

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
独立行政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	招聘上席技術研究員	金田 義行
	研究開発センター長	小平 秀一
	グループリーダー	三浦 誠一
	技術研究員	中村 恭之
	技術研究員	仲西 理子
	研究員	山下 幹也
	技術研究副主幹	海宝 由佳
	ポストドクトラル研究員	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
独立行政法人防災科学技術研究所 地震・火山防災研究ユニット	主任研究員	汐見 勝彦
	主任研究員	武田 哲也
	主任研究員	浅野 陽一
	主任研究員	木村 尚紀
	主任研究員	齊藤 竜彦
	主任研究員	松澤 孝紀
	主任研究員	松原 誠
	主任研究員	上野 友岳
	主任研究員	木村 武志
	主任研究員	田中 佐千子

(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構造を得てすべり履歴の解明を図る。

地震発生全域、特に知見の不足する九州、隣接する南西諸島海溝までの地震発生全域における地震発生帯のイメージング及び海陸境界域深部構造イメージングを行って、地震発生帯のプレート形状及びプレート境界の物性を把握し、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年間には、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年間には、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、不足しているデータを取得する。

平成25年度：

南海トラフの前縁断層イメージと南西諸島海域での構造イメージを得た。

平成26年度：

南海トラフ域の前縁断層イメージと地震発生帯の浅部・深部の構造イメージを得た。

平成27年度：

西部南海トラフの前縁断層構造イメージ、南西諸島北部の構造イメージを得る。

平成28年度：

西部南海トラフの前縁断層構造イメージと四国中部とトラフ軸近傍および微動発生域のプレート物性情報を得る。

平成29年度：

中部南海トラフの前縁断層構造イメージ、沖縄本島南方の構造イメージを得る。

平成30年度：

中部南海トラフの前縁断層構造イメージ、トラフ軸域と四国東部の微動発生域のプレート物性情報を得る。

平成31年度：

東部南海トラフの前縁断層構造イメージ、沖縄本島北方のプレート形状イメージを得る。

平成32年度：

東部南海トラフの前縁断層構造イメージ、トラフ軸近傍と紀伊半島で微動発生域のプレート物性情報を得る。

(e) 平成26年度業務目的

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ために、内閣府が最大級の南海トラフ地震を評価した結果、改めて広がった地震発生域の地下構造の特性を明らかにする。そのため、日向灘～西部南海トラフでの高分解能反射法探査、大規模構造調査や海陸統合調査を実施し、前縁断層構造イメージ、及び四国下～四国沖にかけてのプレート形状イメージ及びプレート物性に関わる情報を得る。

四国西部で発生する深部低周波微動源並びに微小地震震源の高精度決定を目的として平成25年度に設置した陸域稠密地震観測を継続する。加えて、深部低周波微動活動が活発な四国西部を対象として、海域のエアガン発振による振動やダイナマイトによる人工地震を用いた構造探査を実施し、陸域下に沈み込むプレートと深部低周波微動源および微小地震震源の相対的位置関係解明に向けた解析を行う。

(2) 平成26年度成果

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

(a) 業務の要約

6. 25m 間隔 192 チャンネルのストリーマケーブル(1.2km 長)を用いた高分解能反射法探査、海底地震計 35 台を用いた屈折法地震探査、および防災科学技術研究所(②で後述)と共同で海陸統合調査を実施した。

具体的には、西部南海トラフでの拡大想定震源域の上限を規定すると考えられる前縁断層構造イメージを得るため、昨年度に引き続き、主に高知沖南海トラフ周辺において、トラフに直行する 11 本の測線上で総延長約 1250km の稠密な高分解能反射法探査を実施した。

また、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ために必要なフィリピン海プレートの構造および物性の決定のため大規模構造調査として、南海トラフ海側でトラフに平行な約 360km 長の測線 SB01 に海底地震計 35 台を設置し、屈折法地震探査および高分解能反射法地震探査を行った。さらに、四国沖～四国下の深部構造イメージを得るため、「南海連動性評価プロジェクト」で実施した四国沖南海トラフ横断測線とほぼ同一測線(SK03-2)でのエアガン発振を再度行い、測線の陸上延長線上に防災科学技術研究所が設置した臨時観測点 30 点でエアガン波形記録を取得する海陸統合調査を実施した。

同時に、昨年度実施した南西諸島南部海溝域での大規模構造探査、および自然地震観測のデータを用いた解析を進めた。

(b) 業務の実施方法

西部南海トラフでの拡大想定震源域の上限を規定すると考えられる前縁断層構造イメージを得るため、高知沖南海トラフ周辺において、海洋研究開発機構の海洋調査船「かいよう」KY14-07 航海(2014 年 5 月 28 日～6 月 10 日)により、稠密な高分解能反射法探査(高分解能 MCS)を実施した。測線はトラフに直行する 11 本、総延長約 1250km と、トラフ海側にトラフに平行な約 360km 長の測線である(図 3-6-①-1)。この調査は微細な構造を対象とするため総容量 380cu. in の 4 台のエアガンを 2000psi の高圧で運用する高周波な音源を制御震源とし、ストリーマー受信間隔 6.25m の全長 1.2km のシステムを使用した。発振間隔は 37.5m、データサンプリング間隔は 1msec と、空間的、時間的に密なデータを得られる。

反射法探査データは、探鉱器を通して SDLT テープに SEG-D 形式(Society of Exploration Seismology 規格の地震探査用フォーマット)で記録し、船舶に設置の GPS から得られた位置情報などを併せ SEG-Y 形式に編集した。船上にてノイズ除去などのデータ編集の後、航海終了後に反射断面を作成した。

また、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ために必要なフィリピン海プレートの構造および物性の決定のため、海洋研究開発機構の深海調査研究船「かいれい」KR14-05 航海(2014 年 5 月 1 日～5 月 15 日)にて、大規模構造調査を実施した。本調査

では、四国沖南海トラフ海側の四国海盆でトラフに平行な約 360km の測線 SB01 に海底地震計 (OBS) 35 台を設置し、屈折法地震探査を行った。さらに、四国沖～四国下の深部構造イメージを得るため、「南海連動性評価プロジェクト」で実施した四国沖南海トラフ横断測線とほぼ同一測線 (SK03-2) でのエアガン発振を再 200m 間隔で再度行い、測線の陸上延長線上に防災科学技術研究所が設置した臨時観測点 30 点でエアガン波形記録を取得する海陸統合調査を実施した (図 3-6-①-1)。この調査はフィリピン海プレートの沈み込みに伴う海陸境界部の深部構造までを対象とするため、OBS および「かいいい」搭載の制御震源である総容量 7800cu. in の大容量チューンドエアガンを圧力 2000psi、発振間隔 200m で使用した。

本調査で使用した海底地震計 (株) 東京測深製 TOBS-24N 型) は、3 成分受振器 (固有周波数 4.5Hz) とハイドロフォンで構成され、200Hz サンプリングで連続記録されている。屈折法地震探査データについては、地震探査調査終了後に観測した記録を SEG-Y フォーマットデータ (Society of Exploration Seismology 規格) に編集した。

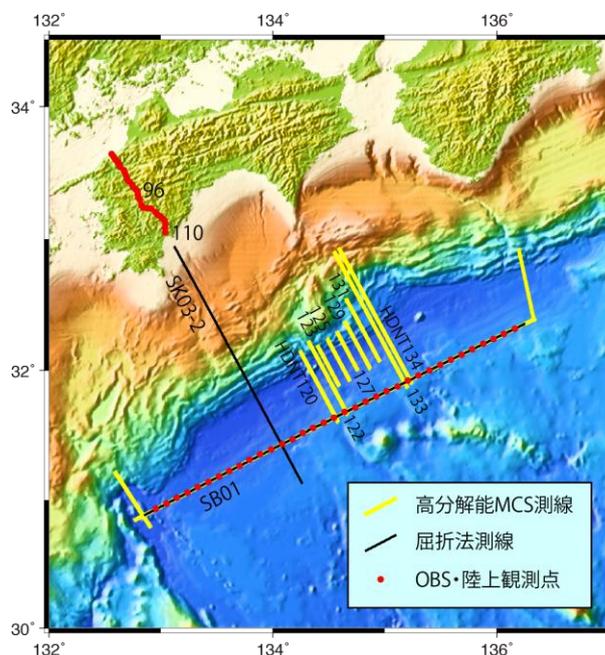


図 3-6-①-1
日向灘～西部南海トラフでの KY14-07 高分解能 MCS 測線、KR14-05 大規模構造調査測線、および海陸統合地震探査測線。陸上観測点 Site 96 と 110 の記録を図 3-6-①-7、高分解能 MCS 測線の記録例を図 3-6-①-2 に、SB01 測線上の OBS の記録例を図 3-6-①-5 に示す。

(c) 業務の成果

1) 南海トラフ巨大地震の拡大想定震源域上限の構造マッピング

西部南海トラフでの拡大想定震源域の上限を規定すると考えられる前縁断層構造イメージを得るため、高知沖南海トラフ周辺において、高分解能 MCS 調査を実施した。得られたデータ断面とその解釈結果 (図 3-6-①-2) に基づき、南海トラフ巨大地震の拡大想定震源域上限を規定する構造を調査海域についてマッピングした。ここでは、拡大想定震源域上限を規定する構造は、先行研究 (Moore et al. 2005) に従って、プレート境界すべり面から海底にいたる前縁断層、およびトラフ充填堆積物と四国海盆堆積物の境界 (トラフ充填堆積物先端) までの領域内に存在する、とした。昨年度の高分解能 MCS データの解釈も併せて、マッピングした結果、内閣府によるトラフ軸を上限とする拡大想定震源域は妥当であると考えられる (図 3-6-①-3)。

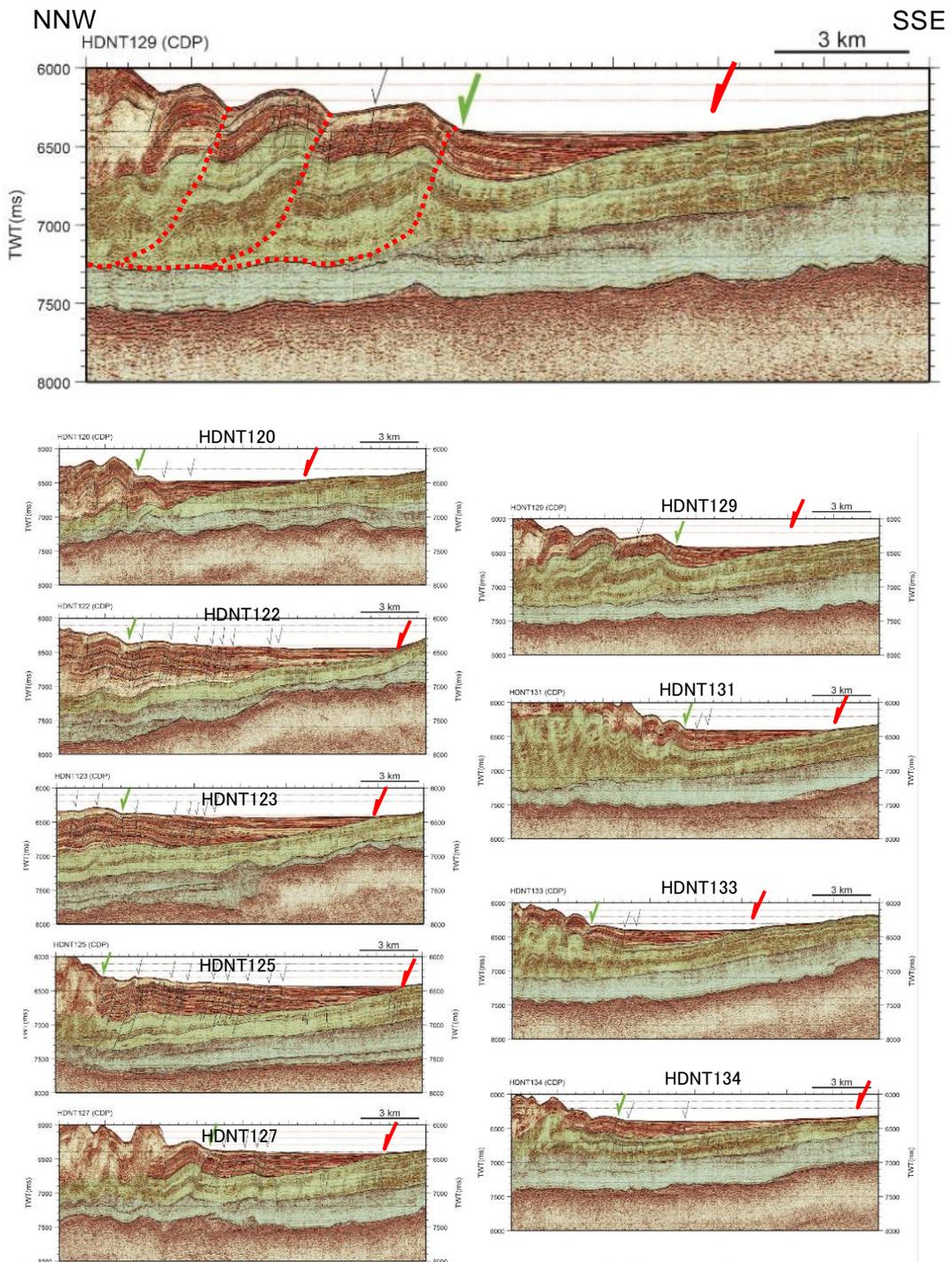


図 3-6-①-2 四国沖トラフ軸周辺の高分解能 MCS 時間記録断面拡大図（上：断層解釈を含む代表例、下：全断面）とその解釈。縦軸は往復走時。矢印で示す断層のうち、緑は前縁断層、赤はトラフ充填堆積物先端の位置を示す。

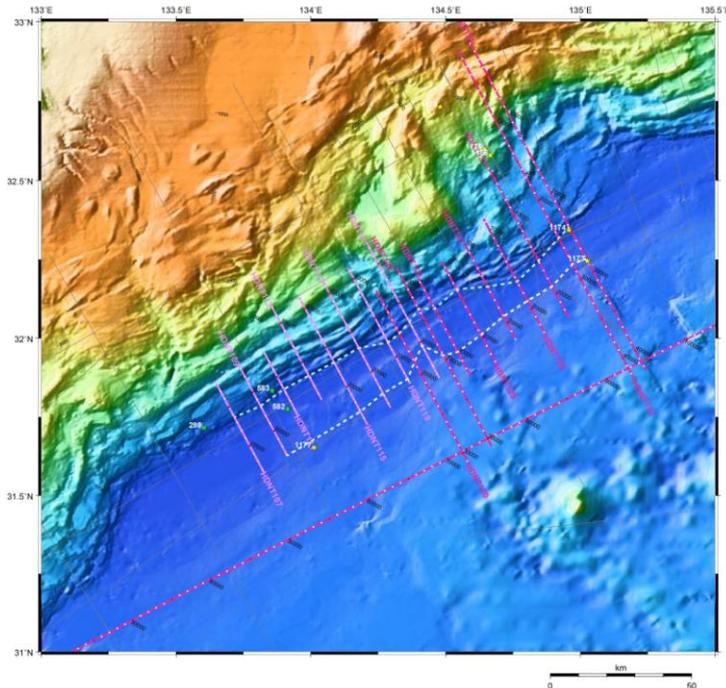


図3-6-①-3

前縁断層およびトラフ充填堆積物先端の分布。桃色線、濃桃色線はそれぞれ昨年度および今年度の高分解能MCS測線を示す。薄緑破線は前縁断層、白破線(図3-6-①-2の赤矢印に対応)はトラフ充填堆積物先端のマッピング結果を示す。

2) 拡大想定震源域下限および海洋プレート構造・物性の決定

巨大地震を含む海溝型地震の発生には、水(流体)の存在が密接に関わっていると考えられている。南海トラフの巨大地震想定震源域についても、含水量分布を明らかにすることが重要な課題である。さらに、拡大想定震源域下限に沿って発生している深部低周波微動(地震)は巨大地震のトリガーとなる可能性も指摘され、その発生には、沈み込むフィリピン海プレートの脱水反応によって生成する水の存在が関係していると考えられている(例えば、小原, 2007)。深部低周波微動(地震)実態解明のためにも、フィリピン海プレートの含水量分布イメージは不可欠な情報である。そこで、海洋研究開発機構では、拡大想定震源域および地震時のすべりに大きな影響を与えるフィリピン海プレートの構造および物性の決定のため、深部構造探査として、南海トラフ海側の四国海盆でトラフに平行な約360km長の測線SB01にOBS35台を設置し、屈折法地震探査および高分解能MCS調査を行った。さらに、四国沖~四国下の深部構造イメージを得るため、「南海連動性評価プロジェクト」で実施した四国沖南海トラフ横断測線とほぼ同一測線(SK03-2)でのエアガン発振を再度行い、測線の陸上延長線上に防災科学技術研究所が設置した臨時観測点30点でエアガン波形記録を取得する海陸統合調査を実施した(図3-6-①-1)。

SB01測線で得られた高精度MCS断面から、測線に沿った堆積層と基盤の構造不均質が認められた(図3-6-①-4)。測線南西側の基盤が平坦な部分で反射強度が比較的に弱い特徴がみられる一方、測線北東側では基盤からの反射が明瞭で凹凸が激しい。OBSで得られたデータ(図3-6-①-5)の暫定的な解析結果からも、測線の南西側と北東側で基盤直下のP波速度が4km/s前後から5km/s前後へと大きく変化しているイメージが得られた(図3-6-①-6)。これらの構造変化は、測線西端から約160km周辺で見られ、地磁気異常から四国海盆の拡大初期から拡大終盤の境界域と推定される領域

(Okino et al., 1994, 1999) に相当する。このようにトラフ軸方向にプレート形状や構造の特徴が大きく異なるフィリピン海プレートが西南日本下には沈みこんでいることが明らかになった。

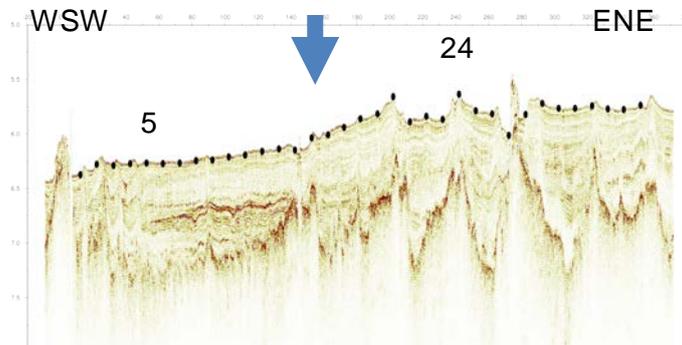


図3-6-①-4 トラフ軸海側四国海盆 SB01 測線における高分解能 MCS 時間断面。縦軸は往復走時、黒丸は OBS を示す。矢印周辺を境に東西で、堆積層構造や基盤の形状に差異が見られる。番号を記す OBS の記録断面を図3-6-①-5に示す。

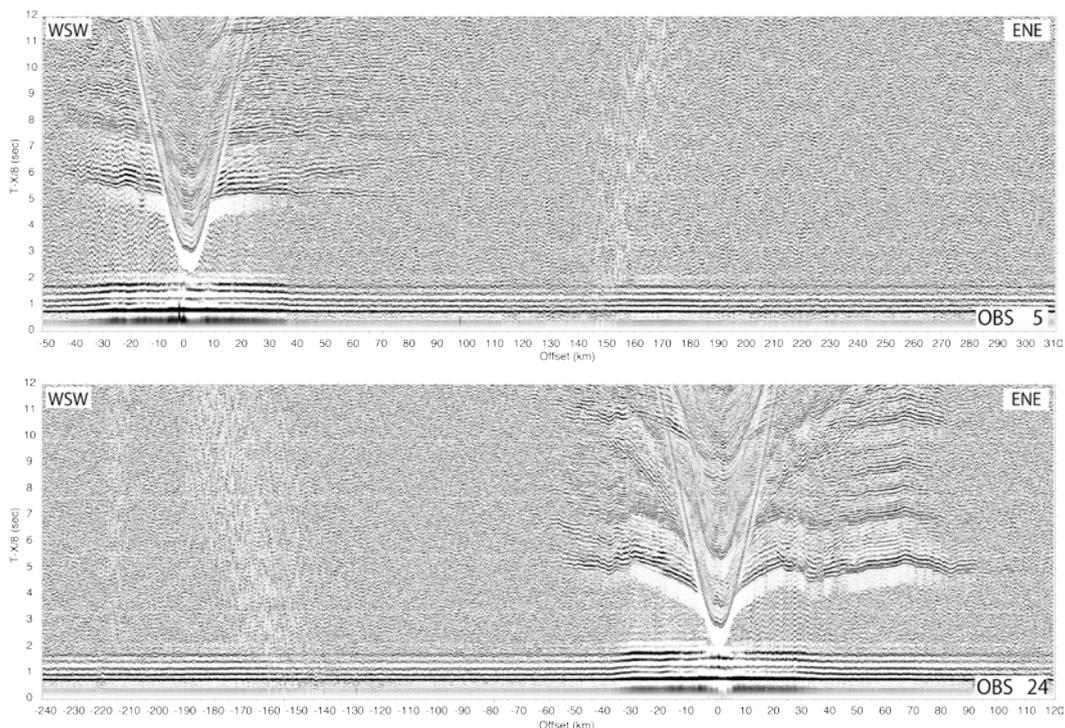


図3-6-①-5

南海トラフ海側の四国海盆における SB01 測線上の OBS5 (上) と OBS24 (下) の記録断面例。縦軸は走時。マンタルの一般的な速度である見かけ速度 8 km/s が水平になるよう、距離に応じた速度リダクションを施している。

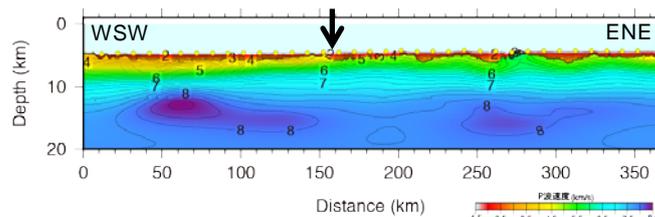


図3-6-①-6 トラフ軸海側四国海盆 SB01 測線における大規模構造調査データの暫定的な解析の結果得られた P 波速度構造モデル。

黄丸は OBS を示す。矢印周辺を境に東西で基盤直下の P 波速度が大きく変化する。矢印の位置は、図3-6-①-4と一致。

SK03-2測線の延長線上の陸上測線で得られたエアガン波形データ(図3-6-①-7)と、既存測線SK03のOBSデータを統合し、海陸統合解析を実施した結果、海域測線だけでは決定できなかった海陸境界域の深部構造をイメージングすることができた(図3-6-①-8)。

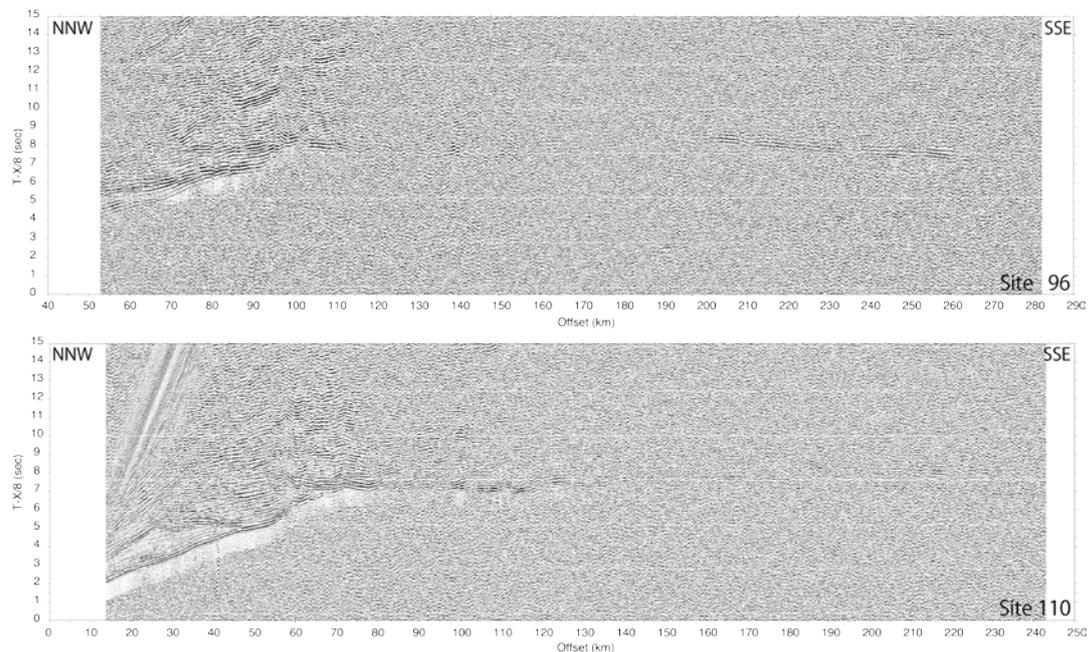


図3-6-①-7

陸上観測点で取得したSK03-2測線上で発振したSite 96(上)と110(下)のエアガン波形データ例。縦軸は走時。マンツルの一般的な速度である見かけ速度8 km/sが水平になるよう、距離に応じた速度リダクションを施している。

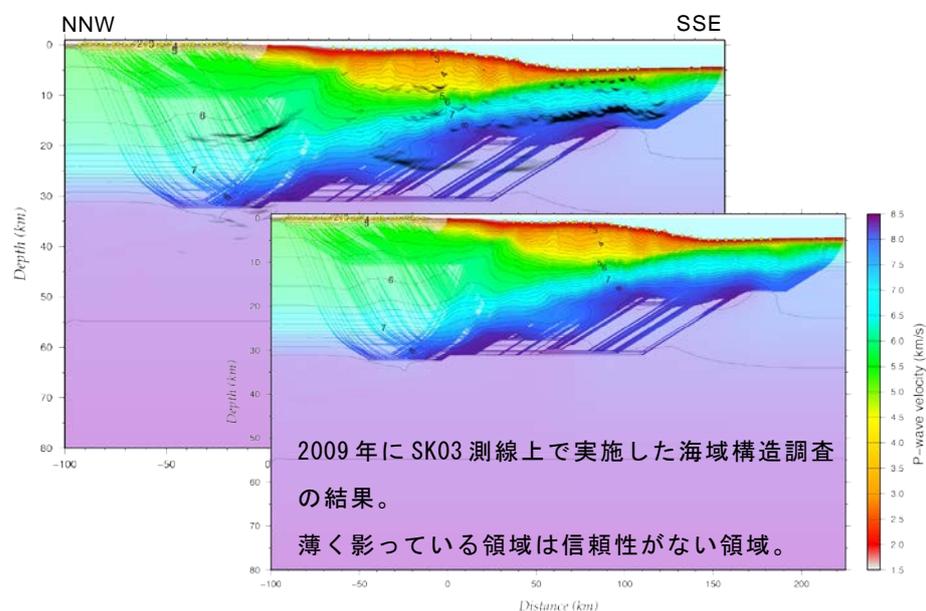


図3-6-①-8

SK03-2測線陸側延長線上の陸上観測点のデータおよび「南海連動性評価プロジェクト」で実施した同一測線上で取得したOBSデータを用いた海陸統合解析より得られた四国沖～四国下のP波速度構造モデルと反射イメージ(上)。黄丸はOBSおよび陸上観測点。OBSデータのみから得られた構造モデル(下)に比べて、海陸境界深部構造について解像度が向上した。

3) 南西諸島海溝地震発生帯モデルの構築（海域深部構造探査、自然地震観測）

知見の不足する九州から南西諸島海域にかけての沈み込み帯の構造、及び地震発生の構造的な背景を明らかにするため、昨年度実施した南西諸島南部の琉球海溝域での大規模構造調査、および自然地震観測のデータを用いた解析を進めた。

OBS、MCS による構造調査データの解析の結果、沈み込むプレートの上面のイメージを深さ約 30km までイメージングすることができた（図 3-6-①-9）。沈み込み角度は、海底付近の約 5 度から深くなるにつれて約 20 度まで急角度へと変化する様子が得られた。また、前弧側の上盤では、プレート境界から派生する分岐断層の存在が確認でき、分岐断層でせき止められた楔状の付加体は低速度層を形成していることが明らかになった。この分岐断層および楔状の低速度の付加体は、津波遡上分布から推定された 1771 年八重山地震の震源域のモデル (Nakamura, 2009) と概ね一致し、津波の発生や断層モデルを検討する上で重要な結果と考えられる。

自然地震観測から得られた暫定的な震源分布と構造イメージを比較してみると、地震活動は海洋地殻内部から海洋マントル内で発生しているように見える。さらに、プレートの固着状態を把握するために、低周波地震現象にも着目した。陸上での広帯域地震観測点などで、超低周波地震によると考えられる波群が観測され、この超低周波地震発生時に琉球海溝前弧である石垣島および西表島沖で浅部低周波地震が発生していることが明らかになった（図 3-6-①-10）。P 波、S 波の到達時刻が読み取れた低周波地震の震源は、上述の構造イメージで得られた分岐断層深部のプレート境界付近で発生しており、1771 年八重山地震の津波波源域 (Nakamura, 2009) のやや深部に位置する。（図 3-6-①-11）

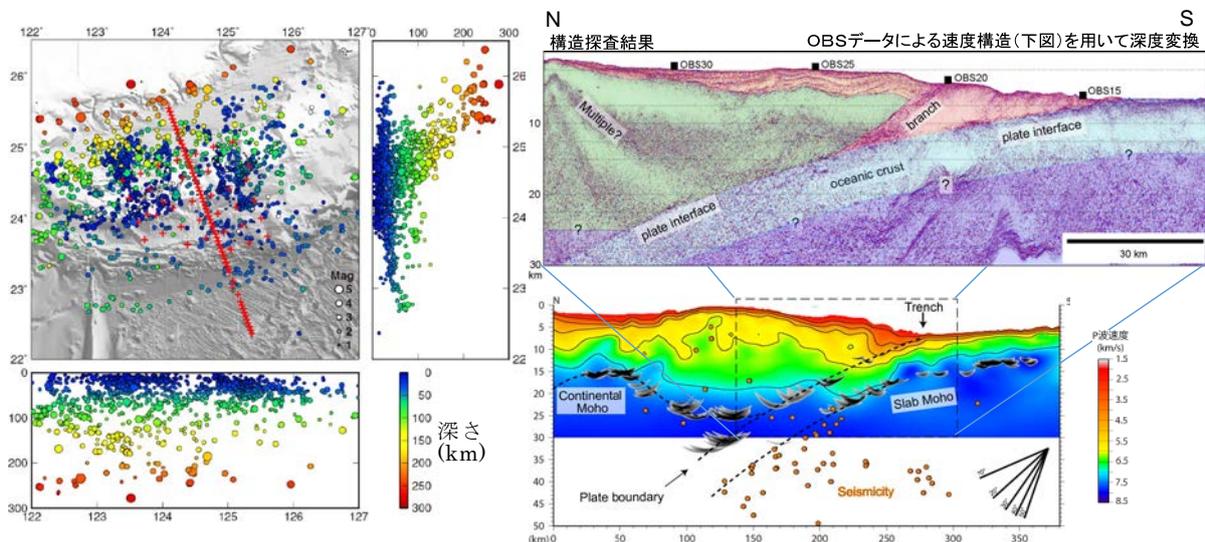


図 3-6-①-9

南西諸島南部の琉球海溝域での調査観測点配置図および震源分布（左）と構造探査結果（右）。赤+は OBS を示す。OBS が多数直線上に並んでいるところが大規模構造調査測線。構造探査結果（右）は、OBS データ解析から得られた P 波速度構造モデルと反射イメージ、測線の両側幅 10km の範囲内に含まれる震源分布（右下）と、P 波速度構造を用いて、時間断面を深度変換した MCS 断面とその解釈（右上）を示す。

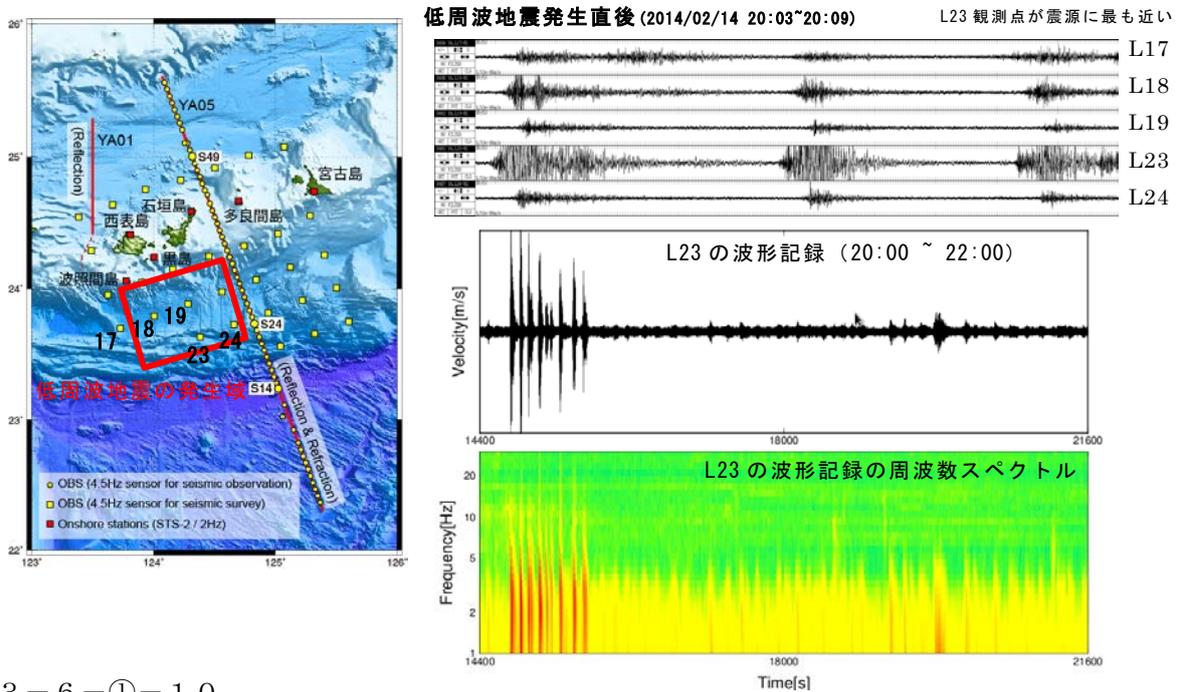


図3-6-①-10

南西諸島南部の琉球海溝域での調査観測点配置図(左)と低周波地震観測記録例(右)、および最も震源に近い観測点と考えられるL23のより長時間の連続記録(右中)と周波数スペクトル(右下)。時刻は世界時表示。黄四角は自然地震観測用OBS、赤四角は陸上の地震観測点を示す。OBSによる地震波形記録例(右上)より、浅部低周波地震発生域は地図上の赤矩形領域と推定される。

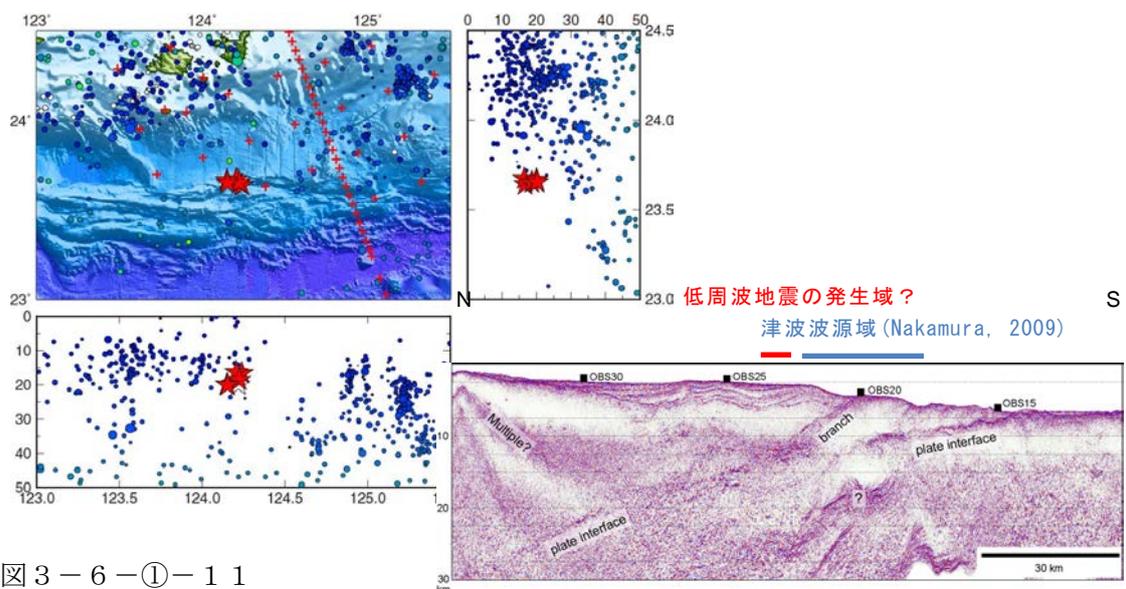


図3-6-①-11

浅部低周波地震の震源の推定位置(左)とMCS構造断面に見られる分岐断層、および過去の津波地震波源域との比較(右下)。

(d) 結論ならびに今後の課題

日向灘～西部南海トラフでの高分解能反射法探査、大規模構造調査や海陸統合調査を実施した。その結果、南海トラフ巨大地震の拡大想定震源域上限と前縁断層分布がほぼ一致することを確認した。四国下～四国沖にかけて、海陸境界深部のプレート形状イメージを明らかにした。南海トラフに沿って、プレート形状や構造の特徴が大きく異なるフィリピン海プレートが西南日本下に沈みこんでいることが明らかになった。今後、前縁断層分布やプレート形状イメージを実施する領域を拡大し、プレートの構造と物性の決定を進め、フィリピン海プレートの流体分布イメージを得ることが課題である。

南西諸島海溝地震発生帯モデルの構築に向けて、南部での大域的な2次元構造イメージを得た。また自然地震観測より得られた暫定的な震源は、地震が主に海洋マントルで発生していることを示唆する結果となった。さらに、浅部低周波地震を観測することに成功し、構造との対比を進めた。今後、調査観測域を南西諸島域全体に展開しながら、震源決定精度向上を進め、構造との比較を再検討した上で、3次元モデルの構築を実施する。

(e) 引用文献

Moore, G. F., H. Mikada, J. C. Moore, K. Becker, and A. Taira (2005), Legs 190 and 196 synthesis: deformation and fluid flow processes in the Nankai Trough accretionary prism. In H. Mikada, G. F. Moore, A. Taira, K. Becker, J. C. Moore, and A. Klaus (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 190/196, 1-26

小原一成、スロー地震と水、地学雑誌、116、1、114～132 (2007)

Okino, K., Y., Shimakawa, and S., Nagaoka, Evolution of the Shikoku Basin, J. Geomag. Geoelectr., 46, 463-479 (1994)

Okino, K., Y. Ohara, S. Kasuga, and Y. Kato, The Philippine Sea: New survey results reveal the structure and the history of the marginal basins, Geophys. Res. Lett., 26, 2287-2290, (1999)

Nakamura, M., Fault model of the 1771 Yaeyama earthquake along the Ryukyu Trench estimated from the devastating tsunami, Geophys. Res. Lett., 36, L19307, doi:10.1029/2009GL039730. (2009)

②自然地震・構造探査を用いた構造解析

(a) 業務の要約

四国西部で発生する深部低周波微動源の高精度決定や微動発生メカニズム解明等を目的として平成25年度に設置した30箇所の陸域稠密地震観測を継続し、自然地震の記録を収集した。この間、四国沖で実施されたエアガン発振による振動の記録も得た。加えて、平成26年12月には短周期上下動地震計を150箇所に追加設置し、ダイナマイト

発破による人工地震探査を実施した。人工地震による観測波形中、沈み込むプレートに起因すると思われる複数の反射波の到来を確認した。これらのデータに基づいて、陸域下に沈み込むプレートと深部低周波微動源および微小地震震源の相対的位置関係解明に向けた解析を開始した。

(b) 業務の成果

深部低周波微動（以下、微動）は、内閣府により想定されている最大級の南海トラフ地震の想定震源域陸域深部下限を規定する根拠となった現象である。しかし、微動活動と南海トラフにおいて発生する巨大地震の関係は、必ずしも明確とは言えない。一方、沈み込むプレートからの脱水が微動の発生に強く関与していると考えられている（例えば、Obara, 2002; Katsumata and Kamaya, 2003）。この仮説が正しければ、微動発生域周辺でプレート形状やプレートを構成する岩石の物性等が変化している可能性があり、大地震時のすべり域を規定する条件の一つとなり得る。

高精度な微動源や微小地震震源位置の決定に資することを主な目的として、平成 25 年度末に 30 箇所の臨時地震観測点を四国西部に設置した。四国西部は、四国地方の中でも微動活動が特に活発な地域として知られている。平成 26 年度は、さらに、同地域の地殻ならびにフィリピン海プレートに関する詳細な地下構造を推定し、微動と地下構造との相対的位置関係を詳細に調査するため、上下動地震計を一時的に 150 箇所に追加設置し、人工地震探査を行った。以下にそれぞれの観測の詳細をまとめるとともに、得られた観測記録の一例とその特徴を示す。

1) 自然地震観測

四国西部で発生している微動源ならびに微小地震源の高精度決定や発生メカニズムの解明、陸域下に沈み込むプレート境界や陸側モホ面の位置および形状の推定に資するため、平成 26 年 2 月、四国西部の総延長約 82 km の測線上に臨時機動観測点 30 点をほぼ等間隔になるように設置した。観測点の概略位置を図 3-6-②-1 に示す。測線は北北西-南南東方向に広がる活発な微動クラスタ上を通過するよう、愛媛県伊予市と高知県黒潮町を結んでいる。各観測点には、低消費電力型のデータ収録装置（計測技研製 HKS-9550）と固有周波数 1 Hz の三成分短周期地震計（OYO Geospace 社製 GS-1）を設置した。サンプリング周波数 100 Hz で離散化された観測データは、データ収録装置内の CF カードに蓄積される。データ収録装置内の内部時計は、GPS からの信号に基づき、4 時間に 1 回の頻度で時刻校正を行った。平成 26 年度は、これらの観測点の運用を継続し、データ回収やバッテリーの交換等の必要なメンテナンスを行った後、平成 27 年 3 月に全点を撤収した。

観測期間中の平成 26 年 5 月上旬には、測線の海域延長部において、海洋研究開発機構によるエアガンの発振が行われた。図 3-6-②-2 にその際の観測記録の一例を示す。最も陸域に近い発振については、高知県内に設置した全ての観測点 (NAN019~NAN030) で信号が到達していることが分かる。また、観測期間中の平成 26 年 10 月 19 日 0 時台に観測された上下動成分の波形記録を図 3-6-②-3 に示す。ここで、当該時間帯に

において、バッテリー低下等の理由で正常な観測が出来ていなかった観測点の記録は除外した。図の上部の黒丸は、同時帯に基盤的地震観測データの解析により微動源の位置が求められた時刻（防災科学技術研究所，2014）を表す。0時10分頃や48分頃等の顕著な微動活動についてはほぼ全域で微動を記録していること、従来から深部低周波微動の活発な地域に設置した観測点（NAN004～NAN012）では、それ以外の時間にも明瞭な微動活動に伴う信号の到来を確認することができる。以上のように、今回設置した臨時観測点においても微動に伴う微弱な地動が明瞭に観測されており、これらの活動の詳細な解析に資するデータが得られたことが分かる。

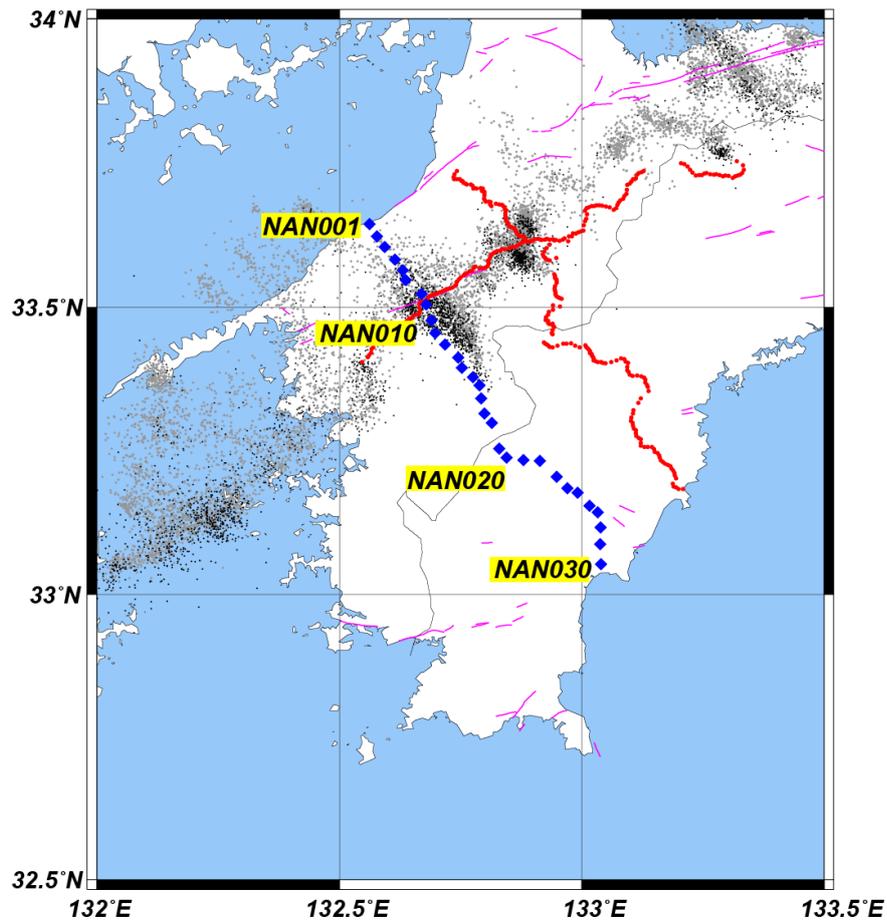


図3-6-②-1 四国西部臨時地震観測点の位置。臨時設置した30箇所の地震観測点を青菱形で示す。2008年に防災科学技術研究所が実施した構造探査観測点(Takeda *et al.*, 2008)を赤丸で、気象庁一元化処理震源カタログによる低周波地震の震央および深部低周波微動の震央(Obara *et al.*, 2010)をそれぞれ黒点および灰点で示す。紫線は活断層の位置(活断層研究会編, 1991)を示す。

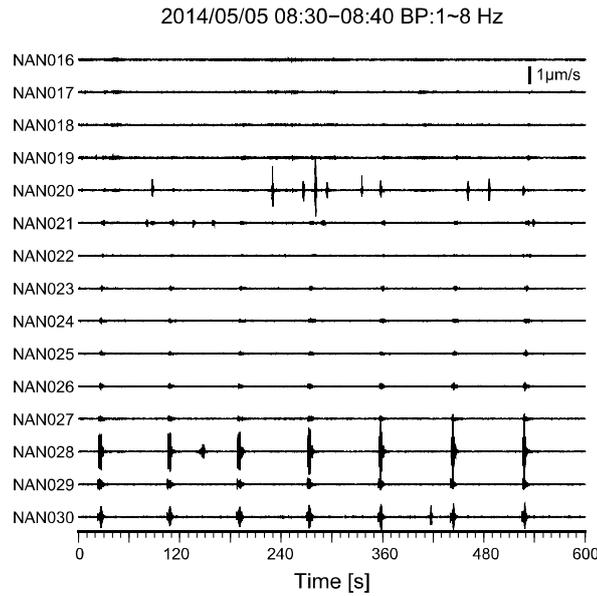


図 3-6-②-2 四国西部臨時地震観測点で収録されたエアガンショットの記録の一例。もっとも海岸近くで発振された 10 分間について、南側 15 点で観測された上下動成分の波形記録を示す。80~90 秒間隔でパルス状の記録が繰り返し記録されていることが分かる。描画にあたって、帯域幅 1~8 Hz の帯域通過フィルタを適用した。

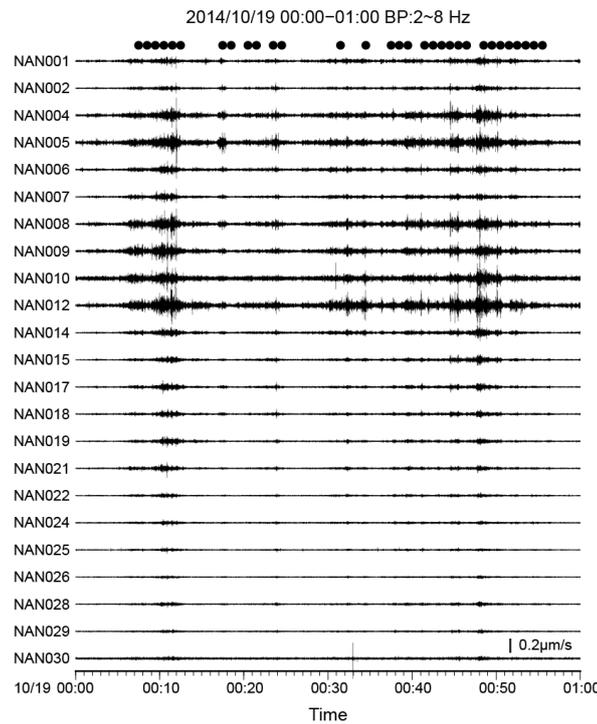


図 3-6-②-3 四国西部臨時地震観測点で収録された微動記録の一例（上下動成分）。描画にあたって、帯域幅 2~8 Hz の帯域通過フィルタを適用した。波形最上部に示した黒丸は、基盤的地震観測網データにハイブリッド法 (Maeda and Obara, 2009) を適用することにより深部低周波微動源が推定された時刻を表す。

2) 人工地震観測

自然地震観測データを解析することにより、地震観測点下のプレートや陸側モホ面の位置・形状、地震波速度構造などを推定することが出来る（例えば、Shiomi *et al.*, 2006; Matsubara and Obara, 2011）。しかし、限られた観測期間中に解析に耐えうる自然地震が発生することは保障されておらず、自然地震のみから地下構造に関する詳細な情報を得るためには、おのずと長期間にわたる地震観測点の運用が必要となる。加えて、近地で発生する地震の記録を解析に用いる場合、震源位置や震源時刻の推定誤差が結果に大きな影響を与えることがある。これに対し、人工地震の記録を使用する場合、発破位置や発破時刻を明示的に決定することが出来る。これにより、発破時刻を含む短期間のみを対象に多数の臨時観測点を設置することが可能となり、きわめて高分解能な解析に資するデータをほぼ確実に取得できるという利点がある。平成 26 年度は、四国西部に沈み込むフィリピン海プレートの位置や形状を詳細に把握し、前節の自然地震観測等で求められた微動源や微小地震震源との相対位置の評価に資するため、ダイナマイト発振を用いた人工地震観測を実施した。

人工地震観測時の観測点および発破点の位置を図 3-6-②-4 に示す。発破点は、愛媛県大洲市と内子町の市町界付近の内子町域に設けた。発破にあたっては、深さ 70 m の発破孔を鉛直下方に掘削し、ケーシング管を設置した。薬量は 300 kg とした。探査の実施に際して、固有周波数 2 Hz の上下動成分地震計（株式会社岩崎製 IWA-UD2、あるいはサーセル社製 L-22D）150 台を平成 26 年 11 月下旬より追加設置した。追加観測点は、昨年度設置した 30 箇所を観測点の隙間を埋めるように、測線上に配置した。追加設置した観測点の様子を写真 3-6-②-1 に示す。発破は、12 月 11 日 0:31 過ぎに実施した。この発破による振動は、発破点から 100 km 程度離れた防災科研 Hi-net の観測点でも検知されており、防災科研 Hi-net の地震観測データ処理システムにより、その規模はマグニチュード 0.4 程度と推定されている。なお、データ収録装置は自然地震観測と同じ計測技研製 HKS-9550 を用いた。150 地点については 12 月中に全地点の撤収を完了した。また、発破点の原状復旧も年度内に完了した。

人工地震により得られた観測記録を図 3-6-②-5 に示す。得られた記録からは反射波と考えられる多くの後続波位相の到来を確認することができる。特に、発破から 11~12 秒（図 3-6-②-5、赤矢印）と約 14 秒経過後（同、青矢印）に顕著な位相が到来している。これらの経過時間は、反射面までの往復走時に相当する。前者の波群は、過去の探査データ（Takeda *et al.*, 2008）およびプレートモデル（Shiomi *et al.*, 2008）などから、プレート上面境界からの反射波と推測される。また、この波群の瀬戸内海側は、他の波群と比べて継続時間が長くなっており、厚みを伴う反射面の存在が示唆される。微動源との概略的位置関係から、この部分は Shelly *et al.* (2006) により高圧流体が存在すると指摘された領域に対応する可能性がある。

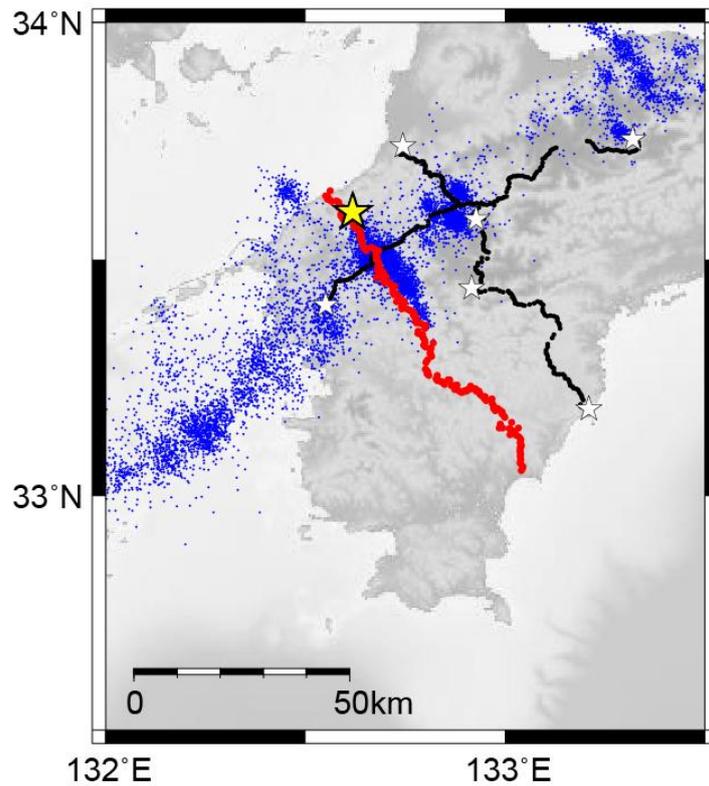


図 3-6-②-4 人工地震観測の発破点（黄星）および臨時地震観測点（赤丸）の位置。2008 年に防災科学技術研究所が実施した構造探査の発破点を白星、観測点を黒点で表す（Takeda *et al.*, 2008）。青点は、深部低周波微動の震央（Obara *et al.*, 2010）を示す。



写真 3-6-②-1 追加設置した臨時地震観測点の様子。赤い筒状の容器の中に地震計を設置し、収録装置ならびに乾電池を収納した観測箱は、緑色のビニルシートで保護した。GPS アンテナは右側の木柱に取り付けた。

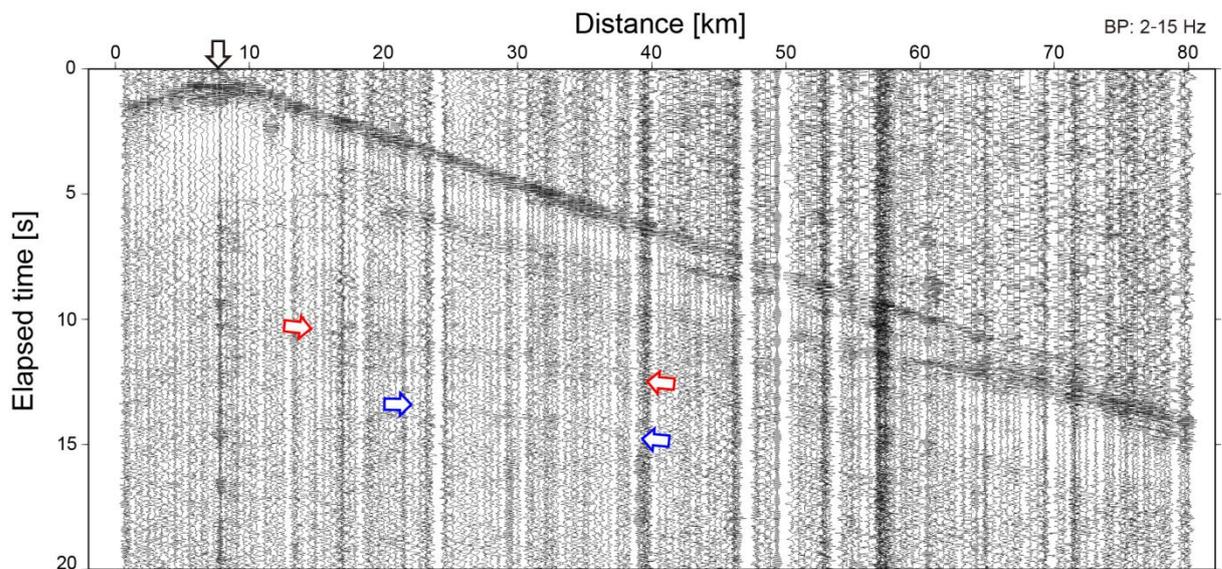


図 3-6-②-5 人工地震の観測記録。図の左側が瀬戸内海側、右が太平洋側を表す。縦軸は、発破からの経過時間、横軸は測線上の距離である。描画にあたって、帯域幅 2～15 Hz の帯域通過フィルタならびにウィンドウ幅 1.5 秒の AGC を適用した。発破点付近に黒矢印を示す。プレート上面およびプレート内モホ面からと思われる反射波の位置をそれぞれ赤矢印、青矢印で示す。

(c) 結論ならびに今後の課題

四国西部を対象に 30 箇所 of 臨時観測点からなる線状アレイでの自然地震観測を行うとともに、計 180 箇所 of 臨時観測点による人工地震探査を実施した。自然地震観測では、四国西部で発生した深部低周波微動や海域でのエアガン発振に伴う振動が明瞭に観測されていることを確認した。また、人工地震観測記録の概略的な解析の結果、沈み込むフィリピン海プレートに起因すると思われる複数の明瞭な反射波を確認した。この反射波の特徴が波群によって異なることから、プレート境界面の特徴が場所によって異なる可能性が示唆される。今後は、今年度までに収集した微動を含む自然地震データ、人工地震データならびに過去に防災科学技術研究所が四国西部で実施した構造探査データ（図 3-6-②-4. Takeda *et al.*, 2008）を統合的に解析することにより、プレートと陸側モホ面の位置・形状および微動源とプレートとの相対位置の把握、微動発生域とその周辺の構造の特徴の違いの抽出を進めなくてはならない。一方、四国東部は西部に比べて微動活動が低調であり、活動域もよりクラスタ化する傾向にある。微動の活動度と地下構造の関係を調査するため、今後は、四国東部の微動の活動度が低調な地域を対象とした臨時観測を行い、四国西部との比較検討を行う必要がある。

(d) 引用文献

- 1) 防災科学技術研究所, 西南日本の深部低周波微動・短期的スロースリップ活動状況

- (2014年8月～10月), 地震予知連絡会提出資料,
<http://cais.gsi.go.jp/YOCHIREN/activity/205/image205/012.pdf>.
- 2) 活断層研究会編, 新編日本の活断層－分布図と資料－, 東京大学出版会, 437p, 1991.
 - 3) Katsumata, A. and N. Kamaya, Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1020, doi:10.1029/2002GL015981, 2003.
 - 4) Maeda, T. and K. Obara, Hypocenter distribution of deep low-frequency tremors in Nankai subduction zone, Japan, *J. Geophys. Res.*, 114, B00A09, doi:10.1029/2008JB006043, 2009.
 - 5) 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, 2011
 - 6) Obara, K. Nonvolcanic deep tremor associated with sub-duction in southwest Japan, *Science*, 296, 1679 - 1681, 2002.
 - 7) Obara, K., S. Tanaka, T. Maeda, and T. Matsuzawa, Depth-dependent activity of non-volcanic tremor in southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 37, doi:10.1029/2010GL043679, 2010.
 - 8) Shelly, D. R., G. C. Beroza, S. Ide, and S. Nakamura, Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan, and their relationship to episodic tremor and slip, *Nature*, 442, 188-191, doi:10.1038/nature04931, 2006.
 - 9) Shiomi, K., K. Obara, and H. Sato, Moho depth variation beneath southwestern Japan revealed from the velocity structure based on receiver function inversion, *Tectonophys.*, 420, 205 - 221, doi:10.1016/j.tecto.2006.01.017, 2006.
 - 10) 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.
 - 11) Takeda, T., K. Obara, Y. Haryu, Y. Asano, T. Maeda, K. Shiomi, T. Ueno, T. Matsuzawa, Y. Yukutake, M. Matsubara, H. Hirose, and S. Sekine, Seismic exploration of deep low-frequency tremor area in western Shikoku, Japan, the AGU 2008 Fall Meeting, U33A-0029, 2008.

(3) 平成27年度業務計画案

南西諸島北部の領域において海底地震計やマルチチャンネル反射法システムを用いた大規模構造探査を実施し、堆積層や地殻、最上部マントルの速度や層境界に関する情報から南西諸島北部のプレート形状イメージを得る。

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行うため、四国東部域を対象とした陸域稠密地震観測点を展開し、観測を開始する。本研究プロジェクトや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解析し、四国におけるプレート形状ならびに物性の特徴の詳細把握を行うための解析を進める。

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
独立行政法人産業技術総合研究所 地質情報研究部門	副研究部門長 研究グループ長 主任研究員 研究員 特別研究員	池原 研 鈴木 淳 板木拓也 西田尚央 宇佐見和子
独立行政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 主任研究員 主任研究員 主任研究員 主任研究員 研究員 研究員	宍倉正展 藤原 治 澤井祐紀 安藤亮輔 行谷佑一 松本 弾 谷川晃一朗
独立行政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
一般財団法人地域地盤環境研究所	研究員	越後智雄
国立大学法人筑波大学 生命環境系	助教	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、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：

陸域では四国沿岸等での掘削調査等で得られた試料の分析に基づいた津波浸水や地殻変動の履歴、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る。

平成 28 年度：

陸域では紀伊半島～東海沿岸での掘削調査等から津波浸水や地殻変動の履歴、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る。

平成 29 年度：

陸域では紀伊半島～東海沿岸での掘削調査等から津波浸水や地殻変動の履歴、海域では日向灘～紀伊半島沖の海底調査から地震・津波の発生履歴を得る。

平成 30 年度：

陸域では紀伊半島～東海沿岸での掘削調査等から津波浸水や地殻変動の履歴、海域では日向灘～紀伊半島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：

陸域では紀伊半島～東海沿岸での掘削調査等から津波浸水や地殻変動の履歴、海域では熊野～東海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 26 年度業務目的

陸域ではおもに四国沿岸に着目し、沖積低地において機械ボーリングや地層抜き取り装置（ジオスライサー）による掘削調査を実施し、津波堆積物の検出とその分布について解明することを目標とする。また生物遺骸群集や離水海岸地形などの隆起痕跡についても四国から南西諸島北部沿岸において現地調査を実施し、その分布について解明することを目標とする。

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

(2) 平成 26 年度成果

① 海域での津波履歴調査航海実施

(a) 業務の要約

琉球海溝沿いで発生する地震・津波に伴い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～沖縄島沖海域の海底堆積物の採取と解析を行った。海洋研究開発機構の調査船「よこすか」による YK15-01 航海で沖縄石垣島南方前弧域、琉球海溝域、沖縄島南方前弧域で堆積物試料の採取を行った結果、いずれの海域においてもタービダイトの挟在が確認された。特に石垣島南方前弧域の海底扇状地上では多数のタービダイトが挟在し、タービダイトを用いた地震発生履歴の研究のポテンシャルを有する場所であることがわかった。一方、琉球海溝底から採取されたコアにも多数のタービダイトが確認されたが、粗粒粒子の組成はその給源が台湾である可能性を示した。また、石垣島における 1771 年明和津波の津波発生モデルのうち、前弧域の海底地すべりの可能性の有無を海底地形と海底堆積物試料から検討した結果、前弧域の海底地すべりの寄与の可能性は低いことがわかった。

(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、海洋研究開発機構の調査船「よこすか」の YK15-01 航海により沖縄八重山～沖縄島沖海域において海底地形調査、海底表層地層探査と海底堆積物コアの採取を行った（図 3-7-①-1、表 3-7-①-1）。調査航海では、先行研究により地震の痕跡がタービダイトとして残されているとされる西表島南方の海底扇状地上（Ujiie et al., 1997）とその周辺の前弧域並びに八重山沖琉球海溝域を第一目的海域とし、17 回のピストコア採取と 2 回のマルチプルコア採取を試み、琉球海溝底の 1 回（PC15）を除く、前弧域でピストンコア 13 本とマルチプルコア 2 本、琉球海溝域でピストンコア 1 本を採取した。また、沖縄島南方前弧域で 2 本のピストンコアを採取した。採取された堆積物コアは、船上で半割の後、肉眼観察・記載、写真撮影と一部について色測定を行った。また、火山灰分析用と年代測定用試料を船上で分取した。また、タービダイトを用いた地震・津波履歴の解明手法の高度化を目指して、南海トラフや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既存のコア試料の堆積構造解析と年代測定を実施した。

(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。海底での大きな地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地震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とした、海底堆積物中の地震・津波起源のタービダイトによる地震・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。

「よこすか」の YK15-01 航海で沖縄八重山沖前弧域の 11 地点（黒島海丘北方 2 地点と前弧海盆 9 地点 11 本：図 3-7-①-1、表 3-7-①-1）から採取されたコア試料のうち、10 地点から採取されたコア試料の多くはシルト質の泥質堆積物からなり、石灰質生物遺骸を主とする砂質堆積物が挟在する（図 3-7-①-2）。これらの砂質堆積物は、下面が明瞭かつ侵食的で、上方へ細粒化し、Bouma (1962) のタービダイトの構造と一致するので、混濁流から形成されたタービダイトと解釈される。

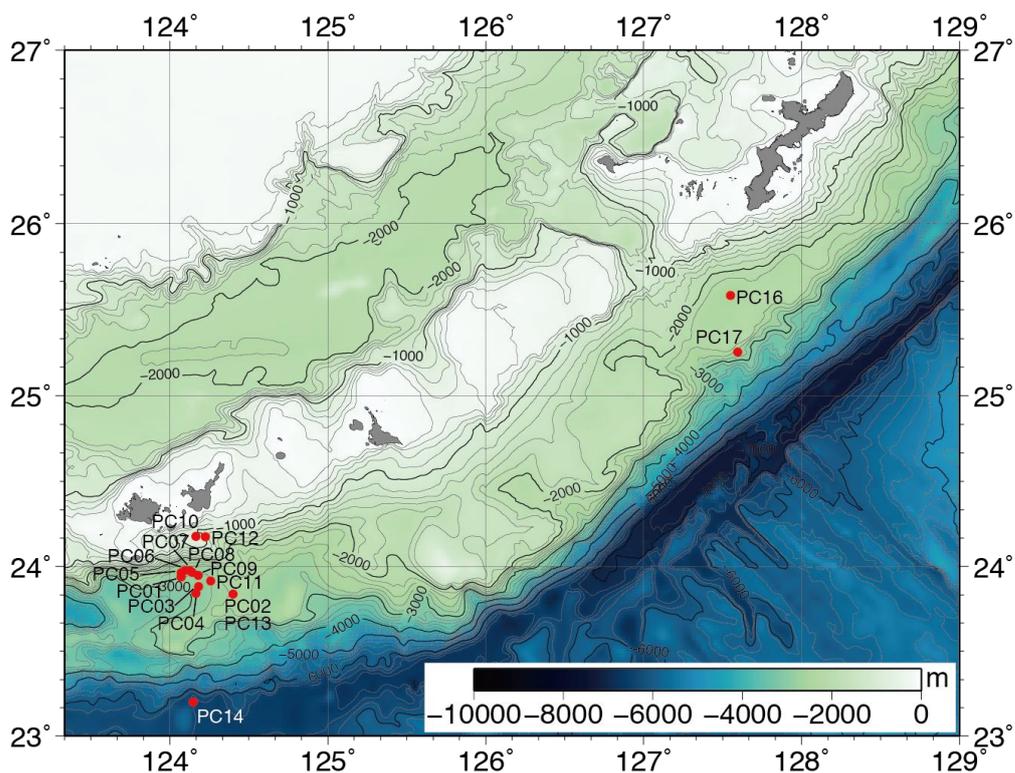


図 3-7-①-1 「よこすか」 YK15-01 航海の試料採取地点
 琉球海溝底の PC15 は試料が採取できなかったので図には載っていない。MC01 は PC08、MC02 は PC01 と同じ地点から採取された。

表 3-7-①-1 「よこすか」 YK15-01 航海の採泥点の水深と位置 (緯度・経度)

Core ID	Water Depth (m)	Position	
		Latitude	Longitude
PC01	2,765	23_56.3055N	124_04.4122E
PC02	2,502	23_50.2047N	124_24.1047E
PC03	2,886	23_52.9100N	124_11.0074E
PC04	2,933	23_50.9964N	124_10.6016E
PC05	2,748	23_57.8103N	124_04.4275E
PC06	2,674	23_58.5892N	124_05.6789E
PC07	2,637	23_58.5118N	124_07.7061E
PC08	2,667	23_57.8957N	124_08.5161E
PC09	2,821	23_56.8099N	124_10.8693E
PC10	1,121	24_10.5934N	124_09.9869E
PC11	2,823	23_54.7831N	124_15.5360E
PC12	1,150	24_10.4888N	124_13.6063E
PC13	2,520	23_50.1469N	124_24.1241E
PC14	6,448	23_12.0169N	124_08.9843E
PC15	6,529	23_08.0377N	124_24.9981E
PC16	2,521	25_35.0077N	127_32.9978E
PC17	2,681	25_15.2887N	127_35.8534E
MC01	2,667	23_57.9044N	124_08.5459E
MC02	2,766	23_56.3217N	124_04.4508E

八重山前弧域の前弧海盆に発達する海底扇状地上では、Ujiie et al. (1997) により、およそ 1000 年のタービダイトの堆積間隔が示され、過去の地震の発生間隔を示すと考えられた。しかし、Ujiie et al. (1997) ではおよそ 1000 年の間隔でタービダイトが堆積しているコアは 1 本のみであり、その堆積間隔の推定には不確実性が残っていた。なぜならば、海底扇状地上でタービダイトはローブ状に堆積すると考えられる (Reading and Richards, 1994) が、ローブは地形的な低まりを埋めて堆積するため、タービダイトの主堆積場は時間とともに場所を移動させる可能性があるからである。また、最近 Araoka et al. (2013) は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から、八重山地方における津波の再来間隔を 150~400 年と推定した。この間隔は、Ujiie et al. (1997) のタービダイトの堆積間隔よりも明らかに短い。このため、Ujiie et al. (1997) でおよそ 1000 年の堆積間隔が得られている海底扇状地状から複数の海底堆積物コアを採取し、より高い確実度でタービダイトの堆積年代と堆積間隔を決定し、津波石の記録と比較することを目指した。また、石垣島に大きな被害を与えた 1771 年明和津波により形成されたタービダイトの有無も、この海底扇状地の堆積物が八重山地方の地震・津波発生履歴の解明に使えるかどうかの判断に重要であるので、不擾乱表層堆積物試料を 2 地点から採取した。

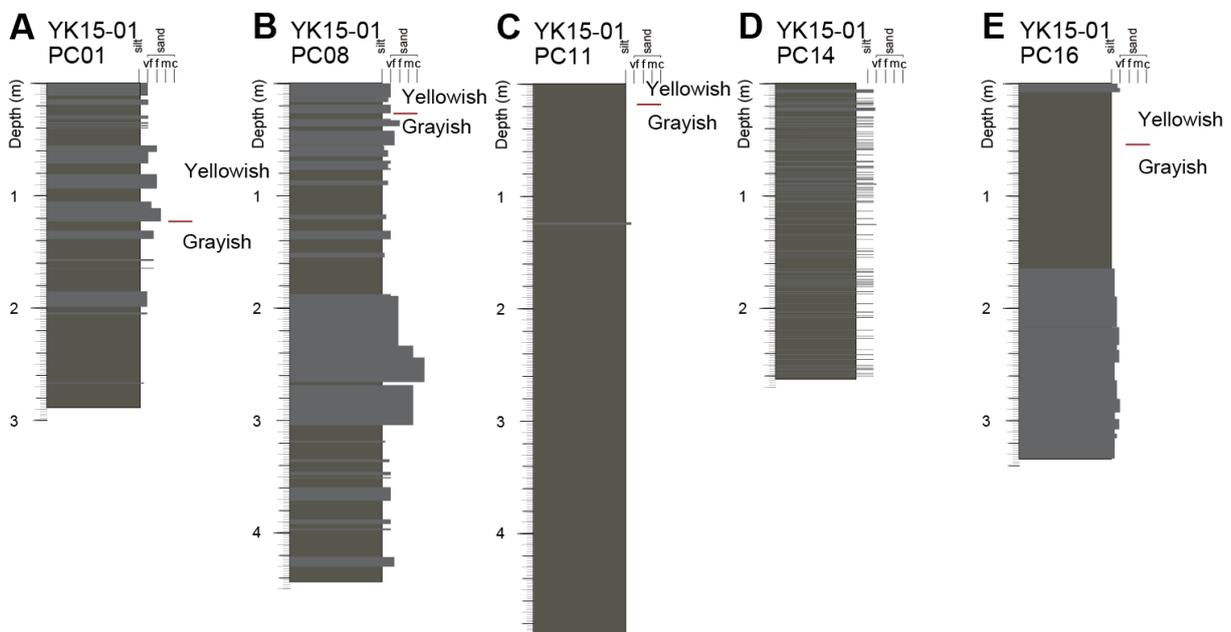


図 3-7-①-2 YK15-01 航海で採取された代表的なピストンコア試料

石垣島南方前弧域海底扇状地南部 (A)、北部 (B)、前弧海盆底 (C)、琉球海溝底 (D)、沖縄島南方前弧域 (E)。コア試料の採取位置は、図 3-7-①-1、表 3-7-①-1 を参照。通常時の堆積物を濃い灰色、イベント層 (タービダイト) を灰色で示し、コラムの幅が粒度を示す (右につき出るほど粒度が粗い)。

結果として、Ujiie et al. (1997) の海底扇状地上には、貝殻片やサンゴ片などの石灰質生物遺骸の破片を多く含む極細粒砂~中粒砂の粒径をもったタービダイトが広く分布すること、扇状地上ではその給源となる海底谷の開口域に近づくにつれてタービダイトが粗粒化並びに厚層化すること、扇状地南部はコア下部でややタービダイトの挟在頻度が減ること、一方扇状地北部ではコア上での頻度は南部より少ないがコア下部では南部よりも多いことが明らかとなった (図 3-7-①-2 (A)、(B))。したがって、扇状地南部と北部のコアを統合的に解析することで、より確実なタービダイトの堆積頻度が得られると期待される。コア試料の年代測定は今後行われる予定であるが、前弧域のタービダイトを挟在しないコアの色変化が酸素同位体曲線とよく似た変化を示すので、これが正しいとし、また前弧域のコアに共通する色変化(コ

ア最上部で明茶色、下部でオリーブ色) がコア間で対比可能だと仮定すると、海底扇状地上のコアの上部でのタービダイトの平均堆積間隔は 1000 年弱程度と推測され、Ujiie et al. (1997) の結果と整合的である。また、マルチプルコアラーによる不擾乱表層堆積物試料にも複数のタービダイトの挟在が確認できた (図 3-7-①-3)。最上位のタービダイトは薄い通常時の堆積物 (半遠洋性泥) に覆われている。また、最上位のタービダイトの下には、半遠洋性泥を挟んで、最上位のものと似た特徴を持つタービダイトが存在する。Araoka et al. (2010) は、石垣島の津波石の U/Th 年代測定から、津波石が 1771 年明和津波と 1625 年の津波により打ち上げられたとした。海底扇状地上の表層堆積物も 2 つのイベントの発生を示唆しており、複数の年代測定手法を用いたこの不擾乱表層堆積物コア試料中のタービダイトの堆積年代の決定が今後重要な課題となる。



図 3-7-①-3 石垣島南方前弧域の海底扇状地上から採取された表層堆積物試料
白線で示した層準にタービダイトが挟在する。試料の採取位置は、表 3-7-①-1 を参照。

1771 年明和津波の波源についてはまだ確定していない。今村ほか (2001) は前弧域の海底地すべりを、Nakamura (2009) は琉球海溝付近の津波地震を、Miyazawa et al. (2012) は前弧域の断層運動と海底地すべりの複合を波源とした。1771 年明和津波に海底地すべりが大きな寄与をしていたとしたら、海底地形や海底堆積物にその痕跡が残されているはずである。YK15-01 航海における海底地形データの取得範囲は今村ほか (2001) や Miyazawa et al. (2012) が想定した海底地すべりの分布範囲を含むが、海底地形や表層地層探査記録には崩落地形や流れ山の存在、水中土石流堆積物を示す音響的層相などの海底地すべりを示す明瞭な痕跡は確認できなかった。また、Miyazawa et al. (2012) の海底地すべり想定域の近傍から今回採取された海底堆積物コア (YK15-01 PC11 : 図 2 3-7-①-2C) におけるタービダイトの挟在は薄層のものが 1 枚のみであり、それもコアの最上部ではない。八重山前弧域の半遠洋性泥の堆積速度は 1.5~6.3cm/千年程度である (Xu and Ujiie, 1994) ので、1771 年明和津波の時期に形成されたタービダイトとは考えにくい。以上の事実は、少なくとも今回の調査範囲には最近の海底地すべりの痕跡はないことを示し、1771 年明和津波に対する前弧域の海底地すべりの影響の可能性は低いことが明らかとなった。

海溝底の堆積物中のタービダイトも地震発生履歴の推定に使われる (Patton et al.、2013 ;

Ikehara et al.、2012 など). Hsu et al. (2013) の反射法地震探査記録によれば、琉球海溝底にはよく成層した厚い堆積物の存在が確認できる。しかし、琉球海溝底から採取されたコア試料の報告はなく、琉球海溝底の堆積物がどのような特徴を持ち、地震発生履歴の解析に使えるかどうかは判断できない状況であった。YK15-01 航海では琉球海溝底で2回のピストンコアリングを試み、1地点からコア試料 (YK15-01 PC14) を得た。得られたコアは粘土質シルト中に薄層のタービダイトが多数挟在する岩相を示す (図3-7-①-2D)。タービダイトは極細粒砂~粗粒シルトの粒径をもち、鉱物と岩片に富み、前弧域のタービダイトとはまったく異なる特徴を持つ。八重山諸島にも堆積岩は分布し、前弧域のタービダイト中にも堆積岩片はわずかに含まれるが、まったく石灰質生物遺骸が含まれないことから、前弧域のタービダイトと海溝域のタービダイトは給源が異なる可能性が高い。海溝底のタービダイトは岩片や鉱物に富むことから、その給源は台湾である可能性があり、今後タービダイトの粒子組成の分析が必要である。

沖縄島南方前弧域から採取された2本のコアのうちの1本 (YK15-01 PC16: 図3-7-①-2E) のコア下部は厚い粗粒堆積物からなる。このコアはこの粗粒堆積物を貫いていないが、この粗粒堆積物は5枚以上の明瞭で侵食的な基底をもち上方細粒化するユニット (タービダイト) の累重からなる。ユニット間に通常時の堆積物を挟在しないことから一つのイベントにより形成されたものと推定される。このため、このコアのみからイベントの発生間隔や頻度を推定することは困難である。

(d) 結論ならびに今後の課題

以上のように、「よこすか」YK15-01 航海で沖縄八重山~沖縄島沖海域から採取された海底堆積物コアには、多数の地震性と考えられるタービダイトが挟在していることがわかった。特に、石垣島南方前弧域ではタービダイトがよく保存されており、1771年明和津波に対応するタービダイトが残されている可能性があることがわかった。今後、これらの堆積物試料の年代決定を行うことで、八重山地方の地震・津波の履歴に関する情報が得られると期待される。ただし、八重山前弧域での今年度の調査範囲は石垣島~西表島南方の一つの海底谷-海底扇状地に集中しており、八重山地方で過去に発生したすべての地震・津波イベントを記録していない可能性もある。一つのイベント堆積物の空間的広がりには地震や津波の規模に関する可能性もあるので、今後、今年度の海域に連続する宮古島南方までの海域についても海底堆積物データの取得と解析が必要である。石垣島などでは沿岸の津波石による津波履歴の推定がなされている (Araoka et al.、2010、2013)。津波は遠地の地震によっても襲来しうるので、海域と陸域のデータを統合することが重要である。海域での高品質のデータの取得とともに、陸域と統合した解析を進める必要がある。

これまで日本周辺海域で行われてきたタービダイトを用いた地震発生履歴の研究の対象海域は、以下の3つの設定にまとめられる。1) 海底谷-海底扇状地-海盆系、2) 小海底谷・ガリー-小海底扇状地系、3) 斜面-閉鎖小海盆系。1) はタービダイトの堆積場としては最も典型的な設定であり、平成25年度に調査を行った室戸トラフがその例としてあげられる。2) は今年度の石垣島南方前弧域や千島海溝の上部斜面 (Noda et al.、2008) などが例となる。3) は南海トラフ東部の金洲ノ瀬トラフ (池原、2001) や熊野沖の海溝陸側斜面の小海盆 (Ashi et al.、2014)、日本海溝底 (Ikehara et al.、2012) や陸側斜面下部の平坦面上 (Usami et al.、2014) などが例となる。このうち、1) や2) では混濁流が流下する海底谷からその自然堤防、海底扇状地上のローブとローブ間低地、さらにその先の海盆底という地形的設定の違い、3) では小海盆内の起伏などに応じてタービダイトの構造や厚さ、粒径などが変化すると考えられるので、適切な場所から解析のためのコア試料を取得することが重要である。また、現在進行中の日本海溝域の研究結果 (Ikehara et al.、2012; Usami et al.、2014 など) は堆積速度が地震・津波イベント堆積物の保存や高精度での年代決定に重要であることを示唆している。詳細な地形的設定を考慮し、よりよい試料を採取して、高精度の解析を行うことが今後のタービダイト古地震学の発展のために重要である。

(e) 引用文献

- Adams, J., Paleoseismicity of the Cascade subduction zone: evidence from turbidites off the Oregon-Washington margin, *Tectonics*, **9**, 569–583, 1990.
- 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., M. Inoue, A. Suzuki, Y. Yokoyama, R.L. Edwards, H. Cheng, H. Matsuzaki, H. Kan, N. Shikazono and H. Kawahata, Historic 1771 Meiwa tsunami confirmed by high-resolution U/Th dating of massive *Porites* coral boulders at Ishigaki Island in the Ryukyus, Japan, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **11**, Q06014, doi:10.1029/2009GC002893, 2010.
- 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.
- Ashi, J., R. Sawada, A. Omura and K. Ikehara, Accumulation of an earthquake-induced extremely turbid layer in a terminal basin of the Nankai accretionary prism, *Earth Planets Space*, **66**, 51, 2014.
- 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.
- Hsu, S.-K., Y.-C. Yeh, J.-C. Sibuet, W.-B. Doo and C.-H. Tsai, A mega-splay fault system and tsunami hazard in the southern Ryukyu subduction zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **362**, 99–107, 2013.
- 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, *地学雑誌*, **110**, 471–478, 2001.
- Ikehara, K., T. Kanamatsu, M. Strasser, H. Fink, Y. Nagahashi, K. Usami, G. Wefer and SO219A and MR12-E01 on-board scientists, Past “Earthquake/tsunami” event deposits found in the Japan Trench: Results from the Sonne SO219A and Mirai MR12-E01 cruises, Abstract 2012 AGU Fall Meeting, NH41C-02, 2012.
- 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, , 2014.
- 今村文彦・, Imamura, F., I. Yoshida and A. Moore, Numerical study of the 1771 Meiwa tsunami at Ishigaki Island, Okinawa and the movement of the tsunami stones. Proc. Coast. Eng. JSCE, 48, 346–350, 2001
- Miyazawa, K., K. Goto and F. Imamura, Re-evaluation of the 1771 Meiwa tsunami source model, southern Ryukyu Islands, Japan, In Yamada, Y. et al. (eds.) Submarine Mass Movements and Their Consequences, Springer, 497–506 2012.
- Nakamura, M., Fault model of the 1771 Yaeyama earthquake along the Ryukyu Trench estimated from the devastating tsunami, *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L19307, 2009.
- Noda, A., T. TuZino, Y. Kanai, R. Furukawa, and J. Uchida, Paleoseismicity along the southern Kuril Trench deduced from submarine-fan turbidites, *Marine Geology*, **254**, 73–90, 2008.
- Patton, J.R., C. Goldfinger, A.E. Morey, C. Romos, B. Black, Y. Djadjadihardja and Udrek, Seismoturbidite record as preserved at core sites at the Cascadia and Sumatra-Andaman subduction zones, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **13**, 833–867, 2013.
- Reading, H.G. and M. Richards, Turbidite systems in deep-water basin margins classified

- by grain size and feeder system, *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, **78**, 792-822, 1994.
- Sakaguchi, A., G. Kimura, M. Strasser, E. J. Screaton, 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.
- Ujiie, H., T. Nakamura, Y. Miyamoto, J.-O. Park, S. Hyun and T. Oyakawa, Holocene turbidite cores from the southern Ryukyu Trench slope: suggestions of periodic earthquakes, *Jour. Geol. Soc. Japan*, **103**, 590-603, 1997.
- Usami, K., K. Ikehara, T. Kanamatsu and C. McHugh, Seismo-turbidites in the Japan Trench inner slope, Abstract 2014 AGU Fall Meeting, T43B-4716, 2014.
- Xu, X. and H. Ujiie, Bathyal benthic foraminiferal changes during the past 210,000 years: Evidence from piston cores taken from seas south of Ishigaki Island, southern Ryukyu Island arc, *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan*, no. 175, 497-520, 1994.

② 陸域での津波履歴調査実施（四国～九州）とサンプルデータ解析

(a) 業務の要約

陸域津波履歴調査では高知県東洋町・四万十町・黒潮町において、津波堆積物調査を実施した。ボーリング調査を合計 15 地点で、ジオスライサー調査を合計 5 地点で実施し、深さ最大 20 m まで掘削を行った。海岸低地地下に分布するシルトおよび粘土層中からイベント堆積物を検出し、東洋町生見では最大 4 層、四万十町興津では少なくとも 5 層、黒潮町入野・下田の口では最大 3 層の細砂を主体とするイベント砂層が確認された。さらに、平成 25 年度に南国市十市で採取した試料の放射性炭素年代測定を実施した。その結果、この柱状試料では約 4500～2300 年前の間に 4 層のイベント砂層が堆積し、約 2300 年前以降は明瞭なイベント砂層が見られないことが明らかになった。

(b) 業務の実施方法

空中写真判読や現地踏査、高知県が実施した津波痕跡調査の結果（高知県、2013）などを参考に、高知県東洋町・四万十町・黒潮町の海岸低地を調査地域に選定した（図 3-7-②-1）。これらの海岸低地は海岸沿いの浜堤の背後に分布する小規模な低地で、河川などの流水の影響が比較的小さく主にシルトや粘土などの細粒な堆積物で構成されているため、イベント堆積物の検出に適している。東洋町と黒潮町では、ハンドコアラーを用いて手掘りの試掘を行い、イベント堆積物が見つかる可能性がより高い地点を掘削地点とした。掘削には機械式オールコアボーリングとジオスライサーを用いた。ボーリングは 3 地域 15 地点で実施し、深さ最大 20 m まで掘削を行った。ジオスライサーは 3 地域 5 地点で実施し、深さ最大 4 m まで掘削を行った。これらの掘削で採取された柱状試料については、層相観察の上、柱状図を作成した。

また、平成 25 年度に高知県南国市においてジオスライサーを用いて採取した試料の放射性炭素年代測定も実施した。また、イベント堆積物の成因を特定するため、珪藻化石分析も現在進めている。



図 3-7-②-1 陸域津波履歴調査地域。地理院地図を使用。南国市は平成 25 年度に実施。

(c) 業務の成果

東洋町生見では海岸から約 300 m 内陸の標高 4～6 m の海岸低地においてボーリングを 4 地点、ジオスライサーを 3 地点で行い、深さ最大 8 m まで掘削を行った(図 3-7-②-2)。低地地下は深さ約 5 m までシルトおよび粘土層からなり、それより下位は基盤の砂礫層となる。シルト～粘土層中には細砂を主体とするイベント砂層が最大 4 層挟在する。最も上位の深さ約 50～100 cm に分布するイベント砂層は厚く 40 cm にも及ぶものもみられた(図 3-7-②-3)。この砂層は下限に明瞭な地層境界を持ち上方細粒化する。

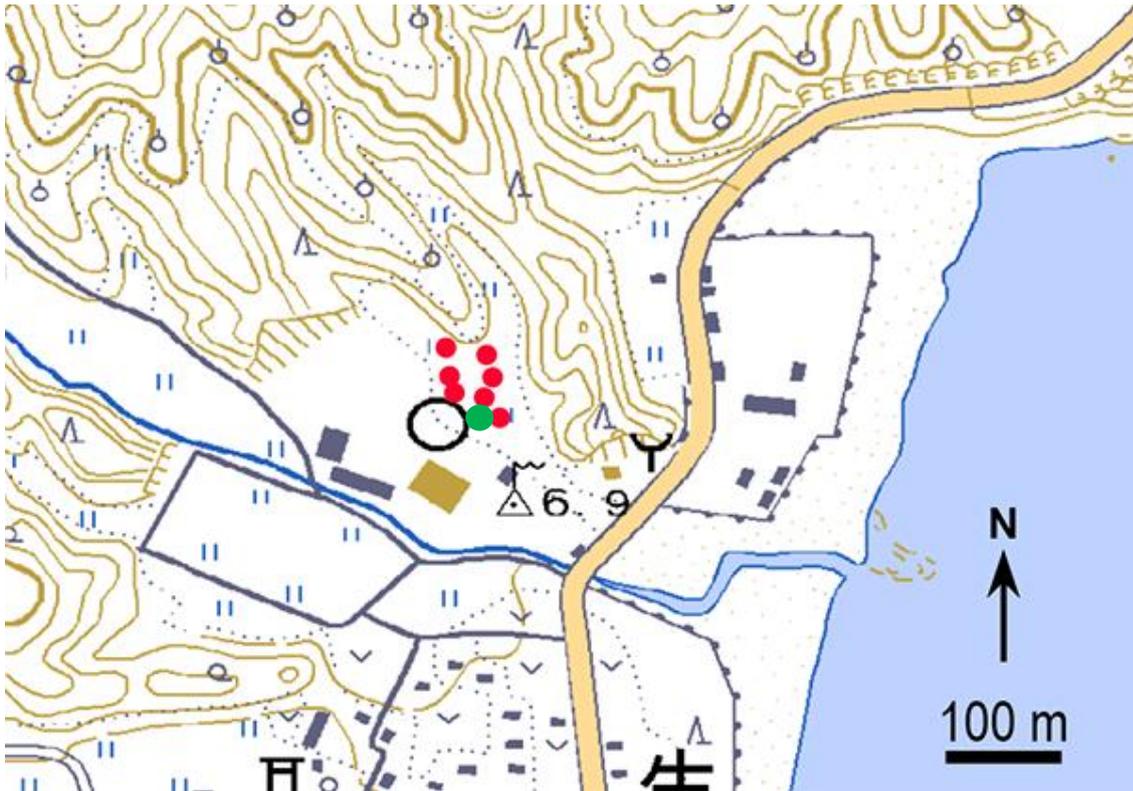


図3-7-②-2 東洋町生見の掘削地点。2万5千分の1地形図「甲浦」を使用。



図3-7-②-3 東洋町生見で採取されたイベント砂層（図3-7-②-2の緑色の地点）

四万十町興津では標高1～1.5mの海岸低地でボーリングを2地点、ジオスライサーを1地点で行い深さ最大20mまで掘削を行った（図3-7-②-4）。本低地は南北を海に囲まれ、掘削地点から約1.3km南の海岸には浜堤が発達し、北側は丘陵に挟まれた細い水路が海に通じている。低地地下は深さ約13～17mまで主にシルトおよび粘土層からなり、それより下位

は基盤の砂礫層となる。深さ3～16 mには貝殻片が混じり、深さ約16 mには約7300年前に噴出したとされる鬼界アカホヤ火山灰とみられる火山灰層が分布する。火山灰層より上位のシルト～粘土層中には細砂を主体とする比較的明瞭なイベント砂層が少なくとも5層挟在する。深さ約2.6～3 mには層厚約30 cmのイベント砂層がみられた(図3-7-②-5)。この砂層は石英に富み、下限に明瞭な地層境界を持ち上方細粒化する。



図3-7-②-4 四万十町興津の掘削地点。2万5千分の1地形図「窪川・興津浦」を使用。



図3-7-②-5 四万十町興津で採取されたイベント砂層（図3-7-②-4の緑色の地点）

黒潮町では海岸から約 500 m 内陸（入野）と約 1.8 km 内陸（下田の口）の標高 2～4 m の海岸低地においてボーリングを 7 地点、ジオスライサーを 1 地点で行い深さ最大 4 m まで掘削を行った（図3-7-②-6）。入野の低地は浜堤に両側を挟まれ海岸線と平行に分布する堤間湿地である。入野の低地地下は深さ約 1～2 m までシルトおよび粘土層からなり、深さ 3 m までは砂層となる。シルト～粘土層中には細砂を主体とするイベント砂層が最大 2 層挟在する。深さ約 40～60 cm に分布するイベント砂層は石英に富み、下限に明瞭な地層境界を持ち上方細粒化する（図3-7-②-7）。下田の口の低地地下は深さ約 1 m まで耕作土や盛土で構成され、深さ約 1～3 m はシルトおよび粘土層からなる。深さ約 3 m より下位は基盤の砂礫層となる。シルト～粘土層中には細砂を主体とするイベント砂層が最大 3 層挟在する。これらの砂層も下限に明瞭な地層境界を持ち上方細粒化する特徴がみられる。

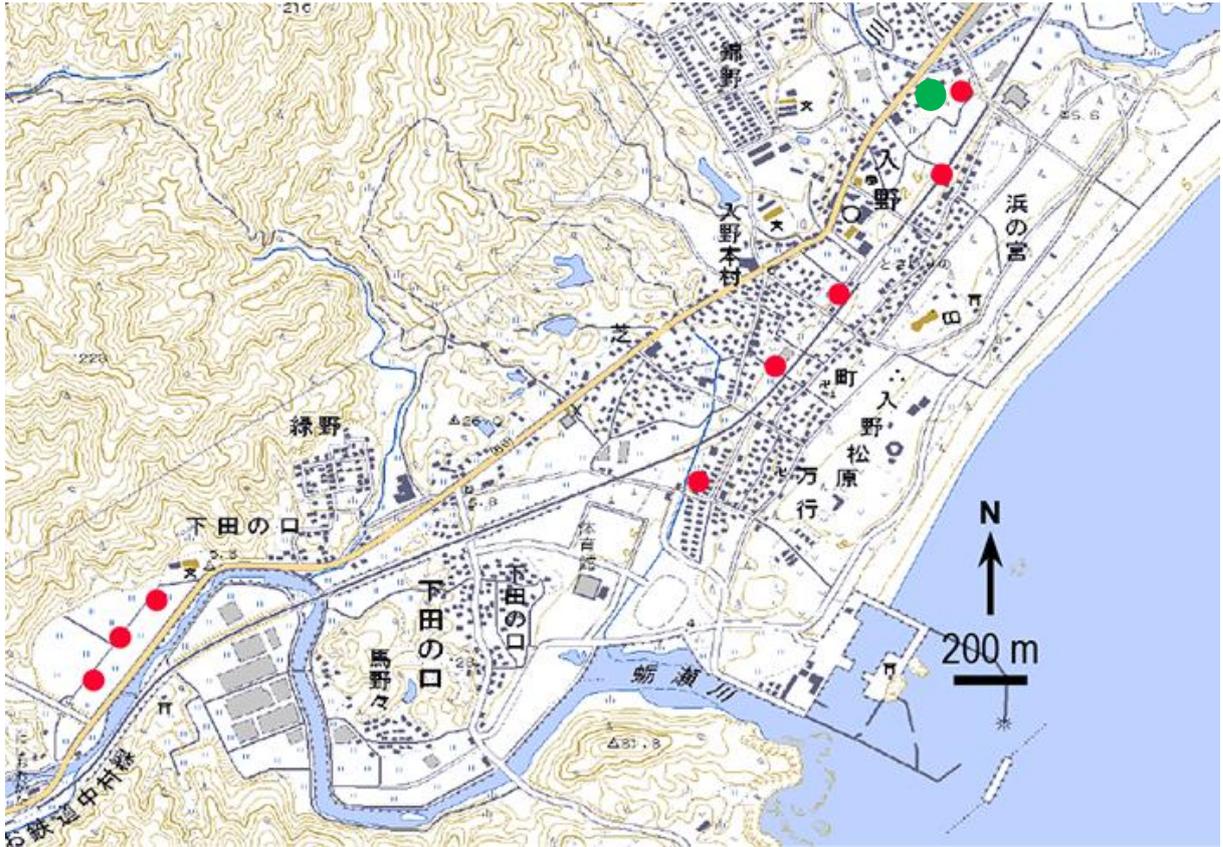


図 3-7-②-6 黒潮町入野と下田の口の掘削地点。2万5千分の1地形図「土佐佐賀、蕨岡」を使用。



図 3-7-②-7 黒潮町入野で採取されたイベント砂層（図 3-7-②-6 の緑色の地点）

南国市十市では平成 25 年度に、ボーリングおよびジオスライサーを用い 12 地点で深さ最大 8 m まで掘削が行われた。本年度は、最も海側の地点 TO-01 (図 3-7-②-8) のジオスライサーの試料の中から種子を抽出し、放射性炭素年代測定を実施した(図 3-7-②-9)。このジオスライサーの深さ約 2.2~3 m には比較的明瞭な 5 層のイベント砂層が、泥炭~粘土層中に挟在する。最も下位の層厚約 10 cm のイベント砂層を挟んで、層相は灰色の粘土層から茶褐色の泥炭質粘土層へと変化する。上位の 4 層は年代測定の結果、約 4500~2300 年前の間に堆積したと推定される。また、この地点においては、約 2300 年前以降は明瞭なイベント砂層が見られない。

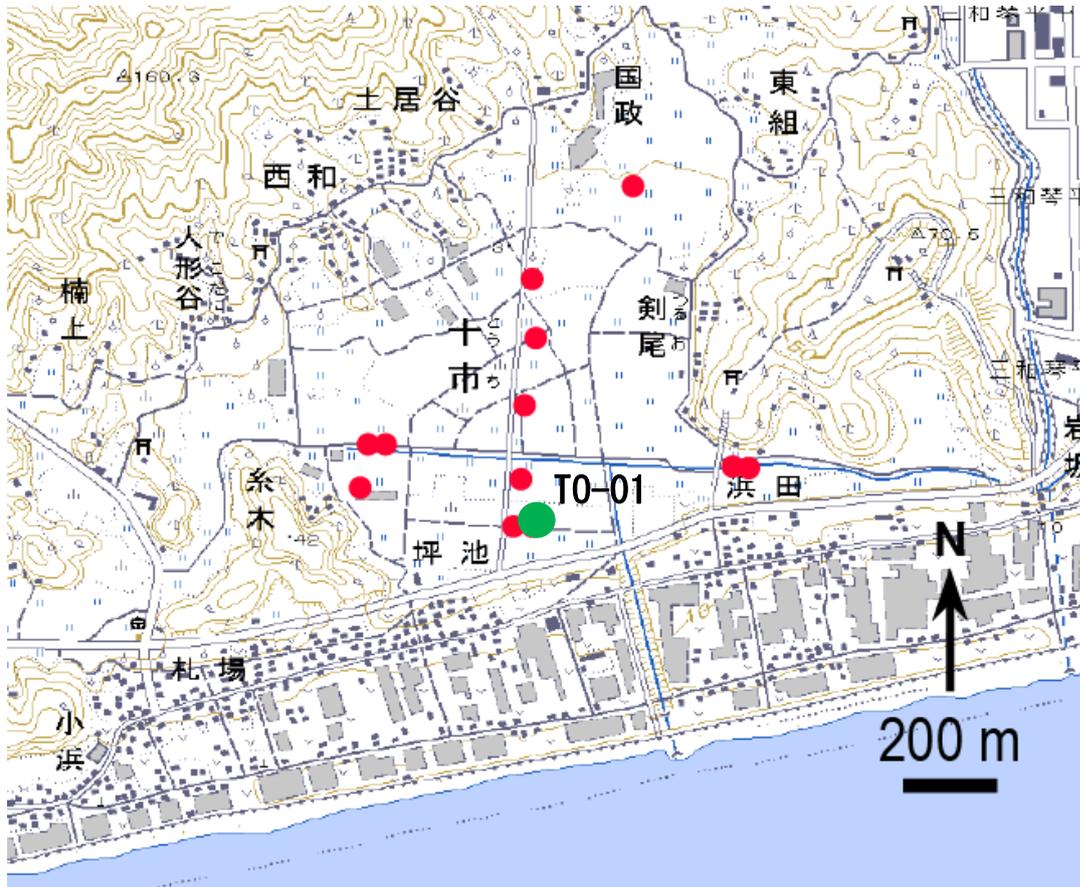


図 3-7-②-8 南国市十市の掘削地点。2万5千分の1地形図「後免」を使用。

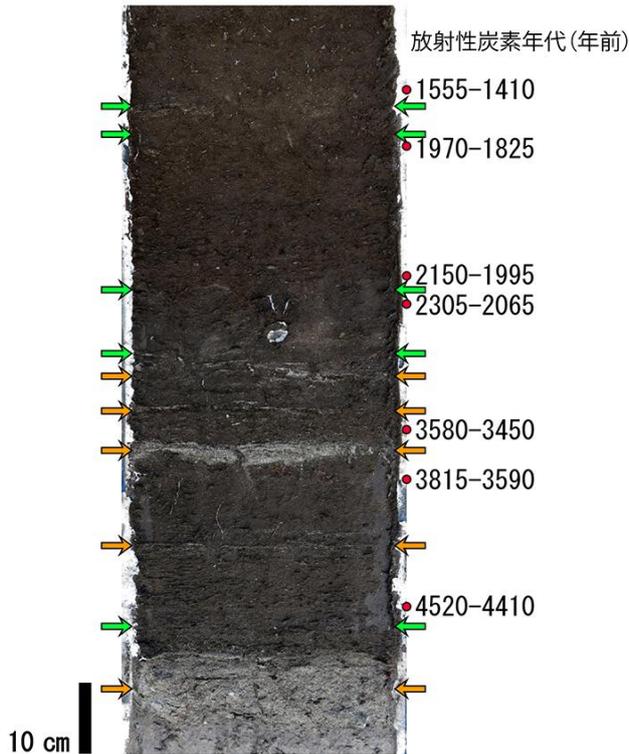


図 3-7-②-9 TO-01 で採取されたジオスライサーコア試料の一部と放射性炭素年代。オレンジ色の矢印は比較的明瞭なイベント砂層、緑色の矢印は不明瞭な砂層を示す。

(d) 結論ならびに今後の課題

高知県東洋町・四万十町・黒潮町の海岸低地において津波堆積物調査を実施し、低地地下に分布するシルトおよび粘土層中からイベント堆積物を検出した。東洋町生見では最大 4 層、四万十町興津では少なくとも 5 層、黒潮町入野・下田の口では最大 3 層の細砂を主体とするイベント砂層が確認された。これらのイベント砂層の多くは 7300 年前以降に堆積した可能性が高いが、今後、詳細な年代測定を実施しそれぞれのイベントの年代を明らかにする必要がある。また、イベント砂層の成因を明らかにするため、珪藻化石分析や有孔虫分析などの微化石分析を実施しなければならない。さらに、それぞれのイベント砂層の地点間および地域間での対比を行い、その分布範囲から津波の規模の推定を行いたい。今年度調査を実施した 3 地域のうち、四万十町興津は周囲を海と丘陵に囲まれた非常に小規模な低地にも関わらず、他地域に比べ非常に厚い粘土層が堆積している。本地域では千年オーダーの長期間の地殻変動が検出できる可能性もあり、津波堆積物だけでなく地形発達も視野に入れ検討を進めたい。

高知県南国市で採取したジオスライサーは放射性炭素年代測定から、約 4500~2300 年前の間に 4 層のイベント砂層が堆積し、それ以降は明瞭なイベント砂層が見られないことが明らかになった。しかし、まだ個々のイベントの年代が全ては明らかにできておらず、引き続き年代測定を進める必要がある。また、珪藻化石分析を進めイベント砂層の成因を解明しなければならない。さらに、当地域で最も下位に見られるイベント砂層の上下では層相が粘土層から泥炭質粘土層に急激に変化する。この層相変化は地震時の地殻変動を反映している可能性があるため、該当部分では特に詳細な珪藻化石分析を行いたい。

(e) 引用文献

- 1) 高知県, 高知県防災マップ,
<http://bousaimap.pref.kochi.lg.jp/kochi/top/agreement.asp?dtp=5&dtpold=&npg=/kochi/top/select.asp&npr=dtp=5/pl=3>, 2013.

(3) 平成 27 年度業務計画案

陸域においては、これまでに四国沿岸で採取した掘削調査の試料や、南海トラフ沿い沿岸で採取された既存の試料について年代測定や微化石分析等の各種分析を進め、具体的な過去の地震や津波の時期とそれに伴う環境変化を解明する。また四国沿岸での補完調査や今後に向けた事前調査を南海トラフ沿い沿岸各地で実施する。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し、その分析を実施する。また、四国沖の南海トラフや日本海溝沿いの堆積物記録との比較研究を実施する。これらから、その堆積構造解析を実施し、地震・津波により形成された堆積層の検出を行い、その分布を解明することを目標とする。海域の調査と採取試料の解析は、2-1-a との密接な連携の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
	特任研究員	山下 裕亮
	技術専門職員	八木 健夫
	技術職員	藤田 親亮
	技術職員	阿部 英二
	技術職員	田中 伸一
技術職員	西本 太郎	
国立大学法人神戸大学	助教	中東 和夫
国立大学法人東北大学災害科学国際研究所	教授	日野亮太
	准教授	木戸元之
	助教	飯沼卓史
国立大学法人東北大学大学院理学研究科	助教	太田雄策
	技術職員	鈴木秀市

(c) 業務の目的

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

南海トラフ陸側斜面域で発生する、ゆっくりすべりイベント、超低周波地震、津波の励起と伝播といった多様な現象を捉えるため、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ものを含めた地震の活動実態の把握を行い、巨大地震発生域の事前推定の高度化に寄与する。さらに、観測成果を地殻活動モニタリング情報として、シミュレーション研究に提供する。

(d) 8カ年の年次実施業務の要約

平成 25 年度：

南海トラフ西部の領域において、長期観測型海底地震計計 10 台を設置し、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、海底地震圧力計 10 台程度の回収・再設置を実施した。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、海底地震圧力計の回収・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の試験観測を継続する。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る。

平成 28 年度：

南海トラフ西部の領域において、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の試験観測を継続する。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る。

平成 29 年度：

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

平成 30 年度：

南西諸島海溝域において、海底地震圧力計 10 台程度の回収・再設置を実施する。また、熊野灘におけるブイシステムを用いた海底水圧の試験観測を継続する。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の試験観測を継続する。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の試験観測を完了する。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 26 年度業務目的

南海トラフ西部の領域において、長期観測型海底地震計 10 台程度を回収・再設置し、長期海底地震観測を継続する。また、データ解析を開始するとともに、国内外の学会において情報を収集する。南海トラフ中部の陸側斜面域である熊野灘において、ブイシステムを用いた海底水圧の試験観測を継続して実施する。

(2) 平成 26 年度の成果

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

(a) 業務の要約

平成 25 年度に南海トラフ中部の陸側斜面域である熊野灘に設置したブイシステムによって得られた海底水圧データの精度評価を行った。海底局でオフライン収録された高速サンプリングデータを解析したところ、南米チリ・イキケ沖で発生した地震に伴う津波が 1cm 以下の振幅で記録されており、高い分解能で圧力変化を観測する性能を有することが確認された。一方で、準リアルタイムで海底局から陸上局に伝送されたデータについては、海上中継局への音響伝送時に伝送誤り・欠損がしばしば発生することが確認された。そこで、海底水圧時系列解析システムの開発の着手点として、通信障害の原因を特定して耐障害性を向上させるための、陸上局装置の機能向上を行った。

(b) 業務の実施方法

平成 26 年の 1 月 12 日から 6 月 15 日までの 5 か月間、ブイシステムを用いた海底水圧の試験観測を、熊野灘沖の南海トラフ陸側斜面域において実施した。ブイシステムは、海底で水圧を検知・記録する海底局と、洋上に係留されたブイとワイヤーロープで接続され水深 1000m 近辺に設置される吊下局、時刻や位置の管理など本システムの頭脳に相当する洋上ブイ局から構成されている(Takahashi *et al.*, 2014)。海底局は水圧値を音響通信により吊下局に送信する機能を有しており。この音響データ伝送では、観測された水圧値を、続けて発射する音響パルス（パルダブルパルス）の発射時間差に換算している。吊下局で受信されたデータには、時刻のスタンプを付与したのち洋上ブイ局まで伝送され、衛星通信によって陸上局まで伝送される。試験観測の終了後、海底局を含むすべての装置は回収され、こうしたブイ観測で得られる海底水圧データの品質に関する検討を行った。また、海底水圧データの音響・衛星通信による伝送においては、伝送中に高い頻度で伝送誤りが発生することから、通信障害の原因を特定して耐障害性を向上させることを目的とした陸上局装置機能向上の一環として、リアルタイムデータ監視システムを制作した。

(c) 業務の成果

海底局で観測された海底水圧データは、音響通信で吊下局へ伝送されるとともに、海底局装置内においてもオフライン収録されている。そこで、伝送経路の影響を受けていない海底局で収録されたデータを用いて、広帯域地震観測の視点から海底水圧データの品質についての検証を行った。観測中全期間にわたる海底水圧がサンプリング 1Hz で連続収録された。図 3-8-①-1 に得られた海底水圧時系列を示す。海底局の設置位置は、北緯 33 度 32.43 分、東経 137 度 23.41 分である。海底水圧変化に卓越する海洋潮汐による水圧変化が明瞭に記録されている。

本業務の試験観測期間中である、2014 年 4 月 1 日にチリ北部の太平洋岸のイキケ地方を震源とする M8.2 の地震が発生し、この地震に伴う津波は北海道・東北地方ならびに伊豆小笠原諸島の沿岸において数十 cm 程度の波高で観測されているが、西日本の沿岸地域では顕著な津波の到来は検知されていない（気象庁，2014）が、本観測システムの海底局では明瞭に捉えることができた。

図 3-8-①-2 は津波が到達した 2014 年 4 月 2 日の海底水圧の時系列である。卓越する海洋潮汐に重畳してわずかな水圧の擾乱が、矢印で示した時刻付近から始まっていることを見て取ることができる。この擾乱は、潮汐成分を周期 3600 秒の低域遮断フィルターによって取り除くと明瞭となり（図 3-8-①-3）、振幅が 1cm（水圧に換算するとほぼ 1hPa）に満たないような小振幅な津波をも検知できる分解能を、本システムの海底局が有していることを確認することができた。

次に、音響通信と衛星通信を介して、陸上局にリアルタイム伝送されたデータ（図 3-8-①-4）についての検討結果について述べる。こうした伝送経路により海底での水圧データをリアルタイムで伝送できることは確認できたが、試験観測の実績では、吊下局までの音響データ伝送の成功率は 85%程度、吊下局から洋上ブイまでのデータ

伝送成功率は 54%程度にとどまった。海底局と吊下局間での音響データ伝送でデータ誤りが発生する最大の原因は、吊下局側で受信されたダブルパルスの時間差を 1msec 以上読み間違っていることにある。吊下局と洋上ブイの間でデータ伝送成功率が大きく下がっているのは、これらの間をつなぐワイヤーロープが破損したためである。破損の原因は周囲の漁具との干渉とブイの回転に伴うワイヤーロープのゆがみによる断線であると考えている。

こうしたデータ伝送障害を回避するために、吊下局や海底局の音響特性の改良や、吊下局と洋上ブイまでのデータ伝送経路の二重化とケーブル連結方法の改善といった、ブイシステムのハードウェア的な手直しを進めている。さらに、水圧データをダブルパルスの時間差に変換するアルゴリズムの見直しについても検討している。これは、時間差の読み間違いの主たる原因が、多重反射音響信号との干渉であって、読み間違いには特定のパターンが見られるためであり、こうした多重反射との干渉を受けにくくなる変換を行う対策もデータ誤りの影響を低減する上で効果的であると期待される。

記録の状況をリアルタイムで確認し、ブイの姿勢や設置環境を監視し、広帯域の現象をリアルタイムでデータを取得するための陸上局の整備を行った。洋上ブイに上げられた水圧データは、イリジウム衛星通信を通じて陸上局へ伝送している。このイリジウム通信の通信状態が安定せず、常時接続が事実上難しいことをこれまでの海域試験を通じて確認している。そのため、本システムではイリジウムショートバーストデータ (SBD) にコーディングして送ることとしている。SBD で送信する電文には海底圧力の観測データに加えて、洋上ブイの位置や周囲の気象海況情報などの関連データが付加されている。これらの関連データ (システム・ステータス) は、主としてシステム保守を目的として伝送されているが、音響通信における多重反射信号の影響や吊下局—洋上ブイ間のデータ伝送経路で発生する障害の発生条件の特定に、システム・ステータスに含まれる情報は有効で、これを受信された海底水圧データの処理に活用することにより、伝送誤りの一部は補正できる可能性がある。

これらのことから陸上局に、イリジウム通信で送られたイリジウム SBD のデコード、データ保存、特定の情報の抽出・配信、所定の組み合わせのデータ転送、といった作業を全自動で連続して行うことができる機能 (リアルタイムデータ監視システム) を導入することにした。本システムの概要を図 3-8-①-5 に示す。このシステムはシステム管理画面を有し、セキュリティを確保するためのアカウント管理機能やレポートの本文やデータの条件を設定するレポート設定機能、配信先の設定機能、メールサーバー設定機能から構成されている。また、ファイルのダウンロードやアップロードの機能も有し、情報の共有も可能にするシステムとした。また、データを簡易的に表示することもできる。配信するレポートの内容として、表 3-8-①-1 にまとめた。このシステムは内部にデータベースを抱えているが、以下の項目のデータを洋上ブイから得て蓄積している。それらは、受信 SBD ファイル名、洋上電文生成時刻、GPS 原文、GPS 日付、GPSFix、緯度、経度、移動速度、移動方向、方位、収録時間、水圧、洋上電圧 (5V 系)、洋上電流 (5V 系)、洋上電圧 (7.8V 系)、洋上電流 (7.8V 系)、洋上電圧 (12V 系)、洋上電流 (12V 系)、洋上 AN0 値、洋上 AN1 値、洋上 AN2 値、洋上 AN3 値、洋上 AN4

値、洋上浸水センサー、Aquadopp 東西方向、Aquadopp 南北方向、Aquadopp 鉛直方向、Aquadopp 方位、Aquadopp 傾き、Aquadopp 圧力、Aquadopp 温度、水温、伝導度、圧力、吊下 AN0 値、吊下 AN1 値、吊下 AN2 値、吊下 AN3 値、吊下 AN4 値、吊下浸水センサー、吊下 HMR センサーHeading、吊下 HMR センサーPitch、吊下 HMR センサーRoll、IMM TCC、R485/GNSS 使用状態、GPS/GNSS 利用状態、GPS 利用可能フラグ、E8 ステータス、吊下起動時刻、洋上使用セクタ番号、吊下使用セクタ番号、吊下使用セクタ番号である。

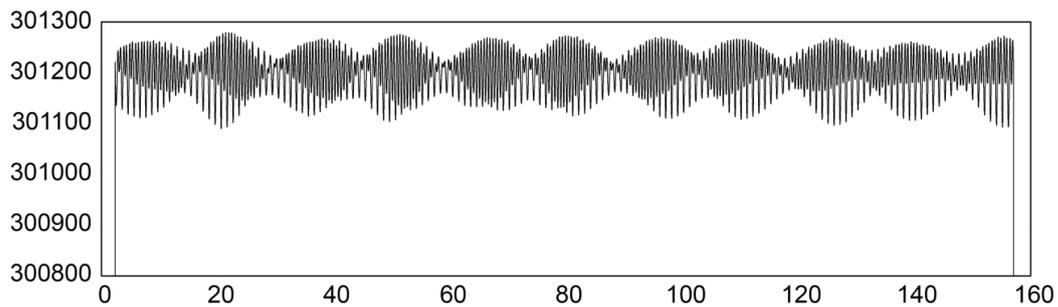


図 3-8-①-1 5 か月間の海域試験中の海底局の水圧計の記録。横軸は日数、縦軸は圧力 (hPa)。

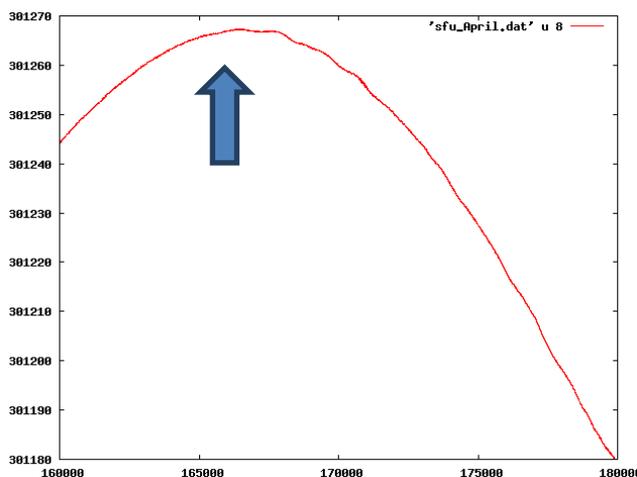


図 3-8-①-2 海底局で観測されたチリ・イキケ地震によるマイクロ津波。横軸は 4 月 1 日からのトータル秒、縦軸は圧力 (hPa)。矢印のあたりで津波が到達した。

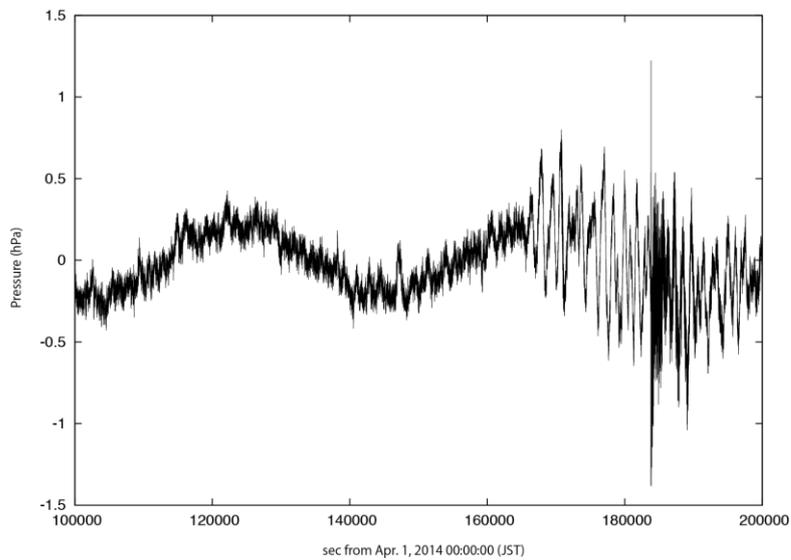


図 3-8-①-3 海底局で観測されたチリ・イキケ地震によるマイクロ津波。
 図 3-8-①-2 に示した記録に低域遮断フィルター（周期 3600 秒）を作用させた後の波形。

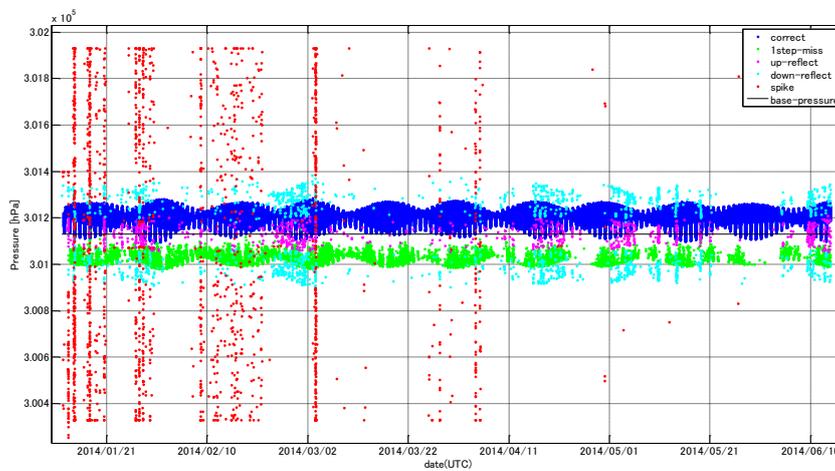
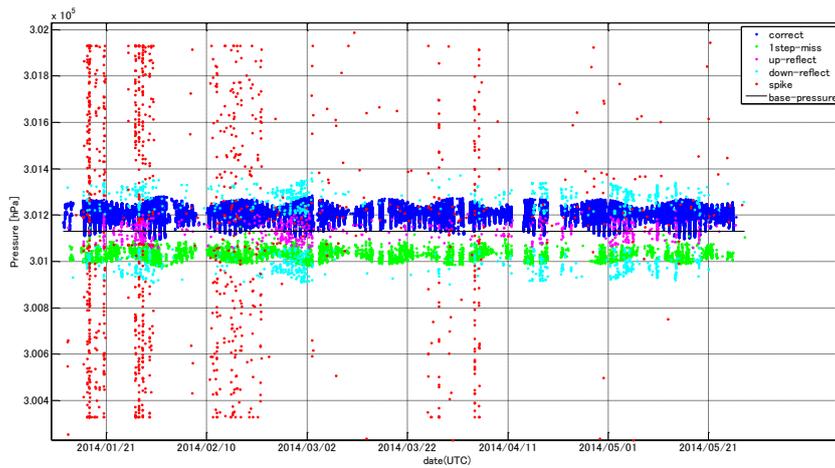


図 3-8-①-4 陸上局の記録（上）と吊下局の記録（下）の比較。青部分は正しい記録、水色部分は海底や海面からの反射波を吊下局が誤認した部分、緑部分はダブルパルスの検知が 1msec ずれた部分、赤部分はスパイク状のノイズ部分を示す。

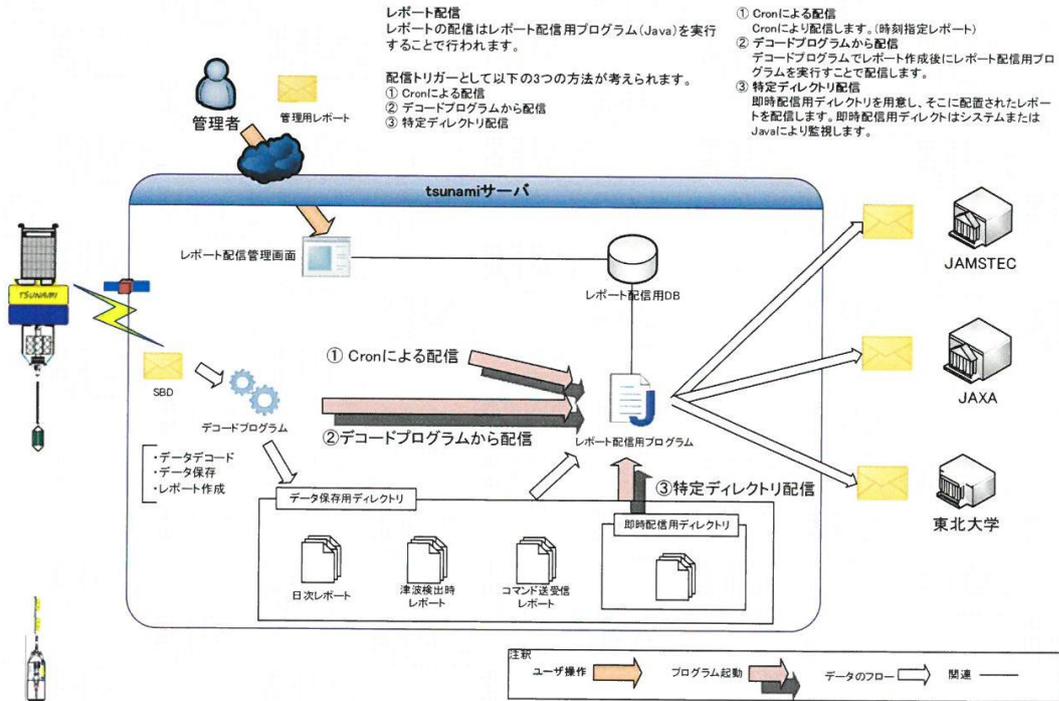


図 3-8-①-5 陸上局の概要

表 3-8-①-1 配信レポート

レポート名	配信頻度	内容
毎時レポート	毎時	毎時ショートバーストデータが到着するたびにデコードした内容を配信
JAVAD 動作確認ログ	週 1 回	JAVAD のログサイズを取得し、配信
東北大測距情報配信	週 1 回	測距を行った結果の相関図をグラフ化し、切り出されたデータと共に配信
水圧グラフレポート	毎日 10 時	過去 3 日に受信された水圧をグラフ化して配信
水圧データレポート	毎日 10 時	過去 1 日に受信された水圧を CSV フォーマットで配信
ブイ位置レポート	毎日 10 時	現在のブイ位置を直近 3 日間の動きと共にプロットする。
MB100 動作確認ログ		MB100 の記録サイズを取得し配信
津波検出時レポート		津波検出 SBD の到着時にデコードした内容を即時配信

(d) 結論ならびに今後の課題

試験観測により、海底に設置された水圧計のデータをリアルタイム連続で、音響・衛星通信によって陸上局にまで伝送できることが確認できた。海底で得られる水圧データの分解能は cm 以下の分解能であることが実証された一方で、伝送経路における障害によりリアルタイムで陸上において得られるデータの品位が劣化することが確認され、その対策の一環としてリアルタイムデータ監視システムを、陸上局に導入した。今後、試験観測で得られた知見をブイシステムのハード・ソフトウェアの改善に活用し、次回の試験観測に向けた準備を進める予定である。また、データ監視システムを活用して、陸上局で得られる水圧計データの品質向上するための検討をさらに進める予定である。

(e) 引用文献

- 1) 気象庁, 2014年4月2日8時46分頃にチリ北部沿岸で発生した地震について(第5報), <http://www.jma.go.jp/jma/press/1404/03c/kaisetsu201404031810.pdf>
- 2) Takahashi, N., Y. Ishihara, H. Ochi, T. Fukuda, J. Tahara, Y. Maeda, M. Kido, Y. Ohta, K. Mutoh, G. Hashimoto, S. Kogure and Y. Kaneda, New buoy observation system for tsunami and crustal deformation, *Marine Geophysical Research*, 35, 243-253, 2014.

② 南海トラフ西部の領域における広帯域自然地震観測

(a) 業務の要約

スロースリップが繰り返し発生している豊後水道域において海底地震・圧力観測を繰り返し行うことで、スロースリップ前後を含めたモニタリングを行い、スロースリップの発生様式を明らかにする。また、このスロースリップに同期して発生することが知られている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。そこで浅部イベント発生域直上で長期海底地震観測を実施し、浅部微動活動とスロースリップの関係を明らかにする。本年度は上記目的達成のため、前年度豊後水道沖に設置した圧力計を同時搭載した広帯域型地震計1台と、足摺沖から日向灘にかけて設置した9台の長期観測型海底地震計を回収した。回収された海底地震計は、全台・全期間において良好な波形データを取得できた。また、観測を継続するため、豊後水道沖の1点と日向灘の7点では、同タイプの海底地震計を再設置した。さらに、足摺沖の観測強化のため、5台の長期観測型海底地震計を新たに設置した。

(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)。本研究期間中に次のスロースリップが発生する可能性が高いことから、スロースリップイベントが繰り返し発生している豊後水道域に、圧力計を搭載した広帯域型海底地震計を1台投入し、陸上地震・測地観測網と併せてスロースリップ発生域をカバーするネットワークを構築する。これにより、

スロースリップ発生前後を含めた状態変化をモニターする。

豊後水道域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てきた (Yamashita *et al.*, 2013)。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微動活動域に計 9 点の長期観測型海底地震計を前年度に設置し、微動活動の時空間分布を明らかにすることを目的とした。また、これらの 9 点のうち、海溝軸よりの 2 点には圧力計を搭載した広帯域型海底地震計を配置することで、豊後水道の 1 点ならびに陸上の観測網と併せた広帯域地震・測地観測ネットワークが形成された。

今年度はこれら 10 台の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、10 点のうち 8 点において同タイプの海底地震計を再設置し、観測を継続するほか、新たに 5 台の長期観測型海底地震計を足摺沖に設置し、観測網の強化を図った。

(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、本年度は豊後水道ならびに足摺沖から日向灘にかけての領域に前年度に設置した計 10 台の長期観測型海底地震計を回収し、このうち NK1403 と NK1408 以外の観測点に同タイプの海底地震計を再設置して観測を継続した (図 3-8-②-1、図 3-8-②-2~5、表 3-8-②-1~2)。本回収・設置作業には海洋エンジニアリング株式会社所属の第七開洋丸 (2015 年 1 月 6 日大分・佐伯港出港、同年同月 10 日宮崎港帰港) を利用した (図 3-8-②-2)。回収された海底地震計 10 台は全台・全観測期間を通じて良好なデータを取得できおり、このうち 2014 年 6 月 1 日~3 日に観測網直下で発生した浅部低周波微動と超低周波地震活動を捉えることに成功した (図 3-8-②-6)。Yamashita *et al.*, (2014) と同様のエンベロープ相関法による低周波微動の震源決定を行ったところ、主な微動活動は NK1402, 1403, 1404, 1406 で囲まれる領域で発生していることが分かった (図 3-8-②-7)。また、超低周波地震について、固有周波数 1 Hz の長期観測型海底地震計でも、卓越周期である 10~20 秒の帯域において明瞭なシグナルを捉えられていることが分かった。震源と観測点間の距離が近いこと、地震計の感度が落ちる 10~20 秒の帯域でもノイズレベルを十分に超えるシグナルを検知出来たものと考えられ、浅部超低周波地震に関しても低周波微動と同等の精度で震源位置を求めることができると期待される。浅部低周波微動と超低周波地震の異なる周波数特性を持つ低周波イベントの発生様式のモデル化に向け、これらのデータを利用してより精度良くお互いの震源

位置を推定する手法を開発中である。

豊後水道においては、2014年夏頃からスロースリップの発生が認められ、スロースリップに伴う浅部スローイベントの活発化が足摺沖で予想されるため（Hirose et al., 2010 : Asano et al., 2015）、今年度新たに5台の長期観測型海底地震計を設置した。従って、2015年1月以降は、広帯域海底地震・圧力計3台と、1Hz型地震計を搭載した長期観測型地震計10台の計13点で、日向灘から足摺沖に至る東西約100kmに渡る浅部低周波イベント発生域をカバーする海底地震・圧力観測網が構築され、海底観測を継続中である（図3-8-②-1、表3-8-②-2）。

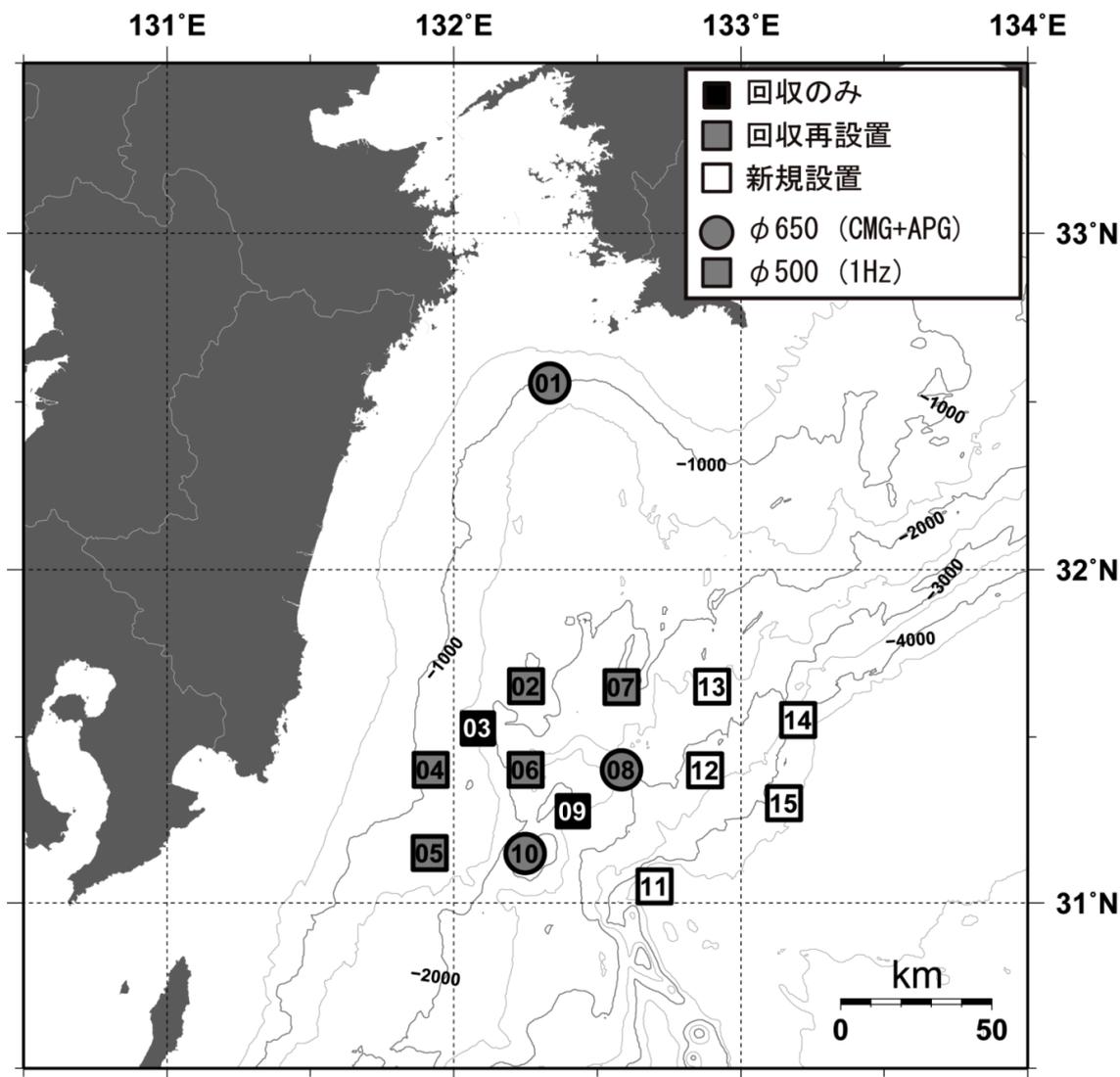


図3-8-②-1 海底地震観測点

本年度回収・設置を行った長期観測型海底地震計15台の位置。図中のグレーの丸または四角は再設置点、黒の四角は回収のみ、白の四角は今年度新たに設置した長期観測型海底地震計である。図中丸印の3点に圧力計を付加した広帯域型海底地震計、残りの10点に1Hz長期観測型海底地震計を設置し、観測を継続中である。これらの地震計は、次年度まで観測を継続し、その後回収を予定している。なお、図中のコンターは500m間隔の等水深線である。



図 3 - 8 - ② - 2 海洋エンジニアリング株式会社所属 第七開洋丸 (499t)

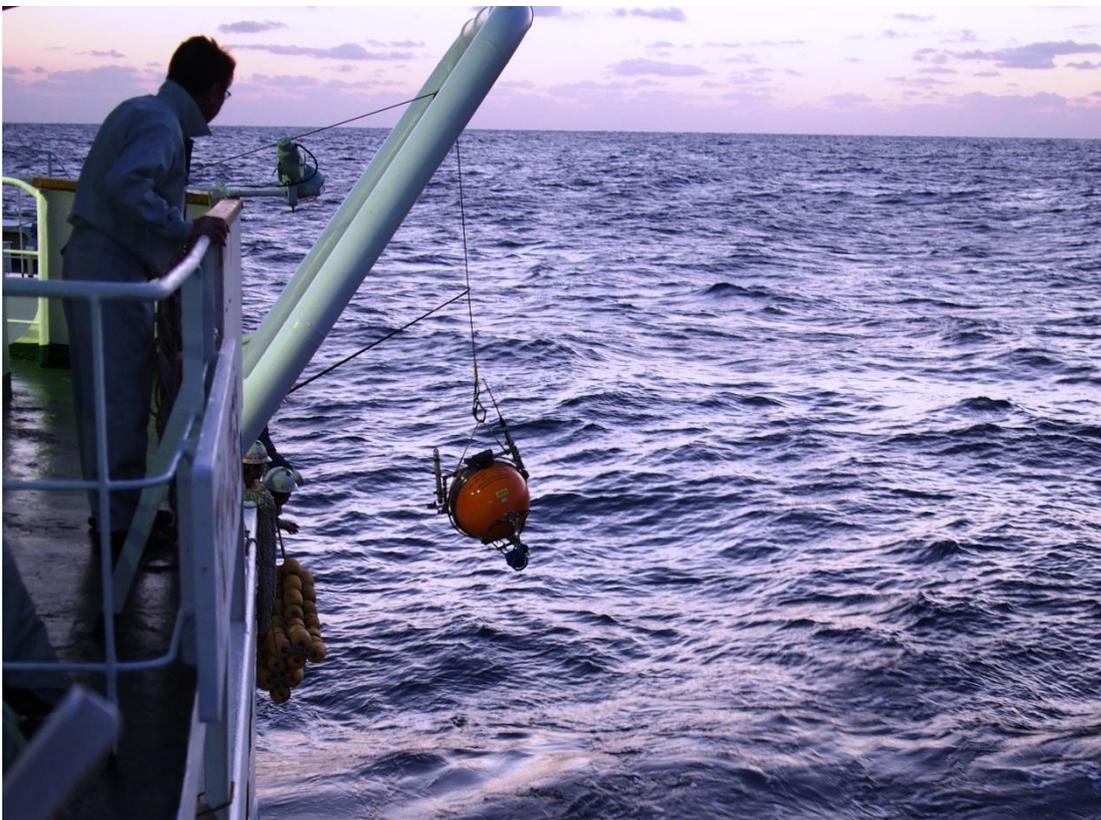


図 3 - 8 - ② - 3 海底地震計回収作業

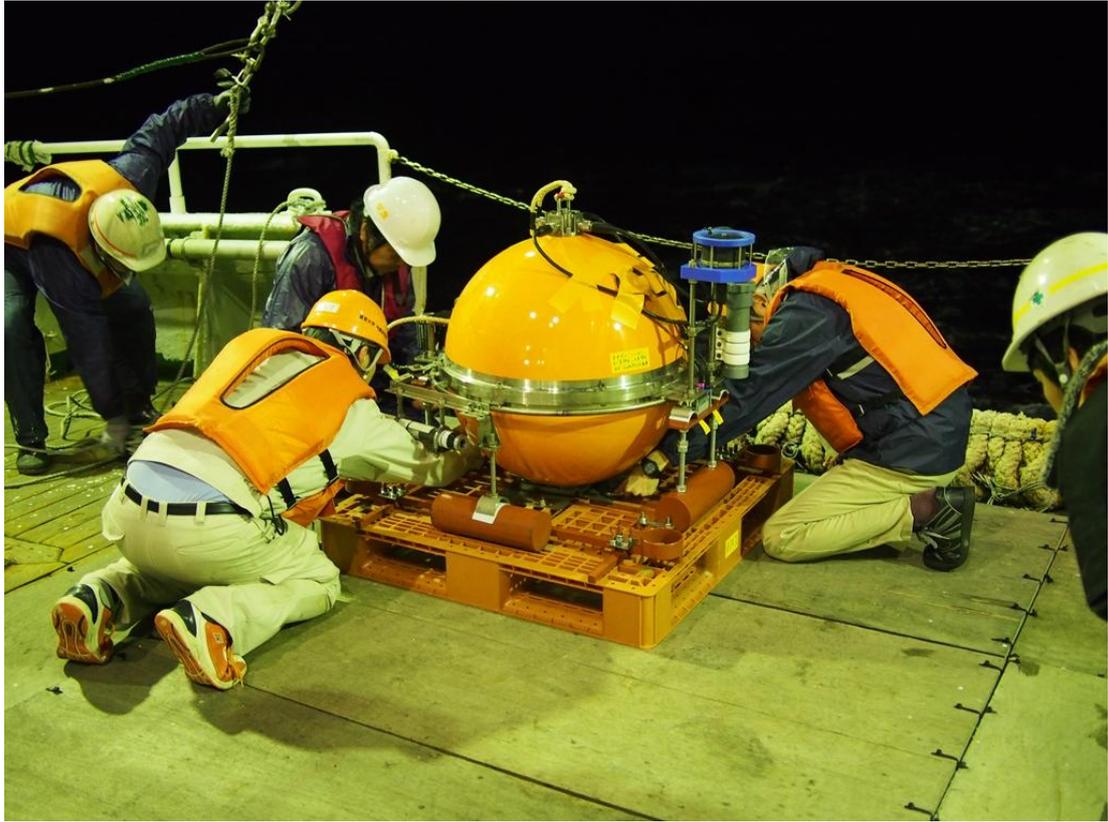


図 3 - 8 - ② - 4 海底地震計設置前準備



図 3 - 8 - ② - 5 回収した海底地震計の搬出

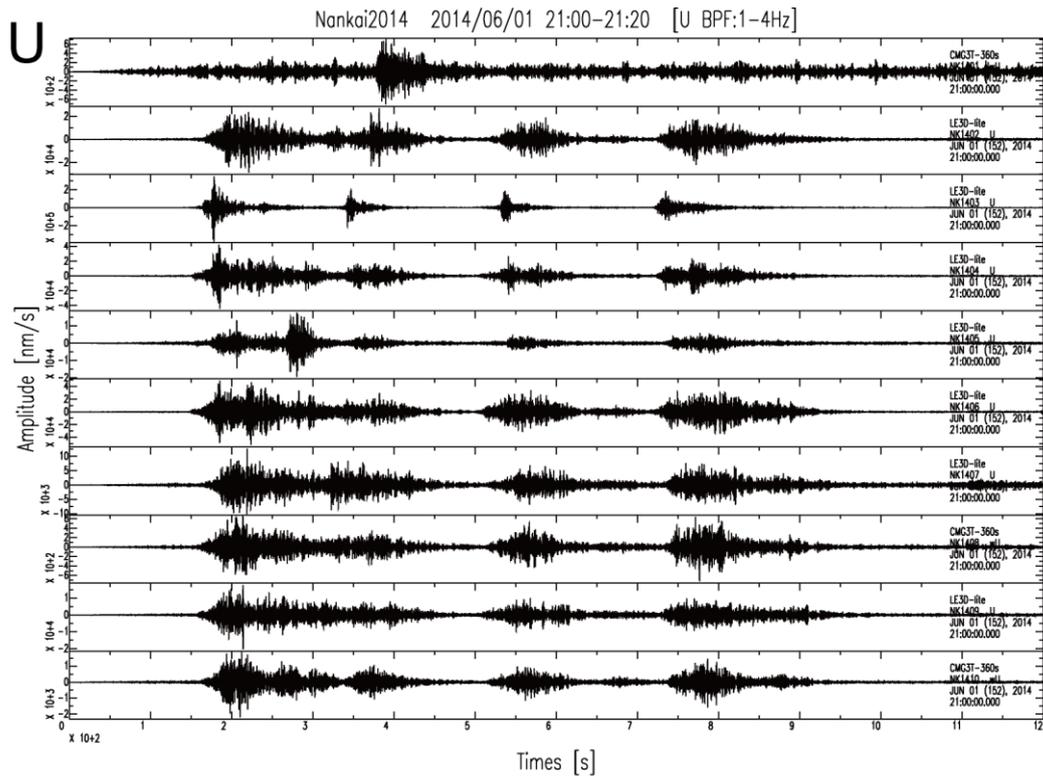


図 3-8-②-6 浅部低周波微動波形例 (2014年6月1日 21:00-21:20)。
各海底地震計の上下動波形に 1-4Hz のバンドパスフィルタをかけている。上から順に、NK1401, 1402...の順で、一番下が NK1410 であり、各波形は最大振幅で規格化されている。一番上段の NK1401 は、豊後水道沖の観測点なので距離が他の観測点に比べ大きく離れている。

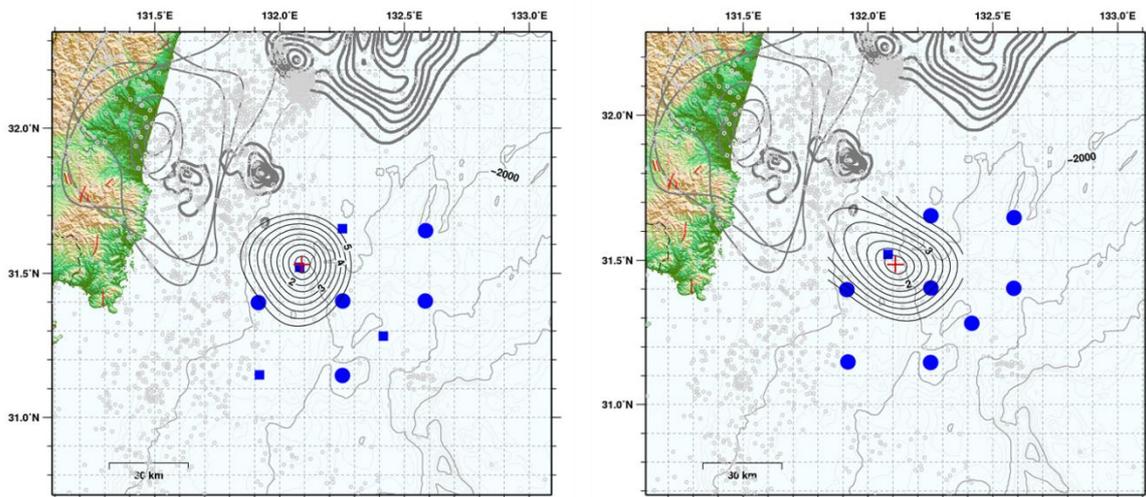


図 3-8-②-7 浅部低周波微動の震源決定結果の例。
S波速度 3.5km/s の均質媒質を仮定し、深さはプレート境界面 (Yamamoto *et al.*, 2013) に固定してエンベロープ相関法 (Obara, 2002) により計算したもののうち、2例を示す。青の丸と四角は海底地震観測点で、赤十字が震源位置、コンターは残差を示しており 0.5 s 間隔である。

表 3-8-②-1 回収した海底地震計の位置

観測点名	Trコード	緯度		経度		水深 m	回収日時	
		度	分	度	分		年月日	時分秒
NK1401	685	32	33.2818	132	20.1617	1,079	2015/01/08	13:02:15
NK1402	716	31	39.0208	132	15.0443	1,896	2015/01/09	12:42:29
NK1403	690	31	31.3540	132	05.4382	1,628	2015/01/07	21:42:00
NK1404	766	31	23.7025	131	55.9787	1,204	2015/01/07	07:15:29
NK1405	658	31	10.5142	131	57.7447	1,321	2015/01/07	11:20:40
NK1406	765	31	24.1197	132	15.4690	2,451	2015/01/07	19:23:48
NK1407	704	31	39.1929	132	35.2038	2,283	2015/01/09	09:46:46
NK1408	688	31	24.8151	132	36.0819	2,754	2015/01/09	06:53:13
NK1409	659	31	16.8397	132	25.9234	2,389	2015/01/07	16:31:00
NK1410	660	31	09.3505	132	15.6953	1,605	2015/01/07	13:47:50

* 斜字は広帯域海底地震・圧力計

表 3-8-②-2 海底地震計設置点位置

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
NK1501#	674	32	33.4032	132	20.0023	1,064	2015/01/08	12:08:37
NK1502#	620	31	39.0998	132	15.0989	1,891	2015/01/09	11:36:39
NK1504#	729	31	24.0123	131	55.1958	1,154	2015/01/07	05:48:27
NK1505#	561	31	09.0010	131	54.9984	1,250	2015/01/07	09:01:49
NK1506#	720	31	24.0031	132	14.9989	2,489	2015/01/07	18:14:21
NK1507#	787	31	38.9984	132	35.0912	2,294	2015/01/09	08:34:54
NK1508#	710	31	24.0020	132	34.9956	2,811	2015/01/09	05:29:50
NK1510#	708	31	08.9913	132	14.8876	1,696	2015/01/07	12:49:44
NK1511	562	31	02.9912	132	41.9894	4,800	2015/01/09	03:19:13
NK1512	718	31	24.0010	132	52.4932	3,185	2015/01/09	00:29:28
NK1513	670	31	39.0074	132	54.0017	2,389	2015/01/08	18:59:42
NK1514	559	31	32.9991	133	11.9889	3,845	2015/01/08	20:42:47
NK1515	763	31	17.9987	133	08.9941	4,269	2015/01/08	22:34:35

前年度と同じ場所に再設置

* 斜字は広帯域海底地震・圧力計

(d) 結論ならびに今後の課題

豊後水道ならびに足摺沖から日向灘にかけての海域において、圧力計を同時搭載した広帯域型地震計 3 台を含めた計 10 台の長期観測型海底地震計の回収を行い、このうち 8 点において同地点に同タイプの海底地震計を再設置して観測を継続開始した。ま

た、今年度はスロースリップイベントの発生に伴う浅部低周波イベント活発化が予想される足摺沖に新たに5台の長期観測型海底地震計を設置し、観測網の強化を図った。

今年度回収した海底地震計では、全観測点・全期間において良好な波形データを取得することができており、2014年6月1日～3日に観測網直下で発生した浅部低周波微動と超低周波地震を捉えることに成功した。これらの取得したデータについては現在解析を進めているところである。

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

(e) 引用文献

- 1) Hirose, H., Y. Asano, K. Obara, T. Kimura, T. Matsuzawa, S. Tanaka, T. Maeda, Slow Earthquakes Linked Along Dip in the Nankai Subduction Zone, *Science*, 330, 1502, 2010.
- 2) Sugioka, H., T. Okamoto, T. Nakamura, Y. Ishihara, A. Ito, K. Obana, M. Kinoshita, K. Nakahigashi, M. Shinohara and Y. Fukao, Tsunamigenic potential of the shallow subduction plate boundary inferred from slow seismic slip, *Nature Geoscience*, doi:10.1038/NGEO1466, 2012.
- 3) Asano Y., K. Obara, T. Matsuzawa, H. Hirose, and Y. Ito, Possible shallow slow slip events in Hyuga-nada, Nankai subduction zone, inferred from migration of very low frequency earthquakes, *Geophys. Res. Letts.* 42, doi:10.1002/2014GL062165, 2015.
- 4) Yamashita Y., H. Yakiwara, H. Shimizu, K. Uchida, M. Kamizono, M. Nakamoto, M. Fukui, S. Fujita, K. Aizawa, H. Miyamachi, S. Hirano, K. Umakoshi, T. Yamada, H. Kanehara, T. Aoshima, Shallow Low-frequency Tremor in the Hyuga-nada region, western Nankai Trough subduction zone, observed by ocean bottom seismographic experiment, S41B-2428, *2013 AGU Fall Meeting*, San Francisco, CA, USA, The Moscone South, 2013
- 5) Obara K., Nonvolcanic Deep Tremor Associated with Subduction in Southwest Japan, *Science*, 296, 1679-1681, doi: 10.1126/science.1070378, 2002.
- 6) 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, *Tectonophysics*, 589, 90–102, doi:10.1016/j.tecto.2012.12.028, 2013.

(3) 平成 27 年度業務計画案

平成 25 および 26 年度に設置した南海トラフ中部の陸側斜面域である熊野灘におけるブイシステムによって得られた海底水圧データの精度評価を実施する。また、この観測ならびに過去の日本近海の観測で得られた水圧変動から、ゆっくりすべりイベント、超低周波

地震、津波の励起と伝播といった多様な現象を捉えるための時系列解析システムの開発を継続して実施する。

また、南海トラフ西部の領域における広帯域自然地震観測については、平成 26 年度は、平成 25 年度に設置した広帯域型地震・圧力計 3 台を含む、長期型海底地震計 10 台を回収し、8 台を再設置して観測を継続した。また、足摺沖に 5 台の長期型海底地震計を新設し、観測網の強化を図った。平成 27 年度は、既に回収済みの海底地震計のデータについて解析を進めるとともに、平成 26 年度に設置した海底地震計を回収し、データ解析を実施する。また、新たに長期型海底地震計ないし圧力計 10 台程度を南海トラフ西方領域に再設置し、長期海底地震観測を継続して実施する。