常陸台地における下総層群木下層のテフラ層序と広域対比

Tephrostratigraphy of the Kioroshi Formation, Shimosa Group in the Hitachi Terraces, northeastern Kanto

Abstract

大井信三^{1,2} 横山芳春³
西連地信男⁴ 安藤寿男⁵

*Shinzou Ooi^{1,2}, Yoshiharu Yokoyama³,
Nobuo Sairenji⁴ and Hisao Ando⁵*

2012年6月10日受付.

2013年5月27日受理.

¹ 国土地理院

Geographical Survey Institute, 1 Kitasato,
Tsukuba, Ibaraki 305-0811, Japan

² 茨城大学大学院理工学研究科

Graduate School in Science and Engineering,
Ibaraki University, Mito, Ibaraki 310-8512,
Japan

³ 地盤ネット株式会社

Jibannet Co. Ltd, 1-7-9 Nihonbashi, Chuo-
Ku, 103-0027, Japan

⁴ 東海村立白方小学校

Shirakata Elementary School, Tokai, 2009
Shirakata, Tokai, Ibaraki 319-1106, Japan

⁵ 茨城大学理学部地球環境科学領域

Department of Earth Sciences, Faculty of
Science, Ibaraki University, 2-1-1 Bunkyo,
Mito, Ibaraki 310-8512, Japan

Corresponding author: S. Ooi,
ooi@gsi.go.jp

The stratigraphic divisions of the Upper Pleistocene Shimosa Group forming the Hitachi Terraces in Ibaraki Prefecture are still poorly constrained, as their correlation with the type area of the group on Boso Peninsula has not been established. The Kioroshi Formation is the upper unit of the Shimosa Group. We have conducted a tephrochronological investigation of the Kioroshi Formation, including a stratigraphic and petrological study, and determination of volcanic glass major element chemistry and the refractive indices of glass, hornblende, and orthopyroxene. We have attempted to correlate tephra layers with those that can be expected to exist in a westerly source area around the north Kanto region and in marine cores off Kashima in the Pacific Ocean. Tephra ArP, OiP, and Ob that are intercalated with the Kenjaku Member in the lower unit of the Kioroshi Formation can be correlated with tephra Nk-Yt and Nk-Nm distributed in the westerly source area and TAU-9 in the southwestern Kanto region, respectively. Tephra KtP that is intercalated with the Namekata Member in the upper Kioroshi Formation can possibly be correlated with tephra 20 (I) in a marine core off Kashima. On the basis of these correlations, tephra ArP, OiP, and KtP can be interpreted to have been deposited during early MIS 5e, MIS 5e, and early MIS 5d, respectively. The Kenjaku and Namekata members in the Kioroshi Formation are estimated to have been deposited during MIS 6–5e and early MIS 5d, respectively.

Keywords: Hitachi Terraces, Kioroshi Formation, Shimosa Group, Upper Pleistocene, maker tephra, tephrostratigraphy, MIS 5e–5d

はじめに

常陸台地は、茨城県中部から南部にかけて東西 30 km、南北 60 km におよぶ広大な台地であり、現世河川の河谷によって、北から那珂台地、東茨城台地、鹿島台地、行方台地、新治台地、筑波台地、稲敷台地に分かれている (Fig. 1b)。常陸台地は第四紀中期更新世以降に関東平野に出現した古東京湾 (Yabe, 1931) を埋積した下総層群によって構成されている。下総台地の下総層群には氷河性海水準変動を反映した明瞭な海進海退サイクルが認められており (青木・馬場, 1973; 徳橋・遠藤, 1984; 岡崎ほか, 1997), 房総半島姉崎地域の下総台地南西部における各累層の模式地域において、その層序は海進海退の 1 サイクル = 1 累層という岩相層序の規則性に基づいて確立されている (徳橋・遠藤, 1984)。

常陸台地南部の下総層群の層序は、模式地の層序をもとに研究が進められ (例えば、宇野沢ほか, 1988), その一方において、常陸台地北部では、水戸周辺を模式地とした異なる層序が使用されてきた経緯がある (例えば、坂本ほか, 1981)。

このため、常陸台地の下総層群の層序は地域や研究者によって大きく異なり、特に最終間氷期の下末吉面構成層とされている木下層の層序的位置づけは、今なお、その下限をめぐる混乱をきたしている (Fig. 2)。

その原因としては、(1) 常陸台地における筆者らの定義 (Fig. 2) による木下層は層相変化が顕著なこと、(2) 常陸台地の台地構成層下半部の地層は分布が断続的であり、しばしば異なる層準のよく似た岩相を示す地層が侵食・埋積型 (菊地, 1997) の複雑な関係で累重しあうことにより、不完全な堆積サイクルとして保存されていること、さらに、(3) 南関東の箱根火山 (Fig. 1a) 起源のテフラ鍵層のうち常陸台地まで追跡できるものが限られていること、の 3 点があげられる。

我々の研究グループはこの 10 数年間に、堆積相解析の手法 (横山ほか, 2001, 2002) に基づいて常陸台地の約 300 箇所の露頭で検討を行い、この際記載された特徴的な堆積相とシーケンス境界を広域に追跡することによって下総層群の層序の再検討を行ってきた (大井・横山, 2011)。その結果、こ

Fig. 1. (a) Location map of the main study area and the localities used to identify the volcanic origins of the tephra layers (A–F). Triangles: Active Quaternary volcanoes. Nm: Numazawa, Ns: Nasu, Tk: Takahara Yama, Ny: Nyohou San, Nt: Nantai San, Ag: Akagi San, Hr: Haruna San, As: Asama Yama, Az: Azumaya San, Iz: Iizuna Yama, Yt: Yatsugatake, Fj: Fuji San, Hk: Hakone Yama. (b) Location of the Hitachi Terraces. The background topographic map was modified from a Digital Map 50 m Grid (Elevation) published by the Geographical Survey Institute. The buried and incised valley that formed during MIS 6 is after Unozawa et al. (1988), Arakawa (2000), and Yokoyama et al. (2004).

This study		Sakamoto <i>et al.</i> (1981)	Yokoyama <i>et al.</i> (2001)	Okazaki (1992)	Shimosa Daichi R. G. (2011)	Ryugasaki C. R. G. (2004)	Unozawa <i>et al.</i> (1988)	Nakazato (2008)	Tokuhashi & Endo (1984)		
Hitachi Terraces		Higashi-Ibaraki T.	Higashi-Ibaraki T.	Kashima T.	Namegata T.	Inashiki T.	Tsukuba T.	Hitachi T.	Shimosa T.		
Joso Fm.		Ibaraki Clay	Joso Fm.	—	Joso Clay	Joso Fm.	Joso Fm.	Joso Fm.	Joso Clay Anesaki Fm.		
Kioroshi Fm.	Namegata Member	Miwa Fm. (Upper part)	Miwa Fm.	Cycle 2	Kioroshi Fm.	Kioroshi Fm.	Kioroshi Fm.	Kioroshi Fm.	Kioroshi Fm.		
	Kenjaku Member					Miwa Fm. (Lower and Middle parts)	Cycle 1	Upper part		Upper part	Kamiawahashi Fm.
Yokota Fm.		Kasagami Fm.	Kasagami Fm.	Lower part		Kamiwahashi Fm.	Lower part	Kamiwahashi Fm.		Kamiizumi Fm.	Kiyokawa Fm.
Kiyokawa Fm.		Middle part of Miwa Fm.									
Kamiizumi Fm.		—	—	Yabu Fm.		Kamiizumi Fm.	Kiyokawa Fm.	Kamiizumi Fm.			
		Lower part of Miwa Fm.									
Yabu Fm.		Ishizaki Fm.	Ishizaki Fm.	Yabu Fm.		Yokaichiba Fm.	—	Yabu Fm.		Yabu Fm.	Yabu Fm.

Fig. 2. Correlation of the stratigraphic divisions of the upper part of the Shimosa Group based on previous studies and our work on the Hirachi Terraces (Ibaraki Prefecture) and Shimosa Terraces (Chiba Prefecture; Tokuhashi and Endo, 1984).

れまで常陸台地において知られていなかった北関東の火山 (Fig. 1a) 起源のテフラが多く、の地点で確認された。特に木下層層準においては、海洋酸素同位体ステージ (MIS; Martinson *et al.*, 1987) 5e–5d 初期層準を示準する複数のテフラが確認されたので、以下にその詳細を報告する。

研究 方 法

本稿においては、まず大井・横山 (2011) によって定義された常陸台地の木下層を剣尺部層および行方部層に細分する層準に従い、同層準の既存のテフラ情報を整理した。次に、木下層で検出されたテフラの産状を記載したうえで、採取した試料の各種分析を行なった。そして、北関東の日光火山群起源のテフラ (鈴木, 1993)、箱根火山起源の T_{Au} テフラ群 (町田ほか, 1974) や T_u テフラ群 (上杉, 1976)、および MIS 層序が確立された鹿島沖海底コア MD01-2421 (青木ほか, 2008) に介在するテフラとの対比を試みた (Fig. 1a)。最後に、上述したテフラ情報を総括し、木下層の2つの部層の堆積年代について考察を行った。

常陸台地の下総層群木下層の層序と層相

常陸台地における下総層群の層序を概説した上で、特に木下層の層序と層相を整理することにする。大井・横山 (2011) で記載したとおり、本地域の下総層群は下位より、藪層、上泉層、清川層、横田層、木下層、常総層に区分される。さらに、木下層は下位の剣尺部層、上位の行方部層に区分される (Fig. 2)。

1. 下総層群の層序概説

下総層群の名称は河井 (1961) によって最初に定義され、その後、徳橋・遠藤 (1984) により下総台地南西部において再定義され、現在広く使用されている。

藪層は下位の地蔵堂層を整合または不整合で覆い、上位の上泉層によって整合あるいは不整合で覆われる地層である (Fig. 2)。常陸台地における藪層は、鹿島台地、行方台地および東茨城台地東部の台地構成層最下部に見られる、やや固結した平行層理や斜交層理の発達した海成砂層で、上泉層あるいは清川層に不整合で覆われる。

上泉層は下位の藪層を整合または不整合で覆い、上位の清川層に整合または不整合で覆われる地層である。常陸台地では、鹿島台地南部、行方台地南部および東茨城台地西部の台地下部に見られる。地域によって層相が異なり、砂礫層、砂泥互層や塊状シルト層を呈し、清川層あるいは木下層に侵食されているため分布範囲は限定される (大井・横山, 2011)。

清川層は下位の上泉層を覆い、上位は横田層と木下層に覆われる地層である。常陸台地では木下層に整合あるいは不整合で覆われて広く分布し、平行層理や斜交層理の発達した海成砂層をなす。下総台地北部の上岩橋層 (青木・馬場, 1973) は、中里 (1993) により清川層に対比された。本稿では上岩橋層を清川層と同時層として扱う。

横田層は、下位の清川層を覆い木下層に覆われる地層で、木更津地域で見出されている。常陸台地南部では、行方市麻生 (Loc. 15; 35°59'36"N, 140°29'44"E; Fig. 3b) でのみその分布が確認されている。この地域において横田層は斜交層理の発達した海成砂層からなり、清川層を不整合で覆い木下層に不整合で覆われる。木下層については後で詳述する。

常総層は木下層を整合あるいは不整合で覆う地層である。本層は常陸台地を構成する最上位層をなし、海成の塊状砂層、汽水成～河川成の凝灰質粘土層、砂泥互層と斜交層理の発達する砂礫層からなる。常総層からなる段丘面は、含まれる火山灰層から小原台面に対比される (宇野沢ほか, 1988)。

2. 木下層の層序

木下層は、下総台地の印西市木下を模式地とし、徳橋・遠藤(1984)によって再定義されて広く使用されている。常陸台地では、本層は横田層以下の層準を覆い、上位の常総層に不整合もしくは整合で覆われる。常総層の分布しない地域においては、台地の最上位層を構成する。

常陸台地北部の東茨城台地および那珂台地の MIS 5e 層準の海成層に対して見和層(坂本, 1972)という名称を用いた研究報告が多く見られるが(例えば、松本・牧野, 2000; 横山ほか, 2001), 本稿では大井・横山(2011)の見解を継承し、木下層と統一して呼称することにする。また、横山ほか(2001)で提唱された木下層の2サイクルは、大井・横山(2011)によって剣尺部層および行方部層に再定義されて使用されているが、本稿においてもこの部層区分を使用する。ただし、部層が認定できない場合は、一括して木下層と呼ぶことにする。それから、引用文献の原文に使われている層名を使用する場合は、“坂本ほか(1981)の「見和層中部層」”のように括弧付きで層名を示すことにする。

本地域の木下層は谷埋め堆積物からなる下部層と浅海成堆積物からなる上部層に区分される場合が多いが(例えば、坂本, 1972), 本稿においては、シーケンス層序学的な見地から木下層の層序区分を再検討した大井・横山(2011)に従って、行方部層と剣尺部層の境界をシーケンス境界と見なす。したがって、本地域では木下層の海進～海退の1サイクルの累層区分(徳橋・遠藤, 1984)が当てはまらないことになる。

(1)剣尺部層 剣尺部層は、大井・横山(2011)によって定義された常陸台地の木下層堆積期の前半の地層である。本部層は清川層あるいは横田層以下の層準を覆い、常陸台地全域に渡って広く分布する。涸沼以南では上位の行方部層に覆われ、涸沼以北では常総層に覆われるか台地を構成する最上位層となる。友部丘陵に隣接した常陸台地西縁部においても、台地最上位層となる(大井・横山, 2011)。

本部層は、基底面形状に応じて層相は地域的に大きく変化するが、谷地形が無い所では、生物擾乱を呈するシルト層やレンズ状層理をなす砂泥互層を覆ってハンモック状斜交層理(hummocky cross-stratification; 以下, HCS)砂層が重なる、層厚5～10 m程度の浅海成層として広く分布する(大井・横山, 2011)。東茨城台地北部では、最下部層準に最大層厚10 mの礫層が認められ、下位の清川層を侵食する谷地形を埋積している。これは坂本(1972, 1975)、坂本ほか(1981)の「見和層中部層」に相当し、MIS 5e以前の低海面期に生じた開析谷を埋める谷埋め堆積物と解釈される(大井・横山, 2011)。一方、筑波台地から新治台地の南端を通り、行方台地を横切り、鹿島台地に至るほぼ西北西～南南東方向に伸張する開析谷と谷埋め堆積物の存在が知られている(宇野沢ほか, 1988; 荒川, 2000; 横山ほか, 2004; Fig. 1b)。この谷埋め堆積物の層位については、後述するテフラ対比に基づいて、剣尺部層相当層と解釈している(大井・横山, 2011)。

(2)行方部層 行方部層は、大井・横山(2011)によって定義された常陸台地の木下層上部を構成する地層である。下位の

剣尺部層を覆い、常総層に覆われるか台地最上部の地層をなす。涸沼以南に広く分布する。

本部層は霞ヶ浦周辺では塊状もしくは層理面の発達したラグーン～汽水成の砂泥層からなる。行方台地では大規模な平板型斜交層理の発達した潮汐成砂層が局所的に認められる。一方、稲敷台地ではHCS砂層、東茨城台地南部から鹿島台地ではHCS～トラフ型斜交層理～平行層理の発達した浅海成砂層からなる。

常陸台地の木下層に関わるテフラ層序の整理

常陸台地の木下層層準に含まれるテフラには、鈴木ほか(2010)や大井・横山(2011)の報告があるが、広域対比に有効なものが未だ十分に報告されておらず、テフラ層序が確立しているとは言い難い。そこで、まず常陸台地の地域ごとに行われてきたテフラ記載の整理を行うことにする。

(1)那珂台地北部および東茨城台地北東部 鈴木ほか(2010)は、東茨城台地北端の水戸市三の丸(Loc. 3; 36°22'15"N, 140°29'04"E; Fig. 1b)で掘削されたボーリングコアにおいて、「見和層下部層」の砂質シルト層中から見出された層厚1 cmのガラス質テフラを記載した。このテフラを涸沼北岸の宮前(Loc. 8; 36°16'58"N, 140°30'01"E; Fig. 3a)のシルト層中に挟まれるテフラと同一とし、これを箱根火山起源のTAu-11(町田ほか, 1974)と対比した。

また、鈴木(1989)は水戸市湯小屋(Loc. 27; 36°18'20"N, 140°30'40"E; Fig. 1b)において、「見和層中部層」の「砂のレンズ」の中に、真岡軽石(以下, MoP; 阿久津, 1957)が挟まれるとしている。一方、大井・横山(2011)は、MoPの含有層準の追跡から、大洗町大貫町(Loc. 28; 36°18'26"N, 140°32'49"E; Fig. 1b)において「見和層中部層」の中部に見られる砂質な層相とその下位の礫層は明らかに清川層に相当すると再解釈した。本稿においても、MoPを木下層層準のテフラとしては取り扱わない。

さらに、鈴木(1989)が「見和層上部層最上部」のテフラとして記載したMiwaテフラ群は、木下層と常総層の境界部に挟在している(Fig. 3a)ことから、本論では常総層基底部に位置するテフラとして扱う。

(2)筑波台地 筑波台地においては、宇野沢ほか(1988)によってテフラ鍵層が記載されている。それによれば、土浦市大岩田(Loc. 23; 36°03'14"N, 140°12'21"E; Fig. 1b)の「上岩橋層上部層」の砂泥互層中には、灰色～黄色の軽石層の大岩田軽石層(以下, OiP)が挟在している。また、土浦市常名(Loc. 21; 36°06'14"N, 140°10'37"E; Fig. 3c)においては、「木下層上部」に常名軽石層(以下, HnP)が挟在することが報告されている。

(3)行方台地 行方台地において、下総台地研究グループ(2011)は行方市麻生(Loc. 15; Fig. 3b)、「上岩橋層下部」の泥炭質シルト層中にAsテフラ群を記載している。このうちAs3は泥炭質シルト層中部の黒色スコリア層、As2はAs3直下に散在している白色軽石層と記載されている。As1(下総台地研究グループ, 2011)は横田層のテフラと考えられるので(大井・横山, 2011)のAs)本論では取り扱わない。

Fig. 3. Stratigraphic correlations of the Kioroshi Formation in the Hitachi Terraces. (a) Northern area (Naka and Higashi-Ibaraki terraces); (b) Middle and southern areas (Kashima and Namegata terraces); (c) Western area (Tsukuba, Niihari, and Inashiki terraces). ArP-A: Unit A of ArP, ArP-B: Unit B of ArP, ArP-R: Reworked ArP.

(4) 鹿島台地 鹿島台地南部において、荒川(2000)は「木下層下部層準」のテフラを含む火山性砕屑物を記載している(例えば、鹿嶋市北浦霊園; Loc. 17; 36°01'13"N, 140°35'27"E; Fig. 1b). 最下位の「帯赤紫色細粒砂層」(以下略称は荒川, 2000 に従って、アズキ帯)は、赤～紫色の火山灰を含み最大層厚 3 m である。「黄色粗粒軽石」(KaYP)はアズキ帯に付随して見られる黄色の粗粒軽石散在層である。それらの上位の「雑色テフラ群(カラフル)」は白色、淡褐色～淡紅色の軽石が斑状に散在した軽石層である。また、「黄白色漂移軽石群」が報告されているが、これはカラフルと同層準と推定されている。

(5) 稲敷台地 稲敷台地において、夫馬ほか(2004)は「清川層」の下部外浜相の砂層中に、水磨された軽石を見いだし、薄倉軽石(UsP)と呼んだ。

テフラの分析法

1) 木下層の剣尺部層と行方部層の代表露頭において、テフラの産状、層位と岩相に関する観察と記載を行った。その後、テフラ分析用の試料を採取した。一般に常陸台地のテフラは薄層であることが多いため、露頭での採取の際には、本源物質以外の混在を避けるように留意した。また下総層群のテフラは挟在している層序の情報が重要なので、純度が低い試料でも一次記載として出来るだけ掲載した。

2) 研究室において、テフラ試料は #250 メッシュのふるい上で水洗し、超音波洗浄機で濁りがなくなるまで洗浄した後、50°C で加熱したオーブンで乾燥した。次に、#120 メッシュで篩い分けた粒子について薄片を作成し、観察を行った。鉱物組成は鏡下において定性的な岩石記載を行った。火山ガラスの形態については、町田・新井(2003)の形態分類に従って記載し、気泡の形状からマイクロパミス型(鎌田ほか, 1994)を区分に追加した。軽石とスコリアの区別は、珪長質な成分からなり多孔質で淡色をなすものを軽石、苦鉄質な成分からなり多孔質で暗色をなすものをスコリアと区別した。

3) 斑晶鉱物や火山ガラスの屈折率測定には、温度変化型屈折率測定装置(MAIOT; 古澤, 1995)を用い、使用する浸液の屈折率を標準ガラスでチェックした上で、30 個以上の粒子を測定した。以下では、火山ガラスの屈折率を n 、斜方輝石の屈折率を γ 、角閃石の屈折率を n_2 で示し、括弧はモード値を示す。

4) 火山ガラスの主成分化学組成の分析は(株)古澤地質に外注し、エネルギー分散型 X 線マイクロアナライザー(EDX; HORIBA 製 EMAX ENERGY EX-250)を用いて行った。分析条件は、加速電圧 15 kV、試料電流 0.3 nA とし、4 μ m 四方の範囲を約 150 nm にて走査させた。ライブタイムは 150 秒とし、元素濃度の補正は ZAF 法を用いた。ワーキングスタンダードには NIST620 ガラスを用い、測定時毎に標準値をチェックした。測定値は、水分を除いて 100 wt.% になるように再計算した上で議論に使用した。Fe は全鉄を 2 価とし全量が 100% になるように計算した。風化のため火山ガラスが残存していない試料については、斜長石のガラ

ス包有物の主成分分析を行った(古澤, 2008)。なお、分析値の分散が大きい試料については分析値が類似するクラスタ毎に整理した。

スコリアの石基ガラスの主成分化学組成については、茨城大学の SEM-EDS システム(日本電子製 JSM-T330A + OXFORD 社製 INCA X-act)で測定した。分析条件は、加速電圧 15 kv、測定時間 35 秒、カウントレート 7.5 kcps で補正計算にはスタンダードレス法(XPP 定量補正)を用いた。

5) 長橋・野尻湖火山灰グループ(2009)は、スコリア層の識別に、スコリア片の発泡形態とスコリアの石基ガラスの化学組成が有効であることを示した。そこでスコリアの発泡形態を観察するために、産業技術総合研究所の走査型電子顕微鏡(SEM; 日本電子製 JSM-6610LV)を用いて、炭素蒸着した研磨薄片を作成し観察した。得られた反射電子画像を用いて気泡や微斑品の大きさを計測した。

6) テフラの対比にあたっては、まず、岩相、鉱物組成、火山ガラスの形態、火山ガラスや斑晶鉱物の屈折率および火山ガラスの主成分化学組成の比較を行った。この際、常陸台地のテフラは薄層が多いことから、風化等の影響により必ずしも全ての分析項目が一致しない場合でも、特徴的な鉱物組成や屈折率特性など、それぞれのテフラが持つ固有の特性の一致を重視し、またテフラが挟在する層位学的位置にも留意した。

7) 化学組成値の分散の著しいテフラにおいては複数のクラスタを詳細に検討した。森脇ほか(2009)によれば、同一テフラの同一ユニットにおいて火山ガラスの化学組成が不均質性を示す場合の事例が示されており、複数の異なる値の範囲を持つことは複数の同定指標が得られ、精度の高い対比を行うことができると指摘している。したがって、このようなテフラの持つ複数のクラスタを詳細に検討することにより、テフラの対比やテフラの追跡が可能になると考える。

木下層で確認されたテフラ

常陸台地の木下層の層序対比に有効なテフラ鍵層、すなわち、剣尺部層の荒谷軽石、大岩田軽石、その他のテフラ、および行方部層の貝谷軽石を以下に記載する(Fig. 3)。

1. 荒谷軽石(ArP)

(1) 模式地の層位、岩相と岩石記載 東茨城台地北部の茨城町荒谷(Loc. 6; 36°17'35"N, 140°27'36"E; Fig. 3a)では、剣尺部層下部のシルト層および泥炭層中に、層厚 100 cm の荒谷軽石(以下、ArP; 横山ほか, 2001)が挟在している。ArP は、岩相から下位のユニット A と上位のユニット B に区分できる(Fig. 4B)。

ユニット A は層厚 30 cm で直径 2 mm ほどの白色軽石が密集しており、鉱物組成は両輝石と角閃石を含み、斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.701\text{--}1.712$ (モード: 1.710)を示す。火山ガラスは軽石型のものが残存している。(Table 1, Fig. 5)。ユニット B は層厚 70 cm で泥炭層中に直径 5 mm ほどの軽石粒が密集する。鉱物組成は両輝石を主体とし、僅かに角閃石を含む。斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.703\text{--}1.718$ (1.703–

Fig. 4. Outcrop photographs of (A) Nk-Yt at Narita (Location C), (B) ArP at Araya (Location 6), and (C) ArP at Aso (Location 15).

1.709)で、高い方にレンジが広がる(Table 1; Fig. 5). この高い屈折率の斜方輝石は、細粒で柱状の特徴を持ち、火山ガラスの形状は、細かい発泡がチューブ状に延びて束状をなすマイクロバミス型を含む。

火山ガラスの主成分化学組成は不均質で、やや苦鉄質なクラスタ、やや珪長質なクラスタおよび High-K のクラスタと2つないし3つのクラスタに分散している(Fig. 6a). それぞれ SiO_2 が 76–78 wt.% と 78–80 wt.% および 78 wt.%, CaO が 2 wt.% と 1–2 wt.% および 1 wt.%, K_2O が 2–3.5 wt.% と 1.5–3.5 wt.% および 5–6 wt.% を示す。ただし、荒谷のユニット B では SiO_2 が 74 wt.% で CaO が 3 wt.% と高く、 K_2O が 1 wt.% と低い Low-K のクラスタが存在する。

(2) ArP の常陸台地南部での岩相 ArP は、岩相の側方変化が大きいため、同定が難しい場合が多い。そこで、模式地より遠隔地で複数ユニットが認められる常陸台地南部の行方市麻生(Loc. 15; Figs. 3b, 4C)の露頭で岩相記載することにより、ユニット A, B とその上位の再堆積層の岩石記載の性質や側方変化が把握され、ユニット構成に変異があっても対比が可能と考える。

麻生では、剣尺部層下部に厚さ 5 m の湿地～沼沢地成のシルト層が認められる。シルト層中部は腐植物混じりとなっており、その上部には4枚の火山灰層が見られる。下位から1) 層厚 10 cm の白色細粒火山灰層。2) 厚さ 15–30 cm の暗紫色シルト層で、上部には細粒砂サイズの白色軽石が散在している。3) レンズ状に層厚 5 cm の黒色スコリア層(以下、Bk-Sc)。さらに層厚 10 cm のシルト層を挟んで、4) 層厚 10 cm の細粒火山灰層が存在する。2) の白色細粒軽石は、層位から下総台地研究グループ(2011)が行方台地において記載した、「上岩橋層」下部に挟在する As2 に相当する。

Bk-Sc を除いた、この3枚のテフラの火山ガラスの主成

分化学組成は複数のクラスタをなすという共通した特徴を有しており(Fig. 6a, 6b), ArP に対比される。1) の火山灰層は、バブル型・軽石型火山ガラスが多く、僅かに角閃石と両輝石を含む特徴から、ユニット A に対比される。2) 暗紫色シルト層は全体に火山ガラスを含み、上部に散在する細粒軽石には、斜長石と両輝石の斑晶が目立つ。斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.704\text{--}1.718$ (1.708) を示し(Table 1, Fig. 5), 斜方輝石の屈折率とそのレンジが高い方に広がる特徴から、ArP のユニット B に対比される。この層には、 CaO が高く K_2O が低い Low-K のクラスタを示す火山ガラスの分析値が数点認められているが(Fig. 6a), これは Bk-Sc(岩石記載は後述)から混入したと考えられる。ArP の模式地である荒谷(Loc. 6)のユニット B でも、Low-K の火山ガラスのクラスタが認められ(Fig. 6a)であり、同様な混入が考えられる。4) の火山灰層は繊維状火山ガラスが多く重鉱物が少ないことで特徴付けられる。模式地では認められないユニットで、下部のユニットとの間にシルト層を挟むことから後述する ArP の再堆積層と考えられる。

(3) 代表露頭における ArP の層位、岩相と岩石記載 那珂台地の東海村川根(Loc. 2; $36^\circ 26' 36''\text{N}$, $140^\circ 34' 55''\text{E}$; Fig. 3a)においては、剣尺部層下部の開析谷を埋積した礫層を覆う層厚 2.2 m のシルト層下部に、層厚 22 cm の白黄色軽石層が含まれている。この軽石層は、多量の火山ガラスを含み、その形態は繊維状火山ガラスが多く、バブル型火山ガラスも含まれる。重鉱物は少量の角閃石と斜方輝石を含む(Table 1)。火山ガラスの主成分化学組成は SiO_2 が平均 78.9 wt.% で、珪長質なクラスタ成分が多い(Fig. 6a)。火山ガラスが多く角閃石を含む特徴から ArP のユニット A に対比される。

鹿島台地の鹿嶋市中(Loc. 16; $36^\circ 01' 05''\text{N}$, $140^\circ 35' 29''\text{E}$; Fig. 3b)では、剣尺部層下部の赤紫色を帯びた泥質砂層

Table 1. Summary of the petrography of tephra layers intercalated with the Kioroshi Formation of the Upper Pleistocene Shimosa Group in the Hitachi Terraces. Tephra (ArP-R: reworked ArP). Refer to Fig. 1 for locations of tephra samples. Thickness (scat: scattered), median grain size (si: silt, vfs: very fine sand, fs: fine sand, ms: medium sand), color (bk: black, br: brown, bl: blue, gy: grey, or: orange, p: pink, rd: red, wh: white, yl: yellow, fle: flesh colored), minerals (opx: orthopyroxene, cpx: clinopyroxene, ho: hornblende, cum: cummingtonite, mt: titanomagnetite, pl: plagioclase, qt: quartz, qt(β): β-quartz, ol: olivine, bi: biotite, sc: scoria, opq: opaque minerals), glass (gl: glass shards, bw: bubble-wall type glass shards, fla: flake-type glass shards, fb: fiber-type glass shards, pm: pumice-type glass shards, mp: micropumice-type glass shards, br: brown glass), zonal: plagioclase zonal structure. (): trace minerals, +: common, ++: major. Data were taken from Nakazato (unpubl. data) (*1), Yokoyama et al. (2002) (*2), and Ooi and Yokoyama (2011) (*3).

Tephra	Locality No.	Thickness(cm)	Median grain size(cm)	Colour	Composition		Refractive index	
					heavy mineral: glass, other mineral	n:glass	γ: Opx	n _z : Ho
Br-Sc	15	10	ms	br	(opx, cpx, ol);+++sc,+pl	sc: 1.521-1.524 *3	1.700-1.707 *3	
Bk-Sc	15	7	ms	bk	(opx, cpx, ol);+++sc,+pl	sc: 1.532-1.536 *3		
*3 TAU-2(Low)	F-1	60	0.5-1	bk	cpx, opx, mt>ol;+pl,+sc		1.700-1.709 (1.705-1.707)	
ArP UnitA	2	22	ms	wh/yl	(opx, ho, bi);+gl(bw, fb, pm, br),+pl	1.498-1.505 (1.499-1.500)		1.673-1.681
"	6	30	0.2	wh	opx>cpx, ho;+pl,+gl(pm),+qt	1.496-1.502 *3	1.701-1.712 (1.710) *3	1.671-1.679 *3
ArP UnitB	"	70	0.5	yl/br	opx, cpx>ho;+pl,+gl(pm, pm),+qt	mp:1.504-1.509, pm:1.520-1.522	1.703-1.718 (1.703-1.709)	
"	11	scat	0.2	wh	cpx>opx, mt;+pl,+gl(fb, pm),+qt	1.498-1.501, pm:1.506-1.510(1.507-1.508)	1.704-1.709 (1.707-1.709)	
"	12	30	0.1-0.5	wh	opx, cpx, mt;+pl,+gl(pm>fb),+sc	1.500-1.506	1.702-1.712	1.672-1.679
ArP UnitA	15	6	vfs	wh	(ho, opx, cpx, bi);+gl(bw, pm, br),+pl,+qt,+opq	1.502-1.504		
ArP UnitB	"	15	ms	wh	opx, cpx>mt;+pl,+gl(pm)	pm:1.520-1.521	1.704-1.718 (1.708)	
"	16	scat	0.2	yl	opx>ho, cpx, mt;+pl,+qt,+opq,+gl(fb)	1.500-1.502	1.705-1.723 (1.708-1.709)	1.672-1.677
ArP	19	scat	fs	wh	opx,ho>cpx;+pl,+gl(fb,pm),+sc	1.500-1.503		1.671-1.678
"	24	2-3	0.5	yl	opx>cpx, ho;+pl,+qt,+gl(pm)		1.702-1.710	1.669-1.677
ArP-R	1	scat	ms	br/yl	(ho, opx, bi, mt); +pl,+gl(fb)	1.496-1.500		
"	7	5	ms	wh	(ho, opx, bi);+pl,+gl(fb, pm, pm),+opq	1.496-1.506		1.674-1.679
"	12	5	fs	yl	ho, opx, cpx, mt;+pl,+gl(pm, fb)	fb:1.500-1.506, pm:1.520-1.524	1.707-1.717 (1.708)	1.670-1.683
"	14	10	fs	gy	(ho, opx, bi);+pl,+gl(bw, fb, br)	1.500-1.504	1.705-1.712 (1.705, 1.709-1.712)	
"	15	25	fs	gy	ho, opx, bi;+gl(bw, fb, pm, br),+pl,+qt	1.503-1.506		1.670-1.679
"	25	5-10	ms	yl	opx>ho, cpx, bi;+gl(pm, fb),+pl,+opq	fb:1.493-1.497, pm:1.500-1.504	1.705-1.718 (1.709)	
Nk-Yt UnitA	C	15	0.2-0.5	yl	mt>opx,cpx;+pl,+opq		1.700-1.710 (1.709)	1.670-1.680
" B	"	10	0.2-0.3	rd	mt, opx, cpx;+gl(fla),+pl,+opq,+sc		1.702-1.710 (1.709), 1.712-1.724	
" C	"	10	0.2-0.3	bl	mt, opx, cpx>ho;+gl(fla),+opq,+pl,+sc	1.520-1.522	1.700-1.709	
Med	5	2-3	ms	gy/wh	mt, opx>cpx, ho;+pl,+gl(pm),+sc	1.520-1.526	1.706-1.713	1.665-1.678
TAU-3	F-1	60	0.2-1	gy/wh	opx,cpx,ol,mt;+pl,+gl(pm)	1.513-1.524 (1.520-1.524)	1.706-1.711 (1.710)	
Tu-29	F-1	25	0.5	gy	cpx, opx, mt, ol; +pl,+qt,+gl(fb,pm)	1.500-1.503,1.520-1.522	1.707-1.712	
Ob	11	scat	ms	wh	mt, opx, cpx>ol; +pl(zonal),+gl(pm)	1506-1.510	1.705-1.711	
TAU-9	F-1	8	0.2-0.5	yl	mt, opx>cpx, ol;+pl(zonal),+gl(pm)	1.508-1.510	1.706-1.713	
OIP	15	scat	ms	yl	opx, mt>cpx, ol, ho;+pl,+gl(pm, fb),+sc	1.500-1.505	1.702-1.709	1.670-1.679
"	18	scat	0.2	yl	ho, opx, ol;+pl,+gl(fb, pm)	1.493-1.506 (1.500-1.503) *1	1.707-1.712	
"	19	15	0.2-0.5	yl	opx>cpx, ho, ol;+pl,+qt,+gl(pm, fla),+sc	1.499-1.503	1.705-1.711 (1.706-1.709) *3	
"	22	20	0.2-0.3	wh	opx>cpx, ol;+pl,+qt,+gl(pm,fla),+sc	1.497-1.499	1.701-1.710	
"	4	10	ms	wh	opx, cpx, mt>ol, ho;+pl,+qt		1.702-1.710 (1.709)	
"	29	scat	0.5	yl	opx, cpx, mt, ol> ho;+pl,+sc		1.702-1.713 1.706-1.709)	
Nk-Nm	D	85	0.2-0.3	yl	mt>opx, cpx>ol, ho;+pl,+qt,+sc		1.699-1.712	1.671-1.679
KIP	9	5	fs	fla	ho, (cum);+qt(β),+pl,+gl(fla)	1.498-1.499, br-gl:1.501-1.504		1.668-1.681
"	10	10	fs	wh	ho>opx,bi;+qt,+pl,+gl	1.497-1.501 (1.500), br-gl:1.507 *1	1.709-1.716 (1.712) *1	1.672-1.681 (1.676) *1
*3 "	13	2	fs	wh	ho, opx, cpx, bi;+qt,+pl,+gl(bw, fb, pm)	1.496-1.502	1.706-1.713 (1.712)	1.678-1.683
"	15	scat	fs	fla	ho>opx, cpx, bi, (cum);+qt,+gl(fla, pm),+pl	1.499-1.505(1.500)	1.706-1.710	1.679-1.685
"	18	10	fs	yl	ho, opx, cpx bi;+qt,+gl fla, pm	1.498-1.499	1.704-1, 712	1.670-1.687
"	20	7	fs	yl	ho, opx, cpx;+qt		1.707-1.715 (1.710-1.712)	1.669-1.684
"	21	30	1	wh	mt, ho>opx, bi;+qt,+pl		1.703-1.713 (1.710)	1.673-1.687
"	26	10	fs	gy	(ho, opx, cpx, bi);+gl(fb, bw, pm),+qt	1.498-1.501(1.500)		1.675-1.683 (1.677)
Nm-SB	E	10	ms	yl	ho>mt, bi, opx;+qt(β),+pl,+gl(fb)	1.497-1.500		1.671-1.688

上部に、黄色粗粒軽石が含まれる。斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.705-1.723$ (1.708-1.709) で、レンジが高い方に拡がり、ArP のユニット B の特徴を示す (Table 1)。この赤紫色を帯びる層準は荒川 (2000) のアズキ帯に相当し、行方台地南部においても ArP 層準が紫色を呈することが多い (例えば、前述の Loc. 15)。また、黄色粗粒軽石は、荒川 (2000) がアズキ帯上部に含まれるとした黄色粗粒軽石 (KaYP) に相当する。

稲敷台地の美浦村布佐 (Loc. 24; 36°01'19"N, 140°16'53"E; Fig. 3c) では、剣尺部層のカキ化石密集層の下位に軽石が認められる。斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.702-1.710$ を示し、層位と岩石記載的性質の類似性から ArP と対比可能である (Table 1)。

以上の特徴をまとめると、ArP は剣尺部層下部の開析谷充填堆積物中に含まれており、下部のユニット A は、火山ガラスが多く角閃石を含む特徴があり、斜方輝石の屈折率の

モードは 1.710 を示す。上部のユニット B は両輝石を主とし、斜方輝石の屈折率のモードは $\gamma = 1.706-1.708$ を示すが、 $\gamma = 1.720$ 前後の高い方にレンジが拡がる場合がある。火山ガラスの特徴は、ユニット A に屈折率の低いバブル型や繊維状火山ガラスが多く含まれ、ユニット B には屈折率の高い軽石型と、マイクロバミス型を含む。火山ガラスの主成分化学組成は、複数のクラスタを示す。

(4) 荒谷軽石の再堆積層 (ArP-R) 東茨城台地の茨城町剣尺 (Loc. 7; 36°17'16"N, 140°27'34"E; Fig. 3a) において、木下層剣尺部層下部の HCS の見られる海成砂層中に、厚さ 5 cm のガラス質テフラが挟在している。火山ガラスの形態は繊維状で、特徴的なマイクロバミス型も見られる。火山ガラスの主成分化学組成は、複数のクラスタをなし ArP の特徴を示す。ArP の本来の層位は開析谷充填堆積物中にあるので、これは ArP の再堆積層 (以下 ArP-R と記述) と判断される。

Fig. 5. Histogram showing the refractive indices of volcanic glass, hornblende, and orthopyroxene in tephra from the Tochigi area and the Kioroshi Formation (Shimosa Group) in the Hitachi Terraces. *: range and mode of refractive indices, from Ooi and Yokoyama (2011).

同様に剣尺部層下部の HCS の見られる海成砂層中に挟在するガラス質テフラは、那珂台地の東海村村松 (Loc. 1; 36°26'57"N, 140°34'48"E; Fig. 3a), 稲敷台地の稲敷市伊佐津 (Loc. 25; 35°55'02"N, 140°17'59"E; Fig. 3c) において見出された。火山ガラスの主成分化学組成は、複数のクラスタを示す (Fig. 6b), ArP と似た特徴を示す。伊佐津のテフラは常陸台地南部に位置することから、後述する OiP の可能性もあるが、スコリアを含まず斜方輝石の屈折率が $\gamma = 1.705\text{--}1.718 (1.709)$ (Table 1) で、レンジが高い方に拡がる特徴から ArP-R と判断される (Table 1)。

行方台地では行方市橋門 1 (Loc. 12; 36°02'02"N, 140°27'33"E; Fig. 3b) および行方市根堀 (Loc. 14; 36°02'03"N, 140°27'56"E; Fig. 3b) において、剣尺部層下部の砂泥互層をなす海成層に複数枚のガラス質テフラが認められる。軽石を含む ArP のユニット B (Table 1) 上位に位置し、いずれも火山ガラスの主成分化学組成の特徴は複数のクラスタを示す点が (Fig. 6b) ArP と一致することから、これらのガラス質なテフラも ArP-R と判断される。

また、荒川 (2000) が鹿島台地で記載した、アズキ帯の上位の雑色テフラ群 (カラフル) と黄白色漂移軽石群も、斜方輝

石の屈折率のレンジが高い方に拡がる特徴を示す (荒川, 2000)。前述したようにアズキ帯は ArP に対比されるので、その上位のこれらのテフラは ArP-R と判断される。

これら ArP-R の火山ガラスの主成分化学組成における複数のクラスタの組成幅は ArP より広く (Fig. 6b), 再堆積によるコンタミネーションの影響が考えられる。ArP-R は剣尺部層下部の開析谷充填堆積物の分布しない地域でも、広く見られることから、対比の精度はやや落ちるが、木下層剣尺部層の鍵層として有効である。

2. 大岩田軽石 (OiP)

(1) 模式地の層位、岩相と岩石記載 大岩田軽石 (以下, OiP) は、宇野沢ほか (1988) が筑波台地の「上岩橋層上部層」に挟在するとして黄色軽石層である。模式地の土浦市大岩田 (Loc. 23; Fig. 1b) の現在の露出状況は不良のため再検証できないが、筑波台地や新治台地の同層準に広く見られ、かすみがうら市崎浜 (Loc. 19; 36°03'47"N, 140°17'26"E; Fig. 3c) において、これに代わる模式的な露頭を確認することができた。

崎浜では、剣尺部層下部のカキ化石密集層 (横山ほか, 2004 では「見和層サイクル 1」下部) から 6 m ほど上位の海

(a) ArP, Nk-Yt

(b) Reworked ArP

(c) OiP

(d) KtP, Tephra 20(1), Nm-SB

Fig. 6. Major element chemistry (SiO_2 versus Al_2O_3 , FeO , CaO , and K_2O) of glass shards (a–e) and scoria (f). (a) ArP and Nk-Yt tephra. Araya-A (Unit A of ArP) and Araya-B (Unit B of ArP) at Location 6; Aso-A (Unit A of ArP) and Aso-B (Unit B of ArP) at Location 15; Nk-Yt at Location C; Kawane (Unit A of ArP) at Location 2. (b) Reworked ArP. Muramatsu at Location 1; Kenjaku at Location 7; Hashikado-R at Location 12; Nehori at Location 14; Aso-R at Location 15; Isatsu at Location 25. (c) OiP tephra. Sakihama at Location 19; Nakamuranishine at Location 22; Ninomiya at Location 25. (d) KtP, Tephra 20 (1), and Nm-SB tephra. KtP at Location 10, Shimoyoshikage, Location 13, Hashikado, Location 26, and Amada; Nm-SB at Location A; Tephra 20 (1) from the MD01-2421 core (Aoki et al., 2008). (e) TAu series tephra. TAu-3 to -6, Tu-29, Tu-31, and TAu-9 at Location F-1; Ob at Location 11 and Obata. (f) Scoria glass of Br-Sc, Bk-Sc, and Bk-Sc (I) at Location 15 and Aso; TAu-2L (I) at Location F-2. (i): glass inclusions in plagioclase. (I): measured with a wide beam to analyze a larger area.

(e) TAU series

(f) Br-Sc, Bk-Sc, TAU-2L

Fig. 6. Continued.

成砂層中に、層厚 15 cm の黄色軽石密集層が認められ、これが OiP と同定される。含まれる軽石の粒径は 2–5 mm 程度であり、スコリアを伴う。OiP の鉱物組成は両輝石を主とし、かんらん石と角閃石も含む。斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.705\text{--}1.711$ (1.706–1.709) で、火山ガラスは厚型のものが残存している (Table 1, Fig. 5)。火山ガラスの化学組成は、やや苦鉄質なクラスタ、やや珪長質なクラスタ、High-K のクラスタと 3 つのクラスタに分散し、それぞれ SiO_2 が 76–78 wt.% と 78–79 wt.% および 79 wt.%, CaO が 1.5–3 wt.% と 1–2 wt.% および 1 wt.%, K_2O が 1–4 wt.% と 1.5–4 wt.% および 4–6 wt.% を示す (Fig. 6c)。上述した岩石記載の特徴は ArP と類似しているが、同露頭のカキ化石密集層に含まれる ArP (Table 1) より層位的上位に位置する。

(2) 代表露頭における OiP の岩相と岩石記載 土浦市中村西根 (Loc. 22; $36^\circ 03' 45''\text{N}$, $140^\circ 09' 49''\text{E}$; Fig. 1b) の花室川河床に露出している剣尺部層 (宇野沢ほか, 1988 の「上岩橋層」) の上部において、生痕の発達した砂泥互層中に径 2–3 mm の白色軽石がレンズ状に密集する。このテフラの鉱物組成は両輝石からなり、斜方輝石の屈折率が $\gamma = 1.701\text{--}1.710$ (Table 1) を示す。これは層位と火山ガラスの主成分化学組成 (Fig. 6c) から OiP に対比される。

新治台地のかすみがうら市二ノ宮 (Loc. 18; $36^\circ 04' 03''\text{N}$, $140^\circ 21' 39''\text{E}$; Fig. 4c) の剣尺部層においては、大規模な低角斜交層理をなす生物擾乱の激しい浅海成砂層が発達しており、その上部に軽石が散在している。この軽石には繊維型火山ガラスが含まれる。その主成分化学組成は ArP および

OiP に類似する (Fig. 6c) が、その層位から OiP に対比される。

行方台地南部の行方市麻生 (Loc. 15; Fig. 3b) では、ArP 上位に位置する剣尺部層上部の海成砂層に黄白色軽石が挟在する。この軽石は両輝石と角閃石を含み、斜方輝石の屈折率が $\gamma = 1.702\text{--}1.709$ を示し (Table 1, Fig. 5)、岩石記載の類似から OiP に対比される。

常陸台地西縁部の友部丘陵縁辺部に位置する水戸市見和 (Loc. 4; $36^\circ 22' 19''\text{N}$, $140^\circ 25' 08''\text{E}$; Fig. 1b) においては、標高 40 m の段丘面をなす剣尺部層の海浜砂礫層中に白色粗粒軽石が挟在する。斜方輝石の屈折率が $\gamma = 1.702\text{--}1.710$ (1.709) を示し、OiP に対比可能である (Table 1)。

稲敷台地において夫馬ほか (2004) が記載した薄倉軽石 (UsP) は、剣尺部層の下部外浜相の砂層中に挟在するスコリアを含む黄色粗粒軽石である。牛久市井ノ岡 (Loc. 29; $35^\circ 57' 29''\text{N}$, $140^\circ 14' 57''\text{E}$; Fig. 1b) での UsP は両輝石とかんらん石を含み、斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.702\text{--}1.713$ (1.706–1.709) を示した (Table 1)。岩石記載の類似から UsP は OiP に相当すると思われる。

(3) OiP の分布と層位 常陸台地において OiP は、剣尺部層上部の海成砂層中に散在する黄色粗粒軽石であり、霞ヶ浦周辺の筑波台地から新治台地にかけて広く追跡できる (Fig. 3b, 3c)。友部丘陵縁辺部の段丘面をなす木下層剣尺部層では海浜砂層中に挟在している。しかし、東茨城台地海岸部や那珂台地では確認されていない (Fig. 3a)。これは OiP の分布域が ArP よりやや南側にあるためと考えられる (Fig. 1a)。したがって、OiP は常陸台地の西部から南東部におい

て、剣尺部層上部のテフラ鍵層として有用と言える。

ただし、前述した ArP-R と OiP は、近接した層位に位置しているが、ArP-R には火山ガラスが多く含まれ、斜方輝石の屈折率がバイモーダルで高いものを含むことがあるのに対し、OiP にはスコリアとかんらん石が含まれることで識別が可能である。

3. 剣尺部層におけるその他のテフラ

剣尺部層において、ArP や OiP とは異なる細粒なテフラが数枚見出された。これらのテフラは、分布の連続性が乏しいが、岩石記載の特性に特徴があり広域対比には有用と思われる。

(1) 褐色スコリア (Br-Sc) および黒色スコリア (Bk-Sc) 行方市麻生における木下層剣尺部層基底部付近のシルト層 (Loc. 15; Fig. 3b) には 2 枚の細粒スコリア層があり、大井・横山 (2011) により、下位が褐色スコリア (以下, Br-Sc)、上位が黒色スコリア (以下, Bk-Sc) と命名されている。Br-Sc は、木下層剣尺部層基底の直上から 1 m 上位にかけて挟在する、層厚 10 cm で中粒砂サイズの褐色～灰色スコリア層である。Br-Sc の 1.8 m 上位のシルト層中には、Bk-Sc が挟在する。Bk-Sc は層厚 5 cm、粒径 0.1 mm の細粒な黒色スコリア層であり、ArP のユニット B 直上にレンズ状に含まれる。Bk-Sc は下総台地研究グループ (2011) が行方台地において記載した、「上岩橋層」下部に挟在する As3 に相当する。Bk-Sc は、行方市小幡 (Loc. 11; Fig. 3b) でも木下層剣尺部層下部の開析谷充填層の ArP ユニット B (Table 1) の近くに挟在している。スコリアの石基ガラスの主成分化学組成は両者ともよく似ており、平均で SiO_2 が 60 wt.% で、CaO が 7 wt.%、 K_2O が 0.9 wt.% を示し、Low-K の特徴を示す (Fig. 6e)。

(2) 前田テフラ (Med) 茨城町前田 (Loc. 5; $36^\circ 18'46''\text{N}$, $140^\circ 25'36''\text{E}$; Fig. 3a) では、剣尺部層下部の根痕の発達した陸成の塊状砂層中に、厚さ 2–5 cm ほどのレンズ状の細粒テフラが挟在し、下部が白色、上部が灰色を呈する。鉱物組成は両輝石と角閃石を含み、軽石型火山ガラスを多く含む。下部の白色テフラの斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.706\text{--}1.713$ 、火山ガラスは $n = 1.520\text{--}1.526$ である (Table 1)。本稿ではこれを前田テフラ (以下, Med) と新称する。

(3) 小幡テフラ (Ob) 行方市小幡 (Loc. 11; Fig. 3b) の剣尺部層上部の HCS をなす海成砂層中には、層理に沿って灰色の中粒砂サイズの軽石が散在している。このテフラは両輝石を含み、軽石型火山ガラスを多く含んでいる。火山ガラスと斜方輝石の屈折率は、それぞれ $n = 1.506\text{--}1.510$ 、 $\gamma = 1.705\text{--}1.711$ で、火山ガラスの化学組成は CaO が 3.3 wt.%、 K_2O が 1.0 wt.% で、Low-K の特徴を示す (Fig. 6e)。このテフラを小幡テフラ (以下, Ob) と新称する。

4. 貝谷軽石 (KtP)

KtP は行方部層下部の海成砂層基底付近に見られ、内陸部では木下層上部に挟在する。KtP は角閃石と火山ガラスを含む細粒な結晶質テフラで、常陸台地全域に分布することから、行方部層の同時代面を追跡するテフラ鍵層として有効である。

(1) 代表露頭における KtP の層位、岩相と岩石記載 行方市橋門 2 (Loc. 13; $36^\circ 01'58''\text{N}$, $140^\circ 27'36''\text{E}$; Fig. 3b) の行方部層下部においては、層厚 2 m の灰色を呈する汽水成の塊状シルト層があり、その中に厚さ 1 cm の白色の細粒テフラが見られ、貝谷軽石 (以下, KtP) と命名されている (横山ほか, 2001; 大井・横山, 2011)。このテフラは発泡径の小さいバブル型や繊維型およびマイクロパミス型火山ガラスを多く含み、重鉱物は角閃石、斜方輝石、黒雲母を含む。火山ガラスと角閃石、斜方輝石の屈折率は、それぞれ $n = 1.496\text{--}1.502$ 、 $n_2 = 1.678\text{--}1.683$ 、 $\gamma = 1.706\text{--}1.713$ (1.712) を示す (Table 1)。火山ガラスの主成分化学組成は FeO が 1.3 wt.%、 MgO が 0.2 wt.% と苦鉄質成分に乏しい。 Al_2O_3 は 11.5–13 wt.%、CaO は 0.5–2 wt.%、 K_2O は 1–5 wt.% と幅広く、アルカリ元素が不均質な特徴を示す (Fig. 6d)。

稲敷市甘田 (Loc. 26; $35^\circ 56'45''\text{N}$, $140^\circ 24'03''\text{E}$; Fig. 3c) においては、行方部層基底から上位 50 cm にある層厚 10 cm の暗灰色砂層中にはバブル型や軽石型 (繊維状・スポンジ状) の火山ガラスが多く含まれ、角閃石や斜方輝石と黒雲母を伴う。火山ガラスと角閃石の屈折率は、それぞれ $n = 1.498\text{--}1.501$ 、 $n_2 = 1.675\text{--}1.683$ を示す (Table 1)。火山ガラスの主成分化学組成 (Fig. 6d) は、各成分の組成領域が橋門 2 の KtP と重なることや、岩石記載の類似から KtP に対比される。

小美玉市下吉影 (Loc. 10; $36^\circ 11'06''\text{N}$, $140^\circ 26'39''\text{E}$; Fig. 3b) において、行方部層に層厚 10 cm の軽石層が挟在し、そのテフラは角閃石および石英を含み、斜方輝石、黒雲母を伴う。火山ガラスは風化のためフレーク状のものが僅かに残存している (Table 1)。火山ガラスは $n = 1.497\text{--}1.501$ 、1.507 で、角閃石の屈折率は $n_2 = 1.672\text{--}1.681$ (1.676) でそのレンジは広い、(Table 1)。岩石記載からは KtP に対比されると考えられるが、火山ガラスの主成分化学組成が Al_2O_3 の分析値において、橋門 2 や甘田の KtP の平均値よりやや高い 12.5 wt.% を示す (Fig. 6d)。これは下吉影では風化で計測できる火山ガラスが少なく、偏りがあったためと思われる。

かすみがうら市二の宮 (Loc. 18; Fig. 3c)、において、木下層上部のシルト層中に挟在する層厚 10 cm の白色テフラは細粒で角閃石や黒雲母を含むこと、角閃石の屈折率は $n_2 = 1.670\text{--}1.687$ でレンジが広く (Table 1)、その岩石記載の一致から KtP に対比される (Table 1)。

土浦市栗野町 (Loc. 20; $36^\circ 08'55''\text{N}$, $140^\circ 12'11''\text{E}$; Fig. 3c) では、木下層上部に認められる含白斑生痕砂層上位のシルト層中に挟在する、厚さ 7 cm のクリーム色細粒テフラは、角閃石と石英を含む。風化のため火山ガラスや黒雲母は消失しているが、その特徴から KtP に対比される (Table 1)。

土浦市常名 (Loc. 21; Fig. 3c) の木下層上部の砂層中に挟在するテフラは、角閃石と石英を含む岩石記載の特徴から KtP に対比可能である (Table 1)。その層位と産出地点から、宇野沢ほか (1988) が命名した常名軽石層 (HnP) と同じテフラである可能性がある。

Fig. 7. Stratigraphic correlations of the studied sites. Locations B, C, and D: Tochigi area (volcanic source of the tephra layers). Locations 6, 15, and 19: Upper part of the Kioroshi Formation in the Hitachi Terraces.

KtP と Miwa テフラ群との関係は、大洗町成田町 (Loc. 9; 36°16'09"N, 140°32'02"E; Fig. 3a) で観察される。ここでは行方部層の基底部に KtP が挟在しており (Table 1), さらに行方部層を覆うシルト層下部に数枚の Miwa テフラが挟在している。

木下層のテフラの広域対比

本稿において常陸台地の木下層層準で記載されたテフラについて、予想される給源火山域のテフラとの対比を検討した。さらに後期更新世の MIS 年代モデルが詳細に示されている鹿島沖海底コア (MD01-2421; 青木ほか, 2008) とのテフラ対比を行った。

1. ArP と日光矢板テフラ (Nk-Yt) の対比

剣尺部層下部に含まれる ArP は、常陸台地の北西部ほど軽石の粒径やテフラの層厚が増しており、模式地では層厚 100 cm に達することから北関東の火山起源のテフラと推定される。ArP 上位の Miwa-L (見和-下部軽石層) は Ag-MzP9・10 (赤城-水沼第 9・10 軽石層) に対比されているので (鈴木, 1990), ArP の層位は MoP と Ag-MzP9・10 の間に位置することになる。対比候補は、この時期に北西-南東方向の分布軸を持った多くのテフラを噴出させた日光火山

群起源のテフラ (鈴木, 1993) があげられる。

栃木県矢板市成田 (Loc. C; 36°48'41"N, 139°57'05"E; Fig. 7) で、この層準のテフラを観察したところ、MoP と Ag-MzP9・10 の間に 4 枚の明瞭なテフラが認められた。下位から日光矢口テフラ層 (Nk-Yg; 鈴木, 1993), 弓張第 10 テフラ層 (Ym10; 鈴木, 1993), 日光矢板テフラ層 (Nk-Yt; 鈴木, 1993), 日光行川テフラ層 (Nk-Nm; 鈴木, 1993) である。これらのテフラはいずれも日光火山群起源と考えられている (鈴木, 1993)。この中で Nk-Yt は茨城町荒谷 (Loc. 6; Fig. 3a) の ArP の産状と類似しているので、以下に詳しく記載する。

Nk-Yt は、^{ほうしゃくじ}宝積寺ローム層 (小池ほか, 1985) に含まれる層厚 35 cm のテフラであり、下位より黄色を呈するユニット A, 赤色を呈するユニット B, 青色を呈するユニット C に識別される (Fig. 4A)。下部 10 cm のユニット A は、2-3 mm 径の黄色～ピンク色軽石からなり、角閃石と両輝石を含む。ユニット A は、火山ガラスが消失しているが、大量の風化残留粒子が含まれるので、本来ガラス質のテフラと思われる。斜方輝石と角閃石の屈折率はそれぞれ $\gamma = 1.700-1.710$ (1.709), $n_2 = 1.670-1.680$ を示す (Table 1, Fig. 5)。

層厚 10 cm のユニット B は、直径 2-3 mm の赤色～黄

色軽石およびスコリアからなり、ユニット A とは明瞭な岩相境界をなす。層厚 15 cm のユニット C は、径 2–5 mm の青色岩片とスコリアからなり、ユニット B から漸移する。Nk-Yt は全体として上方粗粒化しており、3 つのユニットの中ではユニット C が最も粗粒である。

ユニット B、C に含まれる鉱物は両輝石とわずかに含まれる角閃石であり、塊状の火山ガラスが残存し、石質岩片を含む。ユニット B の斜方輝石の屈折率は、 $\gamma = 1.702\text{--}1.710$ (1.709), 1.712–1.724 とバイモーダルな分布を示し、高い屈折率を示す斜方輝石は細粒で柱状をなす特徴を示す。ユニット C の火山ガラスの屈折率は $n = 1.520\text{--}1.522$ を示し、斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.700\text{--}1.709$ である (Table 1, Fig. 5)。

ユニット B の火山ガラスの主成分化学組成は SiO_2 が 76.8 wt.% と 78.4 wt.%, CaO が 1.2 wt.% および 1.9 wt.%, K_2O が 2.6 wt.% および 3 wt.% と分散し、二つのクラスタをなしている (Fig. 6a)。

次に ArP と Nk-Yt の各ユニットの対応関係を検討する。鉱物組成では ArP のユニット A は火山ガラスを多く含み、Nk-Yt のユニット A も本来ガラス質のテフラと思われる。また共に角閃石を含み、角閃石の屈折率も類似している。そして斜方輝石の屈折率のモードは、ArP は $\gamma = 1.710$ 、Nk-Yt は $\gamma = 1.709$ と類似している。

ArP のユニット B と Nk-Yt のユニット B と C とは共に両輝石を多く含み、斜方輝石の屈折率のモードが類似している。特に ArP のユニット B には、高い屈折率を示す細粒で柱状をなす斜方輝石が含まれ、Nk-Yt のユニット B にも同様な斜方輝石が含まれており、両者は良く似ている。行方市麻生の ArP のユニット B 上部の細粒軽石は、麻生の ArP の中で最も粗粒なことから、Nk-Yt ユニット C に相当すると考えられる。

ArP のユニット B に含まれる火山ガラスの形態は、繊維状および細かいマイクロバミス型、および引き延ばされた小さな気泡を内包する軽石型が混在することで特徴づけられる。矢板市成田での Nk-Yt のユニット B と C に残存しているフレーク状火山ガラスにも、引き延ばされた小さな気泡を内包しており、ArP の軽石型火山ガラスと類似する。繊維状およびマイクロバミス型火山ガラスについては風化に弱いため消失したと考えられる。

矢板市成田における Nk-Yt の火山ガラスの主成分化学組成値は、二つのクラスタをなす特徴を示し、ArP と組成が一致する (Fig. 6a)。

以上のように、ユニット毎の鉱物組成と斑晶鉱物の屈折率、火山ガラスの形態と火山ガラスの主成分値等の諸特性の類似から、ArP は Nk-Yt と対比できると考えられる。

2. OiP と日光行川テフラ(Nk-Nm)の対比

OiP は筑波台地、新治台地など常陸台地西部で広く分布し、稲敷台地や行方台地南部においても見られることから、北関東の火山起源のテフラと考えられる。OiP は、ArP と岩石記載や火山ガラスの主成分化学組成がよく類似しているため、ArP に対比される Nk-Yt よりも上位の日光火山群起

源のテフラが対比候補となる。

栃木県さくら市上河戸^{かみかわど} (Loc. D; $36^{\circ}47'15''\text{N}$, $139^{\circ}58'53''\text{E}$; Fig. 7) においては、層厚 12 cm の橙色軽石からなる Nk-Yt が記載されている (鈴木, 1993)。その上位 65 cm の火山灰質ローム層を挟んで、層厚 85 cm の日光行川テフラ^{なめかわ} (以下、Nk-Nm; 鈴木, 1993) が認められる。

Nk-Nm は、層厚 15 cm の粒径 2–5 mm の褐色スコリアと岩片からなる下部ユニットと、層厚 70 cm の黄色～白色軽石、褐色スコリア、岩片からなる上部ユニットに区分される。

Nk-Nm の鉱物組成は両輝石を主とし、僅かにかんらん石と角閃石を含む。上河戸の上部ユニットの斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.703\text{--}1.712$ (Table 1, Fig. 5) である。このテフラの岩石記載の特徴は Nk-Yt とよく類似するが、スコリアをより多く含む特徴がある。

OiP は、両輝石を主とし、かんらん石、角閃石を僅かに含む鉱物組成が Nk-Nm と類似しており、崎浜 (Loc. 19) で測定された斜方輝石の屈折率は $\gamma = 1.705\text{--}1.711$ (Table 1, Fig. 5) で Nk-Nm と類似する。OiP は、ArP の上位にあってスコリアを多く含むが、Nk-Nm も ArP に対比された Nk-Yt の上位にあって、同様にスコリアを多く含む。以上から、OiP は、日光火山群を給源とし、降灰域が常陸台地中央部をカバーするように降灰分布軸が南東をむいた (鈴木, 1993)、Nk-Nm に対比できると考えられる。

3. TAU テフラとの対比

前述した、剣尺部層に含まれる ArP および OiP 以外の 3 枚のテフラ (Br-Sc, Bk-Sc, Ob) は、火山ガラスの主成分化学組成が CaO に富み K_2O に乏しい (Figs. 6e, 6f) ことから、箱根火山起源のテフラの化学組成の特徴 (長橋ほか, 2007) を有している。実際に、鈴木ほか (2010) により、東茨城台地の剣尺部層において TAU-11 が見出されていることから、大磯丘陵 (Loc. F-1; $35^{\circ}20'22''\text{N}$, $139^{\circ}12'53''\text{E}$; Fig. 1a) の TAU テフラ群 (町田ほか, 1974)、および同じ層準の Tu テフラ群上部 (上杉, 1976) が、その対比候補となる。その中で最上位の TAU-10 から TAU-12 は斜方輝石の屈折率や石英の存在 (町田ほか, 1974) から対比候補から除外される。次に火山ガラスの化学組成を比較するために、下位より TAU-3 から TAU-6, Tu-29, Tu-31 および TAU-9 について、火山ガラスの主成分化学分析 (Fig. 6e) を行った。その結果、TAU-3 から Tu-31 までは上位ほど珪長質な化学組成を示し、その上位の TAU-9 ではやや苦鉄質になる特徴が認められた (Fig. 6e)。

一方、常陸台地の木下層に挟在する Br-Sc, Bk-Sc, Med, Ob は、斜方輝石の屈折率が低い特徴がある (Table 1)。TAU テフラ群で、斜方輝石の屈折率が低いテフラは TAU-1, TAU-2, TAU-3, Tu-29, TAU-9 があり (町田ほか, 1974; Table 1)、対比候補を絞り込むことが可能である。

次に行方市麻生 (Loc. 15; Figs. 3b) に見られるスコリア層 (Br-SC, Bk-Sc) の対比候補としてスコリアに富むテフラをあげると、TAU-2 下部 (以下 TAU-2L と記述) の黒色スコリアと、TAU-1 のスコリア混じり褐色軽石、および TAU-1

Fig. 8. Secondary electron microscopy images of polished thin sections of scoria glass. A: Bk-Sc, B: TAU-2L, Pl: plagioclase, Py: pyroxene.

の下位にある Tu-14 の褐色スコリアがある。そのうち TAU-2L が、Bk-Sc の特徴に似ている。

長橋・野尻湖火山灰グループ(2009)は、スコリア層の識別に、スコリア片の発泡形態とスコリアの石基ガラスの化学組成が有効であることを示した。そこで走査型電子顕微鏡の二次電子線像によって、スコリアの気泡径や微斑晶の観察を行った。その結果、Bk-Sc および TAU-2L の石基ガラスに含まれる斜長石の微斑晶の多くは長軸が数 10 μm ほどと微細であった (Fig. 8)。

スコリアの石基ガラスの化学組成の測定では、これらの微細な斑晶の影響を避けることは困難と思われるので、SEM の電子ビーム径を 25 μm に広げ、微斑晶も含めた石基ガラスの平均組成を計るようにした。その結果、Bk-Sc の SiO_2 の平均が 57.2 wt.% を示し、ビームを 4 μm にして計測した場合の SiO_2 の平均 60 wt.% とは、違いが認められた (Fig. 6f)。一方、TAU-2L のスコリアの石基ガラスをビーム径 25 μm にして計測した SiO_2 の平均は 58.9 wt.% を示し、上述した Bk-Sc の値とは違う結果となった (Fig. 6f)。これは石基ガラスの微斑晶の大きさや含有量の差によって、化学組成の不均質が生じていると考えられ、ビーム径を広げても、測定値が近似しなかったことから、Bk-Sc と TAU-2L との対比は今のところ確証できていない。

行方市麻生の 2 枚のスコリアは Low-K の化学組成の特徴を持つので箱根起源と考えられる。大磯丘陵の TAU テフラ群の下部にスコリアが多いが、TAU テフラ群の個別の対比については今後の課題である。

行方市小幡 (Loc. 11; Figs. 3b) における Ob の火山ガラスの形態は軽石型で、主成分化学組成は SiO_2 の平均が 72.3 wt.% を示し、TAU テフラ群の中ではやや苦鉄質な TAU-3 と TAU-9 に類似する (Fig. 6e)。火山ガラスの屈折率は $n = 1.506\text{--}1.510$ であり、これに一致するのは TAU-9 である (Table 1)。これらの岩石記載の類似から Ob は TAU-9 に対比できると考えられる。

4. KtP と Tephra20(1)の対比

KtP は、常陸台地の西方ほど層厚が増し、粒径も大きく

なることから、常陸台地西方の火山起源と考えられる。MIS 5e 期に降灰した角閃石を含む結晶質テフラで、北関東で OiP に対比される Nk-Nm より層準的に上位にある給源火山に近いテフラとしては、沼沢芝原テフラ(以下、Nm-SB; 鈴木ほか, 2004)が挙げられる。Nm-SB は、角閃石と石英、黒雲母を含む結晶質テフラで、角閃石や火山ガラスの屈折率なども KtP と類似している (Table 1)。しかし、火山ガラスの化学組成においては、KtP がアルカリ元素の組成範囲が広いのに対して、Nm-SB はそのような特徴を示さない (Fig. 6d)。また Nm-SB の分布域の南限は栃木県那須野原にあり(鈴木ほか, 2004)、常陸台地に降灰するには分布域が北に偏り過ぎている。したがって、現時点においては KtP を北関東の給源火山近傍のテフラに対比することは困難である。

一方、鹿島沖海底コア MD01-2421 (36°01'24"N, 141°46'48"E; Fig. 1a; 青木ほか, 2008)に介在するテフラのうち、MIS 5e 付近の層準付近に介在し、火山ガラスの主成分化学組成が KtP に類似したテフラに Tephra20(1)が挙げられる。Tephra20 は淘汰の良い細粒なシルト質火山灰で、主にスポンジ状火山ガラスからなり、鉱物は斜長石と斜方輝石が含まれるとされる。火山ガラスの屈折率は 1.500–1.508 で、火山ガラスの主成分化学組成では Tephra20(1)は苦鉄成分に乏しく、アルカリ元素の組成範囲が広い (Fig. 6d)。

以上の特徴のうち、アルカリ元素の組成範囲が広い点は KtP と類似し、スポンジ状の火山ガラスの形態はマイクロパミス型の KtP と大きく変わらない。また火山ガラスの屈折率も KtP と有意な違いは認められない。ただし、鉱物組成では、KtP は角閃石と斜方輝石を含むが、Tephra20 では角閃石が含まれない。これは、Tephra20 の方が給源から大きく離れていることによるのではないかと予想される。したがって、KtP は Tephra20(1)と対比される可能性がある。

常陸台地の木下層層準のテフラ層序と木下層の堆積年代

常陸台地の木下層に挟在する主要テフラの層位と年代、および剣尺部層と行方部層の堆積年代について考察を試みる。

Fig. 9. Marine isotope stage stratigraphy of the MD01-2421 core (Aoki et al., 2008), MIS 6 and MIS 5d tephrostratigraphy in the Kanto region, and stratigraphic horizons in the Kioroshi Formation in the Hitachi Terraces. Age control horizons for the core MD01-2421 are from Oba et al. (2006).

1. ArP, OiP, KtP の層位と降灰年代

栃木県鹿沼市板荷 (Loc. B; 36°39'11"N, 139°42'33"E; Fig. 7) において, MIS 6 の鹿沼面の段丘堆積物 (鈴木, 2000; 吉川ほか, 2010) を Nk-Yt が覆っている。一方, ArP は剣尺部層下部にあって, MIS 6 に形成された開析谷を埋積した礫層を覆うシルト層中に認められる (Locs. 2, 6; Figs. 3a, 6)。両地点において, Nk-Yt と ArP は MIS 6–5e 初期の堆積物を覆っている。

青木ほか (2008) は MD01-2421 の Tephra 23 を TG (鈴木ほか, 2004) に対比し, その噴出年代を 129.0 ± 3.0 ka と算出した (Fig. 9)。TG の層位は栃木県では Nk-Yt 付近であり (鈴木, 1993), その降灰年代は MIS 6 から MIS 5e にかけての海進期と考えられている (鈴木, 1999)。よって, ArP は MIS 5e 前期に降灰したテフラと推察される。

OiP は ArP の上位にあって剣尺部層の HCS の見られる海成砂層中に挟在している。つまり剣尺部層の最も深い水深が見積もられる層位に挟在する。また, 木下層剣尺部層堆積面の最も内陸側の旧汀線が達したとみなされる地域 (Loc. 4) で OiP が確認されることから, OiP は MIS 5e 最盛期 (Eemian) に降灰したと推察される。

常陸台地で見出された TAU テフラ群に対比されるテフラは, 下位から Ob (TAU-9) および TAU-11 であり, これらのテフラの分布は局地的ではあるが, いずれも剣尺部層に挟在している。TAU テフラ群は貝塚ほか (2000) によれば, MIS 6 から MIS 5e にかけての海進期に降灰したものと推定されている。

鹿島沖海底コア MD01-2421 の Tephra20(1) の年代は 115.2 ± 6.4 ka と算出されている (青木ほか, 2008)。この降灰時期は MIS 5e 末期から 5d 初期にかけて海面が停滞する時期に相当する (Fig. 9)。よって, Tephra20(1) に対比される可能性のある KtP の降灰時期は MIS 5e の時期ではなく, MIS 5d 初期であった可能性が指摘される。

2. 木下層剣尺部層と行方部層の堆積年代

大井・横山 (2011) によって MIS 5e に形成されたと解釈された木下層の 2 つの部層, 剣尺部層と行方部層の年代値について, 木下層層準のテフラ層序に基づいて議論する。

剣尺部層は, 台地中央部を東西から北西–南東方向に横切る開析谷 (東茨城台地北部, 筑波台地–新治台地–行方–鹿島台地中央部; Fig. 1b) の充填堆積物とそれを覆う海成堆積物からなり, 今回のテフラ層序の検討により ArP (MIS 5e 前期), OiP (MIS 5e 最盛期), そして TAU-9 に対比可能な Ob, (MIS 5e 海進期) を挟在することが判明した。したがって剣尺部層の堆積年代は MIS 6–MIS 5e (Fig. 9) と解釈される。一方, 木下層上部の行方部層の堆積年代は, KtP を挟在し Miwa テフラ群に被われることから, MIS 5d 初期 (Fig. 9) と想定される。

ところで常陸台地では, 以前より西方の山地に起源をもつ大規模な谷地形の存在 (青木・馬場, 1979; 坂本ほか, 1981; 宇野沢ほか, 1988) が推定されていた。この谷地形は剣尺部層によって埋積されていることから, MIS 6 低海面期に開析された谷地形が, MIS 5e の海進期に埋積されたと解釈するのが妥当であろう。そして MIS 5e 最盛期 (Eemian) には, 常陸台地北西部の友部丘陵東縁にまで汀線が到達し, 「外洋に開口した古東京湾」 (成田研究グループ, 1962) が常陸台地にも出現したと解釈される。

ま と め

- (1) 木下層剣尺部層の ArP, OiP, Br-Sc, Bk-Sc, Ob, Med, 行方部層の KtP について, 層位, 岩相および岩石記載を行い, 火山ガラスや斑晶鉱物の屈折率特性および火山ガラスの主成分化学組成を測定・分析した。
- (2) ArP は Nk-Yt, OiP は Nk-Nm, Ob は TAU-9 に対比され, KtP は鹿島沖海底コア MD01-2421 の Tephra20(1) に対比される可能性がある。
- (3) これらのテフラの常陸台地の木下層に挟在する層位

と、鹿島沖海底コア MD01-2421 の MIS 層序との対比により、ArP, Ob が MIS 5e 前期, OiP が MIS 5e 最盛期, KtP が MIS 5d 初期に降灰したテフラであると推定される。

- (4) 常陸台地の木下層剣尺部層の堆積年代は MIS 6 から MIS 5e, 行方部層の堆積年代が MIS 5d 初期であると解釈される。

謝 辞

本研究は大井信三が茨城大学大学院在籍時に行った研究成果の一部である。茨城大学地質学岩石鉱物学ゼミの教員・学生の皆様、国土地理院の関係者には研究にご協力頂き心から感謝する。産業技術総合研究所の七山 太博士には本論の執筆に関するご支援を頂いた。農業・食品産業技術総合研究機構農村工学研究所の中里裕臣上席研究員には下総層群のテフラ層序に関してご議論頂いた。首都大学東京の鈴木毅彦教授には北関東地域のテフラ対比について議論して頂いた。立正大学地球環境科学部の青木かおり博士には、鹿島沖海底コア (MD01-2421) のテフラ試料を借用させて頂いた。また、神奈川県の星・地球博物館の笠間友博氏には大磯丘陵のテフラ露頭をご案内頂いた。編集委員である産業技術総合研究所の中澤 努博士、査読を頂いた産業技術総合研究所の及川輝樹博士および匿名の査読者には有益なコメントを頂き本稿は大幅に改善された。なお、この研究の一部は科学研究費補助金 (萌芽研究, 課題番号 19650259, 代表者: 小荒井 衛), (基盤研究(B), 課題番号 22340153, 代表者: 安藤寿男), 横山が産業技術総合研究所在籍時のイノベーションスクール育成費を使用した。以上の方々 に記して厚く感謝の意を表する。

文 献

- 阿久津 純 (Akutsu, J.), 1957, 宇都宮付近の関東ローム (火山灰) 層。地球科学 (*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **33**, 1–11.
- 青木かおり・入野智久・大場忠道 (Aoki, K., Irino, T. and Oba, T.), 2008, 鹿島沖海底コア MD01-2421 の後期更新世テフラ層序。第四紀研究 (*Quatern. Res.*), **47**, 391–407.
- 青木直昭・馬場勝良 (Aoki, N. and Baba, K.), 1973, 関東平野南部, 下総層群の層序と貝化石のまとめ。地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **79**, 453–464.
- 青木直昭・馬場勝良 (Aoki, N. and Baba, K.), 1979, 霞ヶ浦・北浦地域の下総層群。筑波の環境研究 (*Tsukuba Environmental Studies*), no. 4, 186–195.
- 荒川真司 (Arakawa, S.), 2000, 鹿島台地南部の地質 (5)。清真学園紀要 (*Bull. Seishin High School*), no. 15, 33–49.
- 夫馬貴央・安藤寿男・横山芳春 (Fuma, T., Ando, H. and Yokoyama, Y.) 2004, 茨城県南部稲敷台地における第四系下総層群の堆積相と軟体動物化石相。茨城県自然博物館研究報告 (*Bull. Ibaraki Natl. Mus.*), no. 7, 1–22.
- 古澤 明 (Furusawa, A.), 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。地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **101**, 123–133.
- 古澤 明 (Furusawa, A.), 2008, ガラス包有物の主成分分析によるテフラ識別の試み—大山テフラ DKP, DSP, DNP の識別を例として—。地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **114**, 618–631.
- 鎌田浩毅・檀原 徹・山下 透・星住英夫・林田 明・竹村恵二 (Kamata, H., Danbara, T., Yamashita, T., Hoshizumi, H., Hayashida, A. and Takemura, K.), 1994, 大阪層群アズキ火山灰および上総層群 Ku6C 火山灰と中部九州の今市火砕流堆積物との対比—猪俣田カルデラから噴出した co-ignimbrite ash—。地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **100**, 848–866.
- 貝塚爽平・鈴木毅彦・町田 洋 (Kaizuka, S., Suzuki, T. and Machida, H.), 2000, 総説。貝塚爽平・小池一之・遠藤邦彦・山崎晴雄・鈴木毅彦編, 日本の地形 4 関東・伊豆小笠原 (*Regional Geomorphology of the Japanese Islands-Vol. 4 Geomorphology of Kanto and Izu-Ogasawara*), 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 1–36.
- 河井興三 (Kawai, K.), 1961, 南関東ガス田地帯についての鉱床地質学的研究。石技誌 (*Jour. Japan. Assoc. Petrol. Tech.*), **26**, 212–266.
- 菊地隆男 (Kikuchi, T.), 1997, 下総層群の層序と構造の形成過程。地球科学 (*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **51**, 117–132.
- 小池一之・岩崎孝明・檀原 徹・百瀬 貢 (Koike, K., Iwasaki, T., Danbara, T. and Momose, M.), 1985, 下野火山灰下部層のフィッシュ・トラック年代とその地史的意義。駒澤地理 (*Sci. Rep. Dept. Geogr. Komazawa Univ.*), **21**, 39–67.
- 町田 洋・新井房夫・村田明美・袴田和夫 (Machida, H., Arai, F., Murata, A. and Hakamada, K.), 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 (*Jour. Tokyo Geogr. Soc.*), **83**, 302–338.
- 町田 洋・新井房夫 (Machida, H. and Arai, F.), 2003, 新編 火山灰アトラス—日本列島とその周辺— (*Atlas of Tephra in and around Japan, Revised Edition*). 東京大学出版会 (Univ. Tokyo Press), 336p.
- Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J. D., Moore, T. C. and Shackleton, N. J., 1987, Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quatern. Res.*, **27**, 1–29.
- 松本 現・牧野泰彦 (Matsumoto, G. and Makino, Y.), 2000, 酒沼周辺に分布する上部更新統見和層の堆積相。茨城県自然博研報 (*Bull. Ibaraki Natl. Mus.*), no. 3, 1–16.
- 森脇 広・永迫俊郎・新井房夫 (Moriwaki, G., Nagasako, T. and Arai, F.), 2009, トカラ列島における後期更新世以降のテフラ。第四紀研究 (*Quatern. Res.*), **48**, 271–287.
- 長橋良隆・野尻湖火山灰グループ (Nagahashi, Y., Volcanic Ash Research Group for Nojiri-ko Excavation.), 2009, スコリア片の発泡形態と火山ガラス部の化学組成によるスコリア層の識別。地球科学 (*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **63**, 327–331.
- 長橋良隆・佐藤孝子・竹下欣宏・田原敬治・公文富士夫 (Nagahashi, Y., Sato, T., Takeshita, Y., Tawara, K. and Kumon, F.), 2007, 長野県, 高野層ボーリングコア (TKN-2004) に挟在する広域テフラ層の層序と編年。第四紀研究 (*Quatern. Res.*), **46**, 305–325.
- 中里裕臣 (Nakazato, H.), 1993, 下総層群清川層と上岩橋層の層序学的関係。千葉中央博自然誌研報 (*Jour. Natl. Hist. Mus. Inst., Chiba.*), no. 2, 115–124.
- 中里裕臣 (Nakazato, H.), 2008, 常陸台地。日本地方地質誌 3 関東地方 (*Monograph on Geology of Japan, Vol. 3 Kanto Region*), 朝倉書店 (Asakura Publ. Co. Ltd.), 325–331.
- 成田研究グループ (Narita Research Group), 1962, 下末吉海侵と古東京湾。地球科学 (*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **60-61**, 8–15.
- Oba, T., Irino, T., Yamamoto, M., Murayama, M., Takamura, A. and Aoki, K., 2006, Paleooceanographic change off central Japan since the last 144,000 years based on high-resolution oxygen and carbon isotope records. *Global Planet. Change*, **53**, 5–20.
- 岡崎浩子 (Okazaki, H.), 1992, 下末吉海進に伴う潮流堆積相の発達—茨城県鹿島台地の下総層群木下層—。千葉県立中央博自然誌研報 (*Jour. Natl. Hist. Mus. Inst. Chiba.*), no. 2, 15–23.
- 岡崎浩子・佐藤弘幸・中里裕臣 (Okazaki, H., Sato, H. and Nakazato, H.), 1997, 古東京湾に発達した 2 つのタイプの堆積シーケンス: 下総層群上泉層, 清川層および横田層。地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **103**, 1125–1143.
- 大井信三・横山芳春 (Ooi, S. and Yokoyama, Y.), 2011, 常陸台地の第四系下総層群の層序と堆積システムの時空変化。地質雑 (*Jour. Geol. Soc. Japan*), **117**, 103–120.
- 竜ヶ崎団体研究グループ (Ryugasaki Collaborative Research

- Group), 2004, 稲敷台地南部の下総層群: 上岩橋層の層序と堆積環境の変遷(その3). 地球科学(*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **58**, 25–36.
- 坂本 亨(Sakamoto, T.), 1972, 茨城県大洗付近の第四系: とくに見和層堆積期の海進(下末吉海進)について. 地調月報(*Bull. Geol. Surv. Japan*), **23**, 7–13.
- 坂本 亨(Sakamoto, T.), 1975, 磯浜地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅) (*Geology of the Isohama District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*). 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 60p.
- 坂本 亨・相原輝雄・野間泰二(Sakamoto, T., Aihara, T. and Noma, T.), 1981, 石岡地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅) (*Geology of the Ishioka District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*). 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 50p.
- 下総台地研究グループ(Shimosa Daichi Research Group), 2011, 茨城県南東部に分布する中・上部更新統の層序, 堆積環境および地質構造. 地球科学(*Earth Sci. (Chikyu Kagaku)*), **65**, 155–173.
- 鈴木毅彦(Suzuki, T.), 1989, 常磐海岸南部における更新世後期の段丘と埋没谷の形成. 地理学評論(*Geogr. Rev. Japan*), **62**, 475–494.
- 鈴木毅彦(Suzuki, T.), 1990, テフロクロノロジーからみた赤城火山最近20万年間の噴火史. 地学雑(*Jour. Tokyo Soc Geogr.*), **99**, 66–75.
- 鈴木毅彦(Suzuki, T.), 1993, 北関東那須野原周辺に分布する指標テフラ層. 地学雑(*Jour. Tokyo Soc Geogr.*), **102**, 73–90.
- 鈴木毅彦(Suzuki, T.), 1999, 福島県太平洋岸, 塚原海岸における最終間氷期最盛期の海進海退過程とその時期降下したテフラについて. 地学雑(*Jour. Tokyo Soc Geogr.*), **108**, 216–230.
- 鈴木毅彦(Suzuki, T.), 2000, 宇都宮丘陵, 大志白遺跡周辺の地形. 大志白遺跡群発掘調査報告書(*Excavation Report of Ooshijiro Archaeological Sites*), 栃木県河内町教育委員会(Kawauchi Town Education Board)*, 164–191.
- 鈴木毅彦・藤原 治・檀原 徹(Suzuki, T., Fujiwara, O. and Danbara, T.), 2004, 東北南部, 会津地域周辺における中期更新世テフラの層序と編年. 地学雑(*Jour. Tokyo Soc Geogr.*), **113**, 38–61.
- 鈴木毅彦・植木岳雪・青木秀則・青野道夫・水戸一高 2007 年 SPP 受 講 生(Suzuki, T., Ueki, T., Aoki, H., Aono, M. and 2007 SPP in Mito 1st Senior High School), 2010, 関東平野北東部水戸地域で検出された箱根 TAU11 テフラと MIS 5/6 の海面変化. 地球惑星科学関連学会合同大会予稿集(CD-ROM) (*Abst. JPGU Meet. 2010*), HQR010-P015.
- 徳橋秀一・遠藤秀典(Tokuhashi, S. and Endo, H.), 1984, 姉崎地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅) (*Geology of the Anesaki District. With Geological Sheet Map at 1: 50,000*). 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 136p.
- 上杉 陽(Uesugi, Y.), 1976, 大磯丘陵のテフラ. 関東の第四紀(*Kanto Quaternary Research Group*), no. 3, 28–37.
- 宇野沢 昭・磯部一洋・遠藤秀典・田口雄作・永井 茂・石井武政・相原輝雄・岡 重文(Unozawa, A., Isobe, I., Endo, H., Taguchi, Y., Nagai, S., Ishii, T., Aihara, T. and Oka, S.), 1988, 筑波研究学園都市及び周辺地域の環境地質図. 特殊地質図(*Environmental Geologic Map of the Tsukuba Science City and its Surroundings. Miscellaneous Map Series, no. 23*). 地質調査所(Geol. Surv. Japan), 139p.
- Yabe, H., 1931, Geological growth of the Tokyo Bay. *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **9**, 333–339.
- 横山芳春・大井信三・山田美隆・安藤寿男(Yokoyama, Y., Ooi, S., Yamada, Y. and Ando, H.), 2001, 下総層群“見和層”に認められる2回の相対海水準変動の記録. 茨城県南東部石岡一鉢田地域の例. 堆積学研究(*Jour. Sediment. Soc. Japan*), no. 54, 9–20.
- 横山芳春・大井信三・中里裕臣・安藤寿男(Yokoyama, Y., Ooi, S., Nakazato, H. and Ando, H.), 2002, バリアー島に規制された堆積相と地形形成—茨城県東茨城台地西縁地域における下総層群“見和層”を例に—. 堆積学研究(*Jour. Sediment. Soc. Japan*), no. 55, 17–28.
- 横山芳春・安藤寿男・橋本聡子(Yokoyama, Y., Ando, H. and Hashimoto, S.), 2004, 大規模カキ化石密集層のタフオノミー: 茨城県霞ヶ浦周辺の第四系更新統下総層群を例に. 化石(*Fossils*), no. 76, 32–45.
- 吉川敏之・山元孝広・中江 訓(Yoshikawa, T., Yamamoto, T. and Nakae, S.), 2010, 「宇都宮」地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅) (*Geology of the Utsunomiya District, Quadrangle Ser., 1: 50,000*), 産総研地質調査総合センター(Geol. Surv. Japan, AIST), 79p.

*English translation from the original written in Japanese.

以下の Appendix は, オープンファイルとして学会ホームページ上で公開しています. <<http://www.geosociety.jp/publication/content0006.html>>

Appendix 1. Locations of the studied outcrops.

Appendix 2. Average major element chemistry of glass shards in tephra layers from the Kioroshi Formation of the Upper Pleistocene Shimosa Group in the Hitachi Terraces. (a) Br-Sc, Bk-Sc, ArP, Nk-Yt, TAU-3, Ob, TAU-9, OiP, KtP, Tephra 20 (1), and Nm-SB. Refer to Fig. 1 for locations of the tephra samples. n: number of analyses. Standard deviations are shown below the average values. *1: Ooi and Yokoyama (2011), *2 measured by SEM with a wide beam to cover a larger analytical area.

(要 旨)

大井信三・横山芳春・西連地信男・安藤寿男, 2013, 常陸台地における下総層群木下層のテフラ層序と広域対比. 地質雑, **119**, 488–505. (Ooi, S., Yokoyama, Y., Sairenji, N. and Ando, H., 2013, Tephrostratigraphy of the Kioroshi Formation, Shimosa Group in the Hitachi Terraces, northeastern Kanto. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **119**, 488–505.)

茨城県常陸台地を構成する下総層群の層序区分については, 房総半島との対比が確立されておらず, 研究者の意見の一致をみていない. 本論では特に層序的な問題が多い木下層について, テフラの岩相と岩石記載, 屈折率や火山ガラスの主成分化学組成を分析し, それらに基づいて給源火山域および鹿島沖海底コア(MD01-2421)中のテフラと広域対比を試みた. 対比および対比の可能性のあるテフラは, ArP は Nk-Yt, OiP は Nk-Nm, Ob は TAU-9, KtP と鹿島沖海底コア Tephra20(1)である. 広域対比の結果, ArP, TAU-9 が MIS 5e 前期, OiP が MIS 5e 最盛期, KtP が MIS 5d 初期に降灰したとみなされる. これによって, 木下層剣尺部層の堆積年代が MIS 6 ~ MIS 5e, 行方部層が MIS 5d 初期であると解釈される.