

静岡市三保半島先端陸域の浅部地下構造

Shallow subsurface structure onshore at the tip of the Miho peninsula, Shizuoka City, central Japan

山口和雄¹・伊藤 忍¹
Kazuo Yamaguchi¹ and Shinobu Ito¹

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)

Abstract: We conducted shallow seismic reflection surveys onshore at the tip of the Miho peninsula, Shizuoka City, along orthogonal E-W and N-S lines. Several continuous reflectors are perceived on seismic sections between more than 10m and 400m in depth. Above 70m in depth, two reflectors decline NE and SE, respectively, judging from the apparent reflector's dips of cross sections. They are very flat and well correspond to boundaries recognized by 70m deep borehole near the seismic lines. Below 70m in depth, smooth reflectors dip southward about 15 to 5 degree. The upper reflectors dip steeply and the lower reflectors dip gently. Probably the dipping reflectors were formed by N-S tilting movement around the peninsula. A buried valley about 120m wide and 30m deep is detected at 170m in depth.

Keywords: seismic reflection survey, subsurface structure, buried valley, onlap, Miho peninsula

要 旨

三保半島先端陸域において東西方向と南北方向の直交2測線でP波震源による高分解能な浅層反射法地震探査を実施した。反射断面図で深度10数m~400mの範囲で複数の連続の良い反射面を捉えた。上位の2枚の平坦な反射面は近傍の深度70mの坑井で確認された地層境界の深度と非常に良く一致し、2断面の反射面の見掛けの傾斜から、それぞれ北東傾斜、南東傾斜と推定される。70m以深は傾斜角15度~5度程度の南傾斜の滑らかな反射面が見られ、上位の反射面は急傾斜、下位の反射面は緩傾斜という特徴を示す。これらは三保半島の南北方向の傾動により生じたと考えられる。深度170m付近に南北の谷軸を持つ幅120m深さ30mの埋没した海底谷が存在する。

1. はじめに

産業技術総合研究所の「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトは、平成25年度に駿河湾北部沿岸域を調査エリアとして各種の地質調査を実施した。調査エリアの西部に位置する三保半島では半島陸域で深度70mのボーリング調査が行われ(石原・水野, 2016)、駿河湾北部沿岸海域を対象とする音波探査(佐藤・荒井, 2016)の一部が三保半島沖を通る。三保半島陸域

の地下構造調査では、ボーリング試料の解析と音波探査の構造解釈に資することと、三保半島の深度10数m~300m程度の地下構造を明らかにすることを目的として反射法地震探査を実施した。

なお、本論は、地質調査総合センター速報No.65で概要を報告し(山口ほか, 2014)、その後、データ解析の追加及び考察を行い、海陸シームレス地質情報集として取りまとめたものである。

2. 調査地及び調査の概要

第1図に調査地域周辺の広域図を示す。三保半島は駿河トラフ軸のおよそ10km西方の駿河湾西岸に位置し、半島の南西方の安倍川と有度丘陵が堆積物の供給源となり、これらの堆積物が波によって運ばれ形成された複合砂嘴である(依田ほか, 1998, 2000)。半島は南南西から北北東に伸び、長さは約4.5km、南端の基部が最も狭く幅約600mで、中央部は西側が埋め立てられ幅約2.5kmと広く、標高は半島東側の三保松原で10m以上と高く西側が低い(第2図)。三保半島の土台として沖積層基盤の島状の高まりが存在していたと推定され(松原, 1999, 2000)、半島の形成は5,000年前頃で現在のような形態になったのは1,500年前頃と考えられる(松原, 1989)。駿河湾周辺の広域的な地質は20万分の1地質図幅(杉山ほか, 2010)にまとめ

られている。三保半島陸域と半島周辺海域の地表あるいは海底下深度数 10m までの地下地質や地下構造は、ボーリング資料と海域の音波探査記録に基づいて推定されている(依田ほか, 1998, 2000)。佐藤・荒井(2016)の音波探査は測線 5 本が三保半島沿岸海域を通る。第 2 図に音波探査測線を示す。

地下構造調査の調査地は三保半島先端付近の静岡市清水区三保本町である。周辺はレジャー施設跡地、野球場、サッカー場、ビニールハウスや畑などの農地となっている。調査測線は市道及び東海大学野球練習場内に配置した(第 3 図)。測線 1 は旧三保文化ランドと東海大学松前球場の南側の東西方向の舗装道路沿いである(第 4 図(a))。測線 2 は野球練習グラウンド(測点 1 ~ 42)、松並木の中の未舗装道路(同 43 ~ 84)と舗装道路(同 85 ~ 192)に設定した(第 4 図(b))。測線沿いの標高は 0.8m ~ 4.3m で、松並木は周辺からの比高 2m ~ 3m の砂丘列上にある。測線長は測線 1 が 574m、測線 2 が 382m、両測線は測線 1 測点 199 と測線 2 測点 84 で交差する。測線方向は測線 1 が西南西-東北東、測線 2 が北北西-南南東方向である。石原・水野(2016)のボーリングは測線 1 の中央付近に位置し測線 1 との距離は 27m である。

第 1 表に調査の測定諸元を、第 4 図(c), (d)に調査機器を示す。本調査は目標範囲を深度 10 数 m ~ 300m 程度に設定した。それに見合うように震源は P 波、測点間隔は 2m、最大オフセットは 382m とした。1 発震点で 5 回あるいは 10 回の発震を行い、個々の発震記録を探鉱機で記録した。測量は全点をトータルステーションで測り、数 10 点毎に GPS で絶対位置を求め両者を統合した。現地調査は 2014 年 2 月に実施した。マーキング・測量・設置撤収・測定など実質 4 日間の作業だった。

3. データ解析

垂直重合と振幅調整を適用した後の発震記録を第 5 図に示す。測線沿いは交通量が極めて小さくノイズレベルは低かったと考えられる。記録は品質が良く初動は最大オフセットまで届き反射波はゼロオフセットで走時 50ms 付近から 500ms 付近に見られる。ノイズは見掛け速度 200m/s ~ 300m/s 程度の波群が卓越する。発震記録では目立たないが、共通受振記録では測線 2 の測点 85 ~ 192 の区間に見掛け速度約 1,200m/s の高周波数の波群が認められる。これはこの区間に埋設された上水道管に起因するチューブ波と考えられる。

データ処理は通常の CMP 重合法を適用した(第 2 表)。各処理の概要を以下に記す。データ処理には反射データ処理ソフトウェア Omega(WesternGeco 製)を使用した。垂直重合はウインドウ長 1,000ms のダイバシティスタックを適用した。静補正は発震・受振オフセット 10m ~ 200m のトレースの屈折初動解析により

補正值を計算し表層低速度層の影響を除去した。振幅調整、デコンボリューション、バンドパスフィルタにより反射イベントを強調した。速度解析は、定速度走査法と定速度重合法により 100CMP(100m)毎に実施した(解析点数は測線 1 が 5 点、測線 2 が 3 点)。速度解析で求めた重合速度を用いて NMO 補正、CMP 重合を適用し CMP 重合時間断面を作成した。重合断面に対して TV フィルタとランダムノイズの除去を適用し反射面を整えた。マイグレーションでは測線両端にトレース 100 本ずつを加え傾斜反射面の斜め上方への移動を確認した。マイグレーション後に、時間軸を距離軸に変換する深度変換を行った。マイグレーションと深度変換には時間空間方向に平滑化した重合速度を用いた。

以上により、CMP 重合時間断面図、時間マイグレーション断面図、深度断面図を作成した(第 6 図, 第 7 図)。時間断面図の走時 0ms と深度断面図の深度 0m がいずれも標高 0m に相当する。

両測線の断面図で往復走時 10 数 ms から 400ms、深度 10 数 m ~ 400m に複数の連続の良い反射面が捉えられた。マイグレーションにより交差イベント(Buried focus)や傾斜イベントが正しい空間位置へ移動し整理され、反射面の連続性が向上した。測線 1 の反射面は多少の凸凹を有し大きな傾斜は見られない。測線 2 の反射面は凹凸が少なく滑らかで、50ms 以浅は北傾斜、50ms 以深は南傾斜を示す。

4. 考察

第 8 図に深度断面図、第 9 図に反射面の解釈、第 10 図に坑井付近の拡大図、第 11 図に陸域と海域の断面図の対比を示す。

測線 1 近傍の坑井 GS-MMB-1 コア(坑口標高 1.40m)は岩相の特徴から、礫混じり粗砂~細礫層(ユニット 1, 深度 70.00m ~ 64.42m)、礫混じり粗砂層(ユニット 2, 64.42m ~ 58.14m)、砂質シルト~シルト質細砂層(ユニット 3, 58.14m ~ 26.10m)、砂礫層と礫混じり粗砂層(ユニット 4, 26.10 ~ 1.50m)に層相区分される(石原・水野, 2016)。この層序を測線 1 深度断面図に投影した。ユニット 4 と 3 の境界深度(26.10m)とユニット 3 と 2 の境界深度(58.14m)に対応する連続の良い反射面 A, B が存在する。ユニット 3(A ~ B)はその上下と比較すると反射面が少ない。GS-MMB-1 柱状図(石原・水野, 2016)でもユニット 3 の中に境界となるような地層の変化は見られない。砂層・砂礫層は反射面に富みシルト層は反射面に乏しいと特徴付けられる。

測線 1 で、B は非常に平坦で見掛け約 1 度の東傾斜を示し、A はやや連続が悪く凸凹がある。測線 1 の A, B を交点で測線 2 に繋ぎ、測線 2 で A, B をトレースした。A, B いずれも交点での反射面の対応は非常に良い。測線 2 の A は交点より北側は連続が良く南側は

やや断続的で、緩やかな南上りを示し上位の反射面(A0)に覆われる。A0は連続が良く南上がりであるが、測線1ではA0に相当する反射面は不明瞭である。深度10数m以浅は今回の調査仕様では探査上限より浅く反射面A0の信頼性はA以深の反射面より劣る。測線2のBも測線1のBと同じく非常に平坦で見掛け約1度の南傾斜である。直交する2断面上の見掛け傾斜からAは北東傾斜、Bは南東傾斜と考えられ、30mほどの深度の違いで地層境界面の傾斜方向が異なる。

石原・水野(2016)はユニット1を完新統基盤としているが、反射断面ではユニット2上面の方が境界面(反射面B)として認識が容易である。石原・水野(2016)の層序区分に従えば反射面Bの数m下より深部が中・上部更新統である。陸域と海域の反射面の対比も良好である(第11図)。反射面Bは、連続性の良さ、振幅の強さ、Bより上位の層厚、分布深度からみて、音波探査記録の完新統基底面(佐藤・荒井, 2016)あるいは基盤反射面(依田ほか, 1998, 2000)に連続する境界面と考えてよいであろう。依田ほか(2000)は、三保半島中部のボーリング資料を参照し、基盤反射面以下を有度丘陵の根古屋層(杉山ほか, 1982; 杉山・下川, 1990)に対比した。

次に、反射面Bより深部について考察する。測線2でB以深の連続の良い反射面をトレースし、交点で測線1に繋いだ(反射面C, D, E, F)。交点での反射面のずれは5mより小さく対応は良い。これらの反射面は音波探査の音響層序の焼津沖層群・渥美沖層群(佐藤・荒井, 2016)に相当する。

測線1のCのCMP430深度170m周辺に凹部が存在する。その幅は約120m、深さは約30mで、これは埋没した海底谷と考えられる。測線2でBとCの間の反射面はCに対してオンラップの関係にあり海進で形成されたと考えられる。また、DとEの間の反射面はダウンラップのように見える。測線2では反射面は南傾斜の滑らかな面を成し、見掛け傾斜角は、CとDが15度程度、EとFは傾斜が変化し5度～12度程度である。上位のCの傾斜が最も大きく、下位の方が傾斜は小さい。一方、測線1のC以下の各反射面は、測線範囲全体での一様な傾斜は無く、やや断続的で多少の凹凸がある。測線2では上記の埋没海底谷に相当する構造が見当たらないことから、調査地付近における埋没海底谷の谷軸は測線2に並行な北北西-南南東方向と考えられる。三保半島の地下構造は単純な水平成層構造ではなく、南北方向の傾動を伴う構造運動により形成されたと考えられる。

上記の地層の傾斜は、有度丘陵の北西への傾動(杉山ほか, 1992; 杉山・下川, 1990)に関連するものであろう。新妻(2000, 2001)はこの傾動は駿河トラフに連続する円弧すべりに起因するとしている。

5. まとめ

三保半島先端陸域において東西方向と南北方向の直交2測線でP波震源による高分解能な浅層反射法地震探査を実施した。反射断面図で深度10数m～400mの範囲で複数の連続の良い反射面を捉えた。上位の2枚の平坦な反射面は近傍の深度70mの坑井で確認された地層境界の深度と非常に良く一致し、2断面の反射面の見掛けの傾斜から、それぞれ北東傾斜、南東傾斜と推定される。70m以深は傾斜角15度～5度程度の南傾斜の滑らかな反射面が見られ、上位の反射面は急傾斜、下位の反射面は緩傾斜という特徴を示す。これらは三保半島の南北方向の傾動により生じたと考えられる。深度170m付近に南北の谷軸を持つ幅120m深さ30mの埋没した海底谷が存在する。

謝辞：本調査の実施にあたり、入谷良平氏(調査時は産業技術総合研究所、現在シュルンベルジェ株式会社)には現地調査に参加していただき、東海大学の柴正博氏、手塚慎太郎氏、株式会社しずおか体験企画の武藤善章氏、三保本町一区自治会長の遠藤亮司氏、静岡市役所建設局には様々な便宜を図っていただきました。発震作業は株式会社ジオシスが実施しました。坑井地質との対比では石原武志氏、水野清秀氏、音波探査記録との対比では佐藤智之氏のご協力をいただきました。高橋雅紀氏の査読により本稿は改善されました。以上の皆様に心からの謝意を表します。

文 献

- 石原武志・水野清秀(2016) 駿河湾北部沿岸域における平野地下の浅部地質構造。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総合センター。
- 新妻信明(2000) 光波測距による大気境界層の日周・年周変動およびフィリピン海プレートによる有度地塊傾動機構の解明。静岡大学地球科学研究報告, **27**, 17-35。
- 新妻信明(2001) 光波測距による草薙断層と麻機断層の活動監視。静岡大学地球科学研究報告, **28**, 45-55。
- 松原彰子(1989) 完新世における砂州地形の発達過程 - 駿河湾沿岸低地を例として -。地理学評論, **62**, A-2, 160-183。
- 松原彰子(1999) 駿河湾沿岸静岡低地における古地理の変遷。慶應義塾大学日吉紀要 社会科学, **9**, 1-19。
- 松原彰子(2000) 日本における完新世の砂州地形発達。地理学評論, **73**, A-5, 409-434。
- 佐藤智之・荒井晃作(2016) 20万分の1駿河湾北部沿

岸域海底地質図及び説明書，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，産業技術総合研究所地質調査総合センター。

杉山雄一・下川浩一・坂本 亨・秦 光男(1982) 静岡地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)，地質調査所，82p.

杉山雄一・下川浩一(1990) 清水地域の地質。地域地質研究報告(5万分の1地質図幅)，地質調査所，103p.

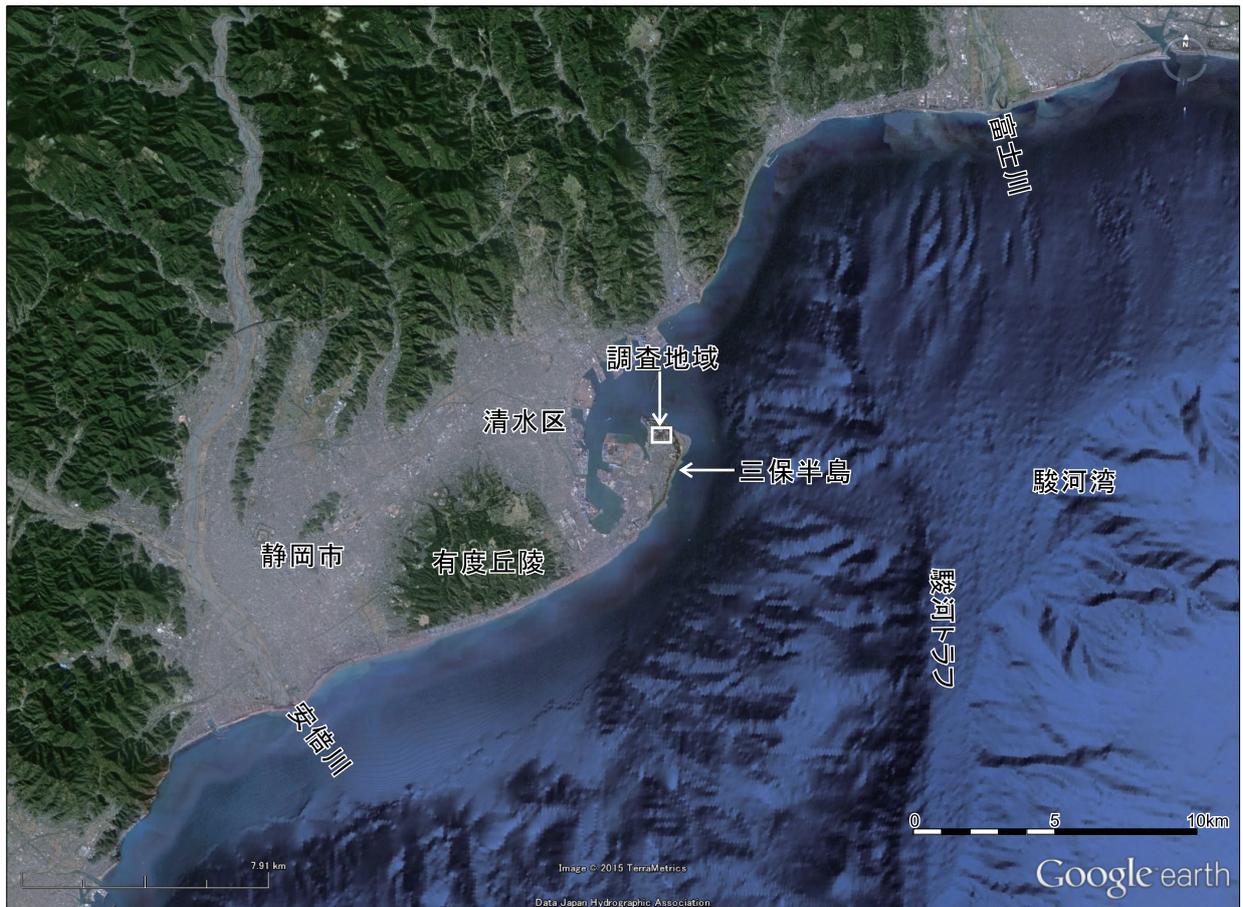
杉山雄一・水野清秀・狩野謙一・村松 武・松田時彦・石塚治・及川輝樹・高田亮・荒井晃作・岡村行信・実松健造・高橋正明・尾山洋一・駒澤正夫(2010) 20万分の1地質図幅「静岡及び御前崎」(第2版)。産業技術総合研究所地質調査総合センター。

山口和雄・伊藤 忍・入谷良平(2014) 静岡市三保半島における浅部地下構造調査。平成25年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告，地質調査総合センター速報，no.65，49-57.

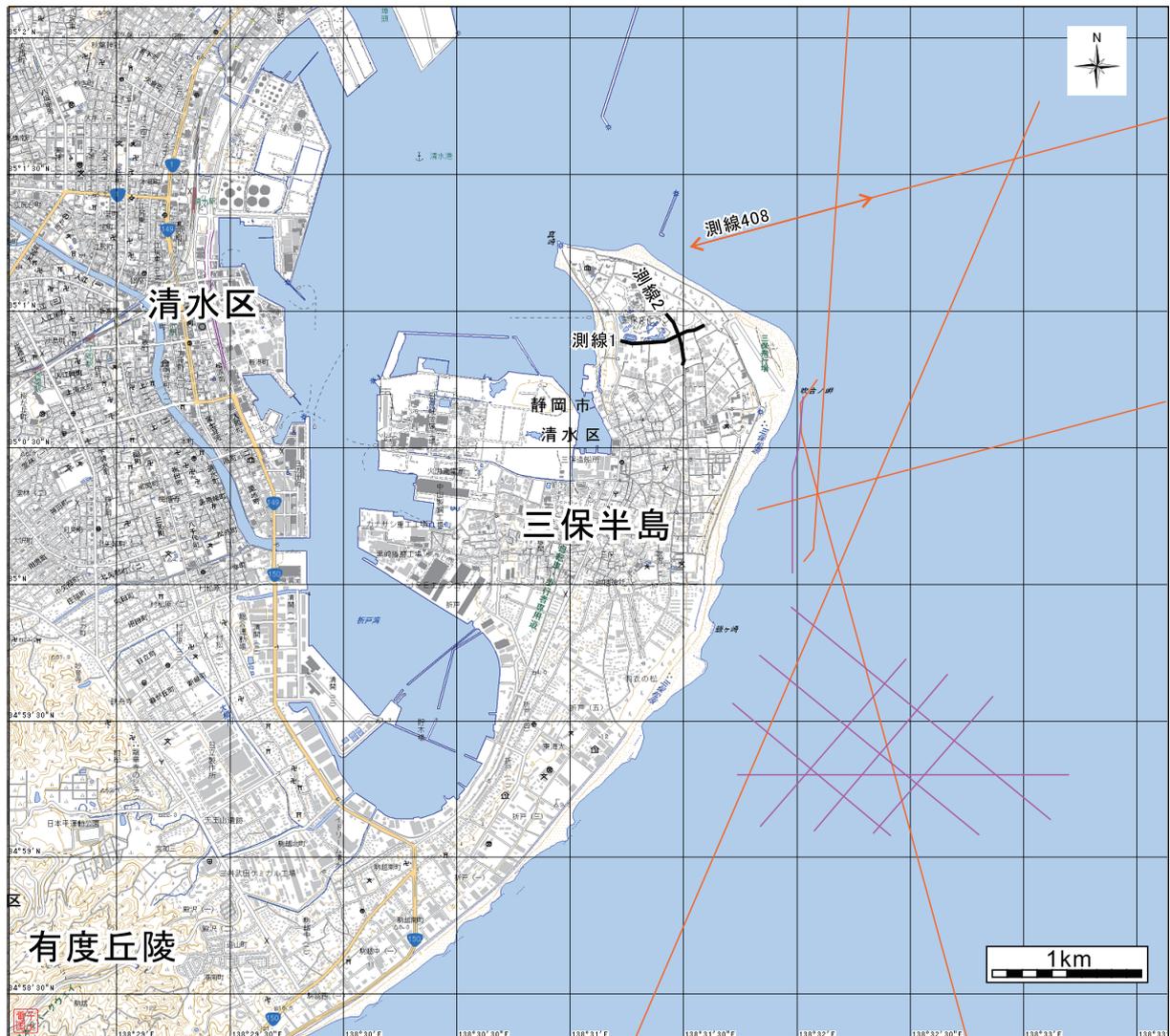
依田美行・石井 良・中西のぶ江・田中政仁・根元謙次(1998) 三保半島沖大陸棚の堆積構造からみた三保半島の形成過程。東海大学紀要海洋学部，45，101-119.

依田美行・黒石 修・根元謙次(2000) 堆積シーケンスからみた三保半島及び半島沖大陸棚の形成。海洋調査技術，12，31-47.

(受付：2015年2月17日；受理：2015年4月16日)



第1図 調査地域周辺の広域図。
矩形は第3図の範囲を示す。基図として Google Earth を使用した。
Fig.1 Wide area map of the survey area.
The square corresponds to Fig.3. The base map is from Google Earth.



第2図 調査位置図.

黒線は今回の地下構造調査の測線を示す。紫線は依田ほか(1998, 2000)の音波探査測線, オレンジ線は佐藤・荒井(2016)の音波探査測線を示す。測線408の矢印部分を第11図に表示。基図として国土地理院の地理院地図(電子国土web)を利用した。

Fig.2 Survey area map.

Black lines show survey lines of the present study. Purple lines are acoustic survey lines of Yoda *et al.* (1998, 2000) and orange lines are acoustic survey lines of Sato and Arai (2016), respectively. The part between arrows of Line408 is plotted in Fig.11. The base map is from Geospatial Information Authority of Japan.

(a) 調査測線



(b) CMP測線



第3図 測線図。

(a) 調査測線 数値は測点番号 (2m 間隔), (b)CMP 測線 数値はCMP 番号 (1m 間隔). 白丸はボーリング GS-MMB-1 を示し, 位置は石原・水野 (2016) による. 基図として国土地理院の地理院地図 (電子国土 web) を利用した.

Fig.3 Seismic lines.

(a)Survey lines with station numbers (2m interval), (b)CMP lines with CMP numbers (1m interval). GS-MMB-1 is from Ishihara and Mizuno (2016). The base map is from Geospatial Information Authority of Japan.

(a) 測線1



(b) 測線2



(c) 震源装置



(d) 受振装置



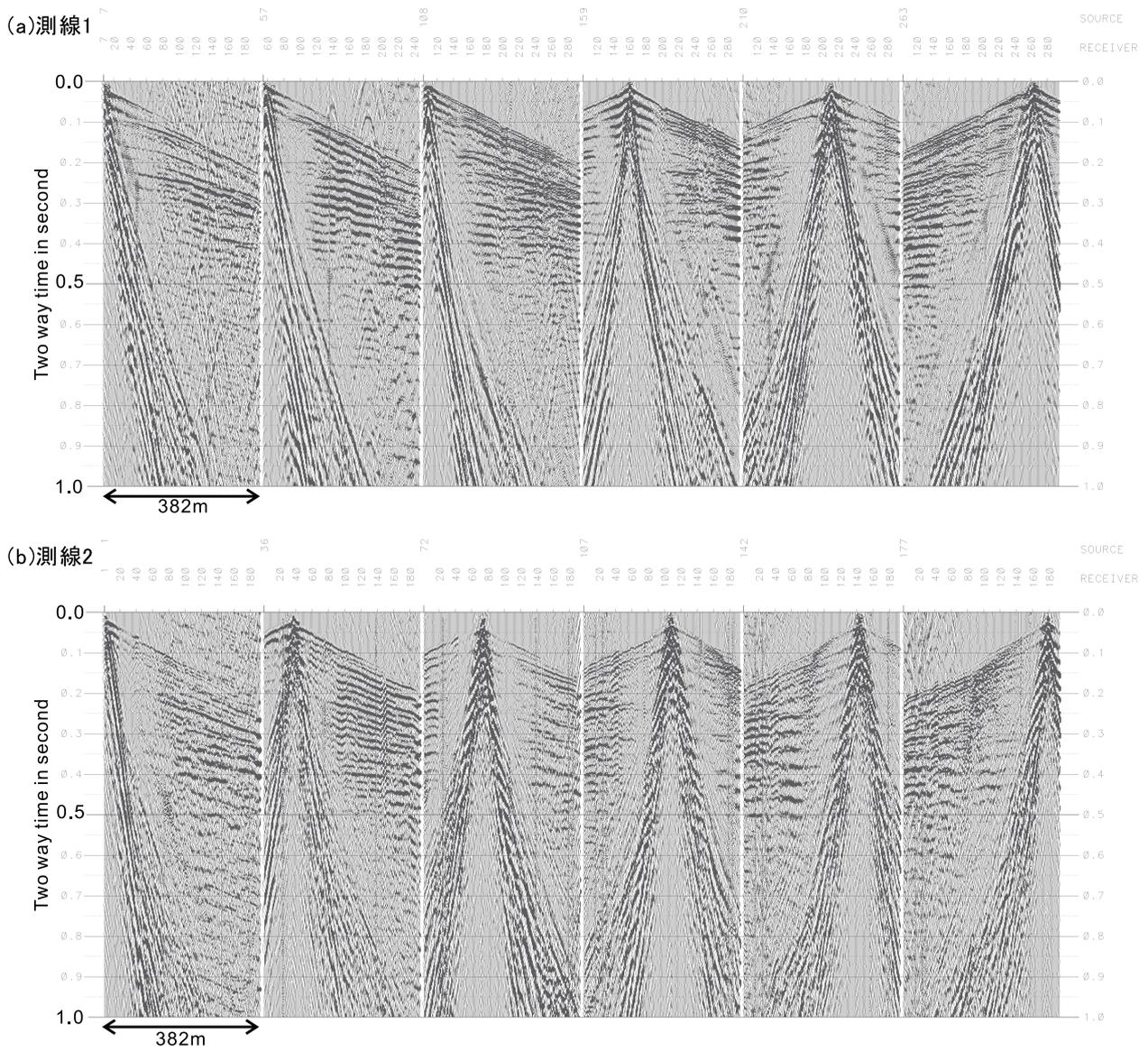
第4図 調査測線風景と調査機器.

(a) 測線 1, (b) 測線 2, (c)P 波油圧インパクトタ, (d)受振器とデータ取得ユニット

Fig.4 Photos of survey lines and instruments.

(a)Line1, (b)Line2, (c)P-wave Yuatsu impactor, (d)Receiver and data acquisition unit.

静岡市三保半島先端陸域の浅部地下構造

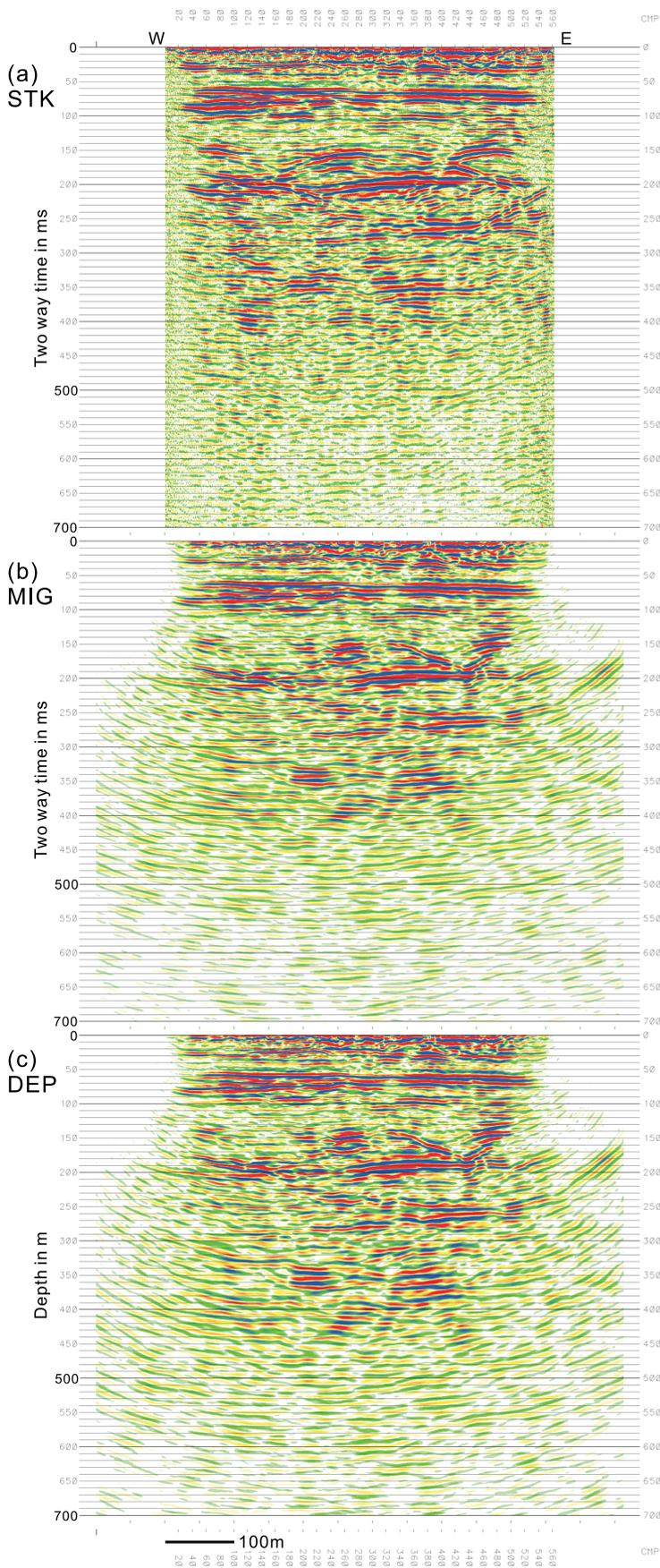


第5図 発震記録.

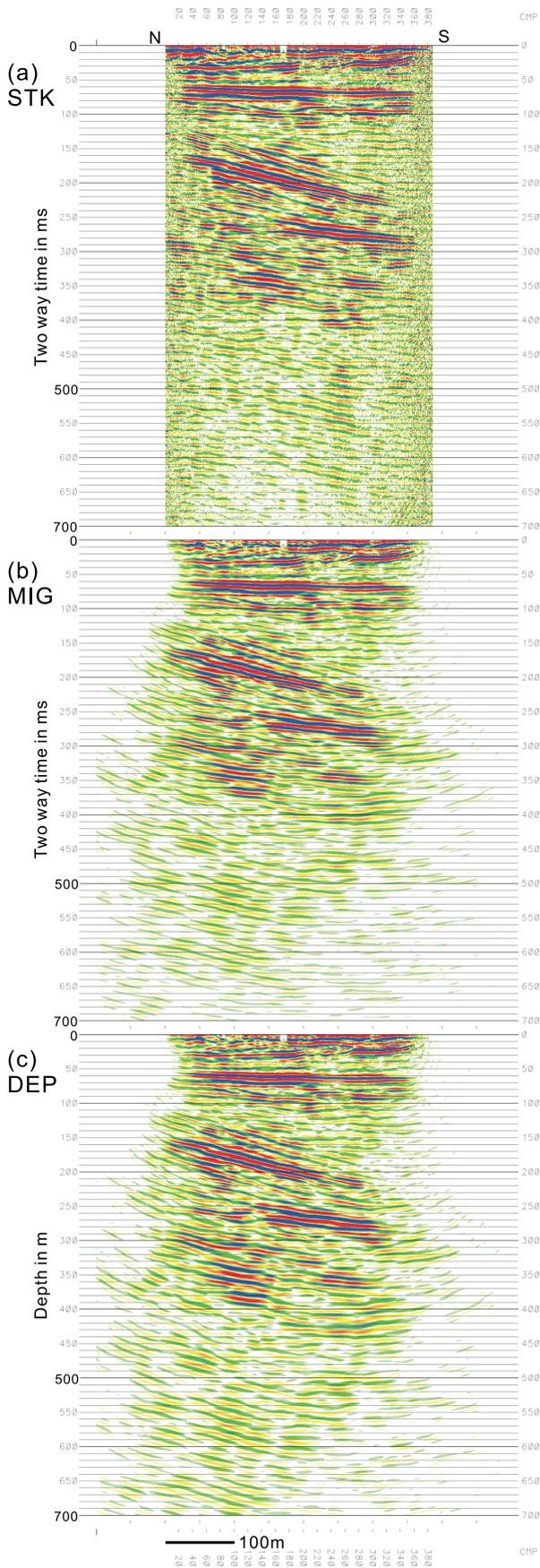
(a) 測線1, (b) 測線2. SOURCE は発震点番号, RECEIVER は受振点番号.

Fig.5 Shot records.

(a)Line1, (b)Line2. SOURCE is source station number, RECEIVER is receiver station number.



第6図 測線1 各種断面図。
 (a)CMP 重合時間断面,
 (b)マイグレーション時間断面,
 (c)深度断面。
 (b)と(c)は両端に100 トレースずつ追加した。
 深度断面は縦横 1:1。
 Fig.6 Line1 seismic sections.
 (a)CMP stacked time section,
 (b)Migrated time sections,
 (c)Depth section.
 In (b) and (c), 100 traces are added to each edge.
 Vertical exaggeration of depth section is 1.

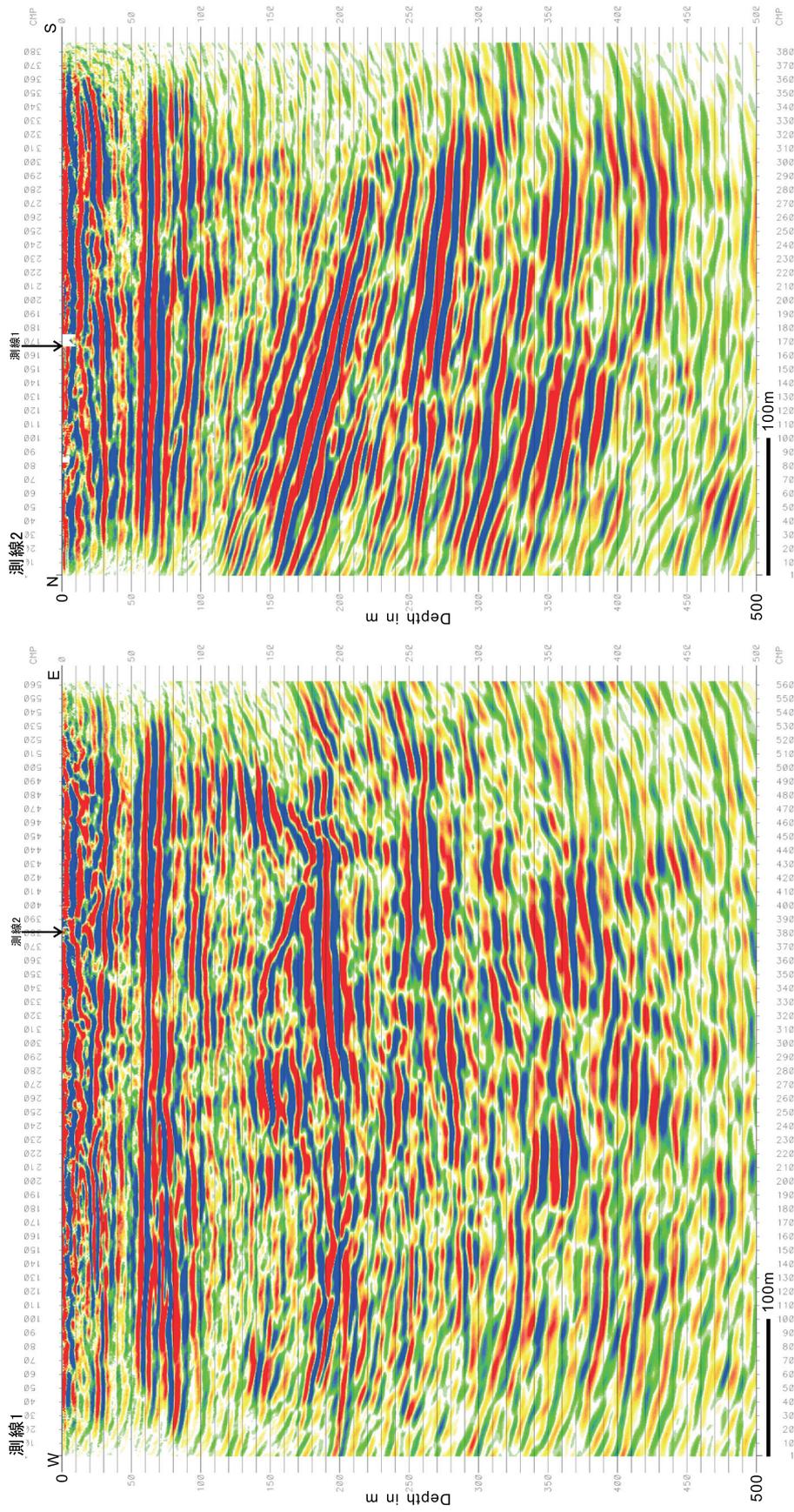


第7図 測線2 各種断面図.

(a)CMP 重合時間断面,
 (b) マイグレーション時間断面,
 (c) 深度断面.
 (b) と (c) は両端に 100 トレースずつ追加した.
 深度断面は縦横 1:1.

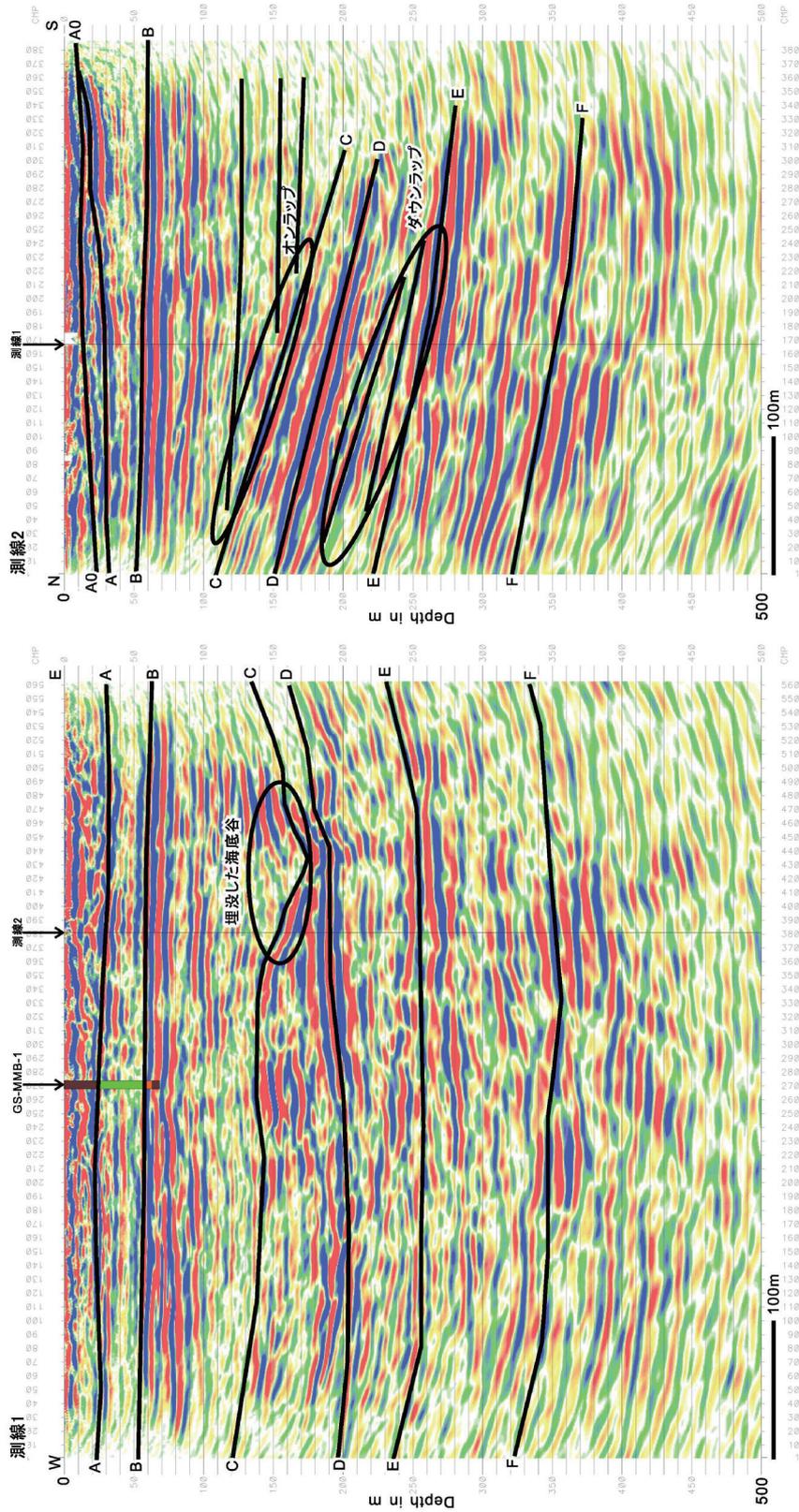
Fig.7

Line2 seismic sections.
 (a)CMP stacked time section,
 (b)Migrated time sections,
 (c)Depth section.
 In (b) and (c), 100 traces are added to each edge.
 Vertical exaggeration of depth section is 1.

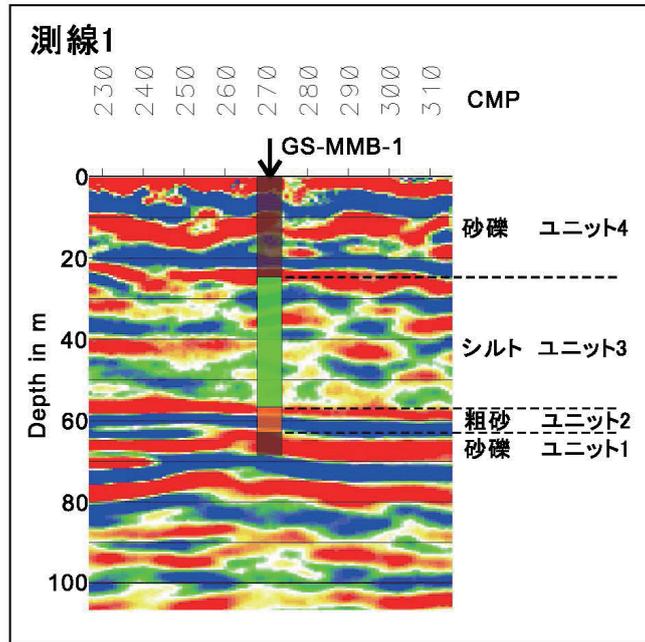


第8図 深度断面図.
測線1, 測線2の深度断面図を並べた.

Fig.8
Depth sections of Line1 and Line2 are placed side by side.



第9図 反射面の解釈。
 深度断面で連続の良い反射面 (A0, A-F) をトレースした。楕円は埋没した海成谷、オンラップ、ダウンラップを示す。
 GS-MMB-1 の地質柱状図 (石原・水野, 2016) を簡略化して測線1 に投影した。各断面の縦線は測線の交差点位置を示す。
 Interpretation of reflectors.
 Continuous reflectors are traced on depth sections of Fig. 8 (A0, A-F). Ellipses show a buried valley, onlap formation and downlap formation. Simplified geologic columnar section of GS-MMB-1 (Ishihara and Mizuno, 2016) is projected to Line1 seismic section. Vertical lines of each section show the cross point of CMP lines.

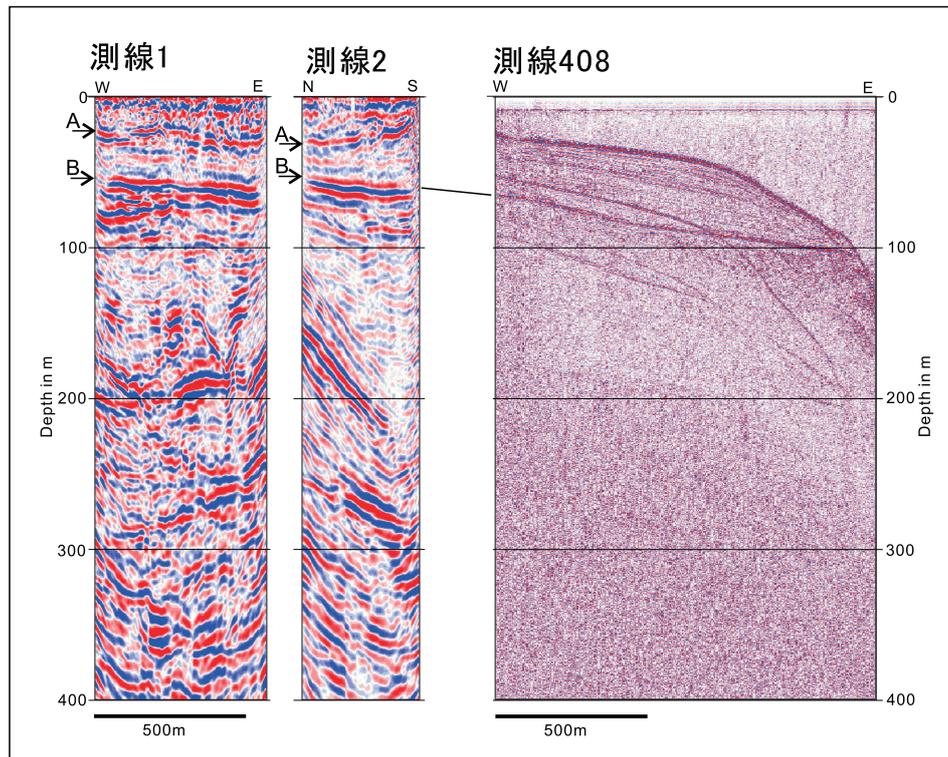


第 10 図 坑井付近拡大図.

GS-MMB-1 付近の深度断面図を拡大した. 地質区分は石原・水野 (2016) による.

Fig.10 Enlargement near borehole.

Depth section near GS-MMB-1 is enlarged. Geological classification is from Ishihara and Mizuno (2016).



第 11 図 陸域断面と海域断面の対比.

陸域断面は測線 1 及び測線 2 の深度断面図. 海域断面は佐藤・荒井 (2016) の音波探査測線 408 の時間断面を 1500m/s で深度変換した. 3 断面図いずれも同じスケールで表示した. 縦横 5:1. 測線 408 の表示範囲 (西端から 1250m 分) は第 2 図の矢印部分.

Fig.11 Correlation between onshore sections and offshore section.

Onshore sections are Line1 and Line2 depth sections. Offshore section is Line408 section converted from time section of Sato and Arai (2016) with velocity 1500m/s. Three sections are plotted in the same scale. Vertical exaggeration is 5. Refer to Fig.2 for Line408 plotted part (1250m long from the western edge).

第1表 調査諸元と調査機器.

Table1 Survey parameters and instruments.

測線名	測線1	測線2
調査測線長	574m	382m
総発震点数	282	191
総受振点数	288	192
測点番号	7-294	1-192
発震受振展開	192受振点を固定し1-48で発震, 以下受振点を48点ずつ移動	192受振点を固定し各点で発震
調査方向	西南西→東北東	北北東→南南東
CMP番号	1-562	1-386
CMP数	562	386
CMP測線長	561m	385m
坑井との距離	27m(CMP271)	106m(CMP134)
震源	P波油圧インパクト(地球科学総合研究所製)	
発震点間隔	2m	
発震パタン	1箇所固定	
発震回数	5回あるいは10回	
受振器	GS20-DM(GeoSpace製)	
受振点間隔	2m	
受振器個数	1個/受振点	
固有周波数	28Hz	
探鉱器	DSS-12(サンコーコンサルタント製)	
同時受振ch数	192ch	
記録長	1s	
サンプリング間隔	0.5ms	
CMP重合数	標準96	
CMP間隔	1m	
測線交点	測線1測点199=測線2測点84 測線1CMP381=測線2CMP167	
トータルステーション	TCRM1103(ライカジオシステムズ製)	
GPS	GRS-1(トプコン製)	
GPS測量方式	仮想点方式ネットワーク型RTK-GNSS(ジェノバ)	
調査年月日	2014年2月18, 19日	2014年2月17日

第2表 反射データ処理メニュー.

Table1 Processing menu of seismic data.

データ変換(SEG2→SEG-Y→内部)
垂直重合(ダイバーシティスタック)
ジオメトリ適用
初動屈折解析による静補正
振幅調整
デコンボリューション
バンドパスフィルタ
速度解析
NMO補正
CMP重合
TVフィルタ
ランダムノイズ除去(RNA)
FX時間マイグレーション
深度変換