

地域地質研究報告

5万分の1地質図幅

東京(8)第92号

NI-54-26-14

熱海地域の地質

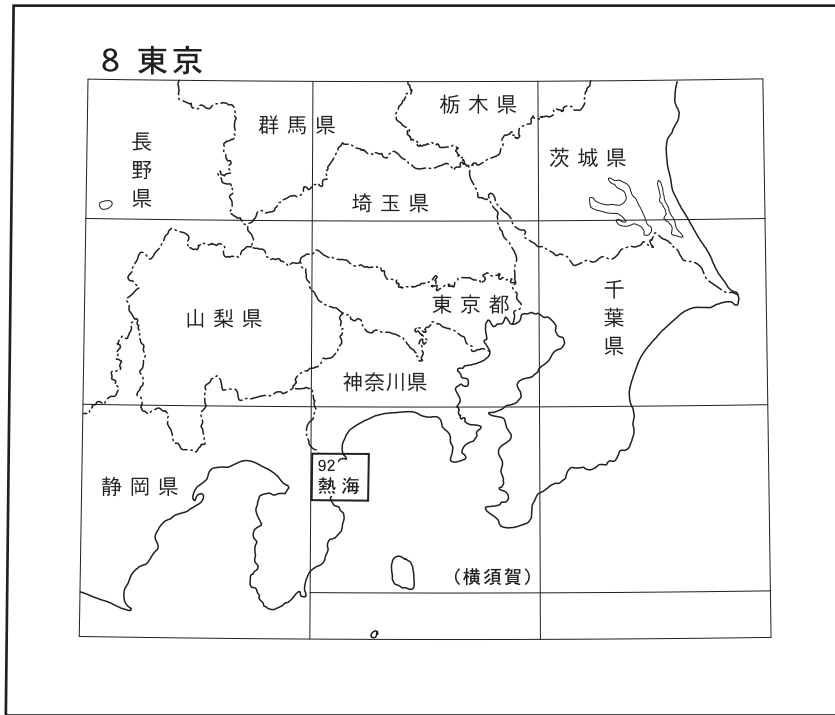
及川輝樹・石塚 治

平成 23 年

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

位置図



() は1:200,000図幅名

5万分の1地質図幅索引図
Index of the Geological Map of Japan 1:50,000

8-81 御殿場 Gotemba NI-54-32-1 (未刊行, unpublished)	8-82 小田原 Odawara NI-54-26-13 (未刊行, unpublished)	8-83 平塚 Hiratsuka NI-54-26-9 (未刊行, unpublished)
8-91 沼津 Numazu NI-54-32-2 (未刊行, unpublished)	8-92 熱海 Atami NI-54-26-14 (2011)	
8-100 修善寺 Shuzenji NI-54-32-3 (1956)	8-101 伊東 Itō NI-54-26-15 (1970)	

熱海 Atami
1:75,000 (1952)

熱海地域の地質

及川輝樹*・石塚 治*

地質調査総合センター（旧地質調査所）は、1882年の創設以来、国土の地球科学的実態を解明するための調査研究を行ない、様々な縮尺の地質図を出版してきた。このうち5万分の1地質図幅は独自の地質調査に基づく最も詳細な地質図であり、基本的な地質情報を網羅している。

「熱海」図幅地域の地質調査は、平成18～20年度に実施された。本調査地域は、かつて7万5千分の1地質図「熱海」（久野，1952）として発行された地域の一部である。この久野（1952）以降の年代測定技術の発展により、従来の火山岩類の区分や火山活動史を大きく変更する必要が生じていた。地質調査は及川が、放射年代測定及び化学分析は石塚が主担当として行なった。説明書執筆にあたっては、陸上部分の地形・地質を及川が、海域の地形・地質及び火山岩類の化学組成については石塚が担当した。

本研究にあたり、多くの方にご協力をいただいた。防災科学技術研究所の長井雅史氏には箱根火山についてご教示いただいた。ダイヤコンサルタントの小林 淳氏には本図幅地域に分布するテフラについてご教示いただいた。神奈川県温泉地学研究所の萬年一剛氏には文献収集でお世話になった。 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年代測定用試料の中性子照射は、東北大学金属材料研究所附属量子エネルギー材料科学国際研究センターとの共同研究によった。

本研究に用いた岩石薄片の作製は、地質標本館の大和田 朗、佐藤卓見、福田和幸各氏による。

（平成22年度稿）

所 属

* 地質情報研究部門

Keywords: areal geology, geological map, 1:50,000, Atami, Izu - Ogasawara Arc, Izu Peninsula, Pliocene, Quaternary, Fudo Tunnel Basalt, Tanna Tunnel Andesite, Atami Tuffs, Hakone Volcano Group, Usami - Taga Volcano Group, Higashiizu Monogenetic Volcanoes, Hakone Volcano, Yugawara Volcano, Shimotaga Volcano, Usami Volcano, Osaki Volcano, Atami Volcano, Uomisaki Volcano, Ajiro Volcano, Hatsushima Volcano, Sukumoyama Volcano, Chojagahara Marl, Shimotanna Lake Deposit, Terrace deposits, Gentle slope deposits, Small basin deposits, Valley floor deposits, Northern Izu active fault system, Hatsushima active fault system, Tanna Fault, Central Ukihashi Fault, Western Ukihashi Fault, Tanohara Fault, Yugawara Hot Springs, Atami Hot Springs, Kamitaga Hot Springs, Shimotaga Hot Springs, Ajiro Hot Springs, Usami Hot Springs

目 次

第 1 章 地 形	1
1. 1 陸上地形	1
1. 2 海底地形	4
第 2 章 地質概説	5
2. 1 新第三系	5
2. 2 第四紀火山岩類	5
2. 3 第四紀堆積物	8
2. 4 地質構造	9
第 3 章 新第三系	10
3. 1 研究史及び概要	10
3. 2 不動トンネル玄武岩類	10
3. 3 熱海凝灰岩	10
3. 4 丹那トンネル安山岩	12
第 4 章 第四紀火山岩類	13
4. 1 研究史	13
4. 1. 1 箱根火山の研究史	13
4. 1. 2 箱根火山以外の火山噴出物の研究史	14
4. 2 概説と火山体区分の方針	14
4. 3 宇佐美-多賀火山群	16
4. 3. 1 下多賀火山噴出物	16
4. 3. 2 宇佐美火山噴出物	16
4. 3. 3 大崎火山噴出物	17
4. 3. 4 熱海火山噴出物	18
4. 3. 5 魚見崎火山噴出物	20
4. 3. 6 網代火山噴出物	24
4. 3. 7 初島火山噴出物	24
4. 4 箱根火山群	27
4. 4. 1 湯河原火山噴出物	27
不動滝溶岩類	27
城山溶岩類	28
4. 4. 2 箱根火山噴出物	28
海ノ平溶岩類	29
岩溶岩類	29
白磯溶岩類	29
本小松溶岩類	29
真鶴岬溶岩	30
幕山溶岩	32

4. 5	熱海図幅地域の流紋岩単成火山	33
4. 5. 1	上多賀流紋岩	33
4. 5. 2	鍛冶屋流紋岩	33
4. 5. 3	日金山流紋岩	34
4. 5. 4	伊豆山デイサイト	34
4. 5. 5	新崎川流紋岩	35
4. 6	東伊豆単成火山群	35
4. 6. 1	巢雲山火山噴出物	35
4. 6. 2	長者原マール噴出物	37
4. 7	第四紀火山岩類の岩石	37
4. 7. 1	化学的特徴	37
4. 7. 2	火山活動の時空変化	41
4. 8	テフラ層	41
第 5 章	第四紀堆積物	43
5. 1	中部更新統堆積物	43
5. 1. 1	下丹那湖成堆積物	43
5. 2	上部更新統-完新統堆積物	43
5. 2. 1	段丘堆積物	43
5. 2. 2	山地緩斜面堆積物	44
5. 2. 3	山間小盆地堆積物	44
5. 2. 4	谷底低地堆積物	45
5. 2. 5	埋立地	46
第 6 章	海底地質	47
第 7 章	地質構造	48
7. 1	北伊豆活断層系	48
7. 2	初島活断層群	49
第 8 章	応用地質	50
8. 1	温泉	50
8. 2	石材	51
8. 3	地震災害	52
文 献		54
Abstract		59

図表目次

第 1. 1 図	熱海図幅地域周辺の段彩図	1
第 1. 2 図	熱海図幅地域周辺の地上開度図（横山ほか，1999）と主な地名	2
第 1. 3 図	熱海図幅地域における特徴的な地形	3
第 2. 1 図	伊豆半島北部の地質概略図	5
第 2. 2 図	熱海図幅地域の地質総括図	6

第 2. 3 図	熱海図幅地域の地質概略図	7
第 2. 4 図	久野（1952）と本報告の地質対比	8
第 3. 1 図	水口トンネル，不動トンネル沿いの断面図	11
第 3. 2 図	丹那トンネル沿いの断面図	11
第 4. 1 図	本報告での火山体区分と年代値及び地形の関係	15
第 4. 2 図	網代-大崎海岸沿いの地質図	18
第 4. 3 図	大崎火山噴出物の産状	19
第 4. 4 図	熱海火山噴出物の火砕流堆積物	20
第 4. 5 図	魚見崎-赤根崎周辺の海岸沿いのルートマップ	21
第 4. 6 図	魚見崎火山噴出物の産状	22
第 4. 7 図	赤根崎における魚見崎火山噴出物の産状	23
第 4. 8 図	網代-大崎間のルートマップ	25
第 4. 9 図	網代火山噴出物の産状	26
第 4.10 図	湯河原火山不動滝溶岩類の産状	28
第 4.11 図	箱根火山噴出物の岩溶岩類の産状	30
第 4.12 図	箱根火山噴出物の白礫溶岩類の産状	31
第 4.13 図	箱根火山噴出物の本小松溶岩	31
第 4.14 図	湯河原町福浦漁港東における箱根火山噴出物の真鶴岬溶岩の産状	32
第 4.15 図	幕山溶岩でつくられる幕山の全景	33
第 4.16 図	上多賀流紋岩の産状	34
第 4.17 図	巢雲山火山噴出物の産状	36
第 4.18 図	熱海図幅地域の火山岩類の全岩主要元素組成プロット	39
第 4.19 図	熱海図幅地域の火山岩類の全岩微量元素組成比のプロット	40
第 4.20 図	箱根 Da-5 軽石，箱根東京軽石に伴う火砕流堆積物の分布及び箱根三島軽石の等層厚線	42
第 5. 1 図	下丹那湖成堆積物の産状	43
第 5. 2 図	初島の段丘面区分と活断層	44
第 5. 3 図	山地斜面堆積物を構成する礫層	45
第 5. 4 図	谷底低地内で掘削された深度 20m 以上のボーリングの位置	46
第 7. 1 図	北伊豆地震（1930 年）による丹那断層の変位跡	49
第 8. 1 図	熱海図幅地域の採石遺跡	51
第 4. 1 表	熱海図幅地域に分布する代表的な火山岩類の全岩化学組成	38
第 8. 1 表	熱海図幅地域の温泉湧出量	50
第 8. 2 表	真鶴町における石材採掘量の変化	52
第 8. 3 表	熱海図幅地域における地震災害実績	53
第 8. 4 表	熱海図幅地域の大正関東地震（1923 年 9 月 1 日）による津波高	53
Fig. 1	Summary of geology in the Atami district.	60

第1章 地 形

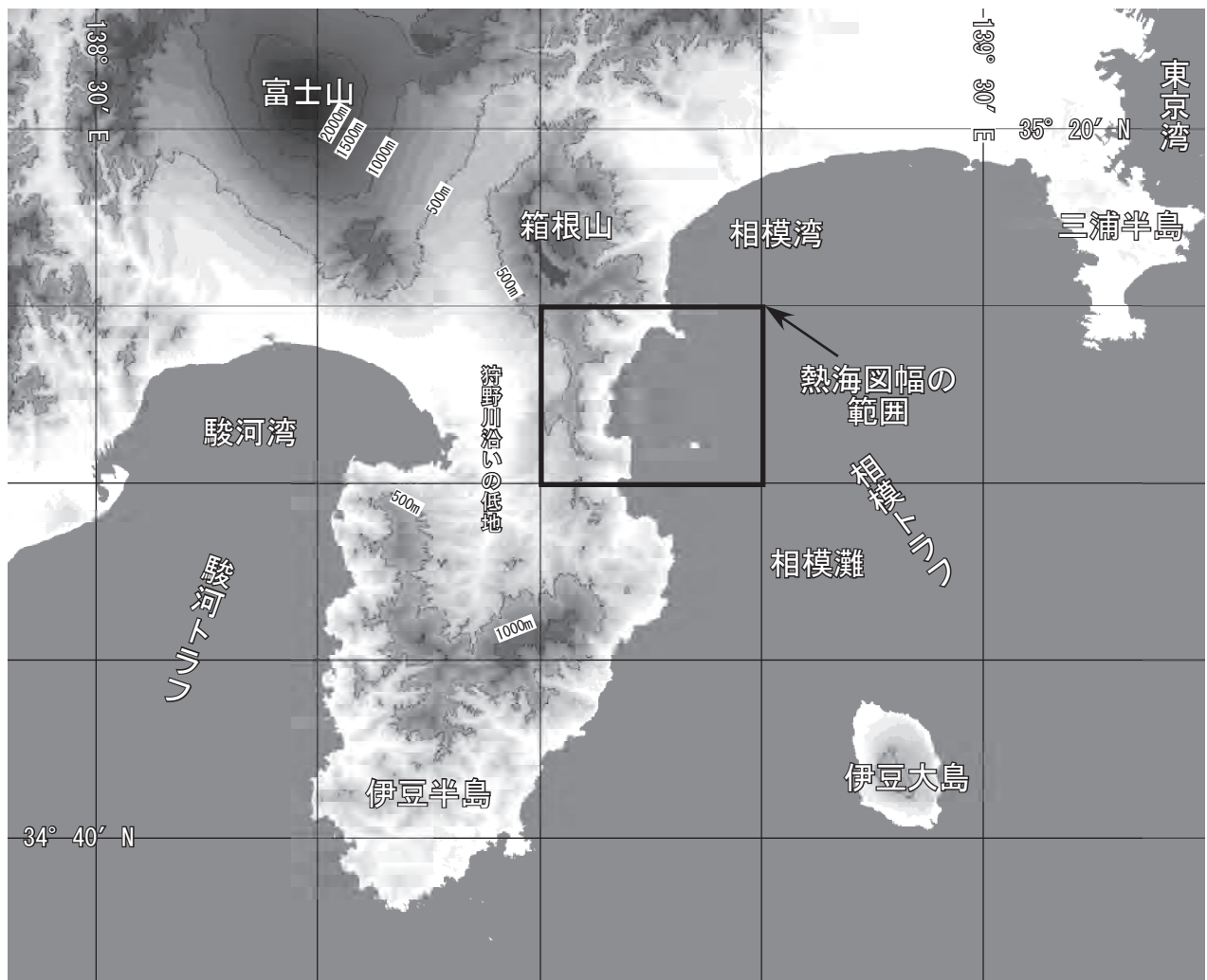
(及川輝樹・石塚 治)

熱海図幅地域は、世界測地系において北緯35度0分11.9秒～35度10分11.8秒（日本測地系35度0分0秒～35度10分0秒）、東経138度59分48.7秒～138度14分48.6秒（日本測地系139度0分0秒～139度15分0秒）の範囲に位置する（第1.1図）。このうち、陸地が全体の4割ほど、海域が6割ほどをしめる。行政区分としては、北から神奈川県真鶴町、湯河原町の主部、静岡県三島市かんたろの一部、熱海市の全域、函南町、伊豆の国市（旧韮山町、大仁町）の西部、伊豆市（旧修善寺町、中伊豆町）、伊東市の一部が含まれる。以下、陸上と海底に分けて地形の概説を述べる。

1. 1 陸 上 地 形

本図幅地域は本州中部、伊豆半島の北東部、相模湾及び相模灘に面した地域にあたる（第1.1図）。本図幅地域付近で伊豆半島の幅は最も狭くなり、本図幅地域の地形は、大きくは相模湾及び相模灘海域、相模湾及び相模灘に面した海岸部、その背後の山地によって構成される。山地は北伊豆活断層系による南北ないし北西-南東方向のリニアメントが発達する。また、相模灘内の島、初島も図幅域に含まれる（第1.2図）。

陸地の主部を形成する山地は本図幅地域の北に隣接



第1.1図 熱海図幅地域周辺の段彩図

国土地理院発行数値地図50mメッシュ（標高）を使用してカシミール3Dにて描画。緯度経度は日本測地系で示す。



第 1.2 図 熱海図幅地域周辺の地上開度図（横山ほか，1999）と主な地名

地上開度図は，国土地理院発行数値地図50mメッシュ（標高）を使用して渡辺（2002）のプログラムにて描画．色が明るいほど地上開度（横山ほか，1999）が大きい尾根の部分であり，色の暗い部分は地上開度の小さい谷に相当する．そのため，開析が進むと暗い色調の占める領域が多くなる．A：熱海峠，Jk：十国峠（日金山），Iw：岩戸山，Tk：鷹ノ巣山，Ku：玄岳，Sk：巢雲山，ts：田代，tn：丹那，uk：浮橋，ta：田野原，ch：長者原．



第 1. 3 図 熱海図幅地域における特徴的な地形

a) 主稜線上の玄岳から北方の主稜線を望む。写真中央左の山は箱根山の駒ヶ岳（小田原図幅内）。電波塔の集中する山は鷹ノ巣山で、そのすぐ背後の東西（左右）に延びる稜線から奥は箱根火山群がつくる地形。b) 中央のピークが玄岳（北西側の丹那盆地から）。c) 初島（北西側から）。島全域に平坦な段丘面が発達している。d) 丹那盆地（丹那盆地南東側から）。手前の平坦な地形が丹那盆地。後方の山は富士山。e) 長者原マールのつくる地形（巢雲山北西伊豆スカイライン沿いから）。中央の窪地が長者原マール内の低地。f) 南西から真鶴半島を望む。先端が真鶴岬。g) 真鶴岬沖の三ッ岩。干潮時に陸繋島となる。

した箱根山から南にほぼ南北に延びる主稜線が存在し、それは伊豆半島北部の脊梁部を構成している（第1.1, 1.2図）。主稜線を構成する主な山頂は、北から十国峠（別名：日金山, 771m）、鷹ノ巣山（672.2m）、玄岳（798.4m）、巢雲山（580.7m）などである（第1.2, 1.3a, b図）。主稜線は北部が高く南部が低い傾向がある。これら山地は、北部においては箱根火山群の、中部から南部は宇佐美-多賀火山群の火山体で構成される。両火山群の境界は十国峠・鷹ノ巣山間の熱海峠付近にある（第1.2, 1.3a図）。熱海図幅地域の北は箱根山の主部、西は狩野川沿いの低地、東は相模湾及び相模灘に接している（第1.2図）。主稜線から西側の山地斜面は緩傾斜で侵食が進んでおらず、火山原面を残している（第1.2図）。その一方、主稜線の東側は、海岸線までの水平距離が6~10km程度と近く、急傾斜をなす。そのため、火山原面の保存が悪いが、主稜線から東や南方に傾く火山原面も存在する。それらは、岩戸山の南斜面や宇佐美北方の山地で顕著に認められる。熱海峠より北の箱根火山群に属する火山原面は、大局的には箱根山を中心として放射状に広がっている。その一方、宇佐美-多賀火山群の火山原面は、主稜線に直交するほぼ東西方向の傾斜をもつものが多い（第1.1, 1.2図）。

地すべり地形は、山地内に認められるが（八木ほか, 1996）、いずれも小規模なものである。本報告ではそのうち主な地すべり地形の輪郭を地質図に示している。

山地の西側斜面の中腹には、北伊豆活断層系の南北走向の活断層に沿って小盆地群が存在する（第1.2, 1.3d図）。それらは、北から田代、丹那、浮橋、田野原などにあり、北伊豆活断層系の活動による構造運動によって形成されたと考えられている（山崎, 1988など）。また、北伊豆活断層系の活断層に沿って河川や山稜の屈曲が認められる（Kuno, 1936b; 八木ほか, 1996など）。小盆地群中で丹那地区のものが最大で、それは丹那断層沿いに南北に伸張した2km×1.5kmほどの長円状の形状をなす（第1.2, 1.3d図）。また図幅南部の長者原周辺にも直径700mほどのほぼ円形の小盆地が存在し（第1.2, 1.3e図）、マール地形であると推定されている（小山ほか, 1995）。

海岸部は比較的単調な形状であり、大部分は山地が急傾斜のまま直接海に没している。しかし、小規模な河川沿いに沿って小規模な谷底・海岸低地が分布し、これら谷底・海岸低地のうち比較的規模の大きなものは、東側の相模湾に流れ込む小河川沿いに発達し、海岸部まで達して小規模な平野状の地形をなしている。それらの低地に湯河原、熱海、上多賀、下多賀、網代、宇佐美などの街が発達している。海岸沿いは、海岸段丘や離水海食台などの発達は悪いが、魚見崎や赤根崎周辺においては現海面より1~2m程度の比高を持った離水海食台が2~3段認められる。初島には、顕著な3面の海岸段丘が発達する（第1.3c図）。他の顕著な海岸部の地形としては、図幅地域の北東部に真鶴岬を先端とする幅1km、長さ3kmの小半島、真鶴半島が存在する（第1.2, 1.3f図）。真鶴岬先端の沖にある三ッ岩は、干潮時には陸繋島となる（第1.2, 1.3g図）。

1.2 海底地形

熱海図幅の海域は、真鶴岬と三浦半島の先端を結ぶ線より北側は相模湾、それより南側は相模灘と呼ばれる（第1.1, 1.2図）。

熱海図幅地域東部の海底部は、大局的には相模トラフに向かって下る急斜面であり、トラフ軸までの比高は1,000m以上に達する。いわゆる陸棚の発達は極めて限られており、初島周辺を除くと2km程度以下の幅しかない。

熱海市の東方沖には、北側を真鶴岬から延びる高まりに、南側を初島に画された扇型の小海盆と、そこから相模トラフに延びる熱海海底谷が存在する。熱海海底谷の軸の方向は沿岸部の東西方向から相模トラフに近い部分で東北東-西南西方向に変化する。

熱海海底谷と相模トラフが交差する地点付近の、海底谷南側には真鶴海丘と呼ばれる東西方向に延びた比高約400mの高まりが存在する。

伊豆半島と初島の間は水深約100m前後の陸棚が形成されているが、初島東側は水深約1,400~1,500mの相模トラフ軸まで一気に下る急崖になっている。

第2章 地質概説

(及川輝樹・石塚 治)

熱海図幅地域は伊豆-小笠原弧の北端部の伊豆半島の更に北東端に位置する。本図幅地域の周辺には、北に箱根火山（活動年代:40万年前以降）、北西に富士火山（活動年代:10万年前以降）、愛鷹火山（活動年代:18~8万年前）、南西に達磨、大瀬崎、井田の各火山（活動年代:70~50万年前）、南には東伊豆単成火山群（活動年代:30万年前ないし15万年前以降）などの第四紀火山が多数存在する（杉山ほか, 2010）。熱海図幅地域とその周辺の地質概略を第2.1図に、本図幅地域内の地質総括図および地質概略図を第2.2図と第2.3図に、久野（1952）との層序対比は第2.4図にそれぞれ示す。熱海図幅地域内の地質はほとんどが第四紀火山岩類によって構成され、それらを薄く覆う第四系堆積物からなる。また、地下には新第三系の火山岩類も確認されている。

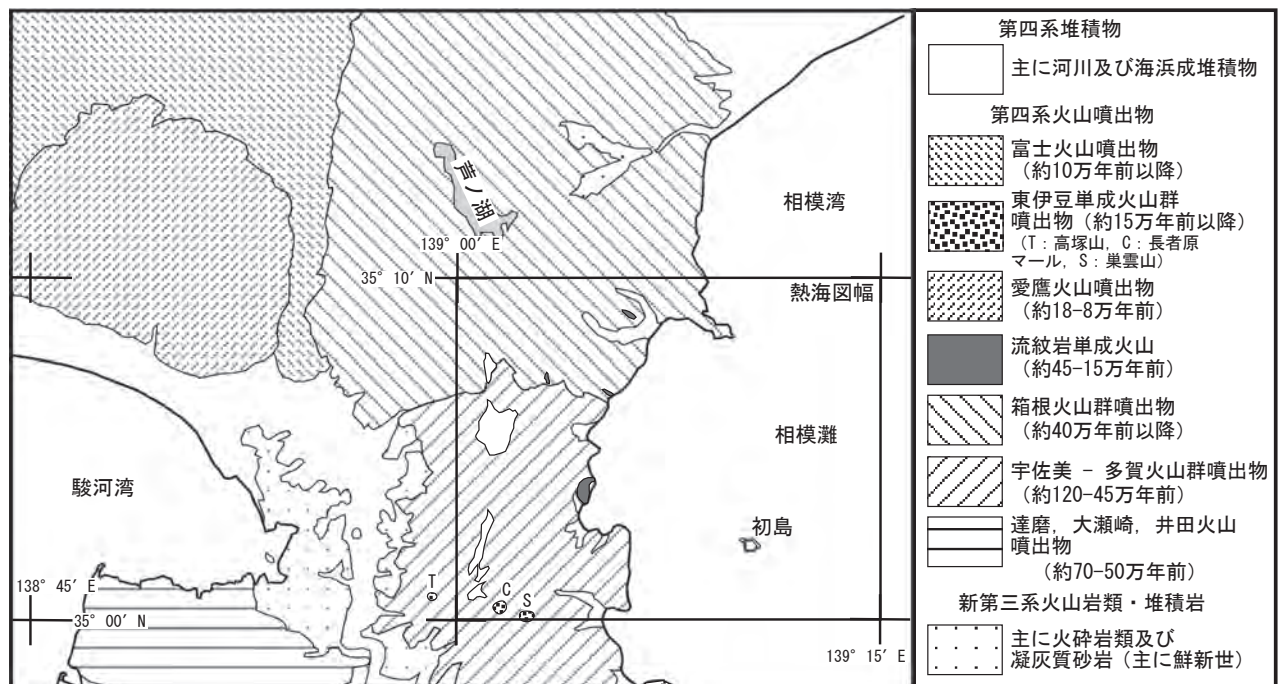
2.1 新第三系

本図幅地域に分布する新第三系は、トンネル工事などの際に現れた火山岩類で、現在地表に露出しない。それらは溶岩である不動トンネル玄武岩類（Kuno, 1950c）と丹那トンネル安山岩（久野, 1952）及び軽石質凝灰岩

である熱海凝灰岩（Kuno, 1950c）などである。これらの火山岩類は本図幅地域の最下部に位置する火山岩類で、年代測定が行なわれていないため、本報告では久野（1952）にしたがって新第三系とする。久野（1952）では、これらの火山岩類を北の小田原図幅地域内に露出する早川凝灰角礫岩（Kuno, 1950c）に対比した。早川凝灰角礫岩の形成年代は約4.2Ma（Maは百万年前）前後とされている（萬年ほか, 2003）。また、西隣の沼津図幅の範囲には、熱海図幅地域内に分布する宇佐美-多賀火山群噴出物の下に主に鮮新世の火山岩類及び凝灰質砂岩・泥岩が分布する（杉山ほか, 2010）。これら新第三系は、海底に堆積したものと考えられ（久野, 1952など）、第四紀火山の活動以前は伊豆半島北部の広い範囲が海底にあったと考えられる。

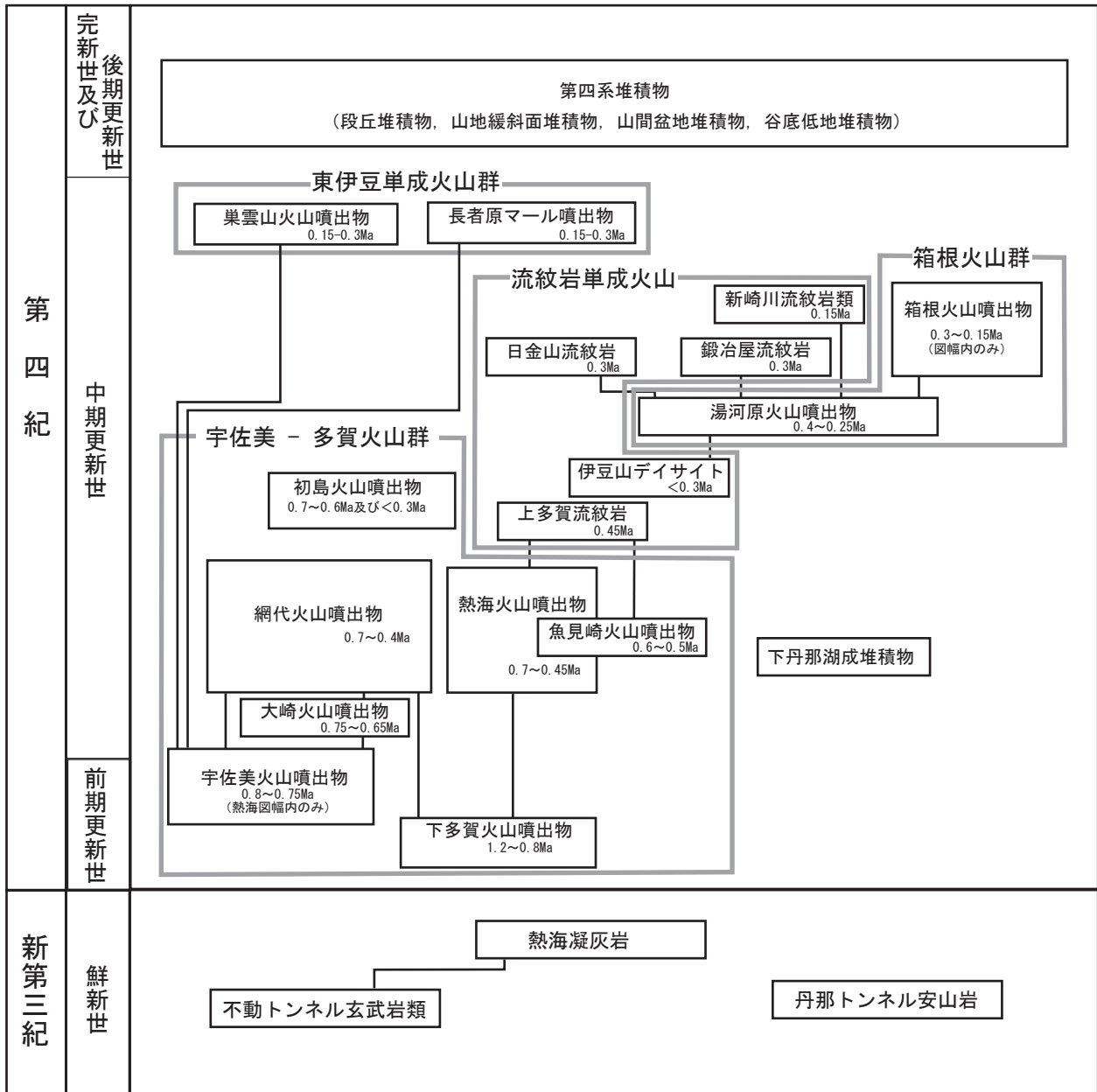
2.2 第四紀火山岩類

本図幅地域の地表に露出する火山岩類はすべて第四系で、北部の箱根火山群と南部の宇佐美-多賀火山群の噴出物に大別される（第2.1図）。両火山群はそれぞれ複数の噴出中心を持った成層火山の集合体である。従来、



第2.1図 伊豆半島北部の地質概略図

杉山ほか（2010）、三梨ほか（1980）及び本報告のデータを使用して編図。



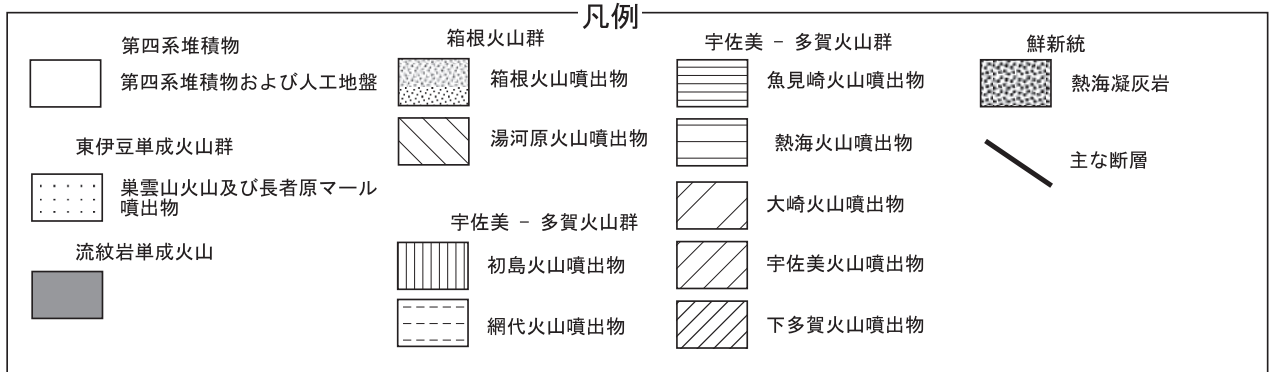
第 2. 2 図 熱海図幅地域の地質総括図
Ma は 100 万年前の略.

本図幅地域の地表には新第三紀火山岩類が広く分布するとされていた(例えば, 久野, 1952, 1972)。しかし, 近年の放射年代測定によって, 地表に露出する本図幅地域内の火山岩類はすべて第四紀後半(約1Ma以降)のものであることが明らかとなった(松本ほか, 1993; 袴田ほか, 2005; 石塚, 2006; 石塚・及川, 2008; 及川ほか, 2010)。

箱根火山群は久野(1952, 1972)定義の箱根火山噴出物と湯河原火山噴出物に更に細分される(第2.3図)。湯河原火山は湯河原周辺において0.4~0.2Maに活動し, 箱根火山は箱根山周辺において0.4Ma以降, 現在まで

活動中の火山である(袴田ほか, 2005; 石塚, 2006; 石塚・及川, 2008など)。本図幅地域に分布するこれらの火山噴出物は, 主にかんらん石普通輝石及びかんらん石斜方輝石単斜輝石玄武岩から安山岩, 斜方輝石単斜輝石安山岩, 単斜輝石斜方輝石デイサイト, 角閃石斜方輝石デイサイト, 石英単斜輝石斜方輝石流紋岩の溶岩と火砕岩からなる。

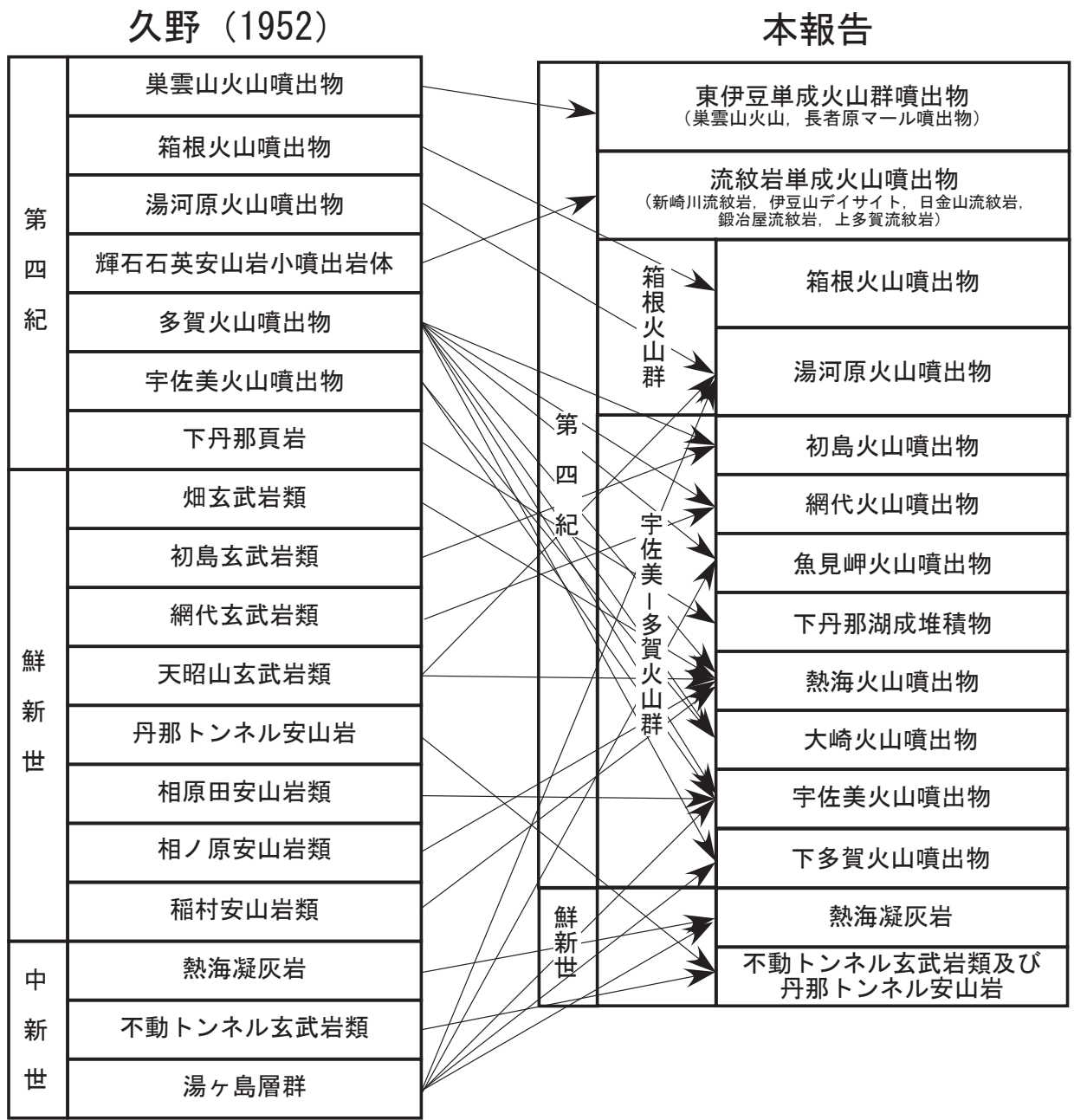
宇佐美-多賀火山群は, 1.2~0.45Ma(Maは100万年前)に活動し, 更に7つの火山に細分され, それは下位から下多賀火山(1.2~0.8Ma), 宇佐美火山(0.8~0.75Ma), 大崎火山(0.75~0.65Ma), 熱海火山(0.7~0.45



第 2.3 図 熱海図幅地域の地質概略図

Ma), 魚見崎火山 (0.6~0.5Ma), 網代火山 (0.7~0.4 Ma), 初島火山 (0.7~0.6 Ma 及び 0.3 Ma より若い) である(第 2.3 図). これら火山群を構成する火山噴出物は, 主にかんらん石単斜輝石及びかんらん石斜方輝石単斜輝石玄武岩から安山岩, 斜方輝石単斜輝石安山岩, 単斜輝石斜方輝石デイサイトからなる. 大部分はソレイト系列の玄武岩から安山岩で構成される.

これら両火山群噴出物の大部分には水冷構造は認められない. そのため, 第四紀後半(約 100 万年前)以降には, この地域は陸化していたと判断される. しかし, 海岸部には水冷構造が認められることがある. 特に, 魚見崎火山はその活動のほとんどが水底で起きたと判断される. このことは, 最近数十万年間の伊豆半島北部は隆起傾向であったことを示唆する.



第 2.4 図 久野 (1952) と本報告の地質対比

これらの火山を覆って流紋岩単成火山や東伊豆単成火山群 (荒牧・葉室, 1978) の巢雲山火山や長者原マール (小山ほか, 1995) などの噴出物も小規模に分布する。本図幅地域は, 東伊豆単成火山群の北端にあたる。流紋岩単成火山の活動年代は約 0.45~0.15 Ma である (石塚, 2006; 石塚・及川, 2008; 及川ほか, 2010)。巢雲山火山及び長者原マールは約 0.15~0.3 Ma に活動したと考えられる。

2.3 第四紀堆積物

第四紀火山岩類に挟まれた前期更新世の小規模な湖沼堆積物 (下丹那湖成堆積物) も認められるが, 第四紀堆積物の大部分は第四紀火山岩類上に被覆する後期更新世-完新世の堆積物である。第四紀火山を刻む河川沿いには, 谷底を埋める小規模な低地が認められる。低地を構成する地層は, 河川成ないし海浜堆積物で礫・砂・泥によって構成される。また, 北伊豆活断層系に沿った地域に小盆地が形成されており, その盆地は湖成堆積物や河

川堆積物で埋積されている（渡辺，1925；平林，1925；山崎，1988；中込ほか，1993）．相模灘中の島嶼である初島は，全島域にわたって顕著な段丘面が発達し，段丘堆積物に覆われる（杉原，1980；石橋ほか，1982）．

2. 4 地質構造

本図幅地域西部には，1930年に発生した北伊豆地震(M7.3)の起震断層である北伊豆活断層系が分布する（松田，1972；活断層研究会，1980；八木ほか，1996）．この断層系は，著名な丹那断層（山崎，1919）などを含む，主

に左横ずれの変位で平均変位速度2m/千年のA級活断層である（活断層研究会，1980）．この他本図幅地域には，浮橋中央，浮橋西，田野原などの各断層が分布する．この活断層系は伊豆半島の中央部においてほぼ南北走向で総延長35kmほどに及ぶ．また，それらの断層と共役関係にあると考えられる北西-南東走向の活断層も北伊豆活断層系に含まれる．

更に，東部の初島には，初島活断層群と呼ばれる正断層群がありその平均変位速度は垂直方向に0.3~0.4m/千年である（杉原，1980）．

第3章 新第三系

(及川輝樹・石塚 治)

3. 1 研究史及び概要

本図幅地域の新第三系の研究は、1930年代以前の研究（鈴木, 1884；石井, 1898；平林, 1898；田山, 1931）、久野 久の一連の研究（Kuno, 1936a, 1950b, 1950c, 1951；久野, 1952, 1972）、それ以降の研究に大別される。Kuno (1950b, c, 1951) 及び久野 (1952) は、箱根火山から本図幅地域を含む伊豆半島北部の広い地域において地質調査を行ない、従来の見解を一新するような火山層序学、記載岩石学的研究を発表した。その成果は今日までこの地域の標準的な層序区分として採用されてきた。Kuno (1950c, 1951)、久野 (1952) に基づく本地域における新第三系は、下位から湯ヶ島層群、不動トンネル玄武岩類、熱海凝灰岩、稲村安山岩、相ノ原安山岩類、阿原田安山岩類、丹那トンネル安山岩、天昭山玄武岩類、初島玄武岩類、網代玄武岩類、畑玄武岩類の11ユニットである（第2.4図）。しかし、この層序区分、年代観は近年の放射年代測定によって大幅に変更されることになった。松本ほか (1993) は新第三系と考えられていた畑玄武岩類から K-Ar 年代を報告し、上位の多賀火山噴出物（約0.6~0.7Ma）と時代差がないことを明らかにした。石塚 (2006) は、伊豆半島全域の多くの地質ユニットを対象とした Ar/Ar 及び K-Ar 年代測定を行なった。石塚・及川 (2008) は、本図幅地域における火山岩の K-Ar 年代測定を多数報告した。これらの研究の結果、地表に分布する久野 (1952) など新第三系と考えられていた地質ユニットすべてが第四紀後半（約100万年前）以降に形成されたことが明らかとなった（第2.4図）。また、谷ほか (2008)、石塚・及川 (2008)、及川・石塚 (2008) 及び Tani *et al.* (2011) は、多数の放射年代値から、湯ヶ島層群と白浜層群には時代差が存在せず、主に鮮新世（一部後期中新世及び第四紀）に形成された同時期の地層であることを明らかにした（杉山ほか, 2010）。しかし、Kuno (1950c, 1951)、久野 (1952) の不動トンネル玄武岩類、熱海凝灰岩、丹那トンネル安山岩の3ユニットはトンネル内や現在は人工物に被覆された地域にのみ露出し、現在は観察できない。そのため、本調査において新第三系か第四系かの再検討ができなかった。これらの地質ユニットも第四系である可能性は高いが、層序的にもそれらが分布する地域において一番下位に位置することなどからその検証は難しい。そのため本報告では、Kuno (1950b, c, 1951)、久野 (1952) に従い新第三系としておく。久野 (1952) は、これらの地

層を小田原図幅地域内に露出する早川凝灰角礫岩と同時期と考えた。早川凝灰角礫岩は、萬年ほか (2003) による微化石群集の解析によると、約4.2Ma (Ma:百万年前) 前後に堆積した下部鮮新統である。以下の記載は、久野 (1952) などを基にまとめたものである。

3. 2 不動トンネル玄武岩類 (F:地質図では省略)

命名・模式地：Kuno (1950c) 定義、命名。伊東線不動トンネル北部及び水口トンネル南部に露出する玄武岩溶岩及び同質の火砕岩。

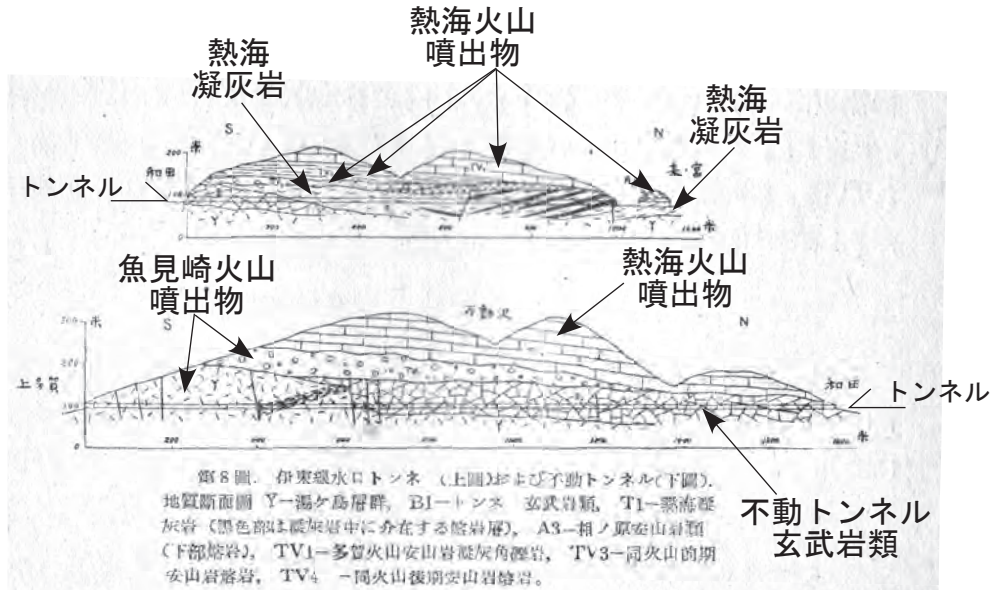
分布・岩相：不動トンネル北部及び水口トンネル南部に分布する。丹那トンネル東口から1,200mの地点及び1,700~2,000m間 (Kuno, 1936a)、多賀駅南の小トンネル内にも分布する（第3.1図）。また、新丹那トンネルの東口から1,290~1,345m, 1,655~2,565m, 2,868~2,880mにおいても分布する（久野, 1962, 1964）。本岩体は地表にまったく露出がないため、1932年伊東線のトンネル（不動及び水口トンネル）が掘削されるまでその存在が知られていなかった。本岩体は、暗褐-黒色のかんらん石玄武岩、かんらん石斜方輝石玄武岩、かんらん石単斜輝石斜方輝石玄武岩ないし安山岩で構成される緻密で厚い溶岩が主体で、それと同質の凝灰角礫岩、火山礫凝灰岩、凝灰岩を伴う。不動及び水口トンネル内では数枚の溶岩が重なり北に傾斜している。変質はほとんどしていない。

層序関係・年代：水口トンネル内で上位の熱海凝灰岩に侵食面を挟んで覆われる（久野, 1952, 1962, 1964）。

3. 3 熱海凝灰岩 (A)

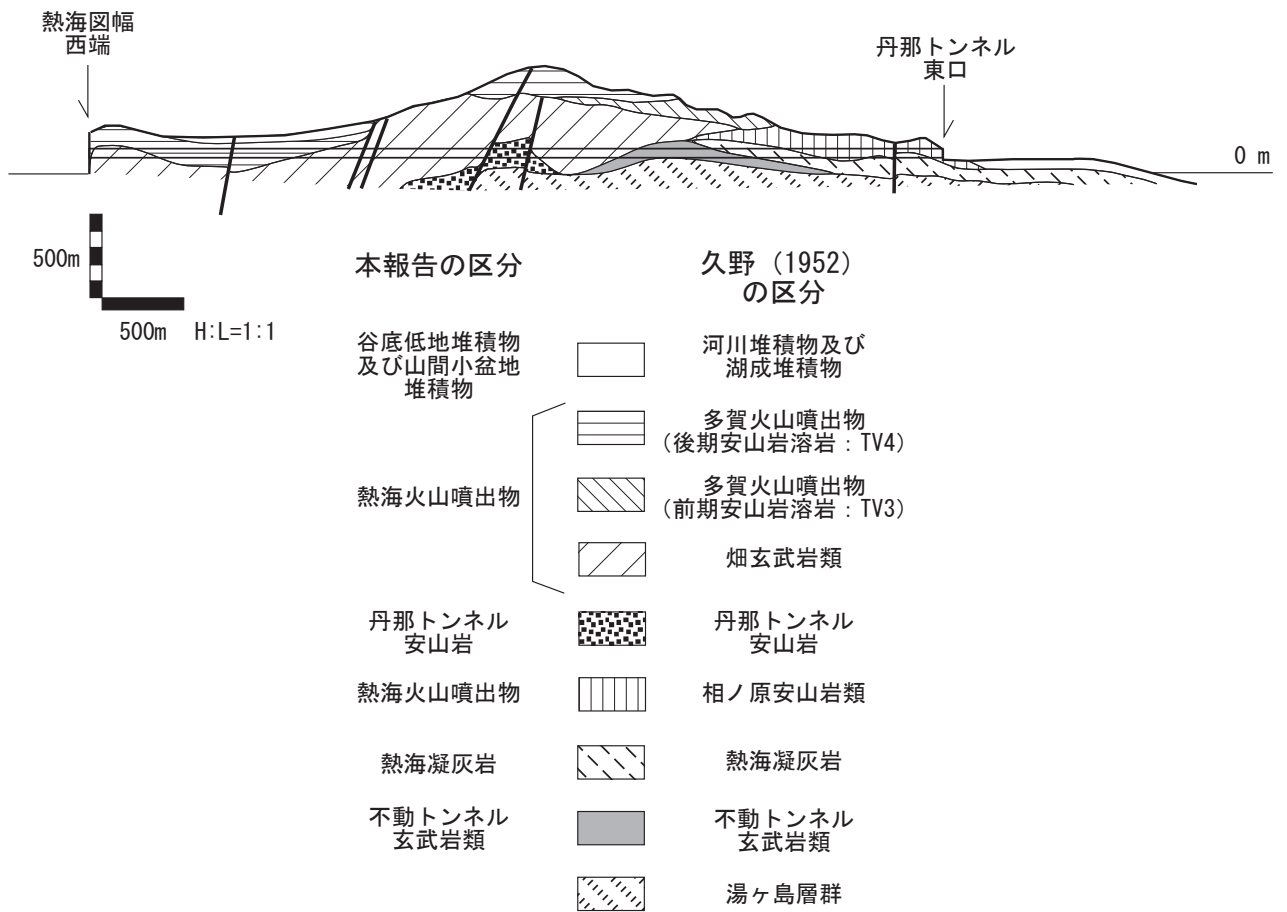
命名・模式地：Kuno (1950c) 定義、命名した水口及び丹那トンネル内の熱海凝灰岩層。溶岩を狭定する輝石デイサイト軽石質凝灰岩と泥岩の互層。模式地は熱海市街南西縁伊東線水口トンネル内の露頭。

分布・岩相：熱海市街北縁から西縁及び、水口トンネル北部及び丹那トンネル東口から800~1,600m間 (Kuno, 1936a)、新丹那トンネル東口から890~1,290m間（久野, 1962；1964）に分布する（第3.1, 3.2図）。現在は開発のため、Kuno (1950c) 及び久野 (1952) で記載されたかつて地表に露出していた部分は被覆されておりその分布もきわめて狭い。久野 (1962) が新丹那トンネル（東海道新幹線のトンネル）東口から1,345~



第 3. 1 図 水口トンネル，不動トンネル沿いの断面図（久野，1952）

上が水口トンネル，下が不動トンネル沿いの断面図。書込みは本報告に従って再区分したユニット名。久野（1952）の断面図では，水口，不動トンネルとも最下位に“湯ヶ島層群”が分布するように図示されているが，久野（1952）の記載によると周囲の地質ユニットと“湯ヶ島層群”との関係は断層関係などで，直接の上下関係は確認されていない。



第 3. 2 図 丹那トンネル沿いの断面図（久野，1952）

久野（1952）の断面図をトレースして本報告の区分とあわせて示した。ここでも湯ヶ島層群が最下位に描かれているが，湯ヶ島層群と上位の不動トンネル玄武岩類との直接の関係は不明である。

1,655m間で湯ヶ島層群と記載した変質した凝灰岩は、不動トンネル溶岩の下位にあたり、模式地の熱海凝灰岩と層位が異なる。しかし、変質していることを除けば岩相は似ている。かつて湯ヶ島層群と呼ばれていた地層は、そのほとんどが鮮新世のものであることが明らかになったので(杉山ほか, 2010など), この凝灰岩も鮮新世のものと考えられる。そのため、熱海凝灰岩と区別しない。

本凝灰岩は、模式地では比較的新鮮な径20cm以下の灰白色軽石を主に含む凝灰岩と灰色の泥岩の互層からなり、その間に暗褐色ガラス質の輝石安山岩溶岩が5層挟まれる。走向は地域毎に異なるが、傾斜は30°以下であり、模式地での層厚は150mに達しない。この溶岩の上下の凝灰岩には安山岩の岩片が混入する。また、凝灰岩中には半ば炭化した木片(最大30cm)を含む。

凝灰岩を主に構成する軽石は、斑晶として斜長石、石英、斜方輝石及び少量の単斜輝石、磁鉄鉱を含み、石基は新鮮な多孔質の無色ガラスである。凝灰岩に狭在する溶岩は単斜輝石斜方輝石安山岩である。

層序関係・年代: 水口トンネル内で下位の不動トンネル玄武岩と不整合で接する。久野(1952)は岩相の類似から箱根地域の早川凝灰角礫岩及び須雲川安山岩類と同

時期のものと考えた。

3. 4 丹那トンネル安山岩(Ta:断面図にのみ示す)

命名・模式地: 久野(1952)定義, 命名. Kuno(1936a)の酸性安山岩と同じ。模式地は丹那トンネル東口から2,440~2,750mの間。

分布・岩相: 丹那トンネル東口から2,440~2,750mの間のみに分布し地表には露出しない(第3.2図)。本岩は淡紫灰色の斜方輝石単斜輝石安山岩で熱水変質している部分が多い。火砕岩は伴わないが、多少多孔質の部分もあることから溶岩と判断されている。この安山岩は無斑晶状で、石基は細粒完晶質である。なお、久野(1962, 1964)の新丹那トンネル内における記載では、丹那トンネル安山岩を湯ヶ島層群の灰色安山岩溶岩としているが、本報告では久野(1952)に従い丹那トンネル安山岩として記載する。

層序関係・年代: 丹那トンネル東口から2,440m付近で上位の多賀火山噴出物に覆われる、2,750mでは多賀火山噴出物と断層で接する。下位層との関係は不明。

第4章 第四紀火山岩類

(及川輝樹・石塚 治)

4.1 研究史

本図幅地域内の第四系のほとんどは火山岩類で占められるため、それを対象とした研究がほとんどである。これら火山岩類の研究は、1930年代以前の研究、1930年代以降の久野 久の一連の研究 (Kuno, 1950b, c, 1951, 1960; 久野, 1952, 1972; など), それ以降の研究に大別される。また対象で区分すると箱根火山 (本図幅での箱根火山群) に関連したものと、それ以外の火山噴出物に関連したものに大きく分けられ、箱根火山に関連した研究が圧倒的に多い。以下、箱根火山の研究史、それ以外の火山噴出物の研究史をまとめる。箱根火山の研究については、平田(1999)のまとめがあり、最近の成果は神奈川県立生命の星・地球博物館編(2008)中の各論文にまとめられている。また、箱根火山の大部分は、隣接する小田原図幅内に分布する。そのため、箱根火山については本図幅地域に関係のある研究を中心にまとめる。

4.1.1 箱根火山の研究史

本図幅地域内の箱根火山の地質学的研究は、ごく初期のものとして、鈴木 (1884), 石井 (1898), 平林 (1898), 田山 (1931) などがあげられる。その後、久野 久による一連の包括的な研究 (Kuno, 1950b, c, 1951, 1953, 1964; 久野, 1952, 1972; Kuno *et al.*, 1970) が行なわれた。この一連の研究で箱根火山の活動期は、2回のカルデラ形成期を挟む、古期外輪山、古期カルデラ形成、新期外輪山、新期カルデラ形成、中央火口丘に分けられた。本図幅地域内には、これらの区分による古期外輪山噴出物のみが分布している。

久野の一連の研究以降、現在まで箱根火山についての研究が数多く進められた。それらは、火山発達史に関する研究と地下データに基づく研究に大別される。

火山発達史に関する研究は、主にテフラ層序に基づくもの、放射年代に基づくもの、それらを総合した火山発達史についてのものがある。テフラ層序を主とする研究は、久野以降の初期の研究として、町田・森山 (1968), 町田 (1971, 1977), 町田ほか (1974) の研究があげられる。この研究の結果、久野の古期カルデラ形成期にも大規模な降下テフラや軽石流が存在することが明らかになり、古期のカルデラは、これら大規模な火砕物の噴出によって段階的に形成されたクラカトア型あるいはクレーターレイク型カルデラであると結論づけられた。更に、箱根火山の活動開始期は約50万年前であり、それ以降、

顕著な休止期を挟まずに連続的に活動していることが明らかになった。その後、米澤ほか (1980) 及び箱根団体研究グループ (1992a, b) は南東麓、小林・小山 (1996) は南西から南麓のテフラ層序を明らかにした。長井ほか (2006) は古期外輪山南西部の火山層序を組み直し、大磯丘陵に分布するテフラ層と溶岩との関係を明らかにした。また、笠間・山下 (2008) は新期カルデラの形成に関連した、箱根東京テフラの火砕流堆積物について詳しい記載を行なった。更に、笠間 (2008) は箱根火山起源のテフラについての最近の研究の進展を踏まえたレビューを行なっている。

放射年代測定に基づく研究は、以下のものがある。平田 (1999) は箱根火山における K-Ar 年代測定を行ない、詳細は明らかにされていないが、その結果に基づき久野の古期外輪山の最下部は、約0.65~0.50Ma (Ma: 百万年前) に形成したと考えた。伊藤 (2000) は南東麓の古期外輪山溶岩の K-Ar 年代値を報告した。袴田ほか (2005) は多数の K-Ar 年代測定を行ない、古期外輪山の南側に位置する湯河原火山噴出物の年代が約0.25~0.35Maであることを示し、古期外輪山と同時期であることを明らかにした。石塚 (2006), 石塚・及川 (2008) も湯河原火山噴出物の K-Ar 年代値を報告し、それを支持した。

その他、火山発達史を主とする研究は以下のものがある。日本地質学会編 (2007), 長井・高橋 (2008), 小林 (2008) は箱根火山の新しい形成史をまとめ、従来一つの火山と考えられてきた外輪山は複数の火山体で形成されていること、カルデラは主に0.23~0.13Maと0.06Maに複数回形成され、0.06Maのカルデラは小型のじょうご型カルデラであること、最後のマグマ噴火は約3千年前だが、その後比較的規模の大きな水蒸気噴火が約3千年、2千年前及び12~13世紀におきたことを明らかにした。

なお、これらの層序に基づいた全岩化学組成分析が、高橋ほか (2006), 長井・高橋 (2007) で行なわれている。

地下データに基づく研究には以下のものがある。万年ほか (2002), 万年ほか (2006) は、ボーリングデータから古期カルデラ内に複数の濁川型の小型カルデラが存在することを明らかにした。また万年 (2008) は、それら一連の研究の総括を行ない、中央火口丘北西部の地下に埋積されているカルデラの存在 (強羅カルデラ) を提唱した。さらに、箱根火山そのものについて論じた研究ではないが、大深度井のボーリングによって得られたコアを利用した研究、根府川コア (平田ほか, 2001; 万年

ほか、2002；山下ほか、2003）、花咲コア（山下ほか、2006）などの解析から箱根火山の基盤についても検討が加えられている（山下ほか、2008）。

4. 1. 2 箱根火山以外の火山噴出物の研究史

箱根火山以外の火山噴出物の研究も久野 久の一連の研究（Kuno, 1936a, 1950b, c, 1951；久野, 1952, 1972）ではじめ詳細が明らかにされた。久野の研究以前は、箱根火山の南に隣接する火山岩類が平林（1898）により熱海火山と命名された以外は顕著な研究はなかった。久野の一連の研究によって、本図幅地域内の箱根火山以外の火山岩・堆積岩類は、下位から新第三系の湯ヶ島層群、不動トンネル玄武岩類、熱海凝灰岩、稲村安山岩、相ノ原安山岩類、阿原田安山岩類、丹那トンネル安山岩、天昭山玄武岩類、初島玄武岩類、網代玄武岩類、畑玄武岩類、第四系の下丹那頁岩、宇佐美火山噴出物、多賀火山噴出物、輝石石英安山岩小噴出岩体、湯河原火山噴出物、巢雲山火山噴出物に命名、区分された（第2. 4図）。また、このうち多賀火山噴出物を、主に斑晶組み合わせに基づく岩質を基準として、下位から安山岩凝灰角礫岩（TV1）、安山岩集塊岩（TV2）、前期安山岩溶岩（TV3）、後期安山岩溶岩（TV4）、玄武岩溶岩（TV5）、火山角礫岩（TV6）に細分した。しかし、久野（1952）も述べているように、本図幅地域の大部分の火山岩類の記載岩石学的特徴は、大きくは異ならない。その後、Shimazu and Kurihara（1989）は、同じく斑晶組み合わせに基づく岩質を主な基準にして、多賀火山噴出物を古期多賀、熱海、下多賀、姫ノ沢の各火山噴出物に細分している。しかし、この火山体区分は、久野（1952）の地質図と著しく異なる。これは、本地域の火山噴出物を、岩質のみを基にして細分することは難しいことを示している。

これら火山岩類を対象とした年代学的研究は、鈴木（1970）、松本ほか（1993）、Hasebe *et al.*（2001）、石塚（2006）、石塚・及川（2008）、及川ほか（2010）がある。松本ほか（1993）は新第三系と考えられてきた畑玄武岩類とその上位の多賀火山噴出物から K-Ar 年代値を求め、両者はともに約0.65 Ma 前後に形成されたことを明らかにした。その後、石塚（2006）、石塚・及川（2008）は多数の Ar/Ar、K-Ar 年代値から本図幅地域内の新第三系が第四系の年代を示すことを報告した。及川ほか（2010）は、本図幅地域の珪長質岩の FT 年代測定を行ない、測定手法に問題のあった鈴木（1970）の年代値を改め、図幅地域内の珪長質岩の形成が0.3 Ma 以降であることを明らかにした。

本図幅地域南部に分布する久野（1952）の巢雲山火山噴出物は、荒牧・葉室（1978）により東伊豆単成火山群に含まれた。小山ほか（1995）は、巢雲山スコリア丘の西に長者原マールを新たに認識し、広域テフラとの関係から、両者が約132 ka（ka は千年前）に活動したと考

えた。本地域の東伊豆単成火山群についての岩石学的な研究は、Hamuro（1985）、Umino *et al.*（1991）、高橋ほか（2002）、菊池・高橋（2004）などがある。

この他、Kuno（1936a）、久野（1952, 1962）の新旧丹那トンネルのトンネル内地質の記載や東海道新幹線沿いの地質記載（東海道新幹線支社施設部工事課、1966a, b）なども行なわれており、各火山岩類の被覆関係や構造が明らかになっている。

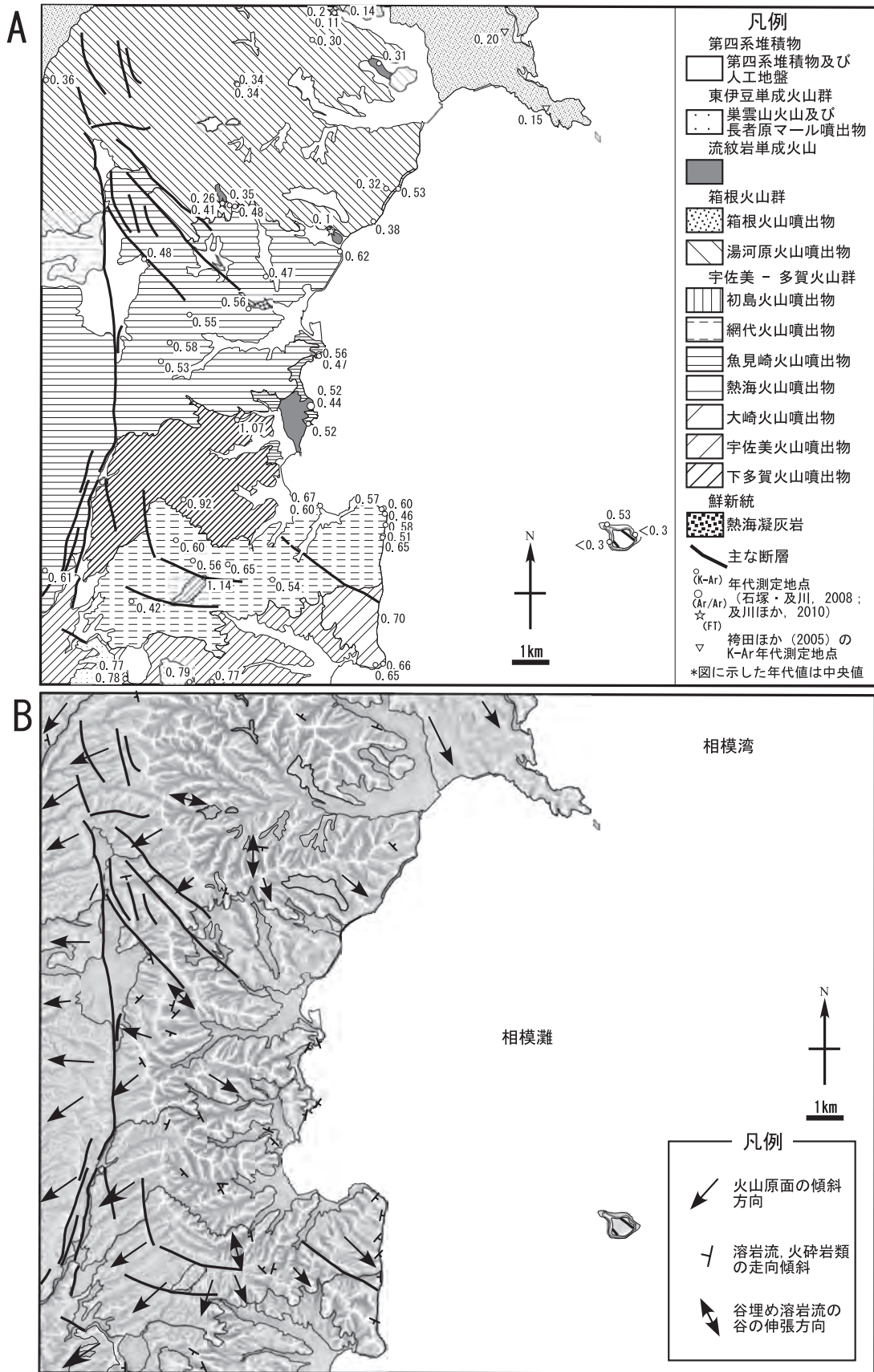
4. 2 概説及び火山体区分の方針

本図幅地域内の火山岩類の区分及び年代観は、久野 久の一連の研究（たとえば、久野, 1952）以降、ほぼその区分・年代観に基づいて検討されてきた。しかし、近年の放射性年代値の蓄積（松本ほか、1993；袴田ほか、2005；石塚、2006；石塚・及川、2008；及川ほか、2010）によって年代観が大きく変わり、その結果、本図幅地域内の地表に分布する火山岩類はすべて第四系であることが明らかとなった。また、研究史で述べたように、本地域の火山岩類を岩質によって区分することは困難である。

そこで、本報告では、多数の放射年代測定値に溶岩の走向・傾斜及び流動方向、火山原面の傾斜方向などを総合して、ある限られた時代範囲内に活動し、まとまった分布・地形を示す火山岩類を一つの火山と考え再区分を行なった（第4. 1図）。久野（1952）との対比は第2. 4図に示している。なお、地理的にまとまった分布をなす同時代の火山噴出物を一つの火山と認定したため、隣接して同時代に活動した複数の成層火山体は一つの火山噴出物と区分される。そのため、再区分した火山は必ずしも一つの噴出中心からでたものではない。

再区分された本図幅地域における地表に分布する火山岩類は、北部の箱根火山群と南部の宇佐美-多賀火山群の2つの火山群に大別される。両火山群の境は、ほぼ箱根峠の南の峠である。

箱根カルデラの外輪山を形成する火山とカルデラ内の中央火口丘をあわせて本報告では箱根火山群と呼ぶ。本図幅地域内の箱根火山群噴出物は、久野（1952）の箱根火山噴出物と湯河原火山噴出物に分けられるが、本図幅では湯河原火山噴出物に天昭山玄武岩類、湯ヶ島層群の一部を含めた。本図幅地域内では、約40万年前（0.4 Ma: Ma は百万年前）以降の箱根カルデラの外輪山を形成する火山噴出物が分布し、それら火山噴出物は成層火山と溶岩ドームを構成する。久野（1952）は、湯河原火山と箱根火山は別の独立した火山体と考えたが、湯河原火山は箱根カルデラの外輪山を構成する火山体であり、他の外輪山を形成する火山体と形成年代は大きく変わらない（袴田ほか、2005；石塚、2006；石塚・及川、2008）。そのため、本図幅では、湯河原火山噴出物を箱根火山群噴



第 4.1 図 本報告での火山体区分と年代値及び地形の関係

A) 火山体区分と放射年代値。外枠が熱海図幅の範囲。年代値は中央値のみを 100 万年単位 (Ma) で示している。B) 地上開度図 (横山ほか, 1999) と火山体区分, 火山地形, 溶岩・火砕岩の走向・傾斜との関係。

出物に含めた。

箱根火山群以南の成層火山の火山活動によって形成された火山岩類を、宇佐美-多賀火山群と総称する。宇佐美-多賀火山群噴出物は、複数の成層火山の集合体であり、活動年代と活動地域により更に細分され、下位から下多賀火山、宇佐美火山、大崎火山、熱海火山、魚見崎火山、網代火山、初島火山の各火山噴出物に細分される。これらの火山群は約1.2~0.4Maに形成された。

下多賀火山噴出物は、山伏峠周辺から上多賀にかけての山地を構成する1Ma前後に形成された火山噴出物である。宇佐美火山噴出物は、伊東市伊東市街周辺から伊東市宇佐美西方の山稜を構成する約0.80~0.75Maに形成された火山岩類である。大崎火山噴出物は、伊東市大崎付近の海岸から留田北方の山稜を形成する約0.75~0.65Maに形成された火山噴出物である。熱海火山噴出物は、熱海市街から葦山峠、玄岳、鷹ノ巣山にかけての山稜をへて葦山付近まで分布する0.7~0.4Maに形成された火山噴出物である。魚見崎火山噴出物は、熱海市魚見崎周辺から赤根崎周辺にかけて分布する主に火砕岩で構成された火山岩類で、約0.6~0.5Maに活動したものである。網代火山噴出物は、網代南の海岸沿いから亀石峠及び長者原北周辺の山稜を構成する約0.7~0.4Maに活動した火山噴出物である。初島火山噴出物は、初島を形成する11万年前より古い火山噴出物である。

その他これら成層火山を覆う小規模な火山噴出物として流紋岩単成火山噴出物（上多賀流紋岩、鍛冶屋流紋岩、日金山流紋岩、伊豆山デイサイト、新崎川流紋岩）、東伊豆単成火山噴出物（巢雲山火山噴出物、長者原マール噴出物）なども分布する。

また、これらの第四系火山噴出物中には周囲の火山噴出物と同時期の岩脈が認められるが、それらは地質図では区分せずに一括して示している。

4. 3 宇佐美-多賀火山群

本報告では、箱根火山群以南に位置する約100万年前以降に活動した複数の成層火山体を宇佐美-多賀火山群と総称する。この火山群は、久野（1952）の多賀火山、宇佐美火山噴出物によって大部分を占められるが、久野（1952）において鮮新世から第四紀初頭にかけての火山岩類と考えられていた火山岩類も含む。久野（1952）も指摘しているが、これら各火山噴出物の岩質は類似していることが多い。しかし、放射年代値は地域毎にまとめた値を示し、いくつかの活動時期および場所の異なる成層火山の集合であると考えられる（第4.1図A）。そこで、放射年代値、溶岩の流動方向などの構造を主として、岩質や風化の程度も参考にして、ある限られた時代範囲内に活動し、まとめた分布・地形を示す火山岩類を一つの火山と考え細分した（第4.1図）。この地域は、

海岸部を除いて露頭に乏しく、風化も激しい。そのため各火山の境界は必ずしも確認されておらず正確でない。しかし、年代値、岩質、構造、火山地形などを総合的に判断し妥当と判断される位置を各火山の境界として地質図に示している。

4. 3. 1 下多賀火山噴出物 (St)

定義・模式地：山伏峠周辺から上多賀にかけての山地を構成する約1Ma前後に活層した成層火山体を構成する溶岩及び火砕岩。久野（1952）の多賀火山噴出物安山岩質凝灰角礫岩（TV1）及び安山岩集塊岩（TV2）の一部、Shimazu and Kurihara(1989)の下多賀火山初期噴出物（Early stage rocks of Shimo-Taga Volcano）にほぼ相当する。模式地は、山伏峠から下多賀に至る車道沿いないし、その車道の沿いの宮川に標高180m付近で南から合流する沢一帯。

分布・岩相：山伏峠を挟んで西は浮橋、東は下多賀にかけての山地を構成する。伊豆スカイライン付近の稜線沿いにも約1Ma前後のK-Ar年代値を示す玄武岩溶岩が分布するので、その部分は、本火山岩類が地窓状に露出していると解釈した。

模式地の山伏峠から下多賀に至る車道沿い標高300~450m間において、道路の拡幅工事にともなって厚さ5~10m程度の溶岩とそれと同質のスコリア質の火砕岩が互層しているのが観察された。宮川に標高180m付近で南から合流する沢には本火山岩類が好露出する。ここでは、標高305m付近までは主に降下スコリアを挟むスコリア質の凝灰角礫岩からなり、それに斜長石斑晶に富む厚さ1~5m程度の薄い玄武岩のアア溶岩が挟まる岩相を示す。その一方、305m以上は斜長石、単斜輝石斑晶の目立つ厚さ20m以上の厚い安山岩溶岩からなる。本火山噴出物は、上位の熱海火山噴出物や網代火山噴出物に比べてスコリア質の火砕岩の割合が多いという特徴を示す。確認できた溶岩及び火砕岩の傾斜は西から南西方向であるため、分布の北東側に主な噴出中心があったと推定される。全体として主に斜長石斑晶に富むかんらん石ないしかんらん石単斜輝石玄武岩で構成されるが、無斑晶質状の玄武岩や斜方輝石単斜輝石安山岩も含まれる。

層序関係・年代：JR伊豆多賀駅の裏で魚見崎火山噴出物中の砂岩・泥岩層に直接覆われる。分布と地形から熱海火山噴出物と網代火山噴出物に覆われると判断される。下位層との関係は不明である。石塚（2006）、石塚・及川（2008）により本火山噴出物の主部から約1.2~0.8Ma、伊豆スカイライン周辺の稜線付近に分布するものから約1.1Ma前後のK-Ar年代値が得られている。

4. 3. 2 宇佐美火山噴出物 (Us)

定義・模式地：伊東市街周辺から伊東市宇佐美西方の

山稜を構成する0.80~0.75Maに活動した成層火山体を構成する火山岩類。久野(1952)の定義を再定義。久野(1952)の宇佐美火山噴出物、多賀火山噴出物の後期安山岩溶岩(TV4)、玄武岩溶岩(TV5)の一部、阿原田安山岩類及び湯ヶ島層群の一部を含む。本図幅地域内での模式地は巢雲山南東、行者滝周辺及び長者原南端の長者原から流れ出る川沿い右岸。

分布・岩相：久野(1952, 1970)や小山(1982)で宇佐美火山噴出物とされるものは、隣接する沼津、修善寺、伊東図幅地域内にも分布する。小山(1982)によると本火山噴出物は上部と下部に大別される。本図幅地域内では本火山噴出物の北部の一部が分布しており、それらは小山(1982)の上部にあたる。本図幅地域内では、南縁の田野原から宇佐美にかけての山地に分布する。

本報告で宇佐美火山噴出物に含めた久野(1952)の阿原田安山岩類と湯ヶ島層群の一部は、宇佐美周辺から西方に分布し、それより上位の火山岩類より変質していることが多い。特に阿原田周辺は緑色に変質した火山岩からなる。しかし、そこから離れるにつれて変質の程度は弱くなり、連続的に未変質の火山岩類へ変化する。また変質の程度以外、岩質は著しく異ならない。更に、久野(1952)が阿原田安山岩類の下位にあるとした久野(1952)で湯ヶ島層群に区分される地域の未変質な溶岩のK-Ar年代値(石塚・及川, 2008)も、久野(1952)の宇佐美火山噴出物のもとは変わらない。そのため、久野(1952)の阿原田安山岩類とその周辺の湯ヶ島層群は、宇佐美火山噴出物に含める。

宇佐美火山噴出物は、おおむね厚さ数m以上の斜長石斑晶の目立つ玄武岩から安山岩質の溶岩とそれと同質のスコリア質の火砕角礫岩及び凝灰角礫岩で構成される。主にかんらん石斜方輝石単斜輝石玄武岩から玄武岩質安山岩で構成されるが、かんらん石斑晶を欠くものもある。稀に斑晶に乏しいデイサイト溶岩を挟む。デイサイトは巢雲山北東側の登山道、標高400m付近に露出する。模式地における溶岩は玄武岩質安山岩であるが、巢雲山東の沢の周辺においては斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩が卓越する。その沢の標高310~380mには、岩質が周囲の溶岩と同質の、幅2~3m程度で走向傾斜がN65°W~N75°E, 70~50°Sの3本の岩脈が露出する。この周辺に本火山の活動中心の一つがあった可能性が高い。

層序関係・年代：分布及び地形から熱海火山噴出物に覆われると判断される。また、伊豆スカイライン付近の稜線において網代火山の輝石斑晶の目立つ玄武岩の地形的下位に本火山岩類のデイサイトが分布する。図幅内の本火山岩類から約0.8~0.75Maの3つのK-Ar年代値が得られている(石塚・及川, 2008)。

4.3.3 大崎火山噴出物(OI, Om, Ou)

定義・模式地：新称。大崎付近の海岸沿いから留田北

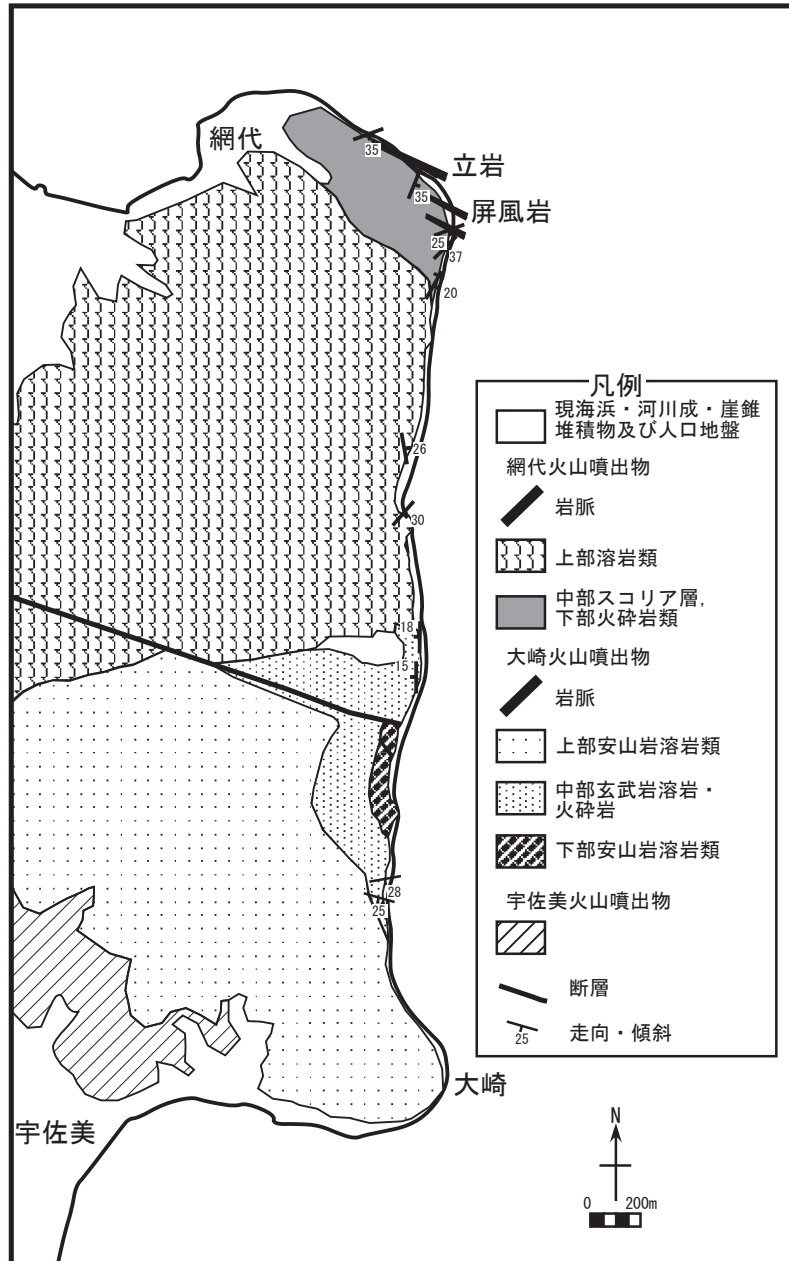
方の山稜を形成し、約0.75~0.65Maに活動した成層火山体を構成する火山岩類。久野(1952)の宇佐美火山噴出物の一部及び網代玄武岩類の一部に相当する。模式地は、大崎から北方約1kmの海岸沿い。

分布・岩相：大崎付近の海岸沿いから留田北方の山稜にかけて分布する。

大崎から北側の海岸沿いでは本火山噴出物が好露頭をなす。そこでは、最下位の最大層厚30m以上の安山岩質の塊状溶岩及びそれに伴われる同質の火砕角礫岩ないし凝灰角礫岩、その上位に重なる無斑晶状ないし斑晶に乏しい玄武岩で構成される層厚10m以下のアア溶岩及びそれらと同質の岩石で構成される紡錘状火山弾を含む粗粒なスコリアから構成される火砕角礫岩、それらを覆う最大層厚100m以上の安山岩質の塊状溶岩に大別される。最下位の安山岩溶岩及び火砕岩を下部噴出物(OI)、その上位の玄武岩溶岩及び火砕岩を中部噴出物(Om)、上部の厚い安山岩溶岩を上部噴出物(Ou)と名づける(第4.2図)。留田北方の山稜を構成するのは、主に上部噴出物の安山岩溶岩である。海岸沿いの南北のルート沿いでは、下部噴出物の分布を挟んで南北の溶岩・火砕岩などの傾斜が逆方向に変化していること、下部噴出物の分布域に中部噴出物と同質の岩脈が貫入していることから(第4.2図)、下部噴出物の分布域付近に主な噴出中心の一つがあったと考えられる。海岸沿いでは、本火山体の北部を右横ずれに変位させる北西-南東方向の断層が観察される。

本火山噴出物には、水冷破碎構造が認められることがある。留田東の海岸沿いでは、上部安山岩溶岩の露出がよい。そこでは、より東側に分布する溶岩は、数cm間隔で細かく短い節理が発達したin situ breccia(Kokelaar, 1986; 山岸, 1994)となっており、水中自破碎溶岩(久野, 1968)の産状を示す(第4.3図a)。それより海岸線沿いに西-北に行くに従って節理の間隔は広くなり、最終的には数十cm以上の間隔に広がる。類似の構造は、中部玄武岩溶岩の一部にも認められるが(第4.3図b)、大部分の溶岩・火砕岩には水冷破碎の証拠は認められないので、多くの火山活動が陸上で起きたと判断される。本火山噴出物を構成する安山岩は、海岸沿いに分布するものは、上部及び下部噴出物とも長径2mm程度の斜長石斑晶が目立つ白灰色の単斜輝石斜方輝石安山岩で直径数~十数cmの包有岩がしばしば含まれる(第4.3図c)。山中に分布する上部噴出物を構成する安山岩溶岩は、長径2mm程度の斜長石、輝石斑晶の目立つ灰色の斜方輝石単斜輝石安山岩からなる。かんらん石が含まれることもある。中部噴出物を構成する玄武岩は、無斑晶状ないし長径2mm程度の斜長石斑晶がまばらに混じる、黒灰色のかんらん石玄武岩及び単斜輝石かんらん石玄武岩からなる。

層序関係・年代：大崎から網代間の海岸沿いで、網代



第 4. 2 図 網代-大崎海岸沿いの地質図
岩脈は強調して描いてある。

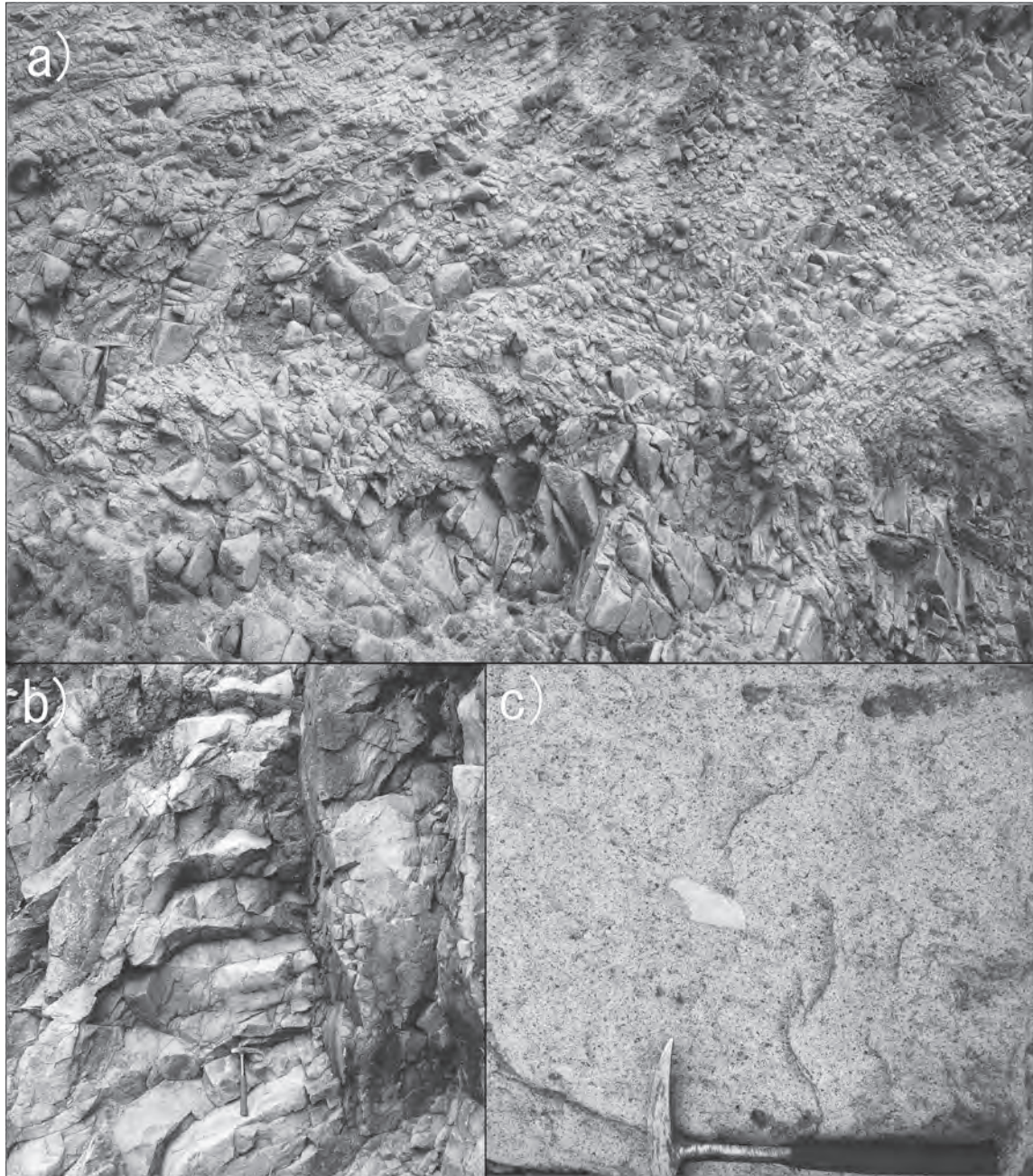
火山噴出物の溶岩に覆われる。分布及び地形から宇佐美火山噴出物を覆うと考えられる。石塚 (2006), 石塚・及川 (2010) により, 約0.75~0.65Ma の K-Ar 年代値が得られている。

4. 3. 4 熱海火山噴出物 (At)

定義・模式地 : Shimazu and Kurihara (1989) 命名の熱海火山噴出物を再定義。久野 (1952) の畑玄武岩類, 相ノ原安山岩類と稲村安山岩類の一部, 多賀火山噴出物の後期安山岩溶岩 (TV4), 玄武岩溶岩 (TV5), 火砕角礫岩 (TV6) の一部, Shimazu and Kurihara (1989) の熱海

火山噴出物, 下多賀火山の一部に相当する。熱海市街から葦山峠, 玄岳, 鷹ノ巣山にかけての山稜を経て沼津図幅内の葦山付近まで分布する0.7~0.4Ma に活動した成層火山体を構成する火山岩類。模式地は, 玄岳周辺及び玄岳北北東0.5~1.5km にある林道沿い。

分布・岩相 : 東は熱海市街周辺の山稜, 北は函南町城山, 南は葦山峠周辺, 西端は沼津図幅内の葦山付近まで分布する。丹那断層を含む北伊豆活断層系によって変位しているため火山体の形は変形しているが, 伊豆スカイライン沿い周辺の鷹ノ巣山から玄岳周辺にかけての稜線の西側は, 火山原地形に近いと考えられる西方に傾く緩



第 4.3 図 大崎火山噴出物の産状

a) 大崎火山上部安山岩溶岩中の水冷破碎構造. 細かい節理が発達した水中自破碎溶岩部. b) 大崎火山中部玄武岩質溶岩の収縮割れ目. 写真中央右よりの垂直なシート状節理の節理面に垂直な方向に柱状節理が発達している. 貫入面ではない. シート状節理の左側のほうが節理の発達が良いが, 右側にも細かい間隔で節理が発達している. c) 大崎火山上部溶岩中の包有岩.

斜面が残っている. 溶岩の傾斜もその地形面とほぼ平行である. 松本ほか (1993) で記載された, 丹那盆地の 3 本のボーリングコア (最大深度 602 m) 中の火山岩類は, 上位から下位にかけて化学組成に大きな差が認められないこと, K-Ar 年代値が熱海火山噴出物と同時期であることから, 本火山噴出物の一部であると判断した.

模式地の玄岳周辺では, 特に玄岳東方の車道沿いで厚さ 3~5 m 程度のアア溶岩が何枚も重なっているのがか

つては観察できたが, 現在は大部分が法面工事によってモルタルに覆われている. 玄岳北北東 0.5~1.5 km の和田山から続く林道沿いには, 層厚 1~10 m 以上のアア溶岩, 降下スコリア, スコリア流堆積物, 凝灰角礫岩などが露出する (第 4.4 図). これら溶岩及び火砕岩の傾斜方向は, 氷ヶ池の東北東 300 m 付近を中心に円弧状に外側に傾斜するような分布を示す. そのため, その中心付近に噴出中心の一つがあったと推定される. しかし, 久

野 (1952) によると函南町畑の北東や下丹那付近において火山弾を多く含む火砕角礫岩が分布し、それは火口近傍相と考えられるので、本火山岩類の噴出中心は複数存在すると考えられる。いずれの噴出中心からでた火山岩でも岩質は大きくは異ならず、それらの活動年代もほぼ同時代で噴出中心ごとの火山体の区分は困難である。そのため、本報告では、一括して一つの火山噴出物として区分した。また、岩脈もしばしば確認され、玄岳北北東 0.5~1.5km の林道沿い標高 560m 付近、畑南西の熱函道路東の小沢の標高 340m、410m 付近において幅 0.6~1.5m 程度の岩脈が認められる。その走向傾斜は、それぞれ、N25°W、垂直、N40°W、70°NE 及び N35°W、垂直である。函南町滝沢北東の林道沿いには無斑晶質状の玄武岩紡錘状火山弾を含む火砕角礫岩が斜長石斑晶に富む玄武岩溶岩と伴に分布する。また、久野 (1952) で稲村安山岩類とされた伊豆山南の伊豆山漁港付近にはスコリア質の凝灰角礫岩に挟まれた厚さ 10m 以上の塊状の溶岩が分布する。久野 (1952) で相ノ原安山岩類と区分された熱海駅周辺から梅園町及び西熱海町周辺にかけては、しばしば白色に変質しているが、新鮮な部分もありそれは周囲の熱海火山噴出物と異なった岩相を示さない。これら熱海市浜の伊豆山漁港に露出する久野 (1952) の稲村安山岩及び梅園町付近の久野 (1952) の相ノ原安山岩から得られた K-Ar 年代値 (石塚, 2006; 石塚・及川, 2008) は、周囲の熱海火山噴出物のものと有意に異なる (図 4.2-1)。更に、久野 (1952) が畑玄武岩類とした函南町畑周辺に分布する火山岩類は、松本ほか (1993) の質量分別補正 K-Ar 年代測定法に基づく詳細な検討によって、本報告の熱海火山噴出物と同時代のものであることが明らかになっている。

本火山噴出物を構成する火山岩は、主に長径 2~3mm 程度の斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩ないしかんら

ん石単斜輝石玄武岩-玄武岩質安山岩、斜長石斑晶に乏しいかんらん石単斜輝石玄武岩-玄武岩質安山岩、斜長石・輝石斑晶に富む斜方輝石単斜輝石安山岩で構成されるが、無斑晶状の玄武岩やごく稀にデイサイトも分布する。無斑晶状の玄武岩の分布は、鷹ノ巣山南の伊豆スカイライン沿いや函南町滝沢などで認められる。

層序関係・年代：分布及び地形から湯河原火山噴出物に覆われ、下多賀火山噴出物に覆われると判断される。熱海市姫の沢公園では、直接の境界は観察できないが、隣接した地点において、より標高の高い地点に湯河原火山噴出物の溶岩が分布することから、湯河原火山噴出物がより上位にあると推定される。魚見崎において、魚見崎火山噴出物の凝灰角礫岩を侵食面を挟んで覆うのが、久野 (1952) により確認されている (久野, 1952 の第 21 図)。また、本火山噴出物中に下丹那砂泥層を挟む。K-Ar 年代値として、松本ほか (1993) により 0.64 ± 0.06 , 0.63 ± 0.03 , 0.69 ± 0.05 Ma が、石塚 (2006)、石塚・及川 (2008) により $0.7 \sim 0.45$ Ma が得られている。主に 50~60 万年前程度の年代値を示すものが多い。

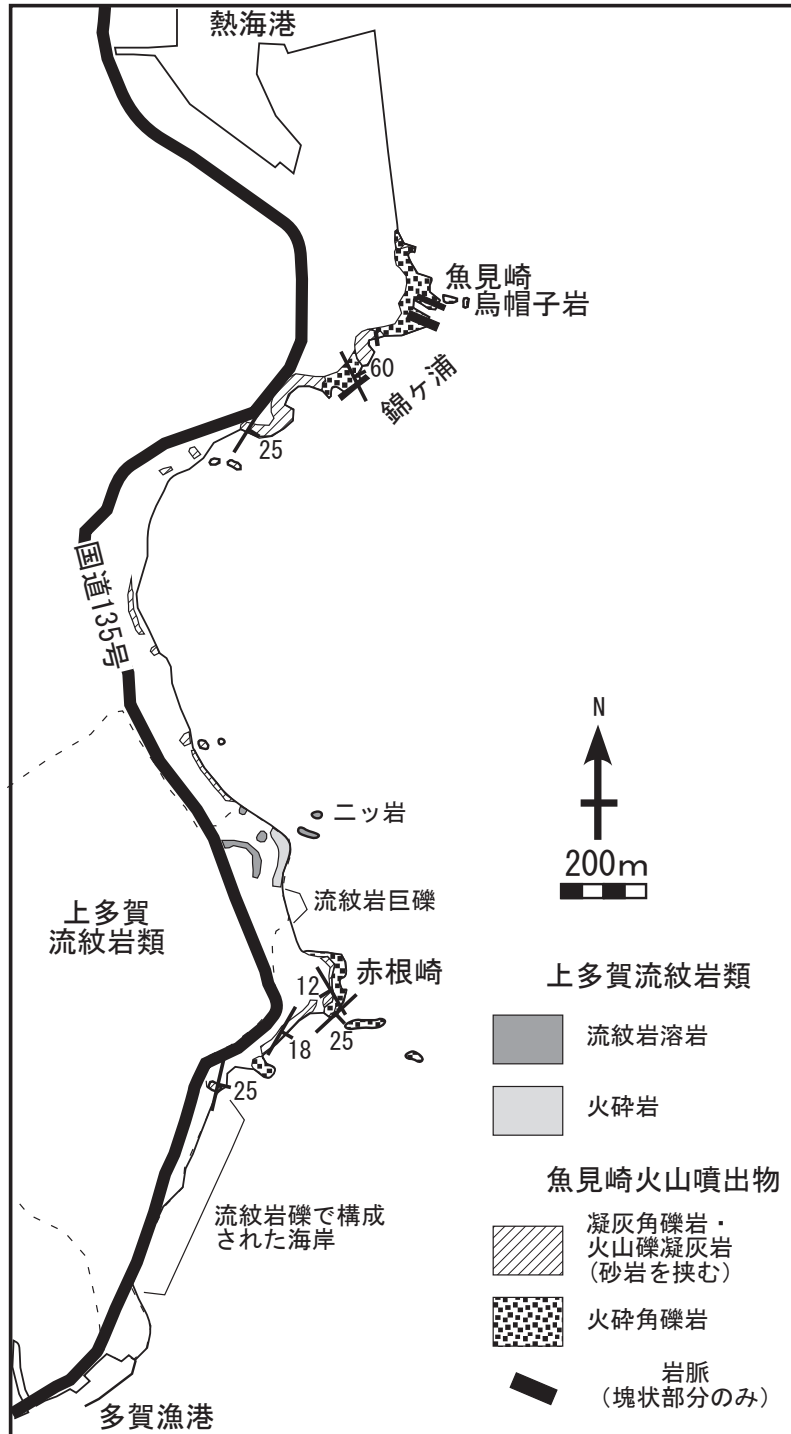
4.3.5 魚見崎火山噴出物 (Um)

定義・模式地：新称。熱海市魚見崎周辺から赤根崎周辺にかけて分布する約 0.6~0.5 Ma に活動した主に水底火山活動で形成された火砕岩からなる成層火山体を構成する火山岩類。久野 (1952) の湯ヶ島層群及び多賀火山噴出物安山岩凝灰角礫岩 (TV1) に相当する。模式地は、熱海市錦ヶ浦ないし赤根崎。

分布・岩相：魚見崎周辺から赤根崎にかけての海岸沿いに主に分布する (第 4.5 図)。本火山噴出物の K-Ar 年代値 (後述) は、熱海火山噴出物のものと同様であるが、明らかに魚見崎及び赤根崎付近に噴出中心があったと考えられること、主に水底火山活動の産物であると考えら



第 4.4 図 熱海火山噴出物の火砕流堆積物 (熱海市和田木西方)
成層した凝灰岩 (火砕サージ堆積物) の上に粗粒なスコリア流堆積物が重なる。



第 4.5 図 魚見崎-赤根崎周辺の海岸沿いのルートマップ
岩脈は強調している。

れることから、熱海火山噴出物と区別した。また、本火山岩類にはしばしば砂岩及び泥岩が挟まるが、それらの分布範囲は狭少であるため、一括して本火山噴出物に含めている。更に、本火山噴出物の分布に隣接する JR 線伊豆多賀駅周辺に認められる成層した細礫-中礫サイズの火山岩礫で構成される礫層を挟む極細粒-細粒砂岩及

びシルト層も下多賀火山噴出物を覆うことから、本火山噴出物と同時代のものと考え、その露出面積も狭いことから本火山岩類にふくめて地質図上に示した。

錦ヶ浦周辺及び赤根崎においては、火砕角礫岩及び凝灰角礫岩を主体としそれらに多数の貫入岩が貫入している (第 4.6, 4.7 図)。火砕角礫岩は、ほとんど基質を持



第 4.6 図 魚見崎火山噴出物の産状

a) 烏帽子岩から陸側を望む。烏帽子 (右側の岩礁) は、収縮節理が発達した同質の火砕角礫岩からなる。b) 錦ヶ浦。火砕角礫岩及び凝灰角礫岩中に不規則な形で岩脈(右)が入る。スケールは1m。c) 偽枕状溶岩構造を示す火砕角礫岩(烏帽子岩)。



第 4.7 図 赤根崎における魚見崎火山噴出物の産状
水底自破碎溶岩を構成する火山角礫岩。火山岩塊に細かい間隔で多数の節理が入る。

たない自破碎状の岩相からやや基質に富むものまで岩相が連続的に変化し、凝灰角礫岩に漸移していく。火砕角礫岩は、凝灰角礫岩を挟んでいくつかの層ないし小丘状に分布する。これら火砕角礫岩の層ないし小丘は、それぞれが同質の岩石で構成されることが多い。火砕角礫岩体を構成する岩塊は、細かな節理が発達し、水底火山活動による火山岩と判断される。

錦ヶ浦周辺の魚見崎から錦ヶ浦の海岸沿い、烏帽子岩や錦ヶ浦南部には、放射状節理の発達した単一種の岩種で構成される火山岩塊からなる火砕角礫岩層やそれらに貫入する岩脈が多数認められる（第 4.6 図）。また、ジグソークラックや放射状節理が認められる偽枕状溶岩構造（Watanabe and Katsui, 1976）をもつ岩塊も多く認められる。岩脈は全体に幅 10 cm 以下の間隔で細かい節理が発達し、自破碎した岩脈も認められる。また、岩脈の先端部が徐々に岩脈と同質の火砕角礫岩層に変化することから、これら自破碎岩脈は火山角礫岩層の供給岩脈と考えられる。これらの構造から、これら火砕岩類は水底での火山活動の産物と判断される。

赤根崎周辺の火砕岩類は薄い砂岩を挟在する火砕岩からなる。このうち、多くの火砕岩層は様々な記載岩石学的特徴を持つ火山礫・火山岩塊によって構成される凝灰

角礫岩及び火砕角礫岩からなるが、単一の岩質から成る火山岩塊で構成される火砕角礫岩も存在する（第 4.7 図）。その火砕角礫岩は細かな放射状節理の発達した角礫で構成されジグソー状に割れた礫も存在し、その場で破碎が進行した産状を示す。この火砕角礫岩は、その上部ないし分布の周辺部にいくにしたがって、凝灰角礫岩ないし火山礫凝灰岩に変化する。また、この火砕岩層の上位には水底堆積構造を示す成層した極粗粒砂から中粒砂の砂岩が整合に重なる。そのような産状からこの火砕岩類も水冷破碎を受けた水底火山岩であると判断される。

これら火砕角礫岩や岩脈を構成する岩塊は、斜長石斑晶に富むかんらん石普通輝石玄武岩及び玄武岩質安山岩、斑晶に乏しい普通輝石デイサイトからなる。これら火砕角礫岩を構成する岩石は多くの場合は変質しておらず新鮮である。しかし、凝灰角礫岩中には緑色に変質した岩石の礫も含まれる。

層序関係・年代：熱海火山噴出物及び上多賀流紋岩類に直接覆われる。下位層との関係は不明である。石塚・及川（2008）により錦ヶ浦南の岩脈から 0.6~0.5 Ma、赤根崎南の凝灰角礫岩中の礫から約 0.5 Ma の K-Ar 年代値が得られている。久野（1952）では、前者は多賀火

山噴出物 TV1, 後者は湯ヶ島層群に区分されていたが, K-Ar 年代値によれば両者には有意な時代差がなかったことは明らかである。

4. 3. 6 網代火山噴出物 (Aj)

定義・模式地: 新称. 網代南の海岸沿いから亀石峠及び長者原北周辺の山稜を構成する 0.7~0.4 Ma に活動した成層火山体を構成する火山岩類. 久野 (1952) の網代玄武岩類の一部, 多賀火山噴出物の後期安山岩溶岩 (TV4), 玄武岩溶岩 (TV5), 火砕角礫岩 (TV6) の一部, Shimazu and Kurihara (1989) の下多賀火山噴出物の一部に相当する. 模式地は, 網代から南西-南約 1.5 km 以内の海岸沿い及び水神川上流, 標高 230~400 m 付近.

分布・岩相: 網代南東-南の海岸沿いから亀石峠及び長者原北周辺の山稜に分布する. 溶岩・火砕岩の傾斜方向, 岩脈の存在, 粗粒かつ厚い降下火砕物の存在などから, 噴出中心の一つは網代南東付近に推定されるが, それのみではスカイライン沿いなどのより標高の高い部分の分布を説明するのが困難である. そのため, 地形的高所である現在のスカイライン沿いの稜線付近にも噴出中心があった可能性が高い. しかし, 記載岩石学的性質も推定される噴出中心ごとに特徴は認められず活動年代もほぼ同時期であることから, 噴出中心ごとの火山体の区分は困難である. そのため, 本報告では, 活動年代を基に一括して区分した.

模式地の網代からその南東-南の海岸線にかけては, 海岸沿いに 5~50 m 程の高さの露頭がほぼ連続して続く (第 4. 8, 4. 9 図). そこでは, 層相から下部火砕岩類, 中部スコリア層, 上部溶岩に大きく 3 分される. 下部火砕岩類を構成する岩石は, 玄武岩-安山岩質のアア溶岩が挟まる赤褐-黄褐色でスコリア質の火砕角礫岩, 凝灰角礫岩及び火山礫凝灰岩である. 火砕角礫岩及び凝灰角礫岩の大部分は同質のスパター, スコリアで構成されるため, 噴火によって直接形成された堆積物, おそらく降下火砕物と判断される. その一方, 凝灰角礫岩の一部と火山礫凝灰岩は様々な酸化度や岩質を示すスコリア, 岩片から構成され, 層理も明瞭なため, 火山噴出物が流水などで二次移動した堆積物と考えられる. それらに挟まる溶岩は, 無斑晶状のものが多く, ほとんどの溶岩が層厚 5 m 以下と薄い (第 4. 9 図 b). 中部スコリア層を構成するのは厚いスコリア層で, その下部は数~数十 cm 間隔で成層した不淘汰なスコリア層からなる. スコリアの粒径は長径数~十数 cm 程度である. 中部スコリア層の上部は, 下部より淘汰の良い, 長径 1~4 cm の良く発泡したスコリアからなる. その上部の下底には長径 60, 40, 30 cm の 3 つの紡錘状火山弾がサグ構造をつくり, 下位のスコリア層を变形させている (第 4. 9 図 d). 中部スコリア層の上位は, 斜長石斑晶に富む玄武岩から玄武岩質安山岩のアア溶岩からなる上部溶岩が重なる. 溶

岩は, 確認されただけでも 7 枚あり, 厚さ数 m 程度のものが多いが, 一部は 10 m もの厚さをなすものがある (第 4. 9 図 c). これら, 火砕岩及び溶岩には, 厚さ 1~12 m の 5 枚の岩脈が貫入する (第 4. 9 図 e, f). 岩脈の走向はいずれも北西-南東方向で平行岩脈群をなすと考えられる. 岩脈を構成する岩石は, 玄武岩から玄武岩質安山岩で岩脈ごとに岩質は異なるが, いずれも本火山噴出物中の溶岩と似た特徴を示す. なお, 立岩を構成する岩脈は, Kuno (1950 a) で複合岩脈と記載されたものである.

水神川沿いの標高 250 m 以上においても本火山噴出物の露出がよい. ここでは, 標高 250~360 m 間は同質のスコリア・火山岩片からなる凝灰角礫岩及び火砕角礫岩が卓越し, 標高 360 m 以上は塊状部の層厚が 5 m 程度の斜長石斑晶 (長径 3 mm 以下) に富んだ玄武岩から玄武岩質安山岩のアア溶岩が卓越する. 下部の火砕岩にも上部と同質の層厚 10 m 以下の溶岩が挟まるが, 火砕岩に対しての溶岩の割合は少ない. 火砕岩中には層厚 2 m 以上の無斑晶状玄武岩質安山岩溶岩も 1 枚挟まれる.

下多賀から伊豆の国市板橋に抜ける車道沿いも比較的連続した露出が認められる. その道沿い標高 270 m 付近までは, 斜長石斑晶 (長径 2 mm 程度) を含む斑晶に乏しい玄武岩で構成される溶岩及びスコリア質な凝灰角礫岩が分布する. それより標高の高いところは, 長径 2~3 mm の斜長石斑晶に富むかんらん石単斜輝石玄武岩からなる, 塊状部の層厚が 2~5 m 程度のアア溶岩が何層も重なっているのが観察される.

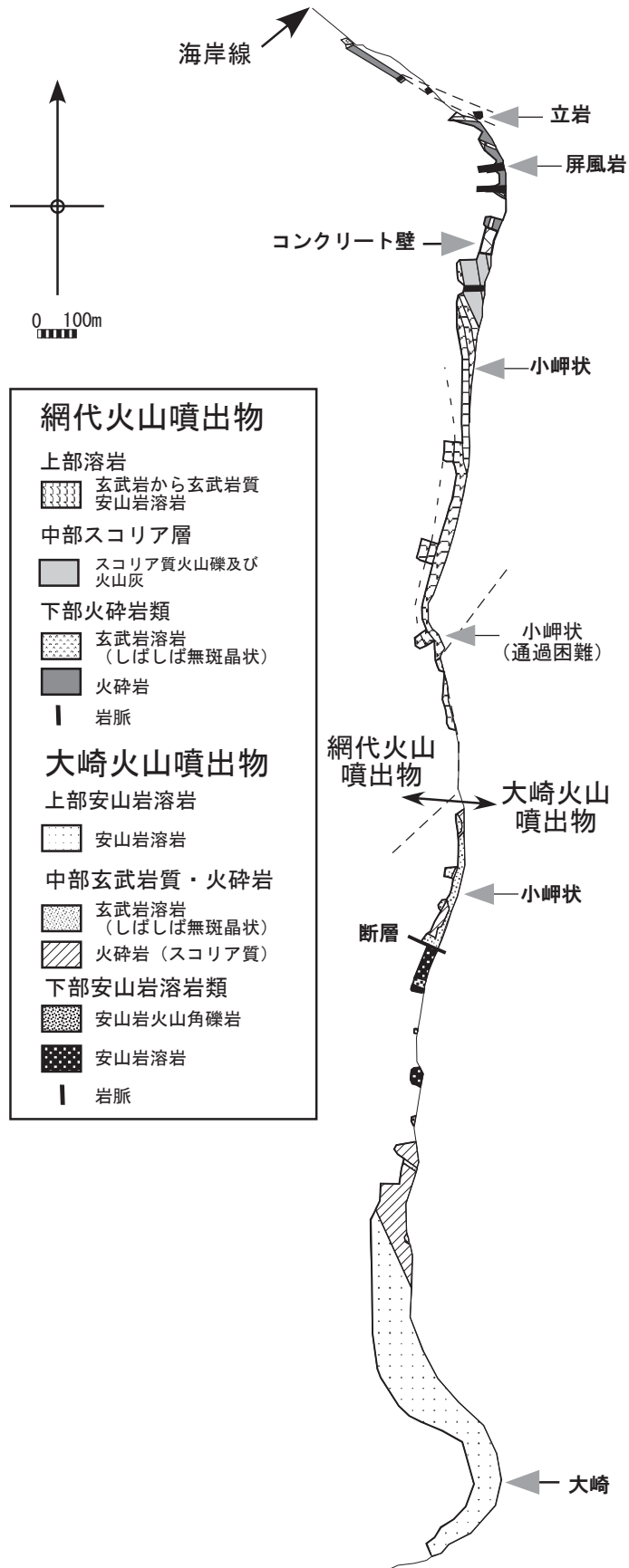
本火山噴出物を構成する岩石は, 主に斜長石斑晶に富むかんらん石玄武岩ないしかんらん石単斜輝石玄武岩-玄武質安山岩で構成されるが, 無斑晶質状ないし斜長石斑晶に乏しい玄武岩質安山岩や斜方輝石単斜輝石安山岩も含まれる.

層序関係・年代: 大崎から網代間の海岸沿いで大崎火山噴出物を覆う. 分布と地形から下多賀火山噴出物と宇佐美火山噴出物を覆うと判断される. Hasebe et al. (2001) により 0.59 ± 0.19 Ma, 石塚 (2006), 石塚・及川 (2008) により, 0.7~0.4 Ma の複数の K-Ar 年代値が得られている.

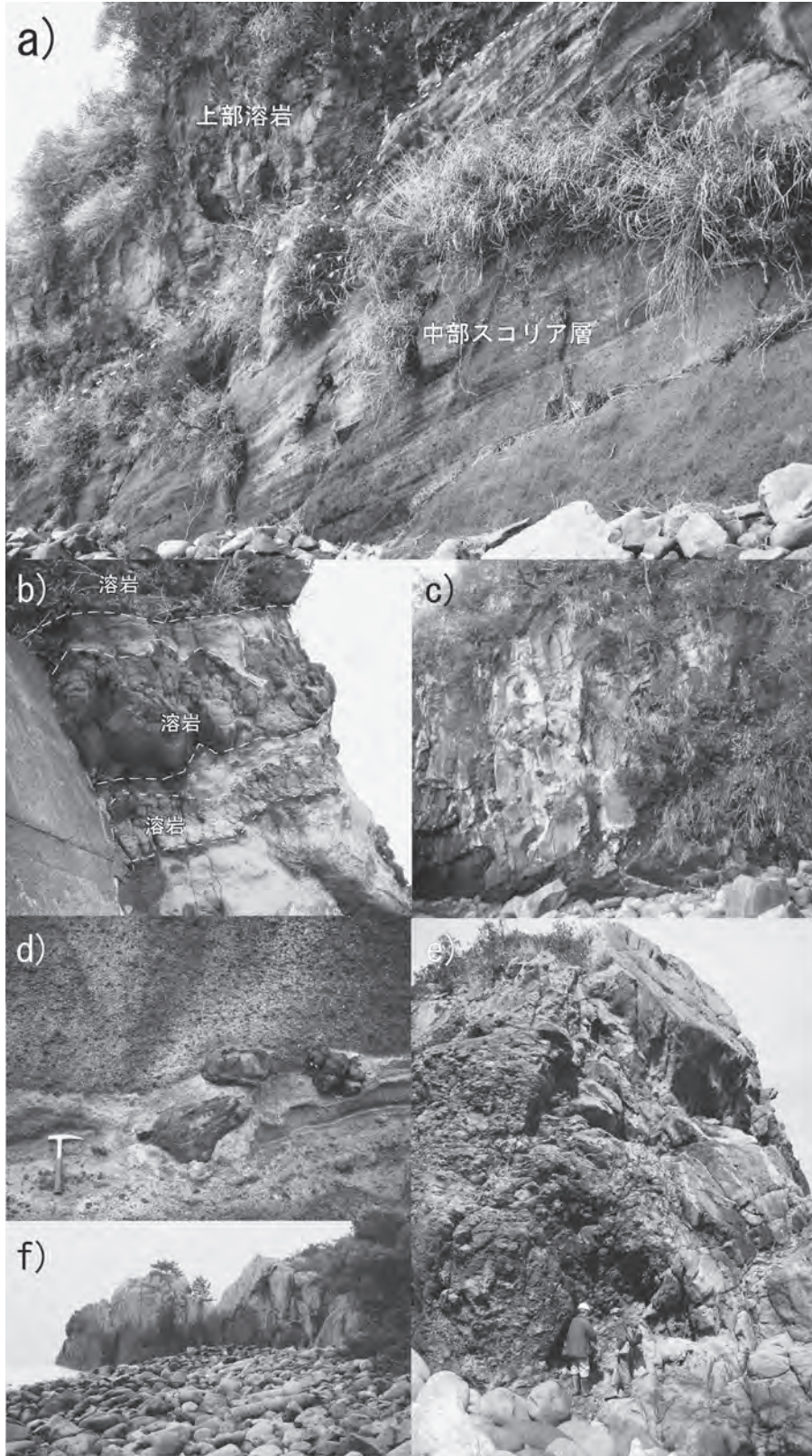
4. 3. 7 初島火山噴出物 (Haa, Hap)

定義・模式地: 新称. 久野 (1952) の初島玄武岩類及び網代玄武岩類の一部に相当する. 初島を構成する 12 万年前より古い火山岩類. 模式地は初島海岸沿い.

分布・岩相: 主に初島の海岸部と段丘崖の急斜面部分に露出する. 島の中央部は段丘堆積物に覆われるが, その周囲には本火山岩類が露出するため, 段丘堆積物の基盤も本火山岩類と推定される. 主に厚さ 3 m 以上のアア溶岩で構成され, 島の北西部のみに分布する無斑晶状の玄武岩 (Haa) とそれ以外に分布する斜長石斑晶に富む玄武岩 (Hap) によって構成される. 前者の無斑晶状な



第 4.8 図 網代-大崎間のルートマップ
海食崖に露出する地層を海岸線に沿って記す。



第 4.9 図 網代火山噴出物の産状

いずれも網代南東の海岸沿い。a) 海食崖の露頭。下部が降下スコリア堆積物（中部スコリア層），上部がアア溶岩（上部溶岩類）。b) 火砕岩に挟まれる薄い溶岩（下部火砕岩類）。c) アア溶岩の断面（上部溶岩類）。d) 中部スコリア層の厚い降下スコリア堆積物直下に紡錘状火山弾（中央）がサグ構造をつくっている。e) 立岩を形成する岩脈。写真中央より人物が立っている部分より右側は溶結したスパターからなる母岩。f) 屏風岩を形成する岩脈。周囲の母岩が侵食され岩脈が板状に突き出ている。

岩石が久野（1952）の網代玄武岩類、後者が初島玄武岩類である。久野（1952）は Haa を岩質の類似から網代玄武岩に含めたが、同様の無斑晶状玄武岩は網代玄武岩以外にも本図幅地域に存在し、両者を同一の噴出物とする根拠は薄い。Haa と Hap の層序的關係は不明であるが、K-Ar 年代値（後述）から無斑晶状の岩石が古く、両者は異なる火山の噴出物とも考えられる。しかし、両者の陸上での分布はいずれも狭く、初島を構成する火山噴出物の大部分は海中にある。それらの活動年代も含めて検討しないと両者の間に有意な休止期が存在したかは明らかではない。そのため、本報告では、ともに初島を構成する火山岩であることから初島火山噴出物として一括した。

Hap は、主に斜長石斑晶に富むかんらん石ないしかんらん石単斜輝石玄武岩で構成されるが、斜方輝石単斜輝石安山岩も含まれる。Haa は無斑晶状の玄武岩で構成される。

層序関係・年代：初島の中央部は段丘堆積物に覆われる。下位層との関係は不明である。最も古い段丘堆積物は、小原台面に対比されているので（杉原，1980）、初島火山の最終活動年代は約10万年前より古い。石塚（2006）により本火山噴出物の無斑晶状玄武岩溶岩から約0.7~0.6Ma、斜長石斑晶に富む玄武岩溶岩から0.3Ma より若い K-Ar 年代値が得られている。

4. 4 箱根火山群

本図幅地域内の箱根火山群噴出物は、久野（1952）などで箱根火山の古期外輪山と湯河原火山に区分されていた。箱根火山は、久野の一連の研究では、一つの中心火道を持つ大型の成層火山（古期外輪山）の山頂部に新旧のカルデラが形成され、その後中央火口丘の活動があったとされた。しかし、日本地質学会編（2007）、長井・高橋（2008）などの最近の研究では、カルデラ形成期以前の古期外輪山は大型の成層火山によって形成されたものではなく、複数の中型の成層火山及び単成火山の集合からなるとされている。また、古期外輪山の活動の後半に相次いで小型のカルデラが山体の中心部に形成されたとされている。更に、久野の一連の研究では、箱根火山の下位の火山体とされてきた湯河原火山の活動時期が、その後の K-Ar 年代測定などの研究（大木，1993；平田，1999；袴田ほか，2005）によって久野の古期外輪山の活動時期と同時期であることが明らかとなった。このため、日本地質学会編（2007）、長井・高橋（2008）は湯河原火山も箱根火山に含めている。本報告はこれに従い、箱根火山は複数の噴出中心火山体からなる火山群であると考え、地形的に外輪山を形成する湯河原火山も含めて箱根火山群とよぶ。本図幅地域内に分布する箱根火山群は湯河原火山噴出物と久野（1952）が定義した箱根火山に

相当する狭義の箱根火山噴出物に大別される。

4. 4. 1 湯河原火山噴出物 (Fd, Jy)

湯河原温泉周辺の山地を形成する火山岩類からなる成層火山を湯河原火山と定義する。久野（1952）の湯ヶ島層群の一部、天昭山玄武岩類、湯河原火山噴出物、箱根火山噴出物の一部から構成される。火山原面と推定される侵食の進んでいない緩斜面は、西側、南側から南東斜面に存在し、それらの傾斜及び溶岩の傾斜方向は大局的には火山噴出物の分布の中心部の湯河原町温泉場付近から分布の外側方向に傾斜している（第4.1図）。しかし、北隣の小田原図幅地域内の、倉掛山付近や藤木川上流には岩脈群や比較的規模の大きい岩脈が認められるため、噴出中心は山体中心以外にもあったと考えられる。活動年代は、K-Ar 年代値などにより約0.4~0.25Ma と判断される。本報告では、本火山噴出物を下位の比較的火砕岩が卓越する不動滝溶岩類及び溶岩が卓越する城山溶岩類に2分した。前者は、久野（1952）の湯ヶ島層群、後者は久野（1952）の天昭山玄武岩類及び湯河原火山噴出物にほぼ相当する。

不動滝溶岩類 (Fd)

定義・模式地：新称。久野（1952）で、湯河原町周辺の中新統湯ヶ島層群にされていたものに相当する。藤木川沿いから熱海市泉にかけて分布し、それら地域での最下位を構成する溶岩・火砕岩類で、模式地は、湯河原町不動滝周辺。

分布・岩相：不動滝を中心に湯河原町広河原から温泉場にかけての藤木川沿い及び熱海市泉地域の山腹斜面に分布する。湯ヶ島層群は水底の火山活動やタービダイトの存在で特徴づけられているが（たとえば、小山・新妻，2006）、不動滝溶岩類はタービダイトの存在や水冷破砕などの水底の火山活動の証拠は認められず、湯ヶ島層群の特徴を示さない。また、後述の化学組成（第4.7章）も上位の城山溶岩類と似た特徴を示すため、湯河原火山の噴出物に含める。溶岩とそれと同質の火砕岩で形成される。模式地周辺の湯河原町温泉場及び熱海市泉では、溶岩を主体とし、不動滝周辺では緻密で斑晶が目立たない玄武岩溶岩が層厚10m以上の厚さで露出している（第4.10図）。広河原周辺においては長径5mm以上の斜長石斑晶に富む火山岩片からなる火砕角礫岩及び凝灰角礫岩が分布する。主にかんらん石単斜輝石、かんらん石斜方輝石単斜輝石玄武岩から玄武岩質安山岩、かんらん石単斜輝石斜方輝石安山岩からなる。

全体に変質が進み緑色に変質していることも多く、沸石が含まれることもある。日本産新鉱物の湯河原沸石（Sakurai and Hayashi, 1952）が発見されたのも本火山岩類の火砕岩中である。

層序関係・年代：本火山岩類は変質しているため、放



第 4. 10 図 湯河原火山不動滝溶岩類の産状（湯河原町不動滝）
厚い塊状の溶岩によって構成される。滝の高さは約 15 m.

射年代値は得られていない。久野（1952）によると上位の城山溶岩類（久野，1952の天昭山玄武岩類）との間には侵食間隙が認められる。下位層との関係も不明である。そのため、湯河原火山より古い火山噴出物の可能性があるが、本報告では湯河原火山の下部として位置づける。なお、本溶岩類の露出域の北東側に隣接する湯河原町宮下で掘削されたコアの深度 547.5 m に位置する溶岩から、Ar/Ar 年代測定によって $0.75 \pm 0.06 \text{ Ma}$ のプラト一年代値が得られている（山下ほか，2006）。この溶岩はその深度から本溶岩類より下位に位置すると考えられるので、本溶岩類は約 0.8 Ma より若い第四系であると判断する。

城山溶岩類 (Sy)

定義・模式地：新称。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よぶ。湯河原町新崎川より南西から熱海市伊豆山，函南町桑原にかけての山地を形成する約 0.4～0.3 Ma の火山岩類。模式地は、湯河原町藤木川上流の天昭山（小田原図幅）付近及び JR 湯河原駅から城山に至る道沿い。

分布・岩相：本溶岩類の比較的標高が低い部分に分布するもの（下部）は玄武質安山岩から安山岩の溶岩・火砕岩に、稜線部などの比較的標高が高い部分に分布するもの（上部）は主に輝石斑晶の目立つ安山岩溶岩・火砕岩によって構成されることが多い。

下部の玄武質安山岩から安山岩溶岩・火砕岩は、藤木川上流の天昭山付近から湯河原町広河原西方，熱海市泉周辺にかけて分布し、久野（1952）の天昭山玄武岩類にほぼ相当する。これら下部の火山岩類は、緻密で斜長石

斑晶に富む斜方輝石単斜輝石玄武岩質安山岩ないし安山岩溶岩を主体とし、それらと同質の火砕角礫岩及び凝灰角礫岩を伴う。広河原から大観峰（小田原図幅内）に至る道路沿いの標高 450 m 付近には角閃石流紋岩も分布する。下位の火山岩類は熱海市泉周辺や天昭山付近では一部緑色に変質している部分もあるが、新鮮な部分も存在し、変質度は連続的に変化する。湯河原町広河原の北、標高 340 m 付近で藤木川左岸側から流入する支流沿いには、下部の岩相と似た幅数十 m の岩脈が貫入しているのが認められる。おそらくこれは、本溶岩類の噴出中心の一つであった可能性がある。上部の安山岩質溶岩は、長径 2～3 mm 程度の輝石斑晶が目立ち、斜長石斑晶に富む斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩を主体とし、同質の岩石から構成される火砕角礫岩および凝灰角礫岩が挟まる。まれに、斑晶に乏しい玄武岩ないし玄武岩質安山岩溶岩や角閃石デイサイトも分布する。

層序関係・年代：石塚（2006）、石塚・及川（2008）によって本溶岩類に含められた久野（1952）の天昭山玄武岩類及び湯河原火山噴出物から 0.4～0.3 Ma の年代値が得られている。また久野（1952）が湯河原火山噴出物によって構成されるとした、倉掛山及び孫助山（ともに小田原図幅地域内）の火山岩から、 0.38 ± 0.02 、 $0.23 \pm 0.04 \text{ Ma}$ 及び 0.34 ± 0.01 、 $0.26 \pm 0.03 \text{ Ma}$ の K-Ar 年代値が得られている（袴田ほか，2005）。

4. 4. 2 箱根火山噴出物

久野の一連の研究（久野，1952 など）により定義された箱根火山に相当する。この箱根火山も日本地質学会編（2007）、長井・高橋（2008）などによると、いくつ

かの火山体に分けられる可能性があるが、本報告では一括して狭義の箱根火山とする。本図幅地域に分布するのは、下位から海ノ平溶岩類、岩溶岩類、白礫溶岩類、本小松溶岩、真鶴溶岩、幕山溶岩に区分され、それらの活動年代は0.3~0.15Maである。なお、本報告で使用するテフラ、ローム名は長井ほか(2006)に従っており、それは大磯丘陵の標準テフラ番号(上杉, 1976; 関東第四紀研究会, 1987; 上杉ほか, 2000)との暫定対比案に基づいている。

海ノ平溶岩類 (Ud)

定義・模式地: 長井・高橋(2008)の海ノ平火山体噴出物を本論では海ノ平溶岩類と呼ぶ。本図幅地域に分布

するものは、Kuno (1950c, 1951) のOS2ないしO14、長井・高橋(2007)の海ノ平火山体、日本地質学会(2007)及び長井・高橋(2008)の海ノ平火山体箱根峠溶岩グループに相当する。模式地は三島市山中新田周辺。

分布・岩相: 本図幅地域では三島市山中新田付近から来光川右岸側の間にわずかに分布する。本図幅地域内では、層厚5m以上の斜長石に富む斜方輝石単斜輝石安山岩溶岩からなる。

層序関係・年代: 本溶岩類からは放射年代値が得られていない。他の地質ユニットとの直接の関係は確認できなかったが、日本地質学会(2007)、長井・高橋(2008)によると湯河原火山噴出物を覆い、活動年代は0.27~0.23Maとされている。



第4.11図 箱根火山噴出物の岩溶岩類の産状

a) 岩漁港北の火山角礫層を覆う溶岩。b) 最下部の円礫を含む火砕角礫層。c) 円礫を含む火砕角礫層を覆い、溶岩の塊状部分の直下に位置する火砕角礫層。ほとんど発泡せずに平滑な面に囲まれた、上位の溶岩の塊状部分と同質の角礫からなる。

岩溶岩類 (Iw)

定義・模式地：長井ほか (2006) の岩溶岩グループを本報告では岩溶岩類と呼ぶ。Kuno (1950c, 1951) の O18 に相当する。岩及び吉ヶ浜から山側の緩斜面をなす斑晶に乏しい溶岩類。模式地は岩の北東海岸。

分布・岩相：真鶴町岩の海岸から星ヶ山 (小田原図幅内) にかけてと湯河原町吉ヶ浜から南郷山にかけての山地緩斜面に分布する。斑晶に著しく乏しい、ほとんど無斑晶状の単斜輝石斜方輝石安山岩～デイサイト溶岩及び火砕岩からなる。吉ヶ浜の海岸には一般的な岩溶岩類より斜長石斑晶に富む溶岩が分布しており、岩溶岩類と別の溶岩である可能性があるが、隣接する岩溶岩類との直接の分布が確認できなかったこと、分布が狭少で地質図に示すのが困難であることから本報告では岩溶岩グループに含めている。本溶岩類は、主に溶岩からなるが、厚いスコリア質の火砕角礫層ないし凝灰角礫層や溶結火砕岩も分布している。長井ほか (2006) は、それら火砕岩の分布から岩溶岩類は、複数の噴出中心を持った単成火山的な活動によって形成されたと考えた。模式地の岩の北東海岸では、円礫を含む火砕角礫層の上を溶岩が覆っているのが観察される (第 4. 11 図)。この溶岩は層厚 20 m 以上と厚く、その下底から上部へは、赤色酸化した上位の溶岩と同質の角-亜角礫からなる成層した火砕角礫層 (流動角礫層)、表面が赤色酸化した自破碎溶岩部、塊状溶岩部へと岩相が変化する。塊状溶岩部と自破碎溶岩部の境界付近は、塊状溶岩部の割れ目にそって破碎し、火砕岩脈状になっている。下部の流動角礫層及び自破碎溶岩部を構成する礫は、表面が平滑で多面体状に割れた、緻密な角礫からなる。礫間を埋める基質は少なく、しばしば欠く。また、ジグソー状に割れた礫も存在し、その場で破碎が進行した産状を示す。しかし、溶岩の上面の角礫は、発泡したアア・クリンカー状をなす。このような特徴的な産状からこの溶岩の下面は、水中に定置し自破碎した可能性が高いが、その上面は水面上であった可能性が高い (及川, 2008)。

層序関係・年代：米澤ほか (1980)、長井ほか (2006) によると本溶岩類に覆われるテフラ層として Tm-2～Tm19-1、狭在されるテフラ層として Tm-26～Tm-27 が報告され、本溶岩類の噴出時期は早田ローム層中部～上部に相当し、約 0.22～0.18 Ma であると考えられている。分布及び地形的関係から本小松溶岩及び真鶴岬溶岩に覆われると判断した。

白礫溶岩類 (Sr)

定義・模式地：長井ほか (2006) の白礫溶岩グループを本報告では白礫溶岩類と呼ぶ。Kuno (1950c, 1951) の O17 の一部に相当する。模式地は真鶴町岩と真鶴港の間の白礫海岸。

分布・岩相：白礫海岸から星ヶ山 (小田原図幅) にか

けて分布する主に斜長石斑晶に富む斜方輝石単斜輝石安山溶岩で構成される。模式地の白礫海岸では厚さ数 m 程度の 2 枚の溶岩とその間とそれらを覆う複数枚の軽石層及びスコリア層が存在する。そのうち下位の溶岩を覆う軽石層は溶岩表面のクリンカーに巻き込まれたような産状を示し、上位の溶岩を直接覆う軽石層は溶岩との境界付近が溶岩の熱のため赤色酸化したような産状を示す (第 4. 12 図)。そのため、これら溶岩直上の軽石層は、その直下の溶岩の流出直後に降下したものと考えられる。

層序関係・年代：本溶岩類から放射年代値は得られていない。長井ほか (2006) によると、テフラ層序とその対比から、本溶岩類の噴出時期は約 0.18～0.17 Ma で、早田ローム層末期から七国峠ローム層期に相当すると考えられている。分布及び地形的関係から真鶴岬溶岩に覆われると判断される。

本小松溶岩類 (Hk)

定義・模式地：長井ほか (2006) の本小松溶岩グループを本報告では本小松溶岩類と呼ぶ。Kuno (1950c, 1951) の O20 に相当する。長井ほか (2006) では、南郷山 (小田原図幅内) 周辺に分布する南郷溶岩とそれ以外の本小松溶岩に細分される。模式地は JR 真鶴駅北東山腹の石切場群。

分布・岩相：南郷山 (小田原図幅内) から JR 真鶴駅にかけての尾根沿いに分布する粗粒な斑晶に乏しい単斜輝石斜方輝石デイサイト及び流紋岩溶岩で構成される。



第 4. 12 図 箱根火山噴出物の白礫溶岩類の産状 (真鶴町真鶴～岩の海岸沿い)

アア溶岩の上面を直接降下軽石が覆う。降下軽石の下部は溶岩の熱によって赤色酸化 (色の濃い部分) している。

そのうち、本図幅地域内には本小松溶岩のみ分布し、それは南郷山に分布するものと異なりデイサイト質である(長井・高橋, 2007)。本小松溶岩は、石材として盛んに採掘が行なわれている。碎石場においては50m以上の塊状部が露出しているが、溶岩の下底は観察できなかった(第4.13図)。

層序関係・年代: 本溶岩類からは、袴田ほか(2005)によって、石基を対象とした K-Ar 年代値、 $0.20 \pm 0.01 \text{ Ma}$ が得られている。長井ほか(2006)によると、本溶岩類の噴出時期は七国峠ローム層期の前期に相当すると考えられ、約 $0.18 \sim 0.17 \text{ Ma}$ とされている。分布及び地形的な関係から岩溶岩類を覆うと判断した。

真鶴岬溶岩 (Mm)

定義・模式地: 長井ほか(2006)の真鶴溶岩グループの真鶴岬溶岩に相当する。真鶴岬が属する小半島を形成する厚い安山岩溶岩。Kuno(1950c, 1951)の O17の一部に相当する。模式地は、真鶴岬周辺。

分布・岩相: 真鶴岬一帯に分布する層厚50m以上に及ぶ斜長石斑晶に富む厚い単斜輝石斜方輝石安山岩溶岩からなる。真鶴岬先端の三ッ石(第1.3図)も本溶岩で形成される。真鶴半島の海岸部一帯では露出が良く、ここでは塊状で節理間隔が1~数メートル程度の柱状節理が発達する。柱状節理の連続性からいずれの露頭でも1枚の溶岩しか確認できず、流動角礫を挟して複数の溶岩

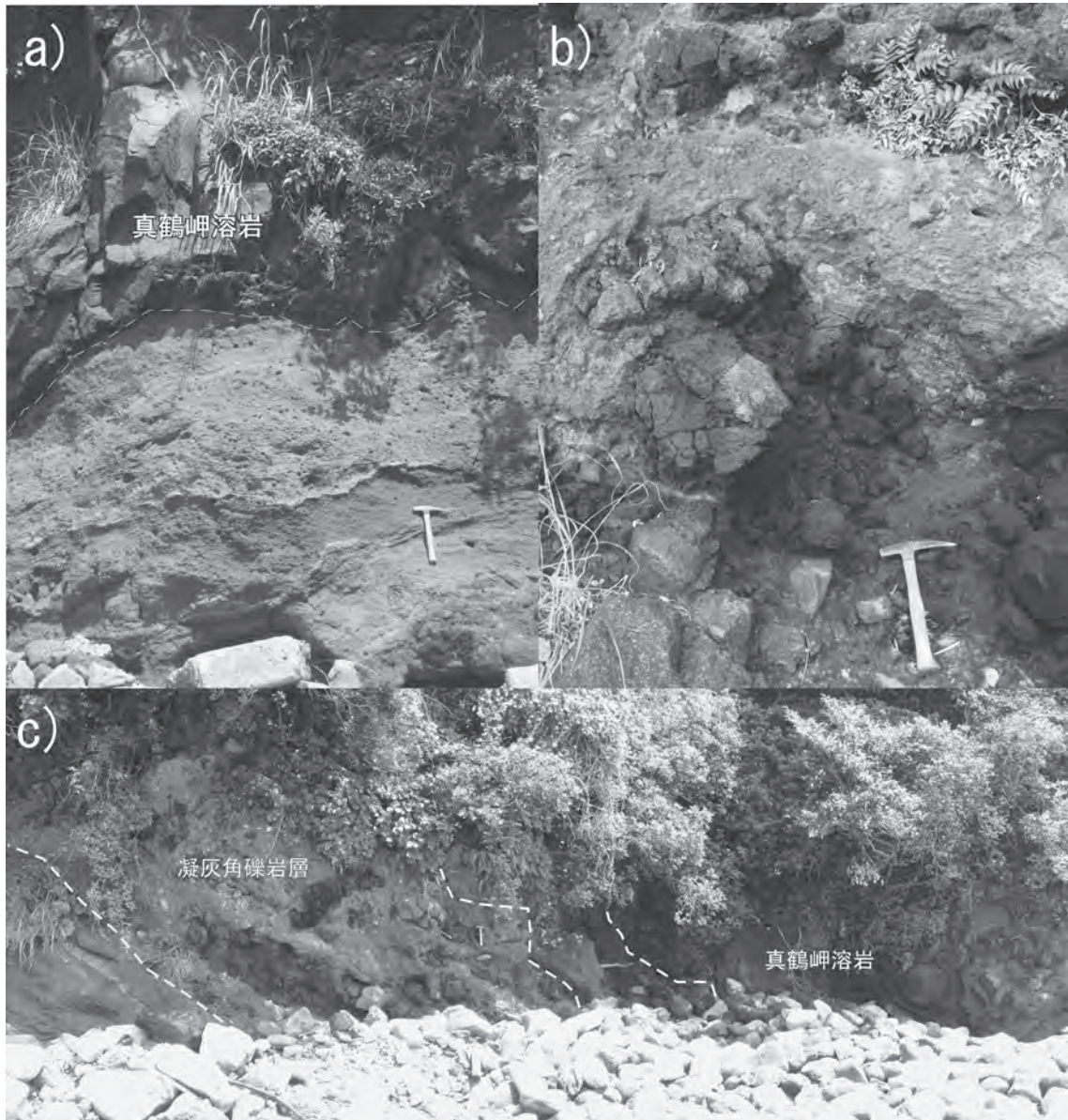
が重なっている地点も確認できていない。なお、真鶴半島上には比高数十メートルほどのいくつかのドーム状の高まりがある。箱根団体研究グループ(1992b)はこれらの高まりを割れ目噴火で形成された溶岩ドーム群と解釈した。しかし、真鶴岬溶岩が複数の流動単位に区分できる証拠は見つかっていないため、この溶岩は単純な溶岩により形成されたと考えられる。

湯河原町福浦漁港東や真鶴岬南西の番場ヶ浦では、溶岩の下底が観察できる。いずれの地点も下位の凝灰角礫岩、軽石層などとの間に顕著な流動角礫層を挟まずに直接塊状の溶岩が重なる(第4.14図a)。福浦漁港東では、この塊状溶岩の下位に、細かく節理が入った自破碎した溶岩ブロックが混じる軽石片や様々な岩質を持つ岩片により構成される凝灰角礫岩が存在する(図4.3-13b, c)。この自破碎溶岩ブロックは上位の真鶴岬溶岩と同質の岩石で構成されている。また、真鶴岬溶岩は、下位の地層を変形させている(箱根団体研究グループ, 2000)。更に、福浦漁港東周辺の真鶴溶岩中には、溶岩と同質の岩石で構成される角礫脈が複数存在し、それらはスパイラルであるとされている(長井ほか, 2006; 及川, 2008)。このような産状から本溶岩は、水を含んだ未固結な堆積物の上を流れ、一部はその堆積物に貫入し混在して急冷した可能性がある。

層序関係・年代: 袴田ほか(2005)によって、石基を対象とした K-Ar 年代値、 $0.15 \pm 0.01 \text{ Ma}$ が得られている。



第4.13図 箱根火山噴出物の本小松溶岩(真鶴町本小松石採石場) 厚い塊状部(厚さ50m以上)を採石している。



第 4.14 図 湯河原町福浦漁港東における箱根火山噴出物の真鶴岬溶岩の産状

a) 溶岩の基底部の風化火山灰質の砂及び泥層。薄い降下軽石やスコリア層を挟む。b) 凝灰角礫岩中の真鶴岬溶岩と同質の火山岩塊。ハンマー左側の岩塊には、細かい間隔で入る冷却節理が観察される。c) 溶岩の下底に位置する凝灰角礫岩層。

長井ほか (2006) によると、本溶岩の噴出時期は土屋ローム層中期に相当する。分布及び地形的関係から岩溶岩類、白礫溶岩類を覆うと判断した。

幕山溶岩 (Mk)

定義・模式地：久野 (1952) の幕山溶岩。模式地は、幕山南から南西斜面。

分布・岩相：幕山を形成するデイサイト質の溶岩ドーム。溶岩は、幕山を取り巻くように数段の比高数10mの急崖をなし、その崖はロッククライミングのゲレンデとして利用されている (第4.15図)。図幅内ではわずかに

南端が分布する。Kuno (1950c, 1951) の O3 に相当する。デイサイトと流紋岩が縞状に交じり合った岩石で構成される (長井・高橋, 2008)。デイサイトは流紋岩に比べて斜長石斑晶に富み、溶岩全体に占める割合もデイサイトが多い。斑晶として斜長石、斜方輝石、単斜輝石を含み、流紋岩には石英も含まれる。全体に流理が発達する。

層序関係・年代：袴田ほか (2005) によって、石基を対象とした K-Ar 年代値、 $0.14 \pm 0.01 \text{ Ma}$ が得られている。分布及び地形的関係から岩溶岩類を覆うと判断する。



第4.15図 幕山溶岩でつくられる幕山の全景
西側から望む。山腹を横切る崖は、幕山溶岩がつく崖。

4.5 熱海図幅地域の流紋岩単成火山

久野（1952）は本図幅地域内に分布する箱根火山の活動以前に活動した第四系珪長質岩類を輝石デイサイト（当時は、石英安山岩と呼んだ）小噴出岩体とし、伊豆山、上多賀、日金山、軽井沢、鍛冶屋の5岩体に区分した。これらはいずれの岩体も複数回の噴火イベントで形成された証拠を示さず、それら周囲の火山噴出物とも著しく岩質が異なるので、単成火山的な活動によって形成された噴出岩と考えられる。これら岩体は、“デイサイト”と名づけられているが、全岩化学組成に基づく分類（Le Bas and Streckeisen, 1991）からは、そのほとんどは流紋岩に区分される（及川ほか, 2010）。そのため、本報告では、ごく小規模で現在露頭が失われて再確認ができなかった軽井沢岩体を除き、新たに新崎川岩体を加え、それらをまとめて本項目で記載する。

石塚（2006）、石塚・及川（2008）、及川ほか（2010）の放射年代値からは、これら流紋岩単成火山は活動年代が0.5～0.1Maと長期間にわたり、必ずしも一括して区分されるものではない。しかし、本地域では稀な流紋岩溶岩であること、周囲の火山岩類と必ずしも同時時代に活動していないことから、単成火山的な活動としてまとめて記載する。なお、かつて、鈴木（1970）によって黒曜岩を対象としたFT年代値が得られたが、黒曜岩（ガラス）が常温でもFTが消失する効果を考慮していないため、その年代値は有意な年代値ではない。

4.5.1 上多賀流紋岩（Kt）

定義・模式地：久野（1952）の上多賀石英安山岩を改称。熱海市上多賀北部227.2mの三角点がある小山を形成する流紋岩類。模式地は赤根崎北方の海岸沿い。

分布・岩相：熱海市上多賀北部の小山及び上多賀港北東の小丘を形成する（第4.16図a）。流紋岩単成火山噴出物中でもっとも大規模な噴出物である。主に溶岩で構成されるが、周辺部においては火砕角礫層及び凝灰角礫層も認められる。赤根崎南方の海岸に転がる転石は、主に本流紋岩の溶岩からなり、黒曜岩化した岩片も多数認められる。更に南方の上多賀港北西の海岸沿いの小丘及び赤根崎北方の二ツ岩も本流紋岩の溶岩で形成される。赤根崎北方の海岸沿いの本溶岩周辺には、主に流紋岩片で構成される、良く成層した不淘汰な凝灰角礫層が分布する。この凝灰角礫層は、厚さ数～数十cm程度の平行ないし斜交層理をなして成層し（第4.16図b）、それらを切る小断層も存在する。この凝灰角礫層を構成する岩石は、そのほとんどが周囲の溶岩と同質であり、しばしば黒曜岩化した岩片が含まれる。岩片はしばしばジグソー状の割れ目を持ち、割れ目に沿ってガラス質になっている（第4.16図c）。また、サグ構造も認められる。これらの分布・層相から、この凝灰角礫層はマグマ水蒸気爆発の産物であると判断される。

本岩体を構成する岩石は、灰白-赤紫灰色の1mm以下の斜長石が散在する流理の発達した斜方輝石角閃石流紋岩からなる。黒曜岩を伴うこともある。斑晶として石英、斜長石のほか、少量の角閃石、斜方輝石、極少量の不透明鉱物を含む。石基はスフェルリティック構造を示し、隠微晶質である。黒曜岩の部分の石基はビトロフィリック構造で無色のガラスからなる。Kuno（1940）によると球果ないし気泡内には鉄かんらん石がしばしばトリディマイトを伴って産出する。

層序関係・年代：赤根崎北方において魚見崎火山噴出物を覆う。放射年代値としては、Ar/Ar年代測定により約0.45Maの値が得られている（石塚, 2006; 石塚・及川, 2008）。

4.5.2 鍛冶屋流紋岩（Ka）

定義・模式地：久野（1952）の鍛冶屋石英安山岩を改称。湯河原町鍛冶屋西方の尾根沿い標高230～300mに分布する流紋岩。模式地はその尾根北東側標高230m付近。

分布・岩相：湯河原町鍛冶屋西方の城山から北西-南東方向に伸びる尾根沿い標高230～300mにかけて、露頭が点在する。この尾根の末端の標高約200mの小山の表土には、この流紋岩（一部黒曜岩化）の礫が散在している。本岩体は、灰白-黒灰色の斑状で長径1mm以下の斜長石がまばらに散る流理構造が発達した斜方輝石流紋岩溶岩で構成される。斑晶として、斜長石、石英、斜方輝石を含み、極少量の単斜輝石、不透明鉱物を含む。石基はスフェリティック構造を示し、隠微晶質の結晶からなる。

層序関係・年代：分布から湯河原火山噴出物を覆うと判断される。放射年代値は、K-Ar年代測定により約



第 4.16 図 上多賀流紋岩の産状

a) 熱海市下多賀の海岸から望む上多賀流紋岩によって形成される山（中央）。b) よく成層した凝灰角礫岩層（火砕サージ堆積物）。スケールは長さ1m。熱海市赤根崎北。c) 凝灰角礫岩中の岩片。細かい冷却割れ目が入り、それに沿って黒曜岩化している。

0.3Ma の値が得られている（石塚・及川，2008）。

4.5.3 伊豆山デイサイト (Iz)

定義・模式地：久野（1952）の伊豆山石英安山岩を改称。模式地は熱海市伊豆山の参道脇，標高240m 付近。

分布・岩相：熱海市伊豆山神社から参道沿いに海岸まで露出する輝石デイサイト溶岩。現在この地域は開発が進み，露出は限られる。東海道新幹線支社施設部工事課（1966a）によると，分布直下の新幹線トンネル内において本岩体が約100m 程度にわたって分布している。本岩体は，斑状で長径4mm 以下の斜長石，1mm 以下の輝石が目立ち流理構造が発達する斜方輝石角閃石含有単斜輝石デイサイト溶岩で，斑晶として斜長石，単斜輝石が含まれ，少量の斜方輝石，石英，角閃石，不透明鉱物も含まれる。石基はスフェルリティック構造を示し，隠微晶質である。岩石の色調は，風化部は白色ないし淡紫灰色であるが，新鮮な部分は灰-黒灰色である。なお，本岩

体は，Koto（1884）が記載しており，恐らく日本の岩石としては最も古く記載されたものの一つである（久野，1952）。

層序関係・年代：久野（1952）によると下位の熱海火山噴出物を覆い，湯河原火山噴出物に覆われる。現在は開発が進み，地表ではこの関係は認められない。放射年代値は，流紋岩に含まれるジルコンを対象とした FT 年代測定により， 0.1 ± 0.1 Ma の年代値が得られている（及川ほか，2010）。誤差レベル 2σ で考えると，本岩体の形成時期は 0.3Ma より若いと判断される。

4.5.4 ^{ひがねやま}日金山流紋岩 (Hg)

定義・模式地：久野（1952）の日金山石英安山岩を改称。熱海市日金山東光寺西方及び姫の沢公園北部に分布する輝石流紋岩。模式地は姫の沢公園北部の標高610m 付近。

分布・岩相：熱海市北東部の東光寺及び姫の沢公園に分布する。本岩体を構成する岩石は，灰白～黒灰色の斑

状で長径2mm以下の斜長石と1mm以下の石英がまばらに散る，流理構造が発達する単斜輝石斜方輝石流紋岩溶岩である．流理に沿って黒曜岩化した部分もある．斑晶として斜長石，石英，斜方輝石，単斜輝石と少量の不透明鉱物を含む．石基はスフェルリティック構造を示し，隠微晶質である．Kuno(1940)及び久野(1952)によると，球果ないし気泡内に鉄かんらん石がしばしばトリディマイトを伴って産出し，パーガス閃石及び金雲母質黒雲母が産する．

層序関係・年代：分布から湯河原火山噴出物を覆うと判断される．放射年代値として流紋岩に含まれるジルコンを対象としたFT年代値として 0.26 ± 0.04 Ma(及川ほか，2010)，K-Ar年代値として約 $0.4 \sim 0.35$ Ma(石塚・及川，2008)の値が得られている．両年代値を考慮すると本岩体の形成年代は約 0.3 Maと考えられる．

4.5.5 新崎川流紋岩 (Sz)

定義・模式地：新称．久野(1952)の天昭山玄武岩類中のデイサイトの一部に相当する．湯河原町鍛冶屋北西の新崎川左岸，標高240~280mに分布する流紋岩．模式地は新崎川左岸240m付近．

分布・岩相：湯河原町鍛冶屋北西，幕山対岸の新崎川沿い240m付近から280mにかけて分布する．久野(1952)は天昭山玄武岩類に挟まるデイサイトと考えたが，本岩体上に別の火山岩類が被覆していないこと，分布の南東縁に位置する小沢(新崎川左岸側に標高230m付近で合流する小沢)の標高240m付近において湯河原火山噴出物の凝灰角礫岩に一部貫入していること，後述の放射年代値が湯河原火山噴出物のものより有意に若いことから，本報告では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た．本岩体を構成する岩石は，新鮮な部分は，黒灰色を呈する斑状で長径3mm以下の斜長石が目立ち，2mm以下の角閃石，石英が認められる流理構造が発達した溶岩である．層厚は20m以上に及ぶ．斑晶として斜長石，石英，角閃石及び少量の単斜輝石と不透明鉱物が含まれる．石基はスフェルリティック構造を示し，隠微晶質である．

層序関係・年代：湯河原火山噴出物の凝灰角礫岩に貫入していると考えられる．放射年代値は，ジルコンFT年代値として 0.2 ± 0.1 Ma(及川ほか，2010)，K-Ar年代値として $0.15 \sim 0.05$ Maの値が得られている(石塚・及川，2008)．これらの放射年代値から本岩体の形成時期は $0.15 \sim 0.1$ Maと考えられ，新崎川対岸の箱根火山幕山溶岩と同時期の噴出物である．

4.6 東伊豆単成火山群

4.6.1 巢雲山^{すくもやま}火山噴出物 (Sks, Skl)

定義・模式地：久野(1952)の命名．スコリア丘を形

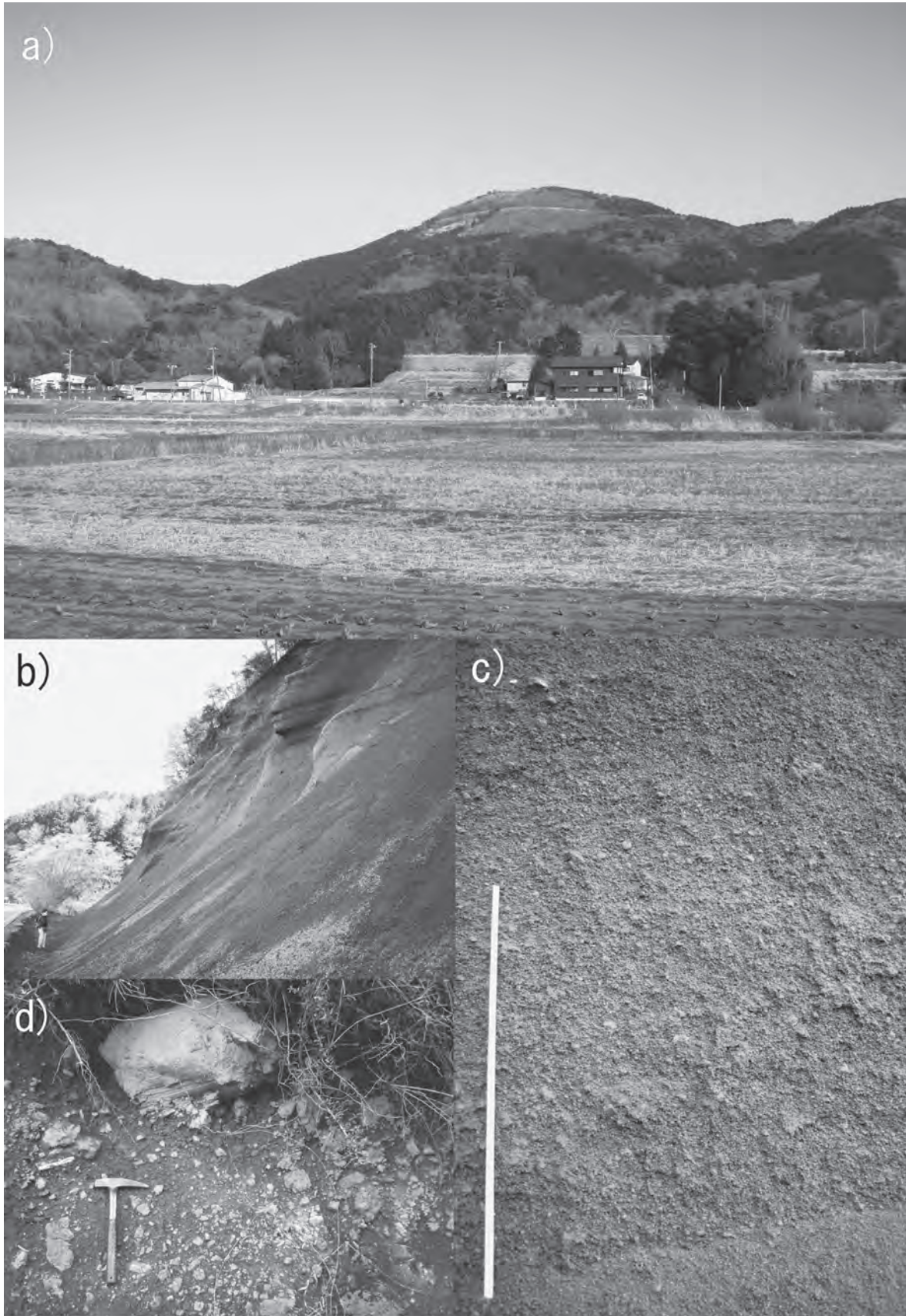
成する火砕物と溶岩に大きく分けられ，火砕物は巢雲山北側の伊豆スカイライン沿い，溶岩は巢雲山北西斜面標高340m付近を模式地とする．

分布・岩相：主に，巢雲山山体をつくる溶岩(skl)を挟むスコリア丘(sks)を構成する(第4.17図a)．スコリア丘は，底面が東西1km，南北0.8km，最大比高200mほどの規模である．南縁はわずかに伊東図幅にかかる．地質図には示していないが，スコリア丘の主に東方に，この火山起源の降下スコリアが分布する(小山ほか，1995)．

山体のほとんどは無斑晶状の粗粒なスコリアで形成され，それを構成する堆積物は模式地の伊豆スカイライン沿いで露出が良い．そこでは，数~数十cm程度の間隔で成層したスコリアが層厚40m以上で分布する(第4.17図b, c)．スコリアは赤色酸化しているものが多く，その粒径は数~十数cm程度で，最大平均粒径は13cmある．また最大40cmの火山弾も含まれる．

巢雲山山頂から東北東へ500mの伊豆スカイライン沿いにおいては，主に細かく成層した無斑晶状のスコリア質の火山礫と火山砂の互層で構成される堆積物が層厚7m以上で分布する．この堆積物は，スコリアの粒径が2cm以下と細かいが層厚が厚く巢雲山火山噴出物と岩質が同じであり，基盤の宇佐美火山岩類の上に風化面を挟んで直接重なることから，巢雲山スコリア丘の最初期の噴出物と判断した．以下，この堆積物を下位から順に記載する．この堆積物の下位は，風化していわゆる“くさり礫”化した赤色のスコリア質の礫で構成された凝灰角礫層からなる．これらを構成するスコリアは，巢雲山のスコリアと異なり斜長石斑晶に富み，巢雲山火山の基盤の宇佐美火山噴出物であると判断される．その上位に巢雲山火山噴出物である火山砂・火山礫層が重なる．それは下位から上位に，細かく成層したスコリア質の火山礫と火山砂の互層(層厚2m)，成層火山砂の薄層を挟むスコリア礫層(層厚2m)，シルト混じりの火山砂を基質としたスコリア質の火山礫凝灰岩(2m)，成層火山砂・スコリア礫の互層(層厚0.4m)，スコリア礫層(層厚1m)が順に重なる．全体に下位の宇佐美火山噴出物と似た特徴を示す斑晶に富む火山岩片が多数含まれているが，主な構成物は無斑晶状の火山礫サイズのスコリアである．

巢雲山北北西山麓に位置する長者原から東西に延びる谷沿いの標高450m付近には，スコリア丘と岩質が同じ火山弾を含むスコリア質の火砕角礫層が露出する(第4.17図d)．火山弾及びスコリアの粒径は数~数十cmで，最大平均粒径は43cmである．スコリア丘本体を構成する火砕物より粗粒であることから，この堆積物の噴出源は，本露出域の近くである可能性が高い．おそらく，巢雲山本体のスコリア丘形成時に北北西山麓にもそれより小規模な噴出源があったと考えられる．



第 4. 17 図 巢雲山火山噴出物の産状

a) 巢雲山スコリア丘. 伊豆市長ヶ原から望む. b), c) 伊豆スカイライン沿いのスコリア丘の断面. 成層したスコリアからなる. c) のスケールは 1m. d) 北西麓の粗粒な火山弾及びスコリア層.

溶岩は、巢雲山北西斜面標高340m付近に塊状部が比高2m程度の崖をつくって舌状に分布する。溶岩と降下スコリアの層序の関係は直接観察できなかったが、分布から降下スコリアに挟まれると考えられる。

溶岩、スコリアとも無斑晶質状の玄武岩によって構成されている。

層序関係・年代：スコリアは、宇佐美火山噴出物を覆う。本火山噴出物からは放射年代値は報告されていない。小山ほか(1995)によると、互いの堆積物の間にレスの堆積が認められずに、下位から上位に巢雲山火山の降下スコリア、その西方の高塚山火山(沼津図幅)の降下スコリア及び長者原マール噴出物が直接重なることからこれら3火山が地質学的にはほぼ同時期に活動したと考えた。更に、高塚山の降下スコリアの上部に、広域テフラとの層位的関係から132kaと噴出年代が推定される大仁青色軽石が挟まることから、これら3火山の活動年代を132kaと推定した。しかし、Hasebe *et al.* (2001)によると、高塚山の溶岩(スコリア堆積物と同時)のK-Ar年代値は、 0.26 ± 0.07 Maの値を示す。そのため、本火山の活動年代は小山ほか(1995)の推定値より古い可能性が高い。

4.6.2 長者原マール噴出物(Cj)

定義・模式地：小山ほか(1995)命名。長者原周辺の円形の盆地状の地形(第1.5図)をマール地形と認定した。噴出物の模式地は、大仁町田野原南東のサイクルスポーツセンター周辺。

分布・岩相：長者原の周辺に広く数m以下の層厚で分布する。模式地においては層厚8mで、田野原西方では3m以上、亀石峠南では2.5mの層厚をなす。本堆積物は、火山シルト薄層を挟む成層した発泡の悪い火山礫・火山砂からなる火山礫凝灰岩で、固結度がよい。小山ほか(1995)は長者原マール西方の本噴出物中にサグ構造を認めている。地質図では、長者原周辺の特に堆積物が厚い範囲のみ図示している。

層序関係・年代：宇佐美火山噴出物や網代火山噴出物を覆う。本火山噴出物からは放射年代値は報告されていない。小山ほか(1995)は、上述したように広域テフラとの層序関係から、本マールの形成を132kaと推定した。しかし、地質学的に同時期に活動したとされる高塚山のスコリア丘のK-Ar年代値は 0.26 ± 0.07 Maである(Hasebe *et al.*, 2001)。そのため、本火山の活動年代は小山ほか(1995)の推定値より古い可能性が高い。

4.7 第四紀火山岩類の岩石

熱海図幅地域の第四紀火山岩類については、本図幅調査によりその活動時期の時間的変遷と岩石学的、化学的特徴が明らかになった。個々の火山岩類の岩石記載は前述してあるので、ここでは化学的特徴と時空変化の概略

をまとめる。

4.7.1 化学的特徴

図幅地域内の火山岩の化学的特徴について、Kuno(1960)が畑玄武岩類や多賀火山(本図幅で熱海火山岩類)がソレアイト(tholeiite)に分類されるのに対し、東伊豆地域に分布する単成火山群(本図幅地域内では巢雲山が相当)の玄武岩は高アルミナ玄武岩(high-alumina basalt)に分類されることを指摘し、初生マグマがそれぞれ異なると述べている。本報告では、火山岩類の全岩主成分及び微量成分組成の測定を新たに行った。初生マグマの違いも含めたより詳細なマグマの化学的特徴の検討結果を以下に述べる。代表的な分析値と試料採集地点を第4.1表、第4.18図に示す。なお、箱根火山に属する溶岩については、分布も限られ、今回測定した分析数も極めて少ないことから、代表的な試料の分析値を図及び表に紹介するにとどめた。箱根火山の全岩化学組成については、高橋ほか(2006)、長井・高橋(2007)にまとめられてる。

1) 主成分組成

火山岩類のほとんどはGill(1981)のlow-Kの玄武岩-安山岩に分類される(第4.18図)。この特徴は、伊豆大島以南の伊豆小笠原弧火山フロントの火山岩類の特徴と共通である。より詳しく見ると、湯河原火山噴出物、巢雲山火山噴出物及び大崎火山噴出物の一部がやや他に比べて K_2O に富む特徴を持つ。一方 $FeO^*/MgO-SiO_2$ プロット上で検討すると、大部分の火山岩類は、伊豆大島以南の伊豆小笠原弧火山フロントと同様、ソレアイト系列のトレンドを示す。これに対して、湯河原火山噴出物(不動滝溶岩類及び城山溶岩類)は、ソレアイト-カルクアルカリの境界付近にプロットされ、他の火山岩類よりやや緩いトレンドを持つ。これ以外にも大崎火山噴出物の一部や、熱海火山噴出物の一部がカルクアルカリの領域にプロットされるが、トレンドを形成するほどデータ数がなく、いずれの場合も大部分はソレアイト系列のトレンドを形成している。

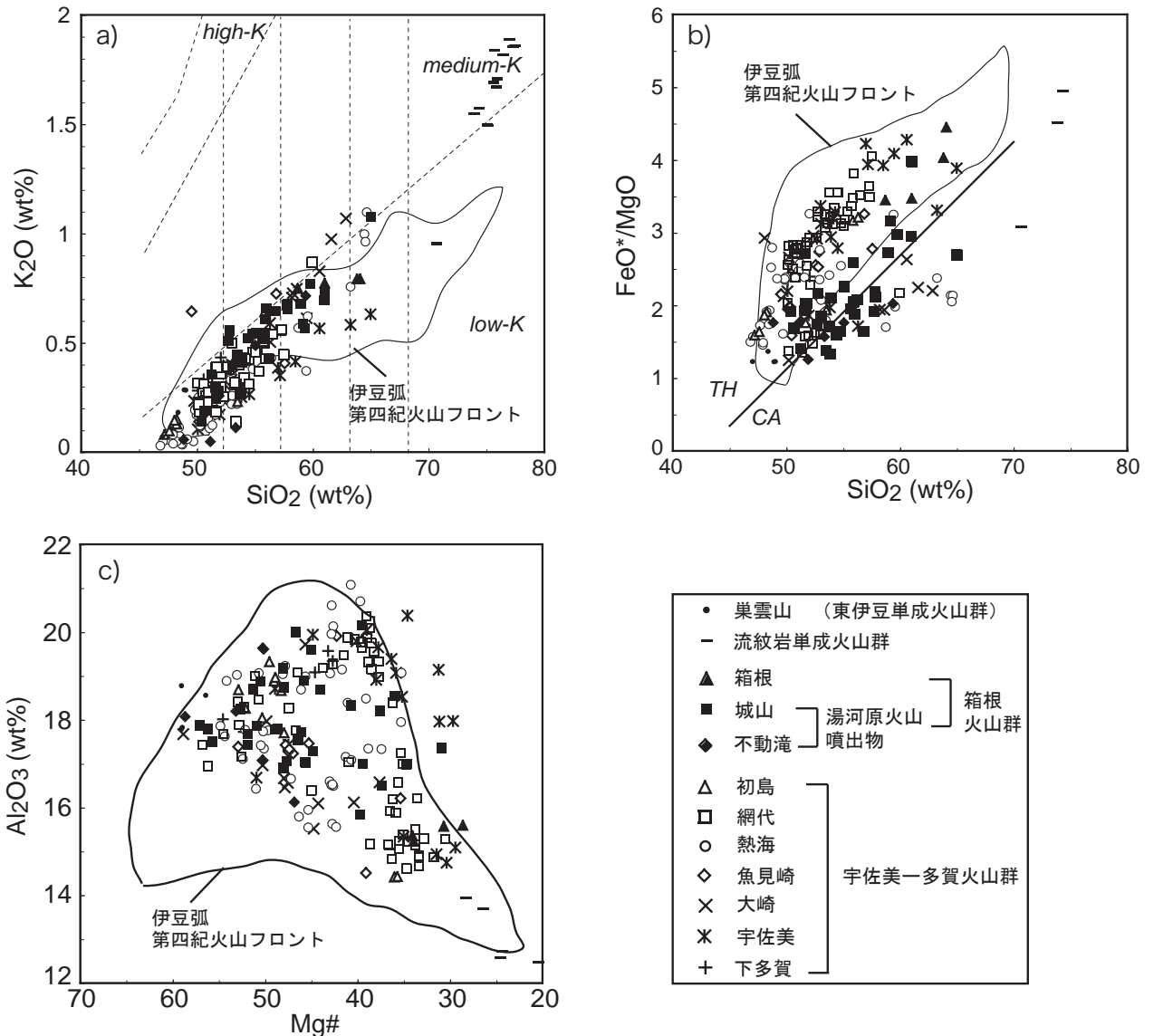
アルミニウムの含有量による分類では、Kuno(1960)の指摘のとおり、巢雲山火山噴出物が高アルミナ玄武岩に分類されるが、他の火山岩類の斜長石斑晶に乏しい試料では、基本的に Al_2O_3 は17wt%以下で、Kuno(1960)のソレアイトに分類されると考えられる。全岩組成をみると Al_2O_3 濃度が高い試料が多く21wt%に達する岩石もあるが、いずれも斜長石斑晶を多く含む試料であり、高 Al_2O_3 含有量は斑晶濃集等の効果を受けた結果と考えられる。

2) 微量成分

主成分組成の検討では、湯河原火山噴出物(不動滝溶岩類及び城山溶岩類)、巢雲山火山噴出物を除くと概ね

第4.1表 熱海図幅地域に分布する代表的な火山岩類の全岩化学組成
試料採集位置図は地質図に示す。

Loc. No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	average	2σ	compiled value
	下多賀火山噴出物	宇佐美火山噴出物	大崎火山噴出物	魚見崎火山噴出物	熱海火山噴出物	熱海火山噴出物	網代火山噴出物	網代火山噴出物	初島火山噴出物	不動滝火山噴出物	湯河原火山噴出物	箱根火山噴出物	流紋岩単成火山(上多賀)	流紋岩単成火山(鍛冶屋)	流紋岩単成火山(日金山)	流紋岩単成火山(新崎川)	巢雲火山噴出物	JB2 ¹		JB2
																		(n=9)		
Major element (wt%)																				
SiO ₂	50.01	52.23	58.86	49.14	63.63	53.74	54.07	49.83	55.80	54.24	54.34	60.77	77.44	75.55	77.04	73.08	48.04	53.22	0.20	53.25
TiO ₂	0.88	0.89	0.70	0.94	0.66	1.04	1.25	0.85	1.19	0.82	0.76	1.05	0.19	0.24	0.36	0.32	0.98	1.18	0.02	1.19
Al ₂ O ₃	19.52	18.74	16.74	17.32	15.37	15.57	14.85	18.99	14.40	16.83	17.56	15.17	12.29	13.11	14.69	13.80	18.46	14.70	0.15	14.64
Fe ₂ O ₃	10.92	10.91	8.41	12.33	5.95	12.30	13.76	11.22	12.77	9.51	9.18	8.99	1.84	2.42	2.74	2.66	11.86	14.19	0.06	14.25
MnO	0.15	0.16	0.13	0.20	0.11	0.18	0.21	0.16	0.19	0.15	0.14	0.18	0.06	0.06	0.07	0.06	0.18	0.200	0.00	0.218
MgO	4.19	3.37	3.91	5.15	2.50	4.57	3.97	4.93	3.63	4.85	5.00	2.33	0.19	0.22	0.34	0.53	7.77	4.60	0.06	4.62
CaO	11.77	10.05	8.19	10.80	5.80	9.44	8.85	11.16	8.23	9.27	8.83	6.19	1.66	1.80	1.95	2.94	9.63	9.95	0.06	9.82
Na ₂ O	2.01	2.28	2.65	2.60	3.62	2.63	2.66	2.03	2.91	2.27	2.81	3.96	4.45	4.51	3.90	3.97	2.18	2.00	0.08	2.04
K ₂ O	0.25	0.39	0.75	0.64	0.99	0.42	0.34	0.23	0.64	0.48	0.54	0.77	1.86	1.84	1.54	1.53	0.18	0.413	0.01	0.42
P ₂ O ₅	0.07	0.09	0.08	0.10	0.15	0.12	0.10	0.07	0.15	0.11	0.11	0.18	0.02	0.10	0.04	0.05	0.12	0.097	0.00	0.101
Total	99.78	99.11	100.43	99.21	98.78	100.02	100.06	99.47	99.91	98.53	99.28	99.59	100.00	99.85	102.67	98.94	99.40	100.56	0.29	100.55
Trace element (ppm)																				
V	327	323	-	355	121	427	-	314	-	266	-	168	-	2.93	23.6	39.5	323	575	16	575
Cr	13	8	-	87.2	38.7	32.7	-	38.2	-	47.3	-	0.03	-	0.16	0.65	9.20	156	24.6	5.0	28.1
Ni	14.0	8.25	-	14.9	14.1	12.3	-	21.5	-	23.7	-	3.7	-	3.21	2.62	2.53	65.6	15.0	2.4	16.6
Rb	1.89	4.78	12.2	7.77	15.4	4.46	4.10	1.40	8.96	6.02	8.39	10.4	35.5	29.9	24.7	26.5	1.46	6.49	0.38	7.37
Sr	197	218	218	208	266	241	188	256	201	280	375	321	137	166	183	198	421	175	6	178
Y	19.4	23.2	27.3	23.7	27.8	25.0	26.6	15.3	30.8	23.4	16.6	30.2	39.8	34.5	53.6	28.0	18.0	24.6	0.9	26.0
Zr	34.8	39.1	79.7	49.1	86.6	52.1	54.4	28.2	63.3	64.7	55.3	77.6	174	185	166	129	44.4	48.9	1.2	52.0
Nb	0.55	0.47	1.40	0.62	1.22	0.79	0.63	0.34	1.30	1.14	1.18	1.41	3.51	2.57	2.30	2.22	1.07	0.43	0.03	1.58(XRF)
Cs	0.20	0.22	0.31	0.28	0.38	0.16	0.51	0.12	0.35	0.10	0.29	0.51	2.68	1.57	0.86	2.52	0.11	0.81	0.06	0.9
Ba	109	155	219	179	260	146	163	117	195	170	155	294	540	518	471	463	109	211	8	208
La	2.00	2.40	4.62	2.44	6.60	3.13	2.52	2.02	3.58	4.35	4.48	5.27	10.4	9.32	11.7	8.15	4.73	2.19	0.06	2.3
Ce	5.77	6.41	10.6	7.08	15.6	8.30	7.47	5.31	9.81	11.2	10.5	13.9	25.4	21.4	21.5	18.9	11.0	6.44	0.14	6.93
Pr	0.93	1.14	1.76	1.09	2.70	1.38	1.24	0.83	1.52	1.66	1.52	2.06	3.38	3.37	4.24	2.64	1.65	1.03	0.07	1.11
Nd	5.11	6.23	9.28	6.17	13.3	7.13	7.08	4.57	8.59	8.53	7.60	10.9	16.3	16.3	21.8	11.9	8.59	6.11	0.16	6.35
Sm	1.92	2.23	2.80	2.22	3.68	2.28	2.52	1.55	2.92	2.72	2.07	3.17	4.24	4.19	5.37	3.02	2.39	2.21	0.16	2.23
Eu	0.70	0.81	0.84	0.77	1.12	0.85	0.96	0.59	0.96	0.88	0.74	1.16	0.86	0.97	1.11	0.81	0.90	0.80	0.05	0.805
Gd	2.57	2.80	3.52	2.92	4.07	2.86	3.36	1.99	4.07	3.29	2.41	4.14	4.75	4.45	6.36	3.27	2.86	3.04	0.17	3.23
Tb	0.49	0.54	0.64	0.56	0.75	0.56	0.66	0.37	0.73	0.58	0.41	0.72	0.90	0.81	1.15	0.57	0.46	0.58	0.02	0.594
Dy	3.04	3.60	4.02	3.53	4.59	3.70	4.18	2.49	4.82	3.57	2.50	4.46	5.48	5.19	6.90	3.57	2.78	3.88	0.14	3.9
Ho	0.68	0.80	0.89	0.80	0.97	0.81	0.97	0.54	1.04	0.77	0.52	0.98	1.22	1.11	1.51	0.82	0.59	0.84	0.03	0.87
Er	2.10	2.37	2.61	2.41	2.80	2.33	2.86	1.63	2.98	2.23	1.57	2.78	3.74	3.38	4.65	2.44	1.71	2.56	0.05	2.51
Tm	0.31	0.35	0.41	0.38	0.44	0.37	0.44	0.24	0.47	0.34	0.25	0.42	0.61	0.56	0.68	0.42	0.25	0.40	0.02	0.365
Yb	1.99	2.29	2.60	2.33	2.92	2.39	2.75	1.58	2.99	2.16	1.49	2.82	4.09	3.38	4.45	2.64	1.61	2.54	0.05	2.48
Lu	0.29	0.35	0.42	0.36	0.46	0.36	0.42	0.23	0.45	0.34	0.23	0.43	0.66	0.54	0.68	0.42	0.24	0.39	0.01	0.39
Hf	1.15	1.29	2.14	1.42	2.60	1.37	1.54	0.88	1.96	1.81	1.41	2.22	4.71	4.94	4.70	3.44	1.21	1.40	0.07	1.4
Ta	0.046	0.040	0.100	0.046	0.097	0.054	0.066	0.028	0.097	0.095	0.083	0.098	0.245	0.170	0.198	0.170	0.079	0.052	0.013	0.13
Pb	1.78	2.48	3.33	2.83	3.71	2.30	3.45	1.97	5.79	2.19	2.42	5.05	11.7	10.7	7.42	7.60	2.11	5.39	0.18	5.36
Th	0.22	0.23	0.68	0.31	0.83	0.32	0.30	0.18	0.47	0.55	0.56	0.70	2.19	2.01	1.76	1.76	0.50	0.25	0.03	0.33
U	0.10	0.12	0.28	0.17	0.37	0.13	0.14	0.08	0.23	0.25	0.22	0.30	0.88	0.85	0.81	0.73	0.11	0.14	0.01	0.134



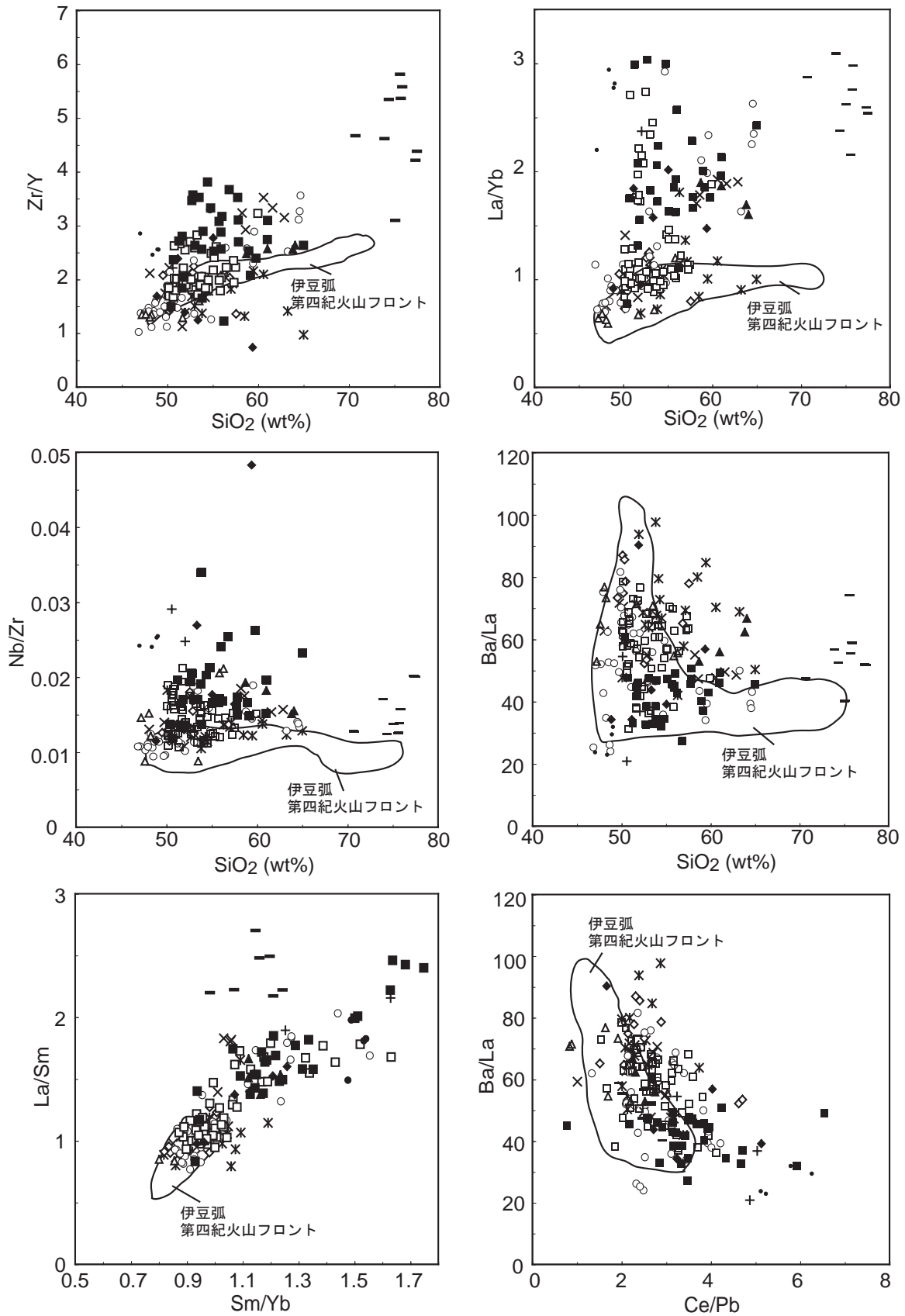
第4.18図 熱海図幅地域の火山岩類の全岩主要元素組成プロット
 a) SiO₂-K₂O, b) SiO₂-FeO*/MgO 及び c) Mg#-Al₂O₃ プロット. 伊豆弧第四紀火山フロントのデータは, Yuasa and Nohara (1992), Taylor and Nesbitt (1998), Ishizuka *et al.* (2003, 2007, 2008), Tamura *et al.* (2005, 2007), GEOROC database (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>) による. a) における岩石種の分類は, Le Maitre (1989) と Rickwood (1989) に基づく. b) TH: ソレイト系列. CA: カルクアルカリ系列. 区分線は Miyashiro (1974) による. c) における Mg# = Mg モル比 / (total Fe²⁺ + Mg). 分析方法は Ishizuka *et al.* (2009) による.

low-K のソレイトに分類され, 比較的良好に似た化学的特徴を持つことが明らかになった. 微量成分組成を検討すると, 主成分組成で明らかになった違いがよりはっきりすると同時に, 主成分組成で同様に見えた火山岩類の中にも微量成分組成上違いがある場合があることが明らかになった.

ここでは結晶分化作用等の影響を受けにくい元素の比を検討する. まずマグマ起源物質の違いを反映すると考えられる元素の比, すなわち部分熔融度の違いの影響を受けにくい元素比を検討する. Nb/Zr 比を見てみると(第4.19図), 主成分組成でも他との明瞭な違いが見えてい

た湯河原火山噴出物と巢雲山火山噴出物が有意に他より高い比を示す. この事実はこれらの火山岩類が他と異なる特徴のマグマ起源物質から生成されたことを示す. これら火山岩類の Nb/Zr 比は伊豆小笠原火山フロントの岩石と比べても有意に高い. 一方で, 不動滝溶岩類と城山溶岩類が一連のマグマ活動により生成されたことを強く示唆する.

Nb/Zr 比はマントルの特徴を反映していると考えられるが, 一方 Ba/La 比, Ce/Pb 比は沈み込むスラブ由来の物質の寄与を反映すると考えられる(第4.19図). 宇佐美火山噴出物, 魚見崎火山噴出物, 初島火山噴出物の



第 4. 19 図 熱海図幅地域の火山岩類の全岩微量元素組成比のプロット

伊豆弧第四紀火山フロントのデータは, Taylor and Nesbitt (1998), Ishizuka *et al.* (2003, 2007, 2008), Tamura *et al.* (2005, 2007, 2009), Yokoyama *et al.* (2003, 2006) による. 記号は第 4. 18 図に同じ. 分析方法は Ishizuka *et al.* (2009) による.

3つは比較的高い Ba/La 比及び低い Ce/Pb 比で特徴づけられる。これは、スラブ由来の流体の寄与がこれらの火山噴出物の起源物質で大きかった可能性を示唆するが、詳しくは同位体組成も合わせて稿を改めて議論したい。一方湯河原火山噴出物や巢雲山火山噴出物は、熱海火山噴出物や網代火山噴出物に比べて有意に低い Ba/La 比及び高い Ce/Pb 比を示す。これは、湯河原火山噴出物や巢雲山火山噴出物の起源物質において、スラブ由来の流体の寄与が他に比べて小さかった可能性を示唆する。

更に、熱海火山噴出物や網代火山噴出物等、それぞれ概ね同時期の火山噴出物の中でも組成範囲が比較的大きい例がある。例えば網代火山噴出物では、海岸沿いの露頭の試料に比べて、内陸部すなわち西側の試料がやや低い Ba/La 比を示す。これは、島弧横断方向の化学組成変化、すなわち背弧側（西側）でよりスラブ由来物質の寄与が小さくなるという現象をみている可能性がある。

ここまで、マグマ起源物質の違いを反映する指標をみてきたが、次に初生マグマの特徴の違いを示す比について検討する。Zr/Y 比を見ると、網代火山噴出物、熱海火山噴出物、湯河原火山噴出物について、結晶分化作用等のマグマ生成後の過程で説明が困難なレベルの違いが認められる（第4.19図）。この中で Zr/Y 比が高い試料は La/Sm, Sm/Yb, La/Yb 比も高く、これら高い比を持つマグマは部分熔融度がより低い条件下で生成されたことを示唆する（第4.19図）。このような微量成分元素比の違いは、起源物質が同様でも異なる初生マグマが活動していたことを示しており、これらの火山噴出物について複数の噴出中心が想定されることも調和的である。一方、宇佐美火山噴出物のように比較的变化の小さい噴出物もある。

全体を概観すると、熱海図幅内の多くの火山岩類は、伊豆大島以南の伊豆小笠原弧の火山フロントの火山岩類と同様、low-K のソレアイト系列に分類され、類似した化学的特徴を持つ。しかしながら比較的若い湯河原火山噴出物や、東伊豆単成火山群に属する巢雲山火山噴出物については、その化学的特徴がやや異なることが明らかになった。これが時間変化であるのか、局所的な現象なのかは、現時点では明らかではなく今後の課題である。

4.7.2 火山活動の時空変化

熱海図幅地域内には、約110万年前から約10万年前までの火山活動の記録が露出している。若い岩脈がより古い火山噴出物を切るという産状が極めて限られていることから考えて、露出する火山噴出物の年代がその地域の最新の火山活動記録であると考えてよいであろう。

現在活動的な火山フロント上の火山（すなわち伊豆大島）が近傍に存在するにもかかわらず、図幅地域内においては、熱海市周辺より南の地域では、巢雲山及び長者原火山の活動以外、概ね50万年前以降の火山活動は認

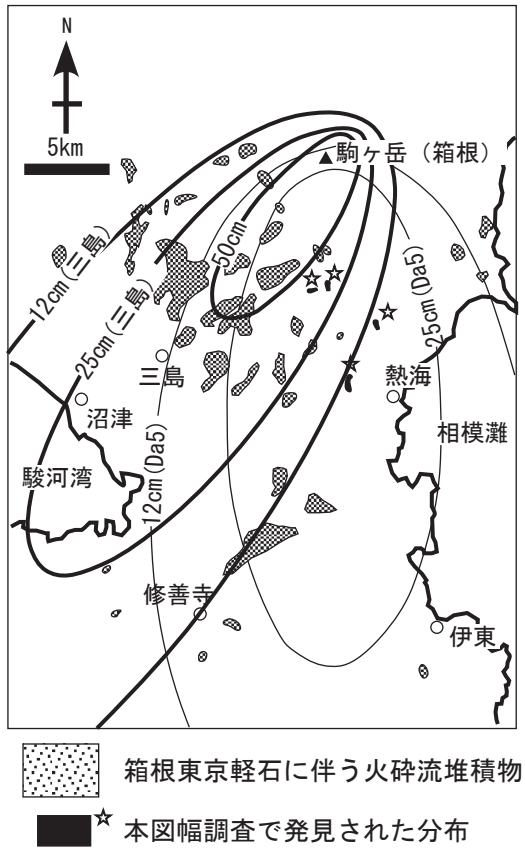
められない。更に詳しくみると本図幅地域南部の下多賀及び宇佐美火山の活動がより早く終了し、それより北及びより東側の網代、熱海、大崎火山が20~10万年程度後まで活動していた。一方、図幅の北部地域では、50万年以降も火山活動の記録が広く分布し、湯河原火山の活動が少なくとも約25万年前まで、箱根火山の活動が十数万年前まで（図幅内において）起きている。

このように本図幅地域内では火山活動の場の時間的変遷が認められるが、その原因は明らかではない。可能性としては、熱海、網代火山噴出物と現在の火山フロントの火山岩類との類似性から、伊豆弧の火山フロントの位置が現在よりやや西にあったこと（すなわち現在の伊豆大島付近を通る現在の火山フロントよりも西側で、網代、初島付近に位置していた可能性）や、伊豆弧の本州への衝突に伴う応力場の変化等が挙げられようが、現段階では推測の域を出ない。今後マグマの化学的特徴と火山活動の時空変遷を組み合わせることで検討することにより、明らかにできる可能性もある。

4.8 テフラ層（地質図では省略）

地質図には示していないが、本地域の斜度15°以下の緩斜面においては、厚く風化火山灰土壌が堆積し、それらの間に多数のテフラ層が挟まれる。特に伊豆スカイライン沿いの主稜線より西側の緩斜面においては多数のテフラ層が認められる。

これらテフラ層の研究は、本図幅地域内においては、由井・藤井（1989）、小山ほか（1995）、小林・小山（1996）などがある。それらは、下位から箱根多摩 B1 軽石に伴う火砕流堆積物、箱根函南火砕流堆積物、大仁青色軽石、大仁黄色第1軽石、箱根 Da-1 軽石、大仁黄色第2軽石、大仁ピンク軽石、大仁茶色軽石、箱根 Da-4、御岳 Pm1（御岳第1軽石）、鬼界葛原火山灰、箱根 Da-5 軽石、箱根東京軽石に伴う火砕流堆積物、箱根三島軽石（HK-CC4）、富士裾野第1、第2スコリアなどである（小山ほか、1995；小林・小山、1996）。これらの中で本図幅地域内を給源地とするテフラは存在しない。このうち、図幅地域全域でよく認められるテフラは、箱根 Da-5 軽石、箱根東京軽石に伴う火砕流堆積物、箱根三島軽石などで、特に本図幅地域の北東部には普遍的に認められる（第4.20図）。箱根 Da-5 軽石は、オレンジ色の淘汰のよい降下軽石で構成され、その軽石は肉眼でも斜長石斑晶に富むことが確認されることが特徴である。箱根東京軽石に伴う火砕流堆積物は、直径1cm以上のオレンジ色ないし黄色の軽石を含む乳白色ないし黒灰色の火山灰を基質とする火砕流堆積物である。基質が細粒砂サイズ以下の粒子が多い場合は乳白色、それ以上の粒径の多く砂質な場合は黒灰色を示す。しばしば炭化木片を含む。本図幅地域では、その給源の近い北部を除き、層厚は薄く、



第 4. 20 図 箱根 Da-5 軽石，箱根東京軽石に伴う火砕流堆積物の分布及び箱根三島軽石の等層厚線（小林・小山，1996 を基に作成したものに加筆）

1m 以下である。また従来は，熱海市街周辺におけるこの火砕流堆積物の分布は未確認であったが，今回の調査で分布することが明らかとなった。箱根三島軽石はオレンジ色のよく発泡した降下軽石からなり，輝石及び斜長石斑晶に富む。

本図幅地域北東の真鶴岬周辺においては箱根火山起源のテフラが分布し，それらは町田ほか（1974），米澤ほか（1980），箱根団体研究グループ（1992a, b），安野ほか（1998），由井・関東第四紀研究会（1994），長井ほか（2006）などによって研究されている。そのうち，もっとも顕著なテフラは，真鶴半島を形成する真鶴溶岩を覆う真鶴軽石（町田ほか，1974）である。それは，久野（1952）の「真鶴岬の軽石層」の上半分に対応し（町田ほか，1974），半島では，貴船神社周辺などで，層厚 5m ほどの白色で粗粒な降下軽石層として観察される。

第5章 第四紀堆積物

(及川輝樹・石塚 治)

本図幅地域には、第四紀火山岩類に挟まれる中部更新統の下丹那湖成堆積物、上部更新統-完新統の第四紀火山岩類を被覆する砂礫層及び泥質堆積物が存在する。第四紀火山岩類を被覆するものうち比較的分布面積の広いものは、初島の段丘堆積物、山地緩斜面堆積物、北伊豆活断層系沿いの山間小盆地堆積物、河川沿いの小規模谷底平野堆積物に区分される。また、海岸部には人工的に埋め立てられた地域が存在する。

5.1 中部更新統堆積物

5.1.1 下丹那湖成堆積物 (Ss)

Tsuya (1937) 命名の下丹那頁岩層を改名。本堆積物はしばしば砂層や礫層を挟み剥離性の高い泥質岩のみで形成される地層ではないので、湖成堆積物と改名した。主に数 cm 以下の厚さで成層した泥と細粒砂サイズの砂からなる (第5.1図)。しばしば、層厚数十 cm 程度の基質支持の細礫層も狭在される。礫は周囲の火山岩起源



第5.1図 下丹那湖成堆積物の産状 (函南町下丹那)
下丹那湖成堆積物の泥層。細かく成層する。

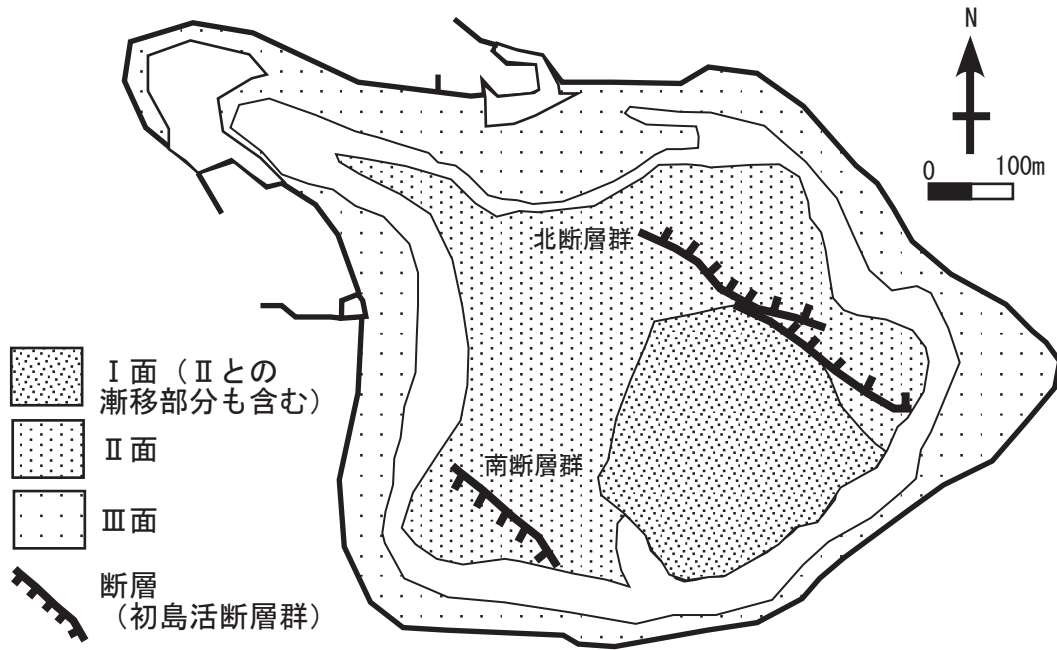
と考えられる火山岩及び軽石起源であり、いずれも円礫である。久野 (1952) の地質図によると、かつては丹那盆地西、下丹那周辺に広く露出していたようだが、現在は、擁壁などの人工改変のためほとんど地表に露出しておらず、柿沢川沿いにわずかに露出するのみである。層理は、走向の変化が激しく一定の走向を示さないが、いずれも10~30°ほど傾斜している。泥・砂層中には多くの葉や木片を含み、久野 (1952) によると珪藻化石も含まれる。細粒の堆積物主体であること及び良く成層していることから湖成堆積物であると判断される。層厚は確認できたのは10m程度であるが、久野 (1952) は50mを著しく越えないとしている。Tsuya (1937) は丹那トンネル西口から2,150m付近において、本層と似た層相の堆積物を記載しており、それと本層を対比している。久野 (1952) は、本層を久野 (1952) の畑玄武岩類と多賀火山噴出物の間に挟まれるとしたが、本報告の区分にしたがうと、熱海火山噴出物中に挟まれる小規模な湖成層であると考えられる。また、Tsuya (1937)、久野 (1952) は、層相と層序から修善寺から伊東にかけての中伊豆地域に分布する第四紀前半の城層に対比した。しかし、松本ほか (1993) の上下の火山岩類の K-Ar 放射年代測定から約65万年前の堆積物であることが明らかになっている。

5.2 上部更新統-完新統堆積物

5.2.1 段丘堆積物 (td1, td2, td3)

まとまった分布を示す段丘堆積物は、初島に限られる。後述の山地緩斜面堆積物もかつての段丘堆積物の可能性があるが、それらは明瞭な段丘地形を示さないので区別した。初島の段丘堆積物は、杉原 (1980)、石橋ほか (1982)、柏木・櫻井 (1987) などによって研究されている。石橋ほか (1982) によると初島の段丘面は大きく3つ (初島 I、II 面、III 面) に区分される (第5.2図)。これらの段丘面は高位のものほど南東側が高く、北西方向に傾斜している。

初島 I 面堆積物 (td1) は、厚さ1m程度の礫層とそれを覆う厚さ3mの土壌及び風化テフラ層からなり、風化テフラ層の中間に東京軽石が認められる (石橋ほか、1982)。杉原 (1980) は初島 I 面を被覆する風化テフラ層を下末吉ローム層の一部に対比できるものと考え、この面を海洋酸素同位体ステージ5.3に相当する小原台面に対比した。



第 5. 2 図 初島の段丘面区分と活断層（石橋ほか，1982；柏木・櫻井，1987 を基に作成）

初島Ⅱ面堆積物（td2）は数 m 程度の砂礫層で形成され、その上位を覆う厚さ1~8mの風化テフラ層によって覆われる（杉原，1980；石橋ほか，1982）。風化テフラ層の下底には箱根東京軽石が存在することから、杉原（1980）はこの面を海洋酸素同位体ステージ5.1に相当する三崎面に対比した。また、島北東部の集落背後の崖において、Ⅱ面構成礫層に覆われる層厚 40m 以上のシルトから礫で構成される海成層がかつて観察された（石橋ほか，1982）。

初島Ⅲ面堆積物（td3）は完新世段丘と考えられ（石橋ほか，1982），a，b，cの3つの面に細分される（石橋ほか，1982）。石橋ほか（1982）の記載によるとⅢa面構成堆積物は、1~3m以下の海成砂礫層で覆われるが、それ以外の下位の面（Ⅲb，c）を被覆する堆積物は薄く、ほとんどない。各Ⅲ面構成堆積物下底にはよく円磨された巨礫が多い。細分されたⅢ面構成堆積物中のサンゴ、貝化石から石橋ほか（1982）により¹⁴C年代値が得られている。しかし、面の形成年代を示すと解釈されるものは、Ⅲa面構成堆積物基底付近から採取された貝化石からの6730±190 yr BP（GaK-9080）のみである。

5. 2. 2 山地緩斜面堆積物（sd）

湯河原町宮上、宮下、熱海市泉、伊豆山、七尾などの斜度約20°以下の山地上的緩斜面には、長径数~十数 cm 程度の円-亜角礫で構成される不淘汰な礫層が分布する（第 5. 3 図）。これら緩斜面堆積物は概ね現河川より標高の高い部分に分布し、河川に沿う分布や礫層を主体とする層相から、かつての谷底平地堆積物であったと考えら

れる。しかし、顕著な段丘面などは形成しない。層厚は、地域により異なるが、50mは越えない。堆積物を構成する礫は、周辺山地を構成する火山岩類と同種のものである。これら堆積物は、ほとんど風化火山灰土壌に覆われないものから厚い風化火山灰土壌に覆われるものまでと様々で、形成年代も異なると考えられる。

七尾では、標高310mの山地斜面において、基盤の湯河原火山噴出物の溶岩を覆う層厚3m以上の褐色風化火山灰層中に層厚1m程度の箱根東京軽石に伴う火砕流堆積物が挟まれる。それは、炭化木片（長径1cm以下）を多く含む、長径1~4cmの軽石と2.5cm以下の岩片と砂質の火山灰基質で構成される不淘汰な火山礫凝灰岩層である。その一方、隣接した山地緩斜面堆積物上の風化火山灰土壌中には、この火砕流堆積物は分布しない。そのため、七尾付近に分布する山地緩斜面堆積物は、箱根東京軽石の年代である約6.6万年（青木ほか，2008）以降に形成された可能性が高い。

5. 2. 3 山間小盆地堆積物（ld）

北伊豆活断層系の南北走向を持つ断層系の周辺には、第四紀火山岩類を基盤とする小規模な盆地地形が分布している。それらは北から田代、丹那、浮橋などの小盆地であり、砂礫層及び泥質堆積物で埋められている。なお、長者原にもこれら山間小盆地と似た地形が存在するが、長者原の盆地は、マール（長者原マール：小山ほか，1995）の形成によるものであり北伊豆活断層系の直接・間接的な活動によりつくられたものではない。しかし、本報告では長者原の盆地地形を埋める堆積物もこれ



第 5.3 図 山地斜面堆積物を構成する礫層（熱海市七尾）

ら小盆地堆積物と同じ区分に含めた。なお、地質図では盆地内の平地から連続する周辺山地の斜面堆積物も一括して示している。斜面堆積物は、崖錐堆積物などを含み、盆地の平地を構成する堆積物と成因が異なる。しかし、盆地周辺の北伊豆活断層系の活動によって変形しており（たとえば、東郷ほか，1997），単純に地形面の斜度などを基に斜面堆積物と盆地内の平地を構成する堆積物を区分することが難しいため、区分しなかった。

現在、これら小盆地内の平地は耕地などに利用され、自然露頭は確認できず、盆地内を埋積する堆積物は観察できなかった。このうち、最大の盆地の丹那盆地内の平地では、丹那トンネルの工事以降、ボーリング調査や反射法地震探査などが行われ（渡辺，1925；平林，1925；山崎，1988；中込ほか，1993），地下構造が詳しく明らかにされている。それらの結果によると、丹那盆地は地表から最大 82.5m 深まで粗粒砂-礫層で構成され、それ以上は火山岩類からなる（山崎，1988；中込ほか，1993）。渡辺（1925），山崎（1988），中込ほか（1993）などは、軽石層や礫層を挟む砂質粘土層も存在することを報告しており、これら盆地を埋積した堆積物を湖成層と解釈している。これら堆積物には、上位からカワゴ平軽石、鬼界アカホヤ火山灰、始良 Tn (AT) 火山灰、箱根三島軽石などのテフラが挟まることが確認されている（山崎，1988）。

5.2.4 谷底低地堆積物 (vf)

本図幅地域の河川沿いには、谷底低地やそれと連続する海岸低地が分布する。それらを形成する堆積物を本報告では谷底低地堆積物と呼ぶ。谷底低地堆積物は、北から南へ、湯河原、熱海、上多賀・下多賀、網代、宇佐美の各市街をのせるものにわけられる（第 5.4 図）。地形からは、小規模な谷底低地を形成するものとその上に発

達した沖積錐や崖錐斜面を形成するものに分けられるが、しばしば両者の境界は明瞭でないので、地質図では一括している。また、図幅内の山地西側斜面を流れる河川周辺の低地についても本区分に含めた。これらの堆積物についての研究は、露頭に乏しいためか、湯河原付近のものを扱った丹羽ほか（1988）の報告があるのみで、ほとんどない。しかし、静岡県（1985）、静岡県（1983）、神奈川県（1987）、神奈川県都市整備技術センター作成の「かながわ地質情報 MAP」（<http://www.toshisei-boring.jp/index.html>）などに地質柱状図がまとめられている。これらのボーリング資料の数は多くなく、特に掘削深度の深いもの（深度 20m 以上）は各平野で数本程度である（第 5.4 図）。それらの資料を基に各地域について地質の概要を述べる。

湯河原地域

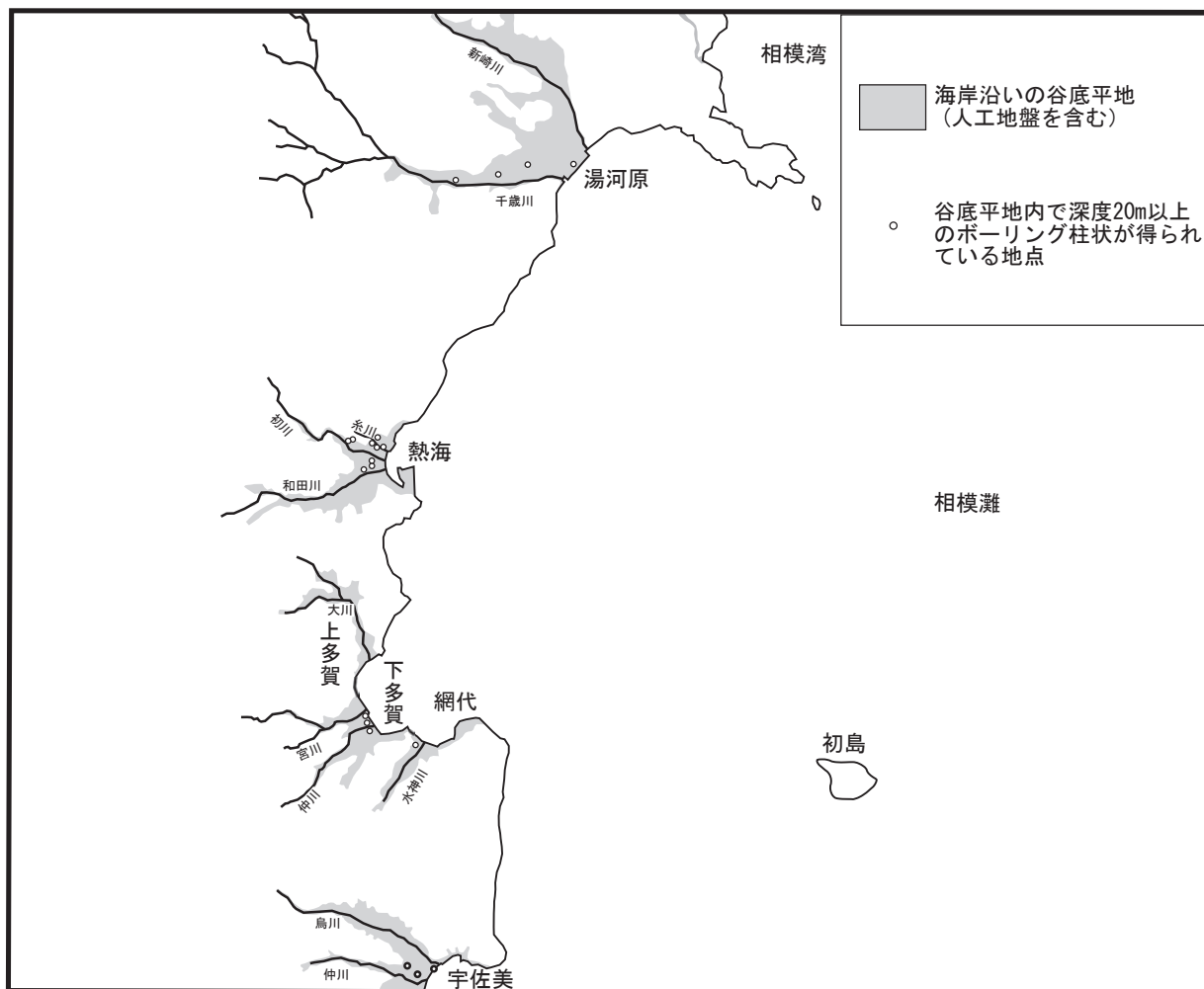
湯河原の市街をのせる新崎川、千歳川沿いの小規模な谷底低地堆積物は、厚さ数 m 程度の泥・砂層を挟む礫層によって構成される。表層は主に砂・礫層で構成される。これら堆積物の厚さは千歳川沿いでは 30m 以上である。

熱海地域

熱海市街をのせる糸川、初川、和田川沿いの小規模な谷底低地堆積物は、厚さ数～10m 程度の泥・砂層を挟む礫層によって構成される。表層部は礫層であることが多いが、その下位に、シルト・砂層が数 m の厚さで存在することが多い。海岸から内陸側に 300m ほどの間は、堆積物の厚さは 20m 以上あるが、場所によっては、6m ほどで基盤の火山岩類に達するところがあり、その基底面の形状は複雑である。

上多賀・下多賀地域

上多賀の市街をのせる大川沿い、下多賀の市街をのせる宮川、仲川沿いの小規模な谷底低地堆積物に分けられ



第5.4図 谷底低地内で掘削された深度20m以上のボーリングの位置
外枠が熱海図幅の範囲。

る。宮川，仲川沿いのものは，礫層が主体であるが，表層3～4m以下に数m程度のシルト層を挟むことがある。層厚は海岸部で20m以上。上多賀の街をのせる大川沿いについては，公開されたボーリング資料が無いため，その詳細は不明である。

網代地域

網代の街をのせる水神川沿いの小規模な谷底低地堆積物は，公開されたボーリング資料が少なく，その詳細は明らかでない。JR網代駅北東付近で掘削された資料に基づくと，表層10mはシルト・砂層で，それ以深の少なくとも18mまでは礫層によって構成される。

宇佐美地域

宇佐美の街をのせる鳥川，仲川沿いの小規模な谷底低

地堆積物は，シルト・砂層と礫層によって構成される。JR伊東線より東側においては，表層12m以下はシルト・砂層によって構成されていることが多く，その下位に礫層が存在する。堆積物の層厚は20m以上あるが，低地の縁辺部，山際付近では薄くなる。

5.2.5 埋立地 (r)

海岸部には埋立地が存在する。本報告では，八木ほか(1996)に示されたものほか，主に1950年以降に埋め立てられた地域を埋立地として図示した。

第6章 海底地質

(石塚 治)

この地域の海底地質構造については、岡村ほか(1999)による「駿河湾海底地質図」に詳述されている。真鶴岬から熱海市東方の小海盆に至る地域には、真鶴沖層群及びその上位の熱海沖層群と命名された堆積層が分布する。下位の真鶴沖層群は熱海海底谷軸部や、真鶴海丘に露出している。真鶴沖層群に関しては、渡辺(1993)により真鶴海脚北西側斜面においてROV (Remotely operated vehicle) による観察及び試料採取が行われた。その結果、約130万～50万年前までの堆積層がほぼ連続して露出していることや、その中に低カリウムでソレアイト系列の玄武岩のシルが存在していることが明らかになっている。

真鶴海丘の成因としては、その南縁に存在する北落ちの逆断層の上盤に形成された非対称な背斜構造であることが明らかにされた(岡村ほか, 1999)。

初島周辺及びその東側の急崖部には、基盤岩が露出している。音波探査プロファイルで成層構造が部分的に認められることから火砕岩類が主体と考えられる。石井ほか(1988)は、しんかい2000によりこの基盤岩露出地域から、ソレアイト系列の単斜輝石斜方輝石玄武岩-玄武岩質安山岩を採取した。化学組成上の特徴が初島陸上部に露出する火山岩類と異なることから、これらの火山岩類は初島に露出するものより古い時代に活動したものであろうと推測されている。

初島東側の急崖部、すなわち相模トラフの西縁には、西落ちの急角度の逆断層の存在が推定されている。この地域では、地質構造に規制された冷湧水とそれに伴うシロウリガイ等の生物群集の存在が知られている(例えば、石井ほか, 1988 ; 小川ほか, 1997)。

第7章 地質構造

(及川輝樹・石塚 治)

7.1 北伊豆活断層系

北伊豆活断層系(松田, 1972)は, 1930年に発生した北伊豆地震(Mj7.3)で活動した著名な丹那断層(山崎, 1919)などを含む, 主に左横ずれの変位で平均変位速度2m/千年のA級活断層である(活断層研究会, 1980). この活断層系は伊豆半島の中央部においてほぼ南北走向で総延長35kmほどに及ぶ. また, それらの断層と共役関係にあると考えられる, 北西-南東走向の活断層も北伊豆断層系に含まれる. 地質図に示した北伊豆活断層系を構成する活断層及び地震断層の位置は, 八木ほか(1996)に従っている. 本図幅地域内では, 丹那断層, 浮橋中央断層(伊原・石井, 1932), 浮橋西方断層(伊原・石井, 1932) 田原野断層(松田, 1972)などの断層によって構成される. 丹那断層, 浮橋中央断層, 浮橋西方断層はほぼ南北走向の右横ずれ断層, 田野原断層は北西-南東走向で右横ずれ断層である. また, 八木ほか(1996)で活断層として図示されていないため本報告でも活断層に含めていないが, 図幅内の北西-南東走向の断層も, 第四紀後半に活動した火山体を変位させていることから, 第四紀後半に活動している.

1930年の北伊豆地震により, これらの断層系は活動し, 左ずれ変位が最大2.6mに達した(松田, 1972). 折しも掘削中の東海道線丹那トンネルの西坑側の水抜き坑内においても地震断層が出現した(Takahashi, 1931; 鉄道省熱海建設事務所, 1936; 櫻井, 1999). 地震直後の地震断層調査の研究は, 中央気象台(1930, 1931), 君塚(1931), 小川(1931), 棚橋(1931), 田山(1931), 伊原・石井(1932), Otuka(1932, 1933), 津屋(1934), など多数存在する. 松田(1972)は, 北伊豆地震で出現した地震断層のそれまでの研究のまとめを行い, 地震断層のカタログ化を行っている.

現在の地表においてもこの地震による断層変位の跡が認められ, 田代盆地西縁の火雷神社において鳥居と石段が1.5m, 丹那盆地南部の畑地区において石垣や石囲いが2.6mほど左ずれ変位した跡が保存されている(第7.1図). 後者はトレンチ跡とともに断層保存公園として整備されている(東郷ほか, 1997).

また, この活断層による横ずれ変位が地質時代を通じて累積していることが古くから指摘されている(山崎, 1919; Otuka, 1933; Kuno, 1936b; 久野, 1936). Kuno(1936b), 久野(1936)は多賀火山(本報告の熱海火山)の西麓斜面が形成されて以降, 左ずれ変位が約1km累

積したと推定した. 更に久野(1962)は多賀火山の噴出年代を約50万年前と推定し丹那断層の運動は2m/千年の速さで変位していると推定した. この変位速度の推定は, 本報告による新たな火山体区分・活動年代を適用しても大きくは変わらない.

この断層系におけるトレンチ調査も, 国内において早くから行われ, 本図幅地域内でも1980, 1982年に名賀地区(丹那断層発掘調査研究グループ, 1983, 1984), 1982年に田代(東郷, 1987), 1986年に子乃神地区(東郷, 1988), 1982年に大沢池地区(山崎ほか, 1984), 1980年に浮橋地区(山崎ほか, 1984)でトレンチ調査が行われている. また, 丹那盆地内の断層近傍で, 断層調査を目的としたボーリング調査も行なわれている(山崎, 1988). これらのトレンチで約7000年間に9回の地震イベントの痕跡が見出され, 活動間隔が700~1000年であると推定されている(丹那断層発掘調査研究グループ, 1983, 1984). また, 1930年の地震の他, 「続日本後記」に記された841(承和八)年の伊豆国での大地震が, この断層の活動の結果である可能性が高いことが明らかになった(丹那断層発掘調査研究グループ, 1984). 近藤ほか(2003)は, 田代地区で3Dトレンチ及びジオスライサーを利用した活動履歴調査によって最近4回の丹那断層の活動時期を, 西暦1301~1432年, 西暦724~1299年及び1200~2800年前(BP)と特定した. 更に地震イベントの間隔と次に発生した地震による変位量との間には比例間隔が成り立っていないことを指摘し, 丹那断層の挙動が変位量予測型地震モデル(slip predictable earthquake model: Shimazaki and Nakata, 1980)に適合していない可能性を指摘した.

本活断層系の活動に関係して形成された丹那盆地の成因は, 古くから多数の議論があり, それらは久野(1962), 山崎(1988), 中込ほか(1993)などにまとまっている. 中込ほか(1993)のまとめによると, 丹那盆地の中央を南北に通る丹那断層を境に東側の火山岩類は西側に, 西側の火山岩類は東側に傾く向斜状の構造をなし(久野, 1962), それより浅い湖成堆積物は, 断層を挟んで西側の地層が西に, 東側の地層が東に傾くプレッシャーリッジ状の地形をなす(山崎, 1988; 中込ほか, 1993). 丹那盆地の構造は, 丹那断層周辺の活動で全体的には向斜状に沈降しているが(久野, 1962; 山崎, 1988; 中込ほか, 1993), 断層周辺は断層運動の影響で局所的にプレッシャーリッジ状に隆起するような変形が起きている(山崎, 1988; 中込ほか, 1993). それは, 丹那盆地のほぼ中央

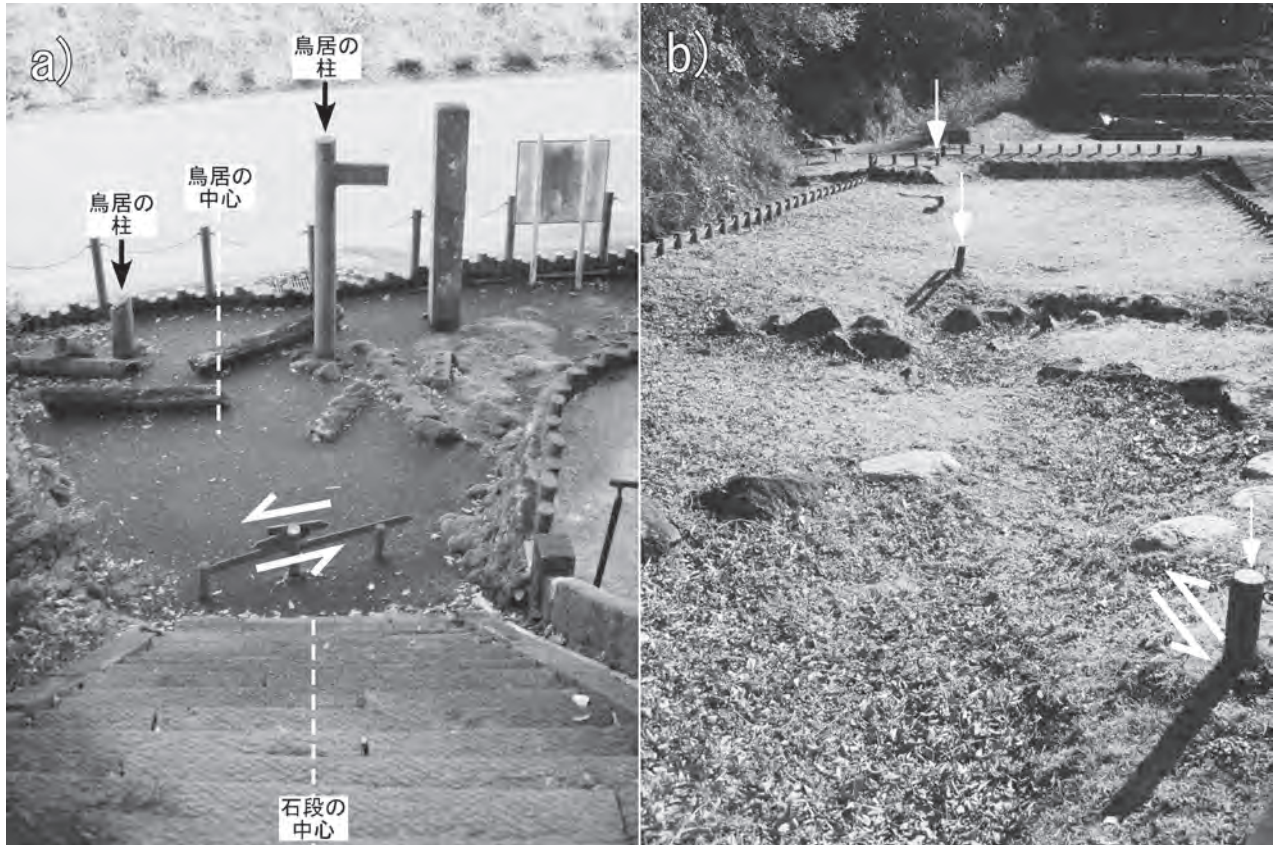
に位置する小丘の地形に表れている。

7. 2 初島活断層群

杉原 (1980), 石橋ほか (1982), 柏木・櫻井 (1987) などによって記載・図示されている (第5.2図)。

杉原 (1980) は, 初島活断層群を初島北断層群, 初島南断層群に大別した。いずれの断層も北西-南東方向の

走向を持ち, 地形から正断層であると判断される。このうち, 南断層群は併走する二本の正断層によって極小規模な地溝状の地形を形成すると考えられていたが(杉原, 1980; 石橋ほか, 1982), 南断層群の南西側の断層の存在は柏木・櫻井 (1987) によって否定されている。杉原 (1980) によれば, 断層が変位させている段丘面の年代観から, 平均垂直変位速度を北断層群では0.3m/千年, 南断層群では0.4m/千年である。



第7.1図 北伊豆地震 (1930年) による丹那断層の変位跡

a) 静岡県田方郡函南町田代の火雷神社。鳥居と石段の中心 (白破線) が1.5m左横ずれを起こしている。鳥居の柱を残して倒壊している。b) 畑地区において石垣や石囲いが2.6m左横ずれを起こしている。画面真ん中から右下にかけての杭 (矢印) は断層の位置を示している。この地点は断層観察用のトレンチも併設された公園となっている。

第8章 応用地質

(及川輝樹)

8.1 温泉

万葉集に「あしがりの土肥の河内に出づる湯の世にもたよらに子ろが言はなくに」と詠われた湯河原温泉、江戸時代から日本有数の温泉地であった熱海温泉など本図幅地域内には著名な温泉が数多くある。それらは、北から、千歳川沿いの湯河原温泉、静岡県熱海市熱海周辺の熱海温泉、熱海市多賀周辺の上多賀及び下多賀温泉、熱海市網代周辺の網代温泉、熱海市初島の初島温泉、伊東市宇佐美周辺の宇佐美温泉などである。それら温泉の主な泉質は、湯河原温泉が単純泉、塩化物泉及び炭酸塩泉、熱海温泉が塩化物泉及び硫酸塩泉、上・下多賀温泉が塩化物泉、網代温泉が塩化物泉、初島温泉が塩化物泉、宇佐美温泉が単純泉及び塩化物泉である。これらの温泉の調査は古くから行なわれており、初期の研究として、熱海温泉では神津（1912）、湯河原温泉では小林（1914）などがあげられる。以下、湯河原温泉、熱海温泉、網代温泉、宇佐美温泉について詳細を述べる。なお、これらの温泉に属する源泉は多数存在するが、地質図には地形

図に示されている主な源泉の位置のみを図示している。

湯河原温泉

千歳川沿いに分布する温泉で、行政区分の違いにより、千歳川左岸側（北）の神奈川県側は湯河原温泉、右岸側（南）の静岡県側は伊豆湯河原温泉と呼ばれるが、両者の温泉街は実質的に一体となっている。

泉質は単純温泉、ナトリウム-塩化物泉、ナトリウム・カルシウム-硫酸塩・塩化物泉などで、NaCl卓越型の温泉とCaSO₄卓越型の温泉及びそれらの派生温泉からなり（大木ほか、1963；栗屋ほか、1997）、海岸近くには強食塩泉が分布している（栗屋ほか、1997）。

泉温は海岸近くの温泉は29～49℃、それ以外の内陸の温泉は26～88℃の範囲で（菊川・代田、2009）、不動の滝付近では80℃以上に達し地下に高温域が推定されている（Oki *et al.*, 1977）。栗屋ほか（1987）は、不動の滝付近の地下から上昇する深部熱水に地表水が混合し湯河原温泉が形成されたと考えた。現在利用されているすべての源泉は機械揚湯泉であり、総湧出量は湯河原、伊豆湯河原温泉あわせて約7,200ℓ/分となる（第8.1表）。

第8.1表 熱海図幅地域の温泉湧出量
いずれも2007年調査の値。

市町	温泉地	総源泉数	湧出・揚湯 源泉数	データ 井数	総湧出・ 揚湯量 (ℓ/分)	平均湧出・ 揚湯量 (ℓ/分)	出典
湯河原町	湯河原温泉 (湯河原町内)	163	114	96	6399	67	湯河原町(2010)
	伊豆湯河原温泉 (泉)	34	15	15	799	53	静岡県統計センター*
熱海市	熱海温泉 (伊豆山地域)	106	66	66	3789	57	〃
	熱海温泉 (熱海地域)	348	164	161	9135	57	〃
	上多賀温泉	11	6	5	518	104	〃
	下多賀温泉	35	10	10	1004	100	〃
	網代温泉	12	7	7	1320	189	〃
伊東市	宇佐美温泉	42	23	23	2826	123	〃

*静岡県統計センター (<http://toukei.pref.shizuoka.jp/tokei/index.asp>) 掲載資料に基づく

熱海温泉

静岡県熱海市熱海を中心とする温泉である。熱海市伊豆山周辺の温泉は、区別して伊豆山温泉とも呼ばれる。伊豆山には「走り湯」、熱海には「七湯」と呼ばれる古くから有名な自噴泉があった。そのうち、熱海の「七湯」の一つの間欠泉である「大湯」は、1922（大正11）年に間欠泉としての活動を停止したが、1923（大正12）年9月1日の関東大震災の際に、活動を再開し1週間噴出した（中村, 1925）。「走り湯」は現在でも自噴している。熱海温泉は、硫酸塩泉と塩化物泉に大別され、前者が山側で後者が海側に分布している（Fukutomi, 1937；Yuhara, 1961；Nakayama *et al.*, 1969；甘露寺, 2001）。泉温は35～95℃の範囲であり、60℃を越えるものが多い（Nakamura *et al.*, 1969；甘露寺, 2001）。80℃以上の高温泉は、糸川より北、「大湯」付近を中心に分布する（大塚, 1944；Nakamura *et al.*, 1969；甘露寺, 2001）。高温泉の分布域は地温の高温域（大塚, 1944；鮫島・小沢, 1970；大木ほか, 1974；大久保ほか, 1983）とほぼ等しい。現在利用されている源泉は3本の掘削自噴泉を除いて機械揚湯泉であり、総湧出量は伊豆山と熱海地域のもの合わせて約13,000ℓ/分になる（第8.1表）。

網代温泉

熱海市網代周辺の温泉。南熱海温泉と呼ばれることもある。主に、網代と和田木に源泉があり、泉質は海岸側の食塩泉と内陸側の単純温泉に大別され、食塩泉は強食塩泉、含塩化土類強食塩線、弱食塩水泉、含塩化土類食塩水に細分される（田中・甘露寺, 1977）。泉温は31～83℃の間で、東端が最も高温で大局的には西に行くにしたがって泉温は減少する（田中・甘露寺, 1977）。これら温泉は、高温・高濃度の温泉水、低温・高濃度の海水、中温・低濃度の深層地下水の3水系が混合して形成されている（田中・甘露寺, 1977）。現在利用されているすべての源泉は機械揚湯泉であり、総湧出量は約1,300ℓ/分になる（第8.1表）。

宇佐美温泉

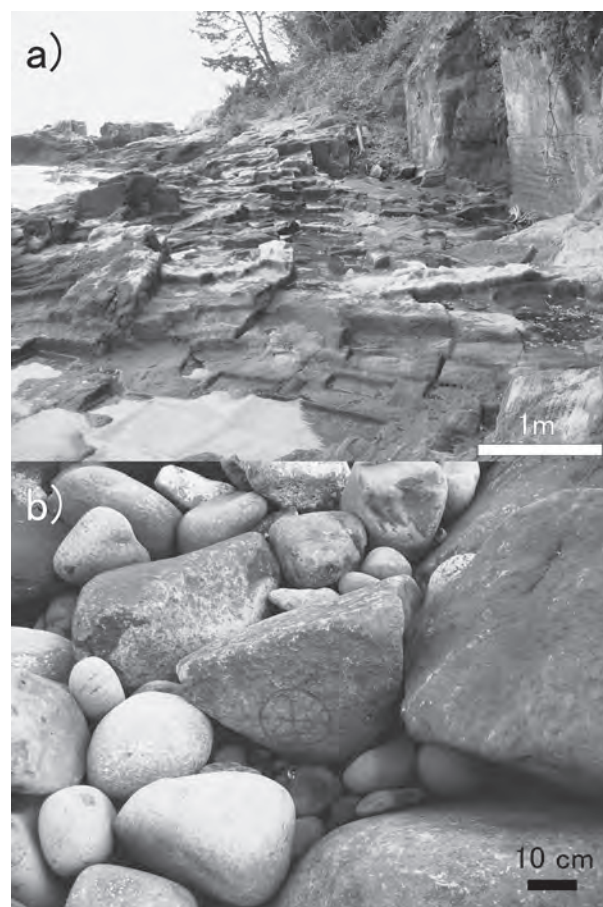
伊東市宇佐美周辺の温泉。泉温は26.0～66.5℃の間にあり、もっとも高温な温泉は北西側に位置する（中央温泉研究所, 1981）。泉質はカルシウム-硫酸塩泉、カルシウム・ナトリウム-硫酸塩・塩化物泉、単純泉及びアルカリ性単純泉からなる（中央温泉研究所, 1981）。現在利用されているすべての源泉は機械揚湯であり、総湧出量は約2,800ℓ/分になる（第8.1表）。

なお、伊豆半島の温泉は、熱海の「大湯」のように、地震活動に関連した異常が認められることがある（中村, 1925；宮部, 1933；山口・小高, 1974, 1977；寺島ほか, 1975, など）。特に、宇佐美温泉は、東伊豆東方沖群発地震及び1989年の海底噴火の際に、顕著な異常が現れたことが知られている（なまずの会水位観測班, 1985；茂木ほか, 1985；茂木ほか, 1986；茂木ほか, 1987；黒

川・平賀, 1987；茂木ほか1988；黒川, 1988；茂木ほか, 1989；大木・黒川, 1989；茂木ほか, 1990；黒川, 1990）。

8.2 石材

本図幅地域内においては、石材の採掘が古くから行なわれている。特に17世紀初頭の江戸城の築城の際には、第四紀火山岩類の溶岩を対象として採石が行なわれ、各地に採石場、石丁場が築かれた（野中, 2007）。現在もその痕跡は多数認められ、各地に刻印の刻まれた石や石丁場の支配を示す境界石などが残されている（第8.1図）。また、19世紀半ばの品川お台場の構築の際にも石材が切り出されており、それを記念する碑が真鶴町真鶴に残されている。近年は、真鶴町において箱根火山本小松溶岩類が本小松石、真鶴溶岩が新小松石という名で採掘されている。年間20～58万トン程度、採掘されている（第8.2表、第4.13図）。



第8.1図 熱海図幅地域の採石遺跡

a) 真鶴岬番場浦における採石跡。四角い石を切り出した跡が多数残る。b) 江戸城築城の際に切り出された刻印石（伊東市宇佐美大崎北方の海岸）。

第 8.2 表 真鶴町における石材採掘量の変化

年度	平成14年 (2002年)	平成15年 (2003年)	平成16年 (2004年)	平成17年 (2005年)	平成18年 (2006年)	平成19年 (2007年)
生産総量 (t)	357,739	195,372	221,465	245,176	228,266	344,961
割栗石	241,940	163,779	203,219	214,829	205,594	315,275
雑割間知石	5,611	5,121	5,425	2,721	2,531	2,659
割石 (その他)	6,160	19,111	6,530	23,830	15,112	21,269
角石 (本小松)	2,164	7,361	6,291	3,796	5,029	5,758
角石 (新小松)	100	-	-	-	-	-
砕石	101,764	-	-	-	-	-

* 真鶴町「まなづるの統計」平成20年度版に基づく

第 8.3 表 熱海図幅地域における地震災害実績

「静岡県災害史」静岡県地震対策課編 (<http://www.e-quakes.pref.shizuoka.jp/data/saigaishi/index.htm>) に基づく 2003 年までの災害実績 (記録のあるもののみ抽出)。津波高は、羽鳥 (1979), 静岡県地震対策課 (1984, 1986, 1988), 小野・都司 (2008) による。

災害発生年月日		1633. 3. 1	1703. 12.31	1782. 8.23	1854. 12.23	1882. 9.29	1923. 9. 1	1930. 3.22	1930. 11.26	1944. 12. 7	1960. 5.24	1978. 1.14	1978. 12. 3	1980. 6.29	1989. 7. 9	1995. 10. 1	
		寛永十	元禄十六	天明二	安政元	明治15	大正12	昭和5	昭和5	昭和19	昭和35	昭和53	昭和53	昭和55	平成元	平成7	
地震名			元禄地震		安政東海地震		関東地震		北伊豆地震	東南海地震	チリ地震	伊豆大島近海地震			伊豆半島東方沖群発地震	伊豆半島東方沖群発地震	
熱海における地震及び津波		▲	▲	△	○▲	◎	●▲	○	◎	△	△	○	○	○	○	○	
図幅内の津波高 (2m以上のものを記す)	熱海	4~5m	7m		6.2m		8.4表参照										
	多賀	3~4m	6m		4~5m												
	網代	3~4m			2m							干満の差が2.7m					
	宇佐美	4m	7~8m		3m												

- : 倒壊家屋を生ずるに至らない程度の被害。 ほぼ震度 4 - 5 相当。
- ◎ : 少数の倒壊家屋を生ずる程度の被害。 ほぼ震度 5 - 6 相当。
- : 多数の倒壊家屋を生ずる程度の被害。 ほぼ震度 6 - 7 相当。
- ▲ : 津波の高さが約 2 m を越えた地域。
- △ : 津波の高さが 2 m には達しなかった地域。

第 8.4 表 熱海図幅地域の 大正関東地震 (1923 年 9 月 1 日) による津波高

場所	津波高 (m)	引用元
真鶴	8.6-9.2	神奈川県 (1984)
福浦	5.6	神奈川県 (1984)
吉浜	1.5-2.0	神奈川県 (1984)
初島	1.8-3.0	羽鳥 (1983)
熱海	7.0-8.0 (局所的に12m)	羽鳥 (1983)
上多賀	4.8-6.4	静岡県地震対策課 (1984)
下多賀	5.1-6.5	静岡県地震対策課 (1984)
和田木	4.2-6.0	静岡県地震対策課 (1984)
網代	2.7-5.3	静岡県地震対策課 (1984)
宇佐美	3.9-6.7	静岡県地震対策課 (1984)

8.3 地震災害

本図幅地域内で発生した被害地震としては、1930年の北伊豆地震が知られている。また、1923年に隣接する相模トラフで発生した大正関東地震は、本地域において大きな被害を及ぼすとともに、海岸部でその地震による顕著な隆起・沈降が認められた。これらの地震についての概要を記す。

なお、本図幅地域とその周辺地域は地震活動が活発な地域であるため、たびたび強い地震とそれに伴う津波に襲われている。そのうち熱海市における地震・津波の罹災記録をまとめると第 8.3、8.4 表のようになる。これらは本図幅地域を震源域としないものも多いが、地震動による被害の他、海岸域においては波高 2m 以上の大津波にたびたび襲われていることがわかる。

大正関東地震

1923 (大正 12) 年 9 月 1 日 11 時 58 分、相模トラフに震源をもつ Mj7.9 の大正関東地震 (関東大地震) が発生した (宇佐美, 1996)。この地震によって本図幅地域は激震に襲われ、海岸部は津波や土砂災害に襲われたため陸上の交通は途絶した。津波の波高は 2~10m 程にも及び (第 8.3 表)、多くの被害がでた。地盤災害については、その時の被害状況を記載した「震災応急測図原図」が井上 (2008) に採録されている。これをみると、本図幅地域内の海岸沿いの急傾斜地の大部分は、崩壊などの地盤災害が発生したことがわかる。静岡県地震対策課 (1988) によると、この地震により、熱海市で 340 戸が被害を受け、死者・行方不明者は 100 人である。

この地震による隆起は、本図幅地域内においては、真鶴半島及び初島にいて顕著に認められた (加藤, 1925 ;

池田, 1925 ; 陸地測量部, 1926, 1930 など)。隆起量は、直後の汀潮線の移動などの観察に基づく、真鶴岬で 1.2~1.8m (4~5 尺)、初島で 1.8m (6 尺)、熱海ではほぼ変化がなかったとされた (加藤, 1925 ; 池田, 1925)。測量結果に基づく隆起・沈降量は、1929 (昭和 4) 年までの水準・三角測量の結果から、真鶴半島は 0.80~1.00m、湯河原では 0.00~0.01m、熱海では、-0.1~0.0m、初島では 0.80~1.00m と求められている (陸地測量部, 1930)。

北伊豆地震

1930 (昭和 5) 年 11 月 26 日 4 時 2 分、丹那断層を含む北伊豆活断層系を震源断層とする Mj7.3 の北伊豆地震が発生した (宇佐美, 1996)。この地震による被害は、活断層沿いとその東の韮山付近の平野で大きく、本図幅地域内においては、断層沿いの函南町付近が特に大きな被害を受け、死者 37 人、負傷者 195 人、住家全潰 394 戸、半潰 427 戸、附属建物倒壊 997 棟、建物破損 1,102 棟、全焼 10 戸、荒廃林地 95 町歩に達した。熱海市においても熱海町で死者 3 人、負傷 3 人、住家全潰 18 戸、半潰 20 戸、荒廃林地 5 町歩、網代町で負傷 3 人、半潰 5 戸、多賀村で死者 1 人、全潰 2 戸、半潰 50 戸、荒廃林地 40 町歩に達した (静岡県地震対策課, 1988)。

この地震により、地表では地震断層による変位が南北約 30km にも及んで出現し、それらは、丹那断層などの走向が南北で左横ずれのものと、東西で右横ずれのものに大別される (松田, 1972)。本図幅地域内では、主に前者のものが分布する。また、この地震による崩壊などの地盤災害は、出現した地震断層沿いと海岸部に集中して起きており、家屋の損壊の分布と同様の傾向を示している (土, 1980)。

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, vol. 45, p. 391-408.
- 荒牧重雄・葉室和親 (1978) 東伊豆単成火山群の地質: 1975-1977 中伊豆の異常地殻活動に関連して. 地震研究所彙報, vol. 52, p. 235-278.
- 中央気象台 (1930) 昭和五年十一月二十六日 北伊豆地震報告. 150 p.
- 中央気象台 (1931) 北伊豆地震第二報告. 験震時報, vol. 5, 216 p.
- 中央温泉研究所 (1981) 温泉地科学調査報告書—宇佐美温泉—. 静岡県, 63 p.
- Fukutomi, T. (1937) On the Hot Springs of Atami, Izu Peninsula. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 15, p. 113-133.
- Gill, J. (1981) *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer, Berlin, 389 p.
- 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, vol. 50, p. 285-299.
- 箱根団体研究グループ (1992a) 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, no. 17, p. 35-43.
- 箱根団体研究グループ (1992b) 箱根火山南東麓の地質 (その 2) —真鶴岬溶岩の岩質について—. 関東の四紀, no. 17, p. 44-48.
- 箱根団体研究グループ (2000) 箱根火山南東麓の地質 (その 3) —真鶴半島—. 関東の四紀, no. 23, p. 3-8.
- Hamuro, K. (1985) Petrology of the Higashi-Izu monogenetic volcano group. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 60, p. 335-400.
- Hasebe, N., Fukutani A., Sudo, M. and Tagami, T. (2001) Transition of eruptive style in an arc-arc collision zone: K-Ar dating of Quaternary monogenetic and polygenetic volcanoes in the Higashi-Izu region, Izu peninsula, Japan. *Bull. Volcano.*, vol. 63, p. 377-386.
- 羽鳥徳太郎 (1979) 関東地方の津波. 自然災害資料解析, 文部省自然災害特別研究自然災害科学資料収集解析総合研究班, no. 6, p. 97-108.
- 羽鳥徳太郎 (1983) 熱海・初島における 1923 年関東地震津波の挙動. 地震研究所彙報, vol. 58, p. 683-689.
- 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, no. 15, p. 4-78.
- 平林 武 (1925) 丹那盆地付近ノ地質調査報文. 丹那盆地附近地質調査報告書, 鉄道省熱海線建設事務所, p. 1-30.
- 平田大二・山下浩之・萬年一剛・谷口英嗣 (2001) 箱根火山の基盤岩に関する岩石学的研究—深層ボーリングコアを材料に—. 地学雑誌, vol. 110, p. 420-426.
- 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), no. 9, p. 153-178.
- 伊原敬之助・石井清彦 (1932) 北伊豆震災調査報文. 地質調査所報告, no. 112, 111 p.
- 池田徹郎 (1925) 伊豆安房方面津浪並に初島地変調査報告. 震災予防調査会報告, no. 100 (乙), p. 97-112.
- 井上公夫 (2008) 第 3 章 震災地応急側原因図と土砂災害. 地図にみる関東大震災, 歴史地震研究会編, 財) 日本地図センター, p. 18-39.
- 石橋克彦・太田陽子・松田時彦 (1982) 相模湾西部, 初島の完新世海成段丘と地殻上下変動. 地震, vol. 35, p. 195-212.
- 石井八萬次郎 (1898) 箱根火山研究録. 地質学雑誌, vol. 1, p. 323-331, p. 385-394, p. 437-445, p. 491-500.
- 石井輝秋・渡辺正晴・石塚明男・太田 秀・酒井 均・原村 寛・鹿園直建・富樫和也・葉袋佳孝・富永健・鎮西清高・堀越増興・松本英二 (1988) 「しんかい 2000」によるシロウリガイ群生地を含む相模湾西部の地質学的研究, 海洋科学技術センター試験研究報告, 第 4 回「しんかい 2000」研究シンポジウム報告書, p. 189-218.
- 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, vol. 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.
- Ishizuka, O., Taylor, R.N., Milton, J.A. and Nesbitt, R.W. (2003) Fluid-mantle interaction in an intra-oceanic arc: constraints from high-precision Pb isotopes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 211, p. 221-236.
- Ishizuka, O., Taylor, R.N., Milton, J.A., Nesbitt, R.W., Yuasa, M. and Sakamoto, I. (2007) Processes controlling along-arc isotopic variation of the southern Izu-Bonin arc. *Geochem. Geophys. Geosys.*, Q06008, doi:10.1029/2006GC001475.
- Ishizuka, O., Geshi, N., Itoh, J., Kawanabe, Y. and Tuzino, T. (2008) The magmatic plumbing of the submarine Hachijo NW volcanic chain, Hachijojima, Japan: long distance magma transport? *Jour. Geophys. Res.*, vol. 113, B08S08, doi:10.1029/2007JB005325.
- Ishizuka, O., Yuasa, M., Taylor, R.N. and Sakamoto, I. (2009) Two contrasting magmatic types coexist after the cessation of back-arc spreading. *Chem. Geol.*, vol. 266, p. 274-296.
- 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, vol. 51, p. 417-420.
- 神奈川県 (1984) 神奈川県地震被害想定調査委員会津波水害分科会昭和 58 年度報告書, 238 p.
- 神奈川県 (1987) 土地分類基本調査「小田原・熱海・御殿場」. 神奈川県, 74 p., 4 sheet.
- 神奈川県立生命の星・地球博物館編 (2008) 箱根火山—箱根火山および箱根地域の新しい形成発達史—. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), no. 13, 236 p., 1 DVD
- 関東第四紀研究会 (1987) 大磯丘陵の層序と構造. 関東の四紀, no. 13, p. 3-46.
- 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 (自然科学), no. 13, p. 111-134.
- 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), no. 13, p. 91-110.
- 柏木修一・櫻井一賀 (1987) 初島南部の活断層に関する資料. 活断層研究, vol. 4, p. 37-41.
- 活断層研究会 (1980) 日本の活断層図—分布と資料—. 東京大

- 学出版会, 363 p.
- 加藤武夫 (1925) 大正十二年九月一日関東大地震ノ地質學的考察 (第一回報告). 震災予防調査会報告, no. 100(乙), p. 1-9.
- 甘露寺泰雄 (2001) 熱海温泉の泉質の特徴—CaCl₂型塩化物泉の出現についての地球化学的検討—. 温泉工学会誌, vol. 27, p. 107-120.
- 菊地康次・高橋正樹 (2004) 東伊豆単成火山群同時期噴出火山列の岩石学. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要(地球システム科学), no. 39, p. 217-246.
- 菊川城司・代田 寧 (2009) 湯河原温泉の現状—平成 21 (2009) 年の一斉調査結果から—. 神奈川県温泉地学研究所報告, vol. 41, p. 63-68.
- 君塚康治郎 (1931) 北伊豆地震踏査記. 地球, vol. 15, p. 11-24.
- 小林儀一郎 (1914) 神奈川県湯河原温泉調査報文. 地質調査所報告, no. 48, p. 69-84.
- 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—噴火活動と密接な関連を有する地形—. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自然科学), no. 13, p. 43-60.
- 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, vol. 105, p. 431-447.
- Kokelaar, B. P. (1986) Magma-water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bull. Volcanol.*, vol. 48, p. 275-289.
- 近藤久雄・遠田晋次・今泉俊文・堤 浩之・杉下一郎・中田 高・奥村晃史・島崎邦彦・高木圭太・池田哲哉・原口 強 (2003) 丹那断層の過去 3000 年間の活動履歴と単位変位量—田代地区における 3D トレンチ・Geoslicer 調査—. 地震, vol. 55, p. 407-424.
- Koto, B. (1884) Studies of some Japanese rocks. *Quarterly Journal of the Geol. Soc. London*, vol. 40, p. 431-431.
- 小山真人 (1982) 伊豆半島北東部中伊豆町—伊東市地域の層序. 静岡大地球科学研報, no. 7, p. 61-85.
- 小山真人・新妻信明 (2006) 湯ヶ島層群・梨本石灰岩. 日本地方地質誌 4 中部地方, 日本地質学会編, 朝倉書店, p. 398-399.
- 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 32ka 以前の火山について. 火山, vol. 40, p. 191-209.
- 神津淑祐 (1912) 熱海温泉調査報文. 地質調査所報告, no. 36, p. 1-16.
- 久野 久 (1936) 最近の地質時代における丹那断層の運動について. 地理学評論, vol. 12, p. 18-32.
- Kuno, H. (1936a) The geologic section along the Tanna Tunnel. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 14, p. 92-103.
- Kuno, H. (1936b) On the displacement of the Tanna Fault. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 14, p. 619-631.
- Kuno, H. (1940) Occurrence of fayalite in some dacites from North Izu and adjacent area. *Jour. Geol. Soc. Japan*, vol. 47, p. 228-232.
- Kuno, H. (1950a) Composite lava flows and dikes found in North Izu, Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan.*, vol. 56, p. 167-172.
- Kuno, H. (1950b) Petrology of Hakone Volcano and the adjacent areas, Japan. *GSA Bull.*, vol. 61, p. 957-1020.
- Kuno, H. (1950c) Geology of Hakone volcano and adjacent areas, Part I. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 7, p. 257-279.
- Kuno, H. (1951) Geology of Hakone volcano and adjacent Areas, Part II. *Jour. Fac. Sci., Univ. Tokyo, Sec. II*, vol. 7, p. 351-402.
- 久野 久 (1952) 7 万 5 千分の 1 地質図幅「熱海」及び同説明書. 地質調査所, 141 p., 1 sheet.
- Kuno, H. (1953) Formation of calderas and magmatic evolution. *Trans. Amer. Geophys. Union*, vol. 34, p. 267-280.
- Kuno, H. (1960) High-alumina basalt. *Jour. Petrol.*, vol. 1, p. 121-145.
- 久野 久 (1962) 旧丹那トンネルと新丹那トンネル. 科学, vol. 32, p. 397-401.
- 久野 久 (1964) 国鉄新幹線新丹那トンネルの地質. 応用地質, vol. 5, p. 31-41.
- Kuno, H. (1964) Dyke swarm in Hakone Volcano. *Bull. Volcanol.*, vol. 27, p. 1-7.
- 久野 久 (1968) 水中自破碎溶岩. 火山, vol. 13, p. 123-130.
- 久野 久 (1970) 5 万分の 1 地質図幅「伊東」. 地質調査所, 1 sheet.
- 久野 久 (1972) 箱根火山地質図 (5 万分の 1) 及び箱根火山地質図説明書. 大久保書店, 52 p., 1 sheet.
- Kuno, H., Oki, Y., Ogino, K. and Hirota, S. (1970) Structure of Hakone caldera as revealed by drilling. *Bull. Volcanol.*, vol. 34, p. 713-725.
- 栗屋 徹・平野富雄・石坂信之・大木靖衛 (1987) 熱水混合モデルによる湯河原温泉の化学成分の研究. 神奈川県温泉地学研究所報告, vol. 18, p. 79-96.
- 栗屋 徹・石坂信之・平野富雄 (1997) 成分から見た神奈川の温泉の特徴. 神奈川県温泉地学研究所報告, vol. 28, p. 53-76.
- 黒川義男 (1988) 宇佐美温泉で観測された 1988 年伊豆半島東方沖群発地震の前兆について. 神奈川県温泉地学研究所報告 観測日より, vol. 20, p. 19-20.
- 黒川義男 (1990) 宇佐美温泉で観測された 1989 年伊豆東方沖群発地震と海底噴火の前兆. 神奈川県温泉地学研究所報告, vol. 21, p. 39-46.
- 黒川義男・平賀士郎 (1987) 昭和 61 年 6 月 1 日, 12 月 31 日宇佐美温泉の温度観測と地震. 神奈川県温泉地学研究所報告 観測日より, vol. 18, p. 121-123.
- Le Bas, M. J. and Streckisen, A. L. (1991) The IUGS systematics of igneous rocks. *Jour. Geol. Soc. London*, vol. 148, p. 825-833.
- Le Maitre, R.W. (Ed.) (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 193 p.
- 町田 洋 (1971) 南関東のテフロクロノロジー (1) —下末吉期以降のテフラの起原および層序と年代について—. 第四紀研究, vol. 10, p. 1-20.
- 町田 洋 (1977) 火山灰は語る. 蒼樹書房, 324 p.
- 町田 洋・森山昭雄 (1968) 大磯丘陵の Tephro-chronology 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, vol. 41, p. 241-257.
- 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, vol. 83, p. 302-338.
- 真鶴町役場 (2009) まなづるの統計 (平成 20 年度版). 真鶴町, 87 p.
- 萬年一剛 (2008) 箱根カルデラ—地質構造・成因・現在の火山活動における役割—. 神奈川県立博物館調査研究報告 (自

- 然科学), vol. 13, p. 61-76.
- 萬年一剛・山下浩之・平田大二・田口公則・川手新一・谷口英嗣・蛭子貞二 (2002) 小田原市根府川で掘削された深さ1,500mの温泉井の地質. 神奈川県温泉地学研究所報告, vol. 33, p. 11-24.
- 萬年一剛・堀内誠示・田口公則・山下浩之・平田大二・川手新一・蛭子貞二・谷口英嗣 (2003) 箱根地域・早川凝灰角礫岩から得られた微化石年代とその意義. 地質学雑誌, vol. 109, p. 661-664.
- 萬年一剛・水野清秀・伊藤順一・山下浩之 (2006) 箱根・強羅付近地下の地質構造—とくに湖成堆積物の分布とその堆積環境—. 神奈川県温泉地学研究所報告, vol. 38, p. 11-26.
- 松田時彦 (1972) 1930年北伊豆地震の地震断層. 伊豆半島, 星野通平・青木文武編, p. 73-93.
- 松本哲一・水垣桂子・玉生志郎・小野晃司・北原哲郎・品田正一・笹田政克 (1993) 伊豆半島, 多賀火山初期噴出物としての畑玄武岩類—静岡県丹那盆地付近の地質とK-Ar年代—. 火山, vol. 38, p. 1-13.
- 三梨 昂・小野晃司・須田芳朗 (1980) 20万分の1地質図「横須賀」. 地質調査所.
- 宮部直巳 (1933) 地震に伴へる地下水の異常について. 地震第1輯, vol. 5, p. 627-664.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. Jour. Sci.*, vol. 274, p. 321-355.
- 茂木清夫・望月裕峰・黒川義男 (1985) 伊豆, 宇佐美温泉の自噴泉の温度変化. 地震予知連絡会会報, vol. 33, p. 264-265.
- 茂木清夫・望月裕峰・黒川義男 (1986) 伊豆-宇佐美温泉の自噴泉の温度変化. 地震予知連絡会会報, vol. 35, p. 249-251.
- 茂木清夫・望月裕峰・黒川義男 (1987) 伊豆-宇佐美温泉の温度変化. 地震予知連絡会会報, vol. 38, p. 313-315.
- 茂木清夫・望月裕峰・黒川義男・東京大学地震研究所・宇佐美温泉供給会社 (1988) 1987年千葉県東方沖地震に伴う宇佐美24号泉の温度変化. 地震予知連絡会会報, vol. 40, p. 186-188.
- 茂木清夫・望月裕峰・黒川義男・東京大学地震研究所・宇佐美温泉供給会社 (1989) 1988年7月~8月の伊豆半島東方沖群発地震に伴う宇佐美24号泉の温度変化 (1951年-1987年). 地震予知連絡会会報, vol. 41, p. 316-318.
- 茂木清夫・望月裕峰・黒川義男・東京大学地震研究所・宇佐美温泉供給会社 (1990) 1989年7月の伊東沖群発地震・海底噴火に伴う温泉の変化. 地震予知連絡会会報, vol. 43, p. 290-299.
- Nakamura, H., Maeda, K., Abe, K., Yamada, T. and Kodai, K. (1969) Remarks on Hydrothermal System in Atami Hotspring Area, Central Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 20, p. 367-394.
- 中村左衛門太郎 (1925) 関東大震災調査報告. 震災予防調査会報告, no. 100 (甲), p. 67-140.
- なまづの会水位観測班 (1985) 昭和59年11月17日, 21日宇佐美温泉のバルス型泉温異常. 神奈川県温泉地学研究所報告 観測日より, vol. 16, p. 75-76.
- 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 第2部 地球システム科学, vol. 42, p. 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), no. 13, p. 25-42.
- 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)—溶岩類の全岩主化学組成と層序— 関東の四紀, no. 27, p. 3-29.
- 中込 理・品田正一・笹田政克 (1993) 丹那盆地の地質層序と地下構造, 物理探査, vol. 46, p. 458-468.
- 日本地質学会編 (2007) 箱根火山たんけんマップ—今, 生きている火山—. 国立公園地質リーフレットたんけんシリーズ1, 日本地質学会.
- 丹羽俊二・鈴木勝義・柴崎直明 (1988) 神奈川県湯河原町付近における完新世の旧汀線高度. 日本第四紀学会講演要旨集, no. 18, p. 100-101.
- 野中和夫 (2007) 石垣が語る江戸城. 同成社, 382 p.
- 小川琢治 (1931) 北伊豆地震に於ける地盤変動について. 地球, vol. 15, p. 1-10.
- 小川勇二郎・藤原義弘・Hunt, J. C.・岩瀬良一・金子浩幸・川村喜一郎・北里洋・小林英城・小泉金一郎・久保田信・西田周平・大塚攻・嶋永元裕・高木善弘・土田真二・土屋正史・植松勝之・山本智子・橋本惇・瀬川爾朗 (1997) 1997年5月相模湾「しんかい2000」潜航調査報告 (概報) —第939-945潜航—. JAMSTEC 深海研究, no. 13, p. 353-373.
- 岡村行信・湯浅真人・倉本真一 (1999) 駿河湾海底地質図, 1:200,000. 海洋地質図, no. 52, 地質調査所.
- 大木靖衛 (1993) 箱根の逆さ杉と南関東の大地震. 地学雑誌, vol. 102, p. 437-444.
- 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, vol. 5, p. 242-249.
- 大木靖衛・黒川義男 (1989) 宇佐美温泉に現れた1989伊豆半島東方沖群発地震, 海底噴火の前兆異常. 日本火山学会講演予稿集, 1989, no. 2, p. 29.
- 大木靖衛・荻野喜作・長塚綾子・広田 茂・小椋藤幸・高橋惣一・杉本光夫 (1963) 湯河原温泉調査報告. 神奈川県温泉地学研究所報告, vol. 1, p. 1-40.
- 大木靖衛・藤田元一・広田 茂 (1974) 熱海温泉の地下温度構造. 地熱, vol. 11, p. 21-26.
- Oki, Y., Hirano, T., Suzuki T. (1977) Hydrothermal Metamorphism and Vein Minerals of the Yugawara Geothermal Area, Japan. *Bull. Hot Spring Res. Inst. Kanagawa Prefecture*, vol. 8, p. 81-94.
- 大久保太治・角 清愛・山田宮三・中村久由 (1983) 伊豆半島の地下温度構造. 地質調査所月報, vol. 34, p. 383-412.
- 小野友也・都司嘉宣 (2008) 元禄地震 (1703) における相模湾沿岸での津波の高さ. 歴史地震, no. 23, p. 191-200.
- 及川輝樹 (2008) 真鶴半島周辺の溶岩の水冷構造—隆起・沈降の指標として—. 日本第四紀学会講演要旨集, vol. 38, p. 96-97.
- 及川輝樹・石塚 治 (2008) FT年代, 微化石年代に基づく伊豆半島の火成活動史. 日本火山学会2008年講演予稿集, p. 115.
- 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, vol. 61, p. 203-207.
- Otuka, Y. (1932) The geomorphology of the Kano-gawa alluvial plain, earthquake fissures of Nov. 26, 1930, and the pre-and post-seismic crust deformations. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 10, p. 235-246.
- Otuka, Y. (1933) The geomorphology and geology of northern Idu Peninsula, the earthquake fissures of Nov. 26, 1930, and the pre-

- and post-seismic crust deformations. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 11, p. 530-574.
- 大塚彌之助 (1944) 静岡県熱海温泉と地質構造との関係-考察. 地震研究所彙報, vol. 21, p. 414-434.
- Rickwood, P.C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, vol. 22, p. 247-263.
- 陸地測量部 (1926) 関東震災地一帯に於ける土地の隆起及沈下状態. 地震研究所彙報, vol. 1, p. 65-68.
- 陸地測量部 (1930) 関東震災地復旧測量記事. 陸地測量部, 22 p.
- 櫻井 考 (1999) 北伊豆地震 (1930) による丹那トンネル内地震断層出現状況記録. 応用地質, vol. 39, p. 540-544.
- Sakurai, K. and Hayashi, A. (1952) Yugawaralite, a new zeolite. *Sci. Rep. Yokohama Natl. Univ. Ser. 2*, vol. 1, p. 69-77.
- Shimazaki, K. and Nakata, T. (1980) Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 7, p. 279-282.
- Shimazu, M. and Kurihara, K. (1989) Petrology of the Taga Volcano Group, Izu Peninsula, Central Japan. *Mineral. and Petrol.*, vol. 41, p. 11-24.
- 静岡県 (1983) 静岡県地震対策基礎調査報告書-ボーリング柱状図集 (東)-. 静岡県地震対策課地震対策資料, no. 21-1983, 217 p.
- 静岡県地震対策課 (1984) 伊豆半島東海岸津波浸水予測調査報告書. 地震対策資料, No. 25-1984, 88 p.
- 静岡県 (1985) 土地分類基本調査「熱海・小田原」5 万分の 1. 静岡県, 58 p., 4 sheet.
- 静岡県地震対策課 (1986) 伊豆半島北部地域の地震活動と災害. 地震対策資料, No. 47-1986, 178 p.
- 静岡県地震対策課 (1988) 静岡県地震災害史 (風水害等の災害も含む). 地震対策資料, No. 56-1988, 229p.
- 杉原重夫 (1980) 静岡県, 熱海沖初島の海成段丘と断層地形. 明治大学人文科学研究紀要, vol. 19, p. 1-25.
- 杉山雄一・水野清秀・狩野謙一・村松 武・松田時彦・石塚 治・及川輝樹・高田 亮・荒井晃作・岡村行信・実松健造・高橋正明・尾山洋一・駒澤正夫 (2010) 20 万分の 1 地質図幅「静岡及び御前崎」(第 2 版). 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 鈴木正男 (1970) フィッショ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, 伊豆諸島産出の黒曜石について-. 第四紀研究, vol. 9, p. 1-6.
- 鈴木 敏 (1884) 20 万分の 1「横浜」図幅説明書. 地質調査所.
- Takahashi, R. (1931) Results of the precise levellings executed in the Tanna Railway Tunnel and the movement along the slicken-side that appeared in the Tunnel. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 9, p. 435-453.
- 高橋正樹・菊地康次・漆畑忠之・荒牧重雄・葉室和親 (2002) 東伊豆単成火山群玄武岩類の液相濃集元素組成. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要 (地球システム科学), no. 37, p. 119-134.
- 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 (地球システム科学), no. 41, p. 151-186.
- Tamura, Y., Tani, K., Ishizuka, O., Chang, Q., Shukuno, H., Fiske, R.S. (2005) Are arc basalts dry, wet, or both? Evidence from the Sumisu caldera volcano, Izu-Bonin arc, Japan. *Jour. Petrol.*, vol. 46, p. 1769-1803.
- Tamura, Y., Tani, K., Chang, Q., Shukuno, H., Kawabata, H., Ishizuka, O., Fiske, R.S. (2007) Wet and dry basalt magma evolution at Torishima Volcano, Izu-Bonin Arc, Japan: the possible role of phengite in the downgoing Slab. *Jour. Petrol.*, vol. 48, p. 1999-2031.
- Tamura, Y., Gill, J.B., Tollstrap, D., Kawabata, H., Shukuno, H., Chang, Q., Miyazaki, T., Takahashi, T., Hirahara, Y., Kodaira, S., Ishizuka, O., Suzuki, T., Kido, Y., Fiske, R.S. and Tatsumi, Y. (2009) Silicic Magmas in the Izu-Bonin oceanic arc and implications for crustal evolution. *Jour. Petrol.*, vol. 50, p. 685-723.
- 棚橋嘉市 (1931) 北伊豆地震調査報告. 海洋気象台彙報, vol. 39, p. 1-34.
- 田中 昭・甘露寺泰雄 (1977) 温泉の地球化学的研究 第 14 報 -南熱海温泉の化学成分について-. 温泉科学, vol. 28, p. 1-17.
- 丹那断層発掘調査研究グループ (1983) 丹那断層 (北伊豆・名賀地区) の発掘調査. 地震研究所彙報, vol. 58, p. 797-830.
- 丹那断層発掘調査研究グループ (1984) 丹那断層 (北伊豆・名賀地区) トレンチ調査. 月刊地球, vol. 6, p. 146-153.
- 谷 健一郎・Dunkley D.J.・石塚 治・及川輝樹 (2008), 伊豆・小笠原弧基盤岩類のジルコン U-Pb 年代: 数百万年~数十万年単位の SHRIMP ジルコン年代測定の適用例. 日本地質学会第 115 年学術大会講演要旨, p. 11.
- Tani, K., Fiske, R.S., Dunkley, D.J., Ishizuka, O., Oikawa, T., Isobe, I. and Tatsumi, Y. (2011) The Izu Peninsula, Japan: Zircon geochronology reveals a record of intra-oceanic rear-arc magmatism in an accreted block of Izu-Bonin upper crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 303, p. 225-239.
- 田山利三郎 (1931) 北伊豆地震と地質構造の関係. 齋藤報恩会学術研究報告, no. 13, 54 p.
- Taylor, R.N. and Nesbitt, R.W. (1998) Isotopic characteristics of subduction fluids in an intra-oceanic setting, Izu-Bonin Arc, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, vol. 164, p. 79-98.
- 寺島 敦・大竹政和・小沢邦雄 (1975) 伊豆半島沖地震 (1974-5-9) の温泉への影響. 地震 第 2 輯, vol. 28, p. 239-267.
- 鉄道省熱海建設事務所 (1936) 丹那隧道工事誌. 鉄道省, p. 421-432.
- 東海道新幹線支社施設部工事課 (1966a) 東海道新幹線地質図 (東京保線所管内). 日本国有鉄道東海道新幹線支社, 1 sheet.
- 東海道新幹線支社施設部工事課 (1966b) 東海道新幹線地質図 (静岡保線所管内). 日本国有鉄道東海道新幹線支社, 1 sheet.
- 東郷正美 (1987) 1982 年丹那断層 (田代地区) トレンチ調査. 活断層研究, no. 3, p. 52-58.
- 東郷正美 (1988) 1985 年丹那断層 (丹那・子乃神地区) トレンチ調査. 活断層研究, no. 5, p. 42-49.
- 東郷正美・今泉俊文・原口 強・市川仁夫 (1997) 静岡県函南町畑地区に新設された丹那断層地下観察室. 活断層研究, vol. 16, p. 19-27.
- 土 隆一 (1980) 1930 年北伊豆地震の地盤災害. 自然災害科学資料解析研究, 文部省自然災害特別研究自然災害科学資料収集解析総合研究班, no. 7, p. 8-14.
- 津屋弘達 (1934) 昭和 5 年北伊豆烈震の際現れた所謂加殿断層

- に就いて. 地震, vol. 6, p. 369-377.
- Tsuya, H. (1937) On the volcanism of the Huzi Volcanic Zone, with special reference to the geology and petrology of Idu and the southern islands. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, vol. 30, p. 215-357.
- 上杉 陽 (1976) 大磯丘陵のテフラ. 関東の四紀, no. 3, p. 28-38.
- 上杉 陽・畠山桐子・川上直樹・森本正子・由井将雄・立山美津子・水谷有子・小林ひろみ・関東第四紀研究会 (2000) 多摩中部ローム層標準柱状図. 関東の四紀, no. 22, p. 3-38.
- Umino, S., Kato, M. and Koyama, M. (1991) Diversity of parental magma of Higashi-Izu monogenetic volcano group. *Jour. Phys. Earth*, vol. 39, p. 371-381.
- 宇佐美龍夫 (1996) 新編日本被害地震総覧, 増補改訂版. 東京大学出版会, 493 p.
- 渡辺 寛 (1925) 丹那盆地地質調査報告. 丹那盆地付近地質調査報告, 鉄道省熱海線建設事務所, p. 1-82.
- 渡辺一樹 (1993) 相模湾西部の海底微地形. 水路部研究報告, vol. 29, p. 33-50.
- Watanabe, K. and Katsui, Y. (1976) Pseudo-pillow lavas in the Aso caldera, Kyushu, Japan. *Jour. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, vol. 71, p. 44-49.
- 渡辺康志 (2002) 数値地図 50m メッシュ標高よりの開度図作成プログラム: 琉球列島開度図. 沖縄大学地域研究所報, vol. 27, p. 155-162.
- 八木浩司・今泉俊文・澤 祥・東郷正美・池田安隆 (1996) 1/25,000 都市圏活断層図「熱海」. 国土地理院技術資料, D. 1-No. 333.
- 山岸宏光 (1994) 水中火山岩. 北海道大学図書刊行会, 195 p.
- 山口林造・小高俊一 (1974) 1974年伊豆半島沖地震調査報告. 地震研究所研究速報, no. 14, p. 241-255.
- 山口林造・小高俊一 (1977) 伊豆船原, 柿木における水位変化および熱海などの温泉変動について. 地震研究所彙報, vol. 52, p. 191-207.
- 山下浩之・谷口英嗣・萬年一剛・平田大二・川手新一 (2003) 伊豆弧北部で掘削された深層ボーリングコアから得られた湯ヶ島層群の特徴. 月刊地球 号外, no. 43, p. 45-52.
- 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, vol. 38, p. 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), no. 13, p. 135-156.
- 山崎晴雄 (1988) ボーリング調査で明らかになった丹那盆地の変形構造. 地学雑誌, vol. 97, p. 731-746.
- 山崎晴雄・栗田泰夫・佃 栄吉 (1984) 北伊豆断層系のトレンチ発掘調査. 月刊地球, vol. 6, p. 158-164.
- 山崎直方 (1919) 丹那盆地の地形につきて. 地学雑誌, vol. 26, p. 165-175.
- 安野 信・稲垣 進・上杉 陽・鶴浦武久・菊地隆男・佐藤喜博・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(根布川～真鶴)のテフラと溶岩. 第四紀学会講演予稿集, no. 28, p. 82-83.
- 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, vol. 38, p. 26-34.
- Yokoyama, T., Kobayashi, K., Kuritani, T. and Nakamura, E. (2003) Mantle metasomatism and rapid ascent of slab components beneath island arcs: Evidence from ^{238}U - ^{230}Th - ^{226}Ra disequilibria of Miyakejima volcano, Izu arc, Japan. *Jour. Geophys. Res.*, vol. 108, doi:10.1029/2002JB002103.
- Yokoyama, T., Kuritani, T., Kobayashi, K. and Nakamura, E. (2006) Geochemical evolution of a shallow magma plumbing system during the last 500 years, Miyakejima volcano, Japan: Constraints from ^{238}U - ^{230}Th - ^{226}Ra systematics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 70, p. 2885-2901.
- 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, no. 7, p. 23-37.
- Yuasa, M. and Nohara, M. (1992) Petrographic and geochemical along-arc variations of volcanic rocks on the volcanic front of the Izu-Ogasawara (Bonin) Arc. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 43, p. 421-426.
- 湯河原町 (2010) 平成 22 年度版 湯河原町統計要覧. 神奈川県湯河原町, 69 p.
- Yuhara, K. (1961) Hydrological study of Atami hot springs, Part 1&2. *Mem. Coll. Sci., Univ. Kyoto, Ser. A.*, vol. 26, p. 283-311.
- 由井将雄・藤井敏嗣 (1989) 愛鷹火山の地質. 地震研究所彙報, vol. 64, p. 347-389.
- 由井将雄・関東第四紀研究会 (1994) 箱根火山南東麓真鶴半島周辺のテフラと溶岩 (演旨), 日本第四紀学会講演要旨集, no. 24, p. 108-109.

Geology of the Atami District

By

Teruki OIKAWA* and Osamu ISHIZUKA*

(Written in 2011)

(ABSTRACT)

The Atami district, longitude 138° 59' 48.7" - 139° 14' 48.6" E and latitude 35° 10' 11.8" - 35° 0' 11.9" N referring to the International Terrestrial Reference Frame (longitude 139° 0' 0" - 139° 15' 0" E and latitude 35° 0' 0" - 35° 10' 0" N, referring to the Tokyo Datum), is located on the northeastern part of the Izu Peninsula, central Japan.

The geology of the Atami district is summarized in Fig 1. The district includes eight major geological units: (1) Neogene volcanic rocks, (2) Products of Usami-Taga Volcanoes, (3) Products of Rhyolite monogenetic volcanoes, (4) Products of Hakone Volcanoes, (5) Products of Higashiizu monogenetic volcanoes, and (6) Late Pleistocene to Holocene sedimentary deposits.

NEOGENE VOLCANIC ROCKS

The Neogene volcanic rocks are not exposed on the surface in the Atami district; however these rocks were confirmed during railroad tunnel construction, such as the Tanna tunnel. The Neogene volcanic rocks are divided into three geological units: Fudo Tunnel Basalt, Tanna Tunnel Andesite, and Atami Tuffs. The Fudo Tunnel Basalt and Tanna Tunnel Andesite consist of the basalt lavas and andesite lavas, respectively. The Atami Tuffs consist of the pumice tuff with andesite lavas. The Neogene volcanic rocks were correlated with the Hayakawa Tuff Breccia at about 4 Ma (Pliocene) in the Odawara District, which adjoins the Atami District. These Pliocene rocks were formed by subaqueous volcanism and deposition. Thus, the northern Izu Peninsula was under the ocean environment before the Quaternary.

QUATERNARY VOLCANIC ROCKS

In this district, the volcanic rocks exposed on the surface are the Quaternary only. These Quaternary volcanic rocks are divided roughly into the Hakone Volcanoes and Usami - Taga Volcanoes.

In this district, the Hakone Volcanoes comprises two stratovolcanoes: the Hakone Volcano (0.4Ma to present) and Yugawara Volcano (0.4 - 0.2Ma). The product of the Hakone volcanoes is distributed in the northern part of the district. These volcanic products of volcanoes consist of basalt to dacite lavas, and pyroclastics. The rock types of these volcanic products are mainly olivine-clinopyroxene or olivine-clinopyroxene-orthopyroxene basalt to andesite, and clinopyroxene-orthopyroxene andesite to dacite.

The Usami - Taga Volcanoes, distributed in the southern part of the district, comprise seven stratovolcanoes that are divided by structure and topography of the volcanic body and radiometric (K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar) ages: the Shimotaga (1.2 - 0.8 Ma), Usami (0.8 - 0.75Ma), Osaki (0.75 - 0.65 Ma), Atami (0.7 - 0.45 Ma), Uomisaki (0.6 - 0.5 Ma), Ajiro (0.7 - 0.4 Ma), Hatsushima (0.7 - 0.6 Ma and younger 0.3 Ma) Volcanoes. These volcanic products consist of basalt to andesite with dacite lavas, and pyroclastics. The rock types of these volcanic products are mainly olivine-clinopyroxene or olivine-clinopyroxene-orthopyroxene basalt to andesite, and clinopyroxene-orthopyroxene andesite. The volcanic products are low-K tholeiitic basalt to andesite.

These Quaternary volcanic rocks are not recognized as water chilled structures. Thus, it is determined that this district became land after the late Quaternary (about after 1 Ma). However, water-chilled structures are sometimes recognized in a seashore area (seashore to 100 m a.s.l.) of volcanic rocks (i.e. products of Uomisaki Volcano). This suggests that the northern part of the Izu Peninsula is an uplift tendency.

The Usami-Taga and Hakone Volcanoes are covered on the small volcanoes, which are the rhyolite monogenetic volcanoes and Sukumoyama Volcano and Chojagahara Marl of the Higashiizu monogenetic volcanoes. The activity periods of the rhyolite monogenetic volcanoes, Sukumoyama Volcano and Chojagahara Marl are 0.45 - 0.15 Ma, 0.3 - 0.15 Ma, and 0.15 - 0.3 Ma respectively.

* Institute of Geology and Geoinformation

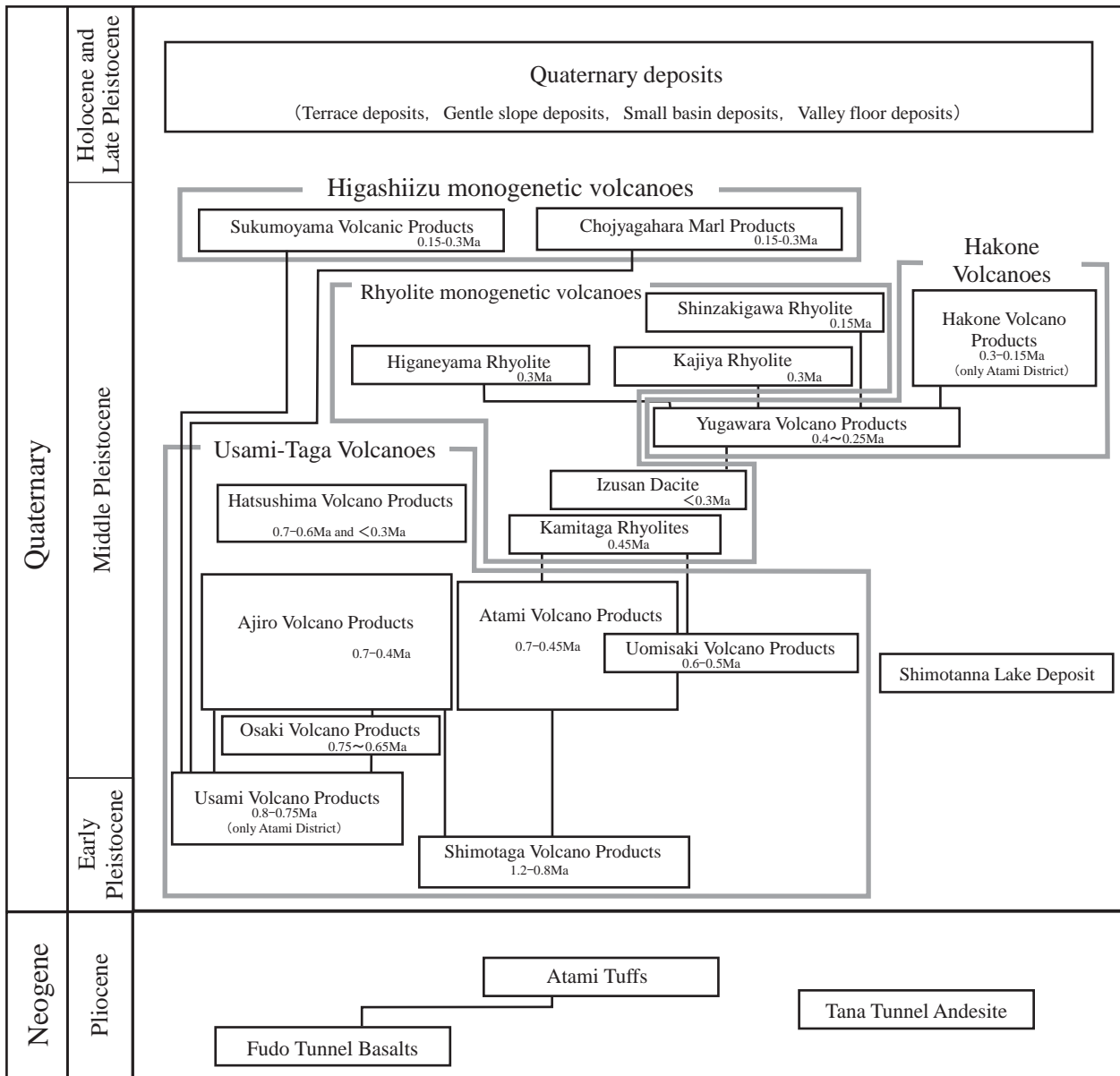


Fig. 1 Summary of geology in the Atami district.

QUATERNARY SEDIMENTS

The Shimotanna Lake Deposit, composed by well-stratified sand and mud in the Middle Pleistocene, is narrowly distributed in the products of the Atami Volcano.

Other Quaternary sediments, which are the terrace deposits, gentle slope deposits, and small basin deposits, and valley floor deposits cover the Quaternary volcanoes. These deposits are composed of gravel, sand, and mud of the Late Pleistocene - Holocene fluvial or beach deposits. The terrace deposits are distributed on Hatsushima Island. The gentle slope deposits are distributed on the Quaternary volcanic edifice. The small basin and valley bottom floor deposits are distributed along the Northern Izu (Kita-Izu) active fault system and some rivers, respectively.

ACTIVE TECTONICS

The district is situated in the northern part of the Northern Izu (Kita-Izu) active fault system. The Northern Izu active fault are

composed mainly of N-S left-slip faults, named Tanna, Central Ukihashi (Ukihashi Chuo), and Western Ukihashi (Ukihashi Nishi) Fault, which are mainly NW to SE right-slip faults, and Tanohara Fault. The average horizontal slip rate of the N-S fault is 2 m / ky. The Tanna fault has generated nine paleoseismic events during the past 7,000 years. Recent four paleoseismic events occurred at AD1930 (Northern Izu Earthquake: Mj 7.3), AD1610-1296, AD841, and ca. 1671 - 2800 yr BP.

The Hatsushima active fault system is distributed on the Hatsushima Island, the eastern part of the district. This fault system is composed of NW to SE normal faults. The average vertical slip rate is 0.3 - 0.4 m / ky.

Hatsu Shima and Manazuru Misaki, which is the eastern part of this district and located at the top of the western step scarp of the Sagami Trough, was uplifted about 1 m at the time of the 1923 Kanto earthquake (Mj 7.9).

ECONOMIC GEOLOGY

In Manazuru Town (Manazuru-Machi), at the northern part of the district, the lava rocks of Hakone Volcanoes are quarried as building materials (Honkomatsuishi and Shinkomatsuishi). There are many high-temperature volcanogenic hot springs in the district include Yugawara, Atami, Kamitaga, Shimotaga, Ajiro, and Usami.

執筆分担

第 1 章 地 形	及川輝樹・石塚 治
第 2 章 地質概説	及川輝樹・石塚 治
第 3 章 新第三系	及川輝樹・石塚 治
第 4 章 第四紀火山岩類	及川輝樹・石塚 治
第 5 章 第四紀堆積物	及川輝樹・石塚 治
第 6 章 海底地質	石塚 治
第 7 章 地質構造	及川輝樹・石塚 治
第 8 章 応用地質	及川輝樹

文献引用例

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). 産総研地質調査総合センター, 61 p.

章単位での引用例

及川輝樹・石塚 治 (2011) 熱海地域の地質, 第 4 章 第四紀火山岩類. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 産総研地質調査総合センター, p. 13-42.

Bibliographic reference

Oikawa, T. and Ishizuka, O. (2011) *Geology of the Atami district*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, 61p. (in Japanese with English abstract 3p.).

Bibliographic reference of each chapter

Oikawa, T. and Ishizuka, O. (2011) *Geology of the Atami district, 4. Quaternary volcanic rocks*. Quadrangle Series, 1:50,000, Geological Survey of Japan, AIST, p. 13-42. (in Japanese).

地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅) 熱海地域の地質
平成 23 年 6 月 30 日発行

独立行政法人 産業技術総合研究所

地質調査総合センター

〒305-8567 茨城県つくば市東 1-1-1 中央第 7

TEL 029-861-3601

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

印刷所 谷田部印刷株式会社