

10 万分の 1 相模湾沿岸域海底地質図説明書

Explanatory notes of 1:100,000 marine geological map of the coastal zone in Sagami Bay

佐藤智之^{1*}

SATO Tomoyuki^{1*}

Abstract: “1:100,000 marine geological map of the coastal zone in Sagami Bay” (35°04'N, 139°14'E to 35°20'N, 139°41'E) was compiled based on the interpretation of seismic sections. In Sagami Bay, the Sagami Trough lies along the plate boundary and several submarine canyons flow into it. The strata in this area can be divided into the Miura-oki Unit, the Enoshima-oki Unit, the Hayama-oki Unit and the Holocene. The Miura-oki Unit is correlated to the Hayama, Miura and Awa groups and is therefore the Miocene to the Pliocene. The Enoshima-oki Unit is correlated to the Kazusa and the Sagami groups and is therefore the Upper Pliocene to the Pleistocene. The Hayama-oki Unit is correlated to the Sagami Group and is therefore the Pleistocene. The Miura-oki Unit is distributed throughout the area and deformed stronger than the other units. The Enoshima-oki Unit is distributed in the subsidence areas bounded by the faults off the south of Enoshima. The Hayama-oki Unit is distributed in the tip of spurs and subsidence areas along synclines which are connected to submarine canyons. The Holocene covers the areas where water depth is less than about 100 m. The Oiso-oki fold develops along the Oiso Spur, extending northeast-southwest. Off the south of Enoshima, several faults with a reverse fault component and the related folds develop. These faults are an extension of the Miura-hanto fault group. The Miura-oki fold group extending east-west develops in the area to the south of the Hayama Submarine Canyon. These structures are formed by north-south compression and NW-SE compression respectively. The change of the stress is concordant to the change of the motion of the Philippine Sea plate in 3 Ma.

Keywords: marine geological map, coastal zone, seismic survey, active fault, Sagami Bay, Philippine Sea Plate, Miura-hanto fault group

要 旨

「10 万分の 1 相模湾沿岸域海底地質図」は，東経 139 度 14 分から東経 139 度 41 分，北緯 35 度 04 分から北緯 35 度 20 分の大陸棚と斜面上部で実施された反射法音波探査に基づいて作成した海底地質図である。相模湾には，プレート境界に沿って相模舟状海盆が存在し，そこに流れ込むいくつもの海底谷が存在する。対象海域の層序は，三浦沖ユニット，江の島沖ユニット，葉山沖ユニットと完新統に区分できる。それらの内部構造や分布と陸域地質との対比から，三浦沖ユニットは葉山層群から三浦層群・安房層群に相当し中新統～鮮新統，江の島沖ユニットは上総層群から相模層群に相当し上部鮮新統～更新統，葉山沖ユニットは相模層群に相当し更新統と考えられる。三浦沖ユニットは全域に分布し，東西に延びる褶曲により他のユニットに比べ強く変形している。江の島南方沖の断層で区分された沈降域を埋めるように江ノ島沖ユニットが分布する。海底谷へとつながる三浦沖ユニットの向斜に沿った上

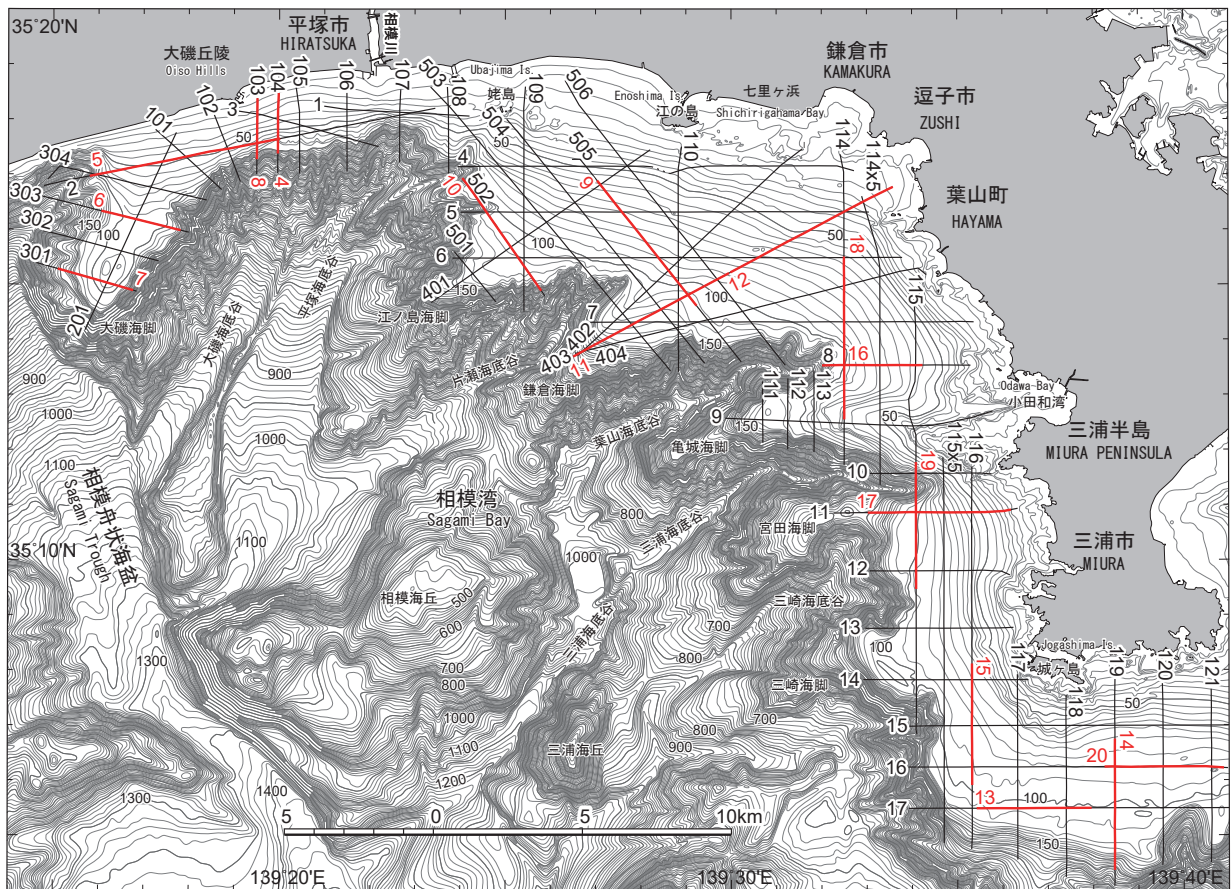
面の凹部および海脚の先端部に葉山沖ユニットが分布し，水深約 100 m 以浅において完新統がこれらを覆って分布している。大磯海脚の中軸に沿って三浦沖ユニットからなる北東－南西に延びる大磯沖褶曲が発達する。江の島南方沖では三浦半島断層群の海域延長と考えられる概ね東西に延び逆断層成分を持つ断層群とそれに伴う背斜群が発達する。葉山海底谷以南の三浦沖ユニットには，東西に延びる三浦沖褶曲群が発達する。江の島沖および三浦半島沖に発達するこれら東西性の逆断層・褶曲は，南北方向と北西－南東方向の圧縮による構造であり，3 Ma に変化したとされるフィリピン海プレートの運動方向変化と整合的である。従ってこの地域の構造運動はプレートの沈み込みによると考えられる。

1. はじめに

本地質図「10 万分の 1 相模湾沿岸域海底地質図」は，2016 年に実施された反射法音波探査（阿部・佐藤，

*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）



第1図 地質図作成範囲の地形図（日本水路協会，2011）および反射法音波探査の測線図．赤線は図で参照する反射断面の位置と図の番号．

Fig. 1 Topography (Japan Hydrographic Association, 2011) and survey lines in the area of this geological map. Red lines represent the locality of the section referred in figures with its numbers.

2017) に基づいて作成した海底地質図である．対象海域は相模湾の東経 139 度 14 分から東経 139 度 41 分，北緯 35 度 04 分から北緯 35 度 20 分の大陸棚及び水深 150 m ～ 170 m 以浅の斜面上部である（第 1 図）．

沿岸海域は踏査可能な陸上や大型調査船が活動できる沖合にくらべ，得られている地質情報が相対的に少ないが，人口の多い平野に隣接するため，防災および土地開発の面から活断層および地質情報の整備の必要性が高い．また，現在の沿岸域，すなわち平野から陸棚にかけては第四紀の環境変動に伴って海進と海退が繰り返されてきた地域でもある．そのため沿岸域の地質情報は古環境解析，特に海水準変動の復元の面でも有用である．また，陸域と海域とでそれぞれ編まれた地史や広域テクトニクスを統合して解釈するためにも，その接合部である沿岸域の地質情報は不可欠である．そのため，小型船舶を備船して調査することにより，沿岸域の地質情報を取得し地質図として整備した．

対象海域である相模湾には北北西－南南東に延びる相模舟状海盆（相模トラフ）が存在し，急峻な海底地

形を示す．相模舟状海盆は日本列島の下にフィリピン海プレートが沈み込む境界に相当し，構造運動が活発な海域である．本地質図では，対象海域の主に大陸棚の海底下 100 m 程度の層序・地層の構造を明らかにした．

2. データ取得・解析方法

本地質図は反射法音波探査に基づいて作成した．発振装置はブーマー（AAE 社製 AA300）を用い，受波には，チャンネル数は 12，チャンネル間隔 2.5 m のストリーマーケーブル（総合地質調査株式会社製）を用いた．水深に応じて観察対象の深度を調整するために発信出力と発振間隔を変更しており，水深 200 m までは，発振出力を 200 J，発振間隔を 1.25 m とし，収録長を 0.6 sec とした．それ以深では，発振出力を 300 J，発振間隔を 2.5 m，収録長を 1.2 sec に変更した．

共通反射点間隔は 1.25 m であり，音源の周波数は 300 Hz から 2,000 Hz 程度なので，波長が 1 m ～ 数 m 程度であり，反射断面の分解能は水平・垂直方向ともに 1

m 程度である。位置情報については、調査船に設置したディファレンシャル GPS (Global Positioning System) を用いて 1 秒ごとの情報を得た後、時刻を基準に発振ごとの位置を得た。アンテナと共通反射点の距離は進行方向に約 35 m であり、発振間隔が 1.25 m あるいは 2.5 m なので、28 発振分あるいは 14 発振分だけずらすことでアンテナと共通反射点の位置のずれを補正した。

デジタル信号として受波した信号はオープンソフトウェアである Seismic Un*x (Cohen and Stockwell, 2013) を用いて以下のように処理を行った。まず、バンドパスフィルタリング、直達波のミュート、ゲイン補償、デコンボリューションを行った。その後、速度解析と垂直動補正 (NMO) を行って重合し、再びデコンボリューションとバンドパスフィルタリング、ゲインの正規化を行った。処理後のデータは SEG-Y 形式で出力して原データとした。バンドパスフィルタの通過周波数はブーマーの出力や調査ごとのノイズレベルに合わせて適宜調整したが、300 Hz ~ 2,000 Hz を基本とした。

総測線長は計 388 km である (第 1 図)。測線名については以下のルールに従って番号を振り、その後ろに 2016 年度の沿岸域 (EnGan) 調査であることを示す eg16 をハイフンで区切ってつけることで測線名をつけた。まず、東西測線に対して、北から順に 1 から 17 まで命名した。次に、南北断面に対して、西から順に 101 から 121 まで命名した。111 から 113 については、七里ヶ浜から葉山海底谷の範囲に同様の探査仕様の既存記録 (森ほか, 2015) があるため、その部分の調査を省略した。1 から 3, 101 と 102 については陸棚が狭いため、それに合わせて角度を調整した。そのほか、大磯海脚の中軸に沿う測線と直交する測線を設定し、201 および 301 から 304 と命名した。先行研究から活断層の分布が予想された江の島南方沖については、予想される断層の走向と平行な測線を北西から順に 401 から 404、直交する測線を南西から順に 501 から 506 と命名した。114x5, 115x5 については、調査中の観測結果を受けて追加した測線であり、初期設定測線の中間ということで数字に 0.5 を追加し、デジタル処理時の誤作動を避けるために小数点を x に変更して命名した。

各調査測線は調査工程、海況のために複数回に分けて観測を行った場合もあるが、重合後の共通反射点の位置を基準に繋ぎ合わせて一つのデータとし、一連の断面として扱った。その場合は潮位や波浪条件が異なるために継ぎ目で深度方向のずれが発生したり、ノイズレベルが異なったりする場合もある。

得た反射断面の解釈は、まず SEG-Y 形式のものを印刷して紙面で行い、解釈結果を PDF 変換した反射断面に書き込むことでデジタル化した。断面間の整合性や空間的な分布形態については、反射断面とその解釈図

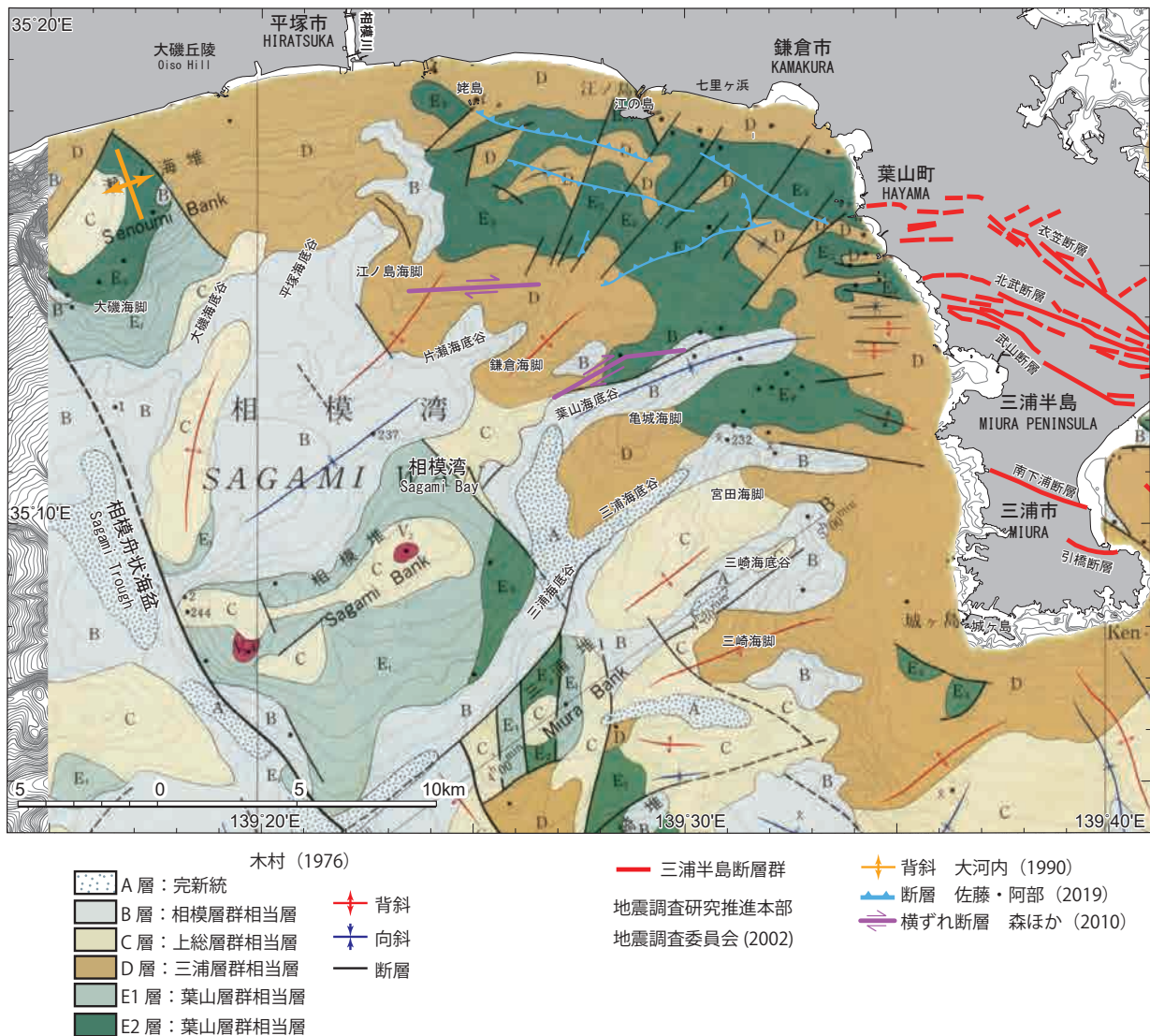
を三次元表示する (佐藤ほか, 2021) ことで確認し、層序区分・地層発達史・構造運動史を編み、地質図を作成した。作成した全断面の解釈図とそれを三次元表示するためのデータファイルを付録データとして添付する。

層序については、Mitchum *et al.* (1977) の堆積シーケンス (Depositional Sequence) の概念に則り、反射断面にて広域に認められ、かつ地層形成営力の変化が上下に認められる不整合およびそれに連続する整合面に従って区分した。区分した音響層序単元の名称について、地層命名規約に則った命名ではないため、層群 (Group) や累層 (Formation) ではなく、単にユニット (Unit) とし、地層の分布中心あるいは地層の特徴が最も顕著に観察できる地点に近い地名を地層名に付けた。本地質図における層序区分は、分解能 1 m 程度の反射断面に基づいているため、それ以下の厚さの地層に関しては無視されている。特に海底面直下では、それに加えて海底面の残響が直下の反射断面に重なってしまうため、表層の厚さ数 m 以下の地層が見落とされている可能性がある。

3. 周辺海域の地形・地質

相模湾は、西側を伊豆半島、北側を足柄平野、大磯丘陵および相模平野、東側を三浦半島に囲まれた南側に開いた湾である (第 1 図)。

まず、海底地形について述べる。湾の西部には、水深 1,000 m を超える相模舟状海盆 (相模トラフ) が存在し、その北東側斜面には多数の海底谷、海丘が複雑に入り組んでいる (加藤, 1999)。陸棚は全体的に狭く、水深約 120 m 付近の陸棚外縁で傾斜が急増する。対象海域の最も西側の大磯丘陵沖では、丘陵を延長するような形で陸棚が南西に向かってせり出しており、大磯海脚と呼ばれている。それより西側では、海岸線からすぐに相模舟状海盆につながる急斜面となっており、陸棚はほとんど発達していない。大磯丘陵から東経 139 度 22 分の相模川河口の間では陸棚の幅は約 2 km 程度で狭く、陸棚外縁が東西に延びている。斜面は南南西に延びる大磯海底谷と平塚海底谷につながり、そしてその先で相模舟状海盆につながる。相模川河口から三浦半島南端西方沖の間は、陸棚の幅は 5 km から 8 km で相模湾の中では比較的広い。外縁は概ね北西-南東に延び、陸棚斜面にいくつか海底谷が発達している。これら海底谷は北西から、片瀬海底谷、葉山海底谷、三浦海底谷、三崎海底谷と呼ばれ、これらに区切られて、北西から、江ノ島海脚、鎌倉海脚、^{かめぎ}亀城海脚、宮田海脚、三浦海脚と呼ばれる五つの海脚が延びている。片瀬海底谷は南西にまっすぐ延び、西隣の平塚海底谷に合流



第2図 木村 (1976) による海底地質図およびその後の研究で示された地質構造 (大河内, 1990 ; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2002 ; 森ほか, 2010 ; 佐藤・阿部, 2019)。

Fig. 2 Marine geological map by Kimura (1976) and geological structures shown by previous surveys (Okochi, 1990; Headquarters for Earthquake Research Promotion, 2002; Mori *et al.*, 2010; Sato and Abe, 2019).

する。葉山海底谷は海脚の間では西南西に延びるものの、鎌倉海脚先端を越えた付近で南に向きを変え、西側の相模海丘に沿って南に延び三浦海底谷に合流する。三浦海底谷は海脚間では西に延びるがそこから南西に向きを変え、葉山海底谷と合流してからは北西の相模海丘と南東の三浦海丘の間を南西に延びて相模舟状海盆につながる。三崎海底谷は南西に延び、南の城ヶ島海底谷と合流した後、三浦海丘の東側に沿って南西に延び、相模舟状海盆につながる。三浦半島南端南方沖では、陸棚が5 kmほど発達し外縁が東西に延びる。斜面は水深900 mを越える東京海底谷につながる。

次に、相模湾の東側の三浦半島の地質について述べる。三浦半島を含む地質図として、20万分の1地質図

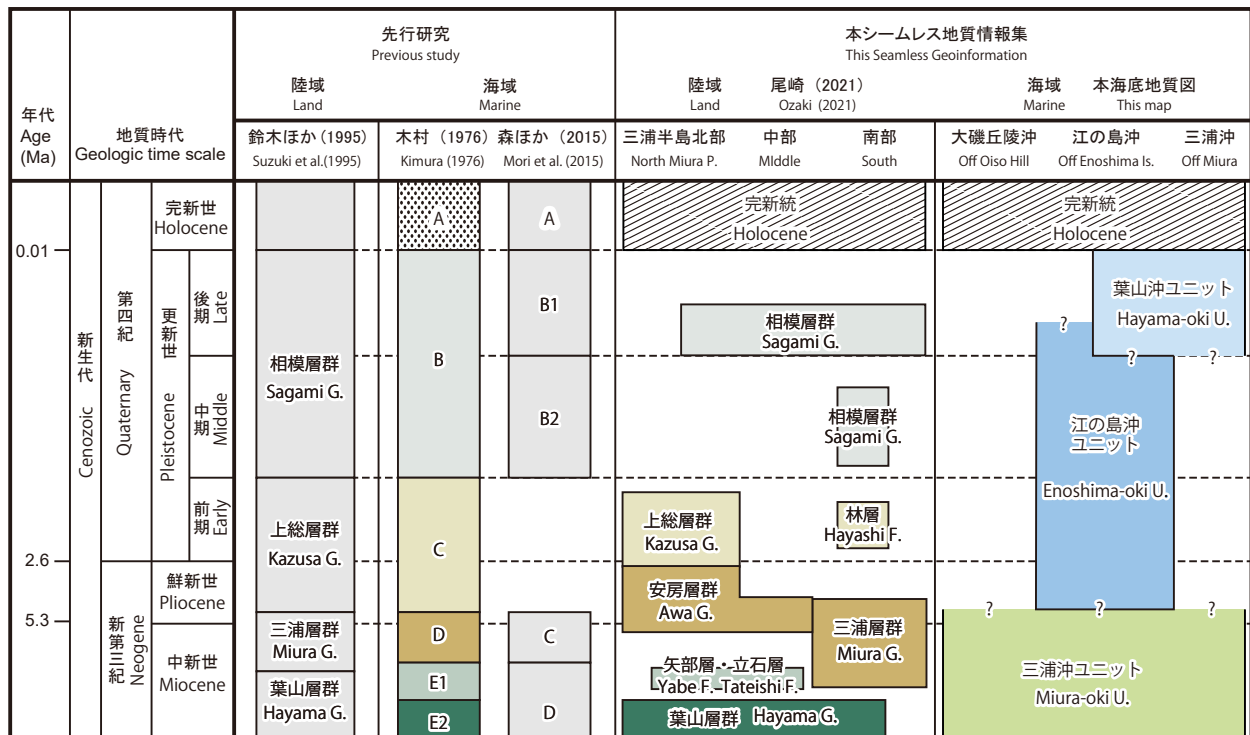
幅「横須賀」第1版 (三梨ほか, 1980) および第2版 (竹内ほか, 2015), 10万分の1特殊地質図「東京湾とその周辺地域の地質」第1版 (三梨ほか, 1976 ; 1979) および第2版 (鈴木ほか, 1995), 5万分の1地質図幅「横須賀」 (江藤ほか, 1998), 「三崎」 (小玉ほか, 1980) が産業技術総合研究所地質調査総合センターおよびその前身の地質調査所から出版されている。これらの地質図および最近の研究 (高橋, 2008 ; 小沢・江藤, 2005 など) を総括し、本地質図と同時に出版される尾崎 (2021) にて三浦半島の層序がまとめられており、本地質図はそれに従った。尾崎 (2021) および鈴木 (1995), 江藤ほか (1998), 小玉ほか (1980) に従って以下に陸域層について解説する。三浦半島に分布する最も古い

地層は葉山層群であり、前期～中期中新世の岩石から構成される付加体であり、伊豆弧の本州弧への衝突によって形成されたと考えられている（高橋, 2008 など）。その上位に中期中新世～後期鮮新世の前弧海盆堆積物および海溝陸側斜面堆積物である安房層群・三浦層群が分布する。安房層群と三浦層群の区分については、前弧海盆堆積物を安房層群、海溝陸側斜面堆積物を三浦層群と呼ぶ区分が提唱され（高橋, 2008）、それに合わせて三浦層群の一部とされていた三崎層は付加体であるため、三浦層群からの除外も提唱されている（竹内ほか, 2015）。本地質図では、高橋（2008）の区分法などに基づき、江藤ほか（1998）の層序区分を一部修正した尾崎（2021）に従っている。すなわち、江藤ほか（1998）が葉山層群に含めていた矢部層及び立石層を、木村（1976）と同様に、葉山層群を不整合で覆う地層に位置づけた。また、江藤ほか（1998）の三浦層群を、三崎層及び初声層からなる三浦層群と、逗子層及び池子層からなる安房層群に区分し、両層群の境界を小田和湾北縁付近の天神島北端とした。それらの上位に黒滝不整合を挟み、後期鮮新世～中期更新世の前弧堆積盆堆積物の上総層群、さらに上位に長沼不整合を挟んで、中期～後期更新世の浅海成から陸成の相模層群が重なる。以上の地層が概ね北ほど上位層が分布する傾向を示すが、東西から西北西～東南東の走向に延びる断層群によって区切られて分布している。それらの断層の多くが活断層であることが明らかになり、三浦半島断層群と呼ばれている（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2002）（第 2 図）。この活断層群は三浦郡葉山町から横須賀市を経て浦賀水道に至る三浦半島断層群主部と三浦市に位置する三浦半島断層群南部からなり、ともに上下変位を伴う右横ずれ断層である。断層群主部は北から、衣笠断層、北武断層、武山断層、断層群南部は、南下浦断層と引橋断層にわけられており、地層の分布形態もこれら断層を挟んで変化している。衣笠断層より北側では、南から北に向かって葉山層群、安房層群、上総層群が北傾斜で重なって分布している。南に分布する下位層ほど傾斜しており、北の上位層ほど傾斜が緩い。衣笠断層と北武断層の間では、安房層群が分布し、両断層の中間付近にそれらとほぼ平行な軸を持つ向斜が発達している。北武断層と武山断層の間では、主に葉山層群が分布している。武山断層と南下浦断層の間では、周辺に比べて上位の地層である相模層群が分布している。相模層群は堆積中心の南西への移動によって南西に緩く傾斜しているが、小田和湾北側に分布する下位の三浦層群には東西に軸を持つ褶曲が発達している。南下浦断層より南では、再び三浦層群が分布している。この地域でも同様に、東西の軸を持つ褶曲が発達している。大きな構造を作る

褶曲軸や断層は概ね東西から西北西～東南東に延びるが、武山断層以北では、それらに加えて、北北東～南南西に延びる長さ数 km 程度の短い断層が多数発達し、安房層群と上総層群を変位させている。

次に、相模湾の地質について述べる。木村（1976）は、相模灘とその周辺海域において反射法音波探査を実施し、海底底質試料を周辺陸域の地層と対比することで層序区分した（第 2 図）。その結果、漸新統～下部中新統の葉山層群に対比される E2 層、下部～中部中新統の葉山層群に対比される E1 層、中部～上部中新統の三浦層群に対比される D 層、鮮新統～下部更新統の上総層群に対比される C 層、中部～上部更新統の相模層群に対比される B 層、完新統に対比される A 層の 6 つに区分している（第 3 図）。なお、この層序区分の陸域相当層は三梨ほか（1976 ; 1979）の層序区分に基づいている。これにより初めて相模湾全体に亘る地質図が示され、その後の研究の層序や構造の大枠の基礎となった。層序については、その後、鈴木ほか（1995）が既存成果をとりまとめ、東京湾を挟んで房総半島まで含む 10 万分の 1 の地質図を作成している。海域の層序・分布・構造について大きな変更はないものの、層序については E1 層と E2 層を一括にしている。森ほか（2015）は、陸域活断層の海域延長部を調べるために葉山沖の陸棚上を調査し、基本的には木村（1976）の層序区分を踏襲するが、B 層を B1 層と B2 層に細分したほか、調査域で観察されなかった C 層を省いてそれ以下の地層名を繰り上げ、D 層を C 層、E1 層および E2 層を D 層としている。しかし、木村（1976）において層序分布が地質図として明示されてはいるものの、模式断面が数枚示されているだけで、この層序区分と新規に得られた反射断面を比較して議論することが難しい。また、これを踏襲した森ほか（2015）は、反射断面の層序区分を行っているものの、断層分布に特化した記載を行っているために層序の平面的な分布については示していない。従って、これらの層序区分を利用するのは困難であり、新たな整理が必要であった。その後、佐藤・阿部（2019）が本地質図で利用している反射断面を用いて活断層の評価とともに江の島沖において層序区分を行っている。本地質図では層序について基本的にそれに則りながらさらに一部修正を行った。森ほか（2015）の示す断面上での層序区分と概ね整合的な区分としているが、新たに層序境界面を定義し、これまで詳細が示されていない部分についても、根拠がわかるよう再区分を行った。

最後に相模湾に発達する断層について述べる。まず、三浦半島断層群が森ほか（2015）および佐藤・阿部（2019）によって海域まで延長し、全長が約 28.5 km 以上あるいは約 30.4 km 以上であるとされている（第 2 図）。また、



第3図 本地質図、本シームレス地質図（尾崎，2021）、先行地質図（木村，1976；森ほか，2015）および周辺陸域（鈴木ほか，1995）との層序対比

Fig. 3 Stratigraphic correlation between this map, this seamless geological map (Ozaki, 2021), previous marine geological map (Kimura, 1976; Mori *et al.*, 2015) and land geology (Suzuki *et al.*, 1995).

森ほか（2010）は海底地形の観察から江ノ島海脚と鎌倉海脚の南側に右横ずれ断層を発見しており（第2図）、佐藤・阿部（2019）は位置関係の連続性から、三浦半島断層群がその横ずれ断層まで連続する可能性を示唆している。そのほか、本地質図範囲の西側には、国府津－松田断層帯（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）が存在し、大磯丘陵の西縁に沿って相模舟状海盆まで延びている。国府津－松田断層帯は、反射法弾性波探査の結果からフィリピン海プレートが相模舟状海盆沿いに陸側のプレートに沈み込む境界から分岐した断層の一つで、プレート境界で発生する海溝型地震に伴って活動すると考えられている。この断層帯は北北西－南南東方向に延び、断層の北東側が南西側に対して相対的に隆起する逆断層であり、断層の長さは、陸域部と海域部を合わせると約35 km以上と推定されている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）。丸山（2015）は大磯海脚周辺で反射法音波探査を新たに実施し、国府津－松田断層帯の海域延長部および大磯海脚に発達する背斜について詳しく解明した。

また、そのほかの海域の構造については、まず木村（1976）の地質図によって相模湾東部について示されている（第2図）。江の島南方沖に北東－南西方向の断層が多数発達すること、葉山海底谷の谷頭付近に東西に

延びる断層と褶曲が発達すること、三浦半島南方沖に北北西－南南東方向の褶曲群が発達することが示された。北東－南西および東西方向の構造はそれぞれ陸域の構造と整合的であり、同一の応力で形成された一連の構造と考えられるが、三浦半島南端沖の北北西－南南東方向に延びる構造については、それと整合的な構造が周辺の陸域ではみつからない。その後、大河内（1990）が海上保安庁水路部による既存の反射法音波探査断面（茂木ほか，1981）を中心に解釈し、相模湾および浦賀水道全体の地質構造図を作成し、相模湾全体の構造・テクトニクスについてプレート移動の観点を加えてさらに詳しく解明した。大河内（1990）では、多重反射面のために見落としている可能性が大きいとしつつも、木村（1976）が江の島南方沖に示した北東－南西方向の断層群を示していない。一方で三浦半島南方沖の褶曲については木村（1976）と類似した北西－南東の褶曲を示しており、その他、大磯丘陵から海域に連続して延びる背斜を記載している（第2図）。この大磯丘陵沖の背斜について、大河内（1990）は北北西－南南東に延びるとしていたが、丸山（2015）が新規の反射法音波探査によってより詳細に記載し、大磯海脚に沿って北東－南西に延びるとしている。森ほか（2010）も既存の反射法音波探査断面、地形図、ドレッ

ジ資料を解釈し、海丘に発達する平坦面やリニアメントとその成因・地史について考察している。森（2010）では本地質対象範囲の構造については、木村（1976）と大河内（1990）に基づいて両者が示す構造を合わせたものを示しているが、海底谷のずれに着目し、江の島海脚と鎌倉海脚の南側に東西に延びる横ずれ断層を新規に見出している。

4. 海底地質

4.1 地質概略

本海域の層序と海底地質構造を反射法音波探査の結果に基づいて以下に解説する。本海域には、中新統～鮮新統に対比される堆積層の三浦沖ユニット、上部鮮新統～更新統に対比される江ノ島沖ユニット、更新統に対比される葉山沖ユニット、完新統が分布する（第 3 図）。三浦沖ユニットは、音波の透過が悪いため反射波も弱く、下限が確認できない最下位の地層である。本海域全体に分布する。平行な内部構造が発達し、大きな特徴として、大きく変形しており褶曲を示す。江の島沖ユニットは、三浦沖ユニットに浸食面を挟んで重なり、連続性の良い内部構造を持つ。内部構造はところどころダウンラップパターンを示すものの、ほとんどの箇所では基底面に対し平行である。断層に伴う沈降域に分布する。断層近傍では変形しているが、三浦沖ユニットに発達する褶曲による変形はほとんど受けていない。葉山沖ユニットは、三浦沖ユニットに対して浸食面、江の島沖ユニットに対して不整合を挟んで重なる。内部構造は連続性が良く、沖に向かって傾斜する。陸棚斜面付近や、向斜部に分布する。完新統は、最上位層であり、浸食面あるいは不整合を挟んで重なる。連続性が良く、ほぼ水平な内部構造を持つ。水深 100 m 以浅のほとんどの大陸棚に分布する。

三浦沖ユニットに発達する褶曲については、大磯丘陵沖で北北東－南南西に、その他の地域では概ね東西に延びる。その他、江の島沖では、概ね東西に延びる逆断層成分を持つ断層が発達している。

この地質構造の違いに着目し、相模川河口以西の大磯丘陵沖、相模川から葉山海底谷までの江の島沖、葉山海底谷以南の三浦沖の 3 海域にわけ、以下に詳細を記載する。

4.2 大磯丘陵沖：相模川河口以西

本海域には、三浦沖ユニットと完新統が分布する。三浦沖ユニットは全域に分布し、水深約 100 m 以浅の陸棚上ではほぼ水平な三浦沖ユニット上面の浸食面を完新統が覆う（第 4 図）。完新統は、大磯海脚を除き全域に分布する（第 5 図、第 6 図、第 7 図、第 8 図）。完

新統の基底面はほぼ平坦で沖に向かって傾斜する（第 4 図）が、大磯海脚付近では大磯海脚の中軸に沿って凸の形状を示す（第 5 図）。各ユニットについて以下に詳細を記載する。

三浦沖ユニットは、音波の透過が悪く内部構造については最上部のみ確認できる（第 5 図、第 6 図、第 7 図）。地層の傾斜が不明なため層厚も不明だが、海底下 50 msec（往復走時、音速を 1,500 m/sec と仮定するとおよそ 37.5 m）を超える深度まで分布が確認できる。大磯海脚には平坦面が発達するが、西部において 10 m 程度低い平坦面が認められる（第 7 図）。この一段低い平坦面の地下の内部反射波が比較的強い。平坦面が 2 段になっていない北部でも、西側では内部反射波が比較的強い（第 6 図）。地形面が 2 段になっていること、内部反射波の強度が異なることから、この平坦面の境界が顕著な岩相境界であると考えられ、不整合を挟んで東西で時代の異なる地層が分布する可能性がある。西側の地層について、海脚先端に分布することから葉山沖ユニットとの共通性が認められるが、江の島沖に分布する葉山沖ユニットと比べ内部構造が明らかに不明瞭なため、葉山沖ユニットではないと解釈し、この不整合での層序区分は行わなかった。

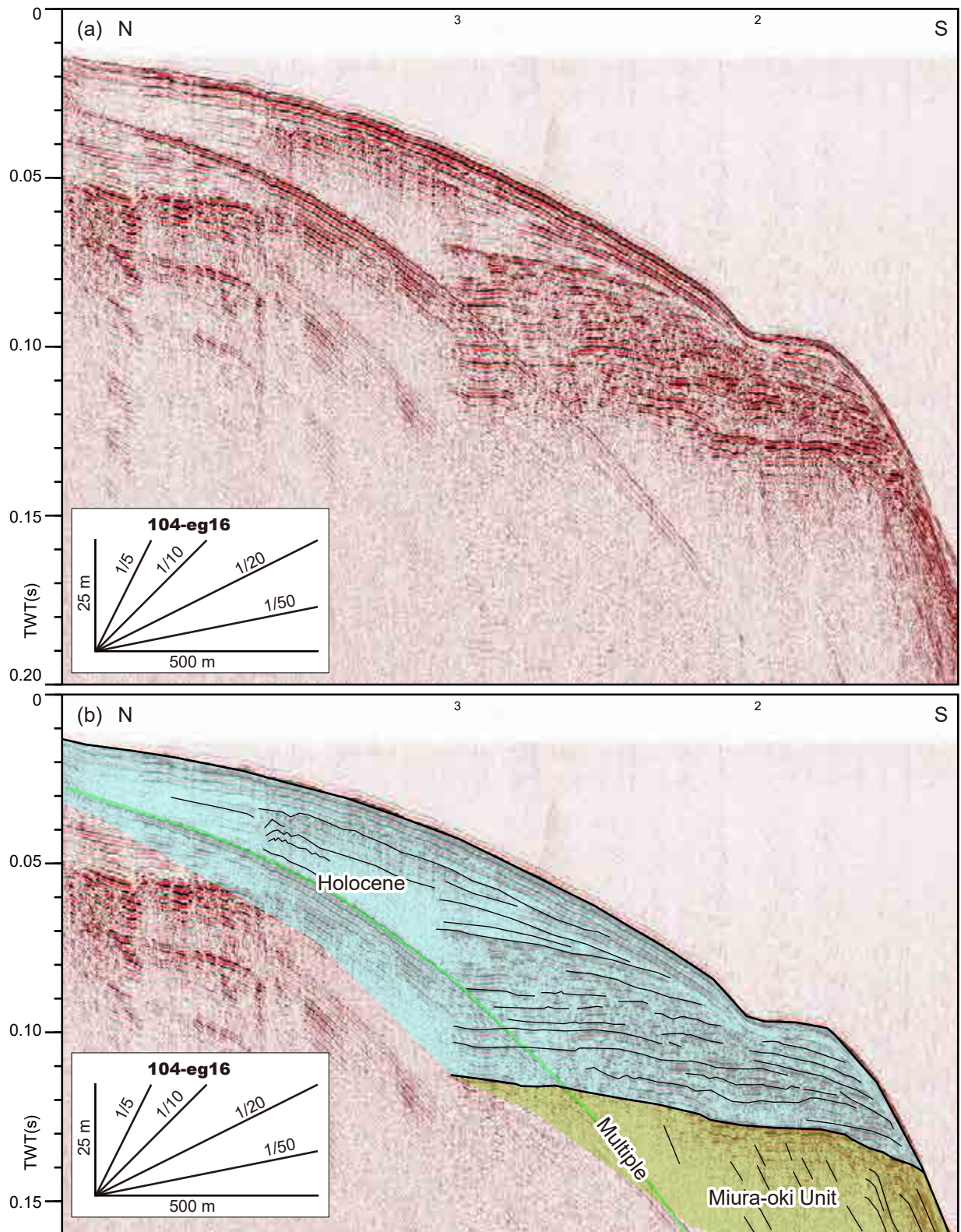
完新統は、三浦沖ユニットを覆って最表層に分布している。ほぼ水平で連続性の良い反射面が発達する（第 4 図、第 5 図、第 8 図）。大磯沖褶曲付近では、下位層に対してオンラップパターンを示す（第 5 図、第 8 図）。層厚は、海底面に大きく左右されるが厚い箇所でも 80 msec（60 m）程度である（第 4 図）。

三浦沖ユニットの最上部に確認できる内部反射面の傾斜方向から大磯海脚に沿って褶曲が発達していることがわかる（第 5 図、第 6 図、第 7 図）。波長数百 m 程度の褶曲だが、全体としては大磯海脚中軸に沿った複背斜をなす。これを大磯沖褶曲とよぶ。大磯丘陵の東端沖において、西側隆起の逆断層が数条確認でき（第 5 図）、走向は不明だが位置と変位センスから大磯沖褶曲に関連して形成された副次的な断層と考えられる。

4.3 江の島沖：相模川河口から葉山海底谷

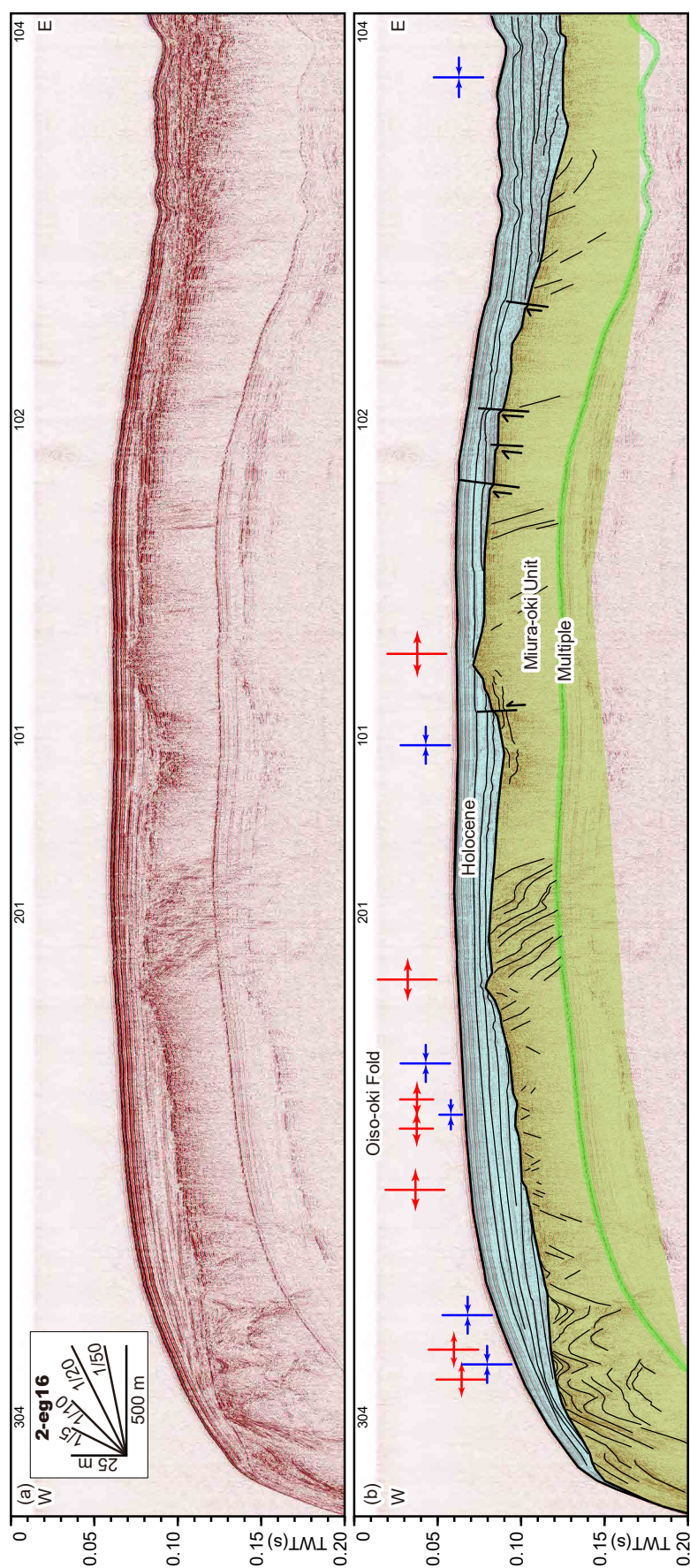
本海域は、本地質図範囲内で最も変化に富む地質構造を示している。まず、全体に三浦沖ユニットが分布している。概ね東西に延びる断層とそれに伴う背斜が発達し、その沈降部を埋める形で江の島沖ユニットが分布している。江ノ島海脚と鎌倉海脚の先端部には葉山沖ユニットが分布している。そして、上記の断層による隆起部を除く水深約 100 m までを完新統が覆っている。以下に各ユニットの詳細について記載する。

三浦沖ユニットは他の 2 層に比べて反射強度が弱いが、急傾斜する反射面が断片的に観察できる（第 9 図）。



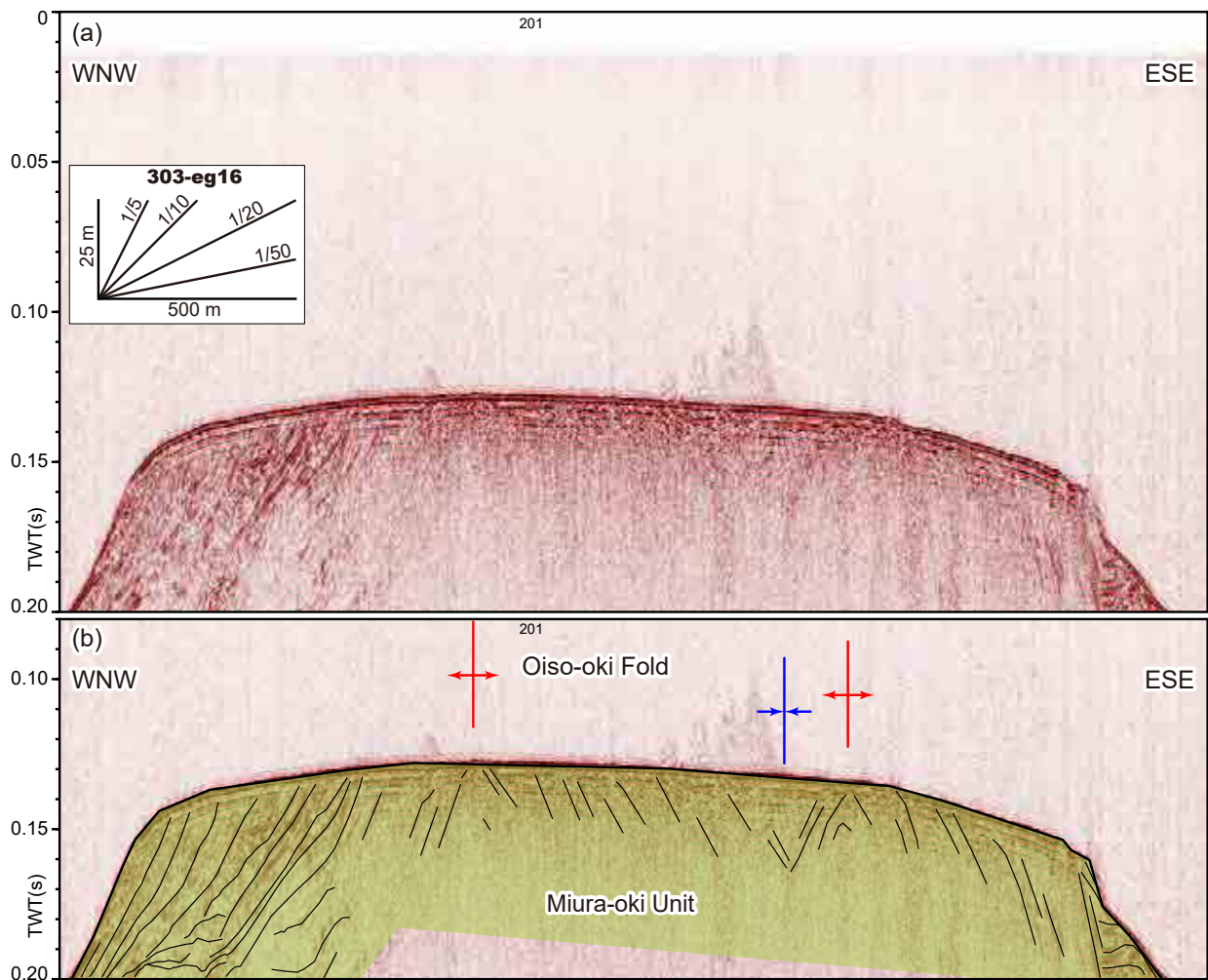
第 4 図 大磯沖の陸沖（南北）方向の反射断面図 (a) とその解釈図 (b)．測線の位置は第 1 図に示す．

Fig. 4 Longitudinal (N-S trending) seismic section (a) and the interpretation (b) off Oiso. Locality is shown in Fig. 1.



第 5 図 大磯沖の海岸線と平行な反射断面図 (a) とその解釈図 (b). 三浦沖ユニットに大磯沖褶曲が発達する. 完新統が三浦沖ユニットにオンラップしている. 測線の位置は第 1 図に示す.

Fig. 5 Seismic section (a) and the interpretation (b) parallel to shoreline off Oiso. The Oiso-oki Fold can be observed in the Miura-oki Unit. The Holocene shows onlap pattern to the Miura-oki Unit. Locality is shown in Fig. 1.



第 6 図 大磯海脚を横断する反射断面図 (a) とその解釈図 (b)．大磯沖褶曲が確認できる．測線の位置は第 1 図に示す．

Fig. 6 Transverse seismic section (a) and the interpretation (b) across the Oiso Spur. The Oiso-oki Fold can be observed. Locality is shown in Fig. 1.

本層は、主に断層に画された東西方向の隆起帯で海底面に露出している（第 9 図）．先行研究（木村，1976）では、この地域に D 層と E1 および E2 層が分布するとしているため、本層を細分できる可能性があるが、明瞭で広域に追跡できる境界が認められないため区分しなかった．

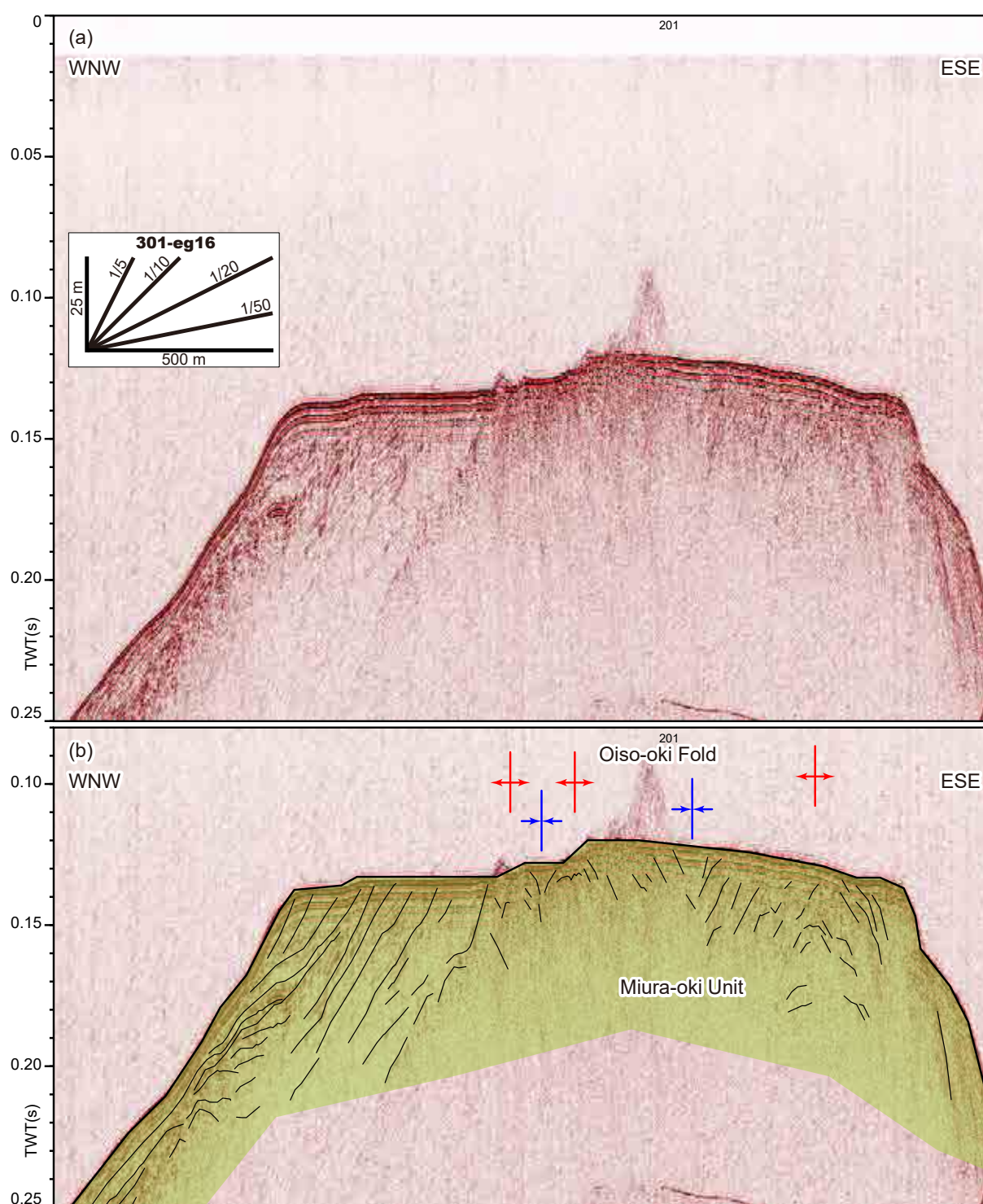
江の島沖ユニットは、三浦沖ユニット上面の浸食面を覆っており、その下部ではところどころオンラップパターンを示す（第 10 図）．断層による隆起域では上面は浸食されている．内部反射面は連続性が良い．断層近傍では変形を受けており（第 9 図）、基底面に平行である．また、陸棚外縁付近では沖側に傾斜して陸棚斜面と平行になる（第 10 図、第 11 図）．分布は断層の沈降側と陸棚外縁付近に限られている．層厚は 20 msec (15 m) 程度だが、観察された範囲では、50 msec (37.5 m) を越える箇所もある（第 11 図）．

葉山沖ユニットは、三浦沖ユニットまたは江の島沖

ユニットの上位に不整合を挟んで重なっており、江ノ島海脚と鎌倉海脚の先端部辺に分布する．全体に沖側に向かって傾斜する内部構造を持ち、陸棚斜面付近では、内部構造は斜面と平行になる（第 10 図、第 11 図）．

完新統は、これらの堆積層を覆って最表層に分布している．ほぼ水平で連続性の良い反射面が発達する．層厚は、下限の浸食面の凹凸に大きく左右されるが、概ね 10 msec ~ 20 msec (7.5 m ~ 15 m) 程度である（第 9 図、第 11 図、第 12 図）．

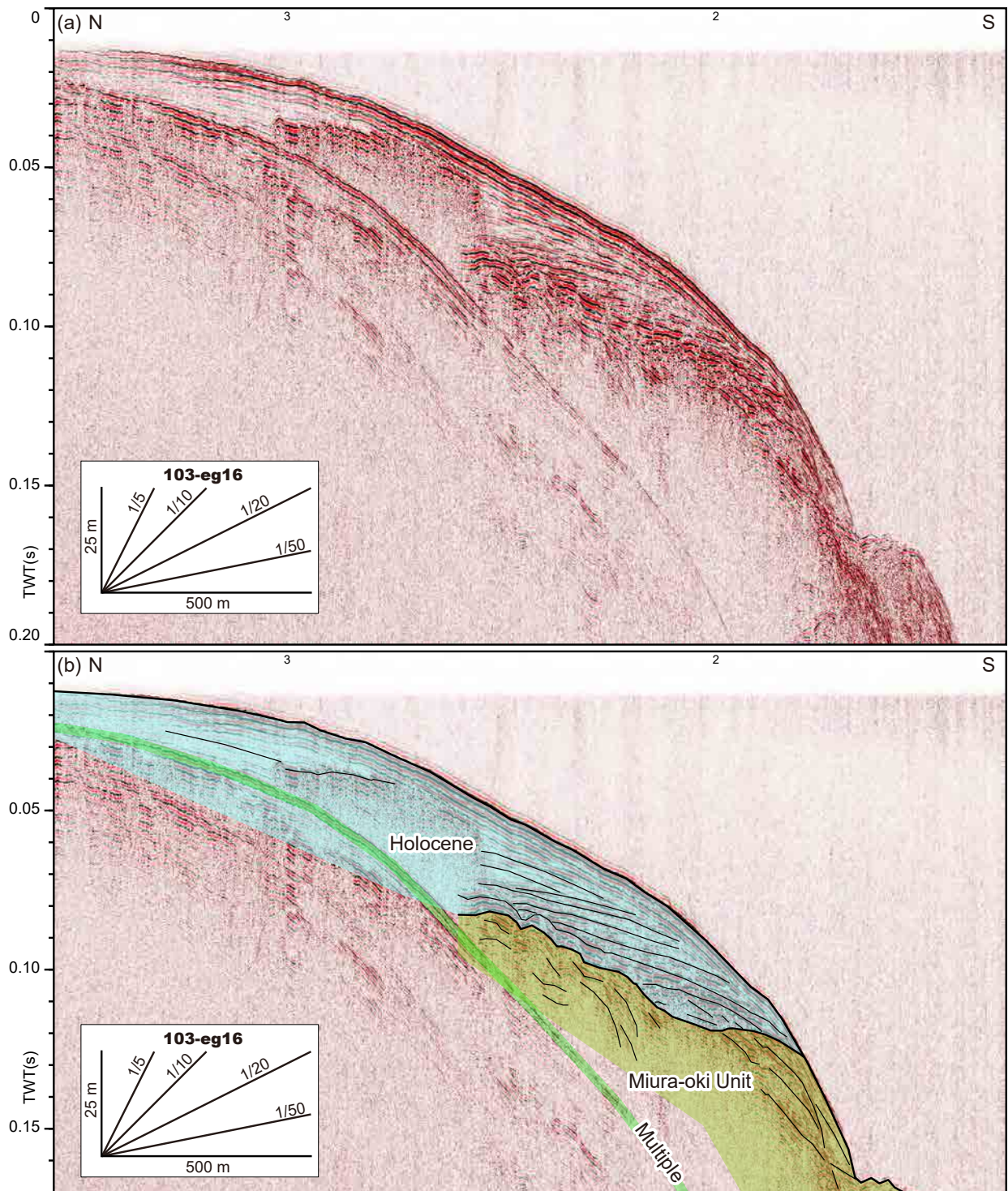
この海域では、概ね東西に延びる 4 条の断層が確認でき、これらを逗子沖断層、鎌倉沖断層、姥島沖断層、江の島沖断層とよぶ．これらは佐藤・阿部（2019）が三浦半島断層群の海域延長としてそれぞれ F1 断層、F2 断層、F3 断層、F4 断層として記載したもの（第 2 図）であり、今回隣接する、あるいは関係の深い隣接する地名から命名したものである．これらの断層は逆断層成分を持っており、隆起側にて背斜構造を形成してい



第 7 図 大磯海脚を横断する反射断面図 (a) とその解釈図 (b)。大磯沖褶曲が確認できる。測線の位置は第 1 図に示す。
Fig. 7 Transverse seismic section (a) and the interpretation (b) across the Oiso Spur. The Oiso-oki Fold can be observed. Locality is shown in Fig. 1.

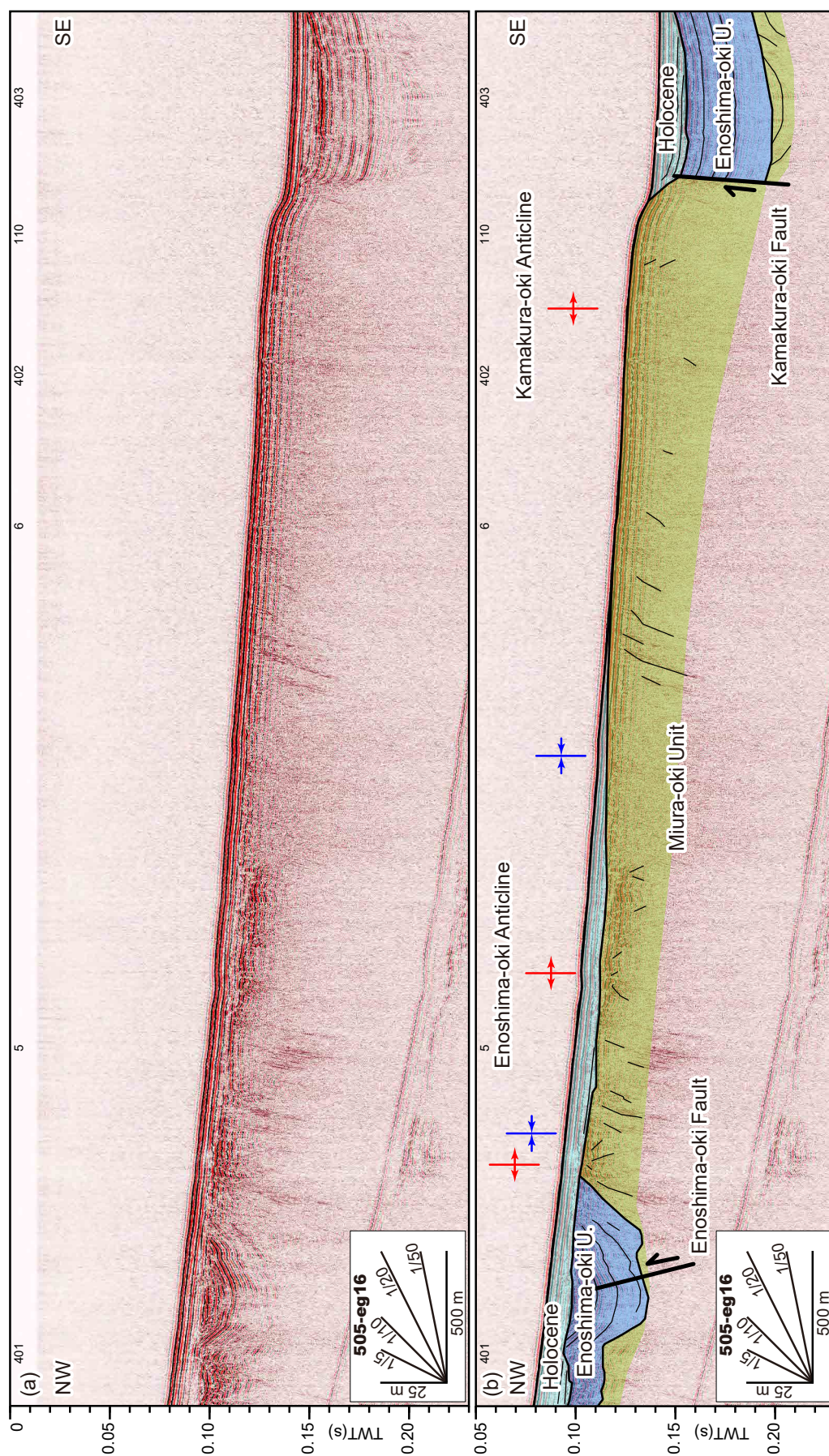
る (第 9 図)。これらの背斜には、関連する断層と同様の名をつけた。鎌倉沖断層については、鎌倉市からはやや遠いが鎌倉海脚中軸に沿って分布することから命名した。逗子沖断層と姥島沖断層の上盤の背斜については、調査範囲を越えてしまうために確認できていな

い。鎌倉沖断層の東部と逗子沖断層の間に南北に延びるやや短い断層とその上盤に背斜が確認できる (第 12 図)。これらについて、最も近い地名から七里ヶ浜沖断層および七里ヶ浜沖背斜と命名した。この断層についても、ほかの 4 条の断層と走向が近しく、隣接して分



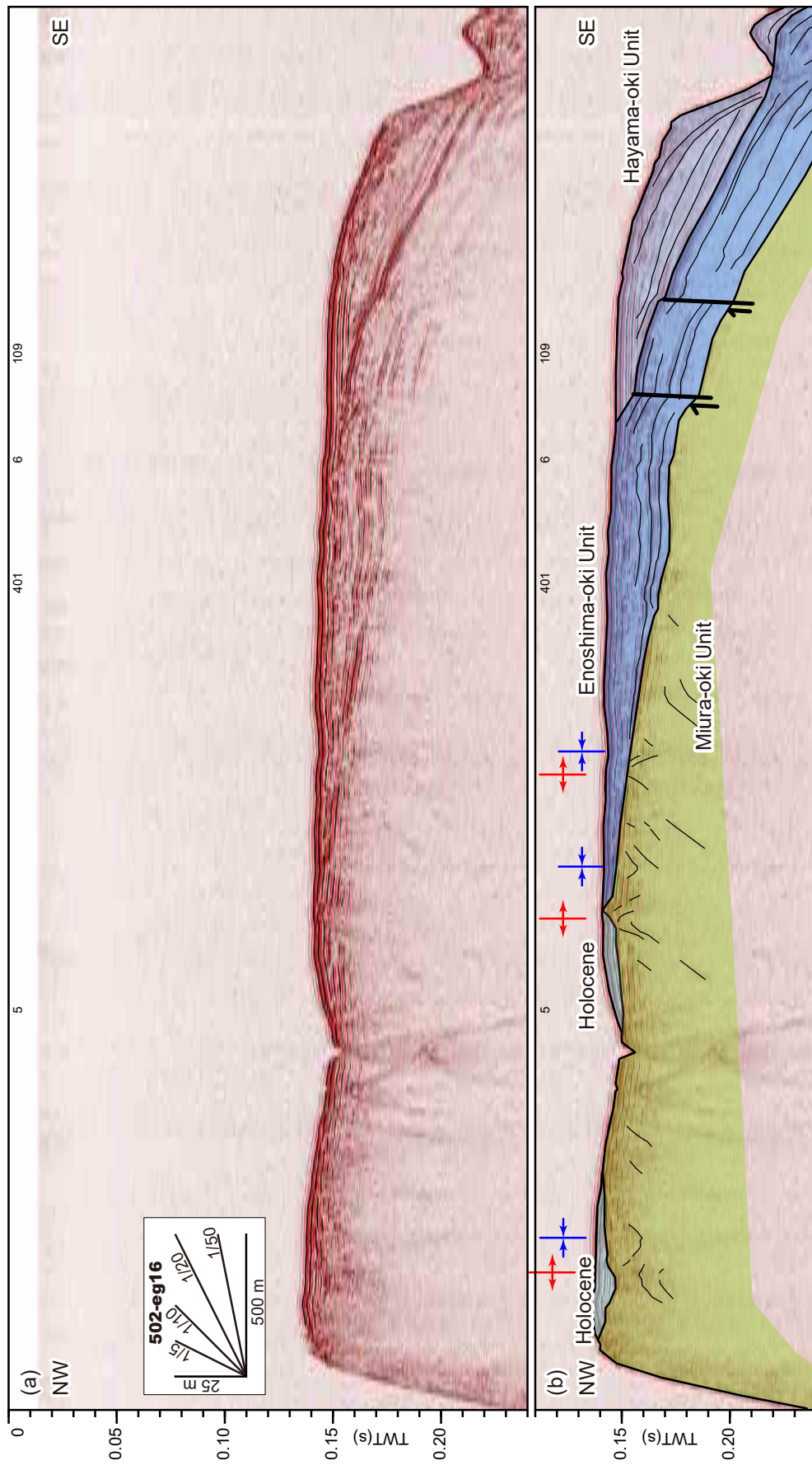
第 8 図 大磯沖の陸沖（南北）方向の反射断面図（a）とその解釈図（b）．完新統が三浦沖ユニットにオンラップしている．測線の位置は第 1 図に示す．

Fig. 8 Longitudinal seismic section (a) and the interpretation (b) off Oiso. The Holocene shows onlap pattern to the Miura-oki Unit. Locality is shown in Fig. 1.



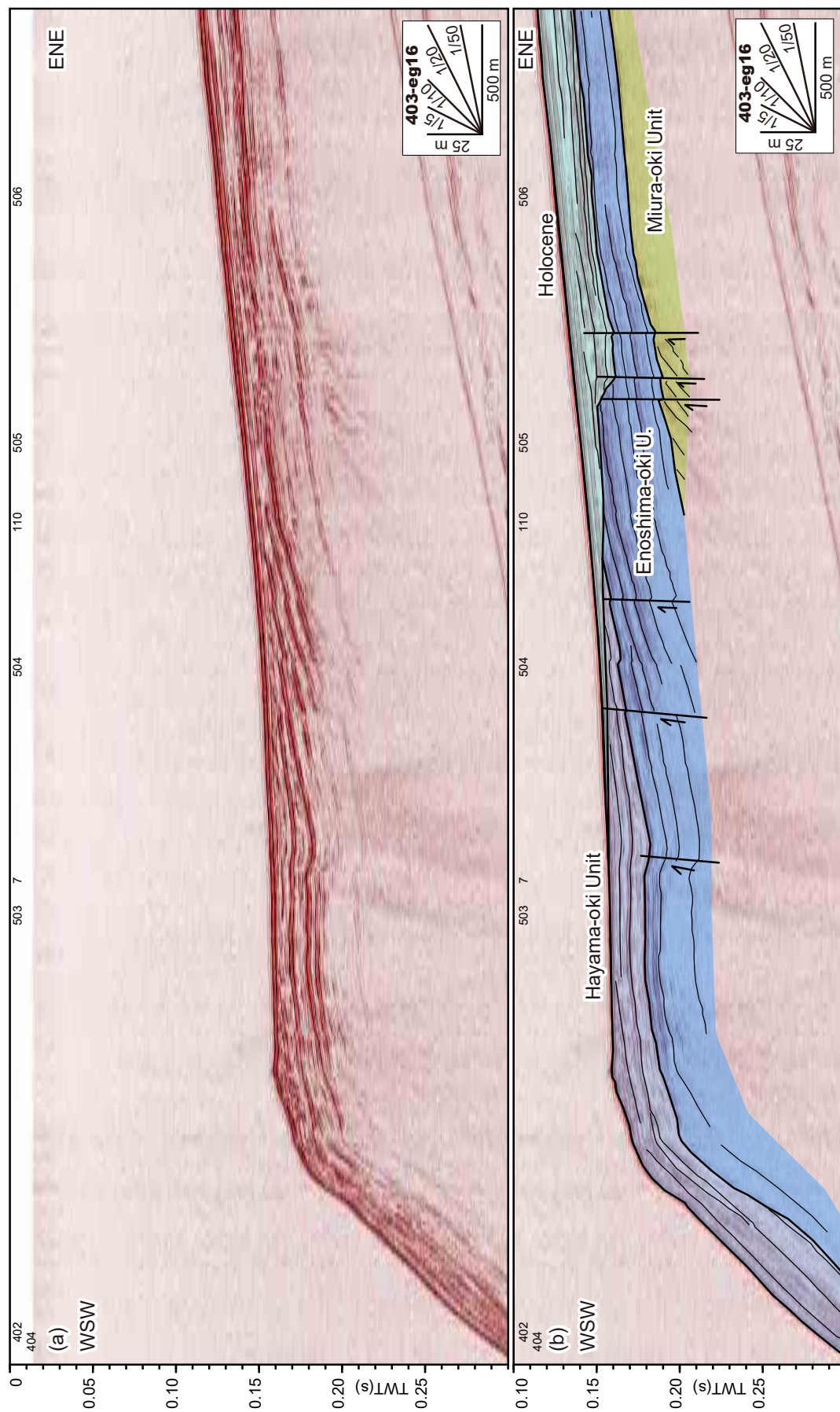
第9図 三浦半島断層群の海域延長に直交する反射断面図 (a) とその解釈図 (b). 鎌倉沖断層と江の島沖断層, および褶曲が確認できる. 測線の位置は第1図に示す.

Fig. 9 Seismic section (a) and the interpretation (b) across the offshore extension of the Miura-Hanto fault group. The Kamakura-oki Fault, the Enoshima-oki Fault and the folds can be observed. Locality is shown in Fig. 1.



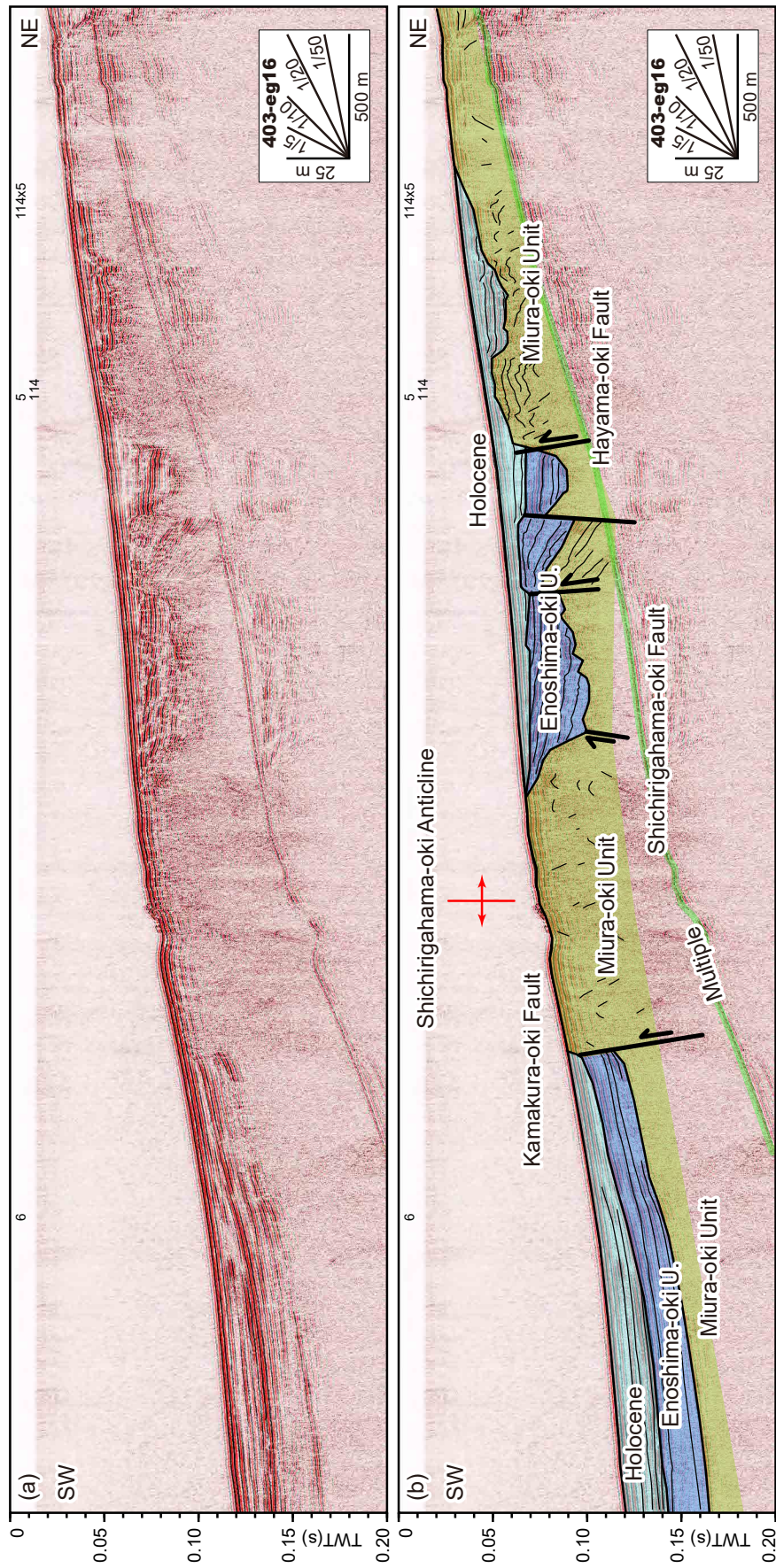
第10図 江ノ島海脚を横断する反射断面図 (a) とその解釈図 (b). 江の島沖ユニットが三浦沖ユニットにオンラップしている。
測線の位置は第1図に示す。

Fig. 10 Seismic section (a) and the interpretation (b) across the Enoshima Spur. The Enoshima-oki Unit shows onlap pattern to the Miura-oki Unit. Locality is shown in Fig. 1.



第 11 図 鎌倉海脚に平行な反射断面図 (a) とその解釈図 (b)．海脚先端部に葉山沖ユニットが分布している．測線の位置は第 1 図に示す．

Fig. 11 Seismic section (a) and the interpretation (b) along the axis of the Kamakura Spur. The Hayama-oki Unit is distributed around the tip of the spur. Locality is shown in Fig. 1.



第12図 江の島沖の反射断面図 (a) とその解釈図 (b). 鎌倉沖断層の北東 (右) に七里ヶ浜沖背斜が確認できる. 測線の位置は第1図に示す.

Fig. 12 Seismic section (a) and the interpretation (b) off Enoshima. The Shichirigahama-oki Anticline can be observed in the north-east (right) from the Kamakura-oki Fault. Locality is shown in Fig. 1.

布すること、ともに逆断層成分を持つことから、三浦半島断層群の海域延長の一部と考えられる。

佐藤・阿部 (2019) は、これら断層のうち、逗子沖断層、鎌倉沖断層、江の島沖断層について、江の島沖ユニット (佐藤・阿部 (2019) の B 層) にも変形が認められることから活断層であり、分布位置と変位センス、走向から三浦半島断層群と連続するとしている。さらに森ほか (2015) が東京湾側へも連続することを確認しているため、三浦半島断層群の全長は 28.5 km 以上であるとしている。姥島沖断層については、江の島沖ユニットの変位が確認できていないものの、活断層である可能性もあるとし、その場合は断層群の全長が 30.4 km 以上になるとしている。また、森ほか (2010) が江ノ島海脚の南斜面に確認した横ずれ断層 (第 2 図) についても、一連の構造である可能性があるとしている。

4.4 三浦沖：葉山海底谷以南

本海域には主に三浦沖ユニットが分布し、三浦半島西岸の陸棚上では完新統がそれを覆っている。亀城海脚の先端部と東京海底谷に面する三浦半島南方沖の陸棚斜面付近には、葉山沖ユニットが分布している。また、三浦半島西方沖の葉山海底谷および三浦海底谷の谷頭から海岸線に向かって三浦沖ユニットの向斜に沿ってユニット上面に凹部が延びており、この内部は葉山沖ユニットによって埋積されている。以下に各ユニットの詳細について記載する。

三浦沖ユニットは、本海域においても表層部でのみ内部構造が確認できる (第 13 図、第 14 図、第 15 図)。確認できる内部構造は傾斜している箇所が多く、後述のように東西の軸を持つ褶曲構造を示している (第 13 図、第 14 図、第 15 図)。この褶曲群を三浦沖褶曲群とよぶ。褶曲に伴う層厚の変化は認められないため、三浦沖褶曲群は三浦沖ユニット形成後に変形が始まったと考えられる。

葉山沖ユニットは、亀城海脚先端と三浦半島南方沖の陸棚斜面付近と、葉山海底谷および三浦海底谷谷頭付近の向斜部に分布している。陸棚斜面付近に分布するものは、斜面と平行な内部構造を持つ (第 14 図、第 16 図、第 17 図)。向斜部に分布するものについては、向斜軸に直交する断面では、下位層上面に対して平行あるいはオンラップパターンを示し (第 18 図、第 19 図)、向斜軸に平行な断面では沖側へプログラデーションパターンを示し、陸棚斜面近傍では内部構造が海底面と平行になる (第 16 図、第 17 図)。確認できる範囲で層厚は少なくとも 100 msec (75 m) を超える (第 18 図)。また、内部に数枚の不整合がある (第 20 図)。

完新統は、これらの堆積層を覆って最表層に分布しており、ほぼ水平で連続性の良い反射面が発達する (第

16 図、第 17 図)。他海域においては水深 100 m 程度まで分布しているが、北緯 35 度 10 分以南では 60 m から 80 m までしか分布しておらず、さらに南側の半島南方沖においては海岸近傍も含めて分布が確認できなかった (第 14 図、第 15 図、第 19 図)。

この海域に分布する三浦沖ユニットの内部構造は特に傾斜しており (第 14 図、第 15 図)、東西に延びる褶曲群が発達している。北緯 35 度 15 分以南に発達するこれら東西性の褶曲について、三浦沖褶曲群とよぶ。北緯 35 度 10 分以南では三浦沖ユニットが平坦に削剥されて海底面に露出しているが、それより北では、三浦沖ユニット上面は個々の褶曲よりも長波長ではあるものの、大まかな構造は三浦沖褶曲群と調和的である。このユニット上面の凹凸と三浦海底谷、亀城海脚、葉山海底谷による凹凸も調和的であり、それぞれの地形と三浦沖ユニット内部に発達する褶曲が完全に一致するわけではないものの、三浦沖褶曲群がこれらの地形を形成する一因となった可能性がある。

三浦半島中部・南部に露出する三浦層群にも東西に延びる褶曲が多数確認されており (江藤ほか, 1998; 小玉ほか, 1980; 鈴木ほか, 1995), 三浦沖褶曲群はこれらと同一の応力によって形成された一連の褶曲構造と考えられる。

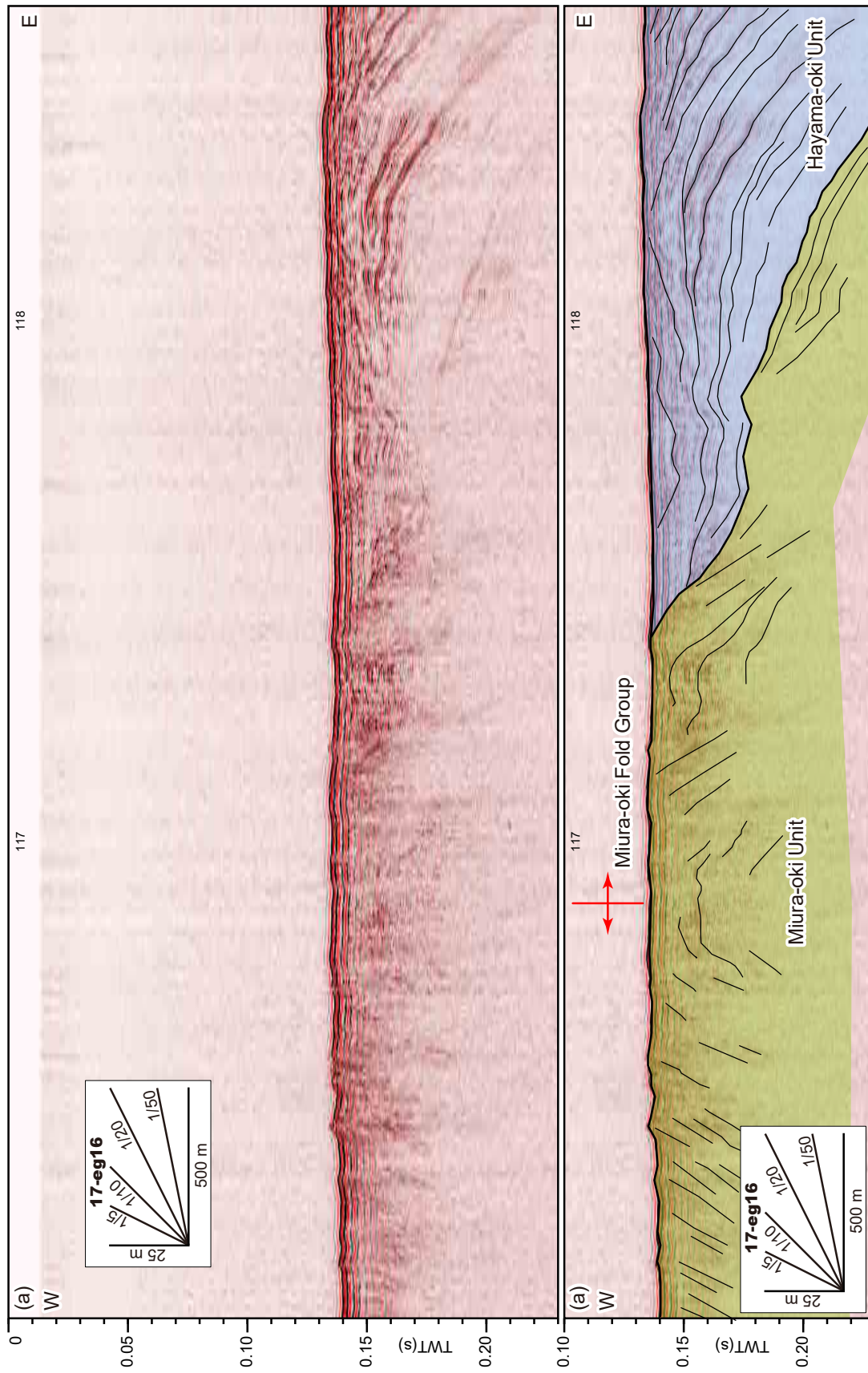
5. 既存層序・構造図との比較

本地質図範囲および隣接海域において、上述の通り先行研究によって地質図および地質構造図が作られている。これらとの関係について以下に考察する。

5.1 層序の対比

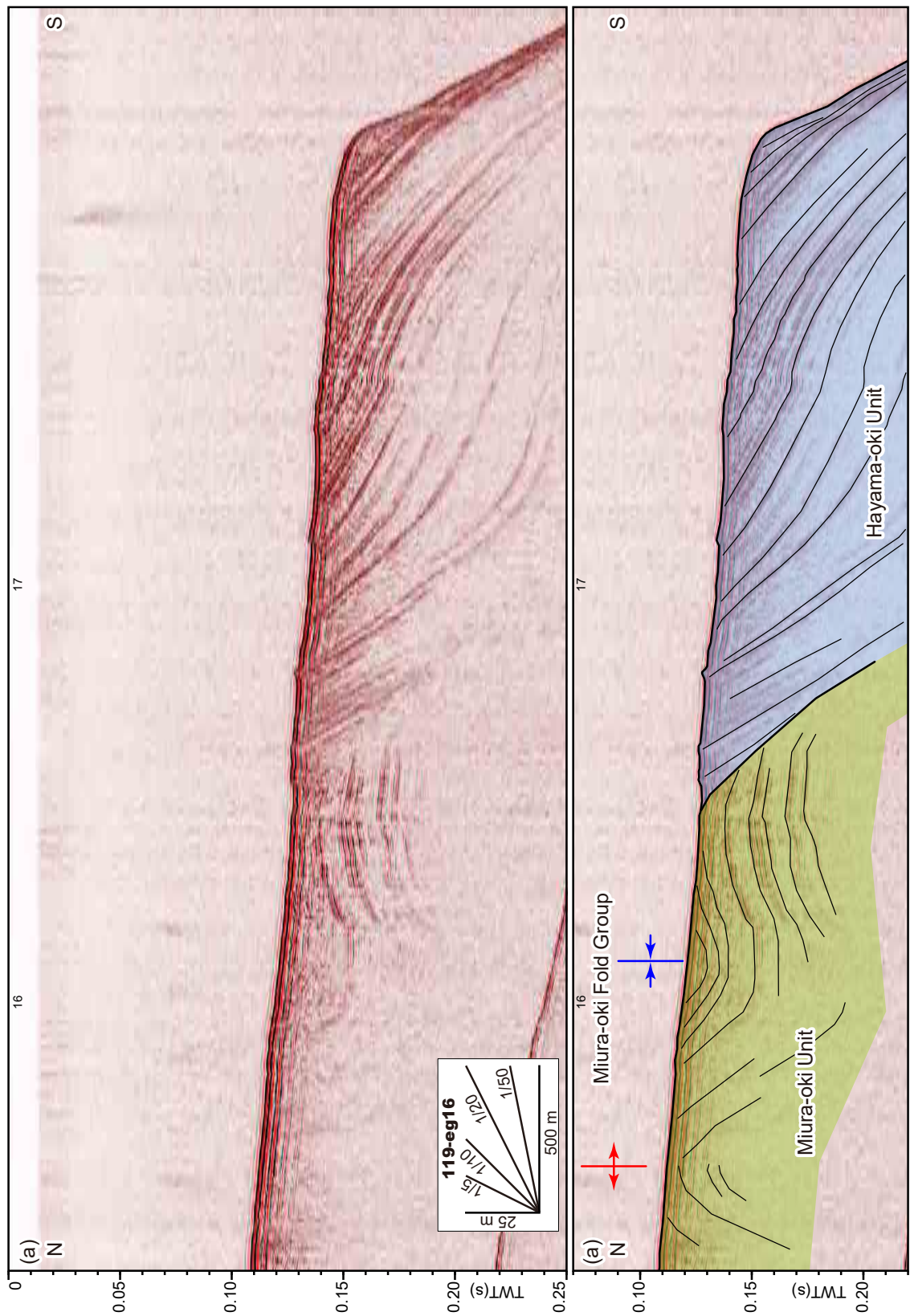
まず、木村 (1976) によって相模湾全体に亘って層序区分がなされ、地質図が作成されている (第 2 図)。大河内 (1990) および森ほか (2015) も層序については基本的にこれに従っている。しかし、地図上に層序分布が示されているものの、反射断面が数枚しか示されておらず他の研究成果との対比が難しい。

木村 (1976) の層序分布 (第 2 図) と本地質図の層序分布を比較すると、江の島南方沖で東西に相対的に沈降する場があり上位層が分布するという傾向が両方に認められる。しかし、そこに分布する D 層が相模湾の陸棚全域に分布するとしており、断層群の沈降部にのみ江の島沖ユニットが分布するとしている本地質図とは異なっている。おそらく、大局的な隆起・沈降域は同じように観えているものの、音源の違いによる反射断面の空間分解の違いによって解釈している層序のスケールが異なってしまったためと考えられる。不一致点はあるものの反射断面とその解釈の情報が現在参

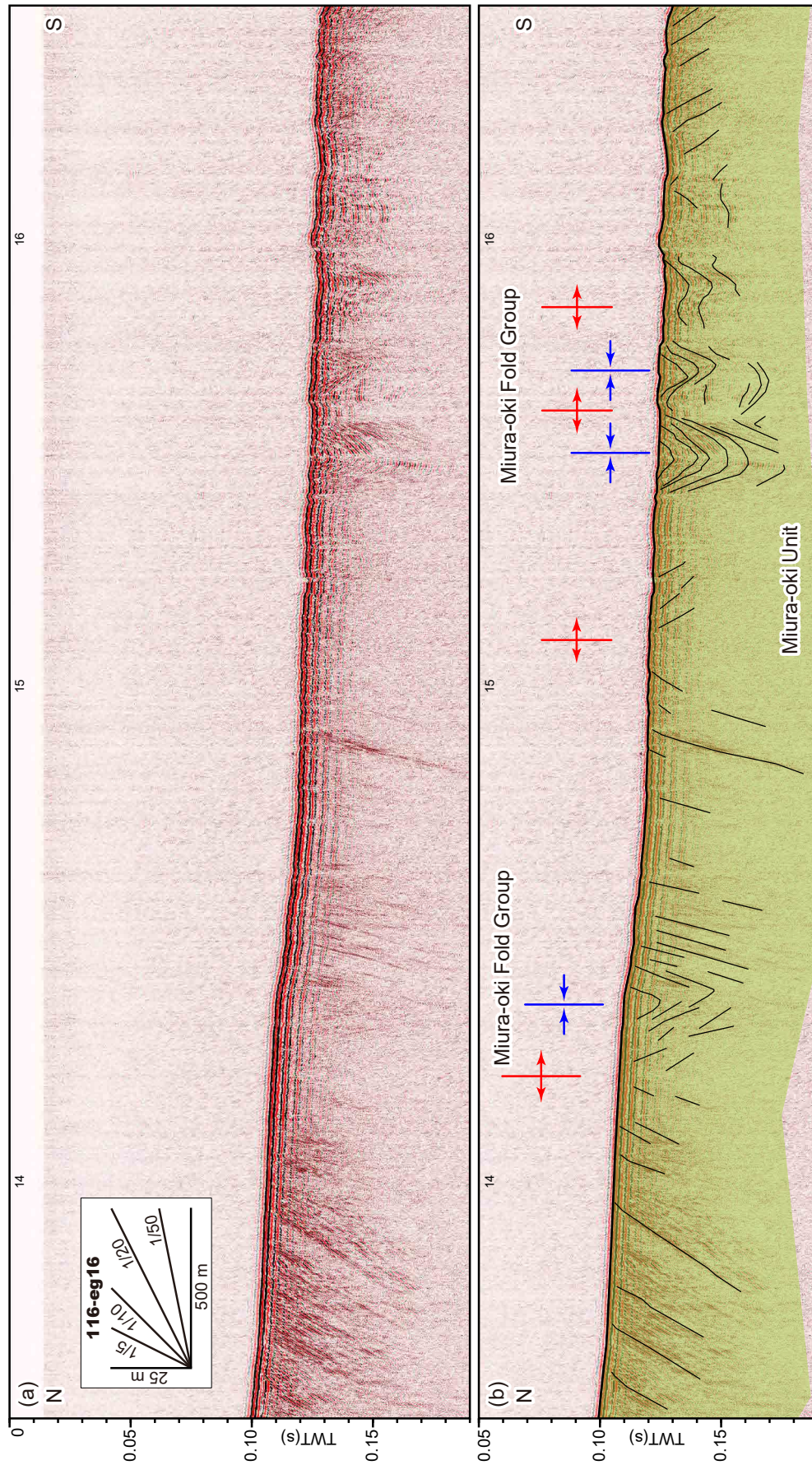


第13図 三浦半島南方沖の東西方向の反射断面図(a)とその解釈図(b). 三浦沖褶曲群が確認できる. 測線の位置は第1図に示す.

Fig. 13 Seismic section (a) and the interpretation (b) off south of the Miura Peninsula in the east-west direction. The Miura-oki Fold Group can be observed. Locality is shown in Fig. 1.

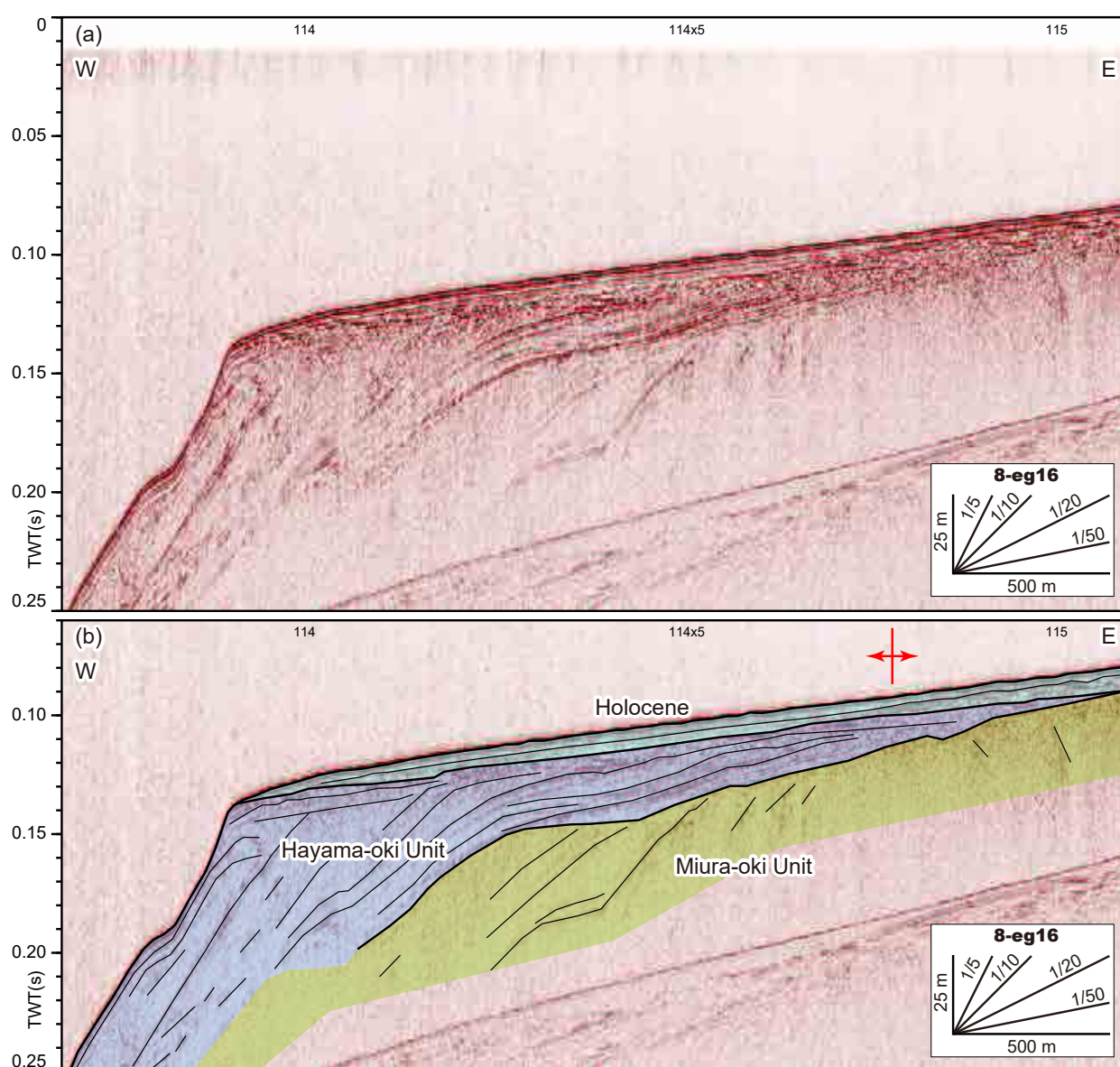


第 14 図 三浦半島南方沖の南北方向の反射断面図 (a) とその解釈図 (b). 三浦沖褶曲群が確認できる. 測線の位置は第 1 図に示す.
Fig. 14 Seismic section (a) and the interpretation (b) off the south of the Miura Peninsula in the north-south direction. The Miura-oki Fold Group can be observed. Locality is shown in Fig. 1.



第 15 図 三浦半島南部西方沖の南北方向の反射断面図 (a) とその解釈図 (b). 三浦沖褶曲群が確認できる. 測線の位置は第 1 図に示す.

Fig. 15 Seismic section (a) and the interpretation (b) off the west of the southern part of the Miura Peninsula in the north-south direction. The Miura-oki Fold Group can be observed. Locality is shown in Fig. 1.



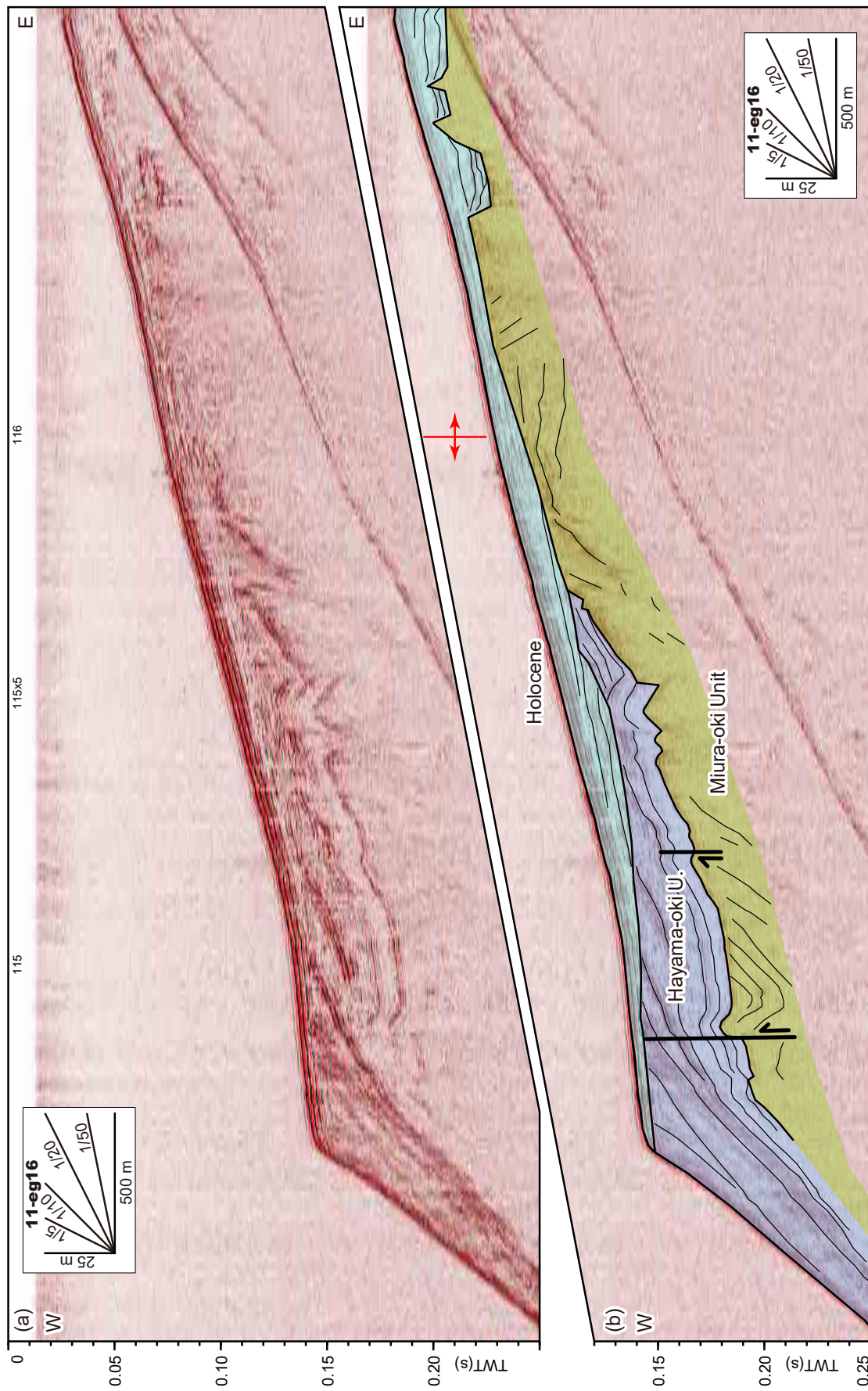
第 16 図 葉山海底谷沿いの向斜に沿った反射断面図 (a) とその解釈図 (b)．測線の位置は第 1 図に示す。
 Fig. 16 Seismic section (a) and the interpretation (b) along the axis of the syncline along the Hayama Submarine Canyon. Locality is shown in Fig. 1.

照困難なため、陸上との対比および内部構造から推定される形成過程から新しく層序を以下のように組みなおした (第 3 図)．将来においてこのような混乱を避けるため、本地質図には全反射断面とその解釈を付属資料として添付する。

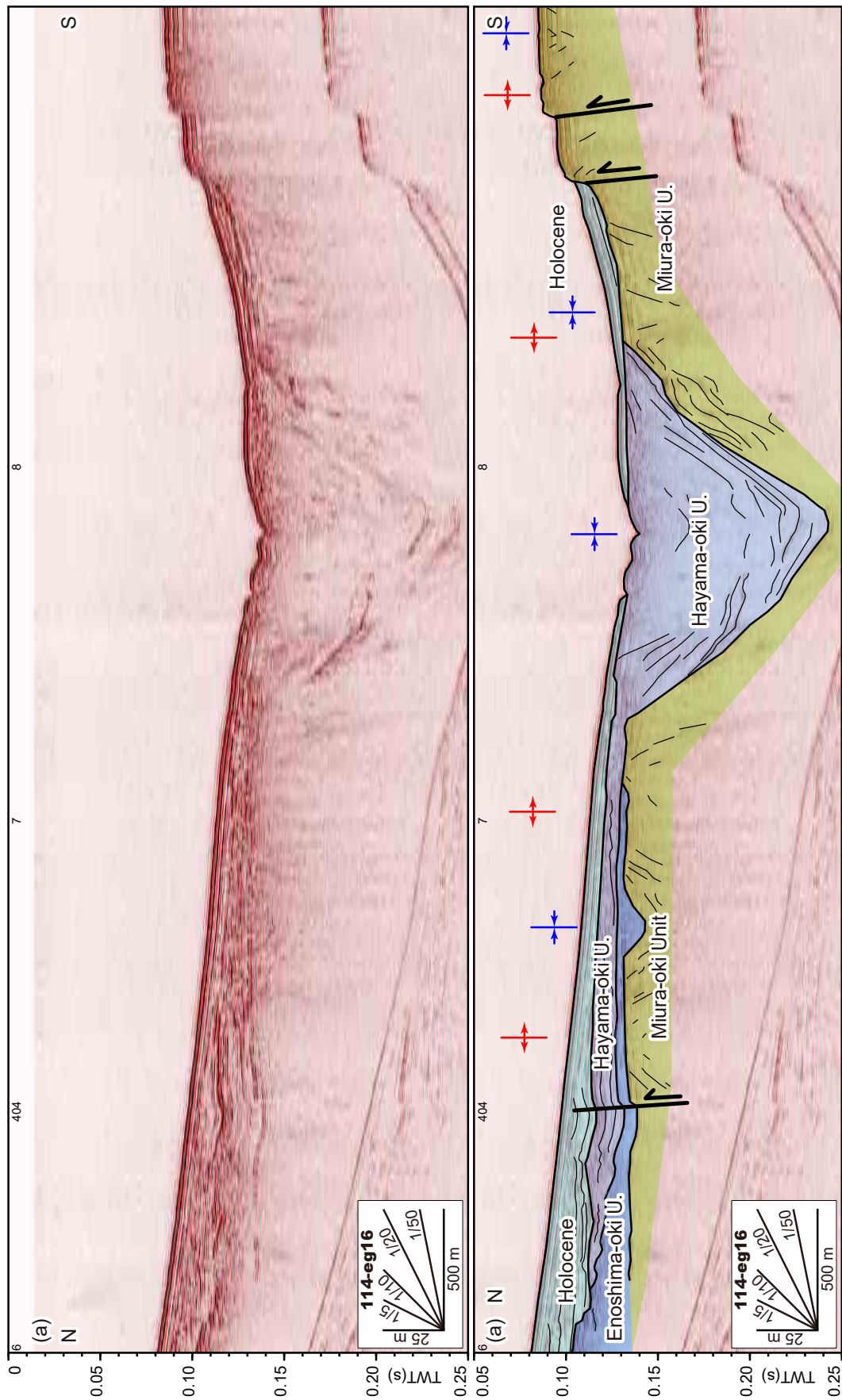
最表層を覆うユニットについては、内部構造が水平であることから構造運動をほとんど受けていないこと、海岸線沿いに分布し、その下限深度が相模平野の完新統 (佐藤ほか, 2021) とほぼ一致することから、完新統に対比した。

三浦沖ユニットは、本地質図範囲の全域にわたって分布するが、陸域との分布連続性を検討しやすいのは、

本層と完新統だけが分布する三浦半島南部の西方沖である。隣接する陸域に分布する地層は、ほぼ三浦沖褶曲群と同じく東西性の褶曲構造を示す三浦層群だけである (小玉ほか, 1980 など) ことから、本ユニットは三浦層群に相当する地層であると考えられる。また、三浦半島中部付近には、東西性の褶曲構造がよく発達する矢部層及び立石層や安房層群が分布しており (江藤ほか, 1998 ; 尾崎, 2021 など)、その西方沖の三浦沖ユニットは矢部層及び立石層と安房層群の相当層を含むと考えられる。さらに、江の島沖の姥島沖断層と逗子沖断層以北では、隣接する陸域の葉山町周辺や江の島に葉山層群が分布しており (第 21 図)、この周辺の

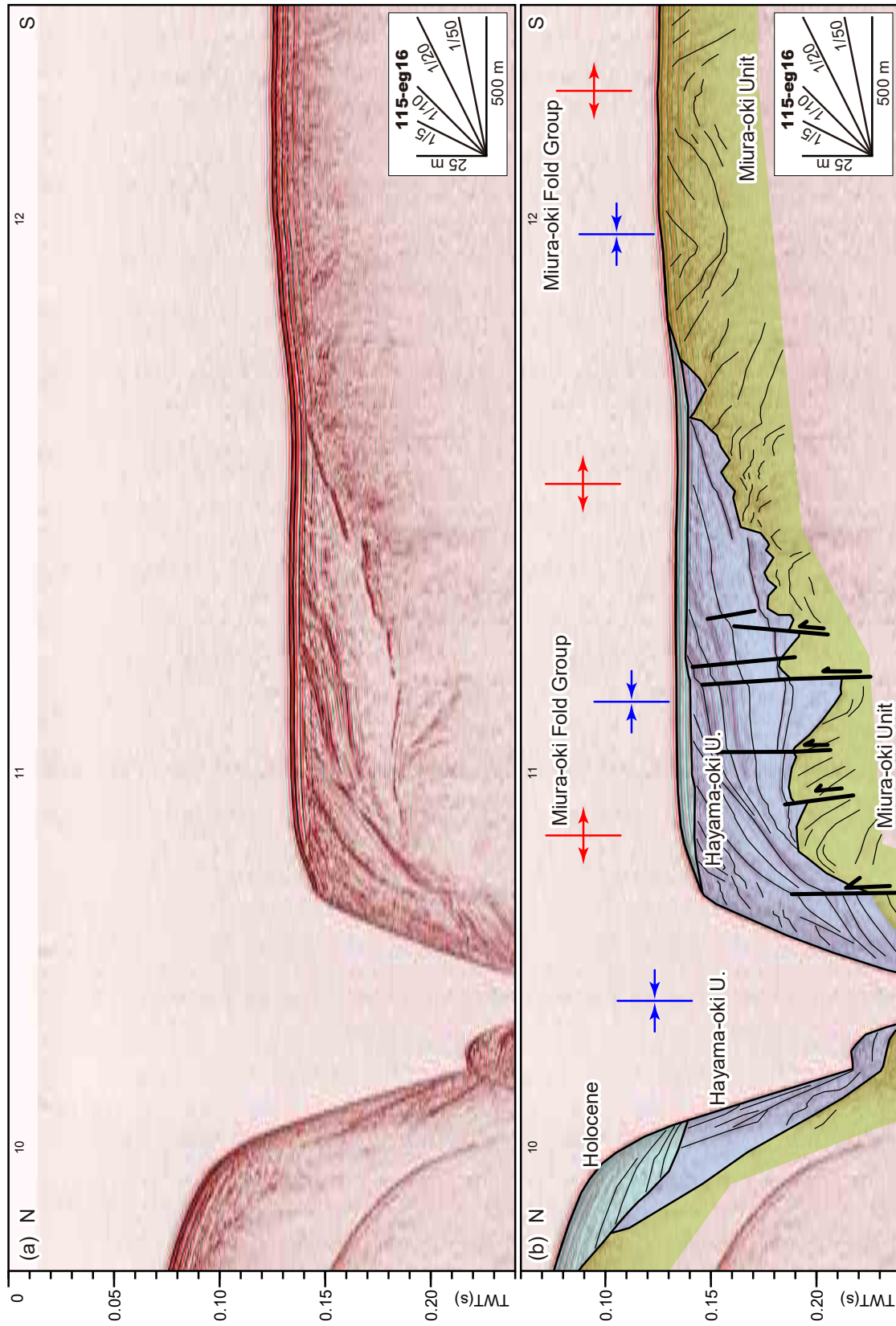


第 17 図 三浦海底谷沿いの向斜の南側の東西方向の反射断面図 (a) とその解釈図 (b). 測線の位置は第 1 図に示す.
Fig. 17 Seismic section (a) and the interpretation (b) southern part of the syncline along the Miura Submarine Canyon in the north-south direction. Locality is shown in Fig. 1.



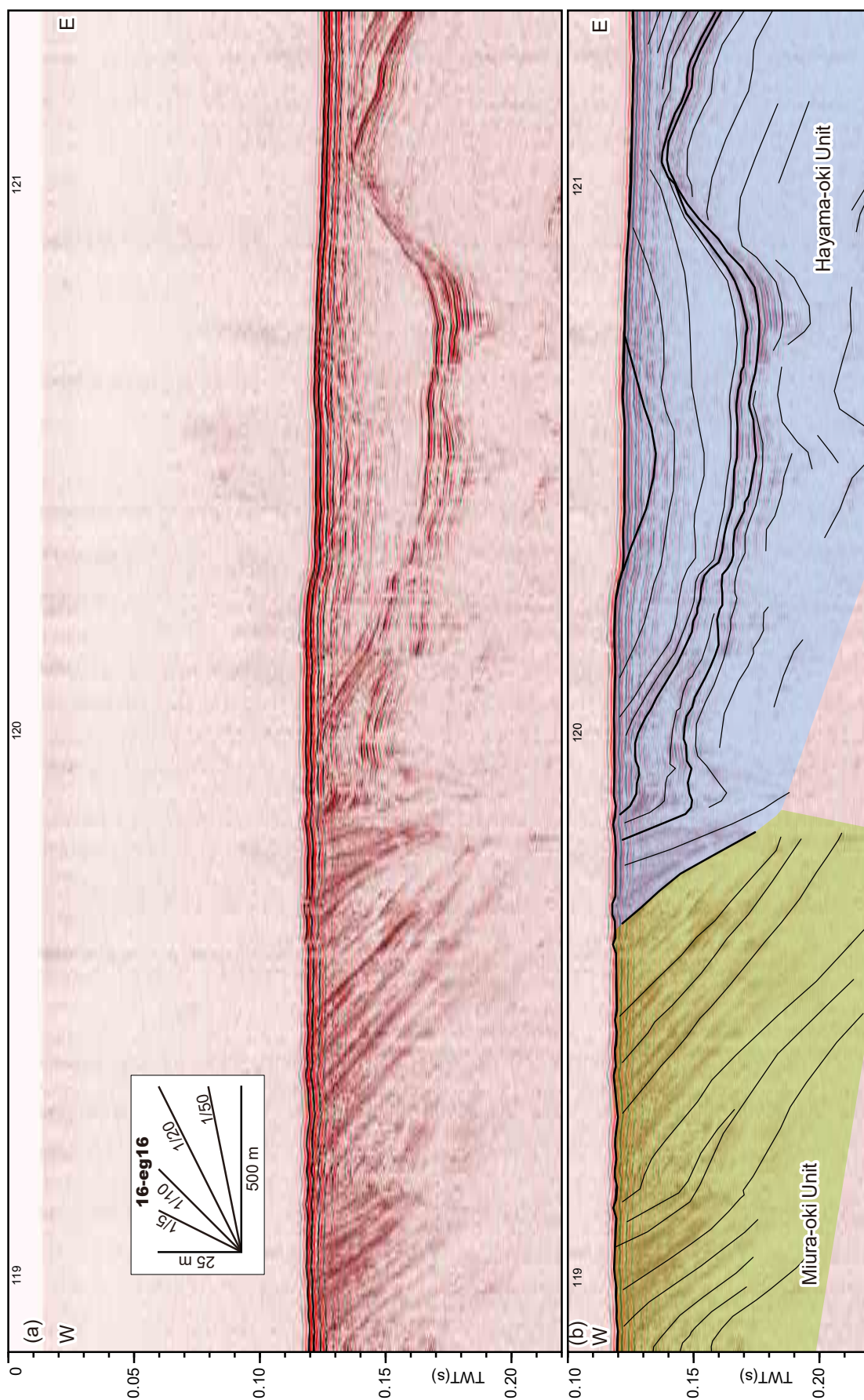
第 18 図 葉山海底谷に沿った向斜に直交する反射断面図 (a) とその解釈図 (b)．向斜部を葉山沖ユニットが埋積している。測線の位置は第 1 図に示す。

Fig. 18 Seismic section (a) and the interpretation (b) across the syncline along the Hayama Submarine Canyon. The Hayama-oki Unit fills the syncline. Locality is shown in Fig. 1.



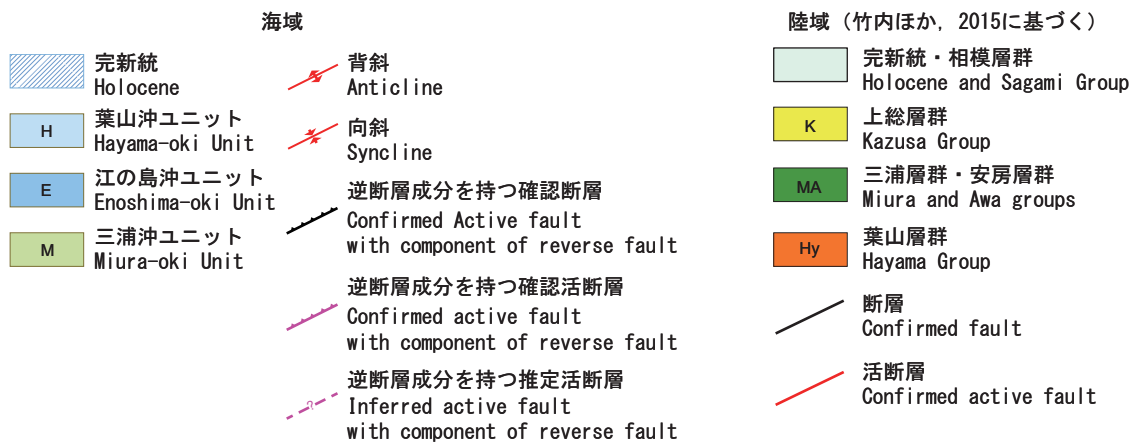
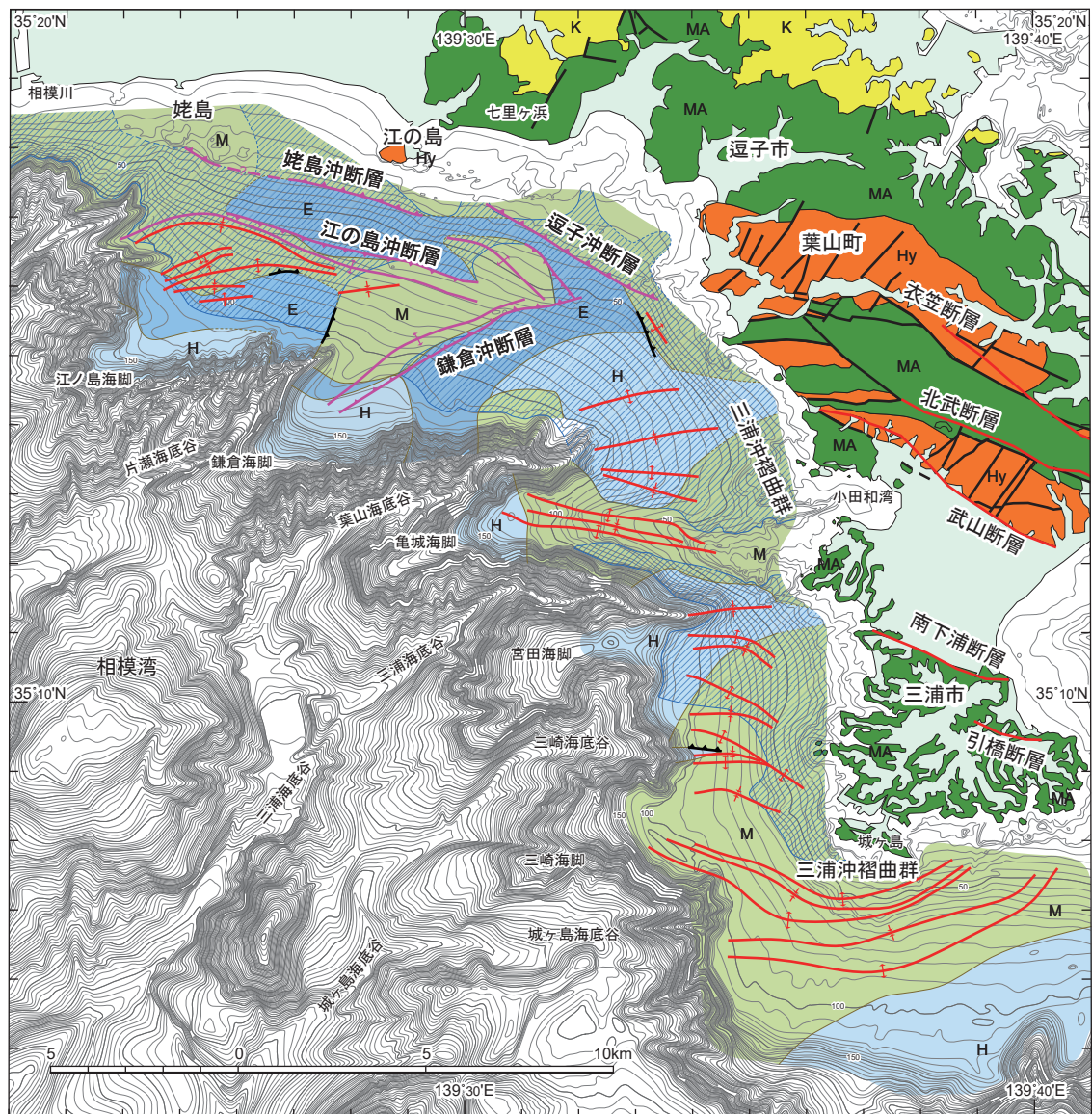
第 19 図 三浦半島南部西方沖の三浦海底谷を横断する南北方向の反射断面図 (a) とその解釈図 (b) . 測線の位置は第 1 図に示す .

Fig. 19 Seismic section (a) and the interpretation (b) across the Miura Submarine Canyon off the west of the southern part of the Miura Peninsula in the north-south direction. Locality is shown in Fig. 1.



第 20 図 三浦半島南方沖の東西方向の反射断面図 (a) とその解釈図 (b)．葉山沖ユニット内いくつかの不整合が確認できる。
測線の位置は第 1 図に示す。

Fig. 20 Seismic section (a) and the interpretation (b) off south of the Miura Peninsula in the east-west direction. A few unconformities are observed in the Hayama-oki Unit. Locality is shown in Fig. 1.



第 21 図 本海底地質図と陸域の既存地質図（竹内ほか, 2015 より）。

Fig. 21 Marine geological map in this study and land geological map in previous study (After Takeuchi et al., 2015).

三浦沖ユニットは葉山層群相当層も含む可能性が高い。従って、三浦沖ユニットは葉山層群から三浦層群・安房層群までの地層を含む、あるいはその一部に相当する地層であり、それら地層の時代から中新統～鮮新統と考えられる。なお、海陸で共通する東西性の褶曲構造をもっともよく対比できる三浦半島南部付近は三浦市であることから、本ユニットを三浦沖ユニットと命名した。

江の島沖ユニットは、江の島沖の沈降域に分布する地層である。海岸線沿いには対比可能な地層は分布しないため、年代の推定は難しい。変形構造に着目すると、三浦半島断層群の活動に伴う変形構造は示すものの、下位の三浦沖ユニットに比べると三浦沖褶曲群のような大規模で広域に亘る変形を示さない。三浦半島断層群による沈降域に分布し、三浦沖ユニットよりも新しく、後述する更新統相当と考えられる葉山沖ユニットより古いか同時異相であることを考えると、上総層群から相模層群に相当する地層であり、上部鮮新統～更新統と考えられる。上限は不明である。分布域が江の島南方沖であることから江の島沖ユニットと命名する。

葉山沖ユニットは、海底谷谷頭付近に発達する三浦沖ユニット上面の凹部の内部と海脚の陸棚斜面近傍に分布する地層である。江の島沖ユニットよりもさらに変形が弱く、凹部内部（第 16 図、第 17 図）と陸棚斜面近傍（第 11 図）の両箇所でも沖に向かって傾斜する内部構造を持つことから、ほぼ現在の地形が形成された状態で海水準低下期に形成された前進堆積体と考えられる。更新世の氷期における海水準低下に伴って葉山沖ユニットのような地層が形成されることが想定されるため、更新統の相模層群相当層と考えられるが、年代が得られておらず詳細は不明である。また、沈降部に分布する江の島沖ユニットと同時異相である可能性も否定できない。最も広く分布するのが葉山町沖の葉山海底谷へとつながる箇所であることから、葉山沖ユニットと命名する。

5.2 地質構造の比較

次に地質構造について、木村（1976）の地図上の構造および大河内（1990）、森ほか（2010）の構造図（第 2 図）と比較検討する。

木村（1976）では、三浦半島南部に南北に延びる褶曲を示している（第 2 図）。大河内（1990）も同じ地点にて北西－南東に延びる構造を示している。しかし、今回実施した反射断面では、同じ地点にて東西に延びる褶曲のみが認められた。木村（1976）の根拠となる反射断面は周波数の低い音源を使用しており、今回対象とした水深 200 m より深部を観察できるため、そこ

に北西－南東に延びる褶曲が存在する可能性も否定はできない。一方で木村（1976）の沖合部分に着目すると、城ヶ島南西沖や三崎海脚では、これと直交して東西に延びる背斜が示されており、これらは本地質図で記載した三浦沖褶曲群および三浦半島断層群と同様に南北方向の圧縮によって形成される構造である。南北に延びる褶曲はこれらの構造と直交しており、形成メカニズムの面からも両立が疑わしい。より解像度が高い新規取得断面にて確認された、三浦沖ユニットの表層を明確に変形させる東西性の褶曲の方が地史・地域の利活用の上で重要と判断し、地質図に示した。

また木村（1976）には、江の島沖において、北北東－南南西に延びる断層群が示されている（第 2 図）が、今回取得した反射断面ではそのような走向の断層群で図示できるほど長いものは確認できなかった。一方、葉山町沖では、今回取得した測線の密度では広域に追跡できず方向性の不明な短い断層が多数発達していた。隣接する陸域では北北東－南南西に延びる短い断層群が発達しており（見上・江藤，1986；江藤，1996），海域の方向性の不明な断層が北北東－南南西の短い断層である可能性がある。陸域では、東西に延びる断層群と北北東－南南西に延びる断層群が発達するが、東西に延びる断層群の方が圧倒的に長く優勢であり（鈴木ほか，1995），隣接する海域でも同様の構造をしていると考えられる。木村（1976）が根拠とした反射断面は今回使用したものよりも解像度が低く測線密度も粗かったため、二系統の断層を識別できずに北北東－南南西の断層群が優勢に発達すると解釈されたものと考えられる。理想的には、今回地質図に示した東西に延びる断層群だけではなく随伴する小規模な断層も図示すべきではあるものの、取得した断面の空間密度からそれは難しく、より長く連続し優勢な断層のみを示した。

以上のように、江の島沖における木村（1976）の構造解釈を変更することによって、相模川以東の地質構造は以下のように整理される。まず全体として東西性の構造が優位であり、海岸線を挟んだ三浦半島との構造の違いは無くなった。葉山海底谷以南では、東西性の褶曲が発達し、それに起因するであろう海底谷・海脚が発達する。これらは三浦沖ユニット形成後にフィリピン海プレートの沈み込みに伴う南北圧縮によって形成された構造と考えられる。ただし、古地磁気の研究によれば、三浦沖ユニットが相当する三浦層群・安房層群は、伊豆半島の衝突によって堆積後に 15 度から 45 度ほど時計回りに回転したとされている（Yoshida *et al.*, 1984；Kanamatsu and Herrero-Bervera, 2006）。そのため、単純に南北圧縮されて東西性の褶曲が発達したわけではなく、圧縮と回転の結果として現在の構造が形

成されたとみる必要がある。葉山海底谷以北では、褶曲ではなく逆断層成分を持つ断層群とそれに伴う背斜が卓越する。これら断層群の陸域延長部では、逆断層成分を持つ右横ずれ断層とされている（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2002）。また，この断層群は現在も活動が続く活構造である。海域の断層では横ずれ成分の有無を確認できていないが，分布位置と走向が近いことから同様に右横ずれ断層である可能性が高く，その場合は北西－南東方向の圧縮応力によって形成されたと考えられる。南北方向と北西－南東方向の二種類の圧縮応力による構造が確認されているが，これらの時代変化に着目してみる。まず，南北圧縮による三浦沖褶曲群は三浦沖ユニットにしか発達しないことから，三浦沖ユニット形成後から江の島沖ユニット形成時までに活動が終了したと考えられる。一方の北西－南東方向の圧縮応力によって形成されたと考えられる断層群は江の島沖ユニット形成時から現在にかけて（佐藤・阿部，2019）活動している。従って，この地域にかかる圧縮応力の方向は，三浦沖ユニットの形成が終わり，江の島沖ユニットが形成される鮮新世に南北方向から北西－南東方向に変化したと考えられる。この応力が変化した時代は陸上の黒滝不整合形成時期に相当する。黒滝不整合形成時にフィリピン海プレートの運動方向が北から北西に変化したこと（高橋，2006）と整合的であり，本地域の応力場がプレートの沈み込みによって大きく支配されていたことがわかる。

大磯丘陵沖において大河内（1990）では，北西－南東に延びる背斜を示しており（第2図），森ほか（2010）もそれを踏襲している。この背斜は隣接する国府津－松田断層帯および相模舟状海盆と平行であるため，同一の応力によって形成されたものと解釈している。しかし，その後反射法音波探査を新たに実施した丸山（2015）はそれと直交する北東－南西に延びる背斜が発達するとしている。丸山（2015）は，これを国府津－松田断層帯周辺で北西－南東方向の縮みがみられる（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）ことと関連させ，主断層と直交する構造によって地域の複雑なひずみが解消されている可能性を指摘している。今回取得した反射断面にて，丸山（2015）と同様に北東－南西に延びる大磯沖褶曲が確認できた。本結果は丸山（2015）の結果を支持する。また，大磯丘陵南東部の古地磁気調査によって，大磯丘陵周辺も三浦半島周辺と同様に時計回りに回転したとされており（Yoshida *et al.*, 1984 ; Koyama and Kitazato, 1989），こちらも三浦沖褶曲群と同様に単純に現在みられる構造が形成されたわけではない。

6. まとめ

本地質図範囲に分布する地層は，中新統～鮮新統の三浦沖ユニット，上部鮮新統～更新統の江の島沖ユニット，更新統の葉山沖ユニット，完新統に区分できる。三浦沖ユニットは全域に分布し，江の島南方沖の断層による沈降域を埋めるように江ノ島沖ユニットが分布する。褶曲に起因する向斜部および海脚の先端部に葉山沖ユニットが分布し，水深約 100 m 以浅において完新統がこれらを覆って分布している。直接時代を決定するための試料は得られていないものの，分布と内部構造から，三浦沖ユニットは葉山層群から三浦層群・安房層群相当層，江の島沖ユニットは上総層群から相模層群相当層，葉山沖ユニットは相模層群相当層と推定できる。

大磯丘陵沖の大磯海脚の中軸に沿って大磯沖褶曲が発達している。江の島南方沖には逗子沖断層，鎌倉沖断層，姥島沖断層，江の島沖断層，七里ヶ浜沖断層が概ね東西に延びて発達し，それに囲まれた隆起帯が発達し，三浦沖ユニットが海底に露出している。これらは陸域で確認されている三浦半島断層群の海域延長である。葉山海底谷以南の三浦半島西方および南方沖には，東西に延びる三浦沖褶曲群が発達する。これらの構造は，隣接する陸域の構造と整合的で海岸線をまたいで連続する構造である。これらの構造から本地域の応力場は，鮮新世に南北方向の圧縮から北西－南東の圧縮に変化した事がわかり，これは鮮新世に起こったとされるフィリピン海プレートの運動方向の変化と整合的である。

謝辞：総合地質調査株式会社の方々には，2016 年度に反射法音波探査を実施いただきお世話になりました。東京海洋大学の古山精史朗博士，産業技術総合研究所の阿部朋弥博士には調査の補助をしていただきました。現地調査にあたり，神奈川県のかし安全防災局防災部災害対策課と環境農政局農政部水産課，神奈川県漁業協同組合連合会ははじめ各漁業協同組合の関係各所の皆様には，調査の趣旨をご理解いただき，ご協力をいただきました。産業技術総合研究所の岡村行信博士には多数の指摘・議論を頂き，地質構造の解釈をより良いものにすることができました。以上の方々に感謝を申し上げます。

本調査は，知的基盤整備事業のうち，海陸シームレス地質情報集（沿岸域地質情報）の整備の一環として行いました。

文 献

- 阿部朋弥・佐藤智之 (2017) 相模湾沿岸海域における反射法音波探査概要. 平成 28 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 74, 55–63.
- Cohen, J. K. and Stockwell, Jr. J. W. (2013) CWP/SU: Seismic Un*x Release No. 43R4: an open source software package for seismic research and processing, Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- 江藤哲人 (1996) 三浦半島の活断層の性質と形成史. 日本地質学会第 103 年学術大会講演要旨, 239–239.
- 江藤哲人・矢崎清貫・ト部厚志・磯部一洋 (1998) 横須賀地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質調査所, 128p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2002) 三浦半島の長期評価について. 33p.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015) 塩沢断層帯・平山ー松田北断層帯・国府津ー松田断層帯 (神縄・国府津ー松田断層帯) の長期評価 (第二版). 55p.
- Kanamatsu, T. and Herrero-Bervera, E. (2006) Anisotropy of magnetic susceptibility and paleomagnetic studies in relation to the tectonic evolution of the Miocene-Pleistocene accretionary sequence in the Boso and Miura Peninsulas, central Japan. *Tectonophysics*, **418**, 131–144.
- 加藤 茂 (1999) 相模湾の海底地形と地質構造. 第四紀研究, **38**, 469–477.
- 木村政昭 (1976) 20 万分の 1 海底地質図「相模灘付近」. 海底地質図, no.3, 工業技術院地質調査所.
- 小玉喜三郎・岡 重文・三梨 昂 (1980) 三崎地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 地質研究所, 38p.
- Koyama, M. and Kitazato, H. (1989) Paleomagnetic evidence for Pleistocene clockwise rotation in the Oiso Hills: a possible record of interaction between the Philippine Sea Plate and Northeast Japan. *Geophysics Monograph Series*, **50**, 249–265.
- 丸山 正 (2015) 相模湾北西部沿岸海域における高分解能音波探査. 活断層・古地震研究報告, **15**, 179–209.
- 見上敬三・江藤哲人 (1986) 鎌倉市の地質 (附: 1 万分の 1 鎌倉市地質図・鎌倉市地質断面図). 鎌倉市文化財総合目録編さん委員会, 鎌倉市文化目録 地質・動物・植物篇, 同朋社, 東京, 1–74.
- 三梨 昂・小野晃司・須田芳朗 (1980) 20 万分の 1 地質図幅「横須賀」. 地質調査所.
- 三梨 昂・菊地隆男・鈴木尉元・平山次郎・中島輝允・岡 重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島 茂・宮下実智夫・矢崎清貫・影山邦夫・奈須紀幸・加賀美英雄・本座栄一・木村政昭・楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄・遠藤 毅・川島真一・青木 滋 (1976) 10 万分の 1 東京湾とその周辺地域の地質. 特殊地質図, **20**, 地質調査所.
- 三梨 昂・菊地隆男・鈴木尉元・平山次郎・中島輝允・岡 重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島 茂・宮下実智夫・矢崎清貫・影山邦夫・奈須紀幸・加賀美英雄・本座栄一・木村政昭・楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄・遠藤 毅・川島真一・青木 滋 (1979) 10 万分の 1 東京湾とその周辺地域の地質説明書. 特殊地質図, **20**, 地質調査所, 91p.
- Mitchum, R. M. JR., Vail, P. R., Thompson, III. (1977) Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. *AAPG Memoir*, **26**, 53–62.
- 茂木昭夫・桂 忠彦・中嶋 逞・桜井 操・加藤 茂 (1981) 駿河・相模トラフ付近の海底調査概報. 月刊地球, **3**, 443–451.
- 森 宏・阿部信太郎・荒井良祐・田之口英史・津村紀子・青柳恭平 (2015) 三浦半島断層群海域延長部における断層分布と活動性について. 活断層・古地震研究報告, **15**, 143–177.
- 森 慎一・藤岡換太郎・有馬 眞 (2010) 相模トラフ北部の海底地形と断層系の形成. 地学雑誌, **119**(4), 585–614.
- 日本水路協会 (2011) 海底地形デジタルデータ M7001 Ver. 2.2 関東南部.
- 大河内直彦 (1990) 相模湾の活構造とテクトニクス. 地学雑誌, **99**–5, 38–50.
- 尾崎正紀 (2021) 三浦半島における新第三系～第四系の層序及び地質構造研究についてのレビュー. 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
- 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, **37**, 15–38.
- 佐藤智之・鈴木克明・古山精史朗 (2020) 伊勢湾沿岸域における反射法音波探査の追加調査, データベース化の概要. 令和元年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no.81, 15–23.
- 佐藤智之・阿部朋弥 (2019) 相模湾の姥島付近まで延長する三浦半島断層群と周辺の地質構造. 活断層・

古地震研究報告, **19**, 1-11.

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.

鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・卜部厚志・遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊地隆男・山内靖喜・中嶋輝允・徳橋秀一・楡井 久・原 雄・中山俊雄・奈須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座栄一 (1995) 10 万分の 1 東京湾とその周辺地域の地質説明書 (第 2 版). 特殊地質図, **20**, 地質調査所.

高橋雅紀 (2006) フィリピン海プレートが支配する日本列島のテトニクス. 地学雑誌, **115**, 116-123.

高橋雅紀 (2008) 3.3.2 南房総地域. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 3, 関東地方, 朝倉書店, 東京, p.426-426.

竹内圭史・及川輝樹・斎藤 眞・石塚 治・実松建造・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.

Yoshida, S., Shibuya, H., Torii, M. and Sasajima, S. (1984) Post-Miocene Clockwise Rotation of the Miura Peninsula and Its Adjacent Area. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **36**, 579-584.

(受付 : 2019 年 12 月 23 日 ; 受理 : 2020 年 9 月 2 日)