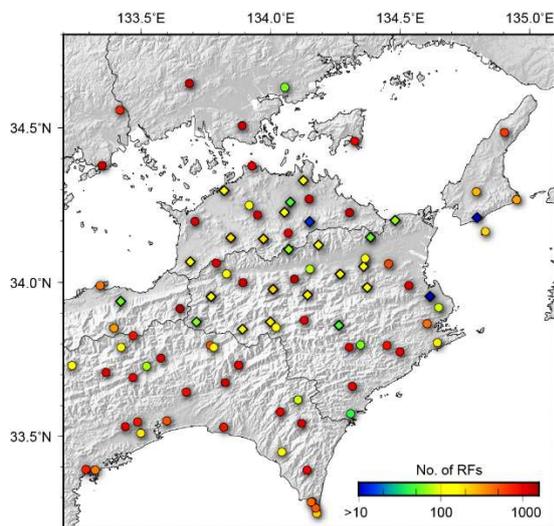


図3-6-②-8 データベースに蓄積されたレシーバ関数の数。丸印は定常観測点、菱形は本研究で設置した臨時稠密観測点を表す。

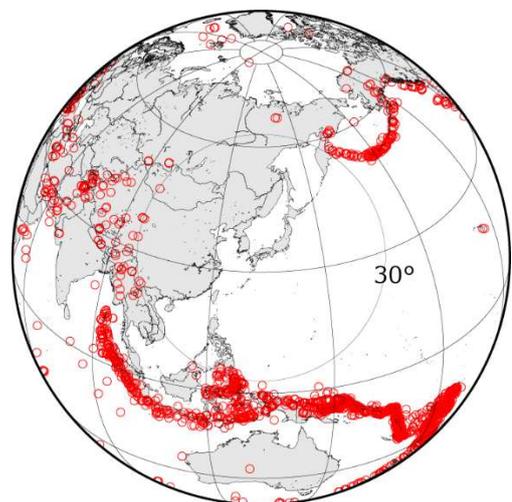


図3-6-②-9 解析に用いた遠地地震の震源分布

今年度は、最も顕著な地震波速度不連続面のひとつを形成しているモホ面を対象とした予備的な解析を実施した。レシーバ関数の深度変換には、Matsubara and Obara (2011)による3次元地震波速度構造を用いた。

まず、過去の解析事例から、解析対象とした四国東部地域における海洋モホ面は概ね30~50 km程度の深さに位置すると考える。この深さで励起したPs変換波は、直達P波からおよそ3.5~6.0秒後に到着する。各観測点におけるレシーバ関数から当該時間ウィンドウでもっとも顕著と思われるPs変換波を選択するとともに、様々な深さを想定したcommon conversion depth (CCD) スタックを行うことにより、もっともPs変換波が強調される変換面の深さを求めるとともに、面の傾斜方向を推定した。解析には、コーナー周波数が1.0 Hzとなる低域通過フィルタを適用して求めたレシーバ関数を用いた。

一例として、防災科研Hi-netのN.TOKH(徳島)観測点において得られたレシーバ関数とHarmonic Decomposition解析の結果を図3-6-②-10に示す。N.TOKH観測点の位置は、図3-6-②-1に示す。図3-6-②-10 aのradial成分を見ると、東南東(120度)から北北西(330度)の範囲において、直達P波(0秒)から約4秒後に正の顕著な振幅(赤)が到着している。レシーバ関数のradial成分における正の振幅は、深部が浅部より高速度な速度不連続面で変換した波の到来を意味するので、CCDスタックによりこの変換波を最も説明しうる深さを求め、図3-6-②-10 bを得た。この際、速度不連続面の深さは34 kmである。図3-6-②-10 bの右列(Unmodeled)は、スタックが不適切であったり、複雑な不均質構造が観測点下に存在したりする場合に有意な信号が記録されるが、このケースでは十分小さい。Harmonic Decomposition解析によって得られる1次項($k=1$)は、レシーバ関数振幅の到来方向依存性における 360° 周期の特徴を表す成分であり、この粒子軌跡から、検出された速度不連続面の傾斜方向を推定することが出来る。2次項($k=2$)は 180° 周期の特徴を表す成分であり、不連続面付近に存在する異方性媒質に起因する項である。速度不連続面の位置に相当するゼロ秒付近を見ると、1次項の振幅が2次項よりも有意に大きい。このことは、N.TOKH観測点下には、傾斜する顕著な速度不連続面が存在していることが分かる。

対象とした全観測点に同様の解析を適用した。予備的な解析結果を図3-6-②-11に示す。一部、レシーバ関数の数や分布が十分ではない等の理由で安定した結果が得られなかった観測点については、結果を示していない。各観測点における速度不連続面の深さは室戸岬で最も浅く約25 kmであった。不連続面の深さは、北に向かうにつれ深くなり、瀬戸内海で37 km程度となった。しかし、その等深度線は、南海トラフのトラフ軸とは平行ではなく、播磨灘周辺で局所的に深くなった。一方、各観測点下の速度不連続面の傾斜方向は、ややばらつきが見えるものの、大局的には、高知県中部から東部で北北西-南南東方向、徳島県南部で北東-南西方向、徳島県中部で北北東-南南西方向、香川県ならびに対岸の岡山県南部で東西方向にまとまる傾向が見える。傾斜方向については、香川県域、すなわち主な深部低周波微動活動域よりも北側で顕著に傾向が変わっている。プレートの傾斜方向が急変するとは考え難いので、この地域では顕著な

地震波速度不連続面として陸側のモホ面を解析対象とした可能性がある。今後は、各観測点で得られたレシーバ関数を精査し、解析結果の安定性を向上させていく必要がある。

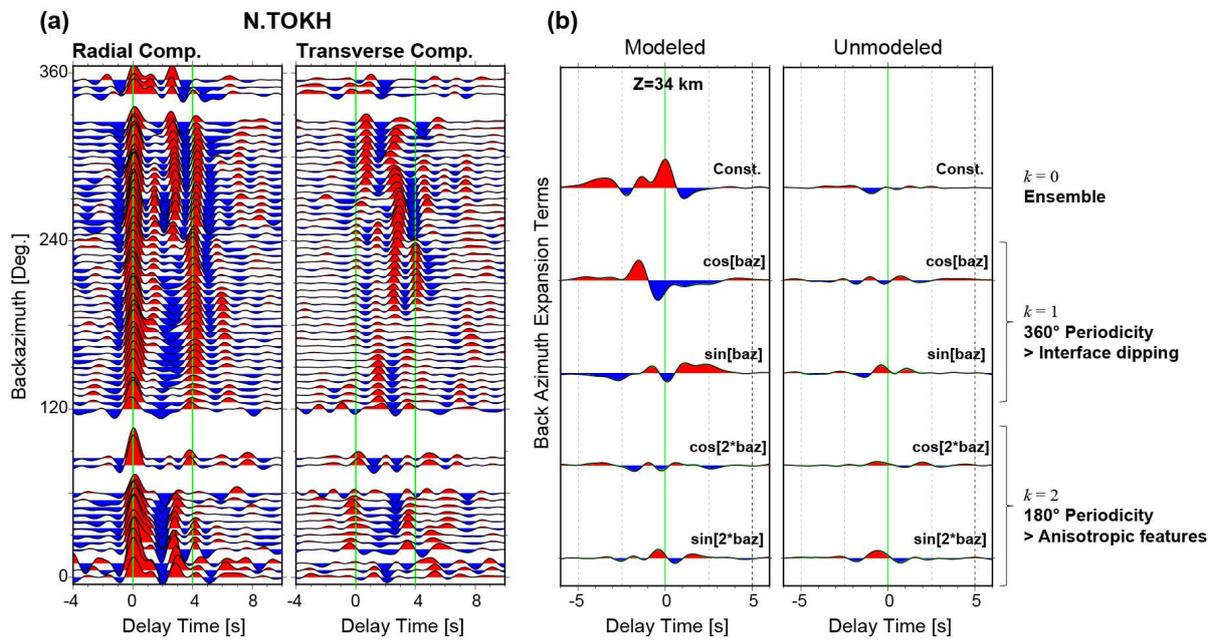


図 3-6-②-10 防災科研 Hi-net の N.TOKH 観測点におけるレシーバ関数 (a) と Harmonic Decomposition 解析の結果 (b)。

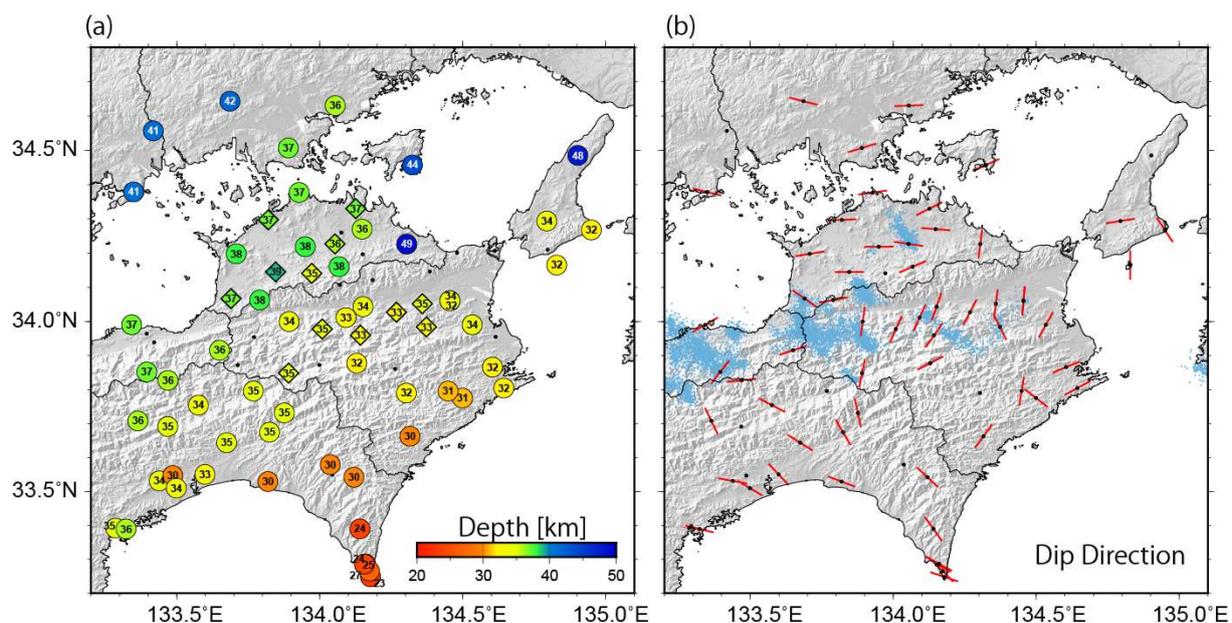


図 3-6-②-11 暫定的な Harmonic Decomposition 解析の結果。(a) 各観測点で検出した主な地震波速度不連続面の深さ。定常点を丸印で、本研究で設置した臨時稠密観測点を菱形で示す。黒点は精度良く深さを推定出来なかった観測点の位置を表す。(b) 地震波速度不連続面の傾斜方向。黒点は、(a) で表示されているものの傾斜方向が精度良く推定出来なかった観測点の位置を表す。

(c) 結論ならびに今後の課題

昨年度までに四国東部地域を対象に設置した稠密地震観測点 22 点のうち、平成 28 年度末に撤収した 4 点を除く 18 点の運用を継続するとともに、対象地域内の空白域を解消すべく香川県内に 1 点、対象地域を東に拡大すべく徳島県および兵庫県（淡路島）にそれぞれ 1 点、計 3 点の臨時地震観測点を設置した。四国東部で発生する深部低周波地震活動に対し、本研究で設置した稠密地震観測点ならびに周辺定常観測点で得られた観測波形データに Matched Filter 法による解析を実施した結果、とりわけ 2018 年 3 月の活動において、明瞭な微動活動の移動ならびに地球潮汐に対応する顕著な半日周期の活発化を確認した。今後は、臨時観測により低周波地震活動が捉えられた他の期間のイベントの解析を行い、クラスタごとの特性の違いやそのばらつきについて議論することにより、この領域におけるスロー地震発生領域の特性と空間分布についての議論を深める必要がある。

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、フィリピン海プレート内で発生した地震の発震機構解の分布を調べたところ、徳島県下で局所的な伸張場の変化を見せることを確認した。レシーバ関数を用いた地震波速度不連続面の深さならびに傾斜方向について予備的な解析を行った結果、レシーバ関数で検出された顕著な速度不連続面は大局的には南から北に向かってゆるやかに深く

なる傾向にある。ただし、播磨灘周辺で急激に深くなること、検出された不連続面の傾斜方向が徳島県域では北北東-南南西方向を向くのに対し、香川県域では東西を向いていることから、香川県域ではフィリピン海プレート内の海洋モホ面ではない別の速度不連続面、例えば陸側のモホ面を検出している可能性がある。今後は、さらなるレシーバ関数データベースの拡充を行うとともに、各観測点で得られたレシーバ関数の精査を行い、より詳細な地震波速度不連続面の深さおよび傾斜方向を推定するとともに、四国東部下のフィリピン海プレート形状モデルを構築する。

(d) 引用文献

- 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.
- 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 (2017年5月~2017年10月), *地震予知連絡会会報*, 99, 332-337, 2018.
- 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, doi:10.4294/zisin.60.1, 2007.
- Houston, H. B. G. Delbridge, A. G. Wech, and K. C. Creager, Rapid tremor reversals in Cascadia generated by a weakened plate interface, *Nat. Geosci.*, 4, 404-409, doi: 10.1038/ngeo1157, 2011.
- Ide, S., Variety and spatial heterogeneity of tectonic tremor worldwide, *J. Geophys. Res.*, 117, B03302, doi:10.1029/2011JB008840, 2012.
- 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.
- 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.
- 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 Space*, 63, 663-667, doi:10.5047/eps.2011.05.018, 2011.
- 内閣府, 南海トラフの巨大地震モデル検討会 中間とりまとめ 平成23年12月27日, < http://www.bousai.go.jp/jishin/nankai/model/pdf/chukan_matome.pdf >, (参照 2019-03-29), 2011.
- Nakata, R., N. Suda, and H. Tsuruoka, Non-volcanic tremor resulting from the combined effect of Earth tides and slow slip events, *Nat. Geosci.*, 1, 676-678, doi:10.1038/ngeo288, 2008.
- 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.
- 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.
- 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.
- 汐見勝彦, 水平動地震計特性の違いが地下構造推定に与える影響, *地震* 2, 71, 121-130, doi: 10.4294/zisin.2018-1, 2018.
- 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.
- 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.
- Yabe, S., Y. Tanaka, H. Houston, and S. Ide, Tidal sensitivity of tectonic tremor in Nankai and Cascadia subduction zones, *J. Geophys. Res.*, 120, 7587-7605, doi:10.1002/2015JB012250, 2015.

(3) 平成 31 年度業務計画案

平成 31 年度は奄美群島周辺の海底地震計を 9 月頃に回収し、そのデータを用いて奄美群島周辺の地震活動や地震波速度構造の推定を進める。奄美群島を横切る測線で平成 29 年度に実施した構造探査記録の解析を進め、同測線におけるプレート形状を推定する。種子島・トカラ周辺で平成 28 年度に実施した自然地震観測による震源決定・地下構造推定の結果を取りまとめ、他の構造探査記録なども考慮してプレート形状モデルを構築する。また近年取得した高精度な構造探査データを対象に、反射強度や面粗さなどのプレート境界面の特性を抽出する。

これらの成果及び他機関による南西諸島での構造探査の成果などに基づいて南海トラフ～南西諸島までのプレートモデルを構築し、またプレート境界面の特性・プレート固着の不均質性を表す多様なスロー地震活動・滑り欠損分布等の様々な空間情報をプレートモデル上へマッピングし公表する。本プロジェクトで調査を実施予定だった南西諸島の沖縄本島～宮古島付近では、本プロジェクト開始後に海上保安庁などによる構造探査などが実施され成果が公開されている。それらの成果をプレートモデル構築に取り入れて活用することにより、当初計画通りの南西諸島全域を滑らかにつなぐプレート形状モデルを構築し成果として取りまとめる。

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

プレート形状推定を目的として、四国東部を対象に設置した陸域稠密地震観測点群の運用を継続する。これらの観測点及び周辺の基盤的地震観測網等でこれまでに収録された観測記録を収集・整理し、四国東部におけるフィリピン海プレート形状モデルを構築するとともに、深部低周波地震との空間的な位置関係に関する調査のとりまとめを行う。本事業で設置した陸域稠密地震観測点を撤収し、原状回復を行う。

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 特別研究員 客員研究員	池原 研 板木拓也 杉崎彩子 味岡 拓 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	穴倉正展 澤井祐紀 行谷佑一 松本 弾 谷川晃一郎 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	前杢英明
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) 7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：

陸域では四国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の補完調査およびこれまで得られた試料の分析から津波浸水や地殻変動の履歴、海域では日向灘の海底調査から地震・津波の発生履歴を得た。

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。

(e) 平成 30 年度業務目的

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。また紀伊半島、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、本事業で平成 29 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、日向灘海域の調査航海を行って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～四国沖の既存コアについて平成 29 年度に引き続き検索を行い、地震・津波発生履歴研究に使用できそうなコアの抽出と分析を進める。さらに、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 30 年度の成果

①海域での津波履歴調査

(a) 業務の要約

南海トラフ西縁で発生する地震・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海洋研究開発機構の調査船「かいれい」による KR18-12C 航海で日向灘海域において海底堆積物の採取と解析を行った。調査では、海底地形調査並びに表層地層探査から堆積速度が速く、連続して堆積物が堆積していそうな場所を選定し、海底堆積物の採取を行った。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が、多くの場所では堆積速度が遅い上、堆積物コアの下部に厚い火山灰質の堆積物が存在し、地震・津波履歴の解析には向かないコアであった。一方、日向灘前弧斜面の小海盆から採取されたいくつかのコアには多数のタービダイトが挟在し、年代測定や挟在する火山灰層の年代から 700～1000 年程度のタービダイトの挟在頻度を得た。

(b) 業務の実施方法

南海トラフ西縁における地震・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、これまで履歴情報に乏しい日向灘海域を対象として海洋研究開発機構の調査船「かいれい」の KR18-12C 航海を実施し、海底地形、表層地層構造探査とピストンコアの採取を行った。調査航海では、既存の海底地形、表層地層探査記録、海底堆積物コアなどの情報を参考に調査地点を絞り込んで海底地形調査と表層地層探査を実施し、堆積物がより連続的に堆積していると予想される場所からピストンコア（PC）の採取を行った。ピストンコアの採取にあたっては、グラビティコアラーをパイロットコアラーとして使用し、ピストンコアでは欠如や乱れが生じる場合がある最表層の堆積物をパイロットコア（PL）として採取した。1 回の採泥作業におけるピストンコアとパイロットコアの番号は同じである。採取された堆積物コアは、船上で半割され、コア表面の写真撮影、肉眼観察・記載と各種分析用試料の分取を行った。分取された試料について、火山灰分析、堆積物中のバルク有機物を用いた放射性炭素年代測定を実施した。また、もっとも堆積速度が速いと船上で予想されたコア（PC05）について地震・津波イベント堆積物の迅速な認定方法確立のため、幅 2 cm あるいは 2.3 cm の L 字型アングルを二つ組み合わせ角柱状に採取した LL チャンネル試料を用いて蛍光エックス線コアロガーによる化学分析を実施した。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、日向灘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；Moernaut et al.、2017）、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、これまで地震・津波履歴情報に乏しい南海トラフ西縁部の日向灘海域を対象に、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を目的とする。

「かいいい」KR18-12C 航海では、これまでの日向灘周辺の調査航海の結果を踏まえて、三つの調査海域にまず絞り込んだ。1）足摺岬南方沖斜面域の小海盆、2）大淀海盆、3）前弧斜面基底部の小海盆と前弧海盆の日向海盆。このうちで、複数のタービダイトを挟在するコアが採取されている大淀海盆を第一候補、前弧斜面基部の小海盆を第二候補、足摺岬南方の小海盆を第三候補とした。調査では、海底地形調査と表層地層探査から堆積物が連続的に堆積していそうで、海盆の平坦面が海底堆積物コア採取に十分な広さを持つと判断される場所を選んで堆積物コア採取を行う方針を進めた。結果として、大淀海盆から4本、前弧斜面基部の複数の海盆から5本の海底堆積物コアを採取した（図3-7-①-1及び表3-7-①-1）。採取されたピストンコアとパイロットコアの柱状図はそれぞれ図3-7-①-2と図3-7-①-3にまとめられる。海況の都合で、最初に海底地形調査と表層地層探査を行った足摺岬南方沖では、表層地層探査記録から連続した堆積物の分布が限られていると判断し、コア採取を断念した。

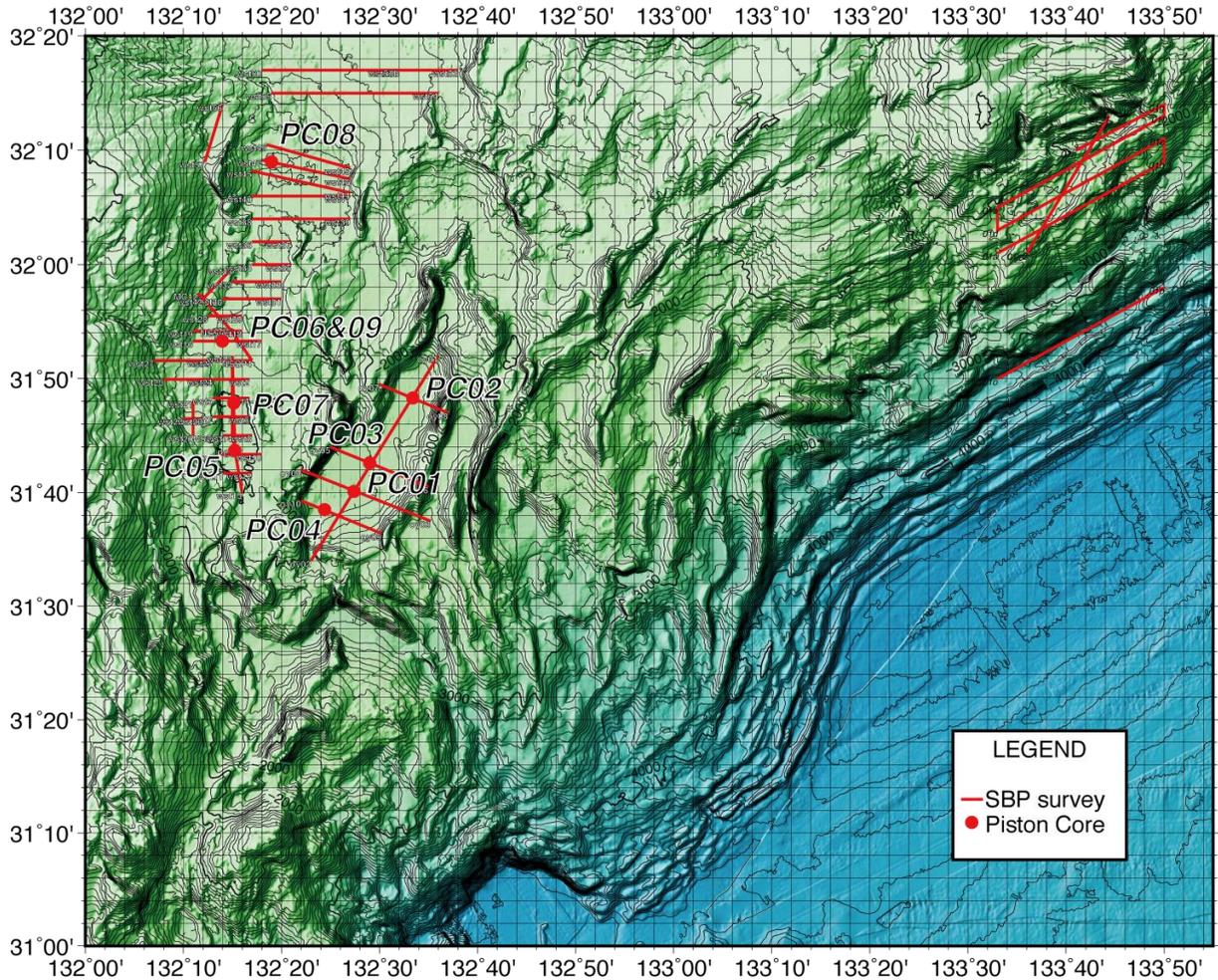


図 3-7-①-1 「かいいい」 KR18-12C 航海の海底地形調査及び表層地層探査測線 (赤線) と海底堆積物コア採取地点 (赤丸)

表 3-7-①-1 「かいいい」 KR18-12C 航海での堆積物試料採取地点の位置と水深

Core	Latitude	Longitude	Water Depth (m)	Location
KR18-12C PC01	31-40.1078 N	132-27.3951 E	2449	Oyodo Basin
KR18-12C PC02	31-48.2212 N	132-33.4195 E	2425	Oyodo Basin
KR18-12C PC03	31-42.6024 N	132-28.9377 E	2457	Oyodo Basin
KR18-12C PC04	31-38.5079 N	132-24.4124 E	2451	Oyodo Basin
KR18-12C PC05	31-43.6985 N	132-15.2708 E	2014	A small basin at foot of forearc slope
KR18-12C PC06	31-53.2951 N	132-14.0010 E	1943	A small basin at foot of forearc slope
KR18-12C PC07	31-47.8784 N	132-15.1536 E	2012	A small basin at foot of forearc slope
KR18-12C PC08	32-09.0025 N	132-18.9986 E	1905	Hyuga Basin
KR18-12C PC09	31-53.3109 N	132-14.0081 E	1944	A small basin at foot of forearc slope

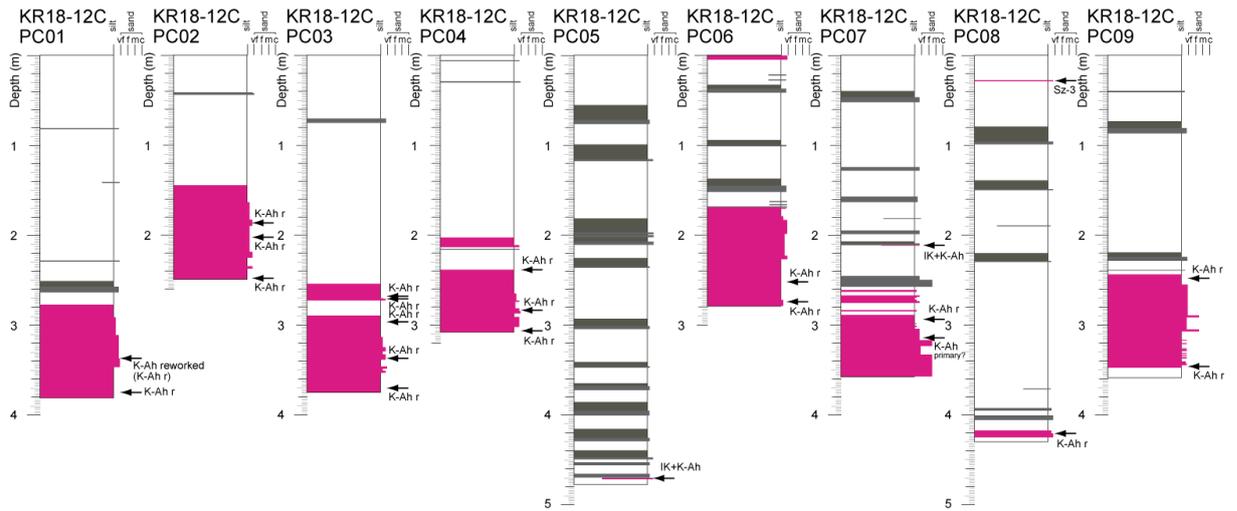


図 3-7-①-2 「かいいい」KR18-12C 航海で日向灘海域から採取されたピストンコア試料の岩相。赤色は火山灰層あるいは火山灰質堆積物を、灰色はタービダイト層、白色は半遠洋性泥を示す。K-Ah：鬼界ーアカホヤテフラ、IK：池田湖テフラ、Sz-3：桜島文明テフラ。K-Ah の後ろの r は再堆積物であることを示す。

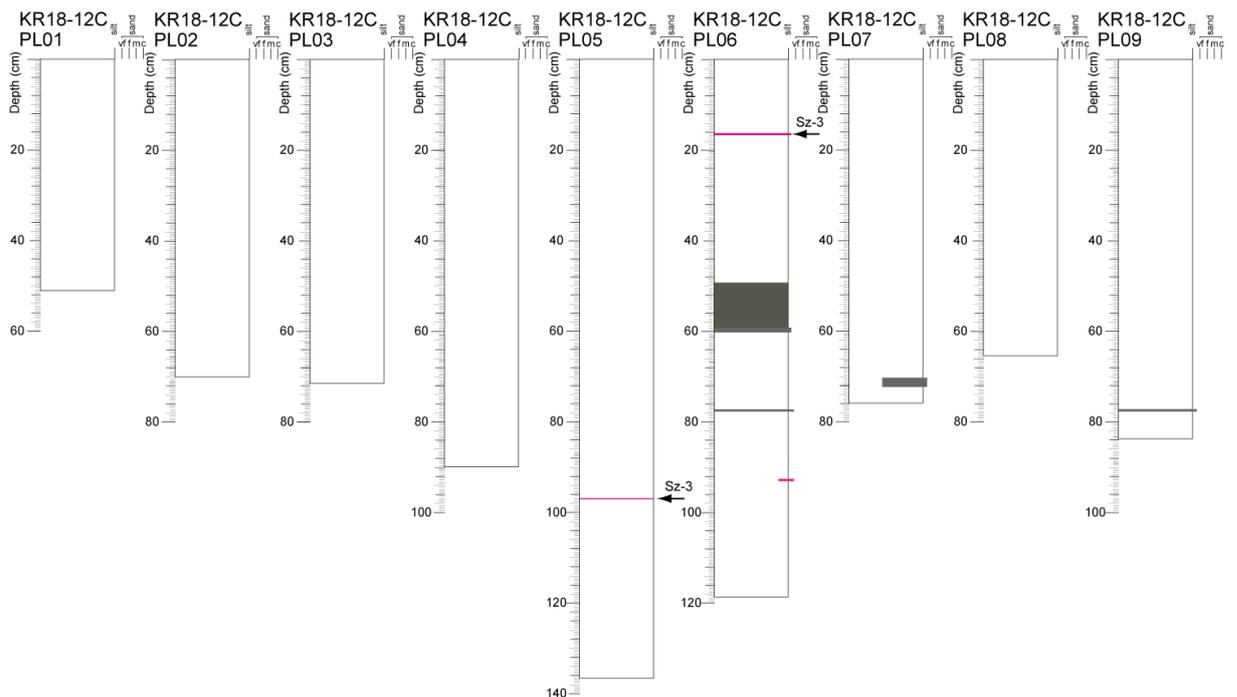


図 3-7-①-3 「かいいい」KR18-12C 航海で日向灘海域から採取されたパイロットコア試料の岩相。赤色は火山灰層を、灰色はタービダイト層、白色は半遠洋性泥を示す。Sz-3 は桜島文明テフラ。

第一候補の大淀海盆では海盆中心部に比較的厚い堆積層が確認され、既存コアの採取地点よりも堆積速度も速いことが想定された。このため、最表層の堆積層が厚い地点を選んで4地点で海底堆積物コアの採取を行った。結果として、ピストンコア下部はいずれも火山灰質の堆積層からなり、その上位の生物擾乱を持つ通常時に堆積した泥（半

遠洋性泥)層には数枚のタービダイトが挟在することが明らかとなった(図3-7-①-2)。コア下部の火山灰質層も堆積構造から初生の降下火山灰ではなく、重力流により二次的に移動して堆積したものと推定される。大淀海盆の表層地層探査記録には数枚の厚い音響的透明層が確認されるが、少なくともこの一部はこのような火山灰質の二次堆積物により構成されている可能性が高い。この二次堆積物を構成する火山ガラスは約7300年前に南九州鬼界カルデラから噴出したアカホヤテフラ(K-Ah:町田・新井、2003:表7-3-①-2)であるので、二次堆積物の堆積年代は7300年前以降であると考えられる。この二次堆積物は多数の単層の積み重なりから構成され、間に生物擾乱を持つ通常時の堆積物が挟在する場合もあるので、複数回のイベントにより形成されたものと考えられるが、その形成原因や地震・津波との関係は不明である。大淀海盆のコアでは、この火山灰の二次堆積層はコア深度1.5~3m程度より下位に認められる。この二次堆積物の上面の年代は不明だが、後述するように前弧斜面基底の海盆ではその上位に、約6400年前に鹿児島県薩摩半島南端の池田カルデラから噴出した池田湖テフラ(IK:町田・新井、2003)が認められるコアがあるので、上面の年代を6000~7000年前と仮定するとそれより上位の堆積速度は20~50cm/千年と計算される。この値は日本周辺海域の堆積速度として小さい値ではないが、南海トラフ沿いの巨大地震の発生間隔である100~200年程度(Ando、1975)の間に2~10cmしか半遠洋性泥が堆積しない計算となる。生物擾乱などによる堆積物の擾乱を考慮すると、数百年間隔のイベントの保存には好ましい環境とは言えない。また、火山灰の二次堆積物の上位には数枚のタービダイトが挟在しているものの、上記の二次堆積物上面の年代を仮定するとその堆積間隔は数千年のオーダーとなり、南海トラフ沿いの巨大地震の発生間隔とは大きく異なる。挟在するタービダイトの堆積年代を今後特定する必要があるが、現時点では、地震・津波履歴の解説には大淀海盆からのコアは使えない可能性が高いと判断される。

表3-7-①-2 「かいいい」KR18-12C航海で日向灘海域から採取された海底堆積物中に挟在する火山灰分析結果

Core	Analyzed horizon (cm)	Glass type	Refractive index of glass shards	Correlation	Core	Analyzed horizon (cm)	Glass type	Refractive index of glass shards	Correlation
KR18-12C PC01	339.9-341.9			K-Ah rework	KR18-12C PC05	470.3-470.8			IK + K-Ah
	378.9-380.9			K-Ah rework	KR18-12C PL05	96.8-97.0			Sz-3
KR18-12C PC02	186.1-188.1			K-Ah rework	KR18-12C PC06	250.2-252.2			K-Ah rework
	222.5-224.5			K-Ah rework		274.2-276.2			K-Ah rework
	247.0-249.0			K-Ah rework	KR18-12C PL06	16.2-16.7			Sz-3
KR18-12C PC03				K-Ah rework	KR18-12C PC07	210.8-211.4			IK + K-Ah
				K-Ah rework		293.6-295.6			K-Ah rework
	296.4-298.4			K-Ah rework		325.5-327.5			K-Ah primary?
	336.4-338.4			K-Ah rework	KR18-12C PC08	27.5-28.2			Sz-3
	369.9-371.9			K-Ah rework		417.8-419.8			K-Ah rework
KR18-12C PC04	239.4-241.4			K-Ah rework	KR18-12C PC09	246.0-248.0			K-Ah rework
	283.1-285.1			K-Ah rework		347.6-349.6			K-Ah rework
	305.1-307.8			K-Ah rework					

Glass type:
Correlation: K-Ah=Kikai-Akahoya tephra, IK=Ikeda-ko tephra, Sz-3=Sakurajima Bunmei tephra

当初の第二候補である日向灘前弧斜面基部の小海盆は表層地層探査記録で表層下に厚い音響的透明層を挟むことで、大淀海盆と似た層相を示した。一方、採取された堆積物コアはやや堆積速度が遅いと推定されたKR18-12C PC06, PC07, PC09の3本のコア(PC06とPC09はほぼ同じ位置)ではコア下部に厚いアカホヤテフラの再堆積層が見ら

れ、大淀海盆と似た層序を示すが、他の2本のコアではこの厚いアカホヤテフラの再堆積層には到達しておらず、他の海盆よりも堆積速度が速いことを示唆している。さらに、全てのコアにおいて、アカホヤテフラの再堆積層より上位の半遠洋性泥の部分で大淀海盆よりも多数のタービダイトを挟在している（図3-7-①-2）。また、同じ海盆の中心部と北端部からそれぞれ採取されたPC05とPC07コアでは、鹿児島県の池田カルデラから噴出した池田湖テフラ（IK：約6400年前）が共にアカホヤテフラとの混在として認められるが、その深度は海盆中心部のPC05コアでは約4.7mであるのに対して、海盆の北端に近いPC07コアでは約2.1mに位置し、堆積速度が海盆中心部でより速いこと、肉眼で挟在が確認されるタービダイトの頻度も海盆中心部で大きいことがわかる。以上のことから、タービダイトを発生させるイベントの頻度は沖合の大淀海盆よりも、前弧斜面下部の方が大きいこと、海盆中心部の堆積速度の速い場の方がイベント層（タービダイト）をよりよく保存していることを示している。このことは今後のタービダイトを用いた地震・津波履歴解読のためのコア採取位置の選定の大きな基準となる。

以上の結果から、KR18-12C航海で調査した範囲においては、前弧斜面下部の海盆の堆積中心に近い場所から採取されたコアが地震・津波履歴の解読に好ましいと選定された。これに基づいて、タービダイトの堆積間隔と堆積年代を知るのが次の課題となる。海底堆積物の堆積年代決定においては、通常時の堆積物に含まれる浮遊性有孔虫の遺骸による放射性炭素年代測定が使われるのが普通である。しかし、その試料準備には時間を要するため、今年度は挟在する火山灰の分析と堆積物中のバルク有機物を用いた放射性炭素年代測定を行った。バルク有機物を用いた年代値は古い陸源有機物の混入などのため、一般に真の年代よりも古く出ることが知られている（池原、2000）。なお今回は、もっとも頻繁にタービダイトを挟在するKR18-12C PC05コアに集中して分析を行った。PC05コアの柱状図に得られた年代値を入れたものが図3-7-①-4である。生物擾乱を持つ通常時に堆積した半遠洋性泥から得られた値（図3-7-①-4の黒字の値）を見ると、コア最上部（深度約20cm）の年代値が約2800年前であるので、真の年代よりもおおよそ2000～2500年程度古い年代が出ていると考えられる。PC05のコア最下部には上述のように約6400年前の池田湖テフラが認められ、最下部の半遠洋性泥のバルク有機物の年代値（8140年前）とその上位の年代並びに二つの年代測定層準間の半遠洋性泥の厚さと最下部の年代測定層準から池田湖テフラまでの半遠洋性泥の厚さから見積もられる池田テフラ層準のバルク有機物年代値には約2000年の差があると計算できるので、年代のオフセットはコアを通じてほぼ同じであると推定される。この仮定の下、タービダイトの堆積間隔は200-300～700年、長いところで1000年程度と見積もられる。なお、T4（肉眼で識別されたタービダイトに上からつけた番号）、T5、T6のタービダイト泥直上の半遠洋性泥の年代値は下位のタービダイト泥のそれよりも古い。この原因は不明であるが、日本海溝底のコアでは一枚のタービダイト泥中の有機物の年代が上方に系統的に古くなるものもある（Bao et al.、2018）ので、タービダイト泥の堆積過程の中でより古い有機物が上方に濃集し、堆積後の生物擾乱による粒子の混合により古い有機物が半遠洋性泥側に付加された可能性もある。さらに、コア中部の深度約2m（T3～T4の層準）でやや大きな年代の逆転が生じているが、その原因は不明である。今後、

浮遊性有孔虫を用いた年代測定を実施し、より確からしい堆積年代とタービダイトの堆積間隔を求める必要がある。

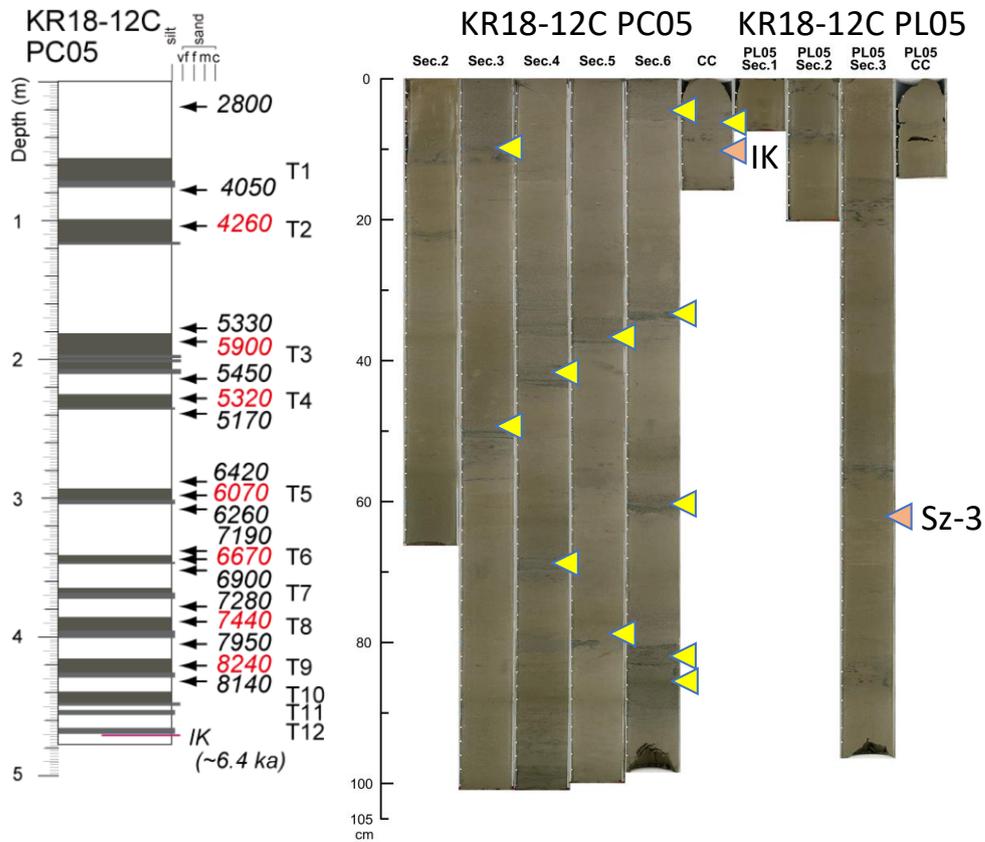


図3-7-①-4 「かいいい」KR18-12C 航海で日向灘前弧斜面基部の小海盆から得られた KR18-12C PC05 コアの柱状図、バルク有機物を用いた放射性炭素年代測定結果と PC05 コア及び PL05 コアのコア写真。柱状図の右に黒字で示した年代値は半遠洋性泥に対する年代値、赤字で示した年代値はタービダイト泥に対する年代値。T1~T12 は肉眼で識別されるタービダイトの番号。コア写真の黄色の三角はタービダイト、オレンジの三角はテフラの挟在層準。IK は池田湖テフラ、Sz-3 は桜島文明テフラ。

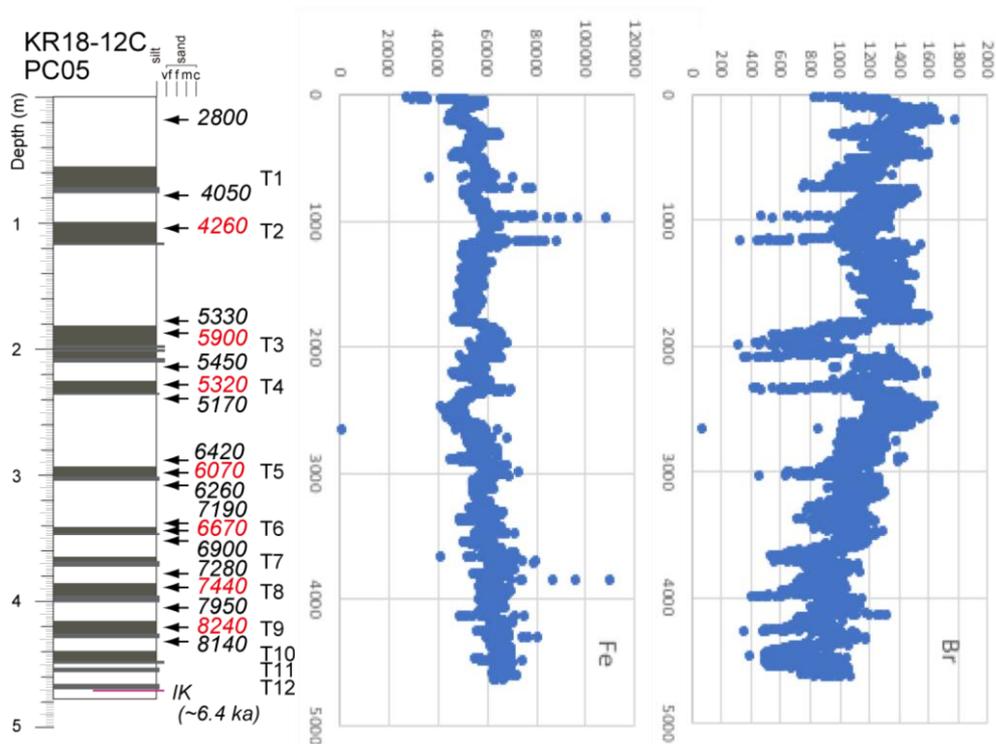


図 3-7-①-5 KR18-12C PC05 コアの蛍光エックス線コアスキャナーによる Fe 及び Br の分析結果

一方で、PC05 コアのパイロットコアである PL05 コアの深度約 97cm には鹿児島県の桜島の文明の歴史噴火 (1471 年) のテフラ (桜島文明テフラ ; Sz-3 ; 町田・新井、2003) の挟在が確認されている (図 3-7-①-3 及び表 3-7-①-2)。同じテフラは PC06 コアのパイロットコアである PL06 コアと PC08 コアからも確認されている (図 3-7-①-2 及び表 3-7-①-2)。この 3 本のコアにおいて、桜島文明テフラの上位に肉眼で識別可能なタービダイトは確認できない (図 3-7-①-2 及び図 3-7-①-3)。もしタービダイトがないのであれば、1471 年以降の南海トラフ沿いの地震では日向灘海域ではタービダイトを形成するほどの海底での大きな土砂輸送がなかった可能性を示唆する。これを確認するためには、肉眼では捉えられない微小な堆積構造や化学組成の変化の有無を調べるのが有効である。このため、PC05 コアの化学組成を蛍光エックス線コアロガーにより 1 mm 間隔で分析した。分析結果 (図 3-7-①-5) は肉眼で識別されるタービダイトの層準で Fe が高く、Br が低くなる傾向が確認された。同様な変化は、深度 40cm 付近にも見られるが肉眼ではタービダイトは認定されていない。この層準については今後堆積構造の詳細な観察を行なって、タービダイトの有無を確認する必要がある。また、桜島文明テフラを挟在する 3 本のコアについては今回は化学分析を行うことができなかった。今後これらのコアの分析を行い、分析結果のより詳細な解析を行うとともに、堆積構造の詳細な観察も含めて 1471 年以降のタービダイトの有無を確認する必要がある。

PC05 コアのバルク有機物の年代測定結果からはタービダイトの堆積機構に関する情

報も得ることができた。タービダイト泥はすでに海底に堆積した堆積物が再移動・再堆積したものであるので一般に真の堆積年代よりも古い粒子を含んでおり、そこから得られる年代値は上下の半遠洋性泥よりも古くなる（例えば、Ikehara et al., 2016）。今回得られたタービダイト泥（図3-7-①-4の赤字の値）とその直下の半遠洋性泥（同じく黒字の値）のバルク有機物の年代にはタービダイト泥の方が100(T9)～500年(T3)程度古い値を示すものもあるが、上下の半遠洋性泥の年代と整合的な年代を示すもの(T5、T6、T8)もある。また、タービダイト泥の方が古い年代を示すT3、T4、T9においてもその年代差は、500、200、100年程度と日本海溝底の2000年程度と比べても小さい。このことは、より最近に堆積した堆積物が再移動・再堆積してPC05コアのタービダイトを形成したことを示唆する。これは従来受け入れられてきた地震による海底地すべり・斜面崩壊起源でタービダイトが形成される、というモデルが、PC05コアのタービダイトに関しては必ずしも必要ないことを示している。なぜなら、海底地すべり・斜面崩壊では海底下数十cm～数mあるいはそれ以上の堆積物が崩壊して再移動・再堆積するので、より古い粒子が再堆積堆積物の中に混入すると考えられるからである。最近、地震性タービダイトの形成プロセスとして表層堆積物の再懸濁の考えが提出され、チリの湖や日本海溝、南海トラフ沿いでその証拠が提出されてきている(Ashi et al., 2014; Ikehara et al., 2016; McHugh et al., 2016; Moernaut et al., 2017など)。今回、PC05コアについて得られた結果も表層堆積物の再移動・再堆積を示唆しており、同様な現象が日向灘においてもタービダイトを形成した可能性が高い。

このような表層堆積物の再懸濁起源のタービダイトの特徴を確認するため、このプロセスにより地震性タービダイトの形成が報告されている日本海溝沿いで同様なバルク有機物の年代測定を比較研究として実施した。小さな海盆の連なる日本海溝底と下部斜面の平坦面(mid-slope terrace)上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いる（例えば、Ikehara et al., 2016; Usami et al., 2018）。今回、日本海溝底のコアから得られたタービダイト泥と半遠洋性泥の年代差は、日本海溝底で500～2500年であり、先行研究の結果とほぼ同様に大きな年代差はなく、表層堆積物の再懸濁がタービダイト形成に重要な役割を果たしていることを示唆している。

(d) 結論ならびに今後の課題

以上のように、これまで地震・津波履歴情報に乏しかった日向灘海域において、「かいいい」KR18-12C航海で海底地形調査と表層地層探査記録に基づき海底堆積物の採取を行った。その結果、日向灘前弧斜面の基部の小海盆のコアから、200-300～1000年程度のタービダイトの堆積間隔を得た。これは南海トラフ沿いの巨大地震の発生間隔と言われる100～200年よりも長い。また、桜島の文明の噴火(1471年)のテフラ(Sz-3)以降には肉眼で識別可能なタービダイトの挟在はなかった。このような間隔の違いや最近のイベントの欠如については堆積物コアの堆積構造や化学組成のより詳しい分析から今後検討されねばならない。一方で、今回の採泥結果はタービダイトを用いた地震・津波履歴の検討により良いコアの採取地点として、堆積速度の速い堆積盆の堆積中心が

あげられることが明らかとなった。海底堆積物コア採取の事前の海底地形調査と表層地層探査記録から場所を絞り込んでコア採取を行うことで、より効率的な履歴解読のための調査が可能になると考えられる。逆に言えば、良い海底地形図と表層の堆積状況の把握がなければ、採取されたコアから得られた結果の解釈も困難になる場合があることを示している。また、日向灘においてタービダイトを頻繁に挟在するコアでは、タービダイトが表層の未固結堆積物の再移動・再堆積起源であることが示された。同様なタービダイトの堆積プロセスは、やはり細粒タービダイトが頻繁に挟在する日本海溝沿いでも報告されている (Ikehara et al., 2016; McHugh et al., 2016)。熊野沖南海トラフ海溝陸側斜面や前縁隆起帯における海底地形調査や反射法地震探査で検出できる規模の海底地すべりの発生頻度は南海トラフで発生する巨大地震の発生間隔に比べて有意に長いことが知られている (Moore et al., 2015; Kremer et al., 2017)。地震性タービダイトによる履歴の検討においては、海底地形で検出可能な規模の海底地すべりが発生する場よりも、巨大地震の度に表層堆積物が再移動・再堆積してタービダイトを形成する場の方が好ましいと考えられる。このような場を選定するための一つの条件が今回の調査から得られたと考えられる。

日向灘コアの蛍光エックス線コアスキャナーの分析は、高知大学海洋コア総合研究センターの全国共同利用の課題 (18A041/18B038) によって行われた。

(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., Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, 27, 119-140, 1975.
- 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.
- Ashi, J., R. Sawada, A. Omura and K. Ikehara, Accumulation of an earthquake-induced extremely turbid layer in a terminal basin of the Nankai accretional prism. *Earth Planets Space*, 66, 1-9, 2014.
- Bao, R., M. Strasser, A.P. McNichol, N. Haghpor, C. McIntyre, G. Wefer and T.I. Eglinton, Tectonically-triggered sediment and carbon export to the Hadal zone, *Nature Comm.*, 9, 121, 2018.
- 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, 海底堆積物中の浮遊性有孔虫と有機炭素を用いた放射性炭素年代値の比較,

- 地調月報, 51, 299-307, 2000.
- 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.
- Kremer, K., M.O. Usman, Y. Satoguchi, Y. Nagahashi, S. Vadakkepuliambatta, G. Panieri and M. Strasser, Possible climate preconditioning on submarine landslides along a convergent margin, Nankai Trough (NE Pacific), *Prog. Earth Planet. Sci.*, 4, 20, 2017.
- 町田 洋・新井房夫, 新編 火山灰アトラス, 東大出版, 336p., 2003.
- McHugh, C.M., T. Kanamatsu, L. Seeber, R. Bopp, M.-H. Cormier and K. Usami, Remobilization of surficial slope sediment triggered by the A.D. 2011 Mw9 Tohoku-Oki earthquake and tsunami along the Japan Trench, *Geology*, 44, 391-394, 2016.
- Moernaut, J., M. Van Deale, M. Strasser, M.A. Clare, K. Heirman, M. Viel, J. Cardenas, R. Kilian, B. Ladron de Guevara, M. Pino, R. Urrutia and M. De Batist, Lacustrine turbidites produced by surficial slope sediment remobilization: A mechanism for continuous and sensitive turbidite paleoseismic records, *Mar. Geol.*, 384, 159-176, 2017.
- Moore, G., B.B. Boston, M. Strasser, M.B. Underwood and R.A. Ratliff, Evolution of tectono-sedimentary systems in the Kumano Basin, Nankai Trough forearc, *Mar. Petrol. Geol.*, 67, 604-616, 2015.
- 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.*, 5, 11, 2018.

②陸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、平成 29 年度に引き続き、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。本年度は島の北部、東部の 2 地点でそれぞれ現成マイクロアトールの測量、北部で離水マイクロアトールの断面試料の採取と分析をそれぞれ行い、本地域のマイクロアトールの水平方向の成長速度を見積もった上で過去 600 年程度の相対的海面変化を復元した。

(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。毎年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）。

今年度は、昨年度発見した喜界島北部小野津地区および東部嘉鈍地区の現成および離水サンゴ・マイクロアトールについて、トータルステーションによる断面測量を行った（図 3-7-②-1）。また離水サンゴ・マイクロアトールについては断面のブロック試料を採取し、CT スキャンによる画像を取得した。CT スキャン画像からサンゴの年縞を読み取り、水平方向の成長速度を見積もった上で、断面試料のない現成マイクロアトールについて、直径からおおよその成長年数を推定した。

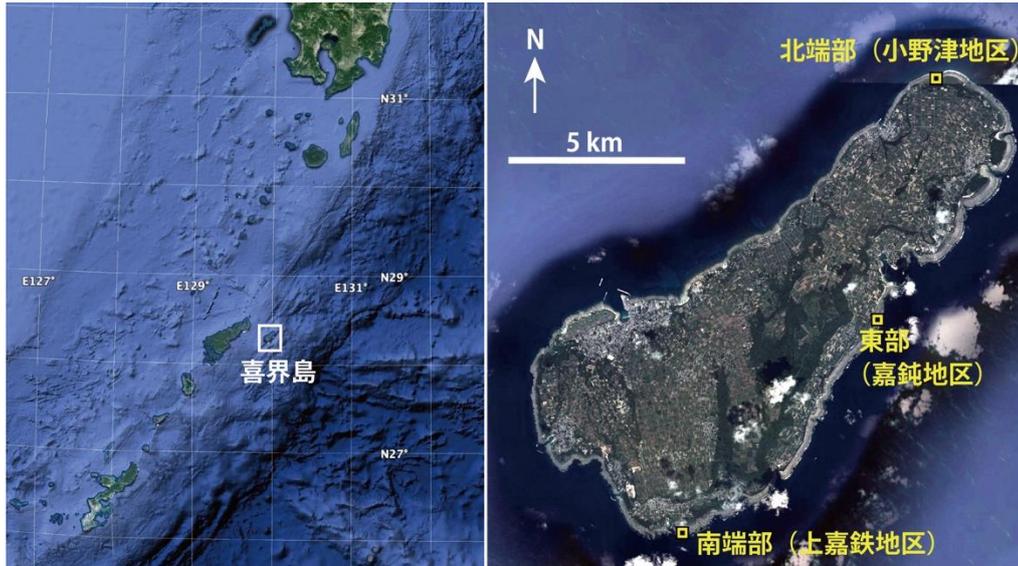


図 3 - 7 - ② - 1 喜界島の位置と調査地点の位置。Google Earth 使用。

(c) 業務の成果

喜界島北部の小野津地区で発見した離水マイクロアトールについて、電動ノコギリを用いて中心部から縁辺部まで、幅 5～6 cm、深さ 10 cm 程度で約 270 cm に渡ってブロック状にサンプルを採取した (図 3 - 7 - ② - 2)。サンプルは CT スキャン画像を取得し (図 3 - 7 - ② - 3)、水平方向への成長が明確な 260 cm の範囲で年縞を計数したところ、237 年分が確認できた。すなわち平均約 1.1 cm ずつ成長していることがわかる。 ^{14}C 年代は中心付近で AD1305-1425、縁辺部付近で AD1489-1650 であり、年縞と調和的である。

次に北部の小野津地区と東部の嘉鈍地区でそれぞれ現成サンゴ・マイクロアトールについてトータルステーションによる断面測量と VRS-RTK を用いた GNSS 測量を実施した。その結果、北部の現成マイクロアトールはいずれも頂面の高度が -1.01～-1.07 m (TP) でほぼフラットであり、最大のもは半径が 78.8 cm であった。離水マイクロアトールから算出した成長速度からみて、過去約 72 年間はほぼ海面は安定していたと言える。東部で確認した現成マイクロアトールのうち最大のもは半径 145.6 cm で、高度は -1.06 m (TP) ～-1.20 m (TP) の間で若干の凹凸もあり、外縁部がやや盛り上がっている。これについても過去約 132 年間、海面はほぼ安定していたが、10 cm 程度以内の若干の変動があった可能性も示している (図 3 - 7 - ② - 4)。



図 3 - 7 - ② - 2 離水サンゴ・マイクロアトールのブロックサンプル採取の様子

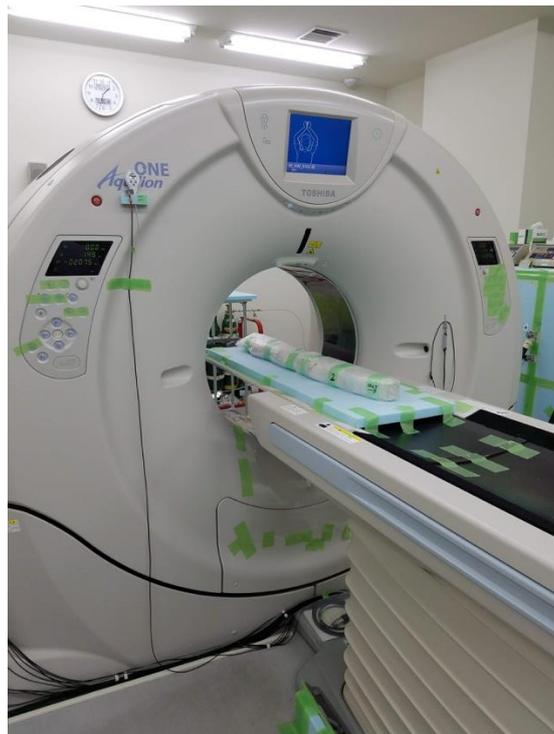


図 3 - 7 - ② - 3 採取されたブロックサンプルの CT スキャンの様子

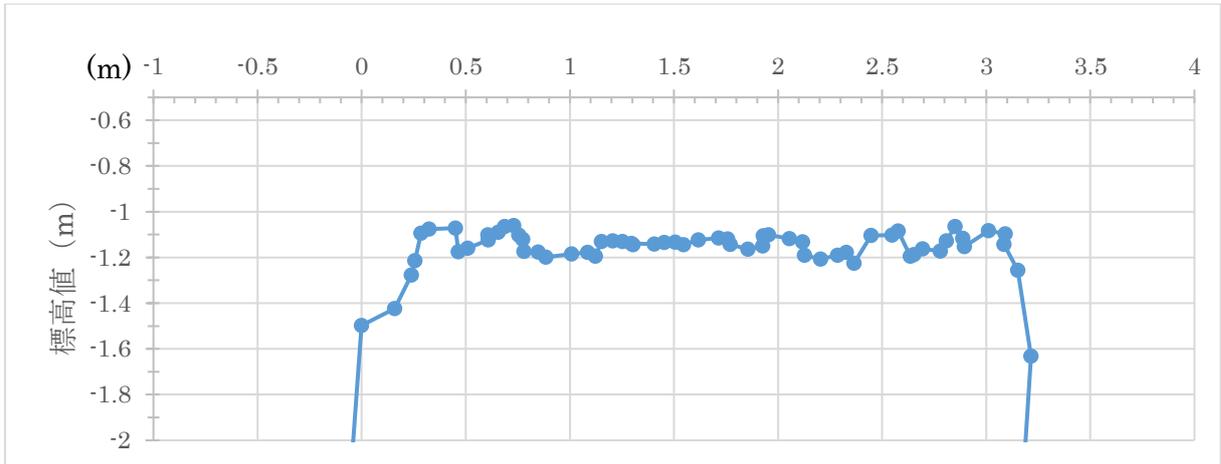


図3-7-②-4 喜界島東部嘉鈍地区における現成マイクロアトールの断面測量結果

(d) 結論ならびに今後の課題

喜界島北部に分布する離水マイクロアトールについて断面方向にブロックサンプルを取得し、CT スキャン画像を取得して解析した結果、水平方向に成長速度が 1.1 cm/年であることが明らかになった。次に喜界島北部と東部の現成マイクロアトールについて断面測量を行った結果、その形状と大きさから、北部では少なくとも過去 72 年間、東部では少なくとも過去 132 年間、相対的の海面はほぼ安定していることを示す。ここでユースタティックな海面変動を僅少と仮定すれば、GNSS 等で示される定常的な隆起は、長期的には累積しておらず、ほぼ安定していると考えられる。

今のところ現成マイクロアトールについては表面の形状と成長速度から海面変動を推定しているが、可能であれば離水マイクロアトールと同様に断面のブロックサンプルの採取と CT スキャンの画像取得し、具体的な相対的の海面変化の履歴を復元する必要がある。今後は、現成マイクロアトールのブロックサンプル採取を実施することと、離水マイクロアトールについては、より精度の良い年代測定による長期間の変動の復元が求められる。

(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.

③陸域での津波履歴調査によるサンプルデータ解析（高知県須崎市・土佐清水市）

(a) 業務の要約

高知県須崎市および土佐清水市では、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、柱状堆積物試料の掘削を行った。須崎市では、湖沼を埋め立てて畑地とした場所で掘削し、砂礫質のイベント堆積物を見つけることができた。土佐清水市では、砂丘の背面に分布する湿地で掘削調査を行い、少なくとも1層のイベント堆積物を発見した。放射性炭素年代測定の結果から、このイベント堆積物は15世紀頃に堆積したことが明らかになった。

(b) 業務の実施方法

高知県須崎市では、明治時代の迅速地図で湖沼の一部として描かれ、現在は埋め立てられて水田や空き地となっている場所で機械式ボーリングを行って連続柱状堆積物試料を採取した。採取した試料は、肉眼に加えて医療用CTスキャナーを用いて詳細な観察を行った（図3-7-③-1）。

高知県土佐清水市では、ロシアンサンプラーおよびハンディジオスライサーを用いて、深さ1m程度の連続柱状堆積物試料を採取した（図3-7-③-2）。採取した試料は、肉眼に加えて医療用CTスキャナーを用いて詳細な観察を行った。観察後、堆積物試料を1cm毎に分割した後に篩で洗浄し、大型植物化石を拾い出して放射性炭素年代測定用の試料とした。



図3-7-③-1 2017年度に掘削調査を行った場所（高知県須崎市。国土地理院発行1:25000地形図「須崎」を使用）。



図 3-7-③-2 2017 年度に掘削調査を行った場所（高知県土佐清水市。国土地理院発行 1:25000 地形図「土佐清水」を使用）。

(c) 業務の成果

高知県須崎市では、機械式ボーリングを 2 地点で行い（図 3-7-③-1）、それぞれ深さ 21m、27m まで掘削することができた（図 3-7-③-3）。堆積物の肉眼観察と CT 画像観察を行った結果は以下の通りである。

[地点 SK2018-01]

深さ 0.00 m～3.00 m までは盛り土で構成される。深さ 3.00 m～4.00 m は主にシルト～砂質シルトからなるが、深さ 3.38 m～3.58 m にはイベント層と考えられる細粒砂が認められる。深さ 4.00 m～5.00 m は貝殻片が混じる砂質シルト層が見られ、深さ 5.00 m～6.00 m は貝殻片の混じる粗粒砂と細粒砂の互層となる。深さ 6.00 m～9.00 m は、基質で支持されていない礫質層が観察される。この礫層は、深さ 9.00 m～12.10 m になると貝殻片が散在するシルト～砂質シルト層に急激に変化する。深さ 12.10 m～12.44 m は再び貝殻片を含む礫層になるが、深さ 12.44 m～13.22 m では礫質混じりの砂質シルト～細粒砂層へと変化する。深さ 13.22 m～14.00 m は礫層が見られ、この礫層は上では砂質シルトによって支持されるが、下位に向かって礫支持となる。深さ 14.00 m～15.00 m は有機質シルトとなるが、徐々に基盤岩からの流れ込みと考えられる腐り礫状の砂岩が見られるようになる。深さ 15.00 m～19.23 m は、礫混じりの砂質層～礫層が分布する。深さ 19.23 m～21.00 m には、基盤岩である砂岩の風化部が認められる。

[地点 SK2018-02]

深さ 0.00 m～2.70 m までは盛り土で構成される。深さ 2.70 m～6.40 m は主にシル

ト～砂質シルトからなるが、深さ 3.30 m～3.64 m、深さ 3.75 m～3.78 m、深さ 3.90 m～4.03 m、深さ 4.18 m～4.20 m、深さ 4.51 m～4.53 m、深さ 4.86 m～4.88 m、深さ 5.04 m～5.10 m、深さ 5.51 m 付近にイベント層と考えられる砂層が認められる。深さ 6.40 m～10.30 m は礫質層に変化するが、深さ 10.30 m～14.22 m は再び細粒砂～シルト質砂層となる。この細粒砂～シルト質砂層には、深さ 10.60 m～10.80 m、深さ 12.65 m～12.81 m などにイベント層と考えられる砂層が認められる。このほかにも、イベント層の可能性のある砂層が見られたが、その判別にはさらに詳細な検討が必要である。深さ 14.22 m～14.32 m には直径 100mm 以上の礫が存在し、その下位（深さ 14.32 m～）には有機質泥、腐り礫状の砂岩が含まれるシルト、有機物を多く含む砂質シルト、礫混じりのシルトの互層が確認された。深さ 24.50 m 以深では礫混じりの砂質層になり、深さ 25.22 m～27.00 m には、基盤岩である砂岩の風化部が認められる。

高知県土佐清水市では、砂丘によって閉塞された低地である大岐海岸において、深さ 1 m 程度の連続柱状堆積物試料を合計 12 地点で採取した（図 3-7-③-2）。得られた試料の肉眼観察と CT 画像観察を行った結果、泥質堆積物中に少なくとも 1 層のイベント堆積物が認められた（図 3-7-③-4）。このイベント堆積物の直上および直下から得られた放射性炭素年代は、西暦 1399-1287 年、西暦 1450-1404 年、西暦 1457-1410 年という値を示した。また、深さ 80cm 程度から得られたタケノコカワニナの放射性炭素年代測定値は 440 ± 30 yr BP を示し、Marine Reservoir 効果の影響がないと仮定した場合、西暦 1420-1610 年という値となる。

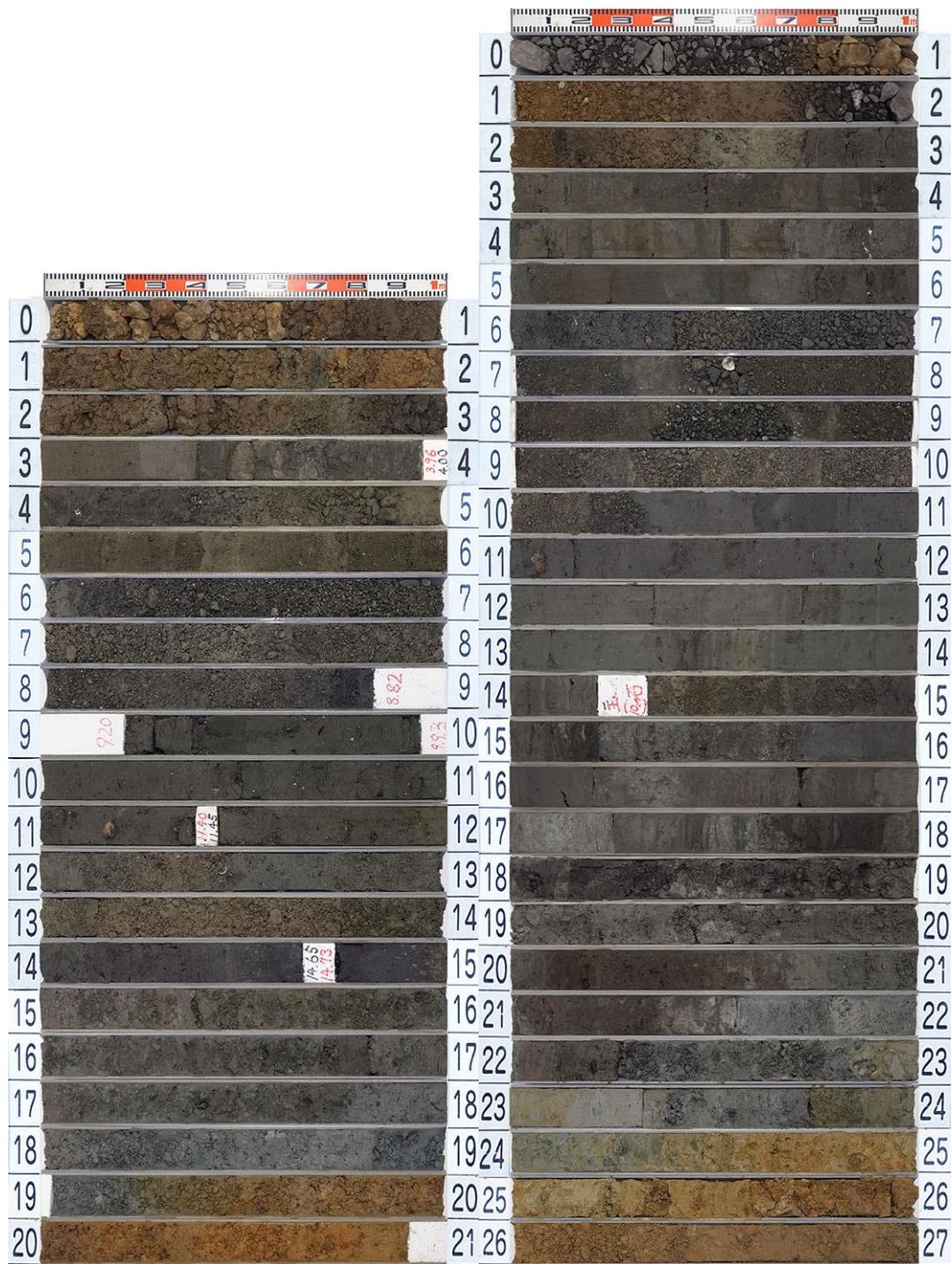


図3-7-③-3 高知県須崎市において採取されたコア試料の写真（左：SK2018-1、右：SK2018-2）

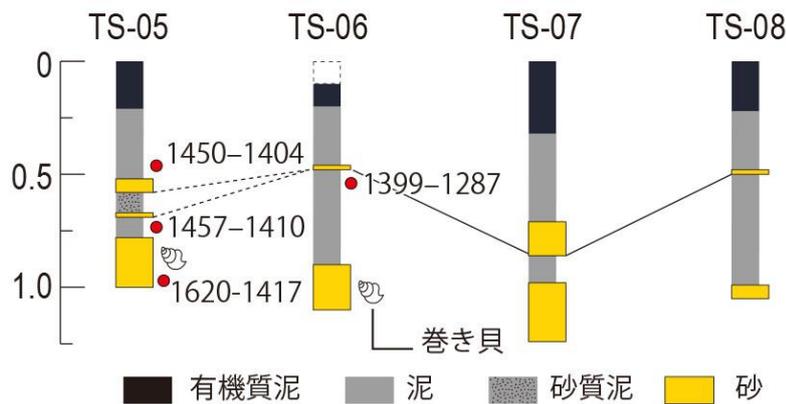


図 3-7-③-4 高知県土佐清水市において採取されたコア試料の柱状図

(d) 結論ならびに今後の課題

須崎市では、砂礫質のイベント堆積物を見つけることができた。今後は、堆積物の詳細な観察を行い、さらに諸分析を加えることによってイベント堆積物が過去の津波によるものかどうかを検討する必要がある。また同時に、放射性炭素年代測定を行い、イベント堆積物の堆積年代を推定する必要がある。

高知県土佐清水市では、沿岸湿地で1～2層のイベント堆積物を発見した。放射性炭素年代測定の結果から、このイベント堆積物は15世紀頃に堆積したことが明らかになった。今後は、イベント堆積物の起源を推定するとともに、さらに年代測定を進めることによって歴史時代の津波や暴風と対応するのかどうかを検討する必要がある。

④陸域での津波履歴調査によるサンプルデータ解析（高知県高知市春野町）

(a) 業務の要約

高知県高知市春野町の沿岸低地において、ハンドコアラーおよびハンディージェオスライサーを使用して掘削調査を実施した。採集された柱状試料の剥取り標本や軟X線写真を用いて泥質堆積物中に挟在する複数のイベント砂層を検出し、放射性炭素年代測定も行った。これらのイベント砂層は洪水や津波、高潮などの突発的な流れによって形成されたと考えられる。また、調査地点の地下では、有機質粘土層から上位の有機物に乏しい粘土層へ層相の変化が観察された。今後、イベント砂層や層相変化の成因を推定するために微化石分析などを進めたい。

(b) 業務の実施方法

旧版地形図や空中写真の判読、現地での微地形の確認から高知県高知市春野町仁ノ地区の沿岸低地（図3-7-④-1）を調査地点に選定した。31地点でハンドコアラーを用い深さ最大2.7mまで掘削を行って表層地質を把握し、そのうち2地点においてハンディージェオスライサーを用いて分析用の堆積物試料を採取した（図3-7-④-2）。ジオスライサー試料は剥ぎ取り標本を作成するとともに軟X線撮影を実施し、層

相を詳細に観察した。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、実体顕微鏡下で堆積物中から拾い出した植物化石（果実）の放射性炭素年代測定も行った。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 - ④ - 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

春野町仁ノ地区の沿岸低地は仁淀川河口左岸に位置し、標高約 0～2 m と非常に低平である。海岸には現成の砂丘が分布し、その背後には海岸線と平行に小松の沼と呼ばれるラグーンが広がる（図 3 - 7 - ④ - 2）。小松の沼の北側の低地は水田として利用されており、掘削調査は海岸から約 600～1000m 内陸の水田で行った。

掘削地点の地下約 2.5m までの表層地質は主に粘土および有機質粘土や泥炭からなる（図 3 - 7 - ④ - 3）。深さ約 0～1.5m までは非常に粘着質の青灰色粘土層で、地点によって細粒砂を多く含むが植物片など有機物がほとんどみられない。深さ約 1～2.5m は主に植物片に富む有機質粘土層や泥炭層からなり、上位の青灰色粘土層との地層境界は多くの地点で不明瞭である。X-X' 側線中央部や Y-Y' 測線では、有機質粘土層中に細粒～中粒砂からなる砂層や砂質層が挟在する。これらの砂層はハンドコアラ試料で多く観察されたが、確認された砂層の数は地点間で異なっており、それらの側方への連続性は不明である。下位の有機質粘土層から上位の有機物に乏しい粘土層への層相の変化は、地下水位の上昇あるいは当地域の沈降を示している可能性がある。また、

仁淀川河口の砂州の成長によって当地域にラグーンが拡大あるいは形成されたことで、低平な土地が沈水した影響によるとも考えられる。

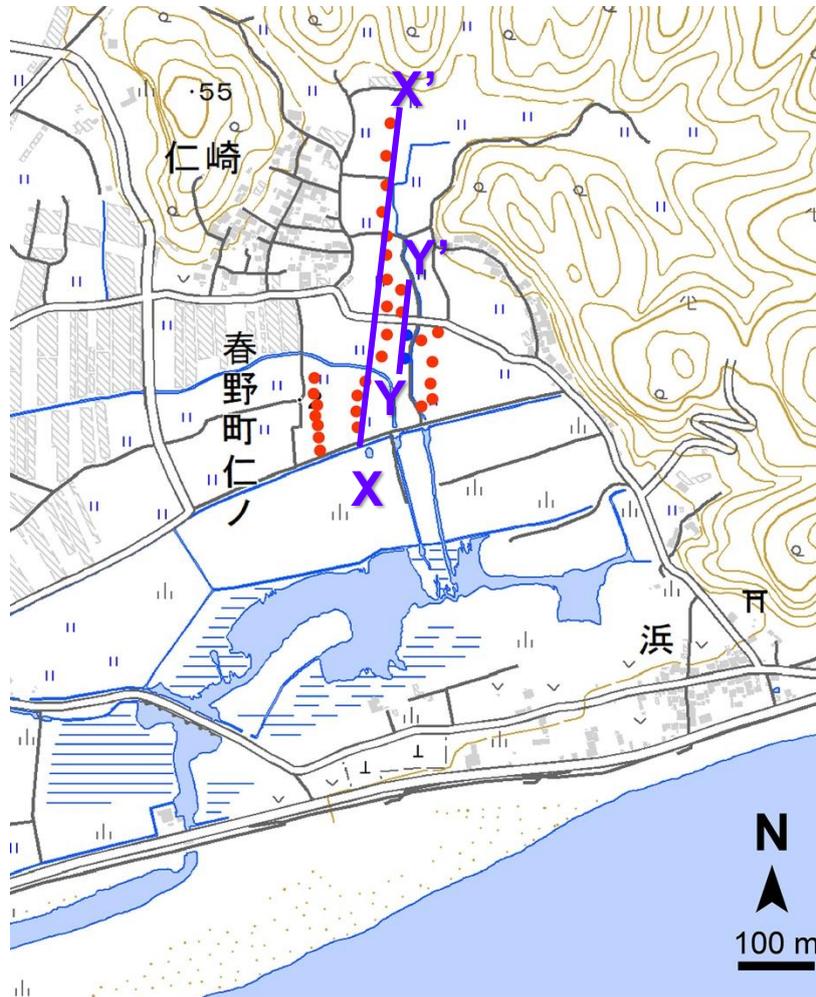


図3-7-④-2 春野町仁ノの掘削地点。位置は図3-7-④-1を参照。赤丸の地点はハンドコアラー、青丸の地点ではハンドコアラーおよびハンディジオスライサーを用いて掘削を行った。地理院地図を使用。

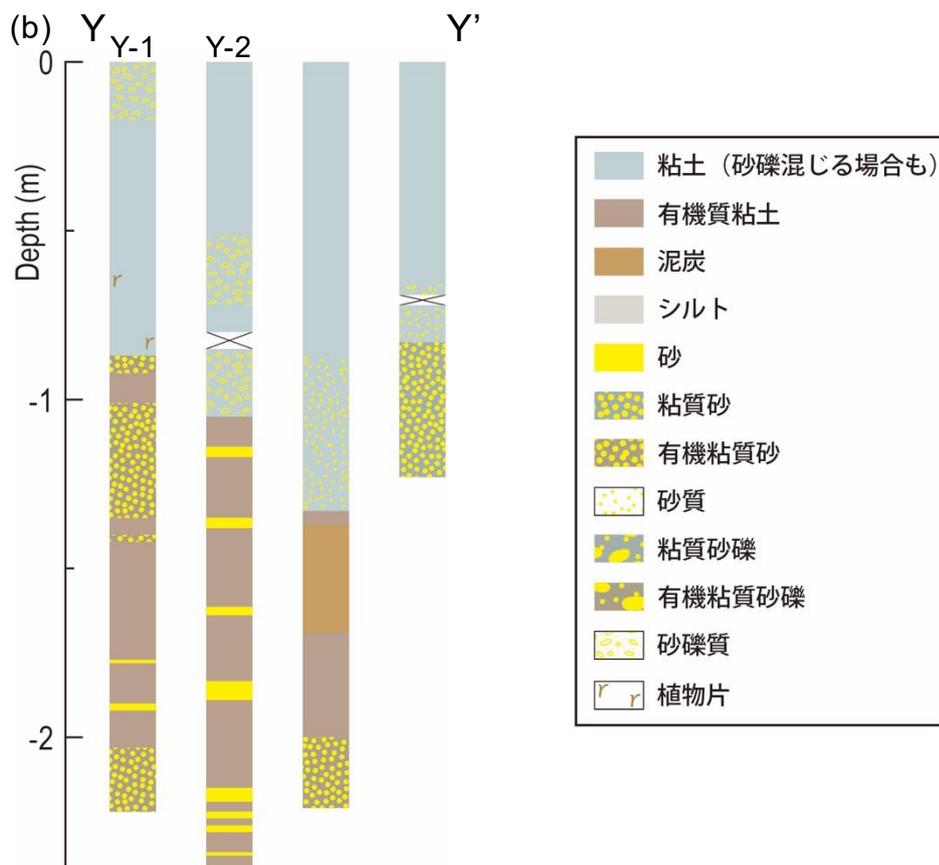
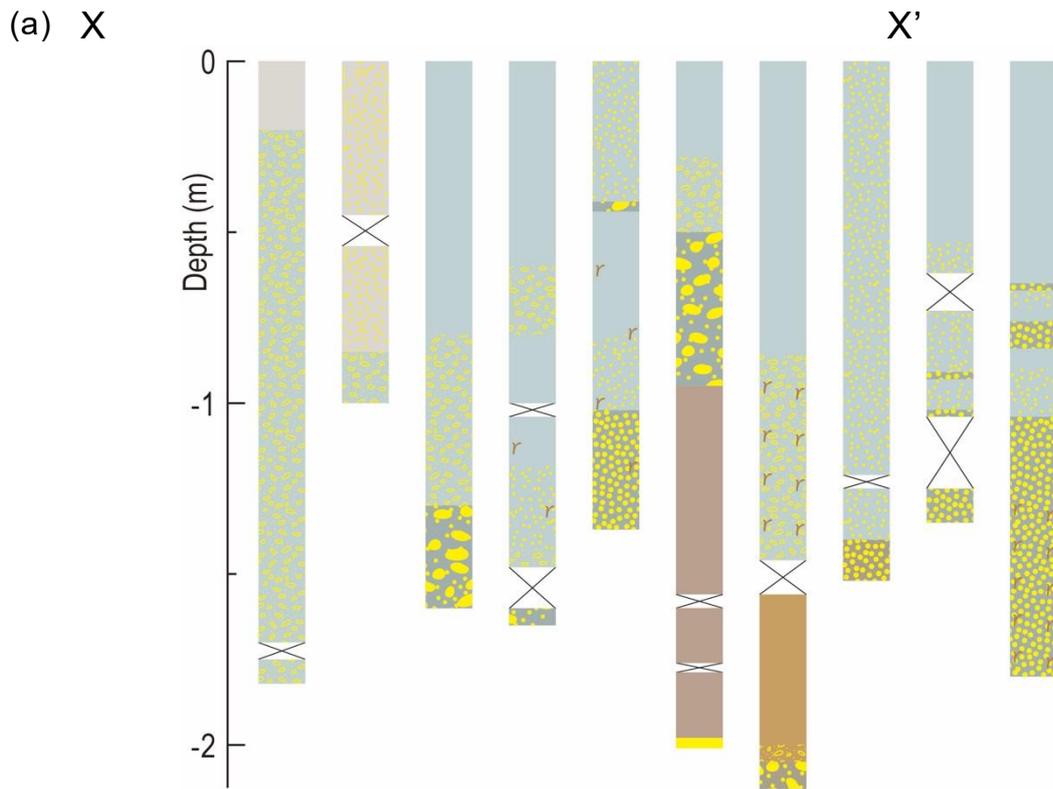


図 3-7-④-3 春野町仁ノ地区で掘削されたハンドコアラーの柱状図。(a)は X-X' 側線、(b)は Y-Y' 測線を示す。掘削地点は図 3-7-④-2 を参照のこと。

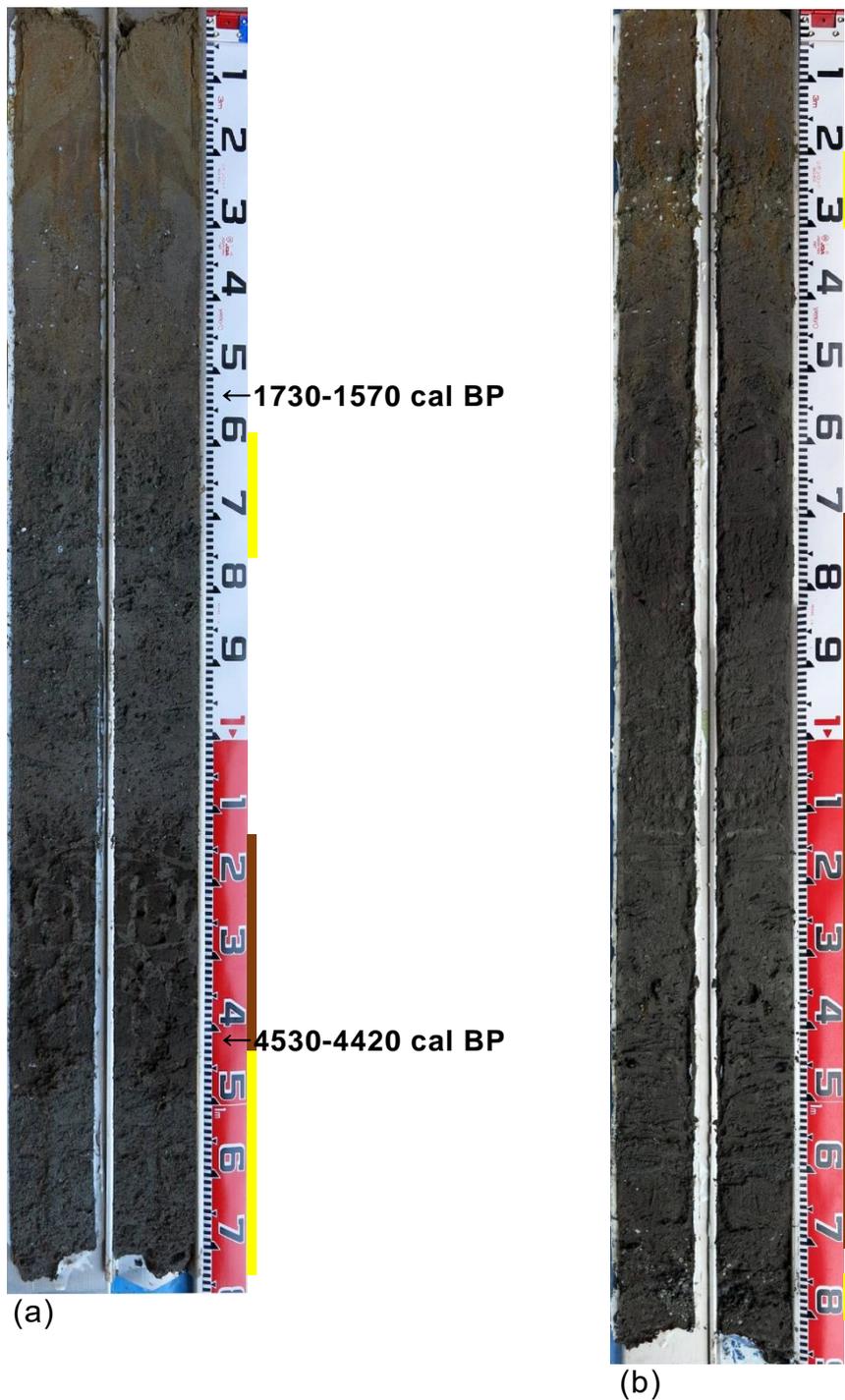


図 3-7-④-4 (a)地点 Y-1 で採取されたジオスライサー試料 (右) とその剥取り標本 (左)、および放射性年代年代。地表面から 60cm 掘り下げた位置から掘削。(b)地点 Y-2 で採取されたジオスライサー試料 (右) とその剥取り標本 (左)。地表面から 70cm 掘り下げた位置から掘削。写真右の黄色と茶色のバーはそれぞれ、砂質～砂礫層、有機質粘土層の範囲を示す。

Y-Y' 測線の南側の2地点 (Y-1、Y-2) では、表層地質をより詳細に観察し、年代測定用試料を採取するため、ハンディージオスライサーを用いて掘削を行った (図3-7-④-2、3、4)。Y-1 で採取された試料の深さ約120~140cmには有機質粘土層が分布し、生痕とみられる管状の堆積構造が観察された。この堆積構造は上位の砂礫の混じる粘土層と同一のものと考えられる粘土で充填されている。以上の観察結果から、砂礫の混じる粘土層は海水の影響下で堆積した可能性がある。一方、有機質粘土層は淡水成と考えられ、これら一連の地層は淡水から海水への堆積環境の変化を捉えている可能性がある。有機質粘土層の下限付近からは4530-4420 cal BPの放射性炭素年代が得られており、約4500年前に有機質粘土層が堆積し始めたとみられる。Y-2 で採取された試料では、深さ約130~170cmの有機質粘土層中に多くのシート状の砂層 (図3-7-④-3b右側の写真の凹んでいる部分) が観察された。これらの砂層と周囲の粘土層の境界は明瞭で、有機質粘土が堆積する静穏な環境に突発的な流れによって形成されたイベント砂層と解釈される。また、地点Y-1とY-2は近接しており、両者の有機質粘土層は分布する深さも同程度であるため、これらの地層は同時期に堆積したとみられる。

(d) 結論ならびに今後の課題

高知県高知市春野町の海岸低地においてハンドコアラールおよびハンディージオスライサーを用いて掘削調査を実施し、泥質堆積物中から突発的な流れによって堆積したイベント砂層を検出した。これらのイベント砂層の側方への連続性は不明である。今後は、これらのイベント砂層の成因を推定するため、珪藻化石の分析を行いたい。

また、当地域では有機質粘土層から有機物に乏しい粘土層への層相変化が確認され、堆積環境も淡水から海水の影響下に変化した可能性がある。当地域は、過去の南海トラフの地震で繰り返し沈降が記録された浦戸湾から約8kmと近く、地震性沈降に見舞われてきたと考えられる。上記の層相変化は地震性沈降によって生じる可能性があるが、仁淀川河口でのラグーンの形成・拡大などの環境変化でも説明可能であり、成因の検討は慎重に行う必要がある。

⑤陸域での津波履歴調査によるサンプルデータ解析 (三重県南伊勢町)

(a) 業務の要約

三重県南伊勢町において、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、沿岸湖沼において湖底の堆積物試料を採取した (図3-7-⑤-1)。採取した試料のCT画像を取得した結果、4~20層のイベント堆積物が認められた (図3-7-⑤-2)。

(b) 業務の実施方法

三重県南伊勢町では、閉鎖性湖沼 (こがれ池) にプラスチック製のフローターを浮かべ、湖上からロシアンサンプラーを用いて湖底からの深さ4m程度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、

肉眼に加えて医療用 CT スキャナーを用いて詳細な観察を行った。



図 3-7-⑤-1 2017 年度に掘削調査を行った場所（三重県南伊勢町。国土地理院発行 1:25000 地形図「贅浦」を使用）。

(c) 業務の成果

三重県南伊勢町において湖底からの深さ 400cm までの掘削調査を行い、得られた堆積物の予察的な観察を行うために CT スキャン画像を観察した結果、有機質泥層中に複数のイベント層（4～20 枚）が認められた（図 3-7-⑤-2）。試料の採取直後における肉眼観察から、湖底からの深さ 3.7 m 程度には明瞭な火山灰層が分布していることが分かった。また、イベント堆積物は細粒砂などで構成されていることが分かった。

(d) 結論ならびに今後の課題

三重県南伊勢町では、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、柱状堆積物試料の掘削を行った。試料の予察的な観察結果から、4～20 層のイベント堆積物が認められた。

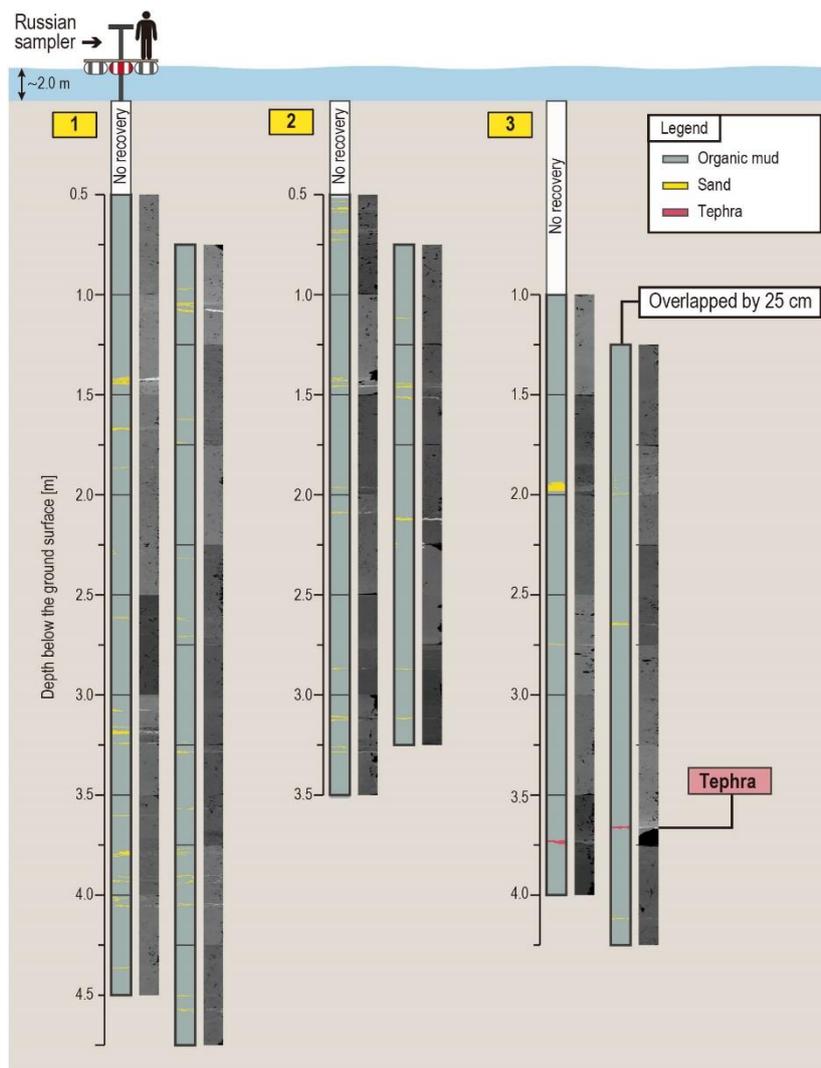


図 3-7-⑤-2 三重県南伊勢町こがれ池における地質柱状図。CT 画像による堆積物の観察を行った結果、4~20 層のイベント堆積物（図中の黄色の層）を確認することができた。

⑥陸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および大型植物化石分析の結果からさらに考察を進め、長さ 8 m のボーリングコア中に少なくとも 8 回の沈水イベントを記録していることを明らかにした。さらに放射性炭素年代測定を行った結果、最も新しい沈水イベントは 1707 年宝永地震か 1498 年明応地震、2 番目に新しいイベントは 1498 年明応地震か 1361 年正平（康安）地震、3 番目に新しい沈水イベントは 1096 年永長地震か 887 年仁和地震に対応する値を示した。

(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3-7-⑥-1）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3-7-⑥-1 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）。

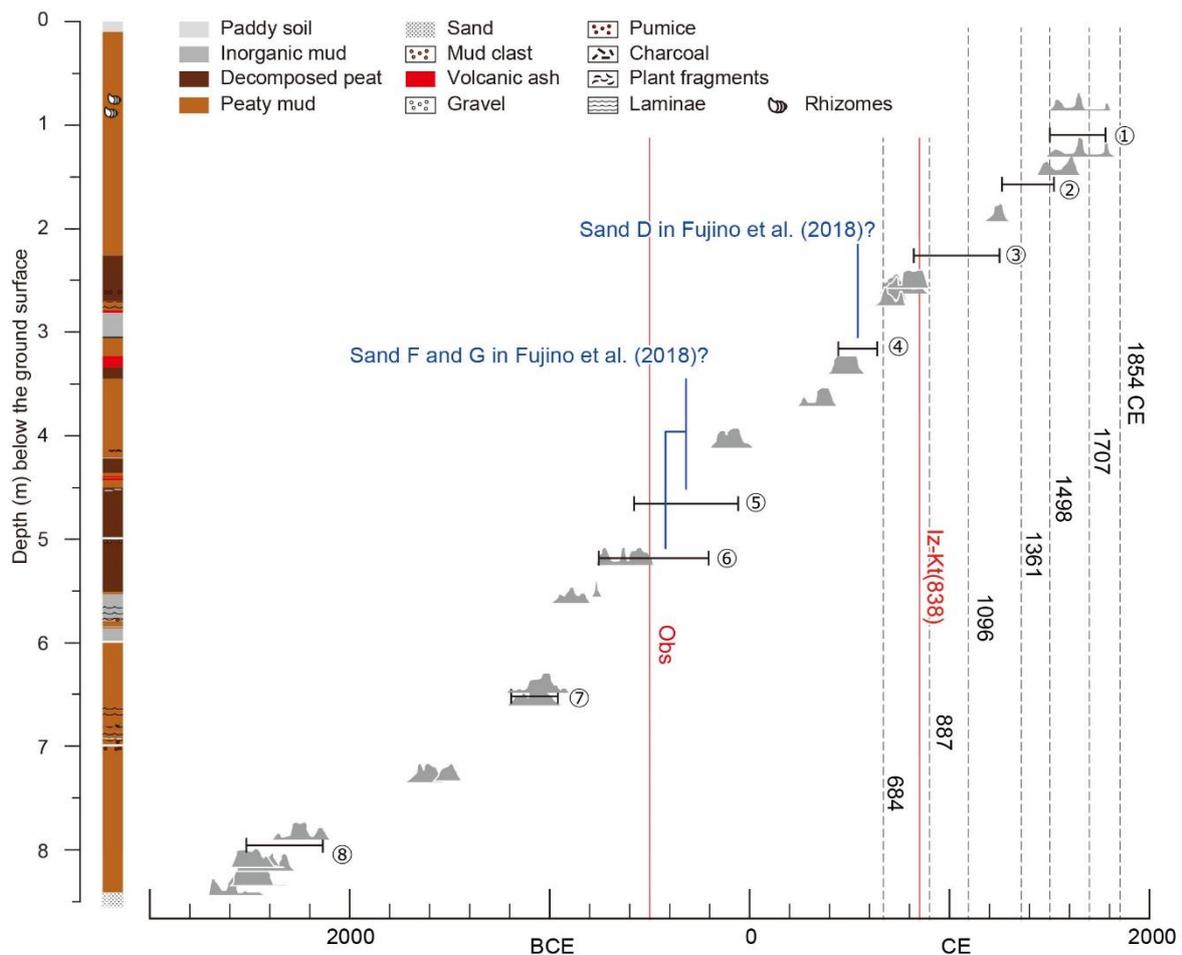


図 3-7-⑥-2 浮島ヶ原で採取された試料の放射性炭素同位体年代測定結果と、それに基づいたイベント年代の計算結果。①～⑧がイベント年代を示している。

(c) 業務の成果

昨年度までの作業により、浮島ヶ原における化石群集の変化から、過去に発生した沈水イベントを検出することができた。具体的には、珪藻化石群集の変化から 5 回の沈水イベント、大型植物化石の群集変化から 1 回あるいは 2 回の沈水イベントを認めることができた。この結果を再検討したところ、大型植物化石はさらに 1 回（合計 3 回）の沈水イベントを記録していると推定された。放射性炭素年代測定の結果のうち、地層の上下関係から判断して明らかに不自然な年代を取り除き、残りの適切な年代値を用いて沈水イベントの発生時期の推定を試みた。イベント発生時期の再計算は、Lienkaemper and Bronk Ramsey (2009) に従い、放射性炭素年代の補正プログラム OxCal 4.2 を用いた。この結果、各イベント年代は西暦 1500-1785 年、西暦 1230-1510 年、西暦 820-1250 年、西暦 445-640 年、紀元前 585-55 年、紀元前 765-205 年、紀元前 1190-975 年、紀元前 2515-2130 年という値を示した（図 3-7-⑥-2）。この結果は、最も新しい沈水イベントが 1707 年宝永地震か 1498 年明応地震、2 番目に新しいイベントが 1498 年明応地震か 1361 年正平（康安）地震、3 番目に新しい沈水イベン

トが 1096 年永長地震か 887 年仁和地震に対応する可能性を示している。

(d) 結論ならびに今後の課題

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、昨年度までに行った珪藻化石分析および大型植物化石分析の結果からさらに考察を進め、長さ 8 m のボーリングコア中に少なくとも 8 回の沈水イベントを記録していることを推定した。放射性炭素年代測定による沈水イベントの発生時期を推定した結果、最も新しい沈水イベントは 1707 年宝永地震か 1498 年明応地震、2 番目に新しいイベントは 1498 年明応地震か 1361 年正平（康安）地震、3 番目に新しい沈水イベントは 1096 年永長地震か 887 年仁和地震に対応する値を示した。このことから、浮島ヶ原の沈水イベントは、過去に発生した南海トラフ沿いの巨大地震と関係していることが考えられた。

(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., 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*, 397, 532-540, 2016
- 3) Lienkaemper J.J. and Bronk Ramsey C., OxCal: Versatile tool for developing paleoearthquake chronologies - A primer, *Seismological Research Letters*, 80, 431-434, 2009

⑦富士川河口域における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加え、産業技術総合研究所が所有する同地域のコア試料について ^{14}C 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、また断層を挟んだ隆起側も長期的にみるとネットでは沈降している可能性が示された。そこでこれらの現象を説明する断層モデルを検討した。

(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する (図 3-7-⑦-1)。また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 (それぞれ FGB と SKB) 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。これらのコア試料について、深度 100m まで層相観察を行い、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、FGB コアで深度 32.4m、32.5m、36.4m、51.9m、74.8m の計 5 試料、SKB コアで深度 38.6m、68.3m、74.0m、91.8m の計 4 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 ^{14}C 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、KNB コアで深度 61.3~96.1m の間の 15 試料、SKB コアで深度 12.9~94.6m の間の深度 30 試料、FGB コアで深度 13.3~86.0m の間の 30 試料、合計で 75 試料について珪藻分析を実施した。これらの分析結果に基づいてコア同士の層相、年代の対比を行い、断層活動について検討を行った。



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、いずれのコアも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-粘土層が所々に挟まっている (図 3-7-⑦-2)。 ^{14}C 年代測定および珪藻分析は基本的にこれらのシルト-粘土層から得たサンプルを用いた。KNB コアの年代は昨年度にすでに報告している。また FGB コアと SKB コアについては産業技術総合研究所 (2016) ですでに報告された年代がある (図 3-7-⑦-2 の柱状図右横に記した青字の年代値) が、本事業で今年度新たに行った年代測定の結果、一部で若干の新旧の逆転が見られるものの、おおよそ整合的な値が得られた。また珪藻分析の結果、SKB コアではほぼすべての層準が安定した水域環境が成立しにくい陸域環境であったと考えられる。FGB コアは下位の層準は陸域~乾湿を繰り返すような不安定な淡水域環境から、乾燥した陸域環境が続き、海水泥質干潟や藻場の影響をわずかに受ける河川環境へと推移し、その後は、陸域環境と海水泥質干潟の影響を受ける河口環境とを繰り返して

いたと考えられる。

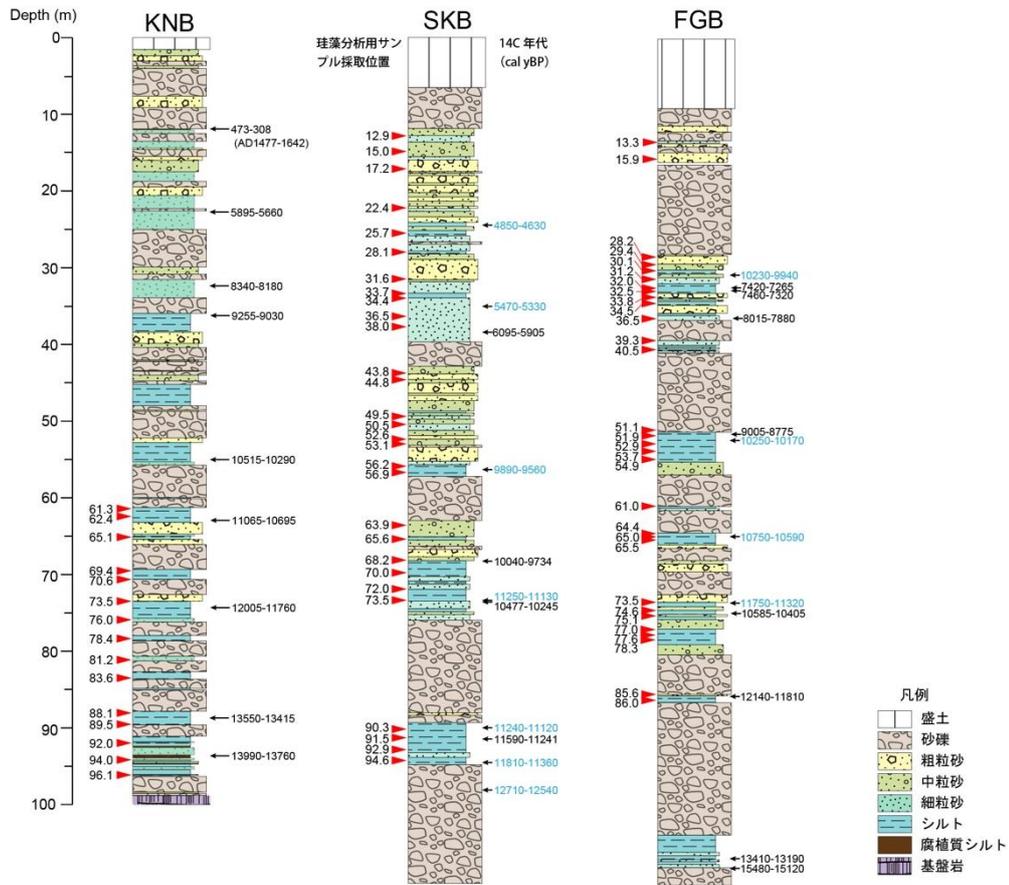


図3-7-⑦-2 富士川河口周辺で得られたボーリング試料の地質柱状図と¹⁴C年代および珪藻分析を行った層準の位置。

(d) 結論ならびに今後の課題

富士川河口周辺の3地点のボーリングコアについて、深度100mまでの層準の分析の結果から、¹⁴C年代値と珪藻化石群集の環境に基づいてコア間で対比を行うと、入山瀬断層の推定通過位置を挟んだKNBコアとSKBコアとでは同じ層準に明確な高度差があり、平均変位速度約2m/千年程度で西側が隆起していることを示す。一方で隆起側のKNBコアでも、縄文海進最盛期頃の層準の深度に基づくと、長期的には概ね約3m/千年程度で沈降していることを示す。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必要がある。

(e) 引用文献

- 1) 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.

- 2) 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 31 年度業務計画案

陸域では南海トラフ東縁から南西諸島北部にかけての各沿岸において、これまでの調査でまだ不足している津波堆積物や隆起痕跡の情報に関して補完調査を行うとともに、本事業ですでに得られている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、南海トラフの地震・津波履歴情報をまとめる。得られたデータに基づき、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。これと本事業により平成 30 年度の調査航海で採取されたコアの分析を進め、この海域の地震・津波発生履歴を復元する。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。さらに、南海トラフや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、2-1-a との密接な連携のもとに共同して実施する。

以上より陸域ならびに海域からの地震・津波履歴情報を痕跡の時空間分布図として取りまとめることを最終目標とする。

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
	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
技術職員	大塚 宏徳	
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) 7 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。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する一方で、海底水圧データに含まれる誤差要因の検討を行い、観測された現象のモデル化の検討を進めた。

平成 31 年度：

南西諸島海溝域において実施してきた長期観測型海底地震計・水圧計を用いた地震観測を終了する。これまでの海底観測により得られたデータを解析し、南海トラフ・南西諸島海溝領域の観測期間内における超低周波地震・低周波微動を含む地震活動についてまとめる。ブイシステムを用いた海底水圧試験観測についてもシステムの概要と得られたデータの評価をまとめる。

(e) 平成 30 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。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。

(2) 平成 30 年度の成果

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。昨年度、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、日向灘に隣接する南西諸島海溝・種子島東方沖に新たに設置し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を回収し、さらに南側のトカラ列島北東沖に長期観測型海底地震計 5 台、圧力計付き広帯域地震計 5 台を設置した。回収された海底地震計からは、良好な波形データが取得された。

(b) 業務の実施方法

南海トラフ沿いでは、ほぼ 100 年周期でマグニチュード 8 クラスの地震が繰り返して発生していることが歴史記録から推定されている (Ando, 1975; Mochizuki and Obana, 2003)。1944 年と 1946 年の地震では、地震学的データにより、震源域の推定が行われ

ている（例えば、Kanamori, 1972; Ishibashi, 1981）。南海トラフ近傍では、超低周波地震・低周波微動（スロー地震）が発生することが知られており（Ito and Obara, 2006）、その発生メカニズムの解明と、地震発生との関係が注目されている。紀伊半島沖南海トラフ付近の超低周波地震が、陸側のプレートとフィリピン海プレートの境界付近で発生していることが明らかにされている（Sugioka et al., 2012）。発生が想定されている南海トラフ沿いの大地震の震源域西部である豊後水道から日向灘、さらには隣接する南西諸島海溝域北部では、これまでにスロー地震を目的とした海底地震観測は余り行われず、活動の詳細は明らかになっていなかった。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長期観測型海底地震計（金沢ほか、2009）や圧力計付き広帯域型海底地震計（塩原ほか、2014）を設置し、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。

(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、南西諸島海溝・種子島東方沖の領域に前年度に設置した長期観測型海底地震計（図3-8-①-1、表3-8-①-1）を回収した（図3-8-①-2）。また、観測網をさらに南の南西諸島海溝域に広げるため、トカラ列島北東沖において観測を継続した（図3-8-①-3、図3-8-①-4、図3-8-①-5、表3-8-①-2）。本年度に設置した長期観測型海底地震計には、小型広帯域地震計を搭載した長期観測型海底地震計（Shinohara et al., 2018）が含まれる。本回収・設置作業には海洋研究開発機構「よこすか」のYK18-13C航海（2018年9月29日横須賀港出港、同年10月10日大分港入港）を利用した。回収された海底地震計からは良好な記録が取得された。

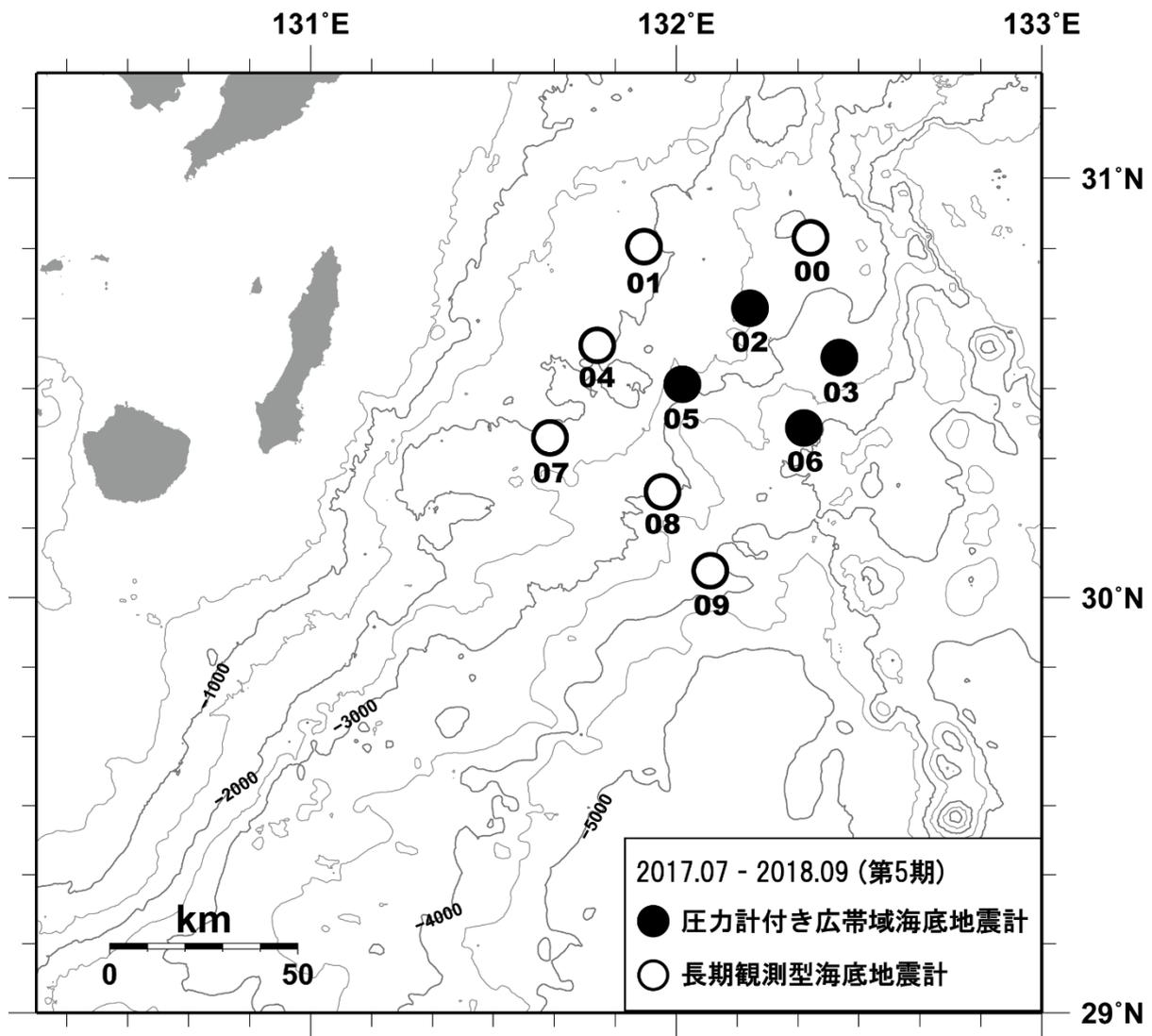


図 3 - 8 - ① - 1 海底地震観測点 (2017 年 7 月設置・2018 年 9 月回収)
 2017 年度に設置を行った長期観測型海底地震計、圧力計付き広帯域海底地震計の位置。



図 3 - 8 - ① - 2 回収された海底地震計

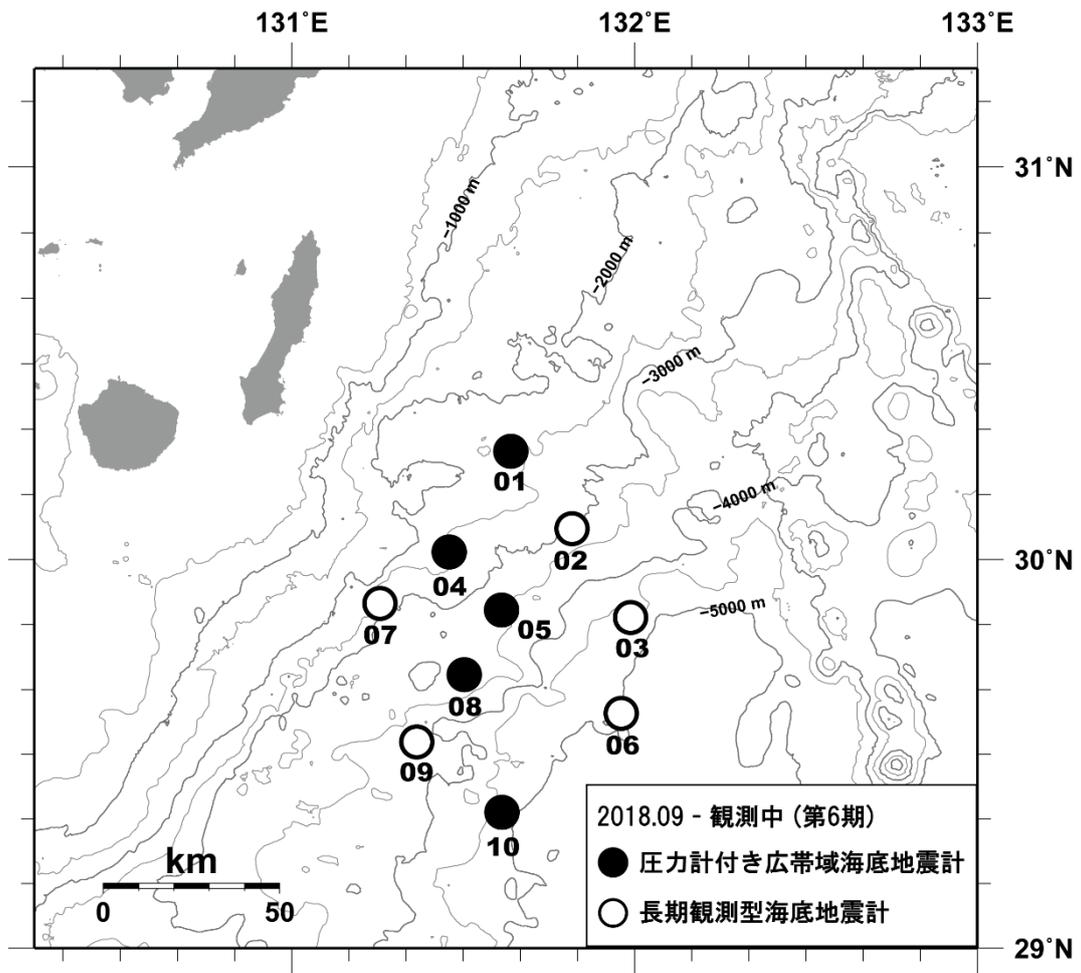


図 3 - 8 - ① - 3 海底地震観測点 (2018 年 9 月設置)

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 3-8-①-4 本年度設置した海底地震計（予備機材を含む）

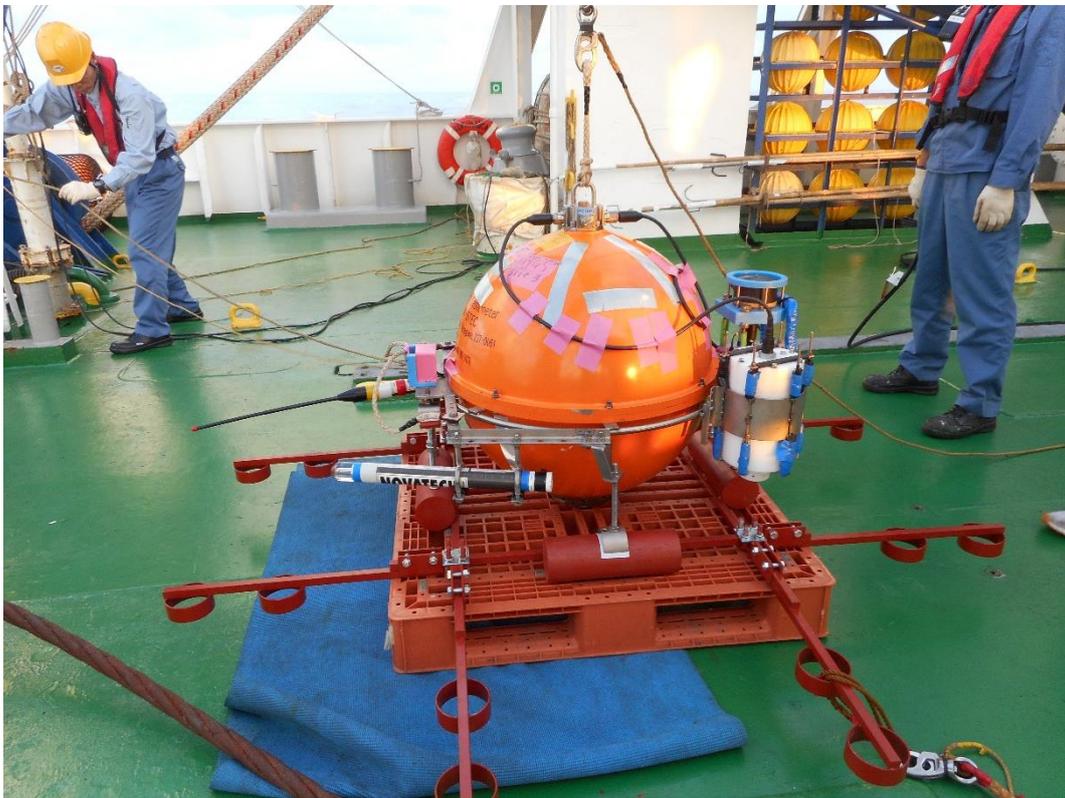


図 3-8-①-5 投入直前の圧力計付き広帯域型海底地震計（写真右の白いカバーで覆われた部分が圧力計）

表 3-8-①-1 2017 年度に設置した海底地震計位置座標

観測点名	Tr コード	緯度		経度		水深 m
		度	分	度	分	
B00	725	30	51.516	132	22.025	2844
B01	766	30	50.233	131	54.743	1730
<i>B02</i>	<i>812</i>	<i>30</i>	<i>41.461</i>	<i>132</i>	<i>12.100</i>	<i>2592</i>
<i>B03</i>	<i>809</i>	<i>30</i>	<i>34.463</i>	<i>132</i>	<i>26.805</i>	<i>3227</i>
B04	768	30	36.190	131	47.039	1930
<i>B05</i>	<i>816</i>	<i>30</i>	<i>30.585</i>	<i>132</i>	<i>01.038</i>	<i>2837</i>
<i>B06</i>	<i>804</i>	<i>30</i>	<i>24.371</i>	<i>132</i>	<i>20.975</i>	<i>3951</i>
B07	724	30	22.959	131	39.271	2277
B08	779	30	15.221	131	57.777	2825
B09	767	30	03.832	132	05.556	3677

* 斜字は広帯域海底地震計

表 3-8-①-2 2018 年度に設置した海底地震計位置座標

観測点名	Tr コード	緯度		経度		水深 m
		度	分	度	分	
<i>C01</i>	<i>800</i>	<i>30</i>	<i>16.610</i>	<i>131</i>	<i>38.366</i>	<i>2717</i>
C02	658	30	04.762	131	49.056	3148
C03	713	29	51.111	131	59.329	4876
<i>C04</i>	<i>801</i>	<i>30</i>	<i>01.136</i>	<i>131</i>	<i>27.581</i>	<i>2525</i>
<i>C05</i>	<i>811</i>	<i>29</i>	<i>52.221</i>	<i>131</i>	<i>36.729</i>	<i>3442</i>
C06	663	29	36.293	131	57.655	5168
C07	684	29	53.248	131	15.484	3001
<i>C08</i>	<i>810</i>	<i>29</i>	<i>42.267</i>	<i>131</i>	<i>30.266</i>	<i>3349</i>
C09	668	29	31.928	131	21.890	3835
<i>C10</i>	<i>803</i>	<i>29</i>	<i>21.039</i>	<i>131</i>	<i>36.833</i>	<i>4759</i>

* 斜字は広帯域海底地震計

(d) 結論ならびに今後の課題

種子島東方海域において、2017 年度に設置した長期観測型海底地震計と圧力計付き広帯域海底地震計の回収を行った。また、今年度はさらに隣接する南西諸島海溝での観測を実施するため、トカラ列島北東沖に 5 台の長期観測型海底地震計と 5 台の圧力計付き広帯域型海底地震計を設置し、観測を開始した。次年度に回収を実施して、スロー地震活動の詳細を把握する。

(e) 引用文献

- Ando, M., Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along Nankai Trough, Japan, *Tectonophysics*, 27(2), 119-140, doi:10.1016/0040-1951(75)90102-X, 1975.
- Kanamori, H., Tectonic implications of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 5, 129-139, 1972.
- 金沢敏彦・篠原雅尚・塩原肇, 海底地震観測の最近の進展 - 海底地震観測システムと海底における自然地震観測の進展について -, *地震* 2, 61, S55-S68, 2009.
- Ishibashi, K., Specification of a soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, In Simpson, D.W. and P.G. Richards eds.: *Earthquake prediction: An international review*, Maurice Ewing Series 4. AGU, Washington, D.C., 297-332, 1981.
- Ito, Y. and K. Obara, Dynamic deformation of the accretionary prism excites very low frequency earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L02311, 2006.
- Mochizuki, K., and K. Obara, Seismic Activities along the Nankai Trough, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 78, 185-195, 2003.
- 塩原肇・篠原雅尚・中東和夫, 観測帯域拡大への高精度圧力計付き広帯域海底地震計の開発、*海洋調査技術*、26 (2), 1-17, 2014.
- Shinohara, M., T. Yamada, H. Shiobara, Y. Yamashita, Development and Evaluation of Compact Long-term Broadband Ocean Bottom Seismometer, 2018 OCEANS - MTS/IEEE Kobe Techno-Ocean, doi:10.1109/OCEANSKOB.2018.8559338, 2018
- Sugioka, H., T. Okamoto, T. Nakamura, Y. Ishihara, A. Ito, K. Obara, 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/NGE01466, 2012.

②南西諸島海溝域北部における低周波微動活動

(a) 業務の要約

2017年度に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、日向灘に隣接する南西諸島海溝・種子島東方沖に長期観測型海底地震計、圧力計付き広帯域型海底地震計が設置された。本年度はこれらの海底地震計を回収し、収録されたデータから低周波微動に関する解析を実施した。観測期間中の2017年12月～2018年1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。広帯域型海底地震計4台には圧力計が取り付けられていたが、2017年12月～2018年1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現時点で検出できていない。

(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、南海トラフ西方において、海底観測データから、低周波微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との関係を把握する。

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した。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スロー地震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、2017年度は南西諸島海溝域の種子島東方沖に海底地震計を設置した。種子島東方沖での長期海底地震観測は、これまでに実施されておらず、活動の詳細は明らかになっていない。

(c) 業務の成果

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、2017年10月、2017年12月～1月、2018年3月～4月、2018年7月、2017年8月に浅部低周波微動と超低周波地震活動が確認できた。このうち2017年12月～2018年1月の活動は非常に活発であった (図3-8-②-1)。

2017年12月～2018年1月の活動のうち浅部低周波微動活動について、エンベロープ相関法 (Obara, 2002; Yamashita et al., 2015) による震源決定を行ったところ、暫定的な結果ではあるが日向灘における浅部低周波微動活動域からほぼ南に連続する形で活動域が広がっていることが明らかとなった (図3-8-②-2)。ただし、図3-8-②-2の結果は、浅部低周波微動の震源決定時に紛れ込んでいる通常地震を除去できていないことに留意する必要がある。そのほかの特徴として、日向灘と同様に震源の移動現象 (マイグレーション) とみられる時間変化が起こっている可能性がある。さらに、浅部低周波微動活動中には活発な地震活動も確認されており、時系列で見ると浅部低周波微動活動が先行して発生し、その後通常地震活動が活発化、通常地震活動が収まってくると再び浅部低周波微動活動が活発化する様子が見られた。通常地震活動 (気象庁一元化カタログによる) は浅部低周波微動の震源域と重なっているようにも見える。ただし、現時点ではお互いの誤差が大きく、通常地震と浅部低周波微動の震源が本当に重なっているのか、それとも棲み分けているのかについてはより詳細な解析が必要である。

[Nankai2017J] 2017/12/13 18:00 – 2017/12/14 00:00 (BPF:2–4Hz, clip level: 7.5e–07 m/s)

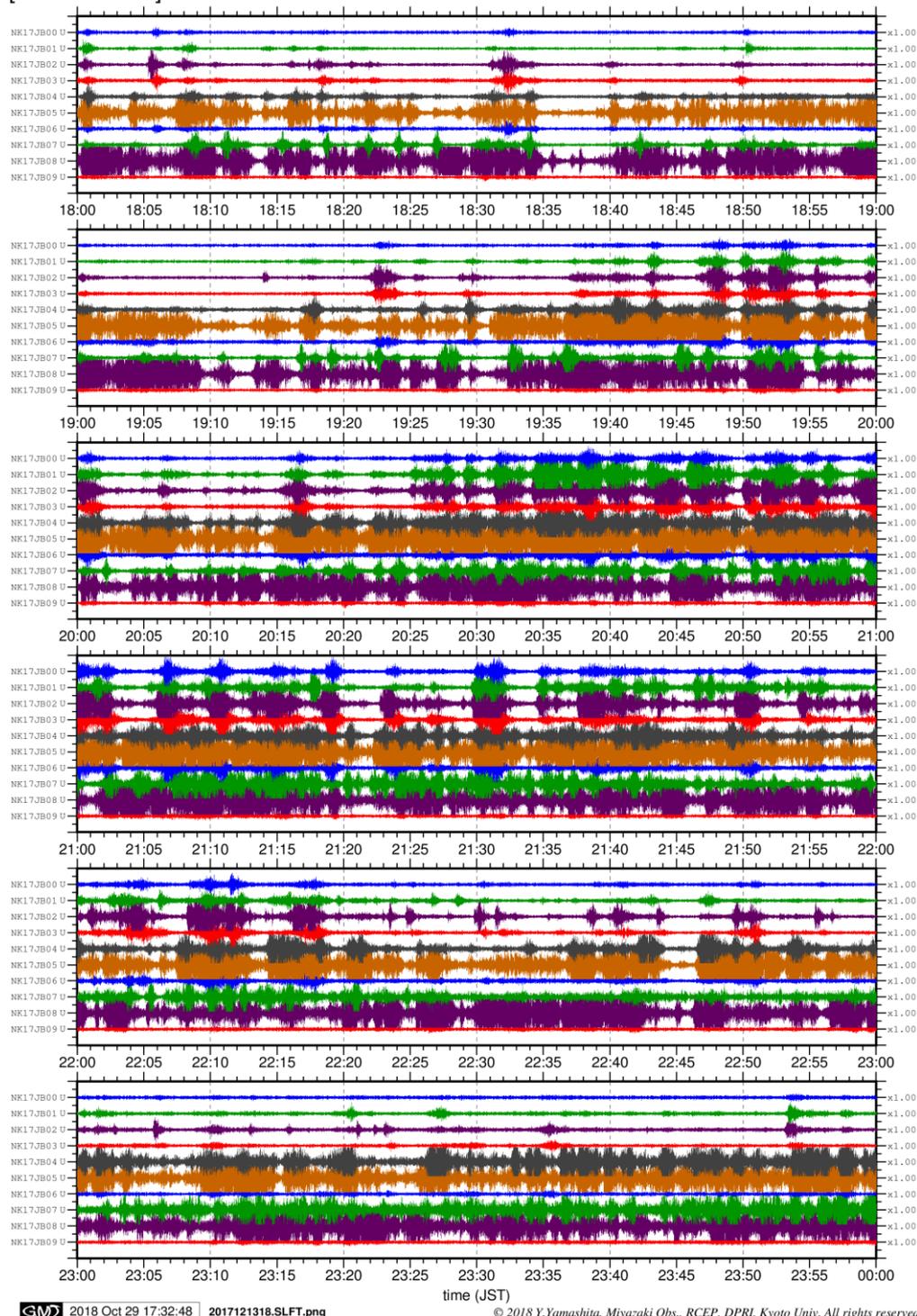


図 3 – 8 – ② – 1 2017 年 12 月 13 日 18 時～23 時台の波形記録例
各海底地震計の上下動成分に 2 – 4 Hz のバンドパスフィルターをかけている。記録されて
いるイベントはほぼ浅部低周波微動のシグナルである。

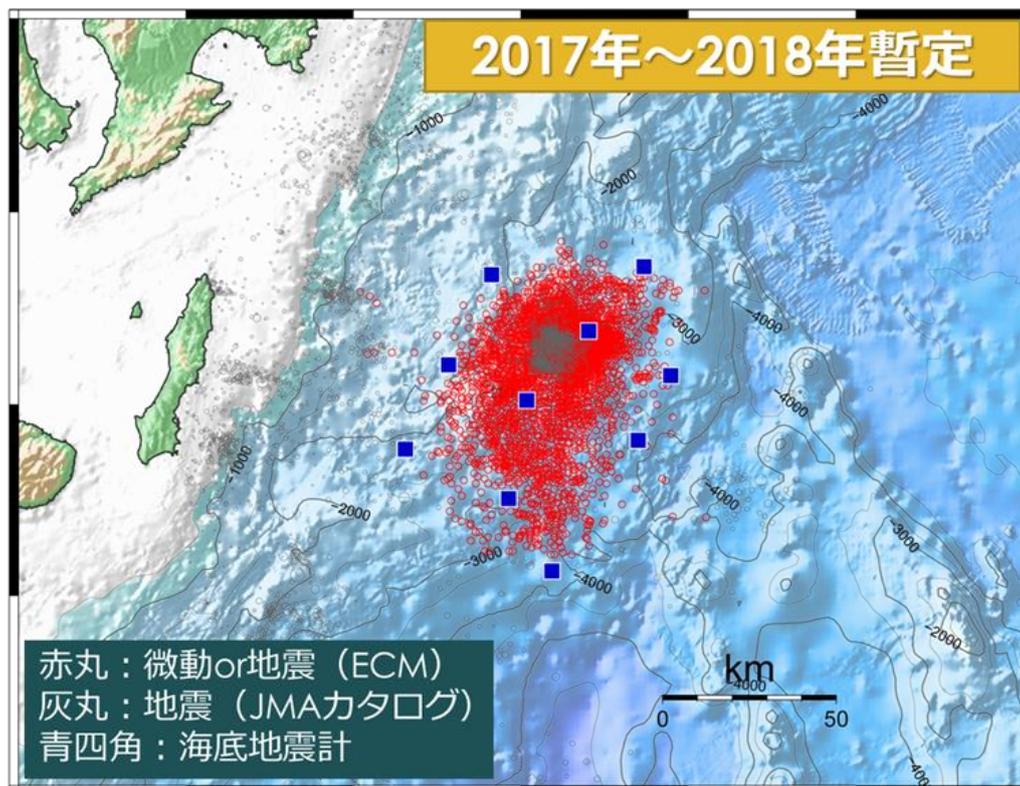


図3-8-②-2 エンベロープ相関法によって求められた浅部低周波微動の震央分布（赤丸）。灰色は気象庁一元化カタログによる通常地震の震央、青四角は海底地震観測点の位置を表している。解析処理の際に、浅部低周波微動だけでなく通常地震もエンベロープ相関法により震源決定されており、現時点ではすべての地震を取り除くことができず、相当数の地震が含まれている。

(d) 結論ならびに今後の課題

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12月～平成30年1月にかけて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。今年度は昨年度の領域の南側に隣接する領域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、観測を行っており、次年度の回収作業を計画している。今年度の観測により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。

(e) 引用文献

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.

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.

Obara, K., Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, 296(5573), doi:10.1126/science.1070378, 1679-1681, 2002.

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/NGE01466, 2012.

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.

③日向灘・南西諸島沖における浅部超低周波地震活動の分布推定

(a) 業務の要約

陸域に展開された稠密地震観測網によって、日向灘から南西諸島沖の浅部プレート境界において浅部超低周波地震が発生することが知られている (Hirose et al. 2010; Asano et al. 2015)。本プロジェクトではこれまでに日向灘 (2014-2016 年) で、本年度は南西諸島沖の浅部超低周波地震の活動域直上で海底地震観測を実施し、これらの観測では、日向灘では 3 回、南西諸島沖では 1 回の浅部超低周波地震の活動を観測することができた。そこで、これらの活動分布を詳細に把握するため、取得した海底地震計記録を用いて超低周波地震の震央位置の推定を行った。この解析には、前年度に手法開発を行った自動震央決定のツールを使用した。その結果、この地域における浅部超低周波地震の活動は、九州-パラオ海嶺の北端・南端、そして、付加体先端部に推定された。

(b) 業務の実施方法

次の二つの解析によって震央位置を決定した。まず、近地地震によるレーリー波のコーダ部分を使用して、それらが伝播する群速度の推定を行った。次に、海底地震計の連続記録にエンベロープ相関法 (Obara, 2002) を適用し、推定した群速度を用いることで超低周波地震の震央位置を決めた。さらに、推定した震央位置と構造を比較するため、観測点下の一次元 S 波速度プロファイルも推定した。

群速度の推定：設置した海底地震計で近地地震 (震央距離 $< 15^\circ$ 、マグニチュード > 5.0) によって励起されたレーリー波が 30~70 個ほど観測されていたため、それらのコーダ部分に地震波干渉法を適用し、計算した相互相関関数をスタックした。抽出されたレーリー波から、各観測アレイにおける平均的なレーリー波の群速度の分散曲線を測定した。その結果、各アレイにおいて、0.1-0.15 Hz の帯域で群速度が 0.7-0.9

km/s の範囲内ではほぼ一定であったため、この帯域での群速度を次に実施したエンベロープ相関法に適用した。

エンベロープ相関法：まず、連続記録 0.1-0.15 Hz のバンドパスフィルターを適用し、その連続記録に含まれる他地域で発生した地震の信号の除去作業を行った。これは、他地域の地震信号を日向灘・南西諸島沖で発生した超低周波地震の信号と誤って震央決定するのを避けるためである。その除去後の連続記録からエンベロープ波形を作成して、短周期のゆらぎを除去するために 0.1 Hz のローパスフィルターを適用した。この準備作業の後、前年度に作成した自動震央決定のツールを使用し、浅部超低周波地震の震央の位置推定を行った。

一次元 S 波速度構造の推定には、Tonegawa et al. (2017) で用いられた手法を適用する。この手法の適用には、単一観測点において広帯域地震計と微差圧計の両方が設置されている必要があるため、その条件を満たす南西諸島沖に設置された 4 観測点下の構造推定を行う。

(c) 業務の成果

日向灘の浅部超低周波地震の結果に関して、2014・2016 年の活動の震央は南海トラフ軸の西方約 50~100 km 付近に推定され、2015 年の活動は、活動開始直後は 2014・2016 年のものとはほぼ同じであったが、その後、活動域が東方に移動し南海トラフ軸近傍で活発になった。フィリピン海プレートの等深線 (Nakanishi et al. 2018) から活動の深さを推定すると、2014・2016 年は深さ約 15 km、2015 年は 10 km 以浅であった。また、これらの深部の活動は、Yamamoto et al. (2013) で推定された沈み込んだ九州-パラオ海嶺の北端に位置しており、2015 年の活動は九州-パラオ海嶺の北端に沿って東に移動したことが明らかになった。南西諸島沖では、震央のクラスターが二つに分かれた。フィリピン海プレートの等深線から活動の深さを推定するとおよそ 5~15 km 程度で、また、この位置は九州-パラオ海嶺の南端に相当していた。

震央位置の推定誤差は、2016 年の観測点数が 5 点のものを除いて、水平方向に 5 km 以内という非常に高精度な結果が得られた。2016 年のものもアレイの中で発生した超低周波地震の位置の誤差は 5~10 km 以内と比較的良く、アレイの外のものとは 20 km 程度となった。

構造推定の結果では、1 観測点のみ浅部に低速度層が存在し、その他の観測点では S 波速度は深さに応じて単調増加であった。

(d) 結論ならびに今後の課題

2014 年 1 月から 2018 年 9 月の期間において、日向灘および南西諸島沖の海底地震計で観測された浅部超低周波地震の震央位置推定を行った。その結果、九州-パラオ海嶺の北端および南端、さらに南海トラフ軸近傍の付加体先端部において、浅部超低周波地震の発生が確認された。先端部で発生しているものは、紀伊半島沖・四国沖で発生しているものと同じもので、比較的深部で発生しているものは九州-パラオ海嶺の構造に起因するスロー地震と考えられる。

また、今後の課題として、低速度層が確認された観測点の近傍では地震活動が活発なため、その地震活動の深さと低速度層の空間的な対応を検討する必要がある。

(e) 引用文献

- Asano, Y., Obara, K., Matsuzawa, T., Hirose, H. & Ito, Y., Possible shallow slow slip events in Hyuga-nada, Nankai subduction zone, inferred from migration of very low frequency earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 331-338, doi:10.1002/2014GL062165, 2015
- Hirose, H., Asano, Y., Obara, K., Kimura, T., Matsuzawa, T., Tanaka, S. & Maeda, T., Episodic Tremor and Slip on the Cascadia Subduction Zone: The Chatter of Silent Slip, *Science*, 330, 1502, doi:10.1126/science.1197102, 2010.
- Nakanishi, A., Takahashi, N., Yamamoto, Y., Takahashi, T., Citak, S. O., Nakamura, T., Obana, K., Kodaira, S., Kaneda, Y., Three-dimensional plate geometry and P-wave velocity models of the subduction zone in SW Japan: Implications for seismogenesis, in Byrne, T., Underwood, M.B., Fisher, D., McNeill, L., Saffer, D., Ujiie, K., and Yamaguchi, A., eds., *Geology and Tectonics of Subduction Zones: A Tribute to Gaku Kimura: Geological Society of America Special Paper*, 534, 69-86, [https://doi.org/10.1130/2018.2534\(04\)](https://doi.org/10.1130/2018.2534(04)), 2018
- Obara, K., Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan, *Science*, 296, 1679-1681, 2002
- Tonegawa, T., Araki, E., Kimura, T., Nakamura, T., Nakano, M. & Suzuki, K., Sporadic low-velocity volumes spatially correlate with shallow very low frequency earthquake clusters, *Nature Communications*, 8:2048, doi:10.1038/s41467-017-02276-8., 2017
- Yamamoto, Y., Obana, K., Takahashi, T., Nakanishi, A., Kodaira, S. & Kaneda, Y., Imaging of the subducted Kyushu-Palau Ridge in the Hyuga-nada region, western Nankai Trough subduction zone, *Tectonophysics*, 589, 90-102, doi:10.1016/j.tecto.2012.12.028, 2013.

④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おり、海底水圧試験観測の解析を継続した。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た。海底水圧データに含まれる誤差要因の検討を行い、観測された現象のモデル化の検討を進めた。

(b) 業務の実施方法

プレート境界におけるゆっくりすべり等のイベントや固着にともなう継続時間が長い（数日以上）地殻変動場を海底水圧観測により正確に捉えるためには、観測データに含まれる地殻変動成分以外の誤差のなかでも、圧力センサーの長期ドリフトに起因する見かけの圧力変動成分を特定し、観測データから除去する必要がある。圧力センサーの特性を把握することを目的として、海底での長期連続観測と同等の圧力条件下（温度条件は室温）において、センサーの長期繰り返し較正実験を、産業総合研究所の協力を得て実施した。これまで自己浮上式海底水圧観測で使用した実績のある複数のセンサー（いずれもパロサイエンス社製 8B7000）に対して、約1年間連続して高圧（70MPa=水深7,000mでの水圧に相当、または40MPa）を印加しながら、定期的に標準圧力発生装置（重錘形圧力天びん）を用いた精密較正を繰り返し行うことにより、高圧を受け続けている状態でのセンサーの長期ドリフト特性を実測した。図3-8-④-1(a)および(c)の70MPaとラベルされた時系列は、圧力較正值（被検体となった圧力センサーでの計測値と標準圧力との差）の時間変化を示し、この時間変化が各センサーがもつドリフト特性を示す。

一方で、実際の海底観測時には、この室内実験で用いたような標準圧力発生装置を用いたドリフト特性把握は困難である。そこで、ほぼ1気圧に保たれる海底観測用の装置筐体内の気圧を標準圧力として、海底観測中のセンサーのドリフト特性を把握するための予備実験を実施した。高圧側（40 MP もしくは 70 MPa）での較正作業の直後に、センサーを実験室内の大気圧に短時間（10 分間程度）暴露させ、そのときの計測値を別途用意した精密気圧計による計測値と比較することで、1気圧時でのドリフト特性を把握した（図3-8-④-1(a)および(c)の0MPaとラベルされた時系列）。高圧側でのドリフト特性と1気圧時のドリフト特性が一致していれば、標準圧力発生装置を用いなくても、観測装置筐体内の気圧を用いた較正により、実際に観測される海底圧力データからセンサードリフトによるノイズ（みかけの圧力変化）を除去できる。

(c) 業務の成果

今回の室内実験の結果、高圧時と大気圧時のそれぞれでのドリフト特性は良い一致を示す。両者の間の差の時間変化をみると、完全には一致しないものの、その時間変化の割合は数 hPa/年程度で、その変動レートは非常に安定している。こうした室内実験から、こうした手法に基づいて海底水圧観測を実施すれば、超長周期のノイズを低減できるという見通しがたった。

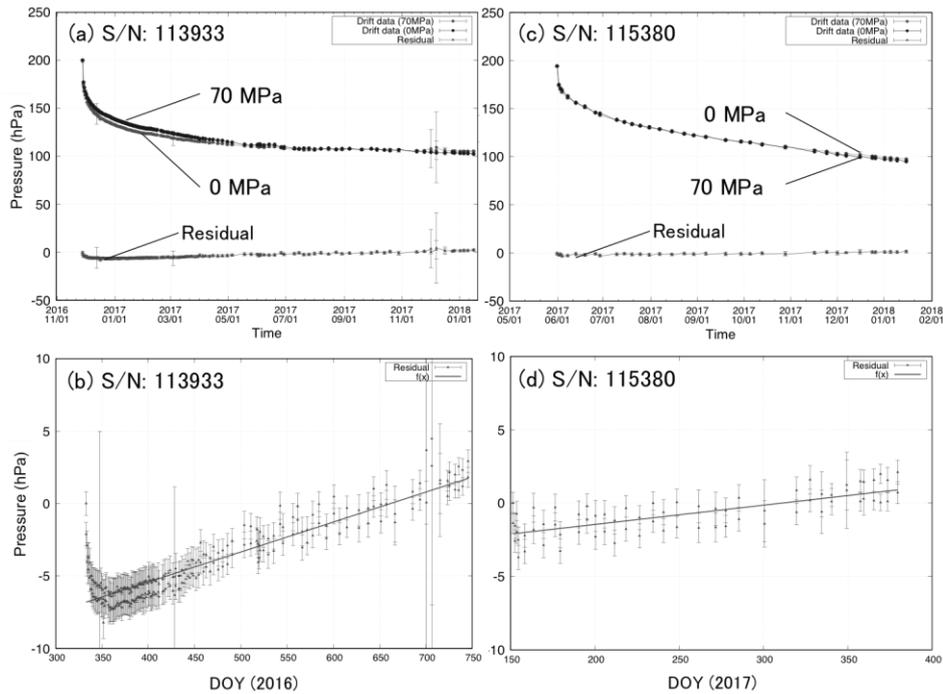


図 3-8-④-1 精密圧力標準（重錘形圧力天びん）を用いた水圧センサーのドリフト特性把握実験の結果。

(a) S/N: 113933 に対する 70MPa 印加時と大気圧解放時（ゼロ点、0MPa）のドリフト時系列および両者の残差時系列。(b) (a)で示した残差時系列の拡大図およびそれに対して直線回帰した結果。(c) (d) S/N: 115380 の例。図の見方は(a) (b)と同じ。

(d) 結論ならびに今後の課題

圧力センサーの長期ドリフトに起因する見かけの圧力変動成分を特定し、観測データから除去するために、海底での長期連続観測と同等の条件下において、センサーの長期繰り返し較正実験を実施した。その結果、高圧時と大気圧時のそれぞれでのドリフト特性は良い一致を示すことがわかった。室内実験から、超長周期のノイズを低減できる手法の開発が今後の課題である。

(e) 引用文献

なし

(3) 平成 31 年度業務計画案

南海トラフ・南西諸島海溝の領域において実施してきた長期観測型海底地震計・水圧計を用いた地震観測を終了する。これまでの海底観測により得られたデータを解析し、南海トラフ・南西諸島海溝領域の観測期間内における超低周波地震・低周波微動を含む地震活動についてまとめる。ブイシステムを用いた海底水圧試験観測についてもシステムの概要と得られたデータの評価をまとめる。