

足柄平野及び大磯丘陵西部における浅部地下地質及び 後期更新世テフラの分布

Late Quaternary subsurface geology and tephra layers in the Ashigara Plain and western Oiso Hills

佐藤善輝^{1*}・水野清秀¹・中島 礼¹

SATO Yoshiaki^{1*}, MIZUNO Kiyohide¹ and NAKASHIMA Rei¹

Abstract: The subsurface paleogeography of Late Pleistocene and the infilling processes of incised-valley fill (Chuseki-so) as a response to the post-LGM transgression in the Ashigara Plain, southwestern coast of Sagami Bay, central Japan have been revealed based on the subsurface geological data of borehole logs and outcrops, tephra and sedimentary facies analyses.

Some pyroclastic flow deposits and pumice layers originated from the Hakone Volcano were identified with their refractive indices and chemical composition, and used to estimate the age of the fluvial deposits along the Kozu-Matsuda Fault Zone to be the late Middle Pleistocene to early Late Pleistocene. Buried hills composed of thick loam deposits which include Hakone Tokyo Pumice [TP] and Hakone Tokyo pyroclastic flow deposits [TP fl.] and of gravel beds were found in southeastern part of the Ashigara Plain, suggesting that the Chiyo Upland seems to extend from north to south beneath the Chuseki-so. The Late Pleistocene buried terrace I, composed of 5 to 15 m thick loam overlying gravel bed, was commonly found in the plain. The Late Pleistocene buried terrace II that has steeper grade than the buried terrace I was also found in the southeastern part of the plain. The longitudinal profiles of the gravel beds and the stratigraphy of these buried terraces suggest that they had been formed during the MIS3 (30 ka-60 ka). The distribution pattern of the buried hills and terraces shows that the incised valleys of the paleo-Sakawa River are located in the middle to west of the plain in north and extends southward, turning the direction to southeast when it reaches the western margin of the plain, about 5 km inland from the present coast. Two other incised valleys were also found on each side of the Chiyo Upland and buried hills in southeastern part of the plain.

The incised-valley fill is divided into seven layers (A to G) based on their sedimentary units and depositional ages: A, braided river deposits, 13 ka-20 ka; B, back marsh deposits, 10.5 ka- 11 ka; C, gravelly river deposits, D, sandy and muddy layers including back marsh deposits and tidal flat deposits, after 10.5 ka; E, beach ridge deposits; F, Gotemba mud flow [Gomf] deposits and secondary deposits of Gomf; and G, gravelly river deposits, after 2.5 ka-2.9 ka. The stacking pattern of the Chuseki-so is divided into five stages based on their accumulation rate and sedimentary units: Stage 1 (13 ka-20 ka), Stage 2 (11 ka-13 ka), Stage 3 (7 ka-13 ka), Stage 4 (2.5 ka-7 ka), and Stage 5 (after 2.5 ka). The stacking pattern after the LGM is controlled mainly by eustatic sea level fluctuation. The decrease in the accumulation rate and increase of fine-grained sediments in the Stage 2 is considered to be resulted from the deceleration in the sea level rise and the cold and dry climate during the Younger Dryas. The high accumulation rate and fine-grained sediments in the Stage 3 might be caused by riverine response to the sea level rise (autoretreat).

Keywords: Ashigara Plain, Oiso Hills, Quaternary, buried terrace, Chuseki-so, tephra, Kozu-Matsuda Fault Zone

要 旨

本稿では足柄平野周辺に分布する第四紀堆積物を対象として、沖積層ボーリングコアの堆積相解析、新規・既存ボーリング資料に基づく地下地質分布に関する解析、ボーリングコア及び露頭で得られたテフラ試料の分析を実施し、後期更新世に形成された埋没丘陵・埋没段丘面及び最終氷期最盛期の開析谷の分布、沖積層の区分やその堆積過程の特徴、後期更新世のテフラ対

比について検討した。

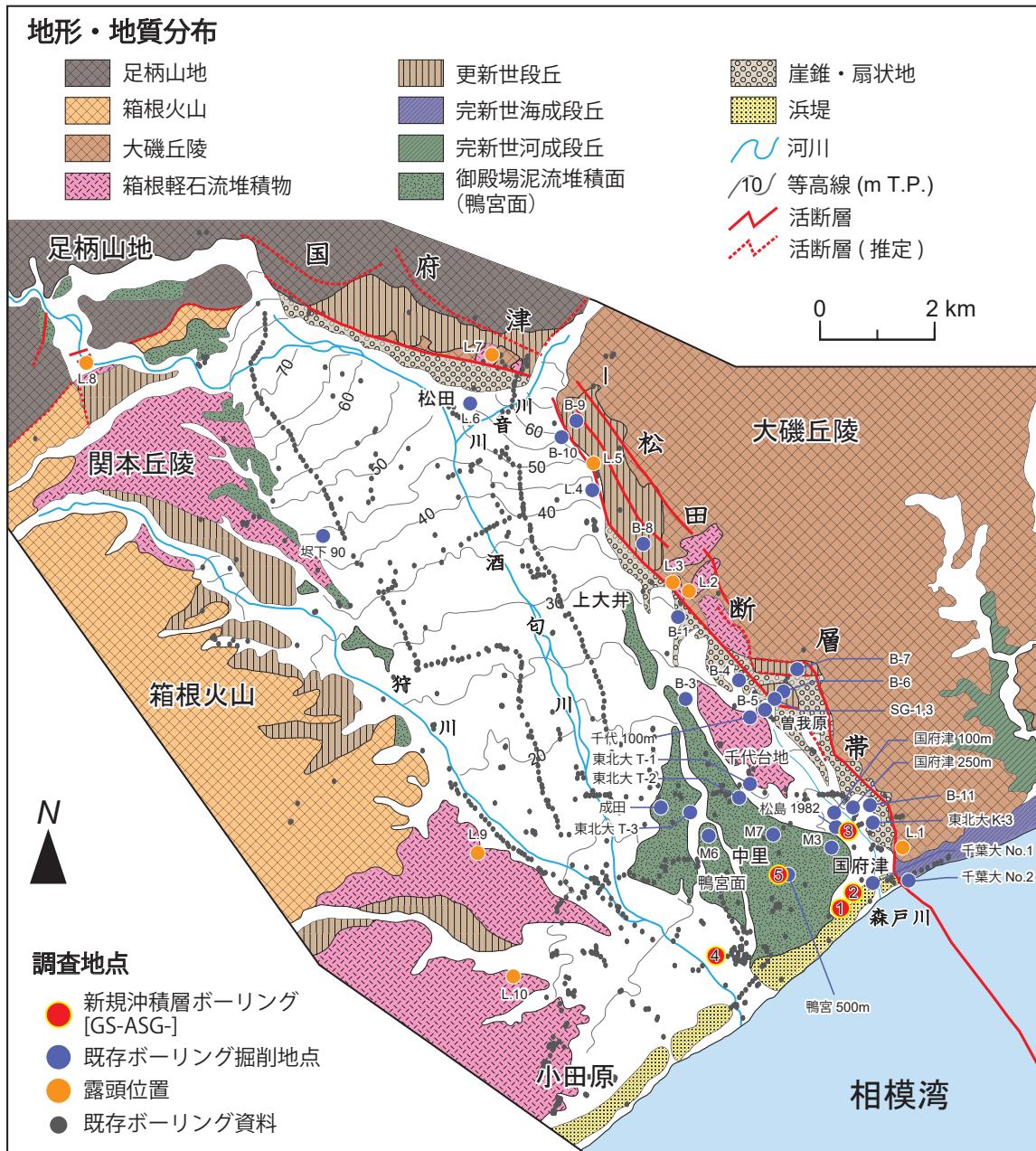
既存ボーリングコアのテフラの屈折率やガラスの化学組成から、箱根火山起源の火砕流堆積物や軽石層を同定し、国府津－松田断層沿いの河成堆積物の年代が中期更新世後期から後期更新世前期に及ぶことを示した。平野南東部では TP（箱根東京軽石層）や TP fl.（箱根東京火砕流堆積物）を含む層厚 20 m 以上の厚いローム層からなる高まり（埋没丘陵）が認められ、千代台地が沖積平野下で南北方向に分布を伸ばすことが示唆

*Correspondence

1 産業技術総合研究所 地質調査総合センター 地質情報研究部門（AIST, Geological Survey of Japan, Research Institute of Geology and Geoinformation）

Fig. 1 Indexmap of study area. A: Location of the study area. NA: North American Plate, PAS: Pacific Plate, EU: Euracian Plate, PHS: Philippine Sea Plate. B: Geological map of coastal area of the Sagami Bay and location of Ashigara Plain. Geological map is modified from GSI, AIST (2015).

物などを主体とする砂泥互層), E 層 (9.0 ka 以降, 浜堤構成層), F 層 (2.5 ka ~ 2.9 ka 頃, Gomf (御殿場泥流堆積物) とその二次堆積物), G 層 (Gomf 堆積以降礫質河川堆積物) の計 7 層に区分できる. また, 堆積速度の変化から, 沖積層の堆積過程は 13 ka, 11 ka, 7 ka, 2.5 ka を境として計 5 ステージ (ステージ 1 ~ 5) に区分できる. このステージ区分は大局的にみてユースタティックな海水準変動曲線に対応しており, 堆積物の畧重様式が海水準変動に支配されていたことを示す. ステージ 2 (11 ka ~ 13 ka) での堆積速度の鈍化と堆積物の細粒化は, ヤンガー・ドリアス期の海水準上昇速度の鈍化と気候の寒冷化・乾燥化に伴う夏季降水量の減少に起因する可能性がある. ステージ 3 の 10.5 ka 頃に生じた細粒化は海水準上昇に伴う河川の応答 (autoretreat) によって生じた可能性がある.



第2図 足柄平野の地質・地形分布及び主なボーリング調査地点の位置図。地形・地質分布は山崎（1994）、関東第四紀研究会（1987）及び小田原ほか（2011）を一部改変して作成。国府津－松田断層帯の位置は宮内ほか（2008，2009）に基づく。

Fig. 2 Geomorphological and geological classification map and location of drilling sites and outcrops in the Ashigara Plain. Distribution of geology and geomorphology is based on Yamazaki (1994). Distribution of active faults is based on Miyauchi *et al.* (2008, 2009).

1. はじめに

本稿では、相模湾北西岸に位置する足柄平野の南部と大磯丘陵西部を対象とし、沖積層ボーリングコアの堆積相解析、新規・既存ボーリング資料に基づく第四紀堆積物の地下地質分布に関する解析、ボーリングコア及び露頭で得られたテフラ試料の分析を実施し、後期更新世に形成された埋没丘陵・埋没段丘面及び最終

氷期最盛期の開析谷の分布、沖積層の区分やその堆積過程の特徴、後期更新世のテフラ対比について検討した。

足柄平野は相模湾北西岸に位置する長さ約 12 km、幅約 4 km の臨海平野で、西側を箱根火山や関本丘陵、北側を足柄山地、東側を大磯丘陵に囲まれている（第1図、第2図；貞方，1975；山崎，1994）。足柄山地及び大磯丘陵と平野との境界部には国府津－松田断層帯が分布

する（第2図；中田・今泉，2002；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）。同断層帯は相模トラフのプレート境界から分岐した断層であると推定されており（Sato *et al.*, 2005；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015），大磯丘陵・足柄山地側を相対的に隆起させる逆断層とされる（Sato *et al.*, 2005；地震調査研究推進本部地震調査委員会，2015）（第1図，第2図）。このため，大局的に見て，足柄平野は国府津－松田断層帯による構造的盆地であると理解できる。

足柄平野には，最終氷期最盛期（約2万年前）以降に酒匂川や狩川，川音川，森戸川などによって供給された堆積物からなる「沖積層」が分布する（第2図）。しかしながら，足柄平野の沖積層に焦点を当てた研究は少なく，貞方（1975），松島（1982），小沢ほか（1982），山崎（1985・1994），国土地理院（2006）などに限られる。例えば，松島（1982）は足柄平野南東部の小田原市国府津付近で掘削した沖積層のボーリングコア試料について，コアから得られた貝化石と放射性炭素（ ^{14}C ）年代測定値を報告した。また，小沢ほか（1982）は平野内のボーリング資料を収集・解析し，岩相や N 値， ^{14}C 年代測定値に基づいて，沖積層を2万年前から1万年前（暦年未補正值）まで，1万年前から4,000～5,000年前（暦年未補正值）まで，4,000～5,000年前（暦年未補正值）以降の計3層（上部，中部，下部層）に区分した。さらに，山崎（1994）は小沢ほか（1982）の区分を再検討し，約2,500～2,900年前に富士山の山体崩壊によって生じた御殿場泥流堆積物（以下，Gomfと表現；町田，1964；宮地ほか，2004；山元ほか，2016）を境として上部層を細分し，下部，中上部，最上部層の3層に区分した。中上部層は後氷期の海水準上昇期の堆積物で，平野南部ではシルトや砂が主体で，後背湿地堆積物とされている（山崎，1985・1994）。中上部層の最上部にはGomfが後背湿地堆積物を覆って分布し，一部は沖積段丘面である鴨宮段丘（鴨宮面）を構成する（第2図）。Gomfは上流部ほど厚層化し，平野北西部では段丘面を形成する（第2図）。最上部層はGomfを下刻する現成扇状地堆積物で，粗粒な礫から構成される。これはGomfの流下・堆積により酒匂川の河床勾配が急激に増加し，粗粒な礫が下流部まで供給されるようになったためと考えられている（山崎，1994）。

さらに，小沢ほか（1982）や山崎（1994）は沖積層の下位に分布するローム層（火山性物質を主体とする風成堆積物；鈴木，2017）を手がかりとして埋没段丘面を識別した。これらの研究によれば，埋没段丘面は現在の酒匂川の左岸を中心として分布し，酒匂川と川音川とに挟まれた三角形の地帯にも分布する。その分布高度は小田原市成田付近で標高約-25 m，大井町上

大井付近で標高約-20 mとされる（小沢ほか，1982）。山崎（1994）は足柄平野に広く分布するこの段丘面を「酒匂埋没段丘面」と呼び，これ以外に砂礫層に平坦面が認められることを根拠として足柄平野南部の標高約-50 mに「鴨宮埋没段丘面」，足柄平野北部の関本丘陵との境界付近の標高約80 m～30 mに「怒田埋没段丘面」を認定している。これらの埋没段丘面が認められない箇所には，最終氷期に形成された開析谷が分布する（小沢ほか，1982；山崎，1994）。国土地理院（2006）は既存ボーリングコア資料や既存研究成果に基づいて，「沖積層（約2万年前以降の堆積物）」の下限の深度分布を示し，小田原市成田付近で標高約-50 m～-60 m，同市中里付近で標高約-70 mに達するとしている。

このように足柄平野では沖積層に関する知見が蓄積されているものの，データが限られ，問題点も数多く指摘できる。まず，ボーリングコア試料の解析に基づく詳細な層相記載が松島（1982）に限られており，完新世を通じた堆積環境変遷が明らかになっていない。このため，小沢（1982）や山崎（1994）が示した沖積層のユニット区分の意義が不明確になっている。また，活断層調査に関連して採取されたボーリングコアの浅層部堆積物を除き，沖積層から得られた ^{14}C 年代測定値が少なく，最終氷期最盛期以降の数100～1,000年スケールの環境変遷や沖積層の堆積過程が明らかになっていない。さらに，沖積層基底深度の分布や最終氷期最盛期の開析谷の位置に関しては，依然として統一的な見解が得られていない。例えば，小沢（1982）や山崎（1994）は平野南西部に最終氷期の開析谷が位置していたと推定しているのに対し，国土地理院（2006）は沖積層が平野東側で厚いとしている。

これらの問題点を考慮し，本稿では新規に計5箇所では沖積層のボーリングコア試料を採取し，コアの堆積相解析を行い堆積環境の復元を試みるとともに，コア中に含まれる火山灰や ^{14}C 年代測定値から堆積年代を求めた。また，足柄平野で掘削された既存ボーリング資料を収集し，沖積層及び埋没段丘面の分布について検討した。なお，本来の「沖積層」は最終氷期に開析谷に堆積した礫質堆積物（沖積層基底礫層，BG層；井関，1966；海津，1994）を含み，「沖積層基底」はその砂礫層の基底を指す。しかしながら，本稿では沖積層基底礫層を貫くボーリング資料やボーリングコアが少なく，その分布や堆積年代を詳細に検討できない。このため，沖積層基底礫層の頂部あるいは埋没段丘面（ローム層を含む）の頂部を便宜的に「沖積層基底」と定義する。

他方，大磯丘陵周辺には第四紀に堆積した軽石層やスコリア層などの火山噴出物が多数分布する。これらの地層は鍵層として重要であり，その分布形態や地層対比を明らかにすることで，各火山噴出物堆積後の地

年代 Age	ローム層 Loam	主なテフラ Main tephras	主な水成層 Main sediments
($\times 10^4$ a)			
1		御殿場泥流(Gomf) Gotemba mud flow	完新世堆積物 Holocene deposits
5	立川ローム層 Tachikawa Loam	AT	段丘堆積物 terrace deposits
8	武蔵野ローム層 Musashino Loam	TP, TP fl. MP AP	
10	吉沢ローム層 Kissawa Loam	OP, OP fl. K-Tz On-Pm1 KmP-12	
12		KmP-1 KIP-16 KIP-1 TAu-12(SB-0)	
15		TAu-7 TAu-1(Tu-15) TAm-7(Tu-13) TAm-1(Tu-1)	
	多摩ローム層 Tama Loam		吉沢層 Kissawa Formation
	土屋ローム層 Tsuchiya Loam		土屋層 Tsuchiya Formation

第3図 大磯丘陵周辺でのテフラを中心とした中・上部更新統の層序。町田ほか (1974), 上杉 (1976), 新井ほか (1977), 関東第四紀研究会 (1987), 町田・新井 (2003) に基づき作成。

Fig. 3 Tephrostratigraphy of the Middle-Upper Pleistocene in and around Oiso Hills. Modified from Machida *et al.* (1974), Uesugi (1976), Arai *et al.* (1977), Association for Kanto Quaternary Research (1987) and Machida and Arai (2003).

殻変動傾向や変動量の推定に繋がる重要な知見を得ることができると期待される。大磯丘陵周辺では、次章で詳述するように、これまでにローム層に関して数多くの研究が実施されており、その層序が確立されている（第3図；町田ほか，1974；新井ほか，1977；上杉，1976；関東第四紀研究会，1987など）。対象地域周辺における後期更新世以降の主要な軽石層は、重鉱物では輝石を主体とし比較的粗粒ではあるものの、町田 (1971), 新井ほか (1977), 上杉 (1976), 上杉ほか (1998) などによって詳細な岩相ユニット区分や屈折率などの記載岩石学的特徴が明らかにされており、個々のテフラを識別することが可能である。そこで、本稿では大磯丘陵の露頭に加え、足柄平野内で掘削された既存ボーリングコア中でみられる軽石層や火砕流堆積物、火山灰層について解析を行い、コア間の地層対比を検討した。

なお、大磯丘陵や国府津－松田断層帯などの詳細な地質及び地質構造の記載については、本報告書の水野ほか (2021) で扱う。

2. 足柄平野周辺の地形・地質概況

足柄山地は主として前期更新世に堆積した足柄層群 (Imanaga, 1999 など) から、大磯丘陵は主として中期～後期更新世の陸成～海成堆積物及びローム層からそれぞれ構成される (町田ほか，1974；関東第四紀研究会，1987；山崎，1994 など)。また、箱根火山東麓の丘陵・台地は、主として古期外輪山噴出物及び箱根新期軽石流堆積物から構成される (久野久原著・箱根火山地質図再版委員会編，1972；日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会，2007)。このうち、箱根新期軽石流堆積物は、平野東部でも千代台地などの更新世段丘を形作っている (第2図；山崎，1994)。ただし、段丘堆積物や箱根新期火砕流堆積物上には、概して厚いローム層と土壌層が重なっていて、堆積面構成層を直接観察できないところも多い。足柄平野の大部分は酒匂川の扇状地性三角州から構成される (山崎，1994)。平野南部には、Gomfの堆積面である鴨宮面が広く分布する (第2図；大矢ほか，1991；山崎，1994)。足柄山地及

び大磯丘陵との境界部には崖錐や扇状地が断続的に分布する。

足柄平野と大磯丘陵との間に位置する国府津－松田断層帯は、国内でも有数の活動度の高い断層である（第1図、第2図）。この断層帯は、相模トラフ沿いで発生する巨大地震である1703年元禄地震や1923年大正関東地震と異なり、大磯丘陵周辺のみを隆起させる「大磯型地震（松田, 1985）」の震源断層と考えられている（松田, 1985；山崎, 1993）。完新世における上下方向の平均変位速度は、海成層最上部に見られる鬼界アカホヤテフラ（K-Ah, 7.3 ka；町田・新井, 2003）の高度差から、3.5 m/1,000 年と推定されている（松島, 1982；山崎, 1984）。また、箱根東京軽石層（約 66 ka；詳細は後述）の高度差からは、約 1.4～2.3 m/1,000 年（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015）と見積もられている。複数条の断層トレースが並走する曾我原地区では、そのうち1条について箱根小原台軽石層（約 80 ka～85 ka, 詳細は後述）の高度差から 0.5～0.6 m/1,000 年の変位速度が得られている（産業技術総合研究所, 2008）。断層帯の活動履歴については、これまでにボーリング調査やトレンチ調査の結果に基づき検討されてきた（例えば、山崎・鹿島, 1989；山崎ほか, 1991；山崎・水野, 1999；神奈川県, 2003・2004；丸山・齋藤, 2008 など）。これらの既存研究の成果から、国府津－松田断層帯の活動間隔は 800～1,300 年程度、1 回当たりの垂直方向の変動量は 2 m～3 m 程度と見積もられている（地震調査研究推進本部地震調査委員会, 2015）。

3. 調査方法

3.1 ボーリングコア掘削と記載

足柄平野南部の計 5 地点（GS-ASG-1～5）においてボーリング調査を行い、それぞれ深度 20 m, 25 m, 30 m, 70 m（上部の 20 m はノンコア掘削）、15 m のオールコア試料を採取した。各掘削地点の位置を第2図に示す。コア掘削はいずれも中央開発株式会社に依頼して実施した。GS-ASG-1～3 及び 5 コアは IFCS (Improved Fresh-water Core Sampling) 工法（荒木ほか, 2003）で掘削された。また、GS-ASG-4 コアは東亜利根ボーリング製のバイプロ・ロータリードリル「スーパープローブ SP-8000」を用いて掘削された。各掘削地点の位置情報と標高は仮想基準点方式（VRS: Virtual Reference Station）-GPS を用いた測量によって求めた。GS-ASG-1～3 及び 5 コアは産総研に運送後、半割し、層相の記載、コア写真、軟 X 線写真の撮影を行った。GS-ASG-4 コアは中央開発株式会社で半割・記載を行い、礫種についても記載した。

3.2 粒度分析

GS-ASG-3 及び 5 コアから 10 cm 間隔（砂礫部などを除く）で帯磁率測定用プラスチック製キューブを用いて試料を分取し、含泥率を測定した。測定試料数は GS-ASG-3 コアが 243 点、GS-ASG-5 コアが 142 点である。乾燥機で 60℃ の恒温条件下で試料を 48 時間乾燥させた後、63 μm 及び 250 μm の篩でふるい、含泥率（シルト以下の粒径サイズの占める割合、乾燥重量）と中粒砂サイズ以上の粒子の重量を測定し、各区分の堆積物の占める割合（質量 %）を算定した。

3.3 帯磁率測定

GS-ASG-5 コアから帯磁率測定用プラスチック製キューブを用いて分取した試料計 191 点について、Bartington 社製 MS-2 型帯磁率計を用いて帯磁率測定を行った。測定間隔は 2 cm～20 cm である。

3.4 ^{14}C 年代測定

コア中に含まれる植物片や貝化石など計 44 点について、加速器質量分析（AMS）法による放射性炭素年代を地球科学研究所（16 点）と加速器分析研究所（計 28 点）にそれぞれ依頼して測定し、年代測定結果は CALIB 7.1（Stuiver *et al.*, 2018）を用いて暦年校正した。校正のためのデータセットには IntCal13.14c（Reimer *et al.*, 2013）または Marine13.14c（Reimer *et al.*, 2013）を用いた。年代測定結果の一覧を第1表に示す。

これらに加えて、山崎ほか（1982）、水野ほか（1996a）、石山ほか（2012）及び宮内ほか（2004）が報告した既存の ^{14}C 年代測定値、計 30 点（山崎ほか, 1982：鴨宮 500 m コア、計 8 点；水野ほか, 1996a：B-1～11 コア、国府津 250 m コア及び成田コア、計 19 点；石山ほか, 2012：東北大 K-3 コア、計 3 点；千葉大 No.1 コア、計 17 点）についても同様の方法で暦年校正を行った（第1表）。これらの ^{14}C 年代測定値は、山崎ほか（1982）が学習院大学で、水野ほか（1996a）がテレデザインジャパン株式会社（当時）、石山ほか（2012）が加速器分析研究所でそれぞれ測定された。また、松島（1982）が示した ^{14}C 年代測定値、計 2 点についても、同様の方法で暦年校正を行った（第1表）。なお、これらの既報の ^{14}C 年代測定値は同位体（ $\delta^{13}\text{C}$ ）補正を実施していない可能性が高い。しかしながら、層相を考慮するとすべて陸域起源の試料を測定していると推定されることから、 $\delta^{13}\text{C}$ を -25 ‰ と仮定して暦年校正した（第1表）。さらに、石山ほか（2012）で報告された東北大 T-3 コアの ^{14}C 年代測定値、計 4 点についても参考資料として引用した（第1表）。石山ほか（2012）の ^{14}C 年代測定値については、校正前の値（conventional age）が示されていないため、石山ほか（2012）の暦年校正値をその

足柄平野及び大磯丘陵西部における浅部地下地質及び後期更新世テフラの分布

第1表 放射性炭素年代測定結果一覧。新規・既存の各ボーリングコアの位置は第2図に示す。
* 印は同位体補正を実施していないもの。

Table 1 Radiocarbon ages obtained from cores and outcrops in Ashigara Plain. Location of drilling sites are shown in Fig. 2.
Radiocarbon ages with * mark indicate that isotope correction for measured ^{14}C ages had not been conducted.

地点名	深度 (m)	標高 (m)	試料の種類	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	同位体補正値 (yr BP)	暦年較正年代 (2 σ) cal BP	中央値 cal BP	試料番号	文献	データセット	
GS-ASG-1	1.43	5.46	土壌	-12.51 ± 0.54	2530 ± 30	2493 - 2599 2609 - 2640 2680 - 2745	48.0 14.4 37.6	2619	IAAA-142562	本報告	IntCal13.14c
	4.12	2.77	植物片	-23.54 ± 0.29	3530 ± 30	3712 - 3891	100.0	3796	IAAA-142564	本報告	IntCal13.14c
	5.34-5.37	1.52~1.55	土壌	-21.01 ± 0.27	5870 ± 30	6636 - 6752 6765 - 6775	98.5 1.5	6695	IAAA-142565	本報告	IntCal13.14c
	6.59	-1.58	植物片	-27.80 ± -	5990 ± 30	6742 - 6905	100.0	6829	Beta-403720	本報告	IntCal13.14c
GS-ASG-2	20.29	-15.28	貝殻 (<i>Solen strictus</i>)	-2.00 ± -	7790 ± 30	8175 - 8334	100.0	8259	Beta-403721	本報告	Marine13.14c
	23.89	-18.88	貝殻 (<i>Macoma</i> sp.)	1.60 ± -	8150 ± 30	8531 - 8744	100.0	8620	Beta-403722	本報告	Marine13.14c
	5.82	-0.25	有機質土壌	-27.30 ± -	5380 ± 30	6020 - 6050 6060 - 6079 6110 - 6155 6173 - 6281	5.5 2.8 15.2 76.4	6204	Beta-403715	本報告	IntCal13.14c
GS-ASG-3	7.13		植物片	-23.12 ± 0.37	5970 ± 30	6730 - 6891	100.0	6802	IAAA-150512	本報告	IntCal13.14c
	10.09	-4.52	木片	-31.30 ± -	6550 ± 30	7423 - 7508 7549 - 7551	99.6 0.4	7457	Beta-403716	本報告	IntCal13.14c
	11.37		木片	-26.66 ± 0.47	6790 ± 30	7587 - 7675	100.0	7635	IAAA-150513	本報告	IntCal13.14c
	14.18	-8.61	貝殻 (<i>Batillaria zonalis</i>)	-1.50 ± -	7470 ± 30	7851 - 7998	100.0	7932	Beta-403717	本報告	Marine13.14c
	20.32	-14.75	貝殻 (<i>Corbicula japonica</i>)	-8.60 ± -	7940 ± 30	8331 - 8478	100.0	8395	Beta-403718	本報告	Marine13.14c
	29.57	-24.00	有機質土壌	-24.10 ± -	8360 ± 30	9302 - 9465	100.0	9397	Beta-403719	本報告	IntCal13.14c
	20.85	-14.24	木片	-30.50 ± -	7950 ± 40	8647 - 8982	100.0	8822	Beta-403707	本報告	IntCal13.14c
	25.08	-18.47	植物片	-12.50 ± -	8050 ± 30	8772 - 9032 9058 - 9077	98.3 1.7	8952	Beta-403708	本報告	IntCal13.14c
	28.56	-21.95	植物片	-21.90 ± -	8140 ± 30	9006 - 9135 9180 - 9198 9223 - 9237	96.9 1.7 1.4	9069	Beta-403709	本報告	IntCal13.14c
	38.9	-32.29	植物片	-27.30 ± -	8800 ± 30	9688 - 9924 10077 - 10115	96.2 3.8	9823	Beta-403710	本報告	IntCal13.14c
GS-ASG-4	42.6	-35.99	植物片	-25.60 ± -	9300 ± 30	10408 - 10582	100.0	10510	Beta-403711	本報告	IntCal13.14c
	50.45	-43.84	植物片	-27.10 ± -	9540 ± 40	10703 - 10891 10920 - 11086	50.1 49.9	10907	Beta-403712	本報告	IntCal13.14c
	55.57	-48.96	有機質土壌	-22.20 ± -	9980 ± 30	11273 - 11502 11523 - 11606	77.2 22.8	11402	Beta-403713	本報告	IntCal13.14c
	61.92	-55.31	植物片	-16.90 ± -	11050 ± 30	12801 - 13025	100.0	12916	Beta-403714	本報告	IntCal13.14c
	62.94	-56.33	木片	-27.95 ± 0.47	11030 ± 40	12764 - 13026	100.0	12894	IAAA-142561	本報告	IntCal13.14c
	4.73-4.74	6.42~6.41	植物片	-26.71 ± 0.24	2440 ± 30	2355 - 2540 2560 - 2575 2585 - 2615 2630 - 2700	64.5 1.6 9.3 24.6	2486	IAAA-161021	本報告	IntCal13.14c
	5.31	5.84	炭化物	-11.02 ± 0.26	2980 ± 30	3060 - 3245 3310 - 3320	98.8 1.2	3153	IAAA-161022	本報告	IntCal13.14c
	9.32	1.83	炭化物	-26.97 ± 0.24	5390 ± 30	6025 - 6045 6070 - 6075 6115 - 6150 6175 - 6285	2.2 0.9 9.3 87.6	6217	IAAA-161024	本報告	IntCal13.14c
	11.32	-0.17	炭化物	-21.56 ± 0.27	6080 ± 30	6805 - 6810 6855 - 7015 7130 - 7145	0.8 96.9 2.3	6941	IAAA-161025	本報告	IntCal13.14c
	M3	7.3-7.4	0.04~0.14	木片	-26.15 ± 0.72	5340 ± 30	6001 - 6210 6250 - 6262	97.8 2.2	6120	IAAA-141161	本報告
7.4-7.5		0.04~0.06	炭化物	-25.41 ± 0.53	5360 ± 30	6005 - 6082 6099 - 6161 6168 - 6219 6234 - 6275	25.1 28.6 30.4 15.9	6149	IAAA-141162	本報告	IntCal13.14c
M6	9.4-9.5	-1.96~-2.06	木片	-28.88 ± 0.36	6030 ± 30	6789 - 6951	100.0	6875	IAAA-141163	本報告	IntCal13.14c
	15.1-15.2	-7.66~-7.76	貝殻	0.61 ± 0.41	7450 ± 30	7833 - 7978	100.0	7913	IAAA-141164	本報告	Marine13.14c
	17.62-17.67	-10.18~-10.23	木片	-27.43 ± 0.37	7300 ± 30	8029 - 8175	100.0	8105	IAAA-141165	本報告	IntCal13.14c
	13.7-13.8	0.74~0.84	泥炭	-22.96 ± 0.46	6220 ± 30	7014 - 7127 7147 - 7247	54.6 45.4	7116	IAAA-142556	本報告	IntCal13.14c
M7	15.3-15.4	-0.77~-0.87	植物片	-27.76 ± 0.23	6580 ± 30	7429 - 7514 7539 - 7560	89.2 10.8	7476	IAAA-142557	本報告	IntCal13.14c
	9.2-9.3	2.52~2.62	泥炭	-24.26 ± 0.39	5740 ± 30	6453 - 6459 6462 - 6634	1.2 98.8	6536	IAAA-142558	本報告	IntCal13.14c
	10.6-10.7	1.12~1.22	植物片	-25.62 ± 0.24	6050 ± 30	6797 - 6820 6825 - 6981	7.8 92.2	6904	IAAA-142559	本報告	IntCal13.14c
	13.0-13.1	-1.18~-1.28	植物片	-28.98 ± 0.21	6610 ± 30	7440 - 7524 7528 - 7565	69.2 30.8	7503	IAAA-142560	本報告	IntCal13.14c
B-1	15.14-15.18	19.29~19.33	植物片	-10.26 ± 0.52	2960 ± 30	3005 - 3015 3021 - 3211	1.5 98.5	3121	IAAA-150134	本報告	IntCal13.14c
	21.18-21.25	13.22~13.29	植物片および土壌	-25.60 ± 0.54	3680 ± 30	3913 - 4091 4130 - 4138	98.8 1.2	4024	IAAA-150135	本報告	IntCal13.14c
	26.2	8.27	有機質土壌	-20.8 ± -	7170 ± 100	7765 - 7766 7786 - 8192	0.1 99.9	7996	Beta-89767	水野ほか(1996a)	IntCal13.14c
B-3	14.90-15.00	7.23~7.33	植物片および土壌	-26.94 ± 0.44	4670 ± 30	5316 - 5470 5561 - 5568	98.6 1.4	5399	IAAA-150136	本報告	IntCal13.14c
	31.60-31.70	-9.37~-9.47	植物片	-9.68 ± 0.45	7500 ± 30	8207 - 8262 8292 - 8387	18.2 81.8	8340	IAAA-150137	本報告	IntCal13.14c
	35.00-35.10	-12.77~-12.87	植物片	-13.81 ± 0.49	7540 ± 30	8325 - 8407	100.0	8369	IAAA-150138	本報告	IntCal13.14c
	38.37-38.48	-16.14~-16.25	植物片	-27.02 ± 0.51	7920 ± 30	8609 - 8619 8626 - 8797 8827 - 8868 8881 - 8976	1.1 73.0 10.0 15.9	8735	IAAA-150139	本報告	IntCal13.14c
	42.58	-20.35	泥炭	-29.7 ± -	10710 ± 70	12554 - 12735	100.0	12658	Beta-89767	水野ほか(1996a)	IntCal13.14c
B-4	13.67-13.75	11.90~11.98	木片	-29.0 ± -	17460 ± 290	20372 - 21860	100.0	21104	Beta-89769	水野ほか(1996a)	IntCal13.14c
B-11	4.78-4.86	7.97~8.05	木片	-28.7 ± -	2940 ± 70	2884 - 2910 2919 - 3257 3290 - 3332	2.1 93.9 3.9	3095	Beta-89772	水野ほか(1996a)	IntCal13.14c
	8.10-8.15	4.68~4.73	泥炭	-28.6 ± -	4490 ± 80	4872 - 5318	100.0	5136	Beta-89773	水野ほか(1996a)	IntCal13.14c
	9.73-9.87	2.96~3.10	有機質土壌	-27.9 ± -	5000 ± 70	5609 - 5898	100.0	5743	Beta-89774	水野ほか(1996a)	IntCal13.14c
	11.48-11.62	1.21~1.35	植物片	-26.66 ± 0.62	2510 ± 30	2489 - 2645 2651 - 2670 2675 - 2739	71.6 2.9 25.6	2589	IAAA-150133	本報告	IntCal13.14c
	18.70-18.84	-5.87~-6.01	有機質土壌	-25.9 ± -	7290 ± 60	7971 - 8202 8267 - 8278	99.1 0.9	8101	Beta-89775	水野ほか(1996a)	IntCal13.14c
	19.8-19.9	-6.97~-7.07	貝殻	-0.28 ± 0.58	7500 ± 30	7875 - 8029	100.0	7958	IAAA-142563	本報告	Marine13.14c
	20.98-21.15	-8.1~-8.32	木片	-26.7 ± -	7890 ± 80	8547 - 8991	100.0	8736	Beta-89776	水野ほか(1996a)	IntCal13.14c
	25.0-25.11	-12.17~-12.28	木片	-26.1 ± -	7650 ± 80	8331 - 8595	100.0	8455	Beta-89777	水野ほか(1996a)	IntCal13.14c

第 1 表 続き
Table 1 Continued

地点名	深度 (m)	標高 (m)	試料の種類	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	同位体補正值 (vr BP)	暦年較正年代 (2 σ) cal BP	中央値 cal BP	試料番号	文献	データセット
成田	16.9	0.3	不明	不明	*8100 ± 310	8218 - 8240 0.3 8305 - 9704 99.7 9724 - 9728 0.0	*9007	-	水野ほか (1996a)	IntCal13.14c
	33.8	-16.6	不明	不明	*10230 ± 190	11292 - 11298 0.2 11305 - 12536 99.8	*11933	-	水野ほか (1996a)	IntCal13.14c
鴨宮500m	4.54	5.95	不明	不明	*3940 ± 130	3996 - 4037 2.0 4077 - 4729 92.8 4739 - 4740 0.0 4750 - 4820 5.1	*4383	Gak8504	山崎 (1982)	IntCal13.14c
	7.08	3.41	不明	不明	*4930 ± 130	5326 - 5402 4.5 5446 - 5930 95.5	*5681	Gak8505	山崎 (1982)	IntCal13.14c
	8.7	1.79	不明	不明	*6070 ± 160	6551 - 7309 100.0	*6941	Gak8506	山崎 (1982)	IntCal13.14c
	14.05	-3.56	不明	不明	*8170 ± 210	8582 - 9535 100.0	*9098	Gak8508	山崎 (1982)	IntCal13.14c
	29.08	-18.59	不明	不明	*9370 ± 220	9959 - 9987 0.4 10042 - 10056 0.2 10150 - 11238 99.4	*10634	Gak8509	山崎 (1982)	IntCal13.14c
	50.92	-40.43	不明	不明	*10460 ± 170	11768 - 12711 100.0	*12306	Gak8510	山崎 (1982)	IntCal13.14c
	65.41	-54.92	不明	不明	*11060 ± 190	12662 - 13292 100.0	*12936	Gak8619	山崎 (1982)	IntCal13.14c
	67.3	-56.81	不明	不明	*10000 ± 200	10869 - 10949 1.5 11072 - 12247 96.1 12263 - 12385 2.3	*11579	Gak8624	山崎 (1982)	IntCal13.14c
	2.58	4.36	不明	不明	*2080 ± 110	1825 - 2329 100.0	*2062	Gak8449	山崎 (1982)	IntCal13.14c
	5.75	1.19	不明	不明	*2620 ± 110	2365 - 2371 0.4 2377 - 2945 99.6	*2717	Gak8450	山崎 (1982)	IntCal13.14c
	4.30-4.35	3.90~3.95	不明	不明	*2760 ± 210	2356 - 3369 100.0	*2898	I-16080	水野ほか (1996a)	IntCal13.14c
	4.90-5.00	3.25~3.35	不明	不明	*3040 ± 90	2975 - 3410 98.3 3423 - 3445 1.7	*3228	I-16081	水野ほか (1996a)	IntCal13.14c
国府津250m	5.35-5.40	2.85~2.90	不明	不明	*4050 ± 110	4248 - 4836 100.0	*4557	I-16082	水野ほか (1996a)	IntCal13.14c
	5.65-5.70	2.55~2.60	不明	不明	*4280 ± 110	4525 - 5075 91.5 5105 - 5134 1.4 5164 - 5279 7.1	*4851	I-16083	水野ほか (1996a)	IntCal13.14c
	6.20-6.30	1.95~2.05	不明	不明	*5150 ± 110	5656 - 6184 100.0	*5905	I-16084	水野ほか (1996a)	IntCal13.14c
	6.80-6.90	1.35~1.45	不明	不明	*5330 ± 110	5895 - 6319 99.6 6374 - 6388 0.4	*6109	I-16085	水野ほか (1996a)	IntCal13.14c
	41.02-41.05	-32.77~-32.80	不明	不明	*9280 ± 180	9952 - 9988 0.8 10016 - 10021 0.1 10040 - 10059 0.4	*10501	I-16086	水野ほか (1996a)	IntCal13.14c
	41.55-41.60	-33.30~-33.35	不明	不明	*9730 ± 180	10146 - 11137 98.8 10575 - 11719 99.8 11736 - 11747 0.2	*11101	I-16087	水野ほか (1996a)	IntCal13.14c
	松島1982	-0.46~-0.76	泥炭	不明	*6280 ± 140	6801 - 6814 0.6 6846 - 7442 99.3 7452 - 7456 0.2	*7181	不明	松島 (1982)	IntCal13.14c
		-11.41~-11.71	有機質土壌	不明	*7340 ± 490	7273 - 9313 99.5 9359 - 9397 0.5	*8208	不明	松島 (1982)	IntCal13.14c
	東北大K-3	35.18-35.25	有機質土壌	-20.32 ± 0.34	8360 ± 30	9302 - 9465 100.0	9397	IAAA-172630	本報告	IntCal13.14c
		39.85-39.90	有機質土壌	-23.90 ± 0.31	11290 ± 40	13065 - 13235 100.0	13138	IAAA-172631	本報告	IntCal13.14c
		49.13-49.20	有機質土壌	-16.89 ± 0.29	26070 ± 100	29933 - 30739 100.0	30405	IAAA-172632	本報告	IntCal13.14c
	東北大T-3	-2.43	不明	不明	不明	7660 - 7830	不明	不明	石山ほか (2012)	不明
千葉大No.1		-5.72	不明	不明	不明	8000 - 8180	不明	不明	石山ほか (2012)	不明
		-10.68	不明	不明	不明	8060 - 8310	不明	不明	石山ほか (2012)	不明
		-18.57	不明	不明	不明	9020 - 9290	不明	不明	石山ほか (2012)	不明
		-5.50	腐植質土壌	不明	6190 ± 70	6912 - 6921 0.6 6926 - 7259 99.4	7088	Beta-186387	宮内ほか (2004)	IntCal13.14c
		-19.60	貝殻	不明	8290 ± 40	8686 - 8981 100.0	8848	Beta-186388	宮内ほか (2004)	Marine13.14c
		-19.60	貝殻	不明	8220 ± 40	8589 - 8910 100.0	8731	Beta-186389	宮内ほか (2004)	Marine13.14c
		-19.60	貝殻	不明	8220 ± 40	8589 - 8910 100.0	8731	Beta-186390	宮内ほか (2004)	Marine13.14c
		-22.10	木片	不明	7950 ± 40	8647 - 8982 100.0	8822	Beta-186391	宮内ほか (2004)	IntCal13.14c
		-26.50	貝殻	不明	8480 ± 40	8990 - 9232 100.0	9094	Beta-186392	宮内ほか (2004)	Marine13.14c
		-26.50	貝殻	不明	8510 ± 60	9009 - 9260 100.0	9134	Beta-186393	宮内ほか (2004)	Marine13.14c
		-28.80	木片	不明	8200 ± 40	9027 - 9277 100.0	9158	Beta-186394	宮内ほか (2004)	IntCal13.14c
		-33.50	貝殻集合体	不明	9120 ± 50	9679 - 10097 100.0	9868	Beta-186395	宮内ほか (2004)	Marine13.14c
		-42.40	貝殻集合体	不明	9610 ± 40	10361 - 10619 100.0	10496	Beta-186396	宮内ほか (2004)	Marine13.14c
		-44.20	腐植質土壌	不明	9420 ± 60	10444 - 10449 0.2 10496 - 10792 95.6 10966 - 11005 2.0 11025 - 11064 2.2	10653	Beta-186397	宮内ほか (2004)	IntCal13.14c
		-54.20	腐植質土壌	不明	9760 ± 60	10873 - 10945 5.7 11075 - 11271 94.3	11192	Beta-186398	宮内ほか (2004)	IntCal13.14c
		-58.00	腐植質土壌	不明	11060 ± 70	12760 - 13071 100.0	12922	Beta-186399	宮内ほか (2004)	IntCal13.14c
		-63.30	木片	不明	12000 ± 50	13738 - 14013 100.0	13854	Beta-186400	宮内ほか (2004)	IntCal13.14c
		-69.20	木片	不明	12090 ± 40	13784 - 14089 100.0	13943	Beta-186401	宮内ほか (2004)	IntCal13.14c
		-77.10	木片	不明	18820 ± 70	22468 - 22906 100.0	22673	Beta-186402	宮内ほか (2004)	IntCal13.14c
		-89.90	木片	不明	42680 ± 70	45507 - 46263 100.0	45880	Beta-186403	宮内ほか (2004)	IntCal13.14c

まま引用した。

3.5 火山灰分析

GS-ASG-3, 4, 5 コア, 既存ボーリングコア試料 (B-1, 3~9; 第2図) 及び計5地点の露頭 (L.1, 5, 7, 8, 10; 第2図) で認められたテフラ層から採取した試料について, 火山ガラスの屈折率及び主成分化学組成の測定, 直方 (斜方) 輝石の屈折率測定を行った。テフラ層を目視で確認できない場合は, 以下の手順で降下層準を認定した。まず, ^{14}C 年代測定値から降灰層準に目星を付け, 10 cm ~ 50 cm 間隔で試料を分取した。各試料について超音波洗浄機を用いて細粒物を取り除き,

メッシュクロスシートで極細粒砂サイズの粒子を抽出し, 乾燥機を用いて 60°C で 5 ~ 6 時間乾燥させた。光硬化剤を用いて封入して検鏡用スライドを作成し, 光学顕微鏡下で火山ガラスの形態や含有量を確認し, ピークを示す層準をテフラ降下層準と解釈した。

火山ガラス及び直方 (斜方) 輝石の屈折率測定は, 計7試料を著者らが産業技術総合研究所の温度変化型屈折率測定装置 MAIOT (古澤地質製; 古澤, 1995) を用いて行った。また, その他の試料については, (株) 京都フィッシュン・トラック (計10試料) あるいは (株) 古澤地質 (計17試料) に測定を依頼した。屈折率の測定精度はいずれの測定器も ± 0.001 である。

ガラスの主成分化学組成は、計 21 試料について、エネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー (EDX) を用いた分析を(株)古澤地質に依頼した。主成分化学組成の分析手法は古澤 (2017) に準拠した。

3.6 珪藻化石分析

GS-ASG-3 及び 4 コアについて、珪藻化石分析を実施した。GS-ASG-3 コアは深度 3.20 m ~ 15.90 m から分取した計 65 試料、GS-ASG-4 コアは深度 22.70 m ~ 60.50 m から分取した計 9 試料を対象として分析した。珪藻化石の含有量が低いことが予想される砂礫などの粗粒堆積物は、分析対象から除外した。分析間隔は 0.10 m ~ 14.00 m である。試料処理は小杉 (1993) に準拠し、過酸化水素水による酸処理を行った。GS-ASG-3 コアについては、種同定及びカウントは光学顕微鏡を用いて 1,000 倍の倍率で行い、200 殻以上を目安にカウントした。種の同定は小林 (2006)、渡辺 (2005) などを参考にして行った。珪藻の生息環境は千葉・澤井 (2014) の環境指標種群を参照した。

3.7 既存地下地質資料の収集

足柄平野内の既存ボーリング柱状図資料を収集し、地下地質について検討した。既存資料は財団法人神奈川県建設技術センターから 722 点、国立研究開発法人土木研究所から 30 点、小田原市から 60 点、南足柄市から 16 点、開成町から 17 点、大井町から 7 点を提供して頂いた。また、松島 (1982) の Loc.1 コア (本稿では「松島 1982 コア」と表現)、山崎ほか (1991)、水野ほか (1996a) の M1 ~ 9, B-1 ~ 11 及び国府津 250 m コアを含む計 74 点、山崎ほか (1982) の鴨宮 500 m コア、国府津 100 m コア及び千代 100 m コアの計 3 点、石山ほか (2012) の K-1 ~ 4 コア、T-1 ~ 3 コア及び TJ11-1, 2 コア、宮内ほか (2004) の千葉大 No.1, 2 コアの計 11 点のボーリングデータをコンパイルした。これらのデータを電子ファイル (XML 形式) 化し、ボーリング柱状図解析システム (木村, 2011) を用いて地質断面図を作成した。断面図には測線から 100 m 幅の中に位置するものを投影して作成した。なお、データが密な区域について掘削深度などに基づいてデータを選別してデータ密度を調整した。

4. 沖積層を対象としたボーリングコア試料の堆積相

4.1 GS-ASG-1 コア

GS-ASG-1 コアは、鴨宮面南端部 (北緯 35°16'25.298", 東経 139°11'47.578") の耕作放棄地で掘削された (第 2 図)。孔口標高は 6.89 m である。ボーリングコアの柱状図を第 4 図 A に示す。このコアは計 6 ユニットの区分

できる。各ユニットの特徴について、下位から順に詳述する。

4.1.1 ユニット 1-1 (深度 7.15 m ~ 20.00 m, 標高 -0.26 m ~ -13.13 m)

記載: このユニットは、青灰色あるいは緑灰色を呈する粗粒砂~砂礫を主体とする。深度 13.50 m 付近よりも上位では中粒砂と粗粒砂~砂礫との互層を呈し、上方に向かって砂礫の占める割合が増加して、全体として上方粗粒化傾向を示す (第 4 図 A)。深度 10.45 m よりも上位の中粒砂層中には平行葉理あるいは低角斜交層理が認められる。径 5 cm ~ 8 cm 程度の亜円礫を含み、稀にコア径大の礫が混じる。また、全体に摩耗したスコリアの細礫が認められ、ところどころ層厚 2 cm ~ 5 cm 程度の黒色スコリア濃集層を挟む。また、深度 15.90 m からは貝化石の破片が産出する。

解釈: このユニットは、貝殻片を含むことから海成層であると考えられる。さらに、粗粒堆積物からなることや掘削地点のすぐ南側に浜堤が分布すること (第 4 図 A)、後述する河川チャネル堆積物と比べて淘汰が良いことから、浜堤を構成する堆積物である可能性が高いと推定される。上方粗粒化傾向を示すことから、堆積物の累重によって浅海化して波浪の営力が増加したことが示唆される。このような特徴から、本ユニットは外浜堆積物であると判断される。足柄平野は大局的には酒匂川の形成したデルタあるいはファンデルタであること (山崎, 1994) から、このユニットは潮汐・波浪混合型デルタ (堀・斎藤, 2003) の沿岸部に発達する浜堤構成堆積物の一部と解釈できる。

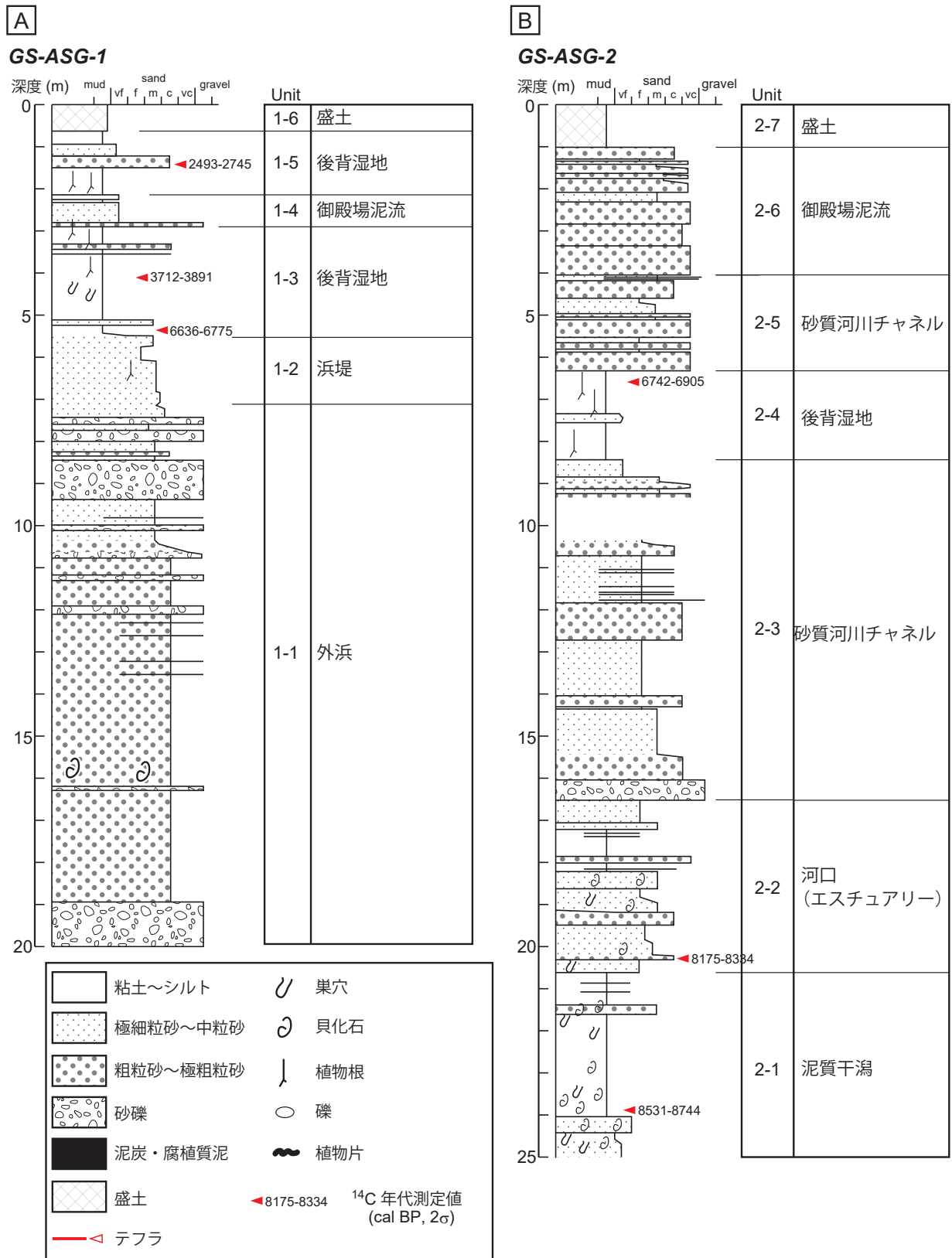
4.1.2 ユニット 1-2 (深度 5.50 m ~ 7.15 m, 標高 1.39 m ~ -0.26 m)

記載: このユニットは淘汰の悪い細粒~中粒砂からなり、全体として上方細粒化する傾向を示す (第 4 図 A)。堆積構造は不明瞭である。ところどころ植物根痕が認められる。下位のユニット 1-1 との境界は遷移的で不明瞭である。

解釈: このユニットは、ユニット 1-1 と同様に浜堤構成堆積物の一部と推定されるものの、ユニット 1-1 に比べて細粒であることから浜堤の発達によってユニット 1-1 堆積時に比べて波浪の影響が弱まった環境で堆積した可能性が高いと考えられる。

4.1.3 ユニット 1-3 (深度 2.89 m ~ 5.50 m, 標高 4.00 m ~ 1.39 m)

記載: このユニットは暗灰色~黒色を呈する有機質な粘土・シルトからなり、全体として植物根や炭化物、植物根が多く認められる (第 4 図 A)。ユニット最下部



第4図 沖積層ボーリングコアの地質柱状図及び堆積環境解釈。GS-ASG-3及び5コアは粒度分析、帯磁率測定をあわせて示す。また、GS-ASG-3及び4コアは珪藻化石分析結果をあわせて示す。

A:GS-ASG-1, B:GS-ASG-2, C:GS-ASG-3, D:GS-ASG-4, E:GS-ASG-5.

Fig. 4 Geological columnar and inferred sedimentary environments of cores obtained from southern Ashigara Plain. Results of grain size analysis and susceptibility of GS-ASG-3 and 5 cores, and diatom fossil analysis of GS-ASG-3 and 4 cores are shown in right side of geological columnar. A: GS-ASG-1, B: GS-ASG-2, C: GS-ASG-3, D: GS-ASG-4, E: GS-ASG-5.

の深度 5.07 m 以深は細粒～中粒砂が混入してやや粗粒な層相を示し、下位のユニット 1-2 から遷移する。また、深度 2.80 m ～ 2.89 m, 深度 3.33 m ～ 3.45 m, 深度 3.55 m ～ 3.56 m にスコリア濃集層を挟む。深度 5.13 m ～ 5.34 m は淘汰不良のシルト質中粒砂が認められる。

ユニット最下部の深度 5.34 m ～ 5.37 m から採取した腐植質シルトから 6,636 ～ 6,775 cal BP (2 σ , 以下同様) の ^{14}C 年代測定値が得られた (第 1 表, 第 4 図 A)。また、深度 4.12 m の植物片からは 3,712 ～ 3,891 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られた (第 1 表, 第 4 図 A)。

解釈: 有機質な泥質堆積物からなることから、このユニットは後背湿地堆積物である可能性が高い。浜堤構成層と推定されるユニット 1-1 及び 1-2 の上位に位置することや掘削地点の海側に浜堤が発達することから、浜堤の形成によって波浪営力が及ばなくなり、細粒堆積物が堆積するようになったと推定される。

4.1.4 ユニット 1-4 (深度 2.15 m ～ 2.89 m, 標高 4.74 m ～ 4.00 m)

記載: このユニットは茶褐色あるいは黄褐色を呈する淘汰の良い極細粒砂層からなり、全体として半固結する (第 4 図 A)。ユニット最下部の深度 2.80 m ～ 2.89 m は径 3 cm ～ 5 cm の角～亜角礫からなり、スコリアを多量に含む。礫質支持である。ユニット最下部の礫層は下位のユニット 1-3 を削り込んで堆積しており、両ユニットは明瞭な地層境界で接する。最上部は上方細粒化して上位のユニット 1-5 へ遷移する。

解釈: 本ユニットは、スコリアに富み半固結することやコア掘削地点が鴨宮面南端に位置することから、Gomf であると考えられる。ユニット 1-3 の深度 4.12 m 及び後述するユニット 1-5 (深度 1.43 m) で得られた ^{14}C 年代測定値から、本ユニットは 2,500 ～ 3,800 cal BP の期間に堆積したと考えられ、Gomf であるとする解釈を支持する。

4.1.5 ユニット 1-5 (深度 0.65 m ～ 2.15 m, 標高 6.33 m ～ 4.74 m)

記載: このユニットは明褐色あるいは茶褐色を呈するシルト～細粒砂を主体とする (第 4 図 A)。全体として炭化物や植物片の混入が認められ、深度 1.60 m 以深は植物根によって乱されている。深度 1.22 m ～ 1.42 m には層厚 1 cm ～ 6 cm で軽石を多く含むシルト質粗粒砂～極粗粒砂層が挟在する。

深度 1.43 m の堆積物試料から 2,493 ～ 2,745 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られた (第 1 表, 第 4 図 A)。

解釈: 有機質な細粒堆積物を主体とすることから、このユニットは後背湿地堆積物であると推定される。深度 1.22 m ～ 1.42 m に挟在する粗粒な砂層は、洪水など

に起因するイベント堆積物である可能性がある。

4.1.6 ユニット 1-6 (深度 0.00 m ～ 0.65 m, 標高 6.89 m ～ 6.33 m)

記載: このユニットはコア最上部に位置し、暗褐色を呈する極細粒砂混じりシルトからなる。植物根が多く認められる (第 4 図 A)。

解釈: 掘削地点が耕作放棄地であることから、このユニットは耕作土である可能性が高いと判断できる。

4.2 GS-ASG-2 コア

GS-ASG-2 コアは、鴨宮面南端部 (北緯 35°16'39.471", 東経 139°12'03.194") の空き地 (宅地跡) で掘削された (第 2 図)。孔口標高は、5.01 m である。ボーリングコアの柱状図を第 4 図 B に示す。このコアは計 7 ユニットに区分できる。

4.2.1 ユニット 2-1 (深度 20.31 m ～ 25.00 m, 標高 -15.30 m ～ -19.99 m)

記載: このユニットは、灰色あるいは暗褐色を呈するシルト～粘土からなり、生痕が多く認められる。深度 24.30 m 以深は上方に細粒化する傾向を示し、粘土～シルトと極細粒～細粒砂の互層が認められる。深度 23.50 m ～ 24.50 m には貝殻片が多く混入し、このうち深度 23.89 m からはシラトリガイの仲間 *Macoma* sp. が産出した。また、深度 22.98 m ～ 23.15 m は黒褐色泥炭からなる。深度 21.39 m ～ 21.61 m は貝殻片混じりの中粒砂～砂礫の薄層を挟む。

深度 23.89 m から採取したシラトリガイの仲間 *Macoma* sp. から、8,531 ～ 8,744 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られた (第 1 表, 第 4 図 B)。

解釈: 貝化石を多産することから、海成層であると考えられる。砂泥互層や生物擾乱が認められること、腐植質な層準を含むこと、内湾の干潟に生息するシラトリガイの仲間の貝化石が産出することから、このユニットは潮間帯干潟で堆積した可能性が高いと推定される。全体に泥質堆積物が卓越することを考慮すると、このユニットは泥質干潟堆積物であると解釈できる。

4.2.2 ユニット 2-2 (深度 16.53 m ～ 20.31 m, 標高 -11.52 m ～ -15.30 m)

記載: このユニットは、下位のユニット 2-1 に比べてやや粗粒で、淘汰の悪い極細粒砂～中粒砂を主体とする (第 4 図 B)。下位のユニット 2-1 とは明瞭な地層境界で接する。ところどころに礫を含む。礫は径 3 cm ～ 5 cm 程度、最大径 10 cm で円礫を主体とする。深度 18.29 m 以深ではユニット 2-1 に比べて低頻度ではあるものの貝殻片を産出し、深度 18.37 m ～ 19.10 m 及び深度 20.00

m ～ 20.31 m では多産する。このうち、深度 20.29 m からは潮間帯中部の砂底に生息するマテガイ *Solen strictus* が産出した。深度 18.29 m 以浅では貝殻片を含まず、全体に腐食物を多く含むようになる。深度 17.21 m ～ 17.91 m は細粒で、灰色～暗灰色を呈する有機質粘土からなる。

深度 20.29 m から採取したマテガイから、8,175 ～ 8,334 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られた（第 1 表、第 4 図 B）。

解釈：このユニットは潮間帯に生息する貝化石を産出することから汽水域で堆積したと考えられる。さらに、ユニット 2-1 に比べて粗粒で淘汰の悪い堆積物からなり、円礫を含むことから、河川の影響が示唆される。以上の特徴から、このユニットはエスチュアリー堆積物である可能性が高いと推定される。

4.2.3 ユニット 2-3（深度 8.43 m ～ 16.53 m、標高 -3.42 m ～ -11.52 m）

記載：このユニットは、ユニット 2-2 よりもさらに粗粒で、淘汰不良で礫混じりの中粒砂～砂礫を主体とする（第 4 図 B）。ところどころ、細粒砂や砂礫の薄層を挟む。細粒砂の薄層は斜交層理を伴うことが多く、腐植物濃集層を含む。下位のユニット 2-2 との地層境界は不明瞭である。貝化石は含まれない。

解釈：このユニットは、淘汰不良で中粒砂以上の粗粒堆積物からなること、貝化石を含まないこと、腐植物を含むことや斜交層理を伴うこと、上述したエスチュアリー堆積物と推定されるユニット 2-2 を覆って堆積することから、砂質河川のチャネル堆積物である可能性が高いと考えられる。

4.2.4 ユニット 2-4（深度 6.31 m ～ 8.43 m、標高 -1.30 m ～ -3.42 m）

記載：このユニットは暗灰色を呈する有機質なシルトからなり、植物片や炭化物、植物根を多く混入する（第 4 図 B）。下位のユニット 2-3 とは明瞭な地層境界で接する。深度 7.45 m 以深はところどころ層厚 5 mm ～ 5 cm 程度の極細粒～細粒砂の薄層が挟在する。

深度 6.59 m から得られた植物片は 6,742 ～ 6,905 cal BP の ^{14}C 年代測定値を示した（第 1 表、第 4 図 B）。

解釈：本ユニットは細粒堆積物からなることや貝化石を含まず腐植物を多く含むことから、後背湿地堆積物であると考えられる。泥質堆積物中の薄い砂層は洪水堆積物である可能性が高い。

4.2.5 ユニット 2-5（深度 4.04 m ～ 6.31 m、標高 0.97 m ～ -1.30 m）

記載：このユニットは暗褐色あるいは褐色を呈する礫混じりの中粒～極粗粒砂及び砂礫からを主体とし、層

厚 5 cm ～ 30 cm 程度の砂層の互層からユニット 2-4 を明瞭な地層境界を介して覆う（第 4 図 B）。全体に淘汰が悪く、未固結である。稀に円磨されたスコリア片を含む。

解釈：このユニットは中粒砂以上の粗粒堆積物からなり河川の掃流によって供給されたと考えられることや貝化石を含まないことから、砂質河川のチャネル堆積物である可能性が高いと推定される。

4.2.6 ユニット 2-6（深度 1.00 m ～ 4.04 m、標高 4.01 m ～ 0.97 m）

記載：このユニットは、黒色あるいは暗褐色を呈するスコリアを含む礫混じりの粗粒砂～砂礫からなる（第 4 図 B）。全体に半固結し、下位のユニット 2-5 に比べて締まっている。礫は径 2 cm ～ 5 cm 程度の亜円礫を主体とし、基質支持される。下位のユニット 2-5 に比べてスコリアを多く含み、深度 1.38 m ～ 1.41 m、深度 1.50 m ～ 1.56 m、深度 1.70 m ～ 1.72 m にはスコリアの濃集層が認められた。また、全体として上方細粒化する傾向を示す。

解釈：スコリアを多く含むことや半固結していることから、このユニットは Gmf であると考えられる。

4.2.7 ユニット 2-7（深度 0.00 m ～ 1.00 m、標高 5.01 m ～ 4.01 m）

記載：このユニットは明褐色を呈する細粒砂混じりシルトから構成され、稀に細礫を含む（第 4 図 B）。

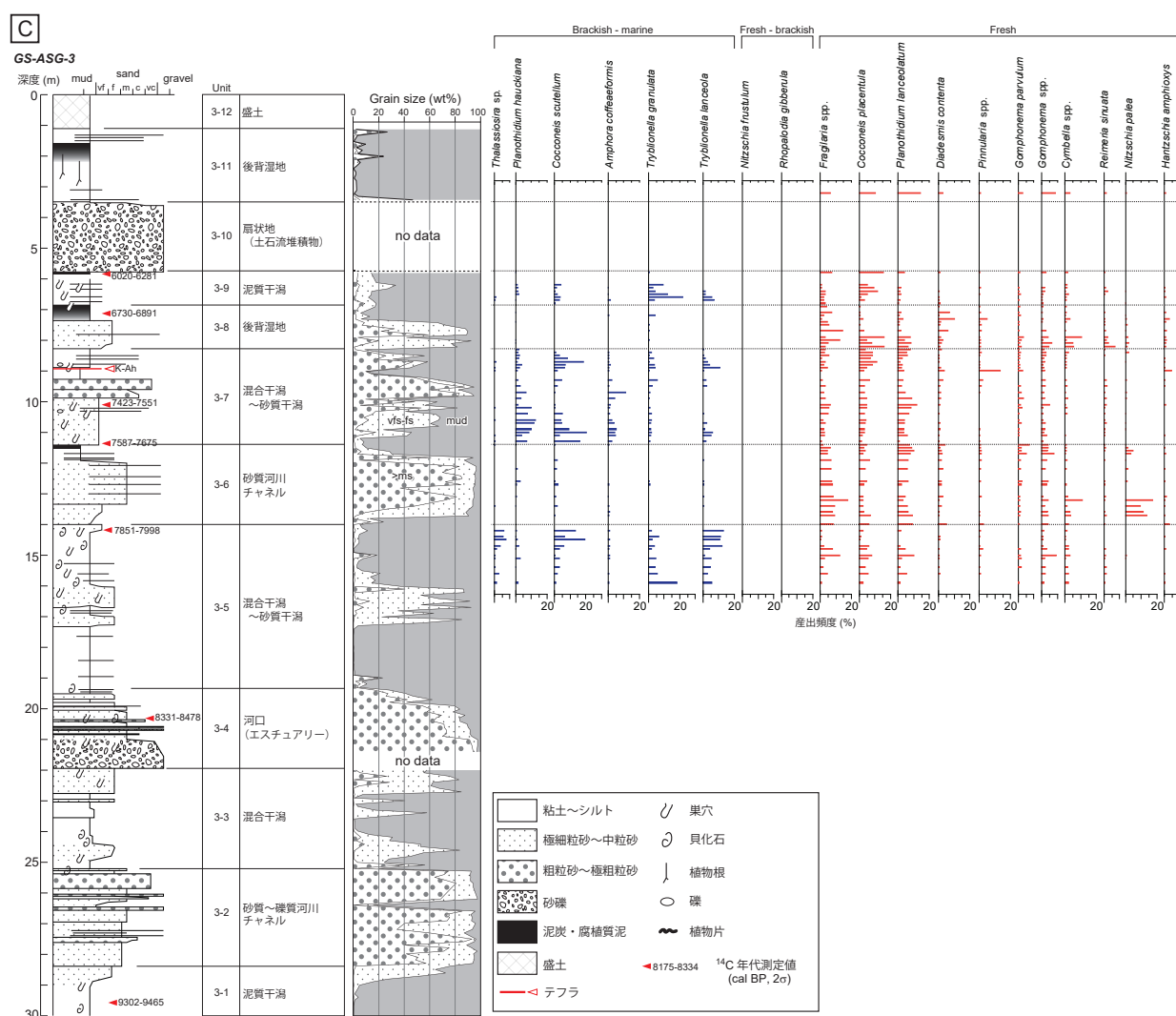
解釈：このユニットは淘汰が極めて悪く地表面から約 1 m に分布することから、人為的な堆積物である可能性が高いと推定される。掘削地点周辺が宅地跡であることを考慮すると、盛土であると解釈できる。

4.3 GS-ASG-3 コア

GS-ASG-3 コアは、鴨宮面と大磯丘陵との間を流れる森戸川の氾濫原（北緯 35°17'02.584"、東経 139°12'08.748"）に位置する休耕田で掘削された（第 2 図）。孔口標高は 5.57 m である。ボーリングコアの柱状図を第 4 図 C に示す。このコアは計 12 ユニットに区分できる。

4.3.1 ユニット 3-1（深度 28.35 m ～ 30.00 m、標高 -22.78 m ～ -24.43 m）

記載：このユニットは、平行葉理の発達する粘土～シルト質細粒砂からなる。深度 29.10 m 以深はシルトを主体とし、含泥率は 96 ～ 100 % を占める。このユニットは全体として上方粗粒化傾向を示し、深度 29.10 m 以浅では極細粒砂～細粒砂の占める割合は 4 % から 74.7 % に増加する。深度 29.85 m 以深には貝殻片が認められる。



第4図 (続き) .
Fig. 4 Continued.

その上位の深度 29.12 m ~ 29.62 m は腐植質で、なかでも深度 29.58 m ~ 29.62 m は未分解の植物遺体を含み泥炭質となる。

深度 29.57 m から採取したから 9,302 ~ 9,465 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られた (第 1 表, 第 4 図 C).

解釈：このユニットは貝殻片を含むことから海成層と推定される．有機質な泥質堆積物を主体とすることを考慮すると，泥質干潟堆積物である可能性が高い．

4.3.2 ユニット 3-2 (深度 25.21 m ~ 28.35 m, 標高 -19.64 m ~ -22.78 m)

記載：このユニットは細粒砂～中粒砂と中粒砂～粗粒砂の互層からなり，ところどころ層厚 2 cm ～ 10 cm の細礫～中礫の薄層を挟む（第 4 図 C）．下位のユニット 3-1 との地層境界は不明瞭で，漸移する．含泥率は平均 9.7 % でユニット 3-1 に比べて低く，極細粒砂～細粒砂

サイズの粒子の占める割合が平均 27.2 %, 中粒砂サイズ以上の粒子の占める割合が平均 63.0 % と増加する (第 4 図 C). 中粒砂～粗粒砂層では逆級化構造が認められた. 深度 27.21 m ～ 27.24 m, 深度 27.38 m ～ 27.41 m に粒径 5 mm ～ 10 mm のスコリア集積層が挟まる. 細粒砂～中粒砂層では, 低角斜交層理あるいはリップル葉理が認められた. 深度 26 m 以浅では貝化石の細片が混じる.

解釈：このユニットは、上部を除き貝化石が産出しないことや中粒砂以上の粒子を含み低角斜交層理が発達することから、河川の掃流によって供給されたと推定される。また、貝化石を含むユニット上部は、潮汐の影響を受けていた可能性がある。これらの特徴から、このユニットは砂質～礫質河川河口部のチャネル堆積物であると考えられる。

4.3.3 ユニット 3-3 (深度 21.95 m ~ 25.21 m, 標高 -16.38 m ~ -19.64 m)

記載: このユニットはユニット 3-2 に比べて細粒で、細粒砂混じりシルトとシルト質細粒砂との細互層からなる (第 4 図 C)。含泥率は平均 63.8 % で、15.2 ~ 99.5 % の範囲で推移する。極細粒砂~細粒砂サイズの粒子の占める割合は平均 32.0 % で、最大では 84.7 % (深度 22.70 m) を占める (第 4 図 C)。各単層の層厚は 1 mm ~ 数 10 mm 程度で、ところどころ最大で数 cm の細粒砂の薄層が挟在する。ユニットの大部分で生物擾乱によって地層が乱されている。ユニット 3-2 との地層境界は明瞭である。全体として腐植物や貝殻片を多く含み、深度 23.89 m ~ 23.90 m から潮間帯~潮下帯に生息するシマハマツボ *Alaba picta* の化石が産出した。ユニット下部の深度 25.0 m ~ 25.2 m ではリップル葉理が、深度 22.80 m ~ 23.00 m 付近では平行葉理が発達する。

解釈: このユニットは、貝化石を多産することから潮汐の影響下で堆積したと考えられる。生物擾乱のため不明瞭ではあるが、貝化石の混入を考慮すると、細かい砂泥互層はフレーザー葉理 (Reineck and Singh, 1980; 坂倉, 2004) であると解釈でき、このユニットは混合干潟 (Dalrymple, 1992; 坂倉, 2004) の堆積物である可能性が高い。

4.3.4 ユニット 3-4 (深度 19.83 m ~ 21.95 m, 標高 -14.26 m ~ -16.38 m)

記載: このユニットは礫混じり中粒砂~砂礫からなり、全体として上方細粒化する (第 4 図 C)。ユニット下部 (深度 21.60 m 以深) は細礫~中礫主体で最大径 2 cm の礫を含む砂礫からなり、下位のユニット 3-3 を明瞭な地層境界を介して覆う。砂質堆積物が卓越する深度 21.40 m 以浅では、含泥率は平均 11.3 %、極細粒砂~細粒サイズの粒子の占める割合は平均 16.8 % と低いのにに対し、中粒砂以上の粒子が占める割合は平均 71.9 % (53.7 ~ 93.6 %) と高い値を示す (第 4 図 C)。また、全体として生物擾乱が認められる。深度 20.3 m ~ 20.7 m では貝化石が多産し、深度 20.29 m からは潮間帯~潮下帯に生息するマガキ *Crassostrea gigas*、深度 20.32 m, 20.55 m からは河口汽水域の砂底に生息するヤマトシジミ *Corbicula japonica* がそれぞれ産出した。

深度 20.32 m から得られたヤマトシジミの貝化石から 8,331 ~ 8,478 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られた (第 1 表, 第 4 図 C)。

解釈: このユニットはヤマトシジミの化石を多産すること、中粒砂以上の粒子を主体とし河川の掃流によって堆積物が供給されたと推定されることから、砂質~礫質河川の河口部で潮汐の影響を受けるエスチュアリー堆積物であると考えられる。

4.3.5 ユニット 3-5 (深度 14.00 m ~ 19.83 m, 標高 -8.43 m ~ -14.26 m)

記載: このユニットは主に暗灰色を呈するシルト質極細粒砂~極細粒砂混じりシルトからなり、細かい砂泥互層から構成される (第 4 図 C)。含泥率は平均 78.5 %、極細粒砂~細粒砂サイズの粒子の占める割合は平均 17.0 % である (第 4 図 C)。全体にチューブ状あるいは円盤状の生痕が多く認められる。各単層の層厚は 1 mm ~ 数 10 mm 程度で、ところどころ最大で数 cm の細粒砂の薄層が挟在する。深度 16.06 m 以浅ではシルトを主体とするが、深度 16.06 m ~ 17.30 m では細粒砂が優勢となり、フレーザー葉理が発達する。この層準では、極細粒砂~細粒砂サイズの粒子の占める割合が 21.7 ~ 86.0 % (平均 58.2 %) の範囲で推移する (第 4 図 C)。深度 16.06 m 以浅の泥質堆積物が卓越する層準では、レンズ状に細粒砂の薄層が挟在する。ところどころに合弁あるいは離弁の貝化石が認められ、深度 14.18 m ~ 14.24 m, 深度 14.49 m ~ 14.52 m で特に多く産出した。深度 14.18 m ~ 14.24 m からは、潮間帯~水深 10 m の泥底に生息するハイガイ *Tegillarca granosa*、潮間帯中部~下部の泥底に生息するイボウミニナ *Batillaria zonalis* が産出した。

深度 14.18 m ~ 14.20 m のイボウミニナ *Batillaria zonalis* から 7,850 ~ 8,000 cal BP の ^{14}C 年代測定値を得た (第 1 表, 第 4 図 C)。

このユニットの珪藻化石群集は汽水~海水生種が卓越することで特徴づけられ、なかでも *Tryblionella granulata*, *Tryblionella laceola*, *Cocconeis scutellum* が 5 ~ 20 % 程度の高い産出頻度を示した (第 4 図 C)。また、*Thalassiosira* sp. が 2 ~ 5 % 産出した (第 4 図 C)。また、淡水生種の *Fragilaria* 属, *Cocconeis placentula*, *Planothidium lanceolatum* 及び *Gomphonema* 属をそれぞれ 5 ~ 10 % 程度伴う (第 4 図 C)。

解釈: フレーザー葉理あるいはレンズ状葉理の発達する砂泥互層からなること (Reineck and Singh, 1980; 坂倉, 2004) や、珪藻化石群集が海水泥質干潟指標種である *T. granulata* の多産によって特徴づけられること、潮間帯に生息する貝化石が多産し、生物擾乱が多く認められることから、このユニットは混合干潟~砂質干潟の堆積物であると考えられる。

4.3.6 ユニット 3-6 (深度 11.40 m ~ 14.00 m, 標高 -5.83 m ~ -8.43 m)

記載: このユニットは灰色あるいは灰白色を呈する淘汰の悪い細粒砂~粗粒砂を主体とし、下位のユニット 3-5 に比べて生物擾乱をあまり受けていない (第 4 図 C)。ユニット 3-5 との地層境界は遷移的で不明瞭である。深度 13.33 m ~ 14.00 m は上方粗粒化する極細粒砂混じり

シルト～シルト質細粒砂からなり、含泥率が 94.8 % から 6.4 % に、中粒砂以上の粒子の占める割合が 0.3 % から 47.0 % へとそれぞれ変化する。深度 12.00 m ～ 13.33 m は層厚数～ 10 cm 程度の径 2 cm ～ 4 cm の亜円スコリア礫を主体とする礫層と細礫混じりの中粒砂層との互層からなり、ところどころ植物片や木片、偽礫が混じる（第 4 図 C）。斜交層理あるいはリップル葉理が認められる。中粒砂以上の占める割合は概ね 70 ～ 80 % を占める（第 4 図 C）。深度 11.40 m ～ 12.00 m は上方細粒化する細粒砂～シルトからなり、上方細粒化する。

ユニット全体として、淡水生種が多産する（第 4 図 C）。*Fragilaria* 属、*C. placentula*、*Planolithidium lanceolatum* がそれぞれ 10 % 前後産出する。また、*Gomphonema parvulum*、*Diademsis contenta* が 5 % 前後の産出頻度を示す。ユニット下部の深度 13.33 m ～ 14.00 m では淡水生種の *Nitzschia palea* が 20 % 程度、淡水～汽水生種の *Nitzschia frustulum* が 10 ～ 20 % の産出頻度を示し、やや多く産出する。

解釈：汽水～海水生珪藻がほとんど産出せず、中～下流性河川指標種の *P. lanceolatum* や最下流性河川指標種の *N. frustulum* が多産することや貝化石を含まないことから、河川環境の堆積物であることが示唆される。ユニットの大部分が中粒砂以上の粒子を主体とすることから、河川の掃流によって堆積物が供給されたと推定される。これらの特徴から、このユニットは砂質河川のチャネル堆積物と解釈できる。泥質堆積物の卓越するユニット上部（深度 11.40 m ～ 12.00 m）は放棄チャネル充填堆積物と推定される。

4.3.7 ユニット 3-7（深度 8.19 m ～ 11.40 m、標高 -2.42 m ～ -5.83 m）

記載：このユニットは暗褐色あるいは暗灰色を呈する細粒砂混じりシルト～シルト質細粒砂を主体とし、下位のユニット 3-6 を明瞭な地層境界を介して覆う（第 4 図 C）。全体として淘汰不良である。含泥率は平均 48.8 % である（第 4 図 C）。生物擾乱により堆積構造は不明瞭であるものの、層厚 2 mm ～ 10 mm 程度の中粒～粗粒砂の薄層がレンズ状に挟まる。径 2 mm ～ 7 mm 程度の礫が度々混じる。深度 9.24 m ～ 9.88 m はやや粗粒であり、細礫混じりの中粒砂～極粗粒砂からなり、中粒砂以上の粒子が占める割合が 60 ～ 80 % を占める。粗粒な層準の基底部分（深度 9.7 m ～ 9.8 m）には偽礫が多く含まれる。深度 10.09 m に認められた木片からは 7,423 ～ 7,551 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られた（第 1 表、第 4 図 C）。

深度 8.90 m では火山ガラスが堆積物粒子中の 8 % を占め、テフラ降灰層準と判断される。同層準から得られた火山ガラスの屈折率は 1.509 ～ 1.516 で（第 2 表）、

K-Ah テフラの屈折率（1.508 ～ 1.516；町田・新井，2003）と一致する。従って、深度 8.90 m を K-Ah テフラの降灰層準とみなせる（第 1 表、第 4 図 C）。

このユニットは汽水～海水生種が多産することによって特徴付けられる（第 4 図 C）。なかでも *Planolithidium hauckiana* 及び *Cocconeis scutellum* が多く産出し、それぞれ 5 ～ 15 % 前後の産出頻度を示す。さらに、*T. granulata*、*Amphora coffeaeformis* がそれぞれ 2 ～ 5 % 程度を占める。また、淡水生種や淡水～汽水生種を随伴し、ユニット 3-6 で優占的に産出した *Fragilaria* 属、*C. placentula*、*P. lanceolatum* などが 5 ～ 10 % 前後を占める。深度 9.24 m ～ 9.88 m は汽水～海水生種がやや減少し、代わって淡水生種の *Gomphonema* 属や *Pinnularia* 属、*D. contenta* などがわずかに増加する傾向を示す。

解釈：このユニットは、汽水～海水生珪藻が多産し、かつ淡水～汽水生珪藻及び淡水生珪藻が混在することから、潮汐の影響を受けて堆積した可能性が示唆される。さらに、海水砂質干潟指標種の *P. hauckiana* が多産すること、細粒砂混じりシルト～シルト質細粒砂からなることを考慮すると、このユニットは砂質干潟あるいは混合干潟の堆積物であると考えられる。細粒砂混じりシルト～シルト質細粒砂にレンズ状に挟在する砂層は潮汐によって形成されたレンズ状層理（坂倉，2004）であると解釈できる。やや粗粒な深度 9.24 m ～ 9.88 m は、汽水～海水生珪藻がやや減少して淡水生珪藻が増加することから陸域から堆積物が流入した可能性が示唆される。粗粒堆積物から構成されることや基底部に偽礫を含むことから、洪水などのイベント堆積物の可能性も考えられる。

4.3.8 ユニット 3-8（深度 6.85 m ～ 8.19 m、標高 -1.28 m ～ -2.42 m）

記載：このユニットは、灰白色を呈するシルト質細粒砂～中粒砂からなる下部（深度 7.43 m ～ 8.17 m）と、暗灰～暗褐色を呈する有機質なシルトからなる上部（深度 6.85 m ～ 7.43 m）から構成される（第 4 図 C）。下位のユニット 3-7 との境界は明瞭である。全体に植物片や炭化物が多く混じり、植物根痕も多く認められた。ユニット下部の砂質堆積物が卓越する層準は、細粒砂主体から中粒砂主体へと上方粗粒化傾向を示し、偽礫や径 3 mm 前後の円～亜円礫が混じる。さらに、深度 7.82 m ～ 7.84 m には径 2 mm ～ 5 mm で円～亜円に摩耗したスコリア片の濃集した薄層を挟む。ユニット下部では含泥率は概ね 10 ～ 20 % 前後であるが、中粒砂以上の粒子が占める割合は 10 % 程度から 20 ～ 30 % 前後に増加する（第 4 図 C）。また、ユニット下部の深度 7.75 m 付近では平行葉理が、深度 7.50 m 付近では低角斜交層理が発達する。ユニット上部はシルトが卓越し、と

第2表 観察される各テフラと対比テフラの屈折率，ガラスの主成分化学組成値一覧．主成分化学組成は合計が100 % になるように再計算した．FeO* は総Fe量をFeOとして計算した値．

Table 2 List of refractive index and major chemical composition of glass for observed tephra layers and correlative standard tephtras. Chemical analyses were recalculated to 100 % on a water-free basis, and FeO* means total iron calculated as FeO.

テフラの採取地点と深度 (cf: 対比標準テフラ) Drilling site and depth or locality of tephra (cf: standard tephra)	屈折率 Refractive index		ガラスの主成分化学組成(上段: 重量%)と標準偏差(下段) Chemical composition of glass (upper row : weight %) and standard deviation(lower row) N: number										分析者または文献 Analyst or reference	対比 Correlation
	ガラス Glass (n)	直方(斜方)輝石 Orthopyroxene(y)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	N		
GS-ASG-5, 5.3m	1.498-1.502		77.79 0.49	0.24 0.08	12.47 0.22	1.15 0.15	0.07 0.06	0.27 0.06	1.52 0.17	3.51 0.07	2.97 0.11	15	著者・古澤地質	KgP
(cf: KgP)	1.491-1.497		77.72 0.23	0.27 0.05	12.51 0.13	1.14 0.09	0.07 0.05	0.29 0.04	1.57 0.08	3.55 0.05	2.88 0.07	15	古澤地質	KgP
GS-ASG-3, 8.90m	1.508-1.516												著者	K-Ah
GS-ASG-5, 11.8m	1.510-1.513		74.76 0.16	0.55 0.06	12.96 0.08	2.39 0.11	0.09 0.06	0.47 0.04	2.00 0.04	3.82 0.04	2.97 0.05	15	著者・古澤地質	K-Ah
(cf: BT3, Lake Biwa)	1.508-1.515		73.86 0.23	0.54 0.11	13.44 0.13	2.52 0.17	0.12 0.09	0.52 0.11	2.19 0.08	3.79 0.14	3.01 0.09		吉川・井内(1991)・長橋ほか(2004)	K-Ah
GS-ASG-4, 39.17m	1.521-1.522		61.73 1.91	0.37 0.09	19.39 0.55	2.92 0.13	0.21 0.07	0.21 0.07	1.50 0.11	6.74 0.20	6.92 0.34	15	著者・古澤地質	U-Oki
(cf: U-Oki, SG06-1288)			61.05 0.42	0.50 0.07	19.61 0.17	3.17 0.19	0.14 0.05	0.30 0.06	1.612 0.17	6.53 0.79	7.09 0.28	12	Smith <i>et al.</i> (2013)	U-Oki
(cf: U-Oki, Japan Sea)			60.70 0.60	0.42 0.07	19.69 0.39	3.88 0.73	0.17 0.03	0.26 0.10	1.431 0.10	6.76 0.63	6.67 0.43	-	Park <i>et al.</i> (2007)	U-Oki
B-4, 15.22-15.23.m	1.498-1.501												著者	AT
B-5, 19.36-19.43m	1.498-1.500		78.05 0.23	0.14 0.05	12.25 0.11	1.21 0.12	0.08 0.06	0.14 0.05	1.16 0.05	3.44 0.09	3.52 0.10	15	古澤地質	AT
(cf: BT10, Lake Biwa)	1.498-1.501		77.49 0.32	0.16 0.08	12.81 0.09	1.32 0.17	0.06 0.07	0.12 0.08	1.20 0.09	3.41 0.15	3.43 0.09	16	吉川・井内(1991)・長橋ほか(2004)	AT
L.10, TP fl.	1.522-1.529	1.704-1.711	71.07 1.81	0.68 0.11	14.22 0.93	3.85 0.58	0.15 0.06	1.10 0.21	3.75 0.63	4.22 0.10	0.96 0.14	15	古澤地質	TP fl.
B-1, 113.50-114.00m	1.509-1.525	1.706-1.716	73.35 2.66	0.61 0.11	13.57 0.72	3.06 0.80	0.12 0.09	0.79 0.35	2.99 0.79	4.29 0.14	1.22 0.10	15	古澤地質	TP fl.
B-3, 56.50-57.00m	1.519-1.526	1.702-1.708											京都フィクション・トラック	TP fl.
B-4, 46.00-47.00m	1.514-1.529	1.702-1.708											京都フィクション・トラック	TP fl.
B-5, 42.00-43.00m	1.519-1.527	1.702-1.710											京都フィクション・トラック	TP fl.
B-8, 42.08-42.50m	1.509-1.513	1.705-1.718	73.32 2.42	0.59 0.14	13.56 0.66	3.18 0.89	0.11 0.06	0.81 0.29	3.09 0.74	4.22 0.18	1.12 0.10	15	古澤地質	TP fl.
L.7, TP fl.	1.510-1.528	1.698-1.712	73.41 2.30	0.61 0.14	13.52 0.61	3.23 0.79	0.16 0.08	0.80 0.30	3.16 0.68	3.98 0.19	1.14 0.12	15	古澤地質	TP fl.
L.10, TP	1.509-1.513 1.515-1.518	1.704, 1.709-1.713											著者	TP
L.1, TP	1.510-1.515	1.707-1.713											著者	TP
B-3, 60.40-60.90m	1.509-1.516	1.705-1.715	75.70 0.76	0.44 0.06	12.92 0.23	2.31 0.24	0.12 0.07	0.51 0.09	2.41 0.22	4.40 0.07	1.18 0.06	15	古澤地質	TP
B-1, 121.80-122.00m	1.510-1.515	1.705-1.715	75.15 0.42	0.50 0.06	13.10 0.15	2.48 0.17	0.12 0.06	0.59 0.04	2.53 0.11	4.40 0.08	1.15 0.04	15	古澤地質	TP
B-8, 48.40-48.68m	1.509-1.514	1.708-1.715	76.1 0.20	0.45 0.05	12.72 0.10	2.25 0.08	0.13 0.05	0.48 0.05	2.28 0.09	4.36 0.08	1.22 0.06	15	古澤地質	TP
B-7, 14.00-14.40m	1.510-1.515	1.709-1.714											京都フィクション・トラック	TP
B-3, 63.40-63.66m	1.518-1.526	1.710-1.714	73.51 0.26	0.70 0.07	12.97 0.12	3.48 0.12	0.14 0.08	0.81 0.04	3.16 0.13	4.10 0.09	1.12 0.06	15	古澤地質	MP
B-1, 123.83-123.90m	1.520-1.525	1.711-1.714	73.61 0.63	0.71 0.06	12.94 0.22	3.46 0.20	0.11 0.07	0.79 0.08	3.17 0.17	4.09 0.13	1.13 0.06	15	古澤地質	MP
B-8, 49.73-49.82m	1.520-1.524	1.710-1.713	73.56 0.25	0.68 0.07	13.08 0.12	3.48 0.15	0.13 0.08	0.79 0.06	3.12 0.11	4.00 0.15	1.16 0.04	15	古澤地質	MP
(cf: MP)		1.709-1.713											新井ほか(1977)	MP
B-3, 64.31-64.68m	1.519-1.521	1.703-1.713	73.91 0.71	0.67 0.09	13.22 0.33	3.19 0.17	0.12 0.06	0.68 0.12	2.83 0.34	4.18 0.07	1.20 0.07	15	古澤地質	AP
B-1, 126.90-127.05m	1.519-1.521	1.709-1.712	73.62 0.30	0.67 0.07	13.27 0.24	3.28 0.12	0.12 0.07	0.75 0.05	2.97 0.14	4.17 0.09	1.15 0.05	15	古澤地質	AP
B-8, 50.80-51.00m	1.518-1.521	1.701-1.712	73.45 0.29	0.63 0.08	13.42 0.20	3.27 0.19	0.12 0.06	0.77 0.06	3.06 0.10	4.13 0.14	1.14 0.06	15	古澤地質	AP
(cf: AP)		1.705-1.710											新井ほか(1977)	AP
L.8, OP fl.	1.511-1.513	1.710-1.712, 1.716-1.720	75.90 0.29	0.46 0.05	12.61 0.17	2.56 0.09	0.10 0.07	0.48 0.04	2.28 0.08	4.36 0.08	1.25 0.05	15	古澤地質	OP fl.
B-6, 61.85-62.00m	1.511-1.514	1.708-1.718	76.19 0.23	0.49 0.04	12.40 0.13	2.52 0.09	0.14 0.08	0.44 0.05	2.22 0.09	4.30 0.09	1.28 0.04	15	古澤地質	OP fl.
L.10, OP	1.510-1.513	1.711-1.717	75.27 0.43	0.45 0.06	13.31 0.22	2.38 0.19	0.10 0.07	0.49 0.08	2.53 0.23	4.40 0.11	1.06 0.06		著者・古澤地質	OP
(cf: OP)	1.510-1.514	1.716-1.720											町田・新井(2003)	OP
L.5, K-Tz	1.498-1.500	1.699-1.708	78.69 0.24	0.24 0.05	11.88 0.08	1.03 0.08	0.05 0.06	0.18 0.03	1.07 0.06	3.40 0.09	3.44 0.12	15	著者・古澤地質	K-Tz
(cf: BT25, Lake Biwa)	1.497-1.503		78.04 0.29	0.22 0.10	12.45 0.15	1.18 0.12	0.03 0.03	0.20 0.12	1.13 0.10	3.36 0.19	3.40 0.10	20	吉川・井内(1991)・長橋ほか(2004)	K-Tz

第2表 続き
Table 2 Continued

テフラの採取地点と深度 (cf: 対比標準テフラ) Drilling site and depth or locality of tephra (cf: standard tephra)	屈折率 Refractive index		ガラスの主成分化学組成(上段: 重量%)と標準偏差(下段) Chemical composition of glass (upper row : weight %) and standard deviation(lower row) N: number										分析者または文献 Analyst or reference	対比 Correlation
	ガラス Glass (n)	直方(斜方)輝石 Orthopyroxene(y)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO ⁺	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	N		
B-7, 15.20-15.80m		1.711-1.714											京都フィクション・トラック	KmP-6?
(cf : KmP-6)		1.710-1.716											新井ほか(1977)	KmP-6
B-7, 18.30-18.50m	1.515-1.518	1.708-1.718											京都フィクション・トラック	KmP-5?
(cf : KmP-5)		1.698-1.702, 1.710-1.717											新井ほか(1977)	KmP-5
B-7, 20.60-21.00m	1.529-1.535	1.701-1.722											京都フィクション・トラック	KmP-4?
(cf : KmP-4)		1.700-1.716											新井ほか(1977)	KmP-4
B-7, 26.30-26.85m	1.518-1.520, 1.523-1.530	1.705-1.717											京都フィクション・トラック	KmP-2?
(cf : KmP-2)		1.708-1.716											新井ほか(1977)	KmP-2
B-7, 28.40-32.45m	1.521-1.524	1.710-1.718											京都フィクション・トラック	KmP-1?
B-7, 33.15-34.20m	1.519-1.521	1.711-1.718											京都フィクション・トラック	KmP-1?
(cf : KmP-1)		1.698-1.703, 1.710-1.717											新井ほか(1977)	KmP-1
B-9, 34.33-34.40m	1.501-1.504	1.702-1.713, 1.721-1.731											京都フィクション・トラック	TAU-7? TAU-8.5?
(cf : TAU-7)		1.704-1.733											町田ほか(1974)	TAU-7
(cf : TAU-8.5)	1.500-1.502	1.702-1.703, 1.726-1.730											Nakazawa et al.(2017)	TAU-8.5

ころどころに緑灰色あるいは茶褐色の粘土薄層を挟む。ユニット上部の含泥率は 80 ～ 90 % である。

深度 7.13 m から採取した植物片からは 6,730 ～ 6,891 cal BP の ¹⁴C 年代測定値が得られた (第 1 表, 第 4 図 C)。

このユニットは淡水生種を多産し、汽水～海水生種をほとんど含まないことで特徴づけられる (第 4 図 C)。ユニット下部では淡水生種の *Fragilaria* 属, *Cocconeis placentula*, *P. lanceolatum* が 5 ～ 20 % の産出頻度を示し、多産する。また、*Gomphonema parvulum*, *Cymbella* 属, *Reimeria sinuata* 及び *Hantzschia amphioxys* も 5 % 前後とやや多く産出する。ユニット上部では淡水～汽水生種の *Rhopalodia gibberula* と淡水生種の *D. contenta* が 10 % とやや多く産出し、これに次いで *Fragilaria* 属や *Pinnularia* 属, *P. lanceolatum* などが多産する。

解釈：このユニットは、汽水～海水生珪藻を含まず淡水生珪藻が卓越することから、陸成層であると推定される。腐植物や植物根が認められることや有機質な泥質堆積物を含むこと、陸域指標種の *H. amphioxys* や *D. contenta* が多産することから、流水の影響が少なく恒常的に冠水しない陸域であったと考えられる。ユニット下部の砂質な層準は、河川の氾濫堆積物に特徴的な上方粗粒化を示すこと (伊勢屋・増田, 1985)、中～下流性河川指標種の *P. lanceolatum* や *R. sinuata* を多く含むことから、河川からの洪水堆積物である可能性が高い。これらの特徴から、このユニットは後背湿地堆積物で

あると解釈できる。

4.3.9 ユニット 3-9 (深度 5.78 ～ 6.85 m, 標高 -0.21 ～ -1.28 m)

記載：このユニットは灰色あるいは暗灰色を呈する細粒砂混じりシルトからなる (第 4 図 C)。含泥率は概ね 80 ～ 85 % で、極細粒砂～細粒砂の粒子が占める割合は 10 ～ 28 % 程度である (第 4 図 C)。全体に生物擾乱が認められる。また、深度 6.50 m 付近より上位ではところどころに層厚 5 mm ～ 20 mm の細粒砂の薄層を挟む。上位から植物根の混入が認められる。ユニット最上部の深度 5.78 m ～ 5.82 m は黒色を呈する泥炭質シルトで、深度 5.82 m ～ 6.00 m のコア欠落のため下位の地層との連続性は明らかでない。

泥炭質シルトの深度 5.82 m から、6,020 ～ 6,281 cal BP の ¹⁴C 年代測定値が得られた (第 1 表, 第 4 図 C)。

このユニットでは汽水～海水生種が優占的に産出する (第 4 図 C)。Tryblionella granolata が 5 ～ 25 % 程度、Tryblionella lanceola が 5 ～ 10 % 程度と多く産出し、これに C. scetellum, P. hauckiana が随伴する。また、淡水～汽水生種の *Rhopalodia gibberula* が 5 ～ 15 % 程度の産出頻度を示す。さらに、淡水生種も多く伴っており、Fragilaria 属や C. placentula が 5 ～ 10 % 前後産出する。ユニット最上部の深度 5.80 m では汽水～海水生種がほとんど産出せず、淡水生種の *Fragilaria* 属及び C.

placentula が優占的に産出する。

解釈：このユニットは汽水～海水生珪藻の卓越することから、海成層であると推定される。特に、海水泥質干潟指標種である *T. granulata* (千葉・澤井, 2014) や海水藻場指標種の *C. scutellum* (千葉・澤井, 2014) が多産することから、泥質干潟あるいは混合干潟の堆積物である可能性が高いと考えられる。ユニット最上部は淡水生珪藻が卓越することや泥炭質堆積物からなることから、淡水池沼や後背湿地などの環境で堆積した可能性が示唆されるものの、層厚が小さく下位の地層との関係性も不明であるため、ここでは個別にユニットを区分していない。

4.3.10 ユニット 3-10 (深度 3.49 m ～ 5.78 m, 標高 2.08 m ～ -0.21 m)

記載：このユニットは径 1 cm ～ 3 cm 程度の亜円～亜角礫を主体とする淘汰の悪い砂礫からなり、基質支持礫層と礫質支持礫層の互層からなる (第 4 図 C)。下位のユニット 3-9 を明瞭な地層境界を介して覆う。基質はシルト混じりの中粒砂～極粗粒砂である。深度 4.03 m ～ 4.15 m 及び深度 4.33 m ～ 4.45 m はやや細粒で、細粒砂～粗粒砂を主体とする。ユニット最上部の深度 3.55 m 以浅では上方細粒化する。

解釈：このユニットは、貝化石を含まないこと、中粒砂よりも粗粒な堆積物から構成されることから、河川性の堆積物であると考えられる。全体として淘汰が悪く基質がやや泥質であることや礫質支持礫層と基質支持礫層の互層からなることは、土石流堆積物の特徴である (Miall, 1992)。GS-ASG-3 コアの掘削地点の東側には大磯丘陵から張り出した小規模な扇状地が多数分布していることを考慮すると (第 2 図)、このユニットは扇状地堆積物である可能性が高いと考えられる。

4.3.11 ユニット 3-11 (深度 1.11 m ～ 3.49 m, 標高 4.46 m ～ 2.08 m)

記載：このユニットは主に極細粒砂混じりシルトからなり、植物片や植物根痕が多く認められる (第 4 図 C)。下位のユニット 3-10 との地層境界は不明瞭で、徐々に上方に細粒化して漸移する。深度 2.55 m 付近を境として上方に暗色を帯びて有機質となり、深度 1.56 m ～ 2.35 m では黒色あるいは暗褐色を呈する泥炭質シルトとなる。また、深度 1.20 m ～ 1.28 m, 深度 1.38 m ～ 1.46 m, 深度 1.62 m ～ 1.64 m に、主に黒色スコリアの濃集する極粗粒～細礫の薄層を挟む。

解釈：このユニットは、泥炭質シルトを含む有機質な泥質堆積物からなることから、堆積物供給量の比較的に少ない静穏な環境で堆積したことが示唆される。扇状地堆積物と推定されるユニット 3-10 を覆って堆積する

ことや、ところどころに砂質堆積物の薄層を挟むことから、後背湿地堆積物である可能性が高いと考えられる。

4.3.12 ユニット 3-12 (深度 0.00 m ～ 1.11 m, 標高 5.57 m ～ 4.46 m)

記載：このユニットは主に明褐色を呈する極細粒砂混じりシルトからなり、全体に極粗粒砂～細礫が混じる (第 4 図 C)。深度 0.25 m 付近には径約 3 cm の亜円礫が混入する。全体に腐植質で植物根や炭化物が著しく多く混入する。

解釈：このユニットは、細礫や植物根が多く混入し激しい地層の攪乱が示唆される。コア最上部に位置しており、コア掘削地点が休耕地であることを考慮すると、このユニットは耕作土層と解釈される。

4.4 GS-ASG-4 コア

GS-ASG-4 コアは、鴨宮面と酒匂川左岸との間 (北緯 35°16'07.157", 東経 139°10'47.411", 標高 6.61 m) で掘削された (第 2 図)。孔口標高は 6.61 m である。ボーリングコアの柱状図を第 4 図 D に示す。このコアは計 4 ユニットに区分できる。

4.4.1 ユニット 4-1 (深度 63.21 m ～ 70.00 m, 標高 -56.60 m ～ -63.39 m)

記載：このユニットは灰色あるいは緑灰色を呈する径 5 mm ～ 60 mm の中礫を主体とする礫層で、礫質支持礫層と基質支持礫層の互層からなる (第 4 図 D)。礫率は 60 ～ 70 % である。礫は亜円～亜角礫で、礫径は最大 10 cm である。礫種は主に泥岩及び砂岩で、花崗岩、スコリア及び緑色岩を含む。マトリックスは粗粒砂で、ユニット下部 (深度 68.00 m 以深) はやや粘土質で粘性が高い。粗粒堆積物であるため、詳細な堆積構造は不明である。深度 64.18 m ～ 64.58 m 及び深度 65.21 m ～ 65.68 m は中礫を含まずやや細粒で、粗粒砂及び細礫を主体とする。深度 63.38 m 以浅は細粒で、シルト質な細粒砂を主体とする。

解釈：このユニットは、貝化石を含まないことから陸成層であると推定される。全体として礫質堆積物を主体とすることや亜円礫を含むことは、このユニットが河川によって供給された堆積物を主体とすることを示す。さらに、礫質支持礫層と基質支持礫層の互層から構成されることや砂質堆積物の薄層を挟む特徴は、このユニットが網状河川堆積物 (Miall, 1992) であることを示唆する。このユニットを覆って、後述する後背湿地堆積物や干潟堆積物が分布すること、上位のユニット 4-2 基底で 13 ka 前後の ¹⁴C 年代測定値が得られていること (後述) から、このユニットは沖積基底礫層に



対比される可能性が高い。

4.4.2 ユニット 4-2 (深度 50.00 m ~ 63.21 m, 標高 -43.39 m ~ -57.17 m)

記載：このユニットは腐植質泥と細粒砂との互層からなり、全体に木片や植物片を多く含む(第4図D)。ユニット下部(深度 57.80 m ~ 63.21 m)では泥質堆積物が優勢であり、ところどころに層厚 10 cm ~ 60 cm 程度の細粒砂の薄層を挟む。砂層は逆級化する。深度 57.80 m 以浅は砂質堆積物の粒度がやや粗粒となり、層厚も 50 cm ~ 120 cm 前後と大きくなる。深度 53.87 m ~ 54.75 m は特に粗粒で、径 2 mm ~ 10 mm 細礫~中礫の混じる中粒砂からなる。

深度 62.94 m の木片から 12,764 ~ 13,026 cal BP、深度 61.92 m の植物片から 12,801 ~ 13,025 cal BP、深度 50.45 m の植物片から 10,703 ~ 10,891 cal BP、深度 55.57 m の有機質堆積物から 11,273 ~ 11,606 cal BP の ^{14}C 年代測定値がそれぞれ得られた(第1表, 第4図D)。

珪藻化石組成は、淡水生種及び淡水~汽水生種が卓越することで特徴付けられる(第4図D)。深度 60.50 m では淡水~汽水生種の *Rhopalodia gibberula* が 26.4 % と多産し、淡水生種の *Rhopalodia gibba* が 7.9 % の産出頻度で随伴する。ユニット上部の深度 56.42 m 及び深度 50.70 m では *R. gibberula* が多産し、淡水生種の *Pinnularia* 属がそれぞれ 18.9 %, 11.3 % と増加する。

解釈：このユニットは貝化石を含まず、有機質な泥質堆積物から構成されることから、陸域堆積物であると推定できる。淡水生珪藻や淡水~汽水生珪藻が多産することもこれを支持する。陸域指標種である *R. gibba* や、止水域に特徴的な *Pinnularia* 属を多く含むことから、このユニットは後背湿地堆積物である可能性が高いと考えられる。逆級化する砂質堆積物の薄層は河川の氾濫堆積物に特徴的であり(伊勢屋・増田, 1985)、後背湿地堆積物であるとする解釈と整合的である。

4.4.3 ユニット 4-3 (43.55 m ~ 50.00 m, 標高 -36.94 m ~ -43.39 m)

記載：このユニットは径 10 mm ~ 60 mm 程度の亜円~亜角礫を主体とし、基質支持礫層と礫質支持礫層との互層から構成される(第4図D)。礫径は比較的揃っている。礫種は砂岩、泥岩、花崗岩、スコリアなどを主体とする。基質は粗粒砂を主体とする。ところどころに層厚 10 cm ~ 数 10 cm の細粒砂~粗粒砂の薄層を挟み、一部には逆級化構造が認められる。

解釈：礫質堆積物を主体とし亜円礫を含むこと、貝化石を含まないことから、河川堆積物であると推定される。礫の淘汰がよく、挟在される砂質堆積物の薄層に級化構造が認められることから、土石流堆積物とは考

えにくい。従って、このユニットは礫質河川のチャネル堆積物である可能性が高い。

4.4.4 ユニット 4-4 (深度 20.00 m ~ 43.55 m, 標高 -13.39 m ~ -36.94 m)

記載：このユニットは腐植質な泥層と砂層の互層からなり、木片や植物片を多く含む。貝殻片や生痕は認められない(第4図D)。全体として上方粗粒化傾向を示す。ユニット下部(深度 36.21 m ~ 43.55 m)が泥質堆積物を主体として細粒砂薄層が挟まるのに対して、ユニット上部(深度 20.00 m ~ 36.21 m)では泥質堆積物と砂層がほぼ同程度の頻度で認められ、砂層は中粒砂が主体となる。砂層には上方粗粒化構造または上方細粒化構造が認められる。また、ところどころに層厚 40 cm ~ 1 m 程度の礫層が認められ、径 5 mm ~ 30 mm の亜円礫を主体とする。礫種は泥岩や砂岩を主体とし、花崗岩、少量のチャート、緑色岩、火山岩などを含む。深度 28.43 m ~ 30.46 m は暗褐色を呈し、上方細粒化する細粒砂~細粒砂混じりシルトから構成され、前後の堆積物と比べて淘汰が悪い。

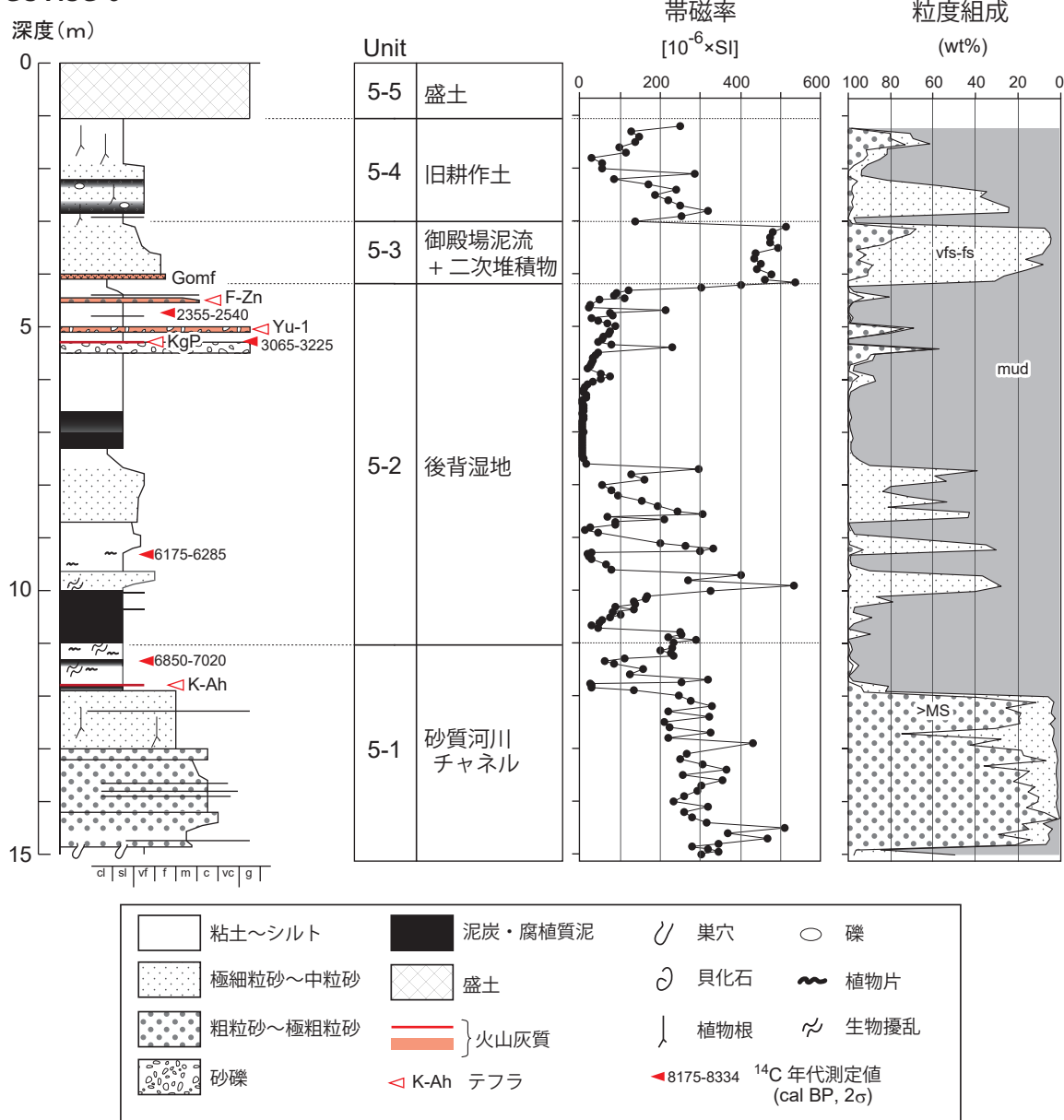
深度 42.60 m の植物片から 10,408 ~ 10,582 cal BP、深度 38.90 m の植物片から 9,688 ~ 10,115 cal BP、深度 28.56 m の植物片から 9,006 ~ 9,237 cal BP、深度 25.08 m の植物片から 8,772 ~ 9,077 cal BP、深度 20.85 m の木片から 8,647 ~ 8,982 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られた(第1表, 第4図D)。

深度 39.17 m の泥層中に層厚約 2 mm の火山ガラスの濃集層が認められる。同層準から得られた火山ガラスは軽石型ガラスを主体とし、その屈折率は 1.521 ~ 1.522 である(第2表)。また、火山ガラスの主成分化学組成は、 K_2O が 6.92 %, Na_2O が 6.74 % と著しく高く、 SiO_2 は 61.73 % である(第2表)。これらの特徴が町田・新井(2003)の記載や水月湖湖底堆積物(Smith *et al.*, 2013)、韓国東方沖の海底堆積物(Park *et al.*, 2007)で報告された鬱陵隠岐テフラ(U-Ok; 10,177 ~ 10,255 cal BP, Smith *et al.*, 2013)の特徴と一致することから、深度 39.17 m が U-Ok テフラの降灰層準であると推定できる。この解釈は上述した ^{14}C 年代測定値とも矛盾しない(第4図D)。

計 6 層準(深度 36.70 m, 32.37 m, 30.70 m, 29.70 m, 23.65 m, 22.70 m)から採取した試料について珪藻化石分析を実施した。このユニットは下位のユニット 4-3 に比べて淡水~汽水生種の *R. gibberula* が 6 % 未満に減少し、代わって淡水生種の *Cocconeis placentula* や *Planothidium lanceolatum*, *Bacillaria paxillifer* などが多く産出する(第4図D)。さらに、深度 29.70 m では汽水~海水生種も多く産出する。特に、*Tryblionella granulata* が 9.9 %, *Diploneis pseudovalis* が 9.4 % と高い産出頻度を示す。

E

GS-ASG-5



第4図 (続き) .

Fig. 4 Continued.

解釈：このユニットは貝化石を含まず、有機質な泥質堆積物を構成要素のひとつとすることから、陸域堆積物であると推定される。珪藻化石群集が淡水生種を主体とすることもこれを支持し、中～下流性河川指標種の *P. lanceolatum* や淡水～汽水生種を随伴することから河川下流部の堆積物であると考えられる。有機質泥層と逆級化する砂質堆積物との互層は、それぞれ後背湿地における定常的な堆積物と河川から流入した氾濫堆積物（伊勢屋・増田，1985）であることを示す。これらの特徴から、このユニットは後背湿地堆積物である可能性が高いと考えられる。なお、深度 28.43 m ～ 30.46

m は淘汰の悪い泥質堆積物からなり、海水泥質干潟指標種の *T. granulata* を多産することから、本ユニットには部分的に干潟堆積物が含まれると推定される。

4.5 GS-ASG-5 コア

GS-ASG-5 コアは、鴨宮面南部に位置する公園敷地内（北緯 35°16'25.298"，東経 139°11'47.578"）で掘削された（第2図）。孔口標高は 6.89 m である。過去の空中写真や地形図から、掘削地点は公園造成以前に水田であったと推定される。ボーリングコアの柱状図を第4図 E に示す。このコアは計 4 ユニットに区分される。

4.5.1 ユニット 5-1 (深度 11.00 m ~ 15.00 m, 標高 -4.11 m ~ -8.11 m)

記載: このユニットは中粒砂及び粗粒砂を主体とする淘汰の良い砂質堆積物から構成され、全体として上方細粒化する傾向を示す (第 4 図 E)。含泥率はほぼ 0 % で、中粒砂以上の粒子が占める割合が 60 ~ 90 % である。全体に低角斜交層理が認められる。ユニット上部では植物根痕が認められる。深度 14.86 m ~ 15.00 m はやや細粒で、暗褐色を呈し生物擾乱を受けた極細粒砂からなる。

深度 11.32 m の炭化物から 6,850 ~ 7,020 cal BP、深度 9.32 m から採取した炭化物からは 6,175 ~ 6,285 cal BP、深度 5.31 m の炭化物試料からは 3,065 ~ 3,225 cal BP、深度 4.73 ~ 4.74 m の植物片からは 2,355 ~ 2,540 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られている (第 1 表, 第 4 図 E)。

深度 11.80 m では、薄手のバブルウォール型ガラスを主とする。火山ガラスの屈折率や化学組成は琵琶湖ボーリングコアで鬼界アカホヤテフラ (K-Ah, 7.3 ka; 町田・新井, 2003) に対比されている BT3 火山灰 (吉川・井内, 1991; 長橋ほか, 2004) の値に類似することから (第 2 表), 同テフラの降灰層準と推定される。また、深度 5.50 m 以浅のスコリア濃集層のうち、深度 4.48 m ~ 4.52 m のスコリア層は、上方細粒化する傾向を示し、黒、灰、まれに赤色などの粒子からなり、砂沢ラピリ (スコリア) 層 (F-Zn, 2.5 ka ~ 2.8 ka; 町田, 1964; 町田・新井, 2003) の可能性がある。また、深度 5.03 m ~ 5.08 m のスコリア層は、最大粒径が 10 mm を超える発泡の良いスコリアからなり、湯舟第 1 スコリア (上杉, 1990) に対比される可能性がある。深度 5.30 m 付近には厚手のストライプ型、繊維型ガラスの濃集する層準が認められた。この層準から採取した火山ガラスの屈折率は 1.498 ~ 1.502 で (第 2 表), EDX による主成分分析結果では TiO_2 が 0.24 %, K_2O が 2.97 % で、 CaO (1.52 %) よりも高い (第 2 表)。これらの特徴は伊豆市姫之湯地区で採取された赤城カワゴ平テフラ (KgP, 3,126 ~ 3,145 cal BP; 町田・新井, 2003) と一致することから、この層準は同テフラの降灰層準と推定できる。

解釈: このユニットは植物根痕が認められ貝化石を含まないことから、陸成層であると推定される。低角斜交層理が発達すること、中粒砂以上のサイズの堆積物を多く含む比較的淘汰の良い堆積物から構成されることから、河川の掃流によって堆積したことが示唆される (Miall, 1992)。これらの特徴から、このユニットは砂質河川のチャネル堆積物であると解釈できる。

4.5.2 ユニット 5-2 (深度 4.12 m ~ 11.00 m, 標高 2.77 m ~ -4.11 m)

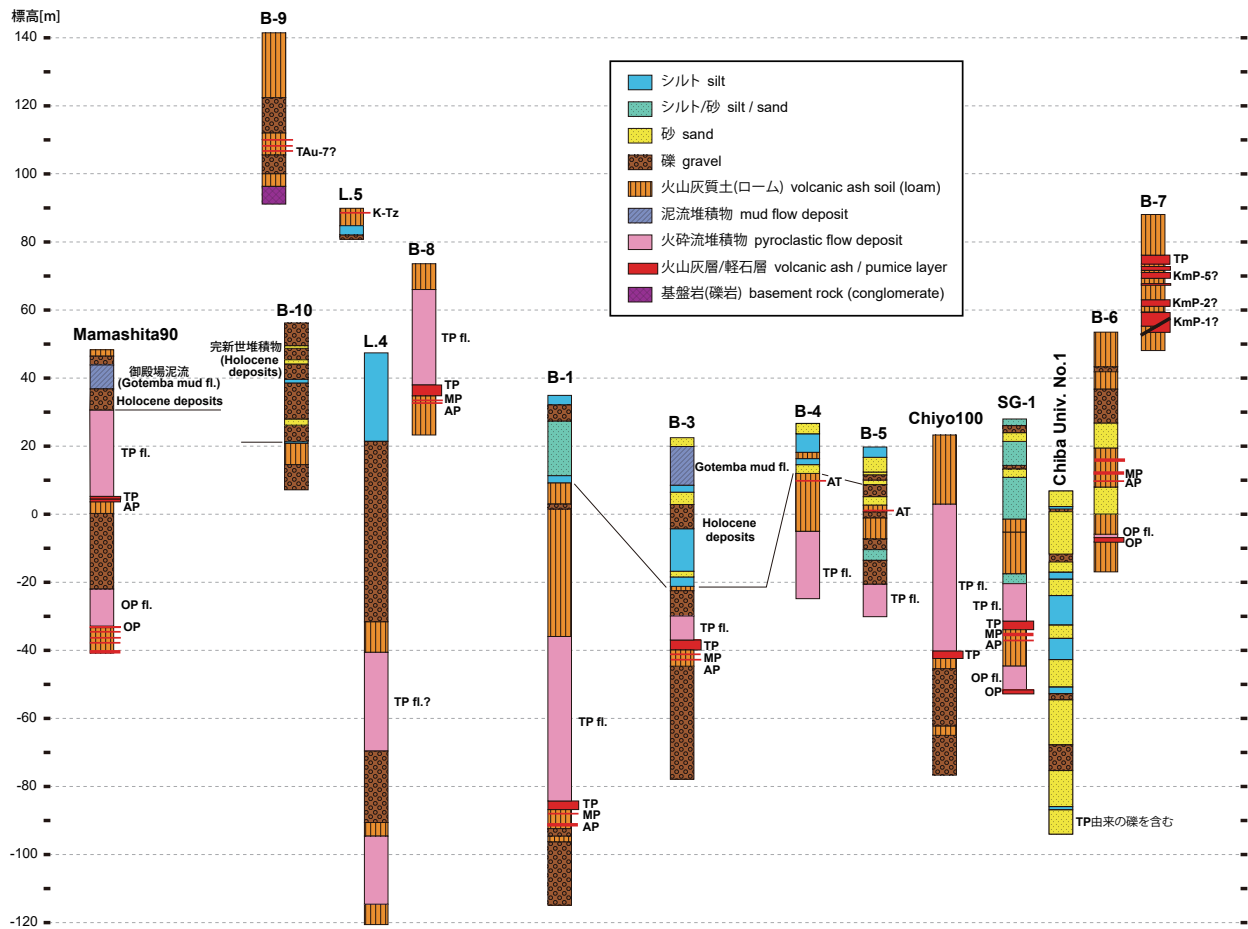
記載: このユニットは暗灰色または暗褐色を呈する腐植質なシルトと、灰色あるいは明灰色を呈するシルトの互層を主体とし、ところどころに層厚数 10 cm ~ 1 m 程度の極細粒砂~細粒砂の薄層を挟む (第 4 図 E)。また、ユニット上部の深度 5.50 m 以浅では層厚 5 cm ~ 15 cm 程度の中粒~砂礫の薄層が複数層挟在し、一部はスコリアからなる。スコリア層は、Gomf のほか、深度 4.42 m ~ 4.44 m, 4.48 m ~ 4.52 m, 4.55 m ~ 4.57 m, 5.03 m ~ 5.08 m, 5.37 m ~ 5.50 m に見られた。

解釈: このユニットは有機質な泥質堆積物から構成されること、貝化石を含まないこと、腐植物を多く含むことから、後背湿地堆積物であると考えられる。泥質堆積物中の薄い砂層は洪水堆積物である可能性が高い。なお、佐藤ほか (2018) はこのユニットの堆積物について CNS 元素分析を実施し、深度 5.50 m ~ 5.60 m と同 4.85 m ~ 4.95 m で全硫黄濃度 (TS) がスパイク状に増加し、全有機炭素/全窒素 (C/N) 比が減少する傾向を示すことから、国府津-松田断層帯の活動によって平野が沈降して海水が一時的に流入しやすくなった可能性があることを指摘している。これらの堆積環境変化は一時的なものであり、本ユニットの大部分は後背湿地堆積物であると推定されることから (佐藤ほか, 2018)、本稿では両層準を個別のユニットに区分せず、ユニット 5-2 として一括する。

4.5.3 ユニット 5-3 (深度 3.00 m ~ 4.12 m, 標高 3.89 m ~ 2.77 m)

記載: このユニットは黒色のスコリアに富んだ極細粒砂~細粒砂で、最下部の深度 4.00 m ~ 4.12 m は特にスコリアの濃集度が高く、半固結する (第 4 図 E)。全体として上方細粒化する傾向を示す。含水率は 20 ~ 40 % である。このユニットの帯磁率は他のユニットに比べて顕著に高く、400 ~ 500 程度の値を示す (第 4 図 E)。深度 4.00 m 以浅はスコリアを多く含む砂質堆積物から構成され、一部に平行葉理が発達する。深度 3.65 m ~ 4.00 m には深度 4.00 m 以深の堆積物に由来すると推定される黒色スコリアからなる偽礫が認められる。

解釈: スコリアに富み、半固結することや掘削地点が鴨宮面上に位置することから、ユニット下部の深度 4.00 m ~ 4.12 m は Gomf であると推定される。さらに、スコリアを含み堆積構造の発達する深度 4.00 m 以浅は Gomf の二次堆積物であると考えられる。下位のユニット 5-2 最上部の深度 4.73 m ~ 4.74 m から得られた ^{14}C 年代測定値もこの解釈を支持する (第 1 表, 第 4 図 E)。



第5図 主なボーリング地点及び露頭で観察される地質柱状図。各位置は第2図に示す。千代100 mのデータは山崎ほか(1982)、B-1～B-10 コアは水野ほか(1996a)、堀下90は小田原(2014)にそれぞれ基づく。

Fig. 5 Geological columnar sections at main drilling sites and outcrops. See Fig. 2 for each locality. Data of Chiyo100, B-1 to B-10, and Mamashita90 are based on Yamazaki *et al.* (1982), Mizuno *et al.* (1996a) and Odawara (2014) respectively.

4.5.4 ユニット 5-4 (深度 1.15 m ～ 3.00 m, 標高 5.74 m ～ 3.89 m)

記載：このユニットは、灰色あるいは暗灰色を呈するシルト混じり細粒砂あるいは細粒砂混じりシルトから構成される(第4図E)。深度1.93 m以浅はシルトが卓越する。全体に径5 mm ～ 10 mm程度の亜円礫を含み、淘汰が悪い。また、褐色の植物根痕も認められる。礫及び植物は、深度2.10 m以浅では下位に比べて密に認められる。

解釈：貝化石を含まず、Gomf及びその二次堆積物(ユニット5-3)を覆うことから、このユニットは陸成層であると考えられる。全体に淘汰が悪く有機質な細粒堆積物を主体とすること、植物根痕が多数混入すること、公園造成以前は水田として利用されていたと推定されることから、このユニットは旧耕作土である可能性が高いと考えられる。

4.5.5 ユニット 5-5 (深度 0.00 m ～ 1.15 m, 標高 6.89 m ～ 5.74 m)

記載：このユニットは径3 cm ～ 5 cmの亜角～亜円礫の多く混じる淘汰の悪い極粗粒砂あるいは砂礫からなる(第4図E)。植物根が多数認められ腐植質な堆積物から構成される。ユニット基底部は径2 cm ～ 5 cm程度の礫が濃集し、下位のユニット5-4と明瞭な境界で接する。堆積構造は認められない。

解釈：礫混じりで淘汰の悪いことや腐植質であること、地表から深度1.15 mまでの浅部に分布することから、人為的な影響を受けて堆積した堆積物であると推定できる。コア掘削地点が公園敷地内に位置することを考慮すると、このユニットは公園造成時の盛土であると解釈される。

5. 既存ボーリングコア中に観察される後期更新世の テフラとその対比

本章では、既存ボーリングコア中にみられる後期更新世の軽石層や火砕流堆積物、火山灰層（以降、テフラあるいはテフラ層と呼ぶ）について、それらの屈折率や化学組成値などにに基づき、コア間及び周辺露頭との対比の再検討を行った。また、関連する後期更新世の堆積物についても若干の検討を加える。解析に用いた既存ボーリング調査地点及び露頭位置を第2図に、主な地点の簡易柱状図を第5図に示す。また、テフラ層のガラス、直方（斜方）輝石の屈折率、ガラスの主成分化学組成を第2表に示す。

箱根火山東麓部から大磯丘陵にかけて分布する箱根火山起源を主体とする後期更新世のテフラについては、これまでにその層序や分布形態、岩石学的特徴について多くの知見が得られている。軽石を主体とする火砕流堆積物については、箱根東京火砕流堆積物（Hk-T：町田・新井，2003；以下 TP fl. と表現）とその下位の箱根小原台火砕流堆積物（Hk-OP：町田・新井，2003；以下 OP fl. と表現）がよく知られており、それぞれの火砕流堆積物の直下にある降下軽石層、箱根東京軽石層（Hk-TP：町田・新井，2003；以下 TP と表現）あるいは箱根小原台軽石層（火砕流と同記号の Hk-OP：町田・新井，2003；以下 OP と表現）とセットで見つかることが多い。TP fl. や TP は箱根火山東麓部に広く分布し（鈴木，1963；久野久原著・箱根火山地質図再版委員会編，1972 など）、大磯丘陵にも広く見られる（菊原，1975；関東第四紀研究会，1987 など）ほか、足柄平野のボーリングコア中にも見つかっている（水野ほか，1996a など）。OP fl. や OP は箱根火山東麓の小田原市星山（第2図の L.10：町田，1971）や山北町平山の酒匂川沿い（第2図の L.8：町田，2001；萬年ほか，2005）などに局所的にみられ、足柄平野のボーリングコアでは、小田原市蘇我の SG-1、SG-3 及び B-6（丸山・齋藤，2008）、南足柄市^{ました}堀下コア（小田原，2014：第2図の堀下 90）で確認されている。それらの屈折率を比較すると、ガラスでは TP fl. はレンジが広く全体に高めであり、直方輝石では、OP あるいは OP fl. がやや高めになる特徴がある（町田，2001；第2表）。また、ガラスの化学組成では、TP fl. は OP fl. に比べて SiO₂ や CaO がやや低く、TiO₂、FeO、MgO が高いなどの特徴があり、両者を区別することができる。ボーリングコアでは、両テフラ間に2枚の軽石層がよく観察され、それらは下位より箱根安針軽石層（Hk-AP：町田・新井，2003；以下、AP と表現）と箱根三浦軽石層（Hk-MP：町田・新井，2003；以下 MP と表現）と考えられる。これらのテフラはガラス・直方輝石の屈折率とガラスの化学組成との組み合わせ

で、識別することが可能である（第2表）。

足柄平野内のボーリングコアをみると、TP の下位には数 m 程度のローム層があり、その中に MP や AP が挟まっていることが多い。さらにその下位（おそらく OP あるいは OP fl. との間）には、厚い礫層がみられる場合が多い（第5図）。箱根火山東縁の L.10 や L.9 付近の露頭でも TP の下位に礫層がみられることから、この礫層は広域的に堆積した層準であると考えられる。

TP や TP fl. の分布には、大磯丘陵と足柄平野間で最大 150 m 程度の高度差が生じている（山崎・水野，1999）。ただし、大磯丘陵側には TP の下位に見られる礫層がほとんど分布しないため、これらの高度差が正確に断層変位量と言えるかは不明である。曾我大沢地区の B-1 コアでは TP の下限は標高約 -87 m である（第5図；水野ほか，1996a）。その近傍の大磯丘陵東端にあたる L.3 では TP 及び TP fl. の標高は約 50 m で、国府津－松田断層帯の活動の影響を受け直立している（水野ほか，1996b；山崎・水野，1999）。さらに北西側の丘陵内で掘削された馬場地区ボーリング（B-8 コア）では、TP の下限は標高約 35 m である（第5図）。一方、国府津－松田断層帯のすぐ西側に位置する大井町の地下水観測井（L.4）では、標高約 -70 m まで「凝灰角礫岩」が記載されており（第5図）、これが仮に TP 及び TP fl. とすると 100 m 程度の断層による変位量が見積もられる。松田市街地の地下（L.6）では、地表下 40 m（標高約 20 m）あたりに火砕流堆積物があるとされており（太田ほか，1982）、断層を挟んで北側の L.7 では、標高約 100 m に屈折率やガラスの化学組成（第2表）から TP fl. と考えられる火砕流堆積物がある（第5図）。大磯丘陵南端部の国府津（L.1）では、標高 45 m 前後の斜面に TP 及び TP fl. がみられ（菊原（1975）は TP fl. 堆積原面高度を標高 54 m としている）、平野側の国府津 250 m ボーリング（山崎ほか，1991：第2図）では、標高約 -56 m ～ -59 m に火砕流堆積物と推定される地層が分布する（第5図）。また、宮内ほか（2004）によると、さらに南の千葉大 No.1（第2図）で標高 -90 m 前後の礫層中に、TP fl. 起源と推定される円摩した軽石礫が含まれている。

大磯丘陵から独立して足柄平野内に位置する千代台地は、第2図の千代 100 m コア地点におけるボーリング調査結果から、TP 及び TP fl. とそれらを覆うローム層が主体であるとされる（山崎ほか，1982）。この解釈は、千代 100 m コアの近傍に位置する B-4、5 でほぼ同じ標高に TP fl. が確認されていること、及び B-1、3 で千代 100 m コアと同様に層厚 10 m 以上の礫層を覆うローム層中から TP 及び TP fl. が見出されたことと調和的である（第2表，第5図）。千代台地の西端には、地形的特徴から断層が存在する可能性が指摘されている（太田

ほか, 1982 など). しかし, その近傍で掘削されたボーリングコア資料 (B-3, 千代 100 m, B-5, SG-1 コアなど) を比べると, TP の標高はいずれも -40 m 前後で, 確実に断層変位があるといえるほどの高度差は生じていない. なお, 千代台地のすぐ東に位置する SG-1 コアと B-6 コアの間の断層では OP の標高に 40 m 程度の高度差が生じている (丸山・齋藤, 2008 ; 第 5 図).

以上のように, 国府津-松田断層帯近傍の足柄平野の地下には, TP 及び TP fl. が確認されているところが比較的多い. しかしながら, 足柄平野の中央部ではその分布は明らかになっていない. 既存ボーリング資料を見ると, 「軽石混じり砂礫」や「軽石を混入する凝灰質粘土」などの記載を確認することができるものの, それらだけでは火砕流堆積物あるいは軽石層かどうかを確実に判断することができない. 箱根火山東縁では地表に TP fl. が広く分布していることから, 足柄平野東縁部で国府津-松田断層帯の影響により地下に埋没している TP fl. は西側へ徐々に標高を増していくと考えられる. 今後そのような構造を想定しながらボーリング資料を見直していく必要がある.

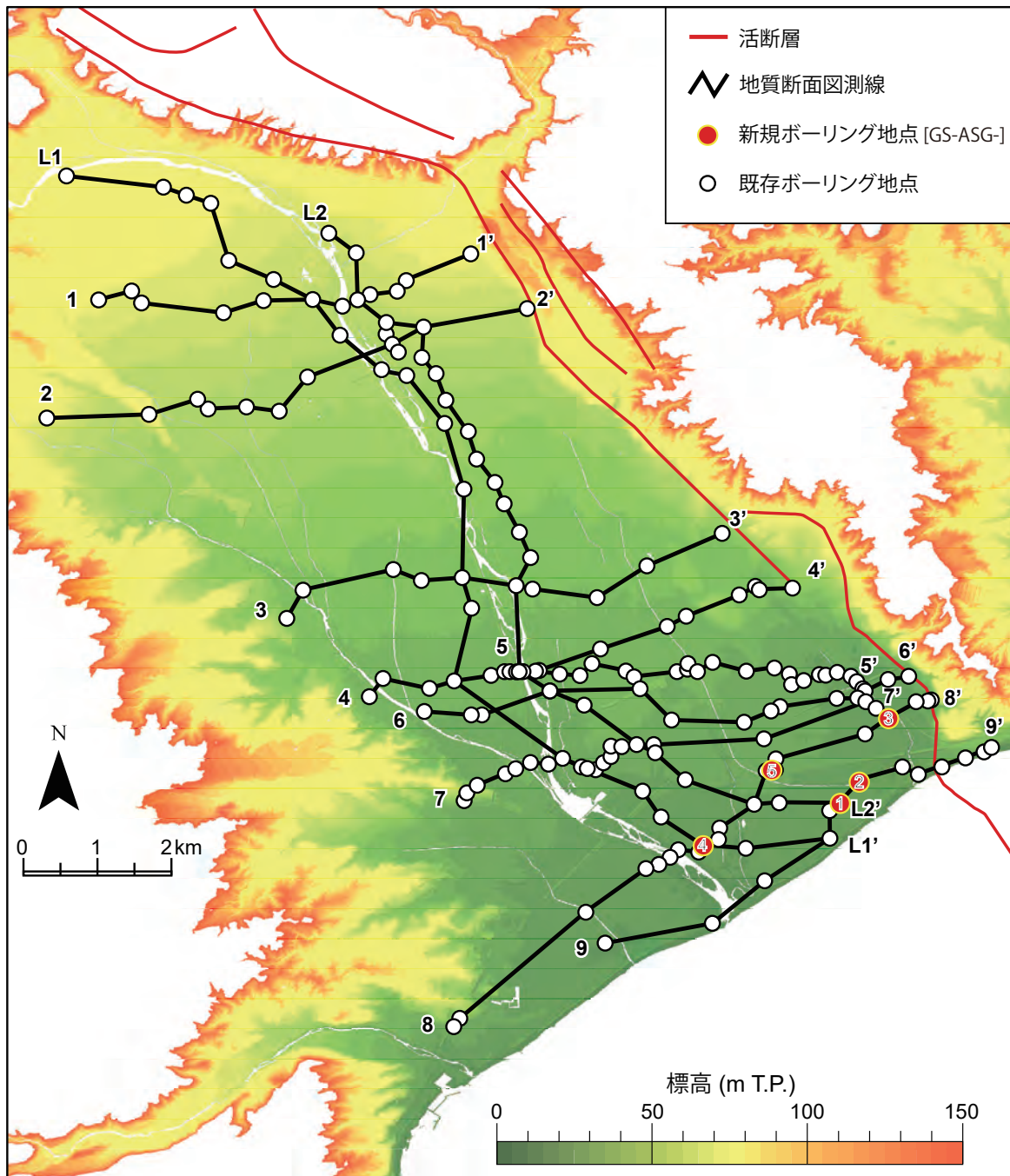
国府津-松田断層帯沿いの B-6 地点より北には SG-1, B-6 間とは別の断層が推定されている (太田ほか, 1982) が, さらにその北で掘削された B-7 コアではローム層だけが観察され, 厚さ 30 cm ~ 400 cm に及ぶ軽石層が 6 枚挟まれている (水野ほか, 1996a ; 第 5 図). 最上位の軽石層は TP の特徴に似るが, その下位に暗色土壌帯があり, さらに下位の軽石層との間には時間間隙^{きつさわ}があると推定される. 下位の厚い軽石層は吉沢ローム層の軽石層に特徴的であり (第 3 図), それらは特に細粒のユニットをあまり伴わないという KmP 層準の特徴 (上杉, 1976) に類似することや直方輝石の屈折率などの特徴から, これらの軽石層は KmP-1 ~ KmP-6 (上杉, 1976 ; 新井ほか, 1977) に対比される可能性が高い (第 2 表). これらのローム層のさらに下位に, 埋没段丘を構成する礫層などの堆積物が分布するかどうかは不明である.

千代台地と大磯丘陵との間には, この付近だけに分布するあまり連続しない砂礫層や淘汰の悪いシルトや有機質層などが挟まることが多く (B-4, B-5, SG-1 コアなど ; 第 5 図), 大磯丘陵側から広がる小規模な扇状地堆積物が主体と考えられる. その中には始良 Tn テフラ (町田・新井, 2003 : AT) と考えられる薄いガラス質テフラ層が挟まれている (水野ほか, 1996a ; 第 2 表).

大磯丘陵内の B-9 コアでは, TP fl. などはいまだなかったが, ここでは 3 層準で礫層 (礫岩) が認められた (第 5 図). これらのうち, 最下部は固結した礫岩層であることから, 下部更新統の足柄層群 (Imanaga, 1999 など) に対比される可能性が高い. その上位 2 層

は中礫を主体とする河川成の礫層であり, その間のローム層中に高温型石英を含む特徴的な軽石層が挟まれていた. 石英 (とくに高温型) を含み, 直方輝石の屈折率 (γ) が 1.73 付近にまで及ぶ軽石層は土屋ローム層 (関東第四紀研究会, 1987) の上部に特徴的で, 町田ほか (1974) の TAU-7, TAU-10, TAU-11, TAU-12, さらに Nakazawa *et al.* (2017) の TAU-8.5, あるいは上杉ほか (1998) の Tu-29, Tu-31, Tu-33, Tu-34, SB-0 (=TAU12) がある (第 3 図). 本稿では, 直方輝石の屈折率の類似性から B-9 コアで確認された軽石層は TAU-7 または TAU-8.5 に対比されると推定した (第 2 表). 従って, その下位の礫層は土屋層 (関東第四紀研究会, 1987) に対比される可能性が高い. また, 最上位の礫層については, TP よりも新しいと思われるローム層が覆うだけであったが, この段丘面はその南の L.5 付近に比べてやや高く, L.5 では有機質シルト層を挟むローム層が中礫層に下方・側方移化する. そこでは, それらを覆うローム層中には, 高温型石英を含む薄いガラス質テフラ層が挟まれていた. このテフラは, ガラスの屈折率や化学組成などから, 鬼界葛原テフラ (町田・新井, 2003 : K-Tz) に対比されている琵琶湖高島沖コアの BT25 (吉川・井内, 1991 ; 長橋ほか, 2004) と類似しており, K-Tz に対比される (第 2 表). 国府津-松田断層帯よりも東側のブロックが段丘堆積物堆積以降に一貫して隆起していると仮定すると, B-9 コア最上部の礫層がつくる段丘面は K-Tz などのテフラを載せる段丘面よりもやや高位に位置することから, 堆積物の年代は K-Tz をのせる堆積物と同時期, あるいはそれよりも若干古いと推定され, 吉沢層 (町田・森山, 1968) に対比される可能性がある (第 3 図).

ところで, 吉沢層は最終間氷期 MIS5e の堆積物と考えられており, 大磯丘陵東部などでは浅海成層を挟んでいる (町田・森山, 1968) が, 足柄平野側では海成の吉沢層はまだ確認されていない. なお, 大磯丘陵内の曾我大沢地区 (第 2 図の L.2) の標高 60 m ~ 70 m 付近には吉沢層のシルト~砂層がみられる (森ほか, 1982) が, 著者らが行った珪藻分析の結果ではこの地層は *Amphora copulata* や *Melosira varians*, *Pinnularia* 属, *Fragilaria* 属などの淡水生珪藻が多産することから淡水域で堆積したことが示唆される. 山崎ほか (1982) は千代 100 m コアで TP の下位の砂礫層中に貝化石を含む海成層があるとしており, その層準は吉沢層よりも新しいと考えられているものの, その海成層の詳細な分布は不明である.



第 6 図 地質断面図測線の位置。段彩図の標高データには国土地理院の数値地図情報 5m メッシュ DEM を使用した。国府津－松田断層帯の位置は宮内ほか（2008・2009）に基づく。

Fig. 6 Location map of geological sections 1-1' to 9-9', L1-L1' and L2-L2'. Transparent color shaded relief map of the study area was made using 5 m DEM data of GSI. Distribution of active faults is based on Miyauchi *et al.* (2008, 2009).

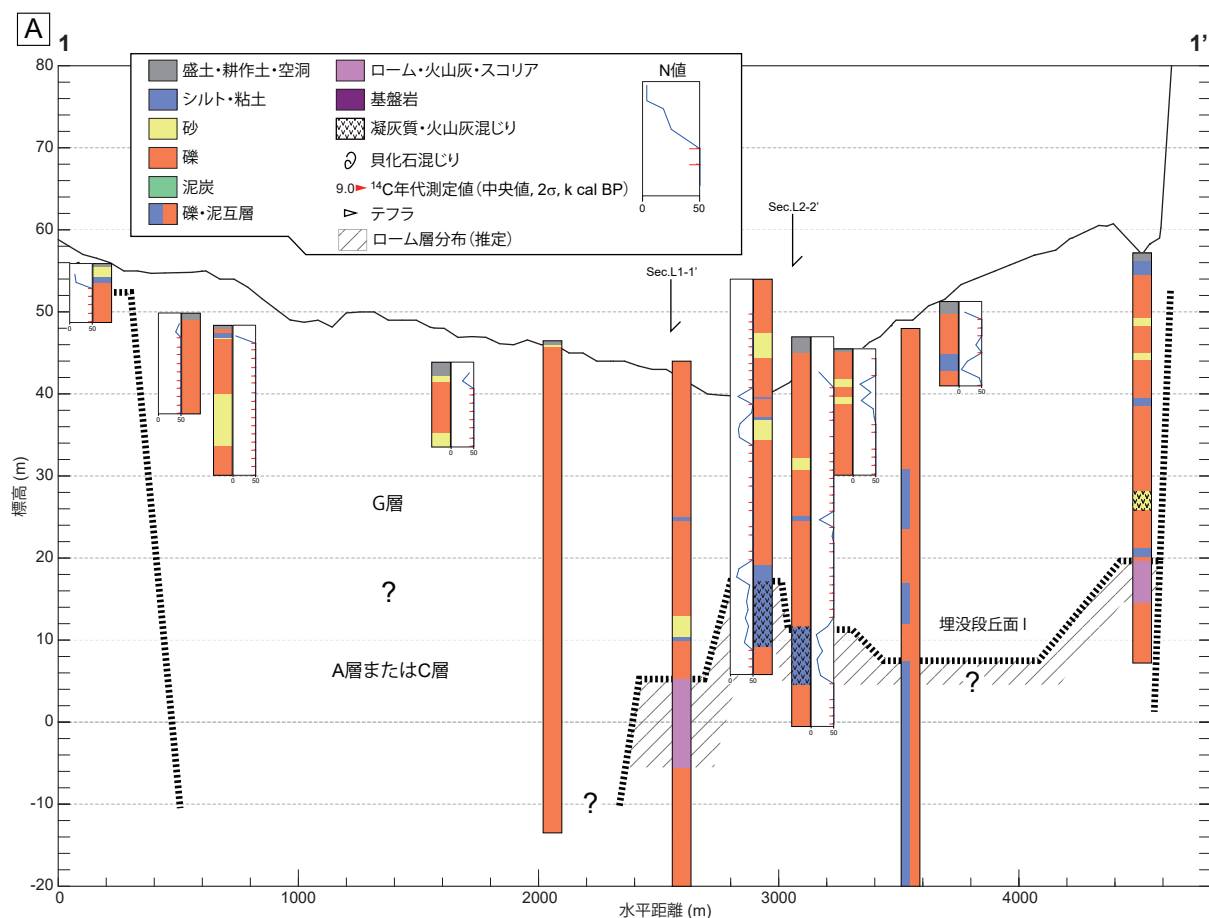
6. 沖積層基底及び埋没丘陵・段丘の分布形態

6.1 断面図にみられる第四紀堆積物の層序・層相

収集した既存ボーリング資料及び新規に掘削した GS-ASG-1 ～ 5 コアの解析結果に基づき、平野横断方向（東－西方向あるいは東北東－西南西方向；計 9 測線）と縦断方向（南－北方向あるいは北北西－南南東方向；

計 2 測線）の地質断面図を作成した。断面図及びボーリング地点の位置を第 6 図に、作成した断面図を第 7 図 A ～ K にそれぞれ示す。

足柄平野の地下地質について、ローム層の有無や堆積物の粒度、*N* 値を参照して、沖積層と埋没段丘面、埋没丘陵を識別した。なお、ここでのローム層は、鈴木（2017）の「関東ローム層」の定義に従い、段丘構



第7図 足柄平野の地質断面。A：1-1'断面，B：2-2'断面，C：3-3'断面，D：4-4'断面，E：5-5'断面，F：6-6'断面，G：7-7'断面，H：8-8'断面，I：9-9'断面，J：L1-L1'断面，K：L2-L2'断面。各断面図の測線及びボーリングコアの位置を第5図に示す。 ^{14}C 年代測定値の詳細は第1表に示す。また，*印を付した ^{14}C 年代測定値は同位体補正を実施していないことを示す。また，丸括弧で囲った東北大T-3コアの年代測定値は，石山ほか（2012）の示した暦年較正值を引用した。各テフラ層準の詳細は第2表に示す。地表面の標高データは国土地理院の50 mメッシュDEMに基づく。

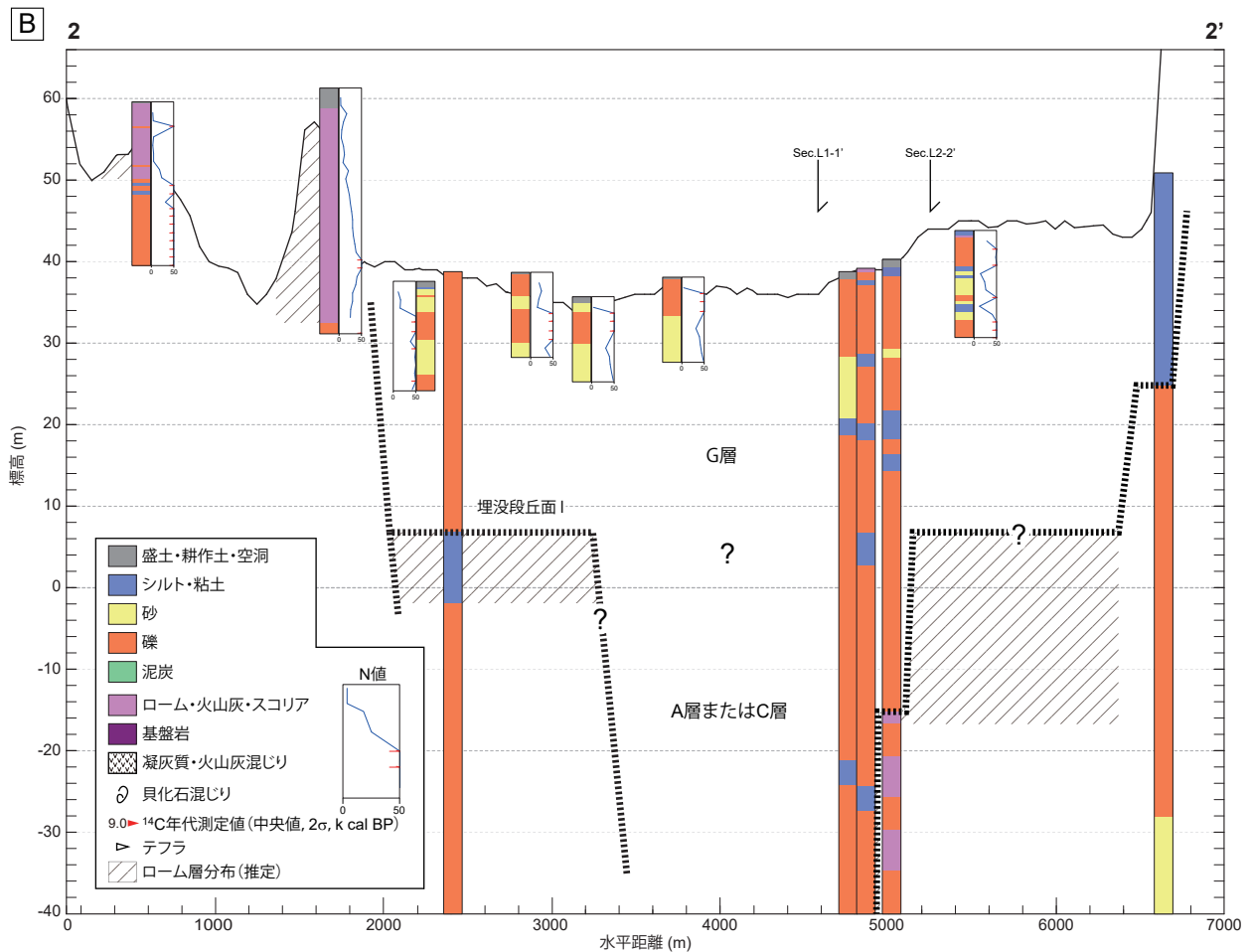
Fig. 7 Geological section of Ashigara Plain. A: section 1-1', B: section 2-2', C: section 3-3', D: section 4-4', E: section 5-5', F: section 6-6', G: section 7-7', H: section 8-8', I: section 9-9', J: section L1-L1', K: section L2-L2'. Location of section lines and drilling sites are shown in Fig. 5. Detail information of radiocarbon ages is shown in Table 1. Radiocarbon ages with * mark indicate that isotope correction for measured ^{14}C ages had not been conducted. Radiocarbon ages in parentheses of Tohoku Univ. No.3 core are cited from Ishiyama *et al.* (2012). Detail information of tephra layers is shown in Table 2. Surface elevation is based on 50 m DEM data of GSI.

成堆積物や基盤を上裁し，火山性物質を主体とする風成堆積物を指す。また，既存ボーリング資料におけるローム層の解釈にあたっては，記載者によって表現方法に差異があるため，ロームあるいはテフラ層（火山灰，軽石，スコリアなど）と記載された層準に加えて，凝灰質あるいは火山灰混じりのシルト・粘土のうち N 値や側方への連続性などから判断して沖積層である可能性が低いと考えられる層準を「ローム層」として解釈した。さらに，沖積層に関して，堆積物の粒度や側方への連続性を手がかりとして計7層（下位から順にA～G層）に細分した。以下に各断面図で確認された第四紀堆積物の分布形態について示す。

6.1.1 断面図 1-1'

この断面図は現在の海岸線から約10 km内陸側に位置する測線である（第6図，第7図A）。

測線2,600 m地点よりも東側約2 kmの範囲において，標高5 m～20 m付近を頂部として層厚5 m～10 m程度のローム層が分布する（第7図A）。このローム層は，スコリアや浮石を多量に含む凝灰質シルトやシルト質細粒火山灰からなり， N 値は15～40程度を示す。軽石やスコリアを主体とする堆積物や粗粒堆積物が確認できないことから，TP fl.とは考えにくい。粒度や N 値などの特徴から，このローム層は小沢ほか（1982）のLM層及びその下位のローム層に対比されると考えられる。ローム層の下位には小沢ほか（1982）のDG層に



第7図 (続き).
Fig. 7 Continued.

対比されると推定される厚い砂礫層が分布する。砂礫層の基底はコア未到達のため不明で、少なくとも標高-36 m 付近よりも下位である。この埋没段丘面の分布形態は、小沢ほか (1982) 及び山崎 (1994) の示した酒匂埋没段丘面の分布と整合的である。ローム層に覆われる礫層が緩やかに西～西南西方向に傾斜することから、この埋没段丘面は川音川によって形成された扇状地が離水したものである可能性がある。

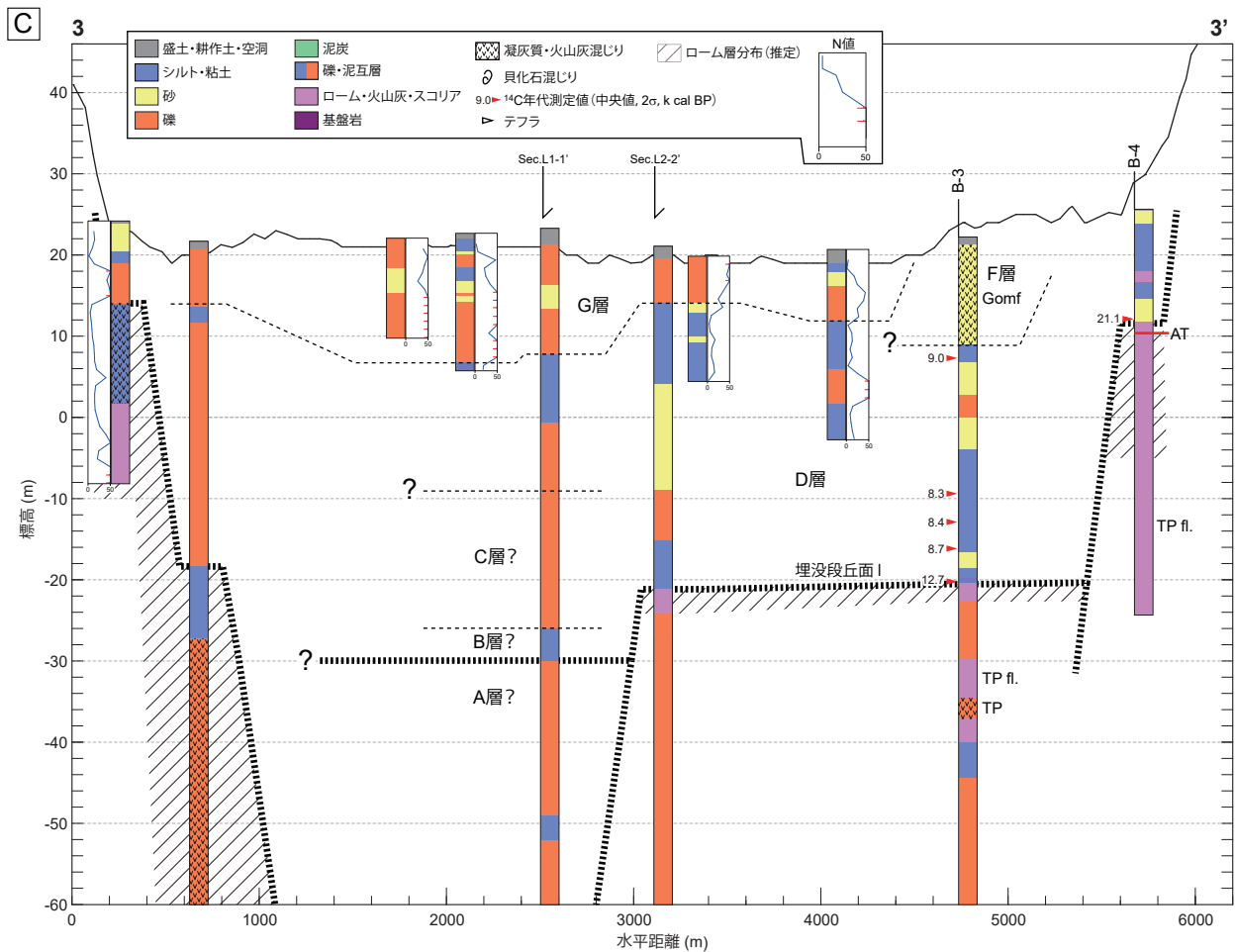
測線中央部 (測線 2,000 m ～ 2,600 m 地点) でローム層が途切れることから、これよりも西側に最終氷期の開析谷が位置していたと推定される (第7図 A)。測線西側では大深度のボーリング資料が得られておらず、開析谷の西縁を見出すことは困難であるが、本測線とほぼ一致する山崎 (1994) の A 断面では、平野西縁から約 1.2 km 東方にかけて標高 10 m 付近に怒田埋没段丘面を覆うローム層の頂部が分布することから、開析谷の位置は測線中央部に限定される可能性が高い (第7図 A)。沖積層の大部分は礫層で構成され細粒堆積物を挟まない。このため、沖積層基底礫層頂部の標高は不明である。また、沖積層は A 層、C 層及び G 層から構

成されると推定されるが、いずれも砂礫から構成されるため境界を識別することは困難である (第7図 A)。

6.1.2 断面図 2-2'

この断面図は現在の海岸線から約 9 km 内陸側に位置する測線である (第6図, 第7図 B)。測線西側は箱根軽石流堆積物から構成される丘陵が、測線東側には TP fl. 以降の更新世段丘が分布する (第2図, 第6図)。

測線西側の丘陵上では、層厚およそ 19 m の軽石や火山灰を含む粘土混じりスコリアと、それを覆う層厚約 7 m のスコリア混じりのローム層が認められる (第7図 B)。このローム層の下位には玉石混じりの砂礫層が分布し、段丘構成層と推定される。その上面は標高 32.50 m に位置する。沖積層はローム層を削り込んで砂礫が厚く堆積する。測線の約 2,400 m 地点では砂礫の間に層厚 8.7 m のシルト層が挟在し、その頂部は標高約 6.8 m に位置する。このボーリング資料では詳細な記載がないため軽石やスコリアが含有されるかは不明であるものの、断面図 1-1' で認められた埋没段丘面とスムーズに連続することから、シルト層は埋没段丘面を覆う



第7図 (続き) .

Fig. 7 Continued.

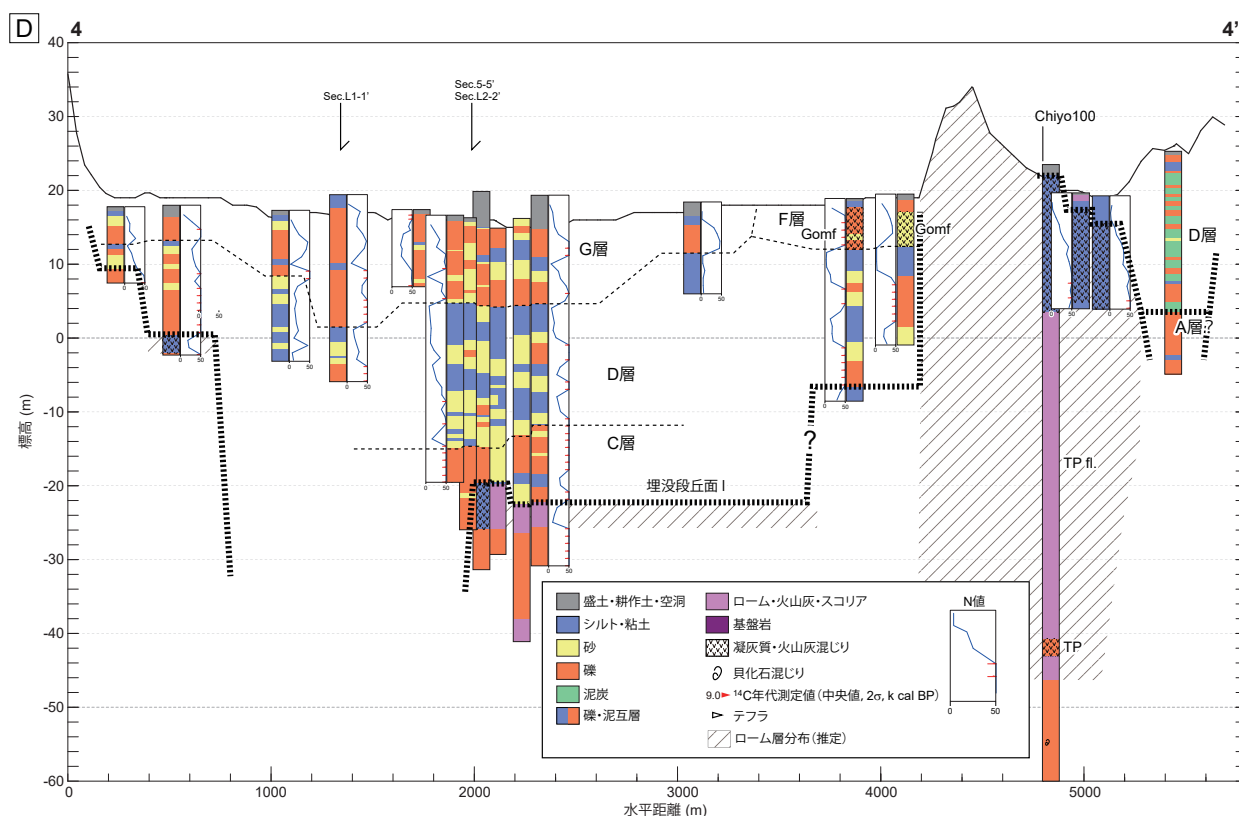
ローム層である可能性がある。測線東側では埋没段丘面に対比されるローム層を確認できない。しかしながら、測線 1-1' からの連続性を考慮すると、測線 5,000 m ~ 6,000 m 地点付近に埋没段丘面が存在する可能性がある。測線 5,000 m 地点付近では標高約 -15 m を頂部として、層厚 1.5 m のローム層が分布する。このローム層は側方への連続が確認できていないため、段丘崖を構成する地層の可能性を排除できないが、標高 10 m 付近を頂部とする埋没段丘面をさらに下刻して形成された段丘面である可能性も考えられる。

測線 4,700 m ~ 5,000 m 地点では標高 -40 m 付近よりも下位までほぼ連続して砂礫が堆積しており、ローム層に対比される地層は認められない(第7図B)。従って、これよりも西側に開析谷が位置していたと考えられる。ボーリング資料の深度が不足しているため、開析谷西端の位置は不明であるが、少なくとも測線 2,400 m 地点よりも東側であったと推定される。沖積層はA層、C層及びG層から構成されると推定されるが、いずれも砂礫から構成されるため地層境界を識別することは困難である(第7図B)。

6.1.3 断面図 3-3'

この断面図は現在の海岸線から約 5 km 内陸側に位置する(第6図)。測線の西側には箱根火山山麓が分布する(第2図、第6図)。また、測線 4,800 m 地点の B-3 コアは鴨宮面上に位置する(第2図、第6図)。

測線西側(200 m ~ 600 m 地点)では層厚 20 m 以上の厚いローム層が分布する(第7図C)。このローム層は固結した軽石とそれを覆う凝灰質シルト、あるいは礫サイズの火山砕屑物から構成される。厚い軽石濃集層を含むことや粗粒堆積物から構成されること、測線のすぐ西側に箱根火山山麓や TP fl. からなる丘陵が位置することから(第7図C)、このローム層は中〜後期更新世の火砕流堆積物(TP fl. あるいは OP fl.)である可能性が考えられる。一方、測線東縁の B-4 コアでは標高 10 m 付近にローム層頂部が分布する(第7図C)。このローム層の層厚は 35 m 以上あり、下位から順に軽石混じりの火砕流堆積物(標高約 -5 m 以深、層厚 19.35 m 以上)、シルト質火山灰(標高 7.35 m ~ -5.0 m)、スコリア主体層(標高 11.80 m ~ 7.35 m)から構成される(水野ほか, 1996a)。ローム層上部の標高 10.43 m ~



第7図 (続き) .
Fig. 7 Continued.

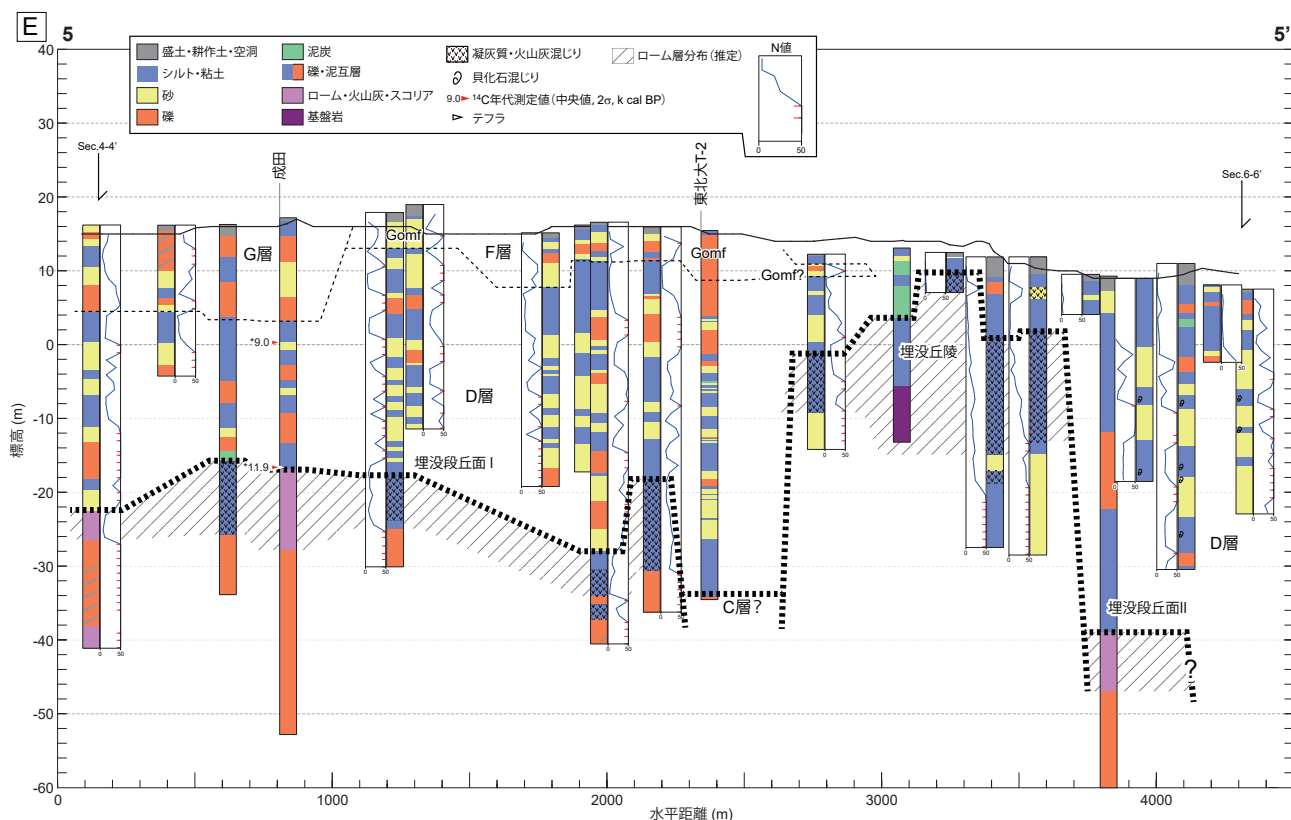
10.42 m にはガラス質火山灰が認められ、その屈折率が 1.498 ~ 1.501 を示したことから、AT であると考えられる (第2表, 第7図C). ローム層直上の標高 11.90 m ~ 11.98 m から採取された木片から 20,372 ~ 21,860 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られており (第1表, 第7図C), 沖積層がローム層を直接覆っていると考えられる. なお, 火砕流堆積物は, AT の下位に位置すること, 及び SG-1 コアや B-1 コアとの対比 (第5図参照) から, TP fl. であると推定される.

一方, 測線の 3,100 m ~ 4,800 m 地点付近では, 標高 -20 m 付近を頂部として, 層厚 3 m ~ 5 m 程度のシルト質火山灰からなるローム層が分布する (第7図C). B-3 コアではローム層を覆う泥炭層 (標高 -20.35 m) から 12,554 ~ 12,735 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られている (第1表, 第7図C). その上位の, 標高 -16.14 m ~ -16.25 m から 8,609 ~ 8,976 cal BP, 標高 -12.77 m ~ -12.87 m から 8,325 ~ 8,407 cal BP, 標高 -9.37 m ~ -9.47 m から 8,207 ~ 8,387 cal BP, 標高 7.23 m ~ 7.33 m から 5,316 ~ 5,568 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られた (第1表, 第7図C). ローム層の下位には層厚 7 m 以上の砂礫層が分布しており, B-3 コアではその下位に TP fl. と TP, MP 及び AP が確認できる (第2表, 第5図, 第7図C). これらの年代資料から, 標高 -20 m 付近に

分布するローム層は, TP 及び TP fl. を下刻して形成された平坦面 (埋没段丘面) が離水した後に堆積したと考えられ, それを沖積層が直接覆っていると解釈できる. この埋没段丘面は断面図 1-1' の標高 10 m 付近を頂部として確認された段丘面に連続する可能性が高い.

他方, 測線の 2,500 m 地点では, 上述した TP 以前の火砕流堆積物やローム層は確認できない. 従って, 測線 2,500 m ~ 3,100 m の付近に開析谷の東縁が位置すると考えられる. ローム層や火砕流堆積物の分布形態から, 開析谷は測線の 600 m 地点と 3,000 m 地点との間に位置していたことが示唆される.

本断面図測線では, 開析谷を充填する沖積層基底は標高約 -30 m, 層厚はおおよそ 50 m と見積もられ, そのほとんどは砂礫 (A 層及び C 層) から構成される (第7図C). 標高約 -26 m ~ -30 m には砂礫層の間に泥質堆積物 (B 層) が挟在する. また, 開析谷よりも東側では砂礫の占める割合がやや低く, 標高約 10 m 以深では主に砂泥互層 (D 層) が分布する. B-3 コアでは砂泥互層の最上部に凝灰質砂層が分布しており, Gomf (F 層) に対比されると推定される. 沖積層最上部の標高約 10 m より上位は, 鴨宮面よりも西側では主に砂礫層 (G 層) からなり, 砂泥互層及び Gomf を下刻して分布する.



第7図 (続き) .
Fig. 7 Continued.

6.1.4 断面図 4-4'

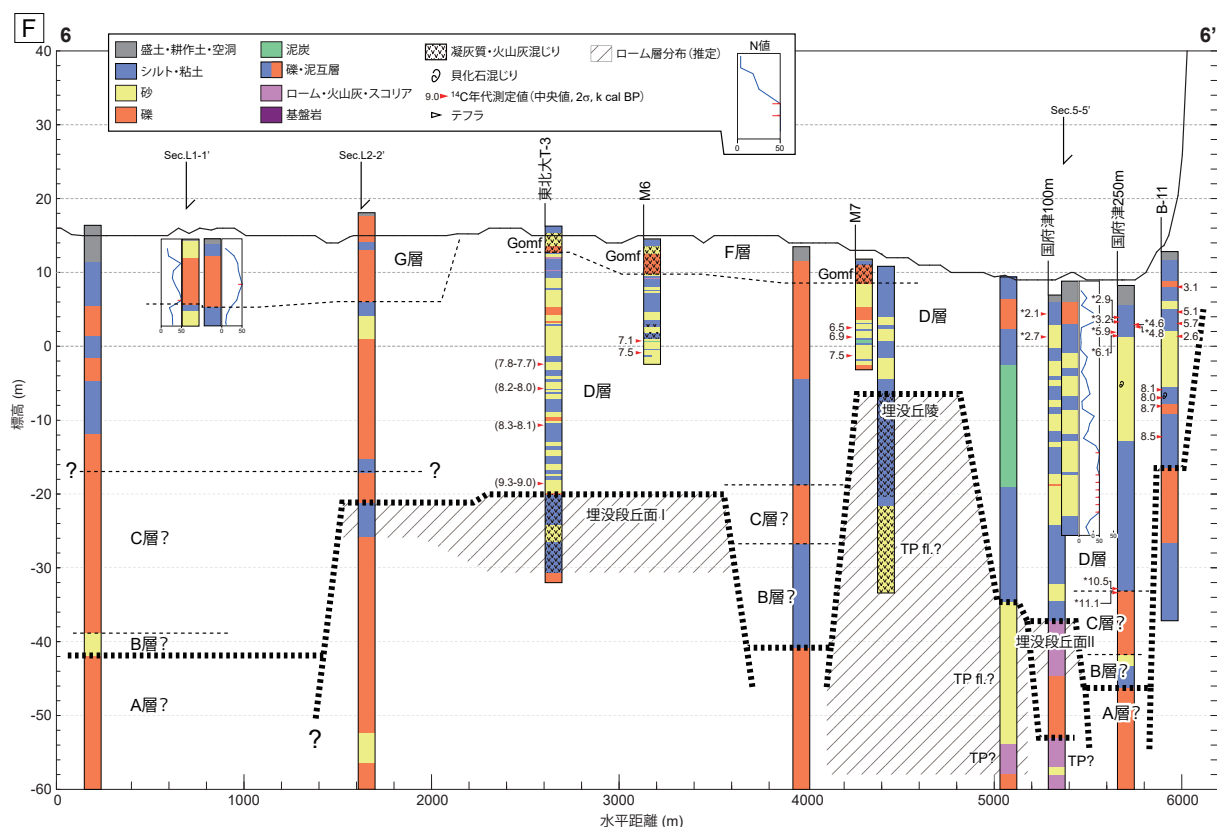
この断面図は現在の海岸線から約 4 km 内陸側に位置し、4,200 m ~ 4,800 m 地点では千代台地を、3,900 m ~ 4,100 m 地点では鴨宮面を横切る (第2図, 第6図)。測線西側は TP fl. からなる丘陵に接する (第2図, 第6図)。

千代台地の西縁部 (測線の 4,800 m 地点) に位置する千代 100 m コアでは、層厚約 67 m の厚いローム層が堆積する (第7図 D; 山崎 1994)。第5章で詳述したように、このローム層下部の標高 -40.71 m ~ -46.35 m に分布する火山灰及び軽石は TP に、それらを覆って堆積する厚い火砕流堆積物は TP fl. に対比される (第5図, 第7図 D; 山崎ほか, 1982)。TP 及び TP fl. 堆積物は、立川・武蔵野ローム層に相当するとされる層厚約 17 m のスコリア質火山灰によって覆われる (第7図 D; 山崎 1994)。このローム層の下位には貝殻片混じりの砂礫が堆積する (山崎ほか, 1982)。千代 100 m コアの東側には粗粒火山砂混じりの凝灰質シルトが分布する。凝灰質シルトは下位ほど硬質で、N 値は 30 以上となり、標高 10 m 付近よりも下位では 50 以上となる。この凝灰質シルト層は、側方への連続性がよいことや固結度が高いことから千代 100 m コアのスコリア質火山灰に対比され、千代台地を構成する火砕流堆積物が台地東方に連続する

可能性が示唆される。これらのコアの最上部は沖積層と推定される N 値 5 未満の軟弱な泥質堆積物によって覆われており、火砕流堆積物は沖積平野下に埋没する。

一方、千代台地の西側では TP fl. に対比され得る厚いローム層は確認されず、沖積層と推定される N 値 10 未満の軟弱な泥質堆積物が分布する (第7図 D)。測線の 3,900 m 地点付近では標高 -6.5 m 付近より下位に N 値 30 ~ 40 程度のやや固結したシルトが認められる。このシルト層がスコリアや軽石層を含有するかは確認できていないものの、固結度が高いことから更新統である可能性がある (第7図 D)。このシルト層の層厚は不明である。他方、測線西縁部の 500 m 地点では、標高 0 m 付近を頂部とする層厚約 2.5 m の軽石・スコリア混じりの凝灰質シルトが認められる。この凝灰質シルト層は半固結し、N 値は 20 前後を示す。分布高度や層相が類似することから、この凝灰質シルト層は千代台地西側のシルト層に対比される可能性がある。500 m 地点ではローム層の下位に玉石混じりの砂礫層が分布することから、埋没段丘面である可能性も考えられる。

測線中央部の 2,000 m ~ 2,400 m 地点では、標高 -20 m ~ -25 m 付近を頂部とする層厚 3 ~ 5 m のローム層が連続性良く認められ、平坦面を形成する (第7図 D)。このローム層は軽石・スコリア混じりの有機質粘土あ



第7図 (続き) .
Fig. 7 Continued.

るいはシルトからなり、粘性が高い。N値は10前後で、下部ほど硬質になる。ローム層の下位には亜角～亜円礫を主体とする玉石混じりの砂礫層が分布する。これらの特徴から、この平坦面は埋没段丘面及びそれを覆うローム層であると解釈できる。ローム層はN値から小沢ほか(1982)のLM層に対比され、断面図1-1'で確認された酒匂埋没段丘面に連続する可能性が高いと考えられる。この埋没段丘面は、TP及びTP fl.が認められないことから、TP fl.堆積後から最終氷期最盛期にかけての海水準低下に応じて形成されたものと推定される。

測線の2,000 m地点付近を境界として、標高約-20 mを頂部とするローム層が連続しなくなることから、これよりも西側に開析谷が位置することが示唆される。上述したように500 m地点でローム層が確認されたことから、開析谷の位置は500 m地点と2,000 m地点の間にあると推定できる(第7図D)。また、千代台地の東側の5,500 m地点では、火砕流堆積物及びローム層を下刻する形で、標高約4 m以深に層厚8 m以上の砂礫層が認められ、これを覆って泥炭を主体とする細粒堆積物が堆積する。このことから、千代台地の東側に酒匂川とは別の開析谷が存在することが示唆される。

開析谷及び埋没段丘面を覆う沖積層は、砂礫層(C

層)、砂泥互層(D層)、Gomf(F層)及びそれを下刻する砂礫層(G層)に大別される(第7図D)。このうち砂礫層(C層)は標高約-15 m以深に分布し、埋没段丘面を覆って堆積することから、沖積基底礫層だけでなく最終氷期最盛期以降の礫質堆積物を含むと考えられる。このため、層相のみから沖積層基底礫層の上面を検出することは困難で、開析谷における「沖積層基底」は不明である。標高5 m～-15 m付近は砂礫の含有量が少なく、砂泥互層(D層)から構成される。これよりも上位は千代台地西縁付近とその西側とで異なった層相を呈する。すなわち、千代台地西縁付近(3,900 m～4,100 m地点)では黒色スコリアを多量に含み、固結あるいは半固結する砂～砂礫層が分布する。この地層は、層相や両地点が鴨宮面上に位置すること(第2図、第6図)から、Gomf(F層)であると推定される。Gomfは測線3,900 m地点よりも西側には連続せず、玉石混じりの粗粒な砂礫層(G層)によって下刻される(第7図D)。

6.1.5 断面図5-5'

この断面図は現在の海岸線から約1.5 km～3 km内陸側に位置する東西方向の測線である(第6図)。この測線は断面図4-4'及び6-6'と斜交しており、本測線西端

が断面図 4-4' の 2,000 m 地点、東端が断面図 6-6' の 5,400 m 地点付近に位置する (第 6 図)。また、測線の 1,000 m ~ 2,300 m 地点で鴨宮面を横切る (第 2 図, 第 5 図)。

測線の 2,600 m ~ 3,700 m 地点は千代台地の南延長にあたり、層厚約 16 m の厚いローム層が分布する (第 7 図 E)。このローム層は軽石・スコリア混じりの凝灰質シルトから構成され、ところどころに軽石濃集層の薄層を挟む。ローム層の下位に向けて固結度を増加させ、 N 値 50 以上になる。このローム層は層相や固結度の特徴から、小沢ほか (1982) の LM より古いと考えられる。さらに、千代台地の南延長に凸状に分布すること (第 7 図 E) を考慮すると、このローム層は千代台地を構成する TP fl. あるいはそれを覆うローム層に対比される可能性が高い。断面図 4-4' で TP が標高約 -40 m 以深に位置することから、この断面図では TP までボーリングコアが到達していないと推定される。

測線 2,300 m 地点よりも西側では、標高 -15 m ~ -25 m 付近を頂部として、層厚 5 m ~ 10 m 程度のローム層が連続的に分布することが確認できる (第 7 図 E)。このローム層は軽石・スコリア混じりの均質な凝灰質シルトから構成され、 N 値が 10 ~ 30 程度と上述した測線東側のローム層に比べて明らかに軟らかい。ローム層の下位には径 2 cm ~ 5 cm (最大 10 cm) の亜円~亜角礫を主体とする礫層が分布する。測線 800 m 地点に位置する成田コアでは、このローム層の直上である標高 -16.60 m から 11,292 ~ 12,536 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られており (第 1 表, 第 7 図 E)、沖積層がローム層を直接覆うことが示唆される。ローム層は測線 2,400 m 地点付近 (東北大 T-2 コア) において認められなくなる (第 7 図 E)。東北大 T-2 コアでは、ローム層の側方延長に有機質シルト及びそれを覆うスコリア混じり砂層が分布し、これらは火山泥流あるいは後背湿地で堆積したと解釈されている (石山ほか, 2012; 第 7 図 E)。従って、埋没段丘面は測線 2,300 m 付近で開析谷によって下刻されると推定される (第 7 図 E)。他方、測線 3,800 m 地点よりも東側は、千代台地の南延長の TP fl. 及びローム層の高まりを介して、別の開析谷が分布する。測線 3,800 m 地点では標高約 -40 m 付近を頂部として、層厚約 7 m のローム層が認められる (第 7 図 E)。このローム層は軽石と砂との互層からなる。

埋没段丘面を覆う沖積層は主に砂泥互層 (D 層) からなる (第 7 図 E)。成田コアでは、上述した ^{14}C 年代測定値に加えて、砂泥互層上部の標高 0.30 m から 8,218 ~ 9,728 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られた (第 1 表, 第 7 図 E)。測線 3,800 m 地点よりも東側では砂泥互層中に貝化石が含まれており、海成層を含むと推定される。測線 1,200 m ~ 2,700 m では、砂泥互層が、スコリアを多量に含み N 値 20 ~ 30 前後を示す固結した砂層

あるいは砂礫層によって覆われる。層相からこの砂層・砂礫層は Gomf (F 層) に対比されると考えられる。成田コアよりも西側では Gomf が確認できず、Gomf 及びその下位の砂泥互層を下刻して、砂礫層 (G 層) が分布する。

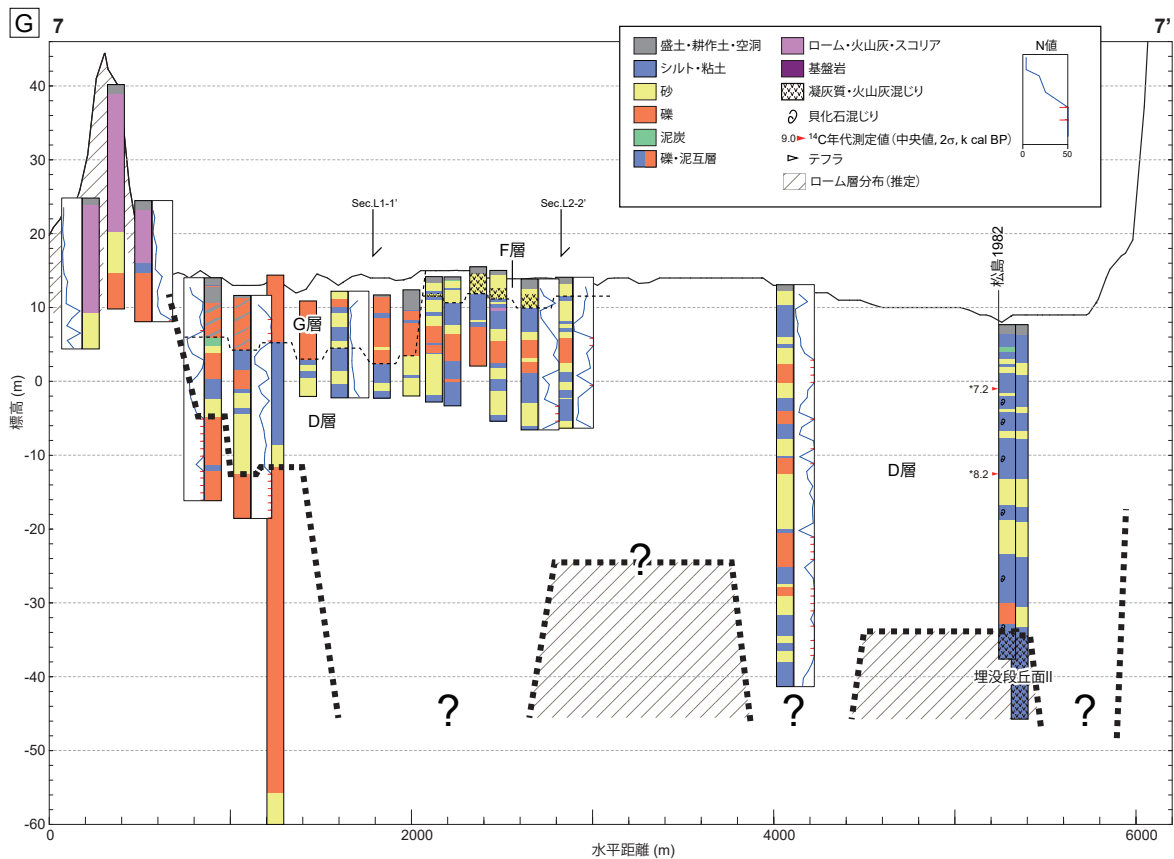
6.1.6 断面図 6-6'

この断面図は現在の海岸線から約 1.4 km ~ 3 km 内陸側に位置する東西方向の測線である (第 6 図)。本測線は、断面図 5-5' に対して約 200 m ~ 600 m 南側に位置する (第 6 図)。測線は、2,000 m 地点から 4,400 m 地点にかけて鴨宮面を横切る (第 2 図, 第 6 図)。測線の西側には TP fl. の構成する丘陵が分布する (第 2 図, 第 6 図)。

測線の 4,200 m 地点では標高 -6.5 m 付近を頂部として、ローム層が認められる (第 7 図 F)。このローム層は標高約 -6.5 m ~ -20.5 m が凝灰質シルトからなり、層厚約 1 m の有機質シルト層を介して、標高約 -21.5 m ~ -28 m に分布する凝灰質粗粒砂層を覆う。断面図 4-4' の千代 100 m コアの層序・層相を考慮すると、凝灰質粗粒砂層は TP fl. に対比される可能性が高いと考えられ、千代台地を構成する地層が沖積平野下に埋没しているものと推定される。測線の 5,000 m 地点付近では、標高約 -54 m ~ -58 m にテフラ層が分布し、それを覆って標高約 -35 m まで砂層が堆積する (第 7 図 F)。このテフラ層は国府津 100 m コアでも同様に認められる (第 7 図 F; 山崎ほか, 1982)。詳細な層相が不明であるものの、千代 100 m コアで同水準に TP の軽石層が分布することを考慮すると、このテフラ層も TP に対比される可能性がある。

測線の 1,600 m ~ 2,600 m 地点では、標高 -20 m 付近を頂部として、層厚およそ 5 m ~ 10 m のローム層が認められる (第 7 図 F)。このうち、東北大 T-3 コアでは軽石・スコリアを含む凝灰質シルトあるいは細粒砂からなるローム層が認められ、火山泥流堆積物と推定される砂礫層を覆う (石山ほか, 2012)。このローム層は、層序関係から TP 及び TP fl. を下刻して堆積した砂礫層を覆っており、平坦な地形面を示すことから、埋没段丘面であると解釈できる。この埋没段丘面は、4,000 m 地点でローム層が認められなくなり、最終氷期の開析谷によって下刻されていると推定される。また、測線の 200 m 地点でもローム層が認められなくなることから、1,600 m 地点よりも西側にも開析谷が存在すると推定される (第 7 図 F)。

他方、測線東側の 5,300 m 地点 (国府津 100 m コア) では、上述した TP に対比されるテフラ層の上位に層厚約 8.5 m の砂礫層とそれを覆う軽石混じりのテフラ層が分布する (第 7 図 F; 山崎ほか, 1982)。このローム層の頂部は標高 -36 m 付近、基底は標高約 -44.5 m に位



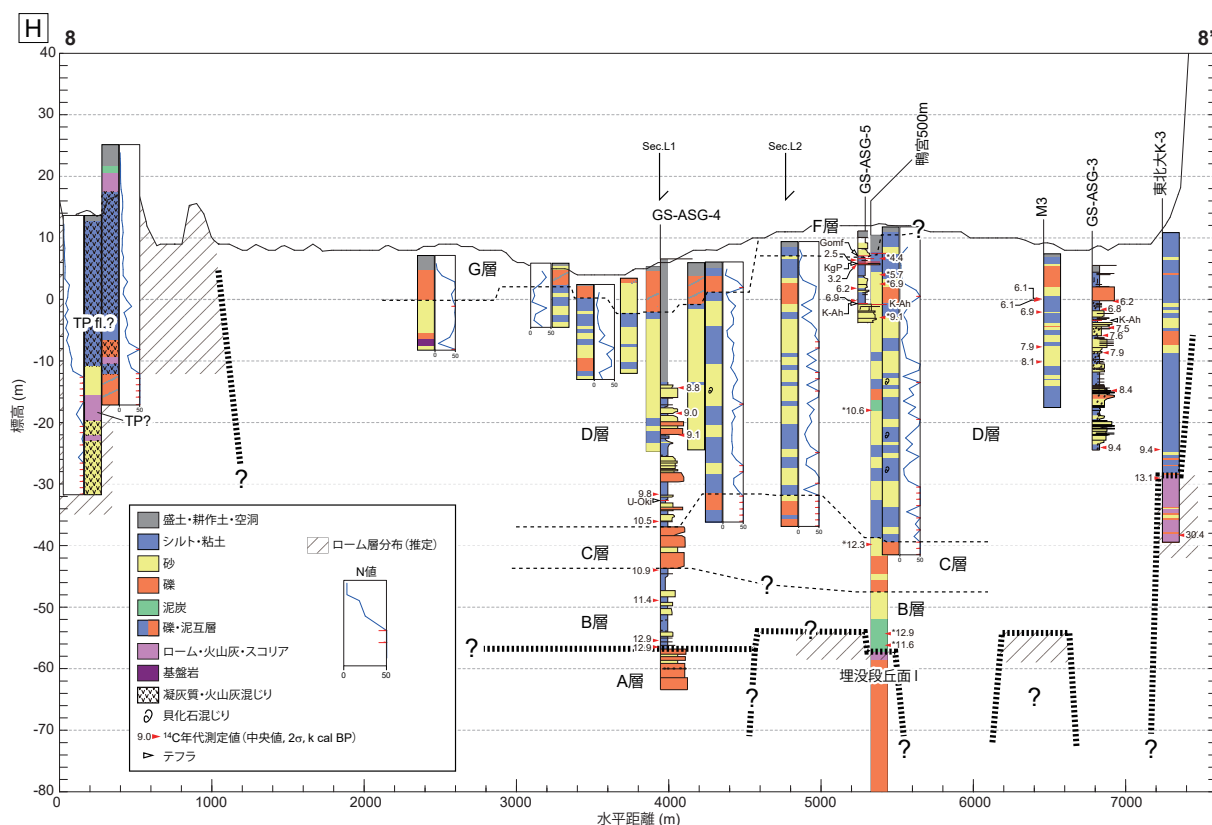
第7図 (続き) .

Fig. 7 Continued.

置しており (第7図F), 断面図5-5'で確認された測線東側の埋没段丘面と類似することから, 両者は連続する可能性がある. さらに東方の5,700 m地点 (国府津250mコア) ではローム層が確認されず, 標高約-46 m以深に厚い砂礫層が分布する (山崎ほか, 1991). この砂礫層を覆う堆積物からは, 標高-33.30 m ~ -33.35 mで10,575 ~ 11,747 cal BP, 標高-32.77 m ~ -32.80 mで9,952 ~ 11,137 cal BPの ^{14}C 年代測定値がそれぞれ得られている (第1表, 第7図F). 従って, 国府津250mコアは開析谷中に位置すると考えられ, 標高約-46 mよりも下位に分布する砂礫層は沖積層基底礫層に相当すると解釈できる (第7図F).

開析谷及び埋没段丘面上に分布する沖積層は, 砂礫層 (A層及びC層), 砂泥互層 (B層及びD層), Gomf (F層) 及びそれを下刻する砂礫層 (G層) から構成される (第7図F). 砂礫層は測線西側の200 m地点で厚く堆積し, 標高-40 m付近に挟在する砂層によって上限に区分される可能性がある (第7図F). TP fl. の作る高まりと埋没段丘面との間の開析谷と測線東側の国府津250 mコアでは, それぞれ標高約-19 m, 約-33 mよりも下位に砂礫層が認められ, 沖積層基底礫層と推定される砂礫層との間に層厚およそ2 m ~ 14 mの泥質堆

積物 (B層) が挟在する (第7図F). 上位の砂礫層 (C層) を覆う砂泥互層 (D層) は層厚が30 m ~ 40 m程度と厚く, 測線東側ほど厚層化する傾向を示す. TP fl. の作る高まりよりも東側では, 砂泥互層 (D層) から貝化石を産出することや, B-11 コアで海水生珪藻が多産すること (佐藤ほか, 2016) から, 主に海成層から構成されていることが示唆される. M6 コア, M7 コア, 国府津100 mコア, 国府津250 mコア, B-11 コア及び東北大T-3 コアの砂泥互層 (D層) からは多数の ^{14}C 年代測定値が得られている (第1表, 第7図F). これらは標高0 m付近を境として, 下位が概ね6 ka以前の ^{14}C 年代測定値を示す (第7図F). 鴨宮面上に位置する測線2,600 m ~ 4,400 m地点では, 砂泥互層の上位にスコリアに富む砂質あるいは礫質の堆積物が分布しており, 層相からGomf (F層) であると解釈される (第7図F). 他方, 測線1,800 m地点よりも西側ではGomf (F層) が認められず, 粗粒な砂礫堆積物 (G層) がGomf (F層) 及び砂泥互層をやや下刻して堆積する (第7図F). 測線1,600 m地点では明瞭な砂泥互層が認められず, 砂礫を主体とする堆積物が連続的に堆積していることから, 酒匂川的主流路が位置していた可能性が示唆される.



第7図 (続き) .
Fig. 7 Continued.

6.1.7 断面図 7-7'

この断面図は現在の海岸線から約 1.5 km ～ 3 km に位置する東西方向の測線である (第 6 図)。測線は、600 m 地点よりも西側で TP fl. の構成する丘陵を、2,100 m から 4,400 m までが鴨宮面をそれぞれ横切る (第 2 図, 第 6 図)。

測線西側の丘陵には層厚 10 m ～ 18 m 前後の厚いローム層が分布する。このローム層は軽石に富み、上位では N 値 10 未満で柔らかいものの、下位に向けて固結度を増して N 値 20 ～ 30 程度となる (第 7 図 G)。これらの特徴から、このローム層は TP fl. 及びそれを覆うローム層である可能性が高い。また、測線 200 m 地点の標高 11 m 付近には層厚約 1 m の軽石層が挟在しており、層序・層相から TP に対比される可能性がある。丘陵よりも東側の標高 -5 m ～ -12 m 以深には砂礫層が分布する。この砂礫層中に挟在するシルト層は N 値が 30 前後と硬質であることから、更新統と推定される。

他方、測線 5,300 m 地点に位置する松島 1982 コアでは、コア最下部 (標高 -34 m 以深) に更新統とされる凝灰質泥岩が分布する (第 7 図 G, 松島, 1982)。さらに、隣接するコア資料でも、このローム層に対比されると考えられる層厚 10 m 以上のローム層が確認できる (第 7 図 G)。

本測線では、既存ボーリング資料の深度不足のため、千代台地の西側の埋没段丘面は確認できていない。測線の 4,000 m 地点ではローム層を確認できず、標高 -40 m 付近に N 値 20 程度のシルトが分布する (第 7 図 G)。本測線北側の断面図 6-6' では、埋没段丘面のローム層頂部が標高 -20 m 付近に位置することから、測線 4,000 m 地点付近に埋没段丘面を解析する開析谷が存在すると解釈できる。

本測線で確認される沖積層は、主に砂泥互層 (D 層) から構成され、最上部に Gomp (F 層) とそれを下刻する砂礫層 (G 層) が分布する (第 7 図 G)。砂泥互層 (D 層) は、測線東側でより泥分が卓越し多数の内湾性の貝化石が含まれることから (松島, 1982)、海成層が優勢となると考えられる。松島 1982 コアからは、いずれも同位体未補正值ではあるものの、標高 -11.41 m ～ -11.71 m から 7,273 ～ 9,397 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られている (松島, 1982; 第 1 表, 第 7 図 G)。測線 2,100 m ～ 2,800 m の区間では、沖積層最上部の標高 10 m ～ 12 m 付近に、層厚 2 m ～ 5 m 程度のスコリア混じりで半固結する砂質堆積物が認められる (第 7 図 G)。この堆積物は、層相や鴨宮面上に位置することから、Gomp (F 層) であると解釈できる。Gomp (F 層) は測線 2,000 m 付近を

境として西側に連続せず、沖積層最上部には砂礫を主体とする堆積物（G 層）が分布する（第 7 図 G）。

6.1.8 断面図 8-8'

この断面図は現在の海岸線から約 1 km 内陸側に位置する東南東―東北東方向の測線である（第 6 図）。測線の 1,000 m より西側は丘陵を横切り、4,500 m ～ 6,500 m の区間で鴨宮面を横切る（第 2 図、第 6 図）。

測線の 200 m ～ 300 m 地点のコアは丘陵上に位置し、層厚 20 m 以上の厚いローム層が分布する（第 7 図 H）。ローム層は軽石・スコリア混じりの凝灰質粘土～シルトから構成される。ローム層上部では N 値 5 以下と軟弱であるが、下方ほど硬質で N 値 10 ～ 20 となる。標高 -10 m ～ -20 m 付近には層厚 1 m ～ 4 m 程度の軽石層や軽石混じり礫層が分布しており、丘陵上に位置することを考慮すると、TP に対比されると考えられる。これを覆うローム層は TP fl. を含む可能性が高い。

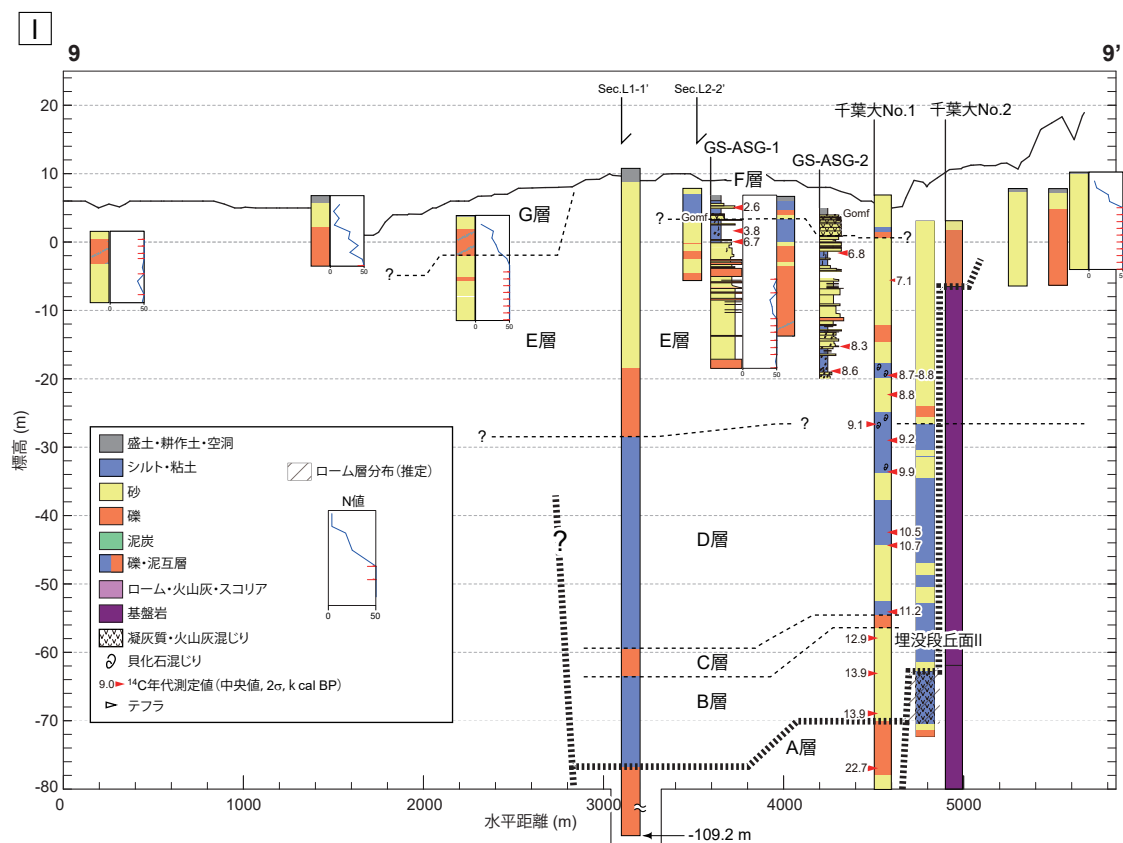
測線東端の東北大 K-3 コアでは、標高 -24 m 以深に軽石・スコリア混じりの凝灰質シルトからなるローム層が分布する（第 7 図 H；石山ほか，2012）。このローム層からは標高 -38.25 m ～ -38.32 m から 29,933 ～ 30,739 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られており（第 1 表，第 7 図 H），TP fl. 以降に堆積したローム層であることを示唆する。また、ローム層最上部の標高 -28.97 m ～ -29.02 m からは 13,065 ～ 13,235 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られており（第 1 表，第 7 図 H），ローム層の堆積が最終氷期最盛期以降も継続した可能性が示唆される。このローム層は層厚や下位の地層が不明であるため、千代台地と同様に TP や TP fl. を直接覆うものか、TP 以降に形成された段丘面を覆うものなのか、あるいは大磯丘陵を構成するより古い地層を直接覆うものなのかは、現時点では判断できない。

測線 5,400 m 地点に位置する鴨宮 500 m コアでは、標高 -57.4 m ～ -58.5 m にスコリアに富むローム層が分布し（山崎ほか，1982），その直上の標高 -56.81 m から 10,869 ～ 12,385 cal BP，標高 -54.92 m から 12,662 ～ 13,292 cal BP の ^{14}C 年代測定値（いずれも同位体未補正值）が得られている（山崎ほか，1982；第 1 表，第 7 図 H）。このローム層の下位には砂礫層が分布することから、鴨宮 500 m コアの掘削地点は埋没段丘上に位置すると解釈できる（第 7 図 H）。この埋没段丘面は山崎（1994）の鴨宮埋没段丘と同一の地形面である。

他方、4,000 m 地点に位置する GS-ASG-4 コアでは、前章で記載したようにローム層が認められず、標高 -56.60 m 以深に沖積層基底礫層と推定される礫質堆積物（ユニット 4-1）が分布することから、GS-ASG-4 コアは開析谷上に位置すると考えられる。上述したように、GS-ASG-4 コア東側の鴨宮 500 m コアで埋没段丘面

が認められたことから、この開析谷は 1,000 m ～ 5,400 m の区間に分布することが示唆される（第 7 図 H）。

沖積層は大きく砂礫層（A 層及び C 層）とそれを覆う砂泥互層（D 層）に大別され、砂礫層中には砂泥互層（B 層）が挟在する。また、地表付近には Gomf（F 層）と砂礫層（G 層）が分布する（第 7 図 H）。沖積基底礫層に対比される砂礫層（A 層）は GS-ASG-4 コアで確認され、埋没段丘面上には分布していない。GS-ASG-4 コアでは、砂礫層の上位に後背湿地堆積物と推定される有機質な砂泥互層（B 層，ユニット 4-2）が分布し、 ^{14}C 年代測定値からおおよそ 11 ka ～ 13 ka 頃に堆積したことが示唆される（第 1 表，第 7 図 H）。この地層は、層相と ^{14}C 年代測定値から、鴨宮 500 m コアにおけるローム層直上の泥炭層とそれを覆う砂層に対比されると考えられる（第 1 表，第 7 図 H）。砂泥互層（B 層）は、両地点ともに標高 -40 m 付近で層厚 10 m 程度の砂礫層（C 層，GS-ASG-4 コアのユニット 4-3 に該当）によって覆われる。砂礫層は GS-ASG-4 コアと鴨宮 500 m コアとの間で側方に連続し（第 7 図 H），上下の層準から得られた ^{14}C 年代測定値からおおよそ 10 ka ～ 11 ka 頃に堆積したと推定される（第 1 表，第 7 図 H）。砂礫層の上位には層厚 40 m ～ 50 m の厚い砂泥互層（D 層）が認められる。新規に掘削されたコア試料では、GS-ASG-3 コアのユニット 3-1 ～ 11，GS-ASG-4 コアのユニット 4-4，GS-ASG-5 コアのユニット 5-1 ～ 4 が砂泥互層に該当する（第 4 図 B，C，D）。GS-ASG-3 及び 4 コアで干潟堆積物を含むことや、鴨宮 500 m コアで海水生の珪藻化石や貝化石を産出すること（山崎・鹿島，1989；山崎，1994）から、砂泥互層（D 層）には海成層が含まれると考えられる。砂泥互層（D 層）中の海成層は、GS-ASG-4 コアでは標高 -21.82 m ～ -23.85 m のみであるのに対して、測線東側の GS-ASG-3 コアでは層厚 1 m ～ 5 m 程度の干潟堆積物が少なくとも 5 層認められた（第 4 図 B，C）。このことから、後氷期海進に伴って、足柄平野東部の森戸川沿いにより広く干潟や内湾が形成されたことが示唆される。GS-ASG-3 ～ 5 コア，M3 コア，鴨宮 500 m コア及び東北大 K-3 コアの砂泥互層（D 層）からは多数の ^{14}C 年代測定値が得られている（第 1 表，第 7 図 H）。また、U-OkI テフラや K-Ah テフラ，KgP などのテフラ層も確認されている（第 2 表，第 7 図 H）。これらの年代資料に基づけば、砂泥互層は標高 0 m 付近を境として、その下位が概ね 6 ka 以前に、その上位は 6 ka 以降に堆積したと考えられる（第 7 図 H）。測線の 4,800 m ～ 5,400 m 区間に位置する GS-ASG-5 コアや鴨宮 500 m コアでは、標高 7 m 付近に Gomf（F 層）が認められる。測線の 4,200 m 地点以西の浅層部は、砂泥互層及び Gomf を下刻する砂礫層（G 層）が分布する。



第7図 (続き) .
Fig. 7 Continued.

6.1.9 断面図 9-9'

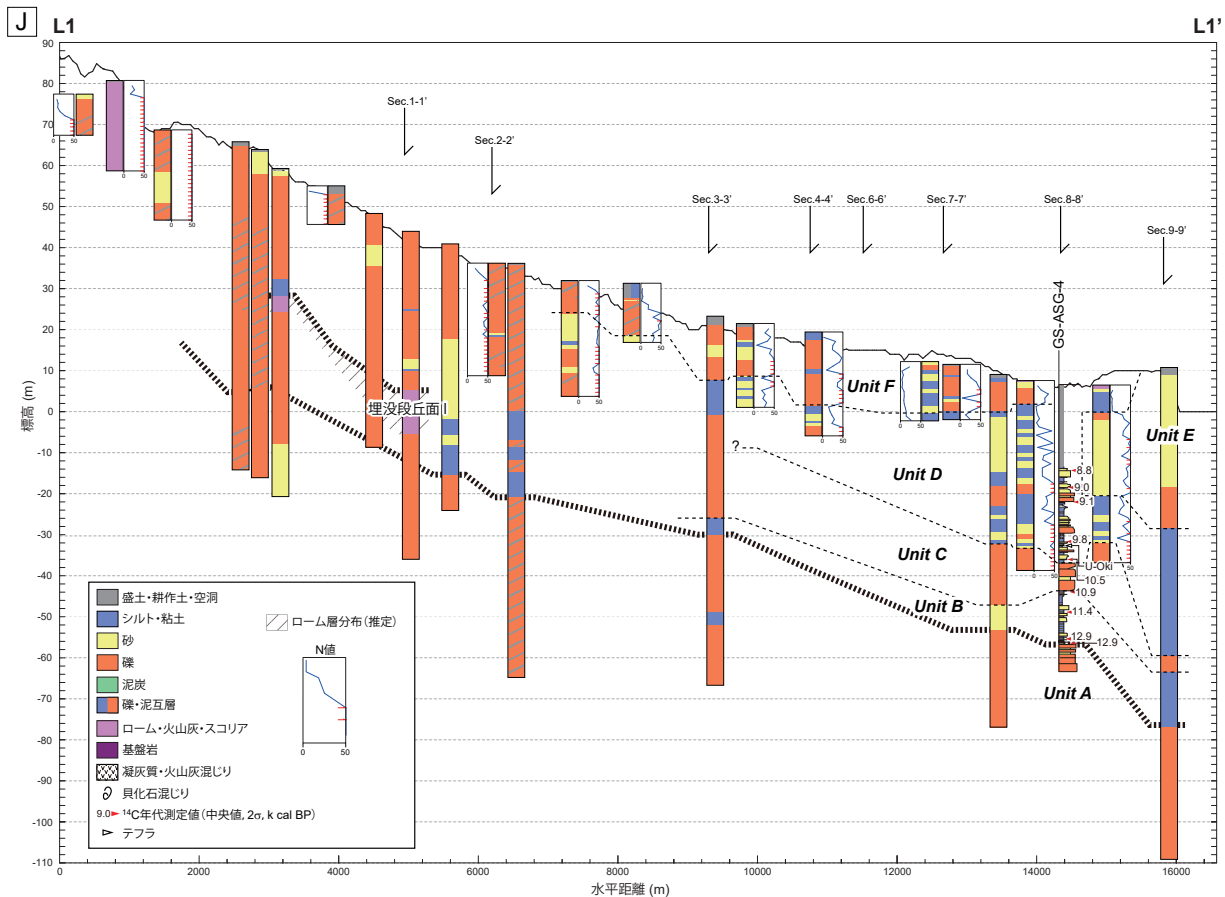
この断面図は最も海側に位置する西南西—東北東方向の測線で、GS-ASG-1 コア付近で鴨宮面を横切る (第2図, 第6図)。

側線の 4,800 m 地点では、標高 -63 m 付近を頂部とするローム層が認められる (第7図 I)。ローム層は火山灰質シルトからなり、その層厚は約 7 m である。ローム層の直下に砂礫層が堆積することから、埋没段丘面を覆うローム層であると解釈できる。本測線では大深度のボーリング資料が少ないため、ローム層が側方へどのように連続するのかは確かでないが、断面図 8-8' で確認された標高 -57 m 付近を頂部とするローム層に対比される可能性が高く、山崎 (1994) の鴨宮埋没段丘面に相当すると考えられる (第7図 I)。

他方、測線 3,200 m 地点ではローム層が確認できず、標高約 -70 m 以深に砂礫層 (A 層) が分布する。千葉大 No.1 コアでは、砂礫層の層厚は約 8 m で TP fl. 由来の礫を含む砂層を覆って堆積しており、同層下部の標高 -77.10 m から 22,468 ~ 22,906 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られている (第1表, 第7図 I; 宮内ほか, 2004)。標高 -89.90 m からは 45,507 ~ 46,263 cal BP の ^{14}C 年代測定値が報告されている (第1表, 第7図 I; 宮内ほか, 2004)。これらの ^{14}C 年代測定値から、砂礫層は最終氷

期最盛期以降に堆積した沖積層基底礫層であると考えられる。また、測線 3,200 m 地点では、砂礫層は少なくとも標高 -109.2 m まで砂礫が連続しており、仮にこの深度まで一連の沖積層基底礫層に対比される場合、開析谷の軸部は測線 3,200 m 付近に位置していたと推定される (第7図 I)。上述した埋没段丘面との位置関係から、開析谷の位置は測線 4,800 m よりも西側と推定される。開析谷の西縁の位置は不明である。

沖積層は、上述した沖積層基底礫層 (A 層) に加えて、砂泥互層 (B 層及び D 層) と砂礫層 (C 層)、砂層 (E 層)、Gomf (F 層) とそれを下刻する砂礫層 (G 層) に区分できる (第7図 I)。砂泥互層 (B 層及び D 層) は沖積層基底礫層及び埋没段丘面を覆って分布し、標高 -30 m 以浅に認められる。砂泥互層は、断面図 8-8' よりも北側に比べて泥質堆積物が卓越する。砂泥互層は砂礫層 (C 層) によって上下 (B 層と D 層) に細分される。B 層に対比される千葉大 No.1 コアの標高 -69.20 m から 13,784 ~ 14,089 cal BP、標高 -63.30 m から 13,738 ~ 14,013 cal BP、標高 -58.00 m から 12,760 ~ 13,071 cal BP の ^{14}C 年代測定値が得られている (第1表, 第7図 I; 宮内ほか, 2004)。また、D 層からは、10,873 ~ 11,271 cal BP (標高 -54.20 m, 第1表, 第7図 I) よりも新しい ^{14}C 年代測定値が報告されている (宮内ほか, 2004)。



第7図 (続き)。

Fig. 7 Continued.

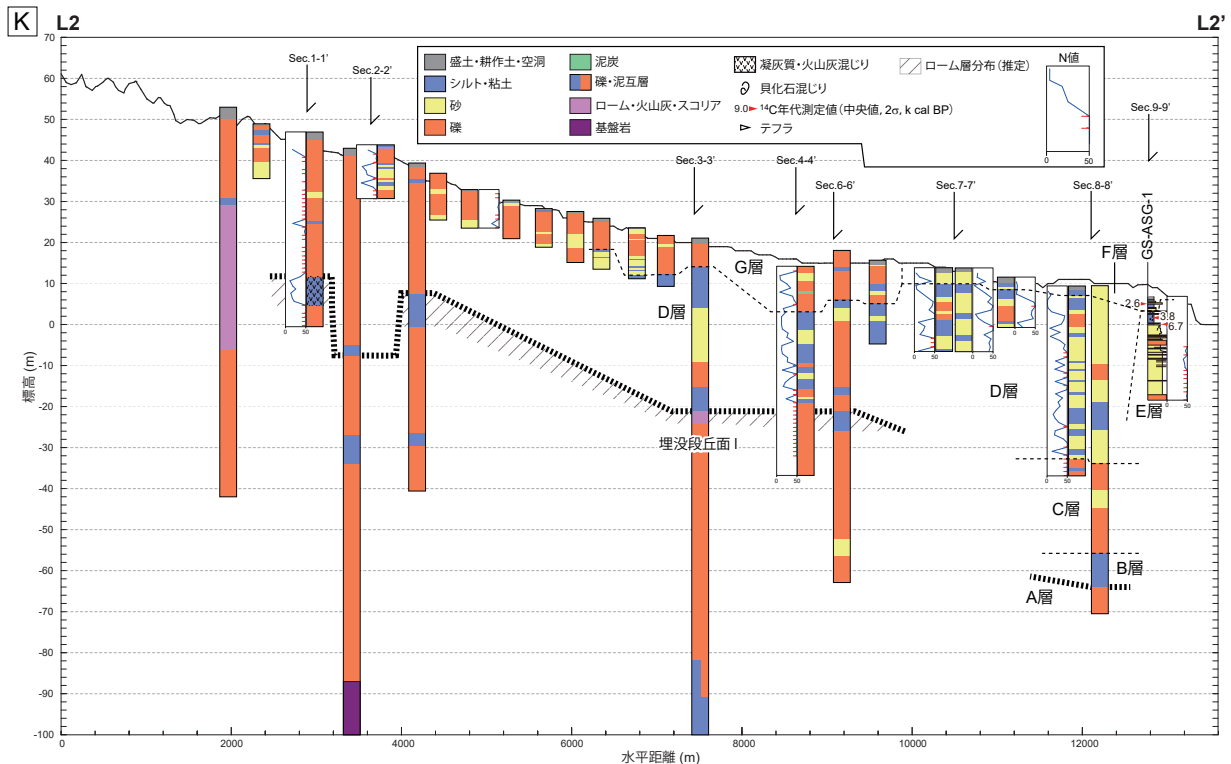
砂層 (E 層) は標高 -30 m 付近よりも上位に分布し、新規に掘削したボーリング試料では GS-ASG-1 コアのユニット 1-1 ~ 3 がこの地層に該当する (第4図 A, 第7図 I)。砂層 (E 層) は側方への連続性が高く、かつ砂質堆積物が卓越すること、平野南端部に浜堤が発達することから、浜堤構成層であると解釈できる (第7図 I)。森戸川沿いの GS-ASG-2 コアや千葉大 No.1 コアでは、砂層 (E 層) 中に河口や干潟の堆積物 (ユニット 2-1・2) や河川チャネル堆積物 (ユニット 2-3・5) を含む (第7図 I)。これらの堆積物の分布形態から、両コア付近に河川が存在し、浜堤が分断されていた可能性が高い。千葉大 No.1 コアの E 層基底の標高 -26.50 m からは、9,009 ~ 9,260 cal BP, 8,990 ~ 9,232 cal BP の ^{14}C 年代測定値が報告されている (第1表, 第7図 I; 宮内ほか, 2004)。Gomf (F 層) は 3,400 m ~ 4,200 m 地点に認められ、GS-ASG-1 コアのユニット 1-4 及び 5, GS-ASG-2 コアのユニット 2-6 がこの地層に対比される (第4図 A, 第7図 I)。測線 2,200 m 地点よりも西側では、地表付近に砂礫層 (G 層) が分布する。この地層は Gomf を下刻して堆積する。

6.1.10 断面図 L1-L1'

この断面図は足柄平野中央部を北西-南東方向に縦断する測線で、測線は主に現在の酒匂川右岸に沿う (第6図)。

測線 3,000 m ~ 5,000 m 付近では層厚約 3 m ~ 10 m のローム層が認められる (第7図 J)。測線 3,000 m 地点では標高約 28 m に、5,000 m 地点 (断面図 1-1' との交点) では標高約 5 m を頂部とする。

測線の 5,500 m 地点よりも下流側では、上述した埋没段丘面よりも下位に砂礫層とそれを覆う泥質堆積物が連続的に認められる (第7図 J)。側方への連続性から GS-ASG-4 コアのユニット 4-1 はこの砂礫層に対比されると考えられる。従って、この砂礫層は沖積層基底礫層に相当する。砂礫層の頂部 (=「沖積層」の基底) の標高は、測線 5,500 m 地点で標高約 -16 m, 6,400 m 地点で標高約 -20 m, 9,200 m 地点で標高約 -30 m, 13,200 m 地点で標高約 -54 m, 14,300 m 地点の GS-ASG-4 コアで標高約 -56.6 m, 15,800 m 地点では標高約 -76 m に位置する (第7図 J)。また、5,500 m 地点よりも上流側の測線 2,400 m ~ 2,800 m 地点では、全体として砂礫層が卓越するものの、標高 5 m 付近よりも下位



第7図 (続き)。
Fig. 7 Continued.

では玉石主体で特に粗粒となることから、この地層境界が沖積層基底礫層に対応すると考えられる(第7図J)。

この測線で確認された沖積層は、上述した沖積層基底礫層に相当する砂礫層に加えて、砂泥互層 (D層)、海岸線付近に分布する砂層 (E層)、及び地表浅部の砂礫層 (G層) に大別される (第7図J)。また、標高約 -30 m より下位の砂礫層は層厚およそ 2 m ~ 10 m の砂質あるいは泥質堆積物 (B層) によって上下2層 (A層とC層) に細分される (第7図J)。砂泥互層 (D層) は測線の 13,400 m 地点よりも下流側で厚く、その層厚は 30 m ~ 40 m である。測線 9,200 m 地点よりも上流側では砂礫の割合が増加し、地層境界が不明瞭になる。測線 14,800 m 地点よりも下流側では、砂泥互層 (D層) を覆って層厚 20 m ~ 30 m の砂層 (E層) が分布する。砂泥互層 (D層) の上位には玉石を含む粗粒な砂礫層 (G層) が分布する。砂泥互層 (D層) と砂礫層 (G層) との境界は、測線 7,200 m 地点では標高約 24 m、9,200 m 地点 (断面図 3-3' との交点) では標高約 7 m、10,800 m ~ 13,200 m では標高約 0 m に位置する。

6.1.11 断面図 L2-L2'

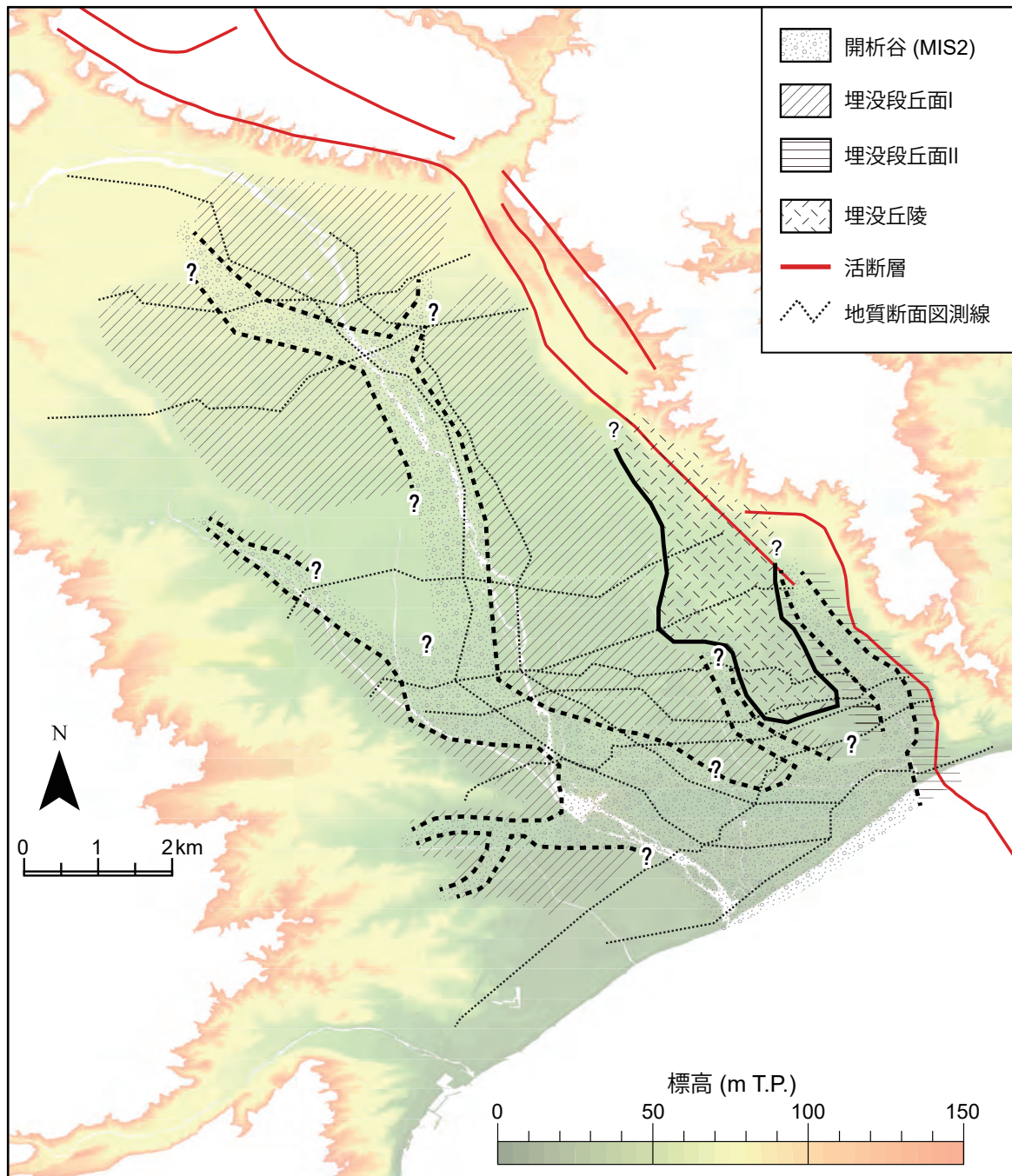
この断面図は、断面図 L1-L1' と同様に足柄平野中央部を北西-南東方向に縦断する測線で、主に現在の酒匂川左岸に沿い、断面図 L1-L1' の約 300 m ~ 600 m 東側に位置する (第6図)。測線は 12,000 m 付近よりも下

流側で鴨宮面を横切る (第2図、第6図)。

この断面図の測線 2,800 m ~ 9,000 m の区間では、層厚 3 m ~ 10 m 程度のローム層を連続的に確認できる (第7図K)。ローム層の頂部は 2,800 m 地点 (断面図 1-1' との交点) では標高約 11 m、7,400 m 地点 (断面図 3-3' との交点) では標高約 -21 m、9,000 m 地点 (断面図 6-6' との交点) では標高約 -22 m に位置する。また、側方への連続性から、4,100 m 地点でも標高約 7 m を頂部とする層厚 8 m の腐植質シルトが分布しており、ローム層に対比される可能性がある。これらのローム層は横断面図でも連続的に分布することから、埋没段丘面を覆っていると考えられる。

他方、測線 9,000 m 地点よりも下流側ではローム層は確認できず、開析谷内に位置すると考えられる (第7図K)。測線 12,100 m 地点に位置するコア資料では、標高約 -65 m を頂部とする砂礫層が認められる。この砂礫層は、分布高度から断面図 L1-L1' で認められた標高約 -57 m ~ -76 m 以深の砂礫層に対比され、沖積層基底礫層に相当すると解釈できる。また、測線 3,300 m 地点のコア資料でもローム層が確認できず、砂礫層が連続的に堆積する。ここでは標高約 -7.4 m に礫混じり粘土層が挟在しており、それよりも下位を沖積基底礫層と解釈した。

開析谷及び埋没段丘面上に分布する沖積層は、砂礫層 (A層及びC層)、砂泥互層 (B層及びD層)、海

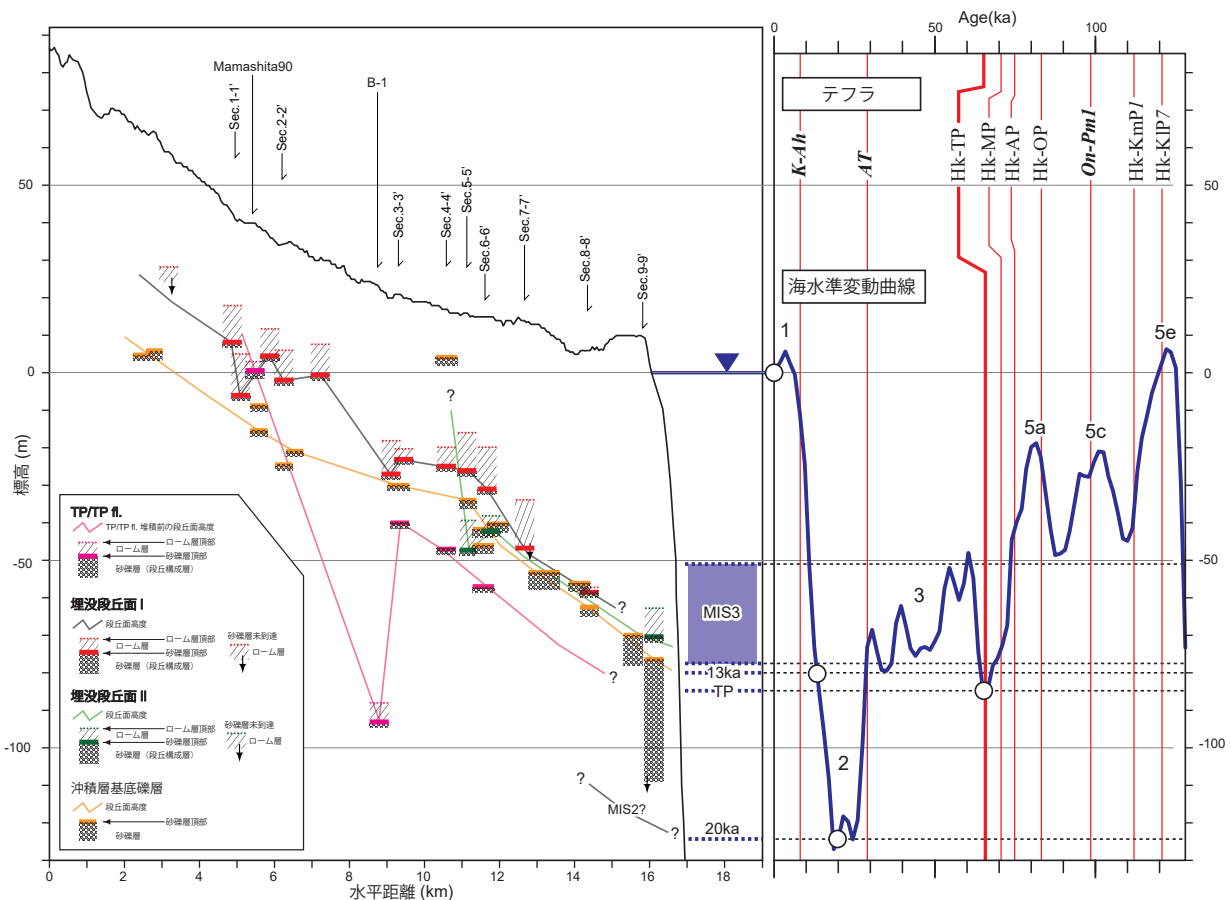


第 8 図 足柄平野における最終氷期の開析谷及び埋没丘陵・段丘面の分布。背景の段彩図の標高データには国土地理院の数値地図情報 5m メッシュ DEM を使用した。国府津—松田断層帯の位置は宮内ほか (2008・2009) に基づく。

Fig. 8 Distribution map of buried Pleistocene hills, terraces and incised valleys. Transparent color shaded relief map of the study area was made using 5 m DEM data of GSI. Distribution of active faults is based on Miyauchi *et al.* (2008, 2009).

岸線付近に分布する砂層 (E 層), Gomf (F 層), 及び Gomf を下刻する砂礫層 (G 層) に大別される (第 7 図 K)。測線 12,100 m 地点では, 砂礫層中の標高約 -56 m ~ -64 m に泥質堆積物 (B 層) が挟在する。B 層よりも下位では玉石を主体とする特に粗粒な堆積物が分布する。B 層よりも上位の砂礫層 (C 層) はやや細粒で, 玉石混じり砂礫から構成され, 標高 -33 m 以深に認め

られる。この砂礫層 (C 層) と埋没段丘面の上位には砂泥互層 (D 層) が認められ, その層厚は 30 m ~ 35 m である。測線の 6,200 m 地点よりも上流側では砂泥互層 (D 層) が認められず, 地表まで砂礫を主体とする堆積物が連続的に分布する。海岸線付近の 12,800 m 地点の GS-ASG-1 コアでは, 断面図 9-9' で述べたように, 浜堤構成層と推定される砂層 (E 層) が分布する。また,



第9図 箱根東京軽石 (TP または TP fl.)、埋没段丘面及び沖積層基底礫層の縦断面方向における地形面高度分布と MIS5e 以降の海水準変動。各主要テフラの噴出年代は上杉 (1976)、関東第四紀研究会 (1987)、町田 (2008)、須貝ほか (2013) に基づく。また、海水準変動曲線は Waelbroeck *et al.* (2002) に基づく。陸域における地表面の標高データは L1-1' 断面 (第7図 J) に沿うものと同じ。海域水深は海上保安庁 (1992) に基づく。

Fig. 9 Longitudinal profile of buried hills, terraces and basal gravel bed of Chuseki-so along the Sakawa River and sea level fluctuation since the MIS5e. Eruption ages of main tephra layers are based on Useki (1976), Association for Kanto Quaternary Research (1987) and Machida (2008), Sugai *et al.* (2013). Sea level curves is based on Waelbroeck *et al.* (2002). Surface elevation in inland area is same as that of the L1-1' shown in Fig. 7J. Water depth in sea area is based on Japan Coast Guard (1992).

鴨宮面上に位置する測線 12,000 m 地点よりも下流側では標高約 4 m ~ 10 m を基底とする Gomf (F 層; GS-ASG-1 コアのユニット 1-4 及び 5 を含む) が認められる。測線 9,600 m 地点よりも上流側では Gomf (F 層) が認められず、地表付近の 5 m ~ 10 m 程度に砂礫層 (G 層) が連続的に分布する。この砂礫層は一部、Gomf (F 層) 及び砂泥互層 (D 層) を下刻して堆積する。測線 4,200 m 地点よりも上流側では連続的に砂礫層が分布しており、沖積層基底礫層と海進期に堆積した砂礫層とを区別することが困難である。

6.2 埋没段丘面の分布形態

前節で詳述した各断面図で確認された第四紀堆積物の層序・層相に基づき、足柄平野南部における沖積平野下の埋没段丘面、開析谷、及び TP fl. からなる丘陵の

分布を復元した (第8図)。また、沖積層基底礫層、埋没段丘面及び TP の縦断面を第9図に示す。

足柄平野南東部の断面図 3-3' から断面図 6-6' では、TP 及び TP fl. を含む層厚 20 m 以上の厚いローム層が分布する (第7図 C ~ F)。また、B-1 コアでも標高約 8 m を頂部とする層厚約 100 m の厚いローム層があり (水野ほか, 1996a)、その下部の標高約 -87 m 付近に TP が確認されている。これら TP と TP fl. を含むローム層は、断面図 4-4' の千代 100 m コア (山崎ほか, 1982) で確認されたように、千代台地を構成する地層の一部であると考えられる。従って、このローム層の分布形態から、現在の足柄平野で残丘状に分布する千代台地が沖積平野下で南北方向に分布を伸ばしていることが示唆される。以下では、この高まりを「埋没丘陵」と呼ぶ。その分布範囲は、北端が B-1 コア付近、南端が少なくと

も断面図 6-6' の M7 コア付近まで追跡できる (第 8 図)。

他方, TP 及び TP fl. を含むローム層とは別に, 層厚 5 m ~ 15 m のローム層が平野広域に分布する。このローム層は断面図 1-1' 及び 3-3' ~ 9-9' で確認でき, ローム層の下位には砂礫層が認められることから, 埋没段丘面であると解釈できる。埋没段丘面は千代台地及び埋没丘陵を挟んだ東西で流路長や勾配に差があることから, 西側 (酒匂川沿い) のものを「埋没段丘面 I」, 東側 (森戸川沿い) のものを「埋没段丘面 II」と表現する。

埋没段丘面 I は, 主に現在の酒匂川河床の左岸側 (東側) に分布する (第 7 図 A, 第 7 図 C ~ I)。断面図 3-3' の B-3 コアでは, TP や TP fl. を含むローム層の上位に砂礫層が堆積することが確認できる (第 7 図 C)。埋没段丘面 I の形成時期は, TP や TP fl. (66 ka; 町田・新井, 2003) との層序関係から 66 ka 以降であることが示唆される。埋没段丘面 I の砂礫層頂部の分布高度は, 断面図 1-1' で標高約 5 m, 断面図 3-3' で標高約 -24 m, 断面図 4-4' で標高約 -26 m, 断面図 5-5' で標高約 -26 m, 断面図 6-6' で標高約 -25 m ~ -30 m, 断面図 8-8' で標高約 -58 m である (第 9 図)。この埋没段丘面は, 分布高度の比較から大部分が山崎 (1994) の酒匂埋没段丘面に対比され, 断面図 8-8' よりも下流側は山崎 (1994) の鴨宮埋没段丘面に対比されると考えられる。なお, 山崎 (1994) が酒匂川右岸側に認定した「怒田埋没段丘面」は, 本稿では資料不足のため確認できなかった。

千代台地及び埋没丘陵よりも東側の森戸川沿いには, 上述した埋没段丘面 I よりも急傾斜の埋没段丘面 II が分布する (第 8 図, 第 9 図)。埋没段丘面 II は断面図 5-5', 6-6' 及び 9-9' で確認でき (第 7 図 E, F, I), 段丘を構成する砂礫層の頂部はそれぞれ標高約 -47 m, 約 -45 m, 約 -71 m に位置する (第 9 図)。断面図 4-4' よりも上流側では, 埋没段丘面 II に対比される地層は検出できていない。

埋没丘陵と埋没段丘面 I・II の分布から, 最終氷期における酒匂川流域の開析谷の位置が示唆される。断面図 1-1' 及び 2-2' における埋没段丘面の分布形態から, 酒匂川の形成した開析谷は平野中央部から西側に位置していたと考えられる。断面図 L2-L2' では, 断面図 2-2' との交点付近にやや幅の狭い開析谷が認められ, その分布高度が断面図 L1-L1' や 2-2' で確認された沖積層基底礫層上面よりも上位に位置することから, 川音川の開析谷を充填する堆積物である可能性が示唆される (第 8 図)。断面図 2-2' と 3-3' との間は資料が少なく開析谷の位置は不明確であるものの, 段丘面分布から狩川の開析谷が南東方向に流下し, 酒匂川の開析谷に合流していた可能性が高い (第 8 図)。酒匂川の開析谷は, 断面図 4-4' 及び 6-6' 付近では平野西縁に存在していたと推定され, そこから下流側ではやや南東側に

流路を向けたと考えられる。酒匂川の開析谷に分布する沖積層基底礫層頂部の高度は, 断面図 2-2' では標高約 -24 m, 断面図 3-3' では標高約 -30 m, 断面図 6-6' で標高約 -42 m, 断面図 8-8' で標高約 -57 m に位置する (第 9 図)。

他方, 足柄平野南東部では, 埋没段丘面 I あるいは II を開析する谷地形が少なくとも 2 条認められる (第 8 図)。このうち, 東側のものは森戸川沿いに位置し, 大磯丘陵と埋没丘陵 II との間を流下していたと推定される。この開析谷に分布する沖積層基底礫層頂部の高度は, 断面図 4-4' では標高約 4 m に, 断面図 6-6' では標高約 -46 m にそれぞれ位置しており, 極めて急傾斜である。この開析谷は断面図 8-8' と 9-9' との間で流路を南西側に向けると推定される。残るもうひとつの開析谷は, 断面図 5-5' (東北大 T-2 コア), 断面図 6-6' で千代台地の西縁部に沿って認められ, 分布形態から埋没段丘面 I を下刻すると考えられる (第 8 図)。埋没段丘面の分布が追跡できなくなることから, これらの開析谷は断面図 8-8' よりも下流側で合流していた可能性もある (第 8 図)。

足柄平野は相模トラフの極めて近傍に位置し, 大陸棚をほとんど持たないため, 海水準変動による河床変動が顕著である。従って, 相模川下流平野の事例 (久保, 1997; 佐藤ほか, 2017) と同様に, その河床縦断面の形態から当時のおおよその海水準を読み取ることができる。埋没段丘面 I 及び II は, 層序関係から, TP (66 ka; 町田・新井, 2003) 以降, かつ最終氷期最盛期 (20 ka) 以前に形成されたと考えられる。さらに, 各段丘面の高度分布から, 段丘を構成する砂礫層堆積当時の海水準は, Waelbroeck *et al.* (2002) の海水準変動曲線に基づくと, おおよそ標高約 -60 m ~ -70 m に存在していたと推定できる (第 9 図)。これらの条件に合致するのは MIS3 のみであり, 埋没段丘面 I 及び II の堆積時期はおおよそ 30 ka ~ 60 ka 頃と考えられる。一方, 沖積層基底礫層の頂部からは, 30 ka ~ 60 ka 頃の海水準は標高約 -80 m 付近であったことが示唆される。礫層頂部は最終氷期最盛期以降に堆積したことを考慮すると, 海水準からおおよそ 13 ka 頃に堆積したことが示唆される (第 9 図)。この推定値は, GS-ASG-4 コアで示唆された沖積層基底礫層の堆積年代 (13 ka 以前) と整合的である。断面図 9-9' では砂礫が標高約 -109.2 m まで連続的に分布する。この砂礫が沖積基底礫層と一連の堆積物であるとする, 最終氷期最盛期の河床はさらに下位に存在していた可能性が示唆される (第 9 図)。また, 足柄平野内のボーリングコア資料 (堀下 90 コア, B-1 コア, B-3 コア, 千代 100 m コアなど) で確認された TP とその下位の砂礫層の境界は, B-1 コアで分布高度が極めて低くなるものの, 断面図 3-3' より下流側で

は連続的に追跡することができ、堆積当時の海水準はおおよそ標高約 -80 m ～ -100 m であると推定できる(第9図)。この推定値は、TP の噴出年代から推定される当時の海水準(標高約 -85 m)とおおむね整合的である(第9図)。

上述したように足柄平野南部における埋没段丘面や沖積層基底礫層の分布は、大局的には最終間氷期以降の海水準変動に対応していると理解される。しかしながら、足柄平野では国府津－松田断層帯や海溝型地震による地殻変動が想定され、これらの地形面や地層の分布は厳密には変形を受けている可能性が高い。仮に埋没段丘面Ⅰ及びⅡが MIS3 で最も海水準の高かった 60 ka 頃に形成されたと仮定すると、当時の海水準との差から約 10 m ～ 20 m (0.17 ～ 0.33 m/1,000 年) の沈降が生じたと見積もることができる。また、TP の分布形態からは、66 ka 以降に最大で 15 m 程度の累積変位(0.23 m/1,000 年)が示唆される。さらに、埋没段丘面Ⅰや沖積層基底礫層頂部の縦断面形は、断面図 3-3' から 6-6' にかけて上に凸の形状を示しており、これより上流側では下流側に比べて勾配が緩い(第9図)。また、TP と砂礫層との境界は B-1 コアと B-3 コアとの間で約 45 m の高度差がある。これらは堆積時の初生的な高度差の他、国府津－松田断層帯の活動に伴う大局的に見て東側への傾動や海溝型地震に伴う長波長の隆起の影響を受けていると推定されるものの、異なる時代の地形面が系統的に類似する変形を示すことから、平野内に伏在する構造に起因するものである可能性も考えられる。

7. 沖積層の堆積過程

7.1 各層の堆積環境と堆積時期

7.1.1 A 層

A 層は GS-ASG-4 コアのユニット 4-1 が該当する。開析谷を充填して分布することや、玉石混じりの粗粒な砂礫から構成される網状河川堆積物であることから、沖積層基底礫層に相当すると考えられる。断面図 3-3'、6-6' 及び 8-8' では、A 層頂部を確認することができる(第7図 C, F, H)。また、断面図 9-9' の千葉大 No.1 コアでは標高約 -70 m ～ -78 m に分布する(第7図 I)。断面図 5-5' と 6-6' では、埋没丘陵の東西に分布する開析谷を充填する A 層頂部が確認できる。断面図 1-1'、2-2' では、堆積物の大部分が砂礫から構成されるため、A 層と後述する C 層・F 層とを明確に区分できない。A 層の堆積完了時期は 13 ka ～ 14 ka 頃と推定され、GS-ASG-4 コアと千葉大 No.1 コアとの比較から下流側でより古くなる傾向を示す。A 層の基底深度は不明であるが、断面図 9-9' の 3,200 m 地点で認められる砂礫層が

一連の沖積層基底礫層であると仮定すると、現在の海岸線付近で標高 -109.2 m 以深であると見積もられる(第7図 I, 第9図)。

7.1.2 B 層

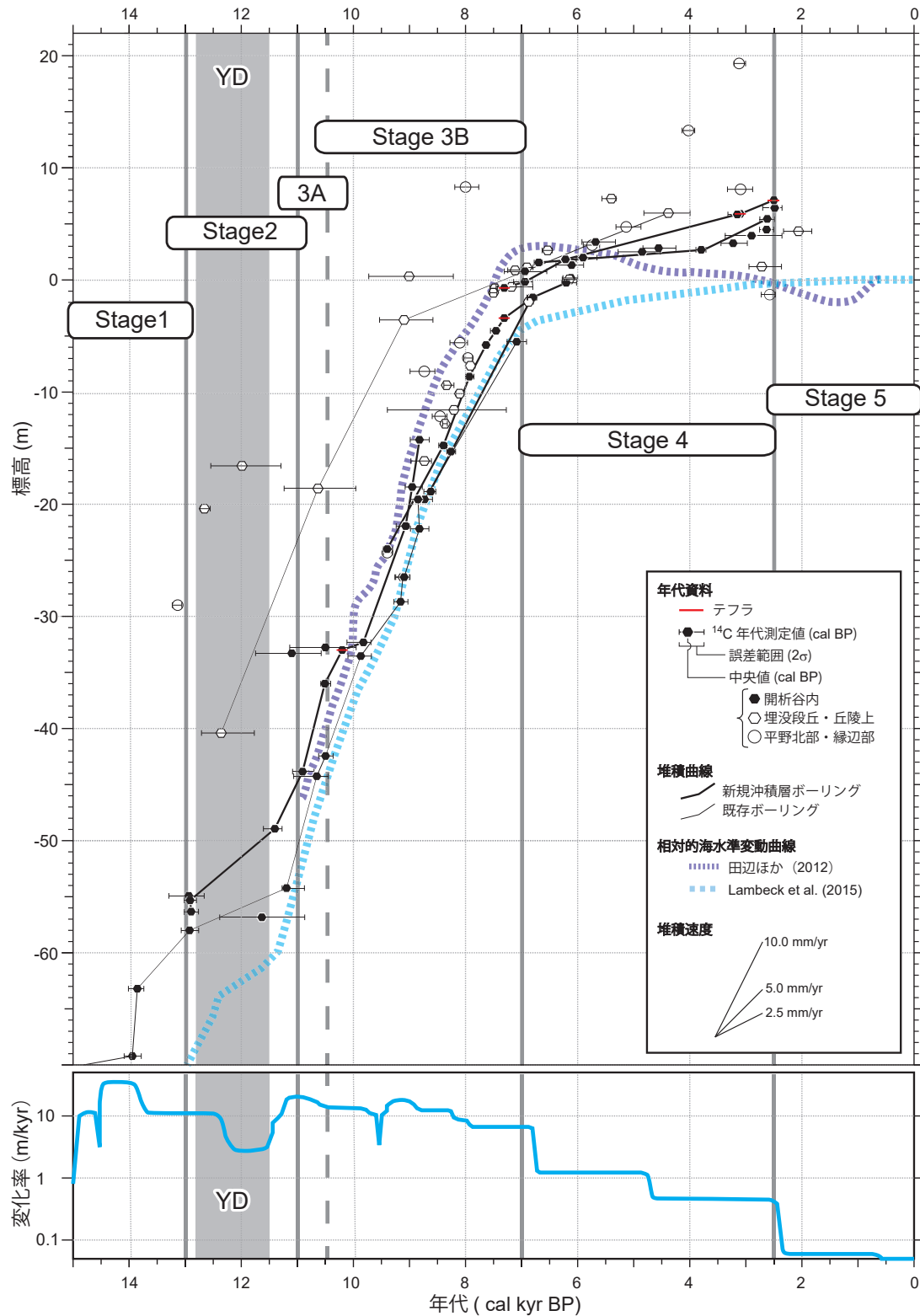
B 層は後背湿地堆積物と推定される有機質な砂泥互層で、砂礫を主体とする A 層と C 層(後述)との間に挟在する。GS-ASG-4 コアのユニット 4-2 が B 層に該当し、断面図 3-3'、6-6'、8-8' 及び 9-9' で分布が確認できる(第7図 C, F, I)。分布高度は断面図 3-3' が標高約 -26 m ～ -30 m、断面図 6-6' が標高約 -40 m、断面図 8-8' が標高 -44 m ～ -57 m、断面図 9-9' が標高 -64 m ～ -77 m である。断面図 8-8' では埋没丘陵の東西に位置する開析谷中に B 層が確認できる(第7図 H)。断面図 8-8' では開析谷内だけでなく埋没段丘面Ⅰ上にも分布を広げるが、断面図 6-6' よりも上流側では開析谷内に分布が限られる。B 層は、下流側ほど層厚が大きく泥質で、砂礫の割合の増加する断面図 2-2' よりも上流側では上下の地層との区分が不明確となる。堆積年代は、GS-ASG-4 コア、鴨宮 500 m コア及び千葉大 No.1 コアから得られた ^{14}C 年代測定値から、13 ka から 11 ka にかけてと推定される。

7.1.3 C 層

C 層は GS-ASG-4 コアのユニット 4-3 が該当し、礫質河川堆積物と推定される砂礫層から構成される。C 層は断面図 3-3' よりも下流側に分布し、その分布高度は断面図 8-8' で標高約 -36 m ～ -44 m、断面図 9-9' で標高約 -59 m ～ -64 m に位置する(第7図 H, I)。断面図 8-8' では側方によく連続する(第7図 H)。また、断面図 L1-L1' では、断面図 8-8' の約 1 km 北側の地点で標高約 -32 m ～ -48 m に認められる(第7図 J)。断面図 6-6' よりも上流側では埋没段丘面Ⅰ上にも分布する(第7図 D, F)。断面図 8-8' の GS-ASG-4 コア及び国府津 250 m コアから得られた ^{14}C 年代測定値からは、C 層が 10.5 ka ～ 11 ka 頃に堆積したことが示唆される(第7図 H)。なお、断面図 3-3' 及び 6-6' ではそれぞれ標高約 -26 m、約 -40 m 以浅に C 層に対比される砂礫層が認められるが、断面図 8-8' より下流側に比べて層厚が大きく、より浅部まで砂礫が連続する。このため、断面図 8-8' よりも上流側では、10.5 ka 以降も酒匂川からの砂礫の供給が継続した可能性が考えられる。

7.1.4 D 層

D 層は、GS-ASG-1 コアのユニット 1-3、GS-ASG-2 コアのユニット 2-1 ～ 5、GS-ASG-3 コアのユニット 3-1 ～ 11、GS-ASG-4 コアのユニット 4-4、GS-ASG-5 コアのユニット 5-1、2 から構成される。D 層は断面図



第 10 図 ^{14}C 年代測定値及びテフラから推定される沖積層ボーリングコアの堆積曲線。 ^{14}C 年代測定値及びテフラ層準の詳細は第 1 表、第 2 表をそれぞれ参照。海水準変動曲線は田辺ほか (2012) 及び Lambeck *et al.* (2015) に基づく。開析谷内: GS-ASG-1 ~ 4 及び国府津 250 m; 埋没段丘・丘陵上: M3, M6, M7, 成田, 鴨宮 500 m, 国府津 100 m, 松島 1982 及び B-3, 平野北部・縁辺部: B-1, B-11 及び東北大 K-3。

Fig. 10 Accumulation curves of drilled Chuseki-so cores, GS-ASG-1 to 5 cores inferred from radiocarbon ages and tephra layers. Detail information of radiocarbon ages and tephra layers are shown in Tables 1 and 2 respectively. Sea level curves are based on Tanabe *et al.* (2012) and Lambeck *et al.* (2015). Incised valley: GS-ASG-1 to 4 and Kozu 250 m cores; buried terraces: M3, 6, 7, Narita, Kamonomiya 500 m, Kozu 100 m, Matsushima 1982 and B-3 cores; Northern and marginal area: B-1, 11 and Tohoku Univ. K-3 cores.

3-3' よりも下流側に広く分布し、砂礫をあまり含まず、泥質～砂質堆積物を主体とする(第7図 C, D, E, F, G, H, I). 平野中央～西側では、D 層は主に有機質な泥質堆積物を主体とする後背湿地堆積物(ユニット 4-4, 5-1・2)から構成され、ほぼ陸成層のみからなる。一方、平野東側では、後背湿地堆積物(ユニット 1-3, 2-4, 3-8・11)の他に、潮汐干潟堆積物(ユニット 2-1, 3-1・3・5・7・9, 4-4 の一部)が認められ、GS-ASG-3 コアでは後背湿地堆積物と潮汐干潟堆積物が交互に繰り返して累重する。また、平野東側では森戸川やその支流のものと推定される砂質河川チャネル堆積物(ユニット 2-3 及び 5)やエスチュアリー堆積物(ユニット 2-2, 3-4)が分布する。大磯丘陵に近い GS-ASG-3 コアでは土石流堆積物(ユニット 3-10)も含まれる。得られた ^{14}C 年代測定値から、D 層は 10.5 ka 以降に堆積したと推定される。平野南西部では F 層や G 層に覆われる一方、平野南東部では地表面付近まで D 層が連続する。

7.1.5 E 層

E 層は GS-ASG-1 コアのユニット 1-1 及び 2 から構成される。E 層は、C 層や後述する G 層に比べて砂礫が少なく、また D 層に比べて地表付近まで砂質堆積物が連続することから、これらの地層とは区別できる。E 層は平野最下流部(海岸線から 0.5 km ～ 1 km 程度)にのみ分布し、層相や分布形態から浜堤構成層であると解釈できる(第7図 I, J, K)。E 層基底は標高 -25 m 付近と見積もられ、海側ほど層厚が大きい傾向を示す。E 層の堆積開始年代は千葉大 No.1 コアで報告されている ^{14}C 年代測定値から少なくとも 10 ka 頃より以前であると推定でき、海側ではさらに遡る可能性が高い。また、海岸線付近では現在も堆積が継続していると推定される。

7.1.6 F 層

F 層は D 層及び E 層の一部を覆って分布し、スコリアを多く含み、一部が固結～半固結する層相を示すことから、Gomf とその二次堆積物であると解釈される。F 層は、GS-ASG-1 コアのユニット 1-4 及び 5, GS-ASG-2 コアのユニット 2-6, GS-ASG-5 コアのユニット 5-3 から構成される。断面図 3-3' より下流側で分布を確認でき、盛土を除くと地表付近から 3 m ～ 12 m 程度を占める。Gomf の層厚は上流側ほど厚くなる傾向があり、断面図 3-3' では約 12 m, 断面図 4-4' では約 6 m, 断面図 5-5' から 7-7' では約 1 m ～ 2 m, 断面図 8-8' の GS-ASG-5 コアでは層厚 12 cm となる(第4図 D, 第7図 C, D, E, G, H)。F 層は、酒匂川よりも東側に広く分布する一方で、千代台地よりも東側には分布しない。F 層基底部に Gomf が分布することから、堆積時期は Gomf の発

生した約 2,500 ～ 2,900 cal BP (町田・新井, 2003) 以降と考えられる。さらに、GS-ASG-1 コアの F 層上部から得られた ^{14}C 年代測定値(2,493 ～ 2,745 cal BP; 第1表, 第4図 A)から、F 層は Gomf 堆積後、数 100 年程度で堆積を完了したと推定される。

7.1.7 G 層

G 層は、D 層、E 層及び F 層を下刻して堆積する砂礫層で、玉石混じり砂礫あるいは玉石を主体とする粗粒な堆積物から構成される。G 層は断面図 3-3' よりも下流側で分布を確認でき、鴨宮面よりも西側の酒匂川沿いの沖積層最上部に広く分布する(第7図 C, D, E, F, G, H, I)。従って、G 層は、現在、酒匂川が形成している扇状地性三角州を構成する堆積物であると考えられる。断面図 2-2' よりも上流側では、砂礫が連続的に堆積しているため G 層と下位の A 層あるいは C 層とを区別することが困難である(第7図 A, B)。G 層の基底は断面図 3-3' では標高約 8 m, 断面図 4-4' ～ 7-7' では標高約 4 m, 断面図 8-8' では標高約 -1 m, 断面図 9-9' では標高約 -4 m 付近に位置する(第7図 C, D, E, F, G, H, I)。G 層の層厚は 5 m ～ 10 m 程度で、下流側に向けて層厚を減ずる傾向を示す(第7図 J, K)。G 層の堆積年代を直接的に示す ^{14}C 年代測定値は得られていないが、F 層との層序関係から、少なくとも Gomf (約 2,500 ～ 2,900 cal BP; 町田・新井, 2003) の堆積後であると考えられる。

7.2 沖積層の堆積速度変化

本節では、沖積層から得られた ^{14}C 年代測定値に基づき、足柄平野南部における沖積層の堆積速度変化の特徴とその要因について議論する。得られた ^{14}C 年代測定値(第1表, 第4図)やテフラ層準(第2表, 第4図)に基づき作成した GS-ASG-1 ～ 5 コアの 15 ka 以降の堆積曲線を第10図に示す。さらに、この図には M3, 6 及び 7 コア, B-1, 3, 4, 10 及び 11 コア, 成田コア, 鴨宮 500 m コア, 国府津 100 m コア, 国府津 250 m コア, 松島 1982 コア, 東北大 K-3 コア, 東北大 T-3 コア, 千葉大 No. 1 コアから得られた ^{14}C 年代測定値(既報のものを含む, 第1表, 第7図)を併記した。コア間の対比に基づく、足柄平野南部ではいずれのコアでも完新世中～後期を通して類似する堆積速度変化を示し、13 ka 頃, 11 ka 頃, 7 ka 頃, 2.5 ka 頃を境として、その堆積過程をステージ 1 ～ 5 に区分できる。以下に各ステージについて詳述する。

7.2.1 ステージ 1 (20 ka ～ 13 ka)

ステージ 1 は礫質河川堆積物である A 層が堆積した時期で、比較的大きな堆積速度を示す(第10図)。A 層は沖積層基底礫層とそこから上方に連続する砂礫層

によって構成される。従って、その堆積年代から最終氷期最盛期（20 ka）以降、13 ka 頃までと考えられる。A 層の頂部は平野最下流部で標高約 -77 m 付近で、13 ka 頃の海水準（標高約 -80 m）とほぼ一致する。このことは、大陸棚の幅が極めて狭いことを考慮すると、A 層頂部が 13 ka 頃の扇状地性三角州の堆積面に対応する可能性が高いことを示唆する。A 層からは ^{14}C 年代測定値が得られていないため、直接的にこのステージの堆積速度を見積もることができない。断面図 9-9' では A 層基底が標高約 -109.2 m よりも下位である可能性があるが、これは最終氷期最盛期（約 20 ka）の海水準（標高約 -120 m）とも整合的である（第 10 図）。仮に最終氷期最盛期における礫質河川の堆積面が標高約 -109.2 m 以深であると仮定すると、約 7,000 年間で少なくとも 53 m の堆積が生じたことになり、その平均的な堆積速度は 7.6 mm/yr 以上と見積もられる。また、千葉大 No.1 コアの A 層から得られた ^{14}C 年代測定値からは 10.7 mm/yr と見積もられる。

7.2.2 ステージ 2（13 ka ～ 11 ka）

ステージ 2 は、A 層を覆う後背湿地堆積物である B 層が堆積した時期であり、その年代は 11 ka ～ 13 ka 頃と推定される（第 10 図）。この時期の堆積速度は、GS-ASG-4 コアで約 4.3 mm/yr、千葉大 No.1 コアで約 2.2 mm/yr と見積もられ、ステージ 1 や後述するステージ 3 と比較して明らかに小さい（第 10 図）。また、ステージ 1 及び 3 と比べて砂礫の含有量が顕著に少なく、泥質堆積物を主体とすることも特徴である。

7.2.3 ステージ 3（11 ka ～ 7 ka）

ステージ 3 は 7 ka ～ 11 ka の期間で、堆積速度が 11.7 mm/yr 程度と極めて大きいことで特徴づけられる（第 10 図）。さらに、堆積物の粒度の違いによって、10.5 ka 頃を境として 2 つのサブステージ（3A, 3B と表現する）に細分することができる（第 10 図）。すなわち、ステージ 3A（10.5 ka ～ 11 ka）では礫質河川堆積物の C 層が堆積したのに対して、その後のステージ 3B（10.5 ka ～ 7 ka）になると細粒堆積物が主体となり、足柄平野南部では陸成あるいは海成の砂泥互層（D 層）が広く堆積した。海成層は平野東側で認められ、西側にはほとんど分布しないか層厚が非常に小さい。また、9 ka 以降になると、海岸部に浜堤が形成され、E 層が堆積するようになった。8 ka 以降の D 層では、潮間帯干潟堆積物と淡水湿地堆積物とが繰り返し累重することが確認された。

7.2.4 ステージ 4（7 ka ～ 2.5 ka）

ステージ 4 は 7 ka 以降で、Gomf（2.5 ka ～ 2.9 ka）

までの期間である（第 10 図）。このステージでは堆積速度がそれ以前に比べて顕著に低下し、およそ 1.2 mm/yr ～ 3.5 mm/yr となる（第 10 図）。堆積物の粒度はステージ 3 と同様に細粒で砂泥互層（D 層）を主体とするが、GS-ASG-4 コアではやや砂礫の含有量が増える。また、海岸線付近では引き続き E 層が堆積していたと推定され、一部（例えば、GS-ASG-1 コア）では D 層に対比される泥質堆積物に覆われることから浜堤の離水が進行したと考えられる。

7.2.5 ステージ 5（2.5 ka 以降）

ステージ 5 は Gomf（F 層）やその二次堆積物の堆積した時期で、おおむね 2.5 ka 以降である（第 10 図）。このステージでは ^{14}C 年代測定値がステージ 4 以前と比べて少なく、詳細な堆積速度を算定することが困難である。しかしながら、鴨宮面上に位置する GS-ASG-5 コアでは、F 層とそれ以降の堆積物（盛土を除く）の層厚は約 3 m であることから、その平均的な堆積速度を 1.2 mm/yr と見積もることができる。他方、鴨宮面よりも西側では、D 層、E 層及び F 層を下刻して G 層が分布し、その層厚が 5 m ～ 15 m 程度であることから 2.5 ka 以降の平均的な堆積速度は 2 mm/yr ～ 6 mm/yr と見積もられる。Gomf の堆積直前あるいは直後には、一時的な激しい堆積・浸食が発生し、堆積速度が大きく変動した可能性が考えられるものの、当該層準から得られた ^{14}C 年代測定値が不足しているため、その詳細は明らかでない。また、海岸部では E 層の堆積が継続したと推定される。

7.3 堆積速度及び粒径変化の要因

足柄平野の沖積層の堆積曲線は、大局的にみて、後氷期のユースタティックな海水準変動曲線（Fleming *et al.*, 1998 ; 田辺ほか, 2012 ; Lambeck *et al.*, 2015）と同期して変動する（第 10 図）。このことは足柄平野における後氷期の堆積物の累重過程がユースタティックな海水準変動に支配されていたことを示唆し、相模トラフや国府津－松田断層帯に起因する地殻変動による影響が相対的に小さかったことを示す。天竜川下流部で得られた堆積速度変化（Hori *et al.*, 2017）も同様にユースタティックな海水準変動曲線と同期することも、この考えを支持する。

個別のステージについてみていくと、ステージ 1 は最終氷期最盛期から連続する礫質河川堆積物が比較的速い堆積速度で累重することが特徴である。これは 20 ka 以降、特に 16.5 ka 以降に生じた 12 mm/yr 以上の急激な海水準上昇（Lambeck *et al.*, 2015 ; 第 10 図）によって堆積空間が新たに上方に形成され続け、酒匂川や森戸川から供給された粗粒堆積物が扇状地性三角州を維

持しながら堆積空間を充填していったことを示す。A層の分布形態から、ステージ1での土砂堆積場は開析谷内に限定されていたと推定される。このため、堆積空間の増加量が海水準上昇速度の割に小さく、扇状地性三角州が最終氷期最盛期以降にも維持されやすかった可能性がある。

続くステージ2は遅い堆積速度と細粒堆積物によって特徴づけられ、ヤンガー・ドリラス期(11.5 ka ~ 12.8 ka; Muscheler *et al.*, 2008)とほぼ時期が重複する。この時期は海水準上昇速度が減少したことが示されており(Lambeck *et al.*, 2015; 第10図)、堆積速度の鈍化は海水準上昇速度の低下に伴って堆積空間の増加量が減少したことに起因すると考えられる。細粒堆積物が卓越するようになった要因としては、①河川勾配の減少や②河川流量の減少などが考えられる。このうち、河川勾配については、海水準がさらに上昇したステージ3でも礫質堆積物が分布することから、ステージ2の細粒化の要因としては考えにくい。一方、ヤンガー・ドリラス期には夏季アジアモンスーンの弱化に伴って、寒冷化・乾燥化が進行したと考えられている(例えば、中池見: チョードリほか, 2001; 琵琶湖: Nakagawa *et al.*, 2008, 中川ほか, 2009; 糸魚川: Sone *et al.*, 2013・2015など)。足柄平野は太平洋側に位置しており、夏季アジアモンスーンの影響を強く受けると考えられるため、乾燥化によって夏季降水量が減少して河川流量が減少した可能性が示唆される。これによって河川から下流域に供給される粗粒堆積物が減少し、細粒堆積物が卓越するようになった可能性がある。

ステージ3は堆積速度が極めて速いことで特徴づけられる。これはヤンガー・ドリラス期後の海水準上昇速度の加速(約15 mm/yr; Lambeck *et al.*, 2015; 第10図)に対応すると考えられる。ステージ3Aはステージ2に比べて粗粒で、礫質河川堆積物の砂礫が主体となる。これはヤンガー・ドリラス期後の夏季アジアモンスーンの強化に伴う夏季降水量の増加(Nakagawa *et al.*, 2008, 中川ほか, 2009)によって、粗粒堆積物が再度酒匂川の下流域まで供給されるようになったことを示すと考えられる。その後、ステージ3Bになると堆積速度は引き続き大きい状態を維持しながら、堆積物の粒度のみが細粒化する。この細粒堆積物(D層)は大部分が陸成層で、急激な海水準上昇を伴いながらも後背湿地の状態が長期間維持された。これは海水準上昇によって新たに創出された堆積空間が速やかに埋積され、ほとんど海岸線の移動が生じなかったことを示している。この要因として、酒匂川からの土砂供給量が堆積盆の大きさに対して大きいことに加えて、河川勾配が大きく海水準上昇に対する堆積空間の増加量が小さいことも寄与した可能性がある。また、10.5 ka頃

に生じた細粒化は、この時期を挟んで降水量に減少が認められないこと(Hayashida *et al.*, 2007, Nakagawa *et al.*, 2008, 中川ほか, 2009; Hayashi *et al.*, 2010)、完新世初期に洪水発生頻度が高かったこと(Schlögl *et al.*, 2014)から、気候変動に起因するとは考えにくい。海水準が継続的に上昇した時期であることを考慮すると、海水準上昇に伴う河川の応答(autoretrait; Muto, 2001)によって細粒堆積物の堆積が進んだ可能性が高いと考えられる。同様の現象は天竜川下流でも確認されている(Hori *et al.*, 2017)。ステージ3B末の8 ka頃になると海水準上昇速度が鈍化し始め、10 mm/yr未満となる(Lambeck *et al.*, 2015; 第10図)。8 ka以降のD層では潮間帯干潟堆積物と淡水湿地堆積物との互層が認められ、堆積物の墨重による淡水湿地の形成と沈降による干潟の再形成が繰り返していたことが示唆される。この沈降の要因のひとつとして、国府津-松田断層帯の活動が考えられる。8 ka以降に海成層と陸成層との互層が確認されるようになることは、海水準上昇速度の鈍化によって地殻変動の影響が相対的に増加し、地震性沈降による環境変化を検知できるようになったことを反映しているかもしれない。

ステージ4及び5では、イベント的に堆積したGomf(F層)を除いて堆積速度は小さく、堆積物の粒度は鴨宮面の東西で大きく異なる。堆積速度の顕著な低下は、7 ka以降に海水準が安定的になったため(田辺ほか, 2012; Lambeck *et al.*, 2015; 第10図)、堆積空間がほとんど創出されなくなったことに起因すると考えられる。G層は下位の地層を削り込んで堆積しており、その分布範囲は酒匂川の現河床付近に限られる。このような粗粒堆積物の分布形態は、Gomfによる河川勾配の増加によって酒匂川からの粗粒堆積物の供給量が増加したとする山崎(1994)の指摘を支持する。鴨宮面よりも東側では鴨宮面によって酒匂川からの砂礫の供給が及ばなかったため、細粒堆積物の堆積が継続したと推定される。

8. まとめ

本稿では相模湾北西岸の足柄平野及び大磯丘陵西部周辺に分布する第四紀堆積物を対象として、沖積層ボーリングコアの堆積相解析、新規・既存ボーリング資料に基づく第四紀堆積物の地下地質分布に関する解析、ボーリングコア及び露頭で得られたテフラ試料の分析を実施した。その結果、以下の新たな知見が得られた。

- 1) GS-ASG-1 コアは下位から順に浜堤構成層(深度5.50 m ~ 20.00 m)、後背湿地堆積物(同2.89 m ~ 5.50 m)、Gomf(同2.15 m ~ 2.89 m)、後背湿地堆積物(同0.65 m ~ 2.15 m)、盛土(同0.00 m ~ 0.65 m)から構成

される。

- 2) GS-ASG-2 コアは下位から順に泥質干潟堆積物（深度 20.31 m ～ 25.00 m）、エスチュアリー堆積物（同 16.53 m ～ 20.31 m）、砂質河川チャネル堆積物（同 8.43 m ～ 16.53 m）、後背湿地堆積物（同 6.31 m ～ 8.43 m）、砂質河川チャネル堆積物（同 4.04 m ～ 6.31 m）、Gomf（同 1.00 m ～ 4.04 m）、盛土（同 0.00 m ～ 1.00 m）から構成される。
- 3) GS-ASG-3 コアは下位から順に泥質干潟堆積物（深度 28.35 m ～ 30.00 m）、砂質～礫質河川河口部のチャネル堆積物（同 25.21 m ～ 28.35 m）、混合干潟堆積物（同 21.95 m ～ 25.21 m）、砂質～礫質河川のエスチュアリー堆積物（同 19.83 m ～ 21.95 m）、混合干潟～砂質干潟堆積物（同 14.00 m ～ 19.83 m）、砂質河川のチャネル堆積物（同 11.40 m ～ 14.00 m）、砂質干潟あるいは混合干潟堆積物（同深度 8.19 m ～ 11.40 m）、後背湿地堆積物（同 6.85 m ～ 8.19 m）、泥質干潟あるいは混合干潟堆積物（同 5.78 m ～ 6.85 m）、扇状地堆積物（同 3.49 m ～ 5.78 m）、後背湿地堆積物（同 1.11 m ～ 3.49 m）、耕作土（同 0.00 m ～ 1.11 m）から構成される。
- 4) GS-ASG-4 コアは下位から順に網状河川堆積物（深度 63.21 m ～ 70.00 m）、後背湿地堆積物（同深度 50.00 m ～ 63.21 m）、礫質河川のチャネル堆積物（同 43.55 m ～ 50.00 m）、一部に干潟堆積物を含む後背湿地堆積物（同 20.00 m ～ 43.55 m）から構成される。
- 5) GS-ASG-5 コアは下位から順に砂質河川のチャネル堆積物（深度 11.00 m ～ 15.00 m）、後背湿地堆積物（同 4.12 m ～ 11.00 m）、Gomf（同 3.00 m ～ 4.12 m）、旧耕作土（同 1.15 m ～ 3.00 m）、盛土（同 0.00 m ～ 1.15 m）から構成される。
- 6) 足柄平野内の既存ボーリングコアに挟まる後期更新世のテフラについて屈折率測定やガラスの化学分析を行い、その周辺に分布するテフラを含めて、箱根火山起源の TP fl., TP, MP, AP, OP fl., OP を識別した。また、国府津～松田断層沿いのボーリングコアから吉沢ローム、土屋ロームのテフラ層を同定し、中期更新世後期～後期更新世前期の砂礫を主体とする河成堆積物が分布することを示した。
- 7) 足柄平野南東部では、千代台地を構成する地層と同様に、TP や TP fl. を含む層厚 20 m 以上の厚いローム層からなる高まり（埋没丘陵）が認められ、千代台地が沖積平野下で南北方向に分布を伸ばしていることが示唆された。ローム層の下位には砂礫層が認められ、TP 及び TP fl. 堆積前の地表面を示すと推定される。砂礫層の頂部の高度分布から、砂礫層堆積時の海水準はおおよそ標高約 -80 m ～ -100 m であると推定でき、TP 直前の海水準と整合的である。
- 8) 足柄平野の広域で、層厚およそ 5 m ～ 15 m のローム層と砂礫層の組合せからなる平坦面（埋没段丘面 I）が分布する。段丘面の形成年代は、砂礫層頂部の高度分布から堆積時の海水準がおおよそ標高約 -60 m ～ -70 m と推定されることから、MIS3（30 ka ～ 60 ka）である可能性が高い。また、平野南東部の森戸川沿いでは埋没段丘面 I よりも急傾斜の埋没段丘面（埋没段丘面 II）が分布する。この段丘面も、砂礫層の高度分布から、埋没段丘面 I と同時期に形成されたと考えられ、MIS3 の段丘面であると推定される。
- 9) 埋没丘陵と埋没段丘面 I・II の分布から、最終氷期における酒匂川流域の開析谷の位置が示唆される。平野北部では中央から西側に酒匂川の開析谷が位置し、北東側から川音川の開析谷が合流していた。現在の海岸線から約 5 km 付近では平野平野西縁沿って分布し、そこから下流側でやや南東側に流路を向けた。また、平野南東部では、酒匂川の開析谷とは別に、千代台地及び埋没丘陵の東西に開析谷がそれぞれ少なくとも 1 条ずつ分布する。酒匂川の開析谷を充填する砂礫層は、頂部の高度分布から堆積時の海水準がおおよそ標高 -80 m であると推定でき、13 ka 頃に堆積したことが示唆される。
- 10) 足柄平野の沖積層は、堆積物の特徴や堆積時期から、A 層（最終氷期最盛期～13ka、沖積層基底礫層に対比される網状河川堆積物）、B 層（11 ka ～ 13 ka、後背湿地堆積物）、C 層（10.5 ka ～ 11 ka、礫質河川堆積物）、D 層（10.5 ka 以降、後背湿地堆積物や干潟堆積物などを主体とする砂泥互層）、E 層（9.0 ka 以降、浜堤構成層）、F 層（2.5 ka ～ 2.9 ka 頃、Gomf とその二次堆積物）、G 層（Gomf 堆積以降、礫質河川堆積物）の計 7 層に区分できる。
- 11) 堆積速度の変化から、沖積層の堆積過程は 13 ka, 11 ka, 7 ka, 2.5 ka を境として計 5 ステージ（ステージ 1 ～ 5）に区分できる。このステージ区分は大局的にみてユースタティックな海水準変動曲線に対応しており、堆積物の畧重様式がユースタティックな海水準変動に支配されていたことを示す。ステージ 2（11 ka ～ 13 ka）での堆積速度の鈍化と堆積物の細粒化は、YD に対応する海水準上昇速度の鈍化と気候の寒冷化・乾燥化に伴う夏季降水量の減少に起因する可能性がある。ステージ 3 の 10.5 ka 頃に生じた細粒化は海水準上昇に伴う河川の応答（autore-treat）によって生じた可能性が高い。

謝辞：本研究を遂行するにあたり、ボーリング調査地の地権者並びに管理者の方々には、調査用地の借用について快諾して頂いた。GS-ASG-4 コアの掘削では神奈川県流域下水道整備事務所の平田 誠氏に、GS-ASG-5

コアの掘削では小田原市スポーツ課に用地の借用などについてそれぞれ便宜を図って頂いた。小田原市、南足柄市、開成町、大井町、神奈川県教育委員会の方々には、ボーリング柱状図資料や土質試料を提供して頂いた。沖積層ボーリングコアのコア作業や分析試料処理では、産業技術総合研究所地質情報研究部門の國本節子氏、加藤正人氏（当時）にご協力して頂いた。また、同部門の和田明美氏、成島孝子氏には既存ボーリング柱状図資料の電子ファイル化をして頂いた。以上の方々に深く感謝申し上げる。

文 献

- 新井房夫・町田 洋・杉原重夫（1977）南関東における後期更新世の示標テフラ層—特性記載とそれに関連する諸問題—。第四紀研究, **26**, 19–40.
- 荒木邦夫・大鹿明文・岡野軍治（2003）表層-深地下にわたり高品質コアを採取する「IFCS 工法」の開発（懸濁）気泡水コア-サンプリング工法。電力土木, **303**, 156–158.
- 千葉 崇・澤井祐紀（2014）環境指標種群の再検討と更新。Diatom（珪藻学会誌）, **30**, 別冊, 17–30.
- チョードリ M.E.K.・北田奈緒子・成瀬敏郎・矢田貝真一・鈴木 宏・吉井克行・豊田 新（2001）福井県中池見盆地と兵庫県黒井盆地にみられる過去 110,000 年間の古環境変動。地学雑誌, **110**, 725–733.
- Dalrymple, R.W. (1992) Tidal depositional systems. In: Walker, R.G., James, N.P. (eds.) *Facies Models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, Waterloo, Ontario, 195–218.
- Fleming, K., Johnston, P., Zwartz, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K., Chappell, J. (1998) Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science*, **163**, 327–342.
- 古澤 明（1995）火山ガラスの屈折率測定および形態分類とその統計的な解析に基づくテフラの識別。地質学雑誌, **101**, 123–133.
- 古澤 明（2017）レーザーアブレーション ICP 質量分析装置を用いた火山ガラスの分析による十和田カルデラ起源大不動テフラと八戸テフラの識別。地質学雑誌, **123**, 765–776.
- Hayashi, R., Takahara, H., Hayashida, A., Takemura, K. (2010) Millennial-scale vegetation changes during the last 40,000 yr based on a pollen record from Lake Biwa, Japan. *Quaternary Research*, **74**, 91–99.
- Hayashida, A., Ali, M., Kuniko, Y., Kitagawa, H., Torii, M., Takemura, K. (2007) Environmental magnetic record and paleosecular variation data for the last 40 kyrs from the Lake Biwa sediments, Central Japan. *Earth and Planetary Science*, **59**, 807–814.
- 堀 和明・斎藤文紀（2003）大河川デルタの地形と堆積物。地学雑誌, **112**, 337–359.
- Hori, K., Nagasawa, S., Sato, Y., Nakanishi, T., Hong, W. (2017) Response of a coarse-grained, fluvial to coastal depositional system to glacio-eustatic sea-level fluctuation since the Last Glacial Maximum: An Example from the Tenryu River, Japan. *Journal of Sedimentary Research*, **87**, 133–151.
- Imanaga, I. (1999) Stratigraphy and tectonics of the Ashigara Group in the Izu collision zone, central Japan. *Bull. Kanagawa Prefect. Mus. (Nat. Sci.)*, no.28, 73–106.
- 井関弘太郎（1966）沖積層に関するこれまでの知見。第四紀研究, **5**, 93–97.
- 伊勢屋ふじこ・増田富士雄（1985）“逆グレーディング構造”：洪水堆積物認定の指標。筑波の環境研究, **9**, 63–69.
- 石山達也・今泉俊文・宮内崇裕・東郷正美・鈴木毅彦・佐藤比呂志・戸田 茂・加藤 一・越後智雄・田力正好（2012）国府津—松田断層におけるトレンチ調査、神縄・国府津—松田断層帯の重点的調査観測・研究。平成 23 年度成果報告書, 148–184.
- 海上保安庁（1992）沿岸の海の基本図（5 万分の 1）相模湾北西部 海底地形図（第 6362 号 1）。
- 神奈川県（2003）平成 14 年度地震関係基礎調査交付金 神奈川県活断層調査事業神縄・国府津—松田断層帯に関する調査成果報告書。78p.
- 神奈川県（2004）平成 15 年度地震関係基礎調査交付金 神縄・国府津—松田断層帯に関する成果報告書。76p.
- 関東第四紀研究会（1987）大磯丘陵の層序と構造。関東の四紀, **13**, 3–46.
- 菊原和子（1975）国府津・松田断層地域についての二、三の知見。関東の四紀, **2**, 38–43.
- 木村克己（2011）ボーリングデータ処理システムの公開。産業技術総合研究所 TODAY, **11**, no. 1, 19.
- 国土地理院（2006）1:25,000 土地条件図 小田原。国土地理院。
- 小杉正人（1993）珪藻 日本第四紀学会編『第四紀試料分析法』。東京大学出版会, 19–26.
- 小林 弘・出井雅彦・真山茂樹・南雲 保・長田敬五（2006）小林弘珪藻図鑑第 1 巻。内田老鶴圃, 東京, 531p.
- 久保純子（1997）相模川下流平野の埋没段丘からみた酸素同位体ステージ 5a 以降の海水準変化と地形発達。第四紀研究, **36**, 147–163.

- 久野 久 原著・箱根火山地質図再版委員会編 (1972) 箱根火山地質図及び説明書. 大久保書店, 52p.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M. (2015) Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *PNAS*, **111**, 15296–15303.
- 町田 洋 (1964) Tephrochronology による富士火山とその周辺地域の発達史 (その2). 地学雑誌, **73**, 337–350.
- 町田 洋 (1971) 南関東のテフロクロノロジー (I) —下末吉期以降のテフラの起源および層序と年代について—. 第四紀研究, **10**, 1–20.
- 町田 洋 (2001) 最近数万年間 (地球史の現代) のできごと. 山北町教育委員会編, 山北町の自然 山北町史別編, 316–337.
- 町田 洋 (2008) 大磯丘陵から下総台地までの第四系. 日本地質学会編, 日本地方地質誌 3 関東地方, 朝倉書店, 299–315.
- 町田 洋・新井房夫 (2003) 新編火山灰アトラス [日本列島とその周辺]. 東京大学出版会, 東京, 336p.
- 町田 洋・森山昭雄 (1968) 大磯丘陵の tephrochronology とそれにもとづく富士および箱根火山の活動史. 地理学評論, **41**, 241–257.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫 (1974) 南関東における第四紀中期のテフラの対比とそれに基づく編年. 地学雑誌, **83**, 302–338.
- 萬年一剛・小林 淳・山下浩之・古澤 明 (2005) 神奈川県山北町・浅間山の隆起開始年代—伊豆弧北東端のアクティブテクトニクスに対するひとつの制約. 地質学雑誌, **111**, 111–114.
- 丸山 正・齋藤 勝 (2008) 神奈川県西部, 国府津—松田断層の活動性調査. 活断層・古地震研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター, **8**, 133–162.
- 松田時彦 (1985) 大磯型地震について. 月刊地球, **7**, 472–477.
- 松島義章 (1982) 相模湾北岸, 足柄平野における沖積層の ^{14}C 年代とそれに関連する問題. 第四紀研究, **20**, 319–323.
- Miall, A.D. (1992) Alluvial deposits. In: Walker, R.G., James, N.P. (eds.) *Facies Models: Response to sea level change*. Geological Association of Canada, Waterloo, Ontario, 119–139.
- 宮地直道・富樫茂子・千葉達朗 (2004) 富士火山東斜面で 2900 年前に発生した山体崩壊. 火山, **49**, 237–248.
- 宮内崇裕・小島 淳・大野 恵・上杉 陽・佐藤比呂志 (2004) 中深度ボーリング調査に基づく国府津松田断層の完新世地震性地殻変動. 大都市大震災軽減化特別プロジェクト I, 地震動 (強い揺れ) の予測「大都市圏地殻構造調査研究」平成 15 年度報告書, 文部科学省研究開発局・東京大学地震研究所・京都大学防災研究所・独立行政法人防災科学技術研究所, 380–389.
- 宮内崇裕・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正美 (2008) 1/25,000 都市圏活断層図「秦野」第 2 版. 国土地理院技術資料 D・1-No.502.
- 宮内崇裕・池田安隆・今泉俊文・佐藤比呂志・東郷正美 (2009) 1:25,000 都市圏活断層図「小田原」第 2 版. 国土地理院技術資料 D・1-No.524.
- 水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・佐竹健治・井村隆介・吉岡敏和 (1996a) 平成 7 年度活断層調査研究報告, No.28, 国府津—松田断層のボーリング, 物理探査等による総合地質調査 (平 7 補正・要注意活断層調査 (3) 国府津—松田—神縄断層系の調査). 地質調査研究資料集, no. 252.
- 水野清秀・山崎晴雄・下川浩一・佐竹健治・井村隆介 (1996b) 平成 7 年度活断層調査研究報告, No. 29, 国府津—松田断層のトレンチ調査等による活動履歴調査 (平 7 補正・要注意活断層調査 (3) 国府津—松田—神縄断層系の調査). 地質調査研究資料集, no. 253.
- 水野清秀・尾崎正紀・佐藤善輝 (2021) 5 万分の 1 大磯丘陵及び周辺地域第四系地質図及び説明書. 海陸シームレス地質情報集「相模湾沿岸域」, 海陸シームレス地質図 S-7, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 森 慎一・米澤 宏・関東第四紀研究会 (1982) 国府津—松田断層地域の第四系 (その 1) —大磯丘陵西部団研 1981 年度の成果と課題—. 関東の四紀, **9**, 1–9.
- Muscheler, R., Kromer, B., Björck, S., Svensson, A., Friedrich, M., Kaiser, K.F., Southon, J. (2008) Tree rings and ice cores reveal ^{14}C calibration uncertainties during the Younger Dryas. *Nature geoscience*, **1**, 263–267.
- Muto, T. (2001) Shoreline autoretreat substantiated in flume experiments. *Journal of Sedimentary Research*, **71**, 246–254.
- 長橋良隆・吉川周作・宮川ちひろ・内山 高・井内美郎 (2004) 近畿地方および八ヶ岳山麓における過去 43 万年間の広域テフラの層序と編年—EDS 分析による火山ガラス片の主要成分化学組成—. 第四紀研究, **43**, 15–35.
- 中田 高・今泉俊文編 (2002) 活断層詳細デジタルマップ. 東京大学出版会, 68p.
- Nakagawa, T., Okuda, M., Yonenobu, H., Miyoshi, N., Fujiki,

- T., Gotanda, K., Tarasov, P.E., Morita, Y., Tkemura, K., Horie, S. (2008) Regulation of the monsoon climate by two different orbital rhythms and forcing mechanisms. *Geology*, **36**, 491–494.
- 中川 毅・奥田昌明・米延仁志・三好教夫・竹村恵二 (2009) 琵琶湖の堆積物を用いたモンスーン変動の復元—ミランコビッチ=クズバツハ仮説の矛盾と克服—. 第四紀研究, **48**, 207–225.
- Nakazawa, T., Sakata, K., Hongo, M., Nakazato, H. (2017) Transition from incised valley to barrier island systems during MIS5e in the northern Chiba area, Kanto Plain, central Japan. *Quaternary International*, **456**, 85–101.
- 日本地質学会国立公園地質リーフレット編集委員会 (2007) 国立公園地質リーフレット 1. 箱根火山, 日本地質学会.
- 小田原 啓 (2014) 足柄平野北西部, 南足柄市堀下地区におけるボーリングコア試料の岩相記載. 神奈川県温泉地学研究所報告, **46**, 43–46.
- 小田原 啓・林 広樹・井崎雄介・染野 誠・伊藤谷生 (2011) 伊豆地塊北端部, 伊豆衝突帯の地質構造. 地質学雑誌, **117**, 補遺, 135–152.
- 太田陽子・松田時彦・小池敏夫・池田安隆・今泉俊文・奥村 清 (1982) 国府津・松田断層に関する調査報告. 神奈川県地震災害対策資料, 三浦半島および国府津・松田地域の活断層に関する調査報告書, 神奈川県, 81–195.
- 大矢雅彦・松原彰子・久保純子・小寺浩二 (1991) 相模湾北部沿岸地形分類図. 建設省関東地方建設局・京浜工事事務所, 地図 29-4.
- 小沢 清・荻野喜作・横山尚秀 (1982) 足柄平野の地質 (その 1). 神奈川県温泉地学研究所報告, **13**, 83–90.
- Park, M.H., Kim, J.H. and Kil, Y.W. (2007) Identification of the late Quaternary tephra layers in the Ulleung Basin of the East Sea using geochemical and statistical methods. *Marine Geology*, **244**, 196–208.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafflison, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hoffmann, D. L., Hogg, A., Hughen, K. A., Kaiser, K., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. and Plicht, J. (2013) IntCal13 and MARINE13 radiocarbon age calibration curves 0–50000 years calBP. *Radiocarbon*, **55**, 1869–1887.
- Reineck, H.E., Singh, I.B. (1980) Depositional sedimentary environments 2nd ed. *Springer-Verlag*, New York, 551p.
- 貞方 昇 (1975) 足柄平野の地形, 特に沖積段丘について. 地理科学, **24**, 9–18.
- 坂倉範彦 (2004) 潮汐環境の堆積物: 日本の干潟の理解に向けて. 化石, **76**, 48–62.
- 産業技術総合研究所 (2008) 活断層の追加・補完調査成果報告書 No.H19-2 神縄・国府津—松田断層帯の活動性調査. 産業技術総合研究所地質調査総合センター, 22p.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター (2015) 20 万分の 1 日本シームレス地質図 2015 年 5 月 29 日版. 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Sato, H., Hirata, N., Koketsu, K., Okaya, D., Iwasaki, T., Ito, T., Kasahara, K., Ikawa, T., Abe, S., Kawanaka, T., Matsubara, M., Kobayashi, R., Harder, S. (2005) Earthquake source fault beneath the Tokyo. *Science*, **309**, 462–464.
- 佐藤善輝・水野清秀・山崎晴雄 (2016) 珪藻化石群集から推定される足柄平野南部における完新世中期以降の沈降イベント. 第 123 年日本地質学会学術大会講演要旨, T5-P-4.
- 佐藤善輝・水野清秀・久保純子・細矢卓志・森田祥子・加賀 匠 (2017) 足柄平野および相模川下流平野におけるボーリング掘削調査 (速報). 平成 28 年度沿岸域の地質・活断層調査研究報告, 産業技術総合研究所地質調査総合センター速報, no. 74, 97–110.
- 佐藤善輝・太田雄貴・水野清秀・石山達也 (2018) CNS 元素分析と花粉分析を用いた足柄平野南部における国府津—松田断層帯 “3,000 年前イベント” の再検討. 活断層古地震研究報告, **18**, 57–72.
- Schlögl, G., Brauer, A., Marshall, M.H., Nakagawa, T., Staff, R.A., Ramsey, C.B., Lamb, H.E., Bryant, C.L., Naumann, R., Dulski, P., Brock, F., Yokoyama, Y., Tada, R., Haraguchi, T., Suigetsu 2006 project members. (2014) Event layers in the Japanese Lake Suigetsu ‘SG06’ sediment core: description, interpretation and climatic implications. *Quaternary Science Reviews*, **83**, 157–170.
- Smith, V.C., Staff, R.A., Blockley, S.P.E., Ramsey, C.B., Nakagawa, T., Mark, D.F., Takemura, K., Danhara, T., Suigetsu 2006 Project Members (2013) Identification and correlation of visible tephras in the Lake Suigetsu SG06 sedimentary archive, Japan: chronostratigraphic markers for synchronizing of east Asian/west Pacific palaeoclimatic records across the last 150 ka. *Quaternary Science Reviews*, **67**, 121–137.
- Sone, T., Kano, A., Okumura, T., Kashiwagi, K., Hori, M., Jia, X., Shen, C.C. (2013) Holocene stalagmite oxygen isotopic record from the Japan Sea side of the Japanese Islands, as a new proxy of the East Asian winter mon-

- soon. *Quaternary Science Reviews*, **75**, 150–160.
- Sone, T., Kano, A., Kashiwagi, K., Mori, T., Okumura, T., Shen, C.C., Hori, M. (2015) Two modes of climatic control in the Holocene stalagmite record from the Japan Sea side of the Japanese islands. *Island Arc*, **24**, 342–358.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., and Reimer, R.W. (2018) CALIB 7.1 [WWW program] at <http://calib.org>, accessed 2019-1-24.
- 須貝俊彦・松島（大上）紘子・水野清秀 (2013) 過去 40 万年間の関東平野の地形発達史—地殻変動と氷河性海水準変動の関わりを中心に—. 地学雑誌, **122**, 921–948.
- 鈴木隆介 (1963) 箱根火山北東部における軽石流の堆積とそれに伴った地形変化について. 地理学評論, **36**, 24–41.
- 鈴木毅彦 (2017) 関東ローム. 日本地形学連合編. 地形の辞典. 朝倉書店, 173.
- 田辺 晋・中島 礼・内田昌男・柴田康行 (2012) 東京低地臨海部の沖積層にみられる湾口砂州の形成機構. 地質学雑誌, **118**, 1–19.
- 海津正倫 (1994) 沖積低地の古環境学. 古今書院, 東京, 270p.
- 上杉 陽 (1976) 大磯丘陵のテフラ. 関東の四紀, **3**, 28–38.
- 上杉 陽 (1990) 富士火山東方地域のテフラ標準柱状図—その 1 : S-25-Y-114—. 関東の四紀, **16**, 3–28.
- 上杉 陽・青木さと子・落合暁子・長崎 正・岡 重文・原田昌一・関東第四紀研究会 (1998) 吉沢ローム層最下部～下部標準柱状図. 関東の四紀, **21**, 3–18.
- Waelbroeck, c., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M. (2002) Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 295–305.
- 渡辺仁治 (2005) 淡水珪藻生態図鑑 群集解析に基づく汚濁指数 DAIPo, pH 耐性能. 内田老鶴圃, 東京, 666p.
- 山元孝広・高田 亮・吉本充宏・千葉達朗・荒井健一・細根清治 (2016) 富士山山麓を巡る：火山地質から防災を考える. 地質学雑誌, **122**, 433–444.
- 山崎晴雄 (1985) 足柄平野の地質と地殻変動. 月刊地球, **7**, 466–472.
- 山崎晴雄 (1993) 南関東の地震テクトニクスと国府津・松田断層の活動. 地学雑誌, **102**, 365–373.
- 山崎晴雄 (1994) 開成町とその周辺の地形と地質 開成町編. 開成町史自然編, 2–100.
- 山崎晴雄・鹿島 薫 (1989) 大磯型地震と国府津・松田断層の活動. 地震学会講演予稿集, **1**, 230.
- 山崎晴雄・水野清秀 (1999) 国府津・松田断層の最新活動史と地震テクトニクス. 第四紀研究, **38**, 447–460.
- 山崎晴雄・垣見俊弘・加藤 完・池田喜代治・高橋誠・永田松三・伊藤吉助 (1982) 3. プレート北端部の構造運動の調査研究. 科学技術庁研究整備局編, 昭和 55 年度特別研究推進調整費フィリピン海プレート北端部の地震テクトニクスに関する特別総合研究中間報告書, 368–393.
- 山崎晴雄・水野清秀・加藤 完・下川浩一 (1991) 地殻構造及び地殻活動史に関する研究, 近く活動史に関する研究, 断層の活動史に関する研究. 科学技術振興調整費「マグニチュード 7 級の内陸地震の予知に関する研究 (第 I 期昭和 62 ～平成元年度) 成果報告書, 科学技術庁研究開発局, 79–92.
- 吉川周作・井内美郎 (1991) 琵琶湖高島沖ボーリングコアの火山灰層序. 地球科学, **45**, 81–100.
- 地震調査研究推進本部地震調査委員会 (2015) 塩沢断層帯・平山—松田北断層帯・国府津—松田断層帯 (神縄・国府津—松田断層帯) の長期評価 (第二版). 55p.

(受付日 2019 年 2 月 12 日 : 受理日 2019 年 8 月 7 日)