

テフラ対比に基づく愛知県西三河平野地下に分布する更新統の年代層序

阿部 朋弥^{1,*}・水野 清秀¹・納谷 友規¹

ABE Tomoya, MIZUNO Kiyohide and NAYA Tomonori (2024) Pleistocene chronostratigraphy based on correlation of tephra in the Nishimikawa Plain, Aichi Prefecture, central Japan. *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, vol. 75 (1), p. 1-19, 4 figs and 4 tables.

Abstract: To construct chronostratigraphy of the Pleistocene sediment beneath the Nishimikawa Plain, tephra beds in five boring cores (GS-HKN-1, TK No.1, GS-NSO-2, ISJ, and N214 cores) drilled in the plain were correlated to widespread tephra based on the petrographic characteristics of tephra layers, and major and trace element composition of volcanic glass shards. The HKN1-v27 tephra in the GS-HKN-1 core, the NSO2-v27 tephra in the GS-NSO-2 core, and the ISJ-v30 tephra in the ISJ core were corresponded to Ks10 tephra (MIS 13~MIS 14) or Ks18 tephra (MIS 15). The TK1-v18 tephra and the TK1-v23 tephra in the TK No. 1 core were correlated to Aso-3 tephra (MIS 5e) and Kkt tephra (MIS 9), respectively. The N214-v30 tephra in the N214 core was correlated to Ata-Th tephra (MIS 7). Based on the correspondence between the age of widespread tephra and MIS, depositional period of facies unit of Pleistocene sediment in each boring core were estimated as follows. The unit 7 in the GS-HKN-1 core, the unit N2-1 in the GS-NSO-2 core, and the unit 1 in the ISJ core were MIS 13~MIS 15. The unit C in the TK No. 1 core, the unit 1 in the N214 core, and the unit B in the TK No. 1 core, were MIS 9, MIS 7, and MIS 5e, respectively. According to these results, the ages of Pleistocene sediment beneath the plain were varied with core site, and it is interpreted as a complex stratigraphic sequence of in the plain.

Keywords: tephra correlation, tephrostratigraphy, Pleistocene, Nishimikawa Plain

要 旨

西三河平野地下に分布する更新統の年代層序を構築するために、5地点のボーリングコア(GS-HKN-1, TK No.1, GS-NSO-2, ISJ, N214コア)に含まれるテフラについて、記載岩石学的特徴と火山ガラスの主成分・微量元素組成に基づき、それらの広域対比を明らかにした。GS-HKN-1コアのHKN1-v27テフラとGS-NSO-2コアのNSO2-v27テフラ、ISJコアのISJ-v30テフラは笠森10(Ks10)テフラ(MIS 13 ~ MIS 14)もしくは笠森18(Ks18)テフラ(MIS 15)に対比された。TK No.1コアのTK1-v18テフラとTK1-v23テフラは、それぞれ阿蘇3(Aso-3)テフラ(MIS 5e)と加久藤(Kkt)テフラ(MIS 9)に対比された。N214コアのN214-v30テフラは、阿多鳥浜(Ata-Th)テフラ(MIS 7)に対比された。各テフラの年代とMISとの対応から、GS-HKN-1コアのユニット7とGS-NSO-2コアのユニットN2-1、ISJコアのユニット1はMIS 13 ~ MIS 15、TK No.1コアのユニットCはMIS 9、N214コアのユニット1はMIS 7、TK No.1コアのユニットBはMIS 5eに形成された可能性が高い。これらの結果から、本平野地下の更

新統は、地点ごとで含まれる更新統の年代が異なる複雑な地下層序であると推定される。

1. はじめに

愛知県中央部に位置する西三河平野は、更新世に形成された数段の段丘面が地表の大半を占め、平野東縁を流れる矢作川沿い、平野北西縁を流れる境川沿い、衣浦湾・三河湾に面する臨海部、段丘の開析谷沿いを中心として、沖積低地が分布する。これらの段丘面や沖積低地の地下には、第四紀堆積物が、領家帯の花崗岩類・変成岩類や中新統・鮮新統の堆積岩類の上位に重なっている。その第四紀堆積物のうち、沖積層を除いた更新統の層厚は、平野南西部では最大で80 ~ 100 m程度と考えられてきた(桑原, 1982; 桑原ほか, 1985; 森山, 1994; 牧野内ほか, 2011)。この更新統は、陸上に分布する段丘面の構成層との対比や層相(主に固結度)に基づき、下位から拳母層(もしくは油ヶ淵層)、碧海層と区分され、それぞれ中部更新統と上部更新統に対比されている(桑原, 1980, 1982; 桑原ほか, 1985; 森山, 1994; 牧野内, 2005; 牧野内ほか, 2011)。これらの更新統は、層相や珪藻化石

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)

* Corresponding author: ABE, T., AIST Tsukuba Central 7, Higashi 1-1-1, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan, Email: tomoya-abe@aist.go.jp

群集などの特徴から、本平野の北西側に位置する濃尾平野の地下地質と比較され、碧海層は熱田層(海洋酸素同位体ステージ(MIS) 5)、拳母層(もしくは油ヶ淵層)は海部層(MIS 7～MIS 11; Sugai *et al.*, 2016)に対比された(桑原, 1980, 1982; 森, 1984; 桑原ほか, 1985; 森山, 1994).

産業技術総合研究所地質調査総合センターで進めている沿岸域の地質・活断層調査プロジェクトでは、西三河平野地下に分布する更新統の層序構築を目的として、平野南西部の油ヶ淵低地でGS-HKN-1コア(掘進長80 m)と呼ばれる層序ボーリングを新たに掘削した。本コアの花化石層序や古地磁気層序の検討から、これまで拳母層(もしくは油ヶ淵層)と区分され、濃尾平野地下の海部層(MIS 9～MIS 11)に対比されていた地層の一部は、楡井・本郷(2018)が設定した花粉化石超帯のうち*Fagus-Quercus*超帯(MIS 21～MIS 15/16)や松山-ブルン地磁気逆転境界(772.9±5.4 ka, Haneda *et al.*, 2020)以前の地層を含むことが示された(阿部ほか, 2019; 羽田ほか, 2022)。そのため、西三河平野地下に分布する更新統の年代層序は大きく見直す必要があることが指摘されている(阿部ほか, 2019; 羽田ほか, 2022)。しかし、本平野において更新統の年代層序構築の鍵となる、MISとの対応関係が明らかとなっている広域テフラの報告例は極めて少ない。森山ほか(1996, 1997)は碧海層上部の泥層から、クリプトテフラを検出し、鬼界葛原(K-Tz)テフラ(町田・新井, 2003)(9.4万年前; 長橋ほか, 2004)に対比している。また、牧野内ほか(2003)は碧海面上の赤色土壌中に含まれる火山ガラスをK-Tzテフラと阿蘇4(Aso-4)テフラ(町田・新井, 2003)(8.7万年前; 長橋ほか, 2004)に対比している。しかし、これまでに、碧海層上部よりも下位の更新統に含まれる火山灰については、東海農政局計画部資源課(1990)がとりまとめた本平野南部のボーリング柱状図に複数の記載があるのみで、広域テフラとの対比は検討されていない。

以上の背景から、本研究では、西三河平野地下の更新統の年代層序を明らかにすることを目的として、西三河平野で掘削された4地点のオールコア試料と1地点のボーリング試料(標準貫入試験の際に採取されたペネ試料)に含まれる火山灰とその広域対比について検討した。

2. 地質概説とボーリングコア

2.1 西三河平野

本平野は、愛知県中央部に位置し(第1図A)、西側は衣浦湾と知多半島(丘陵)、北側は尾張丘陵、東側は三河山地・幡豆山地・蒲郡山地、南側は三河湾に面し、北北東-南南西に延びる東西約20 km、南北約40 kmの平野である。本平野は、中央アルプス南端の大川入山(標高1908 m)を源流とする矢作川(総延長118 km, 流域面積1830 km²)の中～下流域に形成された堆積平野であり、更新世に形成された段丘群が顕著に発達し、河川沿いや

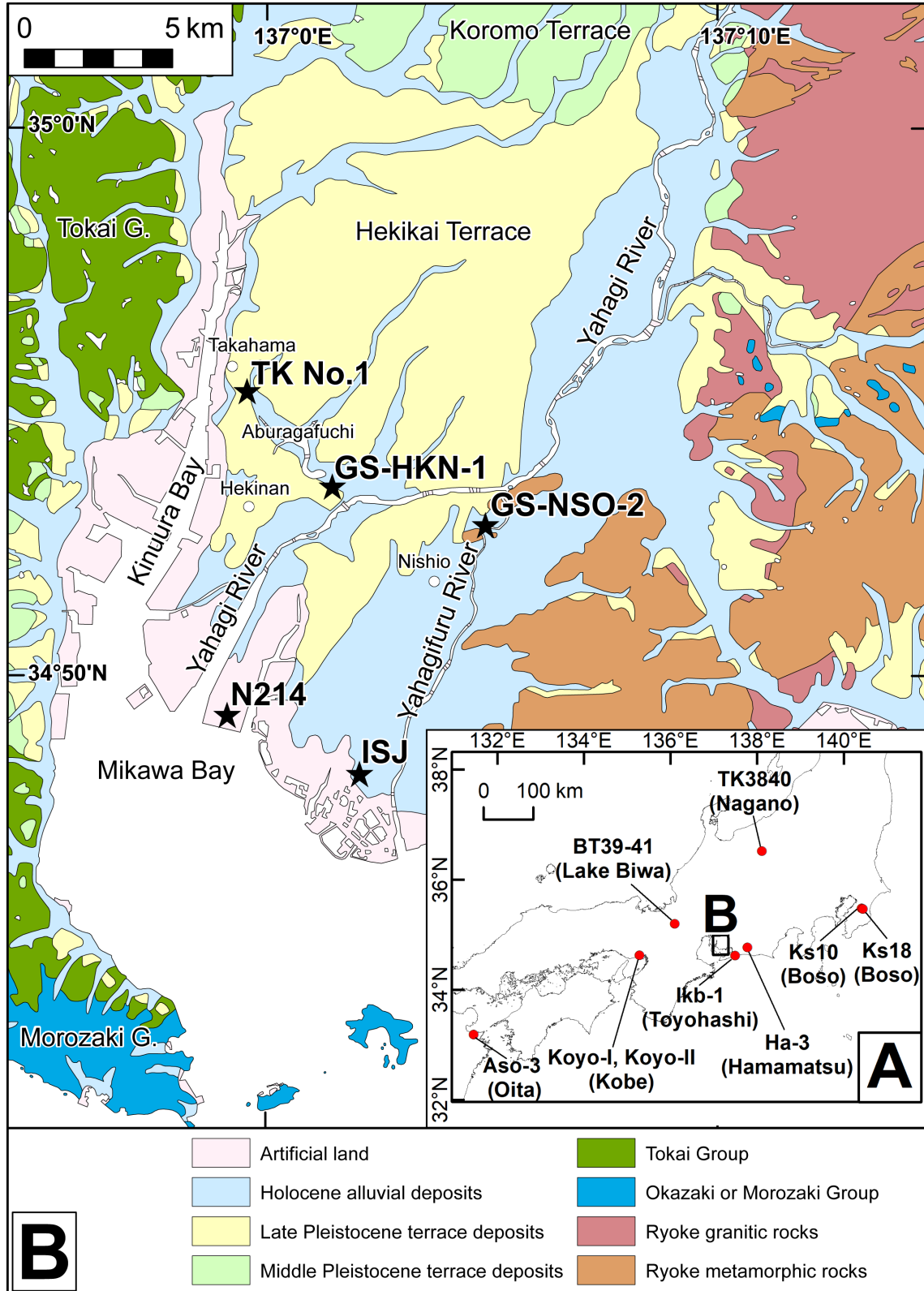
段丘の開析谷沿い、臨海部沿いを中心として沖積低地が分布する(町田ほか, 1962; 森山, 1994)。本平野西側の知多半島は、東海層群(石田・横山, 1969)が広く分布し、南西部に中新世師崎層群(小瀬, 1929)が分布する(牧本ほか, 2004; 水野ほか, 2009)(第1図B)。また、本平野東側の三河山地、蒲郡山地、幡豆山地は、主に領家帯の花崗岩類・変成岩類から構成される。

本平野に広く分布する更新世の段丘群は、標高や開析度、構成層の層相に基づき、高位から、三好面、拳母面、碧海面、越戸面に区分され、それぞれの構成層は三好層、拳母層、碧海層、越戸層と呼ばれる(町田ほか, 1962; 森山, 1994)。中島ほか(2021)は、平野北部の豊田地域において、これまで拳母面と区分されていた段丘の一部を、伊保原面と新たな区分を追加し、三好面と拳母面の間に位置付けた。これらの段丘面の形成年代は、三好面は前期～中期更新世、拳母面と伊保原面は中期更新世、碧海面と越戸面は後期更新世と推定されている(町田ほか, 1962; 牧野内ほか, 2011; 中島ほか, 2021)。

一方で、平野地下に分布する更新統は、主に平野の中部～南西部の地下地質資料から検討され、碧海面の段丘構成層と地下で連続する地層を碧海層、それより下位の更新統は、拳母層(桑原, 1982; 桑原ほか, 1985; 牧野内ほか, 2011)もしくは油ヶ淵層(森山, 1994; 森山ほか, 1997)と区別されている。これらの更新統は、層相や貝化石群集、珪藻化石群集などに基づき、更新世の水氷性海水準変動に応じた、海成層と淡水成層の互層からなる複数の堆積サイクルが含まれると考えられている(森, 1984; 桑原ほか, 1985; 森山, 1994; 森山ほか, 1997; 牧野内ほか, 2011)。

西三河平野は、北部から中部、南西部にかけて、段丘や地下地質の特徴が大きく異なる(桑原, 1982; 桑原ほか, 1985; 森山, 1994; 牧野内ほか, 2011; 中島ほか, 2021)。平野北部では、河川性や扇状地性の砂～砂礫層を主体とする三好面や拳母面、伊香保面といった複数段の段丘面が分布する(森山, 1994; 中島ほか, 2021)。平野中部では、碧海面が広く分布し、碧海面を構成する河川性の砂～砂礫の直下に、海棲貝化石や海～汽水生の珪藻化石を含む海成の泥～砂層が分布する(桑原, 1982; 桑原ほか, 1985; 森山, 1994; 牧野内ほか, 2011)。平野南西部では、碧海面や沖積低地の地下に、複数の海成層を含む更新統が分布し、その最大層厚は80～100 m程度と考えられてきた(桑原, 1982; 桑原ほか, 1985; 森山, 1994; 牧野内ほか, 2011)。

段丘と地下地質の連続性や、地下の更新統の層序区分(特に、碧海層の下限の定義)については、これまで複数の解釈があり、議論が続いている(牧野内ほか, 2011)。森山(1994)は、3枚の海成層を含む最大約70 mの地層を碧海層と区分し、下位から、基底礫層、下部層、中部層、上部層に細分し、それぞれMIS 6, MIS 5e, MIS 5d～MIS



第1図 西三河平野の位置とボーリング地点, 対比テフラの採取地点. A) 調査地域の位置と対比テフラの採取地点. B) ボーリング位置及び周辺の地質図. 20万分の1日本シームレス地質図V2 (産総研地質調査総合センター, 2022)に基づき作成.

Fig. 1 Locality map of the Nishimikawa Plain, boring sites, and sampling sites of correlation tephra. A) Locality of research area and sampling sites of correlation tephra. B) Boring sites and geological map around the study area. Geological map is based on the Seamless Digital Geological Map of Japan, 1:200,000 (Geological Survey of Japan, 2022)

5c, MIS 5b ~ MIS 5a)に対比し, 碧海層より下位の更新統を油ヶ淵層と区分している。また, 森山(1994)は碧海層の各ユニットと, 平野中~北部の段丘面との関係について, 基底礫層は三好面, 下部層は拳母面, 上部層は碧海層に対比できると解釈している。一方で, 桑原(1982)や桑原ほか(1985), 牧野内ほか(2011)は, 碧海面の直下の海成泥層もしくは非海成泥層の基底を碧海層の下限と定義し, その層厚は最大35 m程度と考え, 碧海層より下位の更新統を拳母層と区分している。牧野内ほか(2011)は, 碧海層を泥層主体の下部, 砂層主体の上部に区分し, 濃尾平野の熱田層の形成年代(牧野内ほか, 2001)を参考として, 下部は120 ~ 95 ka (MIS 5e ~ MIS 5c), 上部は95 ~ 70 ka (MIS 5a)と推定している。また, 牧野内ほか(2011)は, 平野北部で拳母面を構成する拳母層(段丘構成層)が, 平野南西部の地下で碧海層の下位に分布する拳母層と連続することが確認できていないため, この名称は検討の余地があると指摘している。このような背景から, 拳母層という名称・区分は, 平野北部の拳母面の段丘構成層, 及び平野南西部の地下で碧海層の下位に分布する更新統に対して, 両方で同じ地層名が用いられており, 段丘構成層と地下の更新統の対比が不明確な現状を踏まえると, 混乱を招く可能性がある。また, 森山(1994)が, 油ヶ淵周辺の地下で, 碧海層より下位の更新統に対して用いた油ヶ淵層という名称についても, その年代や側方連続性が不明である。以上の背景から, 本研究では, 碧海層より下位の更新統については, 拳母層・油ヶ淵層という名称を用いることはせずに, 議論を進める。

2.2 ボーリングコア

本研究で使用したコアの孔口標高や掘進長などの情報は, 第1表にまとめた。各コアの掘削位置は第1図B, 層相やユニット区分, 火山灰の層準などは, 第2図に示した。

2.2.1 GS-HKN-1コア

概要: 西三河平野南西部の油ヶ淵近くに位置する愛知県碧南市縄手町の沖積低地上(緯度: 34°53'27.4" N, 経度: 137°1'27.8" E, 孔口標高: 1.38 m)で, 2018年に産業技術総合研究所により深度80 mまで掘削された(阿部ほか, 2019)。

層相と堆積環境: 阿部ほか(2019)は, 層相の上下が侵食面などの明瞭な境界で, 上方細粒化する堆積物を一つの層相ユニットと解釈し, 下位から, ユニット1~13に区分した。ユニット13は, 角礫を含むことなどから埋土・耕作土と考えた。また, 納谷ほか(2024)は, 珪藻化石群集から, ユニット1, ユニット3, ユニット5, ユニット6, ユニット12は, 浅海域で形成された海成層を含むと解釈している。伊藤ほか(2020)は, ユニット1最下部の礫層中のチャート礫から, ペルム紀や三畳紀, ジュラ紀

の放散虫化石を報告している。

年代層序: 阿部ほか(2019)は, 放射性炭素年代測定結果に基づき, ユニット12を沖積層, ユニット1~11を更新統に対比している。また, 阿部ほか(2019)は, 本コアの花粉化石分析を行い, ユニット2~5は, コナラ属コナラ亜属(*Quercus* subgen. *Lepidobalanus*)の花粉化石が多産することから, 楡井・本郷(2018)が設定した花粉化石超帯のうち, *Fagus-Quercus*超帯(MIS 21 ~ MIS 15/16)に対比されると解釈した。また, ユニット6~8はハンノキ属(*Alnus*)やスギ属(*Cryptomeria*), プナ属(*Fagus*)の花粉化石が多産することを報告している。この層準は後述する火山灰対比も考慮すると, 楡井・本郷(2018)の*Cryptomeria-Fagus*超帯(MIS 15 ~ MIS 11/12)に対比される可能性がある。羽田ほか(2022)は, 本コアの古地磁気層序を検討し, 花粉化石層序との比較から, ユニット5最上部の非海成泥層中(深度40.44 ~ 40.75 m)に, 松山-ブルン境界に相当する極性境界が置かれると解釈した。羽田ほか(2022)は, この極性境界からユニット2上部(深度71.41 m)までの逆磁極帯をHKN-R1帯と区分し, 松山逆磁極帯に対比した。また, この極性境界からユニット10中部(深度15.22 m)までの正磁極帯をHKN-N1帯と区分し, ブルン正磁極帯に対比している。また, コア最下部のユニット1の正磁極帯をHKN-N1帯と区分し, 松山逆磁極帯中の正磁極帯のいずれかに対比される可能性を指摘している。

火山灰: ユニット7最上部に位置する深度27.40 ~ 27.45 mの泥層中に, 極細粒砂~細粒砂サイズに揃えた鉱物粒子のうち, 火山ガラスの粒子数の比率が数%以上と有意に濃集する層準(HKN1-v27テフラと呼ぶ)が認められた。詳細は後述する。

2.2.2 TK No.1コア

概要: 西三河平野西部に位置する愛知県高浜市^{ひやだ}稗田町の碧海面上(孔口標高: 5.0 m)で, 1996年に愛知県によって, 「加木屋断層, 高浜撓曲崖及びその周辺の断層に関する調査」(愛知県, 1996)の一環として, 深度50 mまで掘削された。阿部・中島(2018)は, 本コアの層相の再記載を行った。

層相と堆積環境: 阿部・中島(2018)は, 層相の上下が侵食面などの明瞭な境界で区切られ, 推定される堆積環境が海域から陸域に変化する層準をユニット境界と解釈し, 下位から, ユニットD~A, 人工土に区分した。また, ユニットD, ユニットC, ユニットBの各ユニットの上部は, 海棲の貝化石を含み(阿部・中島, 2018), 海生~汽水生の珪藻化石を産する(納谷ほか, 2024)ことから, 海成層と推定される。ユニットAは, 海棲貝化石などの海成の証拠がなく, 細礫や偽礫を含み, 有機質泥層を挟む砂層であることから, 河成層などの陸成層と考えられた(阿部・中島, 2018)。さらに, 阿部・中島(2018)は,

第1表 ボーリングコアのリスト

Table 1 List of boring cores

Core name	Core type	Landform type	Elevation (m)	Core depth (m)	Previous studies
GS-HKN-1	all core sample	AL	1.38	80.00	Abe <i>et al.</i> (2019), Ito <i>et al.</i> (2020), Haneda <i>et al.</i> (2022)
TK No.1	all core sample	HS	5.00	50.00	Aichi Pref. (1996), Abe and Nakashima (2018)
GS-NSO-2	all core sample	AL	8.10	45.00	Abe <i>et al.</i> (2022)
N214	standard penetration test sample	AL	4.52	35.29	-
ISJ	all core sample	AL	1.40	110.00	Kuwahara <i>et al.</i> (1985)

AL: alluvial lowland

HS: Hekikai surface

本コアを含む地下地質断面の検討に基づき、ユニットAは碧海面の段丘構成層（碧海層上部）に対比されたと考え、ユニットBの海成層からユニットAの陸成層・河成層への堆積環境の変化は、碧海層堆積時の海進・海退サイクルに対応すると解釈している。

年代層序：阿部・中島(2018)は、ユニットBから亜熱帯を示す特徴的な貝化石であるチリメンユキガイが産出し、その他の貝類も、碧海層中の貝化石群集（糸魚川・中山, 1968）と類似していることから、碧海層に対比される可能性を指摘した。また、それより下位のユニットC、ユニットDについては、地下地質断面の検討から、碧海層より古い更新統に対比される可能性を指摘した。ただし、いずれの場合も直接的な年代指標は得られていなかった。

火山灰：本研究では、コアの再観察を行い、ユニットB最下部の礫層直上の泥層中の深度18.15～18.16 mに、層厚1 cmのガラス質火山灰層（TK1-v18テフラと呼ぶ）が認められた。また、ユニットC上部の泥層中の深度21.8～23.8 mに、極細粒砂～細粒砂サイズに揃えた鉱物粒子のうち、火山ガラスの粒子数の比率が数%以上と有意に濃集する層準（TK1-v23テフラと呼ぶ）が認められた。詳細は後述する。

2.2.3 GS-NSO-2コア

概要：西三河平野南部の矢作古川右岸に位置する愛知県西尾市志籠谷町下川成の沖積低地（矢作川下流低地）上（緯度:34°52'45.4" N, 経度:137°4'51.5" E, 孔口標高:8.10 m）で、2019年に産業技術総合研究所により深度45 mまで掘削された（阿部ほか, 2022）。

層相と堆積環境：阿部ほか(2022)は、深度29.59 m以上の基盤岩（花崗岩と変成岩の混在岩）より上位の堆積物を、粒度変化や侵食面などの明瞭な層相境界にもとづき、下位から、ユニットN2-1～N2-6に区分した。また、珪藻化石（納谷ほか, 2024）や貝化石（阿部ほか, 2022）の群集から、ユニットN2-3とユニットN2-4は内湾の浅海域で形成された海成層を含むと考えられる。

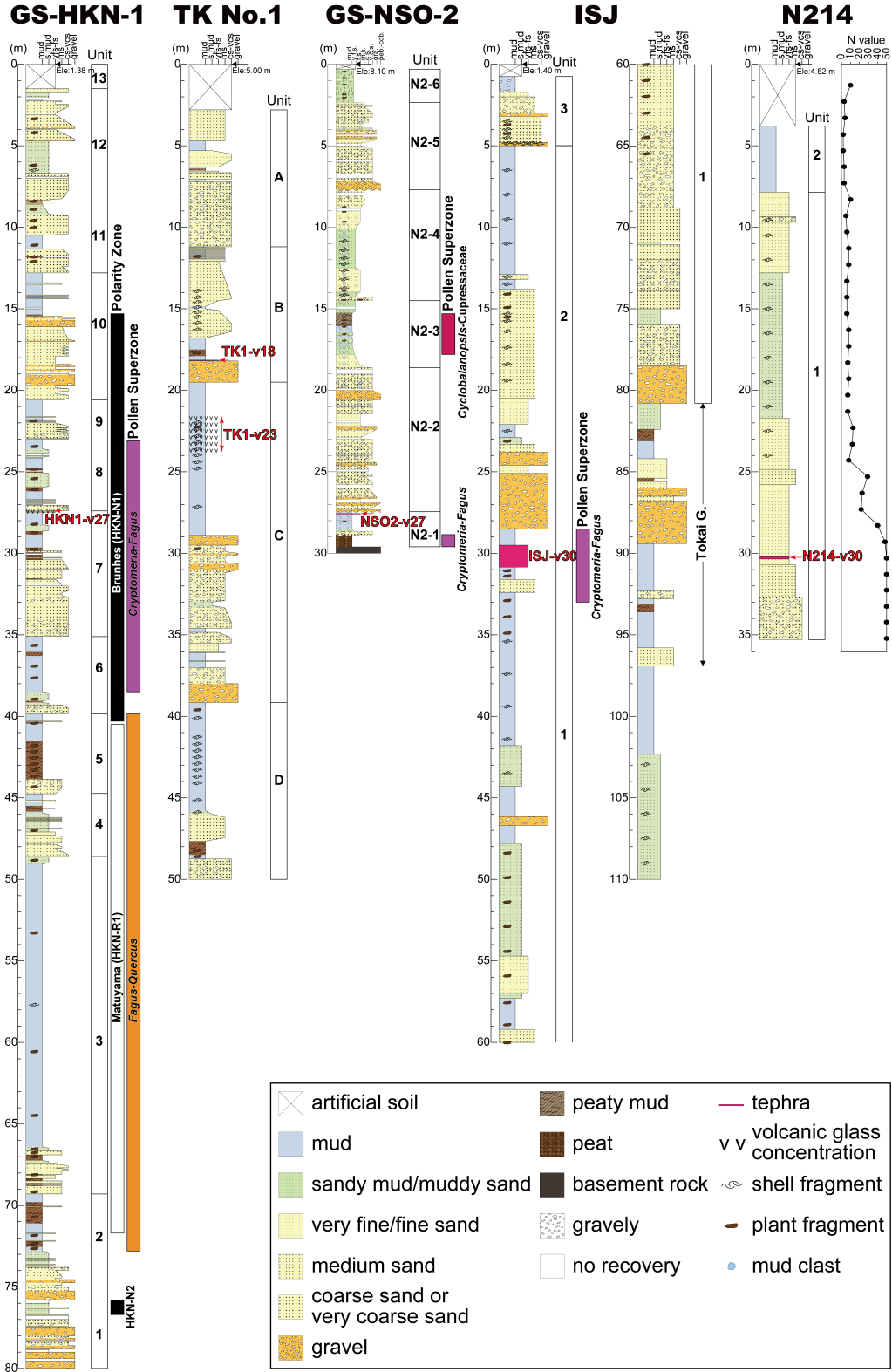
年代層序：阿部ほか(2022)は、放射性炭素年代測定結果に基づき、ユニットN2-1～N2-3は更新統、ユニット

N2-4～N2-6は沖積層に対比している。花粉化石群集については、ユニットN2-1はスギ属（*Cryptomeria*）とハンノキ属（*Alnus*）が多産し、ユニットN2-3はコナラ属アカガシ亜属（*Quercus* subgen. *Cyclobanopsis*）の花粉化石が30～70%と高率を占めることから、それぞれ、楡井・本郷(2018)が設定した花粉化石超帯のうち、*Cryptomeria-Fagus*超帯（MIS 15～MIS 11/12）と*Cyclobalanopsis-Cupressaceae*超帯（MIS 11～MIS 9/10）に対比されている（阿部ほか, 2022）。**火山灰：**阿部ほか(2022)は、ユニットN2-1最上部の泥層中の深度27.53～27.56 mに挟む層厚3 cmの白色火山灰層をNSO2-v27テフラと命名した。詳細は後述する。

2.2.4 一色地盤沈下観測井（ISJ）コア

概要：西三河平野南部の矢作古川河口付近に位置する愛知県西尾市一色町対米長池の沖積低地上（孔口標高:1.4 m）で、1980年に愛知県の地盤沈下観測井の設置工事に伴って深度110 mまで掘削された。本コアについては、桑原ほか(1985)が珪藻化石と花粉化石の分析結果を報告している。本研究では、2022年にボーリングコアの再観察を行い、掘削時に作成された柱状図を修正した。

層相と堆積環境：掘削時の柱状図や本研究の再観察に基づくと、下位から、深度96.90～110 mは一部で貝化石を含む砂質泥岩、深度80.80～96.90 mは一部で垂炭層を挟む固結した泥層や砂層、礫層の互層で、深度5.00～80.80 mは、部分的に貝化石を含む泥層や砂層、礫層の互層、深度0.75～5.00 mは砂～礫層を主体とし、下部は貝化石や海生生物の化石を含む。桑原ほか(1985)は、珪藻化石群集と海棲貝化石に基づき、深度7.20～11.00 mと深度36.00～42.25 mに海成層を認めている。また、掘削時の柱状図に基づくと、深度3.20～20.50 m、深度22.10～22.90 m、深度35.00～43.50 m、深度102.30～110.00 mに貝類や海生動物の化石が含まれるという記載があり、海成層の可能性もある。これらの層準のうち、本研究の観察時では、掘削後の風化によって石膏の針状結晶が析出していたため、詳細な観察が難しかった深度102.30～110.00 mを除いて、貝化石を確認できた。桑原ほか(1985)は本コアの層相ユニット区分を検討していな



第2図 GS-HKN-1コア、TK No.1コア、GS-NSO-2コア、ISJコア、N214コアの地質柱状図とテフラの産出層準。GS-HKN-1コア、TK No.1コア、GS-NSO-2コアの柱状図は、阿部ほか(2019, 2022)と阿部・中島(2018)に基づく。GS-HKN-1コアの古地磁気層序帯は羽田ほか(2022)に基づく。花粉化石帯は楡井・本郷(2018)に基づく。

Fig. 2 Geological column of GS-HKN-1, TK No.1, GS-NSO-2, ISJ, N214 cores and occurrence horizon of tephra. The columns of GS-HKN-1, TK No.1, GS-NSO-2 cores are based on Abe *et al.* (2019, 2022) and Abe and Nakashima (2018). Paleomagnetic polarity zones of GS-HKN-1 core are based on Haneda *et al.* (2022). Pollen biozones are based on Nirei and Hongo (2018).

いが、本研究では、再観察結果、深度79～81 m付近の砂礫層、深度24～28 m付近の砂礫層、深度5 m付近の貝化石や海生生物の化石の濃集層を境界として、明瞭な層相境界が認められたため、下位からユニット1～3に区分した(第2図)。

年代層序：桑原ほか(1985)は、花粉化石群集と層相に基づき、深度90.00～90.15 mを東郷火山灰(森, 1971)より下位の瀬戸層群(横山, 1950)(瀬戸層群は、東海層群の別称)、深度30.70～42.25 mを濃尾平野地下の海部層、深度7.20～13.25 mを濃尾平野地下の熱田層下部、深度5.00 m以浅を沖積層に対比している。深度30.70～42.25 mではスギ属(*Cryptomeria*)やハンノキ属(*Alnus*)、ブナ属(*Fagus*)の花粉化石が多産することから、後述する火山灰対比も考慮すると、楡井・本郷(2018)の*Cryptomeria-Fagus*超帯(MIS 15～MIS 11/12)に対比される可能性がある。また、桑原ほか(1985)は、珪藻化石群集に基づき、深度5.00～14.00 mを、熱田層に対比している。2022年の観察時でも、深度5.00 mを境界として、堆積物の固結度が大きく異なっていた。また、前述したように深度80.80～96.90 mは一部で垂炭層が挟在しており、この特徴は垂炭層を含む淡水成層である東海層群(吉田, 1990)と層相が類似している。さらに、桑原ほか(1985)の花粉化石群集も考慮すると、この層準は、東海層群に対比できると考えられる。

火山灰：掘削時の柱状図には、更新統の泥層中の深度29.50～30.65 mに凝灰岩という記載があり、本研究の再観察でこの層準から白色のガラス質火山灰層(ISJ-v30テフラと呼ぶ)が確認された。詳細は後述する。

2.2.5 矢作川浄化センター (N214) コア

概要：西三河平野南西部の矢作川河口付近に位置する愛知県西尾市港町の埋立地上(孔口標高：4.52 m)で、愛知県西三河建設事務所が2016年に地盤調査のために、深度35.29 mまで掘削したボーリング試料である。本コアは、オールコア試料ではないため、堆積物試料は、概ね1 m間隔で採取された標準貫入試験用のペネ試料しかない。以下の層相記載は、掘削時に作成された柱状図とペネ試料の観察結果に基づく。

層相：深度24.85～35.29 mは砂層～砂礫層から主に構成され、深度7.85～24.85 mは貝殻片を含む砂質泥層～砂層、深度3.80～7.85 mは軟弱な泥層からなる。深度3.80 m以浅は埋土である。

層序：標準貫入試験のN値に基づく、深度7.85 mの上下で泥層の固結度が大きく異なる。本コアの掘削位置は、沖積低地に位置するため、深度7.85 mより上位の層準に分布するN値が2～3の軟弱な泥層は沖積層に対比されると考えられる。一方で、深度7.85 mより下位の層準は、泥層のN値が6～8と少し高くなり、周辺の地下地質層序(例えば、桑原ほか1985)も考慮すると、沖積層ではな

く、更新統に対比されると考えられる。本研究では、深度7.85 mを境界として、下位の層準をユニット1、上位の層準をユニット2と区分した。

火山灰：掘削時の柱状図には、コア下部の泥混じり細粒砂層の深度30.20～30.35 mに凝灰質の砂が挟在すると記載があった。この層準で採取されたペネ試料から、白色のガラス質火山灰層(N214-v30テフラと呼ぶ)が確認できた。詳細は後述する。

3. テフラ試料とその分析方法

西三河平野地下の更新統の堆積年代を推定することを目的として、4地点のオールコア試料と1地点のボーリング試料(ペネ試料)に含まれる4枚の火山灰層(TK1-v18テフラ、NSO2-v27テフラ、ISJ-v30テフラ、N214-v30テフラ)と2つの火山ガラスの濃集層準(HKN1-v27テフラ、TK1-v23テフラ)について、岩石学的記載や火山ガラスの屈折率測定、主成分元素組成、微量元素組成の分析を行ない、広域テフラとの対比を行った。N214-v30テフラについては、阿部ほか(2022)によって、岩石学的記載や火山ガラスの屈折率測定、主成分元素組成が既に報告されているため、追加で微量元素組成のみ分析した。火山灰層・火山ガラスの濃集層準の各試料について、超音波洗浄機で洗浄後に、63 μmと250 μmのふるい上で水洗し、63～250 μm(極細粒砂～細粒砂サイズ)の粒子を選別した。この選別した粒子を60℃以下で数時間乾燥させた試料を分析用試料とした。各試料について、偏光顕微鏡下での火山ガラスの形態や含有鉱物などの観察、屈折率の測定、及び主成分元素組成と微量元素組成の分析を行なった。各試料のうち、HKN1-v27テフラについては、火山灰起源と推定される高温型石英が多く含まれていたため、石英に包有された火山ガラスの主成分元素組成についても分析した。

火山ガラスの形態分類は、岸・宮脇(1996)の分類を参考にした。火山ガラスの屈折率の測定は、温度変化型測定装置MAIOT(株式会社古澤地質製；古澤, 1995)を使用した。火山ガラスの主成分元素組成は、SiO₂、TiO₂、Al₂O₃、FeO*(Fe²⁺、Fe³⁺全量をFeOとして計算した値。以降は同一)、MnO、MgO、CaO、Na₂O、K₂Oの9成分について分析した。分析は、株式会社古澤地質に依頼し、エネルギー分散型X線分析装置(EDX) EMAX Evolution EX-270(HORIBA製)を搭載した走査型電子顕微鏡SU1510(HITACHI製)を用いた。EDXの分析条件は、古澤ほか(2018)に記載された方法に準じた。

火山ガラスの微量元素組成の分析は、株式会社古澤地質に依頼し、レーザーアブレーション誘導結合プラズマ質量分析計(LA-ICP-MS)を用いた。分析方法は、古澤(2017)と同様に、ICP-MSは、Thermo Fisher Scientific社製iCAP Qcを、レーザーアブレーション装置(LA)は、TELEDYNE社製LSX-213 G2+(Nd: YAG213 nm)を用いた。

火山ガラスの形態や屈折率、主成分・微量元素組成の分析値に基づき、中・後期更新世を主体とする広域テフラのカatalog(吉川・井内, 1991; 吉川ほか, 2000; 町田・新井, 2003; 長橋ほか, 2004; 長橋ほか, 2007; 水野・納谷, 2011; Smith *et al.*, 2013; Kimura *et al.*, 2015; 長橋ほか, 2015など)から、ボーリング試料中のテフラと対比される可能性の高いテフラのサンプルを採取し、ボーリング試料に対して行ったのと同じ方法で、火山ガラスの屈折率測定や主成分・微量元素分析等を行った。絞り込まれた対比候補テフラは、房総半島の上総層群笠森層中の笠森10 (Ks10)テフラ及び笠森18 (Ks18)テフラ(例えば、水野・納谷, 2011), 阿蘇3 (Aso-3)テフラ(町田・新井, 2003), 静岡県浜名湖東岸の中期更新世浜松層中で阿多島浜(Ata-Th)テフラ(町田・新井, 2003)に対比されたHa-3テフラ(例えば、杉山, 1991), 愛知県渥美半島の中期更新世渥美層群豊橋層中で加久藤(Kkt)テフラ(町田・新井, 2003)に対比された伊古部-I (Ikb-1)テフラ(中島ほか, 2008)である。本研究で分析したテフラの火山ガラスの屈折率、EDX分析による主成分元素組成(9元素の酸化物の重量%)を第2表と第3図にまとめた。従来、主成分元素組成が類似する火山灰の識別には、Ba, La, Sc, Sr, Y等の微量元素濃度やBa/La, La/Y等の微量元素重量比が有効であることが指摘されている(例えば、吉川清志ほか, 1989; 吉川清志, 1990; 田村ほか, 2005)。そこで、LA-ICP-MSによる微量元素(Ba, La, Sc, Sr, V, Y)とBa/La, La/Yの微量元素重量比を第3表に示す。

4. ボーリング試料中のテフラとその対比テフラの岩石学的特徴の記載及び対比根拠

4.1 HKN1-v27テフラ, NSO2-v27テフラ, ISJ-v30テフラ, 及びKs10・Ks18テフラ

GS-HKN-1コアのユニット7最上部の深度27.70~27.45 mの泥層中に、極細粒砂~細粒砂サイズに揃えた鉱物粒子のうち、火山ガラスの粒子数の比率が2%程度の濃集層(HKN1-v27テフラ)が認められた(第2図)。HKN1-v27テフラの上下の層準には火山ガラスがほとんど含まれないため、火山ガラスが有意に濃集しているといえる。顕微鏡下で観察できる火山ガラスは、無色透明のバブルウォール型がほとんどであるが、スモールバブル型もみられる。火山ガラスの屈折率(n)は1.496~1.499である(第2表)。碎屑物起源と考えられる円磨されたあるいは風化した長石、石英、岩片粒のほかに、破断面や劈開面にそって変質した痕跡がなく、かつ円磨されていない長石や石英の破片が含まれていて、火山灰起原の可能性が高い。高温型石英も比較的多く含まれている。重鉱物は普通角閃石が主体であるが、全てが火山灰起原かどうかは不明である。高温型石英は火山ガラスを内部に包有したものがみられるため、これらの主成分元素組成も分析した。火山ガラスの主成分元素組成は、平均値でSiO₂が

78.8 wt.%, FeO*が1.1 wt.%, CaOが1.1 wt.%, K₂Oは3.3 wt.%であった(第2表, 第3図)。なお、第2表の主成分元素組成の分析結果は、火山ガラス一粒ごとの分析値ではなく、上段に平均値、下段に標準偏差を示した。本テフラに含まれる高温型石英に包有された火山ガラスの主成分元素組成は、平均値でSiO₂が79.0 wt.%, FeO*が0.9 wt.%, CaOが1.1 wt.%, K₂Oは3.4 wt.%であった。火山ガラスと高温型石英に包有された火山ガラスは、主成分元素組成がほぼ同じため、同一の火山灰起原の可能性が高い。火山ガラスの微量元素組成は、平均値でBaが534 ppmで、Srが72.8 ppmであった(第3表)。

GS-NSO-2コアのユニットN2-1最上部の泥層中の深度27.53~27.56 mに、層厚3 cmの白色の火山灰層(NSO2-v27テフラ)が挟まる(阿部ほか, 2022)(第2図)。阿部ほか(2022)の記載に基づくと、本テフラに含まれる重鉱物や火山ガラスは、風化による変質で粘土鉱物化していたが、わずかに角閃石が見られる。軽鉱物は、長石や石英を主体とする。石英は、火山ガラスを内部に包有した高温型石英が混じる。これらの高温型石英に包有された火山ガラスの主成分元素組成は、平均値でSiO₂が79.1 wt.%, FeO*が0.8 wt.%, CaOが1.1 wt.%, K₂Oは3.5 wt.%であった(第2表, 第3図)。本研究で、高温型石英に包有された火山ガラスの微量元素組成を追加分析したところ、平均値でBaが493 ppmで、Srが56.5 ppmであった(第3表)。

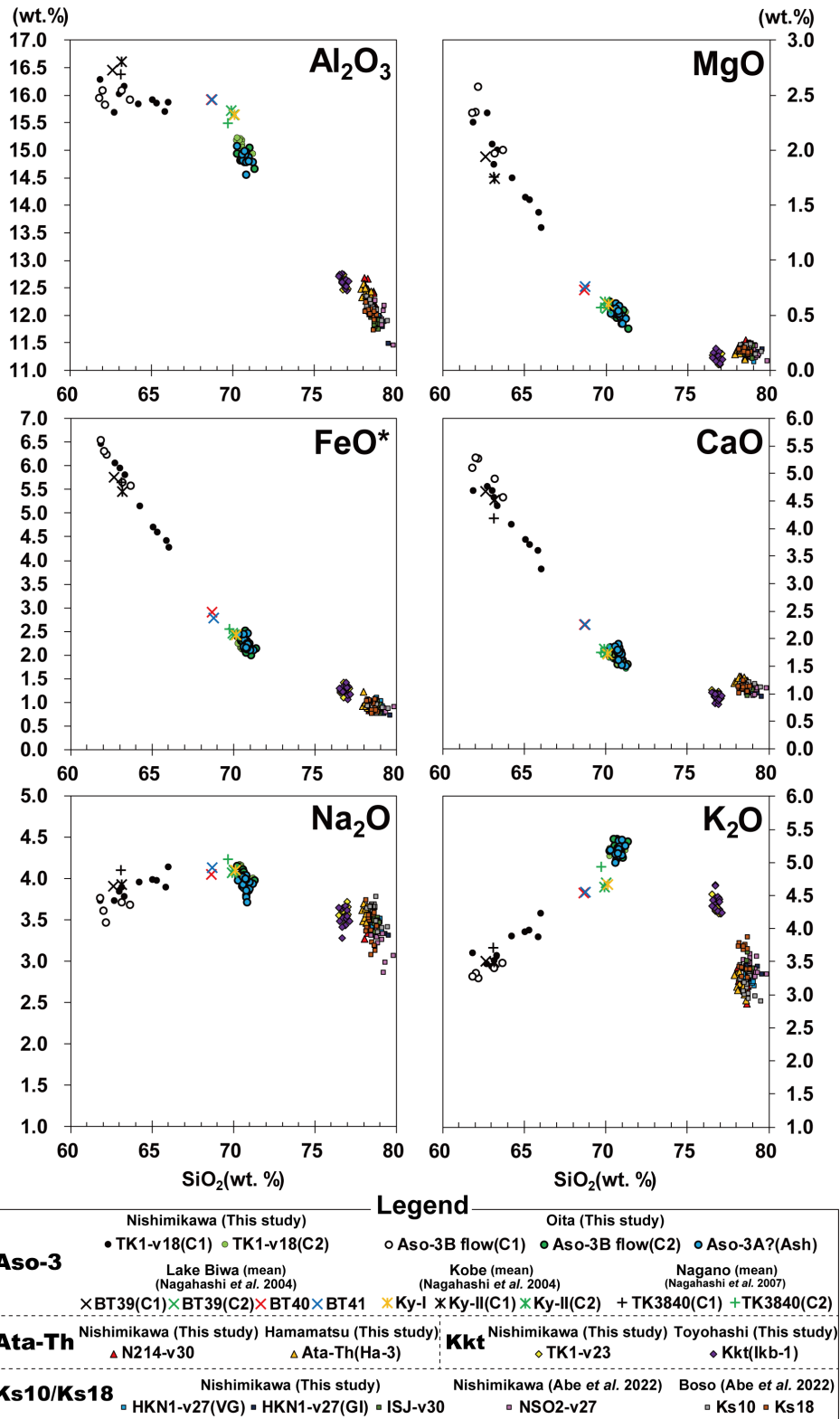
ISJコアの更新統の泥層中の深度29.50~30.65 mに、白色のガラス質火山灰層(ISJ-v30テフラ)が認められた(第2図)。本研究で実施したコア観察時では、コアの保存状態が良くなかったため、正確な層厚は不明だが少なくとも層厚70 cm程度の一連の火山灰層として確認できた。また、全体が極細粒砂サイズである。本テフラは、火山ガラスを主体とする。火山ガラスの形態は無色透明のバブルウォール型や平行型、スモールバブル型が含まれ、スポンジ型や繊維型も少し混じる。重鉱物は黒雲母や普通角閃石がわずかに含まれるが、コンタミネーションの可能性がある。火山ガラスの屈折率(n)は1.499~1.501である(第2表)。火山ガラスの主成分元素組成は、平均値でSiO₂が78.8 wt.%, FeO*が0.9 wt.%, CaOが1.1 wt.%, K₂Oは3.4 wt.%であった(第2表, 第3図)。微量元素組成は、平均値でBaが499 ppmで、Srが74.7 ppmである(第3表)。

上述したHKN1-v27テフラ, NSO2-v27テフラ, ISJ-v30テフラの岩石学的特徴は極めてよく似ており、相互対比できる可能性が高い。なお、NSO2-v27テフラの石英粒子に包有されている火山ガラスの微量元素組成は、他の対比候補の火山ガラス片の微量元素組成に比べて、La, Sc, Srの含有量が有意に異なっている(第3表)。この差について、火山ガラス片と石英内のガラス包有物とがともとも微量元素の組成が異なっているのかどうか、今後明らかにする必要がある。

第2表 テフラの岩石学的特徴と火山ガラスの主成分化学組成. 分析値は, 上段が平均値, 下段が標準偏差である.
 Table 2 Petrographic characteristics of tephra layers and Major element composition of volcanic glass shards. The measurements are shown mean value (upper row) and standard deviation (lower row).

Tephra	Sample name	Sampling location	Sampling depth of boring core (m)	Tephra type	Refractive index of glass shards (n)	Major element upper: mean wt.%, lower: standard deviation										Reference
						SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	number	
Aso-3	TK1-v18 (C1)	Hieda cho, Takahama City	18.15~18.16	tephra layer	1.534~1.545	64.07	0.91	15.94	5.31	0.17	1.81	4.15	3.89	3.76	10	-
	TK1-v18 (C2)	Aichi Pref.		tephra layer	1.513~1.516	1.45	0.08	0.19	0.78	0.10	0.35	0.54	0.13	0.27	10	-
	Aso-3B flow (C1)		outcrop	tephra layer	1.536~1.554	70.55	0.62	15.14	2.17	0.10	0.54	1.67	4.09	5.13	5	-
	Aso-3B flow (C2)	Yokoo, Oita City, Oita Pref.	outcrop	tephra layer	1.514~1.516	0.28	0.07	0.10	0.06	0.06	0.03	0.09	0.07	0.08	15	*Yoshioka <i>et al.</i> (1997)
	Aso-3A? Ash		outcrop	tephra layer	1.513~1.515, 1.535~1.537	70.71	0.60	14.86	2.25	0.14	0.54	1.72	3.98	5.19	15	-
Ata-Th	N214-v30	Minato cho, Nishio City	30.20~30.35	tephra layer	1.497~1.501	78.41	0.14	12.40	0.92	0.08	0.20	1.22	3.44	3.17	15	-
	Ata-Th (Ha-3)	Hosoe cho, Hamamatsu City, Shizuoka Pref.	outcrop	tephra layer	1.497~1.501	0.22	0.07	0.16	0.06	0.07	0.04	0.05	0.09	0.12	15	*Sugiyama (1991,1996)
	TK1-v23	Hieda cho, Takahama City	23.25	volcanic glass concentration	1.499~1.502	78.85	0.23	12.58	1.29	0.06	0.12	0.98	3.58	4.32	15	-
Kkt	Kkt (lkb-1)	Ikobe-cho, Toyohashi City	outcrop	tephra layer	1.501~1.503	0.15	0.07	0.09	0.09	0.07	0.04	0.05	0.07	0.09	15	-
	HKNI-v27 (VG)	Nawate cho, Hekinan City	27.40~27.45	volcanic glass concentration	1.496~1.499	76.82	0.19	12.62	1.27	0.07	0.12	0.95	3.53	4.42	15	*Nakashima <i>et al.</i> (2008)
Ks10/Ks18	HKNI-v27 (GI)	Aichi Pref.		glass inclusion in Beta Quartz	Not measured	0.18	0.04	0.10	0.09	0.05	0.04	0.07	0.11	0.12	8	-
	NSO2-v27	Shikoya cho, Nishio City	27.61~27.64	tephra layer	Not measured	78.79	0.20	11.99	0.95	0.09	0.16	1.11	3.46	3.25	15	-
	ISJ-v30	Isshiki cho, Nishio City	29.7	tephra layer	1.499~1.501	0.24	0.09	0.13	0.08	0.06	0.05	0.06	0.07	0.07	15	-
	Ks10	Nagara-cho, Nagara gun	outcrop	tephra layer	1.498~1.501	78.97	0.21	11.89	0.89	0.07	0.14	1.06	3.34	3.44	15	-
	Ks18	Chonan-cho, Nagara gun	outcrop	tephra layer	1.499~1.502	0.34	0.08	0.19	0.12	0.07	0.03	0.06	0.04	0.10	15	-

C1: Cluster 1, C2: Cluster 2, VG: Volcanic glass, GI: Glass inclusion
 *Major element of glass shards was analyzed by this study



第3図 火山ガラスの主成分元素組成ハーカー図。BT39～41, Koyo(Ky)-I, Koyo(Ky)-II, TK3840の主成分元素組成(平均値)は、長橋ほか(2004, 2008)を参照した。C1: クラスター1, C2: クラスター2, VG: 火山ガラス, GI: 高温型石英に包有された火山ガラス。図の下部は、シンボルの凡例である。

Fig. 3 Selected Harker diagrams of major-element geochemistry of volcanic glass shards. Major-element composition (mean value) of BT39~41, Koyo(Ky)-I, Koyo(Ky)-II, and TK3840 are referred to Nagahashi et al. (2004, 2007). C1: Cluster 1, C2: Cluster 2, VG: Volcanic glass, GI: glass inclusion in beta-quartz. The lower part of the figure is a legend of symbol.

西三河平野地下に分布する更新統の年代層序（阿部ほか）

第3表 火山ガラスの微量元素組成. 分析値は, 上段が平均値, 下段が標準偏差である.

Table 3 Trace element composition of volcanic glass shards. The measurements are shown as mean value (upper row) and standard deviation (lower row).

Tephra	Sample name	Tephra type	Trace element								
			upper: mean ppm, lower: standard derivation								
			Ba	La	Sc	Sr	V	Y	number	Ba/La	La/Y
	TK1-v18 (C1)	tephra layer	700	36.1	20.6	497	79	34.2	8	19.4	1.1
			44	2.4	1.4	40	14	2.1			
	TK1-v18 (C2)	tephra layer	880	44.5	14.7	236	14.3	36.2	10	19.8	1.2
			35	2.9	1.4	22	1.5	2.5			
Aso-3	Aso-3B flow (C1)	tephra layer	594	29.5	16.5	454	71.0	29.8	4	20.1	1.0
			39	1.9	2.2	26	4.1	4.8			
	Aso-3B flow (C2)	tephra layer	819	36.5	13.5	230	14.1	35.5	14	22.4	1.0
			42	3.0	2.2	14	1.5	2.0			
	Aso-3A? Ash	tephra layer	826	39.8	14.3	225	10.12	37.0	14	20.8	1.1
			62	2.9	2.0	12	0.96	4.6			
Ata-Th	N214-v30	tephra layer	467	22.5	3.99	80.6	3.04	13.6	15	20.8	1.6
			11	1.5	0.53	3.4	0.35	1.3			
	Ata-Th (Ha-3)	tephra layer	482	24.1	3.82	79.5	2.98	17.0	15	20.0	1.4
			18	1.3	0.57	3.2	0.28	1.0			
Kkt	TK1-v23	volcanic glass concentration	566	28.1	9.1	80.0	3.46	33.5	15	20.1	0.8
			23	1.7	1.2	3.8	0.56	2.2			
	Kkt (Ikb-1)	tephra layer	619	31.13	8.52	81.1	1.99	33.5	15	19.9	0.9
			16	0.86	0.89	2.2	0.23	2.1			
	HKN1-v27 (VG)	volcanic glass concentration	534	23.92	5.52	72.8	7.81	23.0	15	22.3	1.0
			17	0.95	0.98	4.8	0.62	1.4			
	NSO2-v27	tephra layer (glass inclusion in Beta Quartz)	493	20.8	7.8	56.5	5.90	22.1	15	23.7	0.9
			15	1.1	1.6	3.8	0.77	1.7			
Ks10/Ks18	ISJ-v30	tephra layer	499	22.39	5.68	74.7	7.48	20.6	15	22.3	1.1
			15	0.81	0.92	4.8	0.58	2.0			
	Ks10	tephra layer	493	22.6	4.42	83.4	6.16	23.9	15	21.8	0.9
			26	1.5	0.84	5.2	0.84	2.8			
	Ks18	tephra layer	547	23.5	5.27	78.4	7.56	22.2	15	23.3	1.1
			29	1.2	0.35	5.1	0.93	1.3			

C1: Cluster 1, C2: Cluster 2, VG: Volcanic glass

次に, HKN1-v27テフラ, NSO2-v27テフラ, ISJ-v30テフラが産出する層準の年代層序について検討する. HKN1-v27テフラの層準については, 阿部ほか(2019)は, スギ属(*Cryptomeria*)やハンノキ属(*Alnus*)の花粉化石が多産することや, 楡井・本郷(2018)の*Fagus-Quercus*超帯(MIS 21 ~ MIS 15/16)より新しい花粉化石超帯に含まれることを明らかにしている. 羽田ほか(2022)は, HKN1-v27テフラの層準の古地磁気層序について, HKN-N1帯と区分し, ブルン正磁極帯に対比している. NSO2-v27テフラの層準について, 阿部ほか(2022)は, スギ属(*Cryptomeria*)やハンノキ属(*Alnus*)の花粉化石が多産し, 楡井・本郷(2018)の*Cryptomeria-Fagus*超帯(MIS 15 ~ MIS 11/12)に対比している. ISJ-v30テフラの層準について, 桑原ほか(1985)は, スギ属(*Cryptomeria*)やハ

ンノキ属(*Alnus*)の花粉化石が多産すること, 花粉化石群集や珪藻化石群集の特徴, 並びに周辺の地下地質との対比から, 最終間氷期の地層である碧海層より古い更新統であると推定している. これら3つのテフラの層準は, スギ属(*Cryptomeria*)やハンノキ属(*Alnus*)の花粉化石が多産する点で似ており, テフラの相互対比を支持する.

上述したテフラの層準の年代層序を考慮して, 主に火山ガラスの屈折率, 化学組成から類似した広域テフラを選別すると, 房総半島中央部の千葉県長生郡長南町笠森周辺を模式地とする上総層群笠森層(徳橋・遠藤, 1984)に挟まるKs10テフラ及びKs18テフラ(河合, 1952; 町田ほか, 1980; 徳橋・遠藤, 1984; 水野・納谷, 2011; Kimura *et al.*, 2015; 七山ほか, 2016)のみが対比候補として挙げられる. そのため, 両テフラの分析を実施した.

本研究で分析に用いたKs10テフラの試料は、水野・納谷(2011)が分析した試料と同一で、千葉県長生郡長柄町針ヶ谷(第1図A)(北緯35°26'5.9", 東経140°12'28.7")の笠森層の露頭(5万分の1地質図幅「姉崎地域の地質」の範囲: 徳橋・遠藤, 1984)に挟まる層厚10~15 cmで、黄白~灰白色を呈した、細粒砂サイズのガラス質火山灰層である。本テフラは、火山ガラスを主体とする。火山ガラスの形態はバブルウォール型、スモールバブル型、平行型が多く、繊維型、スポンジ型も含まれる。重鉍物は普通角閃石が多く、直方輝石や単斜輝石も含まれる。火山ガラスの屈折率(n)は1.498~1.501である(第2表)。火山ガラスの主成分元素組成は、平均値でSiO₂が78.7 wt.%, FeO*が0.9 wt.%, CaOが1.1 wt.%, K₂Oは3.1 wt.%であった(第2表, 第3図)。微量元素組成は、平均値でBaが493 ppm, Srが83.4 ppmである(第3表)。また、Ks18テフラの試料は、水野・納谷(2011)が分析した試料と同一で、千葉県長生郡長南町今泉(第1図A)(北緯35°25'3.8", 東経140°14'23.7")の笠森層の露頭(5万分の1地質図幅「姉崎地域の地質」の範囲: 徳橋・遠藤, 1984)に挟まる層厚15 cmで、黄灰~灰白色を呈した、細粒砂サイズのガラス質火山灰層である。本テフラは、火山ガラスを主体とする。火山ガラスの形態ではバブルウォール型、スモールバブル型、平行型、繊維型のどのタイプもほぼ等量含まれる。重鉍物は普通角閃石が多く、直方輝石も含まれ、単斜輝石がわずかに認められる。火山ガラスの屈折率(n)は1.499~1.502である(第2表)。火山ガラスの主成分元素組成は、平均値でSiO₂が78.5 wt.%, FeO*が1.0 wt.%, CaOが1.1 wt.%, K₂Oは3.6 wt.%であった(第2表, 第3図)。微量元素組成は、平均値でBaが547 ppm, Srが78.4 ppmである(第3表)。このように、房総半島のKs10テフラとKs18テフラの分析値と西三河平野のHKNI-v27テフラ, NSO2-v27テフラ, ISJ-v30テフラの分析値はよく似ており(第2表, 第3表, 第3図)、対比できる可能性が高い。しかし、水野(2001)や町田・新井(2003)や水野・納谷(2011)などが指摘しているように、Ks10テフラとKs18テフラは、火山ガラスの屈折率や主成分・微量元素組成などの特徴が極めてよく似ており、両者の識別は難しい。

4.2 TK1-v18テフラとAso-3テフラ

TK No.1コアのユニットB最下部の礫層直上の泥層中の深度18.15~18.16 mに、層厚1 cmのガラス質火山灰層(TK1-v18テフラ)が認められた(第2図)。本テフラは、火山ガラスと長石を主体とし、石英や重鉍物が含まれる。火山ガラスの形態は、無色透明や薄い褐色のバブルウォール型、スモールバブル型や平行型のほか、褐色や黒色のスポンジ型や繊維型のガラスを主体とする。ガラスはやや風化し、平板状のガラス表面に細かい円形の穴が開いたものが多い。また暗褐色~黒色のものは微斑晶

を含むもの、長石粒の表面に不定形をなして付着するもの、全体が不定形であるものもみられる。重鉍物は、直方輝石や単斜輝石を主体とする。本テフラは、SiO₂が64 wt.%前後の火山ガラスとSiO₂が71 wt.%前後の火山ガラスが、それぞれ屈折率や主成分元素組成、微量元素組成の分析値が明瞭に異なるクラスターを形成する。以下では、SiO₂が低い値を示すガラス片のグループをクラスター1、SiO₂が高い値を示すガラス片のグループをクラスター2として、それぞれ記載する。火山ガラスの屈折率(n)は、クラスター1は1.534~1.545でクラスター2は1.513~1.516である(第2表)。火山ガラスの主成分元素組成は、クラスター1の平均値で、SiO₂が64.1 wt.%, FeO*が5.3 wt.%, CaOが4.2 wt.%, K₂Oは3.8 wt.%である(第2表, 第3図)。また、クラスター2の平均値で、SiO₂が70.6 wt.%, FeO*が2.2 wt.%, CaOが1.7 wt.%, K₂Oは5.1 wt.%である。微量元素組成は、クラスター1の平均値で、Baが700 ppm, Srが497 ppmであった(第3表)。また、クラスター2の平均値で、Baが880 ppm, Srが236 ppmであった。

TK1-v18テフラの特徴は高屈折率の火山ガラスが2つのクラスターに分かれるのが大きな特徴であり、そのような特徴を持つ広域テフラには、Aso-3テフラと阿蘇2(Aso-2)テフラがある(町田・新井, 2003; 長橋ほか, 2004, Kimura *et al.*, 2015)。両テフラは、火山ガラスの屈折率や化学組成の値で識別が可能であり(吉川・井内, 1991; 長橋ほか, 2004), Aso-3テフラが最も類似したテフラである。

Aso-3テフラの降下火山灰試料については、筆者らは良質なものを所有していないため、大分県大分市横尾の中位I段丘堆積物(5万分の1地質図幅「大分地域の地質」の範囲: 吉岡ほか, 1997)に挟まる主として火砕流堆積物と考えられる試料を用いて比較した。阿蘇3サイクルは下位よりAso-3W(降下軽石層), 3A(火砕流堆積物), 3B(火砕流堆積物), 3C(火砕流堆積物)に区分され(小野ほか, 1977), 5万分の1地質図幅「大分地域の地質」の範囲ではAso-3B火砕流堆積物が中位段丘堆積物の下位に認められている(吉岡ほか, 1997)。分析試料の採取位置(第1図A)は、北緯: 33°11'51.7", 東経: 131°40'4.1"で、この露頭では段丘堆積物と考えられる礫層に挟まれて、下位より厚さ約6 cmの降下軽石層, 厚さ10 cmの火山灰層, 厚さ100~250 cmの軽石とスコリア片を含む火砕流堆積物が観察され、下部と上部はAso-3W, Aso-3Bと考えられる。両者の間の火山灰層は、Aso-3A火砕流の降下火山灰とAso-3B火砕流の降下火山灰のどちらかに相当する可能性があるが、ここでは後述するように火山ガラスの屈折率や化学組成がAso-3Bとは異なるため、Aso-3A降下火山灰と解釈した。分析試料はAso-3Aと解釈される火山灰層(以降、試料名を阿蘇3A?テフラサンプルと呼ぶ)、Aso-3B火砕流堆積物のマトリックスに相当する火山灰部

分(以降、試料名を阿蘇3Bテフラサンプルと呼ぶ)を用いた。

阿蘇3A?テフラサンプルは、灰色を呈する火山灰層であり、細粒～中粒砂サイズの火山ガラスを主体とする。火山ガラスは顕微鏡下では褐色を帯びており、その形態はバブルウォール型、平行型、スモールバブル型が多く、繊維型、スポンジ型も含まれる。また、濃い褐色～黒色を呈した不発泡なものや長石の微結晶を含むものがごく少量含まれる。火山ガラスの屈折率(n)は1.513～1.515の範囲が大部分を占め、1.535～1.537を示すものがごく少量認められる(第2表)が、屈折率が高いものは濃い褐色や黒色を呈すものに多い。重鉍物は単斜輝石がやや多く、直方輝石も含まれる。火山ガラスの主成分元素組成は、平均値で SiO_2 が70.8 wt.%, FeO^* が2.2 wt.%, CaO が1.7 wt.%, K_2O は5.2 wt.%であった(第2表, 第3図)。微量元素組成は、平均値でBaが826 ppm, Srが225 ppmである(第3表)。屈折率が高い火山ガラス粒子は含有率がかなり低いため、化学組成分析の対象としていない。

阿蘇3Bテフラサンプルは、灰色～暗灰色～暗褐色を呈する火砕流堆積物の火山灰部分で、粒径3 cm以下の灰色軽石や黒色スコリア、5 mm以下の黒曜石片などを含む。マトリックス部分は火山ガラス片を主体とする。火山ガラスは平行型、スモールバブル型を示し顕微鏡下では無色透明または薄い褐色を呈するものと、褐色を呈する不定形、スポンジ型、あるいは黒色でスポンジ型のもの、長石粒に黒色不定形のガラスが付着したものなどがみられる。火山ガラスの屈折率(n)は、1.536～1.554と高い粒子は褐色あるいは黒色が多く、1.514～1.516と低い粒子は、無色透明あるいは薄い褐色が多い。重鉍物は単斜輝石が多く、直方輝石も比較的多く、そのほかにわずかに普通角閃石が含まれる。火山ガラスの化学組成は、 SiO_2 が63 wt.%前後のものや SiO_2 が71 wt.%前後のものが、それぞれ主成分元素組成と微量元素組成の分析値が明瞭に異なるクラスターを形成するため、前者をクラスター1、後者をクラスター2として、それぞれ記載する。火山ガラスの主成分元素組成は、クラスター1の平均値で、 SiO_2 が62.6 wt.%, FeO^* が6.1 wt.%, CaO が5.0 wt.%, K_2O は3.4 wt.%である(第2表, 第3図)。また、クラスター2の平均値で、 SiO_2 が70.7 wt.%, FeO^* が2.3 wt.%, CaO が1.7 wt.%, K_2O は5.2 wt.%である。微量元素組成は、クラスター1の平均値で、Baが594 ppm, Srが454 ppmであった(第3表)。また、クラスター2の平均値で、Baが819 ppm, Srが230 ppmであった。これらの分析値は、前述した阿蘇3A?テフラサンプルの分析値と比較すると、クラスター2の分析値と類似している。

次に、Aso-3テフラの降下火山灰に関する既存研究(例えば、長橋ほか, 2004, 2007)の分析値との比較を行った。これまで、琵琶湖の高島沖コア(第1図A)ではBT39テフラがAso-3B火砕流、BT40～41テフラがAso-3A火砕流

に対比され(長橋ほか, 2004)、大阪湾沿岸の六甲アイランドコアではKoyo-IテフラがAso-3A火砕流にKoyo-IIテフラがAso-3B火砕流に対比され(長橋ほか, 2004)、長野県の高野層ボーリングコア(第1図A)ではTK3840テフラがAso-3テフラに対比されている(長橋ほか, 2007)。これらの分析値は第3図と第4表に示した。BT39テフラとKoyo-IIテフラの SiO_2 が高めのクラスターはAso-3A火砕流に由来する可能性も指摘されている(長橋ほか, 2004)。長橋ほか(2004, 2007)では、BT39テフラやKoyo-IIテフラ、TK3840テフラの主成分元素組成については、 SiO_2 が63 wt.%前後の火山ガラスと SiO_2 が70 wt.%前後の火山ガラスで分析値が明瞭に異なることから、それぞれ分けて記載されている。そのため、本研究では、前述したTK1-v18テフラと阿蘇3Bテフラサンプルと同様に、 SiO_2 が低い値を示すガラス片のグループをクラスター1、 SiO_2 が高い値を示すガラス片のグループをクラスター2として、それぞれ第3図と第4表で分けて示す。長橋ほか(2004, 2007)がAso-3テフラに対比したBT39～41テフラ、TK3840テフラの主成分元素組成の分析値は著者らが採取したAso-3テフラの分析値とほぼ一致する(第3図)。本研究で分析した大分のAso-3テフラでは、阿蘇3A?テフラサンプルは、TK1-v18テフラのクラスター2と主成分元素組成がほぼ一致する。また、阿蘇3Bテフラサンプルは、TK1-v18テフラと同じく、屈折率や主成分元素組成が異なる2つのクラスターに分かれ、両テフラのクラスター同士の分析結果はほぼ一致する。TK1-v18テフラは、阿蘇3Bテフラサンプルに似る一方、阿蘇3A?テフラサンプルと阿蘇3Bテフラサンプルが混在したものと判断も可能である。いずれにせよ、TK1-v18テフラは、Aso-3テフラに対比できる可能性が高い。

4.3 TK1-v23テフラとKktテフラ

TK No.1コアの深度21.8～23.8 mの泥層中に、極細粒砂～細粒砂サイズに揃えた鉍物粒子のうち、火山ガラスの粒子数の比率が2%程度の濃集層(TK1-v23テフラ)が認められた(第2図)。TK1-v23テフラの上下の泥層には、火山ガラスがほとんど含まれないため、深度21.8～23.8 mには火山ガラスが有意に濃集しているといえる。

顕微鏡下で観察できる火山ガラスは、無色透明のバブルウォール型がほとんどであり、スモールバブル型が少量混じる。火山ガラスの屈折率(n)は1.499～1.502である(第2表)。火山ガラスの主成分元素組成は、平均値で SiO_2 が76.9 wt.%, FeO^* が1.3 wt.%, CaO が1.1 wt.%, K_2O は4.3 wt.%であった(第2表, 第3図)。微量元素組成は、平均値でBaが566 ppmで、Srが80.0 ppmである(第3表)。

TK1-v23テフラと火山ガラスの屈折率、化学組成が類似する広域テフラを既存カタログ(町田・新井, 2003; 吉川ほか, 2000; 長橋ほか, 2004; Kimura *et al.*, 2015)

第4表 琵琶湖高島沖コアと長野県高野層コアでAso-3テフラに対比されたテフラの火山ガラスの主成分元素組成. 分析値は, 上段が平均値, 下段が標準偏差である. 分析値は, 長橋ほか(2004, 2007)に基づく.

Table 4 Major element composition of tephra, found in Takashimaoki core (Lake Biwa) and Takano Formation core (Nagano), correlated to Aso-3 tephra. The measurements are shown mean value (upper row) and standard deviation (lower row). The measurements are based on Nagahashi *et al.* (2004, 2007).

Tephra	Sampling location	Major element upper: mean wt.%, lower: standard deviation										correlation	Reference		
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	number				
BT39 (C1)	Lake Biwa	62.62	0.94	16.47	5.77	0.17	1.94	4.68	3.90	3.51	4	Aso-3B			
		0.76	0.12	0.06	0.30	0.10	0.20	0.27	0.14	0.17					
BT39 (C2)		70.04	0.70	15.65	2.44	0.06	0.56	1.75	4.10	4.70	3				
		0.21	0.08	0.14	0.11	0.08	0.02	0.11	0.10	0.10					
BT40		68.67	0.79	15.92	2.91	0.11	0.73	2.25	4.05	4.55	15			Aso-3A	
		0.23	0.12	0.15	0.14	0.08	0.08	0.08	0.11	0.08					
BT41		68.73	0.75	15.93	2.79	0.08	0.76	2.26	4.13	4.56	15			Aso-3A	Nagahashi <i>et al.</i> (2004)
		0.30	0.16	0.17	0.17	0.09	0.08	0.16	0.12	0.11					
Koyo-II (C1)		Kobe City, Hyogo Pref.	63.17	0.91	16.61	5.47	0.16	1.74	4.52	3.92	3.50			5	Aso-3B
			0.68	0.21	0.20	0.31	0.08	0.19	0.18	0.10	0.13				
Koyo-II (C2)	69.93		0.62	15.73	2.47	0.10	0.62	1.82	4.07	4.64	10				
	0.39		0.10	0.18	0.25	0.09	0.06	0.15	0.20	0.08					
Koyo-I	70.12		0.60	15.65	2.43	0.09	0.60	1.72	4.10	4.67	14	Aso-3A			
	0.55		0.09	0.19	0.26	0.07	0.11	0.14	0.11	0.12					
TK3840 (C1)	Nagano City, Nagano Pref.		63.12	0.87	16.38	5.66	0.19	1.76	4.19	4.10	3.72	16	Aso-3	Nagahashi <i>et al.</i> (2007)	
			1.12	0.08	0.17	0.67	0.07	0.24	0.44	0.15	0.21				
TK3840 (C2)			69.70	0.66	15.49	2.56	0.10	0.57	1.75	4.23	4.94	3			
			0.28	0.12	0.03	0.18	0.03	0.05	0.11	0.16	0.15				

C1: Cluster 1, C2: Cluster 2

から探すと, Kktテフラ(町田・新井, 2003)が最も類似している. Kktテフラの試料は, 愛知県渥美半島の中期更新世渥美層群豊橋層中でKktテフラに対比されたIkb-1テフラ(中島ほか, 2008)を用いた. 豊橋層は, 豊南礫部層, 寺沢泥部層, 杉山砂部層, 天伯原礫部層に区分される(中島ほか, 2008). 中島ほか(2008)は, このうち, 豊橋層寺沢泥部層の下部から, ガラス質のテフラ層を発見し, Ikb-1テフラと命名した. 本研究では, 豊橋市伊古部町の露頭(中島ほか, 2008のLoc.8, 第1図A)で採取された試料を用いた. 採取したテフラは, この露頭では, 砂質シルト層に挟在する最大層厚3 cmのレンズ状の産状を呈し, 細粒砂サイズのガラス質火山灰層で, 灰白色を呈する. 本テフラは火山ガラスを主体とする. 火山ガラスの形態はバブルウォール型が多く, スモールバブル型も含まれ, 繊維型もわずかにみられる. 重鉱物は直方輝石, 普通角閃石が多く, わずかに黒雲母や単斜輝石も含まれるが, 黒雲母はコンタミネーションの可能性はある. 火山ガラスの屈折率(n)は1.501~1.503である(第2表). 火山ガラスの主成分元素組成は, 平均値でSiO₂が76.8 wt.%, FeO*が1.3 wt.%, CaOが1.1 wt.%, K₂Oは4.4

wt.%であった(第2表, 第3図). 微量元素組成は, 平均値でBaが619 ppm, Srが81.1 ppmである(第3表). これらの値はTK1-v23テフラと非常によく似ており, 対比される可能性が高い.

4.4 N214-v30テフラとAta-Thテフラ

N214コアの深度30.20~30.35 mに, 白色のガラス質火山灰層(N214-v30テフラ)が認められる(第2図). 本コアは, ペネ試料のため, 火山灰の正確な層厚は不明である. 本テフラは, 火山ガラスを主体とするが, 長石や石英も少量含む. 火山ガラスの形態は, 無色透明のバブルウォール型や平行型, スモールバブル型が含まれ, スポンジ型や繊維型も少し混じる. 重鉱物は, 黒雲母と普通角閃石がみられる. 火山ガラスの屈折率(n)は1.497~1.501である(第2表). 火山ガラスの主成分元素組成は, 平均値でSiO₂が78.4 wt.%, FeO*が0.9 wt.%, CaOが1.2 wt.%, K₂Oは3.2 wt.%であった(第2表, 第3図). 微量元素組成は, 平均値でBaが467 ppmで, Srが80.6 ppmである(第3表).

このテフラの火山ガラスの屈折率や化学組成について,

類似している広域テフラを挙げると、始良-Tnテフラ：ATテフラ(町田・新井, 2003; 長橋ほか, 2004), Ata-Thテフラ(町田・新井, 2003; 長橋ほか, 2004), 大阪地域の前～中期更新世大阪層群に挟まる今熊IIテフラ, アズキテフラの1 m下位のテフラ(吉川ほか, 2000)がある。

それらのテフラの火山ガラスの各元素組成を詳しく比較すると、Ata-Thテフラが最もよく類似している。Ata-Thテフラの試料は、浜名湖東岸地域の中期更新世浜松層に挟まり、Ata-Thテフラに対比されているHa-3テフラ(杉山, 1991)を用いた。浜松層は、下位から、都田礫層、天満平泥層、細江礫層、佐浜泥層及び鴨江礫層に区分されている(武藤, 1987; 杉山, 1991)。Ha-3テフラはこのうち、細江礫層に挟在している(杉山, 1991, 1996)。本研究で分析に用いた試料の採取位置は、浜名湖東岸の静岡県浜松市北区細江町気賀の露頭(第1図A)であり、詳細な露頭位置は杉山(1991, 1996)に記載がある。採取したテフラは、この露頭では、細江礫層に挟在する層厚1 m以上の砂質シルト～礫まじりシルト層に挟まれており、層厚は約20 cm、シルト～細粒砂サイズの火山灰である(杉山, 1991, 1996)。本テフラは火山ガラスを主体とする。火山ガラスの形態はバブルウォール型が多く、平行型、スモールバブル型も含まれる。重鉱物は普通角閃石が多く、わずかに直方輝石、単斜輝石も含まれる。火山ガラスの屈折率(n)は1.497～1.501である(第2表)。火山ガラスの主成分元素組成は、平均値でSiO₂が78.3 wt.%, FeO*が1.0 wt.%, CaOが1.2 wt.%, K₂Oは3.2 wt.%であった(第2表, 第3図)。微量元素組成は、平均値でBaが482 ppmで、Srが79.5 ppmである(第3表)。これらの値はN214-v30テフラと類似しており、両テフラは対比される可能性が高い。

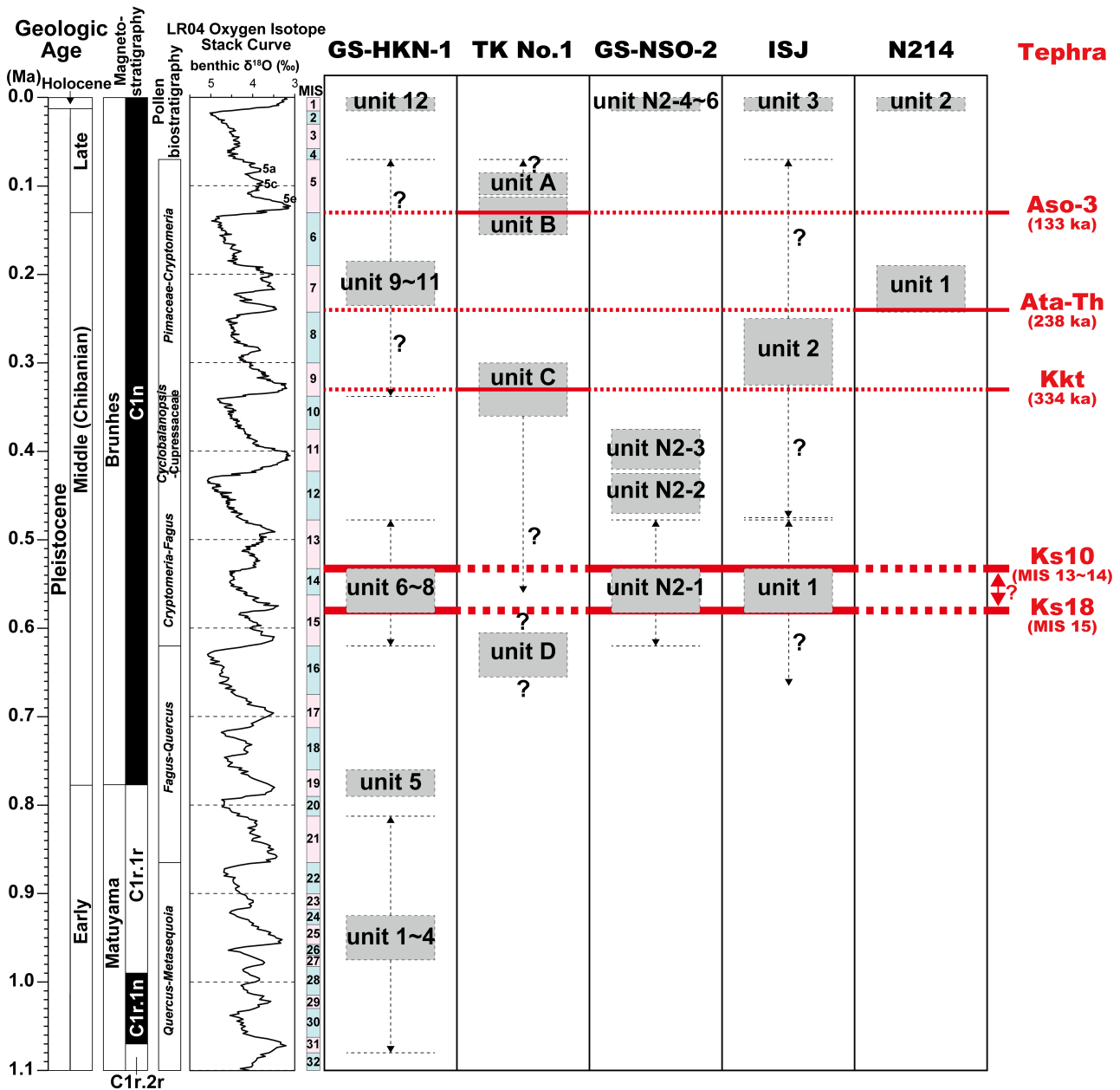
5. 広域テフラ対比から明らかになった西三河平野地下更新統の年代観・層序

本研究で対比されたAso-3テフラ, Ata-Thテフラ, Kktテフラの年代について、長橋ほか(2004)は、琵琶湖高島沖コアの堆積速度に基づき、133 ka, 238 ka, 334 kaと推定している。これらのテフラの年代は、汎世界的海水準変動の指標として用いられている海洋酸素同位体比曲線(例えばLR04 スタック; Lisiecki and Raymo, 2005)と比較すると、MIS 5eの海進初期, MIS 7の高海面期, MIS 9の高海面期に対応する(第4図)。また、Ks10テフラとKs18テフラは、それぞれMIS 13～MIS 14とMIS 15に対比されている(中里ほか, 2003; Okuda *et al.*, 2006)。テフラの年代と海洋酸素同位体ステージ(MIS)との対比に基づくと、GS-HKN-1コアのユニット7とGS-NSO-2コアのユニットN2-1, ISJコアのユニット1の上部はMIS 13～MIS 15, TK No.1コアのユニットCの上部はMIS 9, N214コアのユニット1はMIS 7, TK No.1コアのユニットBはMIS 5eに形成された可能性が高い(第4図)。

以上の火山灰対比・編年及び、既存の花分析結果(桑原ほか, 1985; 阿部ほか, 2019, 2022)や古地磁気測定結果(羽田ほか, 2022)に基づき、各コアの地層とMISとの対応を再検討する(第4図)。

GS-HKN-1コアについては、最下部のユニット1は松山逆磁極帯の正磁極垂帯のいずれかに対比され则认为されている(羽田ほか, 2022)がMISとの対比は明確ではない。ユニット2～5は、花粉化石層序から楡井・本郷(2018)の*Fagus-Quercus*超帯(MIS 21～MIS 15/16)に対比され(阿部ほか, 2019)、古地磁気層序から松山逆磁極帯に対比されているため(羽田ほか, 2022)、MIS 19～MIS 21に対比されると考えられる。さらにユニット5の最上部には松山-ブルン境界に対比される古地磁気逆転境界が位置することから、ユニット5の上部はMIS 19に対比される。ユニット7は、Ks10テフラ(MIS 13～MIS 14)もしくはKs18テフラ(MIS 15)に対比可能なテフラ(HKN1-v27テフラ)が挟在する。また、阿部ほか(2019)はユニット6～8から、スギ属(*Cryptomeria*)やブナ属(*Fagus*)の花分析化石が多産することを報告しており、楡井・本郷(2018)の*Cryptomeria-Fagus*超帯(MIS 15～MIS 11/12)に対比できる可能性がある。そのため、ユニット6～8は、MIS 13～MIS 15に対比され、MIS 16～MIS 18の地層は欠如していると考えられる。ユニット9～11は、MISとの正確な対応は不明だが、阿部ほか(2019)の花分析化石群集に基づく、コナラ属アカガシ亜属(*Cyclobalanopsis*)の多産で特徴づけられる*Cyclobalanopsis-Cupressaceae*超帯(MIS 11～MIS 9/10)に対比される地層は欠如しており、MIS 9より新しい更新統に対比されると考えられる。ユニット12は放射性炭素年代値から、MIS 1に対比される可能性が高い(阿部ほか, 2019)。

TK No.1コアについては、最下部のユニットDはMISとの対応は不明である。ユニットC上部の海成層はKktテフラ(MIS 9)に対比されるテフラ(TK1-v23テフラ)が挟在することから、MIS 9に対比される可能性が高い。一方で、ユニットC下部の砂層～砂礫層はMISとの対応は不明である。ユニットBは、最下部の砂礫層より上位の泥層～砂層は、Aso-3テフラ(MIS 5e)に対比可能なテフラ(TK1-v18テフラ)が挟在し、MIS 5eに対比される可能性が高い。ユニットB最下部の砂礫層は、下位のユニットC上部の海成層がMIS 9に対比されることから、MIS 6の河成層と推定される。本コアでは、ユニットBがMIS 6～MIS 5e, ユニットC上部がMIS 9に対比されることから、MIS 7～MIS 8の地層は欠如していると考えられる。ユニットAは、碧海面直下の段丘構成層に対比される(阿部ほか, 2019)。碧海面の段丘構成層からは、本コアよりも内陸部で、K-Tzテフラ(9.4万年前; 長橋ほか, 2004)やAso-4テフラ(8.7万年前; 長橋ほか, 2004)に対比されるクリプトテフラが報告されている(森山ほ



第4図 GS-HKN-1, TK No.1, GS-NSO-2, ISJ, N214コアの層序概要と火山灰層序. 花粉化石層序とMISとの対比は、楡井・本郷(2018)に基づく。海洋酸素同位体曲線は、Lisiecki and Raymo (2005)に基づく。地質年代と地磁気極性はGibbard and Head (2020)とOgg *et al.* (2020)を簡略化した。広域テフラの堆積年代及びMISとの対比は、中里ほか(2003)、長橋ほか(2004)、Okuda *et al.* (2006)に基づく。

Fig. 4 Stratigraphic summary of GS-HKN-1, TK No.1, GS-NSO-2, ISJ and N214 cores and tephra stratigraphy. Correlation between pollen biostratigraphy and MIS is after Nirei and Hongo (2018). Marine oxygen isotope stack curve is based on Lisiecki and Raymo (2005). Geologic age and geomagnetic polarity chrons are simplified from Gibbard and Head (2020) and Ogg *et al.* (2020). Depositional ages and correlation to MIS of widespread tephra are based on Nakazato *et al.* (2003), Nagahashi *et al.* (2004), and Okuda *et al.* (2006).

か、1996；牧野内ほか，2003)。そのため、ユニットAは、MIS 5c～MIS 5a頃に対比される可能性があるが、本コアではこれらのテフラの存在が不明なため、正確な段丘の離水年代は不明である。

GS-NSO-2コアについては、基盤岩に重なるユニット

N2-1は、Ks10テフラ(MIS 13～MIS 14)もしくはKs18テフラ(MIS 15)に対比可能なテフラ(NSO2-v27テフラ)が挟在する。また、阿部ほか(2022)は、ユニットN2-1について、スギ属(*Cryptomeria*)の花粉化石が多産することや、コナラ属コナラ亜属(*Quercus* subgen. *Lepidobalanus*)

の花粉化石がほとんど含まれないこと、上位のユニットN2-2の花粉化石群集などから、楡井・本郷(2018)の*Cryptomeria-Fagus*超帯(MIS 15～MIS 11/12)に対比している。そのため、ユニットN2-1はMIS 13～MIS 15に対比されると考えられる。ユニットN2-3は、コナラ属アカガシ亜属(*Quercus* subgen. *Cyclobanopsis*)の花粉化石が30～70%と高率を占める(阿部ほか, 2022)。MIS 11でのコナラ属アカガシ亜属(*Quercus* subgen. *Cyclobanopsis*)の多産は、中部日本の中期更新世で最も有効な花粉生層序層準である(楡井・本郷, 2018)。西三河平野と同じく、伊勢湾沿岸に位置する濃尾平野や渥美半島においても、コナラ属アカガシ亜属(*Quercus* subgen. *Cyclobanopsis*)の多産層準は、MIS 11に対比されている(吉野ほか, 1980; 杉山, 1991)。以上から、ユニットN2-3は、MIS 11に対比される可能性が高い。ユニットN2-2は、MISとの対応関係を示す直接的な証拠はないが、ユニットN2-1とユニットN2-3との層位関係からMIS 12に対比される可能性がある。ユニットN2-4～N2-6は、放射性炭素年代値からMIS 1に対比される(阿部ほか, 2022)。

ISJコアについては、東海層群と考えられる固結した堆積岩に重なるユニット1は、最上部にKs10テフラ(MIS 13～MIS 14)もしくはKs18テフラ(MIS 15)に対比可能なテフラ(ISJ-v30テフラ)が挟在する。また、最上部は、スギ属(*Cryptomeria*)やハンノキ属(*Alnus*)、ブナ属(*Fagus*)の花粉化石が多産することから(桑原ほか, 1985)、楡井・本郷(2018)の*Cryptomeria-Fagus*超帯(MIS 15～MIS 11/12)に対比される可能性がある。以上から、ユニット1は、上部の貝殻片を含む海成層はユニット13～15を含む可能性があるが、下部～中部はMISとの対応は不明である。ユニット2は、ユニット1との層位関係から、MIS 13～MIS 15より新しい更新統と考えられるが、詳細は不明である。ユニット3は、桑原ほか(1985)は沖積層に対比している。

N214コアについては、ユニット1はAta-Th (MIS 7)に対比可能なテフラ(N214-v30テフラ)が挟在することから、MIS 7に対比される。また、深度7.85 mより上位の層準(ユニット2)に分布するN値が2～3の軟弱な泥層は沖積層に対比されると考えられる。

以上の各コアの検討から、沖積層を除くと、GS-HKN-1コアではMIS 21以前に2層準、MIS 19とMIS 13～MIS 15、TK No.1コアではMIS 9、MIS 5e、GS-NSO-2コアではMIS 11、ISJコアではMIS 13～MIS 15、N214コアではMIS 7に形成された海成層が少なくとも含まれ、地点ごとで含まれる海成層の年代が異なる。また、コアごとで地層が欠如している年代が異なる。これらの結果は、従来考えられてきた、西三河平野では中期更新世以降は継続的な沈降運動が続くことで、海水準変動に伴う海進・海退により海成層と非海成層が整合的に重なったという、濃尾平野と類似した比較的シンプルな地下

層序モデル(森山ほか, 1997; 牧野内ほか, 2011)は当てはまらず、断続的な沈降運動に伴う侵食・堆積の繰り返しによる複雑な地下層序に対する考え方(桑原ほか, 1985)が本平野の実態に近いことを示唆する。今後、各コアで観察された海成層や不整合の空間的広がりについて検討していくことで、本平野の地下地質層序の実態がより詳細に明らかになっていくことが期待される。

謝辞：本研究は、産業技術総合研究所地質調査総合センターの重点課題である「伊勢湾・三河湾沿岸域の地質・活断層調査」の一環として実施した。GS-HKN-1コアとGS-NSO-2コアの掘削に際しては、碧南市経済環境部農業水産課、西尾市建設部公園緑地課、愛知県西三河建設事務所西尾支社管理課、及び土地所有者に多大な便宜を図っていただいた。TK No.1コアの提供に際しては、愛知県防災局防災危機管理課と名城大学の牧野内猛名誉教授に大変お世話になった。一色地盤沈下観測井コアの観察とサンプリングに際しては、愛知県環境局環境政策部水大気環境課に多大な便宜を図って頂いた。矢作川浄化センターコアのサンプリングに際しては、愛知県西三河建設事務所都市施設整備課に大変お世話になった。ボーリングコアや火山灰の処理に際しては、地質情報研究部門の國本節子氏にご協力いただいた。本研究を進めるにあたり、産業技術総合研究所地質情報研究部門の中島礼博士には、多くのご指導、ご助言を頂いた。以上の方々に深く感謝いたします。

文 献

- 阿部朋弥・中島 礼(2018)西三河平野南西部における高浜断層沿いの地下地質(予報). 地質調査総合センター速報, no. 76, 29-43.
- 阿部朋弥・中島 礼・納谷友規(2019)西三河平野南西部、油ヶ淵低地におけるボーリング調査. 地質調査総合センター速報, no. 79, 71-86.
- 阿部朋弥・納谷友規・水野清秀・中島 礼(2022)矢作川下流低地中西部におけるボーリング調査. 地質調査総合センター速報, no. 83, 77-94.
- 愛知県(1996)加木屋断層、高浜撓曲崖及びその周辺の断層に関する調査. 平成7年度地震調査研究交付金成果報告書, 愛知県, 311p.
- 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.
- 古澤 明・大木公彦・宮脇理一郎(2018)火山ガラスの主成分および微量元素組成による鹿児島市永田川河

- 口部で掘削されたボーリングコアに挟まれる火砕流堆積物の識別. 地質学雑誌, **124**, 435-447.
- Gibbard, P. L. and Head, M. J. (2020) Chapter 30, The Quaternary Period. In Gradstein, F. M. *et al.* eds. *Geologic Time Scale 2020*, 1217-1255. Elsevier, Amsterdam.
- Haneda, Y., Okada, M., Sukanuma, Y. and Kitamura, T. (2020) A full sequence of the Matuyama-Brunhes geomagnetic reversal in the Chiba composite section, Central Japan. *Progress in Earth and Planetary Science*, **7**, 44. doi: 10.1186/s40645-020-00354-y
- 羽田裕貴・中谷是崇・水野清秀(2022)西三河平野西南部油ヶ淵低地下の更新統古地磁気層序. 地質調査研究報告, **73**, 1-17.
- 石田志朗・横山卓雄(1969)近畿・東海地方の鮮新・更新統火山灰層序, 及び古地理・構造発達史を中心とした諸問題—近畿地方の新期新生代層の研究その10—. 第四紀研究, **8**, 31-43.
- 糸魚川淳二・中山 清(1968)愛知県高浜町碧海層産の第四紀貝化石群. 貝類学雑誌, **27**, 62-75.
- 伊藤 剛・阿部朋弥・宮川歩夢(2020)西三河平野ボーリング試料に含まれる更新統の珪質岩礫から産出した中・古生代放射虫化石: 礫の供給源の推定. 第四紀研究, **59**, 105-116.
- 河井興三(1952)茂原ガス田西方周辺地域(茂原~鶴舞地域)の地質及び天然ガス. 石油技術協会誌, **17**, 1-21.
- 吉川清志(1990)ICP発光分析を用いたテフラの同定法とその応用. 地学雑誌, **99**, 734-757.
- 吉川清志・今井 登・奥村晃史・水野清秀(1989)火山ガラスのICP発光分析に基づくテフラ層の同定. 地質調査所月報, **40**, 1-18.
- Kimura, J. I., Nagahashi, Y., Satoguchi, Y. and Chang, Q. (2015) Origins of felsic magmas in Japanese subduction zone: Geochemical characterizations of tephra from caldera-forming eruptions <5 Ma. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **16**, 2147-2174, and Supporting Information. doi: 10.1002/2015GC005854
- 岸 清・宮脇理一郎(1996)新潟県柏崎平野周辺における鮮新世~更新世の褶曲形成史. 地学雑誌, **105**, 88-112.
- 桑原 徹(1980)伊勢湾周辺の中部更新統—その分布と断層地塊運動—. 第四紀研究, **19**, 149-162.
- 桑原 徹(1982)西三河地区(矢作古川流域)の地下地質と地盤沈下. 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書 第8報, 愛知県環境部, 95-136.
- 桑原 徹・吉野道彦・森 忍(1985)西三河地区(碧海盆地)の地下水盆構成について, 一色・碧南観測井の微化石分析結果による再検討. 地盤沈下の実態とその対策に関する調査研究報告書 第10報, 愛知県環境部, 29-56.
- Lisiecki, L. E. and Raymo, M. E. (2005) A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography*, **20**, PA1003. doi: 10.1029/2004PA001071
- 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・新井房夫・杉原重夫(1980)南関東と近畿の中部更新統の対比と編年—テフラによる一つの試み—. 第四紀研究, **19**, 233-261.
- 町田 貞・太田陽子・田中真吾・白井哲之(1962)矢作川下流域の地形発達史. 地理学評論, **35**, 505-524.
- 牧本 博・山田直利・水野清秀・高田 亮・駒澤正夫・須藤定久(2004)20万分の1地質図幅「豊橋及び伊良湖岬」, 産総研地質調査総合センター.
- 牧野内 猛(2001)猿投—境川断層. 愛知県の活断層その3(三河地域), 愛知県防災会議地震部会, 28-64.
- 牧野内 猛(2005)第1章 地形と地質. 新編安城市史11資料編 自然, 安城市, 2-92.
- 牧野内 猛・檀原 徹・山下 透・加藤麻衣・大石康雄・塚本将康・武邑圭司(2003)安城市の碧海台地(海成中位段丘)上に発達する赤色土壌のテフラ分析. 名城大学総合研究所総合学術研究論文集, **2**, 71-77.
- 牧野内 猛・加藤麻衣・大石康雄・塚本将康・武邑圭司・大島 武・杉浦 武(2011)愛知県安城市の地下地質. 地質学雑誌, **117**, 79-94.
- 横山次郎(1950)日本地方地質誌 中部地方. 朝倉書店, 東京, 233p.
- 水野清秀(2001)鮮新・更新統中の広域テフラから火山活動の場とその影響範囲の変化を探る. 月刊地球, **23**, 605-609.
- 水野清秀・納谷友規(2011)広域テフラ対比と海成層層準の認定に基づく関東平野中央部のボーリングコアの対比. 地質調査総合センター速報, no. 56, 121-132.
- 水野清秀・小松原 琢・脇田浩二・竹内圭史・西岡芳晴・渡辺 寧・駒澤正夫(2009)20万分の1地質図幅「名古屋」. 産総研地質調査総合センター.
- 森 忍(1971)瀬戸層群, 奄芸層群の火山灰層について—瀬戸層群の研究, その3—. 「中部地方の鮮新統および最新統(竹原平一教授記念論文集)」, 99-111.
- 森 忍(1984)愛知県碧南市地下における更新統のケイソウ群集. 瑞浪化石博物館研究報告, **11**, 93-99.
- 森山昭雄(1994)西三河平野, 碧海層の堆積構造と海水準変動. 地理学評論, **67A**, 723-744.
- 森山昭雄・渡辺 崇・鈴木毅彦(1996)西三河平野碧海層中の鬼界-葛原テフラ(K-Tz)の発見とその意義. 日本第四紀学会講演要旨集, **26**, 84-85.
- 森山昭雄・橋爪 厚・石原 秀(1997)化石ケイソウ群集

- による碧海層の堆積環境の変遷と油ヶ渚断層による変位. 愛知教育大学研究報告(自然科学編), **46**, 61-69.
- 武藤鉄司(1987)天竜川下流地方, 三方が原・磐田原台地の地質—現在の開析扇状地からの解釈. 地質学雑誌, **93**, 259-273.
- 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.
- 長橋良隆・佐藤孝子・竹下欣宏・田原敬治・公文富士夫(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, **46**, 305-325.
- 長橋良隆・中井聡子・吉川清志・奥平敬元・吉川周作・吉田武義(2015)火山ガラスの主成分・微量成分元素組成に基づくテフラ層の岩石学的特徴—大阪層群と琵琶湖高島沖コアに挟まるテフラ層の例—. 地球科学, **69**, 205-222.
- 中島 礼・水野清秀・古澤 明(2008)テフラ対比に基づく中部更新統渥美層群の堆積年代. 地質学雑誌, **114**, 70-79.
- 中島 礼・植木岳雪・山崎 徹・高木哲一・斎藤 眞(2021)豊田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅). 産総研地質調査総合センター, 91p.
- 中里裕臣・佐藤弘幸・奥田昌明・銚子コア研究グループ(2003)千葉県北東部犬吠層群250mコアのテフラ層序. 日本地質学会第110年学術大会講演要旨, 3.
- 納谷友規・阿部朋弥・水野清秀(2024)愛知県西三河平野における過去100万年間の浅海生珪藻化石群集の変遷. 地質調査研究報告, **75**, 21-59.
- 七山 太・中里裕臣・大井信三・中島 礼(2016)茂原地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 産総研地質調査総合センター, 101p.
- 楡井 尊・本郷美佐緒(2018)中部日本における前期末～中期更新世の花粉生層序. 第四紀研究, **57**, 143-155.
- Ogg, J. G. (2020) Chapter 5, Geomagnetic Polarity Time Scale. In Gradstein, F. M. et al. eds. *Geologic Time Scale 2020*, 159-192. Elsevier, Amsterdam.
- Okuda, M., Nakazato, H., Miyoshi, N., Nakagawa, T., Okazaki, H., Saito, S. and Taira, A. (2006) MIS11-19 pollen stratigraphy from the 250-m Choshi core, northeast Boso Peninsula, central Japan: Implications for the early/mid-Brunhes (400-780 ka) climate signals. *Island Arc*, **15**, 338-354. doi: 10.1111/j.1440-1738.2006.00533.x
- 小野晃司・松本徹夫・宮久三千年・寺岡易司・神戸信和(1977)竹田地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 156p.
- 小瀬知常(1929)知多半島の地形及地質. 地学雑誌, **41**, 338-345.
- 産総研地質調査総合センター(2022)20万分の1日本シームレス地質図V2. <https://gbank.gsj.jp/seamless> (閲覧日: 2022年10月5日)
- Smith, V. C., Staff, R. A., Blockley, S. P. E., Ramsey, C. B., Nakagawa, T., Mark, D. F., Takemura, K. and Danhara, T. (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. doi: 10.1016/j.quascirev.2013.01.026
- Sugai, T., Sato, T., Mizuno, K. and Sugiyama, Y. (2016) Magnitudes of sea-level falls at lowstands of the past 900,000 years inferred from gravels underlying the Nobi Plain, central Japan. *Quaternary International*, **397**, 422-435. doi: 10.1016/j.quaint.2015.11.145
- 杉山雄一(1991)渥美半島—浜名湖東岸地域の中期更新統—海進—海退サイクルとその広域対比—. 地質調査所月報, **42**, 75-109.
- 杉山雄一(1996)静岡県浜名湖東岸に分布する中期更新世テフラ. 第四紀露頭集—日本のテフラ, 日本第四紀学会, 249.
- 田村糸子・山崎晴雄・水野清秀(2005)前期鮮新世4.1 Ma頃の広域テフラ, 坂井火山灰層とその相当層. 地質学雑誌, **111**, 727-736.
- 徳橋秀一・遠藤秀典(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), 地質調査所, 136p.
- 東海農政局計画部資源課(1990)愛知県三河地域の地盤沈下(矢作川下流地区). 地盤沈下調査報告書・農業用地下水調査報告書, 農林水産省東海農政局, 136p.
- 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.
- 吉川周作・水野清秀・加藤茂弘・里口保文・宮川ちひろ・衣笠善博・三田村宗樹・中川康一(2000)神戸市東灘1,700mボーリングコアの火山灰層序. 第四紀研究, **39**, 505-520.
- 吉田史郎(1990)東海層群の層序と東海湖盆の古地理変遷. 地質調査所月報, **41**, 303-340.
- 吉岡敏和・星住英夫・宮崎一博(1997)大分地域の地質. 地域地質研究報告(5万分の1地質図幅), 地質調査所, 65p.
- 吉野道彦・酒井潤一・西村祥子(1980)濃尾平野佐屋・津島におけるボーリング・コアの花粉化石. 第四紀研究, **19**, 163-171.

(受 付 : 2023年4月25日 ; 受 理 : 2024年1月29日)

