

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

2. 足柄山地の地質

2-1 足柄層群

足柄山地を構成するのが足柄層群である。丹沢地塊と伊豆地塊との間に形成されたトラフの充填堆積物と考えられ、杉村（1972）が、伊豆－小笠原弧の本州への衝突を指摘しプレート境界を神縄断層と示唆して以降、様々な議論がなされてきた。

足柄層群に関する研究は、古くは平林（1898）や加藤（1910）から始まり多数の研究がある。島弧－島弧衝突説に基づいた南部フォッサマグナ地域におけるトラフ充填堆積物として、丹沢層群の寺家層・落合層とともに、足柄層群も注目された。礫岩や砂岩の堆積相を後背地の隆起と関連付け衝突付加を考察した研究（Ito, 1985; 天野, 1986; 天野ほか, 1986; Soh, 1986; 足柄団体研究グループ, 1986a, 1986b など）がそのひとつである。足柄層群の層序と構造については、今永（1976, 1977）などから始まる今永の一連の研究があり、Imanaga（1999）、今永（1999）に総括されている。また、足柄層群とその周辺に発達する断層系を対象に、足柄層群の変形過程、衝突過程を考察した研究も多い（天野ほか, 1986; 狩野ほか, 1988; 角田, 2002 など）。これらの研究成果は、小田原ほか（2011）の報告によくまとめられている。

足柄層群は、大きく泥岩、礫岩、泥岩、礫岩のサイクルで2回の上方向粗粒化を繰り返し、下位より日向層、瀬戸層、畑層、塩沢層に区分される（Imanaga, 1999）（図3, 4）。本章では、Imanaga（1999）、今永（1999）の層序を軸に、底生有孔虫による堆積環境（Huchon & Kitazato, 1984）

や堆積相解析による堆積環境（Ito, 1985）、貝化石からみた堆積環境（松島, 1982 など）をふまえながら足柄層群を概観する。なお、年代については、ここでは微化石層序年代を中心に触れ、足柄層群中に挟在する安山岩岩脈などの噴出岩類等については別項で後述する。

2-1-1 日向層

日向層（Imanaga, 1999）は、泥岩を主体とした凝灰質砂岩泥岩互層で、安山岩質、デイサイト質火砕岩を挟む（図5A, 5B）。模式地は山北町日向の酒匂川河岸で、松田町の松田山山麓～山北町堂山、日向にかけて分布する。本層は、根石層（Huchon & Kitazato, 1984; 天野ほか, 1986）、堂山層（足柄団体研究グループ, 1986a）に相当する。層厚は、Imanaga（1999）は650 m以上、天野ほか（1986）は



図2. 地質学的に見た足柄山地および足柄平野の位置。



図1. 足柄山地および足柄平野周辺の地形（衛星画像はASTER_VNIR データを使用して新井田秀一作成）。

700 m 以上、Ito (1985) は 500 m 以上とした。普通輝石安山岩や角閃石安山岩の岩脈が見られる。

貝化石がまれに見つかることとされるが詳細は不明である。底生有孔虫群集に基づく古水深は、1,000 ~ 2,000 m、漸深海帯とされる（石川ほか, 1983; Huchon & Kitazato, 1984）。

堆積層解析によれば、日向層は深海平坦面／下部海底扇状地体で形成した (Ito, 1985; 伊藤・増田, 1986)。

年代は、石灰質ナンノ化石や浮遊性有孔虫から前期更新世とされ(石川ほか, 1983; Huchon & Kitazato, 1984; 岡田, 1987; Imanaga (1999) は、日向層を 2 Ma 以降とした。また、

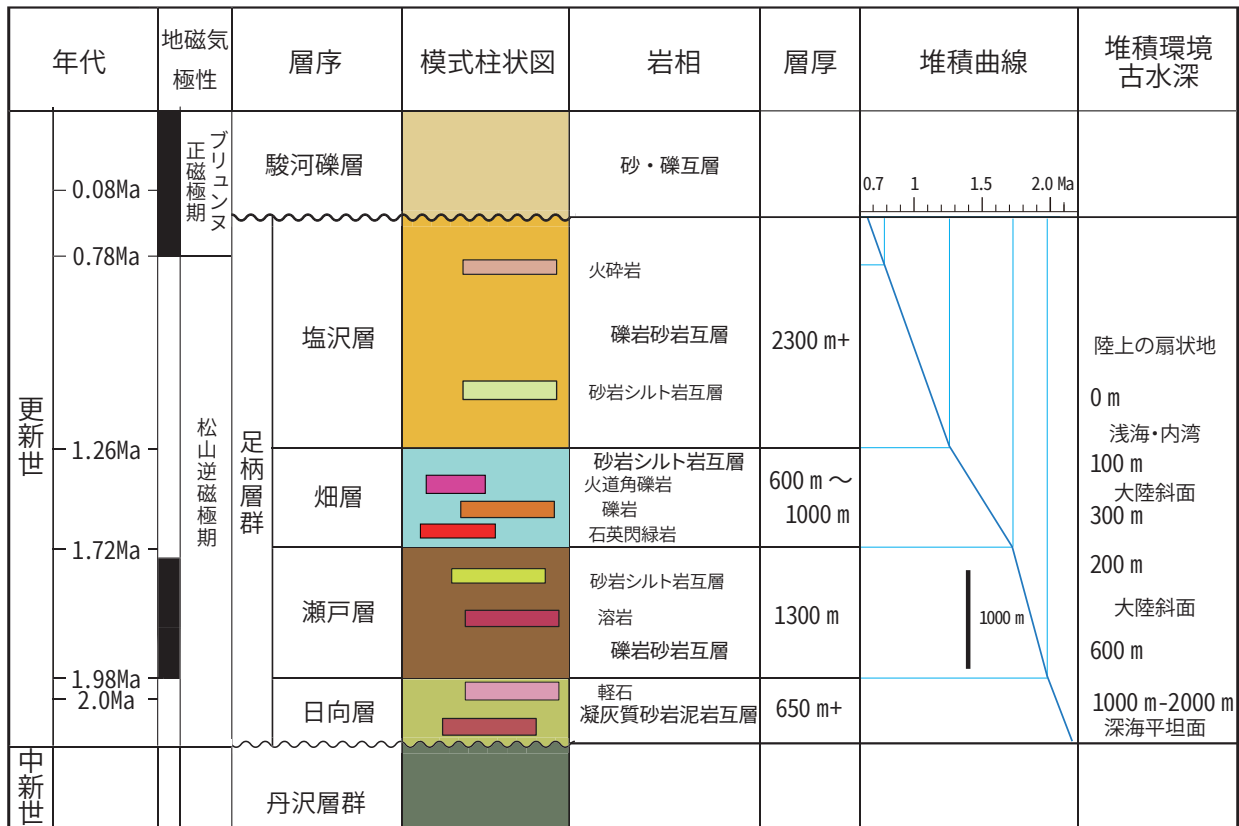


図 3. 足柄層群の総合模式柱状図 (Imanaga, 1999; 今永, 1999 を参考に作成). 模式柱状図の凡例は図 4 と同一.

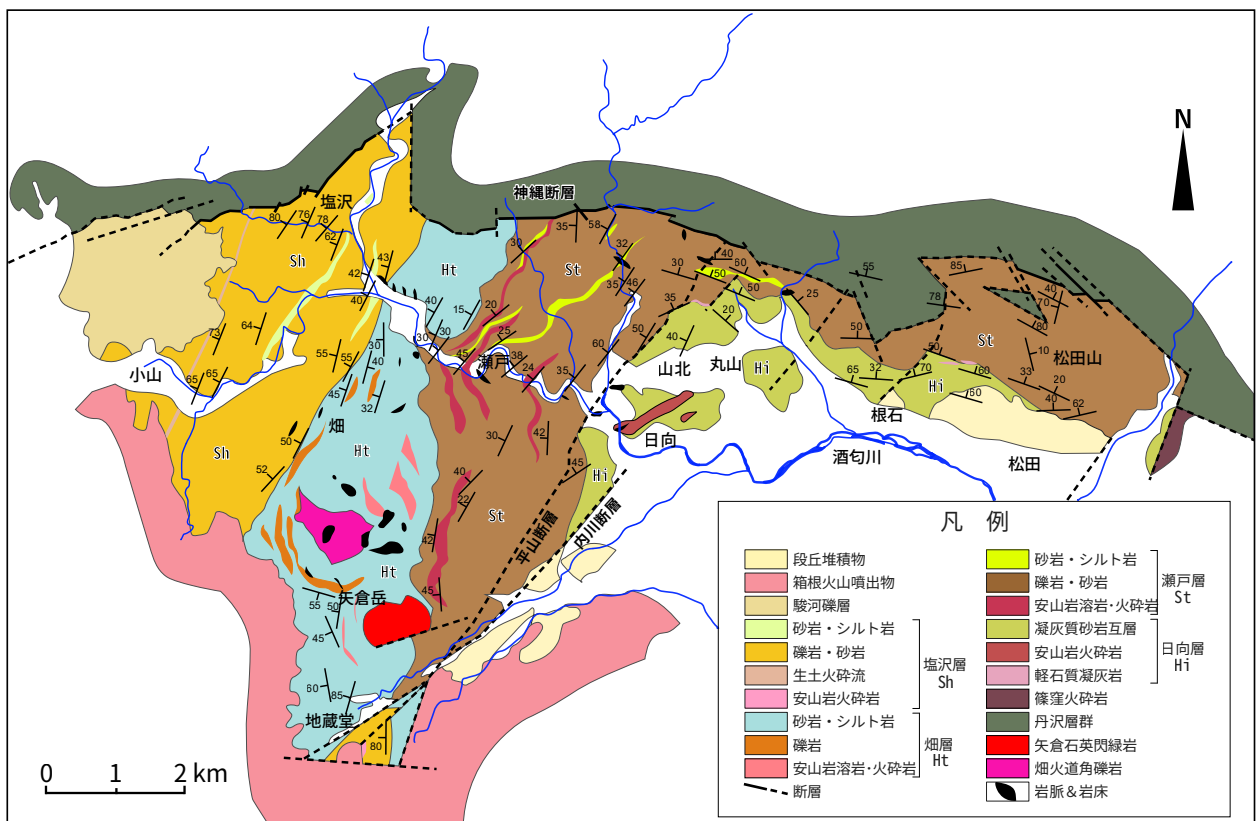


図4. 足柄層群とその周辺部の地質図 (Imanaga, 1999; 今永, 1999 を参考に作成).

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の移動方向の変化(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。

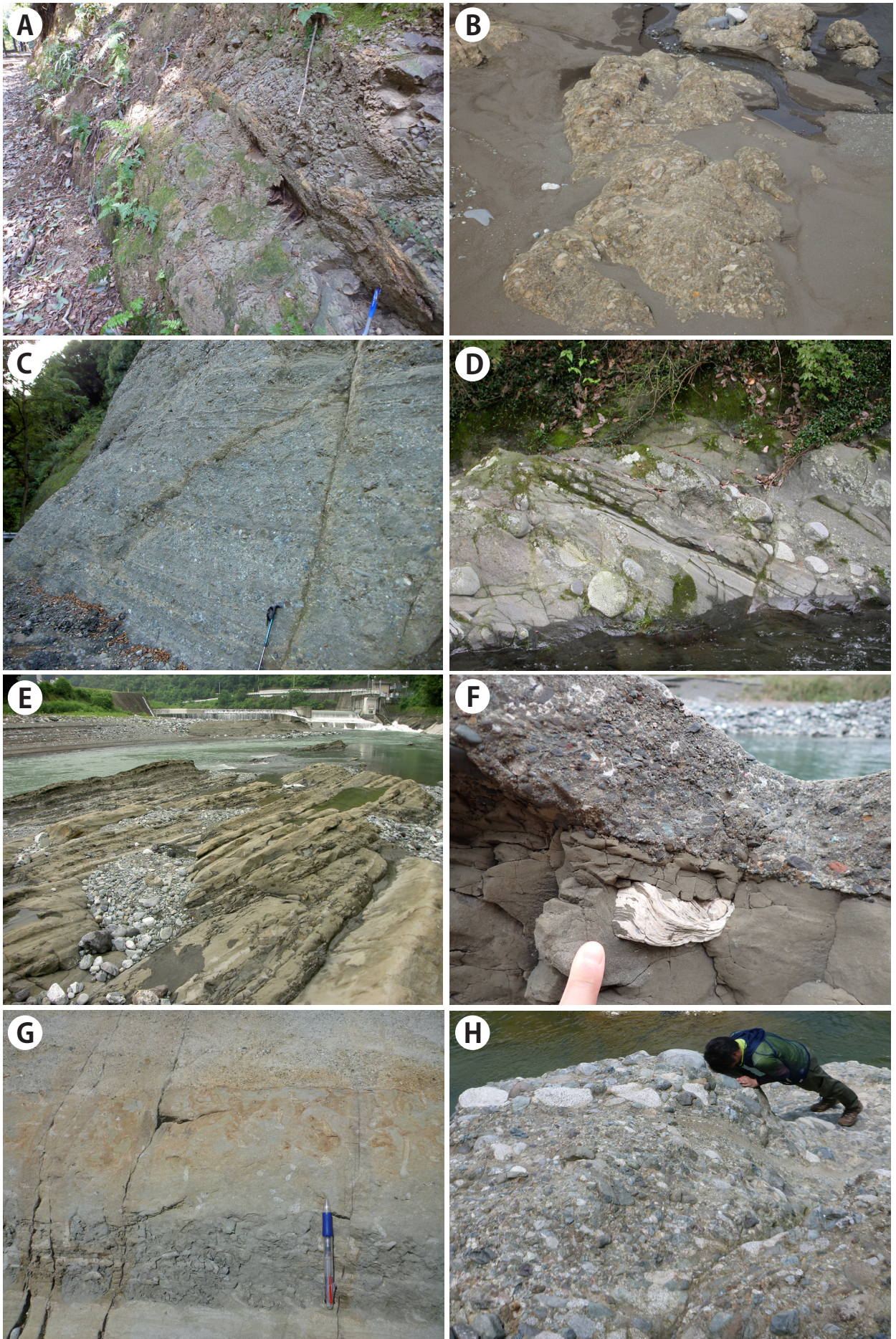


図 5. 足柄層群の露頭。A: 日向層の砂岩泥岩互層（山北町山北，河村城址へ向かう登山道）。B: 日向層に挟まれる火山碎屑岩（山北町平山，高瀬橋下）。C: 瀬戸層の礫岩砂岩互層（山北町皆瀬川，道路工事露頭）。D: 瀬戸層の礫岩層（山北町皆瀬川）。人頭大の円礫が含まれる。E: 畑層の礫岩砂岩互層（山北町川西，嵐橋下）。F: 畑層の礫岩砂岩互層に含まれる貝化石（山北町川西，嵐橋下）。G: 塩沢層に含まれる生痕化石（山北町山市場，用沢）。H: 塩沢層の礫岩（山北町山市場，棚沢キャンプ場跡）。

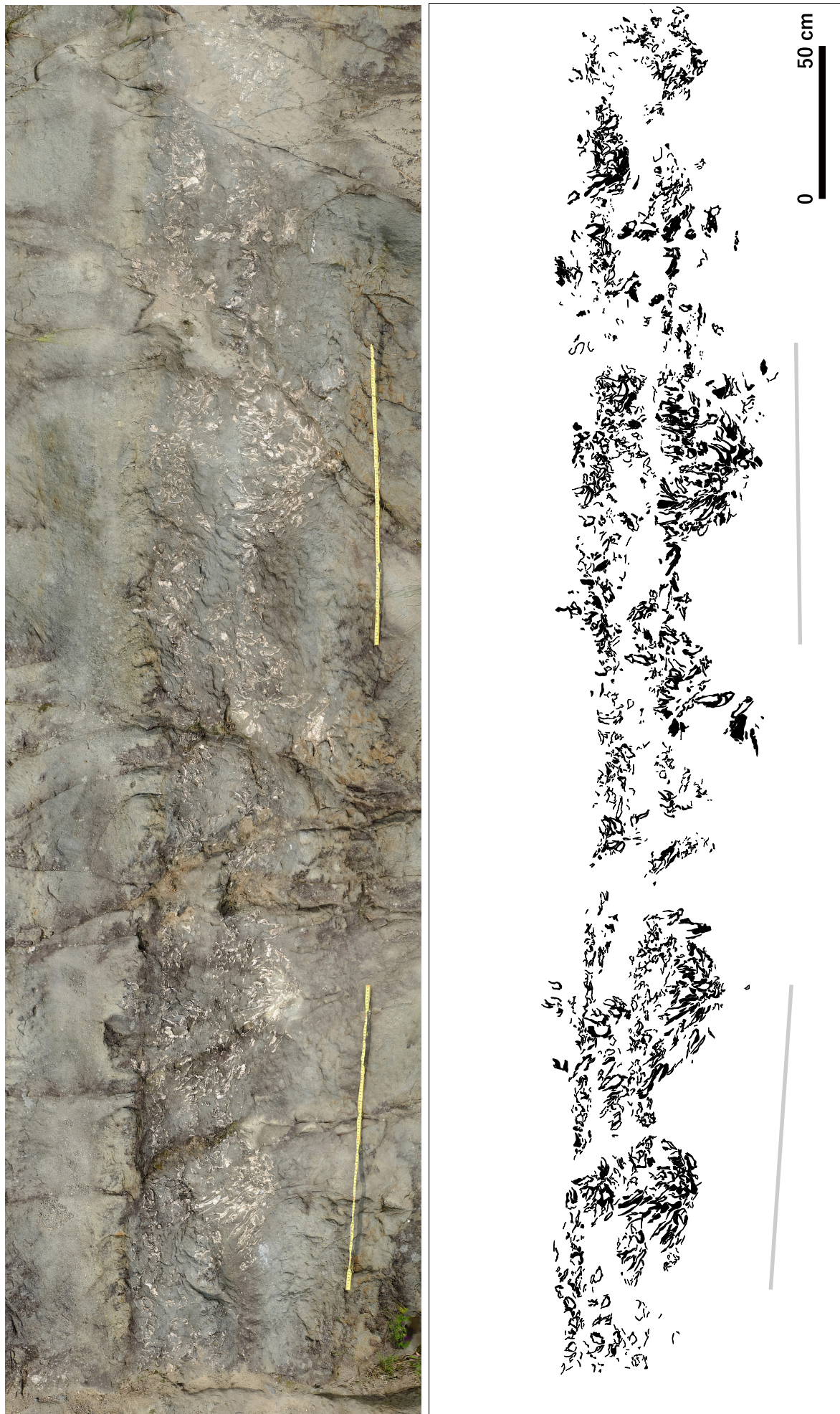


図 6. 塩沢層に産出するカキ礁の露頭写真（オルソン画像）およびスケッチ（山北町山市場，用沢のタダラド橋上流の河内川河床）.

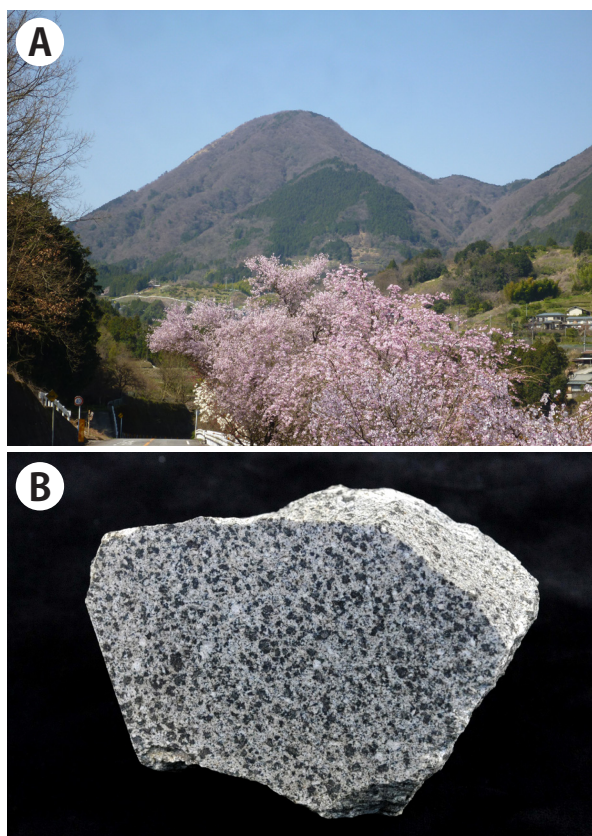


図 7. A: 矢倉岳の地形. B: 矢倉岳を構成する石英閃緑岩.

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ラ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、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-T(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―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―松

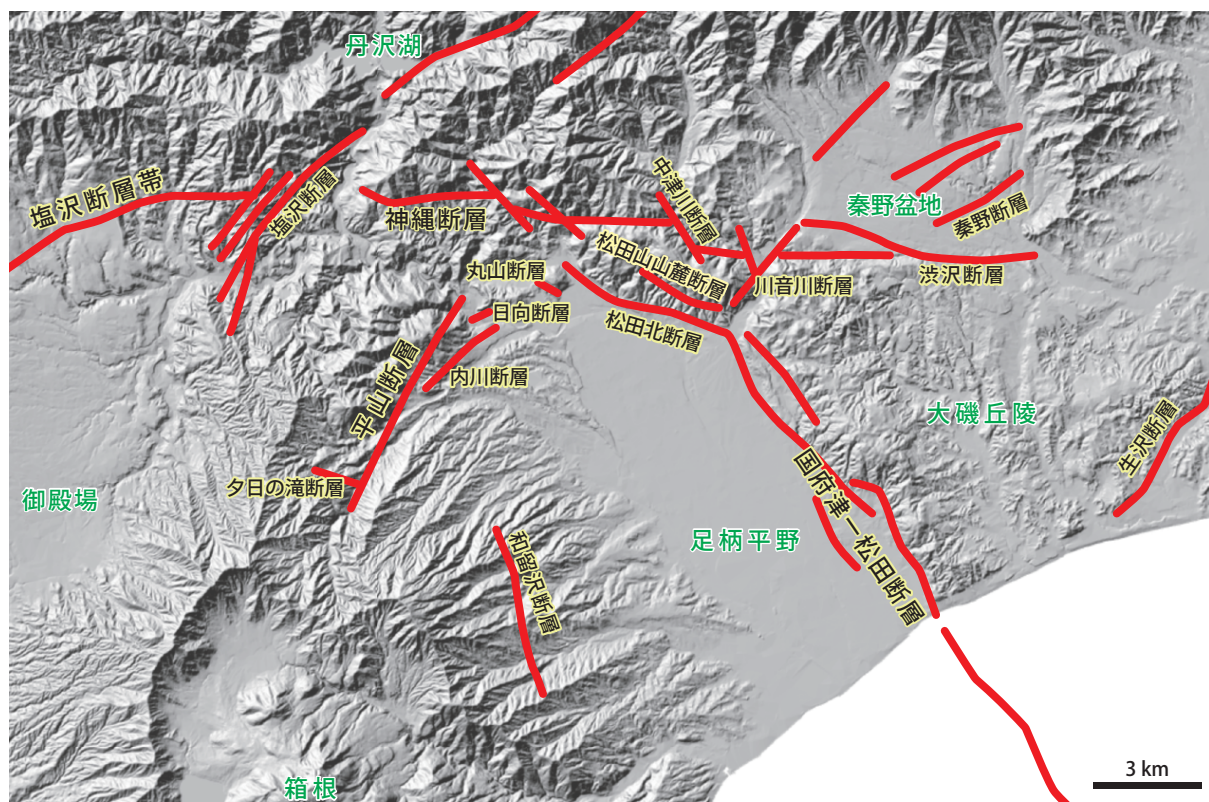


図 11. 足柄地域に分布する断層。国土地理院の地理院地図（陰影起伏図）の上に、地震調査研究推進本部地震調査委員会（2015）、林ほか（2010）、活断層研究会（1991）を参考にして作図。

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・フォーラ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.