

反射法地震探査による相模平野南西部の浅部地下構造 Shallow subsurface structure by seismic reflection surveys at the southwest of Sagami Plain, Kanagawa Prefecture, central Japan

木下佐和子^{1*}・伊藤 忍¹・山口和雄^{1,2}・横倉隆伸^{1,3}

KINOSHITA Sawako¹, ITO Shinobu¹, YAMAGUCHI Kazuo^{1,2} and YOKOKURA Takanobu^{1,3}

Abstract: We conducted two shallow reflection seismic surveys on an inland survey line and a coastal survey line in Hiratsuka City, Kanagawa Prefecture in order to understand the shallow subsurface structure, the presence of concealed faults, and the deformation structure by the faults in the southwestern part of the Sagami Plains as a part of the AIST project “Investigations on Geology and Active Faults in the Coastal Zone of Japan.” Seismic sections are able to detect reflectors at depths shallower than about 300 ms in travel time (-250 m in elevation) on the inland line and up to about 200 ms (-150 m) on the coastal line.

Distinct reflectors are continuously found at 120 to 200 ms (-70 to -140 m) on the inland line. These reflectors show an eastward uplift of about 50 ms (45 m) in height, which is interpreted as the displacement due to the activity of the Isehara Fault.

Continuous reflectors that represent the layers in Alluvium are found at 20 to 60 ms (-5 to -30m) on the coastal line.

The basement that corresponds to the upper boundary of Neogene is found at about 50 to 70 ms (-20 to -40 m) in the west of the Hanamizu River. In the east of the Hanamizu River, the bottom boundary of the Alluvium is estimated to be at about 60 to 90 ms (-30 to -50m). Some shallow reflectors show a convex structure of about 10 to 30 ms (10 to 20 m) in height, but it is not clear whether it is a buried landform or the result of tectonic movement.

Keywords: Seismic reflection survey, Subsurface structure, Sagami Plain, Isehara Fault

要 旨

われわれは、産業技術総合研究所の「沿岸域の地質・活断層調査」の一環として、相模平野南西部の浅部地下構造の把握、伏在断層の有無およびその変形構造を明らかにするため、神奈川県平塚市において浅部反射法地震探査を内陸測線、海岸測線の2測線で実施した。その結果、内陸測線では往復走時約300 ms (標高-250 m) まで、海岸測線では往復走時約200 ms (標高-150 m) まで反射面をイメージングすることができた。

内陸測線では往復走時120～200 ms (標高-70 m～-140 m) に測線全体にわたってほぼ連続した振幅の大きい反射面が見られ、東側が約50 ms (約45 m) 隆起している地点が認識できた。この隆起は、伊勢原断層の変位によるものと解釈した。

海岸測線では、往復走時20～60 ms (標高-5 m～-30 m) に測線全体にわたってほぼ連続した、沖積層の特定の層準を示す反射面が見られた。花水川河口より西側で

は、大磯層や北大磯層新第三系に相当する基盤は約50～70 ms (標高-20～-40 m) に見られ、花水川河口より東側では往復走時約60～90 ms (標高-30 m～-50 m) に沖積層基底面に相当する反射面が見られた。また、花水川河口より東側において浅部反射面群に往復走時差約10～30 ms (深度差約10 m～20 m) 程度の上に凸状の構造が見られたが、古地形か構造運動によるものかは明らかではない。

1. はじめに

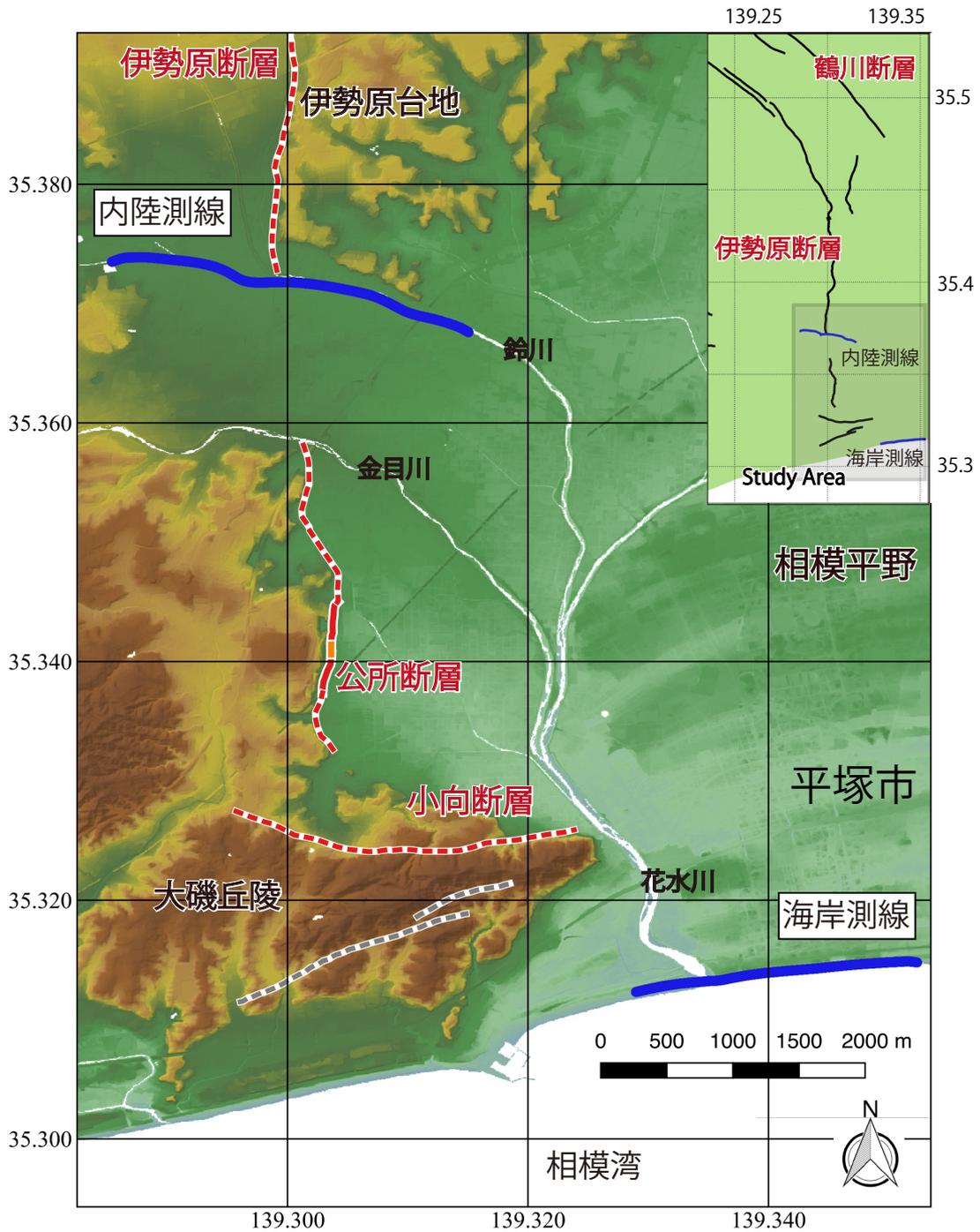
産業技術総合研究所は「沿岸域の地質・活断層調査」の一環として、2014～2016年度に相模湾沿岸陸域・沿岸海域を対象に、正確で精密な活断層・地盤情報の整備と各種調査技術開発を目的とした現地調査・地域地質研究を実施した。一連の調査研究は構造地質学・層序学・堆積学・地球物理学・地球化学など様々な手法を用い、断層構造の把握、沖積層の分布および地盤構

*Correspondence

1 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation)

2 現在 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地圏資源環境研究部門 (AIST Geological Survey of Japan, Research Institute for Geo-Resources and Environment)

3 現在 客員研究員



第1図 本調査対象地域周辺の地図と反射法測線の位置。
 基図に国土地理院発行の基盤地図情報(数値標高モデル5mメッシュ)を使用した。青実線は本調査の測線を表す。赤実線、オレンジ実線、赤点線、灰色点線は今泉ほか編(2018)による断層位置を表し、それぞれ活断層、活断層(位置不明確)、活断層(位置不明)、推定活断層を表す。右上の図は伊勢原断層の全体図を示す。黒実線は活断層研究会(1991)、今泉ほか編(2018)による断層位置を示す。

Fig. 1 Map of the study area and survey lines.
 The elevation data is obtained from the 5 m-grid digital data provided by the Geospatial Information Authority of Japan (GSI). The blue solid lines are the survey lines in this study. The red solid, orange solid, red dashed, and grey dashed lines represent spatial distributions of active faults, active faults whose location are indecisive, active faults whose location are concealed, and estimated active faults from Imaizumi *et al.* eds. (2018), respectively. The right upper figure shows a spatial distribution of the Isehara fault. The black solid lines represent spatial distribution of the faults from the Research Group for Active Faults of Japan eds (1991) and Imaizumi *et al.* eds (2018).

造の解明を目的として実施された。われわれはそのうち反射法地震探査を用いた相模湾沿岸陸域の地質・活断層調査を分担実施した。本稿は2016年度に神奈川県平塚市で実施した浅部反射法地震探査（以下、本調査と称する）に関して報告する。

本稿では、まず相模平野南西部の活断層、既存の反射法地震探査に関して述べ、本調査で実施した浅部反射法地震探査の調査諸元、取得データ処理と結果に関して記述する。その後、処理結果断面を示し、先行研究やボーリングデータとの比較を行い、断層の位置や構造などを考察する。なお、本稿は平成28年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告で調査概要を報告し（木下ほか、2017）、その後データ処理及び考察を進め海陸シームレス地質情報集としてまとめたものである。

2. 相模平野南西部の地形・地質概要

相模湾沿岸には西から伊豆半島、箱根火山、足柄平野（酒匂川低地）、大磯丘陵、相模平野（相模川低地）、三浦丘陵が分布している。伊豆弧では、太平洋プレートがフィリピン海プレート下に沈み込んでいる。伊豆半島や丹沢山地は、伊豆弧を含むフィリピン海プレートが北米プレートと衝突・隆起して山地や丘陵を構成したものであり、相模平野の地下では基盤となっている。相模平野周辺の新第三系は丹沢層群と愛川層群が分布する。

調査地域は相模平野の南西部の平塚市域にあたり、鈴川、金目川、花水川の流域である（第1図）。調査地域の北部には沖積低地と下末吉面の伊勢原台地が分布し、その境界には活断層である伊勢原断層が南北方向に分布する（岡ほか、1979；神奈川県、1996など）。地下にはMIS 5eの最終間氷期を主堆積期とする吉沢層（貝塚・森山、1969）が伏在している（今永ほか、1982）。調査地域の南部は沿岸地域で、その西部には大磯丘陵が位置する。丘陵東部には標高約200mの基盤岩からなる小規模な山地が位置し、中部中新統高麗山層群と上部中新統～鮮新統の大磯層からなる（Ito, 1982；蟹江ほか、1999；石浜ほか、2012；水野ほか、2021）。新第三系の上位には、約25万年前以降に堆積した早田層（遠藤・上杉、1972）や吉沢層が広く分布する（水野ほか、2021）。

3. 相模平野南西部の活断層と既存反射法地震探査

相模湾沿岸域には主として丘陵と低地の境界部に多数の断層が分布していることが知られている（例えば東郷ほか、1996a, b；宮内ほか、2008, 2009；今泉ほか編、2018など）。以下では相模平野南西部の活断層と本調査

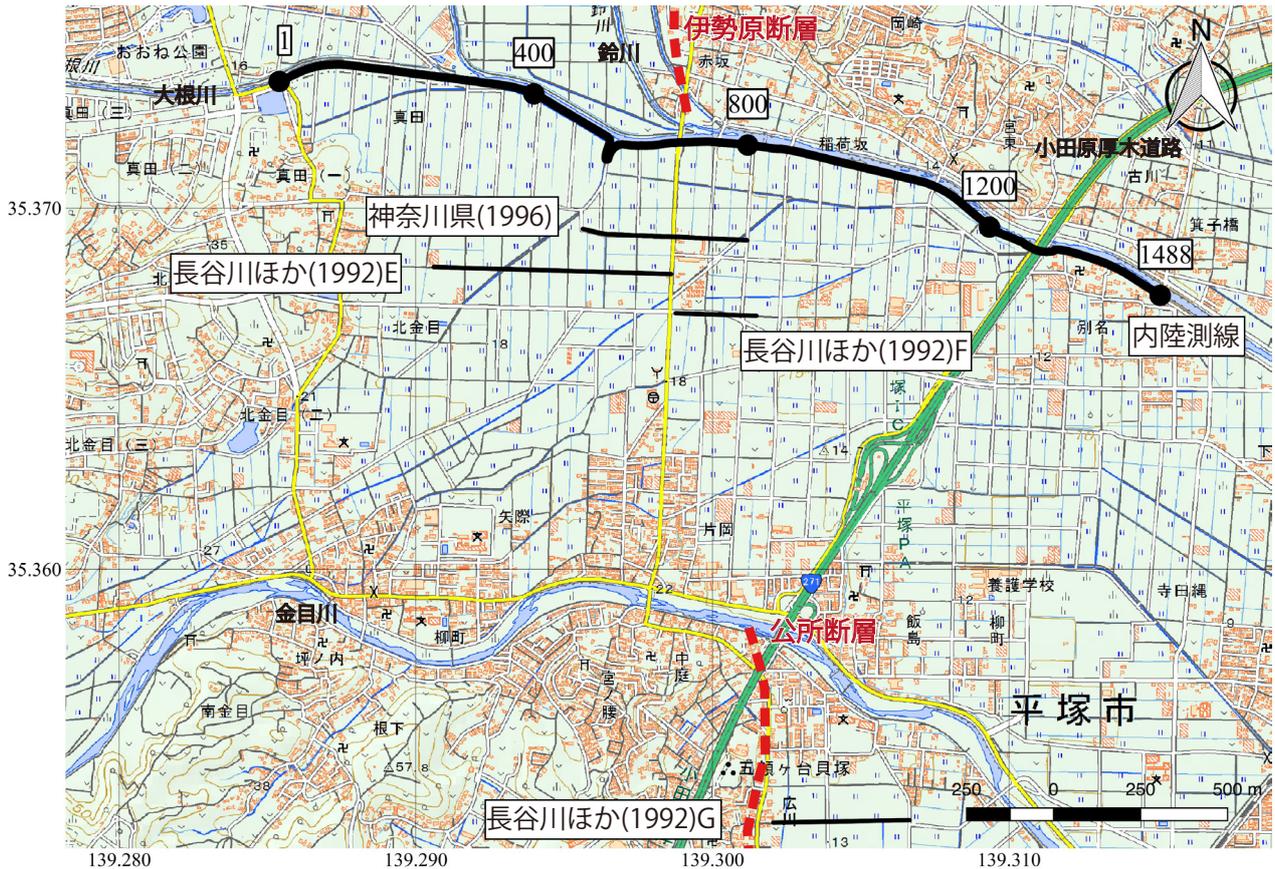
の目的、既存の反射法地震探査に関して記述する。なお、足柄平野と大磯丘陵の間に分布する神縄・国府津－松田断層帯に関しては横倉ほか（2021）に詳細が記載されている。

3.1 相模平野南西部の活断層

第1図に本調査地域周辺の主要な断層の位置、第2、3図に本調査と既存研究の測線位置を示す。相模平野南西部には複数の断層が分布し、その1つである伊勢原断層（花井、1934）は伊勢原台地の西縁に分布する南北走向の断層である。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2004）によれば、伊勢原断層は丹沢山地の東縁から平塚市北部に至る長さ21km、南北走向、東側隆起の逆断層とされている。伊勢原断層に関しては今までに、ボーリング調査（今永ほか、1982；松田ほか、1988；神奈川県、1996；高田ほか、2003）、トレンチ調査（神奈川県、1996）、反射法地震探査（長谷川ほか、1992；神奈川県、1996）などの調査が実施されている。

今永ほか（1982）は伊勢原断層を挟む2地点でのボーリング調査を実施し、上部更新統吉沢層（町田・森山、1968）の上面が断層を挟んで約32mの東側隆起の上下変位を示していることから、吉沢層が約13万年前に形成されたと仮定して、垂直方向の平均変位速度を0.25m/千年と推定した。松田ほか（1988）は、今永ほか（1982）のボーリング孔の間で4孔の群列ボーリング調査を実施し、伊勢原断層の最新活動時期は5世紀以降18世紀初頭以前で、元慶2年（西暦878年）の相模・武蔵地震の震源断層は伊勢原断層である可能性を示唆した。また、伊勢原断層による地震の再来間隔は5,000年以上と推定した。神奈川県（1996）は、トレンチ調査、ボーリング調査、反射法地震探査を行い、伊勢原断層の位置、活動履歴等を推定した。その結果、伊勢原断層の南端は反射法測線位置（第2図参照）まで、北側は明瞭な変位地形が認められる場所まで約13kmの区間を活断層と認定した。また、伊勢原断層の傾斜は東傾斜約50～60度、平均上下変位速度は約0.2～0.3m/千年、最新の活動は約2,000年前以降と推定した。高田ほか（2003）は伊勢原市でボーリング調査を行い、伊勢原断層の傾斜は東傾斜約40度、伊勢原断層の過去数万年間の平均的な上下変位速度は約0.4m/千年程度と推定した。伊勢原断層の南端周辺は沖積低地となっており、地表では断層構造が確認できない。伊勢原断層は相模平野の地下に伏在して伊勢原台地南端部よりも南に連続している可能性も指摘されているが、この地域におけるボーリング調査や物理探査は限られているため、その詳細は明らかになっていない。

伊勢原断層よりも南には、大磯丘陵の東部に公所断



第2図 内陸測線の測線図。

黒太実線・黒数字は内陸測線の受振点位置，受振点番号を示す．黒細実線は本文に引用した既往の反射法地震探査測線位置を示す．基図に国土地理院発行数値地図25,000（地図画像）を用いた．赤点線は第1図と同様．

Fig. 2 Seismic survey map of the inland line.

The black thick solid line and numbers represent the location of receiver stations and their number, respectively. The black thin lines represent the previous survey lines around the inland line cited in the text. The red dashed lines are the same as in the Fig. 1. The base map is the Digital Map 25,000 (Map Image) by GSI.

層，小向断層などの活断層が存在すると推定されている（第1図；東郷ほか，1996a, b；水野，2016；今泉ほか編，2018など）．公所断層は大磯丘陵東端に南北方向の崖が断続的に続いている場所に推定されている，長さ約3 km，南北走向，東側低下の逆断層である（第1図；活断層研究会，1991；東郷ほか，1996a, b；今泉ほか編，2018など）．断層の北端部は沖積低地になっているため，相模平野の地下に伏在して北に連続している可能性があるが公所断層を対象にした物理探査は今まで実施されておらず，詳細は不明である．

さらに，上記で述べた丘陵や台地の端に存在する断層以外にも，相模平野内に断層が伏在する可能性もある．例えば，大磯丘陵東端の高麗山から浅間山周辺には中期中新世の堆積岩，火山岩類からなる高麗山層群や後期中新世～鮮新世の堆積岩からなる大磯層が分布するのに対して（水野，2016），高麗山から東に約2 kmの平塚市錦町における大深度温泉井のカッティングス試料に対する石灰質ナンノ化石年代層序分析結果（小

沢・江藤，2005）では，高麗山層群は標高-455 m以深に伏在すると解釈される．また，佐藤ほか（2021）によると，新湘南バイパス沿いのボーリング資料において，大磯層や北大磯層に相当する基盤岩は花水川河口よりも西側では標高-2～-20 m付近に分布するのに対して，花水川よりも東側では標高-74 m以深に分布している．これらのことから，相模平野の南西部に東下りの断層が伏在する可能性も考えられる．

3.2 相模平野南西部における既存の反射法地震探査

相模湾沿岸陸域においては，多くの反射法地震探査が過去に実施されているが，多くは神縄・国府津-松田断層帯を対象にした調査であり，相模平野南西部においては既存の反射法探査が限られている（横倉ほか，2021）．相模平野南西部で過去に実施された反射法探査のうち，結果を参考にできるのは長谷川ほか（1992）によるE, F, G測線（第2図），神奈川県（1996）に



第3図 海岸測線の測線図。

黒太実線・黒数字、黒細実線は図2と同様。赤点線は第1図と同様。

Fig. 3 Seismic survey map of the coastal line.

The black thick solid line, numbers, and the black thin solid line are the same as in the Fig. 2.

The red dashed line is the same as in the Fig. 1.

よる北金目測線（第2図）、佐藤ほか（2003, 2011）による「大都市大震災軽減化特別プロジェクト」相模湾沿岸測線（第3図、以下、大大特相模測線と称す）である。

長谷川ほか（1992）は、今泉ほか編（2018）などによる伊勢原断層推定位置の南端よりも約500 m(E)、600 m(F)、1,500 m(G)南に位置した3測線で反射法地震探査を実施した（第2図）。このうちE、F測線では、西側に約35 ms低下した構造を示す連続性の良い反射面が確認され、この位置は伊勢原断層が伏在する位置と想定された。神奈川県（1996）の探査は、今泉ほか編（2018）による伊勢原断層推定位置の南端より約400 m南で実施された（第2図）。その結果、標高約-85 m～-150 mに顕著な反射面が確認され、その反射面は西側が約50 m沈降した構造を示しており、伊勢原断層による変位だと解釈された。この探査では、公所断層の北方延長などの全体的な構造はわかっていない。長谷川ほか（1992）の探査結果も神奈川県（1996）の結果断面も探査時期が古く、現在のデータ処理能力やデータ処理技

術と比較すると未成熟であり、調査機材の不足ともなって分解能も不十分であった。

大大特相模測線（佐藤ほか、2003, 2011）は、フィリピン海プレート境界部の断層のイメージングと神縄・国府津-松田断層帯との接合関係、活断層の深部形状を明らかにする目的で実施された。その結果の断面図において、花水川河口と相模川河口の間に藤野木-愛川構造線の南方延長の西傾斜の構造を推定している。藤野木-愛川構造線は関東山地と丹沢山地の地質境界に相当し、伊豆島弧と本州の過去の衝突境界に相当する（活断層研究会編、1991；植木ほか、2013など）。しかし、佐藤ほか（2003, 2011）の大大特相模測線は発震点間隔50 m～100 m、受振点間隔50 mで深さ約10 km程度までを対象にしたもので、本調査とは対象深度が異なり、花水川河口付近における100 m以浅の構造は解像度が十分ではない。また、山梨県東部から神奈川県北部にかけて伊勢原断層とほぼ平行に分布する鶴川断層の南部は藤野木-愛川構造線と一致する（活断層研究会編、1991、第1図）。活断層研究会編（1991）

によると、鶴川断層は北西-南東走向、北側隆起、右横ずれ変位を伴う長さ約 60 km の断層であるが、その大部分は確実度 III とされ、地震調査委員会（2004）では評価の対象とはなっていない。

3.3 本調査の目的

本調査では、相模平野南西部の浅部地下構造の把握、伏在断層の有無およびその変形構造を明らかにするために、神奈川県平塚市において浅部反射法地震探査を内陸測線、海岸測線の 2 測線で実施した（第 1～3 図）。

内陸測線については、伊勢原断層の浅部変形構造を高分解能でイメージングし、最近の活動性などの評価に有用な情報を提供するために、確実に断層が伏在すると想定される鈴川沿いに測線を設定した。海岸測線については、花水川周辺における伏在断層の有無およびその変形構造を明らかにするために、花水川河口付近の海岸沿いで探査を実施した。

4. 探査測線と調査諸元

4.1 調査位置

本調査では神奈川県平塚市内の 2 箇所ですべて反射法地震探査を実施し、測線名を内陸測線、海岸測線とした（第 1～3 図）。それぞれの測線位置は以下のように設定した。

4.1.1 内陸測線

本測線の探査は 2017 年 1 月 30 日から 2 月 9 日の合計 11 日間行った。内陸測線は大根川から鈴川へほぼ東西に延びる堤防（サイクリングロード）沿いに、おおね公園付近から小田原厚木道路の約 500 m 東まで設定し、総延長は 2,974 m、総受振点数は 1,488 点とした（第 1 表、第 1 図、第 2 図）。測点標高は 10.3 m～17.7 m である。受振点・発震点番号 536～606 付近は南からの支流に架かる橋が大根川沿いよりも 30 m 程度南方に迂回しており、測線もサイクリングロードに沿って迂回している。大根川・鈴川は丹沢山系に源流を持ち、平塚市岡崎の県道 63 号線付近で大根川は鈴川に合流する。内陸測線は今泉ほか編（2018）、東郷ほか（1996a,b）などによる伊勢原断層の南方延長と公所断層の北方延長と交差するように測線範囲を設定した。

4.1.2 海岸測線

本測線の探査は 2 月 9 日から 2 月 15 日の合計 7 日間行った。海岸測線は大磯高校付近から平塚ビーチパークにかけての砂浜に設定し、総延長は 2,158 m、総受振

点数は 1,080 点とした（第 1 表、第 1 図、第 3 図）。測点標高は 1.0 m～4.7 m であった。受振・発震点番号 241～290 は花水川を横切る。河川敷に堆積している砂は日々激しく変化するため、水面付近への受振器の設置は困難であった。また、震源車も水面付近までの移動は困難であった。そのため、花水川を横切る測点番号 241～290 には受振器は設置せず発震も行わなかった。河口西側で発震し、河口東側で受振という展開での観測は実施したが、時間や機材のリソースが限られる中で、オフセットを稼ぐことに重点をおいて調査を計画したため、河口東側での発震を河口西側で受振することは断念した。

4.2 調査方法

本調査では、受振・発震ともに山口・伊藤（2016）、山口ほか（2019）で使用したものとほぼ同様のシステムを用いた（第 1 表）。この受振システムはケーブルにシングル受振器を接続したままの状態を展開移動作業が実施可能であるため少人数で高い進捗率を達成することができる。また、条件の良い場合は深度十数 m から 1 km 程度という範囲で分解能の高い探査が可能だと実証されている。本調査の対象とする断層や地下構造は深度 1 km 以内であるため、このシステムを利用して調査を実施した。

受振器は内陸測線、海岸測線ともに固有周波数 28 Hz の上下動ジオフォン（Geospace 社製 GS-20DM 内蔵）を使用し、2 m 間隔に設置した。海岸測線では受振器は海岸の砂浜に設置したため、波形記録の SN 比を上げるために受振器のスパイクに長さ 20 cm または 30 cm のロングスパイクを取り付けた。波形は 1 ms サンプリングで 2 秒間記録し、収録には有線テレメトリー型地震探査システム DSS-12（サンコーコンサルタント社製）を使用した。海岸測線の花水川を横切る場所では有線の DSS-12 は使用できないため、収録に独立型探査システム GSX（Geospace 社製）を使用した。受振器は 192 点を同時に設置し、48 点ずつ展開移動し波形を収録した。震源には P 波油圧インパクト（地球科学総合研究所製 JMI-200, JMI-400）を用い、発震点間隔は 2 m、発震回数は各点 10 回を基本とし、路面の状況などに応じて発震回数を調整した。震源のプレートにはハンマースイッチを取り付けて収録トリガをかけた。内陸測線では、発震に使用した油圧インパクトは機材の不調があったため JMI-200 と JMI-400 の 2 種類を適宜使い分けた。また、発震は基本的には 1 箇所について 10 回行い、路面の舗装強度が弱い場所では発震場所を 20 cm～30 cm 程度ずらして 3 回（または 5 回）を 2 セット行い、舗装がひび割れている箇所や民家の近くでは発震回数

第1表 内陸測線、海岸測線における調査パラメータ詳細。
Table 1 Field parameters for the inland line and the coastal line.

測線名	内陸測線	海岸測線
調査地区	神奈川県平塚市 大根川・鈴川沿いサイクリングロード	神奈川県平塚市 平塚海岸
調査期間	2017年1月30日から2月9日	2017年2月9日から2月15日
測線長	2974m	2158m
総受振点数	1488	1031
受振点番号	1-1488	1-1080
受振点間隔	2m	2m
受振器	GS20-DM(GeoSpace製)	GS20-DM(GeoSpace製)
受振器固有周波数	28Hz	28Hz
受振点展開方法	192チャンネルを同時展開し48点ずつ移動	192チャンネルを同時展開し48点ずつ移動
収録装置	DSS-12(サンコーコンサルタント)	DSS-12(サンコーコンサルタント製),GSX(GeoSpace社製)
記録長	2s	2s
サンプリング間隔	1ms	1ms
震源	P波油圧インパクト(JMI-200,JMI-400)	P波油圧インパクト(JMI-400)
総発震点数	1423	1030
発震点番号	1-1488	1-1080
発震間隔	2m	2m
発震回数	10回(路面の状況に応じて適宜調節)	10回(海岸の状況に応じて適宜調節)
CMP間隔	1m	1m
CMP番号	100-2943	100-2250
CMP数	2844	2151
CMP測線長	2843m	2150m
測量装置	GRS-1(トプコン製)	GRS-1(トプコン製)

を1回～5回に調節した。発震場所をずらした場合も解析の際は同じ場所で発震していると仮定して解析を行った。海岸測線では、発震は油圧インパクト JMI-400を用いて各点10回ずつ行った。

受振点のマーキングには巻尺を使用し、目印として木杭を20m間隔で設置した。受振点の位置は、木杭の位置をGNSS (GRS-1, トプコン社製)で測量し、測線が曲がっている箇所、交差点など受振点間隔が2mにならない箇所は1測点ごとに測量した。また受振点と発震点の間のオフセット距離 ($\Delta x, \Delta y, \Delta z$) を現場で測定し、発震点の位置を計算した。

4.3 発震記録

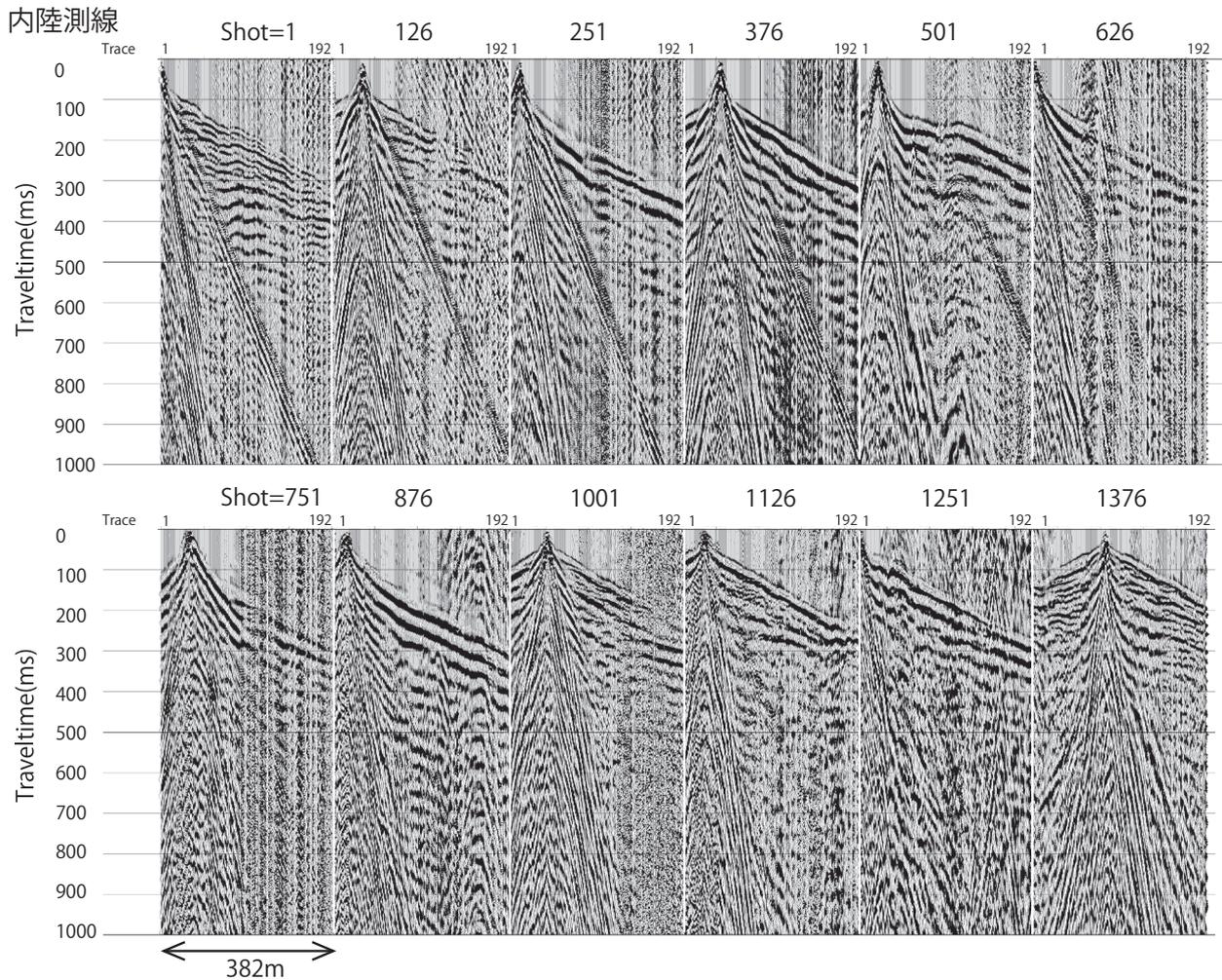
本調査に用いたDSS-12は、現場で発震原記録の確認やスタックなどの簡単な処理ができるため、調査中には発震記録、発震記録をダイバーシタックした波形を確認しながら行った。

4.3.1 内陸測線

内陸測線における発震原記録について、垂直重合(ダ

イバーシタック)した波形を発震125点(250m)ごとに表示した(第4図)。ほとんどの記録で、見かけ速度1,500～1,600m/s程度の初動は展開の端まで到達している。また、初動、表面波の他に反射波と思われる波も記録されている。測線の西側(発震点番号が小さい側)のニアオフセットは初動のみかけ速度が遅く、低速度の表層が存在すると考えられる。発震点501番は測線屈曲による走時異常を示す。発震点251, 376, 501, 876番等で顕著であるが、内陸測線全体を通して、初動とほぼ同じ傾きの振幅の大きい波群が卓越している記録が多く、その場合は発震原記録に明瞭な反射波はみられなかった。これらの波群がみられない記録、例えば発震点1376番の記録では、反射波と思われる波はオフセット0mで約0.3s程度まで確認できる。

内陸測線で、河川敷の遊歩道になっている場所は、人(徒歩やランニング)の往来が多くノイズが多くなったが、垂直重合により記録は良好になった。また発震点1280付近に小田原厚木道路があり、第4図には示されていないが、その周辺の記録には車両ノイズが卓越した。



第4図 内陸測線における発震記録の例。

各発震点の記録をダイバーシティスタックして振幅調整を行い、125 発震点 (250 m) ごとに表示した。縦軸、横軸は往復走時とチャンネル番号を表す。

Fig. 4 Examples of shot records at the inland line.

The stacked shot records of every 125 shot points (250 m) with gain control after the diversity stack of shot gathers. The vertical and horizontal axes represent travel time and receiver channel, respectively.

4.3.2 海岸測線

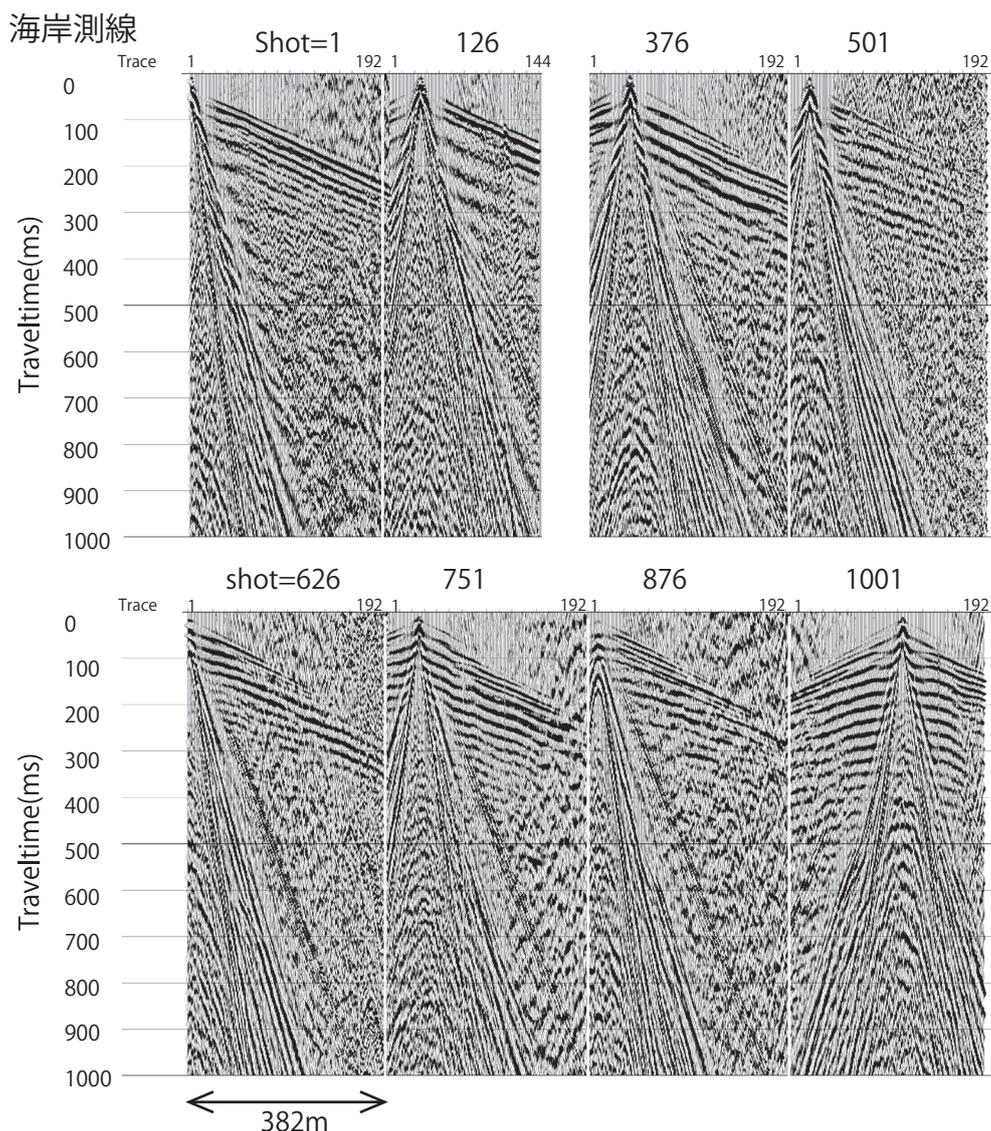
海岸測線における発震原記録について、垂直重合 (ダイバーシティスタック) した波形を発震 125 点 (250 m) ごとに表示した (第5図)。発震点番号 126 の東側と発震点番号 251 は花水川河口に相当し、受振・発震共に実施していない。海岸測線ではみかけ速度 1,800 ~ 1,900 m/s 程度の初動が展開の端まで到達している。初動の他に表面波、反射波と思われる波が見える。花水川河口より西では初動とほぼ同じ傾きの振幅の大きい波が目立ち、発震原記録には明瞭な反射波はみられない。発震点 1001 番のように、双曲線状の波が繰り返し表れる記録も多かったが、それ以外の点ではオフセット 0 m で往復走時約 0.3 程度まで反射波と思われる波がみられた。

本測線は交通量の多い新湘南バイパスとほぼ平行に

設置しており、またバイパスから測線までの距離は約 100 m と近かった。そのため、車両ノイズが大きかったが、垂直重合により記録は改善された。また、海岸は人 (徒歩やランニング) の往来によるノイズも、垂直重合により記録は良好になった。

5. データ処理

データ処理には共通反射点重合法 (CMP 重合法, Sheriff and Geldart, 1995 など) を用いた。第6図は両測線における処理フローを示す。データ処理は反射処理ソフトウェアの GLOBE Claritas (Petrosys, New Zealand) を使用して実施した。以下にそれぞれの処理の詳細を記す。



第5図 海岸測線における発震記録の例。
各発震点の記録をダイバーシティスタックして振幅調整を行い、125発震点(250m)ごとに表示した。
縦軸、横軸は往復走時とチャンネル番号を表す。

Fig. 5 Examples of shot records at Coastal Line.
The stacked shot records of every 125 shot points (250 m) with gain control after a diversity stack of shot gathers.
The vertical and horizontal axes represent travel time and receiver channel, respectively.

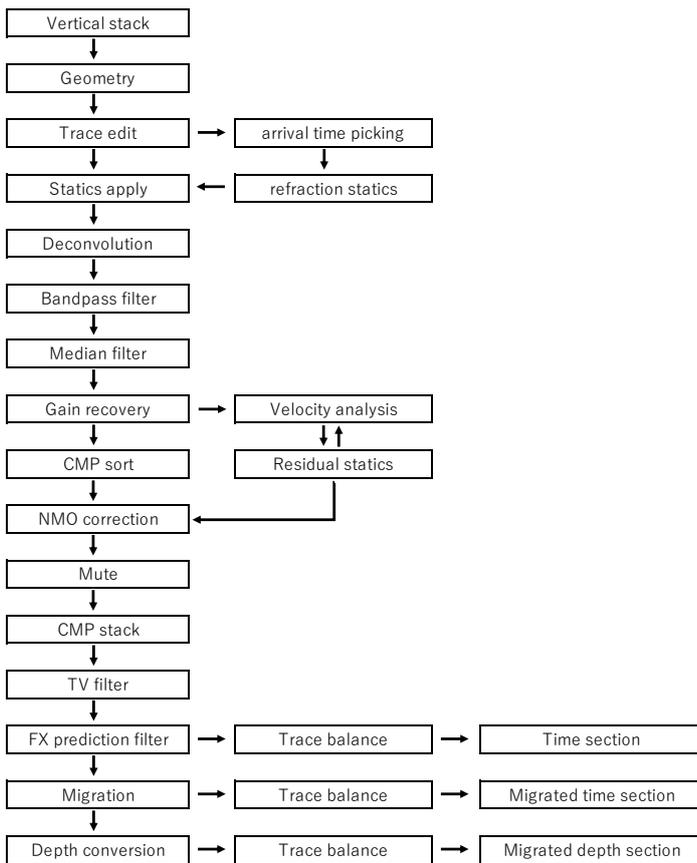
5.1 垂直重合

フィールド取得データ(SEG-2フォーマット)を、GLOBE Claritasで処理するためのフォーマット(Claritas extended SEG-Yフォーマット)へ変換した。その後、同じ発震点の記録をウィンドウ長1,000msのダイバーシティスタックを用いて垂直重合した。

5.2 ジオメトリ設定

各測線の受振点、発震点の座標から反射点の座標を

求めた。その後、反射点の分布の中央を通るように40箇所を等間隔に決め(ヒットポイント)、このヒットポイントを通る3次スプライン関数を重合測線とした。内陸、海岸測線ともにCMP間隔は受振点間隔の半分である1mとした。CMPギャザは各CMPを中心として測線方向に0.7m、測線と直交方向に、内陸測線では60m、海岸測線では15mの長方形の範囲に反射点が入るように構成した。CMP番号は西端を100に設定し、東端は内陸測線では2,943、海岸測線では2,250になった。第7図にCMP位置の詳細、CMP重合数を示す。第7図には長谷川ほか(1992)のE、F測線の測点番号、神



第6図 データ処理のながれ。
Fig. 6 Processing flow chart.

奈川県 (1996) の CMP 番号, 大大特相模測線 (佐藤ほか, 2003, 2011) の CMP 番号も記載した. なお, 長谷川ほか (1992) には CMP 番号の座標データは残っておらず, 第7図の数字は測点番号 (受振点の位置) を表す.

5.3 トレースエディット

垂直重合した波形データのヘッダにジオメトリ設定で定義した座標の値を挿入して, ひとつのファイルにマージした. その後, マージした波形を発震点番号, 受振点番号でソートして目視で確認し, 不良記録を除去した.

5.4 静補正

5.3 で求めた垂直重合波形を発震点番号, 受振点番号でソートして初動走時の読み取りを行った. 読みとった初動走時のうち内陸測線ではオフセット 50 m ~ 240 m, 海岸測線では全オフセットの値を使用して, 走時トモグラフィによって表層の速度構造を求めた. その後各 CMP を構成するトレースの平均標高を計算して平滑化したものを浮動基準面として定義し, 走時トモグラフィで求めた速度構造から, 浮動基準面に対する発震

点補正量, 受振点補正量を計算して静補正を施した. 第8図に表層近傍の速度分布と静補正量を示す.

5.5 デコンボリューション

震源波形の影響や, 多重反射などの地下地層の影響, 受振器特性などの観測系特性の影響を減らすためにデコンボリューションを実施した. 予測デコンボリューションは予測長, オペレータ長, タイムウィンドウ, ホワイトノイズ補正量を変化させてテストを行った. 反射波の連続性の良さから, 内陸, 海岸測線ともに, 予測長 4 ms, オペレータ長 200 ms, タイムウィンドウ 0 ~ 2000 ms, ホワイトノイズ補正量 1% の予測デコンボリューションを実施した.

5.6 バンドパスフィルタ

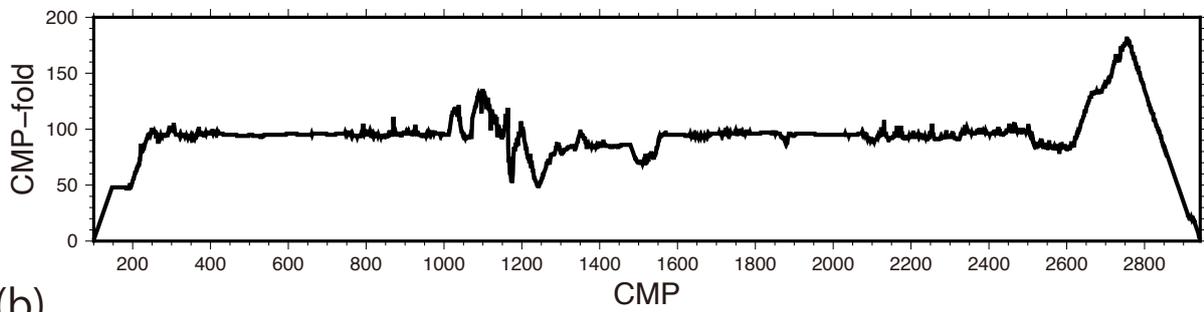
デコンボリューション後の波形を整えるため, バンドパスフィルタを適用した. 内陸測線は 35 ~ 250 Hz, 海岸測線は 20 ~ 250 Hz の周波数領域でバンドパスフィルタを適用した.

5.7 メディアンフィルタ

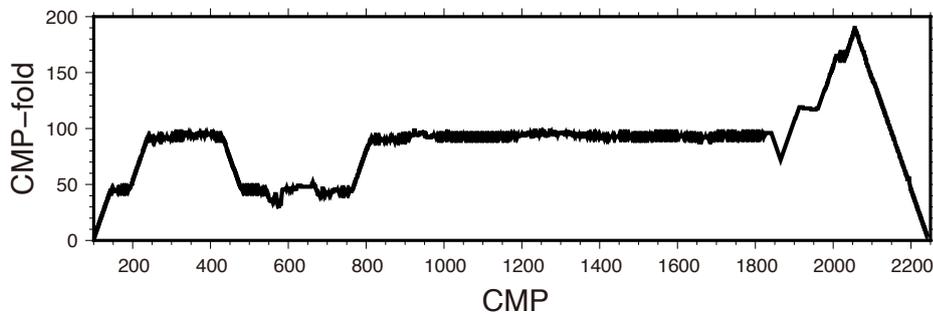
上記の処理後の波形をショットギャザやレシーバギャザで表示し, 初動と同じ傾きの波形, 表面波, その他の目立つノイズを消去するために, メディアンフィルタを適用した. 具体的には, 表面波や直達波など消したい波の見かけ速度で LMO (Linear move out) した複数の波形記録のメディアンを計算し, 波形記録からメディアン値を減算することで, ノイズを軽減した. 第9図にメディアンフィルタ適用の例を示す. 海岸測線の記録をショットギャザで表示した際に発震点番号1の波形は, 初動のすぐ後に初動と同じような傾きの振幅の大きい波が見えるが, メディアンフィルタ適用後は, この波が消え, 反射波らしい波群をオフセット距離 0 m で約 0.08 s まで確認することができる. また, レシーバギャザで表示した際に受振点番号 201 の波形に見かけ速度約 1,900 m/s の振幅の大きい波群が見えるが, メディアンフィルタ適用後は反射波らしい波群をオフセット距離 0 m で約 0.12 s まで確認することができた.

このようにして, 表面波などに対してもメディアンフィルタを複数回適用した. 内陸測線, 海岸測線で使ったメディアンフィルタに関しては第2表にまとめた.

(a)

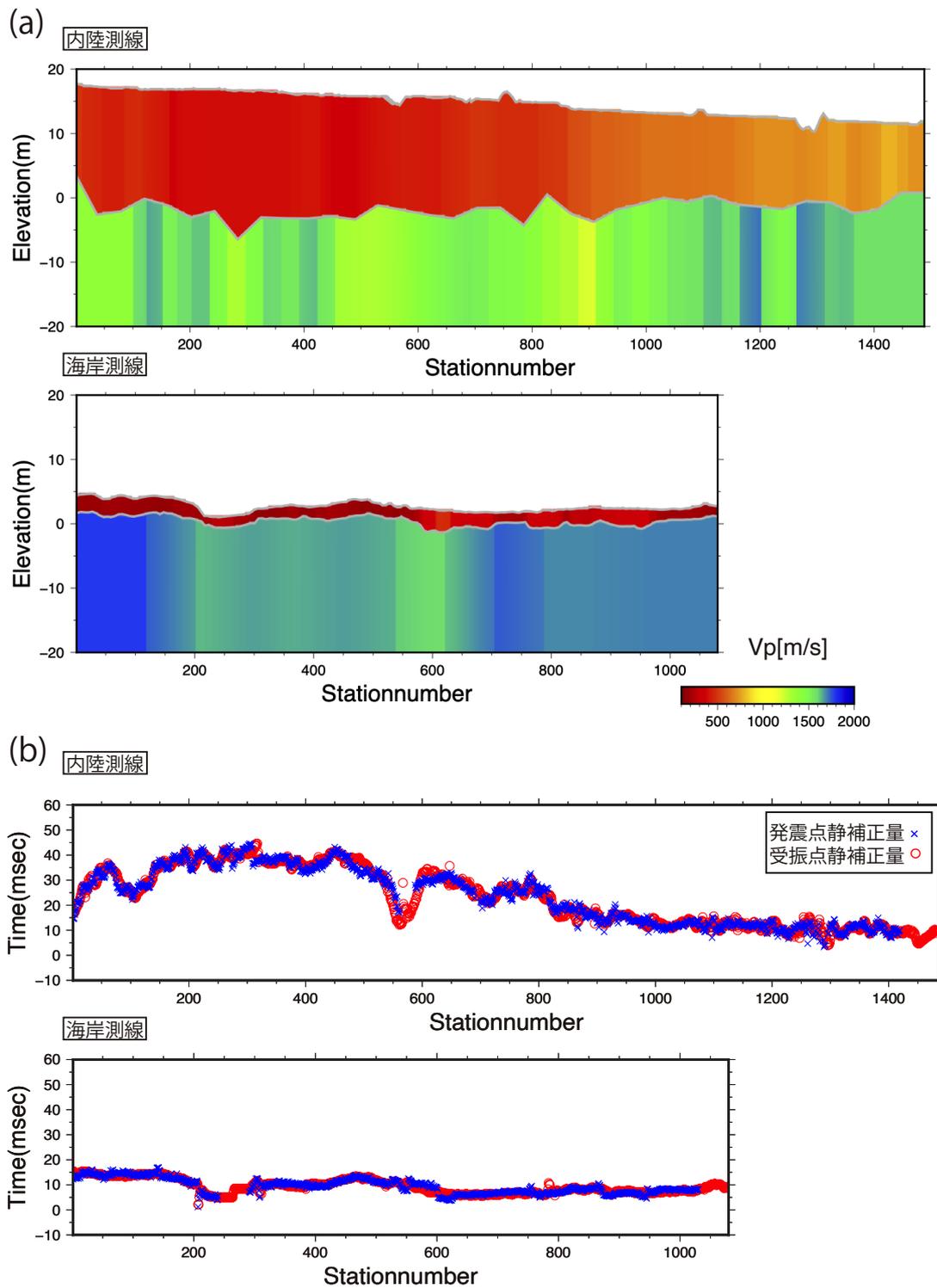


(b)



第7図 CMP詳細図。(a) 内陸測線のCMP重合測線(上)とCMP重合数(下)。(b) 海岸測線のCMP重合測線(上)とCMP重合数(下)

Fig. 7 Detailed information about CMP. (a) CMP stacking line (top panel) and CMP fold numbers (bottom panel) along the inland line. (b) CMP stacking line (top panel) and CMP fold numbers (bottom panel) along the coastal line.



第 8 図 表層静補正の結果. (a) 表層 P 波速度分布. (b) 表層静補正量.
 Fig. 8 Results of near surface statics. (a)Near surface velocity structure of P wave. (b) Statics.

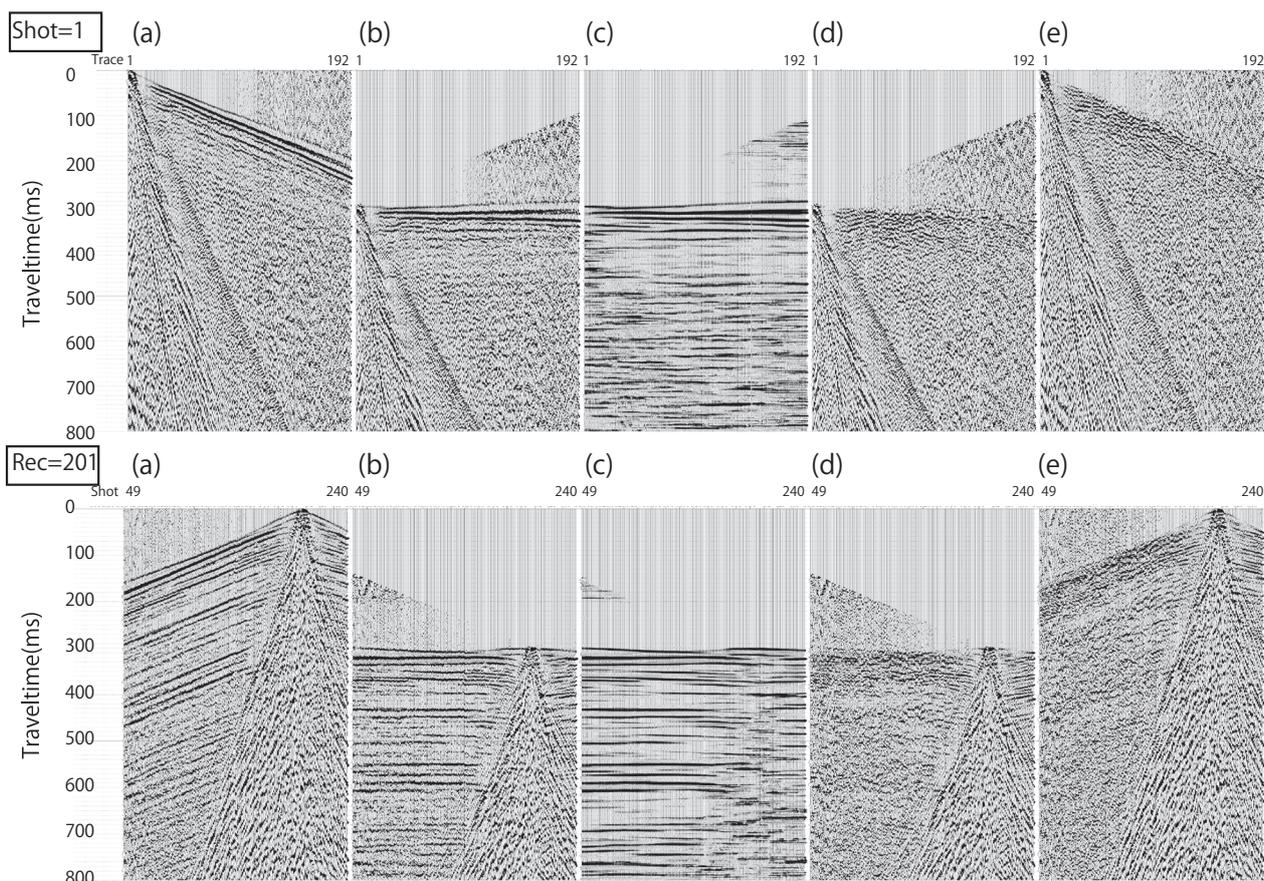
5.8 バンドパスフィルタ (2 回目)

線では 80 ~ 200 Hz のバンドパスフィルタを適用した.

メディアンフィルタに伴う高周波ノイズを削除するため、またこれまでの解析で除去しきれなかったノイズを軽減するために内陸測線では 35 ~ 100 Hz、海岸測

5.9 振幅補償

振幅の小さい深部からの反射波の振幅を回復するた



第9図 メディアンフィルターの例。

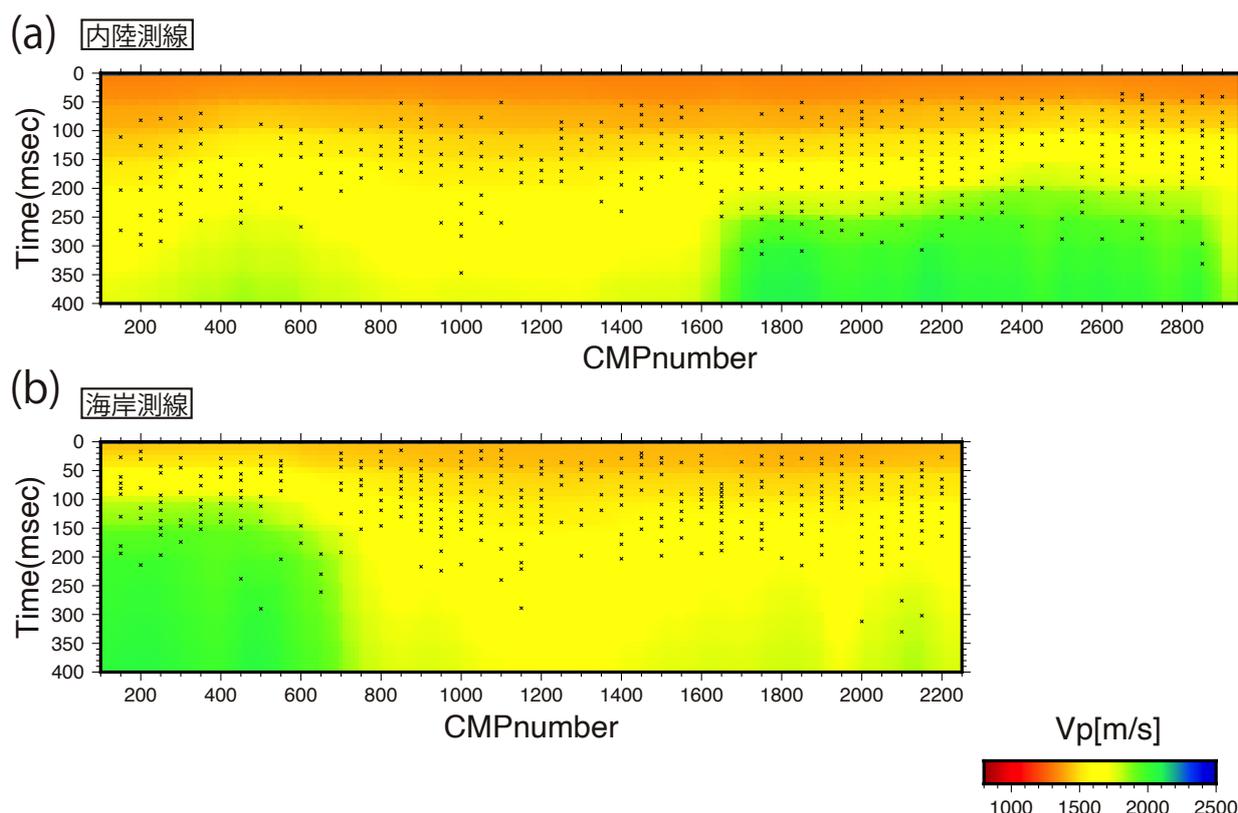
上：海岸測線の発震点番号1. 下：海岸測線の受振点番号201. (a) フィルター前の波形 (b)LMOした波形 (c) メディアンフィルター (d) メディアンフィルター適用後の波形 (e) メディアンフィルター適用後の波形を逆LMOした波形

Fig. 9 Examples of applying median filters.

The top and bottom panel show the examples at the shot 1 and the receiver 201 at the coastal line, respectively. (a) The shot records before applying a median filter. (b) The shot records after applying LMO transformation. (c) Designed median filters. (d) The shot records after applying a median filter. (e) The shot records after applying reverse LMO transformation.

第2表 内陸測線，海岸測線で実施したメディアンフィルターのパラメータ。
Table 2 Parameters of the median filters for the inland line and the coastal line.

測線名	LMO速度	メディアンフィルタ計算の際の波形ソート方法	メディアンフィルタを計算するトレース数
内陸測線	50発震点(100m)ごとに初動の見かけ速度をピック	ショットギャザ	31
	350m/s	ショットギャザ	5
	600 m/s	レシーバギャザ	5
	600 m/s	ショットギャザ	5
海岸測線	50発震点(100m)ごとに初動の見かけ速度をピック	ショットギャザ	31
	100mごとにノイズの見かけ速度をピック	レシーバギャザ	31
	350m/s	ショットギャザ	5



第 10 図 速度解析の結果。

十字記号，数値は速度をピックアップした場所，NMO 速度を示す。縦軸，横軸は往復走時と CMP 番号を表す。(a) 内陸測線。(b) 海岸測線。

Fig. 10 Results of velocity analysis.

The cross marks and the numbers are the locations where velocities are picked and RMS velocity, respectively. The vertical and horizontal axes represent travel time and the CMP number, respectively. (a) the inland line. (b) the coastal line.

めにウィンドウ長 250 ms の AGC (Automatic gain control) を適用した。

5.10 速度解析

反射波の走時を垂直走時に変換するため，速度解析を実施して RMS 速度を推定した。速度解析は定速度重合法で行い，CMP 番号 50 ごと (50 m 間隔) に実施した。また，下に記す残差静補正後の波形に対して 2 回目の速度解析も実施した。第 10 図は 2 回目の速度解析の結果を示す。往復走時 2,000 ms において RMS 速度が内陸測線では 3,000 m/s，海岸測線では 2,500 m/s となるように速度プロファイルを作成した。

5.11 残差静補正

静補正適用後に残った走時のずれを補正するために残差静補正を実施した。内陸測線ではタイムウィンドウ 50 ~ 300 ms で時間シフトの最大許容値を 2 ms に設定し，海岸測線ではタイムウィンドウ 0 ~ 200 ms で時

間シフトの最大許容値を 2 ms に設定して発震点，受振点の残差静補正量を求めた。また，残差静補正も速度解析同様 2 回実施した。

5.12 NMO 補正

残差静補正後の波形を CMP 番号でソートし，速度解析で求めた RMS 速度を空間方向に 100 m で平滑化した速度で NMO 補正を実施し，反射波の走時を垂直走時に変換した。

5.13 ミュート

NMO 補正の際に，しきい値以上波形が延びる部分はミュートした。ミュートのしきい値は 50%，75%，100% でテストして，反射面の連続性が良い 75% を採用した。

第3表 CMP 重合後の Time Variant フィルターの周波数.
Table 3 Frequencies of the time variant filters for the inland line and the coastal line.

	往復走時[ms]	通過帯域[Hz]
内陸測線	0-100	50-100
	100-200	35-100
	200-300	35-90
	300ms以降	35-80
海岸測線	0-100	80-200
	100-200	80-180
	200ms以降	80-150

5.14 CMP 重合

NMO 補正した波形を各 CMP でスタックしてゼロオフセット波形を作成した。内陸測線ではオフセット範囲を限定せず、海岸測線ではオフセット 5 m 以上の記録を利用した。

5.15 重合後の処理

CMP 重合後の波形に対して、反射面を明瞭にするために、内陸測線では Time Variant フィルタ、トレースバランスを実施した。海岸測線では Time Variant フィルタ、FX 予測フィルタ、トレースバランスを実施した。Time Variant フィルタは浅い部分で高周波、深い部分で低周波の波を見やすくするために、第3表に記載したとおり、時間に応じて可変のバンドパスフィルタを適用した。

5.16 マイグレーション

時間断面図における反射点の位置を実際の位置に移動し、回折波を回折点に戻すために差分マイグレーション (F-D Time Migration) を実施した。マイグレーションに使用する速度構造は、速度解析で求めた RMS 速度プロファイルを時間方向、水平方向にスムージングしたものを使用した。最大傾斜角度、速度に対するスケールファクターを変化させてテストを行い反射面の連続性の良さから、最大傾斜角度は 60 度、スケールファクターは内陸測線では 100%、海岸測線では 90% を採用した。

5.17 深度変換

マイグレーションに使用したのと同じ速度構造を用い、マイグレーション後の時間断面の時間軸を標高に

変換した。

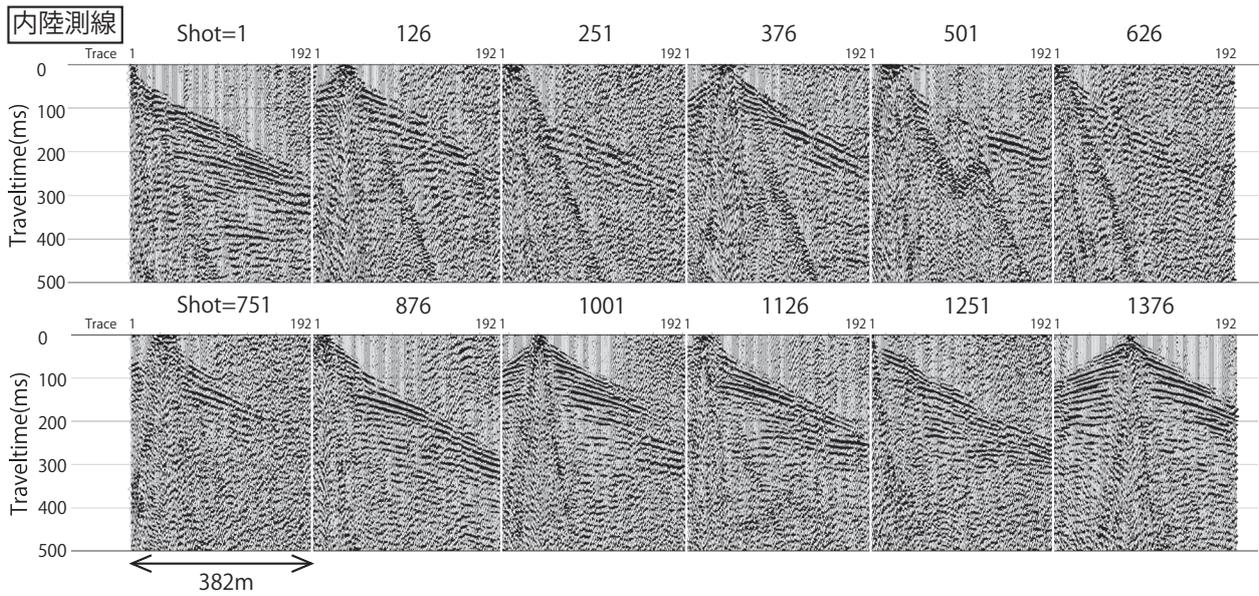
6. 処理結果

第 11 図～第 24 図は両測線における CMP 重合前のショットギャザ、CMP 重合後の時間断面、マイグレーション処理後時間断面、深度断面等を表す。最終基準面 (Datum) は内陸測線では標高 20 m、海岸測線では標高 10 m とした。時間断面を表示する際、replacement velocity を 1.65 km/s として、浮動基準面から Datum まで補正し、往復走時 0 ms で内陸測線は標高 20 m、海岸測線は標高 10 m を表すようにした。深度断面は標高表示で、縦横比は 2.5 である。また深度断面における最上面の赤実線は各 CMP の平均標高を表している。以下にそれぞれの測線における結果の詳細を述べる。

6.1 内陸測線

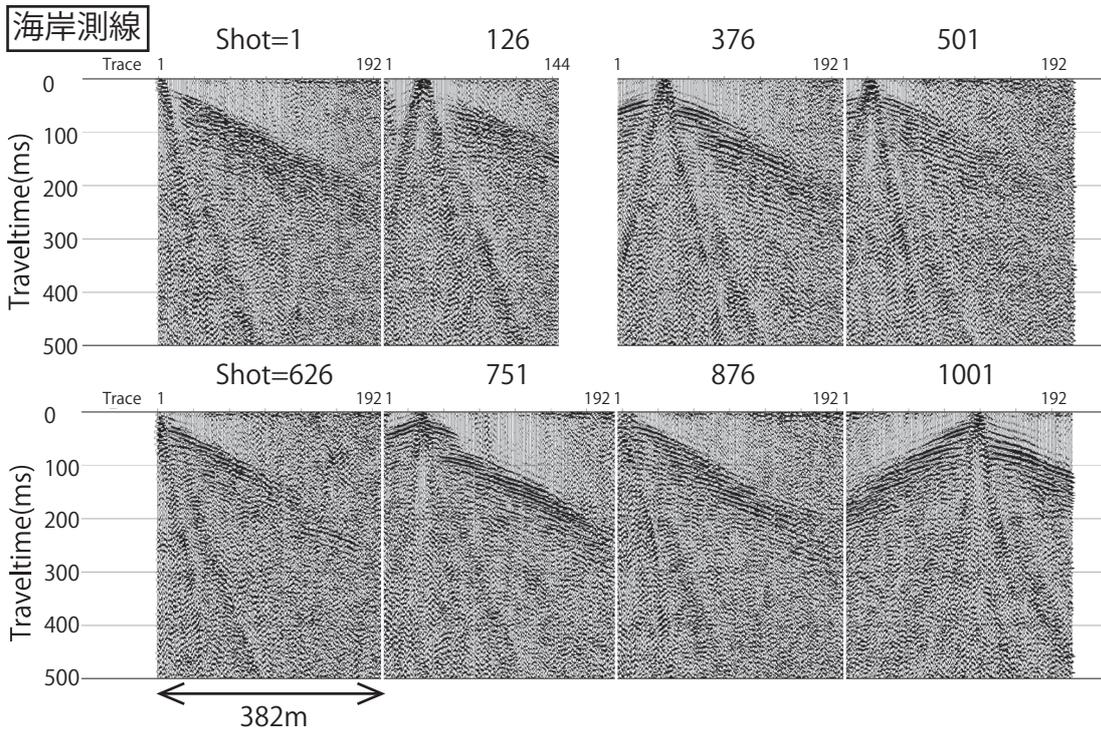
内陸測線の CMP 重合前のショットギャザ (第 11 図) によると、ほとんどの発震点で反射波を確認することができる。発震点番号 251, 501, 626, 751 番は往復走時 100 ms よりも浅い部分には反射波が見えないが、その他の点、例えば発震点 1 番ではオフセット距離 0 m で約 50 ~ 300 ms 程度まで複数の反射波がみられる。発震点番号 501 番のファーオフセットで約 200 ms 付近に 3 連の振幅の大きい反射波がみられ、626 番では不明瞭だが、751 番のニアオフセットの 150 ms 付近に同様の 3 連の反射波がみられる。この反射波は、後述する A ~ C に対応する。発震点番号 876 以東では往復走時約 300 ms 付近まで反射波がみられる。

断面図 (第 13 図～第 16 図) では最深で往復走時約 300 ms (標高 -250 m) まで反射面をイメージングすることができた。CMP 番号 450 ~ 700, CMP 番号 950 ~ 1200 では 100 ms (標高 -50 m) 以浅で連続性の良い反射面はみられない。反射面のうち、特に 100 ~ 200 ms (標高 -50 ~ -150 m) 付近に測線全体にわたって連続性の良い、振幅の大きい反射面が見える。この振幅の大きい反射面は CMP 番号 1250 ~ 1450 付近を境界にして東側が西側より浅くなっている。そこで、顕著な反射面に関して、第 17 図で示したように反射波の走時を揃えて波形を比較し、連続性を確認した。具体的には、CMP 番号 950 ~ 1255, 1320 ~ 1900 における顕著な反射波 A, B, C, α , β , γ の最大振幅の走時をピックし (第 17 図 a), A と β (第 17 図 b), A と α (第 17 図 c) の走時を揃えて反射イベントを整列した。その結果、A と α が対応すると考えたほうが西側と東側の波形の一致が良い。つまり、第 17 図 a を見ると A と β がつながっているように見えるが、第 17 図 d に見られるよう



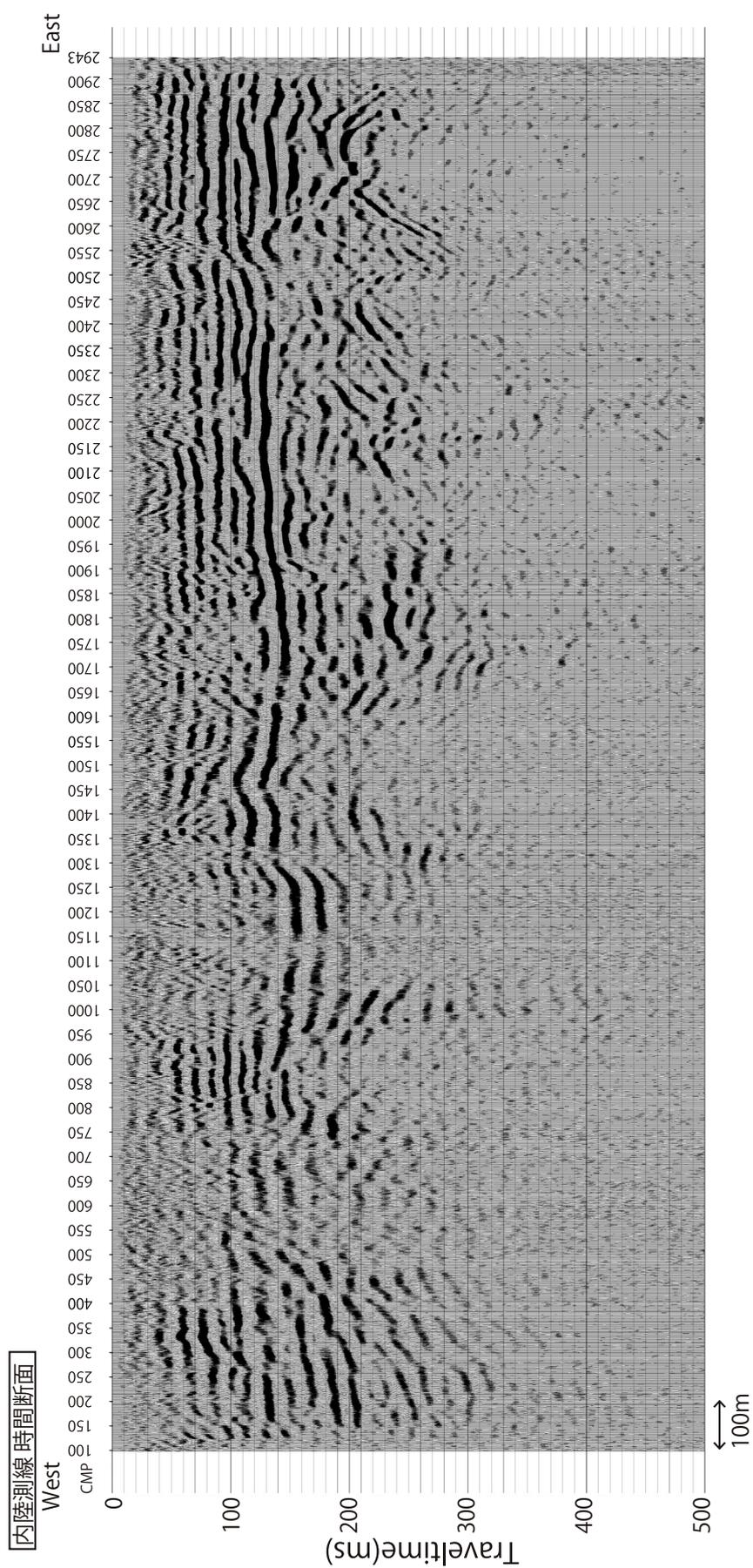
第 11 図 内陸測線における解析結果の例。
NMO 補正前の各発震点の記録を発震点 125 点 (250 m) ごとに表示した。
縦軸, 横軸は往復走時とチャネル番号を表す。

Fig. 11 Examples of results at the inland line.
The shot records of every 125 shot points (250 m) before NMO correction.
The vertical and horizontal axes represent travel time and receiver channel, respectively.



第 12 図 海岸測線における解析結果の例。
NMO 補正前の各発震点の記録を発震点 125 点 (250 m) ごとに表示した。
縦軸, 横軸は往復走時とチャネル番号を表す。

Fig. 12 Examples of results at Coastal Line.
The shot records of every 125 shot points (250 m) before NMO correction.
The vertical and horizontal axes represent travel time and receiver channel, respectively.

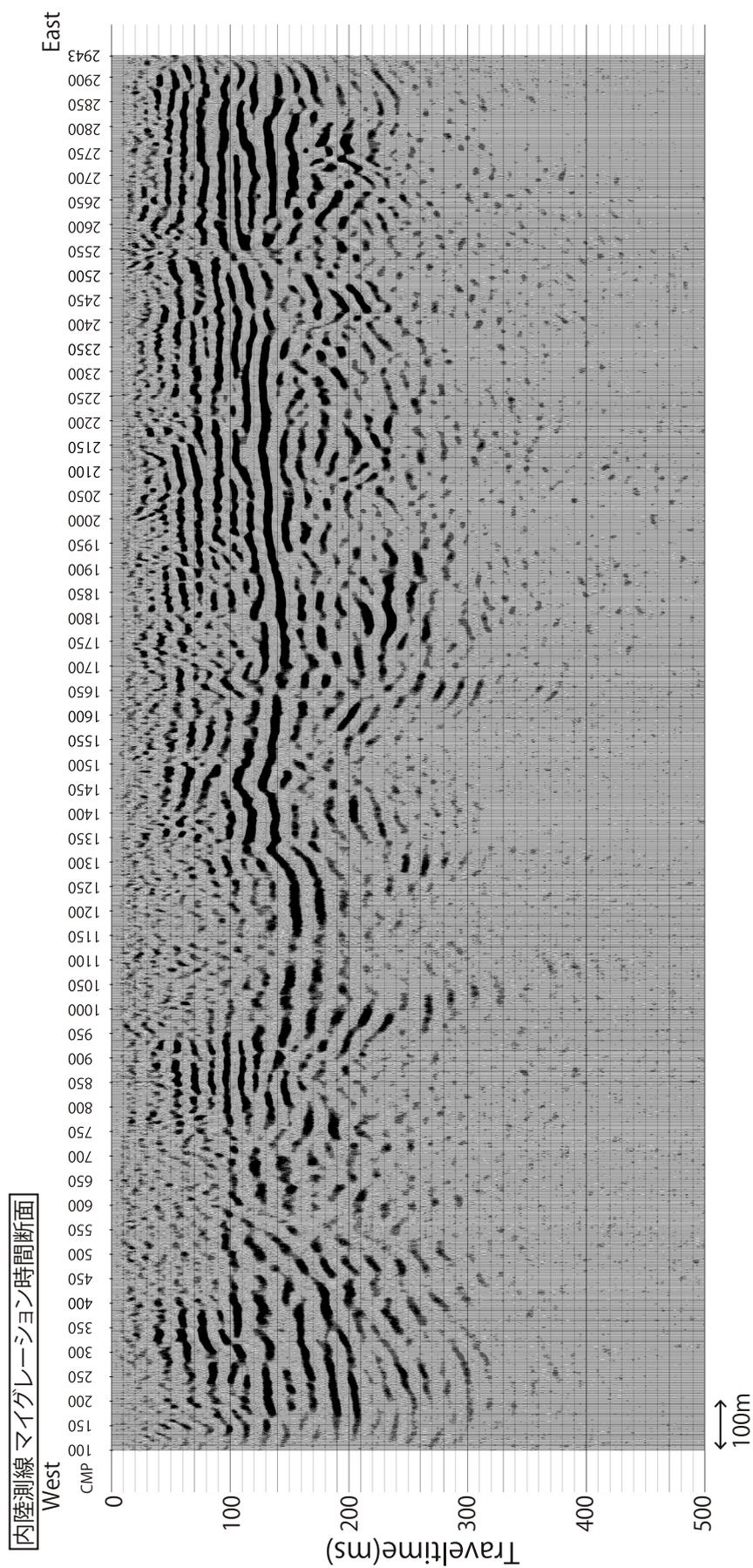


第13図 内陸測線の処理結果(時間断面図).

縦軸、横軸は往復走時とCMP番号を表す.

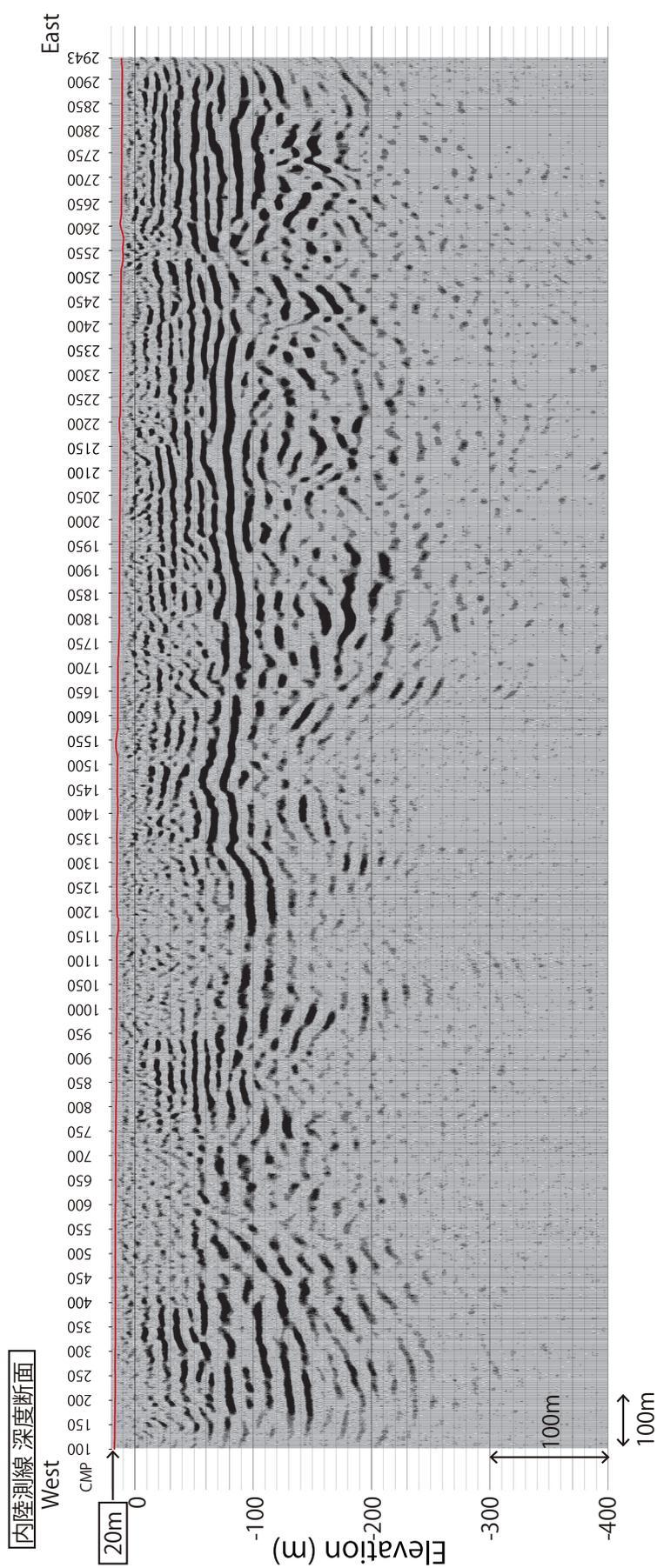
Fig. 13 Data processing results of Inland Line (Time section).

The vertical and horizontal axes represent travel time and CMP number, respectively.



第14図 内陸測線の処理結果 (マイグレーション時間断面図)
縦軸, 横軸は第12図と同様.

Fig. 14 Data processing results of Inland Line (Migrated time section).
The vertical and horizontal axes represent the same as in the Fig. 12.



第 15 図 内陸測線の処理結果 (深度断面図).
縦軸, 横軸は標高と CMP 番号を表す.

Fig. 15 Data processing results of Inland Line (Depth section).

The vertical and horizontal axes represent elevation and CMP number, respectively.

に CMP 番号 1250 ～ 1450 付近を境に反射面が約 50 ms (45 m) 西側に深くなっていると考えられる。

また、CMP 番号 2550 付近は小田原厚木道路と交差する場所であるが (第 7 図)、その場所で反射面の傾斜が不整合に見える。これは小田原厚木道路の車両ノイズが、処理で消しきれなかったため、実際には水平な構造をしていると考えられる。深度断面図において振幅の特徴が似た層をつなぐと (第 18 図)、上記の A ～ C は、西は CMP 番号 900 程度まで、東は測線東端までトレースすることができる。CMP 番号 900 では往復走時約 150 ～ 180 ms (標高 -90 m ～ -120 m)、測線東端で往復走時 120 ～ 150 ms (標高 -70 m ～ -110 m) となり、断層における上下方向の変位以外はほぼ水平な構造を示す。また、CMP 番号 900 より西では A ～ C の連続性は悪くなり、測線西端にどのように連続するかは明らかではない。

6.2 海岸測線

海岸測線の CMP 重合前のショットギャザ (第 12 図) によると、ほとんどの点で反射波らしき波群を確認することができる。花水川より西 (測点 1, 126) ではオフセット 0 m で約 100 ms まで反射波と思われる波が見えるが、振幅は弱く明瞭には見えない。花水川より東 (測点 376 以降) ではオフセット 0 m において約 150 ms 程度まで振幅の大きい反射波を確認することができる。

断面図 (第 19 図～第 24 図) では最深で往復走時約 200 ms (標高 -150 m) まで反射面をイメージすることができた。断面図で CMP 番号 600 前後の浅部の記録が欠けている領域は花水川河口周辺で受振・発震ができなかったためデータが抜けている場所である。花水川より西側は、約 70 ms (標高 -50 m) で深で反射波の連続性は良くないが、それ以外では測線の西端から花水川河口にかけて振幅の弱い反射面が連続しているように見える。花水川より東側では、CMP 番号 1200 ～ 1500 は連続性が良くないが、約 150 ms (標高 -100 m) 付近まで連続した反射面を複数確認することができ、特に約 100 ms (標高 -60 m) で浅では振幅が大きく河口東から測線の東端まで連続する反射面が見える。花水川の領域はデータがないため、川を挟んでどのように反射面が対応するか、CMP ギャザを比較して検討した。第 23 図に花水川河口を挟んで、西側の CMP 番号 (550) と東側の CMP 番号 (705) の CMP ギャザを示す。どちらの測点でも赤矢印で示したように強い反射波 D, E が見られ、第 23 図右図の河口付近の断面図において、D, E は赤矢印のように対応すると解釈した。D, E は第 24 図に示したように測線全体にわたってトレースすることができ、CMP 番号 100 ～ 1350 付近までは東にゆる

く傾斜し、CMP 番号 1600 付近に上に凸状の変形構造があり、CMP 番号 1600 以東はほぼ水平な構造になっている。

D, E 以外では測線全体にわたってトレースできる反射面は認められなかったが、花水川河口より西側では、反射面 E より下に往復走時約 50 ～ 70 ms (標高 -20 m ～ -40 m) に河口西側全体で連続性の良い反射面 F が見られた。また、花水川河口より東側では、往復走時約 60 ～ 90 ms (標高 -30 m ～ -50 m) に河口東側全体で連続性の良い反射面 G, H が見られた。反射面 G, H は D, E 同様 CMP 番号 1600 付近に上に凸状の変形構造が見られる。

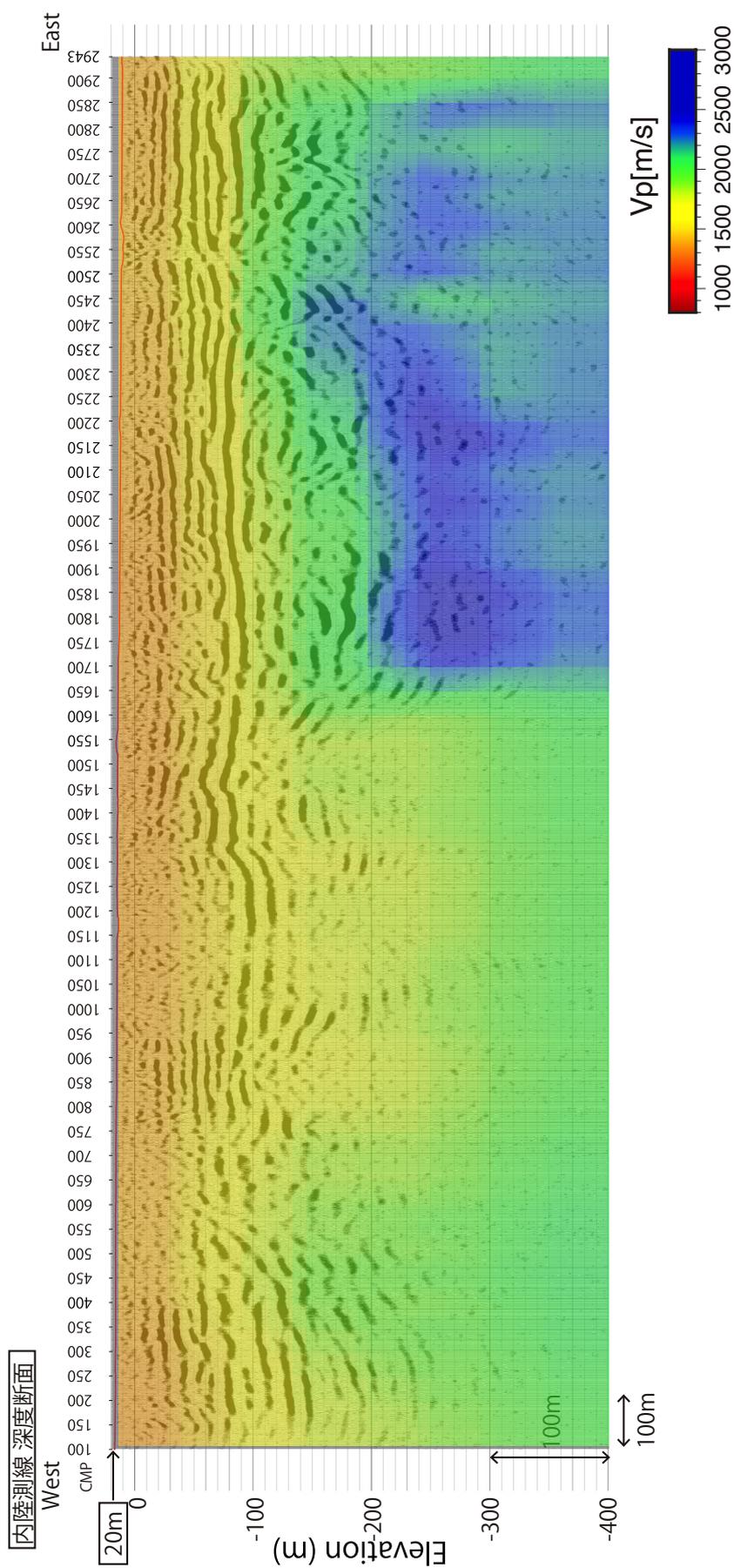
7. 考察

本調査の結果と、過去に測線周辺で実施されたボーリング調査や反射法地震探査の結果を比較して、内陸測線、海岸測線における深度断面図を考察した。

7.1 内陸測線考察

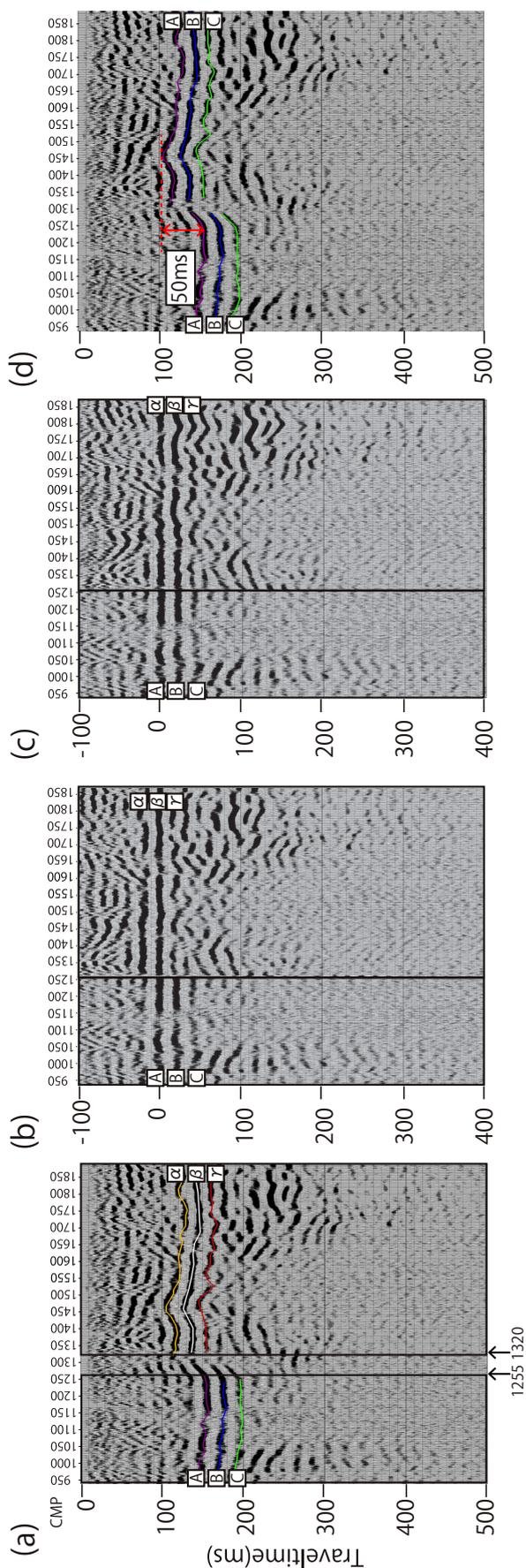
第 25 図に内陸測線の解釈図を示した。都市圏活断層図「平塚」「藤沢」(東郷ほか, 1996a, b)、今泉ほか編 (2018) における伊勢原断層を南部に延長した場所は CMP 番号 1350 ～ 1450 付近である。6.1 で示したように、本調査の結果では、伊勢原断層の推定位置を南部に延長した部分に振幅の大きい反射面 A ～ C のずれが認められた。この反射面のずれは伊勢原断層によると解釈することができ、A 面は伊勢原断層推定位置より東では往復走時約 90 ms、西側では約 140 ms となっており、断層をはさんで約 50 ms の差がある。深度断面より、変位量は約 45 m と見積られる。

3.1 でも述べたが、今永ほか (1982) によると、吉沢層 (町田・森山, 1968) の上面は伊勢原断層を挟んで西側 (第 7 図 (a) の地点 1) で標高約 -34 m、東側 (第 7 図 (a) の地点 2) で約 -2 m にあり、伊勢原断層は伊勢原台地南端において約 13 万年間で約 32 m の東側隆起の上下変位 (0.25 m/千年) を示している。本調査の結果から、伊勢原断層の下盤側の -30 m 付近、上盤側の 0 m 付近に振幅は小さく断続的ではあるが反射面が見え (第 25 図紫点線、実線)、これらの反射面は吉沢層の上面 (吉沢面) に対比される可能性がある。A ～ C は吉沢面よりも深い場所に位置し、A ～ C における断層の変位量は 32 m より大きいと考えられるため、本調査の結果である 45 m という変位量は整合的である。反射面 A ～ C のうち、A と B は内陸測線全体を通してほぼ連続して見られたが、内陸測線の周辺地域では深度 50 m 以深のボーリングデータはないため (佐藤ほか, 2021)、これ



第 16 図 内陸測線の処理結果 (深度断面図) と速度解析の結果。
縦軸、横軸は標高と CMP 番号を表す。

Fig. 16 Data processing results of the inland line (depth section) with the results of the velocity analysis.
The vertical and horizontal axes represent elevation and CMP number, respectively.

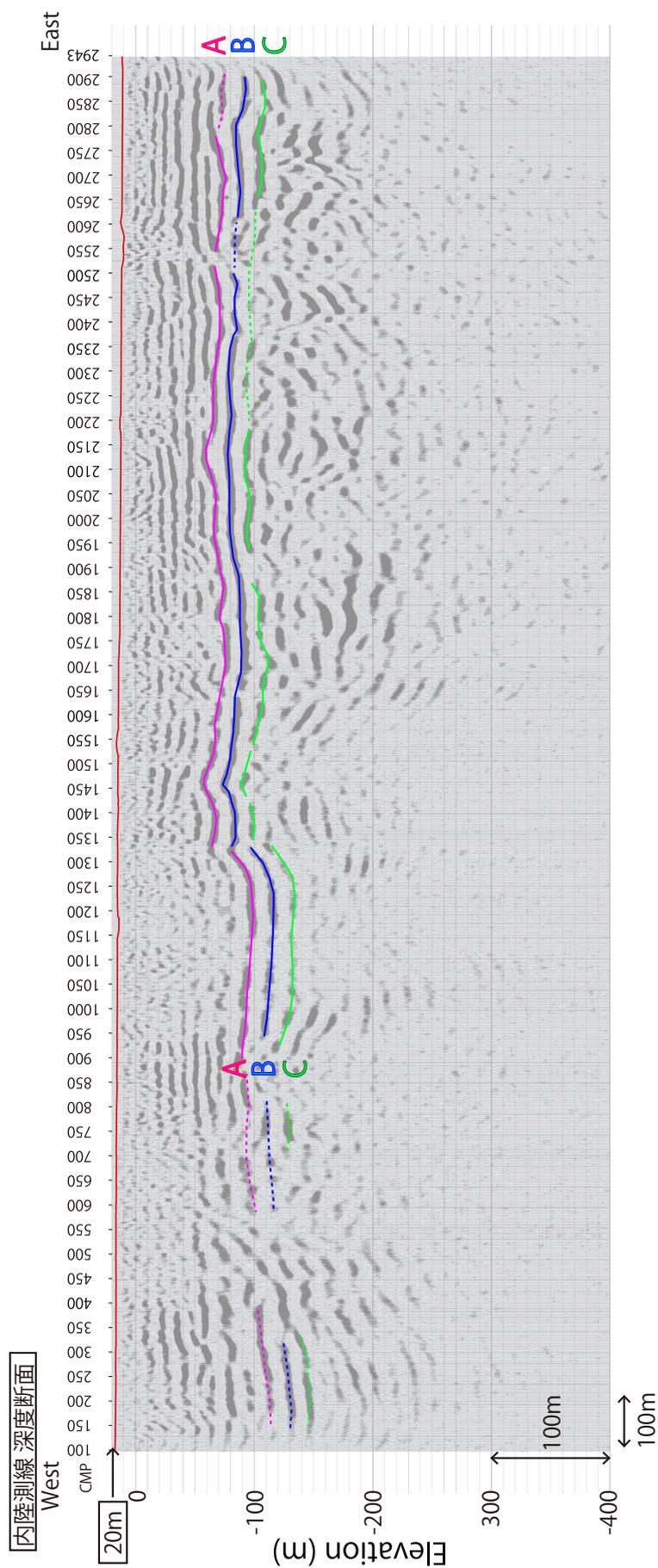


第 17 図 内陸測線の反射面の比較.

(a) A, B, C, α , β , γ は振幅の大きい反射面を示す. 実線四角形は走時を揃える領域を示す. (b) (a) の実線四角形内の A と β の比較.
 (c) (a) の実線四角形内の A と γ の比較. (d) 反射面 A ~ C の解釈図.

Fig. 17 Comparisons of reflectors in the inland line.

(a) A, B, C, α , β , and γ show the reflectors with large amplitude. The solid line squares show the target area. (b) Comparison of the reflectors A and β after aligning the time in the solid line square in (a). (c) Comparison of the reflectors A and γ after aligning the time in the solid line square in (a). (d) Interpretation of the reflectors A-C.

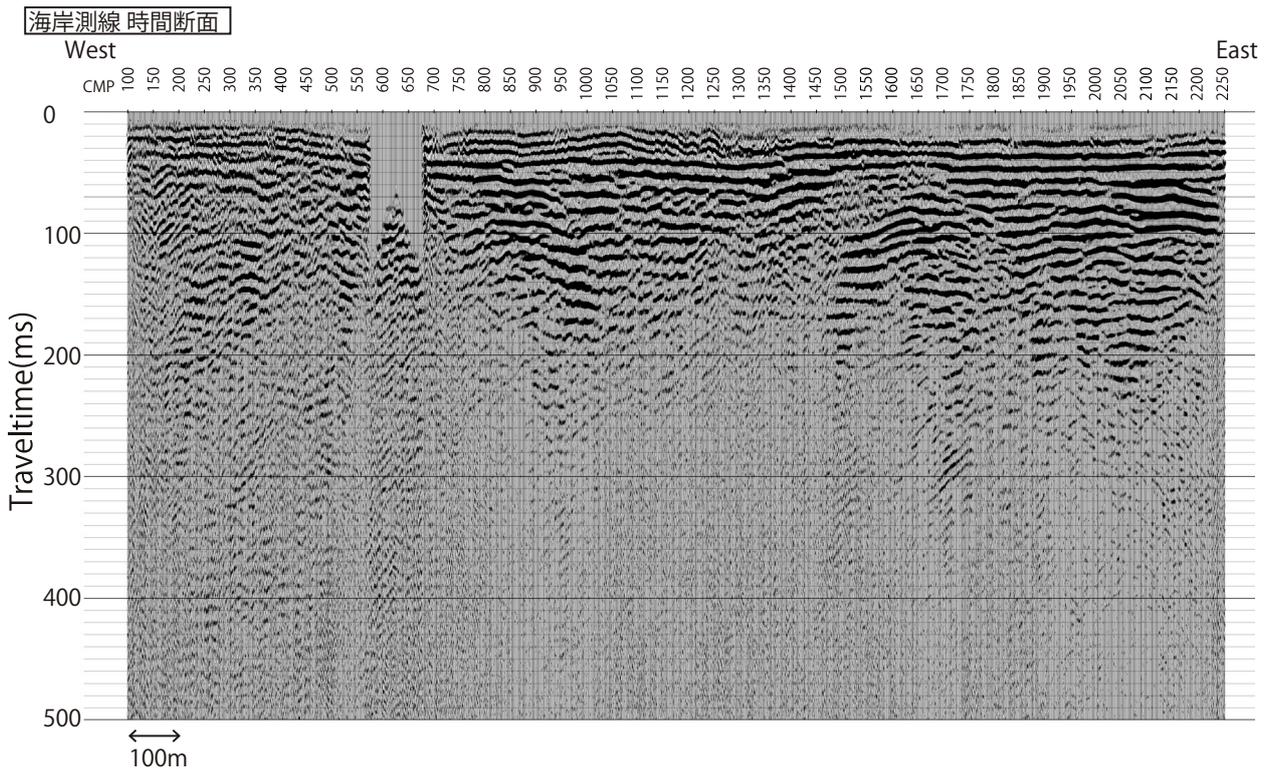


第18図 内陸測線の深度断面における反射面A～Cの解釈図。

縦軸、横軸は第15図と同様。

Fig 18 Migrated depth section of the inland line with the interpretation of the reflectors A-C.

The vertical and horizontal axes represent the same as in the Fig. 15.



第 19 図 海岸測線の処理結果 (時間断面図).
縦軸, 横軸は第 13 図と同様.

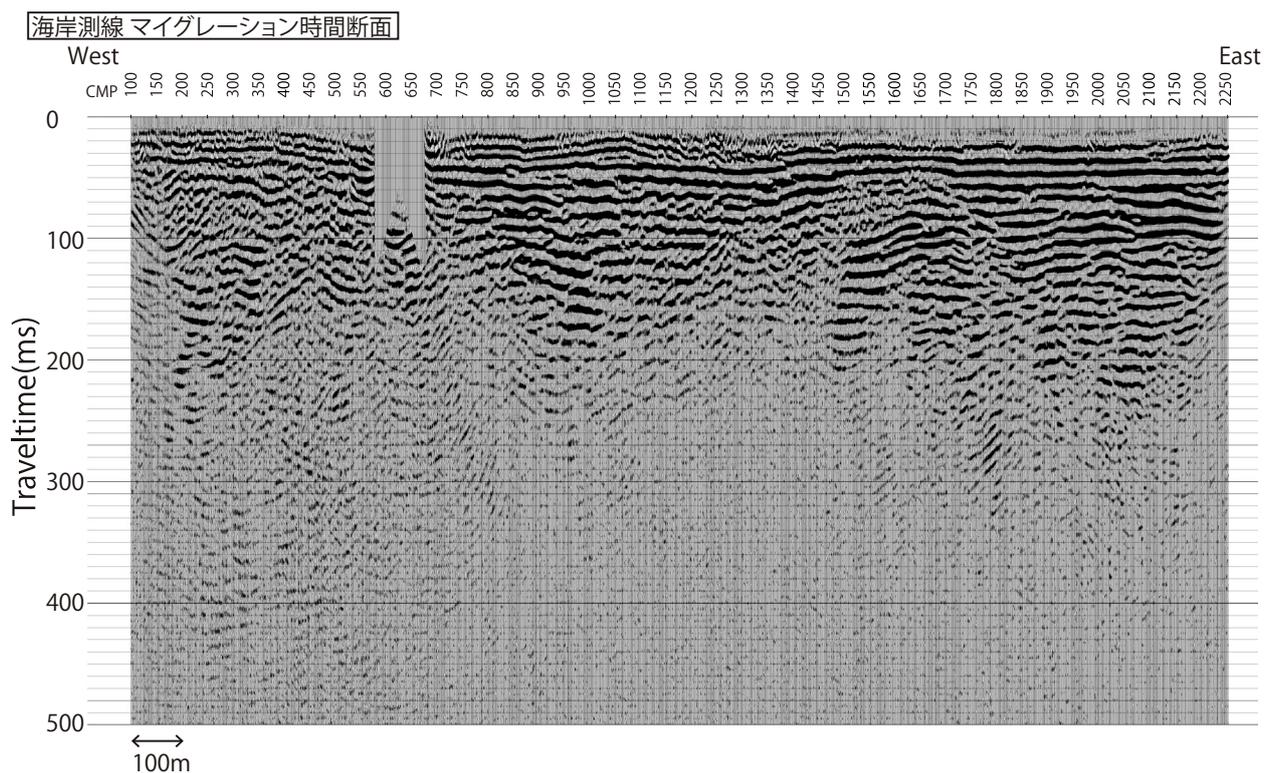
Fig. 19 Data processing results of the coastal line (time section).
The vertical and horizontal axes represent the same as in the Fig. 13.

らの面が具体的にどの地層に対比されるか解釈することは難しい. A, B は新規段丘堆積層やローム層, 相模層群など中・上部更新統における地層境界面を表していると考えられるが, もし, 13 万年前より以前も断層の上下変位速度が今永ほか (1982) で求められた 0.25 m/千年だと仮定すると, A は約 45 m の変位があるため, 約 18 万年前の地層になる.

第 26 図に, 本調査位置の近傍で実施された長谷川ほか (1992) と神奈川県 (1996) の時間断面図を本調査の結果と共に示した. 長谷川ほか (1992) には E 測線の結果の一部のみ公表されており, CMP 番号の座標データは残っていないが, 第 7 図の測点番号の 2 倍が第 26 図の CMP 番号にほぼ相当すると考えられる. これらの反射法地震探査の結果を見るとほぼ同じ往復走時に振幅の大きな反射面を確認することができる. まず, 神奈川県 (1996) の測線では, 本調査で反射面のずれが認められた場所を南に延長した場所 (第 26 図 b の CMP200 ~ 300 付近) の西側に往復走時約 150 ~ 200 ms に振幅の大きい反射面が 3 イベント見られ, 本調査の A ~ C に対応すると考えることができる. 3 つの反射面の一番浅い面は, 伊勢原断層の南部延長部分をはさんで西側では往復走時約 150 ms, 東側では 90 ms となっており, 本調査の走時差よりやや大きい約 60

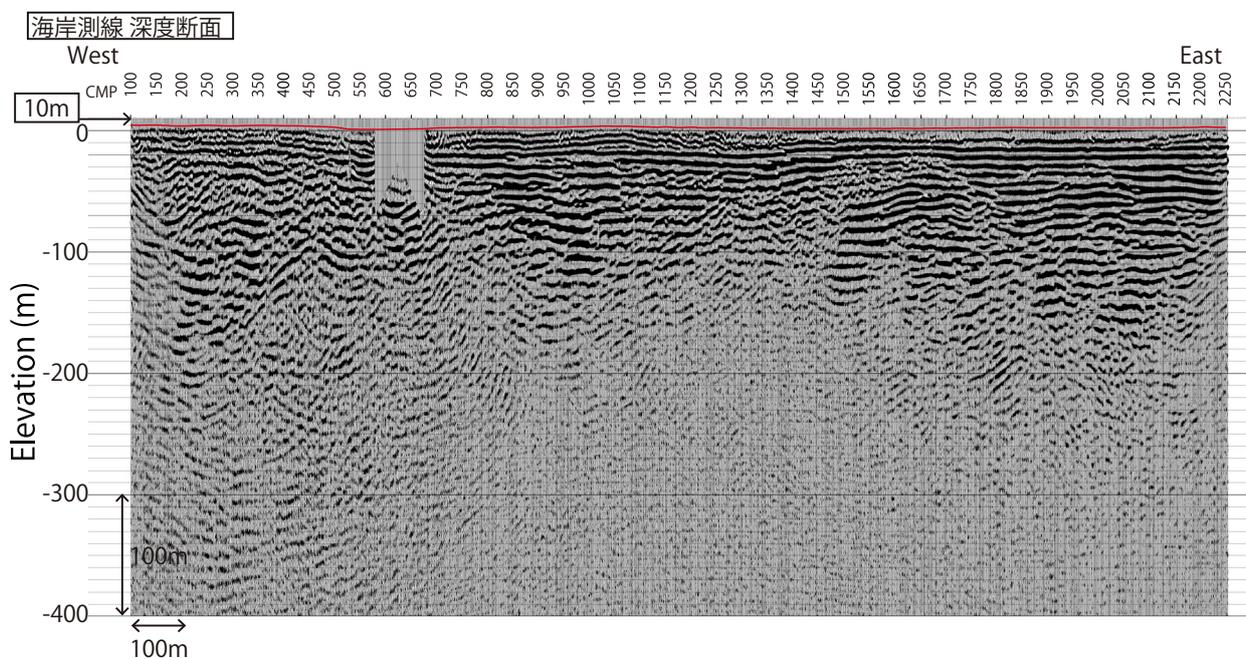
ms 程度の差がある. 神奈川県 (1996) は深度断面よりこのずれを約 50 m と見積っており, 伊勢原断層による変位と解釈している. 速度構造によってこれらの値は多少変化するが, 本調査で求められた断層のずれ往復走時約 50 ms (45 m) と整合的である.

次に, 長谷川ほか (1992) の測線では, 本調査で反射面のずれが認められた場所を南に延長した場所は E 測線と F 測線の間付近になる. E, F 測線ともに推定断層位置をはさんで往復走時が異なる振幅の大きい連続性の良い反射面が 2 面確認され, 本測線の A ~ C のいずれかに対応する可能性が高い. 長谷川ほか (1992) の反射面を A', B' とすると, 断層推定位置より西の E 測線では A', B' はそれぞれ往復走時約 100 ms, 125 ms, 東の F 測線ではそれぞれ約 65 ms, 90 ms に位置する. A' と B' のどちらが A と対応する場合でも, E 測線よりも F 測線で往復走時は約 35 ms 早くなる. 長谷川ほか (1992) では深度断面による伊勢原断層に関する変位量の議論はされていないが, 少なくとも本調査や神奈川県 (1996) で見積られた断層の変位 (約 60 ms) より小さいと考えられる. これは, 長谷川ほか (1992) の測線位置は伊勢原断層の南部終端部に近いため, 南に行くほど変位量が小さくなっていることを表わしている可能性がある.



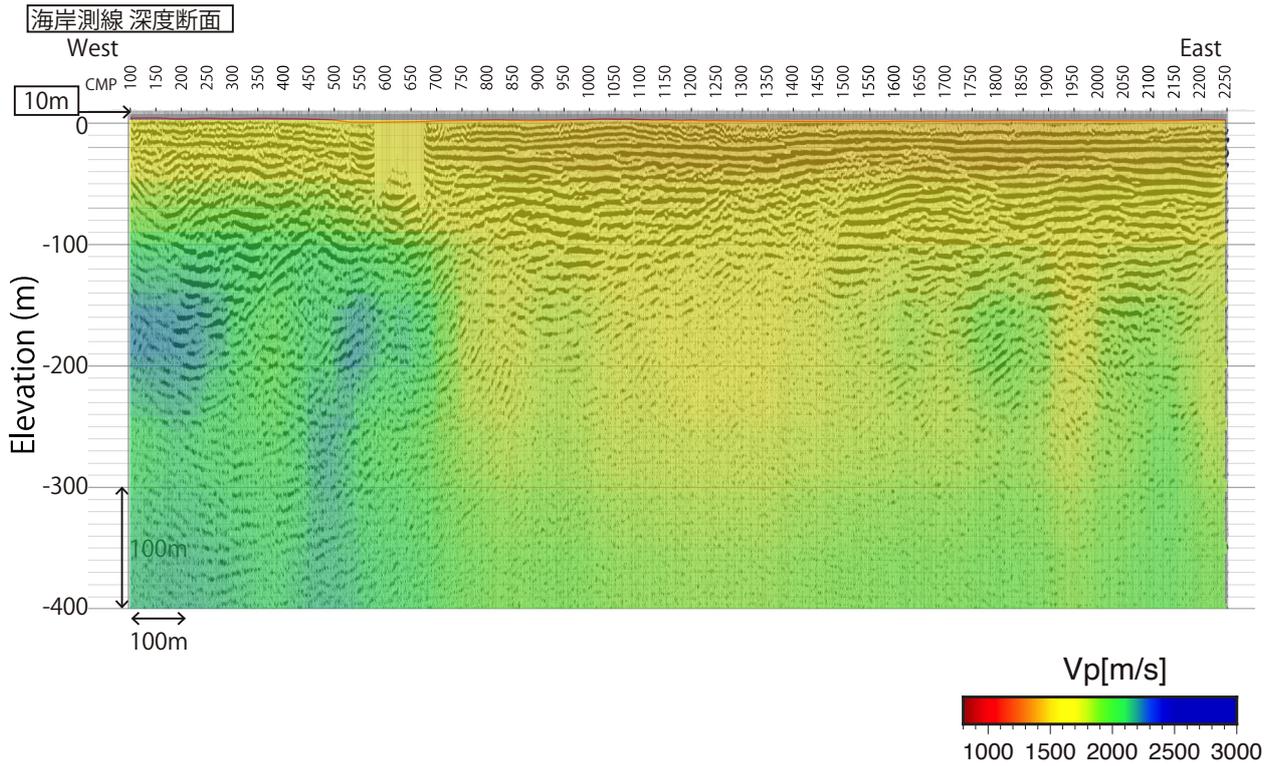
第 20 図 海岸測線の処理結果 (マイグレーション時間断面図).
縦軸, 横軸は第 13 図と同様.

Fig. 20 Data processing results of the coastal line (migrated time section).
The vertical and horizontal axes represent same as in the Fig. 13.



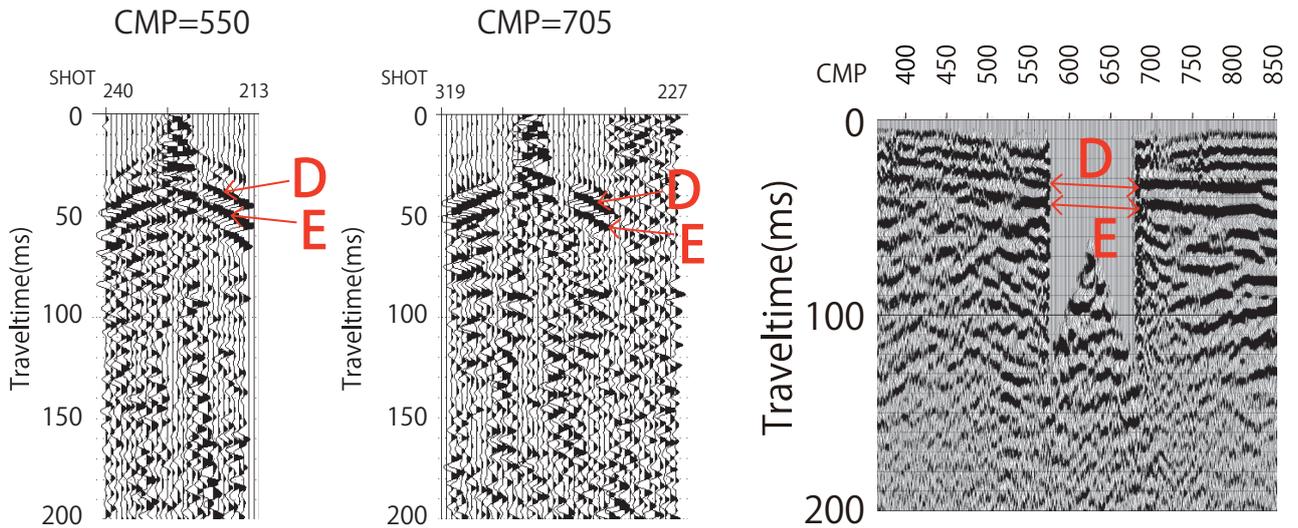
第 21 図 海岸測線の処理結果 (深度断面図).
縦軸, 横軸は第 15 図と同様.

Fig. 21 Data processing results of Coastal Line (depth section).
The vertical and horizontal axes represent the same as in the Fig. 15.



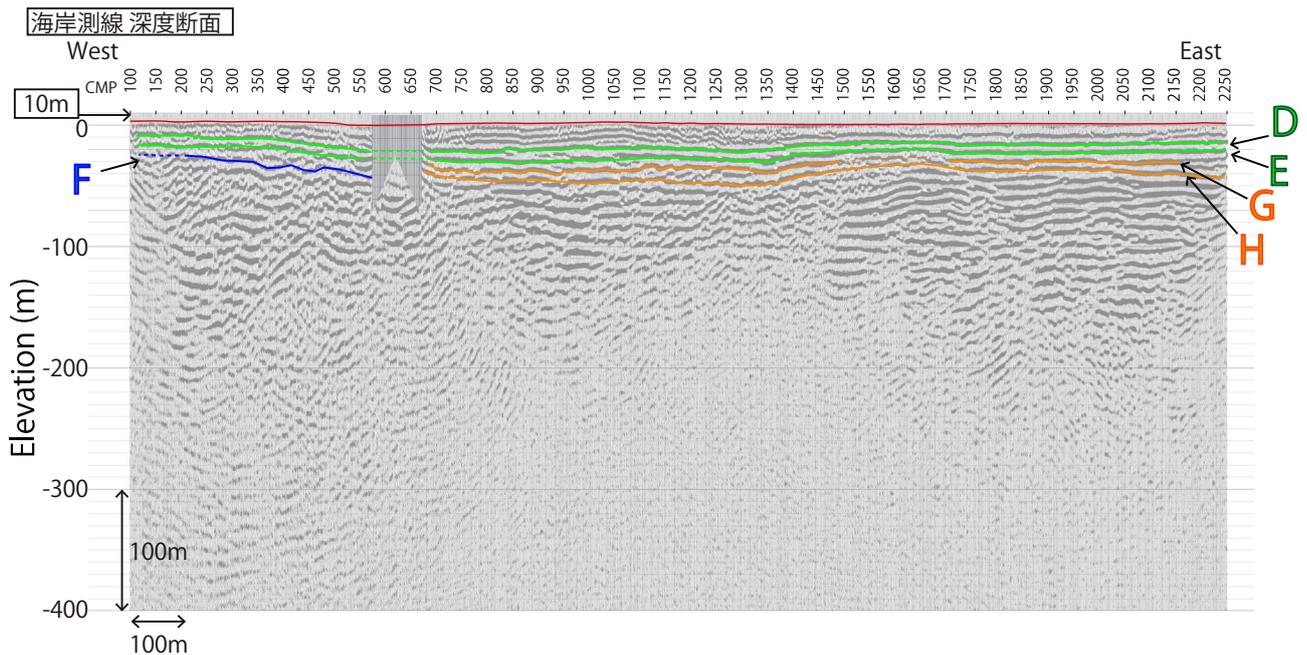
第 22 図 海岸測線の処理結果（深度断面図）と速度解析の結果。
縦軸，横軸は第 15 図と同様。

Fig. 22 Data processing results of the coastal line (depth section) with results of the velocity analysis.
The vertical and horizontal axes represent the same as in the Fig. 15.



第 23 図 海岸測線の反射面の比較。
左は CMP 番号 550, 705 における CMP ギャザ，右は花水川河口における時間断面図を示す。
D, E は顕著な反射面を示す。

Fig. 23 Comparisons of the reflectors in the coastal line.
D and E represent distinct reflectors.



第 24 図 海岸測線の深度断面における反射面 D ~ H の解釈図。縦軸，横軸は第 15 図と同様。

Fig. 24 Migrated depth section of the coastal line with the interpretation of reflectors D - H. The vertical and horizontal axes represent the same as in the Fig. 15.

また、A、B 面を測線全体で見ると、CMP 番号 1350 ~ 1450 付近以外の場所で反射面のずれはイメージングされなかった。CMP 番号 700 以西は反射イベントの連続性が悪く、また、6.1 で言及した様に CMP 番号 2550 付近は処理で消しきれなかった車両ノイズがあるが、本調査の結果からは、伊勢原断層の他には断層に起因する明らかな反射面のずれは見られなかった。

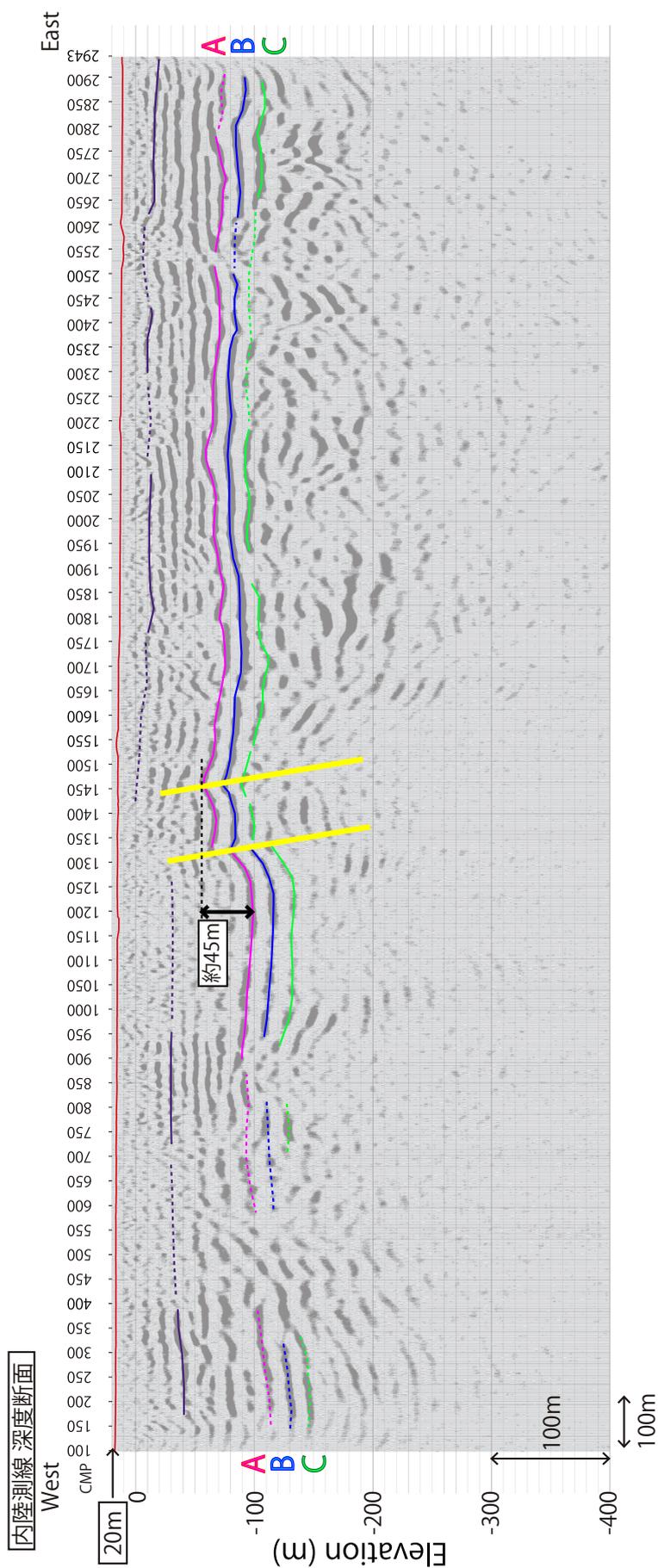
7.2 海岸測線の解釈

第 27 図に海岸測線の解釈図を示した。6.2 で言及した通り、花水川河口西側では、明瞭な連続性を示す反射面 D、E は測線西端 (CMP 番号 100) で往復走時約 20 ~ 40 ms (標高 -5 m ~ -20 m)、花水川河口西 (CMP 番号 575) で約 40 ~ 60 ms (標高 -20 m ~ -30 m) と東にゆるやかに下がっている。

佐藤ほか (2021) の新湘南バイパスに沿ったボーリングデータ (海岸測線から約 100 m 北) によると、花水川河口のすぐ西側では大磯層と想定される基盤岩が標高約 -10 m に、花水川河口のすぐ東側では基盤岩が標高約 -20 m に、さらに東側に約 80 m では標高約 -70 m に分布している。したがって、花水川河口東側の位置で基盤岩が約 50 m 深くなっている。この基盤形状から、久保 (1997) は西側隆起の活断層が存在する可能性を述べている。

上記のボーリングデータと海岸測線は南北に約 100 m

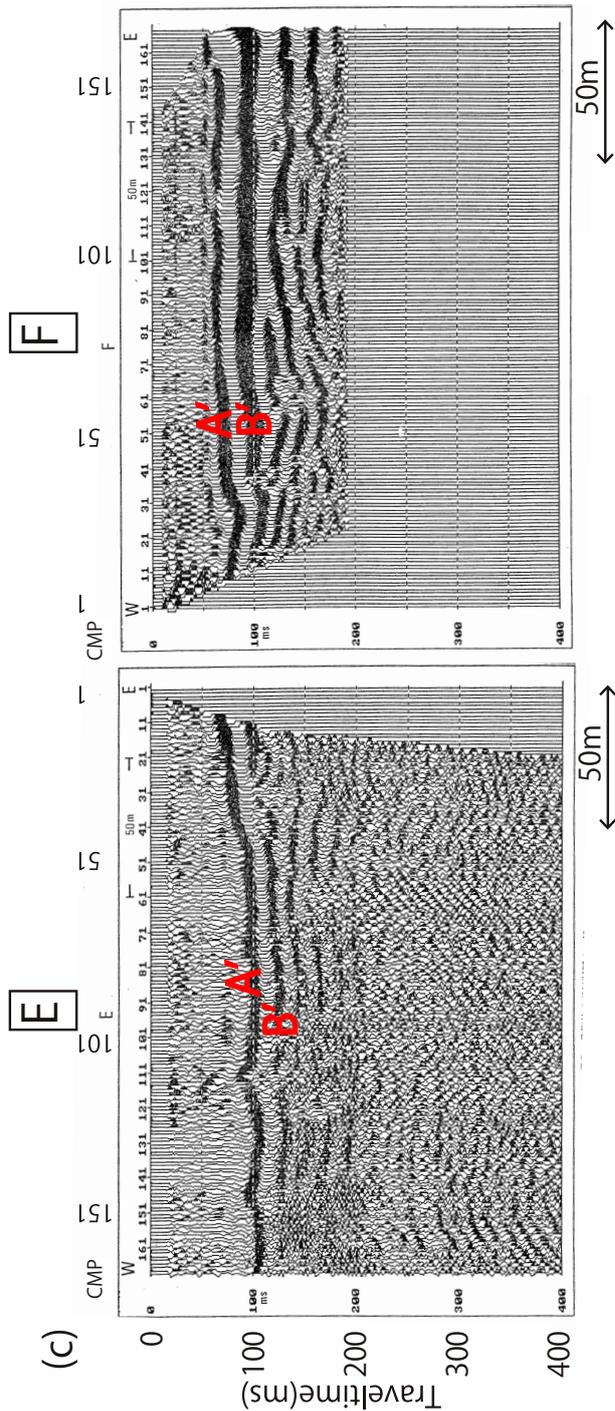
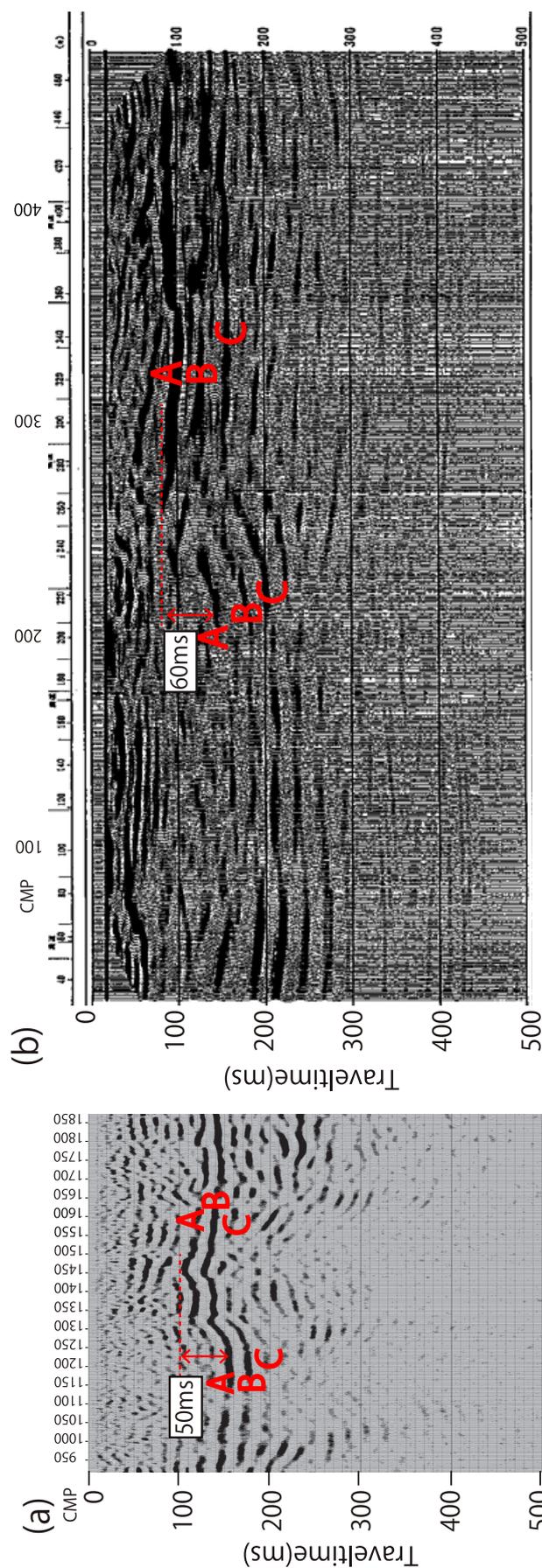
程度しか離れていないため、海岸測線上においても花水川河口付近で基盤が 50 m 程度東に深くなっている可能性は高い。花水川河口より西側で、反射面 D、E は標高 -5 m ~ -30 m 程度にあるので、反射面 D あるいは E が基盤岩上面に相当する可能性が考えられる。しかし、花水川河口周辺で反射面 D、E が 50 m 東に落ち込む様子は認められない。もし、海岸測線付近では南北方向に構造が急激に変化し、D または E が海岸測線全体にわたって基盤を表わしていると仮定すると、花水川河口東では基盤が標高およそ -20 m ~ -30 m に位置することになる。しかし、CMP 番号 1840 付近から北に約 100 m の位置におけるボーリングデータでは、標高約 -116 m まで基盤が検出されていない (佐藤ほか, 2021)。相模川河口沖合の島や湘南海岸の海底には新第三紀層が露出しており、相模平野は南側にも閉じた形状になっているため (岡, 1980 など)、海に向かって基盤の上面は浅くなっている可能性があるが、CMP 番号 1840 付近の反射面 E の深さは約 -25 m なので、南北方向に約 100 m の距離で基盤の深さが約 100 m も差があるとは考えづらい。従って、D、E はボーリングデータの基盤以外を表わしていると解釈した。D、E が基盤でないとする、花水川より西側に見られた反射面 F がボーリングデータの基盤に対応する可能性がある。しかし、花水川河口東側ではボーリングコアから推定される基盤深度において、反射面 F は明瞭に連続しておらず、ボーリングコアで基盤として見えている地層は、花水川河



第25図 内陸測線の深度断面における解釈. 縦軸, 横軸は第15図と同様.

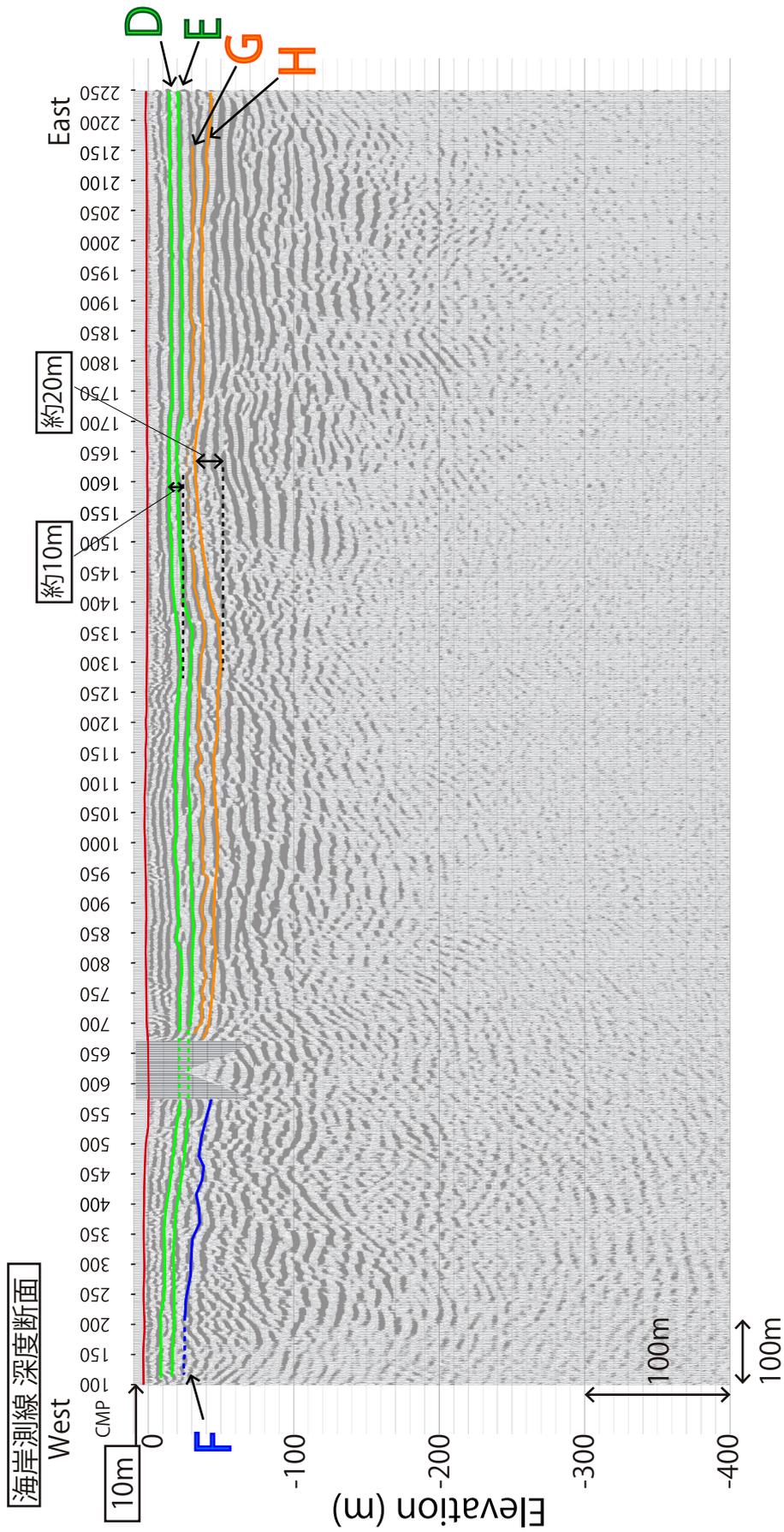
Fig. 25 Interpretation of the migrated depth section of the inland line.

The vertical and horizontal axes represent the same as in the Fig. 15.



第26図 内陸測線周辺で実施された先行研究との時間断面図比較。(a) 本調査。(b) 神奈川県(1996)。(c) 長谷川ほか(1992)。縦軸、横軸は第13図と同様。

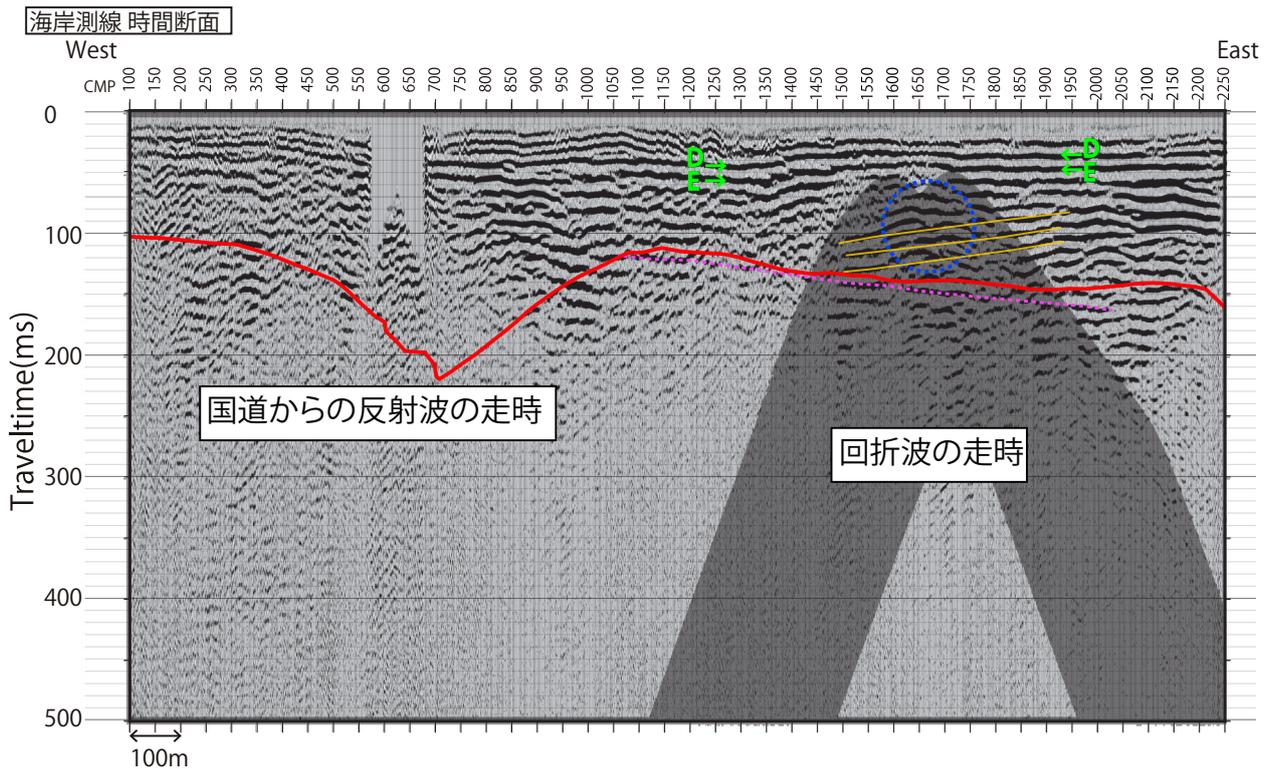
Fig. 26 Comparison of the time sections with the previous results conducted near the inland line. (a) This study. (b) Kanagawa Pref. (1996). (c) Hasegawa et al. (1992). The vertical and horizontal axes represent the same as in the Fig. 13.



第27図 海岸測線の深度断面における解釈。縦軸は第15図と同様。

Fig. 27 Interpretation of the migrated depth section of the coastal line.

The vertical and horizontal axes represent the same as in the Fig. 15.



第 28 図 海岸測線の時間断面における側方からの波の影響。
 灰色領域は回折波の走時を表す。赤実線は新湘南バイパスからの反射波の走時を表す。青点線は上に凸の相群を示す。ピンク点線は、黄色実線はそれぞれ東落ちの反射面と西傾斜の反射面を示す（詳細は本文を参照）。D、E は顕著な反射面を示す。縦軸、横軸は第 13 図と同様。

Fig. 28 Effects of the waves from horizontal directions in the time section of the coast line.
 The gray areas indicate the arrival time of diffracted waves. The red solid line shows the arrival time of the reflected wave from the Shinshonan Bypass. The blue dotted line indicates the upward convex phases. The pink dotted and yellow solid lines indicate eastward and westward reflections, respectively (see the text for details). D and E represent distinct reflectors. The vertical and horizontal axes represent the same as in the Fig. 13.

口東側で反射面として明瞭に認識できなかった。佐藤ほか（2021）によると新湘南バイパス沿いのボーリングコアにおいて沖積層から新第三系の地層まで N 値は高く、沖積層と更新統の N 値のコントラストが小さいため反射面として基盤を識別できなかった可能性もある。また、久保（1997）が指摘した活断層も反射断面では認識できなかった。

次に、花水川河口東側において、反射面 D、E は CMP 番号 1350 ～ 1500 付近で 10 ms 程度（8 m）東側へと浅くなり、CMP 番号 1700 付近で 5ms（5 m）程度東側へ深くなる上に凸状の構造が確認された。CMP 番号 1350 ～ 1700 付近は反射面が複雑な形状をしているので、測線の側方からの波が混ざっている可能性を検討した。具体的には CMP 番号 1600 ～ 1700 付近にある龍城ヶ丘プール（第 3 図）からの回折波が混ざっている可能性、海岸測線から北に約 100 m 北にある新湘南バイパス（第 3 図）からの反射波が混ざっている可能性を検討した。

まず、龍城ヶ丘プールからの回折波に関しては、地下を 1,700 m/s の均質構造と仮定し、各発震点、受振点のペアに対してプールの南東端、南西端からの回折波の走時を計算した。第 28 図は第 19 図の時間断面図に、全ての発震点、受振点ペアで計算される回折波の走時を重ねたもので、灰色の領域は回折波の影響を受ける可能性がある範囲を示す。実際回折波のうち見かけ速度の小さい領域では NMO や CMP 重合等の処理によってある程度低減されると考えられるが、頂点に近い上に凸の部分は処理が十分に作用せず回折波が残存すると考えられる。そのため、CMP 番号 1650 付近の往復走時約 60 ～ 120 ms に見える複数の上に凸の相（第 28 図の青点線の領域）は回折波に相当する可能性がある。回折波の走時は単純な一層構造で計算したため、地下の速度が仮定より速い場合は、走時は上に移動する。そのため、CMP1700 付近の反射面 D ～ H の東傾斜の構造は回折波による見かけのものである可能性がある。一方 CMP1350 ～ 1450 の西傾斜の構造は回折波の

影響を受けていない真の構造であると判断できる。

次に新湘南バイパスからの反射波が混ざっている可能性を検討した。測線上で発震した波がバイパスの側壁、基礎部分等の構造物にぶつかって反射波を生じ、測線上の受振器でとらえられたと仮定する。各発震点から国道への距離を求め、反射波の走時を計算した。P波速度はCMP番号100～600は2,000 m/s, CMP番号700～2250は1,700 m/sと仮定し、CMP番号600～700は線形補間した値を用いた。第28図に国道からの反射波の走時を赤線でプロットした。CMP番号約1000から測線東端にかけて往復走時約120～160 msに見られる東傾斜の相（ピンク点線）は国道からの反射波である可能性があり、測線下の構造を反映していない可能性がある。

以上の検討をふまえると、CMP番号1350～1700付近の凸状の構造のうち、少なくともCMP番号1350～1500付近の西傾斜の構造は見かけ上のもではなく真の構造を反映していると考えられる。また、回折波と国道からの反射波を除いて考えると、CMP番号1500～1900の往復走時約80～130 msに西傾斜の構造（第28図黄色実線）が見える。この西傾斜の構造は、CMP1500付近から西では確認できない。CMP1500付近を境界に東西で構造が異なる可能性がある。すなわち、CMP1500より東側と比較して西側では、この傾斜した面の速度コントラストが小さい、上位層の減衰が大きいというようなことが考えられる。

CMP1700付近の反射面D、Eの東傾斜の構造が見かけ上のものである可能性を上で指摘したが、これが真の構造を反映している可能性を完全に否定するものではない。仮にこの東傾斜の構造が真であるなら、CMP番号1350～1700付近全体において上に凸状の構造を示すことになる。この構造は佐藤ほか（2021）のボーリングデータからは判別できないものの、砂堆などの古地形を反映している可能性がある。佐藤ほか（2021）によると花水川河口より東では沖積層基底面（田名原面に相当）が標高約-50 mに推定されているため、花水川河口東でみられた反射面GまたはHが沖積層基底面を表し、反射面D、Eは、それよりも新しい更新世末期以降、完新世の地層と推定される。したがって、この反射面の構造は完新世の古地形である可能性がある。

一方で、花水川河口と相模川河口の間に、藤野木一愛川構造線の南方延長が推定されており（佐藤ほか、2003, 2011）、反射面の西傾斜の構造や、上述したCMP1500付近を境界とする東西の差異は、藤野木一愛川構造線の構造運動を反映している可能性もある。しかし、都市圏活断層図「平塚」、「藤沢」（東郷ほか、1996a, b）、今泉ほか編（2018）などでは、この位置に断層は記載されていない。海岸測線付近で藤野木一愛

川構造線が明確に認められる根拠はないことから、この西傾斜の構造等を直ちに関連付けることは適切ではない。しかしながら、この西傾斜の構造や東西の差異が藤野木一愛川構造線と関連するものである可能性を完全に否定するものではないことを指摘しておく。

8. まとめ

本調査では、相模平野南西部の浅部地下構造の把握、伏在断層の有無およびその変形構造を明らかにするため、神奈川県平塚市において内陸測線、海岸測線の2測線で浅部反射法地震探査を実施した。それぞれの測線の結果を過去に実施された反射法地震探査の結果、測線周辺のボーリングデータなどと比較することで、以下のことがわかった。

内陸測線では、往復走時約120～200 ms（標高-70 m～-140 m）に振幅の大きい反射面A～Cが見られ、それぞれ走時のずれが認められた。この反射面の走時のずれは伊勢原断層の変位によるものと解釈し、3つの反射面の中で一番上面にあるAは伊勢原断層推定位置より東では往復走時100 ms（標高-55 m）、西側では約150 ms（標高-100 m）となっており、断層をはさんで約45 mの変位が推定された。

海岸測線に関しては、測線全体にわたって往復走時約20～60 ms（標高-5 m～-30 m）に連続性が良い反射面D、Eが認められ、測線全体に広がる沖積層の特定の層準と推定された。花水川河口の西側では往復走時約50～70 ms（標高-20 m～-40 m）に反射面Fが見られ、大磯層に相当する新第三系の基盤上面と考えられた。花水川河口の東側では往復走時約60～90 ms（標高-30 m～-50 m）に反射面G、Hが見られ、いずれかが沖積層基底面を表すと解釈した。また、花水川と相模川の間で沖積層で、10 m～20 mの高さを示す上に凸状の反射面が認められた。この反射面の形成要因は、構造運動によるものか、砂堆などの古地形によるものかは明らかではない。

謝辞：本調査の測線設定、結果の解釈に際し地質情報研究部門の水野清秀氏、佐藤善輝氏、佐藤智之氏から助言をいただきました。反射法データ処理にはPetrosysのGLOBE Claritasを使用しました。調査の実施にあたり、神奈川県平塚土木事務所の河川砂防第一課、河川砂防第二課、許認可指導課、平塚市役所の土木総務課、緑公園水辺課、秦野市役所の建設部建設管理課にご協力いただきました。ボーリングデータは神奈川県平塚市から資料の提供を受けました。データ取得の現地作業は株式会社ジオシスが実施しました。第7, 8, 10,

16, 22, 28 図を作成するにあたり, GMT mapping tools (Wessel and Smith, 1998) を使用しました. また査読者の地質情報研究部門の稲崎富士氏のご指摘により本稿は改善されました. 以上の方々に深く感謝申し上げます.

文 献

- 遠藤邦彦・上杉 陽 (1972) 大磯・横浜地域の古期テフラについて. 第四紀研究, 11, 15-28
- 花井重次 (1934) 丹沢山地東南山麓の地形に就いて (第一報). 大塚地理学会論文集, 4, 1-20.
- 長谷川 功・伊藤公介・佐藤隆司・長 秋雄・増田幸治・渡辺史郎 (1992) 高分解能浅層反射法による浅部構造の研究. 科学技術振興調整費「マグニチュード7級の内地地震の予知に関する研究」(第I期昭和62~平成元年度, 第II期平成2~3年度)成果報告書, 科学技術庁研究開発局, p.42-52.
- 今泉俊文・宮内崇裕・堤 浩之・中田 高 (2018) 活断層詳細デジタルマップ新編. 東京大学出版会.
- 今永 勇・松島義章・平田大二 (1982) 相模川西岸地域の地質地殻変動. 神奈川県試験研究連絡協議会環境部会共同研究報告, 5, 25-36.
- 石浜佐栄子・山下浩之・平田大二・小田原 啓・檀原 徹・岩野英樹・林 広樹・井崎雄介 (2012) 大磯丘陵に分布する新第三系の微化石年代とフィッシュ・トラック年代. 神奈川県立博物館調査研究報告, 14, 137-144.
- Ito, M., (1986) Neogene depositional history in Oiso Hill: development of Okinoyama Bank Chain on landward slope of Sagami Trough, central Honshu, Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, 92: 47-64.
- 地震調査研究推進本部 (2004) 伊勢原断層の長期評価について. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudan-sou_pdf/35_isehara.pdf. (参照日:2021年1月29日)
- 神奈川県 (1996) 平成7年度地震調査研究交付金 伊勢原断層に関する調査成果報告書. 219p.
- 蟹江康光・平田大二・今永 勇 (1999) 大磯丘陵と相模湾, 沖ノ山堆列の地質と微化石年代. 神奈川県立博物館調査研究報告書, 9, 95-110.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層一分布図と資料一. 東京大学出版会. 437p.
- 木下佐和子・伊藤 忍・山口和雄・横倉隆伸 (2017) 相模湾北部沿岸域における浅部反射法地震探査の実施. 地質調査総合センター速報, no.74, 平成28年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 85-95.
- 久保純子 (1997) 相模川下流平野の埋没段丘からみた酸素同位体ステージ5a以降の海水準変化と地形発達. 第四紀研究, 36, 147-163.
- 松田時彦・由井将雄・松島義章・今永 勇・平田大二・東郷正美・鹿島 薫・松原彰子・中井信之・中村俊夫・松岡数充 (1988) 伊勢原断層 (神奈川県) の試錐による地下調査一過去約7,000年間の堆積環境と元慶2年地震の変位一. 地震研究所彙報, 63, 145-182.
- 宮内崇裕・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正美 (2008) 1:25,000 都市圏活断層図「秦野第2版」. 国土地理院技術資料 D1-No.502
- 宮内崇裕・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正美 (2009) 1:25,000 都市圏活断層図「小田原第2版」. 国土地理院技術資料 D1-No.524
- 水野清秀 (2016) 大磯丘陵東部に分布する第四紀堆積物の地質構造調査 (予報). 地質調査 総合センター速報 No. 71, 平成27年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 153-160.
- 水野清秀・尾崎正紀・佐藤善輝 (2021) 5万分の1大磯丘陵及び周辺地域第四系地質図及び説明書. 海陸シームレス地質情報集「相模湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-7, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 岡 重文 (1980) 相模堆積盆地. アーバンクボタ, no18, 26-33.
- 岡 重文・島津光夫・宇野沢昭・桂島茂・垣見俊弘 (1979) 藤沢地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1図幅), 地質調査所, 111p.
- 小沢 清・江藤哲人 (2005) 神奈川県中・東部地域の大深度温泉井の地質および地下地質構造. 神奈川県温泉地学研究所報告, 第37巻, 15-38, 205.
- 佐藤比呂志・平田直・伊藤谷生・岩崎貴哉・額瀨一起・笠原敬司・伊藤 潔 (2003) 大深度弾性波探査 相模測線における地殻構造探査. 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.
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・飯高 隆・石山達也・蔵下英司 (2011) 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 制御震源地震探査による地殻構造の解明. 神縄・国府津-松田断層帯における重点的な調査観測 平成21-23年度成果報告書3.1.
- https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/kannawa_juten/h23/chap3_1_a.pdf (参照日:2021年1月29日)
- 佐藤善輝・水野清秀・久保純子・中島 礼 (2021) 相模川下流平野における第四紀地下地質と埋没段丘面分布. 海陸シームレス地質情報集, 「相模湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-7, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

Sheriff R. and Geldart L. (1995) *Exploration Seismology*, Cambridge university press, 592p.

高田圭太・原口 強・早田 勉 (2003) ボーリング調査により明らかとなった伊勢原断層の性状. 活断層研究, **23**, 37-44.

竹内圭史・及川輝樹・斎藤 眞・石塚 治・実松健造・駒澤正夫 (2015) 20 万分の 1 地質図幅「横須賀」(第 2 版). 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

東郷正美・宮内崇裕・佐藤比呂志 (1996a) 1:25,000 都市圏活断層図「平塚」. 国土地理院技術資料 D1-No.333.

東郷正美・宮内崇裕・佐藤比呂志 (1996b) 1:25,000 都市圏活断層図「藤沢」. 国土地理院技術資料 D1-No.333.

植木岳雪・原 英俊・尾崎正紀 (2013) 八王子地域の地質. 地域地質研究報告 5 万分の 1 地質図幅東京 (8) 第 62 号 NI-54-25-11. 産業技術総合研究所地質調査総合センター. 147p.

Wessel, P., W. H. F. Smith, R. Scharroo, J. Luis, and F. Wobbe (2013) *Generic Mapping Tools: Improved Version Released*. EOS Trans. AGU, **94**(45), 409-410, 2013. [doi:10.1002/2013EO450001](https://doi.org/10.1002/2013EO450001).

山口和雄・伊藤 忍 (2016) 静岡市三保半島先端陸域の浅部地下構造. 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センター.

山口和雄・伊藤 忍・木下佐和子 (2019) 反射法地震探査による九十九里平野沿岸陸域の浅部地下構造. 海陸シームレス地質情報集「房総半島東部沿岸域」. 海陸シームレス地質図 S-6, 産業技術総合研究所地質調査センター.

横倉隆伸・山口和雄・伊藤 忍・水野清秀 (2021) 反射法地震探査データによる国府津-松田断層帯の地下構造. 海陸シームレス地質情報集, 「相模湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-7, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.

(受付: 2019 年 9 月 3 日; 受理: 2021 年 3 月 15 日)