

10 万分の 1 相模湾沿岸域地質図説明書

1:100,000 Geological map of the coastal zone of Sagami Bay and its explanatory notes

尾崎正紀^{1*}・佐藤智之¹・水野清秀¹

OZAKI Masanori^{1*}, SATO Tomoyuki¹, and MIZUNO Kiyohide¹

Abstract: 1:100,000 Geological map of Sagami Bay and surrounding area was created for seamless integration of geoinformation based on the Sagami Bay Project and other existing research results. From the viewpoint of earthquake mitigation, accurate understanding of geological information is extremely important in this area, which has been located in the collision and subduction zones between the Honshu and Izu-Bonin Arcs since Middle Miocene and includes the epicenter area of the 1923 Kanto Earthquake.

The west part of the area is a collision zone composed of the allochthonous Tanzawa and Izu Terranes (volcanic arc in the Izu-Bonin Arcs) and covered by syn-collisional trough-fill deposits since around 8 Ma. The main collision boundary (the main megasplay fault that branches upward from the plate boundary surface), which was located at the north side of the Tanzawa Terrain about 8 Ma, moved to the north side of the Izu Terrain and then to the Sagami Trough in about 3 and 0.3 Ma, respectively. The Oiso and Takatoriyama Formations (around 8-5 Ma) in the eastern Oiso Hills, the Ashigara Group (around 2.5-1 Ma) in Ashigara Mountains, and late the Middle Pleistocene to Holocene deposits of after 0.3 Ma in the Sagami Trough and the Ashigara Plain along the Kozu-Matsuda Fault are recognized as trough-fill deposits.

The subduction zone in the east side of the area is occupied by accretionary prisms, trench-fill, trench landward slope basin sediments, and forearc basin sediments after late Early Miocene. The Hayama and Koyama Groups and the Miura Group are recognized as the accretionary prisms covered by trench-fill and trench landward slope basin sediments, which was formed in 15 Ma and 5-4 Ma, respectively. On the other hand, the Awa, Kazusa and Sagami Groups were deposited as forearc basin fill sediments and formed from about 8, 3, and 1 Ma, respectively.

In the Kozu-Matsuda Fault, the fault that was thought to exist on the western edge of the Chiyo Terrace could not be confirmed either by the boring survey (Sato *et al.*, 2021b) or shallow reflection seismic survey (Yokokura *et al.*, 2021).

The relationship between the fault and deformation of the Ashigara Group suggests that the Kannawa Fault was formed after the Ashigara Group had been deformed to some extent. In addition, the volcanoclastic rocks on the south side of the eastern part of this fault, which has been considered as the Ashigara Group, can be correlated with the rocks of the same age in the Oiso Hills (Mizuno *et al.*, 2021). Therefore, the Kannawa fault possibly extends to the Matsuda-kita and Kozu-Matsuda Faults and may merge into it.

The Miura Hanto (Peninsula) Fault Group characterized by right lateral strike-slip active faults of the WNW-ESE trending, develops from Kaneda Bay, to the central Miura Peninsula and the northeastern part of Sagami Bay (continental shelf off Enoshima and Ubajima)(Sato and Abe, 2019; Sato, 2021). Most of them are considered to be reactivated faults of reverse faults with large vertical displacement developing in the uplift area that limits the southern edge of the Kazusa forarc basin, which formed after the latest Pliocene time (Ozaki, 2021).

Keywords: 1:100,000, geological map, Sagami Bay, Sagami Trough, Tertiary, Quaternary, trough-fill basin, trench landward slope basin, forearc basin, active fault, collision zone, subduction zone

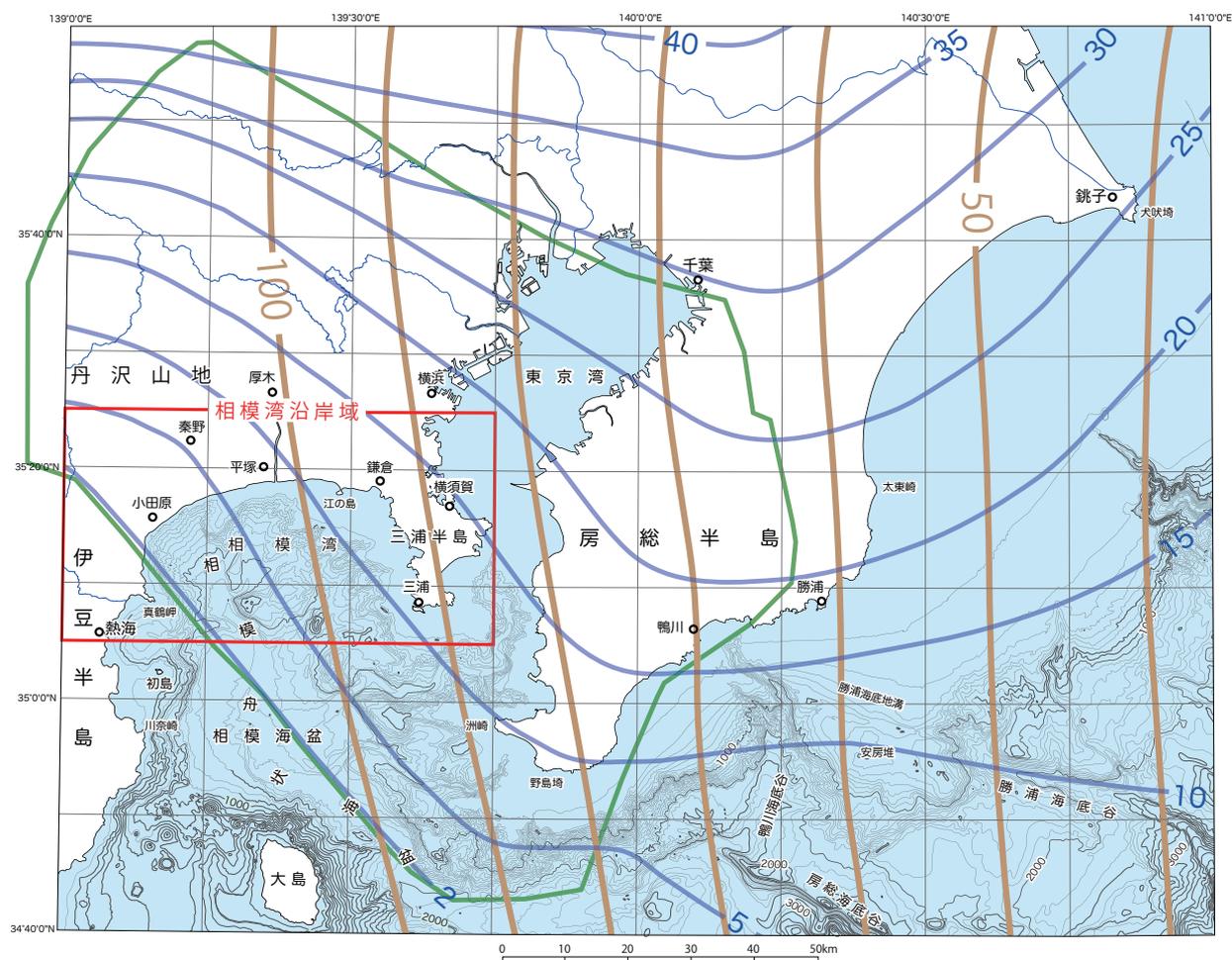
要 旨

相模湾沿岸地域は本州弧と伊豆・小笠原弧との衝突及び沈み込み帯にあたり，1923年関東地震の震源地を

含んでおり，地震災害軽減の観点から正確な地質情報を把握することが非常に重要な地域である。相模湾沿岸域の10万分の1地質図は，相模湾沿岸域プロジェクトの研究結果と既存の研究結果に基づき，この地域の

*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 相模湾及び周辺地域のテクトニックセッティング。

内閣府（2013）に基づき簡略化して作成。青色線及び茶色線は、それぞれフィリピン海プレート及び太平洋プレートのスラブ上面の等深線（km）を示す。緑線に囲まれた範囲は大正関東地震の震源域。赤線の囲みは本地質図の範囲。背景の海底地形図は海上保安庁発行の海底地形デジタルデータ M7000 シリーズを使用して作成。

Fig. 1 Tectonic setting in Sagami Bay and its surrounding area.

Modified and simplified from the Cabinet Office, Government of Japan (2013). The blue and brown lines indicate the iso-depth contour (km) of the subducting the Philippine Sea Plate and Pacific Plate slabs, respectively. The area surrounded by green line stands for the epicentral area of the 1923 Taisho Kanto Earthquake. The bathymetric map is created from the M7000 Digital Bathymetric Chart Series by the Japan Coast Guard.

海陸における地質情報をシームレスに地質図としてまとめたもので、本説明書はその概要と本プロジェクトの成果の一部を示したものである。

本地域の西部は、伊豆－小笠原弧（丹沢地塊及び伊豆地塊）と本州弧との衝突帯にあたる。本地域における主な衝突境界は、8 Ma 頃に丹沢山地北側沿い、3 Ma 頃に足柄山地北側沿い、0.3Ma 頃に国府津－松田断層など相模トラフ沿いに発達している。これらの衝突境界の変遷に伴い、それぞれ大磯層及び鷹取山層（約8～5 Ma）、足柄層群（約2.5～1 Ma）、相模トラフ～足柄平野の充填堆積物（約0.3 Ma～）がトラフ充填堆積物として分布している。

本地域の東部は沈み込み帯にあたり、前期中新世後

期以降の付加体、海溝、海溝陸側斜面堆積盆及び前弧堆積盆の堆積物が分布している。葉山層群及び高麗山層群は主に15 Ma 前後、三浦層群は5～4 Ma に形成された海溝陸側斜面盆地堆積物に覆われた付加体と考えられている。また、その陸側にはそれぞれ約8, 3, 1 Ma 頃に、安房層群、上総層群及び相模層群の堆積盆が形成されている。

国府津－松田断層の一部として足柄平野の千代台地西端に存在すると考えられていた断層は、ボーリング調査（佐藤ほか, 2021b）及び反射法地震探査（横倉ほか, 2021）からは、断層の存在は確認できなかった。

神縄断層は足柄層群の堆積盆を形成した衝突境界断層と考えられてきたが、足柄層群の変形からは、神縄

断層は足柄層群がある程度変形した後に形成された断層であると考えられる。また、神縄断層東部の南側に分布する火山砕屑岩は足柄層群に属すると考えられているが、剣沢層など大磯丘陵に分布する上部中新統～鮮新統に対比される可能性が高い（水野ほか，2021）。このため、神縄断層東部は、従来の位置より南側の松田北断層や国府津－松田断層と重複する位置に延びていた可能性がある。

西北西－東南東方の右横ずれ活断層で特徴づけられる三浦半島断層群は、金田湾から三浦半島中央部、相模湾北東部（江の島と姥島沖の大陸棚）にかけて約 30 km 以上発達することが明らかとなった（佐藤・阿部，2019；佐藤，2021）。それらの多くは、鮮新世末期以降に形成された上総層群を堆積させた前弧堆積盆の南縁沿いの相対的な隆起帯に発達した大きな鉛直変位を示す逆断層群が再活動したものと推定される（尾崎，2021）。

1. はじめに

産業技術総合研究所地質調査総合センターは、海陸において切れ目のない地質情報の整備を目的とした「沿岸域の地質・活断層調査」プロジェクトを実施しており、その一環として平成 27 年度から「相模湾沿岸域」（第 1 図）において調査・研究を行ってきた。本地域は本州弧と伊豆－小笠原弧との衝突帯及びその東側の沈み込み帯にあたり、1923 年関東地震の震源域を含むほか、国府津－松田断層帯、塩沢断層帯、北伊豆断層帯、伊勢原断層、三浦半島断層群などの活断層群が分布しており（第 2 図；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015b など）、地震減災の観点から地質学的実態の正確な把握が極めて重要な地域である。

本地質図及び説明書は、相模湾沿岸域の海域と陸域における既存の研究成果に加え、本プロジェクトの成果である 10 万分の 1 相模湾沿岸域海底地質図（佐藤，2021）、5 万分の 1 大磯丘陵及び周辺地域の第四系地質図（水野ほか，2021）、相模川平野の第四紀地下地質と埋没段丘面分布（佐藤ほか，2021a）、三浦半島の層序及び地質構造研究についてのレビュー（尾崎，2021）、足柄平野及び大磯丘陵西部の浅部地下地質調査（佐藤ほか，2021b）、10 万分の 1 重力異常図（大熊ほか，2021a）、10 万分の 1 空中磁気異常図（大熊ほか，2021b）、酒匂川沖を中心とした相模湾沿岸域の底質分布図（味岡ほか，2021）、国府津－松田断層帯の反射法地震探査及び既存データの再解析（横倉ほか，2021）、伊勢原台地南端及び平塚海岸の浅部反射法地震探査（木下ほか，2021）の研究成果を統合し、シームレスな 10 万分の 1 海陸地質図としてまとめ、その層序・地質構

造の概要を示したものである（第 3 図）。

2. 海域の地質

2.1 相模舟状海盆（相模トラフ）及び周辺海溝陸側斜面

本地域の相模舟状海盆は、足柄平野南端から伊豆大島と房総半島間の狭窄部に至る狭義の相模舟状海盆（狭義）の北部にあたり（第 1 図）、両側には海膨、海丘、海脚が発達する（第 2 図：海上保安庁水路部，1983a，1983b，1992；岩淵ほか，1991；森ほか，2010 など）。このうち相模舟状海盆北東縁沿いに北西－南東方向で並ぶ大磯海脚、相模海丘、三浦海丘、三崎海丘、沖ノ山は、沖ノ山堆列と呼ばれる（木村，1971）。

本海域の地質図は、相模舟状海盆から伊豆半島北東沖地域は岡村ほか（1999）、三浦半島西側から大磯丘陵沖の陸棚～海脚地域は佐藤（2021）に基づいて編集した。空白域となっている相模舟状海盆東側の海溝陸側斜面域に関しては木村ほか（1976）の海底地質図があるが、その後の研究成果とは層序区分や地質構造の解釈が異なっており、更に木村ほか（1976）の反射法音波探査データの詳細が確認できなかったため、大河内（1990）などに基づく主な地質構造のみを示した。

2.1.1 地層・岩体の分布

(1) 相模舟状海盆

本地域の相模舟状海盆は北北西－南南東方向に延びる幅約 1.5 km ～ 6 km の海底谷で、真鶴海丘と相模海丘（西部）の間で特に狭くなる。足柄平野南端から沖合 8 km ～ 9 km ほどで水深 1,000 m 以上に達し、狭窄部付近で 1,400 m の深度を示す。相模舟状海盆には厚い堆積物が分布しており、岡村ほか（1999）は相模湾層群と呼んでいる。反射法音波探査（沖野ほか（1994）の測線 E 及び岡村ほか（1999）の Q-R: 位置は地質図参照）に基づく、伊豆半島側から相模舟状海盆軸に向かって傾斜する反射面が確認でき、舟状海盆底の堆積物はほぼ水平であるが舟状海盆軸下流側及び舟状海盆東側沿いで厚くなる傾向が認められる。また、岡村ほか（1999）の地質断面図 Q-R に基づく、平塚海膨西側の舟状海盆底下で厚さ約 600 m を示す。なお、味岡ほか（2021）によると、足柄平野沖に形成されたファンデルタの底質は、狭い陸棚で主に均質な極細粒砂～細粒砂、陸棚以深で泥質堆積物からなるが、詳細な地形及び後方散乱強度画像の取得と高密度の試料採取からは、複雑に発達したチャンネル構造やイベント堆積物が読み取れ、砂礫堆積物の供給が頻繁に起きているとされる。

(2) 沖ノ山堆列及び真鶴海丘

本地域の相模舟状海盆東側には、北から大磯海脚、平塚海膨、相模海丘、三浦海丘などが発達し、相模舟状海盆に向かう海底谷によって分断されている。頂部の水深は海脚で約 200 m、海膨で約 900 m、海丘で約 500 m ~ 600 m を示す。相模海丘及び三浦海丘はそれぞれ鎌倉海脚及び宮田海脚から、真鶴海丘は熱海海脚から連なり延びている。海丘と海脚との間には括れた凹地状の地形が発達し、屈曲した海底谷とともに北北西-南南東方向の海盆（三浦海盆列；木村，1973）が形成されている。また、海丘の延びの方向も括れた凹地を境に海脚の延びの方向から少し反時計回りに屈曲する。更に相模海丘は東部と西部に区分され、その間には括れ状の凹地が存在する。

一方、相模舟状海盆西側には水深 700 m 前後の真鶴海丘が発達し、熱海海脚との間に括れた凹地が発達し、それを境に真鶴海丘の延びの方向も熱海海脚より少し時計回りに屈曲する。

大磯海脚 大磯海脚の構成層は、三浦層群及び安房層群に対比される三浦沖ユニット（中新統~鮮新統）と、それを覆う薄い完新統に区分される（佐藤，2021；2.2.1 参照）。北東-南西方向の褶曲の一部は最終氷期以降も活動し、海脚頂部の波食台にも変形が及んでいる可能性がある（丸山，2015）。大磯海脚及びその北西側の二宮海底谷には、それらの延びの方向と一致する北東-南西方向の褶曲が多く発達し、一部、北北西-南南東方向の撓曲あるいは褶曲が相模舟状海盆沿いの斜面上端部に発達する（丸山，2015；佐藤，2021；2.2.2(3) 参照）。なお、岡村ほか(1999)の海底地質図では、大磯海脚のほか、平塚海膨、相模海丘などの相模舟状海盆東側沿い斜面の構成層は真鶴沖層群（後述 2.1.1(3) 参照）に区分されている。

平塚海膨 平塚海膨は、比高の差が小さい大磯海底谷と平塚海底谷に挟まれており、海底谷を含めた約 5 km の幅広な北東-南西方向の凹地を形成し、相模川低地へ延びる。本海膨は、真鶴海丘と相模海丘の成長により、足柄平野からの堆積物と同様に舟状海盆に一時的に堰き止められていた相模平野からの堆積物が、舟状海盆東縁断層の活動により流出する過程で形成されと考えられている（大河内，1990）。

相模海丘 相模海丘（西部）の斜面には、上総層群上部~相模層群などに対比される前期更新世後半~後期更新世初頭（約 1.4 ~ 0.12 Ma）の堆積物が分布する（第 3 図）。相模海丘に分布するこれらの堆積物は、底生有孔虫化石から現在と同じ水深で堆積したとされ、中期更新世中頃以降、垂直運動はほとんど認められないとされる（山崎，1993a；服部ほか，1995）。

三浦海丘 三浦海丘の斜面を構成する地層から相模

海丘と同様な堆積年代が得られている（蟹江ほか，1999）。相模湾断層のほか、頂部付近の東西の地形急変部に断層が確認されている（木村ほか，1976）。

沖ノ山 沖ノ山は地質図の範囲外であるが、沖ノ山堆列全体の概要把握のため記述する。沖ノ山を構成する地層の堆積年代は中期中新世から前期更新世前半を示す。沖ノ山が整然とした層序を示さないこと（蟹江ほか，1991b）やその堆積年代から、沖ノ山の東方延長部にあたる房総南部に広く分布する同年代の南房総層群（主に海溝陸側斜面堆積盆；中部中新統~下部鮮新統）、西崎層（付加体；中部中新統上部~下部鮮新統下部）及び千倉層群（海溝陸側斜面堆積盆~海溝充填堆積物；上部鮮新統~下部更新統）（川上・穴倉，2006）に対比される可能性がある。堆積年代、現在の水深、地層の走向傾斜の傾向から、沖ノ山は石灰質ナンノ化石 CN14b 帯以降、相模海丘に対し相対的に約 1,000 m 隆起したとされる（服部ほか，1995）。

真鶴海丘 真鶴海丘は、岡村ほか（1999）の区分で真鶴沖層群が分布する（2.1.1(3) 参照）。堆積年代は、相模海丘と同じく前期更新世後半から中期更新世前半を示しており（第 3 図）、堆積時は相模海丘と真鶴海丘とは繋がっていたと推定されている（蟹江ほか 1991b；服部ほか，1995 など）。相模海盆から比高約 500 m の真鶴海丘は、その南西に位置する初島の完新世の隆起量速度 1.5 mm/y（石橋ほか，1982）を適用すると約 30 万年前から隆起したと見積もることができ、国府津-松田断層の形成時期と同じとされる（大河内，1990）。

(3) 伊豆半島北東側斜面

真鶴岬以北の斜面は箱根火山の山麓斜面延長部にあたり、陸棚はほとんどなく斜面を形成し相模舟状海盆に達する。また、真鶴岬以南の真鶴岬と初島の間には、熱海海脚に塞がれるように深さ 500 m に達するすり鉢状の海盆が発達する。

本地域に分布する地質は、真鶴岬沖で認められる顕著な反射面を境に下位の真鶴沖層群と上位の熱海層群に区分される（岡村ほか，1999）。両層群は整合関係で、共に音響基盤にオンラップする。ただし、初島より南側の伊豆半島東側沖斜面では熱海沖層群が音響基盤を薄く覆う。真鶴海丘以北の相模舟状海盆では、両層群及と相模舟状海盆内の相模湾層群とは同時異相の関係にある。真鶴沖層群は堆積岩と苦鉄質火山岩からなり、真鶴岬沖、熱海海底谷、真鶴海丘に露出する。真鶴沖層群分布域からは 50 ~ 130 万年前を示す石灰質ナンノ化石が得られ、露岩として得られた玄武岩シルは大島火山の岩石に近い化学組成を持つとされる（渡辺，1993）。一方、熱海層群は、岡村ほか（1999）の断面図では、真鶴岬沖で最大約 200 m の層厚が示されている。

2.1.2 主な地質構造

本地域の相模舟状海盆及びその周辺の海丘には、深部にあるプレート境界からの分岐断層として、国府津－松田断層（海域）、相模湾断層、真鶴海丘南縁沿いの断層が発達する（大河内，1990；佐藤ほか，2010a など）。

なお、上記以外の相模湾断層周辺の海丘群に発達する活断層については、大河内（1999）に基づき活断層を示したが、大河内（1999）では誌面の都合でその根拠の記述は省略され、その後のほかの報告においても活断層としての根拠が示されたものがないため、本地質図では推定活断層として示している。また、沖ノ山堆列の特徴的な分布などから、国府津－松田断層（海域）及び相模湾断層（あるいはそれらに相当する断層）は、三浦海底谷などの海底谷沿いに発達する北東－南西方向の断層群によって大きく横ずれ変位を受けているとされる報告もある（木村ほか，1976；蟹江，1999；森ほか，2010）。しかし、両断層を横断する大きな変位を及ぼす断層を推定しなくても、2つの断層の変位・形態によって沖ノ山堆列の特徴的な分布の説明が可能と考えられるため、本地質図では主に海域における反射法地震探査で確認できている地質構造のみを活断層として示した。

(1) 国府津－松田断層帯（海域）

国府津－松田断層帯の海域部は、足柄平野東縁（3.1.2(1)参照）の陸域部から連続し、相模舟状海盆東縁の急崖に沿って（大磯海脚、平塚海膨、相模海丘（西部）の西縁沿い）に発達する（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015a など）。足柄平野南東端の海岸線から約 3 km 沖合の二宮海底谷に至る東傾斜の逆断層に関連する撓曲変形（丸山，2015）、大磯海脚の西側斜面上端の北北西－南南東方向の逆断層や背斜・向斜の発達（丸山，2015；佐藤，2021）、平塚海膨西縁の逆断層及び背斜状構造（岡村ほか，1999）などにより、陸域の国府津－松田断層と同様、断層上盤側沿いに背斜構造を伴う逆断層の形態を示す。国府津－松田断層帯（海域）は、相模海丘（西部）の上部を覆う下部更新統上部～中部更新統下部の推定古水深が現在的水深と差がないことから、中期更新世中頃以降に形成され、相模舟状海盆を相対的に沈降させたと考えられている（山崎，1993a；服部ほか，1995）。

なお、本断層帯の南方にあたる相模海盆東縁（本地域外）では相模舟状海盆東縁沿いの急崖もなくなるが、東縁を通る相模湾測線断面には、海面下約 1.5 km を上端とする東側隆起で上盤に背斜を伴う上位ほど傾斜が急になるリストリックな横ずれ成分を伴う伏在逆断層（Fa と呼称）が確認され、国府津－松田断層は相模海丘（西部）西縁で相模湾断層と Fa に分岐していると推定されている（佐藤ほか，2010a）。

なお、地質図の本断層の位置は、大磯丘陵海丘西縁は丸山（2015）、その南方の相模海丘西縁までは大河内（1999）、相模海盆東縁の伏在は佐藤ほか（2010a）に基づいて示した。

(2) 相模湾断層

相模湾断層は、相模海丘（東部）の西縁から三浦・三崎海丘及び沖ノ山の西縁にかけて連続性する断層である（大河内，1990）。本断層は相模湾測線 CMP5400 付近（三崎海丘西翼：位置は地質図参照）の海底面に達する約 35° 東傾斜で深さ 5 km にまで追跡される断層面で、東京湾測線（佐藤ほか，2004：位置は地質図参照）との統合断面に基づき三浦半島付近の地下においてプレート境界に収斂する可能性が高いとされる（佐藤ほか，2010a）。また、相模湾断層の上盤側には東傾斜の反射面が卓越し断層の形態としては emergent thrust の形状を示し、断層上盤側の隆起部の北東側には厚さ 1 km 程度の海溝斜面堆積物が分布し、CMP6800～7600 付近を軸部とする向斜が推定される可能性があると考えられる。この向斜の位置は三浦海盆列にあたり、本断層の発達が相模海丘（東部）、三浦海丘、三崎海丘の形成だけでなく三浦海盆列の形成にも影響を及ぼしている可能性がある。

(3) 真鶴海丘南縁沿いの断層

真鶴海丘南縁沿いに発達する盤側に背斜構造を伴う北側及び西側隆起の逆断層で、プレート境界あるいは相模湾断層から分岐した断層と考えられている（大河内，1990；岩淵ほか，1991 など）。その南方延長は、相模海盆西縁沿い（本地質図地域外：第 2 図）に延びており（岡村ほか，1999；佐藤ほか，2010a）、相模湾測線（佐藤ほか，2010a）では約 30° 西へ傾斜した断層面が深度 4 km 付近まで追跡されている。地質図での本断層の位置は、岡村ほか（1999）及び佐藤ほか（2010a）に基づく。なお、相模海盆北西部の本断層は石橋（1988）が想定した西相模湾断裂のやや東側にあたるが、西相模湾断裂に相当する地質構造かは確認できていない（渡辺，1993；沖野ほか，1994；加藤，1999；岡村ほか，1999 など）。

2.2 三浦半島～大磯沖の陸棚・海脚地域

相模湾東部～北部にかけて発達する海脚（頂部の水深約 100 m～300 m）は、西から大磯海脚（2.1.1(2)参照）、江ノ島海脚（海底下の地形名称は海上保安庁に依り「ノ」を使用）、鎌倉海脚、亀城海脚、宮田海脚、三崎海脚、城ヶ島海脚が、それぞれ東西から北東－南西方向へ方向を変えつつ相模舟状海盆側へ延びる。一方、相模湾沿岸域に発達する陸棚の幅は、三浦半島周辺で 2 km～8 km、姥島から大磯丘陵付近で 2 km～2.5 km、

大磯丘陵西部及び足柄平野沿岸付近で1 km 以下と、相模舟状海盆沿いで極端に狭くなる。

2.2.1 地層・岩体

三浦半島から大磯丘陵沖の陸棚～海脚地域の地質は、下位より三浦沖ユニット (Mi), 江の島沖ユニット (E), 葉山沖ユニット (H), 完新統 (記号なし) に区分される (佐藤, 2021)。

三浦沖ユニットは陸棚に広く分布するほか、大磯海脚に分布する。周辺陸域の地質から、三浦半島南部沖では三浦層群、三浦半島北部沖から江の島・姥島沖では葉山層群、三浦層群及び安房層群、大磯丘陵沖では高麗山層群及び大磯層に対比されると考えられる (第3図)。なお、大磯海脚頂部に平坦面が東西で2段存在し (西側が10 m 程度低い)、内部反射波強度の違いから、不整合を挟み東西で時代の異なる地層が分布する可能性がある (佐藤, 2021)。

江の島沖ユニットは、三浦半島北部から江の島・姥島沖に発達する断層の沈降側、特にセンスの異なる逆断層によって形成された凹地に分布し、上総層群及び相模層群下・中部に対比される。本ユニットの分布域は、上総層群の堆積盆南縁を限る (規制する) 相対的な隆起帯 (尾崎, 2021) 内の凹地やその南側にあたり、三浦沖ユニットと江の島沖ユニットの境界は上総層群堆積時頃の不整合である可能性が高い。

葉山沖ユニットは、江の島海脚、鎌倉海脚、亀城海脚、宮田海脚のほか、葉山海底谷、三浦海底谷及び三崎海底谷の陸棚沿いに分布する。本ユニットは相模層群上部など後期更新世の堆積物に対比される。

完新統は陸棚を広く覆っており、大磯丘陵沖では最大で層厚60 m 程度、相模川河口から葉山海底谷付近までは層厚7.5～15 m 程度で分布する。一方、城ヶ島の南方から西方、亀城礁付近から西方の亀城海脚、鎌倉海脚北東部、平島・姥島周辺ではほとんど分布せず、三浦沖ユニットが海底に露出する。

2.2.2 主な地質構造

三浦半島西側沖～大磯丘陵沖の陸棚～海脚に発達する地質構造は、周辺陸域の地質構造の違いに対応するように、(1) 三浦半島南部沖の西北西～東南東方向の褶曲群 (三浦沖褶曲群)、(2) 三浦半島北部西方～江の島・姥島沖の西北西～東南東方向などの逆断層及び右横ずれ断層群、(3) 大磯丘陵沖の北東～南西方向の褶曲群 (大磯沖褶曲) に区分される (佐藤, 2021)。

なお、木村ほか (1976) の地質図では、三浦半島北部～江の島、姥島沖では多くの北東～南西方向の断層群が発達する地質図が示され、佐藤 (2021) の地質図とは大きく異なる。鎌倉市などの陸域でも北北東～南

南西方向の正断層群が発達していることから、海域でもこれらの断層系が発達すると考えられるが、佐藤 (2021) に基づくと、それらの断層も重複して発達するものの変位は小さく、本沿岸域で特徴づけられる地質構造は東北東～西南西方向などの断層群とされる。

また、木村ほか (1976)、蟹江 (1999) 及び森ほか (2010) では、房総半島から三浦半島にかけて発達する葉山～嶺岡隆起帯に大きな食い違いが東京海底谷を挟んで認められることから、三浦半島南東側の東京海底谷に沿って大きな右横ずれ変位を示す南北あるいは北北東～南南西方向の断層を推定している。蟹江 (1999) では、約5 km～8 km 右ずれ変位の断層が示され、東京湾口断層と仮称されている。しかし、上総層群前弧堆積盆の南縁を限る相対的な隆起帯が形成されている房総半島上総丘陵南部 (鴨川低地帯北側の清澄山などを含む地域) と三浦半島中部との連続性を基準とすると食い違いは認められず、少なくとも鮮新世末以降、東京海底谷沿いに大きな右横ずれ変位を示す断層を想定する必要はない (尾崎, 2021)。このため、本地質図では、木村ほか (1976) が示す三浦半島南東側の海底地質図は利用せず、今後の課題として空白とした。

(1) 三浦半島南部沖の西北西～東南東方向の褶曲群

三浦半島南部 (概ね武山断層以南) の南方～西方沖の三浦沖ユニットが分布する地域には、東西～西北西～東南東方向の波長の短い (主に0.5 km～1.5 km 程度) 褶曲が多く発達する。陸域には付加体に位置づけられる三崎層が広く分布する (3.3.1 参照) ことから、これらの褶曲は付加体の地質構造と考えられる。ただし、三浦半島南部には南下浦断層や引橋断層の活断層も発達しており、褶曲と同方向の活断層が重複して発達している可能性がある。

(2) 三浦半島北部西方～江の島・姥島沖の西北西～東南東方向の逆断層及び右横ずれ断層群

三浦半島北部西方沖から江の島・姥島の南方沖の陸棚～海脚地域には、西北西～東南東方向の断層群 (逗子沖断層、姥島沖断層、江の島沖断層) や東北東～西南西方向の鎌倉沖断層が発達し、何れも縦ずれ成分が認められる逆断層と推定されている (佐藤, 2021)。また、断層上盤側沿いには背斜が特徴的に発達するほか、波長の短い褶曲が江ノ島海脚東部に発達する。これらの断層群は、鮮新世末以降に形成された上総層群前弧堆積盆南縁の隆起帯を形成した上下成分の大きな逆断層帯 (ただし、横ずれ成分については不明) に位置づけられる (尾崎, 2021; 佐藤, 2021)。

なお、逗子沖断層、江の島沖断層、鎌倉沖断層の一部は、活断層としての変位も確認され、三浦半島に発達する三浦半島断層群 (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2002) と呼ばれる上下変位を伴う右横ずれ

活断層帯と同様な断層が発達する(森ほか, 2015b; 佐藤・阿部, 2019)。このため, 本地質図では上記 3 つの断層を活断層として示した。また, 姥島沖断層についても, 調査範囲の関係で活断層としての変位を確認できていないものの, 変位センスや走向が共通で隣接する逗子沖断層, 江の島沖断層と同様に活断層である可能性も指摘されている(佐藤・阿部, 2019) ため活断層として示した。また, 江ノ島海脚及び鎌倉海脚の南側陸棚斜面には, 東西ないし東北東-西南西方向の右横ずれ断層を示唆する斜面を刻む小谷や細い尾根が右に引きずられたオフセット地形が連続して認められており(森ほか, 2010), 本地質図ではこれらを推定活断層として示した。

(3) 大磯丘陵沖の北東-南西方向の褶曲群

大磯丘陵沖の陸棚, 大磯海脚及び二宮海底谷に分布する三浦沖ユニットには, 全体として海脚や海底谷の延びの方向と一致する北東-南西方向の波長の短い(数 100 m ~ 1 km 程度) 褶曲群が, 大磯海脚西端(相模舟状海盆沿いの斜面上端部) には北北西-南南東方向の褶曲及び撓曲が発達する(丸山, 2015; 佐藤, 2021)。また, 大磯丘陵の東端沖において, 走向不明だが西側隆起の逆断層が数条確認され, 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ている(佐藤, 2021)。

丸山(2015) は, 北東-南西方向の褶曲群の一部が最終氷期に形成されたとみられる海脚頂部の海食台に変形を及ぼしている可能性があることから, 相模湾北西部の地殻浅部では, 本州弧に対する伊豆弧の北~北西進による衝突・斜め沈み込みに伴う歪みが, 相模舟状海盆軸に平行な国府津-松田断層などの断層だけでなく, 舟状海盆軸方向と直交する構造の活動によって解消されている可能性があるとしている。

3. 陸域の地質

3.1 伊豆半島北東部・足柄山地・丹沢山地・大磯丘陵・足柄平野・^{はだの}秦野盆地

相模舟状海盆北端に位置する足柄平野を取り囲むように, 南西側には伊豆半島北東部, 北側には足柄山地及び丹沢山地, 西側には大磯丘陵及び秦野盆地が発達する。

3.1.1 地層・岩体

(1) 伊豆半島北東部

本地域内の伊豆半島北東部には, 鮮新統の熱海凝灰岩, 早川凝灰角礫岩及び須雲川安山岩類, 下部更新統上部~中部更新統の熱海・魚見崎火山噴出物, 中部更

新統の珪長質単成火山噴出物, 中部更新統~完新統の箱根火山噴出物が分布する(伊豆半島北東部は日本地質学会国立公園地質リーフレット「箱根火山」編集委員会, 2007; 山下ほか, 2008; 及川・石塚, 2011; 竹内ほか, 2015 など: 第 3 図)。なお, 本地域の地質図は, 早川凝灰角礫岩及び須雲川安山岩類及び箱根火山については主に伊豆半島北東部は日本地質学会国立公園地質リーフレット「箱根火山」編集委員会(2007) に, それ以外は及川・石塚(2011) に基づき編集した。

熱海凝灰岩 (At) 熱海凝灰岩は主に軽石凝灰岩と泥岩の互層からなり, 安山岩溶岩が挟まれる。地表では熱海市街北縁から西縁に分布するほか, 近接する水口トンネル北部及び丹那トンネル, 新丹那トンネルの各東口の 1 km 前後付近で, 不動トンネル玄武岩類(地表には分布しない) を覆う分布が確認されている(久野, 1962, 1964)。年代を示すデータはないが, 久野(1952) は早川凝灰角礫岩層及び須雲川安山岩類と同時代に位置づけているため, これに従った。

早川凝灰角礫岩層 (Hy) 及び須雲川安山岩類 (Su) 箱根火山の基盤岩として箱根町の早川・須雲川沿いに分布する海成層で, 早川凝灰角礫岩層は主にデイサイト~安山岩の凝灰角礫岩・火山礫凝灰岩, 須雲川安山岩類は主に安山岩の溶岩・火山角礫岩からなる(久野, 1972 など)。早川凝灰角礫岩は微化石と放射年代から下部鮮新統に位置づけられる(第 3 図)。須雲川安山岩類は早川凝灰角礫岩を覆う同時代に位置づけられている(久野, 1972 など) が, 火山岩の全岩化学組成は箱根火山外輪山火山と類似するため, より新しい時期の噴出物である可能性が示されている(山下ほか, 2008)。

熱海及び魚見崎火山噴出物 (Au) 及川・石塚(2011) に基づくと, 熱海及び魚見崎火山噴出物は玄武岩~安山岩質の溶岩及び火砕岩(魚見崎火山噴出物はデイサイトも含む) からなり, 熱海火山噴出物は 0.7 ~ 0.4 Ma, 魚見崎火山噴出物は 0.6 ~ 0.5 Ma の年代を示す。また, 熱海・魚見崎火山噴出物は南方周辺地域に分布する 1.2 ~ 0.3 Ma の多くの火山噴出物とともに宇佐美-多賀火山岩類にまとめられている。

珪長質単成火山噴出物 (F) 本火山噴出物は, 中期更新世後半から後期更新世始め(0.4 ~ 0.15 Ma) に噴出した流紋岩溶岩で, 一部デイサイト溶岩も含む(及川・石塚, 2011)。

箱根火山 箱根火山噴出物(箱根火山群)は, 本地域にはその中東部が分布する。主に安山岩~玄武岩(流紋岩を含む) 溶岩及び火砕岩からなる**外輪山噴出物**と安山岩溶岩及び火砕岩からなる**中央火口丘噴出物**に区分される。更に外輪山噴出物は, 成層火山群形成期(Hs: 噴出年代 0.45 ~ 0.3 Ma) と**カルデラ形成期(Hc: 0.3 ~ 0.15 Ma)** に, 中央火口丘噴出物は約 8 ~ 13 万年前の**前期**

中央火口丘噴出物 (H1) と 13 ~ 1 万年前及び 1 万年前以降の後期中央火口丘噴出物 (H2, H3) に区分され、ほかに約 3,000 年前の神山岩屑なだれ堆積物 (Hd) が分布する (日本地質学会国立公園地質リーフレット「箱根火山」編集委員会, 2007; 竹内ほか, 2015 など)。また、周辺には、外輪山期~前期中央火口丘期の軽石質火砕流堆積物 (主に東京箱根火砕流堆積物) (TP) や火山麓扇状地及び崖錐堆積物 (vf) が分布する。

(2) 足柄山地

足柄山地 (標高 500 m ~ 800 m) は、北縁を神繩断層など、南縁を平山-松田北断層帯で挟まれた地域で、主に足柄層群 (主に下部更新統) が分布する。ほかに伊豆半島北東部に広く分布する中部更新統箱根外輪山堆積物 (成層火山期)、上部更新統 (段丘堆積物) 及び完新統が分布する。本地域の地質図は、主に Imanaga (1999) に基づいて編集したが、一部、水野ほか (2021) の周辺地質調査の結果を反映させ修正した。

松田山層 (My) 神繩断層と中津川断層 (角田 (1997) の定義する中津川断層東部にあたる) に挟まれた足柄山地東部に分布し、安山岩質の火山砕屑岩 (沸石脈など熱変質鉱物を伴う) と礫岩及び砂岩泥岩互層からなる (角田, 1997)。角田 (1997) は有孔虫・石灰質ナンノ、花粉化石から総合的に上部中新統~鮮新統に位置づけている (詳細は水野ほか, 2021 を参照)。

足柄層群 足柄層群は、前期更新世頃の丹沢地塊と伊豆地塊との間に形成された層厚 5,000 m ~ 6,000 m 以上 (下限不明) のトラフ充填堆積物で (Huchon and Kitazato, 1984; Ito, 1985; 足柄団体研究グループ, 1986; 天野ほか, 1986; Imanaga, 1999; 今永, 1999; 小田原ほか, 2011 など)。下位より日向層 (A1)、瀬戸層 (A2)、畑層 (A3) 及び塩沢層 (A4) に区分される (Imanaga, 1999)。日向層は概ね Huchon and Kitazato (1984) 及び天野ほか (1986) の根石層に相当する。なお、上述のように、本報告では足柄山地東部の日向層あるいは根石層とされてきた大部分を松田山層に位置づけた。

日向層は泥岩砂岩互層を主体とし、安山岩質角礫凝灰岩などを挟む。瀬戸層は礫岩層を主体とし、砂岩、泥岩、角礫凝灰岩などを挟む。畑層は海成の泥岩・砂岩の互層を主体とし礫岩を挟む。塩沢層の下・中部は主に礫岩砂岩互層、上部は主に礫岩からなり、上部には丹沢深成岩体の礫を多量に含まれる。

足柄層群の堆積年代は前期更新世である。最上部のみ中期更新世初頭に及ぶ (第 3 図)。第 3 図に示す以外にも古地磁気 (小山・天野, 1984)、石灰質ナンノ化石 (Huchon and Kitazato, 1984; 岡田, 1987)、石灰質ナンノ化石及び放射年代 (柳沢ほか, 2005)、有孔虫化石 (中満・林, 2007) の報告があり、同様な堆積年代を示す。また、水野 (2018) は畑層に挟まる数枚の火山灰層が

房総半島上総層群の黄和田層上部に挟まるテフラに類似することを指摘している。堆積環境は日向層が深海平坦面、瀬戸層及び畑層が大陸棚斜面、塩沢層は内湾からファンデルタ、扇状地が推定されている (Huchon and Kitazato, 1984 など)。地質構造は、北北西へ 40° 程度プランジする軸を山北町付近に有する背斜を形成しており、東部は北へ、西部は西北西へ 30° ~ 90° 傾斜する (一部逆転層)。また、足柄層群には矢倉岳石英閃緑岩 (Ya) や畑火道角礫岩体 (Ha) のほか多くの岩脈が貫入する (足柄団体研究グループ, 1983; 倉沢ほか, 1989; 小田原ほか, 2011 など)。

中部更新統~完新統 中部更新統は前述 (1) の箱根外輪山堆積物 (成層火山期) が分布するが、生土層 (狩野ほか, 1988) などテフラ層を挟む不淘汰な礫層も各地で挟まれ火山麓扇状地や崖錐堆積物と指交する。上部更新統は、概ね三浦半島の小原台砂礫層と三崎砂礫層に対比される MIS5c 堆積物 (tm1) と MIS5a 堆積物 (tm2) のほか、わずかに MIS3 ~ 2 堆積物 (tl) が分布する。カナン沢礫層と松田礫層 (Yamazaki, 1992 など) は、水野ほか (2021) に基づき、それぞれ MIS5c 堆積物と MIS5a 堆積物に位置づけた。また、駿河礫層は MIS5c 堆積物に含めた。

(3) 丹沢山地

本地域は丹沢山地の南東部 (標高 800 m ~ 900 m 前後) にあたり、丹沢層群が広く分布する。また、地域外であるが丹沢山地の北東縁部には、大磯丘陵東部に分布する大磯層や鷹取山層と同時代のトラフ充填堆積物である愛川層群 (上部中新統上部) 及び早戸層群 (上部中新統上部から下部鮮新統) が分布する (第 3 図)。このうち愛川層群の一部が本地域の伊勢原台地に分布する。なお、丹沢層群の最上部亜層群に位置づけられていた早戸亜層群 (寺家層及び落合層) は、高橋 (2008b) に従い早戸層群として丹沢層群から区別した。

丹沢層群 丹沢層群は、主に玄武岩~安山岩質火山砕屑岩と凝灰質の泥岩・砂岩からなり、デイサイト火砕岩を挟む海成層で、下位より寄沢層 (T1)、四十八瀬川層 (T2)、本谷川層 (T3)、唐沢川層 (T4)、不動尻層、大沢層 (T5)、谷太老層に区分される (青池ほか, 1997)。このうち本地域には寄沢層~唐沢川層及び大沢層が分布する。なお、本地質図の丹沢層群は、神奈川県公園協会・丹沢大山自然環境総合調査団企画委員会編 (1997) の付図 2 に基づき、亜層群と部層の区分を省略し、細かい断層を省略して編集した。

堆積年代は下部中新統最上部~上部中新統下部 (17 ~ 8 Ma 頃) に位置づけられる (第 3 図)。また、丹沢山地南部で東西方向南側傾斜、丹沢山地南東部 (伊勢原断層沿い) で南北走向東傾斜を示し、見かけ上、本地域を含む丹沢山地中央から大磯丘陵にかけて南東に

プランジする背斜構造を示す。なお、堆積年代、岩相及び分布から、大磯丘陵に分布する剣沢層、谷戸層及び篠窪層は、丹沢層群の上位に連続して分布する火山砕屑岩類に位置づけられる可能性が高い（水野ほか、2021）。

(4) 大磯丘陵

大磯丘陵は、西縁を国府津－松田断層帯、北縁を渋沢断層、東縁を公所断層などで囲まれた標高約 200 m ～ 300 m の丘陵地で、北部には上述の丹沢層群が分布するほか、中新統～鮮新統の高麗山層群、大磯層、剣沢層、谷戸層、鷹取山層、篠窪層と、それらを覆う下部更新統上部～完新統が分布する（第 3 図）。なお、中新統～鮮新統の層序区分は Ito (1986) を一部修正した水野ほか (2021) に、更新統～完新統の層序区分は水野ほか (2021) に基づく。本地域の地質図は、水野ほか (2021) の地質図に基づいて編集した。

高麗山層群 本層群（層厚 750 m 以上）は、大磯丘陵南東部の高麗山・千畳敷のある東西方向の丘陵脊梁部の北側と南側に分かれて分布する**北大磯層** (Kk) と脊梁部とその南側の分布する**千畳敷層** (Ks) に区分される (Ito, 1986)。千畳敷層は主にデイサイト質凝灰岩及び火山礫凝灰岩からなり、安山岩質火砕岩を含む。北大磯層は主に珪質泥岩からなり、デイサイト凝灰岩の薄層を挟み、局所的に玄武岩・安山岩溶岩を伴う。また、大磯丘陵周辺低地のコア（大磯町国府本郷 (HR4)、平塚市大原 (HR6) 及び平塚市錦町 (HR3)：位置は地質図参照）においても高麗山層群相当層の分布が確認されている（小沢・江藤、2005 など）。

千畳敷層は一部指交関係で北大磯層を覆うとされる (Ito, 1986)。なお、高麗山層群は微化石からは全体として 18 ～ 11Ma 頃の堆積年代を示し（第 3 図）、微化石層序からは三浦半島の葉山層群及び三崎層下部に対比される。高麗山層群は、海底火山からの多くの軽石流を含む陸源堆積物を欠く深海平坦面堆積物からなる付加体と考えられている (Ito, 1986)。

大磯層 (Oi) 大磯層（層厚 500m 以上）は大磯丘陵南東端に分布し、北大磯層を不整合で覆い、剣沢層及び谷戸層とは同時異相とされる中新統上部である (Ito, 1986 など；第 3 図)。主に凝灰質砂岩及び凝灰質砂岩シルト岩互層からなり、部分的にスコリア層、スコリア・軽石を含む礫岩の薄層を多く挟む。大磯層は当時の伊豆－小笠原弧側の海底扇状地堆積物 (Ito, 1986) で、三浦半島の三崎層に対比され (Soh *et al.*, 1991 など)、形成場は火山フロントよりやや背弧側（谷口ほか、1991 など）とされたが、本州起源の礫の存在から青野原－煤ヶ谷構造線（衝突境界）の本州陸側斜面の堆積物に位置づけられ (山下ほか、2005)、大磯層に産するイノシシの化石 (大島、2007) も本州側の堆積物であるこ

とを支持する。

剣沢層 (Tz) 本層は大磯丘陵西部の国府津－松田断層沿いの国府津や剣沢地区に分布する火山角礫岩や溶岩などを主体とする地層で、同様の地層は鷹取山にも分布する。本層は石灰質ナンノ化石石灰質ナンノ化石や火山岩の K-Ar 年代からはほぼ上部中新統上部～下部鮮新統に位置づけられる (Ito, 1986; 森ほか、2012: 第 3 図)。

谷戸層 (Yt) 谷戸層は、二宮町南部の吾妻山や鷹取山などに分布する角礫凝灰岩、泥岩を含む砂岩主体層で、微化石からは上部中新統上部から下部鮮新統に位置づけられる。火山岩礫の岩石学的特徴から、伊豆－小笠原弧側の斜面で堆積したと推定されている (山下・石浜、2012)。

鷹取山層 (Tt) 鷹取山層は、鷹取山の南西側から吾妻山間に分布する礫岩主体層である。貝化石を含み、その特徴から堆積年代は後期中新世～前期鮮新世と推定されている (長田ほか、1988；田口・松島、1997)。剣沢層とは、同時異相及びその上位とされる (Ito, 1986)。伊豆－小笠原弧の火山フロント沿い背弧の火山岩と本州弧由来の堆積岩礫が混在することから、プレートの衝突境界沿いのトラフ充填堆積物に位置づけられている (山下・石浜、2012)。

篠窪層 (Sk) 篠窪層は、大磯丘陵北西部の大井町篠窪周辺に分布する安山岩質角礫凝灰岩主体層で、丹沢層群とは断層で接するとされる (千葉、1986)。一方、足柄山地東部から続く松田山層とも断層で接するとされる (太田ほか、1982b) が、一連の地層である可能性もある。また、剣沢層とは層相が類似し、同時期の堆積物の可能性がある。火山岩から鮮新世の K-Ar 年代 (4.34 ± 0.81Ma) が得られている (今永・杉山、1994)。

下部更新統最上部～完新統 下部更新統最上部～完新統は、下位より**前川層** (Mk: 海成シルト層)、**羽根尾層・釜野層及び相当層** (Hk: 海成シルト主体層で、羽根尾層は砂層を含む)、**曾我山層及び相当層** (Sy: 礫層主体層、上部は海成シルト主体層)、**明沢層** (海成シルト主体層) ～**土屋層下部** (海成シルト、砂主体層) 及び**相当層** (Ak)、**土屋層中部・上部** (Ty: 河成礫主体層)、**吉沢層** (Ki: 海成砂礫～シルト層及び河成礫層)、段丘堆積物 (tm1, tm2, tl: 河川堆積物) 及び完新統に区分される。また、羽根尾層には Igd=Ks18、釜野層には TE-5、曾我山層には Tky-Ng1、土屋層下部・明沢層には Ata-Th や TCu-1、吉沢層には HK-Tau などのテフラ層が挟在する (水野ほか、2021 など)。

(5) 足柄平野

足柄平野（低地）は相模舟状海盆北端部に接する、国府津－松田断層帯と平山－松田北断層帯によって形成された断層角盆地である (山崎、1993b など)。酒匂川を中心とする北西－南東方向の扇状地状低地からな

り、表層部は千代台地や埋没段丘面に分布する上部更新統とそれらを覆い埋没谷を埋める沖積層が分布する（小沢ほか，1982；松島，1982；山崎，1994；佐藤ほか，2021b など）。本地域の地質図は、水野ほか（2021）の地質図に基づき編集を行った。

佐藤ほか（2021b）に基づく、足柄平野の上部更新統から完新統は、下位より箱根東京火砕流堆積物を含むローム層（地表では千代台地に分布）、埋没段丘 I，II を構成する MIS3 の砂礫層及び沖積層に区分される。また、沖積層は、下位より沖積層基底礫層に対比される網状河川堆積物、後背湿地堆積物、礫質河川堆積物、後背湿地堆積物や干潟堆積物などを主体とする砂泥互層、御殿場泥流堆積物及び二次堆積物、浜堤堆積物及び礫質河川堆積物）に細分される。沖積層の層厚は、平野南縁で基底礫層を除き約 90 m に達する。

大磯丘陵西部に分布する曾我山層の巨礫を含む玄武岩・安山岩を主体とする垂角～垂円礫層は箱根火山起源とされており（上杉ほか，1985；佐藤ほか，2019），足柄平野には外輪山噴出物（成層火山群形成期：0.45～0.3 Ma）以降の堆積物が分布していると考えられている。2001 神奈川県地下構造調査 A・B 測線と 2003 相模測線の再解析に基づく、東方へ傾く箱根古期外輪山様岩類（本報告の箱根火山の外輪山噴出物（成層火山群形成期）に相当）を覆って厚さ 2 km ほどの足柄平野充填堆積物が楔状に分布すると推定されている（佐藤ほか，2011）。

(6) 秦野盆地

秦野盆地は、丹沢層群からなる山地に囲まれ、南縁のみ渋沢断層を境に大磯丘陵と接する構造盆地である。東南東方へ流れ出る金目川水系の扇状地性盆地で、盆地内には主に MIS3～2 の河成段丘堆積物（扇状地堆積物）が広く分布する。また、その山地沿いには吉沢ローム層及び上位のローム層、MIS5c 相当の段丘堆積物及び扇状地堆積物が分布する。本地域の地質図は、水野ほか（2021）及びその周辺地域の地質調査の結果に基づき編集した。

3.1.2 主な地質構造

本地域には、プレート境界からの主な分岐断層として足柄平野の西縁から北縁にかけて国府津－松田断層帯及び平山－松田北断層帯が、足柄山地と丹沢山地との境界には神縄断層及び塩沢断層帯（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015a），箱根火山の南側には北伊豆断層帯が発達する。以下にそれらの概要を示す。

ほかに、箱根外輪山東側斜面には北北東－南南西方向の長さ約 5 km の東側隆起の和留沢断層（活断層研究会編，1991），秦野盆地と大磯丘陵の境界には東西方向で南側隆起を示す長さ 7 km で雁行状に発達する断層

及び撓曲からなる渋沢断層（Kaneko, 1971；上杉ほか，1982；宮内ほか，2008 など），秦野盆地には長さ約 4 km，秦野断層など北東－南西～東北東－西南西方向の断層及び撓曲（長瀬ほか，1982；宮内ほか，2008 など）が発達するが、水野ほか（2021）で詳細に記されているため、本報告では割愛した。これらの断層は、大磯丘陵内の小向断層、下吉沢断層、公所断層などの活断層・撓曲とともに、水野ほか（2021）に基づき本地質図に示した。

(1) 国府津－松田断層（陸域）

国府津－松田断層は、足柄平野と大磯丘陵との境界に発達する北北西－南南東方向の低断層崖（あるいは撓曲崖）帯で特徴づけられる、北東側隆起の逆断層の形態を示す断層帯である（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015a など）。南方は相模海丘南西端まで連続し、全体として約 35 km 以上に達する。北方は川音川を境に西北西－東南東方向の松田北断層に連続する。地質図では水野ほか（2011）に基づいて、国府津－松田断層を示した。なお、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015a）は、国府津－松田断層に渋沢断層や生沢断層を含めて国府津－松田断層帯と呼んでいる。しかし、この生沢断層に関しては不明な点が多いため、本地質図では断層名を記していない（3.2.2(1) 参照）。

地形的な特徴や表層部調査結果からは、幅約 500 m～1 km の足柄平野東縁（大磯丘陵西縁斜面）の斜面に沿って、幾つもの平行ないし雁行する変形が認められる。この斜面では一般的に高角度の西傾斜（一部、逆転層）の変形が認められ、例えば丸山・齋藤（2008）では、60°程度西へ傾斜する曾我山層や、箱根東京火砕流堆積物の断層を挟んで最大高低差 36.5 m が報告されている。また、その東側の大磯丘陵西縁部の高所部（稜線部）付近には、断層帯に沿うように分断されつつも概ね連続的に背斜が発達し、背斜軸東側に分布する MIS5e の吉沢層（海成層）の上面標高は標高 120 m に達する（水野ほか，2021）。

本断層を横断する神奈川県地下構造調査測線 A 及び関東山地東縁測線の 2003 松田測線（位置は地質図参照）の再解析（佐藤ほか，2011）に基づく、測線 A の CDP520 付近に東傾斜（見かけの傾斜約 30°）の断層が推定され、上盤側に背斜、下盤側に向斜を示す反射面が卓越している。また、CMP650 付近（千代台地西側）では地表に達する東へ 35°傾斜する emergent thrust，CDP780 付近（広い御殿場泥流堆積物分布域の西縁付近）では地表に達する東傾斜の断層が推定されている。更に Line 測線 A の CMP200 付近には向斜構造が認められ、中期更新世中頃（約 30～40 万年前）以降の堆積物である曾我山層や土屋層などが被る向斜構造と概ね一致

している（地質図にはこの向斜は示していない）。

一方、横倉ほか（2021）は、千代台地西方から曾我別所の GSJ15-C-S（測線長 2.3 km）の P 波反射法探査、及び 1995 年に実施された GSJ95-S1-S3 測線（位置は地質図参照）の P 波反射法探査データの再処理を行い、以下の結論を得ている。（1）国府津－松田断層本体は概ね 40°～60° 程度の東向き傾斜を示し、曾我岸・曾我別所付近の分岐断層は非常に低角（10°～20° 程度）である。平野部の反射面は深くなるほど東方への傾斜を増しており、国府津－松田断層帯の活動による累積的な東方への傾動を示唆する。（2）ボーリング調査の結果（佐藤ほか、2021b）とも合わせた平野部浅部の顕著な反射面として、箱根東京軽石流堆積物（Hk-T（pfl））、東京軽石層（Hk-TP）、及びローム層などに覆われた三崎面（M2 面：MIS5a）構成砂礫層上面が認められた。このうち M2 面は千代台地西縁の東西で連続しており、太田ほか（1982b）、佐藤ほか（2011）、今泉ほか（2018）などで示された千代台地西縁に発達する東側隆起の活断層は、山崎・水野（1999）、神奈川県（2004）と同様、存在しないと結論づけられる。

国府津－松田断層の形成時期は、断層帯を横断して分布する曾我山層及び相当層（藤沢層など）の礫層の一部は箱根火山起源の可能性が高こと（上杉ほか、1985）や、その上下や側方に認められる岩相変化や変形などから、約 30 万年前以降と推定されている（Ito *et al.*, 1989 ; Yamazaki, 1992）。

(2) 平山－松田北断層帯

平山－松田北断層帯は、箱根火山の中央火口丘群北端から足柄平野北縁沿いに北から見て U 字状に発達する長さ約 15 km の活断層帯である（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2015a など）。足柄層群の背斜軸部（山北町の丸山・浅間山付近）を境に西側の北北東－南南西～東北東－西南西方向に延びる平山断層及び日向断層（徐、1995）と、東側の東西～西北西－東南東方向に延びる丸山断層及び松田北断層（林ほか、2007；小田原ほか、2011）からなる。東側は断層北側が南側に対して相対的に隆起する逆断層、西側では西側隆起成分を含む左横ずれ断層と考えられている。なお、地質図では、上記の報告に基づき断層を示しているが、平山断層は水野ほか（2021）の周辺調査に基づき修正した。平山断層は、平山地区での低位段丘堆積物を変位させる露頭（Ito *et al.*, 1987 など）と足柄層群と箱根外輪山噴出物を境する断層露頭（天野ほか、1984）以外は連続性が不明瞭である。日本地質学会国立公園地質リーフレット「箱根火山」編集委員会（2007）は、箱根火山外輪山北部からほぼ南に延びる断層と北北西－南南東方向の断層を図示しているが、その境界付近ではいくつかの短い断層が想定され、筆者らの断

層のつなぎ方は多少異なっている。

平山断層、日向断層及び丸山断層は、箱根外輪山噴出物（成層火山形成期）に変位を与えており、主な活動開始時期は国府津－松田断層帯と同様、中期更新世後半以降と推定される（Ito *et al.*, 1989 など）。本断層帯の南方延長部は箱根中央火口丘群により不明であるが、吉田ほか（2011）は、平山断層から北伊豆断層帯に至るブロックの境界が存在し、全体として相対的にその東側が沈降するモデルを提示している。

(3) 神縄断層

神縄断層は、従来、松田町から山北町、^{おやま}小山町に至る丹沢山地と足柄平野の境界に発達し、トラフ充填堆積物である足柄層群との境界をなす丹沢地塊南縁の断層とされてきた（杉村、1972 など）が、現在は複合断層系の一部に位置づけられている（Ito, 1985；足柄団体研究グループ、1986；天野ほか、1986；狩野ほか、1988；Imanaga, 1999 など）。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015a）では、神縄断層は東西走向で北傾斜の逆断層からなり、その東部は西北西－東南東方向の中津川断層系（佐藤、1976 の定義：北西－南東走向・高角の右横ずれ断層）、西部は塩沢断層帯（北東－南西走向・高角の左横ずれ断層）によって切られ、遅くとも 35 万年前までには活動を停止した断層であると判断されている。

神縄断層は、小田原ほか（2011）でも指摘されているように、北西側に分布する足柄層群上部ほど地層の傾斜が急となり（70°～90° 西北西傾斜で、一部逆転層もあり）、神縄断層の走向方向とは大きく斜交する。また、山北町付近を軸とする北北西方向へ大きくプランジする足柄層群の背斜構造とも大きく斜交する。更に神縄断層へ近づくに従って足柄層群の泥質岩の孔隙率が小さくなる傾向が認められない（荒井・伊藤、1997）。これらのことから、神縄断層は足柄層群の衝突による変形が進んだ後に形成された断層で、足柄トラフを形成した断層は西方の富士火山噴出物下に別途存在し、足柄層群の地質構造からその方向は北東－南東方向で、その東部は神縄断層に切られている可能性が高い。

なお、本報告では、足柄山地東部（中津川沿い下流域南側から山北町向原付近）に分布する地層を下部更新統の足柄層群ではなく上部中新統～鮮新統の松田山層に位置づけている（3.1.1(2) 参照）。このため、向原から中津川下流域に至る断層は松田山層と丹沢層群との境界をなす断層と位置づけ、神縄断層の東方延長部は松田北断層のすぐ北側に至ると推定した。このため神縄断層の川音川より東方の延長部については不明であった（Ito, 1985；Imanaga, 1999 など）が、大磯丘陵には足柄層群の分布が確認されないことも合わせ、神

縄断層の東端が松田北断層沿いにあったとすると、国府津—松田断層帯と重複するような位置に延びていた可能性がある。また、松田山層は大磯丘陵西部に分布する篠窪層や剣沢層などに対比される可能性があることから、この松田山層と丹沢層群との間の断層は大磯丘陵北西部に至る可能性が示されている（水野ほか、2021）。

(4) 塩沢断層帯

塩沢断層帯は、山北町西部（河内川）から静岡県小山町及び御殿場市付近（本地質図外）に至る概ね東北東—西南西に延びる長さ約 10 km ほどの活断層帯で、相対的に左横ずれ成分を含む北西側隆起の逆断層とされる（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2015a）。また、重力異常分布や反射法弾性波探査結果に基づき南西延長部に伏在断層が推定され、長さは約 15 km 以上に達すると推定されている。本地域（谷ヶ山付近）に発達する塩沢断層帯は、狩野ほか（1988）によって分類されたこの地域の断層群のうち、神縄断層及び駿河礫層（MIS5c 堆積物）を切る北東—南西の左横ずれ断層群に相当する。なお、狩野ほか（1988）では、多くの北東—南西方向の断層が発達すると示されているが、それらの走向傾斜は概ね足柄層群の層理面と一致しており、一部は層面すべり面の可能性もある。地質図では、狩野ほか（1988）の示す断層群のうち、S6 及び Ks 断層のみ示した。

(5) 北伊豆断層帯

北伊豆断層帯は、箱根町南部から伊豆市東部に至る概ね北北東—南南西方向の左横ずれ変位を主体とする断層帯で、全体として長さ約 32 km に達する（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2005）。本地域には、その中・北部が分布する。1930 年の北伊豆地震の際には、その一部である丹那断層が地震断層として活動し、最大で 2 m ～ 3 m 程度の左横ずれが生じている（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2005）。地質図の本断層帯は、八木ほか（1996）及び宮内ほか（2009）に基づき示した。

(6) 足柄山地及び大磯丘陵の回転運動

古地磁気の調査から、足柄山地の足柄層群は約 20°（Koyama, 1986；松岡, 2002）、大磯丘陵中・西部では前川層堆積末期～羽根尾層堆積初期（0.9 ～ 0.6 Ma）に約 52°（Koyama and Kitazato, 1989）、大磯丘陵南東部の西小磯層（本報告の大磯層：上部中新統上部）では平均約 30°（Yoshida *et al.*, 1984）の時計回りの回転運動が報告されている。回転運動の時期が特定されているのは大磯丘陵中・西部のみであるが、足柄山地及び大磯丘陵が全体として回転運動したと仮定した場合、前期更新世末から中期更新世始め頃に回転したことになり、足柄層群が急激に陸化した直後の運動に位置づけられ

る。

3.2 相模平野南部～多摩丘陵南部

3.2.1 地層・岩体

(1) 相模平野南部

相模平野は、伊勢原台地、相模川低地、相模野（相模原）台地に区分され、本地域はそれらの南部が含まれる（第 2 図）。なお、相模野台地の南東部は高座台地とも呼ばれる。

伊勢原台地は北方の中津山地から延びる南北方向の台地である。本地域に含まれる台地南部には、北方の煤ヶ谷山地から連続して分布する愛川層群中津峡層（安山岩質火山砕屑岩及び泥質凝灰岩からなり、デイサイト凝灰岩を含む）を基盤として、多摩ローム層上半部、下末吉ローム層、MIS5c 段丘堆積物に対比される地層が分布する（岡ほか、1979；水野ほか、2021；佐藤ほか、2021a など）。

相模川低地には沖積層が広く分布し、相模川水系沿いには河川堆積物が、沿岸域には砂丘及び浜堤堆積物を上部に伴う海成堆積物が分布する。また、地下には相模原面群の一部のほか、相模平野北部の台地に分布する中津原面（MIS3）、田名原面及び陽原面（MIS3 ～ 2）に対比される埋没段丘面や最終氷期に形成された埋没谷が発達する（久保、1997；佐藤ほか、2021a）。

相模野台地南部（標高約 20 m ～ 60 m）は、相模層群上部（Sa2）（土屋層など：地質図では西根層、舞岡層及び戸塚層の相当層）を基盤として、高座台地には下末吉層（SL：MIS5e 堆積物）が、そのほかの相模野台地には相模原面群の構成層（相模原礫層）である MIS5c 堆積物（tm1）及び MIS5b-a 堆積物（tm2）が分布する（岡ほか、1979；久保、1997；佐藤ほか、2021a など）。また、台地内に発達する低地沿いには MIS3 ～ 2 堆積物（tl）が狭小に分布する。

(2) 多摩丘陵南部

本地域内の多摩丘陵南部は標高 80 m ～ 150 m の丘陵からなり、その南部には上総層群、北部には相模層群が広く分布する。また、全域に上部更新統上部及び完新統が狭小に分布する。

上総層群 多摩丘陵南縁部～三浦半島北縁部に分布する上総層群は、鮮新世末～前期更新世中頃（2.7 ～ 1.3 Ma 頃）の浅海成層で、下位より浦郷層（K1）、野島層（K2）、大船層（K3）、小柴層（K4）、中里層（K5）、浜層（K6）に区分される（第 3 図；三梨・菊地、1982；江藤、1986b など）。下位の安房層群を覆うが池子層と浦郷層との間には時間的かつ堆積環境に大きなギャップ、房総半島などで認められる黒滝不整合は認められないとされる（Utsunomiya *et al.*, 2017；宇都宮・間嶋、2012）。

一方、三浦半島中部では逗子層上部から上総層群が欠け、三浦半島南部北縁では上総層群の野島層に対比される林層 (3.3.1 参照) が葉山層群を不整合に覆っており、房総半島の黒滝不整合に相当するかは明確ではないが、これらの地域には相対的な隆起帯が発達していた可能性が高い。上総層群全体の岩相としては、主に凝灰質な砂層、砂シルト互層、シルト層が卓越し、礫、軽石及びスコリアの薄層を挟む。多摩丘陵南縁部～三浦半島北縁部に分布する上総層群は全体として 10° ～ 30° 北東～北～北西傾斜の同斜構造を示す。浦郷層及び野島層の堆積環境は、貝化石群集から大陸棚斜面 (水深 400 m ～ 600 m) と推定されている (宇都宮・間嶋, 2012)。また、シロウリガイ類コロニーの化石群集が産出する (平田ほか, 1991 など)。

相模層群 相模層群は上総層群を不整合 (長沼不整合: 三梨, 1968) で覆う長沼層 (MIS15 堆積物) を基底として、横浜西部から相模平野地下にかけて広く分布する主に中部更新統からなる地層である。その上限については、下末吉層 (MIS5e) より下位の地層 (成瀬・戸谷, 1957), 下末吉層 (岡ほか, 1979), MIS5c 相当堆積物 (下末吉ローム層あるいは小原台砂礫層まで) (三梨ほか, 1976・1979; 岡ほか, 1979; 三梨・菊地, 1982; 鈴木ほか, 1995; 江藤ほか, 1998), MIS5a 相当堆積物 (三崎砂礫層など) まで (町田, 2008) とする定義などがある。海成層を主体とする相模層群の上限を海退期の堆積盆縁辺堆積物 (段丘堆積物) を含めるか否かで層群境界設定の本質的な問題ではないが、本地質図では MIS5e 堆積物までの地層とした。相模層群の本地質図の区分としては、MIS15 ～ 11 堆積物 (長沼層, 屏風ガ浦, 上倉田層及びそれらの相当層: Sa1), MIS9 ～ 7 堆積物 (西根層, 舞岡層, 戸塚層及びそれらの相当層: Sa2), MIS6 ～ 5e 堆積物 (下末吉層: Ss) に区分した。なお、広域的には、大磯丘陵の前川層～吉沢層及び三浦半島南部の宮田層が相模層群の相当層に位置づけられる。

上部更新統 下末吉層を除く上部更新統は、相模平野と同様に下末吉層以降の段丘化した河成堆積物である MIS5c 堆積物 (tm1), MIS5a 堆積物 (tm2), MIS3 ～ 2 堆積物 (tl) に区分される。また、ローム層は下末吉層を覆うローム層 (SL) のみ区別し、MIS5c 及び MIS5a 堆積物を覆うローム層は堆積物に含めた。

3.2.2 主な地質構造

伊勢原台地西縁には伊勢原断層 (青野原一煤ヶ谷構造線) が、その南方延長部の大磯丘陵東部には公所断層や下吉沢断層などの南北方向の活断層が認められる。また、大磯丘陵東部の高麗山北側には東西方向の小向断層及び撓曲、鷹取山南側にも東西方向の鷹取山断層が発達する。一方、活構造ではないが、伊勢原台地東

縁部から大磯丘陵東縁にかけて藤野木一愛川構造線 (篠木・見上, 1954; ただし、篠木・見上 (1954) は藤野木を藤ノ木と表記) の伏在が推定される。藤野木一愛川構造線のうち丹沢山地北東縁沿いの一部は、活断層の可能性が示されている鶴川断層 (活断層研究会編, 1991) と重複するが、本地域では第四紀以降の活動は確認されていないため、藤野木一愛川構造線を使用する。ほかに、相模平野南部から多摩丘陵南部にかけて東西方向の緩やかな活向斜が認められる。

なお、伊勢原断層とその南方の大磯丘陵東部の活断層 (下吉沢断層, 公所断層, 小向断層, 鷹取山断層など) に関しては、水野ほか (2021) に基づき地質図に示した。また、それらの詳細は水野ほか (2021) で詳細に述べているため、ここでは伊勢原断層 (青野原一煤ヶ谷構造線) と藤野木一愛川構造線に関してのみ記述する。

(1) 伊勢原断層 (青野原一煤ヶ谷構造線) 及びその南方延長

活断層としての伊勢原断層は、丹沢山地の東縁部の宮ヶ瀬湖あるいは煤ヶ谷付近から伊勢原台地西縁に至る長さ約 13 km (神奈川県, 1996) と、その北東側に平行して発達する南北から北西～南東方向の 3 条の短い断層を含めた南北に延びる約 18 km の東側隆起を示す逆断層とされる (地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2004a)。

本地域にはその 13 km の断層南端部が伊勢原台地西縁の南端 (伊勢原町岡崎) から平塚市北金目まで連続する (神奈川県, 1996)。伊勢原台地南部及び周辺 (伊勢原市岡崎～鶴巻) に分布する吉沢層 (下末吉層相当層) の上限標高の変化などから、相対的に伊勢原断層の東側が 20 m ～ 30 m 以上隆起している (今永ほか, 1982; 神奈川県, 1996; 笠間・山下, 2005)。

本プロジェクトで実施した伊勢原台地南端大根川沿いで実施した浅部反射法地震探査 (Line 1) によると、測線の中央付近 (CMP1450 付近) に中・上部更新統の境界面、新第三系上面の 10 m 前後の東上がりのずれがあり、伊勢原断層の南方延長であるとされている (木下ほか, 2021)。更にその南方延長部に関しては、千須谷付近に分布するリニアメントや、センスが異なるが大磯丘陵東部の南北方向の下吉沢断層 (水野, 2016) や公所断層などが分布するが、伊勢原断層との連続性については不明である (水野ほか, 2021)。

一方、地質断層としての青野原一煤ヶ谷構造線 (篠木・見上, 1954) は、丹沢地塊と本州弧との衝突境界をなす主な断層とされ、その西縁沿いにはトラフ充填堆積物とされる早戸層群 (上部中新統上部～下部鮮新統) が丹沢層群を基盤として分布する (青池, 1999 など)。伊勢原台地以南の延長部に関しては、鷹取山層が早戸層群と同様にトラフ充填堆積物と推定されるため、大

磯丘陵東部（鷹取山東側）の不動川沿いの谷に発達する生沢断層が青野原一煤ヶ谷構造線（伊勢原断層）の延長にあたとされる（山下・石浜，2012 など）。

上記の生沢断層とは、伊藤ほか（1988）が、関東第四紀研究会（1987）の生沢構造谷と呼んだ大磯町生沢付近の北東－南西方向に延びる不動川沿い谷底低地の北西縁沿いに発達する、左横ずれ成分を含む逆断層として生沢断層系と呼んだものにあたる。活断層研究会編（1991）は北東－南西方向に延びる東側傾斜で西側隆起の変位を示す南北方向の断層に切られた活断層としてまとめ、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015a）は、国府津－松田断層に洪沢断層とともに生沢断層を含めて国府津－松田断層帯と呼んでいる。この谷の南東側沿いには羽根尾層相当層（中部更新統下部二宮層群：関東第四紀研究会，1987）、北東側沿いには上部中新統～下部鮮新統の鷹取山層が分布していることから、少なくとも中期更新世後半以降は北西側隆起の変位を示し（水野ほか，2021）、2003 相模測線の再解釈（佐藤ほか，2011）でも、「生沢断層」の南方延長が通過する可能性がある位置（CMP3700 の不動川河口付近）に、西側隆起の断層が推定されている。しかし、谷の南東縁沿い斜面は日向断層西方延長部の撓曲が認められている（水野，2016）が、この北西縁沿いは活断層には位置づけられていない（東郷ほか，1996；水野，2016；今泉ほか，2018）。

一方、上記のように、生沢断層が衝突境界として活動したとされる後期中新世から前期鮮新世の変位については、鷹取山層（上部中新統～下部鮮新統）がトラフ充填堆積物として断層の北西側に分布し、不動川の谷を挟んで南東側に高麗山層群が北西側に分布することから、上記の変位とは逆に南東側隆起が想定されている（Kaneko, 1971；山下・石浜，2012 など）。しかし、この南東側隆起の生沢断層の変位の基準となるべき高麗山層群の分布は断層の南東側では断層とは離れて分布し、北西側ではその分布が確認できていない。また、南東側の高麗山層群を覆う羽根尾層相当層は北西へ傾斜する。このため、生沢断層の後期中新世から前期鮮新世の変位については確実に東側隆起を示すとも言えない。このように、生沢断層の性状や青野原一煤ヶ谷断層の延長であったかについては不明な点が多いため、地質図では推定伏在断層の記号を示すにとどめた。

(2) 藤野木－愛川構造線及びその南方延長部

藤野木－愛川構造線は、丹沢山地北縁から東縁沿い（中津山地など）にかけて、四万十帯の付加コンプレックス（先中新統）と愛川層群（上部中新統）などとの境界に発達する東側隆起の逆断層、すなわち伊豆小笠原弧と本州弧の衝突境界の一部をなす断層で、丹沢山地北端付近の上野原で青野原一煤ヶ谷断層と接する（Ito

and Masuda, 1986；青池，1999；高橋，2008b など）。中津山地沿いの本断層は、その東側隆起の変位と整合的に、残差重力図（大熊ほか，2021a）では、南北に延びる広域的な高重力異常中の局所的な同方向の高重力異常の西端部に位置する。

本地域内では伊勢原台地やその東方の防災研究所観測井 BA（厚木市下津古久）の標高 -177 m 以下に愛川層群相当層が分布する（小沢・江藤，2005）ことから、藤野木－愛川構造線の南への延長は BA の東側に延びていると推定される。更にその南方延長部としては、2003 相模測線再解析断面の CMP1550 付近（平塚海岸中央付近）の東側隆起を示す変位の大きな伏在低角逆断層が藤野木－愛川構造線の南方延長と推定されている（佐藤ほか，2011）。このすぐ西側の大磯丘陵南東端には藤野木－愛川構造線の西側沿いに形成されたトラフ充填堆積物（愛川層群）と同世代の大磯層が分布しており、愛川層群が堆積するトラフの延長域にあたる可能性が高い。このため、本地質図では藤野木－愛川構造線を防災研究所観測井 BA 東側から大磯丘陵東側の平塚海岸中央付近へ至る推定伏在断層として示した。

なお、推定した藤野木－愛川構造線のすぐ西側にあたる大磯丘陵南東端の MIS5e 堆積物（吉沢層）の上限標高は、国府津－松田断層帯沿いの 120 m に次いで 110 m と高い（水野ほか，2021）。また、上記の推定された鶴川断層が通る位置は、凹地状に上部更新統上部～完新統が堆積する部分にあたり、花水川河口付近を境に東側で沖積層が急激な低下が認められる（佐藤ほか，2021a：平塚海岸沿いのボーリングによる地質断面図 F-F' 参照）。このため、久保（1997）は花水川河口付近に西上がりの活断層が存在する可能性があるとしている。しかし、平塚海岸で実施された浅部反射法地震探査（Line 2；位置は地質図参照）では、わずかに東上がりの構造は認められるが、藤野木－愛川構造線やほかの活構造の存在を示唆する変形は認められていない（木下ほか，2021）。

(3) 相模平野南部～多摩丘陵南部に発達する向斜

多摩丘陵南部の横浜市西部（戸塚区北部）から相模野台地南部の高座台地西部（寒川町北部）にかけて、江南面（MIS11）、下末吉面（MIS5e）、相模野面（MIS5c～4）などの標高変化を基準とすると、東西方向の南翼でやや傾斜が大きい極めて緩やかな向斜構造が発達する（町田，1973）。町田（1973）は秦野・横浜線、貝塚（1987）は秦野－横浜沈降帯と呼んでいる。この向斜の南翼は北への傾動を示すとして町田（1973）は南部傾動地帯と呼んでいる。また、MIS16～15 以降の地層である相模層群の堆積域や岩相変化もこの向斜構造の影響を受けている（町田，1973 など）。

なお、相模川沿いの反射法地震探査断面（川崎ほか，

2006) が示す上総層群の基盤の凹地が向斜構造に対応した地質構造の可能性はないとはいえないものの、さらにその西側にはこの向斜構造を横切るように南北方向の伊勢原断層や公所断層が発達しており、相模野平野南部の向斜構造が秦野盆地に単純に連続しているとはいえない。このため、上記のように秦野が記されていると誤解を生むため、本報告では相模川以西の段丘面の変位から推定される緩やかな向斜構造を横浜－寒川向斜と呼ぶ。なお、町田 (1973) の相模平野に示す向斜軸跡は、佐藤ほか (2021a) に基づき位置を修正して地質図に示している。その南側には三浦半島中部から江の島・姥島沖に連続する西北西－東南東から東西方向の三浦半島断層群 (右横ずれ断層群) が発達しており (2.2.2(2) 及び 3.3.2(4) 参照)、これらの断層群の活動との関連も考えられるが、詳細については不明である。

ほかに、多摩丘陵南東端 (横浜南東部) には、上総層群上部の分布を規制して、上記の向斜より古く背斜より新しい時代に形成されたと考えられる、北西－南東方向の富岡向斜 (三梨・菊地, 1982) が発達する。

3.3 三浦半島地域

3.3.1 地層・岩体

三浦半島は城ヶ島から藤沢市南東～横浜市金沢区付近に至る、東京湾と相模湾とを分ける長さ約 26 km の北北西－南南東方向の半島である。本半島には、下位より葉山層群、矢部層及び立石層、三浦層群 (三崎層・初声層: 地名の初声の読みは「はっせ」であるが、地層名としては Hatsuse と表記されている)、安房層群 (逗子層・池子層)、上総層群 (3.2.1 で既述のため省略)、林層、宮田層、上部更新統及び完新統が分布する (第 3 図)。以下の層序の概要は、小玉ほか (1980)、江藤ほか (1998) の層序区分を基本とし、その一部を修正した尾崎 (2021) に基づく。また、本地域の地質図は、尾崎 (2021) の地質図に基づいて編集した。

葉山層群 本層群は、葉山帯と呼ばれる三浦半島中部付近に広く分布する。ただし、その相当層は三浦半島中部付近以外にも、FJ5 (藤沢市川名)、FJ6 (藤沢市江の島)、KM4 (逗子市沼間)、YS12 (横須賀市佐野町)、MU3 (三浦市南下浦町) の各大深度温泉井 (小沢・江藤, 2005; 位置は地質図参照) のほか、江の島西方の姥島や大磯丘陵東部にも確認されている (第 3 図)。また、残差重力図でも亀城海脚や城ヶ島南西方に高重力域が存在し (大熊ほか, 2021a)、葉山層群相当層が分布する可能性がある。このように、葉山層群は地表部では葉山帯に特徴的に分布するが、それは後述 4.3 で述べる鮮新世末以降に形成された三浦半島中部の隆起帯の影

響と考えられ、実際には広範囲に分布している。

葉山層群は、江藤 (1986a) 及び江藤ほか (1998) により、下位より森戸層、**鏡摺層** (地名の読みは「あぶずり」であるが、地層名としては「Abuzuru」とローマ字表記されている)、大山層、衣笠層、矢部層に区分されていたが、鏡摺層の立石凝灰岩部層と矢部層は葉山層群から除かれる (蟹江・浅見, 1995)。葉山層群の堆積年代は 19～14 Ma (下限不明) を示す (第 3 図)。なお、4 層の層序関係は衣笠断層北側に分布する葉山層群では成り立つものの、衣笠断層以南では森戸層及び鏡摺層を衣笠層が覆い大山層が欠如し、地質構造が複雑で森戸層と鏡摺層は必ずしも上下関係を示しているとは言えず、森戸層及び鏡摺層の一部とそれらの崩壊したブロックや礫からなる衣笠層との区別も明瞭とは言えない。また、武山断層以南の長坂の YDP-1 と YDP-2 コア (近藤ほか, 2014) の森戸層相当層の堆積年代は、大山層及び衣笠層と同じ時代を示しており (第 3 図)、蛭子・柴田 (2012) の指摘のように、層序区分は再検討が必要と思われる。葉山層群の層厚は、同斜構造を示す衣笠断層以北において層厚約 6 km～7 km 以上と見積もることができる。

森戸層 (Mt) は、主に灰色～薄灰色塊状泥岩からなり、砂岩及び軽石凝灰岩薄層を挟む。**鏡摺層 (Az)** は苦鉄質火山碎屑物を含む凝灰質砂岩泥岩互層からなる粗粒タービダイトからなる。**大山層 (Oy)** は主に灰色凝灰質砂岩からなり、含礫砂岩、礫岩、苦鉄質火山碎屑物を含み、上部に大規模なスランプ構造が認められる。**衣笠層 (Kn)** は、主に森戸層の母岩とする剪断化した泥岩からなり、鏡摺層、大山層起源の砂岩泥岩互層や凝灰質砂岩や超塩基性岩 (蛇紋岩、角閃岩)、アルカリ及びソレアイト玄武岩、粗粒玄武岩、安山岩などの火成岩や、石灰岩、チャートなどをブロック及び礫として含む。

葉山層群は、房総半島南部の付加体である保田層群に対比されている (谷口, 1992; 小川, 2004 など)。しかし、同時異相関係や堆積年代から、鏡摺層及び大山層は付加体を覆うトラフ充填堆積物や海溝陸側斜面、衣笠層は海溝陸側斜面内隆起部付近の崩壊堆積物などに位置づけられる可能性もあり、再検討が必要とされている (尾崎, 2021)。

矢部層 (Yb) 及び立石層 (Ta) 矢部層 (層厚 500 m～600 m 以上) は、衣笠断層東部の北縁沿いに分布する。下部は主に軽石を含む凝灰質砂岩から、上部は泥岩及び凝灰質砂岩泥岩互層からなり、火山礫凝灰岩、軽石凝灰岩などを含む。堆積年代は後期中新世初頭 (12 Ma 頃) と推定される (第 3 図)。三浦半島南部の三崎層の下部、逗子市沼間の KM4 ボーリングの II 帯 (蟹江・堀内, 1999) のほか、江の島及び姥島の池子層に対比さ

れていたスコリア凝灰岩とシルト岩の互層(鈴木・蟹江, 2012a; 森ほか, 2015 など)も同様な堆積年代を示す。本報告は、江の島のものを逗子層に近接することから矢部層に、姥島のものを三崎層に対比している。矢部層の古水深は底生有孔虫化石群集から上部漸深海下部とされる(江藤ほか, 1998)。一方、立石層(層厚 250 m 以上)は、北武断層や武山断層沿いに分布し、緑灰色を呈する安山岩～玄武岩質で主に本質の粗粒及び細粒凝灰岩の互層からなり、火山礫凝灰岩、凝灰角礫岩を含む。直接、堆積年代を推定できるデータは得られていない。

葉山層群、矢部層及び立石層に含まれる火成岩ブロック 葉山層群及び矢部層には、堆積岩とともに蛇紋岩など多様な火成岩のブロックや礫を含み、特に衣笠層に多く分布する(蟹江ほか, 1987; 谷口ほか, 1988; 谷口・小川, 1990; 江藤ほか, 1998; 蛭子・山下, 2012a,b など)。地質図では異地性岩体として超塩基性岩(U)、玄武岩及びドレライト(Ba)、安山岩(An)の主な岩体のみ示した。

三浦層群及び安房層群 従来、房総半島から三浦半島の中・上部中新統～鮮新統は三浦層群と呼ばれてきたが、高橋(2008a)によって、主に堆積場の違いに基づき海溝～海溝陸側斜面堆積盆を埋積したものは三浦層群に、前弧海盆堆積物を埋積したものは安房層群に区別された。三浦半島でも三崎層と初声層を三浦層群に、逗子層と池子層を安房層群にまとめられている。以下は、高橋(2008a)に基づき、江藤ほか(1998)の三浦層群を再検討した尾崎(2021)に基づく。

三崎層(Ms)は三浦半島南部に広く分布する。ほかに、姥島に分布する姥島層が三崎層に対比されている(鈴木・蟹江, 2012a; 森ほか, 2015)。堆積年代は下限不明で中期中新世後半～後期中新世/鮮新世境界付近(13.12～6.5 Ma 頃)を示し(第3図)、矢部層、逗子層、初声層最下部とは一部同時異相の関係にある。本層は最上部の厚いスコリア質砂岩～礫岩(一部、スコリア火山礫～凝灰岩)卓越層を除くと、主にシルト岩と火砕質砂岩～礫岩の互層からなり、珪長質凝灰岩を挟む。全体に斜交層理や乱堆積構造、スランプ褶曲が多く認められる。堆積環境は、底生有孔虫化石群集から下部漸深海帯(安東ほか, 1989)、中部漸深海下部ないし深海帯(秋元ほか, 1991 など)と推定されている。また、火山礫岩に含まれる火山豆石などの火山学的検討から本州弧から離れた南方の当時の伊豆一小笠原弧起源とされ(徐・谷口, 1988 など)、地質構造の特徴も含め付加体に位置づけられている(Ogawa *et al.*, 1985; Hanamura and Ogawa, 1993; Yamamoto *et al.*, 2017 など)。

初声層(Ht)は三浦半島南部の北部から西部に広く分布する。三崎層最上部と初声層最下部とは同時異相

及び指交関係とされるが、一部の岩相境界はスランプスカーとの解釈もある(宮澤ほか, 2018)。深井戸ボーリング MU3(三浦市南下浦町)では葉山層群を直接覆い(小沢・江藤, 2005)、逗子層上部と同時異相の関係にある。最大層厚 400 m 以上で、主にスコリア・軽石及びスコリア火山礫凝灰岩～凝灰岩、及び軽石質・スコリア質の淘汰の悪い細礫を含む粗粒砂岩や砂岩からなる。全体に級化層理と斜交層理がよく発達し、スランプ褶曲が多く認められる。また、本層基底部は三崎層を大きく削り込んでおり、下位の三崎層由来のシルト岩や砂礫岩の角礫のほか、海底地すべりあるいは削り込みに伴う三崎層由来ブロックを含む。堆積年代は、上限不明で前期鮮新世前半(5.3～4.5 Ma 頃)と推定される(第3図)。三崎層から初声層へと急激な浅海化を認められ、最上部の大型斜交層理の発達などから水深 180 m 程度より浅い堆積環境が推定されている(柴田・伊藤, 2013; 宮澤ほか, 2018 ほか)。また、変形度が三崎層に比べ小さいことなども含め、三崎層を不整合に覆う海溝斜面の堆積物に位置づけられている(高橋, 2008a; Yamamoto *et al.*, 2005 など)。

逗子層(Zs)は、衣笠断層以北、衣笠断層と北武断層(南側隆起)に挟まれた地溝状の凹地、及び北武断層と武山断層の南縁沿いに分布し、葉山層群及び矢部層を傾斜不整合(田越川(たごえがわ)不整合)で覆う。層厚 500 m～1,100 m で、主に泥岩優勢の砂岩泥岩互層及びシルト岩からなり、軽石を含む淘汰のよい凝灰岩質の中粒～粗粒砂岩や軽石凝灰岩の薄層を挟み、まれに火山豆石も認められる。地質図では一括したが、基底礫岩として衣笠断層以北には田越川砂礫岩部層(層厚 5 m～50 m)、以南には下山口砂礫岩部層(0 m～130 m)が分布する。両部層は葉山層群のほか蛇紋岩などの火山礫も含む礫岩とそれを覆う凝灰質砂岩からなるが、下山口砂礫岩部層は石灰岩(石灰質シルト～細粒砂岩、石灰質礫岩)や凝灰岩を多く伴う。本層の堆積年代は後期中新世後半～前期鮮新世中頃(8.7～4 Ma 頃)(第3図)、堆積環境は上部漸深帯下部ないし中部漸深海帯(水深 500 m～2,000 m)(江藤ほか, 1987)と推定されている。

池子層(Ik)は、衣笠断層北側の三浦半島北部に広く分布する。層厚約 150 m～400 m で、主に泥岩及び火山碎屑岩互層からなる。前期鮮新世後半から後期鮮新世中頃(4～2.7 Ma 頃)(第3図)で、逗子層とは整合的であるが、基底部は一部逗子層を削り込んでいる。また、鷹取山周辺や衣針山じんむじの南方の池子層基底部には、**鷹取山火砕岩部層及び神武寺火砕岩泥岩部層(TJ)**:地質図では一括)が分布する。鷹取山火砕岩部層は安山岩及び玄武岩火山碎屑岩、神武寺火砕岩泥岩部層は鷹取山火砕岩部層に由来する火山岩塊のほか逗子層に由

来する泥岩塊と両者の混合岩（海底地すべり堆積物）からなる。水深は底生有孔虫化石から 500 m～2,000 m と推定される（江藤ほか，1987）。また，両部層にはシロウリガイコロニーの化石群集が産出する（平田ほか，1991 など）。

林層 (Hya) 三浦半島南部（武山断層中央南側地域）に狭小に分布する。江藤ほか（1998）は林層を野島層と同層位に位置づけ上総層群に含めているが，尾崎（2021）は前弧堆積盆の堆積物である上総層群に対して海溝陸側斜面堆積盆の堆積物である可能性が高いとして，上総層群とは区別している。林層は葉山層群を直接不整合で覆い（三崎層・初声層は欠如），主に軽石・スコリアを含む砂層（礫を伴う）からなる（江藤ほか，1998）。

中部更新統～上部更新統 三浦半島（北西部を除く）の中部～上部更新統は，下位より宮田層，片瀬層，横須賀層，引橋砂層，^{おぼらだい}小原台砂礫層，三崎砂礫層，崖錐堆積物（緩斜面堆積物）(ta) 及びローム層に区分される（江藤ほか，1998 など）。ただし，地質図では，下末吉ローム層の一部を除きローム層は省略した。

宮田層 (Sm) は，武山断層と南下浦断層との間の凹地（宮田台地）に広く分布する。層厚は最大約 180 m～190 m で，主に浅海の砂層（一部凝灰質）からなり，細礫，砂シルト互層，シルト層のほか，スコリア・軽石の薄層を挟む（奥村ほか，1977；蟹江・大越，1981 など）。堆積年代はテフラ層の FT 年代から中期更新世と推定され（第 3 図），ほかに貝化石群集も地蔵層中部～藪層に対比され，ESR 年も同様な年代が得られている（豊田・奥村，2000）。底生有孔虫化石に基づき古水深は約 50 m と推定されている（北里，1986）。

横須賀層 (Y) は，三浦半島北東部の東京湾沿いに分布する MIS6-5e の堆積物（最大層厚約 60 m）で，基底礫層，主部の海成軟体動物化石を多産する砂層及びシルト層や細粒～中粒砂層，上部の大型の斜交層理が発達する砂礫層などからなる（^{はしみず}走水団研グループ，1965；蟹江ほか，1977 など）。Hk-TAu-12（箱根多摩 Au 第 12 テフラ）を挟む（町田ほか，1974）。

引橋砂層 (Hi) は，三浦半島南部に分布する波食台上の堆積物（砂層）である（町田ほか，1974 など）。層厚は数 10 cm～5 m である。Hk-KmP テフラ群に覆われていることから，本層は MIS5e と MIS5c の間の層準とされる（町田・新井，2003）。地質図では，便宜上，下末吉ローム層と同じ色模様で示した。

小原台砂礫層 (O) は，三浦半島北東部の東京湾沿いのほか，対比される堆積物が武山断層以南の三浦半島南部の宮田台地に広く分布する（走水団研グループ，1965 など）。層厚は 3 m～3.5 m 程度で，礫層，砂層，シルト層からなる。本層上部に On-Pm1（御岳第一）テ

フラを挟み，上位のローム層に Hk-OP（箱根小原台）テフラ，Hk-TP（箱根東京）テフラなどを挟み，MIS5c の堆積物と考えられている（長田・菊地，1996）。

三崎砂礫層 (M) は三浦半島南部に広く分布する，主にスコリア・軽石・硬質な円礫混じりの中粒砂層からなり上位にシルト～砂質シルトを伴う波食台～海浜の堆積物（層厚 0.5 m～数 m）である（町田，1970 など）。Hk-TP に覆われ，本層中に Hk-OP が挟まれており MIS5a 堆積物に位置づけられている（町田，1996）。

以上のほかに，三浦半島北西端（境川下流東縁沿いの台地や江の島）に分布する中部更新統～上部更新統は，下位より片瀬層，藤沢砂泥互層のほか，龍口寺礫層などの段丘堆積物に区分される（町田，1973；見上・江藤，1986；藤沢の自然編集委員会編，2002 など）。**片瀬層**は，層厚約 30 m で浅海成の軟体動物化石を含む斜交層理が発達する砂礫層，砂泥互層及び塊状シルト層からなり，相模層群長沼層に位置づけられる可能性が示されている（藤沢の自然編集委員会編，2002）ため，長沼層，屏風が浦層，上倉田層及びそれらの相当層 (Sa1) に含めた。また，**藤沢砂泥互層**は下末吉層 (Ss)，**龍口寺礫層**（砂礫層）は MIS5c 堆積物 (tm1) に位置づけられる（藤沢の自然編集委員会編，2002）。

3.3.2 主な地質構造

三浦半島の地質構造は，(1) 葉山層群に発達する地質構造，(2) 三浦層群～安房層群に発達する褶曲構造，(3) 上総層群堆積時に形成された地質構造，(4) 西北西～東南東方向の右横ずれ活断層群（三浦半島断層群）に区分され，(1) と (2) の間には田越川不整合，(2) と (3) の間には黒滝不整合に相当する不整合が，(3) と (4) の間には長沼不整合が形成されている（尾崎，2021）。以下，これらに区分された地質構造うち，主な地質構造について概要を示す。

(1) 葉山層群に発達する地質構造

葉山層群の地質構造 葉山層群は衣笠断層を境にして地質構造に大きな違いが認められる。衣笠断層の北側に分布する鏡摺層及び大山層は，走向傾斜は北北西～南南東から西北西～東南東，南北方向へと緩やかな S 字形状に変化し，北から東へ高角度（60°～90°：逆転層を含む）で傾斜する同斜構造を示す。安房層群及び上総層群とともに衣笠断層による北北東への傾動を強く受けているが，逗子層の地質構造とは大きく斜交しており，安房層群堆積前の大きな変形が認められる。ただし，森戸層はその地質構造が正確には把握できず，上位の鏡摺層及び大山層と同じ地質構造を示すかどうかはよく分からない。

一方，衣笠断層の南側に分布する葉山層群は森戸層及び鏡摺層のみ分布し，大山層は欠如し，波長 0.8 km

～1 km の西北西－東南東～東西方向の褶曲が発達する。特に北武断層より南側では走向傾斜からは逗子層よりも閉じた褶曲（転倒褶曲を含む）や断層が推定され、スラスト・褶曲群などの発達が示唆される。ただし、三崎層及び逗子層に発達する同方向の褶曲や断層も同様な変形を被っており、厳密に区別はできない。

田越川不整合 田越川不整合（渡辺, 1925）は、武山断層以北で広く認められる葉山層群（衣笠層）及び矢部層（立石層を含む）と三浦層群（逗子層）との傾斜不整合である（第3図）。田越川不整合に関しては、逗子層基底部の粗粒堆積物（田越川礫岩部層及び上山口砂礫岩部層）の礫種・岩相・産出化石から、葉山層群などから構成される隆起帯が一旦陸化した後に沈降し逗子層が潮間帯から浅海域の環境で堆積したと考えられてきた（大山 1952；渡部ほか, 1968）が、底生有孔虫化石による逗子層の堆積環境は海溝陸側斜面などが推定されており（北里, 1986；江藤ほか, 1987）、深海の急崖に形成された上部斜面から礫が供給される海底ハイエイタスなど、形成場については再検討の必要があるとされる（平田ほか, 2012）。

(2) 三浦層群～安房層群に発達する地質構造

三浦半島の南部に分布する三浦層群は、東西、東北東－西南西及び北西－南東方向褶曲（一部、転倒背斜も含む）で特徴づけられる。ただし、初声層は三崎層と同様な褶曲変形を受けているが、三崎層と比較すると変形度は小さい。三崎層は、露頭では海底地すべりによる変形のほか、スラスト（デュープレックス構造を含む）、流動変形、液状化変形など付加体を特徴づける小規模変形が認められ、スコリアを多く含む火山碎屑物も伊豆－小笠原弧からの給源が推定されており、三崎層は付加体、初声層は三崎層を覆う本州側の海溝陸側斜面堆積盆堆積物に位置づけられている（Yamamoto *et al.*, 2017 など）。

一方、安房層群については、逗子層は衣笠断層付近までは東西～西北西－東南東方向の褶曲構造が広く認められるのに対して、衣笠断層以北に広く分布する池子層は後述(3)の北側隆起の衣笠断層の変位による北東～北方向の同斜構造で特徴づけられる。

三崎層が付加した時期は、三崎層最上部と同じ凝灰岩層を挟む逗子層が堆積する堆積盆が形成され始め、三崎層を覆う顕著な浅海化が認められる初声層が逗子層上部に対比されており、逗子層堆積時後半から直後にかけて（5～4 Ma 頃）と推定される（尾崎, 2021）。

三浦層群及び安房層群の古地磁気の調査から、Yoshida *et al.* (1984) は全体として 28.1° を、Kanamatsu and Herrero-Bervera (2006) は荒磯（横須賀市長井）で 78.6°、浜諸磯（三崎市諸磯）で 15.1°、劔崎（三浦市南下浦町松輪）で 44.4° と地域ごとに異なる時計回りの

の回転運動を報告している。三浦半島の時計回りの回転運動に関しては、(a) 房総半島南部の西崎層と鏡ヶ浦層の放散虫化石及び古地磁気の研究から求められた、丹沢地塊の衝突に関連した運動とされる 6.80～3.75 Ma の時計回りの回転運動（Yamamoto and Kawakami, 2005）、(b) 千倉層群・豊房層群の古地磁気研究から求められた、フィリピン海プレート沈み込み方向の転換（変化）に対応したとされる約 3 Ma 頃の時計回りの回転運動（Kanamatsu *et al.*, 1996）、(c) 大磯丘陵中・西部に分布する前川層～羽根尾層の堆積時（0.9～0.6 Ma）の時計回りの回転運動（Koyama and Kitazato, 1989）の時期に起こった可能性が考えられ、特定はできていない。

(3) 上総層群堆積時に形成された地質構造

三浦半島中部には衣笠断層、北武断層、武山断層が発達し、地形学的・構造学的な隆起帯が形成されている。これらの断層の一部は右横ずれ変位を示す活断層として報告されている（(4) 参照）が、後述のように地層の変形からは主に上総層群堆積時に形成された大きな垂直変位を示す逆断層が推定され（尾崎, 2021）、何れも反射法地震探査の解釈深度断面図においてリストリックな逆断層の形態が推定されている（神奈川県, 2001）。以下、尾崎（2021）に基づき、活断層としての活動する以前の地質断層としての特徴の概要を述べる。

衣笠断層 衣笠断層は、久里浜から森戸海岸に至る西北西－東南東方向の長さ約 14 km の断層である。北側隆起の逆断層で、断層北側に分布する逗子層は 10°～80°、上総層群は 10° 前後。北東から北方への同斜構造を示す。衣笠断層を境にして南北に分布する逗子層基底面を基準とすると、少なくとも 1.5 km 以上、最大 3 km に及ぶ鉛直変位が推定される。横須賀市の反射法地震探査（神奈川県, 2001）では、明瞭ではないが深部ほど低角となるリストリックな北傾斜（約 60°～45°）を示す断層面が推定されている。また、衣笠断層を境にして残差重力図（大熊ほか, 2021a）や空中磁気図（大熊ほか, 2021b）での急変線が明瞭に認められる。本断層は、逗子層に発達する東西方向の褶曲構造を斜交して切っており、衣笠断層北側の上盤側では池子層及び上総層群が北ないし北東へ一部はかなり急傾斜して分布するのに対して、本断層以南には池子層が分布せず、上総層群も武山断層南縁に分布する林層以外分布しないことから、少なくとも上総層群堆積時（後期鮮新世末）には活動していたと考えられるが、それ以前の活動についてはよく分からない。

北武断層 北武断層は、野比海岸東部から立岩南に至る西北西－東南東方向の長さ約 11 km の断層である。このうち、本断層の中・東部が活断層とされる。変位は、衣笠層との間に凹地を形成し、逗子層が厚く分布する

こと、断層南側に分布する葉山層群と接する北側の逗子層は北東へ $60^{\circ} \sim 80^{\circ}$ 傾斜（ドレイブ褶曲）することから、少なくとも数 100 m 以上の南側隆起の鉛直変位（横ずれ成分は不明）が推定される。久里浜から長沢で実施された反射法地震探査の解釈深度断面図では、本断層は約 $60^{\circ} \sim 35^{\circ}$ 北傾斜を示し、深部ほど低角となるリストラクティブな断層の形態を示すとされる（神奈川県、2001）。この解釈が正しいとすると、地質断層としては南側隆起を示す北武断層は正断層あるいは大きな南側隆起成分を示す横ずれ断層に位置づけられる。

武山断層 武山断層の主断層は、秋谷海岸南から長沢海岸南に至る西北西－東南東方向の長さ約 11 km の断層である。また、武山断層主断層西部の北側には、主断層に沿うように (a) 大和田の東部から主断層から分岐して秋谷海岸で再び主断層に収束する断層と、(b) 山崎山の北側から秋谷西部に至り (a) に収束する 2 つの断層が認められる。このうち武山断層主断層西部と (a) が活断層に位置づけられている。主断層西部では、断層を挟んで森戸層と逗子層及び初声層が接して分布するため変位の正確な推定は困難であるが、初声層堆積以降、北側隆起の変位が数 100 m オーダーで認められる。主断層東部では、森戸層及び衣笠層と林層及び宮田層が接しており、中期更新世中頃以降の変位として北側隆起を示す。久里浜から長沢の反射法地震探査の解釈深度断面図では深部ほど低角となるリストラクティブな北傾斜（約 $60^{\circ} \sim 35^{\circ}$ ）を示す断層面が推定されている（神奈川県、2001）。形成時期は断層北側には森戸層及び衣笠層以降の堆積物は宮田層以降の地層しか分布しないため、安房層群堆積後としか分からない。

(4) 西北西－東南東方向の右横ずれ活断層群（三浦半島断層群）

三浦半島では右横ずれ変位を主体とする活断層群として、衣笠断層、北武断層、武山断層（地震断層の下浦断層を伴う）、南下浦断層及び引橋断層が発達し（太田ほか、1982a；渡辺ほか、1996 など）、三浦半島断層群と呼ばれる（地震調査研究推進本部地震調査委員会、2002）。長期評価としては、三浦半島断層群主部（衣笠・北武断層帯及び武山断層帯）と三浦半島断層群南部（南下浦断層・引橋断層）に区分され、前者は更に衣笠・北武断層帯と武山断層帯（金田湾断層を含む）に 2 分されている。なお、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）では、三浦半島西方沖海域への延長は考慮されていないが、森ほか（2015b）、佐藤・阿部（2019）及び佐藤（2021）によって、三浦半島活断層群の西方延長部と推定される断層群が江の島や姥島沖まで発達することが明らかにされている（2.2.2(2) 参照）。また、三浦半島断層群は、国府津－松田断層帯や相模湾断層と同様に東方深部のプレート境界に収斂する断層群で

あると判断されている（佐藤ほか、2010b）。

本地質図の三浦半島の活断層の分布は、活断層調査で活動が確認されている活断層のみ示した尾崎（2021）の編集図に基づいた。また、武山断層帯に含まれる金田湾断層に関連して、金田湾の活断層調査は今泉ほか（1987）、岩淵ほか（1997）、阿部・青柳（2006）、森ほか（2015b）があるが、本地質図では森ほか（2015b）が示す Fk1 と、その Fk1 の南側の断層を活断層として示した。なお、震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）がその図 2 で示した金田湾断層は、今泉ほか（1987）の示す金田湾断層とは位置が異なっており、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2002）を引用した森ほか（2015b）では金田湾断層を調査地域外の断層として扱っているが、Fk1 の南側の断層が今泉ほか（1987）の金田湾断層と重複するため、地質図ではこの断層を「金田湾断層」と扱っている。

4. まとめ

以下、まとめとして本プロジェクトで得られた主な知見と今後の課題について述べる。

(1) 森ほか（2015b）によって三浦半島北部西方沖及び金田湾に三浦半島断層群主部の海域延長部が認められることが明らかにされたが、木村ほか（1976）の海底地質図では主に北東－南西方向の断層群が発達するとされ、海陸間の地質構造の関係が不明であった。本プロジェクトで新たに海底地質図を作成した結果、この海域には主に西北西－東南東方向の断層群が発達し、それらの一部が活断層としても活動し、金田湾沖から三浦半島中部、江の島及び姥島沖に至る約 30 km 以上の右横ずれ活断層群が形成されていることが明らかとなった（佐藤・阿部、2019；佐藤、2021）。

(2) 相模トラフや沖ノ山堆列（大磯海脚を除く）の海域に関して本プロジェクトの新たな知見はないが、特徴的な分布を示す沖ノ山堆列や三浦海盆列などの形成は、プレート境界メガスラストからの分岐断層である国府津－松田断層及び相模湾断層（大河、1990；佐藤ほか、2010a など）の中期更新世中頃以降の活動で説明できる可能性が高く、木村ほか（1976）などが三浦海底谷沿いなどに示した、両断層を切る大きな横ずれ変位を示す北東－南西方向の断層群の発達を想定する必要はないと考えられる。

(3) 国府津－松田断層帯のうち、千代台地西縁に存在するとされた断層は、本プロジェクトで実施したボーリング調査（佐藤ほか、2021b）及び浅層反射法地震探査（横倉ほか、2021）からは確認できなかった。

(4) 神縄断層は足柄層群の変形がある程度進んだ後に形成された断層と推定され、足柄トラフを形成した衝

突境界断層は別に存在する可能性が高い。また、神縄断層東方延長部は、これまで足柄層群下部が分布するとされた足柄山地東部に大磯丘陵の剣沢層や谷戸層などに対比される上部中新統～鮮新統の松田山層が分布している（水野ほか，2021）ことから、神縄断層東端は中津川下流域沿いでなく松田北断層や国府津－松田断層に重複する位置に延びていた可能性がある。

(5) 三浦半島断層群のうち衣笠断層・北武断層・武山断層は、鮮新世末以降に発達した上総層群前弧堆積盆の南縁沿いの相対的隆起帯を形成した断層群と推定される（尾崎，2021）。このため、三浦半島断層群の東方延長部として注目すべき地域は、長期評価後の調査（Miyachi *et al.*, 2006；森ほか，2015a；小松原，2017）も含め、活断層の活動を示す確かなデータが得られていない鴨川低地断層帯（地震調査研究推進本部地震調査委員会，2004b）ではなく、その北側にあたる東西方向の褶曲・逆断層が発達する安房層群（中嶋・渡辺，2005 など）が分布する上総丘陵南部（鴨川低地の北側の清澄山などを含む地域）と考えられる。

(6) 深井戸ボーリング（小沢・江藤，2005）や地殻構造探査の再解釈（佐藤ほか，2011）に基づき後期中新世後半～前期鮮新世の衝突境界の一部とされる丹沢山地北縁～東縁部に発達する藤野木－愛川構造線の南方延長部は、大磯丘陵東側沿いに伏在する可能性が高い。一方、大磯丘陵南東端において MIS5e 堆積物（吉沢層）の 110 m に達する上限標高の説明として、この東沿い（花水川河口付近）に西上がりの活断層の存在が想定されていた（久保，1997）が、平塚海岸で実施された浅部反射法地震探査では活構造の存在を示唆する変形は特に認められなかった（木下ほか，2021）。

文 献

- 阿部信太郎・青柳恭平（2006）日本列島沿岸海域における海底活断層調査の現状と課題－海底活断層評価の信頼性向上に向けて－。電力中央研究所報告，N05047，26p.
- 相田 優（1995）三浦半島中新統葉山層群の浮遊性有孔虫。横須賀市文化財調査報告書：三浦半島，葉山層群（1500 万年前）の断層破碎帯から発見された化学合成生物群，29 集，23–29.
- 味岡 拓・杉崎彩子・片山 肇・宇都宮正志・池原研（2021）相模湾の底質分布と酒匂川沖ファンデルタ周辺域における地形学的特徴と堆積構造。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。
- 秋元和實・内田英一・尾田太良（1991）三浦半島南端の中～後期中新世三崎層産底生有孔虫群集による古環境復元。月刊地球：三浦層群一年代学と諸問題一，13，24–30.
- 天野一男（1986）多重衝突帯としての南部フォッサマグナ。地球：南部フォッサマグナその衝突現象一，8，581–585.
- Amano, K. (1991) Multiple Collision Tectonics of the South Fossa Magna in Central Japan. *Modern Geology*, 15, 315–329.
- 安東淳一・田中裕一郎・長谷川四郎（1989）三浦半島南部地域における三浦層群の堆積場（演旨）。日本地質学会第 96 年学術大会講演要旨，216–216.
- 青池 寛（1997）III. 丹沢山地ならびに周辺域の地質 2. 丹沢山地から産出する石灰質ナノ化石。丹沢大山自然環境総合調査報告書，神奈川県環境部，p. 32–34.
- 青池 寛（1999）伊豆衝突帯の構造発達。神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学）：伊豆・小笠原弧の研究－伊豆・小笠原弧のテクトニクスと火成活動一，no. 9，111–141.
- 青池 寛・門田真人・末包鉄郎・相川弘二・松島義章・川手新一・山下浩之・梅沢俊一・今永 勇（1997）III. 丹沢山地ならびに周辺域の地質 1. 丹沢の地質。神奈川県環境部編，丹沢大山自然環境総合調査報告書，24–31.
- 荒井良祐・伊藤谷生（1997）更新統足柄層群におけるテクトニックな孔隙率減少。地質学雑誌，103，357–367.
- 浅見茂雄・蟹江康光・有馬 真（1992）三浦半島東部，野比海岸で発見されたかんらん岩ブロック。横須賀市博物館研究報告（自然科学），no. 40，21–23.
- 足柄団体研究グループ（1983）足柄地域の火山性堆積盆地－足柄地域の第三系・第四系の研究（1）－。地球科学，37，194–204.
- 足柄団体研究グループ（1986）足柄層群の層序と地質構造－足柄地域の第三系・第四系の研究（2）－。地球科学，40，47–63.
- 千葉達朗（1986）大磯丘陵。日本の地質「関東地方」編集委員会編，日本の地質 3，「関東の地質」，共立出版，91–94.
- 蛭子貞二・柴田健一郎（2012）三浦半島に分布する中新統葉山層群の再検討。神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学）・葉山－嶺岡構造帯の地球科学的研究，no. 14，57–64.
- 蛭子貞二・山下浩之（2012a）葉山層群中に見られる礫の岩石学的記載。神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学）：葉山－嶺岡構造帯の地球科学的研究，no. 14，75–84.

- 蛭子貞二・山下浩之 (2012b) 葉山層群中に見られる火成岩ブロックの岩石学的特徴. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学): 葉山-嶺岡構造帯の地球科学的研究, no. 14, 85-92.
- 江藤哲人 (1986a) 三浦半島葉山層群の層位学的研究. 横浜国立大学理科紀要第二類生物学・地学, no. 33, 67-105.
- 江藤哲人 (1986b) 三浦半島の三浦・上総両層群の層位学的研究. 横浜国立大学理科紀要第二類生物学・地学, no. 33, 107-132.
- 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・尾田太良・長谷川四郎・本田信幸・船山政昭 (1987) 三浦半島中・北部の新生界の微化石生層序年代と古環境. 横浜国立大学理科紀要第二類生物学・地学, no. 34, 41-57.
- 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.
- 藤岡導明・亀尾浩司・小竹信宏 (2003) 凝灰岩層鍵層に基づく横浜地域の大船層・小柴層と房総半島の黄和田層との対比. 地質学雑誌, **109**, 166-178.
- 藤沢の自然編集委員会編 (2002) 藤沢の自然 4 ふじさわの大地一人々の暮らしと自然. 藤沢市教育文化センター, 160p.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D. and Ogg, G. M. eds. (2012) *The Geologic Time Scale 2012 (volume 2)*. Elsevier, 437-1144.
- 芳賀正和・鈴木進 (1999) 三浦半島葉山層群下部から産出した珪藻化石. *Diatom*, **15**, 119-125.
- Hanamura, Y. and Ogawa, Y. (1993) Layer-parallel faults, duplexes, imbricate thrust and vein structures of the Miura Group: Key to understanding the Izu fore-arc sediment accretion to the Honshu forearc. *Island Arc*, **2**, 126-141.
- 走水研グループ (1965) 三浦半島小原台付近の第四系. 地球科学, no. 80, 1-11.
- 服部陸男・岩城千恵子・岡田尚武・蟹江康光・秋元和実 (1995) 相模湾と沖ノ山堆列の新第三紀第四紀石灰質ナノ化石年代と群集解析. JAMSTEC 深海研究, no. 11, 269-278.
- 林 広樹・伊藤谷生・上杉 陽・笠原敬司・関口涉次・高橋雅紀・津久井雅志・松本拓己・山水史生・柳沢幸夫 (2007) 伊豆衝突帯北東部における大深度陸上掘削の成果. 月刊地球, 号外, no. 57, 140-147.
- 平田大二・松島義章・浅賀正義 (1991) 三浦・房総半島にみられる化石シロウリガイ類の分布と産状. 地球: 三浦層群一年代学と諸問題一. **13**, 47-52.
- 平田大二・蟹江康光・柴田健一郎・浅見茂雄・倉持卓司・倉持敦子・小泉 裕・松島義章 (2012) 神奈川県南東部三浦半島にみられる田越川不整合の再検証. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学): 葉山-嶺岡構造帯の地球科学的研究, no. 14, 103-116.
- Huchon, P. and Kitazato, H. (1984) Collision of the Izu Block with Central Japan during the Quaternary and Geological Evolution of the Ashigara Area. *Tectonophysics*, **110**, 201-210.
- 茨木雅子 (1978) “西小磯層”・“大磯層”の浮遊性有孔虫について. 静岡大学地球科学研究報告, no. 3, 1-6.
- 今泉俊文・島崎邦彦・宮武 隆・中田 高・岡村 真・千田 昇・貝塚爽平・岩田孝行・神谷真一郎・畑中雄樹・橋田俊彦 (1987) 三浦半島南東部沖金田湾における海底活断層の発見. 活断層研究, no. 4, 28-36.
- 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, 東京, 1 USB, 1 sheet, 141p.
- 今永 勇 (1999) 足柄層群の構造. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学): 伊豆・小笠原弧の研究-伊豆・小笠原弧のテクトニクスと火成活動-, no. 9, 41-56.
- Imanaga, I. (1999) Stratigraphy and Tectonics of the Ashigara Group in the Izu Collision Zone, Central Japan. *Bulletin of the Kanagawa Prefectural Museum, Natural Science*, no. 28, 73-106.
- 今永 勇・杉山茂夫 (1994) 大磯丘陵の篠窪火砕岩について. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), no. 23, 87-90.
- 今永 勇・山下浩之 (1999) 足柄・丹沢・大磯・三浦半島に分布する新生代火成活動の K-Ar 年代. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学): 伊豆・小笠原弧の研究-伊豆・小笠原弧のテクトニクスと火成活動-, no. 9, 179-188.
- 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書, no. 5, 25-36.
- 石橋克彦 (1988) “神奈川県西部地震”と地震予知 1・II. 科学, **58**, 537-547, 771-780.
- 石橋克彦・太田陽子・松田時彦 (1982) 相模湾西部, 初島の完新世海成段丘と地殻上下変動. 地震 第 2 輯, **35**, 195-212.
- 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

- ジョン・トラック年代. 神奈川県立博物館調査研究報告(自然科学), no. 14, 137-144.
- Ito, M. (1985) The Ashigara Group: A regressive submarine fan - fan delta sequence in a Quaternary collision boundary, north of Izu Peninsula, central Honshu, Japan. *Sedimentary Geology*, **45**, 261-292.
- Ito, M. (1986) Neogene depositional history in Oiso Hill: development of Okinoyama bank Chain on landward slope of Sagami Trough, central Honsyu, Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **92**, 47-64.
- Ito, M. and Masuda, F. (1986) Evolution of clastic piles in an arc-arc collision zone: Late Cenozoic depositional history around the Tanzawa mountains, central Honshu, Japan. *Sedimentary Geology*, **49**, 223-259.
- 伊藤谷生・上杉 陽・千葉達朗・関東第四紀研究会(1988) 大磯丘陵南東部, 生沢断層系の第四紀後期活動史. 日本地質学会第 95 年学術大会講演要旨, 446-446.
- Ito, T., Uesugi, Y., Yonezawa, H., Kano, K., Someno, M., Chiba, T. and Kimura, T. (1987) Analytical method for evaluating superficial fault displacements in volcanic air fall deposits: Case of the Hirayama fault, south of Tanzawa mountains, central Japan, since 21,500 years B.P. *Journal of Geophysical Research*, **92**, B10, 683-10,695.
- Ito, T., Kano, K., Uesugi, Y., Kosaka, K. and Chiba, T. (1989) Tectonic evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1 Ma. *Tectonophysics*, **160**, 305-326.
- 岩渕 洋・加藤幸弘・浜本文隆・近藤 忠・進林一彦(1991) 相模湾におけるマルチ・チャンネル反射法音波探査. 海洋調査技術, **3**, 39-51.
- 岩淵 洋・雪松隆雄・田賀 傑(1996) 東京湾の活断層調査. 「首都圏直下の地震の予知手法の高度化に関する総合研究」(第 II 期平成 6~7 年度) 成果報告書, 科学技術庁研究開発局, 58-65.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002) 三浦半島断層群の長期評価について. 33p. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/37_miu-ura-hanto.pdf (閲覧日:2020 年 9 月 1 日)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004a) 伊勢原断層の長期評価について. 19p. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/35_isehara.pdf (閲覧日:2020 年 9 月 1 日)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2004b) 鴨川低地断層帯の長期評価について. 13p. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/29_kamogawa-teichi.pdf (閲覧日:2020 年 9 月 1 日)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2005) 北伊豆断層帯の長期評価について. 28p. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/38_kitaizu.pdf (閲覧日:2020 年 9 月 1 日)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2014) 相模トラフ沿いの地震活動の長期評価(第二版)について. 81p. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/kaikou_pdf/sagami_2.pdf (閲覧日:2020 年 9 月 1 日)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015a) 塩沢断層帯・平山-松田北断層帯・国府津-松田断層帯(神縄・国府津-松田断層帯)の長期評価(第二版). 55p. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_13.pdf (閲覧日:2020 年 9 月 1 日)
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015b) 関東地域の活断層の長期評価(第一版). 127p. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_honbun.pdf (閲覧日:2020 年 9 月 1 日)
- 門田真人・末包鉄郎(1978) 丹沢山塊南部産中新世オウムガイ類. 地質学雑誌, **84**, 739-741.
- 門田真人・末包鉄郎・蟹江康光(1988) 三浦半島中新世礫性サンゴ化石. 横須賀市博物館研究報告(自然科学), no. 36, 11-18.
- 海上保安庁水路部(1983a) 10 万分の 1 相模湾海底地形図及び海底地質構造図.
- 海上保安庁水路部(1983b) 5 万分の 1 海底地形図「相模湾」. 沿岸の海の基本図, 第 6363-5 号.
- 海上保安庁水路部(1992) 5 万分の 1 海底地形図「相模湾西北部」. 沿岸の海の基本図, 第 6362-1 号.
- 貝塚爽平(1987) 関東の第四紀地殻変動. 地学雑誌, **96**, 223-240.
- 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.
- 神奈川県(2001) 平成 12 年度地震関係基礎調査交付金 神奈川県地域活断層(三浦半島断層群) 調査事業 成果報告書, 108p.
- 神奈川県(2004) 平成 15 年度地震関係基礎調査交付金 神縄・国府津-松田断層帯に関する成果報告書. 76p.
- 神奈川県公園協会・丹沢大山自然環境総合調査団企画委員会編(1997) 付図 2 丹沢・大山地域の第三系地質図. 丹沢大山自然環境総合調査報告書, 神奈川県環境部, 635p.
- 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.
- Kanamatsu, T., Herrero-Bervera, E., Taira, A., Saito, S., Ashi, J. and Furumoto, A. S. (1996) Magnetic fabric develop-

- ment in the Tertiary accretionary complex in the Boso and Miura Peninsulas of central Japan. *Geophysical Research Letters*, **23**, 471–474.
- Kaneko, S. (1971) Neotectonics of Oiso hills and contiguous districts in south Kanto Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **77**, 345–358.
- Kaneoka, I., Takigami, Y., Tonouchi, S., Furuta, T., Nakamura, Y., and Hirano, M. (1981) Pre-Neogene volcanism in the central Japan based on K-Ar and Ar-Ar analysis. *Abstracts 1981 IAVCEI Symposium - Arc Volcanism -*, Tokyo and Hakone, 166.
- 蟹江康光 (1999) 仮称「東京湾口断層」について. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), no. 46, 1–8.
- 蟹江康光・浅見茂雄 (1995) 三浦半島の中新統葉山層群の層序と年代. 横須賀市文化財調査報告書: 三浦半島, 葉山層群 (1500 万年前) の断層破碎帯から発見された化学合成生物群, 29 集, 13–17.
- 蟹江康光・堀内誠示 (1999) 逗子市沼間における 1600 m ボーリングコアの石灰質ナノ化石年代. 神奈川県温泉地学研究所報告, **30**, 53–64.
- 蟹江康光・大越 章 (1981) 三浦半島, 宮田台地の第四系. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), no. 28, 57–77.
- 蟹江康光・荒井重三・長沼幸男・大越 章・長田敏明・高橋輝雄 (1977) 三浦半島東部, 横須賀付近の第四系. 地質学雑誌, **83**, 157–168.
- 蟹江康光・藤岡換太郎・古家英・谷口英嗣 (1987) 三浦枕状溶岩およびその産状. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), no. 35, 23–28.
- 蟹江康光・岡田尚武・笹原由紀・田中浩紀 (1991a) 三浦・房総半島新第三紀三浦層群の石灰質ナノ化石年代および対比. 地質学雑誌, **97**, 135–155.
- 蟹江康光・服部陸男・岡田尚武・田中武男 (1991b) 相模湾, 沖ノ山堆列の新生界. 第 7 回しんかい 2000 シンポジウム報告書, 海洋科学技術センター, 17–24.
- 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 (自然科学): 伊豆・小笠原弧の研究—伊豆・小笠原弧のテクトニクスと火成活動—, no. 9, 95–110.
- 蟹江康光・鈴木 進・布施憲太郎 (2015) 三浦半島北部, 鮮新—更新統池子層に挟まれる KGP テフラ. 日本地質学会第 122 年学術大会講演要旨, 230–230.
- 狩野謙一・伊藤谷生・増田俊明 (1975) 三浦半島衣笠付近の堆積性蛇紋岩. 地質学雑誌, **81**, 641–644.
- 狩野謙一・染野 誠・上杉 陽・伊藤谷生 (1988) 足柄地域北西部における中期更新世以降の断層活動—プレート力学境界表層部での変形過程の例—. 静岡大学地球科学研究報告, no. 14, 57–83.
- 関東第四紀研究会 (1987) 大磯丘陵の層序と構造. 関東の四紀, no. 13, 3–46, 1 sheet.
- 笠間友博・山下浩之 (2005) 伊勢原市の高森丘陵南西部, 通称「八丈の山」で出現したテフラについて. 神奈川自然誌資料, **26**, 1–5.
- 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.
- 加藤 茂・渡辺一樹 (1992) 海域の変動地形に関する研究. 科学技術振興調整費「マグニチュード 7 級の内陸地震の予知に関する研究」第 I 期, 第 II 期成果報告, 87–97.
- 活断層研究会編 (1991) 新編日本の活断層—分布図と資料—. 東京大学出版会, 東京, 437p.
- 川上俊介・宍倉正展 (2006) 館山地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所 地質調査総合センター, 82p.
- 川上俊介・蟹江康光・蟹江由紀 (2005) 神奈川県, 江の島から産出する中新統放射虫化石とその層序学的意義. 日本古生物学会第 154 回例会講演予稿集, 36–36.
- 川崎慎治・川中 卓・太田陽一・井川 猛・瀬尾和大・山中浩明・杉原英和 (2006) 座間—平塚におけるパイロサイス反射法地震探査. 東京大学地震研究所彙報, **81**, 193–204.
- 菊地慎一・穀田昇一・楠 勝浩 (1991) 海域の変動地形に関する研究. 科学技術振興調整費「マグニチュード 7 級の内陸地震の予知に関する研究」第 I 期成果報告, 70–78.
- 木村政昭 (1971) 南関東の地殻モデルに関する一考察. 地質ニュース, no. 204, 1–10.
- 木村政昭 (1973) 陸上地質を相模湾底に追う. 科学, **43**, 420–426.
- 木村政昭・村上文敏・石原丈実 (1976) 20 万分の 1 相模灘及付近海底地質図及び同説明書. 海洋地質図, no. 3, 地質調査所, 9p., 5 sheets.
- 木下佐和子・伊藤 忍・山口和雄・横倉隆伸 (2021) 反射法地震探査による相模平野南西部の浅部地下構造. 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.
- 北里 洋 (1986) 南部フォッサマグナ地域における古地理の変遷. 月刊地球: 南部フォッサマグナ—その衝突現象—, **8**, 605–611.
- 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), 地質調査所, 38p.

- 小松原 琢 (2017) 鴨川低地断層帯南部の断層の活動性に関する資料. 活断層研究, no. 46, 17–25.
- 近藤浩文・鈴木浩一・長谷川琢磨・濱田崇臣・吉村公孝 (2014) 地層処分地選定のための地質環境調査技術の実証研究—調査段階に応じた地質環境モデルの構築と調査手法の適用性検討—. 地質学雑誌, **120**, 447–471.
- Koyama, M. (1986) Tectonic history of the Izu Peninsula and adjacent areas based on paleomagnetism and stratigraphy. Ph. D. Thesis, Geol. Int., Univ. Tokyo.
- 小山真人・天野一男 (1984) 神奈川県西部・足柄層群の古地磁気. 日本地球電気磁気学会講演会講演予稿集 76, 142–142.
- 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. *Geophysical Monograph Series*, **50**, 249–265.
- 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.
- 久野 久 (1952) 7万5千分の1地質図幅「熱海」及び説明書. 地質調査所, 153p., 1 sheet.
- 久野 久 (1962) 旧丹那トンネルと新丹那トンネル. 科学, **32**, 397–401.
- 久野 久 (1964) 国鉄新幹線新丹那トンネルの地質. 応用地質, **5**, 31–41.
- 久野 久 (1972) 箱根火山地質図 (5万分の1) および箱根火山地質図説明書. 大久保書店, 52p., 1 sheet.
- 倉沢 一・今永 勇・松本哲一・柴田 賢 (1989) 更新統足柄層群に貫入する矢倉岳石英閃緑岩体の K-Ar 年代と化学組成ならびに Sr 同位体比. 地質学雑誌, **95**, 331–334.
- 楠 稚枝・野崎 篤・岡田 誠・和田秀樹・間嶋隆一 (2014) 三浦半島北部の上総層群中部 (下部更新統) で掘削されたコアの堆積相とオールドバイ正磁極帯の上限. 地質学雑誌, **120**, 53–70.
- Kusu, C., Okada, M., Nozaki, A., Majima, R. and Wada, H. (2016) A record of the upper Olduvai geomagnetic polarity transition from a sediment core in southern Yokohama City, Pacific side of central Japan. *Progress in Earth and Planetary Science*, **3**, Article number 26.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E. (2005) A Plio-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, **20**, PA1003.
- 町田 洋 (1970) 南関東の火山灰層の層序と年代について. 地理学評論, **43**, 404–404.
- 町田 洋 (1973) 南関東における第四紀中・後期の編年と海成地形面の変動. 地学雑誌, **82**, 53–76.
- 町田 洋 (1996) 三浦半島三崎段丘とテフラ. 日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会編, 第四紀露頭集—日本のテフラ, 日本第四紀学会, 東京, 207–207.
- 町田 洋 (2008) 4.3 下総層群及び相当層・段丘堆積物・ローム層. 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, 299–315.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 東京, 336p.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫 (1974) 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑誌, **83**, 302–338.
- 萬年一剛・堀内誠示・田口公則・山下浩之・平田大二・川手新一・蛭子貞二・谷口英嗣 (2003) 箱根地域・早川凝灰角礫岩から得られた微化石年代とその意義. 地質学雑誌, **109**, 661–664.
- 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, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, no. 15, 179–209.
- 丸山 正・齋藤 勝 (2008) 神奈川県西部, 国府津—松田断層の活動性調査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, no. 8, 133–162.
- 松岡東香 (2002) 更新統足柄層群の古地磁気・岩石磁気. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要 第2部地球システム科学: 丸茂文幸先生・堀内清司先生退職記念号, no. 37, 75–89.
- 松島義章 (1982) 相模湾北岸, 足柄平野における沖積層の 14C 年代とそれに関連する問題. 第四紀研究, **20**, 319–323.
- 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・鎌倉市教育委員会編, 鎌倉市文化財総合目録 地質・動物・植物篇, 同朋舎, 東京, 1–74.
- 三梨 昂 (1968) 三浦・房総半島の地質構造と堆積構造 (層序概説). 日本地質学会第75年年会地質見学案内書, 4–13.
- 三梨 昂・菊地隆男 (1982) 横浜地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅), 地質調査所, 105p.
- 三梨 昂・菊地隆男・鈴木尉元・平山次郎・中島輝久・岡 重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島 茂・宮下美智夫・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・1979) 10 万分の 1 東京湾とその周辺地域の地質および説明書。特殊地質図, no. 20, 地質調査所, 91p., 2 sheets.
- Miyauchi, T., Minawa, T., Ito, T., Kato, H., Kawamura, T., Ikawa, T. and Asao, K. (2006) Structurally Controlled Geomorphology on the Southern Boso Peninsula, Central Japan: Investigation Using Seismic Reflection Profiling. *Quaternary Research*, **45**, 263–274.
- 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, D・1-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, D.1-No.524.
- 宮澤喜大・峠 雄斗・柴田健一郎・伊藤 慎 (2018) 三浦半島南帯中新統一鮮新統三崎層・初声層のトラクション構造の形成プロセス。日本地質学会第 125 年学術大会講演要旨, 255–255.
- 水上香奈江・木沢庸二・水谷のぞみ (1991) 丹沢山地東部の中新世凝灰岩の K-Ar および FT 年代。地質学雑誌, **97**, 931–934.
- 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)。産業技術総合研究所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 (2018) 神奈川県大磯丘陵及び足柄山地に分布する第四紀堆積物中のガラス質火山灰層。日本第四紀学会講演要旨集, no. 48, 51–51.
- 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。
- 森 宏・阿部信太郎・荒井良祐・伊藤谷生 (2015a) 鴨川低地断層帯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, no. 15, 109–141.
- 森 宏・阿部信太郎・荒井良祐・田之口英史・津村紀子・青柳恭平 (2015b) 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, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, no. 15, 143–177.
- 森 慎一・藤岡換太郎・有馬 真 (2010) 相模トラフ北部の海底地形と断層系の形成—5 系統の断層発達史—。地学雑誌, **119**, 585–614.
- 森 慎一・山下浩之・有馬 真・藤岡換太郎 (2012) 丹沢—大磯地域に分布する火山岩類の K-Ar 年代と南部フォッサマグナ地域における鮮新世火山フロントの西方移動。岩石鉱物科学, **41**, 67–86.
- 森 慎一・野崎 篤・川上俊介・小川勇二郎 (2015) 湘南姥島の三崎層中のデュプレックスを含む地質構造とその意義。日本地球惑星科学連合大会予稿集 (DVD) 2015, SGL40-04.
- 長瀬和雄・木村政子・相原宗由・小林徳博・島田利子・山谷秀樹 (1982) 秦野逆断層の変位量。地質学雑誌, **88**, 401–403.
- 内閣府 (2013) 首都直下の M7 クラスの地震及び相模トラフ沿いの M8 クラスの地震等の震源断層モデルと震度分布・津波高等に関する報告書, 45p.
- 中嶋輝允・渡辺真人 (2005) 富津地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 102p.
- 中満隆博・林 広樹 (2007) 神奈川県山北町南部に分布する足柄層群下部の浮遊性有孔虫生層序。日本古生物学会年会講演予稿集 2007, 69–69.
- 成瀬 洋・戸谷 洋 (1957) 相模野台地南東部の関東ローム。地質学雑誌, **63**, no. 737, 126–136.
- 日本地質学会国立公園地質リーフレット「箱根火山」編集委員会 (2007) 箱根火山 (5 万分の 1 箱根火山地質図)。国立公園地質リーフレット 1, 日本地質学会。
- 小田原 啓・林 広樹・山下浩之 (2009) 神奈川県二宮町梅沢海岸の谷戸層の微化石年代。神奈川温泉地学研究所報告, **41**, 47–50.
- 小田原 啓・林 広樹・井崎雄介・染野 誠・伊藤谷生 (2011) 伊豆地塊北端部, 伊豆衝突帯の地質構造。日本地質学会第 118 年学術大会見学旅行案内書: 地質学誌, **117**, supplement, 135–152.
- 小川勇二郎 (2004) 葉山—嶺岡帯と房総半島。藤岡換太郎・有馬 真・平田大二編著, 伊豆・小笠原弧の衝突—海から生まれた神奈川県, 有隣堂, 横浜, 159–168.
- Ogawa Y., Horiuchi, K., Taniguchi, H. and Naka, J. (1985) Collision of the Izu Arc with Honshu and the effects of oblique subduction in the Miura-Boso Peninsulas. *Tectonophysics*, **119**, 349–379.
- 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**, 458–470.
- 太田英将・石黒 均・岩橋 悟・新妻信明 (1986) 丹沢山地東部の地質。静岡大学地球科学研究報告, no. 12, 153–189.
- 及川輝樹・石塚 治 (2011) 熱海地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 61p.

- 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 地質図幅), 地質調査所, 111p.
- 岡田尚武 (1987) 南部フォッサマグナの海成層に関する石灰質ナンノ化石の生層序と古環境. 南部フォッサマグナの古生物地理—シンポジウムの記録. 化石, no. 43, 4-9.
- 岡田尚武 (1995) 三浦半島中央部の葉山層群の石灰質ナノ化石年代. 横須賀市文化財調査報告書: 三浦半島, 葉山層群 (1500 万年前) の断層破碎帯から発見された化学合成生物群, 29 集, 23-29.
- 岡田尚武・斎藤和男・金子 満 (1991) 三浦層群の石灰質ナノプランクトンと凝灰岩鍵層の K-Ar 年代. 月刊地球: 三浦層群—年代学と諸問題—, 13, 20-23.
- 岡村行信・湯浅真人・倉本真一・石原丈実・上嶋正人・駒沢正夫 (1999) 駿河湾海底地質図および説明書. 20 万分の 1 海洋地質図, no. 52, 地質調査所, 44p., 4 sheets.
- 沖野郷子・西沢あずさ・浅田 昭 (1994) 相模湾北西部の地殻構造探査. 水路部研究報告, no. 30, 383-393.
- 大熊茂雄・駒澤正夫・宮川歩夢・伊藤 忍・住田達哉・江戸将寿 (2021a) 10 万分の 1 相模湾沿岸域重力図 (ブーゲー異常) 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.
- 大熊茂雄・中塚 正・宮川歩夢・木下佐和子・上田 匠・岩田光義 (2021b) 10 万分の 1 相模湾沿岸域空中磁気図 (全磁力異常) 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.
- 奥村 清・吉田晴彦・加藤邦宣 (1977) 三浦半島宮田台地の第四系. 地学雑誌, 86, 305-318.
- 長田敏明・菊地隆男 (1996) 三浦半島小原台砂礫層の模式地—酸素同位体ステージ 5c の堆積物—. 第四紀露頭集—日本のテフラ, 日本第四紀学会, 東京, 202.
- 長田敏明・上杉 陽・原田昌一・長崎 正 (1988) 大磯丘陵東部鷹取山礫岩層下部から産した二枚貝化石. 関東の四紀, no. 14, 43-46.
- 大島光春 (2007) 上部中新統三浦層群大磯層から産出したイノシシ類臼歯について. 神奈川県立博物館研究報告 自然科学, no. 36, 29-32.
- 太田陽子・松田時彦・池田安隆・渡辺憲司・D. N. Williams・小池敏夫・見上敬三 (1982a) 三浦半島の活断層. 神奈川県地震災害対策資料「三浦半島及び国府津・松田地域の活断層に関する調査報告書」, 神奈川県, 15-80.
- 太田陽子・松田時彦・小池敏夫・池田安隆・今泉俊文・奥村 清 (1982b) 国府津・松田断層に関する調査報告. 神奈川県地震災害対策資料「三浦半島および国府津・松田地域の活断層に関する調査報告書」, 神奈川県, 81-173.
- 大山 桂 (1952) Pecten 類の古生態学的研究 (其 1). 資源研究所彙報, no. 25, 24-30.
- 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 (2000) 神奈川県山北町の足柄山地西部における温泉井のコアの石灰質ナンノ化石年代. 神奈川県温泉地学研究所報告, 31, 121-126.
- 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.
- 小沢 清・堀内誠示 (2005) 神奈川県中・東部地域の温泉井及び露頭地質試料の石灰質ナンノ化石分析結果. 神奈川県温泉地学研究所報告, 37, 65-74.
- 小沢 清・荻野喜作・横山尚秀 (1982) 足柄平野の地質 (その 1). 神奈川県温泉地学研究所報告, 13, 83-90.
- 篠木嶺二・見上敬三 (1954) 丹沢山塊東北部の構造について (その 1). 東京教育大学理学部地質学鉱物学教室研究報告, no. 3, 117-123.
- 佐藤 暢・小川勇二郎 (1997) 三浦半島衣笠・池上蛇紋岩体の構造的起源. 日本地質学会第 104 年学術大会講演要旨, 371-371.
- 佐藤比呂志・平田 直・岩崎貴哉・額額一起・伊藤谷生・伊藤 潔・笠原敬司・河村知徳 (2004) 研究報告 3.1 大深度弾性波探査 3.1.2 東京湾地殻構造探査 (東京湾 2003). 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・防災科学技術研究所, 大都市大震災軽減化特別プロジェクト 1 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」(平成 15 年度) 成果報告書: 科学技術振興費主要 5 分野の研究開発委託事業 新世紀重点研究創世プラン—リサーチ・レポリユーション—2002 —, i-ii, 17-82. http://www.eri.u-tokyo.ac.jp/daidai/h15seika-hokokusho/contents_H15_F.html (閲覧日: 2020 年 9 月 1 日)
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・飯高 隆・蔵下英司 (2010a) 3.1 断層帯の三次元的計状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測 a. 制御震源地震探査による

- 地殻構造の解明. 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所, 神縄・国府津一松田断層帯における重点的な調査観測 平成 21 年度 成果報告書, 5-47. https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/kannawa_juten/h21/ (閲覧日:2020 年 9 月 1 日)
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・石山達也 (2010b) プレート境界から分岐した活断層の長期評価ー相模トラフ横断地殻構造探査ー. 科学, **80**, 825-831.
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・飯高 隆・蔵下英司 (2011) 3.1 断層帯の三次元的計状・断層帯周辺の地殻構造解明のための調査観測 a. 制御震源地震探査による地殻構造の解明. 文部科学省研究開発局・国立大学法人東京大学地震研究所, 神縄・国府津一松田断層帯における重点的な調査観測 平成 22 年度 成果報告書, 5-69. https://www.jishin.go.jp/main/chousakenkyuu/kannawa_juten/h22/ (閲覧日:2020 年 9 月 1 日)
- 佐藤興平・小野晃司・松本哲一・中野 俊 (2019) 南部フォッサマグナの更新統足柄層群の塩沢層に挟まれる火砕岩層の K-Ar 年代. 群馬県立自然史博物館研究報告, no. 23, 65-76.
- 佐藤 正 (1976) 中津川右横すべり断層 (新称). 地質学雑誌, **82**, 617-623.
- 佐藤智之 (2021) 相模湾沿岸域 10 万分の 1 海底地質図及び説明書. 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.
- 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, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, no. 19, 1-11.
- 佐藤善輝・水野清秀・久保純子・中島 礼 (2021a) 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.
- 佐藤善輝・水野清秀・中島 礼 (2021b) 足柄平野及び大磯丘陵西部における浅部地下地質及び後期更新世テフラの分布. 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.
- 柴田健一郎・伊藤 慎 (2013) 三浦半島南部、鮮新統初声層に発達する斜交層理の形成プロセス. 堆積学研究, **72**, 85-85.
- 柴田伊廣・折橋裕二・山本由弦・木下正高 (2008) U-Pb 年代測定法の現世付加体への適用へ向けて. 日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨, 104-104.
- 徐 垣 (1995) 足柄層群南縁の衝上断層 (日向断層) とその地震テクトニクス上の意義. 地質学雑誌, **101**, 295-303.
- 徐 垣・谷口英嗣 (1988) 本州弧に付加した古伊豆一笠原弧. 地球: 日本列島の第三紀/第四紀変動ー200 万年前に何が起こったか?ー (2), **10**, 611-615.
- Soh, W., Pickering, K. T., Taira, A. and Tokuma, H. (1991) Basin evolution in the arc-arc Izu Collision Zone, Mio-Pliocene Miura Group, central Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **148**, 317-330.
- 杉村 新 (1972) 日本付近におけるプレートの境界. 科学, **42**, 192-202.
- 鈴木 進 (2012) 神奈川県東部の三浦半島に分布する中新統葉山層群の放散虫化石年代. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学): 葉山ー嶺岡構造帯の地球科学的研究, no. 14, 65-74.
- 鈴木 進 (2017) 大磯町大磯の高麗山層群北大磯層より産出した放散虫化石とその年代. 神奈川地学, no. 81, 21-26.
- 鈴木 進・蟹江康光 (2010) 神奈川県南東部の葉山層群と三浦層群から産出した放散虫化石による生層序年代. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), no. 57, 1-17.
- 鈴木 進・蟹江康光 (2012a) 神奈川県南東部に分布する中新統三浦層群三崎層の放散虫化石年代. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学): 葉山ー嶺岡構造帯の地球科学的研究, no. 14, 117-126.
- 鈴木 進・蟹江康光 (2012b) 神奈川県東部に分布する鮮新統池子層の放散虫化石年代. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学): 葉山ー嶺岡構造帯の地球科学的研究, no.14, 127-136.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・ト部厚志・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 (第 2 版). 特殊地質図, no. 20, 地質調査所, 109p., 2 sheets.
- 田口公則・松島義章 (1997) 大磯丘陵における大磯層及び鷹取山礫岩層産の貝化石. 神奈川自然誌資料, no. 18, 13-22.
- Taira A., Saito, S., Aoike, Kan., Morita, S. Tokuyama, H., Suyehiro, K., Takahashi, N., Shinohara, M., Kiyokawa, S., Naka, J. and Klaus, A. (1998) Nature and growth rate of the Northern Izu-Bonin (Ogasawara) arc crust and their implications for continental crust formation. *Island Arc*, **7**, 395-407.

- 高橋雅紀 (2008a) 3.3 南関東. 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, 166–193.
- 高橋雅紀 (2008b) 3.6 南部フォッサマグナ. 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, 260–275.
- 高橋直樹・加藤 新・満岡 孝・横山一己 (2005) 南関東地方における第三紀/第四紀境界付近の凝灰岩層鍵層 Kd38 の対比—房総半島の上総層群と千倉層群との対比—. 地質学雑誌, **111**, 371–388.
- 竹谷陽二郎 (1995) 三浦半島中新統葉山層群の放散虫化石年代. 横須賀市文化財調査報告書: 三浦半島, 葉山層群 (1500 万年前) の断層破碎帯から発見された化学合成生物群, 29 集, 35–38.
- 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.
- 田村糸子・高木秀雄・山崎晴雄 (2010) 南関東に分布する 2.5 Ma の広域凝灰岩層: 丹沢—ざくろ石軽石層. 地質学雑誌, **116**, 360–373.
- 谷口英嗣 (1992) 葉山・保田層群の堆積・変形構造. 日本地質学会第 99 年学術大会講演要旨, 192–192.
- 谷口英嗣・小川勇二郎 (1990) 三浦半島に分布するアルカリ玄武岩質岩類とそのテクトニクス上の意義. 地質学雑誌, **96**, 101–116.
- 谷口英嗣・小川勇二郎・堀内一利 (1988) 三浦半島下部中新統葉山層群中に見出された安山岩貫入岩体の産状, 化学組成及び年代. 火山 第 2 集, **33**, 59–66.
- 谷口英嗣・小川勇二郎・徐 垣 (1991) 伊豆弧と古伊豆弧の発達とそのテクトニクス. 地学雑誌, **100**, 514–529.
- 丹沢団体研究グループ (1973) 丹沢山地のグリーンタフに関する研究—(その 1) 北部地域の層序と構造—. 地質学論集: グリーンタフ地向斜の研究, no. 9, 55–68.
- 東郷正美・宮内崇裕・佐藤比呂志 (1996) 1:25,000 都市圏活断層図「平塚」. 国土地理院技術資料 D・1-No.333, 1 sheet.
- 豊田博司・奥村 清 (2000) 三浦半島南部, 宮田累層より産出する貝化石群集とその ESR 年代. 第四紀研究, **39**, 559–568.
- 角田史雄 (1997) 足柄山地東部の松田山累層と神繩断層について. 地質学雑誌, **103**, 435–446.
- 上杉 陽・千葉達朗・米澤 宏 (1982) いわゆる国府津・松田断層について—その研究史と実態—. 関東の四紀, no. 9, 21–32.
- 上杉 陽・伊藤谷生・歌田 実・染野 誠・澤田臣啓 (1985) 大磯丘陵西部雑色～古怒田間に露出した衝上断層. 関東の四紀, no. 11, 3–15.
- 宇都宮正志・間嶋隆一 (2012) 上総層群浦郷層と野島層 (三浦半島北部: 鮮新～更新統) の新化石産地から産出した貝化石による古水深の再検討. 化石, no. 91, 5–14.
- Utsunomiya, M., Kusu, C., Majima, R., Tanaka, Y. and Okada, M. (2017) Chronostratigraphy of the Pliocene?Pleistocene boundary in forearc basin fill on the Pacific side of central Japan: Constraints on the spatial distribution of an unconformity resulting from a widespread tectonic event. *Quaternary International* (online), **456**, 125–137.
- 渡部景隆・小池敏夫・栗原謙三 (1968) 神奈川県葉山地域の地質 (1 万分の 1 地質図). 日本地学教育学会, 38p.
- 渡辺一樹 (1993) 相模湾西部の海底微地形. 水路研究報告書, no. 29, p33–50.
- 渡辺久吉 (1925) 武蔵野統の基底 (其一・二). 地学雑誌, **37**, 495–501, 584–595.
- 渡辺満久・宮内崇裕・八木浩司・今泉俊文 (1996) 1:25,000 都市圏活断層図「横須賀・三崎」. 国土地理院技術資料, D.1-333. https://www.gsi.go.jp/bousaichiri/active_fault.html (閲覧日:2020 年 9 月 1 日)
- 八木浩司・今泉俊文・澤 祥・東郷正美・池田安隆 (1996) 1:25,000 都市圏活断層図「熱海」. 国土地理院技術資料, D.1-No.333.
- Yamamoto, Y. and Kawakami, S. (2005) Rapid tectonics of the late Miocene Boso accretionary prism related to the Izu-Bonin arc collision. *The Island Arc*, **14**, 178–198.
- Yamamoto, Y., Mukoyoshi, H. and Ogawa, Y. (2005) Structural characteristics of shallowly buried accretionary prism: Rapidly uplifted Neogene accreted sediments on the Miura-Boso Peninsula, central Japan. *Tectonics*, **24**, TC5008.
- Yamamoto, Y., Hamada, Y. Kamiya, N, Ojima, T., Chiyonobu, S. and Saito, S. (2017) Geothermal structure of the Miura-Boso plate subduction margin, central Japan. *Tectonophysics*, **710–711**, 81–87.
- 山下浩之・石浜佐栄子 (2012) 大磯丘陵新第三系における火山岩および火山岩礫の岩石学的特徴. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学): 葉山—嶺岡構造帯の地球科学的研究, no. 14, 145–162.
- 山下浩之・平田大二・小出良幸 (2005) 神奈川県西小磯海岸に分布する新第三系大磯層に含まれる火山岩礫の起源とそのテクトニクス. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), no. 34, 27–46.
- 山下浩之・萬年一剛・川手新一・笠間友博・平田大二・蛭子貞二・谷口英嗣 (2008) 箱根火山基盤岩類の

再検討. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学): 箱根火山—箱根火山および箱根地域の新しい形成発達史—, no. 13, 135–156.

Yamazaki, H. (1992) Tectonics of a plate collision along the northern margin of Izu Peninsula, Central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, **43**, 603–657.

山崎晴雄 (1993a) 「しんかい 2000」による相模海丘北西端部の地形・地質調査. 第 9 回しんかいシンポジウム報告書, 海洋科学技術センター, 191–203.

山崎晴雄 (1993b) 南関東の地震テクトニクスと国府津・松田断層の活動. 地学雑誌, **102**, 365–373.

山崎晴雄 (1994) 開成町とその周辺の地形と地質. 開成町編, 開成町史 自然編, 2–100.

山崎晴雄・水野清秀 (1999) 国府津・松田断層の最新活動史と地震テクトニクス. 第四紀研究, **38**, 447–460.

柳沢幸夫・渡辺真人・高橋雅紀・田中裕一郎・木村克己・林 広樹 (2005) 研究報告 3.2 大規模ボーリング調査 3.2.4 大深度ボーリング試料による地質年代調査. 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」平成 16 年度成果報告書, 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・防災科学技術研究所, 338–358.

矢野 亨 (1986) 大磯丘陵南部地域の層序とその地質年代および堆積環境. 静岡大学地球科学研究報告, no. 12, 191–208.

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.

吉田明夫・原田昌武・小田原 啓 (2011) 箱根火山の東傾斜と丹那断層. 地学雑誌, **120**, 646–653.

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.

(受付日 2021 年 1 月 12 日 : 受理日 2021 年 3 月 19 日)