

原著論文

三浦半島第四系宮田層中の不整合と挟在する“船久保タフ (Fn)” の
Ft, U-Pb, K-Ar 年代

Stratigraphic Subdivision of the Pleistocene Miyata Formation Based on
Lithology and Unconformity, Miura Peninsula, with Special Reference to the
Radiometric Age of the Intercalated Funakubo Tuff

笠間友博¹⁾・塩井宏幸²⁾

Tomohiro KASAMA¹⁾ & Hiroyuki SHIOI²⁾

Abstract. The Miyata Formation distributed in Miura Peninsula is subdivided into 4 units based on lithology and unconformity. They consist of light yellowish brown tuffaceous sandstone (A), dark gray brownish tuffaceous sandy gravel (B), alternation of dark brown sandy gravel and light gray brownish mudstone (D), and pale reddish brown tuffaceous fine-grained sandstone (C), in ascending order. Their stratigraphic relationships are angular unconformities, respectively. Their valley-shaped erosion surfaces are considered to be due to global sea-level change related to glacial and interglacial periods. They are similar to ones known in the Sagami Group in the southern part of the Tama hills. Those precise geologic ages are still unknown, and then radiometric age dating was attempted using zircon minerals of the Funakubo Tuff (Fn), intercalated in the uppermost C unit of the Miyata Formation. As a result, their FT and U-Pb ages by Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) are 0.41 Ma.

Key words: Miyata Formation, Unconformities, Funakubo Tuff, FT age, U-Pb age

はじめに

三浦半島南部の宮田台地には、海成段丘堆積物に不整合で覆われる宮田層（青木, 1925）とよばれる第四系海成層が広く分布する。しかし、宮田台地は露頭に乏しく、宮田層の研究は古くから行われているものの、堆積構造や年代についての

情報は断片的である（例えば蟹江, 1971; 長谷川・蟹江, 1971; 奥村ほか, 1977; 蟹江・大越, 1981; 江藤ほか, 1998）。そこで著者らは、大規模な露頭が出現している神奈川県道路公社三浦縦貫道路の延伸工事に着目し、神奈川県横須賀土木事務所の協力を得て、露出する堆積物の研究を行っている。2017年度調査では、侵食関係で接するA層～F層とした複数の岩相の宮田層が見出された（塩井・笠間, 2018）。その後工事は進展し、2018年度ではより深部の露頭が現われ、B層～E層の上下関係や不整合と考えられる谷状の侵食面の存在が明らかになるとともに、白色火山ガラス質テフラである船久保タフ (Fn)（塩井・笠間, 2018）がそれらの最上位層に堆積していることが判明した。本論では、これらの堆積物の記載と船久保タフ (Fn) のフィッシュン・トラック (FT)

¹⁾ 神奈川県立生命の星・地球博物館
〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 499
Kanagawa Prefectural Museum of Natural History,
499 Iryuda, Odawara City, Kanagawa, 250-0031, Japan
笠間友博 : geotracks.osio@gmail.com

²⁾ 神奈川地学会
〒250-0031 神奈川県小田原市入生田 499
神奈川県立生命の星・地球博物館
Kanagawa Earth Science Association,
499 Iryuda, Odawara, Kanagawa 250-0031, Japan
塩井宏幸 : h-shioi@nifty.com

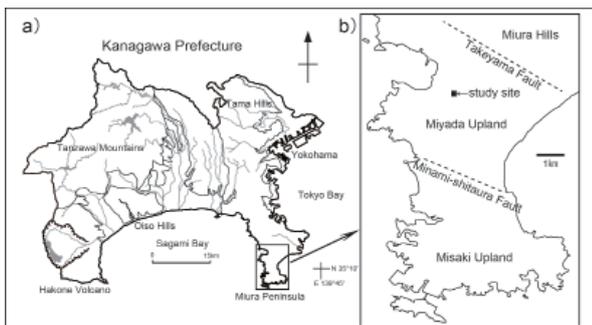


Fig. 1. Study site in the Miura Jukan Expressway construction field at Miura Peninsula.

図1. 三浦縦貫道路工事現場の調査地点.

年代、ウラン-鉛 (U-Pb) 年代、カリウム-アルゴン (K-Ar) 年代の測定結果についても述べる。なお、宮田の読み方については、地形名は地名の読み方に合わせて「みやだ」とし、地層名は地層名の読み方として定着している「みやた」と、それぞれ異なる読み方を採用した。

調査地点および調査方法

調査地点は神奈川県横須賀市林5丁目にあり、その位置を図1に示す。調査を行った神奈川県

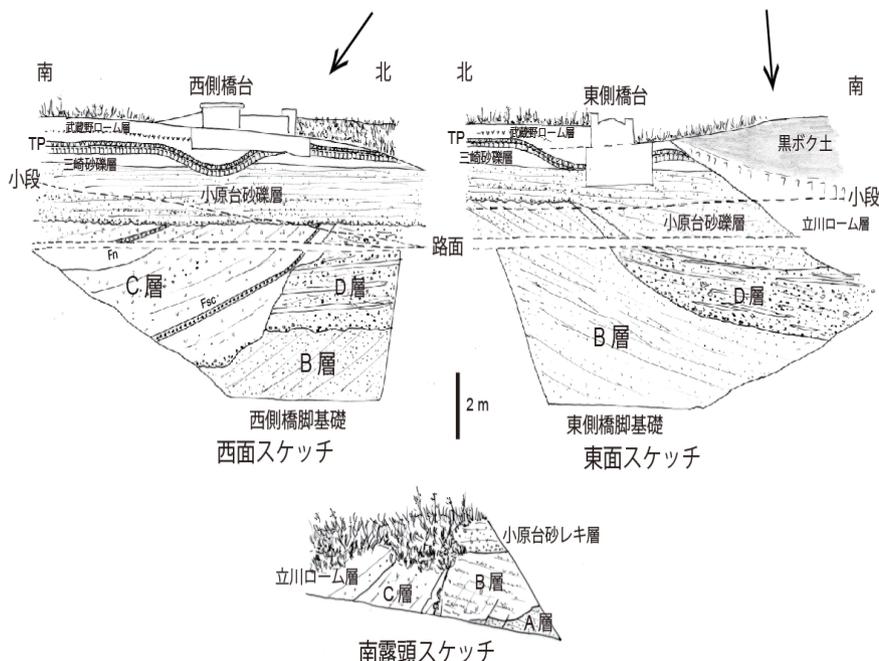
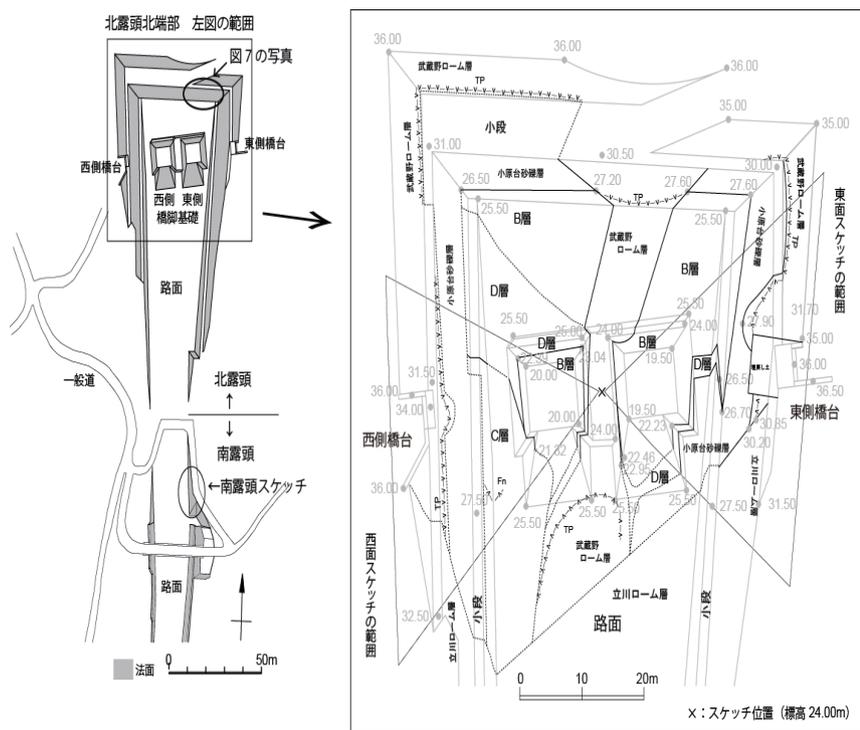


Fig. 2. Outcrops of the study site.

図2. 調査地点の露頭. 数字は標高を表す.

道路公社三浦縦貫道路の延伸工事現場は、三浦半島南部の武山断層と南下浦断層に挟まれた宮田台地の北部にあり、周辺は畑となっている。2018年度工事では、塩井・笠間(2018)が記載した南北180 m、東西30 mほどの道路予定地(図2全体図参照)の北露頭北端部で、路面の掘削と東側への拡幅が行われた結果、新たな露頭が出現した。露出する地層と露頭の測量結果を図2に示す。露頭面は一般道路として舗装、整備される前の路面、法面および小段と橋脚基礎掘削部の法面からなる。調査は北露頭北端部で行ったが、関連する地層がみられる南露頭のスケッチ(塩井・笠間, 2018)も図2に示した。南露頭の路面の標高は23.50 m前後で、北露頭北端部の路面より若干低い。露頭面のスケッチは2018年6月に行い、測量は同年7月に行った。地層境界の実線は測量によるものだが、測量時には工事の進展で露出が悪くなった部分があったので、スケッチ及び路面地質の調査結果から起こした部分を破線で加えた。測量はレーザー距離計GLM7000型(BOSCH)で行い、層厚などの細かい記録はメジャーを用いた。堆積物の支持力は山中式普及型LS-321F土壌硬度計で測定した。宮田層中のテフラの年代測定は、FT年代およびU-Pb年代を株式会社京都フィッション・トラックに、K-Ar年代を株式会社蒜山地質年代学研究所に依頼した。

先行研究

宮田台地北部の地形は2つの海成段丘面、すなわち小原台面(約10万年前、海洋酸素同位体ステージ(以下MISとする)5.3)と三崎面(約8万年前、MIS 5.1)に分けられる。その分布は研究者により解釈が若干異なる(町田, 1973; 岡ほか, 1974; 蟹江・大越, 1981など)が、調査地点の台地に関してはいずれも三崎面に区分されている。実際に出現した露頭では、図2、3のように風成ローム層基底部に箱根東京テフラ(Hk-TP)があり、調査地点は三崎面であると確認した。なお、調査地点の最高点の標高は39 mであった。各海成段丘を構成する海成層は、小原台砂礫層、三崎砂礫層で、両者の間にはMIS5.2の海退期が存在するが、奥村ほか(1977)は、調査地点の北東約1 kmの須軽谷で両砂礫層が整合で重なりと報告している。

調査地点に分布する宮田層は、先行研究ではいずれも須軽谷砂部層とされる(奥村ほか, 1977; 江藤ほか, 1998; 蟹江・大越, 1981)。ただし、宮田層内の須軽谷砂部層の層位に関しては最下位(奥村ほか, 1977; 江藤ほか, 1998)、中位(蟹江・大越, 1981)と見解が分かれている。宮田層の堆積時期

に関しては、いくつかの報告例がある。蟹江・大越(1981)は、ナウマンゾウ化石の産出から下末吉層(MIS 5.5)相当とした。山口ほか(1983)は蟹江・大越(1981)の上宮田凝灰質砂部層について、ナノ化石から若くとも44万年前、TE-6テフラ(町田ほか, 1974)を含む可能性を指摘した。TE-6テフラはMIS 11の海進堆積物を覆う鴨沢ローム層中のテフラで、直下に存在するTE-5テフラのうちTE-5aはその後の研究で350 ka前後(町田・新井, 2003)、410 ± 50 ka(中里・壇原, 2005)とされている。大村ほか(1991)は、宮田層からの再堆積と考えられる単斜サンゴ化石からウラン-トリチウム(U-Th)年代約29~38万年前を報告し、MIS9の堆積物が存在する可能性を示した。豊田・奥村(2000)はElectron Spin Resonance(ESR)年代として津久井浜部層が約50万年前、鹿穴部層が約30万年前と報告している。宮田層内の不整合の有無については、奥村ほか(1977)、江藤ほか(1998)は宮田層内の各部層は全て整合関係という見解であるが、蟹江・大越(1981)は小原台地域の横須賀累層(下末吉層相当層)における天津部層と走水部層の関係を宮田層に対比させ、宮田累層と津久井累層に分け、海退過程で形成された1つの波蝕台状の平らな不整合面の存在を考えている。

2017年度調査結果(塩井・笠間, 2018)

露頭スケッチを図3、段丘堆積物の柱状図を図4に示す。最上位の風成ローム層は立川ローム層、武蔵野ローム層からなり、両者は整合的に重なる部分もあるが、武蔵野ローム層を侵食した谷を埋めて立川ローム層が堆積する部分もある。後者では最上部の黒ボク土が厚さ2 m以上と発達する。調査地点の北に接した地域では、立川ローム層中に旧石器時代の遺物が発見されている(船久保遺跡)。風成ローム層の下位には海成段丘を構成する砂礫層(層厚約5.8 m)があり、その基底は生痕化石が発達する平らな不整合面で宮田層と接する。不整合面は水平ではなく、緩く南西方向に傾く(図2では標高27.6~26.5 m)。この海成層は地形面区分では三崎砂礫層となるが、層厚は厚く下部は固結が進んでいる。このため固結の度合いにより下位の小原台砂礫層(支持力1.0~1.6 MPa、層厚約4.7 m)と上位の三崎砂礫層(支持力0.8~1.2 MPa、層厚約1.1 m)に分けた。ただし、両砂礫層の不整合面は明瞭ではない。

宮田層は先行研究とは異なり、複雑な侵食関係で接する多様な岩相の堆積物の存在が明らかとなった。露出が断片的であるため、これらを下位から上位と考えられる順にA層(淡黄褐色凝灰

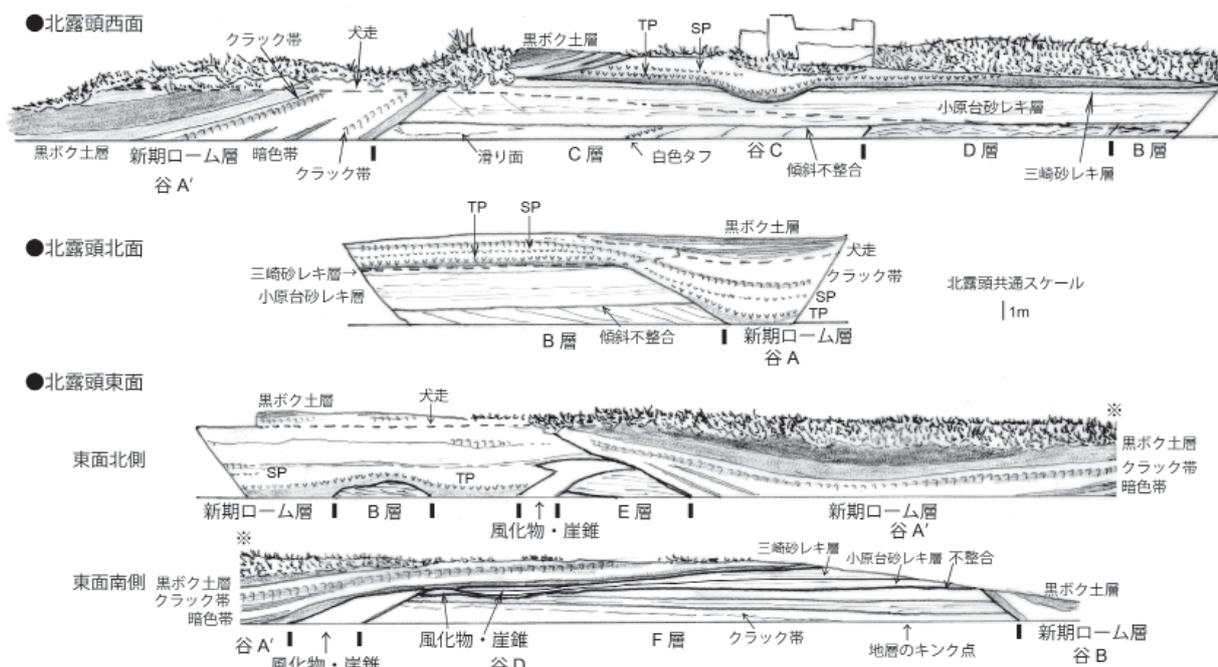


Fig. 3. Outcrops of 2017 (Shioi & Kasama, 2018).

図3. 2017年の露頭 (塩井・笠間, 2018). 図2の西面スケッチ, 東面スケッチの場所はこの図の北露頭西面, 北露頭東面のそれぞれ北部付近に相当するが, 東面は拡幅工事によりこの時点より約10m後退している. 北露頭西面の白色タフが船久保タフ (Fn) である.

質砂層)、B層 (クロスラミナが発達する暗灰褐色凝灰質砂礫層)、C層 (礫混じりの淡赤褐色凝灰質砂層~泥層)、D層 (クロスラミナが発達する暗灰緑色砂礫層)、E層 (クロスラミナの発達する暗灰緑色砂礫層と淡灰緑色砂層)、F層 (青灰色泥~礫混じりの褐色粗粒砂層) とした。これらのうちA層とB層、B層とC層、C層とD層、B層とD層は高角な侵食面で接し、E層とF層の関係およびA層~D層とE層、F層の関係も不連続で、侵食ないし断層で接することが予想された。これらのA~F層が先行研究の宮田層のどの部層に相当するかは重要であるが、論文の記載内容から当てはめることは難しい。これらの中でA層が須軽谷砂部層 (奥村ほか, 1977; 蟹江・大越, 1981)、B層が津久井浜砂礫部層 (奥村ほか, 1977) に対比される可能性はある。テフラについては、D層、E層、F層以外は火砕物に富むが、明瞭なテフラ層には乏しい。しかし、C層中にバブルウォール型火山ガラスを含む白色ガラス質火山灰層を確認し、船久保タフ (Fn) と命名した。なお、先行研究では貝化石の記述が多いが、本調査地点からの産出は確認されていない。

調査結果

1) 2018年度工事で出現した新露頭の宮田層

調査地点の新露頭のスケッチを図2に示す。路面中央にはHk-TPを含む武蔵野ローム層が堆積

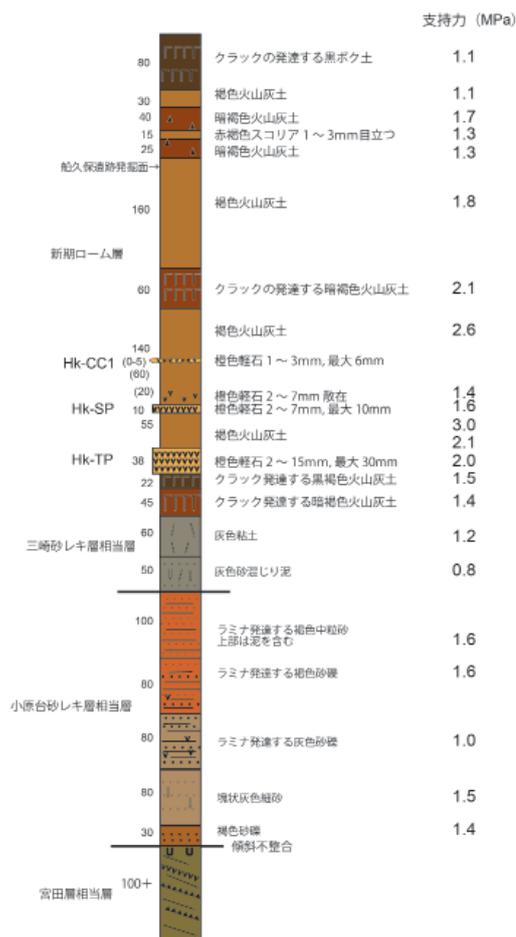


Fig.4. Columnar section of terrace deposits (Shioi & Kasama, 2018).

図4. 段丘堆積物柱状図 (塩井・笠間, 2018).

する谷がある。B層、C層、D層は図3のB層、C層、D層に対応するが、東面で記載したE層は、新露頭で西面のD層と連続する同一層と判明したので、E層の表記をやめD層とした。これら各層の関係を模式的に示したのが図5で、B層→D層→C層の順に下位層を掘り込むような谷状の侵食関係で堆積している。南露頭との関係から、B層は北下がり侵食面を埋めるように、D層、C層は谷埋め状に堆積していることが明らかになった。各層の写真を図6～8に示す。以下、各層について述べる。

B層は大規模な平板状のフォアセットクロスラミナが発達する凝灰質砂礫層で層厚8.1 m以上、全体的にはスコリアが多いため暗灰褐色を呈する。南露頭ではサンドパイプを含む部分があり、北下がり侵食面をもってA層と接しているが、新露頭ではA層は露出しておらず下限不明である。火砕物はスコリアが多く軽石も加わるが、シルトサイズ以下の細粒火山灰に乏しく、わずかに淡褐色の細粒火山灰が厚さ数 cm 以下のラミナとして挟まれる程度である。基質には風化して白色を呈する斜長石斑晶が目立つ。スコリアと軽石は円磨されていないものが多く、大部分は火山活動で海に直接降下堆積したことを示唆する。ただし色調は多様で、スコリアは黒、黒褐、褐色、軽石は白、黄、橙、桃色に加え、灰、灰緑、灰褐色、黄褐色などの“スコパミ”と通称される軽石とスコリアの中間的な色調のものがある。これらはランダムに多様な色調のものが混在する部分もあるが、特定の色調のものが集中する層準も存在する。スコリア、軽石の目立つ粒径は1～2 cm、最大長径4 cm程度と現在の三浦半島に見られる箱根火山の噴出物の粒径と大きな差はない。火砕物に加え、関東山地系のチャート、砂岩、頁岩等の礫（円磨され最大長径2 cm程度）、三浦層群、葉山層群由来と考えられる泥質岩の礫（関東山地系に比べ円磨度は低く、最大長径3 cm程度）や碎屑性の砂も含まれるが、碎屑物もシルトサイズ以下の粒子に乏しい。また最大長径5 cm程度の円磨された橙褐色半透明シャベット状の樹脂状物質が所々に見られた。ラミナの走向は北東-南西方向で、傾斜は南東方向に20～45°、クロスラミナが収束する層理面と考えられる面の走向傾斜はN35° E、20° SEであった。

D層は砂波状やトラフ状のクロスラミナがみられる暗褐色砂礫層とラミナのない淡灰褐色極細砂～泥層が数 cm～数十 cmの層厚で互層状に堆積した地層で層厚5 m以上、還元状態の部分では暗灰緑色～淡灰緑色を呈する。これら各層は露頭でのみかけ幅数 m 以下のものが多く、横方向に連続せず、水平～南方にゆるく傾斜する。また、境界に

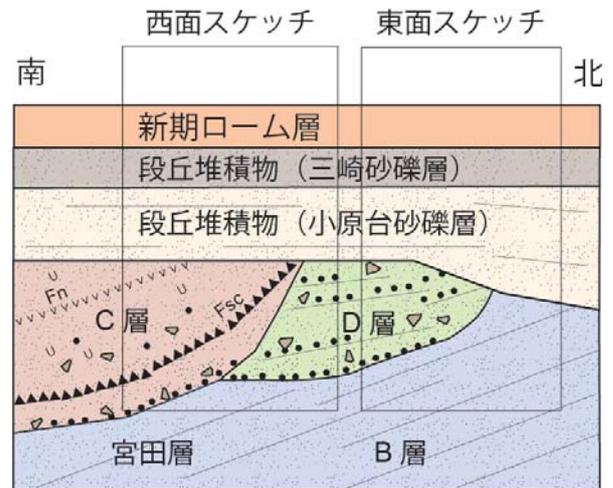


Fig.5. Typical cross section of the study site.

図5. 調査地点の模式断面図。

は不規則な折れ曲がりや、うねるような構造がみられる部分もある。礫は関東山地系のチャート、砂岩、頁岩等（円磨されている、最大長径12 cm程度）、三浦層群、葉山層群由来の泥質岩（前者に比べ円磨度は低く、最大長径5 cm程度）に加え丹沢山地系と考えられる緑色凝灰岩の礫、および宮田層起源と考えられる固結度の低い泥質岩ブロック（長径20 cm～1 m程度）を含む。砂は関東山地系の粒子に加え、火砕物起源の磁鉄鉱等の重鉱物を多く含む。B層を南西下がり侵食し、その側面にアバットするように堆積している。ほぼ東西方向の北側の露頭面では、基底面が1 m程度の谷幅で波状に侵食されている様子が観察された。サンドパイプや貝化石など海成層を示唆する大型化石は見つからなかった。B層とは岩相に加え、スコリア、軽石をほとんど含まない点が大きく異なる。

C層は淡赤褐色の礫混じり凝灰質砂層～泥層で層厚14 m以上、凝灰質の極細砂～泥の基質に極粗粒砂～礫及び、軽石が散在する淘汰の悪い岩相をなす。サンドパイプが全体的にみられ、特に上位では多い。D層およびB層を南西下がり侵食し、南露頭では北下がり侵食面とB層と接するので、両者の間にある谷を埋めるように堆積していることが判る。C層自体は、その谷の面にアバットせずにマンフルベディングに近い形で堆積し、谷を次第に埋積していく様子が、船久保タフ (Fn) や灰黒色細粒スコリア層（船久保スコリア (Fsc) と呼ぶ）の堆積形態から観察された。よって各層の傾斜は上位に向かって緩くなる傾向があるが、船久保タフ (Fn) 付近での走向傾斜はN45° E、20° SEである。C層の柱状図を図9に示す。礫は基底部付近に多いものの全体に散在する。礫種は関東山地系のチャート、砂岩、頁岩等（円磨されている、最大長径4 cm程度）と



Fig. 6. Photo of sketched west side.
図 6. 西面スケッチ部分の写真.



Fig. 7. Photo of sketched east side.
図 7. 東面スケッチ部分の写真.

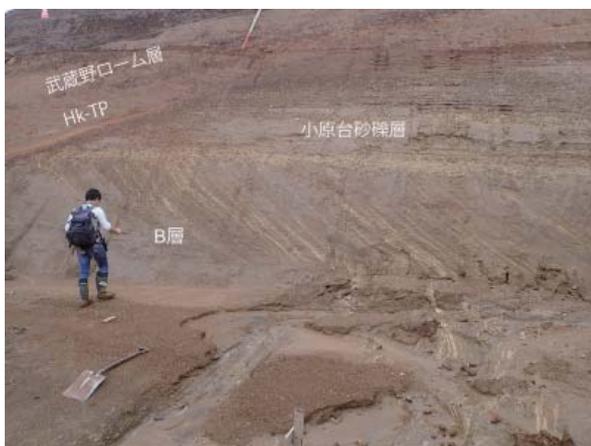


Fig. 8. Photo of north side.
図 8. 北面の写真.

三浦層群、葉山層群由来の泥質岩（関東山地系の礫に比べると円磨度は低く、最大長径 20 cm 程度）からなり、後者の角礫～円礫が密集している部分もあった。テフラ層以外では、軽石が全体的に散在し、上位に向かって多くなる。発色は白～黄色および灰色がほとんどで、B層に多くみられるいわゆる“スコパミ”は少ない。凝灰質の基質には輝石、斜長石等の斑晶鈹物が見られ、特に船久保タフ (Fn) の下位 25 cm には密集する部分（斑晶

鈹物濃集部と呼ぶ）があり、そこには角閃石が含まれる。C層はB層、D層の上位にもかかわらず、これらの層より固結が進んでおり、船久保タフの下位側に支持力が 4 MPa を超える部分がある。

以上より、本研究および塩井・笠間 (2018) から調査地点の宮田層をまとめると以下ようになる。

- ・ 全て侵食関係で A 層→B 層→D 層→C 層の順に堆積している。
- ・ 各層からは貝化石は見出されていないが、D 層以外はサンドパイプが見られる。中でも C 層は全層準にわたってサンドパイプが発達する。
- ・ A 層と B 層はともにシルトサイズ以下の碎屑物に乏しいが、D 層と C 層は富む。D 層はシルトサイズ以下の碎屑物に乏しい砂礫層とシルトサイズ以下の碎屑物に富む極細砂～泥層が互層状に堆積し、C 層は淘汰が悪く基質はシルトサイズ以下の碎屑物に富む。
- ・ スコリア、軽石に最も富むのは B 層（ほとんどがスコリア）で、クロスラミナが発達する。
- ・ 含まれる礫径が最も大きいのは D 層で、固結度の低い泥質ブロックも含む。
- ・ C 層は三浦層群、葉山層群起源と考えられる角礫を特徴的に含む。

2) 船久保タフ (Fn)

① 組成分析

船久保タフ (Fn) (塩井・笠間, 2018) の露頭写真を図 10 に示す。分析は株式会社京都フィッシュン・トラックに依頼した。船久保タフ (Fn) の分析は、外来鈹物混入の影響を評価するため、船久保タフ (Fn) 下位の斑晶鈹物濃集部と合わせて行った。全鈹物組成、重鈹物組成、火山ガラス形態分類は、#120～#250 (1/8～1/16 mm) サイズ粒子から無作為に抽出した 200 個の試料を使用した。船久保タフ (Fn) は細粒で、半数以上を火山ガラスが占め、重鈹物では黒雲母が特徴的に含まれる (図 11)。なお、軽鈹物には石英が含まれる。火山ガラスの形態は、吉川 (1975) による扁平型 (H a, H b) (バブルウォール型) が有意に存在し、中間型 (Ca, Cb) や多孔質型 (Ta, Tb) (軽石型) も混在する。各屈折率測定の結果を、斑晶鈹物濃集部および当初斑晶鈹物組成から対比が想定された阿多鳥浜テフラ (Ata-Th) (MIS 7、約 240 ka (町田・新井, 2003)) と合わせて示した (図 12)。火山ガラスの屈折率は 1.50 付近に鋭いピークがあり、阿多鳥浜テフラ (Ata-Th) とほぼ同じ値であった。しかし、斜方輝石 γ および角閃石 n2 の屈折率は斑晶鈹物濃集部とほぼ一致し、混入の影響が否定できない結果となった。また、紫外線レーザーアブレーション装置と四重極型誘導結合プラズマ質量分析 (ICP-MS) 装置

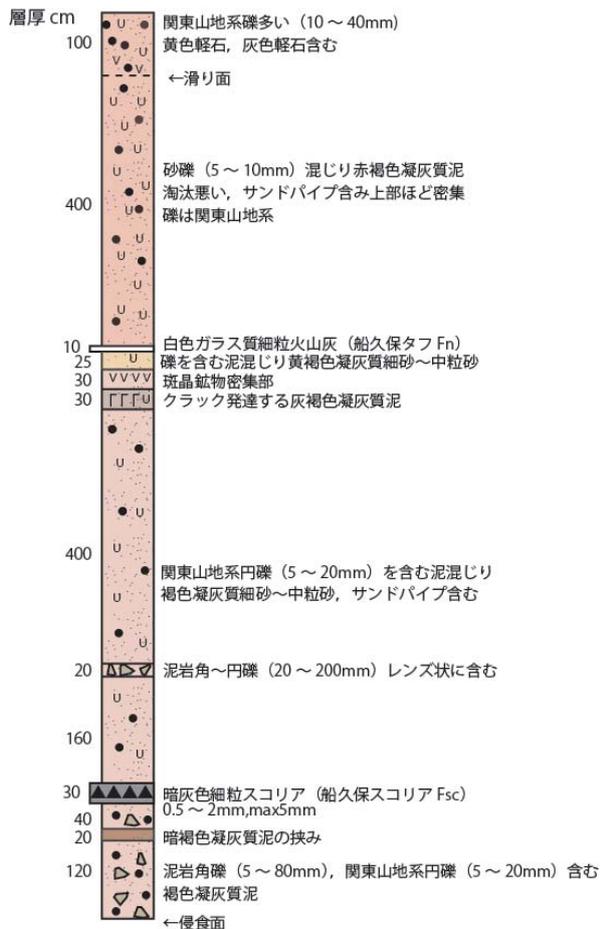


Fig. 9. Columnar section of C Formation.
図 9. C 層柱状図.

を用いた火山ガラスの主成分および微量元素分析の結果を表 1 に示す。また、元素存在度に関して阿多鳥浜テフラ (Ata-Th) との比較を図 13 に示す。パターンの近似性は認められるが、阿多鳥浜テフラ (Ata-Th) との一致はみられなかった。

② フィッション・トラック (FT) とウラン-鉛 (U-Pb) のダブル年代測定法について

測定は株式会社京都フィッション・トラックに依頼した。船久保タフ (Fn) より抽出したジルコン結晶について、レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析 (LA-ICP-MS) 法による FT と U-Pb ダブル年代測定 (岩野ほか, 2013) を行った。この方法は高低 2 つの閉鎖温度に対応した年代が得られ、U-Pb 年代測定結果により FT 年代測定に適さない外来結晶の判定も可能である。測定は以下のように行った (株式会社京都フィッション・トラックの報告書による)。

FT 年代測定は、ジルコン粒子を PFA テフロン樹脂シートに埋め込み、KOH、NaOH の共融液 (225°C) でエッチングし、自発飛跡 (トラック) 密度を光学顕微鏡 Nikon EclipseE100 + 高品位デジタルカメラ浜松フォトニクス C9440-05G + 高品位モニター画面タッチパネルシステムズ 17 で測定し

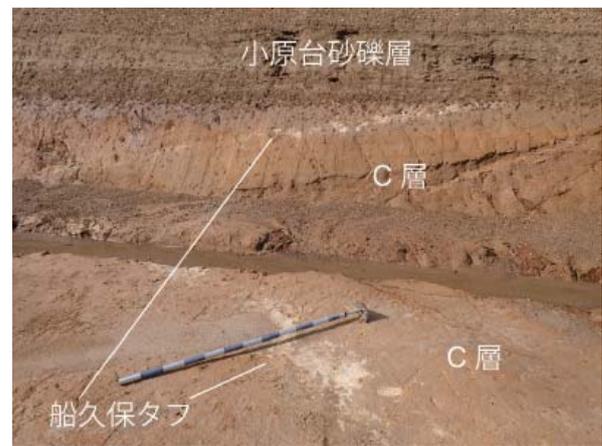


Fig. 10. Photo of Funakubo Tuff (Fn).
図 10. 船久保タフ (Fn) の写真.

た。自発飛跡密度に関係するウラン濃度 (^{238}U 原子核密度) の計測は、東京大学大学院理学系研究科地殻化学実験施設のレーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析 (LA-ICP-MS) システムを用いた。レーザーアブレーションシステムは、笠間・塩井 (2018) ではサイバーレーザー IFRIT のフェムト秒レーザーを用い、本研究では Photon Machines Analyte のエキシマレーザーを用いた。

U-Pb 年代測定は、FT 年代測定と同じ実験施設の LA-ICP-MS 装置を用いたが、レーザーはビーム径の比較的容易なエキシマレーザーを用いた。測定した元素およびその同位体は ^{202}Hg 、 ^{204}Pb (^{204}Hg)、 ^{206}Pb 、 ^{207}Pb 、 ^{208}Pb 、 ^{232}Th 、 ^{235}U 、 ^{238}U で、 ^{202}Hg と ^{204}Pb は common Pb (^{204}Pb) の汚染見積りとその補正に用いた。 ^{238}U - ^{206}Pb 年代と ^{235}U - ^{207}Pb 年代を測定し、両年代が 2σ 誤差内で一致するコンコダント粒子群を選び、最若粒子集団の加重平均年代を求めた。なお、今回のような非常に若い U-Pb 年代データでは Sakata *et al.* (2017) による U-Th-Pb 放射壊変系列の放射非平衡の補正を行っている。

ウラン濃度のスタンダード試料は Nancy 91500 ジルコンを用い、笠間・塩井 (2018) では U-Pb 年代測定用 2 次スタンダード試料として OD-3、FT 年代測定の 1 次スタンダード試料として Fish Canyon Tuff または Bishop Tuff を用い、本研究では U-Pb 年代測定の 2 次スタンダード試料として OD-3、GJ-1、PleSovice、FT 年代測定の 1 次スタンダード試料として Fish Canyon Tuff、同 2 次スタンダード試料として Bishop Tuff を用いた。

③ FT および U-Pb ダブル年代測結果 (表 2)

本研究に先立って行った笠間・塩井 (2018) では、ジルコン結晶 30 粒子について測定を行い、FT 年代 0.38 ± 0.14 Ma、U-Pb 年代 0.67 ± 0.01 Ma が得られた。本研究では株式会社蒜山地質年代研究所

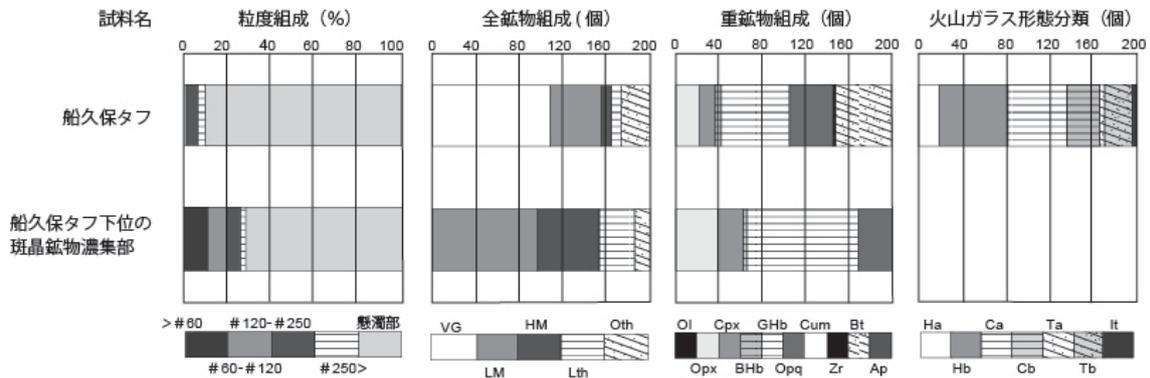


Fig. 11. Particle analyses of Funakubo Tuff (Fn).

図 11. 船久保タフ (Fn) の粒子分析.

VG: 火山ガラス, LM: 軽鉱物, HM: 重鉱物, Lth: 岩片, Oth: その他. Ol: カンラン石, Opx: 斜方輝石, Cpx: 単斜輝石, BHb: 褐色普通角閃石, GHb: 緑色普通角閃石, Opq: 不透明鉱物, Cum: カミグトン閃石, Zr: ジルコン, Bt: 黒雲母, Ap: アパタイト. 火山ガラス形態分類・扁平型 (Ha: 板状, Hb: 突起のある板状)・中間型 (Ca: 球状気泡, Cb: 伸長気泡)・多孔質型 (Ta: 球状気泡, Tb: 伸長気泡).

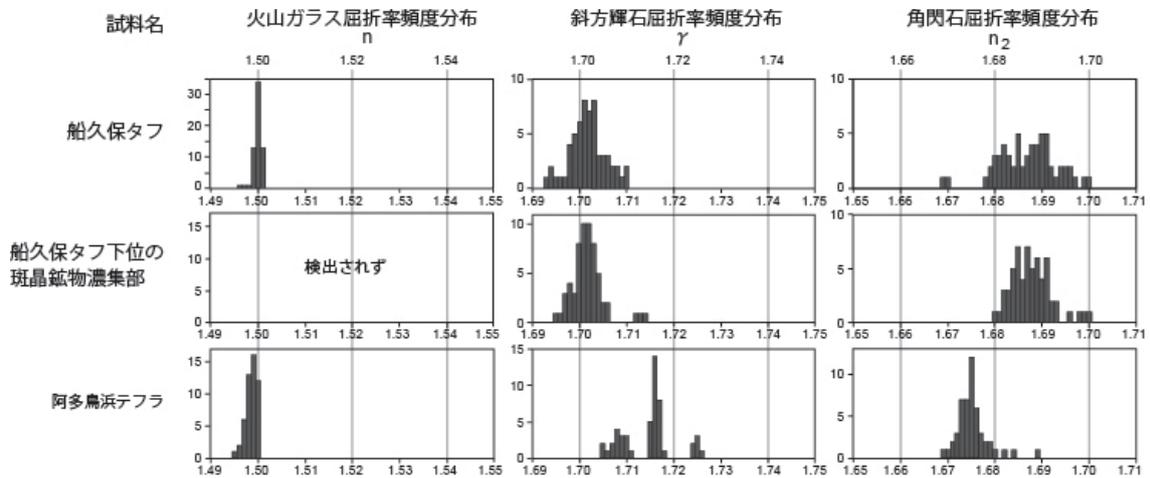


Fig. 12. Refractive indices of Funakubo Tuff (Fn).

図 12. 船久保タフ (Fn) の屈折率.

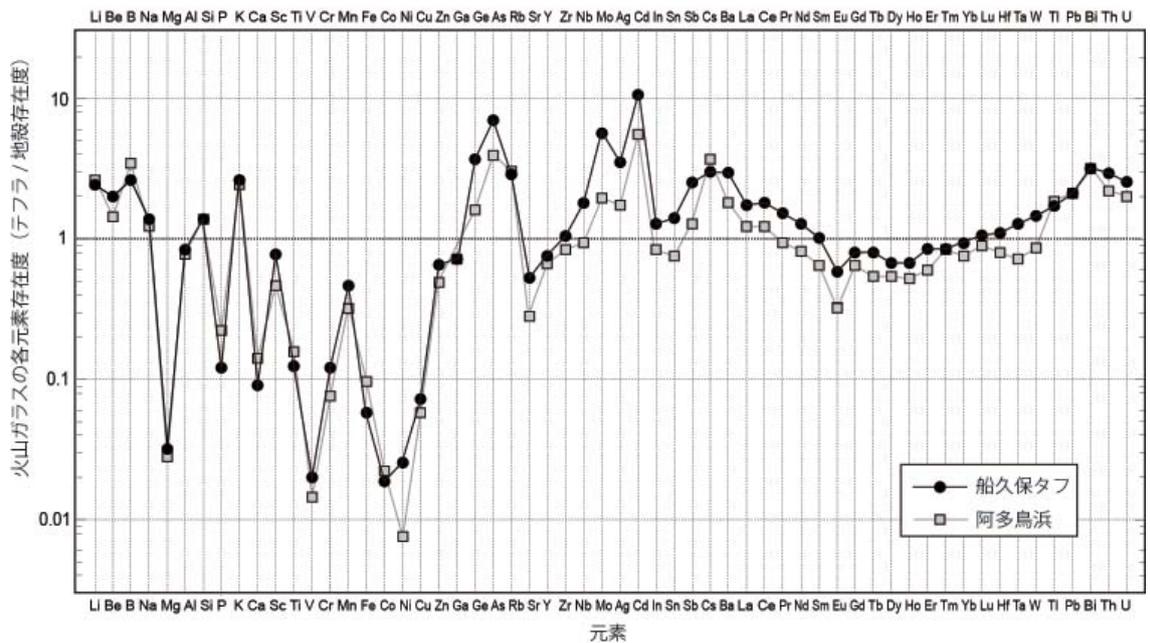


Fig. 13. Comparison of elemental presence ratio (concentration / crustal abundance), Funakubo Tuff (Fn) vs. Ata Torihama Tephra (Ata-Th).

図 13. 船久保タフ (Fn) と阿多鳥浜テフラ (Ata-Th) の元素存在度の比較.

Table 2. Result of fission track and U-Pb double dating of Funakubo Tuff

表 2. 船久保タフ (Fn), U-Pb ダブル年代測定の結果

試料名	結晶数	自発核分裂飛跡		²³⁵ U計数(サンプル)		²³⁸ U計数(標準)		相関係数 ρ _s とρ _u	ウラン濃度 (ppm)	FT年代±1σ (Ma)	U-Pb年代±2σ (Ma)
		ρ _s (cm ⁻²)	N _s	ρ _u (cm ⁻²)	N _u	ρ _{ustd} (cm ⁻²)	N _{ustd}				
船久保タフ(Fn) (笠間・塩井, 2018)	30	1.32 × 10 ⁴	7	4.87 × 10 ¹²	2,576,716,542	3.206 × 10 ¹²	39,268,948	0.125	113	0.38 ± 0.14	0.67 ± 0.01
船久保タフ(Fn) (本研究)	88	1.82 × 10 ⁴	32	6.63 × 10 ¹²	12,503,145,211	3.428 × 10 ¹²	13,713,470	0.282	143	0.42 ± 0.14	0.63 ± 0.01

ρ_s: 自発飛跡 (トラック) 密度, N_s: 自発飛跡 (トラック) 数, ρ_u: サンプルのウラン計数密度, N_u: サンプルのウランカウント数 (N_s 計数面積への補正值), ρ_{ustd}: 標準試料のウラン計数密度, N_{ustd}: 標準試料のウランカウント数.

Table 3. Result of K-Ar dating of Funakubo Tuff and mineral concentrated layer under Funakubo Tuff

表 3. 船久保タフとその下位の斑晶鉱物濃集部の K-Ar 年代測定結果

試料名	測定物 (粒径)	カリウム含有量 (wt%)	放射性起源 ⁴⁰ Ar (10 ¹⁰ cc STP/g)	K-Ar 年代 (Ma)	非放射性起源 ⁴⁰ Ar (%)
船久保タフ	斜長石 (60-150μm)	0.260±0.005	2.19±0.11	2.17±0.12	72.3
斑晶濃集部	角閃石 (60-100μm)	0.208±0.004	1.56±0.17	1.93±0.21	86.1

A層にアバットして堆積している。この侵食面は露出が断片的であるが、A層を深く侵食し、規模が大きいため不整合面の可能性が高い。B層の火砕物は多様であることから複数のテフラが混合していると考えられる。ラミナを成して堆積していることから、水流の影響を受けたリワーク堆積物であるが、特徴の一致する火砕物が集中する部分を挟在することから、イベント堆積物として一気に堆積したものではなく、噴火活動と呼応して比較的時間をかけて形成された可能性がある。スコリア、軽石の粒径から給源火山は、中部地方など遠方の火山からもたらされたものではなく、現在の箱根あるいは伊豆半島方面にあったと推定される。

D層は下位のB層に接する侵食面が北露頭では南傾斜で、南露頭では存在せずにD層より古い地層のみであることから、D層は北露頭と南露頭の間に谷埋め状に堆積していることが推定される。D層もB層に対してアバットの関係で堆積している。D層はサンドパイプがみられず、礫径が大きく、基底面を波状に侵食していることから、河川のような比較的急な流れの中で堆積した地層の可能性が高い。B層からの再堆積を含めD層にスコリア、軽石等の火砕物がほとんどみられないことは、B層とは堆積した環境や時代が異なることを示唆しており、D層基底の谷状の侵食面も不整合面の可能性が高い。

C層は南露頭と北露頭の間に谷埋め状に堆積し、全層に渡ってサンドパイプが発達することから、谷を埋める浅い海の堆積物と考えられ、サンドパイプを形成しながら谷を埋積して堆積していることから、海進期の堆積物の可能性が考えられる。C層は最上位にもかかわらず固結が最も進んでいる。横浜地域の多摩丘陵では下末吉海進によって水没した風成ローム層が硬く固結することが知られているが、C層の固結も、凝灰質の基質が小原台面を形成した海進で水没することによって生じた可能性

が考えられる。C層はB層、D層とは異なり淘汰が悪く、角礫も混じる。含まれる火砕物もB層とは異なる。侵食面にはアバットせず、侵食面に沿って堆積しているなど岩相や堆積形態は異なることからC層基底の侵食面も不整合面の可能性が高い。

以上、各層の議論とともに不整合関係で重なる可能性を述べた。1つの露頭からの情報であるが、ここで明らかになった堆積構造は、宮田層の堆積機構を再考する一つのきっかけになると考えている。宮田層が堆積している宮田台地は活断層に挟まれており、その堆積機構には構造運動の影響が指摘された(藤田, 1951)。奥村ほか(1977)の宮田層地質断面の解釈は、藤田(1951)と大きく変わらないが、彼らは海進海退の影響を考え、宮田層基底に埋没谷があることを初めて指摘した。蟹江・大越(1981)の地質断面の解釈は、これらとは大きく異なり、谷埋め状の堆積構造を各部層に考え、宮田層(宮田累層)中に水平な不整合面を1つ記載して津久井累層として分けた。しかし、宮田層の各部層は一連の下末吉海進の堆積物とし、不整合の原因として海退に加え隆起運動を考えた。

今回の露頭でみられる堆積形態は、以上のものとは異なり、不整合の可能性のある侵食関係で各層が谷埋め状に入り組んで堆積しているものであった。このような堆積構造は、三浦丘陵を挟んで北側に広がる多摩丘陵南部(横浜地域)の相模層群の堆積構造(関東第四紀研究会, 1974など)に酷似する。多摩丘陵南部では、氷河性海面変動による海退で形成された谷に、海進で1つの地層が形成され、次の海退で別の場所に谷が形成され、再び海進で次の地層が堆積するというを繰り返した結果、複雑に入り組んだ谷状の不整合で接する相模層群を形成した。宮田層の年代については後述するが、相模層群と形成時期は重なるので、海進、海退の影響を受けているはずである。よって、宮田層も多摩丘陵南部の相模層群と類似した過程で堆積した可

能性は高く、部層としたものが不整合関係で接する独立した1つの地層で、宮田層と呼ばれる地層は宮田層群となり、相模層群に対比される可能性がある。多摩丘陵南部と比べて宮田台地が大きく異なることは、これまで宅地開発が行われず大規模露頭が出現していないこと、新しい海成段丘である小原台面や三崎面によって、下末吉海進以前の地形面が消失していることである。このことは下末吉海進以前の海進堆積物の分布を直接確認することや、地形面高度等によって推定することを困難にしており、宮田層が1回の海進堆積物である印象を強めているのかもしれない。宮田台地の土地利用を考えると、大規模な露頭が出現する可能性は極めて低いので、このような工事露頭の情報を今後の研究に活かしていくことは重要である。

2) 船久保タフ (Fn) の年代値と宮田層の堆積時期

表2のFT年代、U-Pb年代はほぼ同じ年代を示し再現性に問題はなかった。FT年代とU-Pb年代で差が生じるのは、閉鎖温度がU-Pbは700～900℃と高く、フィッシュ・トラックが200～300℃と低いので、この場合約0.41MaのFT年代が船久保タフ (Fn) の噴出年代を示していると考えられる。これはMIS11付近で、年代的にもMIS7初期とされる阿多鳥浜テフラとは異なる結果となった。なお、K-Ar年代(表3)は、カリウム濃度が定量可能な限界値0.2 wt%に近く、大気中の⁴⁰Arの混入率も高いという測定条件の悪さもあるが、船久保タフ (Fn)、その下位の斑晶濃集部、いずれもFT年代およびU-Pb年代の年代値を超え、上総層群相当の年代が出た。調査露頭の近くに上総層群相当とされる林層があり、そこからの外来斑晶とも考えられるが、宮田層中にテフラが存在することは確実であることから、その本質物質の斑晶鉱物に、数百万年前の三浦層群由来の外来斑晶が一定割合混合している結果の可能性が高い(例えば0.4 Ma粒子70%、6 Ma粒子30%の合成年代で2.1 Maとなる)。いずれにしても、船久保タフ (Fn) には、外来斑晶が含まれていることは確実で、ジルコン結晶についても同様である。したがって今回報告した値の扱いには注意が必要であるが、船久保タフ (Fn) はバブルウォール型の火山ガラスを含むことから、何らかの広域テフラであることは確実であろう。

船久保タフ (Fn) を含むC層は、調査地点の中では最上位層であり、D層、B層は更に古い。したがって、蟹江・大越(1981)の下末吉層相当層はここには存在しないことになるが、山口ほか(1983)、大村ほか(1991)、豊田・奥村(2000)の年代値とは似た結果である。MIS11の海進堆積物は多摩丘陵南部では、相模層群港南(上倉

田)層に相当する(貝塚ほか,2000)。港南層は少量のスコリア層を含むが火砕物に乏しく、白色ガラス質の広域テフラは知られていない。C層にはスコリア層(船久保スコリア (Fsc))が含まれるが、全体的に凝灰質であることから岩相的に港南層とは異なる。MIS11～10にかけては特徴的なテフラ(TEテフラ群)がある。これらのうちTE-5aは鉱物組成、火山ガラス屈折率、角閃石高い屈折率など船久保タフとの類似性が認められるが、バブルウォール型の火山ガラスは無く(町田・荒井,2003)、その前後に存在する粗粒な軽石質、スコリア質テフラもC層にはない。MIS12～11にかけてのテフラ層は露頭が少なく不明な点があるので、この時期に相当する堆積物かもしれない。B層はスコリアに富む非常に特徴的な堆積物である。このような特異な岩相は、多摩丘陵南部の相模層群屏風ヶ浦層の中部スコリア質シルト層(関東第四紀研究会,1974)に類似する。この層準はMIS13に噴出した小林笠森テフラ(Kb-Ks)の上位であることが知られている(町田・新井,2003)。したがって、今回露出したB層、D層、C層はMIS13～11にかけての堆積物である可能性がある(図14)。

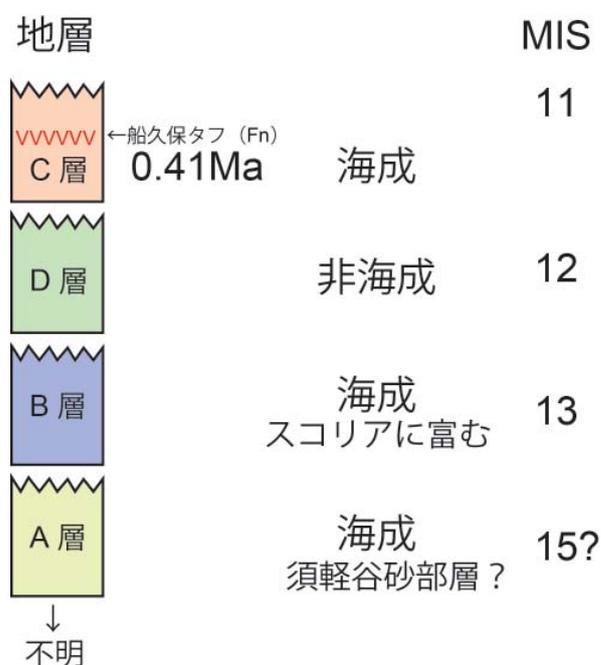


Fig. 14. Estimated relationship between each stratum and MIS.
図14. 各層とMISとの推定される対応関係。

謝辞

神奈川県横須賀土木事務所の工事担当の方々には作業の進捗状況に関する情報をいただき、また現場の案内をしていただいた。平塚市立博物館

の野崎 篤学芸員、産業技術総合研究所地質調査総合センターの宇都宮正志氏には、現地と一緒に露頭を見ていただき有益な助言を頂いた。以上の方々に篤くお礼申し上げます。

引用文献

- 青木廉二郎, 1925. 三浦半島の海岸に就きて. 地球, **3**:101-111.
- 江藤哲人・矢崎清貫・卜部厚志・磯部一洋, 1998. 横須賀地域の地質. 地域地質研究報告 (5 万分の 1 地質図幅). 128pp. 地質調査所, つくば.
- 藤田至則, 1951. 宮田層の堆積機構—地殻変動と堆積過程との相関々係—. 地質学雑誌, **57**: 21-28.
- 長谷川善和・蟹江康光, 1971. 横須賀市大木根の宮田層産ナウマン象. 横須賀市博研報 (自然), **18**: 36-42.
- 岩野英樹・折橋裕二・檀原 徹・平田岳史・小笠原正継, 2013. 同一ジルコン結晶を用いたフィッション・トラックと U-Pb ダブル年代測定法の評価—島根県川本花崗閃緑岩の均質ジルコンを用いて—. 地質学雑誌, **118**: 365-375.
- 貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦, 2000. 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原. pp.130-134. 東京大学出版会, 東京.
- 蟹江康光, 1971. 三浦半島、津久井ならびにその周辺の宮田層. 横須賀市博研報 (自然), **17**: 28-32.
- 蟹江康光・大越 章, 1981. 三浦半島、宮田台地の第四系. 横須賀市博研報 (自然), **28**: 57-77.
- 関東第四紀研究会, 1974. 横浜付近の第四系に関する諸問題 (1) (2). 地球科学, **28**: 155-171, 218-235.
- 笠間友博・塩井宏幸, 2018. 神奈川県三浦半島宮田層中の不整合とテフラの年代について—工事露頭が示唆する宮田層形成に関する制約—. 日本第四紀学会 2018 年 (東京) 大会, 3.
- 町田 洋, 1973. 南関東における第四紀中・後期の編年と海成地形面の変動. 地学雑誌, **82**: 53-76.
- 町田 洋・新井房夫, 2003. 新編火山灰アトラス. pp.180-183. 東京大学出版会, 東京.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫, 1974. 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑誌, **83**: 302-338.
- 長尾敬介・板谷徹丸, 1988. K-Ar 法による年代測定. 地質学論集, (29): 5-21.
- 中里裕臣・檀原徹, 2005. TE-5 テフラの年代と給源. 日本地質学会第 112 年学術大会要旨, 83.
- 岡 重文・宇野沢 昭・安藤高明, 1974. 三浦半島南部の段丘変形. 地質調査所月報, **25**: 1-17.
- 奥村 清・宮田晴彦・加藤邦宣, 1977. 三浦半島宮田台地の第四系. 地学雑誌, **86**: 33-46.
- 大村明雄・小林由幸・澤 祥, 1991. 三浦半島津久井累層産単体サンゴの $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ 年代. 第四紀研究, **30**: 291-295.
- Sakata, S., Hirakawa, S., Iwano, H., Danhara, T., Guillong, M. and T. Hirata. 2017. A new approach for constraining the magnitude of initial disequilibrium in Quaternary zircons by coupled uranium and thorium decay series dating. *Quaternary Geochronology*, **38**: 1-12.
- 塩井宏幸・笠間友博, 2018. 三浦縦貫道工事露頭にみられる宮田層～新期ローム層とその変形構造 (第一報). 神奈川地学, (82): 17-32.
- 豊田博司・奥村 清, 2000. 三浦半島南部、宮田累層より産する貝化石群集とその ESR 年代. 第四紀研究, **39**: 559-568.
- 山口寿之・松島義章・平田大二・新井彰司・伊藤谷生・村田明広・町田 洋・新井房夫・高柳洋吉・小田太良・岡田尚武・北里 洋, 1983. 三浦市下宮田付近の初声層と宮田層の不整合. 神奈川自然誌資料, (4): 87-93.
- 吉川周作, 1976. 大阪層群の火山灰層について. 地質学雑誌, **82**: 497-515.

摘 要

笠間友博・塩井宏幸, 2019. 三浦半島第四系宮田層中の不整合と挟在する“船久保タフ (Fn)” の Ft, U-Pb, K-Ar 年代. 神奈川県立博物館研究報告 (自然科学), (48): 1-12. [Kasama, T. & H. Shioi, 2019. Stratigraphic subdivision of the Pleistocene Miyata Formation based on lithology and unconformity, Miura peninsula, with special reference to the radiometric age of the intercalated Funakubo Tuff. *Bull. Kanagawa Prefect. Mus. (Nat. Sci.)*, (48): 1-12.]

神奈川県三浦半島に分布する宮田層の大規模露頭が三浦縦貫道路の延伸工事で出現した。宮田層は谷状に侵食された不整合面と考えられる境界で重なる 4 つの堆積物より構成されていた。このような侵食関係で重なる堆積物は宮田層では未確認であるが、大規模露頭が出現した多摩丘陵南部の相模層群では知られており、氷河性海水準変動によって形成されたと考えられている。宮田層と相模層群の堆積年代は重なっており、宮田層も同様の地層群である可能性が示唆される。また、出現した宮田層のうち最上位層に含まれる“船久保タフ (Fn) (塩井・笠間, 2018)” のレーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析 (LA-ICP-MS) フィッション・トラック (FT) 年代は 0.41 Ma であった。

(受付 2018 年 10 月 30 日; 受理 2018 年 12 月 26 日)