

現代的な視点による神奈川県地質史の構築

Geological Study of Kanagawa from a Contemporary Perspective

はじめに

神奈川県は、伊豆－小笠原弧の衝突帯に位置し、世界的に見ても地殻変動の大きい地域である。その結果、多様な地質を見ることができる。プレートが沈み込み付加された地層（付加体）が小仏山地や三浦半島を築いている。丹沢山地の中心部にはトーナル岩をはじめとする深成岩類が複合岩体をなし、その形成年代はこれまで考えられていたより新しいことがわかってきた。丹沢山塊は本州弧に衝突した地塊と考えられ、かつてのプレート境界が構造線として見られる。丹沢の衝突に続く伊豆地塊の衝突により丹沢山地が隆起し、その堆積物からなる地層が足柄山地に分布する。そして、周辺地域に地殻変動をもたらした丘陵や台地を形成した。隆起を続ける大磯丘陵はそのひとつである。大地の変動は、相模野台地や三浦半島など各地に地形面を形成した。箱根火山は、その大地に火山灰をもたらし、よい鍵層をつくった。

以上の地質・現象をたとえて言うならば、「伊豆－小笠原弧という楔（くさび）が打ち込まれたことによる生じた歪み・反応」である。伊豆－小笠原弧の衝突は、大きな影響を与えていて様々につながっている。この文脈によって、この10年、20年の神奈川の地質史研究は刷新を続けているといえよう。この状況をレビューし普及していくという目的をもってスタートしたプロジェクトが「神奈川県立生命の星・地球博物館の総合研究『現代的な視点による神奈川県地質史の構築』（2016年度～2020年度）」である。すでに発行から40年以上が経過した神奈川県の地質誌「神奈川県史・各論編4自然（見上、1978）」の刷新を心意気に、プロジェクトメンバーが集まった。河尻清和（相模原市立博物館）、柴田健一郎（横須賀市自然・人文博物館）、野崎 篤（平塚市博物館）、笠間友博・山口珠美（箱根ジオミュージアム）、高橋直樹（千葉県立中央博物館）、川手新一（武蔵高等学校中学校）、当館から田口公則・新井田秀一・山下浩之・石浜佐栄子・西澤文勝・大島光春・樽 創である。地域に詳しい学芸員を軸としたメンバー構成による、神奈川県内の地学系学芸員のオールキャストである。

本報告書『現代的な視点による神奈川県地質史の構築』は、誌面の制約から地域地質の網羅までには至らなかったが、取り上げたトピックは新しい視点を含んでいる。概要の紹介にとどまった箇所も多く、詳細は引用文献などにあたっていただくことにして、本報告書はその土台としての役割を果たせば幸いである。しかし、初学者にとっては専門論文をあたることは手強い部分であるかもしれない。これをふまえて、本報告書の刊行に続けて、企画展や特別展の開催や、より普及的な“神奈川の地質史”の刊行を考えている。

本総合研究をすすめるにあたって多数の方々に協力をいただいた。神奈川県温泉地学研究所の萬年一剛氏、静岡県富士山世界遺産センターの小林 淳氏には、執筆陣に加わっていただいた。深く感謝申し上げる。

2021年3月

神奈川県立生命の星・地球博物館

総合研究代表 田口 公則

目 次

総合研究「現代的な視点による神奈川県地質史の構築」刊行にあたって 伊豆－小笠原弧北端部の地質概要

山下浩之・田口公則 1

小仏山地に分布する四万十帯小仏層群・相模湖層群の地質

河尻清和 7

丹沢山地の地質－古伊豆・小笠原北端の衝突帯に関連して－

川手新一・河尻清和・山下浩之 13

足柄地域の地質：フィリピン海プレートの北縁、伊豆衝突帯の現場

田口公則・山下浩之・石浜佐栄子 35

衝突帯と付加体の間で形成された大磯丘陵の地質に関する再整理

石浜佐栄子・笠間友博・西澤文勝・田口公則・山下浩之 49

三浦半島の新第三系と第四系：付加体－外縁隆起帯－前弧海盆堆積物

柴田健一郎・野崎 篤・高橋直樹・笠間友博・西澤文勝・田口公則 69

多摩丘陵および下末吉台地の第四系

野崎 篤・笠間友博・西澤文勝・田口公則 107

相模野台地に分布する中津層群と段丘堆積物

河尻清和・笠間友博・西澤文勝・野崎 篤・田口公則 125

箱根火山の地質と形成史：最近の研究レビュー

山口珠美・山下浩之・萬年一剛・小林 淳 137

神奈川県に分布するテフラ－関東ローム層と中期更新世の指標テフラ－

笠間友博・西澤文勝 161

地球観測衛星画像やDEMを用いた神奈川の地形判読

新井田秀一 181

総合研究「現代的な視点による神奈川県地質史の構築」刊行にあたって 伊豆一小笠原弧北端部の地質概要

Preface: Geological Overview of the Northern Part of the Izu-Bonin Arc

山下浩之¹⁾・田口公則¹⁾

Hiroyuki YAMASHITA¹⁾ & Kiminori TAGUCHI¹⁾

Abstract. Kanagawa Prefecture locates in the central part of the Pacific side of Japan. The geology of Kanagawa Prefecture consists of accretionary prism deposits, igneous and pyroclastic rocks of oceanic island arcs, lava and pyroclastic rocks of active volcanoes, sedimentary rocks from forearc basin. In this paper, we introduce the geological overview of the northern part of the Izu-Bonin Arc. We also divide Kanagawa prefecture into eight areas based on geological and geographical characters.

Key words: Tanzawa mountain, Hakone volcano, Oiso hills, Miura peninsula, Tama hills

はじめに

典型的な島弧である日本列島は、大部分がユーラシアプレートと北アメリカプレート上に位置しており、関東地方南部を含む一部のみがフィリピン海プレートに帰属する。今回、研究の対象となる神奈川県は、フィリピン海プレートが北アメリカプレートに沈み込む境界付近に位置する(杉村, 1972)。さらにその東からは日本海溝および伊豆一小笠原海溝から太平洋プレートが沈み込んでいる、世界的にみても稀で複雑な地域となっている(Seno *et al.*, 1993)。神奈川県は、この特異なテクトニックセッティングにより、付加体堆積物、海洋性島弧、活火山、前弧の堆積盆で形成された地質など、様々な地質体で構成される。これらの地質体の研究は、古くは明治時代からなされ、様々な解釈がなされてきた。今回、神奈川県を構成する地質体を考慮しつつ8つのエリアに分け、それぞれのエリアについて先行研究をレビューするとともに、新知見や課題も含めてまとめた。本論では、それぞれの区分したエリアの紹介を行う前に、神奈川県的位置する南関東、伊豆一小笠原弧北端部の地質概要に触れた後、地域区分を紹介する。

南関東、伊豆一小笠原弧北端部の地質概要

日本列島の地質構造は、糸魚川-静岡構造線によって、西南日本と東北日本とに大きく区分される(棚倉構造線で区分されることもある(例えば磯崎ほか(2010)など)。

西南日本は、中央構造線を境に外帯と内帯とに区分され、このうち外帯はプレートの沈み込みに伴って形成された、秩父帯や四万十帯などの付加体で形成された地質帯で構成される。秩父帯および四万十帯は、西日本ではほぼ直線的に分布するが、糸魚川構造線より東側の関東地方では、関東シタクスと呼ばれる、地質帯が北に凸となった屈曲した構造が見られる。関東シタクスは前期中新世から起きた日本海の拡大によって、西南日本が時計回りに、東北日本が反時計回りに回転したことに加え、伊豆一小笠原弧の衝突が影響して形成されたと考えられている。この日本列島の地質構造を大きく変えた伊豆一小笠原弧の衝突の現場が、南部フォッサマグナ地域であり、神奈川は衝突の現場と、衝突した地質帯が地表に現れた地域となっている(図1)。

伊豆一小笠原弧は、伊豆半島から伊豆諸島、小笠原諸島、マリアナ諸島まで続く海洋性の島弧である。その成因は、フィリピン海の形成が大きく関与する。すなわち、約52~25 Maにかけて西フィリピン海盆の拡大とあわせて太平洋プレートの沈み込みによる海洋性島弧の形成、25~6 Maにかけての四国海盆およびパレスベラ海盆の背弧海盆拡大による九州-パラオ海嶺と伊豆一小笠原弧の分裂、5 Ma以降のマリアナトラフの拡大である(年代はIshizuka *et al.*, 2011より)。特に、25~6 Maにかけて、九州-パラオ海嶺と分裂した伊豆一小笠原弧は、東に位置する伊豆一小笠原海溝およびマリアナ海溝側から沈み込む太平洋プレートの影響によって火山フロントを形成し、海洋性島弧を成長させた。約15 Ma以降、伊豆一小笠原弧の北端部は、フィリピン海プレートの北上に伴っ

¹⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 499
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History
499 Iryuda, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan
山下浩之: yama@nh.kanagawa-museum.jp

て本州弧に衝突していった。この時の本州弧に分布する地質帯は四万十帯であることから、本州弧と伊豆－小笠原弧の衝突境界は、四万十帯と海洋性島弧の堆積物あるいは火山噴出物とで隔たれることになる。15 Ma 以降、衝突境界は南へと移動しており、現在の境界は伊豆半島（および箱根火山）の北に相当する、相模トラフから国府津－松田断層、神縄断層、駿河トラフと考えられている（Taira *et al.*, 1998）（図 2）。

神奈川県周辺地域の地形・地質概要

神奈川県は、日本列島の中央南部に位置する南関東に位置する。神奈川県の南は相模湾および伊豆半島、西に富士火山から天子山地を経て赤石山脈、北に関東山地、東に東京湾を隔てて房総半島が続く。

相模湾は複雑な地形で形成され、その中央部に北西－

南東方向に相模トラフが連なる。相模トラフは、房総半島の南に東西方向に延びる相鴨海底谷（相鴨トラフ）を経て、日本海溝と伊豆－小笠原海溝とが交差する三重会合点へと続く（加藤ほか, 1985）。相模トラフの西側は伊豆半島へとつながり、東部は相模トラフに沿って、沖ノ山堆列が分布する（木村, 1971）（図 2）。沖ノ山堆列は、北から相模海丘、三浦海丘、三崎海丘、沖ノ山堆と呼ばれる海底の高まりが連なる。相模湾の地形については、森ほか（2010）で詳しくレビューされている。伊豆半島は、本誌でレビューされている丹沢と同じ海洋性の島弧の上に第四紀の火山が生成した地塊で、2～0.7 Ma に本州に衝突したと考えられている（今永, 1999）。伊豆地塊の南には、伊豆大島や銭州海嶺が分布する地塊が、さらにその南から三宅島や御蔵島が分布する地塊が北上しており、これらの境界は南に分布する地塊が北側の地塊の下に衝上断層で沈み込む関係に

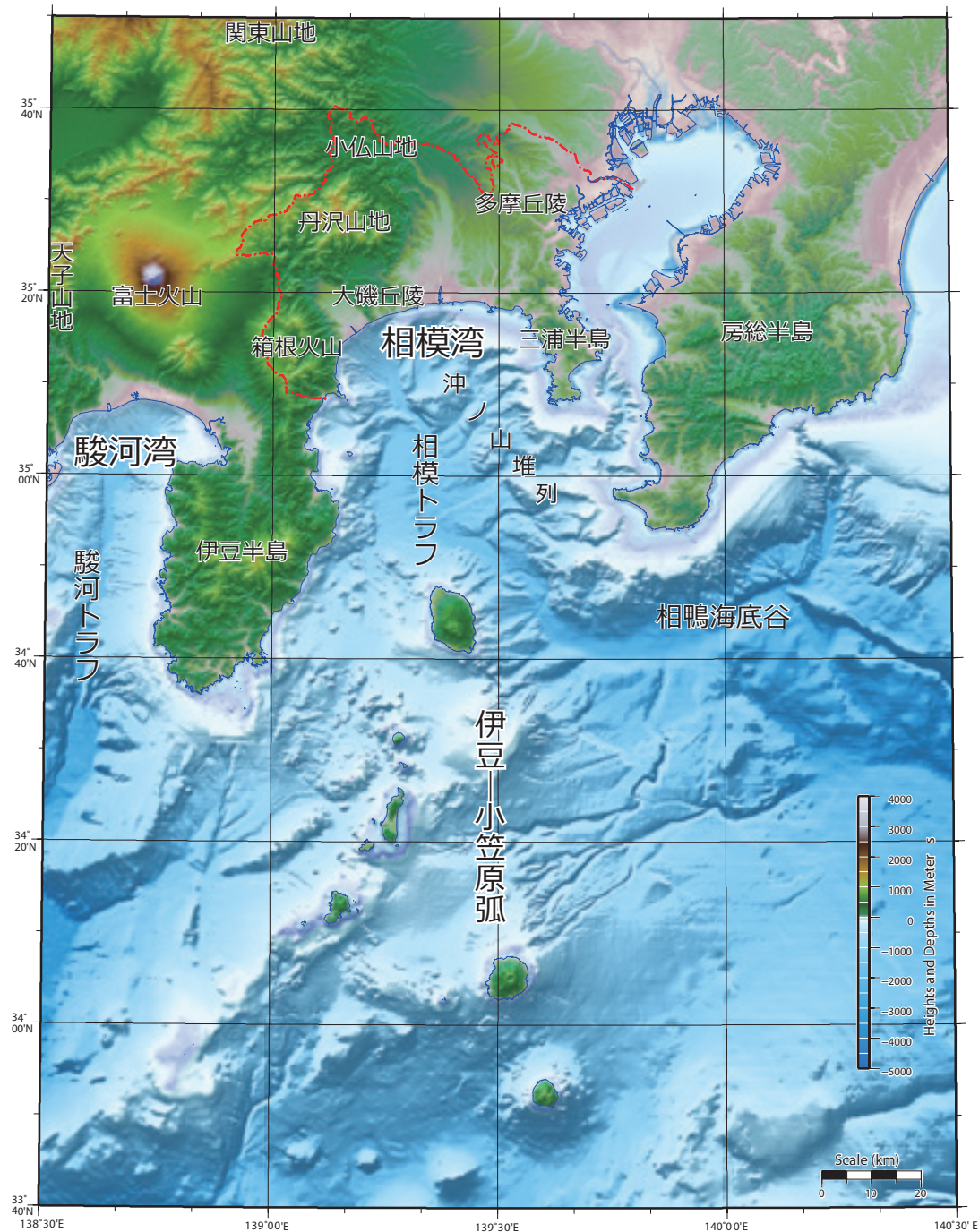


図 1. 南関東周辺から伊豆－小笠原弧北部の段彩陰影図。MixDEM を使用し、GMT により新井田秀一作図。

なっている (Taira *et al.*, 1998) (図 1)。

神奈川県西には、第四紀の活火山である富士火山が、その西には伊豆一小笠原弧と本州弧のトラフ充填堆積物に相当する富士川層群からなる天子山地が（青池、1999）、さらにその西には、前述の西南日本外帯の付加体堆積物である秩父帯や四万十帯からなる赤石山脈が連なる。秩父帯や四万十帯は、神奈川県北部に位置する関東山地の構成要素でもある。なお、四万十帯の一部は、神奈川県北部に分布する小仏山地の構成要素でもあり、河尻（2021: 本誌）で紹介されている。

神奈川県の東は、東京湾をへて、嶺岡オフィオライト、嶺岡層群、保田層群、三浦層群とその相当層、上総層群とその相当層、下総層群からなる房総半島が位置する。これらの地層は、神奈川県南東部の三浦半島の地層との連続性が指摘されているので、詳細は柴田ほか（2021；本誌）を参照されたい。

なお、デジタル標高モデル（DEM; Digital Elevation Model）のデータや衛星画像解析による、神奈川県およびその周辺地域の地形概要は、新井田（2021; 本誌）に詳しく紹介されている。



図 2. 丹沢・伊豆周辺の地質構造と模式断面図 (神奈川県立生命の星・地球博物館 (2010) より. 原図は Taira *et al.* (1998)).

本誌で取り扱った神奈川のエリア区分

本誌では、神奈川県内を構成する地質を中心に（図3）、地形を考慮してエリア区分を行い（図4, 図5）、地域ごとにレビューを行った。なおテフラについては、エリアをまたいで笠間・西澤（2021; 本誌）で紹介している。

・小仏エリア（p. 7 ~ 12）：神奈川県北部に位置する小仏山地を中心に、中津山地の東縁部や愛甲台地の北端部を構成する地質体で、小仏層群および相模湖層群が対象となる。

・丹沢エリア（p. 13 ~ 34）：神奈川県北西部に位置する丹沢山地、中津山地、道志山地を構成する地質体が対象となる。丹沢山地は、丹沢層群および丹沢層群に貫入した深成岩類や小規模火山岩類、丹沢層群が変成作用を被って形成した変成岩類、中津山地および道志山地は愛川層群が対象となる。

・足柄エリア（p. 35 ~ 48）：神奈川県西部に位置する足柄山地、関本丘陵および足柄平野を構成する地質体が対象となる。足柄山地は、足柄層群と足柄層群の形成時もしくは形成後の火成活動、関本丘陵および足柄平野は段丘堆積物と沖積層、一部テフラが対象となる。

・大磯エリア（p. 49 ~ 68）：神奈川県南部に位置する大磯丘陵と秦野盆地を構成する地質体が対象となる。大磯エリアは、丹沢層群、高麗山層群、三浦層群相当層、足柄層群相当層、前川層、羽根尾層、相模層群相当層、関東ローム層および沖積層と多岐にわたる地質体が対象となる。

・三浦エリア（p. 69 ~ 106）：神奈川県南東部に位置する三浦半島を構成する地質体で、葉山層群、三浦層群、上総層群、相模層群相当層（横須賀層、宮田層など）および沖積層と多岐にわたる地質体が対象となる。

・多摩エリア（p. 107 ~ 123）：神奈川県東部に位置する多摩丘陵と多摩川低地を構成する地質体で、上総層群、相模層群、関東ローム層および沖積層が対象となる。

・相模野エリア（p. 125 ~ 136）：神奈川の中央に位置する相模野台地、愛甲台地、相模平野を構成する地質体が対象となる。中津層群、上総層群、相模層群および関東ローム層が対象となる。

・箱根エリア（p. 137 ~ 160）：神奈川の北西部に位置する箱根火山を構成する地質体が対象となる。箱根火山の噴出物を中心に、箱根火山の基盤岩も対象となる。

おわりに

神奈川県は狭い県にもかかわらず、上述した8エリアのように、地域ごとにそれぞれの地質の特徴があることがみえてくる。地形、地質がもつ背景を深堀りしていくことで、同じように見えていた足元の大地は、実は地域ごとにそれぞれの成り立ちを持っているのである。グローバルにみれば、神奈川県はフィリピン海プレートと本州側のプレートの境界に位置する、という世界的にみて特異な場所といえる。伊豆・小笠原弧がくさびのように本州に食い込む変動が、地域に種々の地質を生み出している。本報告書の各レビューには、これまでの研究の多数の引用がある。その地域の研究をすべて網羅とまではいかないが、地域地質を知る手がかりとしてデータ資料的な意味をもつであろう。ぜひ、活用してほしい。本報告書が、地球科学的な意味でグローバルな視点とローカルな視点をつなぐとともに、学術の普及的な意味で、研究者コミュニティと市民をつなぐものとなれば幸いである。

引用文献

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）, (9): 113-151.

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）, (9): 41-56.

Ishizuka, O., R. N. Taylor, M. Yuasa & Y. Ohara, 2011. Making and breaking an Island arc: A new perspective from the Oligocene Kyushu-Palau arc, Philippine Sea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **12**: Q05005, doi:10.1029/2010GC003440.

磯崎行雄・丸山茂徳・青木一勝・中間隆晃・宮下敦・大藤 茂, 2010. 日本列島の地体構造区分再訪—太平洋型（都城型）造山帯構成单元および境界の分類・定義—. *地学雑誌*, **119**(6): 999-1053.

神奈川県立生命の星・地球博物館, 2010. 展示解説書「日本列島 20 億年 その生い立ちを探る」. 92pp. 神奈川県立生命の星・地球博物館.

神奈川県立生命の星・地球博物館編, 2016. 神奈川の自然図鑑 1 新版 岩石・鉱物・地層. 160pp. 有隣堂, 横浜.

笠間友博・西澤文勝, 2021. 神奈川県に分布するテフラ—関東ローム層と中期更新世の指標テフラ—. 神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学）, (16): 161-180.

加藤 茂・長井俊夫・玉木 操・近藤 忠・富安義昭・加藤 剛・宗田幸次・浅田 昭, 1985. 相模トラフ東部から海溝三重点までの海底地形. *水路部研究報告*, (20): 1-24.

河尻清和, 2021. 小仏山地に分布する四万十帯小仏層群・相模湖層群の地質. 神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学）, (16): 7-12.

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*, **240**: 1-10.

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—5 系統の断層発達史—. *地学雑誌*, **119**(4): 585-614.

新井田秀一, 2021. 地球観測衛星画像や DEM を用いた神奈川の地形判読. 神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学）, (16): 181-190.

Seno, T., S. Stein & A. Gripp, 1993. A model for the motion of the Philippine Sea Plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *Journal of Geophysical Research*, **98**(B10): 17941-17948.

柴田健一郎・野崎 篤・高橋直樹・笠間友博・西澤文勝・田口公則, 2021. 三浦半島の新第三系と第四系：付加体—外縁隆起帯—前弧海盆堆積物. 神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学）, (16): 69-106.

杉村 新, 1972. 日本付近におけるプレートの境界. *科学*, **42**: 192-202.

Taira, A., S. Saito, K. Aoike, A. Morita, H. Tokuyama, K. Suyehiro, N. Takahashi, M. Shinohara, S. Kiyokawa, J. Naka & A. Klaus, 1998. Nature and growth rate of the Northern Izu-Bonin (Ogasawara) arc crust and their implications for the continental crust formation. *Island Arc*, **7**: 395-407.

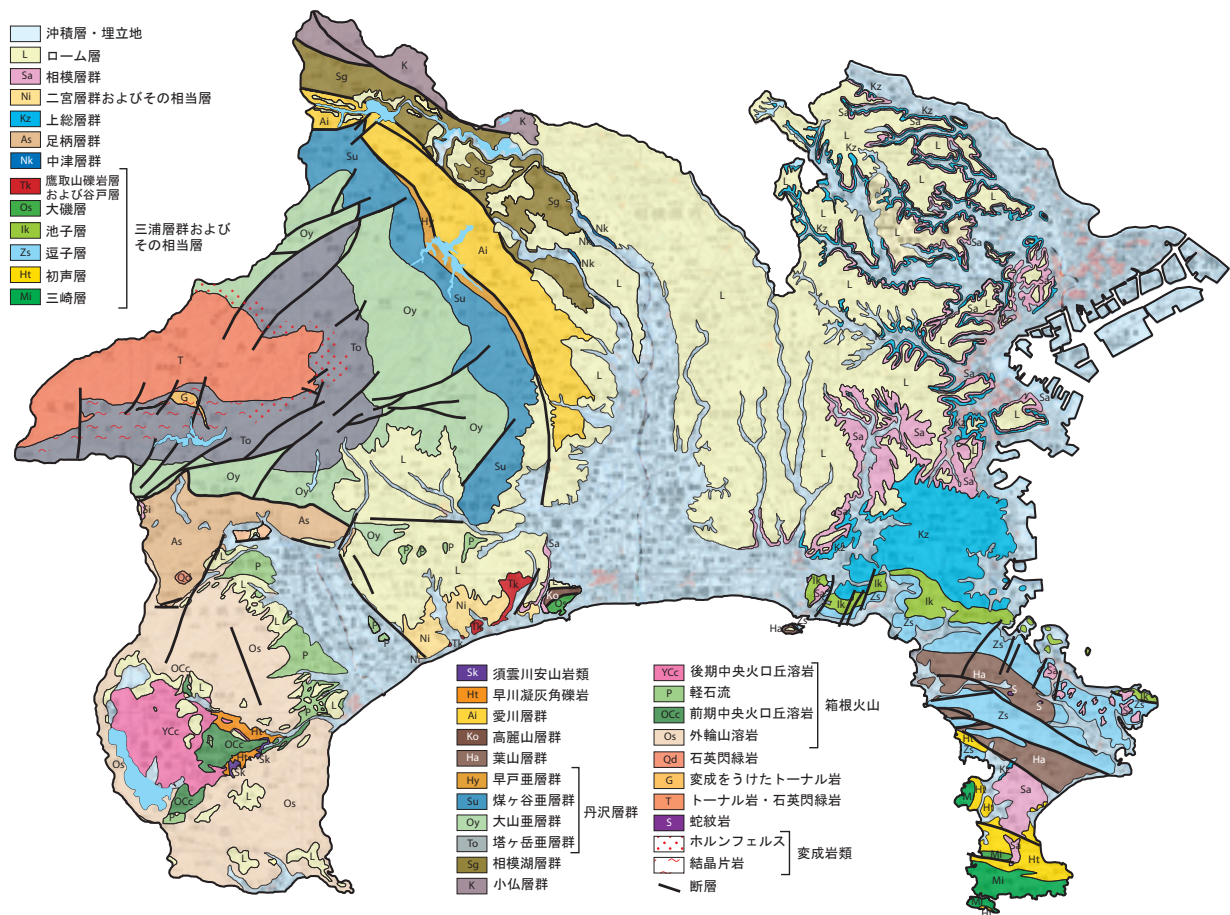


図 3. 神奈川県地質図（神奈川県立生命の星・地球博物館（2016）より）。

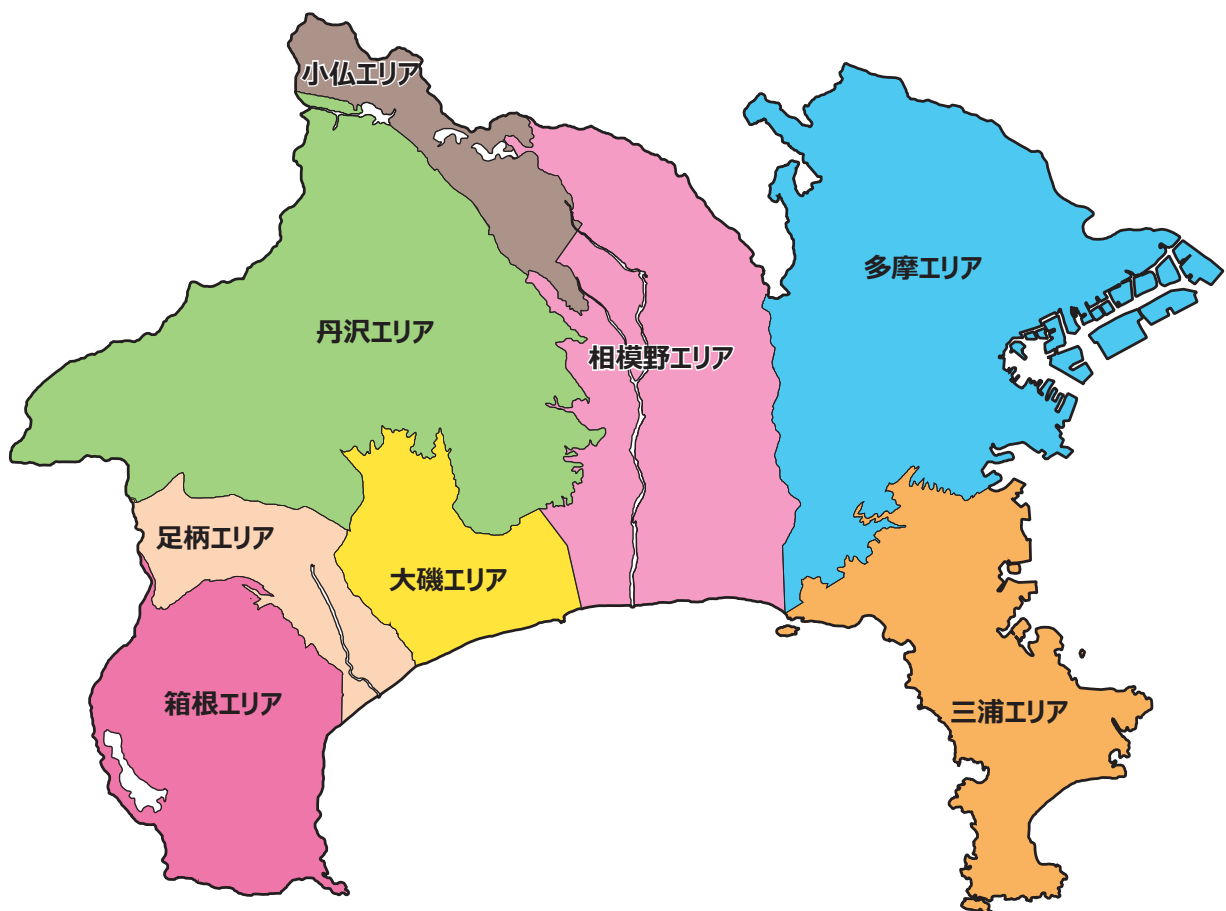


図 4. 本誌で行った神奈川県のエリア区分。

時代	万年 前	箱根・湯河原	西丹沢・足柄	小仏・東丹沢・北丹沢	大磯丘陵	相模平野・相模野台地	多摩丘陵	横浜・三浦北部	三浦南部	万年 前	時代
第四紀	完新世 1.1	沖積層 後期中央火口丘 溶岩類	沖積層 関東ローム層	沖積層 関東ローム層	沖積層 新期段丘堆積物 武蔵野ローム層	沖積層 新期段丘堆積物 武蔵野ローム層	沖積層 新期段丘堆積物 武蔵野ローム層	沖積層 新期段丘堆積物 武蔵野ローム層	沖積層 新期段丘堆積物 武蔵野ローム層	1.1	完新世
	後期更新世 13	箱根火山岩類 軽石流堆積物 前期中央火口丘 溶岩類	関東ローム層 下末吉ローム層	関東ローム層 下末吉ローム層	関東ローム層 下末吉ローム層	関東ローム層 下末吉ローム層	関東ローム層 下末吉ローム層	関東ローム層 下末吉ローム層	関東ローム層 下末吉ローム層	13	後期更新世
	中期更新世 78	外輪山溶岩類	地沢層 足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	相模層群 沼代層 二宮層 羽根尾層 前川層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	78	中期更新世
第四紀	前期更新世 258	須雲川安山岩類 早川凝灰角礫岩	足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	地沢層 足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	258	前期更新世
	後期鮮新世 360	須雲川安山岩類 早川凝灰角礫岩	足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	地沢層 足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	360	後期鮮新世
	前期鮮新世 533	須雲川安山岩類 早川凝灰角礫岩	足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	地沢層 足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	533	前期鮮新世
新第三紀	後期中新世 1162	須雲川安山岩類 早川凝灰角礫岩	足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	地沢層 足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	1162	後期中新世
	中期中新世 1597	須雲川安山岩類 早川凝灰角礫岩	足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	地沢層 足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	1597	中期中新世
	前期中新世 2303	須雲川安山岩類 早川凝灰角礫岩	足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	地沢層 足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	2303	前期中新世
古第三紀	漸新世 3390	須雲川安山岩類 早川凝灰角礫岩	足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	地沢層 足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	3390	漸新世
	始新世 5600	須雲川安山岩類 早川凝灰角礫岩	足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	地沢層 足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	5600	始新世
	晩新世 6600	須雲川安山岩類 早川凝灰角礫岩	足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	地沢層 足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	6600	晩新世
白亜紀		須雲川安山岩類 早川凝灰角礫岩	足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	地沢層 足柄層群 煙層 瀬戸層 日向層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層	相模層群 沼代層 二宮層		白亜紀

図 5. 神奈川県を構成する地層の層序対比図（神奈川県立生命の星・地球博物館（2016）を改変）。

小仏山地に分布する四万十帯小仏層群・相模湖層群の地質

A Review of Geology of Kobotoke and Sagamiko Groups in the Southernmost Part of the Kanto Mountains

河尻清和¹⁾

Kiyokazu KAWAJIRI¹⁾

Abstract. The Kobotoke Mountains are situated in the southernmost part of the Kanto Mountains and are composed of Cretaceous to Paleogene accretionary complexes in the Shimanto Belt. The complexes in the Kobotoke Mountains are the Cretaceous Kobotoke Group and the Paleogene Sagamiko Group. The Kobotoke Group is in fault contact with the Jurassic accretionary complex in the Chichibu belt to the north along the Itsukaichi - Kawakami Tectonic Line, and also with the Sagamiko Group to the south. The Kobotoke Group is composed of the Bonborigawa and Kobuse formations. The Bonborigawa Formation consists mainly of sandstone and alternation of sandstone and shale, with conglomerate and felsic tuff. The Kobuse Formation consists mainly of pelitic phyllite and alternating beds of sandstone and shale, with intercalation of tuffaceous phyllite, including some blocks of chert and greenstone. The geologic age of the Bonborigawa Formation is Albion to Maastrichtian, while the Kobuse Formation is probably Late Cretaceous. The Sagamiko Group is in the fault contact with the Kobotoke Group to the north, and bounded on Neogene volcanic and clastic sedimentary rocks to the south along the Tonoki - Aikawa Tectonic Line. The Sagamiko Group is composed of the Gongenyama and Seto formations. The Gongenyama Formation consists mainly of sandstone and alternation of sandstone and shale, with shale, conglomerate and felsic tuff. The Seto Formation consists mainly of shale and phyllite, with intercalation of sandstone and chaotic deposit. The geologic age of the Gongenyama Formation is Early Paleocene to Middle Eocene, while the Seto Formation is Middle Eocene to Early Oligocene.

Key words: Kobotoke Mountains, accretionary complex, Shimanto Belt, Kobotoke Group, Sagamiko Group

1. はじめに

神奈川県北西部の小仏山地は関東山地の南部にあたり、神奈川県最古の地層が見られる地域である。関東山地には三波川帯、秩父帯、四万十帯などの付加体およびその変成相が広く分布しており、小仏山地には、最も南に位置する四万十帯が分布している。関東山地南部の四万十帯は古くから研究されており、鈴木（1888a, 1888b）が小仏古生層として、地質図に記載したことより始まる。その後、藤本（1931）は小仏層と命名し、下部より、小伏層、川乗層、笹野層に区分した。また、三土（1932）は

小仏統と命名し、佐野川層、与瀬層、恩方層、城山層に区分した。四万十帯に属する地層群の層序に関する研究としては、山梨県・山梨県地質図編纂委員会（1970）、牧野（1973）、酒井（1987, 2007）、Watanabe & Iijima（1989）、石田（1995, 1996）などがある。構造地質学的な研究としては、小川（1975）、Kosaka *et al.*（1988）および Ogawa *et al.*（1988）が、苦鉄質岩～超苦鉄質岩の岩石学的研究としては、Ishida（1972）、石田（1974, 1985, 1987）、石田ほか（1988）、荒井・石田（1987）、石田・荒井（1990）、石田（2002）などがある。関東山地の四万十帯の研究史については、河尻（2012）や原（2013）に紹介されている。しかしながら、関東山地の四万十帯は部分的に変成作用を被って千枚岩質となるなど、化石の産出に乏しく、付加体としての研究が十分に進められているとは言い難い。本稿では、神奈川県内の四万十帯の地質についてのレ

¹⁾ 相模原市立博物館
〒252-0221 相模原市中央区高根 3-1-15
Sagamihara City Museum
3-1-15 Takane, Chuo-ku, Sagamihara, Kanagawa 252-0221, Japan
k.kawajiri.uk@city.sagamihara.kanagawa.jp

ビューを行なった河尻（2012）を基に、新知見を加えて神奈川県内の四万十帯の地質の概要を述べる。

2. 小仏山地の地形地質概説

2-1 小仏山地の地形概説

小仏山地については定義や範囲は明確ではなく、おそらく、小仏峠を中心とする関東山地最南部の山塊に使用されている名称である。「小仏」の地名としては、小仏峠のほかは、小仏城山がある。高尾山（標高 599 m）から小仏峠、景信山（標高 727 m）を経て、陣馬山（標高 855 m）、生藤山（標高 990 m）にかけて、小仏山地の主要な稜線が見られる。最高地点は生藤山であり。関東山地の最高地点である甲武信ヶ岳（標高 2,475 m）周辺に比べて、なだらかな山容を示す。

2-2 小仏山地の地質概説

小仏山地に分布する地層は四万十帯に属する地層群で、白亜紀から古第三紀の付加体である。四万十帯は関東山地の南縁に位置し、北側～北東側は、白垩断層、仏像構造線、五日市一川上構造線で秩父帯と、南側は藤野木一愛川構造線で、古伊豆一小笠原弧の一部をなす新第三系と接する（図 1）。西側は徳和深成岩体に貫入され、東側は新第三系および第四系によって覆われている（例えば、酒井, 1987; 坂本ほか, 1987; 尾崎ほか, 2002; 原ほか, 2010; 植木ほか, 2013）。

四万十帯の区分については、研究者ごとに様々になされており、統一された見解は出されていない。小仏山地の四万十帯の地層群の区分については、見上（1968, 1978）、奥村・門倉（1973）、奥村（1975）、神奈川県教育委員会（1980a, 1980b）、酒井（1987）、Yagi（2000）、原（2013）があるが、本稿では、地層区分を酒井（1987）に従うこととした。

付加体は断層に境された地層が構造的に積み重なった地質体であり、地層が下から順に堆積して形成されたわけではない。そのため、断層と断層の間では地層累重の法則が成り立つ場合もあるが、全体としては成り立たない。そこで、様々な研究者が付加体の地層群を区分するにあたり、「層」や「層群」に変わる用語を提唱している。付加体の区分に関しては中江（2000）にまとめられている。小仏山地に分布する四万十帯の地層群の層序単位名称としては、酒井（2007）が従来の「層群」を「コンプレックス」に、「層」を「ユニット」に、原（2013）は従来の「層群」はそのまま、「層」のみを「ユニット」に置き換えた。「コンプレックス」や「ユニット」の呼称は、定義が研究者ごとによって異なり確定されていないため本稿では使用せず、従来通り「層群」と「層」を用いることとする。

関東山地の四万十帯は北から南へ、小河内層群、小仏層群、相模湖層群に区分され、それぞれの境界は断層である。小仏山地には小河内層群は分布しないので、本稿では小仏層群と相模湖層群について述べる。図 2 に小仏山地の四万十帯の地質図を示した。小仏層群は後期白亜紀の付加年代を示し、盆堀川層と小伏層に区分され、相模湖層群は古第三紀の付加年代を示し、権現山層と瀬戸層に区分される（酒井, 1987）。

3. 小仏層群

3-1 小仏層群の概要

小仏層群は、北側は秩父帯の地層群および小河内層群と五日市一川上構造線で、南側は相模湖層群と断層で接する（図 2）。主に後期白亜紀の砂岩頁岩互層、千枚岩からなり、礫岩、珪長質凝灰岩、混在岩などをともなう。混在岩にはチャートや緑色岩のブロックが含まれる（酒井, 1987; Yagi, 2000）。全体的に弱い変成作用を受けている（Hara & Kurihara, 2010）。砂岩および砂岩頁岩互層を主体とする盆堀川層と千枚岩質頁岩および砂岩頁岩互層を主体とする小伏層に区分される。

3-2 盆堀川層

主に砂岩および砂岩頁岩互層よりなり（図 3A）、礫岩、珪長質凝灰岩を伴う。珪長質凝灰岩は砂岩中の薄層として挟在されることが多いが、層厚数 m のものも存在する（河尻, 2012）。原（2013）の盆堀川ユニット、笛吹ユニットおよび小菅ユニットにほぼ相当する。褶曲が発達するが全体に北方上位である（酒井, 1987）。礫岩の礫種は、チャート、砂岩、頁岩が多く、石英斑岩や花崗岩質岩などの火成岩も含まれる（牧野, 1973; 酒井, 1987; Yagi, 2000）。

小仏山地からは化石の報告はないが、東京都檜原村やあきる野市、山梨県丹波山村の珪長質凝灰岩、珪質頁岩、頁岩中の放散虫化石より、盆堀川層の年代は白亜紀アルビアン～マーストリヒチアンと考えられる（久田ほか, 1986; 酒井, 1987; Takahashi & Ishii, 1995; 石田, 2004; Yagi, 2000; 原, 2013）（図 4）。

3-3 小伏層

小仏山地周辺では、津久井湖の北方から高尾山、景信山、陣馬山を経て鶴川上流域に至る細長い地域に分布する。主に泥質千枚岩および砂岩頁岩互層よりなり（図 3B）、凝灰質千枚岩や千枚岩化した安山岩を挟在する。凝灰質千枚岩を頻繁に挟在し、千枚岩化した頁岩凝灰岩互層となっている部分もある。レンズ状またはブロック状の苦鉄質火山岩やチャートの異地性ブロックを含む（酒井, 1987; 梶浦, 1995; Yagi, 2000; 原, 2013）。生藤山から陣馬山南方にかけては、キンクバンドの発達や砂岩の片状化、ブーディン構造などが見られ、千枚岩化が著しい。著しく微褶曲の発達する地域もある（奥村・門倉, 1973）。陣馬山北方などでは千枚岩質頁岩中に二次的な黄鉄鉱が生じている場合がある。小伏層の年代は頁岩中などの放散虫化石から白亜紀サントニアン～カンパニアンと考えられる（Hara & Kurihara, 2010）（図 4）。

4. 相模湖層群

4-1 相模湖層群の概要

おもに砂岩、頁岩、砂岩頁岩互層からなり、千枚岩、礫岩、チャート、玄武岩、石灰岩を伴う。北側は断層で小仏層群と、南側は藤野木一愛川構造線で愛川層群および丹沢層群とその相当層と接する。砂岩および砂岩頁岩互層を主体とする権現山層と、頁岩、千枚岩質頁岩、砂岩頁岩互層を主体とする瀬戸層に区分される（酒井, 1987）。

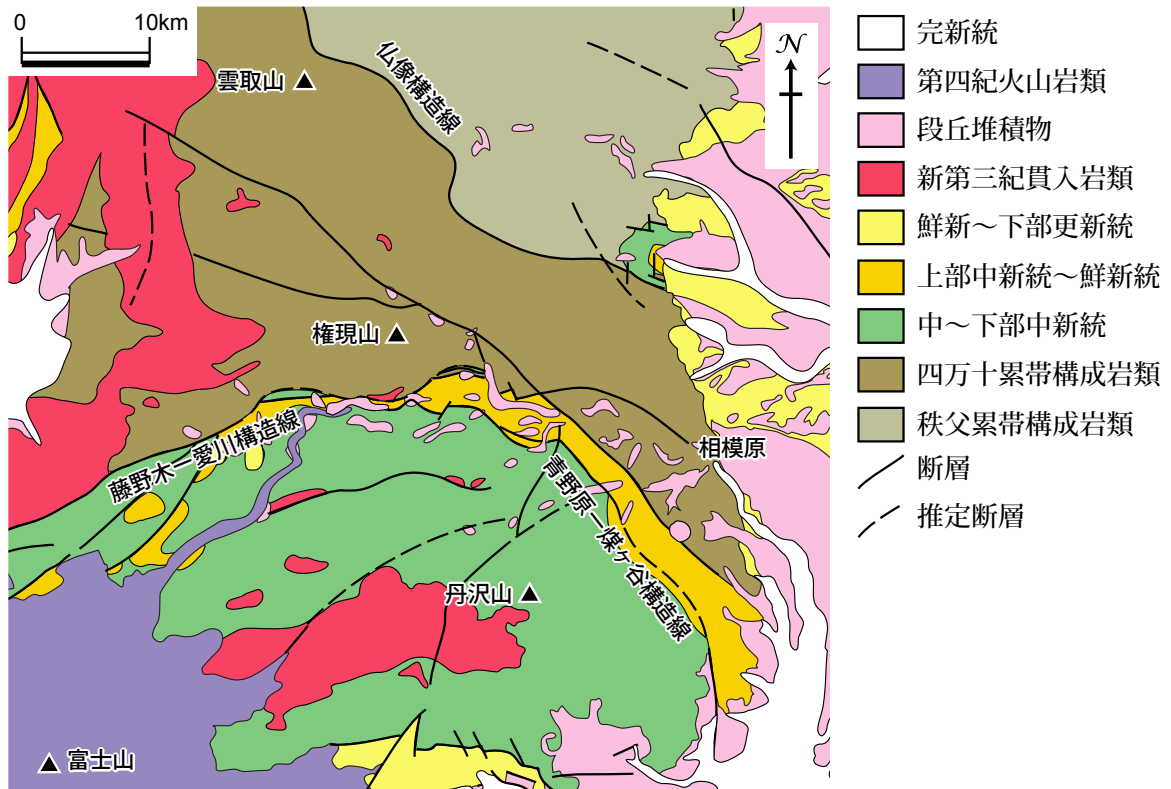


図 1. 関東山地南部の地質図. 杉山ほか (1997) を基に作成.

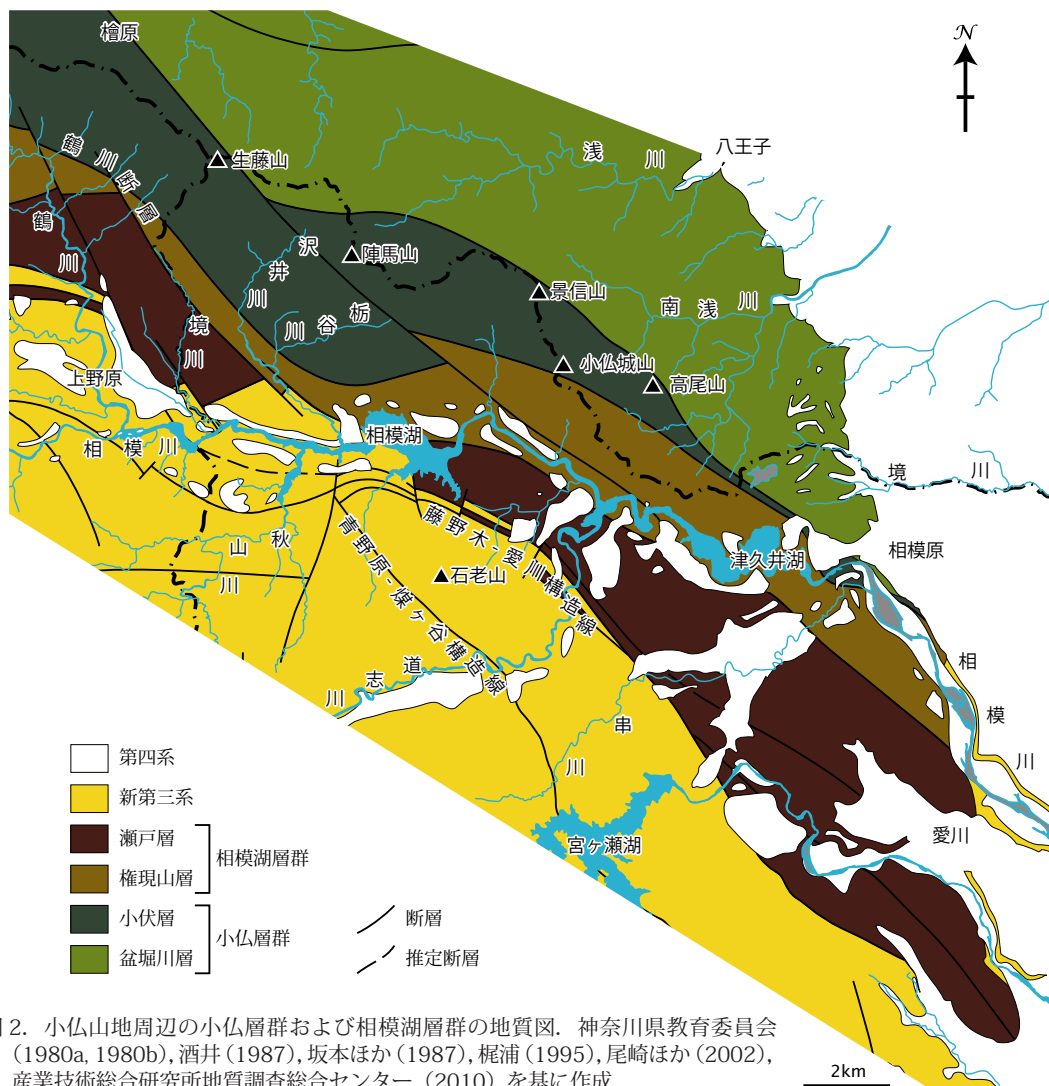


図 2. 小仏山地周辺の小仏層群および相模湖層群の地質図. 神奈川県教育委員会 (1980a, 1980b), 酒井 (1987), 坂本ほか (1987), 梶浦 (1995), 尾崎ほか (2002), 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2010) を基に作成.

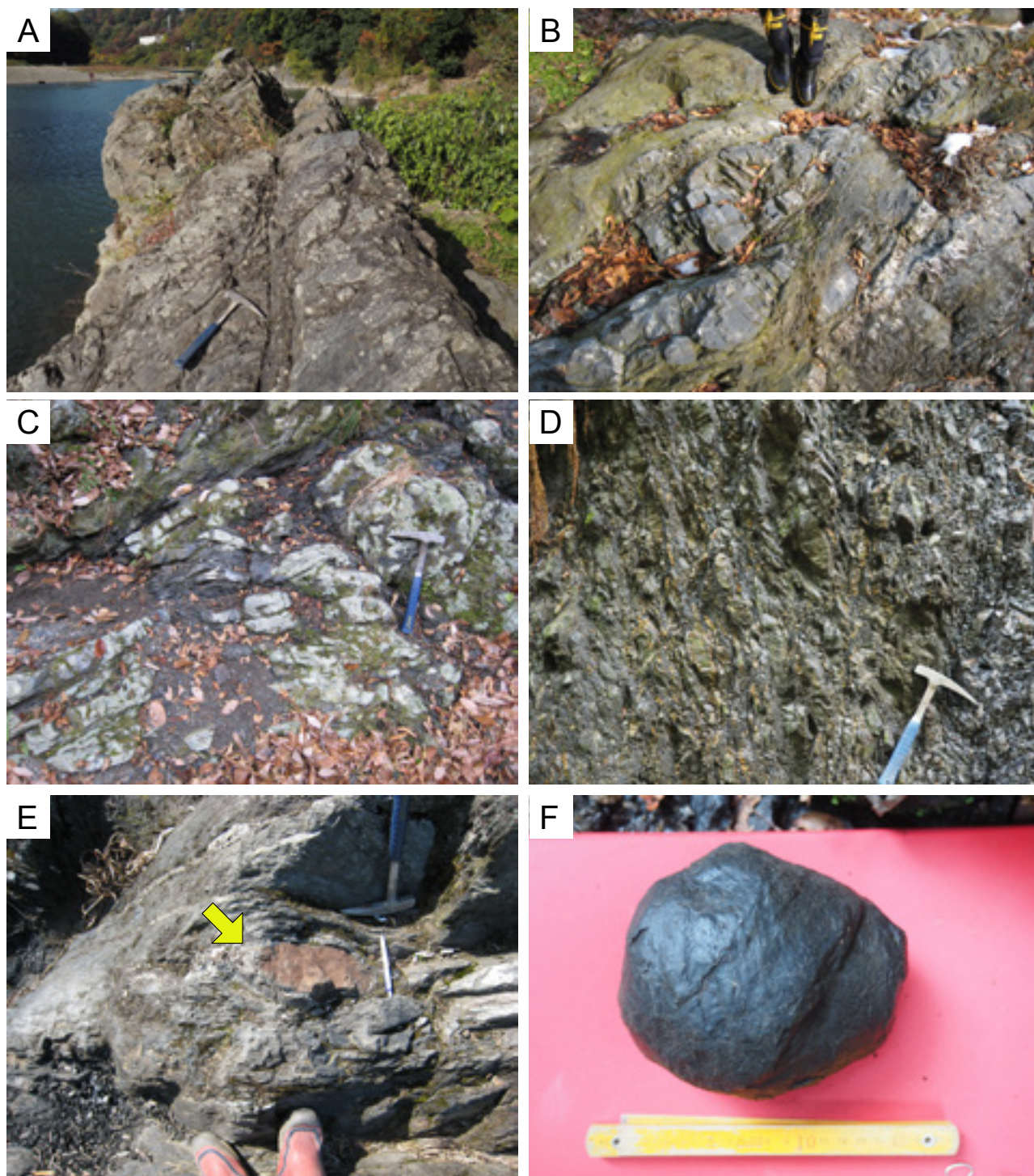


図 3. 小仏層群および相模湖層群の岩相。

A: 盆堀川層の砂岩頁岩互層（相模原市緑区川尻相模川左岸）、B: 小伏層の千枚岩化した砂岩頁岩互層（相模原市緑区佐野川沢井川右岸）、C: 権現山層の砂岩頁岩互層（相模原市緑区小原）、D: 瀬戸層の破断した砂岩頁岩互層（相模原市緑区若柳）、E: 瀬戸層の頁岩中の石灰質ノジュール（矢印）（相模原市緑区青山道志川右岸）、F: 瀬戸層の黒色ノジュール転石（相模原市緑区若柳）。

4-2 権現山層

主に砂岩および砂岩頁岩互層よりなり（図 3C）、頁岩、礫岩、珪長質凝灰岩を伴う。砂岩頁岩互層には、スランプ褶曲やブーディング構造がみられる場合があり、津久井湖上流の相模川および道志川沿いでは、一部に北西 - 南東の軸を持つ褶曲が認められる（見上, 1968; 河尻, 2012）。礫岩は一般に垂角礫～円礫で、礫種は砂岩、頁岩、チャートが多く、石灰岩、花崗岩様岩石、火山岩もみられる（梶浦, 1995; 奥村, 1975; 原, 2013）。奥村（1975）はウーライト構造を示す石灰岩礫や、化石を含む石灰岩礫を報告し

ている。

相模原市緑区澤井や相模原市緑区葉山島の頁岩中の放射虫化石から、権現山層の年代は前期暁新世～中期始新世と考えられる（酒井, 1987; 酒井・梶浦, 1994; 猿田・高橋, 2012）（図 4）。

4-3 瀬戸層

主に頁岩、千枚岩質頁岩、砂岩頁岩互層からなり（図 3D）、砂岩や砂岩ブロックを含む混在岩を伴う。南縁部では砂岩および頁岩を主体とする（神奈川県教育委員会、

		小仏層群	相模湖層群
古第三紀 白亜紀	漸新世	盆堀川層 小伏層	権現山層 瀬戸層
	始新世		
	暁新世		
	マーストリヒチアン		
	カンパニアン		
	サントニアン		
	コニアシアン		
	チューロニアン		
	セノマニアン		
	アルビアン		
前期	アプチアン		

図 4. 小仏層群および相模湖層群を構成する各層の年代。

1980a, 1980b; 梶浦, 1995; Yagi, 2000)。また、藤野木一愛川構造線近傍の頁岩中には頻繁にドレライト岩脈が貫入している。

大月市真木付近には、苦鉄質凝灰岩～火山礫凝灰岩、枕状溶岩、玄武岩質溶岩、ハイアロクラスタイトを主体とする緑色岩が発達している (Ishida, 1972; 石田, 1974; 酒井, 1987; Yagi, 2000)。また、大月市初狩町～甲州市勝沼町にかけての藤野木一愛川構造線近傍からは蛇紋岩、ピクライト玄武岩、タルク一角閃石岩が報告されている (石田, 1987; 石田ほか, 1988; 荒井・石田, 1987; 石田・荒井, 1990)。河尻 (2012) は、上野原市上野原において蛇紋岩体を、相模原市緑区小淵において変斑レイ岩の転石を報告したが、その後の調査で、それぞれ、蛇紋石脈を伴う著しく剪断された含礫頁岩と苦鉄質角礫岩であることが判明した (河尻, 2015)。含礫頁岩は、数 cm ～ 10 cm 程度の閃緑岩、斑レイ岩、玄武岩、ドレライト、珪質岩、砂岩のブロックを含む。また、苦鉄質角礫岩は、種々の斑レイ岩の角礫を含み、蛇紋石の細脈を伴う (河尻, 2015)。

瀬戸層の頁岩には石灰質ノジュールが含まれる場合があり、最大長径 30 cm 程度である (図 3E)。また、濱松 (2017) は、愛川町西部の中津川支流の道ノ入沢より転石であるが、黒色ノジュールを報告した。黒色ノジュールは相模原市緑区若柳の相模湖南岸においても転石として見出される (図 3F)。また、道ノ入沢からは生痕化石を含むノジュールの転石も報告されている (小竹, 1996)。ノジュールが報告されているのはいずれも藤野木一愛川構造線近傍であり、ほぼ同一層準と考えられる。

大月市笹子町、大月市七保町、愛川町八菅山付近、愛川町勝楽寺付近の頁岩および珪質頁岩中の放散虫化石より、瀬戸層の年代は中期始新世～前期漸新世と考えられる (高橋・石井, 1993; Yagi, 2000; 猿田・高橋, 2012) (図 4)。

5. おわりに

日本列島には広く付加体が分布しており、1980～1990年代にかけて、微化石層序学を軸とした精力的な研究が遂行されてきた。その結果、多くの地域で層序区分や地

質構造が解明された。西南日本のジュラ紀付加体においては、各地域間の層序対比が進められ、海洋プレート層序の復元や付加体の形成史が明らかにされている。その中で、関東山地に分布するジュラ紀付加体である秩父帯も重要な役割を果たしてきた。

一方で白亜紀～古第三紀の付加体である四万十帯においては、各地域における地質年代や地質構造の解明は進められているが、ジュラ紀付加体に比べて広域対比や包括的な研究は進んでいない。特に、関東山地の四万十帯については、プレートテクトニクスに依拠した研究が少ない。その理由の一つとして、他地域に比べて付加した後の変形が激しく、放散虫化石などの年代決定に有効な微化石の産出に乏しいことが挙げられる。付加体において、岩相だけで層序区分をなすには限界があり、微化石年代や放射年代に基づく層序区分の確立は、地質構造や形成史を理解する上でも欠かせない。関東山地の四万十帯の変形は伊豆一小笠原弧の衝突の影響を受けている可能性もあり、四万十帯の構造発達史の解明だけにとどまらず、南部フォッサマグナ地域における島弧-島弧の衝突過程の解明のためにも、様々な角度から研究を進める必要がある。

謝辞

東京都立大学の松風潤氏、相模原地質研究会のメンバーの皆様には現地調査でお世話になった。以上の方々に深くお礼申し上げます。

引用文献

- 荒井章司・石田 高, 1987. 山梨県笹子地域の小仏層群中の蛇紋岩類の岩石学的性質—他の環伊豆地塊蛇紋岩類との比較—, 岩鉱, **82**(9): 336-344.
- 藤本治義, 1931. 小仏層に就いて, 地学雑誌, **43**(7): 377-383.
- 濱松喜八郎, 2017. 愛川町平山の中津川中流～相模川下流域に転石として産出しているへそ石の産出地解明, 神奈川地学, (81): 35-40.
- 原 英俊, 2013. 八王子地域の地質, 第 3 章, 小仏層群・相模湖層群, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), pp.11-23. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Hara, H. and Kurihara, T., 2010. Tectonic evolution of low-grade metamorphosed rocks of the Cretaceous Shimanto accretionary complex, Central Japan. *Tectonophysics*, **485**: 52-61.
- 原 英俊・上野 光・角田謙朗・久田健一郎・清水正明・竹内圭史・尾崎正紀, 2010. 三峰地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), 110pp. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 久田健一郎・上野 光・岸田容司郎, 1986. 関東山地小仏層群より白亜紀放散虫化石の産出, 大阪微化石研究会誌, 特別号, (7): 255-258.
- 石田直人, 2004. 関東山地南東部, 檜原地域の秩父累帯南帯中生界の岩相層序とジュラ紀新世放散虫化石群集, 大阪微化石研究会誌, 特別号, (13): 89-109.
- Ishida, T., 1972. Greenstones of the Shimanto zone in the southwestern margin of the Kanto Massif (I) - Stratigraphical evidences -, *Memoirs of the Faculty of Liberal Arts & Education, Yamanashi University, Part 2 (Mathematics & Natural Sciences)*, (23): 94-99.
- 石田 高, 1974. 関東山地における四万十帯小仏層群の緑色岩類

- (II). 山梨大学教育学部研究報告 第2分冊(自然科学系), (25): 45-50.
- 石田 高, 1985. 関東山地における四万十帯小仏層群の緑色岩類 (III) —特に主成分化学組成について—. 山梨大学教育学部研究報告 第2分冊 (自然科学系), (36): 62-68.
- 石田 高, 1987. 山梨県大月市笹子町の小仏層群から産出した蛇紋岩. 地質学雑誌, **93**(3): 233-236.
- 石田 高, 1995. 伊豆弧と本州弧の衝突地域の火成活動およびテクトニクス (I). 山梨大学教育学部研究報告 第2分冊(自然科学系), (46): 31-39.
- 石田 高, 1996. 伊豆弧と本州弧の衝突地域の火成活動およびテクトニクス (II) —小仏層群のユニット分帯—. 山梨大学教育学部研究報告 第2分冊 (自然科学系), (47): 50-56.
- 石田 高, 2002. 伊豆弧と本州弧の衝突地域の火成活動およびテクトニクス (VII) —議論およびまとめ—. 山梨大学教育人間科学部紀要, **3**(2): 1-12.
- 石田 高・荒井章司, 1990. 山梨県勝沼付近における小仏層群中のタルクー角閃石英岩の地質学的意義. 岩鉱, **85**(9): 424-434.
- 石田 高・荒井章司・高橋奈津子, 1988. 山梨県大月市初狩町の小仏層群からピクライト玄武岩の産出. 岩鉱, **83**(2): 43-50.
- 梶浦唯史, 1995. 相模原台地北西部上大島地域の四万十帯層群. 相模原市立博物館研究報告, (4): 127-158.
- 神奈川県教育委員会, 1980a. 神奈川県地質図「八王子」. 神奈川県教育委員会.
- 神奈川県教育委員会, 1980b. 神奈川県地質図「五日市・上野原」. 神奈川県教育委員会.
- 河尻清和, 2012. 神奈川県域に分布する四万十帯の地質. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (14): 163-174.
- 河尻清和, 2015. 神奈川県北西部, 四万十帯相模湖層群瀬戸層中の苦鉄質岩類の産状. 日本地質学会第122年学術大会講演要旨, p.443.
- 小竹信宏, 1996. 愛川町平山の古第三系相模湖層群から産出した生痕化石. 神奈川自然誌資料, (17): 87-94.
- Kosaka K., Itoga, H. and Yanai, S., 1988. Macroscopic and mesoscopic kink folds of the Kobotoke Group in the southern Kanto Mountains, central Japan. *Journal of the Geological Society of Japan*, **94**(3): 221-224.
- 牧野泰彦, 1973. 小仏層群の層序学的ならびに堆積学的研究. 地質学雑誌, **79**: 299-308.
- 見上敬三, 1968. 津久井町中野周辺の地質—城山ダム建設に伴う水没地区地質調査報告書—. 神奈川県文化財調査報告書, (31): 1-21.
- 見上敬三, 1978. II 地質 2 小仏山地. 神奈川県県民部県史編集室編, 神奈川県史各論編 4 自然, pp102-112. 神奈川県.
- 三土知芳, 1932. 7万5千分の1地質図幅「八王子」説明書. 54pp. 地質調査所.
- 中江 訓, 2000. 付加複合体の区分法と付加体地質学における構造層序概念の有効性. 地質学論集, (55): 1-15.
- 小川勇二郎, 1975. 東京都西部小仏層群の断層系 (第1報). 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, (10): 1-12.
- Ogawa, Y., Hisada, K. and Sashida, K., 1988. Shimanto Supergroup in the Kanto Mountains — a review. *Modern Geology*, **12**: 127-146.
- 奥村 清, 1975. 小仏層群について. 神奈川地学, **6**(1): 15-18.
- 奥村 清・門倉睦男, 1973. 相模湖周辺の地質 (1). 神奈川地学, (5): 143-150.
- 尾崎正紀・牧本 博・杉山雄一・三村弘二・酒井 彰・久保和也・加藤 碩一・駒澤正夫・広島俊男・須藤定久, 2002. 20万分の1地質図幅「甲府」. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 酒井 彰, 1987. 五日市地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 75pp. 地質調査所.
- 酒井 彰, 2007. 第4章 四万十帯の堆積岩コンプレックス. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅)「青梅地域の地質」, pp31-36. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 酒井 彰・梶浦唯史, 1994. 関東山地南部の四万十帯. 日本地質学会第101年学術大会講演要旨, p.296.
- 坂本 亨・酒井 彰・秦 光男・宇野沢昭・岡 重文, 1987. 20万分の1地質図「東京」. 地質調査所.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター 編, 2010. 20万分の1日本シームレス地質図データベース (2010年11月11日版). 産業技術総合研究所研究情報公開データベース DB084. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 猿田一樹・高橋 修, 2012. 関東山地南縁四万十帯相模湖層群から前期暁新世放射虫化石の産出. 地質学雑誌, **118**: 53-58.
- 杉山雄一・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄, 1997. 50万分の1活構造図8「東京」(第2版). 地質調査所.
- 鈴木 敏, 1888a. 20万分の1地質図幅「東京」および説明書. 78pp. 地質調査所.
- 鈴木 敏, 1888b. 20万分の1地質図幅「甲府」および説明書. 128pp. 地質調査所.
- 高橋 修・石井 醇, 1993. 関東山地小仏層群南縁部 (四万十帯南帯) から漸新世の放射虫化石の産出. 地質学雑誌, **99**(4): 289-291.
- Takahashi, O. and Ishii, A., 1995. Radiolarian Assemblage-zone in the Jurassic and Cretaceous Sequence in the Kanto Mountains, Central Japan. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyushu University, Series D, Earth and Planetary Sciences*, **29**: 49-85.
- 植木岳雪・原 英俊・尾崎正紀, 2013. 八王子地域の地質. 地域地質研究報告 (5万分の1地質図幅). 138pp. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Watanabe, Y. and Iijima, A., 1989. Evolution of the Tertiary Setogawa - Kobotoke - Mineoka forearc basin in central Japan with emphasis on the Lower Miocene terrigenous turbidite fills. *Journal of the Faculty of Science, the University of Tokyo, Section II, Geology, Mineralogy, Geography, Geophysics*, (22): 53-88.
- Yagi, N., 2000. Stratigraphy of the Cretaceous and Paleogene Sedimentary Complexes of the Kobotoke Belt, Kanto Mountains, Central Japan. *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba, Section B*, (21): 13-40.
- 山梨県・山梨県地質図編纂委員会, 1970. 山梨県地質誌. 10万分の1図幅山梨県地質図説明書. 240pp. 山梨県.

丹沢山地の地質 —古伊豆・小笠原北端の衝突帯に関連して—

Geology of the Tanzawa Mountains regarding Tectonic Setting in the Collision Zone at the Northern End of the Paleo-Izu-Bonin Arc

川手新一¹⁾・河尻清和²⁾・山下浩之³⁾

Shin-ichi KAWATE¹⁾, Kiyokazu KAWAJIRI²⁾ & Hiroyuki YAMASHITA³⁾

Abstract. The Tanzawa Mountains, consisting mainly of the Tanzawa Group, the Aikawa Group, and the Tanzawa Plutonic Complex, are located at the northern end of the Izu-Bonin (Ogasawara) Arc that had collided with the Honshu Arc. The Tanzawa and Aikawa groups occupy the southeastern part and the east margin of the mountains, respectively. The Tanzawa Group consists of middle Miocene to Pliocene subaqueous pyroclastics with a minor amount of clastic rocks. The Aikawa Group consists of late Miocene to Pliocene subaqueous volcanoclastics and clastic rocks. The lower to middle Tanzawa Group is inferred to have deposited in the oceanic island arc and to record the volcanism of the Paleo-Izu-Bonin Arc in the middle Miocene, whereas the Aikawa Group and the upper Tanzawa Group are interpreted as trough basin-fill deposits. The Tanzawa Plutonic Complex, consisting of tonalite and gabbro suite, intruded into the Tanzawa Group. The primary magma of the tonalitic rocks probably generated by partial melting of low-K tholeiitic crustal material. On the other hand, the gabbroic rocks may have been produced as restite by partial melting processes. The Tanzawa Group has undergone regional low-grade metamorphism ranging from zeolite to greenschist facies and also locally metamorphosed to amphibolite facies during the emplacement of the Tanzawa Plutonic Complex. Before and after the collision, Small-scale intrusions, mafic to felsic volcanic rocks, intruded into the Tanzawa Group and Tanzawa Plutonic Complex. This report is an overview of the geology of the Tanzawa Mountains, which recorded the collision of the Izu-Bonin arc and the volcanic activity of the Paleo-Izu-Bonin Arc.

Key words: Tanzawa Mountains, Tanzawa Group, Aikawa Group, Tanzawa Plutonic Complex, trough basin-fill deposits, Paleo-Izu-Bonin Arc

1. はじめに

丹沢山地の地形地質的な位置づけは、南部フォッサマグナの一部として、あるいは日本海盆や四国海盆の拡大時期における西南日本弧（本州弧）と伊豆・小笠原弧の会合部として、さらに大陸地殻の発達過程を示すモデルとしてなど、その研究が行われた年代の研究背景が反映されている。

1964年に神奈川県「丹沢大山区学術調査報告書」第1章に丹沢山塊の地質がまとめられ（坂本ほか, 1964）、1970年代までの研究をまとめた「神奈川県史・自然（神奈川県）」（見上, 1978）の中には丹沢山地に分布する丹沢層群、愛川層群、丹沢深成岩体、丹沢変成岩類の研究が総括されている。それぞれ岩相記載や層序の確立、岩石記載、変成分帯を主とした研究である。当時の研究背景として、丹沢山地はフォッサマグナ地域を特徴づけるグリーン・タフの典型的な露出地であり、グリーン・タフ造山運動での独立した堆積盆と位置づけられていた（丹沢団体研究グループ, 1973, 1975, 1976; 杉山, 1976）。一方、この頃には伊豆半島がフィリピン海プレート上の伊豆・小笠原弧北端部として第四紀のはじめに本州に衝突した地塊であるとする杉村（1972）のモデルも提唱されており、「神奈川県史」においてもプレートテクトニクスからのア

¹⁾ 武蔵高等学校中学校
〒176-8535 東京都練馬区豊玉上 1-26-1
Musashi High School and Junior High School
1-26-1 Toyotamakami, Nerima, Tokyo 176-8535, Japan
川手新一 : kawate.shin-ichi@musashi.ed.jp

²⁾ 相模原市立博物館
Sagamihara City Museum

³⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History

1-1. 地形概略 (対象範囲)

丹沢地域は、西側の糸魚川静岡構造線、東側の関東山地西縁をそれぞれ境界とする南部フォッサマグナ地域の南端部に位置している (図 1)。フィリピン海プレートは南海トラフ、駿河トラフおよび相模トラフで本州弧が属するユーラシアプレートあるいは北米プレートの下にフィリピン海スラブとして沈み込んでいる。南部フォッサマグナ地域では、海洋地殻よりも厚い海洋性島弧の地殻をもつ伊豆—小笠原弧の一部がその浮揚性のために沈み込まず付加している (Taira *et al.* 1989; Soh *et al.* 1991; 青池, 1999)。

丹沢山地の地形については、中川 (1997) が詳しい。北西部に大室山 (1587 m)、中核部に蛭ヶ岳 (1673 m)、丹沢山 (1567 m)、塔ノ岳 (1491 m)、東端の大山 (1252 m) などの山々からなる。また、丹沢山地から流れ出す河川は、北部・東北部で相模川系の道志川・中津川とそれらの支流、南部で酒匂川系の河内川・皆瀬川・川苔川とその支流、南東部では花水川系の金目川・渋田川とその支流である。各河川の流路と活断層の方向には深い関係が認められることがある。

丹沢山地は、北東部から東部を伊勢原断層 (青野原—煤ヶ谷構造線)、北西部は長者舎断層および道志川断層、南は神縄断層・中津川断層系と渋沢断層によってそれぞれ区切られている。北縁および北東縁は白亜系の小仏層群および古第三系の相模湖層群からなる小仏山地などの山地と接し、東縁は第四紀更新統からなる台地と接する。北西縁は新第三系の御坂山地と桂川で限られており、南西縁は富士火山の噴出物に覆われ、南縁は酒匂川で第四紀更新統の足柄山地と接している (小池, 1997)。

1-2. 地質概要 (記述する地質体について、図 2 参照)

丹沢山地の新第三系は、丹沢層群 (Mikami, 1961 など)、都留層群 (丹沢団体研究グループ, 1973 など)、西桂層群 (Ishida, 1969, 1970; 福田・篠木, 1952 など)、愛川層群 (Mikami, 1961 など) などがあるが、本報告では丹沢深成岩体の周囲に分布する火山岩・火山砕屑岩卓越層を丹沢層群として、東縁の藤野木—愛川構造線と青野原—煤ヶ谷構造線の間に分布する火山砕屑岩類および砕屑岩類からなる地層を愛川層群として記述した (図 2)。なお、これらの構造線は当初、篠ノ木—愛川線、青野原—煤ヶ谷線 (篠木・見上, 1954) と呼ばれており、近年では尾崎ほか (2013) が藤ノ木—愛川断層、青野原—煤ヶ谷断層と呼んだ。本稿では現在広く使用されている藤野木—愛川構造線と青野原—煤ヶ谷構造線を用いることとする。また、丹沢層群が変成作用を被ってできた変成岩類について、丹沢山地に散見される小規模岩体についても記述した。

2. 丹沢層群

丹沢層群は、かつては著しく厚いグリーン・タフの累層と考えられていた (杉山, 1976; 見上, 1978 など)。現在では、西南日本弧 (本州弧) ヘフィリピン海プレートが沈み込むことで衝突した古伊豆—小笠原弧起源の地塊が、衝突域の前面に存在したトラフの堆積物とともに隆起し露出した新第三系 (中新統—鮮新統, 16 Ma 前後—5 Ma

前後) の地層群とされている (Niitsuma & Matsuda, 1985; 太田ほか, 1986; Ito & Masuda, 1986; 天野, 1986; 青池ほか, 1997; 青池, 1999; 高橋, 2008 など; 図 3)。

丹沢層群は、丹沢山地の中央部に貫入する丹沢深成岩体の周囲に分布し、深成岩体を中心にドーム状の構造を成している。外側ほど上位層が分布し、見かけの厚さは 10000 m に達している (図 2)。一般に外側に 30 ~ 60° の傾斜を示すが、一部で逆転している場所もある (小池, 1997)。層序が確立されてしばらくは、下位より塔ヶ岳、大山、煤ヶ谷の 3 つの亜層群に区分されていた (見上, 1955, 1958; Mikami, 1961; Ishihara, 1964; 島津ほか, 1971a; 杉山, 1976; 太田ほか, 1986 など)。現在では煤ヶ谷亜層群を二分して上位の非火山性砕屑岩が卓越する部分を、早戸亜層群とするようになったが (青池ほか, 1997; 青池, 1999; 松島ほか, 2003)、最近では丹沢層群と切り離して早戸層群とすることもある (高橋, 2008; 尾崎, 2013)。すなわち、下位の火山砕屑岩類が卓越する塔ヶ岳、大山、煤ヶ谷亜層群は、衝突・付加した古伊豆—小笠原弧の一部に、また上位の早戸亜層群または早戸層群は、トラフを埋積してできた砕屑岩類にそれぞれが対応しているとみなされている (図 3)。

丹沢層群を構成する岩石は、丹沢深成岩体の貫入に伴う接触変成作用により深成岩体に近づくにつれ緑色片岩相—角閃岩相までの高温で高圧の変成作用を受けている。また、深成岩体の分布とは別に、低度—中程度の埋没に伴う沸石相—ぶどう石—バンベリー石相の変成作用も広く被ったと考えられている (Seki *et al.*, 1969a, b, 1971; 島津ほか, 1971b; 島海・荒井, 1986; 荒井, 1987)。

丹沢層群の主な堆積物が古伊豆—小笠原弧起源であると認識されてからは、その形成機構での堆積学的な解釈や堆積年代の推定も進められた (青池ほか, 1997; 青池, 1999)。全体的に火砕岩類を主体としているが、下位の層準には枕状溶岩や塊状溶岩、ハイアロクラスタイトが特徴的に挟在する比較的現地性の岩相から、上位の層準に向かって堆積物重力流により運搬され堆積した火砕性乱泥流堆積物 (火砕タービダイト) や火砕性水中土石流堆積物 (火砕デブライト) あるいは二次堆積性の凝灰角礫岩—凝灰岩が卓越する岩相に変化する。これらの岩相変化を解釈して、古伊豆—小笠原弧での堆積環境の変遷やその堆積環境における火山体の復元などが試みられている (青池ほか, 1997; 青池, 1999; 有馬ほか, 1999; 松原・天野, 2005; 天野ほか, 2007; 松原・天野, 2010 など)。

丹沢層群中の変成度が低く比較の変質が少ない火山岩類の化学分析により、各層位における火成活動の特徴を記述した研究も行われ、化学的特徴から活動した火成岩類のテクトニックセッティングの特徴を推定している (川手ほか, 1996; Kawate, 1997; 青池・有馬, 1997) (図 4, 5)。さらに、堆積環境、火成活動、年代から、丹沢地域の発達史をステージに分けて組み立てる試みも成されている (青池ほか, 1997; 青池・有馬, 1997) (図 6)。

2-1. 塔ヶ岳亜層群

塔ヶ岳亜層群は、下位より寄沢層 (層厚 2000 m 以上) と四十八瀬川層 (層厚 250 ~ 1100 m) に分けられる (Mikami, 1961; 青池ほか, 1997) (図 2, 3)。どちらの累層も玄武岩—



図2. 丹沢・大山地域の新第三系地質図 (神奈川県環境部 (1997) より).

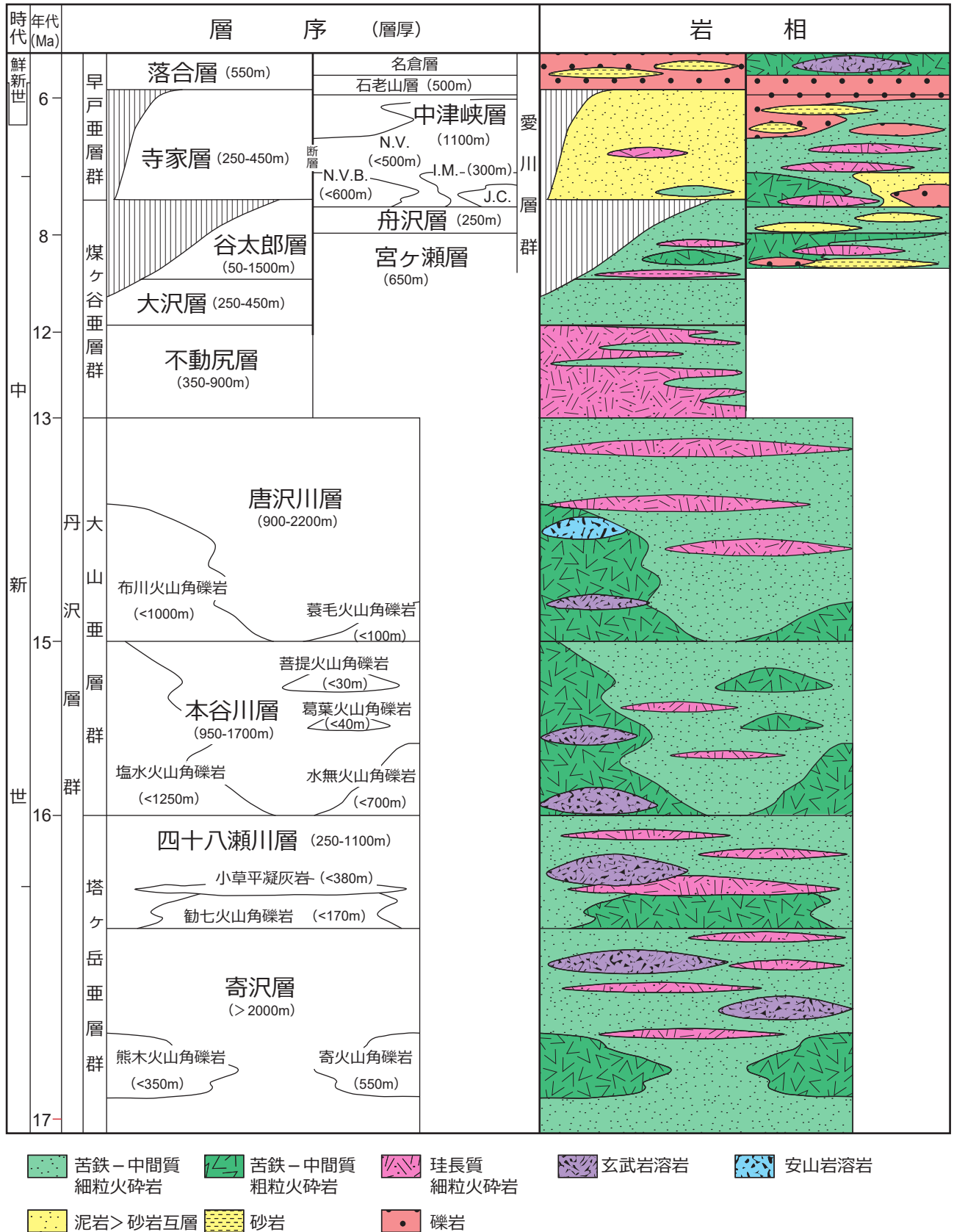


図 3. 丹沢山地に分布する新第三系の模式柱状図. 青池ほか (1997) に加筆修正.

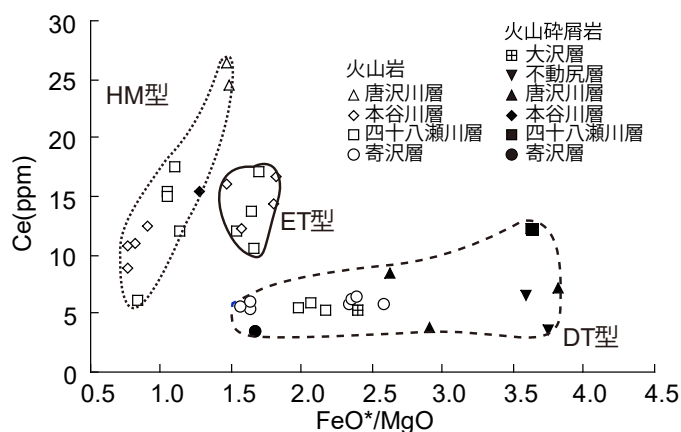


図 4. 丹沢層群中の火山岩および火山砕屑岩の Ce-Fe/Mg 図。これらの火山岩および火山砕屑岩は、その化学組成および同位体組成の特徴から、DT 型、ET 型、HM 型に分類される。Kawate (1997) に加筆修正。

安山岩質およびデイサイト～流紋岩質の凝灰岩・火砕砂岩タービダイトを主体とし、同質の火山角礫岩～火山礫凝灰岩デブライト、玄武岩～安山岩質のハイアロクラスタイト、溶岩、泥岩を伴う。両累層はそれぞれ全体として上方細粒化を示し、下部では大礫を含む火砕デブライトを主とするが、上部に向かって細粒の火砕岩が卓越する。東部および南部丹沢の同垂層群に相当する層準には玄武岩質枕状溶岩が挟在する（門田，2013）（図 7A）。火砕デブライトの中には深海底での堆積が推定できる底生有孔虫を含む赤色泥岩の不定形礫が含まれ、二次堆積性の火砕岩には陸上での酸化を示唆する赤褐色の火山岩片が含まれることが多い（青池ほか，1997；小池，1997；青池，1999）。

年代については、年代測定に有効な微化石や放射年代値の報告はなく、上位の大山垂層群の石灰質ナノ化石年代から推定される堆積速度に基づいて 17～16 Ma と考えられている（青池ほか，1997；青池，1999）。

丹沢層群の岩相、岩質の変化から、堆積過程のステージ分けがなされており（青池ほか，1997；青池，1999；有馬ほか，1999）、塔ヶ岳垂層群はほぼステージ 1 に相当する（図 6）。ステージ 1 の火砕岩は最低 3 サイクルの上方細粒化、薄層化を示す堆積層が認められ、それぞれ凹地の埋積過程に対応すると考えられる。また、各サイクルの下部には玄武岩枕状溶岩が伴うことから、1 つのサイクルはリフト形成と溶岩の噴出、その後のリフト埋積に対応した堆積相と解釈された（青池ほか，1997）。また、ステージ初期の玄武岩枕状溶岩や火砕岩は現在の伊豆～小笠原弧火山フロントに見られる低 K ソレライト岩質の特徴を示す（DT 型）が、その後は背弧海盆玄武岩に類似した特徴の玄武岩（ET 型）あるいは高マグネシアの安山岩や玄武岩（HM 型）と互層するようになることから、このリフト形成（リフティング）が伴っていたことが岩石学的にも支持されている（川手ほか，1996；Kawate，1997；青池・有馬，1997；有馬ほか，1999）（図 4, 5）。

2-2. 大山垂層群

大山垂層群は、下位より本谷川層（層厚 950～1700 m）と唐沢川層（層厚 900～2200 m）に分けられる（Mikami，1961；青池ほか，1997）（図 2, 3）。これらの累層は、玄武

岩～安山岩質火砕砂岩、凝灰質砂岩、火砕タービダイトおよびデブライト、ハイアロクラスタイトないし溶岩からなり、デイサイト質の軽石質凝灰岩タービダイト、泥岩を挟む。両累層ともに下部に火山角礫岩が卓越するが、上方に細粒化して上部では火砕タービダイトが卓越する。本谷川層下部の構成部層である塩水火山角礫岩と水無火山角礫岩はハイアロクラスタイトおよび同岩質のデブライトが卓越するが、水平方向の連続性が悪く、層厚変化が激しい。水無火山角礫岩には枕状溶岩も見られる（門田，2013）。唐沢川層下部も同様に層厚変化が著しい。塩水火山角礫岩の最下部には玄武岩の枕状溶岩が、唐沢川層下部の構成部層である布川火山角礫岩の上部には安山岩の枕状溶岩がそれぞれに挟在している。各累層には局部的な不整合は存在するが、下位の塔ヶ岳垂層群とは整合である。本谷川層下部および唐沢川層のデブライトには赤色泥岩の礫が含まれていることがあり、本谷川層の赤色泥岩からは底生有孔虫、放散虫が産出する。両累層には、陸上での火山活動を示唆する赤褐色の火山岩片が大量に含まれる。また、唐沢川層の礫岩には、丹沢深成岩に類似したトーナル岩の礫が含まれることがある（青池ほか，1997；小池，1997）。

Age (Ma)	Planktonic foraminifer zone	Calcareous nanofossil zone	Eastern Tanzania Hayato River Area	Source type
11	N14	CN6	Hiatus (overlain unconformably by Jike Formation) Yataro Formation	DT
12	N13	CN5	Osawa Formation	DT
13	N12	CN5	Fudojiri Formation	DT
14	N11	CN4	Karasawagawa Formation	DT, HM
15	N10	CN4		
16	N9	CN4		
17	N8	CN3	Hondanigawa Formation	ET, HM
			Shijuhasse Formation	ET, HM, DT
			Yadorigizawa Formation	DT

図 5. 丹沢層群の模式柱状図と火山岩および火山砕屑岩の化学的特徴の変遷。青池ほか（1997）に加筆修正。浮遊性有孔虫と石灰質ナノプランクトンの年代は Gradstein et al. (2012) を参考にした。



図 6. 丹沢山地の中新統形成過程と南部フォッサマグナと北部伊豆半島の新世のテクトニクスの変遷。青池ほか(1997)に加筆。浮遊性有孔虫と石灰質ナノプランクトンの年代は Gradstein *et al.* (2012) を参考にした。

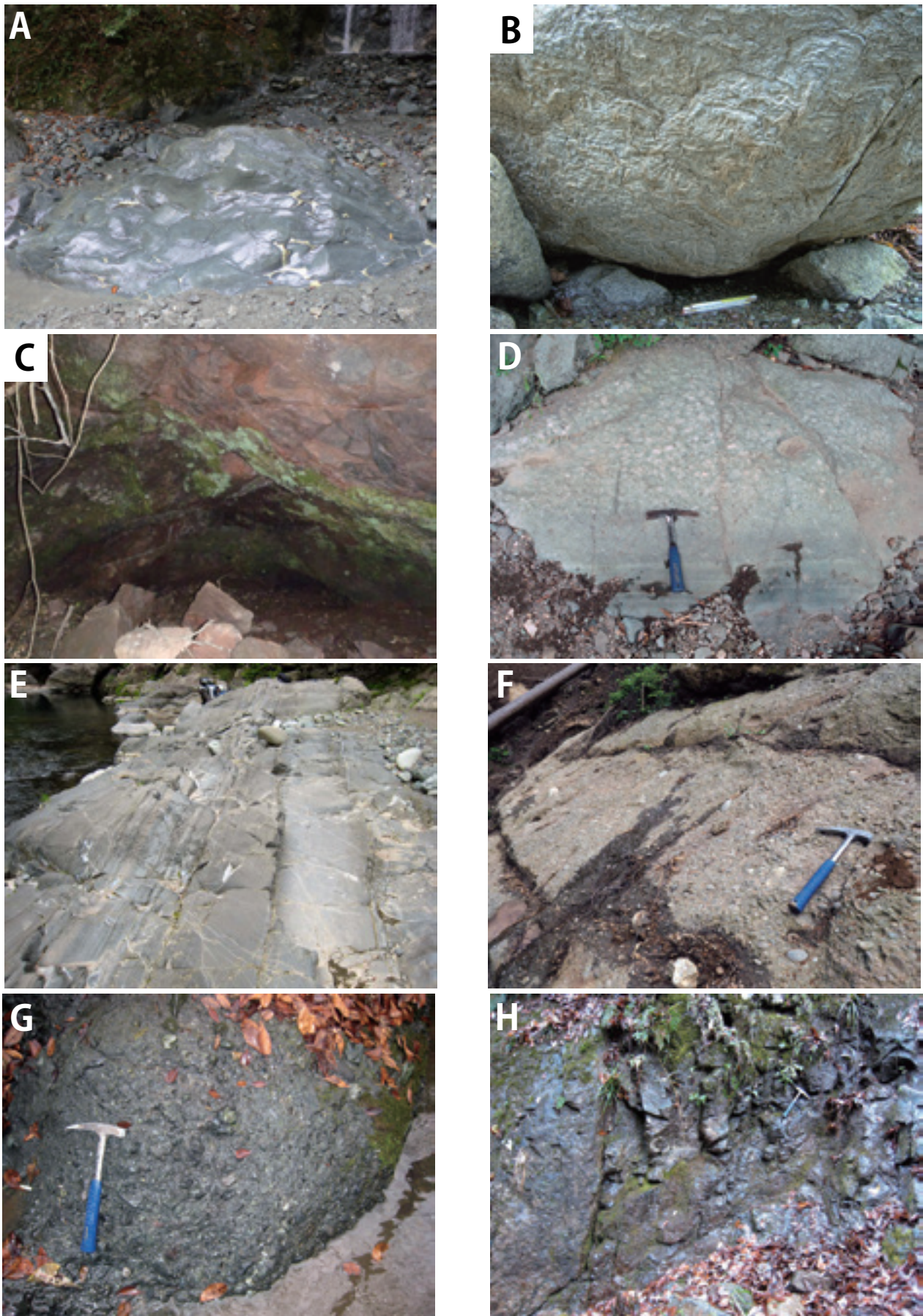


図 7A: 丹沢層群塔ヶ岳亜層群寄沢層の枕状溶岩 (山北町玄倉) ; B: 丹沢層群大山亜層群本谷川層中の石灰岩に含まれるアオサンゴ (山北町皆瀬川; 門田真人氏提供) ; C: 丹沢層群大山亜層群本谷川層のマンガ坑道跡 (山北町尺里) ; D: 丹沢層群煤ヶ谷亜層群不動尻層の逆級化層理 ; E: 愛川層群中津峡層の凝灰岩質砂岩泥岩互層 (相模原市緑区青山道志川右岸) ; F: 愛川層群石老山層の礫岩 (相模原市緑区寸沢嵐) ; G: 愛川層群名倉層の凝灰角礫岩 (相模原市緑区小淵) ; H: 愛川層群名倉層の玄武岩 (相模原市緑区小淵沢井川右岸) .

本谷川層からは、小規模な石灰岩のレンズ状岩体が 10 地区に散在し、その中からはオウムガイ類 (*Aturia* sp.) や *Stylophora pistillata*, *Heliopora coerulea*, *Favia speciosa* をはじめ 40 種以上の造礁サンゴ (図 7B)、*Nephrolepidina* や *Myogypsina* などの大型底生有孔虫、石灰藻、などの化石が報告されている。これらの化石生物群集が示す気候は、現在の琉球列島以南に相当し、熱帯の浅海で石灰岩が形成されたと考えられる (門田・末包, 1978; 門田・末包, 1994; 青池ほか, 1997; 門田ほか, 2004; 門田・三澤, 2005)。

本谷川層にはいくつかのマンガン鉱床の記録がある (地質調査所, 1954)。高松鉱山 (図 7C) から Mn^{2+} を含むパンペリー石系鉱物 (Hirata *et al.*, 1992)、大日鉱山から $Fe^{3+}Mn^{2+}$ を含む灰ばんざくろ石 (Hirata *et al.*, 1995) がそれぞれ報告されている。

大山亜層群の堆積年代は、本谷川層の石灰岩から産した底生有孔虫の統計処理から浮遊性有孔虫の N8 帯に属すると考えられる (門田・末包, 1978)。また、石灰質ナノ化石からは唐沢層上部に CN5a/4 (13.5 Ma) 境界が認められており、堆積速度を考慮して本谷川層が 16 ~ 15 Ma、唐沢川層が 15 ~ 13 Ma と考えられている (丹沢団研グループ, 1973; 太田ほか, 1986; 岡田, 1987; 青池ほか, 1997; 青池, 1999)。

青池ほか (1997) による岩相、岩質の変化によって分けられた堆積過程ステージでは、およそ本谷川層がステージ 2、唐沢川層がステージ 3 に対応している (図 6)。溶岩、火山角礫岩ハイアロクラスタイトに卓越する部層は直径 1 ~ 3 km 程度の複合小火山体を構成し、それらを覆う火砕タービダイト~デブライトには火山体の成長に伴う山麓域のプログラデーションがみられる (青池, 1999)。

松原・天野 (2010) は、本谷川層および唐沢川層から産出するペペライトの産状を記載し、その形成過程から、それらが堆積した火山体の規模や火山体における堆積場を推定した。本谷川層のペペライト周辺は主として玄武岩質~安山岩質の再堆積ハイアロクラスタイト (デブライト) で構成された大規模火山体の噴出中心付近であり、唐沢川層のペペライト周辺は玄武岩質ハイアロクラスタイトを主体とする小規模火山体の中核部および大規模火山の周縁部に発達した枕状溶岩からなる玄武岩質小型単成火山の中核部とした。

14 Ma 以降の火砕タービダイトの化学組成は苦鉄質、珪長質ともに DT 型で現在の伊豆一小笠原弧火山フロントに見られる低 K ソレライト岩質の特徴を示している (川手ほか, 1996; Kawate, 1997; 青池・有馬, 1997; 有馬ほか, 1999) (図 5, 6)。

2-3. 煤ヶ谷亜層群

煤ヶ谷亜層群は、下位より不動尻層 (層厚 350 ~ 900 m) と大沢層 (層厚 250 ~ 450 m)、谷太郎層 (層厚 50 ~ 1500 m) に分けられる (Mikami, 1961; 青池ほか, 1997) (図 2, 3)。玄武岩~安山岩質およびデイサイト~流紋岩質のバイモダルな凝灰岩・火砕砂岩タービダイトを主体とし、同質の火山角礫岩~火山礫凝灰岩デブライト、泥岩を挟在する。

不動尻層には珪長質の軽石質火山礫凝灰岩~細粒凝灰岩タービダイトが卓越し (図 7D)、下部では半遠洋性泥岩と、上部では苦鉄質凝灰質泥岩~凝灰質砂岩と互層す

る。大沢層は玄武岩質~安山岩質の火砕タービダイトを主として、珪長質凝灰岩タービダイトを挟む。谷太郎層は安山岩質~珪長質の火砕砂岩、凝灰質砂岩からなるタービダイトを主として、珪長質の軽石質凝灰岩タービダイトを挟在する。各累層内には局所的な不整合は存在するが、各類層の関係は整合関係で、下位の大山亜層群とも整合関係である。また、南部の丹沢地域では大山亜層群上部相当層以上は欠落している (青池ほか, 1997; 小池, 1997; 青池, 1999)。

煤ヶ谷亜層群中の火砕岩も赤褐色の火山岩片を含むが、唐沢川層よりも含有量は少なく、不動尻層中の苦鉄質凝灰質砂岩には赤色火山岩片は見られない。谷太郎層は、大礫サイズのトータル岩を含む火山角礫岩がまれに見られ、一部の火砕砂岩には赤色チャートの粗粒砂~細礫が含まれている。

西丹沢北部の鐘撞山周辺に分布する大沢層相当層の凝灰岩および凝灰質礫岩からはカネハラニシキ (*Chlamys kaneharai*) が多産し (Shibata, 1956)、大沢層堆積時には寒流の影響を受けていたと考えられている。ただし、鐘撞山周辺には唐沢川層の分布が示された文献も存在することから (例えば、丹沢・大山地域の第三系地質図: 神奈川県環境部, 1997)、層序については検討の必要がある。なお、谷太郎層から産出した底生有孔虫化石によって推定された古水深は、下部漸深海帯である (青池ほか, 1997)。

煤ヶ谷亜層群中に挟在する凝灰質砂岩や凝灰質シルト岩中の石灰質ナノ化石により、不動尻層の最上部に CN5b/a 境界 (11.9 Ma) が認められることから、堆積速度を考慮して不動尻層が 13 ~ 12 Ma、大沢層が 12 ~ 11.5 Ma の堆積年代とした (青池ほか, 1997)。また、谷太郎層は 11.5 Ma 以降の堆積とされていたが、青池 (1999) により、谷太郎層最上部は CN9 (8.3 ~ 5.6 Ma) に属することから、煤ヶ谷亜層群の堆積年を 13 ~ 8.5 Ma とした。また、谷太郎層の珪長質凝灰岩について 11.9 ± 1.9 Ma の K-Ar 年代、 8.6 ± 1.9 Ma のフィッシュ・トラック年代 (水上ほか, 1991) は、石灰質ナノ化石からの推定と調和的である。

青池ほか (1997) による岩相、岩質の変化によって分けられた堆積過程ステージでは、煤ヶ谷亜層群はステージ 4 に対応している。当初はステージ 5 の記録は丹沢層群に存在しないと考えられていたが、谷太郎層が対応する可能性がある。ステージ 4 前半の砕屑岩には半遠洋性の泥岩も見られ、赤色の火山岩片が見られないことから、火山体は水没していた可能性が高い。中期からは再び海底火山あるいは火山島の山体成長を示す堆積シーケンスが見られ、後半には火山島が陸化していた可能性がある。火砕岩の化学組成は苦鉄質、珪長質ともに DT 型であり、沈み込みに伴う火成活動が大山亜層群に引き続いて記録されている (川手ほか, 1996; Kawate, 1997; 青池・有馬, 1997; 有馬ほか, 1999)。ステージ 5 では、本州とのプレート境界が丹沢北部から東部で後の藤野木~愛川構造線に移動してトラフを形成していたと考えられている (図 5, 6)。

2-4 早戸亜層群

早戸亜層群は、下位より寺家層 (層厚 250 ~ 450 m) と

落合層(層厚 550 m)に分けられる(Mikami, 1961; 青池ほか, 1997)(図 2, 3)。両累層とも砕屑岩類を主とする。

寺家層は泥岩、泥質砂岩が卓越し、安山岩質～珪長質の火砕砂岩、凝灰砂岩、珪長質凝灰岩タービダイトを挟在する。泥岩中からは有孔虫化石、石灰質ナノ化石が産出する。落合層は礫岩が卓越し、砂岩、泥岩を挟在する。貝化石を多く産出し、中津川河床では石灰岩を挟在する。寺家層は下位の煤ヶ谷層群谷太郎層を不整合に覆い、上位の落合層とは整合的に連続する。落合層の礫岩に含まれる礫には、玄武岩、安山岩、凝灰岩、トータル岩などは垂角礫～垂円礫で丹沢山地を由来と考えられ、硬い砂岩、泥岩、チャートなどは垂円礫～円礫で関東山地に由来すると考えられる(青池ほか, 1997; 松島ほか, 2003)。

寺家層から産出した底生有孔虫の化石群集は、下部漸深海帯を示すが、浅海性の有孔虫が混在することから、浅海域が隣接していた水深 2000～3500 m の堆積環境が考えられている(青池ほか, 1997)。落合層からはフジツボ類化石やサメの歯化石が産出し、多産する貝化石についてはいくつかの報告がある(見上, 1955; Shibata, 1957; Mikami, 1961; 鎮西・松島, 1987; 松島・平田, 1993; Tomida, 1996; 青池ほか, 1997; 松島ほか, 2003)。貝化石の産状と生態的特徴から、落合層は沿岸の岩礁地帯と上部浅海の砂底に生息していた暖流系種が礫と一緒に泥の堆積する深さ数 100 m 以上の深海底に運ばれたことを示している(青池ほか, 1997)。なお、松島ほか(2003)は寺家層産の貝化石を 20 種報告しており、そのうち 15 種は落合産と共通している。

Ito & Masuda (1986) は堆積相に基づき、寺家層の泥岩層をトラフ海側斜面の堆積物とし、落合層の礫岩を関東山地～丹沢山地間のトラフ底に堆積した海底扇状地堆積物とした。このことは貝化石の産状から推定された堆積環境、堆積過程とも一致している(松島ほか, 2003)。

石灰質ナノ化石の年代は、寺家層は CN9 (8.3～5.6 Ma) に、落合層は CN10-11 (5.6～3.7 Ma) の化石帯に属す(太田ほか, 1986; 岡田, 1987; 青池, 1999)。また、寺家層中部の凝灰岩から 7.46 ± 1.9 Ma のフィッシュン・トラック年代が報告されている(水上ほか, 1991)。

青池ほか(1997)による岩相、岩質の変化によって分けられた堆積過程ステージでは、寺家層がステージ 6、落合層がステージ 7 に対応する。ステージ 6 になると、火成活動が非活発になり、藤野木～愛川構造線沿いにあったトラフは、後の青野原～煤ヶ谷構造線を境界とするトラフを形成した。ステージ 7 にはトラフは礫岩によって埋没し、プレート境界は丹沢の南にジャンプして、足柄層群が堆積したと考えられている(青池・有馬, 1997; 青池, 1999)(図 6)。

3. 愛川層群

丹沢山地東～北縁部に分布する愛川層群は、プレート衝突境界で堆積した地層であり、島弧～島弧衝突のテクトニクスを考察するうえで重要な鍵を握る地層の一つであるといえる。愛川層群は藤野木～愛川構造線と青野原～煤ヶ谷構造線(篠木・見上, 1954)の間の狭長な地域に分布し、北東側は藤野木～愛川構造線で四万十帯構成岩類と、南西側は青野原～煤ヶ谷構造線で丹沢層群と接す

る(杉山ほか, 1997; 青池ほか, 1997; 青池, 1999)(図 8)。従来、愛川層群は下位より、宮ヶ瀬層、舟沢層、中津峡層に分けられ、中津峡層はさらに中津峡火山角礫岩、中津峡火砕岩、市道泥岩、順礼峠礫岩、石老山礫岩の 5 つの部層に細分されてきた(例えば、青池ほか, 1997)。しかし、尾崎(2013)は中津峡層石老山礫岩を中津峡層から独立させて、石老山層とした(図 3)。また、山梨県上野原市東縁部～神奈川県相模原市北西縁部にかけての藤野木～愛川構造線に接して新第三紀の火山岩および火砕岩がレンズ状に分布しており、名倉玄武岩層と呼ばれている(本間, 1976)。本稿では尾崎(2013)に従い愛川層群を宮ヶ瀬層、舟沢層、中津峡層、石老山層に区分する。また名倉玄武岩(本間, 1976)の呼称を改め名倉層とし、愛川層群に含める。愛川層群は西南日本弧と伊豆一小笠原弧の衝突境界のトラフ充填堆積物と考えられており(例えば、Ito & Masuda, 1986; 青池ほか, 1997; 青池, 1999)、その堆積年代は石灰質ナノ化石から CN9 化石帯(8.3～5.6 Ma)とされている(青池, 1999)。

3-1. 宮ヶ瀬層

下位は青野原～煤ヶ谷構造線で丹沢層群早戸垂層群と接し、上位は舟沢層に整合的に覆われるが、一部断層で接する(見上, 1955; 尾崎, 2013)。火山礫凝灰岩を主体とする玄武岩～安山岩質火砕岩よりなり、デイサイト質火砕岩、泥岩、砂質凝灰岩を伴う(見上, 1955; Mikami, 1961; 青池ほか, 1997; 尾崎, 2013)。下部は泥岩、凝灰質砂岩、安山岩質凝灰岩の互層で、上部は安山岩質火山角礫岩である。上部の安山岩質火山角礫岩は分布域の南部では層厚を増し、最南部では火山角礫岩が消失し、安山岩質火山礫凝灰岩～凝灰岩が卓越する(見上, 1955)。火砕岩の礫種は安山岩質主体の多種の火山岩からなり、稀に泥岩の円礫を含む(尾崎, 2013)。凝灰岩中には薄い礫岩が挟在され、礫種や円磨度は丹沢層群早戸垂層群落合層の礫岩に類似している(見上, 1955)。凝灰角礫岩中には丹沢層群のものに類似した安山岩ブロックが含まれ、デイサイト質凝灰岩は丹沢層群煤ヶ谷垂層群大沢層に類似している(Mikami, 1961)。

3-2. 舟沢層

下位の宮ヶ瀬層を整合に覆い、上位の中津峡層に整合に覆われる。主に凝灰岩を主体とする玄武岩～安山岩質の火砕岩、凝灰質砂岩、泥岩よりなり、デイサイト質火砕岩を挟在する(見上, 1955; 尾崎, 2013)。火砕岩には、下位より火山礫凝灰岩～凝灰岩、砂岩、泥岩が累重する上方細粒化が特徴的に見られる(尾崎, 2013)。火山礫凝灰岩～凝灰岩には多種の火山岩や火砕岩の礫のほか、砂岩や泥岩などの礫も含まれ、礫の多いところは礫岩に移化する(Mikami, 1961; 青池ほか, 1997; 尾崎, 2013)。二枚貝、石灰藻、コケムシなどの化石を含み、凝灰質砂岩には有孔虫を含む石灰質コンクリーションが含まれる場合がある(Mikami, 1961)。

3-3. 中津峡層

下位の舟沢層とは整合関係にあり、上位の石老山層に

よる中津峡層の部分的な削り込みが推定されるが、大部分は漸移関係である（尾崎, 2013）。石老山層を欠く地域では藤野木―愛川構造線で四万十帯相模湖層群と接する。

岩層変化が激しく、見上（1955）は中津峡火山角礫岩、順礼峠礫岩砂岩、市道泥岩砂岩、中津峡凝灰岩、石老山礫岩砂岩に、青池ほか（1997）は、中津峡火砕岩、中津峡火山角礫岩、市道泥岩、順礼峠礫岩、石老山礫岩に区分した。一方で、尾崎（2013）は、最上部の石老山礫岩を除く部分を新たに中津峡層と定義し、中津峡火山角礫岩を火山角礫岩相に、中津峡火砕岩を凝灰岩相および砂岩泥岩相に二分した。本項では青池ほか（1997）の区分に従うが、石老山礫岩については、尾崎（2013）に従い石老山層として独立して扱う。

中津峡火山角礫岩は中津峡層の下部にレンズ状に分布する（青池ほか, 1997）。火山角礫岩を主体とする玄武岩～安山岩質の火砕岩からなり、デイサイト質火砕岩、凝灰質砂岩および泥岩を伴う。火砕岩は多種の火山岩や火砕岩、泥岩の礫を含み、火山角礫岩と火山礫凝灰岩は相互に漸移する（見上, 1955; Mikami, 1961; 尾崎, 2013）。

順礼峠礫岩と市道泥岩は中津峡層の南部に分布する。見上（1955）は順礼峠礫岩と市道泥岩は互いに垂直的にも水平的にも漸移関係にあるとしたが、青池（1997）は順礼峠礫岩が市道泥岩の上位に重なるとした。順礼峠礫岩は、よく円磨された中～大礫サイズの礫岩と凝灰質砂岩の互層よりなるが、礫岩の割合が多く、砂岩は薄層として礫岩中に挟在される（見上, 1955; Mikami, 1961）。礫岩の礫は円磨度、淘汰度ともに良く、礫種は先第三系の砂岩、粘板岩、チャートと、わずかに丹沢層群の火砕岩である（見上, 1955; 青池ほか, 1997）。市道泥岩は泥岩砂岩互層よりなり、水平方向に泥岩に移化する。凝灰質砂岩を挟在する（見上, 1955; Mikami, 1961; 青池ほか, 1997）。順礼峠礫岩は石灰層、コケムシ、有孔虫、軟体動物や植物の破片などの、市道泥岩は石灰藻や植物の破片などの化石を含む（Mikami, 1961）。

中津峡火砕岩は凝灰岩を主体とする玄武岩～安山岩質の火砕岩、凝灰質砂岩、泥岩よりなり（図 7E）、デイサイト質火砕岩、礫岩を挟在する。火砕岩中には多種の安山岩や玄武岩の礫に加えて、砂岩、泥岩、深成岩などの礫を含み、場所によっては礫岩に移化する（Mikami, 1961; 青池ほか, 1997; 尾崎, 2013）。また、多くの層準に礫岩のレンズを挟在し、礫種は先第三系の円礫を主体とするが、丹沢層群早戸亜層群落合層の礫岩に類似した礫岩も挟在される（Mikami, 1961; 青池ほか, 1997）。下位より火山礫凝灰岩、凝灰岩、凝灰質砂岩、砂岩、泥岩が累重する上方細粒化が特徴的に見られる（尾崎, 2013）。全体的に石灰質で、二枚貝、石灰藻、コケムシ、ウニ、有孔虫などの石灰質の生物遺骸片や方解石片を含む（見上, 1955; Mikami, 1961; 青池ほか, 1997; 河尻, 2008）。

3-4. 石老山層

下位の中津峡層とは漸移関係である。北東側は藤野木―愛川構造線で古第三紀の四万十帯相模湖層群と接するが、相模湖付近では上位の名倉層（3-5）とは漸移関係にある（河尻, 2019b）。神奈川県相模原市と山梨県上野原市

の境界付近では西桂層群鶴川礫岩層（本間, 1976）もしくは烏森山累層（上野原層）（山梨県・山梨県地質図編集委員会, 1970）に不整合で覆われる。鶴川礫岩層と上野原層は、ほぼ同じ地層と考えられる。鶴川礫岩層は、石老山層に対比される岩殿山礫岩層の上位に整合で重なり、これらの堆積年代は中期中新世後期～後期中新世前期とされた（本間, 1976, 1991）。しかし、岩殿山礫岩層や石老山層が完全に固結しているのに対し、鶴川礫岩層と上野原層は半固結であり、明らかに固結度が異なる。したがって、本稿では鶴川礫岩層ないし上野原層は石老山層を不整合で覆うと考え、愛川層群またはその相当層には含めない。なお、本間（1983）は、相模湖南方において愛川層群と西桂層群は断層で接するとしたが、両者を区別することは困難であるので、本稿では、両者を区分せずに愛川層群として取り扱う。

石老山層は石老山山頂付近で最も層厚が厚くなり、北西および南東へ行くに従い、層厚を減ずる。岩相は礫岩を主体とし（図 7F）、凝灰質砂岩を伴う。安山岩質やデイサイト質の火砕岩を挟在する。最下部は砂岩礫岩互層よりなり、上位に向かって礫岩の割合を増し、塊状ないし厚い礫岩へと移化する。礫岩の上位は再び砂岩礫岩互層となり、最上部は凝灰質の岩相が卓越し、凝灰質泥岩と安山岩質凝灰岩の互層や円礫を含む凝灰角礫岩となる（河尻, 2008）。礫岩はほとんど礫支持で、中礫から構成されるが、最も層厚が厚いところでは大礫からなる部分も認められる。中礫からなる部分にはインプリケーションが発達するが、大礫からなる部分は不明瞭である。礫種は、ほとんどが砂岩であることから、後背地は主に関東山地南部の四万十帯であると考えられるが、約 15 % のチャート礫が含まれる場合もあるので（本間, 1984; 河尻, 2008, 2015, 2019a）、礫の一部は秩父帯からも供給されていた可能性がある。また、ごく局所的に、安山岩礫が認められることがある（河尻, 2019b）。

3-5. 名倉層

本間（1976）の名倉玄武岩を名倉層に改称する。名倉層は相模原市緑区藤野町～上野原市上野原にかけての狭い範囲に主に分布する。北東～北側は藤野木―愛川構造線で古第三紀の四万十帯相模湖層群と接する（本間, 1976; 坂本ほか, 1987; 河尻, 2019b）。南～南西側は石老山層および上野原層と断層で接するところが多いが、相模湖南方では、石老山層の礫岩から名倉層の安山岩質凝灰岩へ移化するので、石老山層と名倉層は初生的には漸移関係にあると考えられる（河尻, 2019b）。石老山層と漸移関係にあると考えられることから、本稿では名倉層を愛川層群に含めた。

主にデイサイト～玄武岩および同質の火砕岩よりなり（図 7G）、珪長質凝灰質砂岩および泥岩を伴う。全体的に変質が著しく、沸石、方解石、緑泥石などの二次鉱物が生じている。一部に熱水変質の結果と考えられる赤色化した安山岩～玄武岩や同質の火砕岩が分布する地域もある。火砕岩には砂岩片や放散虫を含むチャート礫が含まれることもある。分布域の中央部である相模原市緑区澤井の沢井川下流部および相模原市緑区名倉には火山岩類

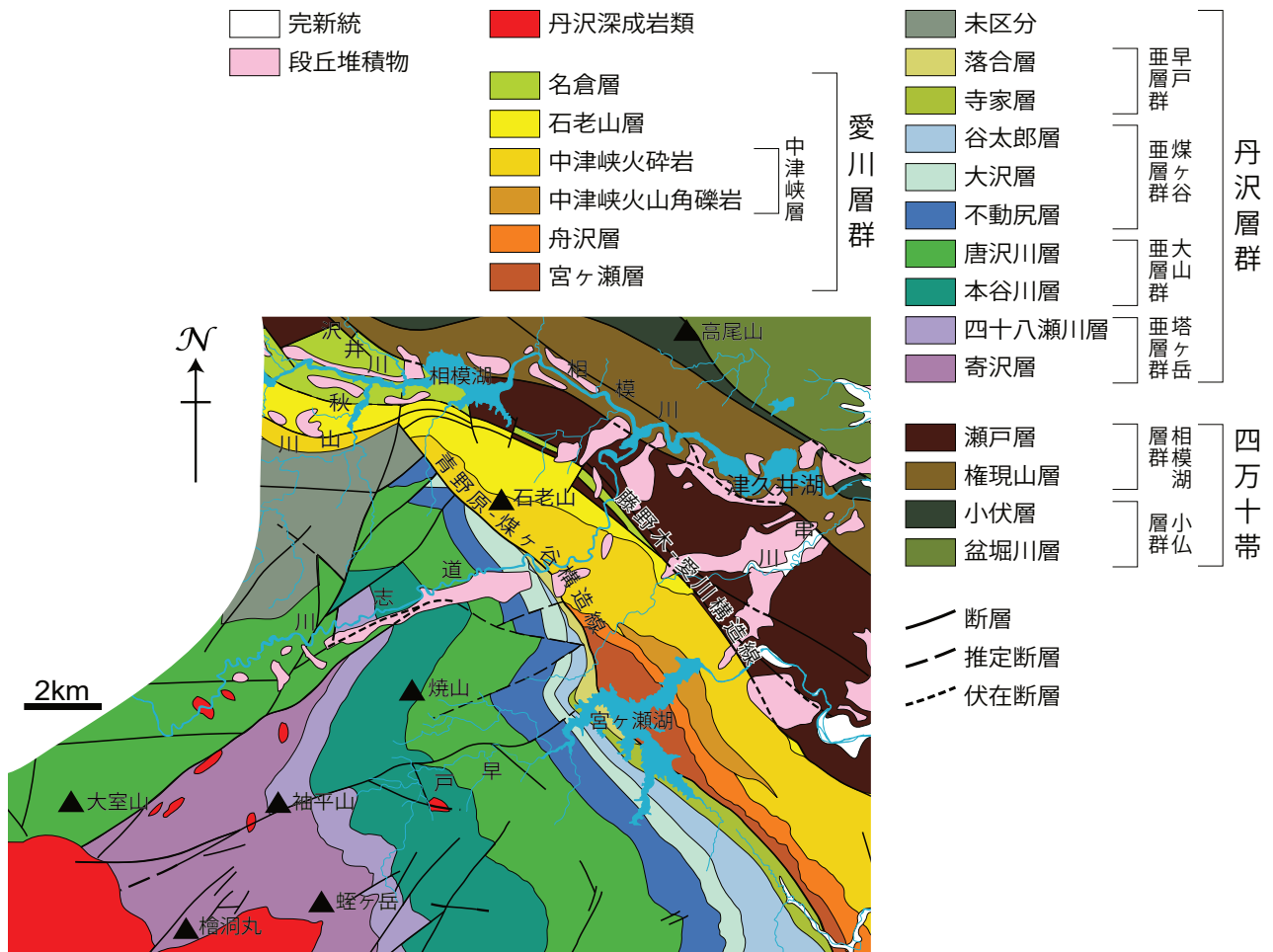


図 8. 丹沢山地北東部の地質図. 坂本ほか (1987) および神奈川県環境部 (1997) を基に作成.

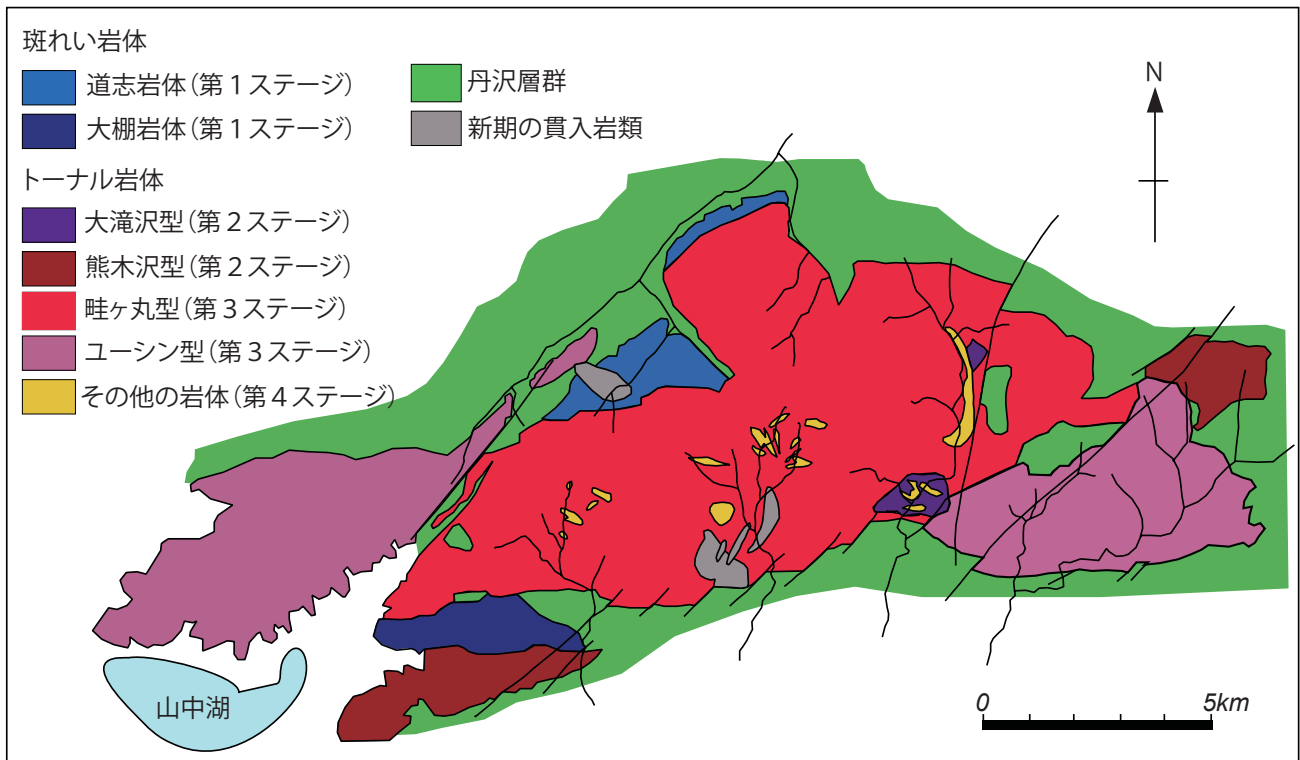


図 9. 丹沢深成岩体の地質図. 青池ほか (1997) に加筆修正.

が卓越する（図 7H）。分布域の周縁部では凝灰質砂岩や泥岩が卓越し、沢井川西方の神奈川ー山梨県境の境川下流部では安山岩～玄武岩の岩脈が発達する（河尻, 2010, 2019b）。

4. 丹沢深成岩類

丹沢深成岩類は、丹沢山地の中央部に東西 25 km、南北 10 km の東西に伸長した岩体として露出している（図 9）。南部フォッサマグナ地域に分布する新第三紀の深成岩体としては甲府岩体、甲斐駒ヶ岳岩体とともに主要な岩体の一つである。丹沢深成岩体は、斑れい岩複合岩体とトーナル岩複合岩体から構成され、新第三紀中期中新世の主に玄武岩質から安山岩質の火山岩や火山砕屑岩からなる丹沢層群に貫入している。斑れい岩複合岩体は、主に輝石角閃石斑れいノーライト、角閃石斑れい岩、石英斑れい岩に分類される岩石で構成され、トーナル岩複合岩体を構成する岩石は主に角閃石斑れい岩（図 12A）、石英斑れい岩、トーナル岩（図 12B）、トロニウム岩に分類される岩石で構成される（青池ほか, 1997）。これまで岩体の内部構造や岩体区分などを含めて多くの岩石学的研究がなされてきた（相馬・吉田, 1966, 1968; 滝田, 1974, 1980; Kawate & Arima, 1998; 高橋ほか, 2004; 金丸・高橋, 2005; Suzuki *et al.*, 2015）。一方で岩体の貫入時期や貫入形態、冷却史などを検討するための同位体年代学的研究も数多く公表され、丹沢山地の構造発達史を考える上での有用な情報となっている（河野・植田, 1966; 佐藤ほか, 1986, Saito *et al.*, 1991; Saito, 1993; Tani *et al.*, 2010; Suzuki *et al.*, 2014）。

丹沢深成岩類の形成に関しては、古くは地向斜造山論の典型としてグリーン・タフ地域の火成活動によるものとして考えられた（藤田, 1975; 杉山, 1976）。その後プレートテクトニクスの観点から丹沢深成岩類の特徴を見直すことによって、北進する伊豆ー小笠原弧における火成活動との地球化学的特徴の類似性や地震波速度の解析などにより、伊豆ー小笠原弧の中部ー下部地殻を構成する深成岩類との関係が議論された（Taira *et al.*, 1992, 1998; Kawate & Arima, 1997; 有馬ほか, 1999; 川手, 2000）。さらに、いくつかの岩体形成年代がジルコンの U-Pb 測定により明らかにされることにより、それまで議論されていた丹沢深成岩類の形成年代が見直され、伊豆ー小笠原弧北端部の本州への衝突に起因する火成活動によって丹沢深成岩類が形成された可能性が指摘された（Tani *et al.*, 2010; 石川ほか, 2016）。また、南部フォッサマグナ地域において、丹沢深成岩体以外の深成岩体の研究が進められ、花崗岩質大陸地殻の形成や発達などの視点を含めた議論がなされている（Tamura *et al.*, 2010; Suzuki *et al.*, 2014; Suzuki *et al.*, 2015; 齊藤, 2015; Saito & Tani, 2017）。

4-1. 丹沢深成岩類の岩体区分

相馬・吉田（1966, 1968）は丹沢深成岩類の岩相区分を行い、丹沢深成岩体が閃緑岩質複合岩体と斑れい岩質複合岩体から構成され、閃緑岩質複合岩体が斑れい岩質岩体の一部貫入していることを初めて明らかにした。滝田（1974）は、それまで閃緑岩質複合岩体とされていた岩体をトーナル岩複合岩体とし、少なくとも 18 の独立した

岩体から構成され、野外での産状と鏡下での観察から 10 の岩型に分類されるとして、斑れい岩類の活動後のトーナル岩複合岩体の活動を四期の貫入時期に分けた。滝田（1980）は、斑れい岩複合岩体の岩相区分と貫入関係を整理して、斑れい岩複合岩体の貫入時期はトーナル岩複合岩体よりも早期だが、一部重複しているとした。しかし、斑れい類は岩体内での岩相変化が激しく貫入関係は複雑であり明瞭な岩相区分は困難である（川手, 1996）。

青池ほか（1997）は、丹沢深成岩体の岩相・岩型と貫入関係より斑れい岩複合岩体の活動とトーナル岩複合岩体の活動を 4 つのステージにまとめた（図 10）。第 1 ステージの岩体は滝田（1974, 1980）の斑れい岩質岩類に相当する大柵岩体と道志岩体であり、第 2 ステージから第 4 ステージの岩体は滝田（1974）が岩相区分を行ったトーナル岩複合岩体に相当する。第 2 ステージが丹沢深成岩体の北東部と南西部に分布する熊木沢型岩体と中央部に分布する大滝沢型岩体（図 12A）、第 3 ステージが最も露出面積が広い畦ヶ丸型岩体（図 12B）と畦ヶ丸型岩体を挟んで東部と西部にユーシン型岩体、第 4 ステージは畦ヶ丸型岩体に貫入する小岩体である。第 3 ステージまでの岩体と貫入母岩である変成岩（丹沢層群）との接触部には急冷縁が未発達なため比較的深所で貫入したと考えられるが、第 4 ステージの小岩体は斑状組織や急冷縁を有することが多いため比較的浅所で貫入したと考えられる（有馬ほか, 1999）。

Suzuki *et al.*（2015）は、その後に進められたジルコン U-Pb 年代測定（Tani *et al.*, 2010; Suzuki *et al.*, 2014）の結果をもとに貫入関係を整理し、斑れい岩質岩体の活動（5～6 Ma）の前に、西部のユーシン型岩体である石割山岩体（8～9 Ma）を最も古いステージとして加えて、丹沢深成岩類の活動を 5 つのステージとしている。なお、Tani *et al.*（2010）は南西部の熊木沢型岩体を水ノ木岩体として北東部の熊木沢型岩体と区別し、Suzuki *et al.*（2015）は南西部の熊木沢型岩体を水ノ木岩体としたのは同様だが、北東部の熊木沢型岩体を本文では Kumakitazawa pluton としている。

4-2. 丹沢深成岩類の貫入形態・定置機構

金丸・高橋（2005）は、それまでの丹沢トーナル岩複合岩体に関する貫入形態や定置機構についての研究をまとめ、（1）底のすばまるロート状岩体（相馬, 1968; 滝田,

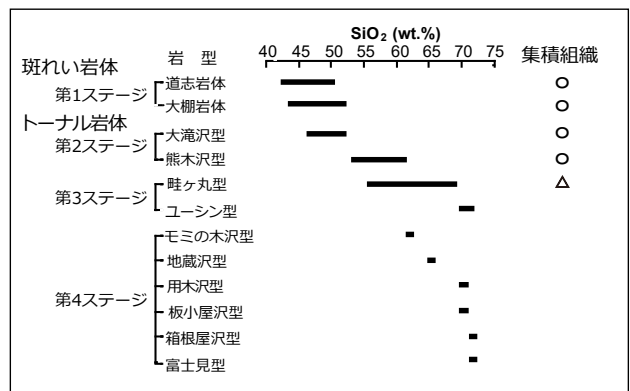


図 10. 丹沢深成岩類の SiO₂ 含有量と併入順序。青池ほか（1997）より引用。

1974)、(2) 底ひろがりのストック状岩体 (森下, 1934)、(3) 南方向に衝上するように貫入した北傾斜の板状岩体 (見上, 1958)、(4) 東傾斜したダイヤビル状岩体 (荒井, 1987) など様々な議論があるとした。(1) (2) は丹沢トータル岩複合岩体の貫入方向や岩体内部の岩石ファブリック解析やシュリーレンの構造などから、(3) (4) は周囲の変成岩類の構造や分布および P-T-t 経路解析などに基づいて議論されていたものだが、金丸・高橋 (2005) は、丹沢トータル岩複合岩体の帯磁率異方性に基づいて、露出面積の広い畦ヶ丸型岩体とユースン型岩体を主期トータル岩体として帯磁率の面状構造解析を行った。その結果、玄倉川、室久保川、水ノ木沢、石割山の4つのユニットを識別し、各々が周縁部で SiO₂ 量に乏しく、中央部で富んでいる組成累帯構造を持つ独立した深成岩体であることを明らかにし、丹沢トータル岩複合岩体を作ったマグマの貫入・定置メカニズムとして、横ずれ断層が形成されるテクトニクス場でプリアパート性開口割目を満たすようにトータル岩マグマが上昇し、環状割れ目によって底部が沈降してできた空間がマグマで満たされてできた中央が下方にくぼんだ皿状のロボリスであるとした。

4-3. 丹沢深成岩類の形成年代

丹沢深成岩類の形成年代について、構成する岩体そのものの同位体年代学的研究によって求められた年代値の公表が進むまでは、貫入している丹沢層群の堆積物に含まれる花崗岩質礫から貫入年代を推定していた。見上 (1958) は、丹沢層群の大山亜層群上部から石英閃緑岩礫の産出が始まることから、丹沢深成岩体の進入時期を礫の産出が開始した層準の大山亜層群堆積初期から中期と考えた。しかし、そもそも礫の起源を特定することは難しく、Seki et al. (1969a) は、火山岩類と同時に供給された異質岩片と解釈している。青池 (1999) によると、丹沢層群の塔ヶ岳亜層群や大山亜層群の火山礫凝灰岩デブライトにみられる閃緑岩の礫は、同様の礫が巨摩山地の橈形山亜層群でも見られることから、これら花崗岩質の礫は四国海盆拡大前に形成された花崗岩質中部地殻起源の可能性を指摘し、四国海盆拡大前に形成された花崗岩質岩として、九州パラオ海嶺の駒橋第2海山におけるトータル岩体の露頭存在を挙げている (坂本ほか, 1999; 原口・石井, 1999; Haraguchi & Ishii, 2003)。

丹沢深成岩類の同位体年代学的研究は K-Ar 年代測定から始まった。河野・植田 (1966) は東部のユースン型岩体 (5.2 Ma)、畦ヶ丸型岩体 (4.3 Ma)、西部のユースン型岩体 (7.6 Ma) を黒雲母の K-Ar 年代値とした。佐藤ほか (1986) は、西部のユースン型岩体 (4.8 Ma)、畦ヶ丸型岩体北東部 (4.6 Ma)、畦ヶ丸岩体南西部 (5.1 Ma) の値を黒雲母で、畦ヶ丸型岩体北東部 (10.1 Ma)、畦ヶ丸型岩体南西部 (10.7 Ma) の値を角閃石でそれぞれ K-Ar 年代を決め、両鉱物の年代差は Ar の閉鎖温度の違いとした。その後、Saito et al. (1991) によって岩体北部のホルンフェルスと斑れい岩体、トータル岩体についての全岩、角閃石、黒雲母を使った K-Ar 年代測定が広域にわたって多数行われ、これらの岩石を形成した年代がほぼ 7 Ma 集中し、丹沢深成岩類は斑れい岩類、トータル岩類ともに、周囲の

変成岩と関連した比較的短期間での一連の活動である可能性を示し、それまでの 10 Ma を越す年代値は過剰 Ar によるものであるとした。

Saito (1993) は、Saito et al. (1991) の K-Ar 年代値を Ar-Ar 年代測定の結果から見直し、石割山岩体が 6.6 ~ 7.0 Ma の形成年代を示すこと、東部のユースン型岩体の年代値が 4.4 ~ 6.2 Ma と幅があるものの、5 Ma が冷却年代として重要であることを示した。Tani et al. (2010) は、ジルコンの U-Pb 年代測定を行い、丹沢トータル岩複合岩体の主要部は 4 ~ 5 Ma に形成され、西部のユースン型岩体とされていた石割山岩体の年代を 9 Ma とした。これらのことは、丹沢地塊の本州弧への衝突年代が約 6.8 ~ 3.75 Ma (Yamamoto & Kawakami, 2005) とされているため、石割山岩体を除く丹沢トータル岩複合岩体の主要部は、丹沢地塊の衝突開始後に形成されたことを示す。

Suzuki et al. (2014) は主要なトータル岩体とその岩体に含まれる苦鉄質包有岩においてジルコンの U-Pb 年代測定を行ったところ、トータル岩体からは Tani et al. (2010) とほぼ同年代 (平均 4.6 Ma) を得たが、苦鉄質包有岩からは 5 ~ 43 Ma の幅広い年代を得ている。この苦鉄質包有岩の年代値のうち、それまでで最も古いとされた丹沢層群の年代値 (17 Ma) 以前の 18 ~ 43 Ma を示す年代値は、丹沢トータル岩複合岩体の下位に存在する下部地殻由来の外來結晶 (xenocryst) のものと推定され、その下部地殻の形成は 42.9 ± 8.6 Ma 以前であり、伊豆一小笠原弧における前弧域での火山活動の時期と一致しているとした。

4-4. 丹沢深成岩類の成因について

丹沢深成岩類を生成したマグマの成因について、かつては数少ない岩体と丹沢層群の全岩化学組成の特徴から、グリーン・タフの主要構成岩石が泥岩堆積物とともに再溶融してマグマが生成したとするもの (柴田, 1960) や輝緑岩の様相を残し灰長石成分に富んだ斜長石が多いことなどからグリーン・タフ (下部) が塩基性深成岩~半深成岩化を受け、酸性およびアルカリが注入されて生じたとされていた (黒田, 1960)。

滝田 (1980) は造岩鉱物の晶出関係と全岩化学組成の分化傾向から斑れい岩質岩を形成したマグマは水に富んだ非アルカリ玄武岩マグマから分化・形成されたとしたが、露出面積から推定される斑れい岩とトータル岩との量比の関係から、玄武岩質マグマが密接に関係するとしながらもトータル岩を形成したマグマと斑れい岩質岩を形成したマグマは独立した個別のマグマであるとした。

Ishizaka & Yanagi (1977) は丹沢深成岩類の全岩科学組成分析および Sr 同位体分析を行い、低カリウムのカルクアルカリ岩マグマの分化によって形成されたとした。

丹沢深成岩類は、貫入関係と岩相から斑れい岩複合岩体とトータル岩複合岩体に区分されるが、両者を構成する Sr-, Nd- 同位体組成には有意な差が認められないため、両者は成因的に密接に関連している (Kawate, 1997)。トータル岩複合岩体は、各岩型ともに斜長石、石英、普通角閃石を主とし、少量のカミングトン閃石、普通角閃石、直方輝石、磁鉄鉱、チタン鉄鉱、燐灰石、くさび石などを含んでいる (図 12E, 12F, 12G, 12H)。Kawate & Arima

(1998) は、丹沢トータル岩複合岩体を構成する岩石が岩体を通して同じ鉱物組み合わせを持つことや主成分元素組成の直線的な変化を示すことから、トータル岩類は同一マグマからの分化物であるとしながら、産状、顕微鏡観察および微量成分組成が、 SiO_2 含有量約 60 wt.% 以上の岩体 (図 12G, 12H) と SiO_2 含有量約 60 wt.% 以下の岩体 (図 12E, 12F) とで特徴を異にするため、両者の生成過程が異なると推定した。 SiO_2 含有量が約 60 wt.% の岩石組成を親マグマと仮定して、 SiO_2 含有量約 60 wt.% 以上の岩石は結晶分化作用、 SiO_2 含有量約 60 wt.% 以下の岩石は集積作用として、岩石中に含まれる結晶相の化学組成を用いたモデル計算を行い、トータル岩類が SiO_2 含有量約 60 wt.% の初生マグマから結晶分化作用および集積作用によって生成可能であることを示した。さらに、初生マグマの生成に関して、丹沢層群の比較的下位に産出する低カリウムソレライト質玄武岩の組成を原岩として SiO_2 含有量約 60 wt.% のトータル岩の化学組成を融解物の組成と仮定したモデル計算を行い、約 45% の融解でトータル岩類の初生マグマと考えた SiO_2 含有量約 60 wt.% の岩石の組成を作ることが可能であり、単斜輝石、直方輝石、普通角閃石、磁鉄鉱の融け残り物質ができることを示した。この結果は、Nakajima & Arima (1998) が伊豆大島に産出する低カリウムソレライト質玄武岩を出発物質として行った含水玄武岩 (角閃岩) の部分融解実験によって 1.0 GPa、1000°C で、 SiO_2 含有量約 60 wt.% のトータル岩類の初生マグマと類似の液相が確認されたことから支持された。

斑れい岩複合岩体は、普通角閃石、斜長石を主とし、岩相によってカミングトン閃石、単斜輝石、直方輝石、カンラン石、黒雲母、磁鉄鉱、チタン鉄鉱を伴う岩石 (図 12C, 12D) で構成されるが、鉱物の量比・粒度によって著しい岩相変化を示す。Kawate & Arima (1998) が行った丹沢層群の低カリウムソレライト質玄武岩の組成を使った部分融解の計算で得られた融け残り鉱物の組み合わせは、斑れい岩類の鉱物組み合わせと調和的である。さらに計算で求められた融け残り鉱物と融解物の量比を 8 対 2 の割合で混合したとして求めた微量成分元素含有量が、実際の斑れい岩類の微量成分元素含有量と近似するため、斑れい岩類は少なくともトータル岩類の初生マグマを生成したときの融け残り物質を含んでいる可能性が考えられる (図 11)。

Tani *et al.* (2010) はジルコン U-Pb 年代測定を丹沢深成岩類に初めて適用し、丹沢深成岩体の主要部の年代値 (4 ~ 5 Ma) が丹沢地塊が本州弧に衝突後であることを示したうえで、全岩・ジルコンの微量元素組成 (Th/Nb 比) に関して丹沢深成岩類を生成したマグマに本州弧起源の堆積物の影響が認められることから、丹沢地塊の本州弧への衝突と同時に丹沢深成岩類が生成されたとした。

Suzuki *et al.* (2015) は、丹沢トータル岩中のジルコンの酸素同位体測定を行なった結果、丹沢トータル岩中のジルコンの $\delta^{18}\text{O}$ はマントルより低い $\delta^{18}\text{O}$ を示すことから、伊豆一小笠原弧の下部地殻に存在しているかつての海洋地殻を構成する熱水変質を受けた斑れい岩が部分融解することによって丹沢トータル岩が生成されたとした。また、ジルコンの Th/Nb 比と $\delta^{18}\text{O}$ 値に相関がみられないことから、丹沢トータル岩の生成に関して堆積物の関与は重要ではないとしている。

地震波速度の解析によると、丹沢山地の地下には、3 ~ 25 km の深さに地震波速度の速い部分 ($V_p \geq 6.5$ km/s; $V_s \geq 3.5$ km/s) が存在している (Yukutake *et al.*, 2015)。この部分の P 波速度は、室内実験で得られたトータル岩あるいは斑れい岩の P 波速度 (Kitamura *et al.*, 2003) におおよそ対応しており、7.0 km/s に達する P 波速度の速い部分は角閃石斑れい岩あるいは角閃岩で説明されている (Yukutake *et al.*, 2015)。

4-5. 丹沢深成岩類の冷却年代

佐藤ほか (1986) は、丹沢トータル岩体中の角閃石と黒雲母の K-Ar 年代を求めて、その年代差と Ar の閉鎖温度の関係から、丹沢深成岩類は約 11 ~ 4 Ma の間に平均 50°C/Myr で冷却したと論じた。この結果を踏まえ、佐藤ほか (1990) は畦ヶ丸型岩体南縁部の燐灰石のフィッシュトラック年代 (2.5 Ma) から、さらに低温側で岩体の冷却速度が大きくなったとした。

Saito (1993) は、黒雲母が示す古い年代は過剰な Ar によるとし、東部の岩体中の角閃石が示したおよそ 5 Ma の年代は角閃石における Ar の閉鎖温度である 500°C 程度まで冷却したと考えた。また、丹沢深成岩体は形成されてから閉鎖温度に至るまで急速に冷却したとし、本州弧への丹沢地塊の衝突が 6 Ma であれば、丹沢深成岩体の形成は衝突に関係している可能性があるとした。

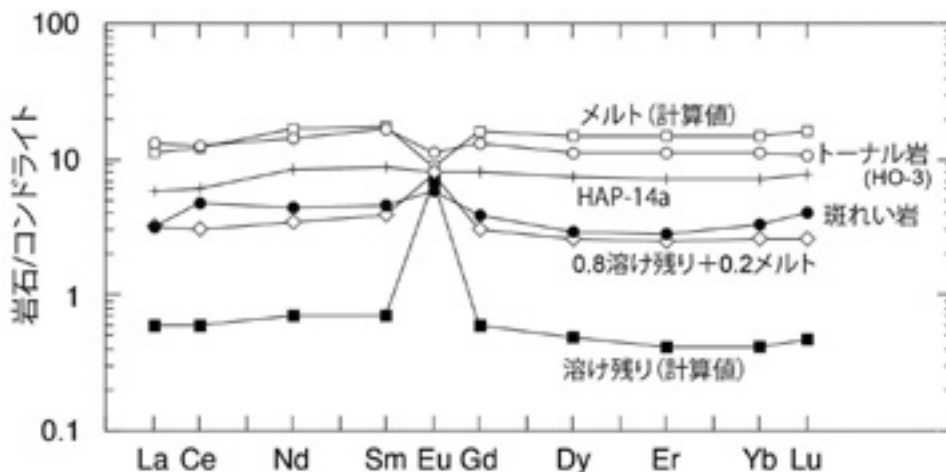


図 11. 部分融解モデルの計算結果から得られた液相と融け残りの REE パターン. HAP-14a: 丹沢層群中の低 K ソレライト質玄武岩, HO-3: 初生マグマ組成を示すトータル岩 (畦ヶ丸型岩体). 川手 (2000) に加筆修正.

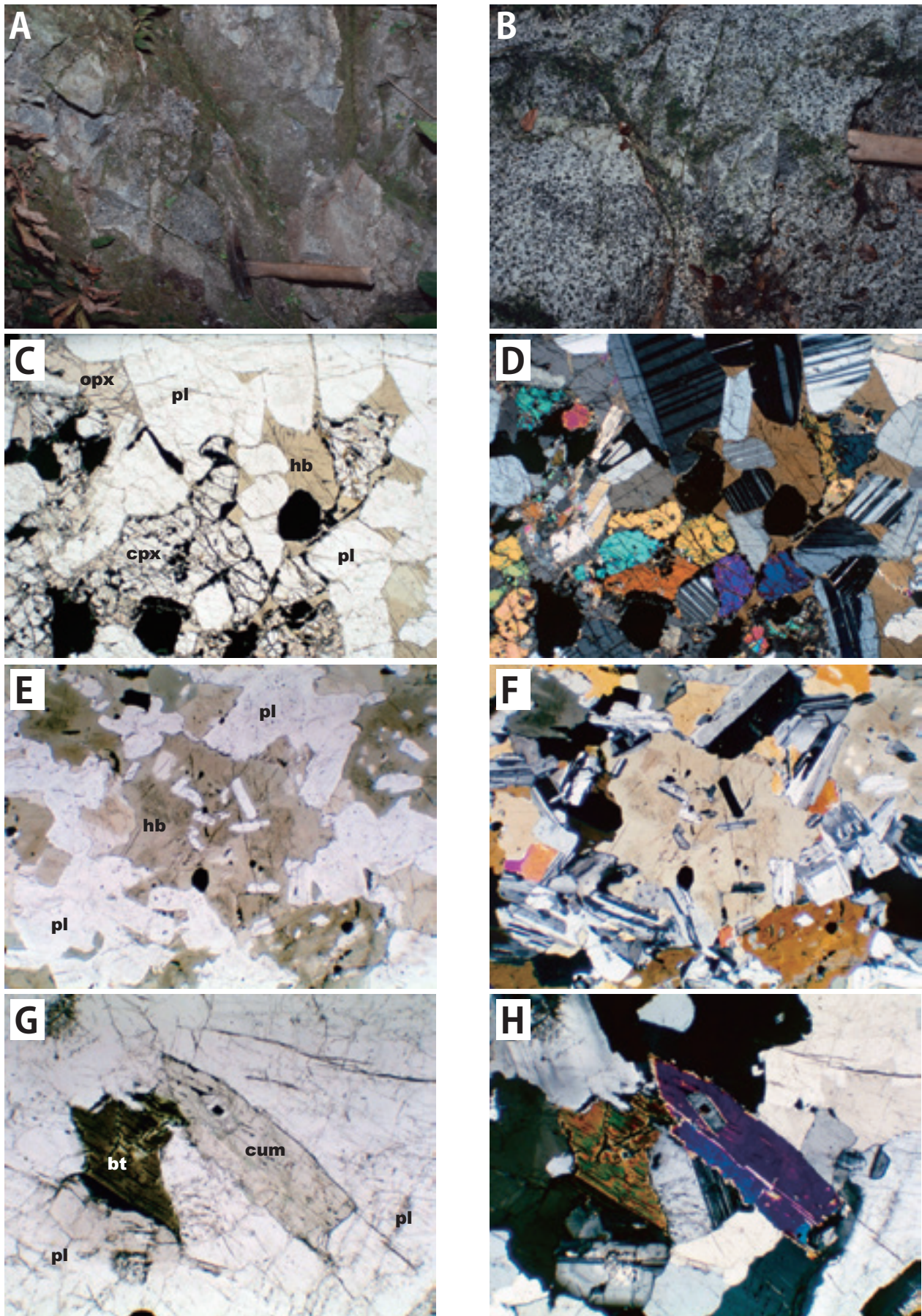


図 12 トーナル岩の露頭と、トーナル岩および斑れい岩の偏光顕微鏡写真. A: 大滝沢型トーナル岩の露頭 (山北町中川); B: 畦ヶ丸型トーナル岩の露頭 (山北町中川); C: 集積構造がみられる道志型斑れい岩の偏光顕微鏡写真 (開放ポーラー); D: 同じく (直交ポーラー); E: 大滝沢型トーナル岩の偏光顕微鏡写真 (開放ポーラー); F: 同じく (直交ポーラー); G: ユーシン型トーナル岩の偏光顕微鏡写真 (開放ポーラー); H: 同じく (直交ポーラー). 偏光顕微鏡写真のスケールは横が 6 mm. 偏光顕微鏡写真中の鉱物の略記号は, pl: 斜長石, hb: 普通角閃石, opx: 直方輝石, cpx: 単斜輝石, bt: 黒雲母, cum: カミングトン閃石.

Tani *et al.* (2010) はジルコン U-Pb 年代測定とジルコン・燐灰石 (U-Pb) /He 年代 (Yamada & Tagami, 2008) との比較を行い、丹沢岩体が貫入・固結後に畦ヶ丸型岩体が 658°C /Myr、ユースン岩体が 346°C /Myr という非常に速い冷却速度を経験していることを明らかにし、丹沢地塊が本州弧へ衝突した直後に急激な上昇をしたためであるとしている。

5. 変成岩類

丹沢山地に広く分布する新第三系の丹沢層群は、主に海成の火山岩および火砕岩からなり、中央部に露出した丹沢深成岩体を頂部とするドーム状構造をなして深成岩体から外側に向かって上位の層が分布している。

丹沢層群を構成する岩石は、深成岩体の貫入に伴う接触変成作用により深成岩体に近づくにつれ緑色片岩相～角閃岩相までの高温で高圧の変成作用を受けている。深成岩体の南側と北西部に結晶片岩類が分布し、北側および東側で主に塊状のホルンフェルスが発達している。また、深成岩体の分布とは別に、低度～中程度の埋没に伴う沸石相～ぶどう石ーパンペリー石相の変成作用も広く被ったと考えられている (Seki *et al.*, 1969a, b; 島津ほか, 1971b; 見上, 1978)。

丹沢層群では、変成作用により玄武岩質～安山岩質の火山岩、火砕岩は暗青色～暗緑色に、安山岩質～デイサイト質の火砕岩は緑灰色～淡緑色を呈することが多い。

5-1. 深成岩類周辺の変成岩

深成岩体の南側では接触部の幅 1～4 km で著しく片理の発達した結晶片岩が分布する (図 2)。これら結晶片岩の成因については古くから議論されてきた (Sugi, 1931; 石川, 1955a; Mikami, 1961; 相馬・吉田, 1967; Seki *et al.*, 1969a, b; 島津・荒井, 1986; 荒井, 1987; 坂野, 1989; Toriumi & Arai, 1989)。Seki *et al.* (1969a, b) は、この地域の丹沢層群は足柄層群も含めて、丹沢深成岩類に向かって、I: ユーランドイト垂相、II: ローモンタイト垂相、III: ブドウ石ーパンペリー石相、IV: 緑色片岩相、V: 角閃石相の鉱物相を識別した。緑色片岩相～角閃岩相の変成作用は、深成岩体の貫入に伴う接触変成作用と考えられている (図 13A, 13B, 13C, 13D)。

深成岩体の北側には塊状で片理構造のほとんどないホルンフェルスが発達し、一部には結晶質石灰岩も見られる (図 13E)。中川上流域の白石沢、ザレの沢などでは、低変成度～高変成度までのホルンフェルスが認められ、堇青石やベスブ石が伴うことがある (黒田, 1960; Kano, 1961; 見上, 1976; Watanabe & Arima, 1989)。

深成岩体東側の玄倉川や寄沢の上流域に、ごく限られた範囲でホルンフェルスが産出する。片理構造は全く認められず、多くの場合、原岩の組織、構造が残されている (見上, 1952; Mikami, 1962)。

5-2. 変成岩の成因に関して

低温の沸石相～ぶどう石ーパンペリー石相程度の変成岩は、丹沢深成岩類の分布とは関係なく丹沢山地に広く分布し、埋没型の変成作用が起こったと考えられている

(Seki *et al.*, 1969a, b; 島津ほか, 1971)。前述のように、深成岩体南側の地域では片理構造が著しく発達していることから単純な接触変成作用では説明できない。

かつては、丹沢深成岩体が南方向に衝上するように貫入したとの説明もあったが (見上, 1958; Seki *et al.*, 1969b など)、現在では広域変成作用の視点の重要性が指摘され、動的な変成作用が新たに提唱されている (石川ほか, 2016)。

変成鉱物の組合せおよび鉱物組成の解析から、丹沢層群は約 6～7 km の深度で埋没変成作用と接触変成作用を受け、南西部で 6～10 km、他の地域で 2～3 km 上昇したとした (島津・荒井, 1986; 荒井, 1987)。また、結晶片岩の変形微細構造の観察からは、丹沢変成岩類の運動センスを決定することによって地殻深部の上昇プロセスが検討されている (田山・石川, 2003; 石川ほか, 2004)。さらに、緑色片岩中に存在する二種類の組成累帯構造を持つ角閃石から求めた温度圧力履歴からは、その温度圧力範囲が通常の沈み帯よりも高温で、活動的島弧同士の衝突を反映していると考えられている (島津・桑谷, 2004; 桑谷・島津, 2013)。

6. 丹沢層群中にみられる小規模貫入岩体

丹沢層群には地質図に記載されていない小規模な貫入岩体が複数報告されている。本章では、山北町中川を中心に分布する含ざくろ石流紋岩、山北町世附に分布する地蔵平侵入岩体、およびその他の小規模岩脈について報告する。

6-1. 含ざくろ石流紋岩

含ざくろ石流紋岩は、丹沢深成岩体の南方約 2 km に位置する中川地域において、丹沢層群塔ヶ岳垂層群の寄沢層 (Mikami, 1962) に貫入岩として分布する (図 13F)。含ざくろ石流紋岩の詳細は、有馬ほか (1990) 及び山下 (1997) に報告があるので、これらに基づいて記載する。

含ざくろ石流紋岩は、岩脈として産出し、数 m から数 10 m、細川谷流域では最大 100 m の幅をもち、延長は東西約 10 km と推定される。文象斑岩 (石川, 1955b) には貫入する関係にあるが、世附では地蔵平侵入岩体に覆われ、あるいは被貫入関係にある。貫入母岩の丹沢層群塔ヶ岳垂層群の寄沢層 (Mikami, 1962) は、角閃岩もしくは陽起石緑色片岩 (Seki *et al.*, 1969a) からなるが、含ざくろ石流紋岩岩脈は変形作用や変成作用を蒙っていない。岩脈と貫入母岩との接触部では、微細粒な急冷周辺相 (幅 1～2 cm) がみられる。

含ざくろ石流紋岩は、主に石英と斜長石からなる珪長質石基と、少量のざくろ石、石英、斜長石、黒雲母、不透明鉱物 (チタン鉄鉱と磁鉄鉱) の斑晶を含む。斑晶ざくろ石は、最大直径 1 mm の自形斑晶で、チタン鉄鉱や磁鉄鉱やジルコンを包有する。自形ざくろ石斑晶の周囲部には、しばしば樹枝状ざくろ石が確認されている (図 13G)。自形ざくろ石は、鉄パンざくろ石成分に富むが、樹枝状ざくろ石は満パンざくろ石成分に富む。また、樹枝状ざくろ石には P_2O_5 が含まれることが報告されている (有馬・山下, 1994)。含ざくろ石流紋岩の貫入年代として

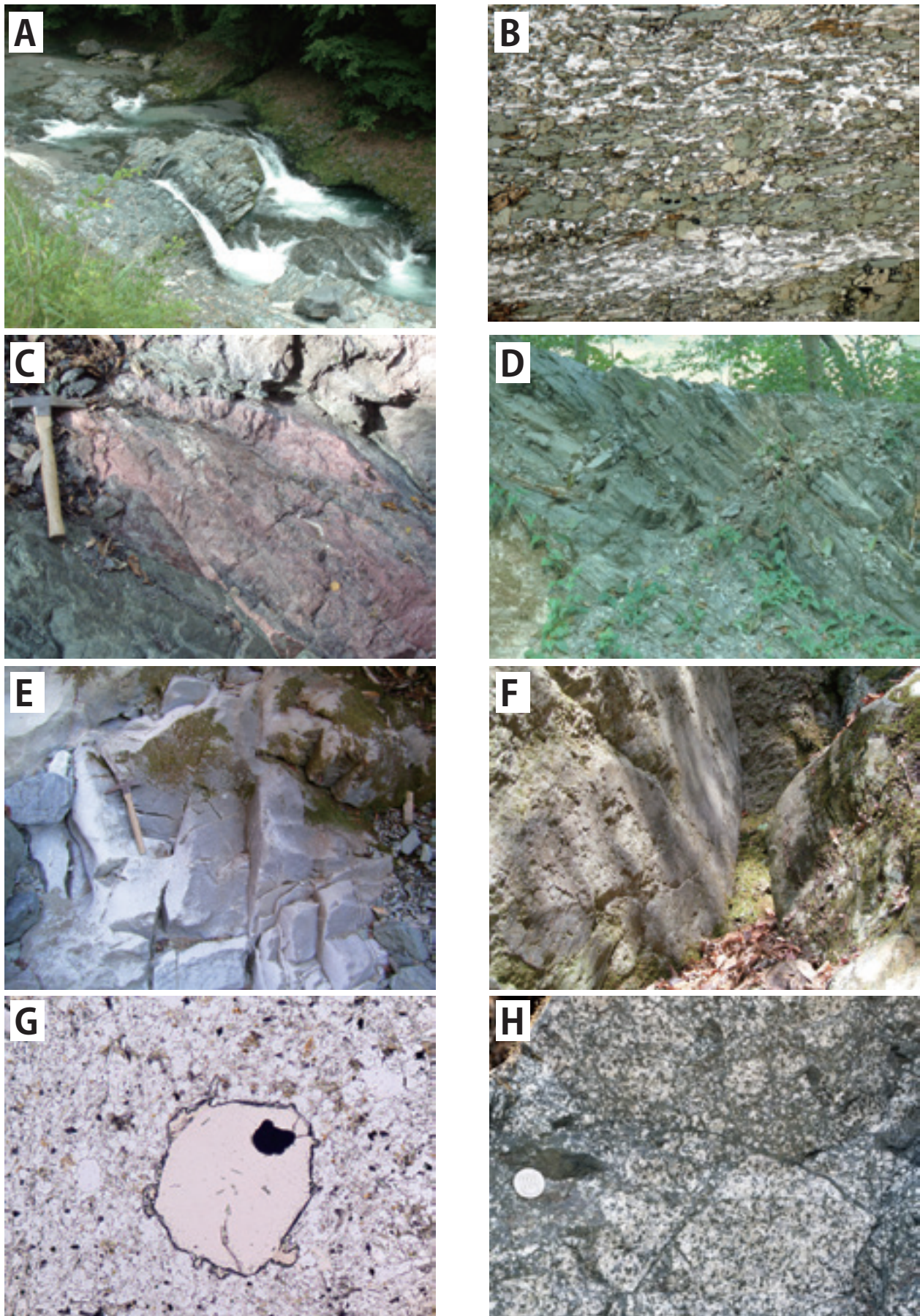


図 13. 変成岩類及び火山岩類の露頭写真. A: Seki *et al.* (1969a, b) の角閃石相に相当する角閃岩の露頭 (山北町中川) ; B: 角閃岩の偏光顕微鏡写真 (開放ポラー) . 偏光顕微鏡写真のスケールは横が 3 mm; C: Seki *et al.* (1969a, b) の緑色片岩相に相当する紅簾石片岩の露頭 (山北町中川丹沢湖畔) ; D: Seki *et al.* (1969a, b) の緑色片岩相に相当する緑色片岩の露頭 (山北町中川丹沢湖畔) ; E: 結晶質石灰岩の露頭 (山北町中川白石沢) ; F: 含ざくろ石流紋岩岩脈の露頭. 含ざくろ石流紋岩は左側で, 断層で丹沢層群と接する (山北町中川) ; G: 含ざくろ石流紋岩の偏光顕微鏡写真 (開放ポラー) . 中央の自形ザクロ石の周囲に樹枝状ザクロ石が成長している. 偏光顕微鏡写真のスケールは横が 1 mm; H: 破碎されたトーナール岩を含む地蔵平侵入岩体の火道角礫岩 .

は、有馬ほか（1990）により 2.45 Ma が、山下（1997）により 2.43 Ma が予察的に報告されている。含ざくろ石流紋岩の全岩化学組成およびざくろ石の化学組成は、有馬ほか（1990）で報告されている。

近年、この含ざくろ石流紋岩岩脈の形成に伴う火山噴火が起源と推定されるテフラが、南関東の上部鮮新統から第四紀にかけて形成したと考えられている海成層から報告されており（野田ほか, 1999; 稲垣ほか, 2007; 田村ほか, 2010 など）、鍵層として注目されている。

6-2. 地蔵平侵入岩体

地蔵平^{じざいへ}侵入岩体の報告例は少なく、松田（1966）を基に追記を行った山下（1997）のみで、本報告では主に松田（1966）に基づいて記載する。地蔵平侵入岩体は、山北町世附の世附川上流の大又沢および法行沢において、南北 2 km、東西約 1.2 km にわたり分布する。

貫入母岩は、大部分がトーナル岩（滝田, 1974）で、一部塔ヶ岳亜層群の寄沢層（Mikami, 1962）が該当する。地蔵平侵入岩体は、最大 5 mm ほどの高温石英と、斜長石及び角閃石を含む石英斑岩と、斜長石及び角閃石の斑晶を含む角閃石安山岩から構成される。石英斑岩は、トーナル岩や緑色片岩の角礫を含むことから（図 13H）、地表に達していた火口の地下で、急激な発泡もしくは爆発を伴いながら進入・固結したためと考えられている。角閃石安山岩は、岩脈として産し、石英斑岩を貫く。

今永・山下（1999）では、地蔵平侵入岩体の K-Ar 全岩年代測定を行っており、石英斑岩が 3.20 ± 0.7 Ma、角閃石安山岩が 2.28 ± 0.5 Ma、角閃石デイサイトが 1.27 ± 0.13 Ma が得られている。このうち、 1.27 ± 0.13 Ma の年代値が得られている角閃石デイサイトは、高温石英の斑晶を含む石英斑岩である。このことから、石英斑岩の活動が 2 度あったのか、あるいは石英斑岩のいずれかは変質の影響を受けている可能性がある。しかし、前述のざくろ石流紋岩との屋外での関係は、石英斑岩がざくろ石流紋岩岩脈の分布を乱していることから、石英斑岩の活動は約 2.4 Ma よりも新しいと思われる。また、角閃石安山岩は石英斑岩を貫くことから矛盾が生じている。

石英斑岩の全岩化学組成は、山下（1997）で報告されている。

6-3. その他小規模岩脈

丹沢層群および深成岩体に小規模ながら貫入する、苦鉄質から珪長質の火山岩類が複数報告されている（見上, 1955; Mikami, 1962 など）。これらの岩体については、森ほか（2012）によって、全岩化学組成と貫入年代、およびテクトニクス^{テクトニクス}の議論がなされている。すなわち、得られた年代値は、丹沢層群が形成している時期に相当する 16.5 Ma と 13.6 Ma のものと、丹沢層群形成末期から深成岩体の貫入期に相当する 7.5～4.2 Ma のものと大別される。このうち後者は、火山岩類の地球化学的性質が低カリウム系列のソレライト岩系であることから、当時の火山フロントで形成したものとし、4 Ma 以降に火山フロントが西方に移動したことを示唆した。

7. おわりに

丹沢山地に分布する丹沢層群、愛川層群、丹沢深成岩類、変成岩類および、これらに貫入する小規模岩体について、地質に関するこれまでの研究を概観した。この地域は、まさに伊豆一小笠原弧が本州弧に衝突・付加した地点であり、現在でも隆起が続く険しい山地となっている。隆起侵食を受けることで、かつての地下深部が露出し、古伊豆一小笠原弧北端部の火山活動の特徴や島弧地殻の付加の様子を伺うことができる。伊豆半島および伊豆諸島の地表および地下では、現在トラフが埋積されつつあり、プレート境界がジャンプしつつあるなど、丹沢山地と同様の過程をたどっているかもしれない。また、伊豆一小笠原の熱い火山弧中軸が衝突しているため、地殻が融解し花崗岩質の大陸地殻が生成された可能性がある一方で、海洋性島弧である伊豆一小笠原弧には、すでに花崗岩質の中部地殻が存在することも知られている。さらに、小規模ではあるが丹沢地塊が現在の位置に定置した後も火成活動が記録されている。

これまでの丹沢山地の研究史に見られるように、今後新たな視点や新たな手法で研究が進むことによって、現在進行中の島弧—島弧の会合で起こる現象に関して、丹沢山地の地質から様々な情報が提供されることを期待したい。

謝辞

神奈川県立生命の星・地球博物館の外来研究員の門田真人氏、神奈川県学会の須藤 清氏、日本山岳ガイド協会の里見 豊氏、東京都立大学の松風 潤氏、元みなもと体験館道志・久保分校の宇野夏樹氏には野外調査でお世話になった。さらに門田真人氏には写真を提供していただいた。以上の方々にお礼申し上げます。

引用文献

- 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）, (9): 113-151.
- 青池 寛・有馬 眞, 1997. 丹沢山地の生い立ち. 丹沢大山自然環境総合調査報告書, pp.74-77. 神奈川県環境部.
- 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. 丹沢山地ならびに周辺域の地質. 丹沢大山自然環境総合調査報告書, pp.24-63. 神奈川県環境部.
- 天野一男, 1986. 多重衝突帯としての南部フォッサマグナ. 月刊地球, 8(10): 581-585.
- Amano, K., 1991. Multiple collision tectonics of the South Fossa Magna in Central Japan. *Modern Geology*, 15: 315-329.
- 天野一男・伊藤健二, 1990. 南部フォッサマグナの形成—堆積物からみた島弧の衝突付加テクトニクス—. 地質学論集, 34: 45-56.
- 天野一男・松原典孝・田切美智雄, 2007. 富士山の基盤：丹沢山地の地質—衝突付加した古海洋性島弧—. 荒牧重雄, 藤井敏嗣, 中田節也, 宮地直道編, 富士火山, pp.59-68. 山梨県環境科学研究所
- 荒井 融, 1987. 丹沢山地のテクトニクス—変成岩類の相解. 地質学雑誌, 93: 185-200.
- 有馬 眞・青池 寛・川手新一, 1999. 丹沢山地の構造発達. 神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学）, (9): 57-77.
- 有馬 眞・末包鉄郎・門田真人・加藤英樹・山下浩之, 1990. 丹

- 沢山地で発見されたざくろ石を含む流紋岩. 神奈川地学, (70・71): 1-6.
- 有馬 眞・山下浩之, 1994. 丹沢細川谷に産出する P_2O_5 に富んだザクロ石. 岩鉱, **89**(4): 166.
- 坂野 平, 1989. 丹沢変成岩の音頭・圧力経路について. 地質学雑誌, **95**: 113-118.
- 鎮西清高・松島義章, 1987. 南部フォッサマグナ地域の新第三紀貝化石群. 化石, (43): 15-17.
- 地質調査所編, 1954. 日本鉱産誌 (BI - C) 鉄、鉄合金お呼び軽金属. 東京地学協会.
- 藤田至則, 1975. グリントフ造山運動. アーバンクボタ, (12): 49-53. 久保田鉄工株式会社.
- 福田 理・篠木嶺二, 1952. 西桂層群の層序学的並びに微古生物学的研究. 地質学雑誌, **58**(681): 191-202.
- Gradstein, F. M., J. G. Ogg, M. D. Schmitz & G. M. Ogg, 2012. The Geologic Time Scale 2012 volume 2. 1144pp. Elsevier.
- 原口 悟・石井 輝秋, 1999. 九州パラオ海嶺北部駒橋第二海山のトーナライト質深成岩類. 月刊地球 号外, (23): 116-122.
- Haraguchi, S., T. Ishii, J. Kimura, & Y. Ohara, 2003. Formation of tonalite from basaltic magma at the Komahashi-Dai-ni Seamount, northern Kyushu-Palau Ridge in the Philippine Sea, and growth of Izu-Ogasawara (Bonin)-Mariana arc crust. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **143**: 151-168.
- 平田大二・山下浩之・鈴木和恵・平田岳史・季 毅兵・昆 慶明, 2010. プロト伊豆・マリアナ島弧の衝突テクトニクスレビュー. 地学雑誌, **119**: 1125-1160.
- Hirata, D., I. Imanaga & A. Kato, 1992. Three Mn²⁺-bearing pumpellyite series minerals from the Takamatsu mine, Yamakita-machi, Kanagawa Prefecture, Japan. *Bulletin of Kanagawa Prefectural Museum (Natural Science)*, (21): 21-31.
- Hirata, D., H. Yamashita, I. Imanaga, H. Takahashi & A. Kato, 1995. Manganoan grossular-piemontite association in a low grade metamorphic manganese ore from the Dainichi mine, Hadano City, Kanagawa Prefecture, Japan. *Mineralogical Journal*, **17**: 211-218.
- 平田大二・山下浩之・川手新一, 2008. 伊豆・小笠原弧北端部、箱根火山周辺の地形・地質テクトニクス. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (13): 1-12.
- 本間岳史, 1976. 丹沢山地北縁の地質構造. 地質学論集, (13): 279-297.
- 本間岳史, 1983. 相模湖付近の層序と構造. 埼玉県立自然史博研報, (1): 37-50.
- 本間岳史, 1984. 丹沢山地北縁におけるグリーンタフ造山末期の造構運動とモラッセ相. 埼玉県立自然史博研報, (2): 27-46.
- 本間岳史, 1991. 関東山地南縁における中～後期中新世の造構運動と火成活動. 地団研専報, (38): 27-37.
- 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書 (自然科学), (9): 179-188.
- 稲垣 進・西川達男・満岡 孝・安野 信, 2007. 神奈川県鎌倉市北東部の上総層群下部から発見された含ザクロ石軽石層 (KGP) について. 地球科学, **61**: 143-148.
- Ishida, T., 1969. Stratigraphical and geostructural studies of the Nishikatsura Group: Geological study of the southern Fossa Magna, Central Japan (1st Report). *Memory Faculty Library Arts and Education, Part 2*, **20**: 262-268.
- Ishida, T., 1970. Stratigraphy of the Nishikatsura Group in the vicinity of Ohata, Tsuru City: Geologic study of the southern Fossa Magna, Central Japan (2nd Report). *Memory Faculty Library Arts and Education, Part 2*, **21**: 219-223.
- Ishihara, S., 1964. Miocene syn-orogenic plutonism in the Tanzawa Massif. *Earth Science*, **70**: 1-14.
- 石川秀雄, 1955a. 丹沢南部中川流域の変成過程における熱移行の考察. 地質学雑誌, **61**: 195-199.
- 石川秀雄, 1955b. 丹沢南部地域の結晶変岩類について. 東教大地鉱研報, **4**: 65-70.
- 石川正弘・谷健一郎・桑谷 立・金丸龍夫・小林健太, 2016. 丹沢山地の地質: 伊豆衝突帯のジオダイナミクス. 地質学雑誌, **122**: 228-240.
- 石川正弘・田山良一・有馬 眞, 2004. 丹沢山地に露出する伊豆弧地殻断面. 日本地質学会第 111 年学術大会見学旅行案内書, pp.57-70.
- Ishizaka, K. & T. Yanagi, 1977. K, Rb and Sr abundances and Sr isotopic composition of the Tanzawa granitic and associated gabbroic rocks in Japan: Low-potash island arc plutonic complex. *Earth and Planetary Science Letter*, **33**: 345-352.
- Ito, M. & F. Masuda, 1986. Evolution of elastic piles in an arc-arc collision zones: Late Cenozoic depositional history around the Tanzawa Mountains, central honshu, Japan. *Sedimentary Geology*, **49**: 223-259.
- 門田 真人, 2013. 丹沢山地における枕状溶岩の分布—神奈川県 15 露頭が中新統の約 1700 ～ 1400 万年前の地層中に存在—. 神奈川地学, (79): 31-35.
- 門田真人・三澤良文, 2005. 丹沢山地より産出する中新世八放サンゴ亜綱. 東海大学紀要海洋学部, **3**: 51-59.
- 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**(12): 739-741.
- 門田真人・末包鉄郎, 1994. 丹沢化石サンゴ礁. 神奈川県自然史資料, (16): 56-60.
- 門田真人・末包鉄郎・三澤良文, 2004. 大型有孔虫化石からみた丹沢山地の地質構造. 東海大学紀要海洋学部, **2**: 37-48.
- 神奈川県環境部, 1997. 丹沢・大山地域の新第三系地質図. 丹沢大山自然環境総合調査報告書, 付図 2. 神奈川県環境部.
- 金丸龍夫・高橋正樹, 2005. 帯磁率異方性からみた丹沢トナール岩体の貫入・定置機構. 地質学雑誌, **111**: 458-475.
- Kano, H., 1961. Petrology of the Metasomatic Cordierite Rocks from the Northern Tanzawa Mountainland, central Japan. *Journal of Mining College Akita University. series A 1*: 1-26.
- 河尻清和, 2008. 相模原市西部, 道志川および篠原川沿いの愛川層群中津峡層. 相模原市立博物館研究報告, (17): 77-84.
- 河尻清和, 2010. 神奈川県相模原市西部, 沢井川下流部の新第三紀火山岩類. 相模原市立博物館研究報告, (19): 85-91.
- 河尻清和, 2015. 石老山周辺に分布する愛川層群石老山層の礫種構成に関するノート (その 1). 相模原市立博物館研究報告, (23): 82-87.
- 河尻清和, 2019a. 石老山周辺に分布する愛川層群石老山層の礫種構成に関するノート (その 2). 相模原市立博物館研究報告, (27): 1-6.
- 河尻清和, 2019b. 神奈川県北部, 丹沢山地北縁部の新第三系の地質. 日本地質学会第 126 年会演旨, p.215.
- 河野義礼・植田良夫, 1966. 本邦産火成岩の K-A dating (IV) 東北日本の花崗岩類. 岩石鉱物鉱床学会誌, **56**: 41-55.
- 川手新一, 1996. 丹沢斑れい岩類の起源. 神奈川地学, (75): 18-23.
- Kawate, S. 1997. Geological models of the oceanic island arc system: An example of the Tanzawa Mountainland, Central Japan. Ph.D. thesis, Institute of Mineralogy, Petrology and Economic Geology, Faculty of Science, Tohoku University, Sendai, Japan.
- 川手新一, 2000. 丹沢山地深成岩類の成因. 月刊地球号外, **30**: 57-63.
- Kawate, S & M. Arima, 1998. Petrogenesis of the Tanzawa plutonic

- complex, central Japan: Exposed felsic middle crust of the Izu-Bonin-Mariana arc. *Island Arc*, **7**: 342-35.
- 川手新一・藤巻宏和・青池 寛, 1996. 丹沢山地. 中期中新世火山岩類の Sr 同位体組成. 日本地質学会第 103 年学術大会講演要旨, p.210.
- Kitamura, K., M. Ishikawa & M. Arima, 2003. Petrological model of the northern Izu-Bonin-Mariana arc crust: constraints from high-pressure measurement of elastic wave velocities of the Tanzawa plutonic rocks, central Japan. *Tectonophysics*, **371**: 213-221.
- 小池敏夫, 1997. 丹沢山地の地形・地質概要. 丹沢大山自然環境総合調査報告書, pp.12-18. 神奈川県環境部.
- 黒田吉益, 1960. 丹沢山地の地質—特に北部の変成岩類について—. 地質学雑誌, **66**: 700-709.
- 桑谷 立・鳥海光弘, 2013. 丹沢変成岩の沈み込みおよび上昇期の温度圧力履歴. 日本地質学会関東支部伊豆衝突地質研究サミット講演要旨, pp.52-53.
- 松田時彦, 1966. 地蔵平付近の地質, とくに侵入岩類について. 神奈川県温泉研究所報告, (4): 21-30.
- 松島義章・平田大二, 1993. 落合れき岩層の化石. 自然教育活動のための宮ヶ瀬自然環境基礎調査報告書. 日本自然保護協会報告書, (37): 109-119.
- 松島義章・田口公則・鎮西清高, 2003. 丹沢山地落合層中の化石群集. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (32): 27-68.
- 松原典孝・天野一男, 2005. 丹沢山地で復元された海洋性島弧発達史. 月刊地球, **52**: 79-85.
- 松原典孝・天野一男, 2010. 南部フォッサマグナ丹沢山地における中新世ペペライトの産状と形成過程. 地質学雑誌, **116**(3): 134-150.
- 見上敬三, 1952. 丹沢の石英閃緑岩南東部における御坂層の変成岩類について. 横浜国大理科紀要第 2 類, (2): 36-46.
- 見上敬三, 1955. 丹沢東縁部の地質. 横浜国立大学理科紀要, Sec. II, **4**: 41-64.
- 見上敬三, 1958. 丹沢山地の構造発達史. 藤本教授還暦記念論文集, pp. 232-244.
- Mikami, K., 1961. Geological and Petrographical Studies on the Tanzawa Mountainland, Part I. *Science Reports of Yokohama National University, Section II*, **8**: 57-110.
- Mikami, K., 1962. Geological and Petrographical Studies on the Tanzawa Mountainland, Part II. *Science Reports of Yokohama National University, Section II*, **9**: 59-108.
- 見上敬三, 1976. 西丹沢、白石沢ザレの沢の堇青石と大理石. 神奈川県文化財調査報告書, (37): 1-14.
- 見上敬三, 1978. 丹沢山地とその前山. 神奈川県史各論編 4, 自然, pp.116-189.
- 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**(11): 931-934.
- 森 慎一・山下浩之・有馬 眞・藤岡換太郎, 2012. 丹沢一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. 岩鉱, **41**: 67-86.
- 森下正信, 1934. 丹沢石英閃緑岩体の構造. 地質学雑誌, **41**: 491-514.
- 中川節夫, 1997. 丹沢の地形 (地形の現れた断裂の方向). 丹沢大山自然環境総合調査報告書, 53-56. 神奈川県環境部.
- Nakajima, K. & M. Arima, 1998. Melting experiments on hydrous low-K tholeiite: Implications for the genesis of tonalitic crust in the Izu-Bonin-Mariana arc. *The Island Arc*, **7**: 359-373.
- Niitsuma, N. & T. Matsuda, 1985. Collision in the South Fossa Magna Area, Central Japan. *Recent Progress of Natural Science Japan*, **10**: 41-50.
- 野田啓司・小澤大成・奥村 清, 1999. 神奈川県の上部鮮新統中津層群からの含ザクロ石テフラ層 Mk19 の発見とその意義. 第四紀研究, **38**: 65-73.
- 太田英将・石黒 均・岩橋 悟・新妻信明, 1986. 丹沢山地東部の地質. 静岡大地球科学研報, (12): 153-189.
- 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ノ化石の生層序と古環境. 化石, (43): 5-8.
- 尾崎正紀, 2013. 八王子地域の地質, 第 4 章, 丹沢層群・早戸層群・愛川層群. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), pp. 24-36. 産総研地質調査総合センター.
- 尾崎正紀・原 英俊・植木岳雪, 2013. 八王子地域の地質, 第 10 章, 地質構造. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅), pp.95-97. 産総研地質調査総合センター.
- Saito, K., 1993. ^{40}Ar - ^{39}Ar studies on some Tanzawa tonalite samples. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **45**: 261-272.
- Saito, K., I. Otomo & T. Takai, 1991. K-Ar dating of the Tanzawa tonalitic body and some restrictions on the collision tectonics in the South Fossa Magna, central Japan. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **43**: 921-935.
- 齊藤 哲, 2015. 海洋性島弧から大陸地殻へ: 伊豆衝突帯花崗岩質岩体の成因研究. 岩石鉱物科学, **44**: 32-44.
- Saito, S. & K. Tani, K., 2017. Transformation of juvenile Izu-Bonin-Mariana oceanic arc into mature continental crust: An example from the Neogene Izu collision zone granitoid plutons, Central Japan. *Lithos*, **277**: 301-320.
- 酒井治孝, 1992. ヒマラヤと何鵜フォッサマグナ二つの衝突帯を比較する. 科学, **62**: 445-450.
- 坂本 泉・平田大二・藤岡換太郎, 1999. 伊豆・小笠原弧の基盤岩. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (9): 21-40.
- 坂本 亨・酒井 彰・秦 光男・宇野沢昭・岡 重文, 1987. 20 万分の 1 地質図「東京」. 地質調査所.
- 坂本峻雄・見上敬三・松田時彦・大木靖衛, 1964. 丹沢山塊の地質. 国立公園協会編「丹沢大山学術調査報告書」, pp.1-53. 神奈川県.
- 佐藤興平・柴田 賢・内海 茂, 1986. 丹沢トータル岩質岩体の角閃石と黒雲母の K-Ar 不一致年代. 地質学雑誌, **92**: 439-446.
- 佐藤興平・鈴木正男・柴田 賢, 1990. アパタイトのフィッシュン・トラック年代からみた丹沢岩体の冷却史と丹沢山地の変成作用. 地質学雑誌, **96**: 69-72.
- Seki, Y., Y. Oki, T. Matsuda, K. Mikami & K. Okumura, 1969a. Metamorphism in the Tanzawa mountains, central Japan (I). *Journal of Japan Association Mineralogy Petrology Economic Geology*, **61**: 1-24.
- Seki, Y., Y. Oki, T. Matsuda, K. Mikami & K. Okumura, 1969b. Metamorphism in Tanzawa mountains, central Japan (II). *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, (61): 50-75.
- Seki, Y., Y. Oki, H. Onuki, & S. Odaka, 1971. Metamorphism and vein minerals of north Tanzawa mountains, central Japan. *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, (66): 1-21.
- 柴田秀賢・大木靖衛・藤本丑雄, 1960. 甲府盆地東南部の花崗岩類について (特に丹沢型花崗岩類—東北日本中新世岩石区一の成因). 地質学雑誌, **66**: 170-178.
- Shibata, M., 1956. A fossil fauna from the eastern part of Tanzawa Massif. *Transactions Proceedings of Paleontological Society of Japan, New Series*, **23**: 229-239.
- Shibata, M., 1957. Some molluscan fossils from the eastern part of the Tanzawa Mountainland. *Transactions Proceedings of*

- Paleontological Society of Japan, New Series*, 25: 21-25, pl.4.
- 島津光夫・田淵添敬・楠田 隆, 1971a. 丹沢山地東北部の地質構造—丹沢山地の地質学的岩石学的研究その1—。地質学雑誌, **77**(2): 77-79.
- 島津光夫・田淵添敬・楠田 隆, 1971b. 丹沢山地東北部の変成作用—丹沢山地の地質学的岩石学的研究その2—。地質学雑誌, **77**(11): 701-722.
- 篠木嶺二・見上敬三, 1954. 丹沢山塊東北部の構造について。東教大地誌研報, (3): 117-123.
- 徐 垣, 1986. 丹沢ブロック衝突時の化石プレート境界。月刊地球, **8**: 598-601.
- Soh, W., T. Kevin, A. Taira & H. Tokuyama, 1991. Basin evolution in the arc-arc Izu Collision Zone, Mio-Pliocene Miura Group, central Japan. *Journal of geological society*, **148**: 317-330.
- Soh, W., K. Nakayama & T. Kimura, 1998. Arc-arc collision in the Izu collision zone, central Japan, deduced from the Ashigara Basin and adjacent Tanzawa Mountains. *The Island Arc*, **7**: 330-341.
- 相馬恒雄・吉田 勝, 1966. 丹沢山地の岩石と構造 (2) 深成岩類。岩石鉱物鉱床学会誌, **55**: 25-38.
- 相馬恒雄・吉田 勝, 1967. 丹沢山地の岩石と構造 (3) 変成岩類 (I)。岩石鉱物鉱床学会誌, **58**: 14-30.
- 相馬恒雄・吉田 勝, 1968. 丹沢山地の岩石と構造 (4) —深成活動と変成作用—。岩石鉱物鉱床学会誌, **60**: 102-117.
- Sugi, K., 1931. On the metamorphic facies of the Misaka Series in the vicinity of Nakagawa, Province of Sagami. *Japan Journal of Geology and Geography*, **9**: 87-142.
- 杉村 新, 1972. 日本付近におけるプレート境界。科学, **42**: 192-202.
- 杉山 明, 1976. 丹沢山地の構造発達史 (I) 層序および構造。地質学雑誌, **82**: 699-712.
- 杉山雄一・須見俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄, 1997. 活構造図。50 万分の 1 活構造図 8「東京」(第 2 版)。地質調査所。
- Suzuki, K., K. Kitajima, Y. Sawaki, K. Hattori, T. Hirata & Y. Maruyama, 2015. Ancient oceanic crust in island arc lower crust: Evidence from oxygen isotopes in zircons from the Tanzawa Tonalitic Pluton. *Lithos*, **228-229**: 43-54.
- Suzuki, K., S. Yamamoto, Y. Sawaki, K. Aoki, S. Omori, Y. Kon, T. Hirata, Y. Li, Y. Takaya, K. Fujinaga, Y. Kato & S. Maruyama, 2014. Zircon U-Pb dating from the mafic enclaves in Tanzawa Yonalitic Pluton, Japan: Implication for arc history and formation age of the lower-crust. *Lithos*, **196-197**: 301-320.
- Taira, A., K. T. Pickering, B. F. Windley & W. Soh, 1992. Accretion of Japanese island arc and implications for the origin of Archean greenstone belts. *Tectonics*, **11**: 1224-1244.
- Taira, A., S. Saito, K. Aoike, S. Morita, H. Tokuyama, K. Suyehiro, N. Takahashi, M. Shinohara, S. Kiyokawa, J. Naka & A. Klaus, 1998. Nature and growth rate of the Northern Izu-Bonin(Ogasawara) arc crust and their implications for the continental crust formation. *The Island Arc*, **7**: 395-407.
- Taira, A., Tokuyama, H. and Soh, W., 1989. Accretion tectonics and evolution of Japan. In Z. Ben-Avraham (Editor), *The Evolution of the Pacific Ocean Margins*, pp.100-123. Oxford University Press, New York.
- Tani, K., D. J. Dunkley, J. Kimura, R. J. Wysoczanski, K. Yamada & Y. Tatsumi, 2010. Syncollisional rapid granitic magma formation in an arc-arc collision zone: Evidence from the Tanzawa plutonic complex, Japan. *Geology*, **38**: 215-218.
- 高橋雅紀, 2008. 南部フォッサマグナ。日本地質学会編「日本地質誌 3 関東地方」, pp.260-275. 朝倉書店, 東京。
- 高橋正樹・金丸龍夫・二平 聡, 2004. 丹沢トータル岩体の全岩化学組成—分析値 171 個の総括—。日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, (39), 259-284.
- 滝田良基, 1974. 丹沢トータル岩複合岩体の岩石記載と岩体形成史。地質学雑誌, **80**: 505-523.
- 滝田良基, 1980. 丹沢山地の斑れい岩類の岩石学的研究—特にトータル岩類との成因関係について—。地質学雑誌, **86**: 369-387.
- 田村糸子・高木秀雄・山崎晴雄, 2010. 南関東に分布する 2.5 Ma の広域テフラ：丹沢—ざくろ石軽石層。地質学雑誌, **116**(7): 360-373.
- 田村芳彦, 2011. 伊豆弧衝突帯における大陸地殻形成。地学雑誌, **120**(4): 567-584.
- Tamura, Y., O. Ishizuka, K. Aoike, S. Kawate, H. Kawabata, Q. Chang, S. S. Y. Tatsumi, M. Arima, M. Takahashi, T. Kanamaru, S. Kodaira & R. S. Fiske, 2010. Missing Oligocene crust of the Izu-Bonin arc: Consumed or rejuvenated during collision? *Journal of Petrology*, **51**: 823-846.
- 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, **9**: 55-68.
- 丹沢団体研究グループ, 1975. 丹沢山地のグリーンタフに関する研究 (その 2) 南部結晶片岩地域の層序と構造。地球科学, **29**: 130-147.
- 丹沢団体研究グループ, 1976. 丹沢山地のグリーンタフに関する研究 (その 3) 南西部地域の層序と構造。地質学論集, **13**: 299-311.
- 田山良一・石川正弘, 2003. 丹沢変成岩類における塑性変形と伊豆弧衝突テクトニクス。日本地質学会第 110 回学術大会講演要旨, p.166.
- Tomida, S., 1996. Late Neogene tropical and subtropical molluscan fauna from the South Fossa-Magna region, central Japan. *Bulletin of Mizunami Fossil Museum*, **23**: 89-140. pls.24-34.
- 鳥海光弘・荒井 融, 1986. 変成作用から見た伊豆・マリアナ弧の衝突。月刊地球, **8**: 612-615.
- Toriumi, M. & T. Arai, 1989. Metamorphism of the Izu-Tanzawa collision zone. *Tectonophysics*, **160**: 293-303.
- 鳥海光弘・桑谷 立, 2004. 丹沢山地の変成作用と地殻の沈み込みダイナミックス。月刊地球, **8**: 612-615.
- 植木岳雪・原 英俊・尾崎正紀, 2013. 八王子地域の地質。地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図福)。138pp. 産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- Watanabe, S. & M. Arima, 1989. Vesuvianite and Associated Skarn Minerals in the Shiraishizawa Area, Tanzawa Mountainland, Central Japan. *Science Reports of the Yokohama National University. Section II, Biological and Geological Science*, **36**: 71-86.
- Yamada, K. & T. Tagami, 2008. Postcollisional exhumation history of the Tanzawa Tonalite Complex, inferred from (U-Th)/He thermochronology and fission track analysis. *Journal of Geophysical Research*, **113**, B03402, doi: 10.1029/2007JB005368.
- Yamamoto, Y., & S. Kawakami, 2005. Rapid tectonics of the Late Miocene Boso accretionary prism related to the Izu-Bonin arc collision. *Island Arc*, **14**: 178-198.
- 山梨県・山梨県地質図編纂委員会, 1970. 10 万分の 1 山梨県地質図及び山梨県地質誌 (山梨県地質図説明書)。20pp.
- 山下浩之, 1997. 丹沢山地ならびに周辺域の地質。7 丹沢山地の流紋岩ならびに石英斑岩。丹沢大山自然環境総合調査報告書, pp.53-56. 神奈川県環境部。
- Yukutake, Y., Honda, R., Harada, M., Arai, R., & M. Matsubara, 2015. A magma-hydrothermal system beneath Hakone volcano, central Japan, revealed by highly resolved velocity structures. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, **120**: 3293-3308.

足柄地域の地質：フィリピン海プレートの北縁、伊豆衝突帯の現場

Geology of the Ashigara Area: The Izu-Collision Zone at the Northern Margin of the Philippine Sea Plate

田口公則¹⁾・山下浩之¹⁾・石浜佐栄子¹⁾

Kiminori TAGUCHI¹⁾, Hiroyuki YAMASHITA¹⁾ & Saeko ISHIHAMA¹⁾

Abstract. In this paper, we describe the outline of the Quaternary geology of the Ashigara area. The Quaternary Ashigara Group is distributed between the Tanzawa Mountains and the Hakone Volcano and is the northern end of the Philippine Sea Plate. The Ashigara Group is an upward coarsening sequence consisting mainly of clastic materials from the Tanzawa area with pyroclastics, having been trough fill deposits. The Ashigara Group also contains volcanoclastics and is intruded by quartz-diorite. Mt. Yagura is a sill-like rock body penetrating parallel to the stratum. The Sekimoto Hills, surrounded by the Ashigara Mountains, the Hakone Volcano, and the Ashigara Plain, have terrace gravel layers, including a flat surface with fan-shaped pumice flow deposits. The Ashigara Plain is an alluvial fan plain whose western margin is bounded by the Kozu-Matsuda Fault. Such topography and geology are due to the unique tectonics in the Izu Arc Collision Zone.

Key words: Ashigara Group, Yaguradake, trough fill sediments, Sekimoto Hills, Ashigara Plain

1. はじめに

北に丹沢山地・足柄山地、その南に連なる丘陵・段丘、さらに扇状地性の平野と酒匂川と、足柄平野を取り巻く景観は多様に富む。本稿では、足柄山地から足柄平野にかけての地域の地質を概観する。

いわゆる足柄山地は、丹沢山地と箱根火山との間に位置している低い山地である（図1）。足柄山地と丹沢山地との境を酒匂川とする場合や、神縄断層を境とし酒匂川左岸の低い山並みも足柄山地とする場合がある。ここでは、地域地質を説明する上で便宜的に後者を使う。東西に10 km、南北に7 kmほどの足柄山地は、フィリピン海プレートの北縁、伊豆一小笠原弧の北端と考えられている場所に位置している（図2）。かつて、杉村（1972）が駿河トラフから相模トラフへと続くプレート境界を神縄断層を含む田子の浦・酒匂川線であると指摘して以来、伊豆一小笠原弧と本州弧の衝突の場として注目されてきた。特に、更新統の足柄層群については伊豆一小笠原弧

の衝突帯に伴うトラフ充填堆積物として多数の研究がなされてきた（天野, 1986; Imanaga, 1999 など）。足柄層群が、中部更新統にもかかわらず急傾斜し固結していることは、丹沢地塊と伊豆地塊との間で形成された特異なセッティングを如実に示している。

足柄山地の南や松田山南縁には、段丘を発達させる丘陵がみられる。山地や丘陵の隆起に伴う段丘面や火砕流堆積物がつくる地形面、そして断層変位により生じた地形面など、複雑な地形要因を持つ。

足柄平野は、上流から下流まで扇状地に覆われる扇状地性平野である（貞方, 1975）。この平野の形成、酒匂川の変遷は、火山活動の関与が大きい。また、平野の東縁を境する国府津―松田断層系の影響も大きいと考えられている。

以下に、足柄山地特に足柄層群の地質、足柄山地の丘陵と段丘堆積物、足柄平野を取り巻く断層系などに触れながら、この地域を概観する。

なお、本稿の取りまとめは田口が行い、執筆にあたっては田口が「2-1 足柄層群」および「4 足柄平野（沖積層）」を、山下が「2-2 足柄層群に見られる火成岩体」を、石浜が「3 丘陵と段丘堆積物」および「5 足柄地域周辺の断層」を担当した。

¹⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 499
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History
499 Iryuda, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan
田口公則 : tagu@nh.kanagawa-museum.jp

日向火砕岩からの K-Ar 年代を約 2 Ma とした。日向層下限とともに年代もさらに遡ることが示唆される。

2-1-2 瀬戸層

瀬戸層(石川ほか, 1983)は、主に礫岩層と砂岩層の互層からなり、礫岩層が卓越する(図 5C, 5D)。下部にわずかにシルト岩層を挟む。模式地は平山から鞠子橋までの間の酒匂川である(今永, 1999)。松田山から皆瀬川流域、市間、古宿、都府良野、洒水ノ滝上流域、21 世紀の森、矢倉沢付近にかけて分布する。層厚は、約 1,300 m。足柄団体研究グループ(1986a)は、本層を、台層、瀬戸層、都夫良野層の 3 層に分けている。石川ほか(1983)と Huchon & Kitazato(1984)は、本層が下位の日向層を不整合で覆うとしたが、Imanaga(1999)は、下位の日向層に重なるとしている。

礫岩層の礫種は、丹沢層群由来の緑色凝灰岩類、安山岩、玄武岩を主とし、石英閃緑岩礫をほとんど含まないことが特徴とされる(今永, 1999)。

底生有孔虫群集に基づく古水深は、200 ~ 600 m とされる(石川ほか, 1983; Huchon & Kitazato, 1984)。Ito(1985)は、中部~上部海底扇状地堆積物とした。

年代は、石灰質ナンノ化石から瀬戸・畑層は中期更新世とされ(石川ほか, 1983; Huchon & Kitazato, 1984; 岡田, 1987)、Imanaga(1999)は、瀬戸層の年代を 1.98 ~ 1.72 Ma とした。

2-1-3 畑層

畑層(石川ほか, 1983)は、灰色泥岩および砂岩の互層からなり、ときに礫岩を挟む(図 5E, 5F)。模式地は山北町畑沢(Imanaga, 1999)である。足柄団体研究グループ(1986a)の畑沢層に相当する。層厚は北部の矢ヶ付近で 600 m、南部の榑尾付近で 1,000 m となる(今永, 1999)。下位の瀬戸層に整合に重なる。

底生有孔虫群集に基づく古水深は、100 ~ 300 m とされる(石川ほか, 1983; Huchon & Kitazato, 1984)。Ito(1985)は上部海底扇状地堆積物とした。斜面堆積物といえる。

泥岩層には深海性の貝類が含まれ、浅所からの流れ込みと考えられる礫岩中に浅海性の貝類が見られる。貝類群集からの推定される深度は、漸深海帯、水深 250 m 以深となる(松島, 1982)。

年代について、Imanaga(1999)は、畑層の石灰質ナンノ化石から 1.72 ~ 1.26 Ma と推定した。

2-1-4 塩沢層

塩沢層(石川ほか, 1983)は、主に礫岩層、砂岩層の互層からなり、下部にシルト岩層を挟む(図 5G, 5H)。模式地は、山北町塩沢。層厚は 2,300 m。下位の畑層に整合に重なり、下位層序の礫岩層とは石英閃緑岩(丹沢山地由来のトーナル岩)礫などを多量に含むことで区別される(Imanaga, 1999)。狩野ほか(1988)は、塩沢層は下位の畑層に斜交不整合(塩沢不整合)で重なるとした。Ito *et al.*(1989)は、この塩沢不整合を含めた 1 Ma 頃の不整合が南関東各地に認められるとしている。

底生有孔虫群集に基づく古水深は、0 ~ 300 m とされる

(Huchon & Kitazato, 1984)。Ito(1985)はファンデルタ堆積物とした。

塩沢層から産出する貝類化石は内湾性泥底群集および内湾砂底群集の構成種が多い(松島, 1982, 2002)。また、マガキの礁が発達するなど干潟群集が見られる(松島, 1982, 2002)。山北町山市場(用沢)のタダラド橋上流の河内川河床では、厚さ 10 ~ 30 cm のマガキ密集層(カキ礁)が 20 m 以上連なる(図 6)。この層準の下位にはハマグリが離弁状態で配列する他性的産状を示す層がみとめられる。マガキの密集層とハマグリ密集層を相互に含む岩相は、南足柄市地蔵堂の蛤沢にもみられる。地蔵堂付近に局所的に分布する同岩相を塩沢層とする根拠のひとつである。

自生的産状を示すカキ礁は、潮間帯の環境を示す(鎮西, 1982)。このことから塩沢層のカキ層層準は、海と陸との狭間であり、まさに水深 0 m の場所であったことを示している。

深海平坦面である日向層をはじまりにトラフを埋積してきた過程において、塩沢層が海成層から陸成層へと移行する転換となっている。

年代について Imanaga(1999)は、塩沢層の年代を塩沢層上部の生土火砕流の K-Ar 年代をふまえて 1.26 ~ 0.78 Ma とした。佐藤ほか(2019)は、塩沢層最上部の富士見橋火砕岩の玄武岩角礫から得た 0.32 Ma の年代値を報告し、足柄層群の堆積がさらに若くなることを示唆した。

2-1-5 堆積環境

足柄層群は、深海平坦面の堆積物と推定される最下部の日向層から、浅海から潮間帯さらには陸域の扇状地の堆積物と推定される礫岩を主とする最上部の塩沢層まで、深海から浅海までの環境を経て堆積している(松島, 1982; Huchon & Kitazato, 1984; 今永, 1999; 町田, 2002 など)。

大きく 2 つある礫岩層において、最初の砂礫層となる瀬戸層には、丹沢層群由来の礫が見られるものの丹沢の深成岩体(石英閃緑岩やトーナル岩)がほとんど見られない。一方、上位の塩沢層の砂礫には丹沢由来の深成岩が増大する(Imanaga, 1999)。これは丹沢山地の急激な隆起と剝削を反映している。堆積相および古流向解析から見ると、瀬戸層の上部海底扇状地は南東方向へ、塩沢層のファンデルタは南西方向へ移動したとされる(Ito, 1985)。この古流向の違いについて伊藤・増田(1986)は平山断層の活動にその要因を求めた。丹沢地塊の隆起については、Imanaga(1999)は、フィリピン海プレート移動方向の変化(1.72 Ma 頃に生じた西北西への変化と 1 Ma 頃に生じた北北西への変化)が丹沢隆起の増大、すなわち瀬戸層と塩沢層の砂礫層堆積をもたらしたと解釈した。

足柄層群について、Imanaga(1999)が示した石灰質ナンノ化石による年代を基に作成した堆積曲線(増田, 1998)を追加した層序表が図 3 となる。高橋(2008)による堆積曲線とは、各層の層厚や年代値の層準に違いが見られる。堆積曲線の作成をふまえると、足柄層群中に多数の年代が入ることと、層厚を解釈する上で堆積システムの把握や対比が望まれる。

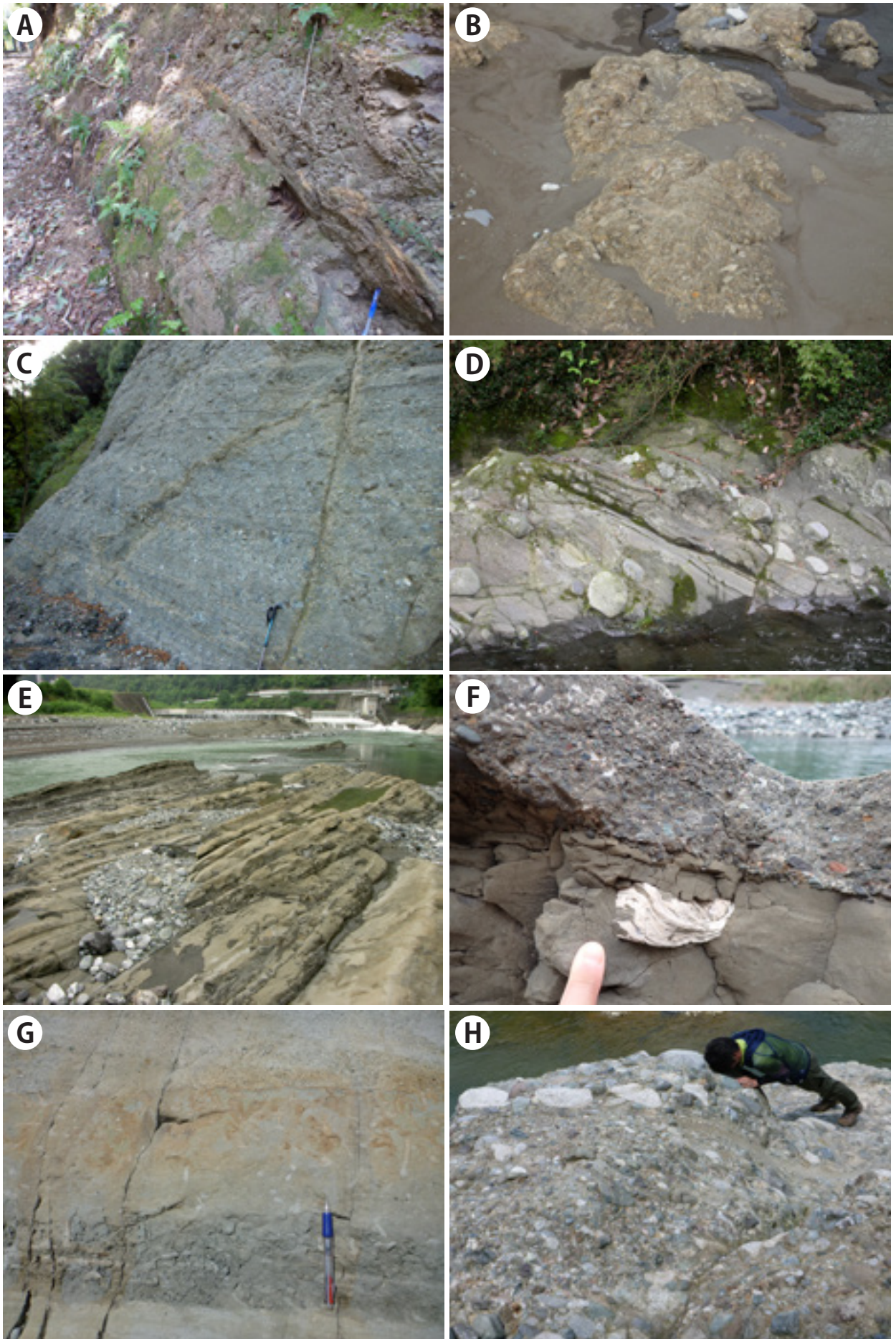


図 5. 足柄層群の露頭。A: 日向層の砂岩泥岩互層（山北町山北，河村城址へ向かう登山道）。B: 日向層に挟まれる火山碎屑岩（山北町平山，高瀬橋下）。C: 瀬戸層の礫岩砂岩互層（山北町皆瀬川，道路工事露頭）。D: 瀬戸層の礫岩層（山北町皆瀬川）。人頭大の円礫が含まれる。E: 畑層の礫岩砂岩互層（山北町川西，嵐橋下）。F: 畑層の礫岩砂岩互層に含まれる貝化石（山北町川西，嵐橋下）。G: 塩沢層に含まれる生痕化石（山北町山市場，用沢）。H: 塩沢層の礫岩（山北町山市場，柵沢キャンプ場跡）。

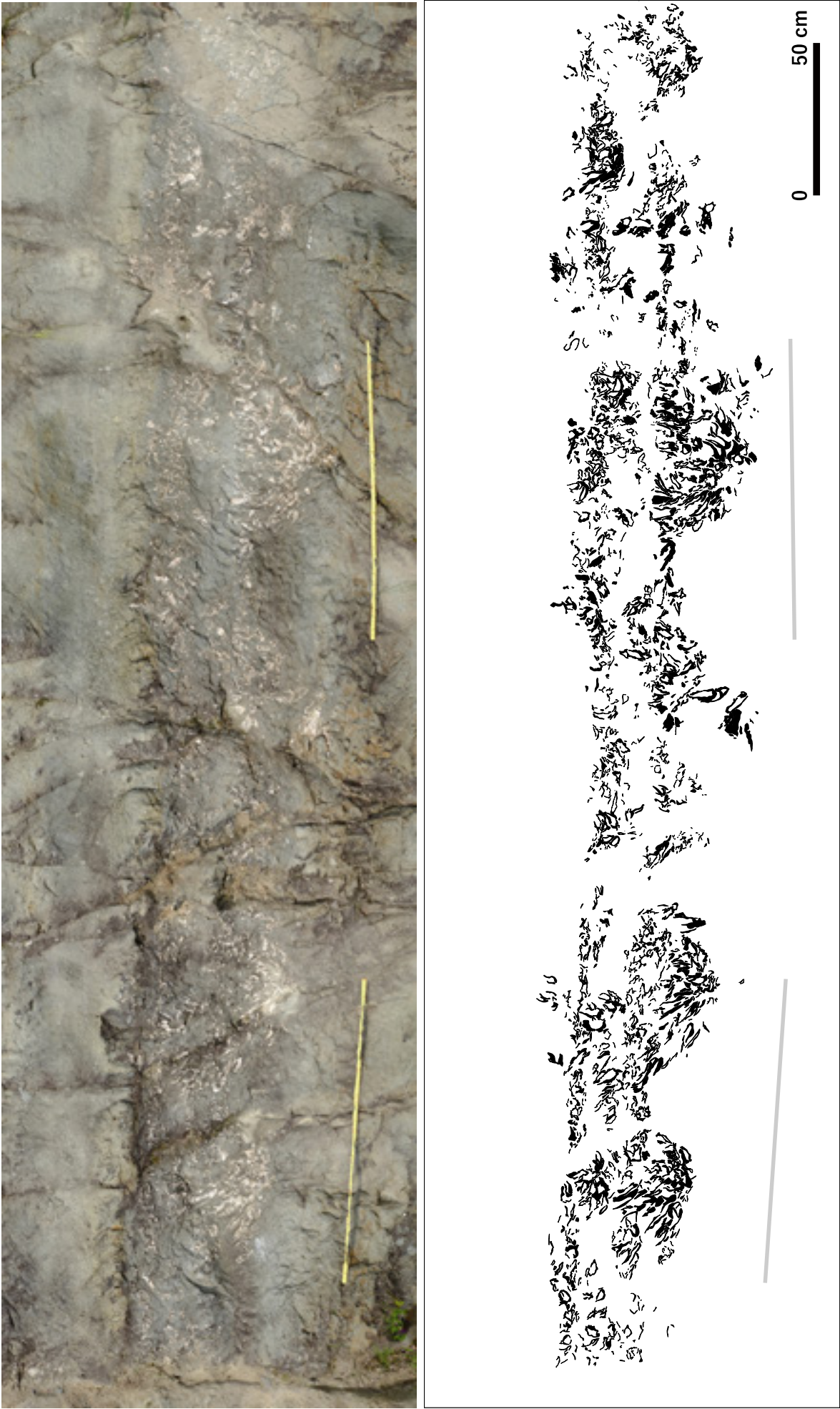


図 6. 塩沢層に産出するカキ礁の露頭写真（オルソ画像）およびスケッチ（山北町山市場，用沢のタダラド橋上流の河内川河床）.

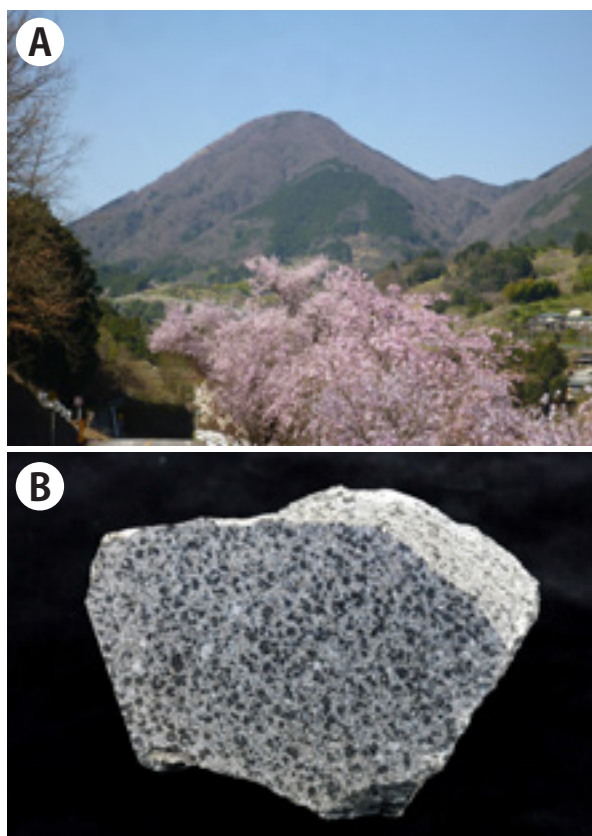


図 7. A: 矢倉岳の地形. B: 矢倉岳を構成する石英閃緑岩.

2-2 足柄層群に見られる火成岩体

足柄層群には、いくつかの火成岩体が確認されている。主なものとしては、南足柄市矢倉沢の矢倉岳を構成する矢倉岳石英閃緑岩体と、足柄層群の形成期に噴出した火山岩類、足柄層群中に貫入する火山岩類である。本章では、これら3つについて紹介する。

2-2-1 矢倉岳石英閃緑岩体

矢倉岳石英閃緑岩体は、足柄山地の矢倉岳を構成する岩体で、東西約1 km、南北約0.7 kmの規模で足柄層群に貫入するとされている (Kuno, 1951) (図 7A, 7B)。矢倉岳石英閃緑岩体に関する研究の主なものとしては、中村ほか (1989) および宮城・金井 (2002) が岩石学的研究および地球化学的研究を、倉沢ほか (1989) が岩石学的研究および地球化学的研究に加え年代に関する議論を報告している。これらの研究成果に基づいて、矢倉岳石英閃緑岩体について記述する。

矢倉岳貫入岩体の貫入母岩は、倉沢ほか (1989) および中村ほか (1989) が足柄層群畑層 (Imanaga, 1989)、宮城・金井 (2002) が足柄層群畑沢累層 (足柄団体研究グループ, 1986a) としている。貫入の形態は、Kuno (1951) によって、褶曲の翼部に貫入した漏斗状貫入岩体とした。しかし、足柄層群全体の地質構造を検討した結果、地層に平行に貫入したシル状の岩体であると指摘されている (今永, 1999)。

矢倉岳貫入岩体と足柄層群の接触部においては、貫入岩体の周縁部に急冷縁が見られる。この急冷縁の存在から、倉沢ほか (1989) および宮城・金井 (2002) では細粒の安山岩組織が、中村ほか (1989) では斑状組織を呈するとしている。岩体の中心部は完晶質等粒状組織を示

表 1. 矢倉岳石英閃緑岩の全岩化学組成 (主要元素のみ)。

(wt. %)	1	2	3	4	5
SiO ₂	55.98	55.70	54.34	57.19	54.05
TiO ₂	0.71	0.65	0.62	0.66	0.66
Al ₂ O ₃	18.93	19.65	19.89	18.64	18.61
Fe ₂ O ₃			3.74	3.75	4.40
FeO	8.80	8.41	4.59	4.74	4.60
MnO	0.18	0.17	0.17	0.16	0.16
MgO	3.93	3.66	3.17	3.45	3.92
CaO	8.04	8.37	8.09	7.94	8.60
Na ₂ O	2.71	2.40	2.69	2.88	2.84
K ₂ O	0.27	0.56	0.25	0.28	0.26
P ₂ O ₅	0.07	0.07	0.05	0.07	0.07

1, 2: 中村ほか (1989)

3: 倉沢ほか (1989)

4, 5: 宮城・金井 (2002)

す石英閃緑岩で、斜長石、単斜輝石、斜方輝石 (直方輝石)、石英である。しかし、中村ほか (1989) ではモード測定の結果、黒雲母、普通角閃石、カミングトン閃石を含むとし、倉沢ほか (1989) では含角閃石紫蘇輝石石英閃緑岩としている。宮城・金井 (2002) では石英閃緑岩には角閃石の報告はなく、角閃石は周縁部の安山岩からのみの報告である。すなわち、研究者によって構成鉱物が異なる。なお、著者らが再検討した結果も、角閃石を含むものと含まないものとがあることが判明している。

矢倉岳貫入岩体との貫入年代は、K-Ar 年代測定により、1.15 Ma が得られている (倉沢ほか, 1989)。貫入母岩である足柄層群畑層の石灰質ナノ化石年代は、1.72 ~ 1.26 Ma なので、比較的堆積直後のマグマ貫入であると思われる。

矢倉岳貫入岩体の全岩化学組成を表 1 に示す。中村ほか (1989) の 2 (オリジナル番号; YG-2) のみ K₂O 含有量が高いが、それ以外の元素に関して大差はない。いずれも低カリウム系列のソレアイト岩系に区分される。

2-2-2 足柄層群の形成期に噴出した火山岩類

足柄層群を構成する各 (累) 層には噴出岩類を挟在する (今永, 1999; 宮城・金井, 2002 など)。今永 (1999) では、各層中にみられる火山岩類の記述はあるが、産状ごとの区別がない。宮城・金井 (2002) は、各累層と岩石名を組み合わせて、噴出岩の記載を行っている。すなわち、堂山累層 (今永 (1999) の日向層に相当) からは、斑晶鉱物に微斑晶の斜長石、単斜輝石、直方輝石、チタン磁鉄鉱を含む堂山安山岩を産する。台累層 (今永 (1999) の瀬戸層下位に相当) からは、斑晶鉱物に微斑晶の斜長石、単斜輝石、斜方輝石、チタン磁鉄鉱を含み、まれに褐色角閃石や石英を含む、台安山岩を産する。瀬戸累層からは、斑晶鉱物に微斑晶の斜長石、単斜輝石、斜方輝石、チタン磁鉄鉱を含み、台安山岩と見た目が似る瀬戸安山岩を産する。都夫良野累層 (今永 (1999) の瀬戸層上位に相当) からは、斜長石斑晶が目立ち、その他斑晶鉱物に単斜輝石、直方輝石、チタン磁鉄鉱を含む都夫良野安山岩を産する。これより上位の畑 (累) 層や塩沢 (累) 層では目立った噴出岩は見られない。また、宮城・金井 (2002) では、各累層における堆積岩類と溶岩・火砕岩の量比についても記載を行っているほか、主要元素の全岩化学組成も報

告している。

塩沢層の上部には、厚さ 30 m に達するデイサイト質の火砕流堆積物が見られ、生土火砕流堆積物と呼ばれる（今永, 1999）。生土火砕流堆積物の本質礫は、斑晶に角閃石、斜長石、単斜輝石、斜方輝石、磁鉄鉱、石英を含むデイサイトである（佐藤ほか, 2019）。佐藤ほか（2019）では、さらに全岩化学組成のほか、 0.87 ± 0.07 Ma の全岩 K-Ar 年代が得られている。生土火砕流堆積物の本質礫については、今永・山下（1999）においても、 $0.7 \sim 0.6$ Ma の全岩 K-Ar 年代が得られている。

2-2-3 足柄層群中に貫入する火山岩類

足柄層群の分布域には、足柄層群が堆積した後に活動した火山活動が報告されている（足柄団体研究グループ, 1983; 天野ほか, 1986; 馬場・有馬, 1991; 宮城・金井, 2002 など）。天野ほか（1986）は、足柄層群に見られる岩脈について、輝石安山岩岩脈と角閃石安山岩岩脈とに分け、輝石安山岩岩脈が厚さ 2 ~ 3 m で貫入方向が北西-南東方向（ $N52^\circ W$ ）に卓越するのに対し、角閃石安山岩岩脈は厚さが一定でなく、畑沢角礫岩類の分布域を火道とした放射岩脈であるとした。この畑沢角礫岩類と称したものは、今永（1999）では畑火道角礫岩としており、足柄団体研究グループ（1983）では、足柄層群の堆積後に生じた陥没構造を不整合に覆う礫岩層として山北層群と称している。著者らも火道角礫岩であることに賛同のため、ここでは畑火道角礫岩と称する。伊藤ほか（1985）は、畑火道角礫岩の本質礫が前述の生土火砕流堆積物の本質礫と斑晶鉱物の組み合わせが同じであることから、生土火砕流堆積物の起源を、畑火道角礫岩を形成した火山活動であるとしている。

輝石安山岩岩脈と角閃石安山岩岩脈の活動年代については、今永・山下（1999）でなされているが、岩石の変質が激しいため、岩石種別の系統的な傾向が見られない。産状と分布からは、輝石安山岩岩脈の活動のほうが、角閃石安山岩岩脈よりも古いとされている（馬場・有馬, 1991; 宮城・金井, 2002）。

輝石安山岩と角閃石安山岩について、それぞれ全岩化学組成が得られており、共通見解として、輝石安山岩がソレライト岩系に、角閃石安山岩がカルクアルカリ岩系に区分される（中村 他, 1986; 馬場・有馬, 1991; Imanaga, 1999; 宮城・金井, 2002）。

3. 丘陵と段丘堆積物（後期更新世）

丹沢山地中部から南へと流れ出す河内川は、足柄層群を土台とする足柄山地を削りながら鮎沢川と合流して酒匂川となり、さらに皆瀬川、内川などと合流しながら足柄平野へと入る（図 1）。足柄層群の形成後、河内川は約 10 万年前には現在の流向とは逆の西方向（鮎沢川を遡って御殿場方向）へと流れ、扇状地堆積物である駿河礫層を形成しながら駿河湾に注いでいたことが知られている（町田ほか, 1975）。その後、 $8.5 \sim 9$ 万年前には富士山系の噴出物がこの流れをせき止め、現在のように東進して相模湾へと流れる酒匂川が生じたと考えられている（町田, 2006）。

この酒匂川が足柄平野に入る直前の流域に、狭い範囲ではあるが火山や河川、断層活動の影響により発達した丘陵や段丘地形が存在する。箱根火山の北東麓、狩川と内川に挟まれた三角形の地域の周辺には、関本丘陵（鈴木, 1963）がある（図 1）。足柄山地と箱根火山、足柄平野に三方を囲まれたこの丘陵は、軽石流堆積物が扇状地状の平坦面をつくっている（久野, 1938）（図 8A, 8B）。その後の研究により、この軽石流堆積物は箱根小原台軽石（HK-OP: 約 $8 \sim 8.5$ 万年前）と箱根東京軽石（HK-TP: 約 6.6 万年前）が噴出した際に流れた 2 回の火砕流によるものであり、その上にのる段丘礫層および富士山の降下テフラとともに丘陵と段丘地形を形成していることが明らかになった（町田, 2002）。内川の北側にある南足柄市内山や大口橋近くの酒匂川沿いの崖では、現在もこれらを観察することができる（図 8B, 8C）。その北には浅間山、丸山が丘陵地形をなし、東西に細長く伸びる山北盆地を挟んで足柄・丹沢山地へとつながっている（図 1）。

本地域の地形や地質については、鈴木（1963）、西島（1985）、内田（1989）、徐（1995）、町田（2002）らによってまとめられている。鈴木（1963）は地形の分類を行い、高位のものから矢倉沢面、関本面、内山面、山北面、平山面、酒匂平野面という 6 段の地形面を認識した。矢倉沢面は内川と狩川に沿う高位の河岸段丘面、礫層とそれを覆う火山灰層からなる。関本面は 2 枚の軽石流堆積物（Hk-TP と Hk-OP 噴出に伴うもの）とそれを覆うローム層からなる軽石流堆積面であり、内山面は内川起源の礫層とそれを覆うローム層からなる河岸段丘面、山北面は玄武岩質の火山砂礫層からなる御殿場岩屑なだれ（御殿場泥流）堆積面（約 2,900 年前（宮地ほか, 2004）の富士山山体崩壊に伴うもの、図 8D）、平山面は現在の酒匂川起源の礫層からなる低位の河岸段丘面、そして酒匂平野面は最も新しい段丘面である谷底平野と盆地底平野である。

段丘礫層の名称を巡っては混乱が生じており、鈴木（1963）が Hk-T(pfl) を覆う礫層（内山面下）（図 8E）を「日向礫層・湯坂礫層」と呼んだが、これを西島（1985）が「内山礫層」に改名、内田（1989）は東京電力内山発電所北側の酒匂川右岸の露頭（図 8F）を「内山礫層」の模式地とした。この模式地の「内山礫層」は始良 Tn 火山灰を含むローム層に覆われる（西島, 1985）ものの、下位にある軽石層が内田（1989）の考えた Hk-T(pfl) ではなく Hk-OP 噴出に伴う軽石流堆積物であることが最近の著者らの研究で明らかになっており、鈴木（1963）のいずれの礫層に該当するものなのかが不明瞭になってしまっている。町田（2002）は、Hk-OP と Hk-T(pfl) に挟まれた礫層を「内山礫層（鈴木（1963）では無名称の砂礫層に相当）」、Hk-T(pfl) 上を覆う礫層を「日向・湯坂礫層（鈴木（1963）を踏襲）」とし、日向・湯坂礫層上の地形面（鈴木（1963）の内山面）を「日向面」と改名して再整理を行なっている。

現在の酒匂川を挟んで北に分布する浅間山と丸山を結ぶ丘陵部には足柄層群が露出しているが、浅間山の山頂部には Hk-OP と Hk-T(pfl) に挟まれた礫層（町田（2002）による「内山礫層」）が発見されている（萬年ほか, 2005）。この山頂部の「内山礫層」と内山地域の酒匂川河床付近で見られる「内山礫層」の比高は約 120 m もあるが、

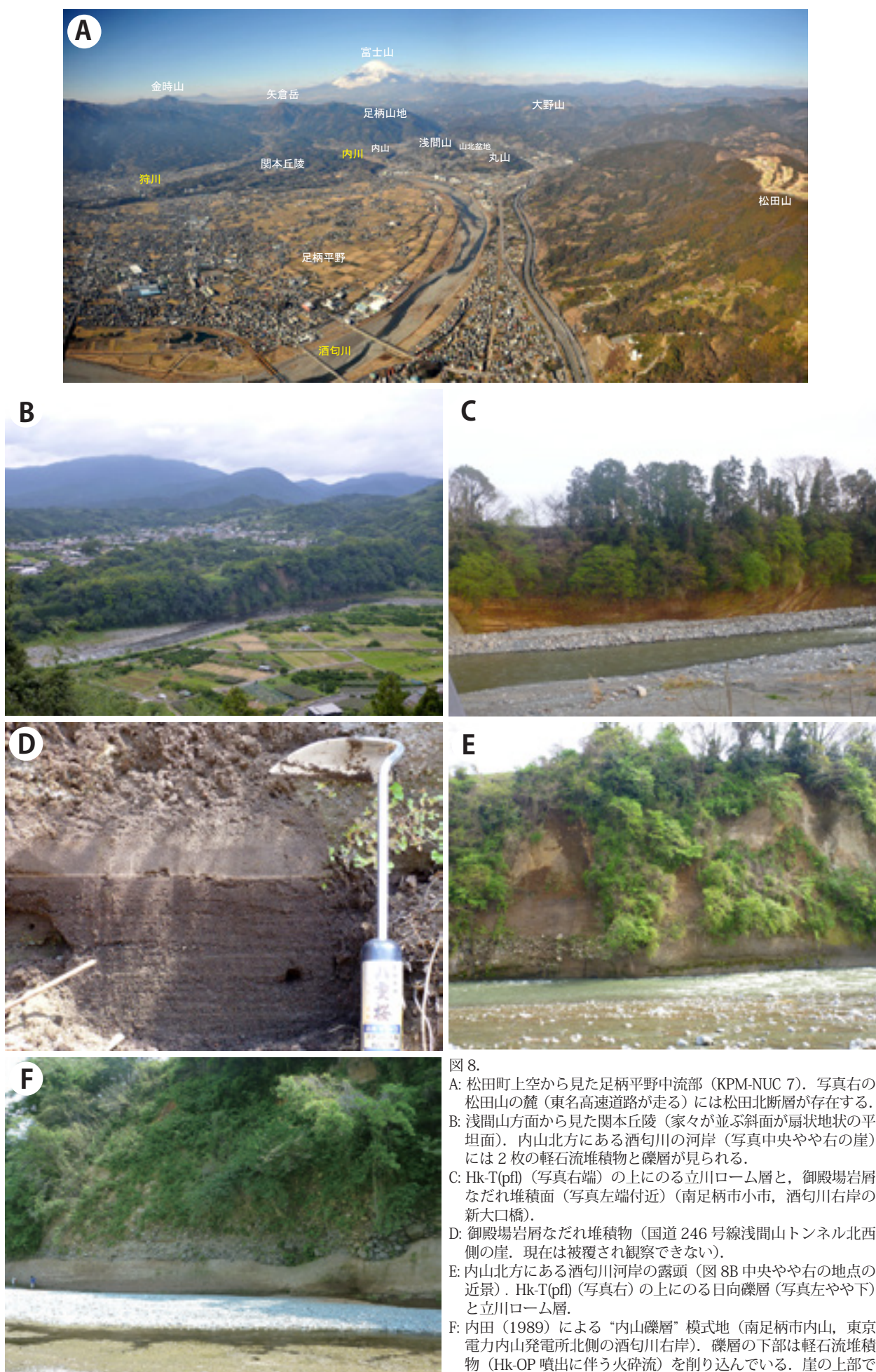




図 9.

A: 大野山山頂から見た足柄平野。酒匂川が平野を広げ、相模湾にそそぐ。左手に大磯丘陵。

B: へり機内から見た足柄平野（狩川との合流点付近。写真上部に大磯丘陵，さらに奥には丹沢山地をのぞむ）（KPM-NUC 5）。



図 10. 足柄平野の地形分類図（山崎（1994）および佐藤ほか（2020）を参考に作成）。

これは浅間山の南縁を東西に走る日向断層（徐，1995）の活動によるものであり、浅間山頂部の平坦面は変位した段丘面であろうと考えられている（町田，2002）。丸山の南西部にも丸山断層が走っており（林ほか，2010）、浅間山－丸山はこれらの断層の活動によって隆起してできた丘陵地形であると言える。

4. 足柄平野（沖積層）

足柄平野は、北に丹沢山地・足柄山地、西に箱根火山、東に大磯丘陵に囲まれた平野である。富士山麓と丹沢山地西部を源流とする酒匂川と、丹沢山地東部から流れ出る川音川が形成した沖積扇状地で構成されている（山崎，1994）（図1、図9）。

この平野は、典型的な断層角盆地（断層盆地の一種で、少なくとも一方の縁が断層によって限られている地塊の傾動によって生じた盆地）で、約 30 万年前に始まった大磯丘陵を隆起させる断層活動によって、足柄平野側が相対的に低下し形成された（山崎, 1993）。プレート境界とされる国府津—松田断層の上に位置したことで沈降を主とする構造運動が足柄平野の地形形成に大きな役割を果たしているといえる。

足柄平野の扇状地が海まで達するという特徴は、堆積物の供給量の多さに加えてもう一つの要因がある。平野をつくる酒匂川の上流には、富士・箱根火山が位置し、それらの活動が平野の地形発達に大きく関与している。山崎（1993）によれば、2,900年前の富士山山体崩壊により足柄平野まで流下した御殿場岩屑なだれの土砂流入によって河床勾配が増大し、その結果、扇状地を拡大、海岸まで前進させた。御殿場岩屑なだれが扇頂部に厚く堆積したために、酒匂川の高度が増し河床勾配が増したと

考えられている。

一方、平野の沈降には東縁を境する国府津—松田断層の運動が関与している。足柄平野の国府津から曾我治いを流れる森戸川に沖積低地が存在する。森戸川は縄文海進時による溺れ谷堆積物で構成され、その海成層の上限は -2 m と求められている (松島, 1982a)。この海成層上限高度とその上位に挟在する鬼界アカホヤ火山灰層の高度が、足柄平野にある森戸川と国府津—松田断層を挟んで東側の大磯丘陵の下原層での高度差が高度差が約 22 m となり、国府津—松田断層の変位速度が 1,000 年あたり約 3.4 m とされた (松島, 1982a)。いわゆる縄文海進最盛期にあたる時期の海面高度が -2 m 前後にあることから足柄平野は沈降が続けていたことが考えられるとした。

足柄平野をなす地形面のひとつに御殿場岩屑なだれ堆積面がある(図 10)。平野北西縁から西縁沿いに分布する段丘面で、弥生時代に流下した御殿場岩屑なだれの二次堆積物からなり、現在の扇状地面より急な勾配を示す(山崎, 1993)。御殿場岩屑なだれは、現成扇状地の下に埋没するものの、足柄平野の南東部、鴨宮付近に広がる鴨宮段丘に御殿場岩屑なだれが再び現れることについて、足柄平野が北側へ傾動する隆起運動の存在を示唆している(高木, 1985)。

足柄平野の縁辺には、Hk-1(pfl)などの箱根軽石流堆積面が分布する。平野内にもこの堆積面が例外的に分布する場所が千代台地である。段丘面が東へ傾斜し、西縁部が直線的なことから、台地西側に断層を推定する考えもある(太田ほか, 1982)。

国府津一松田断層の上に位置する足柄平野では、地震波探査などによる地下構造調査が行われている。笠原・山水(1992)や笠原ほか(2002)は、足柄平野～国府津一松

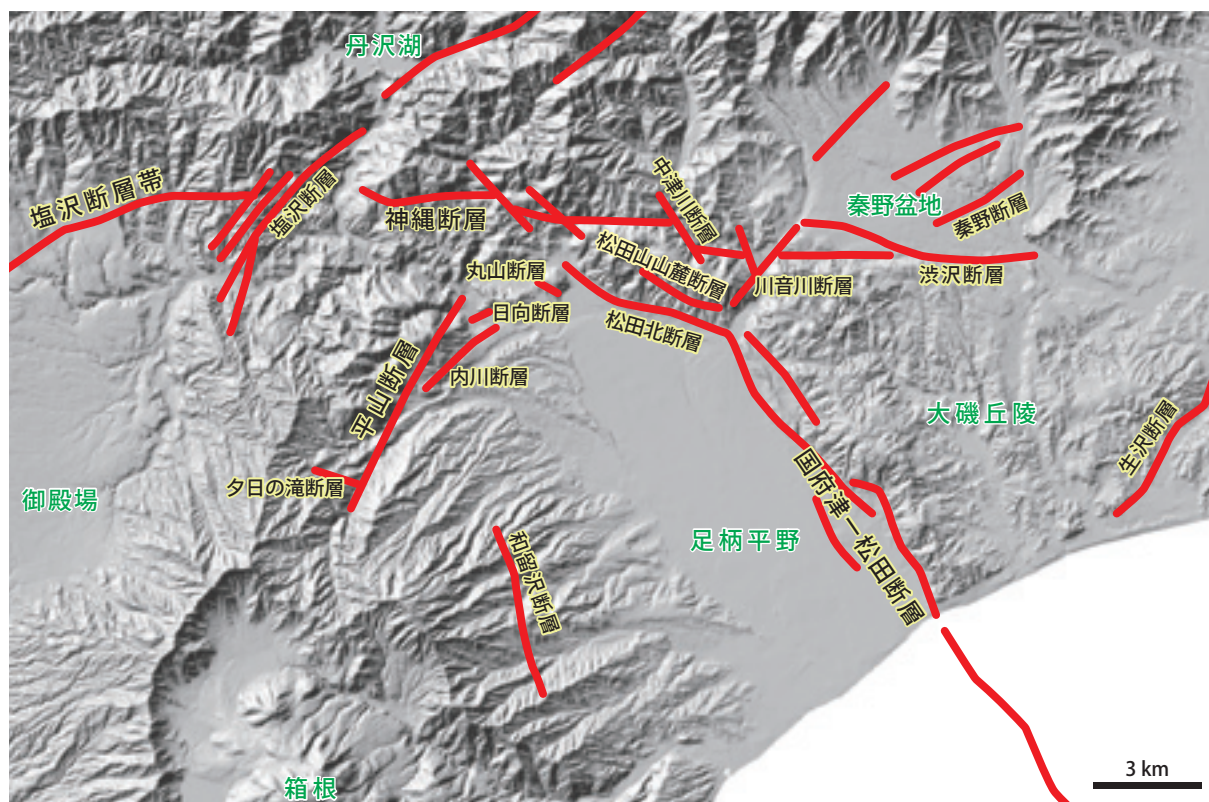


図 11. 足柄地域に分布する断層。国土地理院の地理院地図（陰影起伏図）の上に、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）、林ほか（2010）、活断層研究会（1991）を参考にして作図。

田断層を通る測線で地震波反射法構造調査（バイプロサイス反射法）を実施し、国府津－松田断層の下方に、東下がりに沈み込む伊豆の基盤の存在とその上に足柄平野を埋積した沖積層の断面を可視化している。Yukutake *et al.* (2015) は、箱根火山での地震観測データを基に地殻流体と群発地震発生との関係を明らかにするなかで、丹沢－箱根間の地震波トモグラフィーを示した。くさび状の低速度領域は変形したトラフ充填堆積物に対応し、丹沢山地下における伊豆弧と本州弧間の衝突帯を表している。

5. 足柄地域周辺の断層

伊豆半島をのせたフィリピン海プレートと陸側のプレートとの境界部にあたる足柄地域には、相模トラフの陸上延長域に位置する国府津－松田断層をはじめとして多くの断層が分布している（図 11）。地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）は、本地域の活断層を塩沢断層帯、平山－松田北断層帯、国府津－松田断層帯に3つに分け、それぞれの評価についてまとめている。

神縄断層は、丹沢層群と足柄層群との境界をなす逆断



図 12.

- A: 皆瀬川沿いに露出する神縄断層。人物の立つ右上がりの面が断層面。足元が足柄層群、黒色の粘土層をはさんだ上が丹沢層群。
- B: 傾斜変換点として地形にあらわれている神縄断層。標高 400 ～ 450 m に形成された台地には集落が発達する（大野山牧場より市間方面）。
- C: 山北町平山の酒匂川右岸に露出する平山断層。
- D: 洒水の滝。平山断層によってできた西上がりの崖が侵食され、現在の位置まで後退したと考えられている。
- E: 夕日の滝。足柄層群が崖の手前側に、箱根火山の碎屑岩が滝の面にあらわれている。
- F: 国府津－松田断層。大磯丘陵（写真中央左）の西縁を走り足柄平野との間を境する（松田山ハーブガーデンより）。

層である(図 12A)。トラフ充填堆積物である足柄層群の上に丹沢層群が衝上し、大野山南麓では傾斜の変換点として地形にも現れている(松島・今永, 1968)(図 12B)。東西に伸びる神縄断層は、東部では中津川断層系(北西—南東に伸びる高角の右横ずれ断層)、西部では塩沢断層系(北東—南西に伸びる高角の左横ずれ断層)によって切断されており、長さ 20 km に及ぶ一連の複合断層系として認識され、プレート境界を構成する断層の一つとして注目されてきた(杉村, 1972 など)。しかし神縄断層は 50 万年前以降の地層を切断していないこと、中津川断層系は 39 ~ 35 万年前を最後に活動を休止していることから、これらは一連の断層系ではなく、現在では塩沢断層系のみが活断層として扱われるようになっている(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015)。

活動を終了したと考えられる神縄断層に代わり、国府津—松田断層の北方延長ではないかと注目されたのが、平山断層(Ito *et al.*, 1987 など)(図 12C, 12D)、日向断層(徐, 1995; 林・為広, 2017)、内川断層(今永, 1999)、丸山断層(林ほか, 2010 など)、松田北断層および松田山山麓断層(山崎, 1994 など)である。それぞれの断層長はあまり長くないが、その連続性から地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015)はこれらを一連の断層帯(平山—松田北断層帯)として評価を実施している。全体としての長さは約 15 km であり、南足柄市から山北町にかけては南西—北東方向に伸び、そこから屈曲して東西に松田町方面へ伸びる(図 11)。屈曲点より西にある平山断層は左横ずれ成分を含む西側隆起の逆断層で、平均垂直変位速度は 1,000 年あたり 1 m、約 2 万年の間に 5 回の変位イベントが確認されている(Ito *et al.*, 1987)。屈曲点より東では北側が相対的に隆起する逆断層となり、浅間山や丸山、松田山を隆起させている(萬年ほか, 2005; 林ほか, 2010; 山崎, 1994)。なお平山断層の南端付近には夕日の滝断層(今永, 1999)が存在し、箱根火山噴出物と足柄層群の間を境している(図 12E)。箱根火山をはさんで南方に位置する北伊豆断層帯と平山—松田北断層帯との関係については明らかになっていない(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015)。

国府津—松田断層は大磯丘陵の西縁を通して足柄平野との地形境界をなして相模トラフへつながっており、北西—南東方向に伸びて、北東側を相対的に隆起させる逆断層である(図 12F)。大磯丘陵と足柄平野を分断する国府津—松田断層が活動を開始したのは、約 30 万年前と推定されている(山崎, 1993)。これまで神奈川県(2001 ~ 2003 年度)や産業技術総合研究所(2007 年度)などによる大型プロジェクト調査が実施されてきたが、近年の地下構造探査や観測調査等により、フィリピン海プレートと陸側のプレートの沈み込み境界から分岐した断層であることが明らかになった(文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2012)。地震調査研究推進本部地震調査委員会(2015)では、大磯丘陵の北端を走る渋沢断層や二宮海底谷へつながる生沢断層を副断層として国府津—松田断層帯に含め、プレート境界で発生する海溝型地震に伴って活動が生じる断層帯として、平均垂直変位速度は 1,000 年あたり 2 ~ 3 m、1 回の変位量は約 3 m、平均活動間隔は 800 ~ 1,300 年と評価した。

6. おわりに

足柄層群は、その固結度や変形度が極めて高い。瀬戸層や塩沢層にみられる固結した礫岩層と初めて接した際、この堆積物がごく新しい 2 ~ 1 Ma に形成されたことに驚く研究者は多い。トラフ充填堆積物である足柄層群には、トラフの埋積と浅海化、丹沢の隆起といった変動が記録されている。Imanaga (1999) は、足柄層群の 2 つの礫層(瀬戸層・塩沢層)を丹沢山地の隆起の時期とプレートの運動方向の変化(衝突時期)と関連付けて考察した。伊豆地塊衝突の大きさを物語っている。また、極めて新しい深成岩体である矢倉岳も、周辺の丘陵の地形、さらには足柄平野の形成もおそらくはそこに連関する。プレート境界での変動の検証と地史の解明が足柄の地において大きく進むことを期待したい。

引用文献

- 天野一男, 1986. 多重衝突帯としての南部フォッサマグナ. 月刊地球, (8): 581-585.
- 天野一男・高橋治之・立川孝志・横山賢治・横田千秋・菊地 純, 1986. 足柄層群の地質—伊豆微小大陸の衝突テクトニクス—. 北村信教授退官記念地質学論文集, pp. 7-29.
- 足柄団体研究グループ, 1983. 足柄地域の火山性堆積盆地—足柄地域の新第三系・第四系の研究 (1) —. 地球科学, **37**: 194-204.
- 足柄団体研究グループ, 1986a. 足柄層群の層序と地質構造—足柄地域の新第三系・第四系の研究 (2) —. 地球科学, **40**: 47-63.
- 足柄団体研究グループ, 1986b. 足柄層群の形成過程—足柄地域の第三系・第四系の研究 (3) —. 地球科学, **40**: 399-426.
- 馬場英人・有馬 眞, 1991. 足柄層群に産出する貫入岩の岩石学的特徴. 岩鉱, **86**: 168-169.
- 鎮西清高, 1982. カキの古生態学 (1). 化石, (31): 27-34.
- 林 広樹・中満隆博・上杉 陽・笠原敬司・関口渉次, 2010. 神奈川県西部、山北町丸山における表層ボーリング調査—山北山高感度地震観測井により示唆された第四紀断層の解明に向けて. 防災科学技術研究所研究報告, (77): 19-30.
- 林 広樹・為広 遼, 2017. 神奈川県山北町平山における日向断層の新露頭. 活断層研究, **46**: 1-4.
- 平林 武, 1898. 箱根熱海兩火山地質調査報文. 震災予防調査会報告, (15): 4-78.
- Huchon, P. and H. Kitazato, 1984. Collision of the Izu block with central Japan during the Quaternary and geological evolution of the Ashigara area. *Tectonophysics*, (110): 201-210.
- 今永 勇, 1976. 箱根火山北麓地蔵堂の地質. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (9): 77-84.
- 今永 勇, 1977. 足柄山地矢倉沢北方畑沢の地質. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (10): 37-42.
- Imanaga, I., 1989. Geology of the Ashigara Group. *Modern Geology*, **14**: 99-112.
- 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)*, (28): 73-106.
- 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), (9): 41-56.
- 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), (9): 179-188.
- 石川 力・岡田尚武・北里 洋, 1983. 足柄層群の層序と地質年代. 日本地質学会第 90 年学術大会講演要旨, p.88.
- Ito, T., K. Kano, Y. Uesugi, K. Kosaka & T. Chiba, 1989. Tectonic

- evolution along the northernmost border of the Philippine Sea plate since about 1 Ma. *Tectonophysics*, **160**: 305-326.
- Ito, M., 1985. The Ashigara Group; A regressive submarine fan delta sequence in a Quaternary collision boundary, north of Izu Peninsula, central Honshu, Japan. *Sedimentary Geology*, **45**: 261-292.
- 伊藤 慎・増田富士雄, 1986. 堆積体の発達様式から見た地質構造—足柄層群を中心とした丹沢山地周辺の上部新生界—. 月刊地球, **8**: 616-325.
- 伊藤谷生・藤井敏嗣・由井将雄・上杉 陽・染野 誠・狩野謙一, 1985. 上部足柄層群生土火砕流 (70 万年前) とその供給火山. 火山, 第 2 集, **30**: 319-320.
- Ito, T., Uesgi, Y., Yonezawa, H., Kano, K., Someno, M., Chiba, T. and Kimura, T., 1987. Analytical method for evaluating superficial fault displacement in volcanic air-fall deposits: The case of the Hirayama fault, south of Tanzawa mountains, central Japan, since 21500 years B.P. *Journal of Geophysical Research*, **92**: B10, doi:10.1029/JB092iB10p10683.
- 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—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), https://www.jishin.go.jp/main/chousa/15apr_chi_kanto/ka_13.pdf. 2021 年 2 月 1 日参照.
- 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, (14): 57-83.
- 笠原敬司・田中 環・井川 猛・太田陽一・川崎慎治・伊藤谷生, 2002. 足柄・丹沢地域における防災科学技術研究所反射法地震探査 90-AS, 91-TAN データの再解析. 東京大学地震研究所集報, **77**: 267-275.
- 笠原敬司・山水史生, 1992. 足柄平野～国府津・松田断層を横切る地震波反射断面. 地震予知連絡会会報, **47**: 173-177.
- 加藤鉄之助, 1910. 相模国山北付近地質調査概報. 地質調査所報告, (18): 47-73.
- 活断層研究会編, 1991. 新編 日本の活断層—分布図と資料. 437pp. 東京大学出版会, 東京.
- 久野 久, 1938. 箱根火山の浮石流. 地質学雑誌, **45**: 493.
- Kuno, H., 1951. Geology of Hakone volcano and adjacent areas, Part II. *Journal of the Faculty of Science, University of Tokyo Section 2 Geology, Mineralogy, Geography, Seismology*, **7**: 351-402.
- 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.
- 町田 洋, 2002. 2. 各地の地形・地質に残された記録, 1. 最近数万年間 (地球史の現代) のできごと. 山北町編, 山北町の自然 山北町史別編, pp.316-345.
- 町田 洋, 2006. 2-1. 富士山と周辺の火山. 町田 洋・松田時彦・海津正倫・小泉武栄編, 日本の地形 5 中部, pp.45-57. 東京大学出版会, 東京.
- 町田 洋・松島義章・今永 勇, 1975. 富士山東麓駿河小山付近の第四系—とくに古地理の変遷と神縄断層の変動について—. 第四紀研究, **14**: 77-89.
- 萬年一剛・小林 淳・山下浩之・古澤 明, 2005. 神奈川県山北町・浅間山の隆起開始年代—伊豆弧北東端のアクティブテクトニクスに対するひとつの制約. 地質学雑誌, **111**: 111-114.
- 増田富士雄, 1998. 高密度で測定された ^{14}C 年代測定値による完新統のダイナミック地層学. 地学雑誌, **107**: 713-727.
- 松島義章, 1982a. 相模湾北岸, 足柄平野における沖積層の ^{14}C 年代とそれに関連する問題. 第四紀研究, **20**: 319-323.
- 松島義章, 1982. 足柄層群中部・上部層の貝化石群集について. 国立科学博物館専報, (15): 53-63.
- 松島義章, 2002. 2. 各地の地形・地質に残された記録, 2. 足柄層群と足柄山地, (3) 畑層と塩沢層から産出する化石. 山北町編, 山北町の自然 山北町史別編, pp. 353-363.
- 松島義章・今永 勇, 1968. 神縄逆断層について. 神奈川県立博物館研究報告, (1): 65-73.
- 宮城晴耕・金井克明, 2002. 足柄層群に産出する低カリ質火山岩類と南部フォッサマグナ地域の火山岩の K_2O 分帯について. 地球科学, **56**: 165-177.
- 宮地直道・富樫茂子・千葉達郎, 2004. 富士火山東斜面で 2900 年前に発生した山体崩壊. 火山, **49**: 237-248.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2012. 神縄・国府津—松田断層帯における重点的な調査観測 平成 21 ～ 23 年度成果報告書. 239pp.
- 中村俊文・相原延光・布施憲太郎, 1989. 足柄の地質の教材化に関する基礎研究—矢倉岳およびその周辺—. 神奈川県教育センター研究集録, (8): 129-134.
- 西島晶子, 1985. 箱根火山北東麓関本丘陵における地形発達史. 関東の四紀, (11): 43-51.
- 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. 地質学雑誌, **117**: S135-S152.
- 太田陽子・松田時彦・小池敏夫・池田安隆・今泉俊文・奥村 清, 1982. 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, pp.82-195.
- 貞方 昇, 1975. 足柄平野の地形, 特に沖積段丘について. 地理科学, **24**: 9-18.
- 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, (23): 65-76.
- 佐藤善輝・水野清秀・中島 礼・山崎晴雄, 2020. オフ・フォールト古地震学的手法から推定される完新世中期の国府津—松田断層帯の活動履歴. 活断層研究, (52): 9-24.
- Soh, W., 1986. Reconstruction of Fujikawa Trough in Mio - Pliocene Age and its Geotectonic Implication. *Memoirs of the Faculty of Science, Kyoto University. Series of geology and mineralogy*, **52**(1-2): 1-68.
- 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.
- 杉村 新, 1972. 日本付近におけるプレートの境界. 科学, **42**: 192-202.
- 鈴木隆介, 1963. 箱根火山北東部における軽石流の堆積とそれに伴った地形変化について. 地理学評論, **36**: 24-41.
- 高木勇夫, 1985. 条里地域の自然環境. 238pp. 古今書院, 東京.
- 高橋雅紀, 2008. 3.6.2 足柄地域. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 3 関東地方, pp. 270-275. 朝倉書店, 東京.
- 角田史雄, 2002. 南部フォッサマグナ地域の足柄堆積盆地における前期更新世の撓曲とその形成過程. 地質学雑誌, **108**: 483-498.
- 内田智雄, 1989. 1 地形・地質 (6) 丘陵・大地の地形と地質. 南足柄市史 自然編, pp.60-87.
- 山崎晴雄, 1993. 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. 開成町史 自然編, pp.2-100.
- Yukutake, Y., R. Honda, M. Harada, R. Arai & M. Matsubara, 2015. A magma - hydrothermal system beneath Hakone volcano, central Japan, revealed by highly resolved velocity structures. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **120**: 3293-3308.

衝突帯と付加体の間で形成された大磯丘陵の地質に関する再整理

Geology of the Oiso Hills in Subduction-Collision Tectonics

石浜佐栄子¹⁾・笠間友博²⁾・西澤文勝¹⁾・田口公則¹⁾・山下浩之¹⁾

Saeko ISHIHAMA¹⁾, Tomohiro KASAMA²⁾, Fumikatsu NISHIZAWA¹⁾,
Kiminori TAGUCHI¹⁾ & Hiroyuki YAMASHITA¹⁾

Abstract. The Oiso Hills are the northwestern end of the Okinoyama Bank Chain, the uplifted blocks on the landward slope of Sagami Trough. At the convergent plate boundary due to the subduction of the Philippine Sea plate, the collision of the Tanzawa and Izu blocks causes the complex geology of the Oiso Hills. The Tanzawa Group, volcanoclastic rocks of a past volcanic island, and the Komayama Group, siliceous shale and volcanoclastic rocks of a past marginal swell correlated to the Hayama-Mineoka Belt, are oldest sediments of early to middle Miocene. From late Miocene to early Pliocene, the Miura Group deposited due to the collision of the Tanzawa volcanic arc, and then in early Pleistocene the Ashigara Group formed with the collision of the Izu volcanic arc. After shallow marine to fan delta deposits covered the southern area of the Oiso Hills in early to middle Pleistocene, Kanto loam Formation thickly accumulated in the central and northern part of the hills. The Oiso Hills record various tectonic movements such as tectonic rotation or fault displacement, especially after middle Pleistocene. The Kozu-Matsuda Fault, considered as a branch of the boundary of the Philippine Sea plate and landward plate, has uplifted the Oiso Hills from the Ashigara Plain for last 0.3-0.4 myr. The Oiso Hills have the key to solve past multiple collision tectonics in South Fossa Magna and the geological history of south Kanto Region.

Key words: Oiso Hills, Okinoyama Bank Chain, Hayama-Mineoka belt, Kanto loam Formation, South Fossa Magna, Kozu-Matsuda Fault

1. はじめに

神奈川県中南部に位置する大磯丘陵は、東西約 15 km、南北約 10 km の平行四辺形状の地塊である (Fig. 1, Fig. 2)。西縁は国府津―松田断層によって足柄平野と区切られ、北縁は渋沢断層を介して秦野盆地と接し、東に分布する相模平野、南に面する相模湾との間も断層群で境されている。国府津―松田断層は、フィリピン海プレートと陸側のプレートの沈み込み境界から分岐した断層と考えられており (文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所, 2012)、大磯丘陵はこのプレート運動の影響を受けて激しく隆起している。

大磯丘陵は、過去数 10 万年の間活発な火山活動を繰り返してきた箱根・富士火山の東に位置することから火山灰層が厚く堆積し、テフラの層序や編年に関する研究や他地域との対比が行われてきた (関東第四紀研究会, 1987; 町田, 2008 など)。その下にある基盤岩には、房総半島から三浦半島へと伸びる「葉山―嶺岡帯」の延長と考えられている高麗山層群や、丹沢地塊や伊豆地塊が本州弧に衝突した前後に形成されたと考えられる三浦層群や足柄層群に相当する地層群が分布している。房総半島や三浦半島などの「付加体」と、丹沢や伊豆などの「衝突帯」との中間に位置する大磯丘陵は、南関東地域の地質形成史や南部フォッサマグナ地域の多重衝突テクトニクスを解明する上で欠かせない特異な地塊であるといえる。

大磯丘陵の南の沖合には、沖ノ山堆列と呼ばれる海丘列が並ぶ (Fig. 3)。海溝 (相模トラフ) の陸側斜面で隆起しブロック化されたこれらの海丘群の形成には、過去のフィリピン海プレートの沈み込みや付加、伊豆地塊の本州弧へ

¹⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 499
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History
499 Iryuda, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan
石浜佐栄子: ishiha@nh.kanagawa-museum.jp

²⁾ 箱根ジオミュージアム
Hakone Geomuseum

の衝突とそれに伴うプレート進行方向の変化などが深く関わったと推定されている(森ほか, 2010)。大磯丘陵は沖ノ山堆列の北西端がフィリピン海プレートの北上に伴って隆起・陸化したものと考えられており(中村・島崎, 1981; Ito, 1986; 蟹江ほか, 1999 など)、プレートの収束域で起こった多様な現象を解明する鍵を握っている。

このように多くの貴重な情報を含んでいると考えられる大磯丘陵であるが、プレート境界において様々な力を受け続けた結果、非常に複雑な地質構造となっている。特に基盤岩類の分布は断片的で連続性も悪く、観察できる露頭が少なくなっていることもあり、1990 年代以降あまり研究が進んでこなかった。本論文では大磯丘陵の地質に関するこれまでの研究についてまとめ、何がどこまで明らかになっているのかを明確にすることで、本地域における課題や問題点等の再整理につなげたい。

なお本稿の執筆にあたり、笠間・西澤が「2-2-c 中部更新統以降の関東ローム層およびその間に挟まれる海進堆積物」を、山下が「2-1-a 丹沢層群」および「2-2-a 足柄層群相当層(篠窪火砕岩層)」を、田口が「2-2-d 完新統堆積物」および「2-4 秦野盆地の地質と構造運動」を、石浜がそれ以外の部分の執筆および全体の取りまとめを担当した。

2. 大磯丘陵に分布する地質体とその特徴

大磯丘陵の地質については、大塚(1929)など古くより様々な研究者によって調査がなされ、石黒(1974)、見上(1978)、猪又(1979)、矢野(1986)、Ito(1986)、千葉(1986)、関東第四紀研究会(1987)などにより分布や層序、形成史などが明らかにされてきた。蟹江ほか(1999)、山崎(2000)、今永(2001)などには、それまでの研究成果が整理されている。近年では露頭状況も良くなり、あまり新しい研究が進められていないが、露頭が出現した際の調査や年代測定に関する報告などが単発的にいくつか存在する(山下ほか, 2005; 森, 2007; 小田原ほか, 2009; 石浜ほか, 2012; 山下・石浜, 2012; 森ほか, 2012 など)。

大磯丘陵の南部には、基盤となる新第三紀層や下部～中部更新統の浅海成堆積物が露出する。一方、丘陵中北部は中期更新世以降に堆積した関東ローム層に厚く覆われ、北西部にのみ丹沢層群や足柄層群相当層が分布する(Fig. 4, Fig. 5)。本論文では、新第三紀層(a: 丹沢層群、b: 葉山層群相当層、c: 三浦層群相当層)と、第四紀層(a: 足柄層群相当層、b: 下部～中部更新統の浅海成堆積物、c: 関東ローム層およびその間に挟まれる海進堆積物、d: 完新統堆積物)に分けて、各地質体の概略を紹介する。最後に沖ノ山堆列と秦野盆地についても簡単に触れる。

2-1 新第三紀層

大磯丘陵の基盤をつくる最も古い地層は、中新世の中期頃に形成された丹沢層群と高麗山層群である。丘陵の北西部に、丹沢山地に分布する丹沢層群に相当すると考えられる地質体が断片的に分布しているが、あまり研究は進んでいない。高麗山層群は、三浦半島の葉山層群に対比され、房総～三浦半島から伸びる葉山～嶺岡隆起帯の延長(最西端)にあたると考えられている(蟹江ほか, 1999)。

これらの上に後期中新世～前期鮮新世に形成された三浦



Fig.1. Satellite imaging map around the Oiso Hills (ASTER_VNIR). Center: the Oiso Hills, Right: the Sagami Plain, Left: the Ashigara Plain, Upper: the Hadano Basin and the Tanazawa Mountains. See Fig.3 for geographical name.

図 1. 大磯丘陵周辺の地形(ASTER_VNIR データによる KPM-NW 10022 を一部切り取り)。中央部の丘陵が大磯丘陵。東に相模平野、南に相模湾、西に足柄平野、北に秦野盆地を挟んで丹沢山地へとつながる。地名は図 3 参照。

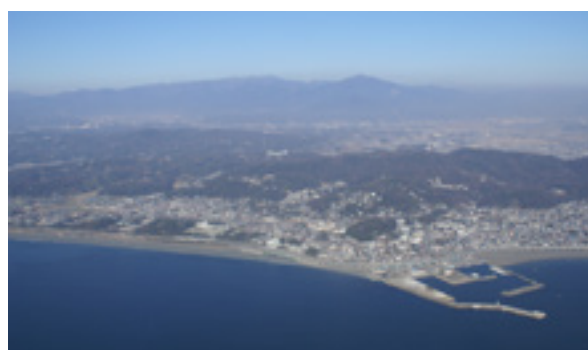


Fig.2. Aerial Photograph of the Oiso Hills from Sagami Bay.

図 2. 相模湾(大磯港の南の上空)から見た大磯丘陵(KPM-NUA 454)。右奥が相模平野、左奥に秦野盆地をはさんで北には丹沢山地が連なる。

層群相当層(谷戸層・剣沢層・大磯層・鷹取山層)が重なる。各地質体は断片的に分布し、それぞれ異なるテクトニックセッティングの場で堆積したと推測されている。

2-1-a 丹沢層群(中部中新統)～丹沢山地からの延長部

大磯丘陵の北西部、渋沢断層以南の秦野市渋沢から松田町神山、大井町高尾にかけて丹沢層群が分布する(千葉, 1986; 関東第四紀研究会, 1987)。青池(1997)の地質図でも、同地域に丹沢層群が描かれているが、分布の範囲は千葉(1986)および関東第四紀研究会(1987)の分布域よりも狭く描かれている。

千葉(1986)によれば、この地域に産する丹沢層群は、塊状・無層理で緑色化した安山岩質の凝灰角礫岩層が分布し、上位に成層構造の見られるデイサイト質の凝灰角礫岩層ないし凝灰岩層が分布するとしている。青池(1997)による地質図では、この地域の丹沢層群は、大山亜層群本谷川層相当としている。有馬ほか(1999)によれば、本谷川層の岩相は、二次堆積性の苦鉄質から中間質の火砕砂岩、凝灰質砂岩、火山角礫岩などに、珪長岩質凝灰岩および泥岩を挟在するとしていることから、千葉(1986)の報告と一致する。この地域に分布する丹沢層群は、大山亜層群本谷川層と考えると問題ないと思われる。大山亜層群本谷川層

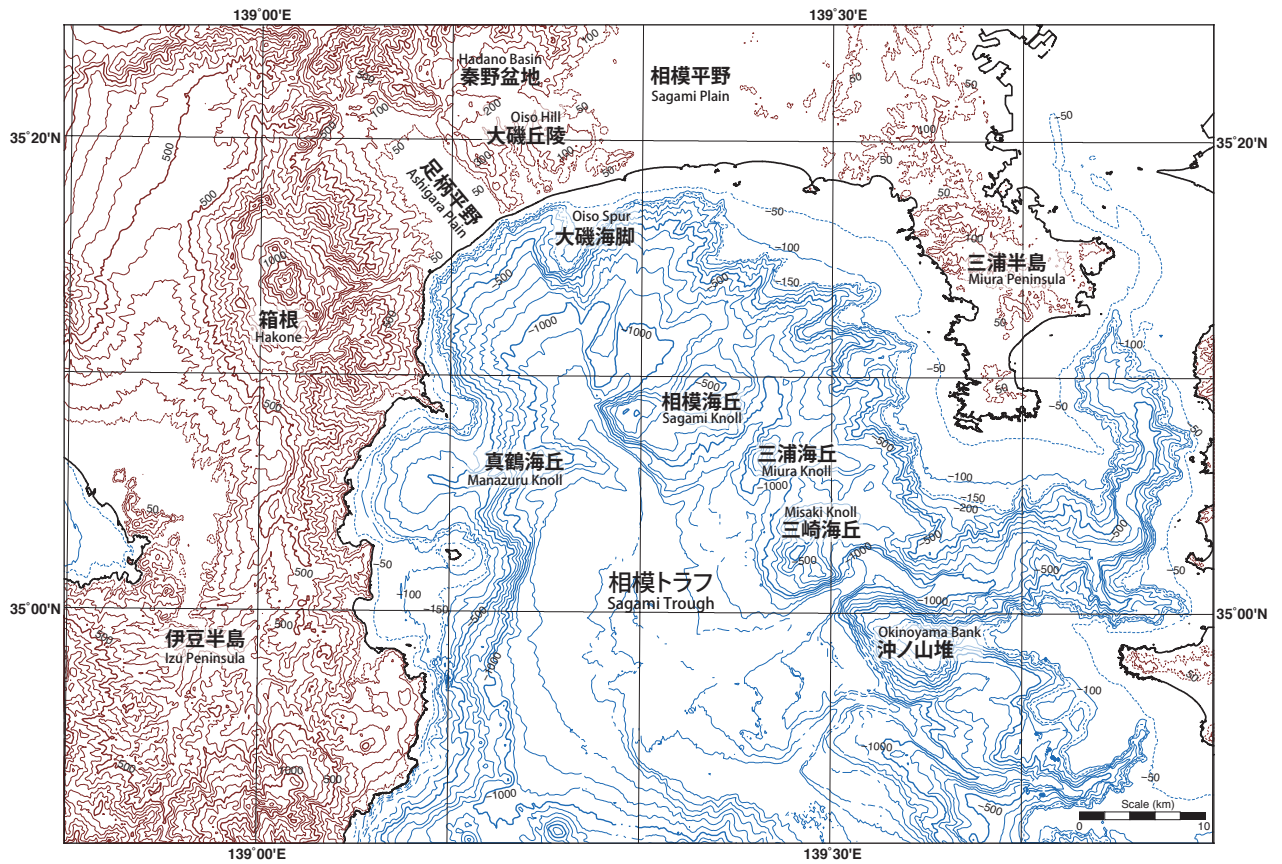


Fig.3. Topographic map of the Oiso Hills and the Okinoyama Bank Chain.

図3. 大磯丘陵および沖ノ山堆列周辺の地形図（東北沖海底地形データセットをもとに新井田秀一作成）.

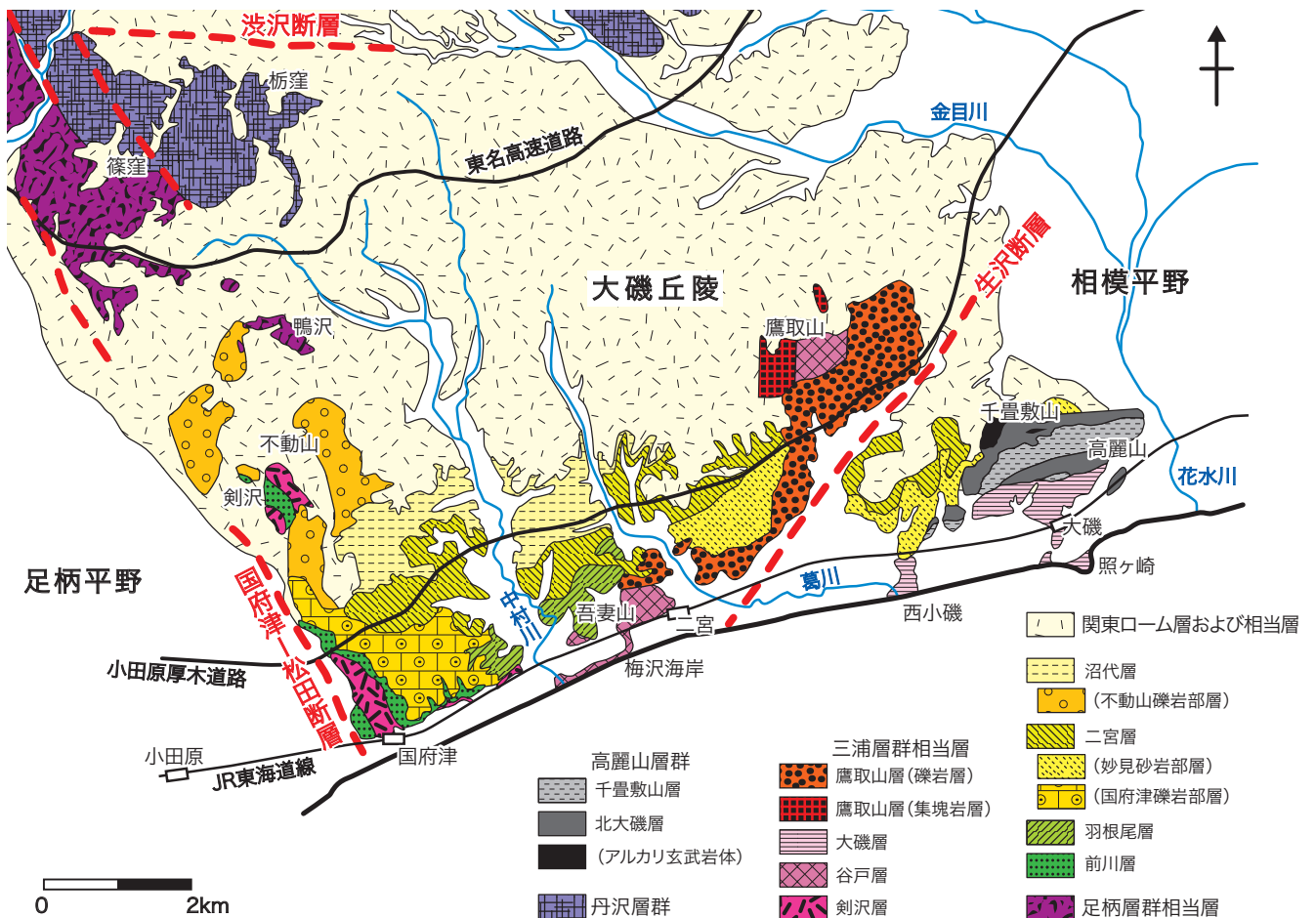


Fig.4. Geological map around the Oiso Hills.

図4. 大磯丘陵の地質図（矢野，1986；千葉，1986；Ito, 1986；関東第四紀研究会，1987；蟹江ほか，1999を参考に作図）.

の形成年代は、本谷川層および唐沢川層に含まれる石灰岩中の有孔虫化石の年代が Blow の N8 に対比されること（門田・末包, 1978）や、堆積速度の計算から 16 ~ 15 Ma 頃と考えられている（青池ほか, 1997）。

丹沢層群の分布域の一角である、秦野市渋沢峠付近からは、石膏を産出した渋沢鉱山の報告がある（Fig. 6A）。日本鉱山誌 III（日本鉱産誌編纂委員会, 1950）によれば、石膏は第三系御坂層の緑色凝灰岩の裂隙中に胚胎した黒鉱交代鉱床として産し、年産 200 ~ 300 トンの産出量があったとされている。石膏脈の形成については、丹沢層群大山垂層群本谷川層中の輝石安山岩の小規模岩脈の貫入に伴うものとの考えもある（森・木島, 1984）。著者らは、後述する篠窪火砕岩層が渋沢鉱山のすぐ南に産することから、篠窪火砕岩に関連した火成活動の影響で石膏脈が形成した可能性が高いと見なしている。

2-1-b 葉山層群相当層（下部～中部中新統）

b-1. 高麗山層群 ~ 葉山一嶺岡隆起帯の延長部

大磯丘陵東部の高麗山から千畳敷山にかけての小高い丘陵部に分布する。Ito (1986) により、主に珪質泥岩からなる「北大磯層」と、デイサイト質凝灰岩や安山岩質火砕岩などからなる「千畳敷層」に区分された。大磯町大磯の国道一号線沿いでは、泥岩とスコリア層が乱堆積した構造の北大磯層を見ることができる（Fig. 6B）。千畳敷層の凝灰岩や火砕岩は、高麗山へ登る登山道沿いに小規模に露出するほか、楊谷寺谷戸横穴墓群の母岩としても観察すること

ができ、また石材として街中で見かけることもしばしばある（Fig. 6C, 6D）。

岩相の類似性から三浦半島の葉山層群に対比されると従前より考えられてはいたが、Ito (1986) が北大磯層から CN4 (14.9 ~ 13.5 Ma; 年代数値は Okada & Bukry (1980) の化石帯を Gradstein *et al.* (2004) により読み替え) 帯の石灰質ナノ化石を報告し、その後も小沢・堀内 (2005) が CN3 ~ 5b (17.9 ~ 10.9 Ma) 帯の石灰質ナノ化石、鈴木 (2017) が北大磯層の露頭から RN5 帯上部 (12.5 ~ 12.0 Ma) の放散虫化石を報告するなど、高麗山層群は三浦半島に分布する葉山層群 (CN4 帯 (蟹江・太田, 1990); 放散虫化石帯 RN4 帯上部 ~ RN5 帯下部 (約 16 ~ 14 Ma, 鈴木・蟹江, 2010)) にほぼ対比されることが明らかになった。房総半島から三浦半島へと延びる「葉山一嶺岡帯」は、南関東地域で最も古い地質帯であり、付加体の構造的高まりである海溝外縁隆起帯にあたると考えられている（例えば川上・穴倉, 2006）。

高麗山の北麓には枕状溶岩やハイアロクラスタイトが産出することが知られており、アルカリかんらん石玄武岩の枕状溶岩（木村・藤岡, 1981）や、非アルカリ岩系安山岩の枕状溶岩（小出ほか, 2002）の存在が報告されている。これら火山岩類には、北大磯層に挟まれている説（Ito, 1986）や、断層関係にある説（蟹江ほか, 1999）があるが、木村・藤岡 (1981) が報告したアルカリかんらん石玄武岩（枕状溶岩）の間を埋める凝灰岩を調査したところ、14.74 ~ 11.54 Ma の年代を示す有孔虫が含まれていることが明ら

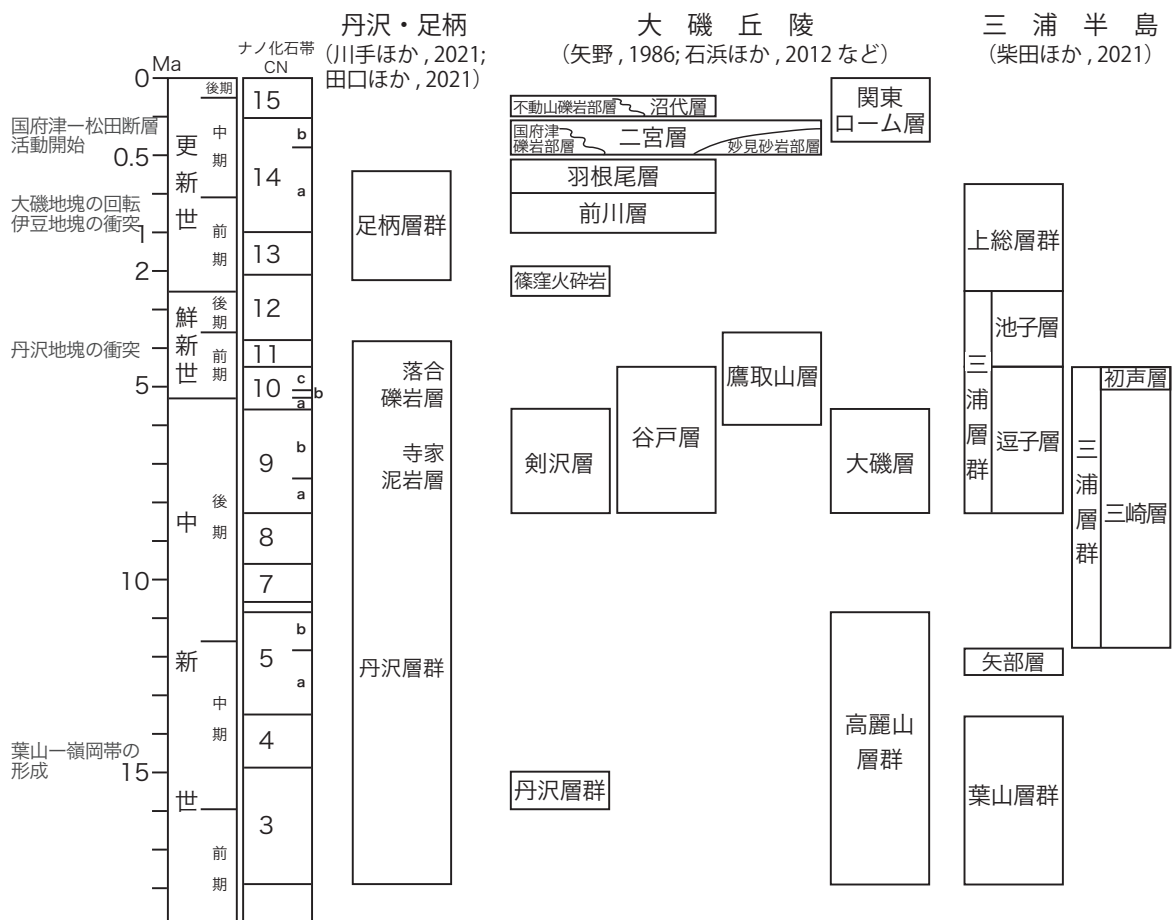


Fig.5. Geological age correlation of the Tanzawa/Ashigara Area, the Oiso Hills and the Miura Peninsula.

図 5. 大磯丘陵と丹沢・足柄地域、三浦半島における地層の年代対比。大磯丘陵周辺における地質学的イベントを左に併記してある。

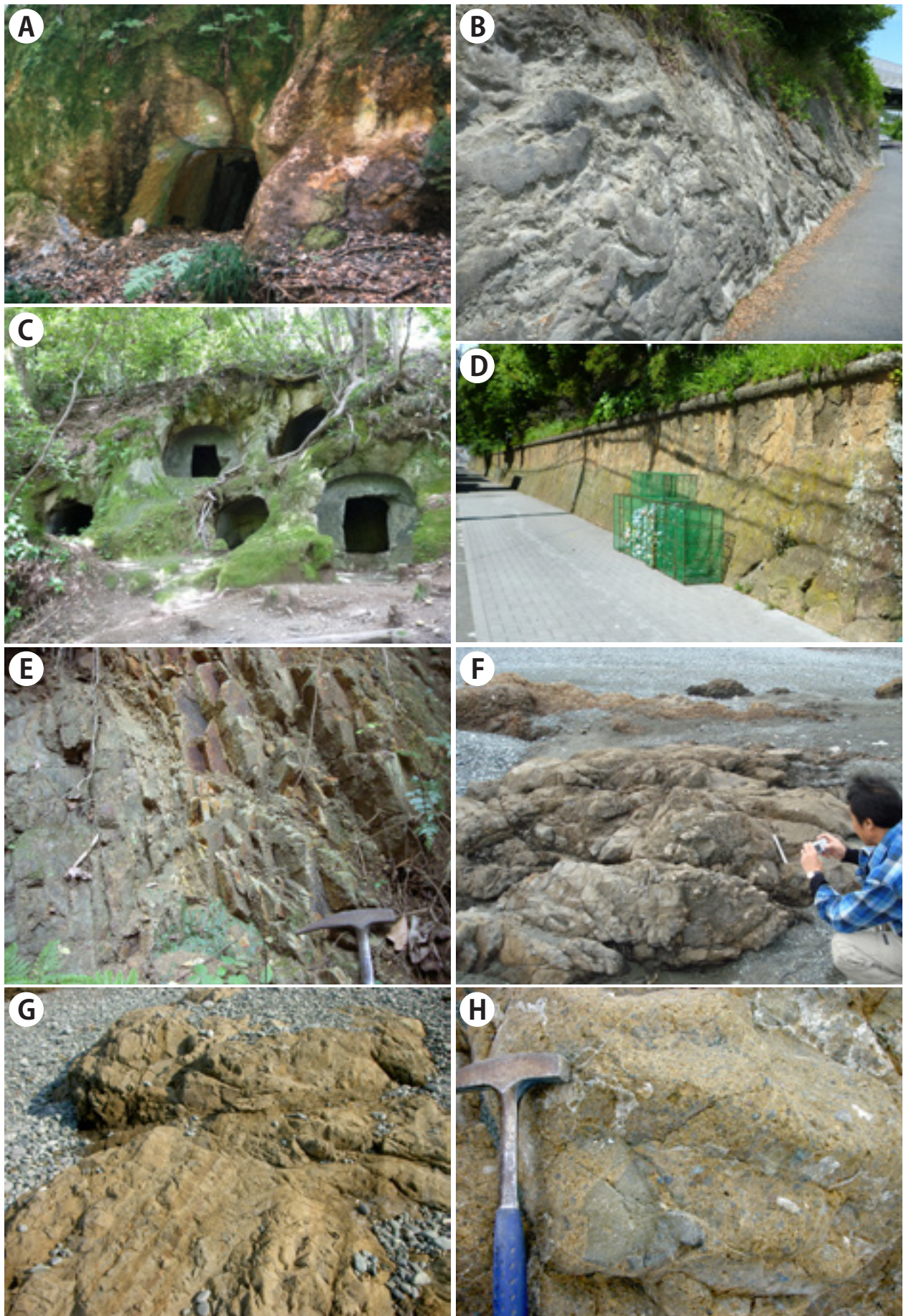


Fig.6 A: Shibusawa abandoned mine in the Tanzawa Group. B-D: Mudstones and pyroclastic rocks of the Komayama Group. E-H: Tuff and tuff breccia of the Yato Formation.

図 6 A: 丹沢層群，石膏採掘が行われていた渋沢鉱山の廃坑入り口（谷 圭司氏撮影）。

B, C, D: 高麗山層群の露頭（B: 北大礫層のスランプ堆積物，C: 千畳敷層でできた楊谷寺谷戸横穴墓，D: 高麗山層群の石材の石垣）。

E, F, G, H: 谷戸層の露頭（E: 鷹取山の境川沿いの凝灰岩，F-H: 2007 年秋に出現した二宮町梅沢海岸の露頭）。

かになった(石浜ほか, 2012)。すなわち、これらの火山岩類は周囲の高麗山層群とほぼ同じ時代に形成された可能性が高い。

高麗山層群の堆積場として、Ito (1986) は、北大礫層を構成するスランプ岩塊や不連続な凝灰岩層は不安定な海底環境を示唆し、千畳敷層を構成する厚く塊状の火山砕屑物は水中火砕流堆積物だとしたうえで、深海平坦面～海底斜面(ただし石灰質化石が産出することから炭酸カルシウム補償深度よりは浅い)を想定した。

2-1-c 三浦層群相当層(上部中新統～下部鮮新統)

c-1. 谷戸層 ～丹沢衝突前の海溝海側斜面堆積物

大磯丘陵南部の吾妻山南麓に分布する火山角礫岩～凝灰角礫岩や砂岩～泥岩などからなる地層に対して、石黒(1974)が命名。石灰岩層も挟むという吾妻山の模式地露頭は現在観察できないが、著者の1人である石浜は吾妻山南麓の住宅工事露頭で2009年秋に火山礫凝灰岩や砂岩の存在を確認している。また、吾妻山南麓の登山道で2007年頃に石灰岩層を見たという情報もある。

石黒(1974)は、鷹取山に分布する固結した凝灰質砂岩、泥岩、貝殻片を含む粗粒黒色砂岩、角礫凝灰岩についても谷戸層に分類した。矢野(1986)や関東第四紀研究会(1987)も石黒(1974)同様、鷹取山に分布する地層を谷戸層としたが、Ito (1986)はこれらを剣沢層として扱っている。鷹取山の沢沿いの露頭は、現在も確認することができる(Fig. 6E)。

吾妻山からの化石年代はこれまで報告がなく、小沢・堀内(2005)は石灰質ナノ化石も放散虫化石も産出しなかったと述べている。石黒(1974)は鷹取山東部の角礫凝灰岩から得られた貝化石から、谷戸層は下部～中部中新統であろうと推定した。鷹取山東部を流れる境川沿いの露頭からは、CN9 (8.3～5.6 Ma) (矢野, 1986) および CN10 (5.6～4.5 Ma) (小田原, 2009) の石灰質ナノ化石年代、5.57～4.37 Ma の有孔虫化石年代(石浜ほか, 2012)、8.3 ± 0.7 Ma および 5.9 ± 0.8 Ma のジルコン粒子のフィッシュン・トラック年代(石浜ほか, 2012)が報告されている。以上を総合すると、鷹取山東部に分布する谷戸層の年代は8.3～4.4 Ma と推定される。

二宮町の梅沢海岸には、普段は海浜砂に埋もれている露頭が存在する。関東第四紀研究会(1987)に谷戸層として簡単な報告があるのみであったが、2007年9月の台風9号上陸によって黒色泥岩、凝灰質砂岩、礫岩などからなる地層が露出した(小田原ほか, 2009, Fig. 6F, 6G, 6H)。一部の礫岩中にはサンゴや石灰藻、二枚貝なども含まれており、有孔虫化石からは本層が上部中新統～下部鮮新統であること(小田原ほか, 2009)、凝灰質砂岩中に含まれるジルコン粒子のフィッシュン・トラック年代が6.3 ± 0.6 Ma であること(石浜ほか, 2012)が明らかになり、鷹取山東部に分布する谷戸層と対比して問題ないことがわかった。なお現在、本露頭は再び海浜砂に埋もれ、観察することはできない。

Ito (1986) は、吾妻山周辺に分布する谷戸層の堆積場を不安定な海底斜面と推定し、鷹取山に分布する地層(剣沢層と認識)に関しては、後述の西鷹取山集塊岩層(鷹取山

層の一部)とあわせて安山岩質小型火山が陸側斜面に形成されたものと想像した。しかしFujioka *et al.* (1989) は、沖ノ山堆列に火山体はなく、火山フロント付近から供給された火砕物が陸側斜面に付加されたものだと考えた。山下・石浜(2012)は、谷戸層が火山性の砕屑物からなり、丹沢起源と考えられる火山岩・深成岩・石灰岩の礫が見られること、陸源の砕屑物があまり入っていないことから、本州弧側ではなく伊豆弧側の斜面(フィリピン海プレート前弧)で堆積した海溝海側斜面堆積物ではないかと推定している。

c-2. 剣沢層 ～谷戸層の同時異相?

矢野(1986)は、曾我谷津や曾我山西南部に分布する固結した凝灰角礫岩や火山円礫岩、凝灰質泥岩などを剣沢層とした。谷戸層との層位関係は不明だが、岩相が類似していることから同時異相と述べている。Ito (1986)は前述のように鷹取山山頂付近の地質体(他研究者が谷戸層と認識しているもの)を剣沢層に含めている。剣沢層は現在、曾我谷津の剣沢(模式地)、国府津駅の北の沢などで観察することができる(Fig. 7A, 7B)。なお千葉(1986)、関東第四紀研究会(1987)では新第三紀層としての剣沢層の存在を認めず、大井町篠窪などに分布する篠窪火砕岩層(下部更新統の足柄層群相当層)の一部として扱っている。

年代に関する明確な研究はほとんどなく、Ito (1986)が剣沢層下部の安山岩角礫のK-Ar年代を10.4 Ma、剣沢層上部の石灰質ナノ化石年代をCN9帯(8.3～5.6 Ma)と報告しているのみである(ただし測定に使用した試料の露頭位置は不明のため、他研究者が谷戸層と区分する鷹取山周辺における年代数値の可能性もある)。なお剣沢層を更新統とする説も存在する(山崎, 2002)。

Ito (1986)は前述のように、小型火山が陸側斜面に形成され、その火山中心が鷹取山と曾我山周辺にあったと考えたが、Fujioka *et al.* (1989)は火山体の存在を否定して、火砕物が陸側斜面に付加された地質体であると認識した。

c-3. 大磯層 ～丹沢衝突前の前弧海盆堆積物

大磯駅の南の道路沿いや鳴立沢、照ヶ崎海岸、高麗山～千畳敷山の南部、葛川河口～西小磯などに分布する凝灰質砂岩や泥質砂岩に対して大塚(1929)が命名、三浦層群に対比した。全体として東西性の走向で、北に傾斜する。鳴立沢や照ヶ崎海岸などで現在も観察ができ、貝殻片や植物片などの化石も産出する(Fig. 7C, 7D, 7E)。西小磯海岸では、台風等で海浜砂が洗い出されると大規模に露頭が出現することがあるが(平田ほか, 2002; 森, 2007など)、ここで見られる豊富な貝化石を含む礫岩層(大塚(1931)による、いわゆる“西小磯層”)の成因については、化石床説(井尻・藤田, 1949)、差別的堆積説(生越, 1956)、チャネル堆積物説(Ito, 1986)、泥ダイアピル説(山下ほか, 2005)など、様々な議論がある。

小島(1954)や立岩ほか(1954)によれば、現在の大磯港周辺で、大磯層中の基底礫岩層(照ヶ崎礫岩層)が高麗山層群と傾斜不整合で接し、その上に凝灰質泥岩(大磯砂岩泥岩互層)がのると記載されている。この傾斜不整合は三浦半島における葉山・三浦層群間の不整合の西方延長と

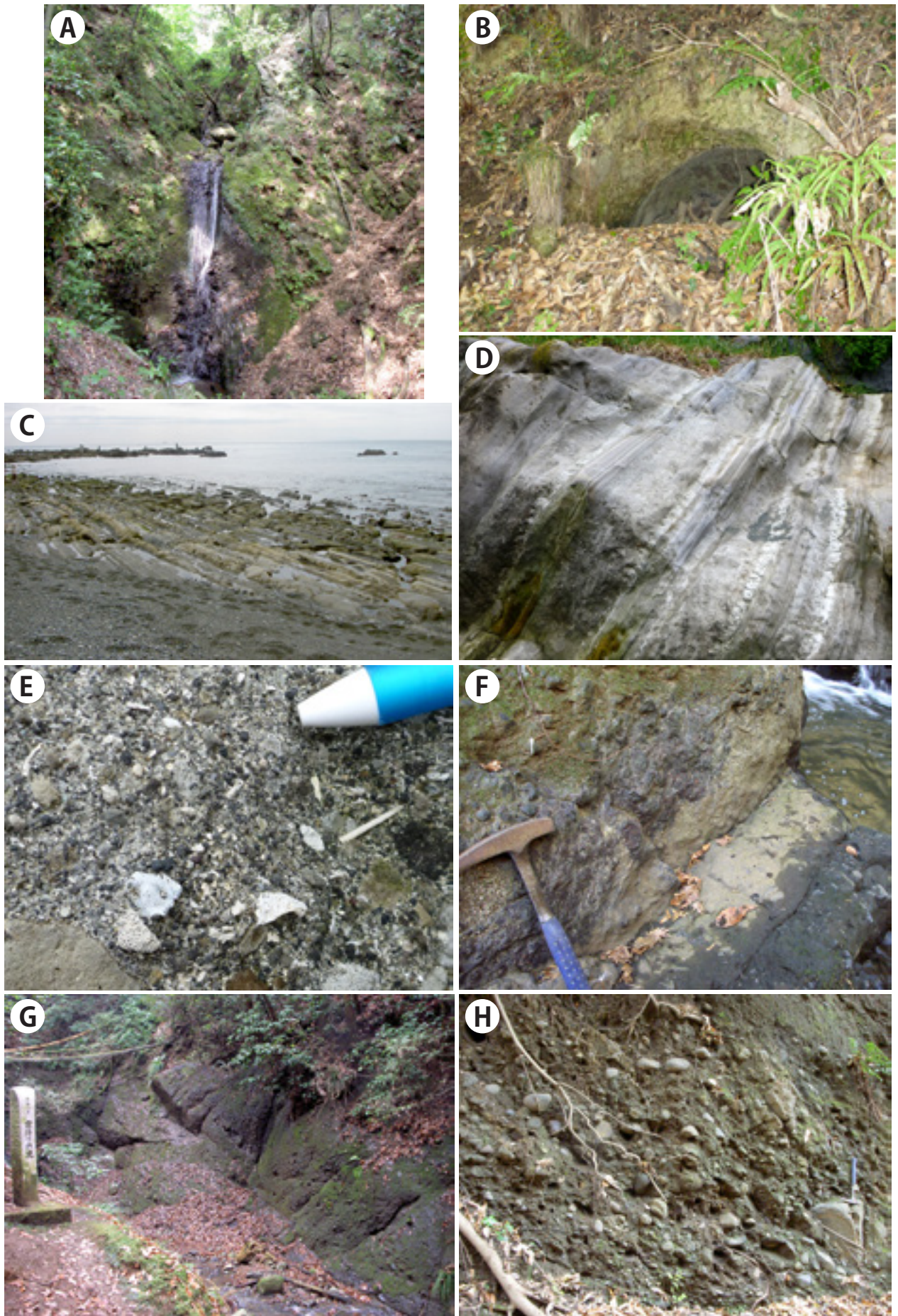


Fig.7 A, B: Volcanic breccia of the Tsurugizawa Formation (A: Yumihari Falls, B: Maegawa). C-E: Tuffaceous Sandstones intercalated with pumice tuff of the Oiso Formation (C: Terugasaki Coast, D-E: Shigitatsuzawa). F-H: Andesite agglomerate and Conglomerate of the Takatoriyama Formation (F: Takatoriyama, G: Kirifuri Falls, H: Ikusawa).

図7 A, B: 剣沢層の露頭 (A: 小田原市曾我谷津の弓張の滝, B: 小田原市前川). C-E: 大磯層の露頭 (C: 照ヶ崎海岸, D: 鴨立沢, E: 鴨立沢の貝化石片を含む凝灰質礫岩層). F-H: 鷹取山層の露頭 (F: 鷹取山を流れる谷戸川沿いの集塊岩, G: 礫岩からなる霧降の滝, H: 大磯町生沢).

も推定されたが、猪又（1979）の時点で照ヶ崎礫岩層はコンクリートに覆われて観察できず、現在も不整合面を確認することはできない。

石黒（1974）は西小磯海岸より産出する貝化石から鮮新統とし、茨木（1978）は西小磯海岸および鳴立沢のシルト岩から得られた浮遊性有孔虫が N17 帯（8.6～5.7 Ma）にあたることを明らかにした。Ito（1986）は石灰質ナンノ化石より CN9 帯（8.3～5.6 Ma）、蟹江ほか（1999）も西小磯および照ヶ崎海岸の試料が CN9 帯を示すことを確認している。

Ito（1986）は大磯層が海底斜面で堆積したと考え、スコリアや軽石をはさむ海底チャネル堆積物や火山性の重力流堆積物であるとした。山下ほか（2005）は、大磯層中に含まれる礫の組成から本州弧の陸側斜面で堆積したと推定している。イノシシやサイの仲間の歯化石が産出する（大島, 2007; Zin-Maung-Maung-Thein *et al.*, 2009）ことから、陸側斜面という堆積場を推定するのは妥当であろうと思われる。山下・石浜（2012）は、堆積時に正断層系の構造が発達すること（森, 2007）や、大磯層の分布域が当時の高麗山層群（海溝外縁隆起帯とされる葉山—嶺岡隆起帯）よりも東（陸）側にあたる可能性があることから、本州側の前弧海盆で堆積したと推定した。森（2007）がテフラの特徴から逗子層との類似を指摘していることも考え合わせると、大磯層は三浦層群の中でも南部の三崎層ではなく、海溝外縁隆起帯よりも陸側で堆積した逗子層に対比されるものと考えられる。

c-4. 鷹取山層 ～丹沢衝突時のトラフ充填堆積物と複数の火成活動

鷹取山周辺から二宮町の丘陵部に分布する凝灰質礫岩層である。猪又（1979）は礫岩層の下位に、主に安山岩の角礫からなる集塊岩層を認識し、集塊岩層と礫岩層は断層で接すると報告した。この集塊岩層について、Ito（1986）は剣沢層中の岩脈として扱い、関東第四紀研究会（1987）や千葉（1986）では西鷹取山集塊岩層としている。集塊岩層は鷹取山西部の谷戸川河床や鷹取山山頂付近などで、礫岩層は谷戸川沿いや二宮町の住宅街周辺の小露頭などでも観察することができる（Fig. 7F, 7G, 7H）。

大磯層とは生沢断層をはさんだ関係にあり（Fig. 4）、鷹取山層と大磯層は同時異相とする説が多い（石黒, 1974; Ito, 1986）が、関係性が明確になっているわけではない。長田ほか（1988）は鷹取山北東部の露頭から貝化石を報告し、鷹取山層を下部鮮新統と考えた。田口・松島（1997）は、産出する貝化石が、中新世後期～鮮新世前期に生息した逗子動物群（小澤・富田, 1992）で特徴付けられるとした。

Ito（1986）は礫岩層を、海底扇状地堆積物と位置づけた。礫岩層に含まれる礫は、安山岩の垂円中礫が多く、閃緑岩、緑色凝灰岩、輝緑岩、泥岩などの垂角礫のほか、チャートや頁岩など関東山地起源と考えられる円礫も含まれる（蟹江ほか, 1999）。山下・石浜（2012）は、鷹取山礫岩層に含まれる火山岩礫の特徴から、箱根火山外輪山溶岩の組成と似た、やや背弧側に位置する近傍の火山から巨礫が供給されていたことを明らかにした。関東山地起源と考えられる円礫は本州側から流れ込んだものと考えられるため、鷹取

山礫岩層には本州弧と伊豆—小笠原弧の両方から堆積物が供給されたこと、すなわちプレートの衝突境界でトラフ充填堆積物として形成された可能性が示された。

山下・石浜（2012）は鷹取山に分布する火山岩類の分析を行い、少なくとも2種類の火山岩類が存在していることから当時複数の火成活動が起こっていたこと、更にそれらの化学組成が箱根火山やその基盤岩と似ていることを指摘した。森ほか（2012）は、集塊岩層中の無斑晶質玄武岩質安山岩溶岩の K-Ar 年代が 5.87 Ma、礫岩層中の輝石安山岩巨礫の K-Ar 年代が 5.01 Ma であることを報告している。伊豆地塊が衝突する際に形成された足柄層群堆積期にも火成活動が活発に行われていたことが知られており（今永, 1999）、丹沢地塊が本州弧に衝突する際にも、トラフ充填堆積物の近くで複数の火成活動があったことは興味深い。

2-2 第四紀層

更新世に入ると、足柄地域では丹沢と伊豆地塊に挟まれたトラフに足柄層群が堆積しはじめる。大磯丘陵の北西部では、この足柄層群の東端に相当すると考えられる篠窪火砕岩層が分布している。

丘陵の南部では、新第三紀層を不整合に覆って前期～中期更新世の浅海成堆積物が分布する。この地質群の層序に関しては研究者間で意見が異なり、例えば関東第四紀研究会（1987）は先多摩ローム層と二宮層群（下位より妙見層・下田下部層・下田上部層）に区分し、含まれる多数のテフラの給源として、ボーリングコア資料（伊藤ほか, 1985）から箱根火山の下に推定される別の火山（古箱根火山）を考えた。矢野（1986）は、微化石を用いて堆積年代や堆積環境を推定するとともに凝灰岩を鍵層として地域内の対比も行っている。本論文では基本的に矢野（1986）の層序に従い、前川層・羽根尾層・二宮層・沼代層に区分して述べる。

大磯丘陵は更新世中期以降には陸化し、上述の浅海成堆積物の上に、あるいはこれらと前後して、関東ローム層が堆積するようになる。ローム層の間には水成層（いわゆる相模層群相当層）が挟まれていることがあるが、これは世界的な海水準変動の影響であり酸素同位体ステージと対比できることが明らかになってきた（町田, 2008）。

完新統には、強い隆起変動に伴って丘陵南部の海岸部に海成段丘群が発達し、中村川流域には中村原面を構成する沖積堆積物である下原層が分布している。

2-2-a 足柄層群相当層（篠窪火砕岩層）

大磯丘陵の西縁からは複数の火山岩体の報告がなされている（大塚, 1929; 千葉, 1986; 関東第四紀研究会, 1987; Ito, 1986）。大塚（1929）では、大井町高尾に安山岩溶岩が産するとしているが、地層名までは定義していない。千葉（1986）および関東第四紀研究会（1987）では、大井町の篠窪をはじめ、高尾、赤田、中井町の鴨沢、古怒田、小田原市の曾我谷津、国府津に分布する火砕岩類を篠窪火砕岩層としている。Ito（1986）では、小田原市の曾我谷津に分布する火砕岩類に対して、剣沢層と定義している。これらの研究成果のうち、関東第四紀研究会（1987）が最も詳細なフィールドワークを行っており、火山岩体の分布を詳細

に押さえている。本論文では、これまでの研究成果に加え、関東第四紀研究会（1987）による地質図を基に著者らが調査した結果も踏まえて報告する。なお Fig. 4 の地質図上では、曾我谷津および国府津に分布する岩体は、剣沢層として表示してある。

篠窪火砕岩層は、安山岩質の凝灰角礫岩および一部に同質の溶岩、円礫入り凝灰岩からなるとされる（関東第四紀研究会, 1987）。しかし、溶岩及び凝灰角礫岩中の火山岩礫の全岩化学分析の結果、ほとんどの資料が、二酸化ケイ素含有量が 53 wt. % を下回る玄武岩であった。今後、岩石学的な検討が必要である。

篠窪火砕岩層のうち、最大の面積を有する岩体は、大井町篠窪から高尾付近において、南北 2.5 km、東西 2.5 km の範囲に分布するもので、中村川の上流付近に形成される溪谷の谷底に顕著にみられる。また、篠窪火砕岩層とローム層との接触部付近では、滝を形成することもある（Fig. 8A, 8B）。今永・杉山（1994）では、この岩体と北東部に分布する丹沢層群とは断層関係にあるとしている。この岩体において、K-Ar 年代測定がなされている。今永・杉山（1994）は、露頭より採集した安山岩から、 4.34 ± 0.81 Ma の年代値を得ている。また、今永・山下（1999）では、篠窪トンネル工事の際に行われたボーリング試料（深度 5.2 ～ 6.0 m 付近）を用いて、 2.21 ± 0.52 Ma と 2.45 ± 0.45 Ma の年代値を得ている。本岩体は著しい変質が見られ、特に露頭においては顕著であることから、露頭より採集した試料から得た 4.34 ± 0.81 Ma の年代値は少し古すぎるかもしれない。仮に、 2.21 ± 0.52 Ma と 2.45 ± 0.45 Ma の年代値が正しいとすると、篠窪火砕岩層の西に分布する足柄層群の最下部の年代と整合的であり、足柄層群の形成に先立つ火山活動であれば非常に興味深い結果となる。

中井町の鴨沢から古怒田にかけて分布する岩体は、鴨沢から古怒田に至る登山道沿いに、南北約 400 m、東西約 1 km にわたって分布するが、露頭はほとんど消滅している。

小田原市の曾我谷津に分布する岩体は、剣沢の上流部の谷底において、南北約 700 m、東西約 600 m にわたって分布する。他の岩体に比べ、比較的新鮮な溶岩が見られるのが特徴である。

小田原市の国府津に分布する岩体は、小田原厚木道路の弁天山トンネル小田原側の出口付近から国府津駅にかけての北東―南西方向に、約 1.6 km にわたって分布する。この地域では、林道の尾根から谷底にかけて分布するが、著者らの調査結果からは、連続性が確認できなかった。

2-2-b 丘陵南部に分布する下部～中部更新統の浅海成堆積物

b-1. 前川層

大磯丘陵南西端の小田原市前川付近において、谷に沿って細長く分布する（Fig. 8C）。奥村は、前川層と命名したが、その後に前川泥岩層という名称も提案している（奥村, 1973; 奥村, 1979）。新鮮な面は青灰色の砂質泥岩で貝殻片が散在し、礫岩や砂岩、凝灰岩の層などを挟む。国府津駅北方の沢で剣沢層を不整合に覆い、二宮層（国府津礫岩部層）や沼代層（不動山礫岩部層）に不整合で覆われる。著者らは 2019 年の台風 19 号通過後に国府津駅南東の前川海岸にて前川層と考えられる地層を確認しているが、過去に

報告はなく、現在も再び海浜砂に埋め戻されて露頭を確認することはできない（Fig. 8D）。なお剣沢や国府津北方の沢に分布する礫岩層に対して千葉（1986）や関東第四紀研究会（1987）は「剣沢礫岩層」と命名しているが、本論文では関東第四紀研究会（1987）に従い、この礫岩層を前川層の最下部に位置するものとして扱う。

奥村（1979）は貝化石群集から、暖水系と冷水系の両要素を持つことを示し、特徴的な軽石層の存在も考え合わせて三浦層群の宮田層に対比した。矢野（1986）は、石灰質ナンノ化石を用いて CN14a 帯（1.0 ～ 0.45 Ma）に相当することを明らかにし、足柄層群の塩沢層や房総半島の上総層群柿ノ木台層～国本層に対比した。Koyama & Kitazato（1989）は、古地磁気の逆転から、前川層中にハラミヨ―松山期境界（0.9 Ma）と松山―ブリュンヌ期境界（0.78 Ma）が含まれていることを明らかにした。堆積環境については、矢野（1986）が底生有孔虫群集の生息深度から大陸斜面上部（200 ～ 600 m）を推定している。

前川層において特筆すべき研究は、古地磁気を用いた地塊の構造回転に関するものである。Koyama & Kitazato（1989）は古地磁気の研究から、前川層堆積期の末期から上位の羽根尾層堆積期初期の短期間に約 50 度、時計回りに回転したと述べた。彼らは、Yoshida *et al.*（1984）における西小磯層（上述の大磯層の一部）のデータも同じ傾向を示すことから、伊豆半島の衝突やそれに伴うフィリピン海プレート運動方向の変化（北向き→北西向き）を受けて丘陵全体が回転したと推定している。

b-2. 羽根尾層

菊池ほか（1979）により命名。丘陵南部の中村川下流の小田原市羽根尾、二宮町川匂・貝ヶ窪周辺に分布する。やや固結度の高い砂質泥岩で、一部に砂岩泥岩互層が発達し、スコリア層を多く挟む（Fig. 8E）。羽根尾横穴墓群は、この羽根尾層を掘って作られている。新第三系の谷戸層を不整合に覆い、前川層との層位関係は直接見られないが、走行傾斜や有孔虫化石群集の類似性から前川層に整合で重なりと推定される（矢野, 1986）。上限は二宮層、国府津礫岩部層に不整合で覆われる。

矢野（1986）は、石灰質ナンノ化石を用いて CN14a 帯（1.0 ～ 0.45 Ma）に相当することを明らかにし、足柄層群の塩沢層や房総半島の上総層群長南層に対比した。また底生有孔虫化石が寒流系の群集を示すことを報告し、堆積環境としては、前川層と同じ大陸斜面上部（200 ～ 600 m）を推定している。

b-3. 二宮層（国府津礫岩部層・妙見砂岩部層を含む）

「二宮層」あるいは「二宮層群」という名称については、研究者間で認識の違いが生じており現在も混乱した状態にある。矢野（1986）による二宮層は、小田原市曾我山から大磯町虫窪まで、丘陵中南部に広く分布する。固結度の低い礫岩・泥質砂岩・砂質泥岩で構成され（Fig. 8F, 8G）、多くの火山灰層を挟んでおり、細かな炭質物を多く含む。矢野（1986）は凝灰岩を追跡することによって、水平方向に岩相が変化して中央域ほど細粒になることや、二宮町打越付近で南北に伸びるチャンネル構造を境に岩相が変化する

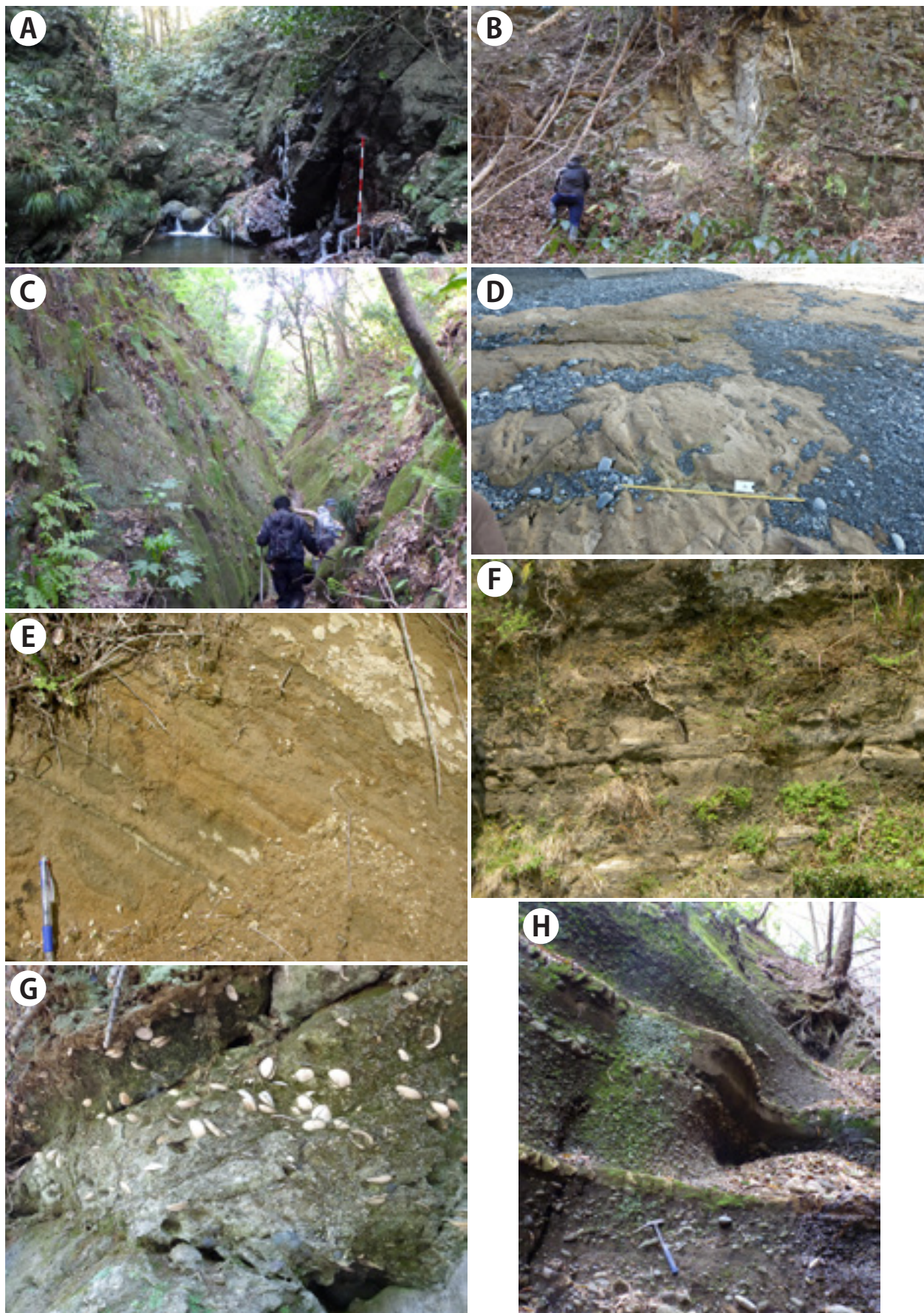


Fig.8 A, B: Shinokubo Pyroclastic Rocks (A: Shinokubo, B: Nanataki Falls). C, D: Sandy mudstones of the Maegawa Formation (C: Sekishimogawa River, D: Maegawa Coast after Typhoon No.19, 2019). E: Sandy mudstones alternation sandstones of the Haneo Formation (Haneo ancient tomb). F-H: Alternating conglomerates and sandstones of the Ninomiya Formation (F: Kanomachi, G: Ninomiya, H: Maegawa).

図8 A, B: 篠窪火砕岩層の露頭 (A: 大井町篠窪, B: 大井町柳の七滝). C, D: 前川層の露頭 (C: 小田原市前川の下関川, D: 2019 年台風 19 号通過後の前川海岸). E: 羽根尾層の露頭 (羽根尾横穴墓周辺). F-H: 二宮層の露頭 (F: 小田原市上町, G: 二宮町二宮のヴェルジ苑で見られる貝化石密集層, H: 小田原市前川の下関川で見られる国府津礫岩部層).

こと、また全体に上位に向かって細粒化することなどを明らかにした。

二宮層の下部には、主体部と岩相のやや異なる地層が西部と東部に存在する。西部の曾我山には、泥岩や砂岩を挟む円摩度の高い礫岩層（国府津礫岩部層、Fig. 8H）が分布し、東北部に向かって二宮層主部の砂質泥岩へ遷移するとされる。東部の二宮町妙見～大磯町国府新宿には、淘汰の良い中～細粒砂岩（妙見砂岩部層）が分布し、東へ向かうほど粗粒化している（矢野, 1986）。

妙見砂岩部層の下位は CN14a 帯（1.0 ～ 0.45 Ma）、中上部は CN14b 帯（0.45 ～ 0.25 Ma）の石灰質ナノ化石年代を示すことから、矢野（1986）は二宮層を房総半島の下総層群地蔵堂層・戴層に対比した。上杉（1976）は火山灰層の対比から、三浦半島の相模層群長沼層に対比している。田口ほか（1999）は大磯町虫窪に露出した大規模露頭の調査から、妙見砂岩部層よりも上位の二宮層中に CN14a 帯と CN14b 帯の境界が存在すること、露頭下部に発見された火山灰鍵層 Mk-3 に含まれる黒曜石のフィッシュ・トラック年代（ 0.58 ± 0.11 Ma: 磯ほか, 1981）と整合的であることを明らかにした。

堆積環境については、有孔虫化石のデータにより、東部および西部では岩礁地を含む大陸棚上部（水深 50 ～ 100 m）、中央部の中里付近では大陸斜面最上部（200 m）と推定されている（矢野, 1986）。田口ほか（1999）は貝化石のデータから、大磯町虫窪の一露頭において、上部浅海帯（0 ～ 30 m）から亜浅海帯（50 ～ 120 m）へと深くなる変化があったと考えた。矢野（1986）は、二宮層が剣沢層・鷹取山層・前川層・羽根尾層を明瞭な不整合で覆うことから、下位の地形を埋めながら堆積したことを示し、中央部では砂質泥が広がっていたこと、東部の曾我山周辺ではファンデルタ堆積物、西部の妙見付近では岩礁堆積物が形成されていたことを推定した。

b-4. 沼代層（不動山礫岩部層を含む）

菊地ほか（1977）の土屋層などに相当する地層で、曾我山の北部から明沢、沼代、打越まで広く分布する。後述の関東ローム層に挟まれる海進堆積物（いわゆる相模層群相当層）と年代的に重なっており、研究者により対比や解釈が異なるが、ここでは矢野（1986）に従う。主に礫岩・泥質砂岩からなり、剣沢層・前川層・二宮層を不整合に覆う。丘陵西部の不動山周辺では、主に安山岩礫からなる円摩度の高い未固結の礫岩が分布する（不動山礫岩部層）。

沼代層は CN15 帯（0.25Ma ～）の石灰質ナノ化石年代を示し、大陸棚上部（30 ～ 100 m）の有孔虫化石群集を産する。当時は泥質砂の浅い海が広がり、西部の不動山周辺では礫岩が堆積していた。この不動山礫岩部層には、北西からの流れを示す構造や、デルタの前置層と考えられる急傾斜の礫岩層が見られ、国府津礫岩部層と同様の礫質デルタ堆積体であったと推定されている（矢野, 1986）。なお 10 万年前頃には、丹沢山地から流れ出て足柄平野をつくる酒匂川は足柄山地を西進して駿河湾方面へと流れていたことが知られており（町田ほか, 1975）、当時は酒匂川ではなく箱根方面等から流れてきた河川がデルタ堆積物を形成していたことが推定される。

2-2-c 中部更新統以降の関東ローム層およびその間に挟まれる海進堆積物

c-1. 大磯丘陵にみられる関東ローム層および地形面の分布

大磯丘陵には、多摩ローム層、下末吉ローム層、武蔵野ローム層、立川ローム層の各層（関東ローム研究グループ, 1956）が分布する。地形面としては、武蔵野面、立川面の分布は狭く、多摩面は傾動を受けた一部の面が存在するに過ぎない（町田, 1973）。また、下末吉面は比較的広く分布するが、傾動や活断層による変位がみられ、その高度は一樣ではない（町田, 1973）。したがって、大磯丘陵の地形の多くは第四系が侵食された斜面であり、かつて関東ローム層の模式地とされた東京近郊のように、より古い地形面が高所にみられるような難壇状の段丘地形の発達はみられない。

c-2. 大磯丘陵にみられる関東ローム層の特徴

段丘地形が不明瞭な点に加え、狭い範囲に陸成の関東ローム層とその同時異相の水成堆積物が混在する点も大磯丘陵の特徴である。加えて、ローム層中に小規模な河成礫層が挟まれる場合も多々あり、その礫種の多くは丹沢山地や箱根火山を起源とする。これらの堆積物について、関東第四紀研究会（1987）は、風送陸上堆積型テフラ相と水成相という表現をした。一般的に関東ローム層中のテフラは、大規模な海進堆積物を覆うものは保存がよく、海退期や小規模な海進期のものは保存が悪くなるが、火砕流堆積物や大規模な降下テフラとその上位層は、保存が良い傾向にある。多摩ローム層は、全体的に下位に小規模なスコリア質テフラが多く、上位は軽石質テフラが多くなる傾向がある。この変化は、箱根火山の成層火山形成からカルデラ形成への活動様式の変化として捉えられており（町田, 1977）、T-CI テフラ累層（多摩下部ローム層上部）～T-Cu テフラ累層（多摩中部ローム層下部）がその境界と考えられている。その上位の下末吉（吉沢）ローム層、武蔵野ローム層も、箱根火山起源のテフラは軽石質な傾向が続く。一方、立川ローム層中には、箱根火山起源のテフラがほとんど見られなくなり、富士火山起源のスコリアを多く含むようになるが、テフラ層として純層を成すものは少ない。

大磯丘陵に堆積しているテフラは、大きく 4 つに分けることができる。

① 両輝石型テフラ（町田ほか, 1974）

最も多くみられ、ほとんどが箱根火山起源のテフラである。代表的なものは箱根東京テフラ（Hk-TP: 町田, 1971; 町田・新井, 1992）、TAm-1 テフラ（町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tu-1）、TB-1 テフラ（町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tm-8）、TCu-1 テフラ（町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tm-2）などである。箱根火山の東方には太平洋があり、テフラの陸域の分布は限られるが、少なくとも東京、茨城、千葉方面へと分布するものが知られている。なお、すべてのテフラについて層序学的・岩石記載学的に詳細な検討がなされているわけではなく、両輝石型テフラには他の火山に由来するものが含まれる可能性はある。

② 角閃石型テフラ（町田ほか, 1974）

箱根火山以外を給源とするテフラで、黒雲母を含む場合もある。中部地方などに給源が推定されており、代表的な

ものは御岳第1テフラ (On-Pm1: 小林, 1961; 町田・新井, 1992)、北アルプス起源のTE-5aテフラ (町田・新井, 2003; 上杉, 1976のTII-9下部)、TB-9テフラ (町田ほか, 1974; 上杉, 1976のTm-21)、TAL-1テフラ (町田ほか, 1974; 上杉, 1976のTm-39) などである。これらの一部は、中部〜関東地方の広域テフラとなっているが、給源火山の特定が課題になっているものも多く、比較的粗粒なものは、先小御岳など箱根近傍の火山が候補として推定されている (町田, 2008)。

③ ガラス質細粒テフラ

主に九州など遠方の諸火山に由来する広域テフラである。隆起運動の盛んな大磯丘陵は、必ずしも広域テフラの保存が良い場所ではないようであるが、箱根火山起源の多くのテフラが記載されている場所で広域テフラを認定することは、南関東の編年を考える上で重要である。

④ 富士山起源のスコリア質テフラ

大磯丘陵は富士火山の真東ではなく、南東側にずれた位置にあり、テフラ層の層厚も薄く、地形・地質学分野よりも考古学分野における年代指標となることが多い (上本・上杉, 1996)。なお、富士火山起源のテフラが顕著になるのは、On-Pm1以降である (町田, 1977)。

c-3. 多摩ローム層 (中部更新統)

大磯丘陵の多摩ローム層は、町田・森山 (1968) により土沢ローム層と呼ばれ、町田 (1970) により細分された。その表記には並立した2つ方法がある。1つは、下位からT-F、T-E、T-D、T-C、T-B、T-Aテフラ累層に分け、テフラ記号をTF-、TE-、TDI-、TDu-、TCI-、TCu-、TB-、TAL-、TAm-、TAu-と振る方法 (町田ほか, 1974; 町田ほか, 1980)で、これは海進堆積物の離水面を基準にした区分である。もう1つは、同じく下位から多摩最下部ローム層/柄沢ローム層、多摩下部ローム層下部/雑色ローム層、多摩下部ローム層中部/下庭ローム層、多摩下部ローム層上部/藤沢ローム層、多摩中部ローム層下部/早田ローム層、多摩中部ローム層上部/七国峠ローム層、多摩上部ローム層/土屋ローム層に分け、テフラ記号をKR-、TII-、Tlu-、Tm-、Tu-と振る方法 (上杉, 1976; 関東第四紀研究会, 1987) である。これは関東ローム層中の斜交関係 (不整合) を基準にした区分である。町田ほか (1974)、町田ほか (1980)、貝塚ほか (2000) では、T-F ~ T-Aテフラ累層に覆われる海成層等の水成堆積物をT-f ~ T-a層とした。例えばT-e層の離水面を直接覆うテフラ累層がT-Eテフラ累層である。一方、上杉 (1976) および関東第四紀研究会 (1987) では、海成層等の水成堆積物がローム層の同時異相という点を重視し、特に分けていない。

大磯丘陵で見られる最古の関東ローム層は、T-Fテフラ累層 (町田ほか, 1980) あるいは、多摩最下部ローム層/柄沢ローム層 (上杉, 1976; 関東第四紀研究会, 1987) と呼ばれ、その下位には離水面を挟んでT-f層 (貝塚ほか, 2000) あるいは柄沢層 (上杉・遠藤, 1974) と呼ばれる海洋酸素同位体ステージ (MIS) 13と推定される海進堆積物が存在する。この層準より上位でも、丘陵南部では明確な離水を示さずに連続堆積する水成堆積物が存在するが、これらとは別にMIS 13より古い前期〜中期更新世の浅海性

の砂泥互層が存在し、関東第四紀研究会 (1987) はこれを先多摩ローム層と呼んだ。

T-Fテフラ累層 (多摩最下部ローム層)、T-e層、T-Eテフラ累層 (多摩下部ローム層下部) の層位関係は、中井町鴨沢の柄沢周辺の露頭で現在でも確認できるが、沢の護岸工事で露出状況は悪い。T-Fテフラ累層の層相は、全体的にスコリア質で塊状に見えることが多い。広域テフラとしては、辺川一笠森5テフラ (Hgw-Ks5: Nishizawa & Suzuki, 2019) が挟在する。これは、厚さ数cmの明瞭な白色ガラス質火山灰層として私学野球場下の柄沢右岸に露出する。T-e層は黒褐色の砂層で、一部にサンドパイプが見られる。これを覆うT-Eテフラ累層はテフラ層が明瞭で、スコリア質テフラを中心に軽石質テフラを含む。広域テフラである北アルプス起源のTE-5aは、県道平塚松田線にかかる橋から100mほど上流の柄沢左岸などに露頭 (Fig. 9A) があり、厚さ約30cmの灰白色ガラス質火山灰層として確認できる。また、その約60cm下位には、同様の層厚の黄色軽石からなるTE-4テフラ (町田ほか, 1974; 上杉, 1976のTII-8) がある。

T-d層からT-DIテフラ累層 (多摩下部ローム層下部) およびT-du層からT-Duテフラ累層 (多摩下部ローム層中部) の層位関係は、中村川右岸の曽我山の砂利採取場で露出していた (Fig. 9B) が、操業の進展や終了に伴い露頭は大きく減少した。とくに後者は、露頭が消滅している可能性がある。T-DIテフラ累層、T-Duテフラ累層はテフラ層が明瞭で、スコリア質テフラを中心に軽石質テフラを含む。広域テフラとして、丹沢川にみられる水成堆積物中のTky-Nglテフラ (大磯団研グループ, 1988; 田村・鈴木, 2001) がある。これは厚さ2cm程度の白色ガラス質火山灰層である。この上下のテフラと模式的な風成テフラ層序との対応関係は必ずしも明瞭ではないが、T-Duテフラ累層に含まれることは確実とされる (町田, 2008)。

T-c層からT-CIテフラ累層 (多摩下部ローム層上部)、T-Cuテフラ累層 (多摩中部ローム層下部) の層位関係を示す露頭は、中村川の左岸に現在も残っている。T-CIテフラ累層からT-Cuテフラ累層の露頭は、下位のテフラ累層に比べると露頭は多く、中村川支流の藤沢川、菊川上流部の支流や中村川上流の市木沢 (Fig. 9C) などにある。広域テフラはAta-Thテフラ (鈴木・早津, 1991) が知られる。厚さ1cm程度以下の灰白色ガラス質火山灰層で、TCu-2テフラ (町田ほか, 1974; 上杉, 1976のTm-3) とTCu-3テフラ (町田ほか, 1974; 上杉, 1976のTm-5) の間の層準だが、肉眼で観察されるテフラ層として認められることはほとんどない。T-cu層は海退期の河成堆積物で、分布は極地的である。一方、T-c層は数10m規模の砂礫層であり、その下位のT-d層、T-e層も同様の層厚をもつ砂礫層を中心とする地層からなる。これらは曽我山にみられる背斜構造のため、中井町側では全体的に北東に傾斜する。これらの地層に含まれる礫には、丹沢山地中央部に露出するトーナル岩をほとんど含まないことが知られており、町田ほか (1974) は、箱根火山の成長に伴って丹沢山地中央部からの河川が、西方に向きを変えた可能性を指摘している。TCu-1テフラ (町田ほか, 1974; 上杉, 1976のTm-2) は、横浜地域まで達する火砕流堆積物を伴い (笠間, 2006 など)、箱根

火山のカルデラ形成に関わった噴火堆積物とされる(町田, 1977)。このテフラは後述する T-b 層中では基底部付近にある。TCu-4 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tm-6)は角閃石型テフラで、T-b 層の中位に挟まれる。

T-b 層から T-B テフラ累層(多摩中部ローム層下部)の層位関係は、大磯丘陵北東部の平塚市土屋の採砂場跡の露頭(Fig. 9D)で確認できる。これらは全体的に北に傾斜している。T-B テフラ累層は、平塚市土屋周辺の他に、前述の T-Cu テフラ累層の露頭上位や中村川支流の藤沢川、中井中央公園周辺に断片的にみられる。ただし、曽我山南部の上町から明沢付近では、T-c ~ T-b 層が陸成ローム層を挟まず連続的に堆積している様子が観察でき、T-B テフラ群も水中堆積となっている(貝塚ほか, 2000)。関東第四紀研究会(1987)は、これらの水成層が厚く分布する台山周辺地域を古中井沈降帯と呼んだ。T-B テフラ累層は軽石

質テフラが主体で、TB-13 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tm-33)は、大磯丘陵に達する火砕流堆積物を伴う。また、TB-2 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tm-9)、TB-3 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tm-10)、TB-5 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tm-15)、TB-9 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tm-21)など、角閃石型テフラが多いのも特徴である。これらのうち TB-2 と TB-3 は、下位の白色軽石と上位の青灰色軽石の組み合わせからなる。

T-a 層、T-Al テフラ累層(多摩中部ローム層上部)、T-am 層、T-Am テフラ累層(多摩上部ローム層)、T-au 層、T-Au テフラ累層(多摩上部ローム層)は、分布がやや限られる。T-a 層から T-Al テフラ累層の層序関係は、鷹取山北斜面から平塚市矢沢にかけてみられたが、現在は露頭がほとんどなくなっている。この斜面は傾動した地形面である

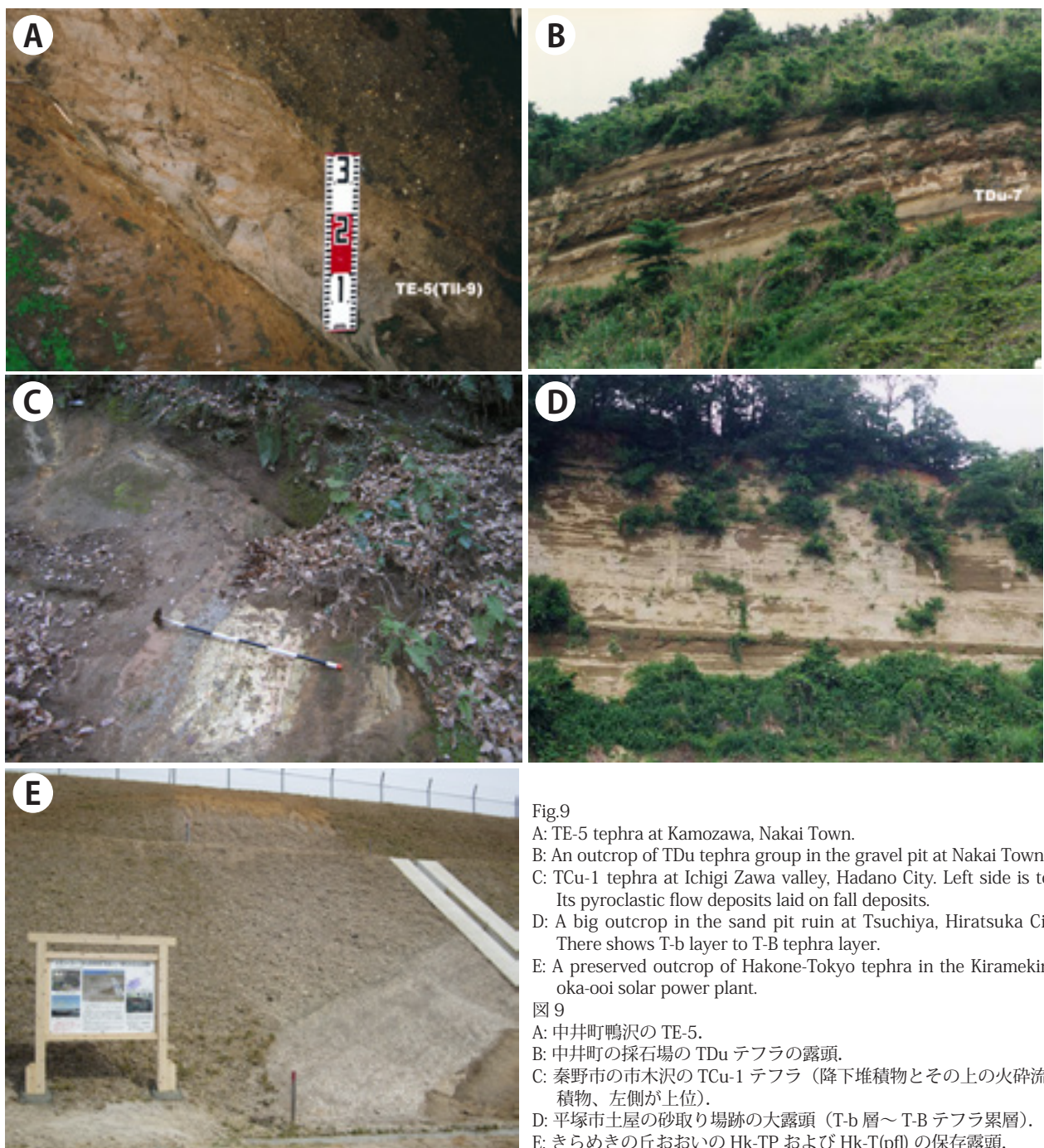


Fig.9

A: TE-5 tephra at Kamoza, Nakai Town.

B: An outcrop of TDu tephra group in the gravel pit at Nakai Town.

C: TCu-1 tephra at Ichigi Zawa valley, Hadano City. Left side is top. Its pyroclastic flow deposits laid on fall deposits.

D: A big outcrop in the sand pit ruin at Tsuchiya, Hiratsuka City. There shows T-b layer to T-B tephra layer.

E: A preserved outcrop of Hakone-Tokyo tephra in the Kiraekino-oka-ooi solar power plant.

図 9

A: 中井町鴨沢の TE-5.

B: 中井町の採石場の TDu テフラの露頭.

C: 秦野市の市木沢の TCu-1 テフラ (降下堆積物とその上の火砕流堆積物、左側が上位).

D: 平塚市土屋の砂取り場跡の大露頭 (T-b 層 ~ T-B テフラ累層).

E: きらめきの丘おおいの Hk-TP および Hk-T(pfl) の保存露頭.

(町田ほか, 1974)。T-am 層から T-Am テフラ累層、T-au から T-Au テフラ累層の層序関係が確認できる露頭は中村川右岸にあったが、こちらも露頭がほとんどなくなっている。しかし、各テフラ累層の露頭は断片的に存在する。T-AI テフラ累層は平塚市矢沢周辺の他、中村川上流の市木沢などに露頭がある。T-Am テフラ累層は平塚市矢沢から七国荘周辺、中井町中央公園周辺、鴨沢などに露頭がある。T-Au テフラ累層は、七国荘周辺、中井町中央公園周辺、大井町柳の中村川上流などに露頭がある。これらのテフラの中で、TAm-1、TAm-4 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tu-7)、TAm-5 テフラ(町田ほか, 1974; 上杉, 1976 の Tu-8) の3枚のテフラは、近接して堆積した層厚 3 m 前後の厚い軽石質テフラ群として目立つ。中でも TAm-1 は箱根火山最大級のプリニー式噴火とされ(貝塚ほか, 2000)、その火砕流堆積物は磯崎丘陵に達する。TAI-1 は、角閃石型テフラである。

海進堆積物と MIS との関係は、確実性が高いものと低いものがあるが、町田(2008)は、MIS11 が T-e 層、MIS 9.5 が T-d 層、MIS 9.3 が T-du 層、MIS 8.5 が T-c 層、MIS 7.5 が T-b 層、MIS 7.3 が T-a 層、MIS 7.1 が T-am 層としている。

c-4. 吉沢ローム層(中・上部更新統)

神奈川県中・西部の下末吉ローム層には、平塚市の吉沢を模式地として記載された多数のテフラが基準になり、吉沢ローム層(町田・森山, 1968)という名称が定着している。町田(1971)は、吉沢ローム層を下部層/KIP テフラ群、中部層/KmP テフラ群、上部層と区分し、テフラ記載を行った。下末吉層に相当する吉沢層(町田・森山, 1968)は、MIS 5.5 に対比されている(貝塚ほか, 2000)。吉沢ローム下部層、中部層は、軽石質テフラが薄い火山灰土層をはさんで多数堆積しているのが特徴である。KIP テフラ群(KIP-1 ~ KIP-16)は、KIP-4、KIP-16 が角閃石型で、他は両輝石型テフラである(新井ほか, 1977)。KIP-5 は灰色の火山灰質テフラ、KIP-6、KIP-7 は白色火山灰層伴う軽石質テフラ、KIP-8、KIP-13 は最下部に灰緑色火山灰層を伴う軽石質テフラである。これらの火山灰層には火山豆石を含む部分があり、早川(1983)はマグマ水蒸気噴火が生じた可能性を指摘している。KmP テフラ群(KmP-1 ~ KmP-12)は、全てが降下軽石を主体とする両輝石型テフラで、KIP テフラ群にみられるようなシルトサイズ以下の火山灰からなる部分はない。KmP-8 は特徴的な石質岩片を主体とする降下テフラである。吉沢ローム上部層はこれらとは対照的に、On-Pm1 と箱根小原台テフラ(Hk-OP: 町田, 1971; 町田・新井, 1992)を除くと、ほとんど目立つテフラ層のない塊状の火山灰土層である。吉沢(下末吉)ローム層と武蔵野(新期)ローム層との境界は、研究者により解釈が異なる。町田(1971)は武蔵野埋没土(MB)とし、町田(1977)では箱根安針テフラ(Hk-AP: 町田, 1971; 町田・新井, 1992)の直下に武蔵野ローム層との境界を置いた。一方、上杉(1976)は古富士火山噴出物の顕在化と小原台埋没土(OB: 町田, 1971)を重視して、境界を OB 層準に置いた。Hk-OP は箱根山麓部に火砕流堆積物を伴う。町田(1971)は、Hk-OP とより上位の箱根三浦テフラ(Hk-MP: 町田, 1971; 町田・新井, 1992)や Hk-TP などの、同じく火砕流堆積物を伴う

降下テフラを箱根火山新期カルデラ形成に伴う軽石流期の噴出物とした。一方、新期カルデラを否定した長井・高橋(2008)は、中央火口丘テフラ群(Hk-CC: 町田, 1971; 新井ほか, 1977)までを含めて爆発的噴火期と呼んだ。

c-5. 武蔵野・立川ローム層(上部更新統)

特筆すべきテフラは、武蔵野ローム層の指標となる Hk-TP である。Hk-TP は、東京の武蔵野台地で古くから知られた降下軽石テフラで、箱根火山起源という推定はされていたが、これを明らかにしたのが町田・森山(1968)である。地域間の地層対比の障害となっていたのは、降下軽石層を覆う厚い火砕流堆積物(Hk-T(pfl): 町田・森山, 1968; 町田・新井, 1992)の存在である。Hk-T(pfl)に覆われて保存の良い降下軽石層と上位に Hk-T(pfl)を欠き風化が進んだものでは、記載岩石学的な指標で対比を検討することがむずかしい。また、岩相や層厚が大きく異なるため、給源近傍の Hk-T(pfl)と遠方層である Hk-TP との対比作業が難航していた。例えば、久野(1952)は、箱根外輪山山麓に分布する Hk-T(pfl)等の火砕密度流堆積物を、下末吉ローム層の時期の噴出物と捉え、東京近傍に分布する Hk-TP を Hk-CC のどれかに当たると考えていた。Hk-T(pfl)は大磯丘陵に広く分布し、中井町俎原や平塚市遠藤原などに堆積面を残している(町田, 1971)。遠藤原の Hk-T(pfl)は、少なくとも2つのフローユニットからなり(笠間・相原, 1980)、火山ガラス屈折率の値(笠間, 1997)から、横浜市西部の火砕流堆積物および小田原市入生田・風祭地区に分布する溶結凝灰岩と対比される(笠間, 2011)。Hk-T(pfl)全体のフローユニットはさらに細分されることが知られており(笠間・山下, 2008; 笠間, 2009)、このうち遠藤原にみられるものは最大級のフローユニットと考えられる。噴出年代は MIS 4 の約 6.6 万年(青木ほか, 2008)とされる。なお、大井町のメガソーラー発電所「きらめきの丘おおい」には Hk-TP および Hk-T(pfl)の保存露頭(Fig. 9E)がある。

Hk-TP の下位には Hk-MP、Hk-AP、富士吉岡テフラ(F-YP: 町田ほか, 1975; YL: 上杉, 1976)がみられる。F-YP は下部の白色軽石と上部の青灰色軽石からなるテフラで、上部は角閃石型テフラである。Hk-TP の上位には箱根三色旗テフラ(Hk-SP: 町田, 1971)、Hk-CC がみられる。これらの分布軸は磯崎丘陵より南側に当たるため層厚が薄く保存はあまり良くない。

立川ローム層は丘陵北部のグリーンテック中井付近に比較的厚く分布する。立川ローム層には、広域テフラである始良 Tn 火山灰(AT: 町田・新井, 1976)が見られる場合がある。厚さ 2 ~ 3 cm 程度の白色ガラス質火山灰層である。大磯丘陵での保存はあまり良くなく、北方の丹沢山地南麓から厚木方面では、富士火山起源のスコリア質テフラに覆われて保存は良くなるようである。

2-2-d 完新統堆積物

隆起地塊である大磯丘陵は、その海岸部に完新世海成段丘群を発達させている。一般に海成沖積層は、完新世に海を内陸へと侵入させた縄文海進に伴って形成されたものであるが、隆起変動が大きい大磯丘陵ではその離水時期が異

なるという地域性を持つ。この特徴にフォーカスし、大磯地域の完新統を概観する。

国府津から押切川にかけて海拔 20 m 前後に顕著に見られる段丘面が中村原面（大塚, 1929, 1930）で、東は大磯まで分布する。この地域の段丘面は、高位のものより中村原面、前川面、押切面Ⅰ、押切面Ⅱと区別される（米倉ほか, 1968; 遠藤ほか, 1979）。国府津付近ではさらに数段の地形面が認められ、宮内ほか（2003）は段丘面を 6 面に細分化した。なお、大磯町大磯付近に分布する段丘面群について、松田ほか（2014）は、高位から中村原面に対比される西小磯面、大磯本町面、大磯下町面、さらに照ヶ崎面と 4 段の海成段丘面を認めている。中村原面の旧汀線付近での堆積面の上限高度は、押切川河口付近で約 26 m、二宮駅付近で約 23 m、東小磯～大磯付近で約 20 m となり東方に低下する（米倉ほか, 1968）。中村原面の高度は国府津駅付近で最も高く +31 m となり（松島, 1999）、これは完新世における日本で最大の隆起速度を示している（太田, 2009）。

中村川流域を主体に、中村原面を構成する沖積堆積物が下原層である（大塚, 1929, 1930）。中村川（押切川）周辺では貝化石を多産し、大塚（1929, 1930）以来、多数の報告がある（米倉ほか, 1968; 遠藤ほか, 1979; 松島, 1979, 2003; 松島ほか, 2007 など）。遠藤ほか（1979）は貝群集、有孔虫、花粉などを用いて、古押切湾の古地理の変遷を示した。同湾を松島（1979）は古中村湾と呼び、約 7500 ～ 6500 年前（未補正）の古中村湾を特徴づける貝類群集を内湾砂底群集として分布図を示した（松島, 1979, 2003; 松島ほか, 2007 など）。

下原貝層の年代は、多数の 14C 年代測定から約 9,000 ～ 6,000 年前（未補正）となる（奥村, 1978; 松島, 1979; 遠藤ほか, 1979; 熊木・市川, 1982 など）とくに、松島（1980）は、貝殻を含む海成層の上限が 19.5 m にあり、その直上の河成堆積物に含まれる木片の年代 6,250 年前（未補正）を古中村湾の離水期として示した。下原貝層では海成層上限直上の河成砂礫層に、鬼界アカホヤ火山灰の薄層が存在する（松島, 1980, 1982; 松島ほか, 2007）。神奈川県立生命の星・地球博物館が地層のはぎ取りを採取した露頭（Fig. 10）においても、海成層の上限を海拔約 19.5 m に鬼界アカホヤ火山灰層を海拔 20.5 m に確認している（松島ほか, 2007; 石浜ほか, 2017）。縄文海進最盛期の約 7,300 年前に降下したアカホヤ火山灰層が海成層ではなく陸成層に介在することは、この地域の早い離水を示すものである。鎌倉などでは 6,500 年前（未補正）の縄文海進最盛期には進出してきたタイワンシラトリなどの温暖種が、下原層においては全く見られない理由を古中村湾の早期の離水に求めている（松島, 1980）。古中村湾は離水後に古中村潟へと遷移することを羽尾貝塚からの考古資料によっても明らかにされている（松島・新井, 2003）。縄文海進時に形成された古中村湾は、下末古海進時の海の侵入に比べるとその堆積物の分布は谷沿いに限られている。この点について、山崎（2000）は、最終間氷期には高度が低かった大磯丘陵が、後氷期までの間に隆起し、絶対的な高度を増したためとした。

米倉ほか（1968）は、押切川河口付近の中村原面形成後の隆起量を約 20 m とし、段丘化した年代から、その隆起速度を年平均 3 mm 余とした。松島（1982）は、国府津一

松田断層を挟んで、東側の下原層における海成層上限高度と西側の足柄平野・森戸川低地のボーリングコアでの海成層上限高度の高度差から、約 6,300 年以降から 22 m の高度差が生じたことを示し、国府津・松田断層の平均変位速度を約 3.4 m / 千年とした。

以上のように、このように大磯丘陵が持つ隆起変動は、完新統に強く影響していることがうかがえる。

2-3 沖ノ山堆列

大磯丘陵は、沖ノ山堆列（北から大磯海脚、真鶴海丘・相模海丘、三浦海丘、三崎海丘、沖ノ山堆）の北西端が、フィリピン海プレートの北上に伴って隆起・陸化したものと考えられている（中村・島崎, 1981; Ito, 1986; 蟹江ほか, 1999 など）。大磯丘陵の成因は、沖ノ山堆列の形成史と深く関わっていると考えられるため、ここでは沖ノ山堆列について少し触れておく。

沖ノ山堆列は、プレート境界断層から分岐した覆瓦スラストによって、トラフ陸側斜面をつくる付加体が隆起した地塊群とされる（山崎, 2000）。各海丘は、海底谷や断層によって一辺が数 km 程度の四角形状にブロック化されている（Fig. 3）。森ほか（2010）は海底地形と断層系の形成を、フィリピン海プレートの運動と関連づけて解釈した。彼らによると沖ノ山堆列は、フィリピン海プレートの北進による相模トラフでの斜め沈み込みの結果、外縁隆起帯として隆起し、その後伊豆地塊の衝突に伴う相模湾東部の時計回り構造回転を受けて北東－南西方向の海底谷が発達し、ブロック化したとされている。なお伊豆地塊の衝突後、フィリピン海プレートは北西方向へ進行方向を変えたため、現在の相模トラフで沈み込みは行われておらず、海盆は拡大傾向にある。

沖ノ山堆列をつくる堆積物は、伊豆・小笠原弧起源の火砕物を主体とするタービダイト層や、相模川や酒匂川から供給された陸源物質と考えられている。これらは相模トラフにたまった火砕物などが陸側斜面へ付加したものや、その上にたまった海溝陸側斜面堆積物であると解釈されている（森ほか, 2010）。真鶴海丘、相模海丘、三浦海丘を構成する堆積物の年代は、石灰質ナンノ化石から CN13b ～ CN15 帯（1.7 Ma ～）と報告されており（蟹江ほか, 1999）、大磯丘陵南部に分布する浅海成堆積物（CN14a ～ CN15 帯）と時代がほぼ重なっている。

大磯海脚を構成する堆積物の年代は明らかになっていないが、過去の潜航の映像から、高麗山層群に岩相と固結度が類似すると報告されている（森ほか, 2010）。大磯丘陵は生沢断層によって大きく分断され、生沢断層はそのまま二宮海底谷へとつながっている（Fig. 3, Fig. 4）。生沢断層の南東側にあたる高麗山周辺は、地形的に大磯海脚につながるように見え、高麗山層群が露出する高麗山周辺（生沢断層の南東部）～大磯海脚は一連のブロックである可能性が高い。もとは大磯丘陵（生沢断層の北西部）と、高麗山周辺～大磯海脚という 2 つのブロックが存在しており、これらが国府津－松田断層の影響を受けて大きく隆起し、特に葉山層群相当層である高麗山層群が地表にまで露出する高麗山～大磯海脚ブロックの隆起量は周囲と比べて著しかったことが推測される。

2-4 秦野盆地の地質と構造運動

秦野盆地は、丹沢山地と大磯丘陵の間に位置し、東西に約7 km、南北に約5 kmの大きさを持つ盆地である。盆地は、北、西、東は丹沢層群からなる山地に、南は渋沢断層を境に大磯丘陵（渋沢丘陵）に囲まれる（Fig. 11）。盆地内に流れる四十八瀬川、水無川、葛葉川、金目川などの河川が扇状地を形成し、複合扇状地となっている（横山, 1976）。

四十八瀬川は盆地から南西に流れ足柄平野の酒匂川に合流する。一方、水無川や葛葉川は金目川となって盆地の南東へ流れ出ている。いわば大磯丘陵を避ける形での流路変更をたどった変遷を、小島・佐藤（1975）や古賀（1982）などが示した。

秦野盆地は、周囲の丹沢層群が陥没してできた構造的盆地である（藤本, 1928）。秦野盆地と南の大磯丘陵を境する渋沢断層のほか、盆地中央に走る秦野逆断層（花井, 1934）がある。

この秦野断層の変動量は大きく周囲の地形を変位させている。この断層の変位量を、藤本（1928）は地形面の傾斜状況から50～70 mとしたほか、長瀬ほか（1982）はボー



Fig. 10. The Shimohara Formation (Obune, Odawara).
図 10. 小田原市小船における下原層。写真下部が海成層上限高度（19.5 m）。

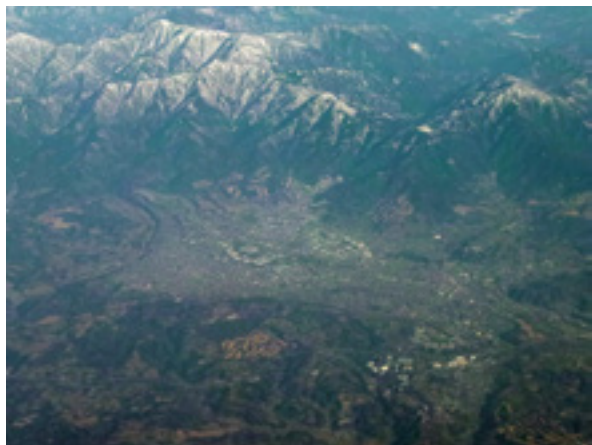


Fig. 11. Aerial Photo of the Hadano Basin.
図 11. 秦野盆地（KPM-NUC 16）。

リング資料から72 mとした。

1997年から行われた「秦野断層・渋沢断層に関する調査」では秦野断層・渋沢断層の正確な位置を特定と活動性に関する調査がすすめられ、従来、渋沢断層とされていたものを渋沢西断層、渋沢東断層に分け両者を渋沢断層系とした。また、秦野断層に加えて、新たに確認された4本の活断層を合わせて秦野断層系とした（神奈川県, 1999）。

秦野盆地には数段の河成段丘があり、高位より葛葉台面、岩倉面、オケ戸面、今泉面群、尾尻面などに区分され、段丘面を構成する礫層として、葛葉台礫層、岩倉礫層、オケ戸礫層、今泉礫層、尾尻礫層がある（小島・佐藤, 1975; 内田ほか, 1981; 上杉ほか, 1981 など）。

丹沢層群がつくる盆状構造である秦野盆地は、丹沢山地から堆積物とローム層の堆積に埋積されている。秦野盆地では、これらの透水性のよい砂礫が地下水を貯留する良好な帯水層となっている。この盆地を埋積する堆積物は、盆地の各所での100 mのボーリング掘削が基盤の丹沢層群に達しないことから、非常に厚いことが指摘され、電気探査の比抵抗値の変化から深度120 mや150 mに基盤があることが示唆されていた（大木ほか, 1971; 長瀬ほか, 1972）。この堆積物は扇状地性のローム層と互層からなり、海成層はまったく存在しない（松田, 2010）。秦野市環境産業部環境保全課（2012）は、水理地質構造モデルを構築する中で多数のボーリング資料を基に三次元地質構造モデル鳥瞰図を作製し、丹沢層群を基盤として下位から、二宮層、多摩ローム層、G5 礫層、吉沢ローム層、G4 礫層、L4 ローム層（武蔵野ローム層）、G3 礫層、L3 ローム層（立川ローム）層下部、G2 礫層、L2 ローム層（立川ローム層中部）、G1 礫層、L1 ローム層（立川ローム層上部）、沖積層を新モデル断面地質図に示した。最近、2017年度に秦野市が盆地の中央部で行った調査ボーリングでは深度300 mにおいても基盤岩が認められず、盆地を埋積する堆積物は極めて厚いことがわかった。このオールコアボーリング試料の分析から遠藤ほか（2019）は、扇状地性堆積物が多摩ローム期まで遡るとし、雑色ローム相当層準を含むことを示唆した。

このように、未だ基盤までの正確な深度は不明である。扇状地性堆積物およびローム層の厚さ300 mを越える盆地内の堆積物は、盆地の相対的沈降運動を暗示している。一方、上述のように秦野盆地内には数段の河成段丘が認められ、秦野断層など活断層近傍の地形面はその変位量が多い。秦野盆地は複雑な構造運動によって形成されたに違いない。直接見ることのできない地下構造に対して今後のさらなる解明が期待される。

3. 大磯丘陵の地史

最後に、大磯丘陵の形成史について時系列に沿って簡単に整理しておく（Fig. 12）。

① 前期～中期中新世【丹沢層群と高麗山層群の形成】

中新世の前期～中期には、本州弧から南に離れた火山島として丹沢地塊が成長しながらフィリピン海プレートに載って北上していた。大磯丘陵の北西部に分布する大山亜層群の一部と考えられる地質体も当時、丹沢火山島周辺で形成されたと考えられる。

同じ頃に、高麗山～三浦半島～房総半島へとつながる「葉

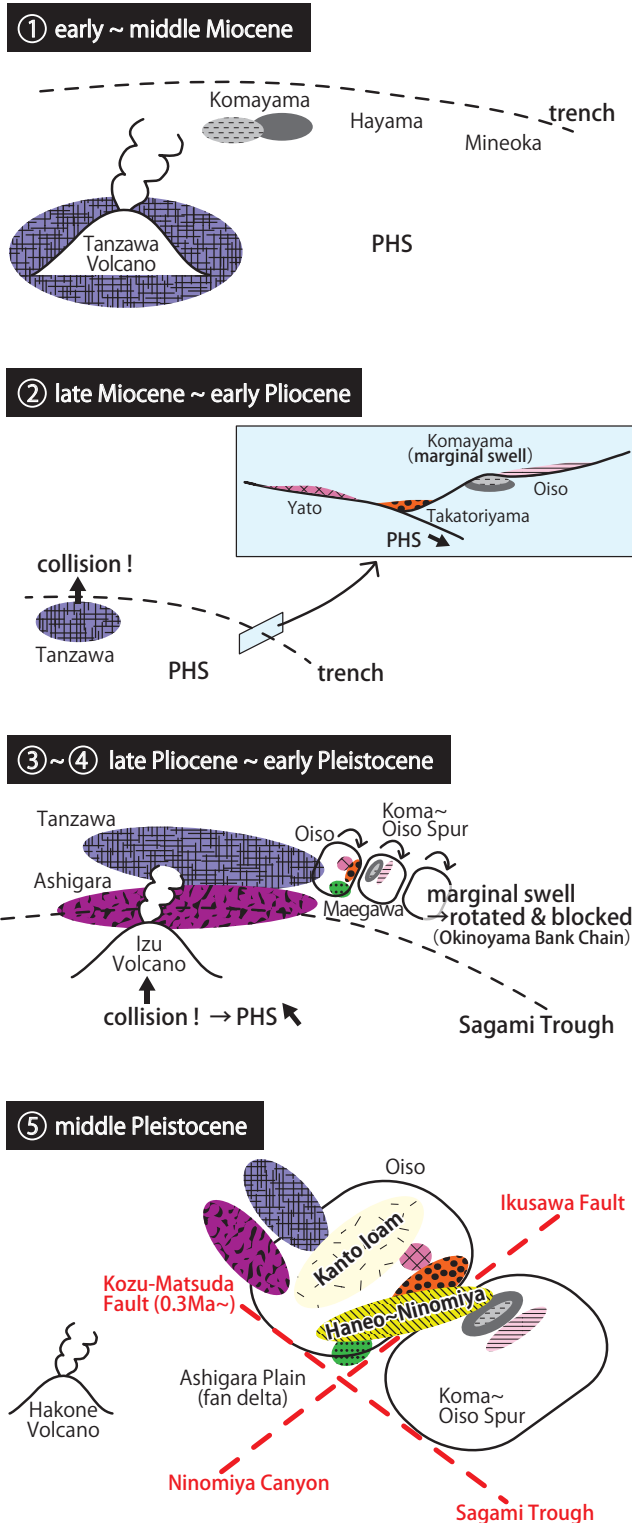


Fig.12. Schematic depositional setting map of the Oiso Hills from Miocene to middle Pleistocene.

図 12. 大磯丘陵の形成史(概念図). 各地層の色は図 4 と同一.

山一嶺岡帯」のもととなる地層も、フィリピン海プレートの海側斜面あるいは海溝周辺で堆積していた。高麗山層群を構成する泥岩や凝灰岩、火砕岩や枕状溶岩などもこの頃に形成され、その後本州弧側へ付加されたと推定される。

② 後期中新世～前期鮮新世【丹沢地塊の衝突と三浦層群相当層の堆積】

後期中新世から前期鮮新世にかけて、丹沢地塊が本州弧に衝突する。大磯丘陵の北西部に分布する大山層群の一部と考えられる地質体も、衝突により本州弧側へやってき



Fig.13. Aerial Photo of the Shonandaira.

図 13. 湘南平 (KPM-NUE 113).



Fig.14. Tilting of the Mt. Azumayama and Takatoriyama.

図 14. 吾妻山、鷹取山の北側斜面の傾動 (丘陵西部より). 北 (左) に向かって斜面が傾き下がる.

たものと考えられる。

当時、房総半島や三浦半島では外縁隆起帯である「葉山一嶺岡帯」をはさんで北側に前弧海盆堆積物（房総半島では安房層群、三浦半島では三浦層群逗子層・池子層）、南側に海溝陸側斜面堆積物や海溝充填堆積物（房総半島では南房総層群、三浦半島では三浦層群三崎層・初声層）が堆積していたと考えられている（川上・宍倉, 2006; 柴田ほか, 2021）。葉山一嶺岡帯の一部である高麗山層群も当時、付加されて海溝外縁隆起帯となっており、前弧海盆堆積物として大磯層が、海側海溝斜面堆積物として谷戸層や剣沢層が堆積したと考えられる。また、丹沢地塊衝突時のトラフ充填堆積物として、鷹取山層が堆積したと推定される。

③ 後期鮮新世～前期更新世【足柄層群の堆積と沖ノ山堆列の形成：伊豆地塊の衝突前夜】

後期鮮新世～前期更新世には、北上するフィリピン海プレートによって伊豆地塊が本州弧に近づき、丹沢と伊豆地塊に挟まれたトラフに足柄層群が堆積する。大磯丘陵の北西部に分布する足柄層群の一部と考えられる篠窪火砕岩も、この頃に形成されたと思われる。

なお相模トラフでは、北進するフィリピン海プレートの沈み込みによって大磯丘陵を含む沖ノ山堆列が形成され、外縁隆起帯となっていたと考えられる。

④ 前期更新世【前川層の堆積、伊豆地塊の衝突と大磯丘陵の回転】

大磯丘陵の南部では、前川層が大陸斜面上部で堆積していたが、伊豆地塊の衝突という大きな地質現象が起こる。それに伴いフィリピン海プレートの運動方向が北向きから北西向きへと変化し、その影響によって、大磯丘陵全体が時計回りの構造回転を受け、外縁隆起帯となっていた沖ノ山堆列は海底谷の発達によってブロック化された。これ以

降、相模トラフにおける沈み込みや付加は行われなくなり、沖ノ山堆列には海溝陸側斜面堆積物がたまるだけになったと考えられる。

⑤ 中期更新世【国府津—松田断層の活動開始と浅海化、関東ローム層時代の始まり】

丘陵南部では前川層に続いて、羽根尾層、二宮層、沼代層という大陸斜面上部～大陸棚、岩礁における堆積物が形成され、堆積環境は次第に浅海化する。特に丘陵西部では、現在の酒匂川河口に相当する地域にファンデルタ堆積物が厚く堆積していた。

30～40 万年前頃からは国府津—松田断層が活動を開始し、足柄平野との分離が進みはじめる。生沢断層をはさんだ大磯丘陵と大磯海脚の2つのブロックが、沖ノ山堆列の北西で隆起し、陸化していったと考えられる。

隆起が進むに伴って風成テフラが堆積をはじめ、浅海成堆積物の上に、あるいはこれらと前後して、関東ローム層が堆積するようになる。ローム層の間には、世界的な海水準変動の影響を受けて水成層（いわゆる相模層群相当層）も挟まれている。

⑥ 後期更新世【国府津—松田断層による激しい隆起と関東ローム層の時代】

後期更新世に入ると、国府津—松田断層による隆起活動が激しくなり、関東ローム層が厚く堆積するようになる。丘陵を最後に広く覆ったのは MIS5.5 に対比されている吉沢層である。吉沢面の高度は、隆起量が大きいと考えられる国府津—松田断層に接する丘陵西部では詳細は不明であるが、丘陵南部の千畳敷山の湘南平 (Fig. 13) では 158 m を示し、小向付近の断層をはさんで北側に傾き下がっている (町田, 1973)。鷹取山や吾妻山の北側斜面でも傾動が見られる (町田, 1973; 笠間, 2006) (Fig. 14)。

⑦ 完新世【古中村湾の形成、段丘面の形成】

丘陵の南縁には、幅の狭い完新世段丘群 (中村原面・前川面・押切面) が形成された (山崎, 2000)。縄文海進によって形成された中村原面は最大で標高 30 m 以上に達しており、非常に激しい隆起活動があったことがわかる。

4. おわりに

以上、大磯丘陵の地質や地史について、近年の房総半島や三浦半島における地質形成史の見直し、特に葉山層群や三浦層群の堆積場に対する捉え方の変化などを応用したかたちで再整理をしてきた。様々なことが明らかになってはきているものの、断片的な分布状況や露頭条件の悪さから、篠窪火砕岩や剣沢層の扱い、沖ノ山堆の形成過程など、大磯丘陵にはまだまだわからないことも多い。今後、この衝突帯と付加体の狭間に位置する特異な大磯丘陵について研究が進み、プレート収束域で起こった様々な現象が解明されていくことを期待したい。

謝辞

南足柄市教育研究所の中村俊文氏、当館ボランティアの高須賀俊文氏、谷圭司氏、長山武夫氏、長山高子氏、飯島俊幸、おおい自然園園長の一寸木肇氏、神奈川県温泉地学研究所の小田原啓氏には、篠窪火砕岩層に関する野外調査でお世話になった。以上の方々に深く感謝する。

引用文献

- 青池 寛, 1997. 丹沢・大山地域の新第三系地質図. 丹沢大山自然環境総合調査報告書 付図 2. 神奈川県環境部.
- 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. 丹沢山地ならびに周辺域の地質. 丹沢大山自然環境総合調査報告書, pp.24-63. 神奈川県環境部.
- 青木かおり・入野智久・大場忠道, 2008. 鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序. 第四紀研究, 47: 391-407.
- 新井房夫・町田 洋・杉原重夫, 1977. 南関東における後期更新世の指標テフラ層. 第四紀研究, 16: 19-40.
- 有馬 眞・青池 寛・川手新一, 1999. 丹沢山地の構造発達史. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (9): 57-77.
- 千葉達郎, 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 関東地方, pp.91-94. 共立出版, 東京.
- 遠藤邦彦・関本勝久・辻誠郎, 1979. 大磯丘陵南西部、中村川下流部の完新世の層所と古環境. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, (14): 9-28.
- 遠藤邦彦・上杉 陽・鈴木正章・宮原智哉・須貝俊彦・石綿しげ子・堀 伸三郎・杉中佑輔・大里重人・谷 芳生, 2019. 神奈川県秦野盆地で採取されたオールコアボーリング試料のテフラ層序とその意義. 日本第四紀学会要旨集, (49), p.21.
- 藤本治義, 1928. 秦野盆地付近の地形と地質. 博物学雑誌, (36): 26-29.
- Fujioka, K., M. Kinoshima, W. Soh, S. Tsukawaki, J. Ashi and M. Watanabe, 1989. Geology of Sagami Bay and its environs -Reports on the results of KT88-1 Cruise. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, 64: 391-431.
- Gradstein, F., Ogg, J. and Smith A., 2004. A Geologic Time Scale 2004. 589pp. Cambridge Univ. Press.
- 秦野市環境産業部環境保全課, 2012. 秦野市地下水総合保全管理計画. 秦野市.
- 花井重次, 1934. 丹沢山地東南山麓地域の地形に就いて. 大塚地理学会論文集, (4): 1-20.
- 早川由紀夫, 1983. 火山豆石として降下堆積した十和田火山八戸火山灰. 火山第2集, 28: 25-40.
- 平田大二・田口公則・山下浩之, 2002. 2001 年台風 15 号の影響により露出した西小磯海岸の大磯層. 神奈川県自然誌資料, (23): 63-64.
- 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, (3): 1-8.
- 井尻正二・藤田至則, 1949. 化石床…化石の成因、特に、化石の堆積機構の研究… 地球科学, (1): 29-37.
- 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), (9): 41-56.
- 今永 勇, 2001. 小田原の地形・地質 3 大磯丘陵地域. 小田原市史別編 自然, pp.51-60.
- 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), (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), (9): 179-188.
- 猪俣 久, 1979. 大磯丘陵の第三系について. 神奈川県立教育センター「長期研修員研究集録」, (14): 29-34.
- 石黒 進, 1974. 大磯丘陵東南部の地質. 神奈川県温泉研究所報告, 5(3): 141-148.
- 石浜佐栄子・山下浩之・平田大二・小田原 啓・檀原 徹・岩野英樹・林 広樹・井崎雄介, 2012. 大磯丘陵に分布する新第三系の微化石年代とフィッション・トラック年代. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (14): 137-144.
- 石浜佐栄子・笠間友博・田口公則・大島光春・新井田秀一・樽 創・山下浩之・平田大二, 2017. 神奈川県立生命の星・地球博

- 物館の地層剥ぎ取り・型取り・切り取り標本コレクション．
神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学），(15): 51-174.
- 磯 望・福岡 久・遠藤邦彦・上杉 陽，1981. 大磯丘陵中期更新世テフラのF.T. 年代と鉱物特性．日本第四紀学会講演要旨集，(11), p.83.
- Ito, M., 1986. Neogene depositional history in Oiso Hill: development of Okinoyama Bank Chain on landward slope of Sagami Trough, central Honshu, Japan. Jour. Geol. Soc. Japan, **92**: 47-64.
- 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.
- 貝塚爽平・小池一之・鈴木毅彦，2000. 関東の地形発達史．日本の地形 4- 関東・伊豆小笠原，pp. 303-326. 東京大学出版会，東京．
- 神奈川県，1999. 平成 10 年度地震調査研究交付金事業 秦野断層・渋沢断層に関する調査成果報告書．
- 蟹江康光・太田陽子，1990. 三浦市野比の北武断層と新第三系．横須賀市博物館研究報告（自然科学），(38): 25-27.
- 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），(9): 95-110.
- 関東第四紀研究会，1987. 大磯丘陵の層序と構造．関東の四紀，(13): 3-46.
- 関東ローム研究グループ，1956. 関東ロームの諸問題．地質学雑誌，**62**: 302-316.
- 笠間友博，1997. 火山ガラス屈折率からみた箱根火山新时期火砕流の堆積構造—大磯丘陵から多摩丘陵—．日本地質学会第 104 年学術大会講演要旨，p.282.
- 笠間友博，2006. 大磯町の地形・地質散策．大磯町史研究，(13): 61-78.
- 笠間友博，2009. 箱根東京テフラの噴火と火砕流．相模原市史調査報告書，(4): 16-31.
- 笠間友博，2011. 小田原市風祭に分布する Hk-T(pfl) 溶結凝灰岩の層位的意義．日本地質学会水戸大会，R8-P-2.
- 笠間友博・相原延光，1980. 横浜市西部の箱根火山新时期火砕流の堆積構造．神奈川自然誌資料，(11): 1-8.
- 笠間友博・山下浩之，2008. いわゆる「東京軽石層」について，神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学），(13): 91-110.
- 川上俊介・穴倉正展，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）．82pp. 産業技術総合研究所地質調査総合センター，つくば．
- 菊地隆男・関東第四紀研究会，1977. 大磯丘陵曾我山東部の第四系—大磯丘陵西部団研 1976 年度の成果—．関東の四紀，(4): 2-17.
- 菊地隆男・関東第四紀研究会，1979. 大磯丘陵曾我山東部の第四系 (2) —大磯丘陵西部団研 1978 年度の成果—．関東の四紀，(6): 2-11.
- 木村政昭・藤岡換太郎，1981. 神奈川県大磯丘陵で発見された枕状溶岩．地質学雑誌，**87**: 837-840.
- 小林国夫，1961. いわゆる信州ローム（信州ロームの研究 その 1）．地質学雑誌，**67**: 32-47.
- 古賀まどか，1982. 秦野盆地西縁・四十八瀬川流域の河成段丘．関東の四紀，(9): 49-58.
- 小出良幸・山下浩之・平田大二・菅井美里・中村裕子・前田 信・小嶋 結，2002. 神奈川県大磯丘陵に産する火山岩の岩石学的特徴．神奈川県立博物館研究報告（自然科学），(31): 9-18.
- 小島伸夫，1954. 大磯地塊の地質について．地質学雑誌，**60**: 445-454.
- 小島泰江・佐藤優子，1975. 秦野盆地形成における活断層の意義．関東の四紀，(2): 33-42.
- Koyama, M. and H. Kitazato, 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. American Geophysical Union.
- 熊本洋太・市川清次，1982. 大磯丘陵南縁部の中村原面・前川面の変位について．国土地理院時報，(55): 24-28.
- 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．
- 町田 洋，1970. 南関東の火山灰層の層序と年代について（演旨）．地理学評論，**43**(7): 404.
- 町田 洋，1971. 南関東のテフロクロノロジー（I）—下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について—．第四紀研究，**10**: 1-20.
- 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，1977. 火山灰は語る 火山と平野と自然史．324pp. 蒼樹書房，東京．
- 町田 洋，2008. 大磯丘陵から下総台地までの第四系．日本地質学会編，日本地方地質誌 3 関東地方，pp.299-315. 朝倉書店，東京．
- 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**: 22-58.
- 町田 洋・新井房夫，1976. 広域に分布する火山灰—始良 Tn 火山灰の発見とその意義—．科学，**46**: 339-347.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫，1980. 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年．第四紀研究，**19**: 233-261.
- 町田 洋・新井房夫，1992. 火山灰アトラス．276pp. 東京大学出版会，東京．
- 町田 洋・新井房夫，2003. 新編火山灰アトラス．336pp. 東京大学出版会，東京．
- 町田 洋・松島義章・今永 勇，1975. 富士山東麓駿河小山付近の第四系—とくに古地理の変遷と神縄断層の変動について—．第四紀研究，**14**: 77-89.
- 町田 洋・森山昭雄，1968. 大磯丘陵の Tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史．地理学評論，**41**: 241-257.
- 松田磐余，2010. 地形と地質．大いなる神奈川の地盤—その生い立ちと街づくり—，地盤工学会編．214pp. 技報堂出版．
- 松田時彦・水本匡起・田力正好・松浦律子，2014. 元禄関東地震で大磯沿岸は隆起したか—海成段丘からの考察—．地震，**67**(1): 35-39.
- 松島義章，1979. 南関東における縄文海進に伴う貝類群集の変遷．第四紀研究，**17**(4): 243-265.
- 松島義章，1980. 南関東における貝類群集からみた縄文海進と地殻変動．月刊地球，(2): 52-65.
- 松島義章，1982. 相模湾北岸，足柄平野における沖積層の ^{14}C 年代とそれに関連する問題．第四紀研究，**20**: 319-323.
- 松島義章，1999. 完新世海成堆積物からみた相模湾沿岸地域の地形変動．第四紀研究，**38**(6): 503-514.
- 松島義章，2003. 小田原市羽根尾から産出した完新統下原層の貝化石について．神奈川自然誌資料，(24): 135-20.
- 松島義章・新井房夫，2003. 小田原市羽根尾工業団地内で出現した完新統下原層の貝化石について．羽根尾貝塚 羽根尾工業団地建設に伴う埋蔵文化財発掘調査報告書 I, pp.400-408.
- 松島義章・田口公則・樽 創，2007. 神奈川県小田原市小船における完新統下原層の露頭剥ぎ取り資料および産出した貝化石．神奈川自然誌資料，(28): 17-20.
- 見上敬三，1978. 大磯丘陵と秦野盆地．神奈川県史各論編 4 自然，pp.190-212.
- 宮内崇裕・伊藤谷生・佐藤比呂志，2003. 掘削調査による国府津松田断層の活動履歴復元と断層形状の解明．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・独立行政法人防災科学技術研究所編「大都市圏地殻構造調査研究」（平成 14 年度）成果報告書，pp.250-255.
- 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所，2012. 神縄・国

- 府津—松田断層帯における重点的な調査観測 平成 21 ～ 23 年度成果報告書, 239pp.
- 森 慎一・木島 勇, 1984. 神奈川県内産の鉱物. 平塚市博物館研究報告「自然と文化」, (7): 1-18.
- 森 慎一, 2007. 大磯町西小磯海岸に露出した大磯層の層序と構造. 平塚市博物館研究報告「自然と文化」, (30): 21-39.
- 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— 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 眞・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.
- 長瀬和雄・大木靖衛・荻野喜作・横山尚秀・小沢 清, 1972. 秦野盆地の地質. 神奈川県温泉研究所報告, **3**(2): 57-64.
- 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**(5): 401-403.
- 中村一明・島崎邦彦, 1981. 相模・駿河トラフトプレートの沈み込み. 科学, **51**(8): 490-498.
- 小田原 啓, 2009. 神奈川県大磯丘陵鷹取山に分布する谷戸層について. 日本地質学会第 116 回学術大会 (ポスター発表).
- 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. 神奈川県温泉地学研究所報告, **41**: 47-50.
- 生越 忠, 1956. いわゆる“化石床”にまつわる 2、3 の問題. 地質学雑誌, **62**: 585-600.
- Okada, H. and Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Burky, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, **5**: 321-325.
- 大木靖衛・小鷹滋郎・小沢 清・横山尚秀・長瀬和雄, 1971. 秦野盆地の水文地質. 神奈川県温泉研究所報告, **2**(2): 31-55.
- 奥村 清, 1973. 大磯丘陵. 神奈川県自然実態調査報告書.
- 奥村 清, 1978. 大磯丘陵下原層貝殻の ^{14}C 年代. 第四紀研究, **16**(4): 263-264.
- 奥村 清, 1979. 大磯丘陵南西部に分布する前川泥岩層. 神奈川県立教育センター研究紀要, (1), 37-43.
- 太田陽子, 2009. 完新世海成段丘と地震性地殻変動. デジタルブック最新第四紀学, 日本第四紀学会 50 周年電子出版編集委員会編, DVD および概説集. 30pp.
- 長井雅史・高橋正樹, 2008. 箱根火山の地質と形成史. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (13): 25-42.
- 日本鉱産誌編集委員会, 1950. 日本鉱山誌 III 主として窯業原料となる鉱石. 東京地学協会.
- Nishizawa, F. & Suzuki, T., 2019. Characterization and correlation of the Hegawa-Kasamori 5 tephra, a widespread tephra aged c. 450 ka associated with largescale pyroclastic flow from southern Kyushu, SW Japan. *Journal of Quaternary Science*, **35**: 288-303.
- 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, (14): 43-46.
- 大磯団研グループ, 1988. 国府津—松田断層地域の第四系 (その 3). 関東の四紀, (14): 3-22.
- 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), (36): 29-32.
- 大塚彌之助, 1929. 大磯地塊を中心とする地域の層序に就いて (其一), (其二). 地質学雑誌, **36**: 435-456, 479-497.
- 大塚彌之助, 1930. 大磯地塊を中心とした地域の最新地質時代の地史 (上) (下). 地理学評論, **6**: 1-20, 113-143.
- 大塚彌之助, 1931. 大磯層その他に就いて. 地質学雑誌, **38**: 174-187.
- 小沢 清・堀内誠示, 2005. 神奈川県中・東部地域の温泉井および露頭地質試料の石灰質ナノ化石分析結果. 神奈川県温泉地学研究所報告, **37**: 65-74.
- 小澤智生・富田 進, 1992. 逗子動物群—日本の後期中新世—前期鮮新世暖流系動物群—. 瑞浪市化石博物館研究報告, (19): 427-439. pl.59.
- 柴田健一郎・野崎 篤・高橋直樹・笠間友博・西澤文勝・田口公則, 2021. 三浦層群の新第三系と第四系: 付加体—外縁隆起帯—前弧海盆堆積物. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (16): 69-106.
- 鈴木毅彦・早津賢二, 1991. 関東—中部地方の第四紀テフラ研究—とくに中期更新世テフラの重要性—. 第四紀研究, **30**(5): 361-368.
- 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. 神奈川県地学, (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), (57): 1-17.
- 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, (18): 13-22.
- 田口公則・大島光春・平田由紀子・田中浩紀・小竹信宏・樽 創・松島義章, 1999. 大磯丘陵、虫窪における中部更新統二宮層の新露頭. 神奈川自然誌資料, (20): 11-22.
- 田村糸子・鈴木毅彦, 2001. 中期更新世広域テフラ Ng-1 と飛騨地域に分布する高山軽石層との対比. 第四紀研究, **40**: 295-305.
- 立岩 巖・生越 忠・加藤 昭, 1954. いわゆる“大磯層”の中に発見された傾斜不整合について. 地質学雑誌, **60**: 358-359.
- 内田法英・上杉 陽・千葉達明, 1981. 秦野盆地北東部の河成段丘とその変形. 関東の四紀, (8): 33-44.
- 上本進二・上杉 陽, 1996. 神奈川県内のテフラ層序と遺跡層序—考古学者のための Y-no・S-no. 分層マニュアル—. 関東の四紀, (19): 3-24.
- 上杉 陽, 1976. 大磯丘陵のテフラ. 関東の四紀, (3): 28-38.
- 上杉 陽・遠藤邦彦, 1974. 大磯丘陵の第四系について. 関東の四紀, (1): 9-21.
- 上杉 陽・米沢 宏・千葉達明・狩野謙一, 1981. 川音川横すべり断層—大磯丘陵北西縁の活断層—. 第四紀研究, **29**(1): 35-42.
- 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ニクス. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (34): 27-46.
- 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), (14): 145-162.
- 山崎晴雄, 2000. 大磯丘陵. 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦編, 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原, pp.136-142. 東京大学出版会, 東京.
- 山崎晴雄, 2002. 大井町の地形と地質. 大井町編, 大井町史 別編 自然, pp.7-86.
- 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, (12): 191-208.
- 横山尚秀, 1976. 秦野盆地・水無川扇状地の深層地下水について. 地理学評論, **49**(9): 640-645.
- 米倉伸之・鈴木郁夫・長谷川太洋・上杉 陽・遠藤邦彦・岡田篤正・河名俊男・石川佳代・福田正己, 1968. 相模湾北岸の沖積段丘, とくに下原貝層の ^{14}C 年代について. 第四紀研究, (7): 49-55.
- Yoshida, S., H. Shibuta, M. Torii and S. Sasajima, 1984. Post-Miocene clockwise rotation of the Miura peninsula and its adjacent area. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, **36**: 579-584.
- Zin-Maung-Maung-Thein, Hajime Taru, Masanaru Takai and Akira Fukuchi, 2009. A rhinocerotid (Mammalia, Perissodactyla) from the late Miocene Oiso Formation, Kanagawa Prefecture, Japan. *Paleontological Research*, **13**(2), 207-210.

三浦半島の新第三系と第四系：付加体－外縁隆起帯－前弧海盆堆積物

Neogene and Quaternary Deposits of the Miura Peninsula, Central Japan: Accretionary Prism, Trench Slope Break, and Forearc Basin Deposits

柴田健一郎¹⁾・野崎 篤²⁾・高橋直樹³⁾・笠間友博⁴⁾・西澤文勝⁵⁾・田口公則⁵⁾

Kenichiro SHIBATA¹⁾, Atsushi NOZAKI²⁾, Naoki TAKAHASHI³⁾, Tomohiro KASAMA⁴⁾,
Fumikatsu NISHIZAWA⁵⁾ & Kiminori TAGUCHI⁵⁾

Abstract. In this report, we review Neogene to Quaternary geology of the Miura Peninsula, central Japan. And we report its stratigraphy, geological ages, and depositional and deformation processes. The Neogene and the early Quaternary deposits consist mainly of volcanoclastic and tuffaceous sediments in association with lots of key tephra beds. Those beds deposited as pyroclastic fall deposits, turbidites, and hemipelagic mudstones in deep-sea environments. These sedimentary rocks are, from the south to the north, off-scraped accretionary prism and trench slope basin deposits (the Miocene-Pliocene Misaki and Hatsuse formations of the Miura Group), trench slope break formerly formed as an accretionary prism (the Miocene Hayama Group with sparsely distributed ophiolitic rocks), and forearc basin deposits (the Miocene-Pliocene Zushi and Ikego formations of the Miura Group, and the lower Pleistocene Kazusa Group). These sedimentary rocks are locally covered by middle-late Pleistocene shallow marine deposits (the Miyata and Yokosuka formations of the Sagami Group) and by middle-late Pleistocene weathered pyroclastic deposits (the Kanto Loam Formation). In the northern and middle parts of the Peninsula, the Miocene and early Pleistocene sedimentary rocks comprise the Miura hills. In contrast, middle-late Pleistocene marine terraces well develop in the southern parts. Alluvial lowlands are distributed along rivers and in valley bottom plains, and alluvial deposits are in inner parts of paleo-bays. Five active faults are identified in the Peninsula. It is speculated for some of them to be active near future.

Key words: Miura Peninsula, Hayama Group, Miura Group, Kazusa Group, accretionary prism, trench slope break, forearc basin deposits, active faults

1. はじめに

神奈川県南東部に位置する三浦半島には、新第三系と第四系が広く分布し、それらの堆積岩類に挟まれて火成岩類が点在する（図1）。堆積岩類は主に火山砕屑物からなる

海成堆積物で特徴づけられ、テフラ鍵層を豊富に含む。吉原（1902）によって岩相図が初めて示された以降、層序学的研究が多く行われ、テフラ鍵層を用いて房総半島の新第三系や第四系との対比が進められてきた（赤嶺ほか，1956；三梨・矢崎，1968；三梨ほか，1979；蟹江ほか，1991；鈴木ほか，1995；江藤ほか，1998 など）。2000年代以降は、三浦半島や房総半島に分布する新第三系や第四系が、南部から北部に向かって、付加体と海溝陸側斜面堆積物、外縁隆起帯（海溝斜面ブレイク）、前弧海盆堆積物として理解されるようになった（高橋，2008；柴田，2012；竹内ほか，2015；山本ほか，2017 など）。三浦半島と房総半島の東南東沖には世界唯一の海溝－海溝－海溝型のプレート三重点が位置し、これらの位置関係が両半島の形成に重要な役割を果たしてきた可能性が指摘されている（Ogawa *et al.*, 1989, 2008）。また、三浦半島には活断層が確認されている（活断層研究会，1991；太田，1999；神奈川県，2001；地震調査研究推進

¹⁾ 横須賀市自然・人文博物館
〒238-0016 神奈川県横須賀市深田台 95
Yokosuka City Museum
95 Fukadadai, Yokosuka, Kanagawa 238-0016, Japan
柴田健一郎：kenichirou-shibata@city.yokosuka.kanagawa.jp

²⁾ 平塚市博物館
Hiratsuka City Museum

³⁾ 千葉県立中央博物館
Natural History Museum and Institute, Chiba

⁴⁾ 箱根ジオミュージアム
Hakone Geomuseum

⁵⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History

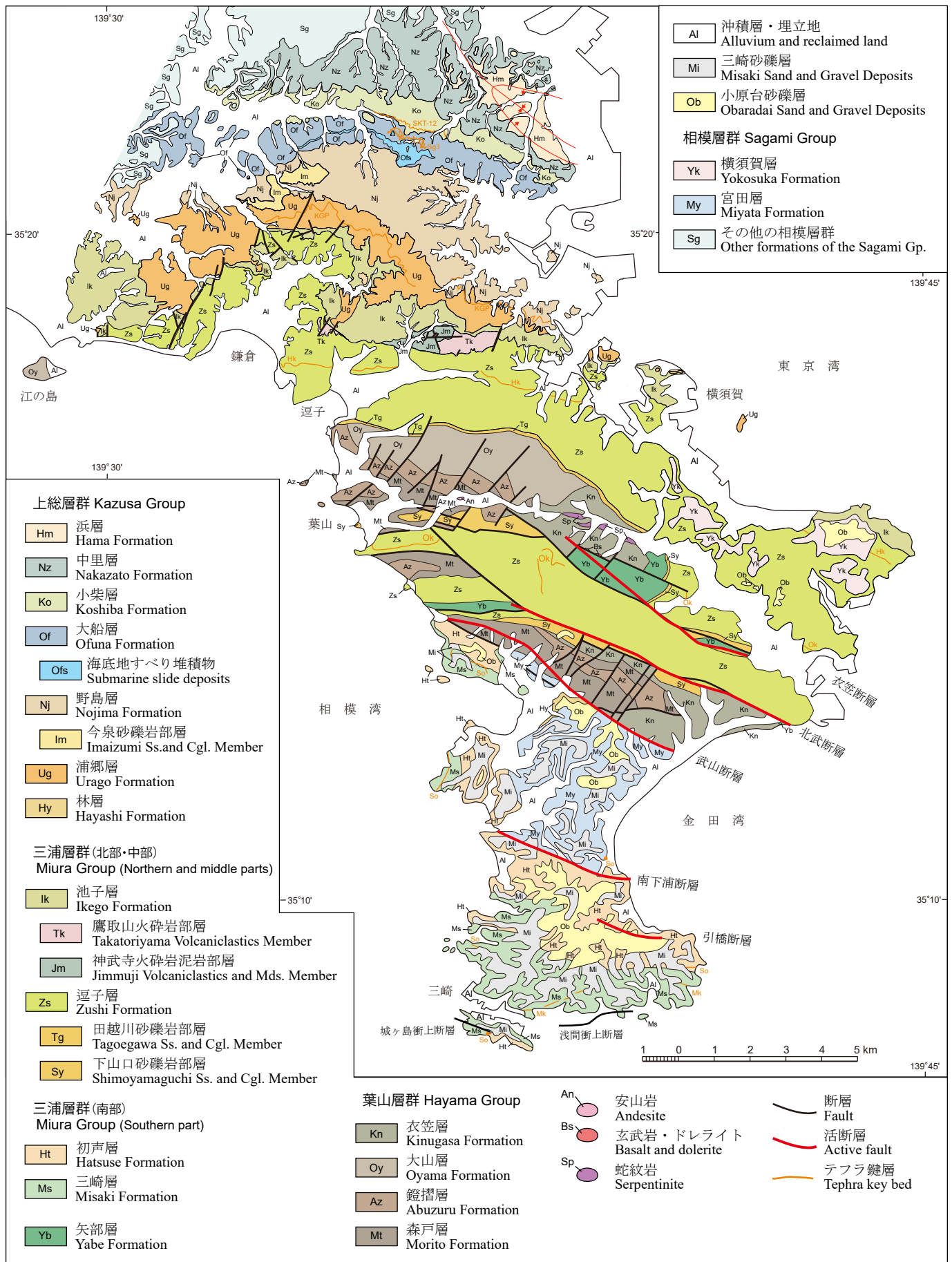


図1. 三浦半島の地質図。南部・中部は竹内ほか (2015), 北部は三梨・菊地 (1982), 江藤 (1986), 江藤ほか (1998) を基に作図。鍵層 Mk, So は蟹江 (2012b), 鍵層 Ok, Hk は江藤ほか (1998), 鍵層 KGP は稲垣ほか (2007), 鍵層 Sg3, SKT-12 は Nozaki *et al.* (2014), 城ヶ島衝上断層と浅間衝上断層は Yamamoto *et al.* (2005) に基づいた。

本部地震調査委員会, 2002)。三浦半島全体の地質学的な特徴は、三上 (1978)、今永・蟹江 (1999)、蟹江 (1999)、柴田 (2012) などによって総括されている。しかし、それら文献の出版以降、新しい情報が蓄積されてきている。本稿では、三浦半島の新第三系と第四系の層序、年代、形成プロセスを、火成岩類や活断層も含めて、最新の知見に基づきレビューする。特に記述がない場合、堆積岩の底生有孔虫化石に基づく堆積深度は秋元・長谷川 (1989)、石灰質ナノ化石帯は Okada & Bukry (1980)、放散虫化石帯は Sanfilippo & Nigrini (1998) に基づいた。

本稿の執筆にあたり、柴田が葉山層群、三浦層群、相模層群横須賀層、三浦半島断層群 (活断層)、全体の調整を、野崎が上総層群を、高橋が火成岩類、葉山層群、三浦半島

と房総半島の対比を、笠間と西澤が相模層群宮田層、関東ローム層を、田口が沖積低地をそれぞれ担当した。

2. 三浦半島の地形地質概略

三浦半島の地形は、大局的には三浦丘陵ならびに多摩丘陵に区分され (貝塚ほか, 2000)、丘陵地、台地、沖積低地に細分される。丘陵地は半島の中北部に広がり、標高 208 m の二子山、241 m の大楠山、200 m の武山を中心として北西-南東方向に 3 列の丘陵が発達する。雨水、湧水、小河川による開析がすすみ、複雑に入り組んだ谷戸が特徴的に発達する (図 2)。台地は武山以南の三浦半島南部と横須賀市小原台周辺によく発達し、標高約 96 m の引橋面、50 ~ 56 m の小原台面、35 ~ 40 m の三崎面が識別さ

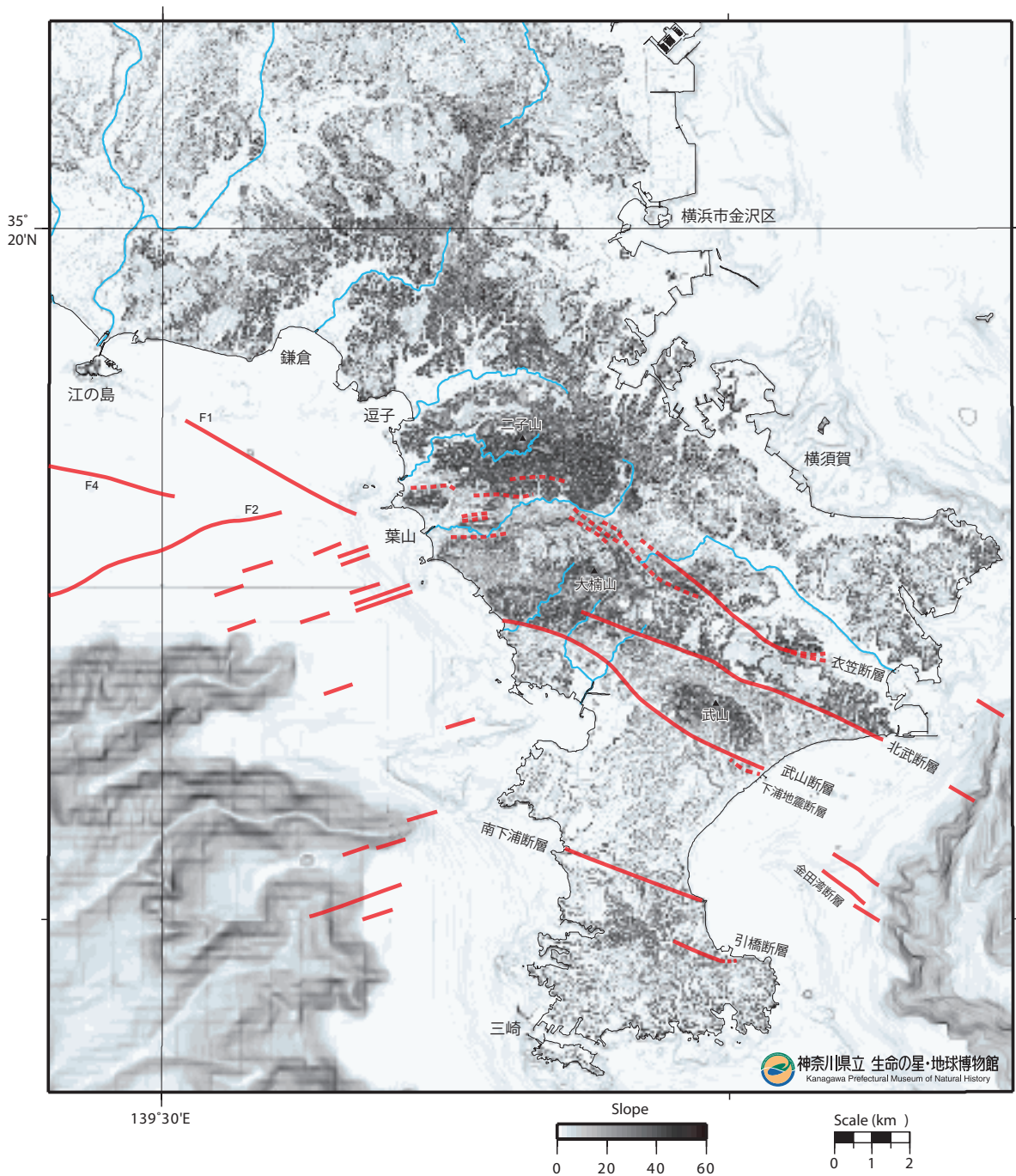


図 2. 三浦半島の傾斜量図。赤線は活断層、赤点線は推定活断層を示す。陸上の活断層は神奈川県 (2001)、金田湾断層は今泉ほか (1987)、F1, F2, F4 断層は佐藤・阿部 (2019)、その他の海底の断層は森ほか (2015) に基づく。傾斜量図は新井田秀一作図、神奈川県立生命の星・地球博物館提供。地図の作成にあたっては国土地理院発行の基盤地図情報を使用した。

れる。これらは後期第四紀の海底面が陸上に露出した海成段丘で、引橋面、小原台面、三崎面はそれぞれ MIS 5.5 (下末吉期、約 12.5 万年前)、MIS 5.3 (約 10 万年前)、MIS 5.1 (約 8 万年前) の海成面である (太田, 2000; 町田・新井, 2003)。沖積低地の分布は限られ、平作川、森戸川、田越川などの河川沿いや、丘陵や大地を刻む谷戸沿いに発達する (松島, 1976; 蟹江・石川, 1976; 澤ほか, 1994 など)。また、横須賀市～横浜市南部の東京湾沿岸や平作川河口付近、横須賀市西岸の小田和湾などでは埋め立て地が広がって

いる。三浦半島には北から衣笠、北武、武山、南下浦、引橋の 5 本の活断層が認められる (神奈川県, 2001) (図 2)。北武断層と武山断層では谷や尾根の右横ずれ、鞍部や小地溝などの変異地形が顕著に発達する (太田, 1999)。

三浦半島の新第三系と第四系の層序は従来、下部から上部に向かって葉山層群、三浦層群、上総層群、相模層群、上部更新統と完新統に区分されてきた (三梨ほか, 1979; 小玉ほか, 1980; 三梨・菊地, 1982; 鈴木ほか, 1995; 江藤ほか, 1998) (図 1, 3)。中新統の葉山層群は三浦半島中部を

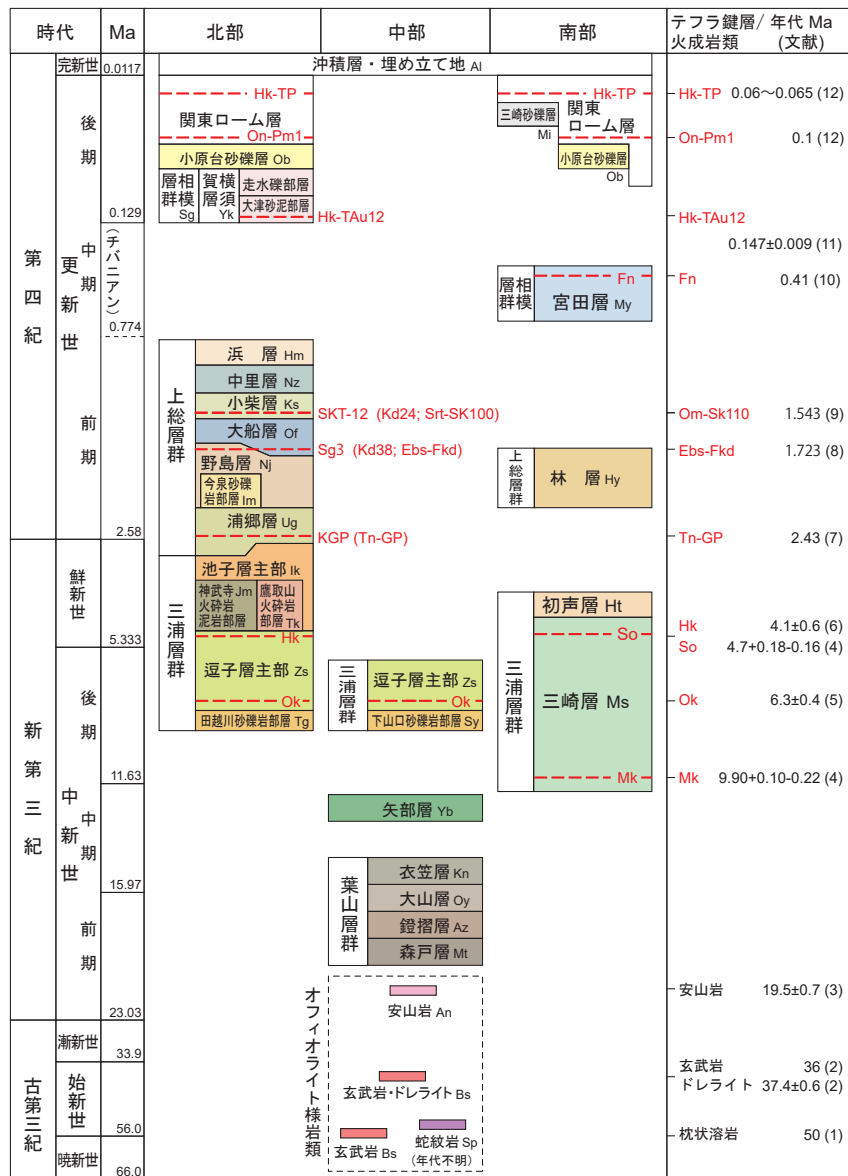


図 3. 三浦半島の層序。

テフラ鍵層や火成岩類の年代は、(1) Kaneoka *et al.* (1981), (2) 谷口・小川 (1990), (3) 今永・山下 (1999), (4) 柴田ほか (2008), (5) Kasuya (1987), (6) Saito *et al.* (1997), (7) 山下 (1996), (8) 野崎ほか (2019), (9) Nozaki *et al.* (2014), (10) 笠間・塩井 (2019), (11) 鈴木 (1976), (12) 町田 (2008) に基づく。

また、地質年代区分は国際層序委員会 (ICS) の国際年代層序表 (2020 年 03 月版) に基づく。

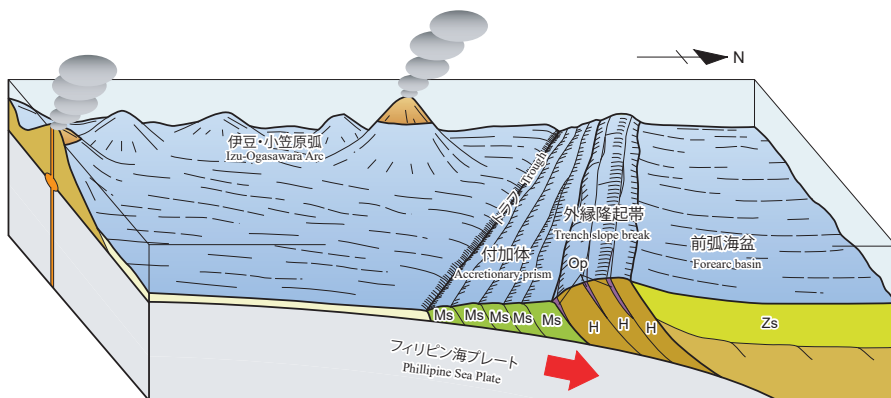


図 4. フィリピン海プレートの沈み込みに伴って形成された付加体、外縁隆起帯、前弧海盆の概念図。約 5 Ma. Op: オフィオライト様岩類, H: 葉山層群, Ms: 三崎層, Zs: 逗子層。

構成し、西北西－東南東方向に細長く伸びた2列の分布を示す、三浦半島で最も古い海成の堆積岩類である。葉山層群の分布域には、蛇紋岩や玄武岩、安山岩などの火成岩類が点在し、これらの火成岩類の年代は葉山層群の年代よりも一般的に古い。三浦層群は中新～鮮新世の海成堆積物で、三浦半島南部と北部、2列の葉山層群に挟まれた三浦半島中部に分布する。三浦層群と葉山層群とは不整合または断層で接する。上総層群は三浦半島北部の三浦層群を覆う前期～中期更新世の海成堆積物である。これらの堆積岩を部分的に中期～後期更新世の堆積物が覆い、武山以南から南下浦断層に挟まれた地域では中部更新統の相模層群宮田層が、三浦半島北部の東京湾岸では中部～上部更新統の相模層群横須賀層が、それぞれ南部と北部の三浦層群を不整合に覆って分布する。宮田層や横須賀層の上位には、上部更新統の砂礫層や関東ローム層が重なり、海成段丘面を構成する。

葉山層群は外縁隆起帯（海溝斜面ブレイク）、南部の三浦層群は付加体と海溝陸側斜面堆積物、中部・北部の三浦層群と上総層群は前弧海盆堆積物に相当すると考えられている（図4）。また、葉山層群に接して点在する火成岩類はオフィオライト様岩類と解釈されている。2000年代以降、それら地質体の解釈に基づいて累層名や層群名が整理される傾向がある（高橋, 2008; 蟹江, 2012a; 蟹江ほか, 2012b; 竹内ほか, 2015）。しかし、地質体の解釈には研究者によって若干の相違があり、今後、さらに新しい解釈がなされる可能性もある。本稿では、5万分の1地質図幅（小玉ほか, 1980; 三梨・菊地, 1982; 江藤ほか, 1998）で用いられた従来の累層名や層群名を概ね踏襲し、層序を整理した（図3）。

3. 葉山層群

(1) 層序

葉山層群（Hayama Group）は三浦半島から房総半島南部にかけて伸びる特徴的な地形、地質構造を示す「葉山一嶺岡帯」または「葉山一嶺岡隆起帯」の一部を構成し、三浦半島の葉山層群の分布域は「葉山帯」と呼ばれる（高橋ほか, 2016）。葉山層群は大きく2列の带状に分布しており、北列、南列と呼ばれる（江藤ほか, 1998）。三浦半島には複数の活断層が確認されており（太田, 1999）、葉山層群の分布はそれらの活断層に規制されている。北列の南縁は衣笠断層であり、南列は北縁が北武断層、南縁が武山断層である。また、藤沢市江の島にも分布する（図1）。下位より硬質泥岩を主体とする森戸層（Morito Formation）（図5-A）、凝灰質砂岩と泥岩の互層からなる鍔摺層（Abuzuru Formation）（図5-B）、主として凝灰質砂岩からなり硬質泥岩の薄層や礫層を含むことがある大山層（Oyama Formation）（図5-C）、泥岩を主体として砂岩、泥岩、凝灰岩の薄層を挟む衣笠層（Kinugasa Formation）（図5-D）、主として凝灰質砂岩からなる矢部層（Yabe Formation）（図5-E）に区分される（三梨ほか, 1979; 鈴木ほか, 1995; 江藤ほか, 1998; 竹内ほか, 2015）。しかし、葉山層群は著しく変形した堆積岩からなり、地層の上下関係や側方への連続性を確認することが容易ではないため、研究者間によって異なった層序が構築されている（例えば、今永・蟹江, 1999; 蟹江, 1999, 2012a, b; 高橋, 2008; 柴田, 2012）。高橋

（2008）は葉山層群の変形様式や、後述するように付加体として位置づけられることから、矢部層を含めた江藤ほか（1998）の葉山層群を葉山ユニットとして一括している。本稿では江藤ほか（1998）に従った累層名を用いるが、矢部層は蟹江（1999, 2012a, b）と柴田（2012）に従い独立した累層として扱い、暗緑色凝灰岩からなる鍔摺層立石凝灰岩部層（江藤ほか, 1998）も矢部層に含めた（図3）。しかし、横須賀市立石や野比海岸の暗緑色凝灰岩は房総半島の荒島層の岩相に類似し、横須賀市小矢部周辺の凝灰質砂岩からなる矢部層の岩相とやや異なる特徴を持つ。

(2) 年代

葉山町の森戸層と鍔摺層から得られた炭酸塩コンクリーションからは、前期中新世を示す珪藻化石（沢村, 1973; 芳賀・鈴木, 1999）や、放散虫化石（RN3帯）（鈴木, 2012）が得られている。一方、横須賀市の衣笠層からは中期中新世を示す放散虫化石年代（RN4帯上部～RN5帯の下部）（竹谷, 1995; 鈴木, 2012）や石灰質ナノ化石（CN4帯）（岡田, 1995）が得られ、葉山町の森戸層や鍔摺層よりも若い年代を示している。江の島の葉山層群からは中期中新世（川上ほか, 2005）、または前期～中期中新世（RN3帯～RN4帯）（鈴木, 2012）の放散虫化石が報告されている。横須賀市小矢部と久村の矢部層からは、中期中新世の後期を示す放散虫化石と石灰質ナノ化石（CN5b～CN6帯）が得られている（江藤ほか, 1987）。以上のように葉山層群と矢部層からは、前期中新世（約18～17 Ma）と中期中新世（約16～14 Ma, 約12～10 Ma）の異なる年代が得られているが、これらの地層の空間的な広がりや時間的な連続性ははっきりしない点が多い。

(3) 堆積プロセスと保田付加体

一般的に葉山層群の砂岩や泥岩は、伊豆・小笠原弧の前弧に堆積したタービダイトと半遠洋性泥岩と解釈されている（谷口, 1992; 小川, 2004）。また、横須賀市立石に露出する矢部層の暗緑色凝灰岩は水中火砕流堆積物の可能性が指摘されている（江藤ほか, 1998）。森戸層や衣笠層からは漸深海帯（水深1,200～2,000 m）を示す底生有孔虫化石（秋元ほか, 1995）が得られ、森戸層や衣笠層、葉山層群分布域の転石からは深海生物由来と考えられる生痕化石が産出する（蟹江ほか, 2012a; Kotake, 2014; Izumi, 2015）。葉山層群に含まれる火山碎屑物の起源は、伊豆・小笠原弧であることが示唆されている（小川, 1981, 2004; 谷口ほか, 1991）。一方、葉山町森戸川沿いの大山層や、真名瀬の葉山層群に含まれる礫岩中の礫は石英質ワッケ、長石質ワッケ、石質ワッケ、チャート、細粒礫岩（玄武岩、安山岩、デイサイト、チャートの礫を含む）からなり、これらの砂岩類やチャートは伊豆・小笠原弧に普通に見られる岩石ではないため、これらの礫の供給源は本州弧であると考えられている（蛭子・山下, 2012b）。葉山層群は剪断によって著しく変形・ブロック化していること（図5-F）、蛇紋岩類や玄武岩類などのオフィオライト様岩類が断層によって取り込まれていること、断層破碎帯から化学合成生物群集の化石が発見されること（横須賀市池上地区シロウリガイ類化石調査団, 1995; Kanie & Kuramochi, 1995; Naganuma *et al.*, 1995）などから、プレートの沈み込みに伴って形成された付加体と解釈され（谷口, 1992; 高橋, 2008）、

房総半島の保田層群と合わせて保田付加体と呼ばれている（山本ほか, 2017; Yamamoto *et al.*, 2017）。保田付加体の最高被熱温度がビトリナイト反射率の測定に基づいて見積もられており、葉山層群の最高被熱温度は保田層群や三浦層群三崎層のそれらよりも高く、より深部より隆起してきたと解釈されている（Yamamoto *et al.*, 2017）。葉山帯の南方に分布する三浦層群三崎層は後期中新世の付加体、葉山帯の北方に分布する三浦層群逗子層は本州弧の前弧海盆堆積物と解釈されることから、葉山層群は後期中新世には外縁隆起帯（海溝斜面ブレイク）として機能していたと考えられる（Soh *et al.*, 1991; 高橋, 2008; 高橋ほか, 2016; 山本ほか, 2017）。

(4) 葉山層群の剪断帯

葉山層群分布域の特徴として、地すべりによる緩傾斜地形、西北西－東南東方向のリニアメント、武山や二子山などの独立峰といった特徴的な地形が挙げられ（図2）、

これらは葉山－嶺岡帯に共通の特徴と考えられている（高橋ほか, 2016）。高橋ほか（2012）は房総半島嶺岡帯の保田層群分布域内に同層群の剪断帯を設定した。剪断帯にはオフィオライト様岩類が露出し、それらは保田層群中に断層貫入（プルトルージョン）する際に保田層群を変形させたとして解釈されている（高橋ほか, 2012, 2016）。緩傾斜地形と独立峰は、剪断帯、剪断を免れたブロックがそれぞれ形成している。三浦半島では、同様の剪断帯が衣笠層に相当すると考えられている（竹内ほか, 2015; 高橋ほか, 2016）。衣笠層は従来、オリストストロームなど海底地すべりが卓越する地層であるとされたが（江藤ほか, 1998）、衣笠層に見られる地層の乱れは堆積性のものではなく、構造的な変形によるものの可能性がある。高橋ほか（2016）は、これを葉山層群の他の累層（森戸層や鎧摺層）（及び三浦層群の一部）が構造的に混在したものと考えている。従来の地質図（江藤ほか, 1998; 竹内ほ

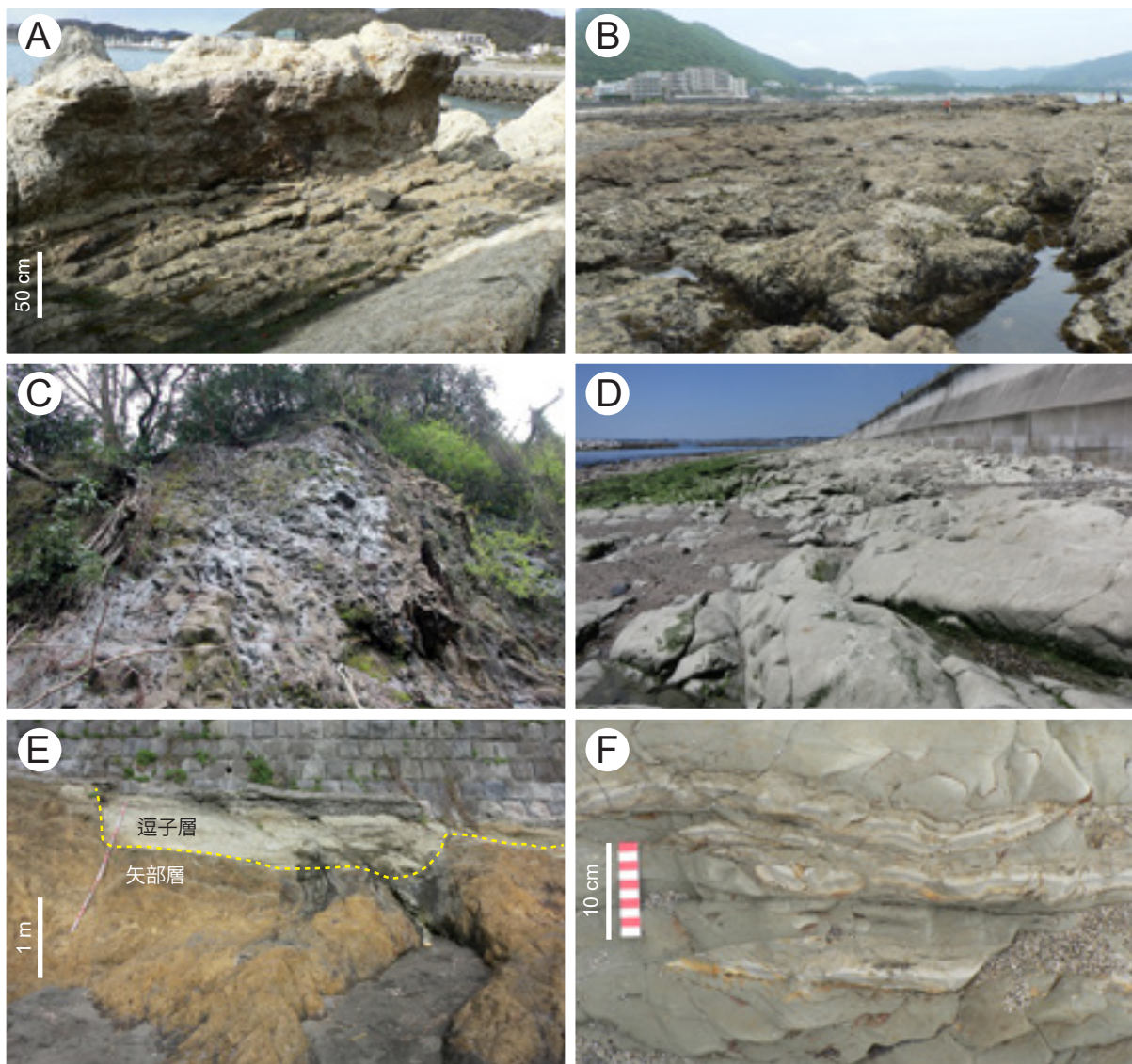


図5. 葉山層群と矢部層の露頭（撮影者：柴田健一郎（Cを除く））。

A: 森戸層の硬質泥岩と砂岩の互層。葉山町森戸磯（35°16'23.6"N, 139°34'10.1"E）。

B: 鎧摺層の凝灰質砂岩と泥岩の互層。葉山町芝崎海岸（35°15'58.2"N, 139°33'58.5"E）。

C: 大山層の砂岩と礫岩。逗子市桜山（35°16'44.0"N, 139°36'24.1"E）。蛸子貞二氏撮影。

D: 衣笠層の泥岩。横須賀市野比海岸（35°12'38.1"N, 139°42'17.1"E）。

E: 矢部層の暗緑色凝灰岩。風化すると褐色を呈する。三浦層群逗子層に不整合に覆われる（破線）。横須賀市立石公園（35°14'27.5"N, 139°35'50.4"E）。江藤ほか（1998）は暗緑色凝灰岩を葉山層群鎧摺層立石凝灰岩部層としている。

F: 逆断層による白色凝灰質泥岩の繰り返し。衣笠層。横須賀市野比海岸（35°12'39.4"N, 139°42'22.3"E）。

か, 2015) では葉山町の下山川低地沿いには衣笠層が分布しないが、西北西―東南東方向のリニアメントが認められること、リニアメントの一部は活断層の可能性があること(図2)、オフィオライト様岩類が露出することから、葉山町の低地帯にも剪断帯が含まれる可能性がある。渡部ほか(1968)は下山川低地沿いの幅300～500mを葉山破碎帯と呼んでいる。なお、平作川低地帯から西方に峠を越えて葉山町の下山川低地帯に連続する低地帯の北縁は、その北方の丘陵地との地形的ギャップが明瞭なりニアメントを構成する。このリニアメントに沿って(活?)断層が存在する可能性があり、これを仮称‘平作断層’としておく(図6)。

4. 火成岩類

(1) 火成岩類の分布と産状

三浦半島では、主として葉山層群分布域中に火成岩類の産出が報告されている。古くから蛇紋岩の産出が知られているほか(吉原, 1902 など)、玄武岩(木村ほか, 1976 など)や安山岩(谷口ほか, 1988 など)などの火山岩類が産出する。斑れい岩などの深成岩類も若干報告がある(浅見ほか, 1992 など)。これらの岩石の種類・組み合わせは、房総半島の嶺岡帯に産出する岩石とほぼ共通であり、連続した地質帯とみなされ、共通の発達史の元に形成されたと考えられる(小池, 1957)。これらの岩石の組み合わせは、いわ

ゆる「オフィオライト」(海洋地殻～マントルの断片)として認識されたものの(小川, 1981)、ほとんどが分断されて露出し、それぞれの成因関係も明確ではないことから、「オフィオライト様岩類」などと呼ばれることが多い。房総半島ではこのような火成岩類が比較的広く露出するが、三浦半島では散点的で岩体のサイズも小型のことが多い。ただし、房総半島でこれらの露出が大きいのは半島の東側が中心で、半島西側は露出が散点的であり、三浦半島の産出状況と類似する。

火成岩類の分布は、葉山層群分布域で、活断層沿いに産出するケースと、特に活断層が認められていない葉山層群分布域の内部(前述の葉山層群の剪断帯)に産する場合がある。後者の場合も、分布が直線的な配列を示すことがあり(横須賀市衣笠～池上の蛇紋岩列など)(図7-A, B)、潜在的な断層に沿って露出している可能性がある(図6)。これらの地域は、地すべりに起因する緩斜面が発達し(図7-D)、小ピークなどが多数存在する特異な地形を示し、逗子市―葉山町境界の二子山山塊のような通常の流水による侵食地形の発達した山地～丘陵性の地域と様相を異にする。そして、後者の地域では、火成岩類の産出は基本的に見られない。地すべり地形が発達する地域は、全体が断層の活動によって破碎を受けていることが想定され、火成岩類はそのような断層の活動に伴って貫入(固体貫入: プロトルージョン)していると考えられる。

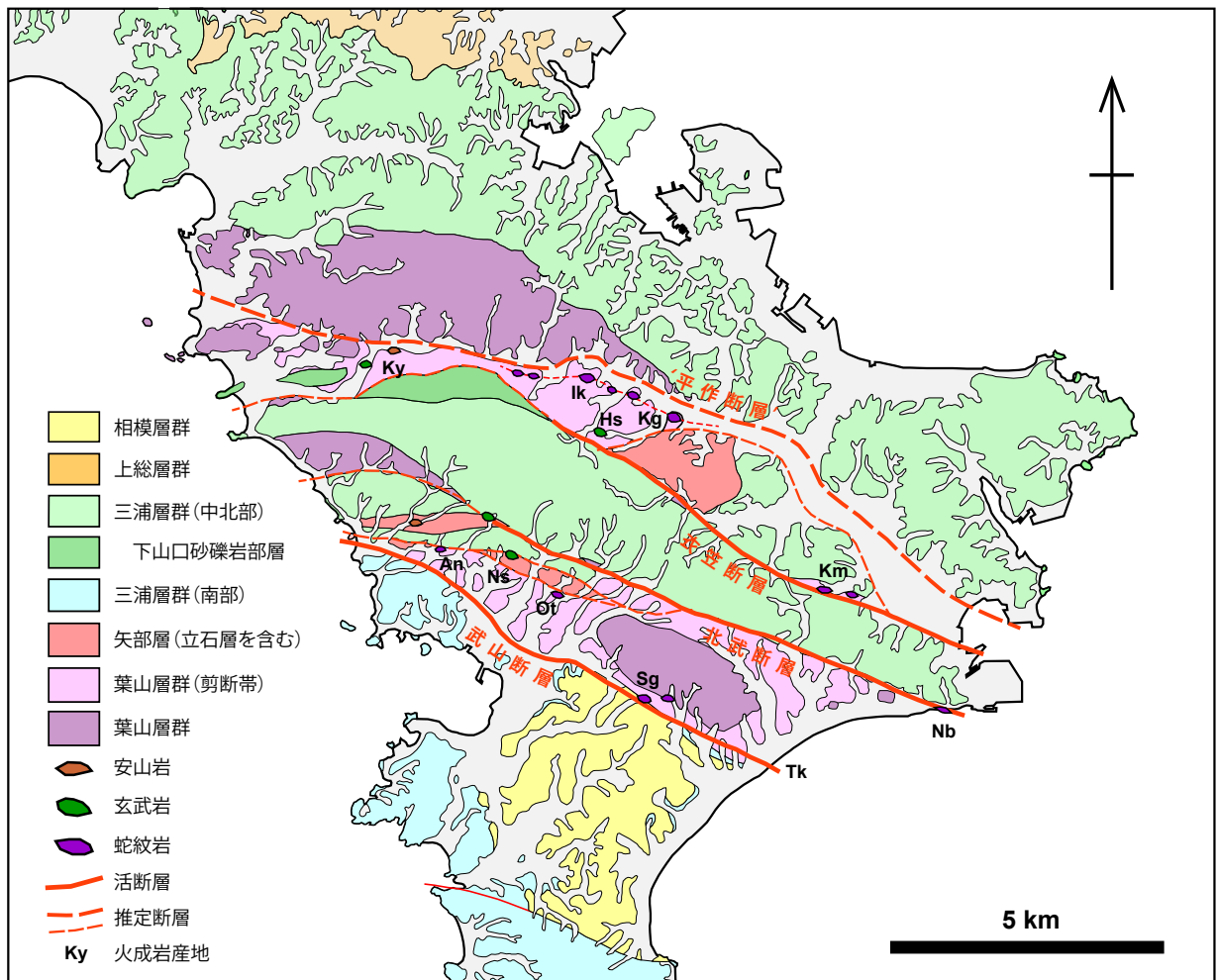


図6. 火成岩類の分布。

Ky: 上山口, Ik: 池上, Kg: 衣笠, Hs: 平作, Km: 久村, An: 芦名, Ns: 長坂, Ot: 太田和, Sg: 須軽谷, Tk: 津久井川河口, Nb: 野比海岸。地質図は横須賀市自然博物館(1991)、江藤ほか(1998)及び蟹江(2012b)をもとに一部改変。

このことは、火成岩類の産状の報告からも推測される。活断層に沿った地域では火成岩類は断層に伴う破碎帯に沿って露出することが示されているほか（浅見ほか、1992：蛇紋岩・玄武岩など）（図 7-E, F）、活断層沿いでない地域でも、火成岩類は葉山層群の泥質岩（森戸層など）の破碎帯中や（蟹江ほか、1987：玄武岩）、三浦層群逗子層と暗緑色凝灰岩からなる矢部層の境界の破碎帯中に産する（谷口・小川、1990：アルカリ玄武岩）などの直接の産状が観察されているほか、直接接する様子は観察されないものの近傍に破碎帯が存在する例（谷口・小川、1990：アルカリ玄武岩）も報告されている。

間接的には、葉山層群の堆積年代と火成岩類の形成年代が異なることも挙げられる。火成岩類の年代は、古第三紀始新世から漸新世の年代を示すことが多く（36Ma, 37Ma：玄武岩及びドレライト（谷口・小川、1990）、50Ma：玄武岩（Kaneoka *et al.*, 1981））、少なくとも火山岩類の多くは前期～中期中新世の年代を示す葉山層群堆積時に噴出したものではない。例外的に、葉山層群堆積岩と急冷縁を持って接している安山岩体が報告されているが（谷口ほか、1988）、この岩体の年代が 23.4 Ma と葉山層群とほぼ同じ年代を示しており、葉山層群と同時代に火成活動が存在した可能性も残している。

一方、蛇紋岩体の一部は堆積性であるとの報告もある。狩野ほか（1975）、木村ほか（1976）は、横須賀市衣笠（池上）の蛇紋岩体は堆積性であると報告した。ただし、それを否定する報告もなされている（蟹江ほか、1987、小川・谷口、1987）。また、門田ほか（1988）は、横須賀市久村において斑れい岩や石灰岩などを礫として含む蛇紋岩礫岩（図 7-H）を報告している。これらは初期に（中新世前期～中期？）蛇紋岩体がプロトルージョンし、海底に突出した際に、蛇紋岩体の近傍に堆積したものと考えられることができる。なお、この堆積性岩体自体が、その後の構造運動（蛇紋岩プロトルージョンの再活動）の際に、構造岩塊として挙動しているとみられる。房総半島嶺岡帯でも、類似した堆積性の蛇紋岩砂岩・礫岩が報告されている（荒井ほか、1983）。

以上、三浦半島の火成岩類は房総半島嶺岡帯で高橋ほか（2012）が考察した嶺岡帯中の火成岩類の産状と共通である。なお、これらが現在の活断層沿いに露出することは、このような貫入の動きが現在でも継続している可能性を示している（高橋ほか、2016）。

(2) 蛇紋岩類

三浦半島における蛇紋岩の分布は、最初に吉原（1902）によって報告され、一色村、上山口、木古庭、小矢部、佐原南方、及び、野比海岸に産するとされたが、地図上には示されていない。その後、小島（1954）は、地質図上で横須賀市衣笠・石田（衣笠泥岩層）・阿部倉（山中細粒砂岩層）、葉山町新澤（森戸泥岩層）に分布を示し、これらが葉山層群北列中のほぼ垂直な傾斜角を持つ褶曲軸上に分布すると考察している。渡部ほか（1968）（Kurihara, 1971）の地質図では、横須賀市衣笠から池上にかけて比較的大型の蛇紋岩体が点在し、さらに西方の県道 27 号線沿いでも小規模ないくつかの岩体の分布を示している（それらは直線状に配列する）。また、衣笠東方でも、横須賀市久村地区で

蛇紋岩礫岩の産出が報告されている（門田ほか、1988）。

初期の報告は北列中の岩体がほとんどであるが、小池（1957）は小縮尺の房総—三浦半島超塩基性岩分布図で葉山層群の南列中に 2 カ所の分布を示し（詳しい場所は不明）、全体として北西—南東方向の構造線に沿って併入するとしている。その後、前述のように浅見ほか（1992）は南列の北縁をなす北武断層に位置する横須賀市野比海岸で蛇紋岩の露出を詳しく報告したほか、横須賀市自然博物館（1991）及び蟹江（2012b）の地質図では、南列中で、野比海岸のほか中西部にも複数の蛇紋岩体の分布を示している。詳しい場所は不明だが、横須賀市芦名地区の 1 カ所（図 7-G）で確認されている（高橋ほか、2016）。

総合すると、三浦半島における蛇紋岩類の分布は、前述のとおり武山断層と「平作断層」に挟まれた領域中に限られる（図 6）。この葉山層群中では各所に分布すると言える。列を区切る活断層に直接に沿って露出するもののほか、列内の地すべりが発達した緩傾斜地域内（葉山層群の剪断帯）に散点的分布するが、前述のように、これらもある種の断層に沿って露出すると推測される（活断層かどうかは不明）。

岩石学的な検討は、まず Uchida & Arai（1978）によって房総半島嶺岡帯の蛇紋岩類と合わせて行われた。三浦半島で対象とされたのは、古くから知られている横須賀市衣笠（Kg）～池上（Ik）の岩体（論文では三浦岩体（Miura Bodies）とされている）で、北列の衣笠断層と「平作断層」の間の緩傾斜地域（葉山層群の剪断帯）に露出するものである。房総半島から三浦半島にかけて、全体的に斜長石ハルツバーガイトを原岩とする蛇紋岩を主体とし、斜長石ダナイトを原岩とする蛇紋岩が少量見られる点で共通する（図 8-A～H）。一方、三浦半島では特徴的に角閃石を含むものが多いことが示されている。構成鉱物の化学組成から、これらは全体的に高い温度と低い圧力（10kb）下で平衡にあったことが示され、現在の大洋中央海嶺付近の岩石に類似することが報告された。

一方、大局的な性質は全体で共通するものの、細かい部分では房総半島と三浦半島の岩石で違いが見られることが示された。かんらん石の Fo 値、NiO 含有量、直方輝石の Mg 値、CaO 含有量、Al₂O₃ 含有量、Cr₂O₃ 含有量、単斜輝石の Al₂O₃ 含有量、Cr₂O₃ 含有量が三浦半島のものが若干低く、クロムスピネルの Al、Fe³⁺ 含有量が明瞭に高い。平衡温度が嶺岡帯（800～900℃）のものよりも低い（700℃）とされ、中央海嶺付近でたまたま若干低い温度で平衡に達したことが想定されている。

房総半島と三浦半島で蛇紋岩の性質が若干異なることは、荒井・石田（1987）でも明確に示され、房総半島から三浦半島を経て山梨県の小仏帯、静岡県県の瀬戸川帯まで、性質の共通した蛇紋岩類が分布し、これら全体を「環伊豆地塊蛇紋岩帯」と呼び、その中で、房総半島と小仏帯の蛇紋岩類が類似し、三浦半島と瀬戸川帯の蛇紋岩類が類似するというので、前者を平衡温度が高いグループ、後者を平衡温度が低いグループとしている。後者には角閃石などの含水鉱物を多量に含むとされる。荒井ほか（1990）及び荒井（1994）では、前者を「嶺岡型」、後者を「葉山型」と呼んでいる。

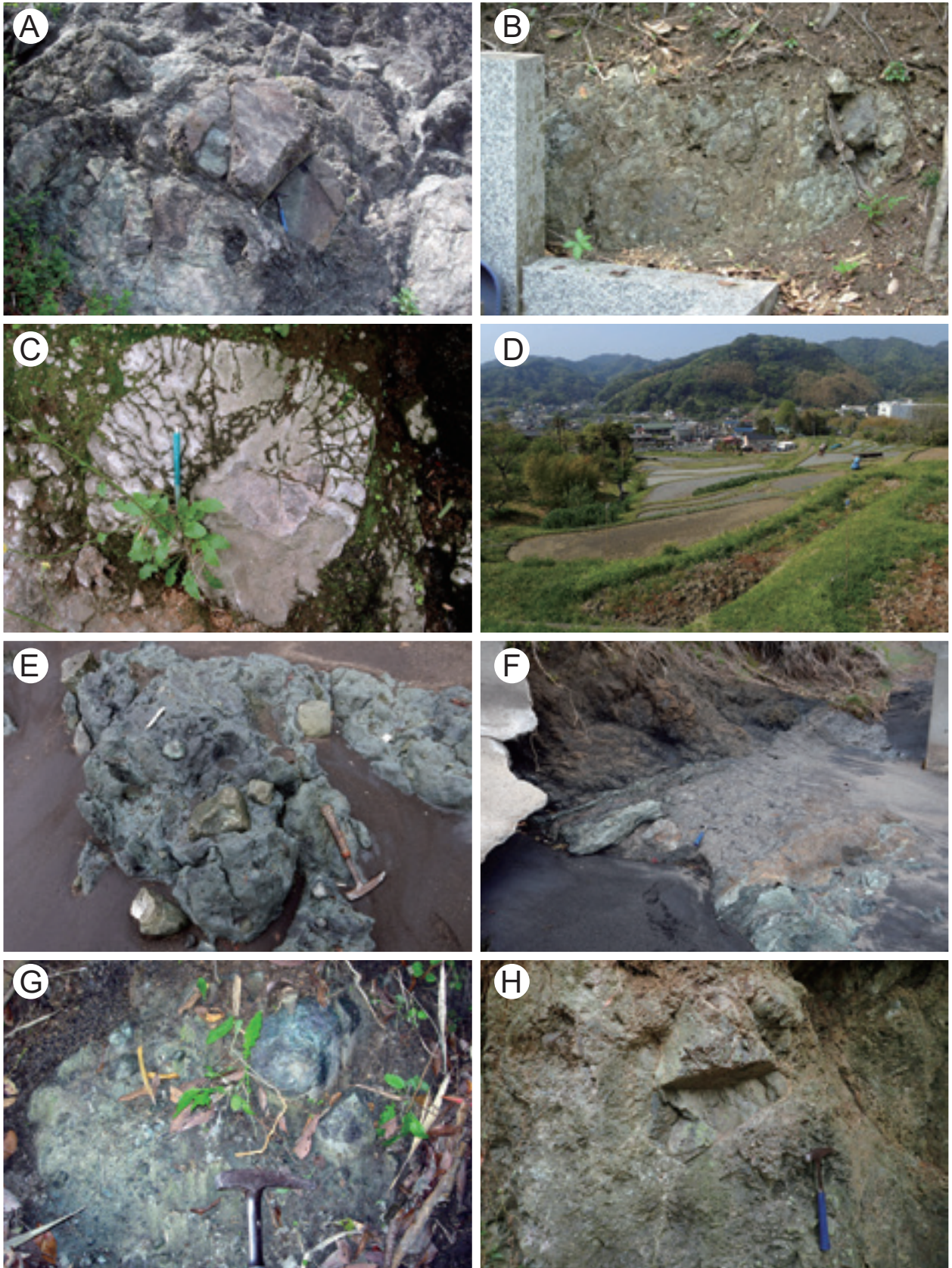


図7. 火成岩類の産状 (撮影者：高橋直樹)。

- A: 蛇紋岩露頭 (衣笠岩体) (横須賀市小矢部: JR 衣笠駅南側, $35^{\circ}15'23.4''\text{N}$, $139^{\circ}39'37.0''\text{E}$). 細かく破碎を受けていない比較的塊状の岩体。
 B: 蛇紋岩露頭 (池上岩体) (横須賀市池上: 妙蔵寺墓地, $35^{\circ}15'44.6''\text{N}$, $139^{\circ}38'38.3''\text{E}$). 破碎された礫状の産状を示す。
 C: 玄武岩枕状溶岩露頭 (横須賀市平作: 平作川河床, $35^{\circ}15'15.5''\text{N}$, $139^{\circ}38'49.7''\text{E}$). 1個の“枕”の近接 (冷却収縮に伴う放射状の節理が発達する)。
 D: 火成岩類が産出する地すべり発達地域 (葉山層群の剪断帯) の景観 (葉山町上山口, $35^{\circ}15'53.1''\text{N}$, $139^{\circ}36'52.4''\text{E}$). 棚田として利用されている地すべり性緩傾斜地。
 E, F: 北武断層破碎帯露頭 (横須賀市野比海岸, $35^{\circ}12'40.0''\text{N}$, $139^{\circ}42'28.4''\text{E}$). 蛇紋岩礫を含む軟質粘土 (E), 粘土化した破碎帯 (右側) とそれに接する褐色に変質した矢部層暗緑色凝灰岩 (左側) (F)。
 G: 蛇紋岩露頭 (横須賀市芦名, $35^{\circ}14'08.9''\text{N}$, $139^{\circ}36'54.1''\text{E}$). 破碎された礫状の産状を示す。
 H: 蛇紋岩礫岩露頭 (横須賀市久村, $35^{\circ}13'46.9''\text{N}$, $139^{\circ}41'17.8''\text{E}$). 基質は細粒の蛇紋岩起源粒子からなり大型の角礫 (蛇紋岩) を含む。

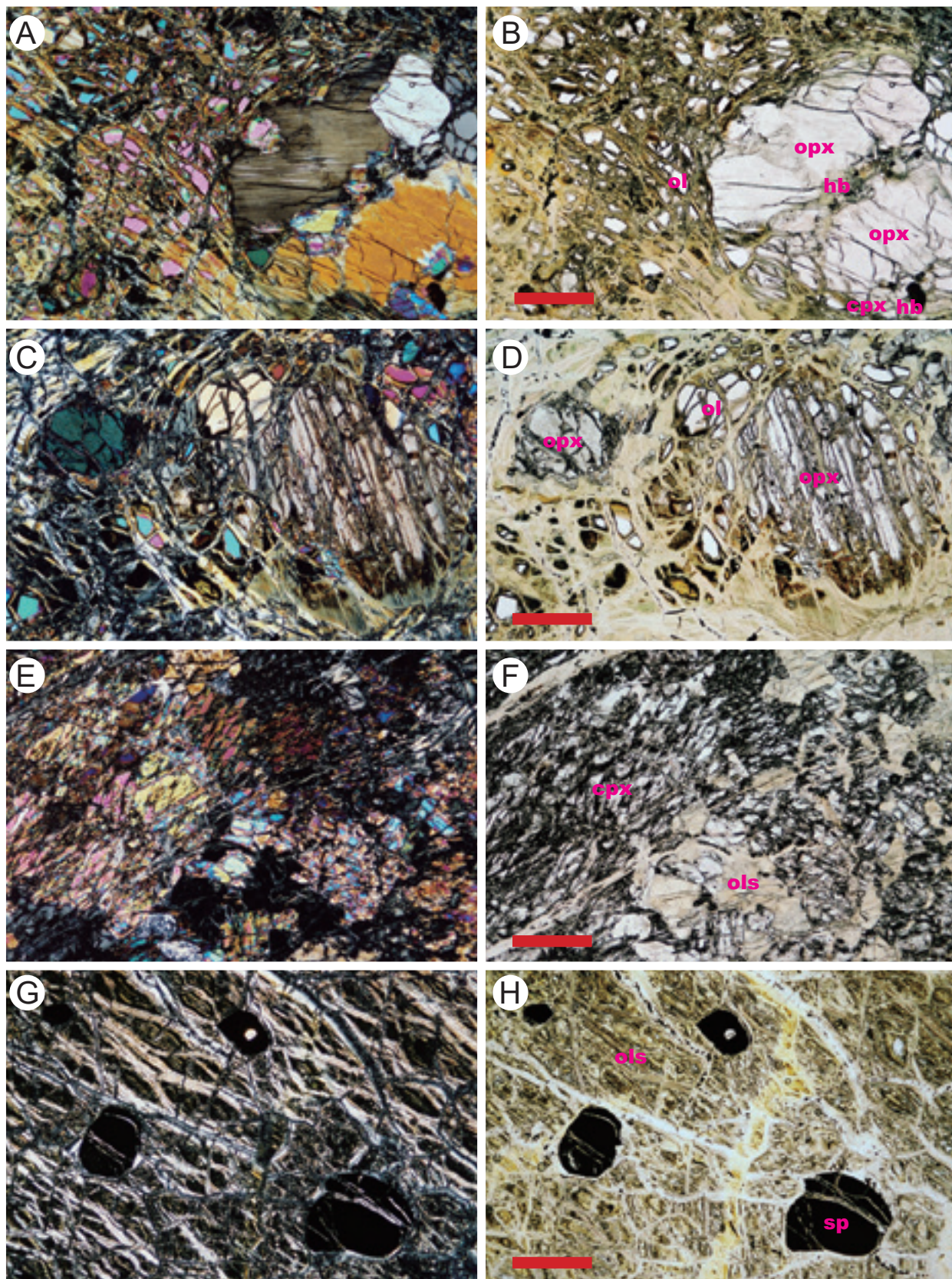


図 8. 主な火成岩類の偏光顕微鏡写真（左列：直交ポーラー，右列：下方ポーラーのみ）（撮影者：高橋直樹）。

A, B: 蛇紋岩（角閃石を含むハルツバーガイト）（神奈川県横須賀市衣笠）。CBM-GR11659.

C, D: 蛇紋岩（ハルツバーガイト）（神奈川県横須賀市池上）。CBM-GR17919.

E, F: 蛇紋岩（ウェールライト）（神奈川県横須賀市平作公園）。CBM-GR17918.

G, H: 蛇紋岩（ダナイト）（転石）（神奈川県横須賀市津久井川河口）。CBM-GR12266.

ol: かんらん石, opx: 直方輝石, cpx: 単斜輝石, hb: 角閃石, sp: クロムスピネル, pl: 斜長石, qz: 石英, ols: かんらん石起源蛇紋石, olc: かんらん石起源方解石. スケールバーは 0.5 mm. 標本番号 (CBM-GR) は千葉県立中央博物館収蔵資料登録番号.

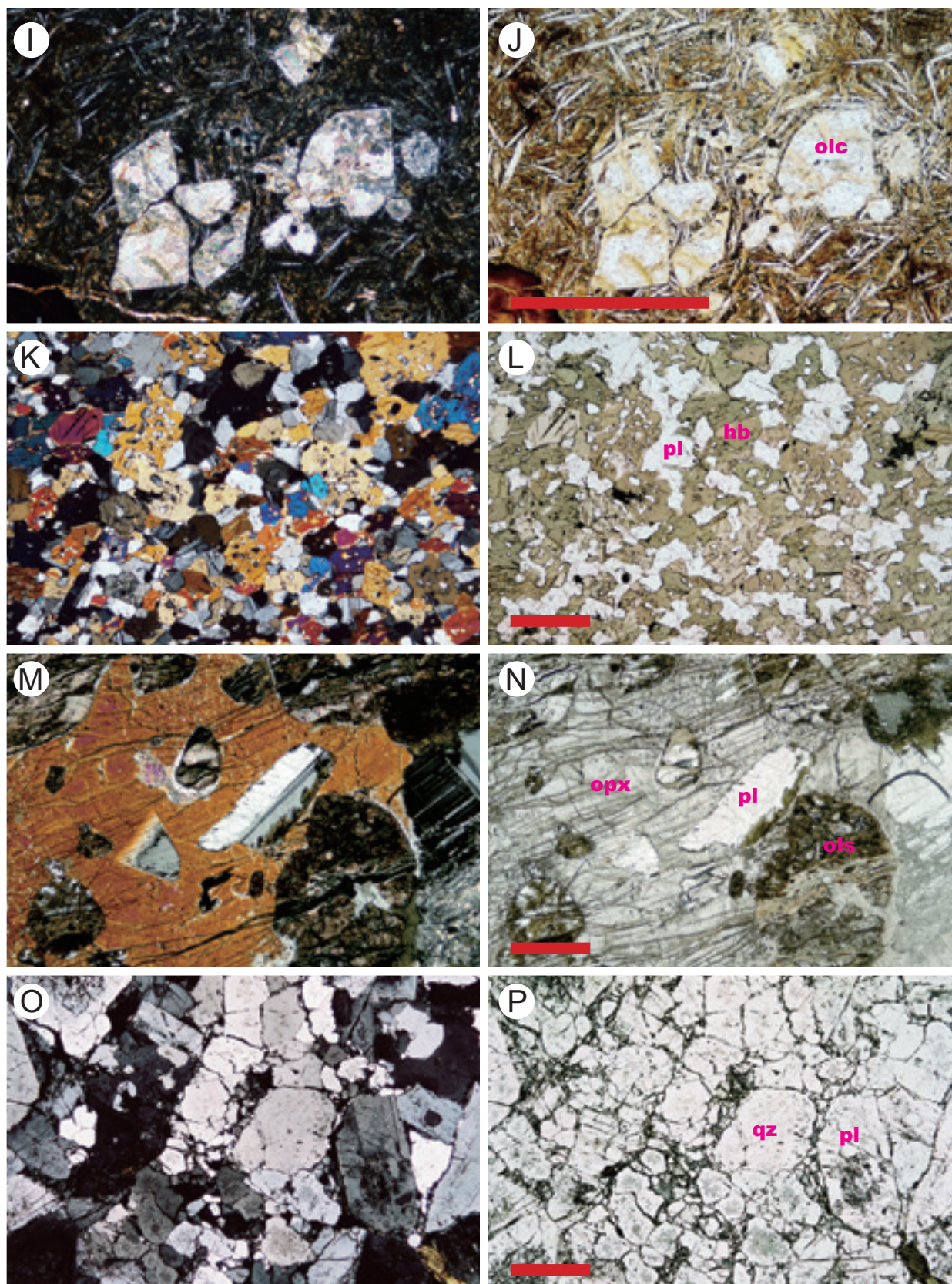


図8 (続). 主な火成岩類の偏光顕微鏡写真 (左列: 直交ポーラー, 右列: 下方ポーラーのみ) (撮影者: 高橋直樹).

I, J: かんらん石玄武岩 (神奈川県横須賀市平作). CBM-GR19836.

K, L: 角閃石斑れい岩 (神奈川県横須賀市池上). CBM-GR17924.

M, N: かんらん石輝石斑れい岩 (転石) (神奈川県横須賀市野比海岸). CBM-GR6740.

O, P: トーナル岩 (転石) (神奈川県横須賀市野比海岸). CBM-GR10400.

ol: かんらん石, opx: 直方輝石, cpx: 単斜輝石, hb: 角閃石, sp: クロムスピネル, pl: 斜長石, qz: 石英, ols: かんらん石起源蛇紋石, olc: かんらん石起源方解石. スケールバーは 0.5 mm. 標本番号 (CBM-GR) は千葉県立中央博物館収蔵資料登録番号.

しかし、その後、阿部（2004）、高橋（2009）、高橋・荒井（2010）により、葉山層群の南列中から得られた蛇紋岩類が検討され（横須賀市野比海岸・津久井川河口転石・須軽谷・牛込）、「嶺岡型」の性質を示す蛇紋岩類も存在することが示された（図9）。これらの地域には「葉山型」の蛇紋岩も見られる。このことから、嶺岡型の蛇紋岩と葉山型の蛇紋岩は、区域（断層帯）によってどちらかに限られることもあれば、それらが混在した場所もあることが示される。

房総半島では葉山型の蛇紋岩類は現時点では確認されていないが、これは房総半島では蛇紋岩類の分析が主要岩体（断層帯）のみでしか実施されておらず（嶺岡中央林道、平久里、勝山：高橋ほか（2012）が示した嶺岡帯中の14の断層帯のうちの3つ）、嶺岡帯内の各所（他の断層帯）に分布する小岩体の研究がほとんどなされていないことに起因するかもしれない。これら小岩体（断層帯）の中には葉山型の性質を持つものがあるかもしれない。房総半島内の蛇紋岩類全体の詳細な分析が待たれるところである。三浦半島でも、地質図上に分布が示されている蛇紋岩類のデータがすべて揃っていないことから、これらの分析も進める必要があるであろう。

(3) 火山岩類

三浦半島における火山岩の報告は木村ほか（1976）による横須賀市平作四丁目の玄武岩体（図7-C）が最初で、枕状溶岩としての産状が詳しく報告されている。本岩体は葉山層群の鎧摺層と接して露出する。木村ほか（1976）は枕状溶岩について鎧摺層を不整合に覆う矢部層の一部と推定しているが、矢部層との直接の関係は観察されていない。岩石の性質はかんらん石と斜長石の斑晶を含むかんらん石玄武岩（図8-I, J）で、急冷組織が発達し、気泡も含むことが示されている。その後、蟹江ほか（1987）は同じ玄武岩体を再検討し、葉山層群森戸層に相当する泥質岩の破碎帯中に蛇紋岩やチャートと共に含まれて存在することを示した。この岩体は葉山層群北列中であるが、同じ北列中の衣笠～池上の蛇紋岩類の分布の列からは離れた場所に位置しており、北列中でも異なる断層帯中に産するとみなされる。

谷口・小川（1990）は、葉山町下山口（水源地橋）、横

須賀市長坂（堀越池）からも玄武岩体（ドレライトを含む）を見出し、前述の平作の岩体と併せて岩石学的な詳しい検討を行った。下山口の岩体は葉山層群北列中にあり、衣笠～池上の蛇紋岩列あるいは平作の玄武岩体の西方延長上に位置する。一方、長坂の岩体は葉山層群南列中に位置する。これらはいずれも断層帯中に産出した構造物と推定されている。下山口岩体は玄武岩枕状溶岩及びドレライトからなり、一部にピクライト質玄武岩も認められる。かんらん石のほかチタン普通輝石やケルスート閃石を含む。一方、長坂の岩体はかんらん石玄武岩である。化学組成の詳しい検討から、これらはいずれもアルカリ岩で、海山などホットスポットかあるいは中央海嶺からやや離れた位置で噴出する off-ridge 火成活動の産物であることが示されている。彼らは、小川・谷口（1987）と併せて、これらと房総半島嶺岡帯に産する玄武岩類との比較検討を行った。その結果、嶺岡帯では中央海嶺で噴出した MORB タイプのソレライト質玄武岩が卓越し、アルカリ玄武岩の産出はわずかであるのに対して、三浦半島の玄武岩はほとんどがアルカリ岩であるという違いが認められることを示した。

谷口ほか（1988）は、前述の葉山町下山口（新沢）において安山岩の岩体も見出している。前述の玄武岩類が断層帯中の構造岩塊と見られるのに対して、この安山岩体は葉山層群森戸層に急冷縁を持って接しており、同層中にマグマとして貫入した岩体とみなされている。岩石の化学組成からは、前述の玄武岩類とは異なり、島弧的な性質を持つややアルカリに富むカルクアルカリ岩系列の安山岩であるとしている。このような性質の岩石は、房総半島嶺岡帯では見出されておらず、三浦半島でもこの岩体のみであり、この地域の発達史を考察する上で重要な位置を占めると判断される。

その後、浅見ほか（1992）は葉山層群南列北縁の北武断層に位置する横須賀市野比海岸で、断層破碎帯中に前述の蛇紋岩類のほか火山岩類の産出も報告した。蛭子・山下（2012a）は、この野比海岸の玄武岩類や、葉山層群南列中の横須賀市大田和荻野、同秋谷に産出する安山岩類について検討し、あわせて葉山層群中の火山岩類全体について総括している。

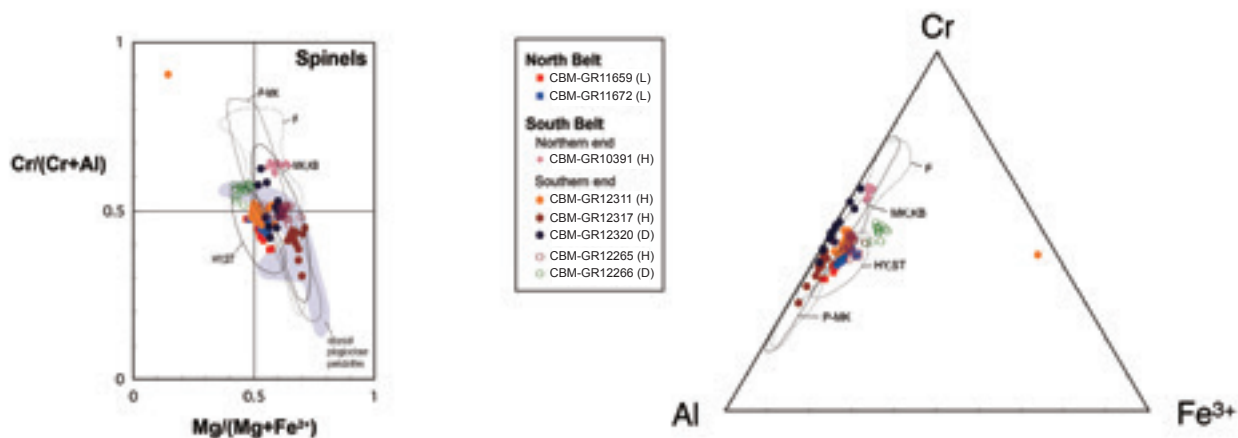


図9. 葉山層群北列（North Belt）及び南列（South Belt）に産出する蛇紋岩に含まれるクロムスピネルの組成（高橋・荒井，2010）。組成範囲は、MK：嶺岡帯，HY：葉山帯，KB：小仏帯，ST：瀬戸川帯，P-MK：古嶺岡帯，F：不動岩岩体（荒井ほか，1983，1990）。岩石種は、L：レールゾライト，H：ハルツバーガイト，D：ダナイト。標本番号（CBM-GR）は千葉県立中央博物館収蔵資料登録番号。

(4) 深成岩類

房総半島嶺岡帯においては、深成岩類が比較的多く産出する。閃緑岩類が比較的大きな岩体(長径数 10 m)として存在するほか、斑れい岩類が主として蛇紋岩類に取り込まれた産状(長径数 m 以下)で産出する。海岸や河床の転石としてもかなりの量が見出される。

三浦半島では、江藤ほか(1998)が葉山層群北列の横須賀市池上四丁目及び同市衣笠の蛇紋岩体に伴って角閃岩(角閃石斑れい岩の可能性あり)が角礫状に含まれることを示しているほか、浅見ほか(1992)では南列北縁の横須賀市野比海岸の北武断層破砕帯近傍の転石として、斑れい岩(図 8-M, N)、角閃石岩、ランプロファイアー等を報告している。門田ほか(1988)は蛇紋岩礫岩中に斑れい岩礫を見出し、輝石を主体とする斑れい岩を報告している。このほか、野比海岸南方の野比川河口、長沢川河口、津久井川河口付近の海岸でも斑れい岩類の転石が認められるほか、三浦半島西岸の葉山町森戸海岸、白石海岸でも転石が認められ、葉山層群分布域(剪断帯)には普遍的に斑れい岩類が含まれることが推測される。しかも、転石では斑れい岩類の鉱物組成にかなりのバリエーションが見られ(かんらん石を含む斑れい岩、輝石斑れい岩、石英閃緑岩、トータル岩(図 8-O, P)なども見られる)、房総半島嶺岡帯の斑れい岩類のバリエーションに匹敵する。

岩石学的な検討は少なく、江藤ほか(1998)が横須賀市衣笠の角閃岩について角閃石、斜長石、磁鉄鉱の鉱物化学組成を報告し、嶺岡帯の斑れい岩中の角閃石との類似性を示している。高橋(2009)も、横須賀市池上の角閃岩(角閃石斑れい岩、図 8-K, L) 1 点の全岩化学組成を分析し、嶺岡帯の斑れい岩類と組成が類似することを示している。

(5) 遠洋性堆積岩類

火成岩類ではないが、オフィオライト様岩類の構成要素の 1 つとして、遠洋性堆積岩類が挙げられる。房総半島嶺岡帯では嶺岡層群白滝層と呼ばれ、層状をなす石灰質珪質頁岩がややまとまった岩体として各所に分布している。直線上に点在する場合があり、これらも火成岩類と同様に断層帯中の大型の構造岩塊とみなされる。年代は、古第三紀始新世のものが多いが、古第三紀暁新世や新第三紀中新世のものも報告されている(Mohiuddin & Ogawa, 1996, 1998a, 1998b)。三浦半島では、これらの岩石の産出はほとんど報告されていないが、やはり海岸の転石として認められる場合があり、他のオフィオライト様岩類とともに潜在的に含まれている可能性がある。この岩体を含め、三浦半島では、層序上房総半島の嶺岡層群に相当する地層群(古第三紀～新第三紀中新世前期で保田・葉山層群と一部同時異相)の存在は示されないことが一般的だが、小規模な岩塊として、普遍的に存在している可能性があると言える。

5. 三浦層群(南部)

(1) 層序

上部中新～鮮新統三浦層群(Miura Group)は、武山断層以南の三浦半島南部(三浦市～横須賀市南部)、2 列の葉山層群に挟まれた三浦半島中部(横須賀市秋谷～大楠山～久里浜)、三浦半島北部(鎌倉市～逗子市～横須賀市

観音崎)に分布する(図 1)。三浦半島南部の三浦層群は、下位より、主に泥岩とスコリア凝灰岩の互層からなる三崎層(Misaki Formation)(図 10-A)と、スコリア質及び軽石質の粗粒砂岩からなる初声層(Hatsuse Formation)(図 10-B)に区分される(小玉ほか, 1980; 鈴木ほか, 1995; 江藤ほか, 1998)(図 3)。三崎層上部の火砕岩に富む部分は、油壺火砕岩層(赤嶺ほか, 1956)や三崎層上部層(油壺部層)(森・小川, 2019)と呼ばれる場合がある。竹内ほか(2015)は三崎層を三浦層群から独立させ、三浦層群は初声層のみから構成される層序を示した。これは、三崎層が房総半島の西岬層に相当し、プレートの沈み込みに伴う付加体と解釈されること、初声層が房総半島の南房総層群に相当し、付加体を覆う海溝陸側斜面堆積物と解釈されることに基づく。しかし、これらの地質体の解釈は研究者間で相違があり、地質体の解釈と岩相層序区分は必ずしも一致しない。例えば、高橋(2008)は三崎層を海溝～海溝陸側斜面に堆積した堆積物と解釈している。また、従来の地質図(江藤ほか, 1998)で三崎層が分布するとされる横須賀市佐島の地層について、Yamamoto *et al.* (2017)と山本ほか(2017)は海溝斜面堆積物として図示し、森・小川(2019)は付加体かどうか未解決としている。

なお、初声層の英文表記として Hatsuse Formation(Yamamoto *et al.*, 2000, 2009 など)と Hasse Formation(Soh *et al.*, 1989, 1991; Stow *et al.*, 1998; Mazumder *et al.*, 2016, 2018; 森・小川, 2019)の 2 通りが見られる。初声層の模式地、三浦市初声町の読みは「みうらしはっせまち」だが、初声層に相当する「鎌倉累層初声凝灰岩礫岩および凝灰質砂岩層」を命名した赤嶺ほか(1956)が Hatusse Member と表記していること、5 万分の 1 地質図幅(小玉ほか, 1980; 三梨・菊地, 1982; 江藤ほか, 1998; 川上・穴倉, 2006 など)ではヘボン式のローマ字を用いて地層名を英文表記していることから、本稿では Hatsuse Formation を用いる。

(2) 年代

三崎層からは、中期中新世の末期から後期中新世を示す放散虫化石(RN6 帯の下部～RN7 帯の下部)(鈴木・蟹江, 2010, 2012a)、中期中新世から前期鮮新世を示す石灰質ナノ化石(CN5b?～CN10c 帯)(蟹江ほか, 1991)が得られている。三崎層下部の鍵層 Mk [三崎] で $9.90 \pm 0.10 - 0.22$ Ma、三崎層上部の鍵層 So [塩釜] で $4.7 \pm 0.18 - 0.16$ Ma の U-Pb 年代が報告されている(柴田ほか, 2008)。また、Mk からは 8.5 ± 0.8 Ma、So からは 6.0 ± 1.0 Ma の K-Ar 年代も得られている(岡田ほか, 1991)。これらの放射年代は石灰質ナノ化石年代や放散虫化石年代と概ね矛盾しない。鈴木・蟹江(2012a)は放散虫化石年代(RN6～RN7 帯)に基づき、藤沢市江の島東部の聖天島付近に分布する火砕岩層と、茅ヶ崎市沖の姥島エボシ本島に露出するスコリアとスコリア質泥岩の互層を三崎層相当としている。

初声層には年代を決定できる化石の産出やテフラ鍵層が乏しいが、So の上位約 200 m の初声層より、前期鮮新世を示す石灰質ナノ化石(CN10c 帯)が報告されている(蟹江ほか, 1991)。三浦市下宮田付近の初声層からは後期中新世を示す浮遊性有孔虫化石が報告されているが(山口ほか, 1983)、蟹江(2012b)はこの付近の地層を三崎層としている。

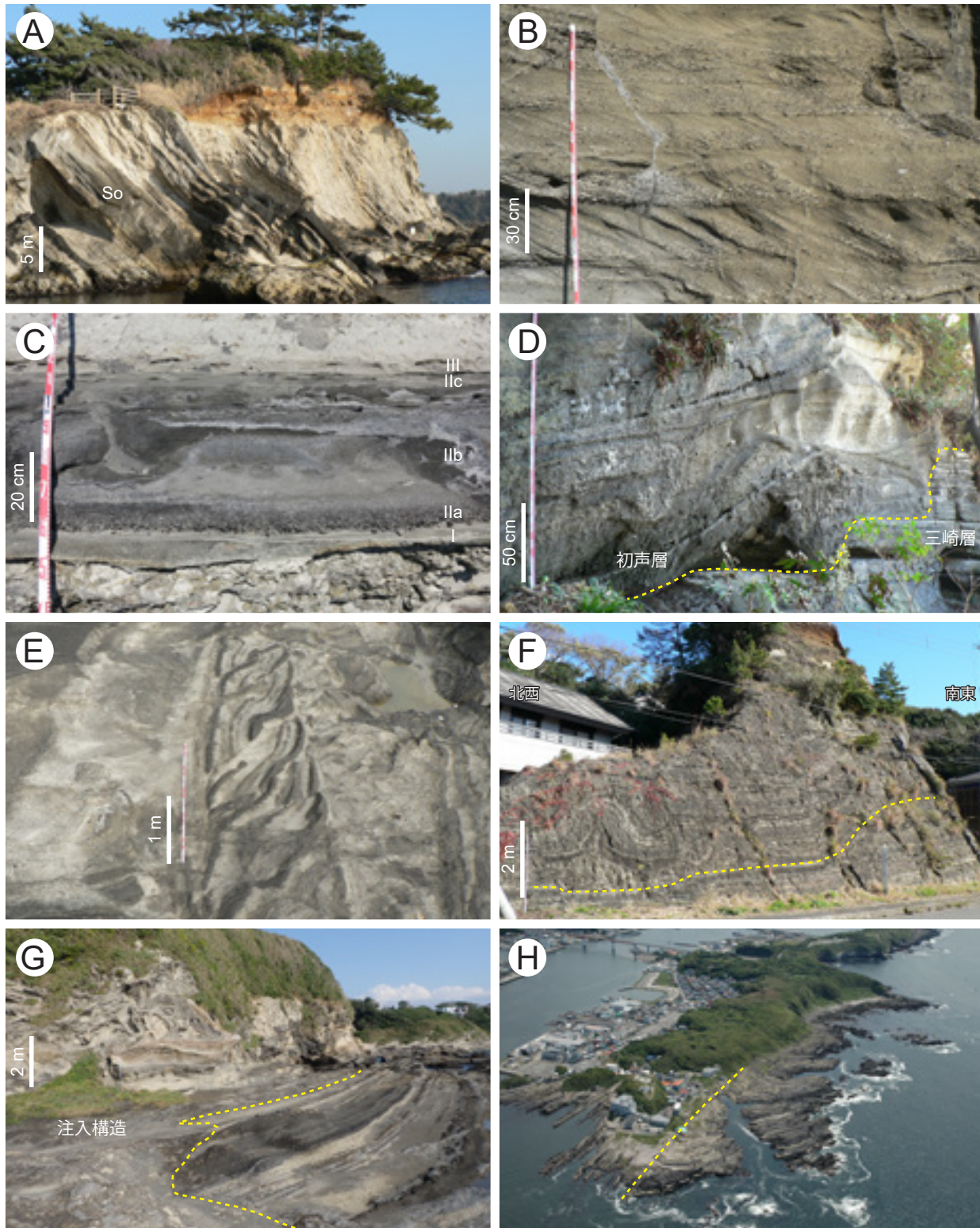


図 10. 三浦層群（南部）の露頭（撮影者：柴田健一郎（H を除く））。

- A: 三崎層の泥岩とスコリア凝灰岩の互層。鍵層 So を挟み、関東ローム層に不整合に覆われる。横須賀市荒崎公園 (35° 11'38.9"N, 139° 36'04.4"E)。
- B: 初声層の斜交層理。三浦市三崎町小網代油壺 (35° 09'43.1"N, 139° 36'39.3"E)。
- C: 三崎層の典型的なスコリア凝灰岩（トリパートタイト Tripartite, Soh *et al.*, 1989）。I ~ III は本文参照。横須賀市荒崎公園 (35° 11'46.2"N, 139° 35'59.3"E)。
- D: 侵食面（破線）を基底として三崎層に重なる初声層。初声層には大型の斜交層理が発達する。三浦市三崎町小網代油壺 (35° 09'37.2"N, 139° 36'42.1"E)。
- E: 三崎層のデュプレックス構造。液状化に起因するインジェクタイトのブロックとして取り込まれている（山本ほか, 1998）。三浦市三崎町諸磯黒鯛込 (35° 09'01.0"N, 139° 36'48.7"E)。
- F: 三崎層のスランプ構造。神奈川県指定天然記念物「三浦市海外町のスランプ構造」。露頭北西側のスランプ褶曲は、北西から南東への海底地すべり（破線がすべり面）による変形と解釈されている（Yamamoto *et al.*, 2009）。三浦市海外町 (35° 08'53.8"N, 139° 37'00.7"E)。
- G: 三崎層のインジェクタイト（注入構造）。成層したスコリア凝灰岩と泥岩の互層に液状化に起因したスコリア凝灰岩とそれに取り込まれた泥岩や凝灰岩のブロックが貫入している。三浦市浜諸磯 (35° 09'11.5"N, 139° 36'31.8"E)。
- H: 三崎層のインブリケート衝上断層（Imbricate thrust）（黄破線）。城ヶ島衝上断層（Jogahima Thrust）と呼ばれる（Yamamoto *et al.*, 2005）。三浦市城ヶ島 (35° 08'05.1"N, 139° 36'34.4"E）。PPG 湘南平塚撮影。

(3) 堆積プロセス

三崎層下部から得られた底生有孔虫群集に基づき、三崎層の堆積深度は中部漸深海帯下部（水深 850 ~ 1,900 m）ないし深海帯（水深 3,500 m 以深）と考えられている（秋元ほか, 1991）。一般的に、三崎層の泥岩は半遠洋性泥岩（Soh *et al.*, 1989; Stow *et al.*, 1998）、スコリア凝灰岩はタービダイトまたは降下火砕堆積物（Lee & Ogawa, 1998; Stow *et al.*, 1998）と解釈される。Soh *et al.* (1989) は三崎層のスコリア凝灰岩を 3 層に区分しトリパータイト（Tripartite）と呼び、下部から、火口が海面下にあったときの火砕サージ堆積物（I）、火口が海面上に出現した際の降下火砕堆積物（IIa ~ IIc）、細粒な火山ガラスや火山灰が浮遊状態から沈積した堆積物（III）、と解釈した（図 10-C）。ただし、Stow *et al.* (1998) は Soh *et al.* (1989) のトリパータイトについて、タービダイトまたは土石流堆積物の可能性を指摘している。三崎層には底層流の影響を受けたコンターライトが含まれると解釈され、Stow *et al.* (1998, 2002) は半遠洋性泥岩に、Lee & Ogawa (1998) はスコリア凝灰岩上部に底層流の影響が認められるとしている。また、Mazumder & Arima (2013) は三崎層に含まれる細粒な平行葉理砂岩について、葉理の層厚が下部から上部に向かって変化することから潮汐リズムタイトと解釈した。三崎層のスコリアの起源は、スコリアの化学組成が八丈島や伊豆大島の玄武岩の化学組成に類似することから、伊豆・小笠原弧と解釈される（谷口ほか, 1991; 有馬ほか, 1991; 小川ほか, 1992）。これらから、三崎層は伊豆・小笠原弧の前弧側の深海底に堆積した地層と考えられている（Ogawa *et al.*, 1985; Soh *et al.*, 1991; Hanamura & Ogawa, 1993; Lee & Ogawa, 1998; Stow *et al.*, 1998）。

初声層の堆積プロセスについては研究者間で見解が異なる。初声層にはセット高が最大で 5 m に達する大型の斜交層理が発達する（図 10-B）。この特徴に基づき、潮流やストーム、波浪の影響を受けた浅海堆積物（早川, 1989; Stow *et al.*, 1998）、ファンデルタ堆積物（Stow *et al.*, 1998）、陸上の扇状地を構成する網状河川堆積物（Mazumder *et al.*, 2018）、黒潮の影響を受けた海流堆積物（Soh *et al.*, 1991; 柴田・伊藤, 2013; 宮澤ほか, 2018）といった解釈がなされている。また、初声層下部の一部にはタービダイトが含まれるが（Soh *et al.*, 1991; 宮澤ほか, 2018, 2019）、研究者によってはそれらのタービダイトを三崎層に区分している場合がある（Yamamoto *et al.*, 2000, 2005; 森, 2019）。

三崎層と初声層の境界については、整合または側方指交関係とする考え（小玉ほか, 1980; 江藤ほか, 1998）と、不整合とする考え（Yamamoto *et al.*, 2000; Yamamoto, 2006）がある。宮澤ほか（2018）は、三崎層から初声層へ岩相が徐々に粗粒化する場合と、初声層を特徴づける斜交層理の発達した粗粒堆積物が明瞭な侵食面を基底として急激に発達する場合（図 10-D）があるとし、明瞭な境界面はスランプスカーに相当するとした。

(4) 三浦房総付加体

三崎層には衝上断層による地層の繰返し、デュープレックス構造（図 10-E）などの剪断構造や、スランプ構造（図 10-F）、注入構造（図 10-G）などが顕著に見られ

る（Hanamura & Ogawa, 1993; 山本ほか, 1998; Yamamoto *et al.*, 2000, 2005, 2009, 2017; Yamamoto, 2006; Mazumder *et al.*, 2016）。そのため、伊豆・小笠原弧の前弧域に堆積した後、フィリピン海プレートの沈み込みにともなって本州弧に付加したと解釈され、三浦付加体、または房総半島の西岬層と合わせて三浦房総付加体と呼ばれている（Ogawa *et al.*, 1985, 2008; Hanamura & Ogawa, 1993; Yamamoto *et al.*, 2000, 2005, 2009, 2017; Yamamoto, 2006; 山本ほか, 2017）。また、三崎層を覆う初声層は剪断構造が顕著に発達せず、海溝陸側斜面堆積物と解釈されている（高橋, 2008; Yamamoto *et al.*, 2005）。三浦房総付加体は構造的に、下位よりデコルマン・ゾーンに相当するインブリケート衝上断層（Imbricate thrust）（図 10-H）、剪断変形が集中して観察される衝上断層ユニット（Thrust unit）、スランプ堆積物や液化化にともなうインジェクタイトが発達する上部コヒーレントユニット（Upper coherent unit）（図 10-F, G）に区分され（Yamamoto *et al.*, 2005）、それぞれの間隙率や粒子配列の特徴が検討されている（Yamamoto, 2006）。三浦半島の上部コヒーレントユニットに発達するスランプ堆積物は、堆積直後に海底数メートル程度のごく表層で生じた泥質堆積物の海底地すべりに起因すると考えられている（Yamamoto *et al.*, 2009; 山本, 2010）。また、スランプ堆積物に関連したコンボリューション層理には、当時の海底斜面の等高線に平行と考えられる面構造が発達する（Yamamoto, 2014）。液化化した火山碎屑物とそれに取り込まれたブロックが貫入したインジェクタイトには、ダイク状、シル状、ラコリス状のものが認められる（大木ほか, 2018）。ビトリナイト反射率に基づいた三浦房総付加体の最高被熱温度は 50℃ 以下、埋没深度は 1 km 程度であり、埋没深度が浅く、テクトニックメランジュが発達しないはぎ取り型の付加体と考えられている（Yamamoto *et al.*, 2005, 2017; 山本ほか, 2017）。

なお、三浦半島は三崎層の堆積以降、丹沢山地や伊豆半島の本州弧への衝突の影響を受け、時計回りにおよそ 15° から 45°、横須賀市荒崎地域では約 80° 回転したことが明らかとなっている（Yoshida *et al.*, 1984; Kanamatsu & Herrero-Bervera, 2006）。

6. 三浦層群（中部・北部）

(1) 層序

三浦半島中部と三浦半島北部に分布する三浦層群は、下位より、主に泥岩からなり中粒～極細粒砂岩や凝灰岩を挟む逗子層（Zushi Formation）（図 11-A）と、火山碎屑岩または火山碎屑岩と凝灰質泥岩の互層からなる池子層（Ikego Formation）（図 11-B）に区分される（鈴木ほか, 1995; 江藤ほか, 1998）（図 3）。三浦半島中部の逗子層基底部を構成するとみられる凝灰質砂礫岩は下山口砂礫岩部層（Shimoyamaguchi Sandstone and Conglomerate Member）、三浦半島北部の逗子層の基底に発達し、葉山層群を不整合に覆う礫岩とその上位に重なる凝灰質粗粒～細粒砂岩は田越川砂礫岩部層（Tagoegawa Sandstone and Conglomerate Member）（図 11-C）と呼ばれる（江藤ほか, 1998）。池子層のうち、凝灰質粗粒砂岩及び火山礫凝灰岩からなる部分は鷹取山火砕岩部層（Takatoriya Volcaniclastics Member）（図 11-D）、火山火砕岩と逗子層由来の泥岩がスランピン

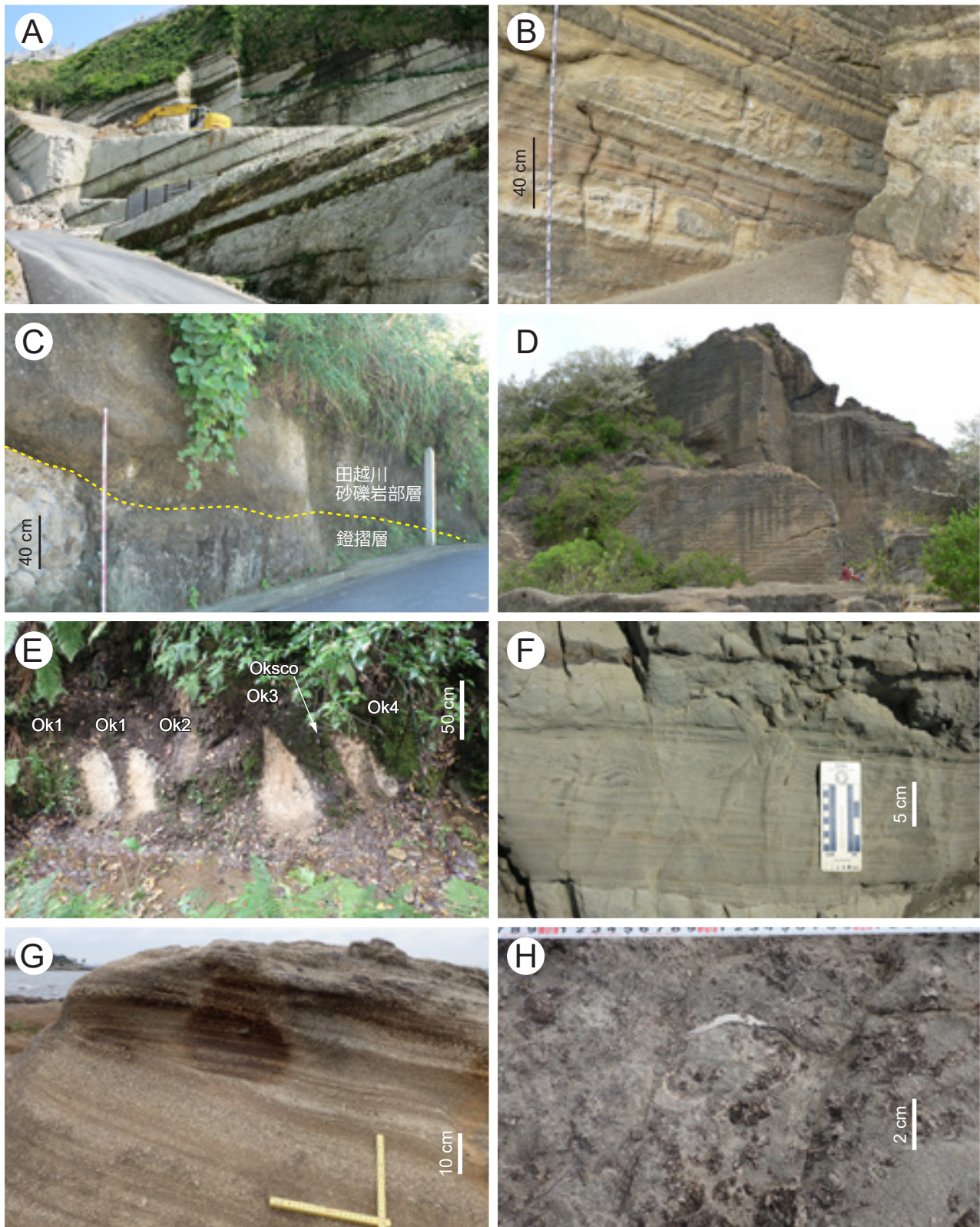


図 11. 三浦層群（北部・中部）の露頭（撮影者：柴田健一郎）。

A: 逗子層の泥岩と凝灰質砂岩の互層。横須賀市若松町（35° 16'41.0"N, 139° 40'19.2"E）。

B: 池子層の火山砕屑岩と凝灰質泥岩の互層。横須賀市観音崎（35° 15'22.3"N, 139° 44'41.7"E）。

C: 葉山層群鉦摺層と三浦層群逗子層田越川砂礫岩部層の不整合（破線）。神奈川県指定天然記念物「鉦摺の不整合を示す露頭」。逗子市桜山（35° 17'10.3"N, 139° 34'22.1"E）。

D: 池子層鷹取山火砕岩部層の凝灰質粗粒砂岩及び火山礫凝灰岩。横須賀市鷹取山（35° 18'21.9"N, 139° 36'51.0"E）。

E: 逗子層下部に挟まれる鍵層 Ok。ゴマシオ状凝灰岩 Ok1 ~ Ok4 とスコリア凝灰岩 Oksco からなる（江藤ほか, 1998）。Ok1 は断層により重複している。横須賀市阿部倉（35° 15'19.9"N, 139° 38'02.2"E）。

F: 逗子層のタービダイト。横須賀市野比海岸（35° 12'40.3"N, 139° 42'34.7"E）。

G: 平行層理と緩く傾斜する斜交層理が発達する池子層の癒着したタービダイト。平行層理はトラクションカーペット堆積物と解釈され、高密度混濁流起源と考えられる（柴田ほか, 2019）。横須賀市観音崎（35° 15'32.0"N, 139° 44'35.2"E）。

H: 池子層から産出したアケビガイ *Archivesica kawamurai*。YCM-GP1974（横須賀市博物館古生物資料）。横須賀市観音崎（35° 15'32.0"N, 139° 44'34.5"E）。

グによって不規則な地質構造を呈する部分は神武寺火砕岩泥岩部層 (Jimmuji Volcaniclastics and Mudstone Member) として細分されている (江藤ほか, 1998)。蟹江ほか (2008) は池子層でシルト岩が卓越する部分を Ikn, 火山碎屑岩が卓越する部分を Ikt, Ikt の一部でスランプ堆積物を含む部分を Iks と細分している。池子層上部と上総層群基底の岩相が類似することから、池子層と上総層群の境界については研究者間で見解が異なっている。例えば、鍵層 KGP について、稲垣ほか (2007) は浦郷層と野島層に、蟹江ほか (2008)、蟹江 (2012b)、柴田 (2012) は池子層に挟在するとしている。

(2) 年代

逗子層からは後期中新世から前期鮮新世を示す石灰質ナノ化石 (CN9 帯～CN10c 帯) (江藤ほか, 1987; 蟹江ほか, 1991) と、同じく後期中新世から前期鮮新世を示す放散虫化石 (RN9 帯) (鈴木・蟹江, 2013) が得られている。鍵層 Ok [大楠山] は房総半島の三浦層群天津層に挟まれる鍵層 Am78 に対比され、天津層のサンプルに基づき 6.3 ± 0.4 Ma の FT 年代が見積もられている (Kasuya, 1987)。鍵層 Hk [東小路] では 3.7 ± 0.6 Ma (Yoshida *et al.*, 1984) や 5.0 ± 0.3 Ma (Kasuya, 1987) の FT 年代、 4.1 ± 0.6 Ma (Saito *et al.*, 1997) や 5.2 ± 0.6 Ma (岡田ほか, 1991) の K-Ar 年が求められている。

池子層からは前期鮮新世の後期から後期鮮新世の後期を示す放散虫化石 (RN10 帯～RN12 帯下部) が産出する (岡田, 1993; 鈴木・蟹江, 2010, 2012b)。ただし、鈴木・蟹江 (2012b) が前期鮮新世の後期から後期鮮新世 (RN11 帯～RN12 帯下部) としての放散虫化石産地 (鎌倉市北東部、鎌倉市東部～横浜市南東部、横浜市南東部) は、従来の地質図 (三梨・菊地, 1982; 江藤ほか, 1998) では上総層群とされている。

(3) 堆積プロセス

逗子層や池子層には、三浦半島南部に分布する三崎層に比べて衝上断層やデュプレックス構造などの剪断構造が発達しない。さらに三浦半島中部の葉山層群は後期中新世には外縁隆起帯として機能していたと解釈されるため、北部に分布する逗子層や池子層、ならびに中部に 2 列の葉山層群に挟まれて分布する逗子層は本州弧の前弧海盆堆積物と考えられている (Soh *et al.*, 1991; 高橋, 2008; Yamamoto *et al.*, 2017; 山本ほか, 2017)。

三浦半島北部の逗子層は葉山層群を不整合に覆い、その不整合は田越川不整合と呼ばれ、基底礫岩である田越川砂礫岩部層が重なる (図 11-C)。一方、三浦半島中部の逗子層の基底には下山口砂礫岩層が発達するが、葉山層群とは断層関係であることが多い (江藤ほか, 1998)。逗子層基底の砂礫岩層には軟体動物化石や魚類化石が含まれ、Shikama (1973)、田中 (2001)、三井 (2011) などによって化石の記載が行われている。基底礫岩を構成する礫は、葉山層群由来の堆積岩類や細粒凝灰岩からなる (平田, 2017)。田越川不整合と田越川砂礫岩部層、下山口砂礫岩部層について総括した平田ほか (2012) は、フィリピン海プレートの本州弧への沈み込みに伴って葉山層群が外縁隆起帯として機能し始めることより、田越川不整合が形成された可能性を指摘している。しかし、これらの基底礫岩

や不整合が形成された水深や形成プロセスなど不明な点が多く、今後検討すべき課題となっている。

逗子層主部を構成する泥岩とそれに挟在する砂岩は、それぞれ半遠洋性泥岩とタービダイトと解釈されている (Soh *et al.*, 1991; 高橋ほか, 2016) (図 11-F)、堆積プロセスや堆積環境について十分に検討されていない。逗子層主部からは上部漸深海帯～中部漸深海帯 (水深 170 ～ 1,900 m) (江藤ほか, 1987)、または下部漸深海帯 (水深 1,700 ～ 3,500 m) (秋元, 1993) を示す底生有孔虫化石が報告されている。

池子層には火山碎屑物が多く含まれ、その給源火山は極めて近くに存在したと考えられている (江藤ほか, 1998)、詳しい給源は明らかとなっていない。江藤ほか (1987) は池子層下部と上部からそれぞれ上部漸深海帯下部 (水深約 500 m) と上部漸深海帯下部～中部漸深海帯 (水深 500 ～ 1,900 m) を示す底生有孔虫化石群集を、秋元 (1993) は池子層上部から中部漸深海帯下部 (水深 850 ～ 1,900 m) を示す底生有孔虫群集を報告している。Soh *et al.* (1991) は池子層の岩相を堆積物重力流と海底地すべりによって堆積した火山碎屑岩ユニット (volcaniclastic unit) (江藤ほか, 1998 の鷹取山火砕岩部層と神武寺火砕岩泥岩部層、蟹江ほか, 2008 の Ikt と Iks に相当) と、薄い火山碎屑岩と凝灰質泥岩の互層からなるタービダイトユニット (turbidite unit) (江藤ほか, 1998 の池子層主部、蟹江ほか, 2008 の Ikn に相当) に区分した。火山碎屑岩ユニットは逗子市池子周辺に分布し、北北西～南南東方向の海底谷を埋積したチャンネル充填堆積物と考えられている (Soh *et al.*, 1991; 蟹江, 1993)。柴田ほか (2019) はタービダイトユニットに相当する横須賀市観音崎の池子層に基づき、タービダイト、降下火砕堆積物、半遠洋性泥岩を記載した。薄いタービダイトや半遠洋性泥岩の互層は海底扇状地のレビー・オーバーバンク堆積物、癒着した火山礫凝灰岩からなるタービダイト (図 11-G) は海底扇状地を構成するチャンネル充填堆積物と解釈されている。

逗子市池子周辺の火山碎屑岩や海底地すべりに起因する巨大なブロックからは、シロウリガイ類を中心とする化学合成生物群集の化石産地が多数報告されている (Shikama & Masujima, 1969; Niitsuma *et al.*, 1989; 平田ほか, 1991; 横浜防衛施設局, 1993; Majima *et al.*, 2005)。Amano & Kiel (2010) は逗子市池子から産出するシロウリガイ類について、アケビガイ *Archivesica kawamurai* と *A. shikamai* に同定した。アケビガイは横須賀市観音崎の池子層からも左殻 1 点が報告されている (柴田ほか, 2019) (図 11-H)。

池子層は一般的に下位の逗子層を整合に覆うが、池子層神武寺火砕岩泥岩部層では海底地すべりによる滑動面をもって逗子層を覆うと考えられている (蟹江, 1993; 江藤ほか, 1998)。蟹江 (1999) は池子層を上総層群基底の黒滝不整合の形成に先立つ、凝灰岩からなるイベント堆積物と解釈している。

7. 房総半島との対比

(1) 房総半島南部の地質概略

房総半島南部の地質は、嶺岡帯を中心とし、それより北側及び南側の 3 つの地質区に大きく分けられる。テクト

ニックな観点からみると、嶺岡帯はプレートの沈み込み帯近傍の外縁隆起帯に相当し、嶺岡帯より南側は海溝陸側斜面に、嶺岡帯より北側は前弧海盆に相当する。

嶺岡帯には、房総半島で最も時代の古い地層群（嶺岡層群）が分布するほか、蛇紋岩類、玄武岩類などのオフィオライト様岩類の産出でも特徴づけられる。地形としても、東西方向の山稜や河川流路が卓越するほか、地すべり性の緩傾斜地形が広く分布するなど、房総半島の他の地域と比べて特異である。

嶺岡帯より北側の地域は、中期中新世初頭から第四紀にかけてのほぼ連続した地層の重なり（三浦層群・上総層群・下総層群）から構成される。一方、嶺岡帯より南側の地域は、構成する地層の時代は北側地域と共通するものの、断層や褶曲が発達し、地層の変形が進んでいる。

これらの3つの地質区は、三浦半島とほぼ共通する。三浦半島で嶺岡帯に相当するのは、主として葉山層群が分布する地域である。古くから房総半島との類似性が報告され、両者を合わせて、「葉山—嶺岡隆起帯」、「葉山—嶺岡構造帯」などと呼ばれている。

葉山帯の南方と北方は、やはりほぼ同じ時代の地層が分布し、かつては後期中新世から鮮新世の地層は三浦層群と一括されていたが、近年は、地質構造や形成環境（海溝陸側斜面と前弧海盆）の違いから、別個の地層群として扱われるケースが増えている（高橋, 2008 など）。

(2) 保田層群と葉山層群

三浦半島の葉山層群に対比されるのが房総半島の保田層群（Hota Group）であり、層群全体の大局的な岩相や形成年代はよく類似する。プレートの沈み込みの作用を受けて形成された付加体の性質を持つ地層群とされ（小川・石丸, 1991）、両者ともに地層の変形が著しく、細かい累層区分は研究者によって異なり、各半島内でも一致しない。

房総半島の保田層群は、河井（1957）、中嶋ほか（1981）、鈴木ほか（1990）、斎藤（1992）などにより区分されているが、累層区分はほとんど一致せず、各累層の対比も不明なことが多い。場合によっては、上下関係が逆転して捉えられている場合も認められる。もともと付加体の性質を持ち、大小の断層による地層の繰返しが多いことに加えて、微化石の産出が乏しく、年代によって前後関係（上下関係）を捉えるのも難しい状況である。以上を鑑みて、あえて累層区分を行わず保田層群と一括する場合もある（高橋, 2008 など）。

以上のことから、保田層群と葉山層群の累層レベルでの対比は困難であると言える。ただし、三浦半島の立石に分布する矢部層（暗緑色凝灰岩）は岩相が特異であり、房総半島における荒島層と対比される。産状として、両者ともに蛇紋岩類と接して存在することが多く、蛇紋岩類のテクトニックな貫入突出の過程と密接に関係している可能性があり、葉山—嶺岡帯の発達史を考える上で重要な地層と言える。房総半島においても荒島層と他の保田層群との関係は明らかではなく、荒島層は断層に沿って断片的に分布するのに対して、他の保田層群は広く面的に分布するなど産状が異なっており、同一の地層群とは考えにくい状況である。

葉山層群森戸層の年代に関しては、前期中新世の微化石

年代が報告され（Kurihara, 1971; 沢村, 1973; 沢村・中嶋, 1980; 鈴木, 2012）、房総半島の保田層群と共通であることを示している。一方、鈴木（2012）は横須賀市野比海岸に分布する衣笠層の放散虫化石年代を報告し、中期中新世初期としている。この年代は房総半島では三浦層群木の根層に相当する年代である。房総半島では、木の根層の主要な分布地域は嶺岡帯の北方であるが、嶺岡帯の南方でも、南縁に接して木の根層（相当層）が分布することが示されており（斎藤, 1992）、野比海岸の地層はこれらの延長の可能性はある。木の根層は泥岩を主体とし、薄い砂岩層を挟み、白色ガラス質のテフラをしばしば挟み、スコリア質テフラを含まないのが特徴で、野比海岸に露出する地層の岩相と類似する。濱田・近藤（2009）でも、三浦半島西岸の横須賀市長坂で武山断層の南側のボーリングコア中に、木の根層相当層の存在を報告しており、葉山層群の南縁に沿って同層が広く存在している可能性を示している。葉山帯の南方では葉山層群と木の根層相当層が連続して堆積しているのかもしれない（房総半島の安房層群（中嶋ほか, 1981）に対応する）。今後の詳細な層序や地質構造の検討が必要であろう。

一方で、江藤ほか（1998）は衣笠層が時代の異なる複数の地層が混在したオリストストロームであると報告している。これは堆積性の成因と見なしているが、高橋ほか（2016）は衣笠層を房総半島の保田層群の剪断帯に対比し、複数の地層群が混在することは共通であるが構造的な成因と考えている。いずれにしても、これらの構成要素の中に、中期中新世初期の地層（房総半島の木の根層相当層）も含まれる可能性が高いということになる。

(3) 三浦層群

1) 層群名について

かつては、三浦半島及び房総半島に分布する黒滝不整合以前の中期中新世から鮮新世の地層は、泥岩を主体とし砂岩や火砕岩を頻繁に挟むという岩相の類似性もあり、すべて三浦層群と一括されていた。しかし、近年のテクトニクスを考慮した地質構造発達史の観点から、前述のように、葉山—嶺岡帯を境にして、その南方（海溝陸側斜面）と北方（前弧海盆）では堆積場や構造変形の性質が異なることから、別の地層群として位置づけられるようになってきている。そのため、三浦半島では、南方は「三浦層群」のままで、北方の三浦層群を、高橋（2008）は「安房層群」と、蟹江ほか（2012b）は「鎌倉層群」と、異なる層群名で呼ぶことを提唱した。房総半島でも、高橋（2008）は嶺岡帯南方を「三浦層群」とし、北方を「安房層群」を呼んだが、南方では「西岬層」（付加体）及び「南房総層群」（被覆層）と別の層群名も使用されている（川上・穴倉, 2006）。もともと「安房層群」の名称が保田層群と三浦層群を合わせた地層群名として使用されており（中嶋ほか, 1980）、保田層群や葉山層群を独立させたい場合は「（両者を合わせたものである）安房層群」は使いにくいこと（ただし、高橋（2008）は安房層群と保田層群（保田ユニット）を分けている）、「安房」という名称が本来は房総半島の南部地域の地名であることなどから、嶺岡帯北方ではいまだに「三浦層群」の名称を使うケースも多い（高橋ほか, 2016 など）。このように、近年では、同

表 1. 三浦半島及び房総半島の三浦層群の鍵層対比。

葉山帯南方															葉山帯北方		嶺岡帯北方				
城ヶ島			三崎-菊名				諸磯		荒 崎					佐 島					A	D	I
B	C	D	B	C	E	D	E	D	B	E	F	D	H	B	E	F	D	G	A	D	I
			Hk	Hk	Hk								Ar104(So)	Hk	Hk			So (Sj20)	Hk	Hk	Ky21(Hk)
		So				So		So				So					So		Bg?	Bg	
		Mr						Mr				Mr	Ar75(Mr)				Mr				
		Bs						Bs					Ar34(Bs)					Bs			
			Ok	Ok	Ok										Ok	Ok	Ok	Kn	Ok	Ok	Am78(Ok)
So	So		So	So	So		So		So	So	So										
Mr			Mr	Mr	Mr		Mr		Mr	Mr	Mr										
Bs			Bs	Bs	Bs		Bs		Bs	Bs	Bs										
Ns	Ns		Ns	Nt	Ns				Nt												
			Mk	Mk	Mk	Mk															
			Bm	Bm	Bm																
			Tz	Tz	Tz																

[出典]

- A 日本油田・ガス田図3「横須賀」(矢崎・三梨, 1962)
 B 日本油田・ガス田図6「三浦半島」(三梨・矢崎, 1968)
 C 5万分の1地質図幅「三崎」(小玉ほか, 1980)
 D 蟹江ほか(1991)
 E 「東京湾とその周辺地域の地質(第2版)」(鈴木ほか, 1995)
 F 5万分の1地質図幅「横須賀」(江藤ほか, 1998)
 G 森・小川(2019)
 H 森(2019)
 I 5万分の1地質図幅「鴨川」(中嶋ほか, 1980)・同「富津」(中嶋・渡辺, 2005)

石灰質ナノ化石帯

	CN10b
	CN9
	CN7b

じ「三浦層群」の名称が、三浦半島では南方(海溝陸側斜面)の、房総半島では北方(前孤海盆)の地層群を指すケースが多く、混乱を生じさせている。本報告では、混乱を避け、「南部の三浦層群」、「中・北部の三浦層群」と従来の共通の層群名を使用している。今後、三浦・房総半島全体を見通した整理が必要であろう。

2) 三浦層群の層序

三浦半島と房総半島では、地質構造は大局的には共通するものの、構成する地層の性質や年代に相違が見られる。

三浦半島の葉山帯より北方の三浦層群は田越川砂礫岩部層を基底としてほぼ後期中新世以降の地層しか存在しないが(逗子層及び池子層: 鍵層 Ok 層準より上位)、房総半島では田越川砂礫岩部層に対比される千畑礫岩層の下位にも中期中新世の地層(佐久間層・木の根層・天津層)が広く存在している。三浦半島では中期中新世に堆積の休止(陸化)があったのか、それとも、地層がのちに大きく削剥されたのか、検討が必要である。

なお、三浦半島の中・北部の三浦層群のうち、前述の層序は北部のものであるが、中部の三浦層群(逗子層)については、鍵層 Ok が挟在される位置と地質構造をみると、より下位の層準が割合に広く露出しているように見える(江藤ほか, 1998 など)。どの程度下位の層準まで露出するか、テフラ鍵層や微化石年代等の詳細な調査が必要であろう。

房総半島の嶺岡帯南方の三浦層群については、近年はプ

レート沈み込み帯に近い海溝陸側斜面で形成されたと考えられており(川上・穴倉, 2006)、同じ泥岩主体の地層でも、海溝付近で堆積した後、沈み込みの力を受けて変形しつつ陸側に押しつけられた付加体に相当する地層と、海底斜面上でそれらの付加体の上を覆って堆積した変形の少ない被覆層が存在することが指摘され、付加体の地層を「西岬層」、被覆層の地層を「南房総層群」(石堂層、岩井袋層など)として区別した(川上・穴倉, 2006)。三浦半島では、竹内ほか(2015)は、武山断層以南の三崎層相当層をすべて西岬層(付加体)に対比した。しかし、森・小川(2019)は横須賀市佐島に分布する三崎層を付加体とは確実に認定できないとしている。

微化石年代によれば、蟹江ほか(1991)、蟹江・服部(1991)では、葉山帯より南方の三浦層群の年代はほとんどが CN9 帯(鍵層 Ok 層準)より新しく、より古い地層(CN5b ~ 9 帯)が分布するのは三浦市宮川周辺のみであることを示している。一方、房総半島の嶺岡帯より南方では、多くの三浦層群相当層が CN4 ~ 9 帯である(斎藤, 1992; 川上・穴倉, 2006)。

以上のように、同じ葉山-嶺岡帯南方の三浦層群相当層でも、三浦半島と房総半島で地層の形成過程が異なる可能性がある。次節に述べるテフラ鍵層による対比なども含めて、より詳細な検討が求められる。

3) テフラ鍵層

葉山-嶺岡帯の北方では、代表的なテフラ鍵層として「Ok」と「Hk」があり、三浦半島から房総半島にかけ

て、数多くの地点で確認され対比されている(表1)。房総半島では鍵層 Ok は天津層中に挟在し、天津層中の鍵層の1つとして「Am78」の別名が与えられている。天津層中の鍵層は Am1 ~ Am101 が記載されている(中嶋ほか, 1981)。同様に鍵層 Hk は清澄層中の「Ky21」の別名があり、清澄層中では Ky1 ~ Ky27 が記載されている。一方、三浦半島では、鍵層 Ok、Hk とともに逗子層中に挟在され、矢崎・三梨(1962)では、これらのほかにも、多数の鍵層を認定しているが、これらと房総半島の鍵層 Ok(Am78)、Hk(Ky21)以外の鍵層との対比はまだなされていない。今後、これらに対比されることにより、三浦-房総半島全体の地層形成史、構造発達史が詳細に検討されることと思われる。

房総半島では、現時点では鍵層 Ok、Hk は嶺岡帯の北方でのみ確認されており、嶺岡帯南方の三浦層群相当層では確認されていない。一方、三浦半島では、鍵層 Ok と Hk が葉山帯の南方の三浦層群分布地域でも挟在する(横須賀市佐島、三浦市菊名)という見解(三梨・矢崎, 1968; 卜部, 1992; 鈴木ほか, 1995; 江藤ほか, 1998; 森・小川, 2019)と、葉山帯の南方には挟在しないという見解がある(蟹江ほか, 1991; 蟹江, 2012b; 柴田, 2012)。これらのほかにも、葉山帯南方では、鍵層 So、Mr、Bs のテフラ鍵層がよく記載されているが、層準に関して、これらが Ok より下位の層準に位置するという見解と(三梨・矢崎, 1968 など)、上位に位置するという見解がある(蟹江ほか, 1991)。蟹江ほか(1991)はテフラが挟まれる層準の地層の年代を石灰質ナノプランクトンで押さえており、鍵層 So の層準(CN10b 帯)は鍵層 Ok の層準(CN9 帯)よりも若い(上位)データが出ている。さらに、最近、森・小川(2019)は鍵層 So が Hk に対比されると解釈した。これが正しいとすると、鍵層 Hk(So) 層準の地層が断層で繰り返している可能性がある。鍵層 So が Hk に対比されるならば、その近傍には上記の房総半島嶺岡帯北方にみられる清澄層(Ky ナンバー)の鍵層が存在している可能性があると思われる。森(2019)は三浦市荒崎地域において、鍵層 So(Ar-104)、Mr(Ar-75)、Bs(Ar-34)を含む地層の詳細な柱状図を作成し、鍵層 Ar-1 ~ Ar-177 を認定した。これらと房総半島清澄層の鍵層が対比できれば、対比もより確実なものとなる。

房総半島嶺岡帯南方の三浦層群内のテフラ鍵層の記載はこれまでにあまり報告がなく、嶺岡帯北方及び三浦半島葉山帯北方及び南方とのテフラ鍵層の対比は今後の課題である。

8. 上総層群

(1) 層序

1) 層序区分および岩相

三浦半島周辺の上総層群(Kazusa Group)の分布域は、多摩丘陵南部から三浦半島北部にかけての地域(以下北部地域)と、葉山-嶺岡隆起帯南方の三浦半島南部地域(以下南部地域)とに区分される(図1)。上総層群と下位の三浦層群を境する不整合は、房総・三浦両半島をまたいで観察されるいわゆる黒滝不整合とされてきたが(三梨・菊地, 1982; 江藤, 1986 など)、近年の岩相及び年代層序学的研究により、三浦層群池子層から上総層群浦郷層までは

ほぼ連続的に堆積しており(図12, 図13)、不整合に相当する顕著な時間間隙は認められないことが明らかにされた(Utsunomiya et al., 2017)。

北部地域の上総層群は下位から浦郷層(Urago Formation)、野島層(Nojima Formation)、大船層(Ofuna Formation)、小柴層(Koshiba Formation)、中里層(Nakazato Formation)、浜層(Hama Formation)(富岡層(Tomioka Formation))の6つに区分され、横浜市金沢区富岡町から磯子区杉田にかけてみられる、北西-南東の軸をもつ富岡向斜より南の地域では、半ドーム状構造を呈しながら、概ね北に20°以下の傾斜で分布する(三梨・菊地, 1982; 江藤, 1986)。鎌倉市今泉周辺~横浜市栄区公田町にかけての浦郷層上部から野島層下部には、凝灰質砂礫岩層がレンズ状に挟在しており、今泉砂礫岩部層(Imaizumi Sandstone and Conglomerate Member)として区分されている(江藤, 1986)。また、富岡向斜より北側から下末吉台地にかけての地域では、小柴層の同時異相とされる上星川層(Kamihoshikawa Formation)が中里層の下位に分布する(三梨・菊地, 1982; 岡ほか, 1984)。一方、南部地域の上総層群については、横須賀市林付近において、葉山層群を不整合に覆うか断層で接し、相模層群宮田層に不整合に覆われる林層(Hayashi Formation)として区分されている(江藤ほか, 1998)。なお、これらの地層の定義や分布は、研究者によって若干の差異がある。

浦郷層(図14-A)は、軽石やスコリアを多量に含む凝灰質砂岩層、礫岩層、泥質砂岩層からなり、砂岩層にはしばしば斜交層理や平行葉理が発達する(三梨・菊池, 1982; 江藤, 1986; 江藤ほか, 1998; Utsunomiya et al., 2017)。Utsunomiya et al. (2017)は、泥質砂岩層(含泥率<45%)が優勢する層準と砂岩層が優勢する層準が交互に繰り返すとした。

野島層(図14-B)は、主に凝灰質泥質砂岩や砂質泥岩からなり、砂質なテフラ層を多く挟在する(三梨・菊池, 1982; 江藤, 1986; 江藤ほか, 1998)。Nozaki et al. (2014)は、最上部を泥岩(含泥率>70%)と砂質泥岩(含泥率45%~70%)の互層からなるものと定義した(図15)。また、三梨・菊地(1982)は、横浜市磯子区氷取沢町の氷取沢市民の森から、金沢区の金沢市民の森にかけての大船層下部(Nozaki et al. (2014)の野島層上部)に、海底地すべりによって形成されたとされる「異常堆積層」を地質図上に示した。この異常堆積層と呼ばれたスランプ堆積物は、後述する YH02 凝灰岩層の直下に挟在しており、海底地すべり岩体と地すべり痕充てん堆積物から構成される(野崎ほか, 2012; 楠ほか, 2014)。氷取沢市民の森よりも東側には見られず、その分布はレンズ状であると推定される(三梨・菊池, 1982; 野崎ほか, 2012)。一方で、安野ほか(2012)は、氷取沢地域において、野島層の最上部が一部剝削され、その上位に大船層が重なっており、両者は部分的な平行不整合関係にあるとしている。

今泉砂礫岩部層は、主に中粒~粗粒砂岩や礫岩からなり、砂岩層には稀に斜交層理や平行葉理が発達する(江藤, 1986)。軽石やスコリアなどの火山碎屑物や、貝殻などの生物遺骸を多量に含む砂礫岩層が挟在する(江藤, 1986; 宇都宮ほか, 2014)。鈴木・北崎(1951)および三梨・菊地(1982)

は同層を野島層中にレンズ状に挟在するとした。一方、江藤（1986）は、下位の浦郷層を一部で削剥し、野島層下部から中部の泥質砂岩層中にレンズ状に挟在・指交するものとした。このような解釈の違いは、浦郷層と野島層の地層境界の層位が研究者間で異なっており鈴木・北崎（1951）および三梨・菊地（1982）による野島層下部が、江藤（1986）

の浦郷層上部に相当するためである（宇都宮ほか，2014）。

大船層(図 14-C)は、塊状無層理の泥岩からなり、稀に凝灰岩層や砂岩層を挟む(三梨・菊地, 1982; 江藤, 1986)。Nozaki *et al.* (2014)は、含泥率が70%より大きい一連の泥岩層として定義した。なお、大船層と、下位の野島層や上位の小柴層との境界は Nozaki *et al.* (2014) 以

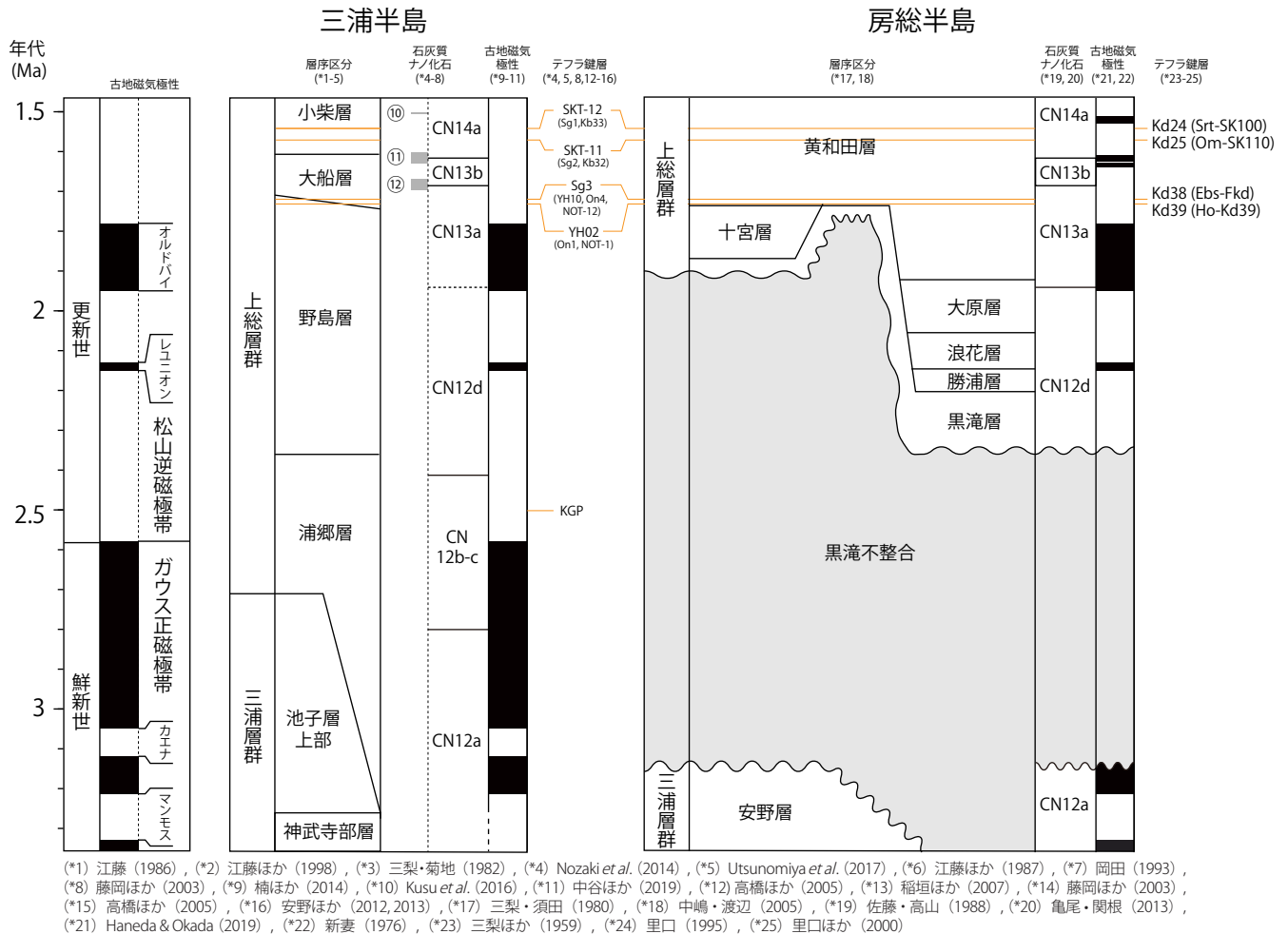


図 12. 北部の三浦層群上部～上総層群中部の年代層序および房総半島との対比.



図 13. (a) 三浦半島北部における三浦層群と上総層群の分布 (江藤, 1986 および江藤ほか, 1998 に基づく). (b) 鎌倉地域および (c) 池子地域における三浦層群と上総層群の分布 (Utsunomiva *et al.* 2017 を改変).

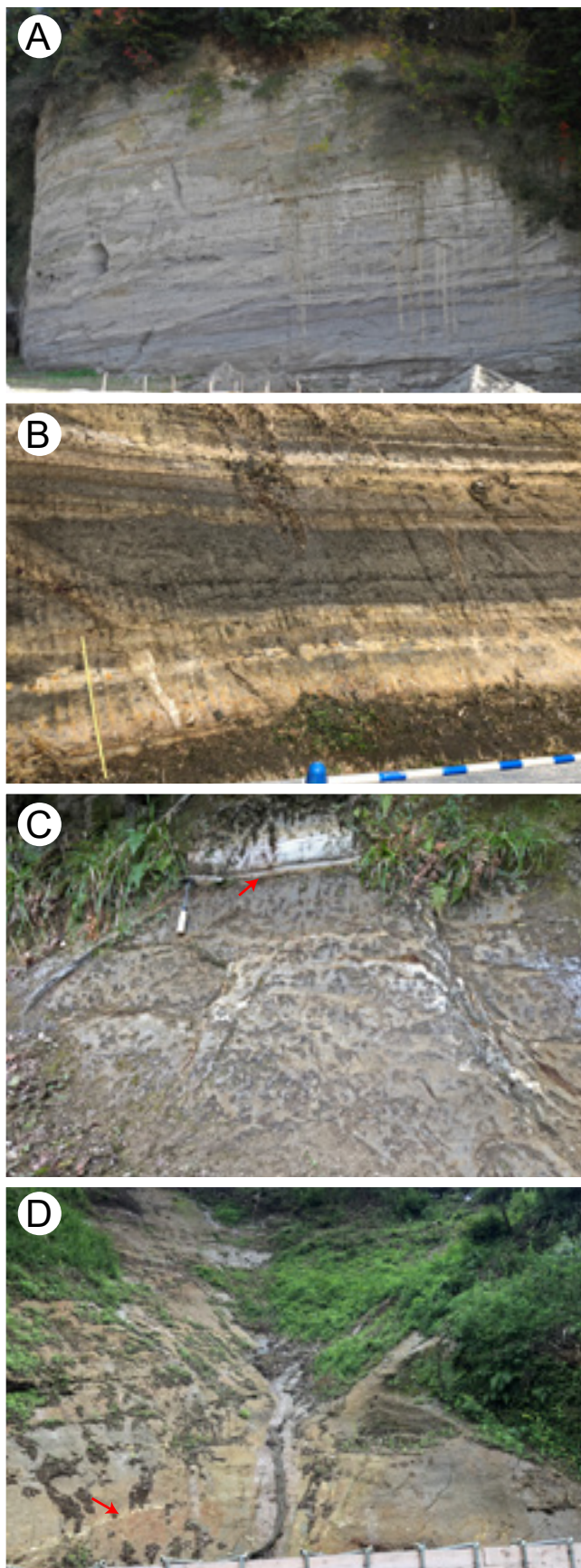


図 14. 上総層群の露頭 (撮影者: 野崎 篤).

- A: 浦郷層の露頭。藤沢市宮前 (35°20'15.2"N, 139°30'25.8"E)。斜交層理が発達した砂岩層を多数挟在する。
- B: テフラを挟在する泥質砂岩からなる野島層の露頭。横浜市栄区上郷町 (35°21'07.3"N, 139°34'48.8"E)。
- C: 泥岩からなる大船層の露頭。横浜市磯子区氷取沢町 (35°21'23.3"N, 139°35'39.5"E)。矢印はテフラ鍵層である Kd39 (YH02 : 高橋ほか, 2005)。
- D: 砂質泥岩および泥質砂岩からなる小柴層下部の露頭。横浜市栄区上郷町 (35°21'51.7"N 139°34'42.2"E)。矢印はテフラ鍵層 SKT-12 (Kitazaki & Majima, 2003; Nozaki et al., 2014)。右端には、メタン冷湧水に伴って形成された自生炭酸塩岩と、冷湧水性化学合成群集を構成する二枚貝化石がみられる。

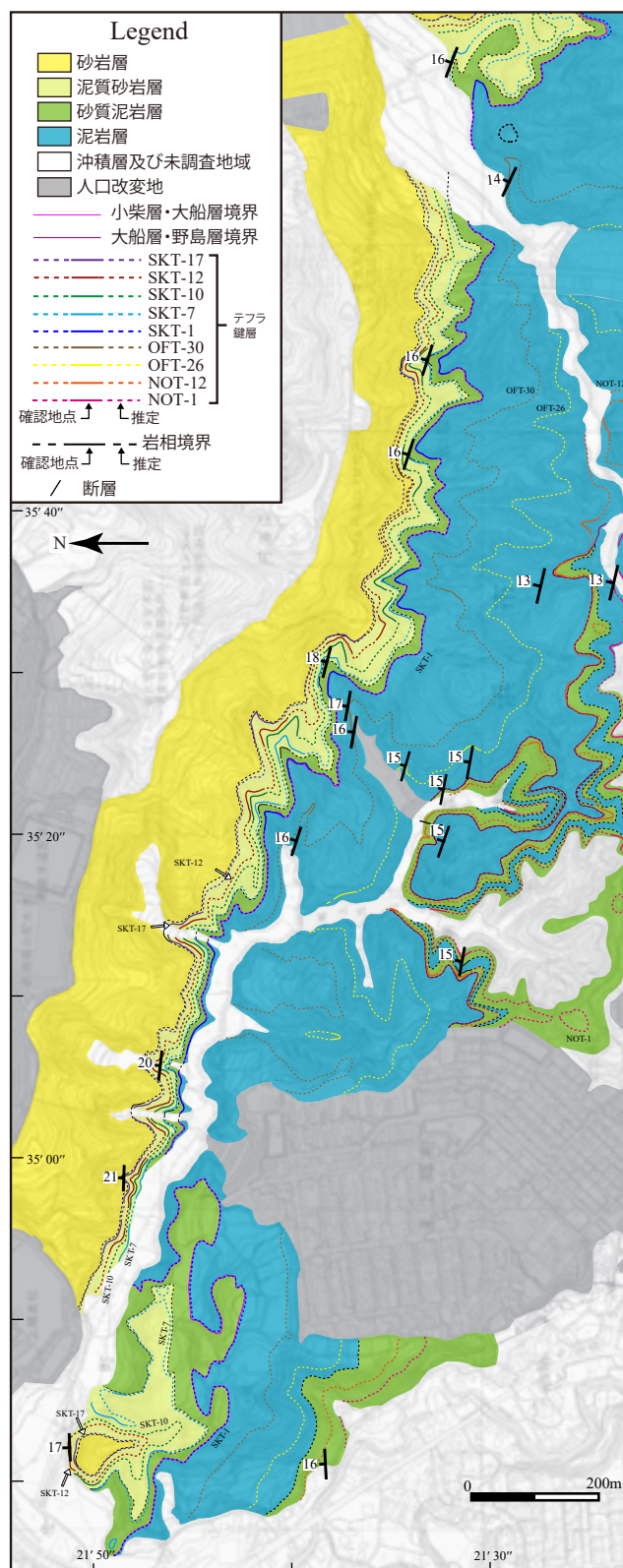


図 15. 瀬上市民の森 (横浜市栄区) および氷取沢市民の森 (横浜市磯子区) における上総層群野島層上部から小柴層下部の岩相図。Nozaki et al., 2014 を一部改変。

表 2. 上総層群中に狭在する主要なテフラ.

	名称	広域テフラ名	年代 (Ma)
小柴層	SKT-20		
	SKT-17 (*1, 2), Kb40 (*3, 4)		1.495 (MIS50) (*2)
	SKT-12 (*1, 2), Sg1 (*5), Kb33 (*3, 4)	白沢天狗 – SK100テフラ (St-SK100) (*9)	1.599 (*12), 1.543 (MIS52) (*2)
	SKT-11 (*1, 2), Sg2 (*5), Kb32 (*3, 4)	大峰 – SK110テフラ (Om-SK110) (*10)	1.65 (*10), 1.61 (*13), 1.573 (MIS54) (*2)
	SKT-10 (*1, 2), Kb31 (*3)		1.582 (*2)
	SKT-9f (*2), Kb28 (*3)		
	SKT-7 (*1, 2), Kb21 (*3)		1.604 (*2)
	SKT-4 (*1, 2), Kb20 (*3)		1.614 (*2)
	SKT-3 (*1, 2), Kb3 (*3)		1.623 (*2)
	SKT-2 (*1, 2), Kb2 (*3)		
大船層	SKT-1 (*1, 2), Kb1 (*3)		1.632 (*2)
	OFT-30 (*2), On7 (*3)		1.664 (*2)
大船層/野島層	OFT-26 (*2)		1.693 (*2)
	Sg3 (*5), YH10 (*6), On4 (*3), NOT-12 (*2)	恵比寿峠 – 福田テフラ (Ebs-Fkd) (*10)	1.75 (*14), MIS63 (*15), MIS60-61 (*16), 1.723 (MIS61) (*17)
浦郷層	YH02 (*6), On1 (*3), NOT-1 (*2)	穂高 – Kd39テフラ (Ho-Kd39) (*10)	1.76 (*14), MIS63 (*15), 1.737-1.738 (MIS61-62) (*17)
	KGP (*7)	丹沢 – ざくろ石テフラ (Tn-GP) (*11)	2.5 (*11), 2.43 (*18)
浦郷層/池子層	JNP (*7)		
	TTS (*7)		
	IkT-46 (*8)		

(*1) Kitazaki & Majima (2003), (*2) Nozaki *et al.* (2014), (*3) 安野ほか (2012), (*4) 安野ほか (2013), (*5) 藤岡ほか (2003), (*6) 高橋ほか (2005), (*7) 稲垣ほか (2007), (*8) Utsunomiya *et al.* (2017), (*9) Satoguchi & Nagahashi (2012), (*10) 長橋ほか (2000), (*11) 田村ほか (2010), (*12) 鈴木・村田 (2011), (*13) 坂井・黒川 (2002), (*14) 吉川ほか (1996), (*15) 大久保・荒井 (2002), (*16) Momohara *et al.* (2017), (*17) 野崎ほか (2019), (*18) 山下 (1996)

前は明確に定義されていなかったため、研究者間で境界層準の位置に違いがみられる。三梨・菊地 (1982)、江藤 (1986)、藤岡ほか (2003) などにおいて大船層最上部とされている層準は、Nozaki *et al.* (2014) における小柴層下部の砂質泥岩層に相当する (図 15)。

小柴層のうち、大船層からの遷移帯となる下部 (図 14-D) は、下位から砂質泥岩 (含泥率 45% ~ 70%)、泥質砂岩 (含泥率 < 45%)、細粒~中粒砂岩からなり、上方粗粒化する (館・間嶋, 1998; Kitazaki & Majima, 2003; Nozaki *et al.*, 2014)。小柴層上部は、そのうち下半部が、斜交層理が顕著な細~中・円礫を含む凝灰質中粒~粗粒砂から、上半部が細粒砂およびシルト質細粒砂から、それぞれ構成される (三梨・菊地, 1982; 江藤, 1986)。

中里層は、主に塊状無層理の砂質泥岩からなり、砂岩層や泥質砂岩層を挟む (三梨・菊地, 1982; 江藤, 1986)。なお、三梨・菊地 (1982) は、分布域の西~中部では本層下部~中部層準に狭在する一部の凝灰岩層が、東部では小柴層中~上部に狭在することから、小柴層中~上部と本層中~下部は一部同時異相の関係にあるとした。また、本層下部の一部は多摩丘陵南部や下末吉台地周辺に分布する上星川層に含まれるとしている。

浜層 (富岡層) は、下位は泥岩と細粒砂岩との泥勝互層で、上位に行くにしたがって砂岩層の厚さが増して砂勝互層となり、さらに上位では斜交層理の発達する細礫質粗粒砂岩が発達する (三梨・菊地, 1982)。また海岸付近では、含礫泥岩、シルト岩からなる表層型海底地すべり層が発達する (三梨・菊地, 1982)。なお、浜層の名称は大塚 (1934) によるもので、植田 (1933)、江藤 (1986) の富岡層、赤嶺ほか (1956) の富岡砂シルト互層にほぼ一致する。

林層は、軽石、スコリアなどを含む凝灰質砂岩からなり、一部は凝灰角礫岩となる (江藤ほか, 1998)。砂岩中にはしばしば平板型やトラフ型の斜交層理が発達する (長沼ほか, 1973)。

2) テフラ鍵層

浦郷層から中里層にかけては、多数の凝灰岩層が狭在しており (表 2)、三梨・菊地 (1982)、稲垣ほか (2007)、安野ほか (2010, 2011, 2012, 2013)、Nozaki *et al.* (2014)、横浜団研グループ (2015, 2016, 2018)、Utsunomiya *et al.* (2017) などによってまとめられた。そのうち主要な鍵層となる凝灰岩層を以下に述べる。なお、浜層および林層には、連続する凝灰岩層は見つかっていない。

浦郷層中に狭在する鍵層 KGP (稲垣ほか, 2007) は、粒径 0.2 ~ 1.5 mm のざくろ石を含む軽石質凝灰岩層で、田村ほか (2010) は、本凝灰岩層と対比される一連の凝灰岩層を丹沢ざくろ石軽石層 (Tn-GP) と命名した。また、Utsunomiya *et al.* (2017) は、鎌倉地域の浦郷層中に狭在する 14 枚の凝灰岩層が、より東の池子地域では池子層上部に狭在しており、池子層と浦郷層が一部同時異相であることを示した。

野島層中の凝灰岩層は、安野ほか (2010, 2011, 2012, 2013)、横浜団研グループ (2015, 2016, 2018) により Nj1 から Nj104 まで命名され、鍵層として追跡されている。また、Nozaki *et al.* (2014) は、横浜市栄区の野島層上部に狭在する 6 枚の凝灰岩層を鍵層として追跡するとともに、それらが横浜市磯子区では大船層下部に狭在し、野島層上部と大船層下部が同時異相であることを示した。そのうち、ガラス質凝灰岩層である鍵層 YH02 (高橋ほか, 2005) およびその上位の鍵層 Sg3 (藤岡ほか, 2003) はそれぞれ、房総半島の上総層群黄田層中の鍵層 Kd39 (穂高 – Kd39 テフラ; 長橋ほか, 2000) および Kd38 (恵比寿峠 – 福田テフラ; 長橋ほか, 2000) に対比された (藤岡ほか, 2003; 高橋ほか, 2005)。

小柴層中に追跡される凝灰岩層については、三梨・菊地 (1982)、安野ほか (2010, 2011, 2012, 2013)、横浜団研グループ (2015, 2016, 2018)、Nozaki *et al.* (2014) などによって記載・命名され、あるいはまとめられている。そのうち、小柴層下部に狭在するガラス質凝灰岩層である Sg2

およびその上位の Sg1 はそれぞれ、黄和田層中の Kd25（大峰—SK110；長橋ほか，2000）および Kd24（白沢天狗—SK100；Satoguchi & Nagahashi, 2012）に対比された（藤岡ほか，2003）。また、鈴木・村田（2011）は、小柴層下部の砂岩層中に狭在する TM14 を、多摩丘陵の上総層群稲城層中に狭在する黒川テフラ（KK）に対比した。この他、三梨・菊池（1982）は、多摩丘陵の上総層群中に狭在する鍵層である第 1 星川テフラ、宮田テフラが、小柴層中に狭在するとしている。

中里層のテフラ鍵層について、三梨・菊池（1982）は、少なくとも 9 枚を鍵層として示しており、そのうち本層下部に狭在する鍵層 Ku2 を上総層群上星川層中に追跡している。なお、三梨・菊池（1982）は、肉眼的な記載と鉱物組成に基づき、中里層下部～中部層準に、房総半島の上総層群柿ノ木台層中に狭在する鍵層 Ka2.3、Ka2.4a、同じく国本層中の鍵層 Ku2a、Ku2b とそれぞれ対比される凝灰岩層が狭在するとした。しかし、三梨・菊池（1982）が、中里層の下位の小柴層中で、肉眼的な記載と鉱物組成に基づき房総半島黄和田層中の鍵層 Kd19 と対比した凝灰岩層は、藤岡ほか（2003）によって、より下位に狭在する鍵層 Kd38 と対比されることが明らかになっている。このことから小柴層上部より上位の凝灰岩層の広域対比については、ガラスや鉱物中の化学組成の検討や、微化石層序などに基づく再度の検証が必要と考えられる。

(2) 年代

三浦半島北部の上総層群の年代層序は、1990 年代までは房総半島ほど詳細に検討されておらず、わずかに微化石（石灰質ナノ化石、有孔虫）に基づく層序が検討されていた（青木，1964；菊池，1964；江藤ほか，1987 など）ほかは、主に房総半島の上総層群とのテフラ鍵層や軟体動物化石に基づく対比による、間接的な推定がなされてきていた（三梨ほか，1979；三梨・菊池，1982；江藤ほか，1998）。2000 年代以降、微化石、古地磁気、広域凝灰岩層の対比、有孔虫の酸素同位体比などを用いた年代層序学的研究により、三浦半島の上総層群の堆積年代は大きく見直され、それまで中部～上部更新統とされてきた上総層群のうち、少なくとも浦郷層から小柴層下部は、上部鮮新統～下部更新統であることが明らかにされてきている（図 12）。なお中里層、浜層については、1990 年代以降、年代層序学的研究が行われていないため、その年代については改めて見直しが必要と考えられる。

凝灰岩層についてみると、上述の通り、浦郷層中に狭在する鍵層 KGP は堆積年代が約 2.5 Ma と推定され、松山逆磁極帯の最下部に位置すると考えられている（田村ほか，2010；植木ほか，2013）。野島層上部から大船層下部をまたいで分布する鍵層 YH02 の堆積年代は 1.738 ～ 1.737 Ma、同じく鍵層 Sg3 は 1.723 Ma と推定されている（野崎ほか，2019）。小柴層下部に狭在する鍵層 Sg2、Sg1 の堆積年代はそれぞれ 1.573 Ma、1.543 Ma と推定されている（Nozaki et al., 2014）。

石灰質ナノ化石層序によると、鎌倉地域において浦郷層中部から上部にかけてが、CN12a 帯から CN12d 帯に相当するが、それより東の逗子市池子地域では浦郷層は CN12a/b 帯境界よりも上位となる（Utsunomiya et al.,

2017）。また、野島層最下部は CN12c/d 帯境界よりも上位とされる（Utsunomiya et al., 2017）。大船層の中位には、佐藤ほか（1999）の石灰質ナノ化石基準面 12（*Gephyrocapsa caribbeanica* 初産出層準）が、大船層上部から小柴層最下部の砂質泥岩層にかけての層準に基準面 11（*Gephyrocapsa oceanica* 初産出層準）が、小柴層下部の泥質砂岩中に基準面 10（large *Gephyrocapsa* 初産出層準）が、それぞれ見いだされている（藤岡ほか，2003；Nozaki et al., 2014）。

古地磁気層序によると、鎌倉地域の浦郷層下部に狭在する鍵層 IkT20 凝灰岩層が、池子地域の池子層上部において、Kaena (C2An.1r) subchronozones 下限 (3.13 Ma) と top of the Mammoth Subchronozone (3.21 Ma) の間のガウス正磁極帯 (C2An.2n) 中に狭在することが明らかにされている（Utsunomiya et al., 2017）。野島層においては、横浜市磯子区、金沢区で掘削された複数のボーリングコアで、野島層中にオルドバイ正磁極帯の上限と下限およびレユニオン正磁極帯の上限と下限が確認された（楠ほか，2014；Kusu et al., 2016；中谷ほか，2019）。

浮遊性有孔虫の酸素同位体比、石灰質ナノ化石、古地磁気を用いた複合年代層序により、野島層上部に海洋同位体ステージ (MIS) 64 ～ 61 が、大船層に MIS 60 ～ 58 が、小柴層下部に MIS 57 ～ 49 がそれぞれ認定された（楠ほか，2014；Nozaki et al., 2014；Kusu et al., 2016；野崎ほか，2019）。

一方、南部地域の上総層群林層については、産出した貝化石の類似性から、野島層今泉砂礫岩部層との類似性が指摘されているが（江藤ほか，1998）、他には年代を示す化石の産出は知られておらず、その他の年代層序学的研究も行われていない。

(3) 堆積プロセス

北部地域の上総層群のうち、浦郷層についてみると、Shikama & Masujima (1969) は浦郷層の貝化石のうち *Akebiconcha nipponica* や *Ginebis crumpi* などの深海性貝化石が、上位の野島層からも産出することから、浦郷層の古水深が野島層同様とした。なお後述のように、Shikama & Masujima (1969) は野島層の古水深を陸棚から大陸斜面以深と推定している。また、宇都宮・間嶋（2012）は、鎌倉市の古沢川上流から産出した貝化石に基づき、浦郷層下部の古水深を 400 ～ 600 m とした。一方、江藤ほか（1987）は、底生有孔虫の群集解析から、浦郷層の古水深を 30 ～ 200 m とした。これについて宇都宮・間嶋（2012）は、浅海性の底生有孔虫と共に半深海性を支持する種も産出していることから、浅海からの流れ込みを反映している可能性を指摘し、池子層上部（水深 500 ～ 2,000 m、江藤ほか，1987）から浦郷層への古水深の変化は大きくないとした。古流向についてみると、長沼ほか（1973）は斜交層理から浦郷層の主流向を N70° E 方向とした。また、Utsunomiya et al. (2015) は、鎌倉市天園のシロウリガイ類を含む砂岩層が、北～東方向へ流れる底層流によって堆積したとした。以上のことから浦郷層は底層流が卓越する大陸斜面以深で堆積したと考えられる。

野島層についてみると、Shikama & Masujima (1969) は産出した陸棚性および深海性貝化石から、野島層が陸棚から大陸斜面以深で堆積したと推定した。また宇都宮・間嶋（2012）は、貝化石に基づき野島層上部の古水深を

400～500 mとした。さらに、蟹江ほか（2009）は、分布域の東端に近い横須賀市夏島町夏島から産出した貝化石から、野島層（三梨・菊地, 1982 の区分による大船層）を、古水深 50～100 m とした。一方、江藤ほか（1987）は底生有孔虫に基づき、野島層下部を 500～1,000m、中部から最上部を 200～500 m、最上部を 50～100 m とした。このように野島層の堆積環境は、真沿岸帯から大陸斜面までの広い環境を示している。蟹江ほか（2009）は野島層中の貝化石の比較から、金沢区六浦周辺や鎌倉市今泉よりも、東京湾に近い東方の横須賀市夏島町の方が浅い環境を示すとした。一方で、Nozaki *et al.* (2014) は横浜市栄区の瀬上市民の森から氷取沢市民の森地域における野島層最上部から大船層最下部においては、凝灰岩で追跡される同時間面の岩相が、西から東へ細粒になることから、同地域の中においては東ほど distal な環境を示すとしている。

今泉砂礫岩部層は全体として上方粗粒化を示す砂礫質の海底扇状地堆積物を構成する（神保ほか, 2017）。そのうち、横浜市栄区公田の露頭にみられる層厚 9 m に達する単層では、チャンネル充填堆積物特有の上方細粒化および薄層化傾向がみられ、扇状地最上部のチャンネルを流下した堆積物重力流によって運搬され、堆積したことが示唆される（神保ほか, 2017）。また宇都宮ほか（2014）は公田に露出する今泉部層上部にみられる砂礫岩層の堆積構造および貝殻配列から、本層が北に向かって流下する、潮間帯から大陸斜面までの様々な環境に生息した貝殻を含む一回の堆積物重力流で形成されたとした。産出する貝化石についてみると、浅海性の貝化石と陸棚から大陸斜面以深に生息する深海性の貝化石が共産することから、陸棚以浅から貝殻が深海に流れ込んで堆積したものと考えられる（Shikama & Masujima, 1969；宇都宮ほか, 2014）。また、含化石砂礫岩層中からシロウリガイ類の化石が報告されている（Shikama & Masujima, 1969；平田ほか, 1991；宇都宮ほか, 2014；神保ほか, 2017）。Utsunomiya *et al.* (2015) は、三浦半島から産出する化学合成化石群集の古水深をまとめ、シロウリガイ類が卓越する群集は水深 400 m 以深に生息し、ツキガイ類やオウナガイ類が卓越する群集は 300 m 以浅に生息することから、本部層は 400 m よりも深い水深で堆積したと推定される（神保ほか, 2017）。これらのことから、今泉部層は南から北へ向かう重力流が卓越する、大陸斜面（400 m）以深の環境で堆積した海底扇状地堆積物であると考えられる。

大船層についてみると、貝化石に基づく古水深として、小泉・松島（1992）は大船層を 200～500 m、馬場（1990）は大船層上部を 200～400 m と、それぞれ推定している。また、館・間嶋（1998）は、貝化石、岩相、上位の小柴層の堆積深度との比較から、大船層上部を陸棚縁辺から大陸斜面（200～300 m）と推定している。一方、江藤ほか（1987）は、底生有孔虫化石群集に基づき、大船層最下部を上部漸深海帯ないし外部亜沿岸帯（200～500 m）で、上部漸深海帯上部の要素が大きいと推定するとともに、岩相の均一性から、大船層全体を通じて同様の古水深だったと推定した。

小柴層下部の古水深について、館・間嶋（1998）、

Kitazaki & Majima（2003）は、貝化石と塊状無層理な岩相から、小柴層下部の泥質砂岩層は外側陸棚（水深 100～200 m）と推定するとともに、大船層から小柴層下部の砂質泥岩・泥質砂岩層にかけて浅海化した可能性を示唆した。江藤（1986）、江藤ほか（1987）は、底生有孔虫群集から、小柴層下部から中部を真沿岸帯ないし外部亜沿岸帯（水深 50～200 m）としている。一方、小柴層上部について、大山（1951）は、最上部の化石帯（化石密集層）から産出する貝化石が潮間帯ないし中浅海岸（20～30 m）の岩礁性の暖流系を主とすることを示し、これらが下浅海帯の含礫砂底の群集との混合と推定し、堆積場を島棚端または岬付近の陸棚縁辺である可能性を示唆した。

中里層について、大山（1951）は貝化石から、本層の大部分は下浅海以浅、本層最上部の化石帯については水深 20～30 m とした。また、青木（1964）は、中里層中部から上部にかけて特徴的に産出する底生有孔虫 *Nonion labradoricum* は、subarctic water の代表種であることや、随伴種や浮遊性有孔虫群集から、中里層上部は冷水温期の堆積物とした。

富岡層（浜層）については、三梨・菊地（1982）は、本層最下部は水深 20～30 m で、その後上位に向かって、淡水性の影響が強く時に海水が侵入するような場へ移り変わったと推定している。

このように、北部地域の上総層群の岩相は、浦郷層から大船層にかけての細粒化、大船層から小柴層にかけての粗粒化、小柴層から中里層への細粒化、そして中里層から富岡層への粗粒化がみられる。一方、化石や堆積相に基づく堆積環境の推定から、多少の振幅はありながらも浦郷層から中里層への浅海化がみられ、岩相の変化は必ずしも古水深の変化と対応していない。このうち大船層から小柴層への粗粒化および浅海化については、プログラデーションによる粗粒堆積物の相対的な供給量の増加を反映していると推定されている（Nozaki *et al.*, 2014）。

また、堆積物の給源については、古流向が得られている浦郷層、今泉砂礫岩部層、小柴層のいずれにおいても、北ないし東方向が卓越しており、南向きの古流向は報告されていない。このことから、概ね南方または西方方向からもたらされたことが示唆される。長浜ほか（1974）は、小柴層中の礫が、中・古生界の碎屑岩、伊豆弧起源と思われる火山岩や深成岩類が多くを占めることから、これらの礫が葉山帯から直接供給されたものではない可能性について言及している。

一方で、南部地域の上総層群林層については、古環境推定はほとんど行われていないが、長沼ほか（1973）は、砂岩層中の平板型斜交層理から古流向を S65° E とし、葉山帯の分布に直交するような南東向きの流れの元で堆積したと推定している。

なお、北部の上総層群からは、浦郷層から小柴層にかけて、メタン冷湧水性化学合成化石群集を構成する二枚貝化石が複数の産地で報告されており、少なくともそのうち、鎌倉市天園における浦郷層の 1 産地および、横浜市栄区上郷町における大船層上部から小柴層下部にかけての 1 産地は、自生的産状を示している（Shikama & Masujima, 1969；平田ほか, 1991；松島・平田, 1991；間

嶋ほか, 1996; 館・間嶋, 1998; Kitazaki & Majima, 2003; Majima et al., 2005; 坪井ほか, 2010; 宇都宮・間嶋, 2012; Utsunomiya et al., 2015)。これらの化学合成化石二枚貝類は、浦郷層及び野島層から産出するものは、主にシロウリガイ類であり、下位の三浦層群池子層のものと類似するのに対し、大船層および小柴層から産出するものは、ツキガイ類、オウナガイ類、キヌタレガイ類からなり、シロウリガイ類はみられないが、このような構成種の違いは、主に堆積時の水深によって規定されていると考えられる(平田ほか, 1991; Majima et al., 2005; Utsunomiya et al., 2015)。

9. 相模層群宮田層

(1) 層序と年代

宮田層(Miyata Formation; 青木, 1925)は三浦半島南部の宮田台地に分布する中期更新世の海成層である(図1, 3)。藤田(1951)によると故山川戈登が宮田層を命名したとのことであるが、文献上は青木(1925)の宮田層(宮田介層)が初出とされる(奥村ほか, 1977; 蟹江・大越, 1981)。呼称は青木(1925)では不明だが、論文により「みやだ(奥村ほか, 1977)」、「みやた(藤田, 1951; 赤嶺ほか, 1956; 蟹江・大越, 1981; 江藤ほか, 1998; 竹内ほか, 2015 など)」の表記がある。北縁を武山断層(大塚, 1935)、南縁を南下浦断層(杉村, 1964)によって区切られる宮田台地のほぼ全域(西部を除く)に分布する(岡ほか, 1974; 奥村, 1977)。層厚は数10 m規模であり、淘汰の良い未固結の砂層を主体とし、貝化石層や礫層を挟む(奥村, 1977)。砂層は雲母の入った中粒砂、小礫および軽石まじりの中粒砂からなり、葉理の発達した層準もある(岡ほか, 1974)。下位の上総層群林層・三浦層群初声層・葉山層群を不整合に覆い、後期更新世海成段丘群(高位より引橋面、小原台面、三崎面)の段丘堆積物に不整合で覆われる。宮田層の堆積環境は、含まれる軟体動物化石から大陸棚以浅の内湾とされるが(奥村ほか, 1977; 蟹江・大越, 1981)、その形成過程については異なる解釈が存在する。

初期の堆積学的研究として注目される藤田(1951)は将棋倒し堆積モデルを考え、上位に向かって傾斜が緩くなる宮田層の堆積構造について、小断層や褶曲などの変形構造が顕著ではないことから、堆積後の変形ではないとし、宮田層が堆積盆における沈降域の移動により形成されたと考えた。また、藤田(1951)は宮田層内に不整合は認められないとして、化石層を基に宮田層を下位からa1～a6に区分した。この考えに基づく地質断面図は、奥村ほか(1977)によるボーリング資料に基づいた研究にも踏襲された。奥村ほか(1977)も不整合は認めず、下位より須軽谷砂部層(Sugaruya Sand Member)、津久井浜砂礫部層(Tsukuihama Sand and Gravel Member)、高円坊砂部層(Koenbo Sand Member)、鹿穴凝灰質砂部層(Shana Tuffaceous Sand Member)、一町田砂部層(Icchoda Sand Member)に分けた。また、須軽谷砂部層と高円坊砂部層の数枚の軽石層から、角閃石等の箱根火山起源とは考えにくい斑晶鉱物を記載した。一方、蟹江・大越(1981)の解釈は、これらとは全く異なる。彼らは火山灰鍵層をもとに層序を再検討し、さらに上位の津久井化石床を含む

部分が不整合で下位層を覆うとし、将棋倒しモデルに疑問を呈した。そして、不整合を境に宮田累層(下位より上宮田凝灰質砂部層; Kamimiyata Tuffaceous Sand Member、須軽谷砂部層; Sugaruya Sand Member、大木根軽石質砂層; Okine Pumiceous Sand Member)と上位の津久井累層(Tsukui Formation)に分けた。不整合の形態は、下末吉層相当層の横須賀累層における大津部層と走水部層の関係を宮田層に当てはめ、海退過程で形成された波食台状の平らな不整合面とした。地質構造についても、蟹江・大越(1981)は、南北の活断層付近で傾斜が急であり、小断層も発達するという観察結果から、堆積盆中央部の凹地を順次新しい堆積物が埋めるような形成史を描いた。

宮田層の年代に関しては、いくつかの報告例がある。青木(1925)は、松本(1924)が報告した大木根の宮田層産および横須賀のゾウ化石から、宮田層が大津層および東京層に対比されると解釈した。蟹江・大越(1981)も、ナウマンゾウ化石の産出から下末吉層相当(MIS 5.5)とした。山口ほか(1983)は、蟹江・大越(1981)の上宮田凝灰質砂部層がナノ化石から若くとも44万年前に形成されたとし、多摩TE-6テフラ(TE-6; 町田ほか, 1974)を含む可能性を指摘した。TE-6はMIS 11の海進堆積物を覆うテフラで、直下に存在する多摩TE-5テフラは約35万年前(MIS 11～10; 町田・新井, 2003)とされている。大村ほか(1991)は、宮田層からの再堆積と考えられる単斜サンゴ化石のウラン-トリチウム(U-Th)年代として約29～38万年前を報告し、MIS 9の堆積物が存在する可能性を示した。豊田・奥村(2000)は、ESR年代として津久井浜部層を約50万年前、鹿穴凝灰質砂部層を約30万年前と報告している。年代値にはばらつきがみられるが、宮田層はおおむね中部～上部更新統と考えられる。

(2) 三浦縦貫道工事現場の宮田層

宮田台地における宮田層は、葉山一嶺岡帯に沿う隆起軸を境に北側に分布する相模層群相当層に比べ、堆積構造や層序・年代についての情報が断片的である(例えば蟹江, 1971; 長谷川・蟹江, 1971; 奥村ほか, 1977; 蟹江・大越, 1981; 江藤ほか, 1998)。その理由は、海成段丘の発達により宮田層の堆積面が失われていることや、箱根火山起源の降下テフラの分布軸から外れているため、大磯丘陵などで得られたテフラ層序を適用しにくいことなどが挙げられる。またそれに加えて、台地の開発が進まず人工露頭の出現が少なかったという社会背景がある。

最近の研究として塩井・笠間(2018, 2019)、笠間・塩井(2019)は、須軽谷砂部層の分布域とされた横須賀市林の三浦縦貫道路建設工事に伴う人工露頭において、宮田層の形成過程に関する新たな知見を示した。両研究では、それぞれが複雑な侵食関係で接する4枚の砂礫層が報告されている(そのうち下位の2枚の砂礫層は、それぞれ下位から順に須軽谷砂部層、津久井浜砂礫部層の可能性がある)(図16-A)。両研究で報告された宮田層中に見られる不整合の存在は、宮田層の各部層が整合で接するとした奥村ほか(1977)・江藤ほか(1998)の見解および1つの波食台状の平行不整合をもつとする蟹江・大越(1981)の見解とはいずれも異なる。このような不整合で重なりあう小規模な谷埋め堆積物は、氷河性海水準変動の影響と考えられてお

り（関東第四紀研究会, 1974; 町田ほか, 1974; Kikuchi, 1977 など）、隆起軸北側の横浜地域の相模層群では記載されていたが、宮田層中では未発見だった。また、最上位の砂礫層中には、バブルウォール型火山ガラスを含む白色ガラス質火山灰層が確認され船久保タフ (Fn; 笠間・塩井, 2019、図 16-B) と命名された。その年代は、LA-ICP-MS 法による FT 年代測定と U-Pb ダブル年代測定で 0.41 ± 0.07 Ma の年代値が得られている（笠間・塩井, 2019）。両研究はこれらの結果から、宮田層の形成に複数回の海進・海退の堆積サイクル (MIS 13 ~ 11 に相当) が関わった可能性を示唆した。

10. 相模層群横須賀層

(1) 層序

横須賀層 (Yokosuka Formation) は三浦半島東部の横須賀市緑ヶ丘から小原台周辺に断片的に分布する (図 1)。中新～鮮新統の三浦層群逗子層または池子層を不整合に覆い (図 17-A)、小原台砂礫層に不整合に覆われる。横須賀層は下位より大津砂泥部層 (Otsu Sand and Mud Member) と走水礫部層 (Hashirimizu Gravel Member) に細分される (蟹江ほか, 1977)。大津砂泥部層の下部は横須賀市大津町や根岸町周辺に分布し、主に塊状の泥層からなり (図 17-B)、細粒砂層や逗子層由来の泥岩礫からなる礫層を含む。

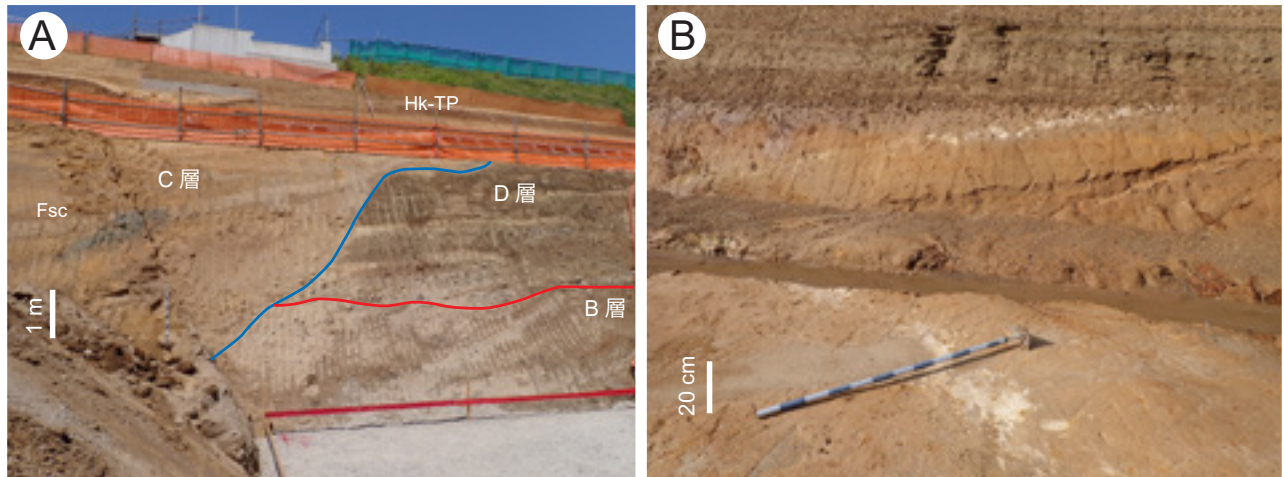


図 16. 三浦縦貫道工事現場の宮田層 (撮影者: 笠間友博). 横須賀市林 (35° 12'39.3"N, 139° 38'13.5"E).
A: 不整合で接する宮田層 (B, D, C の各層). C 層は Fn を含む. Fsc は Fn の下位にある船久保スコリア.
B: 宮田層に挟まれる船久保タフ (Fn).

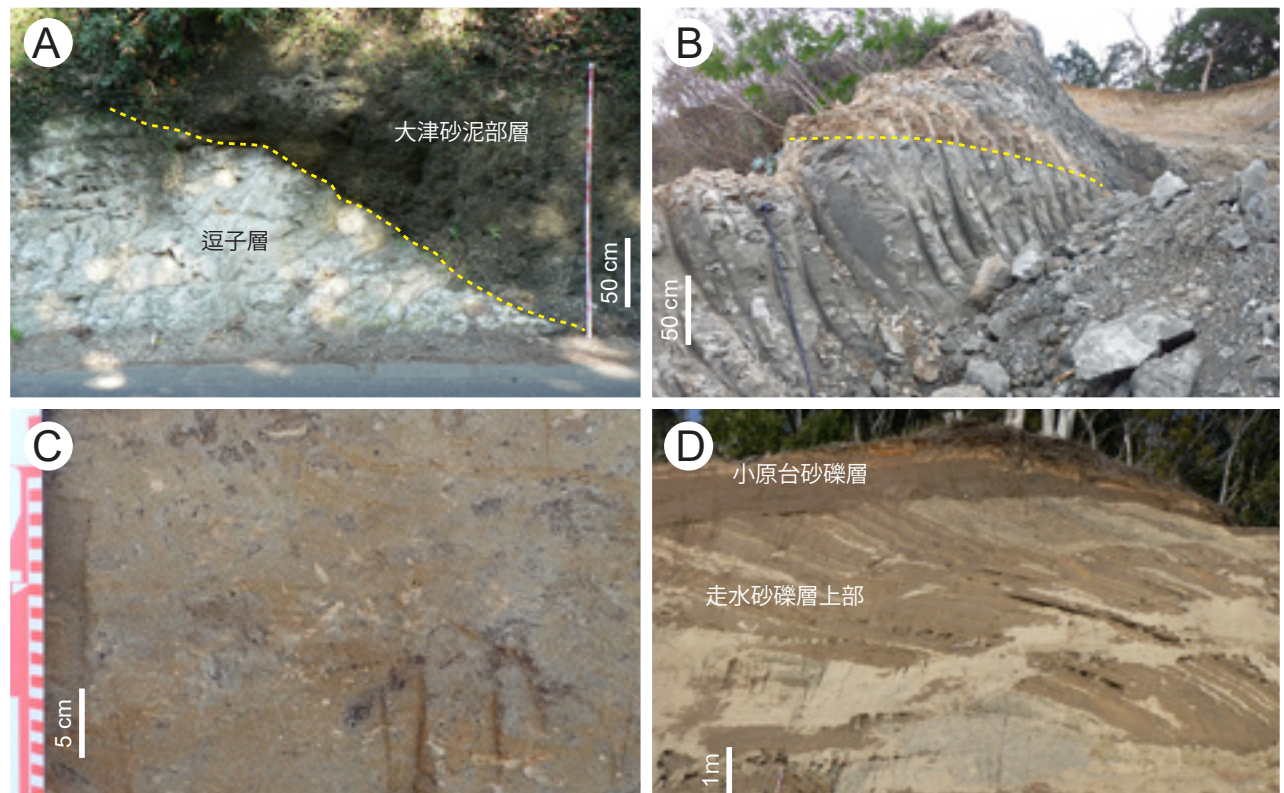


図 17. 相模層群横須賀層の露頭 (撮影者: 柴田健一郎).
A: 三浦層群逗子層と横須賀層大津砂泥部層の不整合 (破線). 横須賀市馬堀町 (35° 15'35.6"N, 139° 43'00.5"E).
B: 大津砂泥部層下部の泥層. 泥層に挟まれる礫層の基底 (破線) はベイラビーンメント面に相当する (柴田ほか, 2020). 横須賀市根岸町 (35° 15'19.5"N, 139° 41'16.8"E).
C: 大津砂泥部層上部の砂層. 生痕化石を含む. 横須賀市深田台 (35° 16'31.8"N, 139° 40'27.2"E).
D: 走水礫部層上部の大規模な平板型斜交層理とそれを覆う小原台砂礫層. 横須賀市二葉 (35° 15'16.5"N, 139° 43'15.1"E).

大津砂泥部層の上部は中粒～極粗粒砂層や礫層を含む細粒砂層からなり（図 17-C）、下部が分布しない地域では三浦層群を直接不整合で覆う。不整合面上には返り層由来の泥岩礫が発達する。走水礫部層は小原台周辺のみ分布する。下部～中部は平行層理の発達する大礫～細礫の礫層からなる。上部は礫、砂、泥の互層からなり、東方に傾き、セット高が 6 m に達する大規模な平板型斜交層理が発達する（蟹江ほか, 1977）（図 17-D）。

(2) 年代

大津砂泥部層に挟在する箱根多摩 Au12 テフラ（Hk-TAu12）より 147 ± 9 ka と 143 ± 11 ka の FT 年代（鈴木, 1976）が、非造礁性サンゴ化石より 100 ± 3 ka の $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代（大村ほか, 1984）が、軟体動物化石より 138 ka の ESR 年代（大村・桜本, 1986）が得られ、横須賀層を覆う小原台砂礫層は御岳第 1 テフラ（On-Pm1、約 10 万年前）をのせている（町田・新井, 2003）。そのため、大津砂泥部層は MIS 5.5（下末吉期）の堆積物と考えられている（太田, 2000; 町田, 2008）。

(3) 堆積プロセス

大津砂泥部層は下末吉期に関東地方に広がっていた古東京湾の南縁を埋積した地層と考えられている。走水団研グループ（1965）は軟体動物化石、有孔虫化石、花粉化石に基づき、外洋の暖寒両水塊が流れ込む内湾の環境を、蟹江ほか（1994）は軟体動物化石から外洋に面する陸棚斜面の環境を推定した。柴田ほか（2017）は横須賀市自然・人文博物館付属馬堀自然教育園から産出した軟体動物化石群集の変化が上方深海化の傾向を示すことから、その化石群集の変化は下末吉海進に対応するとした。また、馬堀自然教育園の大津砂泥部層の基底面と基底部を構成する軟体動物化石を含む礫層を、それぞれ波浪ラビーンメント面と海進残留堆積物と解釈した。したがって、基底部の礫層と、それに重なる砂層は外浜堆積物の可能性が考えられる（柴田ほか, 2020）。以上の研究は主に横須賀市馬堀町周辺の大津砂泥部層上部のデータに基づくものである。一方、奥村ほか（2009）は横須賀市三春町～小原台の 10 地点の化石産地から、362 種の軟体動物化石のリストを示した。柴田ほか（2015, 2020）は横須賀市大津町と根岸町に露出した大津砂泥部層下部の岩相と軟体動物化石に基づき、下位より河川流路堆積物、氾濫原泥質堆積物、海進残留堆積物、エスチュアリー（三角江）中央盆堆積物を識別し、海進残留堆積物の基底をベイラビーンメント面（図 17-B）とした。以上をまとめると、大津砂泥部層全体としては、下部から上部に向かって、河川流路/氾濫原、エスチュアリー、外浜という堆積環境の上方深海化が認められる。大津砂泥部層は MIS 5.5 のユースタシーの上昇と、それに伴う下末吉海進の影響を強く受けて形成されたと考えられる。

走水礫部層の礫の供給源は、礫種組成と斜交層理による古流向から、関東山地や足尾山地、丹沢山地と解釈されている（蟹江ほか, 1977; 江藤ほか, 2001）。江藤ほか（2001）は砂岩、チャート、珪質泥岩、珪岩類の古期岩類は関東山地や足尾山地由来、緑色凝灰岩類、ホルンフェルス、深成岩類、玄武岩類、安山岩類は丹沢山地由来とした。走水礫部層は三角州堆積物と考えられており、中

部の平行層理が発達する礫層は底置部、上部の大規模な平板型斜交層理（図 17-D）が発達する礫、砂、泥の互層は前置部に相当すると解釈されている（蟹江, 1977）。下位の大津砂泥部層は MIS 5.5、上位の小原台砂礫層は MIS 5.3 の堆積物（太田, 2000）であることから、走水礫部層は MIS 5.4 のユースタシーの低下に伴い、三角州の東方沖合側へのプログラデーションによって形成された可能性が考えられる。

11. 関東ローム層

(1) 関東ローム層の分布

三浦半島地域の関東ローム層（Kanto Loam Formation）は、主に宮田台地、三崎台地に分布する。一方、小原台地域を除く武山断層の北側では、三浦層群・上総層群からなる丘陵の表面を薄く覆うように分布し、このような分布状況が円海山付近まで続く。これらの関東ローム層が薄い地域は、箱根火山から北北東～南南東の方向に当たり、大磯丘陵とは方向的にほとんど重ならず、箱根火山起源のテフラ研究の空白域になっている。箱根三浦テフラ（Hk-MP）は、当初三浦半島で厚くなると考えられていたが（関東ローム研究グループ, 1965）、その背景にはこのような箱根火山起源テフラの分布の指向性がある。

宮田台地、三崎台地、小原台は、いずれも後期更新世の下末吉面（関東ローム研究グループ, 1956）より新しい海成段丘である小原台面、三崎面（町田, 1971; 町田・鈴木, 1971）を主体とするため、後期更新世の関東ローム層のみが分布する（図 3）。なお、海成段丘堆積物の下位にはより古い後期～中期更新世の堆積物が存在するが、それらを覆う関東ローム層は未発見である。従って、下末吉面すら見いだされていない（町田, 1973）。

(2) 引橋面

三崎台地の中南部の引橋丘陵と岩堂山には、標高 80 m 程度の高所が存在する。岩堂山は三崎層が地表部分まで露出する残丘状な局所的高まりであるが、引橋丘陵周辺はまとまりのある 1 つの地形面をなしている。これらは引橋面と呼ばれ、多摩面相当と考えられた（関東ローム研究グループ, 1965）。その後、基盤を不整合に覆う砂層の存在や、その頂面高度が 73 m と周辺の小原台面（60 ～ 64 m）からわずかに高く、その上を下末吉ローム層の中部層・上部層が覆うことなどから、下末吉面と小原台面の中間面と考えられている（町田, 1973）。町田（2008）によるとその離水時期は箱根吉沢下部 13 テフラ（HK-KIP13; 町田・新井, 2003）～箱根吉沢中部 7 テフラ（Hk-KmP7; 町田・新井, 2003）の降下層準（MIS 5.5 後期：坂田ほか, 2018）にあたる。

(3) 小原台面および小原台砂礫層

横須賀市走水付近の小原台および宮田台地の北部、三崎台地の引橋面周辺に分布する海成段丘（町田, 1973; 岡ほか, 1974; 蟹江・大越, 1981 など）で、段丘堆積物は小原台砂礫層（Obaradai Sand and Gravel Deposits）（走水団研グループ, 1965）と呼ばれ（図 1, 3）、御岳第 1 軽石（On-Pm1）の降下時期に離水（町田, 1971）したことから、MIS 5.3（約 10 万年前）の海進に対応する（貝塚ほか, 2000）。旧江線高度は 65 ～ 70 m である（町田, 1973）。なお、猿島と江



図 18. 三崎面とその断面. 三浦縦貫道工事現場 (三浦市初声) (撮影者: 笠間友博).

の島にも小原台面が存在する (走水団研グループ, 1965; 町田, 1973)。ただし、小原台面と下位の三崎面の地形面分布は、研究者によって若干解釈が異なる。

小原台砂礫層は、岩相変化の大きい砂礫層で、層厚も約 5 m (奥村ほか, 1977)、0.3 ~ 3 m (岡ほか, 1974) と変化がある。塩井・笠間 (2018) によると、横須賀市林では平行ラミナの発達した 4.7 m の砂礫層であり、礫種は関東山地系、三浦層群系などの他にも給源不明の軽石礫を含むとされる。同地点においては、上位の三崎砂礫層 (町田, 1970) とは不明瞭な不整合面で接するため、両層の識別は固結度で判断されている。

小原台面を覆う関東ローム層は、下末吉ローム層の上部に相当し、走水団研グループにより小原台ローム層とも呼ばれてきた。このローム層の下部には箱根火山起源の指標テフラである、箱根小原台軽石 (Hk-OP) が挟在する (町田, 1971)。これは走水団研グループ (1965) の小原台浮石に相当する。Hk-OP は南関東南部に広く分布し、箱根火山山麓には火砕流堆積物として存在する。MIS 5.1 の海進に相当する三崎面 (貝塚ほか, 2000) の海成層中に含まれることから、その噴出時期は MIS 5.1 頃の 8 ~ 8.5 万年前とされる (町田・新井, 2003)。なお、Hk-OP の上位は箱根東京テフラ (Hk-TP; 町田・新井, 2003) まで目立つテフラに乏しい火山灰土層となっている。

(4) 三崎面および三崎砂礫層

宮田台地、三崎台地に分布する小原台面より 1 段低い海成段丘面で、前述のように MIS 5.1 の海進に対応すると考えられている。旧汀線高度は 35 ~ 37 m (町田, 1973) とされるが、奥村ほか (1977) は宮田台地北部で 59 m の高さの場所があるとしている。

三崎面 (図 18) の段丘堆積物である三崎砂礫層 (Misaki Sand and Gravel Deposits) (図 1, 3) も、岩相変化の大きい砂礫層で、層厚も約 5 m (奥村ほか, 1977)、0.5 ~ 2 m (岡ほか, 1974) と変化がある。塩井・笠間 (2018) では、泥層や淘汰の悪い砂礫層からなる層厚 1.1 m の堆積物で、高師小僧状の褐鉄鉱濃集構造やサンドパイプもみられると報告されている。

三崎砂礫層を覆う関東ローム層には Hk-TP が顕著に見られる。しかし、三崎砂礫層の堆積終了と Hk-TP の降下時期までには時間差があり、三崎砂礫層の侵食面を Hk-TP が覆う場合もある。その間の堆積物として、チョコレート色の

クラックの発達した団塊状土壌 (三崎古土壌) の存在も知られており、亜間氷期的な環境を示唆するという (町田, 2008)。これは町田 (1973) により下末吉ローム層と武蔵野ローム層の境界とされる武蔵野埋没土 (MB) に相当する。

同地域の Hk-TP は横浜・東京地域に比べ、下位のフォルムユニットが相対的に厚く分布し、火砕流堆積物とみられる細粒火山灰を含む堆積物が複数箇所で見られる (笠間, 2018)。Hk-TP の上位には、数枚の軽石層が確認されるが、それらのうち最下位のは箱根三色旗テフラ (Hk-SP; 町田・新井, 2003) とみられる (岡ほか, 1974; 塩井・笠間, 2018 など)。軽石層の上に、軽石粒が散乱する部分が顕著に存在するが、これは Hk-SP が複数の軽石質テフラの集合 (笠間・山下, 2007) であるためと考えられる。

12. 三浦半島の低地

三浦半島とその周辺においては、河川が開析した小規模な低地に多数の沖積層が見られる。本章では、台地等を開析した谷底や海岸付近の低地を埋積した更新世末期から



図 19. 約 7000 年前の縄文海進最末期に形成された内湾。

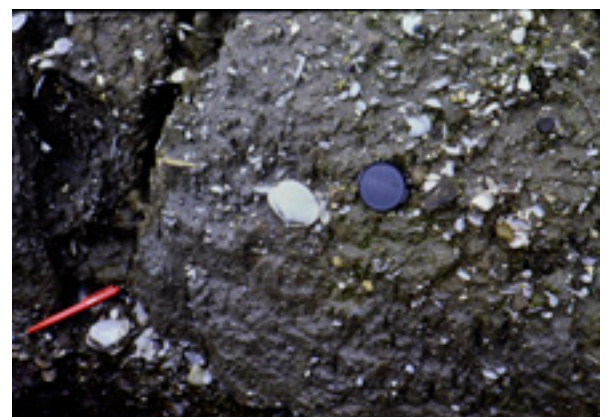


図 20. 鎌倉の沖積層における熱帯種タイワンシラトリの産状 (撮影者: 松島義章)。

完新世の未固結の地層を沖積層とする。

氷期の海水面の低い時期に作られた開析谷は、縄文海進高頂時（最盛期）に小さな内湾入り江を生じ「溺れ谷」が発達、砂～泥質の海成沖積層を形成した。東京湾における縄文海進高頂期の年代は、暦年較正年代では約 7,000 年前～6,000 年前（太田, 2010）、未補正の測定値では約 6,500 年前～5,500 年前（松島, 2011）とされる。

(1) 各低地の内湾環境変遷の研究

沖積層の先駆的な研究の一つには鎌倉低地の稲村ヶ崎貝層（山川, 1909）があるように、沖積海成層には化石を含むことが多い。松島（1984）は、縄文海進に伴い各地に形成された内湾の貝群集をもとに、沖積層の時間的・空間的変遷を明らかにした。各地域の低地において、縄文海最盛期に広がった内湾（溺れ谷）を、例えば、松島（1974a; 1974c）では「古鎌倉湾」と「古」をつけて呼称した。ここでは、各地域の低地について「古内湾」を中心に概要を紹介する（図 19）。

古大船湾（松島, 1971; 1972）は、相模湾の湾奥、三浦半島北西部の頸部に位置し、柏尾川低地沿いに戸塚駅北方まで侵入した幅の狭い細長い内湾である（松島, 1984）。本湾を埋積する堆積物は、湾口部で礫層がみられるほか砂層と泥層からなる。大船貝層（松島 1971, 1972）と呼んだ本沖積層は貝化石を多産し、古大船湾内外の 43 地点からの 6 つの貝類群集、すなわち、A：干潟群集、B：内湾砂底群集、C：内湾泥底群集、D：礫底群集、E：沿岸砂底群集、F：内湾岩礁性群集が区分され（松島・大嶋, 1974; 松島, 1984）、内湾の遺骸群集の模式となった。

古鎌倉湾（松島, 1974a）は、鎌倉湾から滑川沿いに侵入した湾であり、この沖積層を従来の稲村ヶ崎貝層（山川, 1909）、材木座貝層（青木, 1925）を含め鎌倉貝層と呼んだ（松島, 1974a）。菅野・加藤（1954）、Kanno（1955）が報告した鎌倉鶴岡八幡宮境内から産出した貝化石にはタイワンシラトリ（図 20）など現在の相模湾には生息しない温暖種や熱帯種が含まれ、南関東におけるその出現と消滅を知る重要な地層となっている（松島, 1984）。

古逗子湾（松島, 1974b）は、逗子湾の田越川・久木川沿いに侵入した湾である。本地域については、松島（1974b）が堆積環境と形成年代、貝化石からの環境変遷などを明らかにした。さらに多くのボーリング資料を加えての報告に逗子市（1987）がある。また、未調査域であった池子川中流域は、松島（1993）により詳細が明らかとなった。

三浦半島南部の相模湾側に位置する古小田和湾と古宮田湾は、それぞれ、村松川や小田和川、川間川などに沿って作られたリアス式海岸を持つ内湾と、宮田台地の南西部を開析した谷沿いに侵入した湾であり、それらの沖積層を小田和層とした（松島, 1976）。

一方、東京湾側の三浦海岸沿い低地では、湾を作らずに海岸線に直交する形で河川沿いの埋積谷が、西から菊名埋積谷、上宮田埋積谷、木ノ間埋積谷、津久井川埋積谷、長浜川埋積谷、野比側埋積谷が発達し、これらの沖積層全体を野比層と呼んだ（松島, 1976）。また、この地域を含む三浦半島周辺の沖積層の海成層頂面の高度分布から宮田台地や平作川低地帯は他に比べて相対的に隆起量が小さいとしている（松島, 1976）。

久里浜に河口を持つ平作川低地では、古平作湾として湾口で 2 km、湾奥まで約 7 km の細長い内湾の入り江を形成した（蟹江・石川, 1976）。澤ほか（1994）は、貝類群集の生息時期を捉え、その年代が湾奥部から湾口にかけて順々に若くなることを示し、海面低下に伴い内湾が縮小していく古地理変遷を明らかにした。

東京湾西岸の横浜南部に位置する平潟湾では、古平潟湾が形成された。松島・川口（1991）は、いわゆる「金沢八景」で知られる平潟湾の縄文草創期以降の古地理変遷をたどる中で 7 つの貝類群集を識別した。さらに、松島（2011）は、横須賀市追浜でのボーリング資料から作成した約 1 万年以降の相対的海面変化曲線をもとに、古地形と環境の変遷を 7 つの時期に分けて復元した。また、自然科学と考古学の領域にまたがり、海成沖積層産出の貝化石と貝塚出土の貝類を対応させ貝類採取地を推定している。さらに近年、松島ほか（2016）は、夏島貝塚と野島貝塚遺跡に隣接する追浜でボーリング掘削を実施し、層相解析、¹⁴C 年代測定、貝類・介形虫・珪藻の群集解析をもとに、縄文海進に伴う約 13,000 年前から以降の旧汀線高度と内湾環境の変遷を明らかにしている。

(2) 沖積層中のイベント堆積物の研究

三浦半島周辺の沖積低地の内湾（溺れ谷）の泥層に津波堆積物や高潮堆積物などのイベント堆積物として砂層や礫層などを挟むことがわかってきている。藤原ほか（1999）は、鎌倉低地（古鎌倉湾）と宮田低地（古宮田湾）の内湾堆積物に津波堆積物を見出し、海岸段丘の離水期と対応させた。Shimazaki *et al.*（2011）は、小網代湾で採取した堆積物に 3 枚の津波起源の砂礫層が認め、西暦 1060～1400 年の間に関東地震があったとした。

松島ほか（2018）は、鎌倉のイベント堆積物に注目し、歴史津波の浸水地にあること、含まれる炭化木片の年代、礫の解析による遡上する流れの存在などから総合的に判断し、1703 年元禄関東地震の津波堆積物である可能性を示した。さらに、Mannen *et al.*（2018）は、鎌倉と逗子低地のボーリング資料を基に、沖積層にユニット A：6,000 年前の内湾砂泥堆積物、ユニット B：歴史時代の干潟堆積物、ユニット C：河川～湿地堆積物、ユニット D：砂丘砂・人為的埋め土を識別し、さらにユニット B の年代が過去の地震年代と近接することを示した。

13. 三浦半島断層群（活断層）

(1) 三浦半島断層群の概略

三浦半島には北から衣笠断層、北武断層、武山断層、南下浦断層、引橋断層の活断層が認められ（図 1, 2）、活動度 A 級（m/1000 年のオーダー）または活動度 B 級（0.1 m/1000 年のオーダー）と判断されている（大塚, 1935; 杉村, 1964; 活断層研究会, 1991; 太田, 1999, 2000; 神奈川県, 2001; 地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2002）。三浦半島南東沖、浦賀水道の金田湾断層（図 2）も確実度 II の活断層とされ（今泉ほか, 1987; 活断層研究会, 1991）、さらに、武山断層帯の陸域の東端付近には 1923 年関東地震の際に下浦地震断層が出現した。これらの断層を一括して三浦半島断層群と呼ぶ。また、衣笠断層、北武断層、武山断層をまとめて三浦半島北断層群、南下浦断層と引橋断層

層をまとめて三浦半島南断層群と呼ぶ(神奈川県, 2001)。衣笠・北武断層帯と金田湾断層を含む武山断層帯をまとめて三浦半島断層群主部、南下浦断層と引橋断層をまとめて三浦半島断層群南部と呼ぶ場合もある(地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2002)。これらの断層はいずれも上下変異を伴う右横ずれ断層で、北断層群の全長は横須賀市野比の沖合 4 km を含めて 20 km、南断層群の全長は 7 km 以上である(神奈川県, 2001)。北武断層(図 21-A)や武山断層では谷や尾根の右横ずれや小地溝(図 21-B)などの変異地形が観察できるが、断層を直接観察できる露頭は多くない。三浦市高抜海岸では、大潮に南下浦断層の露頭が出現する(図 21-C)ほか、南下浦学校給食調理場浦でも南下浦断層の露頭(図 21-D)が観察できる。横須賀市

野比海岸では北武断層の破碎帯が良好に露出する(柴田・蟹江, 2016; 高橋ほか, 2016)。この破碎帯には軟質の断層ガウジが発達し(図 21-E)、しばしば斜面変動を生じさせている(図 21-F)(柴田・浅見, 2018)。

(2) 過去の活動と地震発生の可能性

三浦半島断層群の最新活動時期や活動間隔に関する研究は、1990 年代に大きく進展した。神奈川県(2001)によると、衣笠、北武、武山断層の最新活動時期はそれぞれ 2,800 ~ 1,400 年前、1,500 ~ 1,000 年前、2,200 ~ 2,000 年前で、平均的な活動間隔はそれぞれ 12,000 ~ 6,800 年、5,200 ~ 1,500 年、2,000 年であり、北断層群は近い将来の活動の可能性が高いとされている。これに対して南下浦、引橋断層の最新活動時期はそれぞれ 2.2 万 ~ 2 万年前と 6,100



図 21. 三浦半島断層群の露頭と地形(撮影者: 柴田健一郎(Aを除く))。

A: 北武断層の横ずれ断層変位地形。横須賀市野比(35°12'45.5"N, 139°42'14.6"E)。PPG 湘南平塚撮影。

B: 北武断層による小地溝と横ずれ尾根。横須賀市野比東ノ入公園(35°12'54.6"N, 139°41'52.8"E)。

C: 南下浦断層。三浦市高抜海岸(35°10'17.1"N, 139°39'35.7"E)。

D: 南下浦断層。三浦市南下浦学校給食共同調理場裏(35°10'20.4"N, 139°39'12.2"E)。

E: 北武断層の断層破碎帯に発達する断層ガウジ。蛇紋岩や暗緑色凝灰岩、石灰質チャートなどのブロックが取り込まれている。横須賀市野比(35°12'39.9"N, 139°42'28.2"E)。

F: 北武断層の断層ガウジで発生した斜面変動(2017年2月23日発生, 2017年2月24日撮影)。横須賀市野比(35°12'40.6"N, 139°42'27.2"E)。

年前以前で、平均的な活動間隔はいずれも不明であり、北断層群に比べて活動度は低いと考えられている。また、地震調査研究推進本部地震調査委員会(2002)は三浦半島断層群主部の今後30年以内の地震発生確率を6~11%と見積もっている。さらに、東北地方太平洋沖地震とそれ以降の余効変動から、三浦半島断層群は断層のすべりやすさを示す Δ CFFという指標が高い方向に変化したとの計算結果が得られていることから、地震発生確率が高くなっている可能性が指摘されている(地震調査委員会, 2011)。このように、北断層群は今後の活動が気遣われる要注意断層である(太田, 1999, 2000)。

(3) 海域と地下深部への延長

2010年以降は、海域や地下深部における三浦半島断層群の延長部が明らかになってきている。相模湾側および東京湾側の反射法音波探査により、金田湾沖(東京湾側)と葉山沖(相模湾側)の両海域において、三浦半島断層群の延長部に断層が確認され(森ほか, 2015)、さらに相模湾側では少なくとも姥島南方3 km付近まで活断層帯が延びていることが明らかになっている(佐藤・阿部, 2019)(図2)。これらを合わせると東京湾から相模湾に伸びる三浦半島断層群は全長約28.5 km以上となる。また、東京湾~三浦半島~伊豆半島の反射法地震探査からは、三浦半島断層群が東京湾下の深度約20 kmで、プレート境界断層に取れんすると判断されている(佐藤ほか, 2010)。

謝辞

この報告書をまとめることができたのは、ジオ神奈川の蟹江康光博士から三浦半島の地質一般について室内とフィールドでご教示いただいたことによるところが大きい。神戸大学の山本由弦教授には三浦房総付加体と保田付加体について、産総研地質調査総合センターの宇都宮正志博士には上総層群の年代層序について教えていただいた。神奈川県立生命の星・地球博物館の新井田秀一氏には傾斜量図を作成していただき、2021年1月に亡くなった松島義章博士、蛭子貞二氏、PPG 湘南平塚には写真を提供していただいた。以上の方々に厚くお礼申し上げます。

引用文献

阿部なつ江, 2004. 三浦半島・野比海岸に産する蛇紋岩類の岩石学的特徴とテクトニクス上の一考察. 日本地質学会第111年学術大会講演要旨, p.46.
 赤嶺秀雄・岩井四郎・小池 清・成瀬 洋・生越 忠・大森昌衛・関陽太郎・鈴木好一・渡部景隆, 1956. 三浦半島の三浦層群. 地球科学, **30**: 1-18.
 秋元和實, 1993. 鮮新統池子層「シロウリガイコミュニティ」産底生有孔虫群集. 池子シロウリガイ類化石調査採集報告書, pp.351-370. 横浜防衛施設局.
 秋元和實・長谷川四郎, 1989. 日本近海における現生底生有孔虫の深度分布—古水深尺度の確立に向けて—. 地質学論集, (32): 229-240.
 秋元和實・佐賀寿美恵・山田和枝, 1995. 三浦半島中新統葉山層群の底生有孔虫群集と古環境. 横須賀市文化財調査報告書, (29): 45-49.
 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による古環境復元. 月刊地球, **13**: 24-30.

Amano, K. & S. Kiel, 2010. Taxonomy and distribution of fossil *Archivesica* (Bivalvia: Vesicomidae) in Japan. *The Nautilus*, **124**: 155-165.
 青木直昭, 1964. 房総・三浦両半島の鮮新世-更新世の地層の対比. 石油技術協会誌, **29**: 8-13.
 青木廉二郎, 1925. 三浦半島の海岸に就きて. 地球, **3**: 101-111.
 荒井章司, 1994. 環伊豆地塊蛇紋岩帯. 静岡大学地球科学研究報告, (20): 175-185.
 荒井章司・石田 高, 1987. 山梨県笹子地域の小仏層群中の蛇紋岩類の岩石学的性質—他の環伊豆地塊蛇紋岩類との比較—. 岩鉱, **82**: 336-344.
 荒井章司・伊藤 慎・中山尚美・増田富士雄, 1990. 東京湾地域に推定される未知の蛇紋岩体—房総半島, 上部新生界中の蛇紋岩礫の起源—. 地質学雑誌, **96**: 171-179.
 荒井章司・伊藤谷生・小沢一仁, 1983. 嶺岡帯に産する超塩基性・塩基性砕屑岩類について. 地質学雑誌, **89**: 287-297.
 有馬 眞・平田大二・猪俣道也・相原延光, 1991. 三浦層群に含まれるスコリアの岩石学. 月刊地球, **13**: 35-38.
 浅見茂雄・蟹江康光・有馬 眞, 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), (40): 21-23.
 馬場勝良, 1990. 関東地方南部, 上総層群の貝化石群. 445pp. 慶応義塾幼稚舎.
 蛭子貞二・山下浩之, 2012a. 葉山層群中に見られる火成岩ブロックの岩石学的特徴. 神奈川立博物館調査研究報告(自然科学), (14): 85-92.
 蛭子貞二・山下浩之, 2012b. 葉山層群中に見られる礫の岩石学的記載. 神奈川立博物館調査研究報告(自然科学), (14): 75-84.
 江藤哲人, 1986. 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2類), (33): 107-132.
 江藤哲人・松田恵里・伊藤憲和, 2001. 上総層群長浜礫層(房総半島)および相模層群走水礫層(三浦半島)の礫種組成と供給源. 堆積学研究, (53): 17-27.
 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2類), (34): 41-57.
 江藤哲人・矢崎清貴・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). 128pp. 地質調査所.
 藤岡導明・亀尾浩司・小竹信宏, 2003. テフラ鍵層に基づく横浜地域の大船層・小柴層と房総半島黄和田層との対比. 地質学雑誌, **109**: 166-178.
 藤田至則, 1951. 宮田層の堆積機構—地殻運動と堆積過程との相関々係—. 地質学雑誌, **57**: 21-29.
 藤原 治・増田富士雄・酒井哲弥・入月俊明・布施圭介, 1999. 房総半島と三浦半島の完新統コアに見られる津波堆積物. 第四紀研究, **38**(1): 41-58.
 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.
 濱田崇臣・近藤浩文, 2009. 葉山隆起帯南方に隣接するボーリング孔で確認された三浦層群・葉山層群境界部の微化石年代. 日本地質学会第116年学術大会講演要旨, p.195.
 Hanamura, Y. & Y. Ogawa, 1993. Layer-parallel faults, duplexes. Imbricate thrusts and vein structures of the Miura Group: Keys to understanding the Izu fore-arc sediment accretion to the Honshu fore arc. *Island Arc*, **2** (3): 126-141.
 Haneda Y. & M. Okada, 2019. Pliocene integrated chronostratigraphy from the Anno Formation, Awa Group, Boso Peninsula, central Japan, and its paleoceanographic implications. *Progress in Earth and Planetary Science*, **6**: 1-17.

- 長谷川善和・蟹江康光, 1971. 横須賀市大木根の宮田層産ナウマン像. 横須賀市博物館研究報告(自然科学), (18): 36-42.
- 走水団研グループ, 1965. 三浦半島小原台付近の第四系. 地球科学, (80): 1-11.
- 早川浩司, 1989. 三浦半島に分布する三浦層群三崎層・初声層の堆積相と堆積モデル. 堆積学研究会会報, (30): 26-27.
- 平田大二, 2017. 神奈川三浦半島に分布する田越川砂礫岩層の礫種の再検討. 日本地質学会第124年学術大会講演要旨, p.73.
- 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・小泉明裕・松島義章, 2012. 神奈川南東部三浦半島にみられる田越川不整合の再検証. 神奈川立博物館調査研究報告(自然科学), (14): 103-116.
- 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. 月刊地球, 13: 47-52.
- 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(新称: 金田湾断層). 活断層研究, 4: 28-36.
- 今永勇・蟹江康光 編, 1999. 海から生まれた神奈川県—伊豆・小笠原弧の形成と活断層—. 98pp. 神奈川県立生命の星・地球博物館 横須賀市自然人文博物館.
- 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化成活動のK-Ar年代. 神奈川立博物館調査研究報告(自然科学), (9): 179-187.
- 稲垣進・西川達男・満岡孝・安野信, 2007. 神奈川県鎌倉北東部の上総層群下部から発見された含ザクロ石軽石層(KGP)について. 地球科学, 61: 143-148.
- Izumi K., 2015. First report of the ichnogenus Phymatoderma from the Hayama Group (Miocene, Japan): Paleobiological and paleoecological implications. *Geobios*, 48: 321-329.
- 神保幸則・間嶋隆一・市村俊樹・楠稚枝・野崎篤・宇都宮正志, 2017. 下部更新統上総層群野島層今泉砂礫岩部層から採取されたタマガイ科絶滅種 *Glossaulax hyugensis* (Shuto) (軟体動物門, 腹足綱) の発見とその意義. 化石, (102): 63-71.
- 地震調査委員会, 2011. 東北地方太平洋沖地震後の活断層の長期評価について. 12pp. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/11sep_chouki/chouki.pdf.
- 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. 33pp. https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/37_miura-hanto.pdf.
- 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), (36): 11-18.
- 亀尾浩司・関根智之, 2013. 安房層群安野層の石灰質ナノ化石層序と地質時代. 地質学雑誌, 119: 410-420.
- 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. 91pp. 神奈川県.
- Kanamatsu, T. & E. Herrero-Bervera, 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.
- Kaneoka, I., Y. Takigami, S. Tonouchi, T. Furuta, Y. Nakamura & M. Hirana, 1981. Pre-Neogene volcanism in the central Japan based on K-Ar and Ar-Ar analysis. Abs. IAVCEI Symp. Tokyo and Hakone, p.166.
- 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦(編), 2000. 日本の地形4 関東・伊豆小笠原. 349pp. 東京大学出版会, 東京.
- 蟹江康光, 1971. 三浦半島, 津久井ならびにその周辺の宮田層. 横須賀市博物館研究報告(自然科学), (17): 28-32.
- 蟹江康光, 1993. 逗子市池子地域の地すべり崩壊性堆積物. 池子シロウリガイ類化石調査採集報告書: 245-251. 横浜防衛施設局.
- 蟹江康光, 1999. 三浦半島と東京湾・房総半島の新境界地質構造. 神奈川立博物館調査研究報告(自然科学), (9): 79-94.
- 蟹江康光, 2012a. 第1節三浦半島の地質. 横須賀市史通史編自然・原始・古代・中世: 3-5. 横須賀市.
- 蟹江康光, 2012b. 三浦半島地質図. 柴田健一郎 編, よこすか大地と生命の歴史—特別展示解説書 11, 付図. 横須賀市自然・人文博物館.
- 蟹江康光・新井重三・長沼幸男・大越章・長田敏明・高橋輝男, 1977. 三浦半島東部, 横須賀付近の第四系. 地質学雑誌, 83: 157-168, 図版 1.
- 蟹江康光・藤岡煥太郎・古家和英・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), (35): 23-28.
- 蟹江康光・石川重幸, 1976. 三浦半島. 平作川の沖積層. 横須賀市博物館研究報告(自然科学), (23): 45-59.
- Kanie, Y. & T. Kuramochi, 1995. *Acharax yokosukaensis*, n. sp. (gigantic Bivalve) from the Miocene Hayama Formation of the Miura Peninsula, south-central Japan. *Science Report of the Yokosuka City Museum*, (43): 51-57.
- 蟹江康光・倉持卓司・柴田健一郎, 2009. 三浦半島北東部, 横須賀市夏島の更新統上総層群野島層より産出した大型化石. 横須賀市博物館研究報告(自然科学), (56): 25-27.
- 蟹江康光・倉持卓司・柴田健一郎・蛭子貞二, 2008. 三浦半島北東部, 横須賀市浦郷町の鮮新統池子層とその産出化石. 横須賀市博物館研究報告(自然科学), (55): 1-9.
- 蟹江康光・服部睦男, 1991. 三浦層群のクロノロジィと古環境に関する諸問題—日本地質学会第97年討論会の紹介と最近の研究の動向—. 地質学雑誌, 97: 849-864.
- 蟹江康光・服部睦男・和田秀樹・池谷仙之, 2012a. 四万十累層群の生痕化石起源の炭酸塩類コンクリーション—三浦半島と房総半島の葉山・保田層群産へそ石・静岡県と高知県の瀬戸川層群と室戸半島層群産鉄丸石—. 神奈川立博物館調査研究報告(自然科学), (14): 93-102.
- 蟹江康光・岡田尚武・笹原由紀・田中浩紀, 1991. 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・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), (28): 57-77.
- 蟹江康光・鈴木進・柴田健一郎, 2012b. 神奈川東部に分布する中新一鮮新統“鎌倉層群”の提唱. 日本地質学会第119年学術大会講演要旨, p.97.
- 蟹江康光・横山芳春・渡辺政美・浅見茂雄, 1994. 横須賀市馬堀町の更新世横須賀累層大津層産軟体動物化石リスト. 横須賀市博物館研究報告(自然科学), (42): 83-84.
- Kanno, S., 1955. Faunal Analysis of the Molluscan Fauna from the Raised Beach Deposits of Kamakura, Kanagawa Prefecture. *Science reports of the Tokyo Kyoiku Daigaku. Section C*, 4(28): 23-47.
- 菅野三郎・加藤直, 1954. 鎌倉産貝化石について. 東京教育大学地質学鉱物学教室研究報告, (3): 167-172.
- 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.
- 関東第四紀研究会, 1974. 横浜付近の第四系に関する諸問題(1). 地球科学, 28(5): 155-171.
- 関東ローム研究グループ, 1956. 関東ロームの諸問題. 地質学

- 雑誌, **62**: 302-316.
- 関東ローム研究グループ, 1965. 関東ローム—その起源と性状. 378pp. 築地書館, 東京.
- 笠間友博, 2018. 三浦半島南部の箱根東京テフラ. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (47): 1-6.
- 笠間友博・塩井宏幸, 2019. 三浦半島第四系宮田層中の不整合と挟在する”船久保タフ (Fn) (塩井・笠間, 2018)”の Ft , $U-Pb$, $K-Ar$ 年代. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (48): 1-12.
- 笠間友博・山下浩之, 2007. 神奈川県小田原市久野諏訪原で確認された斑レイ岩質岩片を含む諏訪原スコリア (新称). 神奈川県博物館研究報告 (自然科学), (36): 17-24.
- Kasuya, M. 1987. Comparative study of Micene fission-track chronology and magneto-biochronology. *The science reports of the Tohoku University. Second series, Geology*, (58): 93-106.
- 活断層研究会, 1991. 新編日本の活断層: 分布図と資料. 437pp. 東京大学出版会, 東京.
- 川上俊介・穴倉正展, 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). 82pp. 産総研地質調査総合センター.
- 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散虫化石とその層序的意義. 日本古生物学会第 154 回例会予稿集, p.36.
- 河井興三, 1957. 千葉県鴨川町附近の地質. 石油技術協会誌, **22**: 190-197.
- 菊池良樹, 1964. 南関東の新第三系及び第四系の微化石層位学的研究. 東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告, (59): 1-36.
- Kikuchi, T., 1977. Pleistocene Sea Level Changes and Tectonic Movements in the Boso Peninsula, Central Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **12**: 77-103.
- 木村政昭・湯浅真人・玉井義郎・蟹江康光, 1976. 三浦半島で発見された漸新—中新世初期の枕状溶岩. 地質調査所月報, **27**: 451-457.
- Kitazaki, T. & R. Majima, 2003. A slope to outer-shelf cold-seep assemblage in the Plio-Pleistocene Kazusa Group, Pacific side of central Japan. *Paleontological Research*, **7**: 279-296.
- 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 図幅). 38pp. 地質調査所.
- 小池清, 1957. 南関東の地質構造発達史. 地球科学, (34): 1-18.
- 小泉明裕・松島義章, 1992. 鎌倉市の前期更新統大船層産, 深海性貝類・甲殻類・硬骨魚類化石群集について. 神奈川自然誌資料, (13): 119-128.
- 小島伸夫, 1954. 三浦半島の葉山層群について. 地質学雑誌, **60**: 1-6.
- Kotake, N., 2014. Changes in lifestyle and habitat of *Zooplankton* - producing animals related to evolution of phytoplankton during the Late Mesozoic: geological evidence for the 'benthic - pelagic coupling model'. *Lethaia*, **47**: 165-175.
- Kurihara, K., 1971. Foraminifera from the Hayama Group, Miura Peninsula. *Transactions and proceedings of the Paleontological Society of Japan, New series*, (83): 131-142.
- 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 (更新統) で掘削されたコアの堆積相とオルドバイ正磁極帯の上限. 地質学雑誌, **120** (2): 53-70.
- Kusu, C., M. Okada, A. Nozaki, R. Majima & H. Wada, 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**: 26.
- Lee, I. T. & Y. Ogawa Y., 1998. Bottom-current deposits in the Miocene-Pliocene Misaki Formation, Izu forearc area, Japan. *Island Arc*, **7**: 315-329.
- 町田洋, 1970. 南関東の火山灰層の層序と年代について (演旨). 地理学評論, **43**(7): 404.
- 町田洋, 1971. 南関東のテフロクロノロジー (I) —下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について—. 第四紀研究, **10**: 1-20.
- 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, 2008. 4.3.1 大磯丘陵から下総台地までの第四系. 日本地質学会 編, 日本地方地質誌 3 関東地方, pp. 299-315. 朝倉書店, 東京.
- 町田洋・鈴木正男, 1971. 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年—フィッシュ・トラック法による試み—. 科学, **41**: 263-270.
- 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. 336pp. 東京大学出版会, 東京.
- 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**(5): 302-338.
- Majima, R., T. Nobuhara & T. Kitazaki, 2005. Review of fossil chemosynthetic assemblages in Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **227**: 86-123.
- 間嶋隆一・館由紀子・柴崎琢自, 1996. 横浜市の上総層群から発見された現地性化学合成貝化石群集. 化石, (61): 47-54.
- Mannen, K., H.Y. Kim, S. Suzuki, Y. Matsushima, Y. Ota, C.L. Kain & J. Goff, 2018. History of ancient megathrust earthquakes beneath metropolitan Tokyo inferred from coastal lowland deposits. *Sedimentary Geology*, **364**: 258-272.
- 松本彦七郎, 1924. 日本産化石像の種類 (略報). 地質学雑誌, **31**: 255-272.
- 松島義章, 1971. 大船貝層の 14 C 年代と貝化石群集. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (4): 61-72.
- 松島義章, 1972. 古大船湾の貝化石群集—その湾奥部について—. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (5): 31-43.
- 松島義章, 1974a. 鎌倉の沖積層—神奈川県地質 I. 神奈川立博物館調査研究報告 (自然科学), (5): 3-20.
- 松島義章, 1974b. 逗子の沖積層—神奈川県地質 I. 神奈川立博物館調査研究報告 (自然科学), (5): 21-40.
- 松島義章, 1974c. 神奈川県にみられる縄文海進最高期の海. 神奈川県博物館協会会報, (32): 8-15.
- 松島義章, 1976. 三浦半島南部の沖積層. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (9): 87-162.
- 松島義章, 1984. 日本列島における後氷期の浅海性貝類群集—特に環境変遷に伴うその時間・空間的変遷. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (15): 37-109.
- 松島義章, 1993. 逗子市池子米軍住宅予定地内の海成沖積層と貝類化石. 池子シロウリガイ類化石調査最終報告書, pp.253-309. 横浜防衛施設局.
- 松島義章, 2011. 東京湾西岸, 平潟湾における縄文海進と遺跡の立地. 環境史と人類, (4): 227-353.
- 松島義章・平田大二, 1991. 三浦半島の化石シロウリガイ類の資料. 神奈川自然誌資料, (12): 77-84.
- 松島義章・川口徳治朗, 1991. 横浜南部, 金沢八景瀬戸神社旧境内地内遺跡における自然貝層の ^{14}C 年代とそれに関連する問題. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (20): 31-49.
- 松島義章・萬年一剛・千葉崇・野村律夫・田中源吾・宮田眞・滝澤晶子・山口麻衣・鈴木茂・遠藤邦彦, 2018. 神奈川県鎌倉市で発見された江戸期の特異な堆積物—津波が関与した可能性の検討—. 歴史地震, (33): 167-186.

- 松島義章・大嶋和雄, 1974. 縄文海進期における内湾の軟体動物群集. 第四紀研究, **13**(32): 135-159.
- 松島義章・田中源吾・千葉崇・工藤雄一郎・金子稔・石川博行・野村正弘・杉原重夫・増淵和夫, 2016. 東京湾西岸, 平潟湾における縄文海進による環境の変遷. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (45): 1-27.
- Mazumder, R. & M. Arima, 2013. Tidal rhythmites in a deep sea environment: An example from Mio-Pliocene Misaki Formation, Miura Peninsula, Japan. *Marine and Petroleum Geology*, **43**: 320-325.
- Mazumder, R., O. Catuneanu, V. P. Malviya & M. Arima, 2018. Sedimentological consequences of arc-arc collision: An example from Mio-Pliocene Miura Group, Japan. *Marine and Petroleum Geology*, **97**: 127-136.
- Mazumder, R., A. J. van Loon, V. O. Malviya, M. Arima & Y. Ogawa, 2016. Soft-sediment deformation structures in the Mio-Pliocene Misaki Formation within alternating deep-sea clays and volcanic ashes (Miura Peninsula, Japan). *Sedimentary Geology*, **344**: 323-335.
- 三上敬三, 1978. 地質. 神奈川県県民部県史編集室 編, 神奈川県史 4 自然, pp. 71-378. 神奈川県.
- 三井翔太, 2011. 三浦層群逗子層から産出した硬骨魚類歯化石. 神奈川自然誌資料, (32): 9-15.
- 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). 91pp. 地質調査所.
- 三梨 昂・那須紀幸・楡井久ほか, 1979. 東京湾とその周辺地域の地質. 特殊地質図 (20). 10 万分の 1 地質説明書. 91pp. 地質調査所.
- 三梨 昂・須田芳朗, 1980. 20 万分の 1 地質図「大多喜」. 地質調査所.
- 三梨 昂・安国 昇・品田芳二, 1959. 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序—養老川・小櫃川流域地質調査報告—. 地質調査所月報, **10**: 83-98.
- 三梨 昂・矢崎清貫, 1968. 2 万 5 千分の 1 日本石油・ガス田図 6 三浦半島. 地質調査所.
- 宮澤喜大・柴田健一郎・伊藤 慎, 2019. 三浦半島南帯鮮新統初声層の重力流堆積相. 日本地質学会第 126 年学術大会講演要旨, 11-P-11.
- 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—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, p.255.
- Mohiuddin, M. M. & Y. Ogawa, 1996. Middle Eocene to early Oligocene planktonic foraminifers from the micritic limestone beds of the Heguri area, Mineoka Belt, Boso Peninsula, Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **102**: 611-617.
- Mohiuddin, M. M. & Y. Ogawa, 1998a. Early Miocene pelagic sequences in the Mineoka Belt, Boso Peninsula, Japan. *The Journal of the Geological Society of Japan*, **104**: 1-12.
- Mohiuddin, M. M. & Y. Ogawa, 1998b. Late Paleocene-middle Miocene pelagic sequences in the Boso Peninsula, Japan: New light on northwest Pacific tectonics. *Island Arc*, **7**: 301-314.
- Momohara, A., T. Ueki & T. Saito, 2017. Vegetation and climate histories between MIS 63 and 53 in the Early Pleistocene in central Japan based on plant macrofossil evidences. *Quaternary International*, **455**: 149-165.
- 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, 2019. 三浦半島荒崎にみられる三浦層群三崎層の火山碎屑岩層序. 神奈川地学, (83): 11-21.
- 森 慎一・小川勇二郎, 2019. 三浦半島佐島に出現した三浦層群三崎層上部層 (油壺部層) の第露頭における火山碎屑岩層序とデュープレックス群. 地質学雑誌, **125** (10): 737-757.
- 長浜春夫・新井重三・長沼幸男, 1974. 神奈川県横浜市南部に分布する上総層群小柴層の古流向. 地質調査所月報, **25**: 223-232.
- 長橋良隆・里口保文・吉川周作, 2000. 本州中央部における鮮新-更新世の火砕流堆積物と広域火山灰層との対比および層位噴出年代. 地質学雑誌, **106**: 51-69.
- 長沼幸男・新井重三・蟹江康光・長浜春夫, 1973. 三浦半島, 上総層群最下部層の古流系. 日本地質学会第 80 年学術大会講演要旨, p. 123.
- Naganuma T., Y. Okayama, M. Hattori & Y. Kanie, 1995. Fossil worm tubes from the presumed cold-seep carbonates of the Miocene Hayama Group, central Miura Peninsula, Japan. *Island Arc*, **4**: 199-208.
- 中嶋輝允・牧本 博・平山次郎・徳橋秀一, 1981. 鴨川地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅). 107pp. 地質調査所.
- 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 図幅). 102pp. 産総研地質調査総合センター.
- 中谷是崇・間嶋隆一・野崎 篤・楠 稚枝・宇都宮正志, 2019. 神奈川県の上総半島北部に露出する上総層群野島層中のオルドバイ正磁極亜帯下限とレユニオン正磁極亜帯. 日本地質学会第 126 年学術大会講演要旨, 5-O-14.
- 新妻信明, 1976. 房総半島における古地磁気層位学. 地質学雑誌, **82**: 163-181.
- Niitsuma, N., Y. Matsuhima & D. Hirata, 1989. Abyssal molluscan colony of Calyptogena in the Pliocene strata of the Miura Peninsula, central Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **71**: 193-203.
- 野崎 篤・楠 稚枝・間嶋隆一, 2012. 三浦半島に分布する下部更新統斜面堆積物 (上総層群野島層) における海底地すべり構造. 日本地質学会第 119 年学術大会講演要旨, p.281.
- Nozaki A., R. Majima, K. Kameo, S. Sakai, A. Kouda, S. Kawagata, H. Wada & H. Kitazato, 2014. Geology and age model of the Lower Pleistocene Nojima, Ofuna, and Koshiba Formations of the middle Kazusa Group, a forearc basin-fill sequence on the Miura Peninsula, the Pacific side of central Japan. *Island Arc*, **23**: 157-179.
- 野崎 篤・楠 稚枝・間嶋隆一・宇都宮正志・鴨志田健吾・金子 央・渡部 彩・坂井三郎・岡田 誠・和田秀樹, 2019. 三浦半島北部の上総層群中部から下部 (下部更新統) で掘削されたコアの複合年代モデル. 日本地質学会第 126 年学術大会講演要旨, R5-O-15.
- 小川勇二郎, 1981. 三浦・房総半島の第三紀テクトニクス—本州弧にトラップされたオフィオリイトと伊豆前弧盆堆積物. 月刊地球, **3**: 411-420.
- 小川勇二郎, 2004. 葉山—嶺岡帯と房総半島. 藤岡換太郎・有馬 眞・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, pp. 159-168. 有隣堂, 横浜.
- Ogawa, Y., K. Horiuchi, H. Taniguchi & J. Naka, 1985. Collision of the Izu arc with Honshu and effects of oblique subduction in the Miura-Boso Peninsulas. *Tectonophysics*, **119**: 349-379.
- 小川勇二郎・石丸恒存, 1991. 房総半島南部江見海岸における江見層群の地質構造. 地学雑誌, **100**: 530-539.
- 小川勇二郎・谷口英嗣, 1987. 前弧のオフィオリティック・メランジェと嶺岡帯の形成. 九州大学理学部研究報告地質学, (15): 1-23.
- Ogawa, Y., T. Seno, H. Tokuyama, H. Akiyoshi, K. Fujioka & H. Taniguchi, 1989. Structure and development of the Sagami

- Trough and off-Boso triple junction. *Tectonophysics*, **160**: 135-150.
- Ogawa, Y., Y. Takami & S. Takazawa, 2008. Oblique subduction in island arc collision setting: Unique sedimentation, accretion and deformation processes in the Boso TTT-type triple junction area, NW Pacific. In Draut, A. E., P. D. Clift & D. W. Scholl (eds.), 'Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones'. Geological Society of America Special Publication, (436), pp.155-170.
- 小川勇二郎・谷口英嗣・藤岡換太郎, 1992. 幻の " 湘南火山帯 ". 月刊地球号外 (5): 149-156.
- 岡 重文・宇野沢 昭・安藤高明, 1974. 三浦半島南部の段丘変形. 地質調査所月報, **25**(1): 1-17.
- 岡 重文・菊地隆男・桂島 茂, 1984. 東京西南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅). 148pp. 地質調査所.
- 岡田尚武, 1993. 「シロウリガイ調査」関連の試料に関する石灰質ナノ化石分析結果. 池子シロウリガイ類化石調査採集報告書: 313-324. 横浜防衛施設局.
- 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, (29): 23-29.
- Okada, H. & D. Bukry, 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Bukry, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, **5**: 321-325.
- 岡田尚武・斉藤和男・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, **13**: 20-23.
- 大木耀成・柴田健一郎・伊藤 慎, 2018. 三浦半島新第三系三崎層の火山砕屑性インジェクタイトの形態的・岩相的特徴と形成過程. 日本地質学会第 125 年学術大会講演要旨, p. 255.
- 大久保 弘・荒井 晃作, 2002. 富山県, 鮮新 - 更新統十二町層中部から見いだされた穂高 -Kd39 テフラと恵比須峠 - 福田テフラおよびその層位. 第四紀研究, **41**: 429-442.
- 奥村 清・末永葉子・木下鐵雄・川名ひろみ・林 義人・田口公則, 2009. 上部更新統横須賀層の貝化石標本. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (37): 11-19.
- 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**(5): 305-318.
- 大村明雄・小林由幸・澤 祥, 1991. 三浦半島津久井層産単体サンゴの $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代. 第四紀研究, **30**(4): 291-295.
- 大村明雄・大村一夫・桜本勇治・辻 喜弘, 1984. 南関東上部更新統産サンゴの $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代. 第四紀研究, **23**(1): 31-35.
- 大村一夫・桜本勇治, 1986. ESR 年代測定法による下末吉期の貝化石の年代. 北村信教授退官記念地質学論文集, pp.331-336.
- 太田陽子, 1999. 三浦半島の活断層 - 完新世における活動史と問題点. 第四紀研究, **38**(6): 479-488.
- 太田陽子, 2000. 4-2 三浦半島一断層地塊と海成段丘. 貝塚夷平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦 編, 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原, pp. 142-149.
- 太田陽子, 2010. 第四紀後期の海面変化に関連する沿岸部の地形発達. 太田陽子・小池一之・鎮西清高・野上道男・町田 洋・松田時彦 編, 日本列島の地形学, pp.113-129. 東京大学出版会.
- 大塚彌之助, 1934. 大船層と小柴化石帯との層位学的関係. 地質学雑誌, **41**: 333-334.
- 大塚彌之助, 1935. 故山崎博士の三浦半島武山断層の地質学的考察. 地理学評論, **11**: 455-462.
- 大山 桂, 1951. 小柴層の化石群集について (予報). 資源科学研究所彙報, (24): 55-59.
- Saito, K., C. Inoue & Y. Kanie, 1997. A review of geological, biostratigraphical, and geochronological studies of the Miura Peninsula (central Japan). In Montanari, A., G. S. Odin & I. R. Coccioni (eds.), 'Miocene stratigraphy: an integrated approach', pp. 553-573. Elsevier.
- 斎藤実篤, 1992. 房総半島南部の新生界の層位学的研究. 東北大学理学部地質古生物学教室研究邦文報告, (92): 1-37.
- 坂井 一・黒川勝己, 2002. 新潟地域の SK110, SK100 火山灰層と房総半島黄和田層の Kd25, Kd24 火山灰層の対比. 地球科学, **56**: 217-230.
- 坂田健太郎・納谷友規・本郷美佐緒・中里裕臣・中澤 努, 2018. 茨城県筑波台地に分布する中 - 上部更新統下総層群の層序の再検討. 地質学雑誌, **124**(5): 331-346.
- Sanfilippo, A. & C. Nigrini, 1998. Code number for Cenozoic low latitude radiolarian biostratigraphic zones and GPTS conversion tables. *Marine Micropaleontology*, **33**: 109-156.
- 佐藤比呂志・岩崎貴哉・石山達也, 2010. プレート境界から分岐した活断層の長期評価 - 相模トラフ横断地殻構造探査. 科学, **80**(8): 825-831.
- 佐藤時幸・亀尾浩司・三田 勲, 1999. 石灰質ナノ化石による後期新生代地質年代の決定精度とテフラ層序. 地球科学, **53**: 265-274.
- 佐藤時幸・高山俊昭, 1988. 石灰質ナノプランクトンによる第四系化石帯区分. 地質学論集, (30): 205-217.
- 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.
- 里口保文, 1995. 上総層群中・下部の火山灰層序. 地質学雑誌, **101**: 767-782.
- Satoguchi, Y. & Y. Nagahashi, 2012. Tephrostratigraphy of the Pliocene to Middle Pleistocene Series in Honshu and Kyushu Islands, Japan. *Island Arc*, **21**: 149-169.
- 里口保文・渡辺真人・中条武司・片岡香子, 2000. 上総層群下部に挟在する Kd 38 火山灰層: 房総半島におけるその対比の再検討. 地質学雑誌, **106**: 189-204.
- 澤 祥・松島義章・澤 真澄, 1994. 三浦半島平作川低地の完新世の古地理変遷. 第四紀研究, **33**: 81-94.
- 沢村孝之助, 1973. 三浦・房総両半島中新統の化石珪藻による対比. 地質調査所月報, **24**: 327-338.
- 沢村孝之助・中嶋輝允, 1980. 房総半島中新統の珪質鞭毛藻化石群集による層序区分. 地質調査所月報, **31**: 333-345.
- 柴田健一郎, 2012. よこすか大地と生命の歴史 特別展示解説書 11. 40pp. 横須賀市自然・人文博物館.
- 柴田健一郎・浅見茂雄, 2018. 断層破砕帯で発生した斜面変動: 横須賀市野比海岸における北武断層での事例報告. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (65): 15-18.
- 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. 日本堆積学会 2013 年千葉大会プログラム・講演要旨, p.81
- 柴田健一郎・蟹江康光, 2016. 横須賀市野比海岸の北武断層破砕帯に露出する暗緑色凝灰岩の X 線回折分析. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (63): 9-15.
- 柴田健一郎・倉持卓司・蟹江康光, 2015. 横須賀市大津町の更新統横須賀層大津砂泥部層から産出した無脊椎動物化石. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (62): 25-26.
- 柴田健一郎・倉持卓司・蟹江康光, 2017. 横須賀市自然・人文博物館付属馬堀自然教育園の更新統大津砂泥部層から産出した軟体動物化石. 横須賀市博物館研究報告 (自然科学), (64): 1-12.
- 柴田健一郎・倉持卓司・蟹江康光, 2020. 横須賀市根岸町に露出した更新統横須賀層大津砂泥部層のエスチュアリー堆

- 積物. 横須賀市博物館研究報告(自然科学), (67): 1-8.
- 柴田健一郎・倉持卓司・鈴木 進, 2019. 横須賀市観音崎に分布する鮮新統池子層の堆積環境とオトヒメハマグリガイ科化石. 横須賀市博物館研究報告(自然科学), (66): 1-9.
- 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, p. 104.
- Shikama, T., 1973. Molluscan assemblages of the basal part of the Zushi Formation in the Miura Peninsula. *The science reports of the Tohoku University. Second series, Geology, Special volume*, (6): 179-204.
- Shikama, T. & A. Masujima, 1969. Quantitative studies of the molluscan assemblages in the Ikego-Nojima Formations. *Science Reports of the Yokohama National University. Section II, Biological and geological sciences*, (15): 61-94, pls. 5-7.
- Shimazaki, K., H. Y. Kim, T. Chiba, & K. Satake, 2011. Geological evidence of recurrent great Kanto earthquakes at the Miura Peninsula, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, (116): B12408. <http://doi.org/10.1029/2011JB008639>
- 塩井宏幸・笠間友博, 2018. 三浦縦貫道工事露頭にみられる宮田層～新期ローム層とその変形構造(第一報). 神奈川地学, (82): 17-32.
- 塩井宏幸・笠間友博, 2019. 三浦縦貫道工事露頭にみられる宮田層～新期ローム層とその変形構造(第二報). 神奈川地学, (83): 1-9.
- Soh, W., K. T. Pickering, A. Taira & H. Tokuyama, 1991. Basin evolution in the arc-arc Izu Collision Zone, Mio-Pliocene Miura Group, central Japan. *Journal of the Geological Society, London*, **148**: 317-330.
- Soh, W., A. Taira, Y. Ogawa, H. Taniguchi, K. T. Pickering & D. A. V. Stow, 1989. Submarine depositional processes for volcanoclastic sediments in the Mio-Pliocene Misaki Formation, Miura Group, central Japan. In Taira, A. & F. Masuda, (eds.), *Sedimentary Facies in the Active Plate Margin*, pp. 619-630. TERRAPUB, Tokyo.
- Stow, D. A. V., Y. Ogawa, I. T. Lee & K. Mitsuzawa, 2002. Neogene contourites, Miura-Boso forearc basin, SE Japan. In Stow, D. A. V., C. J. Pudsey, J. A. Howe, J. -C. Faugeres & A. R. Viana (eds.), *Deep-Water Contourite Systems: Modern Drifts and Ancient Series, Seismic and Sedimentary Characteristics*. Geological Society, London, Memoirs, 22, pp.409-419.
- Stow, D. A. V., A. Taira, Y. Ogawa, W. Soh, H. Taniguchi & K. T. Pickering, 1998. Volcanoclastic sediments, process interaction and depositional setting of the Mio-Pliocene Miura Group, SE Japan. *Sedimentary Geology*, **115**: 351-381.
- 杉村 新, 1964. 三浦半島の南下浦断層と武山断層. 地質学雑誌, **70**: 397.
- 鈴木好一・北崎梅香, 1951. 神奈川県横浜・逗子・片瀬地方の新生代有孔虫群の研究. 地質学雑誌, **57**: 65-78.
- 鈴木正男, 1976. 過去をさぐる科学—年代測定法のすべて—. 234pp. 講談社, 東京.
- 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. 神奈川立博物館調査研究報告(自然科学), (14): 65-74.
- 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), (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. 神奈川立博物館調査研究報告(自然科学), (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. 神奈川立博物館調査研究報告(自然科学), (14): 127-136.
- 鈴木 進・蟹江 康光, 2013. 三浦半島北部の逗子層より産出した放散虫化石層序と RN9 亜帯年代の提唱. 日本地質学会第 120 年学術大会講演要旨, p.241.
- 鈴木毅彦・村田昌則, 2011. 上総層群黄和田層とその相当層に介するテフラの層序と対比. 地質学雑誌, **117** (7): 379-397.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂, 1990. 那古地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅). 48pp. 地質調査所.
- 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂, 1995. 東京湾とその周辺地域の地質(第 2 版). 特殊地質図(20) 10 万分の 1 地質説明書. 109pp. 地質調査所.
- 高橋雅紀, 2008. 3.3.3 三浦半島. 日本地質学会 編, 日本地方地質誌 3 関東地方, pp.187-193. 朝倉書店, 東京.
- 高橋直樹, 2009. 火成岩類の岩石学的性質からみた環伊豆地塊蛇紋岩帯の発達史. 金沢大学大学院自然科学研究科環境科学専攻自然計測講座博士論文. 201pp.
- 高橋直樹・荒井章司, 2010. 三浦半島葉山帯中の蛇紋岩類の再検討. 日本地質学会第 117 年学術大会講演要旨, p. 261.
- 高橋直樹・荒井章司・新井田秀一, 2012. 房総半島嶺岡帯の地質および構造発達史. 神奈川立博物館調査研究報告(自然科学), (14): 25-56. 神奈川県立生命の星・地球博物館.
- 高橋直樹・満岡 孝・加藤 新・横山一己, 2005. 南関東地方における第三紀/第四紀境界付近のテフラ鍵層 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** (7): 371-388.
- 高橋直樹・柴田健一郎・平田大二・新井田秀一, 2016. 葉山—嶺岡帯トラバース. 地質学雑誌, **122**(8): 375-395.
- 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, (29): 35-38.
- 竹内圭史・及川輝樹・斎藤 真・石塚 治・実松健造・駒沢正夫, 2015. 20 万分の 1 地質図幅「横須賀」(第 2 版). 産総研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 2.5Ma の広域テフラ: 丹沢—ざくろ石軽石層. 地質学雑誌, **116**: 360-373.
- 田中 猛, 2001. 三浦半島の三浦層群より産出した板鰐類化石. 神奈川自然誌資料, (22): 73-80.
- 谷口英嗣, 1992. 葉山・保田層群の堆積・変形過程. 日本地質学会第 99 年学術大会講演要旨, p. 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・小川勇次郎・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.
- 館 由紀子・間嶋隆一, 1998. 外側陸棚相の冷水水性化学合成化石群集—下部更新統上総層群小柴層の例—. 地質学雑誌, **104**: 24-41.
- 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**(6): 559-568.
- 坪井美里・中村栄子・間嶋隆一・北里 洋・菅 寿美・力石嘉人・加藤和浩・和田秀樹・大河内直彦・佐藤蓉子・浜名徳明, 2010. 分子化石による過去の湧水活動の復元—更新統小柴層と大船層の例. 化石, (87): 5-21.
- Uchida, T., & S. Arai, 1978. Petrology of Ultramafic Rocks from the Boso Peninsula and the Miura Peninsula. *The Journal of the*

- Geological Society of Japan*, **84**: 561-570.
- 植田房雄, 1933. 房総・三浦両半島に発達する新生代層の層序. 地質学雑誌, **40**: 799-801.
- 植木岳雪・原 英俊・尾崎正紀, 2013. 八王子地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 137pp. 産総研地質調査総合センター.
- 卜部厚志, 1992. 三浦・房総半島の三浦層群における火砕鍵層対比—重鉱物組成と化学組成による再検討—. 地質学雑誌, **98**: 415-434.
- Utsunomiya M., C. Kusu, R. Majima, Y. Tanaka & M. Okada, 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*, **456**: 1-13.
- 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, (91): 5-14.
- Utsunomiya M., R. Majima, K. Taguchi & H. Wada, 2015. An in situ vesicomid-dominated cold-seep assemblage from the lowermost Pleistocene Urago Formation, Kazusa Group, forearc basin fill on the northern Miura Peninsula, Pacific side of central Japan. *Paleontological Research*, **19**: 1-20.
- 宇都宮正志・長浜千展・ジェンキンズ ロバート・野崎 篤・間嶋隆一, 2014. シロウリガイ類化石を含む貝殻密集砂岩層 (下部更新統上総層群野島層). 地質学雑誌, **120** (7): 221-231.
- 山口寿之・松島義章・平田大二・荒井章司・伊藤谷生・村田明広・町田 洋・荒井房雄・高柳洋吉・尾田太良・岡田尚武・北里 洋, 1983. 三浦市下宮田付近の初声層と宮田層の不整合. 神奈川自然誌資料, (4): 87-93.
- 山川戈登, 1909. 稲村ヶ崎介層. 地質学雑誌, **16**(193): 413-417.
- Yamamoto, Y., 2006. Systematic variation of shear-induced physical properties and fabrics in the Miura-Boso accretionary prism: The earliest processes during off-scraping. *Earth and Planetary Science Letters*, **244**: 270-284.
- 山本由弦, 2010. 三浦・房総半島の海底地すべり堆積物の産状と区分. 月刊地球号外, (61): 136-145.
- Yamamoto, Y., 2014. Dewatering structure and soft-sediment deformation controlled by slope instability: examples from the late Miocene to Pliocene Miura-Boso accretionary prism and trench-slope basin, central Japan. *Marine Geology*, **356**: 65-70.
- 山本由弦・千代延俊・神谷奈々・濱田洋平・斎藤実篤, 2017. 付加型沈み込み帯浅部の地質構造: 房総半島南部付加体—被覆層システム. 地質学雑誌, **123**: 41-55.
- Yamamoto, Y., Y. Hamada, N. Kamiya, T. Ojima, S. Chiyonobu & S. Saito, 2017. Geothermal structure of the Miura–Boso plate subduction margin, central Japan. *Tectonophysics*, **710-711**: 81-87.
- Yamamoto, Y., H. Mukoyoshi & Y. Ogawa, 2005. Structural characteristics of an on land shallowly buried accretionary prism: rapidly uplifted Neogene accreted sediments on the Miura-Boso Peninsula, central Japan. *Tectonics*, **24**: TC5008, doi:10.1029/2005TC001823.
- Yamamoto, Y., M. Nidaira, Y. Ohta & Y. Ogawa, 2009. Formation of chaotic rock units during primary accretion processes: Examples from the Miura-Boso accretionary complex, central Japan. *Island Arc*, **18**: 496-512.
- Yamamoto, Y., Y. Ohta & Y. Ogawa, 2000. Implication for the two-stage layer-parallel faults in the context of the Izu forearc collision zone: examples from the Miura accretionary prism, Central Japan. *Tectonophysics*, **325**: 133-144.
- 山本由弦・大田恭史・小川勇二郎, 1998. 三浦半島南端の三崎層に見られるデュプレックス構造. 地質学雑誌, **104**(7): XVII-XVIII.
- 山下浩之, 1996. 西丹沢に見られる貫入岩類. 神奈川地学, (75): 27-29.
- 安野 信・稲垣 進・西川達男, 2011. 横浜市南部の金沢市民の森付近に分布する上総層群下部野島層のテフラ層. 関東の四紀, (31): 39-45.
- 安野 信・稲垣 進・西川達男, 2012. 横浜市南部の氷取沢市民の森及びその周辺に分布する上総層群下部・中部の野島層・大船層・小柴層のテフラ鍵層. 関東の四紀, (32): 15-39.
- 安野 信・稲垣 進・西川達男, 2013. 横浜市南部栄区の瀬上市民の森に分布する上総層群下部・中部の野島層・大船層・小柴層のテフラ鍵層. 関東の四紀, (33): 3-17.
- 安野 信・稲垣 進・西川達男・満岡 孝, 2010. 横浜市南西部および鎌倉市北東部に分布する上総層群下部野島層のテフラ鍵層について. 関東の四紀, (30): 27-36.
- 矢崎清貫・三梨 昂, 1962. 日本油田・ガス田図 3「横須賀」. 地質調査所.
- 横浜防衛施設局, 1993. 池子シロウリガイ類化石調査採集報告書. 470pp. 横浜防衛施設局.
- 横浜団研グループ, 2015. 横浜市南部栄区の上郷町およびいたち川流域に分布する上総層群下部・中部の野島層・大船層・小柴層のテフラ鍵層. 関東の四紀, (34): 3-18.
- 横浜団研グループ, 2016. 横浜市南部金沢区の朝比奈町および鎌倉市北東部和泉ヶ谷地域に分布する上総層群下部浦郷層・野島層のテフラ鍵層. 関東の四紀, (35): 3-23.
- 横浜団研グループ, 2018. 横浜市南部金沢区の東朝比奈町・六浦町および釜利谷地域に分布する上総層群下部浦郷層・野島層のテフラ鍵層. 関東の四紀, (36): 3-27.
- 横須賀市池上地区シロウリガイ化石調査団, 1995. まとめ・葉山層群の断層破砕帯から発見された化学合成動物群集. 横須賀市文化財調査報告書, (29): 9-12.
- 横須賀市自然博物館, 1991. 三浦半島地質図. 横須賀市自然博物館 編, 三浦半島の自然環境—5 万分の 1 自然環境図説明書一, 付図 1.
- Yoshida, S., H. Shibuya, M. Torii & S. Sasajima, 1984. Post-Miocene clockwise rotation of the Miura Peninsula and its adjacent area. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **36**: 579-584.
- 吉原重康, 1902. 東京以南三浦半島地質論. 地質学雑誌, **9**: 1-20.
- 吉川周作・里口保文・長橋良隆, 1996. 第三紀・第四紀境界層準の広域火山灰層: 福田・辻又川・Kd38 火山灰層. 地質学雑誌, **102**: 258-270.
- 渡部景隆・小池敏夫・栗原謙二, 1968. 神奈川県葉山地域の地質 (1 万分の 1 地質図説明書). 38pp. 日本地学教育学会.
- 逗子市, 1987. 逗子市の地質. 逗子市史 別編 1 自然編, pp.19-167.

多摩丘陵および下末吉台地の第四系

Quaternary Deposits of the Tama Hills and Shimosueyoshi Upland, Central Japan

野崎 篤¹⁾・笠間友博²⁾・西澤文勝³⁾・田口公則³⁾

Atsushi NOZAKI¹⁾, Tomohiro KASAMA²⁾, Fumikatsu NISHIZAWA³⁾ & Kiminori TAGUCHI³⁾

Abstract. This report is a geological review of the Quaternary deposits of the south to middle Tama Hills and Shimosueyoshi Upland in Kanagawa Prefecture, central Japan. The Quaternary deposits of the Tama Hills and the Shimosueyoshi Upland consist of the Kazusa Group, Sagami Group and their equivalents, in ascending order. And they are covered widely with the Kanto Loam, fall deposits of pyroclastics. The Kazusa Group, the early Pleistocene forearc basin-fill deposits, in the western part of the Tama Hills are mainly composed of beach to estuary sequences formed under the influence of glacio-eustatic sea-level changes. Alternatively, the Group in the central to southern part of the Tama Hills and the Shimosueyoshi Upland are mainly composed of beach to bathyal deposits, being without definite influence of glacio-eustatic sea-level changes. The depositional age of the Kazusa Group is estimated by the key tephra beds, microfossils, and paleomagnetism. The Middle to Late Pleistocene Sagami Group and its equivalents, partly covering the Kazusa Group in the central to southern part of the Tama Hills and the Shimosueyoshi Upland, are mainly composed of shallow marine to terrestrial deposits, which are covered by the Holocene terrace deposits. The alluvial lowlands distributed along rivers were formed controlled by tectonic activity and glacio-eustatic sea-level changes.

Key words: Tama Hills, Shimosueyoshi Upland, Kazusa Group, Sagami Group, forearc basin deposits, river terrace, tephra

1. はじめに

神奈川県における多摩丘陵および下末吉台地は、多摩川と境川に挟まれた丘陵地帯に分布しているが、いわゆる高度成長期に開発工事が進んだことから、膨大な地質データが蓄積された。それらのデータは関東第四紀研究会（1970, 1974）、町田ほか（1974）、岡ほか（1984）、三梨・菊池（1982）、植木ほか（2013）などによってまとめられ、氷河性海水準変動や構造運動に伴う地形変化と併せて、その形成過程が議論されてきた。

これらの地域において地表で観察される最も古い地層は、前弧海盆堆積物とされる上部鮮新統一下部更新統上総層群で、関東平野の土台をなし、第四紀以降の関東平野の形成過程を記録する重要な地層である（図1, 2）。その上位を占める中・上部更新統（相模層群相当層）は、浅海堆積物に陸水性堆積物、関東ローム層を挟み、不整合も多く挟在し、複雑な分布形態をなす。河川沿いや海岸部に分布する低地は、最終氷期以降の沖積層からなり、その層序と古環境変化との関わりだけでなく、人口密集地における地盤を構成するものとして自然災害との関連についても詳しく検討されてきた。

1960年代からの全面的な人工改変により、現在の多摩丘陵や下末吉台地では、地表での地層の観察は困難になってしまっているものの、現在でも、ボーリングコアに基づく地下地質を交えて、地球科学的研究は盛んに進められている。本稿では、多摩丘陵及び下末吉低地をなす第四系の層序、年代、形成プロセス、古環境についてレビューする。

¹⁾ 平塚市博物館
〒254-0041 平塚市浅間町 12-41
Hiratsuka City Museum
12-41 Sengencho, Hiratsuka, Kanagawa 254-0041, Japan
野崎 篤 : nozaki-a@city.hiratsuka.kanagawa.jp

²⁾ 箱根ジオミュージアム
Hakone Geomuseum

³⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History

本稿の執筆にあたり、野崎が上総層群および全体の調整を、笠間・西澤・田口が中・上部更新統（相模層群相当層と関東ローム層）を、田口が沖積低地をそれぞれ担当した。

2. 多摩丘陵・下末吉台地・低地の地形地質概略

2-1 多摩丘陵

多摩丘陵は、関東平野西縁に位置し、高尾山麓を西端に、西部の東京都八王子市から南東部の横浜市まで、南北 40 km、東西 10 km にわたって広がる弓型の丘陵である。東側に多摩川の扇状地として発達した武蔵野台地、西側に武蔵野台地とほぼ同じ時期に相模川がつくった相模野台地がある。同じ関東山地に接する丘陵は加住丘陵、高麗丘陵、比企丘陵など（丘陵名は研究者により異なる）他にもあるが、多摩丘陵が最も広がりが大きく形成年代も若い。高野（1994）は、第三系基盤岩を被覆する上総層群の構造や層相が急変する鶴川撓曲（菊池, 1982）（図 1）を境に西側を多摩丘陵西部、下末吉台地を含む撓曲より東側の地域を多摩丘陵東部とした。一方、鈴木・村田（2011）は、鶴川撓曲を境に北西側を多摩丘陵北西部、横浜市中心部から帷子川沿いにかけての線から鶴川撓曲の間の地域を多摩丘陵中部、それより南側を多摩丘陵南部とした。本稿では、鶴川撓曲より北西側を多摩丘陵北西部、下末吉台地北部を含む鶴川撓曲から帷子川流域までの間の地域を多摩丘陵中部、下末吉台地南部を含む帷子川流域より南東側の地域を多摩丘陵南部とし、そのうち神奈川県域となる地域について扱う（図 1）。

上総層群は、主に房総半島、三浦半島、多摩丘陵に分布する後期鮮新世一中期更新世の前弧海盆堆積物で、日本における鮮新—更新統の模式地のひとつとして、房総半島を中心に古くから研究されてきた。多摩丘陵の上総層群の層序や構造については、三梨・菊池（1982）、菊池（1984）、岡ほか（1984）、高野（1994）、鈴木（2008, 2020）、鈴木ほか（2016）などによってまとめられた。また近年、多摩丘陵から下末吉台地にかけての地下地質の層序や構造が、ボーリング（森, 1969; 鈴木, 1996; 東京都土木研究所, 1996; 鈴木, 2002; 林ほか, 2004; 篠原ほか, 2005; 小沢・江藤, 2005; 小田原, 2008 など）や反射法探査（鈴木, 2002; 神奈川県, 2003 など）によって検討されてきている。

多摩丘陵の上総層群は、上部鮮新統—下部更新統で、房総半島北部を堆積の中心とする堆積盆の西縁を占める堆積物と位置付けられてきた（菊池, 1984; 鈴木, 2020 など）。多摩丘陵において上総層群は、概ね北北西—南南東ないし北西—南東走向で、北東に 1～2 度の傾斜で分布するが（高野, 1994）、丘陵中部付近に存在する北東—南西に軸をもつ鶴川撓曲（菊池, 1982, 1984）および溝の口向斜（関東第四紀研究会, 1970）が存在し、特に鶴川撓曲を境にして、上総層群の構造、岩相、堆積環境、層厚は急変する（菊池, 1982, 1984; 高野, 1994）。すなわち、鶴川撓曲より北西側の丘陵北西部では一度の海退—海進を反映した礫層→泥層→砂層の堆積サイクルからなる河成層と海成層からなるが、撓曲より南東となる丘陵中—南部および下末吉台地では泥層ないし砂泥互層からなる浅海～半深海性の海成層からなり、層厚も大きくなる（高野, 1994; 植木ほか, 2013）。本稿では、神奈川県域となる多摩丘陵南部—中部

および下末吉台地の上総層群について主に記述する。なお層序区分については、高野（1994）に従う。

上総層群の上位を占める中・上部更新統は、長沼不整合で下位の上総層群と境される中期更新世の浅海から淡水成の水成層からなる相模層群相当層と、関東ローム層からなる。相模層群相当層については、房総半島の下総層群と、広域テフラ等に基づく対比がなされてきており、それらによると相模層群は、下総層群に比べてより浅い堆積場のもので、南関東の隆起とともに氷河性海水準変動の影響が早くから表れるようになり、侵食面を挟んで浅海層と陸成層が繰り返すサイクルが多くみられるようになったとされる（町田, 2008）。陸化した段丘は、主に箱根火山などに由来するテフラを含む関東ローム層によって被覆され、下位から多摩ローム層（細分されるが区分は地域や研究者により異なる）、下末吉ローム層、新期ローム層に区分される。

中・上部更新統より上位には、最終間氷期以降に堆積した河成段丘堆積物と新期ローム層からなる新期段丘堆積物が重なる。新期ローム層は富士・箱根の火山からもたらされた噴出物からなり、古い順に武蔵野ローム層、立川ローム層に区分される。

2-2 下末吉台地

下末吉台地は神奈川県内において、県域北東部の多摩川下流から大岡川下流域にかけて多摩丘陵の東側に広がる台地である。東西 7 km、南北 12 km の広がりを持ち、地形面は主に下末吉面（大塚, 1930）からなり、台地内の河川沿いには、河岸段丘である武蔵野 I、II 面が分布する（岡ほか, 1984）。本稿では、帷子川流域を境に北側を下末吉台地北部、それより南側を下末吉台地南部とする。

下末吉台地は、多摩丘陵中—南部と同様に、中部更新統上総層群を基盤とし、その上位を中・上部更新統の陸成層と海成層からなる相模層群相当層が不整合に覆い、さらに上位を、新期段丘堆積物が被覆する（図 1, 2）。下末吉台地の上総層群は、泥層ないし砂泥互層からなる浅海～半深海性の海成層からなる（高野, 1994）。

2-3 沖積低地

多摩川と、多摩丘陵及び下末吉台地を流れる鶴見川の下流域には沖積低地が発達する。縄文海進最盛期によって形成された内湾が、その後の海退と堆積物による埋積によって急激に縮小した結果形成されたものであると考えられている。この低地は門村（1961）によって、扇状地性平野面、自然堤防型平野面、デルタ面、干拓面、埋立地に区分されている。これらの地形をなす沖積低地の地質は、沖積層基盤礫層、下部砂層、下部泥層、中間砂層、上部泥層、上部砂層、最上部陸成層に区分される（松田, 2010）。

3. 上総層群

3-1 多摩丘陵北西部

3-1-1 層序

多摩丘陵北西部の上総層群は寺田層、大矢部層、平山層、小山田層、連光寺層、稲城層、出店層の 7 層に区分され、それぞれ整合に重なる（高野, 1994）（図 2, 3）。このうち神奈川県内には、連光寺層、稲城層、出店層が分布する。

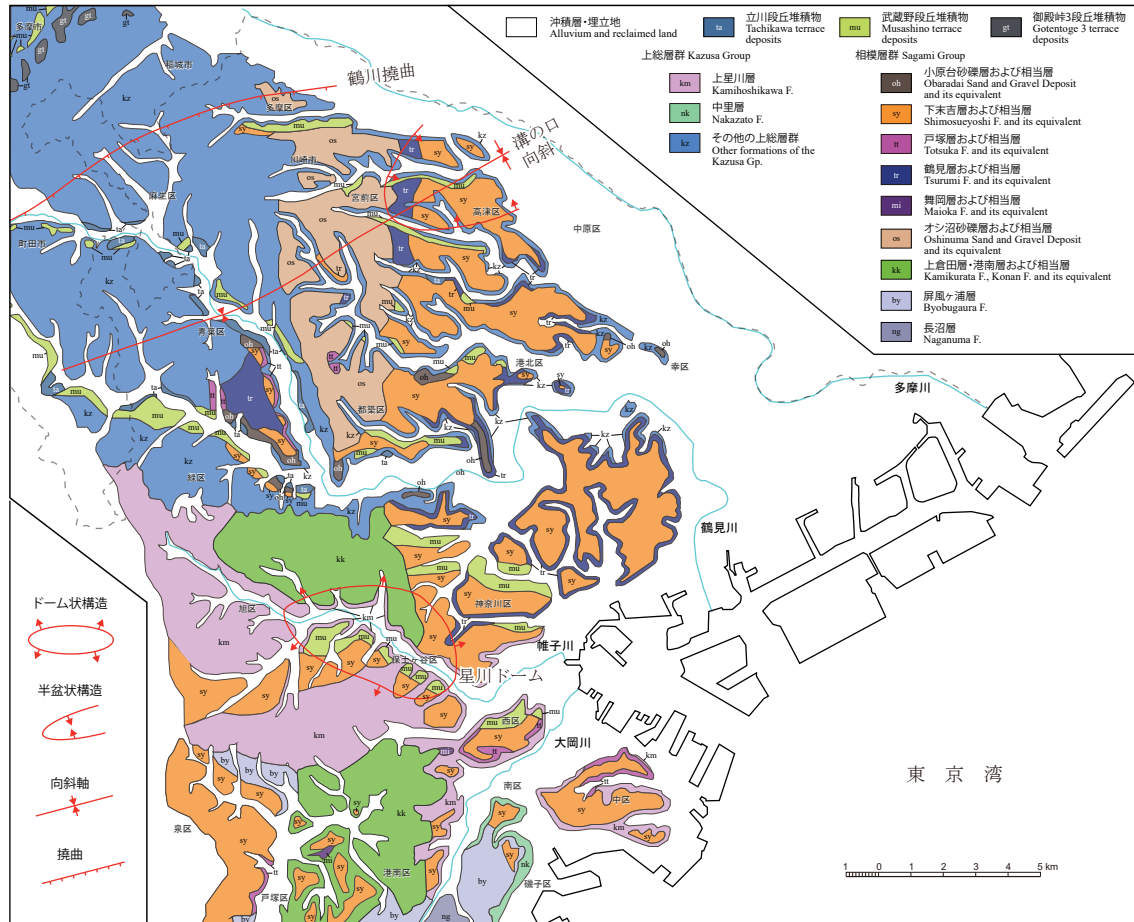


図 1. 多摩丘陵の地質図. 三梨・菊池 (1982), 岡ほか (1984), 坂本ほか (1987), 高野 (1994) に基づき作成.

時代(Ma)	海洋同位体ステージ	北西部	中部	南部	テフラ鍵層
完新世	(0.0117)	沖積層	沖積層	沖積層	
更新世	後期	下末吉ローム層	立川ローム層	立川ローム層	Hk-TP
		新期ローム層	武蔵野ローム層	武蔵野ローム層	On-Pm1
		MIS 3	立川礫層	立川礫層	
		MIS 4	中台段丘堆積物	小原台砂礫層	
		MIS 5.1	武蔵野礫層	下末吉(Sp)ローム層	
	中期	MIS 5.3	下末吉ローム層	下末吉層	
		MIS 5.5	土屋ローム層	土橋(Ts)ローム層	Hk-TAm1
		MIS 6.5	多摩IIローム層	戸塚層	
		MIS 7.1	黒川層	舞岡(Mk)ローム層	Hk-TB1
		MIS 7.3	早田ローム層	舞岡層	Hk-TCu1
更新世	中期	MIS 7.5	多摩IIローム層	舞岡層	Yt-BBP
		MIS 9	オシ沼砂礫層	西根(Ns)ローム層	TE-5
		MIS 11	小比企1段丘堆積物	山王台(Sa)ローム層	Hgw-Ks5
		MIS 13	多摩Iローム層	上倉田層	Ks11
		MIS 15	御殿峠1-3段丘堆積物	屏風ヶ浦層	Ks18
	前期	出店層	高津層	中里層	HM-Kd16
		稲城層	飯室層	上里川層	MT NG-YR
		津光寺層	北禅寺層	大船層	H2
		小山田層	栴生層		Omn-SK110
		平山層	鶴川層		
(2.58)		大矢部層			

図 2. 多摩丘陵の第四系の層序. 北西部は植木ほか (2013), 鈴木 (2020) に, 中部は町田ほか (1974), 岡ほか (1984), 高野 (1994), 町田 (2008) に, 南部は町田 (1971), 町田ほか (1974), 関東第四紀研究会 (1980), 町田ほか (1980), 三梨・菊池 (1982), 大森ほか (1986) に基づき作成.

連光寺層は、円礫層からなる下部層、シルト～細粒砂層からなる中部層、平行葉理や斜交層理が発達する細粒砂～粗粒砂層からなる上部層に、また、稲城層は、円礫層からなる下部層、シルト～細粒砂層からなる中部層、トラフ型斜交葉理が発達する凝灰質な中粒砂～粗粒砂層からなる上部層に細分され、いずれも1回の海退―海進に対応する堆積サイクルに対応しているとされる(植木ほか, 2013)。出店層は、砂層を挟む泥岩層、礫質砂岩層、礫岩層などからなる(高野, 1994)。

多摩丘陵北西部の上総層群中のテフラ鍵層について、図4および表に示す。連光寺層にはテフラ鍵層として、田中テフラ(TN: 神奈川県知事公室企画審議課, 1955)などが狭在する(高野, 1994; 向山・松田, 1998; 田村, 2007; 鈴木・村田, 2011; 植木ほか, 2013)。

稲城層中のテフラ鍵層として、黒川テフラ(KK: 神奈川県知事公室企画審議課, 1955)、読売テフラ(YM: 鈴木・村田, 2011)、山口ピンクテフラ(PK: 鈴木・村田, 2011)、根方―百合ヶ丘テフラ(NG-YR: 鈴木・村田, 2011)などが狭在する(関東第四紀研究会, 1970; 高野・多摩サブ団研グループ, 1978; 高野, 1994; 越智・藤本, 2006; 田村, 2007; 鈴木・村田, 2011)。黒川テフラについては、多摩丘陵中部の鶴川層と柿生層の地層境界をまたいで分布するほか、多摩丘陵南部の上星川層、三浦半島北部の小柴層中のテフラにも対比されている(三梨・菊池, 1982; 岡ほか, 1984; 高野, 1994; 鈴木・村田, 2011)。根方―百合ヶ丘テフラは、鈴木・村田(2011)により東京都稲城市矢野口の稲城層中に狭在する根方テフラを再定義して命名された。根方テフラは、三梨・菊池(1982)、岡ほか(1984)、高野(1994)によって多摩丘陵で広く追跡されたが、鈴木・村田(2011)は火山ガラスの屈折率や化学組成から、少なくともそのうち、川崎市麻生区万福寺や東京都町田市三輪町のものは、下位の読売テフラに対比されるものとした。

出店層には宮田テフラ(MT: 神奈川県知事公室企画審議課, 1955)が狭在し、丘陵中部の王禅寺層、南部の上星川層、三浦半島北部の小柴層に対比されている(三梨・菊池, 1982; 岡ほか, 1984)。

3-1-2 年代

連光寺層、稲城層、出店層の年代については、テフラ鍵層と古地磁気によって検討されている。

i) テフラ鍵層

連光寺層中の田中テフラは、鈴木・村田(2011)によって銚子地域の犬吠層群小浜層中に狭在するテフラと対比されている。その年代は、鈴木・村田(2011)により、石灰質ナノ化石と堆積速度から1.467 Maとされた。

稲城層中の黒川テフラは、田村(2007)、鈴木・村田(2011)によって三浦半島北部の上総層群小柴層、房総半島の黄和田層、銚子地域の小浜層にそれぞれ狭在するテフラとの対比がなされている。その年代は、鈴木・村田(2011)により、石灰質ナノ化石と堆積速度から1.451 Maとされた。稲城層中の読売テフラは、房総半島の平沢川沿いの黄和田層、銚子地域の小浜層中にも見出されており、その年代は石灰質ナノ化石と堆積速度から、1.428 Maとされた(鈴木・村田, 2011)。同じく稲城層中の根方―百合ヶ丘テフラは鈴木・

村田(2011)によって、房総半島平沢川沿いの黄和田層中の、千葉県立中央博物館(1991)によりKd21とされたテフラに対比されたが、このテフラは宇都宮ほか(2019)においてKd19として再定義された。鈴木・村田(2011)は、根方―百合ヶ丘テフラの年代を1.422 Maとした。

出店層下部に狭在する宮田テフラは、銚子地域や、房総半島の黄和田層中のテフラと対比され、その年代は石灰質ナノ化石と堆積速度から1.406 Maとされた(鈴木・村田, 2011; 宇都宮ほか, 2019)。

ii) 古地磁気

植木ほか(2013)は、連光寺層、稲城層の古地磁気層序はUpper Olduvai Subchronozon-Matuyama Chronozon 境界以降のMatuyama Chronozon 中部とし、出店層についても、直接古地磁気は測定されていないものの、稲城層と同様と推定している。

3-1-3 堆積環境

神奈川県内にみられる多摩丘陵北西部の上総層群の堆積環境は、主に岩相や産出化石から推定されてきており、菊池(1984)、岡ほか(1984)、植木ほか(2013)などによってまとめられた。それらによると、連光寺層中部からは内湾性、潮間帯から浅海性の貝化石が、上部からは内湾性の貝化石がそれぞれ産出する。岡ほか(1984)は化石と岩相から、連光寺層を三角州・潟・海浜の堆積環境を示すとした。また菊池(1984)は、堆積相や化石から、連光寺層のうち礫・泥・砂層の互層からなる層準を、陸の影響を強く受けている河口から、淡水の影響のある内湾の堆積物、砂層からなる層準を三角州前置相の堆積物とした。

稲城層下部からは、淡水性の珪藻化石が、中部層からは内湾性の貝化石、内湾から干潟性の珪藻化石が、上部層からは干潟性の珪藻化石と浅海性の貝化石が、それぞれ産出する(植木ほか, 2013)。岡ほか(1984)は化石と岩相から、稲城層を三角州・潟・海浜の堆積環境とした。また、菊池(1984)は、堆積相から稲城層を三角州頂置相とした。

出店層からは化石の産出が報告されていないが、菊池(1984)は堆積相および下位の稲城層との関係から、三角州前置相と解釈した。

多摩丘陵北西部の上総層群の礫層→泥層→砂層の堆積サイクルからなる岩相は、氷河性海水準変動にともなう海進・海退サイクルの影響を受けて形成されたとされ、このような岩相は、鶴川撓曲よりも西側において、堆積盆の沈降速度が東側よりも小さかったことを示していると考えられる(高野, 1994; 馬場・松川, 2016)。

3-2 多摩丘陵中部

3-2-1 層序

多摩丘陵中部地域では、上総層群は鶴川層、柿生層、王禅寺層、飯室層、高津層の5層に細分され、それぞれ整合に重なる(高野, 1994)。鶴川層は、全体に淘汰の悪い塊状あるいは平行葉理のあるシルト層、あるいはシルト層と砂層の互層からなり、スランプ堆積物や土石流堆積物のような異常堆積層が認められる場合がある(高野, 1994; 植木ほか, 2013)。柿生層は、主に淘汰の悪いシルト

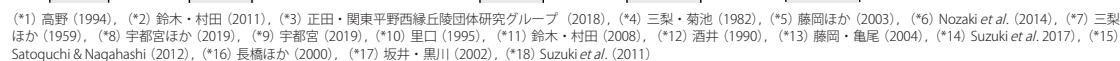


図 4. 多摩丘陵の上総層群中のテフラ鍵層とその対比。テフラの対比は三梨・菊池(1982), 岡ほか(1984), 高野(1994), 水野(2007), 鈴木・村田(2008, 2011), 宇都宮ほか(2019)に基づく。

表. 上総層群中の主要なテフラ鍵層.

北西部	中部	南部	名称及び対比	広域テフラ名:略号	年代(Ma)
	高津層	上星川層	久本テフラ:HM(*1)、liもしくはGs(*2)	久本-Kd16テフラ: HM-Kd16 (*3)	1.343(*3)
	高津層		御所山テフラ: GS (*1)		
	飯室層	上星川層	西久保テフラ: NK (*1)		1.392(*3)
	王禅寺層/飯室層		登戸テフラ: NB (*1)	登戸-Kd17テフラ: NB-Kd17 (*3)	1.396(*3)
	王禅寺層	上星川層	浅間テフラ: SG (*1)	白河赤井-Kd18テフラ: Sr-Aki-Kd18 (*6)	1.401(*3), 1.460-1.522 (*6)
	出店層	王禅寺層	宮田テフラ: MT (*1)		1.406(*3)
	王禅寺層	上星川層	第1百合ヶ丘テフラ:YR1 (*4), 第1星川テフラ(上部ユニット):H1 (*5)		
			根方テフラ: NG (*1, 7, 8), 第1星川テフラ(下部ユニット):H1 (*5), 根方-百合ヶ丘テフラ: NG-YR (*3)		1.422(*3)
	稲城層	柿生層	上星川層	根方-百合ヶ丘テフラ: NG-YR (*3)	
	稲城層	柿生層	夕木テフラ: YU (*9, 10)		
	稲城層	柿生層	山口ピンクテフラ: PK (*9, 10)		
	稲城層	柿生層	読売テフラ: YM (*3)		1.428(*3)
	稲城層	柿生層/鶴川層	上星川層	黒川テフラ: KK (*1)	1.451(*3), 1.485-1.533 (*6)
	連光寺層	鶴川層	上星川層	第2星川テフラ: H2 (*5)	
	連光寺層		田中テフラ: TN (*1)		1.467(*3)
		鶴川層	金井テフラ: KN (*10)	白河隈戸テフラ: Sr-Kmd (*3)	1.492(*3), 1.504-1.542 (*6)
		鶴川層	挟山ガラス質テフラ: SYG (*11)		1.7 (*11), 1.706-1.763 (*12)

(*1) 神奈川県知事公室企画審議課 (1955), (*2) 三梨・菊池 (1982), (*3) 鈴木・村田 (2011), (*4) 吉川 (1976), (*5) 河井 (1955), (*6) Suzuki et al. (2017), (*7) 稲城市 (1991), (*8) 越智・藤本 (2006), (*9) 高野・多摩サブ団研グループ (1978), (*10) 高野 (1994), (*11) 正田ほか (2005), (*12) Suzuki et al. (2011)

層から、王禅寺層 (図 5A) は、シルト層と細粒砂層との互層からなる (高野, 1994; 植木ほか, 2013)。飯室層は、主に植物片や白色軽石の点在する塊状無層理の青灰色シルトないし砂質シルトからなり、一部でスランプなどの乱堆積構造が見られることがある (高野, 1994)。高津層 (図 5B) は青灰色の泥がち砂泥互層からなり、スランプなどの乱堆積構造が見られることがある (高野, 1994)。

多摩丘陵中部のテフラ鍵層については、図 4 および表に示す。鶴川層のテフラ鍵層としては金井テフラ (KN: 高野, 1994)、第 2 星川テフラ (H2: 河井, 1955) が知られている。また町田市で掘削されたボーリングコアで、鶴川層に挟山ガラス質テフラ (SYG: 正田・関東平野西縁丘陵団体研究グループ, 2018) の挟在が確認されていることが報告されている (植木ほか, 2013)。第 2 星川テフラは、多摩丘陵北西部の連光寺層下部、多摩丘陵南部の上星川層、三浦半島北部の小柴層に挟在するとされている (三梨・菊池, 1982; 岡ほか, 1984)。

柿生層には、黒川テフラ、読売テフラ、山口ピンクテフラ、夕木テフラ (YU: 高野・多摩サブ団研グループ, 1978; 高野, 1994)、根方-百合ヶ丘テフラなどが挟在する (岡ほか, 1984; 高野, 1994; 鈴木・村田, 2011)。

王禅寺層には、宮田テフラ、浅間テフラ (神奈川県知事公室企画審議課, 1955)、登戸テフラ (NB: 神奈川県知事公室企画審議課, 1955)、第 1 百合ヶ丘テフラ (YR1: 吉川, 1976) などが挟在する。このうち浅間テフラは、上星川層にも対比されている (三梨・菊池, 1982)。

飯室層には、登戸テフラ、西久保テフラ (NK: 神奈川県知事公室企画審議課, 1955) などが挟在し、このうち登戸テフラは下位の王禅寺層との地層境界をまたいで分布している (高野, 1994)。また、西久保テフラは上星川層にも対比されている (三梨・菊池, 1982)。

高津層には、御所山テフラ (GS: 神奈川県知事公室企画審議課, 1955)、久本テフラ (HM: 神奈川県知事公室企画審議課, 1955) が挟在する。

3-2-2 年代

i) 広域テフラ

鶴川層中のテフラのうち金井テフラは、房総半島養老川沿いの上総層群黄和田層中に挟在し、鈴木・村田 (2008) が Kd21 としたテフラ (宇都宮ほか, 2019 で Kd20.5 として再定義された) や、銚子地域の小浜層中のテフラに対比され、広域テフラ名として白河隈戸テフラ (Sr-Kmd: 鈴木・村田, 2008) が提唱されている (鈴木・村田, 2011)。その年代について、鈴木・村田 (2008) は、石灰質ナノ化石と堆積速度から 1.51 Ma とし、同じく鈴木・村田 (2011) は、1.492 Ma とした。また、ボーリングコア中でしか確認されていないものの、鶴川層に挟在する広域テフラの中で最も古い挟山ガラス質テフラは、Suzuki et al. (2011) により 1.706 ~ 1.763 Ma の年代が得られている。

柿生層中に挟在するテフラのうち、黒川テフラ、読売テフラ、山口ピンクテフラ、根方-百合ヶ丘テフラ、王禅寺層中に挟在するテフラのうち宮田テフラの年代および対比については、稲城層の項目において述べたとおりである。

王禅寺層中に挟在する浅間テフラは房総半島の養老川沿いの黄和田層中の Kd18、いすみ市山田で石和田ほか (1971) や千葉県立中央博物館 (1991) により Kd13 として報告されているテフラ (宇都宮ほか, 2019 により Kd18 として再定義)、銚子地域の小浜層で NK の下位 64 cm に挟在するテフラと対比されている (鈴木・村田, 2011)。また、三梨・菊池 (1982) は彼らの柱状図において、上星川層中に Sg として本テフラを記載している。Suzuki et al. (2017) は、これら一連のテフラの広域テフラ名として、白河赤井-Kd18 テフラ (Sr-Aki-Kd18) を提唱している。その年代は、鈴木・村田 (2011) により、石灰質ナノ化石と堆積速度から 1.401 Ma とされた。王禅寺層から飯室層をまたいで挟在する登戸テフラは、黄和田層中の Kd17 のほか、小浜層中のテフラと対比され、広域テフラ名として登戸-Kd17 テフラ (NB-Kd17) が提唱されている (鈴木・村田, 2011)。鈴木・村田 (2011) は、本テフラの年代を石灰質ナノ化石

と堆積速度から 1.396 Ma とした。

飯室層中に挟在する西久保テフラは、千葉県立中央博物館 (1991) によって房総半島のいすみ市台川沿い (夷隅地域) の黄和田層で Kd12 とされたテフラ (宇都宮ほか, 2019 で Kd16.5 として再定義) に対比された (鈴木・村田, 2011)。

高津層中に挟在する御所山テフラは、千葉県立中央博物館 (1991) によって房総半島夷隅地域の黄和田層中の Kd11 とされたテフラ (宇都宮ほか, 2019 で Kd16.2 として再定義) に対比された (鈴木・村田, 2011)。また、同じく高津層中に挟在する久本テフラは、多摩丘陵南部の上星川層中のテフラ (三梨・菊池, 1982)、東京地下の北多摩層中のテフラ (村田ほか, 2007) にそれぞれ対比されている。また、水野 (2007) は、千葉県立中央博物館 (1991) により夷隅地域の黄和田層中の Kd10 とされたテフラ (宇都宮ほか, 2019 で Kd16 として再定義) に対比し、鈴木・村田 (2011) は、銚子地域の小浜層中の Ob5a (酒井, 1990) に対比した。鈴木・村田 (2011) はこれら一連のテフラの名称として久本-Kd16 テフラ (HM-Kd16) を提唱している。その年代は、鈴木・村田 (2011) により、石灰質ナノ化石と堆積速度から 1.343 Ma とされた。

ii) 古地磁気

植木ほか (2013) は鶴川層から王禅寺層にかけてを、Upper Olduvai Subchronozone-Matuyama Chronozone 境界以

降の Matuyama Chronozone 中部であるとした。また、増渕ほか (1995) は、飯室層を掘削したボーリングコアから逆磁極を報告している。

iii) 石灰質ナノ化石

鶴川層から飯室層にかけて、第四紀の重要な示準化石である *Gephyrocapsa oceanica*、*G. caribbeanica*、5 μm 以上の *Gephyrocapsa* 属が産出し、*Calcidiscus macintyreii* は全く産出しなかった (高野, 1994; 小泉, 1990; 増渕ほか, 1995)。*G. caribbeanica* の産出下限 (佐藤ほか (1999) の基準面 12) は Okada & Bukry (1980) の CN13b 亜帯下限、*G. oceanica* の産出下限 (基準面 11) は CN14a 亜帯下限であることから、鶴川層から飯室層までは、CN14a 帯に相当すると考えられる。また *Helicosphaera sellii* が王禅寺層および飯室層から、6 μm 以上の *Gephyrocapsa* 属が飯室層から産出している (高野, 1994; 増渕, 1995) ことから、飯室層は 6 μm 以上の *Gephyrocapsa* 属の産出下限 (佐藤ほか, 1999 の基準面 10) よりも上位かつ、*H. sellii* 産出上限 (同じく基準面 9) よりも下位の層準を含む。なお、基準面 10 が飯室層より下位のどこにあるかについては検討されていない。

高津層においてはナノ化石の検討は行われていないが、挟在する HM-Kd16 は、銚子地域においては、佐藤ほか (1999) の基準面 10 より上位とされ (藤岡・亀尾, 2004)、一方、

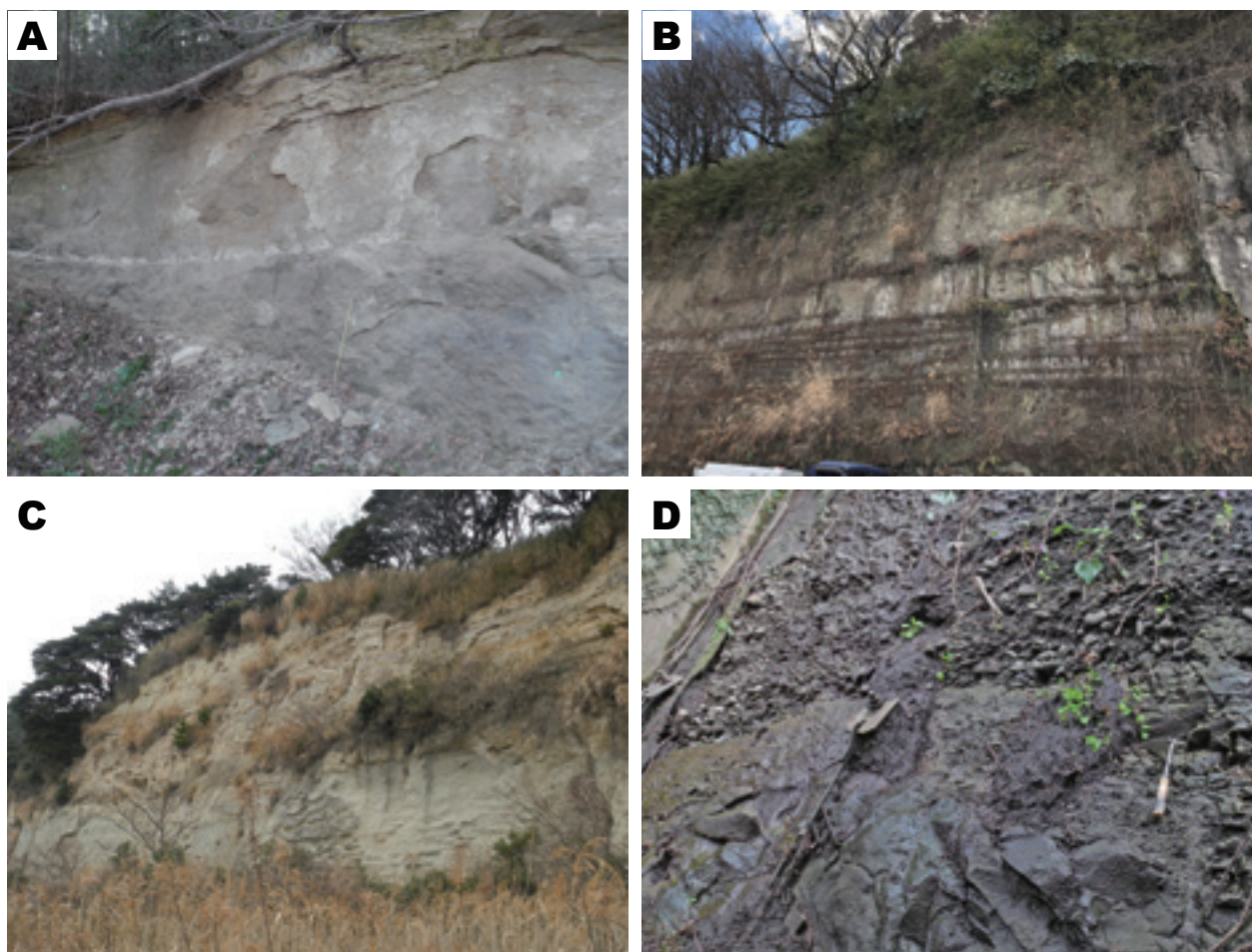


図 5. 多摩地域に分布する上総層群の露頭写真 (野崎 篤撮影). A: シルト岩からなる王禅寺層 (スケールは 1 m) (横浜市青葉区こどもの国), B: 砂泥互層からなる高津層 (川崎市高津区久地), C: 上星川層と上位に重なる相模層群下末吉層 (横浜市中区三溪園), D: 上星川層 (シルト岩) を不整合に覆う相模層群戸塚層 (礫岩) (横浜市中区新山下)。

房総半島の黄和田層中において、HM-Kd16 より下位となる Kd19 の直上に基準面 10 が位置するとされる（佐藤・高山，1988; 佐藤ほか，1988）。いずれにせよ、高津層の HM-Kd16 より上位は、基準面 10 より上位の層準と考えられる。

3-2-3 堆積環境

多摩丘陵中部の上総層群の堆積環境は、化石や堆積相から推定されてきており、菊池（1984）、岡ほか（1984）、高野（1994）、植木ほか（2013）などによってまとめられた。それらによると、貝化石からは、鶴川層が潮間帯から浅海、柿生層及び王禅寺層が内湾から浅海、飯室層が外洋の影響をある程度受けた浅海内湾と、それぞれ推定されている（植木ほか，2013）。また、岡ほか（1984）は、化石と堆積相に基づき、鶴川層と柿生層を内湾から外洋の影響も見られる浅海の堆積物とし、菊池（1984）は堆積相、貝化石、有孔虫に基づき、鶴川層の一部、柿生層、飯室層を、外洋の水も流入する内湾で堆積した浅海底三角州定置相、王禅寺層や高津層を陸棚相とした。増渕ほか（1995）は、珪藻および有孔虫化石から飯室層の堆積環境を陸棚から内湾とした。

このように、多摩丘陵中部に分布する上総層群は、丘陵北西部と比べて岩相は細粒で、推定される堆積環境は深く、層厚が厚い一方で、海進 - 海退サイクルは鶴川撓曲から南東にいくほど不明瞭となり、上方に向けて浅海化する傾向は見られない（菊池，1982; 高野，1994）。これらのことから、高野（1994）は、鶴川撓曲から東側は西側に対して沈降速度が大きく、一部地域を除いて低海水準期でも陸化しなかったと推定した。

3-3 多摩丘陵南部

3-3-1 層序

多摩丘陵南部に分布する上総層群上星川層（図 5C, D）は、上位は中里層もしくは鶴川層に整合に覆われ、もしくは側方漸移し（三梨・菊池，1982; 岡ほか，1984）、下位は大船層を整合に覆うものとボーリング資料などから考えられているが、本層の下限は地下に埋没しており、地表において本層と下位層との関係は見られない（三梨・菊池，1982）。上部、中部、下部に区分され、上部は、砂泥互層を挟む砂質泥岩層から、中部は上位に泥質砂岩層、砂岩層、砂泥互層を挟む泥岩層から、下部は砂泥互層と泥がち互層および砂質泥岩からなる（三梨・菊池，1982）。下部には層厚 10 m 以上の深層型地すべり堆積層がみられる（三梨・菊池，1982）。下部は、帷子川沿いに西北西の軸を持つドーム構造（星川ドーム：徳永ほか，1949; 図 1）を示す。中部は、星川ドーム構造の外側に分布するが、横浜港南部を中心に南へ凹な緩い湾入状構造を示して分布する。上部は、西北西から東西走向で、南に 3～4 度傾斜で分布する。

テフラ鍵層として、第 2 星川テフラ、第 1 星川テフラ（H1: 河井，1955）、黒川テフラ、宮田テフラ、浅間テフラ、西久保テフラなどが挟在する（三梨・菊池，1982）（図 4 および表）。第 1 星川テフラは下部と上部の 2 つの異なるユニットからなり、下部ユニットは多摩丘陵北西部の稲城層や丘陵中部の柿生層に挟在する第 2 百合ヶ丘テフラ

（YR2: 吉川，1976; 鈴木・村田，2011 によって根方一百合ヶ丘テフラとして再定義）に、上部ユニットは第 1 百合ヶ丘テフラにそれぞれ対比される（高野，1994）。また、第 1 星川テフラは小柴層中にも対比されている（三梨・菊池，1982）。また、上星川層下部に挟在する第 2 星川テフラは、多摩丘陵中部の鶴川層、丘陵北西部の連光寺層、三浦半島北部の小柴層中のテフラに対比される（三梨・菊池，1982; 岡ほか，1984）。さらに三梨・菊池（1982）は、上星川層中部に挟在する Ii、Gs の二枚のテフラのうちいずれかが、多摩丘陵中部の高津層上部に挟在する久本テフラに対比されるとした。

これらのことから上星川層下部から中部にかけては、多摩丘陵中部の連光寺層から高津層に相当すると考えられる（三梨・菊池，1982）。また、三梨・菊池（1982）は鍵層の対比から、上星川層を三浦半島北部の小柴層下部から中里層下部に相当するとしている。

なお、上星川層における第 2 星川テフラから宮田テフラまでの層厚は、星川ドーム付近では 17 m であるのに対し、多摩丘陵北端では約 23 倍の 400 m に達する（三梨・菊池，1982）ことから、多摩丘陵北西部や中部の上総層群に比べて、上星川層の堆積速度は極めて遅いことが分かる。

3-3-2 年代

i) テフラ

上星川層下部に挟在する根方一百合ヶ丘テフラ、中部に挟在する宮田テフラ、浅間テフラ、久本テフラの対比及び年代については、前述の通りである。

ii) 石灰質ナノ化石

斎藤（1988）は、陸上地質において上星川層でナノ化石を検討し、*G. oceanica* および *G. caribbeanica* の共産を確認している。一方地下地質においては、篠原ほか（2005）において、鶴見区で掘削されたボーリングコア YH78（鶴見温泉井）のうち、深度 30～340 m の上星川層（鶴川層相当層）でナノ化石の分析を行い、深度 200～250 m の間に *G. caribbeanica* の産出下限（基準面 12）が、深度 140～200 m の間に *G. oceanica* の産出下限（基準面 11）がそれぞれ確認されている。これらのことから、上星川層は、Okada & Bukry（1980）の石灰質ナノ化石帯 CN13b から CN14a にかけての層準を含むと考えられる。

3-3-3 堆積環境

上星川層の堆積環境を示す明確な証拠は得られていないが、菊池（1984）は、上星川層の一部にみられる層理の不明瞭な、あるいはわずかに砂の薄層を挟む砂質泥ないし泥層を、鶴川層、柿生層、飯室層と同様の堆積相とし、三角州の底置層であるとした。

4. 中・上部更新統（相模層群相当層および関東ローム層）

4-1 多摩丘陵北西部地域の地形・地質概要

本地域は首都圏にあり、大規模な開発が行われた結果、一部の公園、緑地等を除き、コンクリートで覆われてしまったが、その工事の過程で、中・後期更新統の地質については、1970 年代を中心に多くの情報が収集された。

矢部 (1930) は、関東造盆地の隆起地域である南関東の成田層群の堆積面に多摩段丘 (T 面) という名称を使用した。青木・田山 (1930) は段丘地形を細分し、多摩面 (T) と武蔵野・相模野の段丘面 (M) とは形成時期が異なり、下末吉段丘が T 面と M 面の中間の面であるとした。まだ地形単元境界に断層 (境川断層、多摩川断層など) を仮定する研究もあったが、次第に段丘による地形解釈が主流となる。その後、高度経済成長期に入り、工事に伴い多くの露頭が出現すると、段丘の地質学的な研究が進展した。貝塚・戸谷 (1953) は、火山灰層を用いた tephrochronology という新しい手法を武蔵野台地周辺の地形研究に適用した。また、関東ローム研究グループ (1956) は、多摩面とそれを覆う多摩ローム層を定義し、川崎市の鷺鷥沼 (以下、オシ沼と表記する) 切通しを模式地とした。なお、多摩ローム層に相当する地層は、羽鳥・寿円 (1954) により多摩火山灰粘土層とされたものである。

その後、羽鳥・寿円 (1958) は、岩塚 (1952) などにより指摘されていた T 面の地形的段差に着目し、T 面を T 1 面、T 2 面に分けた。T 1 面は、100 m 崖線ともいわれる段差を成して T 2 面と接し、北西へ 220 m 程度まで高度を上げる。T 1 面では、基盤の上総層群が丘陵頂部まで分布する場所が多く、泥質で透水性が悪いほど、谷が密で尾根が痩せ、関東ローム層が薄く、標高が低いなど、岩質による地形の変化がみられるが (寿円, 1951; 吉永・武内, 1986)、北西部では御殿峠礫層 (多摩ローム層との関係は不整合) が分布し、いくつかの地形面に分かれる (皆川・町田, 1971; 岡・宇野沢, 1989)。これらのうち貝塚ほか (2000) は、岡・宇野沢 (1989) の中位面が MIS 13-15 (55 ~ 60 万年前)、低位面が MIS 12-13 (45 ~ 50 万年前) と推定した。その後、植木ほか (2013) は、岡・宇野沢 (1989) の高位面、中位面、低位面を御殿峠 1 面、御殿峠 2 面、御殿峠 3 面と呼び、1 面、2 面は貝塚上宝テフラ (KMT: 鈴木, 2000) に覆われないことから 50 ~ 60 万年前、3 面は程久保第 3 テフラ (Hdp-3) を基底部に挟む多摩 I ローム層に覆われるため 50 万年前とした。

一方、T 2 面は 100 m 未満の等高性のある地形面で、秦野・横浜線 (町田, 1973) と呼ばれる相対的沈降域が通過する。この面は 100 m 崖線にはじまり、南端は円海山から六国見山に連なる稜線で三浦丘陵に接する。T 2 面の南端の稜線北側には標高 80 ~ 90 m のなだらかな丘陵が広がる。貝塚ほか (1963) は、これを屏風ガ浦層堆積時の波食台地形の名残と考え、背後の急斜面を海食崖と考えた。貝塚ほか (2000) および町田 (2008) は、100 m 崖線が MIS 11 の海進時の海食崖である可能性を指摘している。

T 1 面の分布域は、ほとんどが東京都に属するため、ここでは神奈川県域の多摩丘陵南部に広く分布する T2 面について、下末吉面等と合わせて述べることにする。なお、ここで用いている上総層群をもとにした多摩丘陵北西部、多摩丘陵中部、多摩丘陵南部の区分は、地形区分とは異なるが、多摩丘陵北西部はおおむね T 1 面、多摩丘陵中一南部はおおむね T 2 面と下末吉面となる。

4-2 多摩丘陵中一南部の地形・地質概要

羽鳥・寿円 (1958) は、T 2 面を屏風ガ浦層 (屏風ガ浦、

屏風ヶ浦、屏風浦など表記は研究者により異なるがここでは「屏風ガ浦」と表記する) の堆積面と考え、模式地のオシ沼砂礫層を屏風ガ浦層の縁辺相と考えた。屏風ガ浦層は、植山 (1930) が横浜市南部の屏風ガ浦周辺の多摩面を構成する地層として定義したものである。したがって、屏風ガ浦層は、当初広範囲に分布する地層と考えられていた。その後、成瀬 (1960) は、T 2 面の構成層を長沼層、屏風ガ浦層、多摩ローム層に分けた。

鶴見・大村 (1966) は、T 2 面と下末吉面の境界で見出した段丘面を土橋面と呼び、構成する粘土層を土橋層と定義した。皆川・町田 (1971) は、八王子市三田で八王子黒雲母軽石層 (HBP) を記載し、このテフラを含む地形面が横浜市南区山王台付近にあること述べた。これらは、多摩面がより複雑な形成過程を経てきたことを予見させる研究であった。

この複雑な層序構築と地形編年に取り組んだのは、横浜地域を中心とする関東第四紀研究会 (1970)、町田ほか (1974)、関東第四紀研究会 (1974)、町田ほか (1980)、三梨・菊地 (1982) などであった。これらの研究では、各地の工事露頭から得られるテフラ層序と大磯丘陵におけるテフラ層序との対比が進められ、そこに年代指標となる広域テフラ研究が加わることで進展していった。

4-3 関東ローム層・相模層群相当層

神奈川県中央部から東京湾に至る地域の中・上部更新統は相模層群と呼ばれる (三梨・菊池, 1982)。神奈川県 (1955) が相模層群の名を与えてから、研究者により多様な扱いがなされてきた。長沼不整合の上位に重なる長沼層を相模層群の最下位に置くことは共通するが、ローム層、陸成層、水成層が重なることに加え、岩相変化があり、水平方向に追うことがしばしば難しく、これらの地層に地域名が与えられていることが多い。テフラによる対比は、研究の初期段階から行われてきたこの課題の解決方法の 1 つであるが、露頭が次々と消失してしまった現在では未解決の部分が多く、県内の地質でも課題が多い層準および地域である。

このテフラをもとにした多摩ローム層とその同時異相である海成層等の水成層の表記には、大磯丘陵で確立した 2 つの区分方法がある。1 つは、風成テフラ層を下位から T-F、T-E、T-D、T-C、T-B、T-A テフラ累層に分け、テフラ記号を TF-○、TE-○、TDI-○、TDu-○、TCI-○、TCu-○、TB-○、TAI-○、TAm-○、TAu-○と振る方法 (町田ほか, 1974; 町田ほか, 1980) である。これは海進堆積物の離水面を基準にした区分である。もう 1 つは、同じく下位から多摩最下部ローム層 / 柄沢ローム層、多摩下部ローム層下部 / 雑色ローム層、多摩下部ローム層中部 / 下庭ローム層、多摩下部ローム層上部 / 藤沢ローム層、多摩中部ローム層下部 / 早田ローム層、多摩中部ローム層上部 / 七国峠ローム層、多摩上部ローム層 / 土屋ローム層に分け、テフラ記号を KR-○、TII-○、Tlu-○、Tm-○、Tu-○と振る方法 (上杉, 1976; 関東第四紀研究会, 1987) である。これは関東ローム層中の斜交関係 (不整合) を基準にした区分である。町田ほか (1974)、町田ほか (1980)、貝塚ほか (2000) では、T-F ~ T-A テフラ累層に覆われる水成堆積物を T-f ~ T-a 層とした。例えば T-e 層の離水

面を直接覆うテフラ累層が T-E テフラ累層である。一方、上杉 (1976)、関東第四紀研究会 (1987) は、海成層等の水成堆積物はローム層の同時異相という点を重視し、特に分けていない。

しかし、大磯丘陵における多摩ローム層相当層の層序区分は、そのまま多摩丘陵に当てはまらない部分があるため、ローカル名が使用される場合がある。大磯丘陵の層序を多摩丘陵に直接的に適用できない原因については、両地域の地殻変動の違いに起因する可能性があるが、開発に伴う工事露頭も少なくなり、検証されることなく現在に至っている。また、多摩ローム層中の区分も研究者により異なるが、町田ほか (1974) では、下位より港南テフラ累層 (Kn)、西根テフラ累層 (Ns)、舞岡テフラ累層 (Mk)、六ッ川テフラ累層に区分される。以下、町田 (1974) の地層区分に従って章立てをし、多摩ローム層の各累層・相模層群相当層について記述する。

4-3-1 港南テフラ累層、港南層、屏風ガ浦層、長沼層

港南テフラ累層は、大磯丘陵における T-E テフラ累層と T-DI テフラ垂累層を合わせたものに相当し、港南テフラ累層に覆われる港南層は T-e 層に相当する。ここで重要なのは、大磯丘陵で T-d 層とされた海進堆積物に相当する地層が記載されなかったことである。著者の一人、笠間 (2006) の 1984 年～2006 年の調査でも、多摩丘陵における T-d 層相当層は未発見であった。その他の層序学的研究の地層区分との対応関係について、港南テフラ累層と港南層は、関東第四紀研究会 (1973, 1974) の山王台ローム層 (Sa) と上倉田層に相当し、上杉 (1976)、関東第四紀研究会 (1987) の多摩下部ローム層下部 / 雑色ローム層と雑色層に相当する。港南テフラ累層中に挟在する HBP は MIS 11～10 に噴出した広域テフラである (町田・新井, 2003)。HBP は、TE-5 (町田・新井, 2003 の TE-5a)、Kn-4 (町田ほか, 1974)、Sa-7 (関東第四紀研究会, 1974)、TII-9 (上杉, 1976) に対比される (図 6A)。T-e 層は MIS 11 の海進堆積物に相当し (貝塚ほか, 2000)、広範囲に分布するが、秦野・横浜線が通る戸塚周辺では、港南テフラ累層 (山王台ローム層) とともに下末吉層に覆われる。下末吉層に覆われたテフラ累層 (ローム層) は、覆われないものに比べ固結が進んでいる。

港南層 (上倉田層) は下位層を不整合におおい、主に泥、砂からなる。石浜ほか (2017) は、戸塚区上品濃での地層の剥ぎ取り標本を報告した。この標本には多数のマガキ *Crassostrea gigas* の礁を含むほか、温暖種のハイガイを含む。

なお、町田・新井 (1980) は、これらの下位に T-F テフラ累層 (TF) を加えた。これは屏風ガ浦層 (楨山, 1930; 関東第四紀研究会, 1974) を堆積させた海進後の海退期の堆積物で、辺川一笠森 5 テフラ (Hgw-Ks5: Nishizawa & Suzuki, 2019) を挟み、MIS12 の堆積物と考えられている (貝塚ほか, 2000)。屏風ガ浦層 (MIS13) の最下部には、屏風浦 2 (町田ほか, 1980) と呼ばれた小林一笠森 (Kb-Ks) テフラ (町田・新井, 1992) が挟在し、その上位には関東第四紀研究会 (1974) により下倉田ガラパミ、ニセムラサキ、コロッケとされたテフラがある。これらはそれぞれ房総半島笠森層の Ks11、Ks9、Ks8.5、Ks6 ないし 7 の各テフラに対比されるが (町田ほか, 1980)、大磯丘陵に

おけるこれらのテフラの対応関係は必ずしも明らかではない。なお、府川 (1976) の平戸ローム層は、横浜市戸塚区平戸町、信濃町付近で断片的に露出したが、現在は露頭がない。平戸ローム層は、屏風ガ浦層を覆うと推定されている (三梨・菊池, 1982)。

屏風ガ浦層は主に泥および砂からなり、名瀬町海老田などでは、泥層中に内湾性貝化石を多産する (三梨・菊池, 1982)。ハイガイ *Anadara granosa* の産出は、屏風ガ浦層が温暖期の地層であることを支持している。MIS 13 の海進期に形成されたと考えられている (貝塚ほか, 2000)。

屏風ガ浦層の下位には、屏風ガ浦層に不整合で覆われ、上総層群と長沼不整合で接する田谷砂礫層および長沼層 (大塚, 1937) がある。関東第四紀研究会 (1974) は田谷砂礫層の上部を屏風ガ浦層に含め、両者を一連のものと考え長沼層とした。長沼層を覆う風成陸上堆積のテフラ累層は知られていないが、田谷スコリア、Ks18 テフラが知られる。田谷スコリアは層厚 15 cm 程の粗粒な黒色スコリア層である (関東第四紀研究会, 1974)。Ks18 テフラは房総半島笠森層に狭在し、南九州起源とされる樋脇テフラ (町田・新井, 2003) に対比されており、その年代は 570～580 ka とされている (町田・新井, 2003)。このため長沼層は MIS 15 に対比され、基底となる長沼不整合は MIS 16 の海面低下に伴って形成されたと考えられる (貝塚ほか, 2000)。長沼層は主に泥、細粒砂からなる。貝化石の産出が多く、ナガヌマスダレ *Phaphia naganumana*、カズウネイタヤ *Pecfen* (*Notovola*) *naganumanus*、トウキョウホタテ *Mizuhopecten tokyoensis* などが知られる (図 7A)。かつては化石観察の好地として知られた長沼層も、その後の開発により多くの露頭が消滅した。当時の長沼層の露頭記録として神保 (1987, 1988) などがある。神保 (1988) は、長沼層から 134 種の貝類化石を報告し、貝類群集から長沼層の堆積環境を暖流下のものとした。

4-3-2 西根テフラ累層、西根層、オシ沼砂礫層

西根テフラ累層は、大磯丘陵における T-Du～T-CI テフラ垂累層に相当する (町田ほか, 1974)。かつて関東第四紀研究会 (1974) は、これを横浜地域の最古の関東ローム層とした。このテフラ累層に覆われる海進堆積物は西根層と呼ばれ、T-du～T-c 層に相当する (町田ほか, 1974)。西根層は港南層 (上倉田層) を不整合に覆い、粘土層および、細礫混じりもしくはクロスミナノ発達した凝灰質中粒砂層からなる (三梨・菊池, 1982)。

多摩丘陵南部では、オシ沼砂礫層を覆うゴマシオ第一軽石層 (皆川・町田, 1971) が未発見であるが、丘陵中部から北西部に分布するオシ沼砂礫層はこの T-du～T-c 層に相当すると考えられ (町田ほか, 1974)、ゴマシオ第一軽石層は八ヶ岳起源の黒雲母含有軽石 (Yt-BBP) に対比される (新井, 1972) (図 6B)。オシ沼砂礫層は、川崎市登戸を模式地として命名された (羽鳥ほか, 1958; 羽鳥・寿円, 1958)。最下部は波食台堆積物からなり、中―上部は泥炭を含む陸成層からなる (岡ほか, 1984)。町田 (2008) ではオシ沼砂礫層を T-d～T-c 層に対比し、MIS 9.5～8.5 付近に相当するとしている。オシ沼砂礫層の対比はいまだに課題となっているが、多摩丘陵では大磯丘陵の T-d～T-c 層の各層にそのまま当てはまる地層がない可能性がある。

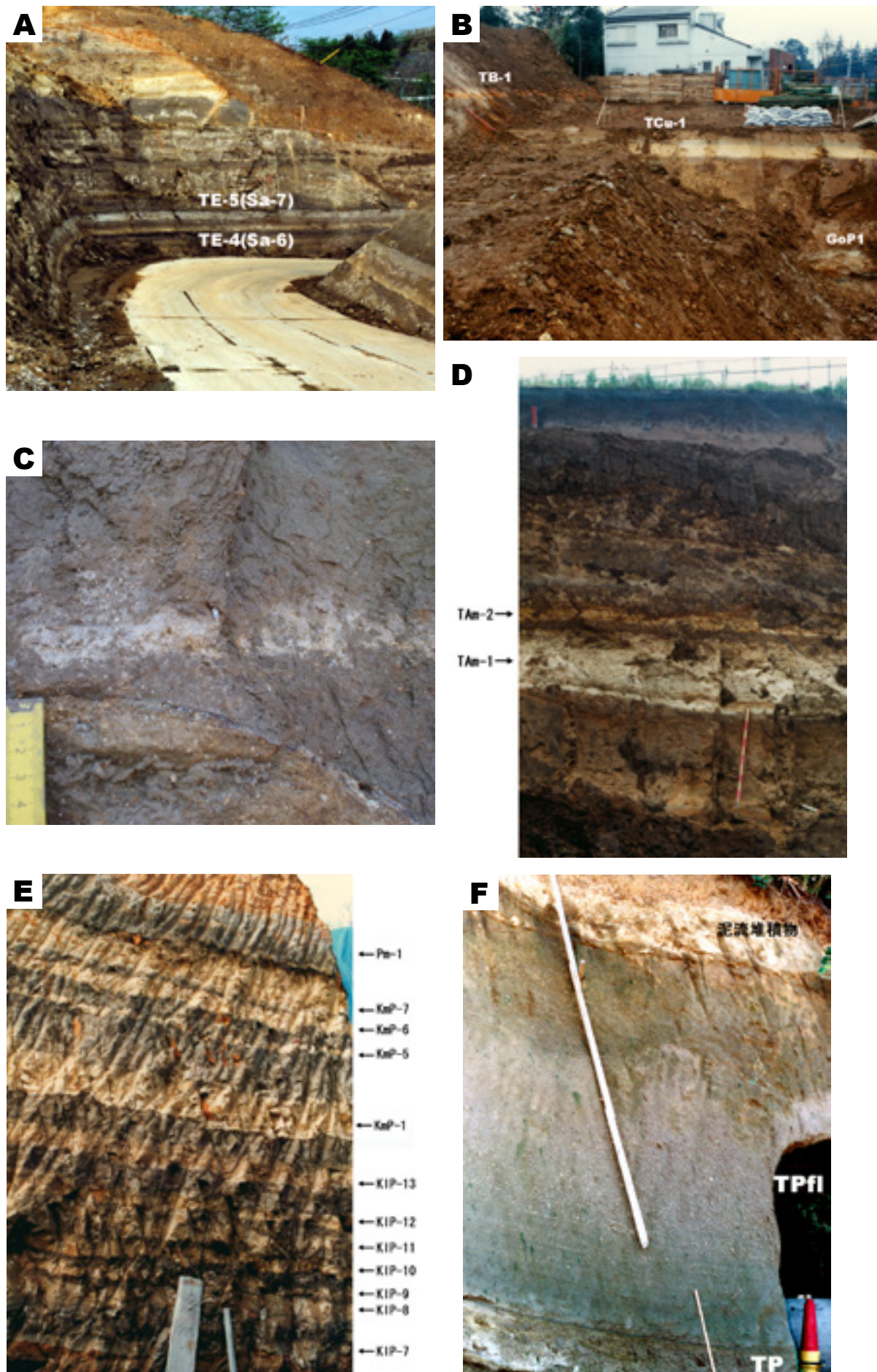


図6. 多摩地域に分布する関東ローム層および相模層群相当層の露頭写真 (笠間友博 撮影). A: 港南 (山王台) ローム層 (横浜市泉区), B: 旧オシ沼切通付近の多摩ローム層とテフラ, GoP1 はゴマシオ第一軽石, C: 下末吉層中の TAm-10 テフラ, D: 六ッ川 (土橋) ローム層 (横浜市保土ヶ谷区), E: 下末吉ローム層のテフラ (横浜市戸塚区), F: 箱根東京テフラの塊状軽石流堆積物 (横浜市泉区).

4-3-3 舞岡テフラ累層、舞岡層

舞岡テフラ累層は、大磯丘陵における T-Cl ~ T-Am テフラ垂累層に相当する(町田ほか, 1974)。かつて関東第四紀研究会(1974)は、舞岡ローム層(Mi)が山王台ローム層の下位にあるとしたが、層位関係以外は町田ほか(1974)の舞岡テフラ累層(Mk)と関東第四紀研究会(1974)の舞岡ローム層(Mi)は同じテフラ群を指す。舞岡テフラ累層に覆われる舞岡層(一部海成)は土橋層、大磯丘陵の早田層、T-b 層に対比され(町田ほか, 1974)、MIS 7.5 に相当する(貝塚ほか, 2000)。多摩丘陵模式地でドーランとされた TCu-1 テフラ(Tm-2: 上杉, 1976)は、Mk-2 テフラ(Mi-2: 関東第四紀研究会, 1974)に、同じくバヤリースとされた TB-1 テフラ(Tm-8: 上杉, 1976)は、Mk-5 テフラ(Mi-5: 関東第四紀研究会, 1974)に対比される(図 6B)。

舞岡層は、西根層、上倉田層、屏風ガ浦層などの下位層を不整合に覆う。砂礫層と泥層の互層からなり、最下部にウミナ類の貝化石を含むことから下部は海成層とされた(関東第四紀研究会, 1973; 三梨・菊池, 1982)。

4-3-4 六ッ川テフラ累層、六ッ川層、初音ヶ丘層、戸塚層、鶴見層、寺尾層など

六ッ川テフラ累層は、大磯丘陵における T-Am ~ T-Au テフラ垂累層に相当する。これは関東第四紀研究会(1974)の土橋ローム層(Ts: 鶴見・大村, 1966)と同じテフラ群を指す(図 6C, 6D)。土橋ローム層は、鶴見・大村(1966)が使用した名称であるが、町田ほか(1974)は土橋ローム層に覆われる土橋層を、前述のように 1 サイクル古い T-b 層に対比している。一方、関東第四紀研究会(1973, 1974)は土橋ローム層に覆われる水成層を一括して戸塚層と呼んだ。戸塚層は、戸塚区戸塚町を模式地に関東第四紀研究会(1973)により命名された。岩相は泥質砂層、泥炭層、礫岩と多様であるが、円磨された粒径 10 ~ 20 mm の白色軽石粒を多量に含むという点が共通する(三梨・菊池, 1982)。町田ほか(1974)は、この戸塚層をさらに細分し、南区六ッ川の六ッ川テフラ累層の模式地において、六ッ川テフラ累層に覆われる六ッ川層を T-am 層に対比し、保土ヶ谷区初音ヶ丘付近に露出した初音ヶ丘層を T-a 層に対比した。これらは非海成とされるが、露出が断片的なため全体像は不明である。さらに、町田ほか(1974)は中区本牧や港北区大倉山にみられる内湾性の堆積物を戸塚層と呼び(第四紀研究会の戸塚層とは異なる)、T-au 層に対比した。これは岡ほか(1984)の寺尾層に対比され、関東第四紀研究会(1970)の鶴見層に相当するが、鶴見層とされる地層の中には TCu-1 (Tm-2) テフラを挟在する部分があり(石綿・高野, 1980; 岡ほか, 1984)、これは明らかに T-b 層相当の層準である。鶴見層は、横浜市港北区綱島街道の切り通しを模式地とした(関東第四紀研究会, 1970)が、露頭消失により、高野(1987)は港北区師岡町を再指定した。下部層は溺れ谷堆積物となる砂礫層、シルト層からなり、上部層は黄褐色細粒砂層からなる(高野, 1987)。高野(1987)は港北区岸根町における上部層ではウバガイ *Pseudocardium sachalinense* やサラガイ *Megangulus venulosus* などの寒流系の種を含むことか

ら、鶴見層が堆積した海進時の海水温が低く、海面が相対的に低かったことを示唆した。

町田(2008)は、T-a 層が MIS 7.3、T-am 層が MIS 7.1、T-au 層が MIS 6.5 に対比される可能性を示した。この層準の地層の分布は断片的で、しかも離水層準にも地域差があるため、ローカルな地層名どうしの対比には課題が残る。保土ヶ谷礫層は、大塚(1930)により相模川の堆積物とされ、下末吉層に覆われると考えられたが、第四紀研究会(1974)は Ts-9 テフラ(ニセトウキョウ、TAu-2)が同礫層の上位にあることから、下末吉層ではなく戸塚層に含まれるとした。また、岡ほか(1974)は保土ヶ谷礫層をその基底礫層とした。

以上のように、多摩丘陵南部の地質は複雑である。上記の海成層等の各層は秦野・横浜線に沿って、相模湾側からは戸塚付近(大塚, 1937 の戸塚湾)を中心に、東京湾側からは横浜港付近から谷埋め状に厚く堆積した。その概念は、第四紀研究会(1974)や Kikuchi(1977)の地質断面図に表されている。おそらく地形面も同様に細分されるはずであったが、地形変化が大きく進み詳細な地形区分はもはや不可能である。したがって、T 1 面(多摩 I 面)、T 2 面(多摩 II 面)、土橋面(早田面)といった大きな区分が現在でも使用されている。

4-3-5 下末吉ローム層、下末吉層

下末吉ローム層にテフラがあることは古くから知られていたが(関東ローム研究グループ, 1956)、風化粘土化が進み鍵層としてあまり注目されることはなかった。三色アイスパミス(Kobayashi et al., 1968)も、そのような区別しにくいテフラ群に付けられた愛称である。テフラを詳細に分けたのは関東第四紀研究会(1970)で、SP1 ~ SP14 の 14 枚の軽石層を記載した。一方、町田(1971)は大磯丘陵の吉沢において、下末吉ローム層相当の吉沢ローム層のテフラの詳細な記載を行った。すなわち吉沢ローム下部層の KIP-1 ~ KIP-15 の各テフラ、同中部層の KmP-1 ~ KmP-12 の各テフラである。これらのテフラの分布軸(東北東)の延長には、下末吉台地があり、下末吉ローム層の各テフラは風化しているものの、この区分が適用できる場所が多い(図 6E)。このため、吉沢ローム層の模式地でのテフラ層の岩相の特徴から、下末吉ローム層の風化したテフラの同定も可能となった。主な対比は町田(1971)によると SP1 が KIP-7、SP9 が KmP-1、SP13 が御岳第一軽石(On-Pm1)、SP14 が箱根小原台軽石(Hk-OP)になる。その後、当間(1974)は SP1 の下位に SP0 (=KIP-6) テフラを記載した。多摩丘陵南部の横浜地域では、KIP-5 以下のテフラの保存は悪い。

下末吉層は、大塚(1930)により命名、横浜市鶴見区の下末吉台地を模式地として記載された。その後、模式地は露頭消失により、三梨・菊池(1982)は、横浜市新羽町の鶴見川左岸の台地、岡ほか(1984)は、横浜市区堀ノ内、港北区篠原町に再定義している。下末吉層は、いわゆる「戸塚湾」(大塚, 1937)、「古東京湾」(矢部・青木, 1927)に分布する(三梨・菊池, 1982)。すなわち、海進時に相模湾側から戸塚へ入り込んだ湾と、東京湾側から入り込んだ湾が存在したことが知られ、戸塚湾では、

溺れ谷を埋積するような堆積形態を示し、古東京湾側では溺れ谷状の形態のほかに波食台上の堆積物の層相を示すことが多い(三梨・菊池, 1982)。「戸塚湾」地域では、主に下部泥質層、上部砂層からなり、下部の泥質層からはマガキなど内湾性群集の貝化石を多産する。マガキ *Crassostrea gigas* の礁(コロニー)が発達することがあり(図 7B)、鎮西(1982)は、戸塚における露頭を図示した。本地域の下末吉層では内湾湾奥の干潟群集を産すること多いが、田口ほか(2007)は横浜市泉区下飯田で内湾泥底群集を見だし(図 7C)、下末吉海進期の古地理を示した。

4-3-6 武蔵野・立川ローム層

多摩丘陵南部地域では、下末吉面より新しい地形面は断片的にしか存在しない。ここでは丘陵の地形的影響を受けて堆積した、箱根東京テフラの火砕流堆積物(Hk-T(pfl))に着目して、笠間(2006)、笠間・山下(2008)、笠間(2009)をもとに簡単に述べることにする。

Hk-T(pfl)は、塊状軽石流堆積物と上位の成層軽石流堆積物とからなり、間に降下堆積物を挟む。これらの関係が模式的に見られたのが泉区新橋町の造成工事現場であった。この層序はそのまま伊勢原市高森の工事露頭でも確認された。多摩丘陵南部にはHk-T(pfl)の堆積時に、ほぼ現在の谷地形があったとみられ、塊状軽石流堆積物は現在の谷地形と調和的に堆積し、谷底部分の谷埋め堆積物は最大層厚3 m程度(図 6FのTPfl)、そこから上方に向かって連続的に厚さを減じるが、10 cm程度の薄い堆積物が丘陵頂面を覆っていた。この薄い堆積物は上位に降下堆積物と成層軽石流堆積物がある場所でのみで保存され、東名高速道路拡幅工事では横浜町田IC付近、国道1号横浜新道の拡幅工事では新保土谷IC付近が確認できる分布の東限であった。国道16号保土ヶ谷バイパスの拡幅工事では、両IC間の複数個所で確認された。成層軽石流堆積物は塊状軽石流堆積物とは対照的に谷底より丘陵上部で顕著にみられた。

5. 沖積低地(多摩川低地)

沖積層研究においては、江戸川、荒川、中川などがつくる東京湾沿岸域の沖積低地の多数の研究がある。多摩川低地もこの地域に発達する低地の一つである。沖積層という特性上、地表における露頭から得られる情報は非常に限られる。ボーリング試料・試料を手がかりに沖積層断面を描きおこし、沖積層の層序と古環境などの研究がすすめられている。ここでは、いわゆる沖積層として海岸付近の低地を埋積する更新世末期から完新世の未固結地層に焦点をしばり本地域の沖積層の研究史を示しながら本地域の沖積層を概観する。

横浜・川崎地域では、多摩川、鶴見川、帷子川、大岡川の下流域に沖積低地が発達する。

横浜における沖積層についての本格的な研究は、関東大地震以後に、復興局建築部(1929)が実施した797ヶ所にもおよぶボーリング調査が最初となる。東京下町に加えて横浜周辺の調査がなされた。戦後、多摩川下流域の多数のボーリング資料から沖積層基底の地形を検討し

た羽鳥ほか(1962)や東海道新幹線建設に伴うボーリング資料等を基に沖積層の形成を河川からの土砂量と海水準変動から考察した池田(1964)などがある。この池田(1964)について、斎藤(2008)は、扇状地三角州や通常の三角州の違い、溺れ谷を埋積する模式的な沖積層断面、最終氷期以降の海水準変動に伴う堆積環境の変遷など、膨大なデータを用いて論理的に層相の変化を説明した画期的な研究と評価した。松田(1973)は、多摩川低地の沖積層の埋没地形を明らかにしたほか、沖積層を構成する堆積物に河床堆積物、三角州底置層、三角州前置層、後背湿地堆積物、自然堤防堆積物を認定し、沖積層を下位から基底礫層(BG)、下部砂泥層(LC)、中間砂層(MS)、上部泥層(UC)、上部砂層(US)、最上部陸成層(UA)に区分した。また、上部層を有楽町層、下部層を七号地層に対比している(岡ほか, 1984)。

松島(1973)は、横浜の大岡川低地を北東-南西方向に縦断するように行われた横浜市営地下鉄の工事において、大岡川沿いに貝化石を採集し、古大岡湾の変遷を明らかにするデータとした。さらに、松島(1979)は、多摩川の入江から、古鶴見湾、古帷子湾、古大岡湾の地域において、貝化石群集を示した古地理と貝塚の分布をまとめ、東京湾西岸に分布する貝塚の形成時期や、位置・数・貝類組成の変遷は、縄文海進による古地形の変遷、沿岸の堆積相と貝類群集の変遷の影響を及ぼしていることを示した(図 7D)。

沖積層研究において、地質断面図作成や各種分析のために高密度のボーリング地点が求められるなか、海津(1977)は、分析結果を空間的分布に置きかえるための新しい方法としてメッシュマップを用いて古地理を復原した。さらに、海津(1984)では、多摩川下流低地の自然堤防帯にある上部砂礫層の分布を明らかにし、その堆積物において河川による砂礫供給量の増加と海面低下との関係を考察した松島(1987)は、多摩川・鶴見川低地の沖積層における800本以上のボーリング資料を使って総合的な解析を行い、極めて高密度に¹⁴C年代を測定することで、1万年前以降の相対的海面変化曲線を描いた。また、有孔虫化石、介形虫化石、フジツボ化石、珪藻化石、渦鞭毛藻化石分析から、多摩川・鶴見川低地における完新世の古地形・古環境の変遷を明らかにした。

松島(1987)は、95点の多摩川・鶴見川低地における沖積層の¹⁴C年代測定値を試料採集高度等とともに示した。増田(1998)は、1本のコアの長さ20 mの部分に18個の¹⁴C年代値が入っている場合さえみられる、と評し、松島(1987)のデータを用いて多摩川三角州での相対的海水準変動曲線と堆積曲線の作成について解説した。そこでは、松島(1987)の地点3のデータから、地層に1,000年毎に年代を入れた図を作成、地層の年代、古水深や堆積速度の変化が求められることを示した。相対的海水準変動曲線については、神奈川県立生命の星・地球博物館(2004)は、特別展「+2°Cの世界」において、松島(1987)の相対的海面変化曲線を用いて縄文海進の急激な海面上昇を紹介した(図 8)。約10,000年前〜9,000年前には-40 m前後にあった海面が、その後急激に海面上昇し、約6,000〜5,500年前に3〜4 m前後まで海面高度が達し、その後4,000年前に1〜2 m前後まで低下していったことがわかる。

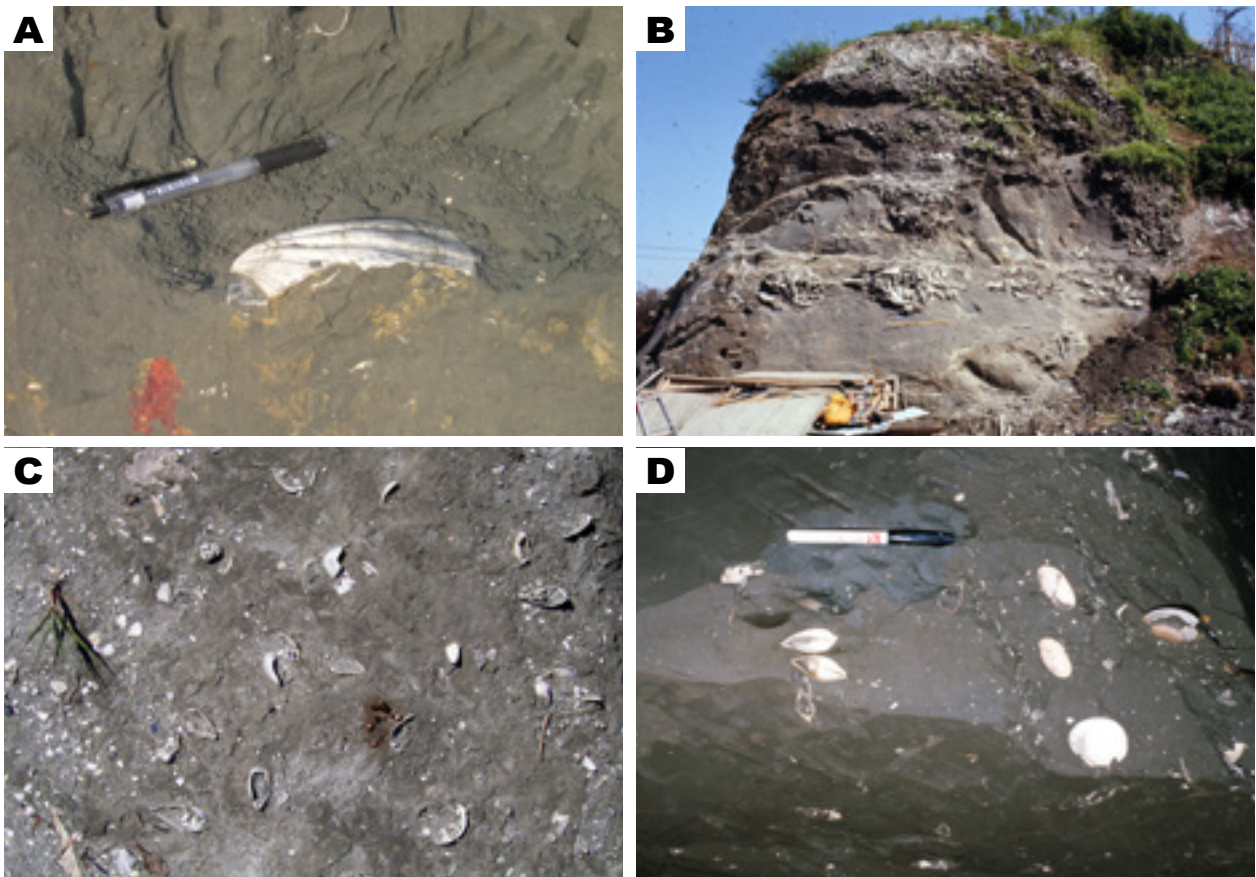


図7. 長沼層および沖積層に産出する貝化石の露頭写真. A: 長沼層中のトウキョウホタテの産状（藤沢市渡内）（笠間友博 撮影），B: 下末吉層におけるカキ礁露頭（横浜市戸塚区）（松島義章 撮影），C: 藤沢泥層（下末吉相当層）中のウラカガミの自生的産状（泉区下飯田）（田口公則 撮影），D: 沖積層中のウラカガミの産状（川崎駅アゼリア工事の際に出現）（松島義章 撮影）。

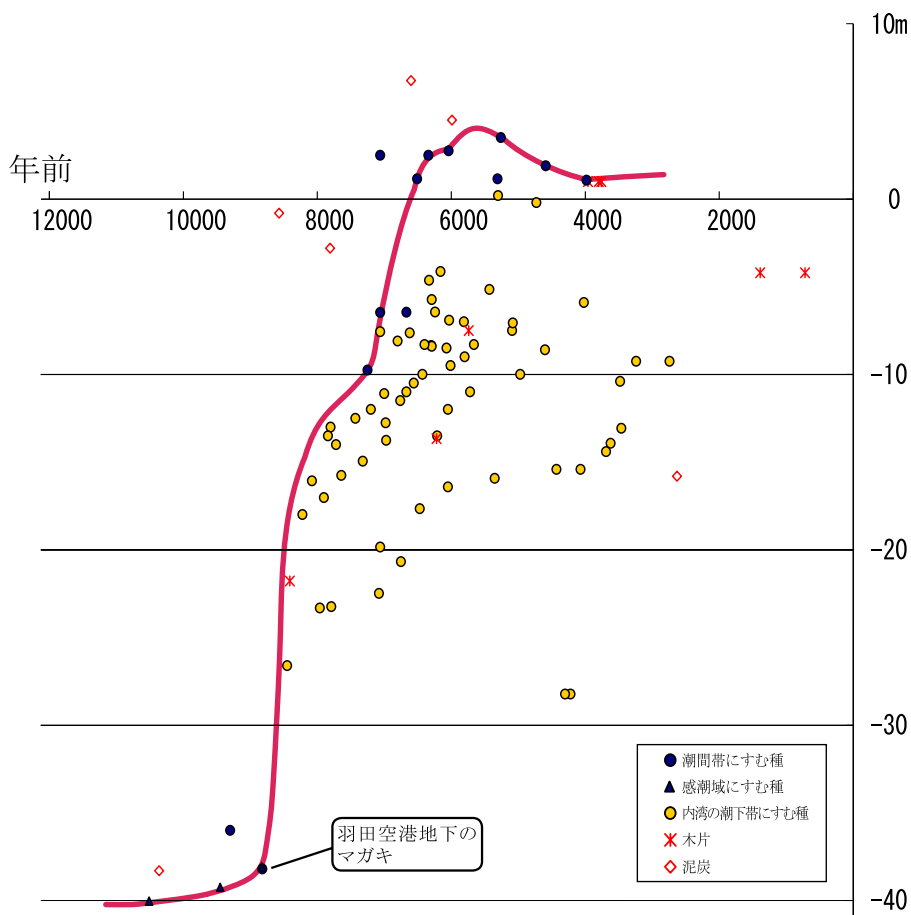


図8. 多摩川低地の完新統から得られた約1万年前以降の相対的海面変化曲線。神奈川県立生命の星・地球博物館, 2004, p.25 より抜粋。

1990 年以降、沖積層の再検討が行われ（斎藤, 2008）、石綿（2004）は、東京湾北部沿岸の七号地層と有楽町層の堆積環境について検討するなかで、古多摩川谷を主要埋没谷の一つとして、多摩川河口の沖積層を七号地層、有楽町下部、有楽町層上部と区分した模式柱状図と堆積年代を示している。

2000 年代以降、沖積層研究では、膨大な数のボーリング情報を数値化し、3 次元モデルを構築するようになった。東京港湾地域においてもボーリング情報を用いて 3 次元モデルを構築が行われている（江藤ほか, 2008; 石原ほか, 2013 など）。田辺（2019）が示すように、沖積層の研究は 1990 年代以降に確立した 3 つの技術革新、(1) ボーリングコア堆積物の堆積相解析、(2) 放射性炭素年代値による堆積層の古水深の計算、(3) 岩相と N 値のボクセルモデルによる堆積層の形態の復元、によって支えられている。その結果、東京低地の沖積層の層序については、堆積層と堆積システム、シーケンス層序といった階層性を持つ地層の形成プロセスに着目した区分がなされるようになった。田辺・石原（2015）は、多摩川低地におけるボーリング柱状図資料から作成した岩相と N 値の空間分布を用いて、松田（1973）と松島（1987）の沖積層序と対照し、いくつかの堆積物について問題点を整理した。このように、多摩低地においても、沖積層研究の新ステージに入ったといえる。

謝辞

産総研地質調査総合センターの宇都宮正志博士には上総層群の年代層序について教えていただいた。厚くお礼申し上げます。

引用文献

- 青木廉二郎・田山利三郎, 1930. 関東造盆地特に其西辺部の地形及び地質に就いて. 斎藤報恩会学術報告, 8: 1-13.
- 馬場勝良・松川正樹, 2016. 関東平野西縁部の鮮新-更新統の貝化石群集の特徴. 松川正樹編, 多摩川中流域に分布する上総層群の残された問題の解決、総括的研究と地質野外実習教材の改訂（研究助成・学術研究, vol. 45 no. 321）, pp.33-74. とうきゅう環境財団, 東京.
- 千葉県立中央博物館, 1991. 地学資料 上総層群下部鍵層集, 1990 年版. 218pp.
- 江藤雅佳子・石原与四郎・田辺 晋・木村克己・中山俊雄, 2008. ボーリング柱状図資料を用いた N 値と岩相の 3 次元分布モデルー東京低地北部における沖積層の例ー. 地質学雑誌, 114: 187-199.
- 藤岡導明・亀尾浩司, 2004. テフラ鍵層に基づく銚子地域の犬吠層群小浜層と房総半島の上総層群黄和田層, 大田代層および梅ヶ瀬層との対比. 地質学雑誌, 110: 480-496.
- 府川宗雄, 1976. 大磯丘陵西部地域団体研究ー 1975 年度の成果についてー. 関東の四紀, (3): 2-8.
- 復興局建築部, 1929. 東京及横浜地質調査報告. 144pp.
- 羽鳥謙三・井口正男・貝塚爽平・成瀬 洋・杉村 新・戸谷 洋, 1962. 東京湾周辺における第四紀末期の諸問題. 第四紀研究, 2: 69-90.
- 羽鳥謙三・寿円晋吾, 1954. T 面丘陵の火山灰層（演旨）. 地質学雑誌, 60: 307.
- 羽鳥謙三・寿円晋吾, 1958. 関東盆地西縁の第四紀地史（Ⅰ）ー多摩丘陵の地形発達ー, 関東盆地西縁の第四紀地史（Ⅱ）ー狭山, 加住丘陵の地形と地質ー. 地質学雑誌, 64: 181-194, 232-249.
- 林 広樹・高橋雅紀・笠原敬司, 2004. 関東平野の地下における新第三系の分布. 石油技術協会誌, 69: 574-586.
- 池田俊男, 1964. 東海道における沖積層の研究. 東北大学理学部地質学古生物學教室研究邦文報告, 60: 1-85.
- 稲城市編, 1991. 稲城市史上巻. 971pp.
- 石原与四郎・宮崎友紀・江藤雅佳子・福岡詩織・木村克己, 2013. 東京港湾地域のボーリング情報を用いた浅層 3 次元地質・地盤モデル. 地質学雑誌, 119: 554-566.
- 石和田靖章・三梨 昂・品田芳二郎・牧野登喜夫, 1971. 日本油田・ガス田図 10, 茂原 (1:15,000). 地質調査所.
- 石綿しげ子, 2004. 東京湾北部沿岸域の沖積層と堆積環境. 第四紀研究, 43: 297-310.
- 石綿しげ子・高野繁昭, 1980. 横浜市西部・川崎市周辺の第四紀層. 日本第四紀学会講演要旨集, 10: 68.
- 岩塚守公, 1952. 関東山地周辺及びそれに続く第三系丘陵に存在する侵食性平坦面地形について. 地理学評論, 25: 12-18.
- 神保幸則, 1987. 長沼層の地質について. 神奈川自然誌資料, (8): 13-21.
- 神保幸則, 1988. 長沼層の貝化石について. 神奈川自然誌資料, (9): 83-94.
- 寿円晋吾, 1951. 多摩丘陵の地形学的研究 - 特に開析単位と小分岐丘陵両翼の非対称性について -. 地理学評論, 24: 391-403.
- 横山次郎, 1930. 関東南部の洪積層. 小川博士還暦記念地学論, pp.307-382.
- 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦, 2000. 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原. 349pp. 東京大学出版会, 東京.
- 貝塚爽平・町田 貞・太田陽子・坂口 豊・杉村 新・吉川虎雄, 1963. 日本地形論（上）. 166pp. 地学団体研究会.
- 貝塚爽平・戸谷 洋, 1953. 武蔵野台地東部の地形・地質と周辺諸台地の Tephrochronology. 地学雑誌, 62: 9-18.
- 神奈川県, 2003. 神奈川県地下構造調査成果報告書. 115pp.
- 神奈川県知事公室企画審議課, 1955. 神奈川県下の天然瓦斯地下資源. 総合計画資料 8. 39pp.
- 神奈川県立生命の星・地球博物館, 2004. 企画展ワークテキスト + 2℃の世界 縄文時代に見る地球温暖化. 46pp. 神奈川県立生命の星・地球博物館.
- 関東第四紀研究会, 1970. 下末吉台地およびその周辺地域の地質学的諸問題. 地球科学, 24: 151-166.
- 関東第四紀研究会, 1973. 南関東の第四紀堆積盆地. 地球科学, 27(2-3): 102-112.
- 関東第四紀研究会, 1974. 横浜付近の第四系に関する諸問題 (1) (2). 地球科学, 28: 155-171, 218-235.
- 関東第四紀研究会, 1980. 南関東地域の中中部更新統の層序とその特徴. 第四紀研究, 19: 203-216.
- 関東第四紀研究会, 1987. 大磯丘陵の層序と構造. 関東の四紀, (13): 3-46.
- 関東ローム研究グループ, 1956. 関東ロームの諸問題. 地質学雑誌, 62: 302-316.
- 笠間友博, 2006. 横浜市西部の海洋酸素同位体ステージ 11 以降のテフラ層序. 神奈川県立博物館研究報告（自然科学）, (35): 1-31.
- 笠間友博・山下浩之, 2008. いわゆる東京軽石について. 神奈川県立博物館調査研究報告, (13): 91-110.
- 笠間友博, 2009. 箱根東京テフラの噴火と火砕流. 相模原市史調査報告書 4, pp.16-31.
- 河井興三, 1955. 川崎 - 多摩地区. 神奈川県下の天然ガス地下

- 資源, pp.13-21.
- Kikuchi, T. 1977. Pleistocene sea level changes and tectonic movements in the Boso Peninsula, Central Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **12**: 77-103.
- 菊地隆男, 1982. 上総層群の堆積構造と関東構造盆地の島弧における位置. 地研専報, **24**: 67-78.
- 菊地隆男, 1984. 多摩丘陵—上総層群とその堆積環境—.アーバンクボタ, (23): 40-43.
- Kobayashi K.・K. Minagawa・M. Machida・H. Shimizu・K. Kitazawa, 1968. The Ontake Pumice-Fall Deposit Pm-1 as Late Pleistocene Time-Maker in Central Japan. *J. Fac. Sci., Shinshu Univ.*, **3**: 171-198.
- 小泉明裕, 1990. 川崎市の上総層群飯室層(下部更新統)産アシカ科動物化石について. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), (19): 45-66.
- 町田 洋, 1971. 南関東のテフロクロノロジー (I) —下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について—. 第四紀研究, **10**: 1-20.
- 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, 2008. 大磯丘陵から下総台地までの第四系. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 3 関東地方, pp.299-315. 朝倉書店, 東京.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫, 1980. 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年. 第四紀研究, **19**: 233-261.
- 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. 336pp. 東京大学出版会.
- 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.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫, 1980. 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年. 第四紀研究, **19**: 233-261.
- 増淵和夫・関本勝久・佐藤時幸・吉川昌伸・糸田千鶴, 1995. 下部更新統上総層群飯室層の層序, 微化石層序と古地磁気. 川崎市青少年科学館紀要, **6**: 7-39.
- 増田富士雄, 1998. 高密度で測定された ^{14}C 年代測定値による完新統のダイナミック地層学. 地学雑誌, **107**: 713-727.
- 松田磐余, 1973. 多摩川低地の沖積層と埋没地形. 地理学評論, **46**: 339-356.
- 松田磐余, 2010. 多摩川流域と鶴見川流域の地盤. (社)地盤工学会 関東支部神奈川県グループ編, 大いなる神奈川の地盤 その生い立ちと街づくり, pp.35-39. 技報堂出版.
- 松島義章, 1973. 横浜市内の沖積層の貝化石群集(予報). 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), (6): 7-19.
- 松島義章, 1979. 南関東における縄文海進に伴う貝類群集の変遷. 第四紀研究, **17**(4): 243-265.
- 松島義章 編, 1987. 川崎市内沖積層の総合研究. 145pp. 川崎市博物館資料収集委員会.
- 松島義章, 1987. 多摩川・鶴見川低地における完新世の相対的海面変化. 松島義章編「川崎市内沖積層の総合研究」, pp.125-132.
- 三梨 昂・安国 昇・品田芳二郎, 1959. 千葉県養老川・小櫃川の上総層群の層序—養老川・小櫃川流域地質調査報告—. 地質調査所月報, **10**: 83-98.
- 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 図幅). 105pp. 地質調査所, 東京.
- 皆川紘一・町田瑞男, 1971. 南関東の多摩ローム層層序. 地球科学, **25**: 164-176.
- 水野清秀, 2007. 中部九州起源の前期更新世広域火山灰, 敷戸・イエロー 1 テフラ. 平成 16 年度～平成 18 年度科学研究費補助金(基盤研究(B))研究成果報告書 鮮新 更新世古地理の高精度復元, pp.53-58.
- 門村 浩, 1961. 多摩川低地の地形. 地理科学, **1**: 16-26.
- 森 和雄, 1969. 武蔵野台地および多摩丘陵北部の地下地質構造 とくにさく井検層記録による研究. 地質調査所報告, (233): 1-15.
- 向山崇久・松田隆夫, 1998. 多摩丘陵北西縁, 浅川河床産の貝類化石群集と古環境. 関東の四紀, (21): 19-31.
- 村田昌則・鈴木毅彦・中山俊雄・川島眞一・川合将文, 2007. 武蔵野台地南東部地下における上総層群のテフロクロノロジー. 地学雑誌, **116**: 243-259.
- 成瀬 洋, 1960. 相模積成盆地の変遷—南関東上部新生界の地史学的研究(2). 第四紀研究, **1**: 243-255.
- Nishizawa, F. & Suzuki, T., 2019. Characterization and correlation of the Hegawa-Kasamori 5 tephra, a widespread tephra aged c. 450 ka associated with largescale pyroclastic flow from southern Kyushu, SW Japan. *Journal of Quaternary Science*, **35**: 288-303.
- 岡 重文・桂島 茂・宇野沢昭, 1974. 本牧台地付近の第四系—洪積台地について—. 日本地質学会学術大会講演要旨, p.66.
- 岡 重文・菊地隆男・桂島 茂, 1984. 東京西南部地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 図幅), 1 葉及び 148 pp. 地質調査所.
- 岡 重文・宇野沢昭, 1989. 多摩丘陵北西部の関東ローム地質図. 関東の四紀, (15): 25-43.
- 岡 重文・菊地隆男・桂島 茂, 1984. 東京西南部地域の地質. 地域地質研究報告(5 万分の 1 地質図幅). 148pp.
- 小田原 啓, 2008. 横浜市及び川崎市内の大深度温泉井の掘削資料から推定される上総層群／三浦層群境界. 神奈川県温泉地学研究所報告, **40**: 87-90.
- Okada, H. and Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation (Burky, 1973; 1975). *Marine Micropaleontology*, **5**: 321-325.
- 大森昌衛・端山好和・堀口万吉 編, 1986. 日本の地質 3「関東地方」. 338pp. 共立出版, 東京.
- 越智翔士・藤本光一郎, 2006. 稲城市で見られる根方タフの鉱物学的性質とその噴出源. 東京学芸大学紀要 自然科学系, **58**: 163-171.
- 大塚弥之助, 1930. 三浦半島北部の層序と神奈川県南部の最新地質時代に於ける海岸線の変化に就いて. 地質学雑誌, **37**: 343-386.
- 大塚弥之助, 1937. 関東地方南部の地質構造(横浜—藤沢間). 地震研彙報, (15): 974-1040.
- 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.
- 酒井豊三郎, 1990. 千葉県銚子地域の上部新生界—岩相・古地磁気・放散虫化石層序. 宇都宮大学教養部研究報告 第 2 部, (23): 1-34.
- 坂本 亨・酒井 彰・秦 光男・宇野沢昭・岡 重文, 1987. 20 万分の 1 地質図幅「東京」, 1 葉. 地質調査所
- 斎藤文紀, 2008. 研究史からみた関東平野の沖積層. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 3 関東地方, pp.369-380. 朝倉書店, 東京.
- Satoguchi, Y. & Y. Nagahashi, 2012. Tephrostratigraphy of the Pliocene to Middle Pleistocene Series in Honshu and Kyushu Islands, Japan. *Island Arc*, **21**: 149-169.
- 佐藤時幸・高山俊昭, 1988. 石灰質ナンノプランクトンによる第四系化石帯区分. 地質学論集, (30): 205-217.
- 佐藤時幸・高山俊昭・加藤道雄・工藤哲朗・亀尾浩司, 1988.

- 日本海側に発達する最上部新生界の石灰質微化石層序 その4: 総括 - 太平洋側および鮮新統/更新統境界の模式地との対比. 石油技術協会誌, **53**: 475-491.
- 佐藤時幸・亀尾浩司・三田 勲, 1999. 石灰質ナンノ化石による後期新生代地質年代の決定精度とテフラ層序. 地球科学, **53**: 265-274.
- 正田 浩司・関東平野西縁丘陵団体研究グループ, 2018. 関東平野西縁地域のテフラ層序と後期鮮新世以降の変動. 地球科学, **72**: 59-72.
- 篠原謙太郎・小沢 清・江藤哲人・田中裕一郎・川島眞一, 2005. 深層ボーリングによる下末吉台地および多摩丘陵上総層群の石灰質ナンノ化石年代層序および地下地質. 神奈川県温泉地学研究所報告, **37**: 1-14.
- Suzuki, T.・Obara, M.・Aoki, T.・Murata, M.・Kawashima, S.・Kawai, M.・Nakayama, T., and Tokizane, K., 2011. Identification of Lower Pleistocene tephras under Tokyo and reconstruction of Quaternary crustal movements, Kanto Tectonic Basin, central Japan. *Quaternary International*, **246**: 247-259.
- Suzuki, T., Murata, M., Mizuno, K. and Ishihara, T., 2017. Sequence of Early Pleistocene Shirakawa ignimbrites and their identifications in distal areas in Northeast Japan. *Quaternary International*, **456**: 195-209.
- 鈴木毅彦, 2000. 飛騨山脈貝塩給源火道起源の貝塩上宝テフラを用いた中期更新世前半の地形面編年. 地理学評論, **73**: 1-25.
- 鈴木毅彦, 2008. 多摩地域の上総層群. 日本地質学会編, 日本地方地質誌3 関東地方, pp.187-193. 朝倉書店, 東京.
- 鈴木毅彦, 2020. 多摩川中一上流域の上総層群. 多摩川中上流域上総層群調査研究プロジェクト実行委員会編, 多摩川中一上流域上総層群調査研究プロジェクト報告書, pp.55-104. 多摩川中上流域上総層群調査研究プロジェクト実行委員会.
- 鈴木毅彦・白井正明・福嶋 徹, 2016. 巡検案内書 関東平野南部における上総層群のテフロクロノロジー. 地質学雑誌, **122**: 343-356.
- 鈴木毅彦・村田昌則, 2008. 東北南部会津地域を給源とする前期更新世に噴出した隈戸火砕流とそれに伴う降下テフラ. 第四紀研究, **47**: 339-348.
- 鈴木毅彦・村田昌則, 2011. 上総層群黄和田層とその相当層に介在するテフラの層序と対比. 地質学雑誌, **117**: 379-397.
- 鈴木宏芳, 1996. 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造. 防災科学技術研究所研究報告, (56): 77-122.
- 鈴木宏芳, 2002. 関東平野の地下地質構造. 防災科学技術研究所研究報告, (63): 1-19.
- 田口公則・松島義章・大島光春・樽 創・「生命の星・地球」博物館古生物ボランティアグループ, 2007. 横浜市内西部の上部更新統から見出された熱帯種タイワンシラトリ化石. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (36): 33-38.
- 高野繁昭, 1994. 多摩丘陵の下部更新統上総層群の層序. 地質学雑誌, **100**: 675-691.
- 高野繁昭・多摩サブ団研グループ, 1978. 多摩丘陵中部の地質. 関東の四紀, (5): 39-44.
- 田村糸子, 2007. テフロクロノロジーを用いた多摩川流域における鮮新-更新世の古環境復元. 財団法人 とうきゅう環境浄化財団 研究助成・学術研究, vol.35, no.260.
- 田辺 晋, 2019. 東京低地と中川低地における沖積層の形成期機構. 地質学雑誌, **125**: 55-72.
- 田辺 晋・石原与四郎, 2015. 多摩川低地における岩相とN値の空間分布. 沿岸域の地質・活断層調査報告 (地質調査総合センター速報), (68): 73-81.
- 鎮西清高, 1982. カキの古生態学 (1). 化石, (31): 27-34.
- 東京都土木研究所, 1996. 東京都 (区部) 大深度地下地盤図 東京都地質図集 6. 東京都土木技術研究所.
- 当間唯弘, 1974. 横浜付近の下末吉面の陸化過程. 第四紀研究, **13**: 199-215.
- 徳永重元, 1949. 多摩丘陵の地質. 地質学雑誌, **54**: 153.
- 鶴見英策・大村 纂, 1966. 多摩丘陵東部の地形およびローム層に関する若干の知見. 第四紀研究, **5**: 59-64.
- 宇都宮正志・大井信三, 2019. 上総大原地域の地質, 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅). 127pp. 産総研地質調査総合センター.
- 宇都宮正志・水野清秀・田村糸子, 2019. 下部更新統上総層群黄和田層下部～中部に挟まれるテフラ層の層位と特徴. 地質調査研究報告, **70**: 373-441.
- 植木岳雪・原 英俊・尾崎正紀, 2013. 八王子地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の1 地質図幅). 137pp. 産総研地質調査総合センター.
- 上杉 陽, 1976. 大磯丘陵のテフラ. 関東の四紀, (3): 28-37.
- 海津正倫, 1977. メッシュマップを用いた多摩川下流域の古地理の復元. 地理学評論, **50**: 596-606.
- 海津正倫, 1984. 多摩川下流低地における上部砂礫層について. 愛媛大学教育学部紀要第III部, **4**: 1-12.
- 宇都宮正志・水野清秀・田村糸子, 2019. 下部更新統上総層群黄和田層下部～中部に挟まれるテフラ層の層位と特徴. 地質調査研究報告, **70**: 373-441.
- 矢部長克・青木廉二郎, 1927. 関東構造盆地周辺山地に沿へる段丘の地質時代. 地理学評論, **3**: 79-87.
- 矢部長克, 1930. 日本群島最近大陸期の地質時代. 地学雑誌, **42**: 324-329.
- 吉永秀一郎・武内和彦, 1986. 多摩丘陵西部小流域の地質条件と斜面地形. 東北地理, **38**: 1-14.
- 吉川周作, 1976. 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, **82**: 497-515.

相模野台地に分布する中津層群と段丘堆積物

Geology of the Nakatsu Group and Terrace Deposits in the Sagamino Upland, Central Part of Kanagawa Prefecture

河尻清和¹⁾・笠間友博²⁾・西澤文勝³⁾・野崎 篤⁴⁾・田口公則³⁾

Kiyokazu KAWAJIRI¹⁾, Tomohiro KASAMA²⁾, Fumikatsu NISHIZAWA³⁾, Atsushi NOZAKI⁴⁾ & Kiminori TAGUCHI³⁾

Abstract. The Sagamino Upland locates between the Tama Hills and the Tanzawa Mountains, in the central part of Kanagawa Prefecture. The upland consists of Middle Pleistocene to Holocene tephra called “Kanto Loam” and fluvial terrace deposits, which overlie the Pliocene to Early Pleistocene marine sediments of Nakatsu Group. The Nakatsu Group, which crops out along riverside cliffs of the Sagami River, unconformably overlies the Paleogene Sagami Group. It consists of sandstones and sandy siltstones with lenticular conglomerates in the lower part and siltstones interbedded with tuff layers in the upper part. The Nakatsu Group is composed of the Kosawa, Kanzawa, Shimizu, Otsuka, and Shioda formations, from oldest to youngest. The fossils and sedimentary facies of the Nakatsu Group indicate that its depositional environments were from beach to slope. Terrace treads along the Sagami River system are topographically classified into the Zama and Koza Hills and Sagamihara, Tanahara and Minahara Terraces, in ascending order. Terrace gravels are alluvial fan deposits of the Sagami River, which unconformably overlie the Sagami Group and Nakatsu Group. The Kanto Loam covers those terrace deposits. The Kanto Loam on the Sagamino Upland intercalates several marker tephras derived from the western volcanic regions which are useful as an indicator of terrace correlation and formation ages. The formative ages of these terraces are estimated mainly by tephrochronological studies. The 13 tephra layers since about 100,000 years ago are described with their stratigraphic, lithologic, and petrologic characters.

Key words: Sagamino Upland, Nakatsu Group, river terrace, terrace deposits, Kanto loam Formation

1. はじめに

関東平野の西縁部には、多摩丘陵と相模川に挟まれた相模野台地、相模川と中津川の間には中津原台地が分布する（図1）。これらの台地には数段の河成段丘が発達しており、河成段丘の地形発達史を考える上で重要な地域である。相模野台地の基盤として広く分布するのは後期鮮新

世～前期更新世の海成層である中津層群であり、相模野台地には新第三系の海成層から更新世の段丘堆積物までが露出している。新第三系の海成層の隆起過程も含めた相模野台地の地形発達史を解明することは、関東平野の形成過程を推定する上で重要な情報を与えてくれる。本稿では、関東平野西縁部の新第三系から更新世までの地層が露出している相模野台地の地形と地質について概観する。

2. 相模野台地の地形地質概説

相模野台地は相模川左岸に形成された扇状地性の台地である。南北約30 km、東西約10 kmと南北に長く、城山ダム付近を扇頂とし、扇端は海岸付近の藤沢市に位置する。頂部にわずかな平坦面を残す丘陵と平坦面を残す台地と段丘からなる。一部は中期更新世の高位段丘からなるが、ほとんどは後期更新世以降の中位および低位段丘からなる（植木, 2013a）。

¹⁾ 相模原市立博物館
〒252-0221 相模原市中央区高根 3-1-15
Sagamihara City Museum
3-1-15 Takane, Chuo-ku, Sagamihara, Kanagawa 252-0221, Japan
河尻清和 : k.kawajiri.uk@city.sagamihara.kanagawa.jp

²⁾ 箱根ジオミュージアム
Hakone Geomuseum

³⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History

⁴⁾ 平塚市博物館
Hiratsuka City Museum

相模野台地の基盤の北端部は四万十帯の小仏層群と相模湖層群である。相模湖層群を不整合に覆い、中津層群が分布し、相模野台地の基盤の大部分を占める。中津層群の露頭が見られるのは厚木市付近までであり、それより下流についての基盤に関する情報はなく不明である。また、境川近辺の相模野台地東端の基盤は、多摩丘陵を構成する上総層群である可能性が高いが、台地中央部での中津層群との関係は不明であり、確かなことは明らかとなっていない。

中津層群は主に相模川沿いの段丘崖に見られる後期鮮新世～前期更新世の海成層である（植木, 2013b）。相模野台地や中津原台地の基盤として広く分布すると考えられるが、厚い段丘堆積物に覆われるため観察できる露頭は限られている（図1, 2）。

上記の基盤となる地層を覆って、段丘堆積物が分布している。段丘堆積物は下位の段丘礫層と上位の関東ローム層からなる。段丘礫層は河川成層であり、相模川の扇状地堆積物である。関東ローム層は主に箱根や富士からの火山灰を起源とする風化火山灰層である。関東ローム層はいくつかの広域火山灰を挟在する。

3. 中津層群

3-1 中津層群の概要

中津層群は、鈴木（1888）により、現在の相模原市中央区田名付近の鮮新統の化石を含む青灰色“粘土質凝灰岩”と記載され、鈴木（1932a）により中津統と命名された。その後、中世古・澤井（1950）は中津層、小島（1955）は中津累層としたが、Ito（1985）および伊藤（1991）は中津層群とした。鈴木（1932a）は下位より、小沢層、神沢層、大塚層、塩田層、当麻層に区分した。中世古・澤井（1950）は小沢砂礫岩、神沢互層、大塚凝灰質泥岩、塩田浮石質泥岩に、小島（1955）は小沢砂礫岩層、神沢砂岩シルト岩互層、高田橋砂礫岩層、大塚凝灰質シルト岩層、塩田火砕質砂泥岩層に、そして、Ito（1985）および伊藤（1991）は小沢層、神沢層、清水層、大塚層、塩田層に区分した。本稿では、中津層群と呼称し、区分についてはIto（1985）および伊藤（1991）に従うこととする。

中津層群は基盤の古第三紀の四万十帯相模湖層群を不整合で覆う。後期更新世の段丘堆積物に不整合に覆われているため、主に相模川や中津川の段丘崖に見られる。その他、八瀬川などの段丘面を刻む小河川の河床に見られることもある。堆積年代は、石灰質ナンノ化石（岡田, 1987）、浮遊性有孔虫化石および古地磁気層序（斉藤, 1988）より後期鮮新世とされた。野田・奥村（2002）は塩田層のテフラ Sd100 より約 2.1 Ma のフィッシュン・トラック年代を報告した。田村ほか（2010）は大塚層のザクロ石テフラ Mk19 を他地域のザクロ石テフラと対比し、その層序関係と年代学的研究より Mk19 の堆積年代を約 2.5 Ma とした。また、植木（2007）は古地磁気層序より中津層群の堆積年代を 3.4 ~ 1.8 Ma とした。

中津層群についての研究は、鈴木（1888）の記載以降、長らくなかったが、三土（1932）は岩相と化石について、簡単な記載を行ない、鈴木（1932a, 1932b）は層序および化石について詳細に報告した。中津層群の古生物学的研究

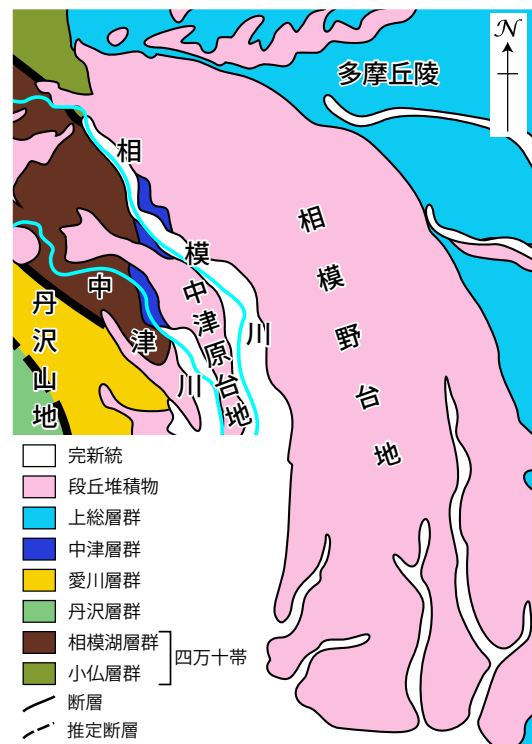


図1. 相模野台地の地質概略図。杉山ほか(1997)を基に作成。

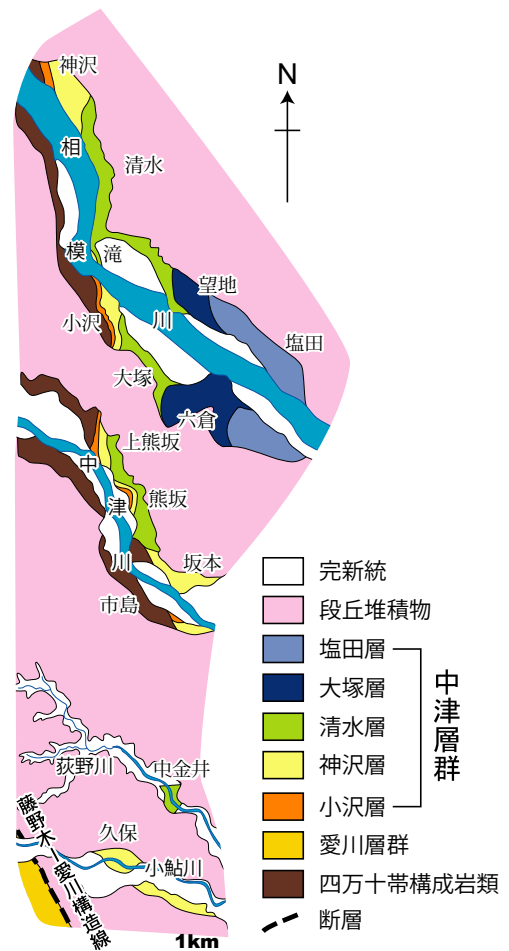


図2. 中津層群の地質図。Ito（1985）を基に作成。

としては、中世古・澤井（1950）、小島（1955）、上野・松島（1975）、松島（1987）、小泉（1988）、小泉・長谷川（1988）、奥村ほか（1997）、馬場（1992）、Okumura and Ueda（1998）、

金井 (2001)、Iwamoto *et al.* (2005)、瀬戸ほか (2019a) などがある。小泉・長谷川 (1988) は愛川町角田よりステゴドンゾウを発見し、この地点において神奈川県立博物館は発掘調査を行い、その成果を報告書にまとめている (神奈川県立博物館・中津層化石調査団編, 1991)。堆積学・堆積岩岩石学的な研究としては、Ito (1985)、河尻 (2004, 2014, 2016)、河尻・柏木 (2012)、瀬戸ほか (2019b) がある。テフラに関する研究としては、野田ほか (1999)、野田・奥村 (2002)、河尻 (2005)、河尻・久保田 (2006)、下釜・鈴木 (2006)、鈴木・中山 (2007)、下釜 (2009)、田村ほか (2010) がある。

3-2 小沢層

小沢層は四万十帯相模湖層群を不整合に覆い、神沢層に整合に覆われる。下部は礫質細粒～中粒砂岩 (図 3A)、中部は泥質砂岩、上部は平行層理や斜交層理が発達した細粒～粗粒砂岩を主体とする (Ito, 1985; 松島, 2009)。礫岩は浅海性の貝化石を多産する (例えば、鈴木, 1932a, 1932b; 小島, 1955; 馬場, 1992; Okumura & Ueda, 1998)。堆積環境は岩石海岸から外浜と推測されている (伊藤, 1991)。

河尻・柏木 (2012) は相模原市緑区大島神沢の礫岩から三畳紀～ジュラ紀のチャート礫を報告し、後背地を秩父帯とした。また、河尻 (2014) は砂岩礫には石英に富むものと、岩片に富むものがあり、石英に富むものは秩父南帯もしくは四万十帯相模湖層群から供給され、岩片に富むものは四万十帯小河内層群または小仏層群より供給された可能性が高いとした。

3-3 神沢層

砂質シルト岩と平行葉理の発達する細粒～中粒砂岩の互層を主体とし (図 3B)、スランプスカーを充填するスランプ堆積物や土石流堆積物も認められる (Ito, 1985; 伊藤, 1991; 松島, 2009; 植木, 2013b)。砂岩の基底は平坦な場合が多いが、チャンネル状に下位のシルト岩を侵食している場合があり、チャンネルの基底部には砂質シルトの礫、貝化石が含まれている (上野・松島, 1975; Ito, 1985; 伊藤, 1991)。堆積環境は波浪の影響が弱い水深 10 m 以深の沖合泥底と考えられる (伊藤, 1991)。河尻・柏木 (2012) はジュラ紀中世末～新世前期を示す放散虫化石を含む泥質チャート礫を見出し、秩父南帯斗賀野ユニットから供給されたとした。

浅海性の貝化石 (例えば、鈴木, 1932a, 1932b; 小島, 1955; 馬場, 1992; Okumura & Ueda, 1998)、魚類化石 (上野・松島, 1975)、爬虫類化石や哺乳類化石 (例えば、小泉, 1988; 長谷川ほか, 1991; Iwamoto *et al.*, 2005) を産する。サルの頭骨化石は、Iwamoto *et al.* (2005) により、ドリコピテクスの新亜属・新種 *Dolichopithecus* (*Kanagawapithecus*) *leptopostorbitalis* として記載された。さらに、Nishimura *et al.* (2012) は、同標本を CT などを使って再検討し、新属カナガワピテクス *Kanagawapithecus* として報告した。

3-4 清水層

塊状のシルト岩を主体とし、厚さ 2～50 cm の細粒砂岩を挟在する (図 3C)。スランプスカーを充填するスランプ堆積物や土石流堆積物を伴う (伊藤, 1991; 植木, 2013b)。下位の神沢層より漸移し、上部に向かってシルト岩層中に

火山碎屑物が多く挟在されるようになり、上位の大塚層へと漸移する (伊藤, 1991)。浅海から深海にかけて生息していた貝化石を産する (例えば、鈴木, 1932a, 1932b; 小島, 1955; 馬場, 1992; Okumura & Ueda, 1998)。奥村ほか (1997) は清水層より軽石質テフラを報告し、植木 (2013b) はこのテフラより約 2.5 Ma のフィッシュン・トラック年代を得た。

土石流堆積物やスランプ堆積物を伴い、浅海性から深海性の貝化石を産することから、清水層は、海底崩壊の発生しやすい陸棚外縁から斜面にかけての堆積環境で形成されたと推定される (伊藤, 1991)。

3-5 大塚層

軽石質やスコリア質テフラを挟在するシルト岩を主体とし、シルト岩には軽石やスコリアが散在する (図 3D)。伊藤 (1991) は、陸棚外縁から斜面にかけての堆積環境とし、砂岩がほとんど挟在されないことから、清水層よりも沖合いの堆積環境で形成された可能性が高いとした。一方、貝化石は、浅海に生息する種だけでなく深海に生息していた種も含まれる (例えば、鈴木, 1932a, 1932b; 小島, 1955; 馬場, 1992; Okumura & Ueda, 1998)。陸棚外縁から斜面にかけての堆積環境で形成されたと考えられるが、砂岩がほとんど挟在されないことから、清水層よりも沖合いの堆積環境で形成された可能性が高い (伊藤, 1991)。

大塚層にはザクロ石を含むテフラ Mk 19 が挟在される (野田ほか, 1999)。Mk 19 は異質岩片として結晶片岩を含むことなどから、給源は丹沢山地と推定される (河尻, 2005; 河尻・久保田, 2006)。丹沢山地の細川谷などではザクロ石を含む流紋岩の岩脈 (以下、丹沢細川谷流紋岩) が報告されている (有馬ほか, 1990; 山下, 1996; 青池ほか, 1997) が、野田ほか (1999) および稲垣ほか (2007) は Mk 19 と丹沢細川谷流紋岩は、鉱物組み合わせやざくろ石の化学組成が異なることから直接は対比できないとした。野田 (2009) は、年代、鉱物組成、ザクロ石の化学組成、Mk 19 の含有岩片および丹沢細川谷流紋岩周辺地域の地質から、Mk 19 と丹沢細川谷流紋岩は対比される可能性があるとしたが、微量の鉱物組成の違いやザクロ石の化学組成の Fe、Mg、Ca 成分の微量な違いの説明が課題であるとした。田村ほか (2010) は、千葉県銚子市の犬吠層群中、東京都江東区の深度約 1,217 m のボーリングコア中、および、神奈川県鎌倉市の上総層群中の含ザクロ石テフラを Mk 19 と対比し、これらのテフラを丹沢細川谷流紋岩と関連したマグマ活動によって噴出されたものとした上で、丹沢一ざくろ石軽石層と呼んだ。

3-6 塩田層

多数の軽石質テフラ層を挟在する多量の軽石が散在するシルト岩からなり (図 3E)、挟在するテフラ層の多くは大塚層のものより側方への連続性が良い (Ito, 1985; 伊藤, 1991; 植木, 2013b)。大塚層に比べて非常に多くのテフラ層を挟在し、スコリア層も挟在する。浅海から深海にかけて生息していた貝化石を含み (例えば、鈴木, 1932a, 1932b; 小島, 1955; 馬場, 1992; Okumura & Ueda, 1998)、化学合成化石群集も報告されている (金井, 2001; 瀬戸ほか, 2019a)。瀬戸ほか (2019a) は、従来の大塚層と塩田層に

区分される地層において、ツキガイ類やハナシガイ類を主とする化石産地における貝化石の産状と自生炭酸塩の安定同位体比から、これらの化石群集がメタン湧水に依存した冷湧水性化学合成化石群集であることを認定した。伊藤（1991）は陸棚外縁から斜面にかけての堆積環境を示すとし、より多くの軽石が海底に供給され、その一部は乱泥流によって再堆積しているとした。一方、瀬戸ほか（2019a）は、塩田層上部の化学合成化石群集の産地において、貝化石の群集組成および自生炭酸塩の酸素安定同位体比から、古水深を 150 m から 240 m と推定している。

愛川町中津から厚木市上依知にかけての相模川右岸から 190 層のテフラ層が記載され、ジルコン結晶を含むテフラ Sd100 からは約 2.1 Ma のフィッション・トラック年代が報告されている（野田・奥村, 2002）。河尻（2005）

および河尻・久保田（2006）は、これらのうちいくつかのものについて、含まれる異質岩片より給源を丹沢山地とした。下釜・鈴木（2006）は相模原市南区当麻の八瀬川河床より Ysg1 ~ 6 の 6 層のテフラ層を報告し、このうち白色細粒ガラス質テフラである Ysg5 を房総半島の上総層群大原層に含まれる HSC（里口, 1995）に対比し、その年代を松山逆磁極期のオルドバイイベントの下限（約 1.95 Ma）とした。鈴木・中山（2007）は、Ysg5 に含まれる火山ガラスより給源を東北地方仙岩地域とした。また、下釜（2009）は相模原市中央区田名の東急建設相模原工場内で掘削したボーリングコアより、C-1-1 ~ 30 の 30 枚のテフラ層を記載し、C-1-8 を Ysg5 および HSC に対比し、C-1-12 を房総半島の上総層群大原層に含まれる HSA（里口, 1995）に対比した。

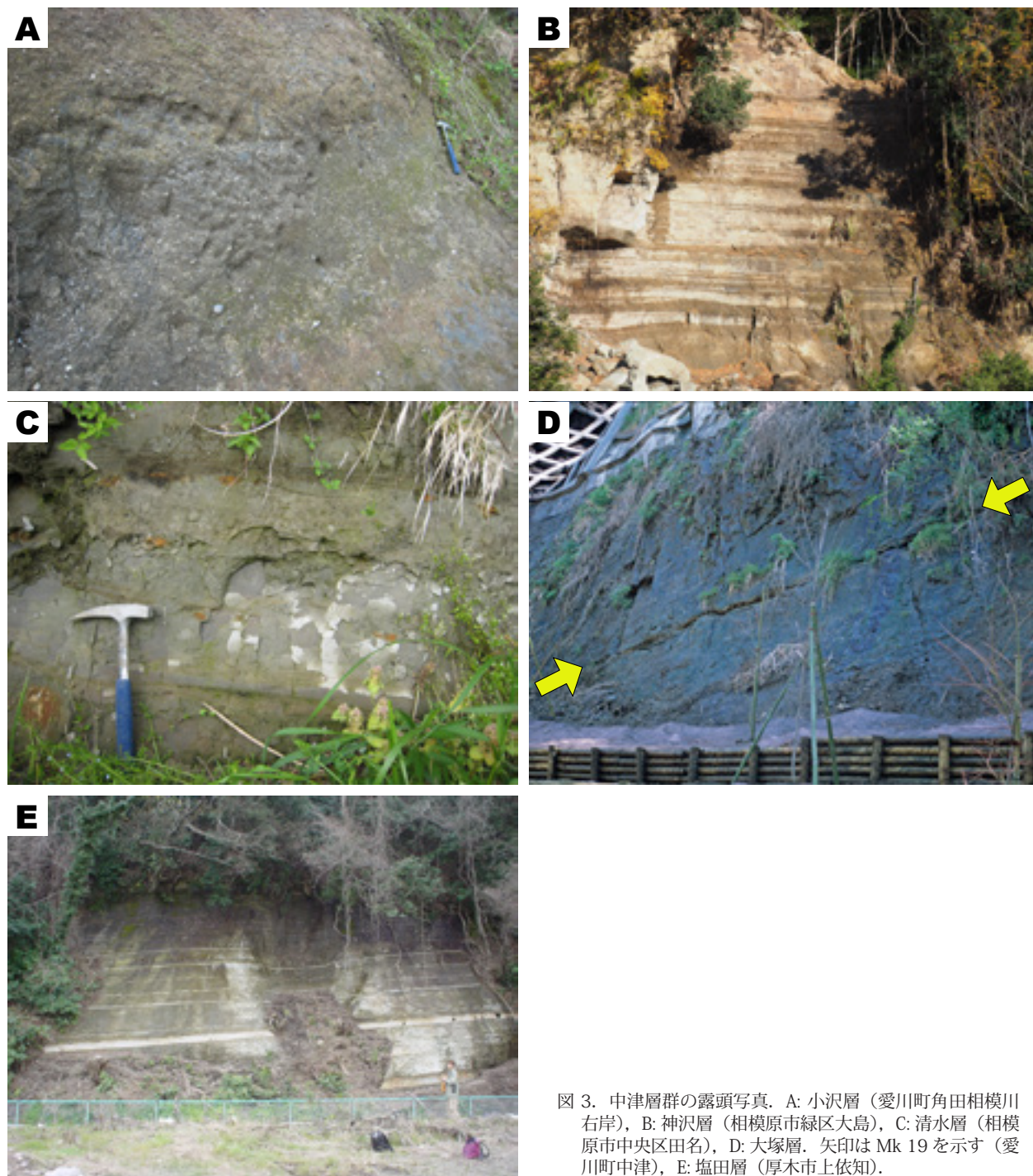


図 3. 中津層群の露頭写真。A: 小沢層（愛川町角田相模川右岸）、B: 神沢層（相模原市緑区大島）、C: 清水層（相模原市中央区田名）、D: 大塚層。矢印は Mk 19 を示す（愛川町中津）、E: 塩田層（厚木市上依知）。



図4. 相模野台地の段丘地形.

4. 段丘地形と段丘堆積物

4-1 概要

相模野台地は相模原市から藤沢市にかけての海拔 50 ～ 150 m の扇状地性の段丘である。相模原市から座間市にかけて数段の河成段丘が発達している (図 4)。河成段丘は、高位より、座間丘陵、高座台地、相模原段丘、中津原段丘、田名原段丘、陽原段丘に区分できる (戸谷, 1961; 関東ローマ研究グループ, 1965; 相模原市地形・地質調査会, 1984) (図 5)。中津原段丘は相模野台地ではごく狭い範囲に分布するに過ぎないが、相模川と中津川に挟まれた中津原台地には広く分布する。相模原段丘～陽原段丘は、それぞれ、低い段でさらに数段に細分される (例えば、貝塚・森山, 1969; 相模原市地形・地質調査会, 1984, 1985, 1986)。

相模野台地の基盤は北部では、四万十帯小仏層群または相模湖層群であり、中央部以南は中津層群である。段丘堆積物は下部の段丘礫層と上部の関東ローマ層に分けられる (図 6)。

段丘礫層は相模川の扇状地堆積物であり、礫径は中～巨礫、円磨度は円礫～亜円礫である。細礫～砂層を挟在する。礫の後背地は関東山地、丹沢山地および富士山であるが、富士山の玄武岩礫の割合は段丘によって異なり、相模原段丘の礫層には富士山の玄武岩は全く含まれず、中津原段丘および田名原段丘の礫層には少量含まれるに過ぎない。一方で、陽原段丘の礫層には富士山の玄武岩礫は 20 % 近く含まれ、現河床堆積物 (5 % 未満; 河尻ほか, 2008) に比べて高い値を示す (相模原市地形・地質調査会, 1990)。

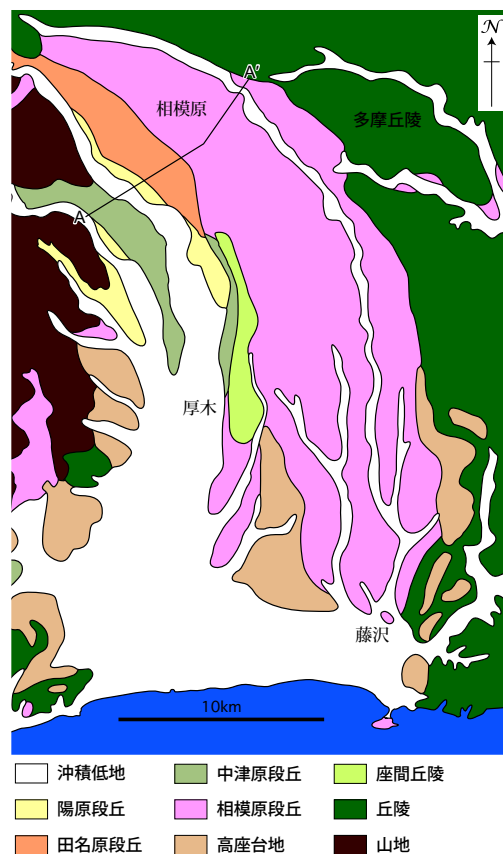


図5. 相模野台地の段丘分類図。A-A' は図6の断面図の位置。相模原市地形・地質調査会 (1984) を基に作成。

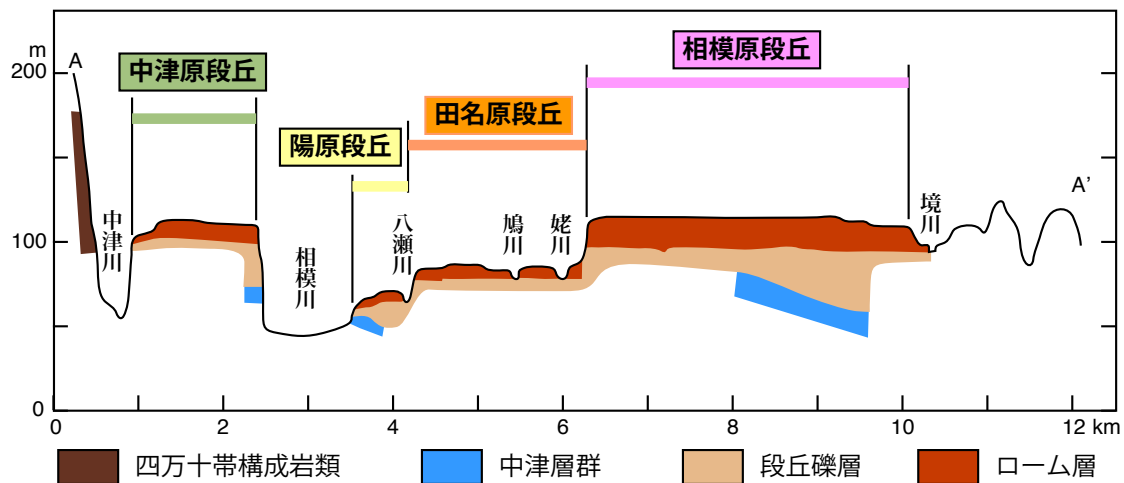


図 6. 相模野台地の断面図。断面図の位置は図 5 に示した。相模原地形・地質調査会（1984）を基に作成。

相模野台地では関東ローム層は富士火山や箱根火山起源のテフラが風化した火山灰土である。その厚さは段丘によって異なり、高位の段丘ほど厚く堆積している。関東ローム層には堆積年代や段丘対比の指標となる箱根東京軽石 (Hk-TP)、富士相模野下位 (第 2) スコリア (F-S2S)、富士相模野上位 (第 1) スコリア (F-S1S)、始良 Tn 火山灰 (AT) などのテフラが挟在されている (例えば、相模原市地形・地質調査会, 1985; 町田・久保, 2009; 植木, 2013c)。

陽原段丘の段丘礫層の直上には富士相模川泥流堆積物が堆積している。しかし、相模原段丘、田名原段丘および陽原段丘の各段丘礫層中にも泥流堆積物ないしスコリアの濃集層が堆積しており、小規模な泥流は相模野台地の形成時期において頻繁に起きていた可能性がある。

段丘礫層の下位、基盤の直上には谷地形を埋積した扇状地性の砂礫層が存在する (相模原市地形・地質調査会, 1986)。向原礫層 (寿円・奥村, 1970; 植木, 2013c) や依知礫層 (神奈川県, 1955) などはそのような谷埋め堆積物である (図 7)。依知礫層および向原礫層は淘汰が悪く、礫は風化しており、各段丘を構成する礫層とは明らかに異なる。依知礫層の礫は場所により、くさり礫となっている (町田・久保, 2009; 植木, 2013c)。依知礫層と向原礫層の堆積年代は中期更新世である (植木, 2013c)。



図 7. 依知礫層の露頭写真 (相模原市南区当麻)。

4-2 座間丘陵および高座台地

座間丘陵は相模川中～下流域では最も古い河成段丘で海拔約 80 m に達するが、開析され平坦面はあまり残っていない。上部にわずかに残る平坦面は、多摩 II 面 (関東ローム研究グループ, 1965)、多摩面 (町田, 1973)、侵食面 (神奈川県, 1955) とする考えがある一方で、岡ほか (1977) は座間 I・II 面に区分し、座間 I 面を藤沢面 (多摩 II 面) に、座間 II 面を土屋面に対比した。植木 (2013c) は座間丘陵面と呼び、座間丘陵 1～2 面に細分した。座間丘陵の段丘礫層は粘土混じりの大礫を含む扇状地性の堆積物である (岡ほか, 1979)。ローム層の厚さは 60 m 以上に達する。堆積年代は礫層を覆うテフラから推定して約 30～34 万年前であるが、詳細は不明である (町田・久保, 2009)。

高座台地は海拔 60～30 m の平坦面をもつが、侵食されてやや起伏に富む丘陵状の地形となっている。東西と北は相模原段丘によって限られ、南は侵食地形である。高座台地は下末吉面に対比されている (成瀬, 1957)。他の段丘と異なり北西側に傾斜していることから、傾動地塊と考えられている (町田・久保, 2009)。高座台地の段丘礫層は、波食台に堆積した中粒～粗粒砂と、三角州に堆積した砂礫層からなり、砂礫層は風化礫混じりの淘汰の悪い大～中礫を主体とする (岡ほか, 1979)。段丘礫層を覆うローム層の厚さは約 30 m である。海成層の堆積年代はローム層に挟在されるテフラから約 12～13 万年前と考えられている (町田・久保, 2009)。

4-3 相模原段丘

相模原段丘は相模野台地の中で最も広い範囲を占める (図 5)。比高 2～3 m の段丘崖によって、さらに細分される (例えば、相模原地形・地質調査会, 1984, 1985; 植木, 2013c)。段丘礫層は四万十帯構成層、中津層群、谷埋め礫層を不整合で覆い、厚さは 20 m 前後である (植木, 2013c; 町田・久保, 2009)。ローム層は厚さ約 20 m で、Hk-TP、F-S2S、AT、F-S1S を挟在し (図 8A)、挟在されるテフラとローム層の厚さより離水時期は約 9～6 万年前と考えられる (相模原地形・地質調査会, 1985; 町田・久保, 2009; 植木, 2013c)。

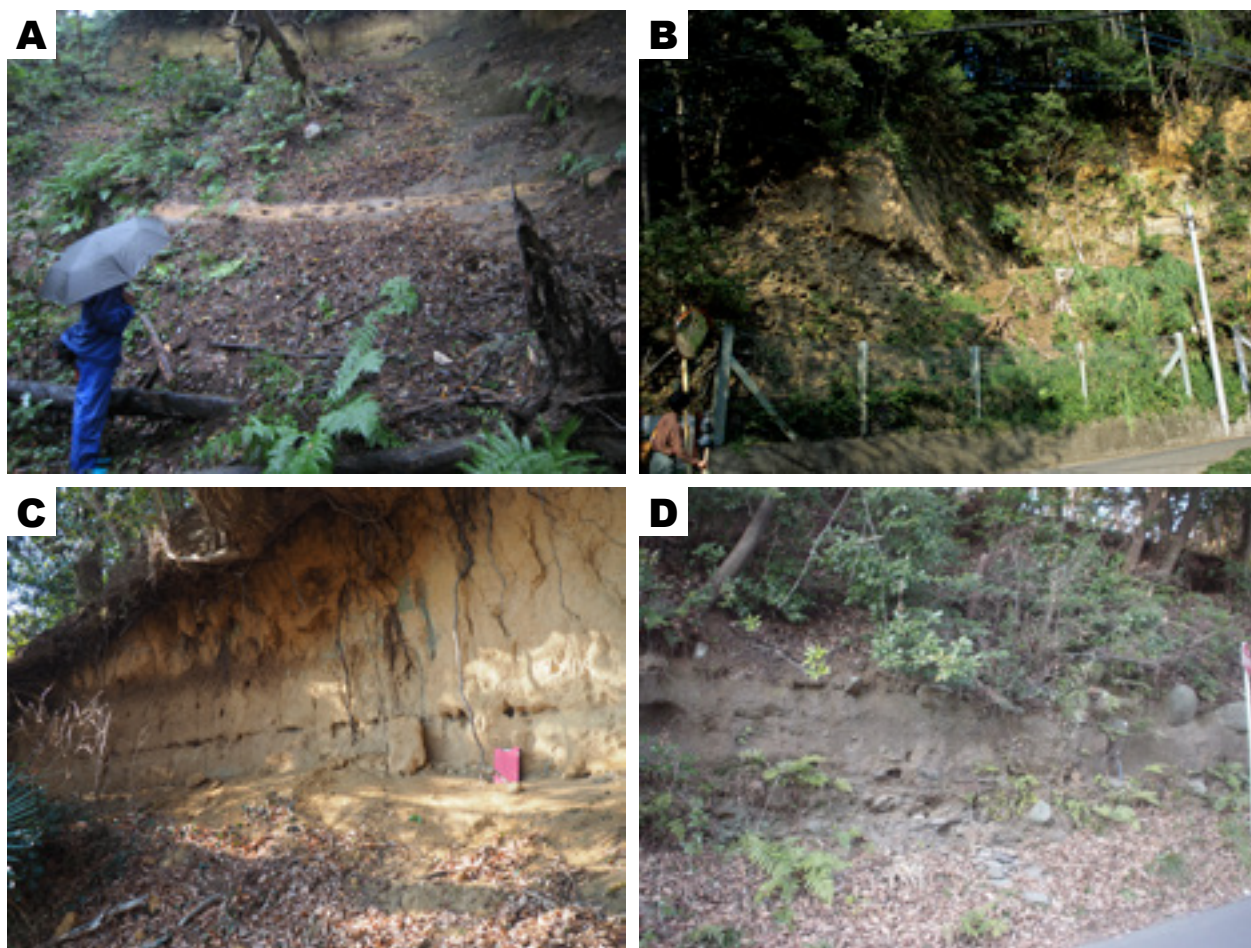


図 8. 相模野台地の段丘堆積物の露頭写真. A: 相模原段丘堆積物 (相模原市南区古淵), B: 中津原段丘堆積物 (厚木市下川入源), C: 田名原段丘堆積物 (相模原市南区当麻), D: 陽原段丘堆積物. 段丘礫層の直上に富士相模川泥流堆積物が堆積する (相模原市中央区田名).

4-4 中津原段丘

中津原段丘は相模川と中津川の間の中津原台地に広く分布するが、相模川の左岸側にも狭い範囲に分布している (図 5)。段丘面の勾配は現河床より急である (町田・久保, 2009)。

段丘礫層は依知礫層、座間丘陵堆積物、相模原段丘堆積物を不整合に覆って厚さ 10～15 m で堆積している (町田・久保, 2009; 植木, 2013c)。ローム層の厚さは 7～11 m で (図 8B)、F-S2S、AT、F-S1S を挟在する (相模原地形・地質調査会, 1985; 町田・久保, 2009; 植木, 2013c)。挟在されるテフラとローム層の厚さより離水時期は約 5 万年前と考えられる (久保, 1997; 町田・久保, 2009; 植木, 2013c)。

4-5 田名原段丘

田名原段丘は相模原市緑区大島～南区下溝にかけて分布し、座間市より下流には分布していない (図 5)。低い段丘崖で細分できるが (貝塚・森山, 1969; 米澤, 1981; 宇野沢, 1984; 相模原地形・地質調査会, 1985, 1986; 町田・久保, 2009; 植木, 2013c)、この段丘崖は不明瞭となる場合がある (町田・久保, 2009)。段丘面の勾配は現河床より急である (町田・久保, 2009)。

段丘礫層の厚さは 10 m 弱であり (町田・久保, 2009)、ローム層の厚さは 4～7 m である (相模原地形・地質調査会, 1986) (図 8C)。AT、F-S1S を挟在し、挟在されるテフラ

とローム層の厚さにより離水時期は約 3 万年前と考えられる (久保, 1997; 植木, 2013c)。

4-6 陽原段丘

陽原段丘は相模原市緑区大島常盤から相模原市南区磯部にかけて、相模川沿いに狭く分布する (図 5)。連続性の悪い低い段丘崖で細分できる (貝塚・森山, 1969; 米澤, 1981; 宇野沢, 1984; 相模原地形・地質調査会, 1986; 町田・久保, 2009; 植木, 2013c)。段丘面の勾配は田名原面よりもさらに急である (町田・久保, 2009)。

段丘礫層の厚さは薄く侵食段丘の性質を持つ場所が多い (町田・久保, 2009)。段丘礫層の直上に富士相模川泥流堆積物が堆積する (図 8D)。富士相模川泥流堆積物の層厚と粒径は場所により異なり、層厚は 0.1～1.5 m、粒径は砂～大礫である (相模原地形・地質調査会, 1990)。富士相模川泥流の流下時期は含まれる木片の放射性炭素年代および泥流堆積物の上位のローム層の厚さなどから約 1 万 7 千年～1 万 4 千年前と考えられていたが (相模原地形・地質調査会, 1990)、町田 (2009) は約 2 万 2 千年前とした。従来、富士相模川泥流堆積物とされていたもののうち、数カ所については、下位の泥流堆積物が河川環境で再移動・再堆積したものと考えられている (武原ほか, 2017)。富士相模川泥流堆積物を含めたローム層

の厚さは3～5 mである(町田・久保, 2009)。植木(2013c)はローム層の厚さから陽原段丘の離水時期を2.3～1.8万年前とし、町田・久保(2009)は約2.5万年前とした。

5. 相模野台地のテフラ

5-1 概要

相模川にはかつて、御殿峠礫層、保土ヶ谷礫層など東京湾側に流れ込んでいた痕跡が見つかっているが、現在の相模川は神奈川県の中央部を流れ相模湾に注いでいる。相模川河口付近の相模湾海底は、相模トラフが迫っているため大陸棚を欠き急深である。このため、海水準変化が起きると海岸および相模川下流部の侵食、堆積が引き起こされ、多くの段丘面が形成されたと考えられている(久保, 1997)。相模川下流部には相模積成盆地(成瀬, 1960)や秦野・横浜線(町田, 1973)と呼ばれる構造運動があることが知られており、一部の段丘面が南上がりの変形を受けている(貝塚・森山, 1969など)。最も古い段丘面は相模原1面(S1)であり(相模原市地形調査会, 1986)、これは成瀬(1957)のゴルフ場面、吉川ほか(1973)の武蔵野1面(M1)、岡ほか(1979)の善行面に相当する。この面は御岳第1テフラ(On-Pm1)の直上層準以上のローム層に覆われ、海成段丘では三浦半島の小原台面(MIS5.3: 約10万年前; 町田・新井, 1992)もしくはそれより若干若い時期(MIS 5.3～5.2の移行期)に対比される(久保, 1997)。

本章では、相模野台地にみられる関東ローム層の形成時期の指標となるOn-Pm1以上の主要なテフラについて述べる。

5-2 相模野台地の主要テフラ

・御岳第1テフラ(On-Pm1)

木曾御岳火山から約10万年前に噴出された降下軽石テフラで、日本有数のプリニアン噴火の産物とされる(町田・新井, 1992)。MIS 5.3に対比される小原台面形成後の海退期に噴出したテフラである(貝塚ほか, 2000)。黒雲母と普通角閃石を含むテフラは南関東では少なく、その噴出時期の意義も加わり、重要な指標テフラである。静岡県小山町では駿河礫層を覆う層厚1 mの堆積物として知られるが、相模野台地では白色細粒軽石が散在する程度の産状が一般的である。上杉ほか(1983)はこのテフラから上位を新期ローム(武蔵野ロームおよび立川ローム)とし、On-Pm1に相当する火山灰層にY-1の記号を付した。また、同テフラは下末吉台地のSP13テフラに相当する(関東第四紀研究会, 1970)。

・鬼界葛原テフラ(K-Tz)

鬼界カルデラが約9.5万年前に噴出した巨大火砕流堆積物とそれに伴うco-ignimbrite ash-fall deposits(降下火山灰)からなる(町田・新井, 2003)。南関東では相模川上流の旧藤野町(相模原市緑区)の葛原層で白色の葛原第1軽石として記載された(皆川, 1969)。層位はOn-Pm1の直上である。最近、河尻・松風(2020)も相模川支流の道志川上流でK-Tzを認定し、未記載テフラとともに記載している(最大層厚8 cmで高温石英を特徴的に含む)。K-Tzはこのように一部の山間部堆積物では保存されてい

るが、相模野台地地域のローム層中では、テフラ層の純層として肉眼観察で認められることはほとんどない。

・阿蘇4テフラ(Aso-4)

阿蘇カルデラが噴出した巨大火砕流堆積物とそれに伴うco-ignimbrite ash-fall deposits(降下火山灰)からなり、阿蘇の噴出物として唯一、普通角閃石を斑晶鉱物として含む(町田・新井, 1992)。その噴出時期は8.8万年前(MIS 5.2-5.1: 町田, 2008)とされ、箱根小原台テフラの下位に位置する。相模野台地周辺のローム層中におけるその産状は、ほとんどが肉眼観察では認定できず、まれにパッチ状に認められることもある。

・箱根小原台テフラ(Hk-OP)

箱根火山がMIS 5.1頃の8～8.5万年前(町田・新井, 2003)に噴出した火砕流堆積物と降下軽石からなる両輝石型テフラである。箱根火山の活動区分では前期中央火山口丘爆発的噴火期(長井・高橋, 2008)の初期の噴出物にあたる。分布軸がほぼ東方向のため、模式地の小原台面および相模野台地南部のS1面のローム層中では白色の軽石質テフラとして目立つ。また、その火砕流堆積物は箱根外輪山山麓でみられる。

・富士吉岡テフラ(F-YP)

富士火山がMIS 5.1のピーク頃に噴出した(町田, 2008)降下軽石テフラで、下部の白色軽石と上部の灰色軽石の組み合わせからなり、両輝石型ではあるが、上部には普通角閃石を含む(町田・新井, 1992)。その発色の特徴から露頭において目立つテフラ層である。駿河礫層を覆う堆積物のほか、模式地の綾瀬市吉岡など相模野台地にも分布し、相模野台地の相模原2面(S2)は、このテフラ層以上の新しいローム層に覆われる(久保, 1997)(図9)。

・箱根安針テフラ(Hk-AP)

箱根火山が噴出した両輝石型の降下軽石テフラである。町田(1977)は、武蔵野ローム層と下末吉ローム層の境界をこのテフラの直下とした。町田(2005)によると、この境界はMIS 5と4の境界(MIS 5.0: 74 ka)に相当し、武蔵野埋没土のクラック帯がMIS 5.1の温暖期に生じた土壌構造とされる。よって本テフラの噴出時期はMIS 4にあたり、74 kaより若干若いことになる。相模原3面(S3)はF-YPをのせずに、Hk-APをのせる(久保, 1997)。なお、「安針」の名称について、テフラの名称は給源火山とテフラ層の堆積した遠隔地の模式的分布地の名称を組み合わせで表記されるのが慣例だが、Hk-APの場合、その上位の箱根三浦テフラの名称が既に「三浦」を冠しているため、「三浦」に関連しそれを含む言葉として歴史上の人物である「三浦按針」からその名が付けられた。

・箱根三浦テフラ(Hk-MP)

箱根火山が噴出した両輝石型のテフラで、火砕流堆積物と降下堆積物からなる。火砕流堆積物は箱根外輪山山麓でみられる。降下堆積物は、下位より軽石を主体とする火山礫、成層した軽石と火山砂、成層した細粒火山灰

へと変化する。相模野台地では上位の Hk-TP とともに露頭で良く目立つテフラであるが、三浦半島で Hk-MP とされていたものは Hk-TP の誤認であったことから、三浦半島には分布しないとされる（町田, 1971）。

・箱根東京テフラ（Hk-TP）

箱根火山が噴出した両輝石型のテフラで、火砕流堆積物と降下堆積物からなる。火砕流堆積物は相模野台地の各所にみられ、塊状の堆積物と成層した堆積物からなる（相模原市地形・地質調査会, 1986; 笠間, 2009; 笠間・山下, 2008 など）（図 10）。武蔵野台地の指標テフラとして古くから知られる東京軽石（TP）は、このうち降下軽石堆積物を指し、その噴出時期についてはさまざまな手法で研究がなされている（町田・鈴木, 1971; 中村ほか 1992; 富樫・松本, 1988; 町田・新井, 2003; 青木ほか, 2008）。町田・鈴木（1971）のフィッシュン・トラック年代や中村ほか（1992）の放射性炭素年代では約 5 万年前の値が得られてきた。その後、Tsuji *et al.* (1984) による花粉組成の分析の結果から MIS4（74 ka ~ 58 ka）の寒冷期に相当することが知られるようになり、MIS との対応関係に基けば Hk-TP の噴出時期は 5 万年前より古くなるとされた。青木ほか（2008）は鹿島沖海底コア中に Hk-TP を認定し、その噴出時期を約 6.6 万年前としている。相模原 4 面（S4）面は急こう配であり Hk-TP に覆われることから海退期の段丘面と考えられている（久保, 1997）。

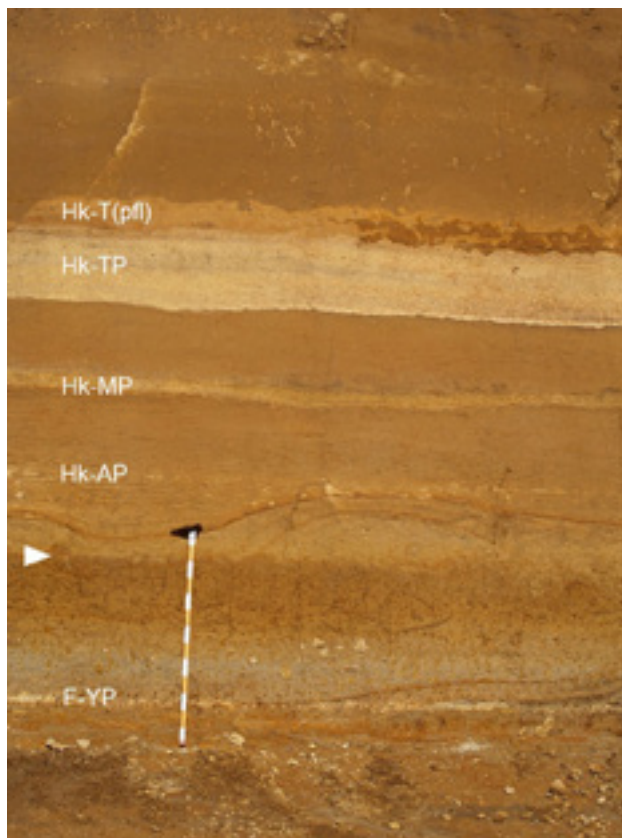


図 9. 相模原 2 面の露頭。△印は離水面、F-YP は水中堆積、Hk-AP 以上のテフラは陸上堆積である。（横浜市戸塚区）

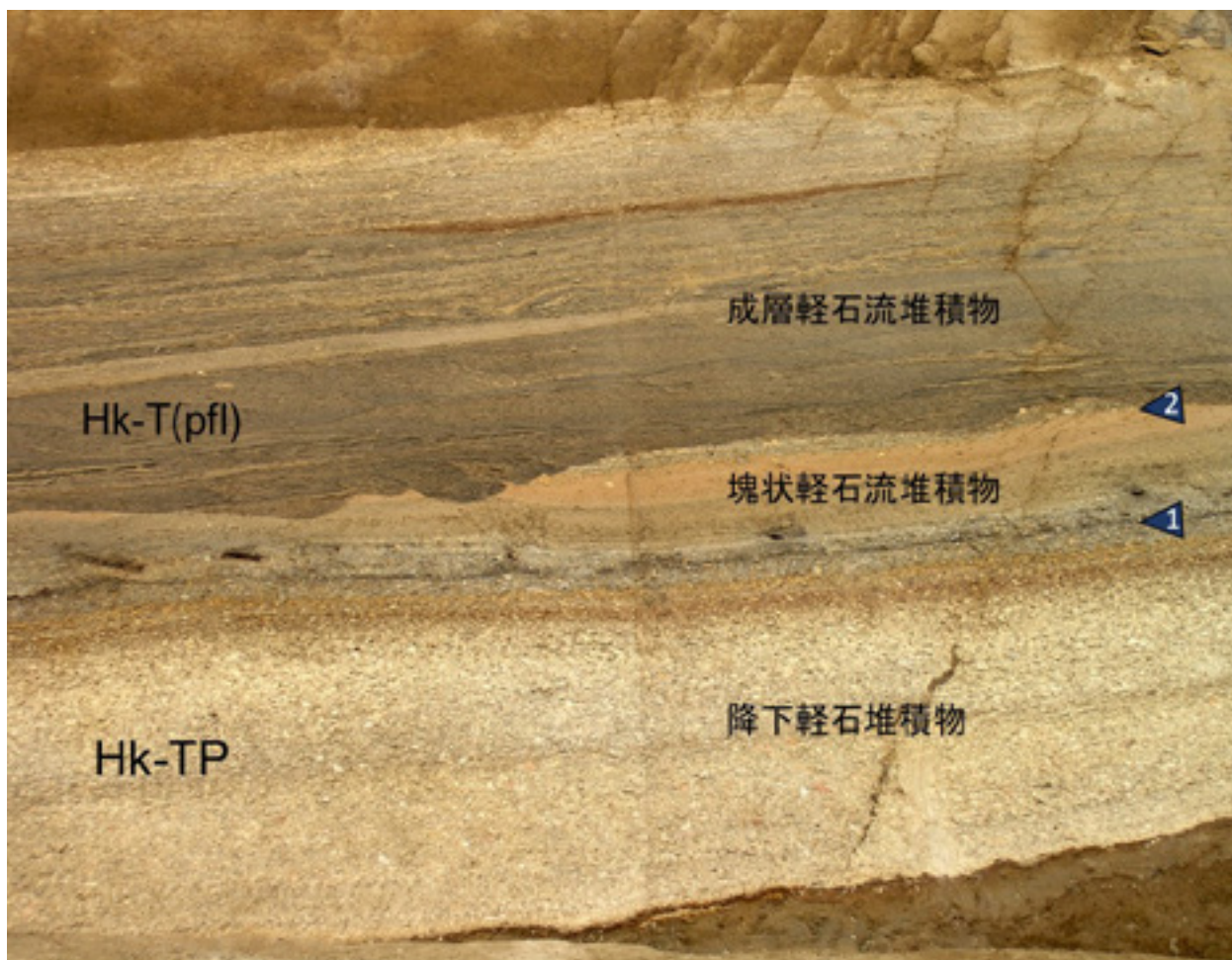


図 10. Hk-T(pfl) の 2 つの岩相の堆積物。△印 1 は降下堆積物と軽石流堆積物の境界、同じく 2 は塊状軽石流堆積物と成層軽石流堆積物の境界。（伊勢原市高森）

・箱根三色旗テフラ (Hk-SP)

箱根火山が噴出した両輝石型の降下軽石テフラで、相模野台地では1枚のテフラ層として認識されるが、箱根外輪山東側山麓ではHk-TPとHk-CC1の間にある複数の降下軽石層としてみられる(笠間・山下, 2007)。このテフラは、MIS 4と3の境界(約58 ka)付近を示す指標テフラとして重要であるとされる(佐藤ほか, 2008)。

・箱根中央火口丘第1テフラ (Hk-CC1)

箱根火山が噴出した両輝石型の降下軽石テフラで、箱根外輪山東側山麓では下部に青灰色の火山灰層を伴うことから「青ヒゲ」と愛称されるが、この青灰色火山灰からなるユニットは相模野台地ではほとんどみられない。Hk-CC1を含むHk-CCテフラ群は、箱根外輪山東側山麓でも指向性をもった分布を示すため、地点により観察できるテフラ層の構成が若干異なり(笠間, 2008)、その対比は意外に難しい。相模野台地でもHk-CC1以上に相当する軽石テフラがみられる場合があるが、それらの対比は同様の理由から困難である。

・富士相模野下位スコリア (F-S2S) と富士相模野上位スコリア (F-S1S)

両テフラとも富士火山起源のスコリア質テフラで、相模野台地では古くから知られている(戸谷, 1961; 関東ローム研究グループ, 1965)。広域テフラとのローム層中の層位関係は、F-S1Sが始良Tnテフラ(AT)の直上であり、F-S2Sが三瓶池田テフラ(SI)の上位になる。段丘地形と構成層の関係では、F-S2Sは中津原段丘のローム層中に含まれるが、SIはそのローム層中には含まれず、中津原段丘を構成する砂礫層中に含まれると考えられている(町田, 2005)。

・三瓶池田テフラ (SI)

中国地方の三瓶火山起源の降下火山灰テフラで、愛鷹火山山麓で含雲母グリース状火山灰と記載された(愛鷹ローム研究グループ, 1969)。黒雲母および普通角閃石を含み、相模野台地では立川・武蔵野ローム層境界のクラック帯の直下、すなわち武蔵野ローム層最上部にある(町田, 2005)。

・始良Tnテフラ (AT)

丹沢山麓で丹沢パミス(町田, 1971)と記載された白色のガラス質細粒火山灰で、始良カルデラが噴出した巨大火砕流堆積物とそれに伴うco-ignimbrite ash-fall deposits(降下火山灰)からなる(町田・新井, 1992)。噴出がMIS3と2の境界付近、またはその直前になることは重要で、26-29 kaと考えられている(町田・新井, 2003)。

6. おわりに

相模野台地の地形については古くから研究されており、その地形発達史については詳細に解明されている。これは、ローム層中に多数挟在されている指標となるテフラ層の広域対比や降下年代に関わる研究が精力的に進められた結果、段丘面の離水時期や海水準変動との関係が明らかとなっていることが一因であろう。相模野台地は更新世後期の河成段丘の形成史を解明する上で重要な地域であり、地形発達史の研究発展に大きな役割を果たしてきたと言える。

一方で、相模野台地の基盤の一つをなす中津層群は古くから認識されているにも関わらず、研究例は多くない。その理由として、中津層群はほとんどが段丘堆積物に覆われ、相模川や中津川沿いの急崖にわずかに分布するに過ぎないことが挙げられる。相模野台地の東方の多摩丘陵や神奈川県南東部の丘陵地には、堆積年代からみて中津層群から連続すると考えられる上総層群が分布しているが、中津層群と上総層群は分布地域が分断され、その層序学的な関係は明らかとなっていない。中津層群と上総層群の関係を明らかにすることは、南関東の後期鮮新世から更新世にかけての構造発達史を考慮する上で重要である。今後、中津層群と上総層群の広域的な対比も視野に入れた詳細な研究が必要であろう。

謝辞

東京都立大学の町田 洋 名誉教授には日頃から段丘地形および段丘堆積物についてご教示いただき、現地をご案内いただいた。横浜国立大学の瀬戸大暉博士には、粗稿を読んでもいただき、貴重なご意見をいただいた。以上の方々に深く御礼申し上げます。

引用文献

- 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. 丹沢大山自然環境総合調査報告書, pp.24-63.
- 青木かおり・入野智久・大場忠道, 2008. 鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序. 第四紀研究, **47**: 391-407.
- 愛鷹ローム研究グループ, 1969. 愛鷹山麓のローム層—東名高速道路工事現場を中心として—. 第四紀研究, **8**(1): 10-21.
- 有馬 真・末包鉄郎・門田真人・加藤英樹・山下浩之, 1990. 丹沢山地で発見されたざくろ石を含む流紋岩. 神奈川地学, (70・71): 1-6.
- 馬場勝良, 1992. 神奈川県北部中津層群の貝化石群. 瑞浪化石博物館研究報告, (19): 529-541.
- 長谷川善和・小泉明裕・松島義章・今永 勇・平田大二, 1991. 鮮新統中津層の古生物. 神奈川県立博物館・中津層化石調査団 編「鮮新統中津層の古生物」. 神奈川県立博物館調査研究報告(自然科学), (6): 1-98.
- 稲垣 進・西川達男・満岡 孝・安野 信, 2007. 神奈川県鎌倉市北東部の上総層群下部から発見された含ザクロ石軽石層(KGP)について. 地球科学, **61**: 143-148.
- Ito, M., 1985. The Nakatsu Group: a Plio-Pleistocene transgressive nearshore to slope sequence embracing multiple slump scars in southeastern margin of the Kanto Mountains, central Honshu, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **91**: 213 - 232.
- 伊藤 慎, 1991. 中津層群の堆積環境. 神奈川県立博物館・中津層化石調査団編「鮮新統中津層の古生物」, 神奈川県立博物館調査研究報告(自然科学), (6): 99-111.
- Iwamoto, M., Hasegawa, Y. and Koizumi, A., 2005. A Pliocene colobine from the Nakatsu Group, Kanagawa, Japan. *Anthropological Science*, **113**: 123-127.
- 寿円晋吾・奥村 清, 1970. 武蔵野・多摩・相模野地域に発達する洪積世礫層と段丘地形. 地理学評論, **43**: 104-106.
- 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦, 2000. 日本の地形4 関東・伊豆小笠原. 349pp. 東京大学出版

- 会, 東京.
- 貝塚爽平・森山昭雄, 1969. 相模川沖積低地の地形と沖積層. 地理学評論, **42**: 85-105.
- 神奈川県, 1955. 神奈川県下の天然瓦斯地下資源. 39pp. 神奈川県.
- 神奈川県立博物館・中津層化石調査団編, 1991. 鮮新統中津層の古生物. 神奈川県立博物館調査研究報告(自然科学), (6). 170pp.
- 金井憲一, 2001. 中津層群塩田層から産出した二枚貝化石 *Lucinoma spectabilis* と有孔虫化石. 相模原市立博物館研究報告, (10): 147-158.
- 関東第四紀研究会, 1970. 下末吉台地およびその周辺地域の地質学的諸問題. 地球科学, **24**: 151-166.
- 関東ローム研究グループ, 1965. 関東ローム—その起源と性状. 378pp. 築地書館.
- 笠間友博, 2008. 大磯丘陵、多摩丘陵に分布する箱根火山起源のテフラ. 神奈川立博物館研究報告(自然科学), (13): 111-134.
- 笠間友博, 2009. 箱根東京テフラの噴火と火砕流. 相模原市史調査報告書, (4): 16-31.
- 笠間友博・山下浩之, 2007. 神奈川県小田原市久野諏訪原で確認された斑レイ岩質岩片を含む諏訪原スコリア(新称). 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), (36): 17-24.
- 笠間友博・山下浩之, 2008. いわゆる東京軽石について. 神奈川立博物館調査研究報告, (13): 91-110.
- 河尻清和, 2004. 相模原市大島神沢不動付近における中津層群の礫種構成に関するノート. 相模原市立博物館研究報告, (13): 57-62.
- 河尻清和, 2005. 中津層群のいくつかのテフラ層に含まれる岩片について. 相模原市立博物館研究報告, (14): 51-55.
- 河尻清和, 2014. 相模原市中央部に分布する中津層群小沢層の砂岩礫のモード組成. 相模原市立博物館研究報告, (22): 109-115.
- 河尻清和, 2016. 相模原市中央部に分布する中津層群小沢層に含まれる珪長質火山岩類礫の岩石学的記載. 相模原市立博物館研究報告, (24): 16-23.
- 河尻清和・柏木健司, 2012. 神奈川県中央部, 中津層群のチャート礫から産出した三畳紀とジュラ紀放射虫化石の地質学的意義. 相模原市立博物館研究報告, (20): 65-74.
- 河尻清和・久保田尚信, 2006. 中津層群大塚層・塩田層のテフラに含まれる異質岩片. 相模原市立博物館研究報告, (15): 59-64.
- 河尻清和・松風潤, 2020. 神奈川県相模原市西部, 道志川流域に見られる後期更新世葛原層相当層中のテフラ. 相模原市立博物館研究報告, (28): 1-6.
- 河尻清和・吉田恵一・内出中文化研究部理科班, 2008. 相模川および相模海岸の礫質堆積物の特徴. 相模原市立博物館研究報告, (17): 59-75.
- 小泉明裕, 1988. 中津層群より産出したイルカ化石およびセミクジラ化石について. 長谷川善和 編, 日本産海生哺乳類化石の研究, 昭和 62 (1987) 年度文部省科学研究補助金総合研究(A), pp.57-61.
- 小泉明裕・長谷川善和, 1988. 神奈川県中津層群産ステゴドン象の頭骨化石について. 日本古生物学会第 137 回例会講演予稿集, p.48.
- 小島伸夫, 1955. 中津層群に含まれる貝化石群について. 地質学雑誌, **61**: 449-456.
- 久保純子, 1997. 相模川下流平野の埋没段丘から見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.
- 町田 洋, 1971. 南関東のテフロクロノロジー (I) —下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について—. 第四紀研究, **10**: 1-20.
- 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, 1977. 火山灰は語る—火山と平野の自然史—. 324pp. 蒼樹書房.
- 町田 洋, 2005. 日本旧石器時代の編年: 南関東立川オーム層の再検討. 旧石器研究, **1**: 7-16.
- 町田 洋, 2008. 大磯丘陵から下総台地までの第四系. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 3 関東地方, pp. 299-315. 朝倉書店, 東京.
- 町田 洋, 2009. 相模原市史自然編, 第 6 章 富士・箱根火山の活動と相模原, 相模原市総務局総務課市史編さん室, pp.157-173.
- 町田 洋・新井房夫, 1992. 火山灰アトラス. 276pp. 東京大学出版会, 東京.
- 町田 洋・新井房夫, 2003. 新編火山灰アトラス. 336pp. 東京大学出版会, 東京.
- 町田 洋・久保純子, 2009. 相模原市史自然編, 第 4 章 相模川がつくった段丘の地形と地質, 相模原市総務局総務課市史編さん室, pp.79-137.
- 町田 洋・鈴木正男, 1971. 火山灰の絶対年代と第四紀後期の編年—フィッシュ・トラック法による試み—. 科学, **41**: 263-270.
- 松島義章, 1987. 中津層群から産出したホホジロザメの歯化石について. 神奈川自然史資料, (8): 33-36.
- 松島義章, 2009. 相模原市史自然編, 第 3 章, 第 2 節 中津層群の層序と化石からみた堆積環境, 相模原市総務局総務課市史編さん室, pp.51-63.
- 皆川紘一, 1969. 相模川山間部のローム層と第四紀地史 II. 第四紀研究, **8**: 1-9.
- 三土知芳, 1932, 7 万 5 千分の 1 地質図幅「八王子」及び説明書. 54pp. 地質調査所.
- 長井雅史・高橋正樹, 2008. 箱根火山の地質と形成史. 神奈川県立博物館調査研究報告(自然科学), (13): 25-42.
- 中村俊夫・岡重文・坂本 亨, 1992. 東京軽石流堆積物中の炭化木片の加速器質量分析計による放射性炭素年代. 地質学雑誌, **98**: 905-908.
- 中世古幸次郎・澤井 清, 1950. 中津層の化石有孔虫群について. 地質学雑誌, **55**: 205-210.
- 成瀬 洋, 1957. 相模野台地南東部の関東ローム. 地質学雑誌, **63**: 126-136.
- 成瀬 洋, 1960. 相模積成盆地の変遷—南関東上部新生界の地史学的研究(2). 第四紀研究, **1**: 243-255.
- Nishimura, T.D., M. Takai, B. Senut, H. Taru, E.N. Maschenko and A. Prieur, 2012. Reassessment of *Dolichopithecus* (*Kanagawapithecus*) *leptopostorbitalis*, a colobine monkey from the Late Pliocene of Japan. *Journal of Human Evolution*, **62**: 548-561.
- 野田啓司, 2009. 中津層群中のテフラ. 相模原市総務局総務課市史編さん室 編, 相模原地域の第四紀地史研究のための指標テフラ(火山灰). 相模原市史調査報告書, (4): 33-47.
- 野田啓司・奥村 清, 2002. 相模川沿岸に分布する中津層群塩田層のテフラとそのフィッシュ・トラック年代. 第四紀研究, **41**: 131-139.
- 野田啓司・小澤大成・奥村 清, 1999. 神奈川県の上部鮮新統中津層群からの含ザクロ石テフラ層 Mk19 の発見とその意義. 第四紀研究, **38**: 65-73.
- 岡重文・桂島 茂・宇野沢 昭, 1977. 相模川中・下流域の地形区分と段丘地形—ボーリング資料にもとづいて—. 関東の

- 四紀, (4): 33-43.
- 岡 重文・島津光夫・宇野沢 昭・桂島 茂・垣見俊弘, 1979. 藤沢地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅). 111pp. 地質調査所.
- 岡田尚武, 1987. 南部フォッサマグナの海生層に関する石灰質何の化石の生層序と古環境. 化石, (43): 5-8.
- Okumura, K. and Ueda, T., 1998. Molluscan fossils from the Upper Pliocene Nakatsu Formation in the middle part of Sagami River, Kanagawa Prefecture, Japan. *Bulletin of the Mizunami Fossil Museum*, (25): 53-87.
- 奥村 清・上田貴康・小澤大成, 1997. 神奈川県相模川沿岸に分布中津層群の古生物学的研究. 鳴門教育大学研究紀要, 12: 7-22.
- 相模原地形・地質調査会, 1984. 相模原の地形・地質調査報告書. 57pp. 相模原市教育委員会.
- 相模原地形・地質調査会, 1985. 相模原の地形・地質調査報告書 (第 2 報). 61pp. 相模原市教育委員会.
- 相模原地形・地質調査会, 1986. 相模原の地形・地質調査報告書 (第 3 報). 96pp. 相模原市教育委員会.
- 相模原地形・地質調査会, 1990. 相模原の地形・地質調査報告書 (第 4 報). 富士相模川泥流と最終氷期. 63pp. 相模原市教育委員会.
- 斉藤常正, 1988. 南関東におけるいくつかの哺乳類化石含有層の微化石年代. 昭和 62 年度文部省科学研究報告書, 日本産海生哺乳類化石の研究 (代表: 長谷川善和), pp.140-148.
- 佐藤 隆・町田 洋・細野 衛, 2008. 立川―武蔵野ローム層に記録された植物珪酸体群集変動. 第四紀研究, 47: 1-14.
- 里口保文, 1995. 上総層群中・下部の火山灰層序. 地質学雑誌, 101: 767-782.
- 瀬戸大暉・間嶋隆一・彌勒祥一・中村栄子, 2019a. 神奈川県相模原市に露出する下部更新統中津層群上部から産出した冷湧水性化学合成化石群集. 化石, (106): 19-34.
- 瀬戸大暉・間嶋隆一・清水秀倫・平田大二, 2019b. 古流向解析に基づく海底津波堆積物の推定―神奈川県の上部鮮新統中津層群中部の例―. 日本地質学会第 126 年学術大会講演要旨, p.94.
- 下釜耕太, 2009. 相模原市田名・塩田におけるボーリングコアに見られたテフラと八瀬川におけるテフラとの対比. 相模原市総務局総務課市史編さん室編「相模原地域の第四紀地史研究のための指標テフラ (火山灰)」, 相模原市史調査報告書, (4): 49-60.
- 下釜耕太・鈴木毅彦, 2006. 関東平野南西縁中津層群上部に検出された鮮新世テフラ HSC とその意義. 月刊地球, 28: 56-60.
- 杉山雄一・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄, 1997. 50 万分の 1 活構造図 8「東京」(第 2 版). 地質調査所.
- 鈴木好一, 1932a. 神奈川県厚木町北方の鮮新統 (其一). 地質学雑誌, 39: 49-70.
- 鈴木好一, 1932b. 神奈川県厚木町北方の鮮新統 (其二). 地質学雑誌, 39: 97-132.
- 鈴木毅彦・中山俊雄, 2007. 東北日本弧, 仙岩地熱地域を給源とする 2.0 Ma に噴出した大規模火砕流に伴う広域テフラ. 火山, 52: 23-38.
- 鈴木 敏, 1888. 20 万分の 1 地質図幅 東京及び説明書. 78pp. 農商務省地質局.
- 武原未佳・白井正明・宇津川喬子・河尻清和, 2017. 富士相模川泥流の堆積学的特徴とその流下機構に関する考察. 相模原市立博物館研究報告, (25): 60-73.
- 田村糸子・高木秀雄・山崎晴雄, 2010. 南関東に分布する 2.5 Ma の広域テフラ: 丹沢・ざくろ石軽石層. 地質学雑誌, 116: 360-373.
- 富樫茂子・松本英二, 1988. 液体シンチレーション法による 4 ～ 5 万年前の ^{14}C 年代測定. 地質調査所月報, 39: 525-535.
- 戸谷 洋, 1961. 相模野北西部の地形に関するいくつかの問題. 辻村太郎先生古稀記念事業会 編, 辻村太郎先生古稀記念地理学論文集, pp.107-118. 古今書院.
- Tsuji S., Mikami, K. and Osawa, S., 1984. Paleobotany and paleoenvironment of Late Pleistocene in Sagami region, central Japan. 第四紀研究, 22: 279-296.
- 植木岳雪, 2007. 関東平野南西縁・鮮新～更新統中津層群の古地磁気層序. 日本第四紀学会講演要旨集, (37): pp.66-67.
- 植木岳雪, 2013a. 八王子地域の地質, 第 1 章, 地形 (5 万分の 1 地質図幅), pp.1-4. 産総研地質調査総合センター.
- 植木岳雪, 2013b. 八王子地域の地質, 第 5 章, 館層・上総層群・中津層群 (5 万分の 1 地質図幅), pp.37-60. 産総研地質調査総合センター.
- 植木岳雪, 2013c. 八王子地域の地質, 第 7 章, 中部及び上部更新統 (5 万分の 1 地質図幅), pp.64-87. 産総研地質調査総合センター.
- 上野輝弥・松島義章, 1975. 神奈川県北部の中津累層 (鮮新統上部) 産出ホホジロザメ, ヨロイザメなどの化石について. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (8): 41-55.
- 上杉 陽・米澤 宏・千葉達郎・宮地直道・森 慎一, 1983. テフラからみた関東平野. アーバンクボタ, (21): 2-17.
- 宇野沢昭, 1984. 相模平野北部周辺地域環境地質図 1:25,000 及び説明書. 特殊地質図, no.23-1. 39pp. 地質調査所.
- 山下浩之, 1996. 西丹沢に見られる貫入岩類. 神奈川地学, (75): 27-29.
- 米澤 宏, 1981. 相模川中流域, 道志川流域の河岸段丘. 関東の四紀, (8): 21-32.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊, 1973. 新編日本地形論, pp.53-178. 東京大学出版会, 東京.

箱根火山の地質と形成史：最近の研究レビュー

Geology and Eruptive History of Hakone Volcano, Central Japan:
 Reviewing Two Decades of Progress山口珠美¹⁾・山下浩之²⁾・萬年一剛³⁾・小林 淳⁴⁾Tamami YAMAGUCHI¹⁾ Hiroyuki YAMASHITA²⁾, Kazutaka MANNEN¹⁾ & Makoto KOBAYASHI¹⁾

Abstract. Hakone volcano is the only active volcano in Kanagawa prefecture. This volcano has been studied by many researchers over long years. The fundamental view of the eruptive history of Hakone volcano was established by Professor Kuno in the middle of the 20th century. However, since the end of the 20th century, owing to newly held geological investigations and a number of K-Ar datings, the classical view has been revised. The classical view assumed a single large stratovolcano before the caldera formation but recent studies showed a complex of multiple medium to small sized stratovolcanoes formed the pre-caldera edifice. Until decades ago, K-Ar dating was not available for Hakone volcano due to its low-K rock chemistry; however, recent studies compiled the edifice forming history obtained by the improved K-Ar datings. The caldera of Hakone volcano is considered to have been formed by coalescence of several small sized calderas by the recent studies rather than collapse of entire topographical caldera of the present caused by a series of large eruptions as assumed in the classical studies. Based on these recent revisions, the eruptive history of Hakone volcano was subdivided into the following five stages. Stage-1: Several stratovolcanoes combined to create an edifice, which formed present caldera rim of Hakone volcano (0.4 to 0.24 Ma). Stage-2: Several small sized calderas (< 3 km in diameter) were formed by repeated large-scale pyroclastic flows and pumice fall eruption and coalescence of the calderas formed large topographic caldera (~11 km) (0.23 to 0.13 Ma). Stage-3: Older central cones, consisting of thick lava flows, and lava domes of andesitic to dacitic composition formed inside the caldera (0.13 to 0.08 Ma). Stage-4: Repeated explosive eruptions caused pumice falls and flows and formed a caldera complex again (0.08 to 0.05 Ma). Stage-5: Younger central cones consisting of small stratovolcanoes and lava domes were formed in the caldera. (0.05 Ma>). Collapse of Mt. Kamiyama, which is one of the Younger central cones, created Owakudani, which is known for fumarole and hot springs, and Lake Ashi around 3,500 years ago. Soon after the collapse, the newest edifice Mt. Kanmutrigatake was formed inside the amphitheater formed by the collapse. Here we listed all the edifice-forming eruptive products identified by the recent studies. We also take a brief look at the deposits formed by the latest phreatic eruptions (< 3 ka), which is critically important for disaster mitigation measures of the volcano.

Key words: Hakone volcano, eruptive history, geology, caldera, research history

1. はじめに

箱根火山は、神奈川県西部にある県内唯一の活火山である。これまでに多くの研究者によって、箱根火山の研究がなされてきた。研究の始まりは明治時代に遡る。和田 維

四郎及び小藤 文次郎により岩石学的研究が行われ（Wada, 1882; Koto, 1884）、鈴木 敏により地質図説明書が発行された（鈴木, 1884）。昭和初期 1930 年の北伊豆地震の発生後、久野 久は、箱根火山の詳細な地質学的・岩石学的研究を行い、箱根火山について、巨大な円錐形の成層火山が 2 回のカルデラ陥没と山体形成により、現在の直径約 11 km のカルデラをもつ火山地形となったと考えた（久野, 1952）。

しかし 20 世紀終盤以降の研究で、久野の提唱した発達史への修正が図られたほか新たな知見が明らかになった。その要点は以下のとおりである。①箱根火山のカルデラ形成前に生じた火山体は巨大な円錐形の成層火山ではなく複数の中～小型成層火山の集合体である（平田, 1994; 高橋ほか, 2006 など）。②テフラ層序の研究や K-Ar 法に

¹⁾ 箱根ジオミュージアム
 Hakone Geomuseum
 1251 Sengokuhara, Hakone, Kanagawa 250-0631, Japan
 山口珠美 : geo-museum@town.hakone.kanagawa.jp

²⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
 Kanagawa Prefectural Museum of Natural History

³⁾ 神奈川県温泉地学研究所
 Hot Springs Research Institute of Kanagawa Prefecture

⁴⁾ 静岡県富士山世界遺産センター
 Mt. Fuji World Heritage Centre, Shizuoka

よる溶岩の年代測定が進み、箱根火山の発達史に数値年代が与えられた（例えば、町田，1977；袴田，1988；平田，1999；高橋ほか，1999）③箱根火山の活動の始まりについて、久野は前期～中期更新世と考えたが、町田（1977）はテフラの研究から約50万年前、及川・石塚（2011）は約40～30万年前の年代値を報告した。④新期カルデラ・古期カルデラともに大規模な爆発的噴火によって形成されたカルデラで（町田，1977）、現在の地形的カルデラが全域で陥没したのではなく、直径3 km以下の小規模カルデラが連結した複合的なカルデラと考えられるようになった（高橋ほか，2006；萬年，2008）。⑤頂上が平坦な浅間山・鷹巣山・屏風山等はカルデラ内を埋積した単一の楕状火山ではなく溶岩ドームや溶岩流の集合体である（高橋ほか，2006）。⑥久野は外輪山と前期中央火口丘がソレイト系列、後期中央火口丘はカルクアルカリ系列と考えたが（久野，1952；Kuno，1968）、前期中央火口丘以前にもカルクアルカリ系列の岩石が出現することを示した（長井・高橋，2008）。

このような修正をふまえ、久野の箱根火山の発達史に対して、日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会（2007）及び長井・高橋（2008）は新しい形成史を提唱した。また、小林（2008）は中央火口丘群の噴火史とカルデラ内の地形発達過程を示した。

本報告では、久野の提唱した箱根火山の発達史と6つの修正点をまとめるとともに、最新の箱根火山の形成史について紹介する。さらに防災上特に重要と考えられる箱根火山の最新の水蒸気噴火堆積物について6章で詳しく報告する。

2. 箱根火山の地形

2-1. 箱根火山の位置とプレートテクトニクス

箱根火山は伊豆・小笠原弧の最北端部に位置し、近傍にはフィリピン海プレート、北アメリカプレート及びユーラシアプレートの3つのプレートが接する世界でも珍しいプレート3重会合点が存在する（加藤ほか，1985）。箱根火山はフィリピン海プレート上にあり、このフィリピン海プレートが、箱根の東～北～西でユーラシアプレート及び北アメリカプレートの下に沈み込んでいる（Seno *et al.*, 1993）。

2-2. 箱根のカルデラ地形

箱根火山は、カルデラの大きさが南北約11 km、東西約8 km、裾野の広がり南北約26 km、東西約20 km（長井・高橋，2008）で、神奈川県湯河原町・真鶴町・小田原市・南足柄市・山北町さらには静岡県小山町・御殿場市・裾野市・三島市・函南町・熱海市にまたがる。

カルデラの輪郭をなす外輪山は、東の塔ノ峰（566 m）から反時計回りに、明星ヶ岳（924 m）・明神ヶ岳（1169 m）・矢倉沢峠（867 m）・金時山（1212 m）・乙女峠（1005 m）・丸岳（1156 m）・長尾峠（911 m）・湖尻峠（850 m）・三国山（1102 m）・山伏峠（1035 m）・箱根峠（850 m）・鞍掛山（1004 m）・大観山（1012 m）・白銀山（993 m）と環状につながる（図1）。外輪山最高峰である金時山の標高は、以前は1,213 mとされていたが、国土地理院の測量方法の見直しによって、2014年4月に1,212 mに変更された。外輪山は、内側（カ

ルデラ側）が急峻で、外側が緩やかな斜面になっている。

外輪山の南東斜面には、星ヶ山（814 m）、幕山（626 m）、城山（563 m）、真鶴半島があり、南側には、岩戸山（734 m）、十国峠（日金山；771 m）がある。

カルデラ内に発達する中央火口丘は、東部に山頂部が比較的平坦な、浅間山（801 m）、鷹巣山（834 m）、屏風山（948 m）が半円をえがくように並んでおり、これらは前期中央火口丘と呼ばれている（高橋ほか，2006）。中央部には箱根火山最高峰の神山（1438 m）をはじめ、駒ヶ岳（1356 m）、陣笠山（1207 m）、台ヶ岳（1044 m）、小塚山（859 m）、上二子山（1099 m）、下二子山（1065 m）、冠ヶ岳（1409 m）がある。これらは、お椀を伏せたような地形をしている共通点があるが、後期中央火口丘と呼ばれている（高橋ほか，2006）（図2A, B）。

カルデラの西側には南北に細長い形の芦ノ湖があり、最大水深44 m、周囲長約21 kmである。カルデラからは、早川と須雲川の2つの河川が流出している。早川は仙石原を、須雲川は大観山の北西麓を水源とし、箱根湯本で合流して相模湾に流れ込んでいる。早川は全長約21 km、須雲川は全長約15 kmであり、これらは千切の谷とも歌われる深い谷を形成している。

3. 箱根火山の基盤

箱根火山の基盤岩は伊豆・小笠原弧で形成された海底火山の噴出物が主体となるが、外輪山北側斜面では、伊豆地塊と本州弧の間に堆積したトラフ充填堆積物の足柄層群が分布する（日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会，2007）。箱根火山で、箱根峠～芦之湯～蛇骨川を結んだ線の東側では伊豆・小笠原弧系の基盤である早川凝灰角礫岩が認められ、外輪山の西側斜面のボーリングでは足柄層群が認められているが、カルデラ内の大半では所属不明の火山岩類が厚く堆積しており、基盤岩は今のところ不明である（萬年，2014a）。本章では、伊豆・小笠原弧の基盤岩として早川凝灰角礫岩と須雲川安山岩類を紹介する。なお、従来の研究（例えばKuno，1950；久野，1952など）では、箱根火山の基盤岩として、湯ヶ島層群が分布すると考えられていたが、湯河原地域で湯ヶ島層群とされていたものは、湯河原火山の一部とされた（及川・石塚，2011）。そのため、現在の解釈では湯ヶ島層群は箱根地域の地表に露出せず、その分布は、萬年ほか（2002）による小田原市根府川の大深度温泉井の下部や、山下ほか（2006）による湯河原町宮下の大深度温泉井の下部にとどまる。このため今回は、湯ヶ島層群の記述は割愛する。なお、足柄層群に関する詳細は今永（1999）を、新知見を加えた概略は田口ほか（2021）を参照されたい。

3-1. 早川凝灰角礫岩

早川凝灰角礫岩は、早川及び須雲川の谷底に見られる。早川沿いでは箱根湯本から宮ノ下にかけては連続的に分布するが、宮ノ下の北西部で強羅潜在カルデラ（萬年，2014a）により分布が途絶える。須雲川沿いでは箱根湯本から畑宿にかけて分布するが、後述の須雲川安山岩類に覆われるか、断層関係あるいは指交関係にあり、複雑である（久野，1952）。早川凝灰角礫岩の年代は、含まれる

微化石から約 4.2 Ma (万年ほか, 2003)、ジルコンのフィッシュントラック年代から 5.2 ± 0.7 Ma (柳沢ほか, 2005) が報告されている。

久野 (1952) によると、緑灰色の凝灰角礫岩や火山礫凝灰岩をはじめ、灰白色のデイサイト質軽石凝灰岩や少量の頁岩・火山円礫岩を含み、層厚は現在見られる部分だけで約 300 m に達する。万年ほか (2003) はボーリングによる見かけの層厚を約 620 m と報告し、岩相や構成する岩石、含まれる化石群集の解析から早川凝灰角礫岩は、デ

イサイト～安山岩質の海底火山噴出物が陸棚外縁部～斜面上部 (水深 200 ～ 400 m 前後) に再堆積したタービダイトを主体とするとしている。玄武岩質から安山岩質の火山岩礫の全岩化学分析値及び記載岩石学的データは、山下ほか (2008) を参照されたい。なお、灰白色のデイサイト質軽石凝灰岩は箱根湯本において“湯本白石”^{しらいし}と呼ばれる石材で採石されていた (図 2D)。この石材が使われている建築物は現存しており、湯本の福住旅館はその代表例である。また、箱根湯本駅裏にある“白石地藏”は灰白色のデ

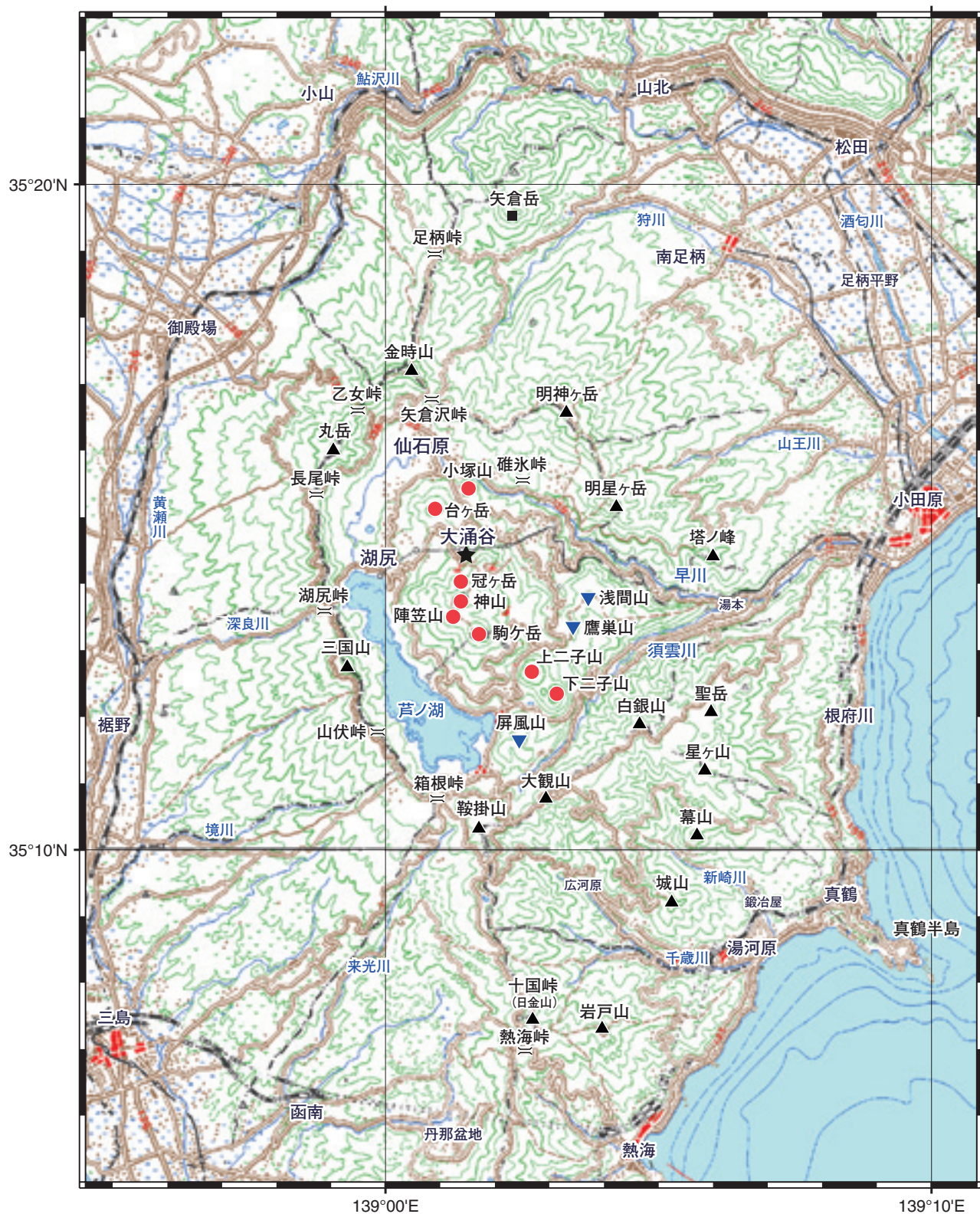


図 1. 箱根火山地形図. 新井田 (2008) を改変. ▲: 外輪山, ▼: 前期中央火口丘, ●: 後期中央火口丘.

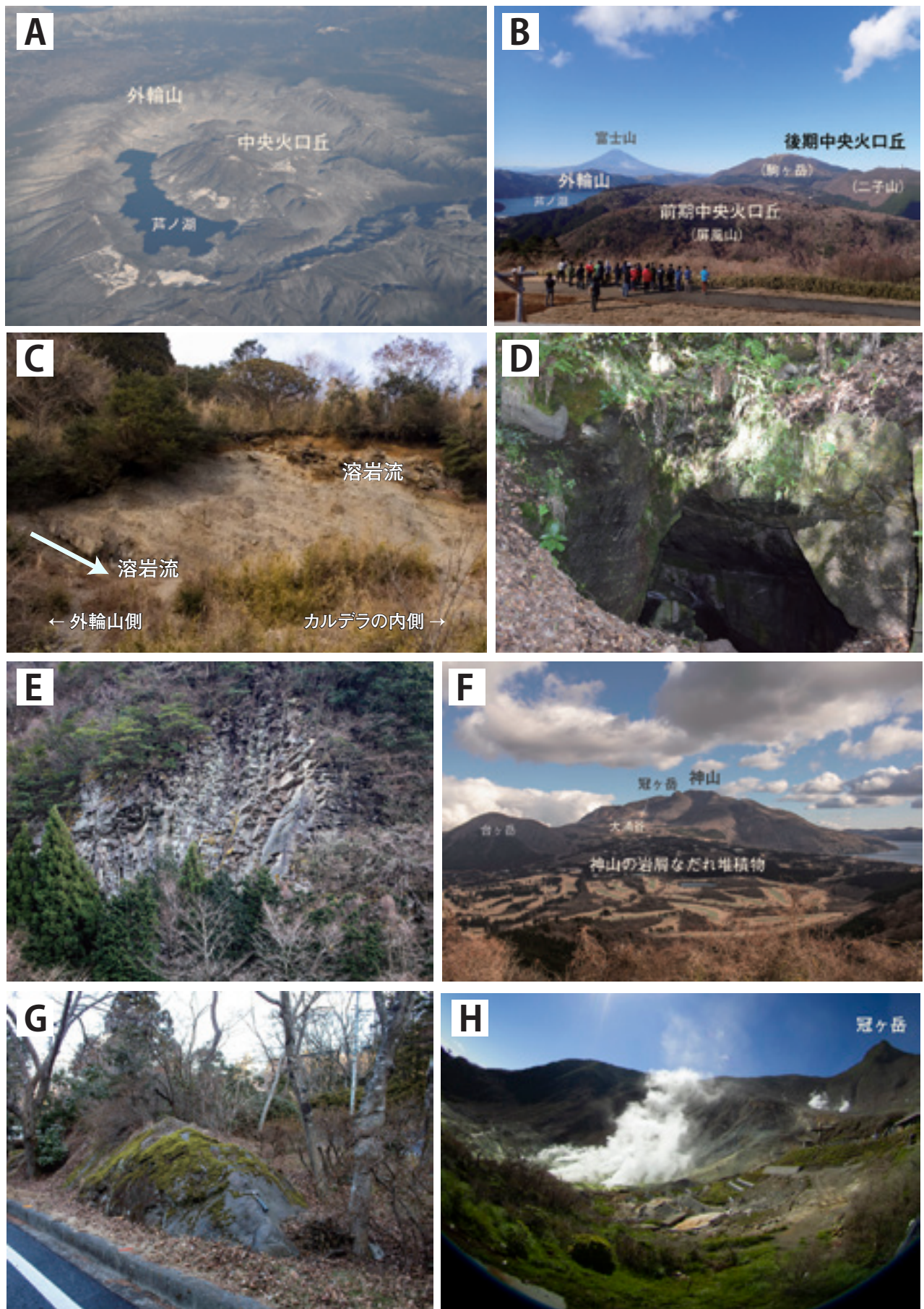


図 2. 箱根火山の代表的な景観 . A: 箱根の全景 (第 2 回箱根ジオパークフォトコンテスト 最優秀賞作品「壮大な箱根カルデラ」に一部追記) . B: 大観山からの眺望 . C: 長尾峠の露頭 . D: 早川凝灰角礫岩層からなる湯本白石の採掘跡 (箱根町湯本) . E: 屏風山溶岩の露頭 . F: 長尾峠からの眺望図 . G: 神山の山体崩壊に伴う流れ山 . H: 2016 年の大涌谷 .

イサイト質軽石凝灰岩の崖に彫られた磨崖仏^{まがいぶつ}である。湯本駅裏の早川凝灰角礫岩からは、カルカロドン・メガロドン (*Carcharodon megalodon*) の歯の化石が報告されている (平林, 1898)。須雲川の上流域では、古くから伊豆半島の白浜層群に産するものと共通する貝化石の産出が報告されている (例えば、大塚, 1934)。この貝化石は、熱帯要素となる化石を含むことから白浜型化石群と呼ばれる (鎮西・松島, 1987)。早川凝灰角礫岩から産出する貝化石も白浜型化石群である (田口, 2008)。

3-2. 須雲川安山岩類

須雲川安山岩類は、箱根町畑宿～湯本間の須雲川本流及び支流に見られ、灰色から褐色の凝灰角礫岩や火山角礫岩と暗褐色ガラス質の溶岩からなる (久野, 1972)。化石が含まれないため年代は不明であるが、早川凝灰角礫岩が堆積した後に引き続いて海中で堆積したと考えられていた (久野, 1952)。須雲川安山岩類は“安山岩類”と称しているが、全岩化学分析の結果、大部分は二酸化ケイ素含有量が 55 wt% を下回る玄武岩ないし玄武岩質安山岩であるとする報告がされている (山下ほか, 2008)。全岩化学組成の比較では、須雲川安山岩類の化学組成が箱根火山初期の溶岩類の化学組成と類似することから、須雲川安山岩類が箱根火山の活動の直前であった可能性も示唆される (山下ほか, 2008)。

4. 箱根火山の研究

箱根火山は、久野 久の提唱した形成史が長い間広く知られてきたが、近年、これを修正した新しい形成史モデルが提唱されるようになった。本章では、久野の発達史とその修正点を紹介する。なお箱根火山の発達史について、平田 (1999) が研究史の優れたレビューを行なっている。

4-1. 久野の提唱した発達史

久野は一連の研究により、その発達史を 2 回のカルデラ陥没とそれに引き続く侵食期によって隔てられた次の 3 つの活動期に分けて説明した (久野, 1952) (図 3)。

【第 1 期】古期外輪山と第一期カルデラ (古期カルデラ) の形成および侵食 (図 3A, B, C)

はじめに、現在の神山付近を中心とする巨大な円錐形の成層火山を形成した。玄武岩質の凝灰集塊岩や溶岩の噴出にはじまり (OS1)、続いて主にかんらん石輝石安山岩～輝石安山岩溶岩と多量の火山砕屑岩とを繰り返し噴出した (OS2)。これらの溶岩を古期外輪山溶岩と呼ぶ。この活動期の中頃に、北西～南東方向に走る金時山～幕山構造線に沿って変動が起こり、北西部に成層火山の金時山を、南東部に溶岩ドームの幕山 (OS3) を形成した (図 3A)。さらにこの活動の最後には、火山体の西北斜面上に数個の側火山を形成した。活動を終えた後、火山体の中央が階段状に陥没し、南北 11 km、東西 7 km の卵形のカルデラ (古期カルデラ) が誕生し、この結果、最初の外輪山 (古期外輪山) ができた (図 3B)。引き続き侵食作用によってカルデラが拡大した (図 3C)。

【第 2 期】新期外輪山と第二期カルデラ (新期カルデラ) の形成と侵食 (図 3D, E)

この活動期のはじめに、流動性のある溶岩が流出し、カルデラの中に緩い傾斜をもつ一種の楕状火山を作った (図 3D)。溶岩は全体で約 300 m の厚さに達した。これらの溶岩を新期外輪山溶岩 (YS) と呼ぶ。その後、莫大な量の軽石流 (P) が中央火口から流出し、火山体の山麓に広範囲にわたって緩い傾斜の扇状地形あるいは段丘状地形をつくった。その直後、楕状火山の西側が陥没し、新しいカルデラ (新期カルデラ) が誕生した。このカルデラの範囲は古期カルデラと大体一致しているが、東部の浅間山・鷹巣山・屏風山は残され、外輪山 (新期外輪山) となった。引き続き侵食作用で新期外輪山の東部が侵食され、そこに早川及び須雲川が深く刻み込まれた (図 3E)。

【第 3 期】中央火口丘と芦ノ湖の形成 (図 3F, G)

この活動期のはじめに、爆発的な噴火によって軽石が噴出し、山体の東部及び南東部に堆積した (CC1)。引き続き、カルデラ内の金時山～幕山構造線上に、台ヶ岳・小塚山・神山・1325 m の峰・駒ヶ岳・上二子山・下二子山の 7 個の中央火口丘を形成した (図 3F)。この活動の最後に、神山の北西斜面で爆発が起こり、山体の北西部が吹き飛ばされ、山崩れを生じた。崩壊の堆積物は、神山の北西山麓に堆積し、その一部が河川をせき止めて芦ノ湖を形成した (図 3G)。

4-2. 久野以降の研究による修正点

前節の久野による箱根火山の発達史の説明はわかりやすく、日本の第四紀火山発達史の典型とされた。しかしその後研究が進み、これらの火山発達史について次のような修正がなされてきた。

【1】富士山のような一つの成層火山ではなかった

久野 (1952) は、古期外輪山形成期の箱根火山は富士山のような円錐形の一つの大型成層火山であったと考えた。しかし加藤 (1984) は、古期外輪山溶岩と一括されていた外輪山北部地域について、岩相及び構造から、火口の異なる 2 つ以上の独立した成層火山からなることを示唆した。また平田 (1994) は、溶岩流の分布、流動方向、岩石記載学的特徴、年代から、古期外輪山の中でも南東部は外輪山の他の部分よりも若い単独の成層火山と考えた (白銀山溶岩類)。

長井・高橋 (1996) は、長尾峠と仙石原の間のカルデラ壁にあるこれまで断層運動で逆傾斜したと考えられていた露頭 (通称: 長尾峠の露頭 (図 2C)) について溶岩の古地磁気測定を行い、ほとんど変動を受けず元の傾斜を保存しており、北西側の古期外輪山側に噴出中心を持つ、小型成層火山の一部である可能性が高いことを示した。これらは長井・高橋 (2012) に露頭スケッチとともに紹介されている。なお長尾峠の露頭は、現在箱根ジオパークのジオサイトとなっており、見学も可能である (図 2C)。その後、高橋ほか (1999) は、箱根火山の形成史と広域テクトニクス場について報告し、古期外輪山が一つ

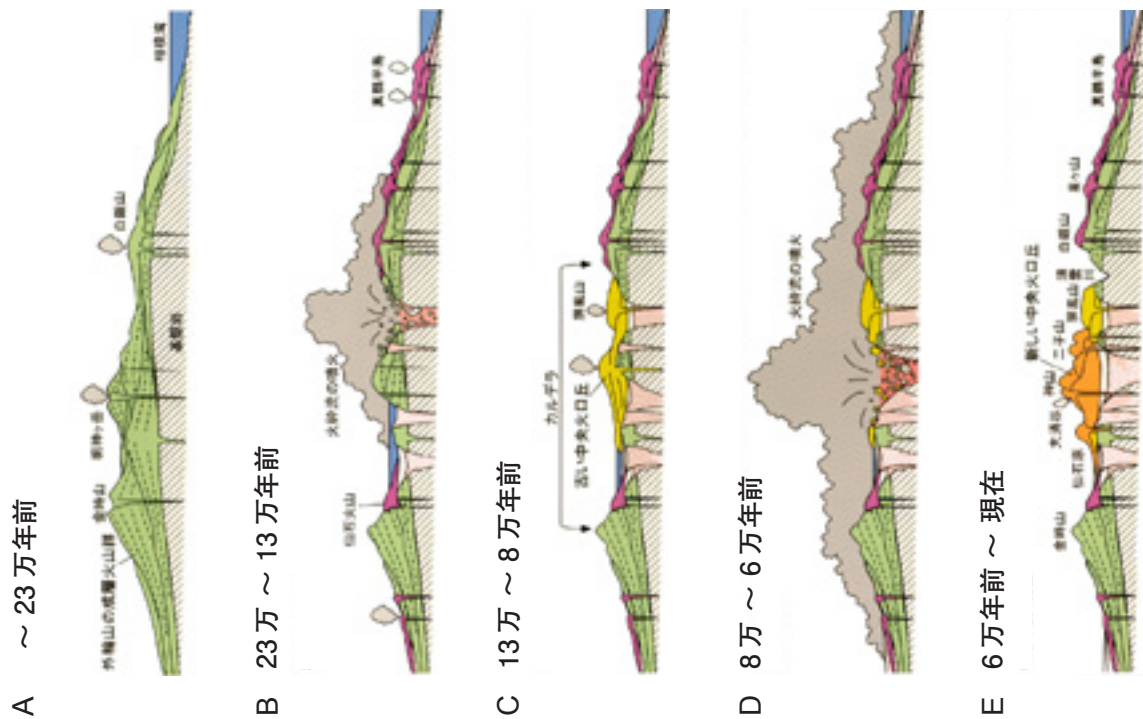


図 5. 箱根火山の形成史 (日本地質学会 (2007) 長井雅史氏作図を改変).

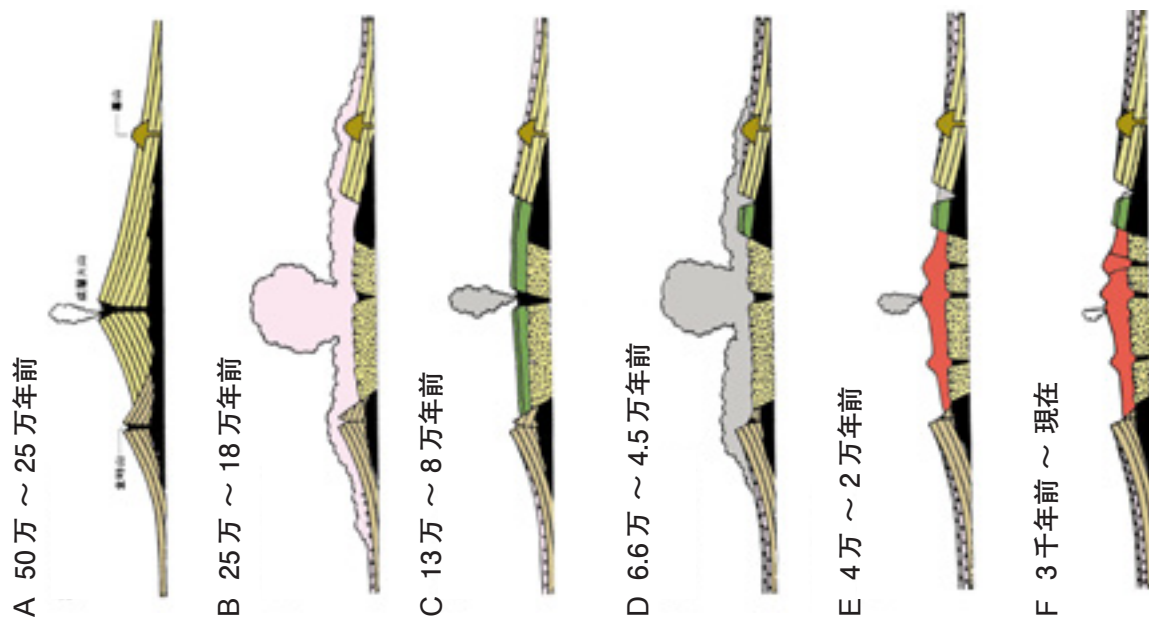


図 4. 箱根火山の発達史 (久野 (1952) を町田が改変, 相模原市地形地質調査会 (1986) を改変).

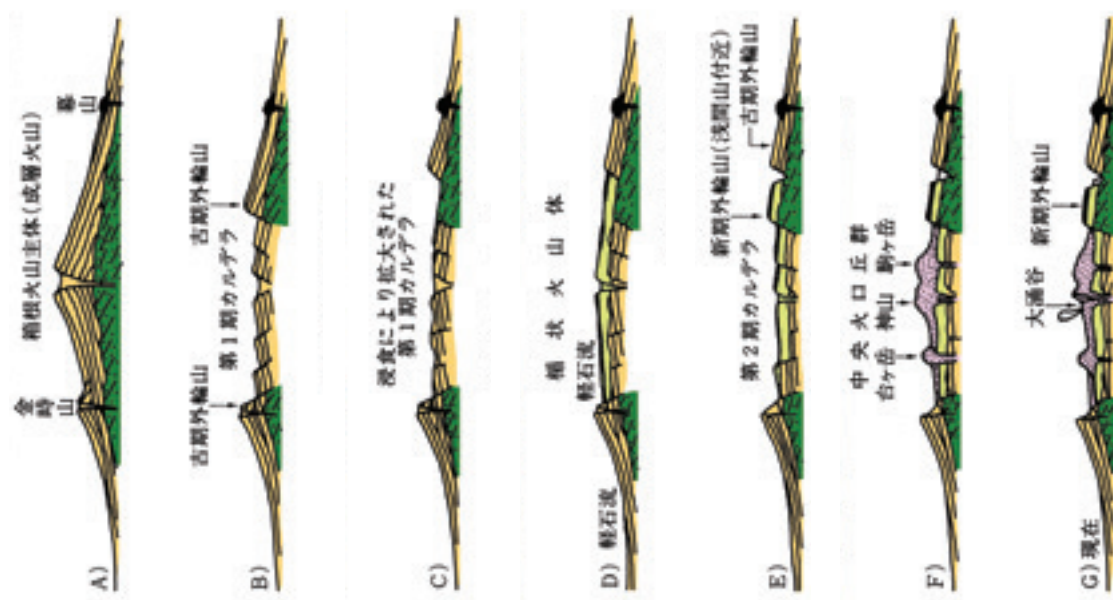


図 3. 箱根火山の発達史 (久野 (1952) を改変).

の大きな成層火山ではなく、複数の中小規模の火山の集合体からなることを報告した。日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会（2007）では、古期外輪山が複数の中小規模の成層火山と単成火山の集合体であるとする地質図と形成史を示した。

【2】形成史の年代が明らかになった

（テフラ層序と数値年代の導入）

Kuno (1950) の段階では、年代測定法がほとんど無かったため、箱根火山の発達史は相対年代で編まれていた。しかしテフラ層序との対比や溶岩の K-Ar 年代測定が可能になり、発達史に数値年代が導入された。箱根火山から東へ約 20 km に位置する大磯丘陵には、上空の偏西風の影響で、箱根火山起源のテフラが厚く堆積している。これら大磯丘陵のテフラについては、町田ほか（1974）、上杉（1976）、関東第四紀研究会（1987）等によって詳細な層序が明らかとなった。また町田（1977）は、テフラの容積と年代をもとにテフラからみた箱根火山の活動史を示し、箱根火山では、ときには 10 km³ 以上に達する大噴火が起こり、箱根火山の活動の始まりが約 50 万年前であることを示した。そして相模原市地形地質調査会（1986）では、箱根火山の発達史を報告した（図 4）。これによると古期外輪山の形成が 50 ～ 25 万年前（図 4A）、爆発的な大噴火がくり返されることでできる古期カルデラの形成が 25 ～ 18 万年前（図 4B）、新期外輪山の形成が 13 ～ 8 万年前（図 4C）、新期カルデラの形成が 6.6 ～ 4.5 万年前（図 4D）、中央火口丘の形成が 4 ～ 2 万年前（図 4E）、神山の崩壊と芦ノ湖の形成が約 3000 年前（図 4F）となる。

米澤ほか（1980）及び箱根団体研究グループ（1992）等は、箱根火山の南東部において溶岩をテフラ層序の中に正確に位置づける研究を行った。また平田（1999）は K-Ar 年代に基づいた箱根火山の発達史を示した。さらに町田・新井（2003）、町田（2008）は、箱根火山起源のテフラと酸素同位体ステージ（MIS : Marine Isotope Stage）との関係について触れた。これによると外輪山の形成期は、MIS 13（Kb-Ks の上位、約 50 万年前）～ MIS 9、カルデラ形成期が MIS 8 ～ MIS 6、前期中央火口丘が MIS 5 ～ MIS 4、後期中央火口丘が MIS 3 ～ MIS 1 となる。

高橋ほか（1999）は、テフラ層序をもとに溶岩の侵食の程度や被覆関係等を考慮して形成史を推定し、その後、後述の日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会（2007）及び長井・高橋（2008）に新しい形成史としてまとめた。また、小林（1999）及び、後述の小林（2008）は、広域テフラ等を用いたテフラ層序と火砕流堆積物に含まれる炭化木片の ¹⁴C 年代から、爆発的噴火期～後期中央火口丘期にかけての噴火史と地形発達史を明らかにした。

【3】箱根火山の活動はいつ始まったのか

（天昭山溶岩と湯河原火山）

久野（1952）は、箱根火山初期の噴出物である古期外輪山溶岩（OS₁）の噴出は、前期から中期更新世に始まったと考えた。また、湯河原町付近で噴出した天昭山玄武岩類について、古期外輪山溶岩との間に著しい時間的間

隙があると考え、箱根火山起源とはせず、噴出年代を鮮新世と考えた。さらに湯河原火山についても、古期外輪山溶岩との間に著しい時間的間隙を示す証拠はないとしつつも、箱根火山とは別の火山体と考えた。

平田（1994）は、岩相・岩石記載学的特徴と K-Ar 年代値から、箱根火山初期の火山噴出物（OS₁）と天昭山玄武岩類とは同一ステージの噴出物と考え、箱根火山の活動開始時期について、これまで考えられていた約 50 万年前ではなく約 65 万年前とした。しかしその後の年代測定では同様の年代値を得られていない。また平田（1994）は溶岩流の分布、方向、岩石記載学的特徴、年代値からみて、湯河原火山は箱根火山との区別が難しく同一ステージに活動をしていたと考えた。高橋ほか（1999）も、湯河原火山が箱根火山の外輪山の他の山体と同時期の活動とみなした方がよいことを指摘した。及川・石塚（2011）は、久野（1952）の天昭山玄武岩類と湯河原火山噴出物を合わせたものを城山溶岩類と定義し、石塚（2006）、石塚・及川（2008）で城山溶岩類について 40 万～30 万年前の年代値を得たことを報告した。このことから現在では、箱根火山の活動の始まりを約 40 万年前とする考えが主流となっている。

ただし先に紹介したテフラの研究から火山活動の始まりを考えると約 50 万年前となる。箱根火山の活動がいつ始まったかについては、定義により異なる（萬年、2014b）。

【4】カルデラはどのようにしてできたのか

高橋ほか（1999）は、テフラの研究の成果をもとに、カルデラ形成に関連したと考えられる大規模噴火は 25 万年前から 16 万年前までの間の 10 万年間に 5 回ほどあり、従来古期カルデラとよばれていたものは 1 回の巨大噴火で生じたものではなく、平均 2 万年に 1 回ほどの割合で生じたやや大規模な噴火の結果形成された、ダイアトリーム様式の濁川タイプ（じょうご型カルデラ）のような小規模カルデラが連結した複合的なものであったと推定した。

萬年ほか（2006b）、萬年（2008）、萬年（2014a）は、カルデラ内において低重力異常域が少なくとも 4 つあること、またそうした領域のうち 2 つで温泉ボーリングコアから湖成層と下位の火山礫凝灰岩がセットになった堆積物（濁川型カルデラと呼ばれる小型カルデラの一般的な堆積物）が特徴的に検出されることを指摘し、地形的なカルデラの中に最大で直径 3km ほどの陥没構造が複数あると考えた。そして、強羅付近を中心とする潜在的なカルデラ構造を「強羅潜在カルデラ」と名付けた。強羅潜在カルデラは 2 段階の陥没が認められ、それぞれの陥没時期は、20 ～ 23 万年前（MIS 7）と 7 ～ 6 万年前（MIS 4）とされた（萬年、2014a）。これらはいずれも軽石流を頻繁に噴出した時期に当たり、強羅潜在カルデラが軽石流を噴出するような大規模噴火に伴って形成された構造であることを示唆した（萬年、2014a）。

【5】山体を再分類した

久野（1952）は、平坦な山頂部を有する浅間山・鷹巣

山・屏風山等について、古期カルデラ内の凹地をみたした緩い傾斜をもつ楕状火山が、軽石流の流出によりその西側が陥没し新期カルデラができることで残された東部にあたると考え、浅間山・鷹巣山・屏風山等を新期外輪山とした。そして新期外輪山の岩石について、久野（1952）は後述のピジョン輝石質岩系の分化が進んだ時期の安山岩及びデイサイトとし、紫蘇輝石質岩系の安山岩である中央火口丘とは異なるとした。ところが、高橋ほか（1999）は、新期外輪山溶岩の全岩化学組成を詳細に調べ、新期外輪山の安山岩は中央火口丘の安山岩と化学組成が類似していることを示し、新期外輪山溶岩の K_2O 含有量が $Hk-TP + TPd$ に近い値を示すことから、新期カルデラ形成期末期の比較的短時間に、新期外輪山溶岩が相次いで噴出した可能性が高いと考えた。また新期外輪山溶岩には複数の噴出中心が推定され、火砕流の流出をともなう小型の溶岩ドーム・厚い溶岩流の集合体である可能性が高く、さらに新期外輪山のカルデラ壁がカルデラ壁であるかどうか疑わしいとした。その後、高橋ほか（2006）は新期外輪山はそれぞれ噴出中心を持つ小型の溶岩ドームや厚い溶岩流からなるとし、詳細な岩石記載と全岩化学組成を報告した。さらに高橋ほか（2006）は新期外輪山という名称は新期カルデラの形成が前提となっているが、箱根火山の場合、地形的な新期カルデラの存在は古期カルデラに比べて必ずしも明瞭ではないとして、古期外輪山・新期外輪山・中央火口丘をそれぞれ、外輪山・前期中央火口丘・後期中央火口丘に改めることを提案し山体を再分類した。なお、萬年（2008）では、新期外輪山のカルデラ壁とされてきた浅間山及び鷹巣山の西側斜面は断層を反映しているとした。

【6】箱根火山の岩石にはどのような特徴があるのか

久野（1952）は詳細な岩石記載を行い、箱根の火山岩を大きく2種類に分類した。古期及び新期外輪山溶岩は、石基中の輝石にピジョン輝石か単斜輝石のみを含むピジョン輝石質岩系であり、中央火口丘の溶岩は、石基中の輝石に紫蘇輝石等の直方輝石を含む紫蘇輝石質岩系であるとした。さらに前者は玄武岩からの結晶分化作用で生じたのに対し、後者は玄武岩質マグマが混成作用を受けたことで生じると考えた。その後、ピジョン輝石質岩系は鉄が濃集する分化トレンドをもつソレライト系列に、紫蘇輝石質岩系は鉄が濃集しない分化トレンドをもつカルクアルカリ系列と対応づけた（Kuno, 1968）。すなわち、古期及び新期外輪山溶岩はピジョン輝石質岩系（ソレライト系列）で、中央火口丘の溶岩は紫蘇輝石質岩系（カルクアルカリ系列）であるとした。また久野（1952）は、火山岩が玄武岩から流紋岩にまでわたること、中でも輝石安山岩が最も一般的な岩石であること、他の地域の火山岩と相違する点として、角閃石斑晶を有する岩石が稀なこと、石基にピジョン輝石を有する岩石が石基に紫蘇輝石を含む岩石に比べて多いこと等の特徴を挙げた。角閃石斑晶は稀であるが、天昭山玄武岩類に伴うデイサイト（B2d）（湯河原町北方）中に斑晶として産する（久野, 1952）。なお及川・石塚（2011）は、久野の B2d のデイサイトの一部について、湯河原火山の活動終了後に流出し

た小規模な流紋岩溶岩と考え、新崎川流紋岩として報告し、角閃石斑晶が含まれることを示した。また久野（1952）はピジョン輝石について、石基鉱物としては極めて普通であるが、極めて稀に斑晶として、箱根峠北の箱根火山古期外輪山溶岩の安山岩中に確認されることを示した。

高橋ほか（2006）、長井・高橋（2007）は、900 個余りの箱根の溶岩について全岩化学組成を詳細に検討し、カルクアルカリ系列は箱根火山の外輪山と中央火口丘の全てのステージで出現すること、箱根火山では全岩 K_2O 量の時間変化の方がより明瞭であることを明らかにした。

石井（2011）は、中央火口丘の小塚山と下二子山の溶岩について、輝石温度計を用いてその晶出温度について斑晶の中心部は約 970-980℃であるのに対し、斑晶の縁部や石基については約 950℃から 1050℃以上までという幅広い値をとること、石基ガラス中に晶出温度 1050℃以上のピジョン輝石結晶を確認したことを示した。さらにマグマの定量的温度変化を見積もり、それをマグマの含水量の定性的変化で説明し、中央火口丘溶岩のマグマ成因モデルを提案した。また石井（2013）は、箱根峠産斑晶ピジョン輝石含有安山岩について、斑晶ピジョン輝石の晶出温度を 1070℃と見積もった。

5. 箱根火山の地質と形成史

久野（1952）の箱根火山の発達史に対して、先に紹介した修正点をふまえ、日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会（2007）及び長井・高橋（2008）は箱根火山の発達史を5つのステージに分類した。図5～7で、長井・高橋（2008）の形成史を紹介するとともに、以下に、主として長井・高橋（2008）、日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会（2007）による形成史のステージ区分に準じて箱根火山を構成する噴出物を列挙する。なお、本文中に使われている「火山体」及び「溶岩グループ」の定義は、長井・高橋（2008）によって以下のように示されている。「一定の岩相、岩質、層位、分布をする噴出物の集合を『溶岩グループ』とし、地形的に明瞭な山体をもち、地層の傾斜や火口付近の堆積物等から噴火中心が推定可能な成層火山体については『火山体』と呼称する」。

【ステージ1】箱根火山外輪山形成期（～約23万年前：図5A）

ステージ1は現在の箱根の外輪山の山体部分を形成する活動である。ステージ1は岩石の SiO_2 量比や活動様式の違い等により、ステージ1-1からステージ1-3に細分できる。

【ステージ1-1】初期の陸上火山活動（～約35万年前）

最も古い活動は、天昭山溶岩グループ・畑宿溶岩グループ等からなる玄武岩質の比較的大規模な成層火山の形成である。その後、北部では狩川溶岩グループ・大唐沢溶岩グループ・荻野溶岩グループ、南部では湯河原火山体等の成層火山を形成した。

日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会（2007）及び長井・高橋（2008）に従って、同時期の各火山体及び溶岩グループについて、定義、分布、岩相、層

序関係、テフラとの対比、年代、噴出中心（推定される噴出中心）等の詳細を整理した。なお、テフラ名については、上杉（1976）、関東第四紀研究会（1987）、町田ほか（1974）及び町田・新井（1992）に従った。

●天昭山溶岩グループ（長井・高橋, 2008）

〔定義〕天昭山玄武岩類 B2b、B2d (Kuno, 1938a; 1938b) の大部分と新崎川溶岩グループ（長井・高橋, 2007; 久野, 1938b の O9 にほぼ相当）からなる。城山溶岩類 Sy（及川・石塚, 2011）の一部

〔分布〕湯河原町広河原周辺

〔岩相〕玄武岩質の薄い溶岩と凝灰角礫岩及び火山角礫岩の互層。安山岩～デイサイトも少量含まれる。成層火山を構成（長井・高橋, 2008）

〔年代〕約 0.4 ~ 0.3 Ma（及川・石塚, 2011）。平田（1999）は約 0.65 ~ 0.50 Ma としたが、その後の年代測定で同様の年代は得られていない

●畑宿溶岩グループ（長井・高橋, 2008）

〔定義〕南東部の OS1 (Kuno, 1938a; 1938b) に相当

〔分布〕須雲川右岸、聖岳の南東側（一部）、塔之沢の早川左岸（少量）

〔岩相〕玄武岩質の凝灰角礫岩及び火山角礫岩を主体とし、薄い溶岩を伴う。成層火山を構成（長井・高橋, 2008）

〔年代〕平田（1999）に従い約 0.65 Ma と考えられているが（長井・高橋, 2008）、数値年代の測定報告はない

●狩川溶岩グループ（長井・高橋, 2008）（図 8A）

〔定義〕火打石岳火山体（長井・高橋, 2007）を改称。北東部の OS1 (Kuno, 1938a) の大部分に相当。OS2 (Kuno, 1938a) の一部

〔分布〕駿河小山から足柄峠にかけての稜線の東側、矢倉沢から火打石岳にかけての狩川沿い、矢倉沢峠～碓氷峠及び宮城野～塔ノ沢にかけてのカルデラ壁下部

〔岩相〕玄武岩～玄武岩質安山岩の凝灰角礫岩及び火山角礫岩と薄い溶岩、降下スコリア層の互層。成層火山を構成（長井・高橋, 2008）

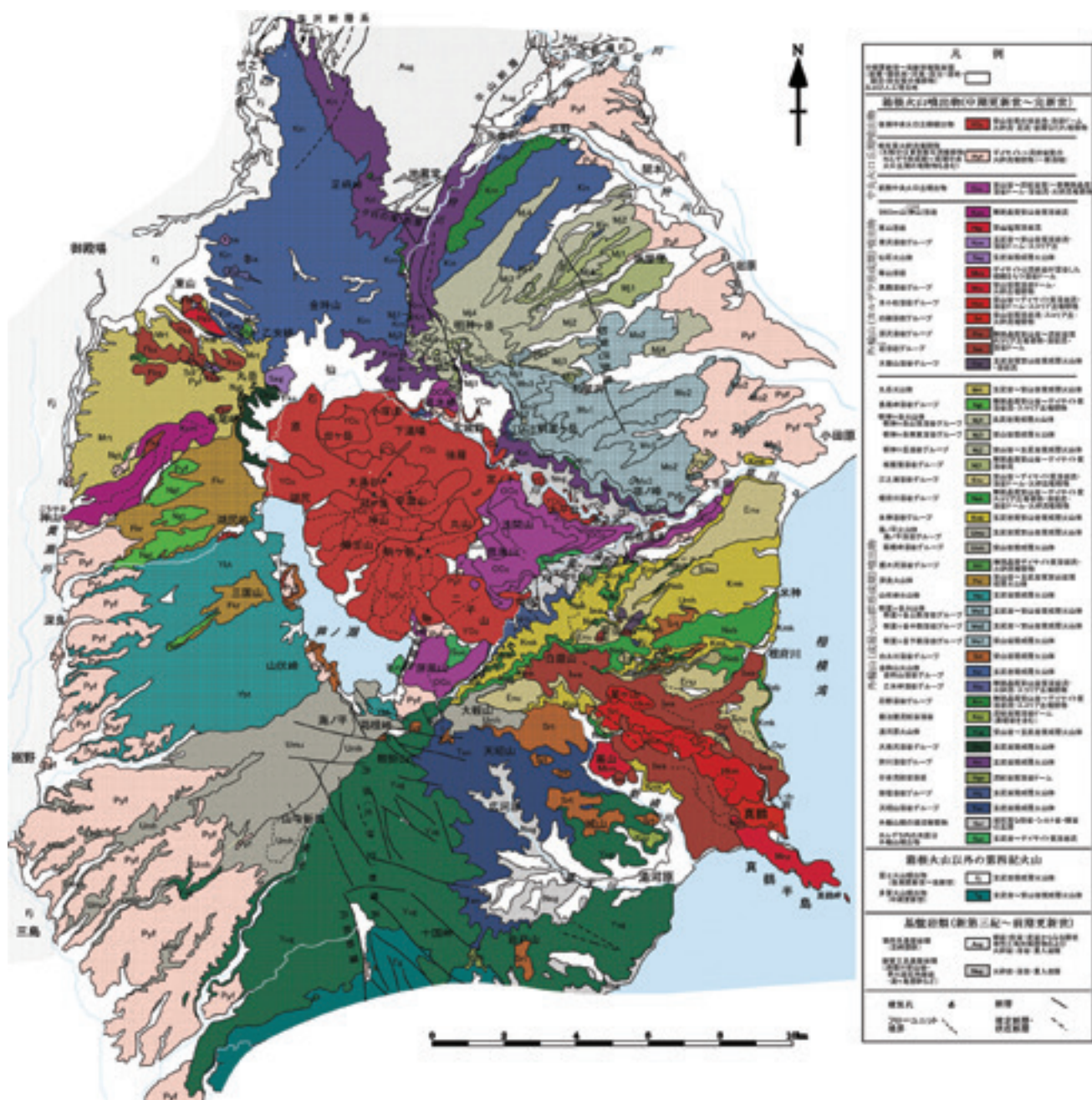


図 6. 箱根火山の地質図（日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会, 2007 を改変）。

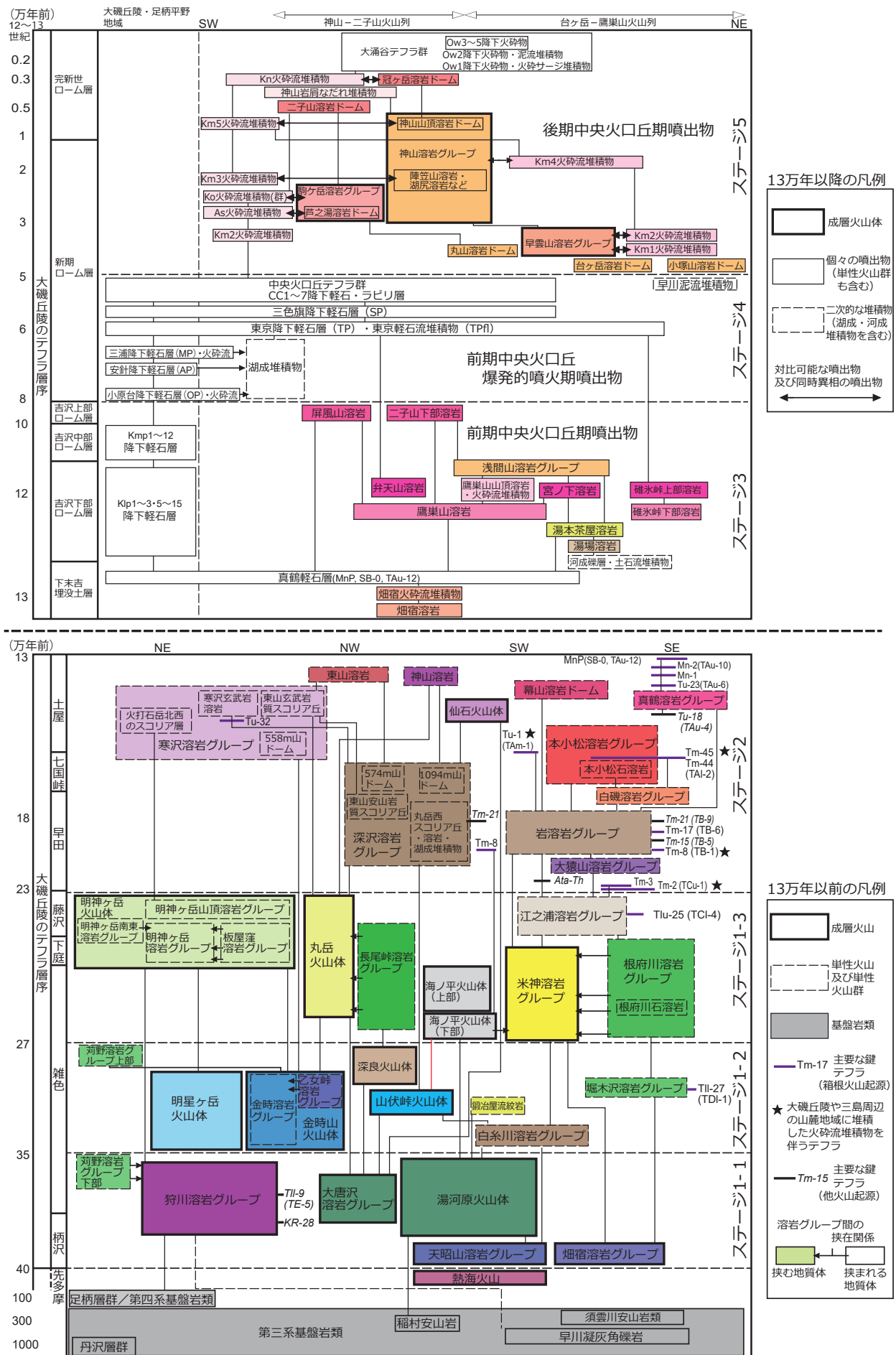


図7. 箱根火山のブロック図. 長井・高橋 (2008) を基に, 長井・高橋 (2012) の修正点, 及川・石塚 (2011) の年代値を考慮して改編した.

[層序関係] 畑宿溶岩グループを覆う (長井・高橋, 2008)
 [テフラとの対比] TII-9 (TE-5) を挟在 (長井・高橋, 2012)。
 TII-9 (TE-5) を覆う (狩野ほか, 1988)。柄沢ローム層の
 KR-28 を挟在する (上杉ほか, 1985)
 [年代] テフラの対比から約 0.5 ~ 0.35 Ma (長井・高橋, 2008)
 [噴出中心] 火打石岳の南~南西方の碓氷峠付近 (長井・高橋,
 2008)

おからさわ
 ●大唐沢溶岩グループ (長井・高橋, 2008)

[定義] OS1 (Kuno, 1938a) の一部
 [分布] 外輪山北西側のカルデラ壁下部
 [岩相] 玄武岩質の薄い溶岩とスコリア質の火山弾を含む凝灰
 角礫岩、火山角礫岩の互層。成層火山を構成 (長井・高橋,
 2008)
 [年代] 岩石の類似から狩川溶岩グループと同時期 (約 0.5 ~ 0.35
 Ma) (長井・高橋, 2008)

かりの
 ●荇野溶岩グループ (長井・高橋, 2008) (図 8B)
 [定義] OS2 (Kuno, 1938a) の一部。狩川溶岩グループ (長井・高橋,
 2007) の一部を改称
 [分布] 足柄峠~狩川周辺、早川沿い
 [岩相] 無斑晶質安山岩の溶岩、アゲルチネートが点在。複数の
 スコリア丘や溶岩流からなる単成火山群を形成 (長井・高橋,
 2008)
 [層序関係] 狩川溶岩グループの比較的上部の層準 (長井・高橋,
 2008)
 [年代] 0.26 ± 0.01 Ma (袴田ほか, 2005)。約 0.27 Ma 以前 (長井・
 高橋, 2008)

ゆがわら
 ●湯河原火山体 (長井・高橋, 2008)
 [定義] 湯河原火山 YV1、YV2 (Kuno, 1938a; 1938b) に相当。久
 野は湯河原火山と呼称し、箱根火山より前に形成された別
 個の成層火山と考えたが、最近の年代測定により箱根外輪
 山形成期の噴出物であることが判明した。なお、及川・石
 塚 (2011) は箱根火山群のひとつである湯河原火山噴出物と
 し、不動滝溶岩類と城山溶岩類に区分している。不動滝溶
 岩類は久野により湯河原地域で湯ヶ島層群とされてきた部
 分に、城山溶岩類は久野の湯河原火山に相当する。
 [分布] 湯河原付近
 [岩相] 玄武岩~安山岩質の溶岩と凝灰角礫岩、火山角礫岩の互
 層。成層火山を構成 (長井・高橋, 2008)
 [層序関係] 天昭山溶岩グループを覆う。白糸川溶岩グループ、
 一部は鍛冶屋流紋岩に覆われる (長井・高橋, 2008)
 [年代] 0.38 ± 0.02 Ma, 0.26 ± 0.03 Ma, 0.23 ± 0.04 Ma (ともに
 袴田ほか, 2005)。約 0.4 ~ 0.3 Ma (及川・石塚, 2011)。約 0.4
 ~ 0.35 Ma (長井・高橋, 2008)
 [噴出中心] 広河原付近 (久野, 1952)、鞍掛山周辺 (長井・高橋,
 2008)、湯河原町温泉場付近、同時に外輪山の鞍掛山付近や藤
 木川上流などにも存在した可能性もあり (及川・石塚, 2011)

[ステージ 1-2] 玄武岩~安山岩質成層火山群の形成
 (約 35 万~約 27 万年前)

玄武岩質の成層火山に加えて安山岩質の中規模な成層火
 山が形成されるようになった。この時期に活動した火山体
 は、金時山火山体・明星ヶ岳火山体・白糸川溶岩グループ・
 山伏峠火山体・深良火山体・堀木沢溶岩グループ・鍛冶屋

流紋岩等である。

きんとき
 ●金時山火山体 (長井・高橋, 2008)
 [定義] OS4 (Kuno, 1938a) に相当、OS2 (Kuno, 1938a) の一部。金
 時山溶岩グループと乙女峠溶岩グループからなる
 [分布] (金時山溶岩グループ) 金時山を中心として、乙女峠~
 火打石岳のカルデラ縁とその北~西側の斜面。(乙女峠溶岩
 グループ) 金時山西山腹の金時山溶岩グループの上部層準
 [岩相] (金時山溶岩グループ) 玄武岩質の溶岩と凝灰角礫岩・
 火山角礫岩の互層。(乙女峠溶岩グループ) 無斑晶質安山岩
 の溶岩、スコリア質火山角礫岩、粗粒降下スコリア層、凝
 灰角礫岩、同質の岩脈 (ともに長井・高橋, 2008)
 [噴出中心] 金時山南方の貫入岩体付近 (Kuno, 1938a)
 [年代] 0.20 ± 0.02 Ma (袴田ほか, 2005: 山頂付近の岩脈)。約 0.35
 ~ 0.3 Ma (長井・高橋, 2008)

みょうじょう
 ●明星ヶ岳火山体 (長井・高橋, 2008) (図 8C)
 [定義] OS2 (Kuno, 1938a) の一部
 [分布] 明星ヶ岳から塔ノ峰にかけてのカルデラ縁の稜線と東側
 の山腹
 [岩相] (下部) 厚い安山岩質溶岩主体 (中部) 安山岩~玄武岩
 質の溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層 (上部) 薄い玄
 武岩~安山岩質溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層。侵
 食の進んだ成層火山を構成 (長井・高橋, 2008)
 [層序関係] 狩川溶岩グループ、金時山溶岩グループ、荇野溶岩
 グループの一部を覆う (長井・高橋, 2008)
 [年代] 下部が白糸川溶岩グループと対比可能な安山岩で構成さ
 れていることから約 0.3 Ma (長井・高橋, 2008)
 [噴出中心] カルデラ内、上部の噴出中心の一部は明星ヶ岳西方
 の宮城野付近の可能性あり (長井・高橋, 2008)

しらいとがわ
 ●白糸川溶岩グループ (長井・高橋, 2008)
 [定義] OS2 (Kuno, 1938a) の一部、O12 (Kuno, 1938b) にほぼ
 相当、O14 (Kuno, 1938b) の一部、城山溶岩類 Sy (及川・
 石塚, 2011) の一部
 [分布] 根府川西方の白糸川周辺、新崎川から大観山にかけての
 中腹の斜面、孫助山や岩戸山の山頂部、芦ノ湖西岸のカル
 デラ壁の下部
 [岩相] 苦鉄質斑晶に富む厚い安山岩質の溶岩を主体 (長井・高
 橋, 2008)
 [層序関係] 天昭山溶岩グループ、湯河原火山体を覆う (長井・
 高橋, 2008)
 [年代] 0.34 ± 0.01 Ma (袴田ほか, 2005: 孫助山の山頂部)、 0.32 ± 0.02
 Ma (袴田ほか, 2005)。約 0.33 ~ 0.3 Ma (長井・高橋, 2008)

やまぶしとうげ
 ●山伏峠火山体 (長井・高橋, 2008)
 [定義] OS2 (Kuno, 1938a) の一部
 [分布] 湖尻から海ノ平にかけてのカルデラ縁とその西側斜面
 [岩相] 玄武岩質の溶岩と凝灰角礫岩の互層。成層火山を構成 (長
 井・高橋, 2008)
 [層序関係] 白糸川溶岩グループを覆う (長井・高橋, 2008)
 [年代] 約 0.3 ~ 0.27 Ma (長井・高橋, 2008)
 [噴出中心] 芦ノ湖付近 (長井・高橋, 2008)

ふから
 ●深良火山体 (長井・高橋, 2008)
 [定義] OS2 (Kuno, 1938a) の一部

[分布] 湖尻峠と長尾峠の間のカルデラ縁及びその西方斜面と三国山の山頂部
 [岩相] 玄武岩質安山岩～安山岩質の溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層（長井・高橋, 2008）
 [年代] 約 0.3 ～ 0.27 Ma（長井・高橋, 2008）
 [噴出中心] 山伏峠火山体よりも北寄りの湖尻東方付近（長井・高橋, 2008）

ほりきざわ
 ●堀木沢溶岩グループ（長井・高橋, 2008）
 [定義] OS2（Kuno, 1938a）の一部、O1（Kuno, 1938b）の一部
 [分布] ニノ戸沢～猿沢間
 [岩相] 安山岩～デイサイト質の厚い溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層（長井・高橋, 2008）
 [層序関係] 須雲川安山岩類、狩川グループの溶岩や凝灰角礫岩を覆う（長井・高橋, 2008）
 [年代] 層序関係より約 0.3 Ma（長井・高橋, 2008）

かじや
 ●鍛冶屋流紋岩溶岩（長井・高橋, 2008）
 [定義] D5（Kuno, 1938a; 1938b）に相当。鍛冶屋流紋岩 Ka（及川・石塚, 2011）に相当
 [分布] 湯河原駅北西の鍛冶屋と城堀の間
 [岩相] 黒曜岩を含む流紋岩質の溶岩ドームを形成（日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会, 2007）
 [層序関係] 湯河原火山噴出物を覆う（及川・石塚, 2011）
 [年代] 約 0.3 Ma（及川・石塚, 2011）。0.39 Ma（鈴木, 1970 : ※）較正 FT 年代は得られていない

【ステージ 1-3】安山岩質成層火山群・独立単成火山群の形成（約 27 万～約 23 万年前）
 安山岩質の成層火山が主体となり、単成火山の活動も見られるようになる。この時期に活動した火山は、丸岳火山体・長尾峠溶岩グループ・明神ヶ岳火山体・米神溶岩グループ・根府川溶岩グループ・江之浦溶岩グループ・海ノ平火山体等である。

まるたけ
 ●丸岳火山体（長井・高橋, 2008）
 [定義] OS2（Kuno, 1938a）の一部
 [分布] 丸岳と長尾峠の間の山頂部と西方斜面
 [岩相] 安山岩～玄武岩質の薄い溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層。下部は安山岩、上部は玄武岩が卓越。成層火山を構成（長井・高橋, 2008）
 [層序関係] 金時山火山体を覆う、深沢及び寒沢溶岩グループに覆われる（長井・高橋, 2008）
 [年代] 層序関係より約 0.27 ～ 0.23 Ma（長井・高橋, 2008）
 [噴出中心] 丸岳の南東（長井・高橋, 2008）

ながおとうげ
 ●長尾峠溶岩グループ（長井・高橋, 2008）
 [定義] OS2（Kuno, 1938a）の一部
 [分布] 湖尻峠と長尾峠の間の西方中腹斜面、三国山の西方中腹斜面
 [岩相] 無斑晶質安山岩～デイサイトの溶岩やスコリア質火山角礫岩、アグルチネート。複数のスコリア丘や溶岩流からなる単成火山群を形成（長井・高橋, 2008）
 [層序関係] 丸岳火山体に挟み、深良火山体を覆う。深沢及び寒沢溶岩グループに覆われる（長井・高橋, 2008）
 [年代] 層序関係より約 0.27 ～ 0.23 Ma（長井・高橋, 2008）

みょうじん
 ●明神ヶ岳火山体（長井・高橋, 2008）（図 8D）
 [定義] OS2（Kuno, 1938a）の一部
 [分布] 金時山火山体と明星ヶ岳火山体に刻まれた谷
 [岩相] 玄武岩～安山岩質の薄い溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩・降下スコリア層の互層を主体。（下部）安山岩（中部）玄武岩や苦鉄質鉱物斑晶に富む安山岩（上部）玄武岩。成層火山を構成（長井・高橋, 2008）
 [層序関係] 下部～中部に、板屋窪溶岩グループ（斑晶の乏しい安山岩～デイサイト質溶岩や粗粒降下スコリア層）を挟む。金時山火山体、明星ヶ岳火山体を侵食間隙をはさんで覆う（長井・高橋, 2008）
 [年代] 層序関係より約 0.27 ～ 0.23 Ma（長井・高橋, 2008）
 [噴出中心] 明神ヶ岳山頂付近（長井・高橋, 2008）

こめかみ
 ●米神溶岩グループ（長井・高橋, 2008）
 [定義] OS2（Kuno, 1938a）の一部、O1（Kuno, 1938b）の一部、O10（Kuno, 1938b）の一部
 [分布] 白銀山周辺
 [岩相] 玄武岩質安山岩質の溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩（長井・高橋, 2008）。
 [層序関係] 白糸川溶岩グループ、堀木沢溶岩グループを覆う。根府川溶岩グループを挟みする（長井・高橋, 2008）
 [年代] 層序関係より約 0.3 ～ 0.25 Ma（長井・高橋, 2008）
 [噴出中心] （下部）須雲川の北側（上部）聖岳付近から白銀山にかけて。複数の噴出中心が分布している（長井・高橋, 2008）

ねぶかわ
 ●根府川溶岩グループ（長井・高橋, 2008）（図 8E）
 [定義] OS2（Kuno, 1938a）の一部、O11（Kuno, 1938b）に相当、O18（Kuno, 1938b）の一部
 [分布] 白銀山周辺
 [岩相] 無斑晶質安山岩～デイサイト質の溶岩や火山弾を含む火山角礫岩層、アグルチネート、降下スコリア層、同質の岩脈。複数のスコリア丘や溶岩流からなる単成火山群を形成（長井・高橋, 2008）
 [層序関係] 米神溶岩グループに挟みする（長井・高橋, 2008）。
 [テフラとの対比] 根府川溶岩は、雑色ローム層上部（TII-41, TII-42 等）に挟まれる（安野ほか, 1998; 長井ほか, 2006）
 [年代] テフラの対比から約 0.3 ～ 0.25 Ma（長井・高橋, 2008）

えのうら
 ●江之浦溶岩グループ（長井・高橋, 2008）
 [定義] OS2（Kuno, 1938a）の一部、O14 及び O18（Kuno, 1938b）の一部
 [分布] 江之浦から新島にかけての海岸、長坂山から星ヶ山にかけての尾根の中下部、白糸川上流部、ホオズキ沢周辺上部
 [岩相] 厚い安山岩～デイサイト質の溶岩、カリフラワー状の火山弾を含むスコリア質凝灰角礫岩・火山角礫岩。上部の方が珪長質な傾向がある（長井ほか, 2006）
 [層序関係] 米神溶岩グループ、根府川溶岩グループを覆う（長井・高橋, 2008）。
 [テフラとの対比] 下部の溶岩が藤沢ローム層期の Tlu-25（TCI-4）に覆われる（長井ほか, 2006）。上部の溶岩が早田ローム層期の Tm-3（TCu-2）、ページュタフ I（Ata-Th; 町田・新井, 1992）等に覆われる（米澤ほか, 1996）
 [年代] 0.21 ± 0.02 Ma（伊藤, 2000: 上部の溶岩）。テフラの対比、K-Ar 年代から約 0.25 ～ 0.23 Ma（長井・高橋, 2008）

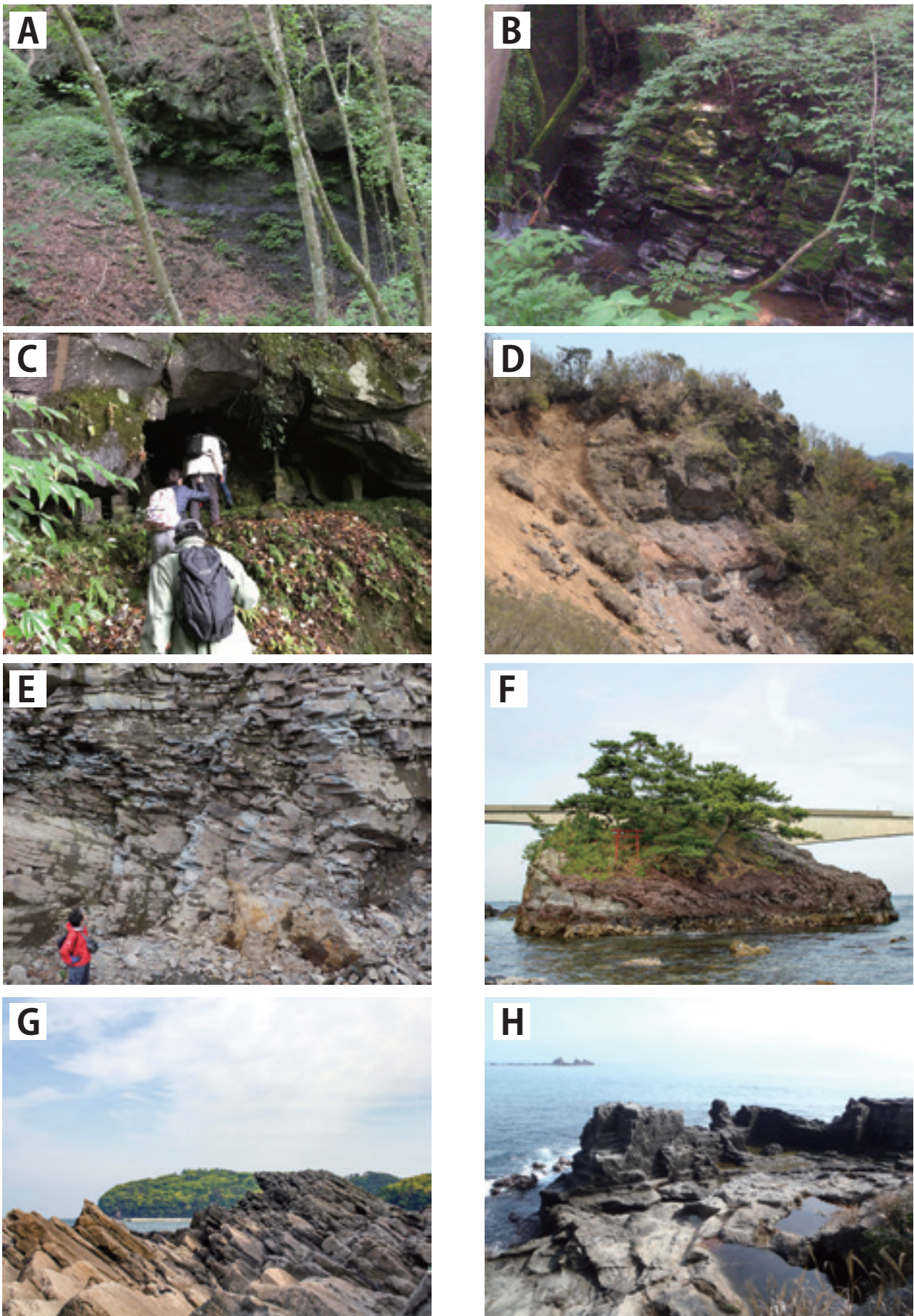


図 8. 外輪山地域の露頭 . A: 内川の上流の狩川溶岩グループの露頭 (南足柄市矢倉沢) . B: 板状節理が発達した荻野溶岩グループの露頭 (南足柄市荻野) . C: 明星ヶ岳火山体の露頭 (箱根町塔ノ沢) . D: 成層構造が発達する明神ヶ岳山頂付近 (箱根町宮城野) . E: 板状節理が発達した根府川溶岩グループの露頭 (小田原市米神) . F: 岩溶岩グループの露頭 (真鶴町岩) . G: 板状節理が発達した白磯溶岩グループの露頭 (真鶴町真鶴) . H: 真鶴溶岩グループの露頭 (新小松石採石場跡; 真鶴町真鶴) .

うみのたいら
●海ノ平火山体 (長井・高橋, 2008)

[定義] 海ノ平溶岩グループと箱根峠溶岩グループからなる。
OS2 (Kuno, 1938a) の一部。O1 及び O14 の一部、O13 に相当 (ともに Kuno, 1938b)。箱根峠溶岩グループは海ノ平溶岩類 Ud (及川・石塚, 2011) に相当

[分布] 海ノ平や大観山の斜面、白銀山地域 (一部)

[岩相] (下部) 苦鉄質鉱物斑晶に富む安山岩 (上部) 玄武岩質のやや厚い溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩。成層火山を構成 (長井・高橋, 2008)。ピジョン輝石斑晶が認められる (久野, 1952)。

[層序関係] 苦鉄質鉱物斑晶に富む安山岩質溶岩は、南東側の白銀山地域に流下し、米神溶岩グループに挟在する (長井・高橋, 2008)

[年代] 層序関係より約 0.27 Ma (長井・高橋, 2008)

[噴出中心] 芦ノ湖南部付近 (長井・高橋, 2008)

【ステージ2】カルデラおよび独立単成火山群形成期

(約 23 万～約 13 万年前 : 図 5B)

箱根火山群の中央部で、大規模な火砕流や降下軽石の噴出が繰り返されることで複数の小型のカルデラが形成され、古期カルデラと言われる現在の箱根カルデラの原型をかたち作った可能性がある。箱根火山から北東へ約 20km 離れた大磯丘陵ではこの時期の大規模な降下テフラや軽石質火砕流堆積物が認められる (町田, 1971; 町田ほか, 1974; 上杉, 1976)。

外輪山の北西および南東麓では、玄武岩質からデイサイト質の比較的小規模な単成火山群を形成した。この時期に活動した単成火山には、大猿山溶岩グループ・岩溶岩グループ・白磯溶岩グループ・本小松溶岩グループ・真鶴溶岩グループ・幕山溶岩・深沢溶岩グループ・寒沢溶岩グループ・東山溶岩・神山溶岩等がある。また、カルデラ内には玄武岩質成層火山の仙石火山体を形成した。

おおざるやま
●大猿山溶岩グループ (長井・高橋, 2008)

[定義] OS2 (Kuno, 1938a) の一部

[分布] 聖岳付近、真鶴町の大猿山や新島海岸等に点在

[岩相] 薄い玄武岩～安山岩質の溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層、玄武岩質～安山岩質溶岩、小型の成層火山や単成火山からなる火山群を形成 (長井・高橋, 2008)

[層序関係] 江之浦溶岩グループを覆う (長井・高橋, 2008)

[年代] 層序関係より約 0.23 Ma (長井・高橋, 2008)

いわ
●岩溶岩グループ (長井・高橋, 2008) (図 8F)

[定義] OS2 (Kuno, 1938a) の一部、O18 (Kuno, 1938b) 無斑晶質安山岩の大部分、岩溶岩類 Iw (及川・石塚, 2011) に相当

[分布] 岩海岸、吉浜海岸から白銀山にかけて

[岩相] 無斑晶質安山岩～デイサイト質のアグルチネート、スコリア質火山角礫岩、降下スコリア層。スコリア丘からなる単成火山群を形成 (長井・高橋, 2008)

[層序関係] 大猿山溶岩グループを覆う (長井・高橋, 2008)。

本小松溶岩及び真鶴岬溶岩に覆われる (及川・石塚, 2011)

[テフラとの対比] 早田ローム層 (Tm-15 (TB-5)、Tm-17 (TB-6) 等) を挟在 (米澤ほか, 1980; 長井ほか, 2006)

[年代] テフラの対比より約 0.22 ～ 0.18 Ma (長井・高橋, 2008)

しらいそ
●白磯溶岩グループ (長井・高橋, 2008) (図 8G)

[定義] OS2 (Kuno, 1938a) の一部、O17 及び O18 (Kuno, 1938b) の一部。白磯溶岩類 Sr (及川・石塚, 2011) に相当

[分布] 真鶴町の白磯海岸から星ヶ山にかけて

[岩相] 数枚の安山岩質溶岩やスコリア質火山角礫岩、アグルチネート、降下スコリア、凝灰角礫岩 (長井・高橋, 2008)

[層序関係] 岩溶岩グループを覆う (長井・高橋, 2008) 真鶴岬溶岩に覆われる (及川・石塚, 2011)

[年代] 層序関係より約 0.18 ～ 0.15 Ma (長井・高橋, 2008)

ほんこまつ
●本小松溶岩グループ (長井・高橋, 2008)

[定義] OS2 (Kuno, 1938a) の一部、O18 及び O20 (Kuno, 1938b) の一部。本小松溶岩類 Hk (及川・石塚, 2011) に相当

[分布] 真鶴駅から星ヶ山にかけての尾根部

[岩相] デイサイト～流紋岩質の厚い溶岩、アグルチネート、同質の岩脈 (長井・高橋, 2008)

[層序関係] 白磯溶岩グループを覆う (長井・高橋, 2008)。岩溶岩類を覆う (及川・石塚, 2011)

[テフラとの対比] 七国峠ローム層 (Tm-41、Tm-44(TAI-2)、Tm-45 火砕流等) (箱根団体研究グループ, 1992) に覆われる (長井・高橋, 2008)

[年代] 0.20 ± 0.01 Ma (袴田ほか, 2005)。テフラの対比より約 0.18 ～ 0.15 Ma (長井・高橋, 2008)

まなづる
●真鶴溶岩グループ (長井・高橋, 2008) (図 8H)

[定義] OS2 (Kuno, 1938a) の一部、O17 (Kuno, 1938b) の一部。真鶴岬溶岩 Mm (及川・石塚, 2011) に相当

[分布] 真鶴半島

[岩相] 安山岩質溶岩ドーム、火砕丘堆積物 (日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会, 2007)。単成火山群を形成 (長井・高橋, 2008)。真鶴岬溶岩は厚い一枚の安山岩質溶岩からなるが、北西-南東方向に配列した火口から同時に流出した溶岩ドーム群の形態をしている (箱根団体研究グループ, 1992)。しかし及川・石塚 (2011) は真鶴岬溶岩について複数の流動単位に区分できる証拠は見つかっていないとしている

[層序関係] 本小松溶岩グループを覆う (長井・高橋, 2008)。岩溶岩類、白磯溶岩類を覆う (及川・石塚, 2011)

[テフラとの対比] 土屋ローム層の Tu-18(TAu-4) 等を覆い、Tu-29、SB-O(TAu-12) 等に覆われる (町田ほか, 1974; 米澤ほか, 1980; 箱根団体研究グループ, 1992; 長井・高橋, 2008)

[年代] 0.15 ± 0.01 Ma (袴田ほか, 2005)。テフラの対比、K-Ar 年代より約 0.15 ～ 0.14 Ma (長井・高橋, 2008)

まくやま
●幕山溶岩 (長井・高橋, 2008) (図 9A)

[定義] OS3 (Kuno, 1938a; 1938b) に相当

[分布] 幕山

[岩相] デイサイト質部分と流紋岩質部分が縞模様を作る溶岩ドーム。流紋岩質部分は石英斑晶に富む (長井・高橋, 2008)

[テフラとの対比] 流紋岩質部分が、土屋ローム期上部の降下テフラの一部と類似する (長井・高橋, 2008)

[年代] 0.14 ± 0.01 Ma (袴田ほか, 2005)。テフラの対比、K-Ar 年代より約 0.15 ～ 0.14 Ma (長井・高橋, 2008)

にいざきがわ

●新崎川流紋岩（及川・石塚, 2011）

[定義] 天昭山玄武岩類のデイサイト B2d (Kuno, 1938a; 1938b) の一部に相当。天昭山溶岩グループ（長井・高橋, 2008）の一部に相当

[分布] 湯河原町鍛冶屋北西、幕山対岸の新崎川沿い 240 m 付近から 280 m にかけて

[岩相] 小規模な流紋岩溶岩、2 mm 以下の角閃石斑晶が認められる（及川・石塚, 2011）。

[層序関係] 湯河原火山噴出物の凝灰角礫岩に貫入する（石塚・及川, 2011）

[年代] 0.2 ± 0.1 Ma（及川ほか, 2010）、 0.15 ± 0.05 Ma（及川・石塚, 2011）。放射年代値より $0.15 \sim 0.05$ Ma。新崎川対岸の幕山溶岩と同時期（ともに及川・石塚, 2011）

しろちょうば

●白丁場溶岩（新称）（図 9B, 9C, 9D, 9E）

[定義] Kuno (1938b) の O12 の一部、白糸川溶岩グループの一部で、後述の城山の東麓付近にのみ分布。白糸川溶岩グループと同じく、外輪山形成期では少ないカルクアルカリ岩系に属するが、 SiO_2 含有量が高い（山下・笠間, 2015）。白色の基質に黒色輝石の輝石が特徴的で一見花崗岩のように見える。そのため、白丁場石、または白石、相州みかげ石と呼ばれる石材として採掘された（大蔵省臨時議院建築局, 1921）。岩相や地球化学的特徴が白糸川溶岩グループと異なるため、今回別区分とした

[分布] 湯河原町鍛冶屋北西、城山の東麓付近の標高 150 m から 240 m 付近にかけて

[岩相] 直方輝石・単斜輝石デイサイトで、新鮮な状態では灰色であるが、風化すると白色になる（山下・笠間, 2015）

[層序関係] 湯河原火山噴出物を覆う（日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会, 2007）

[年代] 溶岩の地球化学的特徴が、幕山溶岩のデイサイト部分や本小松溶岩と類似すること、また分布も極めて近いことから、白糸川溶岩グループの一部ではなく、カルデラ形成期の噴出物であると推定されている（山下・笠間, 2015）

ふかさわ

●深沢溶岩グループ（長井・高橋, 2008）

[定義] OS2 (Kuno, 1938a) の一部、OS5 (Kuno, 1938a) の一部

[分布] 三国山東方や丸岳東方のカルデラ壁。丸岳西方のスコリア丘火山（袴田, 1991）、御殿場市 東山採石場の安山岩質アグルチネート（袴田, 1990）、574m 標高点や 1094m 三角点の溶岩ドーム（Kuno, 1938a: OS5 の一部）

[岩相] 無斑晶質安山岩～流紋岩質のアグルチネート、スコリア質火山角礫岩、降下スコリア層、溶岩、凝灰角礫岩、同質の岩脈

[層序関係] 丸岳火山体を覆う（長井・高橋, 2008）

[テフラとの対比] TB-9 (Tm-21) を挟む（袴田, 1991）

[年代] 0.26 ± 0.01 Ma（袴田ほか, 2005: 丸岳西スコリア丘）。層相、岩質、テフラの対比より約 $0.22 \sim 0.18$ Ma（長井・高橋, 2008）

かんざわ

●寒沢溶岩グループ（長井・高橋, 2008）

[定義] OS2 (Kuno, 1938a) の一部、OS5 (Kuno, 1938a) の一部

[分布] 東山の採石場の玄武岩質火砕丘、558m 山の溶岩ドーム（Kuno, 1938a: OS5 の一部）

[岩相] 玄武岩や MgO に富む安山岩質の溶岩や火山弾を含むスコリア質火山角礫岩。単成火山群を形成（長井・高橋, 2008）

[層序関係] 一部、深沢溶岩グループを覆う（長井・高橋, 2008）

[年代] 層序関係より約 $0.18 \sim 0.13$ Ma（長井・高橋, 2008）

ひがしやま

●東山溶岩（長井・高橋, 2008）

[定義] OS2 (Kuno, 1938a) の一部

[分布] 東山採石場

[岩相] 厚い安山岩質溶岩

[層序関係] 深沢及び寒沢溶岩グループを覆う（長井・高橋, 2008）

[噴出中心] 中腹の 800m 付近（長井・高橋, 2008）

こうやま

●神山溶岩（長井・高橋, 2008）

[定義] OS5 (Kuno, 1938a) の一部、OS2 (Kuno, 1938a) の一部

[分布] 長尾峠西方の海拔 960 m の山体から西麓の神山にかけて

[岩相] MgO に富む無斑晶質安山岩の溶岩ドーム、比較的明瞭な溶岩地形をもつ厚い溶岩流（長井・高橋, 2008）

[層序関係] 深沢溶岩グループの一部を覆う（長井・高橋, 2008）

せんごく

●仙石火山体（長井・高橋, 2008）

[定義] OS2 (Kuno, 1938a) の一部

[分布] 丸岳東方のカルデラ壁

[岩相] カルデラ内へ傾斜する薄い玄武岩溶岩と凝灰角礫岩・火山角礫岩の互層。小規模な成層火山を構成（長井・高橋, 2008）

[層序関係] 大唐沢溶岩グループをアバットする（長井・高橋, 2008）

[年代] 層序関係より約 $0.18 \sim 0.13$ Ma（長井・高橋, 2008）

【ステージ 3】前期中央火口丘形成期

（約 13 万～約 8 万年前：図 5C）

これまで火山活動の大部分は外輪山の山腹でおきていたが、13 万年前以降、火山活動はカルデラの内部に限られるようになり、前期中央火口丘を形成した。

前期中央火口丘の活動は、流紋岩質の真鶴降下軽石と畑宿溶岩の噴出に始まる。この時期のマグマの性質は箱根火山の形成史の中でも特徴的で、安山岩質のほかに、デイサイト質もしくは流紋岩質の溶岩が大量に見られる。デイサイト質もしくは流紋岩質の溶岩には、畑宿溶岩・畑宿火砕流堆積物・鷹巣山溶岩・碓氷峠下部溶岩・宮ノ下溶岩・碓氷峠上部溶岩・鷹巣山山頂溶岩ドーム・弁天山溶岩・二子山下部溶岩・屏風山溶岩等がある。安山岩質の溶岩には、湯場溶岩・湯本茶屋溶岩・浅間山溶岩グループがある。

この時期には、溶岩の流出とともに爆発的なプリニー式噴火も比較的頻繁に起こり、吉沢ローム層等の大量のデイサイト質降下テフラを大磯丘陵や伊豆半島北部にもたらしした（町田, 1971; 小山ほか, 1995 等）。

はたじゆく

●畑宿溶岩・畑宿火砕流堆積物（長井・高橋, 2008）

[定義] YS (Kuno, 1938a) の一部、YS2 (Kuno, 1938b) の一部

[分布] 畑宿付近

[岩相] 無斑晶質直方輝石単斜輝石含有デイサイトの溶岩（層厚 100m）・無斑晶質流紋岩の火砕流堆積物（高橋ほか, 2006）

[テフラとの対比] 真鶴軽石層（MnP）に覆われる（長井・高橋, 2008）。MnP は下末吉埋没土壌期の TAu-12(SB-0) に対比される（町田ほか, 1974）

[年代] 約 0.13 Ma（長井・高橋, 2008）

たかのすやま
 ●鷹巣山溶岩（長井・高橋, 2008）
 [定義] YS (Kuno, 1938a) の一部、YS1 (Kuno, 1938b) の一部
 [分布] 畑宿から鷹巣山付近
 [岩相] 数枚以上の斑状直方輝石含有単斜輝石デイサイトの溶岩、層厚 100 ～ 120 m、凝灰角礫岩（高橋ほか, 2006; 長井・高橋, 2008）
 [層序関係] 真鶴軽石層（MnP）、TAu-12（SB-0）を覆う（長井・高橋, 2008）

うすいとうげ
 ●碓氷峠下部溶岩（長井・高橋, 2008）
 [定義] YS (Kuno, 1938a) の一部。碓氷峠溶岩 1（高橋ほか, 2006）に相当
 [分布] 碓氷峠付近
 [岩相] 斑状直方輝石単斜輝石デイサイトの溶岩流、層厚 20 m（高橋ほか, 2006）
 [年代] 鷹巣山溶岩と組成的に類似することから同時期とする（長井・高橋, 2008）

みやのした
 ●宮ノ下溶岩（長井・高橋, 2008）
 [定義] YS (Kuno, 1938a) の一部、YS5 (Kuno, 1938b) の一部
 [分布] 浅間山周辺、箱根湯本から入生田付近にかけての段丘状地形の最上部
 [岩相] 厚い無斑晶質直方輝石単斜輝石含有デイサイトの溶岩流、層厚 100 ～ 200 m（高橋ほか, 2006）
 [層序関係] 鷹巣山溶岩を覆う（長井・高橋, 2008）

うすいとうげ
 ●碓氷峠上部溶岩（長井・高橋, 2008）
 [定義] YS (Kuno, 1938a) の一部。碓氷峠溶岩 2（高橋ほか, 2006）に相当
 [分布] 碓氷峠付近
 [岩相] 厚い無斑晶質直方輝石単斜輝石含有デイサイトの溶岩流、層厚 170 m（高橋ほか, 2006）
 [年代] 0.12 ± 0.01 Ma（袴田ほか, 2005）。宮ノ下溶岩と化学組成的に類似することから同時期とする（長井・高橋, 2008）

たかのすやま
 ●鷹巣山山頂溶岩（長井・高橋, 2008）
 [定義] YS (Kuno, 1938a) の一部、YS1 (Kuno, 1938b) の一部
 [分布] 鷹巣山山頂部
 [岩相] 斑状かんらん石直方輝石含有単斜輝石流紋岩の溶岩ドーム・火砕流堆積物（高橋ほか, 2006）

べんでんやま
 ●弁天山溶岩（長井・高橋, 2008）
 [定義] CC7 (Kuno, 1938a; 1938b) の一部。芦之湯 880 m 山溶岩（高橋ほか, 2006）に相当
 [分布] 芦之湯東方
 [岩相] 黒曜石を伴う厚いデイサイトの溶岩流（長井・高橋, 2008）

ふたごやま
 ●二子山下部溶岩（長井・高橋, 2008）
 [定義] YS (Kuno, 1938a) の一部。YS5 (Kuno, 1938b) の一部
 [分布] 二子山の北東下部付近
 [岩相] 無斑晶質直方輝石単斜輝石含有デイサイトの溶岩（長井・高橋, 2008）
 [層序関係] 浅間山溶岩を覆う（長井・高橋, 2008）

びょうぶやま
 ●屏風山溶岩（長井・高橋, 2008）
 [定義] YS (Kuno, 1938a) の一部。YS5 (Kuno, 1938b) に相当
 [分布] 屏風山から甘酒茶屋付近にかけて
 [岩相] 無斑晶質直方輝石単斜輝石含有デイサイトの厚い一枚の溶岩からなる台地状の山体（図 2E）、層厚 150 m（高橋ほか, 2006; 長井・高橋, 2008）
 [層序関係] 浅間山溶岩を覆う（長井・高橋, 2008）
 [年代] 0.08 ± 0.01 Ma（袴田ほか, 2005）
 [噴出中心] 屏風山山頂付近

ゆもとちやや
 ●湯本茶屋溶岩（長井・高橋, 2008）（図 9F）
 [定義] YS (Kuno, 1938a) の一部、YS3 (Kuno, 1938b) の一部
 [分布] 箱根湯本周辺から早川に沿って入生田付近まで
 [岩相] 斑晶に乏しい直方輝石単斜輝石含有安山岩の溶岩、層厚 70 m（高橋ほか, 2006）
 [層序関係] 湯場溶岩を覆う（長井・高橋, 2008）

ゆば
 ●湯場溶岩（長井・高橋, 2008）
 [定義] YS (Kuno, 1938a) の一部、YS3 (Kuno, 1938b) の一部。
 [分布] 箱根湯本周辺から早川に沿って入生田付近まで
 [岩相] 厚い斑状かんらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩の溶岩、層厚 150 m（高橋ほか, 2006）
 [層序関係] 湯本茶屋溶岩に覆われる（長井・高橋, 2008）

せんげんやま
 ●浅間山溶岩グループ（長井・高橋, 2008）（図 9G）
 [定義] YS (Kuno, 1938a) の一部、YS5 (Kuno, 1938b) の一部、YS4 (Kuno, 1938b) に相当
 [分布] 浅間山付近
 [岩相] 斑状かんらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩の溶岩流、層厚 200 ～ 300 m（高橋ほか, 2006）
 [層序関係] 弁天山溶岩を覆う
 [噴出中心] 地形から鷹巣山西方と浅間山周辺の 2 つ以上の噴出中心がある（長井・高橋, 2008）

【ステージ 4】爆発的噴火期（約 8 万～約 5 万年前：図 5D）

この時期の噴出物は爆発的な噴火による降下軽石および軽石流の堆積物がほとんどである。組成は流紋岩質から安山岩質で、小原台テフラ（Hk-OP）、安針テフラ（Hk-AP）、三浦テフラ（Hk-MP）、東京テフラ（Hk-TP）、三色旗テフラ（Hk-SP）、中央火口丘テフラ群（Hk-CC1 ～ CC7）等が認識されており、多くは、箱根火山の東方（大磯丘陵から三浦半島にかけての南関東地域）に広く分布する（町田, 1971; 町田ほか, 1974 等）。しかし、箱根火山の南方から南西方に分布する降下テフラもあり、箱根 Da-5 テフラ、Hk-CC4 等は同地域における指標テフラである（小林・小山, 1996）。また、同時期の噴出物のうち、Hk-OP、Hk-MP 及び Hk-TP 噴火は火砕流を伴っており、中でも、Hk-TP に伴う火砕流（Hk-TPfl）は、神奈川県ほぼ全域を覆うほか、伊豆半島北部や愛鷹山の南麓をとおり富士川付近にまで達する大規模なものであったとされ（山崎ほか, 1992）、萬年（2008）は、この噴火で強羅潜在カルデラの一部が完成されたと考えている。

この時期に形成された山体は見出されていないが、小林（1999）は Hk-CC1 ～ 7 の給源となった仮想的な山体を先神山と呼称し、その山体崩壊堆積物が後述する早川泥

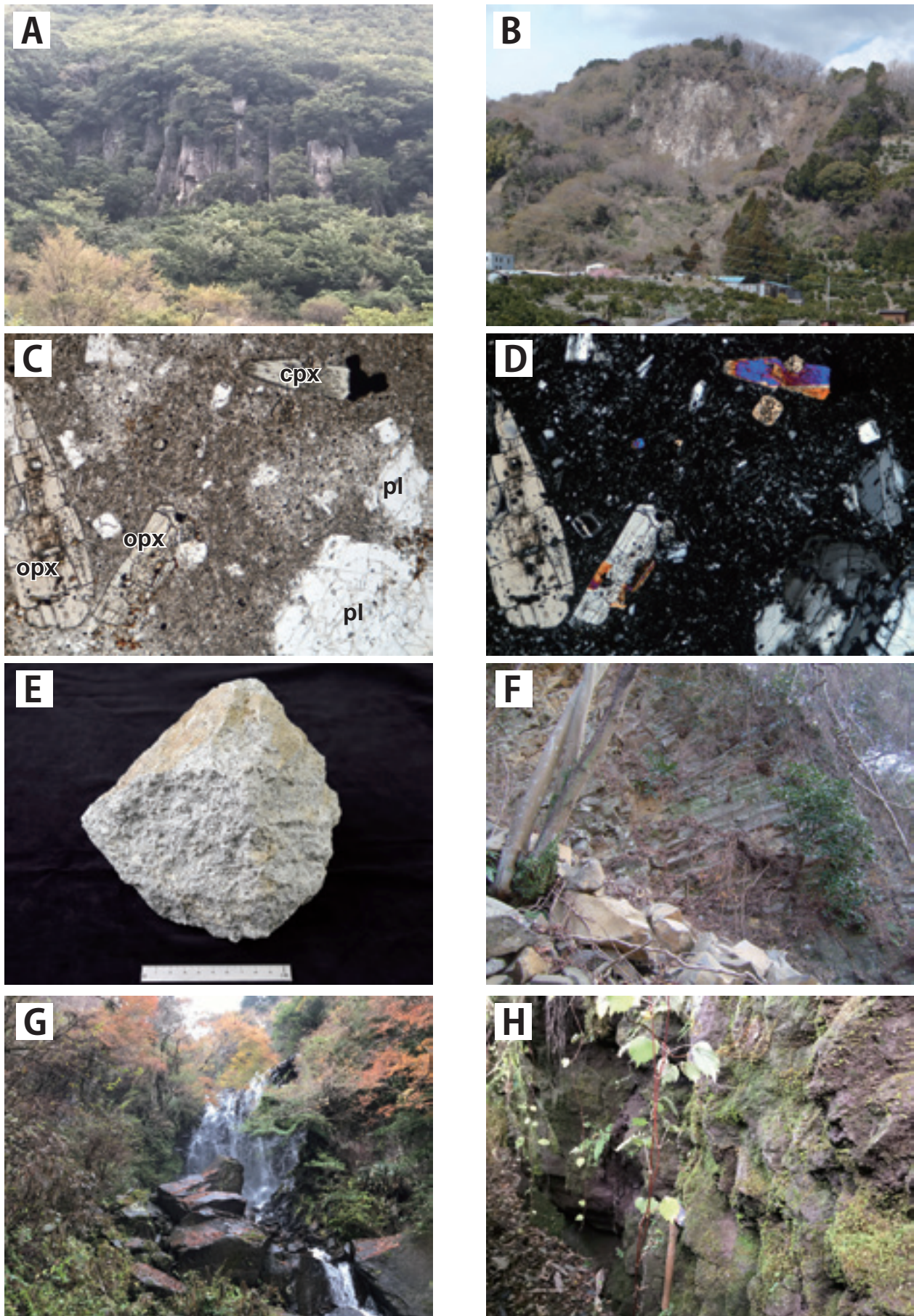


図9. 箱根火山の露頭と薄片写真. A: 柱状節理が見られる幕山溶岩の露頭(湯河原町吉浜). B: 白丁場溶岩の露頭(白丁場石採石場跡; 湯河原町鍛冶屋). C: 白丁場溶岩の偏光顕微鏡写真(開放ポーラー). D: 白丁場溶岩の偏光顕微鏡写真(直交ポーラー). pl: 斜長石, cpx: 単斜輝石, opx: 直方輝石, スケールは横が約 28 mm. E: 白丁場溶岩(KPM-NL 41595). F: 柱状節理が発達した湯本茶屋溶岩(小田原市入生田). G: 浅間山溶岩からなる飛龍の滝(箱根町畑宿). H: 神山溶岩グループの湖尻溶岩の露頭(箱根町元箱根).

流堆積物（小林, 1999; Kuno, 1950）と考えた。早川泥流堆積物中には溶岩片が含まれているため、溶岩を含む山体が形成された可能性は高い。こうした溶岩片は、記載岩石学的にも化学組成的にも後期中央火口丘形成期の噴出物とほとんど見分けがつかない（萬年, 2014a）。

【ステージ5】後期中央火口丘形成期

（約5万年前以降：図5E）

1) 後期中央火口丘群の地質及び噴火史

5万年前以降、比較的穏やかな火山活動を繰り返し、後期中央火口丘を形成した。後期中央火口の下限は、先神山の崩壊堆積物と考えられる早川泥流堆積物である。後期中央火口丘噴出物は、組成の変化に乏しいかんらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩または直方輝石単斜輝石安山岩である。噴出中心は、北東側の形成年代がやや古い台ヶ岳－丸山火山列と、南東側のより新しい神山－二子山火山列の2列をなす。台ヶ岳、小塚山、丸山、二子山は地形的には典型的な溶岩ドームであるが、二子山に関しては活動時期が少なくとも3回あったことが知られている（笠間ほか, 2010）。一方、早雲山、神山、駒ヶ岳は溶岩ドームと溶岩流の集合体からなる小型の成層火山である。なお、以下にステージ5の数値年代は、放射性炭素年代測定法とテフラの層位関係に基づくものである。放射性炭素年代測定法で得られる年代には、炭素の半減期から計算される放射性炭素年代（ ^{14}C BP）と、炭素14の生成量が年代によって変化することを考慮した暦年代較正を行った年代（較正年代；cal ka BP）がある。従来の報告には ^{14}C BP表記のものが多く、この節で示す年代は、次節に詳述した方法で求めた較正年代に基づく。

●早川泥流堆積物（小林, 1999）

〔定義〕 Kuno (1950) のCC2に相当（小林, 1999）

〔分布〕 宮城野～大平台など早川沿いで段丘状地形を形成

〔岩相〕 シルトや細砂などの細粒物質を基質とし、安山岩円～亜円礫が混在する

〔年代〕 約50 cal ka BP

【台ヶ岳－丸山火山列】

●台ヶ岳溶岩（長井・高橋, 2008）

〔定義〕 CC3（Kuno, 1938a）に相当

〔分布〕 台ヶ岳周辺

〔岩相〕 斑状直方輝石単斜輝石安山岩の溶岩ドームを形成（高橋ほか, 2006）

〔年代〕 約50 cal ka BP

●小塚山溶岩（長井・高橋, 2008）

〔定義〕 CC4（Kuno, 1938a）に相当

〔分布〕 小塚山周辺

〔岩相〕 斑状直方輝石単斜輝石安山岩の溶岩ドームを形成（高橋ほか, 2006）

〔年代〕 約50 cal ka BP

●丸山溶岩（長井・高橋, 2008）

〔定義〕 CC5（Kuno, 1938a; Kuno, 1938b）の一部

〔分布〕 丸山周辺

〔岩相〕 斑状直方輝石単斜輝石安山岩の溶岩ドームを形成（高橋ほか, 2006）

〔年代〕 不明

●早雲山溶岩グループ（長井・高橋, 2008）

〔定義〕 CC5（Kuno, 1938a）の一部。古期神山（小林, 2008）の一部に相当。早雲山溶岩ドーム、上湯場溶岩、南長尾溶岩、小涌谷溶岩（ともに高橋ほか, 2006）に相当。

〔分布〕 早雲山周辺

〔岩相〕 斑状かんらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩の溶岩流、溶岩ドームを形成（高橋ほか, 2006）

〔年代〕 約49 cal ka BP以降に活動

●駒ヶ岳溶岩グループ（長井・高橋, 2008）

〔定義〕 CC7（Kuno, 1938a; Kuno, 1938b）の一部。芦之湯溶岩ドーム群（小林, 2008）に相当。笛塚溶岩、湯ノ花溶岩、芦之湯溶岩ドーム、国際村溶岩、蛸川溶岩、駒ヶ岳西溶岩ドーム、元箱根溶岩、箱根神社溶岩、駒ヶ岳山頂溶岩ドーム、駒ヶ岳南西溶岩（ともに高橋ほか, 2006）に相当

〔分布〕 駒ヶ岳、芦之湯、元箱根周辺

〔岩相〕 斑状直方輝石単斜輝石安山岩（一部かんらん石あり）の溶岩流、溶岩ドームを形成（高橋ほか, 2006）

〔年代〕 約31 cal ka BPから約22 cal ka BP（約18 ka: 町田（1971）をもとに推定）にかけて

【神山－二子山系列】

●神山溶岩グループ（長井・高橋, 2008）（図9H）

〔定義〕 CC5（Kuno, 1938a）の一部、CC6（Kuno, 1938a）に相当。新期神山（小林, 2008）の一部に相当。樹木園溶岩、防ヶ沢溶岩、神山南溶岩ドーム、陣笠山溶岩、湖尻溶岩、神山北溶岩ドーム、神山山頂溶岩ドーム、箱根園溶岩、姥子溶岩ドーム（ともに高橋ほか, 2006）に相当

〔分布〕 神山、陣笠山周辺

〔岩相〕 斑状直方輝石単斜輝石安山岩（一部かんらん石あり）の溶岩流、溶岩ドームを形成（高橋ほか, 2006）

〔年代〕 約49 cal ka BP（Hk-Km1）から約8 cal ka BP（Hk-Km5）にかけて活動

●二子山溶岩（長井・高橋, 2008）

〔定義〕 CC8（Kuno, 1938a; 1938b）に相当、CC7（Kuno, 1938a; 1938b）の一部

〔分布〕 二子山周辺

〔岩相〕 斑状直方輝石単斜輝石安山岩の溶岩ドームを形成、火砕流堆積物（高橋ほか, 2006；日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会, 2007）

〔年代〕 約5.5 cal ka BP（約5 ka: 町田, 1971; 木原生物学研究所, 1974; 袴田・伊藤, 1996等）

約25 cal ka BP（約20 ka: 二子山山崎火砕流（笠間ほか, 2010）; 約18 ka: 町田, 1971; 袴田・杉山, 1994）

●神山岩屑なだれ堆積物（長井・高橋, 2008）

〔定義〕 CC9（Kuno, 1938a）に相当

〔分布〕 神山の北西

〔岩相〕 安山岩質の岩屑（熱水変質岩片を含む）からなる岩屑なだれ堆積物（日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会, 2007）（図2F）

〔年代〕 約3.5 cal ka BP（3.1ka: 大木・袴田, 1975）

かんむりがたけ

●冠ヶ岳溶岩 (長井・高橋, 2008)

[定義] CC5 (Kuno, 1938a) の一部。

[分布] 冠ヶ岳周辺

[岩相] 斑状かんらん石含有直方輝石単斜輝石安山岩の溶岩ドーム (高橋ほか, 2006; 日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会, 2007)

[年代] 約 3.5 cal ka BP (2.9ka: 大木・袴田, 1975)

2) HK-TP 以降の箱根カルデラ内の地形発達史

小林 (2008) は、主に Hk-TP 以降の火砕堆積物の層序と層相を記載するとともに、広域テフラとの層位関係並びに火砕流堆積物に含まれる炭化木片の ^{14}C 年代等を利用して同時期の噴火史を明らかにした。このうち、年代推定の基軸となる主要テフラの年代について、Hk-TP は 66 cal ka BP (青木ほか, 2008)、含雲母グリース状テフラ (Gr) は 49 cal ka (三瓶池田テフラ: 石村ほか, 2010)、始良 Tn テフラ (AT) は約 30 cal ka BP (V.C. Smith *et al.*, 2013)、鬼界アカホヤテフラ (K-Ah) は約 7.3 cal ka BP (D. McLean *et al.*, 2018)、カワゴ平テフラ (Kg) は約 3.2 cal ka BP (D. McLean *et al.*, 2018) を用いた。

さらに小林 (2008) は、噴火堆積物の産状から推定される噴火様式の変遷に加え、早川沿いに分布する河成段丘の成因・形成年代、仙石原・芦ノ湖地域で実施されたボーリング資料 (神奈川県小田原土木事務所, 1977; 環境庁・神奈川県・箱根仙石原湿原環境調査団, 1978; 山崎ほか, 1992) から推定される地質状況に基づき、箱根カルデラ内の地形発達史を検討した (図 10)。

なお、小林 (2008) では、同位体補正済みの ^{14}C 年代値をもとに上に示した手続きで噴火史を構築した。しかし、最近では暦年較正をした表記が一般的であることから、本論では既報告の ^{14}C 年代値を OxCal 4.4 (https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcalhelp/hlp_about.html) で較正した暦年値を用いて以下の様に地形発達史を再編集した。用いた較正曲線データは IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020) である。

(a) 先神山の形成と爆発的噴火に伴う降下テフラの噴出 (約 6.5 万～約 5 万年前: 図 10a)

箱根東京テフラ (Hk-TP、TPH) の噴出後、休止期をさみ、溶岩流や火砕流、降下軽石、火山灰の噴出を伴う火山活動によって、小型の成層火山である先神山を形成した (約 65 cal ka BP)。先神山の爆発的噴火によって、Hk-SP や Hk-CC1 ～ CC4 などの降下テフラが堆積した (約 59 cal ka BP ～ 約 53 cal ka BP)。なお、この時期には、爆発的噴火期を通じて形成された湖水域 (袴田, 1986) が先神山周辺に存在していたと考えられる。

(b) 先神山の崩壊と早川泥流の流下 (約 5 万年前: 図 10b)

Hk-CC6 と Hk-CC7 の降下テフラ堆積物には、それ以前の噴火に比べて類質岩片の巨礫を多く含むことから、これらの噴火の際には、火口が大きく拡大し、山体の一部が崩壊した可能性も考えられる。早川沿いには、この時期に形成された河成段丘 (宮ノ下、大平台を形成) が分布しており、その崩壊物の一部が泥流 (早川泥流) となって早川を埋めたてたと考えられる (約 50 cal ka BP)。

(c) 古期神山の活動開始、仙石原湖の形成 (約 4.9 万年前: 図 10c)

先神山が崩壊した後、比較的粘性の大きな溶岩流とそれに伴って火砕流 (Hk-Km1、Hk-Km2; 約 49 cal ka BP、約 48 cal ka BP) が噴出することによって、古期神山が急速に成長した。この活動に先立って、同じ台ヶ岳・鷹巣山火山列 (長井・高橋 (2008) の台ヶ岳・丸山火山列に相当) に属する台ヶ岳と小塚山の各溶岩ドームが噴出した。Hk-Km1 は小塚山付近で早川をせき止め、その上流側に新たに仙石原湖を形成した。

(d) 駒ヶ岳の活動開始とその周辺の活動 (約 3.5 万～約 3.1 万年前: 図 10d)

それまでの台ヶ岳・丸山火山列の活動から神山・二子山火山列に活動の中心が移動し、駒ヶ岳の活動が始まった (約 31 cal ka BP)。駒ヶ岳の活動では、現在の山麓部を構成する粘性の大きな溶岩流とそれに伴う火砕流が噴出した。この活動との関連性は不明だが、この時期には仙石原湖の水位低下が進み、湖水域が縮小し始めたと考えられる。

(e) 新期神山の活動開始、駒ヶ岳の活動 (約 2.6 万～約 2.2 万年前: 図 10e)

現在の神山を中心とする新期神山の活動が開始した。一連の噴火では粘性の大きな溶岩とそれに伴って火砕流の噴出を繰り返し、特に約 26 cal ka BP (Hk-Km3) の噴火 (陣笠山溶岩流) では、火砕流が神山の北方～西方にかけて広く流下し、仙石原を厚く覆うとともに、一部は箱根カルデラ西縁を乗り越えて外輪山の西斜面を流下した。この噴火によって、仙石原湖は上流側の先芦ノ湖と分断され、湖水域はさらに縮小したと考えられる。また、駒ヶ岳では、山頂を構成する溶岩ドームが噴出した。この時期には、現在の二子山の前身となる活動が始まっていた可能性があり、それに伴う火砕流 (箱根二子山山崎火砕流; 約 25 cal ka BP) が須雲川を流下した (笠間ほか, 2010)。

(f) 新期神山の活動継続、二子山の活動 (約 8 千～約 5.5 千年前: 図 10f)

神山山頂部で噴出した火砕流 (Hk-Km5; 約 8 cal ka BP) は、神山の北方～西方に向かって流下し、前述の Hk-Km3 と同様、箱根カルデラ西縁を乗り越えて外輪山の西斜面を流下し、山麓の市街地近くにまで達した。また、現在の二子山溶岩ドームの噴火では、それに伴う火砕流 (Hk-Ft; 約 5.5 cal ka BP) が須雲川を流下し、箱根湯本付近にまで達している。この時期には、仙石原湖は湿原化 (古仙石原湿原) していた。先芦ノ湖の上流側では湖水域が拡大した。

(g) 神山の山体崩壊、芦ノ湖の形成 (約 3.5 千年前: 図 10g)

神山の北西斜面で発生した山体崩壊に伴う岩屑なだれ (Hk-Kmd.a; 約 3.5 cal ka BP) が、仙石原付近に厚く堆積し、現在の芦ノ湖を形成した。

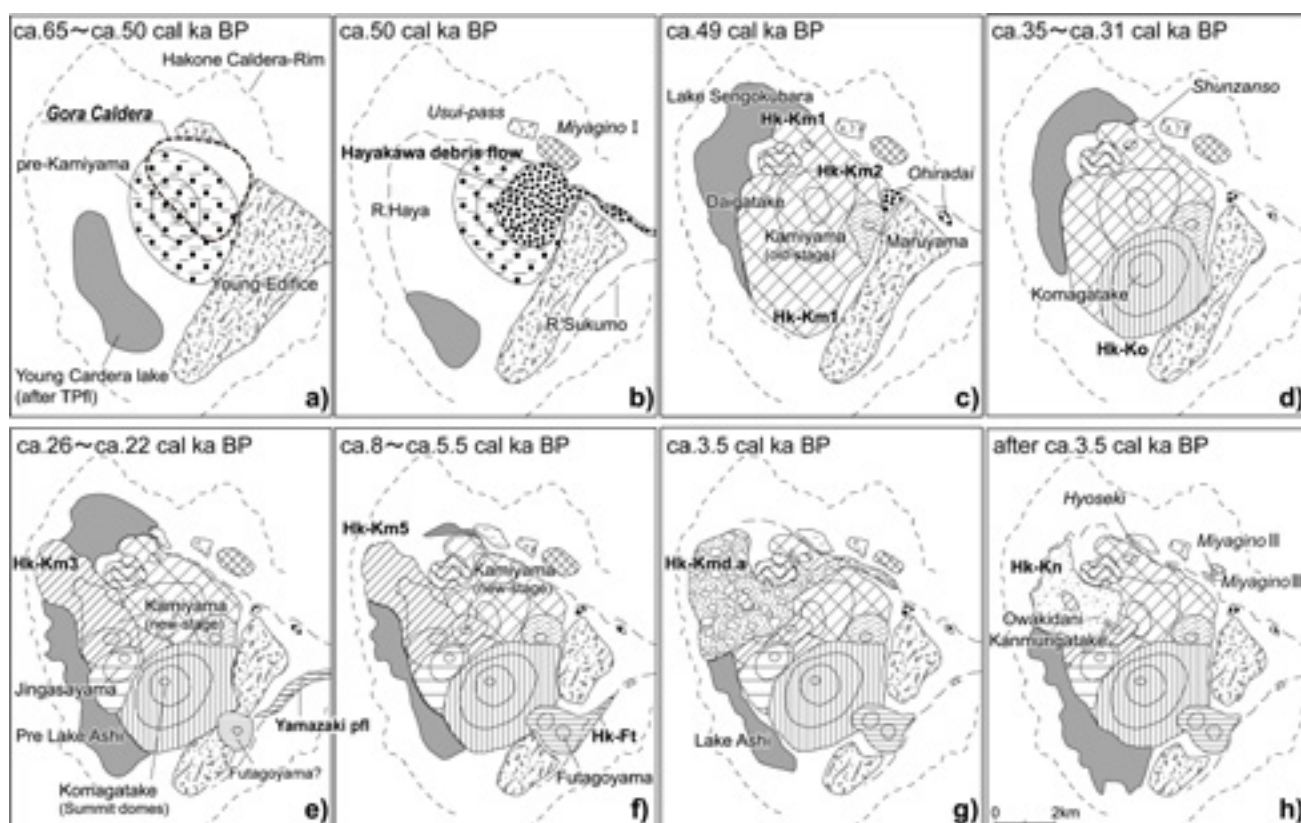


図 10. 箱根カルデラ内の地形発達史. 小林 (2008) を一部改変.

(h) 大涌谷周辺の活動 (約 3.5 千年前: 図 10h)

神山の山体崩壊でできた馬蹄形火口内に冠ヶ岳溶岩ドームを形成し、それに伴い火砕流 (Hk-Kn; 約 3.5 cal ka BP) を北西方向に流下した (図 2G,H)。岩屑なだれ堆積物の堰き止めにより、芦ノ湖の湖水域は拡大したが、仙石原は完全に乾陸化した。

6. 箱根火山の水蒸気噴火堆積物

6-1. 水蒸気噴火堆積物の発見

箱根火山の最新の山体である後期中央火口丘の地形をみると、粘性の大きなマグマ特有の溶岩ドームや溶岩流の流下に伴う微地形を容易に認識できる。一方、当時はあまり注目されなかったが、神山山頂から早雲山にかけて火口状の地形が多く存在することが古くから知られており、水蒸気噴火の火口ではないかという推定がされてきた (大木・袴田, 1975; 袴田, 1993)。しかし、箱根火山では歴史時代の噴火記録がないこともあり、その成因に対する地質学的に詳細な検討は進まず、上杉ほか (1992) によって、神山周辺に「熱水変質を受けた泥層」の存在を記載された程度であった。

ところが、2000 年に噴気異常を伴う火山活動の活発化があり、水蒸気噴火発生の可能性が真剣に懸念されるようになった。これを受けて箱根町は箱根火山の火山防災マップを作成することになった。著者の一人である小林は、前述したように、爆発的噴火期から後期中央火口丘期にかけてのテフラ層序を明らかにし、それを用いたカルデラ内の地形発達史研究を進めていたが (小林・小山, 1996; 小林ほか, 1997; 小林, 1999)、大涌谷から神山・駒ヶ

岳頂部にかけての調査をあらたに開始し、水蒸気噴火堆積物を発見することに成功した (小林ほか, 2002; 小林ほか, 2006)。

6-2. 水蒸気噴火堆積物の年代

小林ほか (2006) は、大涌谷周辺で発見した水蒸気噴火堆積物の記載と編年をまとめ、これらの堆積物を「箱根大涌谷テフラ群 (Hk-Ow 群)」と総称した。Hk-Ow 群は、古い方から Hk-Ow1 から Hk-Ow5 の 5 回の噴火イベントによる堆積物からなり、Hk-Ow1 と Hk-Ow2 は、神山山頂付近で噴出した降下火山灰とその二次移動による土石流堆積物で構成され、Hk-Ow3 ~ 5 は、現在の噴気地帯のみで確認できる降下火山灰からなる。これらの年代については、 ^{14}C 年代や富士火山起源の降下スコリア層との層位関係に加え、当時、富士山麓や伊豆半島で存在が確認されていた、伊豆諸島神津島火山の天上山テフラ (AD838) 起源の火山ガラスを、Hk-Ow 群が挟まる風化火山灰土中にも認め (Kobayashi et al., 2007)、また、その含有量の鉛直変化に基づき、神津島天上山テフラの降灰層準を Hk-Ow3 直下にあると推定した。これらの結果より、Hk-Ow1 は約 3 cal ka BP、Hk-Ow2 は約 2 cal ka BP、Hk-Ow3 ~ 5 は 1044 cal AD ~ 1271 cal AD の較正暦年に基づき 12 世紀後半 ~ 13 世紀の噴火年代を推定した。

その後、大涌谷から神山に登る登山道脇に露出する火砕サージ堆積物 (図 11 の地点 216 に分布) について構成物の解析を実施した結果、この火砕サージ堆積物には茶色と無色透明の 2 種類の新鮮な火山ガラスが含まれることがわかった (土屋ほか, 2017)。茶色のものはすでに萬

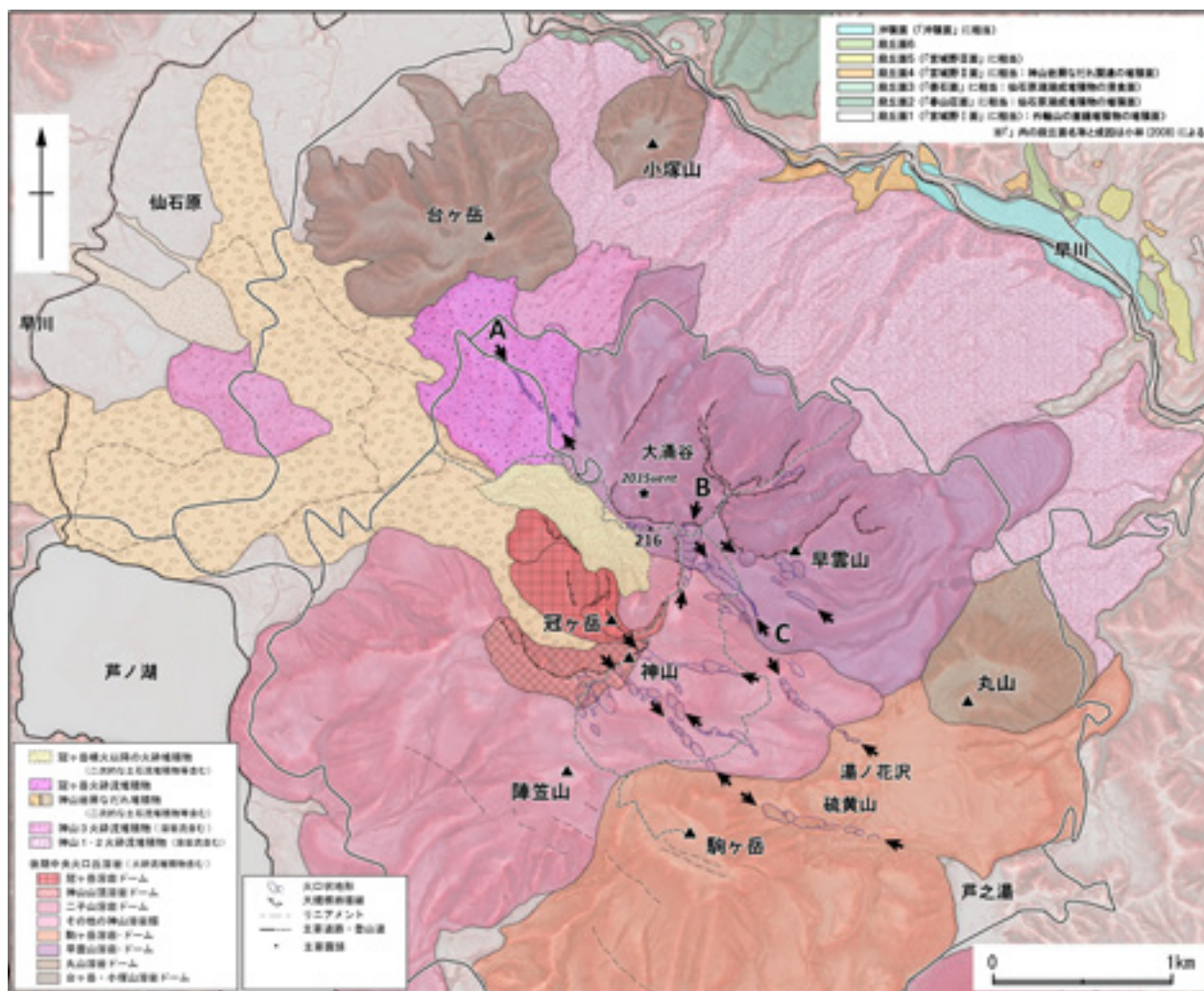


図 11. 神山・大涌谷周辺の火山地形分類図 (小林 (2019) を一部改変). 赤色立体図は神奈川県から提供を受けた LP データから得られた 1mDEM をもとに作成した. その作成手法は, アジア航測 (株) の赤色立体図作成手法 (特許 3670274, 特許 4272146) を使用した. この赤色立体図上に地質区分を記載・着色した.

年ほか (2006a) でその存在と本質物質である可能性が指摘されていたが、EPMA による火山ガラスの化学分析より、箱根火山起源ではなく富士火山からもたらされたものと推定された。しかし、その起源となった噴出物までは絞り込めなかった。一方、無色透明のものは、神津島天上山テフラもしくは新島向山テフラ (AD886) のいずれかに対比されることが明らかになった。その結果、この火砕サージをもたらした噴火の年代が問題となった。

小林ほか (2006) は、この火砕サージ堆積物を神山北西斜面に Hk-Ow2 に対応する土石流堆積物が広く分布する地質状況並びに火砕サージ堆積物の色調等から Hk-Ow2 に対比していた。しかし、この火砕サージ堆積物中に、9 世紀に噴出した火山ガラスが含まれることは、火砕サージ堆積物の対比及び年代推定に誤りがあることを示すものであった。土屋ほか (2017) は、上下の層位関係がわかる露頭から Hk-Ow2 を採取し、この中にはいずれの火山ガラスも含まれないことを確認した。小林もその後の調査で、火砕サージ堆積物直下の腐植質風化火山灰土の年代測定を行い 1016 ~ 1155 cal AD を得た (Kobayashi *et al.*, 2020)。これらの年代及び構成物の証拠から火砕サージの年代は約 2 cal ka BP (Hk-Ow2) ではなく、9 世紀以

降 (11 ~ 12 世紀頃) の Hk-Ow3 ~ 5 の噴火に対比される可能性が高くなり、この結果、小林ほか (2006) の見解が修正される結果となった。

6-3. 水蒸気噴火の火口と現在の活動との関係

～適切な防災計画の立案に向けた水蒸気噴火調査の重要性～

大木・袴田 (1975) や袴田 (1993) では、その存在が指摘されただけの火口地形であったが、小林ほか (2006) は、航空写真の立体視解析によって後期中央火口丘上に連続する北北西-南南東に伸びる 3 条ほどの火口列を图示した。現在は測量及び解析技術の発展により、航空レーザー測量データから得られた高精度数値標高モデルとそれをもとに作成した赤色立体地図から詳細な地形解析が可能になり、個々の火口地形やその連続性を比較的容易に認識できるようになった (図 11: 小林ほか, 2019)。この結果、後期中央火口丘上の火口地形は、神山及び大涌谷・早雲山から駒ヶ岳にかけて地域に連続性のよい数条の北西-南東方向に火口列として分布し、特に、神山山頂から北東に伸びる稜線沿いに火口地形が密集することが分かった。また、不明瞭ではあるが、大涌谷園地の北方にも、北西-南東方向に伸びる火口列が分布するこ

とが分かった。

これまでの地質調査では、大涌谷から神山北東稜線にかけての地域を中心に噴火堆積物を確認している。一方で、神山山頂から駒ヶ岳山頂に連なる登山道沿いでは Hk-Ow 群に関連する噴火堆積物を確認できない。このことは、後期中央火口丘上の火口列のうち、少なくとも南西縁の火口列では顕著な水蒸気噴火は発生していないことを示している。しかし、神山山頂・早雲山から現在も噴気活動が認められる湯ノ花沢に至る火口列周辺は、地層の露出が悪いことから、最近の水蒸気噴火の有無を判断することができない。

しかし、最近の活動活発時の地震等の観測事例をみると、後期中央火口丘上の火口列のうち北東縁を構成する火口列がより活動的であることが分かる。特に 2015 年噴火の際、大涌谷園地北方の火口列（小林ほか（2019）の A 火口列）は、噴火前の 5 月初旬に活発化した群発地震の震源域に一致する。また、大涌谷と早雲山の間の火口列（同 B 火口列）は、噴火時に貫入したと見られるクラックの直上にある（Doke et al., 2018; Honda et al., 2018）。これらのことは、過去の噴火で形成されたクラックが、現在も熱水の通り道として機能していることを示す。つまり、2015 年噴火では火口が大涌谷のみで開口したが（Mannen et al., 2018）、クラックの貫入が大規模であれば、長さ数百メートルにわたって複数の火口が同時に開口する可能性があることを示している。実際、2015 年噴火は噴出量が数百立方メートルと小規模であったが、近年の御嶽山（2014 年）や本白根山（草津白根；2018 年）の水蒸気噴火は噴出量が数十万立方メートルと大規模で、長さ百メートルを超える火口列が形成された。

水蒸気噴火の規模が何に支配されているのかはよくわからない。しかし、箱根火山では後期中央火口丘の山体形成後の噴火活動の痕跡として明瞭な火口列が残されている。これらの成因や形成時期を明らかにすることが、地質学的なアプローチとして、箱根火山の適切な防災計画の立案に繋がっていくものとして、継続的に調査・研究を進めていくことが重要である。

7. まとめ

箱根火山では、久野の研究以降も数多くの研究がなされ、新しい形成史も提唱されてきた。今後多くの研究者が関わり、箱根火山のより詳細な形成史が明らかになり、地下のマグマ供給システムの解明がなされ、さらにはこれらの研究が今後の箱根火山の防災計画にも役立つしていくことを期待する。

謝辞

国立研究開発法人防災科学技術研究所の長井雅史特別研究員には、箱根火山の地質と形成史を記述するにあたり助言をいただくとともに、一連の図を提供いただいた。箱根ジオミュージアム 学芸担当の笠間友博氏には、本論文をまとめるにあたり、構成や特にテフラの記載に関してご指導いただいた。神山・大涌谷周辺の赤色立体図はアジア航測（株）の千葉達朗氏に作成頂いた。以上の皆様に心から感謝いたします。

引用文献

- 青木かおり・入野智久・大場忠道, 2008. 鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序. 第四紀研究, **47**: 391-407.
- 鎮西清高・松島義章, 1987. 南部フォッサマグナ地域の新第三紀化石群. 化石, (43): 15-17.
- Doke, R., M. Harada, K. Mannen, K. Itadera & J. Takenaka, 2018. InSAR analysis for detecting the route of hydrothermal fluid to the surface during the 2015 phreatic eruption of Hakone Volcano, Japan. *Earth, Planets and Space*, **70**(1), doi:10.1186/s40623-018-0834-4.
- 袴田和夫, 1986. 箱根新期カルデラの段階的陥没に関する若干の資料. 大涌谷自然科学館調査研究報告, (6): 1-7.
- 袴田和夫, 1988. ガイドブック 1 箱根火山. 47pp. 大涌谷自然科学館.
- 袴田和夫, 1990. 箱根のスコリア丘火山について（予報）. 大涌谷自然科学館調査研究報告, (9): 1-6.
- 袴田和夫, 1991. 箱根古期外輪山丸岳西方の地質と年代. 大涌谷自然科学館調査研究報告, (10): 13-19.
- 袴田和夫, 1993. 箱根火山探訪. 189pp. 神奈川新聞社.
- 袴田和夫・伊藤 潤, 1996. 箱根二子山火砕流の ^{14}C 年代. 大涌谷自然科学館調査研究報告, (13): 21-24.
- 袴田和夫・杉山茂夫, 1994. 箱根町湯本茶屋で出現した信濃屋火砕流と ^{14}C 年代. 神奈川自然誌資料, (16): 51-52.
- 袴田和夫・杉山茂夫・今永 勇・萬年一剛・大木靖衛, 2005. 箱根火山の K-Ar 年代. 火山, **50** (5): 285-299.
- 箱根団体研究グループ, 1992. 箱根火山南東麓の地質（その 1）— 真鶴半島周辺のテフラと溶岩—. 関東の四紀, (17): 35-43.
- Honda, R., Y. Yukutake, Y. Morita, S. Sakai, K. Itadera & K. Kokubo, 2018. Precursory tilt changes associated with a phreatic eruption of the Hakone volcano and the corresponding source model. *Earth, Planets and Space*, **70** (1), doi:10.1186/s40623-018-0887-4.
- 平林 武, 1898. 箱根熱海両火山地質調査報文. 震災予防調査会報告, (16): 1-78.
- 平田由紀子, 1994. 箱根火山の形成発達史. 日本火山学会講演予稿集 1994 年度秋季大会, p.146.
- 平田由紀子, 1999. 箱根火山の発達史. 神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学）, (9): 153-178.
- 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）, (9): 41-56.
- 石井輝秋, 2011. ソレライト質マグマに由来する箱根火山のカルクアルカリ岩—輝石温度計によるマグマの温度解析—. 深田地質研究所年報, (12): 45-60.
- 石井輝秋, 2013. 箱根火山産輝石安山岩（ピジオン輝石安山岩）の成因. 深田地質研究所年報, (12): 45-60.
- 石村大輔・加藤茂弘・岡田篤正・竹村恵二, 2010. 三方湖東岸のボーリングコアに記録された三方断層帯の活動に伴う後期更新世の沈降イベント. 地学雑誌, **119**: 775-793.
- 石塚 治, 2006. 伊豆半島における火山活動の時空変遷とその 鉱床形成との関連. 資源地質学会年会講演会講演要旨集, (56), p.65.
- 石塚 治・及川輝樹, 2008. 伊豆半島及び周辺地域の火山活動史. 日本火山学会講演予稿集, p.114.
- 伊藤順一, 2000. 箱根火山南東麓の古期外輪山溶岩の K-Ar 年代. 地質調査所月報, **51**(9): 417-420.
- 神奈川県小田原土木事務所, 1977. 昭和 51 年度芦ノ湖周辺公共下水道事業（特定保全公共下水道）環境調査資料集. 172pp.
- 環境庁・神奈川県・箱根仙石原湿原環境調査団, 1978. 昭和 52 年度特殊植物等保全事業「箱根仙石原湿原環境調査」報告書. 63pp.

- 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ープレート活動力学境界表層部での変形過程の例ー. 静岡大学地球科学研究報告, **14**: 57-83.
- 笠間友博・山下浩之・萬年一剛・奥野 充・中村俊夫, 2010. 複数回の噴火で形成された箱根火山二子山溶岩ドーム. 地質学雑誌, **116** (4): 229-232.
- 関東第四紀研究会, 1987. 大磯丘陵の層序と構造. 関東の四紀, (13): 3-46.
- 加藤 茂・長井俊夫・玉木 操・近藤 忠・富安義昭・加藤 剛・宗田幸次・浅田 昭, 1985. 相模トラフ東部から海溝三重点までの海底地形. 水路部研究報告, (20): 1-24.
- 加藤 隆, 1984. 箱根古期外輪山北部の地質及び岩石. 火山, **29**(4): 334.
- 木原生物学研究所, 1974. 箱根 地域国有林の取扱いに関する基礎調査. 東京営林局.
- 小林 淳, 1999. 箱根火山の最近 5 万年間のテフラ層序と噴火史. 第四紀研究, **38**(4): 327-343.
- 小林 淳, 2008. 箱根火山中央火口丘群の噴火史とカルデラ内の地形発達史ー噴火活動と密接な関連を有する地形ー. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (13): 43-60.
- Kobayashi, M., K. Mannen, T. Yamaguchi & M. Nagai, 2020. Phreatic eruption history at the latest stage (since ca. 3ka) of Hakone Volcano. *International Workshop on the mechanism of Phreatic Eruption*.
- 小林 淳・小山真人, 1996. 箱根火山西麓ー南東麓地域のテフラ層序と噴火史. 地学雑誌, **105** (4): 431-447.
- 小林 淳・奥野 充・中村俊夫, 1997. 箱根古期外輪山西斜面に分布する中央火口丘起源の火砕流堆積物の ^{14}C 年代. 火山, **42** (5): 355-358.
- Kobayashi, M., A. Takada & S. Nakano, 2007. Eruptive history of Fuji Volcano from AD 700 to AD 1,000 using stratigraphic correlation of the Kozushima-Tenjosan Tephra. *Bulletin of Geological Survey, Japan*, **57** (11/12): 409-430.
- 小林 淳・萬年一剛・奥野 充・袴田和夫, 2002. 箱根火山大涌谷周辺で発見した最新期の水蒸気爆発に伴う堆積物. 日本火山学会講演予稿集, **2**, p.94.
- 小林 淳・萬年一剛・奥野充・中村俊夫・袴田和夫, 2006. 箱根火山大涌谷テフラ群: 最新マグマ噴火後の水蒸気爆発堆積物. 火山, **51** (4): 245-256.
- 小林 淳・萬年一剛・長井雅史・山口珠美, 2019. 箱根火山神山・大涌谷周辺の火口列とその火山防災上の意味. 日本火山学会講演要旨集 2019 年度秋季大会, p.88.
- Koto, B., 1884. Studies of some Japanese rocks. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, (40): 431.
- 小山真人・早川由紀夫・新井房夫, 1995. 東伊豆単成火山地域の噴火史 2: 主として 32 ka 以前の火山について. 火山, **40**(3): 191-209.
- Kuno, H., 1938a. Geologic map of Hakone Volcano and adjacent areas.
- Kuno, H., 1938b. Geologic map of the eastern part of Hakone Volcano.
- Kuno, H., 1950. Geology of Hakone Volcano and adjacent areas, Part I. *Journal of Faculty of science University of Tokyo, sec. II*, (7): 257-279.
- 久野 久, 1952. 7 万 5 千分の 1 地質図幅「熱海」及び同説明書. 141 pp.
- Kuno, H., 1968. Origin of andesite and its bearing on the Island arc structure. *Bulletin of Volcanology*, **32**: 141-176.
- 久野 久原著・箱根火山地質図再版委員会編, 1972. 箱根火山地質図説明書. 52pp. 大久保書店, 東京.
- 町田 洋, 1971. 南関東のテフロクロノロジー (I) ー下末吉期以降のテフラの起源及び層序と年代についてー. 第四紀研究, **10** (1): 1-20.
- 町田 洋, 1977. 火山灰は語るー火山と平野の自然史ー. 324pp. 蒼樹書房.
- 町田 洋, 2008. 大磯丘陵から下総台地までの第四系. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 3 関東地方, pp. 299-315. 朝倉書店, 東京.
- 町田 洋・新井房夫, 1992. 火山灰アトラス. 276pp. 東京大学出版会, 東京.
- 町田 洋・新井房夫, 2003. 新編 火山灰アトラスー日本列島とその周辺. 336pp. 東京大学出版会, 東京.
- 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**(5): 302-338.
- 萬年一剛, 2008. 箱根カルデラー地質構造・成因・現在の火山活動における役割ー. 神奈川博調査研究報告 (自然科学), (13): 61-76.
- 萬年一剛, 2014a. 箱根火山群, 強羅付近の後カルデラ地質発達史. 地質学雑誌, **120** (4): 117-136.
- 萬年一剛, 2014b. 箱根火山はいつ生まれたか. 神奈川県温泉地学研究所観測だより, (64): 2014.
- 萬年一剛・堀内誠二・田口公則・山下浩之・平田大二・川手新一・蛸子貞二・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** (11): 661-664.
- 萬年一剛・小林 淳・奥野 充・笠間友博・山下浩之・袴田和夫・中村俊夫, 2006a. 箱根火山の噴火史ー最近の知見に基づく再検討ー. 月刊地球, **28** (6): 355-362.
- 萬年一剛・水野清秀・伊藤順一・山下浩之, 2006b. 箱根・強羅付近地下の地質構造ーとくに湖成堆積物の分布とその堆積環境ー. 神奈川県温泉地学研究所報告, **38**: 11-26.
- 萬年一剛・山下浩之・平田大二・田口公則・川手新一・谷口英嗣・蛸子貞二, 2002. 小田原市根府川で掘削された深さ 1500 m の温泉井の地質. 神奈川県温泉地学研究所報告, **33**: 11-24.
- Mannen, K., Y. Yukutake, G. Kikugawa, M. Harada, K. Itadera & J. Takenaka, 2018. Chronology of the 2015 eruption of Hakone volcano, Japan - geological background, mechanism of volcanic unrest and disaster mitigation measures during the crisis. *Earth, Planets and Space*, **70**, 68, doi:10.1186/s40623-018-0844-2.
- McLean, D., P. G. Albert, T. Nakagawa, T. Suzuki, R. A. Staff, K. Yamada, I. Kitaba, T. Haraguchi, J. Kitagawa, SG14 Project Members & V. C. Smith, 2018. Integrating the Holocene tephrostratigraphy for East Asia using a high-resolution cryptotephra study from Lake Suigetsu (SG14 core), central Japan. *Quaternary Science Reviews*, **183**: 36-58.
- 長井雅史・高橋正樹, 1996. 箱根火山古期外輪山北西地域の地質. 日本火山学会講演予稿集 1996 年秋季大会, p.20.
- 長井雅史・高橋正樹, 2007. 箱根火山外輪山噴出物の全岩主化学組成. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **42**: 71-95.
- 長井雅史・高橋正樹, 2008. 箱根火山の地質と形成史. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (13): 25-42.
- 長井雅史・高橋正樹, 2012. 箱根ジオパーク構想で保存すべき箱根外輪山の重要露頭. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **47**: 287-339.
- 長井雅史・高橋正樹・箱根団体研究グループ, 2006. 箱根火山南東麓の地質 (その 4) ー溶岩類の全岩化学組成と層序ー. 関東の四紀, (27): 3-29.
- 日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会, 2007. 1. 箱根火山. 日本地質学会.
- 日本地質学会編, 2007. 箱根火山たんけんマップー今, 生きている火山ー. 国立公園地質リーフレットたんけんシリーズ

- ズ. 日本地質学会.
- 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.
- 及川輝樹・石塚 治・岩野英樹・檀原 徹, 2010. 伊豆半島北東部の珪長質火山活動の年代. 地質調査研究報告, **61**: 5-6.
- 大木靖衛・袴田和夫, 1975. 箱根芦ノ湖誕生のなぞをさぐる. 国土と教育, **30**: 2-9.
- 大蔵省臨時議院建築局, 1921. 本邦産建築石材. 38+281pp. 重松養二, 東京.
- 大塚弥之助, 1934. 身延山北麓の化石と早川層灰岩の貝化石. 地質学雑誌, **41**: 562-568.
- Reimer, P. J., E. Bard, A. Bayliss, J. W. Beck, P. G. Blackwell, C. Bronk Ramsey, C. E. Buck, H. Cheng, R. L. Edwards, M. Friedrich, P. M. Grootes, T. P. Guilderson, H. Halldason, I. Hajdas, C. Hatté, T. J. Heaton, D. L. Hoffmann, A. G. Hogg, K. A. Hughen, K. F. Kaiser, B. Kromer, S. W. Manning, M. Niu, R. W. Reimer, D. A. Richards, E. M. Scott, J. R. Southon, R. A. Staff, C. S. M. Turney & J. Plicht, 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*, **62**: 725-757.
- 相模原市地形地質調査会, 1986. 相模原の地形・地質: 調査報告書第 3 報. 96pp. 相模原市地形・地質調査会.
- Seno, T., S. Stein & A. Gripp, 1993. A model for the motion of the Philippine Sea Plate consistent with NUVEL-1 and geological data. *Journal of Geophysical Research*, **98**(B10): 17941-17948.
- Smith, V.C., R. A. Staff, S. P.E. Blockley, C. Bronk Ramsey, T. Nakagawa, D. F. Mark, K. Takemura, T. Danhara & Suigetsu 2006 Project Members, 2013. Identification and correlation of visible tephra in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**: 121-137.
- 鈴木正男, 1970. フィッシュントラック法による黒曜石の噴出年代とウラン濃度の測定 (第 II 報) —本州中部, 伊豆諸島産の黒曜石について—. 第四紀研究, **9**(1): 1-6.
- 鈴木 敏, 1884. 横浜図幅地質説明書. 地質図説明書 (東部其四) 甲府・上総・横浜・富士・伊豆・静岡 (附図: 地質断面図及び化石表). 77pp.
- 田口公則, 2008. 早川凝灰角礫岩産の軟体動物化石. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (13): 157-160.
- 田口公則・山下浩之・石浜佐栄子, 2021. 足柄地域の地質: フィリピン海プレートの北縁, 伊豆衝突帯の現場. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (16): 35-48.
- 高橋正樹・長井雅史・内藤昌平・中村直子, 1999. 箱根火山の形成史と広域テクトニクス場. 月刊地球, **21**: 437-445.
- 高橋正樹・内藤昌平・中村直子・長井雅史, 2006. 箱根火山前期・後期中央火口丘噴出物の全岩化学組成. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **41**: 151-186.
- 土屋美穂・萬年一剛・小林 淳・福岡孝昭, 2017. 箱根火山大涌谷テフラ群から見つかった 2 種類の火山ガラス—その給源火山と年代への制約—. 火山, **62**: 23-30.
- 上杉 陽, 1976. 大磯丘陵のテフラ. 関東の四紀, (3): 28-38.
- 上杉 陽・米沢 洋・宮地直道・千葉達朗・肥田木守・細田一仁・米沢まどか・由井将雄, 1992. 富士系火山泥流のテフラ層序. 関東の四紀, (17): 3-33.
- 上杉 陽・伊藤公生・歌田 実・染野 誠・澤田臣啓, 1985. 大磯丘陵雑色〜古怒田間に露出した衝上断層. 関東の四紀, (11): 3-15.
- 安野 信・稲垣 進・上杉 陽・鶴浦武久・菊池隆男・佐藤善博・長井雅史・則 茂雄・満岡 孝・由井将雄・米澤 宏・箱根団体研究グループ, 1998. 箱根火山南東麓 (根府川〜真鶴) のテフラと溶岩. 日本第四紀学会講演要旨集, (28), pp.82-83.
- Wada, T., 1882. Notes on Fujiyama. *Transactions of the Seismological Society of Japan*, (4): 31-37.
- 山下浩之・笠間友博, 2015. 神奈川県湯河原町に産する通称“白丁場石”の岩石学的特徴. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (44): 1-10.
- 山下浩之・萬年一剛・石塚 治・川手新一・平田大二・蛭子貞二・谷口英嗣, 2006. 神奈川県湯河原町宮下で掘削されたボーリングコアの岩相記載と地質学的意義. 神奈川県温泉地学研究所報告, **38**: 1-10.
- 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), (13): 135-156.
- 山崎晴雄・下川浩一・水野清秀・井内美郎, 1992. 断層の活動史に関する研究. 科学技術振興調査費「マグニチュード 7 級の内陸地震の予知に関する研究」成果報告書, pp.98-111. 科学技術庁研究開発局.
- 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. 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, pp.338-358. 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.
- 米澤 宏・森 慎一・山口伸弥, 1980. 火山灰層位学からみた箱根古期外輪山溶岩 (その 1) —真鶴半島周辺のテフラと溶岩—. 関東の四紀, (7): 23-37.
- 米澤 宏・稲垣 進・上杉 陽・鶴浦武久・則 茂雄・満岡 孝・安野 信・由井将雄・箱根団体研究グループ, 1996. 箱根火山東麓の箱根古期外輪山溶岩を覆う中期更新世テフラ. 日本第四紀学会編, 第四紀露頭集—日本のテフラ—, p.209. 日本第四紀学会.

神奈川県に分布するテフラ — 関東ローム層と中期更新世の指標テフラ —

Tephrostratigraphic Studies on the "Kanto Loam" and the Middle Pleistocene Marker Tephra Distributed in Kanagawa Prefecture

笠間友博¹⁾・西澤文勝²⁾

Tomohiro KASAMA¹⁾ & Fumikatsu NISHIZAWA²⁾

Abstract. This paper aims to review tephrostratigraphic studies on the Kanto Loam and the middle Pleistocene widespread tephra to overview the fundamental stratigraphy of them and chronology in Kanagawa Prefecture, including the Southern Kanto. The Kanto Loam distributed around Kanagawa Prefecture is formed mainly by fall-out deposits derived from neighboring Hakone and Fuji volcano. Furthermore, during the past 600,000 years, reflecting distal volcanic activities such as Southern Kyushu caldera region, Central Japan and Northern Kanto, vitric tephra layers originated from these provenances have been intercalated in marine deposits developed in this region. Tephra layers are not only used effectively for wide-area correlation in stratigraphy but also play an important role in the chronology of volcanic eruptions. The fundamental stratigraphy of the Kanto Loam constructed at the Oiso and Tama hills and the widespread correlations of the middle Pleistocene marker tephra have contributed to the development of chronology of the Southern Kanto. Verification and reassessment of previous studies, focusing on stratigraphic relationships, are important to the development of tephrochronology and volcanology in this region. The detailed petrographic datasets, providing by core samples and the few existent outcrops, are more needed for accurate correlations.

Key words: tephrostratigraphy, Kanto Loam, Hakone Volcano, marker tephra, correlation, middle to late Pleistocene, Southern Kanto, Kanagawa Prefecture

1. はじめに

箱根火山を有する神奈川県は、過去 40 万年間にわたってその火山活動の影響下にあり、中期更新世以降、箱根火山起源の降下火砕物は関東ローム層を構成する地層として厚く堆積してきた。また、箱根火山のカルデラ形成に寄与した数々の火砕噴火の噴出物なかには、箱根火山の山麓のみならず、大磯丘陵以东の横浜地域まで到達する火砕流堆積物として、広く県域に分布するものがある。このような降下火砕物および火砕流堆積物は「テフラ (tephra)」と総称される。テフラは爆発的噴火により火山

ガスとともに噴出される火山灰・軽石・スコリアなどの火砕物であり、その噴出量や噴出率、また上空の風向などの要因により、火山周辺から遠隔地まで特定の範囲に運搬され地表に堆積する。テフラは地質学的に短時間のうちに広範囲に降り積もるため、ある地層中に噴出年代の判明しているテフラを認定できれば、地層中への時間目盛りの挿入が可能となる。

神奈川県を含む関東平野の表層を分厚く覆う関東ローム層の下位には、上部鮮新統～更新統の下総層群・上総層群・三浦層群といったより古い堆積物が存在し、それらの堆積物中にもテフラから構成される地層（以下、テフラ層と呼ぶ）が多数挟在され、岩相上の特徴から各地の地層対比の鍵層として利用されてきた。また、複数の年代学的指標が得られているそれらの堆積盆中の海成層においてテフラ層序を構築し、年代観のクロスチェックが行われることで、精度の高い火山灰層序編年が可能と

¹⁾ 箱根ジオミュージアム
〒250-0631 神奈川県足柄下郡箱根町仙石原 1251
Hakone Geo Museum
1251 Sengokubara, Hakone-machi, Kanagawa 250-0631, Japan
笠間友博: kasama@city.hiratsuka.kanagawa.jp

²⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History

なる。さらに、テフラはそれ自体が火山噴火の物的証拠であり、その層相・層位・分布・年代を明らかにすることは、その噴火の実態、すなわち噴火様式や噴火推移、噴出量（規模）の復元に寄与する。そのため、噴出源の特定を含むテフラ研究は層序学的意義のほかに火山学的な意義をもち、多くの火山灰層について、その給源地域の火砕堆積物との対比が進められている（例えば、Tmg-R4 テフラ；鈴木・中山, 2007 など）。

神奈川県に運搬され降下・堆積するテフラは、箱根火山に由来するものだけではない。テフラは風送により、近隣の富士火山や愛鷹火山、また八ヶ岳火山、木曽御岳火山、三瓶火山などのより西方の火山地域から飛来する。また、500 km 以上離れた九州地方・東北地方のカルデラ火山地域からの大規模火砕流噴火に由来する火山灰（co-ignimbrite ash-fall deposits）も、ガラス質細粒火山灰層として神奈川県に堆積している。神奈川県は日本各地の火山地域からテフラが集積する地域にあり、神奈川県に分布するテフラ層およびそれを挟在する堆積層は南関東の地形編年と地学現象の復元に大きな役割を果たす。本稿では、神奈川県内を模式地とした関東ローム層の各層について、主要な層序学的研究をまとめる。また、県域に分布する中期更新世以降の広域テフラについて概略を示す。

2. 神奈川県域の関東ローム層研究

2-1 関東ローム層について

日本列島の各地には、ローム層と呼ばれる細粒な塊状堆積物が存在する。関東ローム層はその代表的なもので、関東平野の多くを占める台地や丘陵の表面を覆う「赤土（あかつち）」として知られる。この堆積物は風成層であるという点では異論はないが、火山活動と直結した噴火堆積物という主張（例えば鈴木, 1995）と、火山活動とはむしろ無関係の風塵堆積物とする主張（例えば早川, 1995）があり、この議論は決着していない。一方、堆積速度が比較的遅く、水流による削剥の影響が少ない風成堆積物中には、降下火砕物の良好な保存が見込まれるため、ローム層はその成因論に関わらず、テフラ層序学的に重要な研究対象である。

神奈川県を含めた南関東に分布する関東ローム層の研究は、段丘地形の新旧関係と対応して進み、下位より多摩ローム層（多摩段丘）、下末吉ローム層（下末吉段丘）、武蔵野ローム層（武蔵野段丘）、立川ローム層（立川段丘）に区分する層序が組み立てられた（関東ローム研究グループ, 1956）。また、狭在するテフラ層の層序学的研究が進行する中で、箱根火山や富士火山起源の多数のテフラが堆積する神奈川県は重要なフィールドされ、多摩ローム層の模式地が川崎市の鷺鷥沼^{おし}（以下オシ沼と表記する）に、下末吉ローム層の模式地が横浜市の三ツ池付近に置かれた。その後、関東ローム層中のテフラ層序の解像度が上がるにつれ、調査はより給源火山に近い大磯丘陵について行われるようになった。下末吉ローム層は平塚市の吉沢^{きざわ}を模式地として記載された多数のテフラ層を基準^{きん}に吉沢ローム層（町田・森山, 1968）という名称が定着するようになり、土沢ローム層（町田・森山, 1968）と呼ばれた多摩ローム層は、1970 年代に細分されて大磯丘陵内に各模式地が設けられた。これらの研究の進展は、自然露頭ではなく、高

度経済成長期に盛んにおこなわれた造成工事や土砂採取で出現した人工露頭の恩恵によるところも大きい。このため、人工露頭が極端に減少した現在では、先行研究の検証や新しい知見の取得が難しい状況が続いている。

関東ローム層の層序学的研究は、各地域において細分化されつつも地形面をもとに層序区分を行う手法は引き継がれた。この地形面の考え方には、海進期の水成層の離水面を境に区分する当初からの方法（関東ローム層研究グループ, 1965; 町田ほか, 1974）と、関東ローム層中の不整合（斜交関係）を海退期に形成されたと考え、この不整合面を地形面として区分する方法（上杉, 1976; 関東第四紀研究会, 1987）があり、両者でそれぞれ層序区分も異なる。これら地形面を基にした区分では、各ローム層の境界に必ずしも岩相変化や指標テフラが存在するわけではない。したがって、水平に厚く堆積している露頭やボーリングコアでのローム層区分は時として難しい。広く見られる武蔵野ローム層と立川ローム層の境界層準はしばしば問題になるが、それらの判定は判断材料に乏しく、まとめて武蔵野・立川ローム層など、あるいは新期ローム層（鳥羽・成瀬, 1957）とする場合もある。しかし、これら地形面を基にする関東ローム層の層序区分は、地形発達やその後に発展した海洋酸素同位体ステージ（以下 MIS と表記する）との関係を捉えやすいという利点がある。

2-2 神奈川県域に分布する関東ローム層の層序

本章では、神奈川県内に分布する関東ローム層の概要についてレビューする。形成年代の古い地層から、模式地および模式的分布地における層序区分を示し、地形面との対応、層相、および指標テフラとその岩石学的特徴について記述する。なお、各ローム層の区分や名称に関しては、研究者や地域によって異なる見解が存在する場合には、それぞれの区分について引用文献を明記した上で記述した。それらの研究における層序区分の対比関係を表 1（笠間, 2008 より抜粋）に示す。なお、本文中の地層名やテフラ記号が異なる場合についても、混乱を避けるため「○○あるいは△△」、「●●（＝▲▲）」と併記した。さらに、同じ著者ないし研究グループの論文内で同一の地層を指して用いられる別の言い回しや名称および記号の関係は「/」の記号で区切って併記した。また、層序学的・記載岩石学的に対比の確度が高いもの（例えば、広域テフラや給源火山が明らかにされているテフラ）の表記は、町田・新井（1992, 2003）に従った。

2-2-1 多摩ローム層

多摩ローム層の表記方法は、下位から T-F ～ T-A テフラ累層に分け、テフラ記号を TF、TE、TDI、TDu、TCl、TCu、TB、TAI、TAm、TAu と振る方法（町田ほか, 1974; 町田・新井, 1980）と、同じく下位から多摩最下部ローム層^{からさわ} / 柄沢ローム層、多摩下部ローム層下部^{ぞうしき} / 雑色ローム層、多摩下部ローム層中部^{しもにわ} / 下庭ローム層、多摩下部ローム層上部^{あじさわ} / 藤沢ローム層、多摩中部ローム層下部^{そうだ} / 早田ローム層、多摩中部ローム層上部^{ななくにとうげ} / 七国峠ローム層、多摩上部ローム層 / 土屋^{つちや}ローム層に分け、テフラ記号を KR、TIl、Tlu、Tm、Tu と振る方法（上杉, 1976; 関東第四紀研

表 1. 関東ローム層の区分対比表および箱根火山形成史。(笠間, 2008 より抜粋)

関東ローム研究グループ(1956)	高杉・成瀬(1957)	鶴見・大村(1966)	横浜地域 関東第四紀研究会 (1974)、関東第四紀研究会 (1980)、横浜サブ図録 (1983)	大磯丘陵 上杉(1976)、 上杉ほか(1983)、 関東第四紀研究会(1987)	横浜地域 町田(1971)、 町田ほか(1974)、 町田ほか(1980)	大磯丘陵 町田(1971)、 町田ほか(1974)、 町田ほか(1980)	箱根火山 町田(1977)	箱根火山 日本地質学会国 立公園地質リ フレット編集委員 会(2007)	箱根流	MIS (Bassinet et al. 1994、 貝塚ほか、 2000)	年代 町田・ 新井 (2003)
立川ローム層	新期ローム層	立川ローム層 および 武蔵野ローム層	立川ローム層	新期ローム層	Y	新期ローム層	新期ローム層	中央火口丘	後期中央火口丘	2	3
武蔵野ローム層			武蔵野ローム層					新期中央火口丘		4	5a-5c
下末吉ローム層	下末吉ローム層	下末吉ローム層	下末吉ローム層	Sp	古沢ローム層 中部層 下部層	下末吉ローム層 中部層 下部層	古沢ローム層 中部層 下部層	新期外輪山層 (YS)	前期中央火口丘	5d	5e
		土橋ローム層	土橋ローム層	Ys	土橋ローム層	土橋ローム層	土橋ローム層	古期カルデラ層	外輪山形成期 カルデラ形成	6	7a
		多摩Ⅰローム層	多摩Ⅰローム層	M	多摩Ⅰローム層 (Tm)	多摩Ⅰローム層	多摩Ⅰローム層			7b	7c
		多摩Ⅱローム層	多摩Ⅱローム層		多摩Ⅱローム層 (Tm)	多摩Ⅱローム層	多摩Ⅱローム層			8	9
		多摩Ⅲローム層	多摩Ⅲローム層		多摩Ⅲローム層 (Tm)	多摩Ⅲローム層	多摩Ⅲローム層			9	10
		多摩Ⅳローム層	多摩Ⅳローム層		多摩Ⅳローム層 (Tm)	多摩Ⅳローム層	多摩Ⅳローム層			10	11
		多摩Ⅴローム層	多摩Ⅴローム層		多摩Ⅴローム層 (Tm)	多摩Ⅴローム層	多摩Ⅴローム層			11	12
		多摩Ⅵローム層	多摩Ⅵローム層		多摩Ⅵローム層 (Tm)	多摩Ⅵローム層	多摩Ⅵローム層			12	13
		多摩Ⅶローム層	多摩Ⅶローム層		多摩Ⅶローム層 (Tm)	多摩Ⅶローム層	多摩Ⅶローム層			13	14
		多摩Ⅷローム層	多摩Ⅷローム層		多摩Ⅷローム層 (Tm)	多摩Ⅷローム層	多摩Ⅷローム層			14	15
		多摩Ⅸローム層	多摩Ⅸローム層		多摩Ⅸローム層 (Tm)	多摩Ⅸローム層	多摩Ⅸローム層			15	16
		多摩Ⅹローム層	多摩Ⅹローム層		多摩Ⅹローム層 (Tm)	多摩Ⅹローム層	多摩Ⅹローム層			16	17
		多摩Ⅺローム層	多摩Ⅺローム層		多摩Ⅺローム層 (Tm)	多摩Ⅺローム層	多摩Ⅺローム層			17	18
		多摩Ⅻローム層	多摩Ⅻローム層		多摩Ⅻローム層 (Tm)	多摩Ⅻローム層	多摩Ⅻローム層			18	19
		多摩Ⅼローム層	多摩Ⅼローム層		多摩Ⅼローム層 (Tm)	多摩Ⅼローム層	多摩Ⅼローム層			19	20
		多摩Ⅽローム層	多摩Ⅽローム層		多摩Ⅽローム層 (Tm)	多摩Ⅽローム層	多摩Ⅽローム層			20	21
		多摩Ⅾローム層	多摩Ⅾローム層		多摩Ⅾローム層 (Tm)	多摩Ⅾローム層	多摩Ⅾローム層			21	22
		多摩Ⅿローム層	多摩Ⅿローム層		多摩Ⅿローム層 (Tm)	多摩Ⅿローム層	多摩Ⅿローム層			22	23
		多摩ⅰローム層	多摩ⅰローム層		多摩ⅰローム層 (Tm)	多摩ⅰローム層	多摩ⅰローム層			23	24
		多摩ⅱローム層	多摩ⅱローム層		多摩ⅱローム層 (Tm)	多摩ⅱローム層	多摩ⅱローム層			24	25
		多摩ⅲローム層	多摩ⅲローム層		多摩ⅲローム層 (Tm)	多摩ⅲローム層	多摩ⅲローム層			25	26
		多摩ⅳローム層	多摩ⅳローム層		多摩ⅳローム層 (Tm)	多摩ⅳローム層	多摩ⅳローム層			26	27
		多摩ⅴローム層	多摩ⅴローム層		多摩ⅴローム層 (Tm)	多摩ⅴローム層	多摩ⅴローム層			27	28
		多摩ⅵローム層	多摩ⅵローム層		多摩ⅵローム層 (Tm)	多摩ⅵローム層	多摩ⅵローム層			28	29
		多摩ⅶローム層	多摩ⅶローム層		多摩ⅶローム層 (Tm)	多摩ⅶローム層	多摩ⅶローム層			29	30
		多摩ⅷローム層	多摩ⅷローム層		多摩ⅷローム層 (Tm)	多摩ⅷローム層	多摩ⅷローム層			30	31
		多摩ⅸローム層	多摩ⅸローム層		多摩ⅸローム層 (Tm)	多摩ⅸローム層	多摩ⅸローム層			31	32
		多摩ⅹローム層	多摩ⅹローム層		多摩ⅹローム層 (Tm)	多摩ⅹローム層	多摩ⅹローム層			32	33
		多摩ⅺローム層	多摩ⅺローム層		多摩ⅺローム層 (Tm)	多摩ⅺローム層	多摩ⅺローム層			33	34
		多摩ⅻローム層	多摩ⅻローム層		多摩ⅻローム層 (Tm)	多摩ⅻローム層	多摩ⅻローム層			34	35
		多摩ⅼローム層	多摩ⅼローム層		多摩ⅼローム層 (Tm)	多摩ⅼローム層	多摩ⅼローム層			35	36
		多摩ⅽローム層	多摩ⅽローム層		多摩ⅽローム層 (Tm)	多摩ⅽローム層	多摩ⅽローム層			36	37
		多摩ⅾローム層	多摩ⅾローム層		多摩ⅾローム層 (Tm)	多摩ⅾローム層	多摩ⅾローム層			37	38
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			38	39
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			39	40
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			40	41
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			41	42
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			42	43
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			43	44
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			44	45
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			45	46
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			46	47
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			47	48
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			48	49
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			49	50
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			50	51
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			51	52
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			52	53
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			53	54
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			54	55
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			55	56
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			56	57
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			57	58
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			58	59
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			59	60
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			60	61
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			61	62
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			62	63
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			63	64
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			64	65
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			65	66
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			66	67
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			67	68
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			68	69
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			69	70
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			70	71
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			71	72
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			72	73
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			73	74
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			74	75
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			75	76
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			76	77
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			77	78
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			78	79
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			79	80
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			80	81
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			81	82
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			82	83
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			83	84
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			84	85
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			85	86
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			86	87
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			87	88
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			88	89
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			89	90
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			90	91
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			91	92
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			92	93
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			93	94
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			94	95
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			95	96
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			96	97
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			97	98
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			98	99
		多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層		多摩ⅿローム層 (Tm)	多摩ⅿローム層	多摩ⅿローム層			99	100

研究会, 1987) がある。両者の層序区分とも大磯丘陵の多摩ローム層全体を網羅し、現在も使用されているが、前述の地形面解釈の違いが反映され、前者は水成層を最初に覆うテフラから、後者は不整合を最初に覆うテフラからそれぞれ上位に向かって昇順に数字番号を振る。つまり、海退のピーク → 不整合の形成 → 海進 → 不整合を覆うテフラ層の堆積 (上杉ほかのテフラ番号付け) → 海進 → 海進のピーク → 海退 → 離水面を覆うテフラ層の堆積 (町田ほかのテフラ番号付け) という関係になる。ただし、TAm-1 と Tu-1 については同じテフラ層で、番号も同じである。町田ほか (1974)、町田・新井 (1980) では、T-F ~ T-A テフラ累層に覆われる海成層等の水成堆積物を T-f ~ T-a 層とした。すなわち T-f 層の離水面を直接覆うテフラ累層が T-F テフラ累層である。一方、上杉 (1976)、関東第四紀研究会 (1987) は、海成層等の水成堆積物はローム層の同時異相という点を重視し、特に分けてはいない。

なお、ここでは便宜的に町田ほか (1974)、町田・新井 (1980) による多摩ローム層の区分 (表 1) に従って記述するが、上記 2 つの表記方法とも重要な論文が多数出版されているため、テフラ表記の対応表が必要な場面が多々ある。笠間 (2008) や神奈川県立生命の星・地球博物館電子百科関東ローム層 (http://nh.kanagawa-museum.jp/size/tephra/top_menu.cgi) は、その課題を補う目的で、愛称等も含めた名称、記号を併記しているが、すべては網羅していない。加えて、前述のように、論文で記載された露頭が次々と消失したことも、相互のテフラ対応の確認を難しくしているのが現状である。

i) T-F テフラ累層

第四系の海成層が広く分布する神奈川県において、陸上で形成された関東ローム層の存在は、県内各地の陸化過程の重要な指標となる。これまでの研究によって明らかにされた県内最古の関東ローム層は大磯丘陵と多摩丘陵にあり、ほぼ同じ時期の堆積物とみられている。

大磯丘陵における T-F テフラ累層 (町田ほか, 1980) は、多摩最下部ローム層 / 柄沢ローム層 (上杉, 1976; 関東第四紀研究会, 1987) とも呼ばれ、足柄上郡中井町鴨沢西方を流れる柄沢の谷で現在も観察可能である。TFV (Tama-F

vitric ash) (町田ほか, 1980) (図 1A) あるいはミガキズナ / KR-16 (上杉, 1976) というローカル名で記載された約 45 万年前の広域テフラ、辺川一笠森 5/Hgw-Ks5 (Nishizawa & Suzuki, 2019) を含むことは特筆すべきで、MIS 11 の海進堆積物に相当する T-e 層 / 鴨沢層 (町田ほか, 1974) あるいは雑色層 (関東第四紀研究会, 1987 の再定義) に直接覆われることも含め、MIS 12 の海退期の堆積物と考えられている (貝塚ほか, 2000)。なお、このローム層の下位には、T-f 層 (町田ほか, 1980) あるいは柄沢層 (上杉・遠藤, 1974) と呼ばれる MIS 13 の海進堆積物が存在する (貝塚ほか, 2003)。T-f 層は、横浜市西部地域の屏風ガ浦層 (関東第四紀研究会, 1974) (論文により「屏風浦層」、「屏風が浦層」、「屏風ヶ浦層」という表記があるが、本稿では屏風ガ浦層を用いる) に相当する堆積物である (町田ほか, 1980)。

多摩丘陵では平戸ローム層 (府川, 1975) と呼ばれ、かつて横浜市戸塚区平戸町、信濃町付近で断片的に露出したが、現在は露頭が消失している。平戸ローム層は著しく風化した礫を含む砂礫層を覆う (町田ほか, 1974; 三梨・菊地, 1982)。この堆積物が屏風ガ浦層である可能性は否定できないが、この礫層からはそれを支持する年代指標となる広域テフラは未発見である。もし屏風ガ浦層であれば、平戸ローム層も MIS 12 の堆積物となる (貝塚ほか, 2000)。MIS 12 は MIS 16 と並んで、更新世中期～後期で最も海水面が低下したとされる時期である (Shackleton, 1987)。大磯丘陵および多摩丘陵に見られる上記のローム層の岩相は、後述の立川ローム層に似てスコリア質であり、塊状で識別可能なテフラ層に乏しいという点で類似した特徴をもつ。

なお、この層準のローム層は、神奈川県に属する多摩丘陵南部においては、最古の地形面である T1 面 (羽鳥・寿門, 1958) 上に存在する可能性があるが、その分布は限定的であると考えられる。多摩丘陵で最も古い

ローム層が見られるが、羽鳥・寿円（1958）によると、新百合ヶ丘駅周辺の弘法松やその東側（現在の王禅寺見晴らし公園周辺）では、頂部まで基盤が分布しているとして、神奈川県内の T1 面に多摩 I ローム層が堆積している可能性は少ないと考えられる。なお、地殻変動の激しい大磯丘陵ではこの層準のローム層と地形面の対応関係は保存されていない。

ローム層の年代について、碎屑物の主要な供給源と考えられる箱根火山の活動開始は、最近では溶岩の年代測定から約 40 万年前とされている（及川・石塚, 2011）。しかし、町田ほか（1980）は、両輝石型軽石質テフラのニセムラサキおよび下倉田ガラパミ（関東第四紀研究会, 1974）を箱根火山起源としている。これらは屏風浦 2/By2（町田ほか, 1980）のローカル名で記載された広域テフラ、小林一笠森/Kb-Ks（町田・新井, 1992）の直上にあり、噴出時期は約 50 万年前の MIS 13（貝塚ほか, 2000）である。これにしたがえば、T-F テフラ累層あるいは多摩最下部ローム層/柄沢ローム層に挟在するスコリア層は、箱根火山起源の堆積物と考えられ、箱根火山の活動開始時期は古くなることも考えられる。なお、関東第四紀研究会（1987）は、本ローム層中の角閃石を優位に含むテフラを愛鷹火山起源としている。

ii) T-E テフラ累層

大磯丘陵にける MIS 11（約 41 万年前）の海進堆積物は、中井町鴨沢西方の柄沢の谷周辺に分布する T-e 層/鴨沢層（町田ほか, 1974）である（貝塚ほか, 2000）。これは関東第四紀研究会（1987）が再定義した雑色層の下部に相当する。この堆積物は、黒褐色の砂を主体とする基質支持の砂層でテフラの保存は悪い。また、その離水層準付近には生痕化石が見られるが、それより上位に大きな岩相変化はないままローム層に直接覆われる。構成粒子である砂は、箱根火山外輪山が海岸線をつくる湯河原町の吉浜海岸のような黒褐色の砂であり、箱根火山外輪山起源の碎屑物が優先的にもたらされる環境があったことを示唆する。

これに対して、多摩丘陵南部、特に横浜市のいわゆる「戸塚湾」（大塚, 1937）、秦野・横浜線（町田, 1973）を中心とする相対的沈降域（以下横浜地域と呼ぶ）の MIS 11 の海進堆積物は、港南層（町田ほか, 1974）あるいは上倉田層（関東第四紀研究会, 1974）と呼ばれ、その分布は広い（図 1B）。同地域では溺れ谷を埋める泥質堆積物が発達し、鍵層となるテフラに乏しいため、同じくこの地域に広く分布する下末吉層との区別は難しい。しかし、比較的テフラ層の保存が良い上部層～離水層準付近の泥層～泥炭層が露出する場合は、両者のテフラ層序に明瞭な違いがあることから区別は容易である。港南層には細粒スコリアの薄層が 40 枚以上あり（笠間, 2006）、基底部に黒色火山砂を伴うスコリア質テフラ、宮の谷 V.S. (volcanic sand)（横浜サブ団研グループ, 1983）や、数 cm 下位に白色火山灰層がある白色軽石テフラ、港南 1/Kn-1（町田ほか, 1974）あるいは山王台 2/Sa-2（関東第四紀研究会, 1974）といった岩相の特徴を捉えやすいテフラが知られている。しかし、これらは大磯丘陵の柄沢周辺の砂質堆積物中には見いだされておらず、多摩丘陵における地層対比にの

み有効な鍵層である。Kn-1 は、房総半島地蔵堂層中の J3 に対比され、MIS 11 海進最盛期の噴出物とされる（町田, 2008）。この海進堆積物を直接覆うローム層は、港南ローム層（町田ほか, 1974）あるいは山王台ローム層（関東第四紀研究会, 1974）と呼ばれる。このローム層は、大磯丘陵においては、町田ほか（1974）の T-E テフラ累層（鴨沢ローム層）と T-DI テフラ累層を合わせたもの、あるいは関東第四紀研究会（1987）の雑色ローム層に相当する。町田ほか（1974）は、T-e 層の海進の後、T-d 層を堆積させた海進が大磯丘陵にあり、それぞれの離水面の上にのるテフラ群を T-E テフラ累層と T-DI テフラ累層として分けたが、同論文では横浜地域において T-d 層相当層を確認できていないためローム層が連続して堆積したと解釈したことになる。一方、関東第四紀研究会（1987）は、この間、大磯丘陵も多摩丘陵も明瞭な不整合がローム層に見られず、一連の海進（雑色海進）が続いていると解釈したことになる。この時期の海成層やテフラは、MIS 9 の海進ピーク（MIS 9.3）との対応関係でも重要な意味をもつが、これは T-D テフラ累層で後述する。

T-E テフラ累層の中で最も重要なテフラは、TE-5a（町田・新井, 2003）あるいは TII-9（上杉, 1976）下部と呼ばれる中部～関東に分布する北アルプス起源の広域テフラである。このテフラの年代については様々な報告があるが、町田・新井（2003）は地球軌道要素年代として約 35 万年前（MIS 10 またはその直前）を示している。その他の箱根火山起源とされるテフラは、スコリア質テフラが中心で、軽石混じりのスコリア質テフラも含む。TE-5（図 1C, 図 2A）の下位に接近して存在する TE-4（＝TII-8）は、大磯丘陵でも多摩丘陵でも黄色に風化した軽石層として目立つ（図 1C）。

なお、三浦半島南部に分布する宮田層は、テフラによる対比やテフラの年代測定がなされていなかったが、最近、笠間・塩井（2019）は広域テフラの可能性のある白色ガラス質テフラを海進初期と考えられる堆積物に見出し、船久保タフ/Fn と命名し、フィッシュントラック・U-Pb ダブル年代測定法から約 41 万年前の年代を報告している。笠間・塩井（2019）の記載露頭では、宮田層とされる地層には不整合が 2 つ存在し、Fn はそれらの最上位層に含まれる。これらの不整合と MIS との関係は必ずしも明らかではないが、最下部層を林層（上総層群相当層）とし、不整合の数を多摩丘陵南部横浜地域の相模層群と対応させると、MIS 11 あたりに対比され、測定年代とは矛盾しない。

iii) T-D テフラ累層

町田（2008）は、大磯丘陵で T-DI テフラ累層に覆われる T-d 層あるいは雑色砂礫層（遠藤・上杉, 1972）が MIS 9.3 に、T-Du テフラ累層に覆われる T-du 層/古怒田砂礫層（町田ほか, 1974）あるいは下庭層（関東第四紀研究会, 1980）が MIS 9.1 に、T-CI テフラ累層に覆われる T-c 層/中井層あるいは藤沢砂礫層（遠藤・上杉, 1972）が MIS 8.5 に対比される可能性を示した。一方、多摩丘陵ではオシ沼砂礫層（羽鳥・寿円, 1958）が MIS 9 の海進堆積物とされている（貝塚ほか, 2000）。オシ沼砂礫層は、離水面を覆うローム層とともに生田緑地内で現在も観察できるが、これとは対照的に南部の横浜地域や大磯丘陵では、

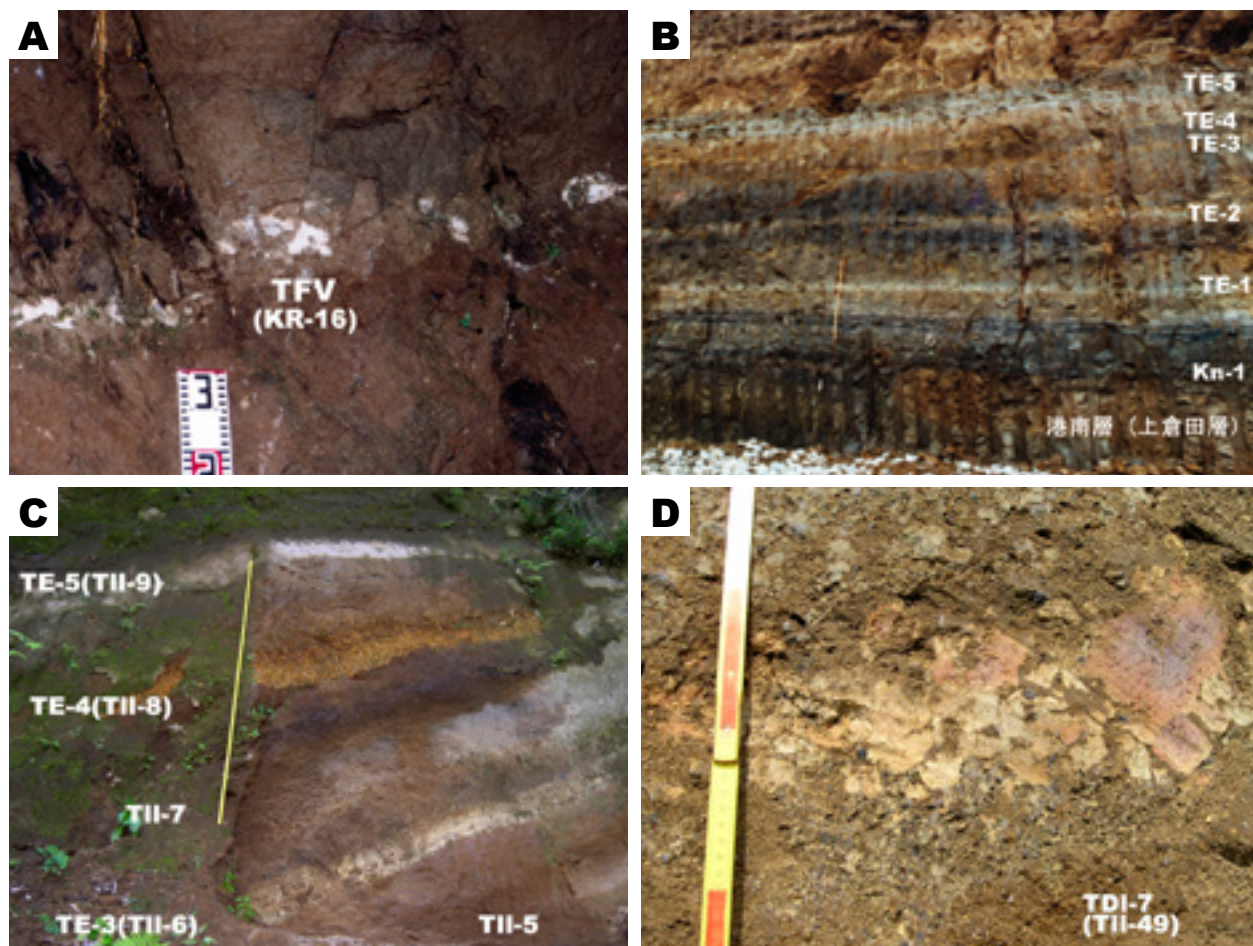


図 1. T-F テフラ累層から T-D テフラ累層にかけてのテフラ層の露頭写真。A: TFV テフラ (足柄上郡中井町鴨沢), B: 港南層と T-E テフラ累層 (横浜市戸塚区名瀬町), C: TE-5 テフラ (足柄上郡中井町鴨沢), D: TDI-7 テフラ (足柄上郡中井町雑色)。

もともと露頭が少なく、広域テフラにも恵まれないため課題が多い層準である。露頭出現の機会が大幅に減少している現状では、研究の進展は難しいかもしれない。なお、加久藤火山灰 /Kkt (町田・新井, 2003) は MIS 9 の噴出物であるが、南関東では見いだせていない (町田, 2008)。

当初、オシ沼砂礫層は、T2 面を構成する海成層と定義される屏風ガ浦層の縁辺相と考えられた (羽鳥・寿円, 1958)。屏風ガ浦層は、神奈川県 (1955) の相模層群の一部に相当する。その後、成瀬 (1960) は、T2 面の構成層を長沼層、屏風ガ浦層および多摩ローム層に分けた。高度経済成長期に入ると多くの露頭が出現して研究が進展し、これまで屏風ガ浦層としていた堆積物は、不整合を挟む多数の海進堆積物からなることが明らかになった (関東第四紀研究会, 1974; 町田ほか, 1974; Kikuchi, 1977 など)。オシ沼砂礫層もその一つと解釈され、大磯丘陵のテフラ層位からオシ沼砂礫層の地域間対比がなされ、町田ほか (1974) は T-c 層 / 西根層に、関東第四紀研究会 (1980) は藤沢層に対比した (これらは同じ地層を指す)。しかし、多摩丘陵においてオシ沼砂礫層の直上にあるゴマシオ軽石層 (関東ローム研究グループ, 1960)、すなわちゴマシオ第 1 軽石層 /GoP1 (皆川・町田, 1971) が、鶴見川以南では未発見で (町田ほか, 1974)、横浜地域での対比作業は決めに欠けた。岡ほか (1984) は、東京南西部地域においてゴマシオ第 2 軽石層 /GoP2 (皆川・町田, 1971) の直下の泥炭層中に Tlu-14 (= TCI-1) テフラを記載したが、下位の GoP1

の層準には箱根起源のテフラを記載していない。このように GoP1 の層準に大磯丘陵に見られる箱根火山起源のテフラが明瞭に存在しないことも対比を難しくしている。なお、GoP1、GoP2 は、それぞれ八ヶ岳起源の Yt-BBP と Yt-BP に対比されている (新井, 1972; 会田, 1997)。

大磯丘陵でも GoP1 は未発見である。この層準の広域テフラには、他に根古屋 1 /Ng-1 (近藤, 1985) すなわち高山軽石層 /Tky-Ng1 (田村・鈴木, 2001) があり、これは GoP1 の下位に位置する。大磯丘陵では西部の丹沢川の谷に露出する厚い泥層中にあり、Tzm-125 (大磯団研グループ, 1988) と記載された。上杉 (1976) では TII-58 上部ガラス質火山灰にあたる。大磯丘陵における Tky-Ng1 の層位は、T-Du テフラ累層の下部付近であることから、GoP1 はそれより上位の T-Du ~ T-CI テフラ累層に含まれる可能性が高い。したがって、オシ沼砂礫層相当層は T-du 層 ~ T-c 層に相当する可能性がある。これは町田ほか (1974) 以来推定されている層位で、杉原ほか (1978) は房総半島藪層で TCI-3 の下位に見出し、寒冷な水温であったとしている。吉川 (1999) は、Tky-Ng1 の層準が寒冷な時期を示すことから MIS 8.6 の噴出物とした。GoP1、Tky-Ng1 はいずれも寒冷な時期の噴出物のようなが、横浜地域や大磯丘陵のローム層に見出せていない。

横浜地域で記載されたテフラをみると、T-e 層を覆う港南ローム層は T-E テフラ累層のみではなく、最上位の Kn-7 が TDI-7 に対比されている (町田ほか, 1974)。おな

じく山王台ローム層も最上位は Sa-22 まで記載されており(稲垣ほか, 2000)、こちらも上位のテフラは T-DI テフラ累層に含まれることは確実である。したがって、T-d 層あるいは雑色層上部に相当する海進堆積物が、横浜地域にはないことになる。著者らの観察でも、中井町雑色の採石場では T-DI テフラ累層に覆われる厚さ約 50 m 以上の T-d 層相当の砂礫層があり(笠間, 2008)、顕著な海進の堆積物である可能性は否定できないが、関東第四紀研究会(1987)では、雑色海進を町田ほか(1974)の T-e 層の海進をピークと考え T-d 層のピークは示していない。この解釈は横浜地域に T-d 層がないことと整合的だが、T-d 層の海進水位が T-e 層に比べて低く、横浜地域は大磯丘陵に比べると隆起運動が顕著ではないため堆積物が確認できなかった可能性は残る。また、T-du 層に相当する海進堆積物も横浜地域では記載されていない。著者の一人、笠間(2006)の横浜地域で行われた 1984 年～2006 年の調査でも、T-e 層/港南層または上倉田層と T-c 層/西根層は認められるものの、その間の T-d 層、T-du 層は未発見であった。

T-DI テフラ累層、T-Du テフラ累層の岩相は、ともにスコリア質テフラを中心に、軽石混じりのスコリア質テフラを含む。また、T-DI テフラ累層中には赤鬼黒鬼と愛称される TDI-6 (= TII-43) テフラ、赤鬼青鬼と愛称される TDI-7 (= TII-49) テフラといった特徴的な軽石質テフラを挟在する(図 1D)。T-DI テフラ累層は現在でも中井町鴨沢の中村川右岸に露頭があるが、T-Du テフラ累層を十分に観察できる露頭の見込みは少ない。

iv) T-C テフラ累層

T-C テフラ累層は、T-c 層/中井層あるいは藤沢砂礫層を覆うテフラ群である。町田ほか(1974)は、さらに谷

地形形成と T-cu 層とした湖成堆積物と推定される地層の存在から、T-C テフラ累層について、T-c 層を覆う T-CI テフラ亜累層と T-cu 層を覆う T-Cu テフラ亜累層とに分けた。上杉(1976)もこの谷地形に着目し、藤沢ローム層(Tlu)とその上位の早田ローム層(Tm)の境界を置いた。谷地形を斜交関係で最初に覆う上杉(1976)の Tm-1 テフラは町田(1974)の TCI-6 テフラにあたるが、TCI-6 を挟在する T-CI テフラ亜累層はほぼ上杉(1976)の藤沢ローム層(Tlu)に相当するため、T-Cu テフラ亜累層は早田ローム層下部の下位層準に相当する。

T-CI テフラ亜累層と T-Cu テフラ亜累層の境界付近の層準は、箱根火山起源のテフラが、スコリア主体から軽石主体に移り変わる境界でもあり、大容量の軽石質テフラが増え、大磯丘陵に達する火砕流堆積物も出現し始める時期である(町田ほか, 1974)。これは箱根古期外輪山期と古期カルデラ期の境界で、町田(1977)は TCu-1/Hk-TCu1 (= Tm-2) テフラ(図 2B, 3B)を箱根火山のカルデラ形成期/古期カルデラ期の始まりとした。長井・高橋(2008)の新しい箱根火山形成モデルでは、ステージ 3/安山岩質成層火山群・独立単成火山群の形成とステージ 4/カルデラおよび独立単成火山群形成期の境界に相当するが、同論文ではカルデラ形成期の始まりをより下位の Tlu-25 (= TCI-4) テフラとしている(図 3A)。

TCu-1 テフラは横浜方面まで達する火砕流堆積物が知られており、著者らも確認している(笠間, 2008)(図 3B)。ただし、横浜地域の火砕流堆積物を伴う TCu-1 テフラについては解釈の違いがあり、横浜サブ団研グループ(1995)が TCu-1 テフラとしたものは、笠間・相原(1990)、笠間(2006)の後述する箱根東京テフラとその火砕流堆積物にあたる。TCu-1 の降下テフラの分布は広く、多摩丘陵のオ

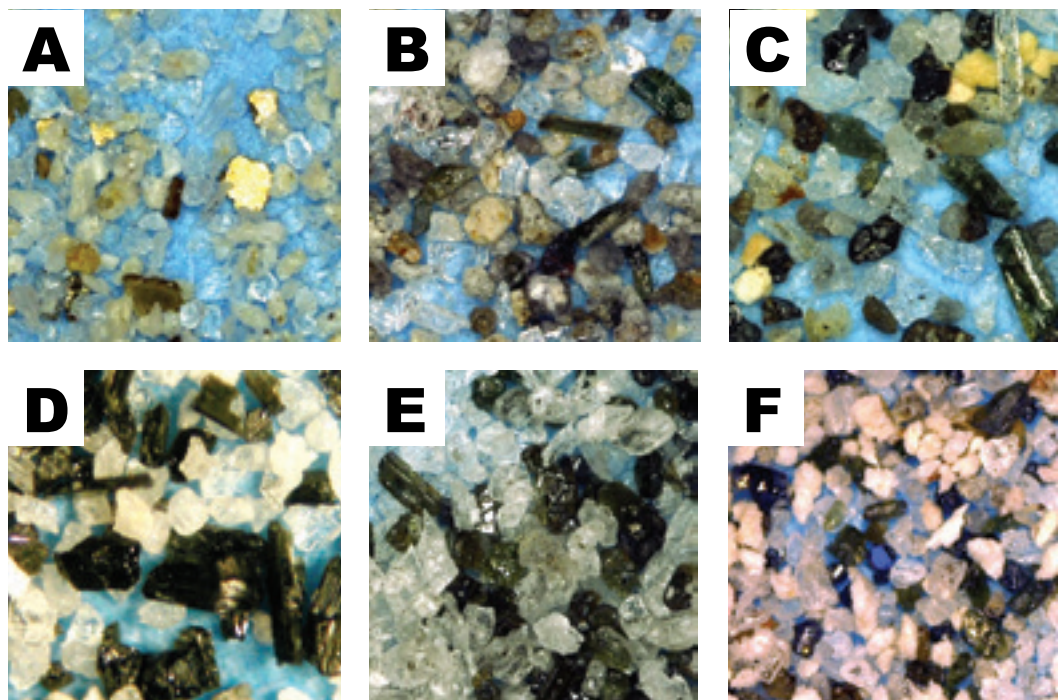


図 2. テフラの構成粒子(写真 A と B は 1 辺が 4 mm, C～F は 1 辺が 12 mm). A: TE-5 テフラ(神奈川県中井町鴨沢), B: TCu-1 テフラ(神奈川県秦野市今泉), C: TB-1 テフラ(神奈川県秦野市今泉), D: TB-9 テフラ(神奈川県平塚市土屋), E: KIP-13 テフラ(神奈川県伊勢原市高森), F: KmP-1 テフラ(神奈川県平塚市万田)。



図3. T-C テフラ累層からT-A テフラ累層にかけてのテフラ層の露頭写真. A: TDu～TCI テフラ群 (足柄上郡中井町田中), B: TCU-1 テフラ; 降下軽石層とその上位の火砕流堆積物 TCU-1fl (足柄上郡中井町), C: 水中堆積の TCU-4 テフラ (小田原市上町), D: TB-3 テフラ (川崎市多摩区東生田), E: TB-8 テフラ (足柄上郡中井町), F: 早田ローム層中の T-B テフラ累層, 砂レキ層は早田砂層に相当する (足柄上郡中井町井ノ口), G: TAm-1 テフラ; 降下軽石層とその上位の火砕流堆積物 TAm-1 fl (平塚市土屋).

シ沼切通しで記載されたドーラン（関東ローム研究グループ、1960）、登戸軽石Ⅰ（鳥羽・寿円、1958）として知られる。TCu-1は下総層群上泉層中に挟まれるKm2テフラ（徳橋・遠藤、1984）に対比されており（中里・佐藤、1988）、東京湾岸から利根川南岸にかけての関東平野中央部にまで分布する重要な指標テフラの一つである（例えば、納谷ほか、2018, 2020 など）。その分布は箱根火山から東北東方向に長く伸びた軸をもつとされ、東京都で掘削された北区中央公園コア中でも、最大粒径1 cmの灰白色軽石からなる層厚12 cmのテフラとして確認されている（納谷ほか、2020）。このテフラの下位には阿蘇1/Aso-1があり、地球軌道要素年代は25～27万年前、MIS 8（町田・新井、2003）とされる。また、ローカル名でページタフと呼ばれた広域テフラ、阿多鳥浜/Ata-Th テフラ（鈴木・早津、1991）は、TCu-2（= Tm-3）テフラとTCu-3（= Tm-5）テフラの間の層準にあり、約24万年前、MIS 8～7.5（町田・新井、2003）の噴出物とされる。角閃石型テフラのTCu-4（= Tm-6）（図3C）は、後述するT-b層（MIS 7.5）に挟在する。

T-CI テフラ亜累層あるいは藤沢ローム層は、横浜地域の西根ローム層に相当する。西根ローム層は、当初関東第四紀研究会（1973, 1974）によって屏風ガ浦層を覆う横浜地域最古のローム層として命名されたものであるが、町田ほか（1974）の再定義で層序は訂正された。T-Cu テフラ亜累層あるいは早田ローム層下部は、横浜地域では舞岡ローム層に相当し、同様に関東第四紀研究会（1973, 1974）によって西根ローム層と山王台ローム層の中間の層位に相当するものとして命名されたが、町田ほか（1974）により層序は再定義された。

T-CI テフラ累層に覆われるT-c層の露頭は、現在でも中井町雑色の中村川左岸にあるが、砂礫層は乾燥により保存状況は良くない。横浜地域では、西根層（町田ほか、1974）あるいは瀬戸ヶ谷層（横浜サブ団研グループ、1989）に相当し、海成とされるが、分布は極めて限定的である。笠間（2006）は、旭区金が谷で西根層を記載しており、その離水面高度は約55 mである。

v) T-B テフラ累層

T-B テフラ累層はT-b層あるいは早田砂層（遠藤・上杉、1972）を覆うテフラ群である。大磯丘陵では平塚市土屋、秦野市今泉の市木沢、小田原市曾我大沢の菊川支流の谷などで観察可能であるが、多摩丘陵では生田緑地を除いて露頭はほとんどない（図3D）。この層準は箱根火山のカルデラ形成期に相当し、含まれるテフラのほとんどは軽石質テフラだが、露頭観察で「スコパミ」と称される青灰色、黄褐色の軽石を含むテフラも多くみられる特徴がある。またTB-2（= Tm-9）、TB-3（= Tm-10）、TB-5（= Tm-15）、TB-9（= Tm-21）の各テフラは、角閃石型テフラで、箱根火山以外に給源があると考えられている。TB-1（= Tm-8）（図2C）～TB-3 テフラの層準の角閃石型テフラは、県内北方に向かって枚数が増える傾向があり、厚木市棚沢では下位の白色軽石と上位の青灰色軽石の組み合わせからなるテフラや青灰色軽石のみからなるテフラが少なくとも7枚あり、TB-2、TB-3はそのテフラ群の一部のように見える。角閃石型テフラの給源に関して、町田（2008）はTCu-4、

TB-5、TB-9（図2D）、TAI-1（= Tm-39）テフラが先小御岳起源である可能性を示しているが、これら角閃石型テフラの給源火山（分布軸）が箱根火山より北方に位置する可能性は高い。TB-8（= Tm-21）はタマゴサンド（遠藤・上杉、1972）とも呼ばれ、含まれる直方輝石の最大屈折率のモードが極めて高い値を示すことから指標テフラとしての重要性が指摘されていた（町田、1974）（図3E）。遠方の火山灰層との対比については、房総半島下総層群中の火山灰層との対比が指摘されてきた（例えば、関東火山灰研究グループ・東京湾地下地質研究会火山灰グループ、2000；杉原ほか、1978；中里、2001）。中澤ほか（2003）は大磯丘陵におけるTB-8、TB-9、TCu-4と房総半島下総層群川層中のKy3およびKy3.5テフラのそれぞれに含まれる直方輝石と角閃石の屈折率を比較し、TB-8とKy3およびTB-9とKy3.5を対比した。TB-8の降下時期は、Ky3の下総層群中の層位およびシークエンス層序学的な位置付けからMIS 7.4～7.3と推定されている（中里・佐藤、2001）。

TB-1（= Tm-8）テフラは、多摩ローム層の模式地で記載された登戸軽石Ⅱ（鳥羽・寿円、1958）、ヴァヤリース（関東ローム研究グループ、1960）であり、箱根外輪山西麓に火砕流を流している可能性が指摘されている（町田ほか、1974；小林・小山、1996）。TB-13（= Tm-33）テフラは、大磯丘陵まで達した火砕流堆積物が存在する。

なお、相原ほか（1995）では、Tm-28付近の層準の火山豆石中に珪藻化石を見だし、給源の環境を推定している。

大磯丘陵においてT-B テフラ累層に覆われるT-b層あるいは早田砂層（上杉・遠藤、1972）は、MIS 7.5の海進堆積物とされ（貝塚ほか、2000）、現在でも平塚市土屋の砂採取跡地の大露頭で観察可能だが、崩落が進み、海進堆積物中に見られたTCu-4（= Tm-6）テフラは埋もれてしまった。露頭上方にはT-B テフラ累層があり、これらは大磯丘陵の南上りの変動の影響受け、全体的に北に傾斜する（図3F）。

横浜地域のT-b層は、舞岡ローム層に覆われる舞岡層に相当する。舞岡層は関東第四紀研究会（1973, 1974）によって命名され、町田ほか（1974）の再定義で層位関係が訂正された。ただし、層序の間違いを除くと、横浜地域の舞岡層、舞岡ローム層に含まれるとされるテフラは、町田ほか（1974）と関東第四紀研究会（1974）で同一であり、テフラ記号の表記がMk-（町田ほか、1974）、Mi-（関東第四紀研究会、1974）で異なるのみである。したがって、町田ほか（1974）の舞岡ローム層はT-Cu～TAI テフラ亜累層までを含み、T-B テフラ累層とは一致しない。なお、鶴見・大村（1966）が多摩Ⅱ面と下末吉面の境界で見出した土橋面を構成する粘土層（土橋層）は、T-b層に相当する（町田ほか、1974）。また、関東第四紀研究会（1970）によって命名された鶴見層も岡ほか（1984）によるとT-b層に相当するとみられる。

iv) T-A テフラ累層

T-A テフラ累層は、T-a層/黒岩層あるいは七国峠砂礫層（遠藤・上杉、1972）（論文によっては七国峠砂礫層と表記）を覆うT-AI テフラ亜累層あるいは七国峠ローム層と、T-am層/滝ノ前砂礫層を覆うT-A mテフラ亜累層、そしてT-au層/沼代砂層を覆うT-Au テフラ亜累層に分か

れる(町田ほか, 1974)。TAm ~ TAU テフラ亜累層は土層ローム層に相当し、鶴見・大村(1966)の土橋ローム層と同じである。町田(2008)は、T-a 層が MIS 7.3、T-am 層が MIS 7.1、T-au 層が MIS 6.5 に対比される可能性があり、T-a 層は多摩丘陵では長尾層に相当するとしている。関東第四紀研究会(1973)によって命名された戸塚層は T-am 層に相当する(三梨・菊地, 1982)。これらの横浜地域の地層の対比は、多数の特徴あるテフラが大磯丘陵同様に手助けとなり比較的容易であるが、分布は極めて限定的であるため詳細は不明な部分が多い。一方、テフラが認定されず層序学的手がかりのない、いわゆる保土ヶ谷礫層の帰属問題については、岡ほか(1974)のように戸塚層の基底礫とする考えがある。

T-A テフラ累層も箱根火山のカルデラ形成期のテフラである。TAm-1 (= Tu-1)、TAm-4 (= Tu-7)、TAm-5 (= Tu-8) テフラは、特徴的な厚い 3 枚の軽石質テフラとして知られ、鶴見・大村(1966)は「アラレ」、「ヒョモン」、「ウバミ」、遠藤・上杉(1972)は α 、 β 、 γ と呼んだ。特に TAm-1 テフラは、箱根火山最大級のプリニー式噴火の噴出物とされ(貝塚ほか, 2000)、大磯丘陵に達する火砕流堆積物が存在する(図 3G)。笠間・山下(2005a)によると伊勢原市高森での岩片最大 3 個平均の長径は 64 mm であった。また山下・笠間(2009)は、テフラを構成する岩片と箱根火山の溶岩の化学組成の比較から、TAm-1 の噴火口を箱根カルデラ南東部と推定した。なお、TAI-1 (= Tm-39、TAm-6 (= Tu-9)、TAU-4 (= Tu-18) テフラは、角閃石型テフラである。T-A テフラ累層の最上位に位置する TAU-12 あるいは Tu-35/SB-0 テフラ(上杉ほか, 1978)は、いわゆる下末吉海進(MIS 5.5)のピークに噴出したことが知られている(貝塚ほか, 2000)。このテフラの分布軸は南東に伸びているようで、3 m ほどの厚さで真鶴半島を覆う。なお、多摩丘陵の下末吉海進が及ばなかった地域には、ローム層中に黒味が強く風化の進んだクロカゲと愛称されたクラック帯が見られ、これを町田(1971)は下末吉埋没土/SB と呼んだ。SB は KIP-1 テフラの下位に位置する(町田, 2008)。

関東平野地下への追跡として、TAm-4 (= Tu-7, β) と TAm-5 (Tu-8, γ) に対比される可能性のあるテフラが、東京都世田谷区桜丘の NU-SKG-1 コアにおける東京礫層相当層の基底にレンズ状の軽石質テフラとして記載されている(植村ほか, 2020)。また、房総半島の下総層群中の火山灰層との対比では、TAU-8、TAU-8.5、TAU-9 が木下層下部の基底に挟在するとされる(Nakazawa *et al.*, 2017)。Nakazawa *et al.* (2017) は大磯丘陵における試料と富里 GS-TM-1 コアおよび印西 GS-IZ-1 コア中のテフラ層から得た試料について火山ガラス主成分化学組成および直方輝石の屈折率を明らかにした。これによると、TM-1-57.15 と TM-1-54.88 テフラが TAU-8 と TAU-8.5 に、IZ-1-42.28 と IZ-1-41.10 テフラが TAU-9、TAU-8.5 にそれぞれ対比される。

2-2-2 吉沢(下末吉)ローム層

吉沢ローム層は、町田・森山(1968)によって、K-I、K-II、K-III の 3 部層に分けられ、吉沢 A ~ D などのテフラが記載された。その後、町田(1971)は吉沢ローム層を下部層/KIP テフラ群、中部層/KmP テフラ群、上部層と

再定義し、テフラ記載を行った。町田・森山(1968)の吉沢 A ~ D はそれぞれ KmP-1、5、6、7 テフラに相当する。また、町田(1971)では、上部層と武蔵野ローム層との境界を武蔵野埋没土/MB に置き、安針軽石/Hk-AP の層準付近とした。町田ほか(1977)では Hk-AP の直下に境界を置いている。一方、上杉(1976)は KIP テフラ群に Z ~ P、KmP テフラ群に A ~ H の記号を振った。上杉ほか(1978)では、吉沢最下部ローム層、下部ローム層、中部ローム層、上部ローム層の 4 つに分けた。それによると、吉沢ローム最下部層は吉沢層上部に相当し、下部ローム層、中部ローム層の区分は町田(1971)と同じだが、上部ローム層の解釈は大きく異なり、^{おぼろだい}小原台埋没土/OB(町田, 1971)を重視してその上限とし、上位の武蔵野ローム層との境界を OB 層準に置いた。その後、上杉ほか(1983)では、富士火山起源の多数のスコリア質テフラを重視し、武蔵野ローム層、立川ローム層の区分はせず、新期ローム層と一括し、挟在するテフラ層に Y-no. による番号を振るとともに、斜交関係などによって細分した。これは富士黒土層/FB(町田, 1964)の直下まで続く。なお、富士黒土層は富士山の爆発的活動が弱かった時期に形成れたとみられ(町田, 1964)、日本列島の完新世編年において重要な役割を果たす鬼界アカホヤ/K-Ah テフラ(7.165-7.303 cal ka BP, Smith *et al.*, 2013)が見出されている(町田, 1980)。町田(1964)は FB を境に上位のスコリア層を新期テフラ、下位を古期テフラと呼んだ(図 4A, B)。

Y-1 は御岳第一軽石/On-Pm1 (約 100 ka: 町田・新井, 1992)に相当し、最上位は上本・上杉(1996)では Y-141-3 である。^{おんたけ}御岳第一軽石は Kobayashi *et al.* (1968) が記載したテフラで、中部から関東に分布する広域テフラである。南関東において、富士火山起源のプリニアンないしサブプリニアン噴火による玄武岩質テフラ層の連続的な累重は、この On-Pm1 の層準以上であり、テフラからみれば富士火山の火山活動の活発化は約 10 万年前であるとされる(町田, 2007)。

一方、横浜地域で記載された SP1 ~ SP14 (関東第四紀研究会, 1970) およびその下位の SP0 (当間, 1974) (=KIP-6) の対比について、町田(1971)は SP1 を KIP-7 に、SP9 を KmP-1 に、SP13 を On-Pm1 に、SP14 を後述の小原台軽石/Hk-OP(町田, 1971) (=Y-58) に対比した。また、横浜地域では三色アイスパミス(Kobayashi *et al.*, 1968)ないし親子パミスと愛称されるテフラが知られていた。これらの愛称は、テフラ保存のあまり良くない横浜東部地域以東で使用され、複数の風化軽石層が織りなす黄色、ピンク色などの発色からつけられたものである。三色アイスパミスは岩相から I ~ IV に区分され(皆川, 1968)、町田(1971)によると KIP-8 ~ 13 テフラに相当し、単層として見えることもあるが、異なる複数枚の噴火堆積物である(KIP-13; 図 2E)。横浜地域の中でも戸塚周辺などの泥炭層の発達する地域では、各層ごとに識別可能な白色軽石層として保存されている場合が多い。また、親子パミスという愛称で呼ばれていた 2 枚の軽石層は、同じく KmP-6、7 テフラに相当する。KmP テフラ群(KmP-1; 図 2F)は、横浜地域ではこの 2 枚を除くと薄く目立たなくなる。KmP-7 テフラは親に相当し、層厚は横浜地域でも 50 cm を超える場合がある(図 4C)。

KIP ~ KmP テフラ群は、箱根火山の前期中央火口丘形

成期（日本地質学会, 2007）の噴出物に相当する。町田・新井（2003）は、KIP ~ KmP テフラ群の噴出時期を 125 ka (MIS 5.5) から 100 ka (御岳第一軽石) としており、約 2.5 万年間に 30 枚ほどの軽石質テフラが噴出したことになる。笠間・山下（2009）は、より給源に近い箱根外輪山東麓の小田原市荻窪で、長井・高橋（2008）の畑宿火砕流堆積物（TAu-12 の下位にある前期中央火口丘噴出物）付近から KIP テフラ群下部までと推定される層準に、細粒火山灰を伴う 20 枚以上のテフラを記載している。このように箱根火山の前期中央火口丘形成期の爆発的噴火活動は、箱根火山形成史の中でも極めて活発であったといえる。一方で、この時期の火砕流堆積物は、箱根カルデラ内に限られて分布し、箱根外輪山山麓部での記載はない。山麓部から大磯丘陵にまで火砕流を流す活動は、その次の前期中央火口丘爆発的噴火期（長井・高橋, 2008）になる。この時期の火砕流堆積物を伴うテフラには Hk-OP、三浦軽石 /Hk-MP (=Y-73)、東京軽石 /Hk-TP (=Y-76) の 3 つのテフラがある（Hk-MP、Hk-TP は武蔵野・立川ローム層で後述する）。

遠隔地での分布の確認では、東京都世田谷区の下末吉面で掘削された GS-SE-1 および GS-SE-3 コア中において層厚 40 cm の粗粒軽石質テフラとして KIP-7 が確認されているほか（中澤ほか, 2019）、淀橋台の代々木公園コア中でも KIP テフラのいずれかに対比される層厚 10 cm の軽石質テフラが確認されている（中澤ほか, 2020）また、福井県の水月湖コア中でも、年代と火山ガラス化学組成から、おそらく KIP のいずれかに対比されるデイスイトから流紋岩質のテフラ層（SG06-6344）の存在が指摘されている（Albert *et al.*, 2019）。これは箱根火山から遠く西方まで分布した堆積物として、KIP テフラ群を噴出した火山活動の復元に重要な報告である。

Hk-OP は走水団研グループ（1965）が小原台浮石層として横須賀市小原台の海成段丘（小原台面）を覆う小原台中部ローム層中に記載したテフラで、藤沢軽石（関東ローム研究グループ, 1965）、クリヨウカン（Kobayashi *et al.*, 1968）、白パミス（町田・森山, 1968）など各地で記載された（図 4D）。Hk-OP は、広域テフラである阿蘇 4 /Aso-4 テフラ（85-90 ka; 町田・新井, 2003）の上位に位置する重要なテフラである。この小原台面は、MIS 5.3 に対比される海成段丘であり、Aso-4 の下位にある On-Pm1 の頃（約 10 万年前）に形成され、離水した（町田, 1971）。Hk-OP は、MIS 5.1 の海成段丘（三崎面）の海成層などに含まれることから、噴出時期は MIS 5.1 頃の 8 ~ 8.5 万年前とされている（町田・新井, 2003）。また、その火砕流堆積物は箱根火山外輪山山麓や北方の駿河小山に分布する。

MIS 5.1 の海進最盛期の指標テフラは、富士山起源の吉岡軽石 /F-YP（町田ほか, 1975）である（町田, 2005）。このテフラは Y-69、吉岡ラビリ /YL（上杉, 1976）とも呼ばれ、角閃石を含み Hk-OP の上位にある。野外における層相は多摩ローム層の TB-2、TE-1 などに類似し、下部は黄白色、上部は青灰色の軽石の組み合わせからなる（図 4E）。吉岡は綾瀬市の地名である。

2-2-3 武蔵野・立川ローム層

ここでは町田（1977）の区分による武蔵野ローム層以上

のテフラについて述べる。箱根起源のテフラとして、下位より前述の Hk-AP、Hk-MP、Hk-TP に加え、その上位には箱根三色旗軽石 /Hk-SP と箱根中央火口丘テフラ群 /Hk-CC（町田, 1971）が知られる。なお、Hk-MP は後に三浦半島では顕著ではないことが明らかになり（町田, 1971）、三崎台地、宮田台地で見られる 2 枚の軽石質テフラは Hk-TP、Hk-MP の組み合わせではなく、Hk-SP、Hk-TP の組み合わせであることが多い（町田, 1971; 岡ほか, 1974）。Hk-CC は箱根火山カルデラ内~外輪山山麓部で見られるやや小規模なテフラ群で、下位に青灰色の火山灰層を伴う Hk-CC1 (=Y-85) を除くと、露頭間対比は意外に難しい。これは分布軸の異なる同程度の規模のテフラが多数存在し、方向によってテフラ層序の組み合わせが異なるためである。また、この下位の Hk-SP も同様に地域間対比の難しいテフラである。Hk-SP は噴出時期の近い複数のテフラの集合であるとみられ（笠間・山下, 2007）、三崎台地などの給源遠方で Hk-SP とされるものは、箱根火山近傍の Hk-SP に見られるユニットのうちのいずれかに相当すると考えられる。富士火山起源では、古くから相模野台地で相模野上位スコリア /S1S (=Y-121)、相模野下位スコリア /S2S (=Y-103) が知られ（関東ローム研究グループ, 1965）、遠来のテフラとしては、愛鷹山麓で含黒雲母グリース状火山灰（愛鷹ローム団体研究グループ, 1969）と記載された三瓶池田 /SI テフラ (=Y-97)、丹沢山麓で丹沢パミス（町田, 1971）と記載された始良 Tn 火山灰 /AT (=Y-118)（図 4F）、立川ローム上部ガラス質テフラ /UG（町田ほか, 1984）と記載された As-YP、鬼界アカホヤ /K-Ah テフラ（7.165-7.303 cal ka BP; Smith *et al.*, 2013）などがある。武蔵野ローム層と立川ローム層の境界について町田（2005）は、SI テフラが武蔵野ローム層の最上部（約 5 万年前）にあたるとしている。なお、笠間・山下（2007）は、Hk-TP と Hk-SP の間に、諏訪原スコリア /SwS を見出し、下部の SwS-a を富士火山起源とし、斑レイ岩片が含まれる上部の SwS-b を箱根火山起源とした。この斑レイ岩は丹沢深成岩と似た組成をもつ（山下ほか, 2007）。

以上のテフラの中で、最も広範囲に分布するテフラは約 6.6 万年前（青木ほか, 2008）に噴出した Hk-TP である。最近でも、東京都の淀橋台の代々木公園コア中に、層厚 25 cm の軽石質テフラとして確認されている（Yo-5.20 テフラ; 中澤ほか, 2020）。Hk-TP は降下軽石と火砕流堆積物 /Hk-T(pfl) (=Y-77) からなる。Hk-T(pfl) は火山近傍のみならず神奈川県東部まで広く分布しており、横浜市の国道 16 号線保土ヶ谷バイパスの拡幅工事の際にも、新保土ヶ谷インターと横浜町田インターの間の多数の個所で確認されている（笠間, 2006）。保土ヶ谷バイパスは多摩丘陵の分水嶺を越えた東京湾側にあることから、火砕流は横浜東部、川崎方面にも到達した可能性がある。この Hk-T(pfl) には、淘汰の悪い塊状堆積物に加え、ラミナの発達した成層堆積物が存在する（相模原市地形・地質調査会, 1986）。この成層堆積物の成因の解釈について、相模原市地形・地質調査会（1986）は、二次堆積物であることを否定し、塊状堆積物の遠方相の可能性を指摘した。一方、笠間・山下（2005b）は、横浜市泉区新橋町と伊勢原市高森で塊状堆積物を覆う同一シーケンスの火砕堆積物を発見し、成層

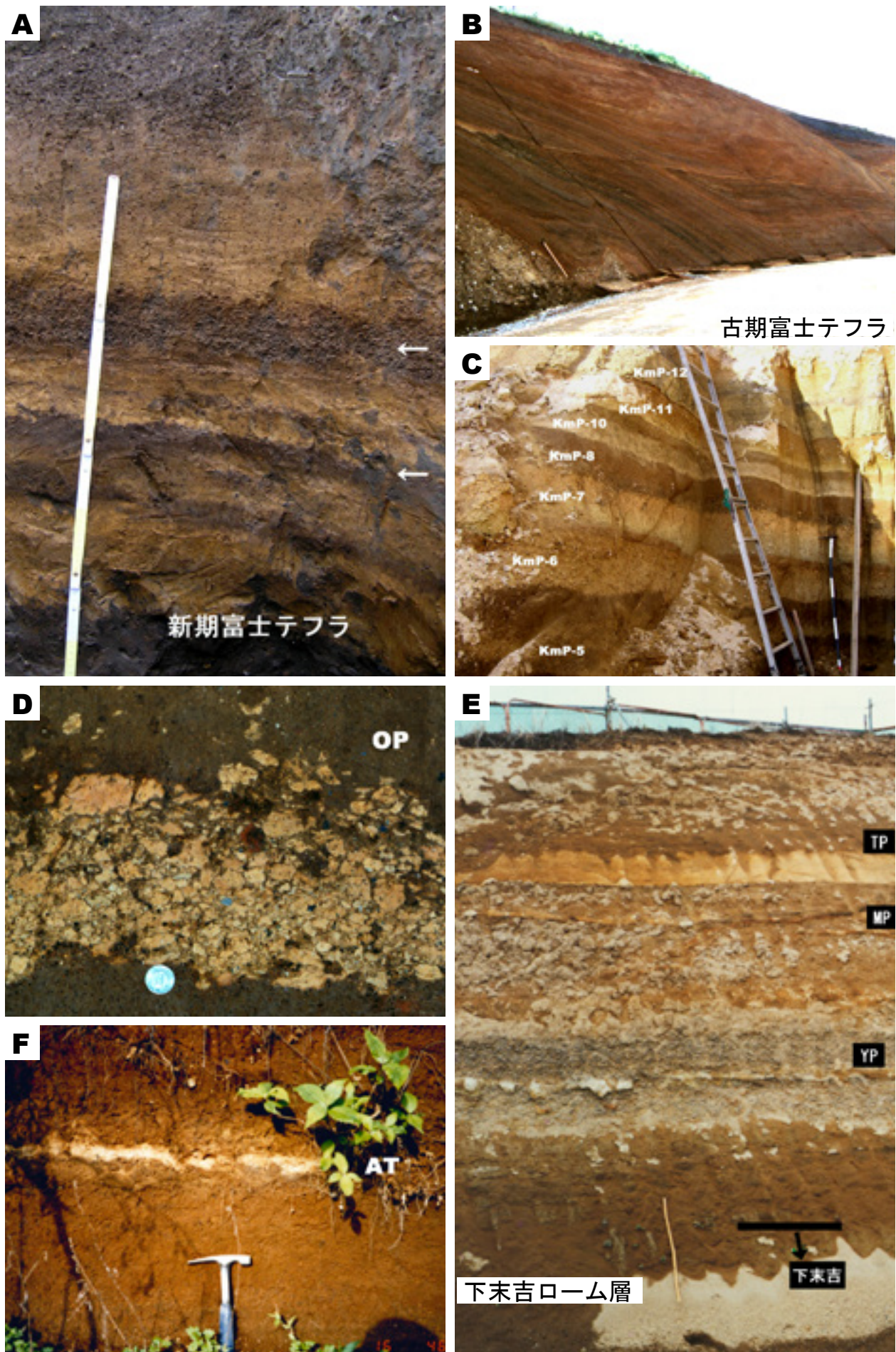


図 4. 下末吉ローム層から武蔵野・立川ローム層層準の堆積物の露頭写真。A: 新期富士テフラと下位の富士黒土層（小田原市本町），B: 古期富士テフラ群（足柄上郡山北町），C: KmP テフラ群（伊勢原市高森），D: HK-OP（綾瀬市吉岡），E: 下末吉ローム層を被覆するテフラ群（横浜市泉区新橋町），F: 始良 Tn 火山灰（秦野市）。

堆積物がその中にあることを明らかにした。同論文ではこの堆積物を両地名の頭文字から ST と表記され、下位より ST(a) ~ ST(f) に区分される。ST(a) は TP の最上位フォールユニットの軽石と似た灰色やオレンジ色の軽石からなる降下軽石層、ST(b) は 3 つの降下ユニットから成る降下火山灰層で、ST(a) より幅広く分布した Hk-T(pfl) の co-ignimbrite ash の可能性があるとした。ST(c) ~ ST(f) がラミナの発達した成層堆積物に相当し、ST(e) はスコリア質のユニットである。ST は相模原市地形・地質調査会 (1986) の指摘のように大磯丘陵より東側で見られる。Hk-T(pfl) の最上位の一連の堆積物であり、侵食で失われていることが多いが、下位の ST(a)、ST(b) ほど保存は良くなり、鍵層として目立つ。笠間・山下 (2005b) は、この一連の成層堆積物を成層軽石流堆積物と呼んだ。成層軽石流堆積物については、解明すべき課題は多いが、ラミナからは箱根火山よりむしろ丹沢山地からの流れを示唆すること、火山ガラス屈折率からは大磯丘陵以西に成層軽石流堆積物のフローユニットに相当する塊状堆積物があることなどから、地形障壁である丹沢山地にブロックされた火砕流の一部の希薄な部分が、伊勢原台地から相模野台地、多摩丘陵方面に溢れ出たものかもしれない。その体積は火砕流堆積物全体の体積より 1 桁小さい約 1.2 km³ と推定される。

武蔵野・立川ローム層のテフラと MIS との関係は、町田 (2005) によると、MIS 5 と MIS 4 の境界 (約 7.4 万年前) は Hk-AP の直下、MIS 4 と MIS 3 の境界 (5.8 万年前) は Hk-SP 付近、MIS 3 と MIS 2 の境界 (2.8 ~ 2.9 万年前) は AT の直上にあたるとされる。

3. 神奈川県域に分布する中期更新世の指標テフラ

現在までのテフラ研究の進展にともない、露頭のデータベースとなる『第四紀露頭集 - 日本のテフラ』(日本第四紀学会第四紀露頭集編集委員会, 1996) や年代・分析値などの研究データを含むデータベース型の『鍵層集』(千葉県立中央博物館, 1991) などの学術論文以外の専門性の高い資料が刊行され蓄積されてきた。『新編火山灰アトラス - 日本列島とその周辺 -』は指標テフラの諸特性について網羅的に記した文献として多くの研究に活かされている。鈴木 (2012) によると、北関東および東北にかけての過去約 40 万年間の主要なテフラの分布・層位・年代・給源についてはほぼ明らかになったとされる。年代研究については、水月湖における年縞編年が進展し (Smith *et al.*, 2013; McLearn *et al.*, 2018; Albert *et al.*, 2019 など)、同定・対比の根拠となる記載岩石学的特性の分析手法については、レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析法による火山ガラスの主要・微量元素組同時分析が進展している (Maruyama *et al.*, 2016a, b)。また、特に過去 10 万年間の動向については奥野 (2019) により広域テフラと火山層序学的研究の進展としてまとめられている。

テフラの同定・対比には、層序学的手法と記載岩石学的手法をともに適用することが求められる (町田・新井, 2003; Lowe, 2011; Lowe *et al.*, 2017)。前者は、テフラ層の層序関係や岩相および年代などの整合性を確かめるものであり、後者は火山ガラスや構成粒子の物理・化学的な同一性を検討するものである。両者ともに同一の指標を

得るための複数の手法があり、確度の高いテフラ対比には複数手法のクロスチェックが必要である。なお、本稿ではテフラ層の認定については触れないが、それらは長橋・片岡 (2014) などの一連の解説にもまとめられている。

本章では、中期更新世に噴出した指標テフラについて、その概要を述べる。なお、以下に述べる各テフラ以外にも、日本列島およびその周辺における広範囲に同定・対比が実現した指標テフラは知られるが、本稿ではより広域的に分布し、かつ南関東の編年に特に関係性の高いと思われるものに限った。図 5 に、神奈川県内に分布する中部更新統以降の地層について、指標テフラと地形面との関係とともに示す。

・阿多鳥浜テフラ (Ata-Th)

森ほか (1982) が大磯丘陵西部において、Tm-5 (上杉, 1976) (= TCu-3; 町田ほか, 1974) の直下に記載したバブルウォール型火山ガラスの密集体として記載したページ火山灰は、鈴木・早津 (1991) によりその岩石学的特徴が明らかにされ、南九州の阿多カルデラを起源とする Ata-Th との対比が示された。大磯丘陵における層位は、TCu-3 と TCu-2 の間であり、菊川支流では肉眼観察は難しいが Tm-4 と TCu-2 の間にあることがわかっている (鈴木, 1996)。

本テフラは、普角閃石とほぼ等量の直方輝石を優先斑晶とする流紋岩質テフラで、単斜輝石、黒雲母、高温型石英を含む (町田・新井, 2003)。噴出時期は MIS 8 から MIS 7 へ移行する海進時の低海面期 (T-b 層, 早田層: 町田ほか, 1974) とみられる (町田・新井, 2003)。フィッシュン・トラック (FT) 年代では 240 ka 前後が得られている (鈴木・早津, 1991)。対比される給源地域の大規模火砕流堆積物は、南九州の薩摩半島・大隅半島で記載された鳥浜火砕流堆積物 (Ui, 1971) である (図 6A)。本テフラの火砕流堆積物としての分布は九州地方においても広く、噴出源の阿多カルデラから 100 km 以上離れた熊本県二見盆地においても、後述する小林笠森テフラおよび加久藤テフラとともに確認されている (西澤・鈴木, 2016)。日本海や北西太平洋の海洋掘削コア中에서도見出され (白井, 2000; 青木, 2000)、極めて広域的に分布する重要な指標テフラである。

・阿蘇 1 テフラ (Aso-1)

阿蘇カルデラの最初の噴出物とされる阿蘇 1 火砕流堆積物 (小野ほか, 1977) とその co-ignimbrite ash fall deposits からなる重要な広域テフラとされる (町田・新井, 2003)。噴出源においては、降下軽石を噴出する噴火からはじまったとされ (小野ほか, 1977)、先駆的に噴出した溶岩流も知られている (田島ほか, 2017)。遠方の火山灰層としては、男鹿半島鮪川層中部の垂炭層中に層厚 10 cm 前後のページ色のガラス質火山灰層としてみられる (白井・多田, 1996)。中九州を除くと本テフラの同定地点は少ないとされるが (町田・新井, 2003)、房総半島木更津根岸の上泉層では、TCu-1 の下位に見出されている (中里・佐藤, 2001)。最近、遠藤ほか (2019) は、秦野盆地における掘削コア中の細粒軽石質火山灰層について、本テフラおよび後述の多摩ゴマシオ 1 テフラや加久藤テフラとの対比を検討する必要があるとしている。

本テフラは、両輝石型で直方輝石および単斜輝石を含む(町田・新井, 2003)。その噴出時期は、日本海海底コアにおいて MIS 8.2 の低海面期(約 255 ka; 白井, 1997)あるいは琵琶湖 BT コアにおいて MIS 8.4 (加ほか, 1997)に対比される。また、放射年代値としては、全岩 K-Ar 法により 266 ± 14 ka (松本ほか, 1991) が得られている。

なお、八ヶ岳東麓では本テフラと類似する火山灰層がもう一枚存在するとされ、後述する多摩ゴマシオ 1 テフラとの層位関係に課題が残るとされる(町田・新井, 2003)。

・多摩ゴマシオ 1 テフラ (Yt-GoP1)

本テフラは、ゴマシオ軽石層(関東ローム研究グループ, 1960)やゴマシオ第 1 軽石層 (GoP1; 皆川・町田, 1971)と呼ばれる軽石質テフラで、古くから南関東における指標テフラとして知られてきた(図 6B)。多摩丘陵においてオシ沼砂礫層を覆う多摩 II ローム層の最下部に挟在され(羽鳥・寿門, 1958; 岡・宇野沢, 1989; 岡, 1991)、その分布は狭山丘陵、房総半島にも知られている(鈴木ほか, 1998)。房総半島では下総層群敷層中の Yb5 テフラに対比される(杉原ほか, 1978)。

斑晶鉱物としてカミングトン閃石を含み、普通角閃石と少量の黒雲母、石英も含む(町田・新井, 2003)。給源の八ヶ岳火山周辺では BBP に対比され(町田ほか, 1974; 鈴木・早川, 1990)、八ヶ岳東麓では大町 APm テフラ群 (APms: 0.33 ~ 0.40 Ma; 鈴木・早川, 1990) および加久藤テフラ(町田・新井, 2003)より上位にあるとされる(斎藤, 2000)。噴出時期は、オシ沼砂礫層が堆積した MIS 9 の海退初期の高海面期とみられる(町田・新井, 1992)。FT 年代では、 0.36 ± 0.15 Ma (鈴木ほか, 1998)、0.314 Ma (今井ほか, 1991)、0.339 (今井ほか, 1993) が得られている。

また、BBP と GoP1 の対比については、前述の Aso-1 を挟んで八ヶ岳東麓と関東地方で層位が斜交するという課題が指摘されている(町田・新井, 2003; 中里, 2020)。

・高山 Ng1 テフラ (Tky-Ng1)

清水市有渡丘陵の根古屋層において Ng-1 (近藤, 1985)と呼ばれたガラス質火山灰層は、大磯丘陵・八ヶ岳東麓・和歌山・愛媛などの各地で広域的に同一の地層が認定され、給源を飛騨山脈にもつ約 300 ka の噴出物と推定された(水野・吉川, 1991)。田村・鈴木 (2001) は、高山盆地で記載された高山軽石 (Tky: 梶田・石原, 1977) と Ng-1 の岩石学的特性の一致から、それらを Tky-Ng1 として広域テフラに認定した。

Tky-Ng1 は、斑晶鉱物に黒雲母、普通角閃石、直方輝石、石英を含む。層位も岩石記載的特性が類似するテフラに APms (下位から A1Pm-A5Pm までの 5 枚が知られる) が存在するが、Tky-Ng1 に含まれる直方輝石と普通角閃石の最大屈折率が APms のそれらより低い値を示すため、両者は異なるテフラと考えられている(町田・新井, 2003)。他の広域テフラとの層位関係では、Kkt より新しく Aso-1 より古いとされる(町田・新井, 2003)。また、類似するテフラとして房総半島敷層中の Yb1 テフラ(千葉県立中央博物館, 1991)が知られる。Yb1 は Kkt の下位に位置する A4Pm に対比されており、MIS 9.3 直前に降下したと

され(鈴木, 2003)、その噴出年代は MIS 10/9.3 (337 ka; Lisiecki & Raymo, 2005) と推定される。

・加久藤テフラ (Kkt)

南九州の加久藤カルデラを給源とする大規模火砕流噴火に伴う広域テフラであり、南九州の各地では火砕流堆積物としての分布が知られている。神奈川県域では挟在する地層は知られていないが、その co-ignimbrite ash は中部地方まで達しており、九州と中部日本とを結ぶ中期更新世の指標テフラとして重要性が高い。八ヶ岳東麓ではベージュ色の細粒火山灰層として確認され、厚さは 10 cm に達する(町田, 1996a)。埼玉県松戸市の GS-MD-1 コア中では、火山ガラスの屈折率から Kkt に対比される可能性のあるテフラが Yb1 に混合しつつ、ほぼ同層準に確認されている(納谷ほか, 2017)。

本テフラは直方輝石、単斜輝石を含み、普通角閃石は僅かにしか含まない(町田・新井, 2003)。また、ガラスは白色から透明で着色していることもある(町田・新井, 2003)。噴出年代は 340 ~ 330 ka とされ(町田・新井, 2003)、南関東では T-c ~ T-d 期、すなわち MIS 10 ~ 9 の海進期に相当する。近畿地方では、神戸東灘コアにおける大阪層群海成層 Ma10 の直上に位置する。また、琵琶湖高島沖コアにおける BT70 (= Kkt) の堆積年代は、堆積速度から 0.334 Ma と推定されている(吉川・加, 2001; 長橋ほか, 2004)。

・多摩 TE-5 テフラ (TE-5) および大町 A1Pm テフラ (A1Pm)

TE-5 テフラは、神奈川県中井町鴨沢において黒雲母を含む厚さ 25 cm の細粒火山灰層としてみられ、多摩丘陵では八王子黒雲母黒雲母軽石 (HBP) に、また房総半島では下総層群地蔵堂層中の J4 テフラに対比される(町田ほか, 1974)。中部地方から関東地方にかけて広く分布する本テフラは、見かけ上 1 層をなすが、下部の細粒火山灰層 (TE-5a) と上部あるいは上位にある粗粒軽石からなる層 (TE-5b: J4 up, TE-5 up, HBP up; 斎藤, 2000) が存在し、両者は岩石記載的特性と給源の異なるテフラであることがわかっている(町田・新井, 2003) (図 6C)。

中井町鴨沢や横浜市泉区、戸塚区、保土ヶ谷区周辺においては TE-5a と TE-5b は明瞭な境界を示さずに産出するが、秩父盆地の尾田蔭丘陵においては、火山灰土層を挟んで両者が別々の地層として識別されている(町田・新井, 2003)。TE-5a は鈴木・早川 (1990) により中部地方の A1Pm に対比されている。TE-5a の噴出年代は、同じく A1Pm に対比される Tyla テフラの層位が MIS 11 付近にあり (Kameo *et al* 2006, 中澤ほか, 2009)、またその層位が MIS 10/11 境界と MIS 11/12 境界に挟まれることから(鈴木, 2000) 380 ~ 410 ka と推定される。また、A1Pm を含む APms の給源は飛騨山脈の水鉛谷火道とされる(原山, 1990)。

・辺川-笠森 5 テフラ (Hgw-Ks5)

大磯丘陵において TFV テフラとして知られる細粒ガラス質火山灰層(神奈川県足柄上郡中井町鴨沢で層厚約 5 cm) (図 1A) は、房総半島上総層群笠森層中の笠森 5 火山灰 (Ks5: 町田ほか, 1980; 徳橋・遠藤, 1984) と対比され

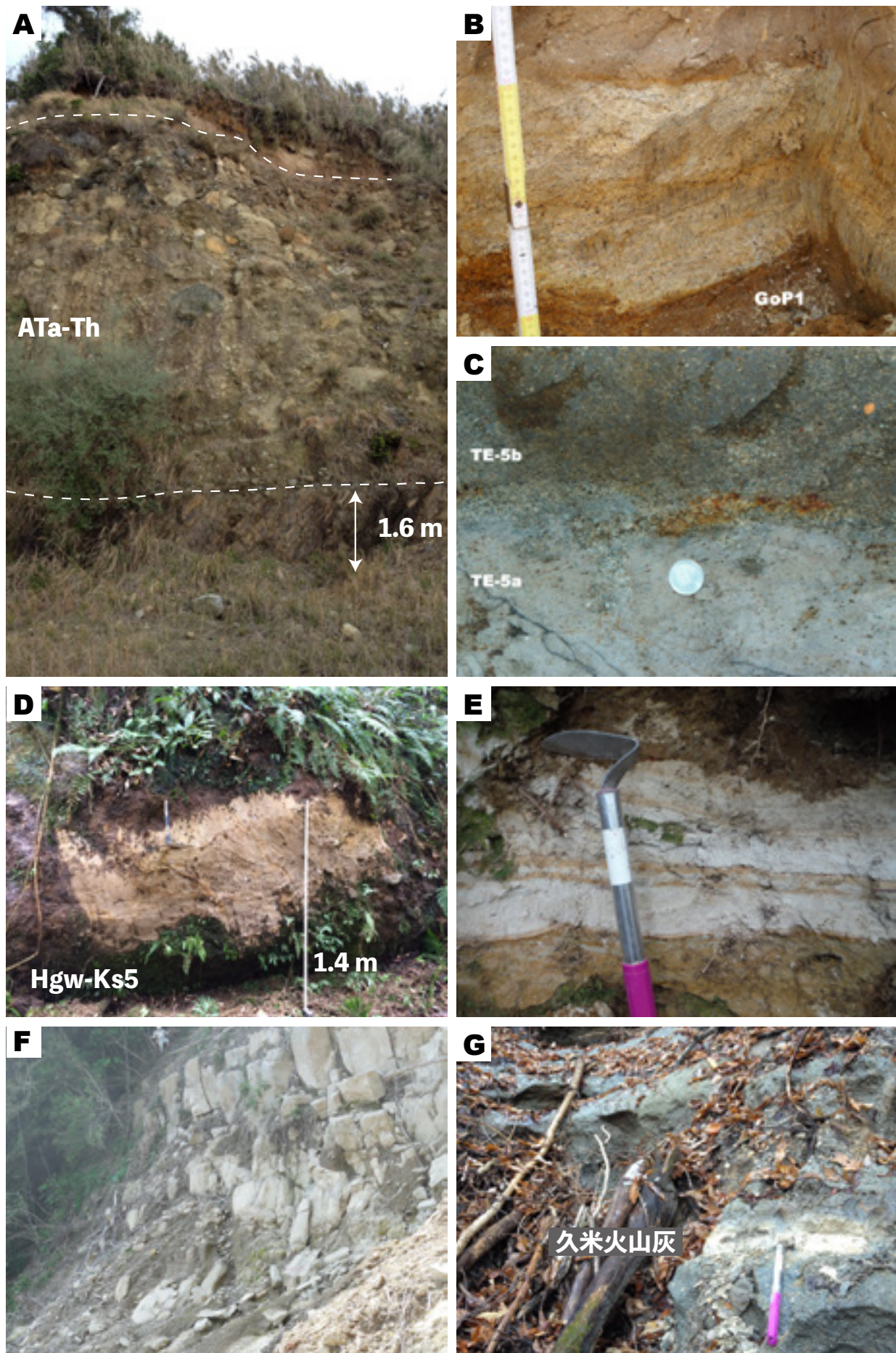


図 6. 中期更新世の指標テフラの露頭写真（給源付近の火砕流堆積物も含む）。A: 鳥浜火砕流堆積物（Ata-Th）（鹿児島県肝属郡），B: Yt-GoP1 テフラ（川崎市多摩区東生田），C: 多摩 TE-5 テフラ（戸塚区矢部町），D: 辺川火砕流堆積物（Hgw-Ks5）（鹿児島県加治木町），E: Ks5 火山灰（Hgw-Ks5）（千葉県長生郡長柄町），F: 下門火砕流堆積物（鹿児島県始良市），G: 久米火山灰（長野県飯田市）。

ていた。Ks5 に対比される降下火山灰は、大阪層群中の港島 I (吉川ほか, 2000)、古琵琶湖層群中の伊香立 II (里口・服部, 2008)、男鹿半島の鮎川層中の Wkm テフラ (鈴木・藤原, 1998) および下北半島沖の大陸棚斜面 (Matsu'ura *et al.*, 2017) などで確認されており、極めて広範囲に分布することが明らかとなっていた。一方、Ks5 (400 ~ 450 ka; Machida 1999) は、火山ガラスの化学組成に基づいて、南九州の鹿児島湾北西部に分布する小田火砕流堆積物に対比されていたが、給源地域と遠隔地の堆積物中の層位に矛盾が生じていた。Nishizawa & Suzuki (2019) は、層位学的に矛盾がなく、記載岩石学的特徴が一致する給源の火砕流堆積物として新たに辺川火砕流堆積物を記載し、Ks5 との広域対比から、辺川 - 笠森 5 テフラを認定した (図 6D, E)。

Hgw-Ks5 は、直方輝石、単斜輝石、普通角閃石と少量の高温型石英を含むテフラである (Nishizawa & Suzuki, 2019)。給源は南九州の鹿児島地溝帯 (露木, 1969) のいずれかのカルデラとされるが、判明していない。その噴出年代は、下北半島沖の大陸棚斜面における C9001C コアの深海堆積物中の層位から、MIS 12 (434 ~ 458 ka) と推定される (Domitsu *et al.*, 2011; Matsu'ura *et al.*, 2017)。記載岩石学的に類似する火山灰層としては、関東平野北東部の大古山火山灰 (OgA; 中里ほか, 2005)、北関東の中之条盆地の日影 7 火山灰 (高橋・早川, 1995) がある。これらは古琵琶湖層群中の BT72 火山灰と対比されており (中里ほか, 2005)、その層位は Hgw-Ks5 より上位で、噴出年代は 349 ka とされている (長橋ほか, 2004)。

・小林笠森テフラ (Kb-Ks)

大阪層群中のサクラ火山灰および古琵琶湖層群中の上仰木火山灰と呼ばれた指標層は、房総半島上総層群中の Ks 11 火山灰に対比され (町田ほか, 1980)、古くから関西地方と関東地方を結ぶ中期更新世の広域テフラとして認知されていた。神奈川県では屏風ガ浦層中に挟在し、屏風浦 2 (By2) の名で知られ、その層位は T-F 期に相当する (町田ほか, 1980)。

本テフラは、黒雲母と普通角閃石、直方輝石と単斜輝石を含むデイサイト質テフラである (町田・新井, 2003)。噴出源は南九州の小林カルデラからとされ、降下軽石の噴出に始まり、大規模火砕流の噴出が起こったことがわかっている (町田, 1996b)。

Kb-Ks の年代は、MIS 13 ~ MIS 15 まで幾つかの意見があり見解が一致していない (里口・服部, 2008)。まず、Kb-Ks の層位について確認すると、Kb-Ks はサクラ火山灰 (町田ほか, 1980) として、大阪層群の海成粘土層 Ma7 層直下に産出する (吉川ほか, 2000)。吉川・三田村 (1999) は、この Ma7 層を MIS 15.1 と推定した。さらに別の意見として、Ito (1994) は、シークエンス層序学的推定により上総層群笠森層中の Ks11 火山灰層 (Kb-Ks) の降下層準を 470 ka (MIS 13 ~ MIS 12) と推定した。加えて、Okuda *et al.* (2006) は銚子コア中の Kh5a 火山灰層を Ks11 火山灰層に対比し、同コアの花粉分析から、本火山灰層の層準を MIS 15 に設定した。一方、中澤ほか (2009) は Kameo *et al.* (2006) の銚子コアから得られた酸素同位体比曲線に基づき、Ks11 (Kb-Ks) に対比される Kh5a の層準を MIS 14 のピーク付近であ

ると推定している。また、中里・七山 (2013) も、Kameo *et al.* (2006) に従い、Ks11 の年代を 536 ka (Bassinot *et al.*, 1994) とした。一方、町田・新井 (2003) は、大阪層群中の Kb-Ks の層位を Ma7 層の直下と認めつつ、Kb-Ks の噴出年代を白井 (2001) の日本海の海底堆積物コア (ODP794, 797) 中の層位と、Bassinot *et al.* (1994) の酸素同位体曲線からよみとれる MIS13 のピークの年代値に基づいて、520 ~ 530 ka (MIS 13.5) と見積もった。

・Ks18 テフラ

Ks18 テフラは、河井 (1952) と徳橋・遠藤 (1984) によって記載された房総半島の上総層群笠森層中の火山灰層である。町田・新井 (2003) は、南九州の樋脇火砕流堆積物や下門火砕流堆積物と Ks18 および伊那盆地の久米層下部に挟在する久米火山灰 (菅沼ほか, 2003) などの遠各地の火山灰層を対比し (図 6F, G)、Kb-Ks テフラの下位に位置する広域テフラとして樋脇テフラ (Hwk) を提案した。神奈川県域では、横浜市戸塚区下倉田における田谷貝化石層の下位とされる地層中に見出されているが (町田・新井, 2003)、町田 (2008) では長沼層中に存在するとされる。また、その他の分布は知られていない。

本テフラは、普通角閃石、直方輝石、高温型石英を含む流紋岩質テフラである (町田・新井, 2003)。その噴出年代について、町田・新井 (2003) は、笠森層が少なくとも MIS 16 より上位に位置する MIS 15 の海進期の堆積物であると推定し、給源の火砕流堆積物の放射年代値も総合的に検討した上で年代を見積もっている。それらの放射年代値は、 0.58 ± 0.03 ka, 0.57 ± 0.03 ka (K-Ar; 町田・新井, 2003) や 0.61 ± 0.08 Ma (Zr-FT; 井村ほか, 2001) などがある。また、大阪層群中の層位は、Ma6 層中に Ks18 に対比される BK-173 火山灰層 (木谷・加茂, 2010) が認められている。その Ma6 層の層準は吉川・三田村 (1999) によると MIS 15 に相当し、町田・新井 (2003) による見積もりに整合する。

4. おわりに

神奈川県域に分布するテフラのうち、40 万年前より古いものについては、それ以降のものに比べてその層位や分布が詳細に明らかになっているものは少ない (例えば舟久保タフや Ks18 など)。それには、噴出源が特定されていないものや、対比される火山灰層の層序関係の矛盾、また記載岩石学的に類似するテフラの存在など、今後検討されるべき多くの課題がある。同様に、より新しい時代に噴出した箱根火山や富士火山のテフラについても、野外観察における層相の類似や記載岩石学的特性の類似から、その同定・対比は容易ではない。関東ローム層中で風化し火山ガラス粒子が消失していることもある箱根火山起源のテフラの場合、同定・対比の主要な根拠の一つである火山ガラス主成分化学組成の比較検討が実施できないという問題もある。これには新鮮な試料の採取が必要であろう。一方で、その解釈に議論がある層準はあるものの、関東ローム層の層序学的研究は古くから蓄積されてきた。房総半島および関東平野地下さらには年代学的研究の先端をゆく水月湖への箱根火山起源テフラの追跡はそれらの成果に立脚している。これらの指標テフラを用いた、より確度の高い編年・

対比には、長い研究史をもつ関東ローム層および南関東の編年学的研究の成果の上に、テフラの諸特性に関するデータセットをこれからさらに充実させていく必要がある。

引用文献

- 会田信行, 1997. 強磁性鉱物の熱磁気特性による多摩ローム層ゴマシオ軽石 (GoP1 および GoP2) の対比とその層序学的意義. 第四紀, (29): 45-49.
- 相原延光・猪俣道也・平田大二, 1995. 大磯丘陵で発見された淡水性珪藻化石を含む箱根火山起源の火山豆石. 地球科学, 49: 183-187.
- Albert, P., Smith, V., Suzuki, T., McLean, D., Tomlinson, E., Miyabuchi, Y., Kitaba, I., Mark, D., Moriwaki, H., Suigetsu 2006 Project Members and Nakagawa, T., 2019. Geochemical characterisation of the Late Quaternary widespread Japanese tephrostratigraphic markers and correlations to the Lake Suigetsu sedimentary archive (SG06 core). *Quaternary Geochronology*, 52: 103-131.
- 青木かおり・山本浩文・山内守明, 2000. 「みらい」MR98-03 次航海及び MR99-K04 次航海で採取された海底コアの第四紀後期テフラ層序. 海洋科学技術センター試験研究報告, 41: 49-55.
- 青木かおり・入野智久・大場忠道, 2008. 鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序. 第四紀研究, 47: 391-407.
- 新井房夫, 1972. 斜方輝石・角閃石の屈折率におけるテフラの同定-テフロクロロジーの基礎的研究. 第四紀研究, 11: 254-269.
- Bassiot, F.C., Labeyrie, L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J., Lancelot, Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes/Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 126: 91-108.
- Domitsu H, Uchida J, Ogane K, Dobuchi N, Sato T, Ikehara M, Nishi H, Hasegawa S, Oda M., 2011. Stratigraphic relationships between the last occurrence of Neogloboquadrina inglei and marine isotope stages in the northwest Pacific, D/V Chikyu Expedition 902, Hole C9001C. *Newsletters on Stratigraphy*, 44(2): 113-122.
- 遠藤邦彦・上杉 陽, 1972. 大磯・横浜地域の古期テフラについて. 第四紀研究, 11: 15-28.
- 遠藤邦彦・上杉 陽・鈴木正章・宮原智哉・須貝俊彦・石綿しげ子・堀 伸三郎・杉中佑輔・大里重人・谷 芳生, 2019. 神奈川県秦野盆地で採取されたオールコアボーリング試料のテフラ層序とその意義 (演旨). 日本第四紀学会講演要旨集, 49, p.21.
- 府川宗雄, 1975. 大磯丘陵西部地域の第四系地質層序ならびに地質構造-1974 年度団研の成果. 関東の四紀, (2): 2-8.
- 羽鳥謙三・寿門晋吾, 1958. 関東盆地西縁の第四紀地史 (I). 地質学雑誌, 64: 181-194.
- 走水団研グループ, 1965. 三浦半島小原台付近の第四系. 地球科学, 80: 1-11.
- 原山 智, 1990. 上高地地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 175pp. 地質調査所.
- 早川由紀夫, 1995. 日本に広く分布するローム層の特徴と成因. 火山, 40: 177-190.
- 今井正彦・谷崎良之・北原明治・猪越幸雄・上條朝宏, 1991. 多摩ニュータウン火山灰層の ESR による年代測定. 第 7 回 ESR 応用計測研究発表会講演要旨集 (ESR 応用計測), no. 7, pp.47-48.
- 今井正彦・谷崎良之・北原明治・猪越幸雄・上條朝宏, 1993. 多摩ニュータウン火山灰層の ESR による年代測定 (II).
- 第 9 回 ESR 応用計測研究発表会講演要旨集 (ESR 応用計測), no. 9, pp.36-37.
- 井村隆介・奥村晃史・須貝俊彦・檀原 徹, 2001. 南九州火砕流堆積物のフィッシュン・トラック年代 (ポスターセッション) (演旨). 日本第四紀学会講演要旨集, 31, pp.118-119.
- 稲垣 進・西川達男・満岡 孝・安野 信・横浜団体研究会, 2000. 横浜市区の造成工事で出現した露頭について-泉区岡津町領家および泉区岡津町岡津一. 関東の四紀, (22): 53-60.
- Ito, M. 1994. Compositional variation in depositional sequences of the upper part of the Kazusa Group, a middle Pleistocene forearc basin fill in the Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, 88: 219-230.
- 貝塚爽平, 1992. 自然景観の読み方 5 平野と海岸を読む. 142pp. 岩波書店, 東京.
- 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦, 2000. 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原. 349pp. 東京大学出版会, 東京.
- 梶田澄雄・石原哲弥, 1977. 高山市付近の第四系について. 地質学論集, 日本の第四紀内陸盆地, 14: 151-159.
- Kameo, K., Okada, M., EL-Masry, M., Hisamitsu, T., Saito, S., Nakazato, H., Ohkouchi, N., Ikehara, M., Yasuda, H., Kitazato, H. and Taira, A., 2006. Age model, physical properties and paleoceanographic implications of the middle Pleistocene core sediments in the Choshi area, central Japan. *Island Arc*, 15(3): 366-377.
- 関東第四紀研究会, 1970. 下末吉台地およびその周辺地域の地質学的諸問題. 地球科学, 24: 151-166.
- 関東第四紀研究会, 1973. 南関東の第四紀堆積盆地. 地球科学, 27: 102-112.
- 関東第四紀研究会, 1974. 横浜付近の第四系に関する諸問題 (1) (2). 地球科学, 28: 155-171.
- 関東第四紀研究会, 1980. 南関東地域の中更新統の層序とその特徴. 第四紀研究, 19: 203-216.
- 関東第四紀研究会, 1987. 大磯丘陵の層序と構造. 関東の四紀, (13): 8-46.
- 関東ローム研究グループ, 1956. 関東ロームの諸問題. 地質学雑誌, 62: 302-316.
- 関東ローム研究グループ, 1960. 関東ロームの諸問題Ⅲ. 地球科学, 46: 1-18.
- 関東ローム研究グループ, 1965. 関東ロームその起源と性状. 378pp. 築地書館, 東京.
- 関東火山灰グループ・東京港地下地質研究会火山灰グループ, 2000. 多摩Ⅱローム層の鉱物組成とドーランの対比. 地球科学, 54: 49-54.
- 笠間友博, 2006. 横浜市西部の海洋酸素同位体ステージ 11 以降のテフラ層序. 神奈川県博研究報告 (自然科学), (35): 1-31.
- 笠間友博, 2008. 大磯丘陵・多摩丘陵に分布する箱根火山起源のテフラ. 神奈川県立博物館調査研究報告, (13): 111-134.
- 笠間友博・相原延光, 1990. 横浜市西部における箱根新期火砕流堆積物の構造. 神奈川県自然誌資料, (11): 1-8.
- 笠間友博・塩井宏幸, 2019. 三浦半島第四系宮田層中の不整合と挟在する「船久保タフ (Fn)」の Ft, U-Pb, K-Ar 年代. 神奈川県博研究報告 (自然科学), (48): 1-12.
- 笠間友博・山下浩之, 2005a. 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. 神奈川県自然誌資料, (26): 1-8.
- 笠間友博・山下浩之, 2005b. 高森丘陵南西部で出現した特徴的な箱根新期軽石流堆積物 [Hk-T(pfl)] について-高森丘陵と多摩丘陵で発見されたスコリアを含む成層堆積物の

- 共通層序～. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), (34): 1-16.
- 笠間友博・山下浩之, 2007. 神奈川県小田原市久野諏訪原で確認された斑レイ岩質岩片を含む諏訪原スコリア(新称). 神奈川県博物館研究報告(自然科学), (36): 17-24.
- 笠間友博・山下浩之, 2009. 小田原市荻窪の箱根火山起源テフラ新露頭の記載. 神奈川自然誌資料, (30): 1-6.
- 神奈川県, 1955. 神奈川県下の天然ガス地下資源. 総合計画資料, No8. 39pp. 神奈川県.
- 河井興三, 1952. 茂原ガス田誠奉周辺地域(茂原～鶴舞地域)の地質及び天然ガス. 石油技術協会誌, 17(1): 1-21.
- Kikuchi, T., 1977. Pleistocene sea level changes and tectonic movements in the Boso Peninsula, Central Japan. *Geogr. Rep. Tokyo Metrop. Univ.*, (12): 77-103.
- 木谷幹一・加茂祐介, 2010. 京都盆地南部で掘削されたKD-0コアの海成層層序の再検討. 地球科学, 64(3): 99-109.
- 小林 淳・小山真人, 1996. 箱根火山西麓～南麓地域のテフラ層序と火山噴火史. 地学雑誌, 105: 431-447.
- Kobayashi K., K. Minagawa, M. Machida, H. Shimizu and K. Kitazawa, 1968. The Ontake Pumice-Fall Deposit Pm-1 as Late Pleistocene Time-Maker in Central Japan. *J. Fac. Sci., Shinshu Univ.*, 3: 171-198.
- 加 三千宣・吉川周作・井内美郎, 1997. 琵琶湖湖底堆積物, 過去 40 万年間の珪藻化石記録. 第四紀研究, 36(2): 113-122.
- Lisiecki, L.E. and Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, 20 (PA1003). doi:10.1029/2004PA001071.
- Lowe, D.J., 2011. Tephrochronology and its application: A review. *Quaternary Geochronology*, 6(2): 107-153.
- Lowe, D. J., Pearce, N. J. G., Jorgensen, M. A., Kuehn, S. C., Tryon, C. A., & Hayward, C. L., 2017. Correlating tephtras and cryptotephtras using glass compositional analyses and numerical and statistical methods: review and evaluation. *Quaternary Science Reviews*, 175(C), 1-44. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.08.003>
- 町田洋, 1964. Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史. 地学雑誌, 73: 293-308, 337-350.
- 町田 洋, 1971. 南関東のテフロクロノロジー (I) ー下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代についてー. 第四紀研究, 10: 1-20.
- 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: 1-24.
- 町田 洋, 1977. 火山灰は語る 火山と平野と自然史. 324pp. 蒼樹書房, 東京.
- Machida, H., 1999. Quaternary Widespread Tephra Catalog in and around Japan: Recent Progress. *The Quaternary Research*, 38(3): 194-201.
- 町田 洋, 1996a. ハケ岳東麓における加久藤テフラと信州の指標テフラ群. 日本第四紀学会編, 第四紀露頭集ー日本のテフラ, p. 67.
- 町田 洋, 1996b. 宮崎県久木野における小林笠森テフラーサクラ火山灰のふるさとー. 日本第四紀学会編, 第四紀露頭集ー日本のテフラ, p.81.
- 町田 洋, 2005. 日本旧石器時代の編年: 南関東立川ローム層の再検討. 旧石器研究, (1): 7-16.
- 町田 洋, 2007. 第四紀テフラからみた富士山の成り立ちー研究のあゆみー. 荒巻重雄・藤井俊嗣・中田節也・宮地直道編, 富士火山, pp.29-44. 山梨県環境科学研究所.
- 町田 洋, 2008. 大磯丘陵から下総台地までの第四系. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 3 関東地方, pp. 299-315. 朝倉書店, 東京.
- 町田 洋・新井房夫, 1992. 火山灰アトラス. 276pp. 東京大学出版会, 東京.
- 町田 洋・新井房夫, 2003. 新編火山灰アトラス. 336pp. 東京大学出版会, 東京.
- 町田 洋・森山昭雄, 1968. 大磯丘陵の Tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史. 地理学評論, 41: 241-257.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫, 1977. 南関東における後期更新世の示標テフラ層ー特性記載とそれに関連する諸問題ー. 第四紀研究, 16: 19-40.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫, 1980. 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年. 第四紀研究, 19: 233-261.
- 町田 洋・松島義章・今永 勇, 1975. 富士山東麓駿河小山付近の第四系ー特に古地理の変遷と神縄断層の変動についてー. 第四紀研究, 14: 77-90.
- 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: 22-58.
- 町田 洋・新井房夫・小田静夫・遠藤邦彦・杉原重夫, 1984. テフラと考古学ー考古学研究 と関係するテフラのカタログー. 渡辺直経編, 古文化財に関する保存科学と人文・自然科学報告書, pp.865-928.
- Maruyama S, Hattori K, Hirata T, Suzuki T, Danhara T., 2016a. Simultaneous determination of 58 major and trace elements in volcanic glass shards from the INTAV sample mount using femtosecond laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry. *GEOCHEMICAL JOURNAL*, 50(5): 403-422.
- Maruyama S, Hattori K, Hirata T, Danhara T., 2016b. A proposed methodology for analyses of wide-ranged elements in volcanic glass shards in widespread Quaternary tephtras. *Quaternary International*, 397: 267-280.
- 松本哲一・宇都浩三・小野晃司・渡辺一徳, 1991. 阿蘇火山岩類の K-Ar 年代測定ー火山層序との整合性と火砕流試料への適応ー (演旨). 日本火山学会講演予稿集, p.73.
- Matsu'ura T, Kimura J, Chang Q, Komatsubara J., 2017. Using tephrostratigraphy and cryptotephrostratigraphy to re-evaluate and improve the Middle Pleistocene age model for marine sequences in northeast Japan (Chikyu C9001C). *Quaternary Geochronology*, 40: 129-145.
- McLean, D., Albert, P., Nakagawa, T., Suzuki, T., Staff, R., Yamada, K., Kitaba, I., Haraguchi., Kitagawa, J., Project Members., Smith, V., 2018. Integrating the Holocene tephrostratigraphy for East Asia using a high-resolution cryptotephra study from Lake Suigetsu (SG14 core), central Japan. *Quaternary Science Reviews*, 183: 36-58.
- 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 図幅). 105pp. 地質調査所, 東京.
- 皆川紘一, 1968. 相模川山間部のローム層と第四紀地史 I. 第四紀研究, 7: 101-108.
- 皆川紘一・町田瑞男, 1971. 南関東の多摩ローム層層序. 地球科学, 25: 164-176.
- 水野清秀・吉川清志, 1991. 中期更新世テフラ Ng-1 火山灰の広域性の検討. 第四紀研究, 30: 435-438.
- 森 慎一・米沢 宏・関東第四紀研究会, 1982. 国府津-松田断層地域の第四系 (その 1) ー大磯丘陵西部団研 1981 年度の成果と課題ー. 関東の四紀, (9): 1-9.
- 長橋良隆・片岡香子, 2014. テフラ学 (第 1 回): 用語法. 第四紀研究, 53(2): 103-109.
- 長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山 高・井内美郎, 2004. 近畿地方およびハケ岳山麓における過去 43 万年間の広域テフラの層序と編年ー EDS 分析による火山ガラス片の

- 主要成分化学組成——. 第四紀研究, **43**(1): 15-35.
- 長井雅史・高橋正樹, 2008. 箱根火山の地質と形成史. 神奈川博調査研究報告 (自然科学), (13): 25-42.
- 成瀬 洋, 1960. 相模積成盆地の変遷—南関東上部新生界の地史学的研究 (2). 第四紀研究, **100**: 243-255.
- 中里裕臣, 2020. 上総・下総層群における海水準変動と更新世テフラの層位 (演旨). 日本地質学会関東支部シンポジウム 関東のテフラ—最近の年代観と供給源—, 日本地質学会関東支部, pp.5-8.
- 中里裕臣, 2001. 更新統下総層群のテフラに関する諸問題. 千葉県中央博自然誌研究報告特別号, (4): 13-21.
- 中里裕臣・七山 太, 2013. 上総層群笠森層のテフラ層序と MIS 年代 (演旨). 日本第四紀学会講演要旨集, **43**, pp.76-77.
- 中里裕臣・佐藤弘幸, 1988. 下総層群上泉層中の Km2 テフラ. 地質学雑誌, **94**(10): 793-796.
- 中里裕臣・佐藤弘幸, 2001. 下総層群の年代と“鹿島”隆起帯の運動. 第四紀研究, **40**(3): 251-257.
- 中沢 努・中里裕臣・小松原 琢・塚本 斉, 2003. 関東地方に分布する中期更新世指標テフラ TB-8 と Ky3 の対比の再検討. 地質調査研究報告, **54**(9-10): 341-350.
- 中沢 努・中里裕臣・大嶋秀明・堀内誠示, 2009. 関東平野中央部における上総—下総層群境界—越谷 GS-KS-1 コアでの MIS12 層準の特定. 地質学雑誌, **115**(2): 49-63.
- 納谷友規・坂田健太郎・中澤 努, 2017. 松戸市の地下に分布する下総層群の層序—GS-MD-1 コアの調査概要—. 地質調査総合センター速報, 平成 28 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告 74, pp.39-46.
- 中澤 努・長 郁夫・坂田健太郎・中里裕臣・本郷美佐緒・納谷友規・野々垣 進・中山俊雄, 2019. 東京都世田谷区, 武蔵野台地の地下に分布する世田谷層及び東京層の層序, 分布形態と地盤震動特性. 地質学雑誌, **125**(5): 367-385.
- 中澤 努・納谷友規・坂田健太郎・本郷美佐緒・鈴木毅彦・中山俊雄, 2020. 東京層の模式コアセクション (代々木公園コア) における層序の再検討. 地質調査研究報告, **71**(1): 19-32.
- Nakazawa T, Sakata K, Hongo M, Nakazato H., 2017. Transition from incised valley to barrier island systems during MIS 5e in the northern Chiba area, Kanto Plain, central Japan. *Quaternary International*, **456**: 85-101.
- 日本地質学会, 2008. 日本地方地質誌 3 関東地方, p.299-315. 朝倉書店, 東京.
- 西澤文勝・鈴木毅彦, 2016. 熊本県南西部, 二見砂礫層中に挟在する中期更新世の火砕流堆積物の対比. 第四紀研究, **55**(5): 211-222.
- Nishizawa, F. & Suzuki, T., 2019. Characterization and correlation of the Hegawa-Kasamori 5 tephra, a widespread tephra aged c. 450 ka associated with largescale pyroclastic flow from southern Kyushu, SW Japan. *Journal of Quaternary Science*, **35**: 288-303.
- 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). 61pp. 産総研地質調査総合センター, つくば.
- 岡 重文, 1974. 南関東の段丘変形についての 2, 3 の例—地殻変動の定常性—. 垣見俊弘・鈴木尉元編, 関東地方の地震と地殻変動, p.147-156. ラティス, 東京.
- 岡 重文・菊地隆男・桂島 茂, 1984. 東京西南部地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅). 148pp. 地質調査所.
- 岡 重文・宇野沢 昭・安藤高明, 1974. 三浦半島南部の段丘変形. 地調月報, **25**: 1-17.
- 奥野 充, 2019. 最近 10 万年間の広域テフラと火山層序に関する年代研究. 地質学雑誌, **125**(1): 41-53.
- Okuda, M., Nakazato, H., Miyoshi, N., Nakagawa, T. Okazaki, H., Saito, S. and Taira, A., 2006. MIS11-19 pollen stratigraphy from the 250-m Choshi core, northeast Boso Peninsula, central Japan: Implications for the early/mid-Brunhes (400-780 ka) climate signals. *Island Arc*, **15**(3): 338-354.
- 小野晃司・松本徂夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和, 1977. 竹田地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 図幅). 145pp. 地質調査所.
- 大磯団体研究グループ, 1988. 国府津—松田断層地域の第四系 (その 3). 関東の四紀, (14): 3-22.
- 大塚弥之助, 1937. 関東地方南部の地質構造 [横浜—藤沢間]. 震研彙報, (15): 974-1040.
- 相模原市地形・地質調査会, 1986. 相模原の地形・地質調査報告 (第 3 報). 96pp. 相模原市教育委員会, 相模原市.
- 斉藤尚人, 2000. ハケ岳東麓と関東平野の中期更新世テフラの対比とその編年. 第四紀研究, **39**(1): 15-23.
- 里口保文・服部 昇, 2008. 中部更新統古琵琶湖層群上部と上総層群上部の火山灰層の対比. 第四紀研究, **47**(1): 15-27.
- Smith, V.C., Smith, V.C., Mark, D.F., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Bronk-Ramsey, C., Bryant, C.L., Nakagawa, T., Han, K.K., Weh, A., Takemura, K., Danhara, T., Suigetsu 2006 Project Members, 2011. Toward establishing precise Ar/Ar chronologies for Late Pleistocene palaeoclimate archives: an example from the Lake Suigetsu (Japan) sedimentary record. *Quaternary Science Reviews*, **30**: 2845-2850.
- 白井正明, 2000. 男鹿半島浅海成堆積物と日本海半遠洋成堆積物の第四紀氷河性海水準変動への応答. 第四紀, **32**: 19-27.
- 白井正明・多田隆治, 1996. 男鹿半島安田海岸の堆積層分布—地殻上下動の寄与を考える—. 日本地質学会第 103 回学術大会講演要旨集, p.122.
- 白井正明・多田隆治・藤岡換太郎, 1997. ODP 日本海試料との対比に基づく男鹿半島安田海岸更新世中—後期テフラの同定と年代. 第四紀研究, **36**(3): 183-196.
- 菅沼悠介・鈴木毅彦・山崎晴雄・菊地隆男, 2003. 長野県南部, 伊那層群のテフラとその対比. 第四紀研究, **42**(5): 321-334.
- 杉原重夫・新井房夫・町田 洋, 1978. 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー. 地質学雑誌, **84**: 583-600.
- 鈴木毅彦, 1995. いわゆる火山灰土 (ローム) の成因に関する一考察. 火山, **40**: 167-176.
- 鈴木毅彦, 1996. 南関東大磯丘陵における阿多鳥浜テフラの層位. 日本第四紀学会編, 第四紀露頭集—日本のテフラ, p.67.
- 鈴木毅彦, 2000. 埼玉県秩父盆地に分布するテフラとその考古編年上の意義. 月刊地球, **22**(10): 687-692.
- 鈴木毅彦, 2012. 北関東・東北地方南部のテフロクロノロジー: 現状と展望 (2010 年度日本第四紀学会学術賞受賞記念論文). 第四紀研究, **51**(2): 65-78.
- 鈴木毅彦, 2018. テフラ研究に関する国内外における最近の現状と動向—同定法, 噴火年代決定, 古気候変動研究への応用, 分布の広域性, 標準試料整備を中心に—. 第四紀研究, **57**(5): 131-142.
- 鈴木毅彦・藤原 治, 1998. 房総半島上総層群中の中期更新世ガラス質テフラと東北地方に分布するテフラの対比 (演旨). 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集, p.196.
- 鈴木毅彦・中山俊雄, 2007. 東北日本弧, 仙岩地熱地域を給源とする 2.0Ma に噴出した大規模火砕流に伴う広域テフラ. 火山, **52**(1): 23-38.
- 鈴木毅彦・早川由紀夫, 1990. 中期更新世に噴出した大町 APm テフラ群の層位と年代. 第四紀研究, **29**(2): 105-120.

- 鈴木毅彦・早津賢二, 1991. 関東-中部地方の第四紀テフラの研究—特に中期更新世テフラの重要性—. 第四紀研究, **30**: 361-368.
- 鈴木毅彦・藤原 治・檀原 徹, 1998. 関東・中部地方に分布する第四紀テフラのフィッション・トラック年代. 地学雑誌, **107**: 348-367.
- 田村糸子・鈴木毅彦, 2001. 中期更新世広域テフラ Ng-1 と飛騨地域に分布する高山軽石層との対比. 第四紀研究, **40**: 295-305.
- 千葉県立中央博物館, 1991. 上総層群下部鍵層集 (1990 年版). 218pp. 千葉県立中央博物館.
- 羽鳥謙三・成瀬 洋, 1957. 関東西部の古期ロームの分布と鉱物組成. 地学雑誌, **68**: 432.
- 当間唯弘, 1974. 横浜付近の下末吉面の陸化過程. 第四紀研究, **13**: 199-215.
- 上杉 陽, 1976. 大磯丘陵のテフラ. 関東の四紀, (3): 28-37.
- 上杉 陽・遠藤邦彦, 1974. 大磯丘陵の第四系について. 関東の四紀, (1): 9-21.
- 上杉 陽・長崎 正・森 慎一, 1978. 下末吉埋没土層の時代について. 関東の四紀, (5): 10-21.
- 上杉 陽・米澤 宏・千葉達郎・宮地直道・森 慎一, 1983. テフラからみた関東平野. アーバンクボタ, (21): 2-17.
- Ui, T. 1971. Genesis of magma and structure of magma chamber of several pyroclastic flows in Japan. *Jour Fac Sci Univ Tokyo, Ser II*, **18**: 53-127.
- 植村杏太・遠藤邦彦・藤根 久・近藤玲介・内藤尚輝・竹村貴人, 2020. 東京都世田谷区桜丘の NU-SKG-1 コアにおける東京層 (世田谷層) のテフラと地質層序. 日本大学文理学部自然科学研究所「研究紀要」, (55): 155-164.
- 山下浩之・笠間友博, 2009. 箱根火山起源 TAm-1 テフラの噴火口の推定—火山岩片の化学組成と火山体との比較から—. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (38): 1-9.
- 山下浩之・笠間友博・川手新一・平田大二, 2007. 箱根火山起源諏訪原スコリア (SwS) テフラに発見された斑レイ岩質岩片の岩石学的特徴. 神奈川県博物館研究報告 (自然科学), (36): 25-28.
- 横浜サブ団研グループ, 1983. 横浜市戸塚町西部における上倉田層および山王台ローム層に関する新発見. 関東の四紀, (19): 15-19.
- 横浜サブ団研グループ, 1989. 横浜市保土ヶ谷区瀬戸ヶ谷の住宅造成工事であらわれた露頭について. 関東の四紀, (15): 61-64.
- 横浜サブ団研グループ, 1995. 横浜市泉区の露頭について. 関東の四紀, (19): 22-24.
- 吉川周作, 1999. 高精度年代決定における火山灰の役割. 月刊地球, **26**: 201-206.
- Shackleton, N. J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science*, **6**: 183-190.
- 徳橋秀一・遠藤秀典, 1984. 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 136pp. 地質調査所.
- 吉川周作・加 三千宣, 2001. 琵琶湖湖底堆積物による過去 40 万年間の高精度火山灰編年 (総特集 明日のテフラ研究), 月刊地球, **23**(9): 594-599.
- 吉川周作・三田村宗樹, 1999. 大阪平野第四系層序と深海底の酸素同位体比層序との対比. 地質学雑誌, **105**(5): 332-340.
- 吉川周作・水野清秀・加藤茂弘・里口保文・宮川ちひろ・衣笠善博・三田村宗樹・中川康一, 2000. 神戸市東灘 1,700m ボーリングコアの火山灰層序. 第四紀研究, **39**(6): 505-520.
- 田島靖久・星住英夫・松本哲一・廣田明成・小屋口剛博, 2017. 阿蘇火山, Aso-1 火砕流堆積物に関する新発見と Aso-1 噴火に先駆けて噴出した古閑溶岩. 火山, **62**(4): 177-188.
- 露木利貞, 1969. 九州地方における温泉の地質学的研究 (第 5 報) -- 鹿児島地構内の温泉—特に温泉貯留体について --. 鹿児島大学理学部紀要 (地学・生物学), **2**: 85-101.

地球観測衛星画像や DEM を用いた神奈川の地形判読

Landform Analysis of Kanagawa using Remote Sensing and DEM

新井田秀一¹⁾Shuichi NIIDA¹⁾

Abstract. Kanagawa Prefecture consists topographically of three distinct areas: the western mountainous region of the Tanzawa mountain and the Hakone volcano, the eastern part of the Tama Hills and Miura peninsula, and the central area of flat stream terraces and lowlands surrounding the Sagami, Sakai, Tsurumi, and Tama rivers. Based on remote sensing imagery and digital elevation models, landform of the prefecture was analyzed. Slope gradation map and altitude tint map reconfirm the volcanic topography with the trace of dislocation and the corrosion geographic features. The immediate topographic deciphering of the large area enables to clarify the concealed underground structure.

Key words: topographic classification map, altitude tint map, slope gradation map, river map, river cross section figure, annual precipitation map

1. はじめに

神奈川は、東に太平洋プレート、南に箱根火山や伊豆半島の載るフィリピン海プレート、北西には本州の載るユーラシアプレートや北米プレートがあり、プレートの動きによる変動を強く受けていると考えられている。

地表面の地形としては、西に富士山、西北は関東山地に連なり、北東には多摩丘陵を越え、関東平野中心部に至る。東は東京湾、南は相模湾があり、東京湾海底谷や相模トラフなどが深海につながる。南西は伊豆半島につながり、その西には駿河湾がある。フィリピン海プレートの境界部は、相模湾の相模トラフから、箱根火山の北端を抜け、駿河湾の駿河トラフにつながっている。

この地域の地形を紹介するものとしては、昭和 39 年刊行の「神奈川県の地理（日本地理集成第 IV 巻）」（鈴木、1964）の「第九章自然」に、地形概略から生い立ち、地質、地下資源、気象など詳しくまとめられている。昭和 53 年には「神奈川県史各論編 4 自然」（神奈川県、1978）がある。この中の「II 地質」（見上、1978）は、その後の研究成果を反映したものになっている。その後、「神奈川県植物誌 1988」に「神奈川県の地形と地質」（松島・平田、1988）が出された。

従来、このような地形の研究は、航空写真や地形図の判読によって行われてきた。1990 年代に入り、数値標高

モデル（Digital Elevation Model：DEM）や地球観測衛星画像といった、コンピュータで地形を扱うことができるような手法が登場した（横山ほか、1999；隈元ほか、2002 など）。『関東地方（改訂版）（日本地方地質誌）』（猪郷ほか、1980）では、解説はないが口絵にて「関東地方の衛星写真（1973.10.16、4 バンド）」を紹介している。その後「関東地方（日本の地質 3）」（日本の地質「関東地方」編集委員会編、1986）や「関東・伊豆小笠原（日本の地形 4）」（貝塚ほか、2000）、「関東地方（日本地方地質誌 3）」（日本地質学会編、2008）では、口絵などで DEM を用いた図を紹介している。また、これらでは、関東平野の一角を占める神奈川の地形が紹介されている。

地球観測衛星画像や DEM を用いた地形解析については、神奈川県立生命の星・地球博物館において、三浦半島（新井田・蛭子、2008）や箱根火山（新井田、2008）について行ってきた。その後、日本の構造線（新井田、2010）や神奈川・千葉周辺の南関東地域（新井田・笠間、2012）といった広域についても行ってきた。

ここでは、神奈川県とその周辺について、最新のデータを用いて作図、判読した結果を紹介する。

2. データと手法

地形を解析した範囲は、広域では東経 138 度 26 分 40 秒から 140 度 53 分、北緯 34 度 32 分 30 秒から 35 度 55 分で、これを本稿では南関東周辺と呼ぶ。狭域では、東経 138 度 54 分 30 秒から 139 度 49 分、北緯 35 度 07 分から 35 度 41 分で、神奈川周辺と呼ぶ。

¹⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 499
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History
499 Iryuda, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan
niida@nh.kanagawa-museum.jp

解析に使用したデータは、地球観測衛星画像と DEM である。地球観測衛星は、Terra/ASTER VNIR による 2000 ～ 2010 年代に観測されたものを使用した。

DEM は、陸域と海域に分けて公開されている。陸域の DEM は、国土地理院が公開している基盤地図情報数値情報モデル (<https://www.gsi.go.jp/kiban/>) の 5 m メッシュを主に使用した。5 m メッシュには、航空測量と写真測量によるものが存在する。ここでは、航空測量によるものを中心に、欠測部分を写真測量によるもので補った。また、5 m メッシュにはデータが公開されていないエリアが存在するため、その部分は国土地理院の地形図を基に作成された 10 m メッシュにて補っている。なお、高度分布陰影図には基盤地図情報数値情報モデル 10 m メッシュ、河川断面図には国土地理院の数値地図 50 m メッシュ (標高) を使用した。

海域については、日本海洋情報センター (https://www.jodc.go.jp/jodcweb/index_j.html) が公開している 500 m メッシュ水深データ (J-EGG500) をベースに、内閣府南海トラフの巨大地震モデル検討会が評価検討に使用した海底地形データ (G 空間情報センター: https://www.geospatial.jp/gp_front/ から公開) を組み合わせて使用した。この海底地形データは津波シミュレーションで使用する前提で作成されている。このシミュレーションは、メッシュサイズが異なる複数の領域を入れ子状に組み合わせて、外洋部は最も粗いメッシュとし、陸域に近づくほど細かいメッシュとなるようにして計算する。そのため、10 m、30 m、90 m、270 m、810 m、2,430 m の 6 種類が存在する。10 m メッシュは沿岸部を中心にしておりカバーするエリアが狭い。30 m メッシュは粗い分、カバーエリアが広がるので、沖合にむけてカバーエリアを拡大するようにメッシュサイズを拡大していき、270 m メッシュまでの 4 種類を使用した。

本稿では、地形検討のために、陸域と海域を統合した DEM を作成した。陸域は、基盤地図情報数値情報モデルの 5 m メッシュを用いた。海域は、J-EGG500 と内閣府南海トラフの巨大地震モデル検討会海底地形データを GMT の `nearneighbor` と `grdsample` コマンドを用いて、5 m メッシュのグリッドサイズに変換し、標準地域メッシュの 1 次メッシュ単位で切り分け、陸域 DEM と合成した。ここでは MixDEM と呼ぶ。

これ以下は、地形以外のデータについて記す。河川の座標など水系データは、国土地理院の 20 万分の 1 地勢図に示されている河川について、2 万 5 千分の 1 地形図から座標を読み取った。海岸線については、日本水路協会発行の海岸地形デジタルデータ M7000 シリーズに収録されている海岸線データを使用した。年間降水量については、国土数値情報の平年値メッシュデータに登録されている「年降水量」(<https://nftp.mlit.go.jp/ksj/gml/datalist/KsjTmplt-G02.html>) を使用した。これは、平成 24 年に更新されたもので、過去 30 年間の観測値から 1 km メッシュ (3 次メッシュ) で整備されたものである。

作図および解析は、Windows10 搭載パソコンに、Generic Mapping Tools Version 4.5.6 (GMT: <https://www.soest.hawaii.edu/gmt/>) をインストールして行った。地球観測衛星画像の処理には、EXPIA/S (富士通 FIP 製) を用いた。

3. 神奈川の位置

地球観測衛星による神奈川を含む南関東周辺の画像を図 1 に示す。神奈川県境を赤破線で示してある。ASTER VNIR は青色を計測していないので、バンド 1 (緑色) とバンド 3 (近赤外) からバンド間演算によって青色を補間した (資源・環境解析センター, 2003)。また、東経 140 度北緯 34 度 40 分より南東に関しては衛星画像データを収集していないため、空白としている。この図で表現している地上の色は、地面を覆っているものの光学的特性を反映している (資源・環境解析センター, 2001)。緑色は光合成色素に起因し、植物に覆われていることを表す。さらには明暗や濃淡の種類があるが、これは植物の違いを示している。山地にある濃い緑色はスギ・ヒノキなどの常緑樹であり、三浦半島南部にある黄緑色は作物が生育している耕作地である。このほか、青灰色は市街地、薄茶色は裸地もしくは作物の生育していない耕作地、白色は積雪である。濃紺色は主に水域であるが、伊豆大島中央部にあるのは三原山からの溶岩である。

東京低地などの平坦地は、開発が進み市街化されることで青灰色となり、傾斜地が緑地として残りやすい台地や丘陵とは判別がしやすい。また、関東山地や丹沢山地などの山地では、緑色のかたまりとして判別でき、山体には谷筋が多く刻まれていることもわかる。

同じエリアについて、陸域と海域を合成した MixDEM から作成した 200 m 間隔の等高線図を図 2 に示す。図の西側は等高線が多く描かれることで標高が高いことが示され、場所によっては間隔も狭く起伏が大きいことがわかるが、東側は三浦半島や房総半島が高くても 200 m 程度であって、ほとんどがそれ以下であることがわかる。これらに対し、海底は等高線間隔も広い場所が多く、陸域ほど起伏が激しくないことが分かる。ただし、トラフのような谷は深く刻まれており、この図中の最深部は相模トラフでは 4,000 m を越えている。

このような起伏を確認するために、MixDEM による段彩陰影図を図 3 に示す。一般的な地図では立体感を出すために、北西方向に光源であることを仮定した陰影を描く。地球観測衛星画像 (図 1) では、天然の光源である太陽が北東にあるため、立体感が逆転しやすい。図 3 では GMT の `grdgradient` コマンドで 315 度方向からの入射光による陰影を求め、標高 4,000 m から水深 5,000 m でのカラーバーによって高度を色分けしている。海底地形名については、海洋状況表示システム (海上保安庁, 2020) による。また、図内の赤点線は、神奈川県境を表す。

4. 神奈川ので形概要

MixDEM による神奈川の傾斜量図を図 4 に示す。傾斜量図とは、地表面の最大傾斜角度を図化したもの (神谷ほか, 1999) で、GMT の `grdgradient` コマンドで傾斜角度を算出した。傾斜の緩い場所を白く、急傾斜になるほど黒く表示している。この図は、地形・地質の判読に適している (神谷ほか, 2000)。箱根火山周辺についての判読結果を新井田 (2008) にて紹介している。

この図から、三浦半島、箱根火山、丹沢山地では黒みが濃いことから、急傾斜な地形が発達していることがわ

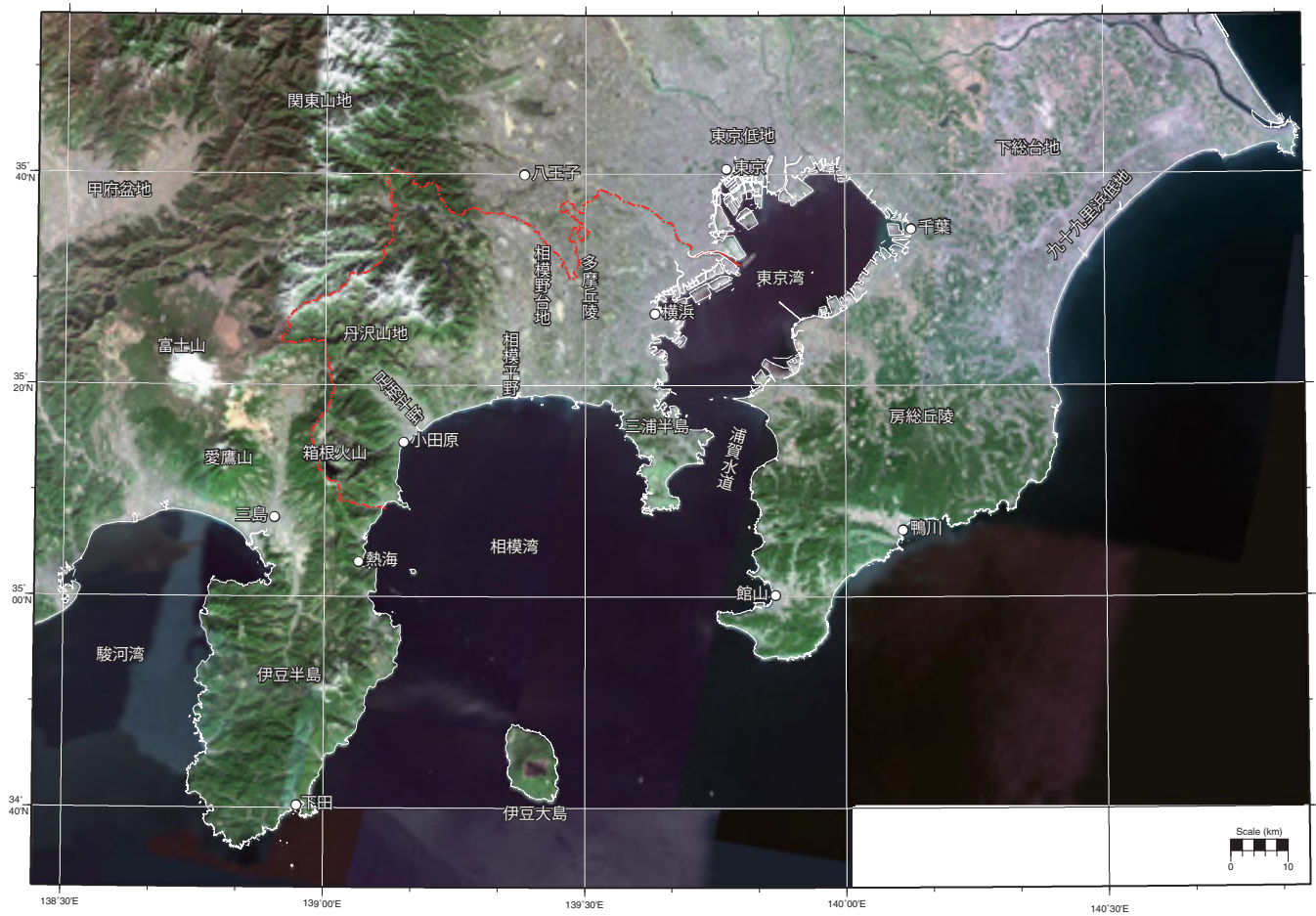


図 1. 南関東周辺の地球観測衛星画像地図. 地球観測衛星 Terra/ASTER VNIR 2000 から 2010 年代観測画像を合成. GMT により作図.

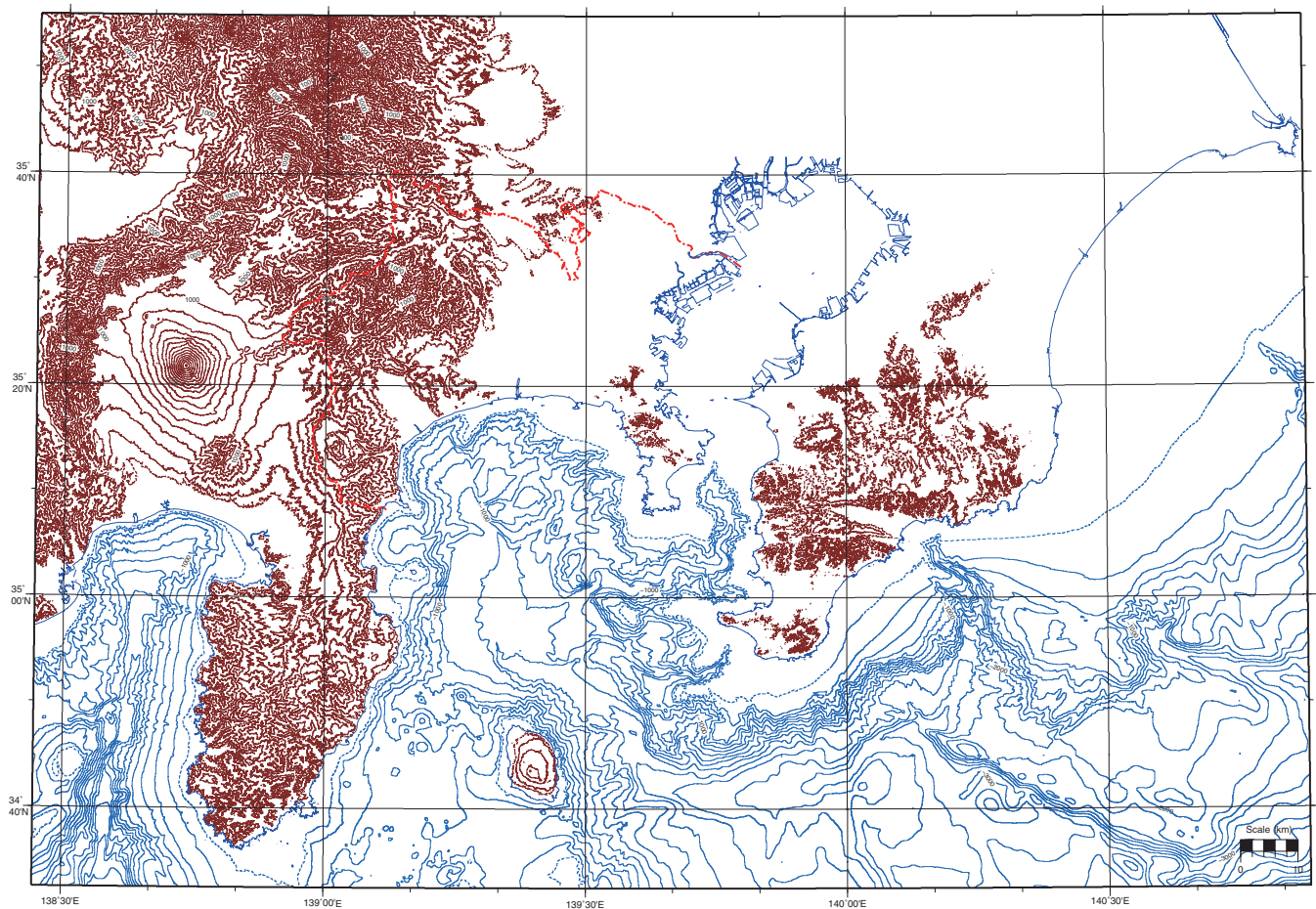


図 2. 南関東周辺の 200 m 間隔等高線図. MixDEM を使用し, GMT により作図.

かる。傾斜角度にして 30 度以上ある場所が多い。それに対して、横浜、川崎、相模原周辺ではそれほど黒みは強くないが、土地が縁取られているように見える。台地や丘陵の縁の部分は侵食などにより傾斜しているので、それが黒みとして表現されている。傾斜は 10 ～ 20 度程度である。上端が比較的平らで起伏の少ない台地と、細かい谷の発達している丘陵とは、その色調から明確に区別することができる。

傾斜量図は、直接高度を表すものではない。図4にて黒味のある地域は、山岳地域が一致しているが、急傾斜

が連続すれば必然的に高度が上がるのであって、あくまでも結果である。陸域において標高を色別に塗り分けたものが、高度分布陰影図(図5)である。5 m メッシュでは地形表現が細かすぎて高度分布の判読を行いにきいたため、この図は 10 m メッシュを使用している。

神奈川の地形高度は、それぞれの地域によって特徴が異なっている(鈴木, 1964)。東部地域の多摩丘陵は北部では 130 ~ 220 m、南部では 70 ~ 80 m、下末吉台地は ~ 40 m、多摩川低地はほぼ 0 m とある。三浦半島では、三浦丘陵が 100 ~ 200 m、三崎台地の引橋面・小原面は 80 m、

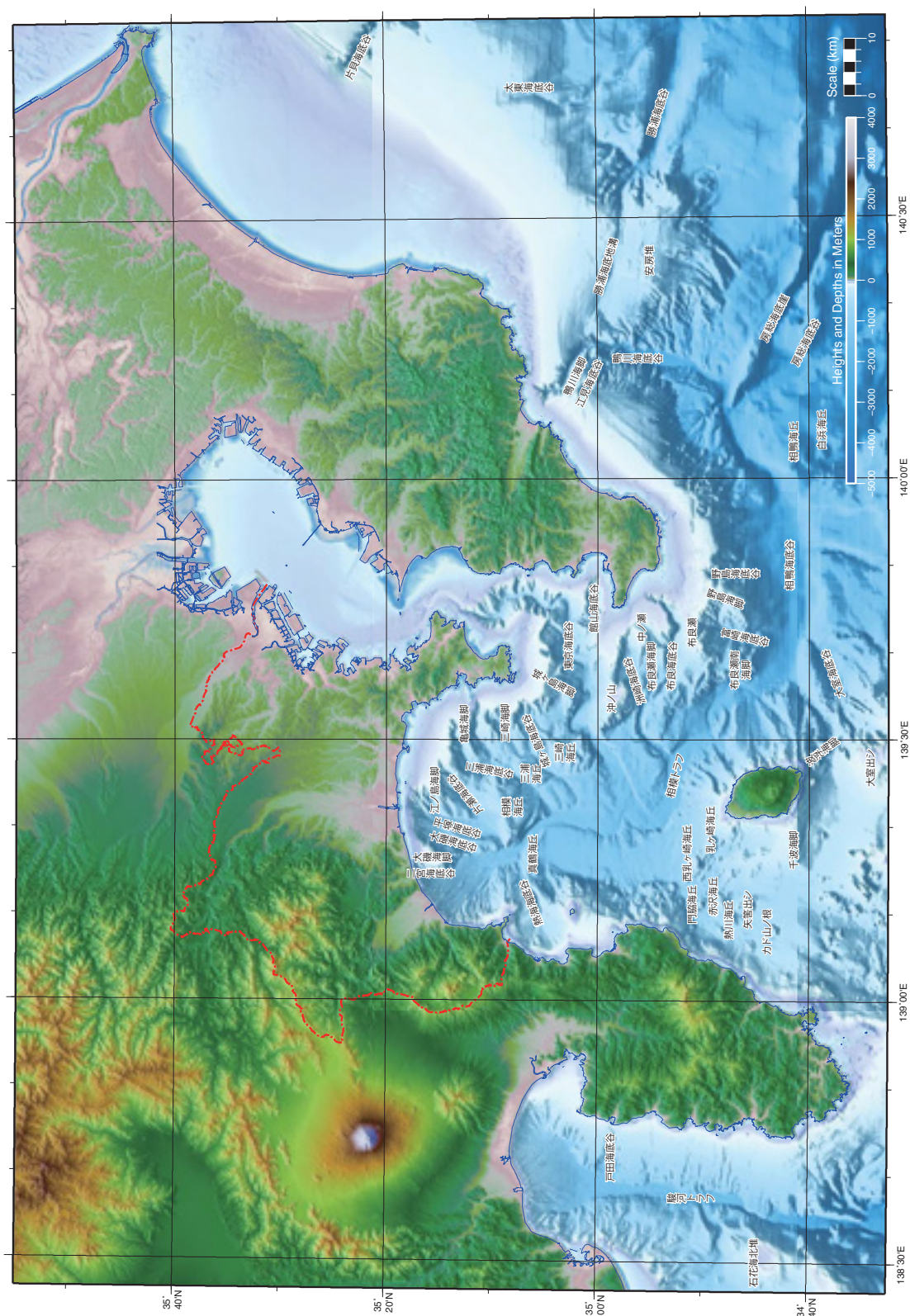


図 3. 南関東周辺の段彩陰影図. MixDEM を使用し, GMT により作図.

宮田面は 50 m、三崎面は 30 m とある。中央地域の相模野台地では、相模原面 160 m ～、田名原面 100 m ～、陽原面 80 m ～とあり、相模平野は ～ 30 m とある。西部地域の丹沢山地では、本体の山頂は 600 m 以上、前山では 400 ～ 500 m とあり、箱根火山は平均 1,000 m 程度の外輪山と 1,000 m を超える中央火口丘とある。図 5 では、これらを区分するために、0、10、30、50、100、200、600、1,000、2,000 m 毎に色を変えて表現した。

この図 4 と図 5 を基に、地形を区分した。鈴木(1964)は、神奈川を大きく 3 つの地域に分けている。多摩丘陵と三浦半島の丘陵地形からなる東部の丘陵地域と、丹沢山地と箱根火山による起伏の激しい山地が多い西部の山地地域と、相模川を中心に中央部に広がる平坦な段丘と低地からなる地域である。この 3 地域を、さらに 11 ブロック(小ブロックを含めると 20) に区分している。また、神奈川県環境管理課(1988)は、神奈川県アボイドマップに「神奈川県地形区分」を掲載しているが、分類基準を明記していない。また、秦野盆地を秦野台地としていたり、愛甲台地を愛甲・伊勢原台地と伊勢原丘陵の 2 つに分けていたりする。ここでは、鈴木(1964)を松島・平田(1988)が改正したものを参考にした。松島・平田(1988)では大きな区分は変わらないが、相模野台地と愛甲台地を分け、東部の三浦半島に小ブロックを 2 つ追加し、14 ブロック(22 小ブロック)としている。これを参考に修正したものが、図 6 である。

傾斜量図からは、傾斜の急変する地点を追跡することなどによって、線状の構造を推定することができる(神谷ほか, 2000)。活断層調査会(1991)などの既知の断層などを傾斜量図上に記したものが、線状構造図(図 7)である。

このほか、神奈川の周辺を流れる河川を図 8 に示す。この図は、5 m メッシュ DEM による傾斜量図に河川情報を重ねている。この中から県外に源頭を持つ多摩川、丹沢山地を流れる相模川(桂川)、富士山と丹沢山地に源頭を持つ酒匂川(鮎沢川)、多摩丘陵を流れる鶴見川と帷子川、三浦半島の平作川、大磯丘陵の中村川、箱根火山の早川について 50 m メッシュ DEM から作成した河川断面図を作成した。これを図 9 に示す。

4.1 小仏山地と丹沢山地

関東山地の一部である小仏山地と丹沢山地との境界は、藤野木ー愛川構造線である(松田, 2000)。丹沢山地本体と中津山地との境界は、青野原ー煤ヶ谷構造線(伊勢原断層)である(見上, 1978)。これらは傾斜量図(図 4)から明確な線状構造として判読できるため、図 7 に記す。

丹沢山地は東西に長いドーム状をしている(松田, 2000)。高度分布陰影図(図 5)では、600 m 以上で塗分けられているエリアである。傾斜量図(図 4)では、山体が全体的に急傾斜となっており、その中で谷筋が緩傾斜で白っぽく見える。大きな谷筋は北東ー南西方向にあるが、これとクロスする南北方向の尾根や谷筋も多くみられる。これらの谷筋は、細かく刻まれた谷筋から水を集め、多くの河川が流れ出ているほか、小仏山地との境界近くでは相模川(桂川)のように富士山の方から流れてくるものもある。相模川は、上流の桂川を含めて約 117 km、神奈川県

内では 57 km である。桂川区間の平均傾斜は 0.80 度、相模川区間では 0.17 度である。河川断面図(図 9)では、支流の道志川と中津川の断面も紹介している。この 2 つの河川は、丹沢山地の中に源頭があるため、流路は短い傾斜は急である(1.23 度と 0.68 度)。同じように酒匂川支流の四十八瀬川や、花水川上流の水無川も傾斜が急である。

4.2 箱根火山

箱根火山を特徴づけるカルデラは、傾斜量図(図 4)からしっかりと読み取ることができる。外輪山の外縁は、図 4 では白黒が明確に分かれるところになる。カルデラ内部には中央火口丘と芦ノ湖がある。中央火口丘では、駒ヶ岳の溶岩流や二子山などの溶岩ドームを読み取れる(新井田, 2008)。カルデラは東側に開口しており、その内部から早川と須雲川が流れ出ている。河川断面図(図 9)を見ると、早川は、カルデラ内の宮城野あたりまでは河川断面の傾斜が緩いが、これは傾斜量図にて白くあらわされる緩傾斜が広がるエリアを流れているためである。白いエリアが狭くなるあたりから下流は急になっている。須雲川は、カルデラと中央火口丘の谷間のみを流れているため、緩傾斜区間はない。

関本丘陵は箱根火山の北東にあり、外輪山の延長部分を狩川が切り取ってできた三角形をしている。

4.3 足柄山地と足柄平野

足柄山地は、丹沢山地の西南につながる山地で、箱根火山との境にある。丹沢山地とは神縄ー国府津・松田断層帯によって区分され、酒匂川をはさみ、矢倉岳を越え狩川あたりまでとなる。町田(2000)では、足柄山地において細かい山ひだを DEM からの陰影図で解説しているが、傾斜量図(図 4)では、酒匂川以北では傾斜が緩く灰色に見え、以南では傾斜が急であるため黒い塊のように見えている。

足柄平野は、箱根火山と大磯丘陵に挟まれた、扇状地状の平野である。傾斜量図(図 4)では、東西が急傾斜で区切られたスコップ型に見える。ほぼ中央を流れる酒匂川は、河川断面図(図 9)をみると、相模川や多摩川の平野部よりも、こう配が急になっている。

4.4 大磯丘陵と秦野盆地

大磯丘陵と秦野盆地は、断層によって区分できる。傾斜量図(図 4)を見ると、西側は神縄・国府津ー松田断層帯によって足柄平野と区別される。大磯丘陵と秦野盆地との間には、渋沢断層がある。東側は伊勢原断層などによって相模平野と分けられる。大磯丘陵は断層などのため少し黒めに縁取られたような形に見えるが、秦野盆地は緩傾斜のため白く見える。高度分布陰影図(図 5)からは、どちらも同じような色(標高 200 m 以下)となっている。

金目川・花水川の河川断面図(図 9)では、丹沢山地にある水無川や金目川の源頭部は急傾斜であるが、標高 200 m ぐらいからの盆地内からは傾斜が緩くなっている。また、大磯丘陵を流れる中村川では、源頭部は渋沢断層近くなので標高が高いので、少し傾斜がきつめになっている。

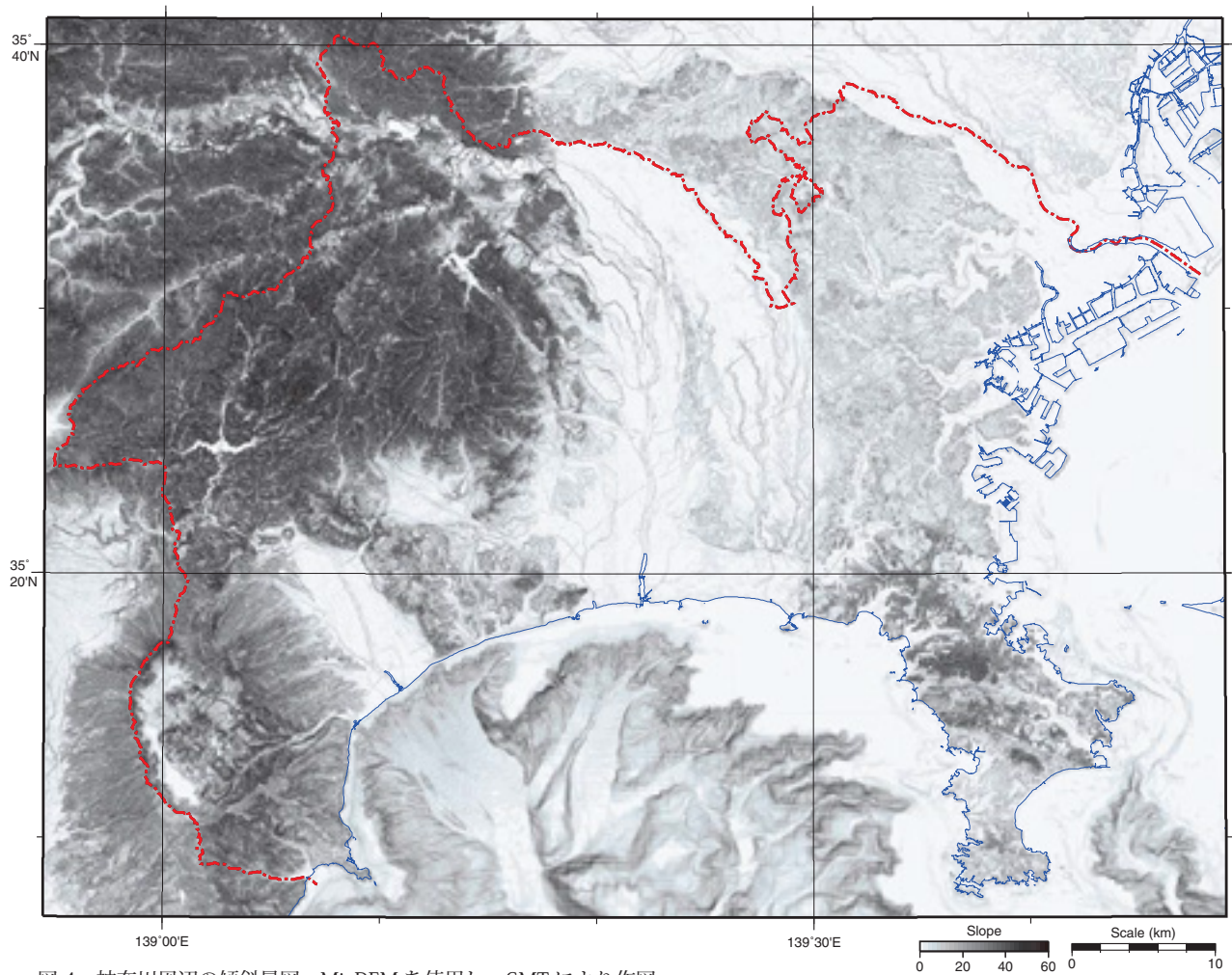


図 4. 神奈川周辺の傾斜量図. MixDEM を使用し, GMT により作図.

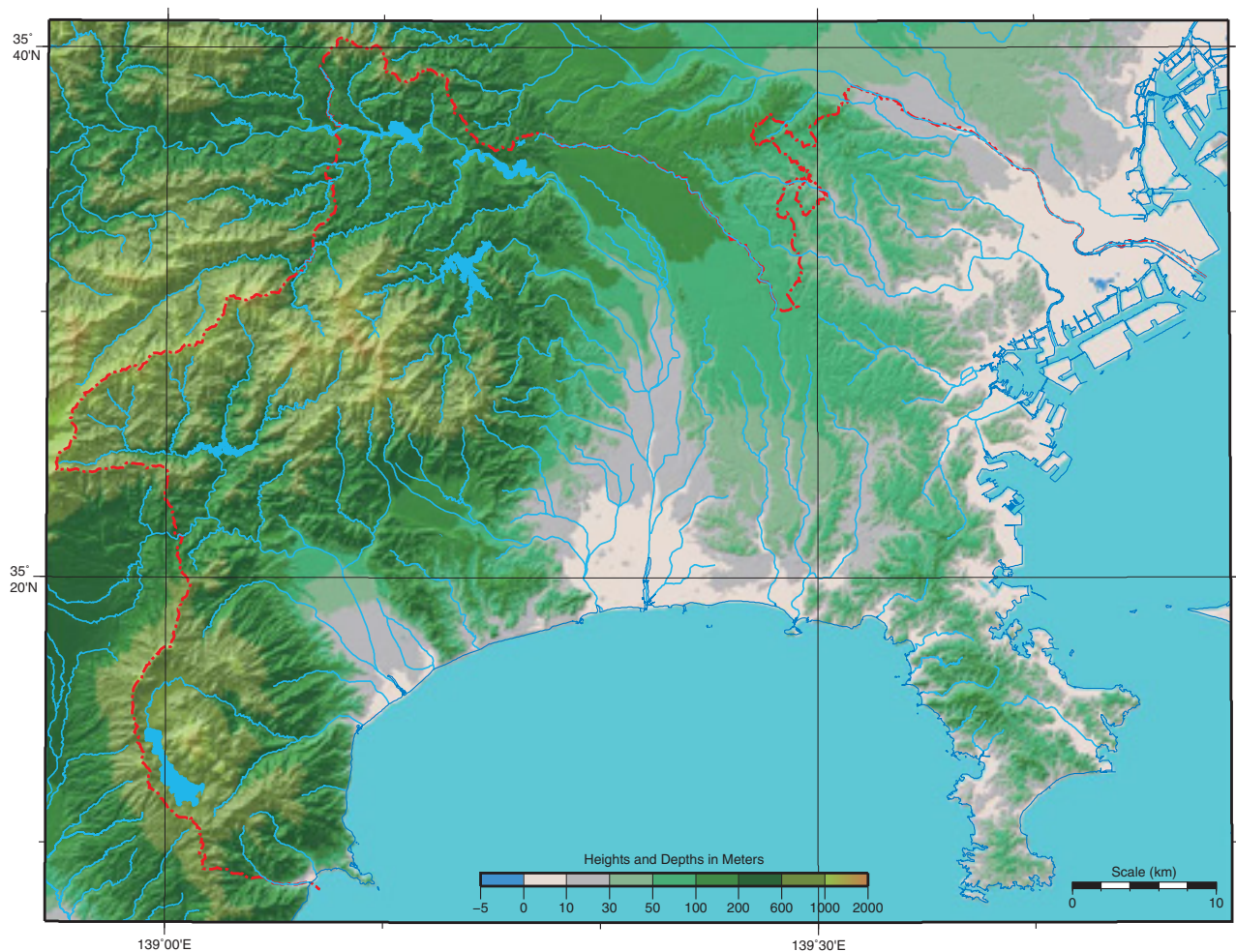


図 5. 神奈川周辺の高度分布陰影図. 基盤地図情報 10 m メッシュ DEM を使用し, 河川データを重ね, GMT により作図.

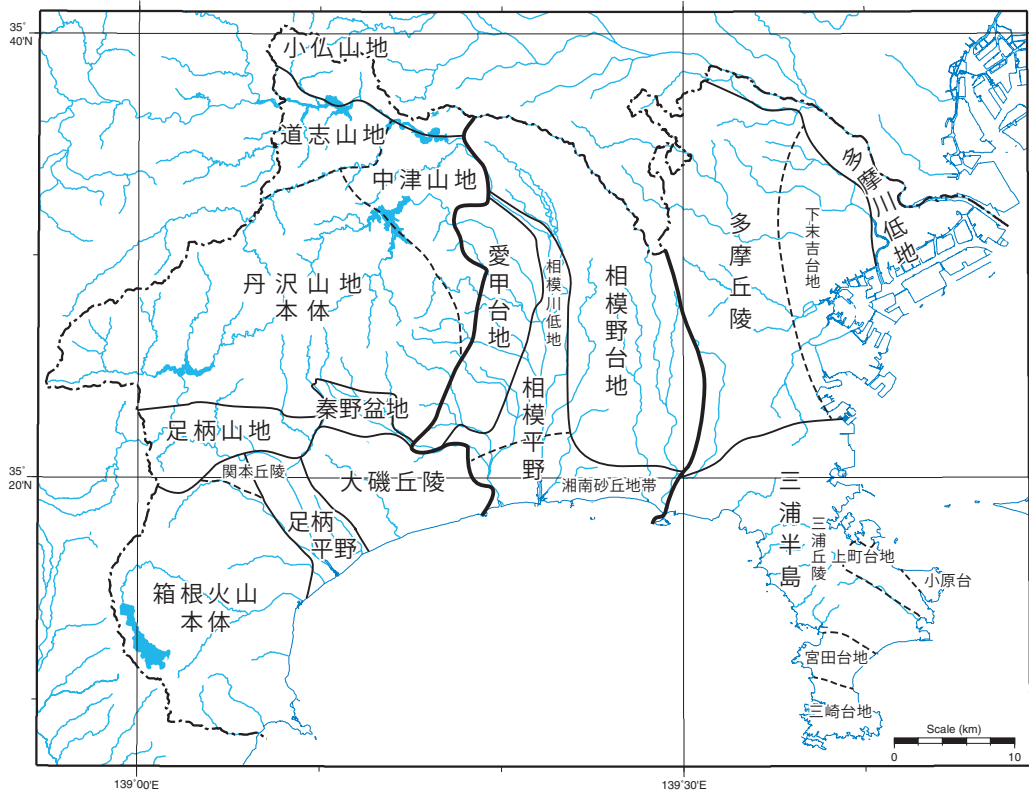


図 6. 神奈川周辺の地形区分図。河川データを重ね、GMT により作図。

4.5 三浦半島

多摩丘陵と三浦半島の境は、片瀬から円海山（標高 153.3 m）の北麓を抜け富岡に続く 100 m 等高線に求められる（鈴木, 1964）。大きくは、北部にある武山（200.4 m）、大楠山（241.8 m）などを中心とする三浦丘陵と、南部の海成段丘群からなる台地に分かれる（太田, 2000）。このことは、傾斜量図（図 4）から明確に判読できる。高度分布陰影図（図 5）から、全体的に標高が低いことが分かる。三浦丘陵では、北西—南東方向に卓越した線状構造が何本も並行して存在することが傾斜量図（図 4）から判読できる。衛星画像からもこの傾向は読み取られている（新井田・蛭子, 2008）。線状構造図（図 7）でもいくつも断層を引いているが、これらは三浦半島断層群（地震調査研究推進本部, 2002）である。

三浦半島を流れる中では最長の河川である平作川は、河川断面図（図 9）では、傾斜もゆるく流路も短い。

4.6 多摩丘陵と下末吉台地、多摩川低地

傾斜量図（図 4）では、多摩丘陵は周囲の地形よりも灰色に浮き上がって見える。これは、谷が多く刻まれているためである。その谷からは多くの河川が流れ出ているがその流路はそれほど長くないものが多い。鶴見川や帷子川の河川断面図（図 9）を見ると、傾斜が緩やかなのが分かる。特に鶴見川は、丘陵内でも灰色が薄い（緩傾斜）エリアを流れている部分が多いため、緩やかなエリアが長い。

下末吉台地は、多摩丘陵の東側に広がる標高 40～60 m の台地である（貝塚, 2000）。都市化による地形改変が進み、自然地形をあまり残していないため、傾斜量図（図 4）から読み取することは難しい。地形区分図（図 6）では標高 60 m 付近で区別している。

多摩川低地は多摩川沿いに広がる低地で、傾斜量図（図 4）では多摩丘陵とは色合いで明確に区別できる。多摩川

は関東山地笠取山（山梨県甲州市塩山、標高 1,953 m）に源頭を持ち、東京湾に注ぐため約 130 km と流路が長い。神奈川県内では 32 km となっている。奥多摩湖より上流では平均傾斜 2.49 度であるが、奥多摩湖から県境までは 0.36 度、県境から河口までは 0.05 度と緩やかである（図 9）。

4.7 相模野台地と相模平野

神奈川県の中央上部は、相模川が侵食することで相模原台地と愛甲台地に分かれているが、元は同じである。傾斜量図（図 4）では、少し黒めの縁取りのように河岸段丘の段丘崖がみえている。高度分布陰影図（図 5）では、段丘面の高度が塗分けられているので判別できる。

相模平野は、その二つの台地の間に始まる相模川低地と海岸線沿いの湘南砂丘地帯に分かれる。図 5 では標高 10 m 以下のエリアがほぼ湘南砂丘地帯となるが、古い砂丘列の高まりが、一部 10 m 以上となって残っている。

河川断面図（図 9）では、相模川の傾斜は津久井湖より下流では 0.12 度と緩やかになっている。台地の上端を流れる川は少なく、境川は比較的一定な傾斜で流れている。

4.8 海底地形

傾斜量図（図 4）からは、海域においてもいくつかの起伏を読み取ることができる。相模湾西部では、足柄平野から続く緩やかな傾斜が北東方向に相模湾へと続き、その西側には箱根火山からの斜面の延長部が海退による平坦面を挟みながら伸びている。相模湾東部では、海脚とよばれる高まりと海底谷が繰り返すように存在している。最北部として大磯丘陵の高麗山に連続するようにみえる大磯海脚があり、相模川の延長部に相当するような平塚海底谷を挟み、江ノ島海脚、片瀬海底谷、亀城海脚、三浦海底谷のように並んでいる。

東京湾口には、浦賀水道から三浦海岸に並行して東京

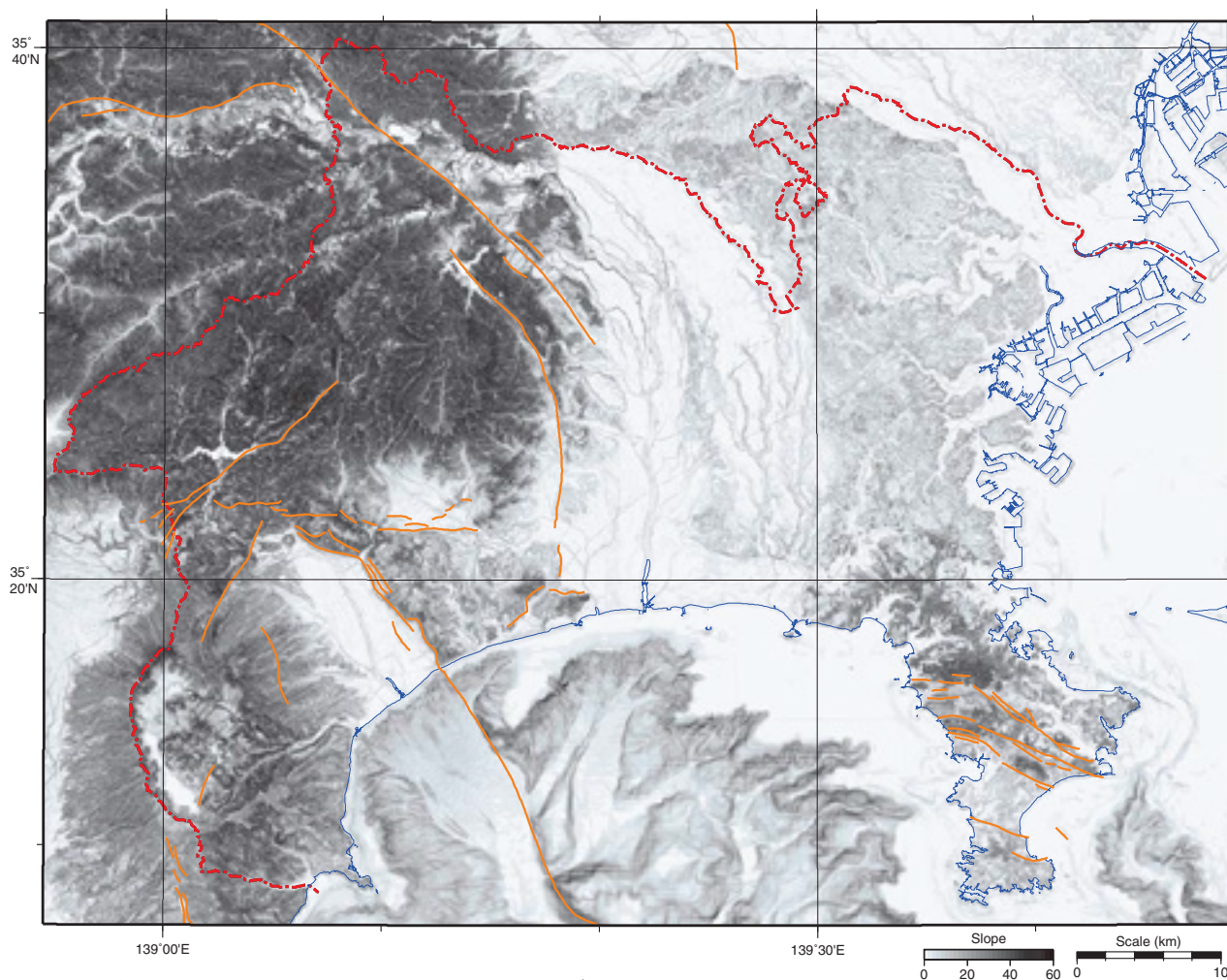


図 7. 神奈川周辺の線状構造図. MixDEM を使用し、河川データを重ね、GMT により作図.

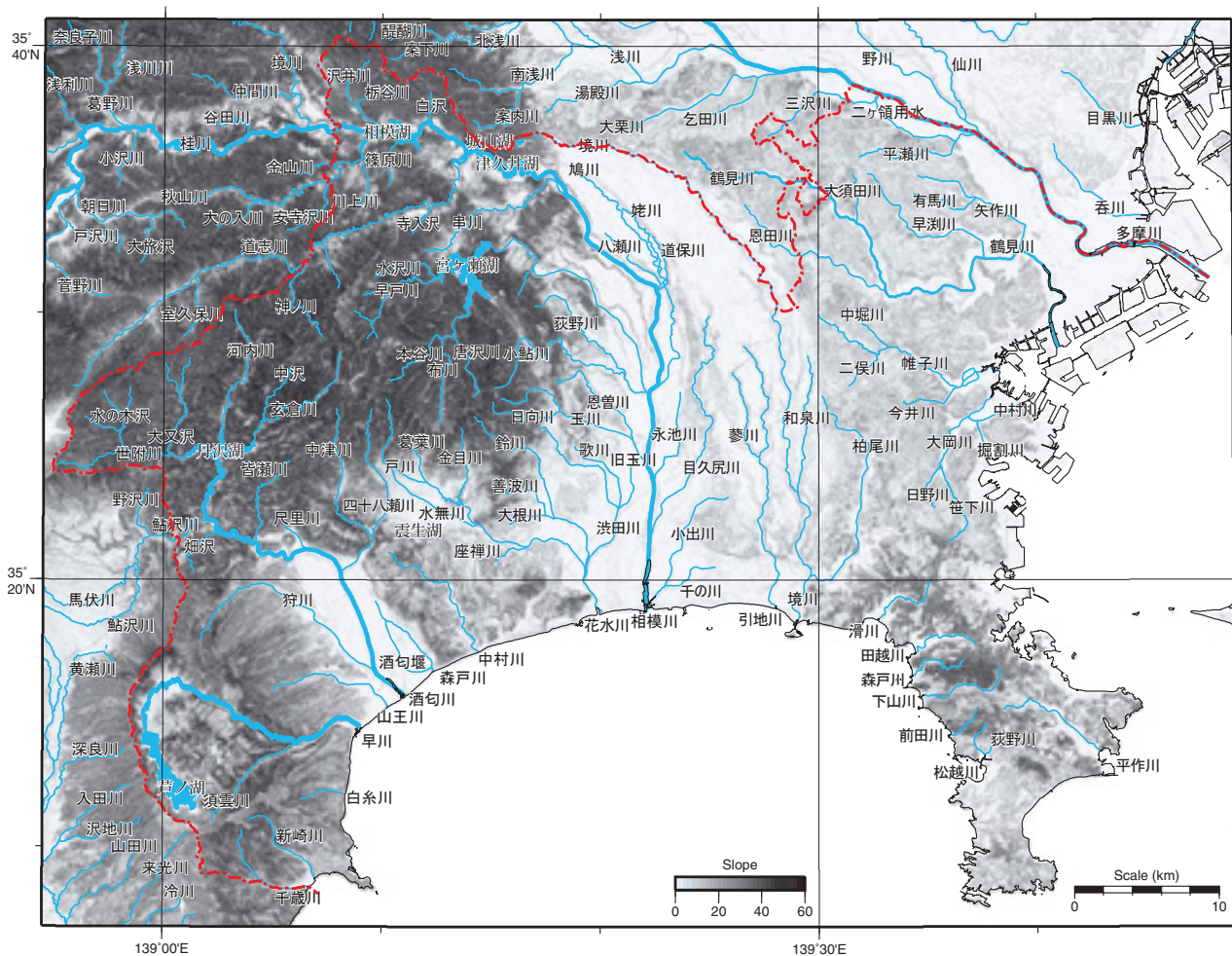


図 8. 神奈川周辺の河川図. 基盤地図情報 5 m メッシュ DEM を使用し、河川データを重ね、GMT により作図.

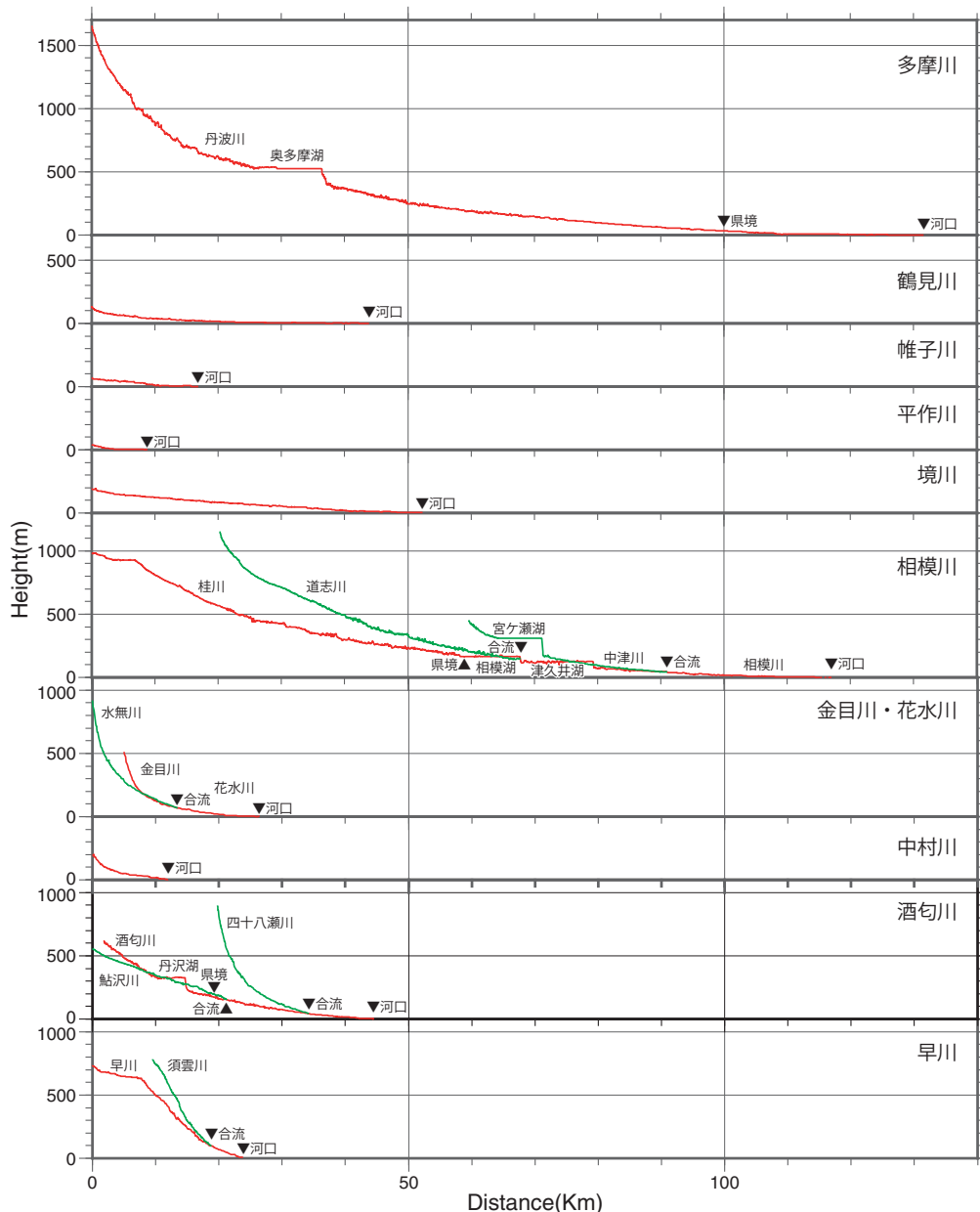


図 9. 神奈川周辺の河川断面図。数値地図（標高）50 m を使用し、GMT により作図。

海底谷が刻まれている。南関東周辺の段彩陰影図（図 2）では、相模トラフにつながっている。熱海の沖合には、南南西－北北東方向に走る直線的な崖がある。加藤（1999）では、石橋（1988）の西相模湾断裂に想定される場所とあるが、音波探査では明瞭な断層構造はないとしている。

図 7 では、神縄・国府津－松田断層帯の延長帯が、北北西－南南東方向に伸びていることを示している。

5. 神奈川の雨量

河川の発達には地形のほか、雨量が関係する。神奈川周辺の年間平均降水量を 1 km メッシュで表したものを図 10 に示す。県内で最も降水量の多いのは箱根芦之湯付近で 3,538.4 mm。この値は、このメッシュ内に位置するアメダスの観測値による。箱根火山では 3,000 mm 以上、丹沢山地の南東側（大山～塔ノ岳～丹沢山～鍋割山～檜岳）では 2,250 mm 以上、相模川上流（道志川や中津川を含む）エリアでは 1,750 mm 以上となっている。これに対し、県東部は 1,600 mm 程度となっている。このことは、布施（1988）でも同様の傾向を示している。なお、横浜地方気象台の観測によれば、横浜の年降水量は 1688.6 mm となっている。

全体的な傾向としては、標高が高いほど降水量は多いが、丹沢山地では海からの風の当たる南東側で多くなる傾向がある。

6. おわりに

神奈川の地形を大きく 3 つの地域に分割することは、地球観測衛星画像、傾斜量図、段彩陰影図からも支持されることが分かった。地球観測衛星画像からは、広域の地形概観を論じたが、火山とプレートの隆起による山地については、傾斜量図からの判読が有効であった。傾斜量図では補えない高度に関する情報は、高度別段彩図を用いることで、台地、丘陵、平野での地形的特徴を明らかにできた。河川断面図からは、山地を流れる河川と丘陵地域の河川との間に明らかな差があることを示した。海底地形についても同様である。

さらに研究を進めることで、今までに見えてこなかった地下の構造を明らかにできる可能性があると考えられる。しかし、簡単に使用できる海底地形データは J-EGG500 の約 500 m メッシュまでであり、これより詳細なものは自分たちでグリッドデータにしないといけない現状がある。高精度な海底地形データの公開を望む。

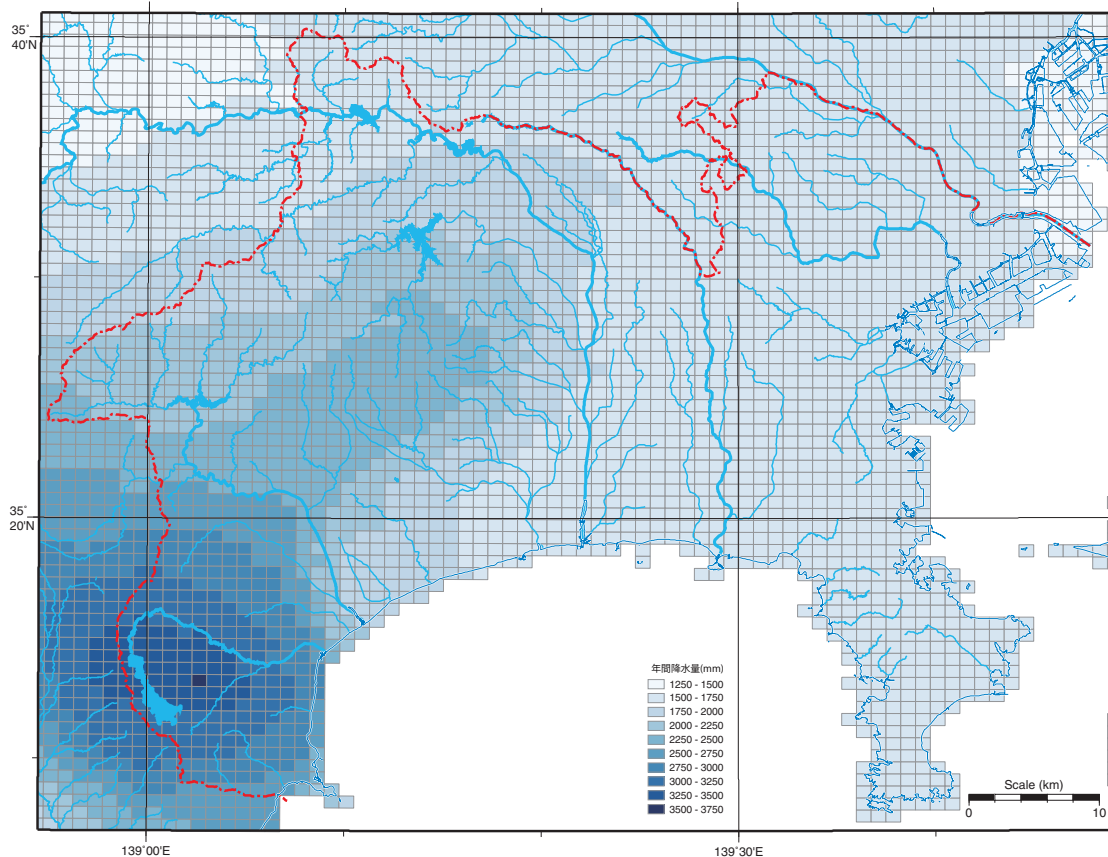


図 10. 神奈川周辺の年間平均降水量図. 国土数値情報の平年値メッシュデータを使用し, GMT により作図.

引用文献

- 布施健太郎, 1988. 神奈川県の気候. 神奈川県植物誌 1988, pp.1315-1320.
- 猪郷久義・菅野三郎・新藤静夫・渡部景隆, 1980. 関東地方 (改訂版). 日本地方地質誌. 493pp. 朝倉書店, 東京.
- 石橋克彦, 1988. " 神奈川県西部地震 " と地震予知 I. 科学, **58**: 537-547.
- 地震調査研究推進本部, 2002. 三浦半島断層群の長期評価について. 文部科学省研究開発局地震・防災研究課. Online. Available from internet: https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/37_miura-hanto.pdf (downloaded on 2020-01-25).
- 海上保安庁, 2020. 海洋状況表示システム (海しる). Online. Available from internet: <https://www.msil.go.jp/msil/Htm/TopWindow.html> (downloaded on 2021-02-22).
- 貝塚爽平, 2000. 5-6(2) 多摩丘陵と下末吉台地. 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原, pp.239-250. 東京大学出版会, 東京.
- 貝塚爽平・小池一也・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木穀彦, 2000. 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原. 376pp. 東京大学出版会, 東京.
- 加藤 茂, 1999. 相模湾の海底地形と地質構造. 第四紀研究, **38**(6):469-477.
- 活断層調査会, 1991. 第 II 部 A53 横須賀, 新編 日本の活断層, pp.178-183. 東京大学出版会, 東京.
- 神谷 泉・田中耕平・長谷川裕之・黒木貴一・早田靖博・小田切聡子・政春尋志, 1999. 傾斜量図の作成とその応用. 情報地質, **10**(2): 76-79.
- 神谷 泉・黒木貴一・田中耕平, 2000. 傾斜量図を用いた地形・地質の判読. 情報地質, **11**(1): 110-24.
- 神奈川県環境管理課, 1988. 神奈川県アポイドマップ 横浜市版. 26pp.
- 隈元 崇・中山大地・田中 靖・鈴木康弘, 2002. 活断層研究への数値標高モデルの応用. 活断層研究, (21): 5-16.
- 町田 洋, 2000. 3-2(2) 足柄山地一沈み込みから隆起に転じたプレート境界の山地. 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原, pp.114-117. 東京大学出版会, 東京.
- 松田時彦, 2000. 3-2(1) 丹沢山地一衝突されて高くなった山地. 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原, pp.109-114. 東京大学出版会, 東京.
- 松島義章・平田大二, 1988. 神奈川県の地形と地質. 神奈川県植物誌 1988, pp.1321-1331.
- 見上敬三, 1978. II 地質. 神奈川県史各論編 4 自然, pp.71-378.
- 新井田秀一, 2008. 地球観測衛星画像と数値標高モデル (DEM) に箱根火山の地形判読. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然), (13): 13-24.
- 新井田秀一, 2010. 4-11 構造線. 展示解説書 日本列島 20 億年その生い立ちを語る, pp.78-87. 神奈川県立生命の星・地球博物館.
- 新井田秀一・蛭子貞二, 2008. 地球観測衛星画像による余色立体図を使った地形判読の試み. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (37): 1-12.
- 新井田秀一・笠間友博, 2012. 南関東地方の地形概観. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), (14): 11-24.
- 日本の地質「関東地方」編集委員会, 1986. 日本の地質 3 関東地方. 336pp. 共立出版, 東京.
- 日本地質学会編, 2008. 日本地方地質誌 3 関東地方. 570pp. 朝倉書店, 東京.
- 太田陽子, 2000. 4-2 三浦半島. 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原, pp.142-149. 東京大学出版会, 東京.
- 資源・環境観測解析センター, 2001. 第 3 章可視近赤外から短波長赤外リモートセンシング. (財) 資源・環境観測解析センター編, 資源・環境リモートセンシング実用シリーズ (1) 宇宙からの地球観測, pp.51-106. チクマ秀版社, 東京.
- 資源・環境観測解析センター, 2003. ASTER レファレンスガイド Version1.0. Available from internet: <http://www.science.aster.ersdac.or.jp/jp/documnts/reference.html> (Downloaded on 2011-12-15).
- 鈴木隆介, 1964. 第九章自然. 神奈川県の地理, pp.333-379. 光文館, 東京.
- 横山隆三・白沢道生・菊池 祐, 1999. 開度による地形特徴の表示. 写真測量とリモートセンシング, **4**: 26-34.

Geological Study of Kanagawa from a Contemporary Perspective

Research Report of the Kanagawa Prefectural Museum,
Natural History, No.16, pp.1-190.
March, 2021

神奈川県立博物館調査研究報告（自然科学）第16号 現代的な視点による神奈川県地質史の構築

発行日：2021年3月18日

発行：神奈川県立生命の星・地球博物館
館長 平田 大二

編集：田口公則・石浜佐栄子・山下浩之・西澤文勝

〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 499

電話 (0465) 21-1515

FAX (0465) 23-8846

URL: <http://nh.kanagawa-museum.jp/index.html>

印刷：(株)あしがら印刷

