3. 研究報告

3.1 構造探査に基づく震源断層システムの解明

(1) 業務の内容

(a) 業務題目 構造探査に基づく震源断層システムの解明

(1)		
(\mathbf{D})	担ヨ伯	

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	佐藤 比呂志
同	教授	篠 原 雅 尚
同	准教授	石山 達也
国立大学法人 東京海洋大学	准教授	鶴我 佳代子
同	教授	林敏史
同	教授	近藤 逸人
同	准教授	青山 千春
同	准教授	中東 和男
学校法人 東海大学	准教授	馬塲 久紀
公益財団法人 地震予知総合研究振興会	副主席主任研究員	岩崎 貴哉
公益財団法人 地震予知総合研究振興会	副主席主任研究員	伊藤谷生

(c) 業務の目的

富士川河口断層帯とプレート境界断層の関係を明らかにするために、駿河トラフ横断海 陸統合地殻構造探査を含め海陸での制御震源による地殻構造探査を行う。陸域においては、 既存資料を活用しつつ反射法地震探査を行い震源断層から浅部にいたる断層システムの形 状を明らかにする。

(d) 3 ヵ年の年次実施業務の要約

1) 平成 29 年度:

駿河トラフ周辺の地質構造を明らかにするために、東京海洋大学が保有するマルチチャンネル反射法地震探査データのうち、本事業では 105.4 km について統合的な処理を行った。とくに測線交点での速度構造の連続性に留意し多重反射抑制処理により、地質構造の 解明に繋がる反射法地震探査断面を得た。これらの探査時に東海大学による海底地震計観 測で取得されたデータをもとに、屈折法・広角反射法による統合的構造解析を実施した。 また駿河湾北部で海底自然地震観測を行った。

2) 平成 30 年度:

富士川河口断層帯南方延長部の震源断層の形状を明らかにするために、駿河トラフを横 断する約 60 km の区間で反射法ならびに屈折法による海陸統合地殻構造探査を実施した。 海域では東京海洋大学の神鷹丸に搭載した 1950 cu inch のエアガンで発震し、東海大が設 置した海底地震計と東京大学が陸上に設置した受振器で記録した。また陸上では東京大学 が地下発破などを用いた高エネルギー発震を行った。得られた海陸統合データ等から反射 法地震探査断面を作成した。東海大学は、4台の海底地震計を用いて駿河湾北部で自然地 震観測を実施した。

3) 令和元年度:

東京大学地震研究所は、平成 30 年度に取得した駿河湾横断地殻構造探査データについ て特に波線追跡法による速度構造解析を進めた。富士川河口断層帯および身延断層帯の震 源断層の形状について、サブテーマ2とサブテーマ3における研究成果も合わせて、サブ テーマ5の基になる震源断層の形状モデルを取りまとめた。

東京海洋大学は、平成 30 年度に駿河湾で取得したマルチチャネル反射法地震探査デー タについて解析を行った。平成 29 年度に解析した反射法地震探査断面も含め、総合的に 駿河湾内の富士川河口断層帯の延長部など主要断層の浅部構造を明らかにした。

東海大学は、取得した海底地震観測データと地殻構造探査資料を解析し、駿河湾北部で の地震活動ならびに速度構造を明らかにした。

(2) 令和元年度の成果

(2-1) 駿河湾横断地殻構造探査データの追加解析

佐藤比呂志・篠原雅尚・石山達也(東京大学地震研究所)

岩崎貴哉(地震予知総合研究振興会)

鶴我佳代子 (東京海洋大学)

馬塲久紀(東海大学)

(a) 業務の要約

平成 30 年度に取得した駿河湾北部を横断する海陸統合地殻構造探査データについて、 波線追跡法による P 波速度構造解析を行い、プレート形状などの速度構造境界を明らかに した。得られた速度構造や自然地震トモグラフィによる統合的な速度構造による反射法地 震探査データの深度変換を行い、地殻構造を明らかにした。

駿河湾横断地殻構造探査測線から推定したプレート境界の形状についてのデータ、サブ テーマ2での活断層の浅部構造、サブテーマ3で明らかにされた地震学的な諸特徴、自然 地震波トモグラフィ、さらには既存の制御震源による構造探査データを統合して、富士川 河口断層帯の震源断層モデルを構築した。

サブテーマ2の資料と既存資料を総合して、身延断層についての震源断層モデルを構築 した。

(b) 業務の成果

1) 追加解析の概要

平成 30 年度に取得した駿河湾横断海陸統合地殻構造では、60 km の区間にわたって反 射法・広角反射法のデータが取得され(図1)、富士川河口断層帯の深部延長や沈み込む フィリピン海プレートの構造を反射法地震探査と屈折トモグラフィ解析により明らかにす ることができた(佐藤・他,2019)。今年度は、波線追跡法による速度構造解析による解 析を実施した。平成 30 年度の屈折トモグラフィ法による速度構造について、海上発震記 録と陸上発破記録の重み付けの検討を行い、両者の解析結果が整合的な速度構造を得た。 さらに、得られた速度構造について、反射法地震探査断面の深度変換を行い、最終的な地 殻構造断面を得た。



図1 駿河湾横断地殼構造探查測線図

S1-4: 発破点番号、星印: 発破点の位置、赤紫の丸: 陸上観測点、赤丸: 海底地震計の設置 位置、灰色丸: OBX 型海底地震計の設置位置、黒実線: 反射法地震探査測線。陸域の地形 データは国土地理院の基盤地図情報(50 m グリッド標高データ)、海域は日本海洋データ センター(J-EGG500)による。

2) 平成 30 年駿河湾横断海陸統合地殻構造探査の概要

調査測線は、赤石山脈南部の静岡市葵区から、相模湾を横断し、伊豆半島の沼津市に至 る全長約 60 kmの区間である(図2;佐藤・他,2019)。陸域測線における受振展開は投 影測線上に 100~200 m 間隔で 295 点設定し、実際の受振展開が可能な道路に再投影して 受振点位置を決定した。静岡側測線上で 224 点、伊豆半島側測線上で 71 点となる。浅海 域測線における受振展開は、約1 km の区間に約 250 m 間隔で5 点の受振点を設置した。 観測装置としては浅海用独立型観測装置 OBX を使用した。東海大学により海域測線上に 約1 kmの間隔で 18 台の3 成分+エアガン(一部)地震計が設置され、このうち OBS1~ 6、OBS12~18 の記録が回収された。平成 30 年台風第 24 号にともなって発生した海底 密度流により、5 台の地震計の記録が使用できなくなった。

震源は海域ではエアガン震源、陸域では4点のダイナマイト震源(薬量 200 kg)を使用 した。エアガン震源は 1950 cu.inch の容量で、海域測線上 25 m 間隔、合計 1576 回発震 した。表1に主な観測仕様を示す。

調査測線							
総測線長	約 60km						
調査測線位置	静岡市側(陸域)	駿河湾 (西側沿岸海域)	駿河湾 (水深500m以深)	伊豆半島側(陸域)			
発震系パラメータ							
震源	含水爆薬	エアガン(1	エアガン(1950cu.in.)				
標準発震点間隔	10km	cm 25m(50m往復中点発振) 10km					
発震点深度	60m	10	60m				
薬量/ガン圧	200kg	200	0psi	200kg			
総発震点数	3点	788点(1点				
受振系パラメータ							
標準受振点間隔	100~200m	250m	250m 1km				
受振器	4.5Hz3成分速度計	ハイドロフォン+3成 分	ハイドロフォン+3成 分、または3成分の み	4.5Hz3成分速度計			
総受振点数	224点	5点 12点		71点			
記録系パラメータ							
探鉱器	GSX	OBX OBS		GSX			
サンプルレート	4ms	4ms 5msまたは10ms 4ms					
記録長	60秒(含水爆薬)、15秒(エアガン)						

表1 データ取得仕様一覧

3) 波線追跡法による速度構造解析

本報告においては、海陸統合データ(super gather records)を作成した。即ち、陸域については、ダイナマイト発震点による陸域観測点記録及び同じダイナマイト発震点に最も近い受振点で記録された海域発震を走時の相反定理を用いて組み合わせた。同様に、海域については、OBS 或いは OBX について、海域発震記録及びその観測点に最も近い発震点に対する陸上受振記録を組み合わせた。このようにして得られた 17 の統合記録から読み取られた走時データについて、波線追跡法を用いた forward modelling を行い、伊豆弧と西南日本弧の衝突/沈み込み構造の解明を目指した。

今回の解析は、3段階から成る。

(i) 深さ 10 km 以浅の構造を求めるために、陸上発震記録及び OBS/OBX 受振記録の中で
10 km 以内の offset 距離の走時データについての解析を実施した。

(ii) 本測線の駿河湾下では、伊豆弧側ブロックが、西南日本弧側に沈み込んでいる。その 構造の形状を、マルチチャンネル反射法記録(鶴我・他,2018,2019)を元に、深さ5-8 kmまで推定した。

(iii) (i)及び(ii)の結果を踏まえ、より遠距離(>30-40 km)の走時データを用いて、より深部 までの構造を求めた。

最終的に得られた P 波速度構造を図2に示す。はじめに図3に示した領域について、波 線追跡法による検討を行った。尚、走時計算には、岩崎(1988)によって開発され、その 後振幅計算まで可能にした波線追跡プログラムを使用した。このプログラムでは、極めて 複雑な構造に対しても安定的に走時・振幅を計算することができる(例えば、Iwasaki et al., 2019)。



図2 駿河湾海陸統合地殻構造探査測線の波線追跡法による P 波速度構造 図中の数値は、求められた P 波速度を示す。上端の赤三角はダイナマイトによる発破点、 黄色い三角は OBS による観測点を測線上に投影した点を示す。



図3 10 km 以内の offset 距離の走時データから得られた P 波速度構造と海上反射法地 震探査断面(鶴我・他, 2019)を重ねた図

はじめに、17点の統合記録の中でオフセット距離が10km以内の走時データを用いて、 図3に示した海域を中心とした浅部の速度構造を検討した。図4に、OBS1とOBS16の 統合記録についての観測走時と理論走時の差(上図)とray-diagram(下図)を示した。 観測値と理論走時は近接した値をとり、モデルの妥当性を示している。



図4 駿河湾中軸区間の OBS1 と OBS16 の統合記録についての観測走時と理論走時の差 (上図)と ray-diagram(中図)および解析範囲(下図)



図 5 測線全域の OBS1 と OBS16 の統合記録についての観測走時と理論走時の差(上図) と ray-diagram (中図)

駿河トラフ中軸部の波線追跡法による速度構造解析後に、解析範囲を広げて測線全域に わたる深さ8km以浅の構造について検討した(図5)。観測走時は理論走時と近似した値 となり、速度構造モデルの妥当性を示している。

最後に、プレート境界深部の速度構造モデルを構築するために、陸上のダイナマイトの 発震記録および統合記録を用いて、深部構造についての破線追跡法による検討を行った。 観測走時と深部構造のモデルおよびそれによる理論走時を図6、7に示す。観測走時を充 分な精度で説明するための速度構造モデルが構築された。



図 6 ダイナマイト Shot1 と Shot2 の統合記録についての観測走時と理論走時の差(上図)と ray-diagram(中図)



図7 ダイナマイト Shot3 と Shot4 の統合記録についての観測走時と理論走時の差(上図)と ray-diagram(中図)

上記の解析から得られた構造は、以下の特徴を持つ。測線西部(東海地域)下の地殻最 浅部は、P波速度が 3.0-3.5 km/s、4.0-4.5 km/s、5.0-5.3 km/s の3層からなり、その合計 の厚さは4 km 程度である。また、これらの層の下の速度は 5.5 km/s である。一方、伊豆 弧下の地殻最上部は、2.1-2.6、3.2-3.5、4.2-4.5・4.8-5.1 km/s の4層から成る。これらの 層は厚さには場所的に変化が見られ、全体の厚さは 3-4 km である。その下には、速度が 5.2-5.6・5.8-6.0 km/s の層が見られ、伊豆弧側の上部地殻を形成していると考える。更に その下の深さ約 8 km には 6.6 km/s の速度の層が存在し、伊豆弧の地殻下部に相当してい ると思われる。駿河湾下の最浅部構造は、低速度(2-4 km/s)の楔状の堆積層で特徴づけら れる。これまでの解析によれば伊豆弧側が、西にむかって 21-22 度の角度で西南日本弧下 に沈み込んでいる。

本探査の深部反射断面(佐藤・他,2019)では、東海域下の深さ10-12 km に局所的に 強い反射面が存在する。Shot1とShot2の観測記録でも明瞭であり(図8、9)、その位置 は本解析による5.8~6.0 km/s 層と6.6 km/s 層との境界部に相当し、伊豆弧側の上部地 殻と下部地殻の境界によく一致する。



図8 Shot1についての統合記録(上図)とray-diagram(下図) 6.6 km/s 層上面の強反射面のショット記録、ray-diagram 上での表現。



図 9 Shot2 についての統合記録(上図)と ray-diagram(下図) 6.6 km/s 層上面の強反射面のショット記録、ray-diagram 上での表現。

4) 屈折トモグラフィ解析による速度構造の再構築

平成 30 年度に実施した駿河湾横断海陸統合地殻構造探査データを用いて、屈折トモグ ラフィ法による P 波速度構造解析を実施していたが、稠密・大量のエアガン発震データと 4 点のダイナマイト発震記録との重み付けを等価にしていたなどの問題があり、ここでは ダイナマイト発震とエアガン発震の重みづけを考慮して再解析を行った。

初期速度構造モデルは、ランダムな条件での100ケースについて構築し、各々について トモグラフィックインバージョンを行った。初期速度構造モデルの生成条件は、一定速度 勾配の速度範囲として、地表面で3000~5000 m/s、深度4000 m で4000~5300 m/sをラ ンダムに選択した(図10)。構築した異なる初期構造モデルに対して、それぞれ反復回数 10 回とした。反復回数の設定においては、観測走時と計算走時の残差に十分な収束が得 られる値を選択した。



図 10 トモグラフィ解析初期モデル分布

100 ケースの初期速度構造モデルから得られた結果の平均をとって、トモグラフィック インバージョンによる最終的な速度分布とした(図 11)。得られた最終的な速度分布およ び各トモグラフィックインバージョン結果から計算される標準偏差分布・平均波線密度を 図 12、13 に示す。速度分布・標準偏差分布においては、波線密度が1より大きな値を持 つ格子の結果のみ有効であるとみなし、その他の格子は NAN 値でマスクすることにより 表示している。



図 11 屈折トモグラフィ解析結果(速度分布)

陸域の地形データは国土地理院の基盤地図情報(50mグリッド標高データ)、海域は日本 海洋データセンター(J-EGG500)による。



図 12 屈折トモグラフィ解析結果(標準偏差)

陸域の地形データは国土地理院の基盤地図情報(50mグリッド標高データ)、海域は日本 海洋データセンター(J-EGG500)による。



図13 屈折トモグラフィ解析結果(波線密度)

陸域の地形データは国土地理院の基盤地図情報(50mグリッド標高データ)、海域は日本 海洋データセンター(J-EGG500)による。

	処理項目	パラメータ項目	パラメータ
1	投影測線	投影法	2次元直線投影
		原点	SP1位置
		終点	SP4位置
		受振点における表層速度	2000 m/sec
		表層基底層速度	3000 m/sec
		標高補正速度	表層基底層速度
2	初期モデル	手法	モンテカルロ法ランダム初期モデル
		速度構造	1次元線形勾配モデル
		初期モデル数	100
		速度範囲	3000~5000m/s(地表)
			5500~6500ms/(深度10000m)
3	トモグラフィ解析	走時計算手法	LTI
		インバージョン手法	SIRT
		グリッドサイズ	100m(水平) x 100m(鉛直)
		グリッド数	648(水平) x 300(鉛直)
		スムージング	21(水平) x 11(鉛直)
		有効波線距離	1600m
		イタレーション回数	10
4	最終速度モデル	手法	100パターンモデル平均

表2 屈折トモグラフィ解析のパラメーター覧

5) 反射法地震探査断面の深度変換と地質学的な解釈

再解析した屈折トモグラフィと自然地震トモグラフィから得られた速度構造を用いて深 度変換を行った(図 14)。



図 14 深度変換断面

陸域の地形データは国土地理院の基盤地図情報(50mグリッド標高データ)、海域は日本 海洋データセンター(J-EGG500)による。



図 15 反射法深度断面図に屈折法速度を重ねた図(ストリーマデータ統合 CMP 重合マイ グレーション深度断面図、トモグラフィ速度による深度変換)。陸域の地形データは国土 地理院の基盤地図情報(50 m グリッド標高データ)、海域は日本海洋データセンター(J-EGG500)による。



図 16 反射法深度断面図に波線追跡法による速度構造を重ねた図



図 17 反射法深度断面図の地質学的解釈の基礎となる反射イベント a-b: プレート境界断層、c: 伊豆小笠原弧の上面、d: 分岐断層、e-f: 伊豆小笠原弧の地殻 中部の強反射面。

深度変換断面(図14)と屈折トモグラフィによる P 波速度プロファイルの関係は図15 に、波線追跡法による速度構造との関係は、図16に示した。佐藤・他(2019)の深度変 換断面より、西傾斜の反射面群がより明瞭になった。図17 に顕著な反射面を赤矢印で示 した。反射面 e-f は最も顕著なもので、波線追跡法によって明らかになった5.8-6.0 km/s と 6.6 km/s 速度層の境界面に相当する(図16)。a-b は駿河湾横断のストリーマー反射断 面(鶴我・他, 2019)でF1とした断層である。図18に東京海洋大学によって取得された ストリーマケープルによって得られた反射断面とその解釈を示す(図18)。



図 18 海陸統合断面上で取得した反射法地震探査断面(鶴我・他,2019)と地質学的解釈 Iv: 伊豆弧の背弧火山岩・火山砕屑岩、Is: 伊豆背弧海盆堆積物、Sf: 駿河トラフ充填堆積 物、Na: 新第三系の付加堆積物、Fb: 断層 F1の背後の堆積盆地堆積物。F1-F3: 断層。

図 18 でトラフ軸より東側に分布する Iv は西傾斜のやや不明瞭な反射面によって特徴づけられるユニットで、伊豆弧の背弧海盆を構成する火山噴出物や火山砕屑岩から構成されると推定される。その上位に重なる Ic は、連続性の良好な西傾斜した反射面から構成され、伊豆弧の背弧海盆に堆積したユニットと推定される。その後、断層 F2 と F1 の形成により、駿河トラフが形成されたが、そのトラフを充填した堆積したユニットを St とした。ほぼ水平な反射面によって特徴づけられる。F1 は反射面が不明瞭なユニット Na と Sf の境界に形成されている最も明瞭な断層である。F3 については、海底地形の盛り上がりと凸型の反射面の存在から推定した。明瞭な反射面の変位やオフセットが明らかではなく、確実度は低い。後述する海底地形との関係や東京海洋大学が取得した反射断面 H29-L02 (鶴我・他, 2018)や既存研究(尾崎・他, 2016)なども含め総合的に判断した。

駿河湾北部における海底断層と陸上の断層との連続性を検討するにあたり、東京海洋大 学が取得した H29-L02 測線についての地質学的解釈を行った(図 19)。この断面はほぼ 東西に相模湾北岸沖を横切るもので、海陸統合測線に位置する F1 のような顕著な断層は 位置していない(図 20)。しかしながら、測線東部ではほぼ平行な反射面が卓越する駿河 トラフ充填物(Sf2)において、西部ではとくにユニットの下部で反射面が褶曲状の波状変形 を示す。Sf2 の下位のユニット Sf1 では、この波状変形を示す区間の下位には周波数が低 い、連続性が低下した反射面が卓越する(Sf1b)。海底地形から判断して、より粗粒な堆積 層が卓越するものと推定される。このユニットの上位は波状変形を示すことから、断層 F3 を推定した。ユニット Sf1 と Sf2 の境界面には、F3 に沿って西側隆起の変位が認められ る。ただし、粗粒と推定されるユニット(Sf1b)は断層の東側では分布しておらず、断層に よるオフセットは観察できない。このため推定断層として扱う。



図 19 相模湾北岸に平行する反射法地震探査深度変換断面(鶴我・他, 2018)の地質 学的解釈

垂直誇張は2倍。Iv: 伊豆弧の背弧火山岩・火山砕屑岩、Is: 伊豆背弧海盆堆積物、Sf1a: 駿河トラフ充填堆積物下部(反射面の成層構造が明瞭)、Sf1b: 駿河トラフ充填堆積物下 部(反射面の成層構造が不明瞭)、Sf2: 駿河トラフ充填堆積物(上部)、F3: 推定断層。

駿河トラフの主要な断層である F1 は、ほぼ水平な反射面群を示す駿河トラフを充填す る堆積物(図 18 の Sf)の西端として特徴づけられる断層で、駿河トラフを充填する堆積 物の下位に位置する伊豆弧の西傾斜の反射面群と、深さ約 3 km で収斂する。この断層は プレート境界断層の直接延長で、これらの結果は富士川河口断層帯がプレート境界のメガ スラストの陸上延長であることを示している(図 20)。



図 20 反射法深度断面図の地質学的解釈

AC: 西南日本弧側の新第三系の不可堆積物、Tf: トラフ充填堆積物、Izu Crust: 伊豆弧の 地殻。



図 21 富士川河口断層帯南部の海陸断層分布図

F1 および F2 は、図 18・19 と同様。H29-L02 測線(鶴我・他, 2018)。陸上の断層トレースは中田・今泉(2002)による。陸域の陰影図には、国土地理院の基盤地図情報(10 m グリッド標高データ)を、海域は岸本(2000)の 250 m グリッド標高データによる。

海域での断層トレースと陸域の活断層との関係を図 21、22 に示した。海陸統合探査測 線で最も顕著な断層である F1 (図 20) は、東側低下の断層崖地形として海底地形に現れ ており、海底地形を基にほぼ北北西方向に追跡される。マルチチャネル反射法地震探査測 線 H29-L02 (図 19) では F1 に相当する顕著な断層は出現せず、海底地形の特徴と調和的 である。富士川河口断層帯の全体走向である南北走向を仮定し、F1 が現れている水深が 1200 m であることを考慮すると、富士川河口付近へは断層の傾斜角 18 度で到達する。断 層 F1 は傾斜 20-25 度であり、陸域の入山瀬断層は F1 に連続すると考えて大きな矛盾は ない。蒲原丘陵の周辺では全体として凸型に東に張り出した断層トレースを示す。蒲原丘 陵は全磁力異常図では高磁気異常を示し(大熊・他, 2016)、周辺の富士火山や愛鷹山と 同様の苦鉄質火山の分布が推定される。富士川河口断層帯の地表トレースが、東に張り出 した形状を示すことは、図学的な断層トレースの標高差による表れと、堆積物に比べ変形 に強い火山体の存在によるものの推定される。とくに大宮断層の北西・南東方向の断層トレ ースは、大局的には蒲原丘陵の安山岩質火山体を取り巻くように分布している。



図 22 駿河湾横断地殻構造断面(図 22)と陸域活断層の三次元表示 陸域の陰影図には、国土地理院の基盤地図情報(10 m グリッド標高データ)を、海域は岸 本(2000)の 250 m グリッド標高データによる。表示には地質構造解析用ソフト、Move (Academic licnece)を使用した。

分岐断層 F2 は陸域の入山断層に連続するものと推定される(図 21、22)。入山断層の 平均変位速度は 0.3 mm/年と推定され(地震調査推進本部, 2010)、入山瀬断層の平均変 位速度に比べ極めて小さい。海陸統合探査測線での F1 と F2 は、主断層である F1 はより 新しい堆積層に変形を与えており、分岐断層 F2 からメインスラスト F1 が東へ前進して 活動したと推定され、断層の形成プロセスからも対比の合理性を示している。

最も東側に位置する F3 については、富士川河口南方延長の凸型の地形の東端に推定した。相模湾北端部では、南北方向の数条の活断層が分布することが報告されている(尾崎・他, 2016)。とくに陸域では主要な変位を解消している入山瀬断層の東側にも、富士川沖断層 A が分布する。F3 については、入山瀬断層の東側の断層に追跡される可能性がある。しかしながら、これらの断層群は明瞭なオフセットが認められるものではなく、変位量も少ないことから、主要な断層としては F1-入山瀬断層として取り扱うことにする。

図 23 には、松原・他(2019)による自然地震トモグラフィによる速度構造からの推定 も含めた、海陸統合断面の地質学的解釈を示した。東側の伊豆半島域では 6 km/s の大陸性 地殻を有するが、相模トラフ下に沈みこんでいる背弧地殻では、Vp7 km/s が浅い領域に 分布している。地震波トモグラフィからの検討では、Vp7.2 km/s がモホ面とよい相関を 示す(Matsubara et al., 2019)。このため測線東部では基本的に薄い海洋性の地殻が沈み 込んでいて、相模トラフ下では大陸性地殻が沈み込み/衝突していることを示している。南 トラフでは海洋性地殻が沈み込むが、駿河トラフではとくに北に向かって、大陸性地殻 の沈み込み/衝突活動へと進行していることを示している。



図 23 反射法深度断面図の地質学的解釈

F1: プレート境界断層、F2: 分岐断層、AC: 付加体、Na: 新第三系付加体、Fb: 前弧海盆 堆積物、Sf: 駿河トラフ充填堆積物、Is: 伊豆弧背弧堆積物、Iv: 火山岩・火山噴出岩、IUc: 伊豆弧上部地殻、ILC: 伊豆弧下部地殻、R: 伊豆弧地殻中部の強反射面、数値は P 波速度 構造。紫波線: 地震波トモグラフィによる Vp 7 km/s の等速度線(Matsubara et al., 2019)。

6) 断層モデルの構築

a) プレート境界としての富士川河口断層帯

制御震源を中心とした調査結果から、富士川河口断層帯がプレート境界断層であること が明らかになった。制御震源による地設構造探査によってメガスラストの形状が明らかに なった測線は、本測線のみであるので、断層モデルを構築するためには、自然地震データ を利用して三次元形状を推定する必要がある。図 24 に、構造探査測線に近い北緯 35 度に 沿った地震波トモグラフィ(パータベーション表示)と制御震源による構造探査の結果推 定されたプレート境界断層の関係を示す。地震波トモグラフィは、本重点調査による海底 地震観測と Hi-net などの地震観測から得られたデータ(Matsubara et al., 2019)を統合 して得られたものである。

プレート境界の断層は、P 波速度のパータベーションの急変帯に位置しており、良好な 相関を示している。サブテーマ3では、速度構造の他、低角逆断層型の発震機構解をもつ 震源分布に注目して、プレート境界面を推定した(本報告 3-3 参照)。ここでは、断層の 深部形状については、自然地震によるプレート境界面の推定結果によるものとした。駿河 湾周辺では、Hirose (2008), Ide (2010)などによってフィリピン海プレート上面の形状が 推定されてきた。今回、松原・他(2020・本報告)は海底地震観測データも取り扱った最 も精度の高いものである。得られているプレート境界面は、既存研究では ENE-SWS の走 向で渥美半島から、山梨県になだらかに NE-SW 方向に向きを変えるが、松原・他(2020) のプレート境界面浅部の形状は、御前崎周辺で急激に南北走向にプレート形状が変化する。



図 24 自然地震 P 波速度トモグラフィ断面(パータベーション)と主要な反射面構造との関係。白波線: プレート境界断層と分岐断層。赤矢印:主要な反射イベント(図 17 に 対応)。



図 25 震源断層矩形モデルと基礎になるフィリピン海プレート上面深度 フィリピン海プレートの上面深度のカラー表示は、サブテーマ3による 2019 年 11 月の資料。白線は制御震源による地殻構造探査測線:a. 伊藤・他(2013)、b. 横田・他(2014)、 c: 駿河湾横断海陸統合探査測線(本報告)。赤紫の矩形、矩形震源断層モデル。



図 26 深部低周波地震の分布とフィリピン海プレート境界モデル(本報告 3.3 の図 12) と矩形断層モデルの重ね合わせ



図 27 震源断層の矩形モデル

陸域の標高段彩図は国土地理院の基盤地図情報(10 m グリッド標高データ)を使用、海域は岸本(2000)の250 m グリッド標高データによる。

矩形モデル(図 25、26、27)は強震動計算の基礎を提供するために作成した。陸上の富 士川河口断層は西南日本弧とフィリピン海プレートのプレート境界断層の末端部にあたり、 南海トラフに沿ったプレート境界地震との関連性を考慮する必要がある。しかしながら、 本重点観測は富士川河口断層帯と身延断層を中心として実施されているものであり、南海 トラフ沿いでの調査観測は実施していない。このため、プレート境界の震源断層について 矩形モデルをもとに近似することにして、簡略化を図った。断層を広い領域をカバーする 矩形モデルで近似したため、地震学的に推定された形状を更に平坦化させた。また、駿河 湾北部海陸統合地殻構造探査や、第二東名沿いの地殻構造探査の成果(伊藤・他, 2013) から推定されているプレート境界については、制御震源の結果を重視した。

矩形モデルは、北からセグメントA、B、Cに区分した。セグメントAの北端の位置は、 本重点観測のサブテーマ2の検討の結果を反映した地表トレースにしたがった。南端は、 断層トレースが由比沖で西方に大きく移動することから設定した。陸上の断層の深部形状 は地震波トモグラフィや地設構造探査(伊藤・他, 2013)から30度と推定した。

セグメント B の南端は、御前崎沖(図 27)とした。この付近で断層の走向が大きく変化 する。

セグメントCの西端は、紀伊半島南東沖とした。

地震発生層の下限については、プレート境界で発生する深部低周波地震(Obara, 2002) に注目し(本報告 3.3)、地震発生層を固着領域とみなして、深部低周波地震帯の上限を地 震発生層の下限とした。ここでは防災科学研究所によるデータを使用した(図 26)。深部 低周波地震の震源域と、新しいプレート境界の等深度線を比較することにより、地震発生 層の下限を 35 km とした。Matsumura (1997)などの固着域の推定、GPS に基づくすべり 欠損が大きい領域の推定(Miyazaki et al., 2006)など、固着域の推定についてはいくつ か行われており、こうした推定を用いることにより、もう少し制約することができるが、 論文ごとに異なるため、ここでは広い値とした。

地震発生層の上面を推定するための基礎データとして、P 波速度 6 km/s の記述する。基本的に地震波トモグラフーに基づき、駿河湾北部については構造探査データを用いた。

すべり角については、セグメントAにおいては、すべりが最大剪断応力の方向に起こる (Wallace, 1951; Bott, 1959)と仮定して、Terakawa & Matsu'ura (2010)の応力テン ソル場のデータを利用して求めた。セグメントB、Cにおいては、すべりはプレート相対 運動の方向に起こると仮定し、NUVEL1Aモデル(DeMets et al., 1994)に基づいて求め た。セグメントAについては、応力テンソル場を用いて求めたすべり角は7度と、大きな 横ずれ成分を示している。しかしながら、地表の変動地形・地質構造には大きな横ずれを 示す構造は認められていない。このためセグメントAについては、応力テンソルからの値、 プレート相対速度、変動地形学的な値、それぞれ3つの値を示した。

断層モデルの基礎的なパラメータについて表3に取りまとめた。断層のすべり角の計算 に際しては、東京大学地震研究所・特任助教 橋間昭徳博士に協力いただいた。

	始点	[座標	終点	座標	地震発生					
断層セグメント	緯度 JGD2000	経度 JGD2000	緯度 JGD2000	経度 JGD2000	層下限深 度	Vp 6 kmの上面深度	走向	傾斜	断層長	すべり角
	(度)	(度)	(度)	(度)	(km)	(km)	(度)	(度)	(km)	(度)
A	35.3542	138.5808	35.3776	138.4239	35.0	10 km @ 35.1°N, 3 km @ 35.2°N, 2 km @ 35.3°N	173	30	28.0	90°(地質)、7°(F- net), 45°(プレート 相対運動)
В	35.1076	138.6086	35.0376	138.4327	35.0	10.0	189	25	121.0	58
С	34.0376	138.4327	33.5104	137.3514	35.0	10.0	240	15	111.0	106
身延断層	35.3776	138.4245	35.2851	138.4385	1.1	2 km @35.2° N	171	45	10.0	30

表3 断層パラメータ表

高分解能反射法地震探査による断層の地下形状と、地形・地質情報によって推定した実 すべり速度は、約14mmと算定されている(サブテーマ2、本報告)。前述したように Fnet による応力テンソル、プレートの相対運動、地質地形から推定されるすべり方向は大 きく異なっている(表3)。北西方向のユーラシア・フィリピン海プレートの収束成分は、 年間約34mmとなる(図28)。南海トラフ沿いでは、伊豆・小笠原弧の背弧海盆である四 国海盆が沈み込み、プレート収束成分の大半がメガスラストで消費されていると考えられ る。駿河トラフ周辺では地殻構造から判断して、海洋地殻の沈み込みはほぼ終了していて 島弧地殻の衝突/沈み込みに移行している。本事業で明らかになった富士川河口断層帯での 収束成分は、大局的には沈み込みに伴う抵抗を表現していると考えることができる。富士 川河口断層帯での収束方向は南北方向であり、ブレート収束成分とは異なっていて複雑な パーティショニングが発生している可能性がある。このため、プレート収束成分のどの程 度の割合が富士川河口断層帯で消費されているか正確には分からない。東西成分だけだと みると6割程度、実移動成分との比較では4割程度となり、概ねプレート収束成分の半分 が富士川河口断層帯で消費されている。こうした事実は、南海トラフでのブレート境界地 震の2回に1回程度、破壊領域が富士川河口断層帯の震源まで及んでいると考えることも 可能である。



図 29 NUVEL-1A に基づくフィリピン海プレートとユーラシアプレートの相対運動

b) 身延断層帯

身延断層帯(地震調査委員会,2015)は南東部と北部に区分することができる。南東部 は北西・南東走向で左横ずれの変位を示す高角な断層である(水本・他,2016)。これに対 して北部は地質断層の身延断層(杉山・松田,2014)の断層トレースと一致する逆断層で ある。南部は高角な断層であり、身延断層が富士川河口断層帯の上盤側に位置することを 考えると、身延断層帯南東端の地下延長は約5km で、富士川河口断層と接合することに なる。こうした状況からは、身延断層の南東部から独立に地震を発生させることが困難で あり、震源断層としては取り扱わないこととした(図29)。

北部については、断層露頭での傾斜角は 55 度から 38 度であり(杉山・松田, 2014)、 ここでは平均的な値として 45 度西傾斜と判断した。この傾斜で深部延長は、富士川河口 断層帯の深部延長とは交差しないため、独立した震源断層として取り扱うこととした。こ の断層の南端は、逆断層が明瞭になる区間の南端とした。北端は水本・他(2016)による 活断層区間の北端とした。断層の矩形モデルは表 3 に、平面図は図 30 に示した。



図 29 身延断層の震源断層形状の概念図



図 30 身延断層帯北部の矩形断層モデルの平面図 黄色実線: 断層面の上端、地形陰影図は地理院地図による。

(c) 結論ならびに今後の課題

駿河湾を横断して平成 30 年に実施した海陸統合地殻構造探査データについて、令和元 年度には波線追跡法による P 波速度構造の解析を行った。また、屈折トモグラフィによる 速度構造の再解析を行い、反射法地震探査深度断面を再構築した。反射面のパターンと波 線追跡法による速度構造境界から、相模トラフ中軸部の断層は、プレート境界面の境界断 層の延長であることが判明した。

制御震源による構造探査結果と、自然地震観測によるデータの比較から、自然地震によるトモグラフィ解析結果・発震機構解・繰り返し地震の分布などから求めたプレート境界 面の妥当性を確認した。

自然地震学的に得られた三次元プレート上面形状(サブテーマ3)などを基に、震源断 層パラメータの形状モデルを構築した。また、サブテーマ2の成果を基に、身延断層帯北 部の断層モデルを作成した。

富士川河口断層帯のすべり角については、プレート運動・発震機構解から求めたものは 大きな横ずれ成分を示すが、地質・変動地形から推定されるすべり方向は、逆断層成分の みであり(サブテーマ2)、乖離が生じている。浮揚性沈み込み/衝突テクトニクスが進行 しているフィリピン海プレート北縁部では、剛体的なプレートではなく、プレート境界の みならずプレート内での断層によっても、変形が進行している。こうした歪みの分配様式 を理解することは、発生する地震を理解する上で基礎的な情報となる。長期的な歪みの分 配は、断層の形状とすべり速度を地質・地形学的に求めることによって明らかにできる。 今後、すでに破壊が進行しているフィリピン海プレート北部・伊豆衝突帯周辺地域の断層 について調査し、長期的な歪み分配を理解することは、将来発生する地震を予測する上で 重要である。

(d) 引用文献

Bott, M.H.P., The Mechanics of Oblique Slip Faulting, Geological Magazine, 96, 109-117, 1959.

- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions, Geophys. Res. Left., 21, 2191-2194, 1994.
- Hirose, F., J. Nakajima and A. Hasegawa, Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography, Jour. Geophys. Res., 113, B09315, doi:10.1029/2007JB005274, 2008.
- Ide, S., K. Shiomi, K. Mochizuki, T. Tonegawa, G. Kimura, Spilit Philippine Sea plate beneath Japan, Geophys. Res. Lett., 37, L21304, doi: 10.1029/2010GL044585, 2010.
- 伊藤谷生・狩野謙一・池田安隆・津村紀子・藤原明・武田哲也・阿部信太郎・岩崎貴哉・ 佐藤比呂志・加藤潔・佐藤剛・小森次郎・渡辺俊樹・阿部進・山北聡・小田原啓・松 浦芳樹,富士川河口断層帯~糸魚川-静岡構造線地下構造探査(2012FIST)報告-その 1:深部構造-,R15-O-11,日本地質学会第120年学術大会予稿集,2013.
- 岩崎貴哉,海底地震探査に基づく地下速度構造研究のための波線追跡プログラム,地震2, 第41巻,263-266,1988.
- Iwasaki, T., N. Tsumura, T. Ito, K. Arita, M. Matsubara, H. Sato, E. Kurashimo, N. Hirata, S. Abe, K. Noda, A. Fujiwara, S. Kikuchi, K. Suzuki, Structural heterogeneity in and around the fold-and-thrust belt of the Hidaka Collision Zone, Hokkaido, Japan and its relationship to the aftershock activity of the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake, Earth, Planets and Space, 71,103. <u>https://doi.org/10.1186/s40623-019-1081-z</u>, 2019.

地震調査研究推進本部地震調査委員会,富士川河口断層帯の評価(一部改訂),54p.,2010. 地震調査研究推進本部地震調査委員会,身延断層の長期評価,4p.,2015.

- 岸本清行,海陸を合わせた日本周辺のメッシュ地形データの作成, Japan250m.grd,地質 調査所研究資料集 353, 1-CD-ROM,地質調査, 2000.
- Matsubara, M., H.Sato, K.Uehira, M. Mochizuki, T.Kanazawa, N. Takahashi, K. Suzuki and S. Kamiya, Seismic velocity structure in and around the Japanese island arc derived from seismic tomography including NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, Seismic Waves-Probing Earth System, Intech Open, 1-19, doi:10.5772/intechopen. 86936, 2019.
- 松原誠・汐見勝彦・木村武志・ヤノ トモコ エリザベス, 地震活動から見たプレート構造, 「富士川河口断層帯における重点的な調査観測」, 令和元年度成果報告書, 2020.
- Matsumura, S., Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface, Tectonophysics, 273, 271-291, 1997.
- Miyazaki, S., P. Segall, J.J., McGuire, T. Kato, Y. Hatanaka, Spatial and temporal evolution of stress and slip rate during the 2000 Tokai slow earthquakem Jour. Geophys. Res., 111, B03409, doi:1029/2004JB003426, 2006.
- 水本匡起・後藤秀昭・中田高・松田時彦・田力正好・松浦律子,富士川谷の身延断層に沿っ た新期断層変位地形の発見とその意義,活断層研究,44,9-21,2016.
- 中田高・今泉俊文編,活断層詳細デジタルマップ,東京大学出版会,DVD-ROM2 枚・付図 1葉・60p, 2002.

- Obara, K., Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, Science, 296, 1679-1681, 2002.
- 大熊茂雄・中塚正・山谷祐介・尾崎正紀・水野清秀・佐藤智之,5万分の1富士川河口断層 帯南部地質-空中磁気図.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,産業技術総合研究所地質調査総合センター,2016.
- 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及 び説明書,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.
- 佐藤比呂志・篠原雅尚・石山達也・鶴我佳代子・林敏史・近藤逸人・青山千春・ 中東和男・馬塲久紀・伊藤谷生,構造探査に基づく震源断層システムの解明,「富 士川河口断層帯における重点的な調査観測」,平成30年度成果報告書,5-74,2019.
- 鶴我佳代子・林敏史・近藤逸人・青山千春・中東和男,海域地下構造探査,「富士川河口断 層帯における重点的な調査観測」,平成29年度成果報告書,6-19,2018.
- 鶴我佳代子・林敏史・近藤逸人・青山千春・中東和男,海域地下構造探査,「富士川河口断 層帯における重点的な調査観測」,平成 30 年度成果報告書, 37-43, 2019.
- 杉山雄一・松田時彦,南部地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),産総研地 質調査総合センター,134 p., 2014.
- Terakawa, T., M. Matsu'ura, The 3 D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, Tectonics, 29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626, 2010.
- Wallace, R.E., Geometry of Shearing Stress and Relation to Faulting, The Journal of Geology, Vol.59, pp.118-130, 1951.
- 横田俊之・川崎慎治・田中康久・野田克也,静岡県富士川河口域における反射法地震探査, 物理探査学会 第130回(平成26年度春季)学術講演会,2014.

鶴我佳代子・林 敏史・中東和男(東京海洋大学)

(a) 業務の要約

駿河トラフ周辺、特に海陸を横断する東西方向の地質構造を明らかにするために、平成 30年度に実施された海陸統合地下構造探査における海陸統合地下構造調査測線の海域測 線、および南方位置する東西測線の海域反射法地震探査データについて平成29年度に実 施した統合解析と同様の手法を用いたデータ処理をおこない、プレート沈み込み方向とさ れる東-西方向の地質構造の解明に繋がる反射法地震探査断面を得た。その結果、両測線 直下の地震断面図には伊豆弧側のプレートがユーラシアプレートの下へ沈み込む上面と見 られる明瞭な連続的な反射面が深さ2~3km程度まで確認された。この西傾斜の反射面 は陸域下における深部の反射面に接続するものと考えられる。

(b) 業務の実施方法

本業務では、平成 30 年度に実施した駿河湾北部海域を横断する海陸統合地下構造探査 における海域2次元反射法地震探査データについて統合処理解析を実施した。解析方法は、 平成 29 年度に実施した東京海洋大学保有の反射法地震探査データの解析(Tsuruga et al., 2018)と同様の手法を用いた。図1に統合処理解析を実施した測線の配置図を示す。



図1 統合処理解析をおこなった測線の位置図

対象測線は、駿河湾北部海域を東-西に横断し陸域に及ぶ約60kmの海陸統合測線H30-R00の海域部の反射法測線H30-L00、およびH30-L00測線の南側約5kmに位置する東-

西測線 H30-L02 である。発震は、海陸統合測線 H30-R00、H30-L00 および H30-L02 測 線では Bolt 社製エアガン 1500 LL (350 in³ x 3 基) と 1500 LL (300 in³ x 3 基)で構成さ れた 2 つの Tri-Gun (エア総容量 1,950 in³) を船尾両舷より曳航し、発震点間隔は 50 m で行った。受振アレイは、Hydroscience 社製デジタルストリーマーケーブル(長さ 600 m、 センサー間隔 6.25 m、96 チャンネル) と最後尾の測位用テールブイで構成した(鶴我・ 他, 2019; Tsuruga et al., 2019)。システムは東京海洋大学練習船「神鷹丸」(総トン数 986 トン、全長 65 m、幅 12.10 m)の後部甲板および室内観測室に設置した(鶴我・他, 2017, 2018 等)。解析対象データの取得仕様を表 1 に示す。

		取得仕様		
記録系	記録時間	8 sec		
	サンプルレート	1 msec		
発震系	雪酒なイプ	BOLT Air Gun		
	長原グイフ	(1500 LL Tri-Gun)		
	ガン容量	350×3 + 300×3 cu-in		
	発震圧力	2000 psi		
	発震深度 (標準)	6 m		
	発震点間隔 (標準)	50 m		
受振系	ストリーマケーブル	Hydroscience 社製		
	チャンネル数	96 ch		
	チャンネル間隔	6.25 m		
	ケーブル長	600 m		
	ニアオフセット(標準)	70 m		
	ケーブル深度(標準)	6 m		

表1 解析対象データの取得仕様

共通反射点(CMP)重合処理および重合前時間マイグレーション(PSTM)処理によっ て地震断面図を求める処理・解析フローを図2に示す。本処理・解析では処理全般に㈱地 球科学総合研究所が開発したソフトウェア SuperX を用い、PSTM 処理には Techco 社製 SUMMIG を用いた。本データ処理にあたっては地質構造の解明に繋がる反射法地震探査 断面を得るため、測線交点での速度構造の連続性に留意し多重反射抑制処理による明瞭な 地震断面図の取得を目指した。重合処理では重合前記録の品質向上を目的としてノイズ抑 制処理(図2中処理フロー(7)Pre-Stack Noise Attenuation)を適用し、さらに多重反射 波の抑制処理(処理フロー(8)SRME)として JGIの開発した海水面を介在する長周期多重 反射波を抑制す Multiple Attenuation 法を用いて海水内で発生する繰り返し反射波(多重 反射波)を抑制する処理を適用した。速度解析(処理フロー(13)Velocity Analysis)では、 連続性を考慮し、定速度走査法(Constant Velocity Scan)を用いて 500 m 毎に速度解析 を行った。さらに図2に示す処理フロー(1)から(18)の処理に続いて重合前時間マイグレ ーション(Pre-Stack Time Migration=PSTM)処理を行った。この PSTM 処理は、共通 オフセット領域におけるキルヒホッフ積分法マイグレーションによって重合前データの見 かけの反射点位置を真の位置に移動するとともに、回折波を回折点に復元する解析手法で ある(処理フロー(20)Pre-Stack Time Migration)。これにより、最終結果として重合前 時間マイグレーション時間断面図を取得した。さらに PSTM に適した速度プロファイルを 用い、深度変換断面図も取得した。処理・解析は株式会社地球科学総合研究所による。こ れらの処理フローは、平成 29 年度に実施した東京海洋大学保有の駿河湾の海域2次元反 射法地震探査データの統合解析と同様の解析フローを用いている。

H30-L00 および H30-L02 測線における発震点数は 392 点および 323 点、解析測線長は 19.550 km および 16.100 km であった。データ処理の基本仕様である CMP 間隔は 3.125 m、サンプリング間隔は 1 msec、および記録長は 8 秒であった。

(c) 業務の成果

海陸統合測線海域部の反射法測線 H30-L00 および H30-L02 の重合処理および重合時間 マイグレーション (Pre-Stack Time Migration, PSTM)処理解析の結果について述べる。 それぞれの測線について、重合時間断面図およびその重合速度プロファイルを図3および 図4に各々示す。図5~図7は、それぞれ反射法地震探査データの PSTM 処理による時間 断面図、速度プロファイル、および深度変換断面図である。

なお解釈に資する範囲は、使用したケーブル長、海域の水深や海底地形の複雑さなど 様々な要因により決まるため、最終的に往復走時で秒程度、深さ2~3km 程度までが有 効解析精度を有する範囲と考えられる。特に本探査におけるケーブル長の仕様から、急峻 な海底地形下の解析精度が十分ではなく、今後取得される他のデータからの知見を活用し 十分な議論を行う必要があることは留意されたい。

重合前時間マイグレーション処理後の深度変換断面図について主な反射相について解 釈を図8に示す。駿河湾北部を東西に横断するこれらの測線では、伊豆弧側のプレートが ユーラシアプレートの下へ沈み込む上面と見られる明瞭な連続的な反射面が深さ2~3 km 程度まで確認された。中央を走る駿河トラフを境に東西で反射構造が明瞭に異なる。 両測線の東側には海底付近から西方に 10 度前後の傾斜をもつ明瞭な反射面が連続し、沈 み込む伊豆弧の上面と考えられる。一方西側は、陸上から続く段丘面と急峻な段丘崖が見 られ、特に測線 H30-L02 では海底谷にスラスト状の食い違いが見られる。海底谷の東側で は、表層は伊豆半島側から連続する堆積層が覆うが、トラフ中央の海底谷付近ではそれら は北方上流から流入した陸性の堆積物におおわれている。最上部層は、非常に速度の遅い

(Vp<1.6 km/s) 未固結な堆積物で覆われ、測線中央部では厚さ 1200 m 程度になった。 またその下部にあるプレート上面付近の P 波の RMS 速度は 2.2 km/sec 程度となり、伊豆 弧上面の堆積岩層に相当する可能性を示している。

35



図2 海域マルチチャンネル反射法データの処理・解析フロー



図3 重合時間断面図 (a) 測線 H30-L00、および(b) H30-L02





図4 重合速度プロファイル(RMS速度) (a) 測線 H30-L00、および(b) 測線 H30-L02



図 5 重合前時間マイグレーション時間断面図 (a) 測線 H30-L00、および(b) H30-L02



図 6 重合前時間マイグレーション速度プロファイル(RMS 速度) (a) 測線 H30-L00、および(b) H30-L02




Е

Е

重合前時間マイグレーション深度変換断面図 (a) 測線 H30-L00、および(b) H30-L02



縦横比 2:1

図8 重合前時間マイグレーション深度変換断面図の地質学的な解釈図 (a) 測線 H30-L00、および(b) H30-L02。伊豆弧の火山岩・火山砕屑岩(Iv)、伊豆弧背弧海盆堆積物 (Is)、駿河トラフ充填堆積物(Sf)、西南日本弧の新生代付加体堆積層(Na)、前弧海盆堆積物 (Fb)である。

(d) 結論ならびに今後の課題

駿河トラフ周辺、特に海陸を横断する東西方向の地質構造を明らかにするために、平成 30年度に実施された海陸統合地下構造探査における海陸統合地下構造調査測線の海域測 線、および南方位置する東西測線の海域反射法地震探査データについて平成29年度に実 施した統合解析と同様の手法を用いたデータ処理をおこない、プレート沈み込み方向とさ れる東-西方向の地質構造の解明に繋がる反射法地震探査断面を得た。その結果、両測線 直下の地震断面図には伊豆弧側のプレートがユーラシアプレートの下へ沈み込む上面と見 られる明瞭な連続的な反射面が深さ2~3km程度まで確認された。一方、海陸を横断す る統合測線の屈折法解析やトモグラフィ解析の結果からは、陸域下5km以深にプレート 上面とされる反射面が存在する。海域で見られる反射面が、より深部の反射面に接続する ものと考えられる。しかし、海域の結果と陸域の結果の間には深度3~5kmの範囲にお いて反射面の連続性が不明瞭な領域がある。これは海域探査の震源パワーやストリーマー 長などの探査仕様に依存した解析仕様あるいは解像度によるもので、海底下からの反射面 の連続性を厳密に追跡できるものではないことが分かる。このことは、本事業において、 富士川河口断層帯の海域延長部とされる駿河トラフの沈み込み構造を俯瞰できる明確な判 断材料とするのにはやや難しいため、今後の課題となった。

(e) 引用文献

- Tsuruga, K., Y. Sekino, J. Kanda, T. Hayashi, R. Hagita, T. Aikawa, T. Hosaka, H. Sugawara, H. Baba, K. Suyehiro, C. Aoyama, T. Tsuru, K. Nakahigashi, S. Ohnishi, T. Inamori, N. Inoue, M. Onshini, T. Kuroda, T. Iiduka, N. Murata, D. Sugawara, Y. Ueda, and K. Fujita, The 1st sea trial of 2-D Seismic reflection and refraction surveys in Suruga Bay, Central Japan, by TUMSAT (1st report), JpGU-AGU Joint Meeting, Abstract, E_SCG71_P14, Chiba, Japan, 2017.
- 鶴我佳代子・関野善広・神田穰太・近藤逸人・林敏史・曾川鉄太郎・馬塲久紀・菅原博, 東京海洋大学による駿河湾における第2回海域2次元反射法・屈折法地震探査(序 報),日本地球惑星科学連合2018大会予稿,SSS11-07,2018.
- Tsuruga, K., Y. Sekino, T. Hayashi, H. Baba, R. Hagita, T. Aikawa, J. Kanda, and Seismic survey team of Tokyo Univ. Marine Sci. Tech., Shallow subduction zone structure of Suruga Trough, central Japan, by means of 2-D seismic reflection and refraction surveys by Tokyo University of Marine Science and Technology, AGU 2018 Fall Meeting, Abstract T41G-0372, Washington, US, 2018.
- 鶴我佳代子・佐藤比呂志・馬塲久紀・関野善広・林敏史・近藤逸人・青山千春・會川鉄 太郎・石山達也・篠原雅尚・川崎慎次・田中康久,東京海洋大学「神鷹丸」による駿 河湾北部における反射法・屈折法地震探査(序報),日本地球惑星科学連合 2019 大 会予稿, SSS12-08, 2019.
- Tsuruga, K., H. Sato, H. Baba, T. Hayashi, Y. Sekino, H. Kondo, C. Aoyama, T. Aikawa,
 T. Ishiyama, M. Shinohara, S. Kawasaki, and Y. Tanaka, Seismic reflection
 images of shallow subduction zone in the Suruga Trough, central Japan, AGU
 2019 Fall Meeting, Abstract T51H-0409, San Francisco, US, 2019.

(a) 業務の要約

駿河湾富士川河口断層帯やその周辺の断層運動によって発生する地震活動を調査する 目的で、本業務では駿河湾北部の富士川河口沿岸域に 2018 年 4 月~2018 年 8 月までの期 間において 4 台の海底地震計(以下 OBS と記す)を設置した。同期間では、東海大学と気 象庁気象研究所が共同で展開している OBS が駿河湾中央部に 4 台(馬塲・他, 2015)、さ らに地震予知総合研究振興会の OBS も 2 台が設置されており、これらすべての OBS デー タを用いて震源決定を行った。



図1 OBS 配置図。●: FUJ(本事業で設置した観測点)、

●: SRG(東海大学・気象庁観測点)、●: ADEP(地震予知総合研究振興会観測点)。 ※海底地形データは岸本(2000)を使用。

図1は、GMT(Wessel and Smith, 1998)によって作られた海底地形図(海底地形デ ータは、岸本(2000))に OBS 観測点を加えたものである。この期間に駿河湾の海底下 で決められた震源は216イベントであった。これらの地震は陸上の定常観測網では決めら れていない小さい規模の地震(M1~2)も多く含まれている。2019年度(令和元年度) は、震源決定精度を向上させる目的で、気象庁の陸上観測点の震源要素を加えて震源位置 を再度見直し、震源分布の考察を行った。

(b) 業務の実施方法

2018 年4月~2018 年8月までの期間に得られた OBS の記録について、微小地震検測 支援ソフト WIN システム(ト部・東田, 1992)を用い、検測を行った。また、WIN システ ムに構築されている震源計算 Hypomh(Hirata and Matsu' ura, 1987)を用いて、震源決定 を行った結果、216 イベントの震源が決められた。

次に、この 216 イベントについて、気象庁の陸上観測点の震源要素を加えて震源の再決 定を行い、陸域に近い震源の決定精度を上げる試みを行った。

さらに、気象庁が震源決定で用いている速度構造モデル(JMA2001)(上野・他, 2002) に換え、駿河湾で行われた地下構造探査によって得られた速度構造モデル(Baba et al., 2017)を用いて、震源を決めた。

これらの作業により震源位置精度が飛躍的に向上することが期待できる。

(c) 業務の成果

1) 本事業で決められた震源分布について

10 台の OBS で得られたデータを用いて、図 2 に OBS 観測点で決められた震源分布図 を示す。震源決定に用いた地下速度構造モデルは上野・他(2002)による JMA2001 を用 いた。



図 2 OBS 観測点によって決められた震源分布図
 観測期間: 2018 年 6 月 1 日~2018 年 8 月 21 日

期間内に駿河湾で決められた震源数は、216 個であった。この震源分布を見ると、駿河 湾富士川河口の沿岸域(駿河湾奥)では、清水港周辺域を除き、震源が決められなかった。 加えて、プレートの沈み込みに伴って発生すると考えられるプレート境界地震も駿河湾奥 では観測できなかった。つまり、観測期間内では断層運動に伴う地震が発生しなかったと 考えられる。一方、駿河湾中央部では、焼津沖から石花海北堆にかけた海域で地震活動が 活発であった(気象庁, 2009・2010・2012)。伊豆側から静岡側にかけての東西方向の深 さ分布では、震源が次第に深く分布する様子が見て取れる。 2) OBS と陸上観測点 (JMA) の検測値を統合した場合の比較

本業務で得られた OBS 検測値に気象庁陸上観測点の検測値を加えて震源の再決定を試 みた。震源決定の精度は、観測点群がその震源を適当な距離の範囲で取り囲み、観測点数 が多いほど向上する。OBS は、海域で発生する震源に有効であるが、陸域の地下で発生す る地震の震源決定精度は落ちる。そのため、精度の向上を図る目的で統合し比較を行った。 OBS 観測点に駿河湾を取り囲む気象庁の陸上観測点、FJNAKA・IZUSIM・KAWANE・ KUROMA・NAKAKA・OMAEZA・SAGARA・V.FJTR・V.FUJ2・V.FUJK の 10 点(図 3 中の●観測点)を加え震源の比較をしたところ、図3(b)に示す震源分布となった。



図3 (a) OBS 検測値に気象庁検測値を加えて震源を再決定した震源の分布図
 (b) OBS 震源●と再決定した震源●の比較
 ☆: OBS 観測点(東海大学・気象庁観測点)、●:気象庁の陸上観測点。
 観測期間:2018年6月1日~2018年8月21日

図3の震源は、OBS 震源と気象庁震源において共通して観測された震源のみに限定され るため震源数は必然的に減ってしまう。しかし、震源を取り囲む観測点が増えることから 震源決定の精度は向上したと考えられる(図3(b))。再決定後の震源分布には以下のよう な特徴がある。

・東西方向の深さ断面から、地震面が伊豆から西方向へ向かうにつれて深くなる傾向が 更に明瞭となった。

・焼津沖で発生した地震群は、さらに焼津海岸線付近(陸域)に寄る結果となった。

・焼津沖で発生した地震群は、駿河湾下で発生する一連の地震群の深さ分布に沿った場 所で発生していることがより明瞭となった。

3) 構造探査結果に基づいた震源の再決定

震源決定を行うには、地下構造の速度と層の厚みが重要となる。気象庁では、日本列島 各地で実施された地下速度構造探査の結果の平均から求められた速度構造モデル (JMA2001)(上野・他,2002)を用いて震源決定を行っている(図4(a))。気象庁一元 化震源と比較をする場合、速度構造モデル(JMA2001)を用いて震源決定を行うことが望 ましい。しかし、地震の発生する場所の速度構造モデルがあれば、それを用いて震源計算 を行うことが理想であることは言うまでもない。そこで、さらに震源決定精度の向上を図 る目的で、駿河湾で実施された構造探査の速度構造(Baba et al., 2017)で得られた速度 構造モデルを用いて震源の再決定を行った。



図 4 (a) 気象庁の地下速度モデル (JMA2001)
 (b) 駿河湾で行われた構造探査による地下速度モデル

図4(b)は、2016年11月に駿河湾の東部石花海周辺海域で東京海洋大学の練習船神鷹 丸によって、行われた構造探査(屈折法地震探査)の結果(Baba et al., 2017)から導い た速度構造モデルである。JMA2001の速度構造モデルと比較すると、深さ25km付近ま での間の速度構造モデルと境界までの深さが大きく異なる様子が見られる。 図5(a)は、OBS 検測値に気象庁検測値を加え、図4(b)の構造探査による地下速度 モデルを用いて震源を再決定した震源分布図である。気象庁地下速度モデル(JMA2001) によって決められた震源分布と比較すると図5(b)のように、駿河湾石花海北堆に向かっ て震源が移動する傾向が見られ、震源分布がより密集する。



図 5 (a) 図 4 (b) (構造探査地下速度モデル)で決められた OBS 震源
 (b) 図 4 (b) で決められた震源●と図 4 (a) で決められた震源●との比較

図5の様子から震源はより集中し、伊豆側から静岡側にかけての東西方向の震源深さ分 布が次第に深くなる様子が鮮明になった。このことから、駿河湾では、伊豆側のフィリピ ン海プレート遠縁に発達する海洋島弧である伊豆-小笠原弧が、静岡側に沈み込んでいる ことと整合的な結果となった。しかし、駿河湾富士川河口の沿岸域(駿河湾奥)では、震 源が決められなかったことから、その傾向は見られなかった。

(d) 結論ならびに今後の課題

富士川河口断層帯とその周辺の断層活動によって発生する地震活動を調査するために、 駿河湾で OBS による地震観測を実施した。その結果、陸域の定常観測網では観測するこ とができない(検知することができない)地震も含め、全216個の震源を決めることがで きた。しかしこれらの震源は、ほとんどが焼津沖に集中したことから、2009年と2011年 に発生した駿河湾の M6 クラスの2つの地震の余震にあたると考えられる。

本研究では、残念ながら駿河湾北部の富士川河口周辺域で決められた震源はほとんどない。OBSや陸上地震観測点の地震検知能力についての議論の余地もあろうが、富士川河口 断層帯では観測期間に限って地震が発生しなかった可能性がある。

(e) 引用文献

- 馬塲久紀・平田賢治・山崎明・対馬弘晃・勝間田明男・前田憲二・上野寛・青木重樹・小林昭夫・木村一洋・弘瀬冬樹・長尾年恭,自己浮上式海底地震計(OBS)を用いた駿河湾石花海周辺海域における連続地震観測,東海大学海洋研究所報告,36,23-29,2015.
- Baba H., S. Ichinose, K. Hirata, A. Yamazaki, H. Tsushima, K. Nakata, T. Nishimiya,
 K. Imamura and T. Nagao, Continuous earthquake observation using pop-up ocean bottom seismographs (OBSs) in Suruga Bay at the Pacific Coast of Shizuoka,
 Japan, 2017 American Geophysical Union, Fall Meeting, T41C-0645, 2017.
- Hirata N. and M. Matsu'ura, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, Phys. Earth Planet. Inter., 47, 50-61, 1987.
- 気象庁,2009年8月11日駿河湾の地震(M6.5)について,第183回地震予知連絡会活動 報告,2009.
- 気象庁, 2009 年 8 月 11 日駿河湾の地震(M 6.5) について, 地震予知連絡会会報, 83, 6-3, 211-230, 2010.
- 気象庁, 2011 年 8 月 1 日の駿河湾の地震(M 6.2) について, 地震予知連絡会会報, 87, 6-2, 264-269, 2012.
- 岸本清行,海陸を合わせた日本周辺のメッシュ中継データの作成, Japan250m.grd,地質 調査所研究資料集(GSJ Open-file Report #353), 2000.
- 上野寛・富山信一・明田川保・丹崎淳・浜田信生, 気象庁の震源決定の改善―浅部速度構 造と重ね関数の改良―, 験震時報, 65, 123-134, 2002.
- ト部卓・東田進也, WIN-微小地震観測網波形検束支援のためのワークステーション・プロ グラム(強化版), 地震学会講演予稿集秋季大会, 331, 1992.
- Wessel P. and W. H. F. Smith, New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS Trans. Amer. Geophys. U., vol.79 (47), pp. 579, 1998.

(2-4) 駿河湾北部での OBS-エアガンによる屈折法地震探査

馬塲久紀 (東海大学)

(a) 業務の要約

駿河湾富士川河口断層帯における震源断層システムを解明するために、2018年10月2 日に実施した駿河湾北部を東西に横断する約19kmの海底地震計-エアガン構造探査(屈 折法地震探査)について、2019年度(令和元年度)では地下速度構造を明らかにした。海 底地震計(以下 OBS と記載する)は18台が設置され、11台のOBS(図1)についてレ コードセクションを作成し、観測走時曲線を求め、地下速度構造モデルを試行錯誤的に構 築した。

(b) 業務の実施方法

11 台の OBS データは、株式会社勝島製作所製、または白山工業株式会社製の記録器に て収録されたもので、同じ WIN フォーマット形式(ト部・東田, 1992) で記録されてい ることから、まず、エアガンショットごとに整理を行った。次に走時曲線を作成し、初動 を読み取った。走時曲線の傾きから見かけ速度を決め、それぞれの OBS 直下の一次速度 構造モデルを求め、測線全体の構造を推定した。



図1 本事業で使用した OBS を回収している様子

(c) 業務の成果

1) 屈折法地震探査で得られた地下速度構造モデルについて

得られた観測走時から地下速度構造を推定し、波線追跡法(岩崎, 1988)によって試行 錯誤的に観測走時と理論走時との差が小さくなるよう最適な地下速度構造モデルの構築を 行った。

図2は、GMT(Wessel and Smith, 1998)によって作られた海底地形図(海底地形デ ータは、岸本(2000))に本事業で求められた地下速度構造モデルを加えたものである。 各 OBS 直下の一次速度構造モデルから各層の傾斜等に合わせて海底下から順に境界面の 凹凸に合うように理論走時を合わせる作業を繰り返した。境界面の傾斜は、反射法地震探 査の結果(Tsuruga et al., 2018)を参考にした(図3)。求められた地下速度構造モデル は、測線全体で各層の水平方向で速度変化はないものと仮定してモデルを作成したところ、 以下のような特徴が見いだされた。 ・駿河湾北部を東西に横断する約 19 km の測線(H30-R00 主測線) に設置した OBS 解 析からは、深さ約 7 km の 4 層のモデルが決められた。

・表層の堆積層は速度 1.5-2.5 km/s とし、駿河トラフ軸で約1km と最も厚い。測線の伊豆側(東側)と静岡側(西側)でも比較的厚く分布する。

・第2層は速度 3.0-3.2 km/s とした。伊豆側からトラフ軸に向かって次第に厚く分布し、 静岡側の西斜面の立ち上がりで層の下面が不明瞭となる。

・第3層は速度 4.0-4.5 km/s とした。この層も駿河湾中央部に向かって下がる傾向を示す。 第2層との境界面が不明瞭である原因として、測線が中央部で凹型地形を形成し、第1層 および第2層も中央部で湾曲するため第3層を通る波線が駿河湾中央以降で届きにくいと いう構造的特徴があるためと考えられる。

・第4層の上面の速度は、5.7 km/sとした。伊豆側から静岡側に向かって緩やかに深くなる傾斜層である。



図 2 H30-R00 主測線直下の地下速度構造モデル
 ▼:本事業で設置した OBS
 ※海底地形データは岸本(2000)を使用。



図3 H30-R00 主測線直下の地下速度構造モデルに反射断面を重ね合わせたもの (反射断面は、東京海洋大学による本事業の成果)▼:本事業で設置した OBS

2) 波線追跡法の結果について

以下に、図2で示した地下速度構造モデルの波線追跡法の結果を以下に示す。

図4(a)は、観測点 FUJ04Aの上下動成分 Record Section 記録例に、読み取られた初動 を重ね合わせた図である。横軸の距離は、測線の西端を0km、東端が 19.82 km である。 観測点 FUJ04Aの測線上の位置は西端から 1.16 km である。エアガンのショット数は、 788 ショットである。測線全体に渡ってエアガンの震動は達しているが、明瞭な初動は横 軸距離約 12 km 付近までしか追うことができない。図4(b)は、読み取られた初動(観測走 時:図中赤点)と図2の速度構造モデルで得られた理論走時(図中O)をプロットしたも のである。観測走時と理論走時は、0.1 msec 以内で合っている様子がわかる。横軸距離約 12 km 以降は観測走時の初動が不明瞭であるため詳細は判らないが、後続波との波連の傾 向(走時の傾き)は合っている。図4(c)は、図2の地下速度構造モデルの理論走時に伴っ て求められた波線経路である。

図5(a)は、観測点 FUJ04Bの上下動成分 Record Section 記録例に、読み取られた初動 を重ね合わせた図である。観測点 FUJ04Bの測線上の位置は西端から 2.17 km である。測 線全体に渡ってエアガンの震動は達しているが、明瞭な初動は横軸距離約 12 km 付近まで しか確認することができない。図5(b)は、読み取られた初動(観測走時:図中赤点)と図 2の速度構造モデルで得られた理論走時(図中O)をプロットしたものである。観測走時 と理論走時は、ほぼ合致している。横軸距離約 12 km 以降は観測走時の初動が不明瞭であ るが、後続波との波連の傾向(走時の傾き)は合っている。図5(c)は、図2の地下速度構 造モデルの理論走時に伴って求められた波線経路である。

図 6 (a)は、観測点 FUJ04C の上下動成分 Record Section 記録例に読み取られた初動を 重ね合わせた図である。観測点 FUJ04C の測線上の位置は西端から 3.09 km である。測線 全体に渡ってエアガンの震動は達している。明瞭な初動は、横軸距離約 19 km 付近まで確 認することができたが、約 12~13 km と約 17~18 km 付近では初動を読み取ることがで きなかった。図 6 (b)は、読み取られた初動(観測走時:図中赤点)と図 2 の速度構造モデ ルで得られた理論走時(図中O)をプロットしたものである。観測走時と理論走時はよく 合致している。しかし横軸距離約 15 km 以降で、観測走時と理論走時との差は 0.1 msec 程度ずれている。図 6 (c)は、図 2 の地下速度構造モデルの理論走時に伴って求められた波 線経路である。

図7(a)は、観測点 FUJ04Dの上下動成分 Record Section 記録例に読み取られた初動を 重ね合わせた図である。観測点 FUJ04Dの測線上の位置は西端から 3.82 km である。測 線全体に渡ってエアガンの震動は達している。初動は、横軸距離約 19 km 付近まで明瞭に 確認することができたが、約 17~18 km 付近では初動が読み取れない。図7(b)は、読み 取られた初動(観測走時:図中赤点)と図2の速度構造モデルで得られた理論走時(図中 O)をプロットしたものである。観測走時と理論走時は、ほぼ同じ走時を示している。最 もずれている部分で、その差は 0.1 msec 程度であった。図7(c)は、図2の地下速度構造モ デルの理論走時に伴って求められた波線経路である。

図8(a)は、観測点 FUJ04Eの上下動成分 Record Section 記録例に読み取られた初動を 重ね合わせた図である。観測点 FUJ04Eの測線上の位置は西端から 5.29 km である。測線 全体に渡ってエアガンの震動は達しているが、初動は、横軸距離約 19 km 付近まで明瞭に 確認することができたが、約 16~18 km 付近は初動が読み取ることができなかった。図 8 (b)は、読み取られた初動(観測走時:図中赤点)と図2の速度構造モデルで得られた理論 走時(図中〇)をプロットしたものである。観測走時と理論走時は、ほぼ同じ走時を示し ている。横軸距離約 18 km 以降の読み取り走時は、後続波の可能性が考えられる。図 8 (c) は、図2の地下速度構造モデルの理論走時に伴って求められた波線経路である。

図9(a)は、観測点 FUJ04Mの上下動成分 Record Section 記録例に読み取られた初動を 重ね合わせた図である。観測点 FUJ04Mの測線上の位置は西端から 12.80 km である。測 線全体に渡ってエアガンの震動は達している。初動は、横軸距離約2~19 km 付近まで明 瞭に確認することができたが、約3 km、約4~8 km、約16~17 km 付近は初動を読み取 ることができなかった。図9(b)は、読み取られた初動(観測走時:図中赤点)と図2の速 度構造モデルで得られた理論走時(図中O)をプロットしたものである。観測走時と理論 走時は、0.1 msec 以内で合っている様子がわかる。図9(c)は、図2の地下速度構造モデル の理論走時に伴って求められた波線経路である。

図 10(a)は、観測点 FUJ04Nの上下動成分 Record Section 記録例に読み取られた初動を 重ね合わせた図である。観測点 FUJ04Nの測線上の位置は西端から 13.72 km である。測 線全体に渡ってエアガンの震動は達している。初動は、横軸距離約6~17 km 付近で明瞭 に確認することができたが、約7~8 km 付近は初動を読み取ることができなかった。図 10(b)は、読み取られた初動(観測走時:図中赤点)と図2の速度構造モデルで得られた理 論走時(図中O)をプロットしたものである。観測走時と理論走時は、全体にわたってほ ぼ同じ走時を示しているが観測点の西側における第2層からの走時のずれが若干大きい。 この部分は、初動が不明瞭な部分である。図 10(c)は、図2の地下速度構造モデルの理論走 時に伴って求められた波線経路である。

図 11(a)は、観測点 FUJ04Oの上下動成分 Record Section 記録例に読み取られた初動を 重ね合わせた図である。観測点 FUJ04Oの測線上の位置は西端から 14.52 km である。測 線全体に渡ってエアガンの震動は達しているが、初動は、横軸距離約 6 ~ 18 km 付近まで 明瞭に確認することができたが、約 7 ~ 8 km 付近は初動を読み取ることができなかった。 図 10(b)は、読み取られた初動(観測走時: 図中赤点) と図 2 の速度構造モデルで得られた 理論走時(図中O)をプロットしたものである。観測走時と理論走時は、全体にわたって ほぼ同じ走時を示しているが観測点の西側における第 2 層からの走時のずれが若干大きい。 この部分は、初動が不明瞭な部分である。図 11(c)は、図 2 の地下速度構造モデルの理論走 時に伴って求められた波線経路である。

図 12(a)は、観測点 FUJ04Pの上下動成分 Record Section 記録例に読み取られた初動を 重ね合わせた図である。観測点 FUJ04Pの測線上の位置は西端から 15.72 km である。測 線全体に渡ってエアガンの震動は達している。初動は、横軸距離約 6 ~ 19 km 付近まで明 瞭に確認することができたが、約 7 ~ 8 km と約 10~12 km 付近では初動を読み取ること ができなかった。図 12(b)は、読み取られた初動(観測走時:図中赤点)と図 2 の速度構造 モデルで得られた理論走時(図中O)をプロットしたものである。観測走時と理論走時は、 全体にわたってほぼ同じ走時を示しているが観測点の西側における第 2 層からの走時のず れが若干大きい。この部分は、初動が不明瞭な部分である。図 12(c)は、図 2 の地下速度構 造モデルの理論走時に伴って求められた波線経路である。

図 13(a)は、観測点 FUJ04Q の上下動成分 Record Section 記録例に読み取られた初動を 重ね合わせた図である。観測点 FUJ04Q の測線上の位置は西端から 16.63 km である。測 線全体に渡ってエアガンの震動は達している。初動は、横軸距離約 6 ~ 19 km 付近で明瞭 に確認することができたが、約 6 ~ 7 km、約 10 km、約 12~13 km 付近では初動を読み 取ることができなかった。図 13(b)は、読み取られた初動(観測走時:図中赤点)と図 2 の 速度構造モデルで得られた理論走時(図中O)をプロットしたものである。観測走時と理 論走時は、観測点の西側で第 3 層からの走時のずれ 0.1-0.2 msec 程度のずれが見られる。 図 13(c)は、図 2 の地下速度構造モデルの理論走時に伴って求められた波線経路である。

図 14(a)は、観測点 FUJ04R の上下動成分 Record Section 記録例に読み取られた初動を 重ね合わせた図である。観測点 FUJ04R の測線上の位置は西端から 16.63 km である。測 線全体に渡ってエアガンの震動は達している。初動は、横軸距離約 6 ~ 19 km 付近まで明 瞭に確認することができたが、約 7 ~ 8 km、約 13~14 km 付近では初動を読み取ること ができなかった。図 14(b)は、読み取られた初動(観測走時: 図中赤点) と図 2 の速度構造 モデルで得られた理論走時(図中O)をプロットしたものである。観測走時と理論走時は、 観測点の西側で第 3 層からの走時のずれ 0.1-0.2 msec 程度のずれが見られる。図 14(c)は、 図 2 の地下速度構造モデルの理論走時に伴って求められた波線経路である。



図 4 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04A の Record Section と波線追跡法 の結果

- (a): 観測点 FUJ04A Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。
- (b):観測点 FUJ04A における理論走時(黒)と観測走時(赤)。
- (c):観測点 FUJ04A における波線経路。



図 5 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04B の Record Section と波線追跡法 の結果

- (a): 観測点 FUJ04B Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。
- (b):観測点 FUJ04B における理論走時(黒)と観測走時(赤)。
- (c):観測点 FUJ04B における波線経路。



(c)

図 6 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04C の Record Section と波線追跡法 の結果

- (a): 観測点 FUJ04C Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。
- (b):観測点 FUJ04C における理論走時(黒)と観測走時(赤)。
- (c): 観測点 FUJ04C における波線経路。



図 7 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04D の Record Section と波線追跡法の結果

- (a): 観測点 FUJ04D Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。
- (b):観測点 FUJ04D における理論走時(黒)と観測走時(赤)。
- (c):観測点 FUJ04D における波線経路。



図 8 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04E の Record Section と波線追跡法 の結果

- (a): 観測点 FUJ04E Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。
- (b): 観測点 FUJ04E における理論走時(黒)と観測走時(赤)。
- (c): 観測点 FUJ04E における波線経路。



図 9 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04M の Record Section と波線追跡法 の結果

- (a): 観測点 FUJ04M Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。
- (b):観測点 FUJ04M における理論走時(黒)と観測走時(赤)。
- (c): 観測点 FUJ04M における波線経路。





- (a): 観測点 FUJ04N Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。
- (b):観測点 FUJ04N における理論走時(黒)と観測走時(赤)。
- (c): 観測点 FUJ04N における波線経路。



図 11 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04O の Record Section と波線追跡 法の結果

- (a): 観測点 FUJ04O Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。
- (b):観測点 FUJ04O における理論走時(黒)と観測走時(赤)。
- (c): 観測点 FUJ04O における波線経路。





- (a): 観測点 FUJ04P Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。
- (b):観測点 FUJ04Pにおける理論走時(黒)と観測走時(赤)。
- (c): 観測点 FUJ04P における波線経路。



(c)

図 13 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04Q の Record Section と波線追跡 法の結果

- (a): 観測点 FUJ04Q Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。
- (b):観測点 FUJ04Q における理論走時(黒)と観測走時(赤)。
- (c):観測点 FUJ04Q における波線経路。



図 14 平成 30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04R の Record Section と波線追跡 法の結果

- (a): 観測点 FUJ04R Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。
- (b):観測点 FUJ04R における理論走時(黒)と観測走時(赤)。
- (c):観測点 FUJ04R における波線経路。

(d) 結論と今後の課題

本事業では、OBS18 台を測線(H30-R00 主測線)に展開した。平成 30 年台風第 24 号 の影響で測線中央部の6観測点で記録が得られなかった。しかし測線の西側(5観測点) と東側(6観測点)について、良好な記録が得られた。それぞれの観測点直下の1次速度 構造モデルを構築し、試行錯誤的に観測走時と速度構造モデルの理論走時の差が小さくな るように H30-R00 主測線直下の地下速度構造モデルを構築した。その結果求められた地 下速度構造モデルは、深さ約7km までの、4層の地下速度構造モデルで、伊豆側のフィ リピン海プレート遠縁に発達する海洋島弧である伊豆-小笠原弧が、駿河トラフ付近を境 として静岡側に沈み込んでいる様子がみられる。

(e) 謝辞

由比港漁業協同組合、清水漁業協同組合、戸田漁業協同組合、小川漁業協同組合、そし て静岡県漁業協同組合連合会には本事業をご理解いただき、探査に協力をしていただいた。 本事業では、東京海洋大学練習船「神鷹丸」・東海大学海洋学部作業船「南十字」および「北 斗」を使用して探査が行われた。

ここに記して関係者に感謝を申し上げます。

(f) 引用文献

岩崎貴哉,海底地震観測に基づく地下速度構造研究のための波線追跡プログラム,地震2, 41,263-266,1988.

岸本清行,海陸を合わせた日本周辺のメッシュ中継データの作成, Japan250m.grd,地質 調査所研究資料集(GSJ Open-file Report #353), 2000.

- Tsuruga K., Y. Sekino, F. Hayashi, H. Baba, H. Sato, R. Hagita, T. Aikawa, H. Kondo, J. Kanda and Seismic survey team of Tokyo Univ. Marine Sci. Tech., Shallow subduction zone structures of Suruga Trough, central Japan, by means of 2-D seismic reflection and refraction surveys by Tokyo University of Marine Science and Technology., AGU Fall Meeting, T41G-0372, 2018.
- ト部卓・東田進也, WIN-微小地震観測網波形検束支援のためのワークステーション・プロ グラム(強化版), 地震学会講演予稿集秋季大会, 331, 1992.
- Wessel P. and W. H. F. Smith, New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS Trans. Amer. Geophys. U., vol.79 (47), pp. 579, 1998.

(3) 平成 29~令和元年度の成果

(a) 業務の要約

富士川河口断層帯は、南海トラフで沈み込むフィリピン海プレートとユーラシアプレートの境界断層の陸側延長に相当する。この断層帯の基本的な構造を理解するために、駿河 湾を横断する海陸地殻構造探査、駿河湾におけるマルチチャネル反射法地震探査による浅 部構造の解明、地殻構造の解明を目的とした駿河湾における海底地震観測を実施した。

相模トラフ北部を横断する海陸にまたがる約 60 km の区間で反射法・広角反射法地殻構 造探査を実施した。これらのデータについて、反射法地震探査・屈折トモグラフィ・波線 追跡法による構造解析を行った。その結果、駿河湾西部のトラフ中軸部から約 20 度の角 度で西方に伊豆・小笠原弧が沈み込む構造が明らかになった。プレート境界から直接海底面 に延長される断層は、富士川河口断層帯に連続することが、ストリーマを曳航した反射法 地震探査によって明らかにされており、富士川河口断層帯がプレート境界のメガスラスト が陸域に延長した断層であることが確かめられた。駿河湾で実施した海底自然地震データ を追加した地震波トモグラフィ解析により、駿河トラフ下と陸上が連続した速度構造が得 られた。制御震源で得られている断層形状は、自然地震から得られている特徴と良好な対 応を示す。サブテーマ2の陸域の断層の浅部構造や、サブテーマ3で得られている地震学 的データを統合して、富士川河口断層帯と駿河トラフ下のメガスラストの震源断層の矩形 モデルを作成した。また、変動地形学的資料と既存の資料により身延断層の震源断層モデ ルを作成した。

(b) 事業の成果

(2-1) 駿河湾横断地殻構造探查

佐藤比呂志・篠原雅尚・石山達也(東京大学地震研究所) 岩崎貴哉(地震予知総合研究振興会) 鶴我佳代子・林 敏史・中東和男・山中順子(東京海洋大学) 馬塲久紀(東海大学)

1) 調査地域の地質概要と調査測線

駿河湾は陸/海のプレート境界である南海トラフの東端に位置し、トラフ軸にはプレート 境界断層が位置し、その陸上延長が富士川河口断層帯であると考えられている(地震調査 研究推進本部地震調査委員会,1998; 2010)。その地質構造は南北に伸びる駿河トラフを境 に東側の伊豆半島と西側の静岡市側で大きく異なる(図1)。伊豆半島は、伊豆・小笠原弧 に属し中新統から鮮新統の海底火山噴出岩が分布する(狩野・伊藤, 2016)。陸上ではこの 海底火山噴出岩を覆って、約100万年以降に噴出した陸上の火山噴出物に覆われる(小山, 2010)。駿河湾の海底には、西に傾斜する火成岩類が音響基盤を構成し、その上位には土肥 沖層群・加茂沖層群などの鮮新世から第四紀の堆積層が重なる(岡村・他, 1999; 佐藤・ 荒井, 2016)。静岡側の赤石山脈南部から駿河湾に至る陸域には、瀬戸川層群・静岡層群に 至る古第三紀から新第三紀の付加帯から前弧海盆堆積物岩が分布する(杉山・他, 1982; 杉 山・下川, 1990; 杉山・松田, 2014)。これらの地層は、伊豆半島の衝突とフィリピン海プ レートの西北西進にともない、大きな短縮変形を被り、北北東・南南西方向の走向を示す。 富士川河口断層帯はフィリピン海プレートと陸のプレートの境界の北方延長とされている が、その詳細な構造は明らかにされていない。富士川河口断層帯を横断する地殻構造探査 は、伊藤・他(2013)や横田・他(2014)などで実施されているが、市街地でのノイズ等 のため深部構造の解明については、充分に成功していない。このため、本調査では典型的 な構造を把握する目的で、駿河湾北部でプレート境界を確実に把握するために相模湾を横 断する測線を設定した(図2)。本地殻構造探査には、本重点的調査・観測経費の他、東京 大学地震研究所の経費も使用して実施した。



図1 相模湾横断地殻構造探査測線周辺の地質図と測線図

紫色四角:発破点、SP:発破点番号、青線:受振点設置ルート、青丸:受振点番号、黒直線: 重合測線、黒字数字:CDP 番号、地質図は産業技術総合研究所の地質図 Navi (https://gbank.gsj.jp/geonavi/geonavi.php#11,35.13501,138.49554)

2) データ取得

a)陸域測線における受振器設置

陸域測線における受振展開は投影測線上に 100~200 m 間隔で 295 点設定した。観測装置として地震研究所所有の独立型受振システム GSX-3 と固有周波数 4.5 Hz の 3 成分受振器 GS-11D を使用した。

b) 浅海域測線における受振器設置

浅海域測線における受振展開は、約1kmの区間に約250m間隔で5点の受振点を設置 した。観測装置としては浅海用独立型観測装置OBXを使用した。

c) 海底地震計の設置

東海大学により海域測線上に約1kmの間隔で18台の3成分+エアガン(一部)地震計 が設置され、このうちOBS1~6、OBS12~18の記録が回収された。平成30年台風第24 号にともなって発生した海底密度流により、5台の地震計の記録が回収できなかった。

d) 含水爆薬による陸域発震

静岡側測線区間に3点、伊豆側測線区間に1点を選点し、予定位置において 60 m の発 破坑を作坑した。200 kg の含水爆薬を装填し、発破予定時刻を基準にして発破を実施し た。発震作業は2018年10月2日未明および10月2日夜間の2回に分けて実施した。 e) エアガン発震

東京海洋大学により実施された海域測線におけるエアガン発震について、本調査で展開 した陸域受振点、浅海域受振点によりデータを取得した。エアガン震源は 1950 cu.inch の容量で、海域測線上 25 m 間隔で 788 点を 2 回、合計 1576 回、発震した。



図2 駿河湾横断地殻構造探査測線図

SP1~4:発破点番号、青字:受振点番号、黒字:CDP番号、黄色字:ストリーマケーブル 反射法地震探査の CDP番号。陸域の地形データは国土地理院の基盤地図情報(50mグリ ッド標高データ)、海域は日本海洋データセンター(J-EGG500)による。

f) 発震記録

一つの受振点に対する全てのエアガン発震記録を集めた共通受振点記録は、相反性により受振点位置で発震し、エアガン発震位置で受振した記録と同等となる。これより各発破点に対し、陸域受振点での記録とエアガン発震による発破点位置近傍の受振点の受振記録を統合して表示した発震受振統合発震記録を作成した(図3)。



図3 海域受振点位置における発振受振統合発振記録 (OBS13, bp 2/3-10/12, AGC5000 ms, tsgm)。

- 3) データ処理・解析
- a) 反射法データ解析

発破およびエアガン発震により陸域受振点、浅海域受振点、海域受振点で取得された 記録を用いて、反射法解析を実施した。

b) ストリーマ調査データとの統合解析

東京海洋大学により海域測線上のエアガン発震点と同一の発震点においてエアガン発 震を実施し、600 mのストリーマを曳航して 96 ch の受振器による観測が実施された(図 4)。ノイズ抑制処理を含む基本的な反射法解析を施した。得られた重合前記録を用いて、 本解析の CDP 間隔に合わせて再編集し、反射法・擬似発震点重合・ストリーマ解析の統 合データを得た(図5)。



図4 ストリーマ調査重合測線図

数字は CDP 番号。陸域の地形データは国土地理院の基盤地図情報(50 m グリッド標高 データ)、海域は日本海洋データセンター(J-EGG500)による。



図5 ストリーマケーブルにより取得された反射法地震探査深度変換断面 これらのストリーマケーブルのデータを統合し、マイグレーション処理を施した CMP 重合処理断面図が得られた(図6)。



図6 ストリーマデータ統合重合後マイグレーション時間断面図

c) 屈折トモグラフィ法によるデータ解析

発破による陸域受振点および浅海域・海域受振点による観測記録、またエアガン発震に よる記録を用いて初動読み取り値を得た。100 ケースの初期速度構造モデルから得られた 結果の平均をとって、トモグラフィックインバージョンによる最終的な速度分布とした (図7)。



陸域の地形データは国土地理院の基盤地図情報(50 m グリッド標高データ)、海域は 日本海洋データセンター(J-EGG500)による。

d) 波線追跡法による速度構造解析

陸域については、ダイナマイト発震点による陸域観測点記録及び同じダイナマイト発震 点に最も近い受振点で記録された海域発震を走時の相反定理を用いて組み合わせ海陸統合 データ(super gather records)を作成した。同様に、海域については、OBS 或いは OBX に ついて、海域発震記録及びその観測点に最も近い発震点に対する陸上受振記録を組み合わ せた。このようにして得られた 17 の統合記録から読み取られた走時データについて、波 線追跡法を用いた forward modelling を行い、地殻構造の解明を目指した。尚、走時計算 には、岩崎(1988)によって開発され、その後振幅計算まで可能にした波線追跡プログラ ムを使用した。最終的に得られた P 波速度構造を図8に示す。



図8 駿河湾海陸統合地殻構造探査測線の波線追跡法による P 波速度構造 図中の数値は、求められた P 波速度を示す。上端の赤三角はダイナマイトによる発破点、 黄色い三角は OBS による観測点を測線上に投影した点を示す。

4) 深度変換

屈折トモグラフィ解析により推定された区間速度分布から、浮動基準面を起点とする鉛 直下向きの平均速度を計算し、時間及び空間方向に平滑化した平均速度分布を用い て、'Vertical Stretch'法による深度変換を実施した(図9)。



陸域の地形データは国土地理院の基盤地図情報(50 m グリッド標高データ)、海域は日本海洋データセンター(J-EGG500)による。

5) 地質学的解釈

深部地殻構造探査断面の解釈に先立ち、地質構造が判断しやすい東京海洋大学が取得し た反射法地震探査深度変換断面について検討する(図10)。この断面は長さ600m、96チ ャネルのストリーマシステムで取得されたデータを基に解析されたもので、とくに浅部の 構造について高分解能で解像できるという特徴がある。重合測線の位置と CDP 番号を図 4に示した。反射面群の特徴をもとに以下のように区分した。伊豆弧の火山岩・火山砕屑 岩(Iv)、伊豆弧背弧海盆堆積物(Is)、駿河トラフ充填堆積物(Sf)、西南日本弧の新生代付加 帯堆積層(Na)、前弧海盆堆積物(Fb)である。ユニット Iv は西傾斜の連続性の悪い不明瞭な 反射面が卓越し、全体として西に傾斜する。CDP4000から 6000 にかけての領域は連続性 の良好な反射面からなるユニットで西に傾斜する。下位の Iv ユニットとは明瞭な反射面 で区分され、Iv 上面と平行な傾斜を示すことから、伊豆弧の背弧海盆堆積物と判断される。 岡村・他(1999)の加茂沖層群に相当する。CDP3500周辺では、ほぼ水平な連続性の良 好な反射面群から構成されるユニット Sf が、西傾斜のユニット Is を中角度の不整合で覆 う。ユニット Sf は、岡村・他(1999)の富士川沖層群に相当し、下位のユニット Is を不 整合に覆っており、駿河トラフを充填した堆積層と推定される。トラフ充填堆積物は全体 としては西方に厚い楔型の形状を示している。このユニットの西端は低角度で西に傾斜す る境界で、反射面に乏しいユニット(Na)と接している。このユニットは、岡村・他(1999) の石花海(せのうみ)層群に相当する。海底地形にも隆起帯を形成し、隆起帯東端基部 (CDP1800 付近)ではトラフ充填堆積物と西傾斜の低角度の境界をなしていることから スラスト(F1)、とくに emergent thrust と判断した。この隆起帯の成長に伴いその西側 では小規模な piggy-back basin 状の堆積盆が形成され、連続性の良好な反射面が卓越する 堆積ユニット(Fb)が分布する。岡村・他(1999)の焼津沖層群・富士川沖層群に相当す る。この地層が東傾斜を示すことは、通常の piggy-back basin での傾動とは逆向きであり、 駿河トラフと西岸の海陸境界部の断層活動を示唆する可能性がある(F2、図 10)。



図 10 ストリーマケーブルによる反射法地震探査深度変換断面(鶴我・他,2019)と地質 学的な解釈。伊豆弧の火山岩・火山砕屑岩(Iv)、伊豆弧背弧海盆堆積物(Is)、駿河トラフ充 填堆積物(Sf)、西南日本弧の新生代付加体堆積層(Na)、前弧海盆堆積物(Fb)である。

相模湾北部で実施された東西方向の反射法地震探査測線 H29-L02 の反射断面(鶴我・他,2018)の地質学的解釈を図 11 に示す。この断面では F1 に相当する明瞭な断層は確認できず、F1 断層は測線のより西方に位置する(図 12)。しかしながら、測線東部ではほぼ平行な反射面が卓越する駿河トラフ充填物(Sf2)において、西部ではとくにユニットの下部で反射面が褶曲状の波状変形を示す。Sf2 の下位のユニット SF1 では、この波状変形を示す区間の下位には周波数が低い、連続性が低下した反射面が卓越する。海底地形から判断して、より粗粒な堆積層が卓越するものと推定される。このユニットの上位は波状変形を示すことから、断層 F3 を推定した。ユニット Sf1 と Sf2 の境界面には、F3 に沿って西側隆起の変位が認められる。ただし、粗粒と推定されるユニットは断層の東側では分布しておらず、断層によるオフセットは観察できない。このため推定断層として扱う。



図 11 相模湾北岸に平行する反射法地震探査深度変換断面(鶴我・他,2018)の地質 学的解釈

垂直誇張は2倍。Iv: 伊豆弧の背弧火山岩・火山砕屑岩、Is: 伊豆背弧海盆堆積物、Sf1a: 駿河トラフ充填堆積物下部(反射面の成層構造が明瞭)、Sf1b: 駿河トラフ充填堆積物下部 (反射面の成層構造が不明瞭)、Sf2: 駿河トラフ充填堆積物(上部)、F3: 推定断層。

海域での断層トレースと陸域の活断層との関係を図 12 に示した。F1 は、東側低下の断 層崖地形として海底地形に現れている。断層崖は北北西方向に延長されるとともに、マル チチャネル反射法地震探査測線 H29-L02 (図 11)では F1 に相当する顕著な断層は出現せ ず、海底地形の特徴と調和的である。富士川河口断層帯の全体走向である南北走向を仮定 し、F1 が現れている水深が 1200 m であることを考慮すると、富士川河口付近へは断層の 傾斜角 18 度で到達する。断層 F1 は傾斜 20-25 度であり、陸域の入山瀬断層は F1 に連続 すると考えて大きな矛盾はない。蒲原丘陵の周辺では全体として凸型に東に張り出した断 層トレースを示す。蒲原丘陵は全磁力異常図では高磁気異常を示し(大熊・他, 2016)、周 辺の富士火山や愛鷹山と同様の苦鉄質火山の分布が推定される。富士川河口断層帯の地表 トレースが、東に張り出した形状を示すことは、図学的な断層トレースの標高差による表 れと、堆積物に比べ変形に強い火山体の存在によるものの推定される。

分岐断層 F2 は陸域の入山断層に連続するものと推定される(図 12、13)。入山断層の 平均変位速度は 0.3 mm/年と推定され(地震調査推進本部, 2010)、入山瀬断層の平均変 位速度に比べ極めて小さい(本報告 3.2)。海陸統合探査測線での F1 と F2 は、主断層で ある F1 はより新しい堆積層に変形を与えており、分岐断層 F2 からメインスラスト F1 が 東へ前進して活動したと推定され、断層の形成プロセスからも対比の合理性を示している。

最も東側に位置する F3 については、富士川河口南方延長の凸型の地形の東端に推定した。相模湾北端部では、南北方向の数条の活断層が分布することが報告されている(尾崎・他,2016)。とくに陸域では主要な変位を解消している入山瀬断層の東側にも、富士川沖断層 A が分布する。F3 については、入山瀬断層の東側の断層に追跡される可能性がある。しかしながら、これらの断層群は明瞭なオフセットが認められるものではなく、変位量も少ないことから、主要な断層としては F1-入山瀬断層として取り扱うことが妥当である。


図 12 富士川河口断層帯南部の海陸断層分布図

F1 および F2 は、図 10 と同様。H29-L02 測線(鶴我・他, 2018)。陸上の断層トレース は中田・今泉(2002)による。陸域の陰影図には、国土地理院の基盤地図情報(10 m グリ ッド標高データ)を、海域は岸本(2000)の 250 m グリッド標高データによる。



図 13 駿河湾横断地殻構造断面(図 14)と陸域活断層の三次元表示 陸域の陰影図には、国土地理院の基盤地図情報(10 m グリッド標高データ)を、海域は岸 本(2000)の 250 m グリッド標高データによる。表示には地質構造解析用ソフト、Move (Academic licnece)を使用した。 図 12 の断層 F1 は、水平に層理を示すトラフ充填堆積物と西側の東傾斜の構造境界をな すもので、最も明瞭な境界断層であり、フィリピン海プレートと上盤側プレートのプレー ト境界断層と判断される。測線全体の反射法地震探査断面(図 13、14)でも F1 は、反射 面群のパターンの変化として、地下 20 km 程度まで追跡可能である。とくに 10-15 km の 深度では、断層の上盤側に F1 と平行する反射面群が顕著である。F1 に沿って波線追跡法 によって 3.2~4.5 km/s の低速度の存在が明らかにされていて(図 8)、反射面のパターン と整合的である。



図14 深度変換断面の地質学的解釈

F1: プレート境界断層、F2: 分岐断層、AC: 付加体、Na: 新第三系付加体、Fb: 前弧海盆 堆積物、Sf: 駿河トラフ充填堆積物、Is: 伊豆弧背弧堆積物、Iv: 火山岩・火山噴出岩、IUc: 伊豆弧上部地殻、ILC: 伊豆弧下部地殻、R: 伊豆弧地殻中部の強反射面、数値は P 波速度 構造。紫波線: 地震波トモグラフィによる Vp 7 km/sの等速度線 (Matsubara et al., 2019)。

伊豆小笠原弧の背弧海盆を構成するユニットでは西に傾斜した反射面が卓越し、 CDP200-300、深さ13kmから20kmにかけて西な傾斜する明瞭な反射面群(R)が分布 する(図14)。波線追跡法による速度構造解析によればRを挟んで、下位は6.6km/s、上 位は5.8-6.0km/sであり、速度構造のギャップがある。速度構造からは伊豆-小笠原弧の 上部地殻(IUc)と下部地殻(ILc)を隔てるものである。この反射面Rの傾斜は、F1と平行 しており、伊豆-小笠原弧の沈み込みを示している。伊豆弧地殻上部の厚さは東側で大きく 西側で薄くなっている。図13に紫色の波線で示したものは、自然地震トモグラフィから 求められている Vp7km/sの深度を示した。地震波トモグラフィからの検討では、Vp7.2 km/sがモホ面とよい相関を示す(Matsubara et al., 2017)。このため測線東部では基本的 に薄い海洋性の地殻が沈み込んでいて、相模トラフ下では大陸性地殻が沈み込み/衝突して いることを示している。南海トラフでは海洋性地殻が沈み込むが、駿河トラフではとくに 北に向かって、大陸性地殻の沈み込み/衝突活動へと進行していることを示している。測線 の東側では通常の厚さの地殻を有するのに対して、西側では背弧の海洋性地殻の分布に伴 って地殻の厚さが薄化している。この地殻構造は、駿河トラフでの沈み込みが北方で衝突 境界となっていることと調和的である。 6) 断層モデルの構築

a) プレート境界としての富士川河口断層帯

制御震源を中心とした調査結果から、富士川河口断層帯がプレート境界断層であること が明らかになった。制御震源による地殻構造探査によってメガスラストの形状が明らかに なった測線は、本測線のみであるので、断層モデルを構築するためには、自然地震データ を利用して三次元形状を推定する必要がある。ブレート境界面の位置と形状については、 サブテーマ3の自然地震による速度構造・発震機構解・繰り返し地震・レシーバ関数解析 によった。ただし、相模湾横断海陸統合地殻構造探査測線や伊藤・他(2013)、横田・他 (2014)など、制御震源の結果がある場合については、その結果を優先させた。固着域の 下限については、深部低周波地震の発生域より上位とした(図15)。





図 15 プレート境界のメガスラストの断層モデルについての概念図

図 16 震源断層矩形モデルと基礎になるフィリピン海プレート上面深度 フィリピン海プレートの上面深度のカラー表示は、松原・他(2019)による。水色実線は 制御震源による地殻構造探査測線:a:伊藤・他(2013)、b:横田ほか(2014)、c:本報告。 白線:d震源分布のギャップ。東側の地震活動が西側に向かって深くなる。赤紫の矩形、矩 形震源断層モデル。黒実線による格子は、深部低周波地震の分布域。 矩形モデルは強震動計算の基礎を提供するために作成した。陸上の富士川河口断層は西 南日本弧とフィリピン海プレートのプレート境界断層の末端部にあたり、南海トラフに沿 ったプレート境界地震との関連性を考慮する必要がある。しかしながら、本重点観測は富 士川河口断層帯と身延断層を中心として実施されているものであり、南海トラフ沿いでの 調査観測は実施していない。このため、プレート境界の震源断層について矩形モデルをも とに近似することにして、簡略化を図った。



図 17 震源断層の矩形モデル

陸域の標高段彩図は国土地理院の基盤地図情報(10 m グリッド標高データ)を使用、海域は岸本(2000)の250 m グリッド標高データによる。

矩形モデルは、北からセグメントA、B、Cに区分した(図 16、17)。セグメントAの 北端の位置は、本重点観測のサブテーマ2の検討の結果を反映した地表トレースにしたが った。南端は、断層トレースが由比沖で西方に大きく移動することから設定した。陸上の 断層の深部形状は地震波トモグラフィや地殻構造探査(伊藤・他, 2013)から 30 度と推 定した。セグメントBの南端は、御前崎沖(図 17)とした。この付近で断層の走向が大き く変化する。セグメントCの西端は、紀伊半島南東沖とした。

地震発生層の下限については、プレート境界で発生する深部低周波地震(Obara, 2002) に注目し(本報告 3.3)、地震発生層を固着領域とみなして、深部低周波地震帯の上限を地 震発生層の下限とした。実際には防災科学研究所によるデータを使用した。深部低周波地 震の震源域と、新しいプレート境界の等深度線を比較することにより、地震発生層の下限 を 35 km とした。Matsumura (1997)などの固着域の推定、GPSに基づくすべり欠損が大 きい領域の推定(Miyazaki et al., 2006)など、固着域の推定についてはいくつか行われ ており、こうした推定を用いることにより、もう少し制約することができるが、論文ごと に異なるため、ここでは広い値とした。

地震発生層の上面を推定するための基礎データとして、P波速度6km/sの記述する。基本的に地震波トモグラフーに基づき、駿河湾北部については構造探査データを用いた。

すべり角については、セグメントAにおいては、すべりが最大剪断応力の方向に起こる (Wallace, 1951; Bott, 1959) と仮定して、Terakawa & Matsu'ura (2010)の応力テンソ ル場のデータを利用して求めた。セグメントB、Cにおいては、すべりはプレート相対運 動の方向に起こると仮定し、NUVEL1A モデル (DeMets et al., 1994)にもとづいて求め た。セグメントAについては、応力テンソル場を用いて求めたすべり角は7度と、大きな 横ずれ成分を示している。しかしながら、地表の変動地形・地質構造には大きな横ずれを 示す構造は認められていない。このためセグメントAについては、応力テンソルからの値、 プレート相対速度、変動地形学的な値、それぞれ3つの値を示した。

断層モデルの基礎的なパラメータについて表1に取りまとめた。断層のすべり角の計算 に際しては、東京大学地震研究所・特任助教橋間昭徳博士に協力いただいた。

	始点	座標	終点	座標	地震発生					
断層セグメント	緯度 JGD2000	経度 JGD2000	緯度 JGD2000	経度 JGD2000	層下限深 度	Vp 6 kmの上面深度	走向	傾斜	断層長	すべり角
	(度)	(度)	(度)	(度)	(km)	(km)	(度)	(度)	(km)	(度)
A	35.3542	138.5808	35.3776	138.4239	35.0	10 km @ 35.1°N, 3 km @ 35.2°N, 2 km @ 35.3°N	173	30	28.0	90°(地質)、7°(F- net), 45°(プレート 相対運動)
В	35.1076	138.6086	35.0376	138.4327	35.0	10.0	189	25	121.0	58
С	34.0376	138.4327	33.5104	137.3514	35.0	10.0	240	15	111.0	106
身延断層	35.3776	138.4245	35.2851	138.4385	1.1	2 km @35.2°N	171	45	10.0	30

表1 断層パラメータ表

b) 身延断層带

身延断層帯(地震調査委員会,2015)は南東部と北部に区分することができる。南東部 は北西・南東走向で左横ずれの変位を示す高角な断層である(水本・他,2016)。これに対し て北部は地質断層の身延断層(杉山・松田,2014)の断層トレースと一致する逆断層であ る。南部は高角な断層であり、身延断層帯の地下延長は約5km 以浅で、富士川河口断層 と接合することになる。こうした状況からは、身延断層の南東部を独立に地震を発生させ ることが困難であり、震源断層としては取り扱わないこととした。

北部については、断層露頭での傾斜角(杉山・松田,2014)の平均的な値として45度 西傾斜と判断した。この傾斜で深部延長は、富士川河口断層帯の深部延長とは交差しない ため、独立した震源断層として取り扱うこととした。この断層の南端は、逆断層が明瞭に なる区間の南端とした。北端は水本・他(2016)による活断層区間の北端とした。断層の 矩形モデルは表1に、平面図は図18に示した。



図 18 身延断層帯北部の矩形断層モデルの平面図 黄色実線:上端、地形陰影図は地理院地図による。

(c) 結論ならびに今後の課題

駿河湾を横断する海陸統合地殻構造探査を行い、令和元年度には波線追跡法による P 波 速度構造の解析を行った。また、屈折トモグラフィによる速度構造の再解析を行い、反射 法地震探査深度断面を再構築した。反射面のパターンと波線追跡法による速度構造境界か ら、相模トラフ中軸部の断層は、プレート境界面の境界断層の延長であることが判明した。 この断層についての北方延長について、浅層反射法地震探査や既存資料を検討し、海域の 主要なプレート境界断層が、陸上の入山瀬断層に連続することを明らかにした。

制御震源による構造探査結果と、自然地震観測によるデータの比較から、自然地震によるトモグラフィ解析結果・発震機構解などから求めたプレート境界面の妥当性を確認した。

自然地震学的に得られた三次元プレート上面形状(3.3)などを基に、震源断層パラメー タの形状モデルを構築した。また、サブテーマ2の成果を基に、身延断層帯北部の断層モ デルを作成した。

富士川河口断層帯のすべり角については、プレート運動・発震機構解から求めたものは 大きな横ずれ成分を示すが、地質・変動地形から推定されるすべり方向は、逆断層成分の みであり(サブテーマ2)、乖離が生じている。浮揚性沈み込み/衝突テクトニクスが進行 しているフィリピン海プレート北縁部では、剛体的なプレートではなく、プレート境界の みならずプレート内での断層によっても、変形が進行している。こうした歪みの分配様式 を理解することは、発生する地震を理解する上で基礎的な情報となる。長期的な歪みの分 配は、断層の形状とすべり速度を地質・地形学的に求めることによって明らかにできる。 今後、すでに破壊が進行しているフィリピン海プレート北部・伊豆衝突帯周辺地域の断層 について調査し、長期的な歪み分配を理解することは、将来発生する地震を予測する上で 重要である。

(d) 引用文献

Bott, M.H.P., The Mechanics of Oblique Slip Faulting, Geological Magazine, 96, 109-117, 1959.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein, Effect of recent revisions to the

geomagnetic reversal timescale on estimates of current plate motions, Geophys. Res. Left., 21, 2191-2194, 1994.

- 伊藤谷生・狩野謙一・池田安隆・津村紀子・藤原明・武田哲也・阿部信太郎・岩崎貴哉・ 佐藤比呂志・加藤潔・佐藤剛・小森次郎・渡辺俊樹・阿部進・山北聡・小田原啓・松浦 芳樹,富士川河口断層帯~糸魚川–静岡構造線地下構造探査(2012FIST)報告–その1: 深部構造–,R15-O-11,日本地質学会第120年学術大会予稿集,2013.
- 岩崎貴哉,海底地震探査に基づく地下速度構造研究のための波線追跡プログラム,地震2, 第41巻,263-266,1988.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会,富士川河口断層帯の調査結果と評価について, 32p., 1998.

地震調査研究推進本部地震調査委員会,富士川河口断層帯の評価(一部改訂),54p.,2010. 地震調査研究推進本部地震調査委員会,身延断層の長期評価,4p.,2015.

- 狩野謙一・伊藤谷生,伊豆半島南部の新第三系白浜層群に見られる浅海底火山活動と堆積・ 造構過程との相互作用.地質学雑誌,122,8,413-432,2016.
- 岸本清行,海陸を合わせた日本周辺のメッシュ地形データの作成: Japan250m.grd.地質調 査所研究資料集 353, 1-CD-ROM,地質調査所, 2000.
- 小山真人, 伊豆の大地の物語. 静岡新聞社, 303p., 2010.
- Matsubara, M., H. Sato, T. Ishiyama, A. Van Horne, Configuration of the Moho discontinuity beneath the Japanese islands derived from three-dimensional seismic tomography, *Tectonophysics*, **710-711**, 97-107, 2017.
- Matsubara, M., H.Sato,K.Uehira, M. Mochizuki, T.Kanazawa, N. Takahashi, K. Suzuki and S. Kamiya, Seismic velocity structure in and around the Japanese island arc derived from seismic tomography including NIED MOWLAS Hi-net and S-net data, Seismic Waves-Probing Earth System, Intech Open, 1-19, doi:10.5772/intechopen. 86936, 2019.
- Matsumura, S., Focal zone of a future Tokai earthquake inferred from the seismicity pattern around the plate interface, Tectonophysics, 273, 271-291, 1997.
- Miyazaki, S., P. Segall, J.J., McGuire, T. Kato, Y. Hatanaka, Spatial and temporal evolution of stress and slip rate during the 2000 Tokai slow earthquakem Jour. Geophys. Res., 111, B03409, doi:1029/2004JB003426, 2006.
- 水本匡起・後藤秀昭・中田 高・松田時彦・田力正好・松浦律子, 富士川谷の身延断層に沿った新期断層変位地形の発見とその意義, 活断層研究, 44, 9-21, 2016.
- Obara, K., Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, Science, 296, 1679-1681, 2002.
- 岡村行信・湯浅真人・倉本真一・石原丈実・上嶋正人・駒沢正夫, 駿河湾海底地質図1:200,000, 海洋地質図 52, 地質調査所, 1999.
- 大熊茂雄・中塚正・山谷祐介・尾崎正紀・水野清秀・佐藤智之,5万分の1 富士川河口断 層帯南部地質-空中磁気図.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,産業技術総合研究所地質調査総合センター,2016.
- 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及 び説明書,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.

- 佐藤智之・荒井晃作,20 万分の1 駿河湾北部沿岸域海底地質図説明書 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-5,1-25,2016.
- 杉山雄一・下川浩一・坂本亨・泰光男,静岡地域の地質 地域地質研究報告(5万分の1図 幅),地質調査所,82p.,1982.
- 杉山雄一・松田時彦,南部地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1地質図幅),産総研地 質調査総合センター,134 p., 2014.
- 杉山雄一・下川浩一,清水地域の地質,地域地質研究報告(5万分の1図幅),地質調査所, 103p.,
- Terakawa, T., M. Matsu'ura, The 3 D tectonic stress fields in and around Japan inverted from centroid moment tensor data of seismic events, Tectonics, 29, TC6008, doi:10.1029/2009TC002626, 2010.
- 鶴我佳代子・林敏史・近藤逸人・青山千春・中東和男,海域地下構造探査,「富士川河口断 層帯における重点的な調査観測」,平成29年度成果報告書,6-19,2018.
- 鶴我佳代子・林敏史・近藤逸人・青山千春・中東和男,海域地下構造探査,「富士川河口断 層帯における重点的な調査観測」,平成 30 年度成果報告書, 37-43, 2019.
- Wallace, R.E., Geometry of Shearing Stress and Relation to Faulting, The Journal of Geology, 59, 118-130, 1951.
- 横田俊之・川崎慎治・田中康久・野田克也,静岡県富士川河口域における反射法地震探査, 物理探査学会 第130回(平成26年度春季)学術講演会,2014.

(a) 業務の要約

南海トラフ北東端におけるプレート沈み込み構造の全体像を俯瞰するため、駿河トラ フ周辺海域において反射法および屈折法による人工地震探査およびデータ解析を実施し た。東京海洋大学では、2016年(平成 28 年)度~2018 年(平成 30 年)度の 3 ヵ年間 に、大学が保有する海域2次元地震探査システムと練習船「神鷹丸」を用い駿河湾海域 における2次元反射法および屈折法地震探査を実施し、その探査データの統合解析を実 施した。本業務では、平成29年度に、東京海洋大学が平成28年および平成29年度に 実施した地震探査データを用い、駿河湾における海底下の沈み込み構造の予測をおこな い、本業務における平成30年度の海陸統合地下構造探査測線を選定する際の資料とした。 平成30年度には海陸統合地下構造探査において、東京海洋大学練習船「神鷹丸」と保有 する地震探査システムを用いて海域でのエアガン発震および海域での反射法・屈折法地 震探査を実施した。令和元年度では平成30年度の海陸統合地下構造調査測線の海域測線 および南方位置する東西測線の海域反射法地震探査データについて平成 29 年度に実施 した統合解析と同様の手法を用いたデータ処理を行いプレート沈み込み方向とされる東 —西方向の地質構造の解明に繋がる反射法地震探査断面を得た。これらの結果、駿河湾 海域下の地震断面図には伊豆弧側のプレートがユーラシアプレートの下へ沈み込む上面 と見られる明瞭な連続的な反射面が深さ2~3km 程度まで確認された。この西傾斜の 反射面は陸域下における深部の反射面に接続するものと考えられる。

(b) 業務の実施方法

本業務の初年度(平成29年度)には、東京海洋大学が平成28年度および平成29年 度に駿河湾海域において実施した2次元反射法・屈折法地震探査(鶴我・他,2017およ び2018)の既存データの再解析および統合解析を実施した。そのデータ処理解析方法を 図2に示す。解析の詳細については、平成29年度「富士川河口断層帯における重点的な 調査観測」(文部科学省・東京大学)(以下、平成29年度重点調査観測報告書と呼ぶ)を 参照されたい。平成30年度は、平成29年度の解析結果を参考に、本業務の主目的であ る富士川河口断層の海域延長部および駿河トラフにおけるプレート沈み込み構造の解明 のための海陸統合地下構造探査測線の選定が行われ、平成30年度には、駿河湾北部海域 を東西に横断する主測線でエアガンによる発震を2夜間実施し、反射法地震探査も同時 に実施した。探査の詳細は平成30年度「富士川河口断層帯における重点的な調査観測」 (文部科学省・東京大学)(以下、平成30年度重点調査観測報告書と呼ぶ)を参照され たい。

令和元年度には、平成 30 年度に実施した駿河湾北部海域を横断する海陸統合地下構造 探査における東西の海域 2 次元反射法地震探査測線データについて統合処理解析を実施 した。解析方法は、平成 29 年度の統合解析と同様の手法を用いた。図1に、3ヵ年間の

85



図1 3ヵ年間の業務において海域地震探査およびデータ解析を実施した測線の配置図 海底地形図は、岸本(2000)の海底地形データを使用し、GMT (Wessel and Smith, 1998) によって作成した。

本業務において海域地震探査測線およびデータ解析を実施した測線の配置図を示す。海 底地形図は、岸本(2000)の海底地形データを使用しGMT(Wessel and Smith, 1998) によって作成した。

本業務に関連した駿河湾における海域地震探査測線の概要を表1にまとめた。エアガン 発震については、駿河湾の地下構造の特徴をより良く調査できるように最適化したため各 年度によりエア総容量が変わり、それに伴い発震間隔も50 m もしくは25 m となった。 反射法地震探査の際の受振アレイは、Hydroscience 社製デジタルストリーマーケーブル

(長さ 600 m、センサー間隔 6.25 m、96 チャンネル)と最後尾の測位用テールブイで構成した(鶴我・他, 2019; Tsuruga *et al.*, 2019)。全システムは東京海洋大学練習船「神鷹丸」(総トン数 986 トン、全長 65 m、幅 12.10 m)の後部甲板および室内観測室に設置した(鶴我・他, 2017, 2018 等)。表 2 に、解析対象データの取得仕様をまとめた。

統合データ処理解析では、海面からの多重反射波の軽減などの高度処理を組み入れ、重 合前時間マイグレーション処理を実施し、重合前時間マイグレーション時間断面図、速度 プロファイル、およびその深度変換断面図を最終結果とした。

測線名 測線長(km)		探查方法	発震数	受振		
H28-L01	26.0	反射法	520	1040 cu-in/間隔 50 m (重複区間 25 m)		
H28-L02	128-L02 2.0 屈折法		40	1040 cu-in/間隔 100 m/Geospace OBX		
H28-L03	17.5	反射法	351	1040 cu-in/間隔 50 m		
1100 1 04	20 F	反射法	054	1040 cu-in/間隔 50 m		
H20-L04	32.5	屈折法	1001	勝島型OBS/間隔 5~10 km		
	00.0	反射法	004	1050 cu-in/間隔 50 m (重複区間 25 m)		
H29-L01	26.2	屈折法	894	勝島型OBS/間隔約10 km		
L20102	12.2	反射法	190	1050 cu-in/間隔 50 m (重複区間 25		
H29-L02	12.2	及初及	490	m)		
H29-L04	8.5	反射法	171	1050 cu-in/間隔 50 m		
H30-R00-1,	19 45-19 75	屈折法	1479	1950 cu-in/間隔 25 m(往復2回)		
-2, -3, -4	10.10 10.10		1110			
H30-L00	19.55	反射法	392	1950 cu-in/間隔 50 m(1回)		
H30-L01-1	4.97	反射法	200	1050 cu-in/間隔 25 m(各1回)		
H30-L01-2	16.10	区 水 小 広	323	一部重複あり		
H30-L02	16.10	反射法	323	1950 cu-in/間隔 50 m(1回)		

表1 3ヵ年間の本業務に関連した駿河湾における海域地震探査測線の概要

表2 解析対象データの取得仕様

		取得仕様		
	記録時間	8 sec		
記録糸	サンプルレート	1 msec		
	みぼなんし	BOLT Air Gun		
	<i>長</i> 源 ダイ フ	(1500LL Tri-Gun)		
水雨不	ガン容量	測線による		
兌莀糸	発震圧力	2000 psi		
	発震深度 (標準)	6 m		
	発震点間隔 (標準)	50 m		
	ストリーマケーブル	Hydroscience 社製		
	チャンネル数	96 ch		
	チャンネル間隔	6.25 m		
	ケーブル長	600 m		
	ニアオフセット(標準)	70 m		
	ケーブル深度(標準)	6 m		

共通反射点 (CMP) 重合処理および重合前時間マイグレーション (PSTM) 処理によっ て地震断面図を求める処理・解析フローを図2に示す。本処理・解析では処理全般に株式 会社地球科学総合研究所が開発したソフトウェア SuperX を用い、PSTM 処理には Techco 社製 SUMMIG を用いた。本データ処理にあたっては地質構造の解明に繋がる反射法地震 探査断面を得るため、測線交点での速度構造の連続性に留意し多重反射抑制処理による明 瞭な地震断面図の取得を目指した。重合処理では重合前記録の品質向上を目的としてノイ ズ抑制処理(図2中処理フロー(7) Pre-Stack Noise Attenuation)を適用し、さらに多重 反射波の抑制処理(処理フロー(8)SRME)として JGIの開発した海水面を介在する長周期 多重反射波を抑制す Multiple Attenuation 法を用いて海水内で発生する繰り返し反射波 (多重反射波)を抑制する処理を適用した。速度解析(処理フロー(13)Velocity Analysis) では、連続性を考慮し、定速度走査法(Constant Velocity Scan)を用いて 500 m 毎に速 度解析を行った。さらに図2に示す処理フロー(1)から(18)の処理に続いて重合前時間マイ グレーション(Pre-Stack Time Migration=PSTM)処理を行った。この PSTM 処理は、 共通オフセット領域におけるキルヒホッフ積分法マイグレーションによって重合前データ の見かけの反射点位置を真の位置に移動するとともに、回折波を回折点に復元する解析手 法である(処理フロー(20)Pre-Stack Time Migration)。これにより、最終結果として重合 前時間マイグレーション時間断面図を取得した。さらに PSTM に適した速度プロファイル を用い、深度変換断面図も取得した。処理・解析は株式会社地球科学総合研究所による。 これらの処理フローは、平成 29 年度に実施した東京海洋大学保有の駿河湾の海域2次元 反射法地震探査データの統合解析と同様の解析フローを用いている。データ処理の基本仕 様である CMP 間隔は 3.125 m、サンプリング間隔は 1 msec、および記録長は 8 秒であっ た。



図2 海域マルチチャンネル反射法データの処理・解析フロー

(c) 業務の成果

本業務3ヵ年間の探査およびデータ解析によって得られた駿河湾中〜北部海域下の地 下構造の断面図をまとめた。個々の処理および詳細については、平成29年度〜令和元年 度の重点調査観測報告書、および、鶴我・他(2017, 2018,および2019)や Tsuruga *et al.* (2018, 2019)を参考にされたい。

図3および図4は、駿河湾を南北方向および東西方向に配置された測線の重合前時間マ イグレーション処理の時間断面図である。図4に示した駿河湾を東西に横断する測線群に ついては、トラフ中央部に位置する南北測線 H29-L01 との交点を参照している。



図3 駿河湾海域で南北方向の測線の重合前時間マイグレーション時間断面図 (上)測線 H28-L01、(中段) H29-L01、および(下段) H28-L04。測線配置図は図1 と同様。



図4 駿河湾海域で南北方向の測線の重合前時間マイグレーション時間断面図 (左下)測線 H29-L01、(上段から) H29-L02、H30-L00、H30-L02、H28-L03 および H29-L04。測線配置図は図1と同様。

これらの結果について解釈に資する範囲は、使用したケーブル長、海域の水深や海底地 形の複雑さなど様々な要因により決まるため、最終的に往復走時で2秒程度、深さ2~3 km 程度までが有効解析精度を有する範囲と考えられる。特に本探査におけるケーブル長 の仕様から、急峻な海底地形下の解析精度が十分ではなく、今後取得される他のデータか らの知見を活用し十分な議論を行う必要があることは留意されたい。

駿河湾の海底地下構造は、その東西で大きく異なる。東側は伊豆弧を擁すフィリピン海 プレート、西側はユーラシアプレートである。海底谷の東側では、表層は伊豆半島側から 連続する堆積層が覆うが、トラフ中央の海底谷付近ではそれらは北方上流から流入した陸 性の堆積物におおわれている。最上部層は、非常に速度の遅い(Vp<1.6 km/s)未固結な 堆積物で覆われ、測線中央部では厚さ1200 m 程度になった。またその下部にあるプレー ト上面付近の P 波の RMS 速度は 2.2 km/sec 程度となり、伊豆弧上面の堆積岩層に相当す る可能性を示している。

駿河湾北部を東西に横断する測線群では、伊豆弧側のプレートがユーラシアプレートの

下へみ込む上面と見られる明瞭な連続的な反射面が深さ2~3km 程度まで確認された。 中央を走る駿河トラフを境に東西で反射構造が明瞭に異なる。測線の東側には海底付近か ら西方に 10 度前後の傾斜をもつ明瞭な反射面が連続し、沈み込む伊豆弧の上面と考えら れる。一方西側は、陸上から続く段丘面と急峻な段丘崖が見られ、特に測線 H30-L02 で は海底谷にスラスト状の食い違いが見られ、近年でも本地域での沈み込みに伴う変動が起 こっていることを示唆している。

(d) 結論ならびに今後の課題

南海トラフ北東端におけるプレート沈み込み構造の全体像を俯瞰するため、駿河トラフ 周辺海域において反射法および屈折法による人工地震探査およびデータ解析を実施した。 東京海洋大学では、2016年(平成 28年)度~2018年(平成 30年)度の3ヵ年間に、大 学が保有する海域2次元地震探査システムと練習船「神鷹丸」を用い駿河湾海域における 2次元反射法および屈折法地震探査を実施し、その探査データの統合解析を実施した。本 業務では、平成 29 年度に、東京海洋大学が平成 28 年および平成 29 年度に実施した地震 探査データを用い、駿河湾における海底下の沈み込み構造の予測をおこない、本業務にお ける平成 30 年度の海陸統合地下構造探査測線を選定する際の資料とした。平成 30 年度に は海陸統合地下構造探査において、東京海洋大学練習船「神鷹丸」と保有する地震探査シ ステムを用いて海域でのエアガン発震および海域での反射法・屈折法地震探査を実施した。 令和元年度では平成 30 年度の海陸統合地下構造調査測線の海域測線および南方位置する 東西測線の海域反射法地震探査データについて平成 29 年度に実施した統合解析と同様の 手法を用いたデータ処理を行いプレート沈み込み方向とされる東-西方向の地質構造の解 明に繋がる反射法地震探査断面を得た。これらの結果、駿河湾海域下の地震断面図には伊 豆弧側のプレートがユーラシアプレートの下へ沈み込む上面と見られる明瞭な連続的な反 射面が深さ2~3km 程度まで確認された。一方、海陸を横断する統合測線の屈折法解析 やトモグラフィ解析の結果からは、陸域下5km 以深にプレート上面とされる反射面が存 在する。海域で見られる反射面が、より深部の反射面に接続するものと考えられる。しか 海域の結果と陸域の結果の間には深度3~5km の範囲において反射面の連続性が不明瞭 な領域がある。これは海域探査の震源パワーやストリーマー長などの探査仕様に依存した 解析仕様あるいは解像度によるもので、海底下からの反射面の連続性を厳密に追跡できる ものではないことが分かる。このことは、本事業において、富士川河口断層帯の海域延長 部とされる駿河トラフの沈み込み構造を俯瞰できる明確な判断材料とするのにはやや難し いため、今後の課題となった。

(e) 引用文献

岸本清行,海陸を合わせた日本周辺のメッシュ中継データの作成, Japan250m.grd,地質 調査所研究資料集(GSJ Open-file Report #353), 2000.

文部科学省・東京大学,平成 30 年度「富士川河口断層帯における重点的な調査観測」成果報告書, 2018.

- 文部科学省・東京大学,平成 30 年度「富士川河口断層帯における重点的な調査観測」成果報告書, 2019.
- Tsuruga, K., Y. Sekino, J. Kanda, T. Hayashi, R. Hagita, T. Aikawa, T. Hosaka, H. Sugawara, H. Baba, K. Suyehiro, C. Aoyama, T. Tsuru, K. Nakahigashi, S. Ohnishi, T. Inamori, N. Inoue, M. Onshini, T. Kuroda, T. Iiduka, N. Murata, D. Sugawara, Y. Ueda, and K. Fujita, The 1st sea trial of 2-D Seismic reflection and refraction surveys in Suruga Bay, Central Japan, by TUMSAT (1st report), JpGU-AGU Joint Meeting, Abstract, E_SCG71_P14, Chiba, Japan, 2017.
- 鶴我佳代子・関野善広・神田穣太・近藤逸人・林敏史・曾川鉄太郎・馬塲久紀・菅原博,東 京海洋大学による駿河湾における第2回海域2次元反射法・屈折法地震探査(序報), 日本地球惑星科学連合 2018 大会予稿, SSS11-07, 2018.
- Tsuruga, K., Y. Sekino, T. Hayashi, H. Baba, R. Hagita, T. Aikawa, J. Kanda, and Seismic survey team of Tokyo Univ. Marine Sci. Tech., Shallow subduction zone structure of Suruga Trough, central Japan, by means of 2-D seismic reflection and refraction surveys by Tokyo University of Marine Science and Technology, AGU 2018 Fall Meeting, Abstract T41G-0372, Washington, US, 2018.
- 鶴我佳代子・佐藤比呂志・馬塲久紀・関野善広・林敏史・近藤逸人・青山千春・會川鉄太郎・石山達也・篠原雅尚・川崎慎次・田中康久,東京海洋大学「神鷹丸」による駿河 湾北部における反射法・屈折法地震探査(序報),日本地球惑星科学連合 2019 大会予 稿, SSS12-08, 2019.
- Tsuruga, K., H. Sato, H. Baba, T. Hayashi, Y. Sekino, H. Kondo, C. Aoyama, T. Aikawa, T. Ishiyama, M. Shinohara, S. Kawasaki, and Y. Tanaka, Seismic reflection images of shallow subduction zone in the Suruga Trough, central Japan, AGU 2019 Fall Meeting, Abstract T51H-0409, San Francisco, US, 2019.
- Wessel P. and W. H. F. Smith, New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS Trans. Amer. Geophys. U., vol.79 (47), pp. 579, 1998.

(2-3) 駿河湾の海底地震観測

(a) 業務の要約

駿河湾富士川河口断層帯で、断層に沿って体に感じられない微小・極微小を含めた地震 活動が発生しているかを調査する目的のために、本業務では駿河湾北部の富士川河口沿岸 域に 2017 年 12 月~2018 年 3 月(第1期:平成 29 年度)と 2018 年 4 月~2018 年 8 月 (第2期:平成 30 年度)の2期間においてそれぞれ4台の海底地震計(以下 OBS と記す) を設置した。これは、富士川河口断層帯に沿って地震が観測された場合、断層の形状やプ レート境界との連続性について議論できることが期待できる。そのため、ノイズの少ない 海底で地震観測をすることは有効であると考えられる。

平成 29 年度(第1期の期間)では、東海大学と気象庁気象研究所が共同で展開している 定常 OBS 観測点が駿河湾中央部に4台(馬塲・他,2015)設置されていたため、8台の OBS を用いて震源を決めた。図1は、GMT(Wessel and Smith, 1998)によって作られ た海底地形図(海底地形データは、岸本(2000))に OBS 観測点を加えたものである。 業務の開始年度でもあり、OBS は2台ずつ分けて設置を行った。





図1 第1期OBS 配置図

(a) 2017年12月20日~2018年1月16日、(b) 2018年1月16日~2018年3月27
日、●:FUJ(本事業で設置した観測点)、●:SRG(東海大学・気象庁観測点)、●:SNY(東海大学構造探査用観測点)。海底地形データは岸本(2000)を使用。

平成 30 年度(第2期の期間)(図2)では、東海大学と気象庁気象研究所の定常 OBS 観 測点4点に加え、地震予知総合研究振興会の OBS も2台設置されていて、10台の OBS を 用いて震源を決めた。



図 2 第 2 期(2018 年 4 月 ~ 2018 年 8 月) OBS 配置図

●:FUJ(本事業で設置した観測点)、●:SRG(東海大学・気象庁観測点)、●:ADEP(地震 予知総合研究振興会観測点)。海底地形データは岸本(2000)を使用。 (b) 業務の実施方法

本業務で準備された4台の OBS は、東海大学海洋学部所有の小型船舶作業船「南十字 (20トン)」または「北斗(18トン)」にて、設置・回収を行った。

4 台の OBS には原子時計が内蔵されており、約3ヶ月間の観測で 0.01~0.02 秒の誤差 が生じる程度である。記録のサンプリングレートは 100 Hz、地震計は上下動1 成分・水平 動2 成分の3 成分地震計がジンバル機構によって OBS 内に組み込まれている。

震源決定ための検測作業は、ト部・東田(1992)による WIN システムを利用した。また、震源決定計算には、Hirata and Matsu'ura(1987)の Hypomh を使用した。なお、海底下の堆積層による影響を取るための堆積層補正には、PS 変換波を読んで補正を行った

(Iwasaki et al., 1991)。PS 変換波とは、堆積層とその下に存在する基盤岩層の速度変化 が大きいため、この2層の境界面で生じる顕著な変換波のことである。この境界面で P 波 が入射すると S 波が生成されることがあり、この変換波のことを PS 変換波と呼ぶ。この PS 変換波を用いて堆積層補正を行うことで震源決定の精度を高める事が出来る。

(c) 業務の成果

1) 震源分布について

第1期では、47個の震源を決めた。図3に震源分布図を示す。これらの地震は陸上の定 常観測網では決められていない小さい規模の地震(M1~2)が多く含まれている。震源は、 主に2009年(気象庁,2009・2010)と2011年(気象庁,2012)に発生した地震(M6ク ラス)の余震と考えられる。



図 3 OBS 観測点によって決められた震源分布図 期間:第1期(2017年12月~2018年3月)、●:震源位置。

第2期では、216 個の震源を決めた。図4に震源分布図を示す。これらの地震は陸上の 定常観測網では決められていない小さい規模の地震(M1~2)も多く含まれている。2018 年8月10日に焼津沖で M4.5 の地震も発生した。



図4 OBS 観測点によって決められた震源分布図 期間:第2期(2018年4月~2018年8月)、●:震源位置。

図3と図4で示された OBS 震源は、気象庁による速度構造モデル JMA2001 を用いて震 源決定を行った。

震源分布の特徴について、

・OBS で決定した震源数は第1期では46個、第2期では216個であった。

・第2期で決定した震源のほとんどは焼津沖に集中し、2018 年8月 10 日に発生した M4.4 の地震とその余震であった。

・駿河湾北部・富士川河口周辺では、震源がほとんど決まらなかった。

・震源分布東西断面を見ると駿河湾下では、西下がりに震源が並ぶ様子が見られた。 という特徴がある。 2) OBS と陸上観測点 (JMA) の検測値を統合した場合の比較

本業務で得た OBS 検測値に気象庁陸上観測点の検測値を加えて震源の再決定を試みた。 震源決定の精度は、観測点群がその震源を適当な距離の範囲で取り囲み、観測点数がより 多いほど向上する。OBS は、海域で発生する震源に有効であるが、陸域の地下で発生する 地震の震源決定精度は落ちる。そのため、精度の向上を図る目的で統合し比較を行った。 OBS 観測点に駿河湾を取り囲む気象庁の陸上観測点、FJNAKA・IZUSIM・KAWANE・ KUROMA・NAKAKA・OMAEZA・SAGARA・V.FJTR・V.FUJ2・V.FUJK の 10 点(図 3 中の●観測点)を加え震源の比較をしたところ、図5(b)に示すような震源分布となっ た。



図 5 (a) OBS 検測値に気象庁検測値を加えて震源を再決定した震源の分布図
 (b) OBS 震源●と再決定した震源●の比較
 ☆: OBS 観測点(東海大学・気象庁観測点)、●:気象庁の陸上観測点
 観測期間: 2018 年 6 月 1 日~2018 年 8 月 21 日

図5の震源は、OBS 震源と気象庁震源において共通して観測された震源のみに限定され るため震源数は必然的に減ってしまう。しかし、震源を取り囲む観測点が増えることから 震源決定の精度は向上すると考えられる(図5(b))。再決定後の震源分布には以下のよう な特徴がある。

・東西方向の深さ断面から、地震面が伊豆から西方向へ向かうにつれて深くなる傾向が 更に明瞭となった。

・焼津沖で発生した地震群は、さらに焼津海岸線付近(陸域)に寄る結果となった。

・焼津沖で発生した地震群は、駿河湾下で発生する一連の地震群の深さ分布に沿った場 所で発生していることがより明瞭となった。

3) 構造探査結果に基づいた震源の再決定

震源決定を行うには、地下構造の速度と層の厚みが重要となる。気象庁では、日本列島 各地で実施された地下速度構造探査の結果の平均から求められた速度構造モデル (JMA2001)(上野・他,2002)を用いて震源決定を行っている(図6(a))。気象庁一元 化震源と比較をする場合、速度構造モデル(JMA2001)を用いて震源決定を行うことが望 ましい。しかし、地震の発生する場所の速度構造モデルがあれば、それを用いて震源計算 を行うことが理想であることは言うまでもない。そこで、さらに震源決定精度の向上を図 る目的で、駿河湾で実施された構造探査の速度構造(Baba et al., 2017)で得られた速度 構造モデルを用いて震源の再決定を行った。



図 6 (a) 気象庁の速度構造モデル(JMA2001)
 (b) 駿河湾で行われた構造探査による速度構造モデル

図6(b)は、2016年11月に駿河湾の東部石花海周辺海域で東京海洋大学の練習船神鷹 丸によって、行われた構造探査(屈折法地震探査)の結果(Baba et al., 2017)から導い た速度構造モデルである。JMA2001の速度構造モデルと比較すると、深さ25km付近ま での間の速度構造モデルと境界までの深さが大きく異なる様子が見られる。 図7は、OBS 検測値に気象庁検測値を加え、図6(b)の構造探査による地下速度分布 を用いて震源を再決定した震源分布図である。気象庁速度構造モデル(JMA2001)によっ て決めた震源分布と比較すると震源がより駿河湾石花海方向に密集する結果となった。



図7 構造探査による速度構造モデルを用いて震源を再決定した震源分布図

図7の様子から震源はより集中し、伊豆側から静岡側にかけての東西方向の震源深さ分 布が次第に深くなる様子が鮮明になった。このことから、駿河湾では、伊豆側のフィリピ ン海プレート遠縁に発達する海洋島弧である伊豆-小笠原弧が、静岡側に沈み込んでいる ことと整合的な結果となった。しかし、駿河湾富士川河口の沿岸域(駿河湾奥)では、震 源が決まらなかったことから、その傾向は見えなかった。 (d) 結論ならびに今後の課題

駿河湾富士川河口断層帯で、断層に沿って体に感じられない微小・極微小を含めた地震 活動が発生しているかを調査する目的のために、駿河湾で OBS による地震観測を実施し た。地震は断層に沿って発生するため、震源決定が数多くなされれば断層の形状や連続性 を把握することができる。その結果、陸域の定常観測網では観測することができない(検 知することができない)地震も含め、全 216 個の震源を決めることができた。しかしこれ らの震源は、ほとんどが焼津沖に集中したことから、2009 年と 2011 年に発生した駿河湾 の M6 クラスの 2 つの地震の余震にあたると考えられる。

本研究では、残念ながら駿河湾北部の富士川河口周辺域で決まった震源はほとんどない。 OBSや陸上地震観測点の地震検知能力についての議論の余地もあろうが、富士川河口断層 帯では観測期間に限って地震が発生しなかった可能性がある。

一方で、震源分布の東西方向の深さ分布を見ると、伊豆側のフィリピン海プレート遠縁 に発達する海洋島弧である伊豆一小笠原弧が、駿河トラフ付近を境として静岡側に沈み込 む形状に沿ったような分布が見られた。

(e) 引用文献

- 馬塲久紀・平田賢治・山崎明・対馬弘晃・勝間田明男・前田憲二・上野寛・青木重樹・小 林昭夫・木村一洋・弘瀬冬樹・長尾年恭,自己浮上式海底地震計(OBS)を用いた駿河 湾石花海周辺海域における連続地震観測,東海大学海洋研究所報告,36,23-29,2015.
- Baba H., S. Ichinose, K. Hirata, A. Yamazaki, H. Tsushima, K. Nakata, T. Nishimiya,
 K. Imamura and T. Nagao, Continuous Earthquake Observation using pop-up Ocean
 Bottom Seismographs (OBSs) In Suruga Bay at the Pacific Coast of Shizuoka, Japan,
 2017 American Geophysical Union, Fall Meeting T41C-0645, 2017.
- Hirata N. and M. Matsu'ura, Maximum-likelihood estimation of hypocenter with origin time eliminated using nonlinear inversion technique, Phys. Earth Planet. Inter., 47, 50-61, 1987.
- Iwasaki T., N. Hirata, T. Kanazawa, T. Urabe, Y. Motomiya and H. Hirayama, Earthquake distribution in the subduction zone off eastern Hokkaido, Japan, deduced from ocean-bottom seismographic and land observations, Geophysical Journal Inter., 105, 693-711, 1991.
- 気象庁, 2009 年 8 月 11 日駿河湾の地震(M 6.5) について, 第 183 回地震予知連絡会活動 報告, 2009.
- 気象庁,2009年8月11日駿河湾の地震(M6.5)について,地震予知連絡会会報,83,6-3,211-230,2010.
- 気象庁,2011年8月1日の駿河湾の地震(M6.2)について,地震予知連絡会会報,87,6-2, 264-269,2012.
- 岸本清行,海陸を合わせた日本周辺のメッシュ中継データの作成, Japan250m.grd,地質 調査所研究資料集(GSJ Open-file Report #353), 2000.
- 上野寛・富山信一・明田川保・丹崎淳・浜田信生,気象庁の震源決定の改善―浅部速度構 造と重ね関数の改良―,験震時報,65,123-134,2002.
- ト部卓・東田進也, WIN-微小地震観測網波形検束支援のためのワークステーション・プロ

グラム(強化版), 地震学会講演予稿集秋季大会, 331, 1992.

Wessel P. and W. H. F. Smith, New, improved version of Generic Mapping Tools released, EOS Trans. Amer. Geophys. U., vol.79 (47), pp. 579, 1998.

(2-4) 駿河湾北部での OBS-エアガンによる屈折法地震探査

馬塲久紀 (東海大学)

(a) 業務の要約

駿河湾富士川河口断層帯における震源断層システムを解明するために、2018年10月2 日に駿河湾北部を東西に横断する約19kmの測線(H30-R00主測線)で、東京海洋大学 練習船「神鷹丸(986トン)」による反射法・屈折法地震探査が実施された。本業務では、 OBS-エアガン構造探査(屈折法地震探査)において、海底地震計(以下 OBS と記載する) (図1参照)を18台設置した。18台のOBSは、東京大学地震研究所の6台、気象庁気象 研究所の6台、そして地震予知総合研究振興会の6台をそれぞれ使用した。なお、これら の OBS は東海大学で整備・組立てられ、設置・回収においては、東海大学海洋学部所有の 小型船舶作業船「南十字(20トン)」と「北斗(18トン)」で行われた。得られた OBS の データから解析を行い、速度構造モデルの構築をした。なお、本事業の各年度の業務は以 下の通りである。

・2017 年度(平成 29 年度)は、本業務で使用する OBS の調達や整備のための準備を実施した。

 ・2018 年度(平成 30 年度)は、OBS-エアガンによる屈折法地震探査を実施し、OBS の 設置回収を行った。

・2019年度(令和元年度)は、得られたデータの整理・解析を実施した。



図1 本事業で整備され、組み立てられた OBS の様子。

(b) 業務の実施方法

18 台の OBS は、株式会社勝島製作所製の自己浮上式タイプのもの(図1参照)である が、内部記録器等は各所有機関においてそれぞれ仕様が異なるものであった。これらの仕 様についての詳細を表1に示す。図2は、GMT(Wessel and Smith, 1998)によって作 られた海底地形図(海底地形データは、岸本(2000))に OBS 観測点配置と H30-R00 主測線を加えたものである。OBS の準備と整備は 2017 年度(平成 29 年度)から順次行 われ、2018 年度(平成 30 年度)8月下旬から「南十字(20 トン)」と「北斗(18 トン)」 にて投入・設置を開始、9月13日までに設置を完了した。また、本事業の一環として浅海 域用のセンサー(OBX)5台の設置・回収も行った。

観測点	名 OBS所属	ーダーロイ	センサー	サンプル周波数	内部時計	状態	投入日時	着底位置 緯度	着底位	c置 経度	水深(m)
1 FUJ04/	A ERI	LS9100	3成分地震計	200Hz	水晶時計	四収	2018/8/22 9:31	35° 02.672' N	138°	33.425' E	474
2 FUJ04E	3 MRI	DAT	3成分地震計+Hyd付	100Hz	火晶時計	回収	2018/9/10 11:21	35°02.545'N	138°	34.070' E	695
3 FUJ04(ERI(ADEP)	LS9100	3成分地震計	200Hz	原子時計	回収	2018/9/10 15:59	35°02.380'N	138°	34.645' E	784
4 FUJ04[) ERI	LS9100	3成分地震計	200Hz	火晶時計	回収	2018/8/22 10:28	35°02.296'N	138°	35.111' E	879
5 FUJ04E	MRI	DAT	3成分地震計+Hyd付	100Hz	火晶時計	回収	2018/9/10 12:21	35°02.083'N	138°	36.004' E	1154
6 FUJ04F	ERI(ADEP)	LS9100	3成分地震計	200Hz	原子時計	回収	2018/9/10 15:27	35°01.894'N	138°	36.386' E	1184
7 FUJ04(ERI	LS9100	3成分地震計	200Hz	火晶時計	漂流回収	2018/8/21 15:28	35°01.822'N	138°	37.039' E	1238
8 FUJ04F	H MRI	DAT	3成分地震計+Hyd付	100Hz	大晶時計	漂流回収	2018/9/10 13:20	35°01.696'N	138°	37.718' E	1294
9 FUJ04I	ERI(ADEP)	LS9100	3成分地震計	200Hz	原子時計	漂流回収	2018/9/10 14:16	35°01.571'N	138°	38.348' E	1314
10 FUJ04.	ERI	LS9100	3成分地震計	200Hz	火晶時計	観測中	2018/8/22 11:34	35°01.380'N	138°	38.952' E	1316
11 FUJ04F	< MRI	DAT	3成分地震計+Hyd付	100Hz	水晶時計	所在不明	2018/9/3 14:58	35°01.275'N	138°	39.515' E	1329
12 FUJ04I	ERI(ADEP)	LS9100	3成分地震計	200Hz	原子時計	観測中	2018/9/13 12:33	35°01.130'N	138°	40.154' E	1330
13 FUJ04	A ERI	LS9100	3成分地震計	200Hz	火晶時計	回収	2018/8/22 12:33	35° 00.966' N	138°	40.791' E	1249
14 FUJ04	I MRI	DAT	3成分地震計+Hyd付	100Hz	火晶時計	回収	2018/9/3 14:01	35°00.849'N	138°	41.376' E	1079
15 FUJ04() ERI(ADEP)	LS9100	3成分地震計	200Hz	原子時計	回収	2018/9/13 10:02	35°00.691'N	138°	41.873' E	944
16 FUJ04F	P ERI	LS9100	3成分地震計	200Hz	火晶時計	回収	2018/8/22 13:23	35°00.532'N	138°	42.634' E	737
17 FUJ04(ARI C	DAT	3成分地震計+Hyd付	100Hz	火晶時計	回収	2018/9/3 13:17	35° 00.379' N	138°	43.208' E	584
18 FUJ04F	RI(ADEP)	LS9100	3成分地震計	200Hz	原子時計	回収	2018/9/13 9:03	35° 00.259' N	138°	43.744' E	504

表1 OBS 観測点座標および仕様等の詳細

OBS 所属(ERI:東京大学地震研究所、MRI:気象研究所、ERI(ADEP):地震予知総合研究 振興会)。

レコーダー(LS9100:白山工業株式会社製、DAT:クローバテック株式会社製)

■:未回収 OBS ないしは漂流ののち海岸漂着 OBS (観測データ無し)







図3 OBS 観測点位置を加えた測線下反射断面図

(反射断面は、Tsuruga et al.(2018) による本事業の成果)▼:本事業で設置した OBS

(c) 業務の成果

本業務では、台風 24 号が 2018 年 10 月 1 日未明に駿河湾付近を通過したことから、探 査日程の変更が生じた。また、駿河湾の海況が大荒れとなったことから、18 台の OBS の うち7 台に影響が出た。

1) 平成 30 年台風第 24 号の影響について

本事業で展開・設置した OBS について、平成 30 年台風第 24 号の影響(図4)により表 2 に示す OBS 6 台がデータを得ることができなかった。台風で被った影響について、その 詳細は以下の通りである。

a) OBS の回収はできたが、データが得られない(探査前に浮上した。)。

→台風通過時(探査前)に OBS のアンカー切り離し部が物理的な作用によって引きちぎ られることによって浮上し、漂流の上、海岸に漂着した。(図5・図6参照)

b) OBS の回収ができない (データの回収ができない。)。

→応答はあるが海底から OBS が浮上しない、または OBS が行方不明のため回収ができない。

- c) OBS が海底で移動したため、データの信頼性が低い、ノイズが大きい。
- →OBS 設置時の測量位置と回収時の測量位置が異なり、OBS が移動した可能性がある。 (図7参照)
- 異常となった OBS の詳細を表2に、またその位置をまとめたものを図8に示す。



図4 平成 30年台風第 24号の進路と状況(気象庁, 2018)

表 2 平成 30 年台風第 24 号によってデータが回収できない等の異常が発生した OBS の 詳細

7
7
7



図5 海岸に漂着した FUJ04I (2018 年 10 月 2 日)



図 6 岩場に漂着した FUJ04G (2018 年 10 月 3 日)。



図7 投入位置より南東方向に移動が確認され、回収された FUJ04Fの状況。泥が大量 に付着している状況から海底で押し流されたことが推測される。



OBSの回収状況

図 8 異常が発生した OBS の配置状況図▼:本事業で設置した OBS

図8に示すとおり、駿河湾の駿河トラフ底に設置された観測点 FUJ04G・FUJ04H・ FUJ04I・FUJ04J・FUJ04K・FUJ04LのOBSでデータが得られなかった。また、観測点 FUJ04Fでは、データは得られたものの、測線上から南東方向に移動・押し流されたことか ら、解析に用いるには難があると判断された。以上、本事業では駿河湾西側斜面の観測点 FUJ04A・FUJ04B・FUJ04C・FUJ04D・FUJ04E、駿河湾東側斜面の観測点 FUJ04M・ FUJ04N・FUJ04O・FUJ04P・FUJ04Q・FUJ04Rの11点でデータ整理を行った。

2) 走時曲線について

OBS18 観測点のうち、11 観測点で得られた記録より初動を読み、走時曲線を作成した。 各走時曲線から OBS 直下の1 次速度構造モデルを求めた。東京海洋大学練習船「神鷹丸 (986 トン)」による屈折法地震探査は、2018 年 10 月 2 日 23 時~10 月 3 日 05 時、なら びに 2018 年 10 月 3 日 21 時~10 月 4 日 03 時のそれぞれの間にエアガンの発震が同じ測 線で2 往復にわたって実施された。走時曲線は、2018 年 10 月 2 日 23 時~10 月 3 日 05 時に実施されたエアガン発震の1 往復分の記録についてまとめたものである。

各 OBS の初動をまとめた走時曲線を図 9 に示す。全体的な傾向として

- a)見かけ速度の傾きが揃っている。
- b) 走時延長線上の終端走時が揃う傾向にある。

等のことから、良好な記録であることが言える。

この走時曲線(図9)から推定できる速度構造モデルの特徴を以下に示す。

- i) 東側の観測点 FUJ04M・N・O・P・Q・R では折れ曲りの様子から5層構造、西側の観測 点 FUJ04A・B・C・D・E では3層構造が確認できる。
- ii) 観測点 FUJ04M・N・O・P・Q・R の初動は、測線距離約6km 付近で確認できなくなる。これは、この位置が測線西側斜面の立ち上がる場所にあたることから、地形によるものである。
- iii) 西側の観測点 FUJ04A・B・C・D・E の見かけ速度は、東側の観測点 FUJ04M・N・O・
 P・Q・R の見かけ速度よりも早いことから、測線の速度構造モデルは東側から西側に

向かって下り傾斜していることが推定される。

iv) 観測点 FUJ04C・D・E の最も深い層の見かけ速度が急激に早くなる。この原因は、この層(速度の速い層)が伊豆側で浅くなることが考えられる。つまり、伊豆側から 静岡側に向かって構造が傾斜していることが示唆される。



FUJ04 R001-2

図 9 観測点 FUJ04A・B・C・D・E・M・N・O・P・Q・R の走時曲線 時間軸は、Reduce Travel Time (6.0 km/sec)で示されている。

図 10 は、各観測点直下の1次速度構造モデルをまとめたものである。第1層(表層)の 厚さについては、図3の反射断面(Tsuruga et al., 2018)に当てはめるとおおよそ合致す る。海底面の傾斜が大きいため、各層の見かけ速度から求める真の速度は、まだ決定的で はないが、平均から算出すると

第1層	(表層)	1.9 kr	n/sec
第2層		2.6 kr	n/sec
第3層		4.1 kr	n/sec
第4層		西側	5.7 km/sec
第5層		西側	6.8 km/sec<
となった。			



3) 地下速度構造モデルについて

得られた観測走時から地下速度構造を推定し、波線追跡法(岩崎、1988)によって試行 錯誤的に観測走時と理論走時との差が小さくなるよう最適な地下速度構造モデルの構築を 行った。

図 11 に求められた地下速度構造モデルを示す。各 OBS 直下の一次速度構造モデルから 各層の傾斜等に合わせて海底下から順に境界面の凹凸に合うように理論走時を合わせる作 業を繰り返した。境界面の傾斜は、反射法地震探査の結果を参考にした(図3)。求められ た速度構造モデルは、測線全体で各層の水平方向で速度変化はないものと仮定してモデル を作成したところ、以下のような特徴が見いだされた。

・駿河湾北部を東西に縦断する約 19 km の測線(H30-R00 主測線) に設置した OBS 解 析からは、深さ約 7 km の 4 層のモデルが決められた。

・表層の堆積層は速度 1.5-2.5 km/s とし、駿河トラフ軸で約1km と最も厚い。測線の伊豆側(東側)と静岡側(西側)でも比較的厚く分布する。

・第2層は速度 3.0-3.2 km/s とした。伊豆側からトラフ軸に向かって次第に厚く分布し、 静岡側の西斜面の立ち上がりで層の下面が不明瞭となる。

・第3層は速度4.0-4.5 km/sとした。この層も駿河湾中央部に向かって下がる傾向を示す。 第2層との境界面が不明瞭である原因として、測線が中央部で凹型地形を形成し、第1層 および第2層も中央部で湾曲するため第3層を通る波線が駿河湾中央以降で届きにくいと いう構造的特徴があるためと考えられる。

・第4層の上面の速度は、5.7 km/sとした。伊豆側から静岡側に向かって緩やかに深くなる傾斜層である。



図 11 H30-R00 主測線直下の速度構造モデル ▼:本事業で設置した OBS。海底地形データは岸本(2000)を使用。



図 12 H30-R00 主測線直下の速度構造モデルに反射断面を重ね合わせたもの (反射断面は、鶴我・他(2019)による)▼:本事業で設置した OBS

4) 波線追跡法の結果について

図 11 で示した速度構造モデルの波線追跡法の例として以下に示す。図 13(a)は、観測点 FUJ04E の上下動成分 Record Section 記録例に読み取られた初動を重ね合わせた例であ る。観測点 FUJ04E の測線上の位置は西端から 5.29 km である。測線全体に渡ってエアガ ンの震動は達しているが、初動は、横軸距離約 19 km 付近まで明瞭に確認することができ たが、約 16~18 km 付近は初動が読み取ることができなかった。図 13(b)は、読み取られ た初動(観測走時: 図中赤点) と図 11 の速度構造モデルで得られた理論走時(図中O)を プロットしたものである。観測走時と理論走時は、ほぼ同じ走時を示している。横軸距離 約 18 km 以降の読み取り走時は、後続波の可能性が考えられる。図 13(c)は、図 11 の速度 構造モデルの理論走時に伴って求められた波線経路である。



(c)

図 13 H30 年度 R001-2 測線における観測点 FUJ04E の Record Section と波線追跡法の 結果

- (a): 観測点 FUJ04E Record Section から初動の見かけ速度を加筆したもの。
- (b):観測点 FUJ04E における理論走時(黒)と観測走時(赤)。
- (c): 観測点 FUJ04E における波線経路。
(d) 結論と今後の課題

本事業では、平成30年度に駿河湾北部を東西に縦断する約19kmの測線(H30-R00 主測線)にOBS18台を展開した。平成30年台風第24号の影響で測線中央部の6観測点 で記録が得られなかった。しかし測線の西側(5観測点)と東側(6観測点)について、 良好な記録が得られた。それぞれの観測点直下の1次速度構造モデルを構築し、試行錯誤 的に観測走時と速度構造モデルの理論走時の差が小さくなるようにH30-R00 主測線直 下の速度構造モデルを構築した。その結果求められた速度構造モデルは、深さ約7kmま での4層の速度構造で、伊豆側のフィリピン海プレート遠縁に発達する海洋島弧である伊 豆一小笠原弧が、駿河トラフ付近を境として静岡側に沈み込んでいる様子がみられる。駿 河湾中軸部付近の浅部では、最大厚さ約3kmの低速度(1.7~3.2km/s)の堆積層が分布 し、静岡側の海底傾斜変換点付近まで一様な下り傾斜を示している。その下部に は、5.7 km/sの層が同じように傾斜していることが分かった。

(e) 謝辞

由比港漁業協同組合、清水漁業協同組合、戸田漁業協同組合、小川漁業協同組合、そし て静岡県漁業協同組合連合会には本事業をご理解いただき、探査に協力をしていただいた。 本事業では、東京海洋大学練習船「神鷹丸」・東海大学海洋学部作業船「南十字」および「北 斗」を使用して探査が行われた。

ここに記して関係者に感謝を申し上げます。

(f) 引用文献

- 岩崎貴哉,海底地震観測に基づく地下速度構造研究のための波線追跡プログラム,地震2, 41,263-266,1988.
- 気象庁, 台風経路図 平成 30 年 台風 24 号, 2018.

https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/route_map/bstv2018.html

- 岸本清行, 2000, 海陸を合わせた日本周辺のメッシュ地形データの作成: Japan250m.grd, 地質調査所研究資料集 353, 1-CD-ROM, 地質調査所, 2000.
- Tsuruga K., Y. Sekino, F. Hayashi, H. Baba, H. Sato, R. Hagita, T. Aikawa, H. Kondo, J. Kanda and Seismic survey team of Tokyo Univ. Marine Sci. Tech., Shallow subduction zone structures of Suruga Trough, central Japan, by means of 2-D seismic reflection and refraction surveys by Tokyo University of Marine Science and Technology., AGU Fall Meeting, T41G-0372, 2018.
- 鶴我佳代子・林敏史・近藤逸人・青山千春・中東和男,海域地下構造探査,「富士川河口断 層帯における重点的な調査観測」,平成 30 年度成果報告書, 37-43, 2019.
- Weaael, P. and P. Wessel., New improved version of the Generic Mapping Tools released, EOS Trans. AGU, 79, 579,1998.