3.1 断層帯の三次元的形状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測

- a. 制御震源地震探査による地殻構造の解明
- (1)業務の内容
 - (a) 業務題目 制御震源地震探査による地殻構造の解明

(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	佐藤	比呂志
国立大学法人	東京大学地震研究所	教授	岩崎	貴哉
国立大学法人	東京大学地震研究所	准教授	飯高	隆
国立大学法人	東京大学地震研究所	助教	蔵下	英司

(c) 業務の目的

神縄・国府津-松田断層帯の相模湾における断層形状把握のために制御震源(エアガン) による深部構造探査を行い、フィリピン海プレート上面までを含む断層構造のイメージン グを図る。また、不明の点が多く残されている西方延長部で制御震源による構造調査を行 い、火山噴出物下の断層帯の位置と形状を求める。

- (d) 3ヵ年の年次実施計画
 - 1) 平成 21 年度:

伊豆半島の伊東から相模トラフを横断し、三浦半島の逗子に至る延長約 50km の 海上区間で、エアガンを震源とした二船式の深部地殻構造探査を実施する。陸上部 にもそれぞれ受振ラインを設置し、海陸にまたがる地殻構造イメージングを得ると ともに、受振点での波形記録を擬似的に発震点での記録として扱うことにより、測 線沿いの深部までの速度構造を明らかにする。これにより、神縄・国府津一松田断 層帯の深部延長とフィリピン海プレート上面の巨大衝上断層(メガスラスト)との接 合関係を明らかにする。また、強震動予測の高度化に資する速度構造を得る。

2) 平成 22 年度:

平成21年度の伊東-逗子測線を含め、大学・地方自治体が実施した神縄・国府津 -松田断層系を横切る既存の反射法地震探査データを、共通したパラメータで再解 析し、整合的な速度構造による地下断面を作成する。これらの断面をもとに神縄・ 国府津-松田断層系の三次元地下形状モデルを作成する。

3) 平成 23 年度:

伊豆衝突帯の西側のプレート境界の位置を明らかにするため、箱根火山から富 士山東麓を横切る屈折法地震探査を実施する。地表は弾性波の減衰の大きな火山 噴出物で覆われるため、ダイナマイトを震源とする地下構造探査とする。平成22 年度の電磁気探査測線の結果と総合して、プレート境界の位置を明らかにする。

(e) 平成 21 年度業務目的

伊豆半島の伊東から相模トラフを横断し、三浦半島の逗子に至る延長約 50km の海上区間 で、エアガンを震源とした二船式の深部地殻構造探査を実施する。ケーブル船は長さ 2.0 km のストリーマーケーブルを曳航し、480 cu. inch のエアガンで発震する。この他、3020 cu. inch のエアガンを搭載した発震船により、受振点まで距離の長い波形データを取得し、 深部から浅層までの地殻構造を明らかにする。陸上部にもそれぞれ 10 km 程度の受振ライ ンを設置し、海陸にまたがる地殻構造イメージングを得るとともに、受振点での波形記録 を擬似的に発震点での記録として扱うことにより、測線沿いの深部までの速度構造を明ら かにする。これにより、神縄・国府津-松田断層帯の深部延長とフィリピン海プレート上 面の巨大衝上断層(メガスラスト)との接合関係を明らかにする。また、強震動予測の高度 化に資する速度構造を得る。

(2) 平成 21 年度の成果

(a) 業務の要約

神縄・国府津-松田断層帯は、プレート境界の衝上断層(メガスラスト)と隣接して位置 する大規模な活断層である。この断層帯とメガスラストとの関係を明らかにするため、相 模トラフを横切る二船式による海陸統合地殻構造調査を実施した。海上測線は横須賀市荒 崎沖から伊東市川奈崎沖の47 km区間であり、三浦半島側に8 km、伊豆半島側に12 kmの 陸上受振区間を設けた。3020 cu. in.のエアガンを搭載した船舶と、2 kmのストリーマー ケーブルを曳航し、480 cu. in のエアガンを搭載した船舶(ストリーマ船)の二船を用い て、さまざまなオフセット間隔での記録を取得することにより、長大なケーブルを曳航し たのと同様なショット記録を収録した。

中間反射点重合法による反射法解析と屈折トモグラフィー法によるP波速度構造を求めた。反射法断面では中央部で往復走時9秒程度までの反射波が得られている。また、屈折法によって中央部で深さ15 km程度までの速度構造が明らかになった。沈み込むフィリピン海プレートは全体に東傾斜の反射面が卓越する領域として識別される。メガスラストは、トラフ軸部で往復走時4.5秒、三浦半島下では6.5秒に認められる。国府津-松田断層の直接の南方延長は、相模トラフの東部に位置しリストリックな形状を示し、深さ約9 km でメガスラストに収れんする。また、その東側には相模湾断層が東に30度の傾斜で、深さ5 kmまで明瞭に追跡される。本断面と2003年に実施した東京湾測線の断面を連続表示させた断面では、全体としてはなだらかに北東に傾斜するフィリピン海プレートがイメージングされているのに対して、その上盤側は複雑な構造を示し、変形が集中している。したがって、相模湾断層を含め、上盤側に位置する国府津-松田断層もメガスラストからの分岐断層であると判断される。

(b) 業務の成果

国府津-松田断層帯の長期評価における地殻構造探査の意義
 神縄・国府津-松田断層帯(大塚, 1929)は、足柄平野の北~東縁を限る大規模な断

層で、南方には相模トラフと平行して分布する(大河内,1990;地震調査研究推進本部 地震調査委員会,2005;図1)。大局的にはフィリピン海プレートの北縁付近に位置す る断層であり、フィリピン海プレートの沈み込みと密接に関連して形成されてきた。 国府津-松田断層によって大磯丘陵が隆起した時期は地質学的には若く、約30万年前 からと推定されている(上杉ほか,1985)。



図1 相模湾周辺の地質図。 関東地方土木地質図(関東地方土木地質図編纂委員会、1996) による。青線:相模湾横断構造探査測線(受振ライン)、黒線: CMP 重合線(海域部は受 振ラインと同じ)、数字: CMP 番号、赤線: 国府津-松田断層(KMF)。

地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005)は、神奈川県(2002, 2003, 2004) などの調査結果に基づいて、平均的活動間隔を800~1300年、最新活動時期を12世紀 から AD. 1350以前とした。30年のBPT地震発生確率は、0.2~16%と日本列島の主要な 活断層の中でも高いグループに属する。ただし、報告書でも指摘されているように、 この評価は単独の内陸の活断層として推定されたもので、プレート境界断層からの分 岐断層としての取り扱いはなされていない。2003年に文部科学省が委託した大都市大 震災軽減化特別プロジェクトの中で相模湾沿いの地殻構造探査が実施された(佐藤ほ か, 2003; Sato et al., 2005;佐藤ほか, 2005)。構造探査結果では国府津一松田断 層の下でもプレート境界は平滑な平面形を示しており、多くの研究者によって指摘さ れているように(Scholz and Kato, 1978; Tada and Sakata, 1977; 笠原・山水, 1992)、 本断層はプレート境界からの分岐断層である可能性が高い。国府津-松田断層が分岐 断層であるとすると、相模トラフに沿って沈み込むフィリピン海プレート上面のメガ スラストの活動時の何回かに一度活動すると見なされる。



図2 相模湾の海底地形および活構造図と測線位置。大河内(1990)に測線を加筆。

AGC:足柄海底谷、ATC:熱海海底谷、HIIs:初島、JSS:城ヶ島海脚、MRC: 布良海底谷、MSB: 三崎海丘、MUB: 三浦海丘、MZB: 真鶴海丘、OIH:大磯丘陵、OIS:大磯海脚、OYB: 沖ノ山、 SMB:相模海丘、SMH: 相模小丘、TIIs: 手石島、TKC:東京海底谷、ATF: 熱海峠断層、KMF: 国 府津-松田断層、SBF:相模湾断層、青線: 相模湾横断測線受振ライン、黒直線: CMP 重合 測線、青い数字: CMP 番号。

一般の孤立した内陸の震源断層の場合、地震イベントから時間が経過するにしたが って、発生確率は単調に増大する。しかしながら、その断層が副次的な分岐断層であ る場合には、発生確率は主断層の発生確率とともに増減し、分岐断層の活動間隔の間 で単調に増加するわけではない。したがって、本断層がプレート境界からの分岐断層 であるかどうかを判断することが、重要な課題となる。

このような構造上の問題を解決する直接的な手段は、国府津-松田断層の深部形状 をイメージングし、メガスラストとの関係を明らかにすることである。こうした背景 から陸上に比べノイズレベルが低く、高エネルギーの弾性波を稠密に投射できる海域 における探査を実施した。

地殻構造探査測線は、海上測線として横須賀市荒崎沖から伊東市川奈崎沖の 47 km 区間であり、三浦半島側に8 km、伊豆半島側に12 kmの陸上受振区間を設けた(図1、 2、3)。2003 年大都市圏地殻構造探査において実施した東京湾測線と、三浦半島で の陸上測線を共通させ、東京湾奥から伊豆半島にいたるまでの断面を得るものとした。 伊豆半島側では、陸上測線の受振環境も含めて、本測線を選定した。

伊豆半島の地表部には、下位より海底に噴出堆積した火山砕屑岩・火山噴出岩から 構成される中新統湯ヶ島層群・白浜層群、鮮新統の汐吹崎玄武岩、第四系の大室山火 山群からなる(久野, 1970)。湯ヶ島層群は産出する石灰質ナンノ化石やフィッション トラック年代から、16~9Ma に堆積したものと推定される。白浜層群は湯ヶ島層群を 傾斜不整合で覆って重なり、測線周辺ではごく僅かに分布する。白浜層群は産出する 化石や放射年代から後期中新世~初期鮮新世(8~3Ma)の年代に堆積したものと推定 される。汐吹崎玄武岩は乾陸に噴出した玄武岩であり、大室山火山群は、玄武岩質の 単成火山群から構成される。

伊豆半島から相模海盆にいたる間は、急激に水深が増大し、この間の比高差は1500m となる。この相模トラフとの境界部には音波探査によって東側低下の逆断層が記述さ れている(岡村ほか,1999)。三浦半島西岸沖合の沖の山堆列・相模トラフの東側には トラフと平行する断層やさまざまな方向を示す褶曲などが報告されている(木村ほか, 1976; 大河内,1990)。大河内(1990)は海上保安庁水路部の音波探査記録をもとに、相 模海丘西縁までを国府津一松田断層とし、三浦海丘一沖ノ山海丘の南端を限る断層を 相模湾断層(杉村,1972)としている(図2)。国府津-松田断層と相模湾断層との関係 については、その深部形状を含めて充分に把握されているわけではない。木村ほか (1976)、岡村ほか(1999)は、相模湾断層の北方延長を相模トラフ東縁、相模海丘・ 三浦海丘の西縁に推定しているのに対し、大河内は相模湾断層の北方延長は、相模海 丘中に伸びるとしている。設定した構造探査測線は、国府津一松田断層の南東延長と 相模湾断層を横切るものである(図2)。

2) 調査測線の設定

海域調査測線(Line-A)は、相模湾南部を南西-北東方向に横断する方向で約 47 km 区間に設定した(図3)。この海域測線の伊豆半島側は静岡県伊東市川奈崎沖に、三浦 半島側は神奈川県横須賀市荒崎沖に位置する。水深は 60~1480m であり、調査海域中 央部の相模トラフ横断箇所が最深部となっている。また、海上反射法地震探査の実施 と併せて、調査測線の陸域延長部において約 20.0kmの受振測線を設定した。陸域測線 の伊豆半島側(Line-1)は静岡県伊東市川奈から南西方向に天城高原北方に位置する 鹿路庭峠に至る約 12.0 km の区間に、また、三浦半島側(Line-2)は神奈川県横須賀市 荒崎海岸から北東方向に同市衣笠町に至る約 8.0 km の区間に位置する。

この相模湾周辺の既往調査としては、1980年に海上保安庁水路部によって、今回の 調査測線から約7.0km南東方向の平行した位置でエアガン震源による反射法探査が実 施されている(加藤ほか,1983)。また、1990年には同じく海上保安庁水路部によって、

相模湾内の格子状に配置した計5測線において、小容量エアガン震源による浅層高分 解能反射法データが取得されている(海上保安庁水路部,1991)。さらに、2005 年に(独) 海洋研究開発機構によって相模湾全域で高密度シングルチャンネル地震探査が実施さ れている(山本ほか,2005)。尚、2002~2006 年度にかけて実施された大都市大震災軽 減化特別プロジェクト(文部科学省)における深部地殻構造探査では、相模湾岸沿いに 相模測線(2002年度:佐藤ほか,2003)、東京湾及び三浦半島を北東-南西方向に横断 する東京湾測線(2003年度:佐藤ほか,2004)が実施されている。東京湾測線の三浦半 島横断区間と今回の陸域測線(Line-2)とは、ほぼ完全に重複させている。相模測線で は、小田原沖から東に緩傾斜を伴って三浦半島側に達する顕著な反射波群が確認され た。この反射波群は、1923 年関東地震に伴う地殻変動から得られた震源断層面の形状 と良好な一致を示し、フィリピン海プレート上面相当と結論付けられた(佐藤ほか, 2003)。また、海底着底ケーブル-エアガンによって取得された東京湾測線では、三浦 半島西方沖から北側に緩傾斜を伴うフィリピン海プレート上面相当の反射波群が分布 する。三浦半島側で深度約 10 kmのフィリピン海プレート上面は、浦安付近で深度約 27 km に達し、測線南西部では反射係数が相対的に低く、北東部では高いことから、 三浦半島側におけるアスペリティ領域の存在が指摘された(Sato et al., 2005)。



図3 調査測線及び既存測線位置図(国土地理院1:200,000地勢図に加筆)。

今回の深部構造探査の調査海域においては、伊豆半島及び三浦半島の沿岸海域では 漁業活動が盛んであり、併せて多数の遊漁船及びヨット等の航行が、また、相模湾横 断区間の伊豆半島側では、熱海-大島間の定期運航船、三浦半島側では大型貨物船が 航行する。従って、最終的な調査測線位置及び調査日程の確定に際しては、調査海域 における漁業協同組合、海上保安庁及び関係自治体との十分な事前協議を行うと共に、 関係機関への調査日程の周知を進めた。図3に調査測線及び既存測線位置図を、図4 に相模湾周辺の広域ブーゲー重力異常図を示す。



図4 CDP 重合測線を重複表示した相模湾周辺広域ブーゲー重力異常図。 (「日本重力 CD-ROM 第二版」を参照:産業技術総合研究所地質調査総合センター,2004)

3) データ取得

a)調査測線

調査測線は、相模湾横断測線(Line-A)、伊豆半島陸域測線(Line-1)及び三浦半島 陸域測線(Line-2)によって構成されている。海域測線は伊豆半島川奈崎東方から N57.5E 方向に三浦半島佃嵐崎西方に至る区間に下記の端点によって、定義されてい る。

西端点(RP/SP.1001).... 北緯 34 度 57 分 17.08 秒、 東経 139 度 9 分 28.85 秒 川奈崎より N84.8E 方向の 1189m 海域地点

東端点 (RP/SP.2890).... 北緯 35 度 10 分 57.18 度、 東経 139 度 35 度 43.11 秒 佃嵐崎より S49.7W 方向の 1477m 海域地点

海域測線の発震区間は SP. 1001-2890、受振区間は RP. 1001-2809 であり、測線長は 47. 2km である。一方、伊豆半島陸域測線(Line-1)は静岡県伊東市川奈、梅ノ木平地 区、大室山北麓を経て鹿路庭峠に至る道路沿い約 12. 0km 区間に設定した。測線全域 には第四紀の安山岩類が分布する。また、三浦半島陸域測線(Line-2)は神奈川県横 須賀市荒崎海岸から御幸浜、太田和を経て衣笠町に至る道路沿い約 8. 0km の区間に 設定した。測線南側の小和田湾周辺の約 4.5 km には沖積層が、三浦半島中央部に至 る約3.5km区間は三浦層群及び葉山層群が分布する。陸域測線の受振点は下記の様に定めた。

伊豆半島陸域測線(Line-1)..... RP. 5001-5228 三浦半島陸域測線(Line-2).... RP. 6001-6156

b)調査概要

本調査海域沿岸部では漁業活動が極めて活発で、かつ調査海域の一部はフェリー、 タンカー及び貨物船の航路に該当する。従って、保安上の要件及び航行船舶状況に 応じた柔軟なレイアウト設定を勘案し、深部地震探査で標準的に用いられる全長約 4~5 km 程度のストリーマーケーブルではなく、2 km の短いストリーマケーブル システムを採用した。また、探査深度に応じた発震-受振オフセット距離を確保する ため、二船式交互発震方式によってデータ取得を行った。本調査の調査期間は 2009 年9月21~28日まで、全調査期間を通じて海況は概ね良好であった。表1にデータ 取得仕様一覧を示す。今回採用した二船式反射法データ取得は、北海における大陸 地殻構造の速度構造把握のために BIRPS ('British Institution's Reflection Profiling Syndicate') プロジェクトにおいて多用された手法である(Singh et al., 1998)。日本国内においては、近年、紀伊半島沖合(Tsuru et al., 2005)及び能登半 島地震震源域(佐藤ほか, 2007)で、二船式海域データが取得されている。本調査で は、後者と同様の手法、すなわち、300~700トンの比較的小型の船舶を用いて、発 震船及びケーブル船の相対位置が高精度測位システムによって制御されるデータ取 得方式が採用された。従って、ケーブル船-発震船間の相対距離を予定位置に保持す ることが可能であった。

以下に、二船式受振-発震レイアウトの構築、二船式エアガン発震作業。ストリー マーケーブル曳航作業、陸域受振作業及び二船式海上測量作業の順に作業内容を記 述する。

i) 二船式受振-発震レイアウトの構築

本調査では、国府津-松田断層の海域区間における深部延長及びフィリピン海 プレート上面の形状把握、さらには上部地殻の詳細速度構造推定を目的としたた め、深部構造探査を前提として、下記の二方式によって反射法及び広角反射法デ ータを取得した。また、前述の様に、三浦半島及び伊豆半島の陸域延長部に受振 測線を設定し、特に三浦半島側では伊豆-小笠原弧上面に至る深度約 10 km 程度 までの広角反射法及び屈折法データも同時に収録した。

[1] 二船式標準反射法地震探查(交互発震方式)

曳航するストリーマーケーブル長を 2000m、二船の間隔を 2000m(展開 A)、 4000m(展開 B)として交互発震を実施し、最大オフセット距離 6000mの反射法デー タを全測線において取得した。発震点位置に関しては、展開 A は展開 B に関して 25m 位置を偏倚させ、'Near-offset'(0-2000m)においては 25m 間隔の発震記録を 確保した。この標準反射法データ取得においては、二船交互発震の制約から記録 長は10秒に制限した。

[2] 二船式深部反射法地震探查

曳航するストリーマーケーブル長を 2000m、 二船の間隔を 6000m(展開 C)、 8000m(展開 D)、10000m(展開 E)、12000m(展開 F)、14000m(展開 G)及び 16000m(展 開 H)に設定した広角反射法データを全区間において取得した(最大オフセット距 離 18000m)。この場合のエアガン発震は発震船側のみとした。データ収録記録長 は 18 秒である。

		二船式標準反射法/3	を互発震(Spread A,B)	二船式標準反射法(Spread C,D)							
		ストリーマ船	エアガン船	ストリーマ船	エアガン船						
		第12海工丸397t	第7海工丸657t	第12海工丸397t	第7海工丸657t						
	震源	Bolt 2800LL Two Cluster	Bolt 1500LL+1900LLXT	_	Bolt 1500LL+1900LLXT						
	ガン容量及び圧力	(480cu.in.,2000psi)	(3020cu.in.,2000psi)	_	(3020cu.in.,2000psi)						
雪沙尼	ガン深度	6m	8m	1	16m						
辰你	発震間隔	50m	50m	_	50m						
		Flip-Flop	Shooting								
	2船間オフセット	2000m(A)	4000m(B)	6000m(C)	, 8000m(D)						
	受振システム	Digital Streamer(SEAL)	—	Digital Streamer(SEAL)	-						
	受振器	Hydrophone(SLH-20)	_	Hydrophone(SLH-20)							
海上受振	Near-offset Gap	119.3m		119.3m							
14LXW	ケーブル深度	8m	—	12m	—						
	受振点間隔	12.5m	—	12.5m	—						
	受振点(チャンネル数)	156	_	156	—						
	サンプル間隔	2msec	_	2msec	_						
	A/D Decimation Filter	Minimum-phase	—	Minimum-phase	-						
記録系	Pre-amp Gain	12dB	—	12dB	—						
	Lowcut Filter	3Hz(6dB/oct)	_	3Hz(6dB/oct)							
	記録長	10sec	-	18sec	_						
		二船式広角反射法	(Spread E,F,G,H)								
		ストリーマ船	エアガン船								
		第12海工丸397t	第7海工丸657t								
	震源	—	Bolt 1500LL+1900LLXT								
	ガン容量及び圧力	-	(3020cu.in.,2000psi)								
震源	ガン深度	—	16m								
	発震間隔	-	50-100m								
	2船間オフセット	10000m(E), 12000m(F),	14000m(G), 16000m(H)								
	受振システム	Digital Streamer(SEAL)	—								
	受振器	Hydrophone(SLH-20)	—								
海上马归	Near-offset Gap	119.3m									
供上文版	ケーブル深度	12m	_								
	受振点間隔	12.5m	-								
	受振点(チャンネル数)	156	_								
	サンプル間隔	2msec	_								
	A/D Decimation Filter	Minimum-phase	-								
記録系	Pre-amp Gain	12dB	-								
	Lowcut Filter	3Hz(6dB/oct)	-								
i	<u>封</u> ,43,15	10									

表1 データ取得仕様一覧。

		伊豆半島陸域展開	三浦半島陸域展開
	受振システム	MS2000	MS2000
陸上受振	測線長	12.0km	8.0km
	受振器	10Hz速度型(SM-24)+4.5Hz速度型(GS-11D)	10Hz速度型(SM-24)+4.5Hz速度型(GS-11D)
	受振点間隔	50m	50m
	受振点数	228	156
	展開法	固定	固定
	サンプル間隔	4msec	4msec
記録系	A/D Decimation Filter	Linear-Phase	Linear-Phase
	Pre-amp Gain	31dB	31dB
	記録長	12-30sec	12-30sec

図5に本調査の調査実施レイアウトを示す。展開B及び展開Eに関しては、デ ータ品質確保のため、一部区間において再測定を実施している。



図5 二船式海上反射法データ取得に関わる調査実施レイアウト。

図6は本調査における二船式データ取得のストリーマーケーブル船及び発震 船の構成図である。こうした長大展開の海域データ及び陸域展開データを複合的 に組み合わせて、相反性定理を用いることで、海陸を横断する擬似発震記録を構 築することが可能となった(0kaya et al., 2002)。



図6 二船式データ取得におけるストリーマーケーブル船及び発震船の構成図。

ii)エアガン発震作業

今回使用したエアガン震源は、発震船に関してはクラスターアレイ型及び相互 干渉型の併用エアガンシステムであり、ケーブル船に関しては相互干渉型エアガ ンである(図7)。この二船式発震作業には発震船及びケーブル船による交互連 続発震、航測システムによる予定測線への誘導及び発震点座標の計測が伴うこと から、無線を使用した詳細な発震テスト、DGPS 補正信号の受信状況確認等を経て、 発震船とケーブル船間の時間同期を確定した。両船舶の距離が 12.0km を超えた 場合、外部電波環境に起因する伝送障害を回避するために無線中継船を配置した。 尚、エアガン発震深度については、ケーブル船に関しては 6.0 m、発震船に関し ては 8.0m(標準反射法)及び 16.0 m(深部反射法)に設定した。二船式交互発震に よるデータ取得では下記の発震仕様を採用した。

発震船.....ガン容量 3020 cu.in. 、 発震圧力 2000 psi

Sub Array-1 (2 Cluster...300 cu.in. $\times 3$ / 200 cu.in. $\times 3$ guns)

Sub Array-2 (4Cluster...300cu.in. $\times 2/250cu.in. \times 2/$ 140cu.in. $\times 2$ / 70cu.in. $\times 2$ guns)

ケーブル船...ガン容量 480 cu.in. 、 発震圧力 2000 psi

Sub Array-1(2 Cluster...150 cu. in. $\times 2$ / 90 cu. in. $\times 2$ guns)



図7 エアガン発震作業。

(左:三浦半島周辺における発震船、右:発震状況、後方にケーブル船を望む)

iii)ストリーマーケーブル曳航作業

今回の調査で採用した仏国 Sercel 社の SEAL システムでは、ストリーマーケー ブルは直径 5 cm、全長 150m の ALS (Fluid-filled Active Section)が一単位とな っている。各 ALS にはコンパスバード用コイル及び音響測位用コイルが内蔵され ている。受振間隔は 12.5m であり、各受振点は計 16 個のハイドロフォンが 0.78m 間隔で並列結合されている。ストリーマーケーブルの深度コントロールは、各 ALS 150m 毎に装着されている深度制御バードによって実施され、深度情報は逐次、探 鉱機に転送されて船速調整等に用いられた。また、潮流等の状況に合わせて鉛錘 を装着してケーブル重量の調整が行われた。磁気コンパスによる連続位置情報は、 ストリーマーケーブル終端の GPS データと合わせて、ケーブルフェザリング角度 の同定に用い、測量データの再構築に使用した。調査期間中、海況は比較的良好 であったため、ケーブルフェザリングは±15度の範囲内に止まった。本調査にお いてはストリーマーケーブル深度に関しては、エアガン発震に関わるゴースト応 答特性との調和性、低船速(3.0 knot/h)を前提としたケーブルバランスを勘案し て、下記の曳航深度を採用した。

展開-A, B..... 8.0 m

展開-C, D, E, F, G, H..... 12.0 m

今回の調査地域の三浦半島側南東海域沖合は、5000トンを越える貨物船及び海上 自衛隊艦船の航行域に該当する。こうした船舶ノイズは航行船舶の15 km 範囲内 で顕著となるため、船舶ノイズの影響を注視し、必要に応じて再測定を行った。 また、三浦半島及び伊豆半島側の沿岸海域(水深 200 m以浅)については、数回に 亙り予察を繰り返し実施し、定置網位置を正確に把握した上で各半島に近接する 沿岸海域の反射法データを取得した。図8にケーブル曳航作業を示した。



図8 ストリーマーケーブル曳航作業。 (左:ケーブル船全景、右:ディジタルストリーマケーブル降下作業)

iv)陸域受振作業

海域における二船式反射法データ取得が実施された平成21年9月22日~28日 までの7日間で、三浦半島及び伊豆半島陸域延長部に配置された独立型受振シス テムによってエアガン発震データを取得した(図9)。使用した独立型受振システ ムは、MS-2000D((株)地球科学総合研究所)である。



図9 陸域受振作業。

(左:三浦半島荒崎周辺、中:伊豆半島大室山周辺、右:MS2000D データ回収作業)

v)二船式海上測量作業

以下に発震船におけるエアガン発震点測量、 ケーブル船におけるエアガン発 震点及びストリーマーケーブル受振点位置測量における作業の概要を記述する。

[1] 測量準備作業

エアガンの発震制御は震源位置を基準としたため、予め調査船 GPS アンテナ から震源位置までのオフセット距離を算出し、この値を小型航法システム CHiPS2(地球科学総合研究所)に設定して観測作業を行った。このステップバ ックは発震船については 77.5 m(発震深度 16.0m)及び 80.2 m(発震深度 8.0m)、 ケーブル船については 53.0 m である。

[2] 位置測量

海上測量作業は Differential GPS を利用して実施した。リファレンス局として海上保安庁が運営する DGPS 基準局を利用した。

[3] 発震船及びケーブル船の誘導

発震船及びケーブル船に関わる発震位置の誘導は、CHiPS2によって行った。 [4] ストリーマーケーブル曳航位置決定

発震船と同様に小型航法システム CHiPS2 によって受振ケーブル船を誘導し たが、ストリーマーケーブル受振点位置は、バードに装着された磁気コンパ スの連続観測記録を用いて推定した。従って、データ解析においてはケーブ ルフェザリングを考慮した正確なジオメトリー情報が適用された。

[5] 観測作業

観測作業では、DGPS 基準局から毎秒送信される DGPS 補正データによって補 正された GPS 受信機からのデータを利用し、測線に対するジオメトリーや船 速等の情報を CHiPS2 によって計算した。DGPS の利用に際しては、以下の測 位基準を考慮した。

c) データ品質

前述の様に、本調査では漁業活動及び航行船舶に柔軟に対応するため、比較的短 いケーブル(2000 m)を採用し、展開 A~H の二船式海上データを取得した。こうした 全展開の海域データを編集・接続した共通発震記録例を、図 10 に示した。本調査で は概ね、データ品質は良好であったが、全測線に関する海域発震記録において卓越 するノイズとしては、下記の各種類が見出された。

・航行船舶による外部ノイズ....タンカー及び貨物船の航行によるコヒーレント ノイズは、半径約15kmの領域内で顕著となる。こうした大型船舶航行によって発震 記録の品質に影響を受けた場合は、データ品質を確認の上、別途再測定を行った。

・ケーブル曳航深度及びエアガン発震深度に対応したゴースト反射波.....ケー ブル曳航深度及びエアガン発震深度に対応した有効周波数帯域は、展開A、Bではケ ーブル曳航及びエアガン発震深度の8.0mに、展開C・D・E・F・G・Hではエアガン 発震深度の16.0mに制約された。後者の場合、有効周波数帯域は0-47 Hz であるが、 探査対象であるフィリピン海プレート上面に相当する深部反射波への影響は軽微で あった。

・潮流及び波浪による低周波帯域ノイズ.....ハイドロフォンにはセンサーの移動に伴う加速度を自動抑制する機構が付加され、かつ、データ取得時には探鉱機において 3.0 Hz(3dB/oct)のローカットフィルターが適用されているものの、潮流及び波浪の影響は5Hz以下の低周波数領域で顕著であった。

・屈折多重反射波.....調査海域の内で、伊豆半島側の初島から川奈崎周辺にかけては、水深が北西海域方向に急激に上昇しているが、この北西斜面に屈折波が反射して逆走時を示す屈折多重反射波(見掛け速度 4500-6500 m/sec)が見出された。

・多重反射波......調査域内伊豆半島側の相模トラフ充填層が厚く堆積している 区間において、多重反射波が卓越している。一方、三浦半島側の付加コンプレック スが卓越する区間においては、多重反射波のエネルギーは相対的に小さい。相模ト ラフ西部の伊豆半島側で卓越する多重反射波は典型的な海底面に付随した多重反射 波である。尚、調査海域において固結度の低い砂地及び泥土等が海底に分布する領 域は無く、分散性レイリー波の影響は無かった。

18



図 10 全展開の海域データを編集した共通発震記録例(最大オフセット 18.0km)。 二船交互発震が実施された展開 A 及び B の記録長は 10 秒、他の展開における 記録長は 18 秒である(左: SP.2001、右: SP.2801)。

相模トラフを充填する堆積層に相当する反射波群は、往復走時 2.0~4.5 秒で比較的明瞭に確認することが可能であり、その反射波群の基底包絡面位置にフィリピン海プレート上面が相当すると考えられる。沖の山堆列(RP.2240 近傍)周辺の約10.0km区間においては、オフセット距離11.0km以上の広角領域で往復走時5.0~5.5秒に相対的に振幅の大きい反射波群が存在する。また、この区間の浅部(往復走時1.5~3.0秒)には、国府津-松田断層の深部延長に相当する反射波を含み、頂部が西側に偏倚した東傾斜の反射波群が見出された。三浦半島西岸から約10.0km区間では、全般的に反射波に乏しく、付加コンプレックスの不均質を反映していることが示唆される。但し、往復走時約12.0秒の伊豆小笠原弧下部地殻以深の深部反射波群が間歇的に確認された。



図 11 海域発震における陸域共通受振点記録(RP.6005)。

本調査では、伊豆半島側に約12.0km、三浦半島側に約8.0kmの受振展開を設定し て海域における全エアガン発震データを取得した。図11は海域発震における陸域共 通受振点記録の一例である。伊豆半島側における共通受振点記録では、屈折多重反 射波が卓越し、エネルギー減衰が強い傾向が顕著である。これは、全受振点が第四 紀の火山噴出物被覆地域に位置していることに起因する。一方、三浦半島側におけ る共通受振点記録では、荒磯海岸から小和田湾沿いの低ノイズレベル区間において は往復走時3.0秒程度まで微弱な反射群が存在するが、明瞭ではない。これは、相 模湾東方海域から三浦半島にかけて分布する砂岩泥岩互層からなる三浦層群が、付 加プロセスを通じて短波長の複雑な変形を被っていることと関連付けられる。横須 賀市街地にかけての三浦半島中央部の受振点ではノイズレベルが高く、海域全発震 記録による垂直重合を通じた共通受振点記録において、有意な反射波群を確認する ことは困難であった。

この様に、伊豆半島及び三浦半島の陸域において海域の全発震に関して受振展開 が確保されていたため、陸域展開データを含み、相反性定理を用いた擬似発震記録 を構築することが可能である。図 12 は相模トラフ周辺における発震点に関する再構 成記録例である。この再構成記録を広角反射法及び屈折法データ解析に用いた。



図 12 相模トラフ近傍に擬似発震点を設定した場合の再構成発震記録(SP. 2121)。

4) データ解析

本節では、屈折法データ解析及び反射法データ解析結果について述べる。データ解 析には、地震探査データ解析ソフトウェア SuperX((株)地球科学総合研究所)を使用し た。

a) 屈折法データ解析(図13)



図13屈折法データ解析フロー。

i)フォーマット変換及びジオメトリー情報の適用

フィールドデータに記録された原記録 (SEGD8058/Rev1.0 Format)について、 Super X (JGI Internal Format)フォーマットへ変換を行った。トレースヘッダ ーに関して、発震点及び受振点のインデックス、座標、オフセット距離等の測線 情報を入力した。ここでは、発震時刻における発震船位置及びケーブル船位置に 基づき、発震点位置及び各受振点位置を算出した。受振点ケーブルフェザリング による受振点位置の偏倚を考慮した。座標系は'WGS84'楕円体に準拠した座標 値を TM9 系に投影した値を用いた。

ii) 擬似発震記録の構築

海上ストリーマによるデータ取得では、陸上受振器や海底地震計等を用いる場 合とは異なり、受振点位置は発震毎に全て異なる。また、二船間オフセットを変 えて同一発震点を複数回発震した場合も実際の発震点位置はそれぞれ異なる。従 って、本解析では、屈折トモグラフィー解析を前提として、相反性定理を用いて、 ストリーマ受振記録から擬似的な固定受振点データを作成した。ここでは、各ト レースの受振点・発震点位置について、予め設定した 50m 間隔の仮想点への投影 を実施し、垂直重合処理を適用した。その結果、S/N 比向上が図られると同時に、 受振点間隔と発震点間隔が同一となり、対称サンプリングが実現され、片側展開 に伴う速度推定の傾斜依存性が回避された。この擬似発震記録について、屈折波 初動走時を読み取った。図 14 に読取値を示す。



図 14 屈折初動走時曲線(読取値)。

iii) 屈折トモグラフィー解析

以下に屈折トモグラフィー解析内容を記述する。

[1] 速度モデルに対する屈折波線及び走時計算

第一段階における屈折波波線及び走時の計算法として、走時線型近似法(LTI 法)を用いた²⁸⁾。この手法はアイコーナル方程式の差分解法の一般型であり、 波線が節点に拘束されないため屈折角が節点間隔の制約を受けないこと、及び 格子の境界内部ではなく境界面が分割されるため計算効率が良い利点がある。 LTI 法では、前進過程においては発震点から格子境界面上の走時評価点までの 走時が計算され、境界面上の総ての点での走時は計算走時を線型内挿すること によって得られる。また、後進過程においては受振点からの最小走時点を求め て波線経路が計算される。

[2] 屈折法インバージョンのアルゴリズム

観測走時、計算走時及び速度モデルを用いてインバージョンを実施し、速度 モデルの更新を行った。インバージョンでは速度モデルの格子を通過する全波 線について速度値の修正を行い、各格子の平均値を用いて修正量を決定する SIRT法(Simultaneous Iterative Reconstruction Method)を採用した。一般に、 格子間隔を小さくすると波線密度は低下して解の安定性は低下し、逆に格子間 隔を大きくすると分解能が低下する傾向を示す。従って、本解析では以下に示 す様に、波線に重み関数を持たせて内側の格子点について速度値の更新を実施 した。これは屈折波の波線経路上にスローネス修正量が集中して、インバージ ョン結果が不安定となることを回避する効果を持つ。

$$S^{k+1} = S^k \cdot \Delta S = S^k \cdot \sum_{i=1}^{N} \left[\left(\frac{w-R}{R} \right)^2 \cdot \frac{T_{S,i}}{T_{C,i}} \right] / \sum_{i=1}^{N} \left(\frac{w-R}{R} \right)^2$$

ここに、 S^k は(k-1)回の反復修正を経たスローネス分布、 ΔS はスローネス の修正係数、wは波線が通過する格子点からの反復修正有効範囲、Rは波線 が通過する格子点からの距離、 $T_{S,i}$ はi番目の波線に関する観測走時及び $T_{C,i}$ は i番目の波線に関する計算走時である。こうした速度(スローネス)の修正後に、 速度モデルの更新及びインバージョンを実施し、残差が平均誤差以下になった 時点で解析を終了する。

[3] 初期モデルランダム化によるトモグラフィー解析結果の信頼性評価

屈折トモグラフィー解析結果の信頼性を評価する方法として、初期モデルラ ンダム化によるモンテカルロ確度解析²⁹⁾を適用した。この手法を採用すること によって、ある条件下でランダムに生成した多数の初期モデルに対してトモグ ラフィー解析を実施し、総ての結果を平均化した速度分布及びその平均値から の偏倚を示す標準偏差分布が得られる。これら二つの情報は、トモグラフィー 解析による速度構造モデルと信頼性の指標として提示される。

こうした屈折法によって推定された速度情報は、後述の反射法速度解析結果 と併せて最終的な速度モデル構築に使用された。図 15 に統合的速度推定のワ ークフローを示した。また、図 16 にランダム化初期モデルによるトモグラフィー解析結果を示した。







図 16 ランダム化初期モデルによるトモグラフィー解析結果。

表2に、屈折法解析に関わるパラメータ総括表を示す。

解析項目	解析パラメータ
擬似固定受振点アンサンブルの構築	
解析対象の発震点範囲	SP.1073-SP.2873
解析対象の海域受振点範囲	RP.1001-RP.2873
解析対象の陸域受振点範囲	RP.5001-5228
	RP.6001-6156
有効海域発震点数	7123点
再構成後発震点間隔	50.0m
再構成後発震点番号	SP.1001-1945
再構成後受振点番号	RP.1004-1928
再構成後受振チャンネル数	925
屈折トモグラフィー解析	
走時計算アルゴリズム	Linear Traveltime Interpolation法 (Eikonal方程式差分近似解)
インバージョンアルゴリズム	SIRT(Simultaneous Iterative Reconstruction Method)
誤差評価法	初期モデルランダム化指標
初期モデル数	100
初期モデル速度選択範囲	海底面2000-3500m/sec 深度10.0km4000-6500m/sec
格子間隔	水平方向 100m ×鉛直方向 100m
格子数	水平方向628×鉛直方向150
格子上走時評価間隔	水平方向0.5m×鉛直方向0.5m
反復修正有効範囲	40.0m
各初期モデルに対する速度分布の反復修正回数	20回
各初期モデルに対する反復修正時における修正係数の許容範囲	±30%

表2 屈折法解析に関わるパラメーター覧

b)反射法データ解析

本節では、ストリーマ受振記録(展開 A-H)及び海陸接合部の陸域受振記録を含む 反射法重合処理に関して記述する。図 17 に、データ処理フローを示す。海域受振デ ータと陸域受振データに関しては、NMO 補正処理までは別個に解析が実施された。 本解析では、標準的な反射法データ解析フローとパラメータが採用されたが、以下 に特記すべき解析項目に関して詳述する。



図 17 反射法データ解析フロー

i)データ編集

屈折法データと同様に、発震時刻における発震船位置及びケーブル船位置に基 づき、発震点位置及び各受振点位置を算出した。データ解析における基準標高面 は平均海水面位置に設定した。また、深度制御バードに装着された磁気コンパス 連続観測データを用いて、ケーブルフェザリングによる受振点位置の偏倚を計算 し、測線情報として採用した。陸上受振データに関しては、原則として共通受振 点記録を構成して入力データとした。図 18 に各 CMP に関する重合数及び有効オ フセット距離を示した。このレイアウト図から相模湾内では 18.0 km の有効オフ セットが確保され、さらには伊豆半島及び三浦半島の海陸境界域では約 30.0 km 以上のデータが集積されていることがわかる。



図 18 CMP に関する重合数及び有効オフセット距離。

ii)各種コヒーレントノイズ抑制処理

今回取得されたデータでは、一部海域エアガン発震記録に見出された分散性境 界波、三浦半島陸域共通受振記録に見出された屈折波多重反射波を抑制するため に、周波数-波数領域等価型の速度フィルターを適用した。この速度フィルター に関しては、海域受振記録に関しては NMO 補正後の共通発震点アンサンブルにつ いて、同じく陸域受振記録に関しては NMO 補正後の共通受振点アンサンブルにつ いて適用した。

多重反射波に関しては、調査域全体において卓越したが、標準的な海底面一海 面間多重反射波の他に、相模トラフ充填堆積層下部に相当するインピーダンス比 の高い境界面、海底面及び海面によって定義される「Pegleg」型多重反射波、さ らにはインピーダンス比の高い境界面と海面によって定義される「External」型 多重反射波が混在していることがデータの精査を通じて明らかとなった。特に、 トラフ充填堆積層が厚い相模海盆では、相対的に強い海底面反射波が卓越した。 本解析では、多重反射波抑制処理手法として、放物線ラドン変換法 (PRT...<u>Parabolic Radon Transform</u>)を採用した。PRT では多重反射波成分を抽出 し、原記録からの減算処理が適用される。実際には、下記の手順によって解析し た。

・振幅補償適用後の記録を CMP 編集し、一次反射波の速度による NMO 補正を適用 する。

- ・NMO 補正アンサンブルを Tau-q 領域へ変換する。この領域では一次反射波のエ ネルギーが q 軸のゼロ近傍に集中し、残差ムーヴアウトを示す多重反射波の成 分が q の正値にマッピングされる。この領域において多重反射波が卓越する範 囲を推定した。
- ・Tau-q 領域で q の零軸付近をミュート・アウトし、時間-空間領域へ逆変換し、 多重反射波成分を抽出する。
- ・抽出された多重反射波成分を原記録から減ずる。

iii)反射波静補正の適用

水深の浅い三浦半島及び伊豆半島周辺海域において、浅層部の解像度を向上さ せるには、海底面被覆層の影響を、屈折波及び反射波静補正処理を通じて抑制す る必要がある。今回の解析では、モデルトレース基準化法(反射波)によって、展 開長以下の中短波長静補正量を反射波静補正処理によって推定した。具体的には、 NMO 補正後の CMP アンサンブルを入力として、基準トレースとの相互相関関数か ら得られる最大ラグ値を用いて「Surface-consistent」な発震点、受振点残差静 補正量を LTI (Linear Traveltime Inversion)によって統計的に計算し、これを 適用した。こうした静補正処理は、速度解析の精度向上に寄与した。

iv)重合速度解析

屈折トモグラフィー解析の結果を区間速度の基準指標として、1000m 間隔で重 合速度解析を実施した。フィリピン海プレート上面相当の反射波群は 「Pre-critical」の広角領域において卓越する傾向を示すため、重合速度解析に おいては広角部分の波形伸張を保持し、屈折波及び屈折多重反射波を抑制した上 で、速度構造の抽出を行った。図 19 に重合速度解析による速度プロファイルを 示した。



図 19 稠密間隔の重合速度解析から得られた速度プロファイル。

表3に反射法データ解析パラメータの総括表を示す。また、図 20 には最終的に 得られた時間断面図を、図 21 には深度断面図を CMP 重合処理及び時間マイグレーシ ョン処理結果に関して示した。図 22 には浅部を拡大表示した深度断面図を示す(表 示区間は図 21 上の図上に記載した)。

解析項目 解析パラメータ		重合速度	1000m	50(1500-5800m/sec)		Linear Traveltime Inversion	大許容値 12msec	 年度		77/)4- 2.5	§ AGC 300msec	2000	E離範囲 0-18000m	-4114	長 5 CMPs	5 70 CMPs	د 1000msec	1	400msec	t	海底面+4.0sec / 4 - 45Hz	海底面+5.0sec / 4 - 35Hz	海底面+9.0sec / 4 - 30Hz	2	残差マイグレーション	周波数-空間領域差分マイグレーション	+キルヒホッフ型時間マイグレーション	範囲 15000m	3) 4) 度		
解析パラメータ	速度解析	.P.1073-SP.2873	.P.1001-RP.2873	RP.5001-5228 解析速度数	RP.6001-6156 残差静補正	7123点 アルゴリズム	時間シフトの最大	時間ウィンドー(※	6.25m CMP重合	制限無し NMOXPJッチフ	重合前振幅調整	びケーブル船エアガン波形 標準重合数	- 重合オフセット距	围波数-空間領域フ	- 空間オペレータ	AGC 800msec 空間ウィンドー長	時間ウィンドー長	数-波教領域フィルター 帯域通過フィルター	E後の共通発震記録(海域) オペレータ長	E後の共通受振記録(陸域) 周波数通過帯域	昼領域 ±4000m/sec		領域トレース単位型	最小位相 時間マイグレーショ	4.0msec	4000msec(Non-TV) アルゴリズム	400msec	5.0% 最大アパチャー	反射面最大傾斜	ラドン変換走時差準拠法	
解析項目	オーマント変換及びデータ編集	解析対象の発震点範囲 SI	解析対象の海域受振点範囲 RI	解析対象の陸域受振点範囲		有効海域発震点数		バースヘッダーへの測線情報の入力	CMP間隔	重合測線からの最大許容偏倚	小位相変換	対象ウェーブレット 発展船及び	ーブル曳航深度及びエアガン発震深度補正	幅補償	幾何減衰補償	残差振幅調整	ニーレントノイズ抑制処理	アルゴリズム	· 速田역村 WMO補正	圖出現幾 MMO補可	通過(抑止)速度範囲 通道	イドシートレント	アルゴリズム時間	前提とするウェーブレット位相	予測距離	零オ-フセット位置における設計ゲート 300-	オペレータ長	プリホワイトニングファクター	重反射除去処理	アルゴリズム 放物線う	タホに計ス測価は

表3 反射法解析に関わるパラメーター覧。



図 20 反射法時間断面図(上. CMP 重合処理結果、下. 重合後時間マイグレーション結果)。



図 21 反射法深度断面図(水平/深度スケール=1:1)。 (上: CMP 重合処理結果、下:重合後時間マイグレーション結果)



図 22 拡大表示深度断面図 (上: Profile A、下: Profile B、 水平/深度スケール=1:1)。 Profile A、Bの区間は図 21 に表示。

5) 解釈

a)相模湾横断測線

測線西部の反射断面(図23、図24)は、相模トラフ中軸部まで浅部のほぼ水平な連 続性のよい反射面が卓越するユニット(TF)と、そのユニットの下位に位置する東に低 下する連続性のよい反射面が見られないユニット(IZ)に大別される。この境界は約15 度、東に傾斜した面をなし、下位のユニットは概ねP波速度が 3.5 km/s より大きな速 度を示す(図16)。伊豆半島の地表部には、中新統湯ヶ島層群・白浜層群が分布してい ることから、下位のユニットは伊豆-小笠原弧で噴出した火山噴出物を主とするものと 推定される。連続性の良好な反射面から構成されるユニットはトラフ充填堆積物であ り、東に傾斜する伊豆-小笠原弧の火山岩・火山屑砕岩にオンラップして堆積している。 伊豆半島側では真鶴沖層群とその上位の熱海沖層群(岡村ほか,1999)に対比され、相 模トラフ中軸部ではそれらの同時異相である相模湾層群(岡村ほか、1999)に対比され る。伊豆半島側ではシングルチャネルの音波探査記録から、真鶴沖層群と熱海沖層群 は不整合関係にあるとされるが、今回得られた記録からは、両者の境界を認定できる 不整合は認定できなかった。下位のユニットである白浜層群の年代から判断して、鮮 新世後期以降の堆積物と判断される。屈折トモグラフィーによって求めた速度構造で は、下位ユニットの速度構造は東に傾斜した構造を示し、基本的には噴出岩・火山屑 砕岩を主体とする層とその下位の火山岩・深成岩のユニットに相当しているものと推 定される。連続性に乏しいが、東に傾斜する反射面が卓越する。



図 23 初島沖の反射法地震探査深度断面。 赤矢印は断層の位置を示す。東側低下の逆断層(Fw: 図 24)が読み取れる。



図 24 測線西部の反射法地震探査深度変換断面と地質学的解釈。 IZv:反射面に富む伊豆の火山岩・火山砕屑岩、IZp:反射面に乏しい伊豆側の上部地殻、 TFSL:トラフ充填堆積物(下部)、TFSU:トラフ充填堆積物(断層 Fb による成長層が発達)、 Fw・Fa・Fb:断層、SBF:相模湾断層、MF:メガスラスト。



図 25 測線中央部の反射法地震探査深度変換断面と地質学的解釈。 矢印は、断層・境界などの位置を示す。



図 26 相模トラフ東部の反射法地震探査断面

SBF: 相模湾断層、赤線: 断層(破線は推定)、青線:これより上位の層準が成長層。

岡村ほか(1999)は、伊豆半島の沖合に南北走向の西側隆起の断層と上盤側に小規模 な褶曲を記載している。この断層に相当する構造は、CMP2700付近に認められる(図23)。 反射面のずれのパターンから約30度西に傾斜した断層面が深さ4km付近まで追跡さ れる。

測線東部区間は、東傾斜の数条の断層やとくに付加体からなる地質を反映して、複 雑な構造を呈している。測線西部の堆積物と火山岩・火山砕屑岩主体のユニット境界 は、CMP6800 深さ 10.5 km まで東に傾斜した反射面群として追跡される(図 27)。この 反射面の下側が伊豆-小笠原弧の上部地殻に相当すると判断される。明瞭なプレート 境界部の断層はこの境界部に位置し、とくに相模トラフの東縁、CMP4500 付近にはプ レート境界から分岐した断層が発達している(図 24 の Fa、図 25、図 26)。この断層は CMP5200 深さ 7 km でプレート境界から分岐し、40 度から 60 度と浅部に向かって傾斜 角が増大する形状を示す。この断層の角度は、通常の逆断層としては高角度であり (Sibson and Xie, 1998)、横ずれ成分を伴っているものと推定され、フィリピン海プ レートの運動方向と調和的である。断層の隆起側に半波 5 km ほどの背斜構造を伴う。 この断層は海面下 3 km 以下の層に変位を与えており、堆積層の浅層部(図 24、25、26: TFSU)には成長層(growth strata)が形成されている。すなわち、低下側で海底下 1 km の深さの層準を成長層の基底とみなすと、隆起側での堆積物の厚さは断層を隔てて 700 m 程度に薄化している(図 26)。

CMP4100 付近では不明瞭であるが、トラフ充填堆積物の中に西に傾斜した反射面が存在する。この断層は、真鶴海丘南東縁で報告されている西側低下の断層(大河内, 1990)の南東延長に相当する。こうした構造形態からプレート境界断層の先端部は、相 模トラフ中軸部の西側にまで及んでいる可能性が高い。この断層の先端部は深さ 2.5 km までの堆積物に変位を与えている。地表には地形的な特徴としては変形が現れてい ないが、変位が軽微で断層が浅部まで到達していないためと考えられる。

CMP5400 より東へは明瞭な地形境界を伴って海底地形の高度が増大し、三崎海丘に いたる(図2、27)。ここでは、三崎海丘の西翼の緩やかな背斜をなすユニットと、三 崎海丘以東の東傾斜の卓越するユニット(ML)に区分される。三崎海丘の西翼に位置す る断層は、相模湾断層に相当する。また、断層面は約35度東傾斜で深さ5kmまで追 跡される。断層の上盤側には東傾斜の反射面が卓越し、断層の形態としては emergent thrust の形状を示す。このような形状を示す断層については、幾何学的な条件から深 部に低角なデタッチメント断層の存在が要請される。速度構造については断層の上盤 側で増大する。断層の上盤側の陸棚部分 CMP7600-8200 の深さ3~4km には東傾斜の 反射面が卓越するが、CMP7800~7200 については西傾斜の反射面と交錯したパターン を示す。西傾斜の反射面を重視すると、CMP6800-7600 にかけて全体としては向斜が推 定される。ただし、三次元的にも複雑な構造をとり測線に直交する方向からの反射波 などの影響が現れている可能性もあり、地質構造の解釈の精度は低い。三崎海丘の東 側では平坦な地形をなし、比較的連続性のよい反射面が密に現れる領域が海底下1km 程度まで分布する。この部分を海溝斜面堆積物(Mu;図27)として区分した。

36



IZv: 反射面に富む伊豆の火山岩・火山砕屑岩、IZp: 反射面に乏しい伊豆側の上部地殻、 TFSL:トラフ充填堆積物(下部)、TFSU:トラフ充填堆積物(断層 Fb による成長層が発達)、 ML:新第三系から構成される付加体、MU:海溝斜面堆積物、Fw・Fa・Fb:断層、SBF: 相模湾 断層、MF:メガスラスト。



図 28 屈折トモグラフィーによる速度構造と反射法地震探査断面の重ね合わせ表示。 略号は図 27 と同じ。

図 28 に P 波速度構造と反射断面との重ね合わせの図を示す。基本的には北東に傾斜 するフィリピン海プレートの沈み込みに伴う構造を反映して、相模トラフ中軸で浅部 の低速度領域が厚く分布する形状を示す。プレート境界に相当する東傾斜のメガスラ スト近傍の速度構造は、東に向かって増大する。沈み込む伊豆-小笠原弧は測線西部 では厚い火山噴出岩や火山砕屑岩に相当する4~5 km/s の速度を示すのに対して、 相模湾断層との分岐域では6 km/s となる。

フィリピン海プレート最上部の速度構造のみに着目すると、相模湾断層との分岐領域では高速度領域が凸型を示す。

b) 東京湾-相模湾横断統合測線

相模湾測線の陸上受振点区間は、2002年に実施した東京湾測線と一致する。図 29 に、両測線の断面を貼り合わせて連続させた断面を示す。重合断面線の方向は、三浦 半島で約 25 度の角度をなして折り曲がる。プレート境界周辺の反射面はとぎれとぎれ ではあるが、浦安沖では 26 km 程度まで北東傾斜の反射面群として認識される。東京 湾断面南端の三浦半島下では深さ 11 km 付近まで追跡される。ここから水平距離にし て約 6 km の区間ではプレート境界の追跡は困難となるが、相模測線ではプレート境界 が CMP6800 付近の深さ 10.5 km まで追跡されることから判断して、プレート境界部は 三浦半島下では低角度をなして分布するものと推定される。概観すると三浦半島から 東京湾に沈み込むフィリピン海プレート上面は起伏に富んでおり、東京湾の川崎沖で は反射面の明瞭な境界部が凸型を呈する。また、より浅部の高まりは反射面の欠如に より直接的ではないが、深部と浅部で明瞭なプレート境界からの反射面の深さから判 断して、三浦半島下では境界面の傾斜がより緩くなっている可能性が高く、相対的に 凸型を呈することになる。

類似した凸型の構造は房総半島下でも見いだされており(Tsumura et al., 2009)、 今後、アスペリティとの関係やメガスラストの挙動の形状規制について、検討してい くための重要な資料となる。

プレート境界は、起伏を有するものの全体としては、平坦な形状で沈み込んでおり、 スラブを断ち切るような大規模な構造は見られない。プレートの沈み込みに伴う塑性 変形は、上盤プレート先端部で顕著であることは、沈み込み帯に共通する現象であり、 相模湾でも同様である。相模湾横断断面でも、国府津一松田断層の延長部に相当する 断層(Fa:図 24~27)は、プレート境界から分岐した断層であることが明瞭である。 その東側の相模湾断層については、直接の推定分岐部分はイメージングできていない が、上盤プレートの変形プロセスによって形成された断層であり、基本的にはプレー ト境界断層に収れんすると判断される。

39



図 29 東京湾-相模湾統合反射法地震探査断面。 赤矢印:メガスラストの位置、SBF:相模湾断層、KTF: 北武断層、NAc:新第三系付加体。



図 30 相模トラフ東部の地質構造と探査測線。 構造図は大河内(1990)による。

c)国府津-松田断層と相模湾断層との関連について

図 30 に相模トラフ東部の地質構造と測線の関係を示す。木村ほか(1976)は相模湾 断層に相当する相模トラフ東部の断層トレースが、トラフに直交する方向に大きく移 動することを見いだし、これらを北東-南西方向の断層による変位として地質図で表 現した。詳細には述べられていないが、しばしば衝上断層帯で発達する lateral ramp に類似するような断層として認識されている。一般にこうした直交する方向の断層は 高角である。国府津-松田断層や相模湾断層は、その隆起側に海丘を伴い、走向方向 への不連続的な断層トレースのジャンプは、海底地形は調和的である。こうした断層 系についての考え方にとって最も大きな問題は、プレートの相対運動方向である。フ ィリピン海プレートの相対運動は現在の相模トラフの方向と小さい角度で交わる。す なわち、関東地震での断層スリップの方向は、下盤が北西方向に動くもので、プレー ト境界がスラスト形状を示すものの断層運動は横ずれ断層として挙動したことを示し ている(例えば Matsu'ura et al., 1980; Matsu'ura and Iwasaki, 1983; Wald and Somerville, 1995; Kobayashi and Koketsu, 2005)。こうしたプレート境界のメガス ラストの横ずれ運動を想定した場合、高角度のlateral rampは、動くことができない。 大河内(1990)は海上保安庁水路部が収集したシングルチャネルの探査記録を整理し、 断層が大きく方向をかえて屈曲・合流する断層トレースとして記載している(図30)。

明瞭には述べられていないが、相模トラフとほぼ直交する方向の逆断層によって、三 次元的なスラストシートが存在する可能性を示唆している。

具体的に本測線周辺の地質構造について見てみる。国府津一松田断層の南方延長は 屈曲して相模湾断層に追跡される(図 30)。ただし、本測線の結果から見ると、国府 津一松田断層の走向方向の直接延長で、メガスラストからの分岐断層(Fa: 図 24~27) が位置している。したがって、Fa 断層は国府津一松田断層の動きと密接な関係を有す るものと判断される。国府津一松田断層は大磯丘陵周辺では上盤側の地層が東に傾斜 する emergent thrust の形状を示し、形状は相模湾断層と類似する。Emergent thrust は断層に沿った変位量が大きい特徴があり、主要な変位をどの断層が賄ったかという 観点からは、国府津一松田断層は相模湾断層と類似した活動を行ってきたものであり、 構造的には一連のものとして追跡される。つまり、国府津一松田断層は相模湾断層と、 その西側のFa 断層に分岐するものと推定される(図 30)。

d)相模湾東部における震源断層の形状

2003年に相模湾の海岸部で実施した地殻構造探査では、国府津-松田断層は深さ6 kmで、東に傾斜するフィリピン海プレートと接合する。1923年の関東地震の震源モデ ルは、イメージングされたフィリピン海プレート境界のメガスラストと一致しており、 1923年の関東地震は分岐断層の活動なしにメガスラストの運動のみで発生した。他方、 1703年の元禄地震より古いプレート境界型の地震の発生時期については、島崎ほか

(2009)は小網代湾の津波堆積物の解析結果から、歴史地震記録との対応を考慮し、 1293年であったと推定している。この時期は、神奈川県のトレンチ調査によって国府 津-松田断層の活動時期とされた期間に入っており、国府津-松田断層がプレート境 界地震とともに活動したという推定と矛盾はない(図 31)。

しかし、問題はこうした分岐断層である out-of-sequence thrust がどの程度の広が りを持つのかということと、どのような挙動をとるかという点である。図 31 には主断 層と分岐断層という二つの組み合わせの例を図示したが、実際には前節で述べたよう に分岐断層が三次元的な構造を有しており(図 32)、ある分岐断層が活動した場合、 必ず他の分岐断層も同時に活動するということは自明ではない。すなわち、断層の走 向方向にある区間では主断層が活動し、ある区間では分岐断層が活動するというシナ リオを想定する必要がある。現在、こうした分岐断層のセグメント境界としては、国 府津一松田断層と相模湾断層の境界部を想定するのが妥当であると考えられるが、今 後、三次元的な構造、とくに国府津一松田断層に直交する方向での断層や褶曲に対し ても検討していく必要がある。



図 31 プレート境界部から分岐する国府津-松田断層の概念図。



図 32 国府津-松田断層を含む震源断層の三次元形状概念図。 KMF: 国府津-松田断層、SBF:相模湾断層、PHS:フィリピン海プレート、赤矢印:フィリピ ン海プレートの運動方向、黒実線: 断層トレース、黒破線:伏在断層のトレース。

(c) 結論ならびに今後の課題

国府津-松田断層とプレート境界の断層との関係を明らかにするために、伊豆半島東岸の 伊東から相模湾を横断し、三浦半島の葉山にいたる 73 kmの区間で、二船式による海上反 射法地震探査を実施した。この結果、以下の諸点が明らかになった。

- 1) 国府津-松田断層の走向延長で、7 kmほどの深度でプレート境界のメガスラスト から分岐した形状を示す断層の存在が明らかになった。
- 2)相模湾断層は、国府津-松田断層と類似した形状と累積変位量を有する out-of-sequence thrust であり、国府津-松田断層に連続する可能性が高い。東 京湾測線との統合断面で判断すると、中角度の東傾斜を示し、三浦半島下でプレ ート境界に収れんする可能性が高い。
- 3)国府津-松田断層・相模湾断層はプレート境界からの分岐断層であるが、これらの分岐断層は走向方向にいくつかのセグメントを構成している可能性がある。したがって、メガスラストからの地震時の運動の際に浅部のどの断層を使うかについては、複数のシナリオが存在する。

断層モデル構築の観点からは、3)の問題が最も重要である。今後、海底・陸上の既存資料の検討、陸上部でのデータ取得を含めて、セグメンテーションについて検討していく必要がある。とくに走向方向での構造変化とそれらの構造を作り出した断層システムについての検討が必要である。

今回実施した調査は、二船式を導入し現行の地殻構造探査において高度なデータ取得を 行っている。しかしながら、現実的には最高の仕様で探査を行ったわけではない。国府津 ー松田断層の東側の深部における反射法によるイメージングを向上させるには、三浦半島 西海岸での海底受振ケーブルの使用、東京湾側での発震、小規模な掘削などによる受振点 での低ノイズ化などを実施することが望ましい。

- 謝辞:本調査は、神奈川県安全防災局、同環境農政部、静岡県総務部危機管理局、 同産業部水産業局、神奈川県漁連及び静岡県漁連をはじめとする数多くの関 係諸機関の協力によって完遂することができた。ここに記して謝意を表する。
- (d) 引用文献
 - 1) Asakawa, E., and T. Kawanaka: Seismic raytracing using linear traveltime interpolation, Geophys. Prosp., 41, 99-111, 1993.
 - 2)伊藤谷生・上杉 陽・狩野謙一・千葉達郎・米澤 宏・染野 誠・本間睦美:最近100 万年間における足柄-大磯地域の古地理変遷とテクトニクス.月刊地球,8,630-636,1986.
 - 3)海上保安庁水路部,相模灘におけるマルチチャンネル反射法音波探査(1),連絡会報,45,168-171,1991.
 - 4) 関東地方土木地質図編纂委員会,関東地方土木地質図および説明書,(財)国土開 発技術センター,768p,1996.
 - 5) 笠原敬司・山水史生: 足柄平野-国府津・松田断層を横木地震波反射断面. 地震予

知連絡会会報, 47, 173-177, 1992.

- 6) 神奈川県:「平成13 年度神奈川県活断層(神縄・国府津-松田断層帯)調査事業成 果報告書」, 127p., 2002.
- 7) 神奈川県:「平成14 年度神奈川県活断層(神縄・国府津-松田断層帯)調査事業成 果報告書」, 78p., 2003.
- 8) 神奈川県:「平成15 年度 地震関係基礎調査交付金 神縄・国府津-松田断層帯に関 する調査」、76p., 2004.
- 9) 加藤茂・佐任弘・桜井操: 南海・駿河・相模トラフのマルチチャンネル反射法音波 探査,水路部研究報告, 18, 1-23, 1983.
- 10) 木村政昭・村上文敏・石原丈実: 相模灘及付近海底地質図および説明書 1:200,000, 海洋地質図 3,19 p.,5 sheets, 地質調査所, 1976.
- Kobayashi, R. and Koketsu, K., Source process of the 1923 Kanto earthquake inferred from historical geodetic, teleseismic, and strong motion data, *Earth Planets Space*, 57, 1-10, 2005.
- 12) 久野 久:5万分の1地質図幅「伊東」および同説明書,地質調査所,1970.
- 13) 地震調査研究推進本部地震調査委員会:「神縄・国府津-松田断層帯の評価(一部 改訂)」、33p, 2005.
- 14) Matsu' ura, M., T. Iwasaki, Y. Suzuki, and R. Sato, Statical and dynamical study on faulting mechanism of the 1923 Kanto earthquake, *J. Phys. Earth*, 28, 119-143, 1980.
- 15) Matsu' ura, M. and T. Iwasaki, Study on coseismic and postseismic crustal movements associated with the 1923 Kanto Earthquake, *Tectonophysics*, 97, 201 215, 1983.
- 16) 岡村行信・湯浅真人・倉本慎一: 駿河湾海底地質図および同説明書, 海洋地質図 52, 地質調査所, 44 p., 1999.
- 17) Okaya, D., S. Henrys, and T. Stern, Double-sided onshore- offshore seismic imaging of a plate boundary: 'super-gathers' across South Island, New Zealand, Tectonophysics, 355, 247-263, 2002.
- 18) 大河内 直彦: 相模湾の活構造とテクトニクス, 地学雑誌, 99, 458-470, 1990.
- 19) 大塚弥之助:大磯地塊を中心とする地域の層序に就いて(其一、其二). 地質学雑誌, 36,435-436. 479-497, 1929.
- 20) 産業技術総合研究所地質調査総合センター、日本重力 CD-ROM 第2版, 2004.
- 21) 佐藤比呂志・平田 直・伊藤谷生・岩崎貴哉・纐纈一起・笠原敬司・伊藤 潔,大 深度弾性波探査 3. 相模測線における地殻構造探査 1. 相模湾岸地殻構造探査(相 模 2003),大都市大震災軽減化特別プロジェクト 1 地震動(強い揺れ)の予測 「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 14 年度)成果報告書. 88-137, 2003.
- 22) Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Iwasaki, T., Ito, T., Kasahara, K., Ikawa, T., Abe, S., Kawanaka, T., Matsubara, M., Kobayashi, R., Harder, S., Earthquake source fault beneath the Tokyo, *Science*, **309** (5737), 462-464, 2005.

- 23) 佐藤比呂志・平田 直・纐纈一起・大都市圏地殻構造研究グループ,東京直下の巨 大衝上断層のイメージング,科学,75,8,965-970,2005.
- 24) 佐藤比呂志・平田 直・伊藤谷生・岩崎貴哉・纐纈一起・笠原敬司・伊藤 潔・河 村知徳,大深度弾性波探査 3.1.2.東京湾地殻構造探査(東京湾 2003),大都市大 震災軽減化特別プロジェクト 1 地震動(強い揺れ)の予測「大都市圏地殻構造調 査研究」(平成 15 年度)成果報告書, 17-82, 2004.
- 25) 佐藤比呂志・阿部進・斉藤秀雄・加藤直子・伊藤谷生・川中卓:二船式による 2007 年能登半島地震震源域の反射法地震探査,地震研究所彙報,82,275-299,2007.
- 26) Scholz, C.H. and Kato, T.: The behavior of a convergent plate boundary: Crustal deformation in the south Kanto distribut, Japan. J. Geophys. Res., 83 783-797, 1978.
- 27) 島崎邦彦・佐竹健治・岡村 眞・中田 高・松岡裕美・原口強・石部岳男:3.3.3 液状化痕等による首都圏の古地震の調査研究,首都直下地震防災・減災特別プロジ ェクト ①首都圏でのプレート構造調査、震源断層モデルの構築等(平成20年度) 成果報告書,205-240,2009.
- 28) Sibson, R.H., Xie, G., Dip range for intracontinental reverse fault ruptures: truth not stranger than friction? Bull. Seismol. Soc. Am., 88, 1014-1022, 1998.
- 29) Singh, C.S., P.J. Hague and M. McCaughey, Study of the crystalline crust from a two-ship normal-incidence and wide-angle experiments, Tectonophysics, 286, 79-91, 1998.
- 30) 杉村 新: 日本付近におけるプレート境界, 科学, 42, 192-202, 1973.
- 31) Tada, T. and Sakata, S., On a fault model of the 1923 great Kanto earthquake and its geotectonic implication. Bull. Geopgr. Surv. Inst., 22, Part. 2, 103-121, 1977.
- 32) Tsumura, N., N. Komada, J. Sano, S. Kikuchi, S. Yamamoto, T. Ito, T. Sato, T. Miyauchi, T. Kawamura, M. Shishikura, S. Abe, H. Sato, T. Kawanaka, S. Suda, M. Higashinaka, T. Ikawa, A bump on the upper surface of the Philippine Sea plate beneath the Boso Peninsula, Japan inferred from seismic reflection surveys: A possible asperity of the 1703 Genroku earthquake, Tectonophysics, 472, 39-50, 2009.
- 33) Tsuru, T., S. Miura, J. O. Park, A. Ito, G. Fujie, Y. Kaneda, T. No, T. Katayama, and J. Kasahara: Variation of physical properties beneath a fault observed by a two-ship seismic survey off southwest Japan, Jour. Geophys. Res., 110, B05405, doi:10.1029/2004JB003036, 2005.
- 34) 上杉 陽・伊藤谷生・歌田 実・染野 誠・沢田臣啓:大磯丘陵西部雑色〜古怒田 間に露出した衝上断層,関東の四紀,11,3-16,1985.
- 35) 山下幹也・木下正高・笠谷貴史・岡野正・高橋成美・金田義行,高密度反射法探査 による相模湾の浅部地殻構造,日本地震学会秋季大会講演予稿集, P085, 2005.
- 36) Zhang, J., and M.N. Toksoz: Nonlinear refraction traveltime tomography, Geophysics, 63, No.5, 1726-1737, 1998.

- 37) Wald, D. J. and P. G. Somerville, Variable-slip rupture model of the great 1923 Kanto, Japan, earthquake: geodetic and body-waveform analysis, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 159-177, 1995.
- 38) 海上保安庁水路部,相模灘におけるマルチチャンネル反射法音波探査(1),連絡会報,45,168-171,1991.
- 39) 山下幹也・木下正高・笠谷貴史・岡野正・高橋成美・金田義行,高密度反射法探査 による相模湾の浅部地殻構造,日本地震学会秋季大会講演予稿集, P085, 2005.

(3) 平成 22 年度業務計画案

平成21年度の伊東-逗子測線を含め、大学・地方自治体が実施した神縄・国府津-松田 断層系を横切る既存の反射法地震探査データを、共通したパラメータで再解析し、整合的 な速度構造による地下断面を作成する。これらの断面をもとに海域部から陸域部までの神 縄・国府津-松田断層系の三次元地下形状モデルを作成する。